

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین  
رساله دکتری پترولوژی

پترولوژی، ژئوشیمی و ژئودینامیک  
مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود)

نگارنده: مرضیه ویس کرمی

استاد راهنما

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور

دکتر حبیب الله قاسمی

بهمن ۱۳۹۷

شماره: ۹۷.۱۲.۰۱  
تاریخ: ۹۷/۱۲/۴  
ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه دفاع از رساله دکتری (Ph.D)

بدینوسیله گواهی می شود خانم مرضیه ویس گرمی دانشجوی دکتری رشته زمین شناسی- پترولوژی به شماره دانشجویی ۹۳۰۱۵۳۵ ورودی مهر ماه سال ۱۳۹۳ در تاریخ ۹۷/۱۱/۱۷ از رساله خود با عنوان: پترولوژی، ژئوشیمی و ژئودینامیک مجموعه دگرگونی ماجراد (جنبتاً سرور) دفاع و با اخذ نمره ۱۹.۳۹ به درجه: دکترا نائل گردید.

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

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر محمودصادقیان	استاد راهنما	دانشیار	
۲	دکتر حبیب الله قاسمی	مشاور	استاد	
۳	دکتر قاسم قربانی	استاد مدعو خارجی	دانشیار	
۴	دکتر مریم شیخی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۵	دکتر مهدی رضایی کهخانی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۶	دکتر مسعود علی پوراصل	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	استادیار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم بعمل آید.

رئیس دانشکده و رئیس هیأت داوران: سرور امیری

تاریخ و امضاء: ۹۷/۱۲/۴



محل: تهران، ژئوشیمی و ژئودینامیک گروه دگرگونی ماجراد (جنبتاً سرور) صفحه است

تقدیم به پدر و مادر بزرگوارم

همسر عزیزم

و علیرضای مهربانم

## تقدیر و تشکر

حمد و سپاس بیکران مخصوص خداوندی است که سخنوران، در ستودن او بمانند و شمارندگان، شمردن نعمت‌های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند. صمیمانه‌ترین تشکرها را نثار استاد راهنمای شایسته و دانشمند، جناب آقای دکتر محمود صادقیان نموده که در کمال سعه صدر و با حسن خلق و فروتنی تمام، در به سرانجام رسیدن این رساله از هیچ کمکی نسبت به این جانب دریغ نکرده‌اند. از زحمات استاد فرزانه، جناب آقای دکتر حبیب‌الله قاسمی که با مشاوره و راهنمایی‌های ارزنده خود همواره یاریگر این جانب بوده‌اند، قدردانی می‌نمایم. همچنین مراتب تشکر و قدردانی خود را از اساتید محترم، جناب آقای دکتر قاسم قربانی، دکتر مهدی رضایی کهخایی و سرکار خانم دکتر مریم شیخی که زحمت داوری این رساله را تقبل نموده‌اند ابراز می‌نمایم.

از سازمان حفاظت محیط زیست کشور، اداره کل استان سمنان، مجموعه پرسنل پارک ملی توران و جناب آقای مهندس بازگیر رئیس اداره حفاظت محیط زیست شهر تهران که در مدت انجام بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری همکاری لازم را با اینجانب به عمل آوردند تشکر و قدردانی می‌نمایم.

از زحمات بی‌دریغ همسر مهربانم که در تمامی مراحل تحصیلی‌ام همواره همراه و پشتیبان من بودند، از فرزند دلبندم، از برادر مهربان و خواهران عزیزم و همچنین از کلیه دوستان عزیزم در دوره دکتری که همواره مایه دلگرمی و پشتیبان من بوده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایم.

مرضیه ویس‌کرمی بهمن ۱۳۹۷

## تعهد نامه

اینجانب مرضیه ویس کرمی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی - پتروولوژی دانشکده علوم

زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پتروولوژی، ژئوشیمی و ژئودینامیک مجموعه دگرگونی

ماجراد (جنوب شرق شاهرود) تحت راهنمایی جناب آقای دکتر محمود صادقیان متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های 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 ارایه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه شاهرود » و یا « Shahrood University » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تاثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

### 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 شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

## چکیده

مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد (MMIC) با روند شمال شرقی - جنوب غربی، در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارد. این مجموعه طیف ترکیبی متنوعی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در برمی‌گیرد. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل متاکربنات، متابازیت (شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت)، متاپلیت (میکاشیست، گارنت میکاشیست و گارنت گنیس)، متاسامیت و متاریولیت و سنگ‌های آذرین شامل گرانیت و لوکوگرانیت‌ها می‌باشند. سنگ‌والد متابازیت‌ها، توده‌های نفوذی کوچک مقیاس بازیک، گدازه و روانه‌های بازالتی زیردریایی بوده است که در حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل شده‌اند.

بر اساس دما - فشارسنجی انجام شده بر روی نمونه‌های سنگی منتخب متابازیت و متاپلیت‌های مجموعه ماجراد، دامنه دما - فشار به دست آمده (برای توقف تبادلات ژئوشیمیایی و تعادل نهایی فازهای کانیاپی) عبارت است از: دمای ۴۵۴ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۳ کیلو بار (معادل رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی). با فراهم شدن شرایط دما و فشار برای آغاز ذوب بخشی، در برخی از مناطق نظیر شمال تنگه ماجراد متاپلیت‌ها دچار ذوب بخشی شده‌اند و به دنبال آن تبلور مذاب‌های حاصل به تشکیل توده‌های گرانیتی کوچک مقیاس منجر شده است. این گرانیت‌ها به صورت لایه‌های نازک آپلیتی، بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس رخنمون یافته‌اند.

سن‌سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از گروه‌های سنگی مختلف نشان می‌دهد که آن‌ها دارای دامنه‌های سنی زیر (بر حسب میلیون سال) هستند: ۱- متابازیت‌ها (۹۲۲، ۷۵۹ و ۵۱۳)، ۲- میکاشیست‌ها (۲۲۵۰، ۱۹۰۰ و ۹۳۰)، ۳- گنیس‌ها (۵۲۴ و ۵۱۳)، ۴- متاسامیت‌ها (۲۳۵۰، ۱۹۰۰ و ۱۲۰۰)، ۵- گرانیت‌ها (۵۵۳، ۵۱۵ و ۵۰۶) و ۶- متاریولیت‌ها (۵۲۱ و ۴۹۴). با توجه به در نظر گرفتن جوان‌ترین سن‌ها و سن‌های مجموعه‌های سنگی مشابه هم‌جوار دامنه سنی مجموعه دگرگونی ماجراد بین ۵۴۰ تا ۵۲۰ میلیون سال (نئوپروتروزوئیک پسین ادیاکارن - کامبرین) می‌باشد، سن‌های قدیمی‌تر عمدتاً سن‌های موروثی می‌باشند.

با توجه به مجموع شواهد صحرایی، نتایج ژئوشیمیایی و سن‌سنجی ایزوتوپی در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده که توالی‌های رسوبی اولیه سنگ‌والد مجموعه ماجراد در این حوضه‌ها تشکیل شده است. حوضه‌های مورد نظر غالباً به مرحله تشکیل لیتوسفر اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن رژیم تراکمی، به سرعت بسته شده و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای بهم افزوده بر روی ورقه‌های قاره‌ای فرارنده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند.

در شمال تنگه ماجراد، مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد توسط چند توده نفوذی گابرویدیوریتی کوچک مقیاس و تعدادی دایک دیابازی قطع شده است. در این توده‌های گابرویدیوریتی، شواهد صحرایی تفریق‌یافتگی از گابرو تا تونالیت مشاهده می‌شود. با استفاده از نتایج حاصل از دما - فشار سنجی، دمای تعادلی ۱۱۸۱ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار ۷ تا ۵ کیلو بار برای این توده‌ها محاسبه شده است. سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از گابرویدیوریت‌های مورد نظر، نشان‌دهنده میانگین سنی ۱۶۷ میلیون سال (معادل ژوراسیک میانی، باژوسین - باتونین) برای تشکیل آن‌ها است. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای تشکیل‌دهنده گابرویدیوریت‌های منطقه ماجراد، از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای زیرقاره‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینل‌پریدوتیتی در یک محیط کششی درون قاره‌ای (پشت کمائی) واقع بر روی زون فرورانش حوضه نئوتتیس زاگرس در لبه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی حاصل شده است.

کلمات کلیدی: متابازیت، متاکربنات، متاپلیت، گابرویدیوریت، نئوپروتروزوئیک پسین، ماجراد، شاهرود.

## مقالات مستخرج از رساله

### الف: مقالات ISI و علمی - پژوهشی:

۱- گابرو دیوریت‌های ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود: شاهدهی بر آغاز بازشدگی حوضه سویراسباداکشن نئوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی، مجله علوم زمین خوارزمی، مجله علوم زمین خوارزمی، در دست چاپ.

۲- پترولوژی، ژئوشیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات ژئودینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران، (۱۳۹۸)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و هفتم، شماره اول، صفحه ۲۰۶-۱۹۱.

۳- پتروژنز و سن‌سنجی U-Pb متاریولیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود): شاهدهی بر تشکیل و توسعه حوضه‌های کششی درون قاره‌ای در سرزمین‌های گندوانایی ایران، (۱۳۹۷)، مجله علوم زمین خوارزمی، جلد چهارم، شماره ۲، صفحه ۲۶۲-۲۴۱.

۴- شیمی کانی و زمین‌دما - فشارسنجی متابازیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود)، مجله زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، در دست چاپ.

### ب: مقالات کنفرانسی

۱- ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دو چاه - جنوب‌شرق شاهرود، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ص ۳۹۲ تا ۳۹۸.

۲- اولین گزارش از حضور متاریولیت‌ها در کمپلکس دگرگونی - آذرین ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود)، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ص ۱۱۲۹ تا ۱۱۳۴.

۳- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود)، سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین‌المللی علوم زمین، ص ۶۳.



## فهرست مطالب

۱	فصل اول کلیات
۱-۱	مقدمه
۲-۱	موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی
۳-۱	آب و هوا و ژئومورفولوژی منطقه
۴-۱	زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه
۵-۱	مطالعات پیشین
۶-۱	اهداف مطالعه
۷-۱	روش انجام تحقیق
۱۹	فصل دوم زمین‌شناسی صحرائی
۱-۲	مقدمه
۲-۲	زمین‌شناسی عمومی
۳-۲	واحدهای سنگی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد
۴-۲	زمین‌شناسی سنگهای دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین - پرکامبرین آغازین(?)
۱-۴-۲	متابازیت‌ها
۲-۴-۲	متاپلیت‌ها
۳-۴-۲	گرانیت‌ها
۴-۴-۲	متاسامیت‌ها
۵-۴-۲	متاکربنات‌ها
۶-۴-۲	متاریولیت‌ها
۷-۴-۲	کانی‌سازی آهن و منگنز رسوبی
۵-۲	زمین‌شناسی واحدهای تریاس پایانی - ژوراسیک میانی

- ۴۴ ----- ۶-۲- توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی و دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی
- ۴۷ ----- ۷-۲- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی اتوسن
- ۴۸ ----- ۸-۲- رسوبات عهد حاضر
- ۴۹ ----- فصل سوم پتروگرافی
- ۵۰ ----- ۱-۳- مقدمه
- ۵۱ ----- ۲-۳- متابازیت‌ها
- ۵۲ ----- ۱-۲-۳- شیست‌های سبز
- ۵۳ ----- ۲-۲-۳- آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت‌ها
- ۵۵ ----- ۳-۳- متاپلیت‌ها
- ۵۶ ----- ۱-۳-۳- فیلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست‌ها
- ۵۶ ----- ۱-۱-۳-۳- فیلیت
- ۵۷ ----- ۲-۱-۳-۳- میکاشیست و گارنت میکاشیست‌ها
- ۵۹ ----- ۲-۳-۳- گنیس‌ها
- ۶۱ ----- ۴-۳- گرانیت‌ها
- ۶۳ ----- ۵-۳- متاکربنات‌ها
- ۶۶ ----- ۶-۳- متاپسامیت‌ها
- ۶۷ ----- ۷-۳- متاریولیت‌ها
- ۷۰ ----- ۸-۳- واحدهای سنگی تریاس پایانی- ژوراسیک میانی
- ۷۰ ----- ۱-۸-۳- اسلیت، فیلیت و متاپسامیت‌ها
- ۷۱ ----- ۲-۸-۳- متابازالت یا شیست سبز
- ۷۱ ----- ۳-۸-۳- گابرویدیوریت‌ها
- ۷۲ ----- ۱-۳-۸-۳- گابرو و گابرویدیوریت‌ها
- ۷۵ ----- ۲-۳-۸-۳- دیوریت‌ها

