

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه سندھ

دانشکده علوم زمین
رساله دکتری پترولوژی

پترولوژی، ژئوشیمی و زمین شناسی ایزوتوپی
مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان

نگارنده: سولماز بلوچی

استاد راهنما
دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور
دکتر حبیب الله قاسمی

دی ماه ۱۳۹۷

شماره: ۹۷۰۱۱۰۲

تاریخ: ۲۸/۱۱/۹۷

ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)
(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود خانم سولماز بلوچی دانشجوی دکتری رشته پترولوژی به شماره دانشجویی ۹۲۱۵۴۹۵ ورودی مهر ماه سال ۱۳۹۲ در تاریخ ۱۰/۱۱/۱۳۹۷ از رساله نظری/ عملی خود با عنوان: پترولوژی، ژئوشیمی و زمین شناسی ایزوتوپی مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان دفاع و با اخذ نمره ۱۹/۳۷ به درجه: عالی نائل گردید.

<input type="checkbox"/> الف) درجه عالی: نمره ۲۰-۱۹	<input checked="" type="checkbox"/> ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹ - ۱۷
<input type="checkbox"/> ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹ - ۱۵	<input type="checkbox"/> د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد
<input type="checkbox"/> ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبیه علمی	امضاء
۱	دکتر محمود صادقیان	استاد راهنما	دانشیار	
۲	دکتر حبیب ا. قاسمی	مشاور	استاد	
۳	دکتر قاسم قربانی	استاد مدعو خارجی	دانشیار	
۴	دکتر مریم شیخی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۵	دکتر مهدی رضایی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۶	دکتر مسعود علیپور	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	استادیار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای/خانم سولماز بلوچی بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: رئیس دانشکده
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تقدیم به پدر و مادر عزیزم

و همسر مهربانم

تقدیر و تشکر

سپاس خدای را که سخنوران، در ستودن او بمانند و شمارندگان، شمردن نعمت های او نداند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند. شکر شایان نثار ایزد منان که توفیق را رفیق راهم ساخت تا این رساله را به پایان برسانم. از دکتر محمود صادقیان که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ نمودند و زحمت راهنمایی این رساله را بر عهده گرفتند و از دکتر حبیب الله قاسمی که زحمت مشاوره این رساله را متقبل شدند، کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین قدردان پروفیسور مینگو جای، پروفیسور چولی لی و پروفیسور ژانگ یانبین (اعضای هیئت علمی انیستیتو علوم زمین و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین) که بخش ابزاری و آنالیزی این رساله را حمایت کردند، می باشم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین دکتر پرویز امیدی، مدیر گروه محترم دکتر جعفری و اساتید محترم دانشکده علوم، دکتر مریم شبیبی، دکتر رمضان رضانی اومالی، دکتر غلامحسین کرمی، دکتر مهدی رضایی، سرکار خانمها مهندس زهره فارسی و مهندس سودابه سعیدی، مهندس میرباقری، مهندس خانعلیزاده، مهندس محمدیان تشکر می نمایم. از دکتر قاسم قربانی کمال تشکر و سپاسگزاری را دارم.

همچنین از دوست عزیزم خانم دکتر فضیلت یوسفی که در تمام مراحل یاریم کرد تشکر می نمایم. از خانم گلشن نقدی پور، آقای محسن مباحثی، آقای مهرداد خلعتبری و خانم مرضیه ویس کرمی که در کارهای صحرائی و کارگاهی یاری رسانم بودند کمال تشکر را دارم. همچنین از دوستانم خانمها دکتر سکینه شکاری، فاطمه اسماعیلی، عاطفه علیپور، آسیه فضیلت و فاطمه آقاجانی و همچنین کلیه دانشجویان دکترای پترولوژی و دوستان عزیز که همواره در تمامی مراحل یاریم کردند کمال تشکر را دارم.

در نهایت از همسر عزیزم دکتر علی خرم سپاسگزارم که با صبرش در تمامی لحظات رفیق راه بود.

تعهدنامه

اینجانب **سولماز بلوچی** دانشجوی دوره دکتری رشته زمین‌شناسی گرایش **پترولوژی** دانشکده **علوم زمین** دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان** تحت راهنمایی **دکتر محمود صادقیان** متعهد می‌شوم:

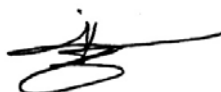
تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است. در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است. مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.

کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید. حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.

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 ۱۳۹۷/۱۰/۱۷



امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

مجموعه دگرگونی- آذرین جندق - عروسان (JAMIC) در ۳۵۰ کیلومتری شمال شرق استان اصفهان و در شرق شهر جندق واقع شده است. JAMIC بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است و در جنوب گسل بزرگ کویر رخنمون دارد. این مجموعه دارای طیف سنگ‌شناسی بسیار متنوعی شامل متاپلیت، متاسامیت، متابازیت، متاکربنات، کالکشیست و مجموعه افیولیتی است. چند توده کوچک مقیاس و کم‌وسعت گرانیتی (با سن نئوپروتروزوئیک‌پسین) درون JAMIC نفوذ کرده و جایگزین شده‌اند. همچنین تعدادی کمی توده نفوذی کوچک مقیاس گابرودیوریتی (با سن تریاس‌پسین) به همراه دایک و توده‌های نفوذی آکالی‌فلدسپار گرانیتی صورتی‌رنگ به درون JAMIC نفوذ کرده‌اند. مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک، و کرتاسه زیرین تا پالئوسن پوشیده شده است.

بر اساس نتایج دما - فشارسنجی صورت گرفته بر روی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها، به ترتیب دامنه دما - فشار برابر ۴۱۳ تا ۷۱۹ درجه سانتیگراد و فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلوبار و ۴۳۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلوبار (برای توقف تبدلات ژئوشیمیایی و تعادل نهایی فازهای کانایی) برای آنها به دست آمده است. این شرایط دما و فشار بیانگر شرایط دما و فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌بالایی است. در نهایت با پیشرفت دگرگونی، در بالاترین شرایط دمایی یا گرمایی دگرگونی، آناتکسی و میگماتیت‌زایی رخ داده است و در برخی موارد ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها به تولید توده‌های بیوتیت‌گرانیتی پرآلومین ضعیف نوع S منجر شده است.

سن‌سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های گارنت - اکتینولیت‌شیست، سنی برابر با $535/2 \pm 4/3$ میلیون سال و نتایج سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های بیوتیت‌گرانیت‌های کلانه قنبر، چاه‌زرد، آیراکان و دایک‌های آپلیتی آیراکان به ترتیب $537/6 \pm 3/1$ ، $535/4 \pm 3/2$ ، 545 ± 11 و $537/6 \pm 3/8$ است. همچنین سن محاسبه شده برای لوکوگابروهای وابسته به مجموعه افیولیتی حدود ۶۰۰ میلیون سال و سن آکالی‌فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ قطع‌کننده افیولیت‌ها برابر $536/1 \pm 4/8$ میلیون سال است. تمامی این سن‌ها معادل با نئوپروتروزوئیک‌پسین می‌باشند.

با توجه به سن تقریبی در نظر گرفته شده ۵۵۰ میلیون سال برای متابازیت‌ها، مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ برای نمونه‌های آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی به ترتیب ۰/۷۰۴۲ و ۰/۷۰۷۴ و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ۰/۵۱۲۲۰ و ۰/۵۱۲۰۷ است. مقادیر ϵNd به ترتیب برابر با (۲/۸۱ و ۵/۳۱) است. بیوتیت‌گرانیت‌های جندق - عروسان دارای مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ۰/۷۱۱۹ تا ۰/۷۱۳۱ و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ۰/۵۱۱۵۲ تا ۰/۵۱۱۵۸ هستند، این ویژگی‌ها، همراه با مقادیر منفی ϵNd (۷/۱۳- تا ۸/۱۸-) نشان می‌دهد که ذوب سنگ‌های نشأت گرفته از پوسته قاره‌ای بالایی حاصل شده‌اند.

نتایج تعیین سن U - Pb گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌ها بر روی زیرکن‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی ۲۲۱ تا ۲۱۳ میلیون سال پیش را برای آنها نشان می‌دهد که معادل تریاس‌پسین یا اواخر تریاس است. مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ گابرودیوریت‌ها به ترتیب برابر ۰/۷۰۸ و ۰/۷۰۶،

۰/۵۱۲۲۲ و ۰/۵۱۲۲۱ و برای آلکالی فلدسپار گرانیتهای صورتی رنگ ۰/۷۰۸ و ۰/۵۱۲۲۲ می باشد و با ماهیت گرانیتهائی نوع I آنها سازگاری دارد.

با توجه به بررسی مجموع شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، رژیم کشتی حاکم بر اواخر نئوپروتروزوئیک، به تشکیل حوضه‌های دریایی - اقیانوسی کم وسعت منجر شده است. توالی‌های رسوبی اولیه (سنگ‌های والد مجموعه دگرگونی جندق - عروسان) در طی یک رژیم تکتونیکی کشتی تشکیل شده‌اند و تا مرحله اقیانوس‌زایی پیش‌رفته‌اند. این حوضه‌های رسوبی، در یک بازه‌زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی سریع، بسته شده‌اند، دگرگون‌شده‌اند و سر انجام به صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی یا منشورهای بهم افزوده در آمده‌اند و یا بر روی سرزمین‌های قاره‌ای همجوار فرارنده شده‌اند.

بر اساس نتایج و شواهد به‌دست آمده برای گابرودیوریت‌ها و گرانیتهای می‌توان به این نتیجه رسید که در تریاس‌پسین، بخشی از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده واقع در بالای ورقه‌اقیانوسی نئوتتیس متحمل ذوب-بخشی‌شده و ماگماهای حاصل از ذوب آن، به سمت بالا صعود کرده و در اعماق مختلف مجموعه دگرگونی-آذرین پی‌سنگی جندق - عروسان به سن نئوپروتروزوئیک‌پسین جای‌گرفته و متحمل تبلور تفریقی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: متاپلیت، متابازیت، افیولیت، سن‌سنجی، نئوپروتروزوئیک، تریاس، منشورهای بهم‌افزوده، اصفهان، جندق، عروسان.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

الف: مقالات ISI و علمی - پژوهشی

- ۱- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، لی، چ.، (۱۳۹۶). "شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Nd-Sr گرانیتهای آیراکان" مجله علوم زمین خوارزمی، ۳ (۲)، ۱۳۹-۱۶۰.
- ۲- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، لی، چ.، یانین، ژ.، (۱۳۹۶) "شیمی کانی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی سنگهای آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال غرب خور) شاهدهی بر ماگماتیسیم تریاس پسین در پهنه ساختاری ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، (۴) ۸۲۷-۸۴۴.

ب: مقالات کنفرانسی

- ۱- بررسی رابطه بین پورفیروبلاست ها و زمینه در سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی آذرین جندق عروسان (شمال شرق استان اصفهان). بیست و چهارمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران. بهمن ماه ۱۳۹۵. دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ۲- ژئوشیمی تورمالینهای موجود در پگماتیت های مجموعه دگرگونی آذرین جندق عروسان. سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین. اسفند ماه ۱۳۹۵. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول: کلیات.....
۲	۱-۱ مقدمه.....
۴	۲-۱ موقعیت جغرافیایی.....
۴	۳-۱ راه‌های ارتباطی.....
۸	۴-۱ آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه جندق - عروسان.....
۸	۵-۱ زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژی).....
۹	۶-۱ زمین‌ساخت عمومی منطقه مورد مطالعه.....
۱۰	۷-۱ مطالعات پیشین.....
۱۵	۸-۱ اهداف مطالعه.....
۱۷	۹-۱ روش مطالعه.....
۱۷	۱-۹-۱ مطالعات کتابخانه‌ای.....
۱۷	۲-۹-۱ مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری.....
۱۸	۳-۹-۱ مطالعات آزمایشگاهی.....
۱۸	۱-۳-۹-۱ مطالعات پتروگرافی.....
۱۸	۲-۳-۹-۱ تجزیه شیمیایی سنگ کل.....
۱۹	۳-۳-۹-۱ آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها (مایکروپروب).....
۲۱	۴-۳-۹-۱ مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپی.....
۲۲	۱۰-۱ پردازش داده‌ها.....
۲۵	فصل دوم: زمین شناسی صحرایی.....
۲۶	۱-۲ مقدمه.....
۲۷	۲-۲ واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک پسین.....
۲۷	۱-۲-۲ متاپلیت‌ها.....
۳۵	۲-۲-۲ متاسندستون‌ها (متاسامیت‌ها) و متا گریوک‌ها.....
۳۶	۳-۲-۲ کالک شیست‌ها و متاکرینات‌ها.....
۴۰	۴-۲-۲ متابازیت‌ها.....
۴۴	۵-۲-۲ توالی افیولیتی.....
۴۷	۱-۵-۲-۲ افیولیت‌های ایران.....
۵۰	۲-۵-۲-۲ افیولیت‌های جندق.....
۵۹	۶-۲-۲ فرآیندهای آذرین و دگرگونی در شرایط دمایی اوج دگرگونی.....
۶۰	۱-۶-۲-۲ میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها و آمفیبولیت‌ها.....
۶۱	۲-۶-۲-۲ بگماتیت‌زایی و آپلیت‌زایی.....
۶۴	۳-۶-۲-۲ گرانیت‌زایی.....
۷۶	۴-۶-۲-۲ گرانیت‌های صورتی.....
۷۷	۵-۶-۲-۲ دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی همراه آن.....
۷۸	۳-۲ واحدهای سنگی مزوزوئیک.....

۷۸	۱-۳-۲ تریاس پسین
۸۰	۱-۱-۳-۲ گابرودیوریتها
۸۱	۲-۱-۳-۲ آلکالی فلدسپار گرانیتهای
۸۲	۳-۱-۳-۲ گرانودیوریتهای ریز تا متوسط دانه خاکستری رنگ
۸۵	۲-۳-۲ توالی رسوبی ژوراسیک - کرتاسه - پالئوسن
۸۹	۴-۲ واحدهای سنوزوئیک
۸۹	۱-۴-۲ مارن ها و ماسه سنگ های الیگومیوسن
۸۹	۵-۲ واحدهای آبرفتی - بادرفتی کواترنری
۹۱	۶-۲ زمین شناسی ساختاری
۹۴	۷-۲ توان کانه زایی و پتانسیل اقتصادی
۹۷	فصل سوم: پتروگرافی
۹۸	۱-۳ مقدمه
۹۸	۲-۳ پتروگرافی سنگهای دگرگونی
۹۸	۱-۲-۳ متابلیت ها
۱۰۰	۱-۱-۲-۳ اسلیت ها و فیلیت
۱۰۰	۲-۱-۲-۳ شیست ها
۱۰۹	۳-۱-۲-۳ گنیس های گارنت دار (گارنت گنیس ها)
۱۱۲	۲-۲-۳ متابزیت ها
۱۱۸	۳-۲-۳ متاکرینات ها
۱۲۰	۴-۲-۳ متاسندستون ها (متاسامیت ها)
۱۲۰	۵-۲-۳ سنگ های متعلق به توالی افیولیتی
۱۲۴	۶-۲-۳ گرانیتهای
۱۳۰	۷-۲-۳ پگماتیت ها
۱۳۲	۳-۳ گابرودیوریت ها و گرانیتهای تریاس پسین
۱۳۴	۴-۳ پتروفابریک
۱۳۴	۱-۴-۳ پهنه برشی
۱۳۷	۲-۴-۳ فابریک های ریزساختاری
۱۳۷	۱-۲-۴-۳ فابریکهای S-C و S-C' و باندهای برشی
۱۳۷	۲-۲-۴-۳ میکاماهی
۱۳۹	۳-۲-۴-۳ دگرریختی کوارتز
۱۴۰	۴-۲-۴-۳ دگرریختی فلدسپار
۱۴۱	۵-۲-۴-۳ چین خوردگی های میکروسکوپی
۱۴۲	۳-۴-۳ رابطه بین رشد پورفیروبلاست ها و دگرریختی
۱۴۳	۱-۳-۴-۳ شناخت و تفسیر بلورهای قبل از تکتونیک
۱۴۵	۲-۳-۴-۳ شناخت و تفسیر بلورهای همزمان با تکتونیک
۱۴۷	فصل چهارم: شیمی کانیها، دما-فشارسنجی و تحولات دگرگونی
۱۴۸	۱-۴ مقدمه
۱۴۸	۲-۴ شیمی کانی های سازنده سنگ های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین

۱۴۸.....	۱-۲-۴	متاپلیت‌ها
۱۶۴.....	۲-۲-۴	دما فشارسنجی متاپلیت‌ها
۱۶۴.....	۱-۲-۲-۴	دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت
۱۶۵.....	۲-۲-۲-۴	دما فشارسنجی گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز
۱۶۷.....	۳-۲-۲-۴	دماسنجی گارنت- بیوتیت
۱۷۰.....	۳-۲-۴	تحولات دگرگونی و مسیر P-T در متاپلیت‌ها
۱۷۱.....	۱-۳-۲-۴	زون کلریت
۱۷۱.....	۲-۳-۲-۴	زون بیوتیت
۱۷۲.....	۳-۳-۲-۴	زون گارنت
۱۷۳.....	۴-۳-۲-۴	زون استارولیت
۱۷۴.....	۵-۳-۲-۴	زون کیانیت
۱۷۵.....	۴-۲-۴	متابازیت‌ها
۱۸۱.....	۵-۲-۴	دما فشار سنجی متابازیت‌ها
۱۸۱.....	۱-۵-۲-۴	دماسنجی بر اساس میزان Ti موجود در آمفیبول
۱۸۲.....	۲-۵-۲-۴	فشار سنجی بر اساس میزان Al کانی آمفیبول
۱۸۴.....	۶-۲-۴	تحولات دگرگونی و مسیر P-T در متابازیت‌ها
۱۸۷.....	۷-۲-۴	شیمی کانی‌های سازنده بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت
۱۹۰.....	۸-۲-۴	تعیین جایگاه زمین ساختی تشکیل گرانیت‌ها بر اساس شیمی کانی بیوتیت
۱۹۱.....	۹-۲-۴	پگماتیت‌ها
۱۹۶.....	۳-۴	شیمی کانی‌های بارز سازنده گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین
۱۹۸.....	۱-۳-۴	ژئوترموبارومتري
۲۰۱.....		فصل پنجم: زمین شناسی ایزوتوپی
۲۰۲.....	۱-۵	مقدمه
۲۰۳.....	۲-۵	سن سنجی ایزوتوپی
۲۰۵.....	۱-۲-۵	روش آنالیز SIMS
۲۰۷.....	۲-۲-۵	زیرکن‌های استاندارد Qinghu
۲۰۸.....	۳-۲-۵	نتایج سن سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکنهای جدا شده از نمونه‌های مورد مطالعه
۲۰۹.....	۱-۳-۲-۵	نیوپروتروزوئیک پسین
۲۲۵.....	۲-۳-۲-۵	سنگ‌های آذرین تریاس پسین
۲۳۵.....	۳-۵	آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd
۲۳۵.....	۱-۳-۵	ژئوشیمی Nd
۲۳۶.....	۲-۳-۵	ژئوشیمی Sr-Rb
۲۳۷.....	۳-۳-۵	بررسی نتایج تعیین مقادیر ایزوتوپی (ایزوتوپ‌های رادیوژنیک)
۲۳۷.....	۱-۳-۳-۵	متابازیت‌ها
۲۳۹.....	۲-۳-۳-۵	بیوتیت گرانیت‌ها
۲۴۰.....	۳-۳-۳-۵	گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین
۲۴۳.....		فصل ششم: ژئوشیمی سنگ کل
۲۴۴.....	۱-۶	مقدمه

۲۴۶	۲-۶ ژئوشیمی متابلیت‌ها
۲۵۰	۱-۲-۶ تعیین سنگ والد
۲۵۱	۲-۲-۶ نمودار چند عنصری بهنجار شده متابلیت‌ها
۲۵۴	۳-۶ ژئوشیمی متابلیت‌ها
۲۵۶	۱-۳-۶ تعیین سنگ والد
۲۵۹	۲-۳-۶ نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی متابلیت‌ها
۲۶۳	۴-۶ ژئوشیمی گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین (وابسته به مجموعه جندق-عروسان)
۲۶۳	۱-۴-۶ رده بندی شیمیایی
۲۶۳	۲-۴-۶ سری ماگمایی
۲۶۶	۳-۴-۶ تعیین درجه اشباع از آلومین
۲۶۸	۴-۴-۶ نمودارهای چندعنصری بهنجار شده
۲۷۴	۵-۶ ژئوشیمی گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین
۲۷۴	۱-۵-۶ رده بندی شیمیایی گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها
۲۷۴	۲-۵-۶ سری ماگمایی و شاخص اشباع از آلومین گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها
۲۷۷	۳-۵-۶ نمودار تغییرات عناصر اصلی گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها
۲۷۷	۴-۵-۶ نمودار تغییرات عناصر کمیاب گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها
۲۷۹	۵-۵-۶ نمودارهای چندعنصری بهنجار شده
۲۸۱	فصل هفتم: پتروزنز و تحولات ژئودینامیکی
۲۸۲	۱-۷ مقدمه
۲۸۲	۲-۷ تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی
۲۸۲	۱-۲-۷ تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده
۲۸۴	۲-۲-۷ تعیین خاستگاه ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی متابلیت‌ها
۲۹۱	۳-۷ گرانیت‌ها
۲۹۱	۱-۳-۷ تعیین نوع گرانیت‌ها
۲۹۲	۲-۳-۷ تعیین سنگ والد
۲۹۵	۳-۳-۷ تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها
۲۹۷	۴-۷ مدل ژئودینامیک منطقه در دوره زمانی نئوپروتروزوئیک پسین
۳۰۹	۵-۷ تعیین جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی گابرودیوریت‌ها تریاس پسین
۳۱۵	نتیجه‌گیری و پیشنهادات
۳۲۵	پیوست
۳۶۷	منابع

فهرست اشکال

صفحه

عنوان

فصل اول

- شکل ۱-۱ الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ۵
- شکل ۱-۲ الف) موقعیت منطقه جندق - عروسان ۶
- شکل ۱-۳ موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و راه‌های دسترسی به منطقه ۷
- شکل ۱-۴ موقعیت منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی ایران ۹
- شکل ۱-۵ تصاویری از مراحل آماده سازی نمونه‌ها جهت آنالیز شیمیایی ۱۹
- شکل ۱-۶ الف) تصویر دستگاه EPMA ۲۰
- شکل ۱-۷ الف) به ترتیب از بالا به پایین تصاویر کاتدولومینسانس، انعکاسی و عبوری از زیرکن‌ها ۲۳
- شکل ۱-۸ تصاویری از روند آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd ۲۴

فصل دوم

- شکل ۱-۲ الف) تصویر ماهواره‌ای نوار دگرگونی جندق - عروسان ۲۸
- شکل ۱-۲ ب: نقشه زمین‌شناسی مجموعه جندق - عروسان ۲۹
- شکل ۲-۲ تصاویری از تناوب میکاشیست‌ها ۳۰
- شکل ۲-۳ الف) تصویر دورنمای اسلیت‌ها ۳۱
- شکل ۲-۴ الف) دورنمایی از میکاشیست‌ها (در منطقه چاه زرد) ۳۳
- شکل ۲-۵ تصاویری از نمای نزدیک گارنت - استارولیت شیست‌ها ۳۴
- شکل ۲-۶ الف) تصویری از حالت بینابین شیست و گنیس؛ ۳۵
- شکل ۲-۷ الف) تصویری از تناوب متاسندستون‌ها و میکاشیست‌ها ۳۴
- شکل ۲-۸ الف) تصویری از تناوب میکاشیست‌ها و کالک شیست‌ها ۳۷
- شکل ۲-۹ تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون متاکربنات‌ها ۳۸
- شکل ۲-۱۰ الف) دورنمایی از تناوب مرمرها و متابازیت‌ها ۳۹
- شکل ۲-۱۱ الف) دور نمایی از آمفیبولیت‌ها ۴۰
- شکل ۲-۱۲ الف) تصویر ماهواره‌ای موقعیت آمفیبولیت‌ها ۴۱
- شکل ۲-۱۳ تصویر ماهواره‌ای نوار آمفیبولیتی ۴۲
- شکل ۲-۱۴ الف) تصویر ماهواره‌ای معرف رخنمون متاپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و آمفیبولیت‌ها ۴۳
- شکل ۲-۱۵ توالی افیولیت و واحدهای سنگی موجود در آن ۴۶
- شکل ۲-۱۶ نقشه ساده شده پراکندگی افیولیت‌های تتیس ۴۹
- شکل ۲-۱۷ نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران برای نشان دادن پراکندگی افیولیت‌ها در ایران ۴۹
- شکل ۲-۱۸ تصویر ماهواره‌ای افیولیت‌های وابسته به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان ۵۱
- شکل ۲-۱۹ دور نمایی از مجموعه افیولیتی وابسته به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان ۵۲
- شکل ۲-۲۰ الف و ب) دور نمایی از سکانس افیولیتی (در منطقه ابراهیم زهرا) ۵۳
- شکل ۲-۲۱ الف) تصویر نمونه دستی دونیت حاوی کرومیت ۵۵
- شکل ۲-۲۲ الف) تصویری از لوکوابروهای رودنژیته شده همراه با هارزبورژیت‌ها ۵۸
- شکل ۲-۲۳ الف و ب) تصاویری از بازالت‌های بالشی ۵۸
- شکل ۲-۲۴ الف) تصویری از آهک‌های پلاژیک مخلوط شده با بازالت‌ها؛ ۵۹

- شکل ۲-۲۵- تصاویر میگماتیت‌زایی..... شکل ۲-۲۵-۶۱
- شکل ۲-۲۶- الف) پگماتیت‌های تورمالین دار شکل ۲-۲۶-۶۳
- شکل ۲-۲۷- الف و ب) تصویری از ارتوکلازها و مسکوویت‌های دانه درشت؛ شکل ۲-۲۷-۶۴
- شکل ۲-۲۸- الف) تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده توده گرانیتوئیدی آیراکان و مارنهای الیگومیوسن پوشاننده آن شکل ۲-۲۸-۶۶
- شکل ۲-۲۹- الف) درونمایی از کنگلومرای اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک شکل ۲-۲۹-۶۸
- شکل ۲-۳۰- الف) نمای نزدیکی از بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی آیراکان شکل ۲-۳۰-۶۹
- شکل ۲-۳۱- نقشه زمین‌شناسی گرانیتی چاه زرد - اوسائن شکل ۲-۳۱-۷۱
- شکل ۲-۳۲- الف) دورنمایی از نفوذ و جایگیری نفوذ گرانیت‌های چاه زرد - اوسائن شکل ۲-۳۲-۷۲
- شکل ۳-۳۳- الف) تصویری از جایگیری حین دگرشکلی بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت شکل ۳-۳۳-۷۳
- شکل ۲-۳۴- الف) تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی توده گرانیتی کلاته قنبر شکل ۲-۳۴-۷۴
- شکل ۲-۳۵- الف) دورنمای گرانیت کلاته شکل ۲-۳۵-۷۵
- شکل ۲-۳۶- الف) نمای نزدیک از بیوتیت گرانیت‌های کلاته شکل ۲-۳۶-۷۶
- شکل ۲-۳۷- الف) تصویری از دایک گرانیتی صورتی‌رنگ شکل ۲-۳۷-۷۷
- شکل ۲-۳۸- رگه کربناتی - پیریتی (?) یک پهنه گسلی قطع‌کننده در گرانیت آیراکان شکل ۲-۳۸-۷۸
- شکل ۲-۳۹- نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده محل رخنمون گابرویدیوریت‌های تریاس پسین شکل ۲-۳۹-۸۱
- شکل ۲-۴۰- الف) دورنمایی از توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی شکل ۲-۴۰-۸۳
- شکل ۲-۴۱- الف) تصویری از نمونه دستی آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها شکل ۲-۴۱-۸۴
- شکل ۲-۴۲- الف و ب) نمای نزدیکی از گرانودیوریت‌های خاکستری رنگ کلاته شکل ۲-۴۲-۸۴
- شکل ۲-۴۳- الف و ب) تصاویری از دورنمای توالی رسوبی ژوراسیک تا پالئوسن شکل ۲-۴۳-۸۶
- شکل ۲-۴۴- تصاویری از حضور ماکروفسیلها و میکروفسیلها در سنگهای آهکی کرتاسه شکل ۲-۴۴-۸۷
- شکل ۲-۴۵- الف) تصویری از یک سیدرولیتس - اوربیتوئیدس پکستون شکل ۲-۴۵-۸۸
- شکل ۲-۴۶- دورنمایی از مارنهای الیگومیوسن شکل ۲-۴۶-۹۰
- شکل ۲-۴۷- ماسه‌های بادی جوان (عهد حاضر) شکل ۲-۴۷-۹۰
- شکل ۲-۴۸- تصویر ماهواره‌ای نوار دگرگونی جندق - عروسان شکل ۲-۴۸-۹۱
- شکل ۲-۴۹- نمایی از همبری گسلی سنگ‌های دگرگونی درجه بالا شکل ۲-۴۹-۹۲
- شکل ۲-۵۰- الف) تصویر ماهواره‌ای از قرارگیری بلوک‌های ساختاری مختلف شکل ۲-۵۰-۹۲
- شکل ۲-۵۰- ب) تصویر ماهواره‌ای از رخنمون یافتن مجموعه افیولیتی در منطقه ابراهیم زهرا شکل ۲-۵۰-۹۳
- شکل ۲-۵۱- تصاویر برخی از معادن و کانه‌زایی صورت گرفته در منطقه جندق - عروسان شکل ۲-۵۱-۹۵

فصل سوم

- شکل ۳-۱- الف) تصویر میکروسکوپی از الف) اسلیت؛ ب) فیلیت شکل ۳-۱-۱۰۱
- شکل ۳-۲- الف) تصویر میکروسکوپی میکاشیست‌ها شکل ۳-۲-۱۰۳
- شکل ۳-۳- الف و ب) تصویری از گارنتی که طی دو مرحله رشد کرده‌است شکل ۳-۳-۱۰۴
- شکل ۳-۴- الف) تصویری از کلریتوئیدها که با استارولیت‌ها شکل ۳-۴-۱۰۶
- شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از پارازنز گارنت و استارولیت شکل ۳-۵-۱۰۷
- شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کیانیت شکل ۳-۶-۱۰۸
- شکل ۳-۷- الف تا پ) تصاویر میکروسکوپی گنیس‌های گارنت‌دار شکل ۳-۷-۱۱۰
- شکل ۳-۸- الف و ب) تصویری از گارنت‌های نسبتاً درشت نیمه شکل‌دار در گارنت گنیس‌ها شکل ۳-۸-۱۱۱
- شکل ۳-۹- آثار میلونیتی شدن و دگرشکلی در گارنت گنیس‌ها شکل ۳-۹-۱۱۴

- شکل ۳-۱۰- الف) بلورهای سوزنی و درشت اکتینولیت که به ظهور بافت نماتوبلاستی در سنگ منجر شده است..... ۱۱۵
- شکل ۳-۱۱- الف و ب) آمفیبولیت‌های ریز دانه ۱۱۶
- شکل ۳-۱۲- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی گارنت آمفیبولیت‌ها..... ۱۱۷
- شکل ۳-۱۳- الف تا ت) تصاویری میکروسکوپی از مرمرهای وابسته به مجموعه دگرگونی جندق - عروسان..... ۱۲۱
- شکل ۳-۱۴- الف) بافت مشبک (داربستی) ایجاد شده بر اثر سرپانتینی شدن اولیوین..... ۱۲۴
- شکل ۳-۱۵- تصویر موزائیکی ۱۲۷
- شکل ۳-۱۶- تصویر بیوتیت گرانیتهای میلونیتی شده..... ۱۲۷
- شکل ۳-۱۷- الف) بیوتیت گرانیتهای دانه درشت میلونیتی شده..... ۱۲۸
- شکل ۳-۱۸- تصویر موزائیکی جهت نشان دادن پورفیروکلاستهای ارتوکلاز..... ۱۲۹
- شکل ۳-۱۹- تصاویری از کانی‌های فرعی..... ۱۲۹
- شکل ۳-۲۰- تصاویری میکروسکوپی از پگماتیت‌های وابسته به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان..... ۱۳۱
- شکل ۳-۲۱- الف) بافت دانه‌ای در دیوریت‌ها..... ۱۳۳
- شکل ۳-۲۲- تعدادی از فابریک‌های دگر شکلی مشاهده شده در مجموعه دگرگونی جندق - عروسان..... ۱۳۶
- شکل ۳-۲۳- فابریک C و S ایجاد شده بر اثر میلونیت‌زایی..... ۱۳۸
- شکل ۳-۲۴- شکل‌گیری میکاماهی در اثر اعمال تنش‌های شکل‌پذیر..... ۱۳۹
- شکل ۳-۲۵- الف) تصویری از توسعه پهنه‌های برشی بسیار ریز مقیاس..... ۱۴۰
- شکل ۳-۲۶- الف) شکستگی و خمش ماکل پلی‌سنتتیک پلاژیوکلاز..... ۱۴۱
- شکل ۳-۲۷- چین خوردگی میکروسکوپی میکاها..... ۱۴۲
- شکل ۳-۲۸- الف و ب) خاموشی موجی در کوارتز و مسکوویت..... ۱۴۳
- شکل ۳-۲۹- الف و ب) شکنج (کینگ باند) در بیوتیت‌ها..... ۱۴۳
- شکل ۳-۳۰- الف) ساختار Z شکل ادخال‌های گارنت با سوی برش راست بر؛..... ۱۴۵

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانیهای بارز سازنده متاپلیت‌ها..... ۱۴۹
- شکل ۴-۲- نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها..... ۱۵۱
- شکل ۴-۳- نمودارهای تعیین ترکیب مسکوویت‌ها..... ۱۵۲
- شکل ۴-۴- الف) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Grs - (Alm - Sps) - Pry..... ۱۵۵
- شکل ۴-۵- پروفیل‌های ترکیبی گارنت‌ها از حاشیه به حاشیه..... ۱۵۷
- شکل ۴-۶- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده..... ۱۵۹
- شکل ۴-۷- الف) موقعیت قرارگیری کلریتوئید..... ۱۶۰
- شکل ۴-۸- ترکیب شیمیایی کلریت‌های آنالیز شده متعلق به..... ۱۶۳
- شکل ۴-۹- خطوط هم‌دمای ترسیم شده بر روی نمودار تعداد اتمهای Ti..... ۱۶۵
- شکل ۴-۱۰- نمودار P-T-XFe..... ۱۷۲
- شکل ۴-۱۱- نمودار P-T دگرگونی و موقعیت دما و فشارهای تعیین شده برای متاپلیت‌ها..... ۱۷۵
- شکل ۴-۱۲- تصاویر پس پراکنشی کانیهای گارنت و آمفیبول..... ۱۷۶
- شکل ۴-۱۳- الف و ب) نمودارهای (Leak et al. (1997 برای رده‌بندی آمفیبولها..... ۱۷۸
- شکل ۴-۱۴- الف) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Grs-(Alm-Sps)-Pry..... ۱۸۰
- شکل ۴-۱۵- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به آمفیبولیت‌ها..... ۱۸۰
- شکل ۴-۱۶- نمودار Al^{IV} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ ۱۸۳

- شکل ۴-۱۷- نمودار ACF نشان دهنده روابط فازی شاخص سنگهای متابازیتی..... ۱۸۵
- شکل ۴-۱۸- نمودار P-T دگرگونی و موقعیت دما و فشارهای تعیین شده..... ۱۸۷
- شکل ۴-۱۹- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانیهای آنالیز شده موجود در بیوتیت گرانیتوئیدها..... ۱۸۸
- شکل ۴-۲۰- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آکالن..... ۱۸۸
- شکل ۴-۲۱- الف) نمودار رده بندی بیوتیتها..... ۱۸۹
- شکل ۴-۲۲- نمودارهای طبقه بندی جایگاه زمین ساختی بیوتیت گرانیتها..... ۱۹۱
- شکل ۴-۲۳- تصاویر الکترونی پس پراکنشی گارنت و تورمالینهای موجود در پگماتیتها..... ۱۹۲
- شکل ۴-۲۴- الف) موقعیت ترکیبی گارنتهای آنالیز شده متعلق به پگماتیتها..... ۱۹۳
- شکل ۴-۲۵- موقعیت ترکیب تورمالینها..... ۱۹۴
- شکل ۴-۲۶- تصویر میکروسکوپی تورمالین آنالیز شده..... ۱۹۵
- شکل ۴-۲۷- تصاویر الکترونی پس پراکنشی برخی از کانیههای منتخب آنالیز شده در گابرودیوریتها و گرانیتها..... ۱۹۶
- شکل ۴-۲۸- الف و ب) موقعیت ترکیبی آمفیبولهای تودههای گابرودیوریتی و گرانیتی..... ۱۹۷
- شکل ۴-۲۹- الف و ب) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها و بیوتیتهای گابرودیوریتها و گرانیتهای کلاته..... ۱۹۸
- شکل ۴-۳۰- الف) نمودار تغییرات دما و فشار برای دو نمونه سنگ گابرودیوریتی کلاته..... ۲۰۰

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- الف) شکل شماتیک نشاندهنده بخشهای مختلف دستگاه Cameca IMS1280..... ۲۰۷
- شکل ۵-۲- الف) تصویر CI از زیرکنهای استاندارد Qinghu..... ۲۰۸
- شکل ۵-۳- موقعیت جغرافیایی نمونههای تعیین سن شده (نئوپروتروزوئیک پسین)..... ۲۰۹
- شکل ۵-۴- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-458..... ۲۱۱
- شکل ۵-۵- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-405..... ۲۱۳
- شکل ۵-۶- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-398..... ۲۱۴
- شکل ۵-۷- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-307..... ۲۱۵
- شکل ۵-۸- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-439..... ۲۱۶
- شکل ۵-۹- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-389..... ۲۱۹
- شکل ۵-۱۰- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-378..... ۲۲۰
- شکل ۵-۱۱- نمودار فراوانی برحسب دادههای سنی مربوط به سنگهای نئوپروتروزوئیک پسین..... ۲۲۵
- شکل ۵-۱۲- موقعیت تقریبی ایران، عربستان، هند، آفریقا و شمال غرب آسیا..... ۲۲۵
- شکل ۵-۱۳- تصاویر ماهواره‌ای نشاندهنده محل برداشت و موقعیت جغرافیایی..... ۲۲۶
- شکل ۵-۱۴- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-335..... ۲۲۸
- شکل ۵-۱۵- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb و نمونه BJA-341..... ۲۲۹
- شکل ۵-۱۶- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-320..... ۲۳۰
- شکل ۵-۱۷- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-336..... ۲۳۱
- شکل ۵-۱۸- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-370..... ۲۳۲
- شکل ۵-۱۹- الف) نمودار سازگاری سنهای به دست آمده بر اساس روش U-Pb نمونه BJA-436..... ۲۳۳
- شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات فراوانی سنهای مربوط به زیرکنهای نمونههای تریاس پسین..... ۲۳۴
- شکل ۵-۲۱- تصاویر ماهواره‌ای نشان دهنده مجموعه جندق - عروسان..... ۲۳۸
- شکل ۵-۲۲- نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵ_{Nd} در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ۲۳۸
- شکل ۵-۲۳- نمودارهای نسبت ایزوتوپی Sr-Nd برای گرانیتها..... ۲۴۰

شکل ۵-۲۴- نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای گابرودیوریت ها و گرانیت‌ها ۲۴۱

فصل ششم

- شکل ۶-۱- مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه ۲۴۹
- شکل ۶-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی جهت تعیین پروتولیت سنگ‌های رسوبی دگرگون شده ۲۵۰
- شکل ۶-۳- نمودارهای (Winkler, 1976) ACF و A'KF برای سنگ‌های میکاشیستی و گنیسی ۲۵۱
- شکل ۶-۴- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و REE بهنجار شده ۲۵۳
- شکل ۶-۵- الف) نمودارهای تغییرات نسبت $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ در مقابل نسبت MgO/CaO ۲۵۶
- شکل ۶-۶- الف) نمودار $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ۲۵۷
- شکل ۶-۷- الف) نمودار AFM ۲۵۸
- شکل ۶-۸- الف) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت ۲۵۹
- شکل ۶-۹- الف) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی جندق - عروسان ۲۶۲
- شکل ۶-۱۰- الف تا پ) نمودارهای طبقه بندی شیمیایی بر اساس $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ۲۶۵
- شکل ۶-۱۱- الف) نمودار AFM گرانیت‌های نئوپروتوزوئیک پسین ۲۶۶
- شکل ۶-۱۲- الف) نمودار A/NK در مقابل A/CNK ۲۶۷
- شکل ۶-۱۳- الف) نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت ۲۷۰
- شکل ۶-۱۴- الف) نمودار تغییرات فراوانی میانگین عناصر خاکی نادر سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی ۲۷۱
- شکل ۶-۱۵- نمودار تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت متاپلیتی و گرانیت‌ها ۲۷۲
- شکل ۶-۱۶- نمودار تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت میکاشیست و گرانیت ۲۷۳
- شکل ۶-۱۷- موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گابرودیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی ۲۷۶
- شکل ۶-۱۸- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ۲۷۸
- شکل ۶-۱۹- نمودارهای تغییرات مجموع برخی از عناصر کمیاب در برابر درصد وزنی SiO_2 ۲۷۹
- شکل ۶-۲۰- نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت ۲۸۰

فصل هفتم

- شکل ۷-۱- نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی برای نمونه‌های متاپلیتی ۲۸۳
- شکل ۷-۲- نمودار Th/Y در مقابل Nb/Y ۲۸۵
- شکل ۷-۳- نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی متابازیت‌ها ۲۸۵
- شکل ۷-۴- الف) نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Sun & McDonough, 1989) ۲۸۷
- شکل ۷-۵- الف) نمودار Zr/Y-Nb/Y (Fitton et al., 1991) ۲۸۹
- شکل ۷-۶- الف) نمودار Yb در مقابل La/Yb (Peters et al., 2008) ۲۸۹
- شکل ۷-۷- الف) نمودار دما - فشار - عمق (Winter, 2001) ۲۹۰
- شکل ۷-۸- نمودارهای تعیین نوع گرانیتها: الف) نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ ۲۹۳
- شکل ۷-۹- نمودار Th در مقابل Rb و نمودار Y در مقابل Rb (Chappell, 1999) ۲۹۴
- شکل ۷-۱۰- نمودارهای تعیین منشاء برای نمونه‌های گرانیتی ۲۹۵
- شکل ۷-۱۱- نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها ۲۹۶
- شکل ۷-۱۲- تصویری قابل مقایسه از تحول حوضه‌های کششی درون قاره‌ای ۳۰۰
- شکل ۷-۱۳- تصویر نمادین از چگونگی تشکیل افیولیت‌های حاشیه قاره‌ای ۳۰۲
- شکل ۷-۱۴- تصویر نمادین از چگونگی تشکیل افیولیت‌های برآمدگی میان اقیانوسی ۳۰۲
- شکل ۷-۱۵- تصویر نمادین از چگونگی تشکیل افیولیت‌های پلوم ۳۰۳

- شکل ۷-۱۶- تصویر نمادین چگونگی تشکیل افیولیت‌های نوع فرفورانش..... ۳۰۴
- شکل ۷-۱۷- تصویر شماتیک از چگونگی تشکیل افیولیت‌های نوع فرفورانش..... ۳۰۵
- شکل ۷-۱۸- مدل شماتیک تکتونیکی ارائه شده برای توده آیراکان..... ۳۰۷
- شکل ۷-۱۹- موقعیت نمونه‌های توده‌های گابرودیوریتی و گرانیتی تریاس پسین..... ۳۱۰
- شکل ۷-۲۰- الف) نمودار سه تایی $\text{Th} - \text{Nb/3} - \text{TiO}_2$ (Holm, 1985)..... ۳۱۱
- شکل ۷-۲۱- موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی گابرودیوریتی تریاس پسین کلاته..... ۳۱۳
- شکل ۷-۲۲- طرح نمادین الگوی تشکیل..... ۳۱۴

فهرست جداول

صفحه

عنوان

جدول ۱-۲	نتایج آنالیز نقطه‌ای کرومیت‌های موجود در دونیت‌های افیولیت جندق بر اساس ۳۲ اکسیژن.....	۵۹
جدول ۲-۴	نتایج دما فشارسنجی متاپلیت‌های جندق - عروسان بر اساس روش (Wu et al., 2004) GBPQ.....	۱۷۰
جدول ۳-۴	نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی زوج بیوتیت- گارنت در سنگ‌های متاپلیتی جندق - عروسان.....	۱۷۳
جدول ۴-۵	نتایج دما-فشارسنجی متابازیت‌ها (برحسب تیتانیم و آلومینیم موجود در آمفیبول‌ها).....	۱۸۶
جدول ۴-۹	نتایج دما فشارسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز در گابرودیوریت‌ها.....	۲۰۳
جدول ۵-۱	موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخاب شده جهت سن سنجی به روش U-Pb زیرکن.....	۲۱۵
جدول ۵-۲	مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از بیوتیت گرانیت‌های مرتبط با مجموعه جندق - عروسان.....	۲۱۲
جدول ۵-۳	موقعیت جغرافیایی گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها.....	۲۳۰
جدول ۵-۵	مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها.....	۲۳۲
جدول ۵-۶	نتایج آنالیز ایزوتوپی متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان.....	۲۴۳
جدول ۵-۷	نتایج آنالیز ایزوتوپی گرانیت‌های مجموعه جندق - عروسان.....	۲۴۴
جدول ۵-۸	نتایج آنالیز ایزوتوپی گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین.....	۲۴۱
جدول ۶-۱	مختصات جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمی سنگ کل ..	۲۵۰
جدول ۶-۲	نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌ها.....	۲۵۲
جدول ۶-۳	ترکیب میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های مرجع.....	۲۵۳
جدول ۶-۴	نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل‌ها. عناصر اصلی (Wt%) و عناصر فرعی (ppm).....	۲۶۰
جدول ۶-۵	مقادیر مرجع عناصر کمیاب و REE در EMORB ، NMORB و OIB (Sun & McDonough 1989).....	۲۶۶
جدول ۶-۶	نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیت‌ها.....	۲۶۹
جدول ۶-۷	مقادیر مرجع REE در پوسته قاره‌ای بالایی.....	۲۷۷
جدول ۶-۸	مقادیر میانگین REEs (بر حسب ppm) در شیل‌های استاندارد.....	۲۷۸
جدول ۶-۹	نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها.....	۲۸۰

فصل اول: کلیات



۱-۱ مقدمه

ایران و مناطق پیرامون آن موزاییکی از بلوک‌های قاره‌ای هستند که توسط نوارهای راندگی و چین خوردگی وابسته به کوهزایی‌های آلپ - هیمالیا از همدیگر جدا شده‌اند (Gansser et al., 1981). تشکیل و تکامل چین سیستم‌های کوهزایی بزرگی، توسط باز و بسته شدن اقیانوس‌های تتیسی کنترل شده- است (Bagheri & Stampfli, 2008). شناخت سرزمین‌های قدیمی و تحولاتی که در تشکیل آنها سهمیم بوده یکی از موضوعات مهم علم زمین‌شناسی و به خصوص پترولوژی می‌باشد. سرزمین‌های پی‌سنگی ایران معمولاً به مناطقی اطلاق می‌شود که دامنه سنی آنها به قبل از کامبرین برمی‌گردد. شناخت این سرزمین‌ها در شناخت تحولات بزرگ نظیر تشکیل قاره‌ها بسیار مهم است. در بیشتر زون‌های ساختاری ایران به ویژه زون ایران مرکزی، رخنمون‌های پراکنده‌ای از مجموعه‌های پی‌سنگی قدیمی وجود دارد. سرزمین‌های دگرگون شده پرکامبرین در ایران در نواحی متعددی از جمله در ایران مرکزی، زنجان - آذربایجان غربی، جنوب شرق شاهرود و میامی رخنمون دارند. (Ramezani & Tucker (2003) داده‌های تکتونیکی و ژئوکرونولوژیکی ایران مرکزی را با تمرکز بر روی ناحیه ساغند مورد بررسی قرار داده‌اند. در این ناحیه، سنگ‌های آذرین- دگرگونی در امتداد نواری با روند شمال- جنوب به نام زون تکتونیکی کاشمر- کرمان (KKTZ¹) رخنمون دارند. این زون، بلوک یزد به سمت غرب و بلوک طبس به سمت شرق را در ایران مرکزی از یکدیگر جدا می‌کند. این پژوهشگران بر اساس سن‌های U-Pb و داده‌های ژئوشیمیایی ثابت کردند که این سنگ‌ها، باقی‌مانده‌های کمان اواخر نئوپروتروزوئیک می‌باشند که در امتداد حاشیه پروتوتتیس ابرقاره گندوانا تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده و در امتداد مرز بین بلوک کویر بزرگ و بلوک یزد رخنمون دارند. بخش اعظم تاریخچه زمین‌شناسی حاشیه گندوانا براساس تکتونیک ورقه‌ای و پالئوژئوگرافی معطوف به اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس بوده که تصور می‌شود خرده قاره ایران را توسط ریفت‌زایی در پالئوزوئیک از گندوانا جدا کرده و به

۱- Kashmar-Kerman Tectonic Zone

چندین بلوک پوسته‌ای تبدیل کرده‌اند. در این بازسازی، یک سری قطعات پوسته‌ای جدا شده از حاشیه شمالی گندوانا در خلال باز شدن اقیانوس پالئوتتیس با اتصال به یکدیگر بلوکی را تشکیل داده‌اند که به نام بلوک سیمیرین معروف شده است. پس از آن قطعات سازنده بلوک سیمیرین شامل سندج سیرجان، البرز، ایران مرکزی و بلوک لوت در خلال کوهزایی سیمیرین در نتیجه فروانش رو به شمال پالئوتتیس و بسته شدن آن و همزمان با باز شدن اقیانوس نئوتتیس در پرمین-تریاس پایانی به لورازیا متصل شدند (Sengor et al., 1988; Stampfli, 2000). (Hassanzadeh et al., 2008) براساس مشاهدات صحرایی و مروری بر مقالات ساختاری و چینه‌شناسی، رخنمون‌های گسترده سنگ‌های پی-سنگ گرانیتی و دگرگونی در سراسر ایران مرکزی را به عنوان اولین بالازدگی قابل توجه پی-سنگ، معرفی نموده‌اند. از لحاظ ساختاری مجموعه‌های پی-سنگ بالا آمده حاوی گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پایانی می‌باشند، برای مثال می‌توان به مناطقی نظیر جنوب و شرق شاهرود، موله، تکاب، غرب زنجان و ساغند اشاره کرد. (Hassanzadeh et al., 2008) معتقدند بخش اعظم پی-سنگ بلورین ایران (به استثنای کپه داغ) بخشی از گندوانا بوده و یک حاشیه قاره‌ای پری گندوانایی فعال را بهترین توضیح برای توزیع این گرانیتوئیدها در ایران می‌دانند. در این راستا با توسعه روزافزون تکنیک‌های تعیین سن، به ویژه تعیین سن‌های مبتنی بر تعیین مقادیر ایزوتوپی اورانیوم و سرب (بر روی زیرکن) امکان تعیین سن این مجموعه‌های قدیمی بیش از پیش میسر شده است و مطالعاتی که در یکی دو دهه اخیر صورت گرفته اطلاعات با ارزشی در مورد این سرزمین‌ها به همراه داشته است. از بارزترین این مطالعات می‌توان به (Ramezani & Tucker, 2003; Hasanzadeh et al., 2008; Bagheri & Stampfli, 2008; Rahmati Ilchki et al., 2008, 2010, 2011; Hosseini; Balaghi et al., 2014; ۱۳۹۰؛ کریم پور، ۱۳۹۶ و Shafaii Moghadam et al., 2015, 2016a,b, 2017a; et al., 2015) و (Honarmand et al., 2018; ۱۳۹۷) و غیره اشاره کرد.

در ادامه این سلسله مطالعات و با شناخت برخی از تحولات صورت گرفته در این سرزمین‌های قدیمی، رخنمون‌های سنگی منسوب به نئوپروتروزوئیک پسین در جنوب کویر معلمان، منطقه جندق - عروسان،

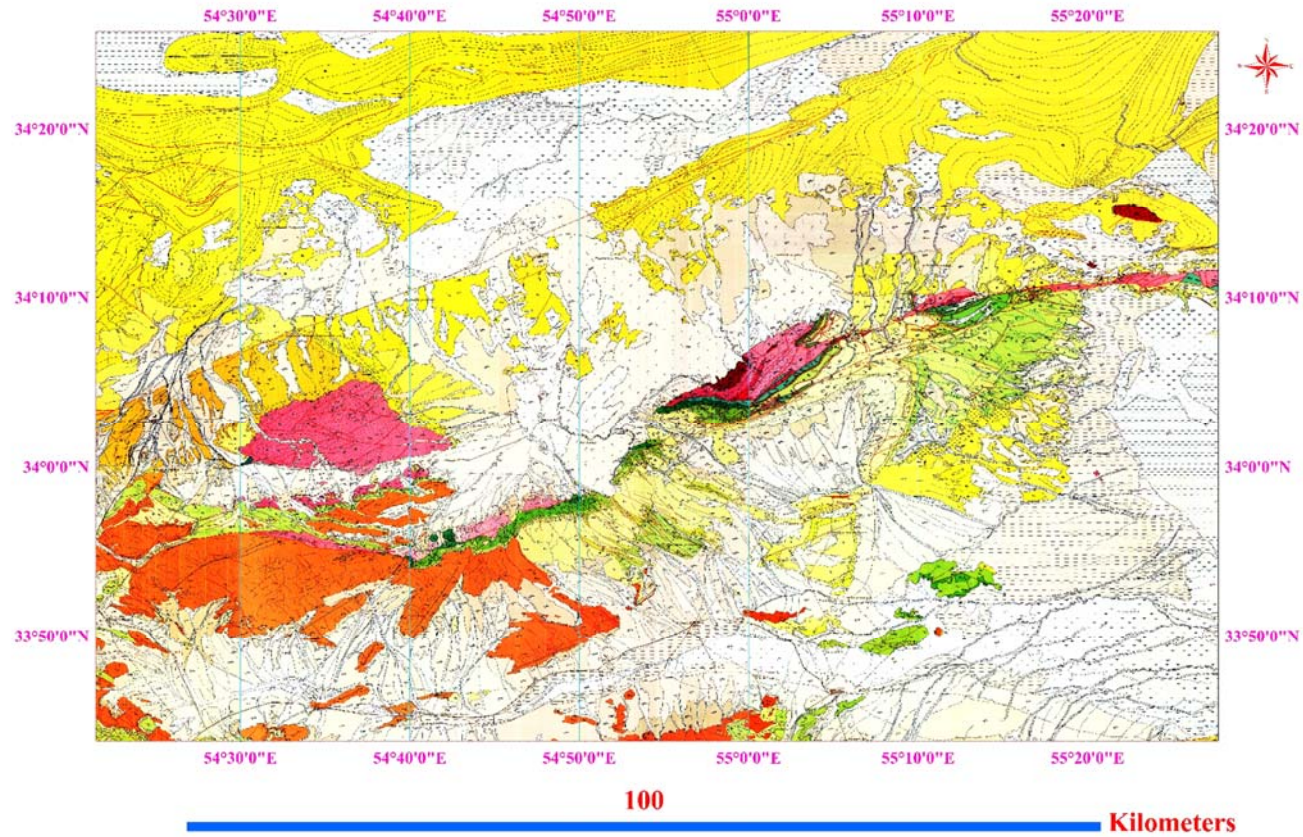
که دارای تشابه سنگ شناسی بسیار زیادی با مجموعه‌های سنگی شمال کویر معلمان می‌باشند، مورد مطالعه قرار گرفته است. در این مجموعه‌های پی سنگی نیز طیفی از انواع سنگ‌های دگرگونی و آذرین رخنمون دارند. با وجود انجام مطالعات ارزشمندی که بر روی سنگ‌های دگرگونی - آذرین منطقه جندق - عروسان صورت گرفته است ولی همچنان ناشناخته‌های زیادی درباره سازوکارهای تشکیل و تحولات بعدی این سنگ‌ها وجود دارد. مطالعات بیشتر در زمینه دما - فشارسنجی، ژئوشیمی ایزوتوپی و سن-سنجی ایزوتوپی جهت شناخت سرگذشت و منشاء این مجموعه و جایگاه زمین‌ساختی آن، امری ضروری است و می‌تواند در بازسازی تحولات صورت گرفته در تاریخچه زمین‌شناسی ایران مفید و حائز اهمیت باشد. این رساله نیز در راستای دسترسی به اهداف ذکر شده، تعریف و انجام شده است.

۲-۱ موقعیت جغرافیایی

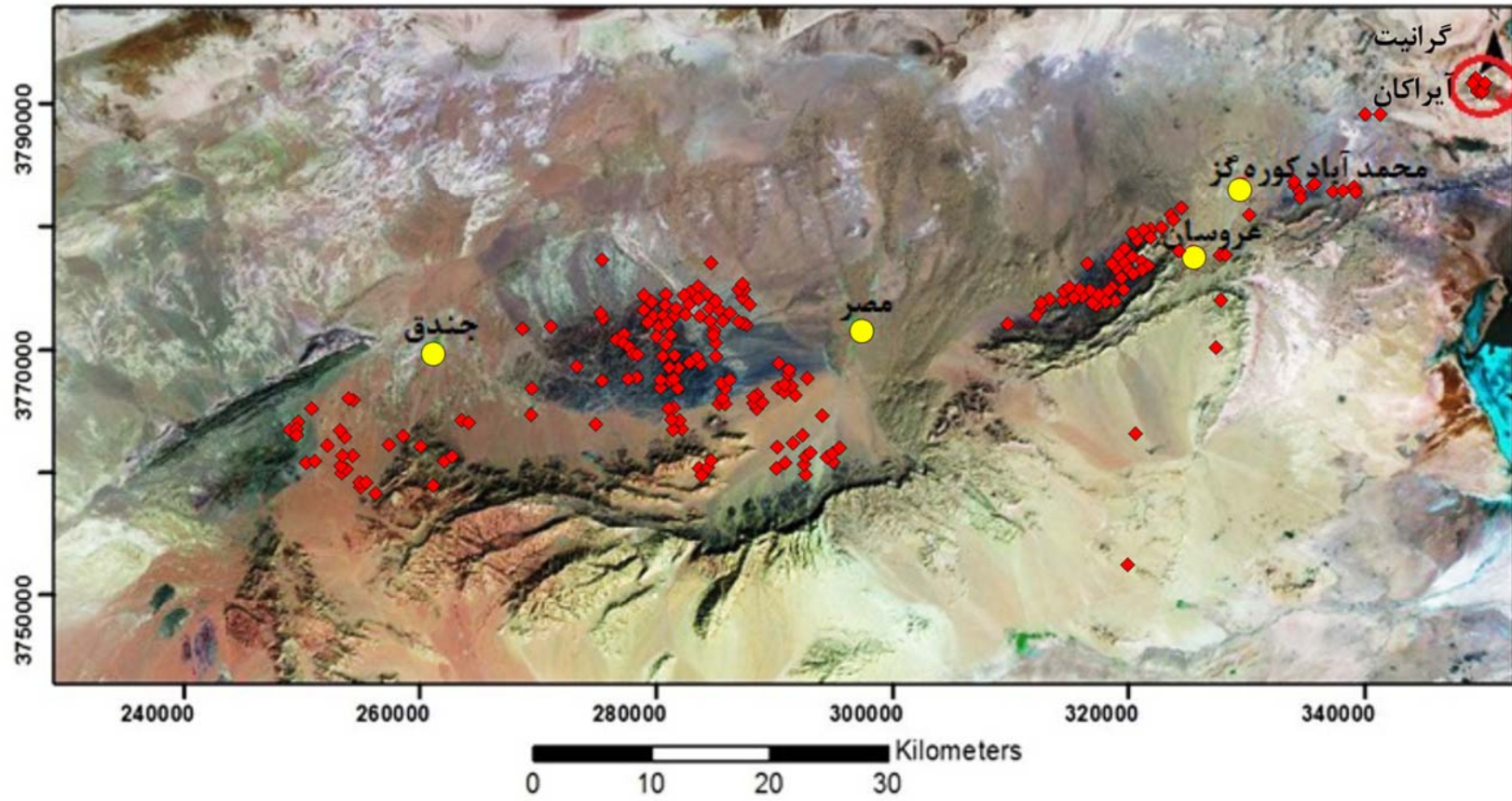
منطقه مورد مطالعه در ۳۵۰ کیلومتری شمال شرق استان اصفهان و در شرق شهر جندق واقع شده است. این منطقه با حدود ۱۰۰ کیلومتر طول و ۱۰ کیلومتر عرض، از شرق شهر جندق تا شمال - شمال شرق محمدآباد کوره‌گز - عروسان ادامه دارد. این محدوده در بین طول‌های جغرافیایی شرقی $54^{\circ} 11'$ تا $55^{\circ} 27'$ و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 53'$ تا $34^{\circ} 16'$ شمالی واقع شده است و بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰: جندق، مصر، عروسان، خور، فرخی و چوپانان و ۱:۲۵۰۰۰۰: خور و جندق را شامل می‌شود (شکل ۱-۱). موقعیت جغرافیایی منطقه و مناطق نمونه برداری‌های انجام شده در شکل ۲-۱ نشان داده شده است.

۳-۱ راه‌های ارتباطی

دسترسی به منطقه از راه‌های ارتباطی شاهرود - طرود - جندق - مصر - عروسان و شاهرود - دامغان - جندق - عروسان امکان‌پذیر است (شکل ۳-۱). از طریق جاده‌های اصلی و راه‌های فرعی و روستایی، دستیابی به مناطق مورد مطالعه امکان‌پذیر است.

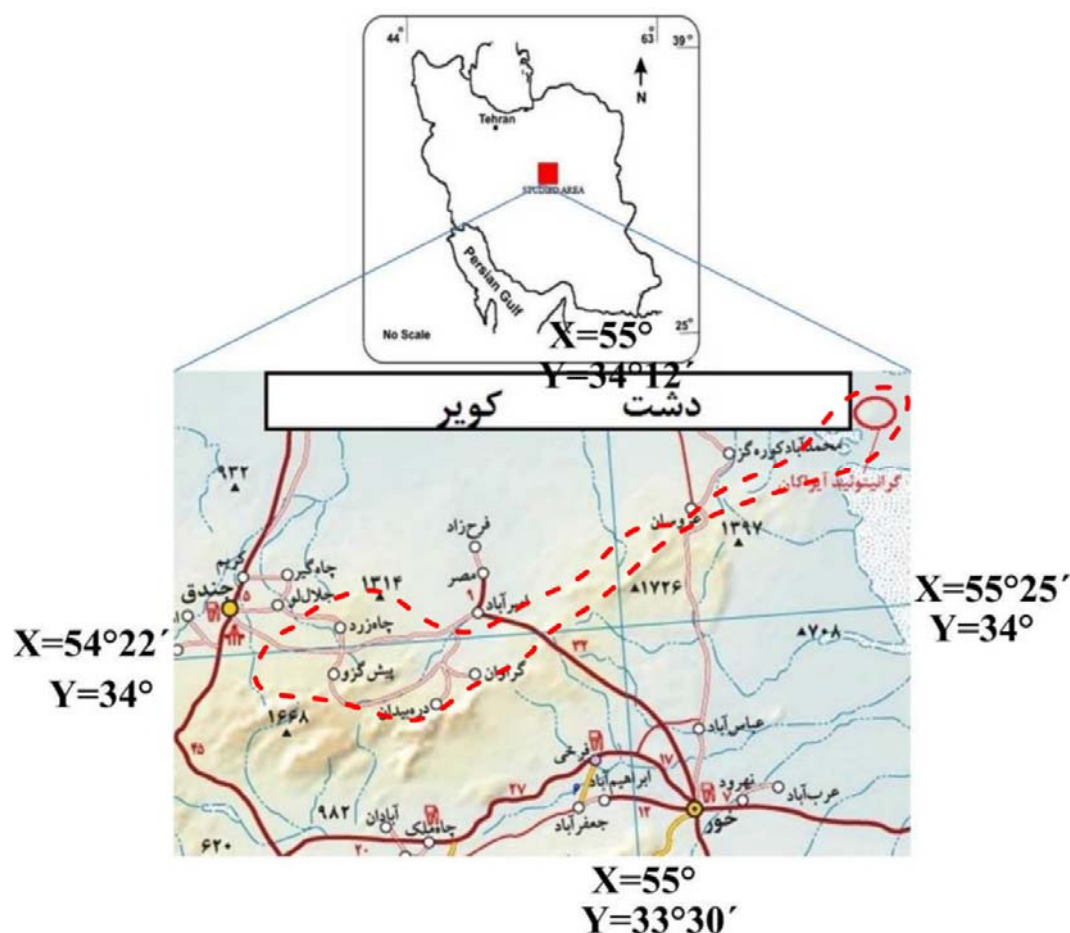


شکل ۱-۱ الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ جندق، مصر، عروسان، خور، فرخی و چوپانان.



شکل ۱-۲ الف) موقعیت منطقه جندق - عروسان همراه با موقعیت نمونه‌های برداشت شده بر روی تصاویر لندست.

با حرکت از شهر جندق به سمت شرق به مجموعه چاه زرد (در شمال جاده اصلی) و پس از گذر از حاشیه روستای مصر به مجموعه کلاته می‌رسیم. در جنوب محمد آباد کوره‌گز نیز سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق - عروسان رخمون دارند. توده گرانیتوئیدی آیراکان، در سرزمین بسیار دور افتاده‌ای در ۳۰ کیلومتری شمال شرقی روستای مخروبه محمد آباد کوره‌گز رخمون دارد. تنها راه دسترسی به این توده گرانیتوئیدی از میان شوره‌زارها و سرزمین‌های باتلاقی با بستری از مارن‌های الیگومیوسن گذر می‌کند. در برخی از فصل‌های سال به ویژه زمستان و در روزهای برفی و بارانی دسترسی به این توده گرانیتوئیدی تقریباً غیرممکن است. از طریق راه‌های روستایی دره بیدان، سنجدو، گروان و پیش‌گزو و ... دسترسی به رخمون‌های بخش‌های جنوبی مجموعه دگرگونی جندق - عروسان امکان‌پذیر می‌شود.



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و راه‌های دسترسی به منطقه. موقعیت تقریبی نوار دگرگونی جندق - عروسان توسط خط چین نشان داده شده است.

۴-۱ آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه جندق - عروسان

آب و هوای این منطقه گرم و خشک و بیابانی است و اختلاف درجه حرارت شب و روز در فصول مختلف سال کاملاً محسوس است. بارش در این منطقه بسیار کم است و تابستان‌های طولانی و بدون باران دارد. میانگین ریزش باران در منطقه کمتر از ۱۰۰ میلیمتر در سال است؛ درحالی‌که میزان تبخیر به بیش از ۶۰ برابر بارندگی می‌رسد. با نگرش به موقعیت جغرافیایی و قرار گرفتن این ناحیه در حاشیه جنوبی کویر نمک، عرض جغرافیایی، ارتفاع مکانی، میزان بارندگی، درجه حرارت، مقدار تبخیر، رطوبت نسبی و پوشش گیاهی به خوبی می‌توان اقلیم منطقه را مشخص کرد. گیاهان مطابق با شرایط دشوار آب و هوایی از نوع سوزنی برگ، خاردار، آبدار و کرکدار می‌باشند. هوای گرم و خشک و تبخیر شدید، بارندگی ناچیز، خاک شور و ناپایدار، رویش گیاهان را دشوار می‌سازد. پوشش گیاهی پراکنده شامل درخت خرما، درختچه‌های گز، تاغ و بوته‌های آنغوزه، قُدومه، بالنگو، اسپرزه، آویشن، پرسیاوش، اسپند و خاکشیر می‌باشند (منبع: سایت اداره آب و هواشناسی خور و بیابانک^۱. قسمت معرفی شهرستان).

۵-۱ زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژی)

منطقه مورد مطالعه از نظر ریخت شناسی به دو بخش قابل تفکیک می‌باشد:

الف- بخش پست و دشتی بنام دشت کویر، که عمدتاً سنگ‌های مارنی الیگومیوسن را شامل می‌شود و در برخی نقاط توسط رسوبات تبخیری (نمکی) و کفه‌های رسی و همچنین در برخی نقاط توسط تپه‌های ماسه‌ای پوشیده شده است. دریاچه‌های نمکی که پایانه آب‌های سطحی هستند، در سرتاسر دشت پراکنده می‌باشد. ارتفاع متوسط دشت ۷۲۰ متر از سطح آب‌های آزاد می‌باشد.

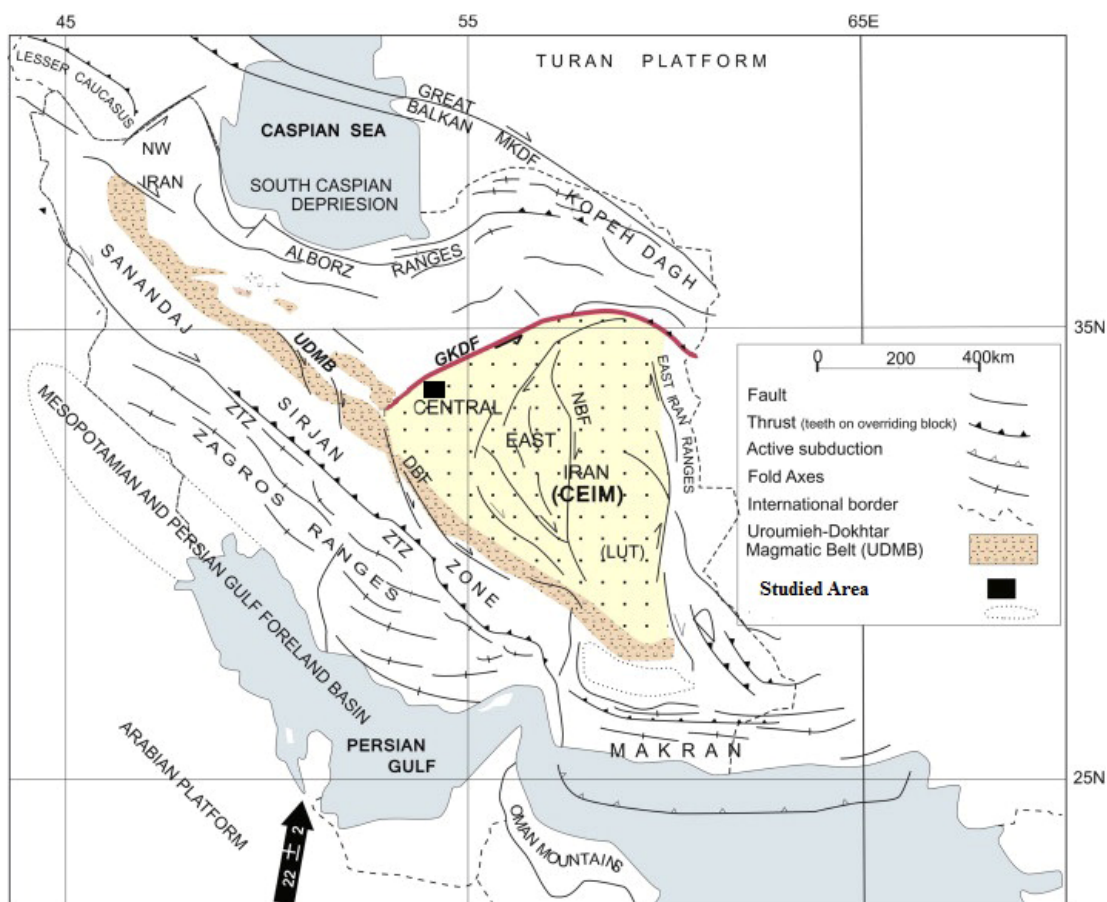
ب - بخش مرتفع که رخنمون‌های سنگی با ترکیب گنیسی، میکاشیستی، گرانیتی، آپلیتی، مرمری، آمفیبولیتی و ... با سن نئوپروتروزوئیک‌پسین و واحدهای آهکی کرتاسه را شامل می‌شود. به دلیل

1- www.khoormet.ir

مقاومت فرسایشی بالا، این سنگ‌ها ارتفاعات منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه مورد مطالعه ۱۴۳۷ متر ارتفاع دارد.

۶-۱ زمین‌ساخت عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری زمین‌شناسی ایران که توسط (1968) Stocklin, Berberian & King (1981) و آقائاتی (۱۳۸۳) ارائه شده است، جزئی از زون ساختاری ایران مرکزی است و در بخش غربی ایران مرکزی و در جنوب بلوک کویر بزرگ واقع است. حوضه فرو افتاده ایران مرکزی در بین سه پهنه زمین‌ساختی البرز در شمال، لوت در شرق و ارومیه - دختر در جنوب و جنوب غرب، واقع شده است. این منطقه شامل یکسری سرزمین‌های گرانیتی، گنیسی و دگرگونی ناحیه‌ای می‌باشد که در مورد سن آن‌ها اختلاف نظرهای زیادی وجود دارد (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی ایران و پهنه ساختاری ایران مرکزی (اقتباس از Bagheri, 2015).

۷-۱ مطالعات پیشین

- اولین مطالعات زمین‌شناسی منطقه جندق در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی در سال ۱۹۵۵ آغاز شد. پژوهشگرانی که زمین‌شناسی ایران را بررسی کرده‌اند، همچون (Stahl & Von Zur (1897)، (Gansser (1955) و (Stocklin (1968) به منطقه جندق اشاراتی کرده‌اند. در سال ۱۹۷۵ پژوهشگران روسی مطالعاتی را در مورد مناطق انارک - خور - جندق انجام دادند و نتایج آن در قالب گزارش‌های زمین‌شناسی شرکت تکنو - اکسپورت (Techno-Export) در سال ۱۹۸۴ به چاپ رسیده است.

- باقری (۱۳۷۲) زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه انارک (ایران مرکزی) را مورد مطالعه قرار داده است. این افیولیت‌های قدیمی به سن پروتروزوئیک فوقانی - کامبرین زیرین ویژگی‌های شبیه به جزایر قوسی کنونی نشان می‌دهند.

- هاتف (۱۳۷۴) زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه خور - جندق (ایران مرکزی) را بررسی نموده است. وی معتقد است مجموعه سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه به ترتیب از پائین به بالا پریدوتیت سرپانتینیتی شده، آمفیبولیت، مرمرخاکستری رنگ و تناوب انواع شیست‌ها با کوارتزیت و مرمر دولومیتی سیاه‌رنگ نازک لایه و در نهایت با مرمر لاک خاتمه می‌یابد، ضخامت این توالی حدود ۱۲۰۰ متر با سن پروتروزوئیک فوقانی - پالئوزوئیک زیرین می‌باشد. از دیدگاه پترولوژی سنگ‌های دگرگونه، شرایط دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای، نوع دگرگونی، فشار و درجه حرارت پائین تا متوسط (تیپ باروین) است. لازم به ذکر است بخشی از این نظرات تقریباً منتفی است.

- ترابی (۱۳۷۷) مسکوویت‌های موجود در پگماتیت‌های منطقه جندق را به روش اثر شکافت (Fission Track) تعیین سن کرده و سن آن را ژوراسیک میانی (8 ± 179 میلیون سال) گزارش کرده است. مطالعاتی که در راستای این رساله انجام شده است، معرف نادرست بودن سن سنجی ذکر شده می‌باشد.

- فلسفیون (۱۳۸۲) ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی شمال شرق انارک (پتیار) را مورد مطالعه قرار داده و معتقد است در آن حداقل چند فاز دگرگونی اثر گذاشته است. پاراژنهای کانی

شناسی معرف آنست که درجه دگرگونی در حد رخساره شیست سبز بوده و بخشی از سنگ‌های دگرگونی از نوع متاپلیتی هستند.

- تراپی (۱۳۸۶a) آمفیبولیت‌های شمال چاه زرد (شمال شرق اصفهان) را مورد بررسی قرار داده است و بر این باور است که سنگ والد آمفیبولیت‌ها، بازالت‌های وابسته به مجموعه افیولیتی بوده‌اند. بارومتری هورنبلندها و ترمومتری هورنبلند - پلاژیوکلازها بر روی آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که آنها تحت شرایط بخش‌های بالایی رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند (تراپی، ۱۳۸۶b) و حضور کانی‌های اکتینولیت، اپیدوت و کلسیت را بیانگر رخداد یک دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز دانسته است.

- بهار زاده (۱۳۸۷) توده گرانیتی آیرکان (شمال شرق استان اصفهان) را از دیدگاه پترولوژیکی مورد مطالعه قرار داده است و اظهار داشته است که زمین شناسان روس در پروژه تکنواکسپورت، گرانیت آیرکان را یک گرانیت با سن پروتروزوئیک بالایی معرفی نمودند و در ضمن بر اساس شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی توده نفوذی آیرکان، دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای سورمیکاسه موجود در آن، دارای ماهیت پرآلومین، کالک آلکالن و از نوع S می باشند و در محیط تکتونیکی همزمان با برخورد تشکیل شده‌اند.

- ابراهیمیان (۱۳۸۷) گرانیتوئیدهای شرق جندق (شمال شرق استان اصفهان) را مطالعه نموده است و با توجه به این که قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی به صورت آنکلاو در توده‌های نفوذی یافت می‌شود جوان‌تر از دگرگونی‌های مجموعه جندق - عروسان می‌باشد. نامبرده معتقد است بررسی‌های ژئوشیمیایی نشانگر آن است که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نوع همزمان با برخورد و تیپ S می‌باشند. با توجه به سن این گرانیتوئیدها و فازهای کوهزایی مهم ایران که در مزوزوئیک رخ داده‌اند می توان دلیل این پلوتونیسزم را به کوهزایی سیمین و احتمالاً سیمین میانی نسبت داد و این گرانیتوئیدها در امتداد گسل‌ها نفوذ نموده‌اند. وی به سه فاز گرانیتی و یک فاز پگماتیستی اشاره کرده است و با توجه به دارا بودن کانی شناسی متفاوت نتیجه گرفته است که هر کدام از فازهای گرانیتی از ذوب یک نوع

شیست به وجود آمده باشد. لازم به ذکر است با توجه به یافته‌های جدید، برخی از نتایج به دست آمده توسط نامبرده صحیح نمی‌باشد.

- (2010) Tabatabaei Manesh et al. شرایط دما - فشار شیست‌های متاپلیتی جندق، شمال شرق اصفهان، ایران را مورد مطالعه قرار داده‌اند و بر این باورند که متاپلیت‌های جندق می‌توانند بر اساس کانی‌های موجود به چهار گروه تقسیم شوند: (۱) کوارتز - مسکوویت شیست‌ها، (۲) کوارتز - بیوتیت - مسکوویت - کوارتز شیست‌ها، (۳) گارنت - مسکوویت - کلریت شیست‌ها و (۴) گارنت - مسکوویت - استارولیت شیست‌ها. گارنت - مسکوویت - کلریت شیست‌های جندق اولین ظهور گارنت را نشان می‌دهند. این گارنت‌ها شامل ترکیب محلول جامد ۵۸ تا ۷۶ درصد آلماندین، ۱ تا ۱۸ درصد اسپسارتین و ۸ تا ۲۰ درصد گروسولار هستند. آنالیز میکروپروب گارنت‌ها افزایش عدد منیزیم از هسته به سمت حاشیه را نشان می‌دهند. این ویژگی یکی دیگر از ویژگی‌های دگرگونی پیشرونده متاپلیت‌ها است. منطقه‌بندی خوب حفظ شده در گارنت‌ها نشان می‌دهد که متاپلیت‌ها به سرعت سرد شده‌اند و فازهای دگرگونی بعدی اثری بر آن‌ها نداشته است. ظهور استارولیت در گارنت - مسکوویت - کلریت شیست‌ها معرف شروع رخساره آمفیبولیت است. عدم حضور منطقه‌بندی در گارنت‌ها بیانگر آن است که تشکیل و رشد آنها در طی دگرگونی پیشرونده در یک ایزوگراد با گستره وسیع به وقوع پیوسته است. تحقیقات ترموبارومتري نشان می‌دهد که متاپلیت‌های جندق در دماهای ۴۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۲ تا ۶/۵ کیلوبار دگرگون شده‌اند. این نتایج با پارائز کانیایی سنگ‌ها متناسب است و توسعه رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است در این مطالعه حتی برخی از مبانی اولیه نامگذاری سنگ‌های دگرگونی به درستی رعایت نشده است و بخشی از نتایج به دست آمده نیز معقول نیست.

- (2011) Torabi et al. پریدوتیت‌های گوشته دگرگون شده (متشکل از لرزولیت و هارزبورژیت) ایران مرکزی (منطقه جندق، استان اصفهان) را مورد مطالعه قرار داده‌اند. پریدوتیت‌های گوشته‌ای جندق تحت شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی دگرگون شده‌اند که با دگرگونی پسروده تحت شرایط

شیست سبز دنبال شده است. بررسی‌های جدیدی صورت گرفته در راستای این رساله، در برخی موارد، نتیجه‌گیری نامبرده را نادرست می‌داند.

- بیات و ترابی (۱۳۹۱) در مورد سنگ‌های متابازیت جنوب عروسان (شمال شرق استان اصفهان) بیان داشته‌اند که متابازیت‌های کوه معراجی و چاه پلنگ، دارای ترکیب بازالتی و تراکی بازالتی بوده‌اند. ماهیت ماگماتیسیم نواحی چاه پلنگ و کوه معراجی مانند ماهیت ماگماتیسیم پالئوزوئیک (رخ داده در سایر نقاط ایران) غالباً ماهیت آکالن تا تحولی داشته و در اثر فعالیت‌های کششی از ذوب بخشی درجه پایین یک گارنت - اسپینل پریدوتیت تشکیل گردیده‌اند. ضمن اینکه فرآیندهای دگرگونی آنها را به شیست سبز و آمفیبولیت تبدیل کرده و ویژگی‌های سنگ آذرین اولیه آنها هنوز نیز تا حدودی قابل تشخیص است. با توجه به سن سنجی‌های گارنت اکتینولیت شیست‌هایی که با متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان همراه هستند. بنابراین سن این متابازیت‌ها نیز سن نفوپروتروزوئیک پسین است.

- Bagheri & Stampfli (2008) به تشریح مجموعه‌های دگرگونی انارک، جندق و پشت بادام در ایران مرکزی پرداخته‌اند و آنها را در ارتباط با تکامل تکتونیکی اقیانوس پالئوتتیس دانسته‌اند. این تکامل تکتونیکی توسط وقایع کافت‌زایی اردوویسین - دونین پیشین آغاز شده است و در تریاس توسط تصادم ائوسیمین به اتمام رسیده است. بر اساس سن سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ سن ۳۳۳ تا ۳۲۰ میلیون سال را برای این سنگ‌های دگرگونی گزارش کرده‌اند. نوار دگرگونی جندق انواع مختلفی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی را شامل می‌شود که درجه دگرگونی آنها بطور نامنظم از جنوب به سمت شمال این نوار افزایش می‌یابد. بر اساس مطالعات سن سنجی U-Pb این پژوهشگران در منطقه جندق، برای پگماتیت‌ها سن تریاس پسین و برای گرانیت‌های دگرشکل شده سن کامبرین پیشین گزارش شده است. لازم به ذکر است بررسی‌های جدید بیانگر آن است که بخش عمده‌ای از نتایج به دست آمده، با وقایع زمین‌شناسی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه سازگاری ندارد یا به عبارتی نادرست است.

- Hasanzadeh et al. (2008) به مطالعه ژئوکرونولوژی U-Pb زیرکن گرانیتوئیدهای نئوپروتوزوئیک پسین - کامبرین پیشین در ایران پرداخته‌اند و آن‌ها را به عنوان بخش‌هایی از سرزمین‌های گندوانایی ایران به حساب آورده‌اند. البته این مطالعه گرانیتوئیدهای جندق - عروسان را شامل نمی‌شود.
- Buchs et al. (2013) سنگ‌های آذرین - دگرگونی منطقه انارک را مورد بررسی قرار داده‌اند. دما و فشار دگرگونی را در حد شرایط رخساره شیست سبز تا شیست آبی معرفی کرده‌اند و با توجه به فراوانی نسبی عناصر نادر نامتحرک موجود در سنگ‌های دگرگونی مطالعه شده معتقدند سنگ والد آنها به محیط‌های فرورانشی، پشته‌های میان اقیانوسی، ریف قاره‌ای و درون صفحه‌ای تعلق دارند.
- بلاغی اینالو (۱۳۹۳) و Balaghi Einalou et al. (2014) به روش سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن، تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Hf و ژئوشیمی شیست‌ها، گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی دلبر، جنوب شرق شاهرود (ایران) پرداخته‌اند. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که: زیرکن - های گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه دلبر (به روش‌های SIMS و LA-ICPMS)، میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد. این بازه زمانی معادل با اواخر نئوپروتوزوئیک (اواخر ادیاکارن) این محدوده زمانی را می‌توان زمان اوج دگرگونی و زمان جایگیری توده‌های گرانیتی این مجموعه در نظر گرفت.
- حسینی (۱۳۹۴) پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده است. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های سه نمونه سنگی متعلق به توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، سن‌های ۵۲۹، ۵۴۰ و ۵۵۳ میلیون سال را نشان می‌دهند. سن‌های U-Pb بر روی زیرکن‌های دو نمونه متابازیت، یک نمونه میکاشیست، یک نمونه گنیس و یک نمونه میگماتیت نیز به ترتیب سن‌های ۵۸۲، ۵۳۳، ۵۳۱، ۵۵۵ و ۵۴۰ میلیون سال پیش به دست آمده است.
- شکاری (۱۳۹۷) و شکاری و همکاران (۱۳۹۶a,b) متابلیت‌ها و متابازیت‌های منطقه شترکوه، واقع در جنوب شرق شاهرود را مورد بررسی قرار داده‌اند. بر پایه سن سنجی‌های صورت گرفته به روش

اورانیوم- سرب بر روی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌ها سن ۵۲۶ تا ۵۷۷ میلیون سال (برابر اواخر نئوپروتروزوئیک و رخداد کوهزایی کادومین در سرزمین‌های گندوانایی) به آنها نسبت داده شد. همچنین نتایج سن سنجی به روش اورانیوم - سرب بر روی زیرکن‌های متابلیت‌ها به ویژه گنیس‌ها، گستره سنی آنها را بین ۵۴۸ تا ۵۸۷ میلیون سال نشان می‌دهد. گستره سنی کل مجموعه دگرگونی بین ۵۲۶ تا ۵۲۷ میلیون سال می‌باشد. بر پایه مجموع بررسی‌های زمین‌شناسی، می‌توان گفت سنگ‌های مادر مجموعه دگرگونی شترکوه، در اواخر نئوپروتروزوئیک، در یک رژیم زمین ساختی کششی که بر سرزمین‌های شمال گندوانا حاکم بوده و به تشکیل حوضه‌های دریایی - اقیانوسی (شاخه ایران - آاناتولی اقیانوس پروتوتتیس) منجر شده است، تشکیل شده است. سپس این حوضه‌ها در یک بازه زمانی کوتاه و طی یک رژیم زمین ساختی تراکمی (کوهزایی کادومین)، به سرعت بسته شده‌اند و به صورت آمیزه‌های زمین ساختی یا منشورهای به هم افزوده درآمده‌اند و یا بر سرزمین‌های همجوار رانده شده‌اند.

- Shirdashtzadeh et al. (2018) زیرکن‌های مربوط به گرانیات آیراکان را بررسی کرده‌اند و با روش U-Pb زیرکن، بر روی تعداد محدودی زیرکن سن سنجی انجام داده و سن $418 \pm 4/9$ را برای زیرکن‌های موروثی آیراکان در نظر گرفته است. بنا به نظر ایشان زیرکن‌های رشد کرده پیرامون زیرکن موروثی با سن $483 \pm 2/9$ یک پلوتونیسیم در اردوویسین زیرین را نشان می‌دهد. اگرچه مقاله مستخرج از این تحقیق به تازگی چاپ شده است، ولی شواهد ارائه شده در این مقاله با تاریخچه زمین شناسی منطقه سازگار نیست.

۸-۱ اهداف مطالعه

در بیشتر زون‌های ساختاری ایران به ویژه زون ایران مرکزی رخنمون‌های پراکنده‌ای از مجموعه‌های پی‌سنگی قدیمی وجود دارد که در مطالعات قبلی زمین‌شناسی (غالباً تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی) به این مجموعه‌ها، سن پرکامبرین (یا قدیمی‌تر از کامبرین) نسبت داده شده است. این مجموعه‌های قدیمی به علت نداشتن شواهد فسیلی و پیچیدگی‌های سنگ‌شناسی تا کنون کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند اما اخیراً با فراهم شدن ابزار تعیین سن، توجه خاصی به این مناطق معطوف شده و مطالعات متعددی

بر روی آنها انجام شده و یا در حال انجام می‌باشد. با توجه به سن سنجی‌های اخیر صورت گرفته در جنوب شرق شاهرود (Balaghi Einalou et al, 2014؛ Rahmati Ikhchi et al, 2010؛ Shafaii Moghadam et al, 2015؛ Hoseini et al, 2015، شکاری و همکاران، ۱۳۹۶a,b، Bagheri & Stampfli (2008) (در مورد مجموعه دگرگونی جندق) و بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) لازم است در مورد نوار دگرگونی - آذرین جندق نیز تعیین سن‌های جدید با روش‌های مطمئن‌تر صورت پذیرد. اگر چه برخی از مطالعات و نتایج ارائه شده قبلی حائز اهمیت‌اند، ولی به دلیل پیچیدگی‌های خاص این منطقه، به عنوان یکی از مناطق پی‌سنگی و متبلور ایران مرکزی و ابهاماتی که در رخدادهای تکتونیکی این منطقه وجود دارد، می‌بایست مطالعات جامع و کامل‌تری انجام پذیرد. به گونه‌ای که انجام مطالعات مختلف از دیدگاه چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی آذرین و دگرگونی، ژئوترموبارومتری، ریزساخت‌ها و فابریک‌های دگرگونی، دگرشکلی و مطالعه ایزوتوپ‌های U-Pb و Sr-Nd این سنگ‌ها با تکیه بر روش‌ها و یافته‌های نوین جهت روشن‌شدن مسائل زمین‌شناسی در ایران مرکزی از ضرورت و اهمیت بالایی برخوردار است. بنابراین این رساله در جهت دستیابی به اهداف زیر به انجام رسیده است:

- ۱- تعیین ماهیت ترکیبات سنگی والد و شناخت توالی سنگی اولیه قبل از دگرگونی
- ۲- تعیین شرایط فیزیکی (دما و فشار) بروز دگرگونی، شناخت رخساره‌های دگرگونی، درجه دگرگونی و زون‌های کانیاپی
- ۳- بازسازی شرایط ژئودینامیکی بروز دگرگونی (تعیین سیر تحول پوسته با استفاده از منحنی‌های P-T-t)
- ۴- شناخت دقیق تغییر و تحولات سنگ‌شناسی در طی دگرگونی اعم از کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و غیره.
- ۵- تعیین سن سنگ‌های آذرین و دگرگونی
- ۶- مقایسه ویژگی‌های سنگ‌شناسی مجموعه دگرگونی جندق - عروسان با مناطق همجوار و یا سایر مناطق مشابه و برقراری ارتباط منطقی بین این منطقه و مناطق مجاور

۷- تجزیه و تحلیل تاریخچه زمین‌شناسی منطقه و بازسازی سرزمین‌های قدیمی ایران و بررسی احتمال پیوستگی و رابطه احتمالی آن با سرزمین‌های قدیمی دارای ماهیت گندوانایی به ویژه در کشورهای همسایه از جمله عربستان، ترکیه، افغانستان، ازبکستان، ترکمنستان و ...

۹-۱ روش مطالعه

۱-۹-۱ مطالعات کتابخانه‌ای

ابتدا منابع اطلاعاتی از قبل منتشر شده مانند کتاب‌ها، پایان نامه‌ها و مقالات جدید مرتبط با موضوع رساله، نقشه‌ها و گزارش‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای گردآوری و مورد مطالعه قرار گرفت. برای دستیابی به نتایج بهتر، شناسایی راه‌های دسترسی به منطقه و همین‌طور جهت انتخاب بهترین رخنمون‌ها جهت مطالعات و برداشت‌های صحرایی، نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، تصاویر ماهواره‌ای Landsat, MrSID, Google earth تهیه و به دقت مورد بررسی قرار گرفت.

۲-۹-۱ مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

با مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری هدفمند از واحدهای سنگی مورد نظر روابط صحرایی بین آن‌ها، بررسی شد و در ضمن با ابزار موقعیت یاب (GPS) مختصات جغرافیایی نمونه‌ها تعیین و ثبت گردید. همچنین از پدیده‌های صحرایی و نمونه‌ها به تعداد لازم عکس گرفته شد. نمونه‌برداری به منظور تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیزهای مورد نظر به تعداد لازم و به گونه‌ای صورت گرفت که حداکثر واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه را در بر گرفته و قابلیت استناد و تعمیم برای کل محدوده‌های مورد نظر را داشته باشد.

در مجموع بازدیدهای صحرایی از سال ۱۳۹۳ تا ۱۳۹۷ در چندین نوبت انجام شد و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف در بیش از ۵۰۰ ایستگاه مطالعاتی صورت گرفت. در شکل ۱-۲ موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی تصاویر ماهواره‌ای نشان داده شده است. پس از انجام مطالعات صحرایی

دقیق، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MrSID، Google Earth و همچنین با توجه به نقشه‌های زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی منطقه و بر پایه یافته‌های جدید توسط نرم‌افزار Arc Map نقشه زمین‌شناسی نوین منطقه مورد ترسیم شد.

۳-۹-۱ مطالعات آزمایشگاهی

۱-۳-۹-۱ مطالعات پتروگرافی

از بین نمونه‌های برداشت شده، نزدیک به ۴۰۰ مقطع نازک و ۵۰ مقطع نازک - صیقلی تهیه شد و مورد بررسی قرار گرفته است. با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان پتروگرافی مقاطع نازک انجام شد و تصاویر میکروسکوپی مورد نیاز گرفته شد. مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک در آزمایشگاه اپتیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود انجام گرفت.

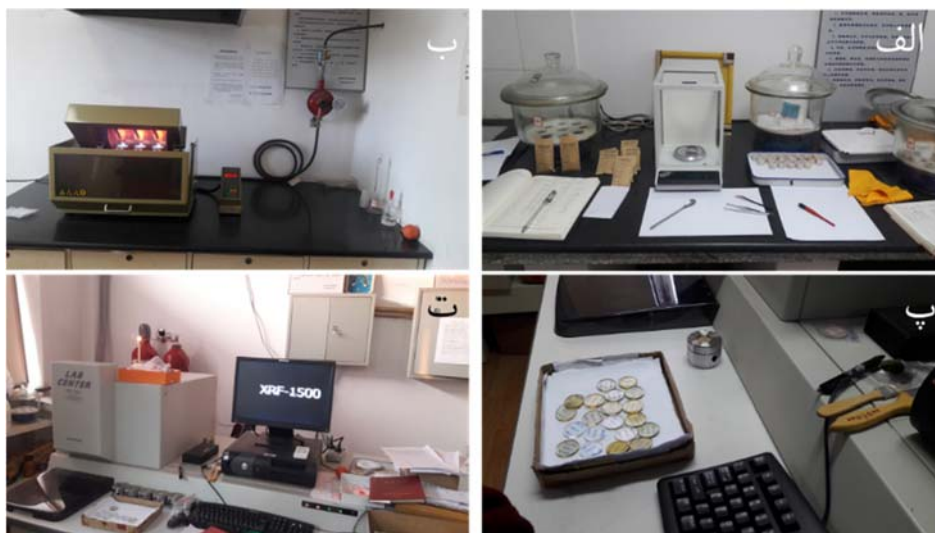
۲-۳-۹-۱ تجزیه شیمیایی سنگ کل

تعداد ۲۷ نمونه از سنگ‌های دگرگونی و آذرین که دارای کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی بودند، جهت آنالیز شیمی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر انتخاب شد. مرحله خردایش اولیه نمونه‌ها توسط آسیاب فکی سنگ‌شکن در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود انجام گردیده است. پس از خردایش، نمونه‌ها جهت پودر شدن به شرکت آمتیس شرق ارسال شد. آنالیز عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه آماده‌سازی و تجزیه سنگ - کانی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین (IGGCAS^۳) انجام شد. پس از طی مراحل مختلف با دقت بالا، ابتدا مقادیر عناصر فرار (L.O.I) هر نمونه اندازه‌گیری شد. سپس پودر سنگ‌ها ذوب شد و به صورت قرص شیشه‌ای درآمد و در دستگاه XRF مورد آنالیز قرار گرفت (شکل ۱-۵).

^۳- Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences

۳-۳-۹-۱ آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها (مایکروپروب)

شناخت و تعیین ترکیب دقیق انواع کانی‌ها به خصوص کانی‌های دگرگونی و تعیین دما و فشار حاکم بر رخداد (رخدادهای) دگرگونی از دیگر اهداف مطالعه سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه جندق - عروسان است. جهت انجام آنالیز نقطه‌ای مقاطع نازک صیقلی مناسب تهیه شده و توسط پوششی از کربن پوشیده شد، کانی‌های هدف مشخص شد و حدود ۸۰۰ نقطه به روش EPMA^۴ در آزمایشگاه EPMA مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین مورد آنالیز مایکروپروب قرار گرفت (شکل ۱-۶).

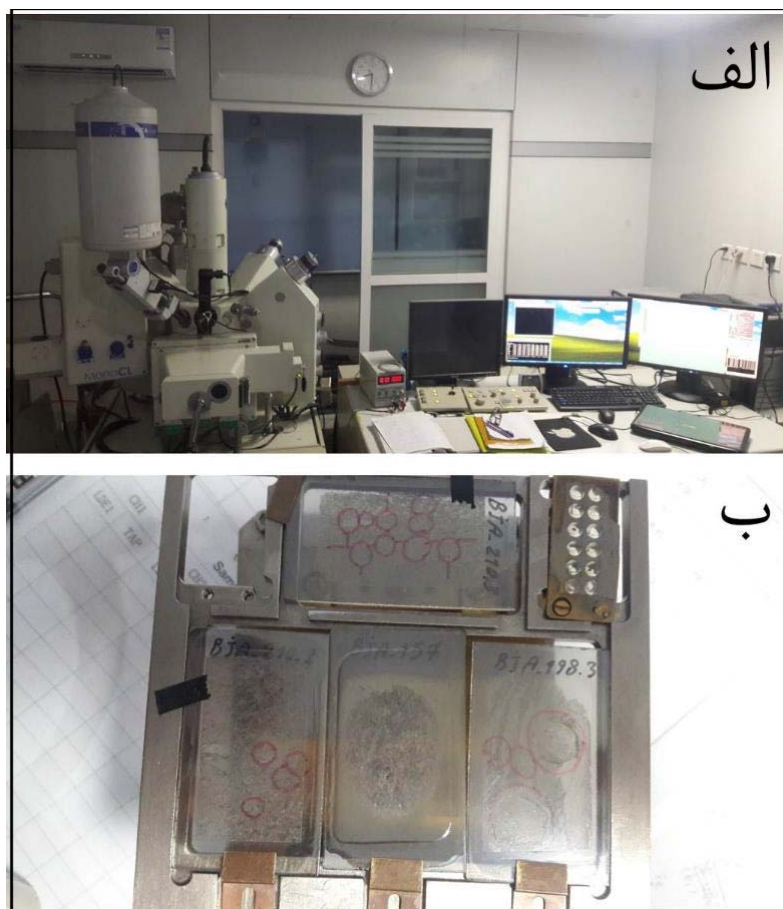


شکل ۱-۵- تصاویری از مراحل آماده سازی نمونه‌ها جهت آنالیز شیمیایی آزمایشگاه آماده‌سازی و تجزیه سنگ - کانی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین. الف) اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها جهت تعیین مقادیر عناصر فرار؛ ب) مرحله ذوب نمونه‌ها؛ پ) قرص‌های شیشه‌ای حاصل از ذوب و انجماد نمونه‌ها؛ ت) دستگاه XRF

به همراه داده‌های بدست آمده، تصویر پس پراکنش الکترونی (Backscattered Electron) از هر کانی تهیه شد. برای انجام آنالیز نقطه‌ای ابتدا مقاطع نازک با ابعاد ۲۸ در ۴۸ میلی‌متر و به ضخامت ۵۰ میکرون تهیه شد و توسط دستگاه پوشش کربن، با لایه‌ای از کربن به ضخامت ۱۰ نانومتر پوشیده شده و برای آنالیز توسط دستگاه EPMA آماده گردید. دستگاه ریزپردازنده جهت آنالیز مایکروپروب از

۴- Electron Probe Micro-Analyzer

نوع JXA-8100 ساخت کشور ژاپن و شرایط آزمایش شامل ولتاژ 15 Kv، جریان ریزکاو 1×10^{-8} A، دمای $22-23^\circ\text{C}$ و رطوبت 30٪ بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین است. قطر نقاط آنالیز شده 1 تا 5 میکرون می‌باشد. روش مایکروپروب الکترونی یک روش کاملاً کیفی و کمی است که به عنوان یک روش غیر تخریبی^۵ برای آنالیز عنصری در حجم‌های میکرونی بر روی سطح نمونه استفاده می‌شود. در این روش سطح نمونه توسط باریکه‌هایی از الکترون برانگیخته شده و پرتوهای ایکس ثانویه ایجاد می‌شوند. پرتوهای ایکس بر اساس طول موجشان تفکیک می‌شوند. ترکیب هر نمونه بر اساس طیف طول موج آن نمونه و مقایسه با طیف‌های نمونه‌های استاندارد مشخص می‌شود.



شکل ۱-۶- الف) تصویر دستگاه EPMA در آزمایشگاه EPMA مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین؛
ب) مقاطع صیقلی پوشیده شده با کربن و کانی‌های مشخص شده جهت آنالیز نقطه‌ای.

۴-۳-۹-۱ مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپی

الف) آنالیزهای ایزوتوپی U-Pb

به منظور تعیین سن سنگ‌های مجموعه جندق - عروسان از روش سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن-های جدا شده از این سنگ‌ها استفاده گردید. تعداد ۲۰ نمونه جهت تعیین سن انتخاب شد. ابتدا مراحل خریداری و نمایش در کارگاه سنگ دانشگاه صنعتی شاهرود و در ادامه در آزمایشگاه معدن دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود انجام شد. جدایش زیرکن‌ها و آماده‌سازی زیرکن‌ها و قرار دادن آنها در قالب مخصوص (مونت کردن) در آزمایشگاه SIMS^۱ مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین انجام پذیرفت. مونت‌ها با پوشش نازک از جنس طلا پوشانده شدند و تصاویر کاتدولومینسانس (Cl) از آنها تهیه گردید. علاوه بر تصاویر کاتدولومینسانس، تصاویر انعکاسی (Reflection) و عبوری (Transmission) جهت مطالعه دقیق‌تر و مشخص شدن ساختار درونی زیرکن‌ها تهیه شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی به روش SIMS توسط دستگاه CAMECA IMS 1280 انجام شد. قطر پرتو در نظر گرفته شده برای نقاط ۲۰ میکرون است. نمونه استاندارد مورد استفاده Qinghu بوده است. (شکل ۷-۱).

ب) آنالیزهای ایزوتوپی Sr-Nd

پودرهای نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd پس از اندازه‌گیری‌های بسیار دقیق وزنی، ذوب و توسط اسیدهای HF + HNO₃ + HClO₄ حل و رقیق شد. عناصر Rb, Sr, Sm و Nd توسط روش کروماتوگرافی جدا شد و با روش TIMS^۲ در آزمایشگاه مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین اندازه‌گیری شد (شکل ۸-۱). این روش نیازمند کمتر از ۳۰۰ pg نمونه برای Rb-Sr و ۱۰۰ pg برای Sm-Nd است. در طی جمع‌آوری داده‌های ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و ثبات دستگاه، از نمونه استاندارد NBS-987 با میانگین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710256\pm 0.000010$ و

۶- Secondary Ion Mass Spectrometry

۷- Thermal Ionization Mass Spec-trometer

نمونه استاندارد JNdi-1 با میانگین نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512097\pm 0.000008$ به ترتیب برای بهنجارسازی مقادیر نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شده است.

برای نظارت بر صحت روش آنالیز، نمونه استاندارد BCR-2 با مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705036$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630\pm 0.000011$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ داده‌های نیز اندازه‌گیری شد. داده‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به دست آمده برای این نمونه با داده‌های انتشار یافته قبلی (Li et al., 2015, 2016) مطابقت دارد و درستی این روش را تأیید می‌نماید.

۱۰-۱ پردازش داده‌ها

داده‌های ژئوشیمیایی به دست آمده توسط نرم‌افزارهای مربوطه پردازش شد. فرمول ساختاری کانی‌ها محاسبه شد و در مورد مقادیر عناصر فرعی نیز به‌هنجار سازی‌های لازم صورت گرفت و نمودارهای مناسب برای تفسیر و تحلیل ژئوشیمی کانی‌ها و سنگ‌ها ترسیم شد. پردازش داده‌های حاصل از آنالیزهای مختلف شیمی سنگ کل، میکروپروب، ایزوتوپ‌های U, Pb و Sr-Nd با استفاده از نرم‌افزارهای ISOPLOT 3.75 GCDKIT و Excel انجام شد و نتایج بدست آمده در ترسیم نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت جهت ویرایش اشکال و نمودارهای ترسیم شده از نرم‌افزارهای دیگر از جمله Grapher، CorelDraw و Photoshop استفاده شد.



شکل ۱-۷-الف) به ترتیب از بالا به پایین تصاویر کاندولومینسانس، انعکاسی و عبوری از زیرکن‌ها؛ ب) تصویر مونت زیرکن‌های قالب گیری شده در رزین مخصوص با پوشش طلا همراه با تصویر میکروسکوپی آن؛ پ) تصاویری از دستگاه SIMS در آزمایشگاه SIMS مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین.



شکل ۱-۸- تصاویری از روند آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd در آزمایشگاه TIMS (بخش ultraclean) مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین.

فصل دوم: زمین شناسی صحرائی



۱-۲ مقدمه

سرزمین‌های قدیمی ایران، رخنمون‌های محدود، ولی پراکندگی جغرافیایی زیاد دارند و به دلیل متحمل شدن فازهای متعدد دگرگونی و دگرریختی، غالباً از پیچیدگی‌های خاصی برخوردار هستند. با این وجود به دلیل دارا بودن ویژگی‌های گندوانایی این مناطق، مطالعه و بررسی آنها می‌تواند در تفسیر سرزمین‌های گندوانایی ایران مفید باشد.

مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان در شمال شرق استان اصفهان و در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه بصورت یک نوار دگرگونی - آذرین ناپیوسته با سن نئوپروتروزوئیک پسین با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر با روند شمال شرقی - جنوب غربی از شرق شهر جندق تا شمال غرب عروسان کوره گز (ایراکان واقع در شمال شهرستان خور و بیانک) ادامه دارد. این نوار دگرگونی - آذرین به عنوان بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران مرکزی، دارای طیف سنگ-شناختی بسیار متنوعی است که شامل متاپلیت‌ها (شیست‌ها و گنیس‌ها)، متاپسامیت‌ها (متاسندستون)، متاگریوک، متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)، مجموعه افیولیتی دگرگون‌شده (دونیت و هارزبورژیت سرپانتینی‌شده، متابازالت و ...) است. چند توده کوچک‌گرانیته در این مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند که پس از جایگیری به شدت میلونیتی-شده‌اند. همچنین تعدادی توده نفوذی کوچک گابرویدیوریتی به همراه دایک‌های آلكالی‌فلدسپار گرانیتی به درون مجموعه دگرگونی جندق - عروسان نفوذ کرده‌اند. توده‌های گابرویدیوریتی توسط دایک‌های گرانیتی و رگه‌های پگماتیته - گرانیتی صورتی رنگ قطع شده‌اند. بخش شمالی مجموعه دگرگونی جندق توسط کنگلومراها و مارن‌های الیگومیوسن پوشیده شده است. بخش جنوبی این مجموعه توسط کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ متعلق به اواخر تریاس - ژوراسیک پوشیده شده است. سپس سنگ‌های آهکی کرتاسه - پالئوسن حاوی فسیل‌های درشت اینوسراموس، هیپوریت و مرجان و در بخش‌های عمیق‌تر حاوی اوربیتولین، روتالیا، اوربیتوئیدس و سیدرولیتس رسوبات تخریبی - ماسه سنگی ژوراسیک

را پوشانده‌اند. مجموعه کرتاسه در اواخر کرتاسه اوایل پالئوسن دچار بالازدگی شده و کنگلومرای پالئوسن تشکیل شده است.

از آنجا که مطالعات صحرائی صحیح، پایه و اساس مطالعات میکروسکوپی و ژئوشیمیایی سنگ‌ها می‌باشد در نتیجه با مطالعه شواهد صحرائی دقیق در هر منطقه، می‌توان تا حد زیادی به تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه پی برد. در این فصل به بررسی زمین‌شناسی عمومی و واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه خواهیم پرداخت.

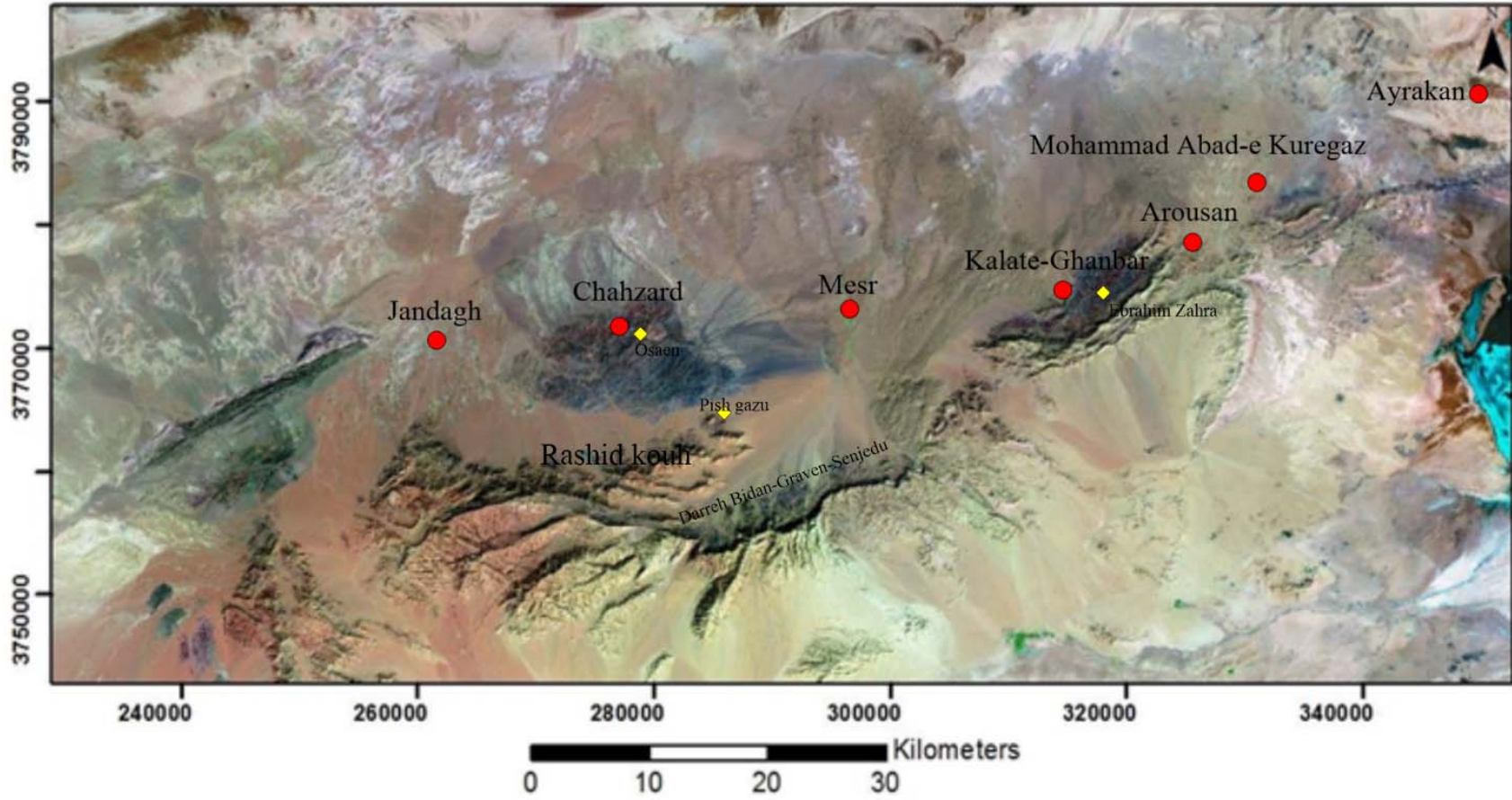
لازم به ذکر است، بنابر مذاکرات شفاهی آقای دکتر طاهری در مواردی که سن‌های مورد نظر توسط سن رادیومتری مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند از واژه‌های پسین و پیشین و در مواقع تعریف چینه‌شناسی از واژه‌های بالایی و پایینی استفاده خواهیم نمود.

۲-۲ واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک پسین

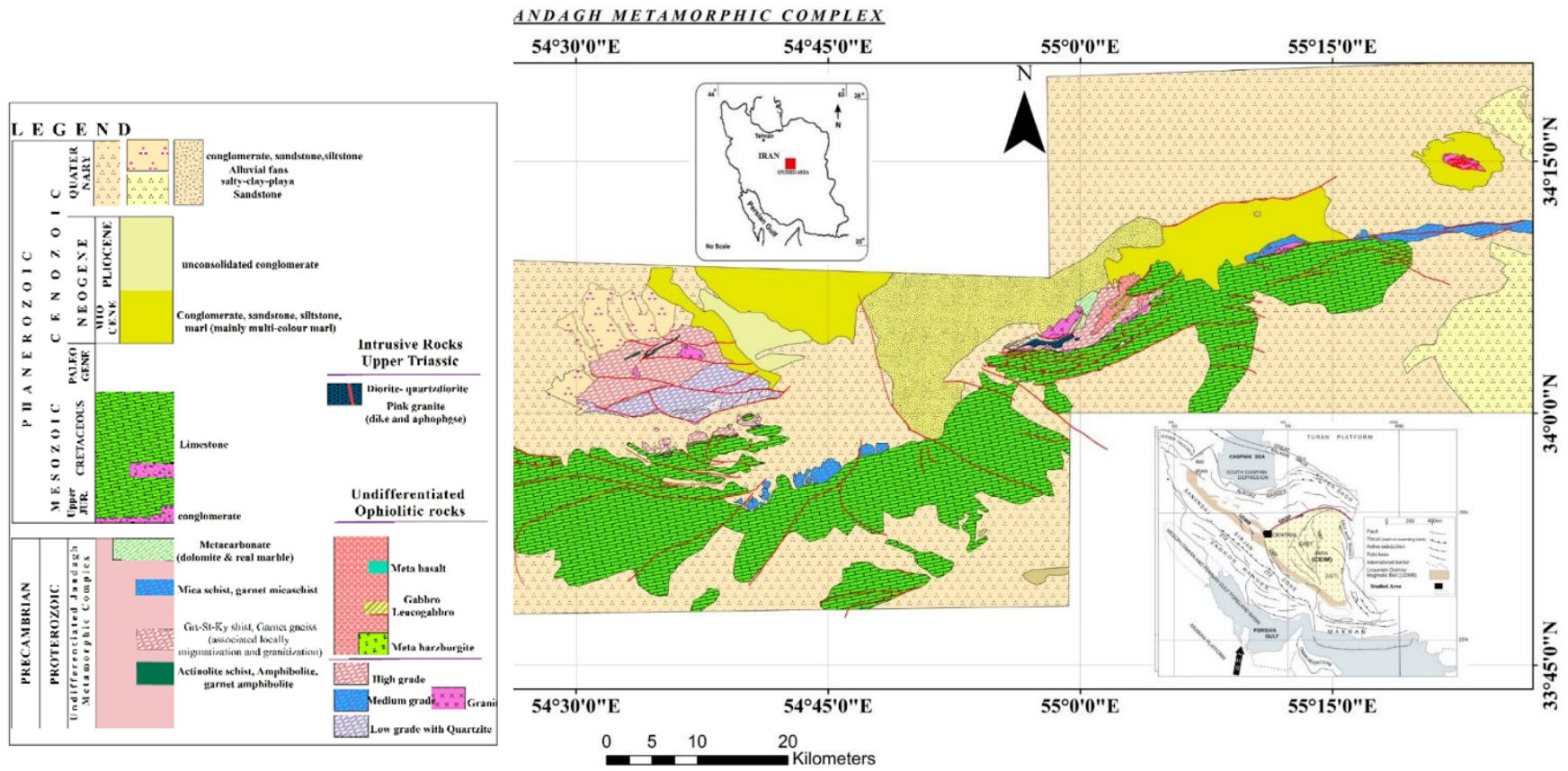
سنگهای متعلق به اواخر نئوپروتروزوئیک مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان در نقاط مختلف از جمله شمال و شرق رشید کوه، مجموعه چاه زرد واقع در شرق جندق، مجموعه کلاته واقع در غرب عروسان، محمدآباد کوره گز و آیراکان رخنمون دارند (شکل ۱-۲).

۱-۲-۲ متاپلیت‌ها

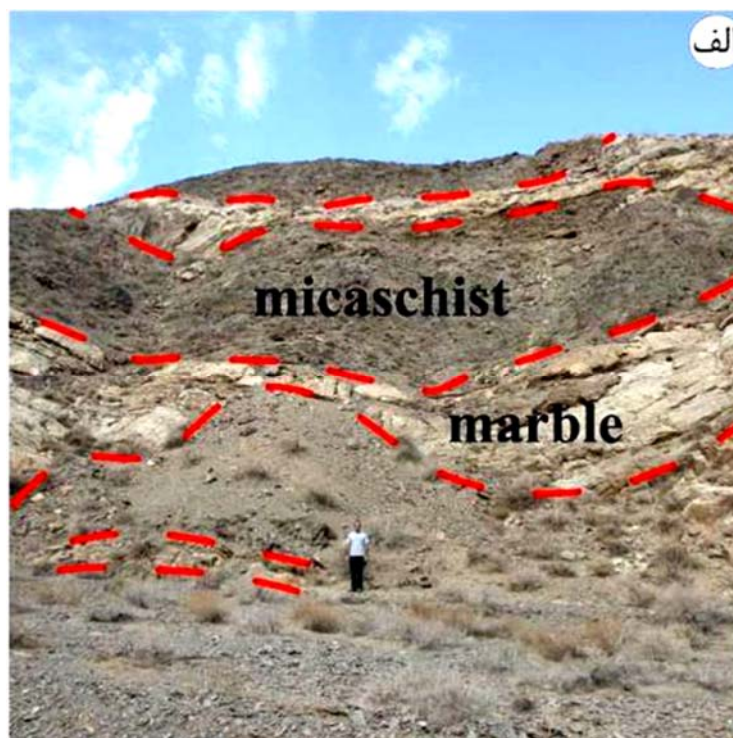
متاپلیت‌های منطقه مورد مطالعه طیف وسیعی از سنگهای اسلیتی- فیلیتی، میکاشیستی تا گنیسی را به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها دارای مورفولوژی تپه ماهوری هستند و به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره متمایل به سیاه رخنمون دارند. متاپلیت‌ها در بسیاری از نقاط منطقه، بصورت متناوب با متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها رخنمون دارند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۱- الف) تصویر ماهواره‌ای نوار دگرگونی جندق - عروسان.



شکل ۱-۲- ب: نقشه زمین‌شناسی مجموعه جندق - عروسان که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرائی و با استفاده از نرم‌افزار Arc map ترسیم شده است.



شکل ۲-۲- تصویری از تناوب میکاشیست‌ها با الف) مرمرها (جنوب صفائو، جهت دید: به سمت به شمال)

(ب) متابازیت‌ها (شمال رشید کوه).

سنگ‌های دگرگونی درجه پایین منطقه، اسلیت‌ها (به ندرت) و فیلیت‌ها هستند. اسلیت‌ها با رنگ تقریباً سیاه (شکل ۲-۳-الف) و فیلیت‌ها با رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در بخش‌هایی از جنوب مجموعه چاه زرد در مسیر جاده مصر، در شمال رشید کوه در پیرامون روستای گراوان تا روستاهای دره بیدان، سنجدو و منطقه گذار خریطه، در مجموعه کلاته و محمدآباد کوره گز رخنمون دارند. فیلیت‌ها دارای سطوح برآق و متورق هستند که بیانگر حضور فراوان میکاها در آنها هستند (شکل ۲-۳-ب). بعضی مواقع به دلیل هوازدگی، عدسی‌های فیلیت‌ها، رنگ قرمز پیدا کرده‌اند. در برخی نقاط به دلیل قرارگیری فیلیت‌ها در پهنه‌های میلوئیتی، این سنگ‌ها به فیلونیت تبدیل شده‌اند و بیوتیت‌های آنها به سریسیت تبدیل شده‌است. (شکل ۲-۳-پ و ت).



شکل ۲-۳-الف) تصویر دورنمای اسلیت‌ها در جنوب غرب روستای گراوان (جهت دید: به سمت غرب؛ ب) نمای نزدیکی از فیلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان (نمونه دستی) (منطقه گذار خریطه؛ پ) سنگ‌های فیلیتی که در یک زون گسلی به شدت خرد و دگرشکل شده‌اند (فیلونیت) همراه با آهک‌های دگرگون شده (جهت دید: به سمت جنوب) ت) تصویری از نمونه‌دستی فیلونیت (منطقه گذار خریطه).

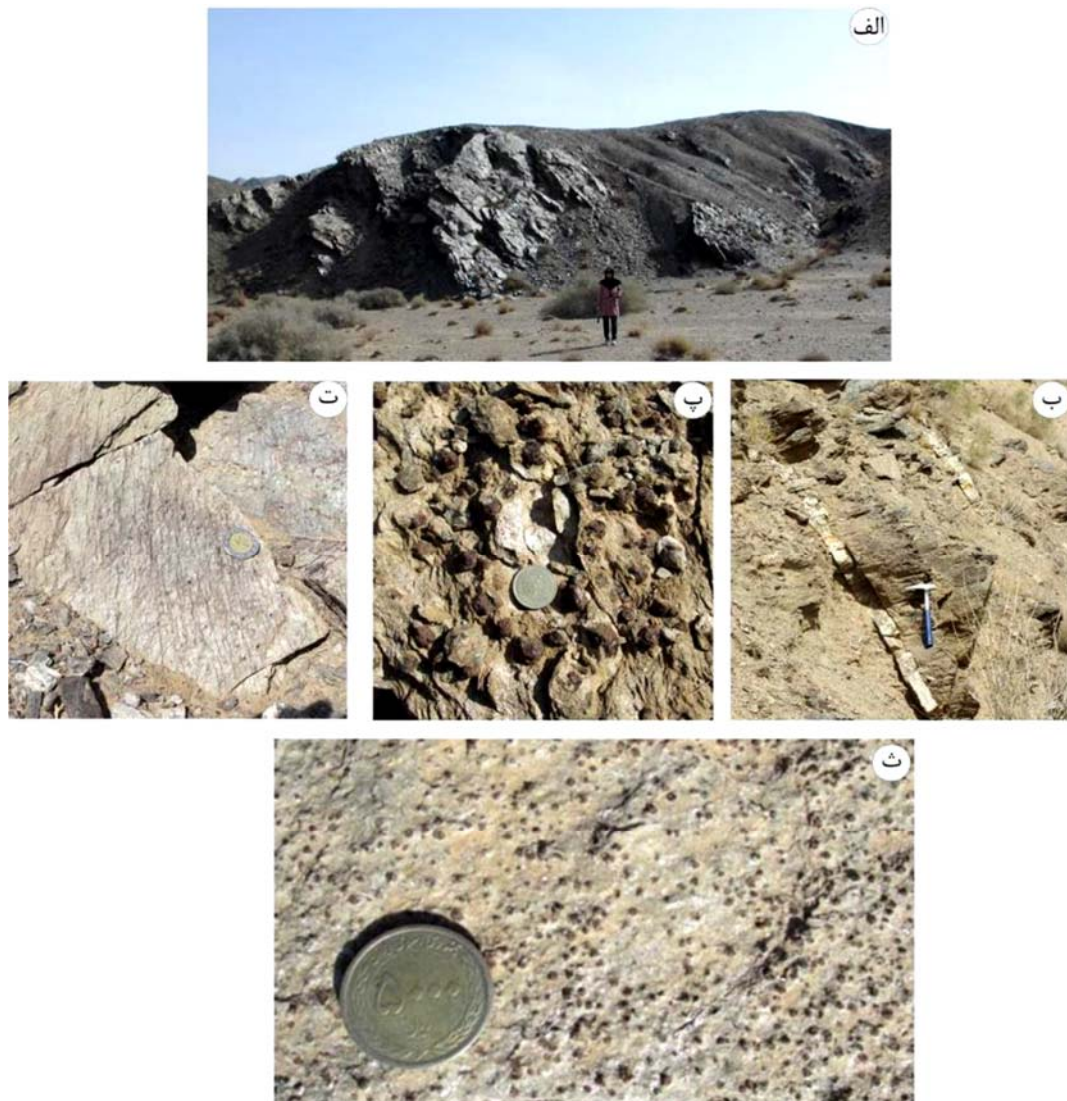
با افزایش درجه دگرگونی، میکاشیست‌ها شکل می‌گیرند. این سنگ‌ها در اکثر نقاط نوار دگرگونی - آذرین جندق - عروسان، از مجموعه چاه زرد تا محمدآباد کوره گز بطور وسیع و در منطقه آیراکان به طور جزئی وجود دارند. میکاشیست‌ها به دلیل اختلاف ترکیب دارای مناظر تیره و روشن هستند و غالباً به رنگ خاکستری مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها شدیداً متورق و برآق هستند و نشانه‌های بارزی از کینک‌باند، چین خوردگی و گسل خوردگی در آنها مشاهده می‌شوند. مقدار بالای بیوتیت‌ها و جهت یافتگی ترجیحی آنها در میکاشیست‌ها سبب ایجاد سطوح برآق و برگوارگی شده است. دگرگونی این سنگ‌ها معادل با دگرگونی در حد زون بیوتیت است. با افزایش دما و فشار و ظهور کانی‌های گارنت، استارولیت و کیانیت در شیست‌ها به ترتیب زون گارنت (گارنت میکاشیست)، زون استارولیت (گارنت-استارولیت شیست) و زون کیانیت (گارنت-استارولیت - کیانیت شیست) قابل تعریف است. اندازه‌های بلورهای گارنت بسته به شرایط دگرگونی و ترکیب سنگ از ریز تا درشت متغیر است، به طوری که گاهی اندازه گارنت‌ها به ۳ سانتی‌متر نیز می‌رسد. رگه‌های سیلیسی بطور فراوان در میکاشیست‌ها یافت می‌شود. در جریان تشکیل گارنت (نظیر واکنش ۱-۲)، سیلیس آزاد شده در طی این واکنش همراه با H₂O، به صورت سیال حاوی سیلیس پدیدار می‌شود. سیالات حاوی سیلیس به درون فضاهای باز راه پیدا می‌کنند و سیلیس ته‌نشین یا متبلور می‌شوند و به صورت نهشته‌ها یا رگه‌های سیلیسی تجلی پیدا می‌کنند.



در برخی از میکاشیست‌ها می‌توان ریزچین‌ها (کرینولیشن) را مشاهده کرد (شکل ۲-۴). میکاشیست‌ها در مناطق کلاته و محمدآباد کوره گز و آیراکان در حد میکاشیست و گارنت میکاشیست هستند و معرف دگرگونی درجه متوسط هستند.

در منطقه اوسائن، گارنت - استارولیت شیست‌ها و گارنت - استارولیت - کیانیت شیست‌ها رخنمون دارند (شکل ۲-۵). در برخی نقاط استارولیت‌ها در سطح سنگ، اشکال زیبای ستاره‌ای شکل به نمایش گذاشته‌اند. کیانیت‌ها، به صورت بلورهای منشوری دانه ریز در برخی از میکاشیست‌های منطقه یافت

شد. این کانی در مقیاس صحرائی قابل مشاهده نیست و تاکنون فقط در مقاطع میکروسکوپی مشاهده شده است. کلریتوئیدها در گارنت - کلریتوئید - استارولیت شیستها یافت می‌شوند. این کانی‌ها تنها در مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده‌اند (به فصل سوم رجوع شود).



شکل ۲-۴- الف) دورنمایی از میکاشیست‌ها (در منطقه چاه زرد)؛ ب) رگه‌های سیلیسی قطع کننده میکاشیست‌ها؛ پ) تصویری از گارنت میکاشیست‌های حاوی پورفیروبلست‌های درشت گارنت، به اندازه ۱ تا ۳ سانتیمتر (منطقه پیش‌گزو)؛ ت) ساخت ریزچین (کرینولیشن) در میکاشیست (منطقه چاه زرد)؛ ث) میکاشیست‌های دارای گارنت‌هایی در اندازه ۵ تا ۱۰ میلیمتر.



شکل ۲-۵- تصاویری از نمای نزدیک گارنت - استارولیت شیست‌ها در حاشیه روستای اوسائن و شمال غرب آن.

در برخی از رخنمون‌ها با افزایش شرایط دگرگونی، تحولات تدریجی بین میکاشیست‌ها و گنیس‌ها مشاهده می‌شود به گونه‌ای که تفکیک این سنگ‌ها با مرزهای مشخص از یکدیگر در بسیاری از موارد امکان‌پذیر نیست. این تغییر و تحولات شامل تحول شیستوزیته به ساخت گنیسی از میکاشیست‌ها به گنیس‌هاست که در نتیجه دگرگونی پیشرونده صورت گرفته است. لایه بندی ترکیبی ریز مقیاس تا بزرگ مقیاس (چند میلیمتر تا چند سانتیمتر) در آنها دیده می‌شود. برخی افق‌ها، دارای بلورهای فلدسپار پتاسیم درشت‌تر هستند و سنگ منظره گنیسی دانه درشت به نمایش گذاشته است، اما به دلیل فراوانی میکا، رنگ آن تیره است (شکل ۲-۶- الف). در برخی نقاط این افق‌ها صخره‌ساز بوده و دارای درزه‌های سیستماتیک فراوانی هستند. گارنت گنیس‌ها از دیگر سنگ‌های دگرگونی گروه متاپلیت‌ها هستند که نسبت به میکاشیست‌ها وسعت کمتری دارند. ولی در منطقه پیش گزو (واقع در شمال رشید کوه) و در مجموعه چاه زرد از رخنمون بیشتری برخوردار هستند.

سنگ‌های گنیسی با نواربندی یا ساخت گنیسی مشخص می‌شوند. تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، در ایجاد نواربندی گنیسی نقش داشته است. در این سنگ‌ها، گارنت‌های دانه درشت فراوانی در اندازه چند میلی متر تا ۱ سانتیمتری مشاهده می‌شود.

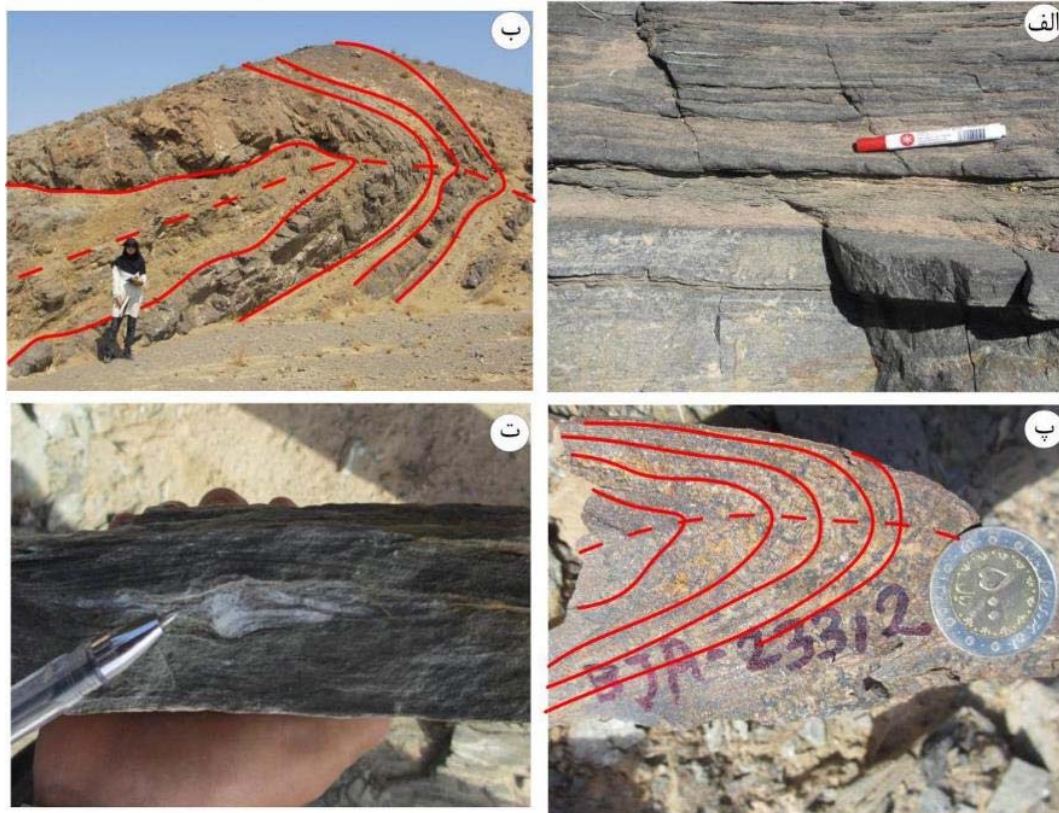
نواربندی خاص گنیسی، رشد پورفیروبولاست‌های گارنت و آلکالی فلدسپار از ویژگی‌های بارز تفکیک کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌هاست. بر روی سطح برخی گنیس‌ها، اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود. همچنین کلریتی شدن نیز در برخی از آنها دیده می‌شود که به صورت لکه‌های سبز رنگی بر روی سطح گنیس‌ها و در محل درز و شکستگی‌ها قابل مشاهده است (شکل ۲-۶-ب).



شکل ۲-۶- الف) تصویری از حالت بینابین شیست و گنیس؛ ب) سیستم درز و شکستگی‌ها در گارنت گنیس‌ها

۲-۲-۲ متاسندستون‌ها (متاسامیت‌ها) و متاگریوک‌ها

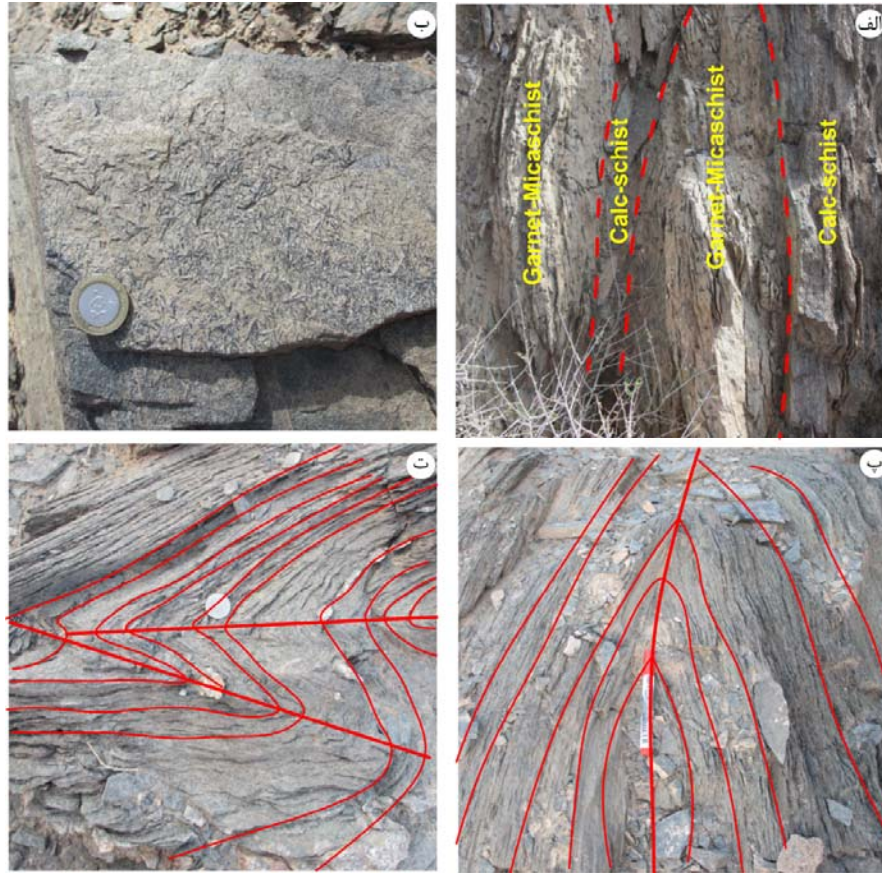
متاسندستون‌ها گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق - عروسان هستند. این سنگ‌ها در اکثر مناطق رخنمون دارند ولی در منطقه کلاته، از رخنمون بارزتری برخوردار هستند. در نمونه دستی متاسندستون‌ها معمولاً کانی دگرگونی شاخص مشاهده نمی‌شود و صرفاً به واسطه استحکام ظاهری آنها و رنگ خاکستری متمایل به سفید، قابل تفکیک و شناسایی هستند. متاسندستون‌ها همراه با مرمرها و متاپلیت‌ها بطور متناوب رخنمون دارند. افق‌های متاسندستونی همراه با لامینه‌های ریزمقیاسی از کوارتزهای چین‌خورده مشاهده می‌شوند. عدسی‌ها و میان لایه‌هایی از آهک‌های دگرگون شده (مرمرهای کلسیتی) به طور پراکنده در لابلای این سنگ‌ها یافت می‌شود که معرف تغییر رژیم رسوبگذاری رسوبات، در حوضه رسوبگذاری اولیه آنها است. عدسی‌های سیلیسی در مقیاس بزرگ و کوچک نیز، در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷- الف) تصویری از تناوب متاسندستون‌ها و میکاشیست‌ها؛ ب) دورنمایی از چین تقریباً خوابیده بزرگ مقیاس در متاسندستون‌ها؛ پ) چین خوردگی کوچک مقیاس در متاسندستون‌ها؛ ت) عدسی سیلیسی دنباله دار در متاسندستون‌ها.

۲-۲-۳ کالک شیست‌ها و متاکربنات‌ها

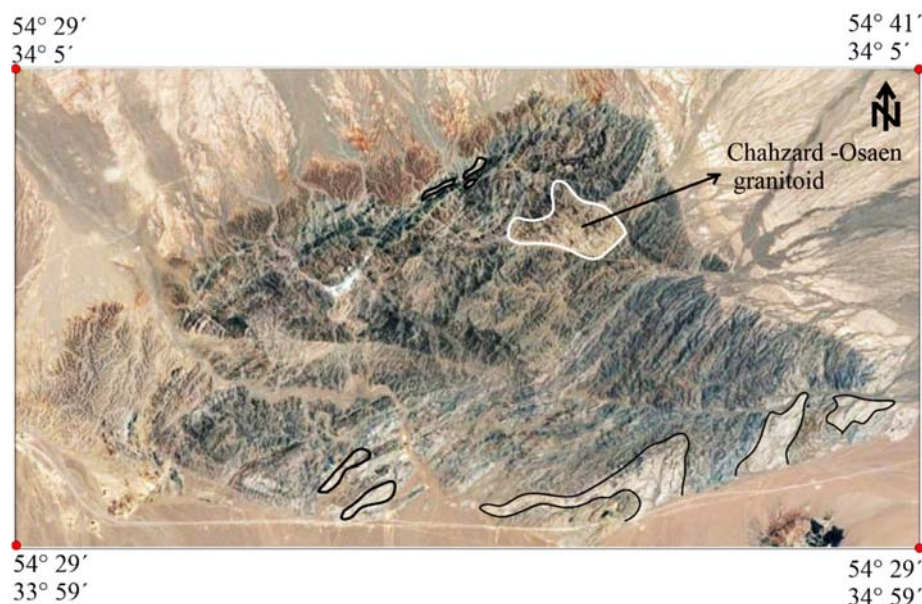
کالک شیست‌ها: این سنگ‌ها از دگرگونی شیل‌های غنی از کلسیم و سنگ‌های آهکی و دولومیتی رس‌دار ایجاد می‌شوند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز تا سفید بوده و در برخی نقاط دارای برگوارگی واضحی هستند. کالک شیست‌ها در نقاط مختلف مجموعه جندق - عروسان رخنمون دارند. در برخی مناطق می‌توان این سنگ‌ها را به طور متناوب با متاپلیت‌ها مشاهده نمود (نظیر جنوب روستای اوسائن). کالک شیست‌های مورد مطالعه اکثراً دچار چین خوردگی شده‌اند. در برخی نقاط بلورهای درشت و کشیده اکتینولیت و بلورهای نسبتاً درشت گارنت در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۸).



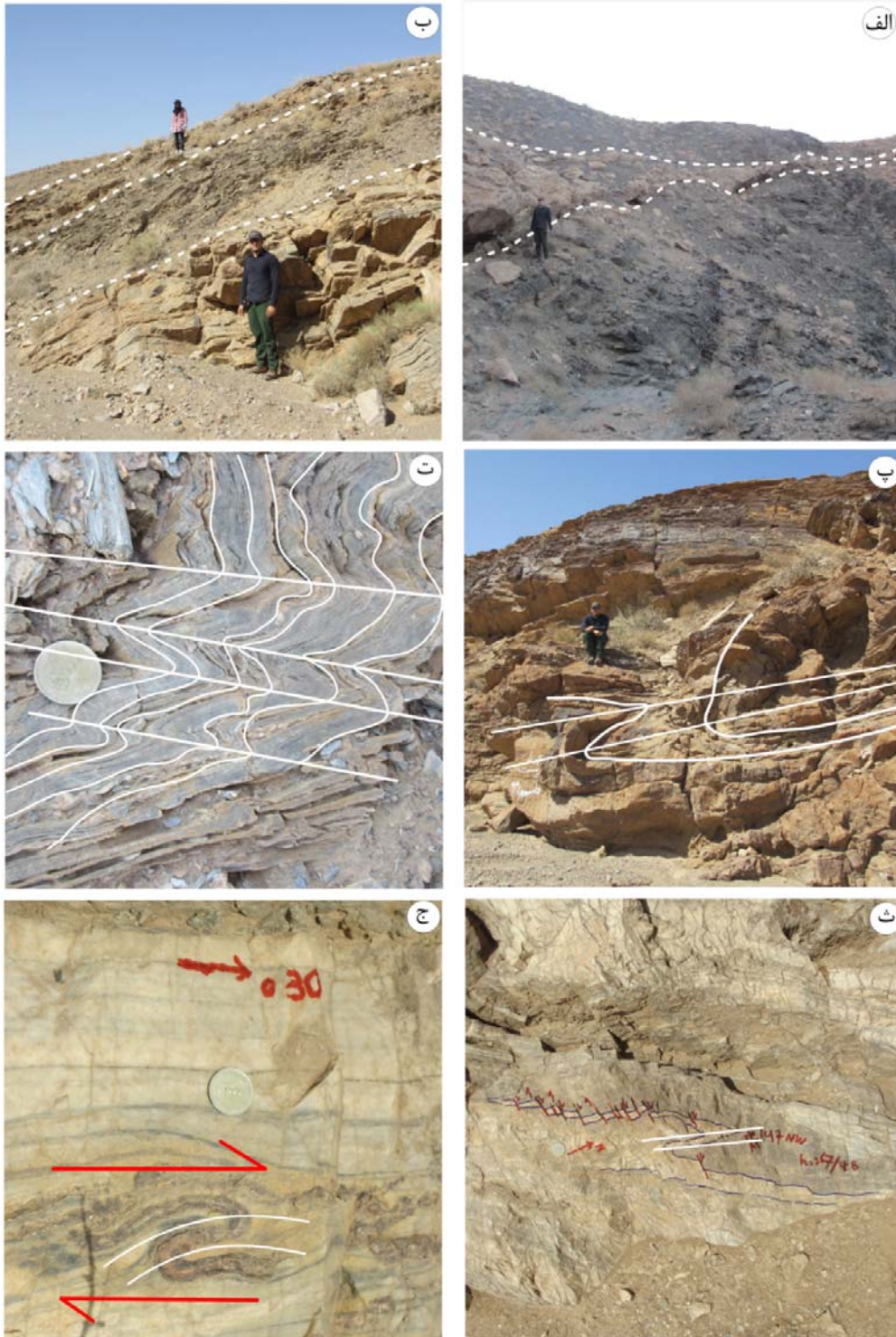
شکل ۲-۸- الف) تصویری از تناوب میکاشیست‌ها و کالک شیست‌ها؛ ب) تصویری از نمونه دستی اکتینولیت شیست-ها (به حضور بلورهای سوزنی شکل اکتینولیت توجه نمایید (جنوب منطقه صفائو) شمال شرق چاه زرد)؛ پ و ت) تصاویری از چین خوردگی در کالک شیست‌ها. به تغییرات موقعیت سطح محوری چین توجه نمایید.

متاکربنات‌ها: مرم‌های با ترکیب آهکی و دولومیتی یکی دیگر از گروه‌های سنگی مهم مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان هستند. متاکربنات‌ها در تصاویر ماهواره‌ای به واسطه اختلاف رنگ با دیگر سنگ‌های دگرگونی به راحتی قابل تشخیص و تفکیک می‌باشند (شکل ۲-۹). این سنگ‌ها در مجموعه دگرگونی جندق - عروسان، با سنگ‌های متاپلیتی، متابازیتی و متاسامیتی همراه هستند (شکل ۲-۲ و ۲-۱۰- الف و ب). متاکربنات‌ها در واقع همان افق‌های دولومیتی - آهکی توالی اولیه بوده‌اند که در طی دگرگونی به مرم‌های آهکی (کلسیتی) و مرم‌های دولومیتی همراه با افق‌هایی از متاچرت‌های تیره‌رنگ تغییر یافته‌اند. حضور افق‌های کربناته در بین توالی شیلی - ماسه سنگی اولیه، معرف تغییر شرایط رسوب‌گذاری و هم‌سنی آن‌ها می‌باشد. این سنگ‌ها در سراسر نوار دگرگونی، بطور

موضعی تا منطقه‌ای رخنمون دارند و ضخامت آنها از چند سانتی‌متر (مرمرهای نازک لایه) تا چندین متر (مرمرهای ضخیم لایه) متغیر است. مرمرها در مقایسه با آهک و دولومیت‌های غیردگرگونه، از استحکام بیشتری برخوردار هستند و در برخی مناطق لایه‌های مرمری دچار چین خوردگی شده‌اند که نشان‌دهنده شدت تنش تحمیل شده بر این سنگ‌ها می‌باشد. از شواهد دگرگونی در این سنگ‌ها می‌توان به تبلور دوباره کانی‌ها، درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها و تغییر رنگ آنها از خاکستری به روشن (کرم تا قهوه‌ای روشن) اشاره کرد. در برخی نقاط، مرمرها به صورت نوارهای تیره و روشن ظاهر شده‌اند. در بسیاری از مرمهرای منطقه چین خوردگی‌های کوچک مقیاس تا بزرگ مقیاس دیده می‌شود. افق‌های چرتی دگرگون‌شده حاوی پیریت در بین مرمرها یافت می‌شود. در ضمن در برخی نقاط متحمل چین خوردگی و گسل خوردگی شده‌اند (شکل ۲-۱۰). این متاکرینات‌ها معمولاً در بالاترین بخش توالی رسوبی اولیه قرار گرفته‌اند. به عبارت دیگر، هر چه به رأس توالی رسوبی اولیه نزدیک‌تر می‌شویم تعداد و ضخامت لایه‌های کریناته بیشتر می‌شود. تکرار افق‌های متاکریناتی بصورت میان‌لایه با سنگ‌های متاپلیتی و متاسندستونی نشان‌دهنده تناوب رسوبگذاری در حوضه رسوبی اولیه می‌باشد و در ضمن معرف آن است که عمق حوضه و شرایط رسوبگذاری دائماً در حال تغییر بوده است.



شکل ۲-۹- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون متاکرینات‌ها به همراه سنگ‌های دگرگونی دیگر (منطقه چاه زرد). اختلاف رنگ متاکرینات‌ها با سایر سنگ‌ها کاملاً مشهود است.



شکل ۲-۱۰- الف) دورنمایی از تناوب مرمرها و متابازیت‌ها (منطقه پیش گزو)؛ ب) تناوب مرمرها و متاپلیت‌ها (منطقه کلاته)؛ پ و ت) چین خوردگی بزرگ مقیاس و کوچک مقیاس در مرمرها (منطقه کلاته)؛ ث) چین خوردگی و برش خوردگی موضعی ریز مقیاس در مرمرها (شمال منطقه چاه زرد)؛ ج) تصویری از افق چرتی دگرگون شده در بین مرمرها که متحمل چین خوردگی و گسل خوردگی شده است (شمال منطقه چاه زرد). تنش تحمیل شده راست بر می‌باشد.

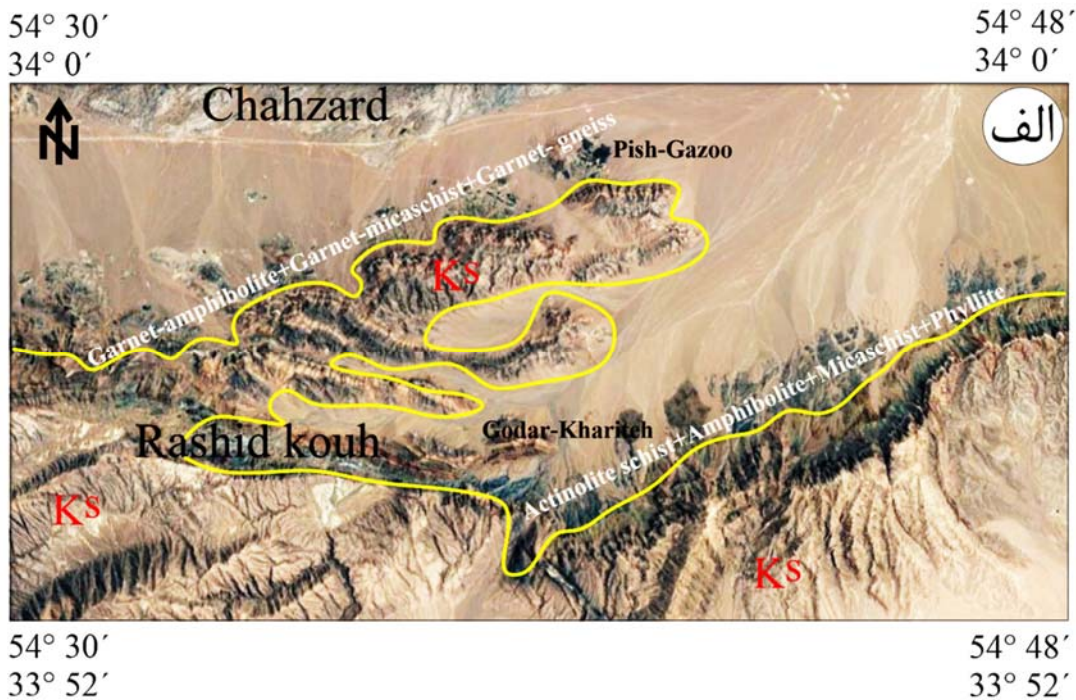
۴-۲-۲ متابازیت‌ها

متابازیت‌ها یکی از گروه‌های ترکیبی بارز مجموعه دگرگونی جندق - عروسان هستند. این سنگ‌ها عمدتاً در دامنه‌های شمالی رشیدکوه و مناطق پیش گزو، چاه زرد و کلاته همراه با متاپلیت‌ها رخمون دارند. بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین نحوه تشکیل متابازیت‌ها، بیشتر سنگ مادر آنها روانه‌های بازالتی زیردریایی یا زیرآبی (به واسطه همراهی با میان لایه های کربناتی دگرگون شده) و سنگ های آتشفشانی - تخریبی با ماهیت غالب بازالتی دگرگون شده بوده‌اند. متابازیت‌ها دارای رنگ سبز تیره تا سیاه و اغلب دانه ریز هستند. در انواع دانه درشت‌تر، کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. متابازیت‌ها به صورت طیف سنگی گسترده از شیست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند (شکل ۲-۱۱).