۷۵	----- ۳-۳-۸-۳ - تونالیت‌ها
۷۶	----- ۳-۹- اسکارن
۷۹	----- فصل چهارم شیمی کانی‌ها، دما- فشارسنجی و تحولات دگرگونی
۸۰	----- ۴-۱- مقدمه
۸۱	----- ۴-۲- متابازیت‌ها
۸۲	----- ۴-۲-۱- شیمی کانی آمفیبول
۸۶	----- ۴-۲-۲- شیمی کانی پلاژیوکلاز
۸۷	----- ۴-۲-۳- دما - فشارسنجی آمفیبول
۸۸	----- ۴-۲-۳-۱- فشارسنجی آمفیبول
۹۰	----- ۴-۲-۳-۲- دماسنجی آمفیبول
۹۰	----- ۴-۲-۳-۳- دما - فشار سنجی زوج هورنبلند - پلاژیوکلاز
۹۲	----- ۴-۳- متاپلیت‌ها
۹۴	----- ۴-۳-۱- شیمی کانی بیوتیت
۹۵	----- ۴-۳-۲- شیمی کانی گارنت
۱۰۰	----- ۴-۳-۳- شیمی کانی آلکالی فلدسپار
۱۰۰	----- ۴-۳-۴- دماسنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت
۱۰۲	----- ۴-۳-۵- تحولات دگرگونی در متاپلیت‌ها
۱۰۳	----- ۴-۴- گرانیت‌ها
۱۰۴	----- ۴-۵- متاریولیت‌ها
۱۰۵	----- ۴-۶- گابرودیوریت‌ها
۱۰۵	----- ۴-۶-۱- شیمی کانی آمفیبول
۱۰۷	----- ۴-۶-۲- شیمی کانی پلاژیوکلاز

۱۰۹	فشارسنجی آمفیبول
۱۱۲	دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز
۱۱۳	شیمی کانی گارنت در اسکارنها
۱۱۹	<b>فصل پنجم ژئوشیمی ایزوتوپی و ژئوکرونولوژی</b>
۱۲۰	۱-۵- مقدمه
۱۲۰	۱-۱-۵- نتایج سنسنجی زیرکنهای جدا شده از سنگهای مجموعه ماجراد
۱۲۲	۲-۵- متابازیتها
۱۲۹	۳-۵- متاپلیتها
۱۳۶	۴-۵- گرانیتهای
۱۳۹	۵-۵- متاریولیتها
۱۴۳	۶-۵- متاپسامیت
۱۴۶	۷-۵- گابرودیوریتها
۱۵۱	۸-۵- ژئوشیمی عناصر کمیاب زیرکنها
۱۵۵	۹-۵- نسبت توریم به اورانیوم زیرکنها
۱۵۸	۱۰-۵- تعیین نسبتهای ایزوتوپی هافنیم زیرکنهای جدا شده از نمونههای مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد
۱۶۱	۱-۱۰-۵- نسبتهای ایزوتوپی هافنیم نمونه آمفیبولیتی KM-352
۱۶۱	۲-۱۰-۵- نسبتهای ایزوتوپی هافنیم گنیسها
۱۶۱	۳-۱۰-۵- نسبتهای ایزوتوپی هافنیم نمونه گرانیتهی KM-149
۱۶۲	۴-۱۰-۵- نسبتهای ایزوتوپی هافنیم نمونههای متاریولیتی
۱۶۴	۵-۱۰-۵- نسبتهای ایزوتوپی هافنیم گابرودیوریتها
۱۶۷	<b>فصل ششم ژئوشیمی سنگ کل</b>
۱۶۸	۱-۶- مقدمه

- ۱۶۹ ----- ۲-۶- متبازیت‌ها
- ۱۷۰ ----- ۱-۲-۶- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مادر متبازیت‌ها
- ۱۷۲ ----- ۲-۲-۶- تعیین سنگ مادر متبازیت‌ها
- ۱۷۴ ----- ۳-۲-۶- تغییرات عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادرخاکی
- ۱۷۵ ----- ۱-۳-۲-۶- تغییرات عناصر اصلی
- ۱۷۶ ----- ۲-۳-۲-۶- تغییرات عناصر فرعی و نادرخاکی
- ۱۷۷ ----- ۳-۲-۶-۴- نمودارهای بهنجار شده عنکبوتی متبازیت‌ها
- ۱۷۹ ----- ۳-۶- متاپلیت‌ها
- ۱۸۰ ----- ۱-۳-۶- تعیین سنگ مادر متاپلیت‌ها
- ۱۸۳ ----- ۲-۳-۶- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی متاپلیت‌ها
- ۱۸۵ ----- ۴-۶- گرانیته‌ها
- ۱۸۶ ----- ۱-۴-۶- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی
- ۱۸۷ ----- ۲-۴-۶- نمودارهای عنکبوتی گرانیته‌ها
- ۱۸۹ ----- ۵-۶- متاریولیت‌ها
- ۱۹۰ ----- ۱-۵-۶- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌والد متاریولیت‌ها
- ۱۹۱ ----- ۲-۵-۶- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی متاریولیت‌ها
- ۱۹۲ ----- ۶-۶- گابرودیوریت‌های ژوراسیک‌میانی
- ۱۹۳ ----- ۱-۶-۶- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی
- ۱۹۵ ----- ۲-۶-۶- بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب
- ۱۹۸ ----- ۳-۶-۶- بررسی تغییرات فراوانی عناصر نادرخاکی و نمودارهای عنکبوتی
- ۲۰۱ ----- فصل هفتم پتروژنز و تحولات ژئودینامیکی
- ۲۰۲ ----- ۱-۷- مقدمه

- ۲۰۳----- جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد
- ۲۰۳----- جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌ها
- ۲۰۳----- نمودار سه‌تایی  $MgO-Al_2O_3-FeO^T$  (Pearce, 1976)
- ۲۰۴----- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Ti/Y$  (Pearce & Gale, 1977)
- ۲۰۴----- نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Zr$  (Garcia, 1979)
- ۲۰۴----- نمودار  $Th/Hf$  در برابر  $Ta/Hf$  (Pearce, 1976)
- ۲۰۵----- نمودارهای تعیین (Verma et al., 2006)
- ۲۰۶----- ویژگی‌های گوشته محل منشاء
- ۲۰۶----- نمودار  $Nb$  در برابر  $Zr$  (Sun & McDonough, 1984)
- ۲۰۷----- نمودار  $Ce/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Coban, 2007)
- ۲۰۷----- نمودار  $Yb/Nb$  در برابر  $La/Sm$  (Wang et al., 2002)
- ۲۰۷----- نمودار  $La/Lu$  در برابر  $La$  (Lustrino et al., 2002)
- ۲۰۸----- نمودار  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Kuepou et al., 2006)
- ۲۰۹----- نمودار  $Yb$  در مقابل  $La/Yb$  (Sun & McDonough, 1989)
- ۲۰۹----- نمودار  $Ce$  در مقابل  $Ce/Yb$  (Ellam, 1992)
- ۲۱۰----- نمودارهای  $Th/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$  (Pearce, 2008) و  $Th/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce, 1983)
- ۲۱۳----- محیط زمین‌ساختی متاپلیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد
- ۲۱۳----- جایگاه زمین‌ساختی متاپلیت‌ها
- ۲۱۳----- نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Fe_2O_3+MgO$  (Bhatia, 1983)
- ۲۱۴----- نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Roser & Korsh, 1986)
- ۲۱۵----- نمودارهای تعیین ویژگی‌های محل منشاء
- ۲۱۵----- نمودار  $Nb/U$  در برابر  $Nb$  و  $Ce/Pb$  در برابر  $Ce$  (Patiño Douce, 1999)
- ۲۱۵----- نمودار  $CaO$  در برابر  $FeO^T$  (Hsieh et al., 2008)

۲۱۵	-----	(Frost et al., 2001) $\text{SiO}_2$ در برابر $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ نمودار ۳-۳-۳-۷
۲۱۶	-----	۴-۷- تعیین منشاء و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد
۲۲۶	-----	۴-۷-۱- زمین‌ساخت مجموعه‌های پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود
۲۲۸	-----	۵-۷- محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد
۲۳۰	-----	۵-۷-۱- محیط زمین‌ساختی گابرودیوریت‌ها
۲۳۰	-----	۵-۷-۱-۱- نمودارهای $\text{Th-Hf}/3\text{-Ta}$ (Wood, 1980)
۲۳۰	-----	۵-۷-۱-۲- نمودار V در برابر Ti (Shervais, 1982)
۲۳۱	-----	۵-۷-۱-۳- نمودار Nb در برابر Zr (Ali, 2012)
۲۳۱	-----	۵-۷-۱-۴- نمودار $\text{MgO}$ در مقابل $\text{K}_2\text{O}$ (Varekamp, 2010)
۲۳۱	-----	۵-۷-۱-۵- نمودار $\text{Ti/Zr}$ در مقابل Zr (Bagas et al., 2008)
۲۳۱	-----	۵-۷-۱-۶- نمودار Y در مقابل Zr (Sun & McDonough, 1989)
۲۳۱	-----	۵-۷-۱-۷- نمودار $\text{La/Nb}$ در برابر Y (Floyd et al., 1991)
۲۳۳	-----	۵-۷-۲- تعیین ویژگی‌های ماگمای منشاء گابرودیوریت‌ها (درجه ذوب‌بخشی و عمق ماگمای منشاء)
۲۳۷	-----	۵-۷-۳- بررسی نقش آلاینش پوسته‌ای
۲۳۹	-----	۵-۷-۴- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی تکتونوماگمایی گابرودیوریت‌های ماجراد
۲۴۳	-----	<b>فصل هشتم نتیجه‌گیری و پیشنهادات</b>
۲۴۴	-----	۸-۱- نتیجه‌گیری
۲۵۰	-----	۸-۲- پیشنهادات
۲۵۱	-----	پیوست
۲۶۸	-----	منابع

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ - تصویر ماهواره‌ای مجموعه‌های نئوپروتوزوئیک پسین جنوب شرق شاهرود. ----- ۳
- شکل ۱-۲ - موقعیت مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد بر روی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی و ابریشم‌رود. ----- ۴
- شکل ۱-۳ الف - موقعیت منطقه ماجراد بر روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به آن. ----- ۵
- شکل ۱-۴ الف و ب - آماده‌سازی و ذوب پودر نمونه‌های سنگی جهت آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی. ----- ۱۶
- شکل ۱-۵ الف - آماده‌سازی و قرار دادن زیرکن‌ها در رزین مخصوص جهت انجام مطالعات سن‌سنجی. ----- ۱۷
- شکل ۱-۲ الف - پراکندگی بلوک‌های قاره‌ای غرب آسیا در بازه زمانی ۷۵۰ میلیون سال. ----- ۲۵
- شکل ۲-۲ - نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر گوگل ارث و بازدیدهای صحرائی تهیه و ترسیم شده است. ----- ۲۵
- شکل ۲-۳ - تصاویری از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد. ----- ۲۹
- شکل ۲-۴ - تصاویری از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد. ----- ۳۱
- شکل ۲-۵ - تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون گنیس‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۳۲
- شکل ۲-۶ - تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس و گرانیت‌های آناتکسی مجموعه ماجراد. ----- ۳۴
- شکل ۲-۷ - تصاویری از رخنمون صحرائی متاپسامیت‌ها و توسعه برگواری و چین‌خوردگی در این سنگ‌ها. ----- ۳۵
- شکل ۲-۸ الف و ب - تصاویری از گسل‌خوردگی و گوژگسلی در مرم‌های کوه ماجراد. ----- ۳۷
- شکل ۲-۹ الف و ب - دورنمایی از رخنمون متاریولیت‌ها در شمال تنگه ماجراد. ----- ۳۸
- شکل ۲-۱۰ الف و ب - دورنمایی از کانه‌زایی آهن و منگنز در همبری متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها. ----- ۴۰
- شکل ۲-۱۱ الف و ب - دورنمایی از دایک‌های دیابازی متعلق به ژوراسیک میانی در شمال آغل سیاه تول. ----- ۴۱
- شکل ۲-۱۲ الف و ب - تصاویری از کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک. ----- ۴۲
- شکل ۲-۱۳ الف و ب - تصاویری از میان‌لایه‌های بازالتی در توالی تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین در منطقه ماجراد. ----- ۴۲
- شکل ۲-۱۴ الف - نقشه زمین‌شناسی توده‌های گابرویدیوریتی ماجراد. ----- ۴۴
- شکل ۲-۱۵ الف - دورنمایی از سنگ‌های گابرویدیوریتی و متاکربنات‌های شمال تنگه ماجراد. ----- ۴۶
- شکل ۲-۱۶ - تصاویری از رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در جنوب غرب مزرعه ماجراد. ----- ۴۷



- شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی از ویژگی‌های پتروگرافی بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: ----- ۵۴
- شکل ۳-۲- الف- پهنه‌های غنی از کوارتز و میکا کلیواژ رخ اسلیتی را بوجود آورده‌اند که رخ کنگره‌ای بر روی آن چاپ شده است. ----- ۵۷
- شکل ۳-۳- تصاویری از ویژگی‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های ماجراد. ----- ۵۸
- شکل ۳-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس‌های ماجراد ----- ۶۱
- شکل ۳-۵- الف - تشکیل بافت پرتیت شعله‌ای در ارتوکلاز. ----- ۶۳
- شکل ۳-۶- الف و ب- بلورهای درشت کلسیت با رخ‌های رمبوندی در متاکرینات‌های ماجراد. ----- ۶۵
- شکل ۳-۷- الف، ب و پ - تصاویری از متاپسامیت‌های میلونیتی با پورفیروکلاست‌های نوع  $\sigma$ . ----- ۶۷
- شکل ۳-۸- الف - تصاویری از حضور بلاستوفیرهای آلکالی فلدسپار و تشکیل سریسیت در حاشیه‌های آنها. ----- ۶۹
- شکل ۳-۹- الف - تصاویری از حفرات بادامکی موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت و اپیدوت پر شده‌اند. ---- ۷۱
- شکل ۳-۱۰- تصاویری از ویژگی‌های بارز گابروها و گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد. ----- ۷۴
- شکل ۳-۱۱- الف - تصاویری از حضور بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها. ----- ۷۶
- شکل ۳-۱۲- الف و ب - تصویری از بلورهای گارنت با منطقه‌بندی نوسانی در اسکارن‌های ماجراد. ----- ۷۸
- شکل ۴-۱- تصویر الکترون پس پراکنشی آمفیبول‌های آکتینولیت‌شیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. - ۸۴
- شکل ۴-۲- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۸۶
- شکل ۴-۳- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به متابازیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد. ----- ۸۷
- شکل ۴-۴- الف - روند خطی  $Al^I$  در برابر  $Al^{IV}$  (Hammerstrom & Zen, 1986) برای متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۹۰
- شکل ۴-۵- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۹۲
- شکل ۴-۶- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانی‌های بیوتیت و گارنت در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۹۴
- شکل ۴-۷- نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  و موقعیت ترکیب بیوتیت‌های آنالیز شده بر روی آن. ----- ۹۵

- شکل ۴-۸- الف - نمودار سه تایی مجموع اعضاء نهایی گارنت (Pyr-Grs-Alm+Sps) و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن ----- ۹۶
- شکل ۴-۹- الف و ب - نمودارهای پروفیل ترکیبی گارنت‌ها از حاشیه تا حاشیه مقابل برای نمونه KM-13 (گنیس گارنت‌دار) و KM-91 (گارنت میکاشیست). ----- ۹۹
- شکل ۴-۱۰- نمودار مثلثی Ab-Or- An و موقعیت ترکیبی نمونه‌های آنالیز شده بر روی آن. ----- ۱۰۰
- شکل ۴-۱۱- منحنی‌های هم دما بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت‌های متاپلیت‌های ماجراد ----- ۱۰۱
- شکل ۴-۱۲- نمودار دما - فشار برای متاپلیت‌های منطقه ماجراد که بر اساس محدوده‌های دما و فشار تعیین شده ترسیم شده است. ----- ۱۰۳
- شکل ۴-۱۳- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازهای گرانیت‌ها بر اساس رده‌بندی. ----- ۱۰۴
- شکل ۴-۱۴- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها در متاریولیت‌ها. ----- ۱۰۴
- شکل ۴-۱۵- تصاویر الکترونی پس پراکنشی تعدادی از آمفیبول‌های و پلاژیوکلازهای موجود در گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۱۰۵
- شکل ۴-۱۶- موقعیت آمفیبول‌های گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد بر روی نمودار. ----- ۱۰۶
- شکل ۴-۱۷- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده. ----- ۱۰۸
- شکل ۴-۱۸- الف- نمودارهای فراوانی فشار آمفیبول‌های گابرودیوریت‌های ماجراد. ----- ۱۱۱
- شکل ۴-۱۹- روند خطی  $Al^I$  در مقابل  $Al^{IV}$  آمفیبول‌های گابرودیوریت‌های ماجراد و ب- طیف فشار محاسبه شده با استفاده از ترکیب آمفیبول‌های گابرودیوریت‌های ماجراد ----- ۱۱۱
- شکل ۴-۲۰- الف - موقعیت گارنت‌های آنالیز شده بر روی نمودار سه تایی (Gr-(Alm+ Sps+ Pyp+ Uva)- And. ----- ۱۱۷
- شکل ۴-۲۱- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های موجود در اسکارن‌های موجود در همبری گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد. ----- ۱۱۷
- شکل ۵-۱- نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد که موقعیت نمونه‌های سن‌سنجی بر روی آن مشخص شده است. ----- ۱۲۲
- شکل ۵-۲- محدوده سنی زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه متابازیتی KM-147. ----- ۱۲۳
- شکل ۵-۳- الف- نمودار چگالی احتمال (Probability density) زیرکن‌های نمونه متابازیتی KM-147. ----- ۱۲۴
- شکل ۵-۴- الف - تصویر کاتدولومینسانس تعدادی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه آمفیبولیتی KM-352. ----- ۱۲۷
- شکل ۵-۵- الف - منتخبی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه میکاشیستی. ----- ۱۳۰

- شکل ۵-۶- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال نمونه میکاشیستی KM-97----- ۱۳۲
- شکل ۵-۷- الف- هیستوگرام فراوانی سن‌های موروثی نمونه گنیسی KM-202.----- ۱۳۴
- شکل ۵-۸- تصویر تعدادی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گنیسی KM-323.----- ۱۳۵
- شکل ۵-۹- الف- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال نمونه گنیسی KM-323.----- ۱۳۶
- شکل ۵-۱۰- الف - تعدادی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی KM-149.----- ۱۳۷
- شکل ۵-۱۱- هیستوگرام چگالی احتمال نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه‌های گرانیتی KM-364.---- ۱۳۹
- شکل ۵-۱۲- الف- هیستوگرام چگالی احتمال، نمودارهای سازگاری و میانگین سنی زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاریولیتی KM-169.----- ۱۴۰
- شکل ۵-۱۳- هیستوگرام چگالی احتمال، نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه متاریولیتی KM-196.---- ۱۴۲
- شکل ۵-۱۴- محدوده سنی زیرکن‌های موروثی نمونه متاپسامیتی KM-341.----- ۱۴۴
- شکل ۵-۱۵- الف، ب و پ - نمودارهای چگالی احتمال و نمودار سازگاری بر مبنای نتایج سن‌سنجی زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاپسامیتی KM-341.----- ۱۴۵
- شکل ۵-۱۶- الف و ب - نمودارهای چگالی احتمال و نمودار سازگاری نمونه گابرودیوریتی KM-108.----- ۱۴۷
- شکل ۵-۱۷- الف - تصاویر کاتادولومینسانس زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد.----- ۱۴۹
- شکل ۵-۱۸- الف و ب - نمودارهای سازگاری، چگالی احتمال و میانگین سنی نمونه گابرودیوریتی KM-235.---- ۱۵۰
- شکل ۵-۱۹- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) برای زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متابازیتی (الف و ب)، متاپلیتی (پ، ت، ث) و متاپسامیتی (ج).----- ۱۵۲
- شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) برای زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متاریولیتی (الف و ب)، گرانیتی (پ، ت) و گابرودیوریتی (ث، ج و ح).----- ۱۵۴
- شکل ۵-۲۱- الف و ب - نسبت Th/U نمونه‌های سنسنجی شده مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد و پ - نسبت Th/U گابرودیوریت‌های ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.----- ۱۵۷
- شکل ۵-۲۲- نمودار اپسیلون هافنیم در مقابل سن‌های محاسبه شده از روش U-Pb برای زیرکن‌های نمونه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.----- ۱۶۴
- شکل ۵-۲۳- نمودار اپسیلون هافنیم در مقابل سن‌های محاسبه شده از روش U-Pb برای زیرکن‌های نمونه‌های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.----- ۱۶۵

- شکل ۶-۱-الف - نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Middlemost, 1985). ----- ۱۷۱
- شکل ۶-۲-الف و ب - موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد برای تعیین ماهیت آذرین یا غیر آذرین سنگ‌والد آن‌ها ----- ۱۷۳
- شکل ۶-۳-موقعیت نمونه‌های متابازیتی مجموعه ماجراد در نمودارهای تغییرات  $\text{MgO}$  در برابر اکسیدهای اصلی (Fenner, 1948). ----- ۱۷۴
- شکل ۶-۴-موقعیت متابازیت‌های متعلق به مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد بر روی نمودارهای تغییرات برخی از عناصر فرعی در مقابل  $\text{MgO}$  (Fenner, 1948). ----- ۱۷۷
- شکل ۶-۵-موقعیت نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد ----- ۱۷۸
- شکل ۶-۶-موقعیت نمونه‌های متاپلیتی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد ----- ۱۸۱
- شکل ۶-۷-موقعیت ترکیبی نمونه‌های متاپلیتی مجموعه ماجراد و دیگر مجموعه‌های پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق بر روی نمودار سه‌تایی AFC (Miyashiro, 1973). ----- ۱۸۲
- شکل ۶-۸-الف - نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984). ----- ۱۸۴
- شکل ۶-۹-الف - نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Middlemost, 1985). ----- ۱۸۶
- شکل ۶-۱۰-موقعیت نمونه‌های گرانیتی مجموعه ماجراد. ----- ۱۸۸
- شکل ۶-۱۱-موقعیت ترکیبی نمونه‌های متاریولیتی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۱۹۰
- شکل ۶-۱۲-الگوهای تغییرات فراوانی عناصر کمیاب و نادرخاکی متاریولیت‌های مجموعه ماجراد. ----- ۱۹۲
- شکل ۶-۱۳-موقعیت نمونه‌های گابرویدیوریتی مجموعه ماجراد. ----- ۱۹۴
- شکل ۶-۱۴-موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک‌میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای تغییرات  $\text{MgO}$  در برابر اکسیدهای اصلی (Fenner, 1948). ----- ۱۹۵
- شکل ۶-۱۵-نمودارهای تغییرات مجموع برخی از عناصر فرعی در مقابل  $\text{MgO}$  (Fenner, 1948). ----- ۱۹۷
- شکل ۶-۱۶-موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک‌میانی مجموعه ماجراد. ----- ۱۹۹
- شکل ۷-۱-موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد. ----- ۲۰۵
- شکل ۷-۲-موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد. ----- ۲۰۶
- شکل ۷-۳-نمودارهای نشان‌دهنده موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد ---- ۲۰۸