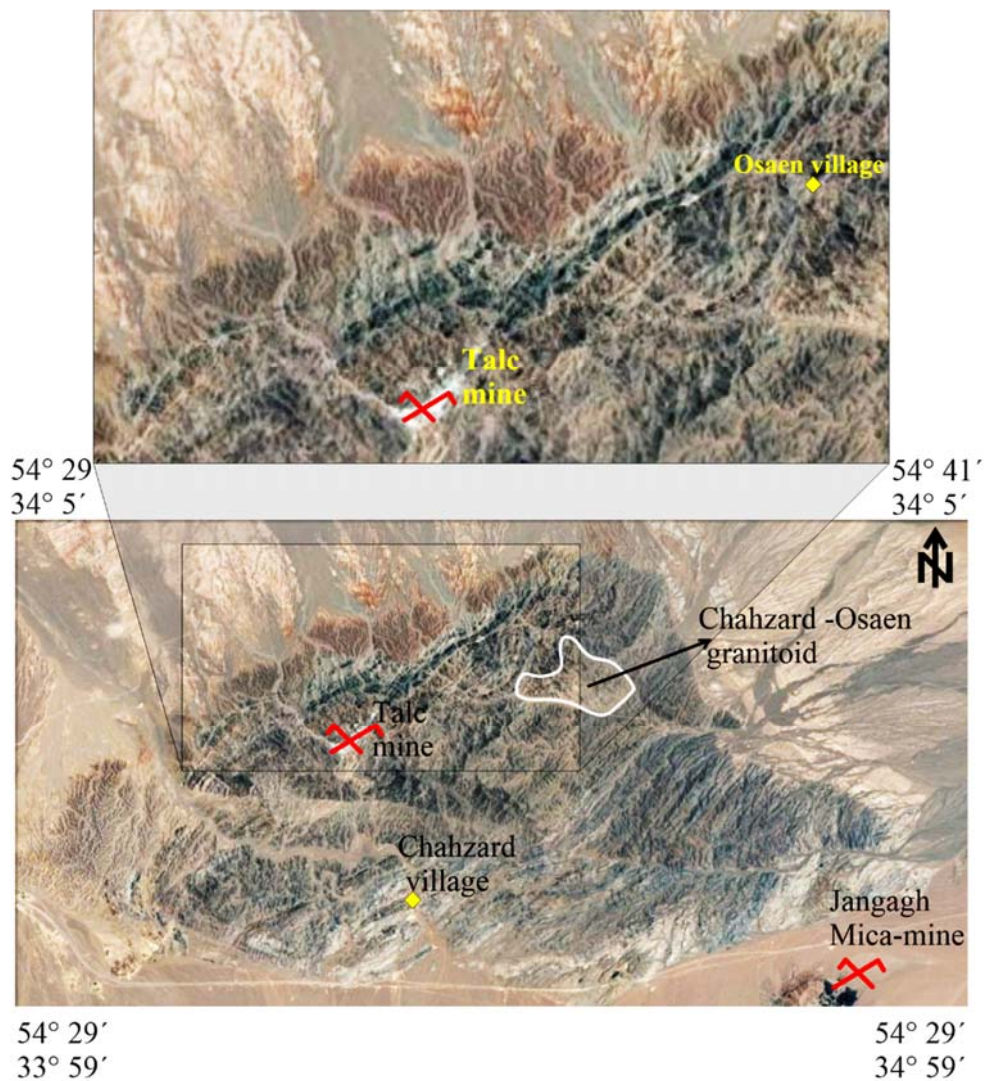
شکل ۲-۱۱- الف) دور نمایی از آمفیبولیت‌ها (غرب منطقه پیش گزو)؛ ب تا ت) به ترتیب اپیدوت اکتینولیت شیست (جنوب غرب منطقه چاه زرد)، اکتینولیت شیست (غرب منطقه پیش گزو) و گارنت آمفیبولیت (غرب منطقه پیش گزو).

در دامنه‌های شمالی رشیدکوه (مناطق گراوان- دره بیدان- سنجدو) متابازیت‌ها بیشتر به صورت شیست سبز تا آمفیبولیت همراه با میکاشیست‌ها یافت می‌شوند و در برخی نقاط نظیر منطقه چاه‌زرد و پیش‌گزو، متابازیت‌ها بصورت گارنت آمفیبولیت هستند و تا مرز آناکسی نیز پیش رفته است و آثار ذوب موضعی در آمفیبولیت‌ها مشاهده می‌شود این گارنت آمفیبولیت‌ها با گارنت میکاشیست‌ها و گارنت گنیس‌ها همراه هستند (شکل ۲-۱۲).



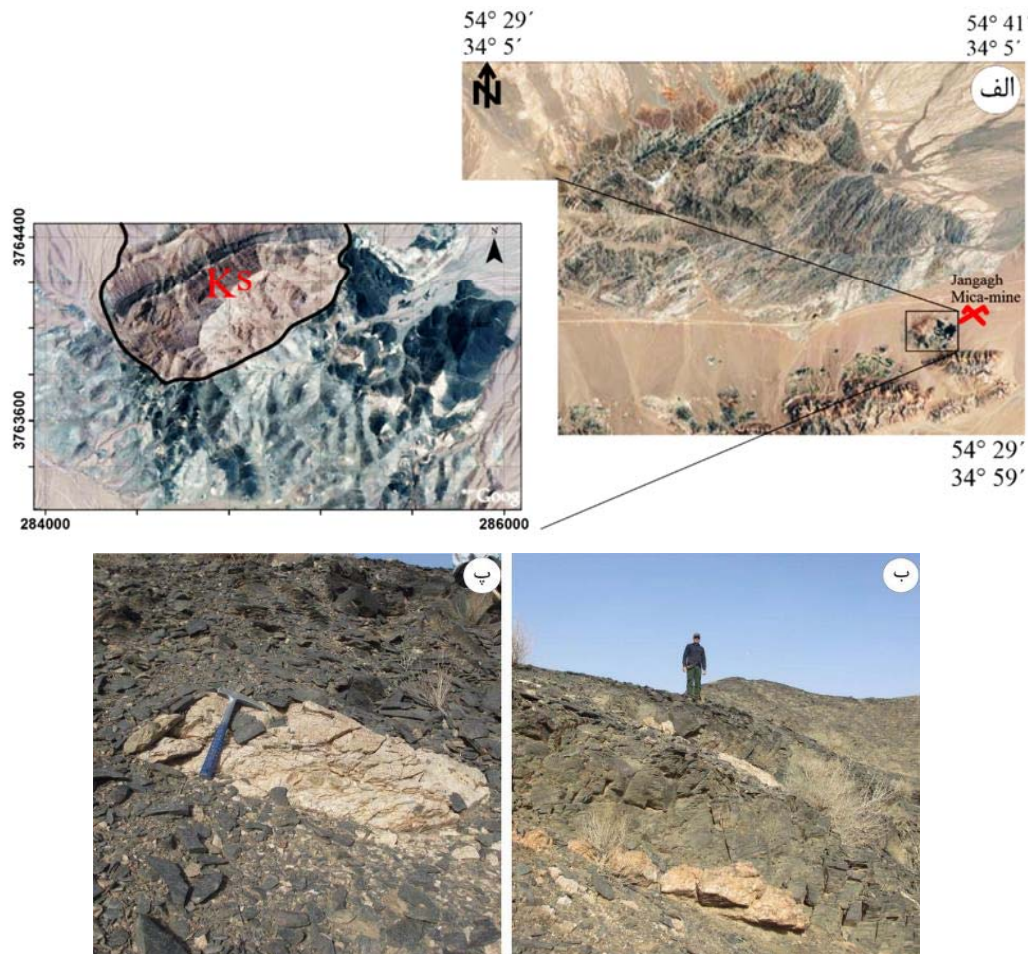
شکل ۲-۱۲- الف) تصویر ماهواره‌ای موقعیت آمفیبولیت‌ها در دامنه شمالی رشید کوه و پیش‌گزو؛ ب) نمای از گارنت‌های نسبتاً درشت در گارنت آمفیبولیت‌ها؛ ب) تصویری از ذوب بخشی موضعی در گارنت آمفیبولیت‌ها.

در قسمت شمالی منطقه چاه زرد (مطابق با زون استارولیت و زون کیانیت) یک نوار آمفیبولیتی (آمفیبولیت- گارنت آمفیبولیت) با روند شمال شرقی - جنوب غربی رخنمون دارد. قسمت شمالی این نوار آمفیبولیتی در مجاورت گارنت استارولیت شیست‌ها و کیانیت شیست‌ها قرار دارند (شکل ۲-۱۳). در نقاط دیگر مجموعه چاه زرد و همینطور در مجموعه کلاته، متابازیت‌ها بیشتر بصورت شیست سبز - آمفیبولیت هستند که معرف دگرگونی درجه متوسط هستند (مطابق با زون‌های بیوتیت و گارنت در متاپلیت‌ها).



شکل ۲-۱۳- تصویر ماهواره‌ای نوار آمفیبولیتی واقع در شمال مجموعه دگرگونی چاه زرد.

متابازیت‌ها در نقاط مختلف به خصوص در منطقه پیش گزو (اطراف معدن میکای جندق) توسط پگماتیت‌های سرشار از فلدسپار پتاسیم صورتی‌رنگ و در برخی موارد توسط پگماتیت‌های تورمالین‌دار قطع شده‌اند (شکل ۲-۱۴). برخی پگماتیت‌ها دارای بیوتیت‌های درشت هستند اندازه بیوتیت‌ها گاهی به سه سانتی‌متر نیز می‌رسد که می‌تواند بیانگر حضور گسترده آب، منیزیم و آهن در محیط تشکیل آنها باشد. برخی دیگر از پگماتیت‌ها از کوارتز، ارتوکلاز، موسکویت غنی هستند و علاوه بر این کانی‌ها، گارنت، تورمالین و پلاژیوکلاز در پگماتیت‌ها یافت می‌شود. پگماتیت‌ها از یک منشاء غنی از پتاسیم سرچشمه گرفته‌اند که با توجه به ترکیب‌شان، محتمل‌ترین منشأ برای تشکیل آنها، ذوب بخشی متابلیت‌های همراه‌شان می‌باشد.



شکل ۲-۱۴- الف) تصویر ماهواره‌ای معرف رخنمون متابلیت‌ها، پگماتیت‌ها و آمفیبولیت‌ها؛ ب و پ) تصویر نفوذ پگماتیت‌های گرانیتی صورتی‌رنگ در آمفیبولیت‌ها (پیش گزو).

۲-۲-۵ توالی افیولیتی

افیولیت‌ها، به مجموعه‌ای از سنگ‌ها با خصوصیات ظاهری و پترولوژیکی متفاوت اطلاق می‌گردند که نمایانگر بقایای لیتوسفر اقیانوسی قدیمی می‌باشند و در شناخت حوضه‌های اقیانوسی قدیمی و زمین درز قدیمی نقش کلیدی دارند (Coleman, 1977; Pearce, 2003; Dilek and Furnes, 2011, 2014; Tang et al., 2018; Feng & Zhu, 2018). افیولیت‌ها بیانگر بسته شدن اقیانوس‌های قدیمی هستند. بنابراین، آنها یکی از اجزای مهم برای شناخت و بازسازی تکامل ژئودینامیکی کمربندهای کوهزایی هستند (Chaves et al., 2018). وجود افیولیت‌ها و پراکندگی آنها در اغلب قاره‌ها نشان می‌دهد که در جایگیری بخش اعظم آنها پدیده تصادم قاره - قاره نیز دخیل بوده و اقیانوس مابین دو قاره در اثر فرآیند فرورانش از بین رفته و در حین تصادم، بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی بر روی حاشیه غیرفعال قاره رانده شده‌اند.

افیولیت‌ها ممکن است در مقایسه با افیولیت‌های استاندارد تصویب شده در کنفرانس Penrose (Anonymous, 1972) کامل یا ناکامل باشند (Dilek and Furnes, 2011; Sain & Saha, 2018). یک مجموعه کامل افیولیتی از پایین به بالا شامل واحدهای سنگی زیر می‌باشد (شکل ۲-۱۵)، (Gill, 2010):

۱- توالی گوشته‌ای (الترامافیک): عمدتاً شامل هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت (کمتر) است. این سنگ‌ها معمولاً سرپانتینی شده هستند و دارای فابریک دگرشکلی می‌باشند. کرومیت تا کرومیتیت به صورت دانه پراکنده، عدسی شکل یا نواری در داخل دونیت‌ها یافت می‌شود.

۲- توده‌های تزریقی کوچک گابرویی: از جمله دیگر واحدهای سنگی موجود در سکانس گوشته‌ای هر مجموعه افیولیتی بوده که در اثر حرکت و تراوش مذاب گابرویی در داخل پریدوتیت‌ها ایجاد می‌گردند.

۳- دایک‌های دیابازی: شامل دایک‌های نفوذی (Intrusive dikes) و دایک‌های همزاد (Indigenous dikes) از دیگر واحدهای سکانس افیولیتی است. دایک‌های نفوذی شامل دایک‌های پیروکسنیتی،

گابرویی و دیابازی می باشند که با پریدوتیت‌های پیرامون دارای سطح تماس شارپ بوده و زمانی در داخل پریدوتیت‌ها تزریق شده‌اند که پریدوتیت‌ها در زیر دمای سولیدوس بوده‌اند. در مقابل دایک‌های همزاد، دایک‌های گابرویی و پیروکسنیتی می‌باشند که دارای سطح تماس نامنظم با پریدوتیت‌های اطراف خود بوده و در محل سطح تماس (در دو طرف دایک) دونیت‌های تهی‌شده تشکیل شده است.

۴- زون انتقالی (Transition zone) بالاترین بخش سکانس گوشته‌ای می‌باشد که عمدتاً شامل دونیت‌های شدیداً تغییر شکل یافته به همراه دایک‌ها، سیل‌ها و توده‌های نفوذی‌های گابرویی می‌باشد.

۵- در بالای زون انتقالی توالی از الترامافیک‌ها - مافیک‌های لایه‌ای (کومولایی) دیده می‌شوند که عمدتاً دایک‌ها و نفوذی‌های ورلیتی آنها را قطع می‌نمایند.

۶- گابروهای ورقه‌ای و گابروهای ایزوتروپ: این سنگ‌ها در بالای گابروهای لایه‌ای دیده شده و شامل گابروهای با ترکیب نوریتی تا گابروهای آمفیبول دار قهوه ای رنگ می‌باشند. در اثر چرخش محلول‌های گرمایی و یا تبلور در مراحل دوتریک، آمفیبول‌های سبزرنگ می‌توانند در این گابروها متبلور شوند.

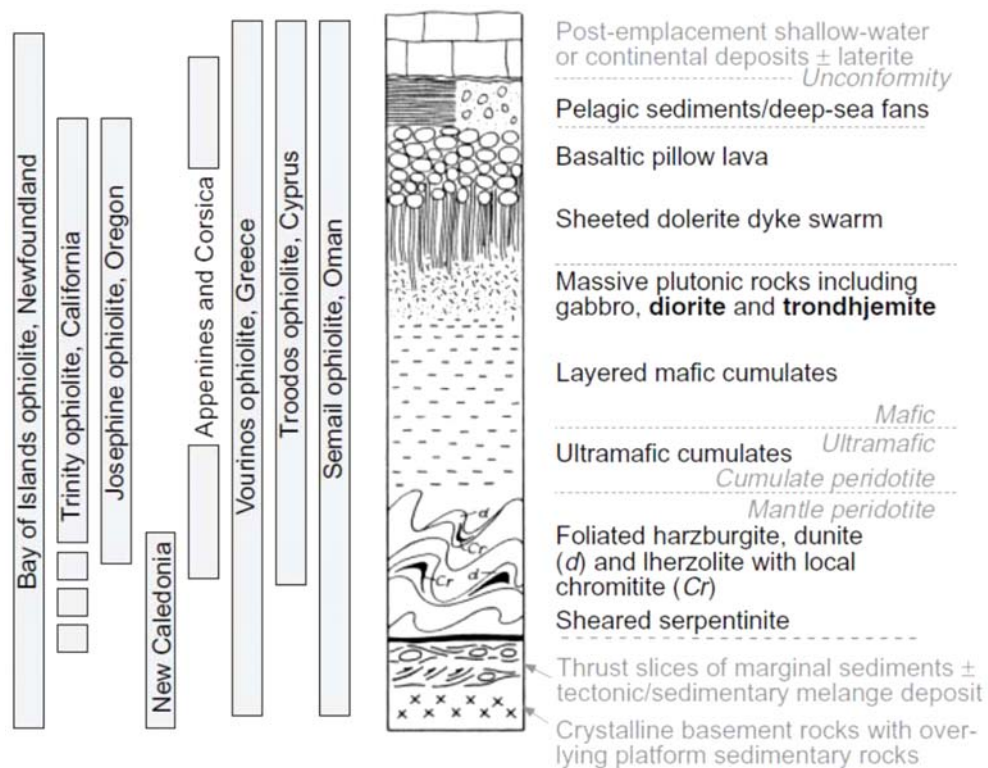
۷- دایک‌های صفحه‌ای: شامل دایک‌هایی با ترکیب دیابازی، بازالتی می‌باشد که به داخل یکدیگر تزریق شده و دارای یک و یا دو حاشیه سرد شده می‌باشند.

۹- پلاژیوگرانیت‌ها از دیگر واحدهای سنگی هستند که به صورت دایک و یا رگه‌های نامنظم در داخل گابروهای ایزوتروپ تزریق شده‌اند. پیدایش این پلاژیوگرانیت‌ها می‌تواند در ارتباط با آناتکسی این گابروها بوده و یا اینکه ماگمای تفریق یافته و باقی مانده آشیانه‌های ماگمایی (تفریق ماگمایی) باشد (Lippard et al., 1986).

۱۰- واحدهای آتشفشانی: شامل پیلولاواها و جریان‌های گدازه‌های بازالتی می‌باشند. پیلولاواها در اثر انجماد سریع ماگمای بازالتی در مجاورت آب، بوجود می‌آیند و دارای ترک‌های زیادی در سطح خود هستند. رنگ این سنگ‌ها سبز تیره تا سبز زیتونی است و اغلب حفره‌دار هستند. حفرات غالباً توسط مواد ثانوی مانند کلسیت، کلسدونی، زئولیت، کلریت، پره‌نیت و ... پر شده‌اند.

۱۱- بخش رسوبی فوقانی: که غالباً بر روی پیکره آتشفشانی و یا در ارتباط مستقیم با آنها است. این بخش عموماً شامل چرت‌های لایه‌ای، لایه‌های نازک شیل‌های سیلیسی قرمز رنگ و آهک‌های پلاژیک می‌باشد.

۱۲- واحدهای دگرگونی: این سنگ‌ها دارای ژنز و خاستگاه‌های متفاوتی هستند و عمدتاً به صورت شیست سبز، شیست آبی، آمفیبولیت و یا سنگ‌های حاصل از دگرسانی و دگرگونی بستر اقیانوس یافت می‌شوند.



شکل ۲-۱۵- یک توالی افیولیت و واحدهای سنگی موجود در آن (Gill, 2010)

مجموعه‌های افیولیتی دارای دو نوع سنگ دگرگونی هستند که عبارتند از:

- میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و مرمرها با خاستگاه قاره‌ای که ارتباطی با مجموعه افیولیتی ندارد و غالباً

پی رخنمون را نشان می‌دهد.

- سنگ‌های دگرگونی همراه با افیولیت‌ها که در واقع سنگ‌های دگرگون شده بخشی از خود توالی افیولیتی می‌باشند.

تحولاتی که در چین و پس از جایگیری افیولیت‌ها بر واحدهای مختلف موجود در آن‌ها تأثیر می‌گذارد شامل فرایندهای دگرگونی از قبیل سرپانتینی‌شدن (Farahat, 2008; Beinlich et al., 2010)، رودنژیته شدن (Li et al., 2010)، لیستونیتی شدن (Zoheir & Lehmann, 2010) و دگرگونی ناحیه‌ای است. Coleman (1977) رخدادهای دگرگونی در افیولیت‌ها را به دو دسته دگرگونی داخلی و دگرگونی خارجی تقسیم نمود:

- دگرگونی داخلی، شامل حوادثی است که مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد و می‌توان به فرایندهای سرپانتینی‌شدن و دگرگونی حرارتی اشاره نمود. به عبارت دیگر دگرگونی داخلی از نوع دگرگونی‌های گرمایی و استاتیک است. این مرحله از دگرگونی غالباً موجب رخداد تغییرات کانی‌شناسی در سنگ‌ها می‌گردد و از آن جمله می‌توان سریسیتی شدن پلاژیوکلازها، اورالیتی شدن پیروکسن‌ها، سرپانتینی‌شدن سنگ‌های اولترامافیک و مافیک، رودنژیته شدن گابروها و اسپیلیته شدن گدازه‌های بازیک اشاره نمود.

- دگرگونی خارجی، شامل حوادث دگرگونی است که علاوه بر افیولیت‌ها بر سنگ‌های پیرامون آن‌ها نیز تأثیر می‌گذارد. این نوع از دگرگونی مربوط به زمان جایگیری افیولیت‌ها و حوادث کوهزایی پس از آن می‌باشد. به بیان دیگر این نوع از دگرگونی، محصول فشارهای کوهزایی و بسته شدن کافت است.

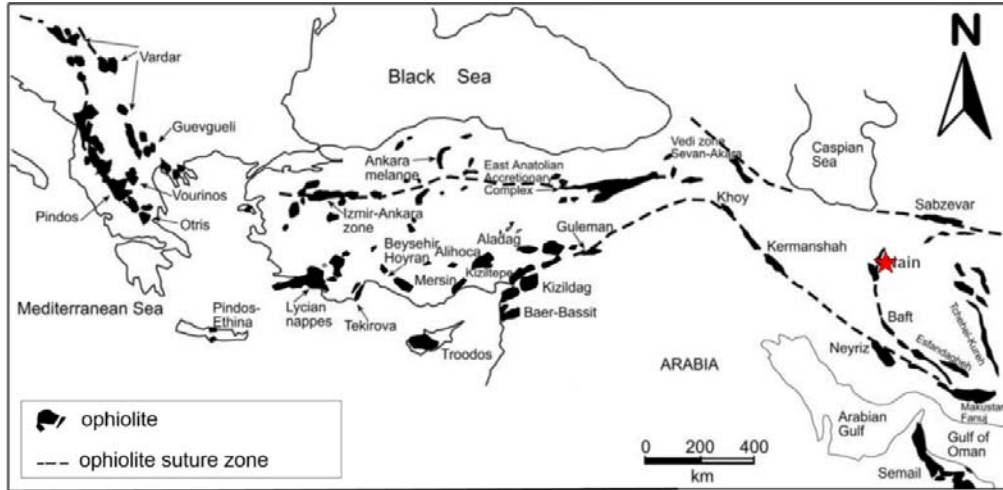
۱-۵-۲-۲ افیولیت‌های ایران

افیولیت‌های ایران بخشی از نوار افیولیتی تتیسی خاورمیانه هستند (شکل ۲-۱۶). بر اساس موقعیت جغرافیایی، افیولیت‌های ایران به چهار گروه تقسیم میشوند (Takin, 1972; Stocklin, 1974; Mc Call, 1997): ۱- افیولیت‌های شمال ایران در طول محدوده البرز (افیولیت‌های رشت و مشهد)، ۲- افیولیت‌های زمین درز زاگرس (افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه)، ۳- افیولیت‌های مکران (سرخبند و رودان)، ۴-

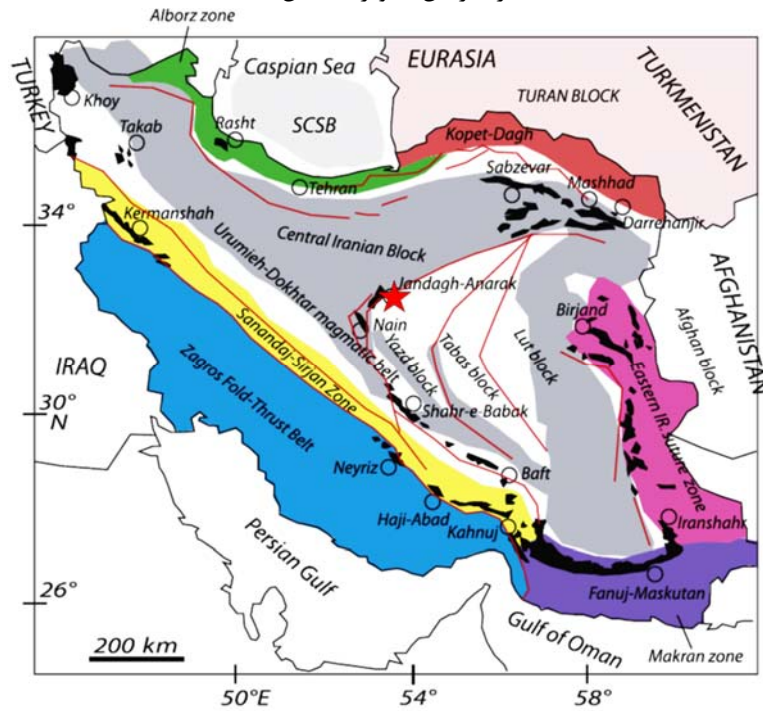
افیولیت‌ها و افیولیت ملانژهای خرده قاره ایران مرکزی (جندق- انارک، بندزیارت، دره انار، گنج، بافت، نائین، شهربابک، سبزواری و چهل کوره) (شکل ۲-۱۷).

از نظر سنی، افیولیت‌های ایران را می‌توان به سه گروه پرکامبرین، پالئوزویک و مزوزویک تقسیم‌بندی کرد (آقانباتی، ۱۳۸۳). بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران به سن کرتاسه پسین بوده و افیولیت‌های پرکامبرین (در ناحیه انارک، جندق، پشت بادام، جنوب دامغان، ماهنشان و ...) و یا پالئوزویک (فریمان، مشهد و ماسوله) هم به طور پراکنده رخنمون دارند.

سنگ‌های سازنده مجموعه افیولیتی ایران شامل اولترامافیک‌ها، گابروها، گدازه‌های آتشفشانی، دایک‌های دیابازی، سنگ‌های اسیدی نفوذی و سنگ‌های دگرگونی هستند (Shafaii Moghadam & Stern, 2014). الترامافیک‌ها عمده‌ترین سنگ‌های افیولیت‌ها هستند که در میان آنها هارزبورژیت درصد بالاتری را به خود اختصاص می‌دهند. دونیت، لرزولیت، ورلیت و برخی از انواع پیروکسینیت‌ها نیز از جمله الترامافیک‌های افیولیت‌ها می‌باشند. گابروها پس از الترامافیک‌ها فراوان‌ترین سنگ‌ها هستند. از نظر سیما و ساخت در بیشتر جاها به صورت توده‌ای یافت می‌شوند، ولی گاهی نیز ساخت لایه‌ای دارند. در برخی از افیولیت‌های ایران، سنگ‌های گابرویی در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای عدسی شکل سفیدرنگ متشکل از گارنت، کلریت و گروسولار تبدیل شده‌اند که به رودنژیت مشهور است. گدازه‌های آتشفشانی از جمله اجزای مهم افیولیت‌ها هستند که ترکیب کانی‌شناسی گوناگون و ساختار بالشی دارند. ترکیب آنها از بازالت تا اسپیلیت متغیر است. دایک‌های دیابازی گابروها را قطع می‌کنند و از آنها اندکی جوانترند. سنگ‌های حدواسط و اسیدی نفوذی شامل دیوریت کوارتزدار و پلاژیوگرانیت‌ها از دیگر سنگ‌های افیولیت‌ها هستند که به صورت توده‌های کوچک و گاه به صورت دایک و یا رگه‌های نازک دیده می‌شوند.



شکل ۲-۱۶- نقشه ساده شده پراکندگی افیولیت‌های تتیس (Onen, 2003). موقعیت حدودی افیولیت جندق با علامت ستاره در این تصویر مشخص شده است.



شکل ۲-۱۷- نقشه ساده شده زمین شناسی ایران برای نشان دادن پراکندگی افیولیت‌ها در ایران (Shafaii Moghadam & Stern, 2014). موقعیت حدودی افیولیت جندق با علامت ستاره در این تصویر مشخص شده است.

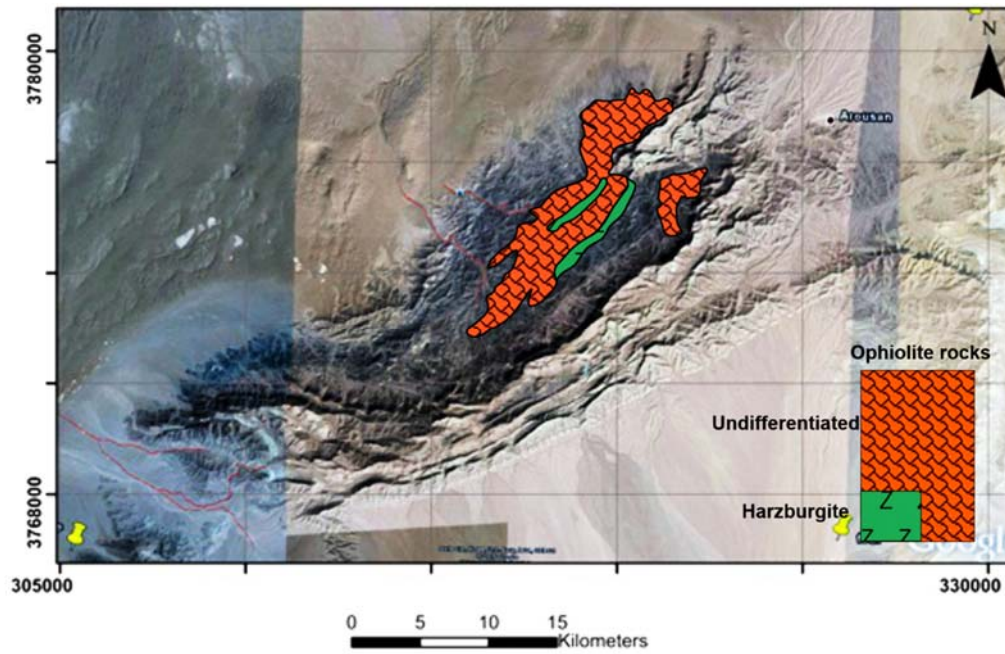
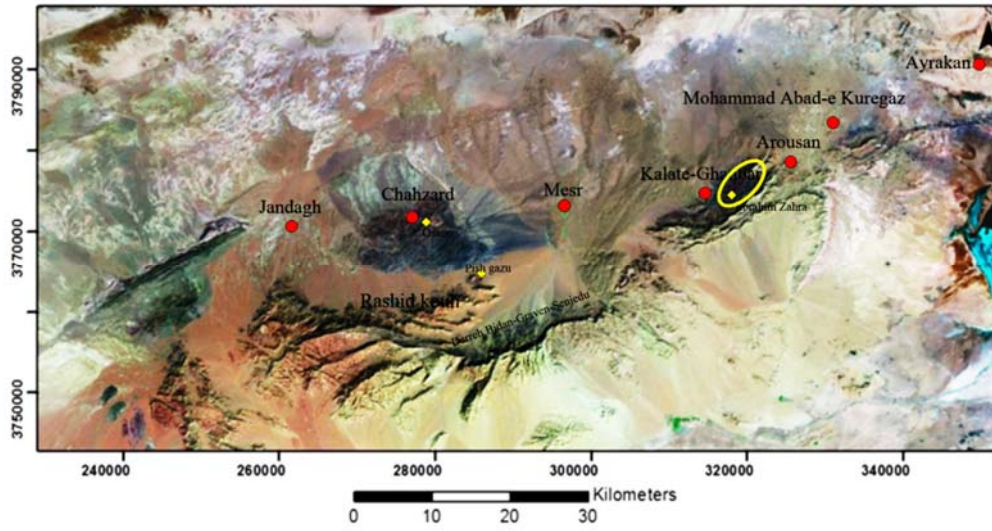
۲-۵-۲-۲ افیولیت‌های جندق

این افیولیت‌ها از جمله افیولیت‌های قدیمی سرزمین ایران هستند که دارای سن پروتروزوئیک پسین می‌باشند. رخنمون اصلی افیولیت جندق در منطقه ابراهیم زهرا واقع در مجموعه کلاته است (شکل ۲-۱۸ و ۲-۱۹). این مجموعه شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت، متابازیت‌ها، دایک‌های گابرویی و لوکوگابروها هستند و اکثراً بر اثر دگرگونی و دگرسانی سرپانتینی شده‌اند. این واحدها در پی حوادث تکتونیکی به صورت مجموعه‌ای درهم آمیخته ظاهر شده‌اند. در راستای تحقیقات این رساله، لوکوگابروهای این توالی افیولیتی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از این سنگ‌ها، تعیین سن شده است و سن حدود ۶۰۰ میلیون سال برای آنها به دست آمده است که سنی معقول و منطقی به نظر می‌رسد.

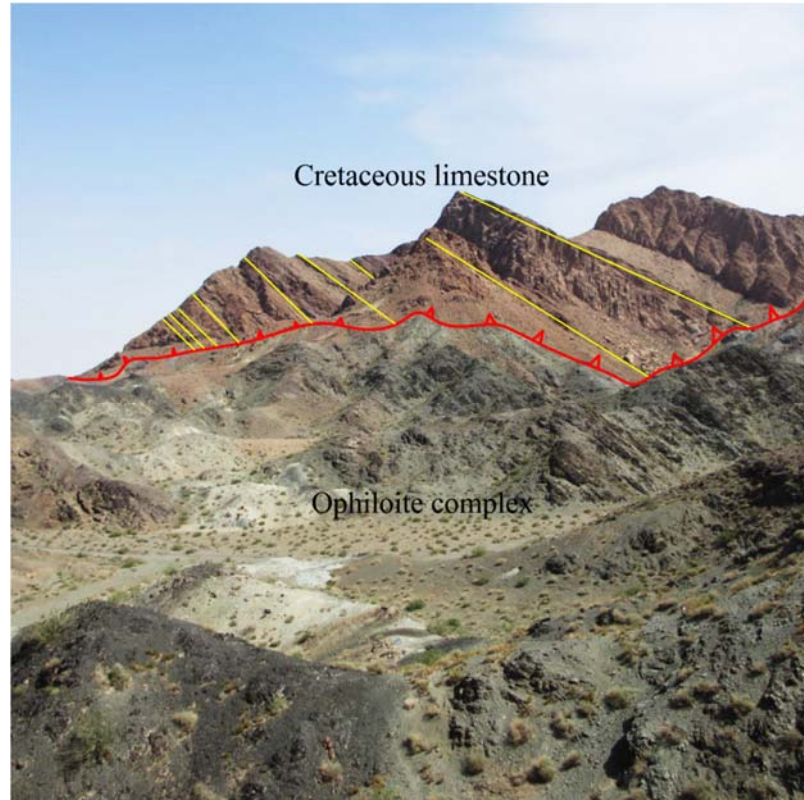
افیولیت‌های جندق به صورت ورقه‌ها یا برش‌های تکتونیکی متشکل از لرزولیت، هارزبورژیت، لوکوگابرو، میکروگابرو و احتمالاً ورلیت همراه با رخنمون اندکی از کرومیت دیده می‌شوند. تفکیک بخش‌های پیلولاوایی، کربناتی عمیق و پلاژیک مستلزم دقت زیادی است. توالی افیولیتی جندق به شرح زیر است:

۱- اولترامافیک‌ها (دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت)

فراوانترین عضو اولترامافیک توالی افیولیتی جندق هارزبورژیت‌ها هستند. هارزبورژیت‌ها با رنگ سبز مایل به سیاه براق رخنمون دارند. در بیشتر رخنمون‌ها، هارزبورژیت‌ها متحمل سرپانتین‌زایی شده‌اند و بهتر است آنها را هارزبورژیت‌های سرپانتینی‌شده بنامیم. این سنگ‌ها که به طور عمده از الیوین و پیروکسن (به ویژه ارتوپیروکسن) تشکیل شده‌اند، غالباً به کانی‌های گروه سرپانتین دگرسان یا به عبارتی دگرگون شده‌اند. در زون‌های برشی این مجموعه دگرسان شده (دگرگون شده) به مجموعه‌ای سفید رنگ از تالک، کلسیت و منیزیت تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۲۰).

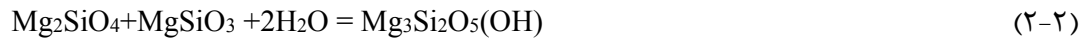


شکل ۲-۱۸- تصویر ماهواره‌ای افیولیت‌های وابسته به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان در شمال منطقه ابراهیم زهرا (کلانته). توالی افیولیتی نامتمایز و هارزبورژیت‌های توالی افیولیتی بر روی این تصویر ماهواره‌ای به صورت گرافیکی و نمادین نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۹- دور نمایی از مجموعه افیولیتی وابسته به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان (منطقه ابراهیم زهرا، شرق کلاته). آهک‌های کرتاسه به صورت گسله (با مرز راندگی) بر روی این مجموعه قرار گرفته‌اند (جهت دید: به سوی شرق).

پریدوتیت‌ها در داخل افیولیت‌ها معمولاً به درجات متفاوت سرپانتینیزه میشوند. پریدوتیت‌هایی که به طور کامل حاوی اولیوین دگرسان نشده، ارتوپیروکسن یا کلینوپیروکسن باشند، نادر هستند. فرآیند تغییر پریدوتیت به سرپانتینیت عمدتاً شامل واکنش آبدگیری بین آب و کانی‌های آذرین اولیه است. از نظر کانی‌شناسی، سرپانتینیت‌ها عمدتاً از لیزاردیت، کلینوکریزوتیل و آنتیگوریت با مقادیر کمی بروسیت، تالک، مگنتیت و کربنات تشکیل می‌شوند. کریزوتیل به طور بارز دارای ساختاری رشته‌ای (فیبری با ساختار لوله مانند) است. لیزاردیت و آنتیگوریت به صورت صفحات متبلور می‌شوند (Coleman, 1977). با فرض اینکه سرپانتینیت شدن تنها با اولیوین و آب انجام گیرد، واکنش‌های نظری زیر اکثر تغییرات شیمیایی احتمالی برای سرپانتینیت شدن پریدوتیت‌ها را نشان می‌دهد (Wenner & Taylor, 1971):



سربانتین آب ارتوپروکسن اولیوین



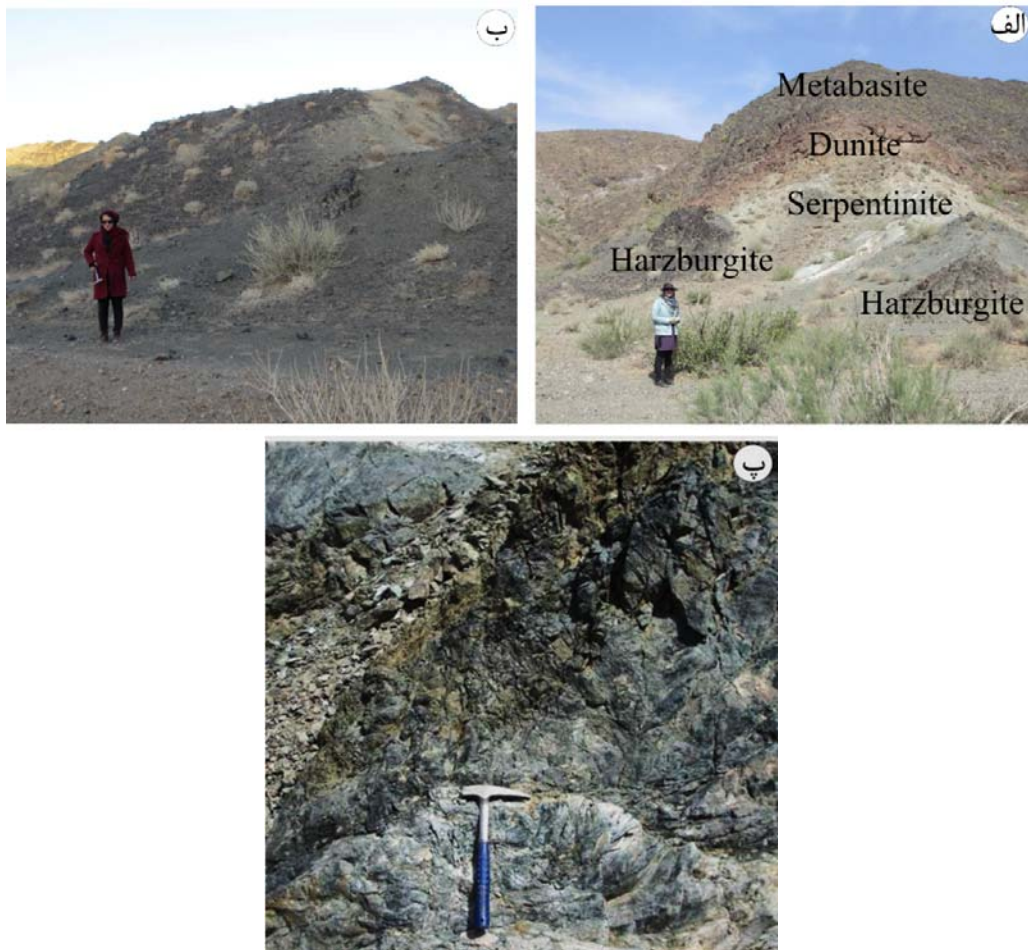
بروسیت سربانتین آب اولیوین



سربانتین آب اولیوین



سربانتین سیلیس آب اولیوین



شکل ۲-۲۰- الف و ب) دور نمایی از سکانس افیولیتی (در منطقه ابراهیم زهرا)، شامل متابازیت، هارزبورژیت، دونیت و سربانتینیت پ) نمای نزدیک تری از هارزبورژیت‌ها.

۲- کرومیتیت

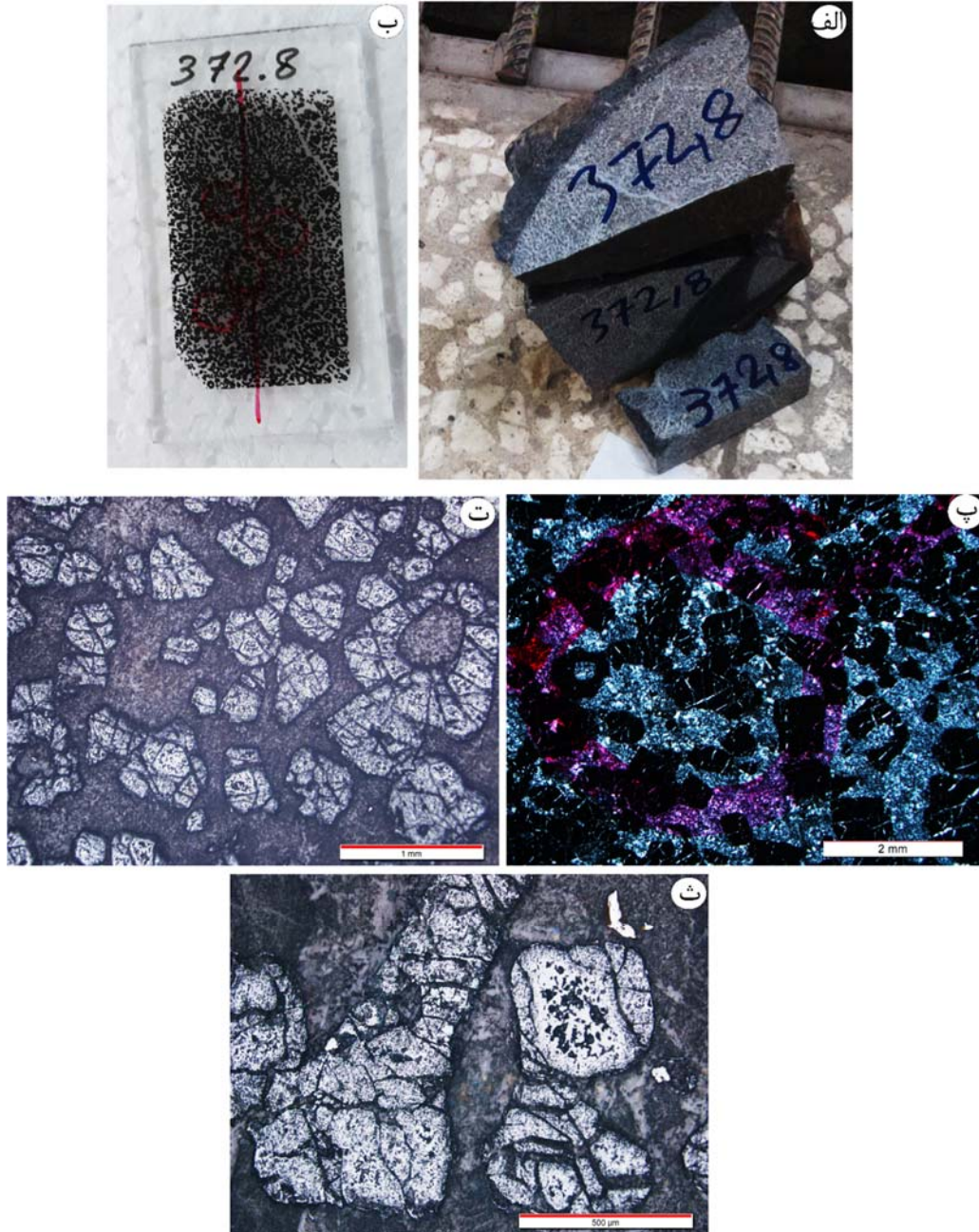
در بخش‌هایی از افیولیت جندق، کرومیتیت به صورت توده‌های کوچک در دونیت‌های کاملاً دگرسان شده یافت می‌شود (شکل ۲-۲۱). وجود کرومیتیت‌ها در داخل سنگ‌های اولترامافیک در توالی‌های افیولیتی مختلف گزارش شده است (Zhou and Robinson, 1997; Kubo, 2002; Merlini et al., 2009; Merlini et al., 2011).

در اکثر افیولیت‌ها دونیت سنگ دربرگیرنده کرومیتیت می‌باشد (Kubo, 2002; Lago et al., 1982; Zhou et al., 2005; Zhou and Robinson, 1997). علی‌رغم اینکه کرومیتیت‌های افیولیتی در مقایسه با کرومیتیت‌های چینه‌سان اغلب کوچک هستند ولی بیش از نیمی از فرآورده‌های معدنی کرومیت دنیا را به خود اختصاص می‌دهند (Proenza et al., 1999).

کرومیت یک کانی از خانواده اسپینل‌ها با گستره شیمیایی گسترده است. کاربردهای صنعتی متنوعی را می‌توان برای آن در نظر گرفت. بیشترین کاربرد کرومیت در صنایع متالورژی برای تولید فروکروم است که در آن کروم نقش یک ترکیب مقاوم در مقابل اکسایش، خوردگی، سایش و گرما را دارد و آلیاژهای زیادی از انواع مختلف تولید می‌شود (Mikami, 1983). شرط لازم برای استفاده از کرومیت در صنایع متالورژی به منظور تولید فروکروم، مقدار بالای Cr_2O_3 در کانه کرومیت (۴۶ درصد یا بالاتر) است و از طرفی می‌بایست نسبت Cr/Fe حداقل ۳ به ۱ باشد. شرط لازم برای استفاده از کرومیت در صنایع شیمیایی مقدار Cr_2O_3 در کانه کرومیت (۴۰ تا ۴۶ درصد) است و از طرفی می‌بایست نسبت Cr/Fe حداقل ۲ به ۱/۵ باشد (Ferrario & Garuti, 1988).

بر اساس آنالیز نقطه‌ای (EMPA) انجام شده بر روی کانی کرومیت موجود در دونیت‌های افیولیت جندق مقادیر Cr_2O_3 این کانی بین ۳۶ تا ۴۷ درصد و نسبت Cr/Fe حدود ۱/۳۳ می‌باشد. در نتیجه برای مصارف شیمیایی مناسب است (جدول ۲-۱). لازم به ذکر است با توجه به مشاهدات صحرائی که تاکنون صورت گرفته، رخنمون این سنگ‌ها و به عبارتی وسعت برونزد آنها کم است و برای مقاصد

اقتصادی به پی جویی و اکتشاف بیشتر نیاز می‌باشد. هر چند که با توجه به رخنمون کم افیولیتی جندق، شانس وجود کرومیت‌های بیشتر، امری دور از انتظار است.



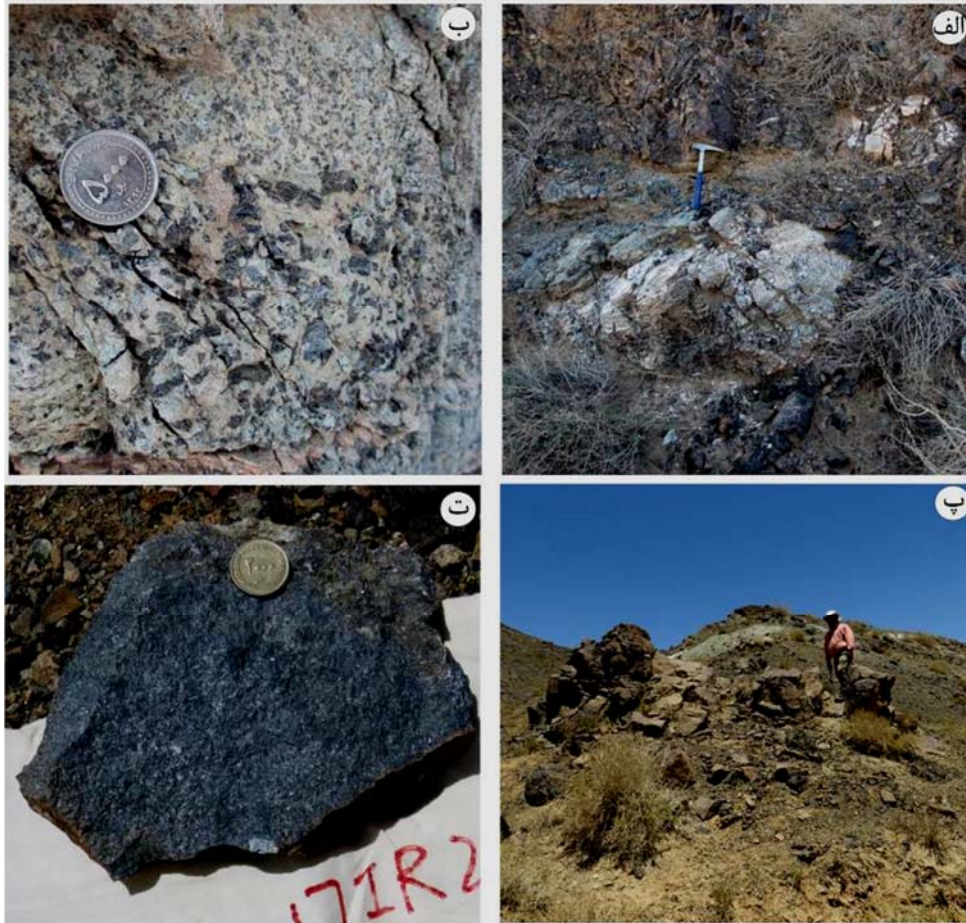
شکل ۲-۲۱-الف) تصویر نمونه دستی دونیت حاوی کرومیت؛ ب) تصویر مقطع صیقلی تهیه شده از این سنگ؛ پ تا ث) تصویر میکروسکوپی از کرومیت‌ها (نور XPL).

جدول ۲-۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای کرومیت‌های موجود در دونیت‌های افیولیت جندق بر اساس ۳۲ اکسیژن

	BJA-372/8-1	BJA-372/8-2	BJA-372/8-3	BJA-372/8-4
Cr ₂ O ₃	47.11	43.20	36.79	42.01
Al ₂ O ₃	9.61	15.74	24.07	17.38
TiO ₂	0.29	0.23	0.39	0.26
FeO	35.94	29.52	31.17	29.29
MgO	1.88	7.725	4.38	7.46
MnO	1.86	1.61	1.64	1.65
NiO	0.003	0.10	0.13	0.13
Total	96.73	98.14	98.	98.22
Cr	10.75	9.067	7.60	8.76
Al	3.27	4.92	7.42	5.41
Ti	0.063	0.0477	0.077	0.053
Fe ³⁺	1.79	1.85	0.80	1.66
Fe ²⁺	6.94	4.75	6.02	4.84
Mg	0.81	3.05	1.71	2.93
Mn	0.41	0.32	0.33	0.33
Ni	0.0006	0.021	0.027	0.028
Total	24.05	24.05	24.01	24.04

۳- گابروها ولوکوگابروها

یکی دیگر از سنگ‌های توالی افیولیتی جندق، گابروها هستند که معمولاً جایگاه آنها در توالی افیولیتی، پایین‌تر از دایک‌های ورقه‌ای می‌باشد. رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های گابرویی بصورت دایک و یا توده‌های گابرویی تیره‌رنگ کوچک و چند رخنمون کوچک لوکوگابرویی در توالی افیولیتی منطقه ابراهیم زهرا مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۲). در گابروهای موجود در این محل تفریق‌یافتگی موضعی مشاهده می‌شود به گونه‌ای که تا مرحله تشکیل گابروهای پگماتوئیدی پیش‌رفته‌اند. در برخی نقاط لوکوگابروها بر اثر دگرسانی و دگرگونی به رودنژیت تبدیل شده‌اند. رودنژیت‌ها در مقیاس کوچک و بزرگ به طور پراکنده همراه با سایر رخنمون‌های هارزبورژیتی یافت می‌شوند. این سنگ‌ها با رنگ سفید تا کرم متمایل به سبز و دانه‌ریز در بین سنگ‌های هارزبورژیتی دیده می‌شوند. رودنژیت‌ها سنگ‌هایی معمولاً از جنس گابرو، بازالت و گاهی از نوع رسوبی و حتی گرانیتی هستند که در داخل پریدوتیت-ها و در اثر متاسوماتیسم شدید ناشی از سرپانتینی‌شدن پریدوتیت میزبان، تشکیل می‌شوند. متاسوماتیسم صورت گرفته بر آنها، با غنی‌شدگی کلسیم و تهی‌شدگی سیلیس همراه است (قاسمی، ۱۳۹۵).



شکل ۲-۲۲- الف) تصویری از لوکوگابروهای رودنژیته‌ی شده همراه با هارزبورژیت‌ها؛ ب) تصویری از نمونه دستی لوکوگابروها؛ پ) تصویری از یک دایک گابرویی؛ ت) تصویری از نمونه دستی یک دایک گابرویی (منطقه ابراهیم زهرا - کلاته).

۴- بازالت‌های بالشی

بازالت‌ها یکی از اجزاء اصلی توالی‌های افیولیتی هستند که با توجه به شرایط تشکیل در برخی موارد ساخت‌های بالشی جالبی در آنها مشاهده می‌شود. البته در بیشتر موارد به علت تکتونیزه بودن، ساخت بالشی در بازالت‌ها به سختی قابل مشاهده است. به طوری که گدازه‌های بالشی با اشکال بی‌قاعده و نامنظم در این مجموعه مشاهده می‌شوند. در برخی نقاط بازالت‌ها به صورت متورق (گرین شیست) مشاهده می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی تخریبی (توفی سیلتستونی و توفی ماسه سنگی) نیز همراه با

بازالت‌ها وجود دارند. آهک‌های پلاژیک نیز در میان بازالت‌ها وجود دارند (شکل ۲-۲۳). لازم به ذکر است همه این سنگ‌ها، حداقل دگرگونی درجه پایینی را متحمل شده‌اند.



شکل ۲-۲۳- الف و ب) تصاویری از بازالت‌ها بالشی وابسته به توالی افیولیتی متعلق به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق؛ پ) تصویری از بازالت‌های متورق یا در حقیقت گرین شیست‌ها (شیست‌های سبز)؛ ت) تصویری از سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تخریبی دگرگون شده (منطقه ابراهیم زهرا).

۵- توالی رسوبی مربوط به محیط‌های عمیق

این توالی شامل توربیدایت‌ها و آهک‌های پلاژیک است. جایگاه اصلی آنها در توالی افیولیتی، بخش فوقانی بازالت‌های بالشی است، سنگ‌های آهکی پلاژیک میکرایتی قهوه‌ای - کرم رنگ همراه بازالت‌های بالشی یافت می‌شوند (شکل ۲-۲۴). البته این سنگ‌ها متحمل دگرگونی درجه پایین تا متوسط شده‌اند

و در آنها تبلور مجدد صورت گرفته است. سنگ‌های بازالتی در این محل به گرین شیست تحول پیدا کرده‌اند.

در مجموع توالی افیولیتی، با توجه به شواهد کانی‌شناسی (به ویژه در مقیاس مقاطع نازک و مطالعات پتروگرافی) دگرگونی درجه پایینی را متحمل شده‌اند (به فصل سوم رجوع شود).



شکل ۲-۲۴-الف) تصویری از آهک‌های پلاژیک مخلوط شده با بازالت‌ها؛
ب) تصویری از رسوبات توریدایتی (منطقه ابراهیم زهرا).

۲-۶ فرآیندهای آذرین و دگرگونی در شرایط دمایی اوج دگرگونی

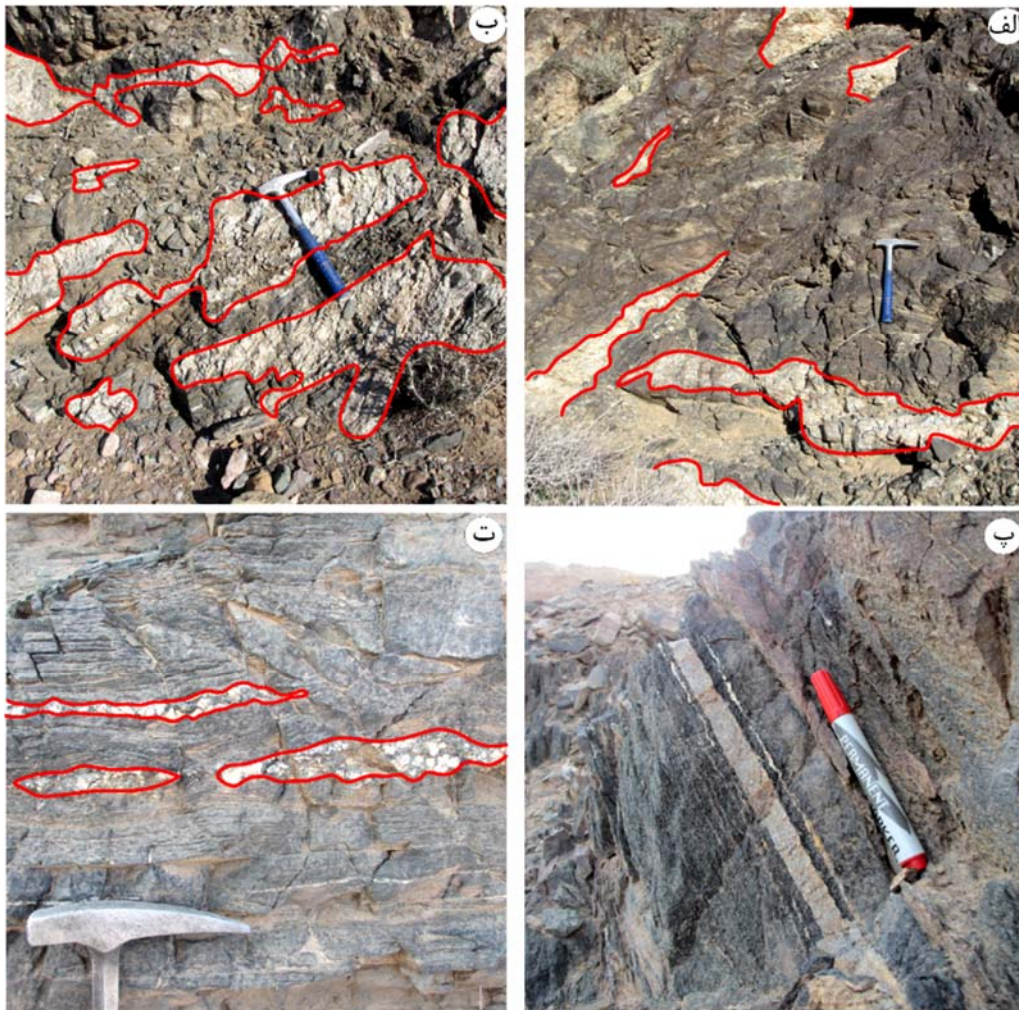
با افزایش درجه دگرگونی، سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی به آستانه ذوب رسیده و مذاب‌های فلسیک تولید کرده‌اند. ذوب بخشی پوسته می‌تواند باعث ایجاد گرانیت‌ها در حد لوکوسم (چند سانتی‌متری) میگماتیت تا توده‌های نفوذی بزرگ (چندین کیلومتری) شود (Sola et al., 2013). در طی دگرگونی دمای بالا، آناتکسی رخ می‌دهد که توسعه آن به فعل و انفعالات کانی‌شناسی سنگ منشاء، شرایط دما - فشار و رژیم سیالات بستگی دارد (Clemens & Droop, 1998; Stevens and Clemens, 1993). میگماتیت‌ها رابط بین سنگ‌های دگرگونی درجه بالا، فرآیند ذوب بخشی و منشاء توده‌های گرانیتی با مقیاس متنوع هستند (Brown, 2001).

۱-۶-۲-۲ میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها و آمفیبولیت‌ها

مشاهدات صحرائی نشان می‌دهند ترکیبات متابازیتی، متاپلیتی و کوارتز - فلدسپاتی دگرگون شده (غالباً میکاشیست‌ها و متاپسامیت‌ها) متحمل ذوب‌بخشی شده و مذاب‌های فلسیک ایجاد شده در آغاز ذوب‌بخشی، در لابلای این سنگ‌ها تزریق شده‌اند یا جای گرفته‌اند. در اثر فرایندهای پیشرونده دگرگونی، متاپلیت‌ها و متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان به آستانه ذوب رسیده و میگماتیت‌ها تشکیل می‌شوند.

میگماتیت یک سنگ مربوط به مناطق دگرگونی درجه بالا است که در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی ناهمگن است و حداقل متشکل از دو بخش متمایز از نظر پتروگرافی است. یکی از این بخش‌ها توسط ذوب‌بخشی تشکیل شده و سنگ‌های روشن و تیره را شامل می‌شود. بخش روشن دارای ترکیب کوارتز - فلدسپار (لوکوسم) است. بخش تیره غنی از کانیه‌های فرومنیزین (ملانوسم) می‌باشند. نسبت حجمی هر بخش در میگماتیت، معین نیست. زیرا نسبت حجمی آنها وابسته به عواملی از قبیل درجه حرارت دگرگونی و میزان زایا بودن ترکیب سنگ نسبت به فرایند ذوب‌بخشی وابسته است (Sawyer, 2008).

شواهد بارز میگماتیت‌زایی در پیرامون چاه حسین آقا و شرق کلاته قنبر (بخش شرقی مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان) به وضوح دیده می‌شود که به تشکیل گرانیت‌ها در متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها و تونالیت‌ها در آمفیبولیت‌ها با حجم‌های بسیار کم در مقیاس چند دسیمتری تا حداکثر چند ده متری منجر شده است (شکل ۲-۲۵).



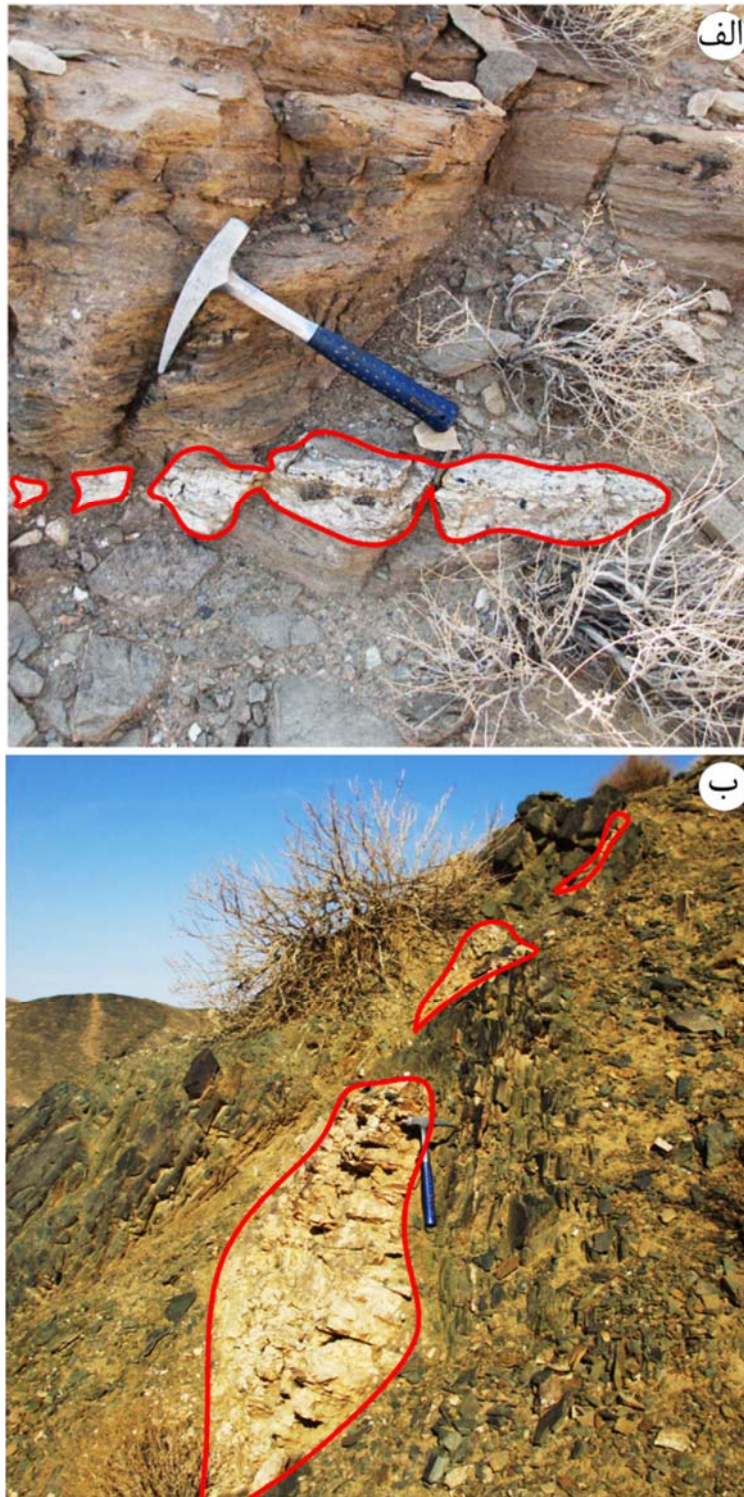
شکل ۲-۲۵- تصاویری از میگماتیت‌زایی در: الف) متاپسامیت‌ها (غرب منطقه کلاته)؛ ب) متاپلیت‌ها (غرب منطقه کلاته)؛ پ و ت) متابازیت‌ها (پ- شمال غرب منطقه چاه زرد) و (ت - شمال منطقه چاه زرد).

۲-۶-۲-۲ پگماتیت‌زایی و آپلیت‌زایی

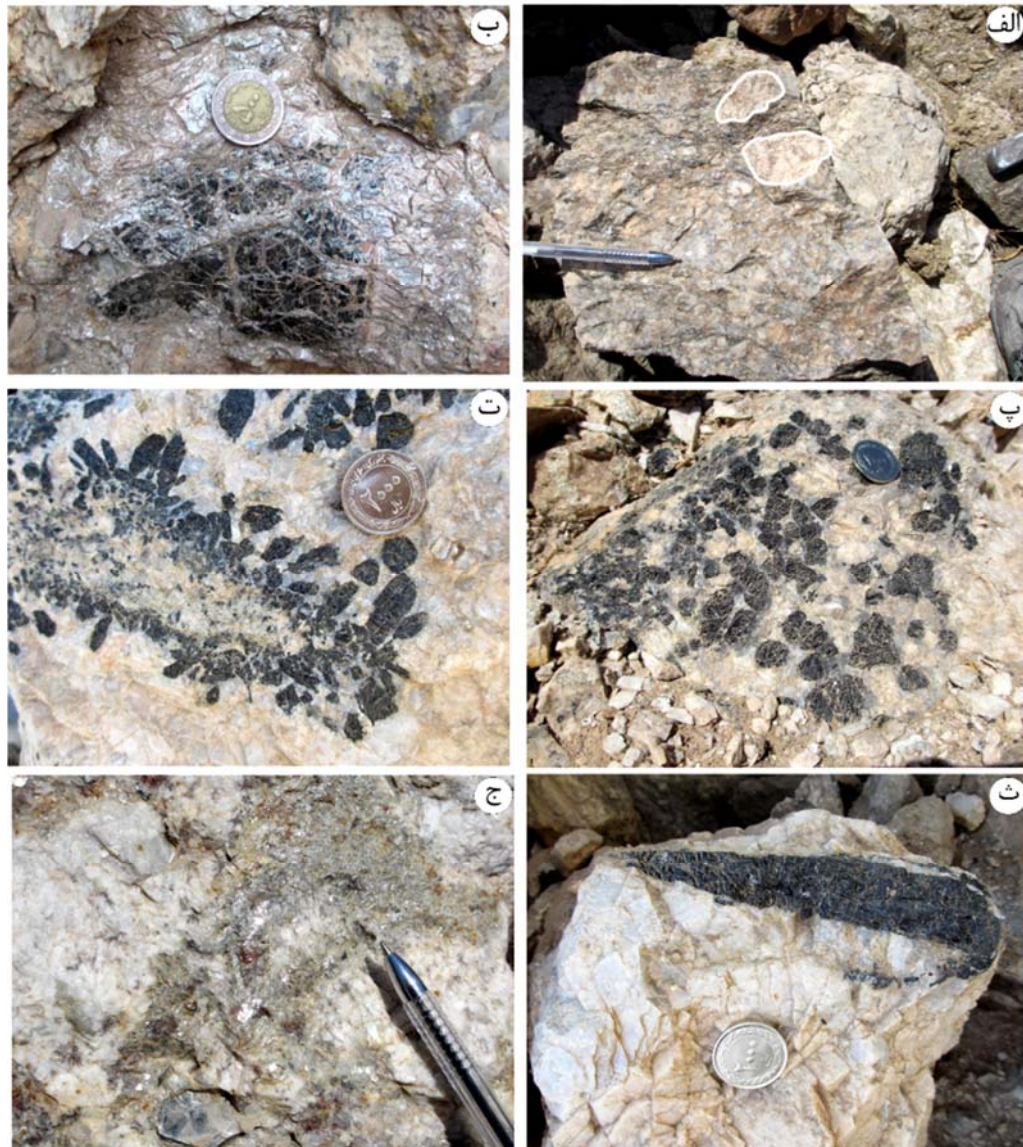
پگماتیت‌ها: با آغاز فرآیند آناتکسی و ذوب متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان، میگماتیت‌های گرانیتی ایجاد می‌شوند و لامینه‌های فلسیک غنی از ارتوکلاز در مقیاس میلیمتری در سنگ‌های میزبان ایجاد شده و با ادامه ذوب بخشی، ضخامت لامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های ریز مقیاس با ضخامت چند سانتیمتری و در نهایت پگماتیت‌ها با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متری تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲۶- الف). در نتیجه پگماتیت‌ها، حاصل تبلور محصولات ناشی از ذوب بخشی متاپلیت‌ها می‌باشند و دارای کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز، مسکوویت، تورمالین، گارنت و مقادیر کمی پلاژیوکلاز هستند.

این گروه سنگی در مناطق مختلف منطقه مورد مطالعه برونزد دارند و در برخی نقاط در آمفیبولیت‌ها و گهگاه مرمرها نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۲۶-ب). اکثراً این کانی‌های سازنده پگماتیت‌ها دانه درشت‌اند و به راحتی قابل شناسایی هستند (شکل ۲-۲۷-الف و ب). تورمالین‌ها در مشاهدات صحرائی به رنگ سیاه و بلورهای درشت خودشکل وجود دارند. تورمالین‌های بسیار درشت بلور به صورت مگاکریست خودشکل عمود بر دیواره درزه و شکستگی‌ها رشد کرده‌اند، گاه اندازه این تورمالین‌ها تا ۱۵ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۲-۲۷-پ تا ت). به نظر می‌رسد برخی از گارنت‌ها در محیط مذاب متبلور شده‌اند، چون دارای اندازه کوچک، بسیار شکل‌دار و رنگ صورتی خوشرنگ هستند. بخش دیگری از گارنت‌ها نیز، جزء کانی‌هایی هستند که از فرایند ذوب، مصون مانده‌اند و رستیت به حساب می‌آیند (شکل ۲-۲۷-ج).

آپلیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها یا به صورت رگه‌ها یا دایک‌های آپلیتی درون سنگ‌های میزبان مشاهده می‌شوند. آپلیت‌ها فاز ماگمایی تأخیری محسوب می‌شوند که به صورت دایک و آپوفیز، بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت تا پورفیروئیدی میلیونیتی‌شده را قطع کرده‌اند. لوکوگرانیت‌ها رخنمون محدودی را در منطقه مورد مطالعه به خود اختصاص می‌دهند. در نمونه دستی به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و کانی‌های تیره مانند بیوتیت در آنها دیده نمی‌شود یا به ندرت دیده می‌شود. لوکوگرانیت‌ها، گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند و بنابراین از لحاظ سنی اندکی جوان‌تر از آنها هستند. کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز است. آلانیت تنها کانی تیره موجود در این گروه از سنگ‌ها می‌باشد. همچنین تعدادی رگه آپلیتی و کوارتزی گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند که در جهات مختلف توسعه یافته‌اند و اندازه آنها از چند سانتی‌متر تا چند متر متغیر است. آپلیت‌های گرانیتی، سفید رنگ و ریزدانه هستند و دارای ساخت دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند. کانی‌های تشکیل دهنده این رگه‌ها عمدتاً ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. در بعضی رگه‌ها دانه‌های بسیار ریز تورمالین نیز یافت می‌شود (شکل ۲-۲۷).



شکل ۲-۲۶-الف) پگماتیت‌های تورمالین دار حاصل از تبلور محصولات ذوب بخشی متاپلیت‌ها (غرب منطقه پیش-گزو). به ساخت بودیناژی (سوسیسی) بعدی این رگه پگماتیته توجه نمایید؛
 ب) پگماتیت‌های صورتی قطع کننده آمفیبولیت‌ها (غرب منطقه پیش گزو).



شکل ۲-۲۷- الف و ب) تصویری از ارتوکلازها و مسکوویت‌های دانه درشت؛ پ تا ث) تصاویری از مسکوویت‌ها و تورمالین‌های دانه درشت در پگماتیت‌های تورمالین‌دار؛ ج) تصویری از گارنت و مسکوویت در پگماتیت‌های تورمالین‌دار. این نمونه‌های سنگی همگی مربوط به قطعات سنگی موجود در معدن میکای جندق (منطقه پیش گزو) است که پس از معدن کاری در محدوده معدن یافت می‌شوند و شواهد زیبا و بارزی را به نمایش گذاشته‌اند.

۳-۶-۲-۲-۲ گرانیت‌زایی

مجموعه دگرگونی - آذرین جندق توسط توده‌های گرانیتوئیدی متعددی قطع شده است. این گرانیت‌ها دارای ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابه بسیاری زیادی هستند و می‌توانند ما را در فهم روابط صحرائی بین آنها و سنگ‌های میزبان‌شان و همچنین مجموعه دگرگونی - آذرین جندق عروسان یاری

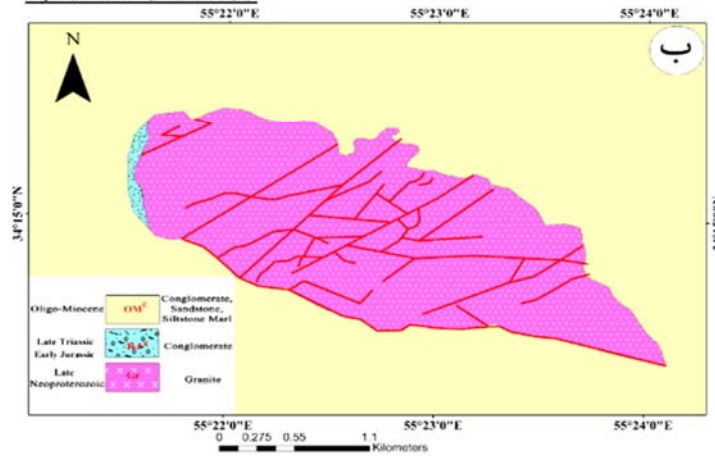
کنند. نمونه‌های بارز این توده‌های گرانیتوئیدی عبارتند از: ۱- آیراکان (در شمال شرق محمد آباد کوره گز) ۲- شمال شرق چاه زرد تا جنوب غرب اوسائن، ۳- شرق کلاته قنبر، ۴- شمال ابراهیم زهرا، ۵- شمال معدن تالک چاه زرد. گرانیتوئیدهای مجموعه جندق - عروسان به شدت میلونیتی شده‌اند. این گرانیتوئیدها با سن نئوپروتروزوئیک پسین در درون طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی متشکل از گارنت میکاشیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و مرمرهای دلومیتی و کلسیتی، تزریق شده‌اند (در مورد سن و نحوه تعیین سن این توده‌های گرانیتوئیدی به فصل پنجم رجوع شود).

از بین پنج توده گرانیتوئیدی نامبرده، توده‌های گرانیتوئیدی آیراکان و شمال شرق چاه زرد تا جنوب غرب اوسائن بیشترین تشابه را با یکدیگر نشان می‌دهند. در ادامه به شرح مختصری در مورد این گرانیت‌ها می‌پردازیم:

۱- گرانیت آیراکان: این توده گرانیتوئیدی با راستای کلی شمال غربی - جنوب شرقی رخنمون کم ارتفاعی را به خود اختصاص می‌دهد که اختلاف ارتفاع آن از زمین‌های اطراف، حداکثر به ۲۰۰ متر می‌رسد. دامنه‌های کم ارتفاع گرانیتوئید آیراکان، تقریباً به‌طور کامل توسط مارن‌های الیگومیوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۲- ۲۸) و تنها در برخی دره‌های عمیق که مارن‌های الیگومیوسن بریده شده‌اند یا به عبارتی فرسایش پیدا کرده‌اند، مشخص می‌شود که کنگلومراهای سرشار از قلوه‌های گرانیتی نیز گرانیتوئیدهای آیراکان را پوشانده‌اند (شکل ۲- ۲۹). مارن‌های الیگومیوسن تا کیلومترها، سرزمین‌های اطراف را پوشانده‌اند و تنها راه دسترسی به این توده‌های گرانیتوئیدی از میان شوره‌زارها و سرزمین‌های باتلاقی با بستری از این مارن‌ها گذر می‌کند که در برخی از فصل‌های سال به ویژه زمستان دسترسی به این توده گرانیتوئیدی را غیرممکن می‌سازد.



Ayrakan Granites



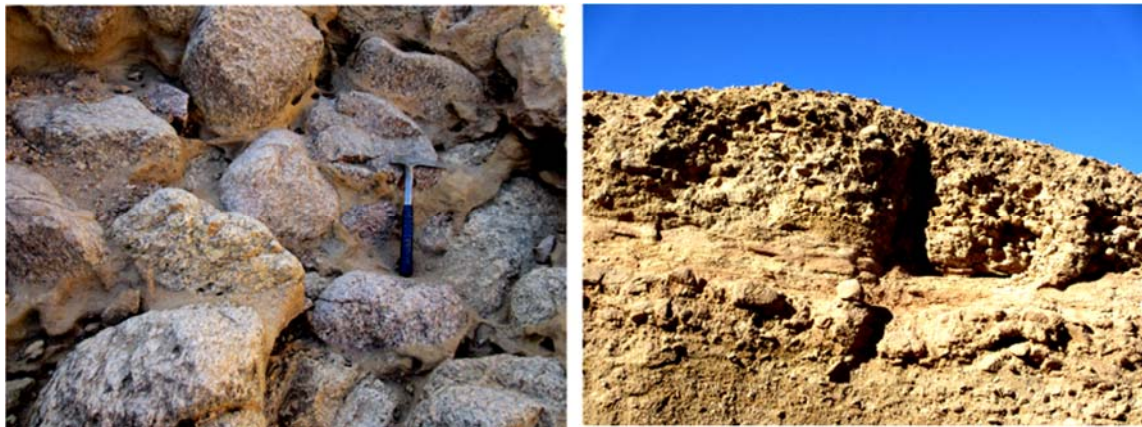
شکل ۲-۲۸- الف) تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده توده گرانیتوئیدی آیراکان و مارن‌های الیگومیوسن پوشاننده آن؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ساده توده گرانیتوئیدی آیراکان و سنگ‌های پوشاننده آن؛ پ) دورنمایی از توده گرانیتوئیدی آیراکان (نگاه رو به شمال شرق)؛ ت) همبری بین گرانیتوئیدهای آیراکان و مارن‌های الیگومیوسن (پوشاننده آن) (نگاه به سوی شمال). در واقع این تصویر، دامنه شمالی و شمال‌شرقی توده گرانیتوئیدی آیراکان را نشان می‌دهد.

بنابراین در پیرامون توده گرانیتوئیدی آیراکان، پیدا کردن رابطه عینی توده گرانیتوئیدی آیراکان و مجموعه دگرگونی - آذرین جندق عملاً امکان پذیر نیست و برای یافتن رابطه صحرائی این توده گرانیتوئیدی و مجموعه نامبرده، باید از رخنمون‌های گرانیتوئیدی با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه در سرزمین‌های همجوار کمک گرفت.

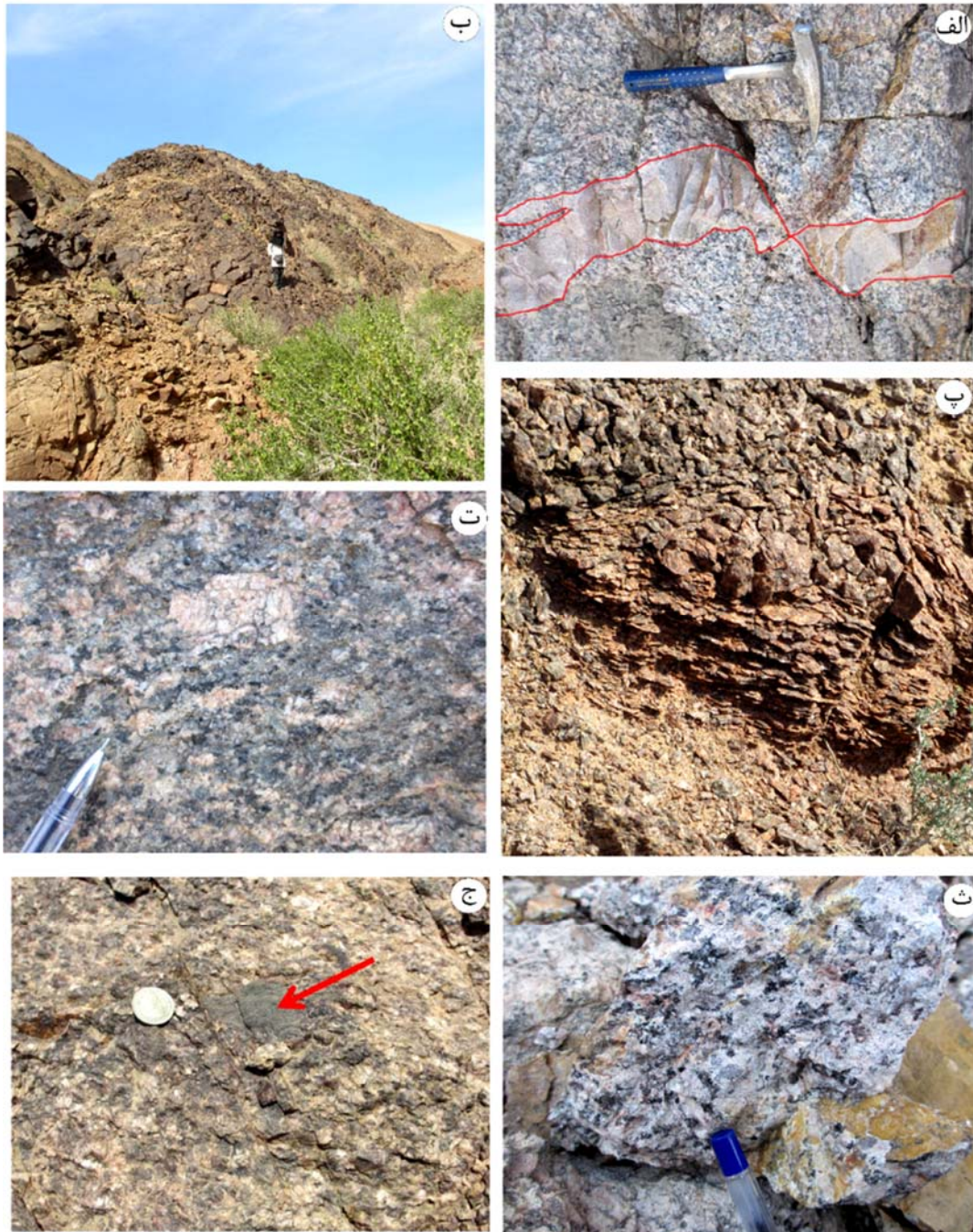
این گرانیتوئیدها از بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت (تا پورفیروئیدی) می‌لونیته شده و گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات کمتر دگرشکل شده، تشکیل گردیده است (شکل ۲-۳۰). گرانیت‌های آپلیتی بصورت دایک، بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت (تا پورفیروئیدی) می‌لونیته شده را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۳۰-الف). این توده‌های گرانیتوئیدی دگرشکلی شکل‌پذیر شدیدی را متحمل شده‌اند و ویژگی‌های منحصر به فردی را به نمایش گذاشته‌اند. بیوتیت‌گرانیت‌های درشت‌دانه تا پورفیروئیدی و گرانیت‌های آپلیتی می‌لونیته شده آیراکان، شواهد بارزی از دگرریختی شکل‌پذیر (نظیر ساخت چشمی متشکل از پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، اشکال سیگما، دلتا و ...) و دگرریختی شکننده (خردشدگی کانی‌ها در دماهای پایین) نشان می‌دهند (۲-۳۰-ت) (به بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶ نیز رجوع شود).

تعدادی آنکلاوهای میکاشیستی غنی از میکا (سورمیکاسه) در برخی نقاط در درون بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی می‌لونیته شده آیراکان یافت می‌شوند ولی از فراوانی زیادی برخوردار نیستند (شکل ۲-۳۰-ج). گسل‌های متعددی گرانیت‌های پورفیروئیدی می‌لونیته شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۲۸-الف و ب) و دگرشکلی شکننده نسبتاً شدیدی را بر سنگ‌های سازنده این توده گرانیتوئیدی تحمیل کرده‌اند. شبکه‌گسلی متراکم قطع کننده این توده گرانیتوئیدی مؤید این امر است. توجه به این نکته ضروری است که در نگاه اول به نظر می‌رسد گرانیت‌های آیراکان فقط توسط مارن-های رنگارنگ الیگومیوسن احاطه یا پوشیده شده‌اند. ولی بررسی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد که در بخش شمالی، رخنمون اصلی گرانیت‌ها و گرانیت‌های پورفیروئیدی می‌لونیته شده توسط یک افق کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی پورفیروئیدی می‌لونیته شده و گرانیتی سرچشمه گرفته از خود توده گرانیتوئیدی آیراکان، در برخی نقاط آن را پوشانده‌است. این کنگلومراها اغلب در بخش قاعده‌ای

توالی رسوبی - تخریبی تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین و گاه به صورت میان لایه در بین توالی ذکر شده یافت می شوند و بر روی مجموعه های پی سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی ایران مرکزی قرار گرفته است. این افق کنگلومرایی در اغلب مجموعه های پی سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی وجود دارد. برخی از این مجموعه ها عبارتند از: مجموعه دگرگونی نی باز (جنوب غرب ساغند) (اسدی، ۱۳۹۵)، مجموعه گرانیتی - گنیسی بند هزار چاه (جنوب غرب بیارجمند) (حسینی، ۱۳۹۴)، توده های گرانیتوئیدی میامی (جنوب - میامی) (عابدی، ۱۳۸۹؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶؛ همتی، ۱۳۹۲). مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب و غرب پاسگاه محیط بانی دلبر - خارتوران) (بلاغی، ۱۳۹۳)، مجموعه دگرگونی دوچاه (جنوب دوچاه)، مجموعه دگرگونی ماجراد (شمال غرب ماجراد) (ویس کرمی و همکاران، در دست چاپ)، مجموعه دگرگونی - آذرین جندق (شرق جندق تا عروسان و آیراکان). در مناطق دارای سرگذشت زمین شناسی - مشابه، جایگاه چینه شناختی این کنگلومراها (یعنی اواخر تریاس تا ژوراسیک پیشین) برای آنها کاملاً شناخته شده و محرز می باشد (صادقیان، ۱۳۹۵).



شکل ۲-۲۹- الف) درونمایی از کنگلومرای اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک (نگاه به سوی شمال غربی) و ب) نمای نزدیکی از قلوه های گرانیتی سرچشمه گرفته از توده گرانیتی آیراکان در شمال غربی توده گرانیتوئیدی آیراکان.

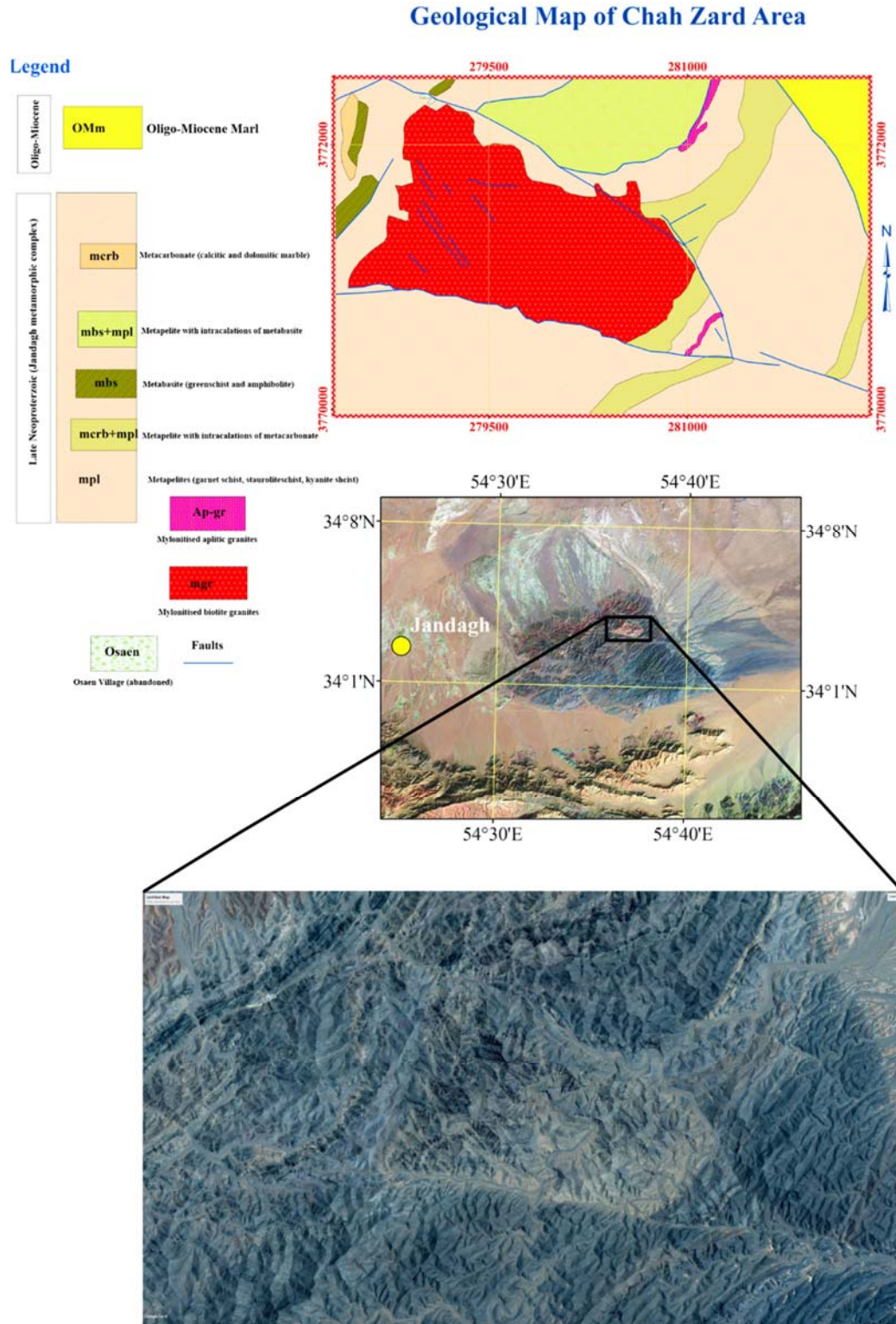


شکل ۲-۳۰- الف) نمای نزدیکی از بیوتیت‌گرانیتهای پورفیروئیدی آیراکان که توسط دایک‌های گرانیتی آپلیتی کرم تا صورتی رنگ قطع شده است؛ ب) نمایی از گرانیت‌های آپلیتی آیراکان؛ پ) نمای نزدیکی از بیوتیت‌گرانیتهای دانه‌درشت تا پورفیروئیدی به‌شدت میلونیتی‌شده و دارای برگوارگی شدید؛ ت) به پورفیروئید یا مگا کریست ارتوکلازهای درشت در بیوتیت‌گرانیتهای دانه‌درشت تا پورفیری به‌شدت میلونیتی‌شده توجه کنید؛ ث) تصویری از نمونه دستی بیوتیت‌گرانیتهای پورفیروئیدی آیراکان؛ ج) تصویری از آنکلاو سورمیکاسه موجود در درون بیوتیت‌گرانیتهای پورفیروئیدی آیراکان.

۲- گرانیت چاه زرد - اوسائن

این توده گرانیتوئیدی از شمال شرق چاه زرد تا جنوب غرب اوسائن با وسعتی حدود ۳/۳ کیلومتر مربع گسترش دارد (شکل ۲-۳۱). این توده گرانیتوئیدی در درون سنگ‌های دگرگونی میزبان تزریق شده است (شکل ۲-۳۲-الف). توده گرانیتوئیدی اوسائن، شامل بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت (تا پورفیروئیدی) و گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات است (شکل ۲-۳۲-ب).

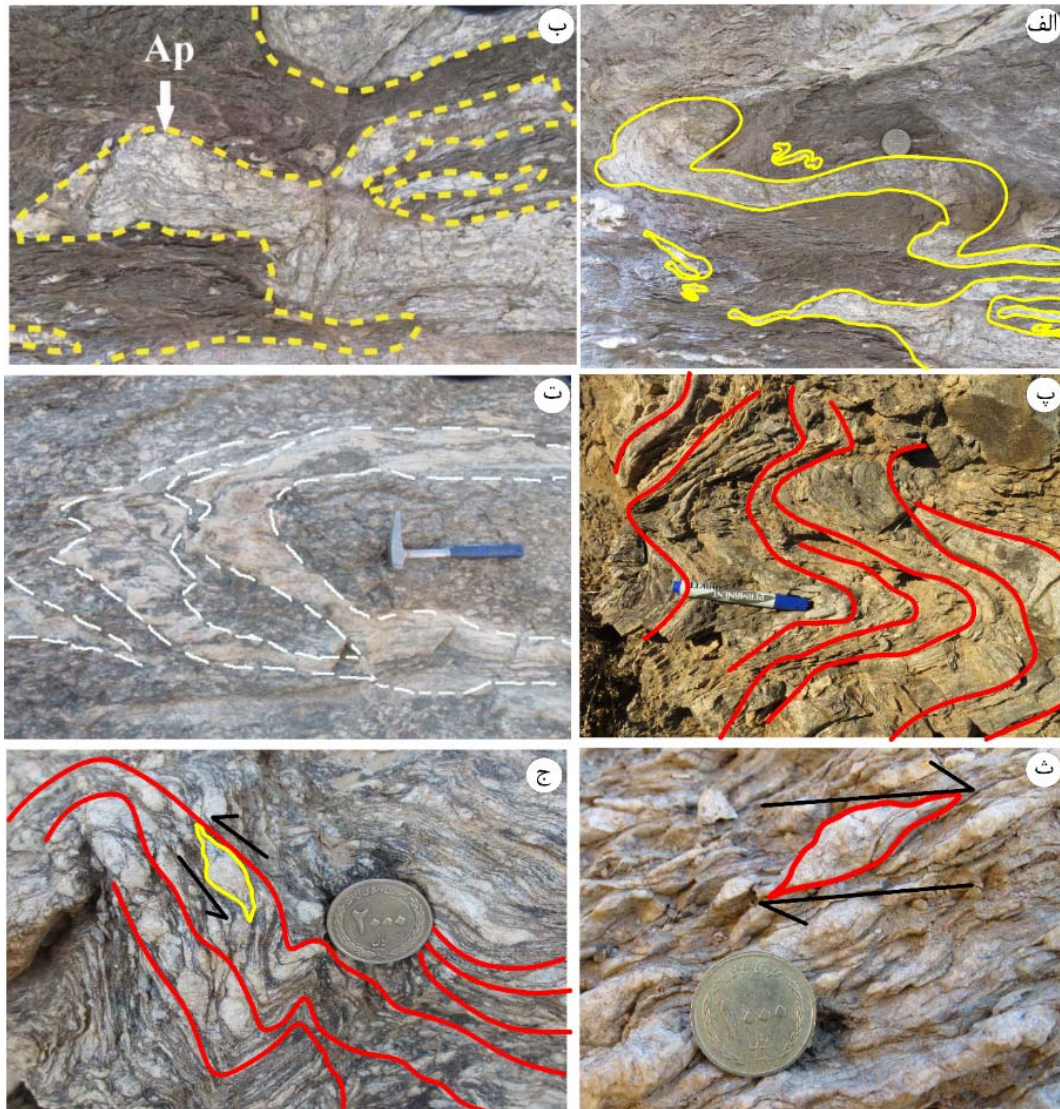
این توده گرانیتوئیدی و سنگ‌های میزبان آن، دگرشکلی شکل‌پذیر شدیدی را متحمل شده‌اند و ویژگی‌های منحصر به فردی را به نمایش گذاشته‌اند. دگرشکلی تحمیل شده بر توده گرانیتوئیدی جنوب‌غربی اوسائن به قدری شدید است که دایک‌های آپلیتی لوکوکرات همراه آن نیز به شدت چین خورده‌اند و مناظر زیبایی را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۲-۳۲-پ). در بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت-میلونیتی شده، نیز چین خوردگی بزرگ‌مقیاس تا ریزمقیاس، میلونیتی شدن و ایجاد پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، ساب‌گرین شدن دانه‌های کوارتز و فلدسپار و ایجاد سطوح برشی S، C و C' به وضوح در مقیاس صحرائی و میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۲-۳۳) (فضیلت، ۱۳۹۷).



شکل ۲-۳۱- نقشه زمین شناسی گرانیتی چاه زرد - اوسائن (فضیلت، ۱۳۹۷) همراه با تصاویر ماهواره‌ای که موقعیت این توده گرانیتوئیدی را در بین مجموعه چاه زرد نشان می‌دهند.



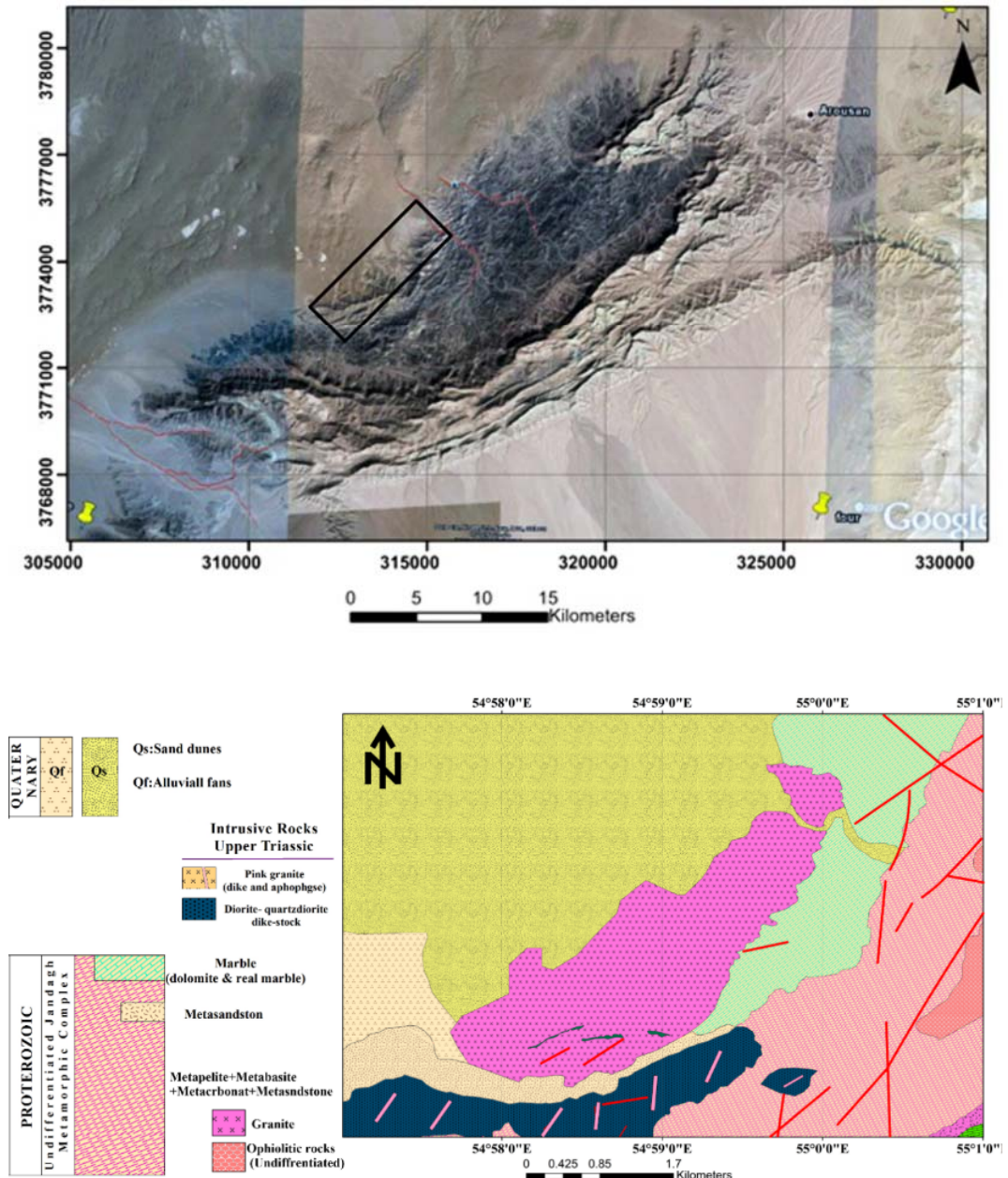
شکل ۲-۳۲- الف) دورنمایی از نفوذ و جایگیری نفوذ گرانیت‌های چاه زرد - اوسائن در درون سنگ‌های دگرگونی میزبان؛ ب) تصویری از بیوتیت‌گرانیت‌های چاه زرد - اوسائن که لوکوگرانیت‌ها در امتداد برگوارگی آنها، تزریق شده‌اند. پ) تصویری از چین‌خوردگی بزرگ مقیاس در گرانیت‌ها و آپلیت‌های لوکوکرات میلیونیته شده و چین خورده (جنوب‌غرب اوسائن، نگاه به سوی غرب)، محل حضور آپلیت‌ها با خط‌چین نشان داده شده است.



شکل ۳-۳۳- الف) تصویری از جایگیری حین دگرشکلی بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت در درون سنگ‌های گارنت میکاشیستی میزبان به سن پروتروزوئیک پایانی، همراه با چین‌های بی ریشه یا تیگماتیک بسیار زیبا به شکل باریکه‌های نواری گرانیتی دانه‌درشت؛ ب) نمایی از گرانیت‌های تزریق شده در درون سنگ میزبان میکاشیستی چین خورده. در مراحل بعد از تزریق هر دو نوع سنگ مجدداً متحمل دگرشکلی شدید شده‌اند؛ پ) تصویری از چین خوردگی بیوتیت-گرانیت‌های میلونیتی شده؛ ت) نمای نزدیکی از چین خوردگی رگه‌های آپلیتی در گرانیت‌های میلونیتی شده؛ ث) نمای بسیار نزدیکی از پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز دارای ساخت چشمی در گرانیت‌های دانه درشت میلونیتی شده جنوب‌غرب اوسائن؛ تنش برشی تحمیل شده از نوع چپ بر است؛ ج) تصویری از ریز چین‌های توسعه یافته در بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده. به شدت چین خوردگی و توسعه شدید برگوارگی و به تبع آن دانه‌ریز شدن این سنگ‌ها توجه فرمایید.

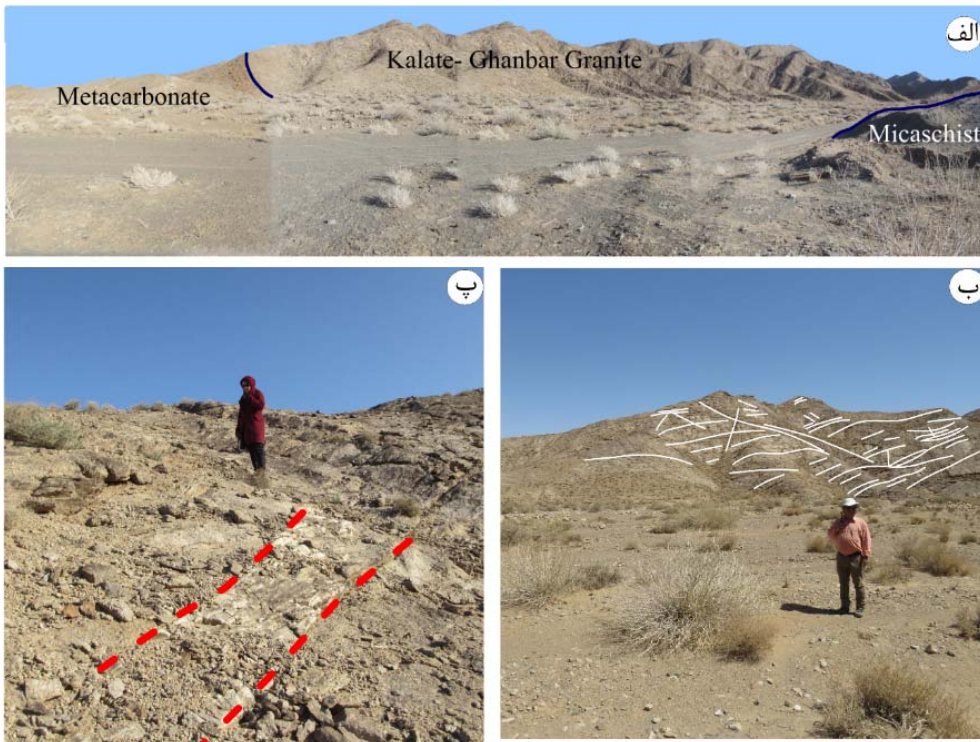
۳- گرانیت کلاته قنبر

این توده گرانیتی در شرق روستای مخروبه کلاته قنبر رخنمون دارد موقعیت این توده گرانیتی در شکل ۳۴-۲ نشان داده شده است.

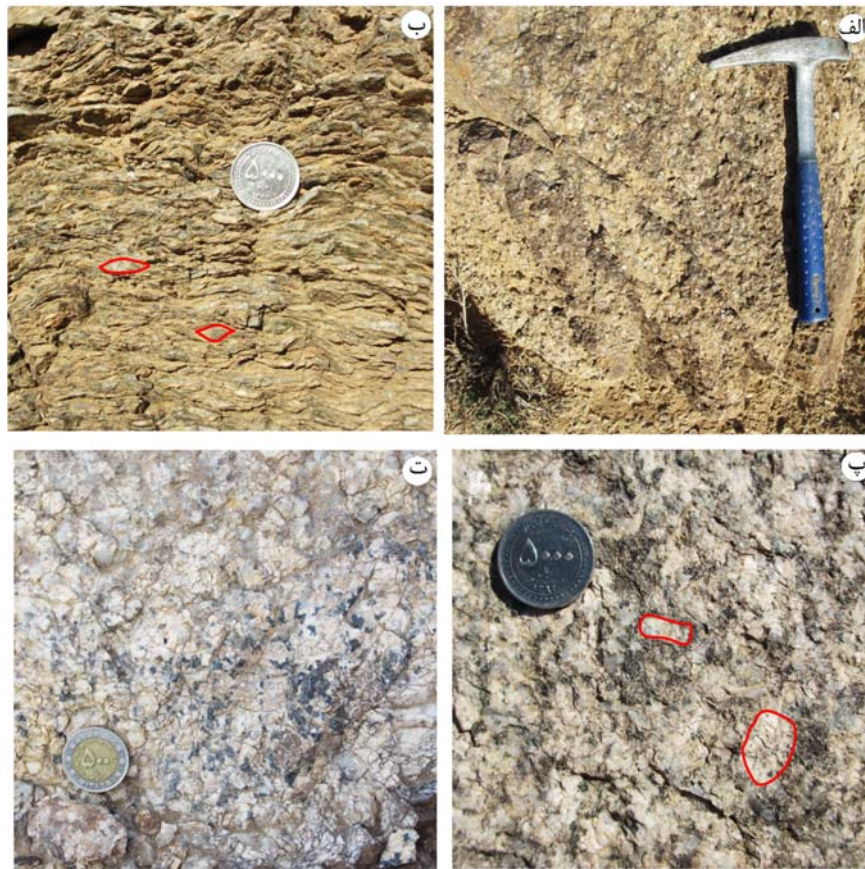


شکل ۳۴-۲ (الف) تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی توده گرانیتی کلاته قنبر؛ (ب) نقشه زمین شناسی توده گرانیتی کلاته قنبر.

توده گرانیتی کلاته قنبر نیز در سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده است (شکل ۲-۳۵-الف). شکستگی‌ها و درزه‌های فراوان در این گرانیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳۵-ب). توده گرانیتی کلاته شامل بیوتیت‌گرانیت‌های دانه درشتی است که توسط دایک‌های لوکوکرات آپلیتی قطع شده است (شکل ۲-۳۵-پ و ۲-۳۶). بلورهای درشت ارتوکلاز در این گرانیت‌ها به آسانی قابل شناسایی است. این توده گرانیتی نیز متحمل دگرشکلی شکل‌پذیر شده است و اشکال مربوط به میلونیتی شدن در آن به وضوح دیده می‌شود. در برخی نقاط پگماتیت‌های حاوی بلورهای نسبتاً ریز تورمالین نیز مشاهده می‌شوند.



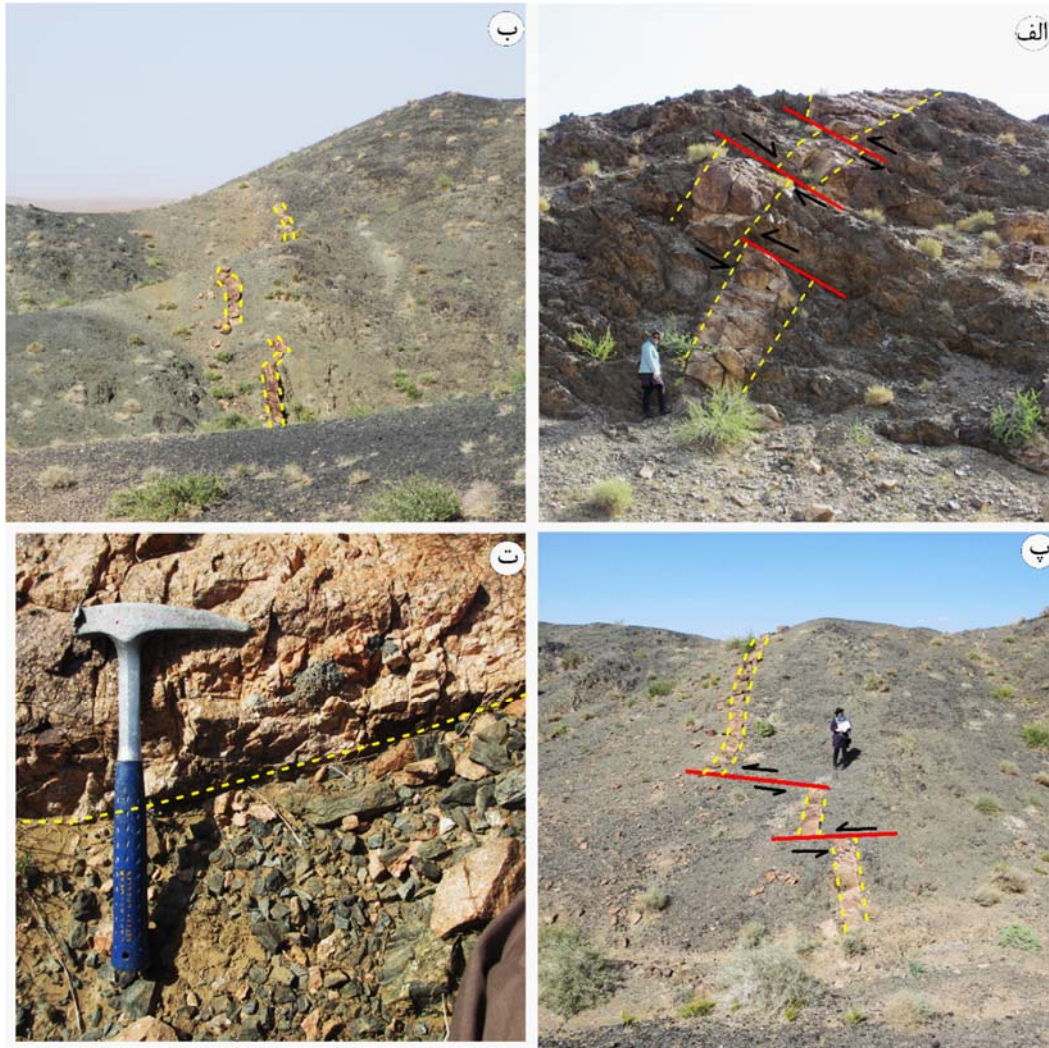
شکل ۲-۳۵-الف) دورنمای گرانیت کلاته که در سنگ‌های دگرگونی مجموعه دگرگونی جندق - عروسان نفوذ کرده است (نگاه رو به شمال؛ ب) تصویری از درزه‌ها و شکستگی‌های به وجود آمده در توده گرانیتی کلاته؛ پ) تصویری از یک دایک لوکوکرات آپلیتی که بیوتیت‌گرانیت‌های دانه درشت کلاته را قطع کرده است.



شکل ۲-۳۶- الف) نمای نزدیک از بیوتیت‌های کلاته؛ ب) بیوتیت‌های میلیونی شده و ایجاد اشکال سیگمایی در آنها؛ پ) تصویری از ارتوکلازهای درشت در بیوتیت‌های کلاته؛ ت) تصویری از پگماتیت‌های تورمالین دار منطقه کلاته.

۲-۶-۴-۲ گرانیت‌های صورتی

در مجموعه کلاته، علاوه بر بیوتیت‌های دانه‌درشت که در مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده‌اند، آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ (بیشتر به صورت دایک)، سنگ‌های دگرگونی مجموعه دگرگونی آذرین - جندق را قطع کرده‌اند. در بیشتر نقاط این گرانیت‌ها همراه با سنگ‌های میزبان خود، متحمل گسل‌خوردگی شده‌اند. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ به صورت پگماتیستی نیز مشاهده شده‌اند (شکل ۲-۳۷). از آنجایی که این گرانیت‌ها در افیولیت‌ها نیز نفوذ کرده‌اند با تعیین سن این گرانیت‌ها می‌توان با اطمینان زیاد و قابل توجه جایگاه سنی افیولیت‌های جندق را به اثبات رساند. این موضوع در فصل پنجم و هفتم مورد بحث قرار خواهد گرفت.



شکل ۲-۳۷- الف) تصویری از نفوذ دایک گرانیتی صورتی‌رنگ به درون سنگ‌های متابازیتی (چاه حسین آقا - منطقه کلاته، نگاه به سوی شرق)؛ ب و پ) تصاویری از دور نمای نفوذ گرانیت‌های صورتی‌رنگ به صورت دایک به درون افیولیت‌های پروتروزوئیک پسین وابسته به مجموعه دگرگونی- آذرین جندق - عروسان؛ ث) نمای نزدیکی از پگماتیت گرانیتی نفوذ کرده در آمفیبولیت‌های منطقه کلاته.

۲-۲-۶-۵ دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی همراه آن

در پهنه‌های گسلی توده گرانیتوئیدی آیراکان و کلاته، رگه‌های کربناتی آغشته به آهن (حاوی پیریت‌های دگرسان شده) مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳۸). عبور سیالات گرمابی از طریق شکستگی‌های ایجاد شده در بیوتیت‌گرانیت‌های میلونیتی می‌تواند آهن بیوتیت را شسته، با خود حمل کرده و در کربنات‌های زون گسلی ته نشین کند. به عبارت دیگر، بیوتیت بر اثر فرآیند میلونیتی شدن و تحت

تأثیر سیالات گرمایی و همینطور دگرشکلی‌های شکننده، می‌شکند و به ترکیبات اکسیدی آهن‌دار تبدیل می‌شود.



شکل ۲-۳۸- رگه کربناتی- پیریتی (؟) یک پهنه گسلی قطع کننده در گرانیت آیراکان.
این پهنه دارای راستای شمالی - جنوبی است. پهنای این رگه حدود یک متر است.

۳-۲ واحدهای سنگی مزوزوئیک

۱-۳-۲ تریاس پسین

در مجموعه کلاته تعدادی توده نفوذی کوچک گابرودیوریتی به همراه دایک‌های آلکالی‌فلدسپار گرانیتی به درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند. توده‌های گابرودیوریتی توسط دایک‌های گرانیتی و رگه‌های پگماتیتی - گرانیتی صورتی رنگ قطع شده‌اند (شکل ۲-۳۹).

ابراهیمیان (۱۳۸۷) گرانیتوئیدهای شرق جندق را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مطالعه کرده است. نامبرده گرانیتوئیدهای این منطقه را که در درون یا همراه با مجموعه دگرگونی جندق رخنمون دارند را به چهار فاز تقسیم کرده است که عبارتند از:

فاز اول: آلکالی گرانیته، سینیوگرانیته، مونزوگرانیته، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت و دیوریت (با ترکیب غالب مونزوگرانیته)، فاز دوم: آلکالی گرانیته، سینیوگرانیته و مونزوگرانیته (با ترکیب غالب آلکالی گرانیته)، فاز سوم: آلکالی گرانیته، سینیوگرانیته، مونزوگرانیته و گرانودیوریت (با ترکیب غالب گرانودیوریتی)، فاز چهارم: پگماتیت با ترکیب آلکالی گرانیته و سینیوگرانیته.

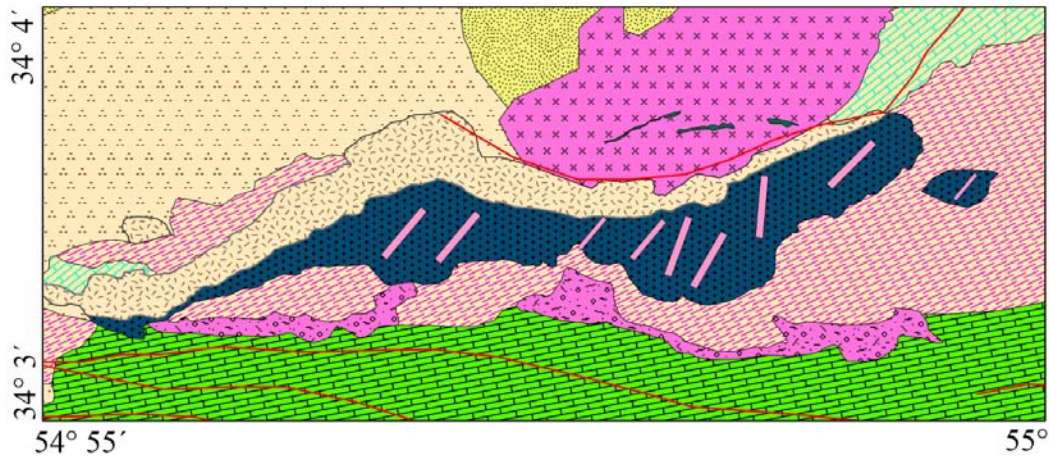
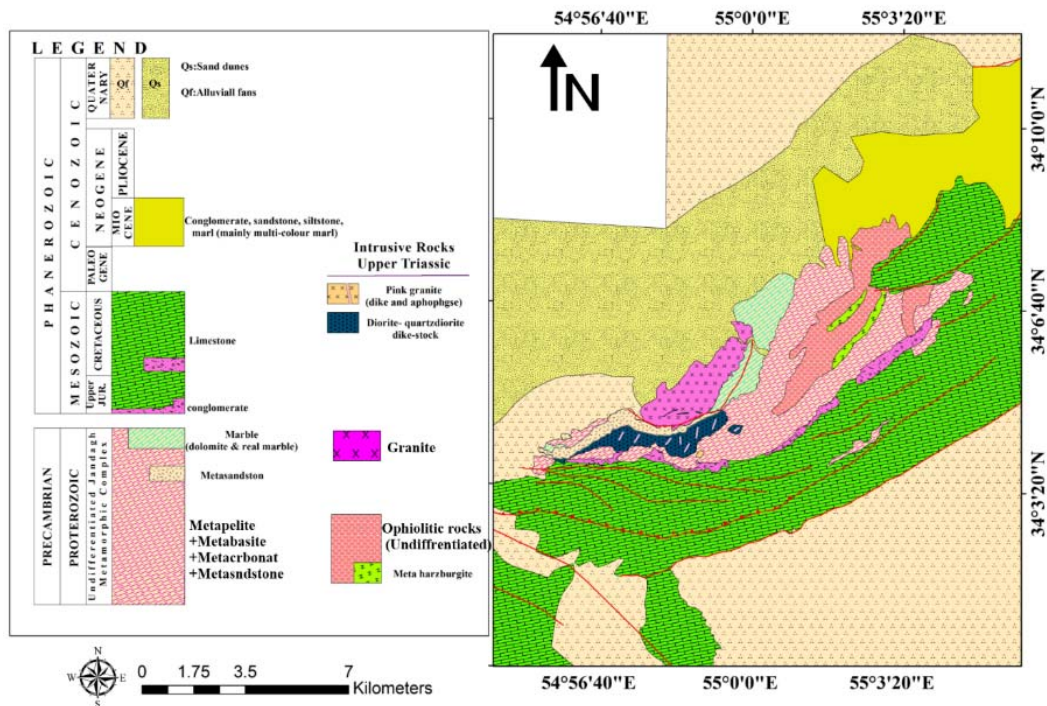
بررسی‌های جدید صحرائی در راستای این رساله به همراه سن سنجی‌های ایزوتوپی به روش U-Pb بر روی زیرکن نشان می‌دهد که از بین چهار فاز تعیین شده توسط نامبرده، فاز سوم در واقع گنیس‌های میلونیته‌شده‌ای هستند که بر اساس سن سنجی‌های جدید دارای سن 537.6 ± 3.1 میلیون سال می‌باشند و به نئوپروتروزوئیک پسین تعلق دارند و نسبت دادن آنها به ژوراسیک میانی کاملاً نادرست است. فاز چهارم که شامل سنگ‌های پگماتیتی جنوب معدن میکا و فلدسپار جندق است، با توجه به شواهد صحرائی دارای ارتباط زایشی با سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین هستند و در واقع محصول ذوب بخشی این سنگ‌های دگرگونی در شرایط اوج دمایی دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین می‌باشد و نسبت دادن آنها به ژوراسیک میانی نیز کاملاً نادرست است.

بازه سنی ژوراسیک زیرین تا میانی، براساس تعیین سن‌های انجام شده توسط Susov et al. (1979) به روش‌های اثر شکافت (179 ± 8 میلیون سال پیش) و پتاسیم-آرگن (177 ± 5 و 183 میلیون سال پیش) برای این سنگ‌ها در نظر گرفته شده است. کاملاً روشن است که بکارگیری این دو روش برای مجموعه‌های قدیمی و چندفازی کاملاً اشتباه است و یا حداقل نتایج مطمئن ارائه نخواهد شد. سن سنجی‌های جدید بر اساس روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های با ترکیب دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیته، سن حدود 221 تا 213 میلیون سال را برای این دسته از سنگ‌ها نشان

می‌دهند که معادل تریاس پسین می‌باشد. در ارتباط با سن سنجی این سنگ‌ها در فصل پنجم، به طور مفصل بحث خواهد شد.

۲-۳-۱-۱ گابرودیوریت‌ها

توده‌های نفوذی گابرودیوریتی به صورت توده‌های کوچک سبز رنگ، با وسعتی حدود ۶ کیلومتر در کلاته رخنمون دارند (شکل ۲-۴۰-الف). در اکثر نقاط، این توده‌های گابرودیوریتی توسط رگه‌ها و دایک‌های آلکالی فلدسپار صورتی رنگ قطع شده‌اند (شکل ۲-۴۰-ب). این سنگ‌ها به صورت دانه متوسط تا پگماتوئیدی مشاهده می‌شوند. با افزایش مقدار آب و فراهم‌شدن شرایط برای تشکیل هورنبلندهای سبز دانه‌درشت، ساخت‌های پگماتوئیدی به طور آشکار در مقیاس صحرائی و نمونه دستی قابل مشاهده هستند، بطوری که اندازه بلورهای هورنبلند سبز در برخی نقاط به چند سانتیمتر (تا ۴ سانتیمتر) می‌رسد (شکل ۲-۴۰-پ و ت). با ادامه روند تفریق ماگمایی و کاهش FeO و MgO از یک سو و افزایش SiO_2 از سوی دیگر، بر مقدار پلاژیوکلاز افزوده شده و کوارتز نیز به صورت یک کانی بین دانه‌ای غیرخودشکل به مجموعه کانیایی سازنده سنگ افزوده شده است. در برخی موارد، مقدار کوارتز به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد و می‌توان سنگ را کوارتزیدیوریت نامید. در برخی مناطق، گابرودیوریت‌ها به شدت گسل خورده و اپیدوتیتی و کلریتی شده‌اند (شکل ۲-۴۰-ث و ج). بر اثر گرمای تحمیل شده از توده‌های نفوذی گابرودیوریتی بر سنگ‌های متاکربناته میزبان، این سنگ‌ها متحمل تبلور دوباره شده و به مرمهرهای آهکی- دولومیتی سفید رنگ دانه درشت تبدیل شده‌اند. لازم به ذکر است در مجموعه دگرگونی ماجراد واقع در جنوب شرق شاهرود و در مجموعه دگرگونی چاپدونی نیز توده‌های نفوذی با دامنه سنی و ترکیبی مشابه یا اندکی جوانتر نیز دیده شده‌اند که دارای سرگذشت زمین‌شناسی مشابهی هستند (به کرمی و همکاران (در دست چاپ) و کیقبادی و همکاران، ۱۳۹۴ رجوع شود).



شکل ۲-۳۹- نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده محل رخمون گابرویدیوریت‌های تریاس پسین قطع‌کننده مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان، منطقه کلاته قبر.

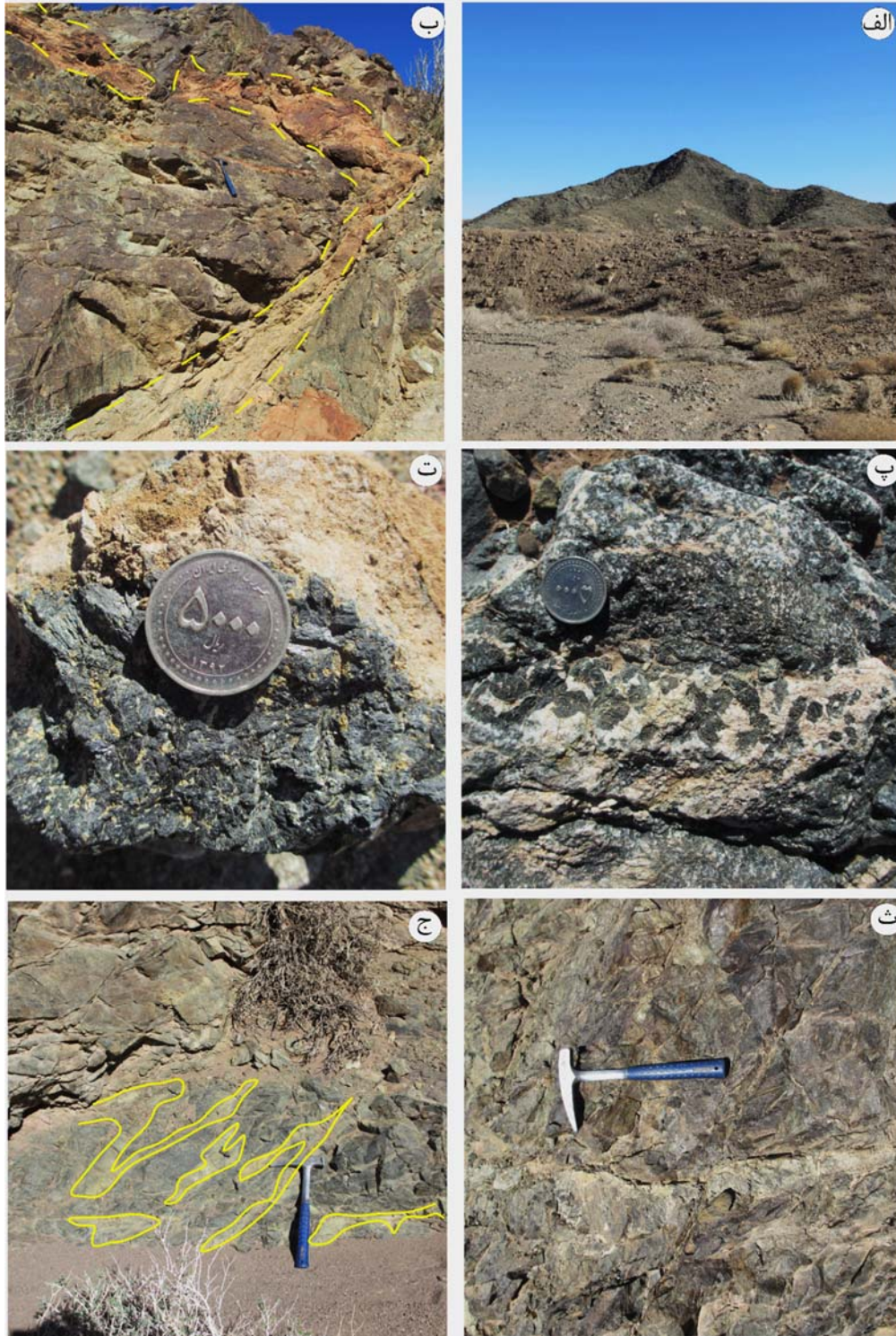
۲-۳-۱-۲ آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

با توجه به مشاهدات صحرائی، آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ غالباً بصورت دایک، گابرویدیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و معمولاً رخمون پیوسته و مستقلى از آنها دیده نمی‌شود. پهنای دایک‌ها و رگه‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ از چند سانتیمتر تا حداکثر ۲ متر و طول آنها

از چند متر تا دهها متر متغیر است. رنگ صورتی آنها به دلیل فراوانی ارتوکلاز صورتی رنگ و جایگزینی Fe^{+3} به جای Al^{+3} در ساختار این کانی است (شکل ۲-۴۱-الف). در برخی مناطق نظیر شمال شرقی چاه حسین آقا، دایکها و رگه‌های آلکالی فلدسپار گرانیته و پگماتیتی صورتی رنگ موردنظر، به قدری زیاد می‌شوند که شبکه شبه استوکورکی را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۲-۴۱-ب). در بخش‌های پگماتیتی، ساخت‌های گرافیکی و پرتیتی در مقیاس ماکروسکوپی به روشنی قابل مشاهده هستند. به دلیل داشتن مرز تدریجی و ریشه گرفتن گرانیته‌های صورتی رنگ از درون گابرودیوریت‌ها، در برداشت‌های صحرائی کاملاً روشن است که آلکالی فلدسپار گرانیته‌های صورتی رنگ فاقد آنکلاوهای زینولیتی هستند. دیوریت‌ها حاصل شده‌اند. آلکالی فلدسپار گرانیته‌های صورتی رنگ فاقد آنکلاوهای زینولیتی هستند. نبود آنکلاوهای زینولیتی در گرانیته‌های همراه با گابرودیوریت‌ها و گابروها تأییدی بر تحوّل آنها از طریق تبلور تفریقی ماگمای مافیک می‌باشد (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۷). برای دستیابی به توضیحات بیشتر در مورد سنگ‌های گابرودیوریتی تریاس پسین به فصل‌های آتی (مباحث پتروگرافی، ژئوشیمی، ترموبارومتري و زمین شناسی ایزوتوپی رجوع کنید).

۳-۱-۳-۲ گرانودیوریت‌های ریز تا متوسط دانه خاکستری رنگ

این نوع سنگ‌ها به صورت توده‌های پراکنده و کوچک در مجموعه کلاته نفوذ کرده‌اند و بیشتر در سمت شرقی توده‌های گابرودیوریتی مشاهده شده‌اند. این گرانودیوریت‌ها خاکستری رنگ و بیشتر ریزدانه تا متوسط دانه هستند. این توده‌ها توسط دایک‌های گرانیته و آلکالی فلدسپارگرانیته قطع شده‌اند. این سنگ‌ها در امتداد شکستگی‌ها، اپیدوتیتی شده‌اند (شکل ۲-۴۲). لازم به ذکر است به دلیل گستردگی موضوعات مورد مطالعه این دسته از سنگ‌ها، به بررسی تفصیلی بیشتری نیاز دارند که امید است در آینده نزدیک انجام شوند.



شکل ۲-۴۰- الف) دورنمایی از توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی (نگاه به سوی شرق)؛ ب) نفوذ دایک‌های سرشار از آلکالی فلدسپارهای صورتی رنگ به درون گابرویدیوریت‌ها؛ پ) گابرویدیوریت درشت دانه (ساخت پگماتوئیدی)؛ ت) هورنبلندهای درشت و فراوان در گابرویدیوریت‌های پگماتوئیدی؛ ث) گابرویدیوریت دگرشکل شده واقع در زون گسلی؛ ج) گابرویدیوریت‌های اپیدوتیتی شده در پهنه‌های گسلی.



شکل ۲-۴۱- الف) تصویری از نمونه دستی آکالی فلدسپار گرانیتهای؛
 ب) دورنمایی از دایکهای فراوان آکالی فلدسپار گرانیتهی قطع کننده گابرودیوریتها



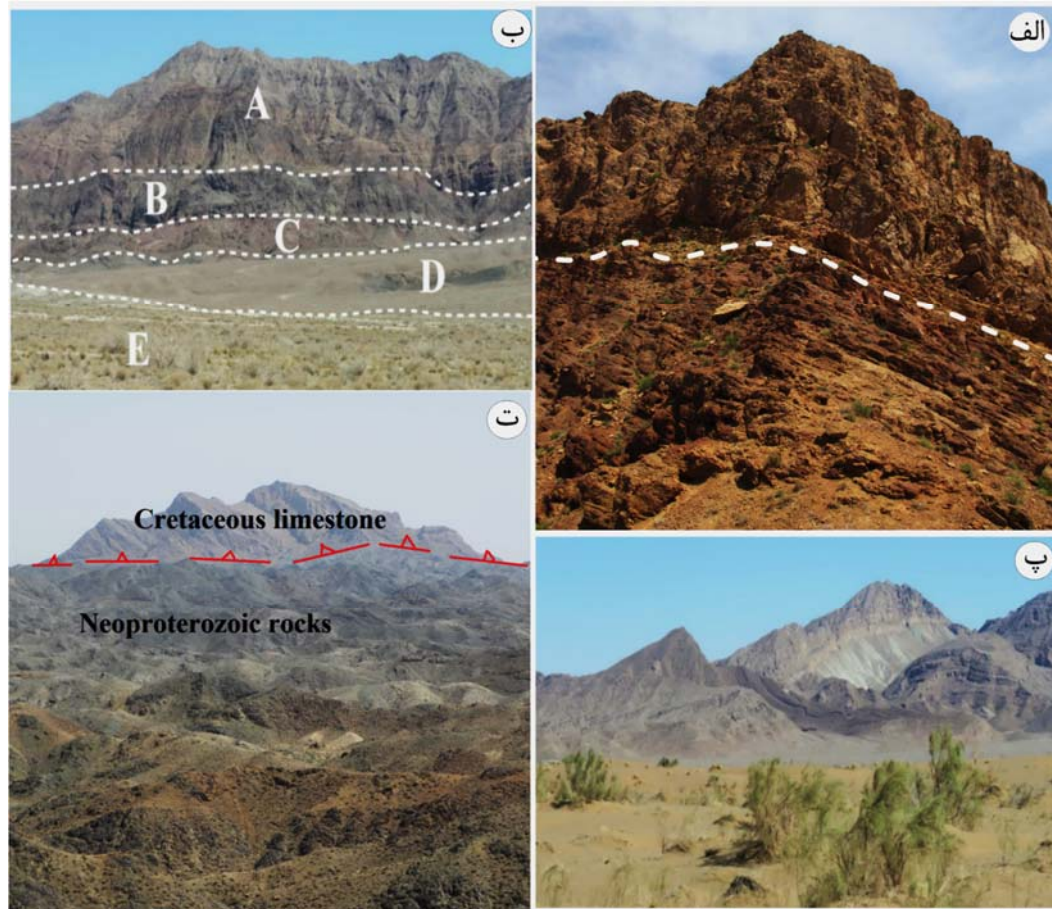
شکل ۲-۴۲- الف و ب) نمای نزدیکی از گرانودیوریتهای خاکستری رنگ کلاته؛ پ) گرانودیوریتها گه توسط گرانیتهای دارای رنگ روشن تر قطع شده است؛ ت) قطع شدن گرانودیوریتها توسط گرانیتهای صورتی رنگ.

۲-۳-۲ توالی رسوبی ژوراسیک - کرتاسه - پالتوسن

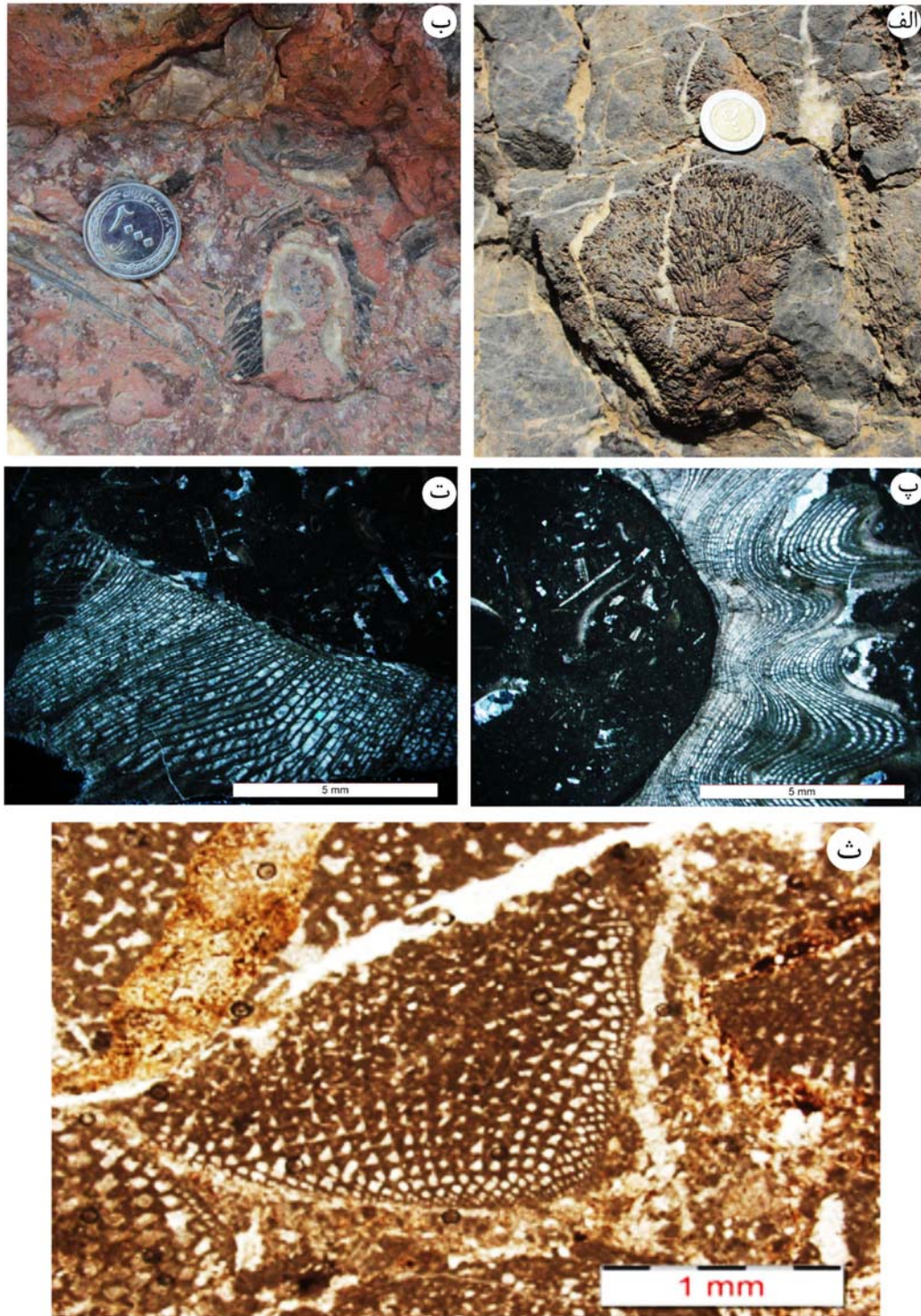
(پوشاننده مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان)

با توجه به گستردگی موضوع کاری این رساله، در مورد توالی رسوبی ژوراسیک کرتاسه به این خلاصه بسنده می‌کنیم که تفکیک توالی ژوراسیک و کرتاسه در این منطقه از یکدیگر، بدون کار مطالعاتی دقیق امکانپذیر نیست. در ضمن توالی رسوبی کرتاسه تا اوایل دوره زمانی پالتوسن نیز ادامه می‌یابد. در مجموع این توالی شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، آهک و شیل می‌باشد. بخش ژوراسیکی عمدتاً شیلی - ماسه - سنگی و کنگلومرای است. در حالی که بخش کرتاسه - پالتوسن عمدتاً آهکی و شیلی است و حاوی ماکروفسیل‌ها و میکروفسیل‌های زیاد هستند. این توالی رسوبی با مرز (پوشاننده بر روی مجموعه پی‌سنگی) و گاه تراستی (از نوع راندگی) بر روی مجموعه آذرین - دگرگونی جندق قرار گرفته است (شکل ۲-۴۳). قلوه‌های سنگی موجود در میان‌لایه‌های کنگلومرای، از سنگ‌های سازنده مجموعه پی‌سنگی جندق سرچشمه گرفته‌اند. شیل‌های سبز رنگ، در منطقه جندق - خور، به شیل بیابانک مشهور می‌باشند. سنگ‌های آهکی حاوی ماکروفسیل‌ها از جمله مرجان‌ها و رودسیت‌ها و میکروفسیل‌هایی از نوع اوربیتولین می‌باشند (شکل ۲-۴۴).

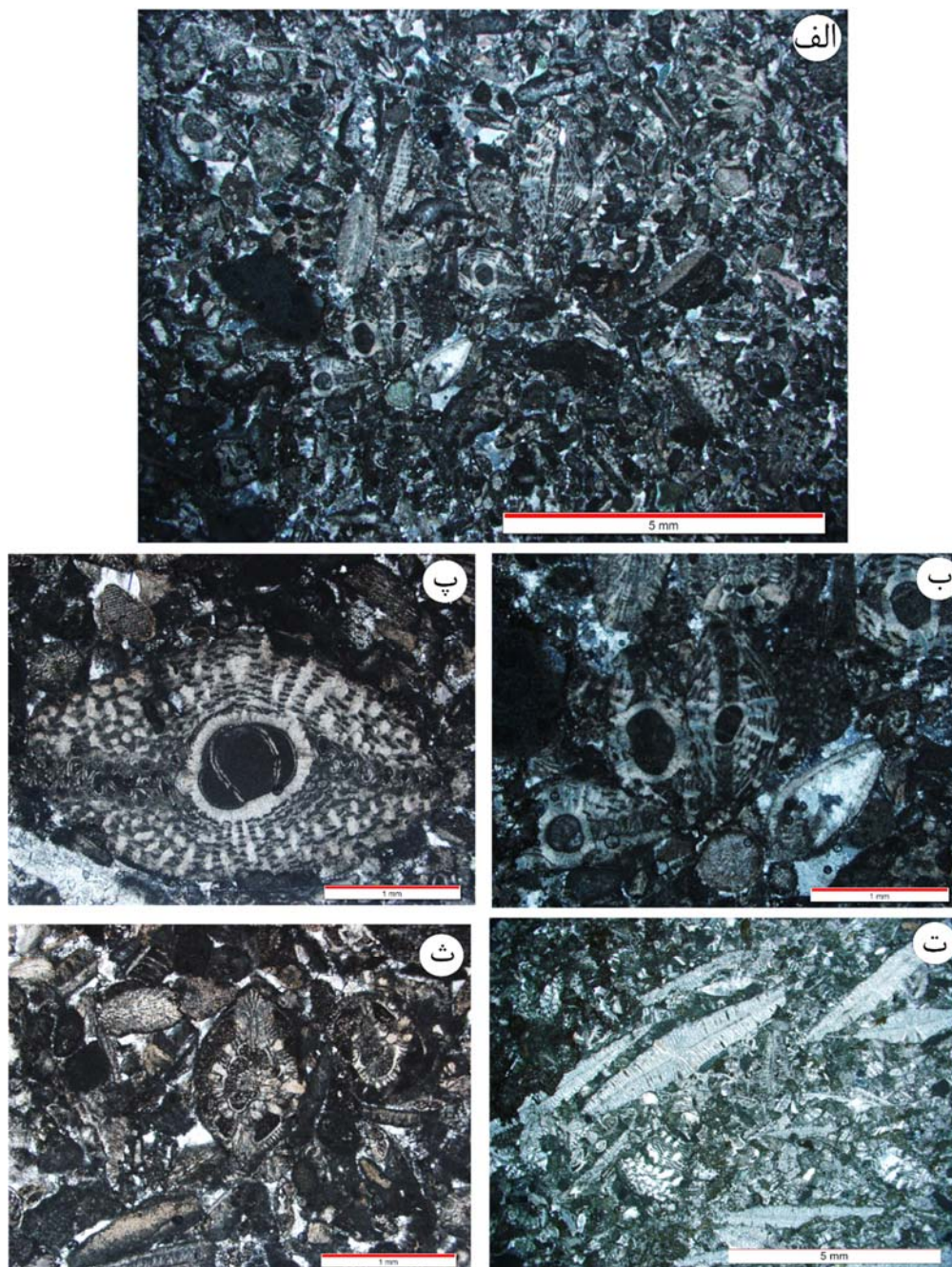
همچنین در برخی نقاط، سنگ‌های آهکی شامل میکروفسیل‌هایی فراوانی هستند. به طوری منظره زیبایی را از لحاظ فسیل شناسی، در زیر میکروسکوپ ایجاد کرده‌اند. بر اساس تشخیص و تشریح شفاهی آقای دکتر طاهری سنگ‌ها دارای فسیل‌های شاخص همچون اربیتوئیدس، سیدرولیتس و لپیدواربیتوئیدس هستند. این میکروفسیل‌ها شاخص کرتاسه بالایی (ماستریشین) هستند (شکل ۲-۴۵).



شکل ۲-۴۳- الف و ب) تصاویری از دورنمای توالی رسوبی ژوراسیک تا پالئوسن (لازم به ذکر است مرز توالی رسوبی ژوراسیک و کرتاسه از نوع ناپیوستگی چینه‌ای است). (شکل الف: شمال منطقه ابراهیم زهرا - کلاته. نگاه به سوی شمال شرق). شکل (ب): a. آهک، b. کنگلومرا c. آهک d. مجموعه پی‌سنگی جندق، e رسوبات عهد حاضر، (منطقه چاه زرد. نگاه به سوی شرق). پ) دور نمایی از توالی آهکی و شیلی کرتاسه. شیلهای سبز رنگ، در منطقه جندق - خور، به شیلهای بیابانک مشهور می‌باشند. در بخش جلوی تصویر، ماسه‌های بادی جوان دیده می‌شوند (جنوب غرب روستای مصر. نگاه به سوی جنوب شرق). ت) تصویری از نمای دور آهک‌های کرتاسه که با مرز گسلی از نوع راندگی بر روی مجموعه نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند (منطقه کلاته. نگاه به سوی جنوب).



شکل ۲-۴۴- تصاویری از حضور ماکروفسیل‌ها و میکروفسیل‌ها در سنگ‌های آهنی کرتاسه، شرق جندق شامل مرجان-ها (الف)، دوکفه‌ای (ب) و خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای‌ها (پ و ت)؛ تصویری از میکروفسیل اوربیتولین (ث).



شکل ۲-۴۵- الف) تصویری از یک سیدرولیتس - اوربیتوئیدس پکستون (دانه‌های بیوکلاست؛ ب) و پ) تصویری از میکروفسیل اوربیتوئیدس؛ ت) تصویری از میکروفسیل لپیدواربیتوئیدس؛ ث) تصویری از میکروفسیل سیدرولیتس.

۴-۲ واحدهای سنوزوئیک

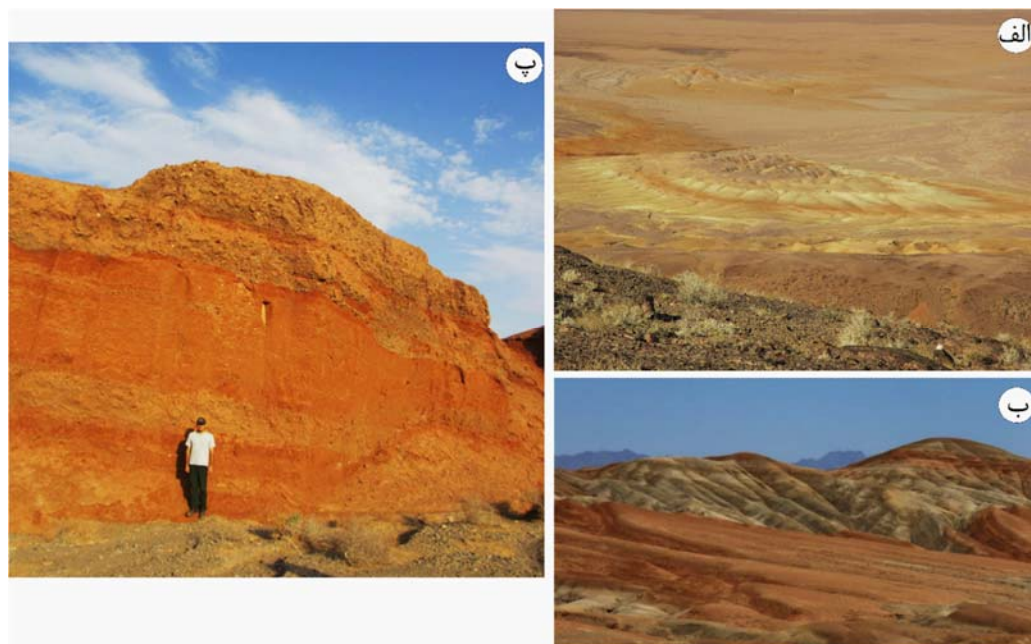
۱-۴-۲ مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های الیگومیوسن

مارن‌های رنگارنگ الیگومیوسن در سمت شمال مجموعه پی‌سنگی جندق - عروسان رخنمون دارند. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی این مارن‌ها در ایران مرکزی و از طرف دیگر نبود رخنمون‌هایی از سازند قم، می‌توان مارن‌های مورد نظر را بخشی از سازند قرمز (با عنوان کلی) به حساب آورد و بهتر است سن کلی الیگومیوسن را به آن‌ها نسبت دهیم. این مارن‌ها در محیط‌های دریایی کم عمق یا دریاچه‌ای درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند و معمولاً فاقد ماکروفسیل می‌باشند. با نگاهی به وضعیت رخنمون‌های مارن‌های الیگومیوسن می‌توان گفت این مارن‌ها حداقل در برخی نقاط نظیر شرق و شمال مجموعه دگرگونی جندق با مرز گسلی قدیمی‌تر در کنار واحدهای سنگی رخنمون دارند. همان‌طور که قبلاً ذکر شد دامنه‌های کم ارتفاع گرانیات آیرکان کاملاً با مارن‌های الیگومیوسن پوشیده شده است. بر اساس شواهد صحرائی و ماهواره‌ای، گسل‌های نرمال (عادی) در شکل‌گیری حوضه‌های رسوبی الیگومیوسن نقش داشته‌اند و مرز کنونی این واحدها با مجموعه پی‌سنگی جندق گسلی است. در مقیاس گسترده‌تر در مارن‌های میوسن چین‌خوردگی‌های ملایم و اشکال طاقدیسی - ناودیسی زیبایی مشاهده می‌شود. در پیرامون محلی بنام صفائیه (صفائو) مارن‌های الیگومیوسن توسط توالی چند ده متری از رسوبات سخت نشده مخروط افکنه‌ای قرمز رنگ متشکل از واریزه‌های سرچشمه گرفته از مجموعه‌های پی‌سنگی جندق پوشیده شده است (شکل ۲-۴۶).