- شکل ۷-۴- الف - نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Zhu et al., 2016) جهت تعیین ماگمای منشاء پروتولیت نمونه‌های متابازیتی. ----- ۲۱۰
- شکل ۷-۵- الف - نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Zhao & Zhou, 2007) جهت تعیین آلاینش ماگمای سازنده سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد. ----- ۲۱۲
- شکل ۷-۶- الف - موقعیت نمونه‌های متاپلیت‌ها مجموعه ماجراد بر روی نمودار CaO/Na<sub>2</sub>O در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (Sylvester, 1998). ----- ۲۱۴
- شکل ۷-۷- الف و ب - موقعیت متاپلیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودارهای Nb/U در برابر Nb و Ce/Pb در برابر Ce (Patiño Douce, 1999). ----- ۲۱۶
- شکل ۷-۸ - موقعیت ابرقاره گندوانا و سرزمین‌های گندوانایی در ۵۵۰ میلیون سال پیش، موقعیت ایران بر روی شکل مشخص شده است برگرفته از (Rosseti et al., 2014). ----- ۲۱۷
- شکل ۷-۹- الف - موقعیت نمونه‌های متاریولیتی ماجراد (لوزی قرمز) و ریولیت‌های جزیره هرمز (دایره آبی) (Faramarzi et al., 2015). ----- ۲۱۹
- شکل ۷-۱۰- نمودار Rb در برابر Sr برای ریولیت‌های ریفت قارهای، کمان قارهای و کمان جزایر اقیانوسی از (Ayalew & Ishiwatari, 2011). ----- ۲۲۰
- شکل ۷-۱۱- الف - عکس ماهواره‌ای نشان‌دهنده پیشرفت شاخه بازشونده سیستم ریفتی اقیانوس آرام به درون حاشیه‌غربی قاره آمریکا منطقه کالیفرنیا (خلیج کالیفرنیا). ----- ۲۲۱
- شکل ۷-۱۲- مدل ژئودینامیک نمادین برای تحولات زمین ساختی مجموعه دگرگونی ماجراد در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پسین ----- ۲۲۵
- شکل ۷-۱۳- تصویر ماهواره‌ای مجموعه‌های پی‌سنگی لبه شمالی ایران مرکزی که ارتباط گسلی این مجموعه‌ها با همدیگر بر روی شکل مشخص شده است. ----- ۲۲۷
- شکل ۷-۱۴- موقعیت مجموعه‌های پی‌سنگی پوشیده شده با سازندهای لالون، زاگون، تاپ‌کوارتزیت و میلا و مجموعه ماجراد بر روی تصویر ماهواره‌ای ایران. ----- ۲۲۸
- شکل ۷-۱۵- الف - موقعیت ترکیبی نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد. ----- ۲۳۳
- شکل ۷-۱۶- موقعیت ترکیبی نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد. ----- ۲۳۴
- شکل ۷-۱۷- تعیین ویژگی‌های منشاء گابرودیوریت‌ها. ----- ۲۳۶
- شکل ۷-۱۸- موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد. ----- ۲۳۷
- شکل ۷-۱۹- موقعیت گابرودیوریت‌های ژوراسیک میانی. ----- ۲۳۹

شکل ۷-۲۰- مدل ژئودینامیک نمادین برای نشان دادن تحولات زمین ساختی بخش‌های شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی. ----- ۲۴۲

### فهرست جداول

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس نامگذاری استاندارد (Kretz, 1983). ----- ۵۱
- جدول ۴-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های آنالیز شده و مجموعه کانیایی آن‌ها. ----- ۸۱
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز میکروپروب کانی آمفیبول در متابازیت‌های مجموعه ماجراد. ----- ۸۲
- جدول ۴-۳- نتایج آنالیز میکروپروب کانی پلاژیوکلاز در متابازیت‌های مجموعه ماجراد. ----- ۸۳
- جدول ۴-۴- میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل متابازیت‌های ماجراد. ----- ۸۹
- جدول ۴-۵- نتایج دما - فشار سنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز ----- ۹۱
- جدول ۴-۶- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۹۳
- جدول ۴-۷- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۹۳
- جدول ۴-۸- نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌های پلاژیوکلاز در گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ۱۰۸
- جدول ۴-۹- نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌های آمفیبول در گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ۱۰۹
- جدول ۴-۱۰- میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل گابرودیوریت‌های ماجراد. ----- ۱۱۰
- جدول ۴-۱۱- نتایج دما- فشار سنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز) گابرودیوریت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد. ----- ۱۱۲
- جدول ۵-۱- ترکیب و موقعیت نمونه‌های انتخاب شده جهت مطالعات سن‌سنجی و ایزوتوپ‌های Hf. ----- ۱۲۱
- جدول ۶-۱- مشخصات نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز شیمی سنگ کل و مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها بر حسب (UTM). ----- ۱۶۸
- جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۱۶۹
- جدول ۶-۳- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۱۷۹
- جدول ۶-۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد ----- ۱۸۵
- جدول ۶-۵- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد ----- ۱۸۹
- جدول ۶-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ----- ۱۹۲
- جدول ۵-۱- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه متابازیتی KM-147. ----- ۲۵۲
- جدول ۵-۲- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه متابازیتی KM-352. ----- ۲۵۳
- جدول ۵-۳- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه میکاشیستی KM-97. ----- ۲۵۴
- جدول ۵-۴- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گنیسی KM-323. ----- ۲۵۵
- جدول ۵-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گنیسی KM-202. ----- ۲۵۷
- جدول ۵-۶- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گرانیتی KM-364. ----- ۲۵۸
- جدول ۵-۷- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گرانیتی KM-149. ----- ۲۶۰
- جدول ۵-۸- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه متاریولیتی KM-169. ----- ۲۶۱
- جدول ۵-۹- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه متاریولیتی KM-196. ----- ۲۶۲
- جدول ۵-۱۰- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه متاسامیتی KM-341. ----- ۲۶۳
- جدول ۵-۱۱- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گابرودیوریتی KM-108. ----- ۲۶۴
- جدول ۵-۱۲- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گابرودیوریتی KM-235. ----- ۲۶۵
- جدول ۵-۱۳- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده نمونه گابرودیوریتی KM-310. ----- ۲۶۶

فصل اول

کلیات

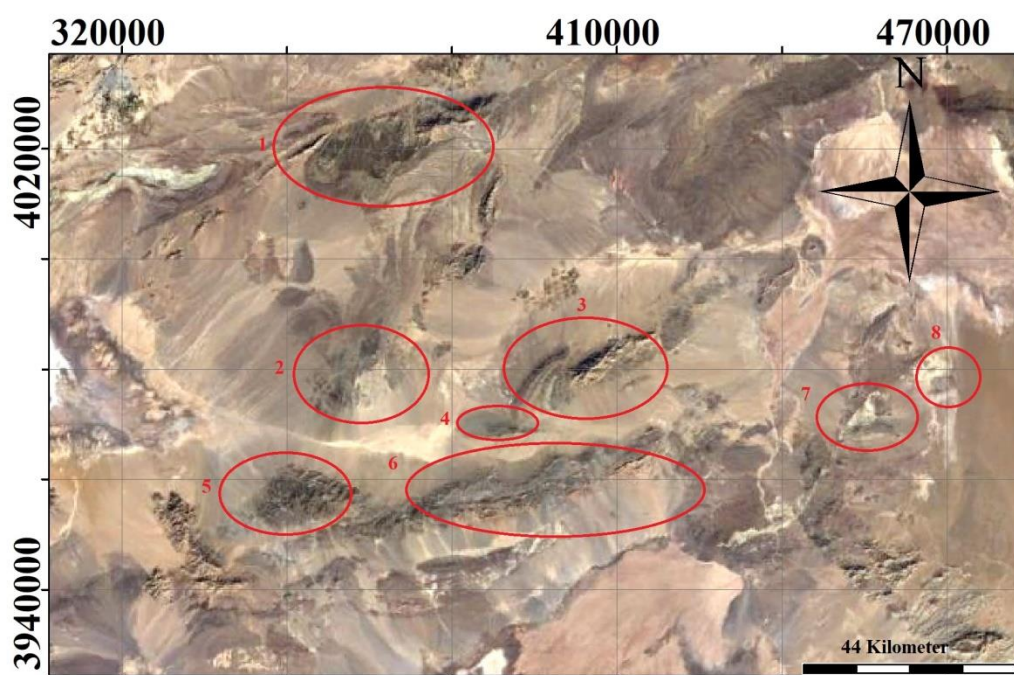
با توجه به نقشه‌های جغرافیای دیرین کره زمین در دامنه سنی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین زیرین (Golonka, 2010; Linnemann et al, 2010) سرزمین ایران، همراه با بخش‌هایی از سرزمین‌های آوالونیای غربی و شرقی، ماسیف سانترال فرانسه، ماسیف آرموریکن، ماسیف بوهمیا (یونان و چک)، آناتولی (ترکیه)، هند، تاریم و چین به صورت خرده قاره‌هایی در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته‌اند. خرده قاره ایران، در پالئوزوئیک و در اثر کافت‌زایی پالئوتتیس از حاشیه شمالی گندوانا جدا شده (Stampfli, 2008; Hassanzadeh et al., 2000) و در خلال کوهزایی سیمیرین‌پیشین، در نتیجه فرورانش رو به شمال اقیانوس پالئوتتیس و بسته‌شدن آن در تریاس پایانی به اوراسیا ملحق شده‌است (Ramezani & Tucker 2003).

بخش عمده‌ای از بقایای سامانه تکتونوماگمایی پروتروزوئیک پسین به صورت سرزمین‌های پی‌سنگی در ایران مرکزی، رخنمون دارند (Ramezani & Tucker 2003; Bagheri & Stampfli, 2008; Hassanzadeh et al., 2008; Rahmati Ikhchi et al., 2010, 2011, Shafaii Moghadam et al., 2013, 2016b, 2017; Balaghi Enalou et al., 2014; Rosseti et al., 2014; Hosseini et al., 2015, , Monazzami Bagher zadeh et al., 2015; Faramarzi et al., 2015; Malekpour-Alamdari et al., 2017; Honarmanda et al., 2018; بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶؛ شکاری، ۱۳۹۷، شکاری و همکاران، ۱۳۹۶؛ بلوچی، ۱۳۹۷، بلوچی و همکاران، ۱۳۹۷؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷)

مجموعه دگرگونی ماجراد در ۱۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق شاهرود در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌است. این مجموعه در جنوب‌شرق بیارجمند و غرب منطقه خارتوران واقع شده است و در واقع، بخشی از محدوده پارک ملی توران محسوب می‌شود. مجموعه ماجراد یکی از مناطق پی‌سنگی ایران است، رخنمون‌های متعددی از سرزمین‌های



پی‌سنگی در شرق و جنوب‌شرق شاهرود در سفید سنگ، شمال معلمان، جنوب میامی، غرب رضاآباد، شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، دلبر، شترکوه، بند هزارچاه، جنوب دوچاه و ماجراد وجود دارد (شکل ۱-۱). در سال‌های اخیر مطالعات گسترده‌ای بر روی مجموعه‌های پی‌سنگی ایران انجام شده است ولی با توجه به تنوع و پیچیدگی‌های زمین‌شناسی سرزمین‌های گندوانایی مورد نظر، شناخت تحولات تکتونوماگمایی آن‌ها نیازمند انجام مطالعات گسترده و همه‌جانبه بیشتری است.

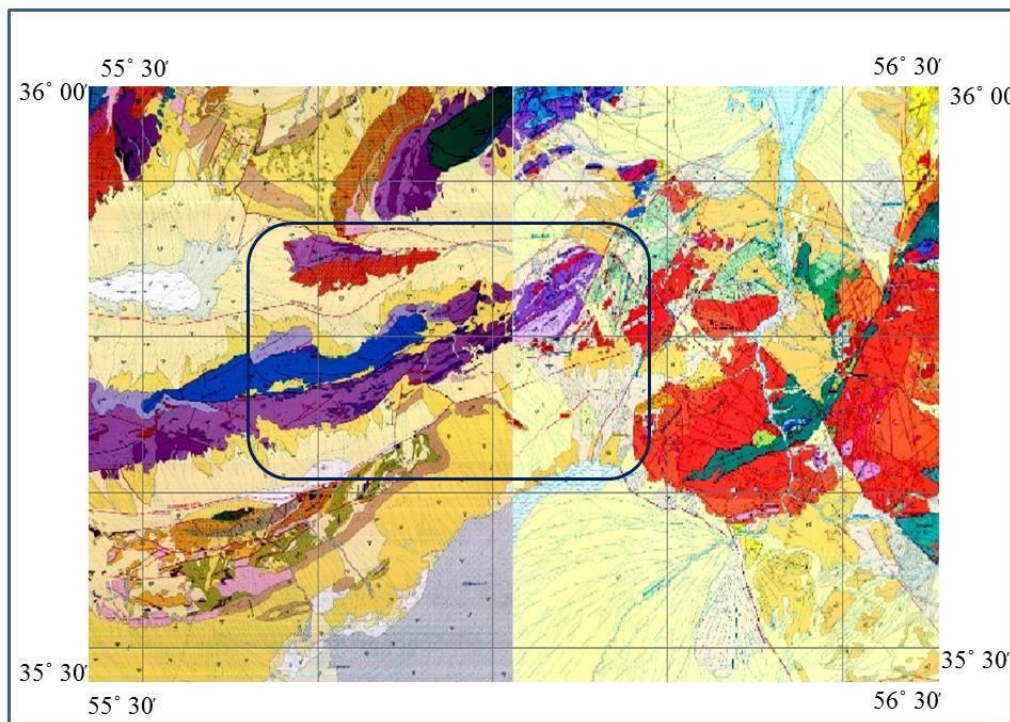


شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای مجموعه‌های نئوپروتروزوئیک پسین جنوب‌شرق شاهرود. ۱- گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی، ۲- مجموعه آذرین - دگرگونی بند هزارچاه، ۳- مجموعه آذرین - دگرگونی دلبر، ۴- توده گرانیتوئیدی سفید سنگ، ۵- مجموعه آذرین - دگرگونی شترکوه، ۶- مجموعه آذرین - دگرگونی جنوب ماجراد - دوچاه، ۷- مجموعه آذرین - دگرگونی شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، ۸- مجموعه آذرین - دگرگونی غرب رضا آباد خارتوران.

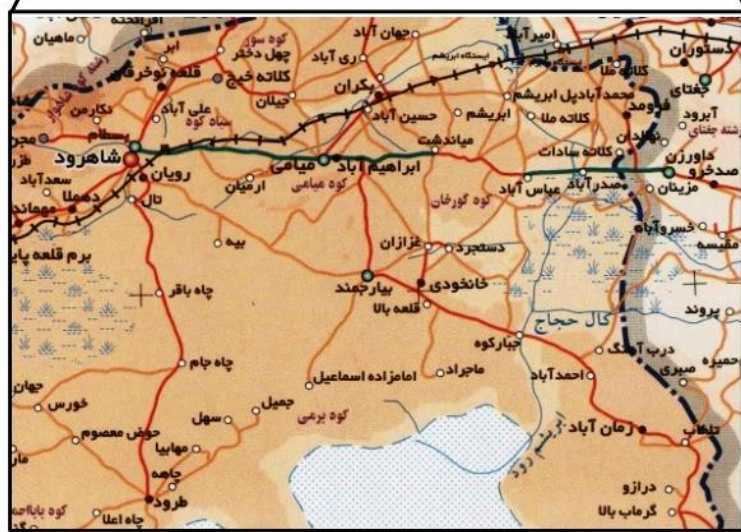
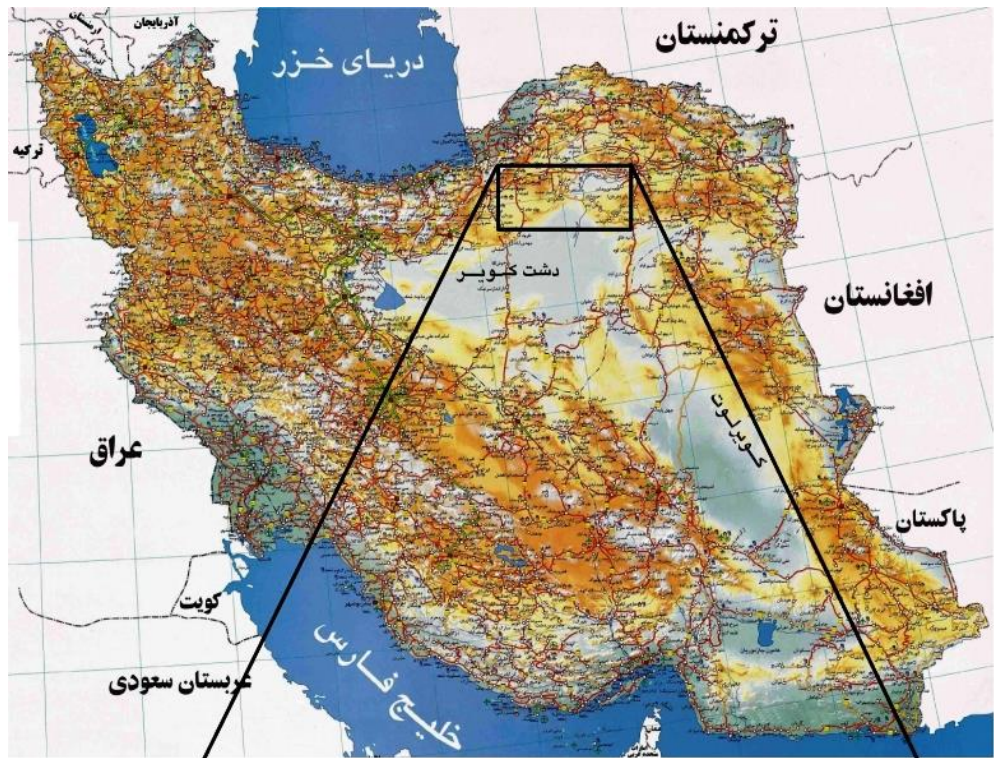
## ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود بین طول‌های جغرافیایی ۵۰' ۵۵° تا ۵۵' ۵۶° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۰' ۳۵° تا ۵۵' ۳۵° شمالی و در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه با روند شمال‌شرق - جنوب‌غرب با طول تقریبی ۴۰ و عرض ۱۰ کیلومتر مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در بر می‌گیرد و در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود و دره‌دایی و همچنین نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و ترود واقع شده است (شکل ۲-۱).

تنها راه ارتباطی آسفالته، جاده شاهرود- بیارجمند- احمدآباد می‌باشد دیگر جاده‌های ارتباطی همگی از نوع خاکی و محلی می‌باشند (شکل ۳-۱).



شکل ۲-۱ - موقعیت مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد بر روی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی و ابریشم‌رود.



الف

شکل ۱-۳- الف - موقعیت منطقه ماجراد بر روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به آن، و ب - موقعیت پارک ملی توران، منطقه ماجراد و راه‌های دسترسی به مناطق نمونه‌برداری بر روی عکس ماهواره‌ای.



ب

ادامه شکل ۱-۳

### ۱-۳- آب و هوا و ژئومورفولوژی منطقه

آب و هوای حاکم بر منطقه، خشک و نزدیک به آب و هوای کویری است. بیشترین درجه حرارت در تابستان‌ها به ۴۴ درجه سانتی‌گراد بالای صفر و کم‌ترین آن در زمستان‌ها به ۱۵ درجه زیر صفر می‌رسد. میانگین بارش سالیانه حدود ۱۱۰ میلی‌متر است. مهم‌ترین پوشش گیاهی منطقه گیاهانی مانند پونه، آویشن، کتیرا و بوته‌ها و درختچه‌های گز، تاغ، کاروان‌کش و درمنه هستند. منطقه مورد مطالعه بخشی از پارک ملی حفاظت شده توران است که بزرگ‌ترین ذخیره‌گاه زیست‌کره در ایران به‌شمار می‌آید. در این منطقه ۴۱ گونه پستاندار، ۱۶۷ گونه پرنده، ۴۲ گونه خزنده و ۲ گونه دوزیست شناسایی شده‌اند که شاخص‌ترین آن‌ها یوزپلنگ آسیایی و گورخر ایرانی می‌باشند.

کوه ماجراد به بلندای ۱۴۱۵ متر و پهنه‌های سیلتی و رسی به ارتفاع ۶۹۵ متر از سطح دریا، به ترتیب بلندترین و پست‌ترین نقاط منطقه را تشکیل داده‌اند. سنگ‌های سازنده این کوه، شامل سنگ مرمرهای بلورین است که بعلت سخت فرسا بودن آن‌ها نسبت به متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های پیرامون خود، در بیشتر مناطق، ارتفاعات مهم و بلند را به خود اختصاص داده‌اند (قاسمی و حاجی‌حسینی، ۱۳۸۳).

#### ۱-۴- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) بخشی از حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی است که در جنوب کمربند فیولیتی سبزوار و در شمال گسل درونه جای گرفته است. این منطقه دربرگیرنده واحدهای سنگی پرکامبرین، تریاس بالایی، ژوراسیک زیرین، ژوراسیک میانی، ائوسن و کواترنری است. عملکرد فازهای متعدد تغییر شکل اعمال شده بر منطقه به همراه رخداد‌های دگرگونی، به پیچیدگی حوادث روی داده در منطقه و زمین‌شناسی آن افزوده است.

#### ۱-۵- مطالعات پیشین

واحدهای سنگی مورد نظر در محدوده نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی و ابریشم‌رود (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳) رخنمون دارند، که در شرح این نقشه‌های زمین‌شناسی، سنگ‌های محدوده مورد مطالعه به صورت سنگ‌های دگرگونی شامل انواع شیست‌ها با میان لایه‌های مرمری معرفی شده‌اند و با توجه به مجموعه فسیلی یافت شده در غرب کوه ملحدو به تریاس نسبت داده شده‌اند. در زیر به برخی از مطالعات صورت گرفته در پیرامون منطقه و مناطق مشابه در سایر نقاط ایران به صورت مختصر معرفی می‌شود.

- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۲) در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، مجموعه دگرگونی شترکوه در شمال و شرق دهکده سهل را معرفی کرده که متشکل از میکاشیست، گارنت میکاشیست و گنیس بوده و با تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ‌های با دگرگونی ضعیف همراه با میان لایه‌های سنگ‌آهک (معادل سازند شمشک) پوشیده شده است.

- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴)، پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، کوه‌های علاءالدین و ملحدو (جنوب شرق شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده است. سن سنجی

ایزوتوپی U-Pb زیرکن در مورد گرانیته‌ها و گنیس‌های میلونیتی شده سن‌های ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان داده است.

- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵)، پیکره‌های دگرگونی منطقه دلبر را بر مبنای روابط صحرائی و سن نسبی به دو بخش قدیمی به سن پرکامبرین یا قبل از ژوراسیک متشکل از شیست‌های میگماتیستی شده، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها که در شرایط رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی دگرگون شده‌اند و بخش جدید یا ژوراسیک حاوی متاکنگلومرا، میکاشیست، کالک شیست تقسیم کرده‌اند.

- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) تاریخچه پالئوژئوگرافی، ماگماتیسم و جایگاه سنی مجموعه‌های آذرین و دگرگونی قدیمی ایران را مورد مطالعه و بررسی قرار داده‌اند. سن‌سنجی‌های متعددی به روش U-Pb بر روی مجموعه‌های قدیمی ایران توسط این محققین صورت گرفته و دامنه سنی نئوپروتروزوئیک پسین تا کامبرین آغازی برای آن‌ها به دست آمده است. مناطق دلبر، بندهزارچاه و شترکوه از جمله این مناطق پی‌سنگی می‌باشند و تعلق داشتن آن‌ها به سرزمین‌های گندوانایی ایران محرز است.

- جمشیدی بدر (۱۳۸۹)، سن‌سنجی سنگ‌های رسوبات دگرگون شده پرکامبرین و توالی دگرگونی آن‌ها در مجموعه دگرگونی سورات را مورد بررسی قرار داده است. زمان رسوب‌گذاری متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی سورات با استفاده از آنالیز U-Pb کانی زیرکن حدود ۶۰۵ میلیون سال بدست آمده است. همچنین سن موناژیت‌های واحد متاپلیتی در محدوده ۶۰ میلیون سال (پالئوسن) بوده که به رخداد دگرگونی نسبت داده شده است. با توجه به سایر مطالعات صورت گرفته بر روی مناطق مشابه، انتساب سن ۶۰۵ میلیون سال به سن ته‌نشست سنگ‌مادر متاپلیت‌ها معقول نمی‌باشد، همچنین به دلیل دمای انسداد بسیار پایین موناژیت سن‌های محاسبه شده به این روش چندان قابل اعتماد نیستند.