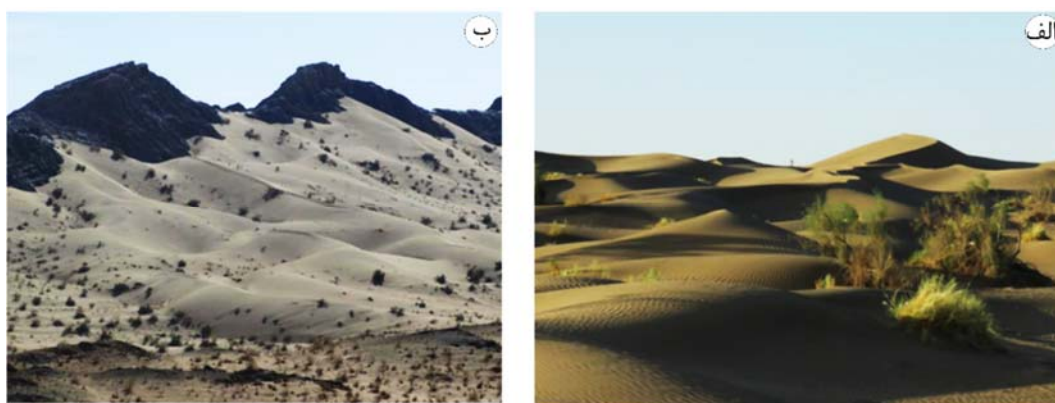
۵-۲ واحدهای آبرفتی - بادرفتی کواترنری

رسوبات آبرفتی و مخروط افکنه‌ای در مسیر رودخانه‌ها، مناطق فرو افتاده و دشت‌های سیلابی رخنمون دارند. این رسوبات سخت نشده اکثراً دانه درشت هستند و اکنون در بستر رودخانه‌ها و مسیل‌ها انباشته شده‌اند. این نهشته‌ها شامل سنگریزه‌های دارای جورشدگی ضعیف، گردشگری بد و سخت شدگی ضعیف می‌باشند. تراس‌های جوانتر، از نهشته‌های آبرفتی رسی ماسه‌ای تشکیل شده است. تراس‌های آبرفتی قدیمی نیز در بخش‌های بالا دست رودخانه‌ها پدید آمده‌اند. بخش قابل توجهی از

مارن‌های میوسن و بخشی از مجموعه پی‌سنگی جندق، در شرق منطقه مورد مطالعه توسط تپه‌های ماسه بادی جوان پوشانده‌اند (شکل ۲-۴۷).



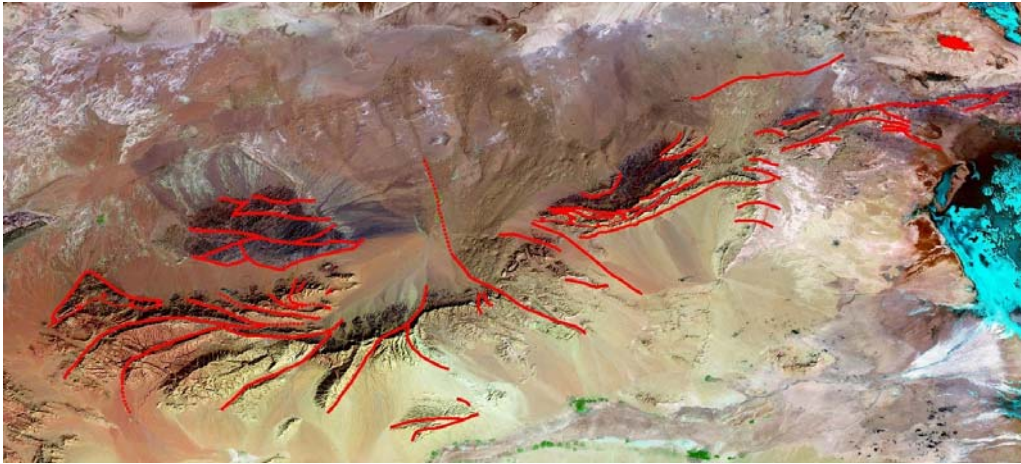
شکل ۲-۴۶- دورنمایی از مارن‌های الیگومیوسن: الف) در شمال توده گرانیتوئیدی آیراکان؛ ب) شمال مجموعه دگرگونی جندق. پ- پوشش گراولی پوشاننده توالی مارنی - ماسه سنگی الیگومیوسن (شمال منطقه چاه‌زرد).



شکل ۲-۴۷- ماسه‌های بادی جوان (عهد حاضر). الف) شمال غرب اوسائن؛ ب) جنوب غرب روستای مصر.

۶-۲ زمین شناسی ساختاری

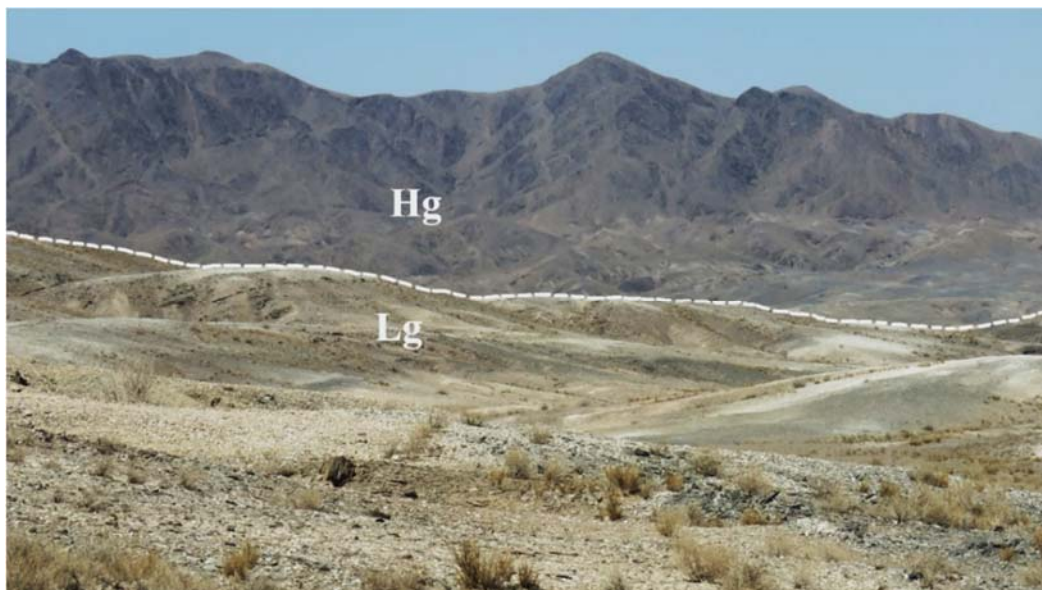
گسل‌های نوار دگرگونی - آذرین جندق - عروسان، عمدتاً دارای راستای شمال شرق - جنوب غرب تا شرقی - غربی هستند (شکل ۲-۴۸).



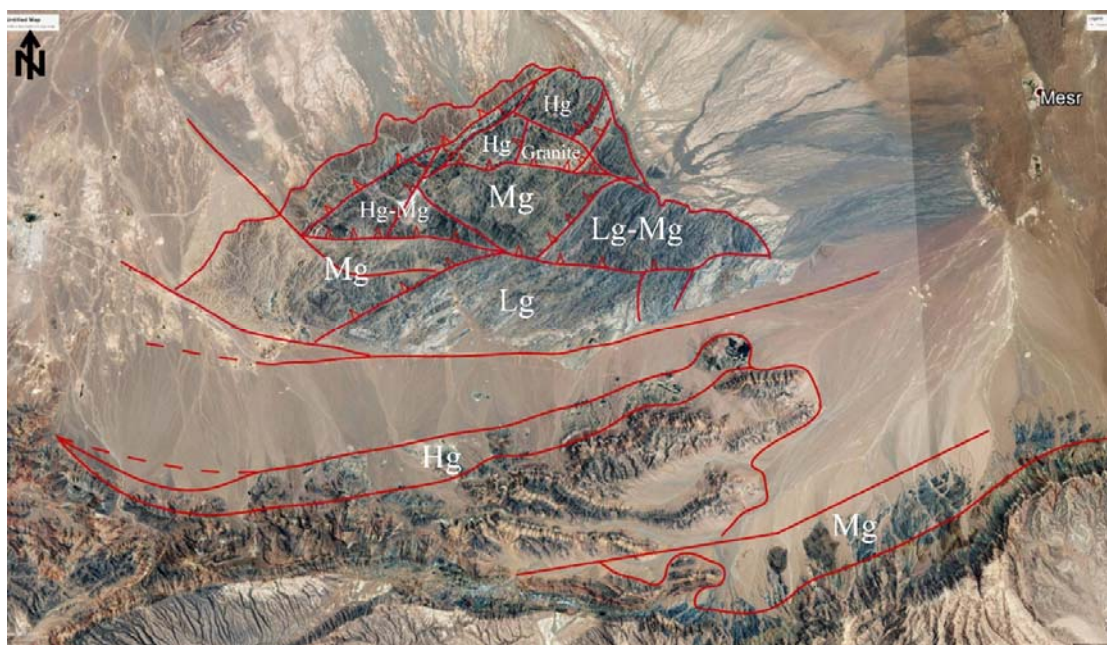
شکل ۲-۴۸- تصویر ماهواره‌ای نوار دگرگونی جندق - عروسان که گسل‌های بزرگ بر روی آن نشان داده شده است.

گسل‌های کوچکتر در جهات مختلف پراکندگی نشان می‌دهند. این گسل‌های همراه با مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان را می‌توان در سه دسته تقسیم‌بندی کرد:

۱- گسل‌های معکوس دارای شیب زیاد تا گسل‌های معکوس با شیب کم که غالباً به صورت راندگی ظاهر شده‌اند. نمونه بارز این نوع گسل‌ها، گسلی است که از معدن تالک عبور می‌کند و باعث شده است که ورقه هارزبورژیتی در امتداد گسل به سمت بالا حرکت کند. این گونه گسل‌ها در مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان بطور متعدد وجود دارند و بلوک‌های دگرگونی دارای درجات دگرگونی متفاوت را در کنار هم قرار داده‌اند (شکل ۲-۴۹). این گسل‌ها در محدوده چاه‌زرد از ظهور و تجلی بهتری برخوردارند (شکل ۲-۵۰-الف). همچنین این گونه گسل‌ها سبب رخنمون یافتن مجموعه افیولیتی در منطقه ابراهیم زهرا شده‌اند (شکل ۲-۵۰-ب). در امتداد این گسل‌ها دگرشکلی و دگرسانی شدید به شکل سرپانتینی شدن، فیلونیتی شدن و میلونیتی شدن مشاهده می‌شوند.



شکل ۲-۴۹- نمایی از همبندی گسلی سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (در حد رخساره آمفیبولیت بخش تیره رنگ و مرتفع) و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (در حد رخساره شیست سبز همراه با سیلیس‌های حاصل از آزدایی در طی دگرگونی که بصورت رخنمون‌های سفید رنگ ظاهر شده‌اند) بخش درجه پایین‌تر به صورت مناطق کم ارتفاع‌تر و پست‌تر ظاهر شده‌اند (نگاه به سوی شمال، محدوده شمال روستای چاه‌زرد).



شکل ۲-۵۰- الف- تصویر ماهواره‌ای از قرارگیری بلوک‌های ساختاری مختلف با درجات دگرگونی متفاوت از دامنه‌های جنوبی رشید کوه تا شمال چاه‌زرد.



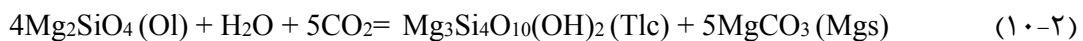
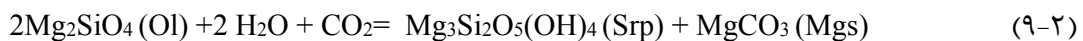
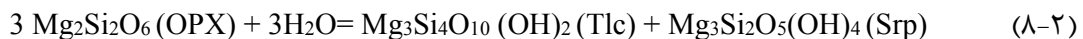
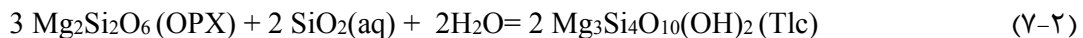
شکل ۲-۵۰-ب- تصویر ماهواره‌ای از رخنمون یافتن مجموعه افیولیتی در منطقه ابراهیم زهرا.

- ۲- گسل‌هایی که شاخه‌های فرعی مرتبط با سیستم‌های راندگی به حساب می‌آیند و در جهات مختلف پراکنده هستند. راستای آنها اغلب شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد.
- ۳- گسل‌هایی که به نظر می‌رسد بعد از جایگیری مجموعه سنگی جندق - عروسان شکل گرفته‌اند و حضور آنها در مرز تماس مارن‌های رنگارنگ الیگومیوسن و مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان و همچنین مرز تماس مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان و رسوبات آبرفتی جوان (عمدتاً کواترنری) به وضوح مشخص است. این گسل‌ها عمدتاً از نوع نرمال (عادی) هستند و به پایین افتادن بخش‌هایی از سرزمین‌های مورد مطالعه منجر شده‌اند. در مناطق فروافتاده، مارن‌های رنگارنگ الیگومیوسن و یا رسوبات آبرفتی جوان نهشته شده‌اند که از آن جمله می‌توان به گسل شرق مجموعه دگرگونی چاه زرد و گسلی که در امتداد جاده جندق - مصر (با طول حدود ۴۰ کیلومتر) اشاره کرد.
- گسل دیگری از این نوع، بخش شمالی مجموعه سنگ‌های دگرگونی کلاته را بریده، پایین انداخته و سپس توسط رسوبات الیگومیوسن پر شده‌است. طول این گسل به حدود ۲۵ کیلومتر می‌رسد.
- نمونه دیگر از این گسل‌ها از جنوب شرق محمدآباد کوره گز می‌گذرد و دارای راستای تقریباً شرقی - غربی است. طول این گسل به حدود ۲۰ کیلومتر می‌رسد.

دسته‌ای دیگر از گسل‌ها دور از منطقه مورد مطالعه قرار دارند و می‌توان آنها را شاخه‌های فرعی گسل درونه به حساب آورد. این گسل‌ها باعث قطع شدگی و جابه‌جایی لایه‌های مارنی الیگومیوسن شده‌اند. این گسل از شمال منطقه مورد مطالعه عبور می‌کند و تا نزدیکی شهر جندق ادامه دارد. طول این گسل حدود ۳۵۰ کیلومتر می‌باشد.

۷-۲ توان کانه‌زایی و پتانسیل اقتصادی

در امتداد گسلی از نوع تراستی یا راندگی که از معدن تالک جندق می‌گذرد، یک ورقه نکتونیک هارزبورژیتی به شدت دگرسان شده و به تالک تبدیل شده است. شدت تالکی شدن به قدری زیاد است که توانسته است تالک با خلوص بالا و دارای قابلیت بهره برداری اقتصادی تولید نماید. این معدن به معدن تالک چاه‌زرد جندق مشهور است. معدن چاه‌زرد به طور ناپیوسته حدود پنجاه سال است که فعالیت دارد و هنوز فعالیت آن ادامه دارد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های هارزبورژیتی، تبدیل الیوین و ارتوپروکسن به تالک، منیزیت و سرپانتین از طریق واکنش‌های زیر صورت گرفته است.



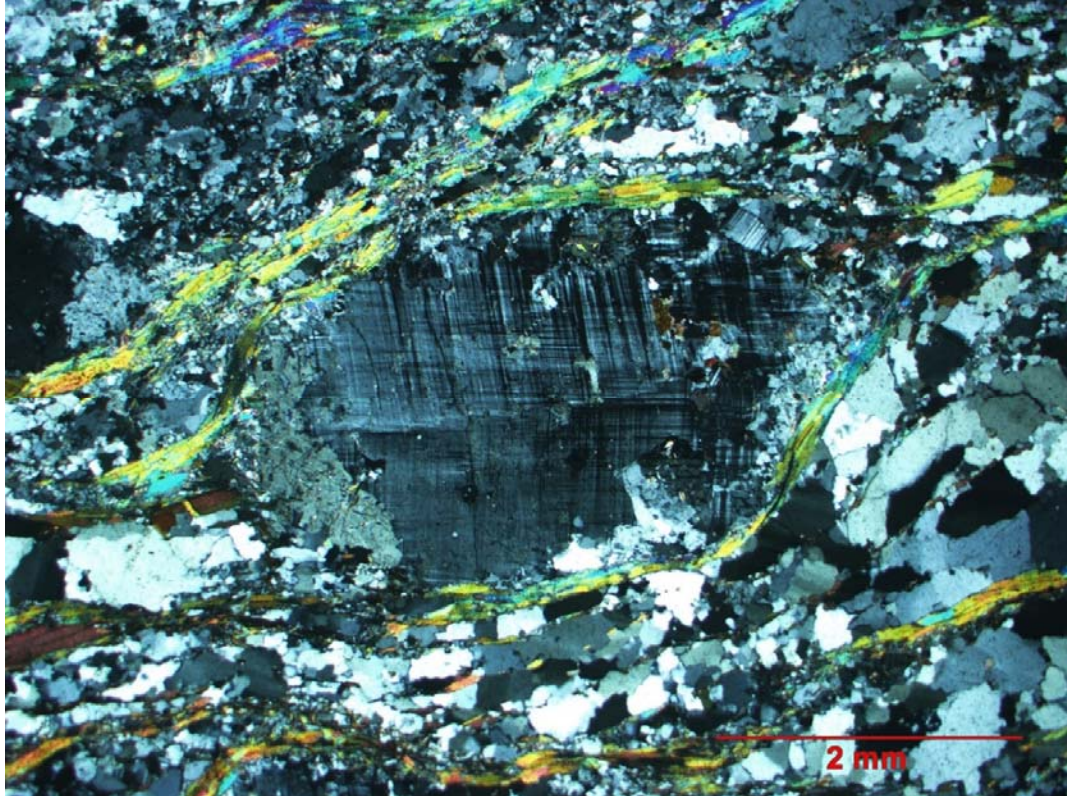
Srp: سرپانتین، Tlc: تالک، Mgs: منیزیت، Ol: الیوین، OpX: ارتو پروکسن (برونزیت)، aq: آبگین

در شمال غرب اوسائن، همراه با میان لایه‌های مرمر و متابازیت‌ها، کانه‌زایی آرسنیک، مس و منگنز (مس به صورت آرسنوپیریت، پیرولولوزیت و مالاکیت) مشاهده می‌شود. همچنین آلونیت و ژیپس در نزدیکی این مناطق وجود دارد. از دیگر منابع اقتصادی منطقه جندق - عروسان می‌توان به معدن میکای پگماتیت‌های پیش‌گزو، معدن سیلیس در چاه‌زرد، کلاته و پیش‌گزو، معدن مرمر در کلاته، معدن آهن در جنوب جندق، سنگ آهک در جنوب غرب جندق، معدن فیلونیت در شمال شرق مجموعه کلاته و معدن باریت در غرب جندق اشاره نمود (شکل ۲-۵۱).



شکل ۲-۵۱- تصاویر برخی از معادن و کانه‌زایی صورت گرفته در منطقه جندق - عروسان : الف) معدن تالک چاه زرد؛ ب) معدن سیلیس چاه زرد؛ پ و ت) اندیس آرسنو پیریت و ملاکیت در شمال غرب اوسائن؛ ث) معدن باریت در غرب کلاته؛ ج) معدن فیلونیت در شمال شرق مجموعه کلاته (غرب روستای عروسان)

فصل سوم: پتروگرافی



۱-۳ مقدمه

هر سنگی که در طبیعت وجود دارد، اگر در شرایط دگرگونی قرار گیرد، دگرگون می‌شود. بنابراین، طیف ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی بسیار متغیر و گسترده است. پس، به تعداد و تنوع سنگ‌هایی که در طبیعت دیده می‌شود، عملاً سنگ‌والد دگرگونی وجود دارد. به عنوان مثال، تمام سنگ‌های مختلف رسوبی، آذرین، آذرآواری و دگرگونی، می‌توانند دگرگون شوند و مجموعه سنگی جدیدی را به وجود آورند (قاسمی، ۱۳۹۴).

در مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان، سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت، متاسندستون، متاکربنات، متابازیت و افیولیت‌های دگرگون شده هستند. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه نیز به دو گروه گرانیتوئیدهای متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین و گابرودیوریت و گرانیت‌های تریاس پسین تقسیم می‌شوند. البته قابل ذکر است که گرانیت‌های میلونیتی شده را نیز می‌توان در زمره سنگ‌های دگرگونی به حساب آورد. در این فصل به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها می‌پردازیم.

۲-۳ پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه براساس نوع سنگ مادر یا پروتولیت آن‌ها به دو دسته با منشاء رسوبی و آذرین تقسیم‌بندی شده‌اند. متاپلیت‌ها، متاسندستون و متاکربنات‌ها با منشاء رسوبی و متابازیت‌ها بارزترین سنگ‌های دگرگون منطقه با منشاء آذرین هستند.

۱-۲-۳ متاپلیت‌ها

طیف وسیع ترکیبات شیمیایی سنگ‌های رسوبی - تخریبی، باعث ایجاد طیف وسیعی از سنگ مادرهای دگرگونی محتمل، از سنگ‌های پلیتی غنی از آلومینیم (گل سنگ‌ها) تا گریوک‌های کم آلومینیم، ماسه‌سنگ‌های فلدسپاتی و ماسه‌سنگ‌های کوارتزار می‌شود. ماسه سنگ‌های بسیار غنی از رس به ویژه ماسه سنگ‌های خرده سنگی و فلدسپاتی و همچنین گریوک‌ها ممکن است از نظر مقدار آلومینیم به سنگ‌های پلیتی برسند. به همین دلیل گاهی اوقات از واژه نیمه‌پلیت برای آنها استفاده می‌شود. مقدار آلومینیم ترکیبات کل، از گل سنگ‌های غنی از آلومینیم تا ماسه‌سنگ‌های خرده‌سنگی

یا فلدسپاتی به طور پیوسته تغییر می‌کند. پلیت‌ها، وقتی که دگرگون می‌شوند (متاپلیت‌ها)، با فراوانی کانی‌های پتاسیم-آلومینیم‌دار نظیر میکاها (مسکوویت و بیوتیت)، گارنت‌های نوع آلماندن و آلومینوسیلیکات‌هایی نظیر آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، استارولیت، کلریتوئید و کردیریت در سنگ دگرگونی مشخص می‌شوند. بعضی از نیمه پلیت‌ها می‌توانند حاوی پورفیروبل‌هایی باشند که میزان آلومینیم آنها در حد استارولیت (با بیش از ۵۰ درصد وزنی Al_2O_3) باشند، اما سیلیکات‌های آلومین (نظیر آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت) به ندرت در این سنگ‌ها دیده می‌شود (همام و همکاران، ۱۳۸۹). مطالعات کانی‌شناسی مجموعه جندق - عروسان نشانگر حضور آلومینوسیلیکات‌ها (کلریتوئید، استارولیت، کیانیت) تنها در برخی از سنگ‌های دگرگونی (شمال چاه زرد - اوسائن) می‌باشند. لذا می‌توان ترکیب اولیه سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در مجموعه جندق - عروسان را در دو گروه سنگ‌های گری‌وکی - ماسه‌سنگی (نیمه‌پلیتی) و پلیت‌های واقعی غنی از آلومینیم قرار داد. از آنجا که تحولات دگرگونی از جمله تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در گروه پلیت‌ها در مقایسه با نیمه پلیت‌ها نمود بیشتری یافته است، لذا در این بخش، سنگ‌های رسوبی تخریبی دگرگون شده در مجموعه جندق - عروسان را با عنوان کلی متاپلیت‌ها مورد بررسی قرار داده و تحولات دگرگونی در این سنگ‌ها را شرح خواهیم داد.

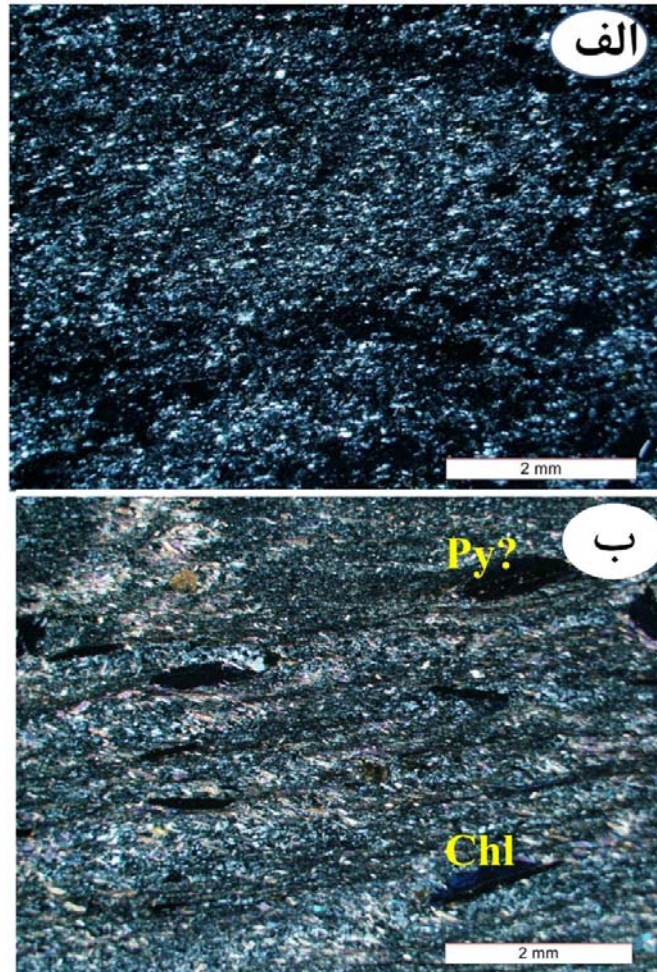
سنگ والد متاپلیت‌ها (شیل‌ها یا سنگ‌های پلیتی (آلومینی))، معمول‌ترین سنگ‌های رسوبی بوده و شامل رس‌ها (گل‌سنگ‌ها) و سیلت‌های دانه‌ریز (سرشار از آلومینیم، پتاسیم و سیلیسیم) هستند. این سنگ‌ها حجم غالب نهشته‌های موجود در نوارهای دگرگونی را تشکیل می‌دهند. رس‌های پلاژیک به عنوان پلیت‌های واقعی در مقایسه با شیل‌های سکوه‌های قاره‌ای از کلسیم فقیرترند. معادل‌های دگرگونی این سنگ‌ها شامل اسلیت، فیلیت، شیست و گنیس‌های متاپلیتی هستند (کنعانیان و همکاران، ۱۳۷۲؛ قاسمی، ۱۳۷۸؛ Winter, 2001؛ Rymond, 2002؛ همام و همکاران، ۱۳۸۹؛ Bucher & Ferry, 2011). قاسمی (۱۳۹۴).

۳-۲-۱-۱ اسلیت‌ها و فیلیت

سنگ‌های دگرگونی درجه پایین در این مجموعه، اسلیت‌ها و فیلیت‌ها هستند. در ابتدا با فراهم شدن شرایط دگرگونی سنگ‌های دانه‌ریزی به نام اسلیت با رخ اسلیتی تیره رنگ ایجاد می‌شود (شکل ۳-۲-الف). تداوم دگرگونی موجب افزایش اندازه دانه‌ها با حفظ جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها شده و سنگ‌های دانه‌ریزی با سطح برآق به نام فیلیت را ایجاد می‌کنند. فیلیت‌ها سنگ‌های دانه‌ریزی هستند که خود از دگرگونی رسوبات دانه‌ریزتر به وجود می‌آیند که عادی‌ترین آنها رسوبات پلیتی است. مقدار کوارتز در این سنگ‌ها، از فراوانی بیشتری برخوردار است. حضور کانی‌های فیلوسیلیکاته (کلریت، سریسیت و بیوتیت) بافت لپیدوبلاستی به این سنگ‌ها داده است. فیلیت‌ها به دلیل داشتن میکای فراوان دارای سطوح متورق و برآق می‌باشند. حضور مسکوویت و بیوتیت فراوان در این سنگ‌ها، برگوارگی بارزی را ایجاد کرده است. برگوارگی واژه غیرزایشی است که برای توصیف فابریک‌های صفحه‌ای اولیه و یا با منشاء دگرگونی به کار می‌رود. به دلیل وجود کانی‌های تیره، فیلیت‌های لکه‌دار در برخی نقاط مشاهده می‌شود. در اطراف این کانی‌های تیره (احتمالاً پیریت) سایه فشاری از کانی کلریت تشکیل گردیده است که احتمالاً نشان‌دهنده تبلور این کانی‌های تیره (اوپک) قبل از دگرشکلی است (شکل ۳-۲-ب). پاراژنز این سنگ‌ها نشان‌دهنده دگرگونی آنها تحت رخساره شیست سبز است.

۳-۲-۱-۲ شیست‌ها

گسترش و پراکندگی این سنگ‌ها نسبت به سایر سنگ‌ها در منطقه به مراتب بیشتر بوده و به طور کلی از گستردگی زیادی برخوردار هستند. بنابراین هم از نظر حجم و هم از نظر پراکندگی بیشترین میزان را به خود اختصاص داده‌اند. تمامی شیست‌ها به دلیل حضور فراوان میکاها (مسکوویت و بیوتیت) دارای برگوارگی بارزی هستند. بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. در نتیجه فابریک نوع S در آنها به راحتی قابل تشخیص است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد سنگ‌های میکاشیستی متحمل فرایندهای دگرریختی شده‌اند و ریزساخت‌های حاصل از اثرات دگرریختی شکل‌پذیر در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۱- الف) تصویر میکروسکوپی از الف) اسلیت؛ ب) فیلیت دارای پیریت.

از جمله شواهد این امر ریزدانه شدن (ساب گرین شدن) کوارتزها و ایجاد حاشیه‌های مضرّس در آنها و همچنین تشکیل نوارهایی از کوارتزهای کشیده در میکاشیست‌ها است که از ویژگی‌های ریزساختاری دگرریختی شکل‌پذیر می‌باشد. با توجه به شواهد نامبرده می‌توان استنباط نمود، میکاشیست‌ها نیز همانند سایر گروه‌های سنگی مورد مطالعه متحمل دگرریختی و حتی میلونیتی شدن گردیده‌اند.

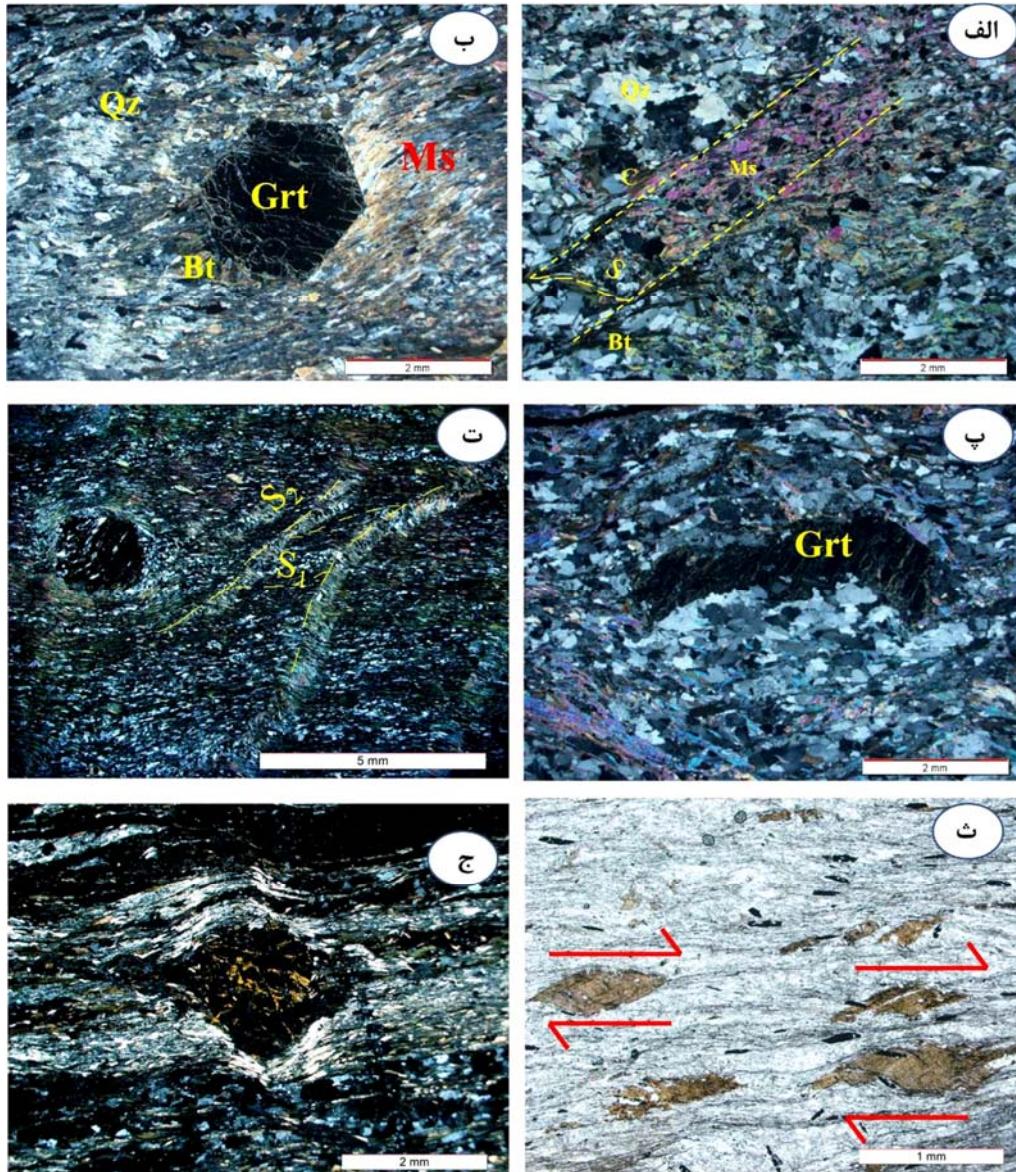
شیست‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار ± موسکوویت + بیوتیت ± گارنت + پلاژیوکلاز ± کلریتوئید ± کیانیت ± استارولیت تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها را بر اساس ترکیب کانی‌شناسی می‌توان به انواع میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، گارنت - کلریتوئید - استارولیت شیست و گارنت - استارولیت - کیانیت شیست تقسیم بندی کرد.

میکاشیست‌ها (بیوتیت - مسکوویت شیست): بافت این سنگ‌ها لپیدوبلاستی و پورفیروبللاستی بوده و حاوی کانی‌های مسکوویت، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار و کانی‌های اپاک می‌باشند. برگراری S_1 و S_2 به وضوح در این سنگ‌ها قابل رؤیت است. پتروگرافی این سنگ‌ها بیانگر دگرگونی در شرایط رخساره شیست‌سبز و زون بیوتیت است (شکل ۳-۲-الف).

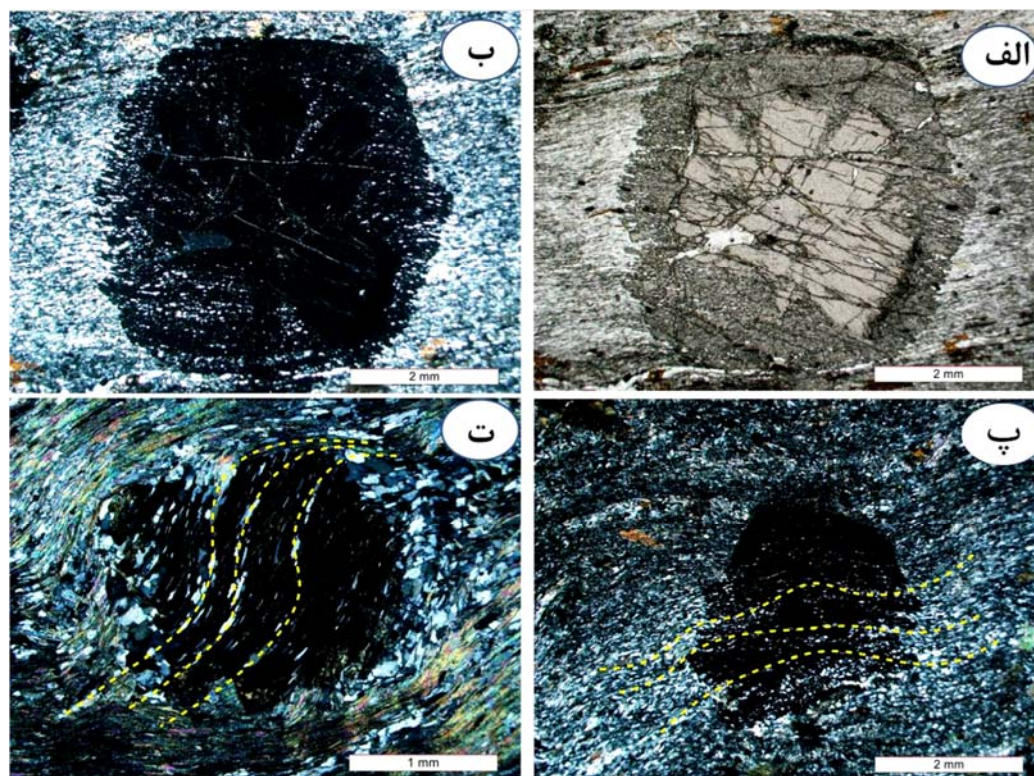
گارنت میکاشیست: این سنگ‌ها نسبت به میکاشیست‌ها درجه دگرگونی بالاتری را تحمل نموده‌اند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل گارنت، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز)، کلریت و کانی‌های فرعی شامل اکسید آهن و کلسیت می‌باشد. ظهور اولین گارنت‌ها نشان‌دهنده آغاز زون گارنت است. واکنش‌های مربوط به تشکیل کانی‌ها و تحولات کانی‌شناسی همراه با تحولات دما و فشار طی دگرگونی به تفصیل در فصل چهارم شرح داده خواهد شد. بافت این سنگ‌ها پورفیروبللاستی و پورفیروبللاستی است و پورفیروبللاست‌های این سنگ‌ها معمولاً گارنت می‌باشد. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است (شکل ۳-۲-ب و پ). آرایش‌یافتگی بیوتیت و مسکوویت به ظهور شیستوزیته یا برگراری در این سنگ‌ها منجر شده است (شکل ۳-۲-ت). بیوتیت‌ها به صورت ماهی‌گون نیز وجود دارند. تمامی این فابریک‌ها نشان‌دهنده میلونیتی‌شدن این سنگ‌ها است (شکل ۳-۲-ث). گاهی اوقات به علت عملکرد دگرگونی برگشتی، گارنت‌ها تجزیه شده و به کلریتی تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۲-ج).

در برخی از سنگ‌ها بلورهای گارنت دارای بافت پوئی کیلوبلاستی بوده و ادخال‌های فراوانی از کوارتز، کانی‌های اوپک و سریسیت در آنها مشاهده می‌گردد. برخی از گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها، در مرکز دارای ادخال کمتری هستند و در حاشیه دارای ادخال‌های فراوانی هستند، این پدیده نشان‌دهنده دو مرحله رشد در این گارنت است (شکل ۳-۳-الف). مرکز با ادخال کمتر نشان‌دهنده رشد آرام و حاشیه با ادخال فراوان بیانگر رشد سریع می‌باشد. ادخال‌های موجود در گارنت‌ها دارای شیستوزیته داخلی موازی با شیستوزیته خارجی هستند و در ضمن برخی از آنها شیستوزیته S شکل (گلوله‌برفی)

نشان می‌دهند. رابطه بین شیستوزیته داخلی پورفایروبلاست‌ها با شیستوزیته خارجی می‌تواند نشان-
دهنده رابطه رشد پورفایروبلاست با تکتونیک باشد (شکل ۳-۳- پ و ت).



شکل ۳-۲- الف) تصویر میکروسکوپی میکاشیست‌ها که می‌توان اثر شیستوزیته را در آنها مشاهده کرد؛ ب) تصویر گارنت کاملاً خودشکل در گارنت میکاشیست‌ها (این گارنت از نوع پست تکتونیک است)؛ پ) تصویر رشد سریع و اتولی (جزیره-ای) گارنت؛ ت) تصویری از کرینولیشن (ریزچین) به وجود آمده در گارنت میکاشیست‌ها؛ ث) تصویر بیوتیت‌های ماهی-گون که بر اثر میلیونیتی شدن به وجود آمده است (سوی برش راست بر است)؛ ج) تصویری از گارنت تجزیه شده به کلریت. تصاویر الف تا ت و ج در XPL و تصویر ث در PPL.



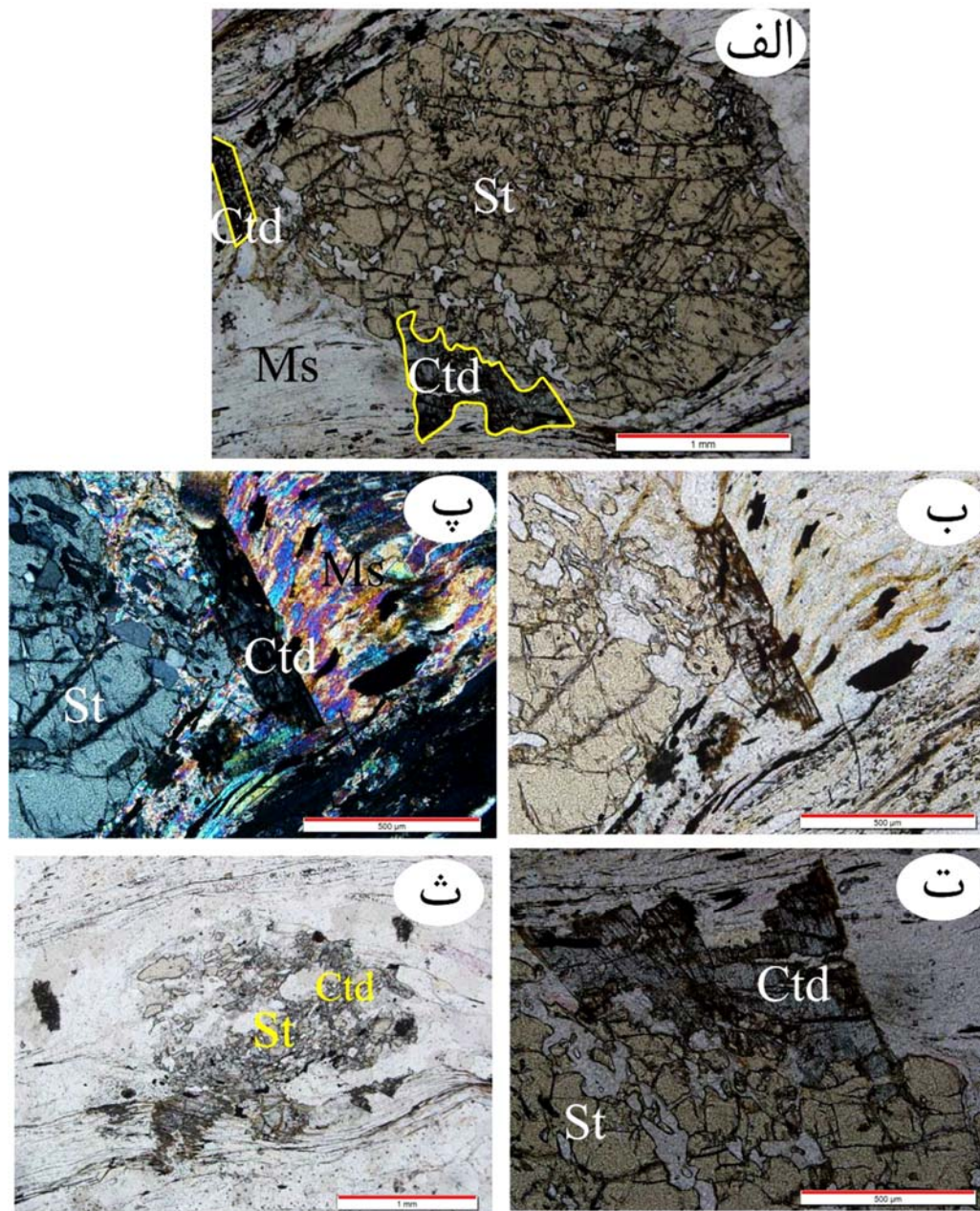
شکل ۳-۳- الف و ب) تصویری از گارنتی که طی دو مرحله رشد کرده است؛ پ و ت) تصاویری از پورفیروبلاست‌های گارنت که براساس روابط بافتی همزمان با تکتونیک رشد کرده‌اند. الف (PPL)، ب تا ت (XPL).

گارنت - کلریتوئید - استارولیت شیست: این سنگ‌ها به همراه گارنت - استارولیت - کیانیت شیست‌ها در شمال اوسائن یافت می‌شوند. این سنگ‌ها شامل گارنت، استارولیت، کلریتوئید، مسکوویت، بیوتیت، کوارتز، و کانی‌های اوپاک هستند. این سنگ‌ها بافت پورفیروبلاستی و لپیدوبلاستی نشان می‌دهند. کلریتوئید در سنگ‌های رسی دگرگون شده دارای Al_2O_3 بالا (پلیت‌های واقعی) به وجود می‌آید (Ganguly, 1969). حضور استارولیت در سنگ نشان می‌دهد که ترکیب آن برای پیدایش کلریتوئید نیز مناسب است (Miyashiro, 1994). با توجه به مشاهدات میکروسکوپی برخی از کلریتوئیدها، به صورت پورفیروبلاست مستقل رشد کرده‌اند و برگوارگی سنگ میزبان خود را قطع کرده‌اند و از نوع پورفیروبلاست‌های بعد از تکتونیک به حساب می‌آیند و یا کلریتوئید و استارولیت دارای مرز تماس شارپ با یکدیگر می‌باشند و به نظر می‌رسد به صورت همزمان تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۴- الف تا پ). در برخی موارد مرز تماس کلریتوئید با استارولیت دندانه‌دار است و بقایایی از کلریت و کلریتوئید در

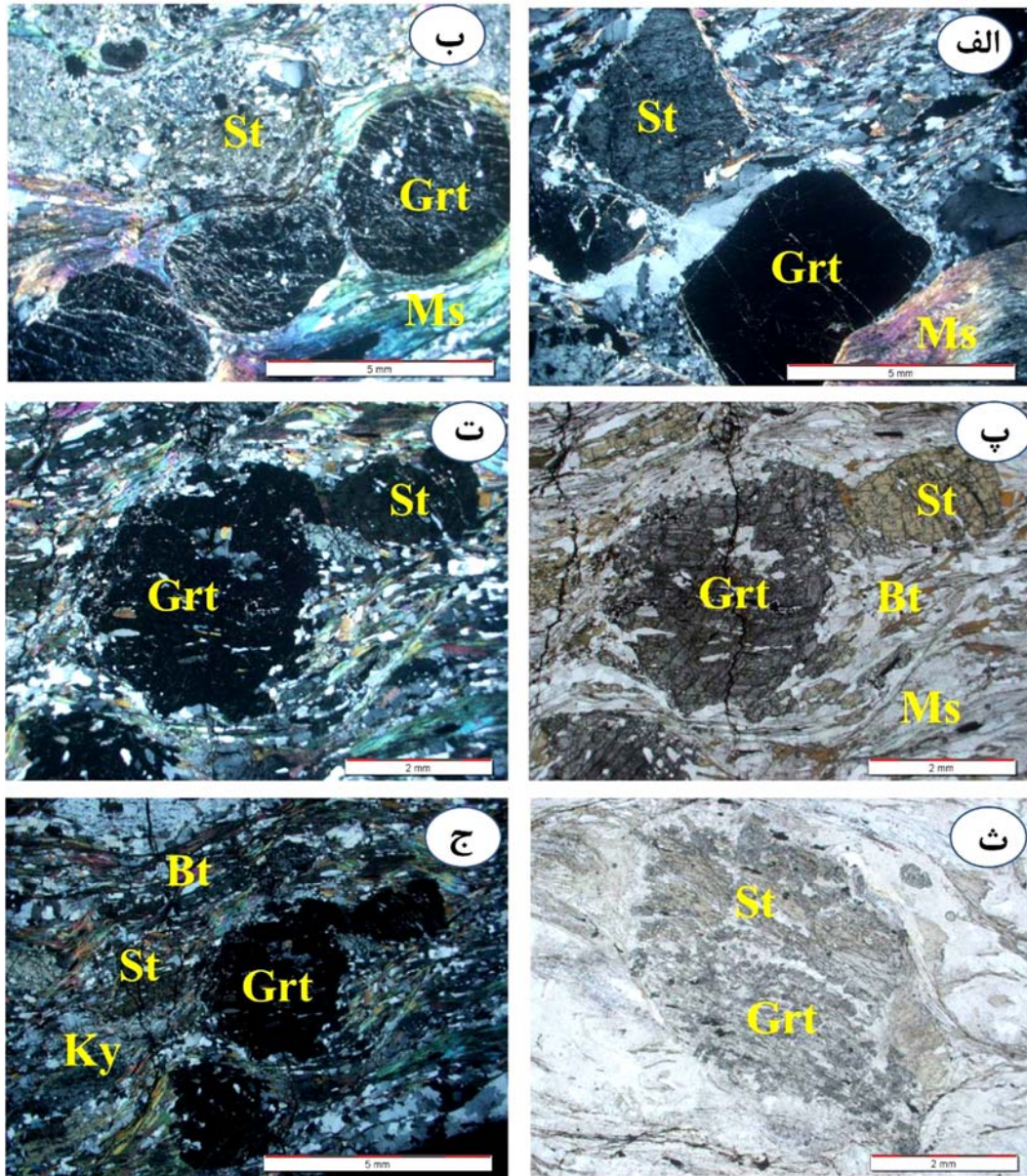
درون استارولیت به صورت ادخال مشاهده می‌شود به نظر می‌رسد استارولیت به خرج از بین رفتن کلریتوئید (یا کلریت، مسکوویت و کلریتوئید) رشد کرده است (شکل ۳-۴-الف و ت). همچنین مشاهده می‌شود که کلریتوئید مصرف شده و به جای آن گارنت و استارولیت همراه با کلریت یا بیوتیت تشکیل شده است (شکل ۳-۴-ث). برای توضیحات بیشتر به واکنش‌های دگرگونی در فصل چهارم رجوع شود.

ظهور استارولیت نشان‌دهنده حاکم شدن شرایط دما - فشار (زون استارولیت) رخساره آمفیبولیت می‌باشد. استارولیت در سنگ‌هایی که نسبت آهن به منیزیم بالا است تشکیل می‌شود. ظهور این کانی در متاپلیت‌ها در ترکیبات غنی از آهن از دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد آغاز می‌شود و نشان‌دهنده شروع رخساره آمفیبولیت است (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۹). گارنت و استارولیت بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار یافت می‌شوند و بیشتر به شکل پورفیروبلاست ظاهر شده‌اند (شکل ۳-۵-الف و ب). در برخی قسمت‌ها گارنت به کلریت و اپیدوت و کانی‌های اوپک دگرسان شده‌است. پورفیروبلاست‌های استارولیت نیز تحت تاثیر واکنش‌های برگشتی سریسیتی شده‌اند. از آنجایی که استارولیت یک کانی آهن‌دار است و منیزیم زیادی ندارد، کلریت ثانویه در آن کمتر تشکیل می‌گردد.

در برخی نقاط پورفیروبلاست‌های گارنت در مجاورت پورفیروبلاست‌های استارولیت دیده می‌شوند، این مسأله می‌تواند نشانه همزمانی تبلور دو کانی باشد، در برخی قسمت‌ها نیز گارنت در استارولیت دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر تشکیل استارولیت بعد از گارنت باشد (شکل ۳-۵-پ تا ث)



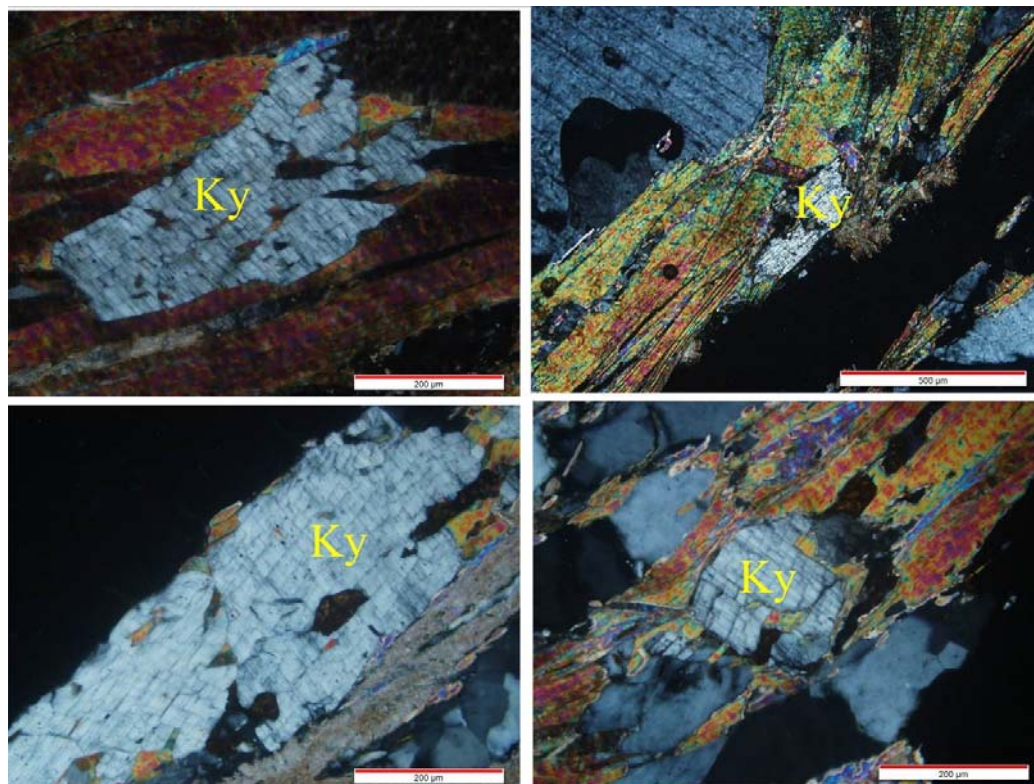
شکل ۳-۴ الف) تصویری از کلریتوئیدها که با استارولیت‌ها دارای مرز تماس هستند و با توجه به دندان‌دار مرز کلریتوئید، به احتمال زیاد استارولیت به خرج مصرف شدن کلریتوئید رشد کرده‌است؛ ب و پ) تصویری از کلریتوئیدهایی خودشکل که به طور مستقل تشکیل شده‌اند؛ ت) مرز دندان‌دار بین کلریتوئید و استارولیت؛ ث) تشکیل استارولیت به خرج از بین رفتن کلریتوئید. پ (XPL) الف، پ تا ث (PPL).



شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از پارائنز گارنت و استارولیت خود شکل (الف) و نیمه خود شکل (ب)؛ همزمانی رشد گارنت و استارولیت (پ و ت)؛ تصویری از حضور گارنت به صورت ادخال در استارولیت که نشان دهنده رشد استارولیت به خرج از بین رفتن گارنت است یا حداقل استارولیت بعد از گارنت تشکیل شده است (ث)؛ حضور گارنت، استارولیت و کیانیت در کنار یکدیگر (ج). تصاویر الف، ب، ت و ج در XPL و تصویر پ و ث در PPL تهیه شده‌اند.

گارنت - استارولیت - کیانیت شایسته: ظهور کیانیت نشان دهنده دگرگونی سنگ‌های پلیتی تحت فشارهای متوسط تا بالا (زون کیانیت) است. همیافتی کیانیت و استارولیت بیانگر دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت میانی است (قاسمی، ۱۳۹۴). این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه شامل گارنت،

استارولیت، کیانیت، مسکوویت، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های اوپک با بافت پورفیرولپیدوبلاستی هستند (شکل ۳-۵ - ت و شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کیانیت در کیانیت شیست‌ها. علاوه بر کیانیت، بیوتیت، مسکوویت و کوارتز نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود.

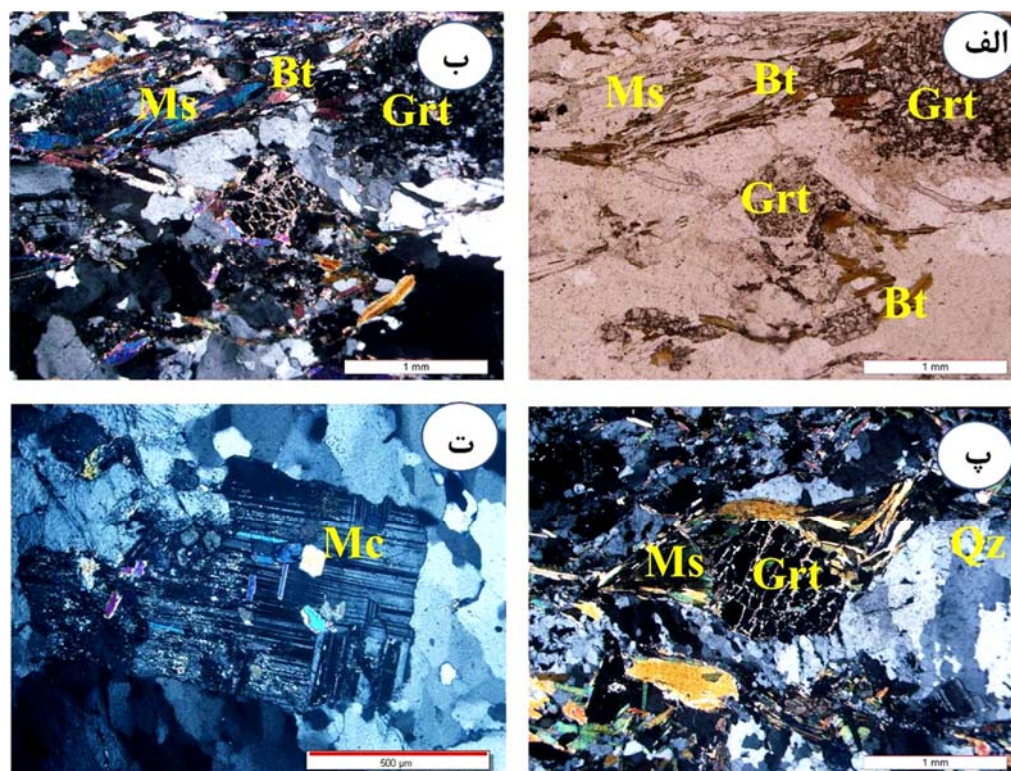
تغییر و تحولات کانی‌شناسی شیست‌ها (متاپلیت‌ها) بیانگر شرایط رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت میانی- بالایی است. بیوتیت شیست (زون بیوتیت)، گارنت - میکاشیست (زون گارنت)، گارنت-کلریتوئید-استارولیت شیست (زون استارولیت) و گارنت - استارولیت - کیانیت شیست (زون کیانیت) در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. مطالعات پتروگرافی به همراه نتایج حاصل از داده‌های شیمی کانی‌ها و ترموبارومتری (حاصل از آنالیز مایکروپروپ) (فصل چهارم)، بیانگر وقوع رخداد دگرگونی دما- فشار متوسط نوع باروین است. این نوع دگرگونی تحت شرایط دما- فشاری صورت می‌گیرد که تقریباً با شرایط طبیعی گرادیان زمین‌گرایی در پوسته قاره‌ای مطابقت دارد. در این نوع دگرگونی دامنه تغییرات حرارتی در حد رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت است.

۳-۲-۱-۳ گنیس‌های گارنت‌دار (گارنت گنیس‌ها)

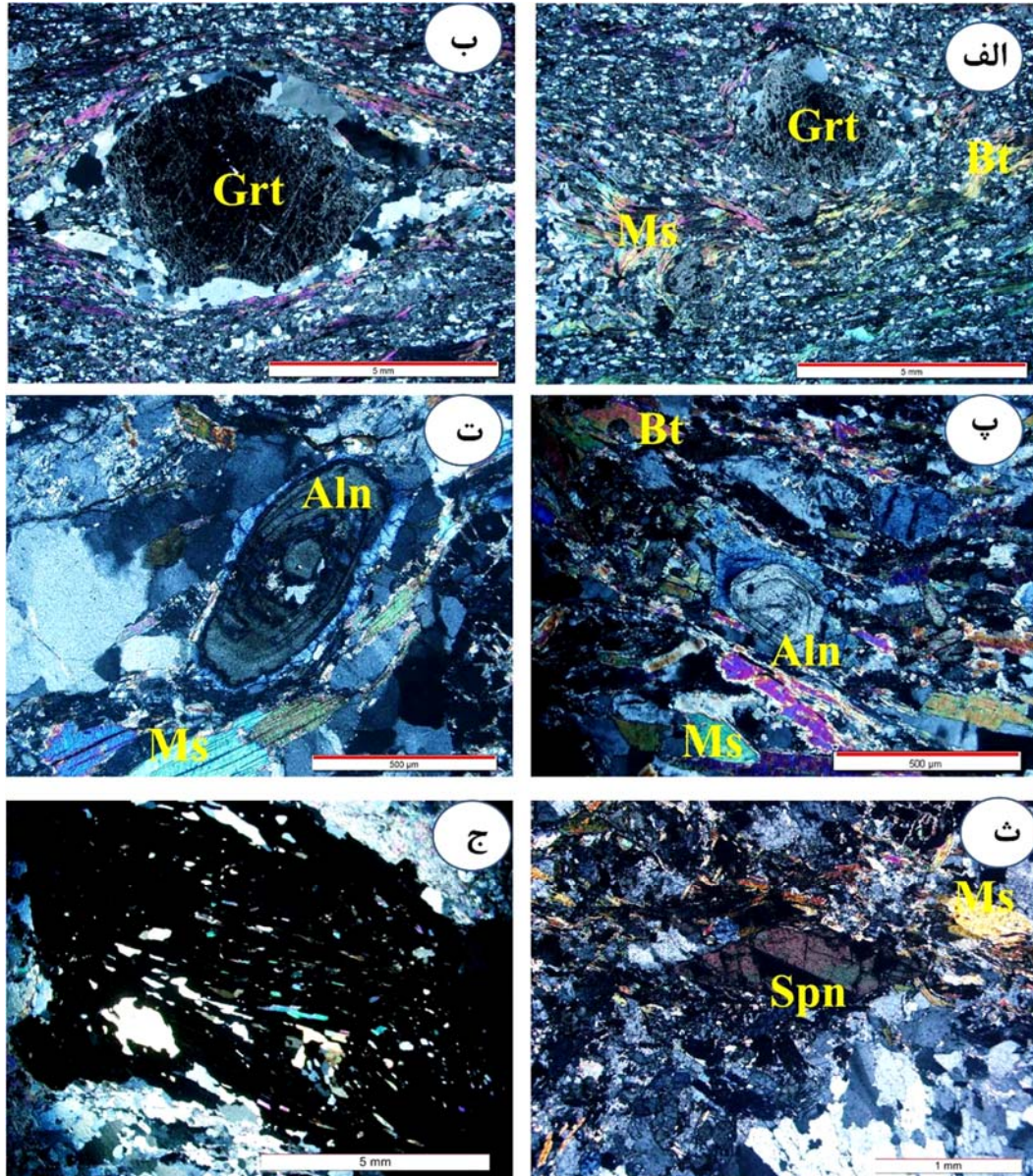
گارنت گنیس‌ها دانه متوسط تا درشت بوده و دارای بافت گنیسی، لپیدوبلاستی، کاتاکلاستی و میلونیتی هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، گارنت، مسکوویت و کانی‌های فرعی نظیر آلانیت، زیرکن، آپاتیت و اسفن هستند. بلورهای تقریباً شکل‌دار آلانیت با منطقه‌بندی ترکیبی مشخص در سنگ‌های گنیسی به همراه اپیدوت یافت می‌شود. ردیف شدگی نواری کانی‌های تیره مانند بیوتیت و کانی‌های روشن همچون فلدسپار و کوارتز سبب پیدایش بافت گنیسی در این سنگ‌ها شده است (شکل ۳-۷ و ۳-۸). رشد پورفایروبلاست‌های گارنت در این سنگ‌ها بیانگر دگرگونی در حد زون گارنت می‌باشد. گارنت به همراه بیوتیت در این سنگ‌ها تا رسیدن به آستانه ذوب بخشی پایدارند. مطالعات وسیع بر روی بوم‌های دگرگونی مختلف سراسر جهان نشان داده که همیافتی پایدار گارنت و بیوتیت در محدوده وسیعی از درجات دگرگونی وجود دارد (همام و همکاران، ۱۳۸۹). بیشتر پورفایروبلاست‌های گارنت حاوی ادخال‌های فراوانی از کوارتز، مسکوویت، بیوتیت، پلاژیوکلاز هستند که به ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستی در آنها منجر شده است (شکل ۳-۷ ج). در برخی موارد کانی‌های ثانویه نظیر کلریت، کلسیت، اسفن و مسکوویت نیز همراه آنها دیده می‌شود.

گارنت گنیس‌های مورد مطالعه دارای تشابه کانی‌شناسی زیادی با میکاشیست‌ها هستند. ویژگی‌های متمایزکننده این سنگ‌ها از یکدیگر، اختلاف در اندازه دانه‌ها و تبدیل شیستوزیته به نواربندی گنیسی است. به‌طور کلی افزایش اندازه دانه‌ها، کاهش میزان مسکوویت و بیوتیت، و افزایش اندازه بلورهای گارنت در گارنت گنیس‌ها از شواهد این تحولات تدریجی هستند. در برخی گنیس‌ها اثرات دگرریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن مشاهده می‌شود. از آن جمله می‌توان به تشکیل میکاهای ماهی شکل (به خصوص در مورد بیوتیت‌ها)، ساب‌گرین شدن در گارنت‌ها و فلدسپارها، کج‌شدگی یا خمیدگی ماکل پلی‌سینتتیک پلاژیوکلازها، بافت چشمی ارتوکلاز یا میکروکلین، کوارتزهای کشیده با بافت نواری و تجمع کوارتزهای دانه‌ریز شده (ساب‌گرین شده) در مرز شکستگی‌ها اشاره کرد (شکل ۳-۹). در برخی

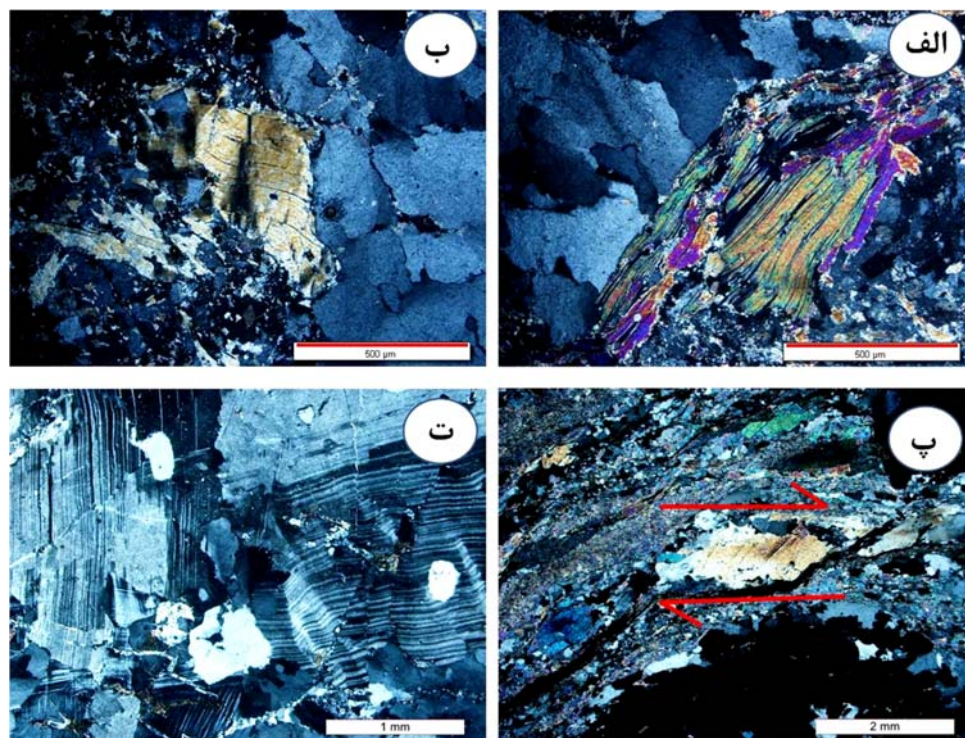
موارد در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در پورفایروبلاست‌های گارنت، کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی فراوانی صورت گرفته است. این امر ناشی از دگرگونی برگشتی متأثر از بالازدگی سنگ‌ها و کاهش دما و فشار حاکم بر محیط است. این فرایند معمولاً با نفوذ سیالات در محل پهنه‌های برشی و گسل-خوردگی‌ها تشدید می‌شود. لازم به ذکر است کلریت یک کانی آبدار است که در دما و فشاری پایین‌تر نسبت به مجموعه کانیایی سنگ‌های گنیسی تشکیل می‌شود.



شکل ۳-۷- الف تا پ) تصاویر میکروسکوپی گنیس‌های گارنت‌دار که نشان‌دهنده حضور بیوتیت، گارنت، مسکوویت و کوارتز در آنها می‌باشد. گارنت‌ها از محل شکستگی‌ها در حال تجزیه شدن هستند. (ت) میکروکلین که به سریسیت دگرسان شده است. کوارتزها با مرز مضرس در کنارهم قرار دارند که معرف تحمیل تنش بر آنها می‌باشد. شکل الف در (PPL) و شکل ب تا ت در (XPL)



شکل ۳-۸- الف و ب) تصویری از گارنت‌های نسبتاً درشت نیمه شکل‌دار در گارنت گنیس‌ها. کوارتزها در اطراف پورفیروبل‌هاست گارنت که حاصل آزاد شدن سیلیس در طی واکنش‌های شکل‌گیری گارنت است، تجمع حاصل کرده‌اند؛ در ضمن مقداری از کوارتزهای تصویر (ب) در سایه فشاری گارنت (محل حاکم بودن کشش موضعی) تشکیل شده‌اند. پ و ت) تصاویر میکروسکوپی معرف حضور آلانیت‌هایی که دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند و توسط اپیدوت از نوع زوئیزیت یا کلینوزوئیزیت احاطه شده‌اند؛ ت) تصویری از یک بلور اسفن شکل‌دار در گارنت گنیس‌ها؛ ج) بلور درشت گارنت که دارای ادخال‌های فراوانی از کوارتز و بیوتیت است (در XPL).



شکل ۳-۹- آثار میلونیتی شدن و دگرشکلی در گارنت گنیس‌ها: الف و ب) شکنج (گینگ باند) در میکاها؛ پ) میکاهای ماهی‌گون در گارنت گنیس‌ها. به سبب گرین شدن شدید، بافت مورتلار (دانه‌های دارای حاشیه‌های مضرس) و پورفیروکلاست‌ها توجه نمایند؛ ت) پلاژیوکلاز با شکستگی‌های میکروسکوپی و چین‌خوردگی ریز مقیاس در گنیس‌ها (در XPL).

۲-۲-۳ متابازیت‌ها

متابازیت‌ها سنگ‌های مافیک یا بازیک آذرین سیلیکاته دگرگون شده‌ای هستند که حاوی مقادیر نسبتاً بالایی از منیزیم، آهن، کلسیم و آلومینیم هستند و منطبق بر یک سنگ‌والد بازالتی (یا گابرویی)، آذرآواری‌ها و تخریبی‌های وابسته‌ای مثل برخی از گریوک‌های مافیک می‌باشند. در مواردی دولستون-های سرشار از رس یا مارن‌های دگرگون شده نیز در زمره متابازیت‌ها جای می‌گیرند. کانی‌های سرشار از آهن، منیزیم و کلسیم نظیر اکتینولیت، هورنبلند، پیروکسن، گارنت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کلریت، پومپله‌ایت و گاهی اوقات اکسیدهای آهن و تیتان در آنها فراوان هستند. در حال حاضر، عقیده بر آن است که سنگ‌والد سنگ‌های غیرعادی و نادر کردیریت - آنتوفیلیت، در حقیقت اسپیلیت‌های کف

اقیانوسی دگرگون شده هستند. معادل‌های دگرگونی سنگ‌های مافیک شامل گرینستون‌ها، شیست‌های سبز، آمفیبولیت‌ها، اکلوزیت‌ها، گنیس‌ها و گرانولیت‌های مافیک هستند (قاسمی، ۱۳۹۴ و ۱۳۹۵).

آمفیبول در متابازیت‌های زون انتقالی بین رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت، معمولاً در امتداد محور نوری Z ، رنگ سبز آبی نشان می‌دهد در حالی که هورنبلندهای رخساره آمفیبولیت معمولاً در این امتداد، رنگ سبز یا قهوه‌ای نشان می‌دهند. عقیده بر این است که زیاد شدن تیتانیم سبب این تغییر رنگ از سبز به قهوه‌ای می‌شود (Miyashiro, 1994). کانی‌های موجود در متابازیت‌ها دارای جهت‌یابی ترجیحی هستند. با توجه به اینکه آمفیبول‌ها جزء مقاومترین کانی‌ها در برابر تغییر شکل پلاستیک هستند و همچنین در رخساره شیست سبز، پلاژیوکلاز حالت پلاستیک یا شکل پذیر ندارد می‌توان چنین نتیجه گرفت که اکثر جهت یافتگی‌های ترجیحی در آمفیبولیت‌ها ناشی از رشد کانی‌ها بوده و به احتمال قوی نتیجه رشد ناهمگن در حین استرین (کرنش) هستند (Shelly, 1993). کانی اپیدوت غالباً در شرایط دگرگونی درجه پایین تا متوسط همراه با پلاژیوکلازهای فقیر از کلسیم (سدیم‌دار) تشکیل می‌شود. در درجات بالاتر اپیدوت با آلبیت واکنش می‌دهد پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم را ایجاد می‌کند.

آمفیبولیت‌ها از نظر ژنز و ترکیب پروتولیت به دو دسته پارا آمفیبولیت و اورتو آمفیبولیت تقسیم‌بندی شده‌اند. پارا آمفیبولیت‌ها دارای سنگ والد رسوبی بوده‌اند و بیشتر دارای کانی‌های روشن پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشند و در ترکیب مودال خود کمتر حاوی آمفیبول و کلسیت هستند. این نوع سنگ‌ها به ندرت در مناطق محدودی از مجموعه جندق - عروسان رخنمون دارند. ارتوآمفیبولیت‌ها دارای سنگ والد با منشاء آذرین هستند و معمولاً نسبت آمفیبول به پلاژیوکلاز در آنها بیشتر است. کانی‌ها به صورت آشفته و درهم تنیده نیستند و فضای بین کانی‌ها توسط زمینه‌ای غیر رسوبی پر شده است. همچنین آثار و بقایای از بافت‌های دلریتی و پورفیری در مقیاس میکروسکوپی، منشاء آذرین این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. ارتوآمفیبولیت‌ها در اکثر نقاط مجموعه جندق - عروسان رخنمون دارند. در بیشتر موارد ارتوآمفیبولیت‌ها با مرمرها همراه هستند و به احتمال زیاد در اصل میان‌لایه‌های بازالتی یا اجتماعات بازالتی موضعی بوده‌اند.

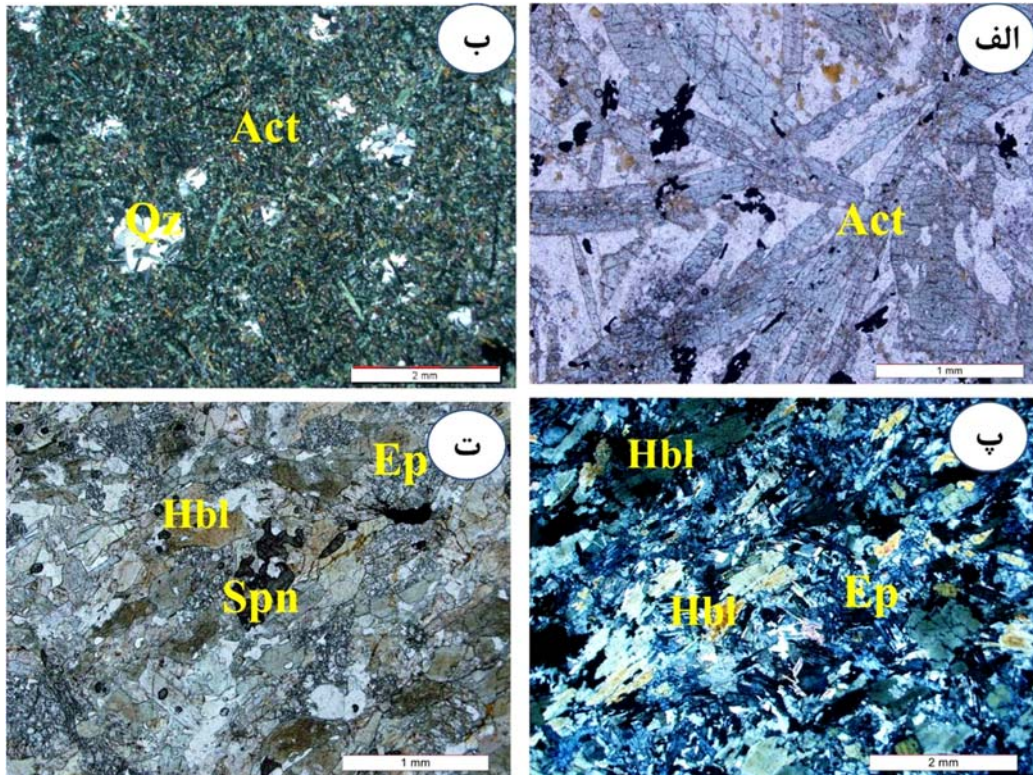
متابازیت‌ها در مناطق مختلف نوار دگرگونی - آذرین جندق - عروسان و به رنگ‌های سبز تیره تا سیاه در بین سنگ‌های دگرگونی رخنمون دارند. این متابازیت‌ها شامل اکتینولیت‌شیست، اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. این سنگ‌ها دانه ریز تا دانه متوسط هستند و عمدتاً دارای بافت نماتوبلاستی، پورفایروپلاستی، گرانوبلاستی و میلونیتی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متابازیت‌ها عمدتاً شامل آمفیبول (اکتینولیت، هورنبلند) و پلاژیوکلاز هستند و دارای کوارتز، اپیدوت و بیوتیت و اسفن نیز می‌باشند.

اکتینولیت شیست‌ها: کانی غالب این سنگ‌ها را آمفیبول از نوع اکتینولیت تشکیل می‌دهد. رنگ اکتینولیت در مقاطع میکروسکوپی سبز کم رنگ با چند رنگی ضعیف می‌باشد. پلاژیوکلازها در برخی از سنگ‌ها تجزیه شده‌اند. این سنگ‌ها اغلب بافت آذرین اولیه خود را حفظ کرده‌اند و عمدتاً دارای بافت نماتوبلاستی، بلاستوپورفیری و افیتیک می‌باشند. این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند (شکل ۳-۸- الف و ب).

اپیدوت آمفیبولیت‌ها: ترکیب کانی شناسی اپیدوت آمفیبولیت‌ها تشابه بسیار زیادی با آمفیبولیت‌ها دارد، با این تفاوت که در آمفیبولیت‌ها اپیدوت حضور ندارد. آمفیبول در این نمونه‌ها به صورت اکتینولیت و هورنبلندهای سبز و سبز-قهوه ای دیده می‌شود. آمفیبول‌ها اغلب بصورت بلورهای کشیده هستند و جهت‌یابی ترجیحی نشان می‌دهند. اپیدوت‌ها در تمام قسمت‌های سنگ بصورت ریز تا متوسط دانه همراه با آمفیبول‌ها وجود دارند. بافت این سنگ‌ها نماتوبلاستی و گرانوبلاستی می‌باشد. این سنگ‌ها نشان دهنده مرز گذر از شیست سبز به آمفیبولیت می‌باشند (شکل ۳-۱۰- ب و ت).

آمفیبولیت‌ها: این سنگ‌ها عمدتاً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. اندازه کانی‌ها، از ریز بلور (سنگ مادر بازالتی) تا درشت بلور (احتمالاً با سنگ مادر گابرویی) متغیر است. در بعضی نمونه‌ها لایه‌بندی نواری تیره و روشن حاصل از تجمع آمفیبول در یک افق و پلاژیوکلاز و کانی‌های روشن در افق دیگر به وجود آمده است. این تغییرات که بطور موضعی به وجود آمده است بیانگر وقوع تفریق دگرگونی در اثر انتشار موضعی و تدریجی عناصر و تحولات پیشرونده در طی دگرگونی است. این سنگ‌ها بسیار

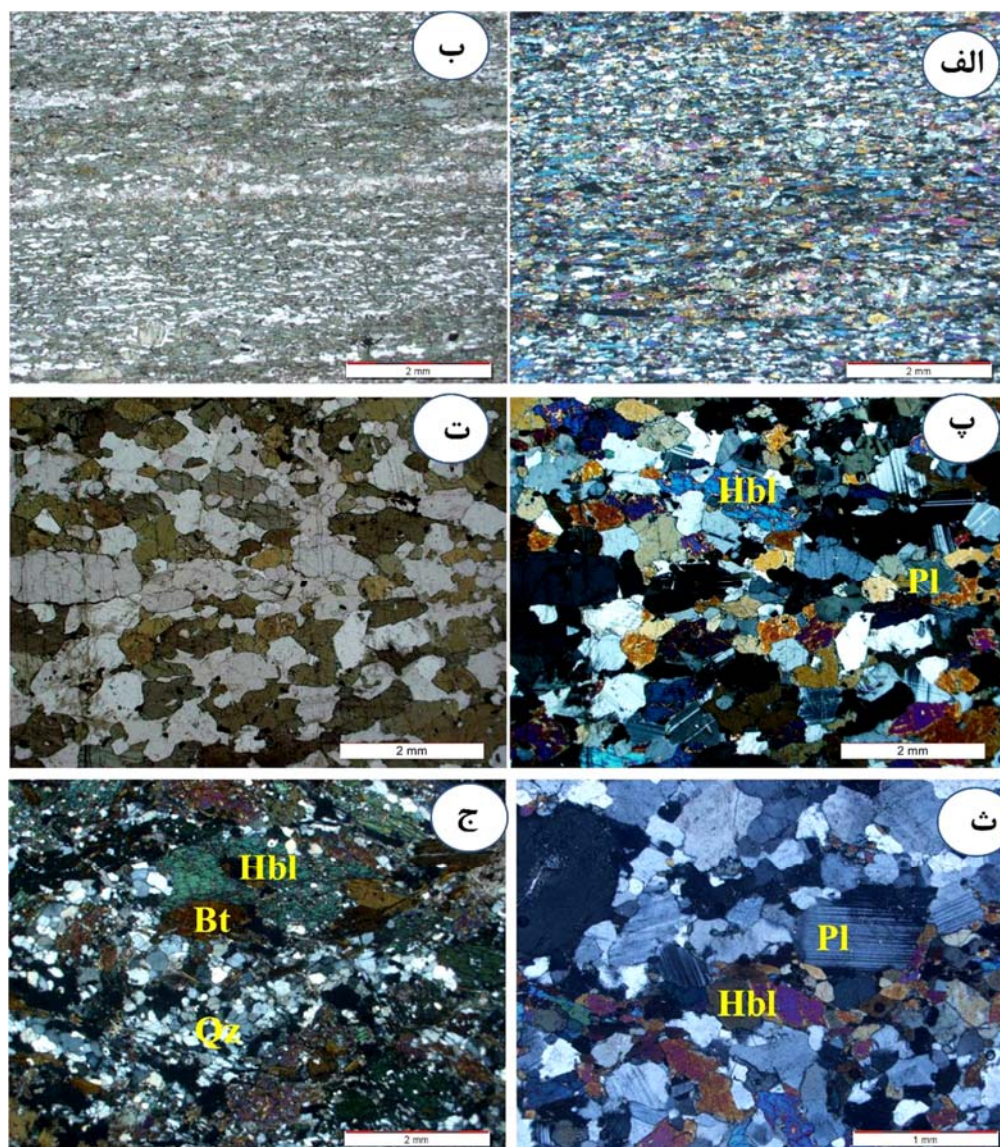
متراکم هستند و کانی‌های موجود در آنها روند ترجیحی نشان می‌دهند. بافت این سنگ‌ها نماتوبلاستی و گرانوبلاستی است. این سنگ‌ها بیانگر حاکم بودن شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت بر محیط وقوع دگرگونی می‌باشند (شکل ۳-۱۱).



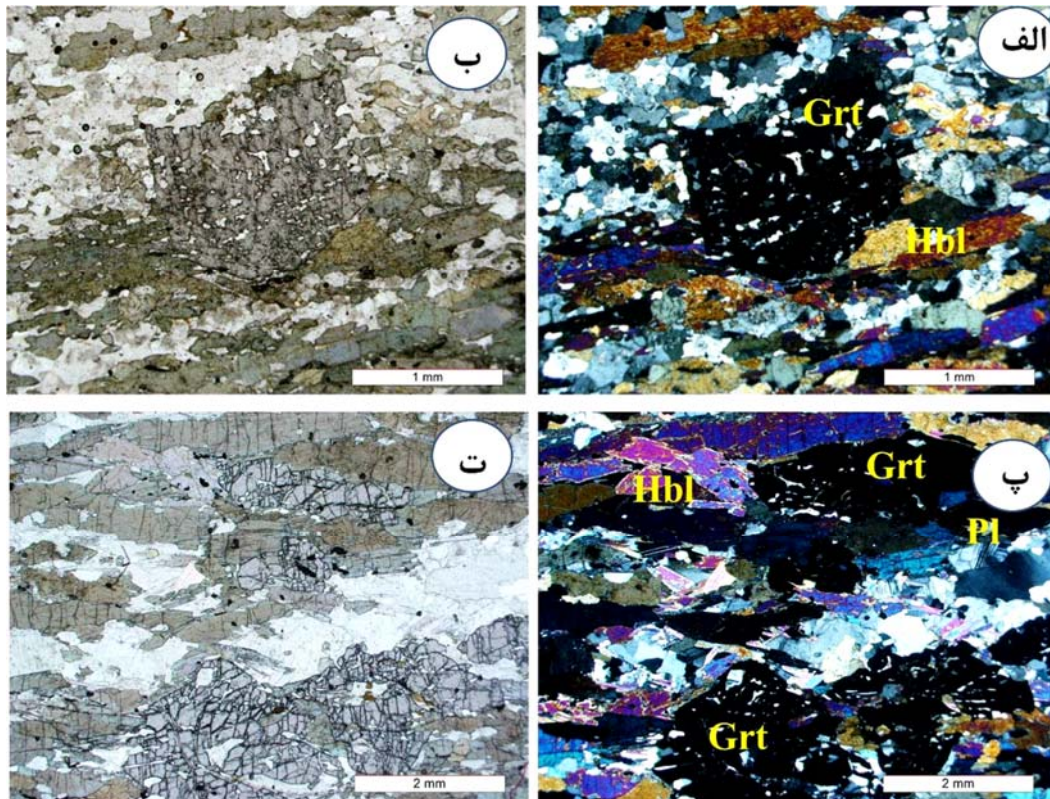
شکل ۳-۱۰- الف) بلورهای سوزنی و درشت اکتینولیت که به ظهور بافت نماتوبلاستی در سنگ منجر شده است؛ ب) اکتینولیت‌های ریز دانه سوزنی همراه با کوارتزهایی که به احتمال زیاد حفرات خالی موجود سنگ‌های مادر را پر کرده‌اند (مثل حفرات ناشی از خروج گاز در بازالت‌ها) پ) و ت) تصویری از حضور اپیدوت، هورنبلند و اسفن در اپیدوت آمفیبولیت. شکل الف و ت در (PPL) و شکل پ و ت در (XPL)

گارنت آمفیبولیت‌ها: رخنمون اصلی این سنگ‌ها در مناطق چاه‌زرد و پیش‌گزو است. بافت این سنگ‌ها پورفیروبللاستی، نماتوبلاستی و گرانوبلاستی است. آمفیبول (هورنبلند سبز) کانی غالب این سنگ‌هاست و بیشتر به صورت کشیده و سوزنی وجود دارند. گارنت‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و دارای ادخال‌هایی از کوارتز و بیوتیت هستند. برخی از آنها نیز به صورت رشد سریع یا اتولی شکل تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز، کوارتز و تا حدی بیوتیت کانی‌های دیگر تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. با افزایش درجه دگرگونی، برخی از این سنگ‌ها تا آستانه گنیسی شدن، میگماتیسی شدن و ذوب پیش

رفته‌اند. این سنگ‌ها حاکم شدن شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی بر منطقه مورد مطالعه در زمان تشکیل این سنگ‌ها در نئوپروتروزوئیک پسین را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۱- الف و ب) آمفیبولیت‌های ریز دانه: هورنبلندها بیشتر به صورت کشیده هستند و بافت نماتوبلاستی ریزدانه را ایجاد کرده‌اند؛ پ و ت) آمفیبولیت‌های دانه متوسط؛ ث و ج) آمفیبولیت‌های نسبتاً دانه درشت؛ تصویر ث نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلازهای با ماکل مکانیکی است که از پیامدهای دگرریختی دمای بالا به حساب می‌آید. در تصویر (ج) کوارتزها دانه‌ریز شده‌اند که نشان‌دهنده دگرریختی تحمیل شده بر سنگ می‌باشد. شکل ب و ت در (PPL) و شکل الف، پ، ث و ج در (XPL)



شکل ۳-۱۲- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی گارنت آمفیبولیت‌ها: پورفیرو بلاست‌های شکل‌دار تا بی‌شکل گارنت در گارنت آمفیبولیت‌ها. حضور ادخال‌های کوارتز در گارنت به ظهور بافت پوئی کیلوبلاستی منجر شده است. بلورهای کشیده و سوزنی هورنبلند سبز به ظهور بافت نماتوبلاستی در سنگ منجر شده است. شکل الف و ح در (XPL)؛ شکل ب و ت در (PPL).

همان‌طور که در بالا ذکر شد بر اساس مطالعات پتروگرافی متابازیت‌های منطقه، متحمل دگرگونی در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی شده‌اند. مهم‌ترین فازهای درگیر در واکنش‌های متابازیت‌ها، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اپیدوت، کلریت و گارنت می‌باشند.

تغییرات پیشرونده شاخص در متابازیت‌ها با تغییر ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه است. به طور کلی ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت در سنگ‌های درجه پایین تا پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر (آندزین) در درجات بالاتر تغییر می‌یابد. ترکیب آمفیبول نیز از آمفیبول‌های نوع آکتینولیت در درجات پایین‌تر تا هورنبلند‌های سدیم و آلومینیوم‌دار در درجات بالاتر بسته به دما و فشار تغییر می‌یابد (Yardley, 1990). با افزایش دما در متابازیت‌ها، آلومینیوم بیشتری در موقعیت تتراهدری آمفیبول‌ها جانشین

می‌شود و موجب تغییر آکتینولیت به هورنبلند می‌شود. پیدایش هورنبلند از ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌هاست. به علاوه با افزایش دما در دگرگونی پیش‌رونده، Ca در ساختار پلاژیوکلاز پایدار شده و اپیدوت محو می‌شود (Frost & Frost, 2014).

با افزایش دمای حاکم بر شرایط دگرگونی، ممکن است در مرز رخساره شیست‌سبز به آمفیبولیت، گارنت در مجموعه کانیایی سنگ ظاهر شود. سازنده‌های پیروپ و آلماندین از مصرف‌شدن کلریت و گروسولار و آندرادیت از اپیدوت ایجاد می‌شوند (Bucher & Grapes, 2011). به طور کلی در سنگ‌های متابازیتی بسته به میزان فشار، گارنت ممکن است در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد پدید آید. رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌ها با شرایط بالاتر از زون‌های گارنت، استارولیت و کیانیت و پایین‌تر از زون سیلیمانیت در سنگ‌های متاپلیتی همراه مطابقت دارند (Winter, 2001). واکنش‌های مربوط به تحولات کانی شناسی متابازیت‌ها همراه با تحولات دما - فشار سنجی آنها در فصل چهارم مورد بحث قرار خواهد گرفت.

۳-۲-۳ متاکربنات‌ها

سنگ‌های کربناته، شامل رسوبات شیمیایی نظیر آهک‌ها و دولومیت‌ها هستند که سرشار از کلسیم، منیزیم و دی‌اکسیدکربن می‌باشند. انواع خالص آنها در طیف وسیعی از شرایط دگرگونی پایدارند. کربنات‌های ناخالص یا مارن‌ها، معمولاً حاوی کوارتز یا سازندگان شیل‌ها می‌باشند و در جریان دگرگونی، کانی‌های کالک‌سیلیکاته را تشکیل می‌دهند. به همین دلیل، معادل دگرگون شده آنها را کالک-سیلیکات‌ها می‌گویند. بعلاوه، کربنات‌ها و دولومیت‌های خالص یا ناخالص موجود در هاله‌های همبری توده‌های آذرین نیز در اثر متاسوماتیسم به کالک‌سیلیکات‌ها تبدیل می‌شوند. کانی‌های دگرگونی این سنگ‌ها شامل کربنات‌های کلسیم، منیزیم، آهن و گاهی منگنز به همراه سیلیکات‌های آنها (گارنت‌های گروسولار - آندرادیت، وزوویانیت، کانی‌های گروه اپیدوت، محلول‌های جامد دیوپسید - هدرنبرژیت، ولاستونیت، ترمولیت) هستند (قاسمی، ۱۳۹۵).

ماکل‌های دگرشکلی در کلسیت‌های این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده است. در هر بلور کلسیت سه صفحه لغزش کاملاً متقارن وجود دارد که به ترتیب فراوانی e_1 , e_2 , e_3 نامیده می‌شوند. شاخص‌ترین خصوصیت ظاهری ماکل‌های دگرشکلی ضخامت آنها است که گاهی به دلیل نازکی با کلیواژ اشتباه می‌شود و از سوی دیگر تیغه‌های بسیار ضخیمی وجود دارند که به راحتی به عنوان یک ماکل دگرشکلی قابل شناسایی هستند. ضخامت یک صفحه ماکل منعکس‌کننده میزان استرین برشی نیز می‌باشد. بلورهای بدون مرز مشخص، می‌توانند حاصل از مهاجرت مرز ماکل‌های کلسیت باشند. مهاجرت مرز دانه‌ها قبل از هر چیز بستگی به تفاوت در انرژی ذخیره شده میان دانه‌های مجاور دارد. دولومیت نسبت به کلسیت حساسیت کمتری در برابر تغییر شکل پلاستیک دارد، بطوری‌که دولومیت فاقد ماکل دگرشکلی مشخص است و این خصوصیت یعنی وجود ماکل دگرشکلی در آنها تا دمای ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد گسترش نمی‌یابد (Shelly, 1993). بنابراین دولومیت مرمرها که عمدتاً از دولومیت ساخته شده‌اند در طیف وسیعی از شرایط دگرگونی پایدار هستند.

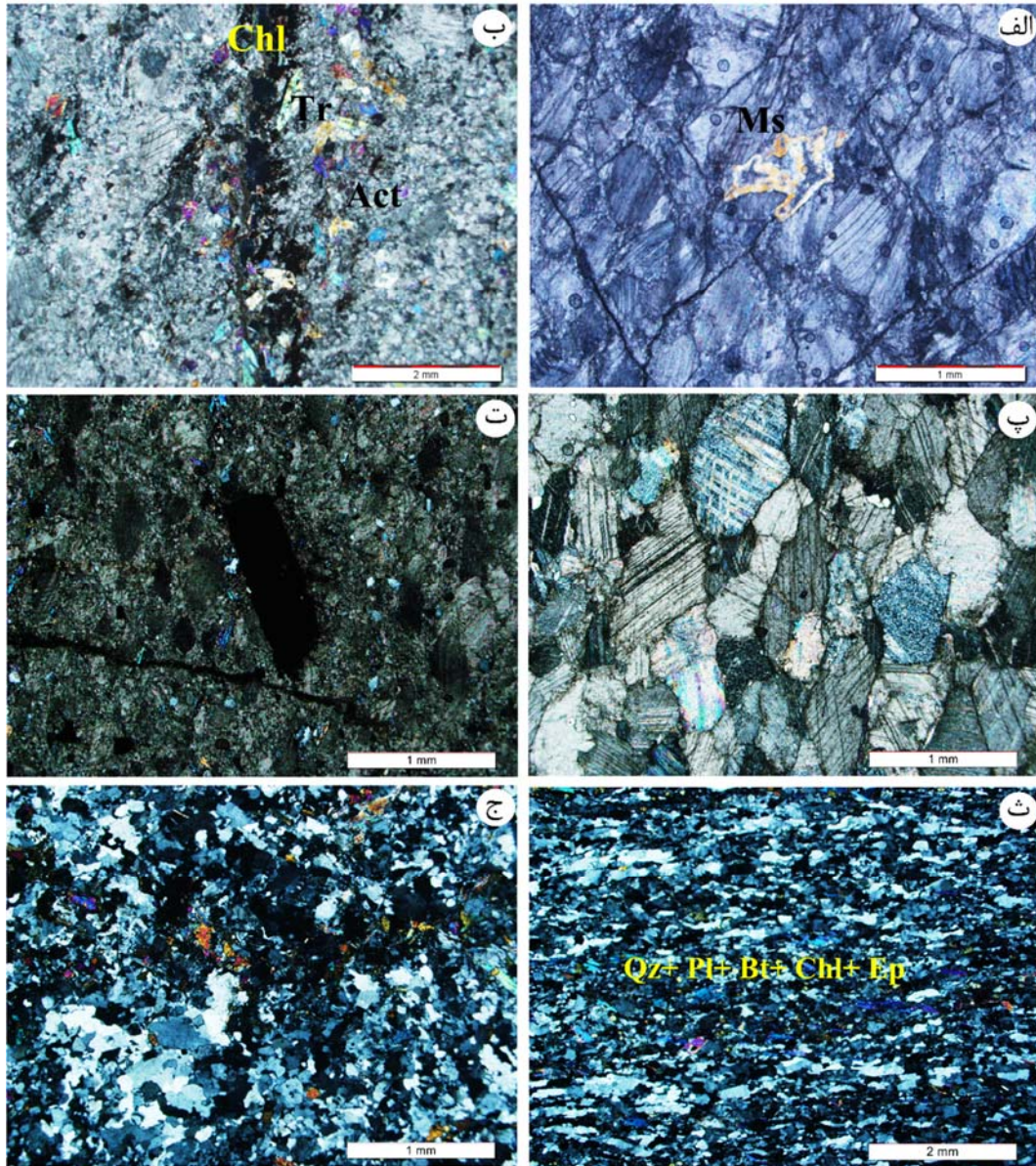
مرمرهای منطقه مورد مطالعه همراه سنگ‌های دگرگونی دیگر رخنمون دارند و گستره بسیار وسیعی را می‌پوشانند. بیشتر مرمرها آهکی هستند و مرمرهای دولومیتی در برخی نقاط وجود دارند. بلورهای کلسیت مرمرهای مجموعه جندق - عروسان متوسط بلور تا درشت بلور با ماکل‌های دگرشکلی شاخص هستند. کلسیت‌ها به صورت موزاییکی و متساوی‌البعد، دارای نقطه اتصال سه تایی با بافت گرانوبلاستیک حجم اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. در برخی از این مرمرها خمش ماکل‌های کلسیت به وضوح دیده می‌شود. علت خمش ماکل‌ها را هم می‌توان به حالت خمیری و شکل‌پذیر بودن مرمرها نسبت داد و هم می‌توان آن را متأثر از وقوع دگرشکلی برشی در اعماق دانست. علاوه بر کلسیت کانی‌های فرعی همچون مسکوویت، اکتینولیت، ترمولیت، کلریت و کانی‌های اپک در مرمرها یافت می‌شود (شکل ۳-۱۳- الف تا ت).

۳-۲-۴ متاسندستون‌ها (متاسامیت‌ها)

متاسامیت‌ها از کوارتز و میکاهای فراوان و مقدار اندکی سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار تشکیل شده‌اند و از سنگ والدهای ماسه‌سنگی ناخالص حاصل آمده‌اند (Frost & Frost, 2014). سنگ والد پسامیت‌ها شامل مقادیر متوسطی کوارتز و میکاها و تنها مقادیر ناچیزی فلدسپار است. وجود آلومینوسیلیکات‌ها، کردیریت و استارولیت، به طور معمول از ویژگی‌های سنگ‌های پلیتی است و در متاسامیت‌ها یافت نمی‌شود (Frost & Frost, 2014). متاسامیت‌های مورد مطالعه غالباً از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و به مقدار کمتر فلدسپار تشکیل شده‌اند. بیوتیت‌ها و مسکوویت‌ها دارای جهت یافتگی ترجیحی هستند. با توجه به حضور فلدسپار به همراه مقدار فراوانی کوارتز و بیوتیت در این سنگ‌ها، سنگ والد آنها، ماسه سنگ‌های آرکوزی بوده است. سنگ والد ماسه سنگ‌های خالص، رسوبات غنی از کوارتز و فقیر از فلدسپار می‌باشند، لذا مقدار کوارتز از صد در صد در کوارتزیت‌ها تا کمتر از ۵۰ درصد در متاپلیت‌ها متغیر است. متاسامیت‌های مورد مطالعه در حد فاصل بین این دو عضو نهایی، جای می‌گیرند (شکل ۳-۱۳-ث و ج). با کاهش فراوانی کوارتز، میکاها شامل بیوتیت و مسکوویت که معرف مؤلفه‌های رسی در ترکیب سنگ والد هستند، به تدریج از کوارتزیت‌ها به سمت متاسامیت‌ها و متاپلیت‌ها افزایش می‌یابد (Frost & Frost, 2014).

۳-۲-۵ سنگ‌های متعلق به توالی افیولیتی

بیشتر سنگ‌های اوالترامافیک موجود در افیولیت‌ها، پریدوتیت‌های گوشته هستند که در اثر فرارانش در هنگام برخورد، در امتداد کمربندهای دگرگونی، به طور محلی دیده می‌شوند (Evans, 1977). این سنگ‌ها معمولاً در هنگام گسترش پوسته اقیانوسی دچار سرپانتینی‌شدن استاتیک و در حین جایگیری دچار سرپانتینی‌شدن دینامیک می‌شوند. بعد از جایگیری افیولیت‌ها، بسته به شرایط دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای کانی‌شناسی، ساخت، بافت و یا ترکیب شیمیایی سنگ اولیه به‌طور کلی و یا بخشی دچار تغییر خواهد شد.



شکل ۳-۱۳- الف تا ت) تصاویری میکروسکوپی از مرم‌های متعلق به مجموعه دگرگونی جندق - عروسان. به دلیلی ناخالصی‌های اولیه در مرم‌ها، علاوه بر کلسیت، کانی‌های دیگر همچون مسکوویت، ترمولیت، اکتینولیت، کلریت و کانی اپک نیز در آنها یافت می‌شود. به ماکل مکانیکی کلسیت در شکل الف توجه فرمایید. ماکل خمیده در اثر دگرشکلی ایجاد می‌شود. در شکل پ تصویر از یک سنگ مرمر دوباره متبلور دیده می‌شود که ماکل‌های کلسیت‌های موجود در آنها بر اثر دگرشکلی پهن شده‌اند. ث و ج) تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های متاپسامیتی از منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که حاوی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت و مقدار کمی بیوتیت و اکسیدهای آهن هستند. فراوانی کوارتز و فلدسپار در این سنگ‌ها زمینه‌ای روشن در آنها را ایجاد کرده است (در XPL).

سنگ‌های اولترامافیک به طور کلی بر اساس درصد کانی‌های مافیک نامگذاری می‌شوند. کانی‌هایی مانند الیون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و به مقدار کمتر اسپینل در این سنگ‌ها دیده میشوند. در افیولیت جندق سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها پدیده‌ای بسیار مشهود و پیشرفته بوده و این مجموعه افیولیتی چندین فاز سرپانتینی شدن را پشت سر گذاشته‌اند (ترابی، ۱۳۹۱).

پریدوتیت‌های افیولیت‌های مجموعه جندق - عروسان بیشتر از نوع لرزولیت و هارزبورژیت هستند و دونیت در آن از فراوانی کمتری برخوردار است. پیروکسنیت نیز به ندرت در این مجموعه دیده می‌شود. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها شامل بافت پورفیروبلاستی، گرانوبلاستی، نماتوبلاستی، پوئی-کیلوبلاستی و مشبک است. بافت مشبک به دلیل سرپانتینی شدن اولیون و پیروکسن حاصل شده است (شکل ۳-۱۴ الف).

لرزولیت‌ها: این سنگ‌ها از کانی‌های اصلی الیون، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها تا درجات بالایی سرپانتینی شده‌اند. کرومیت، تالک، ترمولیت، آنتوفیلیت، کلریت، کلسیت و مگنتیت از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. کرومیت‌ها به صورت لکه‌های کوچک و گرمی‌شکل در سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۴ ب). از بین کانی‌های اولیه پریدوتیت‌های گوشته-ای، بخش‌هایی از کلینوپروکسن‌ها و اسپینل‌های کروم‌دار سالم باقی مانده‌اند. کلینوپروکسن‌ها، کانی‌هایی هستند که در مقابل دگرسانی بسیار مقاوم بوده و در حین دگرگونی تا بخش‌های قابل توجهی از رخساره آمفیبولیت نیز بدون تغییر باقی می‌مانند (Rolinson, 1993). منیزیت نیز در این سنگ‌ها وجود دارد و در برخی موارد به صورت رگه و رگچه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۴ پ). برخی از لرزولیت‌ها حاوی الیون کمتری هستند به عبارتی دیگر لرزولیت فقیر از الیون می‌باشند.

هارزبورژیت‌ها: این سنگ‌ها نیز از الیون، ارتوپروکسن، تالک، آنتوفیلیت، سرپانتین، کرومیت، مگنتیت و مقادیر اندکی کلریت و ترمولیت تشکیل شده‌اند. تفاوت اساسی این سنگ‌ها با لرزولیت‌ها از نظر پتروگرافی در مقدار مودال کلینوپروکسن می‌باشد. به طوری که هارزبورژیت‌ها نسبت به لرزولیت‌ها از

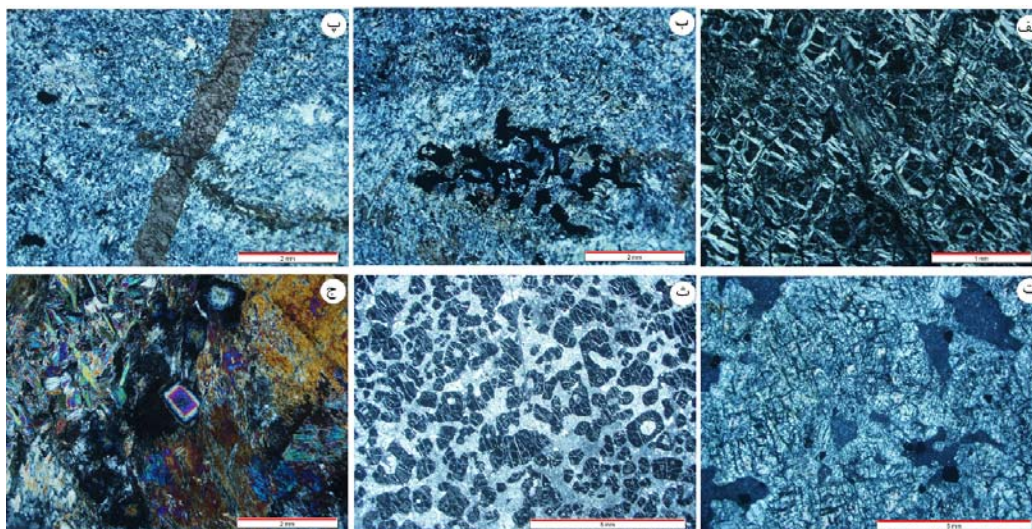
درصد مودال کلینوپیروکسن کمتری برخوردار هستند. ارتوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای بزرگ و کشیده دیده می‌شوند. این سنگ‌ها متحمل دگرگونی درجه پایین شده و اکتینولیتی شده‌اند.

دونیت‌ها: این سنگ‌ها شامل الیوین، ارتوپیروکسن و کرومیت هستند. درصد مودال الیوین در سنگ‌ها نسبت به هارزبورژیت و لرزولیت بیشتر است. این سنگ‌ها نیز به شدت سرپانتینی شده‌اند. کرومیت نیز در این سنگ‌ها فراوان‌تر دیده می‌شود. کرومیت‌ها به صورت تقریباً شکل‌دار در این سنگ‌ها وجود دارند (شکل ۳-۱۴ ت و ث). در برخی موارد کرومیت‌ها از حاشیه در حال تبدیل به مگنتیت هستند. مگنتیت، درز و شکاف‌ها را پر کرده است و گاهاً به هماتیت و گوتیت در حال تبدیل شده‌اند.

پیروکسنیت‌ها: فراوانی این سنگ‌ها نسبت به انواع قبلی بسیار کمتر است. این سنگ‌ها از کانی اصلی کلینوپیروکسن و کانی فرعی ارتوپیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند. اغلب پیروکسن‌ها به اکتینولیت تبدیل شده‌اند. مقادیر کمی از اپیدوت و پرهنیت نیز قابل مشاهده است.

با توجه به مشاهدات پتروگرافی پریدوتیت‌های مجموعه جندق - عروسان، می‌توان بدین نتیجه رسید که این سنگ‌ها متحمل درجه دگرگونی پایین تا متوسط شده‌اند.

دایک‌های گابرویی گروهی دیگر از سنگ‌های مربوط به مجموعه افیولیتی جندق - عروسان هستند. این سنگ‌ها از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند. در بسیاری موارد گابروها به دلیل مجاورت با پریدوتیت‌های گوشته‌ای رودنژیستی شده‌اند و کانی‌های ثانویه پرهنیت و اکتینولیت در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۴ ج).



شکل ۳-۱۴- الف) بافت مشبک (داربستی) ایجاد شده بر اثر سرپانتینی شدن اولیوین؛ ب) کرومیت کرمی شکل در لرزولیت‌های سرپانتینی شده؛ پ) رگه و رگچه‌های منیزیتی در لرزولیت‌های سرپانتینی شده؛ ت) الیوین سرپانتینی شده، همراه با کرومیت‌های تقریباً خودشکل در دونیت‌ها، درز و شکاف‌ها توسط مگنتیت پر شده است؛ ث) تصویر کرومیت‌های خودشکل؛ ج) تصویری میکروسکوپی از گابروی رودنژیته شده. به حضور کانی‌های نوظهور پرهنیت و اکتینولیت توجه فرمایید.

۳-۲-۶ گرانیت‌ها

همان طور که در فصل دوم اشاره شد این گرانیت‌ها در مناطق مختلف مجموعه جندق - عروسان رخنمون دارند و به درون مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند. این گرانیت‌ها شامل بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و دایک‌های گرانیتی لوکوکرات هستند. بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده، دارای ساخت و بافت عمدتاً کاتاکلاستی و میلونیتی هستند (شکل ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

کانی‌های اصلی گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی‌شده شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مقداری مسکوویت می‌باشند. آلانیت، آپاتیت، زیرکن، اسفن از جمله کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. کلریت، مسکوویت و مقادیر کمی اکسید آهن، از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. بخش عمده مسکوویت، حاصل تبدیل بیوتیت به مسکوویت و یا ارتوکلاز به

مسکوویت در طی فرایند میلونیتی شدن می‌باشند و جزء کانی‌های اصلی سنگ به حساب نمی‌آیند (شکل ۳-۱۷).

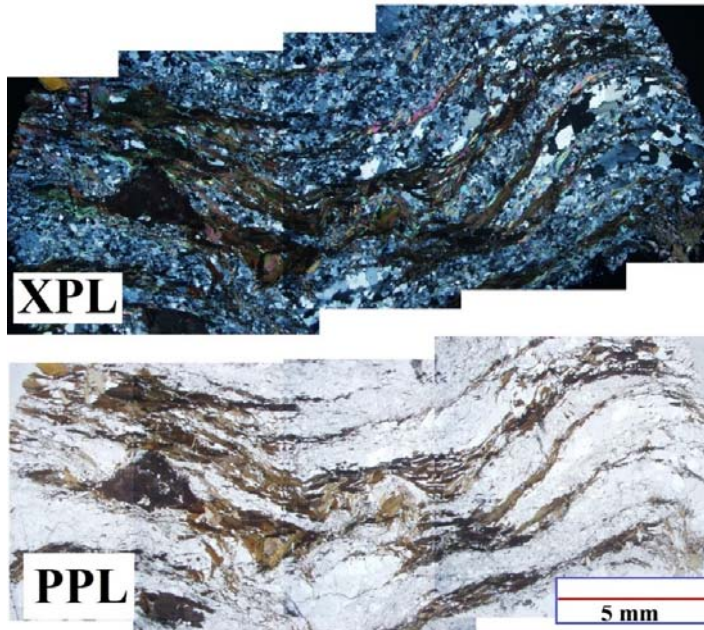
سنگ‌های میلونیتی، نمایانگر محصولات دگرریختی اساساً شکل‌پذیر هستند. ارتوکلاز، فراوان‌ترین پورفیروئید و پورفیروکلاست موجود در این سنگ‌ها است. وجود پورفیروکلاست‌های بزرگ آلكالی فلدسپار و دگرریختی آنها به ظهور ساخت و بافت چشمی در گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده منجر شده است (شکل ۳-۱۶ و ۳-۱۸). در مقاطع نازک ارتوکلاز به صورت چشمی، دانه‌درشت و غالباً پرتیتی قابل مشاهده است و برخی از دانه‌های ارتوکلاز به دلیل تحمل تنش‌های تکتونیک به میکروکلین تحول یافته‌اند (شکل ۳-۱۷-ب). تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین، با تغییر سیستم بلوری با درجه تقارن بیشتر، به سیستم بلوری با درجه تقارن کمتر (تبدیل سیستم منوکلینیک ارتوکلاز به سیستم تری-کلینیک میکروکلین) همراه است (Vernon, 2004)، که از جمله شواهد برجسته میلونیت‌زایی در گرانیتهای و گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده به حساب می‌آید. از دیگر شواهد میلونیت‌زایی، ریزدانه شدن، اشکال ماهی‌گون در میکاها و فلدسپارها و اشکال سیگمایی و دلتایی در بلورهای شکننده سخت نظیر فلدسپارها می‌باشد (قاسمی، ۱۳۹۵ و ۱۳۹۴ و Trouw et al, 2010) (شکل ۳-۱۷-پ). لازم به یاد آوری است که میلونیت‌ها معمولاً در پهنه‌های وابسته به گسل‌ها، راندگی‌ها یا زون‌های برشی و در محیط‌های نسبتاً دما بالا تشکیل می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۵، ۱۳۹۴ و ۱۳۷۸).

زیرکن، کانی فرعی بارز این سنگ‌ها محسوب می‌شوند که بیشتر به صورت ادخال در بیوتیت‌ها یافت می‌شود. آلانیت با ترکیب شیمیایی $(\text{Ce, Ca, Y})_2(\text{Al, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ یکی از کانی‌های فرعی و مهم است که معمولاً در بیوتیت‌ها یافت می‌شود. این کانی با داشتن رنگ قهوه‌ای، برجستگی بالا، هاله کمی تیره در حاشیه‌ها و منطقه‌بندی بارز مشخص می‌شود و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حضور دارد. این کانی یکی از کانی‌های خانواده اپیدوت است که از عناصر خاکی کمیاب Ce, Y و La غنی می‌باشد. اسفن از جمله کانی‌های فرعی موجود در گرانیتهای است. اسفن‌های اولیه شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. اسفن‌های ثانویه غالباً ریزدانه و بی‌شکل هستند و از دگرسانی بیوتیت و کانی‌های اپک تشکیل

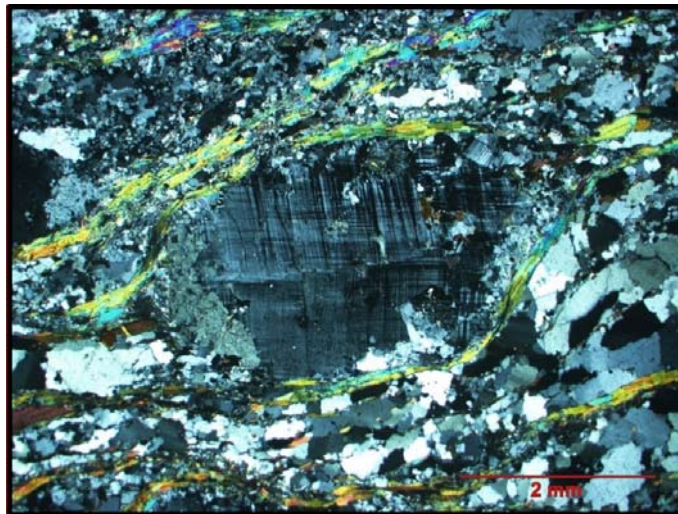
شده‌اند. اپیدوت بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار یافت می‌شود و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده است. حضور اپیدوت حاکی از حضور آب در طی دگرسانی است. بلورهای آپاتیت به صورت سوزن‌های شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شوند. این‌کانی غالباً به شکل ادخال و به صورت ریزدانه با برجستگی بالا و رنگ بیرفرنژانس متمایل به خاکستری، در پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت می‌گردد. کلریت عمدتاً حاصل دگرسانی بیوتیت می‌باشد. تشکیل این کانی مستلزم خروج پتاسیم از بیوتیت‌ها می‌باشد. یون پتاسیم آزاد شده از بیوتیت، می‌تواند در سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز مشارکت کند، کلسیم خارج شده از پلاژیوکلازها نیز به همراه Fe و Ti آزادشده از بیوتیت، در تولید اپیدوت و اسفن مشارکت می‌کند. حضور کلریت بیان‌کننده حضور آب در حین دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیت‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱۹).

نمونه‌های سنگی متعلق به دایک‌ها و آپوفیزهای آپلیتی‌گرانییتی، دانه ریز هستند و بافت ریزدانه نیمه شکل‌دار نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و به مقدار کم بیوتیت است (شکل ۳-۱۷-ت و ج). برخی از دانه‌های ارتوکلاز به دلیل تحمل تنش‌های تکتونیکی زیاد به میکروکلین تحول یافته‌اند. مسکوویت به عنوان محصول تغییر و تحولات همراه با میلونیت‌زایی تشکیل شده است.

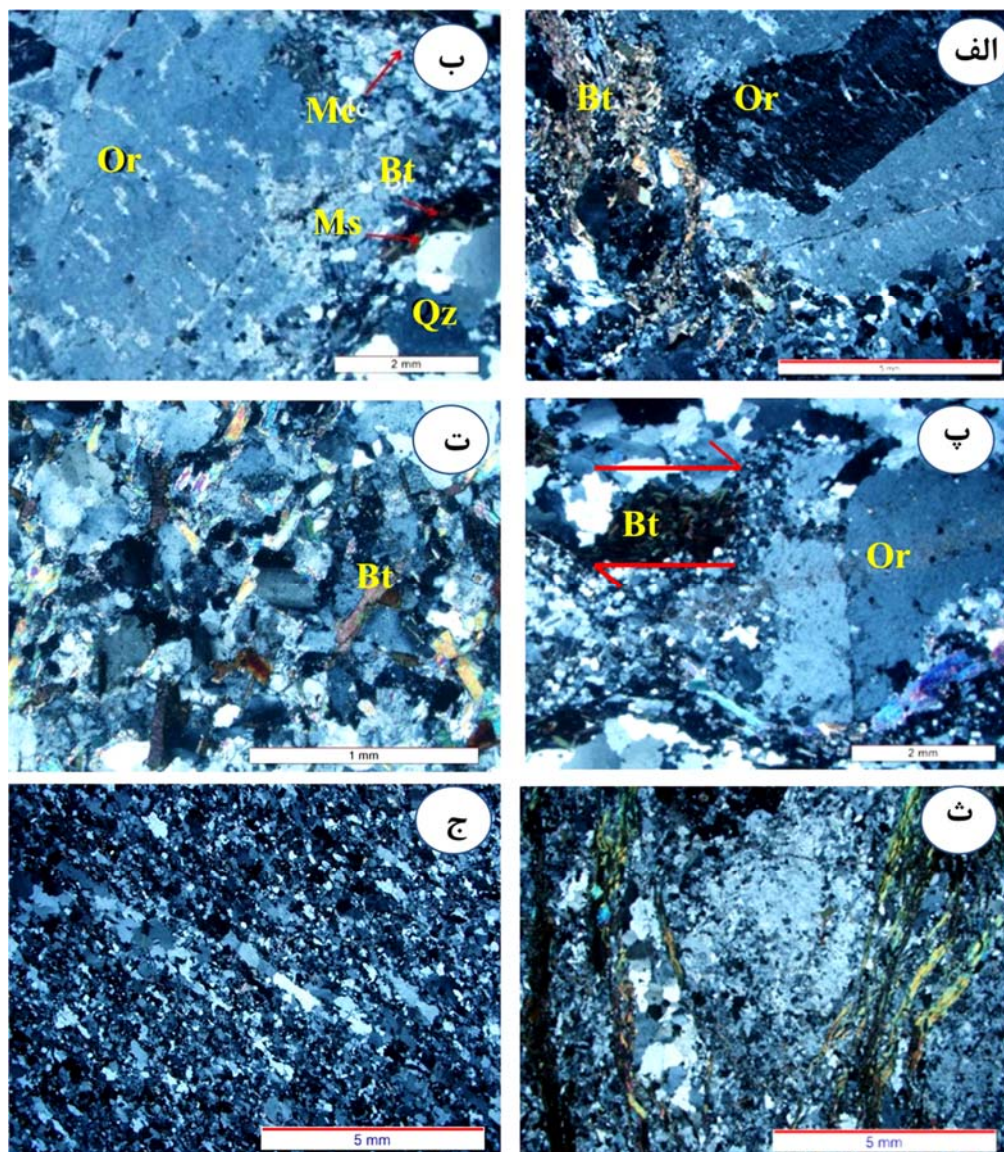
لازم به ذکر است بر توده گرانیتوئیدی چاه‌زرد مطالعات فابریک مغناطیسی انجام شده است و کانی-شناسی آن و تاثیرات میلونیت‌زایی به تفصیل مورد بحث قرار گرفته‌است (به فضیلت، ۱۳۹۷ رجوع کنید).



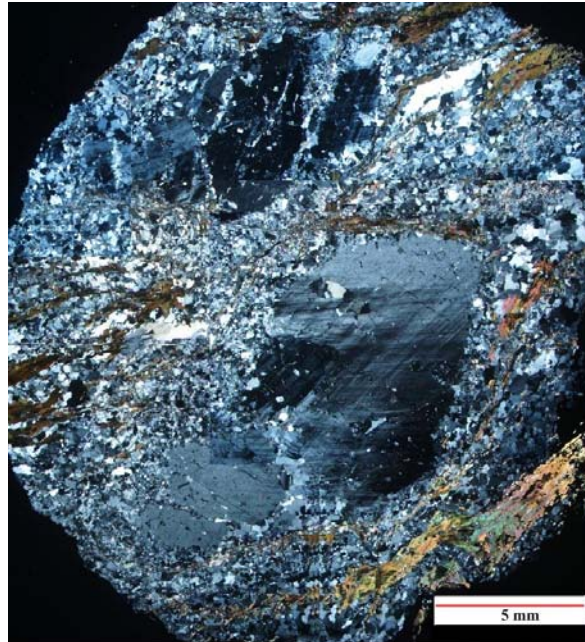
شکل ۳-۱۵- تصویر موزائیکی حاصل از الحاق ۲۰ عکس میکروسکوپی جهت نشان دادن چین خوردگی و دانه ریز شدن در گرانیت‌های میلونیتی شده چاه‌زرد. بخشی از دانه‌های پتاسیم و بیوتیت‌ها، در اثر تهاجم سیالات گرمایی به مسکوویت تبدیل شدند. در اثر تحمل تنش، بیوتیت‌ها دانه ریز شده‌اند و در راستای حداکثر کشیدگی، آرایش یافته‌اند. آلانیت بزرگ مثلثی شکل در سمت راست این تصاویر دیده می‌شود (به‌ویژه در نور عادی) (اقتباس از فضیلت، ۱۳۹۷).



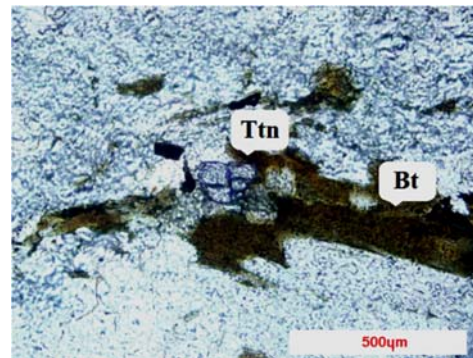
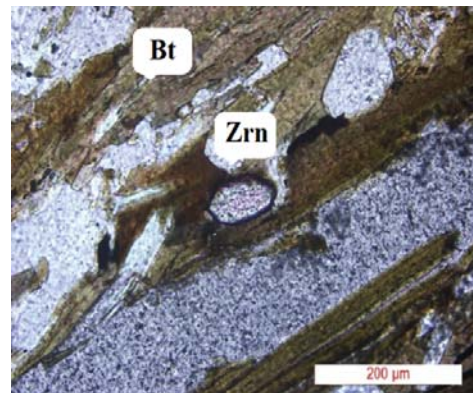
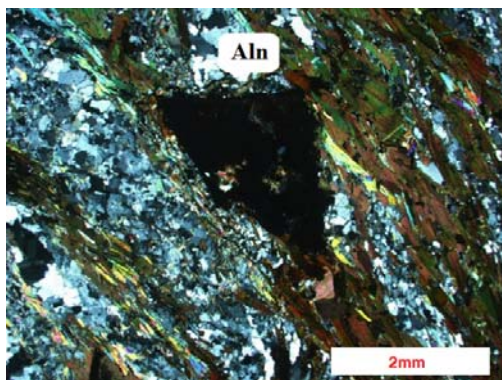
شکل ۳-۱۶- تصویر بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده. ارتوکلاز درشت چشمی که بر اثر تنش تکتونیکی به میکروکلین تبدیل شده است همراه با کانی‌های بیوتیت چین خورده، کوارتز ساب‌گرین شده (اقتباس از فضیلت، ۱۳۹۷).



شکل ۳-۱۷- الف) بیوتیت‌گرانیت دانه‌درشت میلونیتی‌شده، به وجود مگاکریست ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی، دانه‌ریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، خاموشی موجی و پیچ و تاب خوردن بیوتیت‌ها توجه نمایید. ب و پ) پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز پرتیتی که به‌طور بخشی یا موضعی به میکروکلین تحول پیدا کرده‌اند، همراه با بیوتیت‌هایی که به مسکوویت و کلریت تبدیل شده‌اند؛ به اشکال ماهی‌گون بیوتیت و ارتوکلاز و ریزدانه‌شدن کانی‌ها توجه کنید، ت- بافت میکروگرانولار در گرانیت‌های آپلیتی حاوی مقادیر کمی بیوتیت و مسکوویت؛ ث- بیوتیت‌گرانیت دانه‌درشت میلونیتی‌شده؛ ج گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات میلونیتی‌شده. به آرایش مورب دانه‌های کوارتز و فلدسپارها توجه کنید (XPL).



شکل ۳-۱۸- تصویر موزائیکی حاصل از الحاق ۱۲ تصویر، جهت نشان دادن پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، ساب‌گرین (دانه‌ریز) شدن شدید دانه‌های کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت. به تبدیل بخشی پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز به میکروکلین توجه نمایید (XPL) (اقتباس از فضیلت، ۱۳۹۷).



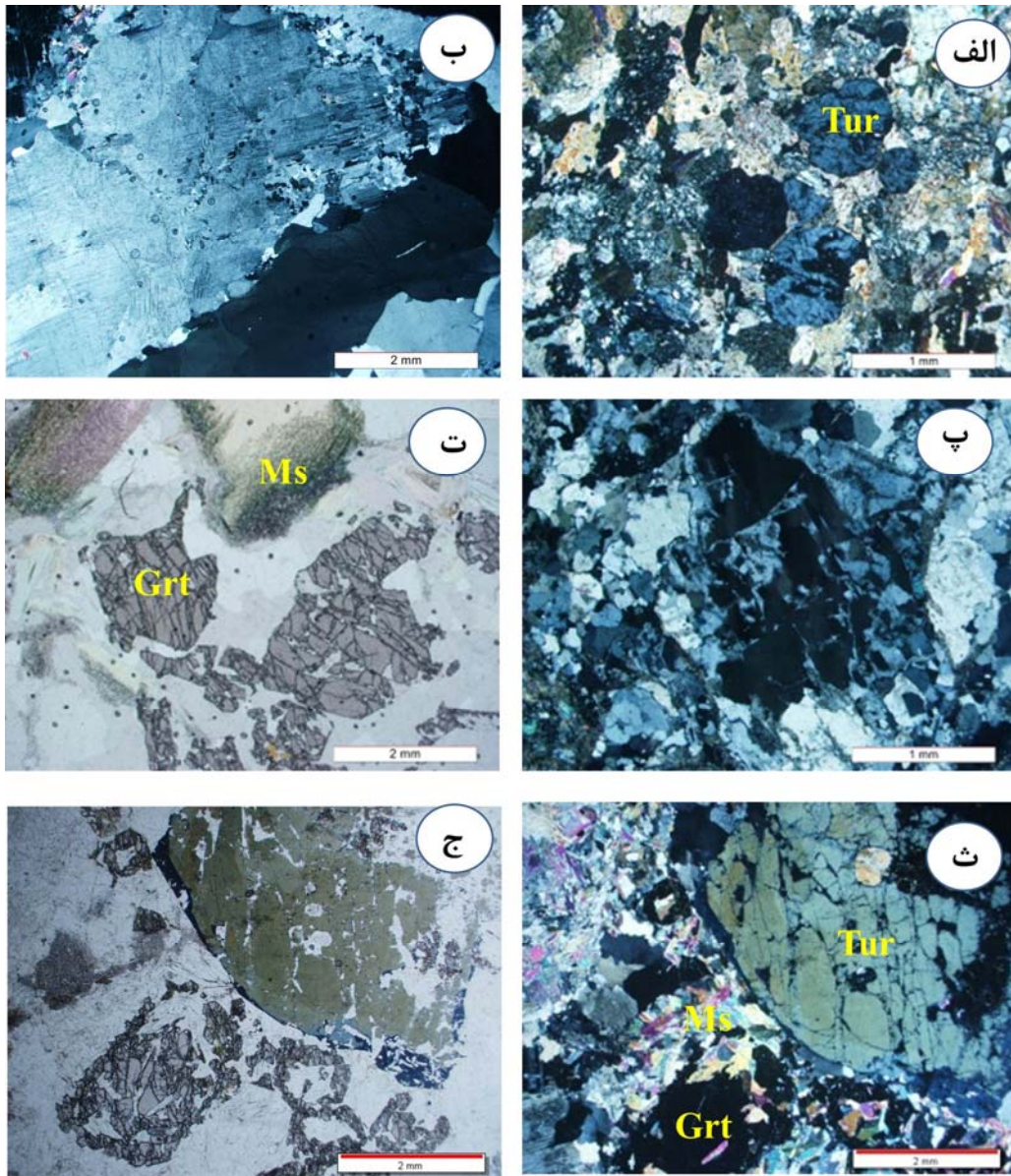
شکل ۳-۱۹- تصاویری از کانی‌های فرعی زیرکن، آلانیت و اسفن (تیتانیت) و کانی ثانویه کلریت در بیوتیت‌گرانیت‌ها.

۳-۲-۷ پگماتیت‌ها

پگماتیت‌ها در اکثر نقاط مجموعه دگرگونی جندق - عروسان، سنگ‌های دگرگونی را قطع کرده‌اند. پگماتیت‌ها شامل دانه‌های درشتی از جنس کوارتز، ارتوز، بیوتیت، مسکوویت، پلاژیوکلاز، تورمالین و گارنت هستند. برخی از پگماتیت‌ها دارای کانی‌شناسی ساده شامل کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز هستند. در مشاهدات میکروسکوپی تورمالین‌ها به رنگ سبز و آبی دیده می‌شوند. برخی از آنها دارای منطقه بندی ترکیبی هستند بطوری‌که در نور پلاریزه متقاطع، قسمت‌های حاشیه، آبی رنگ و هسته‌ها معمولاً سبزرنگ هستند. منطقه بندی ناشی از تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی سیال و یا متبلور شدن سریع تورمالین در سیستم‌های باز می‌باشد (Manning & London, 1995; van Hinsberg & Schumacher, 2007, 2011; Berryman et al., 2015; von Goerne et al., 2011; Berryman et al., 2015).

در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه بافت گرافیکی حاصل هم رشدی تورمالین - فلدسپار و تورمالین - کوارتز مشاهده شده است. هم رشدی گرافیکی کوارتز - تورمالین، اغلب در پگماتیت‌های گرانیتی پرآلومینوس مشاهده می‌شود که شاهی بر منشا ماگمایی اولیه آنها است (Grew et al., 2008; Wadoski London et al., 1996). بلورهای گارنت نیز به صورت دانه درشت و غالباً نیمه شکل دار در پگماتیت‌های شرق جندق یافت می‌شود (۳-۲۰).

لازم به ذکر است در پیرامون معدن میکای جندق همراه با پگماتیت‌ها، در بخش‌های متابازیتی، تجمعات اکتینولیتی با رنگ سبز درخشان کم‌رنگ به صورت آگرگانی از بلورهای سوزنی شکل به وضوح دیده می‌شوند و در برخی موارد، می‌توان گفت که سنگ تقریباً به طور کامل از اکتینولیت تشکیل شده است.



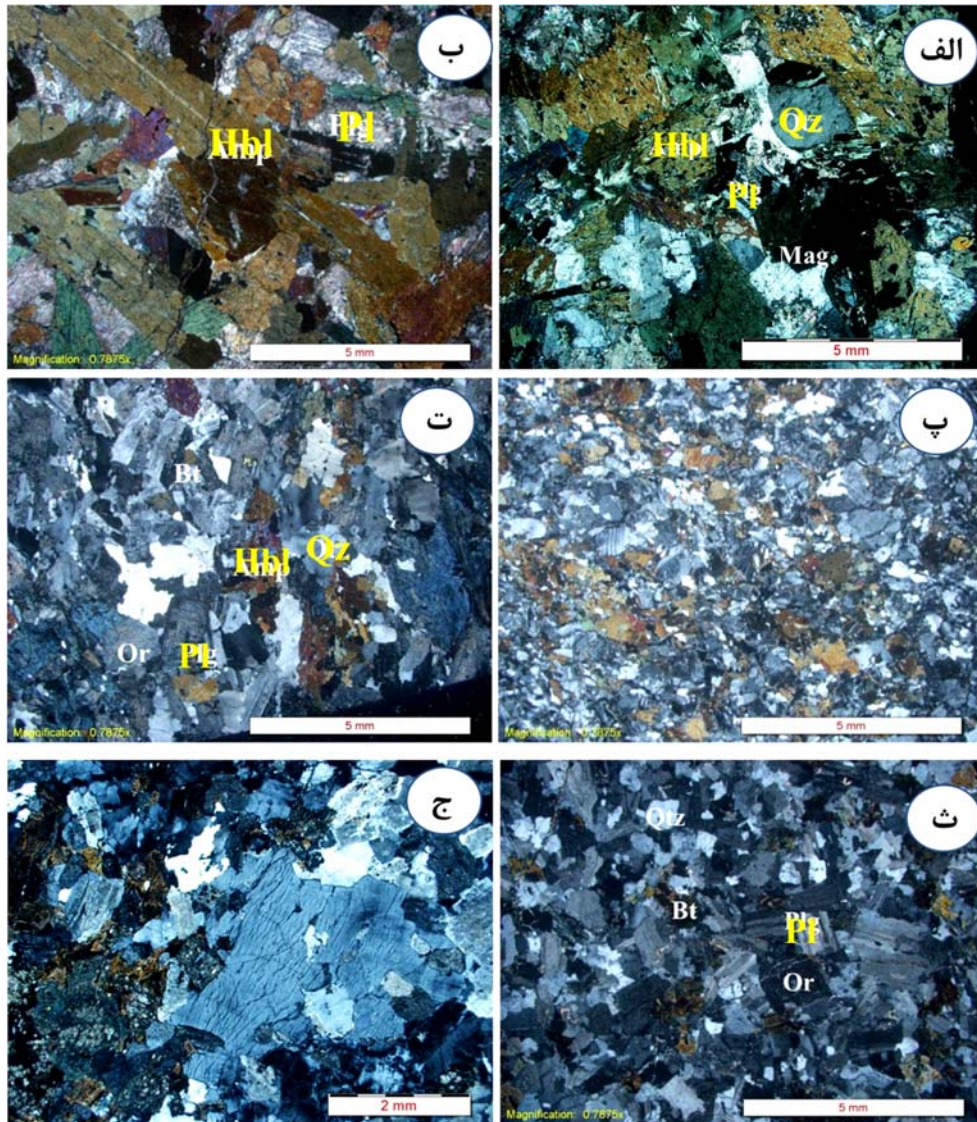
شکل ۳-۲۰- تصاویری میکروسکوپی از پگماتیت‌های وابسته به مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان: الف) تصویری از تورمالین‌ها در وضعیت مقطع عرضی آنها؛ ب) ارتوکلاز درشت که به دلیل تحمل دگرشکلی تا حدودی به میکروکلین تبدیل شده است؛ پ) بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی تورمالین و فلدسپار؛ ت) گارنت‌های نیمه شکل‌دار و مسکوویت‌های درشت در پگماتیت‌ها؛ ث و ج) تورمالین‌های درشت دارای منطقه‌بندی ترکیبی.

۳-۳ گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین

گابرودیوریت‌ها: دارای بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دانه‌متوسط تا دانه‌ریز و بسیار دانه درشت (پگماتوئیدی) هستند (۳-۲۱-الف و ب). در برخی موارد گابرودیوریت‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای توده‌های نفوذی تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی، به شدت خرد شده‌اند و کانی‌های سازنده آنها متحمل دگرشکلی شدید شده‌اند (۳-۲۱-پ). کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها شامل هورنبلندسبز و پلاژیوکلاز می‌باشند. بیوتیت به مقدار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود و با توجه به مقدار فراوانی بیوتیت می‌توان به طور موردی بیوتیت را در زمره کانی‌های اصلی یا فرعی قرار داد. برخی از پلاژیوکلازها به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. مگنتیت، آپاتیت، ایلمنیت، اسفن و زیرکن جزء کانی‌های فرعی دیوریت‌ها محسوب می‌شوند. اپیدوت، کلریت، کلسیت و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز نیز از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. با افزایش کوارتز ترکیب این سنگ‌ها به سمت کوارتز گابرودیوریت میل می‌کند (۳-۲۱-ت). در برخی موارد، در نقاطی که تفریق یافتگی گابرودیوریت‌ها به سمت گرانیت-های سرشار از آلکالی فلدسپار صورتی‌رنگ دیده می‌شود، ارتوکلاز نیز به مقدار کم در گابرودیوریت‌ها یافت می‌شود و ممکن است ترکیب شیمیایی آن را به سمت مونزودیوریت سوق دهد.

آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها: آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ، دارای بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، خط میخی یا گرافیک و گرانوفیری هستند (۳-۲۱-ث). بافت گرانوفیری از هم‌رشدی کوارتز و آلکالی فلدسپار تشکیل می‌شود. در این بافت بلورهای نسبتاً شکل‌دار آلکالی فلدسپار در یک مذاب گرانیتی غلیظ رشد کرده و با غنی‌تر شدن مذاب از سیلیس و عناصر قلیایی هم‌رشدی کوارتز - فلدسپار در آنها صورت گرفته است (Best & Christiansen, 2001). هم‌رشدی بین ارتوکلاز و آلیبت باعث ایجاد بافت پرتیتی در این گرانیت‌ها شده است (۳-۲۱-ج). فلدسپارهای پتاسیم‌دار نظیر ارتوکلاز و میکروکلین به همراه کوارتز، سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) به مقدار کمتر در آنها یافت می‌شود. زیرکن، مگنتیت و آپاتیت از کانی‌های فرعی و سریسیت و کلسیت از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌باشند. رنگ صورتی این سنگ‌ها به دلیل فراوانی

فلدسپارهای صورتی رنگ و به واسطه جایگزینی مقادیر کمی Fe^{+3} به جای Al در شبکه بلوری ارتوکلاز می‌باشد.



۳-۲۱- الف) بافت دانه‌ای در گابرودیوریت‌ها به همراه حضور هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، کوارتز و مگنتیت؛ ب) تصویری از حضور هورنبلندهای سبز و پلاژیوکلازهای دانه درشت در پگماتوئید گابرودیوریت‌ها؛ پ) گابرودیوریت‌های برشی شده در بخش حاشیه‌ای توده‌های گابرودیوریتی؛ ت) بافت دانه‌ای همراه با حضور هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز در کوارتز دیوریت‌ها؛ ث) بافت دانه‌ای همراه با حضور ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز و بیوتیت در آلكالی-فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ؛ ج) هم‌رشدی ارتوکلاز و آل‌بیت و ایجاد بافت پرتیتی در آلكالی‌فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ.

۴-۳ پتروفابریک

مطالعات ساختاری و ریزساختاری در پهنه‌های برشی کمک شایانی در شناخت ساز و کارهای ایجاد آنها، تعیین سوی (جهت) تنش‌های وارده و بازسازی تاریخچه دگرشکلی می‌کند.

دگرگونی دینامیکی از پدیده‌های مهم و قابل توجهی است که در منطقه جندق - عروسان صورت گرفته است. این دگرگونی بعد از تشکیل سنگ‌های دگرگونی و تشکیل توده‌های آذرین به وقوع پیوسته است. میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگونی و گرانیته‌ها به عنوان فرآیندی که مظهر دگرگونی دینامیکی است، در مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان به راحتی قابل مشاهده است.

در پژوهش حاضر، واحدهای سنگی به لحاظ ریزساختاری مورد بررسی قرار گرفته و به تاثیر برش بر آنها توجه شده است. یکی از نشانه‌های این برش توسعه گسترده برگوارگی میلونیتی است که به طور وسیع در بخش‌های مختلفی از منطقه مورد مطالعه تحت بررسی قرار گرفته است. تشکیل برگوارگی میلونیتی از بارزترین نشانه‌های دگرشکلی پلاستیکی در سنگ‌های دگرگونی این منطقه است. برای تعیین سوی برش در این میلونیت‌ها از شاخص‌هایی چون نوارهای برشی S-C (Vernon 2004)، پورفیروکلاست‌های نوع σ (Passchier & Trouw 2005)، میکا ماهی (Trouw et al 2010) استفاده شده است.

میلونیتی شدن سنگ‌ها مؤید فعالیت پهنه برشی است. در ابتدا برای برای فهم بهتر پهنه‌های برشی به ذکر ویژگی‌های بارز آنها می‌پردازیم.

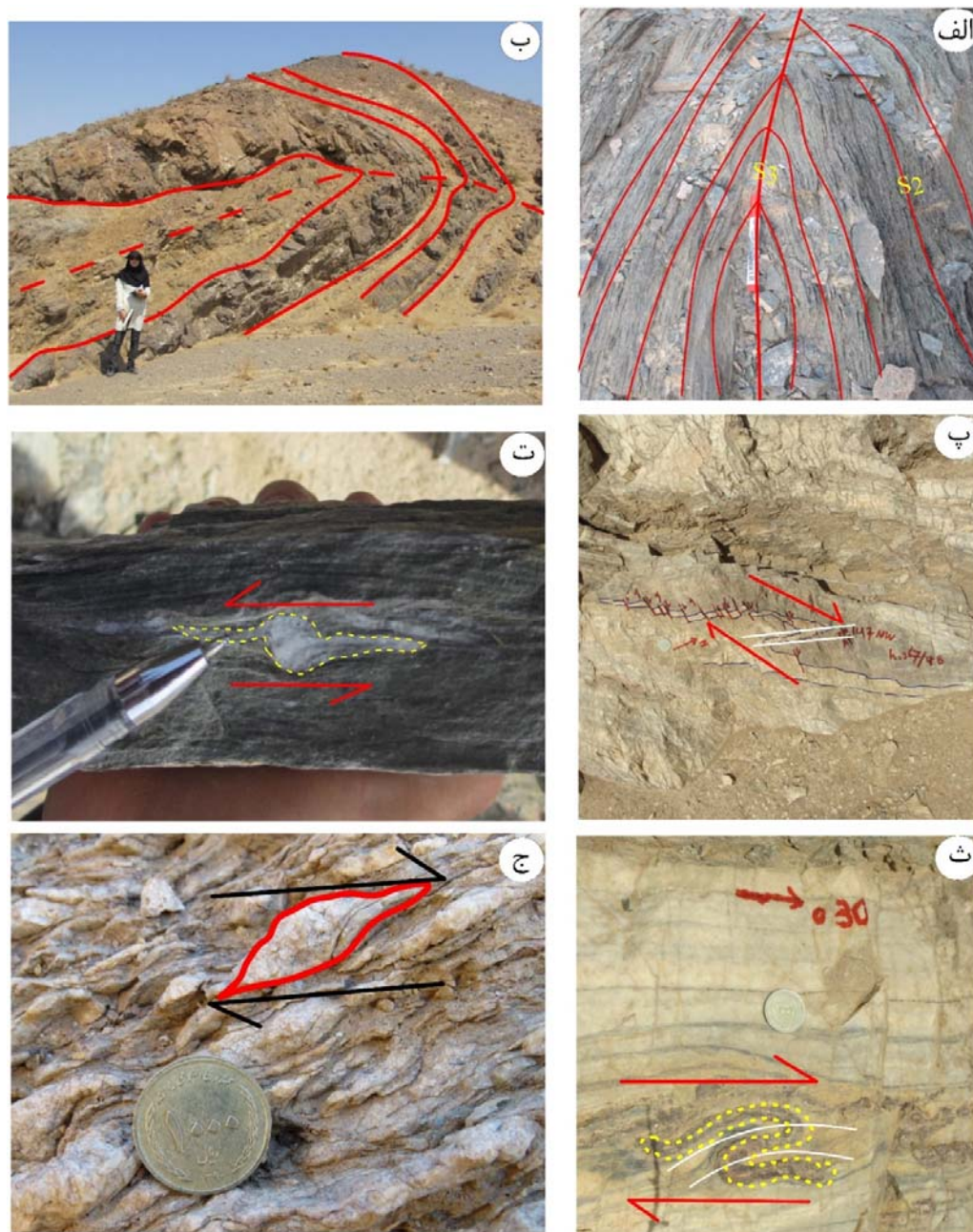
۳-۴-۱ پهنه برشی

پهنه‌های برشی، پهنه‌های صفحه‌ای نسبتاً باریکی با کرنش شکل‌پذیر بالا هستند که در بین سنگ-دیواره‌های کمتر دگرریختی یافته قرار دارند و در عرض آنها، نشانه‌های مشخصی نظیر لایه‌ها یا رگه‌ها جابجا شده‌اند. به عبارتی دیگر پهنه برشی یک پهنه صفحه‌ای است که سنگ‌های آن نسبت به سنگ‌های مجاور پهنه، استرین شدیدی را متحمل شده‌اند. این پهنه‌ها ویژگی‌های بارزی در بردارند که شناسایی آنها را در صحرا، مقاطع نازک، روی نقشه‌های زمین‌شناسی و مقاطع عرضی میسر می‌سازد.

این زون‌ها، معادل شکل‌پذیر زون‌های گسلی شکننده هستند و معمولاً در بوم‌های دگرگونی درجه بالا دیده می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۵). در آنها، معمولاً یک برگوارگی به موازات سطح اصلی بیضوی کرنش و عمود بر جهت حداکثر کوتاه‌شدگی دیده می‌شود و کانی‌ها، دارای یک جهت‌یابی ترجیحی بلورشناختی هستند. محل تماس پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و سنگ دیواره، محل تغییر تدریجی فابریک است. ساخت‌های صفحه‌ای یا خطی اولیه، بسته به جهت‌یابی اولیه خود، ممکن است دچار کشیدگی یا کوتاه‌شدگی شوند. اگر مقاومت مکانیکی لایه‌ها متفاوت باشد، متحمل چین‌خوردگی یا بودیناژ می‌شوند. سازوکارهای دگرریختی فعال در این پهنه‌ها، به ترکیب سنگ، دما و فشار موضعی، ترکیب و فشار سیال و آهنگ کلی کرنش حاکم، بستگی داشته، از خمیری شکل‌پذیر تا نیمه‌شکننده و شکننده تغییر می‌کند (Passchier et al., 1990).

پهنه‌های برشی شکل‌پذیر، معمولاً در سنگ‌هایی تشکیل می‌شوند که در پوسته میانی و یا عمیق‌تر یافت می‌شوند. مثل گنیس، شیست، مرمر، آمفیبولیت، گرانولیت، میگماتیت، توده‌های نفوذی بزرگ، پگماتیت‌ها و سنگ‌های مافیک و الترامافیک. اغلب پهنه‌های برشی شکل‌پذیر تحت شرایط دگرگونی تشکیل می‌شوند، در نتیجه سنگ‌های دگرشکل شده برشی دارای ویژگی‌های دگرگونی نیز هستند و به صورت تیپیک دارای برگوارگی و کانی‌های دگرگونی هستند. سنگ‌های درون پهنه برشی از نظر شدت برش، درجه دگرگونی و سیالات عبور کننده از پهنه برشی ممکن است دارای تغییرات قابل توجهی باشند که شناخت سنگ مادر اولیه را بسیار دشوار می‌سازد (Davis & Reynolds, 1996). شکل ۳-۲۲ تعدادی از فابریک‌های دگر شکلی ایجاد شده در مجموعه جندق - عروسان را نشان می‌دهد.

چین‌خوردگی‌ها در مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان، در اثر فازهای فشارشی اعمال شده در تمامی واحدهای سنگی ایجاد شده است (شکل ۳-۲۲- الف، ب، پ و ث). این چین‌خوردگی‌ها پیامد دگرشکلی پلاستیک و دگرشکلی در آستانه شرایط اوج دما- فشار دگرگونی هستند. چین‌ها در حین تشکیل سنگ‌های رسوبی، در حین سرد شدن جریان‌های گدازه و یا در اثر دگرشکلی تکتونیکی و در نتیجه تنش‌های ناشی از حرکات ورقه‌های لیتوسفری ایجاد می‌گردند.



شکل ۳-۲۲- تعدادی از فابریک‌های دگر شکلی مشاهده شده در مجموعه دگرگونی جندق - عروسان: الف) چین خوردگی در کالک شیست‌ها؛ ب) چین‌های خوابیده در متاسندستون‌ها که نشان‌دهنده اعمال فشار در شرایط شکل‌پذیر است؛ پ) چین نامتقارن همراه با گسل خوردگی. در این تصویر دگرشکلی شکل‌پذیر و شکننده، مشاهده می‌شود (سوی برش راست بر؛ ت) پورفیروکلاست عدسی شکل دنباله‌دار (سوی برش چپ بر) تصویری از چین خوردگی کوچک مقیاس در مرمرها و دگرشکلی شدید آنها (سوی برش راست بر)؛ ج) ساخت‌های سیگمایی شکل (سوی برش راست بر).

۳-۴-۲ فابریک‌های ریزساختاری

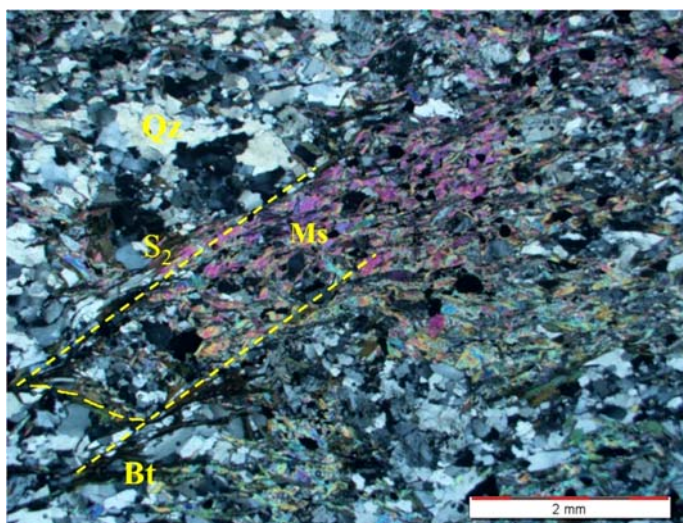
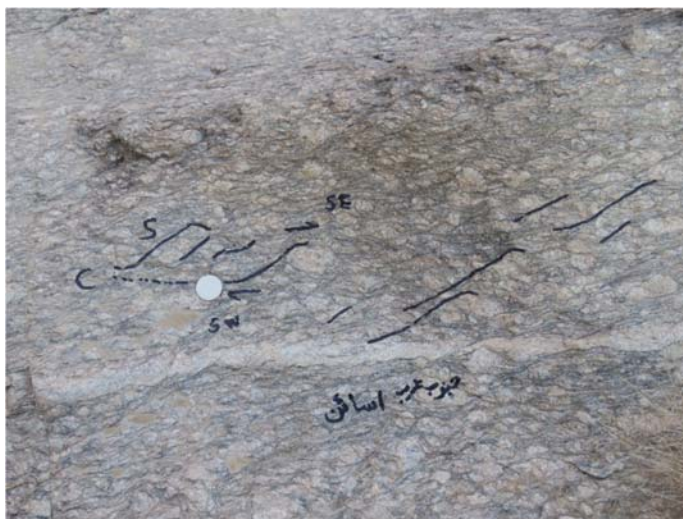
میلونیت‌ها شواهدی قوی برای دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر را از خود نشان می‌دهند (Trouw, 2005) و تشکیل آنها پیچیده‌تر از تشکیل سنگ‌های کاتاکلاستی بوده و شامل مراحل - پیشرونده دگرریختی، بازیافت و تبلور دوباره است. در اثر میلونیتی‌شدن، فابریک‌های ریزساختاری متعددی به وجود می‌آیند. فابریک‌های مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی - آذرین مجموعه جندق - عروسان شامل موارد زیر است:

۳-۴-۲-۱ فابریک‌های S-C و S-C' و باندهای برشی

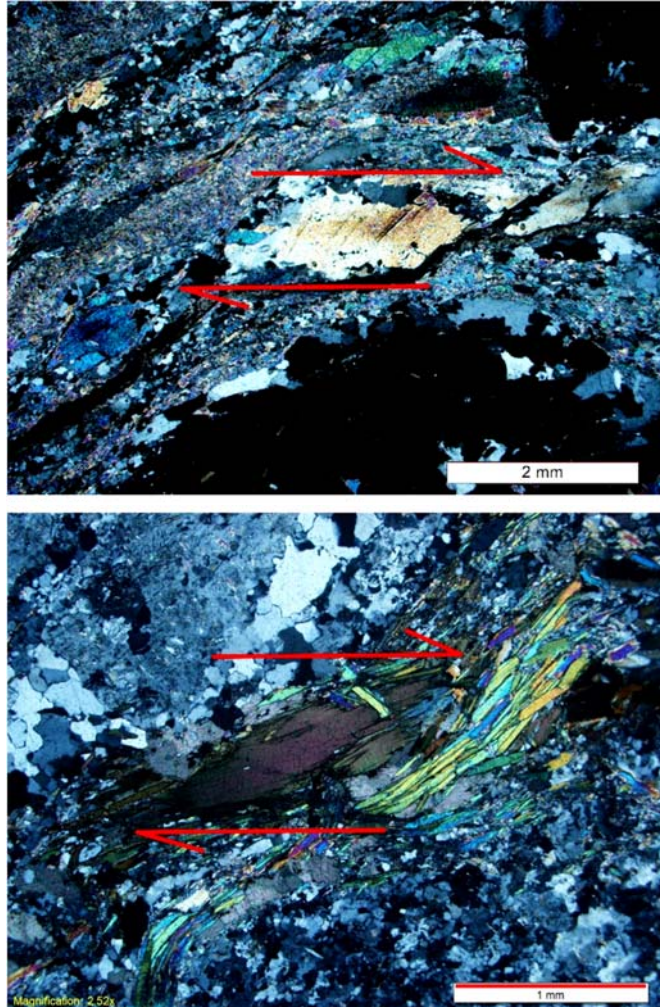
در سنگ‌هایی مانند میلونیت‌ها و فیلونیت‌ها که طی برش شکل‌پذیر متحمل استرین‌های شدید شده‌اند. معمولاً دو فابریک S و C بطور همزمان در ارتباط با این برش خوردگی ایجاد می‌شوند. سطوح C با صفحه برش در پهنه برشی موازی هستند. در حالی که سطوح S نسبت به آن مورب می‌باشند. سطوح C' معمولاً جهت‌یابی متضادی نسبت به سطوح S دارند و اغلب اهمیت بیشتری داشته و بخوبی قابل تشخیص می‌باشد که فابریک‌های C' یا (extensioned Crenulation Cleavages) نامیده می‌شوند. در شکل ۳-۲۳ می‌توان فابریک C-S را در سنگ‌های مجموعه جندق - عروسان مشاهده نمود.