- رحمتی ایلخچی (۲۰۱۱)، دگرگونی و موقعیت ژئوتکتونیک کپلکس شترکوه را مورد مطالعه و بررسی قرار داده است. این مجموعه از میکاشیست، ارتوگنیس و آمفیبولیت تشکیل شده است که توسط توالی دگرگونی ژوراسیک - ائوسن پوشیده شده است. پروتولیت این مجموعه شامل تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و رسوبات دگرگون شده بوده که در بازه زمانی نئوپروتروزویک پایانی متحمل دگرگونی دما و فشار متوسط معادل رخساره آمفیبولیت شده است. بخشی از تفسیرهای ارائه شده در این مطالعه با واقعیت‌های موجود در منطقه در تضاد می‌باشد.

- عزیزی (۱۳۹۱)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند) را مطالعه نموده و بر این باور است که توده گرانیتوئیدی مزبور بخشی از سرزمین‌های قدیمی گرانیتی اواخر نئوپروتروزویک - اوایل کامبرین است که دارای طیف ترکیبی گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. این توده توسط دایک‌های دیابازی متعددی (میکروگابروی - میکرودیوریتی) به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. گرانیت‌های سفید سنگ از ذوب بخشی سنگ‌های متاگریوک حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین ضعیف نوع S و ساب‌آلکان می‌باشند.

- اصغرزاده (۱۳۹۲)، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر را مورد مطالعه قرار داده است. در این مطالعه، سه سری دایک بازیگ - حدواسط در منطقه دلبر معرفی شده است که شامل دایک‌های دیابازی آمفیبولیتی شده پرکامبرین، دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن می‌باشند.

- دادپور (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) را مورد مطالعه قرار داده است. سنگ‌های بازالتی

ژوراسیک منطقه جمیل، دارای ماهیت قلیایی هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در محدوده بازالت‌های قلیایی مرتبط با حوضه‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند.

- ابتهاج (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیبازی غرب بند هزارچاه را مورد مطالعه قرار داده است. در این منطقه سه دسته دایک معرفی شده است، دایک‌های کوارتزیدیوریتی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین، دایک‌های گابرویی متعلق به ژوراسیک میانی و دایک‌های الیگومیوسن. دایک‌های گابرویی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه از یک گوشته اسپینل لرزولیتی غنی شده منشاء گرفته‌اند و به شکل توده نفودی کوچک و بزرگ، دایک و گدازه در داخل توالی رسوبی معادل سازند شمشک در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی رخنمون یافته‌اند.

- بلاغی اینالو (۱۳۹۳)، بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۳)، (۱۳۹۴) و (۲۰۱۴) پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند را مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس مطالعات نامبردگان سنگ‌های آذرین و دگرگونی در دو بخش شمال شرقی (کوه کلاته علاءالدین) و جنوب غربی (غرب کوه ملحدو) رخنمون دارند. نتایج مطالعات دما - فشارسنجی انجام شده بر روی میکاشیست‌ها دماهای ۴۶۸ تا ۴۹۸ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۶/۴ تا ۷/۲ کیلوبار، گنیس‌های گارنت‌دار دماهای ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۸ تا ۱۳ کیلوبار و برای گارنت آمفیبولیت‌ها دماهای ۵۹۲ تا ۶۹۲ و فشارهای ۱۲/۳۱ تا ۱۳/۴ را نشان می‌دهند. دما فشارهای محاسبه شده برابر با رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت الایی می‌باشند. نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های این مجموعه میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با نئوپروتروزوئیک اوایل کامبرین (اواخر ادیاکاران - اوایل کامبرین) را نشان می‌دهد.

- حسینی (۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، (۱۳۹۵) و (۲۰۱۵) پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه را بررسی کرده است. توده گرانیتوئیدی



بند هزارچاه به درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین تزریق شده و توسط توالی رسوبی تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین پوشیده شده است. نتایج دما - فشار سنجی انجام شده بر روی میکاشیست‌ها، گنیس و میگماتیت‌های این مجموعه دماهای ۵۳۱ تا ۷۰۷ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۸ کیلوبار و برای متابازیت‌ها دماهای ۴۲۹ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار میانگین ۷ کیلوبار را نشان می‌دهند که معادل رخسارهای شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. آنالیزهای سن‌سنجی انجام شده بر روی سنگ‌های دگرگونی این مجموعه سن‌های ۵۳۳ تا ۵۸۲ میلیون سال را نشان می‌دهند.

- شفایی مقدم و همکاران (۲۰۱۳)، مجموعه دگرگونی چاه‌جام - بیارجمند را مطالعه کرده‌اند. با مطالعات صورت گرفته بر روی این مجموعه سن آن به اواخر نئوپروتوزوئیک تا اوایل کامبرین نسبت داده شده و شاهدهی بر ماگماتیسم کادومین در حاشیه فعال شمالی گندوانا می‌باشد. بنابر داده‌های ژئوشیمیایی، این مجموعه در موقعیت تکتونیکی مرتبط با فرورانش توسط فرایند ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی تشکیل شده است. به نظر می‌رسد که این مطالعه در بخش سنگ‌شناسی و تفسیر موقعیت تکتونیکی نیاز به بازنگری دارد.

- رزتی و همکاران (۲۰۱۴)، مجموعه پی‌سنگی کوه سرهنگی واقع در جنوب غرب بردسکن را مورد مطالعه و بررسی قرار داده‌اند. توده‌های نفوذی کوه سرهنگی ماهیت آلكالن تا آلكالن پتاسیم بالا دارند. مطالعات سن‌سنجی انجام شده بر روی این منطقه سن تبلور و جایگزینی این توده‌ها را به اواخر نئوپروتوزوئیک - اوایل کامبرین (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) نسبت داده‌اند و بر این باور هستند که توده‌های مزبور به عنوان قسمتی از پی‌سنگ کادومین ایران در حاشیه فعال نوع آندی ناشی از فرورانش پروتوتتیس به زیر ابرقاره گندوانا تشکیل شده‌اند.

- فرامرزی و همکاران (۲۰۱۵)، اعتقاد دارند که گنبد نمکی هرمز از رسوبات تبخیری، کربنات‌ها، رسوبات آتشفشانی- رسوبی و دگرگونی‌های درجه پایین تشکیل شده است. مطالعات سن‌سنجی انجام شده بر روی ریولیت‌های مزبور سن ۵۵۸ میلیون سال را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهند. این پژوهشگران بر این باورند که پی‌سنگ بلورین ایران در بازه زمانی ۵۲۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش تثبیت شده است. حوادث ماگمایی و تکتونیکی این ریولیت‌ها نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در حوضه‌های کمانی در حاشیه شمالی گندوانا می‌باشد.

- عطاپور و آفتابی (۲۰۱۶)، با بررسی مجدد ریولیت‌های هرمز اعتقاد دارند که شواهد ژئوشیمیایی ارائه شده به وسیله فرامرزی و همکاران (۲۰۱۵) برای این ریولیت‌ها مطابق با ریولیت‌های درون صفحه‌ای یا پس از برخورد (Ebbby, 1992) می‌باشد و این ریولیت‌ها را در دسته ریولیت‌های نوع A تقسیم بندی کرده‌اند. توده‌های ریولیتی و آلکان نوع A مشابه هرمز نیز در سپر نوبی- عربی گزارش شده است. این پژوهشگران ادعان داشتند که ریولیت هرمز همراه با رسوبات تبخیری نمک و آهن‌های نوع لایه‌ای ادیاکارن در محیط‌های ریفتی تشکیل شده‌اند.

- منظمی باقرزاده و همکاران (۲۰۱۵)، به مطالعه کلمپلکس گرانیتوئیدی برنورد واقع در شمال غرب کاشمر و در شمال بلوک ایران مرکزی پرداخته است. این کمپلکس متشکل از گرانیت، مرمر، لوکوگرانیت، سینیت، آلکالی‌گرانیت و مونزوگرانیت است. مطالعات سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن سن ۵۴۰-۵۵۰ میلیون سال را برای این توده گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک اوایل کامبرین می‌باشد.

- شفاهی مقدم و همکاران (۲۰۱۶)، معتقدند که منطقه زنجان- تکاب مشتمل بر انواع سنگ‌های دگرگونی شامل پاراگنیس، اورتوگنیس، آمفیبولیت، انواع شیست‌ها و میگماتیت‌ها به همراه دایک‌ها و عدسی‌های ماگمایی جوان و کمتر دگرگون شده می‌باشد. تعیین سن‌های انجام شده بر روی ارتوگنیس‌های این منطقه دامنه سنی ۴۹۱ تا ۵۱۶ میلیون سال

را نشان می‌دهد، البته دارای هسته‌های زیرکن‌های قدیمی نیز می‌باشند. با توجه به داده‌های موجود به نظر می‌رسد که علاوه بر سنگ‌های دگرگونی قدیمی در منطقه زنجان- تکاب، سنگ‌های دگرگون شده (یا اندکی دگرگون شده) جوان‌تر نیز در این بخش از ایران دیده می‌شوند.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۷a)، با مطالعه مجموعه تکنار اذعان داشته‌اند که این مجموعه از واحدهای سنگی گابرویی، دیوریتی و گرانیتی تشکیل شده است که در سکانسی از سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی با میان‌لایه‌های ریولیتی نفوذ کرده‌اند. سن‌سنجی‌های انجام شده بر روی این مجموعه، سن ۵۵۶ میلیون سال برای گابروها و ۵۴۸ میلیون سال برای گرانیت‌ها را نشان داده است.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۷b)، زیرکن‌های تخریبی سرزمین‌های پی‌سنگی شرق ایران را مطالعه کرده و دامنه سنی ۲۵۰۰-۵۰۰ میلیون سال را برای این زیرکن‌ها به دست آورده‌اند. حد پایین (۵۰۰ میلیون سال) این دامنه سنی مطابق با (نئوپروتروزوئیک‌پسین) کادومین می‌باشد. این پژوهشگران با بررسی میزان Hf این زیرکن‌ها اذعان داشته‌اند که سرزمین‌های پرکامبرین ایران به عنوان قسمتی از ابرقاره گندوانا در اواخر نئوپروتروزوئیک می‌باشد.

- بلوچی و همکاران (۱۳۹۶)، با مطالعه توده گرانیتوئیدی آیرکان و بررسی نسبت‌های ایزوتوپی این توده اظهار داشتند که این توده از ذوب پوسته قاره‌ای متاپلیتی تشکیل شده و در دسته گرانیتوئیدهای پورفیروئیدی پرآلومین نوع S قرار دارد. مطالعات سن‌سنجی U-Pb بر روی بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی و گرانیت آپلیتی آیرکان سن‌های ۵۴۵ و ۵۳۷ میلیون سال را نشان می‌دهد که تأییدی بر تعلق داشتن این سرزمین‌ها به مناطق پی‌سنگی ایران می‌باشد.

- شکاری (۱۳۹۷) و شکاری و همکاران (۱۳۹۶a) و (۱۳۹۶b)، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - شترکوه را مورد مطالعه قرار داده است. سن سنجی های انجام شده به روش U-Pb بر روی واحدهای دگرگونی این مجموعه طیف سنی ۵۲۶ تا ۵۷۱ میلیون سال معادل نئوپروتروزوئیک پسین را نشان می دهند. نتایج دما - فشارسنجی متابازیت های این مجموعه محدوده دمایی ۷۱۱-۶۰۲ درجه سانتی گراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلو بار، میکاشیست ها دمای ۵۶۷ تا ۶۴۱ درجه سانتی گراد و فشار ۶ تا ۱۱ کیلو بار و ۴۵۷ تا ۶۳۹ درجه سانتی گراد و ۷ تا ۱۳ کیلو بار برای گنیس ها نشان می دهند که بیانگر شرایط دما و فشار رخساره های آمفیبولیت و آمفیبولیت بالایی است.

#### ۱-۶- اهداف مطالعه

پژوهش حاضر در راستای تحقق اهداف ذیل انجام شده است:

- ۱- تعیین مجموعه های کانیایی انواع مختلف سنگ های دگرگونی در محدوده مورد مطالعه.
- ۲- تعیین ماهیت سنگ های والد مجموعه دگرگونی.
- ۳- شناخت دقیق تغییر و تحولات سنگ شناسی در جریان دگرگونی اعم از کانی شناسی، سنگ شناسی، ژئوشیمیایی و غیره.
- ۴- تعیین شرایط فیزیکی دما - فشار دگرگونی و تعیین رخساره های دگرگونی
- ۵- تعیین سن سنگ های آذرین و دگرگونی.
- ۶- بازسازی شرایط ژئودینامیکی منجر به تشکیل کمپلکس آذرین - دگرگونی ماجراد.
- ۷- مقایسه ویژگی های سنگ شناسی منطقه ماجراد با دیگر مجموعه های مشابه.

#### ۱-۷- روش انجام تحقیق

الف- جمع آوری اطلاعات منتشر شده قبلی و نقشه های منطقه: در این مرحله به منظور دستیابی به اهداف مورد نظر، اطلاعات منتشر شده قبلی اعم از گزارش های تحقیقاتی،

پایان نامه‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای مختلف جمع آوری و مورد بررسی قرار گرفت.

ب- عملیات صحرایی: از واحدهای سنگی مختلف مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد شامل متاکربنات‌ها، متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها، متاسامیت‌ها و متاریولیت‌ها متناسب با اهداف مورد نظر، طی بازه زمانی ۳۰ روزه و در چندین مرحله عملیات صحرایی، نمونه‌برداری صورت گرفت. از نمونه‌های سنگی مختلف در حدود ۵۰۰ نمونه (جهت تعیین مقاطع میکروسکوپی، آنالیز سن‌سنجی، آنالیز ایزوتوپی، آنالیز ژئوشیمیایی و آنالیز مایکروپروب) برداشت شد. در مراحل بعدی نمونه‌های مناسب برای مطالعات میکروسکوپی، آنالیز مایکروپروب، آنالیز شیمیایی سنگ‌کل، سن‌سنجی و ایزوتوپی انتخاب شدند.

پ- مطالعات آزمایشگاهی: به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، حدود ۴۰۰ عدد مقطع نازک از واحدهای سنگی مختلف تهیه و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. پس از انجام مطالعات پتروگرافی دقیق و دستیابی به دید جامع و کلی در مورد منطقه و تنوع ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌ها، ۳۸ نمونه انتخاب شد. خردایش اولیه نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود با استفاده از دستگاه سنگ‌شکن فکی صورت گرفت. بعد از خردایش نمونه‌ها، مرحله تهیه پودر یا نرمایش نمونه‌های سنگی، در کارگاه مقطع دانشکده علوم زمین و مرحله نهایی نرمایش در آزمایشگاه سنگ‌شناسی شرکت آمتیس شرق انجام شد. تجزیه شیمیایی سنگ‌کل نمونه‌ها در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین صورت گرفت، (شکل ۱-۴ الف و ب).

پس از مطالعات دقیق پتروگرافی تعداد ۲۳ عدد مقطع نازک صیقلی جهت مطالعه شیمی کانی‌ها و دما - فشار سنجی تهیه شد. آنالیز مایکروپروب کانی‌ها با استفاده از دستگاه

ریزپردازنده نوع JXA-8230 در شرایط آزمایش شامل ولتاژ 15KV، جریان ریزکاو 10nA در آزمایشگاه دانشگاه نورث وست شیان در کشور چین صورت گرفت (شکل ۱-۴-پ).



ب



الف



پ

شکل ۱-۴-الف و ب - آماده‌سازی و ذوب پودر نمونه‌های سنگی و تهیه قرص‌های شیشه‌ای جهت آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی. پ- دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8230 آزمایشگاه EPMA دانشگاه نورث وست شیان کشور چین جهت آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها.

جهت انجام مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb و جداسازی کانی زیرکن، ۱۸ نمونه سنگ انتخاب گردید و پس از خردایش و پودر کردن نمونه‌ها به اندازه مناسب در دانشگاه صنعتی شاهرود، سایر مراحل جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیک‌های آبشویی، جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین انجام

شد. که با توجه به تعداد زیرکن‌های جدا شده، ۱۳ نمونه جهت جهت سن‌سنجی انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفتند. مرحله قرار دادن زیرکن‌های جدا شده بر روی لام و رزین، تهیه تصاویر کاتدولومینسانس آبه منظور مشخص شدن ساختمان داخلی زیرکن‌ها و انتخاب نقاط مناسب برای آنالیز U-Pb، در آزمایشگاه دانشگاه نورث وست شیان کشور چین (SKLCDNUX) انجام شد. سن‌سنجی به روش LA-PMS و تعیین نسبت ایزوتوپی Hf نیز در آزمایشگاه مزبور انجام شد (شکل ۱-۵). تعداد ۱۰ نمونه جهت آنالیز ایزوتوپی به روش Rb-Sr و Sm-Nd انتخاب شدند، مراحل اولیه آماده‌سازی نمونه‌ها در دانشگاه شاهرود انجام شد و بقیه مراحل در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در حال انجام است.



ب

الف

شکل ۱-۵- الف- آماده‌سازی و قرار دادن زیرکن‌ها در رزین مخصوص جهت انجام مطالعات سن‌سنجی. ب- میکروسکوپ الکترونی MonoCL جهت تهیه تصاویر کاتدولومینسانس از دانه‌های زیرکن جدا شده. پ - دستگاه تعیین سن از نوع MICROLAS جهت تعیین سن دانه‌های زیرکن به روش LA-ICPMS در دانشگاه نورث وست شیان کشور چین و ت - سیستم لیزر ابلیشن جهت آنالیز ایزوتوپی Hf.

- 
1. Mounting
  2. Cathodoluminescence



ت



پ

#### ادامه شکل ۱-۵

ت- تعبیر و تفسیر داده‌ها و تدوین مقاله و پایان نامه: پس از تجزیه و تحلیل اولیه داده‌ها جهت مطالعه ژئوشیمیایی عناصر اصلی، عناصر نادر و نادر خاکی نمودارهای مربوطه با استفاده از نرم افزار 4.1 GCDkit و Grapher 12 ترسیم گردید. پردازش اولیه داده‌های سن‌سنجی و ایزوتوپی Hf با استفاده از نرم افزارهای 4.0 GLITTER در دانشگاه نورث وست شیان (چین) انجام و نمودارهای سازگاری، چگالی احتمال و میانگین سنی نمونه‌ها با استفاده از نرم افزار 4 Isoplot ترسیم شدند. داده‌های حاصل از آنالیز میکروپروب جهت تفسیر شیمی کانی‌ها و محاسبه دما - فشار گروه‌های سنگی مختلف، با استفاده از صفحات گسترده اکسل تفسیر و نمودارهای مربوطه با استفاده از نرم افزار 12 Grapher ترسیم شد. مجموع این داده‌ها در نگارش مقالات و رساله مورد استفاده قرار گرفتند که به تفصیل در فصول بعد به هر کدام از آن‌ها خواهیم پرداخت.



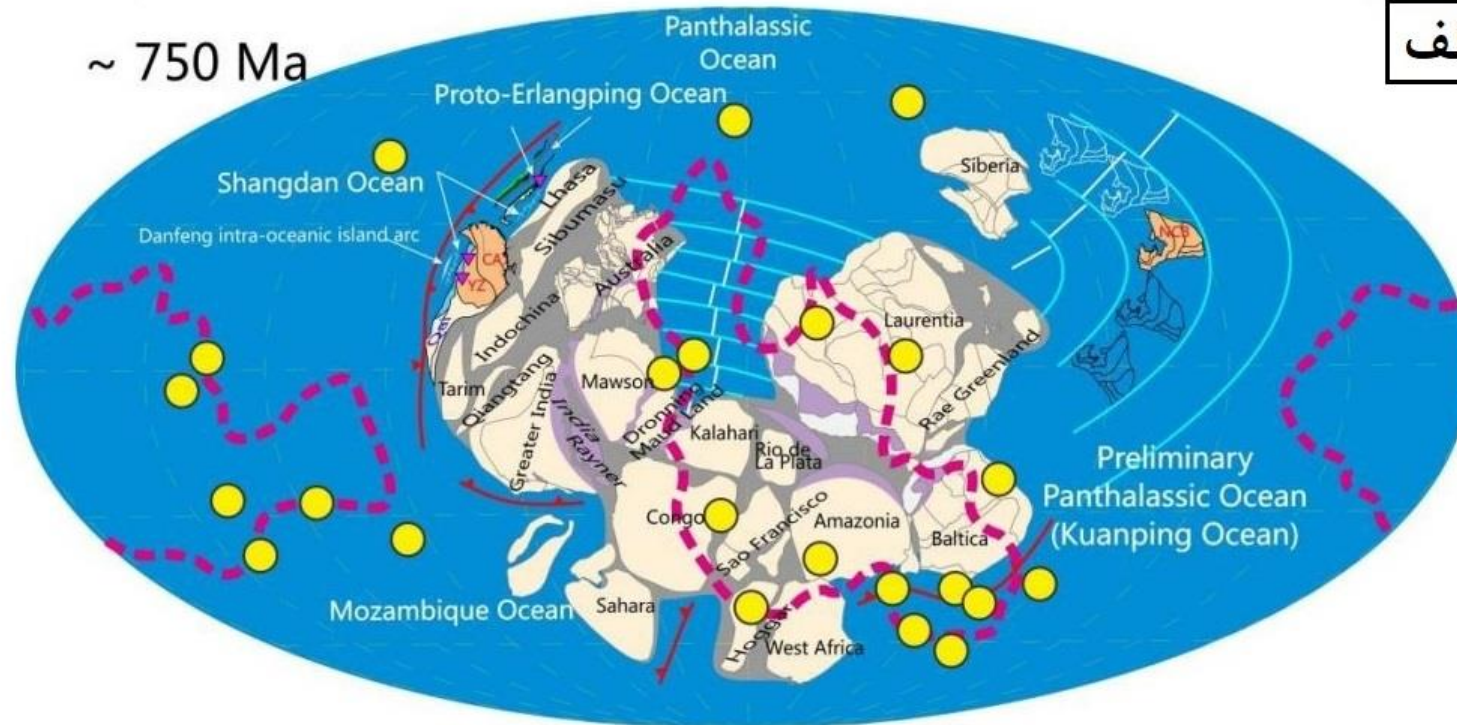
## فصل دوم

### زمین شناسی صحرائی

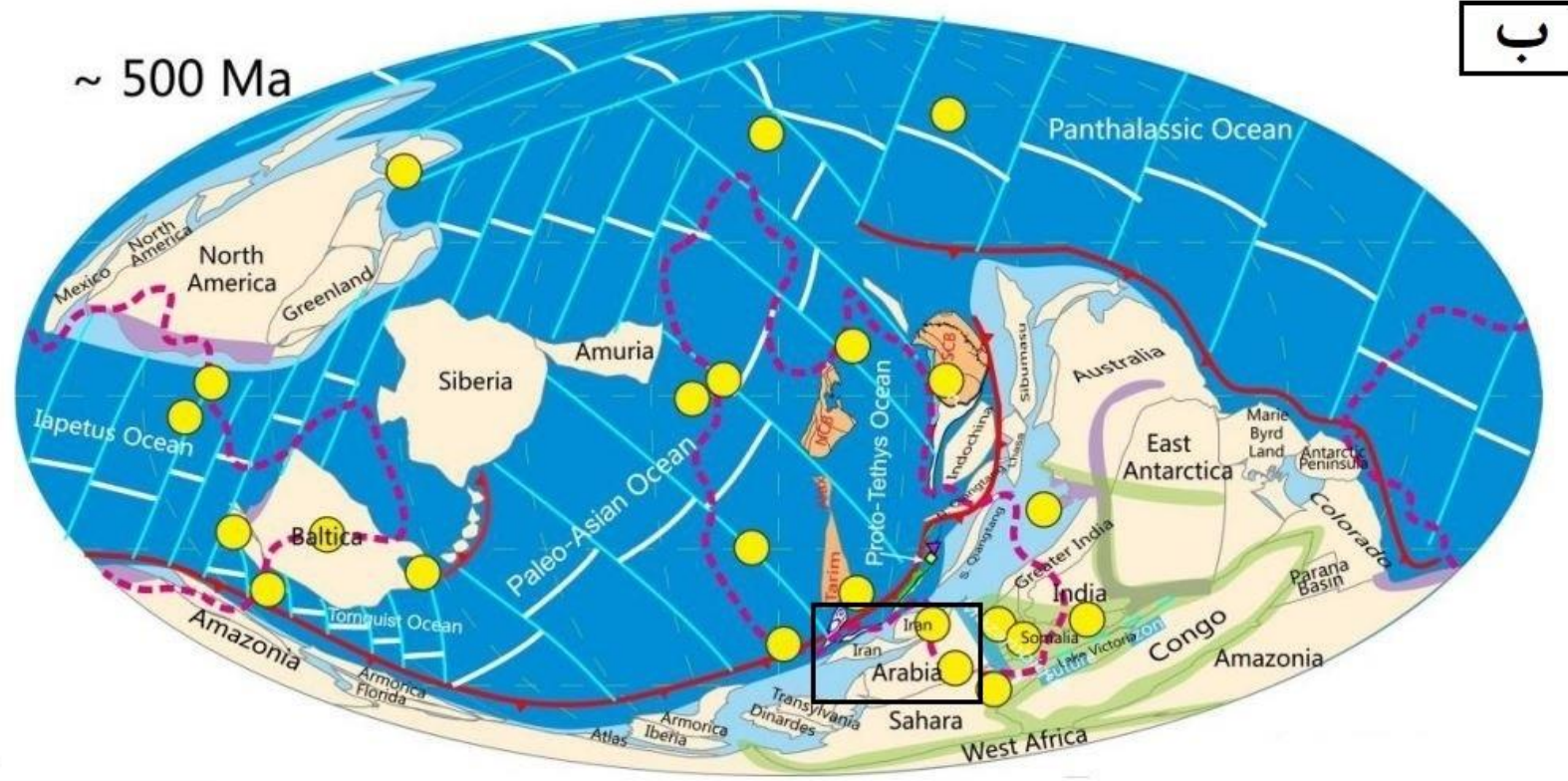
ابرقاره گندوانا بوسیله به هم پیوستن تعدادی از قاره‌های مجزا (هفت تا هشت تکه) در ۶۵۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش در نئوپروتروزوئیک تشکیل شده است (Meert, 2003; Collins and Pisarevsky, 2005; Fritz et al., 2013). فعالیت‌های ماگمایی نوع ادیاکارن - کامبرین در کمربند کادومین نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی کمان حاشیه فعال قاره‌ای در امتداد حاشیه شمالی گندوانا است (Ramezani & Tucker, 2003; Ganssen et al., 2004; Ustaomer et al., 2009 and 2011; Hassanzadeh et al., 2008). قطعات جدا شده از گندوانا در کامبرین - اردویسین از گندوانا جدا شدند، قطعات کادومین ایران در تریاس به اوراسیا ملحق شده‌اند (شکل ۲-۱) (Stampfli et al, 2002; Murphy et al., 2004; Nance et al., 1996; Sengör & Natal'in, 2008).