۳-۴-۲-۲ میکاماهی

اصطلاح میکاماهی به علت ظاهر لوزی شکل و تقریباً شبیه ماهی بلورهای میکایی موجود در بیشتر میلونیت‌ها، و فیلونیت‌ها و شیست‌ها به کار می‌رود. میکاماهی‌ها بلورهای از قبل موجود میکا (غالباً پورفیروکلاست‌ها) یا پورفیروکلاست‌های جدیدی هستند که بوسیله ترکیبی از فرآیندهای شکننده و پلاستیک بلوری تشکیل شده‌اند. عدم تقارن شکل میکاماهی با سطوح ۰۰۱ که تقریباً به موازات سطوح S یا C منحرف شده است را می‌توان جهت تعیین سوی برشی استفاده نمود. میکاماهی‌ها معمولاً بوسیله دنباله‌های نازک از قطعات میکا به یکدیگر متصل شده و گاه حالت پله مانند از یک میکاماهی به بعدی را نشان می‌دهد. میکاماهی‌ها در گنیس‌ها و گرانیت‌های متعلق به مجموعه جندق - عروسان مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲۴).



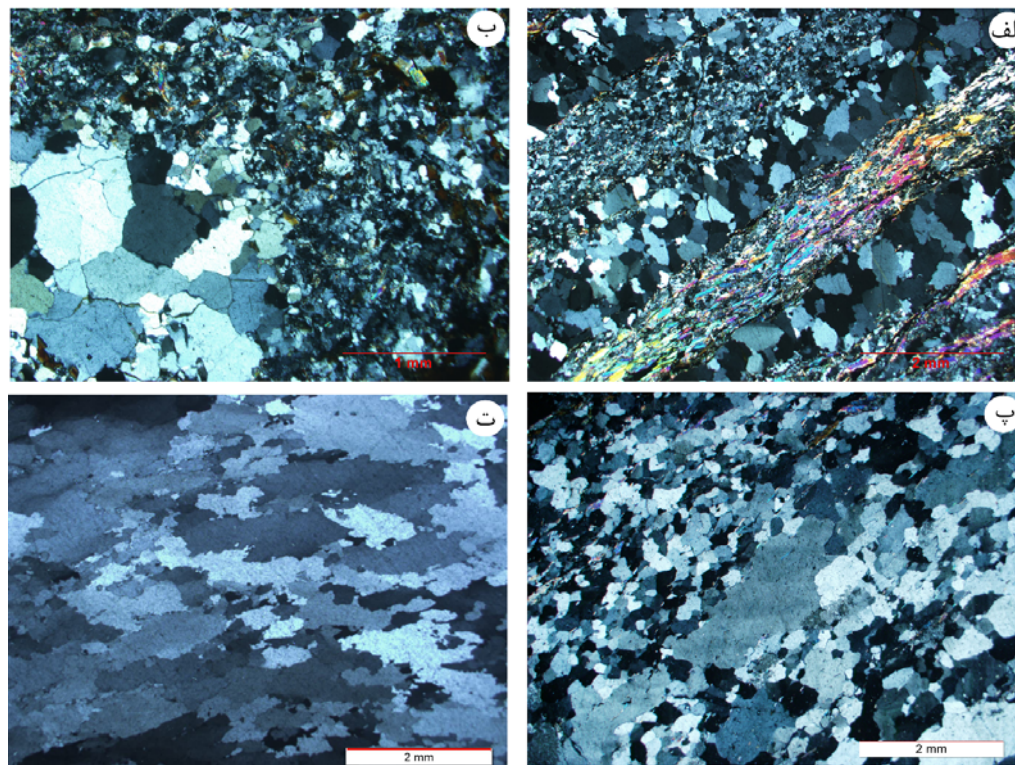
شکل ۳-۲۳- فابریک C و S ایجاد شده بر اثر میلیونیت‌زایی در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی در مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان.



شکل ۳-۲۴- شکل گیری میکاماهی در اثر اعمال تنش‌های شکل پذیر در بیوتیت‌های مرتبط با مجموعه جندق - عروسان (با سوی برش راست بر)

۳-۲-۴-۳ دگرریختی کوارتز

در این نوع دگرشکلی پورفیروکلاست‌های کوارتز دارای خاموشی موجی، حاشیه‌ای نامنظم و مژرس می‌باشد. دانه‌ریز شدن کوارتز در گرانیت‌ها و گنیس‌های مجموعه جندق - عروسان مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۵). ریز دانه شدن و تبلور مجدد بر اثر میلیونیتی شدن، در کوارتزها مرزهای مژرسی ایجاد کرده‌است. این تغییرات در دمای پایین تا متوسط واقع می‌شود (Trouw et al., 2010).

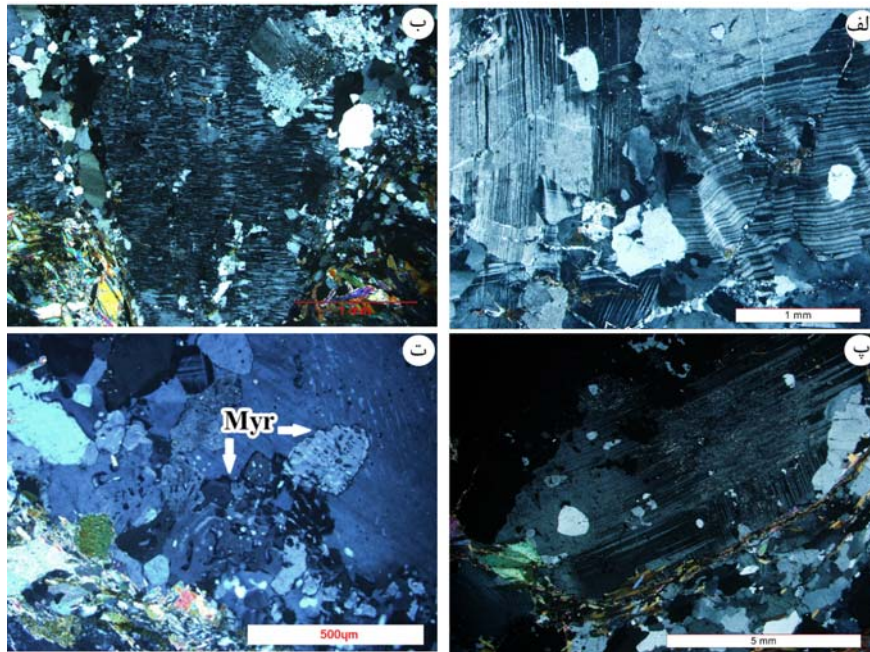


شکل ۳-۲۵- الف) تصویری از توسعه پهنه‌های برشی بسیار ریز مقیاس. به دانهریز شدن بسیار شدید دانه‌ها، در امتداد پهنه‌های برشی توجه نمایید؛ ب) دانه ریز شدن کوارتزها در گرانیت میلونیتی شده؛ پ و ت) دانه ریز شدن کوارتزها در آپلیت‌های گرانیتی. به مهاجرت مرز دانه‌ها و مرزهای مضرسی در شکل پ توجه نمایید.

۳-۴-۲-۴ دگرریختی فلدسپار

پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به طور فراوان در گنیس‌ها و گرانیت‌های میلونیتی وجود دارند و شواهد دگرریختی حاصل از میلونیتی شدن را به خوبی نشان می‌دهند. خمش و شکستگی در ماکل پلی سنتتیک پلاژیوکلازها در اثر اعمال تنش‌ها را می‌توان در این سنگ‌ها مشاهده کرد (شکل ۲-۲۶- الف). بافت پرتیتی لکه‌ای و یا رشته‌ای از ویژگی‌های بارز ارتوکلازها در این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۲-۲۶- ب). در برخی موارد ارتوکلاز، در اثر دگرشکلی و تحمل تنش‌های تکتونیکی شدید با تغییر سیستم بلورشناسی به طور موضعی به میکروکلین تبدیل می‌شود (شکل ۲-۲۶- پ). بطوری‌که ارتوکلاز از سیستم منوکلینیک به سیستم تریکلینیک (با تقارن کمتر) تغییر سیستم می‌دهد و میکروکلین (با ماکل پریکلین) تشکیل می‌شود (Vernon, 2004).

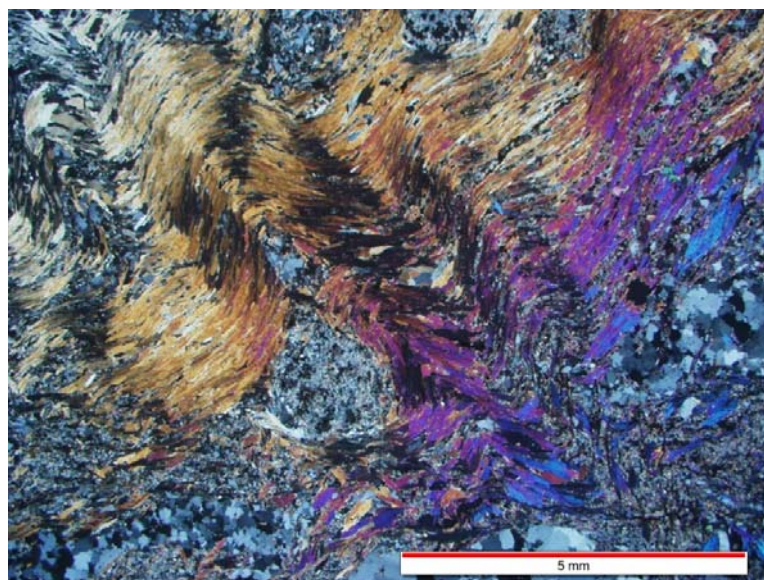
همچنین در سنگ‌های گرانیتی و گنیسی می‌توان بافت میرمکیت را مشاهده کرد (شکل ۲-۲۶-ت). میرمکیت حاصل درهم‌رشدی سیمپلکتیت کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک است و به عنوان یک بافت واکنشی ساب‌سالیدوس شناخته می‌شود. به عقیده (Passchier & Trouw (2005), بافت میرمکیتی در جریان دگرریختی پیش‌رونده در محل‌هایی با تجمع تنش بالا در بلور ایجاد می‌شود.



شکل ۳-۲۶- الف) شکستگی و خمش ماکل پلی‌سنتتیک پلاژیوکلاز؛ ب) بافت پرتیتی در ارتوکلاز؛ پ) تبدیل از توکلاز به میکروکلین و ایجاد ماکل پریکلین؛ ت) بافت میرمکیت در نمونه گرانیت میلونیتی شده.

۳-۴-۲-۵ چین خوردگی‌های میکروسکوپی

در برخی از واحدهای سنگی مجموعه جندق - عروسان به خصوص میکاشیست‌ها، چین‌های ریز مقیاسی ایجاد شده که می‌توان آنها را کلیواژ ریزچین (Crenulation Cleavage) نامید (شکل ۳-۲۷). چین خوردگی کلیواژ نشانگر اعمال تنش‌های ساختاری بر سنگ‌های مورد مطالعه است. سنگ‌های دگرگونی در اثر تحمیل تنش‌های تکتونیکی منجر به دگرریختی شده و چین‌خوردگی‌هایی را در برگوارگی‌های اولیه ایجاد می‌کند. در این حالت ایده‌آل کوارتز در لولاها و سیلیکات‌های ورقه‌ای در پهلوه‌ای ریز چین‌ها متمرکز می‌شوند (Yardley, 1989).



شکل ۳-۲۷- چین خوردگی میکروسکوپی میکاها، در میکاشیست که در اثر اعمال تنش شکل پذیر به وجود آمده است.

۳-۴-۳ رابطه بین رشد پورفیروبلاستها و دگرریختی

مطالعات ریزساختاری، به خصوص در مقاطع نازک، که شامل تفسیر شرایط دگرریختی و دگرگونی طی تشکیل سنگها می باشد، ابزار مهمی برای پی بردن به تکامل دگرگونی و تکتونیک یک منطقه است. در همین راستا مطالعه پورفیروبلاستها دارای اهمیت بسزایی می باشد. پورفیروبلاستها با الگوهای ادخالهای مشخص بر اساس روابط نسبی بین رشد کانیها و دگرریختی، تاریخچه ای از حوادث دگرریختی دگرگونی صورت گرفته بر روی سنگ را حفظ می کنند (Passchier & Trouw, 1996). پورفیروبلاستها، بلورهایی هستند که از دیگر کانیهای زمینه درشت تر هستند. نمونه های ادخال دار آنها که پوئی کیلوبلاست نامیده می شوند، از اهمیت بسیار زیادی در تعیین تاریخچه دگرگونی برخوردارند. در اغلب بومهای دگرگونی، روابط بین پورفیروبلاست و دگرریختی، معمولاً پیچیده است. این امر ناشی از زمان بندی های متفاوت تشکیل پورفیروبلاست و ایجاد فابریک سنگ است (قاسمی، ۱۳۹۴).

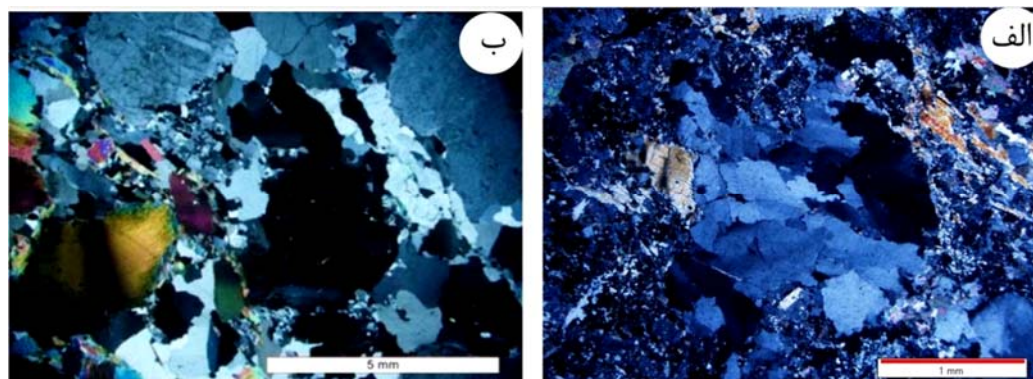
پورفیروبلاست‌ها بر اساس تقدّم و تأخر آنها نسبت به دگرریختی به سه دسته قبل از تکتونیک و (Pre-tectonic) همزمان با تکتونیک (Syn-tectonic) و بعد از تکتونیک (Post-tectonic) تقسیم می‌شوند. در حالت رشد بلورها قبل از تکتونیک، در صورت وجود ادخال در آنها، بلورهای تشکیل دهنده ادخال‌ها معمولاً به صورت تصادفی یا نامنظم آرایش می‌یابند. بلورهای همزمان با تکتونیک، در خلال دگرریختی رشد کرده‌اند و احتمالاً به این دلیل که دگرریختی، یک اثر تشدید کننده بر نرخ هسته‌بندی و انتشار کانی دارد، از فراوانترین نوع پورفیروبلاست‌های موجود در طبیعت می‌باشند (Bell, 1981). (Bell & Hayward, 1991) الگوی ادخال‌ها در بلورهای قبل از تکتونیک، تصادفی و یا مستقیم و در بلورهای همزمان با تکتونیک، منحنی شکل است. این الگو غالباً در گارنت‌ها معمول است (Schoneveld, 1979; Bell & Johnson, 1989; Johnson, 1993; Williams & Jiang, 1999). با توجه به وجود پورفیروبلاست‌های قبل، همزمان با تکتونیک در سنگ‌های مجموعه دگرگونی جندق عروسان (شیست‌ها، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها)، سعی شده است تا از شواهد میکروسکوپی جهت تبیین و تعیین زمان رشد پورفیروبلاست‌ها با فازهای دگرشکلی منطقه استفاده شود.

۳-۴-۱ شناخت و تفسیر بلورهای قبل از تکتونیک

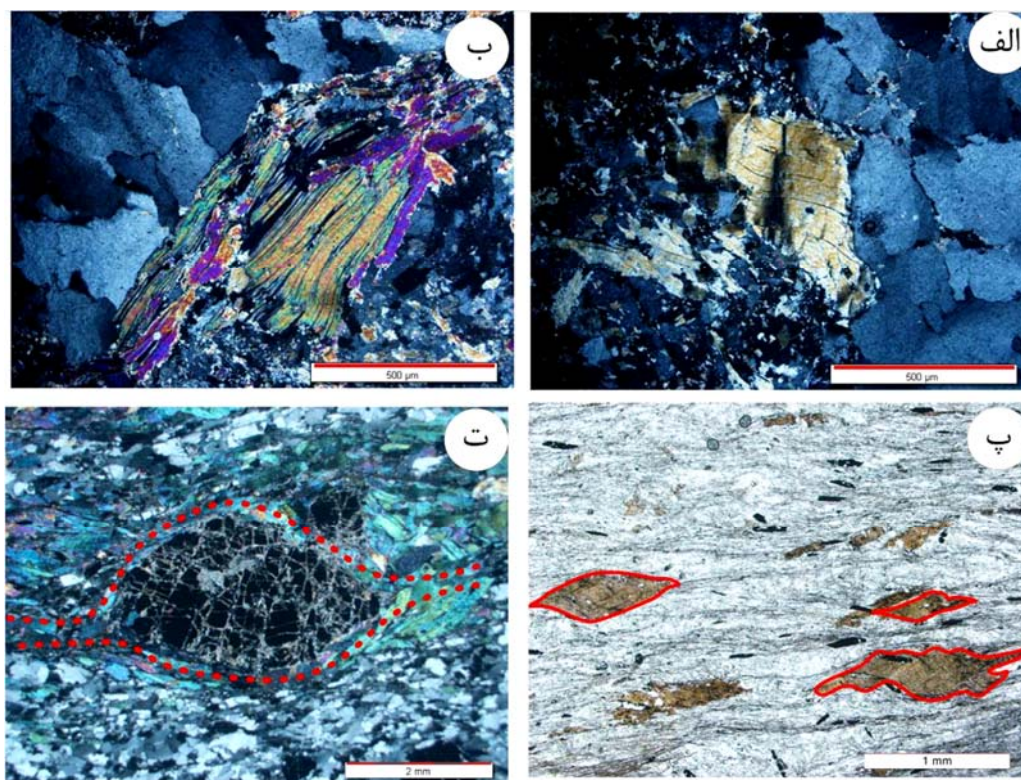
بلورهای قبل از تکتونیک (دگرریختی)، شامل تمامی بلورهایی هستند که قبل از آغاز دگرریختی در سنگ وجود داشته‌اند و هنوز هم قابل تشخیص می‌باشند.

در سنگ‌های مورد مطالعه، برای پوروفیروبلاست قبل از تکتونیک می‌توان به حالت خاموشی موجی در کوارتزها و مسکوویت‌ها (شکل ۳-۲۸) و شکستگی بلور پلاژیوکلاز اشاره نمود (شکل ۳-۲۶-الف). خاموشی موجی ناشی از اختلال در شبکه‌ی بلوری به دلیل ایجاد کرنش است. کانی‌های شکننده نظیر فلدسپات‌ها، در دماهای پایین و آهنگ‌های کرنش بالا، رفتار شکننده دارند و بنابراین، در خلال دگرریختی سنگ می‌شکنند. از شواهد دیگر پوروفیروبلاست‌های قبل از تکتونیک، حالت کینک (شکنج) و فلس ماهی در میکاها است (شکل ۳-۲۹-الف تا پ). همچنین در برخی موارد، برگوارگی موجود در

سنگ (بخصوص شیستوزیته) در اطراف پورفیروپلاست می چرخد و آن‌ها را دور می زند می تواند نشان-
دهنده این باشد که پورفیروپلاست قبل از تکتونیک رشد کرده است (شکل ۳-۲۹-ت).



شکل ۳-۲۸-الف و ب) خاموشی موجی در کوارتز و مسکوویت، در گنیس میلونیتی شده، همراه با ساب‌گرین شدن کوارتز.

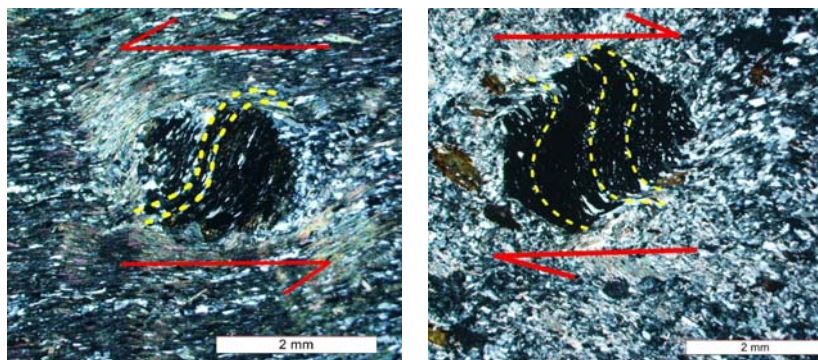


شکل ۳-۲۹-الف و ب) شکنج (کینگ باند) در بیوتیت‌ها؛ پ) ماهی میکا ت) برگواری بلور گارنت را دور زده و بیانگر این است که پورفیروپلاست گارنت قبل از تکتونیک است.

۲-۳-۴-۳ شناخت و تفسیر بلورهای همزمان با تکتونیک

اگرچه، در بیشتر سنگ‌های دگرگونی دگرریختی یافته، غالب فازهای زمینه، همزمان با دگرشکلی متبلور شده و رشد یافته‌اند، اما بیان صریح این‌که، یک بلور خاص، قبل یا همزمان با دگرریختی رشد یافته، غالباً مشکل است. علت این امر آن است که بلورهای همزمان با تکتونیک نیز غالباً تا حدود زیادی متحمل دگرریختی می‌شوند و در نتیجه، بعضی از ویژگی‌های بلورهای قبل از تکتونیک را بروز می‌دهند. اما، یک ویژگی بافتی شاخص آن‌ها که در بلورهای قبل از تکتونیک دیده نمی‌شود، فابریک‌های مربوط به صف‌آرایی اذخال‌هاست. (قاسمی، ۱۳۹۴).

معمول‌ترین فابریک اذخال‌های جهت‌یافته بلورهای همزمان با تکتونیک، فابریک اذخال‌های نوع S یا گلوله برفی است. همان‌طور که در شکل ۳-۳۰ مشاهده می‌شود، گارنت‌های دارای اذخال‌های نوع S (یا Z) در نمونه‌های گارنت‌شایست محمدآبادکوره گز وجود دارد. در رابطه با طرز تشکیل این فابریک، نظرات مختلفی بیان شده است. عده‌ای از محققین مانند (Spry, 1969) تشکیل آن را ناشی از چرخش پیوسته پورفایروبلاست در خلال رشد و عده‌ای دیگر تشکیل آن را ناشی از چرخش پیوسته جهت برگواگی زمینه سنگ در خلال رشد بلور می‌دانند. با توجه به این‌که دگرگونی در شرایط جامد انجام می‌شود و در خلال دگرگونی، معمولاً فابریک سنگ تغییر می‌کند، لذا نظریه چرخش جهت برگواگی، منطقی‌تر به نظر می‌رسد (قاسمی، ۱۳۷۸).



شکل ۳-۳۰ - الف) ساختار Z شکل اذخال‌های گارنت با سوی برش راست بر؛
ب) ساختار S شکل اذخال‌های گارنت با سوی برش چپ بر؛

فصل چہارم: شیمی کانیہا، دما-فشارسنجی و تحولات دگرگونی



۱-۴ مقدمه

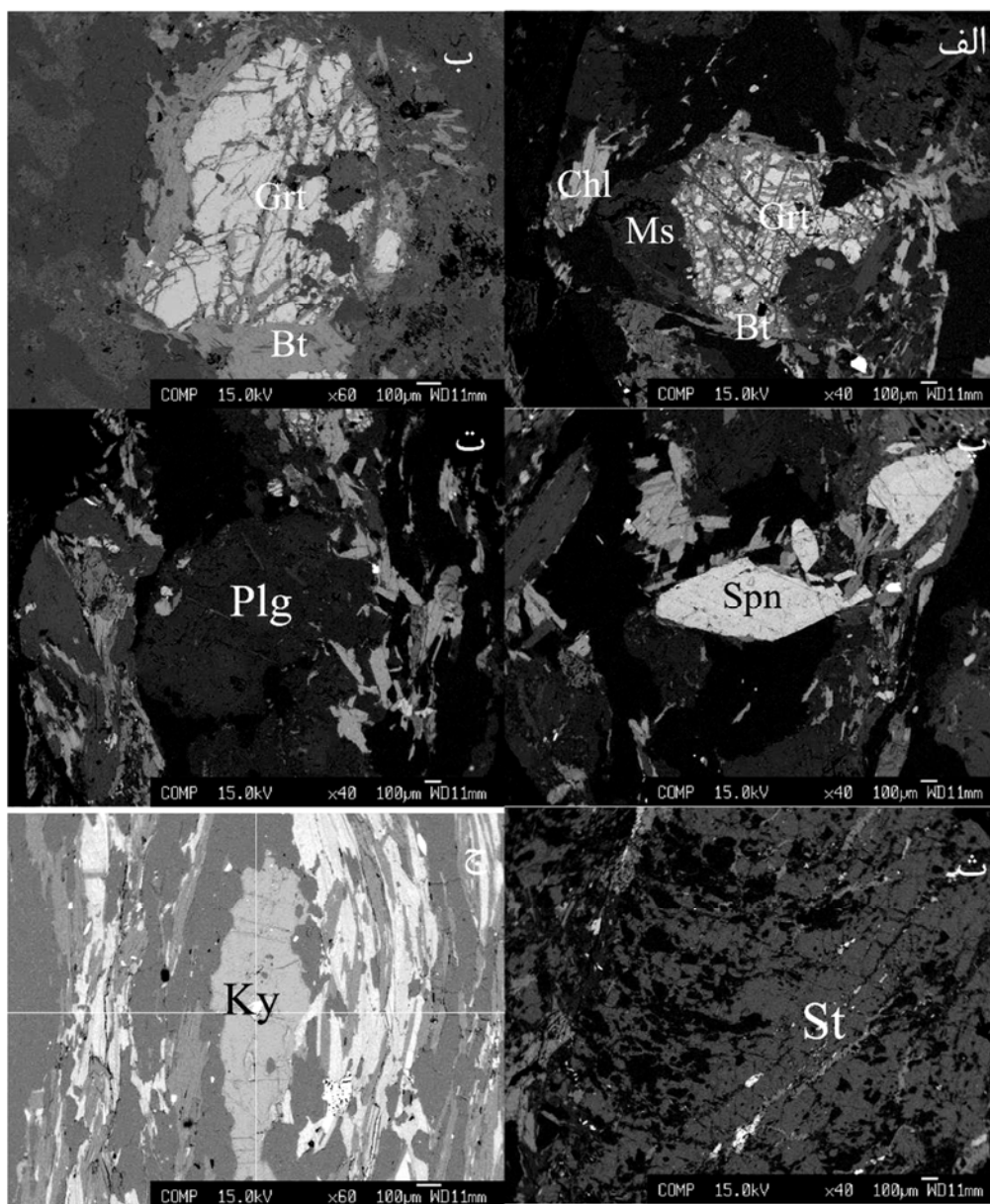
در مطالعه سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی یکی از اهداف مهم بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر حوادث دگرگونی (در تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی) است که با کمک شیمی کانی‌ها و روابط دما - فشارسنجی انجام می‌شود. تخمین دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی به منظور تشخیص و شناسایی ماهیت فرایند دگرگونی و شرایط زمین ساختی پوسسته، یکی از اهداف مهم در سنگ شناسی دگرگونی است. اغلب محاسبات دما- فشارسنجی در زمین شناسی، بر اساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی انجام می‌گیرد (Will, 1995). دما و فشار دگرگونی بر اساس همزیستی کانی‌های موجود در سنگ تعیین می‌شود، به طوری که شرایط تشکیل کانی‌های دگرگونی بیانگر شرایط حاکم بر دگرگونی است که به عوامل مختلفی از جمله ماهیت سنگ مادر دگرگونی، فعالیت سیال‌ها، دما و فشار بستگی دارد (Bucher & Frey, 1994; Miyashiro, 1994) در مطالعات کانی‌شناسی یکی از راه‌های بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده از آنالیزهای نقطه‌ای (EPMA) است. استفاده از شیمی کانی‌های شاخص دگرگونی در تعیین شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های دگرگونی همواره مورد توجه بوده است. در این فصل با استفاده از نتایج آنالیزهای نقطه‌ای به دست آمده، شیمی کانی‌ها در گروه‌های سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی، متابازیتی، گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها و به علاوه گابرو دیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین مشخص شده است. با استفاده از برنامه‌های صفحات گسترده، به تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی پرداخته شده است. در نهایت با در نظر گرفتن کلیه شواهد صحرائی، پتروگرافی و نتایج دما فشارسنجی به بررسی نوع رخداد‌های دگرگونی و تحولات سنگ‌شناسی مجموعه جندق - عروسان پرداخته و مسیر P-T دگرگونی ترسیم شده است.

۲-۴ شیمی کانی‌های سازنده سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین

۱-۲-۴ متاپلیت‌ها

به منظور تعیین نوع کانی‌ها بر اساس شیمی آنها، تعدادی از کانی‌های مورد نظر در سنگ‌های متاپلیتی (گارنت - میکاشیست، گارنت - استارولیت شیست، گارنت - کلریتوئید - استارولیت شیست،

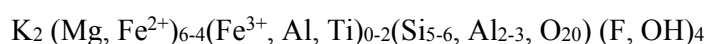
گارنت - استارولیت - کیانیت شیست و گارنت - گنیس) به روش آنالیز نقطه‌ای توسط ریزپردازنده الکترونی، آنالیز گردید. نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۴-۱ (بخش پیوست) و تصاویر الکترونی پس پراکنشی (Backscatter electron image) آنها در شکل ۴-۱ ارائه شده است.



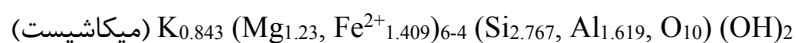
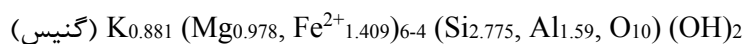
شکل ۴-۱- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانی‌های بارز سازنده متاپلیت‌ها: الف) گارنت، بیوتیت، مسکوویت و کلریت، ب) گارنت و بیوتیت، پ) اسفن، ت) پلاژیوکلاز، ث) پورفایروبلست استارولیت، ج) کیانیت. علائم اختصاری از Whitney & Evans (2010).

الف) بیوتیت

بیوتیت به علت داشتن ویژگی محلول جامد، یکی از کانی‌های سیلیکاته فرومنیزین پتاسیم‌داری است که می‌تواند در دامنه شرایط دما - فشار رخساره شیست‌سبز تا رخساره آمفیبولیت بالایی در سنگ‌های دگرگونی حضور داشته باشد و معمولاً طی دگرگونی پیشرونده ترکیب آن به‌طور منظم تغییر می‌کند (Bucher & Frey, 1994). این کانی یکی از مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده در شیست‌های جندق - عروسان است. فرمول عمومی بیوتیت به صورت زیر می‌باشد (Deer et al., 1966).



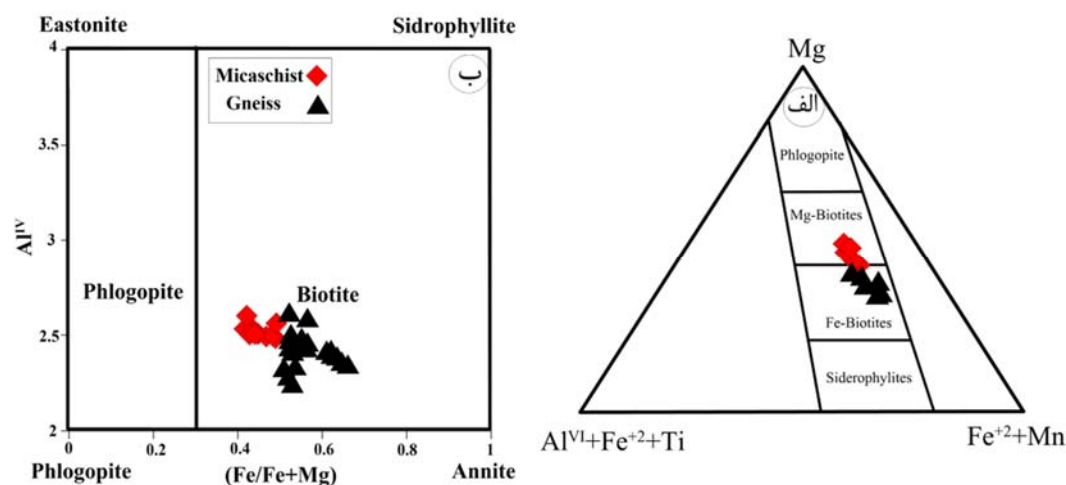
تعدادی از بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گارنت گنیس‌ها مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفتند. بر اساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای فرمول شیمیایی بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها و شیست‌ها به صورت زیر می‌باشد:



بر اساس مقادیر کاتیون‌های حاصل از آنالیز EPMA و طبق طبقه‌بندی (Foster, 1960)، بیوتیت‌های گنیس‌ها به گروه بیوتیت‌های آهن‌دار و بیوتیت‌های میکاشیست‌ها به گروه بیوتیت‌های منیزیم تا آهن‌دار تعلق دارند (شکل ۴-۲-الف). در نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ برای رده‌بندی میکاها (Deer et al., 1992)، تمامی بیوتیت‌ها در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند، ولی به قطب آنیت نزدیکتر هستند (شکل ۴-۲-ب). بر اساس این نمودار نیز، این بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن هستند. بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها، در مقایسه با بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها، دارای X_{Mg} پایین‌تر و مقدار X_{Fe} بالاتری هستند.

به طور معمول، مقادیر Fe و Mg موجود در بیوتیت و گارنت تابعی از دما هستند. گارنت در دماهای پایین به شدت تمایل به جذب Fe دارد. به عنوان مثال در دمای ۴۵۰ درجه سانتیگراد، بیوتیت‌های با

مقادیر متوسط Fe با گارنت‌های با محتوای Fe بسیار بالا همیافت می‌باشند. با افزایش دما، گارنت مقدار Mg بیشتری جذب می‌کند (Frost & Frost, 2014). ضریب توزیع Fe در دماهای بالاتر، کمتر از مقدار آن در دماهای پایین‌تر است. زیرا در دماهای بالاتر، در شبکه بلوری حساسیت کانی‌ها به اندازه یون‌هایی که موقعیت‌های اکتاهدری را اشغال می‌کنند، کمتر می‌شود و ضریب توزیع یونها (تا $KD = 1$) بیشتر می‌شود (Winter, 2001). موقعیت اکتاهدری در ساختار گارنت برای یون Mg^{+2} بسیار بزرگ است، لذا گارنت تمایل به جذب یون‌هایی همانند Ca^{+2} , Fe^{+2} و بخصوص Mn^{+2} دارد (Miyashiro, 1973). در دماهای بالا این حساسیت کمتر می‌شود. در دماهای پایین دگرگونی، X_{Fe} در گارنت بیشتر از مقدار آن در بیوتیت‌های همیافت است. به طوری که در مرحله گذر از زون بیوتیت به زون گارنت، اولین گارنت‌ها از Fe غنی‌ترند و بیوتیت باقیمانده از Mg غنی‌تر است (قاسمی، ۱۳۹۵). با افزایش دما، مقدار X_{Fe} در گارنت کاهش یافته و در بیوتیت‌های همیافت با آن افزایش می‌یابد. بنابراین بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌های مجموعه دگرگونی - آذرین جندق دارای X_{Fe} کمتر و X_{Mg} بالاتری نسبت به گنیس‌ها هستند. به این ترتیب، تغییرات X_{Fe} و X_{Mg} برای گارنت‌های همیافت با آنها برعکس می‌باشد.

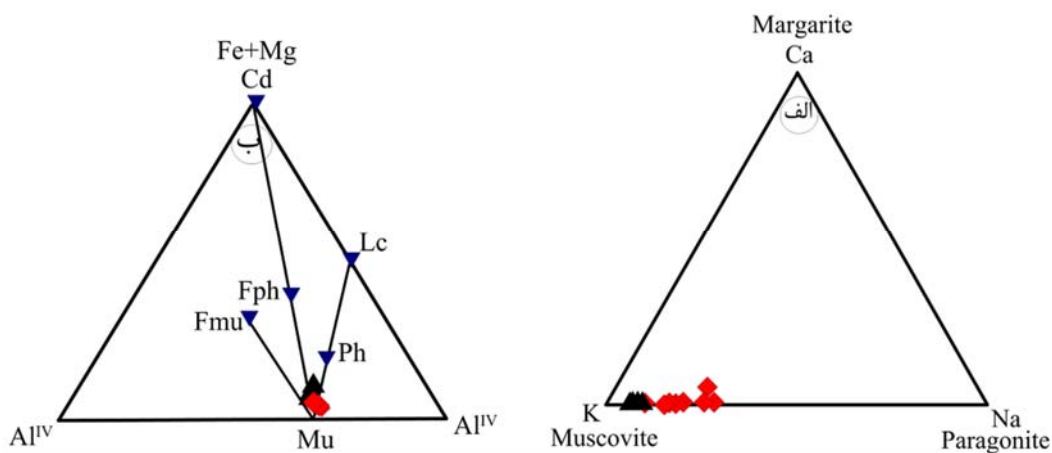


شکل ۴-۲- نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها (الف) نمودار مثلثی $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) - Mg - (Fe^{2+} + Mn)$ (Foster, 1960؛ ب) نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ برای رده‌بندی میکاشیست (Deer et al., 1992)

ب) مسکوویت

موسکوویت از جمله کانی‌های معمول در گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی است. این کانی دارای فرمول عمومی $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ می‌باشد. در این فرمول عناصری مانند Ca, Ba, Na و Cs, Rb ممکن است در جایگاه پتاسیم به جای این عنصر جانشین شوند. از جانشینی‌های دیگر می‌توان به جانشینی‌های $Li, Cr, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn$ به جای Al و F به جای OH نام برد (Deer et al., 1992). بر اساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای مسکوویت‌های مورد بررسی، فرمول شیمیایی آنها به صورت $K_{0.8}Al_2(Si_{3.1}Al_{0.68})O_{10}(OH)_2$ می‌باشد.

با توجه به نمودارهای (Feenstra 1996)، میکاهای سفید موجود در متاپلیت‌های منطقه جندق - عروسان، دارای ترکیب مسکوویت هستند (شکل ۳-۴). از آنجایی که مسکوویت نسبت به پاراگونیت در دماهای بالاتری متبلور می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۴) ترکیب مسکوویت در گنیس‌ها نسبت به میکاشیست‌ها، به قطب مسکوویت نزدیک‌تر هستند.

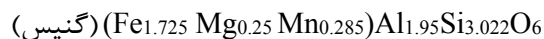
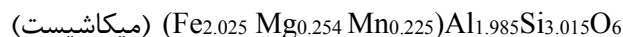


شکل ۳-۴- نمودارهای تعیین ترکیب مسکوویت‌ها (Feenstra 1996)؛ در هر دو نمودار مسکوویت نزدیک قطب مسکوویتی قرار می‌گیرند. مسکوویت‌ها در گنیس‌ها نسبت به میکاشیست‌ها به قطب مسکوویتی نزدیک‌ترند، این امر نشان‌دهنده افزایش درجه دگرگونی است. علائم همانند شکل ۲-۴ می‌باشد.

پ) گارنت

گارنت‌ها گروه مهمی از کانی‌های نروسیلیکاته هستند و در سیستم کوبیک متبلور می‌شوند. محلول جامد گارنت دارای شش عضو انتهایی اصلی بوده و تقریباً ویژه سنگ‌های دگرگونی است، هرچند که در برخی از سنگ‌های آذرین، گارنت به صورت باقی مانده و یا هیدروترمالی مشاهده می‌شود، گارنت همچنین به عنوان دانه‌های تخریبی در سنگ‌های رسوبی نیز یافت می‌شود (Deer et al., 1992). با توجه به سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در ترکیب گارنت‌ها شرکت می‌کنند و در نتیجه انواع مختلفی از گارنت‌ها ایجاد می‌شوند. گارنت‌ها دارای فرمول عمومی $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\emptyset_{12}$ هستند. در این فرمول X (جایگاه کاتیون‌های با عدد کئوردیناسیون ۶ مثل Al, Fe³⁺, Cr)، Z و ۸ (جایگاه کاتیون‌های با عدد کئوردیناسیون ۴ مثل Si, Ti) هستند. X، Y و Z معرف کاتیون‌ها و \emptyset مطابق با جایگاه آنیون‌ها به ویژه O می‌باشد (Locock, 2008; Li et al., 2018). گارنت و استارولیت از جمله کانی‌های مهمی هستند که می‌توانند شرایط و مسیر دما و فشار را در سرزمین‌های دگرگونی درجه بالا به موجب داشتن تعدادی واکنش مفید برای ترموبارومتري، بازسازی کنند (Zorigtkhuu et al., 2011). گارنت‌های ماگمایی فاقد منطقه‌بندی هستند و یا اینکه منطقه‌بندی معکوس دارند (مرکز فقیر و حاشیه غنی از Mn که با شرایط دمایی مطابقت می‌نماید) (Dahlquist et al., 2007). در مقابل گارنت‌های دگرگونی، دارای منطقه‌بندی عادی بوده و در مرکز از Mn غنی شده‌اند. گارنت یکی دیگر از کانی‌های سیلیکاته آهن و منیزیم‌دار است که به علت برخورداری از ویژگی محلول جامد بین عناصر Mn, Mg, Fe و Ca از یک طرف و همچنین محلول جامد بین عناصر Al, Fe³⁺ و Cr از سوی دیگر دارای دوام زیادی است و در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه متوسط تا بالا، به ویژه در متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها، پایدار است. تغییرات ترکیبی آن‌ها می‌تواند راهنمای مناسبی برای فهم تغییرات ژئوشیمیایی در طی مراحل رشد آن‌ها و تعیین شرایط دما - فشار دگرگونی باشد و ژئوترموبارومتر مناسبی به حساب می‌آید.

آنالیز نقطه‌ای بر روی تعدادی از گارنت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌ها انجام گرفت. فرمول شیمیایی گارنت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها بر اساس آنالیز نقطه‌ای به ترتیب به صورت زیر می‌باشد:



نمودار مثلثی Grs - (Alm+Sps) - Prp (شکل ۴-۴-الف) نشان می‌دهد که گارنت‌های آنالیز شده شیست‌ها و گنیس‌ها مجموعه دگرگونی جندق - عروسان همگی دارای ترکیب غنی از آلماندن هستند. پروفیل‌های ترکیبی (از حاشیه تا حاشیه مقابل) پورفیروبلاست‌های گارنت متعلق به گارنت - استارولیت‌شیست (BJA-175) (شکل ۴-۳-ب) نشان می‌دهند که:

X_{Mg} از مرکز به سمت حاشیه افزایش نسبتاً قابل توجهی نشان می‌دهد.

X_{Fe} از هسته به حاشیه افزایش یافته است.

X_{Ca} از هسته به سمت حاشیه‌ها کاهش می‌یابد. در نزدیکی حاشیه‌ها، کاهش X_{Ca} از شدت بیشتری

برخوردار است.

X_{Mn} از هسته به سمت حاشیه کاهش نشان می‌دهد. در بخش‌های میانی کاهش X_{Mn} ملموس‌تر و

قابل توجه‌تر است.

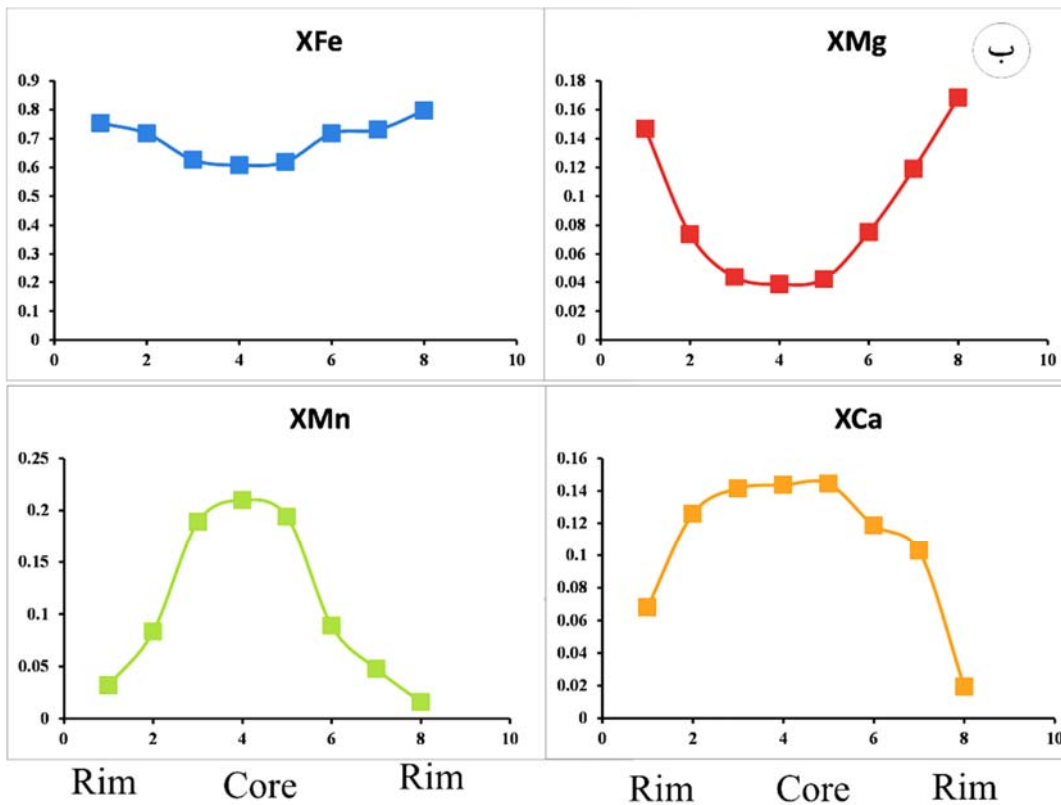
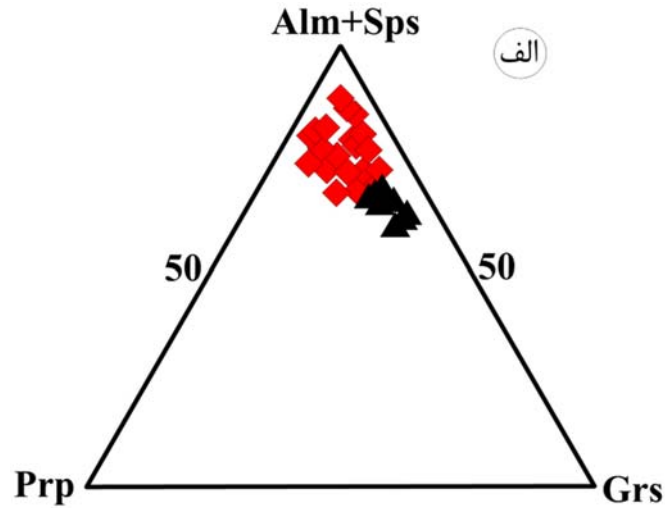
در مجموع، این نمودارها الگویی زنگوله‌ای شکل محدب یا مقعر نشان می‌دهند. بر اساس تغییراتی

که در این الگوها مشاهده می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که:

در طی رشد گارنت و افزایش درجه دگرگونی مقادیر آهن و منیزیم یا به عبارتی X_{Fe} و X_{Mg} گارنت‌ها

افزایش یافته و در مقابل مقادیر کلسیم و منگنز یا به عبارتی X_{Ca} و X_{Mn} کاهش می‌یابد. این تغییرات

در مجموع بیانگر افزایش شرایط دما و فشار در طی پیشرفت دگرگونی و رشد بلورهای گارنت می‌باشد.



شکل ۴-۴ الف) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Alm - Sps - Grs و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن. همانگونه که این شکل نشان می‌دهد، گارنت‌ها غنی از آلماندین هستند علامت همانند شکل ۲-۲ می‌باشد، ب) پروفیل‌های ترکیبی گارنت‌ها از حاشیه به حاشیه برای نمونه میکاشیستی (BJA-175).

پروفیل‌های ترکیبی گارنت‌های موجود در گنیس‌ها (BJA-306) (شکل ۴-۵-الف) تغییرات چندانی نشان نمی‌دهند. اما به صورت کوچک مقیاس (شکل ۴-۵-ب) تغییراتی نشان می‌دهد که عبارتند از: X_{Mg} الگویی نوسانی نشان می‌دهد. در مرکز بلور گارنت X_{Mg} زیادتر است. در سمت راست بلور مقدار X_{Mg} تقریباً یکنواخت است و تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهد. ولی در سمت چپ بلور تغییرات فزاینده دیده می‌شود.

X_{Fe} از مرکز به سمت حاشیه‌های بلور گارنت روندی تقریباً صعودی نشان می‌دهد (به غیر از یک نقطه در حاشیه سمت راست، که احتمال دارد متأثر از دگرسانی باشد). چون مقدار منیزیم این نقطه به مقدار قابل ملاحظه‌ای بالا است

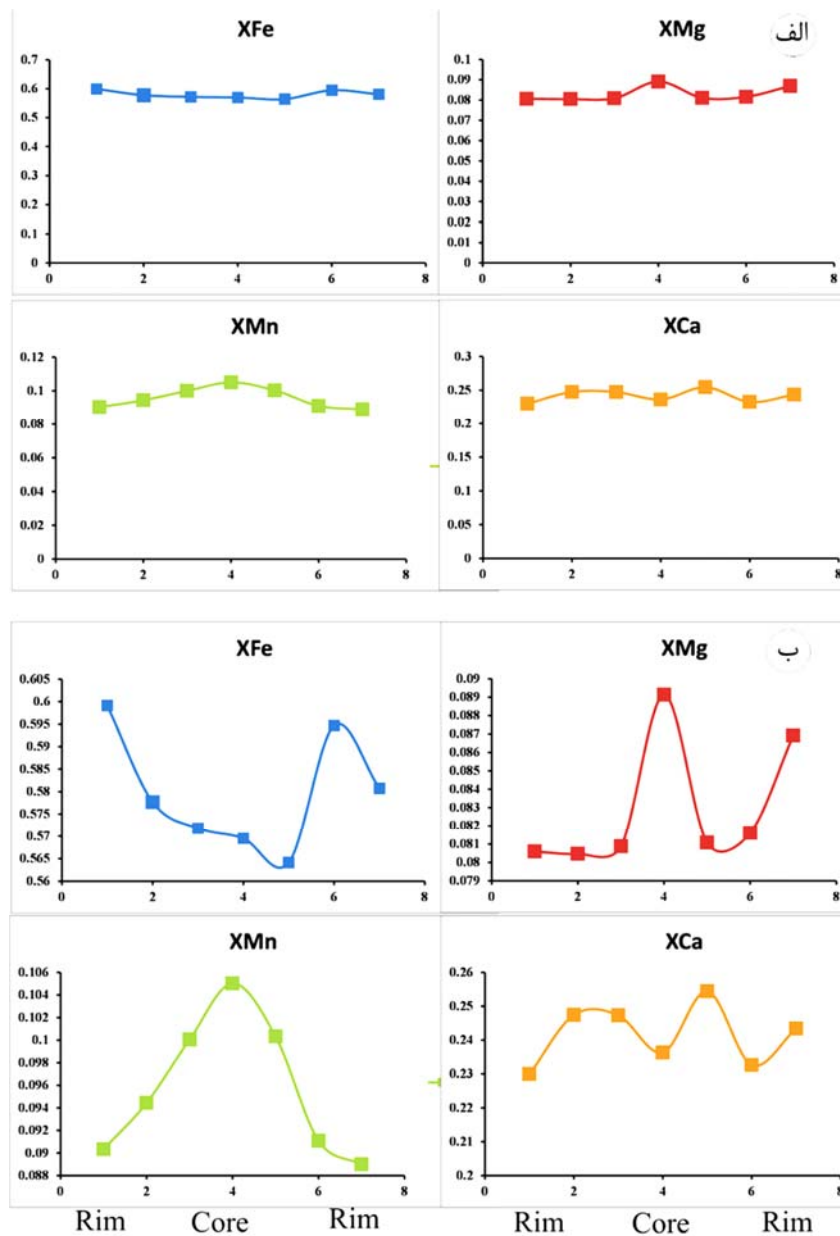
تغییرات X_{Ca} نیز نموداری نوسانی یا موجی شکل نشان می‌دهد و در طی رشد بلور از هسته به سمت حاشیه، تغییراتی در آن دیده می‌شود.

X_{Mn} از مرکز به سمت حاشیه کاهش تقریباً پیوسته‌ای را نشان می‌دهد.

تغییرات X_{Ca} و X_{Mg} گارنت‌ها معمولاً متأثر از نوسانات ترکیبی در طی رشد بلور، و تغییرات شرایط دما فشار می‌باشند (Eliwa et al., 2008). افزایش آلماندین و پیروپ و کاهش اسپسارتین و گروسولار از هسته گارنت به سمت حاشیه‌ها، نشان دهنده رشد پیوسته در طی دگرگونی پیشرونده است (Eliwa et al., 2008). تمرکز Mn در هسته گارنت‌ها، بدین صورت تعبیر می‌شود که Mn در ساختمان گارنت عنصر بسیار سازگاری است. به طوری که در اولین مراحل تشکیل گارنت، تمامی Mn در ساختمان آن متمرکز می‌شود و به تدریج محیط از Mn تهی می‌گردد. بنابراین مرکز گارنت نسبت به حاشیه آن از Mn غنی‌تر است (Vance & Holland, 1993). تغییرات Mg حاکی از تشکیل بلورهای گارنت در طی رخداد دگرگونی پیشرونده است. کاهش X_{Mg} در حاشیه‌ها ممکن است ناشی از تجزیه بلور گارنت باشد (Wilbur & Ague, 2006).

توزیع عناصر از هسته به حاشیه در بلورهای گارنت به نوع منطقه‌بندی، اثرات فرایندهای رشد بلوری و تأثیر سیالات دگرگونی بستگی دارد (Masoudi et al., 2006). درجه دگرگونی، آهنگ سرد شدن و

گرم شدن، ماهیت سیالات دگرگونی و ترکیب سنگ والد در توزیع عناصر Ca, Mg, Mn و Fe در پورفایروبلستهای گارنت مؤثر است. به طور کلی رشد منطقه‌ای (منطقه بندی) در گارنت با هسته‌های غنی از Mn و مقادیر بالای Fe و Mg در حاشیه‌ها مشخص می‌شود (Inui & Toriumi, 2004; Yardley, 1977).

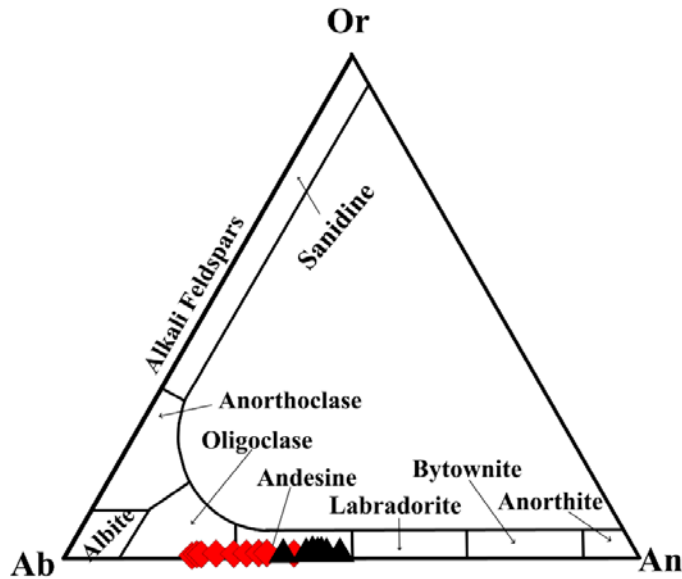


شکل ۴-۵- پروفیل‌های ترکیبی گارنت‌ها از حاشیه به حاشیه برای نمونه گنیسی (BJA-306).

معمولاً منطقه‌بندی گارنت در طی رشد آن توسط فرایندهای انتشار در حین سرد شدن و دگرگونی-های برگشتی به هم می‌ریزد و ممکن است باعث ایجاد منطقه بندی در حاشیه‌ها شود (Masoudi et al., 2006). در دگرگونی‌های پیشرونده، همگن شدن دردمای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد بسته به مدت زمان برقراری شرایط دمای بالا و اندازه دانه‌ها، باعث می‌شود عناصر سازنده بلورهای گارنت تغییرات چندانی نشان ندهند (Spear, 1995؛ Perchuk et al., 2008). به عبارتی دیگر در دماهای بالا اثر انتشار درون بلوری بیشتر می‌شود و به نظر می‌رسد منطقه بندی‌های قبلی حذف می‌شود (Abu El-Enen, 2011). از طرف دیگر Zeh (2006) بر این عقیده است که رشد سریع گارنت این توزیع یکنواخت را کنترل می‌کند.

ت) پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های متداول سنگ‌های آذرین بازیک، اسیدی و سنگ‌های دگرگونی محسوب می‌شود. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز می‌تواند معرف نوع رخساره دگرگونی باشد. به طوری که در رخساره شیست سبز ترکیب پلاژیوکلاز کاملاً سدیک بوده و با افزایش دمای دگرگونی این ترکیب به سمت ترکیبات کلسیک‌تر گرایش پیدا می‌کند (Ferry, 1978). در درجات دگرگونی ضعیف، تنها آل بیت (آنورتیت صفر تا ۱۰ درصد) پایدار می‌باشد. در رخساره شیست سبز فوقانی، الیگوکلاز شکل پایدار پلاژیوکلاز است. تحول آل بیت به الیگوکلاز ($An=17\%$) به صورت ناگهانی رخ می‌دهد. این ناپیوستگی را میتوان مرز رخساره شیست سبز به آمفیبولیت دانست. فرمول عمومی فلدسپارها به صورت XAl (1) Si_2-3O_8 (2) می‌باشد که در آن X می‌تواند شامل Na، K و یا Ca باشد. مطابق نمودار مثلثی Ab-Or-An (Deer et al. (1992)، ترکیب پلاژیوکلازها در میکاشیست‌ها، الیگوکلاز تا آندزین و پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها، از نوع آندزین هستند که نشانگر پیشرفت درجه دگرگونی است (شکل ۴-۶).

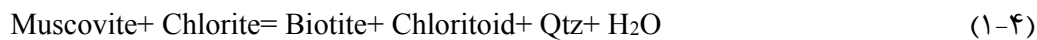


شکل ۴-۶- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به نمونه‌های میکاشیستی و گنیسی گارنت‌دار بر روی نمودار (Deer et al. (1992). علائم مانند شکل ۲-۲ می‌باشد.

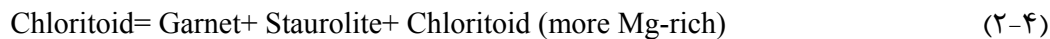
ث) کلریتوئید

با توجه به مشاهدات میکروسکوپی و روابط کانی‌شناسی بین کلریتوئید و کانی‌های همزیست می‌توان نتیجه گرفت که کلریتوئید به صورت زیر تشکیل شده‌است:

۱- برخی از کلریتوئیدها به صورت پورفایروبلاست مستقل رشد کرده‌اند و برگوارگی سنگ میزبان خود را قطع کرده‌اند و از نوع پورفایروبلاست‌های بعد از تکتونیک به حساب می‌آیند. این دسته از کلریتوئیدها طبق واکنش زیر و به خرج از بین رفتن کلریت و مسکوویت تشکیل شده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۴).



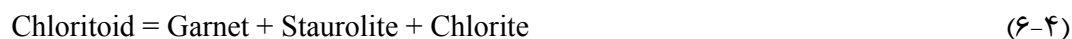
۲- کلریتوئید و استارولیت دارای مرز تماس با یکدیگر می‌باشند و به نظر می‌رسد به صورت همزمان تشکیل شده‌اند. کانیهای ذکر شده با کلریت، مسکوویت و بیوتیت همراه هستند و به احتمال زیاد طبق واکنش زیر تشکیل شده‌اند (Albee, 1972).



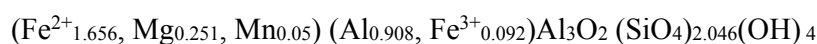
۳- به نظر می‌رسد استارولیت به خرج از بین رفتن کلریتوئید (یا کلریت، مسکوویت و کلریتوئید) رشد کرده است. مرز تماس کلریتوئید با استارولیت اکثراً دنداندار می‌باشد و بقایایی از کلریت و کلریتوئید در درون استارولیت به صورت ادخال مشاهده می‌شود. به احتمال زیاد این تحولات طبق واکنش‌های زیر صورت گرفته است (Karabinos, 1985; Rao & Johannes, 1979; Albee, 1972):



۴- در مواردی مشاهده می‌شود که کلریتوئید مصرف شده و به جای آن گارنت و استارولیت همراه با کلریت یا بیوتیت تشکیل شده است. احتمالاً این تغییرات حاصل انجام واکنش‌های (۴-۶) تا (۴-۱۰) می‌باشد و نشانه افزایش دما و فشار در طی بروز فرایند دگرگونی می‌باشد (Albee, 1972; Ganguly, 1969; Lal & Ackermann, 1979; Rao & Johannes, 1979):



عدد کاتیونی برحسب ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. فرمول شیمیایی محاسبه شده برای این کانی به صورت زیر می‌باشد:

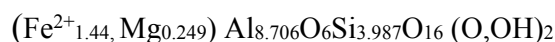


بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای، کلریتوئیدهای مورد مطالعه در نمودار Mn-Mg-Fe²⁺ نزدیک به قطب آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷-الف).

ج) استارولیت

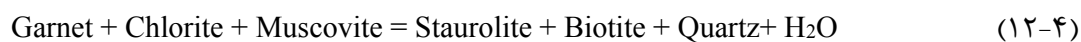
استارولیت به عنوان یکی از کانی‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیتی، در سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق- عروسان در پیرامون روستای مخروبه اوسائن در مقیاس نمونه دستی تا مقاطع نازک مشاهده شده است. همراه با استارولیت، کانی‌های بارز دیگری نظیر کلریتوئید، گارنت و کیانیت نیز یافت شده‌اند.

استارولیت در طیف وسیعی از تغییرات فشار (۴/۵ تا ۱۰ کیلوبار)، و البته در مقابل در دامنه محدودی از تغییرات دما (حدود ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد) پایدار است (Hollocher, 2014). این شرایط دما - فشار بر بخشی از قلمرو رخساره آمفیبولیت منطبق است. موقعیت ترکیبی استارولیت‌های آنالیز شده در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی جندق بر روی نمودار AFM (که از ترکیب مسکوویت تصویرگیری شده است) کاملاً بر ترکیب معمول استارولیت‌ها منطبق است (شکل ۶-۶-ب). فرمول شیمیایی این کانی بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای به صورت زیر است:



با توجه به مشاهدات میکروسکوپی و روابط کانی‌شناسی بین بلورهای استارولیت‌ها و کانی‌های همزیست می‌توان نتیجه گرفت که استارولیت‌ها به صورت زیر تشکیل شده‌اند:

۱- استارولیت به صورت پورفیروبلاست مستقل رشد کرده و برگوارگی سنگ میزبان خود را قطع کرده است و به خرج از بین رفتن کلریت، مسکوویت و یا گارنت تشکیل شده است. این تحولات احتمالاً طبق واکنش‌های زیر صورت گرفته‌اند (Pattison & Spear, 2017; Spear, 1993; Winkler, 1979):



۲- به نظر می‌رسد برخی از استارولیت‌ها به خرج از بین رفتن کلریتوئید رشد کرده‌اند (به مبحث کلریتوئید رجوع شود).

چ) کیانیت

کیانیت نیز همانند استارولیت یکی از کانی‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیتی است که در سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق - عروسان در پیرامون روستای اوسائن یافت شده است، البته این کانی فقط در مقیاس مقاطع نازک مشاهده شده است. کانی‌های بارز دیگری نظیر کلریتوئید، گارنت و استارولیت نیز همراه کیانیت یافت شده‌اند.

کیانیت، فراوانترین پلی مورف Al_2O_3 است که در شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت‌میانی (فشارهای ۶ تا ۸ کیلوبار و دماهای ۶۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد) یافت می‌شود. همیافتی کیانیت و استارولیت از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های معمول در شرایط رخساره آمفیبولیت‌بالایی است (قاسمی، ۱۳۹۵ و ۱۳۹۴). شکل ۴-۷- ب موقعیت ترکیبی کیانیت‌های آنالیز شده را بر روی نمودار AFM را نشان می‌دهد که کاملاً بر موقعیت ترکیبی کیانیت‌ها منطبق است (شکل ۴-۷- ب). فرمول شیمیایی محاسبه شده بر اساس نتایج آنالیز نقطه ای به صورت زیر است:

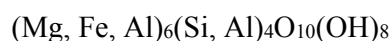


با توجه به مشاهدات میکروسکوپی و بررسی روابط کانی‌شناسی بین کیانیت‌ها و کانی‌های همزیست می‌توان نتیجه گرفت که کیانیت‌ها احتمالاً از طریق واکنش‌های زیر تشکیل شده‌اند (Spear, 1993):



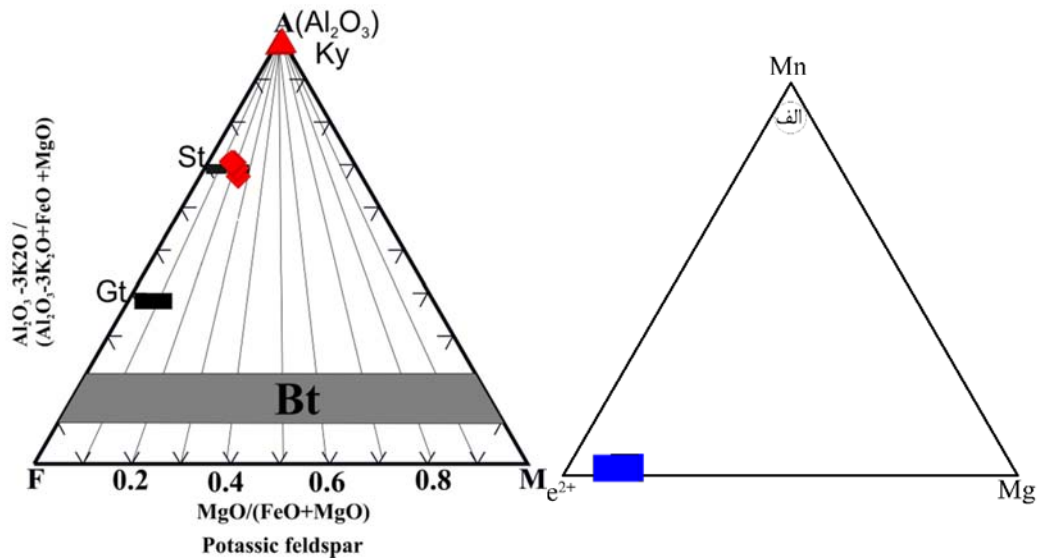
ح) کلریت

کلریت‌ها از مهم‌ترین گروه فیلوسیلیکات‌های سنگ‌ساز هستند. فرمول کلی آنها به صورت زیر است:

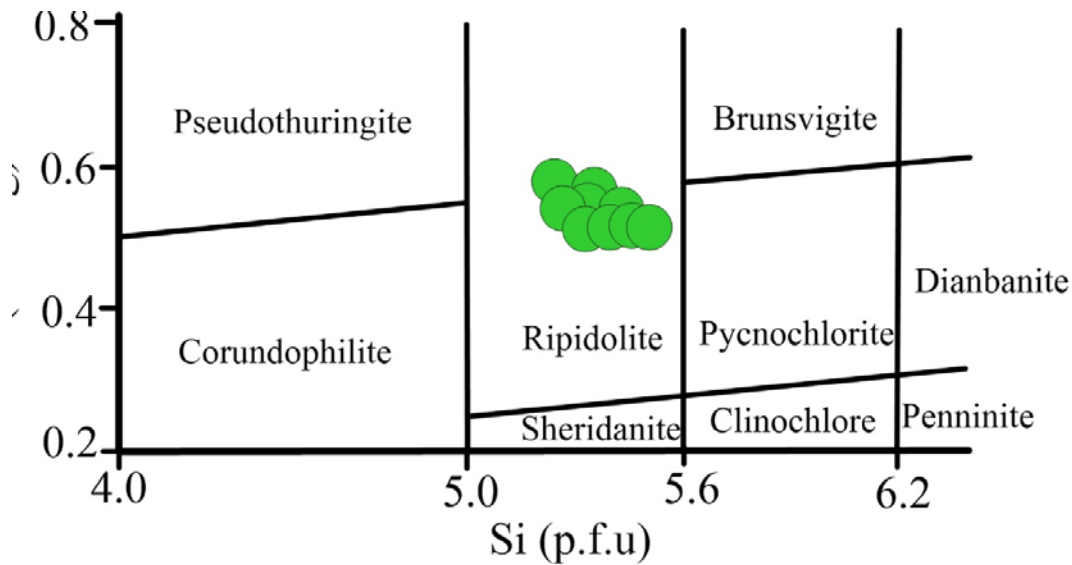


گروه کلریت محدوده ترکیبی وسیعی را نشان می‌دهد که می‌تواند منعکس کننده شرایط فیزیکوشیمیایی کانی‌هایی باشد که از آن به وجود آمده است (Cathelineau, 1988; Cathelineau & Nieva, 1985).

ترکیب شیمیایی سنگ میزبان، ترکیب شیمیایی سیال، فوگاسیته اکسیژن، فعالیت یون‌های Mg^{2+} و Fe^{2+} ، غلظت سولفور، pH یا غلظت یونی سیال از عوامل کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی کلریت هستند (Ciesielczuk, 2002) براساس نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Si (Hey, 1954)، کلریت‌ها از نوع ریپیدولیت هستند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۷- الف) موقعیت قرارگیری کلریتوئید در قطب نزدیک به Fe²⁺؛ ب) موقعیت ترکیبی استارولیتها و کیانیت-های مجموعه جندق بر روی نمودار AFM (تصویرگیری با توجه به موسکوویت انجام شده است). پارامترهای A, F و M به شرح زیر محاسبه شده است: $M = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Al/2)$, $F = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg + Al/2)$, $A = (Al/2) / (Fe^{2+} + Mg + Al/2)$



شکل ۴-۸- ترکیب شیمیایی کلریت‌های آنالیز شده متعلق به

متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان در نمودار طبقه‌بندی کلریت‌ها (Hey, 1954).

خ) اسفن

اسفن یکی از کانی‌های متداول اغلب سنگ‌ها است، عمدتاً به عنوان یک کانی فرعی محسوب می‌شود و اغلب به صورت پراکنده و نیمه شکل‌دار مشاهده می‌گردد. ترکیب شیمیایی این کانی با ترکیب ایده‌آل آن متفاوت می‌باشد و این ویژگی توسط پارامترهای وسیعی از قبیل فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فوگاسیته آب کنترل می‌گردد (Harlov et al., 2006; Frost et al., 2001). مطالعات آزمایشگاهی بر روی اسفن نشان داده است که محتوای Fe و Al این کانی با تغییرات فشار حاکم بر محیط تشکیل آن متناسب است و با دما رابطه معکوس دارد (Smith, 1981; Troitzch & Elli, 2002). در بسیاری از اسفن‌های با منشاء دگرگونی، با افزایش میزان TiO_2 هر دو عنصر Fe و Al کاهش می‌یابند. بر اساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای تعدادی از اسفن‌های متعلق به گنیس‌های گارنت‌دار مجموعه جندق - عروسان، ترکیب شیمیایی اسفن‌های موجود در آن‌ها به صورت زیر است: $Ca_{1.196}Ti_{1.102}Si_{1.201}$

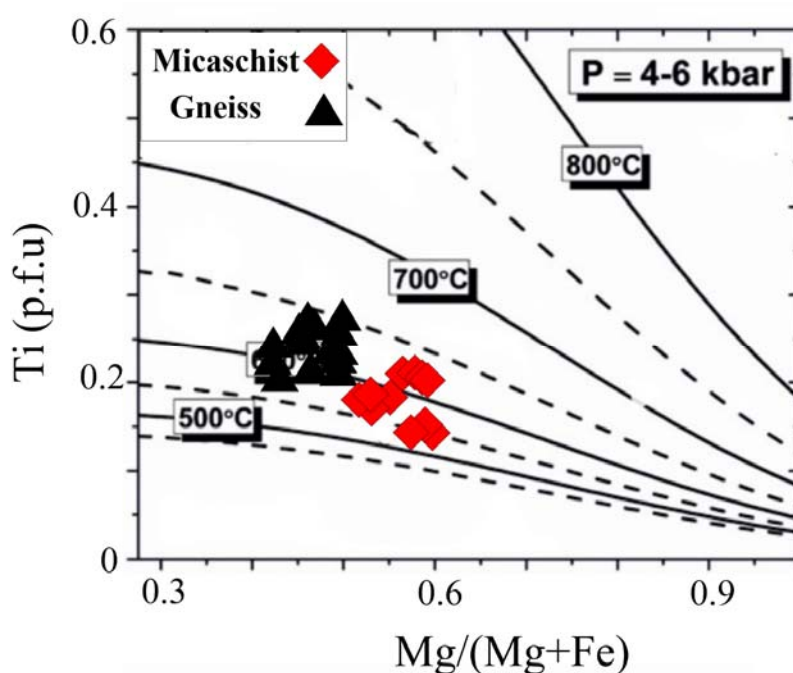
۴-۲-۲ دما فشارسنجی متاپلیت‌ها

۴-۲-۲-۱ دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti محسوب می‌شود. از این رو، از ژئوترمو متر Ti در بیوتیت برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها استفاده می‌شود. میزان Ti موجود در بیوتیت وابسته به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست می‌باشد (Guidotti & Sassi, 2002). دما بیشترین تأثیر را بر روی میزان Ti در بیوتیت دارد و با افزایش دما میزان Ti افزایش می‌یابد (Henry et al., 2005). همچنین میزان Ti در بیوتیت، به طور کلی با افزایش مقدار آهن افزایش می‌یابد (Abrecht & Hewitt, 1988). دماهایی که بر اساس ژئوترمو متر Ti در تک کانی بیوتیت به دست می‌آید بر اساس تصویرگیری مقادیر Ti و $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ یا بر اساس فرمول زیر قابل تخمین و محاسبه است (Henry et al., 2005).

$$T(^{\circ}C) = \{(\ln(Ti) + 2.3594 + 1.7283(X_{Mg})^3) / (4.6482 * 10^{-9})\}^{0.333}$$

با استفاده از این روش، بیوتیت‌های موجود در گارنت میکاشیست‌ها، دمای بین 544°C تا 598°C و بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها، محدوده دمای بین 612°C تا 646°C را نشان می‌دهند که با شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت (بخش‌های میانی آن) مطابقت دارد. بنابراین گارنت میکاشیست‌های مورد مطالعه شرایط دما - فشار رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت و گنیس‌ها شرایط رخساره آمفیبولیت میانی - بالایی را نشان می‌دهند. نتایج حاصل از دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن بر روی نمودار (شکل ۴-۹) ارائه شده است.



شکل ۴-۹- خطوط هم‌دمای ترسیم شده بر روی نمودار تعداد اتم‌های Ti

در واحد ساختاری بیوتیت در مقابل # Mg (Henry et al., 2005).

۲-۲-۲-۴ دما فشارسنجی گارنت - بیوتیت - پلاژیوکلاز - کوارتز

زمین‌فشارسنج‌های مختلفی برای مجموعه کانیهای پلیتی گارنت - آلومینوسیلیکات - پلاژیوکلاز تا کنون ارائه شده‌است که از مهمترین آنها می‌توان به روش‌های GASP (Ferry & Spear, 1982; Hodges & Spear, 1982) اشاره کرد. از آنجایی‌که، کانی‌های آلومینوسیلیکات‌های که به طور گسترده

در این روش‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، همیشه در متاپلیت‌ها وجود ندارند، فشارسنج‌های نامبرده و همچنین فشارسنج گارنت - آلومینوسیلیکات - پلاژیوکلاز - کوارتز که به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرند، کاربردی ندارند و به کارگرفتن فشارسنج‌های بدون آلومینوسیلیکات ضروری به نظر می‌رسد. (Wu et al. 2004) فشارسنج GBPQ (گارنت - بیوتیت - پلاژیوکلاز - کوارتز) را برای متاپلیت‌های فاقد آلومینوسیلیکات ارائه کردند. فشارسنج GBPQ بر اساس واکنش‌های انتقالی محض (Net transfer) بین گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (برای اعضاء نهایی Fe, Mg) به دست می‌آید که در شرایط فیزیکی $P=1.0-11.4 \text{ Kbar}$ و $T=515-878 \text{ C}^\circ$ بر اساس دماهای تعیین شده به روش گارنت - بیوتیت و فشارهای تعیین شده به روش GASP از ۲۲۴ نمونه متاپلیتی آلومینوسیلیکات‌دار جمع‌آوری شده از مطالعات مختلف کالیبره شده است. فرمول‌های فشارسنجی این روش، ابزاری کاربردی برای پلیت‌های دگرگون شده در شرایط دمایی ۵۱۵-۸۷۸ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱/۴-۱ کیلوبار در طیف ترکیبی $X_{\text{gros}} > 3\%$ در گارنت، $X_{\text{an}} > 17\%$ در پلاژیوکلاز و $X_{\text{bio Al}} > 3\%$ در بیوتیت می‌باشد. لذا به کارگرفتن این روش در محدوده کالیبره شده باید با احتیاط صورت گیرد. فشارسنج GBPQ برای متاپلیت‌های درجه متوسط تا بالای آلومینوسیلیکات‌دار و بدون آلومینوسیلیکات هردو کاربرد دارد.

جهت تخمین دما و فشار حاکم بر دگرگونی از صفحات گسترده موجود به روش GBPQ کالیبره شده، توسط (Wu et al. 2004) استفاده شد. بر این اساس محدوده دمایی ۵۸۰ تا ۶۰۳ و ۵۸۸ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد به ترتیب برای میکاشیست‌ها و گنیس‌ها و فشار ۶/۵ تا ۹ کیلوبار برای میکاشیست‌ها و ۹ تا ۱۲/۵ کیلوبار برای گنیس‌ها تعیین شده‌است (جدول ۴-۲).

جدول ۴-۲- نتایج دما فشارسنجی متاپلیت‌های جندق - عروسان بر اساس روش (Wu et al., 2004) GBPQ.

Sample Spots No.	144	144	169	169	210	210	306	306
Fe ³⁺ %in biotite	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116
Xalm	0.64	0.58	0.62	0.6	0.52	0.53	0.592	0.564
Xpyr	0.07	0.06	0.08	0.1	0.06	0.07	0.082	0.082
Xgros	0.26	0.29	0.29	0.24	0.37	0.36	0.234	0.252
Xsps	0.03	0.07	0.01	0.06	0.05	0.04	0.092	0.102
Xan	0.14	0.38	0.22	0.19	0.45	0.44	0.444	0.451
Xab	0.81	0.62	0.77	0.81	0.55	0.55	0.551	0.545
Xor	0.05	0	0	0	0	0	0.005	0.004
LnKd(Mg)	-4.68	2.94	-1.97	-2.59	3.17	-3.21	4.889	4.734
LnKd(Fe)	-11.05	-3.29	-9.17	-8.65	3.17	2.95	-1.006	-0.1.135
T(GB, °C)	589.47	595.11	548.45	619.67	530.73	521	620.461	629.589
P(GBPQ, ave)	12410.96	9121.1	10318.8	12049.1	5451.3	5626.8	8574.6	8902.9
P(GBPQ, Model 1)	12247.26	8944.6	10202.4	11910.4	5329.3	5477.9	8447.8	8766.4
P(GBPQ, Model 2)	12574.66	9297.6	10435.2	12187.9	5573.3	5775.8	8701.3	9039.5

۴-۲-۳- دماسنجی گارنت - بیوتیت

توزیع Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت تابع دما است (Ferry & Spear, 1978). به علت اینکه تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبادلات مورد نظر بسیار کم و تغییرات آنترپی نسبتاً زیاد می باشد، در نتیجه واکنش‌های تبدالی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می کند و برای استفاده به عنوان ترمومتر مناسب هستند (Thompson, 1982).

از بین همه ژئوترمومترها، ترمومتر تبدالی Fe-Mg گارنت - بیوتیت، متداولترین ترمومتر می باشد، چون برای سنگ‌های زیادی که طیف وسیعی از درجات دگرگونی را پوشش می دهند، از کاربرد گسترده-ای برخوردار است. ترمومتر گارنت - بیوتیت به طریق تجربی، کالیبره شده است. حداقل ۱۸ نسخه از دماسنج تبدالی گارنت-بیوتیت در دسترس است و به طور گسترده مورد استفاده قرار می گیرند. واکنش تبادل Fe-Mg بین فلوگوپیت - آنیت و آلماندین - پیروپ به صورت زیر است:



فلوگوپیت آلماندین آنیت پیروپ

با توجه به حضور بیوتیت و گارنت در دو سمت این واکنش، ΔG واکنش بسیار کم خواهد بود و به همین دلیل این واکنش به عنوان دماسنجی مناسب در مطالعات دما - فشارسنجی مورد استفاده قرار می گیرد (Frost & Frost, 2014).

Ferry & Spear (1978) داده‌های آزمایشگاهی بر روی تبادل Fe-Mg بین آنیت-فلوگوپیت و آلماندن-پیروپ سنتز شده در سیستم‌ها با نسبت $Fe/(Fe+Mg) = 0.9$ ثابت نگه داشته شده ارائه کردند و معادله زیر را بدست آوردند:

$$T (^{\circ}C) = \{[2089 + 9.56 P (Kbar)] / (0.782 - \ln KD)\} - 273$$

$$K_D = (Fe/Mg)_{Bt} / (Fe/Mg)_{Grt}$$

از آنجا که محلول جامد سازندگان اضافی بر این دماسنج اثر می‌گذارد، پیشنهاد کردند این دماسنج باید برای گارنت‌های با مقدار Ca و Mn پایین و بیوتیت‌های با Al^{VI} و Ti پایین به کار رود به گونه‌ای که مقادیر این سازندگان باید به صورت نسبت‌های زیر باشد:

$$\leq 0.2 (Ca + Mn) / (Ca + Mn + Fe + Mg)$$

$$+Ti + Mg + Fe) \leq 0.15 + Ti) / (Al^{VI} (Al^{VI}$$

Perchuk and Lavrent'eva (1983) معادله زیر را برای ترکیبات دارای $Fe / (Fe + Mg) = 0.3-0.7$

ارائه کردند و معادله زیر را بیان کردند:

$$T (^{\circ}C) = \{[3890 + 9.56 P(Kbar)] / (2.868 - \ln KD)\} - 273$$

دماهای بدست آمده از این روش در دماهای محدوده ۵۰۰ درجه سانتیگراد، ۳۰ درجه بالاتر و در

دماهای محدوده ۷۰۰ درجه سانتیگراد، ۶۰ درجه پایین‌تر از دماهای تعیین شده به روش (Ferry and

Spear, 1978) است (Bucher & Grapes, 2011)

پارامترهای لازم برای دماسنج گارنت - بیوتیت کالیبره شده توسط (Bhattacharya et al., 1992)

به شرح زیر است:

$$a) T(HW) = [20286 + 0.0193 P - \{2080 (X^{Grt}_{Mg})^2 - 6350 (X^{Grt}_{Fe})^2 - 13807 (X^{Grt}_{Ca})(1 - X^{Grt}_{Mn}) + 8540 (X^{Grt}_{Fe})(X^{Grt}_{Mg})(1 - X^{Grt}_{Mn}) + 4215 (X^{Grt}_{Ca})(X^{Grt}_{Mg} - X^{Grt}_{Fe})\} + 4441 (2 X^{Bt}_{Mg} - 1)] / [(13.138 + 8.3143 \ln KD + 6.276 (X^{Grt}_{Ca})(1 - X^{Grt}_{Mn}))]$$

$$b) T(GS) = [13538 + 0.0193 P - \{837 (X^{Grt}_{Mg})^2 - 10460 (X^{Grt}_{Fe})^2 - 13807 (X^{Grt}_{Ca})(1 - X^{Grt}_{Mn}) + 19246 (X^{Grt}_{Fe})(X^{Grt}_{Mg})(1 - X^{Grt}_{Mn}) + 5649 (X^{Grt}_{Ca})(X^{Grt}_{Mg} - X^{Grt}_{Fe})\} + 7972 (2X^{Bt}_{Mg} - 1)] / [(6.778 + 8.3143 \ln KD + 6.276 (X^{Grt}_{Ca})(1 - X^{Grt}_{Mn}))]$$

$$K_D = (X_{Mg} / X_{Fe})^{Bt} / (X_{Mg} / X_{Fe})^{Grt}$$

$$X^{Grt}_{Fe} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Mg}^{Grt} = Mg / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Mn}^{Grt} = Mn / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Mg}^{Bt} = Mg / (Fe^{2+} + Mg)$$

کالیبراسیون (1991) Dasgupta et al. شامل پارامترهای مورد استفاده به شرح زیر است:

$$T = (4301 + 3000 X_{Ca}^{Grt} + 1300 X_{Mn}^{Grt} - 495 (X_{Mg} - X_{Fe})^{Grt} - 3595 X_{AlVI}^{Bt} - 4423 X_{Ti}^{Bt} +$$

$$1037 (X_{Mg} - X_{Fe})^{Bt} + 0.0246 P) / (1.85 - R \ln K_D)$$

$$K_D = (Mg/Fe)^{Grt} / (Mg/Fe)^{Bt}$$

$$X_{Fe}^{Grt} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Mg}^{Grt} = Mg / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Mn}^{Grt} = Mn / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$$

$$X_{Mg}^{Bt} = Mg / (Fe^{2+} + Mg + Al^{VI} + Ti)$$

و معادله محاسبه دما و ضریب توزیع در کالیبراسیون (1982) Thompson به شرح زیر است:

$$T = (2739.646 + 0.0234P) / (\ln K_D + 1.56)$$

$$K_D = (Mg/Fe)^{Grt} / (Mg/Fe)^{Bt}$$

با استفاده از روش دماسنجی گارنت- بیوتیت از ۸ کالیبراسیون نامبرده و پارامترهای معرفی شده رایج در فشار حدود ۴-۶ کیلو بار محدوده‌های دمایی مناسبی برای سنگهای مورد مطالعه بدست آمده است (جدول ۴-۳). بر اساس این روش، دماهای تعادل و توقف تبادلات کاتیونی ۴۳۱ تا ۶۰۰°C برای میکاشیست‌ها و دماهای ۶۱۵ تا ۷۱۹°C برای گنیس‌ها‌های گارنت‌دار تعیین شده‌است. محدوده دمایی بدست آمده با شرایط رخساره شیست‌سبز تا رخساره آمفیبولیت میانی برای میکاشیست‌ها و آمفیبولیت بالایی برای گارنت گنیس‌ها می‌باشد که با شواهد کانی‌شناسی این سنگ‌های مورد مطالعه کاملاً مطابقت می‌کند.

جدول ۳-۴. نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی زوج بیوتیت- گارنت در سنگ‌های متاپلیتی جندق - عروسان.

Samples	گنیس						میکاشیست		
	spots	144	144	144	169	169	169	234	234
Mg/(Mg+Fe)Grt	0.1	0.08	0.1	0.11	0.14	0.14	0.038	0.044	0.038
Mg/(Mg+Fe)Bt	0.43	0.44	0.45	0.41	0.4	0.4	0.237	0.145	0.21
KD	7.28	8.72	7.6	5.66	4.24	4.06	7.82	3.737	6.668
Alm	0.59	0.49	0.65	0.63	0.61	0.62	0.867	0.869	0.867
Sps	0.07	0.13	0.03	0.01	0.06	0.05	0.025	0.018	0.025
Prp	0.06	0.04	0.07	0.08	0.1	0.1	0.035	0.04	0.035
Grs	0.28	0.34	0.25	0.28	0.24	0.23	0.073	0.074	0.073
T(Co)B92-HW	555	514	558	622.06	667.5	679.86	503.25	663.45	529.92
T(Co)B92-GS	528	471	543	607.15	650.2	666.9	470.51	637.82	494.19
T(Co)Dasg91	564	548	537	629.6	711.74	718.85	431.12	647.82	476.06
T(Co)FS78	499	452	488	576.7	686.33	705.51	479.81	744.52	524.6
T(Co)HS82	601	570	579	682.81	779.4	794.82	507.47	775.1	552.96
T(Co)PL83	538	509	531	582.25	639.24	648.57	526.04	667	552.77
T(Co)T76	533	494	523	594.6	677.57	691.58	516.95	719.65	553.37
T(Co)HL77	523	489	515	577.72	649.14	661.05	509.47	684.78	541.65
T(Co) average	542.63	505.88	534.25	609.11	682.64	695.89	493.08	692.52	528.19

KD: ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت که با استفاده از رابطه $KD = (1 - Mg/(Mg + Fe)_{Grt}) / (Mg + Fe)_{Bi}$ به دست می‌آید.

Alm: آلماندن، Sps: اسپسارتین، Prp: پیروپ و Grs: گروسولار اعضاء نهایی گارنت‌ها.

هشت کالیبراسیون دمایی شامل موارد زیر هستند.

B92-HW and B92-GS: Bhattacharya et al 1992; Dasg 1991: Dasgupta et al. 1991; FS78: Ferry/Spear 1978; HS82: Hold/Spear 1982; PL83: Perchuk & L1982; T76: Thompson 1976 and HL77: Hold/Lee 1977.

۳-۲-۴ تحولات دگرگونی و مسیر P-T در متاپلیت‌ها

با توجه به شواهد پتروگرافی، شیمی کانی، دما و فشار دگرگونی برآورد شده برای متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان، در این سنگ‌ها درجات متفاوت دگرگونی از درجات ضعیف (رخساره شیست سبز، زون کلریت) تا درجات بالا (رخساره آمفیبولیت، زون کیانیت) قابل تشخیص است. با افزایش درجات دگرگونی واکنش‌های مختلف با حذف یک یا چند کانی منجر به ظهور کانی‌های جدید می‌شوند، با توجه به ظهور و ناپدید شدن کانی‌ها می‌توان زون‌ها و رخساره‌های مختلف کانیایی را در سنگ‌های مورد مطالعه مشخص نمود. بر این اساس این سنگ‌ها به زون‌های کلریت، بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت طبقه‌بندی می‌شوند. در ادامه به توضیح مختصری در مورد این زون بندی‌ها می‌پردازیم:

۱-۳-۲-۴ زون کلریت

زون کلریت، پایین ترین درجه زون های بارووین است. مجموعه دگرگونی این زون، حاوی مسکوویت و کلریت همراه با کوارتز، آلبیت و فازهای فرعی همچون سولفیدها، اکسیدها و یا گرافیت است (Winter, 2001 و همام و همکاران، ۱۳۸۹). با توجه به حضور کلریت همراه مجموعه کانیایی در اسلیت ها و فیلیت های مجموعه جندق - عروسان، این سنگ ها را می توان در قلمرو زون کلریت به حساب آورد.

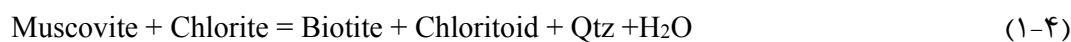
۲-۳-۲-۴ زون بیوتیت

تشکیل بیوتیت در شرایط بالای رخساره شیست سبز در دماهای بین ۴۲۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد صورت می گیرد. اولین نسل بیوتیت از تکامل کلریت غنی از آلومینیم و از راه مبادله عناصر بین کلریت و مسکوویت فنژیته ایجاد می شود (قاسمی، ۱۳۹۴). معمولاً در پلیت های دما پایین، واکنش زیر به شکل گیری بیوتیت های غنی از Fe آیت منجر می شود (Bucher and Grapes, 2011).

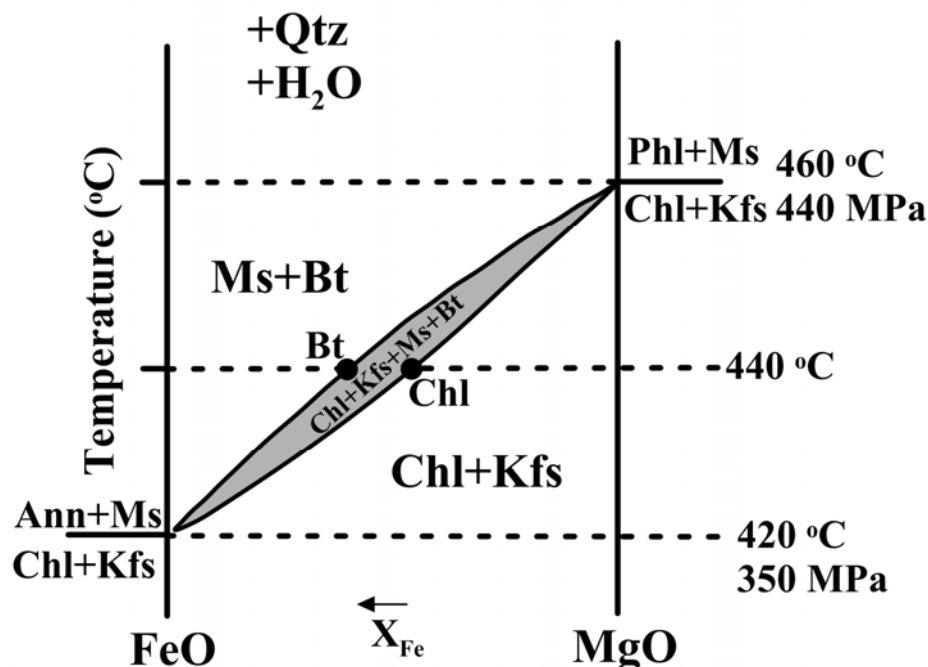


بر اساس این واکنش و مطابق شکل ۴-۱۰، چهار کانی (کلریت، موسکوویت، آلکالی فلدسپار و بیوتیت) در محدوده دمایی بین دو حد تعادلی می توانند به صورت پایدار با یکدیگر مشاهده شوند. محصول این واکنش، بیوتیت غنی از Fe اولین بار در دمای ۴۲۰ درجه سانتیگراد ظاهر می شود. دگرگونی پیشرونده در امتداد ژئوترم نوع کیانیت (فشار متوسط) به ظهور بیوتیت در دمای ۴۲۰ درجه سانتیگراد منجر می شود (Bucher and Grapes, 2011).

در پلیت های آلومینیوم دار زون بیوتیت، کلریتوئید ممکن است بر اثر واکنش (۴-۱) به وجود بیاید.



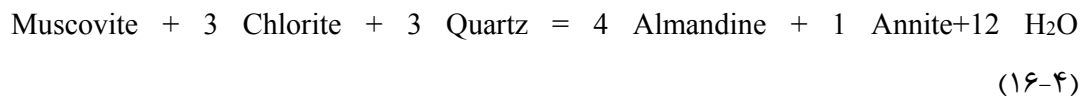
این واکنش در دمای ۵۲۰ درجه سانتیگراد رخ می دهد. معمولاً کلریتوئید در نسبت بالای Fe/Mg و مقدار بالای Al ظاهر می شود.



شکل ۴-۱۰ نمودار P-T-XFe برگرفته از Bucher and Grapes, 2011 که نشان دهنده مجموعه Kfs–Ms–Bt–Chl و واکنش $3\text{Chl} + 8\text{Kfs} = 5\text{Ann} + 3\text{Ms} + 9\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ می باشد. گرادیان P-T برای میزان فشار نوع کیانیت استفاده شده است. بر اساس این نمودار ظهور اولین بیوتیتها در دماهای حدود ۴۲۰ درجه سانتیگراد صورت می گیرد.

۴-۲-۳-۳ زون گارنت

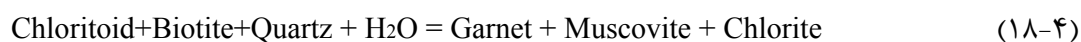
با ظهور اولین پورفایروبلاستهای ریزدانه گارنت غنی از آلماندین (گارنت غنی از آهن) در پلیتها ایزوگراد بعدی در دگرگونی بارووین، مشخص می شود. اولین گارنتها در دماهای حدود ۴۵۰ درجه سانتیگراد ظاهر می شوند. اولین ظهور گارنت غنی از آهن حاصل واکنش پیوسته زیر است:



این واکنش حاصل شکسته شدن کلریت غنی از آهن و مسکوویت جهت تولید گارنت و بیوتیت (آنیت) می باشد (Bucher & Grapes, 2011). اولین گارنتهای ظاهر شده در سنگهای پلیتی از منگنز و آهن غنی هستند. با افزایش درجه دگرگونی مقدار منگنز موجود در این کانی کاهش می یابد و در نتیجه

هسته سرشار از منگنز و حاشیه‌ها سرشار از آهن می‌شود. پروفیل‌های رسم شده برای گارنت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌های منطقه جندق (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۵) این واقعیت را تأیید می‌کند.

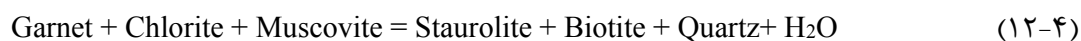
همچنین در پلیت‌های آلومینیم‌دار، گارنت می‌تواند از واکنش‌های زیر به وجود آید:



پایداری اولیه گارنت غنی از آهن (آلماندین)، توسط واکنش بین کلریتوئید آهن‌دار (کانی آلومینیم‌دار غیر معمول) و بیوتیت آهن‌دار برای تشکیل گارنت و مسکوویت، مشخص می‌شود که این واکنش قطب-های نهایی آهن‌دار به ندرت در طبیعت صورت می‌گیرد (همام و همکاران، ۱۳۸۹).

۴-۳-۲-۴ زون استارولیت

زون استارولیت اساساً در سنگ‌های سرشار از آلومینیم و فقیر از کلسیم به وجود می‌آید. در سرزمین‌های باروین معمولی، زون گارنت در دماهای بالاتر توسط زون استارولیت دنبال می‌شود. اولین استارولیت‌ها در دمای ۵۰۰ درجه ظهور می‌یابند و نشان‌دهنده تحول از رخساره شیست سبز به آمفیبولیت در سنگ‌های متاپلیتی است و معمولاً در این سنگ‌ها در دمای حدود ۵۲۰ درجه سانتیگراد منطبق بر گرادیان زمین‌گرمایی پایداری کیانیت صورت می‌گیرد (Bucher and Grapes, 2011). استارولیت می‌تواند ناشی از واکنش‌های (۴-۱۱) و (۴-۱۲) باشد.



به اعتقاد قاسمی (۱۳۹۵)، ظهور استارولیت برآورد خوبی از حداقل حرارتی است که سنگ در طی دگرگونی متحمل شده است. با استفاده از همزیستی پایدار کیانیت - استارولیت (اجتماع معمول متاپلیت‌های رخساره آمفیبولیت میانی) می‌توان کمترین دما و فشار حاکم بر سنگ را تعیین نمود. به این ترتیب که متاپلیت‌های حاوی این مجموعه، متحمل فشار بیش از ۵ کیلوبار و دمای بیش از ۵۵۰

درجه سانتیگراد (مطابق با رخساره آمفیبولیت میانی) شده‌اند. داده‌های حاصل از دما - فشار سنجی متاپلیت‌های جندق - عروسان تایید کننده این امر است.

۵-۳-۲-۴ زون کیانیت:

زون کیانیت در ادامه زون استارولیت ایجاد می‌شود و نخستین حضور یک پلی مورف آلومینوسیلیکات را در سیلیکات‌های پلیتی فشار متوسط مشخص می‌کند. ظهور کیانیت در دمای ۵۵۰ درجه سانتیگراد در اغلب متاپلیت‌ها زمانی صورت می‌گیرد که هنوز استارولیت پایدار است و این دو کانی در سراسر زون کیانیت به صورت همزیست مشاهده می‌شوند (Bucher & Grapes, 2011). کیانیت در دگرگونی نوع باروین در سنگ‌های منیزیم‌دار حتی در دمای بالاتر از ۶۹۰ درجه سانتیگراد نیز ظاهر می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸). با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی کیانیت شیست‌ها، کیانیت در این سنگ‌ها بر اثر واکنش (۴-۱۳) به وجود آمده است.

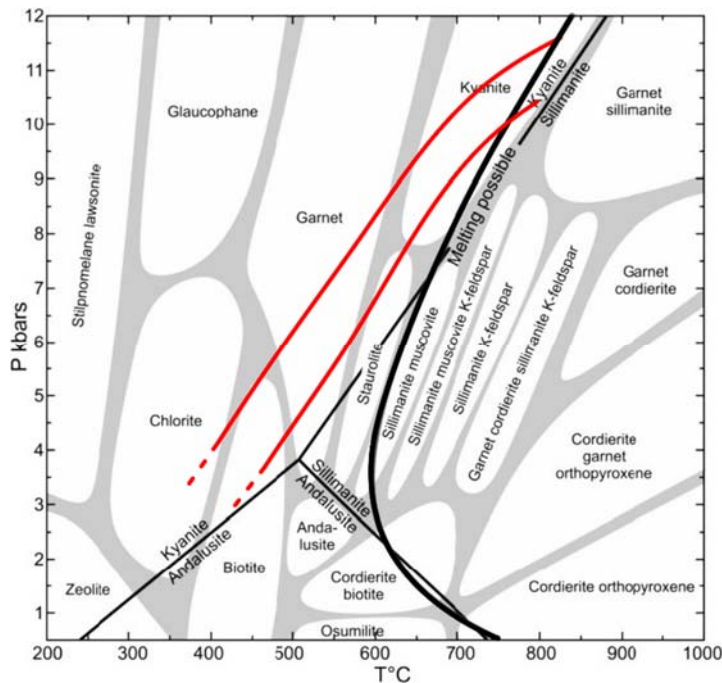


با توجه به آنچه که شرح داده شد، این زون‌بندی بر زون‌بندی‌های دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین منطبق است با توجه به شرایط دما - فشاری تعیین شده برای این سنگ‌ها و همینطور ظهور کیانیت، فرآیند دگرگونی پیشرونده در مجموعه جندق - عروسان از نوع باروین، منطبق بر میدان پایداری کیانیت و از نوع دما - فشار متوسط بوده است.

مطالعات دما - فشارسنجی متاپلیت‌های جندق، دامنه دمایی ۴۱۳ تا ۷۱۹ درجه سانتیگراد (مطابق با رخساره آمفیبولیت بالایی) و فشاری ۴ تا ۱۲ کیلوبار را برای میکاشیست‌ها و گنیس‌ها نشان می‌دهد. (Tabatabaei Manesh et al. (2010) برای سنگ‌های متاپلیتی منطقه چاه زرد (بخش شمال غربی نوار دگرگونی جندق - عروسان)، طیف دمایی ۴۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد و فشاری ۲ تا ۶/۵ کیلوبار را برای میکاشیست‌های چاه زرد برآورد کرده‌اند.

با توجه به نتایج دما - فشارسنجی‌های صورت‌گرفته در مورد متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی جندق - عروسان، خط سیر دما - فشار احتمالی دگرگونی این سنگ‌ها، مسیری مشابه با مسیر نشان داده شده

در شکل ۴-۱۱ است. خط سیر رخداد دگرگونی، از محدوده دما و فشار پایداری کیانیت عبور می‌کند و بر گرادیان زمین‌گرمایی متوسط (حدود ۲۰ درجه سانتیگراد به ازای هر کیلومتر) و روند دگرگونی‌های مرتبط با کوهزایی منطبق است. در ضمن این خط سیر در نهایت منحنی ذوب گرانیت‌ها را قطع می‌کند. از این رو، در متاپلیت‌های جندق - عروسان، در اوج رخداد دگرگونی ناحیه‌ای (رخساره آمفیبولیت بالایی)، فرایند آناتکسی پوسته‌ای صورت گرفته و سبب ایجاد مذاب‌های آناتکتیک، میگماتیت‌زایی و در نهایت گرانیت‌زایی شده است. شواهد بارزی از میگماتیت‌زایی در مناطق ابراهیم زهرا و شرق کلاته قنبر دیده می‌شود. در برخی نقاط گرانیت‌زایی به معنی حقیقی نیز صورت گرفته است که با حضور چند توده گرانیتی کالک آلکان نوع S نظیر توده‌های گرانیتی چاه زرد، اوسائن، کلاته و آیراکان مشخص می‌گردد (به بلوچی و همکاران (۱۳۹۶) رجوع شود).

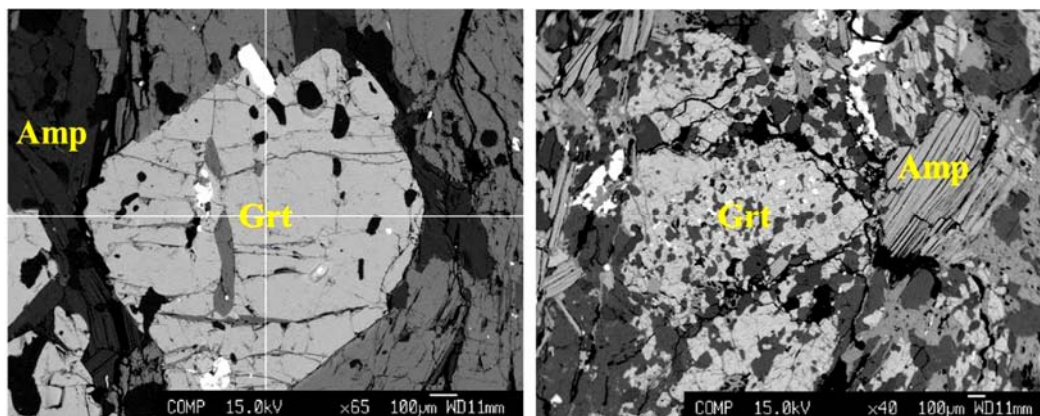


شکل ۴-۱۱- نمودار P-T دگرگونی و موقعیت دما و فشارهای تعیین شده برای متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان.

۴-۲-۴ متابازیت‌ها

به منظور تعیین نوع کانی‌ها بر اساس شیمی آنها، تعدادی از کانی‌های مورد نظر در سنگ‌های متابازیتی (آمفیبول شیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت) به روش آنالیز نقطه‌ای توسط ریزپردازنده

الکترونی، آنالیز گردید. نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۴-۴ (بخش پیوست) و تصاویر الکترونی پس پراکنشی آنها در شکل ۴-۱۲ نشان داده شده است.

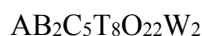


شکل ۴-۱۲- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانی‌های گارنت و آمفیبول متعلق به آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه جندق- عروسان.

الف) آمفیبول

کانی‌های گروه آمفیبول، هم در سنگ‌های آذرین و هم در سنگ‌های دگرگونی در محدوده وسیعی از شرایط فشار و دما دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از رخساره شیست سبز تا گرانولیت زیرین دیده می‌شوند، ولی به مقدار کمتر در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی مثل سنگ‌های آهکی، دولومیتی و دیگر رسوبات غنی از کلسیم دگرگون شده نیز حضور دارند (Deer et al., 1966).

فرمول شیمیایی کلی آمفیبول‌ها به صورت زیر است (Hawthorne et al., 2012):



A: □, Na, K, Pb, Li

B: Na, Ca, Mn²⁺, Fe²⁺, Mg, Li

C: Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Li

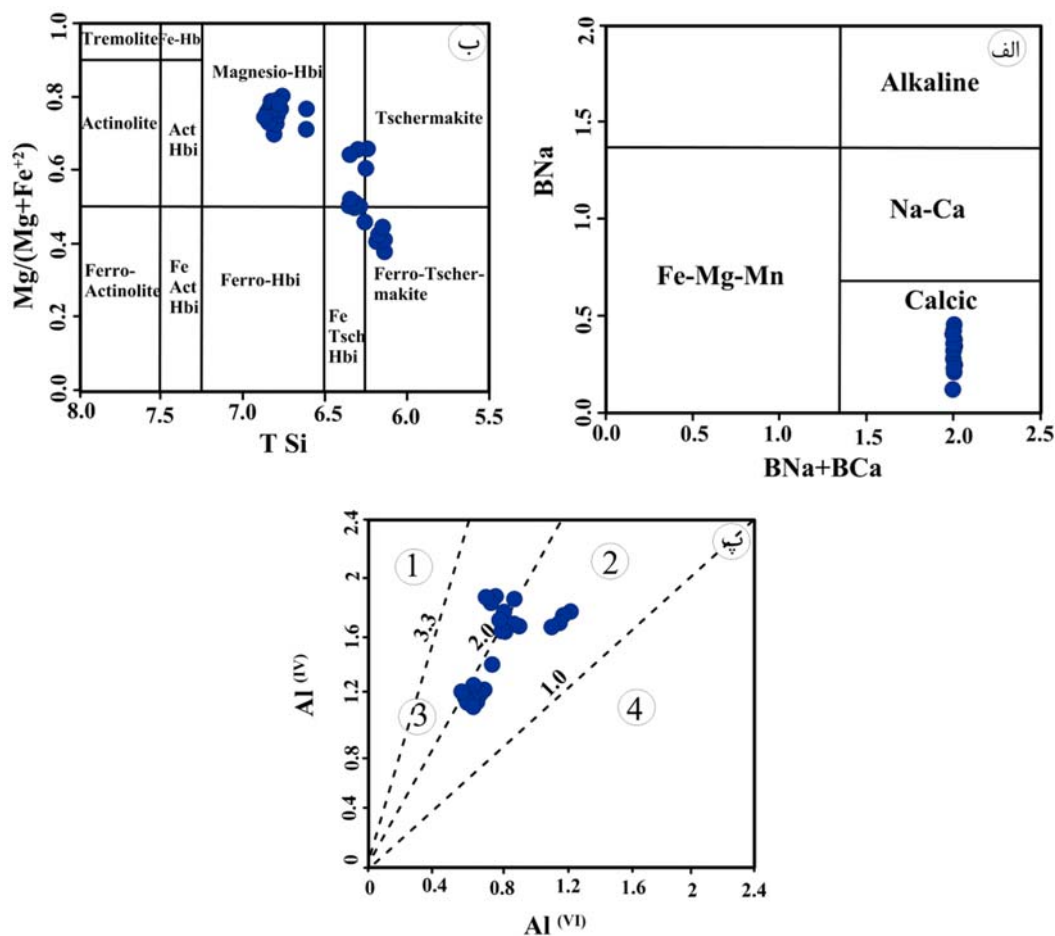
T: Si, Al, Ti⁴⁺

W: (OH), F, Cl, O²⁻

عناصر فرعی نظیر Zr و $Zn, Ni^{2+}, Co^{2+}, V^{3+}, Sc, Cr^{3+}$ به عنوان کاتیون‌های C شناخته شده‌اند. از آنجایی که گروه‌های کاتیونی دسته بندی شده در بالا بیشترین تغییر پذیری ترکیبی ساختار آمفیبول‌ها را منعکس می‌سازند، Hawthorne et al., 2012 آمفیبولیت‌ها را بر اساس گروه‌های کاتیونی A، B، و C و گروه آنیونی W تقسیم‌بندی کرده‌اند. آنها همچنین، آمفیبول‌ها را بر اساس نوع غالب آنیونی که در گروه W وجود دارد به آمفیبول‌های نوع (OH), F, Cl و آمفیبول‌های نوع O (oxo-amphiboles) تقسیم‌بندی کرده‌اند. محققین نامبرده بر اساس آرایش و توازن بار الکتریکی غالب و کاتیون‌های گروه B، آمفیبول‌های نوع (OH), F, Cl به ۸ زیرگروه تقسیم کرده‌اند: منگنز - آهن - منیزم آمفیبول، کلسیم آمفیبول، سدیم - کلسیم آمفیبول، سدیم آمفیبول، لیتیم آمفیبول، سدیم - (منگنز - آهن - منیزم) آمفیبول، لیتیم - (منگنز - آهن - منیزم) آمفیبول و لیتیم - کلسیم آمفیبول. در هریک از این زیر گروه‌ها، کاتیون‌های گروه‌های A و C برای تعریف نام‌های خاصی به کار گرفته شده‌اند که به ترکیبات شیمیایی و اسامی ریشه‌ای آمفیبول‌ها اضافه شده است. اسامی ریشه‌ای در نظر گرفته شده با توجه به ترتیب خاص بارهایی که در جایگاه‌های ترکیبی تعریف شده برای آمفیبول‌ها قرار می‌گیرند و پیشوندها با توجه به تغییرات عناصر هم ظرفیت موجود در ترکیب ریشه‌ای تعریف شده‌اند. برای آمفیبول‌های نوع O، ترکیبات ریشه‌ای مشخص، در حال حاضر برای چهار نوع آمفیبول (کلسیم و سدیم) شناخته شده‌اند و برای تغییرات عناصر دارای ظرفیت یکسان در کاتیون‌های غالب همانند آمفیبول‌های نوع (OH), F, Cl عمل می‌شود.

با توجه به تقسیم‌بندی Leake (1965) آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک می‌باشند (شکل ۴-۱۳ الف). آمفیبول‌های گروه کلسیک براساس $ANa+AK<0.5$ ، $ACa<0.5$ و $Ti<0.5$ به ۱۲ گروه تقسیم می‌شود. بر اساس این تقسیم‌بندی ترکیب آمفیبول‌های آنالیز شده از نوع هورنبلند منیزیم‌دار تا چرماکیت آهن‌دار می‌باشند (شکل ۴-۱۳ ب). به عبارتی دیگر از آمفیبولیت‌ها تا گارنت آمفیبولیت‌ها با افزایش درجه دگرگونی ترکیب آمفیبول‌ها از هورنبلند تا چرماکیت تغییر می‌کند. در مورد افزایش مقدار چرماکیت، Schumacher (1991) اظهار می‌دارد که در طول دگرگونی پیشرونده با خروج کانی‌های

گروه اپیدوت و تبدیل آنها به آمفیبول، مقدار Al بیشتری وارد ترکیب آمفیبول شده و باعث افزایش مقدار این عنصر در ترکیب کانی آمفیبول می‌شود که در نتیجه به افزایش سازنده چرماکیت منجر می‌گردد... همینطور براساس دیاگرام Ti-Si (Leake, 1965) آمفیبول‌های مذکور از نوع آمفیبول‌های فشار متوسط تا بالا با منشاء اولیه آذرین محسوب می‌شوند، این امر نتایج به دست آمده قبلی را تأیید می‌کند (شکل ۴-۱۳-پ).



شکل ۴-۱۳-الف و ب) نمودارهای Leake et al. (1997) برای رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها: آمفیبول-های مورد مطالعه از نوع منیزیوهورنبلند تا فروچرماکیت هستند و در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. پ) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} (Fleet & Barnett, 1978) نشان می‌دهد آمفیبول-های مورد مطالعه از نوع آمفیبول‌های کلسیک فشار متوسط تا بالا با منشاء آذرین هستند.

1= Low-pressure Ca- Amphibole, 2=High- pressure Ca- Amphibole,
3= Igneous Ca- Amphibole, 4= Metamorphic Ca- Amphibole

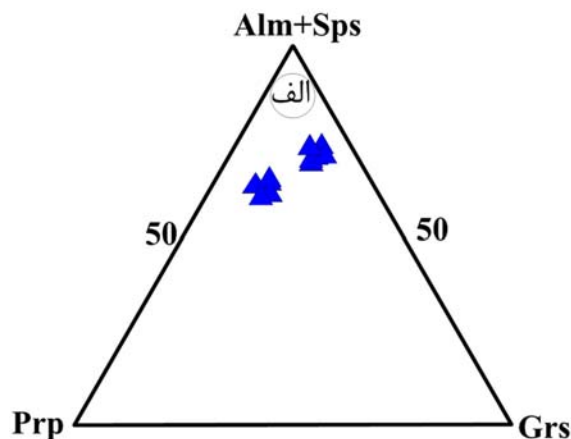
ب) گارنت

گارنت‌های موجود در آمفیبولیت‌ها غنی از آلماندن هستند (شکل ۴-۱۴-الف). با توجه به این نمودار که براساس داده‌های به دست آمده از آنالیز نقطه‌ای دو نمونه گارنت آمفیبولیت ترسیم شده است. گارنت‌های یک نمونه (BJA-292) نسبت به نمونه دیگر (BJA-172) دارای مقادیر منیزیم بیشتری است.

بلورهای گارنت همیشه به عنوان مجموعه شیمیایی با اهمیت تلقی شده‌اند. با توجه به نوع سنگ در برگرنده، ترکیب زمینه، مجموعه کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت کرده و در نتیجه گارنت‌های دارای دامنه ترکیبی متنوع ایجاد می‌شود (Carlson, 2006; Li et al., 2018). همانطور که قبلاً ذکر شد ضریب توزیع Fe در دماهای بالاتر نسبت به دماهای پایین‌تر، کمتر است. زیرا در دماهای بالاتر به دلیل ارتعاشات حرارتی بیشتر در شبکه بلوری، حساسیت کانی‌ها به اندازه یون‌هایی که موقعیت‌های اکتاهداری را اشغال می‌کنند، کمتر می‌شود و ضریب توزیع یون‌ها (تا $KD = 1$) بیشتر می‌شود (Winter, 2001). موقعیت اکتاهداری در ساختار گارنت برای یون Mg^{2+} بسیار بزرگ است، لذا گارنت تمایل دارد یون‌هایی همانند Ca^{2+} ، Fe^{2+} و بخصوص Mn^{2+} را در خود جای دهد یا به عبارتی جذب کند. در دماهای بالا این حساسیت کمتر می‌شود و در نتیجه با افزایش دما، گارنت مقدار Mg بیشتری جذب می‌کند (Frost & Frost, 2014).

با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی، نمونه (BJA-292) مربوط به گارنت آمفیبولیت‌هایی است که گنیسی شده و تا آستانه میگماتیت‌زایی پیش رفته‌اند و آثار ذوب موضعی در آنها مشهود است. در نتیجه این نمونه گارنت آمفیبولیت (نمونه BJA-292) نسبت به نمونه (BJA-172) تا حدی متحمل درجه دگرگونی بیشتری (حداقل دمای بالاتری) شده است. داده‌های دما - فشارسنجی نیز این موضوع را تایید میکند (جدول ۴-۵). همچنین با توجه به داده‌های حاصل از تجزیه سنگ کل نمونه (BJA-292) نسبت به نمونه (BJA-172) دارای میزان MgO بیشتری است (به فصل ششم (جدول ۶-۴) رجوع

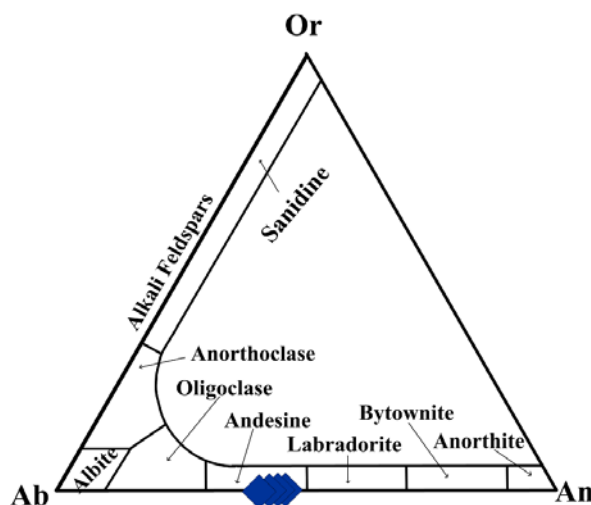
شود). بنابراین بر اساس این شواهد گارنت مربوط به نمونه (BJA-292) دارای میزان منیزیم بیشتری است.



شکل ۴-۱۴- الف) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Grs-(Alm-Sps)-Prp و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن. همانگونه که این شکل نشان می‌دهد، گارنت‌ها غنی از آلماندین هستند.

پ) پلاژیوکلاز

آنالیز نقطه‌ای (مایکروپروب) پلاژیوکلازهای موجود در گارنت آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها دارای ترکیب $Ab\ 54-57\%$ و $An\ 42-45\%$ و از نوع آندزین هستند (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۵- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به آمفیبولیت‌ها

بر روی نمودار مثلثی Ab-Or-An (Deer et al. (1992)

۴-۲-۵ دما فشار سنجی متابازیت‌ها

به علت فرمول شیمیایی گسترده آمفیبول‌ها، عناصر زیادی می‌توانند در ساختار این کانی‌ها شرکت کنند که بعضی از این عناصر تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن می‌باشند. بنابراین مقدار و جابجایی این عناصر می‌تواند، در ژئوترموتری و ژئوبارومتري سنگ‌ها مورد استفاده قرار گیرد (Hemmarstrom & Zen, 1986). برای ژئوترموتری و ژئوبارومتري آمفیبول‌ها $Al^T (Al^T = Al^{IV} + Al^{VI})$ ، Al^{IV} و Ti مناسب هستند. بر اساس مطالعات (Holland and Blundy (1990, 1994)، Ernest & Anderson (1997)، Liu (1998) با افزایش درجه دگرگونی، میزان عناصر K ، Na ، Al ، Ti و $\neq Mg = Mg/(Mg+Fe)$ موجود در آمفیبول کلسیم‌دار نیز افزایش می‌یابد. در حالی که میزان Si و $Ca \pm Mg + Fe$ آن کاهش می‌یابد. به عبارتی، با افزایش دما Al مایل است تا جای Si در موقعیت تتراندتری آمفیبول‌های کلسیم‌دار را بگیرد در حالی که با افزایش فشار، Al به جای $Mg + Fe$ موجود در موقعیت اکتاندرال M_2 می‌نشیند (Stein & Anderson & Smith, 1995؛ Gilbert et al., 1982؛ Hawthorne, 1981؛ Raas, 1974؛ Dietl, 2001).

به این ترتیب، با افزایش فشار و دما، مقدار Al_2O_3 به عنوان تابعی از این دو پارامتر افزایش می‌یابد (Ernest & Liu, 1998). از طرفی دیگر میزان Ti در آمفیبول‌ها با افزایش دما افزایش می‌یابد. به طور کلی از میزان Ti و Al در ترموتری آمفیبول‌ها می‌توان استفاده نمود.

۴-۲-۵-۱ دماسنجی بر اساس میزان Ti موجود در آمفیبول

مقدار Ti در کانی‌های سیلیکاتی به ویژه آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها تابع دما است. افزایش مقدار Ti موجود در کانی آمفیبول عمدتاً وابسته به افزایش دمای دگرگونی و در نتیجه افزایش درجه دگرگونی بوده است (Spear, 1993؛ Robinson et al., 1982؛ Rass, 1974؛ Hutchison, 1978). به عقیده Cooper & Lovering (1970) مقدار Ti موجود در آمفیبول تابع عوامل دیگری همچون حضور فازهای تیتانیوم‌دار در سنگ مانند تیتانیت و ایلمنیت نیز است. به نظر ایشان عوامل یاد شده منجر به کاهش مقدار عنصر Ti در ساختار کانی آمفیبول می‌شود. به طور مثال افزایش مقدار Ti همراه با کاهش

عنصر Si موجود در ترکیب آمفیبول با روند افزایش دما در آمفیبولیت و اپیدوتیت آمفیبولیت‌ها است. بطوری که مقدار Ti موجود در آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها بیشتر از مقدار این عنصر در آمفیبول‌های موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها است.

برای محاسبه دما بر اساس میزان Ti در کانی آمفیبول از دماسنج تجربی (Otten, 1984) برمبنای ۲۳ اکسیژن از معادله زیر استفاده شد:

$$T^{\circ}\text{C} = 2603 / (-\ln X_{\text{Ti amphibole}} + 1.7)$$

نتایج حاصل از استفاده از دماسنج مذکور حدود ۴۳۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است. این دماها با دامنه دمایی رخساره‌های شیب‌سبز تا آمفیبولیت بالایی مطابقت می‌کند و با دماهای دگرگونی محاسبه شده برای متاپلیت‌های همراه سازگار است (جدول ۴-۵).

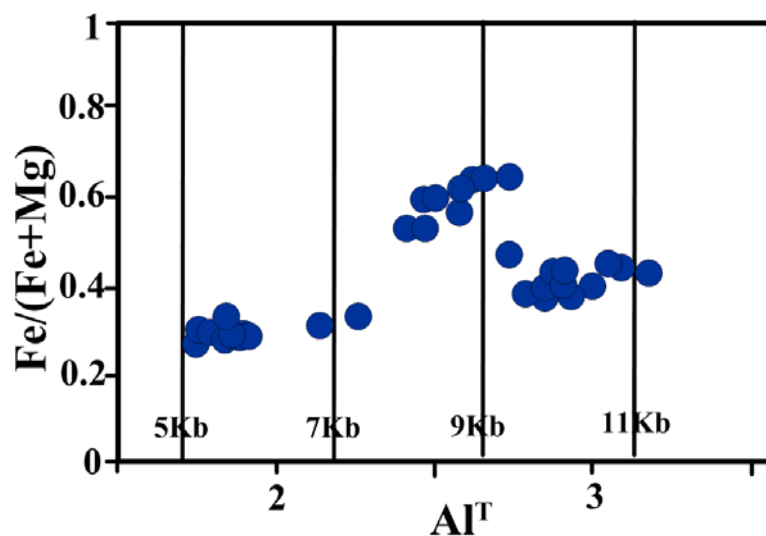
۴-۲-۵-۲ فشارسنجی بر اساس میزان Al کانی آمفیبول

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج است که برای تخمین فشار به یکی از شیوه‌های رایج دما-فشارسنجی رایج مورد استفاده قرار می‌گیرد. معمولاً مقدار Al کل در آمفیبول‌ها، مبنای بارومتري محسوب می‌شود، زیرا این مقدار در ساختمان آمفیبول‌ها تابع غلظت در سنگ مادر نبوده، بلکه تابع فشار حاکم در طول تبلور این کانی‌ها می‌باشد. محاسبه فشار با استفاده از مقدار کل Al موجود در کانی آمفیبول، توسط محققین مختلفی انجام گرفته است (Hollister et al., 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Hammarstrom & Zen, 1986). نتایج حاصل از فشارسنجی بر اساس چهار کالیبراسیون نامبرده حدود ۴ تا ۱۲ کیلو بار است (جدول ۴-۵). در نمودار Al_{total} در مقابل X_{Fe^*} آمفیبول (Schmidt, 1992) فشار تشکیل در محدوده ۵ تا ۱۱ کیلو بار قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱۶). آمفیبول‌های دارای X_{Fe} و Al_{total} کمتر، مربوط به متابازیت‌های درجه پایین تا متوسط مانند قسمت پایینی چاه زرد و آمفیبول‌های دارای بیشترین Al_{total} مربوط به گارنت آمفیبولیت‌های غرب پیش‌گزو هستند که تا آستانه آتاکسی و میگماتیت‌زایی پیش رفته‌اند. آمفیبول‌های مابین این دو مربوط به آمفیبولیت‌ها و

گارنت آمفیبولیت‌های قسمت شمالی چاه‌زرد است. آمفیبول‌های مربوط به درجات دگرگونی پایین‌تر از X_{Fe} و Al^{total} کمتری برخوردار هستند.

جدول ۴-۵- نتایج دما-فشارسنجی متابازیت‌ها (برحسب تیتانیوم و آلومینیم موجود در آمفیبول‌ها).

spots	172	172	190	190	216	216	224	224	292	292
SiO ₂	41.9	42.7	47.8	45.8	47.7	47.4	40.2	40.4	43.4	42.8
TiO ₂	0.5	0.5	0.59	0.5	0.7	0.6	0.5	0.4	0.6	0.6
Al ₂ O ₃	13.9	14.9	10.3	13.2	11.0	10.9	14.8	15.3	16.3	17.5
FeO	19.3	19.7	11.5	11.5	12.0	12.1	21.4	21.5	12.5	12.7
MnO	0.07	0.09	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.3	0.1	0.1
MgO	7.5	7.2	13.6	12.3	13.2	13.1	6.0	5.6	10.3	9.8
CaO	10.2	9.9	11.3	11.7	11.6	11.5	10.9	10.7	11.2	11.2
Na ₂ O	2.02	2.0	1.4	1.5	1.2	1.3	1.7	1.9	2.0	2.2
K ₂ O	0.39	0.41	0.12	0.3	0.2	0.2	0.6	0.6	0.5	0.4
P(Kbar)										
Hammarstrom & Zen 1986	8.5	9.1	5.4	7.4	5.4	5.4	9.4	9.9	10.2	11.2
Hollister et al. 1987	9.2	9.9	5.6	7.9	5.7	5.6	10.2	10.8	11.0	12.2
Johnson & Rutherford 1989	7.0	7.5	4.3	6.1	4.4	4.3	7.8	8.2	8.4	9.3
Schmidt 1992	8.8	9.3	5.8	7.7	5.8	5.8	9.6	10.1	10.3	11.3
T(°C) (Otten, 1984)	582.3	566.7	584.7	572.9	603.9	605	567.5	556	583	578



شکل ۴-۱۶- نمودار Al^T در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (Schmidt, 1992) جهت تعیین فشار حاکم بر محیط تشکیل آمفیبول‌های موجود در متابازیت‌های جندق - عروسان.

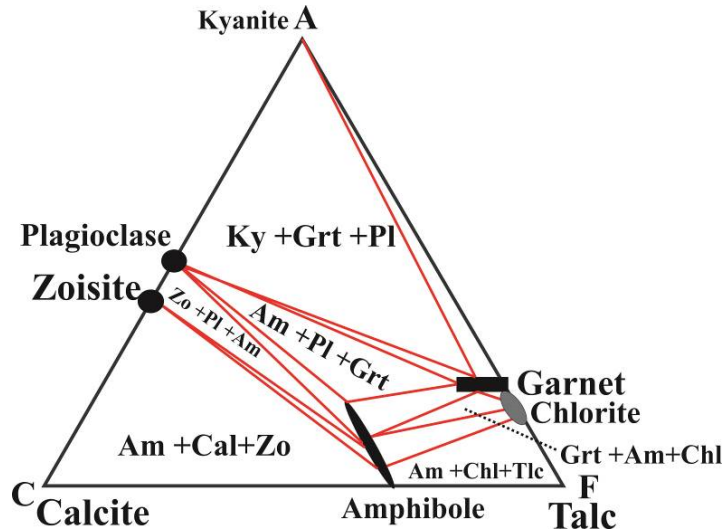
۶-۲-۴ تحولات دگرگونی و مسیر P-T در متابازیت‌ها

بررسی شرایط دما و فشار دگرگونی همراه با مطالعات پتروگرافی و بررسی تغییر و تحولات کانی-شناسی متابازیتی مجموعه دگرگونی جندق - عروسان بیانگر آن است که این سنگ‌ها در طی دگرگونی پیشرونده در شرایط رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت بالای دگرگون شده‌اند.

بسیاری از ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی این سنگ‌ها دلالت بر منشاء آذرین آنها دارد. همچنین همانگونه که در مبحث ژئوشیمی سنگ کل بحث خواهد شد، این سنگ‌ها دارای منشاء آذرین با ترکیبی معادل با بازالت هستند. با در نظر گرفتن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده یک سنگ مافیک - حدواسط می‌توان به شرح چگونگی تحولات کانی‌شناسی این سنگ‌ها از یک سنگ والد آذرین به یک سنگ دگرگونی پرداخت. پتروگرافی در شیست‌های سبز و آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های متعلق به مجموعه دگرگونی جندق - عروسان نشان می‌دهند کانی‌های اصلی این سنگ‌ها آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌باشد و با مقداری کوارتز، اسفن و گارنت همراه هستند. بر اساس دما و فشار برآورد شده برای متابازیت‌ها، این سنگ‌ها متحمل دگرگونی در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت (در محدوده میدان پایداری کیانیت و منطبق بر گرادیان دگرگونی باروین مرتبط با کوهزایی) شده‌اند.

با توجه به نمودار ACF برگرفته از (Bucher & Grapes (2011)، مهم‌ترین فازهای درگیر در واکنش‌های متابازیت‌ها، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اپیدوت، کلریت و گارنت می‌باشند (شکل ۴-۱۷).

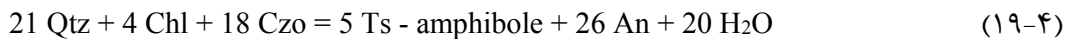
ظهور آمفیبول در سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهنده تبدیل مجموعه پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های آذرین مافیک اولیه، به مجموعه آمفیبول و پلاژیوکلاز، در طی واکنش‌های آبدگیری است. در اثر این واکنش‌ها مقداری سیلیس اضافی از ساختار پیروکسن آزاد می‌شود که غالباً بصورت کوارتز در آمفیبول شیست‌ها مشاهده می‌شود. با افزایش درجات دگرگونی در متابازیت‌ها، ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول تغییر می‌کند، به طوری که در گذر از رخساره شیست سبز به رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌ها، آلومینیوم بیشتری در موقعیت تتراهدردی آمفیبول‌ها جانشین می‌شود و موجب تغییر آکتینولیت به هورنبلند می‌شود.



شکل ۴-۱۷- نمودار ACF نشان‌دهنده روابط فازی شاخص سنگهای متابازیتی در شرایط دما و فشار مختلف منطبق بر گرادیان زمین گرمایی کیانیت برگرفته از Bucher and Grapes, 2011، خطوط اتصال بیانگر واکنش‌های صورت گرفته و مجموعه‌های نشان داده شده در هر محدوده بیانگر مجموعه کانی‌های همراه می‌باشد.

پیدایش هورنبلند از ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌هاست. با پیشرفت دگرگونی ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت تا پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر (آندزین) تغییر می‌یابد. به علاوه با افزایش دما در دگرگونی پیش‌رونده، Ca در ساختار پلاژیوکلاز پایدار شده و اپیدوت محو می‌شود (Frost & Frost, 2014). داده‌های حاصل از آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها و نمودارهای رسم شده برای متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان نیز این موضوع را تأیید می‌کند و محدوده دما و فشاری معادل با شرایط شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت بالایی را نشان می‌دهد.

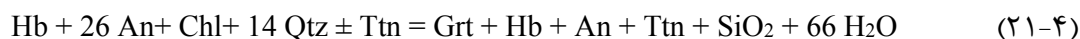
کانی‌های هم‌زیست در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، در رخساره شیست‌سبز شامل $Pl + Amp + Qtz + Tt \pm Bt \pm Ep \pm Chl$ هستند. با افزایش درجه دگرگونی و طبق واکنش زیر، اپیدوت و کلریت رخساره شیست‌سبز مصرف شده و سازنده آنورتیت پلاژیوکلاز و چرماکیت آمفیبول‌ها در خلال آن ایجاد می‌شوند (Bucher & Grapes, 2011):



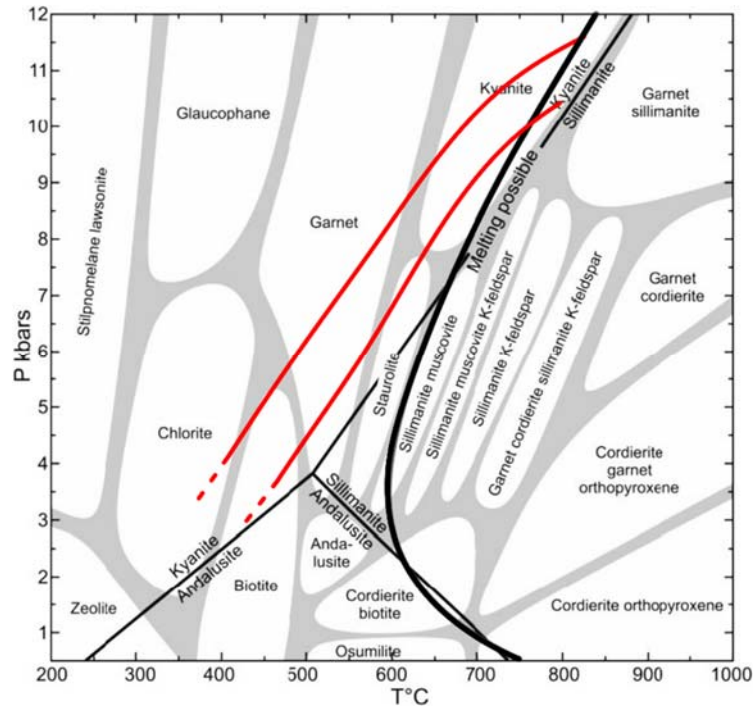
واکنش (۴-۲۰) نیز تغییر ترکیب پلاژیوکلازها و شکل گیری هورنبلندهای نوع چرماکیت در شرایط رخساره مرزی بین شیست سبز و آمفیبولیت را نشان می دهد (Liou et al., 1987):



متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت شامل کانی‌های هورنبلند + پلاژیوکلاز (دارای بیش از ۱۷ درصد آنورتیت) همراه با مقادیر کمی کوارتز، اپیدوت، گارنت، بیوتیت یا احتمالاً بقایایی از کلینوپیروکسن‌ها مشخص می‌شوند. اپیدوت معمولاً در بخش بالایی رخساره آمفیبولیت حذف می‌شود. گارنت ممکن است در مرز رخساره شیست سبز به آمفیبولیت ظاهر شود. به طور کلی، در سنگ‌های متابازیتی بسته به میزان فشار، گارنت ممکن است در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد پدید آید. تشکیل مجموعه هورنبلند - پلاژیوکلاز - گارنت در طی واکنش (۴-۲۱) صورت می‌گیرد:



رخساره آمفیبولیت معمولاً بر بخش بالایی زون گارنت، زون استارولیت و زون کیانیت در سنگ‌های پلیتی همراه منطبق است (قاسمی، ۱۳۹۵). بر اساس نتایج بدست آمده از دما فشارسنجی‌های انجام شده بر روی متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان، محدوده‌های دمایی ۴۳۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای بدست آمده در محدوده‌های ۴ تا ۱۲ کیلو بار می‌باشند. شرایط دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها با شرایط دما و فشارهای تعیین شده متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان (دماهای ۴۱۳°C تا ۷۱۹°C و فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلو بار) کاملاً سازگاری دارد و منطبق بر رخساره‌های شیست-سبز تا آمفیبولیت بالایی با میدان پایداری کیانیت است (شکل ۴-۱۸). قرابت مکانی بسیار نزدیک استارولیت - کیانیت شیست‌ها با آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها (در منطقه اوسائن) این استنباط را تأیید می‌نماید. همراهی متاپلیت‌ها و آمفیبولیت‌ها در توالی سنگی نشانگر تحمل شرایط دما - فشاری یکسان است. با در نظر گرفتن محدوده‌های دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها و متاپلیت‌های این مجموعه می‌توان مسیر دگرگونی ناحیه‌ای دما - فشار متوسط نوع باروین را برای این سنگ‌ها در نظر گرفت.



شکل ۴-۱۸- نمودار P-T دگرگونی و موقعیت دما و فشارهای تعیین شده

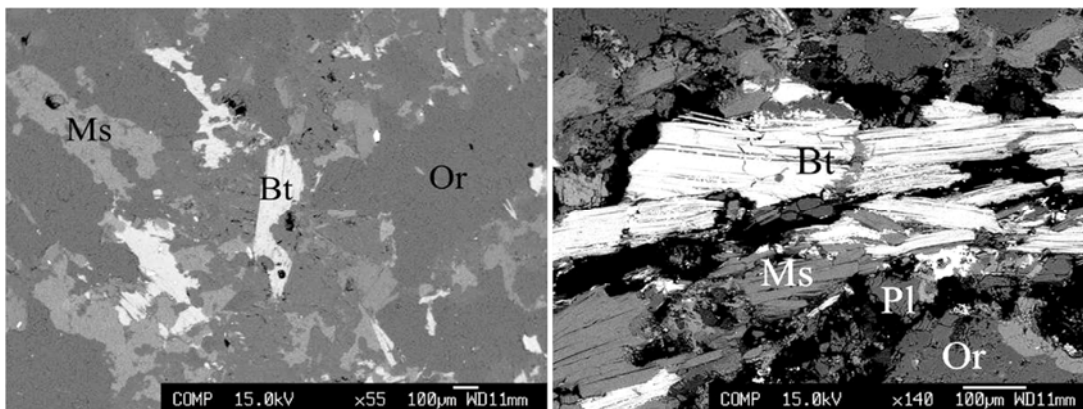
برای نمونه‌های آمفیبول شیستی، آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی.

۴-۲-۷ - شیمی کانی‌های سازنده بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت

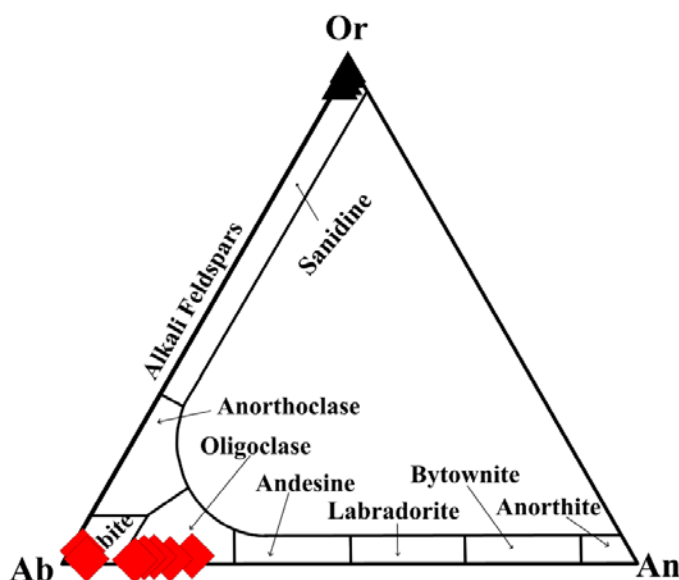
به منظور تعیین نوع کانی‌ها بر اساس شیمی آنها، تعدادی از کانی‌های سازنده بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت و آپلیت‌های قطع کننده آنها، مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۴-۶ (در بخش پیوست) و تصاویر الکترون پس پراکنشی آنها در شکل ۴-۱۹ ارائه شده است.

الف) فلدسپار

پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت و آپلیت‌های گرانیتی به ترتیب دارای ترکیب الیگوکلاز (An₁₄-An₂₁) و آلبیت - الیگوکلاز (An₃-An₂₀) هستند. فلدسپارهای آلكالن از نوع ارتوکلاز و میکروکلین هستند و موقعیت ترکیبی آنها همگی در پیرامون قطب ارتوکلاز (Or₉₂-Or₉₇) متمرکز می‌شوند (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۱۹- تصاویر الکترونی پس‌پراکنشی کانی‌های آنالیز شده موجود در بیوتیت گرانیتوئیدهای جندق- عروسان



شکل ۴-۲۰- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکان آنالیز شده متعلق به بیوتیت گرانیت‌ها و آپلیت‌های گرانیتی مجموعه جندق - عروسان در نمودار Ab-Or-An (Deer et al., 1992).

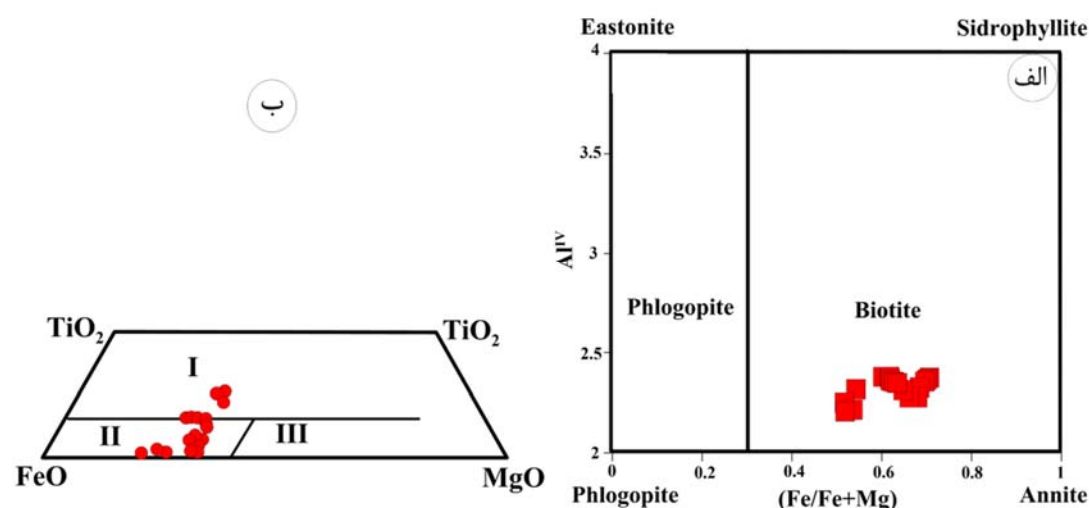
ب) بیوتیت و مسکوویت

بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی یا آپلیت‌های گرانیتی در محدوده بیوتیت با ترکیب بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱- الف). مسکوویت‌های همراه با بیوتیت‌ها شاخص‌های مهمی برای سنگ‌های نفوذی پرآلومینوس (پرآلومین) بالا هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای مسکوویت‌ها در نمودار (Speer,

(1984 این کانی، هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه در گرانیت‌های مورد مطالعه یافت می‌شود. البته اکثر مسکوویت‌ها ثانویه هستند.

مسکوویت‌های اولیه در مقایسه با مسکوویت‌های ثانویه در Al، Ti و Na غنی‌تر و در Mg و Si فقیرتر هستند (Miller et al., 1981). مسکوویت‌های اولیه آن‌هایی هستند که به طور مستقیم از ماگمای گرانیتی متبلور می‌شوند در صورتی که مسکوویت‌های ثانویه از تجزیه و تبدیل شدن کانی‌های دیگر در جریان فرایندهای هیدروترمالی در شرایط ساب‌سولیدوسی ایجاد می‌شوند (Miller et al., 1981). بر اساس شواهد پتروگرافی مهم‌ترین معیارهای تشخیص مسکوویت‌های اولیه و ثانویه به قرار زیر هستند (Miller et al., 1981; Speer, 1984; Barbarin, 1996): (۱) مسکوویت‌های اولیه درشت بلور بوده و می‌تواند همانند بیوتیت به عنوان فاز اصلی محسوب شود؛ (۲) انتهای بلورها صاف بوده و می‌تواند به صورت شکل‌دار یا نیمه شکل‌دار باشد؛ (۳) درون کانی‌های دیگر قرار نگرفته‌اند؛ (۴) هیچ بافت واکنشی با کانی‌های دیگر ندارند و (۵) در سنگ‌های سالم و فاقد هر گونه دگرسانی مشاهده می‌شود.

مسکوویت‌های گرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده مسکوویت‌های اولیه و ثانویه قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱-ب). این موضوع با مطالعات پتروگرافی نیز مطابقت می‌کند.



شکل ۴-۲۱-الف) نمودار رده بندی بیوتیت‌ها (Deer et al., 1992). ترکیب بیوتیت‌های گرانیت‌ها در قطب نزدیکی به آنیت قرار می‌گیرند. ب) تفکیک مسکوویت‌های اولیه و ثانویه بر اساس نمودار پیشنهادی (Speer, 1984)

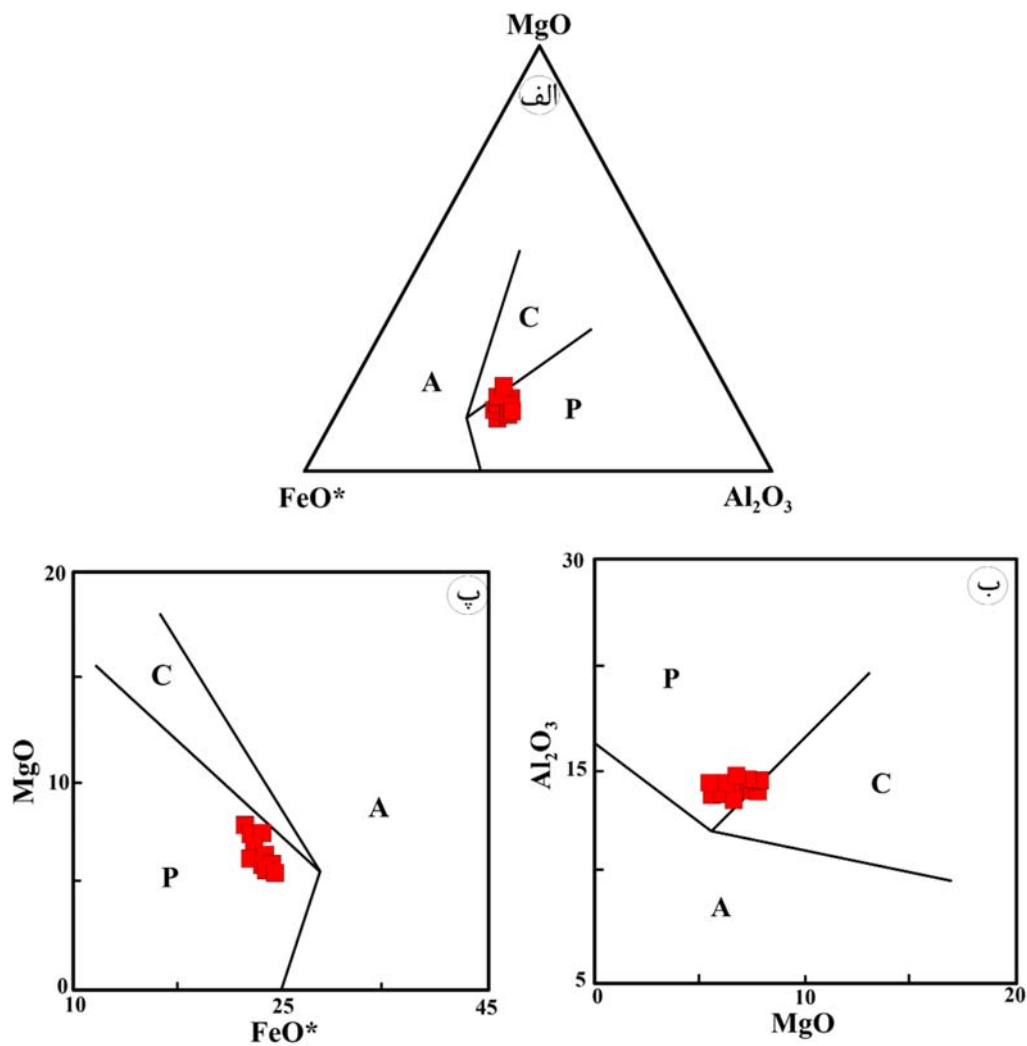
I: primary, II: late to post magmatic, III: hydrothermal

۴-۲-۸ - تعیین جایگاه زمین ساختی تشکیل گرانیت‌ها بر اساس شیمی کانی بیوتیت

شاخص‌ترین خصوصیت بیوتیت حساسیت بالای آن نسبت به تغییرات مقدار Al و Fe/Fe+Mg ماگمای مادر است که این دو اثرپذیری بیوتیت، شرایط تشکیل سنگ میزبان را به طور تقریباً مستقیم منعکس می‌سازد (Speer, 1984). ترکیب کانی بیوتیت نشان‌دهنده ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر است (Abdel-Rahman, 1994; Lalonde & Bernard, 1993).

Abdel-Rahman (1994) با توجه به ترکیب بیوتیت‌ها مبتنی بر مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آنها نظیر Al_2O_3 , MgO و FeO، سری ماگمایی ماگماهای سازنده سنگ‌های گرانیتی حاوی بیوتیت را مشخص کرده است. بر اساس پارامترهایی که Abdel-Rahman (1994) به آنها اشاره کرده است ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین دارای بیوتیت، در سه قلمرو تقسیم‌بندی شده‌اند که عبارتند از: ۱- سنگ‌های غیرکوهزایی آلکالن غنی از آهن (محدوده A)، ۲- سنگ‌های پرآلومین (نوع S) حاصل از ذوب پوسته قاره‌ای و مرتبط با محیط‌های برخوردی (محدوده P) و ۳- سنگ‌های کالک‌آلکالن کوهزایی نوع I که سرشار از منیزیم هستند و همراه آمفیبول کلسیم‌دار و یا پیروکسن کلسیم‌دار وابسته به فرورانش دیده می‌شوند (محدوده C). A، P و C به ترتیب معرف آلکالن، پرآلومینوس و کالک آلکالن می‌باشد.

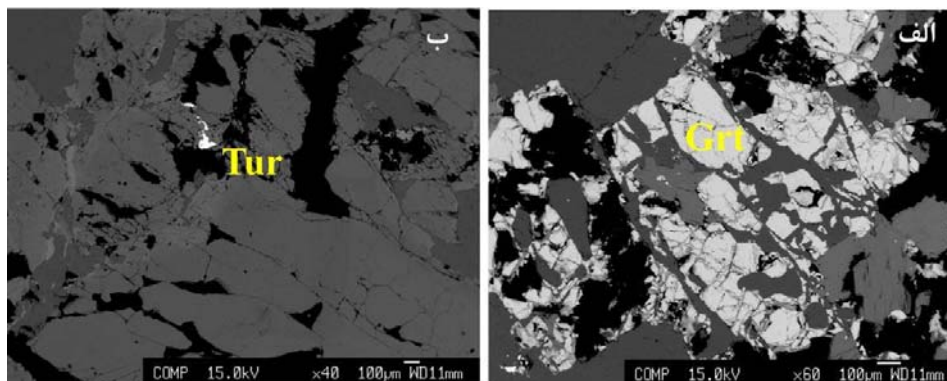
با توجه به این نمودارها و ترکیب بیوتیت‌های گرانیت‌های مورد مطالعه، آنها در محدوده P قرار می‌گیرد (شکل ۴-۲۲). بنابراین ماگمای سازنده این بیوتیت‌ها حاصل از ذوب پوسته قاره‌ای و مرتبط با محیط‌های برخوردی است. این موضوع توسط نتایج از شیمی سنگ کل و تعیین محیط زمین ساختی این گرانیت‌ها نیز تایید می‌شود (به فصل ۶ و ۷ رجوع شود).



شکل ۴-۲۲- نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی بیوتیت گرانیت‌های مجموعه جندق - عروسان با توجه به ترکیب بیوتیت‌ها (Abdel-Rahman, 1994). محدوده A: آلکان، محدوده C: کالک‌آلکان، محدوده P: پرآلومین.

۴-۲-۹ پگماتیت‌ها

نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های گارنت و تورمالین در جدول ۴-۷ (در بخش پیوست) ارائه شده است و تصاویر الکترون پس پراکنشی آن‌ها در شکل ۴-۲۳ نشان داده شده است.



شکل ۴-۲۳- تصاویر الکترونی پس‌پراکنشی گارنت و تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های مجموعه جندق - عروسان (لازم به ذکر است نمونه پگماتیتهی از معدن میکای جندق، کیلومتر ۲۵ مصر، برداشت شده است).

الف) گارنت

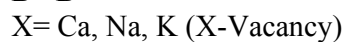
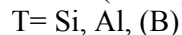
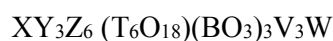
نتایج حاصل از آنالیز گارنت‌های موجود در پگماتیت‌ها نشان می‌دهد که این گارنت‌ها بسیار غنی از آلماندن (حدود ۷۳ درصد) هستند. مقدار اسپسارتین نیز قابل توجه است (حدود ۱۶ درصد) (شکل ۴-۲۴- الف). پروفیل ترکیبی ترسیم شده برای این گارنت‌ها، افزایش Mn از مرکز به حاشیه را نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۴- ب). همانطور که در بخش‌های قبلی ذکر شد، گارنت‌های ماگمایی منطقه‌بندی معکوس نشان می‌دهند و مقادیر Mn آنها از مرکز به سمت حاشیه افزایش می‌یابد. همچنین این گارنت‌ها با تورمالین‌ها همراه هستند که می‌تواند نشان‌دهنده ماگمایی بودن آنها باشد (احمدی خلجی و طهماسبی، ۱۳۹۳).

ب) تورمالین

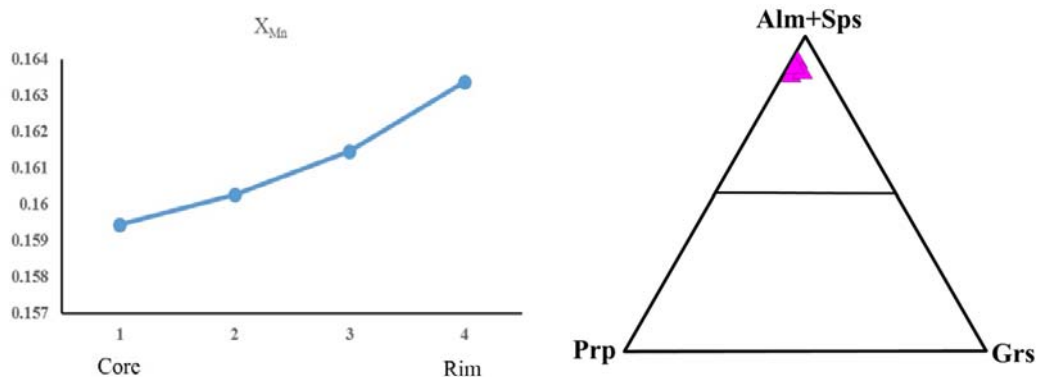
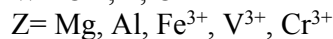
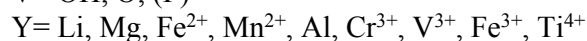
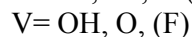
تورمالین فراوان‌ترین و شایع‌ترین بورسیلیکات (سیلیکات حاوی بور (B)) در پوسته زمین است و یک کانی فرعی متداول در سنگ‌های آذرین، دگرگونی (به خصوص سنگ‌های رسوبی دگرگون شده) است که برای تشکیل به بور (B) نیاز دارد (Berryman et al., 2017; Grew et al., 2015). به دلیل مقاومت بالای تورمالین در محدوده‌های دما - فشاری دیاژنز تا رخساره گرانولیت، این کانی می‌تواند در طی دگرگونی پیشرونده و پسرونده رشد کند و از محیط‌های سطح پوسته تا گوشته فوقانی (شرایط

خیلی بالای فشار) پایدار بماند (Marschall et al., 2009a; Lussier et al., 2016). در سیستم‌های گرانیتهی مقادیر حداقل بور برای رشد تورمالین بستگی به پارامترهای فیزیکوشیمیایی مختلف دارد (Bosi et al., 2018) از آن جمله می‌توان به شاخص اشباع از Al_2O_3 (Wolf and London, 1997) نسبت Fe/Mg ماگما (Benard et al., 1985) و فوگاسیته اکسیژن (Dutrow and Henry, 2000) اشاره نمود. همچنین بنا به عقیده (Pesquera et al., 2013) فرآیند ذوب بخشی پروتولیت بردار نیز در تولید مذاب‌های اشباع از بور نقش دارد.

فرمول کلی تورمالین به صورت زیر بیان می‌شود (Hawthorne and Henry 1999):

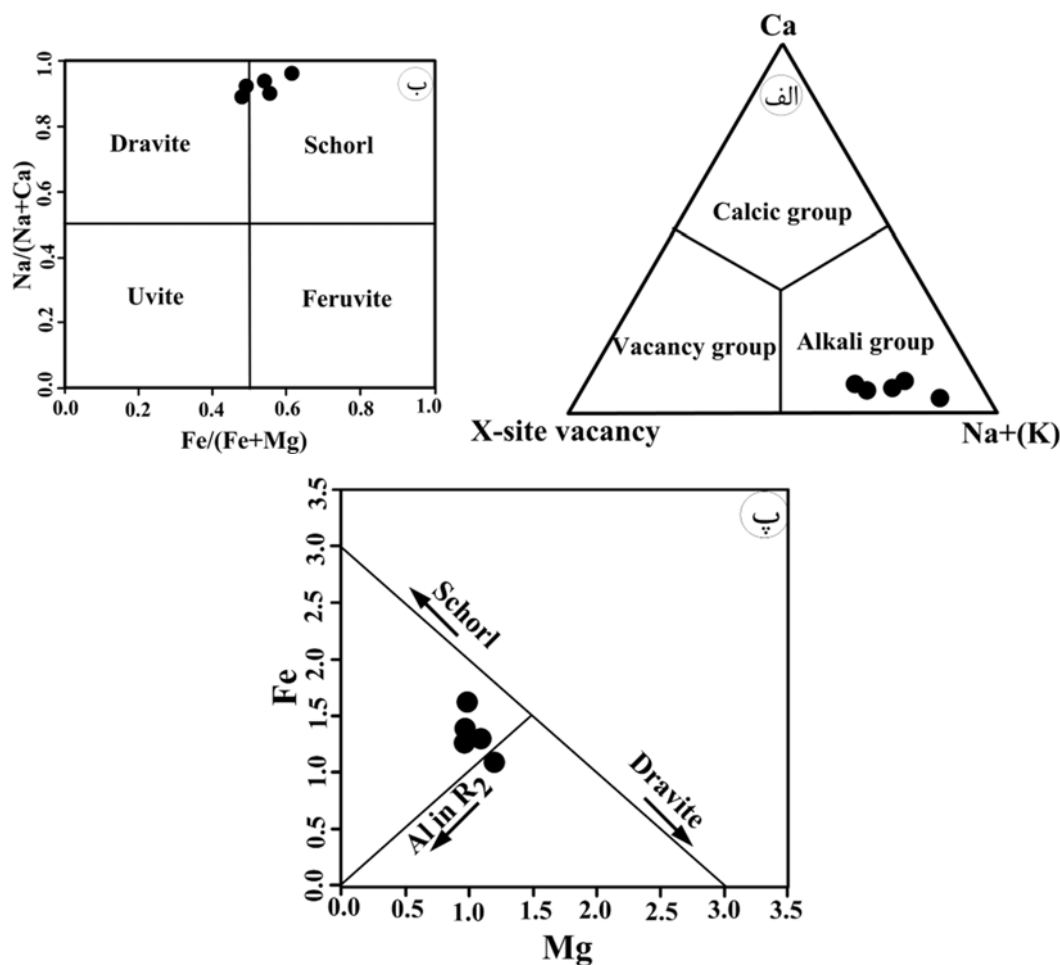


$$X_{\text{vacancy}} = 1 - (Ca + Na + K)$$



شکل ۴-۲۴- الف) موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده متعلق به پگماتیت‌ها بر روی نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Pry-Alm+Sps-Grs؛ ب) پروفیل تغییرات عنصر Mn از مرکز به حاشیه در گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های جندق - عروسان.

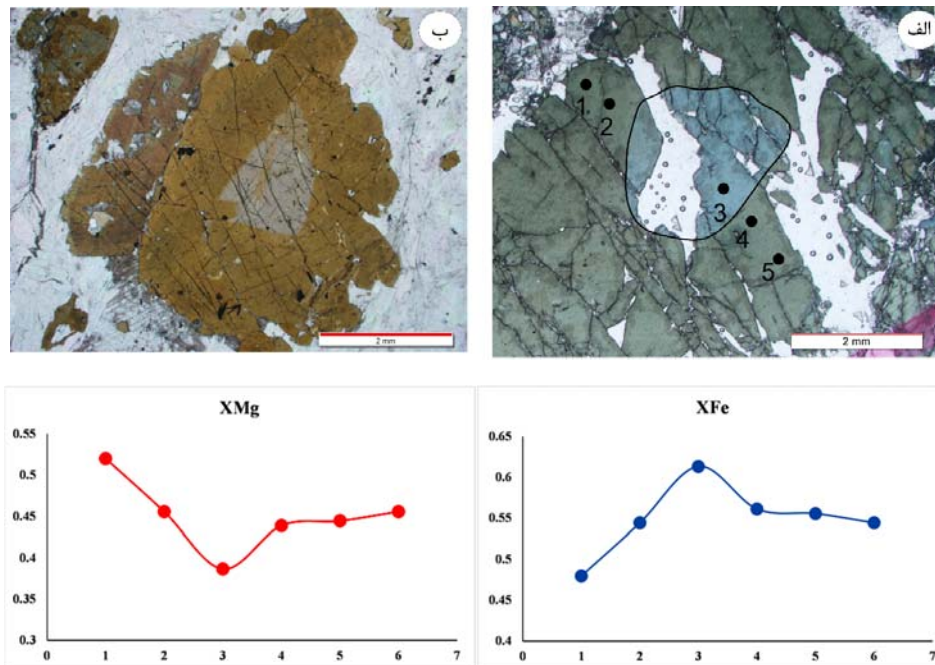
جایگیری عناصر مختلف در جایگاه Y انواع مختلفی از تورمالین را به وجود می‌آورد. به عنوان مثال فراوانی Fe^{2+} و یا Mg به ترتیب منجر به تشکیل شورلیت و دراویت می‌گردد و در صورت فراوانی Li و Al سری آلبائیت به وجود می‌آید (Deer et al., 1966).



شکل ۴-۲۵- موقعیت ترکیب تورمالین‌ها در نمودار (الف) نمودار X-site vacancy-Ca-Na+(K) نمودار (ب) نمودار $Fe/(Fe + Mg)$ در مقابل $Na/(Na + Ca)$ (Hawthorne & Henry, 1999) نمودار (پ) نمودار Mg نسبت به Fe (London & Manning, 1995).

آنالیز نقطه‌ای تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های معدن میکای جندق نشان می‌دهد که آن‌ها در گستره تورمالین‌های قلیایی (آلکالی) قرار می‌گیرند. (شکل ۴-۲۵- الف). این امر نشان‌دهنده بالا بودن سدیم و پتاسیم نسبت به میزان فضای خالی و کلسیم در جایگاه X است. این تورمالین‌ها از نوع شورلیت

- در اویت هستند (شکل ۴-۲۵-ب) در نمودار نسبت Mg به Fe (London & Manning, 1995) تورمالین‌ها در پایین خط $[\sum(\text{Fe} + \text{Mg}) = 3]$ قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۵-پ) که نشان دهنده جایگزین شدن آلومینیوم در جایگاه Y است، بنابراین هر چه مقدار $\sum(\text{Fe} + \text{Mg})$ کمتر باشد، میزان جانشینی آلومینیوم در جایگاه Y بیشتر است (London & Manning, 1995). منطقه‌بندی ترکیبی در ترکیب شیمی کانی تورمالین مورد مطالعه و همچنین در تصاویر میکروسکوپی آنها قابل مشاهده است و تفاوت رنگ مرکز و حاشیه بلور، در آنها مشهود است (شکل ۴-۲۶). در پروفیل ترکیبی تورمالین‌ها تغییرات مقادیر منیزیم و آهن مشاهده می‌شود. مقدار X_{Mg} در مرکز نسبت به حاشیه‌ها کمتر و مقدار X_{Fe} در مرکز نسبت به حاشیه‌ها بیشتر است. با توجه به این شواهد، بخش مرکزی تورمالین‌ها دارای ترکیب در اویت و به سمت حاشیه‌ها آنها به سمت ترکیب شورلیت تغییر می‌کند.

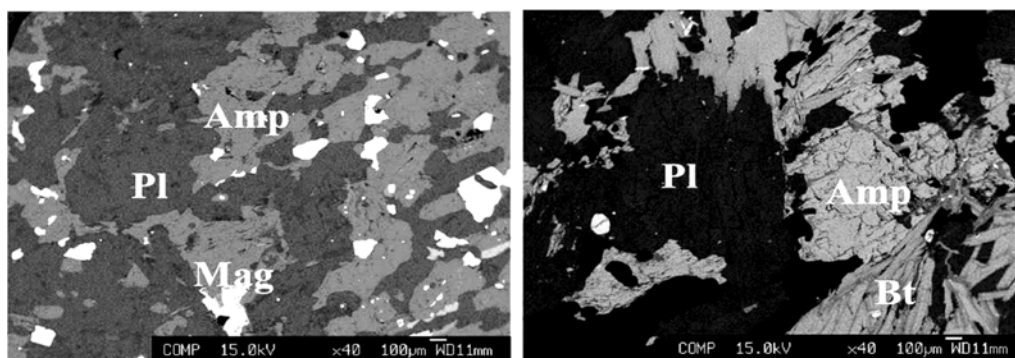


شکل ۴-۲۶- تصویر میکروسکوپی تورمالین آنالیز شده

توسط دستگاه میکروپروب همراه با نمودارهای ترکیبی تغییرات X_{Mg} و X_{Fe} آن.

۳-۴ شیمی کانی‌های بارز سازنده گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین

همان طور که قبلا اشاره شد، در مجموعه کلاته، توده‌های نفوذی گابرودیوریتی در درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین جای گرفته‌اند. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای برخی کانی‌های بارز این سنگ‌ها در جدول ۴-۸ (در بخش پیوست) ارائه شده و تصاویر الکترونی پس پراکنشی آنها در شکل ۴-۲۷ نشان داده شده است.



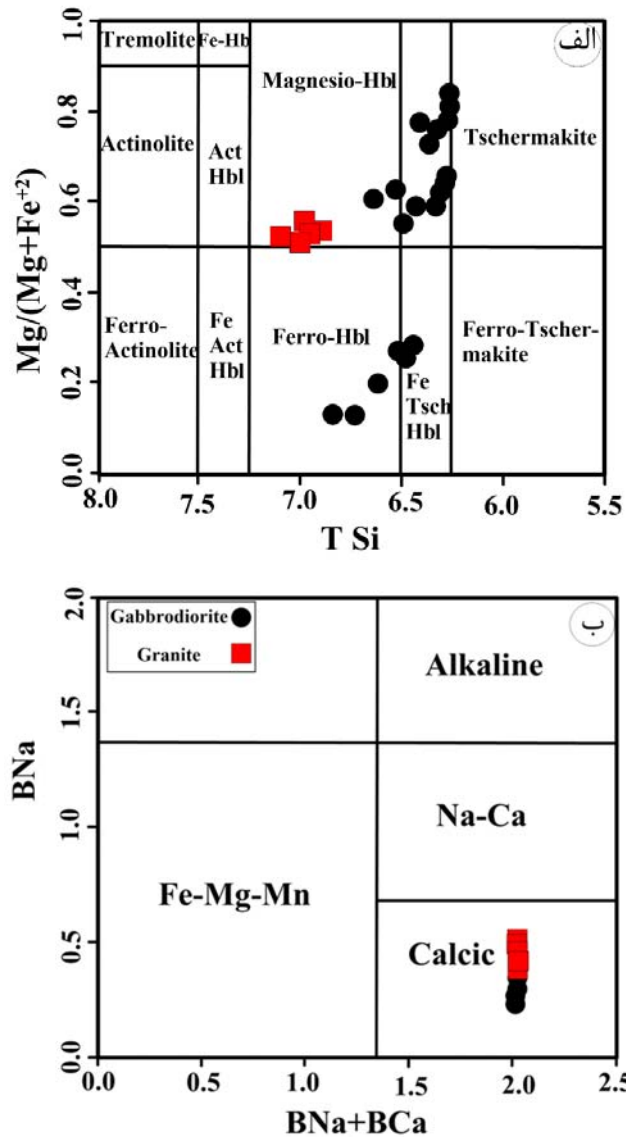
شکل ۴-۲۷- تصاویر الکترونی پس پراکنشی برخی از کانی‌های منتخب آنالیز شده در گابرودیوریت و گرانیت‌ها به روش EPMA.

الف) آمفیبول

بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای و با توجه به نمودارهای Leake et al. (1997) آمفیبول‌های گابرودیوریت‌ها، از نوع آمفیبول‌های کلسیک و دارای ترکیب هورنبلند چرماکیتی و چرماکیتی آهن‌دار هستند. با توجه به آنچه که در ادامه بخش دما - فشار سنجی خواهیم داد و همچنین بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی، گابرودیوریت‌ها در عمق‌های مختلفی جایگزین و متبلور شده‌اند و در نتیجه آمفیبول‌های تبلور یافته در عمق‌های مختلف دارای ترکیبات متفاوت هستند. آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌ها، نیز از نوع منیزیهورنبلند هستند (شکل ۴-۲۸).

ب) فلدسپار

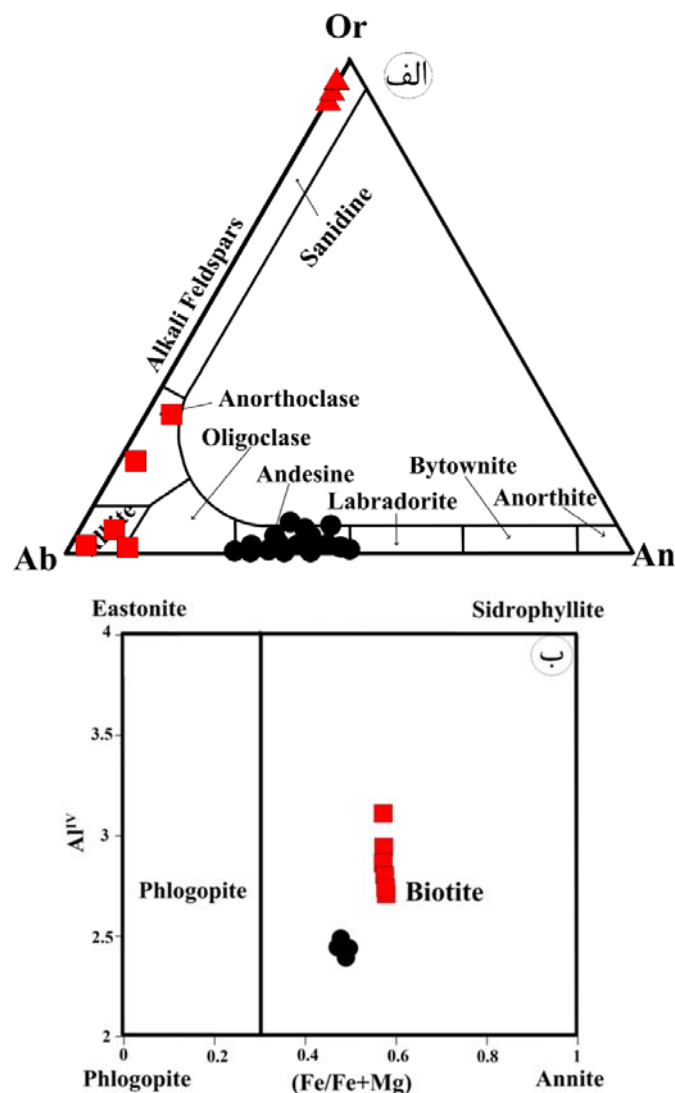
پلاژیوکلازهای موجود در گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها به ترتیب دارای ترکیب آندزینی و آلبیتی هستند. تعدادی از فلدسپارهای پتاسیک آنالیز شده نیز در نزدیکی قطب ارتوزکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۹-الف).



شکل ۴-۲۸- الف و ب) موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های توده‌های گابرودیوریتی و گرانیتی تریاس بالایی کلاته بر روی نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997).

پ) بیوتیت

بیوتیت‌های موجود در آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ بالاتری نسبت به بیوتیت‌های موجود در گابرودیوریت‌ها هستند و در ضمن، دارای Al با کئوردیناسیون ۴ بیشتری می‌باشند (شکل ۴-۲۹-ب).



شکل ۴-۲۹- الف و ب) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها و بیوتیت‌های گابرو دیوریت‌ها و گرانیت‌های کلانه بر روی نمودارهای رده‌بندی پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها (Deer et al., 1992).

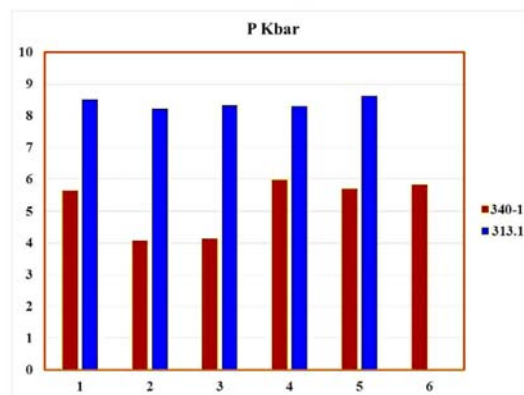
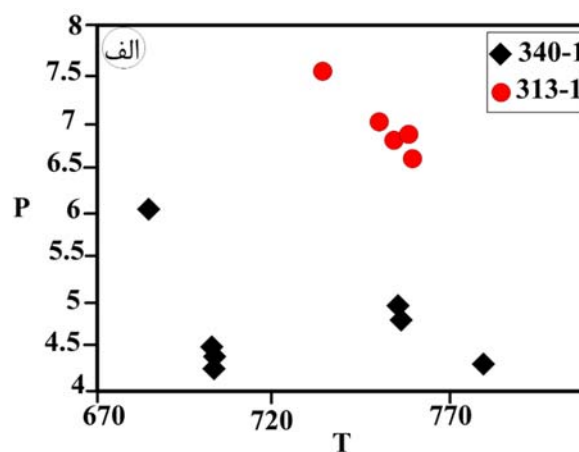
۴-۳-۱ ژئوترموبارومتري

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج سنگ‌های کالک آلکانلن آبدار است که برای تخمین فشار به یکی از شیوه‌های رایج دما - فشارسنجی رایج مورد استفاده قرار می‌گیرد (Hollister et al., 1987; Hammartron and Zen, 1986; Holland & Blundy, 1994; Johnson & Rutherford, 1989; Anderson & Smith, 1989; Schmidt, 1992). با استفاده از دما - فشارسنجی آمفیبول، می‌توان عمق

جایگزینی ماگما و اتاق‌های ماگمایی را تعیین کرد (Vyhnal et al., 1991). در بررسی سنگ‌نگاری، آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌بایست بصورت همزیست و در کنار یکدیگر باشند (Holland & Blundy, 1994). فشارسنجی براساس مقدار Al کل در هورنبلند انجام می‌پذیرد. زیرا میزان آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول رابطه مستقیم با تغییرات فشار دارد (Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). برای تعیین دما و فشار دو نمونه از سنگ‌های گابرودیوریتی کلاته از روش دما فشار سنجی پلاژیوکلاز - هورنبلند (Hollister et al., 1987; Holland & Blundy, 1994; Anderson & Smith, 1989; Blundy & Holland, 1990; Anderson, 1996) و روش فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند (Hollister et al., 1987) استفاده شد. دمای محاسبه شده حدود ۶۷۰ تا ۷۶۰ درجه سانتیگراد است. دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد، که عملاً در زیر دمای سولیدوس قرار می‌گیرند، معرف دماهای توقف تبادلات ژئوشیمیایی (کاتیونی) می‌باشند. فشار محاسبه شده برای یک نمونه بطورمیانگین برابر ۸/۴ کیلوبار و برای نمونه دیگر برابر با ۵ تا ۵/۵ کیلوبار است (جدول ۴-۹) و (شکل ۴-۳۰). با در نظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (چگالی متوسط ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب (Putrika, 2003) عمق معادل با فشارهای محاسبه شده به ترتیب برابر با ۲۵ کیلومتر و ۱۵ تا ۱۷ کیلومتر است. لازم به ذکر است فشارهای محاسبه شده، فشار مربوط به زمان تبلور آمفیبول همزیست با پلاژیوکلاز می‌باشد و باید در ارتباط با در نظر گرفتن عمق نهایی جایگزینی احتیاط بیشتری به خرج داد. این شواهد نشان‌دهنده جایگزین شدن توده‌های نفوذی در اعماق مختلف است. بطوریکه برخی از توده‌های گابرودیوریتی در اعماق کمتر نسبت به برخی دیگر جایگزین شده‌اند. شواهد صحرایی نیز جایگزین شدن برخی از گابرودیوریت‌ها در اعماق کمتر را تایید می‌کند. از آن جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای گابرودیوریتی و تجمعات بلوری درشت که نشانگر مناطق با فشار بخار آب بالا و فشار لیتوستاتیک کمتر است، اشاره نمود. با این وجود، اظهار نظر مطمئن‌تر و قطعی‌تر نیازمند داده‌های بیشتر است.

جدول ۴-۹- نتایج دما فشارسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز در گابرودیوریتیها.

Specimen	340.1	340.1	340.1	340.1	340.1	340.1	313.0	313.0	313.0	313.0	313.0
SiO ₂	45.63	47.39	47.1	44.67	44.74	44.37	43.43	43.03	42.84	42.97	42.78
TiO ₂	0.724	0.709	1.045	0.708	1.368	1.743	0.677	0.696	0.696	0.748	0.584
Al ₂ O ₃	11.22	9.409	9.541	11.59	11.26	11.38	14.55	14.13	14.24	14.29	14.53
FeO*	13.49	12.8	13.18	13.9	13.18	14.13	16.62	16.72	16.8	16.94	16.27
MgO	12.6	13.57	13.67	12.57	12.87	12.21	9.192	9.422	9.348	9.467	9.31
MnO	0.209	0.195	0.229	0.237	0.191	0.199	0.413	0.408	0.438	0.406	0.359
CaO	11.1	11.2	11.25	11.27	11.28	11.21	10.81	10.67	10.49	10.55	10.96
Na ₂ O	1.491	1.245	1.248	1.515	1.484	1.483	1.971	1.649	1.639	1.638	1.609
K ₂ O	0.268	0.249	0.305	0.367	0.442	0.58	0.452	0.418	0.446	0.457	0.415
XAb	0.696	0.55	0.631	0.563	0.58	0.553	0.569	0.53	0.556	0.555	0.516
XAn	0.299	0.448	0.367	0.434	0.416	0.443	0.369	0.456	0.416	0.404	0.473
T (C) HB2	667.3	697.2	693.8	733.7	735.2	756.8	707.4	728.6	722.3	724.1	721.0
P (Kb)	6.25	4.39	4.50	5.54	5.26	4.91	8.38	7.69	7.93	7.87	8.21
T (C) Ti-hbl	640.5	638.1	681.5	638.6	725.9	775.8	634.8	638.0	638.2	644.6	623.3



شکل ۴-۳۰- الف) نمودار تغییرات دما و فشار برای دو نمونه سنگ گابرودیوریتی کلاته و

ب) نمودار فراوانی تغییرات فشار برای دو نمونه سنگ گابرودیوریتی کلاته.

فصل پنجم: زمین شناسی ایزوتوپی



۱-۵ مقدمه

بیشتر پیشرفت‌های بزرگ سنگ‌شناختی به خصوص در زمینه‌های آذرین و دگرگونی را می‌توان به ژئوشیمی ایزوتوپی نسبت داد. اولین کاربرد این روش علمی در زمینه تعیین سن ایزوتوپی است. در حال حاضر با افزایش دقت و ابداع روش‌های جدید تعیین سن، این روش برای برطرف کردن مسائل گوناگون سن‌سنجی از قبیل تعیین سن عناصر سنگین منظومه شمسی و حتی زمان آخرین رخداد دگرگونی در یک واحد سنگی، فوران یک آتشفشان یا حرکت یک گسل فعال عهد حاضر استفاده می‌شود.

کاربرد مهمتر ژئوشیمی ایزوتوپی در نشان دادن فرایندهای پترولوژیکی درگیر در زایش ماگماها است. با استفاده از داده‌های ایزوتوپی می‌توان در خصوص منابع منشأ ماگماها و درصد ذوب آنها، نوع و آهنگ زایش ماگما، تفریق، آرایش و بالاخره زمان‌های انجماد و جایگزینی نهایی آنها اطلاعات ارزشمندی به دست آورد. همچنین از داده‌های ایزوتوپی بخصوص انواع پایدار آن می‌توان حتی مقدار آب‌های جوئی شرکت کننده در سیالات گرمایی که سنگ‌ها را دچار دگرگونی متاسوماتیک می‌نمایند، تشخیص داد. بطور کلی کاربردهای ژئوشیمی ایزوتوپی در پترولوژی آذرین و دگرگونی را می‌توان شامل موارد زیر دانست (قاسمی، ۱۳۹۴):

- در تعیین سن سنگ‌ها و کانی‌های سازنده آنها.
- در تعیین محل منبع ماگماها بخصوص منشأ پوسته‌ای یا گوشته‌ای گرانیتوئیدها.
- در تعیین نوع و میزان مشارکت فرایندهای تحول ماگمایی نظیر تفریق و آرایش.
- در تعیین نحوه تحول ذخایر ایزوتوپی گوشته و پوسته خصوصاً در زمینه رخدادهای مهم ذوب و انتقال مذاب‌های بخشی، متاسوماتیسم و رخدادهای اشتقاق گوشته و پوسته از همدیگر.
- در تعیین جایگاه‌های تکتونیکی گذشته سنگ‌ها.

۲-۵ سن سنجی ایزوتوپی

تعیین سن سنگ‌ها به منظور روشن ساختن ارتباط ژنتیکی واحدهای سنگی با یکدیگر و مناطق اطراف یکی از مهمترین راه‌های بررسی تاریخچه تحولات زمین‌شناسی یک منطقه است. محاسبه نسبت‌های ایزوتوپی و تعیین سن رادیومتری یکی از گام‌های اساسی در این راستا می‌باشد. این مطالعات در حیطه علم ژئوکرونولوژی قرار می‌گیرد. ژئوکرونولوژی بر پایه روش‌های فیزیکی مبتنی بر اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی استوار است. استفاده از واپاشی عناصر رادیواکتیو از اصول اولیه در ژئوکرونولوژی است. سن سنجی‌ها و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی غالباً با استفاده از روش‌های طیف‌سنجی صورت می‌گیرد. روش‌های سن سنجی ایزوتوپی در سنگ‌های دگرگونی با توجه به سن‌های مربوط به پروتولیت، سن فازهای دگرگونی و حوادث تکتونیکی مختلف و در سنگ‌های آذرین سن‌های مربوط به تحولات ماگمائی، سن جایگزینی و سن مربوط به مراحل انتهائی فعالیت ماگمائی به کار می‌رود.

ژئوکرونولوژی U-Pb به عنوان ابزاری در سن سنجی رادیومتری برای زمان‌های زمین‌شناسی از ۸۰۰ هزار سال تا بیش از ۴ بیلیون سال به کار می‌رود. بازه زمانی نامبرده به دلیل انجام واپاشی ایزوتوپ‌های U از جمله ^{235}U و ^{238}U به ^{207}Pb و ^{206}Pb به ترتیب با نیمه‌عمرهای تقریبی ۷۰۴ میلیون سال و ۴/۴۶۸ بیلیون سال می‌باشد (Crowley et al., 2014).

کانی‌های زیرکن، موناژیت، اسفن، زنونیم، بادلثیت و چند کانی دیگر در این روش مورد استفاده قرار می‌گیرند. کانی زیرکن متداول‌ترین کانی حاوی عناصر رادیواکتیو است و با ساختار بلوری مستحکم و متبلور در مراحل اولیه سرد شدن ماگما، برای انجام مطالعات سن سنجی مناسب است. نیمه‌عمر عنصر اورانیوم نیز برای محاسبه سن‌های قدیمی مناسب‌تر است. کانی زیرکن در طیف وسیعی از سنگ‌ها، به‌ویژه در سنگ‌های آذرین فلسیک حضور دارد (Hoskin & Schaltegger, 2003). این کانی به علت پیدایش آن در سنگ‌های پوسته تا زینولیت‌های گوشته‌ای به عنوان یک کانی شاخص محسوب می‌شود. این کانی از نظر شیمیایی مقاوم و دیرگداز بوده و می‌تواند علاوه بر شرایط دگرگونی درجه بالا و آناکسی در طی هوازدگی و حمل و نقل مقاوم و پایدار باشد (Belousova et al, 2002). تبلور زیرکن در

سنگ‌های دگرگونی با آزاد شدن زیرکونیوم حاصل از تجزیه برخی از کانی‌ها به دلیل تغییرات شرایط فشار و دما اتفاق می‌افتد (Söderlund et al, 2002). رشد کانی زیرکن در سنگ‌های دگرگونی طی مراحل زیر صورت می‌گیرد: (۱) در حالت جامد سنگ (۲) از منشا سیال و (۳) از منشا ذوب بخشی. زیرکن متبلور شده به صورت کانی جدید تشکیل شده و یا به صورت حاشیه تبلور مجدد در اطراف زیرکن قدیمی و یا هسته‌ای از کانی‌های دیگر رشد می‌کند (Roberts & Finger, 1997)

زیرکن میزبان مهمی برای عناصر رادیواکتیو اورانیوم و توریوم است (Bea, 1996). این کانی از گروه نروسیلیکات‌هاست که دارای ترکیب شیمیایی سیلیکات زیرکونیوم به فرمول $ZrSiO_4$ می‌باشد. فرمول شیمیایی آن $(Zr_{1-y}, REE_y)(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x-y}$ نشان می‌دهد، زیرکن می‌تواند عناصر REE را در خود جذب کند. این کانی از نظر ساختار بلوری و ترکیب، دارای یک موقعیت Si تتراهدری و یک موقعیت اکتاهدری Zr است. امکان جانشینی Ti, Th, U, Hf و عناصر خاکی نادر Y و Sc در موقعیت اکتاهدری Zr وجود دارد. ولی تنها مقادیر بسیار کمی Pb در این جایگاه پذیرفته می‌شود. در نتیجه U با ساختار بلوری زیرکن سازگار و Pb ناسازگار است. بنابراین زیرکن، غالباً در مذاب‌های سیلیکاته غنی از عناصر ناسازگار با شدت میدان بالا (نسبت بار به شعاع یونی بالا) تشکیل می‌شوند. برای مثال تقریباً همیشه به مقدار ۱ تا ۴ درصد هافنیوم در زیرکن وجود دارد. لذا زیرکن در مطالعات ایزوتوپ‌های Hf و تعیین منشأ سنگ‌های حاوی خود بسیار حائز اهمیت می‌باشد.

Pb معمول (یا متداول) به دلیل ناسازگاری با ساختار زیرکن به طور ترجیحی در زمان تشکیل زیرکن حذف شده در حالی که ^{206}Pb و ^{207}Pb به دنبال واپاشی رادیواکتیو ایزوتوپ‌های U والد در زیرکن باقی می‌مانند (Crowley et al, 2014).

امروزه تک بلورهای زیرکن به دلیل دمای انسداد بالا ($900^\circ C$) بهترین ژئوکرومترها هستند و می‌توانند سن‌هایی از حوادث چندگانه زمین‌شناسی را بازگویی کنند (Harley & Kelly, 2007؛ Xu & Zhang, 2017). شکل ظاهری زیرکن‌ها در سنگ‌های آذرین و دگرگونی معمولاً متفاوت است. زیرکن‌های سنگ‌های دگرگونی معمولاً دارای مورفولوژی گرد و بی شکل هستند (Haskin & black,)

(2000). دانه‌های زیرکن با سطح خورده شده و حفره‌دار از دیگر اشکال متداول در اغلب سنگ‌های دگرگونی می‌باشند (Hancher & Miller, 1993). در مقابل زیرکن‌های سنگ‌های آذرین اغلب شکل‌دار، کشیده و منشوری شکل هستند و گاهی منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند.

جهت مطالعات سن‌سنجی رادیومتری، پس از آماده‌سازی نمونه‌های خرد شده در دانشگاه صنعتی شاهرود، جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیک‌های آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار در آزمایشگاه‌های انستیتو زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم کشور چین انجام شد. سپس زیرکن‌های جدا شده در چسب مخصوص قالب‌گیری شد (mounting) و جهت آشکار شدن ساختار داخلی زیرکن‌ها تا عمقی معادل با نصف ضخامت آنها صیقل داده شد و در نهایت توسط پوشش نازکی از طلا پوشیده شدند و جهت آنالیز دستگاهی آماده گردید. قبل از آنالیز، تصاویر کاتدولومینسانس (CL) زیرکن‌ها تهیه گردید. تصاویر CL، ساختار داخلی دانه‌های زیرکن را نشان می‌دهد و با استفاده از آنها مکان‌های مناسب برای آنالیز نقطه‌ای در قسمت‌های مختلف بلور انتخاب می‌گردند. علاوه بر تهیه تصاویر کاتدولومینسانس، تصاویر میکروسکوپی زیرکن‌ها در نورهای عبوری (Transmitted) و انعکاسی (Reflected) برای انتخاب بهترین زیرکن‌ها که فاقد شکستگی و بدون ادخال هستند، نیز تهیه شد.

اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb جهت سن‌سنجی به روش SIMS (Secondary ion mass spectrometry) در آزمایشگاه SIMS آکادمی علوم چین انجام شد. در ادامه به شرح مختصری درباره روش SIMS می‌پردازیم.

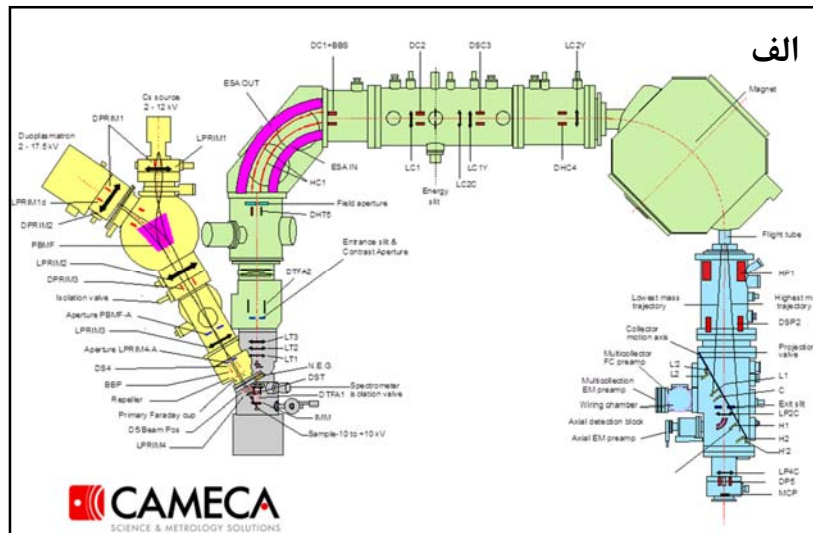
۵-۲-۱ روش آنالیز SIMS

روش SIMS نوعی روش طیف‌سنجی جرمی پروب یونی ثانویه است که به طور گسترده برای سن-سنجی در جای (In situ dating) بسیاری از کانیهای اورانیوم‌دار از جمله زیرکن، موناژیت، آپاتیت و ... مورد استفاده قرار می‌گیرد. کالیبره کردن با استاندارد خارجی توسط زیرکن‌های طبیعی و استاندارد مرجع از اصول اولیه دقت میکروآنالیزور در تعیین سن U-Pb زیرکن است. مسئله اصلی در تعیین سن

U-Pb زیرکن با استفاده از تکنیک‌های میکروبیوم اثرات تفریقی بین U, Pb است. راه حل اصلی برای رفع این اثر، کالیبراسیون matrix- matched از طریق آنالیز زیرکن‌های استاندارد طبیعی است. لذا صحت و دقت تعیین سن U-Pb زیرکن کاملاً وابسته به ویژگی‌های رادیوژنیک (به‌خصوص همگنی و سازگاری) و نسبت‌های U/Pb استانداردهای زیرکن است. به طور کلی با استفاده از تکنیک‌های کالیبراسیون امروزی U/Pb، خطای اندازه‌گیری $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با روش SIMS به حدود ۱٪ می‌رسد (Ireland & Williams, 2003).

برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی به روش SIMS، زیرکن‌های جدا شده به همراه زیرکن‌های استاندارد برای این روش در قالب مخصوص قرار گرفتند (mounting). اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی به روش SIMS توسط دستگاه CAMECA IMS 1280 در آزمایشگاه SKLLECAS انجام شده‌است. تصویری از این دستگاه و شکل شماتیک نشان‌دهنده بخش‌های مختلف آن در شکل ۵-۱ ارائه شده است. برای هر نمونه حدود ۲۰ نقطه جهت آنالیز انتخاب شده و بعد از هر ۵ آنالیز بر روی زیرکن‌های سنگ‌های مورد مطالعه یک نقطه بروی زیرکن استاندارد آنالیز انجام می‌شود تا دقت و صحت شرایط آنالیز همواره کنترل شود. مدت زمان آنالیز برای هر نقطه ۱۷ دقیقه است که با احتساب تعداد کل نقاط مورد آنالیز برای هر نمونه، مدت زمان لازم برای تعیین سن هر نمونه حدود ۶ تا ۷ ساعت می‌باشد، به شرطی که دستگاه تعیین سن در شرایط ابزاری ایده‌آل (آرمانی) قرار داشته باشد. سپس داده‌های حاصل از آنالیز در قالب فایل Excel در اختیار کاربر قرار می‌گیرد. نتایج حاصل از این آنالیز در جداول بخش پیوست ارائه شده است. این داده‌ها نیاز به پردازش داشته و پس از تصحیح سرب معمول، نمودارهای سازگاری با استفاده از نرم‌افزار Isoplot 3.75 ترسیم می‌شود. روش مورد استفاده بر اساس روش توصیف شده توسط Li et al. (2009) بوده است. تصحیح سرب معمول با استفاده از میزان ^{204}Pb اندازه‌گیری شده صورت گرفته است. متوسط سرب ترکیب پوسته قاره‌ای امروزی (Stacey & Kramers (1975) جهت تصحیح سرب معمول استفاده شده است. یکی از معایب روش SIMS، همپوشانی پیک‌های ایزوتوپی‌های مختلف سرب می‌باشد. به همین دلیل از جریان گاز اکسیژن برای بمباران استفاده می‌شود

که منجر به تولید یونهای Pb^+ می‌شود. این یونها در یک طیف سنج دابل الکتروستاتیک و مغناطیسی آنالیز می‌شود و بر اساس پیک‌ها، یک محیط با قدرت تفکیک بالا ایجاد می‌شود. تفکیک بهتر پیک‌های سرب به اندازه‌گیری با دقت بالاتر سن‌های Pb^{207}/Pb^{206} منجر می‌شود.



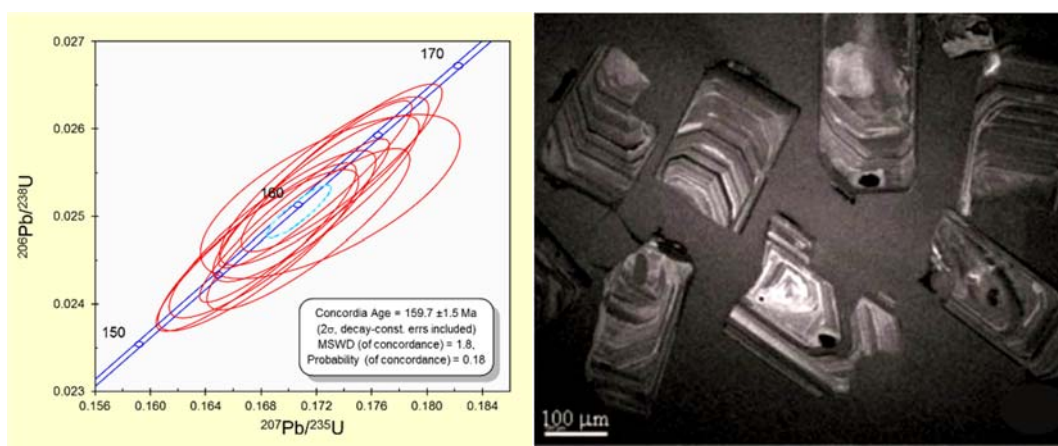
شکل ۵-۱- (الف) شکل شماتیک نشان‌دهنده بخش‌های مختلف دستگاه Cameca IMS1280 و (ب) تصویری از دستگاه Cameca IMS1280 واقع در آزمایشگاه SKLLECAS که اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی به روش SIMS توسط این دستگاه انجام شده است.

۵-۲-۲ زیرکن‌های استاندارد Qinghu

انتخاب زیرکن‌های استاندارد جهت کالیبره‌شدن داده‌ها صورت می‌گیرد و انتخاب استانداردهای مناسب به پردازش بهتر داده‌ها کمک می‌نماید. زیرکن‌های استاندارد همگی همگن بوده و دارای دامنه

سنی معین هستند. در روشهای مورد استفاده از زیرکن‌های استاندارد خاصی استفاده شده است که در زیر به شرح آنها پرداخته شده است.

زیرکن استاندارد Qinghu از یک سنگ سینیت فلسیک در مجموعه آکالین شینهو^۸ در نزدیکی مرز گانگ دانگ^۹ و گانگشی^{۱۰} در جنوب چین جدا شده است (Li et al., 2013). این مجموعه قبلاً به روش LA-ICPMS تعیین سن شده و دارای سن 156 ± 6 Ma می‌باشد. زیرکن‌های این نمونه همگی شکل دار بوده و دارای طول ۲۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر و نسبت طول به عرض ۳ به ۱ هستند (شکل ۵-۲). علاوه بر این زیرکن‌های شینهو شفاف و به رنگی قهوه‌ای روشن هستند و منطقه بندی متحدالمرکز بارزی در تصاویر CI نشان می‌دهند.



شکل ۵-۲-الف) تصویر CI از زیرکن‌های استاندارد Qinghu. این زیرکن‌ها شفاف هستند و منطقه‌بندی متحدالمرکز بارزی نشان می‌دهند. ب) نمودار سازگاری رسم شده برای زیرکن‌های استاندارد Qinghu.

۵-۲-۳ نتایج سن سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌ها

با توجه به شواهد صحرایی و نتایج سنی به دست آمده، این مبحث را به دو بخش مجزا (۱- نئوپروتروزوئیک پسین و ۲- تریاس پسین) تفکیک می‌کنیم و به بررسی آنها می‌پردازیم. داده‌های

۸ -Qinghu

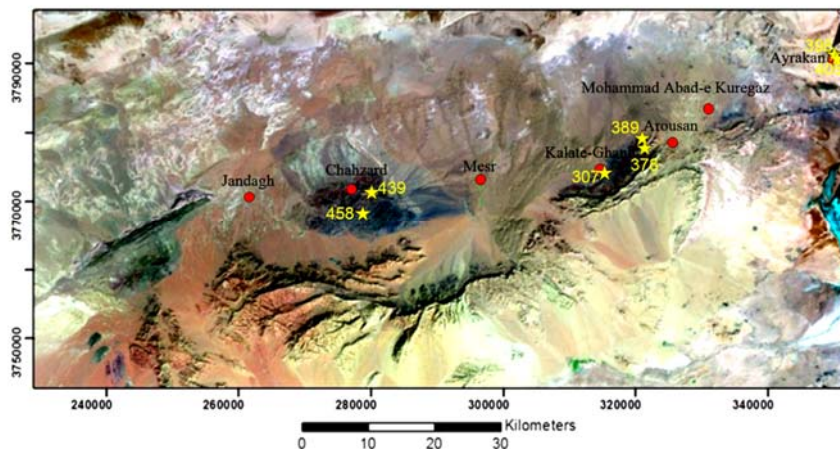
۹ -Guangdong

۱۰ - Guangxi

سن‌سنجی بدست آمده با استفاده از روش SIMS در ترسیم نمودارهای سازگاری، توزیع میانگین و فراوانی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. داده‌های سنی جدیدی که از این سنگ‌ها بدست آمده، در بخش‌های بعدی ارائه خواهد شد و به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

۱-۳-۲-۵ نئوپروتروزوئیک پسین

جهت سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن سنگ‌های با دامنه سنی نئوپروتروزوئیک پسین، یک نمونه گارنت - اکتینولیت شیست، دو نمونه متابازیت، یک نمونه گارنت - استارولیت شیست، چهار نمونه بیوتیت گرانیت و یک نمونه لوکوگابرو (مربوط به مجموعه افیولیتی) و یک آلکالی فلدسپار گرانیت صورتی رنگ، انتخاب و پودر گردید و در آزمایشگاه آکادمی علوم چین فرآیند جداسازی زیرکن‌های آنها انجام شده است. به دلیل ناکافی بودن زیرکن‌های نمونه‌های متابازیتی و گارنت - استارولیت شیستی امکان سن‌سنجی این نمونه‌ها میسر نشد. موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سن‌سنجی شده در شکل ۳-۵ و جدول ۱-۵ نشان داده شده است. داده‌های حاصل از سن‌سنجی به روش U-Pb در جدول ۲-۵ (بخش پیوست) ارائه شده است.



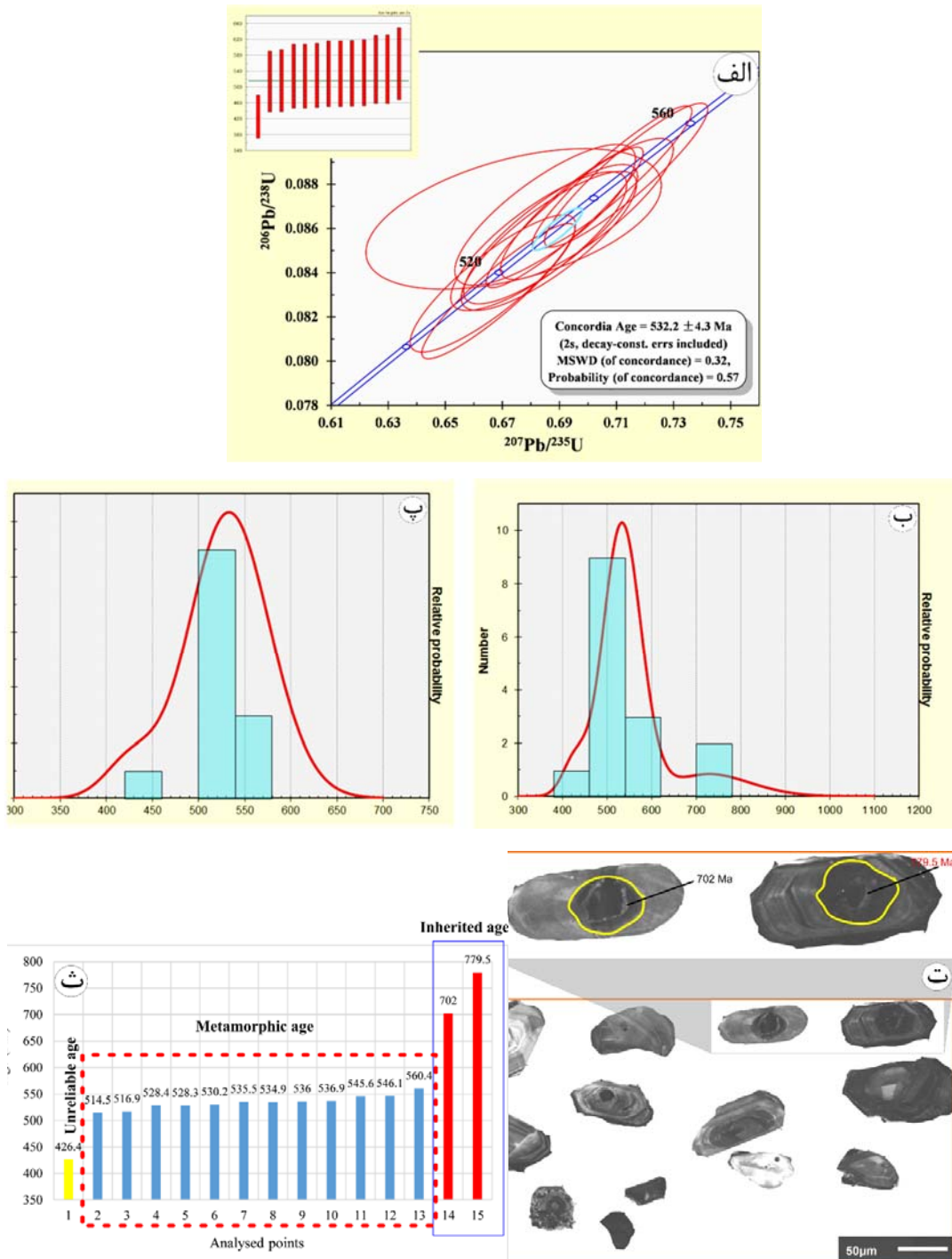
شکل ۳-۵- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های تعیین سن شده (نئوپروتروزوئیک پسین) بر روی تصویر ماهواره‌ای مجموعه جندق - عروسان.

جدول ۵-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخاب شده جهت سن‌سنجی به روش U-Pb زیرکن (بر حسب UTM)

ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
1	BJA-458	Grt-Act- Schist	276265	3765895
2	BJA-405	Biotite-Granite	349334	3791023
3	BJA-398	"	349399	3791044
4	BJA-307	"	312025	3772503
5	BJA-439	"	278778	3770961
6	BJA-389	Alkali feldspar- granite	319811	3778109
7	BJA-378	Leucogabbro	319488	3776749

الف) گارنت-اکتینولیت شیست (کالک شیست، BJA-458)

تصاویر کاتادلومینسانس (CL) تهیه شده از نمونه گارنت اکتینولیت شیست مورد مطالعه نشان می‌دهد این زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل کوتاه تا متوسط هستند و برخی از آنها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه شکل دار بوده و اندازه آنها حدود ۷۰ تا ۱۵۰ میکرون می‌باشد. این زیرکن‌ها دارای مقادیر U (299-1772 ppm) و Th (87-390 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.097-0.706) می‌باشند. سن‌های $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۴۲۶/۴ تا ۷۷۹/۵ میلیون سال بوده و سن سازگاری $4/3 \pm 532/2$ میلیون سال را نشان می‌دهد (شکل ۵-۴). سن‌های مربوط به نئوپروتروزوئیک پسین، معرف آن است که این دسته زیرکن‌ها در طی فرایند دگرگونی تشکیل شده‌اند و در نتیجه سن تشکیل گارنت اکتینولیت شیست‌ها را نشان می‌دهند. زیرکن‌های موروثی در هسته برخی از این زیرکن‌ها، وجود دارد. این زیرکن‌ها به صورت بی‌شکل و عمدتاً گرد شده در هسته زیرکن‌های جدا شده از گارنت - اکتینولیت شیست مشاهده می‌شوند. بر اساس سن‌سنجی انجام گرفته بر روی دو نمونه از زیرکن‌های موروثی سن ۷۰۲ و ۷۷۹/۵ میلیون سال را نشان می‌دهد. تعیین سن‌های انجام شده بر روی انواع سنگ‌های سازنده مجموعه دگرگونی پی‌سنگی ایران (به غیر از سن‌های مربوط به زیرکن‌های موروثی) از ۶۰۰ میلیون سال قدیمی‌تر نیستند. لذا باید برای شناخت تحولات سنگ‌شناسی، بازه‌های زمانی ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال پیش و ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ میلیون سال پیش، دست‌یابی به پاسخ را در مقیاسی جهانی و بزرگتر پی‌گیری کرد.



شکل ۵-۴- الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی (ب) و (پ) نمودار چگالی احتمالی (شکل پ) بدون سن موروثی رسم شده است) ث) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گارنت اکتینولیت شیست BJA-458، زیرکن‌های موروثی به صورت گرد و در اندازه کوچک به صورت هسته در زیرکن‌ها وجود دارند؛ ت) هیستوگرام نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه گارنت - اکتینولیت شیستی. به سن‌های موروثی در سمت راست نمودار و زیرکن‌های دارای هسته موروثی توجه نمائید.

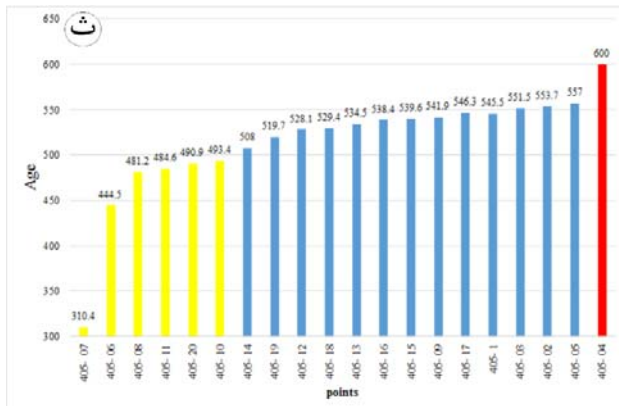
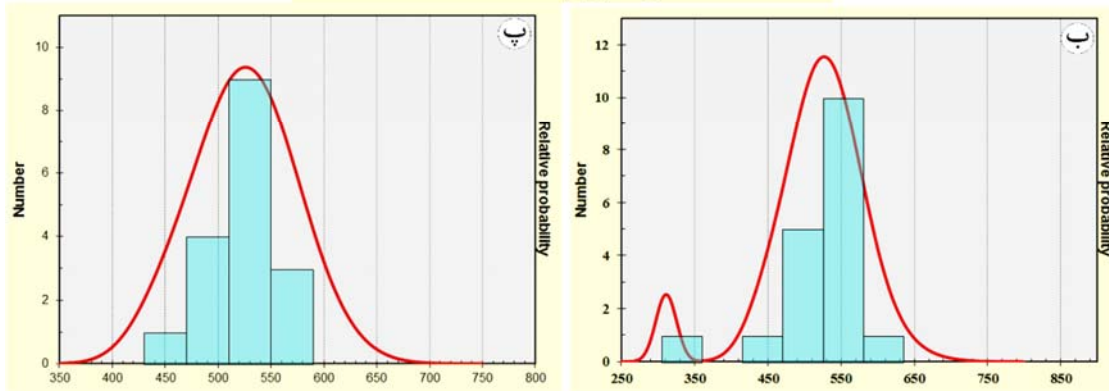
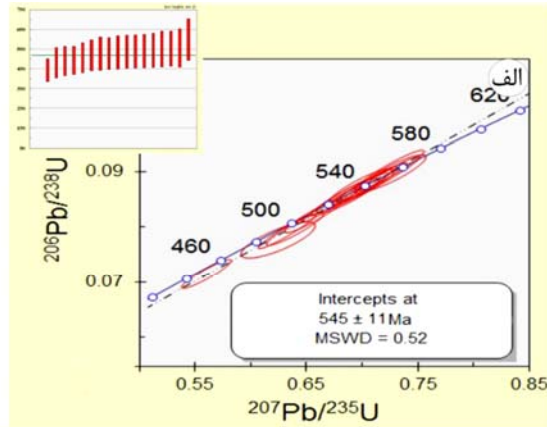
ب) بیوتیت گرانیته‌ها

همانطور که در فصل دوم ذکر شد چند توده گرانیته تقریباً مشابه در درون مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان نفوذ کرده و در آن جایگزین شده‌اند. این گرانیته‌ها علاوه بر داشتن شباهت‌های کانی‌شناختی و سنی، دارای خصوصیات ژئوشیمیایی مشابهی نیز هستند. سن سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های چهار نمونه از این گرانیته‌ها انجام پذیرفت. این گرانیته‌ها شامل بیوتیت گرانیته پورفیروئیدی آیراکان (BJA-405)، گرانیته آپلیتی آیراکان (BJA-398)، بیوتیت گرانیته کلاته (BJA-307) و بیوتیت گرانیته چاه زرد (BJA-439) می‌باشند.

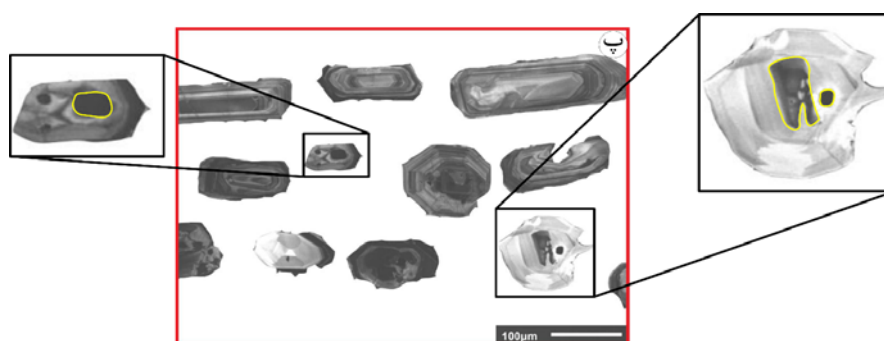
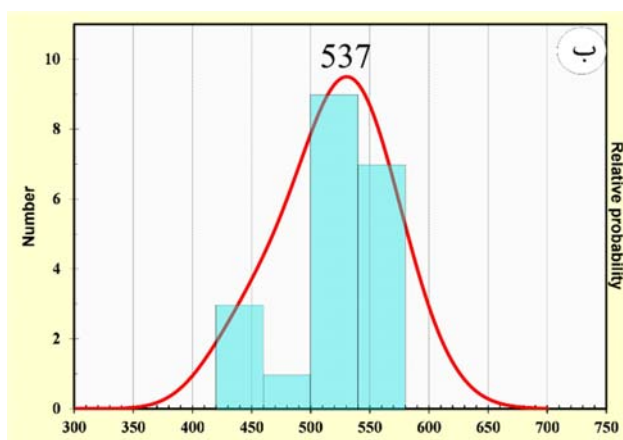
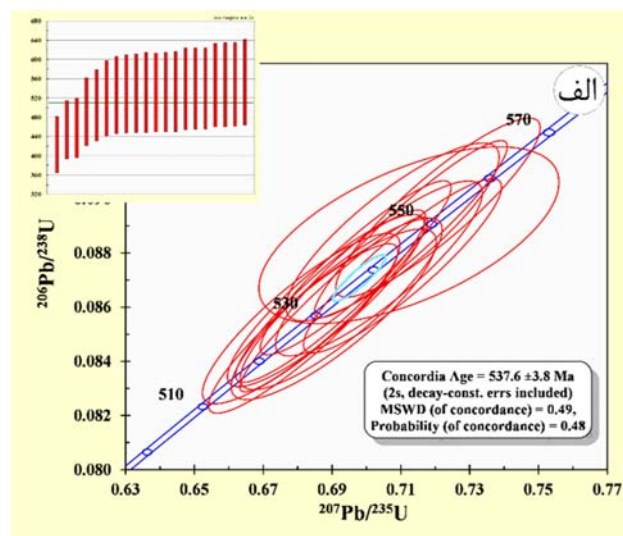
زیرکن‌های این گرانیته‌ها به شکل منشوری‌های متوسط تا طویل هستند و غالباً منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه شکل‌دار بوده و اندازه آنها حدود ۷۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. مشخصات کلی زیرکن‌ها و مقادیر سنی به دست آمده برای این گرانیته‌ها در جدول ۲-۶ آمده است. نمودارهای سازگاری سن به دست آمده از روش U-Pb، نمودارهای میانگین سنی و چگالی احتمالی و تصاویر CL هر یک از این گرانیته‌ها در شکل‌های (۵-۵) تا (۵-۸) آورده شده است. زیرکن‌های این گرانیته‌ها نیز دارای هسته‌های موروثی هستند و دو سن ۶۰۰ میلیون سال و ۲۳۵۰ میلیون سال را نشان می‌دهند. زیرکن‌های موروثی در این سنگ‌ها به طور متعدد وجود دارد. کمبود تعداد سن‌های موروثی در نتایج داده‌ها، به دلیل انجام آنالیز در قسمت حاشیه زیرکن‌ها است.

جدول ۲-۵- مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از بیوتیت گرانیته‌های مرتبط با مجموعه جندق - عروسان

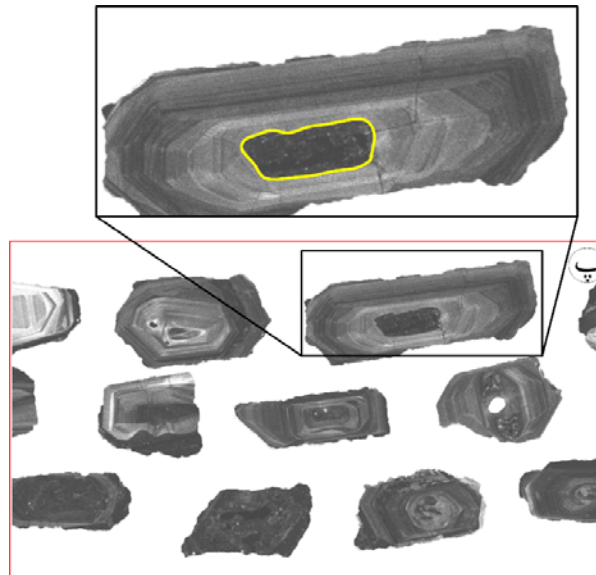
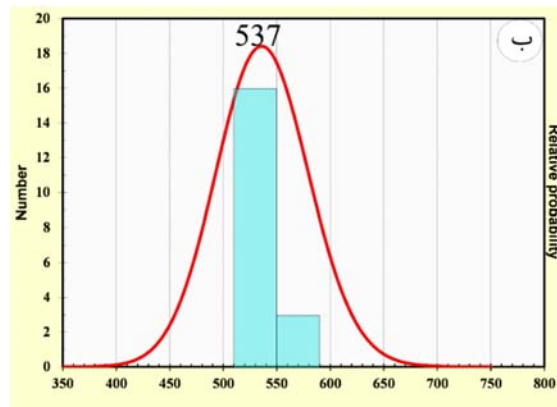
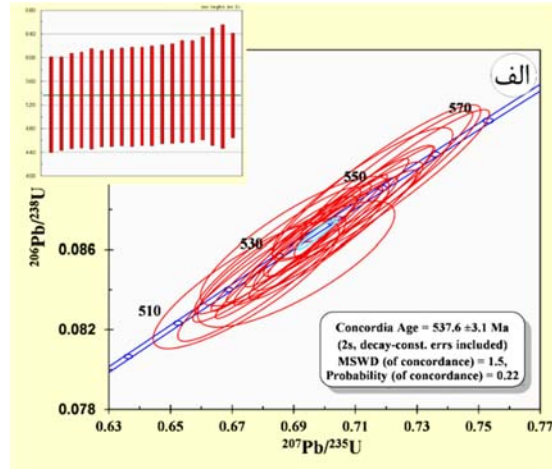
نمونه	شکل زیرکن	U (ppm)	Th(ppm)	Th/U	سن سازگاری	
					دامنه سنی (میلیون سال)	(میلیون سال)
BJA-405 (گرانیته آیراکان)	منشوری	285-2578	66- 465	0.146- 0.818	310.4- 600	545±11
BJA-398 (گرانیته آیراکان)	منشوری	367-1752	53- 141	0.217- 0.744	423.1- 553.8	537.6±3.8
BJA-307 (گرانیته کلاته)	منشوری	103-1186	104- 502	0.158- 1.004	513- 2350	535.4±3.2
BJA-439 (گرانیته چاه زرد)	منشوری	252-2578	26- 140	0.146- 0.818	310.4- 600	537.6±3



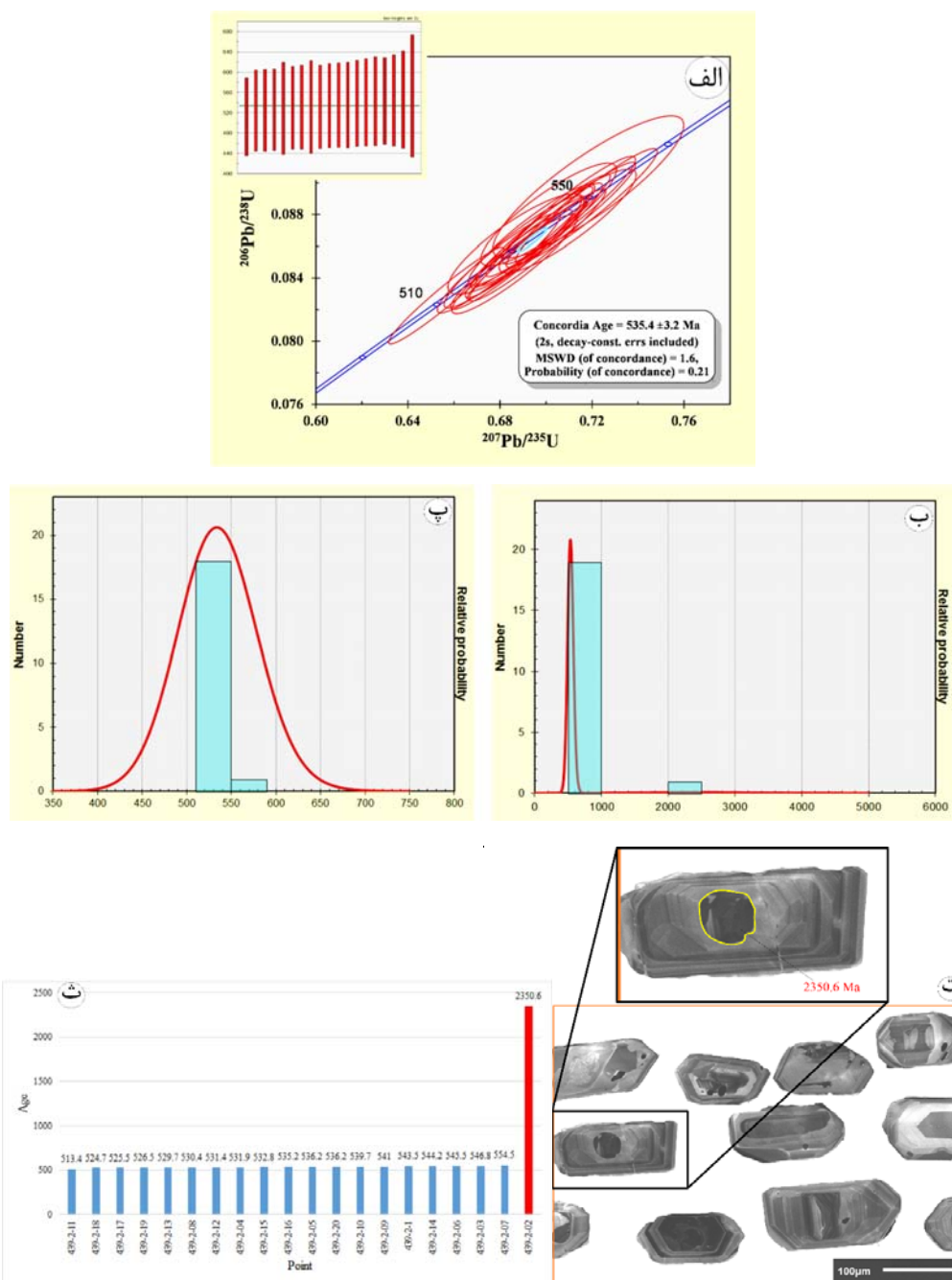
شکل ۵-۵-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیت آیراکان (BJA-405) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب و پ) نمودار چگالی احتمالی (شکل ب) بدون سن موروثی و سن‌های زیر ۴۰۰ میلیون سال رسم شده است؛ ت) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیت آیراکان (BJA-405). به هسته‌های موروثی در این زیرکن‌ها توجه فرمایید؛ ث) هیستوگرام نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه گرانیت آیراکان. به سن‌های موروثی در سمت راست نمودار و زیرکن‌های دارای هسته موروثی و رشد چند مرحله‌ای زیرکن‌ها توجه نمائید.



شکل ۵-۶- الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه آپلیتی آیراکان (BJA-398) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب) نمودار چگالی احتمالی پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه آپلیتی آیراکان (BJA-398). هسته‌های موروثی نیز در این زیرکن‌ها وجود دارند. به دلیل انجام آنالیز در قسمت حاشیه زیرکن‌ها، سن زیرکن‌های موروثی به دست نیامده است.



شکل ۵-۷- الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیت کلاته (BJA-307) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب) نمودار چگالی احتمالی و پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیت کلاته (BJA-307). این زیرکن‌ها دارای هسته‌های موروثی هستند. به دلیل انجام اغلب آنالیزهای سن سنجی بر حاشیه زیرکن‌ها، بسیاری از زیرکن‌های موروثی سن سنجی نشده‌اند.



شکل ۵-۸- الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیت چاه‌زرد (BJA-439) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب و پ) نمودار چگالی احتمالی (شکل ب) بدون سن موروثی رسم شده است؛ ت) تصویر از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیت چاه‌زرد (BJA-439). به هسته‌های موروثی در این زیرکن‌ها توجه فرمایید؛ ث) هیستوگرام نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه گرانیت چاه‌زرد. به سن‌های موروثی در سمت راست نمودار و زیرکن‌های دارای هسته موروثی زیرکن‌ها توجه نمایید.

تاکنون، جایگاه سنی این گرانیت‌ها براساس شواهد چینه‌شناختی یا روش‌های سن‌سنجی نامناسب، تعبیر و تفسیر شده است. به‌طوری که در برخی موارد آنها را به ژوراسیک‌میانی نسبت داده‌اند. به جز توده گرانیتی آیراکان توده‌های گرانیتی دیگر سن‌سنجی نشده بود. بهارزاده (۱۳۸۷) و بهار زاده و همکاران (۱۳۸۷) بر اساس مطالعات سن‌سنجی صورت گرفته بر روی گرانیت‌های آیراکان در پروژه تکنواسپورت توسط (Susov et al., 1979) به روش Rb/Sr، سن 168 ± 8 میلیون سال معادل با ژوراسیک‌میانی را به این سنگ‌ها نسبت داده‌اند. بررسی مطالعات جدید از جمله (Masoodi et al.; Kargaranfahghi et al., 2012a,b; 2009; 2007; 2006) (۱۳۹۶) و همکاران، (۲۰۱۳) جمالی آشتیانی و همکاران، (۱۳۹۶) (۲۰۱۳) نشان می‌دهد که در واقع سن‌های جوان‌تر از نئوپروتروزوئیک‌پایانی که بر اساس روش‌های سن-سنجی غیر از U-Pb، نظیر Ar-Ar، K-Ar و در برخی موارد Rb-Sr به دست آمده‌اند، در حقیقت سن حوادث بعدی به ویژه دگرگونی‌های درجه پایین‌تر صورت گرفته در سیمین (اواخر تریاس تا ژوراسیک بالایی) را نشان می‌دهند. (Shirdashtzadeh et al., 2018) سن 518.2 ± 4.9 را برای زیرکن‌های موروثی توده گرانیتی آیراکان در نظر گرفته و با وجود فراوانی آماری کم داده‌های سنی مربوط به اردوویسین (حدود ۱۰ زیرکن از ۴۰ زیرکن سن‌سنجی شده)، سن 483 ± 2.9 را به این توده نسبت داده است.

در صورتی که نتایج سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده (دارای شباهت‌های صحرایی و ژئوشیمیایی) و گرانیت‌های آپلیتی مجموعه جندق - عروسان (حدود ۸۰ زیرکن سن‌سنجی شده) به روشنی و با دقت و درستی بالا نشان می‌دهند که این سنگ‌ها به نئوپروتروزوئیک‌پسین تعلق دارند. با توجه به نمودارهای چگالی احتمالی برای داده‌های سن‌سنجی این گرانیت‌ها (شکل ۵-۵ تا ۵-۸ و جدول ۵-۱ (بخش پیوست)) سن تقریبی 537 میلیون سال (نئوپروتروزوئیک‌پسین) بیشترین فراوانی است. (Bagheri & Stampfli, 2008) نیز سن 549 ± 15 میلیون سال معادل با نئوپروتروزوئیک‌پسین را برای بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی- شده آیراکان اعلام کرده‌اند. این اعداد و ارقام نشان می‌دهد که سن‌سنجی‌های انجام شده همدیگر را تأیید می‌کنند. همچنین بیوتیت‌گرانیت‌های آیراکان، توسط دایک‌های آپلیتی با سن $537 \pm 3/9$

(نئوپروتروزوئیک پسین) خود قطع شده‌اند. چون دایک‌ها جوانتر از گرانیته‌ها هستند، بنابراین از این طریق نیز سن نئوپروتروزوئیک گرانیته آیراکان تأیید می‌شود. همانطور در فصل دوم و سوم اشاره شد این گرانیته‌ها در مراحل بعدی متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند در نتیجه سن‌های پایین‌تر احتمالاً به دلیل وقایع بعدی همچون میلونیت‌زایی و تأثیر آن در مقدار Pb می‌باشد و در حقیقت سن نئوپروتروزوئیک پسین برای گرانیته‌های آیراکان سازگارتر است.

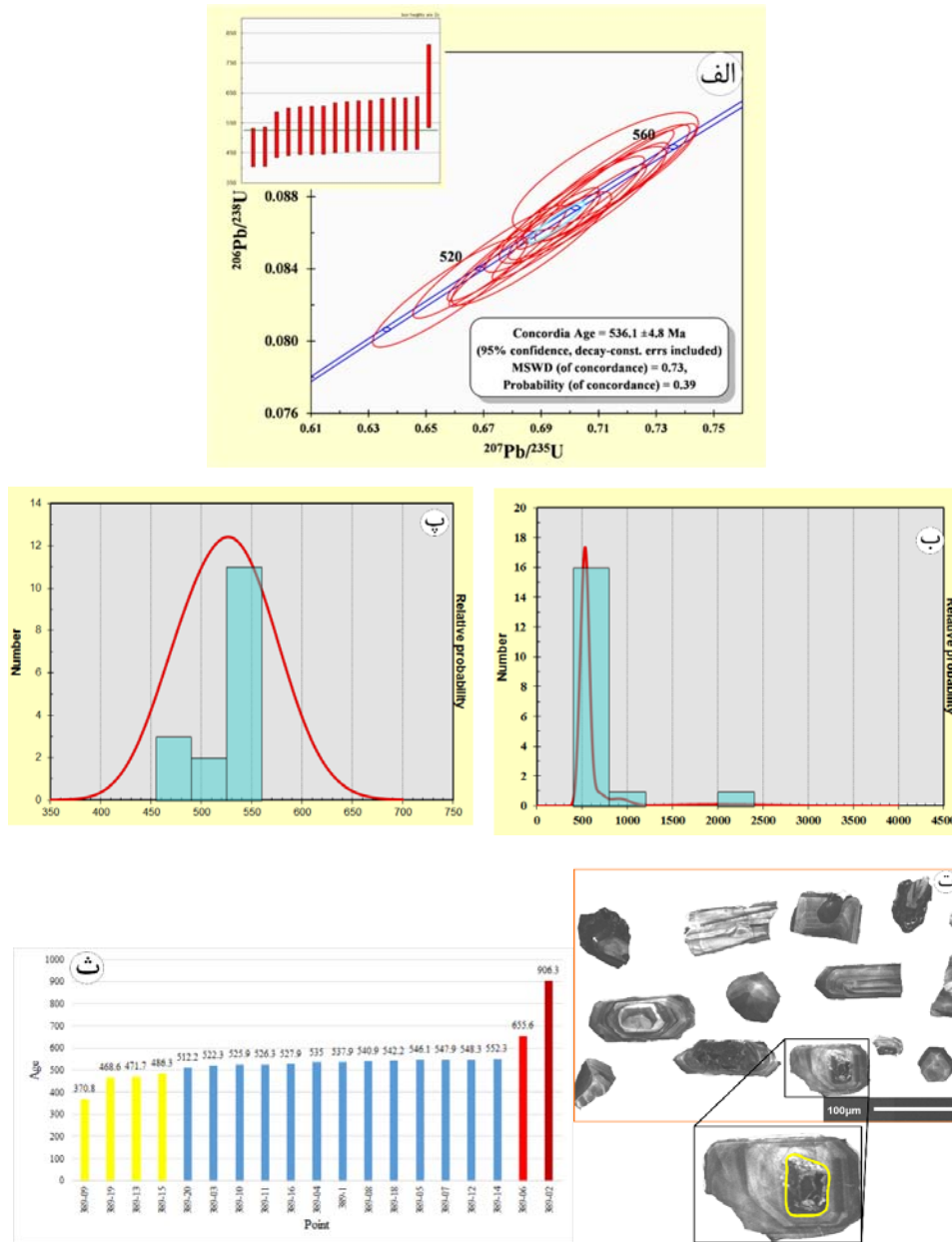
(پ) آلکالی فلدسپار گرانیته صورتی رنگ (BJA-389)

این گرانیته‌ها به صورت دایک، مجموعه افیولیتی شمال شرق منطقه کلاته و به عبارت دقیق افیولیت-های منطقه ابراهیم زهرا را قطع کرده‌اند. زیرکن‌های این نوع گرانیته‌ها منشوری شکل کوتاه تا طویل هستند و بیشتر آنها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه شکل‌دار هستند و اندازه آنها از ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون متغیر است. هسته‌های موروثی نیز در این زیرکن‌ها قابل مشاهده است. این زیرکن‌ها دارای مقادیر U (119-1214 ppm) و Th (49-293 ppm) و نسبت‌های (-) 0.176- 0.556 Th/U می‌باشند. سن‌های $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۴۶۸/۶ تا ۹۰۶/۳ میلیون سال بوده و سن سازگاری $4/8 \pm 536/1$ میلیون سال را نشان می‌دهند (شکل ۵-۹). این سنگ‌ها نیز به نئوپروتروزوئیک-پسین تعلق دارند. از آنجایی که این گرانیته‌ها مجموعه افیولیتی جندق را قطع کرده‌اند، می‌توان نتیجه گرفت حداقل سن این مجموعه افیولیتی نئوپروتروزوئیک پسین است و جوانتر از این سن نیست.

(ت) لوکوگابرو (BJA-378)

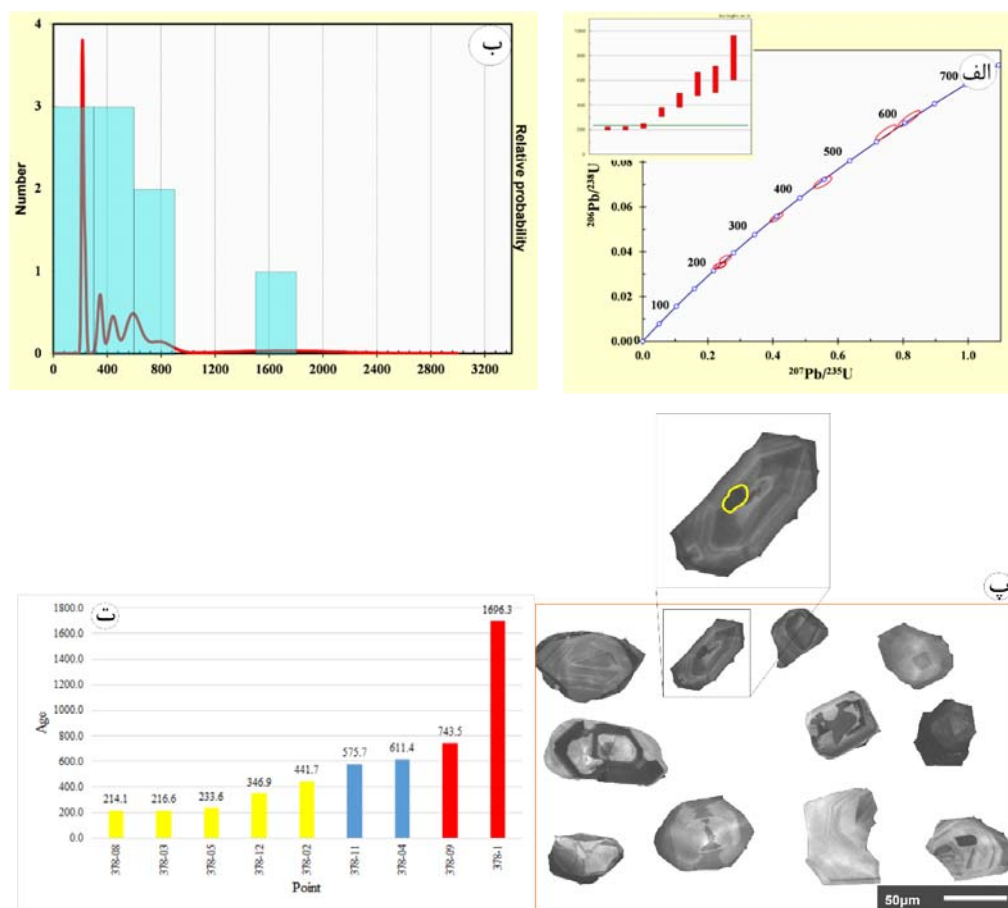
این لوکوگابروها بخشی از مجموعه افیولیتی منطقه ابراهیم زهرا به حساب می‌آیند. تعداد بلورهای زیرکن جدا شده از این سنگ‌ها نسبتاً اندک بوده و در نتیجه تعداد ۱۲ نقطه برای زیرکن‌های این سنگ تجزیه شد. زیرکن‌های این سنگ‌ها به شکل منشوری کوتاه هستند و برخی از آنها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. زیرکن‌های این نمونه سنگی خودشکل تا نیمه شکل‌دار بوده و اندازه آنها حدود ۵۰ میکرون می‌باشد. این زیرکن‌ها دارای مقادیر U (168-2324 ppm) و Th (93-782 ppm) و نسبت‌های

است (شکل ۵-۱۰).
 Th/U (0.16-0.821) می‌باشند. سن‌های $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۲۱۴ تا ۱۶۹۶/۳ میلیون سال متغیر



شکل ۵-۹-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه آلکالی فلدسپار گرانیت کلاته (BJA-389) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب و پ) نمودار چگالی احتمالی (شکل پ) بدون سن موروثی رسم شده است؛ ت) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه آلکالی فلدسپار گرانیت کلاته (BJA-389). به هسته‌های موروثی در این زیرکن‌ها توجه فرمایید؛ ث) هیستوگرام نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه آلکالی فلدسپار گرانیت کلاته. به سن‌های موروثی در سمت راست نمودار و زیرکن‌های دارای هسته موروثی و رشد چند مرحله‌ای زیرکن‌ها توجه نمایید.

زیرکن‌های موروثی در هسته زیرکن‌های جدا شده از لوکوگابروها نیز وجود دارد و دارای سن‌های $743/5$ و $1696/3$ میلیون سال می‌باشند. به دلیل تعلق داشتن لوکوگابروها به افیولیت‌های جندق، سن‌های به دست آمده معرف دامنه سنی نئوپروتروزوئیک پسین برای این سنگ‌ها قابل قبول و منطقی تر است.



شکل ۵-۱۰-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه لوکوگابروی متعلق به افیولیت جندق (BJA-378) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی (ب) نمودار چگالی احتمالی؛ (پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه لوکوگابروی متعلق به افیولیت جندق (BJA-378). به هسته‌های موروثی در این زیرکن‌ها توجه فرمایید؛ (ت) هیستوگرام نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه لوکوگابروی متعلق به افیولیت جندق.

سن‌های جوان به دست آمده از برخی زیرکن‌ها، به احتمال زیاد بیانگر از دست رفتن سرب یا حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها است و نباید آنها را سن تبلور یا سن تشکیل سنگ به حساب آورد. در ضمن فراوانی آماری آنها بسیار کم است. میلونیتی شدن از جمله حوادثی است که می‌تواند سن سنگ را تحت تاثیر قرار دهد. برخی از فرآیندهای مهم برای از دست رفتن سرب عبارتند از :

۱- انتشار مداوم (continuous diffusion) و یا شستشو (leaching) (Ahrens, 1955): هسته‌های نوزاد با نیمه عمر کوتاه حاصل از واپاشی سری اورانیوم به داخل ترک‌های ریز شبکه کانی وارد شده و به دلیل انرژی ساطع شده در طی واپاشی باعث خارج شدن سرب رادیوژن توسط انتشار یا شستشو می‌شود.

۲- مدل اتساع پذیری: این مدل توسط Goldrich & Mudery, (1972) ارائه شده است. بر اساس این مدل، کانی بر اثر واپاشی آلفای حاصل از اورانیوم، توریوم و هسته‌های نوزاد آنها، در معرض صدمات تشعشی قرار گرفته و شبکه‌های موئین میکروسکوپی در کانی تشکیل می‌شود که آب از طریق آنها به داخل بلور نفوذ می‌کند. دامنه صدمات تشعشی با افزایش سن کانی و غلظت بالای اورانیوم و توریوم در کانی افزایش می‌یابد (Silver & Deutsch, 1963). مقدار سربی که به داخل این سیال انتشار می‌یابد در داخل بلور به طور محکم نگه داشته می‌شود تا فرآیند بالآمَدگی یا فرسایش، باعث آزاد شدن فشار از روی کانی شود. اتساع بلور زیرکن باعث خروج آب همراه با سرب رادیوژن محلول در آن می‌شود. از دست دادن سرب رادیوژن در کمپلکس‌های متبلور پی‌سنگی سپرهای پرکامبرین به دلیل بالآمَدگی و فرسایش به طور مهم به این مدل نسبت داده شده است (Goldrich & Mudery, 1972).

۳- هوازدگی شیمیایی (weathering): هوازدگی شیمیایی ممکن است در مواردی باعث ناهماهنگی الگوهای زمانی به دلیل به هم ریختگی نسبت به هسته‌های رادیوژن در سیستم U-Pb شود (Stern et al, 1961).

۴- اندازه کانی: کانی‌های زیرکن کوچکتر به دلیل دارا بودن نسبت بالای سطح به حجم در مقایسه با زیرکن‌های بزرگتر، بیشتر در معرض از دست دادن سرب قرار دارند.

۵- غلظت اورانیوم: زیرکن‌های دارای مقادیر کم اورانیوم، نسبت به زیرکن‌های غنی از اورانیوم، سرب رادیوژن کمتری از دست می‌دهند. صدمات تشعشعی در کانی‌های غنی از اورانیوم بیشتر است. در نتیجه تعیین سن‌های انجام شده در مورد سنگ‌های با سن نئوپروتروزوئیک پسین به طور تجربی بیانگر این موضوع است که در این سنگ‌ها اختلاف سنی در حدود ± 50 میلیون سال امری عادی است. بر این اساس در بررسی ترتیب و تقدم سنگ‌های مورد مطالعه نباید به طور صرف، به نتایج سن سنجی اعتماد کرد. بلکه ابتدا باید روابط چینه شناسی ملاک و معیار ارزیابی قرار گیرند و در مرحله بعد داده‌های به دست آمده را باید مورد بررسی قرار داد و مشخص کرد که آیا در آنها بی‌نظمی یا تغییرات معناداری وجود دارد یا نه. اگر چنین موردی صادق بود، باید مجدداً به شواهد پتروگرافی و سنگ‌شناسی منطقه رجوع کرد.

بر اساس تعیین سن‌های انجام گرفته بر روی زیرکن‌های جدا شده از گرانیته‌ها و سنگ‌های میزبان آنها، این سنگ‌ها دارای سن نئوپروتروزوئیک پسین می‌باشند. طیف سنی به دست آمده حدود ۵۳۰ تا ۶۰۰ میلیون سال می‌باشد. سن‌های بیشتر از ۶۰۰ میلیون سال مربوط به زیرکن‌های موروثی است که از سرزمین‌های قدیمی همجوار سرچشمه گرفته‌اند و در فرآیند رسوبگذاری، سنگ‌های والد یا مادر دگرگونی کنونی مشارکت کرده‌اند. با توجه به سن‌های به دست آمده از زیرکن‌های سنگ‌های مجموعه جندق - عروسان (با سن نئوپروتروزوئیک پسین) این مجموعه جزئی از سرزمین‌های قدیمی پی‌سنگ ایران است و مربوط به حادثه گسترش حوضه‌های کششی درون قاره‌ای می‌باشد. البته حوادث دگرگونی و ماگمازایی که پس از تشکیل حوضه‌های رسوبی - آتشفشانی اتفاق افتاده است را می‌توان بخشی از حوادث کوهزایی کادومین به حساب آورد. این مجموعه پی‌سنگی ایران با پی‌سنگی عربستان با هم متفاوت هستند. برخلاف تصورات قبلی، پی‌سنگی این قسمت جوان‌تر از پی‌سنگی عربستان می‌باشد. شاید زیر این مجموعه پی‌سنگی، بخش‌های متعلق به پی‌سنگ عربستان در اعماق یافت شود. به طور کلی مجموعه‌های دگرگونی قدیمی از بیشتر زون‌های ساختاری ایران، از جمله ایران مرکزی، سندانج - سیرجان و البرز گزارش شده‌اند. از این جمله مجموعه‌های دگرگونی به مجموعه‌های چاپدون، بانه شور،

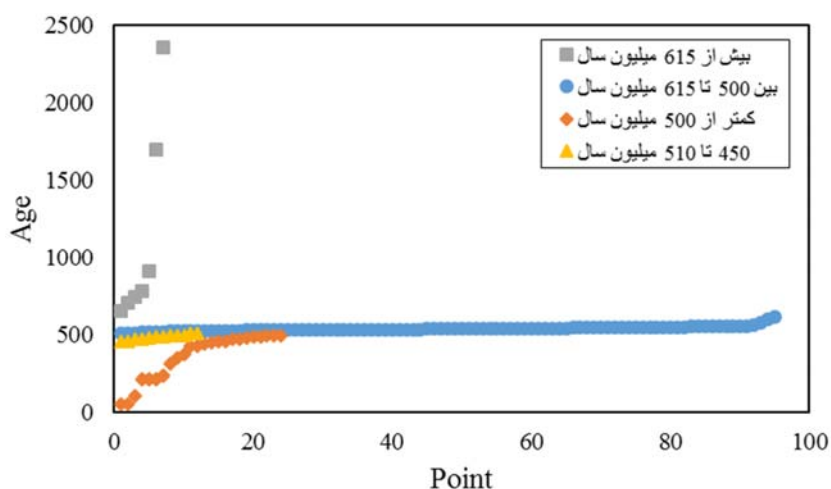
نی‌باز، تاشک در ناحیه ساغند، چاپدونی در ناحیه ساغند در بلوک‌های طبس و یزد (Ramezani and Tucker, 2003)، ناحیه تکاب - زنجان (Saki, 2010 و Hassanzadeh et al, 2008)، خوی (Azizi, et al, 2011) و سورات (Jamshidi Badr et al, 2013) و ماه نشان (Honarmand et al, 2018) در شمال غرب ایران مرکزی و مجموعه چاه جم - بیارجمند (Shafaii Moghadam et al, 2013)، مجموعه شترکوه (Rahmiti Ilkhchi, et al 2010)، شکاری (۱۳۹۷)، مجموعه‌های دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) و بند هزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، ماجراد (ویس کرمی و همکاران، در دست چاپ) در شمال شرق ایران مرکزی اشاره کرد. سنگ‌های این مجموعه‌های پی‌سنگی دارای دامنه سنی مشابهی با مجموعه پی سنگی جندق - عروسان می‌باشند و در جریان تشکیل آنها فرآیندهای زمین‌شناسی مشابهی دخیل بوده است. بررسی مجموعه سن‌هایی که از سنگ‌های مجموعه نئوپروتروزوئیک پسین جندق - عروسان به دست آمده است (شکل ۵-۱۱) نشان می‌دهد بخش اعظم سن‌های گزارش شده بین ۵۰۰ تا ۵۶۰ میلیون سال می‌باشد. به نظر می‌رسد این سن‌ها سن‌های حقیقی و سازگار با مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان می‌باشند. همان‌طور که در بالا ذکر شد از مجموعه‌های پی‌سنگی مشابه نیز چنین سن‌هایی به وفور گزارش شده است.

بخشی از سن‌ها بین ۴۵۰ تا ۵۱۰ میلیون سال می‌باشد که از فراوانی کمی برخوردارند و حدود کمتر از ۵ درصد زیرکن‌های تعیین سن شده را به خود اختصاص می‌دهند. احتمالاً این سن‌ها در مراحل پایانی سرد شدن توده‌های گرانیتوئیدی را منعکس می‌کنند.

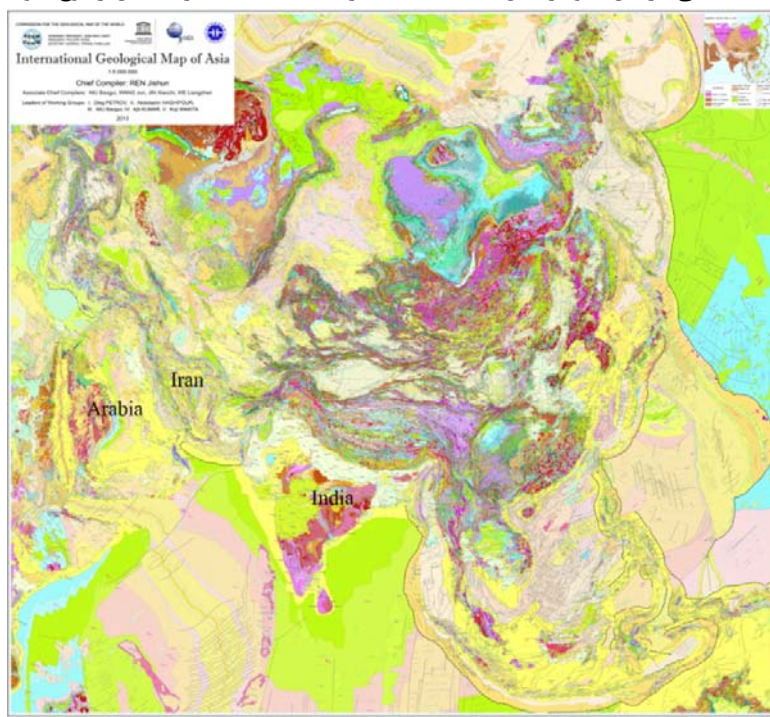
دسته دیگری از سن‌ها در یک گروه ۱۲۶ موردی (کل نقاط آنالیز شده) تعداد آنها به ۱۴ مورد می‌رسد دارای سن کمتر از ۴۵۰ میلیون سال می‌باشد. به احتمال زیاد سن‌هایی هستند که حوادث بعد از تشکیل مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان را بازتاب می‌دهند.

دسته دیگری دارای سن‌های بیش از ۶۱۵ میلیون سال هستند. این سن‌ها بطور حتم سن‌های موروثی به حساب می‌آیند. این سن‌های موروثی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: ۱- سن‌های بین ۶۱۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال که با سن‌های گزارش شده از مجموعه سنگ‌های بخش جنوب غربی

عربستان سازگار است. ۲- سن‌های بین ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ میلیون سال می‌باشند که احتمالاً با سن سرزمین‌های قدیمی‌تر نظیر هندوستان و شمال آفریقا قابل مقایسه‌اند و احتمالاً حاصل جابه‌جایی و انتقال مجدد زیرکن‌هایی هستند که از این سرزمین‌ها سرچشمه گرفته‌اند و به حوضه‌های کششی درون قاره‌ای راه یافته‌اند (شکل ۵-۱۲).



شکل ۵-۱۱- نمودار فراوانی برحسب داده‌های سنی مربوط به سنگ‌های نئوپروتروزوئیک پایانی. چهار طیف سنی در این نمودار قابل مشاهده است. برای اطلاعات بیشتر به متن رجوع شود.



شکل ۵-۱۲- موقعیت تقریبی ایران، عربستان، هند، آفریقا و شمال غرب آسیا در نقشه زمین‌شناسی - ساختاری آسیا (Jinshun et al., 2013)

۲-۳-۲-۵ سنگ‌های آذرین تریاس پسین

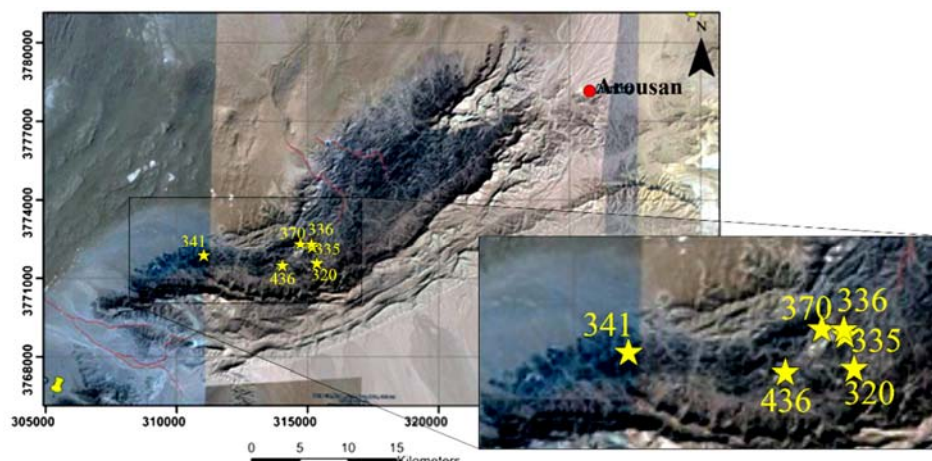
همان گونه که در فصل دوم و سوم شرح داده شد، در منطقه کلاته توده‌های نفوذی با ترکیب گابرودیوریتی تا گرانیتی به درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک نفوذ کرده‌اند. آلکالی-فلدسپارگرانیت‌ها به صورت دایک یا بسته‌های گرانیتی تا پگماتوئیدی، گابرودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند. سنگ‌های گابرودیوریتی و گرانیتی مورد بحث، تاکنون به خوبی مطالعه، شناسایی و معرفی نشده‌اند و جایگاه سنی آن‌ها براساس شواهد چینه‌شناختی یا روش‌های سن‌سنجی نامناسب، تعبیر و تفسیر شده است. به طوری که در برخی موارد آن‌ها را جزء مجموعه افیولیتی به سن نئوپروتروزوئیک به حساب آورده‌اند (ترابی، ۱۳۹۱) و یا همانند Susov et al, (1979) آن‌ها را به ژوراسیک میانی نسبت داده‌اند. بر اساس شواهد صحرایی توده‌های گابرودیوریتی به درون مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک نفوذ کرده‌اند و در مقابل کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک پایانی و آهک کرتاسه را قطع نکرده‌اند. در نتیجه از لحاظ چینه‌شناسی جایگاه سنی این توده‌های نفوذی از ژوراسیک بالایی قدیمی‌تر است. در ادامه خواهید دید نتایج سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از این توده‌ها به روشنی و با دقت بالا و درستی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به فازهای ماگمایی تریاس پسین تعلق دارند. دو نمونه از گابرودیوریت‌ها و چهار نمونه از این گرانیت‌ها جهت سن‌سنجی انتخاب و مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گرفته‌اند. موقعیت جغرافیایی این سنگ‌ها در جدول ۳-۵ و شکل ۶-۱۳ نشان داده شده است. نتایج حاصل از سن‌سنجی این سنگ‌ها در جدول ۴-۵ (بخش پیوست) ارائه شده است.

جدول ۳-۵- موقعیت جغرافیایی گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

جهت سن‌سنجی به روش U-Pb زیرکن (بر حسب UTM)

ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
1	BJA-335	Gabbrodiorite	315564	3772514
2	BJA-341	"	311073	3772012
3	BJA-336	Afs- Granite	315505	3772514
4	BJA-370	"	315566	3772462
5	BJA-320	"	315485	3771555
6	BJA-436	"	313887	3771139

Afs= alkali feldspar



شکل ۵-۱۳- تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده محل برداشت و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های تعیین سن شده (دارای سن تریاس پسین) بر روی تصویر ماهواره‌ای کلاته قنبر (جنوب شرق روستای مصر).

الف) گابرو دیوریت‌ها

زیرکن‌های گابرو دیوریت‌ها به شکل منشوری کوتاه تا متوسط هستند و برخی از آنها منطقه بندی ترکیبی نشان می‌دهند. زیرکن‌ها شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و اندازه آنها حدود ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. مشخصات کلی این گابرو دیوریت‌ها در جدول ۴-۵ به طور خلاصه آورده شده است. نمودار سن سازگاری، نمودار میانگین سنی، نمودار چگالی احتمالی و تصویر کاتادلومینسانس زیرکن‌های این سنگ‌ها در تصاویر (۵-۱۴ و ۵-۱۵) ارائه شده است. در هسته زیرکن‌های جدا شده از این کانی‌ها زیرکن‌های موروثی مشاهده شد. سن یکی از هسته‌های سن سنجی شده ۵۳۰/۶ میلیون سال می‌باشد. این سن دقیقاً با سن مجموعه‌های دگرگونی میزبان سازگاری دارد. در هنگام صعود و جایگیری توده‌های نفوذی تریاس پسین از میان سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین، زیرکن سنگ‌های میزبان درون هسته زیرکن‌های مربوط به سنگ‌های تریاس پسین به ارث رسیده‌اند.

ب) آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها

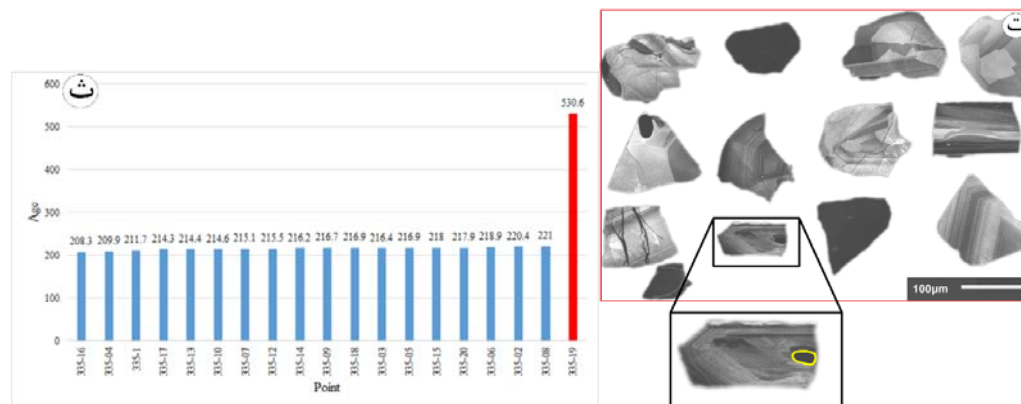
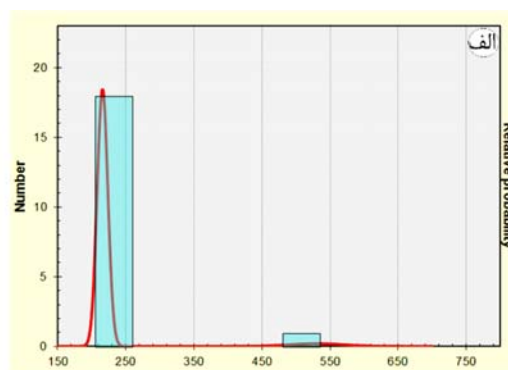
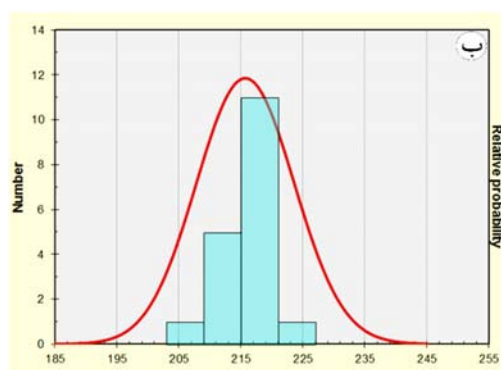
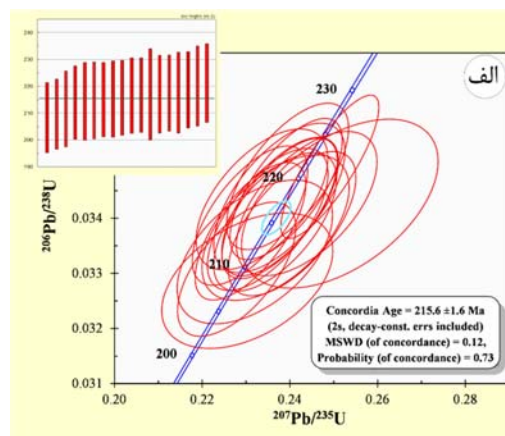
زیرکن‌های این سنگ‌ها خود شکل تا نیمه شکل دار هستند و به شکل منشوری طویل دیده می‌شوند. برخی از آنها منطقه بندی ترکیبی نشان می‌دهند. اندازه زیرکن‌ها، حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد.

در جدول ۵-۵ مشخصات کلی زیرکن‌های این گرانیته‌ها ارائه شده است. بر اساس داده‌های حاصل از سن سنجی به روش U-Pb نمودارهای سن سازگار، میانگین سنی و چگالی احتمالی برای این گرانیته‌ها ترسیم و در شکل‌های ۵-۱۸ تا ۵-۲۱ نشان داده شده است. هسته‌های موروثی در این سنگ‌ها نیز وجود دارد اما به دلیل اینکه بیشتر نقاط تعیین سن شده مربوط به حاشیه زیرکن‌ها است، بنابراین، داده‌های اندکی از سن‌های زیرکن‌های موروثی به دست آمده است.

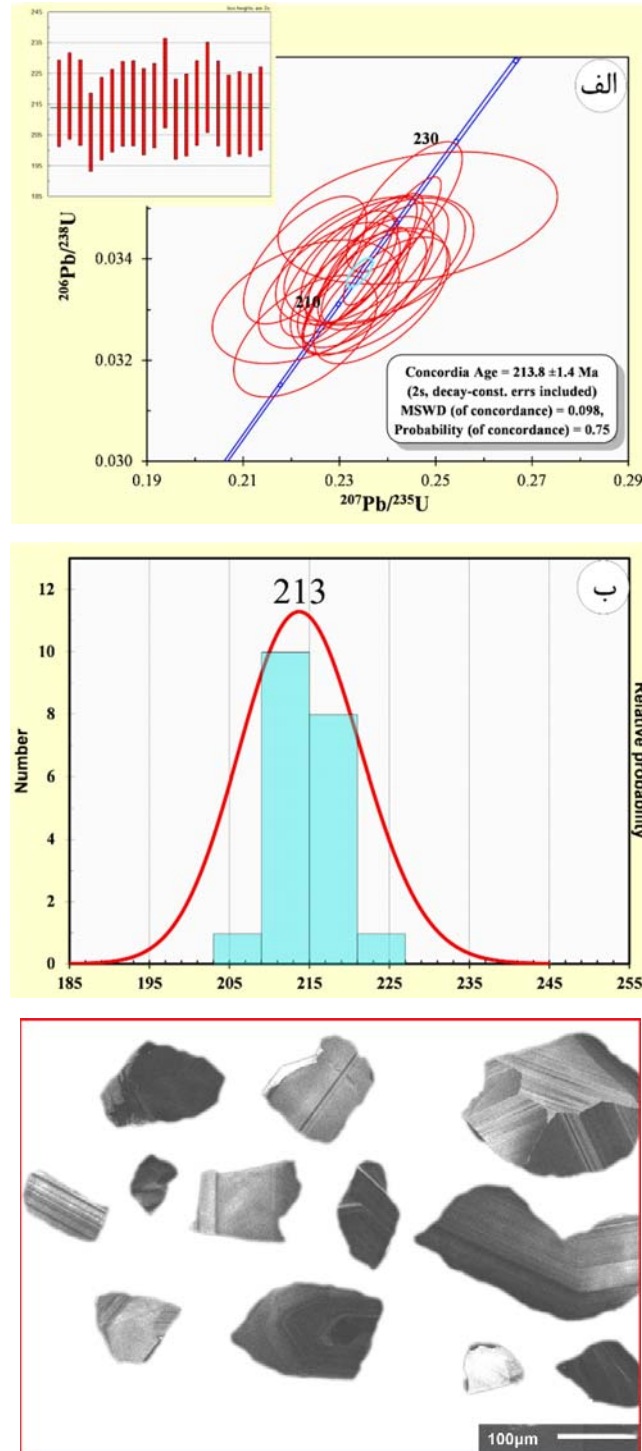
جدول ۵-۵- مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیته‌ها

نمونه	شکل زیرکن	اندازه زیرکن (میکرون)	مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیته‌ها			دامنه سنی (میلیون سال)	سن سازگاری (میلیون سال)
			U (ppm)	Th(ppm)	Th/U		
BJA-335	منشوری	50-100	220-1206	63-195	0.162-0.430	208.2- 530.6	215.6 ±1.6
BJA-341	"	50-200	153-2290	99- 2059	0.452 0.968	206.2- 222	213.8 ±1.4
BJA-336	"	100-200	148-383	59-320	0.459- 0.835	208- 226.2	213.9±1.6
BJA-370	"	50-100	382-2255	95-1547	0.164-0.794	207- 406.3	219±1.6
BJA-320	"	50-100	194- 809	111-282	0.428- 0.844	215.6- 231.3	221.7±1.6
BJA-436	"	50-100	1239-2350	282-1218	0.231-0.616	203.7- 217	212.5±10

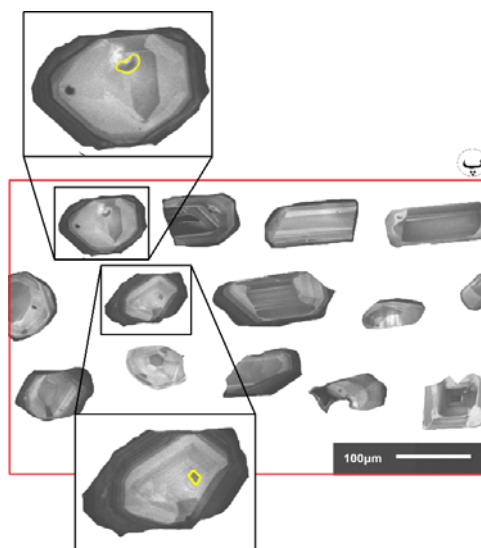
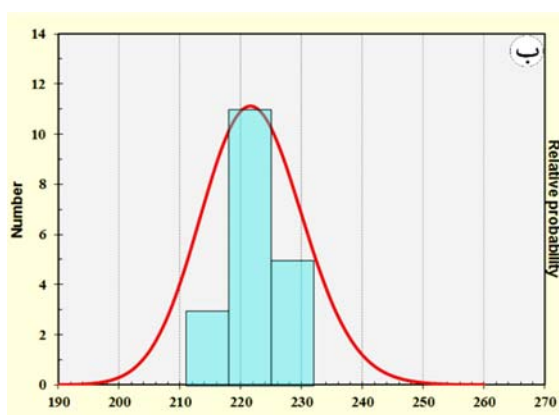
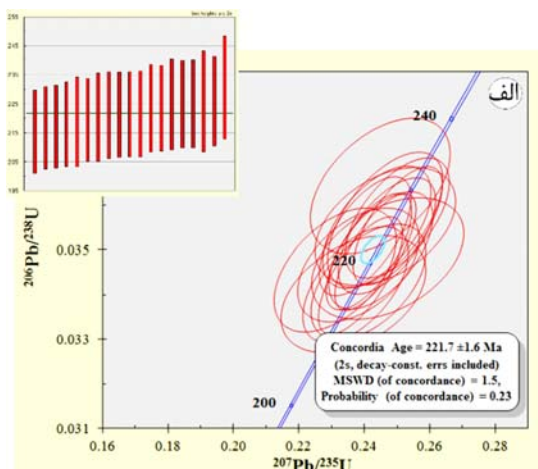
** * زیرنویس جدول: نمونه‌های BJA-335 و BJA-341 دارای ترکیب گابرودیوریتی و نمونه‌های BJA-336، BJA-370، BJA-320 و BJA-436 دارای ترکیب آلکالی فلدسپار گرانیته هستند.



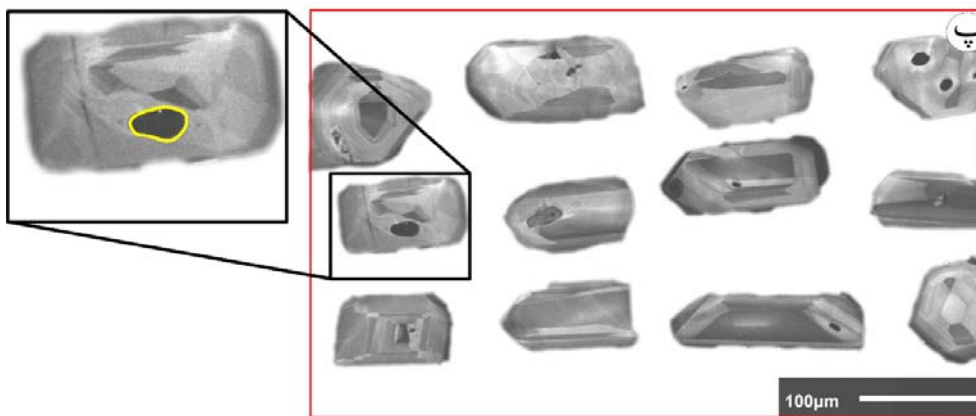
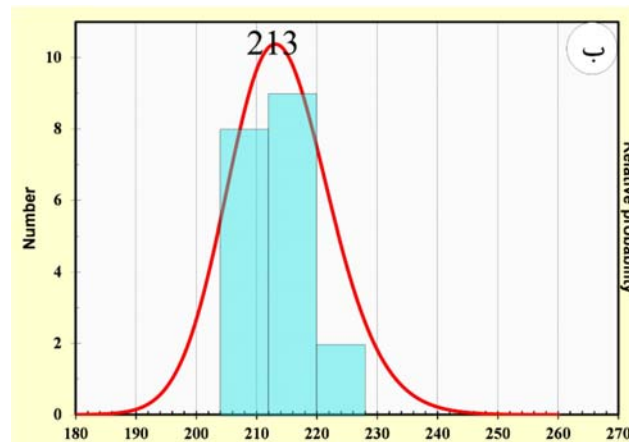
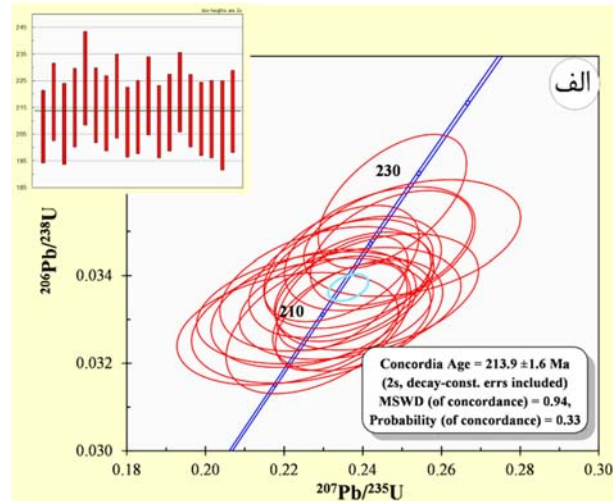
شکل ۵-۱۴- الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گابرویدیوریت (BJA-335) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب و پ) نمودار چگالی احتمالی (شکل پ) بدون سن موروثی رسم شده است؛ ت) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گابرویدیوریت (BJA-335). به هسته‌های موروثی در این زیرکن‌ها توجه فرمایید. قابل ذکر است به دلیل فرایند خردایش زیرکن‌ها خرد شده اند؛ ث) هیستوگرام نشان دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه گابرویدیوریت.



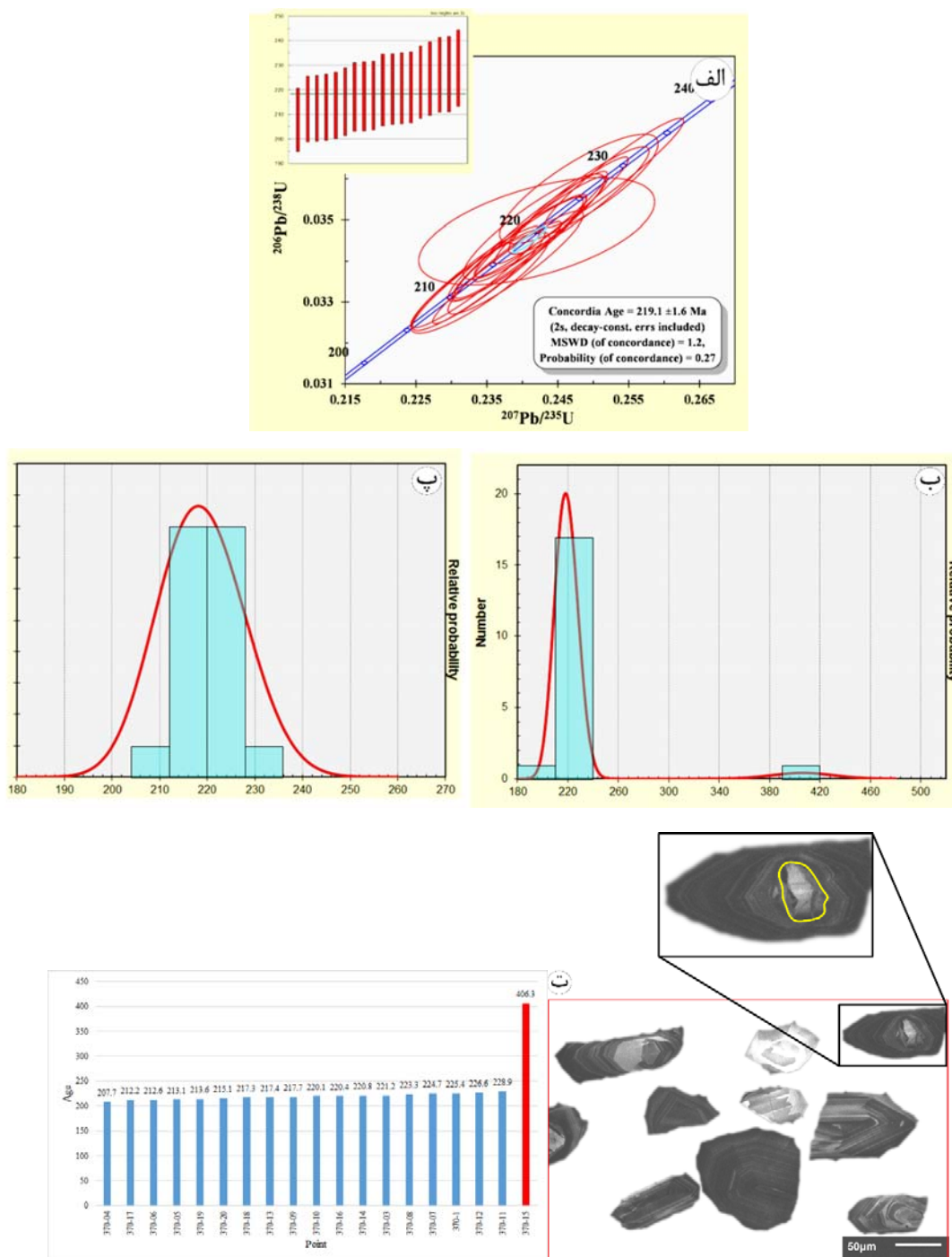
شکل ۵-۱۵-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گابرودیوریت (BJA-341) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی، ب) نمودار چگالی احتمالی (پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گابرودیوریت (BJA-341).



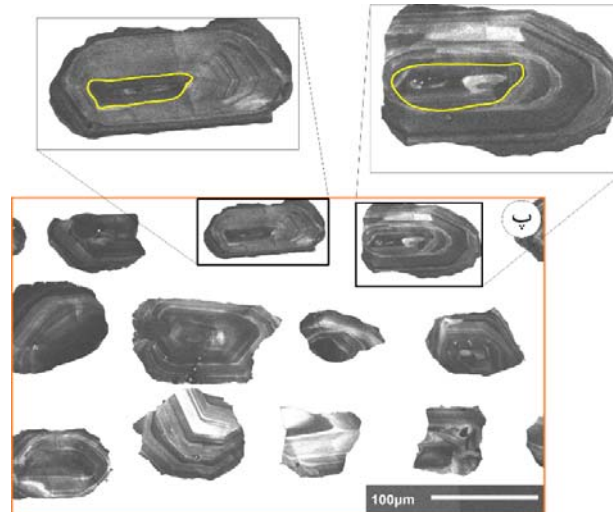
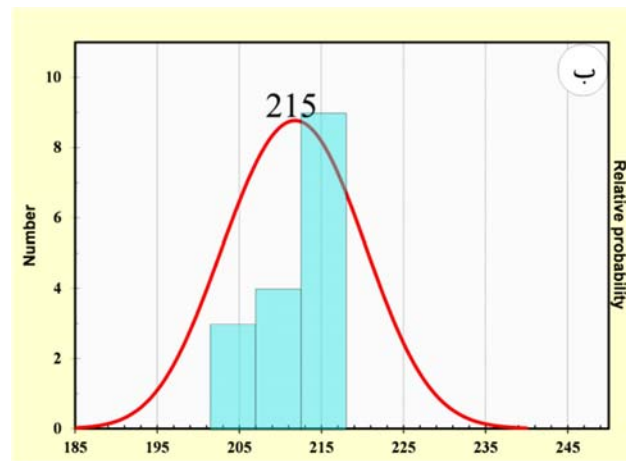
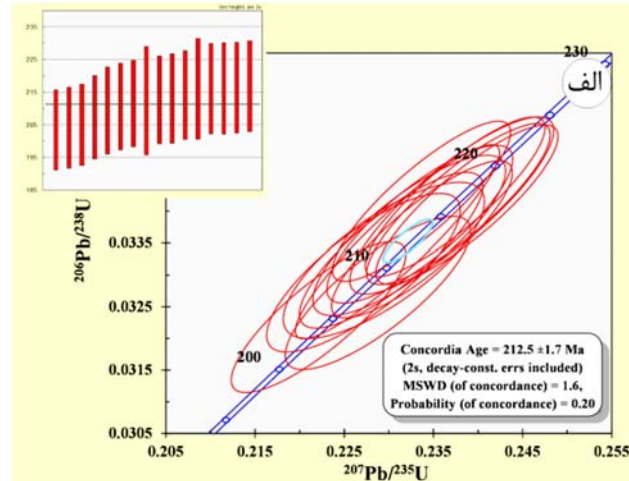
شکل ۵-۱۶-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیتی (BJA-320) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب) نمودار چگالی احتمالی پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی (BJA-320). زیرکن‌های موروثی در این گرانیت به صورت کوچک وجود دارد. ولی به دلیل آن که غالب آنالیز سن سنجی در حاشیه‌ها صورت سن بسیاری از آنها مشخص نشده است.



شکل ۵-۱۷-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیتی (BJA-336) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب) نمودار چگالی احتمالی و پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی (BJA-336). در این گرانیت‌ها نیز زیرکن‌های موروثی مشاهده می‌شود.



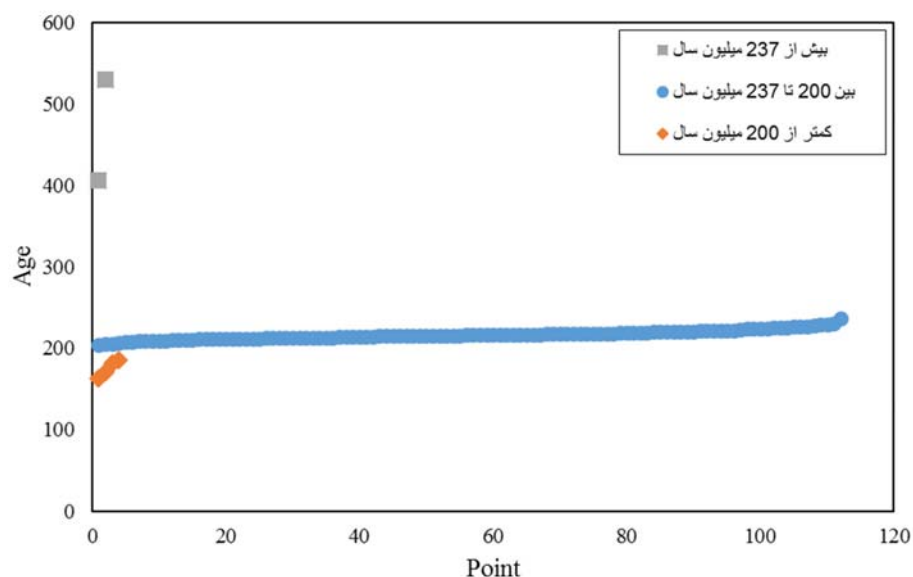
شکل ۵-۱۸-الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیتی (BJA-370) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی (ب) و (پ) نمودار چگالی احتمالی (شکل پ) بدون سن موروثی رسم شده است) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی (BJA-370)، زیرکن‌های موروثی به صورت گرد و در اندازه کوچک وجود دارند؛ ت) هیستوگرام نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه گرانیتی. به سن موروثی در سمت راست نمودار و زیرکن‌های دارای هسته موروثی توجه نمائید.



شکل ۵-۱۹- الف) نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نمونه گرانیتی (BJA-436) بر اساس روش U-Pb و نمودار میانگین سنی ب) نمودار چگالی احتمالی پ) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی (BJA-436). به زیرکن‌های موروثی در هسته زیرکن‌ها توجه کنید.

بررسی آماری سن‌های به دست آمده از زیرکن‌های گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس‌پسین (شکل ۵-۲۲) نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی مربوط به سن‌های ۲۲۰ تا ۲۳۷ میلیون سال می‌باشد. دسته دوم سن‌هایی هستند که بین ۲۰۰ تا ۱۶۰ میلیون سال می‌باشند و از فراوانی بسیار کمی برخوردارند و تعداد آنها به ۴ مورد می‌رسد. احتمال دارد این دسته از سن‌ها منعکس کننده حوادث پایان جایگیری توده نفوذی را منعکس کنند.

دسته دیگری از سن‌های به دست آمده بین ۴۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال می‌باشند که بطور حتم می‌توان آنها را جزء سن‌های موروثی به حساب آورد. یکی از موارد سنی $۵۳۰/۶$ میلیون سال می‌باشد که دقیقاً با سن مجموعه‌های دگرگونی میزبان سازگاری دارد. یک مورد سن $۴۰۶/۳$ میلیون سال گزارش شده است که فعلاً مصداق زمین‌شناسی سطحی ندارد ولی احتمال دارد مربوط به زیرکن‌هایی باشد که نسبت‌های ایزوتوپی این زیرکن‌ها دستخوش تغییر شده باشد.



شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات فراوانی سن‌های مربوط به زیرکن‌های نمونه‌های تریاس‌پسین.

نتایج حاصل از سن‌سنجی این گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌ها سن $۲۱۳ \pm ۱/۴$ تا $۲۲۱ \pm ۱/۶$ (معادل با تریاس‌پسین) را برای این نمونه‌ها نشان می‌دهد. همانطور که ذکر شد این نمونه‌ها در مجموعه دگرگونی جندق - عروسان (کلاته) نفوذ کرده‌اند. داده‌های سن‌سنجی مربوط به سنگ‌های بازیک و حدواسط

ایران مرکزی توسط برخی از پژوهشگران دیگر نیز به دست آمده است، که مؤید سن تریاس پسین- ژوراسیک میانی برای این سنگ‌هاست. از آن جمله می‌توان به سن 223 ± 2 میلیون سال برای دیوریت- های چاپدون (کیقبادی، ۱۳۹۵) سن 155 ± 35 میلیون سال برای دایک‌های دیابازی دلبر (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳) و سن ۱۶۹ تا ۲۳۰ میلیون سال برای گابرو دیوریت‌های ماجراد (کرمی، در دست چاپ) اشاره کرد. با توجه به این شواهد نوعی جوان‌شدگی از جنوب به شمال در ماگماتیسزم تریاس پسین تا ژوراسیک میانی اتفاق می‌افتد. علاوه بر زون‌های ایران مرکزی و البرز، در زون سنندج - سیرجان نیز دایک‌های دیابازی مشابهی به سن ژوراسیک میانی مشاهده و گزارش شده است که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی از جمله شیرکوه یزد (شیبی، ۱۳۸۸)؛ بوئین میاندشت (قاسمی، ۱۳۷۱)؛ ولی زاده و قاسمی، (۱۳۷۲)، گل‌زرد (بدرلو، ۱۳۹۰) الوند و بروجرد (Shahbazi & Siebel, 2010) را قطع کرده‌اند. لازم به ذکر است این توده‌های گرانیتوئیدی دارای سنی حدود ۱۷۰ میلیون سال، معادل ژوراسیک میانی می‌باشند. دایک‌های دیابازی مورد نظر سنگ‌های جوانتر از ژوراسیک را قطع نکرده‌اند. در نتیجه مجموع این شواهد سنی بر وقوع یک فاز ماگمایی غالباً بازیک- حدواسط و در برخی نقاط اسیدی در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی دلالت می‌کند. موقعیت ژئودینامیکی و خاستگاه ماگمایی سنگ‌های آذرین اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی در فصل هفتم به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

۳-۵ آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd

امروزه تجزیه و تحلیل دقیق و ارزنده پتروژنتیکی و بررسی منشاء سنگ‌ها به وسیله نسبت‌های ایزوتوپی انجام می‌گیرد. بطوری که نسبت‌های ایزوتوپی در یک ماگما مشخص کننده ناحیه منشائی هستند که ماگما از آنجا سرچشمه گرفته و این نسبت‌ها در طول فرآیندهای تفریقی بعدی تغییر نکرده‌اند و در طول ذوب بخشی، ویژگی ایزوتوپی ناحیه منشاء را حفظ می‌کنند.

۱-۳-۵ ژئوشیمی Nd

عنصر Nd^{+3} (با شعاع یونی ۱/۰۸ آنگستروم) جزء عناصر نادر خاکی سبک (LREE) است. نئودیمیم بطور طبیعی دارای ۵ ایزوتوپ پایدار ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd و ۲ ایزوتوپ پرتوزای

^{144}Nd و ^{150}Nd می‌باشد. ^{143}Nd در اثر واپاشی ذره آلفا از ^{147}Sm به وجود می‌آید. ساماریم و نئودیمیم در ترکیب بسیاری از کانی‌های سنگ‌ساز سیلیکاته، فسفات‌ه و کربناته وجود دارند. عناصر Sm و Nd از جمله عناصری هستند که تحت شرایط گرمایی غیرمتحرک بوده و در نتیجه ترکیب ایزوتوپی آنها، نسبت‌های واقعی سنگ یا ماگمای دخیل در فرایندهای پترولوژیک خاص را منعکس می‌کنند. در طی فرآیندهای ماگمایی همچون ذوب بخشی، Nd رفتار ناسازگار داشته و وارد فاز مذاب می‌شود، در صورتی - که Sm سازگار بوده و در فاز جامد باقی می‌ماند. در نتیجه Sm در سنگ‌های گوشته‌ای و Nd در سنگ‌های پوسته‌ای متمرکز می‌شوند. از این رو نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در گوشته بیشتر از پوسته می‌باشد (White, 2015).

برای تفسیر بهتر مقادیر ایزوتوپی و مقایسه نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نمونه سنگ با مقدار امروزی این نسبت در CHUR، مقدار ϵNd توسط (De Paolo & Wasserbug., 1976) پیشنهاد شد:

$$\epsilon\text{Nd} = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Rock}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right) * 10^4$$

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Rock}}$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$

با توجه به نوع کاربرد برای زمان حال و یا در گذشته محاسبه می‌شود. پارامتر اپسیلون Nd در تفسیر ترکیبات ایزوتوپی سنگ‌ها مفید می‌باشد، بطوری که مقادیر مثبت آن نشان‌دهنده منشاء تهی شده نسبت به کندریت و مقادیر منفی آن بیانگر منشاء غنی شده نسبت به کندریت می‌باشد.

۵-۳-۲ ژئوشیمی Sr-Rb

استرانسیم و روبیدیوم از عناصر فرعی موجود در زمین هستند و معمولاً غلظت آنها برحسب ppm سنجیده می‌شود. استرانسیم یک فلز قلیایی است که شامل چهار ایزوتوپ طبیعی و پایدار ^{86}Sr ، ^{84}Sr ، ^{81}Sr و ^{88}Sr و ایزوتوپ رادیوژنیک ^{87}Sr می‌باشد. این ایزوتوپ رادیوژنیک از تجزیه ^{87}Rb که عنصری فلزی قلیایی و رادیواکتیو است بوجود آمده است. از آنجایی که استرانسیم شعاع اتمی مشابه با کلسیم دارد، به راحتی در کانی‌های کلسیم‌دار جایگزین آن می‌شود. سیستم Rb-Sr ناسازگاری خیلی متفاوتی را بین عنصر مادر و نوزاد نشان می‌دهد. Rb و Sr به راحتی از هم جدا می‌شوند، بنابراین تفریق زیادی

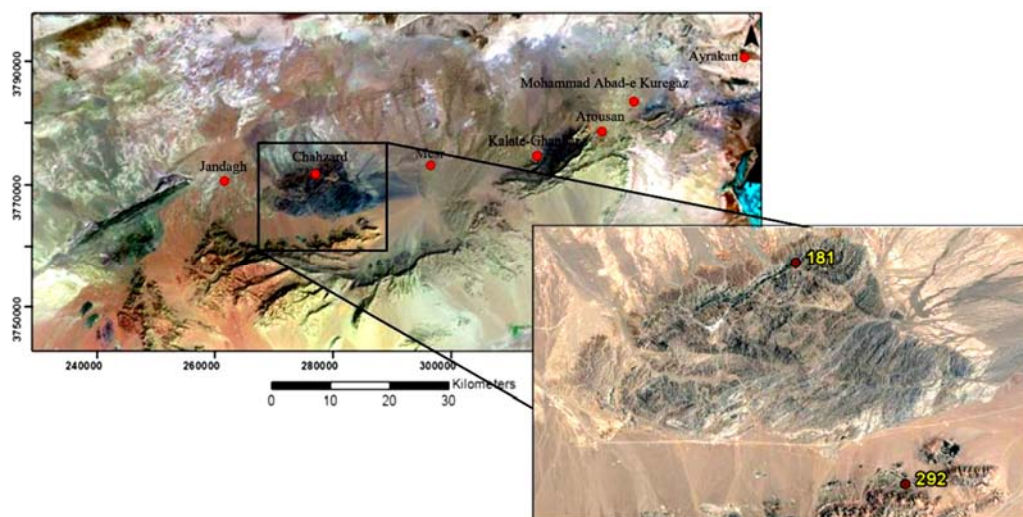
بین پوسته و گوشته وجود دارد که سبب تسریع تحول ایزوتوپی پوسته قاره‌ای نسبت به گوشته می‌شود. در پوسته قاره‌ای، Rb و Sr به وسیله ذوب مجدد، دگرگونی و رسوبگذاری بیشتر از هم جدا می‌گردند. زیرا Sr به درون پلاژیوکلازها راه می‌یابد و توسط آن حفظ می‌شود. در حالی که Rb ترجیحاً در فازهای مذاب یا سیال متمرکز می‌شود (White, 2015).

۳-۳-۵ بررسی نتایج تعیین مقادیر ایزوتوپی (ایزوتوپ‌های رادیوژنیک)

۱-۳-۳-۵ متابازیت‌ها

ماگماهایی که در مناطق مختلف فوران یافته‌اند، حاوی نسبت‌های مشخصی از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ می‌باشند. بازالت‌های اقیانوسی نسبت به کل زمین از Nd غنی شده و از Sr فقیر شده‌اند. در صورتی که پوسته قاره‌ای حالت عکس دارد.

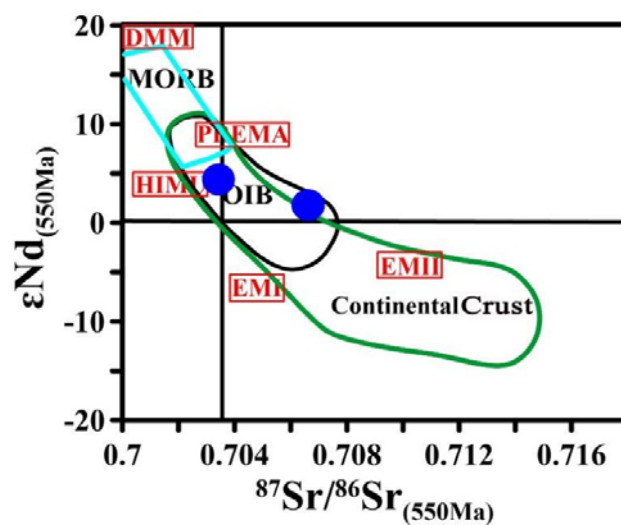
جهت مطالعه ویژگی‌های ایزوتوپی متابازیت‌های مورد مطالعه دو نمونه آمفیبولیت (BJA-181) گارنت آمفیبولیت (BJA-292) مورد تجزیه ایزوتوپی برای ایزوتوپ‌های Sr و Nd قرار گرفتند که نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۵-۶ ارائه شده است. موقعیت جغرافیایی این دو نمونه در شکل ۵-۲۱ نشان داده شده است. با توجه به سن تقریبی در نظر گرفته شده ۵۵۰ میلیون سال برای متابازیت‌ها، مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای نمونه آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی به ترتیب 0.7042 و 0.7074 و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه 0.51220 و 0.51207 است. مقادیر ϵNd به ترتیب برابر با (5.31 و 2.81) است. در نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ متابازیت‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت-های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۲). چنین ناحیه منشائی در واقع می‌تواند لیتوسفر زیرقاره‌ای تا حدودی متاسوماتیسم شده باشد. نتایج ژئوشیمی سنگ کل نتایج ایزوتوپی (فصل هفتم) را تایید می‌کند.



شکل ۵-۲۱- تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده مجموعه جندق - عروسان
و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های متبازیتی انتخاب شده جهت آنالیز ایزوتوپی Nd-Sr

جدول ۵-۶- نتایج آنالیز ایزوتوپی متبازیت‌های مجموعه جندق - عروسان

Sample	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Age (Ma)
BJA-181	0.512876	0.51220	5.31	0.7048	0.077	0.7042	550
BJA-292	0.512527	0.51207	2.81	0.7089	0.193	0.7074	550



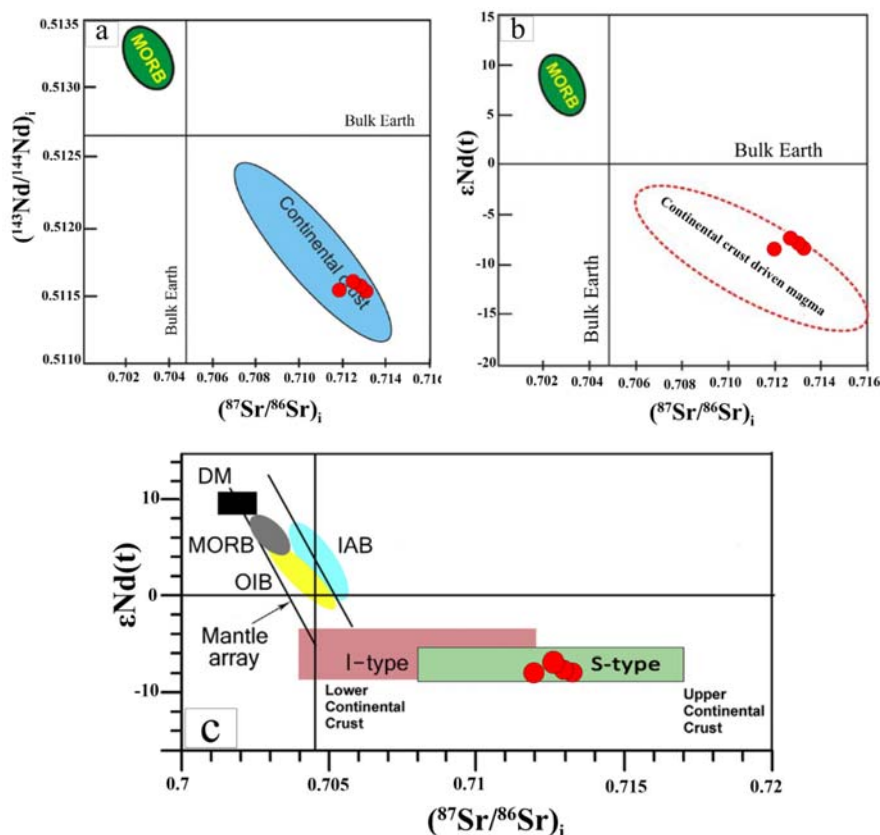
شکل ۵-۲۲- نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (White et al, 2015) متبازیت‌های مورد مطالعه.

۲-۳-۳-۵ بیوتیت گرانیت‌ها

برای تعیین نوع و منشأ بیوتیت گرانیت‌های جایگزین شده در مجموعه دگرگونی جندق - عروسان، تعداد چهار نمونه از این گرانیت‌ها (شامل بیوتیت گرانیت آیراکان، گرانیت آپلیتی آیراکان، گرانیت کلاته قنبر و گرانیت چاه زرد) مورد آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd قرار گرفت. موقعیت جغرافیایی این نمونه‌ها در شکل ۳-۵ نشان داده شده است. علاوه بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و شواهد کانی‌شناسی و شیمی‌کانی (به فصل سوم، چهارم و هفتم رجوع شود)، مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ و ϵNd گرانیت‌های جندق - عروسان با ماهیت نوع S آن‌ها و نشأت‌گیری آنها از یک منبع پوسته‌ای سازگاری دارد. بطوری که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای این گرانیت‌ها 0.711929 تا 0.713156 و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه 0.511527 تا 0.511581 است. این مقادیر همراه با مقادیر منفی ϵNd (7.13- تا - 8.18) نشان‌دهنده سرچشمه گرفتن آن‌ها از پوسته قاره‌ای است (جدول ۵-۷). مقدار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ در گرانیت‌های نوع S بالا بوده و بیشتر از مقدار ۰/۷۰۸ است (Mazhari et al., 2017) با توجه به نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ و ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ گرانیت‌های آپلیتی آیراکان از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (میانی - تحتانی) نشأت گرفته‌اند و در رده گرانیتوئیدهای نوع S جای می‌گیرند (شکل ۵-۲۳). با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ کل (فصل هفتم) این سنگ‌ها از ذوب متاپلیت‌ها و متاگریوک‌ها حاصل شده‌اند که تأییدی بر ماهیت پوسته‌ای یا S این نوع از گرانیت‌ها است.

جدول ۵-۷- نتایج آنالیز ایزوتوپی گرانیت‌های مجموعه جندق - عروسان

Sample	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Age (Ma)
BJA-405	0.512019	0.511527	-7.99	0.740158	3.533	0.713156	545
BJA-398	0.512056	0.511581	-7.13	0.723087	1.384	0.712661	537
BJA-307	0.512002	0.511551	-7.71	0.753944	5.437	0.712997	535
BJA-439	0.512056	0.511527	-8.18	0.718624	0.889	0.711929	535



شکل ۵-۲۳- نمودارهای نسبت ایزوتوپی Sr-Nd برای گرانیت‌ها. الف) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ و (Hart & Zindler, 1986)؛ ب) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (Taylor & Hart & Zindler, 1986)؛ پ) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. پوسته قاره‌ای بالایی (McLennan, 1985)؛ پوسته قاره‌ای پایینی (Rollinson, 1993; Rudnick, 1995)؛ بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی MORB (Arjmandzadeh & Santos, 1999)؛ بازالت‌های جزایر قوسی IAB (Vervoort et al., 1999)؛ بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB (Wilson, 1989; Gill, 1981, McCulloch et al., 1994)؛ آرایه گوشته‌ای (Chappell & I & S نوع گرانیت نوع I و S (Wilson, 1989; Gill, 1981, McCulloch et al., 1994)؛ آرایه گوشته‌ای (White, 2001).

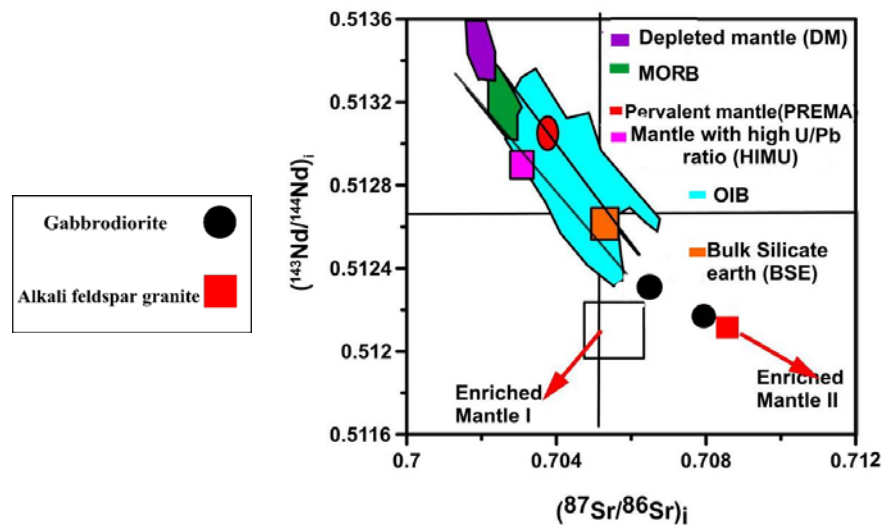
۵-۳-۳-۳ گابرو دیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین

دو نمونه گابرو دیوریت و یک نمونه گرانیت برای آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd انتخاب شدند. مقادیر نسبت-های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ نمونه‌ها به ترتیب برابر ۰/۷۰۸ و ۰/۷۰۶، ۰/۵۱۲۲۲ و ۰/۵۱۲۲۱ برای گابرو دیوریت‌ها و ۰/۷۰۸ و ۰/۵۱۲۲۲ برای آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها می‌باشد و با ماهیت گرانیتوئیدی نوع I آن‌ها سازگاری دارد. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ در گرانیت‌های نوع I پایین

و بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۸ می باشد. این نمونه‌ها در نمودار نسبت‌های ایزوتوپی در قسمت گوشته غنی شده قرار می‌گیرند (جدول ۵-۸) (شکل ۵-۲۶). این نتایج با نتایج کانی‌شناسی (فصل سوم) و ژئوشیمی سنگ کل (فصل هفتم) نیز مطابقت می‌کند به طوری که این سنگ‌ها از لحاظ ژئوشیمی نیز جزء گرانیتوئید نوع I محسوب می‌شوند.

جدول ۵-۸- نتایج آنالیز ایزوتوپی گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین

Sample	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Age (Ma)
BJA-320	0.512402	0.512402	-4.6	0.714933	2.235593	0.70805	220
BJA-335	0.512373	0.512373	-5.1	0.71016	0.513282	0.70858	220
BJA-341	0.512534	0.512534	-2.0	0.706746	0.189069	0.706164	220



شکل ۵-۲۶- نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ برای گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس بالایی (Zindler & Hart, 1986).

فصل ششم: ژئوشیمی سنگ کل



۱-۶ مقدمه

ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده و قابل فهم تبدیل می‌کند (Henderson, 1984). به منظور پی‌بردن به ماهیت پروتولیت و فرآیندهای پترولوژیکی حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌ها، مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل امری ضروری است. از اینرو، پس از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه شیمی کانی‌ها و تحلیل داده‌های ایزوتوپی، با استفاده از نتایج آنالیزهای شیمیایی و با بررسی رفتارهای ژئوشیمیایی عناصر فرعی و کمیاب موجود در سنگ‌های مورد مطالعه و استفاده از این عناصر در نمودارهای ژئوشیمیایی، در این بخش سعی شده است تا حد امکان سنگ منشاء یا پروتولیت سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق - عروسان تعیین شود.

ژئوشیمی سنگ‌های مورد مطالعه در مجموعه جندق - عروسان در دو بخش ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد مطالعه قرار می‌گیرد. شیمی سنگ‌های آذرین به ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی محل منشاء یا زایش آنها، نوع فرایند ذوب و میزان ذوب‌بخشی وابسته است (Rollinson, 1993). در حالی که عامل اصلی کنترل‌کننده ترکیب یک سنگ دگرگونی، ترکیب سنگ والد آن پیش از دگرگونی است. از آنجایی که سیستم‌های دگرگونی از نظر ترمودینامیکی کاملاً بسته نیستند، استفاده از عناصر اصلی و فرعی در شناسایی نوع سنگ اولیه، سری ماگمایی و محیط تکتونیکی می‌بایست با احتیاط صورت گیرد. زیرا پدیده‌های هوازدگی و دگرگونی می‌توانند موجب تغییر ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولیه شوند. به نظر Rollinson (1993) در طول دگرگونی عناصر Ca و Si, Na, K می‌توانند به صورت متحرک عمل نمایند. در حالی که عناصر Al, Ti و P نسبتاً غیرمتحرک هستند. همچنین عناصر Y و Zr, Sc در طول دگرگونی غیرمتحرک در نظر گرفته شده‌اند (Pearce & Cann, 1973; White, 2001; Floyd & Winchester, 1978; e.g.). عناصر قلیایی و قلیایی خاکی مانند Cs, Sr, Ba, K و Rb را که دارای پتانسیل یونی بالایی هستند به عنوان عناصر متحرک در نظر می‌گیرند. Seyfried & Seewald (1990) فلزات واسطه (Cr, Co, Ni, V) و Ta, Nb و REE را در طول دگرگونی غیرمتحرک در نظر می‌گیرند.

جهت تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی تعداد ۲۷ نمونه از واحدهای سنگی مختلف با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شدند. این نمونه‌ها شامل یک نمونه گنیس، هفت نمونه میکاشیست، شش نمونه متابازیت، پنج نمونه بیوتیت گرانیت، یک نمونه گرانیت صورتی (گرانیتی - پگماتیتی)، یک نمونه پگماتیست تورمالین دار، سه نمونه گابرودیوریت (با سن تریاس پسین) و سه نمونه گرانیت (مربوط به تریاس پسین) می‌باشند (جدول ۶-۱). آنالیز عناصر اصلی به روش XRF و آنالیز عناصر فرعی، کمیاب و حاکی نادر به روش ICP-MS در آزمایشگاه مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین انجام پذیرفت. از نتایج به‌دست‌آمده پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح آهن با روش (Le Maitre 1976) در ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده است. توجه به این نکته ضروری است که کمبود نمونه‌های گنیسی در مجموعه انتخاب شده، کمبود رخنمون آنها در منطقه مورد مطالعه است (نه سهل انگاری در انتخاب نمونه‌ها).

جدول ۶-۱- مختصات جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمی سنگ کل (بر حسب UTM).

شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی		
1	BJA-144	Gneiss	274900	3770226	15	BJA-398	Granite	349399	3791044
2	BJA-169	Micaschist	277000	3771890	16	BJA-405	"	349334	3791023
3	BJA-198	"	275127	3769211	17	BJA-439	"	278778	3770961
4	BJA-249	"	337534	3782023	18	BJA-307	"	312025	3772503
5	BJA-176	"	277929	3770991	19	BJA-352	"	278986	3772254
6	BJA-175	"	278778	3772534	20	BJA-389	Granite(pink)	319811	3778109
7	BJA-234	"	332574	3781869	21	BJA-271	Pegmatite	283125	3763043
8	BJA-458.1	"	276265	3765895	Late Triassic				
9	BJA-210.3	Metabasite	275128	3770203	22	BJA-340.5	Gabbrodiorite	311137	3772134
10	BJA-210.4	"	275128	3770203	23	BJA-341.3	"	311073	3772012
11	BJA-310	"	313502	3772652	24	BJA-335	"	315564	3772514
12	BJA-181.6	"	278506	3772944	25	BJA-320.1	Granite	315485	3771555
13	BJA-292	"	283443	3762373	26	BJA-370	"	315566	3772462
14	BJA-172	"	277869	3770965	27	BJA-336.1	"	315505	3772514

۲-۶ ژئوشیمی متاپلیت‌ها

از شیمی سنگ کل متاپلیت‌ها می‌توان جهت تعیین سنگ مادر رسوبی یا آذرین اولیه استفاده نمود. برای این منظور هفت نمونه میکاشیست و یک نمونه گنیس گارنت‌دار به عنوان نمونه‌های معرف انتخاب شد و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۲-۶).

با توجه به جدول ۱-۶، در متاپلیت‌های مورد مطالعه مقدار سیلیس بین ۵۰ تا ۷۰ درصد متغیر است و مقدار اکسیدهای MgO ، Fe_2O_3 و Al_2O_3 به ترتیب برابر $3/80$ تا $1/10$ ، $36/43$ تا $2/31$ و $10/70$ تا $18/78$ درصد می‌باشد. لازم است یادآوری کنیم که مقدار TiO_2 در تمامی نمونه‌ها (به جز نمونه گارنت میکاشیست محمدآباد کوره گز) کمتر از یک درصد وزنی است. مقدار شاخص آلومین (A/CNK) در متاپلیت‌های مجموعه جندق حدود $1/8$ و در نمونه‌های استارولیت و کیانیت دار حدود ۴ است.

با توجه به ترکیب میانگین متاپلیت‌ها که توسط Symmes and Ferry (1992) و Shaw (1956) ارائه شده است (جدول ۲-۶). متاپلیت‌های منطقه تقریباً با مقادیر میانگین ارائه شده مطابقت دارد. همچنین ترکیب اولیه این سنگ‌ها با مقادیر میانگین شیل‌های مرجع آمریکای شمالی (*NASC) (Pettijohn، AGV-1 (Flanagan 1973), Bhuban Shale (Islam 1996), (Grömet et al. 1984) (Post Archean ((Mc Lennan, 1989 PASS و شیل Habiganj well-1 (Mannan 2002) و 1972 (Australian Average Shale) مقایسه شد (جدول ۳-۶). مقایسه مقادیر میانگین ترکیبی نمونه‌های متاپلیتی گارنت میکاشیست (BJA-249)، نمونه استارولیت-کیانیت شیست (BJA-175) و نمونه گنیسی (BJA-144) مورد مطالعه با مقادیر میانگین شیل‌های مرجع متاپلیت‌ها شباهت بسیار نزدیکی نشان می‌دهد که بیانگر سنگ والد پلیتی آنها است (شکل ۱-۶ الف و ب).

جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌ها.

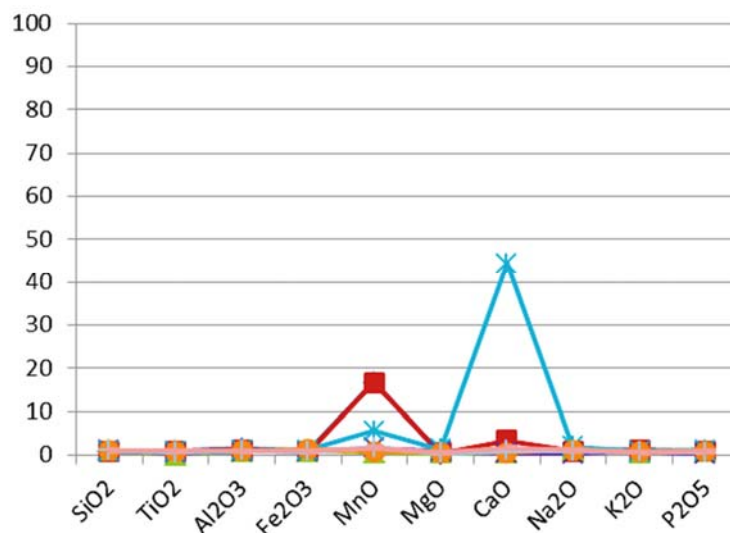
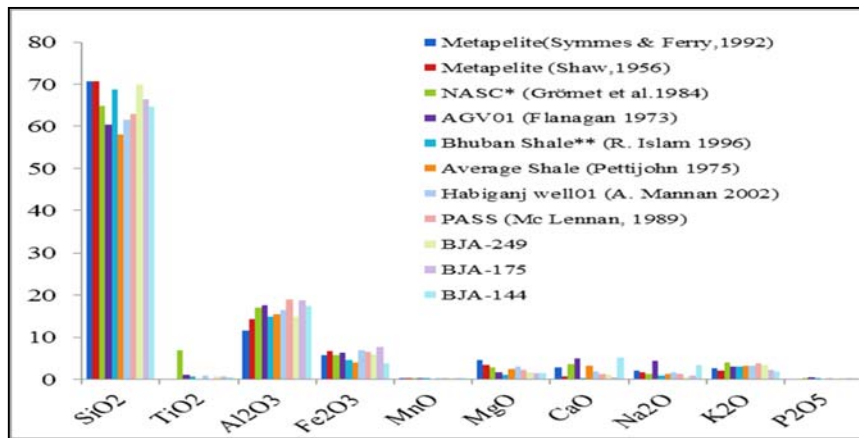
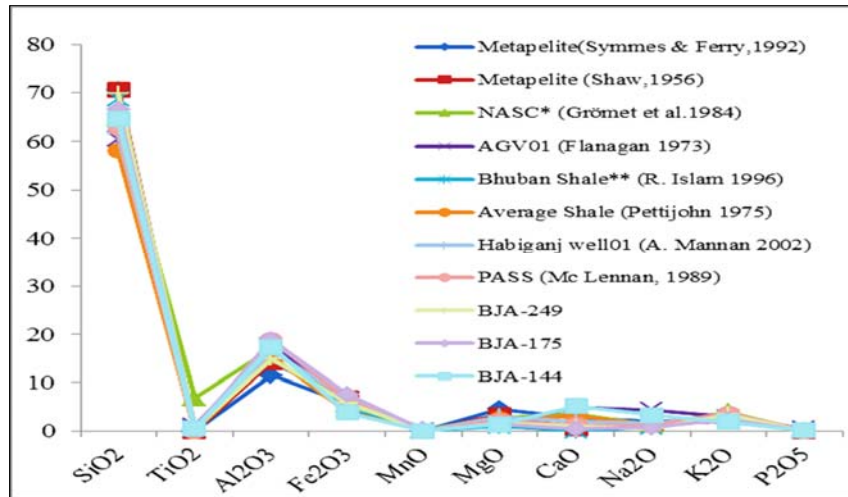
عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب قسمت در میلیون می‌باشد

Sample	BJA-169	BJA-198	BJA-249	BJA-176	BJA-175	BJA-234	BJA-458-1	BJA-144
Major elements (wt%)								
SiO ₂	57.24	56.19	69.82	67.00	66.42	49.17	71.51	64.62
TiO ₂	0.75	0.87	0.72	0.63	0.62	1.42	0.54	0.48
Al ₂ O ₃	17.66	21.27	14.95	18.10	18.78	25.12	10.70	17.34
Fe ₂ O _{3t}	9.69	9.11	5.87	7.17	7.60	10.43	6.18	3.80
MnO	0.32	0.29	0.17	0.16	0.28	0.16	0.12	0.05
MgO	2.31	1.71	1.60	1.16	1.36	2.16	1.79	1.39
CaO	5.08	1.40	1.02	0.63	0.45	0.46	2.66	5.17
Na ₂ O	1.87	0.58	0.51	0.86	0.77	0.84	0.96	1.88
K ₂ O	2.64	5.13	3.47	1.90	2.32	5.21	2.13	3.31
P ₂ O ₅	0.24	0.09	0.10	0.10	0.08	0.14	0.04	0.15
LOI	2.66	3.54	2.08	2.86	0.54	4.40	3.42	2.20
SUM	100.46	100.17	100.31	100.56	99.22	99.51	100.05	100.39
FeO	5.48	5.16	3.32	4.06	4.30	5.44	3.50	2.15
Fe ₂ O ₃	4.21	3.95	2.55	3.11	3.30	4.99	2.68	1.65
A/CNK	1.16	2.35	2.32	3.92	4.09	1.08	3.20	1.23
Trace elements (ppm)								
Li	30.8	45.5	33.1	57.5	50.8	97.8	56.4	15.4
Be	1.93	3.47	1.39	5.69	2.39	5.6	2.19	2.37
Sc	23	23.1	13.9	18.4	18.4	25.6	12.3	5.52
V	65.9	136	86.3	103	89.5	323	103	23.4
Cr	31.6	152	87.9	126	97.3	180	69.7	27
Co	12.7	22.1	14.2	13.6	17.1	30	19.9	5.85
Ni	9.54	34.2	31.6	41	42.2	86.6	54.7	6.06
Cu	22.1	104	9.37	49.1	50.2	31.3	68.8	7.08
Zn	88.1	99.8	65.8	57.7	74.2	146	88.4	55
Ga	18.4	30.3	19.5	22.1	23	37.6	15.2	18.9
Rb	63.1	168	117	101	129	184	102	62.2
Sr	488	186	92.8	240	212	257	131	778
Y	56.4	28.5	35.3	21.7	23.3	26.2	16.7	26.83
Mo	0.659	0.913	0.978	0.978	0.7	0.662	1.12	0.9
Cs	3.96	5.94	2.55	2.43	3	6.1	7.11	2.64
Ba	949	526	589	363	401	800	275	1051
Tl	0.519	0.861	0.617	0.451	0.583	1.07	0.559	0.46
Pb	23	29.1	21.1	22.2	20	29.9	10.4	18.3
Bi	0.112	0.293	0.191	0.258	0.356	0.315	0.25	0.093
Th	15.2	18.3	13.9	15.8	13.9	25.9	9.6	18.3
U	2.68	1.35	2.38	1.19	1.5	1.64	0.731	3.86
Nb	11.9	22.6	11.5	14	10.2	47.7	18.9	7.85
Ta	0.64	0.777	0.787	0.74	0.711	2.91	1.29	0.536
Zr	252	133	289	97.4	101.3	268	109	189.8
Hf	6.831	3.479	6.96	2.871	3.235	5.92	3.235	4.204
Rare Earth Elements (ppm)								
La	49.2	47	40.9	36.6	37.7	72.7	23.3	56.5
Ce	89.1	99.2	79.2	90.7	83	171	68.1	101
Pr	9.96	9.99	9.14	8.06	7.73	16.1	5.25	11.4
Nd	37	37.8	35.4	30.7	28.7	61.4	20.3	42.3
Sm	7.08	7.13	6.32	5.89	5.37	11.5	4.12	6.32
Eu	1.62	1.48	1.28	1.21	1.13	2.27	0.859	1.66
Gd	8.11	6.22	5.75	4.97	4.65	9.11	3.84	4.17
Tb	1.68	1.15	1.05	0.865	0.844	1.37	0.661	0.473
Dy	10.1	5.83	6.15	4.39	4.52	6.12	3.37	4.46
Ho	2.08	1.06	1.28	0.835	0.878	1.07	0.612	0.986
Er	5.64	2.84	3.69	2.24	2.53	2.97	1.63	2.42
Tm	1.04	0.501	0.665	0.381	0.484	0.513	0.295	0.499
Yb	6.52	3.27	3.97	2.33	3.19	3.23	1.83	3.173
Lu	0.936	0.457	0.531	0.315	0.443	0.444	0.242	0.42

همچنین مقادیر میانگین اکسیدهای متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان نسبت به مقادیر متاپلیت‌ها و شیل‌های مذکور بهنجار شده است. نمودارهای حاصل از این بهنجارسازی در شکل ۶-۱-۱ ج نشان می‌دهد که مقادیر بهنجار سازی اکثراً نزدیک به یک است که نشان‌دهنده شباهت نزدیک ترکیب متاپلیت‌های مورد مطالعه به نمونه‌های استاندارد متاپلیت و شیل می‌باشد. لازم به یادآوری است که تنها مقادیر MnO نمونه میانگین متاپلیت جندق نسبت به مقادیر MnO متاپلیت‌های استاندارد Symmes & Ferry (1992) و Shaw (1956) بیشتر است. بنابر عقیده (Symmes & Ferry 1992) مقادیر کوچک از MnO (۰/۰۵ تا ۰/۵۴) می‌تواند تاثیر مشخصی در پایداری کانی گارنت در طی دگرگونی داشته باشد. در نتیجه فراوانی گارنت در متاپلیت‌های جندق را می‌توان به مقادیر قابل توجه MnO در آنها نسبت داد. همینطور مقدار CaO نمونه میانگین متاپلیت جندق نسبت به مقدار CaO نمونه شیل استاندارد Bhuban Shale (Islam 1996) بالاتر است.

جدول ۶-۳ ترکیب میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های مرجع و مقادیر عناصر اصلی برای سه نمونه از متاپلیت‌های جندق - عروسان.

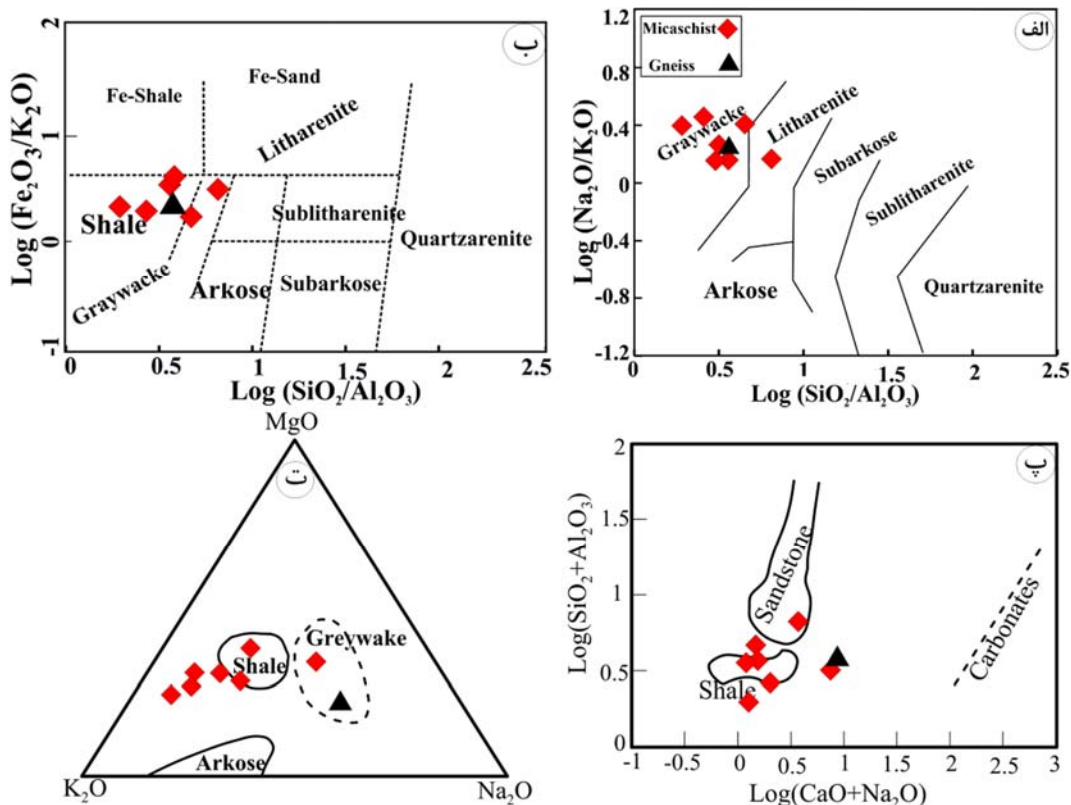
Oxides (Wt%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Symmes & Ferry (1992)	70.59	0	11.54	5.81	0.01	4.61	2.75	1.98	2.66	0
Shaw (1956)	70.61	0	14.26	6.76	0.01	3.31	0.65	1.57	2.01	0
NASC* (Grömet et al. 1984)	64.82	6.8	17.05	5.7	0.25	2.83	3.51	1.31	3.97	0.15
AGV01 (Flanagan 1973)	60.41	1.06	17.66	6.26	0.1	1.57	5.02	4.36	2.93	0.5
Bhuban Shale (R. Islam 1996)	68.65	0.74	14.96	4.55	0.03	1.03	0.05	0.77	2.91	0.09
Average Shale (Pettijohn 1975)	58.1	0	15.4	4.02	0	2.44	3.11	1.3	3.24	0
Habiganj well01 (A. Mannan 2002)	61.63	0.87	16.34	6.95	0.09	3.01	1.93	1.57	3.25	0.16
PAAS (McLennan, 1989)	62.8	0	18.9	6.5	0.1	2.2	1.3	1.2	3.7	0
BJA- 249	69.82	0.72	14.95	5.87	0.17	1.60	1.02	0.51	3.47	0.10
BJA- 175	66.42	0.6168	18.78	7.6	0.28	1.36	0.45	0.772	2.3207	0.0794
BJA- 144	64.62	0.4789	17.34	3.8	0.05	1.39	5.17	3.3135	1.8752	0.1506



شکل ۶-۱- مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه با میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های استاندارد دنیا.

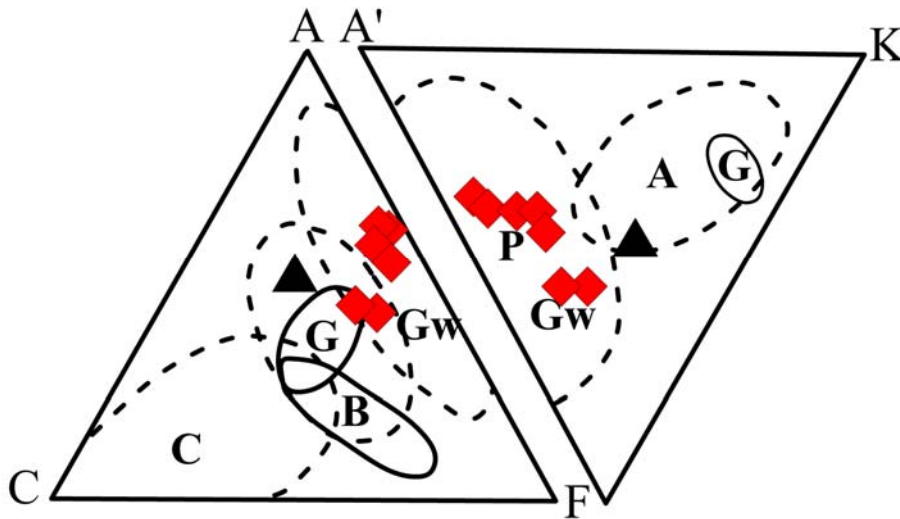
۱-۲-۶ تعیین سنگ والد

از شیمی عناصر اصلی می‌توان به‌منظور تعیین نوع رسوبی اولیه استفاده نمود. از نمودارهای معمول، نمودارهای ارائه شده توسط Pettijohn et al (1972) و Herron (1988) می‌باشد. این نمودارها براساس تغییرات لگاریتمی $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ و $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ساخته شده‌اند. بر اساس نمودار ارائه شده توسط Pettijohn et al. (1972) نمونه‌های مربوطه در محدوده شیل و گریوک قرار گرفته‌اند. در نمودار Herron (1988) محدوده شیل‌ها تفکیک شده است (شکل ۶-۲-الف و ب). از دیگر نمودارهای مورد استفاده سنگ مادر اولیه، می‌توان به نمودارهای Garrels & Mackenzie (1971) و (1996) De La Roche اشاره نمود. در این نمودارها بیشتر نمونه‌ها در محدوده شیل و گریوک و یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲-پ و ت). با این وجود غالباً دارای پروتولیت شیلی هستند.



شکل ۶-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی جهت تعیین پروتولیت سنگ های رسوبی دگرگون شده الف) نمودار $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ - $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) ب) نمودار $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ - $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Pettijohn et al, 1972) پ) نمودار $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ (Garrels & Mackenzie, 1972) و ت) نمودار سه‌تایی $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ (De La Roche, 1996).

همچنین به منظور تعیین دقیق ترکیب شیمیایی متاپلیت‌های مورد مطالعه و در نهایت سنگ والد آنها، از نمودارهای ACF (Winkler, 1974) و A'KF استفاده شد. در این نمودارها متاپلیت‌های متعلق به مجموعه دگرگونی جندق - عروسان در محدوده پلیتی - گری و کی قرار می‌گیرند (شکل ۳-۶)



شکل ۳-۶- نمودارهای ACF (Winkler, 1976) و A'KF برای سنگ‌های میکاشیستی و گنیسی منطقه مورد مطالعه. علائم همانند شکل ۲-۶ می‌باشد. پلیت (P)، گرانیتوئیدها (G)، گریوکها (GW)، آرکوز (A)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها (B) و سنگ‌های آهکی (C).

۲-۲-۶ نمودار چند عنصری بهنجار شده متاپلیت‌ها

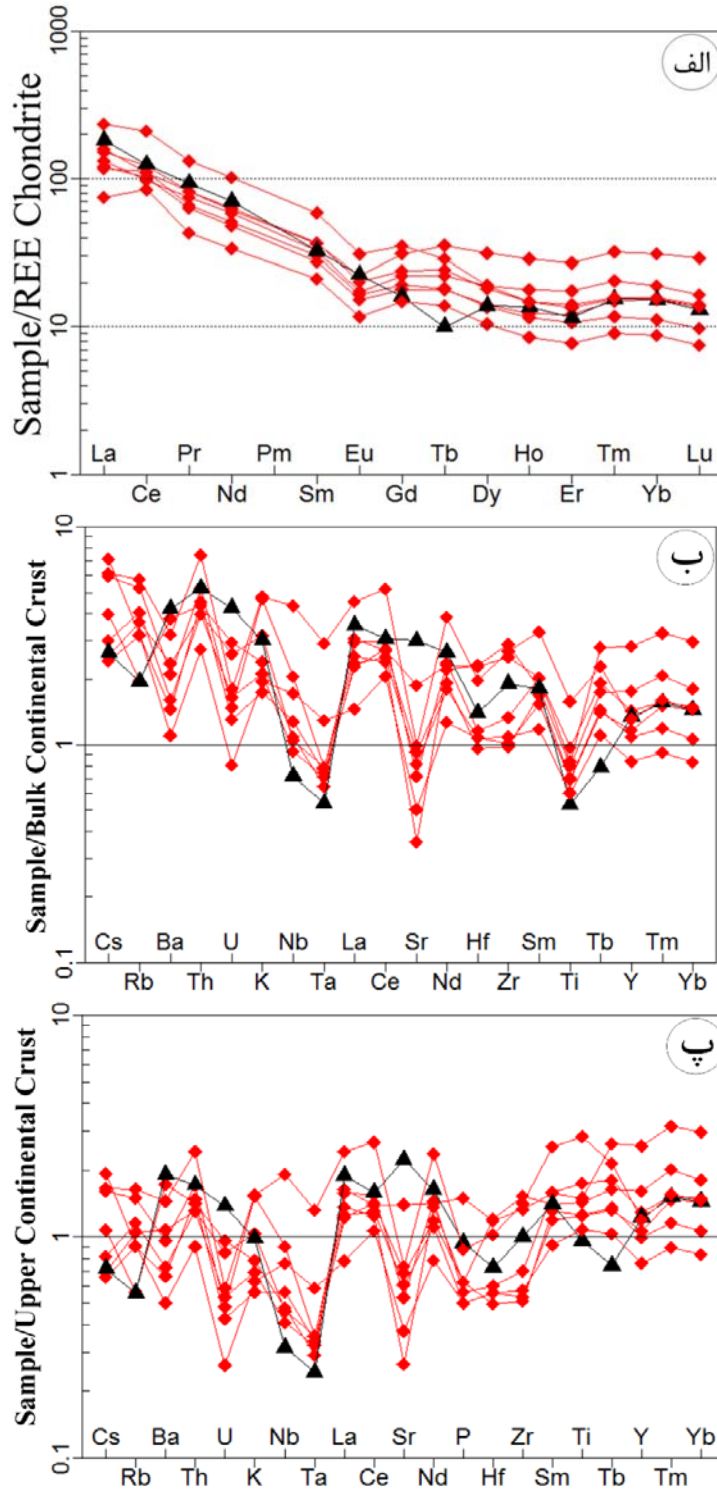
عناصر خاکی نادر شامل ۱۵ عنصر از La تا Lu با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ می‌باشند. معمولاً به عناصری از این گروه که دارای عدد اتمی پایین هستند، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و نیز اعضای عناصری که دارای عدد اتمی بالایی هستند عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و نیز اعضای میانی این گروه Sm تا Ho عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) اطلاق می‌شود (Rollinson, 1993). معمولاً غلظت عناصر خاکی نادر موجود در سنگ‌ها نسبت به استاندارد خاصی، که معمولاً متئوریت کندریتی است، بهنجار سازی می‌شود.

عناصر خاکی نادر متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان نسبت به REE کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده و الگوی تغییرات آنها در شکل ۴-۶- الف نشان داده شده است. الگوی REE این

متاپلیت‌ها الگوی تقریباً مسطحی با روند غنی‌شدگی در عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان می‌دهند.

یکی دیگر از کاربردهای عناصر نادر در حل مسائل زمین‌شناسی، استفاده از آنها جهت تعیین منشاء و ژنز مجموعه‌های سنگی می‌باشد. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)، علاوه بر عناصر خاکی نادر، عناصر کمیاب دیگری نیز اضافه شده‌اند. نمودارهای عنکبوتی امکان مقایسه ترکیبات مورد نظر را با هر ترکیب دیگر که معمولاً استاندارد است، فراهم می‌سازد و انحراف از ترکیب اولیه را اندازه می‌گیرند یا به عبارتی نشان می‌دهد.

جهت بررسی رفتار عناصر کمیاب در متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان، از نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1995)، میانگین کل پوسته (Taylor & McLennan, 1995) استفاده شده است. الگوی توزیع عناصر بهنجار شده نسبت به میانگین کل پوسته و پوسته قاره‌ای بالایی مشابه است. البته مقادیر عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته بالایی، تقریباً برابر با میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی است. برخی از عناصر همچون K, Sr و Ba بی‌هنجاری‌های منفی نشان می‌دهند. این عناصر از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) هستند و معمولاً به دلیل تحرک زیاد در اثر فرایندهای هوازدگی و دگرگونی مقدار زیادی تحرک یافتگی و جابجایی نشان می‌دهند. همچنین تهی‌شدگی شدیدی از Sr, Nb و Ti در نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته‌ای می‌باشد. البته با توجه به ماهیت تشکیلی حوضه‌های کششی درون قاره‌ای، پوسته قاره‌ای بالایی برای منشاء متاپلیت‌ها سازگار است و به واقعیت نزدیک‌تر می‌باشد.



شکل ۶-۴- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و REE بهنجار شده نسبت به الف) کندریت (Boynton, 1984)، ب) ترکیب کل پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1995)؛ پ) پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1995). علائم همانند شکل ۶-۲ می‌باشد.

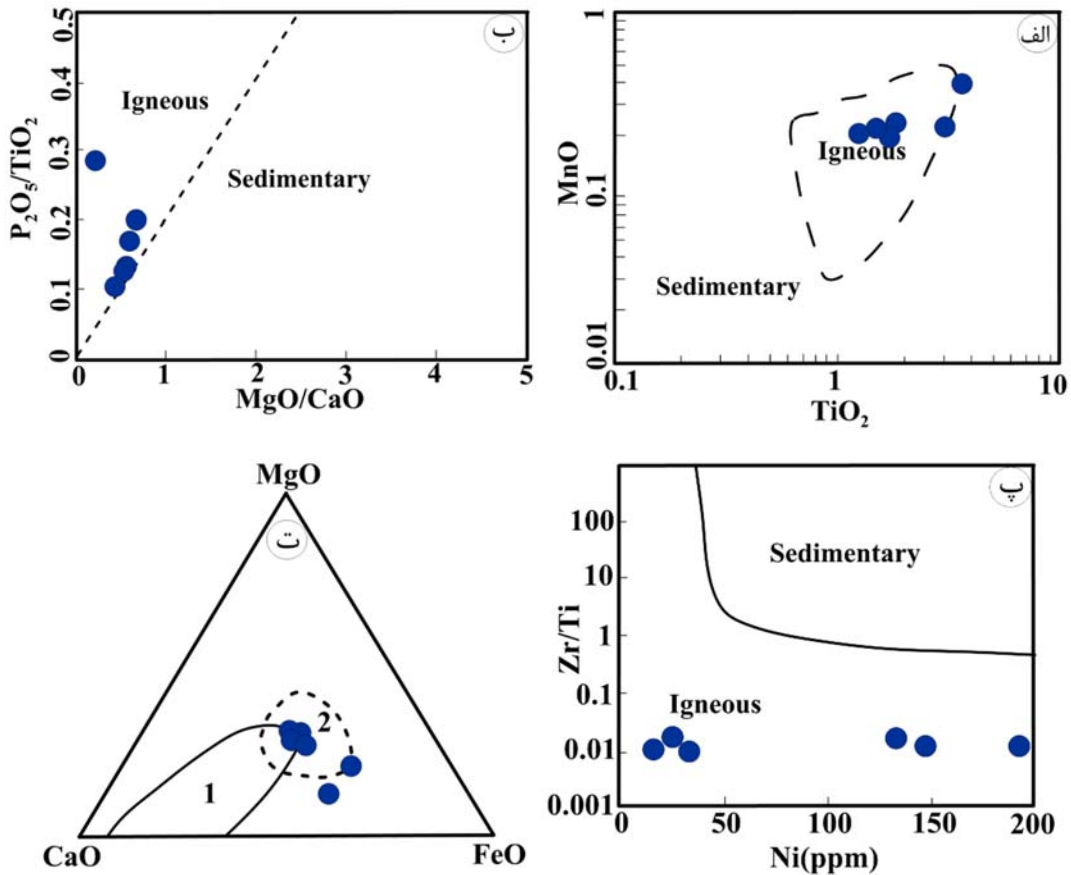
۳-۶ ژئوشیمی متابازیت‌ها

از آنجا که آمفیبولیت‌ها در تعیین محیط ژئودینامیک منطقه حائز اهمیت می‌باشند. در این قسمت به مطالعه ژئوشیمی این سنگ‌ها می‌پردازیم، در این راستا تعداد ۶ نمونه متابازیت مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند (جدول ۴-۶).

مقادیر عناصر اصلی نشان می‌دهند که آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای مقادیر SiO_2 برابر با ۴۵/۵۹ تا ۵۰/۵۳ درصد وزنی می‌باشد. مقادیر Al_2O_3 (۱۶/۴۸-۱۲/۷۲%)، FeO (۱۰/۴۵-۳/۲۵%)، MgO (۱۱/۶۷-۳/۷۱%) و TiO_2 (۳/۹۹-۰/۲۴%) هستند. آمفیبولیت‌های با منشاء آذرین غالباً دارای محتوای پایین SiO_2 (۴۹/۰۷%)، محتوای بالای Al_2O_3 (۱۶/۵۸%)، Fe_2O_3 (۱۱/۸%)، CaO (۱۰/۷۲%)، MgO (۵/۶۱%) و TiO_2 (۱/۱۷%) هستند (Moghazi et al., 2001, 2012). همچنین بنابر عقیده Rollinson (1993) مقادیر بالای Cr و مقادیر پایین Na_2O و K_2O از ویژگی‌های ارتوآمفیبولیت‌ها است. با توجه به همین ویژگی‌ها آمفیبولیت‌های مجموعه جندق - عروسان نیز از جمله آمفیبولیت‌های با منشا آذرین به حساب می‌آیند (شکل ۵-۶). از اینرو، جهت تعیین دقیق‌تر ماهیت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه از نمودارهای TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) و نمودار تغییرات نسبت $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ در مقابل نسبت MgO/CaO (Werner, 1987) استفاده شده است. بر روی هر دو نمودار، موقعیت نمونه‌های آمفیبولیتی مورد مطالعه در محدوده آمفیبولیت‌های با منشاء آذرین قرار می‌گیرند (اشکال ۵-۶ - الف و ب). همچنین در نمودار Ni در برابر Zr/Ti (Kocak et al., 2007) متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان در محدوده آمفیبولیت‌های با پروتولیت آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶ - پ). در نمودار مثلثی $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ (Walker et al., 1960) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ارتوآمفیبولیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶ - ت). مطالعات صحرایی، بافتی و کانی‌شناسی نیز این مطلب را تأیید می‌کنند.

جدول ۶-۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متابازیت‌ها. عناصر اصلی (Wt%) و عناصر فرعی (ppm).

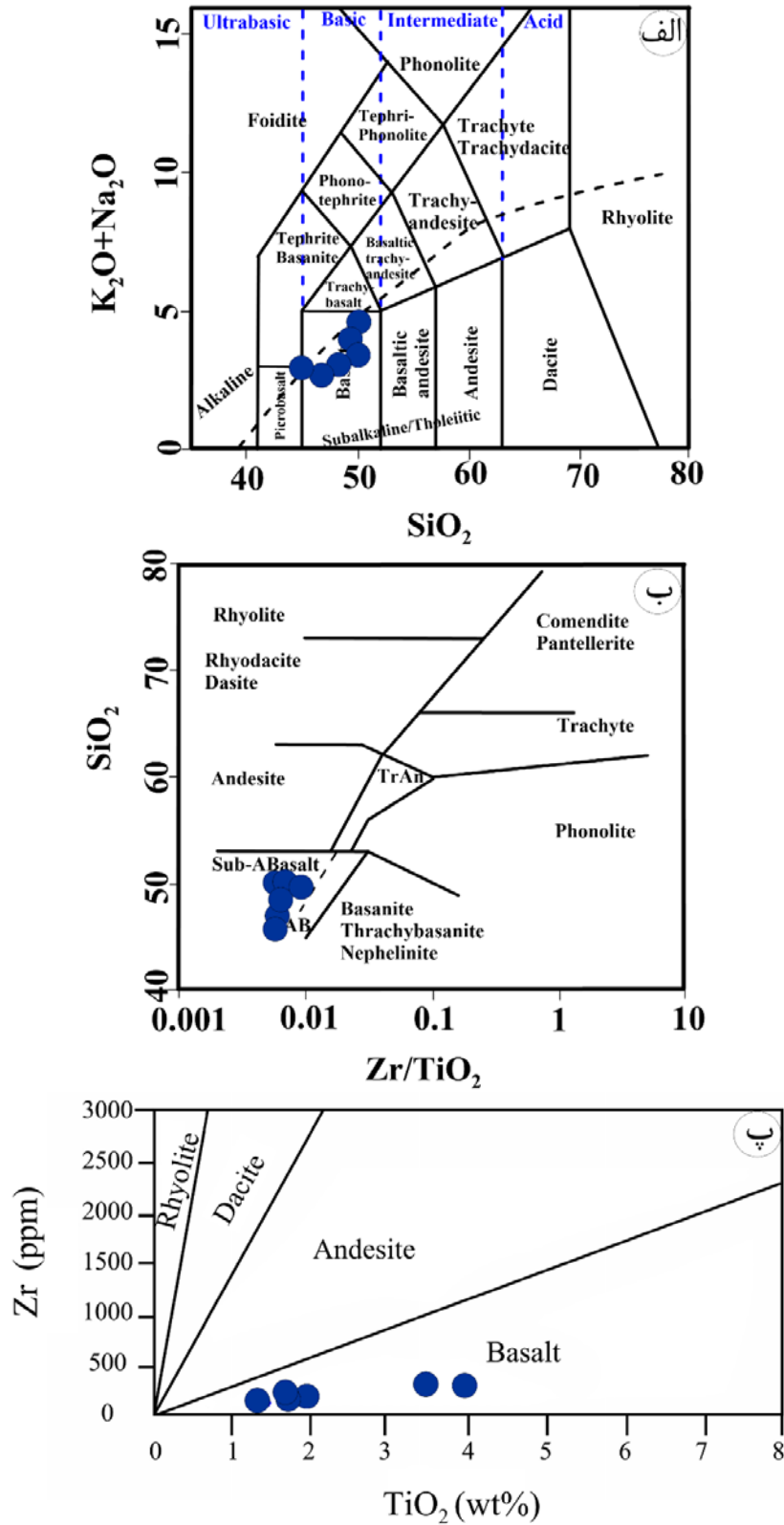
Sample	BJA-210-3	BJA-210-4	BJA-310	BJA-181-6	BJA-292	BJA-172
Major elements (wt%)						
SiO ₂	48.1	44.8	49.1	49.6	49.1	43.3
TiO ₂	1.8	1.8	3.4	1.3	1.7	3.8
Al ₂ O ₃	14.0	13.2	13.0	15.5	18.1	12.1
Fe ₂ O _{3t}	11.8	13.1	15.4	11.7	10.1	17.5
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
MgO	8.6	8.8	5.3	7.6	7.3	3.5
CaO	11.3	12.6	6.7	9.6	8.6	10.8
Na ₂ O	2.5	2.2	3.0	3.0	2.4	2.4
K ₂ O	0.3	0.4	1.7	0.3	1.3	0.2
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.5	0.1	0.3	1.1
LOI	1.1	2.5	1.4	1.0	1.0	5.5
SUM	99.8	99.7	99.6	99.7	100.0	100.5
FeO	6.74	7.60	8.90	6.68	5.76	10.45
Fe ₂ O ₃	5.17	5.83	6.82	5.12	4.42	8.01
Trace elements (ppm)						
Li	19	15.5	44.5	23	50.2	69.4
Be	1.09	1.42	2.07	0.505	1.5	1.5
Sc	36.4	32.4	30.9	45.5	30.5	35.3
V	307	296	334	353	208	306
Cr	558	472	47.4	42.3	317	140
Co	60.6	52.1	41	49.3	45	43.2
Ni	203	155	27.3	35.1	140	17.9
Cu	103	154	39.3	48.3	7	36.8
Zn	111	99.3	189	89.7	96.7	226
Ga	20.2	19.2	23.5	18.9	21.5	25.6
Rb	5.93	4.07	79.8	5.08	28.8	8.15
Sr	597	801	292	173	431	426
Y	28.5	23.4	45.3	34.9	36.3	64
Mo	0.665	1.37	1.31	0.297	0.846	1.96
Cs	0.56	0.096	1.96	0.517	0.434	5.51
Ba	172	159	262	33.3	169	201
Tl	0.094	0.043	0.371	0.049	0.131	0.1
Pb	6.37	30.8	17.9	2.7	12.8	28.8
Bi	0.224	0.083	0.16	0.027	0.245	0.105
Th	2.01	2.2	3.6	1.45	2.77	3.78
U	0.632	0.635	1.06	0.621	0.705	0.917
Nb	18.8	18.9	31.2	2.42	9.86	32.3
Ta	1.18	1.15	1.86	0.188	0.814	2.02
Zr	117.7	120.6	261	77.6	157	251.3
Hf	0.699	0.667	0.352	0.438	0.728	0.31
Rare Earth Elements (ppm)						
La	16.9	15.5	30.1	5.89	20.3	34.9
Ce	34.6	32.4	63.6	14.4	41.9	74.9
Pr	4.54	4.17	8.43	2.22	5.31	10.4
Nd	20.6	18.4	37.5	11.4	23.4	48.7
Sm	4.82	4.24	8.56	3.47	5.27	11.5
Eu	1.64	1.46	2.77	1.3	1.9	3.77
Gd	4.89	4.23	8.55	4.2	5.53	11.7
Tb	0.973	0.813	1.63	0.954	1.1	2.25
Dy	5.56	4.56	8.76	6.26	6.5	12.5
Ho	1.06	0.9	1.69	1.3	1.33	2.42
Er	2.75	2.32	4.34	3.64	3.54	6.26
Tm	0.458	0.385	0.678	0.658	0.627	1.04
Yb	2.7	2.2	3.92	3.98	3.84	5.96
Lu	0.354	0.29	0.462	0.535	0.535	0.777



شکل ۵-۶-الف) نمودارهای تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/CaO (Werner, 1987)؛ ب) نمودار TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971)؛ پ) نمودار Ni در برابر Zr/Ti (Kocak et al, 2007) و ت) نمودار مثلثی MgO ، CaO و FeO (Walker et al, 1960) $= 1$ پارا آمفیبولیت و $= 2$ ارتو آمفیبولیت. نمونه‌ها در محدوده آمفیبولیت‌های آذرین قرار می‌گیرند.

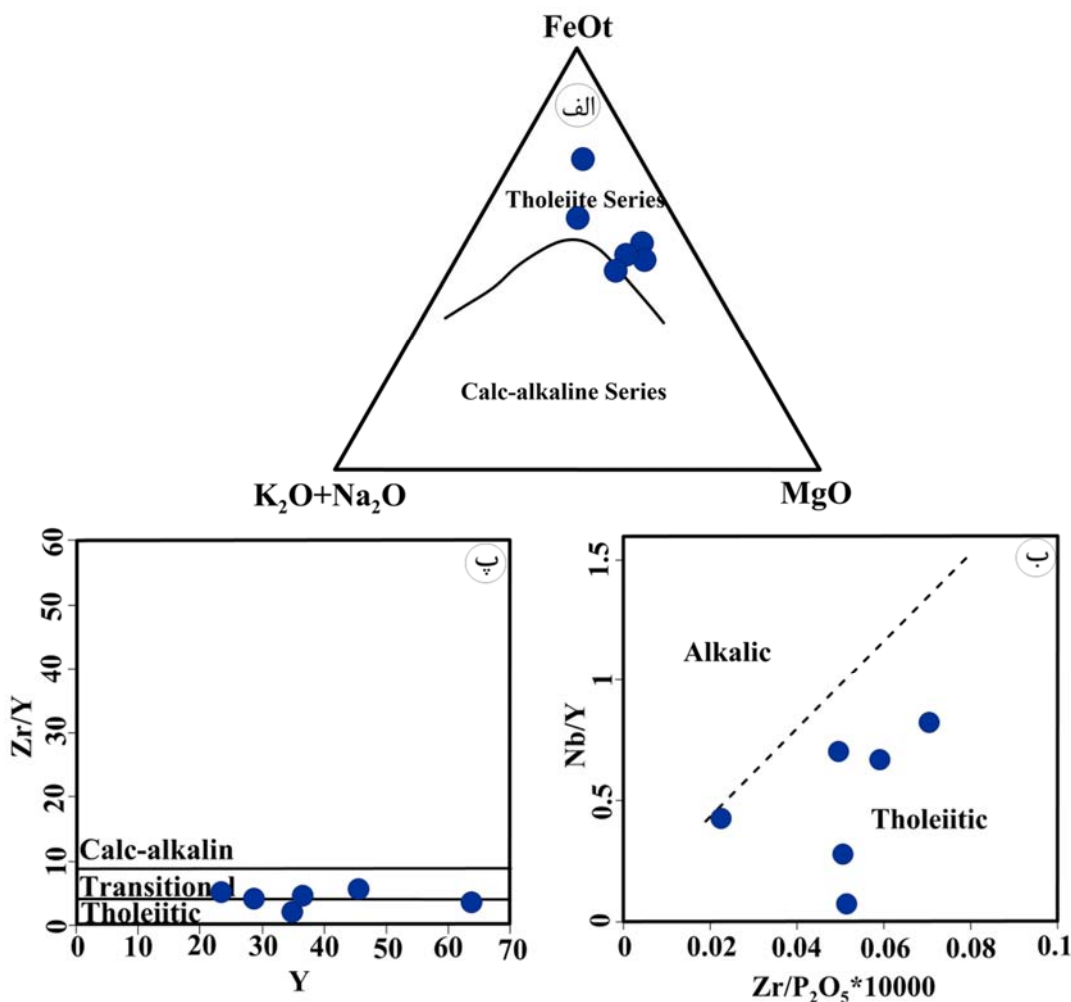
۳-۶-۱ تعیین سنگ والد

از آنجایی که آمفیبولیت‌های مورد مطالعه از دگرگونی سنگ‌های آذرین حاصل شده‌اند (ارتوآمفیبولیت)، می‌توان از نمودارهای سنگ‌های آذرین برای تعیین نام سنگ والد آنها استفاده نمود. این سنگ‌ها بر روی نمودار K_2O+Na_2O در مقابل SiO_2 (Le Bas et al, 1986) و همچنین بر روی نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل نسبت Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977)، ترکیب معادل با بازالت‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۶-۶-الف و ب). بر اساس نمودار Zr در برابر TiO_2 (Hallberg, 1984) ماهیت بازالتی این نمونه‌ها تأیید می‌گردد (شکل ۶-۶-پ).



شکل ۶-۶- الف) نمودار Na_2O/K_2O در مقابل SiO_2 (Le Bas et al, 1986)؛ ب) نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل نسبت Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1976)؛ پ) نمودار Zr در برابر TiO_2 (Hallberg, 1984).

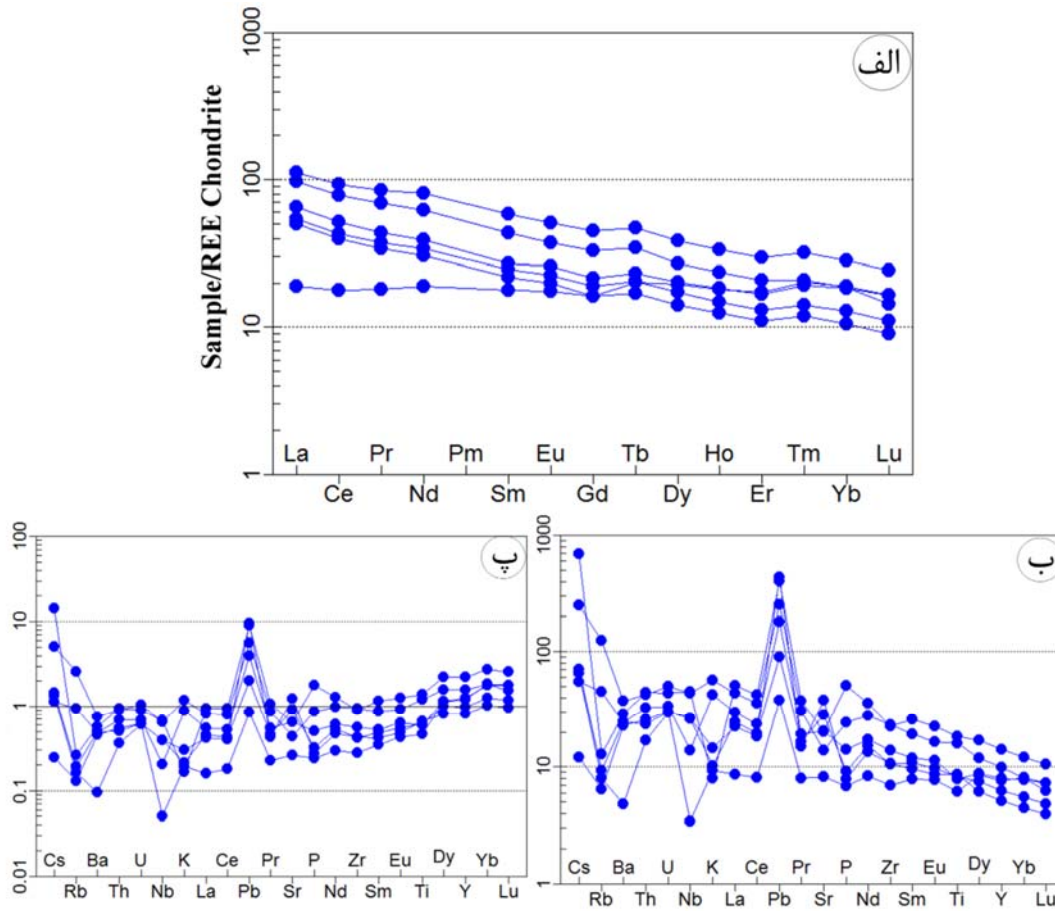
موقعیت ترکیبی آمفیبولیت‌ها بر روی نمودار AFM (Irvin and Bragar, 1971) ماهیت تولییتی آنها را نشان می‌دهد (شکل ۶-۷-الف). به دلیل استفاده از عناصر آلکالن (Na, K) و تحرک بالای این عناصر در هنگام دگرگونی، از نمودارهایی نیز استفاده شده است که دارای عناصر غیر متحرک (HFSEs) در طول دگرگونی هستند. در نمودار Nb/Y در مقابل $Zr/P_2O_5 * 10000$ (Winchester & Floyd, 1977) نمونه‌ها در محدوده تولییتی واقع می‌شوند. در نمودار Zr/Y در مقابل Y (Barett & McLean, 1999) نیز نمونه‌ها در محدوده تولییتی و نزدیک به محدوده تحولی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۷-ب و پ).



شکل ۶-۷-الف) نمودار AFM (Irvin and Bragar, 1971)؛ (ب) نمودار Nb/Y در مقابل $Zr/P_2O_5 * 10000$ (Winchester & Floyd, 1977)؛ (پ) نمودار Zr/Y در مقابل Y (Barett & McLean, 1999).

۶-۳-۲ نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی متبازیت‌ها

نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به عناصر خاکی نادر کندریت‌ها (Boynton, 1984) و نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و OIB (Sun & McDonough, 1989) در شکل ۶-۸ نشان داده شده‌اند.



شکل ۶-۸- الف) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) ب و پ) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و OIB (Sun & McDonough, 1989).

مقادیر عناصر خاکی نادر موجود در متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان ۱۰ تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریتی، غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همانطور که مشخص است الگوی این نمونه‌ها تقریباً با یکدیگر موازی و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی سنگین (HREE) شیب ملایم است و با نسبت $LA(N)/Yb(N)=1-5.18$ غنی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. این الگو با ترکیب سنگ‌های آذرین حدواسط تا بازیگ (گابرویی- دیوریتی و یا معادل خروجی آنها بازالیت - آندزیت بازالیت) سنگ‌های مادر این متابازیت‌ها همخوانی دارد. شیب الگوی فراوانی یا تغییرات عناصر خاکی نادر (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد، به طوری که در درجات بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند. با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش می‌یابد (Srivastava & Singh, 2004). در نتیجه شیب ملایم الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) در متابازیت‌های مورد مطالعه می‌تواند نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی متوسط باشد. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۶-۸-ب)، نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری‌های مثبت از Cs, Pb و تا حدی عناصر بزرگ یون لیتوفیل (LILEs) هستند. این غنی‌شدگی با آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها و احتمالاً متاسوماتیسم گوشته‌ای محل منشأ آنها در ارتباط است. ناهنجاری مثبت Sr می‌تواند به دلیل وجود پلاژیوکلاز فراوان در این سنگ‌ها باشد. ناهنجاری منفی Rb نیز از اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای، عملکرد دگرسانی و یا تحرک بالای آن‌ها ناشی شده است (Rolinson, 1993). غنی‌شدگی شدید از Pb در هر دو نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و OIB (شکل ۶-۸-پ) معرف مشارکت بخش پوسته‌ای، آرایش پوسته‌ای یا متاسوماتیسم گوشته‌ای است. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و فرعی متابازیت‌های مورد مطالعه، معرف غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت‌میدانی بالا (HFSEs) به همراه نبود ناهنجاری منفی Ti می‌باشد. با توجه به تاریخچه تشکیلی

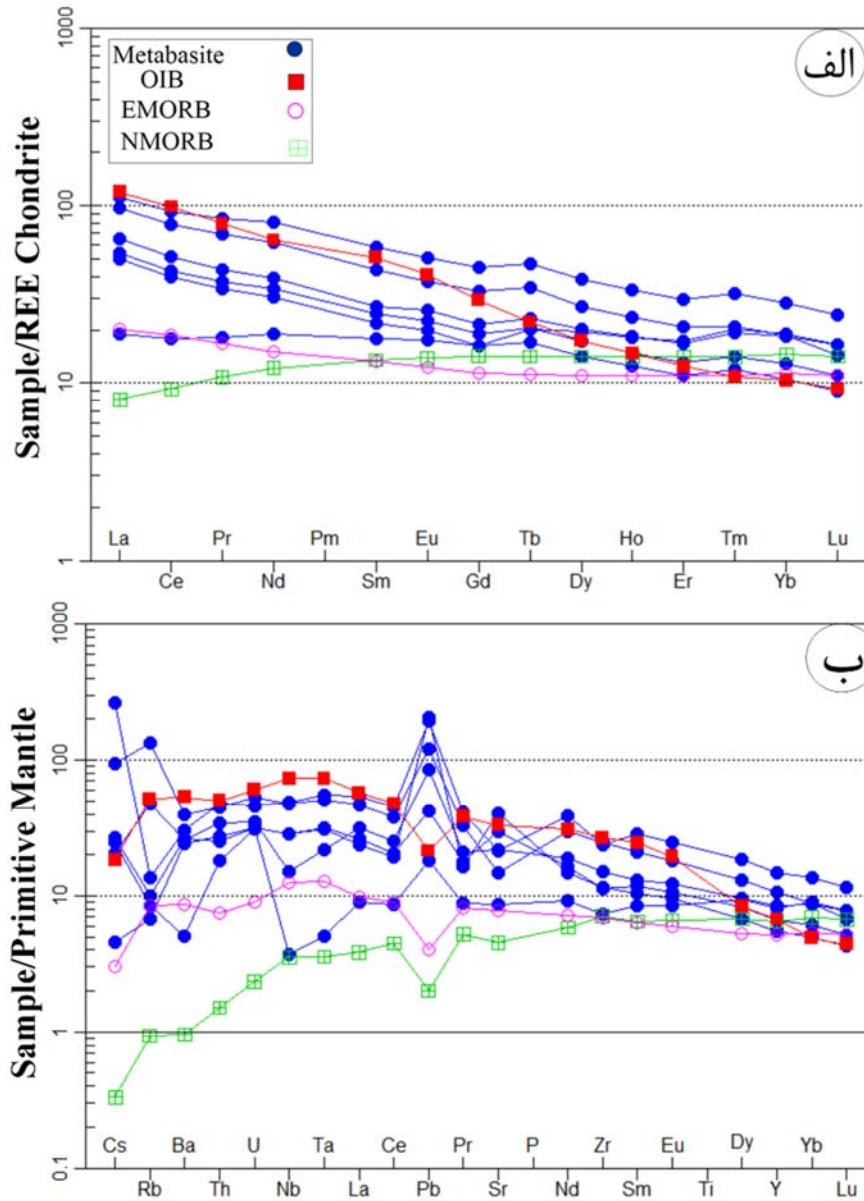
حوضه‌های کشتی درون قاره‌ای و چگونگی تشکیل آنها، شواهد ژئوشیمیایی با نشأت گرفتن ماگماهای مادر سازنده متابازیت‌ها از یک گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای متاسوماتیسم شده تا گوشته لیتوسفری زیر پوسته اقیانوسی، بیشترین سازگاری را نشان می‌دهد.

همچنین، الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر نمونه‌های مورد مطالعه با الگوهای این عناصر در بازالت‌های میان اقیانوسی عادی یا نرمال (N-MORB) و بازالت‌های میان اقیانوسی غنی شده (E-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی مقایسه شده است (Sun & McDonough, 1989). بر اساس این نمودارها، الگوهای بهنجار شده نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، شباهت زیادی با الگوی OIB یا خاستگاه ژئودینامیکی مشابه آنها یعنی گوشته لیتوسفر زیر قاره‌ای (SCLM) دیده می‌شود (جدول ۶-۵) (شکل ۶-۹).

جدول ۶-۵- مقادیر مرجع عناصر کمیاب و REE در NMORB، EMORB و OIB (Sun & McDonough 1989) و

میانگین این عناصر در میانگین متابازیت‌های جندق-عروسان

	Metabasite	NMORB	EMORB	OIB
	REE			
La	20.60	2.5	6.3	37
Ce	43.63	7.5	15	80
Pr	5.85	1.32	2.05	9.7
Nd	26.67	7.3	9	38.5
Sm	6.31	2.63	2.6	10
Eu	2.14	1.02	0.91	3
Gd	6.52	3.68	2.97	7.62
Tb	1.29	0.67	0.53	1.05
Dy	7.36	4.55	3.55	5.6
Ho	1.45	1.01	0.79	1.06
Er	3.81	2.97	2.31	2.62
Tm	0.64	0.456	0.356	0.35
Yb	3.77	3.05	2.37	2.16
Lu	0.49	0.455	0.354	0.3
	Trace element			
Li	36.93	4.3	3.5	5.6
Rb	21.97	0.56	5.04	31
Sr	453.33	90	155	660
Y	38.73	28	22	29
Cs	1.51	0.007	0.063	0.387
Ba	166.05	6.3	57	350
Pb	16.56	0.3	0.6	3.2
Th	2.64	0.12	0.6	4
U	0.76	0.047	0.18	1.2
Nb	18.91	2.33	8.3	48
Ta	1.20	0.132	0.47	2.7
Zr	164.20	74	73	280
Hf	0.53	2.05	2.03	7.8



شکل ۶-۹- الف) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر متبازیت‌های مجموعه دگرگونی جندق - عروسان همراه با الگوهای این عناصر در بازالت میان‌اقیانوسی عادی یا نرمال (N-MORB) و بازالت میان‌اقیانوسی غنی‌شده (E-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، که نسبت به کندریت و گوشته اولیه به بهنجار شده اند؛ ب) نمودارهای عنکبوتی متبازیت‌های مجموعه دگرگونی جندق - عروسان و مقایسه آنها با مراجع ذکر شده در بند الف.

۴-۶ ژئوشیمی گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین (وابسته به مجموعه جندق-عروسان)

همانطور که قبلاً نیز اشاره شد در مناطق مختلف نوار دگرگونی جندق - عروسان توده‌های بیوتیت گرانیتی پورفیروئید میلونیتی شده همراه با گرانیت‌های آپلیتی و همچنین تعدادی آپوفیز گرانیتی وجود دارند. از لحاظ مشاهدات صحرایی و پتروگرافی این گرانیت‌ها مشابه یکدیگرند. همچنین سنگ‌های گرانیتی صورتی رنگ (قطع کننده افیولیت‌ها) به صورت گرانیتی - پگماتیتی و پگماتیت‌های تورمالین‌دار در نقاط مختلف در سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند. در کل بخش عمده سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه دارای ارتباط بسیار نزدیکی با سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه، تعداد پنج نمونه از بیوتیت گرانیت‌ها، یک نمونه پگماتیت تورمالین‌دار و یک نمونه گرانیت صورتی مورد آنالیز شیمی قرار گرفت (جدول ۴-۶).

۴-۶-۱ رده بندی شیمیایی

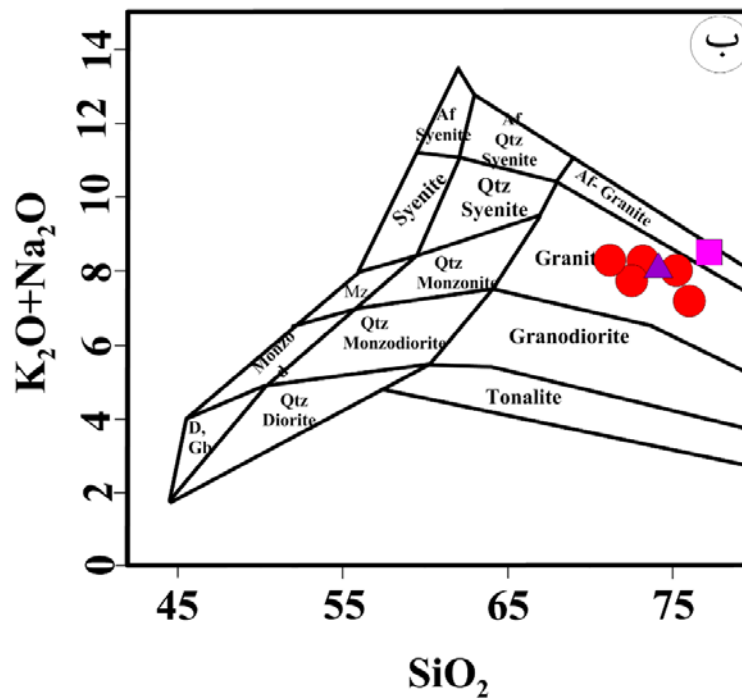
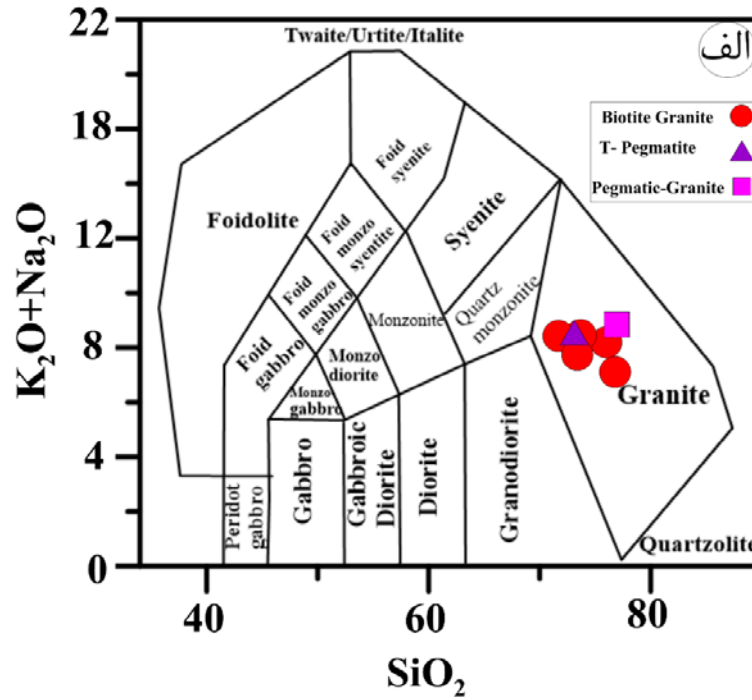
در نمودارهای طبقه‌بندی شیمیایی که بر اساس مقادیر مجموع آلکالی در مقابل سیلیس ترسیم می‌شوند (Middlemost (1985, 1994)، سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۰). گرانیت‌های صورتی رنگ در محدوده آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها قرار می‌گیرند.

۴-۶-۲ سری ماگمایی

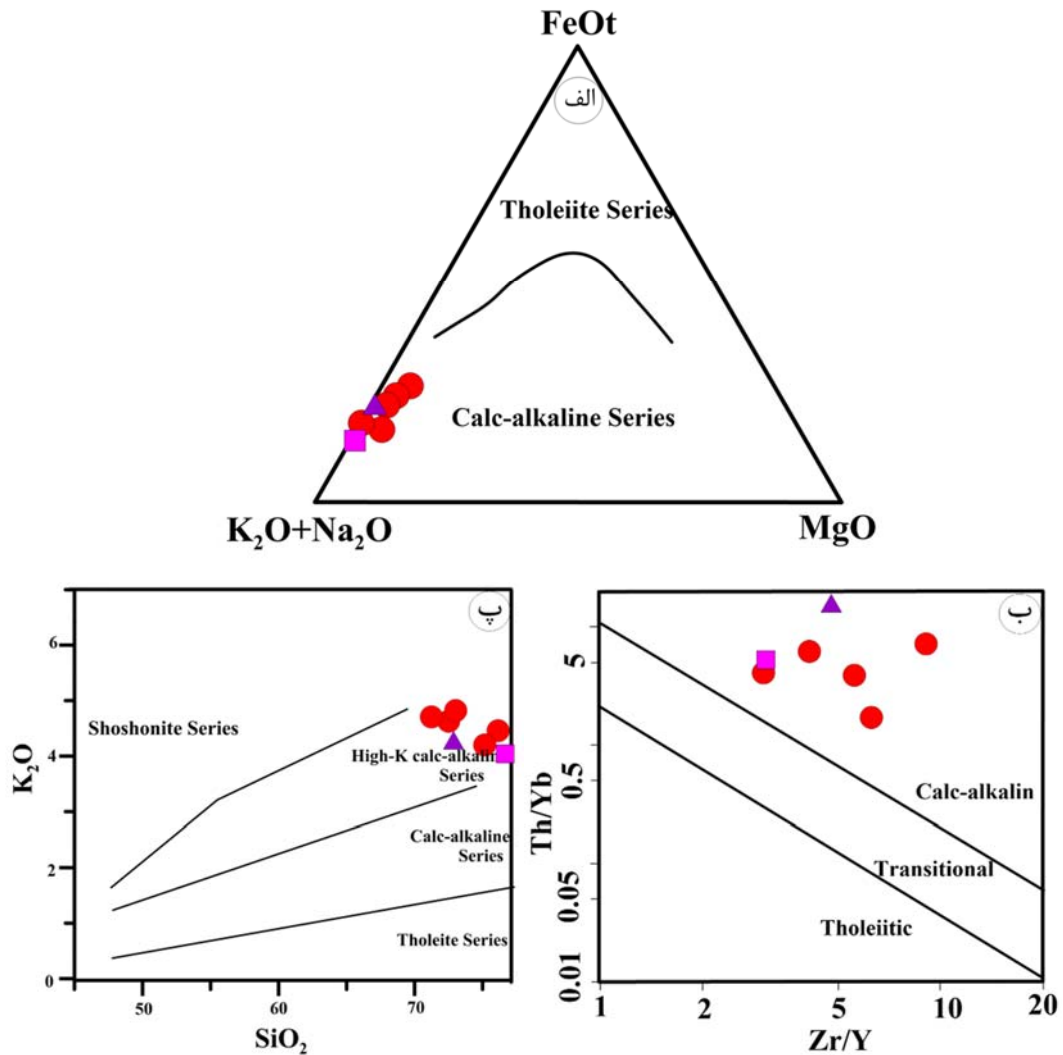
در نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971)، گرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند. در نمودار نسبت عناصر کمیاب Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross & Bedard, 2009) نیز این سنگ‌ها در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند. این نمونه‌ها بر اساس نمودار (Peccerillo & Taylor, 1976) جزء سری کالک آلکالن پتاسیم بالا تعلق دارند (شکل ۶-۱۱).

جدول ۶-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیت‌ها.
عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب قسمت در میلیون می‌باشد.

Sample	Biotite Granite					Pegmatite- Granite	Turmaline bearing Pegmatite
	BJA-398	BJA-405	BJA-439	BJA-307	BJA-353	BJA-389	BJA-271
Major elements (wt%)							
SiO ₂	72.51	76.15	71.24	73.03	75.17	77.61	74.08
TiO ₂	0.34	0.23	0.42	0.25	0.24	0.19	0.169
Al ₂ O ₃	14.73	13.63	14.68	13.99	13.62	12.69	15.72
Fe ₂ O _{3t}	2.36	1.44	2.99	2.34	1.60	0.89	0.44
MnO	0.04	0.01	0.04	0.03	0.01	0.04	0.03
MgO	0.52	0.33	0.77	0.47	0.12	0.19	0.07
CaO	1.22	1.07	1.15	0.88	0.67	0.66	1.11
Na ₂ O	3.24	2.75	3.50	3.42	3.84	4.39	5.07
K ₂ O	4.63	4.46	4.71	4.82	4.20	4.02	3.07
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.13	0.06	0.05	0.02	0.015
LOI	0.82	0.89	0.84	0.92	0.96	0.54	0.3
SUM	100.51	101.02	100.47	100.21	100.48	101.07	99.91
FeO	1.12	0.69	1.42	1.11	0.76	0.21	0.42
Fe ₂ O ₃	1.24	0.75	1.57	1.23	0.84	0.23	0.47
Trace elements (ppm)							
Li	22.9	13.2	16.3	28.9	9.92	5.13	2.95
Be	6.81	4.08	1.94	4.85	3.06	1.72	10.5
Sc	7.82	5.69	7.85	6.21	3.7	2.3	0.324
V	37.9	19.5	44.1	23.7	3.67	3.14	3.63
Cr	23.2	34.1	38.9	31	17.5	46.1	16.3
Co	3.13	1.81	5.68	3.53	0.504	1.3	0.406
Ni	6.84	5.88	9.71	7.25	3.05	8.8	3.21
Cu	6.02	5.32	11.4	22.6	6.88	5.12	6.53
Zn	19.3	16.1	45.3	46.3	12.9	9.4	13.4
Ga	18.3	17.8	18.9	21.1	19	12.1	26.1
Rb	153	162	105	221	190	224	35.5
Sr	201	93.1	219	92.2	51.8	22.5	33.7
Y	32.6	32.6	26.4	50.7	15.8	24	20.57
Mo	1.26	1.61	2.06	1.01	0.938	0.547	0.883
Cs	6.53	3.95	2.88	3.74	6.81	6.12	2.55
Ba	730	447	1144	517	119	32.8	21.4
Tl	0.609	0.735	0.546	1.02	1.17	1.19	0.195
Pb	8.18	13.4	21.7	23.5	42.1	27.7	37.6
Bi	0.122	0.262	0.069	0.455	0.266	0.159	0.119
Th	11.3	18.7	18.3	22	5.42	16.5	1.82
U	1.91	1.76	3.3	3.74	6.36	5.43	0.315
Nb	9.91	14.5	12.9	15.7	12.9	6.48	12.8
Ta	0.734	2.35	0.838	1.68	1.57	1.35	0.76
Zr	183.5	135.3	238.4	156	101.3	76	7.6
Hf	5.277	4.523	6.849	5.01	3.08	4.31	2.128
Rare Earth Elements (ppm)							
La	32.2	39.9	52.6	43.9	37.7	9.67	12.85
Ce	60.4	79.8	93.3	89.2	83	20.2	25.42
Pr	7.13	9.43	10.3	10.2	7.73	2.34	4.396
Nd	27.2	35.2	39	37.3	28.7	8.72	10.57
Sm	5.46	7.22	6.41	7.5	5.37	2.27	3.735
Eu	1.07	0.648	1.61	0.734	1.13	0.12	0.37
Gd	5.14	6.47	5.87	7.12	4.65	2.35	3.774
Tb	1.01	1.22	0.965	1.47	0.844	0.6	0.734
Dy	5.6	6.37	4.85	8.72	4.52	3.9	3.404
Ho	1.06	1.13	0.916	1.74	0.878	0.841	0.747
Er	2.94	3.09	2.54	4.97	2.53	2.57	1.098
Tm	0.494	0.518	0.435	0.65	0.484	0.514	0.315
Yb	2.97	3.08	2.54	5.53	3.19	3.4	2.081
Lu	0.407	0.399	0.333	0.742	0.443	0.5	0.283



شکل ۶-۱۰-الف تا پ) نمودارهای طبقه بندی شیمیایی بر اساس $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 جهت نامگذاری گرانیتوئیدهای وابسته به مجموعه جندق - عروسان: الف) Middlemost (1994)؛ ب) Middlemost (1985).

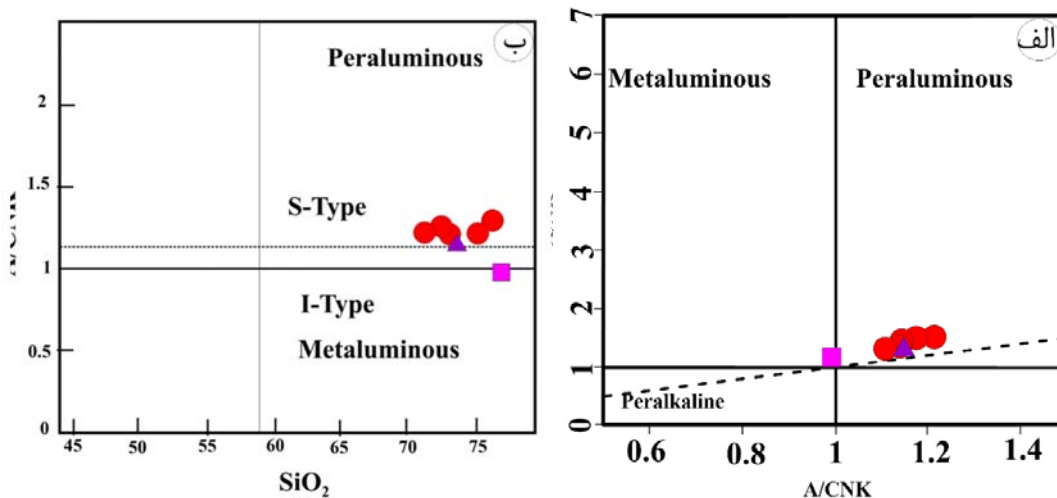


شکل ۶-۱۱-الف) نمودار AFM (Irvin & Bragar, 1971)؛ ب) نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross & Bedard, 2009)؛ پ) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976). گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین در محدوده کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. علائم همانند شکل ۶-۱۰ می‌باشد.

۶-۴-۳ تعیین درجه اشباع از آلومین

درجه اشباع از آلومین به صورت شاخص ASI معرفی شده است (Shand, 1943). این شاخص به صورت نسبت میلی کاتیونی $Al/(Ca-1.76P+Na+K)$ محاسبه می‌شود (Frost et al, 2001). اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع مولی پتاسیم و سدیم کمتر از مقدار مولی Al باشد ($Na+K < Al$) سنگ متآلومین خواهد بود. اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع $Na+K > Al$ باشد، سنگ پراآلومینوس است. بر اساس نمودار (Shand, 1943).

1943) بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئید و پگماتیت تورمالین دار جزء گرانیت‌های پرآلومینوس هستند. پایین بودن درجه اشباع از آلومین بیوتیت گرانیت‌ها، به ماهیت ترکیبی اولیه آنها که فقیر از آلومینیم است برمی‌گردد نه به دگرسانی یا هوازدگی. در واقع متاپلیت‌ها و متاگری‌وک‌هایی که گرانیت‌ها از ذوب آنها حاصل شده‌اند فقیر از آلومینیم بوده‌اند. گرانیت‌های صورتی در مرز بین پرآلومینوس و متآلومینوس قرار دارند. همچنین در نمودار (Chappel & White, 1974) نمونه‌های مورد مطالعه غالباً دارای مقدار $A/CNK > 1.1$ هستند و در محدوده پرآلومین و گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند. شاخص درجه اشباع از آلومین گرانیت صورتی نزدیک به ۱ است (شکل ۶-۱۲). گرانیت‌های صورتی‌رنگ به احتمال زیاد دارای منشاء و خاستگاه متفاوتی با سایر گرانیت‌های اواخر نئوپروتروزوئیک می‌باشند و شاید با فاز ماگمایی ریفتی اواخر ریفتی پرکامبرین (شبهه ماگماتیسیم ایران مرکزی تا جنوب ایران) شبیه یا وابسته-اند.



شکل ۶-۱۲- الف) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943)؛ ب) نمودار A/CNK در مقابل SiO₂ (Chappel & White, 1974) جهت بررسی گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک وابسته به مجموعه دگرگونی جندق- عروسان. علائم همانند شکل ۶-۱۰ می‌باشد

۴-۴-۶ نمودارهای چندعنصری بهنجار شده

عناصر خاکی نادر (REE) امکان بازسازی مدل‌های سنگ‌شناختی را با توجه به اطلاعات مربوط به سنگ‌های مختلف، فراهم می‌کنند. همچنین الگوی پراکندگی آنها معمولاً به وسیله ترکیب شیمیایی منشاء، درجه ذوب بخشی و تعادل بلور-مایع که طی تکامل ماگما رخ می‌دهد، کنترل می‌شود. به اعتقاد (Bea, 1996) ۷۰ تا ۹۵ درصد REE (به استثنای Eu, Y, Th و V سنگ‌های گرانیتی درون فازهای فرعی جای می‌گیرند. همچنین در گرانیت‌های پرآلومین و پرآلکالن تفریق عناصر LREE U, Y, Th و HREE در کانی‌های اصلی، کمتر از ۵ تا ۱۰ درصد وزنی می‌باشد. این مقدار برای گرانیت‌های متا-آلومینوس غنی از آمفیبول به ۲۰ تا ۳۰ درصد وزنی افزایش می‌یابد. عناصر خاکی نادر دارای کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرآیندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرک هستند یا عبارتی در مقابل فرآیندهای ذکر شده مقاوم می‌باشند (Rolinson, 1993). بر این اساس، الگوی عناصر خاکی نادر که بیانگر ترکیب ماگمای اولیه غیردگرسان شده هستند، اطلاعات باارزشی از شرایط ذوب بخشی، جدایش مذاب و تبلور ماگمای گرانیتی در رژیم‌های مختلف پوسته‌ای در رژیم‌های مختلف پوسته‌ای در اختیار ما قرار می‌دهند.

الف) تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت

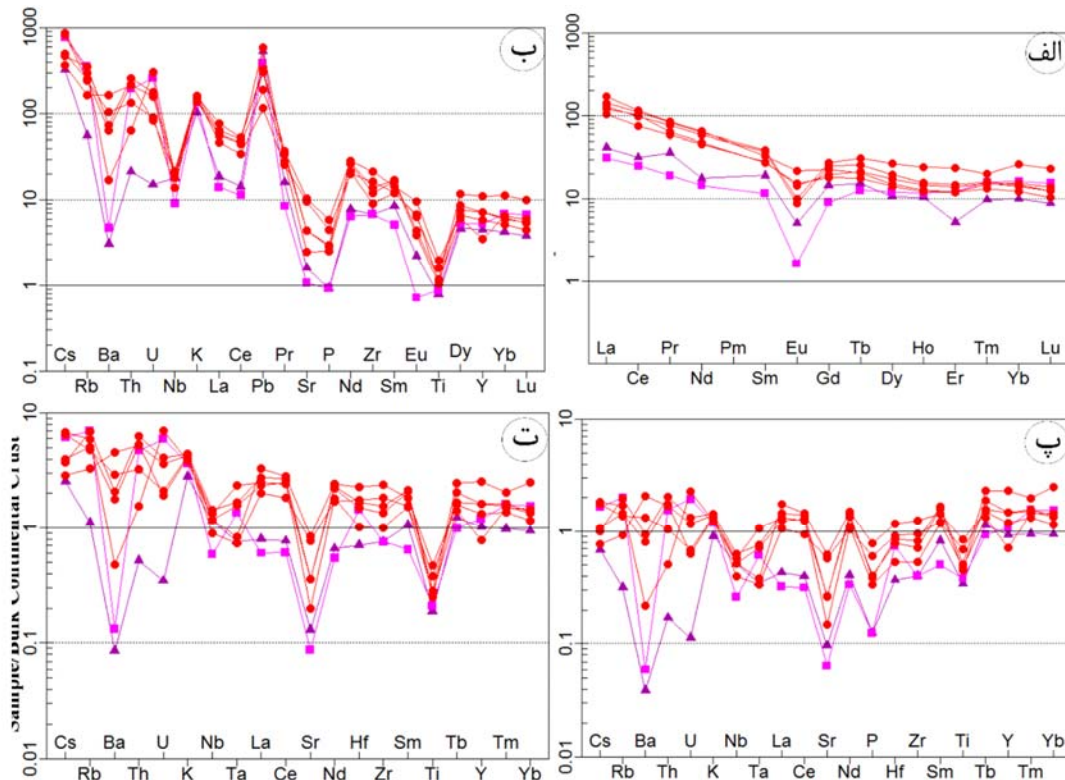
مقادیر عناصر خاکی نادر گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین وابسته به مجموعه دگرگونی جندق عروسان نسبت به مقادیر همین عناصر در کندریت‌ها (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند. الگوی ترسیم شده معرف غنی‌شدگی از LREE است و برای عناصر HREE الگوی نسبتاً مسطحی نشان می‌دهد. گرانیت صورتی و پگماتیت تورمالین‌دار نسبت به بیوتیت گرانیت‌ها از مقادیر کمتری REE برخوردارند که می‌تواند به دلیل کاهش کانیهای حامل این عناصر می‌باشد. بی‌هنجاری منفی Eu، در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۶-۱۳-الف). نسبت میزان LREE/HREE که با مقادیر نسبت $La(N)/Yb(N)$ مشخص می‌شود، بیانگر میزان تفریق یافتگی ماگمای سازنده آنهاست. این نسبت برای بیوتیت گرانیت‌های مجموعه جندق - عروسان برابر $۵/۳۵$ تا $۱۳/۹۶$ و به طور میانگین برابر $۸/۶۶$ می‌باشد. این نسبت

نشان‌دهنده شیب ملایم از عناصر کمیاب سبک به سمت عناصر کمیاب سنگین می‌باشد. Eu^{+2} عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی منفی آن بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشاء و در حین ذوب بخشی، ایجاد می‌شود (Tepper et al., 1993). به عبارتی دیگر در طی ذوب بخشی متاپلیت‌ها عنصر Eu در فازهای رستیتی (از جمله بیوتیت) برجای می‌ماند.

ب) تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته، پوسته بالایی و کل پوسته

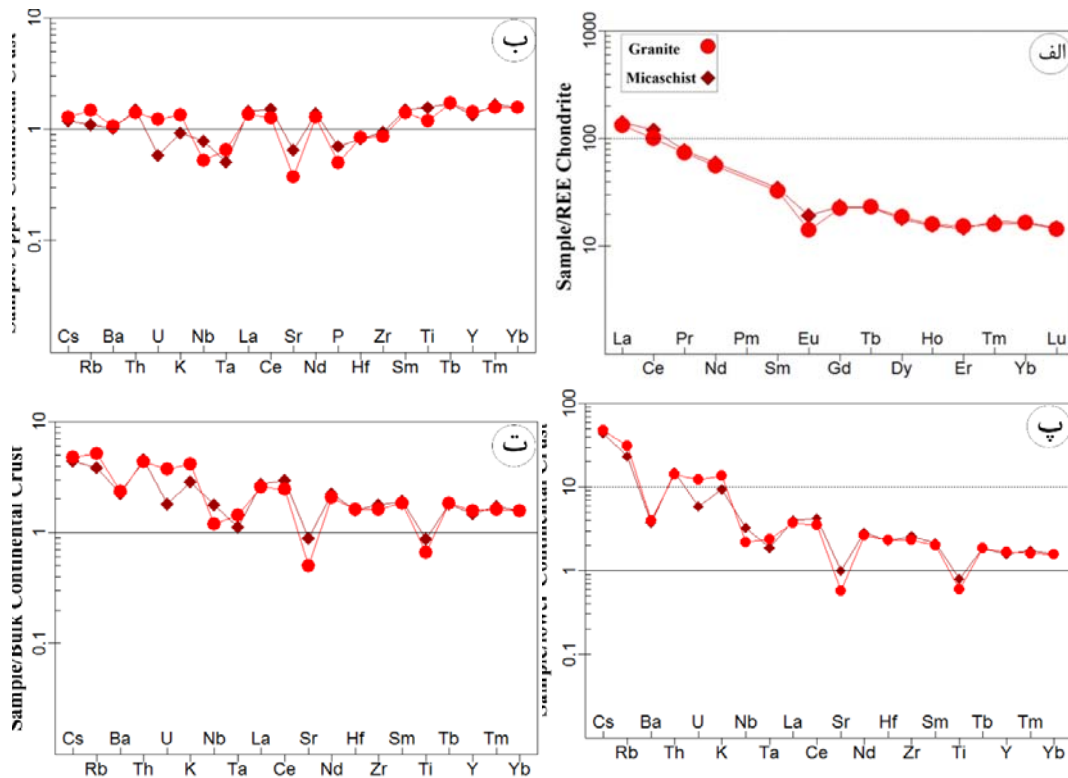
نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای بیوتیت گرانیته‌ها، پگماتیت تورمالین‌دار و آلکالی فلدسپار صورتی رنگ ترسیم شده‌است (شکل ۶-۱۳-ب). بررسی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نشان می‌دهد که عناصر Ti, P, Sr, Ba و Nb آنومالی منفی و K, Rb, Th, La آنومالی مثبت دارند. آنومالی منفی Ti و Nb می‌تواند به دلیل تفریق فازهای تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت باشد. آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی‌شدگی از U, Th, Pb و K، به اهمیت سنگ‌های پوسته‌ای در منشاء ماگما اشاره دارد (Almeida et al, 2007). همچنین بنابر پیشنهاد Chappell & White, (1992) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار La, K و Rb و آنومالی منفی عناصر Sr, Nb, Ti و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشاء پوسته‌ای است (Thuy et al, 2004).

الگوی تغییرات عناصر فرعی و خاکی نادر بیوتیت گرانیته‌ها، پگماتیت تورمالین‌دار و آلکالی فلدسپار صورتی رنگ نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی و ترکیب کل پوسته به‌هنجار شده‌اند رفتاری تقریباً مشابه نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۳-پ و ت). مقادیر عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به پوسته بالایی بیوتیت گرانیته‌ها دارای نسبت‌های نزدیک به یک است و در نتیجه بیشترین تشابه بین آنها دیده می‌شود و نتیجه می‌گیریم که پروتولیت سنگ‌های دگرگونی که از ذوب آنها، سنگ‌های گرانیته حاصل شده‌اند، از پوسته بالایی نشأت گرفته‌اند، اگرچه ذوب آنها در جایگاهی نظیر پوسته میانی و تحتانی انجام شده - است. این امر صرفاً با راه‌یابی بخش‌های پوسته‌ای قاره‌ای به اعماق زیاد در طی فروانش یا برخوردی از نوع قاره - قاره حاصل می‌شود.



شکل ۶-۱۳- الف) نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)؛ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به ب) گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، پ) پوسته بالایی قاره‌ای و ت) ترکیب کل پوسته قاره‌ای (Taylor & McLennan, 1995) برای سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه.

با توجه به نمودارهای بهنجار شده متاپلیت‌ها (شکل ۶-۴)، الگوی تغییرات REE و عناصر کمیاب متاپلیت‌ها بسیار مشابه با الگوی این عناصر در بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی است. به منظور مقایسه الگوهای تغییرات REE و عناصر کمیاب متاپلیت‌ها با الگوهای REE و عناصر کمیاب در این گرانیت‌ها، میانگین مقادیر این عناصر در نمونه‌های متاپلیتی و سنگ‌های گرانیتی محاسبه شد. الگوهای عنکبوتی ترسیم شده تطابق و تشابه خوبی برای سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی نشان می‌دهند. این امر بیانگر ارتباط ژنتیکی آنها و منشاء گرفتن گرانیت‌ها از سنگ‌های دگرگونی با منشأ رسوبات تخریبی حاصل از فرسایش پوسته قاره‌ای است. در نتیجه گرانیت‌ها حاصل تبلور مذاب‌های فلسیک با منشأ آتاکسی پوسته‌ای و نوع S هستند (شکل ۶-۱۴).

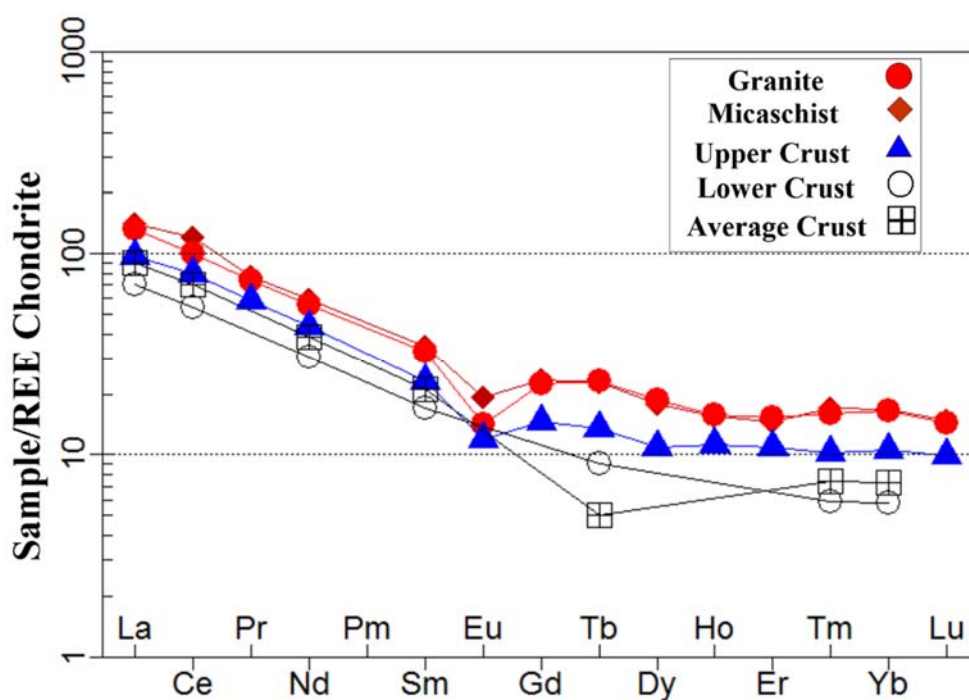


شکل ۶-۱۴-الف) نمودار تغییرات فراوانی میانگین عناصر خاکی نادر سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی مجموعه جندق - عروسان بهنجار شده نسبت کندریت و نمودارهای عنکبونی بهنجار شده نسبت به (ب) پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor & McLennan, 1995)؛ (پ) پوسته تحتانی (Taylor & McLennan, 1995)؛ (ت) ترکیب کل پوسته قاره‌ای (Taylor & McLennan, 1995)، جهت مقایسه با یکدیگر و بررسی روند بی‌هنجاری‌ها علائم همانند شکل ۶-۱۰ می‌باشد.

همچنین الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، متاپلیت‌ها و بیوتیت گرانیت‌ها با الگوی این عناصر (با مقادیر مرجع) در پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1995)، تحتانی (Taylor & McLennan, 1995) و میانگین پوسته قاره‌ای (Weaver & Tarney, 1995) نیز استفاده شده است (جدول ۶-۷). این الگوها با الگوی عناصر REE پوسته قاره‌ای فوقانی مطابقت بهتری دارد و ثابت می‌کند، سنگ‌های متاپلیتی و گرانیت‌های مجموعه جندق - عروسان دارای ترکیبی مشابه با ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی هستند (شکل ۶-۱۵). این موضوع همراه با شواهد صحرایی و پتروگرافی بر ماهیت رسوبی سنگهایی دلالت دارد که تحولات دگرگونی آنها و در نهایت ذوب آنها، به تشکیل مذاب‌های آناتکسی منجر شده‌است.

جدول ۶-۷- مقادیر مرجع REE در پوسته قاره‌ای بالایی (Tylor & McLennan, 1981)، تحناتی (Weaver & Tarney, 1984) و میانگین پوسته قاره‌ای (Weaver & Tarney, 1984) و میانگین این عناصر در میانگین نمونه میکاشیستی و گرانیتی مجموعه جندق عروسان.

Elements	Upper crust	Lower crust	Average crust	Mica-schist	Granite
La	30	22	28	43.9	41.3
Ce	64	44	57	97.2	81.1
Pr	7.1	-	-	9.5	9
Nd	26	18.5	23	35.9	33.5
Sm	4.5	3.3	4.1	6.8	6.4
Eu	0.88	-	-	1.4	1
Gd	3.8	-	-	6.1	5.9
Tb	0.64	0.43	0.24	1.1	1.1
Dy	3.5	-	-	5.8	6
Ho	0.8	-	-	1.1	1.1
Er	2.3	-	-	3.1	3.2
Tm	0.33	0.19	0.24	0.6	0.5
Yb	2.2	1.2	1.53	3.5	3.5
Lu	0.32	-	-	0.5	0.5

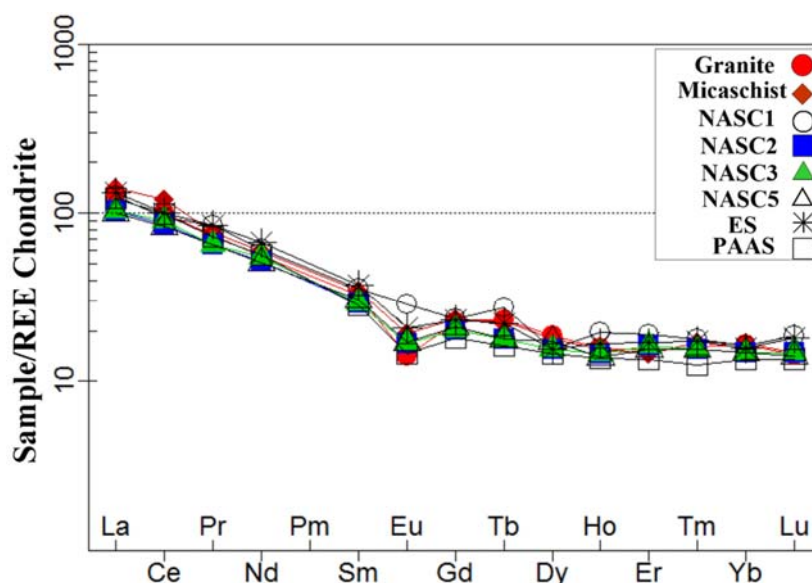


شکل ۶-۱۵- نمودار تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر به‌هنگار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) برای میانگین مقادیر عناصر REE نمونه‌های متاپلیتی و گرانیت‌ها و مقایسه با میانگین مقادیر مرجع پوسته‌های بالایی، میانی و متوسط پوسته.

به منظور تعیین دقیق ماهیت سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی و تعیین منشاء آنها، الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها جهت مقایسه با مقادیر میانگین این عناصر در شیل‌های استاندارد نیز استفاده شده است (جدول ۶-۸). (شکل ۶-۱۶). الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر در این نمونه‌ها همخوانی و مشابهت بسیار نزدیکی با الگوهای شیل‌های مرجع دارند. تنها در مقایسه با الگوهای مراجع (Haskin & Frai, 1966) NASC1 تفاوت اندکی مشاهده می‌شود.

جدول ۶-۸- مقادیر میانگین REEs (بر حسب ppm) در شیل‌های استاندارد و نمونه‌های گرانیتی و متاپلیتی مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان.

Sample	Micaschist	Granite	NASC1	NASC2	NASC3	NASC5	ES	PAAS
La	43.91	41.26	39	32	32	31.1	41.1	38.2
Ce	97.19	81.14	76	70	73	67.033	81.3	79.6
Pr	9.46	8.96	10.3	7.9	7.9		10.4	8.83
Nd	35.9	33.48	37	31	33	30.4	40.1	33.9
Sm	6.77	6.39	7	5.7	5.7	5.98	7.3	5.55
Eu	1.41	1.04	2.1	1.24	1.24	1.25	1.52	1.08
Gd	6.09	5.85	6.1	5.21	5.2	5.5	6.03	4.66
Tb	1.09	1.1	1.3	0.85	0.85	0.85	1.05	0.774
Dy	5.78	6.01	5	5	5	5.54	5	4.68
Ho	1.12	1.14	1.4	1.04	1.04	1	1.2	0.991
Er	3.08	3.21	4	3.4	3.4	3.275	3.55	2.85
Tm	0.55	0.52	0.58	0.5	0.5	0.5	0.56	0.405
Yb	3.48	3.46	3.4	3.1	3.1	3.113	3.29	2.82
Lu	0.48	0.46	0.6	0.48	0.48	0.456	0.58	0.433



شکل ۶-۱۶- نمودار تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای میانگین نمونه‌های میکاشیستی و گرانیتی مقایسه آنها با میانگین مقادیر REE شیل‌های استاندارد (NASC1, 2, 3, 5) و ES و (PAAS).

۵-۶ ژئوشیمی گابرو دیوریت‌ها و گرانیت‌های تریاس پسین

همانطور که قبلاً نیز اشاره شد، در منطقه کلاته، تعدادی توده نفوذی کوچک گابرو دیوریتی به همراه دایک‌های آلکالی‌فلدسپار گرانیتی به درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده‌اند. تعیین سن‌های انجام شده بر روی این سنگ‌ها (در راستای این رساله) سن تریاس پسین این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (به فصل پنجم مراجعه شود). جهت مطالعات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از نتایج تجزیه شیمیایی تعداد سه نمونه از گابرو دیوریت‌ها و سه نمونه از دایک‌های گرانیتی کلاته استفاده شده است (جدول ۶-۹). همچنین از نتایج ابراهیمیان (۱۳۸۷) نیز استفاده شد. البته به دلیل پراکندگی و عدم دقت نتایج داده‌های عناصر کمیاب و خاکی نادر این نتایج، تنها از نتایج آنالیز عناصر اصلی ایشان در برخی از نمودارها استفاده شده است.

۱-۵-۶ رده بندی شیمیایی گابرو دیوریت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها

در نمودارهای نامگذاری سنگ‌ها نظیر نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) و نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ (De la Roche, 1980) گابرو دیوریت‌ها در قلمرو سنگ‌های گابرویی و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در قلمرو گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۷-الف و ب). البته مشاهدات پتروگرافی، نام گابرو را تأیید نمی‌کند. دلیل این امر، حضور گسترده هورنبلندسبز، نبود پیروکسن و حضور پلاژیوکلاز آندزینی است. به دلیل فراوانی آب در محیط تبلور ماگمای دیوریتی، تبلور هورنبلندسبز بر پیروکسن برتری یافته است و فراوانی هورنبلند سبز در این سنگ‌ها، سبب پایین بودن میزان SiO_2 و قرار گرفتن آن‌ها در محدوده ترکیبی گابرو شده است.

۲-۵-۶ سری ماگمایی و شاخص اشباع از آلومین گابرو دیوریت‌ها و آلکالی‌فلدسپار

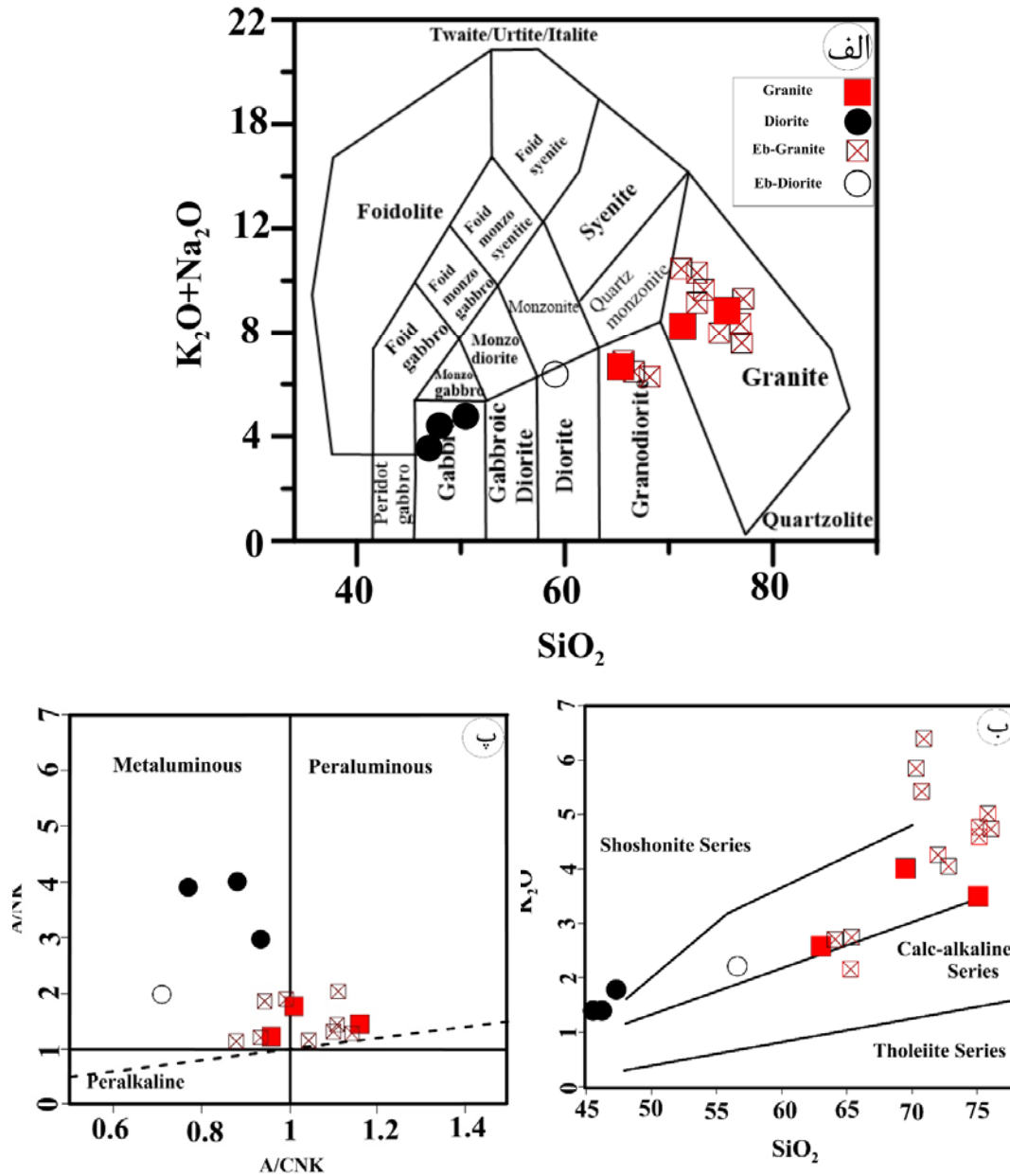
گرانیت‌ها

در نمودار ژئوشیمیایی (Peccerilio & Taylor, 1976) این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا هستند. در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943) گابرو دیوریت‌ها

دارای ماهیت متآلومین و آلكالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ دارای ماهیت پرآلومین ضعیف هستند (شکل ۶-۱۷- پ و ت).

جدول ۶-۹- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گابرودیوریت‌ها و آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها.
عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب قسمت در میلیون می‌باشد

Sample No.	BJA-340-5	BJA-341-3	BJA-335	BJA-320-1	BJA-370	BJA-336-1
	گابرودیوریت			آلكالی فلدسپار گرانیت		
SiO ₂	45.03	45.53	47.55	69.57	75.27	63.33
TiO ₂	1.39	1.09	0.62	0.40	0.20	0.61
Al ₂ O ₃	18.12	21.43	17.89	14.11	13.44	15.24
Fe ₂ O ₃	10.88	7.46	9.82	3.77	0.54	6.07
MnO	0.13	0.11	0.22	0.11	0.02	0.25
MgO	8.90	7.10	8.51	1.50	0.13	2.75
CaO	10.44	10.46	7.17	1.10	1.19	3.33
Na ₂ O	1.91	2.35	2.50	3.59	4.98	3.76
K ₂ O	1.35	1.36	1.79	3.99	3.34	2.54
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.04	0.08	0.04	0.12
LOI	2.12	2.56	3.90	1.82	1.10	2.16
SUM	100.33	99.50	100.01	100.04	100.26	100.16
Li	26	39.1	90	49.5	3.82	35.2
Be	0.475	0.532	0.566	1.57	2.53	1.63
Sc	82.8	66.3	45.6	8.77	2.49	19.9
V	622	425	424	57.1	3.97	122
Cr	199	59.6	80.3	28	19.1	43.1
Co	47.6	32.1	37.2	7.93	0.732	15.8
Ni	38.6	25	16.1	6.19	3.86	12.1
Cu	55.6	15.8	23.5	7.36	9.49	10.1
Zn	74.6	56.8	119	56.4	7.82	148
Ga	17.9	17.1	15.1	15.5	14.2	16.2
Rb	37.1	41.7	68.3	146	151	80.3
Sr	498	642	408	201	92.5	331
Y	21.9	18.3	15	23.5	19.3	20.9
Mo	0.701	0.244	0.327	627	1.02	0.51
Cd	0.115	0.038	0.262	<0.002	<0.002	0.075
In	0.062	0.051	0.035	0.025	0.009	0.05
Sb	0.474	0.33	0.579	0.337	0.71	0.523
Cs	11.2	13.4	13.4	5.96	7.48	2.39
Ba	328	320	380	584	667	953
W	0.199	0.162	0.275	0.641	0.168	0.415
Re	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Tl	0.275	0.317	0.553	0.773	0.899	0.501
Pb	3.99	4.73	39.3	8.48	26.9	15.7
Bi	0.087	0.051	0.04	<0.002	0.038	0.199
Th	1.6	0.87	1.25	13	12	5.09
U	0.192	0.217	0.344	2.4	4.48	1.64
Nb	3.02	2.55	3.12	9.99	11	8.96
Ta	0.217	0.173	0.262	0.9	1.71	0.681
Zr	41.2	33.3	23.3	60.7	61.4	58.7
Hf	1.66	1.34	1	2.35	3.94	0.848
La	9.62	6.18	6.44	28.4	7.21	15.3
Ce	19.2	14.1	14.4	54.9	15	32.7
Pr	2.63	2.07	1.94	6.22	1.72	4.38
Nd	13.3	10.6	8.45	23.3	6.22	19.3
Sm	3.6	2.77	1.99	4.49	1.64	4.58
Eu	1.1	0.916	0.691	0.846	0.317	0.983
Gd	3.55	2.78	2.05	4.27	1.65	4.83
Tb	0.729	0.568	0.439	0.78	0.46	1.02
Dy	4.23	3.47	2.62	4.47	3.1	6.17
Ho	0.848	0.691	0.554	0.847	0.648	1.26
Er	2.23	1.86	1.53	2.39	1.99	3.57
Tm	0.368	0.31	0.273	0.416	0.429	0.651
Yb	2.15	1.83	1.76	2.54	2.87	4.02
Lu	0.292	0.242	0.239	0.359	0.403	0.555



شکل ۶-۱۷- موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گابرویدوریتی و آکالی فلدسپار گرانیتی تریاس- بالایی در الف) نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)؛ ب) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) جهت تعیین سری ماگمایی، پ) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) برای تعیین شاخص اشباع از آلومین. علائم توخالی که با Eb-Diorite و Eb-Granite نشان داده شده است، نشانگر نمونه‌های سنگی برداشت شده توسط ابراهیمیان (۱۳۸۷) است.

۳-۵-۶ نمودار تغییرات عناصر اصلی گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

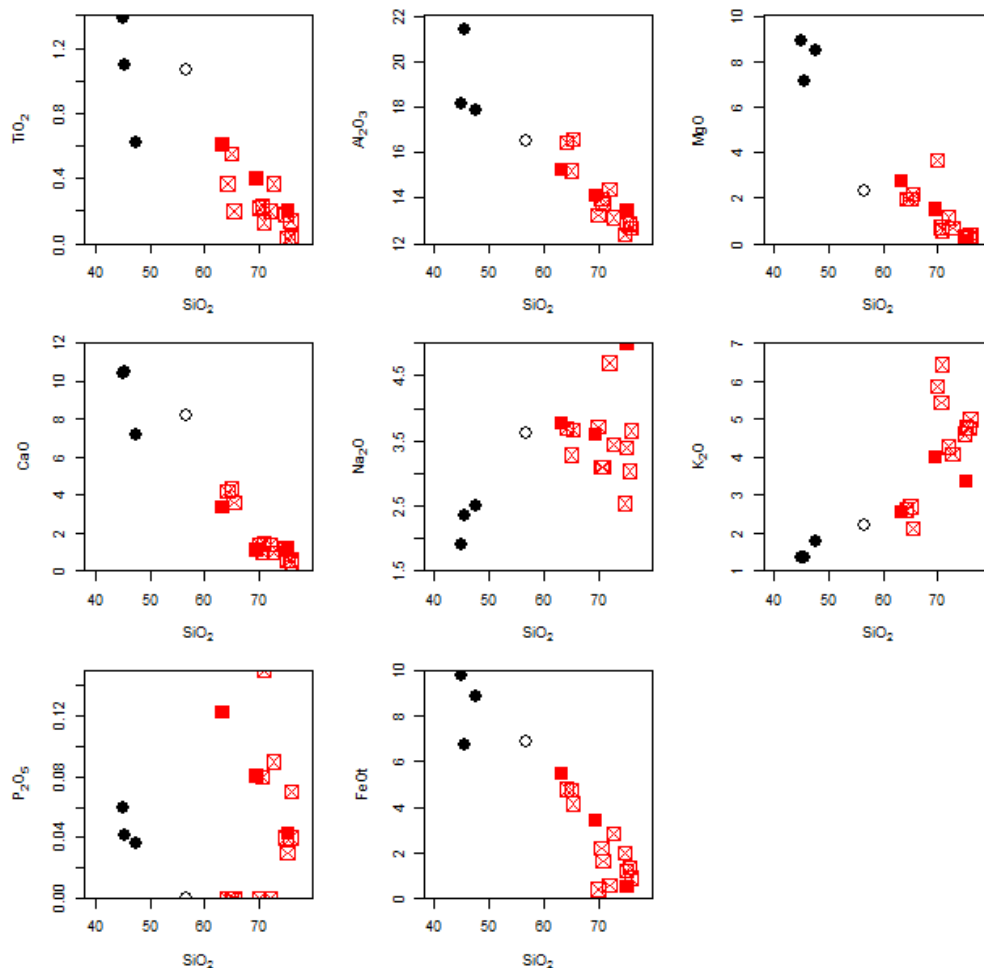
به منظور بررسی عوامل مؤثر در تحول سنگ‌های آذرین درونی تریاس پسین از نمودارهای دو متغیره هارکر استفاده شده است. در نمودارهای (Harker, 1909) به خوبی می‌توان رابطه خویشاوندی را در مجموعه سنگی نشان داد. چنانچه بتوان در مجموعه نمودارهای هارکر، یک ارتباط منطقی به دست آورد، قضاوت در مورد رویدادهای مختلفی که یک ماگما ممکن است در مسیر جایگزینی خود دچار آن‌ها شود، میسر می‌شود (Grove et al, 2003). همانطور که در شکل ۶-۱۸ دیده می‌شود، با افزایش SiO_2 ، مجموع مقادیر K_2O و Na_2O افزایش یافته و در مقابل، مجموع اکسیدهای FeO ، MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و مجموع CaO و Al_2O_3 کاهش یافته‌اند. K_2O و Na_2O در ساختمان کانی‌های تشکیل شده در مراحل ابتدایی تفریق شرکت نمی‌کنند یا حداقل مشارکت کمتری دارند. این اکسیدها در مراحل پایانی تفریق، در ساختارهای فلدسپارهای قلیایی، بیوتیت و پلاژیوکلازهای دارای آل‌بیت بیشتر وارد می‌شوند. سیر تحولی فرایند تبلور بلورهای بیوتیت، هورنبلند سبز و اکسیدهای آهن - تیتانیم، روند کاهشی مقادیر MgO ، FeO و TiO_2 را به دنبال داشته است. اکسیدهای Al_2O_3 و CaO با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابند که عمدتاً متأثر از تبلور و جدایش هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز است (Cai et al, 2015).

۴-۵-۶ نمودار تغییرات عناصر کمیاب گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

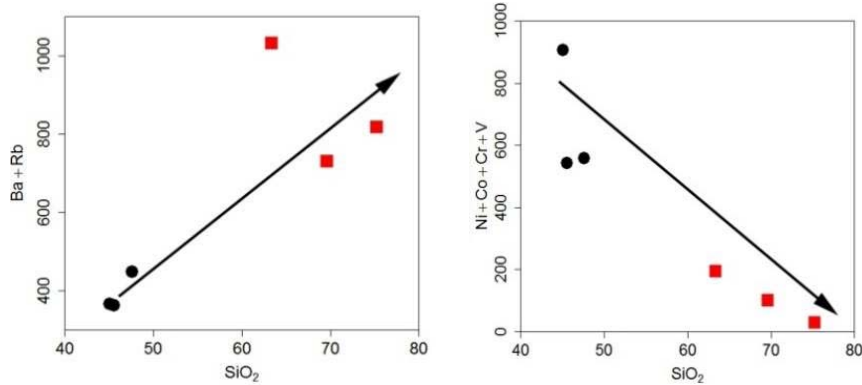
با توجه به شکل ۶-۱۹، با افزایش SiO_2 میزان Ba و Rb افزایش می‌یابد. زیرا Ba و Rb جزء عناصر ناسازگار هستند و در طی فرایند تفریق، با پیشرفت تبلور، در ماگمای باقیمانده متمرکز می‌یابند (Raymond, 2002; Price, 2001). در طی روند تفریق و با تشکیل پلاژیوکلازها، Sr در ساختمان پلاژیوکلازها شرکت می‌کند و در نتیجه مقدار آن در ماگمای باقیمانده کاهش می‌یابد. در نمودارهای هارکر نیز می‌توان این روند کاهشی را مشاهده کرد. Ni و Cr با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند. این عناصر جزء عناصر کمیاب سازگار هستند و در طی تفریق ماگمایی از میزان آنها کاسته می‌شود. به دلیل رفتار مشابه نیکل و منیزیم و جانشین شدن نیکل در کانیهای منیزیم‌دار، با پیشرفت روند تفریق،

مقدار این عنصر در ماگماهای باقیمانده کاهش می‌یابد و در نتیجه سنگ‌های تفریق یافته‌تر، از نیکل فقیرترند.

لازم به ذکر است که در نمودارهای هارکر بین ترکیبات گابرودیوریتی و آلکالی‌فلدسپار گرانیتهی یک وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود، در نگاه اول می‌توان چنین استنباط کرد که بین این دو گروه سنگی ارتباط زایشی یا همزادی وجود ندارد، ولی شواهد صحرایی از جمله حضور لکه‌های موضعی غنی از ارتوز و رگه‌ها و رگچه‌های غنی از ارتوزهای صورتی رنگ همراه با گابرودیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌ها این موضوع را منتفی می‌سازد و در واقع این وقفه از کمبود تعداد نمونه‌های آنالیز شده حاصل شده است.



شکل ۶-۱۸- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در مقابل SiO_2



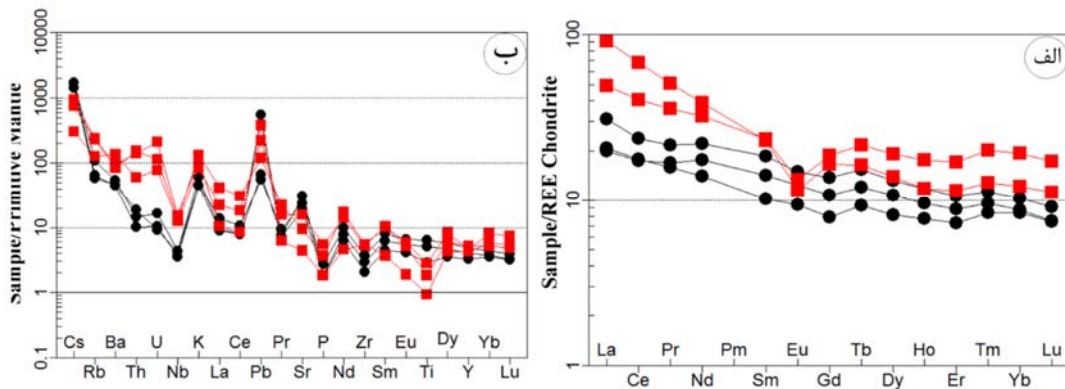
شکل ۶-۱۹- نمودارهای تغییرات مجموع برخی از عناصر کمیاب در برابر درصد وزنی SiO_2 .

۵-۵-۶ نمودارهای چندعنصری بهنجار شده

نمودار تغییرات مقادیر عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) در شکل ۶-۲۰- الف نشان داده شده است. آنچه عناصر خاکی کمیاب را در بررسی‌های سنگ‌شناسی حائز اهمیت می‌کند، نتایجی است که از بررسی گروهی آن‌ها به دست می‌آید. همه عناصر موجود در این نمودارها، در طی فرآیند ذوب و تبلور بخشی، به عنوان عناصر ناسازگار رفتار می‌کنند و میزان آنها در طی تفریق ماگمایی، در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد (Stern, 2004).

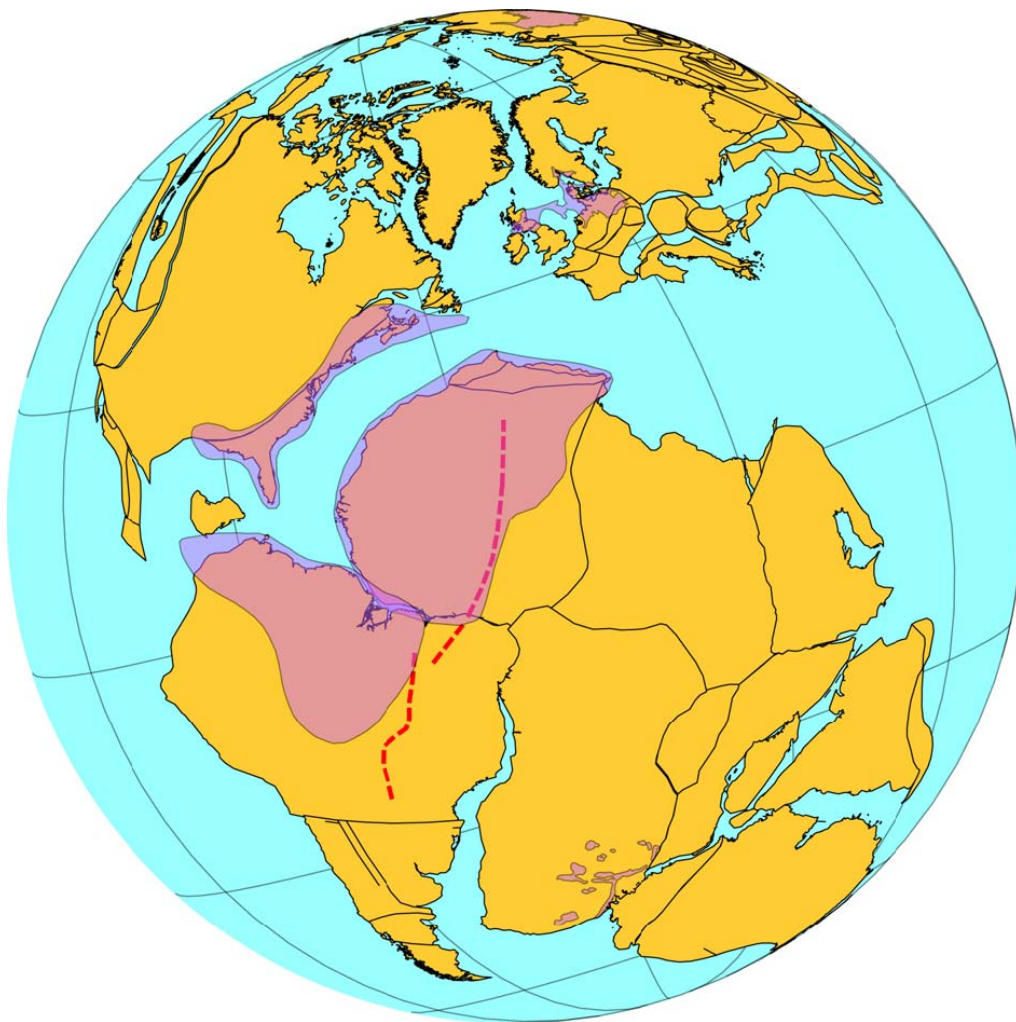
با توجه به شکل ۶-۲۰- الف عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها به ویژه انواع سبک، نسبت به کندریت غنی‌شدگی قابل توجه نشان می‌دهند. به اعتقاد Rollinson (1993) عناصر خاکی نادر سبک، نسبت به فازهای تبلور یافته اولیه، نظیر اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، ناسازگار هستند. در نتیجه در خلال تبلور و تفریق این فازها در ماگما، به طور فزاینده‌ای در مایعات باقی مانده تحول یافته، متمرکز می‌شوند. غنی بودن گابرودیوریت‌های مورد نظر از عناصر خاکی نادر سنگین نیز با حضور مقادیر قابل توجه هورنبلندسبز در گابرودیوریت‌ها سازگار است. همچنین غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سنگین و الگوی نسبتاً مسطح آنها می‌تواند نشان دهنده‌ی منشاء ماگمایی بدون گارنت و در نتیجه مشتق شدن ماگمای والد از منشاء اسپینل لرزولیتی باشد (Xie et al, 2015). بعلاوه، این نمودار رابطه زایشی گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌ها از طریق تبلور تفریقی را نشان می‌دهد و تایید می‌کند.

نمودار به‌هنجار شده نمونه‌های گابرویدیوریتی و گرانیتی نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) در شکل ۶-۲۰ ب نمایش داده شده است. این نمودارها، روندهای تقریباً مشابه و موازی با یکدیگر نشان می‌دهند. روندهای تقریباً مشابه و موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از ناهنجاری‌ها که ناشی از آرایش پوسته‌ای هستند)، می‌تواند معرف منشأ یکسان برای سنگ‌ها باشد (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی از عناصر Pb، Th و U و تهی‌شدگی از Nb و Ta می‌تواند نشان‌دهنده آرایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای بالایی باشد (Hooper et al., 1993; Meng et al., 2015) و یا مطابق با مشتق شدن ماگما از گوشته لیتوسفری است که توسط سیالات مشتق شده از ورق فرورانده شده متاسوماتیسم شده است (Liu et al., 2017). همینطور آنومالی منفی Nb و Ti به تبلور فازهای تیتانیوم‌دار همچون اسفن و ایلمنیت نسبت داده می‌شود (Yang et al., 2017; Bi et al., 2016).



شکل ۶-۲۰- موقعیت نمونه‌های توده‌های گابرویدیوریتی و گرانیتی تریاس بالایی در الف- نمودار عناصر خاکی نادر به‌هنجار شده نسبت به کندریت ؛ ب) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه.

فصل هفتم: پتروژنز و تحولات ژئودینامیکی



۱-۷ مقدمه

منظور از پتروژنز بررسی خاستگاه و تحولات مجموعه‌های سنگی است که بر اساس داده‌های تجربی، ترمودینامیکی، ژئوشیمیائی و فیزیکی انجام می‌گیرد (Bucher & Ferry, 1994). در مجموعه جندق - عروسان رخدادهای دگرگونی و فعالیت‌های ماگمایی و تکتونیکی گویای تاریخچه پیچیده زمین‌شناسی منطقه است. ابتدا تحلیل‌های انجام گرفته بر روی داده‌های صحرائی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی، ترمودینامیکی و زمین‌شناسی ایزوتوپی ارائه شده در فصول قبلی جمع‌بندی شده است و مدل ژئودینامیکی و روند تحولات زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان ارائه شده است.

۲-۷ تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگهای دگرگونی

۱-۲-۷ تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده

از آنجا که متاپلیت‌های منطقه جندق - عروسان دارای منشأ رسوبی تخریبی هستند و سنگ والد آنها غالباً ترکیبات شیلی - ماسه سنگی است، به منظور تشخیص محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها می‌توان از نمودارهای تعریف شده برای سنگ‌های رسوبی استفاده نمود:

Bhatia (1983) یک نمودار دو متغیره متمایزکننده برای تعیین جایگاه تشکیل سنگ‌های رسوبی تخریبی و محیط تکتونیکی آنها ارائه داد که بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی ۶۹ ماسه‌سنگ پروتروژوئیک استوار بود. وی بر پایه مقایسه با رسوبات امروزی، برای ماسه‌سنگ‌ها چهار جایگاه زمین‌ساختی مختلف مشخص کرد و در ضمن بر اساس رسوبات امروزی گردآوری شده از جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف چهار قلمرو تعریف کرد. توابع مورد استفاده در نمودار طراحی شده توسط Bhatia (1983) به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

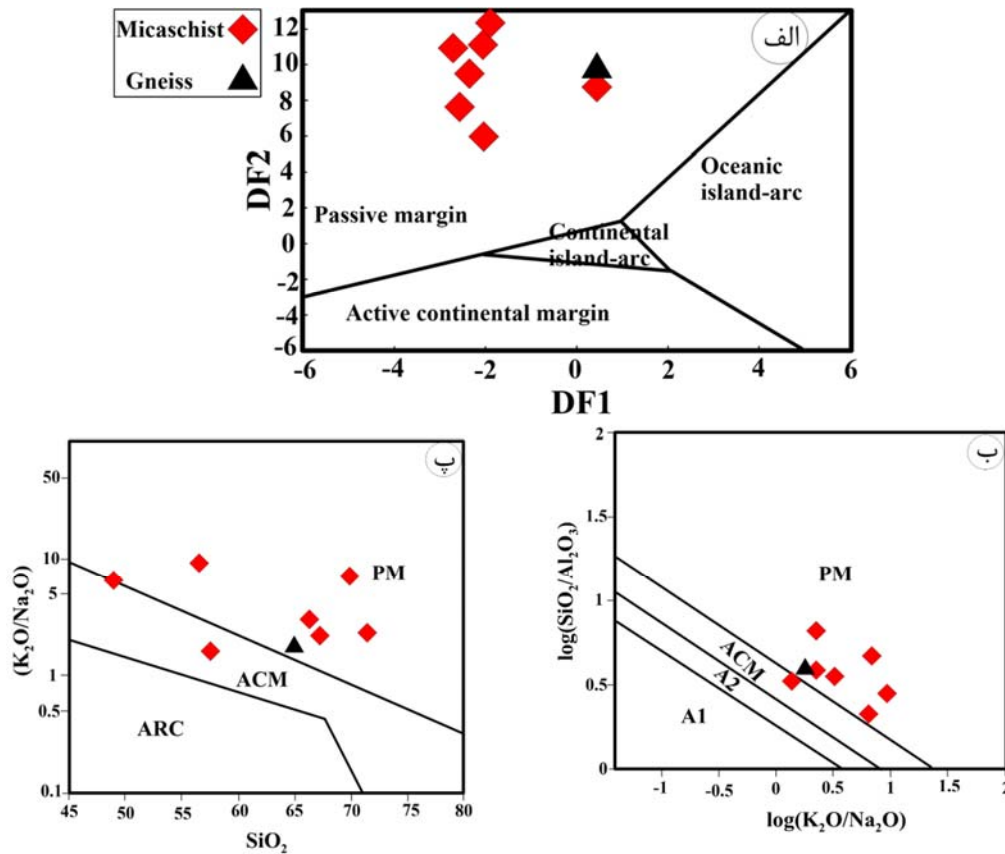
$$\text{Discrimination Function } 1 = -0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \\ + 0.208 \text{ FeO} - 3.082 \text{ MnO} + 0.14 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \\ \text{P}_2\text{O}_5 + 0.303$$

Discrimination Function 2 = $-0.421 \text{ SiO}_2 - 1.988 \text{ TiO}_2 + 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.610 \text{ FeO} + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$

پس از محاسبه تابع‌های ۱ و ۲، این نمودار برای سنگ‌های رسوبی دگرگون شده منطقه جندق - عروسان ترسیم شده است و نشان می‌دهد این سنگ‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی غیرفعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۷-۱-الف).

(1982) Maynard et al. با معرفی نمودار $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ و (Roser & Korsch, 1986)

با معرفی نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ، سه محیط تکتونیکی حاشیه غیرفعال، حاشیه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را برای پلیت‌ها در نظر گرفته‌اند. ترکیب اغلب متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی جندق - عروسان در محدوده حاشیه غیرفعال قاره‌ای تصویر شده‌اند (شکل ۷-۲-ب و پ).

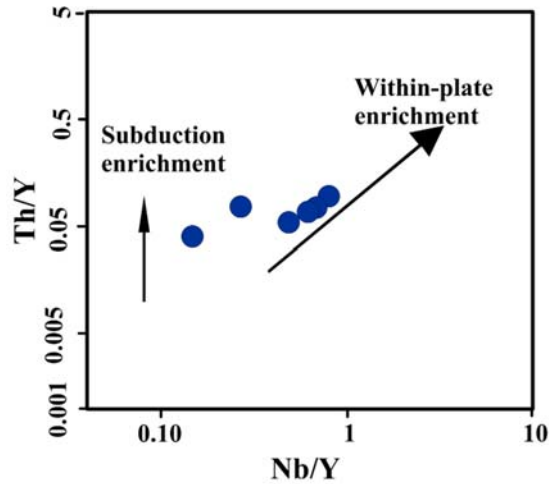


شکل ۷-۱- نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی برای نمونه‌های متاپلیتی الف) نمودارهای تمایزی برای متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها (Bhatia, 1983)؛ ب) نمودار $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Maynard et al, 1982)؛ پ) نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Roser & Korsch, 1986)

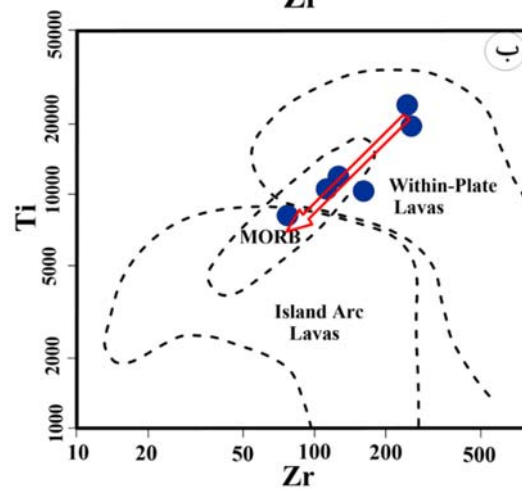
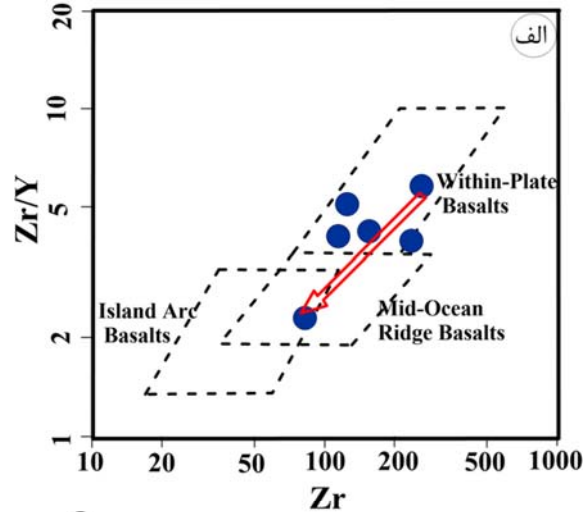
۲-۲-۷ تعیین خاستگاه ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌ها

بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل، آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه دارای منشاء آذرین (عمدتاً از نوع آذرین بیرونی (بازالت‌ها)) می‌باشند. از این‌رو جهت تعیین محیط تکتونیکی این سنگ‌ها از نمودارهای تمایزی بازالت‌ها استفاده می‌شود. فکر استفاده از تجزیه شیمیایی سنگ کل برای تمایز ماگماهای مربوط به جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی اولین بار توسط Pearce & Cann (1973) مطرح شد. آنها نشان دادند که با استفاده از ژئوشیمی سنگ کل امکان تمایز بازالت‌های تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی وجود دارد و بر این اساس نمودارهای متمایز کننده تکتونوماگمایی پایه گذاری و ساخته شد. نمودارهای متمایز کننده به ندرت محیط تکتونیکی قدیمی را بدون ابهام تعیین می‌کنند. با این وجود می‌توانند ما را در رسیدن به هدفی که دنبال می‌کنیم یاری کنند. عناصر Zr و Y در اغلب فازهای تفریق پذیر ماگمای بازالتی (الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز) ناسازگار می‌باشند، نسبت Zr/Y به طور محسوسی تحت تأثیر تبلور تفریقی و تفریق بلورها (البته در تفریق عادی) از ماگما قرار نمی‌گیرد، به این دلیل است که Zr در شرایط گشته‌ای نسبت به Y ناسازگارتر است. نسبت Zr/Y وقتی که درجات ذوب بخشی کمتر باشد، عدد بزرگتری است.

نمودار Th/Y در مقابل Nb/Y (Sayit et al., 2011) جهت تعیین منشاء درون صفحه‌ای یا فرورانشی ماگماها بر اساس عناصر فرعی به کار می‌رود. بر اساس این نمودار نمونه‌های متابازیتی مجموعه جندق عروسان دارای روندی مشابه با منشاء درون صفحه‌ای هستند (شکل ۷-۲). Pearce & Norry (1979) از نسبت Zr/Y در مقابل Zr برای تمایز بین جزایر قوسی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده کردند. در نمودار نامبرده، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۷-۳-الف). همچنین در نمودار Ti در مقابل Zr (Pearce, 1982) متابازیت‌ها، در محدوده بازالت‌های درون صفحات تا مورب قرار می‌گیرند (شکل ۷-۳-ب).



شکل ۷-۲- نمودار Th/Y در مقابل Nb/Y (Sayit et al., 2011). جهت تعیین منشاء درون صفحه‌ای یا فرورانشی ماگماها.



شکل ۷-۳- نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی متنازبیت‌ها: الف) نمودار Zr/Y در مقابل Zr (Pearce & Norry 1979)؛ ب) نمودار Ti در مقابل Zr (Pearce, 1982). علامت پیکان، روند احتمالی توسعه حوضه آتشفشانی رسوبی تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی را نشان می‌دهد.

الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی متابازیت‌ها (شکل ۶-۱۱، بخش ۶-۳-۲) غنی‌شدگی نسبی این متابازیت‌ها را از عناصر خاکی‌نادر سبک همراه با تهی‌شدگی از Zr (HFSEs) و غنی‌شدگی از LILEs مانند U, Cs, Th و همچنین Pb نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از Pb و عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون را می‌توان به آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگیری آن نسبت داد (Zhao & Zhou, 2007). این موضوع توسط ترسیم نمونه‌ها در نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Sun & McDonough, 1989) نیز تأیید می‌شود. بطوری‌که تمام نمونه‌های متابازیتی در محدوده آلودگی با پوسته قرار می‌گیرند (شکل ۷-۴-الف). همچنین الگوی تغییرات عناصر کمیاب متابازیت‌های مورد مطالعه با غنی‌شدگی از عناصر خاکی‌نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREEs)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) به همراه نبود ناهنجاری منفی Ti، بیانگر این است که منشاء ماگماهای سازنده سنگ مادر متابازیت‌ها از نظر ناحیه منشاء مشابه با ناحیه منشاء بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است. چنین ناحیه منشائی در واقع می‌تواند لیتوسفر زیرقاره‌ای باشد که تا حدودی تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند. با توجه به (شکل ۶-۱۲، بخش ۶-۳-۲) الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی و کمیاب بهنجار شده مشابه با الگوی OIB است. همچنین بر اساس داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr حاصل از تجزیه دو نمونه متابازیت‌ها، این سنگ‌ها در محدوده OIB واقع می‌شوند (شکل ۵-۱۰، بخش ۵-۲-۳-۱). موقعیت نمونه‌های متابازیتی در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 2008)، جهت تشخیص خاستگاه سنگ مادر متابازیت‌ها ترسیم شده است (شکل ۷-۴-ب). با توجه به این نمودار بخشی از متابازیت‌ها بیشتر منشاء OIB یا شبه OIB و دسته دیگری بیشتر منشائی نظیر EMORB نشان می‌دهند. شاید بتوان این دو قطبی بودن را چنین تفسیر کرد که طی توسعه محیط‌های کششی درون قاره‌ای، شرایط از مرحله حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به سمت تشکیل حوضه‌های اقیانوسی اولیه با مذاب نوع EMORB پیش‌رفته است و لیتوسفر قاره‌ای به قدری نازک شده است که شرایط برای تشکیل پوسته‌های اقیانوسی فراهم شده و بازالت‌های میان‌اقیانوسی از نوع غنی‌شده (EMORB) به درون

حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین راه یافته‌اند. حضور سنگ‌های وابسته به پوسته و لیتوسفر اقیانوسی در محلی معروف به منطقه ابراهیم زهرا (جنوب غربی عروسان) (متشکل از دونیت، کرومیتیت، هارزبورژیت، گابرو، لوکوگابرو، بازالت‌های بالشی) می‌تواند، تأییدی بر این موضوع باشد. لازم به ذکر است حضور بقایای لیتوسفر اقیانوسی در مجموعه دگرگونی چادونی (کیقبادی، ۱۳۹۵) و تکاب (Shafaii Moghadam et al., 2016)، نیز گزارش شده است.

از طرف دیگر، با توجه به توضیحات ارائه شده و با نگاهی فرامنطقه‌ای، متابازیت‌های همراه مجموعه-های پی‌سنگی پروتروزوئیک پسین ایران می‌توانند دارای خاستگاهی متنوع از درون قاره‌ای (SCLM) یا جزایر اقیانوسی (کمان‌های جزیره‌ای)، بازالت‌های میان اقیانوسی غنی شده (EMORB) تا بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی (NMORB) باشند که معرف مراحل توسعه و تشکیل آنها از یک حوضه کششی درون قاره‌ای تا رسیدن به یک پوسته یا لیتوسفر اقیانوسی می‌باشد. لذا نتیجه‌گیری‌های موضعی و محلی ممکن است به ظاهر باهم اختلاف داشته باشند. ولی در واقع همگی، ما را به سوی حقیقت واحدی هدایت و راهنمایی می‌کنند که عین واقعیت‌های صورت گرفته است. در مجموع می‌توان گفت دسترسی به نتیجه‌گیری قاطع و دقیق مستلزم در اختیار داشتن داده‌های صحیح و دقیق زیادی است که باید با هوشمندی و درایت صحیح مورد استفاده قرار گیرند.

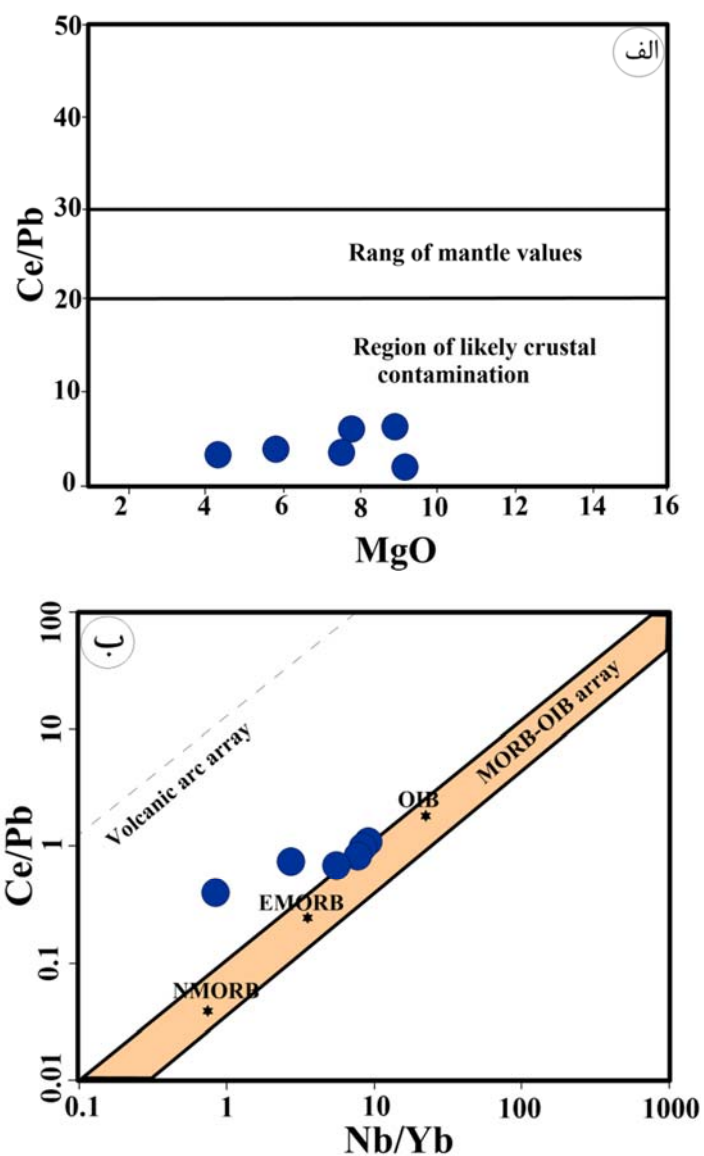
با توجه به نمودارهای $Zr/Nb-Yb/Nb$ (Wilson, 1989) و $Zr/Y-Nb/Y$ (Fitton et al., 1991)

متابازیت‌های مورد مطالعه از یک منشاء گوشته‌ای غنی شده سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۷-۵).

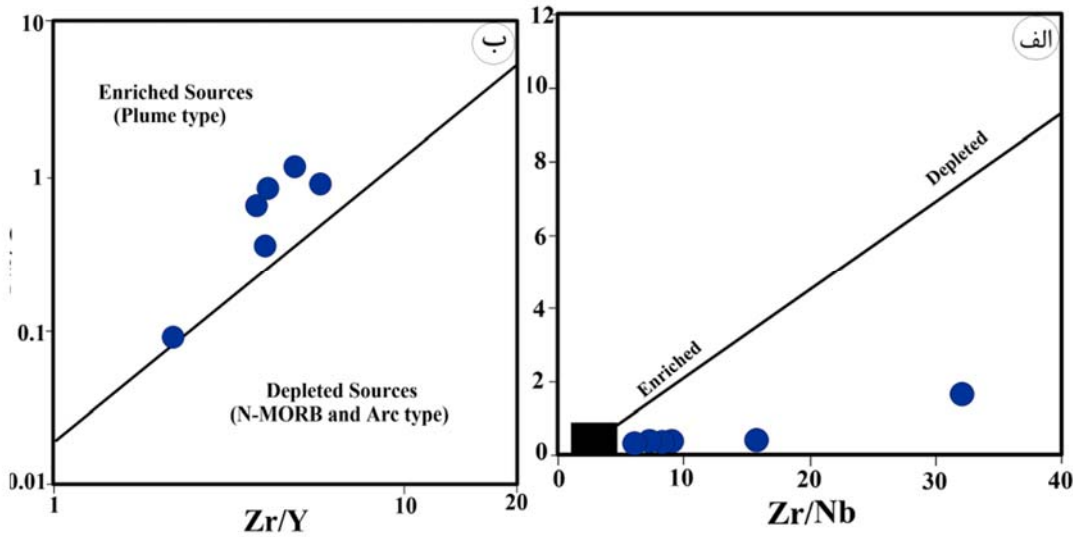
بر اساس نمودار Yb در مقابل La/Yb (Peters et al., 2008) و نمودار $(Tb/Yb)_N$ در مقابل

$(La/Sm)_N$ ماگمای سازنده سنگ مادر نمونه‌های متابازیتی جندق - عروسان از ذوب بخشی یک منشاء

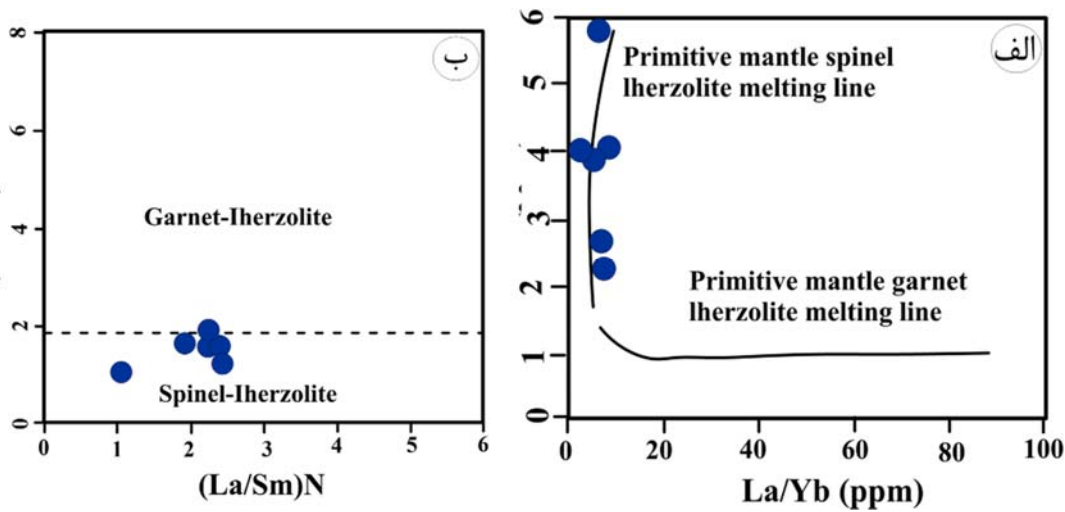
اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل ۷-۶).



شکل ۷-۴ الف) نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Sun & McDonough, 1989)؛
 ب) نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 2008). جهت تعیین خاستگاه اولیه متبازیت‌ها.



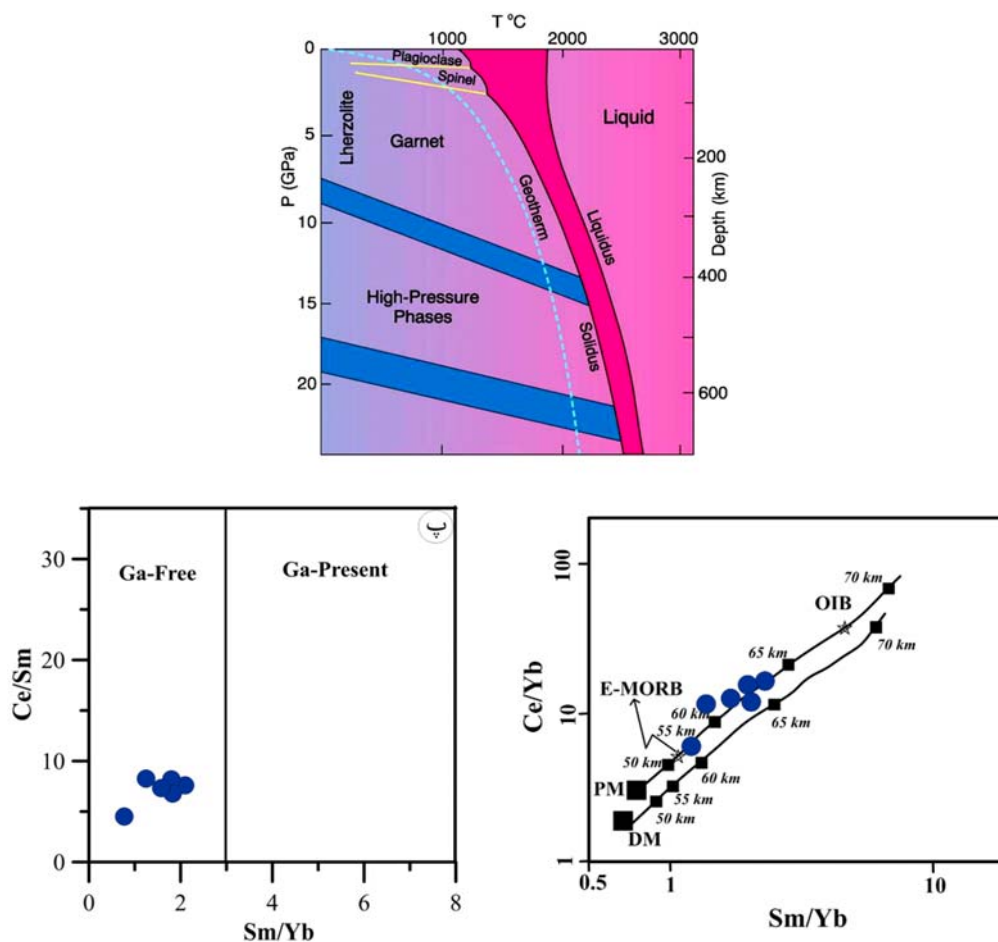
شکل ۷-۵- الف) نمودار $Zr/Y-Nb/Y$ (Fitton et al., 1991)؛ ب) نمودار $Zr/Nb-Yb/Nb$ (Wilson, 1989). بر اساس این نمودارها متابازیت‌های مورد مطالعه از یک گوشته غنی شده سرچشمه گرفته‌اند.



شکل ۷-۶- الف) نمودار Yb در مقابل La/Yb (Peters et al., 2008)؛ ب) نمودار $(Tb/Yb)N$ در مقابل $(La/Sm)N$ (Wang et al., 2002) جهت تعیین عمق شکل‌گیری مذاب‌های اولیه سازنده سنگ مادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی جندق - عروسان.

عمق شکل‌گیری اسپینل لرزولیت‌ها در مقایسه با گارنت لرزولیت‌ها در اعماق کمتری می‌باشد. با توجه شکل ۷-۷- الف) اسپینل لرزولیت‌ها در عمق حدود ۳۰ تا ۷۰ کیلومتر تشکیل می‌شوند. براساس نمودار Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (Fleche et al., 1998) عمق تشکیل ماگمای سازنده متابازیت‌های

مورد مطالعه در محدوده ۵۵ تا ۶۵ کیلومتری زیرزمین می‌باشد (شکل ۷-۷-ب). جهت تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ از نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) استفاده می‌شود. با توجه به این نمودار می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده سنگ مادر متابازیت‌های مجموعه جندق - عروسان از یک منبع ماگمایی گوشته‌ای فاقد گارنت سرچشمه گرفته اند (شکل ۷-۷-پ).



شکل ۷-۷-الف) نمودار دما - فشار - عمق (Winter, 2001) و قلمروهای دما - فشار حضور یا پایداری اسپینل لرزولیت، گارنت لرزولیت و فازهای فشار بالای موجود در منابع گوشته‌ای؛ ب) نمودار Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (Fleche et al., 1998)؛ پ) نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007). (برای توضیحات بیشتر به متن رجوع کنید).

۳-۷-۳-۷ گرانیت‌ها

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتی موجود در مجموعه آذرین - دگرگونی جندق - عروسان ابتدا به تعیین ماهیت آنها پرداخته و سپس با استفاده از نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بر پایه داده‌های عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمین‌ساختی تشکیل آنها را تعیین کرده و سپس منشاء و پتروژنز آنها به تفصیل مورد بحث قرار خواهد گرفت.

۳-۷-۱-۳-۷ تعیین نوع گرانیت‌ها

برای تمایز مختلف گرانیتوئیدها، نمودارهای مختلفی ارائه شده است. (Chappell & White (1974) با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی، گرانیت‌های نوع I با منشاء آذرین و یا از تفریق ماگماهای بازیک از گوشته و پوسته زیرین و گرانیت‌های نوع S از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و یا سنگ‌های پوسته بالایی را از هم تفکیک نموده‌اند. گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A نیز توسط Collins et al. (1982) معرفی شدند. این گرانیت‌ها عمدتاً آلکان، احیایی و از آهن سرشار هستند. از انواع دیگر گرانیت‌ها، گرانیت‌های نوع M با منشاء گوشته‌ای هستند که گرانیت‌های کوهزایی و غیرکوهزایی را شامل می‌شود.

برای تفکیک گرانیت‌های I، S و A می‌توان از نمودارهای تغییرات SiO_2 در برابر $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ استفاده نمود (Frost et al., 2001). همانطور که شکل (۷-۸-الف و ب) نشان می‌دهد گرانیت‌های وابسته به مجموعه دگرگونی جندق - عروسان (بیوتیت گرانیت‌ها و پگماتیت تورمالین دار) در محدوده گرانیت‌های نوع S، آهن‌دار و ساب‌آلکالی قرار می‌گیرند. نمودار CaO در مقابل FeO_t (Chappell & White, 2008) نشان می‌دهد که گرانیت‌های با مقدار نسبت $\text{FeO}_t/\text{CaO} > 1$ از نوع گرانیت‌های S-Type هستند و اگر این نسبت $\text{FeO}_t/\text{CaO} < 1$ باشد از نوع I-Type هستند. همانگونه که در نمودار مشاهده می‌شود، بر اساس مقدار نسبت FeO_t/CaO ، گرانیت‌های مورد مطالعه، از نوع S هستند (شکل ۷-۸-پ). همچنین با توجه به شکل (۷-۸-ت) که در آن گرانیتوئیدهای S و I از یکدیگر تفکیک شده‌اند (Chappell & White, 1992). نمونه‌های گرانیتی در محدوده گرانیتوئیدهای نوع S قرار

می‌گیرند. همچنین بر اساس نمودار Th در مقابل Rb و نمودار Y در مقابل Rb (Chappell, 1999)، نمونه‌های گرانیت دارای روندی مشابه با روند گرانیت‌های نوع S هستند (شکل ۷-۹).

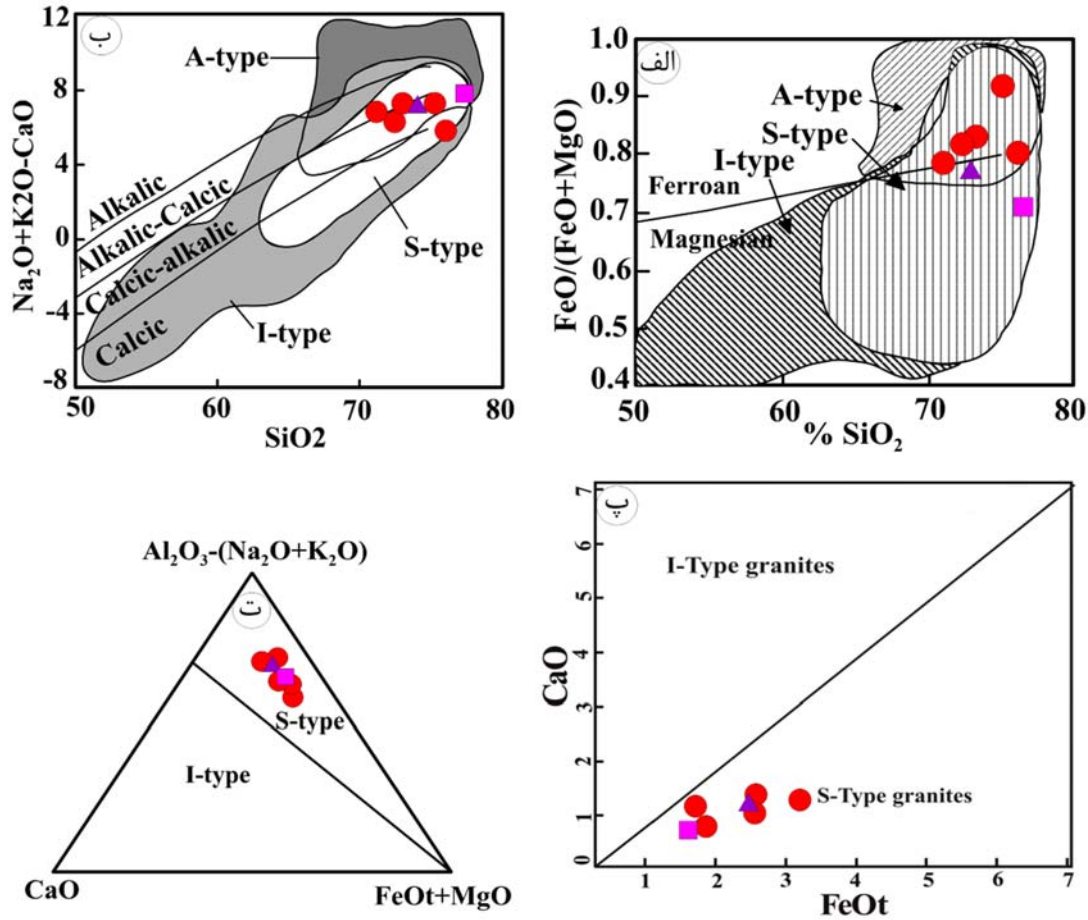
علاوه بر شواهد ژئوشیمی سنگ کل، داده‌ها و نمودارهای ایزوتوپی Nd-Sr نیز نشان می‌دهد که بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی، گرانیت نوع S هستند و ماگمای سازنده آنها از ذوب رسوبات پوسته قاره‌ای نشأت گرفته‌اند (بخش ۲-۳-۲-۵ و شکل ۵-۱۱).

لازم به ذکر است در مورد گرانیت‌های صورتی رنگ که سرشار از آلکالی فلدسپارهای صورتی رنگ هستند، باید احتیاط بیشتری به خرج داد. چون در حد این رساله فقط یک مورد آنالیز شیمی از آنها وجود دارد، باید در مورد تعیین ماهیت آنها، اندکی محتاط باشیم. ولی با توجه به مشاهدات فرامنطقه‌ای و حضور این نوع گرانیت‌ها در سایر نقاط ایران مرکزی (از جمله همراه با مجموعه‌های پی‌سنگی بنه شور، تاشک و پشت بادام)، شانس اینکه این نوع گرانیت‌ها دارای منشاء I و شاید هم نوع A باشند، بیشتر است در شکل ۷-۸ الف نیز مشاهده می‌شود که گرانیت صورتی رنگ در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع شده است. احتمالاً این تیپ گرانیت‌ها، با ماگماتیسم مرتبط با ریفت‌زایی اواخر نئوپروتروزوئیک ایران و همچنین کانه‌زایی بزرگ آهن، اورانیم و سرب و روی ایران مرکزی در ارتباط هستند. اظهار نظر مطمئن به داده‌های بیشتری نیاز دارد که امید است در آینده دسترسی به آنها محقق شود.

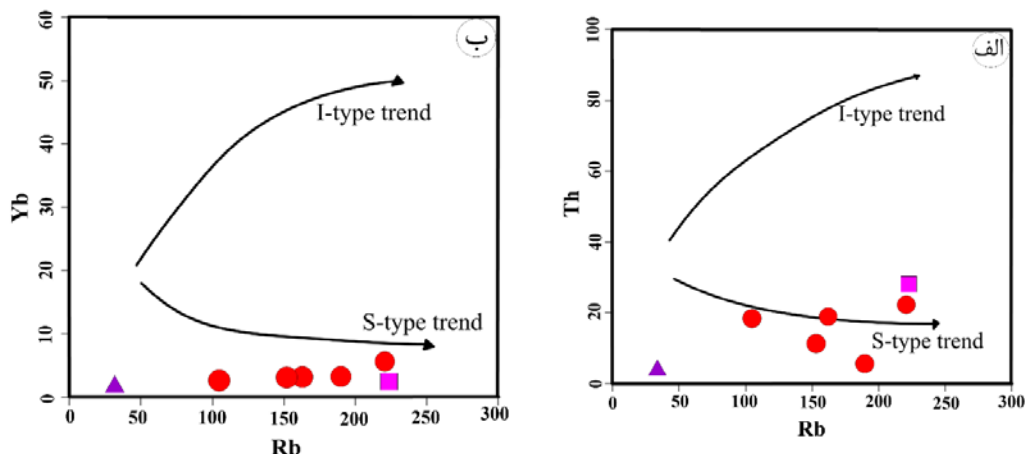
۲-۳-۷ تعیین سنگ والد

علاوه بر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز منشاء گرفتن گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان از مذاب‌های حاصل از ذوب شیست‌ها و گنیس‌های دگرگون شده را مورد تأیید قرار می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی نیز، گرانیت‌های با سنگ‌های دگرگونی منطقه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی نشان می‌دهند. لذا گرانیت‌ها از ذوب و تحول سنگ‌های دگرگونی ایجاد شده‌اند. ترکیبات مختلف این مجموعه متحمل ذوب‌بخشی شده و مذاب‌های با ترکیبات

مختلف ایجاد شده‌است. رگه‌های مذاب در بخش‌های متاپسامیتی، غالباً غنی از کوارتز هستند، در حالی-
که مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی متاپلیت‌ها غنی از ارتوز هستند.

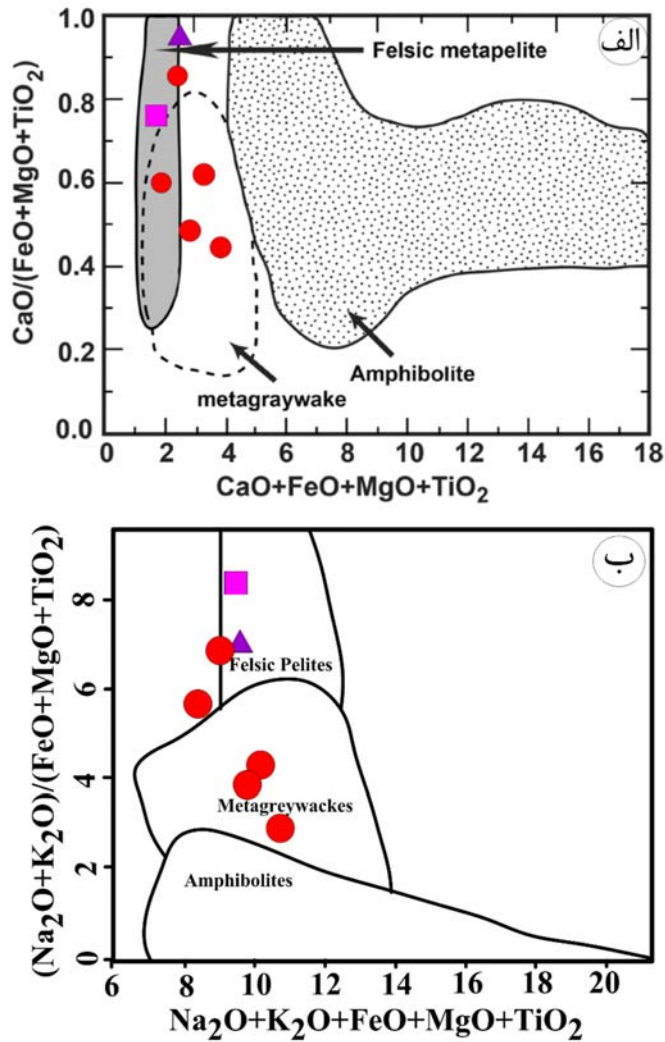


شکل ۷-۸- نمودارهای تعیین نوع گرانیت‌ها: الف) نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ و ب) نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ در برابر SiO_2 (Frost et al, 2001)؛ پ) نمودار CaO در مقابل FeO_t (Chappell & White., 2001)؛ ت) نمودار سه تایی (Chappell & White, 1992).



شکل ۷-۹- نمودار Th در مقابل Rb و نمودار Y در مقابل Rb (Chappell, 1999) جهت نشان دادن روندهای تغییرات عناصر گرانیتهای نوع S و I.

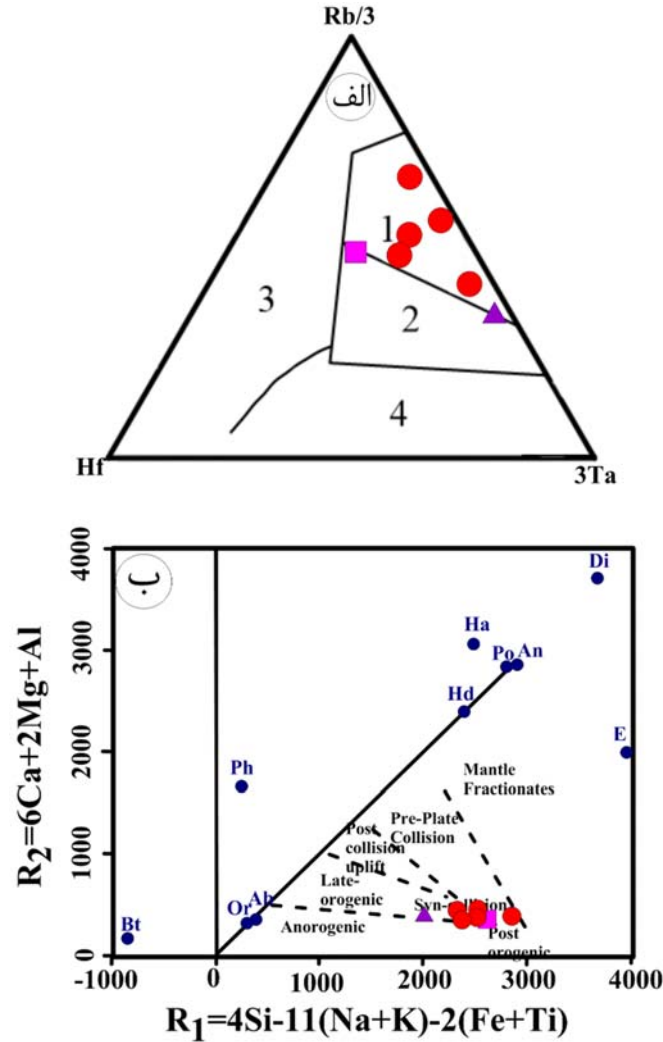
به علاوه نمودارهای Patino Douce (1999) نشان می‌دهد بخش عمده این گرانیتهای نوع S با منشاء پوسته‌ای هستند (شکل ۷-۱۰). اگر چه در این نمودار محدوده سنگ والدهای متاگریوکی و آذرین دگرگون شده همپوشانی دارند. اما بر اساس سایر نمودارها می‌توان این محدوده‌ها را از یکدیگر تفکیک نمود. به علاوه شواهد صحرایی نیز نشان‌دهنده منشاء متاپلیتی و متاگریوکی برای آنها است و منشأ آذرین دگرگون شده را به جزء برای آمفیبولیت‌ها، برای سایر سنگ‌ها منتفی می‌سازد. همان‌گونه که ویژگی‌های ژئوشیمیایی و همچنین شواهد صحرایی نشان می‌دهند، بیوتیت گرانیتهای مورد بررسی از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی، متاگریوکی و متاپسامیتی حاصل شده‌اند و سپس تبلور مذاب‌های گرانیتهی به تشکیل آنها منجر شده است.



شکل ۷-۱۰- نمودارهای تعیین منشأ (Patino Douce (1999) برای نمونه‌های گرانیتی. برای توضیح بیشتر به متن رجوع کنید.

۷-۳-۳ تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها

بر اساس نمودار Hf-Rb-Ta (Harris et al., 1986) گرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۱-الف). همچنین در نمودار کاتیونی R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985) این نمونه‌ها در محدود همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۱-ب و ب)



شکل ۷-۱۱- نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها الف) نمودار Hf-Rb-Ta (Harris et al, 1986) ب) نمودار کاتیونی R1- (Batchelor & Bowden, 1985) R2

(Batchelor & Bowden, 1985) R2

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al, R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti).$$

بر اساس شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای و با توجه به اینکه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی اکثراً در منطقه همزمان با برخورد واقع می‌شوند و این گرانیت‌ها نیز از نوع گرانیت S هستند، می‌توان نتیجه گرفت گرانیت‌های مجموعه جندق - عروسان از نوع گرانیت‌های مرتبط با کوهزایی هستند و همانگونه که شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، دارای ارتباط

ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند. مطالعات دما - فشارسنجی در متاپلیت‌ها نیز مؤید این امر است. به طوری که دما و فشار محاسبه شده، شروع ذوب‌بخشی در این سنگ‌ها و ایجاد مذاب‌های فلسیک از آنها را تأیید کرده است. بنابراین این گرانیته‌ها از ذوب سنگ‌های دگرگونی با سنگ والد رسوبی - تخریبی با ماهیت غالب متاپلیتی - متاگریوکی (در واقع سنگ‌های نشأت گرفته از پوسته قاره‌ای بالایی) نشأت گرفته‌اند. البته باید توجه داشته باشیم که ذوب بخشی در ترازهای میانی یا تحتانی پوسته قاره‌ای اتفاق افتاده است. چون در جریان بسته شدن حوضه‌های رسوبی و فرورانش احتمالی آنها و فروراندن شدن سنگ‌های متاپلیتی تا اعماق حدود ۳۰ تا ۳۶ کیلومتری (معادل ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر فشار) شرایط برای وقوع ذوب بخشی و تشکیل گرانیته‌ها فراهم شده است.

همان‌طور که ذکر شد، منشاء آکالی فلدسپار گرانیتی صورتی‌رنگ با بیوتیت‌گرانیته‌های پورفیروئید متفاوت است. این گرانیته‌ها به صورت دایک و به طور متعدد افیولیت‌های جندق را قطع کرده‌اند. سن این گرانیته‌ها $536 \pm 4/8$ میلیون سال (نئوپروتروزوئیک پسین) است.

۴-۷ مدل ژئودینامیک منطقه در دوره زمانی نئوپروتروزوئیک پسین

ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق - عروسان نشان می‌دهد که سنگ‌های مادر آنها دارای ترکیب متنوعی از ماسه سنگ، شیل، آهک، دولومیت، مارن، بازالت و آتشفشانی تخریبی‌های وابسته بوده‌اند که در حوضه‌های دریایی بسیار کم عمق تا عمیق رسوبی و آتشفشانی-رسوبی ته نشست می‌شده‌اند.

صادقیان و همکاران (۱۳۹۶)، شکاری و همکاران (۱۳۹۶) و شکاری (۱۳۹۷) معتقدند این حوضه‌های رسوبی که محل ته نشست سنگ‌های والد مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی بودند در طی یک فرآیند همگرایی سریع و در یک بازه زمانی کوتاه، بسته شده‌اند و به یک محیط برخوردی از نوع قاره - قاره تبدیل شده‌اند. به عبارت دیگر این حوضه‌ها به صورت یک رژیم زمین ساخت کششی درون قاره‌ای بوده‌اند. بازشدگی این حوضه‌ها تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش رفته است. سپس بر اثر حاکم شدن یک تراکمی قوی بر سرزمین‌های شمال گنداونا، حوضه‌های کششی ایجاد شده بسته

شده‌اند و محتویات آنها به صورت آمیزه‌های تکتونیکی درهم تنیده درآمده‌اند و در ضمن شرایط برای وقوع دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین فراهم شده است. در اوج شرایط دمایی دگرگونی، آناتکسی پوسته‌ای رخ داده و گرانیتهای آناتکسی تشکیل شده‌اند و درون مجموعه دگرگونی جایگزین شده‌اند.

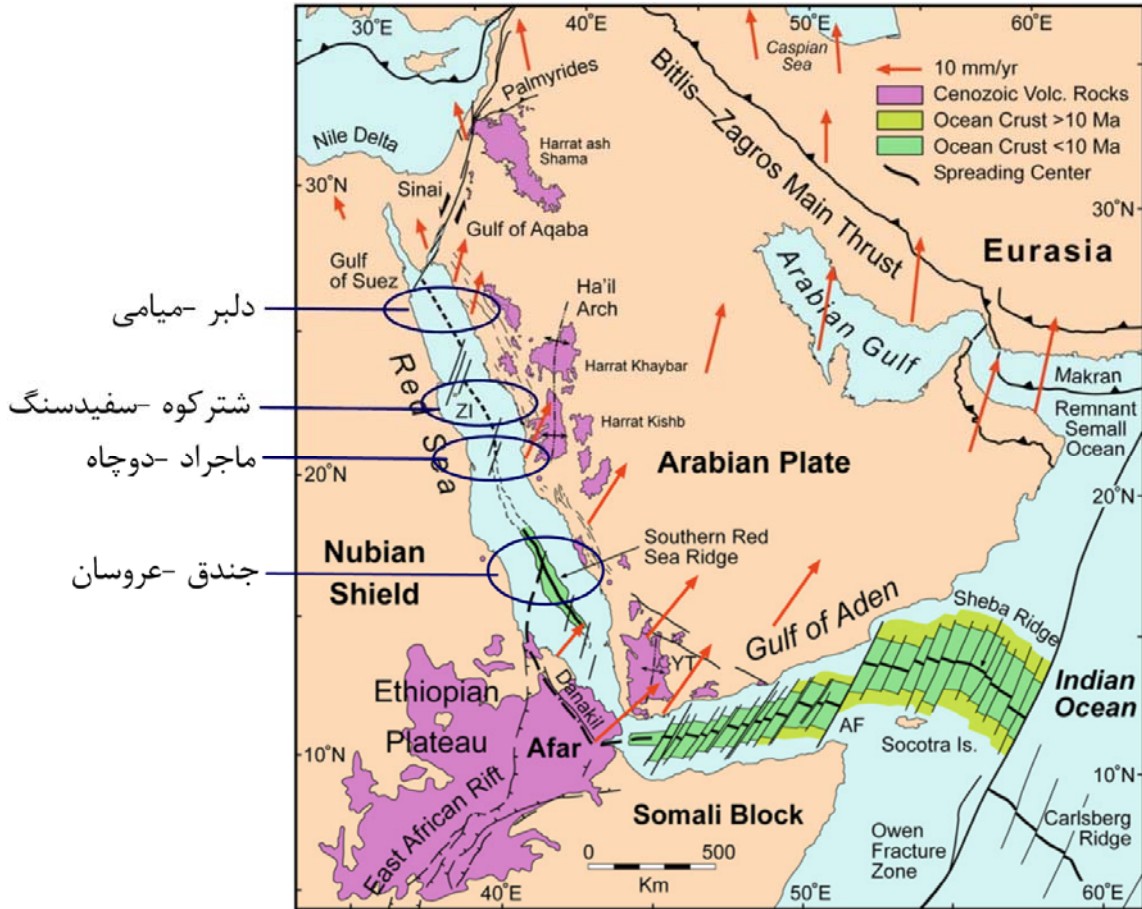
مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک پسین در ایران دارای شواهد و ویژگی‌های بارزی در رابطه با توسعه حوضه‌های کششی درون قاره‌ای است که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: غالب بودن توالی سنگی شیلی - ماسه‌سنگی اولیه در برخی از مجموعه‌های سنگی نظیر دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) و شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷) در جنوب و شرق شاهرود، بنه شور و تاشک در شرق (رضوی، ۱۳۷۲)، غالب بودن اجتماعات دایکی بازیک در مجموعه دگرگونی بندهازارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، تاشک و نی‌باز (رضوی، ۱۳۷۲)، فراوانی متابازالت‌ها (یا به عبارت کلی‌تر متابازیت‌ها) و متاریولیت‌ها در مجموعه سنگی ماجراد (ویس کرمی و همکاران، در دست چاپ)، برنورد (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015)، فراوانی متاکربنات‌ها در مجموعه‌های دگرگونی ماجراد، نی‌باز، تاشک و زمان‌آباد، وجود پریدوتیت‌ها، کرومیتیت‌ها و بازالت‌های میان اقیانوسی در مجموعه‌های سنگی جندق، (ترابی، ۱۳۹۱؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) و چاپدون (رضوی، ۱۳۷۲). علاوه بر خصوصیات ذکر شده میگماتیت‌ها و گرانیتهای محصول فرآیندهای ذوب بخشی و آپلیت‌ها و پگماتیت‌های غنی از تورمالین را نیز می‌توان به موارد بالا اضافه کرد.

با نگاهی فراگیر به مجموعه‌های سنگی آذرین - دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک در ایران، می‌توان شواهد سنگی مربوط به مراحل اولیه بازشدگی درون قاره‌ای تا مرحله اقیانوسی شدن (همانند آنچه امروزه بر دریای سرخ حاکم است) را در آنها مشاهده کرد. بطوری که شاید بتوان آنچه در نئوپروتروزوئیک پایانی ایران اتفاق افتاده را با وضعیت کنونی حوضه دریایی - اقیانوسی سرخ (Rasul & Stewart, 2015) قابل مقایسه دانست. دریای سرخ، از سمت شمال، یک حوضه دریایی کم عمق درون قاره‌ای است. در بخش‌های میانی به سمت جنوب، یک حوضه دریایی نسبتاً عمیق و پیشرفته و از سمت جنوب و جنوب شرق (خلیج عدن)، به یک حوضه اقیانوسی وسیع (هند) راه پیدا می‌کند. در دو سوی این حوضه دریایی - اقیانوسی حاشیه‌های غیرفعال قاره‌ای حضور دارند.

سرزمین‌هایی گندوانایی ایران به صورت حوضه‌های رسوبی جوانتر از ۶۰۰ میلیون سال واقع در حاشیه شمالی سپر عربی - نوبی قرار داشته‌اند. در این حوضه‌های رسوبی مجموعه‌ای از تحولات رسوبگذاری و ماگمازایی اتفاق افتاده است و سپس محتویات این حوضه‌ها در معرض دگرگونی و ماگمازایی قرار گرفته‌اند.

در نتیجه می‌توان هر مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین ایران را در موقعیت‌های مشابه خود در حوضه دریایی - اقیانوسی سرخ قرار داد (شکل ۷-۱۲). با توجه به این شکل، می‌توان این‌گونه تصور کرد که موقعیت مناطق دلبر همانند بخش شمال دریایی سرخ بوده و رسوبگذاری در یک حوضه دریایی کم عمق درون قاره‌ای صورت گرفته است. موقعیت سنگ‌های مادر مجموعه دگرگونی - آذرین جندق را می‌توان همانند بخش‌های میانی و جنوب دریای سرخ تصور کرد که به یک حوضه دریایی نسبتاً عمیق و پیشرفته ختم می‌شود.

مقایسه واحدهای سنگی مجموعه جندق - عروسان با مناطق کششی قدیمی و جوانتر سراسر جهان (Preiss & Forbes 1981; Bassett, 2009; Roberts & Bally, 2012; Avigad et al., 2016) نشان می‌دهد که این مجموعه در زمان تشکیل خود، در موقعیت کششی درون قاره‌ای قرار داشته است. حضور سنگ‌های مربوط به سکانس افیولیتی در جندق (ابراهیم زهرا - کلاته) نشان می‌دهد که این کشش درون قاره‌ای حتی تا مراحل آغازین تشکیل پوسته اقیانوسی نیز پیش رفته است. وجود سنگ‌های دگرگونی نظیر سنگ‌های متاپلیتی، متاپسامیتی و متاکربناتی مختلف مجموعه جندق - عروسان، می‌تواند نشان‌دهنده توالی شیلی، ماسه‌سنگی به همراه میان لایه‌های کربناته تا کربنات‌های ضخیم بخش بالای توالی سنگی اولیه باشد.



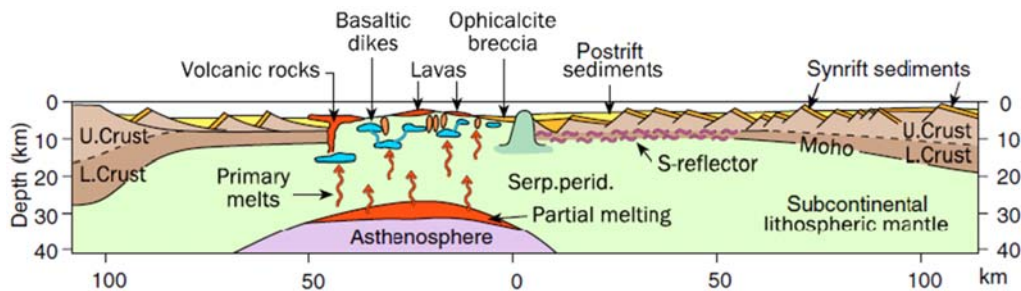
شکل ۷-۱۲- تصویری قابل مقایسه از تحول حوضه‌های کششی درون قاره‌ای از مراحل جنینی تا زایش پوسته اقیانوسی در لبه شمال شرقی آفریقا. وضعیت کنونی دریای سرخ و خلیج عدن (Rasul & Stewart, 2015) را می‌توان نمادی از تکامل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای تشکیل سرزمین‌های گندوانایی ایران در فاصله زمانی بین ۷۰۰ تا ۵۶۰ میلیون سال پیش تصور کرد.

این توالی در حوضه رسوبی که بر روی بستری با پوسته‌قاره‌ای قرار داشته، تشکیل شده است. همراهی متابازیت‌ها بصورت روانه‌های بازالتی و توده‌های نفوذی اولیه همراه با دیگر سنگ‌های دگرگونی نامبرده نشان دهنده این است که در ضمن کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی برای تشکیل و صعود ماگماهای بازیک و جایگیری آنها در این توالی سنگی فراهم شده است. این وضعیت زمین‌ساختاری و زمین‌دینامیکی، شرایط لازم را برای ذوب بخشی گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای، تولید مذاب بازیک و درنهایت، صعود و جایگیری آن در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک فراهم کرده است. در نتیجه، می‌توان گفت که گدازه‌های بازیک، همزمان با رسوبگذاری توالی رسوبی اولیه، به درون حوضه‌های

رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین راه یافته‌اند. سنگ‌های بازیکی که مذاب‌های سازنده آنها دارای ماهیت گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، معمولاً در قلمرو بازالت-های جزایر اقیانوسی (OIB) واقع می‌شوند، زیرا ویژگی‌های کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و شرایط دما - فشار حاکم بر ذوب بخشی این محل منبع‌های گوشته‌ای، با همدیگر تقریباً مشابه است (Michael, 1995; Dixon & Clague, 2001; Danyushevsky et al., 2000; Dixon et al., 2002; تقریباً می-توان از لحاظ عمق تشکیل ماده مذاب، گوشته لیتوسفری زیر ورقه اقیانوسی را با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای مشابه در نظر گرفت. البته اختلاف ژئوشیمیایی این دو خاستگاه را نباید نادیده گرفت. تغییرات زیاد و نامنظم ضخامت این متابازیت‌ها و همراهی آنها با کربنات‌ها از ویژگی بارز و نشانگر محیط زیر دریایی تشکیل آنها است. به عقیده (Wang et al., 2007) این فرآیندهای کشتی همراه با نازک‌شدگی پوسته لیتوسفری، به توسعه فعالیت‌های ماگماتیسم درون ورقه‌ای در طول حاشیه غیرفعال گندوانا منجر شده است. ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب بازالتی در نتیجه کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالآمدگی گوشته داغ آستوسفری می‌باشد. این مذاب‌های بازالتی از طریق محیط‌های کشتی محلی یا به عبارتی گسل‌ها به ترازهای بالاتر صعود کرده و سپس متحمل فرآیندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تفریق، اختلاط، هضم و آلیش پوسته‌ای شده‌اند. علاوه بر متابازیت‌های با ویژگی OIB، متابازیت‌هایی با ویژگی EMORB و NMORB همراه با دیگر سنگ‌های مجموعه افیولیتی همچون هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و لوکوگابروها و ... نیز در مجموعه جندق - عروسان رخنمون دارند. وجود این مجموعه‌های سنگی نشان‌دهنده بازشدگی تا مرحله توسعه لیتوسفر اقیانوسی است. در نتیجه سنگ‌های بازیکی مادر متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین می‌تواند از یک جایگاه لیتوسفری گوشته‌ای زیر قاره‌ای تا یک جایگاه لیتوسفر گوشته‌ای زیر پوسته اقیانوسی (نظیر OIB تا MORB) متغیر باشد.

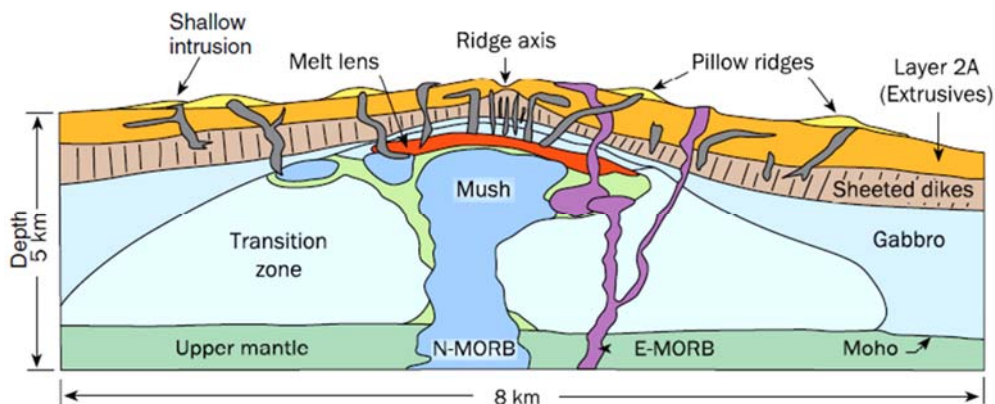
(Dilek & Furne (2011) افیولیت‌ها را بر اساس موقعیت تکتونیکی به صورت زیر طبقه بندی کرده‌اند:

۱- افیولیت‌های حاشیه قاره‌ای (CM)^{۱۱}: این افیولیت‌ها در اولین مراحل تحولات حوضه اقیانوسی و در پی ریفت درون قاره‌ای در گذر پوسته قاره‌ای به اقیانوسی (OCT) تشکیل می‌شوند. این افیولیت‌ها شامل لرزولیت‌های گوشته سنگ‌کره (لیتوسفر) زیرقاره‌ای هستند (شکل ۷-۱۳). این افیولیت‌ها در مناطق گسترش کنونی همچون دریای سرخ و ایلبریا^{۱۲} واقع در حاشیه ریفتی عربی قابل مشاهده هستند.



شکل ۷-۱۳- تصویر نمادین از چگونگی تشکیل افیولیت‌های مرز قاره‌ای (Dilek & Furne, 2011)

۲- افیولیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MOR): این افیولیت‌ها ممکن است در مناطقی مانند برآمدگی میان اقیانوسی (نزدیک و روی پلوم، مانند ایسلند) یا دور از پلوم، برآمدگی میان اقیانوسی نزدیک بزرگ گودال تشکیل شوند. این افیولیت‌ها معمولاً دارای ساختار پیشنهادی کنگره Penrose هستند (شکل ۷-۱۴).

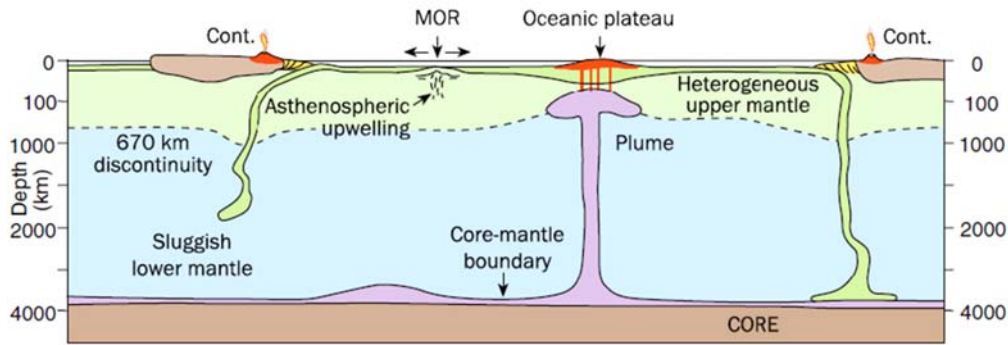


شکل ۷-۱۴- تصویر نمادین از چگونگی تشکیل افیولیت‌های برآمدگی میان اقیانوسی (Dilek & Furne, 2011)

۱۱- Continental margin

۱۲ - Ilberia

۳- افیولیت‌های نوع پلوم (P): این افیولیت‌ها در نزدیکی برآمدگی گسترش پوسته اقیانوسی مرتبط با پلوم تشکیل شده و بخشی از صفحه اقیانوسی هستند (شکل ۷-۱۵) این مجموعه‌ها دارای توالی‌های آذرین درونی و بیرونی ضخیمی هستند.

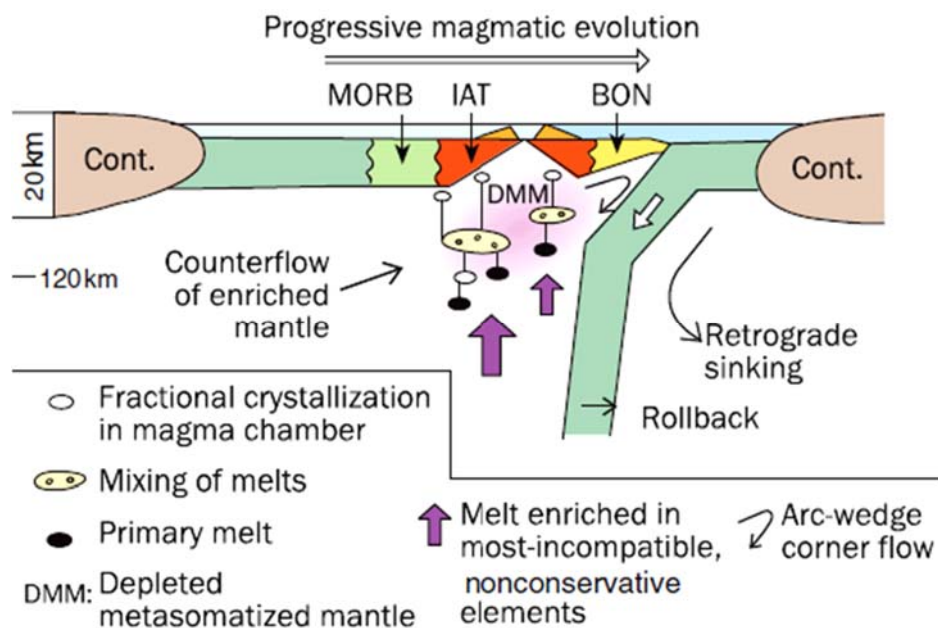


شکل ۷-۱۵- تصویر نمادین از چگونگی تشکیل افیولیت‌های پلوم (Dilek & Furne, 2011).

۴- افیولیت‌های مناطق فرافروانش^{۱۳} (SSZ): این افیولیت‌ها در محل گسترش ورقه‌ها که بر روی منطقه فرورانش قرار گرفته باشند، تشکیل می‌شود (شکل ۷-۱۶). افیولیت‌های عمان، اسماعیل، آلبانی، ترودوس و قبرس از این افیولیت‌ها هستند. این نوع افیولیت‌ها می‌توانند در اثر توسعه و تبدیل محیط پشت کمانی اولیه^{۱۴} به محیط پیش کمانی تا پشت کمانی اولیه (BAFA)، پیش کمانی (FA) و پهنه‌های پشت کمانی قاره‌ای (CBA) و نیز اقیانوسی (OBA) تشکیل شوند. این نوع افیولیت‌ها نیز معمولاً دارای ساختار پیشنهادی گردهمایی Penrose بوده و فعالیت‌های آذرین با ماهیت ژئوشیمیایی - Boninitic - IAT - MORB نشان می‌دهند.

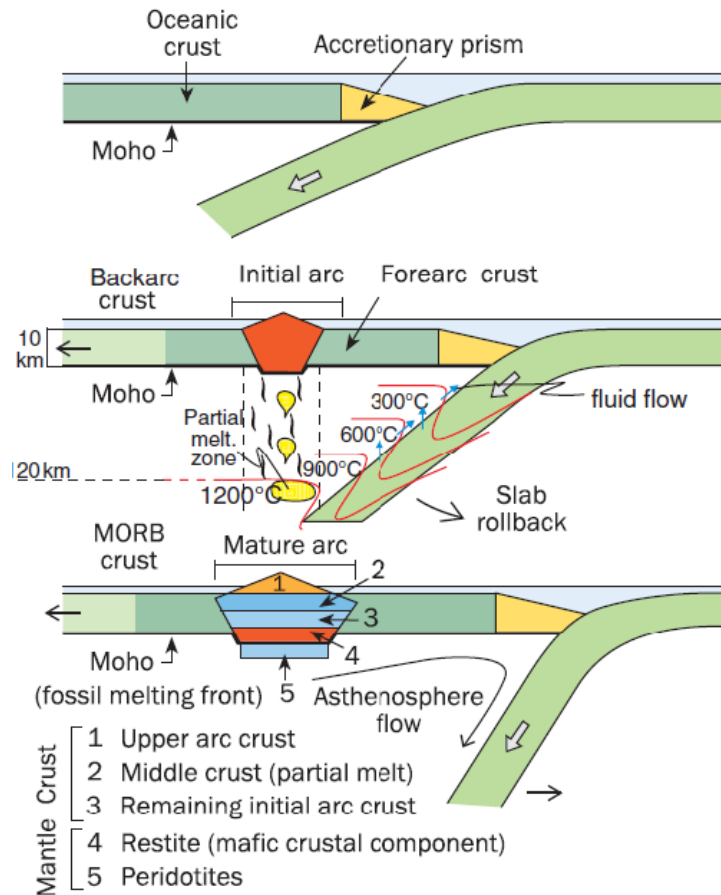
۱۳ - Suprasubduction

۱۴ - Embryonic backarc to forearc



شکل ۷-۱۶- تصویر نمادین چگونگی تشکیل افیولیت‌های نوع فرافروانش (Dilek & Furne, 2011).

۵- افیولیت‌های کمان آتشفشانی (VA): این افیولیت‌ها در محیط پوسته‌های اقیانوسی تشکیل می‌شوند. دارای ساختار چندزادی شامل واحدهای اقیانوسی قدیمی در بخش زیرین، پوسته تحتانی مافیک (شامل توده‌های نفوذی گابرویی و نیمه عمیق)، پوسته میانی (تونالیتی - دیوریتی) و پوسته بالایی (شامل سنگ‌های آذرین بیرونی آندزیتی تا ریولیتی و دایک‌های صفحه‌ای) هستند که سنگ‌های آذرآواری روی آنها را پوشانده است. اختلاف سنی بین کهن‌ترین و جوان‌ترین واحدهای مختلف سنگی در این افیولیت‌ها می‌تواند بیش از 20 تا 30 میلیون سال باشد (شکل ۷-۱۷).



شکل ۷-۱۷- تصویر شماتیک از چگونگی تشکیل افیولیت‌های نوع کمان آتشفشانی (Dilek & Furne, 2011).

۶- افیولیت‌های نوع برافزایشی^{۱۵}: این نوع از افیولیت‌ها مربوط به مجموعه فرورانشی - برافزایشی و در مرزهای فعال قرار دارند و می‌توانند دارای بخش‌های تشکیل‌دهنده هر نوع از افیولیت‌هایی باشند که قبلاً به آن‌ها اشاره شد. همچنین سنگ‌های رسوبی پلاژیک - نیمه پلاژیک و رسوبات پرکننده بزرگ گودال در آن‌ها دیده می‌شود. افیولیت‌ها گاه دارای مجموعه سنگ شناسی وارونه، درجات مختلف دگرگونی و انواع دگرشکلی بوده و واحدهای تشکیل‌دهنده آن‌ها گاه فاقد رابطه ژنتیکی و شیمیایی هستند، زیرا در واقع، این مجموعه‌های افیولیتی برش‌هایی تکتونیکی از پوسته اقیانوسی هستند که از صفحات در حال فرورانش کنده شده و در کنار هم قرار گرفته‌اند.

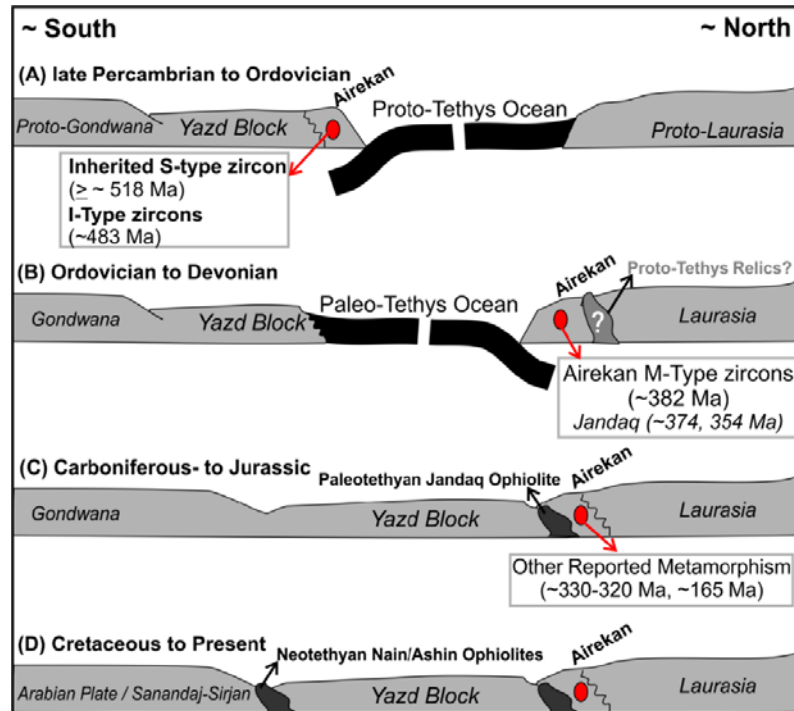
۱۵- Accretionary type ophiolite

افیولیت‌های جندق به صورت قطعات درهم تنیده همراه با سنگ‌های دگرگونی در منطقه جندق - عروسان قرار دارند. با توجه به طبقه بندی که در بالا ذکر شد این افیولیت‌ها احتمالاً از نوع افیولیت‌های برافزایشی هستند و در فرآیند بسته شدن حوضه کششی درون قاره‌ای و برخورد قاره - قاره، به صورت افیولیت‌های برافزایشی بر روی پوسته قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

Shirdashtzadeh et al. (2018) بر اساس سن سنجی بر روی زیرکن‌های توده گرانیتی آیراکان $2/9 \pm$ ۴۸۳ میلیون سال را به این توده نسبت داده‌اند. بنا به نظر ایشان زیرکن‌های مورورثی دارای سن $4/9 \pm$ ۵۱۸ هستند. سن ۳۸۲ تا ۳۲۰ میلیون سال نشان‌دهنده سن دگرگونی، ذوب و بازنشانی (reset) سیستم زیرکن است که در زمان اردوویسین تا ژوراسیک اتفاق افتاده است. بر همین اساس افیولیت‌های جندق را به شاخه اقیانوسی پالئوتتیس نسبت داده‌اند (شکل ۷-۱۸).

برطبق آنچه که در فصل پنجم ارائه شد، مجموعه دگرگونی جندق - عروسان توسط بیوتیت گرانیت-های پورفیروئیدی قطع می‌شوند که همگی سن نئوپروتروزوئیک پسین دارند. سن بیوتیت گرانیت آیراکان، دایک لوکوگرانیتی (قطع کننده بیوتیت گرانیت‌ها) آیراکان، بیوتیت گرانیت کلاته و بیوتیت گرانیت چاه زرد به ترتیب برابر 11 ± 545 ، $3/8 \pm 537/6$ ، $2/2 \pm 535/4$ و $3 \pm 537/4$ میلیون سال است. Bagheri & Stampfli, 2008 سن 15 ± 549 میلیون سال را برای زیرکن‌های جدا شده از گرانیت‌های آیراکان به دست آورده‌اند، که نتایج به دست آمده در این رساله نیز درستی آنها را تأیید می‌کند.

علاوه بر این که بیوتیت گرانیت‌ها، در مجموعه دگرگونی جندق - عروسان نفوذ کرده‌اند، افیولیت‌های جندق نیز توسط دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی متعددی قطع شده‌اند. بر اساس سن سنجی انجام گرفته بر روی زیرکن‌های این گرانیت‌ها، سن سازگاری $4/8 \pm 536/1$ میلیون سال برای این گرانیت‌ها به دست آمده است. در نتیجه و با توجه به سن سنجی سنگ‌های میزبان و گرانیتوئیدهای نفوذی در این سنگ‌ها، مجموعه دگرگونی جندق - عروسان به نئوپروتروزوئیک پسین تعلق دارد. در همین راستا، سن افیولیت‌ها نیز نئوپروتروزوئیک پسین است و در واقع افیولیت‌های منطقه جندق - عروسان بقایای سرزمین اقیانوسی (احتمالاً شاخه‌ای از پروتوتتیس) هستند.



شکل ۷-۱۸- مدل شماتیک تکتونیکي ارائه شده برای توده آیراکان و بلوک یزد از زمان نئوپروتروزویک تا حال (شیردشت‌زاده و همکاران، ۲۰۱۸).

مشاهدات صحرایی صورت گرفته در مجموعه‌های دگرگونی جندق (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) و پشت بادام (Hushmandzadeh, 1969؛ کیقبادی و همکاران، ۱۳۹۴) نشان می‌دهد گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی پیش رفته است. حضور سنگ‌های بازالتی، بازالت‌های بالشی، لوکوگابروی، پیروکسنیتی و هارزبورژیتی که اکنون در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت متحمل دگرگونی شده‌اند، این موضوع را تأیید میکند. حضور سنگ‌هایی نظیر کیانیت شیست، بیوتیت - گارنت گنیس، استارولیت - کیانیت گنیس و گارنت آمفیبولیت‌ها مبین وقوع دگرگونی ناحیه‌ای بزرگ مقیاس از نوع باروین در سرزمین‌های گندوانایی ایران در اواخر نئوپروتروزویک می‌باشد. بخش عمده سنگ‌های نامبرده شده با شدت و ضعف متفاوت میلونیتی شده‌اند. همچنین شواهد صحرایی و منطقه‌ای از میامی در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی تا ساغند در بخش‌های میانی آن، نشان می‌دهند که توده‌های گرانیتوئیدی کالک آلکالن متعددی این مجموعه‌های دگرگونی را قطع کرده‌اند و در درون آنها جای‌گرفته‌اند یا به عبارتی در آنها نفوذ کرده‌اند. دمای لازم برای تشکیل مذاب‌های سازنده این گرانیتوئیدها

از طریق افزایش درجه زمین‌گرایی در اعماق سرزمین‌های دگرگونی و در برخی موارد جایگیری توده‌های مذاب دارای ترکیب بازیک تا حدواسط فراهم شده است. گرانیت‌های جایگزین شده در مجموعه جندق عروسان مانند گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی، بندهزارچاه و سنگ‌های میزبان آنها جزء سرزمین‌های پی‌سنگی ایران هستند. این گرانیتوئیدها در ارتباط با نوعی فرورانش ناقص (یا با طول عمر کوتاه) ورقه اقیانوسی (پروتوتیس (شاخه ایران - آنا تولی)) برش‌های تکتونیکی منشورهای برافزوده تشکیل شده‌اند (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶). لازم به ذکر است شرایط برای رسیدن ورقه اقیانوسی به مرز آزدایی، ذوب و تشکیل ماگماهای مربوطه (یعنی با ترکیب غالب آندزیتی) برای آن به ندرت فراهم شده است. در مجموعه آذرین - دگرگونی برنورد (شمال‌غرب بردسکن) شواهدی از حضور ماگماهای سرچشمه گرفته از ذوب ورقه اقیانوسی به شکل گابرودیوریت‌ها و گرانیتوئیدهای نوع I، دیده می‌شود. سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده توسط پژوهشگران مختلف (Jamshidi Badr et al., 2013; Balaghi et al., 2014; Hosseini et al., 2015; Shafaei Moghadam et al., 2016a, 2017a; و همکاران، ۱۳۹۶ و ...) نشان می‌دهد که سن‌های بیش از ۵۵۰ میلیون سال به صورت سن هسته‌های موروثی زیرکن‌ها گزارش شده است و تاکنون برای سرزمین‌های ایران سن مستقل بیش از ۶۰۰ میلیون سال گزارش نشده است. مقایسه فراوانی سن‌های سپرهای عربی - نوبی و مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک ایران نشان می‌دهد که سرزمین‌های پی‌سنگی همسن با سپرهای عربی - نوبی تاکنون در ایران به طور قطع و یقین گزارش نشده‌اند. اگر بخش‌هایی از سرزمین‌های همسن با سپرهای عربی - نوبی هم در ایران وجود داشته باشد، به نظر می‌رسد باید به شکل قطعات تکتونیکی در بین مجموعه سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک حضور داشته باشد که اثبات آن نیازمند مطالعات صحرائی و سن‌سنجی بیشتر و دقیق‌تر در آینده است (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶).

با توجه به نتایج سن‌سنجی‌های جدید، سن زیرکن‌های موروثی از حدود ۶۵۰ میلیون سال تا ۲۵۰۰ میلیون سال پیش متغیر است. سن‌های ۶۵۰ میلیون سال تا ۱۰۰۰ میلیون سال پیش را می‌توان به سن زیرکن‌های سرچشمه گرفته از سپر عربی - نوبی نسبت داد. ولی سن‌های بیش از ۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰۰

میلیون سال پیش احتمالاً مربوط به سنگ‌هایی هستند که در اصل به سرزمین‌های قدیمی شمال آفریقا و یا سپرهای شبه قاره هند (در موقعیت گندوانایی خود) تعلق داشته‌اند و در طی فرسایش‌های چند دوره‌ای سرانجام به حوضه‌های رسوبی پروتروزوئیک پسین راه یافته‌اند.

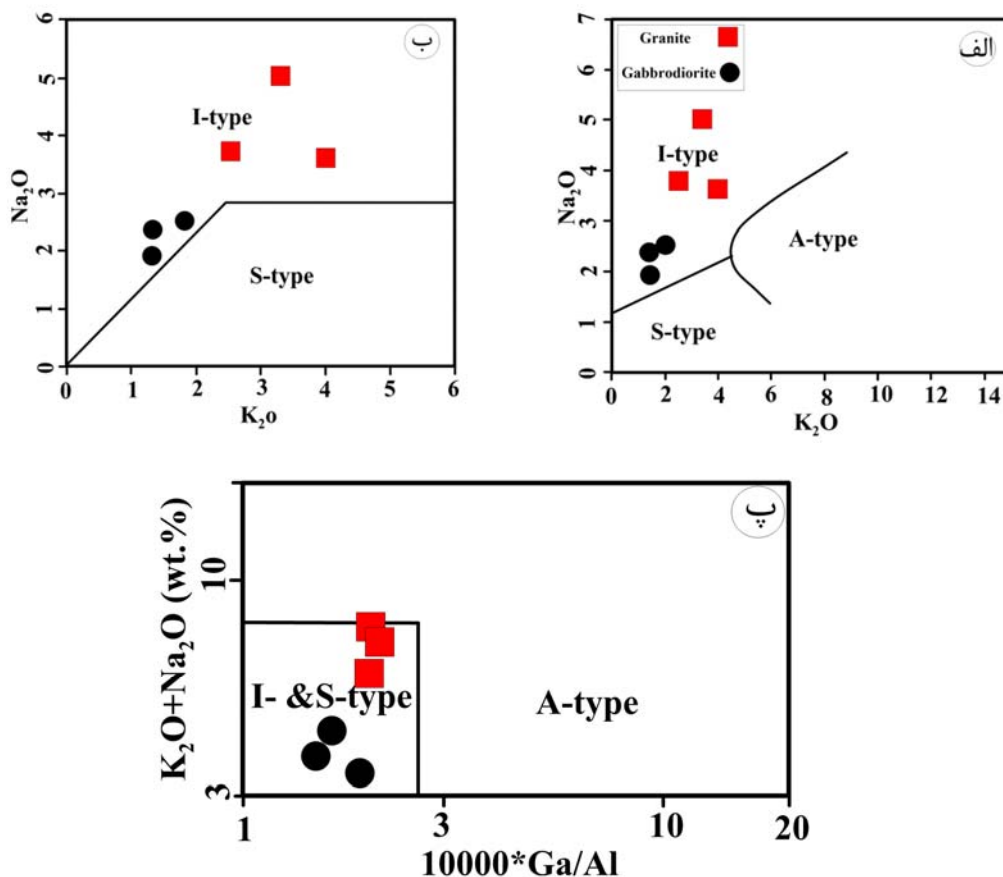
مطالعات و تعیین سن‌هایی که توسط محققین مختلف نظیر بخشی‌زاد و قربانی (۱۳۹۴)، Ramezani & Tucker, (2003), Ramezani, (1997), Samani, (1988), Haghypour (1974), Bagheri & Horton et al. (2008), Hassanzadeh et al. (2008), Verdel et al. (2007), Shafaii Moghadam, Rahmati-Ilkhchi et al. (2011), Saki et al., (2010), Stampfli, (2008) et al. (2015), Rossetti et al., (2015), Balaghi et al. (2014), Jamshidi Badr et al., (2013), Shafaii Moghadam et al., (2015), Hosseini et al. (2015), و al. (2016a) ... صورت گرفته، همگی نشان می‌دهد که این مجموعه‌ها در اواخر نئوپروتروزوئیک (۶۰۰ تا ۵۴۰ میلیون سال پیش) تشکیل شده‌اند.

۷-۵ تعیین جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار

گرانیت‌های تریاس پسین

به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع A، I و S از نمودارهای Whalen et al (1987)، Collins et al (1982) و Chappel & White (1947) استفاده شده است (شکل ۷-۱۹). گرانیت‌های نوع I دارای آنومالی منفی Nb و Ta (Yang et al. (2017)، ماهیت متالومین یا پرآلومین ضعیف، مقدار Na_2O نسبتاً بالا (بیشتر از ۳/۲ درصد وزنی) و نسبت Ga/Al پایین ($\text{Ga}/\text{Al} < 2/6$) هستند (Zhang et al., 2015; Chappel & White, 1947). این ویژگی‌ها، با خصوصیات گابرودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها سازگاری خوبی نشان می‌دهد. همچنین بر اساس نمودارهای یادشده، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها صورتی کلاته به همراه گابرودیوریت‌ها، در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند. شواهد کانی-شناسی همچون فراوانی هورنبلند سبز، وجود بیوتیت و مگنتیت، تعلق داشتن این گرانیتوئیدها به

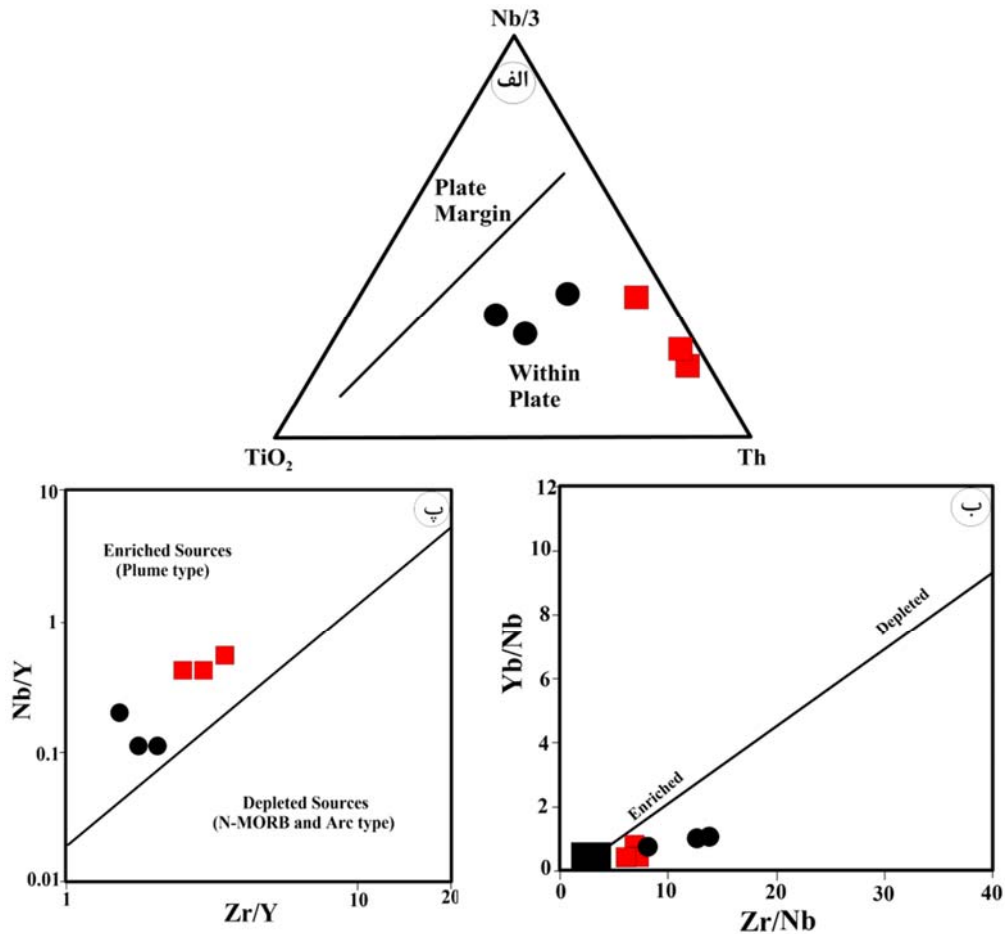
گرانیتوئیدهای نوع I را تأیید می‌کند. علاوه بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و شواهد کانی‌شناسی، مقادیر ایزوتوپی Nd-Sr نمونه‌ها با ماهیت گرانیتوئیدی نوع I آنها سازگاری دارد.



شکل ۷-۱۹- موقعیت نمونه‌های توده‌های گابرودیوریتی و گرانیتی تریاس پسین در نمودارهای تعیین نوع گرانیتوئیدها. (الف) و (ب) Na₂O در مقابل K₂O جهت تفکیک گرانیت‌های A، I و S؛ (پ) Na₂O+K₂O در مقابل 10000*Ga/Al.

بر اساس نمودار سه تایی Th - Nb/3-TiO₂ سنگ‌های گابرودیوریتی و آکالی فلدسپار گرانیتی تریاس پسین کلاته در محدوده سنگ‌های آذرین درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲۰- الف) و با توجه به نمودارهای Zr/Nb-Yb/Nb و Zr/Y-Nb/Y از یک منشاء گوشته‌ای غنی‌شده سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۷-۲۰- ب و پ) با توجه به حضور فراوان هورنبلند سبز که نشانه سرچشمه گرفتن از یک ماگمای آبدار می‌باشد (Wang et al., 2017) و همچنین حضور فراوان بیوتیت و آپاتیت، می‌توان ماهیت متاسوماتیک گوشته محل تولید مذاب را تأیید کرد. به‌علاوه، اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd

نمونه‌ها نیز ماهیت گوشته غنی‌شده محل منبع ماگمای سنگ‌های گابرودیوریتی و گرانیتی را تأیید می‌کند (به فصل پنجم رجوع شود).



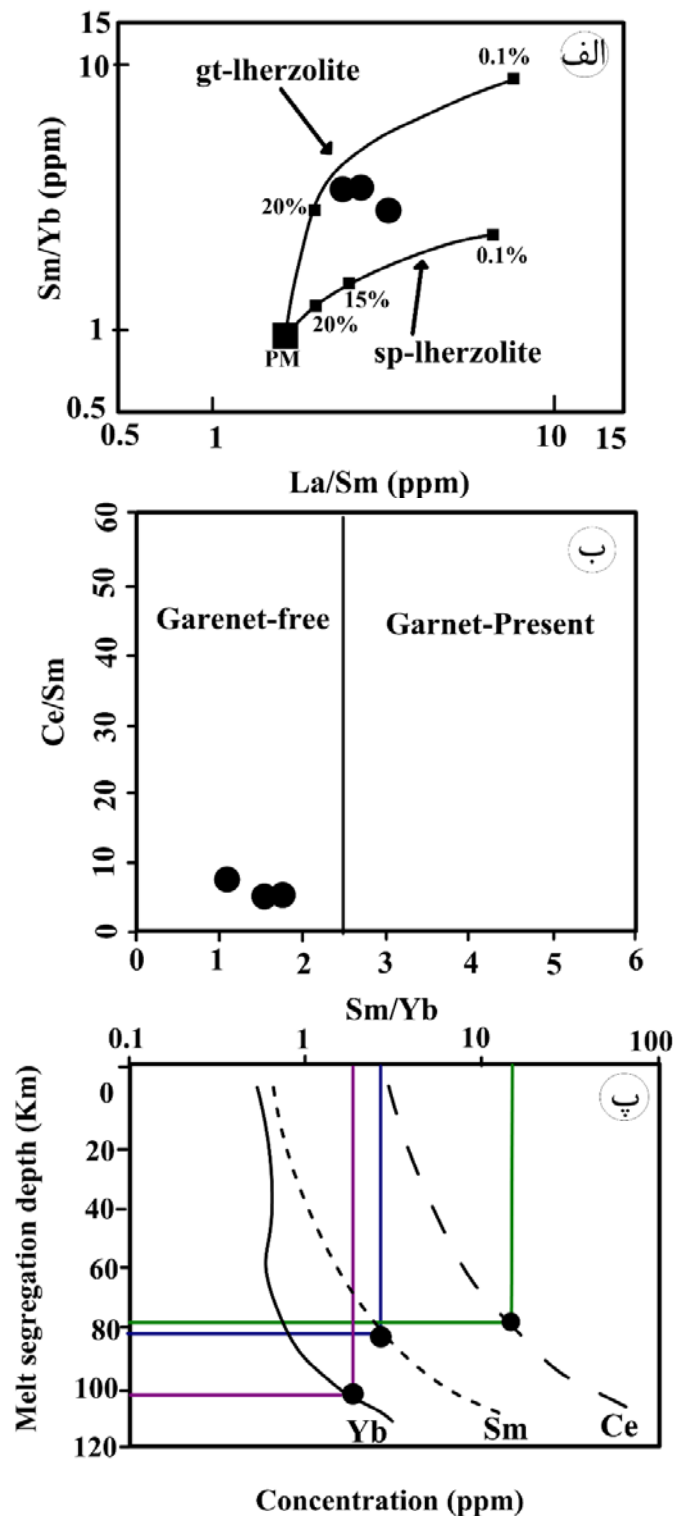
شکل ۷-۲۰- الف) نمودار سه تایی $\text{Th} - \text{Nb}/3 - \text{TiO}_2$ (Holm, 1985) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گابرودیوریت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها، ب) نمودار $\text{Zr}/\text{Nb} - \text{Yb}/\text{Nb}$ (Wilson, 1989) و پ) $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Nb}/\text{Y}$ (Fitton et al., 1991) جهت تعیین محل منشاء تولید مذاب یا ماگمای سازنده گابرودیوریت‌های تریاس پسین.

از آنجایی که ترکیب اصلی گابرودیوریت‌ها در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین در محدوده گابرو واقع می‌شوند و از سوی دیگر ترکیب گابروها معادل بازالت‌ها می‌باشد برای تعیین منشاء سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مربوط به بازالت‌ها استفاده شد. نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb بیانگر تغییرات درجه ذوب بخشی در دو خاستگاه اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی است. نمونه‌های گابرودیوریتی مورد بررسی، خاستگاهی بین گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت با درجه ذوب بخشی

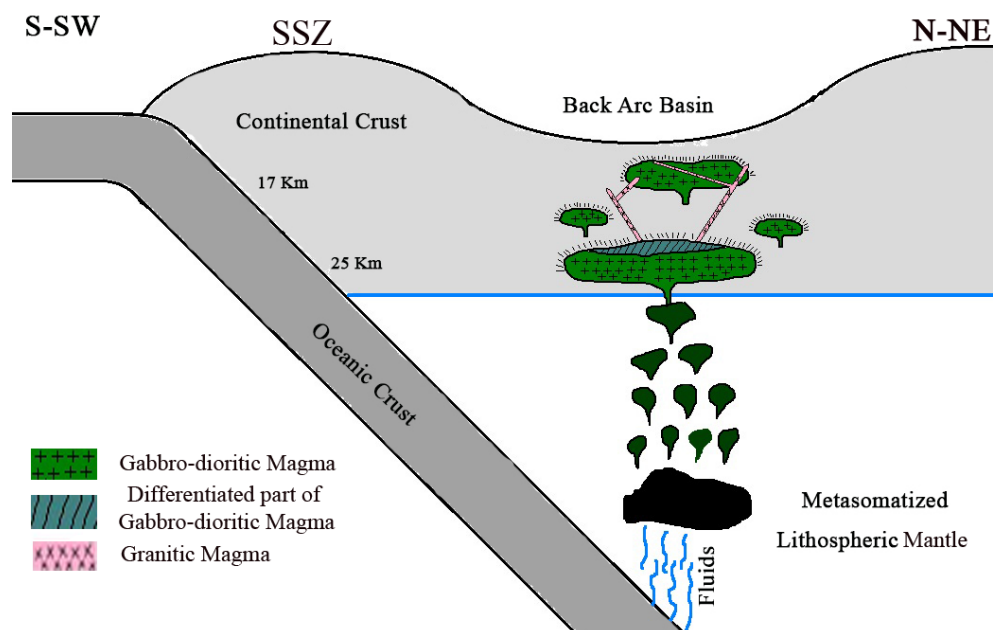
حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد را نشان می‌دهند (شکل ۷-۲۱-الف). با توجه به نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده گابرودیوریت‌ها از یک منبع ماگمایی گوشته‌ای فاقد گارنت سرچشمه گرفته است (شکل ۷-۲۱-ب). بر اساس نمودار تمرکز میانگین Sm، Yb و Ce، ماگمای سازنده گابرودیوریت‌ها از خاستگاهی اسپینل لرزولیتی در اعماق حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری زیر زمین نشأت گرفته است (شکل ۷-۲۱-پ).

بر اساس نتایج و شواهد به دست آمده، می‌توان بدین نتیجه رسید که در اواخر تریاس پسین، بخشی از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده واقع بر روی ورقه اقیانوسی نئوتتیس متحمل ذوب بخشی شده و ماگمای حاصل از ذوب آن، به سمت بالا صعود کرده و در اعماق مختلف، داخل سنگ‌های دگرگونی سرزمین‌های پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پسین جای گرفته و متحمل تبلور تفریقی شده است. بر اساس معیارهای زمین‌شیمیایی، نرخ ذوب بخشی حدوداً ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده است. در طی صعود و جایگیری، تبلور تفریقی و تغییر و تحولات کانی‌شناختی متعددی صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای گابرودیوریتی و تفریق‌یافتگی به سمت تشکیل آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها اشاره کرد. این امر به تشکیل طیف تقریباً پیوسته‌ای از سنگ‌های حدواسط گابرودیوریتی تا فلسیک (آلکالی-فلدسپار گرانیتی) منجر شده است. در شکل ۷-۲۲ این تحولات به صورت نمادین به تصویر کشیده شده است.

لازم به ذکر است سنگ‌های بازیک با دامنه سنی تقریباً مشابه به شکل روانه‌های بازالتی زیردریایی، توده‌های نفوذی کوچک گابرودیوریتی-گرانودیوریتی و یا اجتماعات دایکی دیابازی در بخش‌های مرکزی و لبه‌شمالی ایران مرکزی سنگ‌های دگرگونی (با درجه دگرگونی پایین در حد شیست سبز) و سنگ‌های رسوبی سازند شمشک و یا معادل آن در ایران مرکزی را قطع کرده‌اند.



شکل ۷-۲۱- موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی گابرویدیوریتی تریاس پسین کلاته در نمودارهای الف) La/Sm- Coban,) Sm/Yb جهت تعیین عمق محل تشکیل یا تولید مذاب (Shaw, 1970); ب) نسبت Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (2007) و ث) تمرکز یا فراوانی میانگین Sm, Yb و Ce (Ellam, 1999). برای توضیحات بیشتر به متن رجوع کنید.



شکل ۷-۲۲- طرح نمادین الگوی تشکیل مذاب‌هایی که در نهایت به تشکیل سنگ‌های آذرین درونی منطقه کلاته در زمان تریاس‌پسین منجر شده است. SSZ: موقعیت تقریبی زون سنندج - سیرجان در مدل طرح شده (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۷).

از آن جمله می‌توان به جنوب غرب رباط پشت بادام (کیقبادی، ۱۳۹۵)، رضا آباد خارتوران تا بند هزارچاه (Balaghi et al, 2014؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۳؛ Hoseini et al, 2015؛ ابتهج، ۱۳۹۳؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ خیره، ۱۳۹۵؛ خیره و همکاران، ۱۳۹۶؛ رستمی، ۱۳۹۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶) جنوب غرب میامی (عابدی، ۱۳۸۶؛ همتی، ۱۳۹۲؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶) و حاشیه جنوبی البرز از شمال شرق شاهرود تا شمال قزوین (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲). اشاره نمود. به عقیده این پژوهشگران حوضه فرافتاده ژوراسیک زیرین- میانی لبه شمالی ایران مرکزی- البرز شرقی یک حوضه کششی درون قاره‌ای اولیه نابالغ، می‌باشد. به اعتقاد (2009) Wilmsen باز شدن حوضه‌های کششی درون قاره‌ای (کافتی - پشت‌کمانی) در بخش‌های داخلی ایران مرکزی و البرز به سبب کشش ناشی از فرورانش پیشرونده سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر سنگ‌کره قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشد.

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

الف - نتیجه گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

۱- سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق - عروسان دارای طیف ترکیبی متنوعی است. این تنوع ناشی از تنوع ترکیبی در توالی رسوبی اولیه است. این مجموعه شامل متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و گنیس گارنت‌دار)، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده (متاسامیت) و متاگری‌وک، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و مرمهرهای دولومیتی)، کالک شیست‌ها و متابازیت‌ها (آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت) می‌باشد. این سنگ‌ها بطور متناوب در کنار یکدیگر رخنمون دارند. حضور متاکربنات‌ها در بخش‌های بالایی مجموعه دگرگونی به طور متناوب با متاپلیت‌ها نشان‌دهنده تناوب رسوبگذاری در حوضه رسوبی اولیه به دلیل تغییر در عمق حوضه و شرایط رسوبگذاری می‌باشد. میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها حجم زیادی از سنگ‌های دگرگونی منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها به تدریج به سنگ‌های گنیسی تحول پیدا کرده‌اند. از جمله این تغییر و تحولات شامل تحول شیستوزیته به ساخت گنیسی است. این حوادث معرف وقوع دگرگونی پیشرونده است. حضور استارولیت و کیانیت در برخی از میکاشیست‌های منطقه به ویژه در اطراف روستای اوسائن بیانگر افزایش دما و فشار در هنگام وقوع فرآیند دگرگونی است. متابازیت‌ها به رنگ سبز تیره تا سیاه در لابلاهای سنگ‌های میکاشیستی و گنیسی رخنمون دارند و دارای ترکیبات اکتینولیت شیست آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. این سنگ‌ها به عنوان عضوی از مجموعه دگرگونی جندق - عروسان دارای محدوده سنی یکسان با سنگ‌های متاپلیتی هستند و به نئوپروتروزوئیک پسین تعلق دارند. سنگ‌والد آنها سنگ‌های آذرین بازیک بوده‌اند که به صورت روانه‌های بازالتی زیردریایی بر روی توالی رسوبی اولیه جاری شده‌اند یا در درون آن تزریق شده‌اند. علاوه بر سنگ‌های دگرگونی ذکر شده، سکانس افیولیتی (ناکامل) دگرگون شده نیز در مجموعه جندق - عروسان در کلاته - ابراهیم زهرا رخنمون دارد. این توالی افیولیتی شامل پریدوتیت‌ها، گابروها و لوکوگابروها، گدازه‌های بازالتی و رسوبات پلاژیک است. پریدوتیت‌ها بیشتر شامل

هارزبورژیت و لرزولیت و به مقدار کمتر دونیت می‌باشند. کرومیتیت به مقدار کم با دونیت‌ها یافت می‌شود. پریدوتیت‌ها عمدتاً سرپانتینی شده‌اند. برخی از گابروها و لوکوگابروها، همگام با سرپانتینی - شدن پریدوتیت‌ها، رودنژیته شده‌اند. بازالت‌ها به صورت گدازه‌های بالشی رخنمون دارند و با دقت زیاد ساخت بالشی در آنها مشاهده می‌شود.

۲- بیوتیت‌گرانیته‌های پورفیروئیدی به صورت توده‌های کوچک مقیاس و لوکوگرانیته‌های آناتکسی به صورت بسته‌ها و رگه‌های پگماتیته، دایک‌ها و آپوفیزها در مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها غالباً دارای ترکیب بیوتیت‌گرانیته هستند که حاصل ذوب‌بخشی سنگهای رسوبی دگرگون - شده مجموعه جندق - عروسان هستند. علاوه بر این گرانیته‌ها، توالی افیولیتی توسط دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیته صورتی رنگ قطع شده‌اند.

۳- تعدادی توده نفوذی کوچک گابرودیوریتی به همراه دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیته (با سن تریاس پسین) به درون مجموعه دگرگونی جندق - عروسان نفوذ کرده‌اند. توده‌های گابرودیوریتی توسط دایک‌های گرانیته و رگه‌های پگماتیته - گرانیته صورتی رنگ قطع شده‌اند.

۴- سنگ‌های متاپلیتی از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار ± موسکوویت + بیوتیت ± گارنت + پلاژیوکلاز ± کلریتوئید ± استارولیت ± کیانیت تشکیل شده‌اند. مطالعات پتروگرافی ظهور زون‌های کلریت، بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت را در سنگ‌های متاپلیتی تأیید می‌کند که بیانگر شرایط رخساره‌های شیب‌سبز تا آمفیبولیت است. این زون‌بندی بر زون‌بندی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین منطبق است. با توجه به ظهور کیانیت در این سنگ‌ها و عدم حضور سیلیمانیت در آنها، همچنین با در نظر گرفتن شرایط دما - فشاری تعیین شده برای این سنگ‌ها، می‌توان فرایند دگرگونی در متاپلیت‌ها را پیش‌رونده و از نوع باروین در نظر گرفت که بر میدان پایداری کیانیت و از نوع دما - فشار متوسط منطبق بوده است.

میگماتیته‌زایی در متاپلیت‌ها حاکی از شروع ذوب‌بخشی و ایجاد مذابهای فلسیک متشکل از کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز است. آهن و منیزیم (Fe^{+2} و Mg^{+2}) آزاد شده از تخریب بیوتیت در

ایجاد گارنت و ارتوکلازهای صورتی رنگ غنی از آهن و منیزیم مشارکت نموده‌اند. با ادامه واکنش‌های تخریب بیوتیت، مذاب‌های فلسیک (کوارتز + آلکالی فلدسپار و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز) حاصل از ذوب‌بخشی غالباً به شکل بسته، لامینه‌های ریز مقیاس (میگماتیت‌های استروماتیتی) و یا رگه‌های پگماتیتی حاوی تورمالین و مسکوویت در لابلای سنگهای دگرگونی میزبان نفوذ کرده‌اند.

۵- متابازیت‌ها از مجموعه کانیهای پلاژیوکلاز + آمفیبول ± گارنت و کانیهای فرعی تیتانیت + آپاتیت ± کوارتز ± کانیهای اپک تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از یک سنگ والد آذرین بازیگ منشأ گرفته‌اند و در طی واکنش‌های آبدگیری در خلال دگرگونی به ترکیبات اکتینولیت شیست، آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول یافته‌اند. تحولات ایجاد شده در متابازیت‌ها نیز بیانگر دگرگونی در رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت و منطبق بر گرادیان دما- فشار متوسط (معادل با شرایط پایداری کیانیت) می‌باشد. درجه دگرگونی در این سنگ‌ها نیز تا رسیدن به آستانه ذوب بخشی و آغاز میگماتیت‌زایی پیش رفته است.

۶- بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات ریزساختاری، منطقه متحمل تنش‌های ساختاری فراوانی شده که در طی رخداد یا رخدادهای زمین‌ساختی صورت گرفته است. به طوری که سنگ‌های دگرگونی و گرانیتهای مورد مطالعه بسته به میزان تنش تحمیل شده بر آنها، ترکیب سنگ و میزان مقاومت کانی‌های موجود در آنها، متحمل انواع دگرشکلی‌های شکننده و شکل‌پذیر (میلونیتی شدن) شده‌اند. شواهد ریزساختاری بیانگر انواع دگرشکلی‌ها در کانیهای کوارتز، فلدسپارها (فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازها)، بیوتیت و گارنت، مشاهده می‌شود. خاموشی موجی در کوارتز و میکاها (دگرشکلی شکل‌پذیر)، خمیدگی و پیچ و تاب‌خوردگی ماکل و ایجاد ماکل‌های مکانیکی در پلاژیوکلازها (دگرشکلی شکل‌پذیر)، جابجایی پلکانی قطعات حاصل از شکستگی در عرض بلور (دگرشکلی شکننده)، فابریک‌های s-c، ایجاد اشکال سیگمایی در پورفایروبلاستها، ایجاد بافت پرتیت در پتاسیم فلدسپارها، ایجاد بافت‌های ساب ماگمایی و تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین (شواهد

دگرشکلی‌های شکل‌پذیر با نرخ کرنش پایین تا بالا)، همگی شواهد دگرشکلی در پهنه‌های برشی را نشان می‌دهند.

۷- بر اساس داده‌های بدست‌آمده از نتایج دما- فشارسنجی با استفاده از روش‌های گارنت - بیوتیت و گارنت - بیوتیت - پلاژیوکلاز، محدوده دماهای بررسی‌های دما - فشارسنجی بر روی متاپلیت‌های مجموعه جندق - عروسان نشان دهنده محدود دمایی ۴۱۳ تا ۷۱۹ درجه سانتیگراد و فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلوبار برای توقف تبادل و تعادل نهایی فازهای کانیاپی در آنها است و بیانگر طیفی از رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت فوقانی است. مسیر P-T این سنگ‌ها، نشان‌دهنده رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده از نوع باروین در شرایط رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت فوقانی است که سولیدوس مرطوب سنگ‌های پلیتی را قطع کرده و با شروع ذوب‌بخشی به ایجاد مذاب‌های آناتکتیک منجر شده است.

نتایج ترموبارومتری‌های انجام شده با استفاده از آمفیبول در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، محدوده‌های دمایی حدود ۴۳۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلوبار را نشان می‌دهند که با شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالای مطابقت دارد. شرایط دما و فشار تعیین شده برای آمفیبولیت‌ها تا گارنت آمفیبولیت‌ها با شرایط دما و فشارهای تعیین شده برای سنگ‌های متاپلیتی مجموعه جندق - عروسان مطابقت دارد.

۸- نتایج ترموبارومتری گابرودیوریت‌ها با روش هورنبلند - پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که دمای محاسبه شده حدود ۶۷۰ تا ۷۶۰ درجه سانتیگراد است. دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد، که عملاً در زیر دمای سولیدوس قرار می‌گیرند، معرف دماهای توقف تبادلات ژئوشیمیایی (کاتیونی) می‌باشند. فشار محاسبه شده برای یک نمونه بطور میانگین برابر ۸/۴ کیلوبار و برای نمونه دیگر برابر با ۵ تا ۵/۵ کیلوبار است. با در نظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (با فرض چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب) عمق معادل با فشارهای محاسبه شده به ترتیب برابر با ۲۵ کیلومتر و ۱۵ تا ۱۷ کیلومتر است. این شواهد نشان دهنده جایگزین شدن توده‌های نفوذی در اعماق مختلف است.

بطوری که برخی از توده‌های گابرودیوریتی در اعماق کمتر نسبت به برخی دیگر جایگزین شده‌اند. شواهد صحرایی نیز جایگزین شدن برخی از گابرودیوریت‌ها در اعماق کمتر را تأیید می‌کند که از آن جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای گابرودیوریتی و تجمعات بلوری درشت که نشانگر مناطق با فشاربخار آب بالا و فشار لیتواستاتیک کمتر است، اشاره نمود.

۹- نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های گارنت اکتینولیت شیست‌ها (از اعضاء سازنده مجموعه دگرگونی جندق - عروسان) و گرانیتهای مجموعه جندق - عروسان بر اساس داده‌های بدست آمده از آنالیزهای ایزوتوپی به روش‌های SIMS، میانگین سنی ۵۳۵ تا ۵۴۵ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک پسین (اواخر ادیاکارن) را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد. زیرکن‌های موروثی در این سنگ‌ها سن‌های بیش از ۶۰۰ میلیون سال را نشان می‌دهند.

۱۰- نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های بیوتیت گرانیتهای کلاته، چاه‌زرد، آیراکان و دایک‌های آپلیتی آیراکان به ترتیب $537/6 \pm 3/1$ ، $535/4 \pm 3/2$ ، 545 ± 11 و $537/6 \pm 3/8$ معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک پسین (اواخر ادیاکارن) نشان می‌دهد. زیرکن‌های موروثی در آنها دو محدوده سنی ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال و ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ میلیون سال را نشان می‌دهند.

۱۱- بر اساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های لوکوگابروهای متعلق به توالی افیولیتی دارای سن ۶۰۰ میلیون سال هستند. توالی افیولیتی توسط دایک‌های گرانیتهای صورتی رنگ قطع شده‌اند که بر اساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های این گرانیتهای دارای سن $536/1 \pm 4/8$ میلیون سال (معادل با نئوپروتروزوئیک پسین) می‌باشند.

۱۲- با توجه به سن تقریبی در نظر گرفته شده ۵۵۰ میلیون سال برای متابازیت‌ها، مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای نمونه آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی به ترتیب 0.7042 و 0.7074 و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه 0.51220 و 0.51207 است. مقادیر ϵNd به ترتیب برابر با (2.81 و 5.31) است.

مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ و ϵNd گرانیتهای جندق - عروسان با ماهیت نوع S آنها و نشأت‌گیری آنها از یک منبع پوسته‌ای سازگاری دارد. بطوری که

مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای این گرانیت‌ها 0.711929 تا 0.713156 و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه 0.511527 تا 0.511581 است. این مقادیر همراه با مقادیر منفی ϵ_{Nd} (7.13- تا 8.18-) نشان‌دهنده سرچشمه گرفتن آن‌ها از پوسته قاره‌ای است.

۱۳- نتایج تعیین سن U - Pb گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌ها بر روی زیرکن‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی ۲۱۳ تا ۲۲۱ میلیون سال پیش را نشان می‌دهد که معادل با تریاس پسین می‌باشد.

۱۳- مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ به ترتیب برابر ۰/۷۰۸ و ۰/۷۰۶، ۰/۵۱۲۲۲ و ۰/۵۱۲۲۱ برای گابرودیوریت‌ها و ۰/۷۰۸ و ۰/۵۱۲۲۲ برای آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها می‌باشد و با ماهیت گرانیتوئیدی نوع I آن‌ها سازگاری دارد.

۱۴- سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی، متاگریوکی و متاپسامیتی مورد مطالعه بر روی نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های رسوبی ماسه‌سنگی در محدوده شیل، گریوک و ماسه سنگ قرار می‌گیرند. سنگ‌های میکاشیستی و گنیسی مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی AFC در محدوده ترکیبات کوارتز فلدسپاتی و رسی قرار می‌گیرند که با ماهیت سنگ والد این سنگ‌ها به طور کلی همخوانی دارد. گروهی از سنگ‌های میکاشیستی با ماهیت پلیتی دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی الگوهای REE مشابه با شیل‌های استاندارد هستند. الگوهای تغییرات فراوانی REE سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی منطقه در مقایسه با مقادیر مرجع پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای بالایی، تحتانی و میانگین پوسته) با الگوی عناصر REE پوسته قاره‌ای فوقانی مطابقت دارند که ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر و منشاء پوسته‌ای آنها را مورد تأیید قرار می‌دهد. این سنگ‌ها بر اساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، در محیط‌های حاشیه غیرفعال قاره‌ای نهشته شده‌اند.

۱۵- متابازیت‌ها، دارای سنگ مادر آذرین با ترکیب بازالتی بوده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان‌دهنده ماهیت تولییتی آنها است. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب متابازیت‌های مورد مطالعه، معرف غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی نادر

سنگین (HREEs)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت‌میدانی بالا (HFSEs) به همراه نبود ناهنجاری منفی Ti می‌باشد این ویژگی‌های ژئوشیمیایی با نشأت‌گیری ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر متابازیت‌های مورد مطالعه، از ناحیه منشأی مشابه با ناحیه منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) یا بازالت‌های سرچشمه گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده زیرقاره‌ای و همچنین بازالت‌هایی با ماهیت NMORB و EMORB همخوانی دارد. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، متابازیت‌ها، در محدوده بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای تا مورب قرار می‌گیرند و از ذوب بخشی یک منشاء با ترکیب اسپینل لرزولیتی تشکیل شده‌اند.

۱۶- گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌های مورد مطالعه به سن پروتروزوئیک پسین (محصول آناتکسی) دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و پرآلومین هستند. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب این سنگ‌ها و سنگ‌های متاپلیتی-متاپسامیتی همراه، بیانگر نقش فرآیند ذوب بخشی در تحولات صورت گرفته از سنگ‌های دگرگونی به گرانیته‌ها است. بر اساس نمودارهای تعیین منشاء، سنگ‌های والد رسوبی سنگ‌های مورد نظر ترکیب شیلی، گریوکی تا متاپسامیتی بوده‌اند. گرانیته‌های مورد نظر در زمره گرانیته‌های نوع S قرار می‌گیرند. داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr نیز ماهیت S بودن این گرانیته‌ها را تأیید می‌کند. معیارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی نشان می‌دهند گرانیته‌های مورد مطالعه در محیط‌های تکتونیکی برخوردی شکل گرفته‌اند.

۱۷- گابرودیوریت‌ها و گرانیته‌های تریاس پسین دارای ترکیب گابرو تا گرانیته می‌باشند. بر اساس مشاهدات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، گرانیته‌ها در طی فرآیند تفریق از گابرودیوریت‌ها به وجود آمده‌اند. همگی این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند و به گرانیته‌های نوع I تعلق دارند. بر اساس داده‌های Nd-Sr این سنگ‌ها دارای ماهیت گوشته‌غنی شده هستند که با ماهیت I بودن این سنگ‌ها سازگار است.

۱۸- الگوی ژئودینامیکی مناسب برای شکل‌گیری مجموعه دگرگونی-آذرین جندق عروسان به صورت زیر خلاصه می‌شود:

کشش‌های درون قاره‌ای اواخر نئوپروتروزوئیک در ایران در زمان حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش، به بازشدگی درون قاره‌ای و ریفت‌زایی در پوسته قاره‌ای گندوانا، به قطعه قطعه شدن بخش‌های شمالی پوسته قاره‌ای گندوانا منجر شده است. رسوبات حاصل از فرسایش و تخریب سنگ‌های قدیمی مناطق همجوار وارد این حوضه‌ها شده است (حدود ۶۰۰ تا ۵۷۰ میلیون سال قبل برابر با سن شکل‌گیری حوضه رسوبی). همزمان با کشش و نازک‌شدگی پوسته‌ای در مراحل اولیه شکل‌گیری حوضه، ماگماتیسم بازیکی در حوضه به وقوع پیوسته و در لابلای رسوبات نهشته شده یا درون سنگ‌های رسوبی تزریق شده‌اند. با ادامه روند بازشدگی، پوسته قاره‌ای و حوضه درون قاره‌ای به حوضه اقیانوسی شده تبدیل شده است. اما در همان مراحل ابتدایی اقیانوسی شدن، در طی فرایند جمع‌شدگی سریع، بسته شدن، برخورد قاره - قاره و احتمالاً یک فرایند فرورانشی ناقص، محتویات درون حوضه‌های کششی مورد بحث به صورت آمیزه‌های تکتونیک یا منشورهای بهم افزوده درآمدند و گاه بر روی پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های همجوار خود رانده شده‌اند. این سنگ‌ها به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با تنوع ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده تحول یافته‌اند. به طوری که با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و دما - فشار سنجی، مجموعه سنگی جندق - عروسان در حد دگرگونی باروین دگرگون شده‌اند. این مجموعه تا آستانه ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و تشکیل توده نفوذی کوچک، دایک‌ها، آپوفیزها و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های گرانیتی پیش رفته است. در نهایت کل مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند. ۱۹- بر اساس نتایج و شواهد به دست آمده برای گابرویدیوریت‌ها و گرانیت‌ها می‌توان بدین نتیجه رسید که در تریاس پسین، بخشی از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده واقع در بالای ورقه اقیانوسی نئوتتیس متحمل ذوب‌بخشی شده و ماگمای حاصل از ذوب آن، به سمت بالا صعود کرده و در اعماق مختلف داخل سنگ‌های دگرگونی سرزمین‌های پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پسین جای گرفته و متحمل تبلور تفریقی شده است. بر اساس معیارهای زمین‌شیمیایی، نرخ ذوب بخشی حدوداً ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده است. در طی صعود و جایگیری، تبلور تفریقی و تغییر و تحولات کانی‌شناختی

متعددی صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای گابرودیوریتی و تفریق-یافتگی به سمت تشکیل آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها اشاره کرد. این امر به تشکیل طیف تقریباً پیوسته-ای از سنگ‌های حدواسط گابرودیوریتی تا فلسیک (آلکالی‌فلدسپار گرانیتی) منجر شده است.

ب) پیشنهادات

۱- مجموعه افیولیتی جنوب‌غرب عروسان به مطالعه دقیق در حد یک رساله دکتری جدید نیاز دارد.

۲- گرانیت‌های صورتی رنگ با سن پروتروزوئیک پسین، احتیاج به نمونه برداری بیشتر و تفسیر دقیق‌تر دارد.

۳- گرانودیوریت‌های ریزدانه‌ای که احتمالاً به تریاس پسین تعلق دارند نیازمند مطالعه بیشتری هستند.

۴- با توجه به گستردگی منطقه و تنوع ترکیبی سنگ‌ها، هر یک از زیرمجموعه‌های مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان نیازمند مطالعه دقیق‌تر است.

۵- مطالعه عناصر ساختاری دگرشکلی تحمیل شده بر مجموعه دگرگونی جندق نیازمند مطالعه‌ای در حد یک رساله دکتری است.

۶- بررسی سن توده‌های گرانیتوئیدی و مجموعه دگرگونی به ویژه بخش‌های دما بالا نیازمند مطالعه-ای دقیق و جامع از لحاظ زیرکن‌های موروثی می‌باشد.

۷- مطالعات جدید باید بر اساس داده‌های میکروپروب بیشتری استوار باشد.

پیوست

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) برخی از کانی‌های موجود در متاپلیت‌های جندق - عروسان.

Gneiss													
Biotite													
	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-210	BJA-210	BJA-210	BJA-210	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1
SiO ₂	36.157	36.614	36.220	36.376	36.097	34.204	36.454	35.903	36.080	34.361	36.498	35.641	36.945
TiO ₂	2.224	2.349	2.254	1.890	2.110	2.113	2.023	1.968	2.235	2.306	2.018	1.839	1.406
Al ₂ O ₃	17.240	17.444	17.131	17.523	16.616	16.883	17.255	17.758	17.533	17.302	17.298	17.386	17.780
FeO	20.531	20.178	20.016	20.930	20.758	20.859	19.214	19.310	19.060	19.157	19.613	19.205	17.976
MnO	0.183	0.185	0.173	0.185	0.205	0.203	0.137	0.146	0.136	0.160	0.166	0.163	0.145
MgO	8.844	9.011	9.086	9.419	8.986	8.963	9.783	9.727	9.819	9.860	9.622	9.820	9.691
CaO	0.111	0.023	0.263	0.076	0.045	0.072	0.073	0.020	0.046	0.076	0.199	0.187	0.173
Na ₂ O	0.129	0.107	0.106	0.085	0.068	0.079	0.109	0.084	0.074	0.119	0.199	0.197	0.218
K ₂ O	8.937	9.358	8.932	8.628	9.036	8.955	9.212	9.276	9.246	8.976	7.649	7.814	7.783
TOTAL	93.709	94.622	93.534	94.465	93.274	91.684	93.613	93.545	93.582	91.670	92.615	91.605	91.470
Si	2.789	2.794	2.793	2.780	2.805	2.721	2.799	2.763	2.771	2.708	2.812	2.781	2.854
Ti	0.129	0.135	0.131	0.109	0.123	0.126	0.117	0.114	0.129	0.137	0.117	0.108	0.082
Al	1.567	1.569	1.557	1.578	1.522	1.583	1.561	1.610	1.587	1.607	1.571	1.599	1.619
Fe(ii)	1.324	1.287	1.291	1.337	1.349	1.388	1.233	1.243	1.224	1.263	1.263	1.253	1.161
Mn	0.012	0.012	0.011	0.012	0.013	0.014	0.009	0.010	0.009	0.011	0.011	0.011	0.009
Mg	1.017	1.025	1.045	1.073	1.041	1.063	1.120	1.116	1.124	1.159	1.105	1.142	1.116
Ca	0.009	0.002	0.022	0.006	0.004	0.006	0.006	0.002	0.004	0.006	0.016	0.016	0.014
Na	0.019	0.016	0.016	0.013	0.010	0.012	0.016	0.013	0.011	0.018	0.030	0.030	0.033
K	0.879	0.911	0.879	0.841	0.896	0.909	0.902	0.911	0.906	0.903	0.752	0.778	0.767
TOTAL	7.747	7.750	7.745	7.749	7.764	7.822	7.763	7.780	7.765	7.812	7.677	7.716	7.655
No Oxyg	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

ادامه جدول ۴-۱.

Garnet															
	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-210.2	BJA-210.2	BJA-210.2	BJA-210.2	BJA-210.2	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1
SiO ₂	38.120	38.524	38.816	38.441	37.433	38.560	38.297	37.988	38.311	38.778	38.432	38.390	37.803	38.032	38.456
TiO ₂	0.160	0.075	0.074	0.089	0.025	0.050	0.096	0.000	0.076	0.079	0.134	0.108	0.112	0.236	0.160
Al ₂ O ₃	21.052	21.433	21.449	21.609	21.281	21.437	21.552	21.199	21.594	21.384	20.922	21.147	20.602	21.333	21.194
FeO	26.395	22.220	29.175	25.751	23.915	24.733	24.402	24.124	29.763	27.198	26.078	26.008	26.087	25.283	25.597
MnO	3.190	5.598	1.363	3.599	2.772	1.632	2.064	2.279	0.411	4.049	4.505	4.198	3.947	4.439	4.660
MgO	1.561	1.138	1.743	1.567	1.522	1.697	1.647	1.651	2.289	2.052	2.069	2.032	2.190	2.038	2.247
CaO	9.910	11.983	8.846	10.122	12.578	12.647	13.053	12.239	8.995	8.148	8.803	8.695	8.533	8.900	8.290
TOTAL	100.388	100.971	101.466	101.178	99.526	100.756	101.111	99.480	101.439	101.688	100.943	100.578	99.274	100.261	100.604
Si	3.021	3.023	3.039	3.015	2.982	3.020	2.995	3.016	3.001	3.033	3.030	3.031	3.029	3.010	3.032
Ti	0.010	0.004	0.004	0.005	0.001	0.003	0.006	0.000	0.004	0.005	0.008	0.006	0.007	0.014	0.009
Al	1.966	1.982	1.979	1.998	1.998	1.978	1.987	1.984	1.993	1.971	1.944	1.968	1.946	1.990	1.969
Fe	1.749	1.458	1.910	1.689	1.593	1.620	1.596	1.602	1.949	1.779	1.719	1.717	1.748	1.673	1.688
Mn	0.214	0.372	0.090	0.239	0.187	0.108	0.137	0.153	0.027	0.268	0.301	0.281	0.268	0.298	0.311
Mg	0.184	0.133	0.203	0.183	0.181	0.198	0.192	0.195	0.267	0.239	0.243	0.239	0.262	0.240	0.264
Ca	0.841	1.008	0.742	0.851	1.074	1.061	1.094	1.041	0.755	0.683	0.744	0.736	0.733	0.755	0.700
TOTAL	7.986	7.981	7.967	7.980	8.017	7.988	8.006	7.992	7.998	7.977	7.990	7.978	7.991	7.981	7.974
Py	6.170	4.482	6.906	6.187	5.957	6.633	6.362	6.533	8.913	8.059	8.088	8.047	8.692	8.108	8.914
Alm	58.518	49.082	64.838	57.024	52.501	54.221	52.873	53.542	65.006	59.912	57.179	57.766	58.072	56.416	56.953
Gro	28.149	33.913	25.188	28.718	35.378	35.522	36.236	34.802	25.171	22.996	24.729	24.743	24.337	25.444	23.632
Sp	7.163	12.524	3.068	8.072	6.164	3.624	4.530	5.123	0.909	9.034	10.004	9.444	8.899	10.032	10.501
No Oxyg	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

ادامه جدول ۴-۱.

Garnet				
	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1
SiO ₂	38.525	38.068	38.319	38.359
TiO ₂	0.124	0.060	0.100	0.066
Al ₂ O ₃	21.326	21.055	21.049	21.068
FeO	26.711	26.871	25.996	25.890
MnO	4.039	2.854	4.611	4.739
MgO	2.056	2.018	2.181	2.087
CaO	8.156	9.289	8.452	8.288
TOTAL	100.937	100.215	100.708	100.497
Si	3.032	3.019	3.026	3.034
Ti	0.007	0.004	0.006	0.004
Al	1.978	1.968	1.959	1.964
Fe	1.758	1.782	1.717	1.712
Mn	0.269	0.192	0.308	0.317
Mg	0.241	0.239	0.257	0.246
Ca	0.688	0.789	0.715	0.702
TOTAL	7.972	7.993	7.988	7.980
Py	8.161	7.949	8.568	8.263
Alm	59.468	59.370	57.281	57.496
Gro	23.264	26.295	23.861	23.582
Sp	9.108	6.387	10.290	10.659
No Oxyg	12	12	12	12

Chlorite								
	BJA-306	BJA-234	BJA-306	BJA-306	BJA-306	BJA-306	BJA-306	BJA-306
SiO ₂	24.818	24.81	25.735	25.833	25.47	25.423	26.127	25.005
TiO ₂	0.098	0.127	0.153	0.072	0.081	0.083	0.066	0.132
Al ₂ O ₃	22.326	21.954	22.087	20.922	21.613	21.519	21.937	21.745
FeO	26.569	26.602	26.301	25.86	25.835	25.481	25.635	27.93
MnO	0.141	0.14	0.103	0.354	0.313	0.306	0.374	0.265
MgO	13.063	12.947	13.174	13.9	13.872	13.927	13.675	12.31
CaO	0.031	0.049	0.075	0.045	0.066	0.047	0.057	0.081
Na ₂ O	0.012	0.029	0.029	0.009	0.018	0	0.02	0.027
K ₂ O	0.03	0.035	0.175	0.223	0.012	0.04	0.319	0.018
Cr ₂ O ₃	0.269	0.032	0.042	0.026	0.025	0.012	0.04	0.037
NiO	0.026	0.034	0.024	0.025	0.049	0	0.064	0
Si	5.273018	5.311913	5.405388	5.477913	5.391043	5.402574	5.449604	5.34201
Al ^{iv}	2.726982	2.688087	2.594612	2.522087	2.608957	2.597426	2.550396	2.65799
Al ^{vi}	2.877471	2.86573	2.89603	2.722346	2.795278	2.805901	2.866199	2.830543
Ti	0.015659	0.02045	0.024168	0.011482	0.012894	0.013265	0.010353	0.021208
Cr	0.045189	0.005417	0.006975	0.004359	0.004184	0.002016	0.006597	0.00625
Fe ³⁺	0.119243	0.11381	0.170526	0.097272	0.114689	0.126041	0.147826	0.114854
Fe ²⁺	4.601857	4.649555	4.449564	4.488836	4.458591	4.402579	4.323992	4.875417
Mn	0.025376	0.02539	0.018325	0.063585	0.056118	0.055082	0.066078	0.047955
Mg	4.137375	4.132213	4.124865	4.393843	4.376958	4.411852	4.251989	3.920354
Ni	0.004443	0.005855	0.004055	0.004264	0.008342	0	0.010737	0
Ca	0.007057	0.011241	0.016879	0.010225	0.014969	0.010702	0.012739	0.018542
Na	0.009887	0.024079	0.023622	0.007401	0.014775	0	0.016178	0.022369
K	0.01626	0.019117	0.093769	0.120632	0.00648	0.021685	0.16974	0.00981
OH*	16	16	16	16	16	16	16	16
Total	35.85982	35.87286	35.82878	35.92425	35.86328	35.84912	35.88243	35.8673
No Oxyg	28	28	28	28	28	28	28	28

ادامه جدول ۴-۱.

Plagioclase											
	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-210.2	BJA-210.2	BJA-210.2	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1
SiO ₂	59.243	57.786	59.689	56.538	56.819	56.790	57.465	57.437	57.577	55.971	57.697
TiO ₂	0.000	0.003	0.011	0.017	0.004	0.013	0.000	0.000	0.031	0.011	0.010
Al ₂ O ₃	25.176	26.346	26.248	26.878	26.484	26.311	26.495	26.917	26.746	27.074	26.445
FeO	0.031	0.011	0.058	0.041	0.039	0.038	0.033	0.034	0.030	0.047	0.051
CaO	7.879	8.755	2.899	9.128	9.152	9.162	9.055	9.204	8.991	9.675	8.962
Na ₂ O	7.079	6.580	9.016	6.435	6.318	6.257	6.206	6.137	6.352	5.853	6.566
K ₂ O	0.068	0.084	0.807	0.066	0.083	0.068	0.086	0.065	0.091	0.073	0.117
TOTAL	99.476	99.565	98.728	99.103	98.899	98.639	99.340	99.794	99.818	98.704	99.848
Si	2.657	2.598	2.680	2.560	2.576	2.580	2.589	2.577	2.583	2.545	2.590
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.331	1.396	1.389	1.434	1.415	1.409	1.407	1.423	1.414	1.451	1.399
Fe(ii)	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Ca	0.379	0.422	0.139	0.443	0.444	0.446	0.437	0.442	0.432	0.471	0.431
Na	0.616	0.573	0.785	0.565	0.555	0.551	0.542	0.534	0.552	0.516	0.571
K	0.004	0.005	0.046	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.007
TOTAL	4.987	4.994	5.041	5.007	4.997	4.992	4.981	4.981	4.988	4.989	5.000
An	37.93	42.17	14.37	43.78	44.25	44.55	44.41	45.15	43.66	47.53	42.71
Ab	61.68	57.35	80.87	55.85	55.28	55.06	55.08	54.47	55.82	52.04	56.63
Or	0.39	0.48	4.76	0.38	0.48	0.39	0.50	0.38	0.53	0.43	0.66
No Oxyg	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

ادامه جدول ۴-۱.

Chloritoid				
	BJA	BJA	BJA	BJA
SiO ₂	24.46	24.079	24.686	24.421
TiO ₂	0.05	0.057	0.036	0
Al ₂ O ₃	39.48	39.159	40.188	40.509
Cr ₂ O ₃	0.03	0.053	0.021	0.021
Fe ₂ O ₃	0.00	0	0	0
FeO	24.92	24.646	24.464	24.601
MnO	0.49	0.483	0.419	0.449
MgO	1.98	2.015	2.161	2.103
CaO	0.02	0.016	0.01	0.018
Na ₂ O	0.00	0.011	0.022	0.023
K ₂ O	0.00	0	0.026	0.009
H ₂ O	0.00	0	0	0
Totals	91.42	90.52	92.03	92.15
Si	2.051	2.040	2.049	2.026
Ti	0.003	0.004	0.002	0.000
Al	3.904	3.912	3.932	3.962
Cr	0.002	0.004	0.001	0.001
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	1.748	1.747	1.698	1.707
Mn	0.035	0.035	0.029	0.032
Mg	0.248	0.254	0.267	0.260
Ca	0.002	0.001	0.001	0.002
Na	0.000	0.002	0.004	0.004
K	0.000	0.000	0.003	0.001
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000
Totals	7.993	7.999	7.986	7.994
No Oxyg	12	12	12	12

Sphene			
	BJA-144	BJA-144	BJA-144
SiO ₂	29.16	30.35	30.49
TiO ₂	36.15	36.09	36.05
Al ₂ O ₃	2.32	2.31	2.34
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	0.34	0.40	0.36
MnO	0.05	0.03	0.03
MgO	0.00	0.00	0.01
CaO	27.52	27.69	28.02
Na ₂ O	0.00	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	0.00	0.00	0.00
Totals	95.60	96.89	97.31
Si	0.994	1.017	1.018
Ti	0.927	0.910	0.906
Al	0.093	0.091	0.092
Cr	0.001	0.000	0.000
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.010	0.011	0.010
Mn	0.002	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000
Ca	1.005	0.995	1.002
Na	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000
H	0.000	0.000	0.000
Totals	3.032	3.027	3.030
No Oxyg	5	5	5

ادامه جدول ۴-۱.

Muscovite									
	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-144	BJA-306.1	BJA-306.1	BJA-306.1
SiO ₂	46.457	46.500	46.438	46.457	46.500	46.438	46.938	46.871	46.918
TiO ₂	0.709	0.745	0.764	0.709	0.745	0.764	1.630	1.630	1.069
Al ₂ O ₃	31.159	31.737	31.107	31.159	31.737	31.107	32.544	32.544	31.792
FeO	2.233	1.940	2.068	2.233	1.940	2.068	1.781	1.781	1.886
MnO	0.000	0.001	0.013	0.000	0.001	0.013	0.012	0.012	0.026
MgO	1.705	1.484	1.574	1.705	1.484	1.574	1.254	1.254	1.464
CaO	0.039	0.044	0.029	0.039	0.044	0.029	0.056	0.056	0.054
Na ₂ O	0.520	0.663	0.517	0.520	0.663	0.517	0.549	0.549	0.558
K ₂ O	10.135	9.845	9.930	10.135	9.845	9.930	9.703	9.703	9.879
TOTAL	92.310	92.312	91.793	92.310	92.312	91.793	93.820	93.753	92.999
Si	3.184	3.176	3.193	3.184	3.176	3.193	3.148	3.146	3.179
Ti	0.037	0.038	0.040	0.037	0.038	0.040	0.082	0.082	0.054
Al	2.517	2.555	2.521	2.517	2.555	2.521	2.572	2.574	2.539
Fe(ii)	0.128	0.111	0.119	0.128	0.111	0.119	0.100	0.100	0.107
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	0.174	0.151	0.161	0.174	0.151	0.161	0.125	0.125	0.148
Ca	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.004	0.004
Na	0.069	0.088	0.069	0.069	0.088	0.069	0.071	0.071	0.073
K	0.886	0.858	0.871	0.886	0.858	0.871	0.830	0.831	0.854
TOTAL	6.998	6.981	6.977	6.998	6.981	6.977	6.934	6.935	6.960
No Oxyg	11	11	11	11	11	11	11	11	11

ادامه جدول ۴-۱.

Micaschist														
Biotite														
	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2
SiO ₂	36.402	35.346	35.389	35.891	36.431	35.369	35.781	36.650	36.624	36.031	36.668	36.508	36.361	35.890
TiO ₂	1.801	2.056	1.943	1.251	1.293	1.304	1.745	1.856	1.854	1.616	1.620	1.531	1.621	1.619
Al ₂ O ₃	17.696	17.254	17.585	18.658	18.556	18.810	17.776	18.405	18.671	17.886	18.374	18.127	18.894	17.566
FeO	22.109	21.650	21.438	15.647	16.870	16.079	16.562	17.080	16.435	18.060	17.590	18.266	18.781	18.234
MnO	0.163	0.154	0.185	0.065	0.056	0.044	0.031	0.050	0.025	0.180	0.172	0.202	0.199	0.203
MgO	8.606	8.113	8.151	12.247	12.273	12.332	12.307	11.947	11.865	10.817	11.283	10.785	10.813	10.721
CaO	0.103	0.060	0.057	0.040	0.032	0.014	0.037	0.050	0.025	0.119	0.040	0.018	0.062	0.065
Na ₂ O	0.130	0.166	0.134	0.106	0.121	0.129	0.148	0.145	0.213	0.126	0.169	0.106	0.106	0.115
K ₂ O	9.066	8.910	8.915	8.610	9.164	8.700	7.634	8.208	8.626	8.610	8.861	9.249	9.066	8.773
TOTAL	95.429	93.062	93.150	91.868	94.149	92.134	91.374	93.744	93.691	92.798	94.130	94.145	95.256	92.539
Si	2.776	2.767	2.763	2.748	2.744	2.711	2.755	2.758	2.755	2.767	2.767	2.771	2.730	2.772
Al ^{IV}	1.590	1.592	1.618	1.683	1.647	1.699	1.613	1.632	1.655	1.619	1.634	1.622	1.672	1.599
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.103	0.121	0.114	0.072	0.073	0.075	0.101	0.105	0.105	0.093	0.092	0.087	0.092	0.094
Fe(ii)	1.410	1.417	1.400	1.002	1.062	1.031	1.066	1.075	1.034	1.160	1.110	1.159	1.179	1.177
Mn	0.011	0.010	0.012	0.004	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	0.012	0.011	0.013	0.013	0.013
Mg	0.978	0.947	0.949	1.398	1.378	1.409	1.412	1.340	1.331	1.238	1.269	1.221	1.210	1.234
Ca	0.008	0.005	0.005	0.003	0.003	0.001	0.003	0.004	0.002	0.010	0.003	0.001	0.005	0.005
Na	0.019	0.025	0.020	0.016	0.018	0.019	0.022	0.021	0.031	0.019	0.025	0.016	0.015	0.017
K	0.882	0.890	0.888	0.841	0.880	0.851	0.750	0.788	0.828	0.843	0.853	0.896	0.868	0.864
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	7.777	7.774	7.768	7.767	7.809	7.799	7.724	7.726	7.742	7.761	7.763	7.786	7.784	7.776
No Oxyg	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

ادامہ جدول ۱-۴.

Garnet															
	BJA-156	BJA-156	BJA-156	BJA-156	BJA-156	BJA-156	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-171	BJA-171	BJA-171
SiO ₂	38.875	38.508	38.631	38.854	39.194	38.601	37.518	37.256	37.622	37.153	37.287	37.392	37.422	37.481	37.212
TiO ₂	0.096	0.120	0.057	0.087	0.061	0.066	0.058	0.389	0.272	0.316	0.400	0.411	0.064	0.093	0.070
Al ₂ O ₃	21.423	21.076	21.020	21.443	21.443	21.066	21.409	21.296	21.550	21.216	20.800	21.381	21.669	21.609	21.619
FeO	29.689	30.070	29.521	29.749	29.087	29.973	28.618	27.375	28.339	28.584	28.352	27.887	31.531	31.090	31.315
MnO	0.790	0.782	0.656	0.780	0.737	0.790	0.328	2.527	2.174	2.749	2.294	2.629	0.602	0.643	0.673
MgO	3.325	3.510	3.920	3.220	3.291	3.428	1.969	2.417	2.652	2.388	2.552	2.458	2.235	2.219	2.173
CaO	6.864	6.192	6.306	6.672	7.062	6.419	10.054	8.407	8.138	7.246	7.966	7.550	7.151	7.134	7.180
TOTAL	101.062	100.258	100.111	100.805	100.875	100.343	99.954	99.667	100.747	99.652	99.651	99.708	100.674	100.269	100.242
Si	3.038	3.038	3.043	3.043	3.058	3.042	2.984	2.973	2.971	2.975	2.984	2.981	2.972	2.983	2.968
Ti	0.006	0.007	0.003	0.005	0.004	0.004	0.003	0.023	0.016	0.019	0.024	0.025	0.004	0.006	0.004
Al	1.973	1.959	1.951	1.979	1.972	1.957	2.007	2.003	2.006	2.002	1.962	2.009	2.028	2.027	2.032
Fe	1.940	1.983	1.944	1.948	1.898	1.975	1.903	1.827	1.871	1.914	1.897	1.859	2.094	2.069	2.089
Mn	0.052	0.052	0.044	0.052	0.049	0.053	0.022	0.171	0.145	0.186	0.155	0.178	0.040	0.043	0.045
Mg	0.387	0.413	0.460	0.376	0.383	0.403	0.233	0.288	0.312	0.285	0.304	0.292	0.265	0.263	0.258
Ca	0.575	0.523	0.532	0.560	0.590	0.542	0.857	0.719	0.688	0.622	0.683	0.645	0.608	0.608	0.614
TOTAL	7.970	7.976	7.978	7.963	7.953	7.976	8.009	8.002	8.010	8.004	8.011	7.989	8.011	7.998	8.011
Py	13.112	13.890	15.444	12.806	13.112	13.549	7.742	9.573	10.347	9.480	10.015	9.825	8.799	8.823	8.596
Alm	65.667	66.743	65.235	66.362	65.001	66.446	63.116	60.813	62.017	63.648	62.406	62.520	69.624	69.339	69.481
Gro	19.451	17.609	17.853	19.069	20.219	18.232	28.409	23.928	22.817	20.672	22.465	21.686	20.231	20.385	20.411
Sp	1.770	1.758	1.468	1.762	1.668	1.774	0.733	5.686	4.819	6.200	5.114	5.970	1.346	1.452	1.512
No Oxyg	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

ادامہ جدول ۱-۴

Garnet															
	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-175	BJA-175	BJA-175	BJA-175	BJA-175	BJA-175	
SiO ₂	37.344	36.888	36.783	37.323	37.062	37.487	37.565	37.395	38.197	36.714	37.084	37.490	37.633	37.847	37.932
TiO ₂	0.090	0.110	0.082	0.095	0.162	0.091	0.047	0.034	0.023	0.089	0.115	0.175	0.158	0.165	0.057
Al ₂ O ₃	21.653	21.437	20.903	21.790	21.368	21.490	21.764	21.493	21.246	20.642	20.839	20.955	20.967	20.974	21.550
FeO	31.003	30.843	31.956	31.216	31.071	30.842	31.504	31.405	34.138	31.819	27.955	26.672	27.686	32.930	32.044
MnO	0.613	0.627	0.625	0.660	0.660	0.668	0.544	0.585	1.428	3.659	8.330	9.101	8.555	2.122	3.914
MgO	2.086	2.007	2.061	2.250	2.003	2.139	2.725	2.233	3.725	1.834	1.097	0.951	1.065	3.005	1.883
CaO	7.217	7.542	7.306	6.950	7.339	7.725	6.485	6.724	2.413	4.359	4.936	4.921	5.040	3.618	4.137
TOTAL	100.006	99.454	99.716	100.284	99.665	100.442	100.634	99.869	101.170	99.116	100.356	100.265	101.104	100.661	101.517
Si	2.980	2.966	2.967	2.971	2.974	2.981	2.976	2.989	3.018	2.994	2.996	3.020	3.012	3.014	3.007
Ti	0.005	0.007	0.005	0.006	0.010	0.005	0.003	0.002	0.001	0.005	0.007	0.011	0.010	0.010	0.003
Al	2.036	2.032	1.987	2.044	2.021	2.014	2.032	2.025	1.978	1.984	1.984	1.989	1.977	1.968	2.013
Fe	2.069	2.074	2.155	2.078	2.085	2.051	2.087	2.099	2.255	2.170	1.889	1.796	1.853	2.193	2.124
Mn	0.041	0.043	0.043	0.044	0.045	0.045	0.036	0.040	0.096	0.253	0.570	0.621	0.580	0.143	0.263
Mg	0.248	0.241	0.248	0.267	0.240	0.254	0.322	0.266	0.439	0.223	0.132	0.114	0.127	0.357	0.223
Ca	0.617	0.650	0.631	0.593	0.631	0.658	0.550	0.576	0.204	0.381	0.427	0.425	0.432	0.309	0.351
TOTAL	7.997	8.011	8.035	8.002	8.005	8.007	8.006	7.996	7.992	8.009	8.005	7.975	7.990	7.993	7.983
Py	8.341	8.002	8.054	8.954	7.987	8.432	10.743	8.928	14.655	7.368	4.378	3.863	4.247	11.887	7.516
Alm	69.530	68.970	70.042	69.678	69.489	68.190	69.665	70.425	75.331	71.698	62.579	60.770	61.928	73.061	71.742
Gro	20.737	21.608	20.517	19.876	21.029	21.882	18.373	19.319	6.822	12.584	14.157	14.365	14.444	10.284	11.867
Sp	1.392	1.420	1.387	1.492	1.495	1.496	1.218	1.329	3.192	8.351	18.886	21.002	19.381	4.768	8.875
No Oxyg	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

ادامه جدول ۴-۱.

Garnet															
	BJA-175	BJA-198.3	BJA-198.3	BJA-198.3	BJA-198.3	BJA-234	BJA-234	BJA-234	BJA-234	BJA-234	BJA-234	BJA-234	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-302.2
SiO ₂	38.247	38.035	38.074	37.789	38.207	36.594	37.431	37.250	36.867	37.460	37.045	37.488	37.536	37.608	37.477
TiO ₂	0.038	0.094	0.054	0.031	0.054	0.081	0.081	0.039	0.027	0.067	0.053	0.089	0.040	0.080	0.036
Al ₂ O ₃	21.558	21.120	21.275	21.478	21.834	20.782	21.045	20.813	20.879	20.841	21.140	20.983	21.431	21.395	21.399
FeO	35.996	31.267	32.664	35.310	34.552	37.693	37.842	36.606	36.254	33.197	37.896	38.687	33.593	35.250	30.985
MnO	0.704	1.413	1.840	0.587	0.047	1.063	0.772	1.644	2.518	4.499	0.651	0.382	3.302	1.450	2.034
MgO	4.265	1.189	1.223	1.611	2.653	0.842	0.967	0.808	0.735	0.618	0.897	0.953	2.628	3.496	2.596
CaO	0.687	7.778	6.396	4.900	4.511	2.484	2.511	3.100	2.781	3.757	2.838	2.247	2.137	1.186	6.324
TOTAL	101.495	100.896	101.526	101.706	101.858	99.539	100.649	100.260	100.061	100.439	100.520	100.829	100.667	100.465	100.851
Si	3.011	3.023	3.018	2.998	3.000	3.000	3.022	3.023	3.005	3.030	3.000	3.025	3.001	3.002	2.976
Ti	0.002	0.006	0.003	0.002	0.003	0.005	0.005	0.002	0.002	0.004	0.003	0.005	0.002	0.005	0.002
Al	2.000	1.978	1.987	2.008	2.021	2.008	2.003	1.990	2.006	1.986	2.018	1.996	2.019	2.013	2.003
Fe	2.369	2.078	2.165	2.342	2.269	2.584	2.555	2.484	2.471	2.245	2.567	2.611	2.246	2.353	2.057
Mn	0.047	0.095	0.124	0.039	0.003	0.074	0.053	0.113	0.174	0.308	0.045	0.026	0.224	0.098	0.137
Mg	0.500	0.141	0.145	0.191	0.311	0.103	0.116	0.098	0.089	0.075	0.108	0.115	0.313	0.416	0.307
Ca	0.058	0.662	0.543	0.416	0.380	0.218	0.217	0.270	0.243	0.326	0.246	0.194	0.183	0.101	0.538
TOTAL	7.987	7.983	7.985	7.996	7.986	7.991	7.971	7.980	7.990	7.973	7.987	7.972	7.987	7.987	8.020
Py	16.825	4.734	4.856	6.375	10.486	3.455	3.957	3.298	3.000	2.523	3.652	3.892	10.562	14.016	10.111
Alm	79.649	69.819	72.744	78.371	76.597	86.744	86.863	83.798	83.003	76.020	86.539	88.626	75.727	79.265	67.689
Gro	1.948	22.252	18.250	13.934	12.812	7.324	7.385	9.092	8.158	11.023	8.303	6.595	6.172	3.417	17.700
Sp	1.578	3.196	4.150	1.320	0.106	2.478	1.795	3.812	5.839	10.435	1.506	0.886	7.539	3.302	4.500
No Oxyg	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

ادامه جدول ۴-۱.

Garnet												
	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2	BJA-302.2
SiO ₂	37.899	37.208	37.448	37.059	37.944	36.966	37.964	37.878	37.427	36.731	37.580	37.798
TiO ₂	0.046	0.072	0.000	0.070	0.021	0.009	0.000	0.000	0.000	0.019	0.035	0.058
Al ₂ O ₃	21.269	21.483	21.844	21.680	20.155	21.579	21.525	21.182	22.095	21.578	21.778	21.909
FeO	30.204	30.252	30.823	29.643	29.794	29.349	32.673	32.066	32.074	32.378	32.779	32.784
MnO	2.504	2.711	2.223	2.275	2.689	2.812	0.275	1.025	1.274	1.355	1.321	0.994
MgO	2.297	3.512	4.399	2.869	1.867	3.521	4.285	4.297	4.383	4.059	4.252	4.279
CaO	6.647	4.666	3.064	6.226	6.612	5.245	3.956	3.067	2.856	2.890	2.836	3.088
TOTAL	100.866	99.904	99.801	99.822	99.082	99.481	100.678	99.515	100.109	99.010	100.581	100.910
Si	3.004	2.970	2.976	2.961	3.064	2.960	2.994	3.019	2.966	2.958	2.974	2.977
Ti	0.003	0.004	0.000	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003
Al	1.987	2.021	2.046	2.041	1.918	2.036	2.001	1.989	2.064	2.048	2.031	2.034
Fe	2.002	2.019	2.048	1.980	2.012	1.965	2.155	2.137	2.126	2.180	2.169	2.159
Mn	0.168	0.183	0.150	0.154	0.184	0.191	0.018	0.069	0.086	0.092	0.089	0.066
Mg	0.271	0.418	0.521	0.342	0.225	0.420	0.504	0.511	0.518	0.487	0.502	0.502
Ca	0.564	0.399	0.261	0.533	0.572	0.450	0.334	0.262	0.243	0.249	0.240	0.261
TOTAL	8.000	8.015	8.001	8.015	7.976	8.022	8.006	7.987	8.002	8.017	8.008	8.003
Py	9.030	13.841	17.490	11.357	7.511	13.890	16.732	17.141	17.428	16.193	16.723	16.813
Alm	66.600	66.874	68.735	65.816	67.229	64.939	71.558	71.745	71.533	72.451	72.310	72.250
Gro	18.778	13.215	8.754	17.711	19.115	14.869	11.101	8.792	8.161	8.285	8.015	8.719
Sp	5.592	6.070	5.021	5.116	6.145	6.302	0.610	2.323	2.878	3.071	2.951	2.219
No Oxyg	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

ادامه جدول ۴-۱.

Plagioclase										
	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214
SiO ₂	60.353	58.237	56.526	59.254	60.173	58.409	61.922	61.860	61.286	61.656
TiO ₂	0.028	0.000	0.006	0.004	0.000	0.031	0.006	0.004	0.000	0.014
Al ₂ O ₃	24.302	25.342	26.068	24.691	23.495	24.938	23.348	23.399	23.053	22.718
FeO	0.053	0.040	0.054	0.036	0.078	0.072	0.052	0.017	0.054	0.153
CaO	6.135	7.192	8.190	6.712	5.445	7.075	4.913	4.826	4.808	4.671
Na ₂ O	7.963	7.299	6.798	7.803	8.395	7.572	8.699	8.879	8.700	8.901
K ₂ O	0.073	0.066	0.060	0.053	0.092	0.066	0.072	0.074	0.006	0.020
TOTAL	98.907	98.176	97.702	98.553	97.678	98.163	99.012	99.059	97.907	98.133
Si	2.711	2.645	2.590	2.678	2.736	2.655	2.769	2.766	2.771	2.783
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.287	1.357	1.408	1.315	1.259	1.336	1.230	1.233	1.228	1.208
Fe(ii)	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.006
Ca	0.295	0.350	0.402	0.325	0.265	0.345	0.235	0.231	0.233	0.226
Na	0.693	0.643	0.604	0.684	0.740	0.667	0.754	0.770	0.763	0.779
K	0.004	0.004	0.004	0.003	0.005	0.004	0.004	0.004	0.000	0.001
TOTAL	4.994	5.000	5.010	5.007	5.008	5.011	4.995	5.005	4.997	5.003
An	29.74	35.12	39.83	32.12	26.25	33.92	23.69	23.00	23.39	22.45
Ab	69.84	64.50	59.82	67.58	73.23	65.70	75.90	76.58	76.58	77.43
Or	0.42	0.38	0.35	0.30	0.53	0.38	0.41	0.42	0.03	0.11
No Oxyg	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

ادامه جدول ۴-۱.

Muscovite													
	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-169.9	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-171	BJA-198.3	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-300.1
SiO ₂	45.223	45.529	45.852	46.097	47.521	47.025	46.519	47.360	45.978	46.716	45.846	46.498	46.554
TiO ₂	1.063	1.010	0.868	1.004	0.515	0.620	0.273	0.611	0.287	0.294	0.136	0.320	0.322
Al ₂ O ₃	32.736	33.212	32.303	33.321	35.997	34.594	35.840	35.197	34.680	35.500	35.355	35.179	35.061
FeO	1.890	1.763	1.844	1.794	1.169	1.214	1.023	1.211	1.108	0.720	0.871	0.817	0.689
MnO	0.000	0.017	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.026	0.015	0.016	0.012
MgO	1.344	1.255	1.533	1.461	1.100	1.215	0.962	1.240	0.911	0.578	0.359	0.739	0.607
CaO	0.048	0.019	0.006	0.022	0.030	0.064	0.024	0.024	0.038	0.085	0.058	0.680	0.049
Na ₂ O	0.572	0.462	0.602	0.539	1.109	1.193	1.460	1.304	1.324	1.863	0.709	1.799	1.999
K ₂ O	9.622	9.766	9.559	9.655	8.967	9.179	8.968	9.199	9.006	8.157	9.437	8.125	7.720
TOTAL	91.851	92.386	91.920	93.246	95.764	94.457	94.422	95.502	92.685	93.292	92.139	93.526	92.366
Si	3.104	3.104	3.140	3.111	3.095	3.115	3.078	3.103	3.102	3.110	3.105	3.098	3.123
Ti	0.055	0.052	0.045	0.051	0.025	0.031	0.014	0.030	0.015	0.015	0.007	0.016	0.016
Al	2.648	2.668	2.607	2.650	2.763	2.701	2.795	2.718	2.757	2.785	2.822	2.762	2.772
Fe(ii)	0.108	0.101	0.106	0.101	0.064	0.067	0.057	0.066	0.063	0.040	0.049	0.046	0.039
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	0.138	0.128	0.157	0.147	0.107	0.120	0.095	0.121	0.092	0.057	0.036	0.073	0.061
Ca	0.004	0.001	0.000	0.002	0.002	0.005	0.002	0.002	0.003	0.006	0.004	0.049	0.004
Na	0.076	0.061	0.080	0.071	0.140	0.153	0.187	0.166	0.173	0.240	0.093	0.232	0.260
K	0.843	0.849	0.835	0.831	0.745	0.776	0.757	0.769	0.775	0.693	0.815	0.690	0.661
TOTAL	6.976	6.965	6.969	6.964	6.941	6.968	6.983	6.975	6.979	6.949	6.932	6.967	6.935
No Oxyg	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

ادامه جدول ۴-۱.

Staurolite															
	BJA-175	BJA-175	BJA-175	BJA-175	BJA-175	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214
SiO ₂	28.412	28.611	28.751	28.931	28.697	28.412	28.611	28.751	28.931	28.697	28.412	28.611	28.751	28.931	28.697
TiO ₂	0.426	0.741	0.63	0.669	0.687	0.426	0.741	0.63	0.669	0.687	0.426	0.741	0.63	0.669	0.687
Al ₂ O ₃	53.332	52.904	53.376	53.965	52.927	53.332	52.904	53.376	53.965	52.927	53.332	52.904	53.376	53.965	52.927
Cr ₂ O ₃	0.06	0.053	0.038	0.048	0.065	0.06	0.053	0.038	0.048	0.065	0.06	0.053	0.038	0.048	0.065
FeO	13.344	13.165	13.46	13.061	13.571	13.344	13.165	13.46	13.061	13.571	13.344	13.165	13.46	13.061	13.571
MnO	0.213	0.199	0.203	0.196	0.223	0.213	0.199	0.203	0.196	0.223	0.213	0.199	0.203	0.196	0.223
MgO	1.218	1.19	1.191	1.223	1.212	1.218	1.19	1.191	1.223	1.212	1.218	1.19	1.191	1.223	1.212
CaO	0	0.016	0.009	0.015	0.009	0	0.016	0.009	0.015	0.009	0	0.016	0.009	0.015	0.009
Na ₂ O	0.007	0.019	0	0.012	0.006	0.007	0.019	0	0.012	0.006	0.007	0.019	0	0.012	0.006
K ₂ O	0.017	0.012	0.013	0.01	0.008	0.017	0.012	0.013	0.01	0.008	0.017	0.012	0.013	0.01	0.008
Total	97.03	96.91	97.67	98.13	97.41	97.03	96.91	97.67	98.13	97.41	97.03	96.91	97.67	98.13	97.41
Si	3.961	3.990	3.982	3.978	3.990	3.961	3.990	3.982	3.978	3.990	3.961	3.990	3.982	3.978	3.990
Ti	0.045	0.078	0.066	0.069	0.072	0.045	0.078	0.066	0.069	0.072	0.045	0.078	0.066	0.069	0.072
Al	8.762	8.695	8.712	8.745	8.672	8.762	8.695	8.712	8.745	8.672	8.762	8.695	8.712	8.745	8.672
Cr	0.007	0.006	0.004	0.005	0.007	0.007	0.006	0.004	0.005	0.007	0.007	0.006	0.004	0.005	0.007
Fe ⁺⁺	1.556	1.535	1.559	1.502	1.578	1.556	1.535	1.559	1.502	1.578	1.556	1.535	1.559	1.502	1.578
Mn	0.025	0.024	0.024	0.023	0.026	0.025	0.024	0.024	0.023	0.026	0.025	0.024	0.024	0.023	0.026
Mg	0.253	0.247	0.246	0.251	0.251	0.253	0.247	0.246	0.251	0.251	0.253	0.247	0.246	0.251	0.251
Ca	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001
Na	0.002	0.005	0.000	0.003	0.002	0.002	0.005	0.000	0.003	0.002	0.002	0.005	0.000	0.003	0.002
K	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	14.613	14.585	14.596	14.580	14.600	14.613	14.585	14.596	14.580	14.600	14.613	14.585	14.596	14.580	14.600
Mg/(Mg+Fe)	0.140	0.139	0.136	0.143	0.137	0.140	0.139	0.136	0.143	0.137	0.140	0.139	0.136	0.143	0.137
A	0.708	0.709	0.707	0.714	0.703	0.708	0.709	0.707	0.714	0.703	0.708	0.709	0.707	0.714	0.703
F	0.251	0.250	0.253	0.245	0.256	0.251	0.250	0.253	0.245	0.256	0.251	0.250	0.253	0.245	0.256
M	0.041	0.040	0.040	0.041	0.041	0.041	0.040	0.040	0.041	0.041	0.041	0.040	0.040	0.041	0.041
XFe	0.848	0.850	0.853	0.846	0.850	0.848	0.850	0.853	0.846	0.850	0.848	0.850	0.853	0.846	0.850
XMg	0.138	0.137	0.134	0.141	0.135	0.138	0.137	0.134	0.141	0.135	0.138	0.137	0.134	0.141	0.135
No Oxyg	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23

ادامه جدول ۴-۱.

Staurolite											
	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-214	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-300.1	BJA-300.1
SiO ₂	27.896	28.009	28.126	27.949	27.808	28.733	29.061	27.716	28.454	29.218	25.429
TiO ₂	0.745	0.655	0.379	0.646	0.665	0.576	0.601	0.614	0.516	0.62	0.043
Al ₂ O ₃	52.793	53.661	53.967	53.649	53.571	53.238	53.138	51.221	53.508	54.373	39.305
Cr ₂ O ₃	0.073	0.016	0.027	0.077	0.043	0.029	0	0.036	0.043	0.033	0.037
FeO	12.967	12.894	12.597	12.769	12.876	12.546	12.339	12.398	12.277	12.563	24.359
MnO	0.105	0.229	0.226	0.192	0.181	0.295	0.242	0.267	0.241	0.274	0.446
MgO	1.841	1.466	1.456	1.507	1.632	0.945	0.985	0.949	1.093	1.107	1.839
CaO	0.008	0	0.016	0	0.011	0.006	0.001	0.029	0.016	0	0.026
Na ₂ O	0.003	0.01	0.006	0	0	0.003	0.012	0.034	0.019	0.001	0.005
K ₂ O	0.001	0	0.008	0.009	0.001	0.009	0.004	0.001	0	0.006	0.015
Total	96.43	96.94	96.81	96.80	96.79	96.38	96.38	93.27	96.21	98.20	91.50
Si	3.912	3.903	3.916	3.898	3.882	4.014	4.052	4.009	3.979	4.002	4.062
Ti	0.079	0.069	0.040	0.068	0.070	0.061	0.063	0.067	0.054	0.064	0.005
Al	8.725	8.813	8.856	8.819	8.815	8.765	8.731	8.731	8.819	8.777	7.400
Cr	0.008	0.002	0.003	0.008	0.005	0.003	0.000	0.004	0.005	0.004	0.005
Fe ⁺⁺	1.521	1.503	1.467	1.489	1.503	1.466	1.439	1.500	1.436	1.439	3.254
Mn	0.012	0.027	0.027	0.023	0.021	0.035	0.029	0.033	0.029	0.032	0.060
Mg	0.385	0.305	0.302	0.313	0.340	0.197	0.205	0.205	0.228	0.226	0.438
Ca	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.002	0.000	0.004
Na	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.003	0.010	0.005	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	14.644	14.623	14.616	14.621	14.638	14.543	14.522	14.562	14.557	14.545	15.233
Mg/(Mg+Fe)	0.202	0.169	0.171	0.174	0.184	0.118	0.125	0.120	0.137	0.136	0.119
A	0.696	0.709	0.715	0.710	0.705	0.725	0.727	0.719	0.726	0.725	0.501
F	0.243	0.242	0.237	0.240	0.241	0.242	0.239	0.247	0.236	0.238	0.440
M	0.061	0.049	0.049	0.050	0.054	0.033	0.034	0.034	0.038	0.037	0.059
XFe	0.793	0.819	0.817	0.816	0.806	0.863	0.860	0.863	0.848	0.848	0.867
XMg	0.201	0.166	0.168	0.172	0.182	0.116	0.122	0.118	0.135	0.133	0.117
No Oxyg	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23

ادامه جدول ۴-۱.

Chlorite				
	BJA-234	BJA-234	BJA-234	BJA-234
SiO ₂	28.423	25.630	28.349	27.685
TiO ₂	2.027	0.317	0.400	0.705
Al ₂ O ₃	19.848	21.127	19.634	21.168
FeO	34.987	42.372	37.443	38.159
MnO	0.145	0.239	0.167	0.176
MgO	6.112	4.046	5.577	5.299
CaO	0.254	0.101	0.310	0.235
Na ₂ O	0.127	0.097	0.095	0.605
K ₂ O	0.895	0.095	0.331	0.297
TOTAL	92.171	93.376	91.660	93.683
Si	4.651	4.304	4.710	4.517
Ti	0.250	0.040	0.050	0.087
Al	3.828	4.181	3.845	4.070
Fe(ii)	4.787	5.950	5.202	5.206
Mn	0.020	0.034	0.024	0.024
Mg	1.491	1.013	1.381	1.289
Ca	0.045	0.018	0.055	0.041
Na	0.040	0.032	0.030	0.191
K	0.187	0.020	0.070	0.062
TOTAL	15.299	15.591	15.368	15.488
No Oxyg	28	28	28	28

Kiyante				
	BJA			
SiO ₂	36.97	37.252	36.134	37.44
TiO ₂	0.031	0	0.004	0
Al ₂ O ₃	61.612	60.732	60.62	60.451
Cr ₂ O ₃	0.053	0.019	0.107	0.051
FeO	0.174	0.168	0.189	0.213
MnO	0	0	0.019	0.004
MgO	0.014	0	0.014	0
CaO	0	0.021	0.043	0.024
Na ₂ O	0.006	0.006	0.006	0
K ₂ O	0.022	0.005	0.01	0
Total	95.24	90.81	96.21	98.18
Si	4.643	4.706	4.622	4.731
Ti	0.003	0.000	0.000	0.000
Al	9.119	9.042	9.138	9.003
Cr	0.005	0.002	0.011	0.005
Fe++	0.018	0.018	0.020	0.023
Mn	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.003	0.000	0.003	0.000
Ca	0.000	0.003	0.006	0.003
Na	0.001	0.001	0.001	0.000
K	0.004	0.001	0.002	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	13.795	13.773	13.805	13.765
Mg/(Mg+Fe)	0.125	0.000	0.117	0.000
A	0.995	0.996	0.995	0.995
F	0.004	0.004	0.004	0.005
M	0.001	0.000	0.001	0.000
XFe	0.875	1.000	0.810	0.981
XMg	0.125	0.000	0.107	0.000

جدول ۴-۴ - نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی از کانی‌های متبازیت‌ها.

Amphibole															
	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-172
SiO ₂	35.08	35.16	35.67	35.95	38.58	38.67	39.24	39.54	42.00	42.80	43.11	42.61	42.47	42.81	41.67
TiO ₂	1.51	1.64	1.70	1.64	1.66	1.81	1.87	1.80	0.55	0.50	0.47	0.53	0.50	0.43	0.55
Al ₂ O ₃	16.30	15.90	15.70	15.86	17.93	17.49	17.27	17.45	13.98	14.94	14.13	14.83	14.24	14.27	14.66
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.02	0.05	0.07	0.05	0.02	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.12	7.81	7.92	7.30	8.08	7.75	6.58
FeO	18.25	18.42	18.13	18.38	20.08	20.26	19.95	20.22	12.97	12.76	12.51	12.93	12.56	13.00	14.36
MnO	0.15	0.15	0.14	0.15	0.17	0.17	0.16	0.17	0.07	0.09	0.12	0.08	0.11	0.11	0.10
MgO	12.01	11.57	11.05	11.45	13.21	12.73	12.15	12.60	7.59	7.24	7.67	7.12	7.12	7.22	6.85
NiO	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
CaO	0.76	0.57	0.45	0.53	0.83	0.63	0.50	0.59	10.24	9.98	10.07	10.02	9.76	9.90	10.64
Na ₂ O	0.27	0.31	0.35	0.32	0.29	0.34	0.38	0.35	2.03	2.06	2.01	1.87	1.97	2.05	1.85
K ₂ O	5.22	5.50	5.82	6.04	5.74	6.05	6.40	6.64	0.40	0.41	0.40	0.41	0.36	0.42	0.39
H ₂ O*	1.81	1.80	1.80	1.82	1.99	1.98	1.98	2.00	1.99	2.04	2.03	2.02	2.01	2.02	2.00
Total	91.41	91.09	90.83	92.21	100.55	100.19	99.91	101.44	98.95	100.68	100.46	99.72	99.20	100.00	99.67
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	5.804	5.852	5.947	5.915	5.804	5.852	5.947	5.915	6.313	6.305	6.362	6.331	6.350	6.359	6.252
Al ^{IV}	2.196	2.148	2.053	2.085	2.196	2.148	2.053	2.085	1.687	1.695	1.638	1.669	1.650	1.641	1.748
Al ^{VI}	0.982	0.973	1.031	0.991	0.982	0.973	1.031	0.991	0.790	0.900	0.819	0.929	0.859	0.857	0.844
Ti	0.188	0.206	0.213	0.203	0.188	0.206	0.213	0.203	0.063	0.055	0.052	0.059	0.056	0.047	0.062
Cr	0.009	0.006	0.002	0.007	0.009	0.006	0.002	0.007	0.001	0.003	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.805	0.866	0.880	0.816	0.909	0.866	0.743
Fe ²⁺	2.526	2.564	2.528	2.529	2.526	2.564	2.528	2.529	1.631	1.572	1.544	1.607	1.571	1.615	1.802
Mn	0.022	0.021	0.020	0.021	0.022	0.021	0.020	0.021	0.009	0.012	0.015	0.010	0.014	0.013	0.013
Mg	2.963	2.871	2.746	2.810	2.963	2.871	2.746	2.810	1.701	1.590	1.688	1.578	1.588	1.598	1.533
Ni	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001
Ca	0.134	0.102	0.081	0.094	0.134	0.102	0.081	0.094	1.649	1.575	1.593	1.595	1.563	1.575	1.711
Na	0.085	0.099	0.112	0.100	0.085	0.099	0.112	0.100	0.591	0.589	0.575	0.538	0.571	0.591	0.539
K	1.101	1.168	1.237	1.268	1.101	1.168	1.237	1.268	0.076	0.077	0.075	0.077	0.069	0.079	0.074
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	18.008	18.012	17.971	18.025	18.008	18.012	17.971	18.025	17.316	17.241	17.242	17.210	17.203	17.245	17.324
(Ca+Na) (B)	0.219	0.201	0.193	0.194	0.219	0.201	0.193	0.194	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (B)	0.085	0.099	0.112	0.100	0.085	0.099	0.112	0.100	0.351	0.425	0.407	0.405	0.437	0.425	0.289
(Na+K) (A)	1.101	1.168	1.237	1.268	1.101	1.168	1.237	1.268	0.316	0.241	0.242	0.210	0.203	0.245	0.324
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.540	0.528	0.521	0.526	0.540	0.528	0.521	0.526	0.510	0.503	0.522	0.495	0.503	0.497	0.460

ادامه جدول ۴-۴.

Amphibole															
	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-190	BJA-216	BJA-216	BJA-216	BJA-216
SiO ₂	52.06	47.98	47.88	47.71	47.83	47.70	45.80	47.22	46.24	47.09	47.35	47.72	47.38	47.96	47.81
TiO ₂	0.23	0.53	0.59	0.54	0.61	0.55	0.46	0.54	0.49	0.54	0.59	0.66	0.65	0.61	0.68
Al ₂ O ₃	6.35	10.48	10.40	10.96	10.71	11.18	13.21	11.13	12.78	10.83	11.27	11.03	10.90	10.48	10.52
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.09	0.08	0.06	0.07	0.05	0.12	0.10	0.12	0.11	0.04	0.06	0.03	0.04
Fe ₂ O ₃	4.16	4.12	4.85	4.90	5.17	4.84	2.82	4.61	4.99	4.99	4.86	4.56	4.56	4.39	4.22
FeO	6.28	7.71	7.14	7.18	6.79	7.19	9.01	6.95	7.04	6.59	6.76	7.91	7.99	7.92	8.20
MnO	0.25	0.28	0.27	0.22	0.25	0.23	0.24	0.26	0.24	0.28	0.24	0.27	0.30	0.26	0.28
MgO	16.19	13.63	13.67	13.45	13.73	13.48	12.29	13.30	12.94	13.56	13.52	13.18	13.07	13.44	13.30
NiO	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
CaO	11.94	11.36	11.31	11.31	11.31	11.42	11.67	11.23	11.43	11.31	11.36	11.56	11.50	11.60	11.61
Na ₂ O	0.77	1.58	1.45	1.39	1.42	1.39	1.55	1.33	1.55	1.31	1.35	1.21	1.25	1.22	1.25
K ₂ O	0.08	0.14	0.13	0.18	0.15	0.18	0.26	0.15	0.21	0.17	0.14	0.21	0.21	0.20	0.20
H ₂ O*	2.13	2.10	2.10	2.10	2.10	2.11	2.07	2.08	2.10	2.08	2.10	2.10	2.09	2.10	2.10
Total	100.45	99.95	99.89	100.01	100.13	100.37	99.42	98.95	100.13	98.86	99.65	100.44	99.95	100.21	100.23
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	7.320	6.864	6.848	6.814	6.818	6.791	6.621	6.805	6.612	6.796	6.776	6.805	6.798	6.852	6.840
Al ^{iv}	0.680	1.136	1.152	1.186	1.182	1.209	1.379	1.195	1.388	1.204	1.224	1.195	1.202	1.148	1.160
Al ^{vi}	0.372	0.630	0.600	0.658	0.617	0.666	0.871	0.696	0.766	0.638	0.677	0.659	0.641	0.616	0.614
Ti	0.024	0.056	0.064	0.058	0.065	0.059	0.050	0.059	0.052	0.058	0.064	0.070	0.070	0.066	0.073
Cr	0.000	0.004	0.011	0.009	0.007	0.008	0.006	0.014	0.011	0.014	0.012	0.004	0.007	0.004	0.004
Fe ³⁺	0.440	0.443	0.522	0.527	0.555	0.519	0.307	0.500	0.537	0.542	0.524	0.489	0.492	0.472	0.455
Fe ²⁺	0.739	0.923	0.854	0.858	0.810	0.856	1.090	0.838	0.842	0.795	0.809	0.944	0.958	0.947	0.981
Mn	0.029	0.033	0.033	0.027	0.030	0.028	0.029	0.032	0.028	0.034	0.029	0.033	0.036	0.031	0.034
Mg	3.393	2.906	2.915	2.863	2.917	2.861	2.647	2.858	2.759	2.918	2.885	2.801	2.796	2.863	2.837
Ni	0.002	0.003	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002
Ca	1.799	1.741	1.733	1.730	1.727	1.741	1.807	1.735	1.751	1.748	1.742	1.765	1.768	1.776	1.779
Na	0.209	0.438	0.403	0.384	0.392	0.384	0.434	0.371	0.430	0.366	0.373	0.334	0.349	0.337	0.347
K	0.015	0.026	0.023	0.032	0.027	0.032	0.048	0.027	0.038	0.031	0.026	0.038	0.038	0.036	0.037
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	17.022	17.205	17.159	17.145	17.146	17.157	17.289	17.132	17.219	17.145	17.141	17.137	17.155	17.148	17.162
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (B)	0.201	0.259	0.267	0.270	0.273	0.259	0.193	0.265	0.249	0.252	0.258	0.235	0.232	0.224	0.221
(Na+K) (A)	0.022	0.205	0.159	0.145	0.146	0.157	0.289	0.132	0.219	0.145	0.141	0.137	0.155	0.148	0.162
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.821	0.759	0.773	0.769	0.783	0.770	0.708	0.773	0.766	0.786	0.781	0.748	0.745	0.751	0.743

ادامه جدول ۴-۴.

Amphibole															
	BJA-216	BJA-224	BJA-224	BJA-224	BJA-224	BJA-224	BJA-224	BJA-224	BJA-259	BJA-259	BJA-259	BJA-259	BJA-259	BJA-259	BJA-259
SiO ₂	47.83	40.30	40.23	40.41	40.29	40.28	40.52	52.04	52.24	68.08	51.52	53.16	54.10	52.04	51.11
TiO ₂	0.69	0.43	0.49	0.44	0.50	0.48	0.44	0.12	0.17	0.03	0.13	0.21	0.12	0.25	0.21
Al ₂ O ₃	10.60	14.54	14.79	15.34	14.38	14.43	14.56	4.86	5.27	18.47	5.22	3.73	2.74	4.86	5.26
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.11	0.05	0.02	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	3.60	6.93	6.77	6.04	6.21	6.72	7.45	8.09	4.48	0.00	6.11	5.12	3.99	4.37	5.45
FeO	8.26	15.12	15.30	16.11	15.69	15.21	14.48	8.50	9.19	1.24	8.05	8.70	9.05	10.34	10.24
MnO	0.28	0.48	0.48	0.34	0.45	0.54	0.52	0.34	0.24	0.01	0.26	0.28	0.25	0.25	0.30
MgO	13.28	6.02	5.99	5.55	6.02	6.16	6.22	13.40	14.18	0.69	14.40	14.78	15.30	13.43	13.06
NiO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	11.58	10.67	10.90	10.67	10.74	10.92	10.63	9.83	10.64	0.71	10.78	10.74	11.07	10.52	10.42
Na ₂ O	1.19	1.86	1.71	1.88	1.91	1.75	1.81	1.57	1.36	11.10	1.24	1.07	0.78	1.25	1.42
K ₂ O	0.21	0.60	0.61	0.61	0.58	0.58	0.54	0.27	0.20	0.04	0.21	0.18	0.13	0.20	0.27
H ₂ O*	2.09	1.96	1.97	1.97	1.95	1.96	1.97	2.11	2.10	2.38	2.10	2.10	2.10	2.08	2.07
Total	99.69	98.97	99.23	99.38	98.72	99.02	99.14	101.18	100.11	102.75	100.15	100.10	99.65	99.58	99.81
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.866	6.160	6.134	6.151	6.180	6.156	6.165	7.405	7.461	8.581	7.368	7.583	7.727	7.506	7.394
Al ^{iv}	1.134	1.840	1.866	1.849	1.820	1.844	1.835	0.595	0.539	0.000	0.632	0.417	0.273	0.494	0.606
Al ^{vi}	0.660	0.780	0.792	0.902	0.779	0.755	0.776	0.220	0.349	2.744	0.248	0.209	0.187	0.332	0.290
Ti	0.074	0.049	0.056	0.051	0.057	0.056	0.051	0.012	0.018	0.003	0.014	0.022	0.013	0.027	0.023
Cr	0.005	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.000	0.013	0.005	0.002	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.389	0.798	0.777	0.692	0.717	0.772	0.853	0.866	0.482	0.000	0.658	0.549	0.429	0.474	0.594
Fe ²⁺	0.992	1.932	1.951	2.051	2.013	1.944	1.842	1.012	1.097	0.131	0.963	1.038	1.080	1.248	1.240
Mn	0.034	0.062	0.062	0.043	0.058	0.070	0.068	0.041	0.028	0.001	0.031	0.033	0.030	0.030	0.036
Mg	2.841	1.371	1.362	1.260	1.375	1.403	1.411	2.842	3.019	0.130	3.070	3.143	3.257	2.889	2.817
Ni	0.005	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000
Ca	1.781	1.747	1.781	1.740	1.764	1.787	1.733	1.499	1.628	0.096	1.652	1.641	1.694	1.625	1.614
Na	0.330	0.550	0.505	0.554	0.569	0.518	0.534	0.432	0.376	2.711	0.344	0.295	0.217	0.348	0.398
K	0.039	0.116	0.119	0.119	0.113	0.113	0.104	0.049	0.036	0.006	0.038	0.032	0.023	0.037	0.049
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	17.150	17.413	17.404	17.413	17.446	17.419	17.372	16.980	17.039	16.403	17.034	16.968	16.934	17.010	17.062
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.931	2.000	2.000	1.996	1.936	1.911	1.973	2.000
Na (B)	0.219	0.253	0.219	0.260	0.236	0.213	0.267	0.432	0.372	1.904	0.344	0.295	0.217	0.348	0.386
(Na+K) (A)	0.150	0.413	0.404	0.413	0.446	0.419	0.372	0.049	0.039	0.813	0.038	0.032	0.023	0.037	0.062
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.741	0.415	0.411	0.381	0.406	0.419	0.434	0.737	0.733	0.499	0.761	0.752	0.751	0.698	0.694

ادامه جدول ۴-۴.

Amphibole																
	BJA-259	BJA-259	BJA-292	BJA-292	BJA-292	BJA-292	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310
SiO ₂	51.53	50.71	43.73	43.44	42.78	43.27	36.87	37.02	37.92	37.28	36.95	40.56	40.72	41.71	41.01	40.65
TiO ₂	0.14	0.15	0.55	0.58	0.55	0.51	1.80	1.99	2.06	1.80	1.78	1.98	2.19	2.26	1.97	1.96
Al ₂ O ₃	5.84	6.49	16.91	16.29	17.48	17.24	15.13	15.30	15.35	15.07	15.39	16.65	16.83	16.89	16.58	16.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.05	0.10	0.06	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.03
Fe ₂ O ₃	3.36	4.71	2.88	2.22	1.61	2.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	11.24	10.71	9.73	10.49	11.21	9.77	18.24	17.02	16.73	17.47	17.74	20.06	18.72	18.40	19.21	19.52
MnO	0.27	0.28	0.14	0.14	0.11	0.11	0.06	0.10	0.07	0.09	0.08	0.07	0.11	0.08	0.09	0.09
MgO	13.01	12.52	10.43	10.32	9.75	10.28	12.15	12.17	12.20	12.25	11.92	13.36	13.38	13.42	13.47	13.11
NiO	0.00	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
CaO	10.37	10.14	10.90	11.20	11.22	11.10	0.21	0.21	0.20	0.15	0.11	0.23	0.23	0.22	0.17	0.12
Na ₂ O	1.72	1.74	2.22	1.96	2.19	2.07	0.09	0.12	0.18	0.14	0.09	0.10	0.13	0.19	0.15	0.10
K ₂ O	0.25	0.29	0.40	0.46	0.38	0.42	8.13	7.67	8.03	7.50	8.43	8.95	8.44	8.84	8.25	9.27
H ₂ O*	2.08	2.07	2.08	2.06	2.05	2.07	1.85	1.85	1.87	1.85	1.85	2.04	2.03	2.06	2.04	2.04
Total	99.80	99.86	100.02	99.27	99.43	99.83	94.58	93.47	94.61	93.61	94.39	104.04	102.82	104.08	102.97	103.83
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	7.438	7.332	6.310	6.337	6.244	6.262	5.965	6.004	6.063	6.040	5.982	5.965	6.004	6.063	6.040	5.982
Al ^{iv}	0.562	0.668	1.690	1.663	1.756	1.738	2.035	1.996	1.937	1.960	2.018	2.035	1.996	1.937	1.960	2.018
Al ^{vi}	0.432	0.439	1.186	1.139	1.250	1.203	0.851	0.930	0.957	0.919	0.917	0.851	0.930	0.957	0.919	0.917
Ti	0.015	0.017	0.060	0.063	0.061	0.055	0.219	0.243	0.247	0.219	0.217	0.219	0.243	0.247	0.219	0.217
Cr	0.000	0.002	0.006	0.011	0.006	0.005	0.004	0.003	0.001	0.004	0.003	0.004	0.003	0.001	0.004	0.003
Fe ³⁺	0.365	0.512	0.313	0.244	0.177	0.321	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.357	1.294	1.174	1.280	1.368	1.182	2.467	2.309	2.237	2.366	2.402	2.467	2.309	2.237	2.366	2.402
Mn	0.033	0.034	0.017	0.018	0.013	0.013	0.009	0.013	0.010	0.012	0.011	0.009	0.013	0.010	0.012	0.011
Mg	2.798	2.699	2.243	2.245	2.122	2.218	2.930	2.942	2.908	2.958	2.876	2.930	2.942	2.908	2.958	2.876
Ni	0.000	0.003	0.001	0.001	0.004	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Ca	1.604	1.571	1.685	1.751	1.755	1.721	0.036	0.036	0.035	0.027	0.019	0.036	0.036	0.035	0.027	0.019
Na	0.481	0.488	0.622	0.555	0.621	0.580	0.029	0.038	0.054	0.043	0.029	0.029	0.038	0.054	0.043	0.029
K	0.045	0.053	0.074	0.085	0.071	0.078	1.679	1.588	1.639	1.550	1.740	1.679	1.588	1.639	1.550	1.740
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	17.131	17.112	17.381	17.392	17.447	17.378	18.225	18.102	18.088	18.096	18.217	18.225	18.102	18.088	18.096	18.217
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.065	0.074	0.089	0.070	0.047	0.065	0.074	0.089	0.070	0.047
Na (B)	0.396	0.429	0.315	0.249	0.245	0.279	0.029	0.038	0.054	0.043	0.029	0.029	0.038	0.054	0.043	0.029
(Na+K) (A)	0.131	0.112	0.381	0.392	0.447	0.378	1.679	1.588	1.639	1.550	1.740	1.679	1.588	1.639	1.550	1.740
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.673	0.676	0.656	0.637	0.608	0.652	0.543	0.560	0.565	0.556	0.545	0.543	0.560	0.565	0.556	0.545

ادامه جدول ۴-۴.

Garnet															
	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-157	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-172	BJA-292	BJA-292	BJA-292	BJA-292	BJA-292	BJA-292
SiO ₂	43.197	42.831	42.251	43.025	36.648	36.546	34.950	35.557	37.166	38.930	39.043	39.170	38.728	38.861	39.147
TiO ₂	0.391	0.502	0.406	0.424	0.073	0.293	4.231	2.257	0.078	0.004	0.038	0.000	0.030	0.011	0.033
Al ₂ O ₃	17.205	16.700	16.701	16.615	21.619	20.815	20.351	20.905	21.429	21.766	22.029	21.996	21.826	21.781	22.223
FeO	16.957	17.400	17.266	17.926	30.769	31.455	31.165	31.420	30.154	27.230	26.700	27.091	27.465	27.186	27.391
MnO	0.281	0.328	0.312	0.320	1.217	1.919	1.504	1.017	1.920	1.401	1.524	1.629	1.562	1.457	1.347
MgO	8.488	8.410	8.362	8.260	2.133	1.597	1.400	2.459	1.695	6.606	7.046	6.903	6.680	6.488	6.667
CaO	10.832	10.839	10.877	10.681	6.902	6.687	6.870	6.419	7.397	5.024	4.713	4.501	4.603	4.624	4.163
TOTAL	97.351	97.010	96.175	97.251	99.361	99.312	100.471	100.034	99.839	100.961	101.093	101.290	100.894	100.408	100.971
Si	3.321	3.318	3.304	3.329	2.952	2.967	2.814	2.861	2.981	3.004	2.998	3.006	2.993	3.012	3.010
Ti	0.023	0.029	0.024	0.025	0.004	0.018	0.256	0.137	0.005	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002
Al	1.559	1.525	1.539	1.515	2.053	1.992	1.931	1.982	2.025	1.979	1.994	1.989	1.988	1.989	2.014
Fe	1.090	1.127	1.129	1.160	2.073	2.135	2.098	2.114	2.022	1.757	1.715	1.738	1.775	1.762	1.761
Mn	0.018	0.022	0.021	0.021	0.083	0.132	0.103	0.069	0.130	0.092	0.099	0.106	0.102	0.096	0.088
Mg	0.973	0.971	0.975	0.953	0.256	0.193	0.168	0.295	0.203	0.760	0.807	0.790	0.770	0.750	0.764
Ca	0.892	0.899	0.911	0.885	0.596	0.582	0.593	0.553	0.636	0.415	0.388	0.370	0.381	0.384	0.343
TOTAL	7.877	7.891	7.903	7.888	8.017	8.019	7.964	8.011	8.002	8.007	8.003	7.999	8.011	7.993	7.981
Py	32.718	32.167	32.112	31.561	8.518	6.354	5.675	9.730	6.776	25.132	26.817	26.289	25.419	25.063	25.854
Alm	36.662	37.328	37.190	38.417	68.916	70.191	70.852	69.732	67.613	58.105	56.998	57.868	58.618	58.904	59.578
Gro	30.005	29.792	30.017	29.327	19.806	19.118	20.011	18.252	21.250	13.735	12.890	12.318	12.587	12.836	11.601
Sp	0.615	0.713	0.681	0.695	2.761	4.337	3.463	2.286	4.360	3.028	3.295	3.524	3.377	3.197	2.967
No Oxyg	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

ادامه جدول ۴-۴.

Plagioclase			
	BJA-292	BJA-292	BJA-292
SiO ₂	57.429	56.316	56.542
TiO ₂	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	26.412	26.901	26.481
FeO	0.038	0.006	0.039
CaO	8.731	9.290	9.015
Na ₂ O	6.539	6.193	6.401
K ₂ O	0.040	0.029	0.040
TOTAL	99.189	98.735	98.518
Si	2.591	2.557	2.573
Ti	0.000	0.000	0.000
Al	1.404	1.440	1.420
Fe(ii)	0.001	0.000	0.001
Ca	0.422	0.452	0.439
Na	0.572	0.545	0.565
K	0.002	0.002	0.002
TOTAL	4.994	4.996	5.001
An	42.36	45.25	43.66
Ab	57.41	54.58	56.10
Or	0.23	0.17	0.23
No Oxyg	8	8	8

Muscovite				
	BJA-310	BJA-310	BJA-310	BJA-310
SiO ₂	48.172	48.269	48.374	47.636
TiO ₂	0.837	0.867	0.729	0.828
Al ₂ O ₃	26.484	25.886	27.294	26.781
FeO	5.214	5.393	4.848	5.378
MnO	0.027	0.032	0.024	0.006
MgO	2.324	2.431	2.470	2.288
CaO	0.067	0.073	0.065	0.042
Na ₂ O	0.179	0.223	0.212	0.249
K ₂ O	10.331	10.427	10.056	10.157
TOTAL	92.988	92.954	93.425	92.718
Si	3.331	3.346	3.315	3.305
Ti	0.044	0.045	0.038	0.043
Al	2.158	2.114	2.204	2.190
Fe(ii)	0.301	0.313	0.278	0.312
Mn	0.002	0.002	0.001	0.000
Mg	0.240	0.251	0.252	0.237
Ca	0.005	0.005	0.005	0.003
Na	0.024	0.030	0.028	0.033
K	0.911	0.922	0.879	0.899
TOTAL	7.015	7.028	6.999	7.023
No Oxyg	11	11	11	11

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی از کانی‌های بیوتیت گرانیت‌ها

Biotite															
	BJA-310.1	BJA-310.1	BJA-310.1	BJA-405	BJA-405	BJA-439	BJA-439	BJA-439	BJA-439	BJA-439	BJA-439.2	BJA-439.2	BJA-439.2	BJA-439.2	BJA-439.2
SiO ₂	38.518	38.067	37.188	36.523	36.281	35.911	36.007	35.863	36.385	35.931	35.837	35.980	36.181	36.049	36.152
TiO ₂	2.602	2.442	2.260	2.820	3.429	2.381	2.546	2.601	2.896	2.753	1.516	1.547	1.624	1.595	1.753
Al ₂ O ₃	15.114	14.651	15.207	16.215	15.977	16.228	16.285	16.589	16.212	16.008	16.310	16.508	16.832	16.653	16.653
FeO	20.643	20.604	21.227	22.330	22.152	22.217	22.280	22.252	22.159	22.723	23.432	23.336	23.177	23.132	23.136
MnO	0.092	0.114	0.119	0.296	0.267	0.145	0.155	0.167	0.130	0.142	0.322	0.283	0.272	0.306	0.295
MgO	10.705	10.391	10.171	6.886	6.370	7.744	7.845	7.617	7.612	7.548	7.562	7.572	7.563	7.547	7.483
CaO	0.079	0.105	0.137	0.000	0.000	0.101	0.107	0.103	0.086	0.110	0.157	0.153	0.183	0.174	0.132
Na ₂ O	0.059	0.057	0.065	0.086	0.110	0.125	0.108	0.112	0.130	0.165	0.110	0.095	0.077	0.118	0.091
K ₂ O	9.449	9.269	9.064	9.503	9.479	8.405	8.464	8.187	8.755	8.034	8.279	8.405	8.306	8.224	8.596
TOTAL	96.614	95.053	94.791	94.012	93.418	92.610	93.150	92.844	93.718	92.767	92.878	93.232	93.568	93.151	93.644
Si	2.880	2.896	2.847	2.844	2.843	2.823	2.815	2.808	2.827	2.822	2.826	2.824	2.822	2.826	2.824
Ti	0.146	0.140	0.130	0.165	0.202	0.141	0.150	0.153	0.169	0.163	0.090	0.091	0.095	0.094	0.103
Al	1.332	1.313	1.372	1.488	1.476	1.503	1.500	1.531	1.484	1.481	1.516	1.527	1.547	1.538	1.533
Fe(ii)	1.290	1.311	1.359	1.454	1.452	1.460	1.456	1.457	1.440	1.492	1.545	1.532	1.512	1.516	1.511
Mn	0.006	0.007	0.008	0.020	0.018	0.010	0.010	0.011	0.009	0.009	0.022	0.019	0.018	0.020	0.020
Mg	1.193	1.178	1.161	0.799	0.744	0.908	0.914	0.889	0.882	0.884	0.889	0.886	0.880	0.882	0.871
Ca	0.006	0.009	0.011	0.000	0.000	0.009	0.009	0.009	0.007	0.009	0.013	0.013	0.015	0.015	0.011
Na	0.009	0.008	0.010	0.013	0.017	0.019	0.016	0.017	0.020	0.025	0.017	0.014	0.012	0.018	0.014
K	0.901	0.899	0.885	0.944	0.948	0.843	0.844	0.818	0.868	0.805	0.833	0.842	0.826	0.822	0.856
TOTAL	7.763	7.762	7.784	7.726	7.699	7.715	7.715	7.691	7.705	7.690	7.751	7.749	7.728	7.731	7.742
No Oxyg	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

ادامه جدول ۴-۶.

Biotite						
	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-398.1
SiO ₂	36.711	36.562	36.406	37.337	36.632	37.338
TiO ₂	4.018	3.704	2.203	3.135	3.054	3.133
Al ₂ O ₃	16.176	16.270	16.230	16.455	16.262	16.465
FeO	24.179	23.736	23.668	23.291	23.664	23.346
MnO	0.222	0.252	0.241	0.253	0.282	0.263
MgO	5.721	5.801	6.152	6.447	6.059	6.087
CaO	0.047	0.051	0.058	0.065	0.029	0.031
Na ₂ O	0.050	0.077	0.048	0.104	0.081	0.060
K ₂ O	9.329	9.233	9.346	9.216	9.359	9.154
TOTAL	95.806	95.039	93.705	95.656	94.775	95.230
Si	2.823	2.829	2.859	2.856	2.843	2.867
Ti	0.232	0.216	0.130	0.180	0.178	0.181
Al	1.466	1.483	1.502	1.483	1.487	1.490
Fe(ii)	1.555	1.536	1.554	1.490	1.536	1.499
Mn	0.014	0.017	0.016	0.016	0.019	0.017
Mg	0.656	0.669	0.720	0.735	0.701	0.697
Ca	0.004	0.004	0.005	0.005	0.002	0.003
Na	0.007	0.012	0.007	0.015	0.012	0.009
K	0.915	0.911	0.936	0.899	0.926	0.897
TOTAL	7.673	7.676	7.731	7.680	7.705	7.660
No Oxyg	11	11	11	11	11	11

ادامه جدول ۴-۶.

Plagioclase											
	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-398.1	BJA-439.2	BJA-439.2	BJA-439.2	BJA-405	BJA-405	BJA-405	BJA-405
SiO ₂	63.916	64.519	65.007	68.095	63.539	64.745	63.862	62.775	62.875	63.885	64.36
TiO ₂	0.001	0.000	0.000	0.030	0.000	0.015	0.013	0.025	0.025	0	0
Al ₂ O ₃	21.019	22.017	21.547	19.572	21.471	21.542	21.920	22.995	23.135	22.785	22.41
FeO	0.059	0.024	0.053	0.016	0.054	0.000	0.095	0.03	0.02	0	0
CaO	2.717	3.618	2.943	0.679	3.626	3.308	3.511	4.345	4.435	3.51	2.94
Na ₂ O	9.579	9.320	9.610	10.996	9.620	10.003	9.784	9.15	9.16	9.395	9.74
K ₂ O	0.220	0.278	0.154	0.357	0.149	0.152	0.180	0.115	0.085	0.055	0.055
TOTAL	97.511	99.776	99.314	99.745	98.459	99.765	99.365	99.435	99.735	99.630	99.505
Si	2.883	2.851	2.878	2.986	2.850	2.863	2.839	2.792	2.788	2.824	2.845
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Al	1.117	1.146	1.124	1.011	1.135	1.123	1.149	1.205	1.209	1.187	1.168
Fe(ii)	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.131	0.171	0.140	0.032	0.174	0.157	0.167	0.207	0.211	0.166	0.139
Na	0.838	0.798	0.825	0.935	0.836	0.857	0.843	0.789	0.788	0.805	0.835
K	0.013	0.016	0.009	0.020	0.009	0.009	0.010	0.007	0.005	0.003	0.003
TOTAL	4.984	4.983	4.977	4.985	5.006	5.009	5.013	5.002	5.002	4.986	4.990
An	13.38	17.38	14.34	3.23	17.09	15.32	16.38	20.65	21.01	17.06	14.25
Ab	85.33	81.03	84.76	94.74	82.07	83.84	82.62	78.70	78.51	82.62	85.43
Or	1.29	1.59	0.89	2.02	0.84	0.84	1.00	0.65	0.48	0.32	0.32
No Oxyg	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

ادامه جدول ۴-۶.

Muscovite													
	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-307	BJA-310.1	BJA-310.1	BJA-310.1	BJA-310.1
SiO ₂	47.016	47.641	47.744	48.786	48.383	47.301	47.314	47.767	48.635	48.172	48.269	48.374	47.636
TiO ₂	0.110	0.216	0.072	0.252	0.061	0.101	0.201	0.122	0.115	0.837	0.867	0.729	0.828
Al ₂ O ₃	30.059	30.159	30.771	29.409	30.578	29.912	30.357	30.140	30.150	26.484	25.886	27.294	26.781
FeO	3.654	3.212	3.876	3.537	3.535	3.156	3.251	3.220	3.365	5.214	5.393	4.848	5.378
MnO	0.007	0.026	0.018	0.000	0.007	0.029	0.006	0.018	0.032	0.027	0.032	0.024	0.006
MgO	1.162	1.629	1.018	1.680	1.263	1.551	1.476	1.479	1.671	2.324	2.431	2.470	2.288
CaO	0.007	0.016	0.031	0.029	0.011	0.081	0.039	0.078	0.047	0.067	0.073	0.065	0.042
Na ₂ O	0.322	0.343	0.302	0.260	0.331	0.349	0.218	0.345	0.282	0.179	0.223	0.212	0.249
K ₂ O	10.555	10.501	10.396	10.385	10.378	10.265	10.475	10.106	10.250	10.331	10.427	10.056	10.157
TOTAL	92.245	93.096	93.581	93.691	93.900	92.098	92.690	92.628	93.900	92.988	92.954	93.425	92.718
Si	3.249	3.253	3.247	3.306	3.271	3.261	3.244	3.268	3.283	3.331	3.346	3.315	3.305
Ti	0.006	0.011	0.004	0.013	0.003	0.005	0.010	0.006	0.006	0.044	0.045	0.038	0.043
Al	2.448	2.427	2.467	2.349	2.436	2.430	2.453	2.430	2.399	2.158	2.114	2.204	2.190
Fe(ii)	0.211	0.183	0.220	0.200	0.200	0.182	0.186	0.184	0.190	0.301	0.313	0.278	0.312
Mn	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000
Mg	0.120	0.166	0.103	0.170	0.127	0.159	0.151	0.151	0.168	0.240	0.251	0.252	0.237
Ca	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.006	0.003	0.006	0.003	0.005	0.005	0.005	0.003
Na	0.043	0.045	0.040	0.034	0.043	0.047	0.029	0.046	0.037	0.024	0.030	0.028	0.033
K	0.930	0.915	0.902	0.898	0.895	0.903	0.916	0.882	0.883	0.911	0.922	0.879	0.899
TOTAL	7.008	7.003	6.986	6.972	6.977	6.994	6.992	6.974	6.971	7.015	7.028	6.999	7.023
No Oxyg	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

جدول ۴-۷- نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی از کانی‌های پگماتیت‌ها.

Garnet				
	BJA-271	BJA-271	BJA-271	BJA-271
SiO ₂	37.172	37.287	37.155	37.388
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.086
Al ₂ O ₃	21.424	20.902	21.521	21.213
FeO	32.710	32.384	32.376	32.890
MnO	7.068	7.026	7.052	7.234
MgO	2.207	2.167	2.048	1.949
CaO	0.856	0.809	0.832	0.902
TOTAL	101.437	100.575	100.984	101.662
Si	2.979	3.010	2.985	2.993
Ti	0.000	0.000	0.000	0.005
Al	2.023	1.989	2.038	2.001
Fe	2.192	2.186	2.175	2.202
Mn	0.480	0.480	0.480	0.490
Mg	0.264	0.261	0.245	0.233
Ca	0.073	0.070	0.072	0.077
TOTAL	8.010	7.996	7.996	8.001
Py	8.763	8.702	8.254	7.748
Alm	72.850	72.937	73.190	73.338
Gro	2.443	2.334	2.410	2.577
Sp	15.944	16.027	16.146	16.337
No Oxyg	12	12	12	12

Tourmaline					
	BJA-271	BJA-271	BJA-271	BJA-271	BJA-271
SiO ₂	35.529	36.419	36.049	36.292	36.21
TiO ₂	0.499	0.362	0.45	0.48	0.301
Al ₂ O ₃	33.231	31.806	33.982	33.862	33.111
Cr ₂ O ₃	0.194	0.01	0	0	0.012
FeO	8.169	11.45	9.282	9.246	9.465
MgO	4.968	4.049	4.072	4.151	4.445
CaO	0.462	0.158	0.306	0.383	0.294
MnO	0.043	0.129	0.087	0.082	0.079
Na ₂ O	2.283	2.669	2.084	2.018	2.314
K ₂ O	0.075	0.057	0.05	0.062	0.066
H ₂ O*	3.64	3.64	3.67	3.68	3.65
B ₂ O ₃ *	10.54	10.55	10.63	10.66	10.59
Li ₂ O*	0.36	0.28	0.35	0.37	0.33
Total	99.99	101.58	101.00	101.28	100.87
Si	5.860	6.000	5.895	5.916	5.942
Al	0.140	0.000	0.105	0.084	0.058
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al	0.320	0.176	0.444	0.421	0.346
Ti	0.062	0.045	0.055	0.059	0.037
Cr	0.025	0.001	0.000	0.000	0.002
Mg	1.222	0.994	0.993	1.009	1.087
Mn	0.006	0.018	0.012	0.011	0.011
Fe ³⁺	1.127	1.578	1.269	1.260	1.299
Li*	0.238	0.188	0.227	0.239	0.218
Ca	0.082	0.028	0.054	0.067	0.052
Na	0.730	0.853	0.661	0.638	0.736
K	0.016	0.012	0.010	0.013	0.014

جدول ۴-۸ - نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی از کانی‌های گابرو دیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های تریاس پسین.

Plagioclase											
	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-336.1	BJA-336.1	BJA-336.1	BJA-336.1	BJA-336.1	BJA-336.1
SiO ₂	69.240	59.362	64.547	64.602	67.590	55.619	59.192	56.004	57.591	58.255	59.090
TiO ₂	0.000	0.000	0.010	0.017	0.005	0.015	0.034	0.000	0.004	0.000	0.043
Al ₂ O ₃	19.233	25.774	21.621	22.818	20.144	27.039	24.925	26.635	25.833	25.495	25.465
FeO	0.040	0.473	0.447	0.463	0.308	0.022	0.004	0.017	0.026	0.011	0.039
CaO	2.124	1.039	1.344	0.647	0.731	9.596	7.306	9.369	8.203	7.819	6.813
Na ₂ O	9.170	6.319	9.317	7.251	10.778	5.851	7.327	5.988	6.644	7.007	7.928
K ₂ O	0.225	4.103	0.820	2.709	0.391	0.160	0.103	0.093	0.127	0.140	0.150
TOTAL	100.032	97.070	98.106	98.507	99.947	98.302	98.891	98.106	98.428	98.727	99.528
Si	3.013	2.721	2.890	2.881	2.962	2.541	2.668	2.560	2.615	2.635	2.650
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	0.986	1.392	1.141	1.199	1.040	1.456	1.324	1.435	1.382	1.359	1.346
Fe(ii)	0.001	0.018	0.017	0.017	0.011	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Ca	0.099	0.051	0.064	0.031	0.034	0.470	0.353	0.459	0.399	0.379	0.327
Na	0.774	0.562	0.809	0.627	0.916	0.518	0.640	0.531	0.585	0.615	0.689
K	0.012	0.240	0.047	0.154	0.022	0.009	0.006	0.005	0.007	0.008	0.009
TOTAL	4.886	4.984	4.967	4.910	4.986	4.995	4.992	4.991	4.990	4.996	5.024
An	11.19	5.99	7.01	3.81	3.53	47.10	35.32	46.12	40.26	37.84	31.93
Ab	87.40	65.87	87.90	77.21	94.22	51.97	64.09	53.34	59.00	61.36	67.23
Or	1.41	28.14	5.09	18.98	2.25	0.94	0.59	0.55	0.74	0.81	0.84
No Oxyg	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

ادامه جدول ۴-۸.

Biotite						
	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1
SiO ₂	30.622	28.925	31.265	31.412	33.104	32.362
TiO ₂	2.729	1.368	2.125	2.816	3.186	1.763
Al ₂ O ₃	16.399	16.895	16.715	15.611	15.531	16.329
FeO	25.656	27.118	25.293	24.981	24.166	25.646
MnO	0.519	0.614	0.625	0.485	0.427	0.465
MgO	10.763	11.374	10.669	10.504	9.714	10.607
CaO	0.175	0.109	0.124	0.205	0.256	0.136
Na ₂ O	0.044	0.009	0.055	0.045	0.044	0.046
K ₂ O	2.532	1.404	3.164	3.428	5.066	4.012
TOTAL	88.792	87.169	89.388	88.840	90.847	90.719
Si	2.511	2.430	2.546	2.577	2.657	2.605
Ti	0.168	0.086	0.130	0.174	0.192	0.107
Al	1.585	1.673	1.604	1.510	1.469	1.549
Fe(ii)	1.759	1.905	1.722	1.714	1.622	1.726
Mn	0.036	0.044	0.043	0.034	0.029	0.032
Mg	1.316	1.424	1.295	1.285	1.162	1.273
Ca	0.015	0.010	0.011	0.018	0.022	0.012
Na	0.007	0.001	0.009	0.007	0.007	0.007
K	0.265	0.150	0.329	0.359	0.519	0.412
TOTAL	7.664	7.723	7.690	7.677	7.679	7.723
No Oxyg	11	11	11	11	11	11

Orthose			
	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1
SiO ₂	65.193	65.302	64.601
TiO ₂	0.003	0.000	0.022
Al ₂ O ₃	18.020	17.922	17.863
FeO	0.045	0.055	0.028
CaO	0.082	0.012	0.031
Na ₂ O	0.766	0.685	0.675
K ₂ O	14.904	15.204	15.155
TOTAL	99.013	99.180	98.375
Si	3.021	3.025	3.019
Ti	0.000	0.000	0.001
Al	0.984	0.978	0.984
Fe(ii)	0.002	0.002	0.001
Ca	0.004	0.001	0.002
Na	0.069	0.062	0.061
K	0.881	0.898	0.903
TOTAL	4.961	4.966	4.971
An	0.43	0.06	0.16
Ab	7.21	6.40	6.33
Or	92.36	93.53	93.51
No Oxyg	8	8	8

ادامه جدول ۴-۸.

Amphibole												
	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-320.1	BJA-341.2	BJA-341.2	BJA-341.2	BJA-341.2	BJA-341.2	BJA-341.2
SiO ₂	47.17	46.51	46.46	46.42	46.60	45.71	42.48	43.65	43.77	44.22	44.30	43.77
TiO ₂	0.76	0.77	0.84	0.90	0.90	0.92	1.04	1.49	1.17	1.75	1.63	1.39
Al ₂ O ₃	7.56	7.51	8.25	7.77	7.99	8.30	12.43	12.99	13.17	13.27	13.67	12.40
Cr ₂ O ₃	0.03	0.11	0.02	0.05	0.06	0.04	0.05	0.59	0.00	0.08	0.07	0.02
Fe ₂ O ₃	1.15	1.97	1.60	1.18	1.99	2.26	7.05	9.17	7.54	10.18	9.81	7.97
FeO	16.35	15.70	16.06	16.58	16.02	15.45	7.37	5.60	6.98	4.49	4.99	6.47
MnO	0.47	0.44	0.46	0.47	0.49	0.48	0.29	0.30	0.30	0.33	0.34	0.29
MgO	9.94	10.33	9.81	9.62	9.94	9.85	11.27	12.04	11.89	12.61	12.34	11.98
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	11.73	12.09	11.80	11.63	11.84	11.69	10.81	10.64	11.07	10.62	10.63	10.81
Na ₂ O	0.82	0.81	0.82	0.91	0.89	0.90	1.46	1.76	1.65	1.75	1.76	1.55
K ₂ O	0.74	0.71	0.82	0.81	0.81	0.85	0.37	0.43	0.42	0.42	0.52	0.34
H ₂ O*	1.99	1.99	1.99	1.98	2.00	1.98	1.99	2.08	2.07	2.12	2.12	2.05
Total	98.71	98.96	98.92	98.32	99.52	98.43	96.61	100.74	100.03	101.83	102.17	99.03
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	7.095	6.995	6.985	7.034	6.974	6.916	6.388	6.282	6.346	6.266	6.265	6.397
Si	0.905	1.005	1.015	0.966	1.026	1.084	1.612	1.718	1.654	1.734	1.735	1.603
Al ^{iv}	0.436	0.326	0.446	0.422	0.383	0.395	0.590	0.485	0.596	0.483	0.543	0.533
Al ^{vi}	0.086	0.087	0.094	0.102	0.101	0.104	0.118	0.162	0.128	0.187	0.173	0.153
Ti	0.003	0.013	0.002	0.006	0.007	0.005	0.006	0.067	0.000	0.008	0.007	0.002
Cr	0.130	0.223	0.181	0.135	0.224	0.257	0.798	0.993	0.823	1.085	1.044	0.876
Fe ³⁺	2.057	1.975	2.019	2.101	2.005	1.954	0.926	0.674	0.847	0.532	0.590	0.791
Mn	0.060	0.056	0.059	0.060	0.062	0.062	0.037	0.037	0.037	0.039	0.040	0.036
Mg	2.229	2.315	2.198	2.174	2.218	2.221	2.525	2.583	2.570	2.665	2.601	2.609
Ni	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	1.891	1.948	1.900	1.888	1.898	1.895	1.742	1.640	1.720	1.613	1.610	1.692
Na	0.239	0.235	0.239	0.266	0.259	0.265	0.427	0.491	0.463	0.482	0.482	0.440
K	0.143	0.136	0.156	0.157	0.155	0.164	0.072	0.079	0.077	0.076	0.093	0.063
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	17.272	17.320	17.296	17.311	17.312	17.324	17.240	17.210	17.260	17.170	17.185	17.195
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (B)	0.109	0.052	0.100	0.112	0.102	0.105	0.258	0.360	0.280	0.387	0.390	0.308
(Na+K) (A)	0.272	0.320	0.296	0.311	0.312	0.324	0.240	0.210	0.260	0.170	0.185	0.195
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.520	0.540	0.521	0.508	0.525	0.532	0.732	0.793	0.752	0.834	0.815	0.767

ادامه جدول ۴-۸.

Amphibole											
	BJA-313	BJA-313	BJA-313	BJA-313	BJA-313	BJA-340.1	BJA-340.1	BJA-340.1	BJA-340.1	BJA-340.1	BJA-340.1
SiO ₂	43.43	43.03	42.84	42.97	42.78	45.63	47.39	47.10	44.67	44.74	44.37
TiO ₂	0.68	0.70	0.70	0.75	0.58	0.72	0.71	1.05	0.71	1.37	1.74
Al ₂ O ₃	14.55	14.13	14.24	14.29	14.53	11.22	9.41	9.54	11.59	11.26	11.38
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00
Fe ₂ O ₃	5.87	7.88	8.55	8.84	6.55	7.13	6.61	7.49	7.93	6.84	6.60
FeO	11.34	9.63	9.10	8.99	10.38	7.07	6.85	6.43	6.76	7.02	8.19
MnO	0.41	0.41	0.44	0.41	0.36	0.21	0.20	0.23	0.24	0.19	0.20
MgO	9.19	9.42	9.35	9.47	9.31	12.60	13.57	13.67	12.57	12.87	12.21
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
CaO	10.81	10.67	10.49	10.55	10.96	11.10	11.20	11.25	11.27	11.28	11.21
Na ₂ O	1.97	1.65	1.64	1.64	1.61	1.49	1.25	1.25	1.52	1.48	1.48
K ₂ O	0.45	0.42	0.45	0.46	0.42	0.27	0.25	0.31	0.37	0.44	0.58
H ₂ O*	2.05	2.04	2.04	2.05	2.03	2.07	2.08	2.09	2.06	2.06	2.06
Total	100.77	100.02	99.85	100.40	99.54	99.54	99.51	100.42	99.72	99.58	100.05
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.340	6.313	6.292	6.277	6.308	6.615	6.836	6.749	6.491	6.505	6.459
Al ^{iv}	1.660	1.687	1.708	1.723	1.692	1.385	1.164	1.251	1.509	1.495	1.541
Al ^{vi}	0.843	0.757	0.756	0.737	0.833	0.532	0.436	0.360	0.476	0.433	0.411
Ti	0.074	0.077	0.077	0.082	0.065	0.079	0.077	0.113	0.077	0.150	0.191
Cr	0.002	0.003	0.003	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.645	0.870	0.945	0.971	0.727	0.778	0.717	0.808	0.867	0.749	0.723
Fe ²⁺	1.385	1.182	1.118	1.098	1.280	0.857	0.827	0.771	0.822	0.853	0.997
Mn	0.051	0.051	0.054	0.050	0.045	0.026	0.024	0.028	0.029	0.024	0.025
Mg	2.000	2.061	2.047	2.062	2.047	2.723	2.919	2.920	2.723	2.790	2.649
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004
Ca	1.690	1.678	1.650	1.651	1.731	1.724	1.731	1.728	1.755	1.757	1.749
Na	0.558	0.469	0.467	0.464	0.460	0.419	0.348	0.347	0.427	0.418	0.419
K	0.084	0.078	0.084	0.085	0.078	0.050	0.046	0.056	0.068	0.082	0.108
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	17.332	17.225	17.201	17.200	17.269	17.192	17.125	17.130	17.250	17.257	17.276
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (B)	0.310	0.322	0.350	0.349	0.269	0.276	0.269	0.272	0.245	0.243	0.251
(Na+K) (A)	0.332	0.225	0.201	0.200	0.269	0.192	0.125	0.130	0.250	0.257	0.276
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.591	0.636	0.647	0.652	0.615	0.761	0.779	0.791	0.768	0.766	0.727

ادامه جدول ۴-۸.

Amphibole								
	BJA-341	BJA-341	BJA-341	BJA-341	BJA-341.1	BJA-341.1	BJA-341.1	BJA-341.1
SiO ₂	53.02	55.17	56.61	56.60	41.53	43.53	43.60	42.68
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.00	1.11	1.27	1.32	0.86
Al ₂ O ₃	28.02	25.50	25.63	26.66	10.10	10.27	9.21	11.39
Cr ₂ O ₃	0.02	0.07	0.06	0.00	0.04	0.03	0.03	0.05
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	6.57	6.90	5.75	5.03
FeO	0.15	0.14	0.09	0.04	11.97	11.12	11.81	13.15
MnO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.49	0.46	0.45	0.48
MgO	0.13	0.15	0.08	0.01	9.49	10.18	10.14	9.10
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
CaO	7.15	2.79	6.01	8.88	11.22	11.01	11.13	11.21
Na ₂ O	5.31	5.04	6.85	6.34	1.01	1.14	0.92	1.24
K ₂ O	1.46	2.90	0.85	0.13	1.06	0.97	0.81	0.99
H ₂ O*	2.21	2.16	2.25	2.30	1.93	2.00	1.96	1.97
Total	97.50	93.95	98.45	100.96	96.56	98.88	97.14	98.16
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	7.186	7.662	7.550	7.391	6.441	6.529	6.654	6.486
Al ^{iv}	0.814	0.338	0.450	0.609	1.559	1.471	1.346	1.514
Al ^{vi}	3.663	3.836	3.579	3.494	0.286	0.345	0.310	0.526
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.129	0.144	0.152	0.099
Cr	0.002	0.008	0.006	0.000	0.005	0.004	0.004	0.006
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.767	0.779	0.661	0.575
Fe ²⁺	0.017	0.016	0.010	0.004	1.552	1.394	1.507	1.671
Mn	0.002	0.000	0.000	0.001	0.064	0.058	0.058	0.061
Mg	0.027	0.030	0.016	0.002	2.193	2.277	2.307	2.061
Ni	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Ca	1.038	0.415	0.859	1.242	1.865	1.769	1.820	1.826
Na	1.396	1.357	1.772	1.605	0.304	0.332	0.271	0.365
K	0.252	0.513	0.145	0.022	0.210	0.185	0.157	0.193
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	16.398	16.181	16.389	16.371	17.379	17.287	17.248	17.383
(Ca+Na) (B)	2.000	1.772	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (B)	0.962	1.357	1.141	0.758	0.135	0.231	0.180	0.174
(Na+K) (A)	0.686	0.513	0.776	0.869	0.379	0.287	0.248	0.383
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.613	0.652	0.611	0.325	0.586	0.620	0.605	0.552

جدول ۵-۲- نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی زیرکن‌های استخراج شده از نمونه‌های سنگی متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه جندق - عروسان و مقادیر U, Th, و سن‌های U/Pb و Pb/Pb

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Neoproterozoic																	
Biotite-Granite																	
398-1@14	0.53727	1.79	0.0680	1.66	0.92884	502.9	14.5	436.6	6.4	424.2	6.8	423.1	6.9	1752	862	141	0.492
398-1@02	0.58193	1.61	0.0732	1.50	0.93519	518.0	12.4	465.7	6.0	455.2	6.6	454.2	6.7	1592	305	131	0.192
398-1@1	0.57912	2.04	0.0738	1.51	0.74204	489.3	29.8	463.9	7.6	458.8	6.7	458.3	6.8	471	109	40	0.231
398-1@07	0.62904	1.71	0.0794	1.50	0.87799	507.9	17.9	495.5	6.7	492.8	7.1	492.6	7.3	1212	294	109	0.242
398-1@05	0.64006	1.61	0.0816	1.50	0.93682	487.0	12.3	502.3	6.4	505.7	7.3	506.0	7.4	1004	223	93	0.222
398-1@12	0.66809	1.74	0.0841	1.50	0.86408	515.3	19.1	519.5	7.1	520.5	7.5	520.6	7.6	633	138	60	0.217
398-1@08	0.68163	1.65	0.0852	1.50	0.90967	530.3	14.9	527.8	6.8	527.2	7.6	527.1	7.7	890	263	87	0.296
398-1@10	0.68104	1.72	0.0856	1.50	0.87141	519.1	18.4	527.4	7.1	529.3	7.6	529.5	7.8	551	146	54	0.265
398-1@11	0.69048	1.76	0.0857	1.50	0.85108	545.1	20.1	533.1	7.3	530.3	7.6	530.0	7.8	533	181	53	0.339
398-1@18	0.69053	1.62	0.0861	1.53	0.94693	536.0	11.3	533.1	6.7	532.5	7.8	532.4	8.0	1268	301	124	0.238
398-1@09	0.69271	1.73	0.0861	1.50	0.86700	542.4	18.7	534.4	7.2	532.6	7.7	532.4	7.8	421	313	47	0.744
398-1@04	0.68823	1.70	0.0862	1.51	0.88634	525.0	17.2	531.7	7.1	533.3	7.7	533.4	7.9	601	152	59	0.254
398-1@19	0.68959	1.64	0.0864	1.50	0.91827	525.3	14.1	532.6	6.8	534.2	7.7	534.4	7.8	729	183	72	0.251
398-1@16	0.70364	1.75	0.0874	1.51	0.86443	543.7	19.1	541.0	7.3	540.3	7.8	540.3	8.0	750	202	75	0.269
398-1@17	0.69688	1.63	0.0875	1.50	0.92225	522.0	13.7	536.9	6.8	540.5	7.8	540.8	7.9	1009	554	109	0.549
398-1@06	0.71048	1.66	0.0875	1.50	0.90566	562.4	15.2	545.0	7.0	540.9	7.8	540.5	7.9	801	306	83	0.382
398-1@13	0.71235	2.50	0.0887	1.50	0.60054	540.1	43.2	546.1	10.6	547.6	7.9	547.7	8.1	367	115	38	0.313
398-1@20	0.70760	1.79	0.0888	1.51	0.84458	522.6	20.9	543.3	7.6	548.3	7.9	548.8	8.1	798	239	82	0.299
398-1@15	0.71294	1.61	0.0889	1.50	0.93414	536.3	12.5	546.5	6.8	548.9	7.9	549.2	8.0	970	248	98	0.256
398-1@03	0.72081	1.68	0.0897	1.50	0.89344	541.0	16.5	551.1	7.2	553.6	8.0	553.8	8.1	580	196	61	0.338
405@07	0.36537	1.81	0.0494	1.50	0.82999	355.7	22.7	316.2	4.9	310.9	4.6	310.4	4.6	2578	375	140	0.146
405@06	0.56061	1.63	0.0715	1.51	0.93065	486.8	13.1	451.9	6.0	445.1	6.5	444.5	6.6	1143	290	93	0.254
405@08	0.62474	2.18	0.0777	1.71	0.78733	542.5	29.1	492.8	8.5	482.2	8.0	481.2	8.1	833	143	72	0.171
405@11	0.61938	2.55	0.0781	2.48	0.97553	510.2	12.3	489.5	9.9	485.0	11.6	484.6	11.8	928	165	81	0.178
405@20	0.63279	1.67	0.0792	1.60	0.95727	527.0	10.5	497.8	6.6	491.5	7.6	490.9	7.7	706	178	64	0.253
405@10	0.64009	1.64	0.0797	1.52	0.92565	539.9	13.5	502.4	6.5	494.2	7.2	493.4	7.3	761	241	71	0.317
405@14	0.65705	1.64	0.0821	1.53	0.93693	532.4	12.5	512.8	6.6	508.4	7.5	508.0	7.6	569	465	61	0.818
405@19	0.67132	1.55	0.0840	1.50	0.96895	528.9	8.4	521.5	6.3	519.8	7.5	519.7	7.6	962	206	91	0.214
405@12	0.68089	1.64	0.0854	1.58	0.96547	524.1	9.3	527.3	6.8	528.1	8.0	528.1	8.2	882	184	84	0.209
405@18	0.68714	1.66	0.0856	1.50	0.90571	537.7	15.3	531.1	6.9	529.5	7.6	529.4	7.8	312	157	32	0.504
405@13	0.69550	1.61	0.0865	1.53	0.95129	542.2	10.8	536.1	6.7	534.7	7.9	534.5	8.0	419	122	42	0.291
405@16	0.69969	1.56	0.0871	1.51	0.96528	539.6	8.9	538.6	6.5	538.4	7.8	538.4	7.9	608	149	60	0.245
405@15	0.69958	1.71	0.0873	1.51	0.88266	534.3	17.5	538.5	7.2	539.5	7.8	539.6	7.9	409	115	41	0.280
405@09	0.70403	1.55	0.0877	1.50	0.96678	538.5	8.7	541.2	6.5	541.8	7.8	541.9	8.0	633	148	63	0.234
405@17	0.69156	6.53	0.0883	1.73	0.26502	484.9	133.4	533.7	27.5	545.2	9.1	546.3	9.3	895	172	88	0.192
405@1	0.71204	1.58	0.0883	1.52	0.96328	547.6	9.2	546.0	6.7	545.6	8.0	545.5	8.1	609	265	64	0.434

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Neoproterzoic																	
Biotite-Granite																	
405@03	0.72313	1.61	0.0893	1.55	0.96353	556.5	9.3	552.5	6.9	551.6	8.2	551.5	8.3	743	180	75	0.242
405@02	0.72710	1.70	0.0897	1.50	0.88348	559.2	17.2	554.9	7.3	553.8	8.0	553.7	8.1	362	88	37	0.242
405@05	0.72471	1.74	0.0902	1.64	0.94259	540.1	12.6	553.4	7.4	556.7	8.7	557.0	8.9	252	66	26	0.261
405@04	0.80886	1.67	0.0976	1.53	0.91220	607.9	14.8	601.8	7.6	600.2	8.8	600.0	8.9	285	156	34	0.546
439-2@11	0.65666	1.56	0.0829	1.51	0.96727	509.0	8.7	512.6	6.3	513.4	7.5	513.4	7.6	1247	197	114	0.158
439-2@18	0.68637	1.62	0.0849	1.50	0.92686	554.1	13.2	530.6	6.7	525.2	7.6	524.7	7.7	275	117	28	0.424
439-2@17	0.67949	1.61	0.0850	1.52	0.94196	530.1	11.8	526.5	6.6	525.6	7.7	525.5	7.8	377	169	38	0.448
439-2@19	0.68505	1.58	0.0852	1.50	0.95070	542.8	10.7	529.8	6.5	526.8	7.6	526.5	7.7	432	152	43	0.352
439-2@13	0.68564	1.78	0.0856	1.68	0.94230	532.2	13.0	530.2	7.4	529.7	8.6	529.7	8.7	287	123	29	0.430
439-2@08	0.69157	1.53	0.0858	1.50	0.97949	546.7	6.7	533.7	6.4	530.7	7.7	530.4	7.8	1109	502	114	0.453
439-2@12	0.69183	1.59	0.0860	1.52	0.95609	543.7	10.2	533.9	6.6	531.6	7.8	531.4	7.9	469	193	48	0.412
439-2@04	0.69627	1.75	0.0861	1.68	0.96023	554.8	10.6	536.6	7.3	532.3	8.6	531.9	8.7	575	128	56	0.222
439-2@15	0.68693	1.76	0.0861	1.50	0.85488	523.5	19.9	531.0	7.3	532.7	7.7	532.8	7.8	262	107	27	0.408
439-2@16	0.69385	1.56	0.0866	1.50	0.96276	534.7	9.2	535.1	6.5	535.2	7.7	535.2	7.9	598	226	61	0.378
439-2@05	0.69373	1.62	0.0867	1.50	0.92708	530.5	13.2	535.0	6.8	536.1	7.7	536.2	7.9	263	134	28	0.510
439-2@20	0.69709	1.61	0.0867	1.52	0.94437	540.3	11.6	537.1	6.7	536.3	7.8	536.2	8.0	377	165	39	0.436
439-2@10	0.70097	1.57	0.0873	1.51	0.95932	538.2	9.7	539.4	6.6	539.6	7.8	539.7	8.0	465	191	48	0.411
439-2@09	0.70941	1.72	0.0876	1.52	0.88848	557.4	17.1	544.4	7.3	541.3	7.9	541.0	8.1	513	134	51	0.262
439-2@1	0.71082	1.61	0.0880	1.54	0.95263	551.9	10.7	545.2	6.8	543.6	8.0	543.5	8.2	426	136	43	0.319
439-2@14	0.70115	1.72	0.0880	1.50	0.87312	521.3	18.3	539.5	7.2	543.8	7.8	544.2	8.0	396	192	42	0.485
439-2@06	0.70995	1.66	0.0883	1.57	0.94119	541.9	12.2	544.7	7.0	545.4	8.2	545.5	8.3	724	175	72	0.242
439-2@03	0.71757	1.75	0.0886	1.67	0.95093	558.5	11.8	549.2	7.5	547.0	8.7	546.8	8.9	907	260	92	0.286
439-2@07	0.71839	2.36	0.0898	2.05	0.86717	531.7	25.5	549.7	10.1	554.1	10.9	554.5	11.1	1186	303	121	0.255
439-2@02	10.3964 6	2.11	0.4511	1.62	0.76809	2529. 3	22.5	2470. 7	19.8	2400. 2	32.6	2350.6	44.2	103	104	67	1.004

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Neoproterzoic																	
Biotite-Granite																	
307-1@19	0.23269	1.68	0.0335	1.54	0.91814	209.2	15.3	212.4	3.2	212.7	3.2	212.7	3.2	917	83	33	0.091
307-1@06	0.67454	1.83	0.0842	1.54	0.84405	532.8	21.3	523.5	7.5	521.3	7.7	521.1	7.9	753	261	75	0.347
307-1@16	0.67961	1.64	0.0845	1.50	0.91593	541.6	14.3	526.5	6.8	523.1	7.6	522.8	7.7	450	146	44	0.324
307-1@08	0.69074	1.89	0.0853	1.51	0.79467	558.0	24.9	533.2	7.9	527.5	7.6	526.9	7.8	443	107	43	0.241
307-1@13	0.68381	1.59	0.0855	1.50	0.94511	529.4	11.3	529.1	6.6	529.0	7.6	529.0	7.8	491	111	47	0.227
307-1@18	0.69170	1.60	0.0858	1.56	0.97332	546.4	8.0	533.8	6.7	530.9	8.0	530.6	8.1	850	333	86	0.392
307-1@20	0.68478	1.61	0.0859	1.50	0.93238	521.6	12.7	529.7	6.7	531.5	7.7	531.7	7.8	403	183	41	0.454
307-1@17	0.68914	1.54	0.0861	1.50	0.97384	532.0	7.7	532.3	6.4	532.3	7.7	532.4	7.8	795	145	76	0.183
307-1@10	0.69707	1.56	0.0864	1.50	0.96548	548.6	8.8	537.0	6.5	534.3	7.7	534.1	7.9	1034	267	102	0.258
307-1@12	0.69036	1.81	0.0864	1.53	0.84270	527.4	21.3	533.0	7.5	534.3	7.8	534.5	8.0	248	120	26	0.485
307-1@14	0.69421	1.54	0.0866	1.51	0.97697	536.0	7.2	535.3	6.4	535.2	7.7	535.2	7.9	831	274	83	0.329
307-1@09	0.70276	1.59	0.0867	1.52	0.95754	558.3	10.0	540.4	6.7	536.2	7.8	535.8	8.0	606	148	60	0.243
307-1@07	0.70442	1.60	0.0872	1.50	0.93939	552.5	11.9	541.4	6.7	538.8	7.8	538.5	7.9	307	132	32	0.432
307-1@11	0.70078	1.55	0.0873	1.50	0.96745	536.9	8.6	539.3	6.5	539.8	7.8	539.9	7.9	712	284	73	0.399
307-1@05	0.70867	1.57	0.0879	1.52	0.97099	547.7	8.2	544.0	6.6	543.1	7.9	543.0	8.1	880	234	88	0.265
307-1@15	0.70765	1.59	0.0879	1.52	0.95497	543.3	10.3	543.4	6.7	543.4	7.9	543.4	8.0	408	122	41	0.300
307-1@04	0.71228	1.68	0.0888	1.51	0.89557	535.8	16.3	546.1	7.1	548.6	7.9	548.8	8.1	176	86	19	0.492
307-1@02	0.72187	1.79	0.0893	1.70	0.94646	553.4	12.6	551.8	7.7	551.4	9.0	551.3	9.1	281	111	30	0.395
307-1@1	0.71687	1.93	0.0893	1.78	0.92429	537.0	16.0	548.8	8.2	551.7	9.4	551.9	9.6	250	123	27	0.490
307-1@03	0.72006	1.59	0.0897	1.50	0.94494	539.2	11.3	550.7	6.8	553.5	8.0	553.8	8.1	468	206	50	0.441
Alkali-Felspar Granite																	
389@13	0.60241	1.80	0.0760	1.53	0.84880	509.6	20.8	478.8	6.9	472.3	7.0	471.7	7.1	1214	214	102	0.176
389@20	0.65827	1.67	0.0827	1.51	0.90358	518.9	15.6	513.6	6.7	512.4	7.4	512.2	7.5	324	67	30	0.207
389@03	0.67209	1.62	0.0844	1.51	0.92994	520.7	13.0	522.0	6.6	522.3	7.6	522.3	7.7	391	119	38	0.305
389@10	0.68433	1.57	0.0850	1.50	0.95665	543.2	10.0	529.4	6.5	526.2	7.6	525.9	7.7	590	297	61	0.504
389@11	0.68666	1.65	0.0851	1.50	0.91103	548.5	14.8	530.8	6.9	526.7	7.6	526.3	7.7	305	110	30	0.361
389@16	0.68378	1.58	0.0854	1.50	0.95291	533.5	10.4	529.1	6.5	528.0	7.6	527.9	7.8	604	264	61	0.438
389@04	0.69982	1.57	0.0866	1.50	0.95941	553.1	9.6	538.7	6.6	535.3	7.7	535.0	7.9	651	180	64	0.276
389@1	0.69824	1.62	0.0870	1.51	0.92888	536.9	13.1	537.7	6.8	537.9	7.8	537.9	7.9	465	198	48	0.425
389@08	0.70447	1.68	0.0875	1.51	0.89523	543.4	16.3	541.5	7.1	541.0	7.8	540.9	8.0	467	260	50	0.556
389@18	0.70643	1.61	0.0878	1.51	0.93492	544.3	12.5	542.6	6.8	542.2	7.8	542.2	8.0	764	213	77	0.278
389@05	0.70884	1.58	0.0884	1.52	0.96213	536.1	9.4	544.1	6.7	546.0	8.0	546.1	8.1	615	186	62	0.302
389@07	0.71272	1.66	0.0887	1.52	0.91457	540.4	14.6	546.4	7.0	547.8	8.0	547.9	8.1	499	170	51	0.340
389@12	0.71589	1.60	0.0888	1.50	0.93756	548.2	12.1	548.2	6.8	548.3	7.9	548.3	8.1	474	211	50	0.445
389@14	0.71237	1.85	0.0894	1.50	0.81152	522.7	23.6	546.2	7.9	551.8	8.0	552.3	8.1	119	52	13	0.435
389@06	1.27388	1.74	0.1103	1.60	0.92333	1287.	12.9	834.1	9.9	674.2	10.3	655.6	10.4	765	107	95	0.140
389@02	1.43104	1.67	0.1509	1.51	0.90330	892.7	14.7	902.0	10.0	905.8	12.8	906.3	13.3	143	26	24	0.180

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Neoproterozoic																	
Leucogabbro																	
378@10	0.05028	3.32	0.0080	1.59	0.47864	-30.7	69.1	49.8	1.6	51.5	0.8	51.6	0.8	998	1813	13	1.816
378@07	0.03816	22.6	0.0080	2.44	0.10750	-	539.1	38.0	8.5	51.5	1.3	52.4	1.2	104	98	1	0.943
378@06	0.09490	18.8	0.0167	1.83	0.09758	-	418.5	92.1	16.7	106.7	1.9	107.6	1.9	244	129	5	0.528
378@08	0.23641	3.18	0.0338	1.56	0.48859	229.6	62.9	215.5	6.2	214.2	3.3	214.1	3.3	146	97	6	0.666
378@03	0.24039	2.79	0.0342	1.50	0.53881	240.4	53.2	218.7	5.5	216.7	3.2	216.6	3.2	757	326	31	0.430
378@05	0.25420	2.88	0.0369	1.75	0.60995	195.4	52.1	230.0	5.9	233.4	4.0	233.6	4.1	179	87	8	0.485
378@12	0.41088	1.96	0.0553	1.51	0.77232	365.7	27.8	349.5	5.8	347.1	5.1	346.9	5.2	2324	372	143	0.160
378@02	0.55307	2.03	0.0710	1.50	0.74038	472.2	29.9	447.0	7.4	442.1	6.4	441.7	6.5	342	104	28	0.304
378@11	0.74742	1.73	0.0933	1.50	0.86951	534.1	18.6	566.7	7.5	574.9	8.3	575.7	8.4	1148	782	137	0.681
378@04	0.81824	1.69	0.0994	1.50	0.89150	592.3	16.5	607.1	7.7	611.0	8.8	611.4	9.0	501	194	59	0.387
378@09	1.93159	2.07	0.1297	1.54	0.74375	1766.	25.1	1092.	14.0	786.1	11.4	743.5	11.6	281	93	47	0.331
378@1	4.42876	1.87	0.3020	1.51	0.80654	1738.	20.1	1717.	15.6	1701.	22.6	1696.3	25.6	168	138	68	0.821

Garnet-Actionolite-Schist																	
458@06	0.52778	1.88	0.0684	1.53	0.81637	450.0	23.9	430.3	6.6	426.7	6.3	426.4	6.4	650	251	55	0.386
458@09	0.66864	1.64	0.0832	1.50	0.91529	541.4	14.4	519.9	6.7	515.0	7.4	514.5	7.6	1396	228	129	0.163
458@08	0.66667	1.78	0.0835	1.52	0.85465	525.9	20.1	518.7	7.2	517.0	7.5	516.9	7.7	610	150	58	0.246
458@14	0.68275	1.85	0.0854	1.50	0.81310	528.4	23.4	528.4	7.6	528.4	7.6	528.4	7.8	691	174	67	0.252
458@10	0.68631	1.83	0.0854	1.50	0.82041	539.5	22.7	530.6	7.6	528.5	7.6	528.3	7.8	405	174	41	0.431
458@1	0.68692	1.81	0.0857	1.50	0.82761	533.7	22.2	530.9	7.5	530.3	7.7	530.2	7.8	428	87	41	0.204
458@15	0.67397	3.14	0.0864	1.50	0.47835	474.2	59.8	523.1	12.9	534.4	7.7	535.5	7.9	392	237	42	0.606
458@12	0.69185	1.63	0.0865	1.50	0.92246	530.1	13.7	533.9	6.8	534.8	7.7	534.9	7.8	919	264	91	0.287
458@03	0.68499	1.89	0.0866	1.50	0.79561	505.3	25.0	529.8	7.8	535.5	7.7	536.0	7.9	299	166	32	0.557
458@05	0.69964	1.77	0.0869	1.50	0.84859	544.9	20.3	538.6	7.4	537.1	7.7	536.9	7.9	419	277	46	0.661
458@13	0.70842	1.62	0.0883	1.50	0.92883	536.9	13.1	543.8	6.8	545.4	7.9	545.6	8.0	975	228	97	0.234
458@11	0.71338	1.64	0.0884	1.50	0.91654	549.3	14.3	546.7	7.0	546.1	7.9	546.1	8.0	808	188	81	0.232
458@04	0.72559	1.67	0.0907	1.50	0.89776	530.0	16.1	554.0	7.2	559.8	8.1	560.4	8.2	727	390	80	0.536
458@07	1.06284	1.55	0.1156	1.50	0.96660	827.3	8.3	735.2	8.2	705.4	10.0	702.0	10.3	1772	172	225	0.097
458@02	1.16390	1.77	0.1286	1.50	0.84783	794.6	19.6	783.8	9.7	780.0	11.0	779.5	11.4	293	206	48	0.706

جدول ۴-۵- نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی زیرکن‌های استخراج شده از نمونه‌های سنگی متعلق به تریاس پسین مجموعه جندق - عروسان و مقادیر U, Th, و سن‌های U/Pb و Pb/Pb.

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Triassic																	
Granite																	
320-1@02	0.23253	2.98	0.0345	1.67	0.55884	141.1	57.1	212.3	5.7	218.8	3.6	219.2	3.6	188	134	8	0.713
320-1@03	0.24683	3.28	0.0348	1.59	0.48414	262.6	64.6	224.0	6.6	220.3	3.4	220.1	3.5	168	96	7	0.571
320-1@04	0.23822	2.22	0.0339	1.51	0.68123	242.1	37.0	217.0	4.3	214.6	3.2	214.5	3.2	622	211	24	0.340
320-1@05	0.24720	2.13	0.0348	1.52	0.71398	265.6	33.8	224.3	4.3	220.4	3.3	220.1	3.3	341	268	15	0.786
320-1@06	0.24875	2.12	0.0361	1.51	0.71177	193.0	34.2	225.6	4.3	228.7	3.4	228.9	3.4	333	184	15	0.552
320-1@07	0.24173	2.01	0.0346	1.51	0.74990	224.8	30.5	219.8	4.0	219.4	3.3	219.3	3.3	640	255	26	0.398
320-1@08	0.24463	5.54	0.0358	1.50	0.27117	177.0	119.9	222.2	11.1	226.5	3.3	226.8	3.4	328	135	14	0.412
320-1@09	0.24781	1.83	0.0354	1.51	0.82593	227.3	23.6	224.8	3.7	224.6	3.3	224.5	3.4	779	368	33	0.473
320-1@1	0.24157	2.19	0.0344	1.55	0.70909	236.7	35.2	219.7	4.3	218.1	3.3	218.0	3.4	408	366	19	0.897
320-1@10	0.25005	2.65	0.0360	1.52	0.57561	212.3	49.4	226.6	5.4	228.0	3.4	228.1	3.4	249	123	11	0.495
320-1@11	0.25208	2.84	0.0349	1.53	0.53721	300.7	53.7	228.3	5.8	221.3	3.3	220.8	3.3	238	200	11	0.841
320-1@12	0.24574	2.29	0.0353	1.56	0.68256	220.2	38.2	223.1	4.6	223.4	3.4	223.4	3.5	264	136	11	0.516
320-1@13	0.24355	2.20	0.0341	1.51	0.68808	277.3	36.2	221.3	4.4	216.1	3.2	215.7	3.2	771	331	31	0.430
320-1@14	0.23854	3.12	0.0341	1.74	0.55729	229.9	58.7	217.2	6.1	216.1	3.7	216.0	3.7	202	130	9	0.643
320-1@15	0.24729	2.62	0.0354	1.56	0.59390	228.3	48.0	224.4	5.3	224.0	3.4	224.0	3.5	429	319	19	0.744
320-1@16	0.25559	2.33	0.0373	1.59	0.68303	183.3	39.2	231.1	4.8	235.8	3.7	236.2	3.7	258	130	12	0.505
320-1@17	0.24882	3.67	0.0354	1.51	0.41276	239.4	75.2	225.6	7.4	224.3	3.3	224.2	3.4	226	169	10	0.749
320-1@18	0.23655	2.84	0.0336	1.58	0.55689	246.3	53.4	215.6	5.5	212.8	3.3	212.6	3.3	239	167	10	0.700
320-1@19	0.24054	2.23	0.0348	1.51	0.67814	198.1	37.6	218.9	4.4	220.8	3.3	220.9	3.3	498	221	20	0.444
320-1@20	0.24671	3.14	0.0349	1.54	0.48964	251.2	61.8	223.9	6.3	221.3	3.3	221.1	3.4	180	136	8	0.755
Triassic																	
370@04	0.23230	1.59	0.0328	1.51	0.95198	258.4	11.1	212.1	3.0	207.9	3.1	207.7	3.1	1949	1547	76	0.794
370@17	0.23408	1.71	0.0335	1.51	0.88417	228.0	18.3	213.6	3.3	212.3	3.2	212.2	3.2	796	141	30	0.178
370@06	0.23383	1.63	0.0335	1.50	0.92181	221.0	14.6	213.4	3.1	212.7	3.1	212.6	3.2	900	219	34	0.243
370@05	0.23341	1.60	0.0336	1.50	0.93989	212.0	12.6	213.0	3.1	213.1	3.2	213.1	3.2	1264	254	47	0.201
370@19	0.23642	1.57	0.0337	1.51	0.96112	234.3	10.0	215.5	3.0	213.8	3.2	213.6	3.2	2102	542	80	0.258
370@20	0.23905	1.63	0.0340	1.51	0.92392	243.1	14.3	217.6	3.2	215.3	3.2	215.1	3.2	1148	438	46	0.382
370@18	0.23906	1.63	0.0343	1.51	0.92564	221.5	14.2	217.6	3.2	217.3	3.2	217.3	3.2	900	147	34	0.164
370@13	0.23955	1.61	0.0343	1.51	0.93506	224.5	13.2	218.1	3.2	217.5	3.2	217.4	3.2	1062	212	41	0.200
370@09	0.23974	1.59	0.0344	1.50	0.94372	223.0	12.1	218.2	3.1	217.8	3.2	217.7	3.2	1579	366	61	0.232
370@10	0.24202	2.81	0.0347	1.54	0.54676	220.3	53.6	220.1	5.6	220.1	3.3	220.1	3.4	126	65	5	0.513
370@16	0.24252	1.59	0.0348	1.51	0.94775	221.4	11.7	220.5	3.2	220.4	3.3	220.4	3.3	1687	432	66	0.256
370@14	0.24163	1.68	0.0348	1.50	0.89282	209.0	17.5	219.8	3.3	220.8	3.3	220.8	3.3	1204	283	47	0.235
370@03	0.24262	1.58	0.0349	1.50	0.95096	214.5	11.3	220.6	3.1	221.1	3.3	221.2	3.3	1497	281	58	0.187

ادامه جدول ۴-۵.

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Triassic																	
Granite																	
370@08	0.24553	1.57	0.0352	1.50	0.95744	219.6	10.5	222.9	3.2	223.3	3.3	223.3	3.3	1641	327	64	0.199
370@07	0.24797	1.63	0.0355	1.50	0.92081	226.7	14.7	224.9	3.3	224.8	3.3	224.7	3.3	912	186	36	0.204
370@1	0.26376	1.91	0.0357	1.51	0.78971	352.7	26.3	237.7	4.1	226.2	3.4	225.4	3.4	524	120	21	0.230
370@12	0.24798	1.84	0.0358	1.52	0.82617	208.5	23.9	224.9	3.7	226.5	3.4	226.6	3.4	382	95	15	0.248
370@11	0.25297	1.58	0.0362	1.50	0.95156	229.5	11.2	229.0	3.2	228.9	3.4	228.9	3.4	2255	454	91	0.201
370@15	0.52349	1.55	0.0653	1.50	0.96768	534.0	8.6	427.5	5.4	408.0	6.0	406.3	6.0	1078	182	78	0.168
370@02	11.2037 9	1.65	0.4772	1.58	0.95697	2560. 4	8.0	2540. 2	15.5	2515. 1	32.9	n/a	n/a	214	187	144	0.872
336@03	0.22090	5.21	0.0328	1.60	0.30706	141.2	112.4	202.7	9.6	208.0	3.3	208.4	3.4	148	69	6	0.464
336@14	0.23456	3.44	0.0343	1.57	0.45789	178.1	69.7	214.0	6.7	217.2	3.4	217.5	3.4	202	141	9	0.696
336@15	0.22686	5.48	0.0330	1.76	0.32119	190.8	116.3	207.6	10.3	209.1	3.6	209.2	3.7	119	59	5	0.498
336@13	0.23448	4.08	0.0339	1.62	0.39706	200.5	84.8	213.9	7.9	215.1	3.4	215.2	3.5	187	129	8	0.690
336@17	0.24752	3.11	0.0357	1.74	0.55891	208.7	58.8	224.6	6.3	226.1	3.9	226.2	3.9	304	244	14	0.802
336@12	0.23749	3.87	0.0341	1.53	0.39461	220.5	80.2	216.4	7.6	216.0	3.2	216.0	3.3	177	117	8	0.662
336@06	0.23483	2.89	0.0336	1.58	0.54552	226.9	55.1	214.2	5.6	213.0	3.3	212.9	3.3	383	320	17	0.835
336@05	0.24431	4.06	0.0346	1.66	0.40938	249.6	83.0	221.9	8.1	219.3	3.6	219.2	3.6	137	63	6	0.459
336@19	0.23457	2.92	0.0331	1.52	0.51946	261.2	56.3	214.0	5.6	209.7	3.1	209.4	3.2	365	296	16	0.811
336@04	0.23679	4.86	0.0334	1.56	0.32015	262.3	102.4	215.8	9.5	211.6	3.2	211.2	3.3	149	103	6	0.695
336@02	0.24729	3.41	0.0346	1.54	0.45254	276.6	68.1	224.4	6.9	219.4	3.3	219.1	3.4	171	120	8	0.705
336@16	0.23870	3.70	0.0331	1.56	0.42215	299.3	74.7	217.4	7.3	209.9	3.2	209.3	3.3	174	119	7	0.685
336@01	0.24360	4.33	0.0336	1.60	0.37052	309.3	89.1	221.4	8.7	213.2	3.4	212.6	3.4	177	102	7	0.576
336@20	0.25255	4.46	0.0349	1.55	0.34806	309.6	92.5	228.6	9.2	220.9	3.4	220.3	3.4	171	124	8	0.726
336@11	0.23742	3.42	0.0337	1.50	0.43839	242.4	69.4	216.3	6.7	213.9	3.2	213.7	3.2	231	161	10	0.694
336@08	0.22784	5.40	0.0333	1.56	0.28943	180.0	116.1	208.4	10.2	210.9	3.2	211.1	3.3	126	69	5	0.551
336@07	0.24895	9.19	0.0363	2.19	0.23858	181.2	195.6	225.7	18.8	230.0	5.0	230.3	5.1	95	42	4	0.447
336@18	0.22748	4.68	0.0332	1.65	0.35193	177.4	99.1	208.1	8.8	210.8	3.4	211.0	3.5	160	106	7	0.663
336@10	0.22869	4.19	0.0329	1.95	0.46485	216.0	83.7	209.1	7.9	208.5	4.0	208.5	4.0	195	137	8	0.703
336@09	0.23087	4.81	0.0337	1.71	0.35582	180.8	101.6	210.9	9.2	213.6	3.6	213.8	3.6	165	85	7	0.513
436@18	0.17884	3.14	0.0256	1.50	0.47886	227.8	62.5	167.1	4.9	162.8	2.4	162.5	2.5	3381	2971	99	0.879

ادامه جدول ۴-۵.

Sample/spot	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	207-corr age (Ma)	±σ%	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
Triassic																	
Granite																	
436@03	0.18452	2.21	0.0267	1.52	0.69025	200.0	36.7	171.9	3.5	169.9	2.6	169.8	2.6	2674	3105	86	1.161
436@05	0.19624	2.15	0.0285	1.52	0.70493	190.0	35.1	181.9	3.6	181.3	2.7	181.3	2.7	3249	2481	103	0.763
436@09	0.19789	2.29	0.0290	1.50	0.65411	167.2	40.1	183.3	3.9	184.6	2.7	184.7	2.7	2634	1019	87	0.387
436@11	0.21858	2.61	0.0321	1.50	0.57486	167.7	49.1	200.7	4.8	203.5	3.0	203.7	3.0	1239	432	45	0.348
436@15	0.21687	1.95	0.0322	1.51	0.77138	140.9	28.9	199.3	3.5	204.3	3.0	204.6	3.1	2229	861	82	0.386
436@02	0.22212	1.80	0.0323	1.50	0.83331	186.8	23.0	203.7	3.3	205.1	3.0	205.2	3.1	2069	725	77	0.351
436@14	0.22877	1.86	0.0327	1.51	0.81107	228.1	24.9	209.2	3.5	207.5	3.1	207.4	3.1	2104	823	79	0.391
436@1	0.22715	1.95	0.0330	1.54	0.78985	189.0	27.6	207.8	3.7	209.5	3.2	209.6	3.2	1438	282	53	0.196
436@17	0.22944	2.01	0.0332	1.51	0.75265	198.6	30.4	209.7	3.8	210.7	3.1	210.8	3.2	1065	512	42	0.481
436@04	0.23026	1.83	0.0334	1.50	0.82153	195.6	24.0	210.4	3.5	211.7	3.1	211.8	3.1	1978	1218	79	0.616
436@12	0.23096	2.03	0.0335	1.86	0.91934	193.5	18.4	211.0	3.9	212.6	3.9	212.7	3.9	1922	553	73	0.288
436@07	0.23372	1.77	0.0336	1.50	0.84893	218.4	21.5	213.3	3.4	212.8	3.1	212.8	3.2	1923	577	74	0.300
436@16	0.23229	1.90	0.0336	1.53	0.80622	199.9	25.9	212.1	3.6	213.2	3.2	213.3	3.2	1382	344	52	0.249
436@19	0.23347	1.82	0.0338	1.50	0.82417	199.5	23.8	213.1	3.5	214.3	3.2	214.4	3.2	2350	664	90	0.283
436@13	0.23706	1.97	0.0341	1.67	0.84850	214.7	24.0	216.0	3.8	216.1	3.6	216.1	3.6	1652	736	67	0.446
436@06	0.23875	1.75	0.0341	1.50	0.85844	230.3	20.6	217.4	3.4	216.2	3.2	216.1	3.2	1935	446	74	0.231
436@08	0.23780	1.77	0.0341	1.52	0.85832	220.3	20.9	216.6	3.5	216.3	3.2	216.3	3.3	1482	355	57	0.239
436@20	0.23366	1.75	0.0342	1.51	0.86258	176.6	20.5	213.2	3.4	216.5	3.2	216.8	3.2	2101	625	82	0.298
436@10	0.23744	1.73	0.0342	1.50	0.86468	209.1	20.1	216.3	3.4	217.0	3.2	217.0	3.2	1609	440	62	0.273
Gabbrodiorite																	
341@20	0.23454	2.01	0.0340	1.54	0.76730	198.2	29.7	213.9	3.9	215.4	3.3	215.5	3.3	923	909	42	0.984
341@19	0.24095	1.72	0.0344	1.50	0.87515	234.5	19.1	219.2	3.4	217.8	3.2	217.7	3.2	1849	915	77	0.495
341@18	0.23677	1.82	0.0340	1.52	0.83424	216.4	23.1	215.8	3.6	215.7	3.2	215.7	3.2	1538	962	65	0.626
341@17	0.22292	2.73	0.0325	1.52	0.55584	184.6	52.0	204.3	5.1	206.0	3.1	206.2	3.1	706	683	31	0.968
341@16	0.23877	2.42	0.0332	1.54	0.63654	293.6	42.0	217.4	4.7	210.4	3.2	209.9	3.2	637	314	26	0.493
341@15	0.23176	1.69	0.0336	1.51	0.89385	196.3	17.5	211.6	3.2	213.0	3.2	213.1	3.2	2290	2059	102	0.899
341@14	0.23905	2.92	0.0340	1.51	0.51772	243.6	56.5	217.6	5.7	215.2	3.2	215.1	3.2	203	99	8	0.487
341@13	0.22285	2.34	0.0340	1.51	0.64681	77.6	41.9	204.3	4.3	215.4	3.2	216.2	3.2	370	191	15	0.517
341@12	0.23532	2.44	0.0335	1.57	0.64572	235.1	42.4	214.6	4.7	212.7	3.3	212.6	3.3	332	224	14	0.673
341@11	0.23906	2.32	0.0339	1.51	0.65324	250.1	39.9	217.7	4.6	214.7	3.2	214.5	3.2	376	170	15	0.452
341@10	0.24346	2.02	0.0350	1.50	0.74412	213.5	30.9	221.2	4.0	222.0	3.3	222.0	3.3	620	383	27	0.618
341@09	0.22300	3.56	0.0332	1.50	0.42194	137.3	74.1	204.4	6.6	210.3	3.1	210.7	3.1	579	512	25	0.884
341@08	0.23610	2.82	0.0334	1.52	0.53840	255.1	53.7	215.2	5.5	211.6	3.2	211.3	3.2	293	145	12	0.494
341@07	0.23817	3.38	0.0340	1.51	0.44764	232.5	68.3	216.9	6.6	215.5	3.2	215.4	3.2	256	129	10	0.504

Sample/spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	207-corr age (Ma)	$\pm\sigma\%$	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U meas
341@06	0.24624	4.82	0.0348	1.53	0.31779	254.1	101.8	223.5	9.7	220.6	3.3	220.4	3.4	153	101	7	0.661
341@05	0.23319	2.88	0.0340	1.51	0.52293	185.2	56.3	212.8	5.6	215.3	3.2	215.5	3.2	466	270	19	0.578
341@04	0.23533	2.22	0.0333	1.51	0.67955	250.4	37.0	214.6	4.3	211.3	3.1	211.1	3.2	491	247	20	0.503
341@03	0.22787	2.63	0.0335	1.51	0.57489	165.1	49.6	208.4	5.0	212.3	3.2	212.6	3.2	549	514	24	0.937
341@02	0.23352	1.95	0.0334	1.53	0.78450	229.3	27.7	213.1	3.8	211.6	3.2	211.5	3.2	984	584	40	0.593
341@01	0.22992	2.17	0.0337	1.51	0.69721	170.3	35.9	210.1	4.1	213.7	3.2	214.0	3.2	584	495	26	0.848
335@16	0.23029	3.46	0.0329	1.53	0.44125	232.5	70.2	210.4	6.6	208.5	3.1	208.3	3.2	220	95	9	0.430
335@04	0.22787	2.42	0.0331	1.50	0.62243	193.4	43.4	208.4	4.6	209.8	3.1	209.9	3.1	463	195	18	0.422
335@1	0.23200	3.12	0.0334	1.60	0.51141	213.3	61.0	211.9	6.0	211.7	3.3	211.7	3.4	367	77	14	0.210
335@17	0.23101	2.23	0.0338	1.51	0.67696	177.3	37.9	211.0	4.3	214.1	3.2	214.3	3.2	818	182	31	0.223
335@13	0.23674	2.90	0.0338	1.59	0.55063	229.7	54.9	215.7	5.6	214.5	3.4	214.4	3.4	279	118	11	0.424
335@10	0.24051	2.47	0.0339	1.58	0.63820	261.2	43.1	218.8	4.9	214.9	3.3	214.6	3.4	335	131	13	0.391
335@07	0.23664	2.42	0.0339	1.51	0.62600	221.6	43.1	215.7	4.7	215.1	3.2	215.1	3.2	367	65	14	0.178
335@12	0.23495	2.39	0.0340	1.55	0.64769	201.9	41.8	214.3	4.6	215.4	3.3	215.5	3.3	382	97	15	0.253
335@14	0.23090	2.33	0.0340	1.52	0.65134	156.7	40.8	210.9	4.4	215.8	3.2	216.2	3.3	432	186	17	0.431
335@09	0.23768	2.26	0.0342	1.52	0.67306	215.1	38.3	216.5	4.4	216.7	3.2	216.7	3.3	444	108	17	0.244
335@18	0.23778	2.29	0.0342	1.50	0.65624	213.8	39.5	216.6	4.5	216.9	3.2	216.9	3.2	428	70	16	0.162
335@03	0.25138	3.64	0.0343	1.83	0.50131	337.7	69.9	227.7	7.5	217.2	3.9	216.4	3.9	254	63	10	0.247
335@05	0.24383	2.69	0.0343	1.56	0.58041	268.1	49.4	221.6	5.4	217.2	3.3	216.9	3.4	417	70	16	0.168
335@15	0.23365	2.63	0.0343	1.52	0.57898	164.2	49.3	213.2	5.1	217.7	3.3	218.0	3.3	259	71	10	0.275
335@20	0.23760	2.57	0.0344	1.61	0.62673	201.6	45.9	216.5	5.0	217.8	3.5	217.9	3.5	617	111	23	0.180
335@06	0.23915	2.19	0.0345	1.51	0.69236	205.7	36.2	217.7	4.3	218.8	3.3	218.9	3.3	526	189	21	0.359
335@02	0.23948	2.37	0.0348	1.56	0.65782	193.5	41.1	218.0	4.7	220.3	3.4	220.4	3.4	516	90	20	0.173
335@08	0.24911	1.83	0.0349	1.52	0.83000	273.1	23.3	225.9	3.7	221.3	3.3	221.0	3.3	1206	502	50	0.417
335@19	0.67241	1.95	0.0857	1.50	0.77052	488.7	27.1	522.2	8.0	529.9	7.6	530.6	7.8	502	170	50	0.339

منابع

ابتهاج م، (۱۳۹۳) "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ابراهیمیان ز. (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پترولوژی گرانیتوئیدهای شرق جندق (شمال شرق استان اصفهان)"، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

احمدی خلجی، ا.، طهماسبی ز (۱۳۹۴) "شیمی کانی گارنت در پگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان" *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*. ۳۴۲-۳۵۸.

اسدی ع ا، (۱۳۹۶) "ژئوشیمی و تعیین سن ایزوتوپی سنگ‌های آذرین - دگرگونی کمپلکس نی‌باز در ایران مرکزی" دانشگاه دامغان.

اصغرزاده ز (۱۳۹۲) "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

آقاباتی. ع، (۱۳۸۳). "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۷ صفحه.

باقری. س، (۱۳۷۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت منطقه انارک (ایران مرکزی)"، دانشگاه اصفهان.

بدرلو س، (۱۳۹۰) "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین. دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی اینالو ز، صادقیان م، ژای م، قاسمی ح، محجل م، (۱۳۹۳) "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی* ۳، ۴۷۱-۴۸۴.

بلاغی اینالو م، (۱۳۹۳) "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی، ز، (۱۳۸۷) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (بافق - یزد)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلوچی. س.، صادقیان. م.، قاسمی. ح.، مینگو. ج.، لی. ج.، (۱۳۹۶). "شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Nd-Sr گرانیت‌های آیراکان" *مجله علوم زمین خوارزمی*، ۳ (۲)، ۱۳۹-۱۶۰.

بلوچی س، صادقیان م، قاسمی ح، مینگو ج، لی چ، یانبین ژ، (۱۳۹۶) "شیمی کانی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی سنگهای آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال غرب خور) شاهی بر ماگماتیسم تریاس پسین در پهنه ساختاری ایران مرکزی"، **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، (۴) ۸۲۷-۸۴۴.

بهار زاده. ح، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پترولوژی گرانیت آیرکان (شمال شرق استان اصفهان)"، دانشگاه اصفهان.

بهارزاده. ح، ترابی. ق، احمدیان. ج، ابراهیمیان. ز، (۱۳۸۷)، "ژئوشیمی توده نفوذی آیرکان، دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن (شمال شرق استان اصفهان)" **مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان**، شماره ۳، ص ۱۳-۳۲.
بیات. ف، ترابی. ق، (۱۳۹۱)، "سنگ شناسی متابازیت های جنوب عروسان (شمال شرق استان اصفهان)" **مجله زمین شناسی اقتصادی**، شماره ۲ (جلد ۴)، ص ۲۷۱-۲۸۴.

ترابی ق، (۱۳۹۱) "دگرگونی پریدوتیت های گوشته افیولیت جندق (ایران مرکزی)" **مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان**، (۲)، ۱-۱۸.

ترابی. ق، (۱۳۸۶) "تعیین شرایط فشار و دمای تشکیل آمفیبولیت های افیولیت جندق (شمال شرق استان اصفهان) با استفاده از دماسنجی و فشارسنجی کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز" **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، دوره ۱۵، شماره ۱، ص ۱۱۷ - ۱۳۴.

ترابی. ق، (۱۳۸۶)، "مطالعه آمفیبولیت های شمال چاه زرد (شمال شرق اصفهان)" **مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان**، دوره ۲۷، شماره ۱، ص ۱۲۱ - ۱۳۲.

جمالی آشتیانی. رضوانه، حسن زاده. جمشید، رهگشایی. محمد، (۱۳۹۶)، "دگرگونه‌های زاینده رود، شمال شهر کرد: دوتفسیر به کلی متفاوت از یک مجموعه پی سنگی در نقشه‌های زمین شناسی نجف‌آباد و چادگان" **مجله علوم زمین**، ص ۹۵ - ۱۰۲.

جمشیدی خ، (۱۳۸۹) "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده شمشک در زون البرز شرقی" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی ح، (۱۳۷۴) "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه تهران.

حسینی س ح، (۱۳۹۴) "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتویدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی س ح، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۳) "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسم سیمیرین میانی"،

مجله ژئوشیمی (دانشگاه آزاد اسلامی زرنده) ۴، ۳۱۰-۳۱۸.

خبره د، (۱۳۹۶) "پترولوژی، ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین رضا آباد (جنوب شرق شاهرود)" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

خبره د، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۵) "سنگهای آذرین بازیک ژوراسیک میانی منطقه رضا آباد: شاهدی بر ماگماتیسم سیمیرین میانی در لبه شمالی خرده قاره ایران مرکزی" بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی-شناسی ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۷۷۶ - ۷۸۱.

دادپور م، (۱۳۹۳) "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل در شرق سهل (جنوب شرق شاهرود) و جایگاه ژئودینامیکی آنها" پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رستمی حصوری م، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی بازالت های الیگومیوسن نوار تروند - سبزوآر (شمال ایران مرکزی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رضوی، م، (۱۳۷۲)، رساله دکتری: "متامرفیسم و ماگماتیسم منطقه ساغند یزد (ایران مرکزی)". دانشگاه آزاد اسلامی. واحد علوم تحقیقات، تهران.

شکاری. س (۱۳۹۷) "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی شترکوه" رساله دکتری. پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شکاری. س، صادقیان م، قاسمی ح، مینگو ج، (۱۳۹۷)، "شیمی کانی و پتروژنز متابلیتهای مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)" **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، سال بیست و ششم، شماره ۱، ص ۱۱۴ - ۱۴۹.

شکاری. س، صادقیان م، مینگو ج، قاسمی ح، یی. ز، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه های کافتی نئوپروتروزوئیک پایانی"، **فصلنامه علوم زمین**، سال بیست و هفتم، شماره ۱۲۱، ص ۱۱۰.

شیبی م، (۱۳۸۸) "پترولوژی، ژئوشیمی و ساز و کار جایگزینی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)" رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

صادقیان م، (۱۳۹۵) "ویژگی های زمین شناسی بارز سرزمین های گندوانایی ایران به سن پروتوزوئیک بیایانی - کامبرین زیرین به عنوان شاخص هایی برای شناخت بهتر و سریع تر آنها" مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۷۰-۷۷.

صادقیان م، حسینی ح، همتی ع، شکاری س، (۱۳۹۶) "سنگ شناسی، زمین شیمی و زمین زمان سنجی گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی" **مجله علوم زمین**، ۱۰۳، ۴۱-۶۰.

فضیلت، آ (۱۳۹۷) "اندازه گیری، بررسی و تفسیر پارامترهای مغناطیسی در گرانیت های میلیونیتی شده مجموعه دگرگونی - آذرین جندق (شمال شرق روستای چاه زرد) در پرتو روش (AMS)". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فلسفیون. ف، (۱۳۸۲)، "ژئوشیمی و پترولوژی سنگ های دگرگونی (آلتراسیون هیدروترمال) شمال شرق انارک (پتیار)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

قاسمی ح، (۱۳۷۱) "بررسی پترولوژی و زمین شناسی سنگ های آذرین نفوذی منطقه بوئین - میانداشت، جنوب شرقی الیگودز"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علم زمین، دانشگاه تهران .

قاسمی ح، جمشیدی خ (۱۳۹۲)، "بررسی خصوصیات ناحیه منشاء سنگ های آکالان بازیق قاعده سازند شمشک در البرز شرقی" **فصلنامه زمین شناسی ایران، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی**، ۲۷، ۱۷-۲۹.

قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ های بازی قلبایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، **مجله بلورشناسی و کانی شناسی**، ۴، ۶۹۹-۷۱۴.

قاسمی. ح، (۱۳۷۸)، "مبانی بافت ها و ریزساخت های سنگ های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود. ص ۲۶۰.

قاسمی. ح، (۱۳۹۴)، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ های دگرگونی، مبانی پتروگرافی و روش های مطالعه"، جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی. ح، (۱۳۹۵)، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ های دگرگونی، پتروژنز گروه های ترکیبی و محیط های زمین ساختی رخداد دگرگونی"، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی، ح، رستمی حصوری، م، صادقیان، م، (۱۳۹۷). "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک زیرین-میانی در لبه شمالی ایران مرکزی- البرزخاوری، شاهرود - دامغان". **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۲۷، شماره ۱۰۷، صفحات ۱۲۳ تا ۱۳۶.

کریم پور م ح، فارمر ج ل، استرن چ، سلاطی ا، (۱۳۹۰) "سن سنجی زیرکون U-Pb و ژئوشیمی رادیوایزوتوپ ها Sr- Nd گرانیتوئیدهای اواخر نئو پروتروزوئیک بورناورد (زون نابرجای تکنار)" **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران** ۱۹(۱)، ۱-۱۸.

کیقبادی، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی و تعیین سن متابازیت‌های پشت بادام، ایران مرکزی". پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه دامغان.

کیقبادی، ف.، قربانی، ق.، شفایی مقدم، ه. (۱۳۹۴) "تعیین محیط تکتونیکی و پروتولیت آمفیبولیت های جنوب غرب پشت بادام"، سی و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران. کنعانیان ع، قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۷۲) "مبانی پترولوژی دگرگونی (ترجمه)"، مؤسسه انتشارات جهاد دانشگاهی (ماجد).

ولی زاده م و، قاسمی ح، (۱۳۷۲) "پتروژنز توده گرانیتوئیدی بوئین - میاندشت، جنوب شرقی الیگودز" **فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی** ۷، ۷۴-۸۳.

ویس کرمی م، صادقیان.، قاسمی ح، جای م، (در دست چاپ) "گابرودیوریت‌های ماجراد در جنوب شرق شاهرود: شاهدهی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی"، **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**.

هاتف. م.، (۱۳۷۴)، "زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه خور- جندق (ایران مرکزی)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

همام. م.، قاسمی. ح.، لنکرانی. م.، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود، ص ۳۸۲.

همتی ع، (۱۳۹۲) "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی جنوب غرب میامی" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Abdel-rahman. A.M. (1994) "Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas" **Journal of Petrology.**, 35, PP 525-541.

- Abrecht, J. and Hewitt, D.A. (1988) "Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite" **American Mineralogist**, v. 73, PP 1275 – 1284.
- Ahern, L.H., (1955), "Implications of the Rhodesia age pattern". **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 1-15.
- Albee A.L. (1972) "Metamorphism of Pelitic Schists: Reaction Relations of Chloritoid and Staurolite" **GSA Bulletin.** , 83, 11, PP 3249-3268.
- Almeida, J.A.C., Oliveira, M.A., Dall’Agnol, R., Leite, A.A.S., Althoff, F.J., (2008) Mesoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton. In: International Geological Congress, 2008, Oslo, 33 International Geological Congress.
- Anderson. J. and Smith. D. (1995) "The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in – hornblende barometry" **American Mineralogist.**, v. 80, PP 549-559.
- Anderson. J. L. (1997) "Status of thermobarometry in granitic batholiths" **Earth sciences.v.**, 87, PP 125-138.
- Anderson. J.L. (1996) "Status of thermobarometry in granitic batholiths" **Transactions of the Royal Society of Edinburgh.**, 87 , PP 125-138.
- Anderson. J.L. and Smith D.R. (1995) "The Effects of Temperature and f_{O_2} on the Al-in-Hornblende Barometer" **Am. Mineral.**, 80:5-6, PP 549- 559.
- Arjmandzadeh, R., Santos, J.F. (2014). "Sr–Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu–Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran". **Journal of Earth Science** 103,123–140.
- Avigad, D., Abbo, A., & Gerdes, A. (2016). "Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys rifting along a cryptic Cadomian suture with Afro-Arabia", **Bulletin**, **128(7-8)**, 1286-1296.
- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T., Asahara, Y. (2011). "Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source". **Precambrian Research** 185, 87–94.
- Bagheri, H., (2015). "Crustal lineament control on mineralization in the Anarak Ore of central Iran. **Ore Geology Reviews** 66, 293-308.
- Bagheri. S. and Stampfli. M.G. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics.**, 451, PP123–155.

- Balaghi Einalou. M., Sadeghian. M., Zhai. M., Ghasemi. H., Mohajjel. M., (2014) "Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran" **Journal of Asian Earth Sciences.**, 92, PP 92-124.
- Barbarin. B. (1996) "Genesis of the two main types of peraluminous granitoids" **Journal of Geology**, 24 , 295-298.
- Barker. A. J. (1990) "Metamorphic textures and microstructure" Blackie, London, P170.
- Barker. A. J. (2004) "An introduction to metamorphic textures and microstructures" **Publisher, Routledge, London.**
- Barker. A.J. (1990) "Introduction to metamorphic textures and microstructures" **Blakie.**, P 170.
- Barrett. T.J. and MacLean. W.H., C.T. Barrie and M.D. Hannington (1999) "Volcanic sequences, litho- geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems, in Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Environments Society of Economic Geologists" **Reviews in Economic Geology.**, 8 , P P 101-131.
- Bassett, M. G. (2009), "**Early Palaeozoic peri-Gondwana terranes: new insights from tectonics and biogeography**". Geological Society, London, Special Publications, 325(1), 1-2. doi:10.1144/sp325.1
- Batchelore, R. A. & Bowden, P., (1985). "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters". **Chemical Geology**, 48, 43-55.
- Bea, F. (1996) "Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts" **Journal of Petrology**, 37, 6. P 1601.
- Beinlich, A., Austrheim, H., Glodny, J., Erambert, M., Andersen, T. B. (2010). "CO₂ sequestration and extreme Mg depletion in serpentinized peridotite clasts from the Devonian Solund basin: SW-Norway". **Geochimica et Cosmochimica Acta** 74, 6935-6964.
- Bell. T.H. (1981). "Foliation development – the contribution, geometry and significance of progressive bulk inhomogeneous shortening" **Tectonophysics** ., 75, PP 273–296
- Bell. T.H., Hayward. N. (1991) "Episodic metamorphic reactions during orogenesis: the control of deformation partitioning on reaction sites and duration" **J Metam Geol.**, 9, PP 619–640.

- Bell. T.H., Johnson. S.E. (1989) "Porphyroblast intrusion trails: the key to orogenesis" **J Metam Geol.**, 3, PP109–118.
- Belousova. E.A., Griffin. W.L. O., Reilly., S.Y. and Fisher. N.I. (2002) "Igneous zircon: trace element composition and relationship to host rock type" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 143, PP 602–622.
- Benard. F., Moutou. P., Pichavant. M. (1985) "Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas" **J. Geol.**, 93, PP 271–291.
- Berberian, M., King, G.C.P., (1981). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". **Canadian Journal of Earth Sciences** 18, 210–265.
- Berberian. F., Muir. I.D., Pankhurst. R.J., Berberian. M., (1982) "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran" **Journal of the Geological Society of London**, 139, PP 605-614.
- Berberian. M., King. G. C. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Canadian Journal of Earth Sciences.**, 18, PP210–265.
- Berryman, E.J., Wunder, B., Rhede, D., Schettler, G., Franz, G., Heinrich, W., (2016) P-T-X controls on Ca and Na distribution between Mg-Al tourmaline and fluid. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 171, 31.
- Berryman, E.J., Wunder, B., Wirth, R., Rhede, D., Schettler, G., Franz, G., Heinrich, W., (2015) An experimental study on K and Na incorporation in dravitic tourmaline and insight into the origin of diamondiferous tourmaline from the Kokchetav Massif, Kazakhstan. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 169, 28.
- Best, M. G. and Christiansen, E. H. (2001) **Igneous Petrology**, Black well 458 p
- Bhatia. M.R. (1983) "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones" **Journal of Geology.**, 91, PP 611-627.
- Blundy. J. D., Holland T. J. B. (1990) "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" **Contrib Mineral Petrol**, 104, PP 208-224.
- Bosence, D (2012) "Mesozoic, Syn-Rift, Non-Marine, Microbialites from the Wessex Basin, UK" AAPG Hedberg Conference- Microbial Carbonate reservoir characterization. Houston, Texas
- Bosi. F., Naitza. S., Skogby. H., Secchi. F., Conte. A. M., Cuccuru. S., Hälenius. U., De La Rosa. N., Kristiansson. P., Nilsson. E.J. C., Ros. L., Andreozzi G.B. (2018) "Late magmatic controls on the origin of schorlitic and foititic tourmalines from late-Variscan peraluminous granites of the Arbus pluton (SW Sardinia, Italy): Crystal-chemical study and petrological constraints" **Lithos**, 308-309, PP 395-411.

- Boynton. W.V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies" **In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry**", Elsevier, PP 63-114.
- Brown, M. (2001). "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review". **Proceedings of the Indian National Science Academy** 110, 313–336.
- Bucher. K., Frey. M. (1994) "Petrogenesis of metamorphic rocks" **Springer Verlag**, P318.
- Bucher. K. and Grapes. R. (2011) "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" **Springer Heidelberg Dordrecht London New York**.
- Bucher. K., Frey M. (1994) "Petrogenesis of metamorphic Rocks" **sixth ed., Complete Revision of Winklers Textbooks**.
- Bucher. K., Frey. M. (2002) "Petrogenesis of metamorphic rocks" Berlin and Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 7th ed. P341.
- Buchs. M., Bagheri. S., Martin. L., Hermann. J., Arculus. R. (2013) "Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: Constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area" **Lithos** .172-173, PP267-287.
- Burkhard. M. (1993) "Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime" a review. **Journal of Structural Geology**., v. 15, PP 351-368.
- Cai Y., Wang Y., Cawood P.A., Zhang Y, Zhang A., (2015) "Neoproterozoic crustal growth of the Southern Yangtze Block:Geochemical and zircon U–Pb geochronological and Lu-Hf isotopicevidence of Neoproterozoic diorite from the Ailaoshan zone", **Precambrian Research**. 266, 137–149
- Carlson, W.D. (2006) "Rates of Fe, Mg, Mn and Ca diffusion in garnet" **Am Mineral**., 91, PP1–11.
- Cathelineau. M. (1988) "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature" **Clay Minerals**., 23, P P 471-485.
- Cathelineau. M. Nieva. D. (1985) "A chlorite solution geothermometer, The Los Azufres (Mexico) geothermal system" **Contributions to Mineralogy and Petrology**., 91 , PP 235-244.

- Chappell, B.W., White, A.J.R. (2001). "Two contrasting granite types: 25 years later". **Journal of Earth Science** 48, 489–499.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pacific Geology** 8 (2), PP 173-174.
- Chappell B. W., White A. J. R. (1992) "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt" **Earth Sciences.** , 83, 1-2, PP 1 – 26.
- Chaves, R.R., Edinei, K., Triboli, V.D., Cristine, P.C., Neri, G.J., Luiz, S.R. (2018). "Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry".
- Ciesielczuk, J. (2002) "Chlorite from hydrothermally altered Strzelin and Borow granites (the fore - sudetic block) An attempt of chlorite geothermometry application" **Mineralogical Society of Poland - Special papers**, 20, PP74-76.
- Clemens, J.D., Droop, G.T.R., (1998) "Fluids, P–T paths and the fates of anatectic melts in the
- Çoban, H., (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia". **Earth- Science Reviews**, 80 219-238.
- Coleman, R.G. (1977), "**Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere?**" Springer-Verlag, Heidelberg, New York.
- Coleman, R.G., Peterman, Z.E., (1975). "Oceanic plagiogranite". **Journal of Geophysical Research** 80, 1099-1108.
- Collins, W. J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. (1982) "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contribution to Mineralogy and Petrology**. 80, 189-200
- Cooper, A. F. and Lovering, J. F. (1970) "Greenschist amphiboles from River, Newzealand" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 27, PP11-24.
- Cox, J., Searle, M., Pedersen, R., (1999) The petrogenesis of leucogranitic dykes intruding the northern Semail ophiolite, United Arab Emirates: field relationships, geochemistry and Sr/Nd isotope systematics. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 137, 267-287.
- Crowley, Q. & Key, R., Noble, S. (2014) "High-precision U–Pb dating of complex zircon from the Lewisian Gneiss Complex of Scotland using an incremental CA-ID-TIMS approach" **Gondwana Research.**, 27, 4, PP1381-1391.

- Dahlquist. J.A., Galindo. C., Pankhurst. C.W, Rapela. R.J., Alasino. P.H., Saavedra. J., Fanning. C.M. (2007) "Magmatic evolution of the Pen Rosado granite: Petrogenesis of garnet - bearing granitoids" **Lithos.**, 95, PP 177-207.
- Danyushevsky, L. V., Eggins, S. M., Falloon, T. J. and Christie, D. M., (2000), "H₂O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas; part I: Incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional variations", **J. Petrol.**, **41**, 1329–1364.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D., Fukuoka, M (1991) "A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites" **Contrib. Mineral. Petrol.** 109, 130-137
- Davis. G. H., Reynolds. S. J. and Kluth, C. (1996) "Structural geology of rocks and regions" **Wiley**, P 776.
- De La Roche, H. (1996) "Sur existence de plusieurs facies geochemiques dans Les schistes Paleozoiques des Pyrenees Luchonnaises" **Geology of Rundsch** 35, PP 274-300.
- De La Roche. H., Leterrier. J., Grandclaude. P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature" **Chemical Geology**, 29, PP183–210.
- Deer. W.A., Howie. R.A. and Zussman, J. (1966) "An Introduction to the rock-forming minerals" **John Wiley and Sons, New York**, P 528.
- Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J. (1992) "An Introduction to the rock forming minerals" **Longman, London**, P528.
- DePaolo, D., Wasserburg, G. (1976). "Inferences about magma sources and mantle structure from variations of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd". **Geophysical Research Letters** **3**,743-746.
- Dilek, Y., Furnes, H. (2011). "Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere". **Geological Society of America Bulletin** 123, 387-411.
- Dilek, Y., Furnes, H. (2014). "Ophiolites and their origins". **Elements** 10, 93-100.
- Dixon, J. E., and Clague, D. A., (2001), "Volatiles in basaltic glasses from Loihi seamount, Hawaii: Evidence for a relatively dry plume component", **J. Petrol.**, **42**, 627–654.

- Dixon, J. E., Leist, L., Langmuir, C., and Schilling, J.-G., (2002), "Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt", **Nature**, 28, 385–389.
- Dutrow, B.L., Henry, D.J. (2000) "Complexly zoned fibrous tourmaline, Cruzeiro mine, Minas Gerais, Brazil: a record of evolving magmatic and hydrothermal fluids" **Can. Mineral.** 38, PP131–143.
- Earth's crust". **Lithos** 98, 00020-6.
- Eleanor, J., Berryman, E.J., Kutzschbach, M., Trumbull, R. B., Meixner, A., Hinsberg, V., Kasemann, S. A., Franz, G., (2017) "Tourmaline as a petrogenetic indicator in the Pfitsch Formation, Western Tauern Window, Eastern Alps" **Lithos.**, 284-285, PP138-158.
- Eliwa, H. A., Abu El-En. M. M., Khalaf, I.M., Itaya, T., Murata, M. (2008) "Metamorphic evolution of Neoproterozoic metapelites and gneisses in the Sinai, Egypt: Insights from petrology, mineral chemistry and K–Ar age dating" **Journal of African Earth Sciences.**, 51, 3, PP 107-122.
- Ernest, W. G. and Liu, J. (1998) "Experimental phase-equilibrium study of Al and Ti contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer" **American Mineralogist.**, v. 83, pp 952-969.
- Evans, B.W. (1977). "Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite". **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** 5, 397-445.
- Farahat, E.S. (2008). "Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications". **Chemie der Erde, Geochemistry** 68, 193-205.
- Faramarzi, N.S., Amini, S., Schmitt, A.K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S.M.H. and Mortazavi, S.M., (2015), "Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation". **Lithos**, 236, 203-211.
- Feenstra, A. (1996) "An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine - scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations" **Journal of Petrology.**, 37, PP 201-233.

- Feng, W., Zhu, Y. (2018). "Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic rocks in the north Tianshan ophiolite: Implications for petrogenesis and tectonic setting" **Lithos** 318-319, 124-142.
- Ferrario A., Garuti G. (1988), "**Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia Complex (Central Goiás, Brazil)**", Proc. Geo- Platinum Symp., Essex, U.K.
- Ferrill. D. A. (1991) "Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone" **Journal of Structural Geological**, v. 13, PP 667-676.
- Ferry. J. M. and Spear. F. S. (1978) "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet" **Contributions to Mineralogy and Petrology** 66, PP 113–117.
- Fitton J. G., James D., Leeman W.P. (1991), "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", **Journal of Geophysical Research** 96 13693-13711
- Flagler, P.A., Spray, J.G., (1991). Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones. **Geology** 19, 70–73.
- Flanagan. F. J. (1973) "values for international geochemical samples" **Geochim. Cosmochim. Acta** 37, PP 1189-1200.
- Fleche, M.R., Camire, G., Jenner, G.A. (1998) "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalt from the Maritimes Basin, Magdalen Island, Quebec, Canada. **Chemical Geology** 148, 115-136.
- Fleet. M.E. and Barnett R.L. (1978) "Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario" **Can. Mineral.**, 16, PP 527-532.
- Floyd. P.A. and Winchester. J.A. (1978) "Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanics using immobile elements" **Chemical Geology.**, 21, PP 291-30.
- Foster. M. D. (1960) "Interpretation of the composition of trioctahedral micas" **U.S. Government Printing Office.**, 354B, PP 11-49.
- Frost. B.R., Barnes. C.G., Collins. W. J., Arculus. R. J., Fllis. D. J. and Frost. C. D. (2001) "Geochemical Classification for Granitic Rocks" **Journal of Petrology**, 42, PP 2033-2048.

- Frost, C. D., Frost, B. R. (2014) "Essentials of igneous and metamorphic petrology" **Cambridge University Press, University of Cambridge.**
- Ganguly J. (1969) "Chloritoid stability and related parageneses: theory experiments and applications" **American Journal of Science.**, 267, PP 910-944.
- Ganser, A. "New Aspects of Geology in Central Iran (With Discussion), in 4th World Petrol" **Congress**, Section 1, PP278–300.
- Gansser, A., Gupta, H. K., Delany, F.M. (1981) "The geodynamic history of the Himalaya, Zagros, Hindu Kush, Himalaya; geodynamic evolution" **Geodynamics Series 3**, 111–121. **Geology 34**, PP 689–692.
- Garrels, R. M., Mackenzi, F.T. (1971) "Evolution of sedimentary rocks" **W.W. Norton, New York**, P 397.
- Ghavidel-Syooki, M. (1995). "Palynostratigraphy and palaeogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, Central Alborz Range, northern Iran". **Review of Palaeobotany and Palynology** 86, 91 – 109.
- Gilbert, M. C., Helz, R. T., Popp, R. K. and Spear, F. S. (1982) "Experimental studies of amphibole stability. In D. R. Veblen and P. H. Ribbe, Eds., Amphibolite: petrology and experimental phase relations" **Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Society of America Washington. D. C. 9B** , PP 229-335.
- Gill, J.B. (1981), "**Orogenic Andesites and Plate Tectonics**". Springer, New York.
- Gill, R. (2010), "**Igneous rocks and processes: A practical guide**", Wiley-Blackwell Publication, London.
- Goldrich, S.S., Mudery, M.G., (1972), "Dilatancy model for discordant U/Pb zircon ages. In: Tugrainov, A.I. (Ed.), Contribution to recent geochemistry and analytical chemistry. Moscow nauka publ. Office, 415-418.
- Green, T. H., N. J. Pearson. (1986) "Rare-earth element partitioning between sphene and associated coexisting silicate liquid at high pressure and temperature" **Chemical Geology**, 55, PP 105-119.
- Grew, E.S., Graetsch, H.A., Pöter, B., Yates, M.G., Buick, I., Bernhardt, H.-J., Schreyer, W., Werding, G., Carson, C.J., Clarke, G.L. (2008). "Boralsilite, $Al_{16}B_6Si_2O_{27}$, and "boron-mullite:" compositional variations and associated phases in experiment and nature." **Am. Mineral.** 93, 283–299.

- Grew. E.S., Krivovichev, S.V., Hazen, R. M., Hystad. G. (2016) "Evolution of structural complexity in boron minerals" **Can. Mineral.** 54, PP 125–143.
- Gromet. L. P., Dymek. R. F., Larry. A., Haskin. R. Y. L., KOROTEV. (1984) "The North American shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics" **Geochemica and Cosmochemica Acta.**, 48, PP 2469-2482.
- Guidotti. C.V. and Sassi. F.P. (2002) "Constraints on studies of metamorphic K-Na white micas" **Reviews in mineralogy and geochemistry**, 46(1), PP 413-448.
- H.A.Eliwa. M. M. AbuEl-EnenI. M.Khalafa T. ItayacM.(2008) "MurataMetamorphic evolution of Neoproterozoic metapelites and gneisses in the Sinai, Egypt: Insights from petrology, mineral chemistry and K–Ar age dating" **Journal of African Earth Sciences.**, 51, 3, PP 107-122.
- Haghipour, A. (1974), "Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran central): Pétrologie et tectonique du socle précambrien et de sa couverture (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).
- Hallberg, J.A. (1984) "A GEOCHEMICAL AID TO IGNEOUS ROCK TYPE IDENTIFICATION IN DEEPLY WEATHERED TERRAIN" **Journal of Geochemical Exploration**, 20, PP 1-8
- Hammarstrom. J. M., Zen. E. A. (1986) "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer". **American mineralogist.** 71, PP 1297-1313.
- Hancher. J. M., Miller. C. F. (1993) "Zircon zonation pattern as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implication for interpretation of complex crustal histories" **Chemical Geology**, PP110:1-13.
- Hanmer. S. (1988) "Great Slave Lake Shear Zone, Canadian Shield: reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone" **Tectonophysics**, 149(3), PP245-264.
- Harker. A. (1909) "The natural history of igneous rocks", **Methuen and Co.** London, PP153- 156.
- Harley. S.L., Kelly, N. M. (2007) "Zircon Tiny but Timely" **Elements** 3, PP 13-18.
- Harlov. D. P. Seifert. W. Nijland and H. Forster. (2006) "Formation of Al-rich titanite reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks of fo₂ and fH₂O" **Lithos**, 88, PP 72-84.

- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In M. P. Coward, & A. C. Ries (Eds.), **Collision Tectonics**. 67-81
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., Walker, J.D. (2008). “U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement”. **Tectonophysics** 451, 71–96.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch M.d. (2012) “ Nomenclature of amphibole supergroup”, **American Mineralogist**, 97, 2031-2048.
- Hawthorne. F. C. (1981) “Crystal chemistry of amphiboles. Reviews in Mineralogy and Geochemistry” **Mineralogical Society of America, Washington, D.C**, PP 1-102.
- Hawthorne. F. C., and Henry. D. J. (1999) “Classification of the minerals of the tourmaline group” **Eur. Journal of Mineralogy**, 11, PP 201-215.
- Henderson. P. (1984) “Rare earth element geochemistry” **Elsevier, Oxford, New York**, PP 511.
- Henry. D. J., Guidotti. C. V. and Thomson. J. A. (2005) “The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms” **American Mineralogist**, 90(2-3), PP 316-328.
- Herron. M. M. (1988) “Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data” **Journal of Sedimentary and Petrology**, 58, PP 820-829.
- Hey. M. H. (1954) “Nomenclature of chlorites” **Mineralogical Magazine**, P277.
- Hodges. K.V., Spear. F. S. (1982) “Geothermometry, geobarometry and Al₂SiO₅ triple at Mt. Moosilauke, New Hampshire” **American Mineralogist**. 67, PP1118-1134.
- Holland. T. and Blundy. J. (1990) “Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase Geothermometer” **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 104, PP 208-224.
- Holland. T., Blundy. J. (1994) “Non-Ideal Interactions in Cal- cic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Pla- gioclase Thermometry” **Contrib. Mineral. Petrol**, 116:4 , PP 433-447.

- Hollister. L.S., Grissom,. G.e., Peters. E.K., Stowell. H. H. and Sisson. V. R. (1987)
 “Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of
 solidification of calc-alkaline plutons” *American Mineralogist* 72, PP 231-239
- Hollocher. K. (2014) “A Pictorial Guide to Metamorphic Rocks in the Field” CRC P
 320.
- Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, Gh., Blades, M., Santos, M.C., Collins, A.S., Ao,
 S., (2018). “Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes
 from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NWIran: Implications for
 Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on
 the late Oligocene crustal anatexis” *Gondwana Research* 57, 78-76.
- Hooper P.R., Bailey D.G., McCarley Holder G.A., (1997) “Tertiary calc-alkaline
 magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest”, *J.
 Geophys. Res* 100: 10303-10319.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini,
 A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M., Grove, M., (2008)." Detrital zircon
 provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for
 chronostratigraphy and collisional tectonics". *Tectonophysics* 451, 97-122.
- Hoskin, P.W.O. & Black, L.P., (2000) “Metamorphic zircon formation by solid-state
 recrystallization of protolith igneous zircon”. *Journal of Metamorphic Geology*,
 18, 423 - 439.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and
 metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hancher and P.W.O. Hoskin, Editors, *Rev.
 Mineral. Geochem* 53, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 27–62
 Zircon.
- Hoskin. P.W.O. and Schaltegger, U. (2003) “The composition of zircon and igneous and
 metamorphic petrogenesis” *Mineralogical Society of America, Washington, D.C.*
 PP 27–62 Zircon.
- Hosseini. S. H., Sadeghian. M., Zhai. M., Ghasemi. H., (2015). “Petrology, geochemistry
 and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezar Chah metabasites (NE Iran): An evidence
 for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana” *Chemie der
 Erde* 75, PP207–218.
- Hushmandzadeh, A., (1969) **Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony
 (Iran Central)**: These, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 242p.

- Hutchison. C. S. (1978) "Ophiolite metamorphism in Northeast Borneo" *Lithos* 11, PP 195-208.
- Institute of Mining, Metallurgica, and Petroleum Engineers, Inc by Prot City Press, Baltimore, Maryland
- Ireland. T. R. and I. S. Williams. (2003) "Considerations in zircon geochronology" by SIMS, in *Zircon*, edited by J. M. Hanchar and P. W. O. Hoskin, Rev". **Mineral. Geochem.**, 53, PP 215–241.
- Irvine. T. N. and Baragar. W. R. A. (1971) "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. Sci.**, 8, PP 523-548.
- Islam. M. D., (1996) PhD Thesis: "The ancient weathering crust in Finnish Lapland and the recent weathering crust in Bangladesh" A comparison Acta , University Ouluensis, P 285.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A.S., Masoudi, F., Cox, G., Mohajjel, M. (2013)." The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran". **Turkish Journal of Earth Sciences** 21. 22(1), 1-31.
- Johnson. S. E. (1993) "Unravelling the spirals: a serial thin-section study and three-dimensional computer-aided reconstruction of spiralshaped inclusion trails in garnet porphyroblasts" **J Metam Geol**, 11, PP 621–634.
- Johnson. M. C. Rutherford. M.J. (1989) "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks" *Geol. Mag.*, 17, PP 837-841.
- Johnson. M. e. and Rutherford. M. J. (1989) "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)" *Geology* 17, PP 837-841.
- Karabinos. P. (1985) "Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, PP 262-275.
- Karagaran bafghi. F., Foeken. J. P. T., Guest. B., Stuart. F. M. (2012) "Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: implications for the Eurasia–Arabia collision", **Tectonophysics**, 524–525, PP 100–107
- Kargaran bafghi. F., Neubauer. F., Genser J., Faghih A., Kusky T. (2012) "Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation" **Tectonophysics**, 564–565, PP 83–100.

- Kargaran bafghi. F., Neubauer. F., Genser J., Houshmandzadeh A. (2006) “The Eocene Chapedony metamorphic core complex in Central Iran: preliminary structural results” *Geophysical Research Abstracts*, 8, EGU06-A-05008.
- Kargaran Bafghi. F., Neubauer. F., Genser. J., Houshmandzadeh. A. (2007) “⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on the tectonothermal evolution of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran”, *Geophysical Research Abstracts*, 9, EGU07-A-07387.
- Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J. (2009) “The Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of western Central Iran seen through detrital white mica” *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU 09-A-7969.
- Kocak. K., Kurt, H., Veysel, Z., Ferre, E.C. (2007) “Characteristic of the amphibolites from nigde metamorphic (Central Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry” ***Geochemical Journal***, 41, PP 241 – 257.
- Kohn. M. J. and Spear. F.S. (1990) “Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont”. ***American Mineralogist.***,75, PP 89-96.
- Kornprobst, J. (2003) “Metamorphic rocks and their geodynamic significance, a petrological handbook, Kluwer Academic Publishers, 12, 225 p.microstructures and mineral preferred orientations” .**Chapman and Hall, London**, P 405.
- Kretz. R. (1994) “Metamorphic crystallization” New York, Wiley.
- Kubo, K., (2002). “Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of Iwanaidake Peridotite, Hokkaido, Japan”. ***Journal of Petrology*** 43, 423–448.
- La. R.L and Ackermant. D. (1979) “Coexisting chloritoid-staurolite from the Sillimanite (fibrolite) zone, Sini, district Singhbhum, India” ***Lithos*** 12 (2) , PP133-142.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M., Niclas, A. (1982). “Podiform chromite ore bodies: a genetic model”. ***Journal of Petrology*** 23, 103–123.
- Lalonde. A. E., Bernard. P. (1993) “Composition and colour of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of the Wopmay orogen, Northwest territories” ***Canadian Mineralogist.***, 31, PP 203-217.
- Le Bas. M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) “A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram” ***J Petrol.***, 27, PP 745-750.
- Le Maitre. R. W. (1976) “Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications” ***Contrib. Mineral. Petrol.***, 56, PP181-189.

- Leake. B. E. (1965) “The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles”, **American Mineralogist.**, 50, PP 843 – 851.
- 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” **American Mineralogist.**, 82, PP1019-1037.
- Li, B., Ge, J., Zhang. B. (2018) “Diffusion in garnet: a review” **Acta Geochim** 37(1), PP19–31
- Li, Ch. F., Chu Zh.Y., Guo J.H., Li Y.L., Yang Y.H., Li X.H., (2015) “A rapid single column separation scheme for highprecision Sr–Nd–Pb isotopic analysis in geological samples using thermal ionization mass spectrometry”. **Anal. Methods.** 7: 4793-4802.
- Li, Ch. F., Wang X.C., Guo J.H., Chu Zh.Y., Feng L.J., (2016) “Rapid separation scheme of Sr, Nd, Pb and Hf from a single rock digest using a tandem chromatography column prior to isotope ratio measurements by mass spectrometry”. **J.Anal.At. Spectrom**, 31: 1150-1159.
- Li, W.X., Li, X.H., (2003). Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence. **Precambrian Research** 122, 20-44.
- Li, X.H., Tang, G.Q., Gong, B., Yang, Y.H., Hou, K., Hu, Z.C., Li, Q.L., Liu, Y., Li, W.X., (2013) “Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes. **Geochemistry.** 36: 4647-4654.
- Li, X.P., Zhang, L.F., Wilde, S.A., Song, B., Liu, X. M. (2010). “Zircons from rodingite in the Western Tianshan serpentinite complex: Mineral chemistry and U–Pb ages define nature and timing of rodingitization”. **Lithos** 118, 17–34.
- Li. X. H., Liu. Y., Li, Q.L., Guo, C.H., Chamberlain, K.R., (2009). “Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization”. **Geochemistry Geophysics Geosystems** 10, Q04010.
- Liou. J.G., Maruyama S., Cho. M. (1987) “Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks: mineral assemblages and mineral facies” **In: Frey M. (ed.) Low temperature metamorphism.** Blackie and Son, Glasgow, PP 59-113.

- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G. (1986), “**The ophiolite of northern Oman. Geological Society of London Memoir 11**”. Blackwell Scientific, Oxford, London.
- Locock., A. (2008) “An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet in to end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets” **Computers and Geosciences**, 34, PP1769-1780.
- London, D., Morgan, G.B.V.I., Wolf, M.B., (1996) Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew, E.S., Anvitz, L.M. (Eds.), Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry vol. 33. **Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia**, pp. 299–330.
- London. D., Manning. D. A. C. (1995) “Chemical Variation and Significance of tourmaline from southwest England”, **Economic Geology**, 90, PP 495-519.
- Lussier. A., Ball. N. A., Hawthorne. F. C., Henry. D. J., Shimizu. R., Ogasawara. Y., Ota. T. (2016) “Maruyamaite, $K(MgAl_2)(Al_5Mg)Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3O$, a potassium-dominant tourmaline from the ultrahigh-pressure Kokchetav massif, northern Kazakhstan: description and crystal structure” **Am. Mineral.**, 101, PP355–361.
- M. INUI and M. TORIUMI (2004) “A Theoretical Study on the Formation of Growth Zoning in Garnet Consuming Chlorite” **Journal of petrology**, 45 , 7 , PP 1369–1392
- Mahrous. M. Abu El-Enen. (2011) “Geochemistry, provenance, and metamorphic evolution of Gabal Samra Neoproterozoic metapelites, Sinai” **Egypt Journal of African Earth Sciences.**, 59, PP269–282
- Mannan. A. (2002) “Stratigraphic evolution and geochemistry of the neogene Surma group, Surma basin”., **Sylhet, Bangladesh. University of Oulu**
- Marschall. H. R., Korsakov. A.V., Luvizotto. L. N., Ludwig. T. (2009) “On the occurrence and boron isotopic composition of tourmaline in (ultra)high-pressure metamorphic rocks” **Journal of the Geological Society**, 166, PP 811–823.
- Masoodi. M., Yassaghi. A., Nogole Sadat M. A. A., Neubauer. F., Bernroider. M., Friedl. G., Genser. J., Houshmandzadeh. A. (2013) “Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone”, **Tectonophysics**, 588, PP189–208.
- Masoudi. F., Mehrabi. B., Mahmoudi. Sh. (2006) “Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, NE Iran” . **Journal of Science, Islamic Republic of Iran**. 17(3): PP235-244.

- Maynard, J. B., Valloni, R. and Yu, H. S. (1982) "Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin: in Leggett, J.K, eds, Trench forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins" **Geol.Soc. Lond. Spec. Pub.**,10, PP 551- 561.
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A., Ghaderi, M., Star Lackey, J., Farmer, G.L., Karimpour, M.H. (2017). "Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangam mining region, NE Iran". **Ore Geology Reviews** 84, 116–133.
- McCall, G. J. H. (1997). "The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran", **Journal of Asian Earth Sciences** 15, 517–531.
- McCulloch, M.T., Bennett, V.C. (1994). "Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints". **Geochim. Cosmochim. Acta.** 58, 4717–4738.
- McCulloch, M.T., Kyser, T.K., Woodhead, J.D., Kinsley, L. (1994). "Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo volcanic zone of New Zealand: Evidence for assimilation followed by fractionation of basalt". **Contrib. Mineral. Petrology** 115 (3), 303–312.
- McLennan, S. M. (1989) "Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B. R., McKay, G. A. (eds.), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements" **Reviews in Mineralogy**, 21, PP 169-200.
- Merlini, A., Grieco, G., Diella, V. (2009). "Ferritchromite and chromian chlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia)". **American Mineralogist** 94, 1459–1467.
- Merlini, A., Grieco, G., Ottolini, L., Diella, V. (2011). "Probe and SIMS investigation of clinopyroxene inclusions in chromites from the Troodos chromitites (Cyprus): Implications for dunite–chromitite genesis". **Ore Geology Reviews** 41, 22-34.
- Meng Liu F.L, Du L.L, Liu L.H, Liu J.H, (2015) "Petrogenesis and tectonic significance of the Baoxing granitic and mafic intrusions, southwestern China: Evidence from zircon U–Pb dating and Lu–Hf isotopes, and whole-rock geochemistry", **Gondwana Research** 28 800–815.
- Michael, P. J. (1995), "Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O", **Earth Planet. Sci. Lett.**, 131, 301–320.

- Middlemost. E. A. K. (1985) "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology" **Longman Group U.K.**, 73-86
- Middlemost. E. A. K. (1994) "Naming materials in the magma/ igneous rock system" **Longman Group U.K.**, 73-86.
- Mikami, M.H. (1983), "Chromite in Industrial mineral and rocks by Lefond", S J., American
- Miller .C. F., Stoddard. E. F., Bradfish. L. J. and Dollase. W.A. (1981) "Composition of plutonic muscovite: genetic implications" **Canadian Mineralogist.**, 19, PP 25–34.
- Misra. S. N. (1971) "Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites" **Norsk Geologisk Tidsskrift** 51, PP311–316.
- Miyashiro, A., (1973) "Metamorphism and Metamorphic Belts" **Allen and Unwin**, London, P 492.
- Miyashiro. A., (1994) "Metamorphic petrology" **Oxford University Press, Oxford, UK .**
- Miyashiro. A., Shido. F. and Ewing. M. (1971) "Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near
- MOGHAZI. A. M. HASSANEN. M. A. HASHAD. M. H MOHAMED. F. H. (2001) "Garnet-bearing leucogranite in the EI M.A. -Hudi area, southern Egypt: evidence of crustal anatexis during Pan-African low pressure regional metamorphism" **Journal of African Earth Sciences**, 33, 2, PP 245-259.
- Moghazi. A. M., Ali. K. A., Wilde. S. A., Zhou. Q., Andersen. T., Andresen. A., Abu ElEneen. M. M., Stern. R. J. (2012) "Geochemistry, geochronology, and Sr–Nd isotopes of the Late Neoproterozoic Wadi Kid volcano-sedimentary rocks, Southern Sinai, Egypt"., *Lithos* 154, PP147-165.
- Monazzami Bagherzadeh. R., Karimpour, M. H., Lang Farmer, G., Stern. C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., Heidarian F., Shahri, M. R., (2015), "U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran)", **Journal of Asian Earth Sciences** **111: 54 –71.**
- Nachite. H., Ibhi. A., Abia. E. E., Ohoud. M. B. (2005) "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites" **Comptes Rendus Geoscience**, 337, PP1415-1420.
- Nicolas, A. (1989), "Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere", Kluwer Academic, Dordrecht.

- Oliver, R. L., Nesbitt, R. W., Hausen, D. M. and Franzen, N. (1972) "Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australi" **Contributions to Mineralogy and Petrology** 36(4), PP 335-342.
- Onen, A.P., (2003) "Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites" **Journal of the Geological Society, London.** 160, 947–962
- Otten, M. T. (1984) "The origin of brown hornblende in the Artifjallet gabbro and dolerites" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 86, PP 189-199.
- Paktunc, A. D. (1984) "Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson Mine, Thompson nickel belt, northern Manitoba" **The Canadian Mineralogist** ,22(1), PP 77-91.
- Paschier C.W., Myers J.S., Kroner A. (1990). **Field geology of high grade gneiss terrains.** Springer- Verlag. 150p.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996) "Microtectonics", **springer-Verlag, Berlin, Germany.**, P 289.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005) "Microtectonics" **Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York**, P 366.
- Patiño Douce, A.E., (1999) "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?" **Geological Society of London Special Publication.** 168, 55–75.
- Pearce, J. A. Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. **Contrib. Mineral. Petrol.** 69, 33-47.
- Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In **Continental basalts and mantle xenoliths** (C. J. Hawkesworth and M. J. Norry, eds.) **Shiva Publishing, Cheshire**, (2)30-49.
- Pearce, J.A. (2003). "Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.)", **Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought** vol. 373, Geological Society of America Special Paper, pp. 269-293.
- Pearce, J.A., (1989) High T/P metamorphism and granite genesis beneath ophiolite thrust sheets. **Ophioliti** 14, 195-211.

- Pearce. J. A. (1982) "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*" **John Wiley and Sons, Chichester**, PP 525-548,
- Pearce. J. A. and Norry. M. J. (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 69, PP 33–47.
- Pearce. J.A. and Cann. J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science letters*", 19, PP 290-300.
- Peccerillo. R., Taylor. S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58, PP 63-81.
- Perchuk. L. L., Lavrent'eva. I. V. (1983) "Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena SK (ed) *Kinetics and equilibrium in*
- Perchuk. L. L., van Reenen. D. D., Smit. C. A., Vankal. D. A., Boshoff. R., Varlamonov. S. M., Tabatabaeimanesh. S. M. (2008) "Isobaric heating recorded in polymetamorphic rocks from the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain" **South Africa, Lithos**, 103, PP70-105.
- Preiss, W., & Forbes, B. G. (1981). "Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (Late Proterozoic) basins in Australia", **Precambrian Research**, 15(3-4), 255-304.
- Pesquera. A., Torres-Ruiz. J., García-Casco. A., Gil-Crespo, P. P. (2013) "Evaluating the controls on tourmaline formation in granitic systems: a case study on peraluminous granites from the Central Iberian Zone (CIZ), Western Spain" **J. Petrol.**, 54, PP 609–634.
- Peters, T.J., Menzies, M., Thirlwall, M., Kyle, P.R. (2008) Zuni-Bndera volcanism, Rio Grand, USA Melt formation in garnet and spinel- facies mantle straddling the asthenosphere- lithosphere boundary. **Lithos** 1021, 295-315.
- Pettijohn. F. J. (1972). "The Archean of the Canadian Shield: A resume" **Geol. Soc. Amer. Mem.**, 135, PP131-149.
- Pettijohn. F. J., Potter. P. E., Siever. R. (1972) "Sand and sandstone" **Springer-Verlag. New York.pp.** P618.
- Price N. J., (2001) "Major impacts and plate tectonic: A model for the phanerozoic evolution of the earth", **lithosphere**. Routledge 354.

- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L. (1999). "Al- and Cr rich chromitites from the Mayari-Baracoa Ophiolitic belt (eastern Cuba), Consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle", **Economic Geology** 94, 547-566.
- Putirka, K. D., Mikaelian, h., Ryerson, F., Shaw, H. (2003) "New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho" **Am. Mineral.**, 88, PP 1542–1554.
- Raase, P. (1974) "Al and Ti contents of hornblend, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism" **Contributions to mineralogy and petrology.**, 45, PP 231-236.
- Rahmati Ilkhchi, M., Jerebek, P., Faryad, Sh., Koyi, Hemin A., (2010)." Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran". **Tectonophysics** 494, 101-117.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Košler, J., Frank, W., (2011)." Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (Central Iran)". **International Journal of Earth Sciences** 100, 45–62.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jer'a'bek, P., Faryad, S.W., Kos'ler, J., (2008)." Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block". **In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group**, Upohlav Slovakia SlovTec.
- Ramezani, J., (1997) Ph.D. thesis: "Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, central Iran", Washington University, St. Louis, Missouri, 416 p.
- Ramezani, J., Tucker, R.D. (2003). "The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics". **American Journal of Science** 303, 622–665.
- Rao, B. B. and Johannes. W. (1979) "Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages" **Neues Jb. Miner. Mh.**, PP 437-447.
- Rasul N. M.A., Stewart I. C.F., (2015) "**The Red Sea: The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin**", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 627p.
- Raymond L.A. (2002), "**Petrology, The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks**". Mc Graw Hill.

- Roberts. M .P. and Finger. F. (1997) “Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions” **Geology**., 25, 4, PP 319–322.
- Roberts, D. G., & Bally, A. W. (2012), "From rifts to passive margins: A continuum of extension" in Roberts, D.G. In A. W. Bally (Ed.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins* (pp. 18-31). Boston: Elsevier.
- Robinson. P. R., Hollocker. K. T., Tracy. R. J., Dietsch. C. W. (1982) “High grade Acadian regional metamorphism south central Massachusetts. In: NEIGC7 th Annual Meeting of the state Geological and Natural History Survey of Connecticut, Guidebook For Fieldtrips in Connecticut and South-Central Massachusetts” **Joesten, R.A. Quarrier. S.S(eds)**. University of Connecticut: Storrs, PP 289-340.
- Rollinson, H.R. (1993), “**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation**”. Longman Scientific and Technical.
- Rollinson. H. R., (1993) “Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation” **Longman Group**, UK 1st edition, P 352.
- Roser. B. P., Korsch. R. J. (1986) “Determination of tectonic setting of sandstonemudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio” **J. Geol.**, 94, 5, 635–650.
- Ross. P. S. and Bédard. L. P. (2009). “Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams” **Canadian Journal of Earth Sciences.**, 46, PP823–839.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M., Theye, T., (2015).“Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut block)”. **J. Asian Earth Sci.** 102, 24–44.
- Rudnick, R.L. (1995). “Making continental crust”, **Nature** 378, 571–578.
- Sain, A., Saha, D. (2018). “Structure and tectonics of a Mesoproterozoic ophiolite – Insight from Kanigiri Ophiolite with a mélangé zone, southern India”. **Tectonophysics** **744**, 177-204.
- Saki, A. (2010)." Proto-tethyan remanants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks", **Godwana research** 17, 704-714.
- Saki. A. (2010) “Effective factors for appearance or non-appearance of Chloritoid mineral in the metapelitic rocks of Bolandparchin and Poshtuk area” **Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy.**, 18 (3) , PP335-346.

- Samani, B. A. (1988). "Metallogeny of the Precambrian in Iran". **Precambrian research**, 39(1-2), 85-106.
- Sawyer, E.W. (2008), "Atlas of Migmatites". NRC Research Press, Ottawa.
- Sayit, K., Tekin, U.K., Geçençüoğlu, M.C., (2011), "Early-middle carnian radiolarian cherts within the Eymir unit, Central Turkey: constraints for the age of the palaeotethyan karakaya complex". **Lithos** 119, 501e511.
- Schmidt. M. W. (1992) "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 110, PP304-310.
- Schoneveld. C. (1979) "The geometry and the significance of inclusion patterns in syntectonic porphyroblasts" **PhD Thesis, Leiden State Univ.**
- Schumacher. R. (1991) "Compositions and phase relations of calcic amphiboles in epidote –and clinopyroxene- bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts" USA. **Contributions to Mineralogy and Petrology** .,108, PP 196-211.
- Sciences Islamic Republic of Iran** 13(2), 155-160.
- Seewald. J. C. and Seyfried. W. E. (1990) "The effect of temperature on metal mobility in Sub Sea floor hydrothermal systems: Constraints from basalts alteration experiments" **Earth and Planetary Science letters**,101, PP388-403.
- Sengör, A.M.C., Altmer, D., Cin, A., Ustaömer, T., Hsü, K.J., (1988)." Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land." **Geological Society of London Special Publication** 37, 119–181.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y., (2013), Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Res.*
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R.J., Santos, J.F., Wu, Y. (2015). "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmandmetamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana". **Gondwana Research** 27(1), 439-452.
- Shafaii Moghadam, H., Li, H. X., Stern, R. J., Ghorbani, G., Bakhshizad, F., (2016). "Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanja –

- Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments", **Lithos** 240–243, 34–48.
- Shafaii Moghadam, H., Li, H.X., Griffin, W. I., Stern, R. J., Santos, J.F., Thomsen, B., Meinhold, G., Aharipour, R., O'Reilly S. Y., (2017). "Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology". **Lithos** 268–271, 87–101.
- Shafaii Moghadam, H., Li, H.X., Santos, J.F., Stern, R. J., Griffin, W., Ghorbani, G., Sarebani, N., (2017). "Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran". **Earth and Planetary Science Letters** 474, 83–96.
- Shafaii Moghadam, H., Li, H.X., Stern, R.J., Santos, J.F., Ghorbani, G., Pourmohsen, M. (2016). "Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana", **International Geology Review**, DOI: 10.1080/00206814.2016.1166461.
- Shafaii Moghadam, H., Stern R.J. (2014). "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: I) Paleozoic ophiolites". **Journal of Asian Earth Sciences** 91, 16-38.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J. (2014). "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites". **Journal of Asian Earth Sciences** 91, 19–38.
- Shafaii Moghadam. H., Khademi. M, Hu. Z., Stern. R. J., Santos. J. F., Wu. Y. (2015) "Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwan" **Gondwana Research**, 27, PP439–452
- Shahbazi, H., Siebel, W.M., Pourmoafee Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Vousoughi, Abedini M. (2010). "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism". **Journal of Asian Earth science** 39(6), 668-68
- Shand. S. J. (1943) "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits" **Thomas Murby and co**, London, P488.
- Shaw, D. M., (1956) "Geochemistry of pelitic rocks. Part III: major elements and general Geochemistry". **Geological Society of America Bulletin**. 67, 919-34.

- Shaw. D. M. (1956) "Geochemistry of Pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry" **Geology Society of American Bulletin**, 67, PP919-934.
- Sheifert. W., W. Kramer. (2003) "Accessory titanite: An important carrier of zirconium in lamprophyres" **Lithos**, 71, PP 81-98.
- Shelly. D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features,
- Shirdashtzadeh. N., Torabi. G., Schaefer. B. (2018) "A magmatic record of Neoproterozoic to Paleozoic convergence between Gondwana and Laurasia in the northwest margin of the Central-East Iranian Microcontinent" **Journal of Asian Earth Sciences**, 166, , PP 35-47.
- Silver, L.T., Deutsch, S., (1963) "Uranium- lead isotopic variation in zircon: a case study", **Journal of Geology**, 71, 721-758.
- Smith. D. C. (1981) "The pressure temperature dependence of Al-solubility in sphene in the system Ti-Al-Ca-O-F" **Progress of Experimental Petrology**, 18, PP 193-197.
- Söderlund. Ulf., Möller. C., Andersson. J., Johansson. L. and Whitehouse. M. (2002) "Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46–1.42 and 0.98–0.96 Ga reworking" **Precambrian Res.** ,113, PP 193–225.
- Sola, A.M., Becchio, R.A., Pimentel, M.M. (2013) "Petrogenesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study". **Lithos** 177, 470-491.
- Spear. F. S. (1993) "Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature- time paths" Washington. DC. **Mineralogical Society of America**, PP 799.
- Spear. F. S. Kimball. C. (1984) "Recamp - a Fortran IV program for estimating Fe³⁺ contents of amphiboles" **Computer and Geosciences**, 10, PP 317-325.
- Spear. F.S. and Pattison. D. R. M. (2017) "The implications of overstepping for metamorphic assemblage diagrams (MADs)" **Chemical Geology**, 457, PP 38-46.
- Speer. J. A. (1984) "Mica in igneous rocks. In: Micas, Bailey, S. W. Mineralogy Society of American" **Review in Mineralogy**, 13, PP 299-356.
- Spry. A. (1969) "Metamorphism Textures" **Pergamon Press .Oxford**, P 350.

- Srivastava. R. K., Singh. R. K., Verma. S. P. (2004) "Neoproterozoic mafic volcanic rocks from the southern Bastar greenstone belt, Central India: petrological and tectonic significance" **Precambrian Research.**, 131 , PP 305–322.
- Stacey J. S., Kramers, J. D. (1975) "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model" **Earth and Planetary Science Letters.**, 26, PP207–221.
- Stahl. A. F. and von. Zur. (1897) "Geologie Von Persian Geog_nostische Beschreibung Des Nordlichen Und Zentral_ Persiens" **Petermanns Mitt.**, 122, PP1–72.
- Stampfli, G.M. (2000), "**Tethyan oceans**". Geological Society, London, Special Publications , 173, 1-23.
- Stein. E. and Dietl. C. (2001) "Hornblende thermobarometry of granitoids from central Odenwald (Germany) and their implications for geotectonic development of the odenwald" **Mineralogy and Petrology.**, 72, PP 185-207.
- Stern, T. W., Goldrich, S.S., Newell, M.F., (1961) "Effect of weathering on the U – Pb ages of zircon from the Morton gneiss", Minnesota. **Earth and Planetary Science Letter**, 1, 369-371.
- Stevens, G., Clemens, J.D. (1993). "Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary?". **Chemical Geology** 2541(93), 90314-90319.
- Stöcklin, J. (1974). "Possible ancient continental margin in Iran"; In: Burk, C.A., Drake, C.L., (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer, Berlin, 873–887.
- Stöcklin. J. (1968) "Structural History and Tectonics of Iran" **Rev. Amer. Assoc. Petrol. Geol.** B52 (7), 1229–1258 .
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). "Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes". **Geol. Soc. Lond. spec. publ.** 42, 313–345.
- Sun. S. S., McDonough. W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*" **Geological Society Special Publication.**, 42, PP 528–548.
- Susov. M., Dvoryankin. A., Selivanov. E.(1979) "Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran), Moscow, V/O "Technoexport" **Report No. 4** , P171.
- Symmes. G. H, Ferry. J. M. (1992) " The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism" **Journal of Metamorphic Geology.**, 10, PP 221-238.

- Tabatabaei Manesh. S. M., Sharifi. M. and Romanko. A. (2010). "P-T Conditions of the Jandagh Metapelitic Schists, Northeastern Isfahan Province, Iran." **Petrology**, 18, PP 308–317.
- Takin, M. (1972). "Iranian geology and continental drift in the Middle East". **Nature** 235, 147-150.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985), "**The Continental Crust: Its Composition and Evolution**". Blackwell, Oxford.
- Taylor. S. R., McLennan. S. M. (1985) "The continental crust, its composition and evolution" **Blackwell, Oxford**.
- Thompson. A. B. (1982) "Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids" **Journal of Science**, 282, PP 1567–1595.
- Torabi, Gh., Arai. Sh., Koepke. J. (2011) "Metamorphosed mantle peridotites from Central Iran (Jandaq area, Isfahan province):Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen" 261, PP 129-150.
- Torabi. G. (2009) "Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (Isfahan province, Central Iran)" **Comptes Rendus Geoscience**., 341, PP982-992.
- Torabi. Gh., Shirdashtzadeh. N., Arai. S., Koepke. J. (2011) "Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites" **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen**., 262, PP 227-240
- Troitzch. U., D. J. Elli. (2002) "Thermodynamic properties and stability of AlF-bearing titanite CaTiOSiO₄-CaAlFSiO₄" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 142, PP 543-563.
- Trouw. R. A. j., Passchier. C. W., Wiersma. D. J. (2010) "Atlas of mylonites and related microstructures" **Springer**, P 322.
- Trumbull. R. B., Chaussidon. M., (1999) "Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite - pegmaite system inSwaziland" **Chemical Geology**, 153, PP125-137.
- Tullis. J., Stünitz. H., Teyssier. C., Heilbronner. R. (2000) "Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. In: Jessell, M. W., Urai, J.L. (Eds.), Stress, strain and structure. A volume in honour of W.D. Means" **Journal of the Virtual Explorer**.

- Van Hinsberg, V.J., Schumacher, J.C., (2007) Intersector element partitioning in tourmaline: a potentially powerful single crystal thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 289–301.
- Van Hinsberg, V.J., Schumacher, J.C., (2011) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral in the Haut-Allier metamorphic suite, Massif Central, France. *The Canadian Mineralogist* 49, 177–194.
- Van reenen. D. D., Perchuk. L. L., Smit. C. A., Varlamov. D. A., Boshoff. R., Huizenga. j. M., Gerya. T. V. (2004) “Structural and P-T Evolution of a Major Cross Fold in the Central Zone of the Limpopo High - Grade Terrain, South Africa” *Journal of Petrology*, 45, PP1-27.
- Vance. D., Holland. T. (1993) “A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gasts schist, Vermont” *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, PP101-118.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., Spell, T.L., (2007). "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran." *Geological Society of America Bulletin* 119, 961–977.
- Vernon, R.H., (2004). "A practical guide to rock microstructure." Cambridge University Press, Cambridge. pp. 594.
- Vernon. R. H. (2004) “A practical guide to rock microstructure” *Cambridge University Press*, Cambridge, PP594.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert-Toft, J., Albarede, F. (1999). “Relationship between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system”. *Earth Planet. Science. Lett.* 168, 79–99.
- von Goerne, G., Franz, G., van Hinsberg, V.J., (2011) Experimental determination of Na-Ca distribution between tourmaline and fluid in the system CaO-Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-B₂O₃-H₂O. *The Canadian Mineralogist* 49, 137–152.
- Vyhnal. C. R., Mcsween. H. Y., Speer. J. A. (1991) “Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability”, *Am. Mineral.*, 76, PP 176-188.
- Wadoski, E.R., Grew, E.S., Yates, M.G., (2011) Compositional evolution of tourmalinesupergroup minerals from granitic pegmatites in the Larsemann Hills, East Antarctica. *Can. Mineral.* 49, 381–405.

- Walker, K. R., Joplin, G. A., Levering, J. F. and Green, R. (1960) "Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland" **3.Geol. Soc. Australia.**, 6, PP149-177.
- Wang, Z., Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G., Zhang, S. (2007). "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning". **Lithos** 96, 543-566.
- Warde, C. M. (1984) "Manesum staurolite and green chromian staurolite from Fjordland, Newzealand" **American Mineralogist.**, 76, PP531-540.
- Welch, M.D., (2012). "IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup". **American Mineralogist** 97, 2031–2048
- Wenner, D.B., Taylor, H.P.Jr. (1971). "Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O18/O16 fractionation between coexisting serpentine and magnetite". **Contributions to Mineralogy and Petrology** 32, 165-185.
- Werner, C. D. (1987) "Saxonian granulites—igneous or lithogenous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes. In: Gerstenberger, H. (Ed.), Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif (Sachsisches Granulitgebirge)" **Zfl -Mitteilungen**, 133, PP 221–250.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., (1987) "A type granites: Geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis", **contributions to mineralogy and petrology.** 95, 407-419.
- White, W.A., (2015), "**Isotope Geochemistry**". John Wiley & Sons Ltd, London.
- White, W. M. (2001) "Geochemistry: An on-line text book" **John- Hopkins University press.** P700.
- Whitney, D., Evans, B. (2010) "Abbreviations for names of rock forming minerals" **American mineralogist.**, 95., PP185-187.
- Wilbur, D. E., Ague, J. J. (2006) "Chemical disequilibrium during garnetngrowth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies"
- Will, T. M. (1995) "Phase Equilibria in Metamorphic Rocks" **Thermodynamic Backgrounds and Petrological Applications.**, P350.
- Williams, P. F., Jiang, D. (1999) "Rotating granites" **Journal of metamorphic geology.**, 17, PP367-78.

- Wilmsen, M., Fursich, F., Syed-Emami, K., Majidifard, M., Taheri, J. (2009). "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland". **Terra Nova** 21, 211–218.
- Wilson, M. (1989), "**Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach**", Harper Collins Academic, London.
- Winchester. Jee J. A., Floyd. P. A. (1977) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" **Earth and Plan. Sci.**, 28, PP459-469.
- Winkler. H. G. F. (1974) "Petrogenesis of metamorphic rocks. (3rd ed.)" **Springer-Verlag**, New York, P 359.
- Winter. J. D. (2001) "An Introduction to igneous and metamorphic petrology" **Upper Saddle River, New Jersey, USA, Prentice-Hall, Inc.**, P697.
- Wolf. M. B., Londo. D., (1997) "Boron in graniticmagmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite" **Contrib. Mineral. Petrol.** ,130, PP 12–30.
- Wu. C., Zhang. J. and Ren, L. (2004) "Empirical Garnet-Biotite- Plagioclase-Quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites" **Journal of Petrology.**, 45, PP 1907–1921.
- Xie Q., Zhang Z., HouT., Santosh M., Jin Z., Han L., Cheng Z., (2015) "Petrogenesis of the Zhangmatun gabbro in the Ji'nan complex, North China Craton: Implications for skarn-type iron mineralization", **journal of Asian Earth Sciences** 113:3 1197-1217.
- Xu. H., Zhang. J. (2017) "Anatexis witnessed post-collisional evolution of the Dabie orogen, China" **Journal of Asian Earth Sciences.**, 145, Part A, PP 278-296.
- Yang Y.L., Ni P., Yan J., Wu C. Z., Dai B.Z., Xu Y.F., (2017) "Early to late Yanshanian I-type granites in Fujian Province, SE China: Implications for the tectonic setting and Mo mineralization", **Journal of Asian Earth Sciences** 137 194-219.
- Yardley. B. W. D. (1990) "An introduction to metamorphic petrology" **Longman Scientific and Technical**, Singapore, 2nd edition, P 248.
- Yardley. B. W. D., (1977) "An empirical study of diffusion in garnet" **Am Mineral.** 62, PP 793-800.
- Yue Tang,Y., Zhai, Q., Hu, P., Xiao, X., Wang, H. (2018). "Petrology, geochemistry and geochronology of the Zhongcang ophiolite, northern Tibet: implications for the evolution of the Bangong-Nujiang Ocean". **Geoscience Frontiers** 9, 1369-1381.

- Zeh, A. (2006) "Calculation of garnet fractionation in metamorphic rocks, with application to a flat-top, Y-rich garnet population from the ruhla crystalline complex, Central Germany". **Journal of Petrology**, 47 (12), PP 2335–2356.
- Zhao, J. H., and Zhou, M. F., (2007), "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua District (Sichuan province, SW China): Implications for Subduction-Related Metasomatism in the Upper Mantle". **Precambrian Research** 152: 27-47.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. (1997). "Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits". **Economic Geology** 92, 259–262.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Edwards, S.J., Qi, L. (2005). "REE and PGE geochemical Constrains on the formation of Dunites in the Luobusa Ophiolite, Southern Tibet". **Journal of Petrology** 46, 615–639.
- Zindler, A., Hart, S. (1986). "Chemical Geodynamic". **Earth Planet Sci.** 14, 493-571.
- Zoheir, B., Lehmann, B. (2010). "Listvenite-lode association at the Barramiya gold mine, Eastern Desert, Egypt". **Ore Geology Reviews** 39, 101-115.
- Zorigtkhuu, O. E., Tsunogae, T. Dash, B. (2011) "Metamorphic P–T evolution of garnet–kyanite–staurolite schist and garnet amphibolite from Bodonch area, western Mongolian Altai: Geothermobarometry and mineral equilibrium modeling" **Journal of Asian Earth Sciences**, 42, 3, PP 306-315.

Abstract

Jandagh-Arousan Metamorphic and Igneous Complex (JAMIC) located in the 350 Km NE of the Isfahan province and east of the Jandagh city. JAMIC is a part of central Iran structural zone (CISZ) and cropped out in the south of great Kavir fault. This complex includes wide variety of rocks such as: metapelite, metabasite, metapsammite, metacarbonate, calcshist and associated ophiolitic complex. A few small-scale and low extent granitoid plutons (with late Neoproterozoic age) emplaced in the JAMIC. Also a few small-scale gabbrodiorite and pinkish alkali feldspar granitic dikes and intrusions (with late Triassic age) intruded into JAMIC complex. JAMIC overlaid by the Jurassic and lower Cretaceous to Paleocene sedimentary sequences.

Based on the obtained thermobarometry results, P-T range of the metapelites and metabasites, in respectively are as follows: 413 to 719 °C and 4 to 12 Kbar and 430 -700 °C and 4 to 12 Kbar (for stopping of geochemical exchanges and final equilibrium of mineral phases). These ranges of temperature and pressure correspond to P-T conditions of greenschist to upper amphibolite facies. Finally, anatexis and migmatization occurred at thermal peak of the metamorphism. In some regions, partial melting of metapelites led to produce of weakly peraluminous S-type biotite granitoids.

U-Pb zircon dating on garnet- actinolite schist yields 535.2 ± 4.3 Ma and U-Pb zircon dating result for Kalateh Ghanbar, Chah Zard and Ayrakan biotite granites and aplitic granite in respectively are as follows: 537.6 ± 3.1 , 535.4 ± 3.2 , 545 ± 11 and 537.6 ± 3.8 . Also obtained age for leucogabbro (belong to ophiolitic complex) is around 600 Ma. Obtained age for alkali feldspar granites which intruded into the ophiolitic complex, is 536.1 ± 4.8 Ma. All of the obtained ages are correspond to the late Neoproterozoic.

By considering the approximate age of 550 Ma for metabasites, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios of amphibolite and garnet amphibolite are 0.7042 and 0.7074 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ratios are 0.51220 and 0.51158 respectively and also $\epsilon_{\text{Nd}}(550)$ values of them are 5.31 and 2.81. Biotite granites of JAMIC have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios from 0.7119 to 0.7131, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ratios from 0.51152 to 0.51158 and ϵ_{Nd} values from -7.13 to 8.18 which indicated that these granite originated from melting of the rocks which derived from upper continental crust source.

Based on the U-Pb dating on separated zircon from gabbrodioritic and alkali-feldspar granitic rocks, their interval ages are from 221.16 ± 1.6 to 213.9 ± 1.6 Ma (corresponding to upper Triassic). Initial values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios for gabbrodiorite in respectively are as follows: 0.708 and 0.706, 0.5122 and 0.51221. These ratios for pinkish alkali feldspar granites are 0.708 and 0.51222. These results are compatible with I- type nature.

Based on the field geology, petrography and geochemical evidences, the extensional tectonic regime in the late Neoproterozoic led to form of intracontinental extensional basins in the form of sea to oceanic basins. The primarily sedimentary sequences (protoliths of the JAMIC) deposited in the mentioned basins, then affected by compressional tectonic regime, metamorphosed up to amphibolite facies and finally manifested in the form of tectonic mélanges or accretionary prisms or obducted on the neighbouring continental areas.

According to obtained results and evidences, can be concluded that magma forming of the late Triassic gabbrodiorites and granites, produced by partial melting of the metasomatized mantle wedge which located above the subducted Neotethian oceanic slab. Produced magmas ascend and emplaced in the late Neoproterozoic metamorphic basement rocks (JAMIC) and experienced fractional crystallization.

Key word: metapelite, metabasite, ophiolite, dating, Neoproterozoic, Triassic, accretionary prisms, Jandagh, Arousan, Isfahan.



Shahrood University of Technology
Faculty of earth sciences

Ph.D. Thesis in Petrology

**Petrology, geochemistry and isotope geology of
Jandagh - Arusan metamorphic- igneous complex**

By: Solmaz Baluchi

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

Advisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

January 2019