با توجه به شواهد زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار بخصوص عربستان به نظر می‌رسد که تثبیت پی‌سنگ ایران در نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین آغازی صورت گرفته است. خرده قاره ایران مرکزی یکی از پهنه‌های مهم زمین‌شناسی ایران است که حجم عمده‌ای از سرزمین‌های گندوانایی ایران را در خود جای داده است. لازم به ذکر است که در همه پهنه‌های زمین‌شناسی ایران به استثنای کپه‌داغ، فلیش شرق ایران و مکران به طور پراکنده سرزمین‌های گندوانایی رخنمون دارند. مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد از جمله مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی است که در جنوب شرق شاهرود واقع شده است و طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در برمی‌گیرد که در ادامه به شرح واحدهای مختلف این مجموعه پرداخته می‌شود.

الف

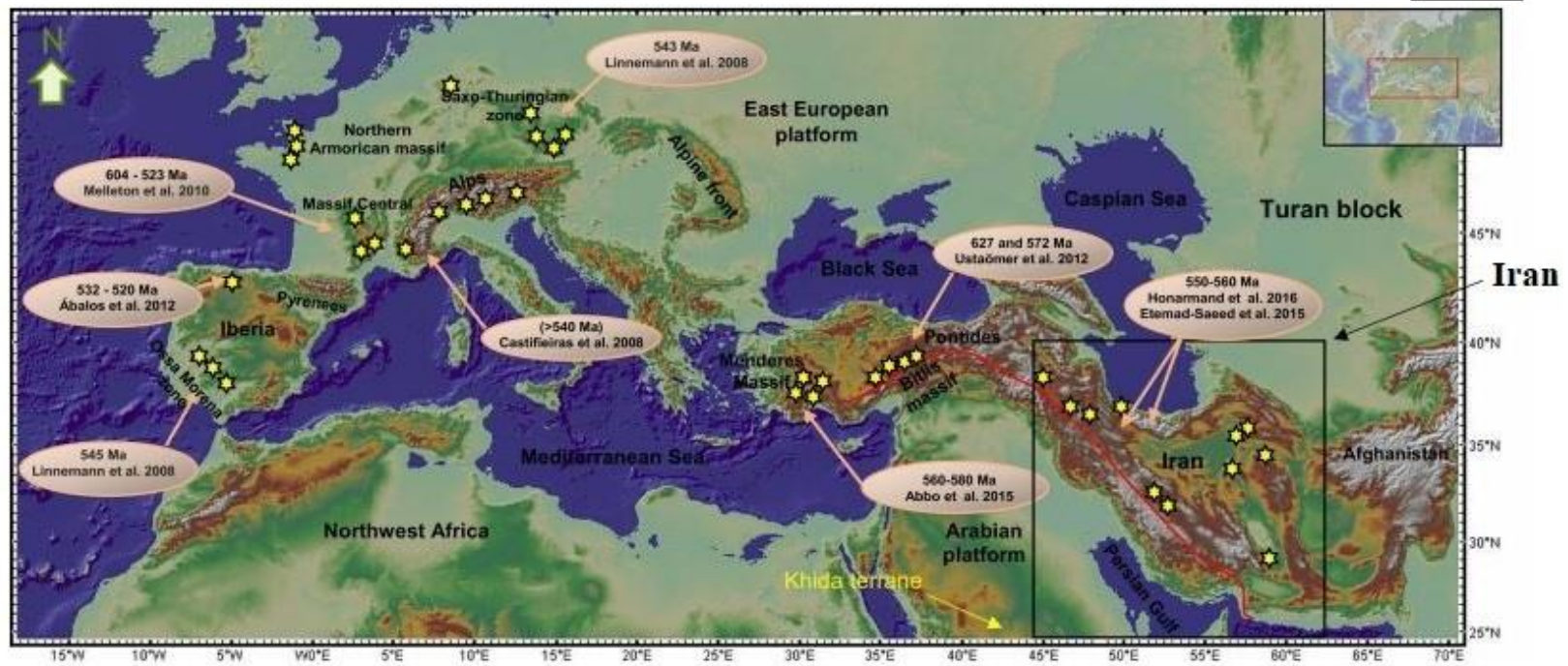


شکل ۲-۱-الف- پراکندگی بلوک‌های قاره‌ای غرب آسیا در بازه زمانی ۷۵۰ میلیون سال. ب- موقعیت ابرقاره گندوانا در بازه زمانی ۵۰۰ میلیون سال و موقعیت ایران در حاشیه شمالی این ابرقاره برگرفته از (Li et al., 2017) و پ- تصویر ماهواره‌ای از سرزمین‌های گندوانایی در اروپا و خاورمیانه و موقعیت سرزمین‌های پی‌سنگی ایران برگرفته از (Honarmand et al, 2017).



ج

ادامه شکل ۱-۲

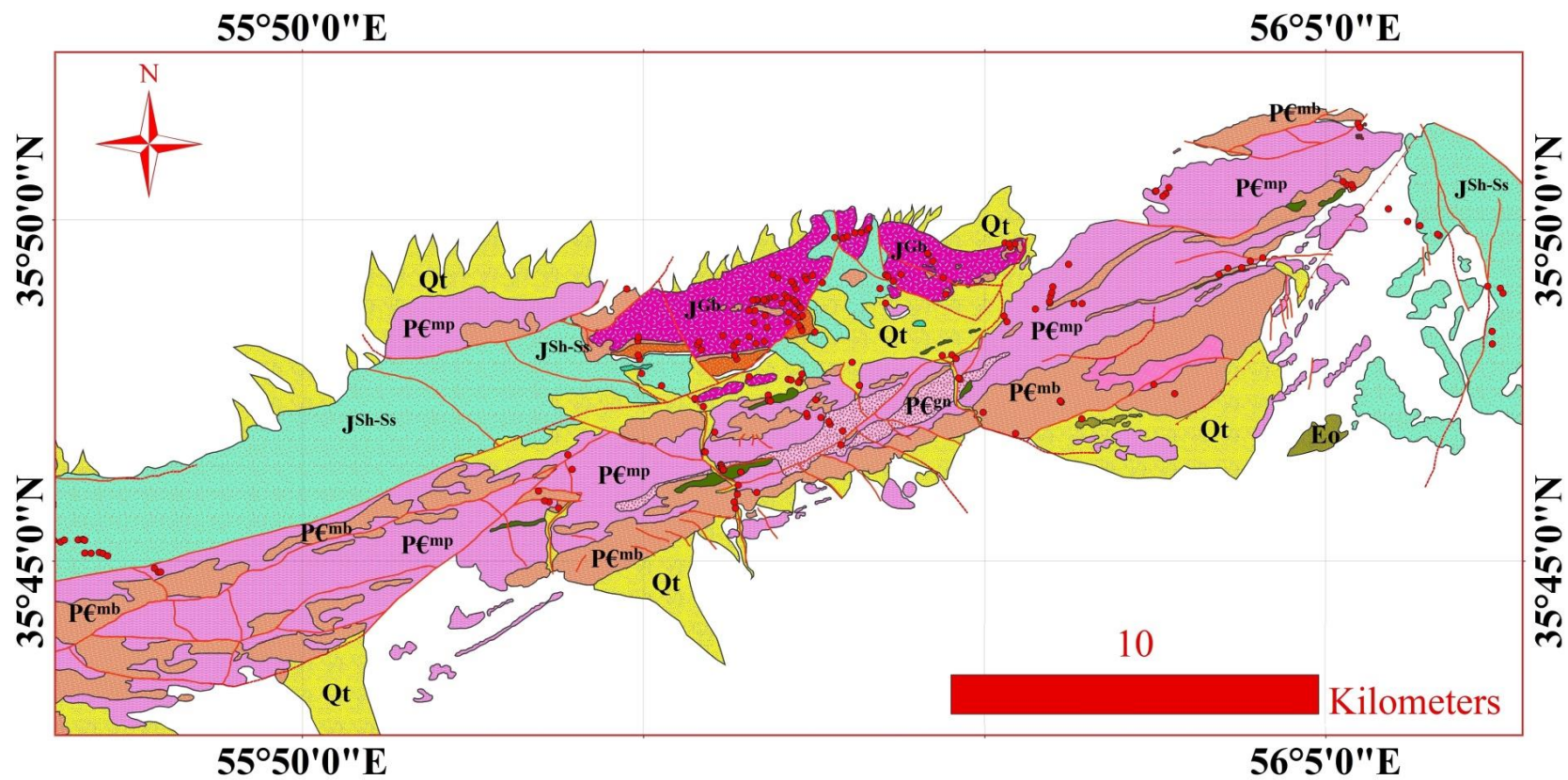


ادامه شکل ۱-۲

## ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی

مجموعه دگرگونی ماجراد با روند شمال‌شرق - جنوب‌غرب به طول تقریبی ۴۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب‌شرق شاهرود و در حاشیه‌شمالی پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. این مجموعه شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین نظیر متاسامیت، متاپلیت، متابازیت، متاریولیت به سن نئوپروتروزوئیک‌پسین (ادیاکارن) است. مجموعه ماجراد در برخی مناطق توسط توالی رسوبی - تخریبی تریاس‌پسین - ژوراسیک‌آغازین پوشیده شده است. توالی مزبور دگرگونی درجه پایینی در حد رخساره شیست‌سبز را متحمل شده و به اسلیت، فیلیت، میکاشیست، آهک‌های دوباره تبلور یافته و شیست‌سبز (متابازیت‌های حاصل از دگرگونی بازالت‌ها) تحول یافته است. در برخی نقاط، ماگماتیسم بازیک - حدواسط ژوراسیک‌میانی به صورت توده‌های نفوذی کوچک گابرویدیوریتی یا دسته دایک‌های دیابازی، مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پسین و همچنین توالی رسوبی - تخریبی (یا مجموعه دگرگونی) ژوراسیک را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۲).

این مجموعه یکی از مناطق پی‌سنگی و گندوانایی ایران مرکزی محسوب می‌شود. رخنمون‌های متعددی از این سرزمین‌ها در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی بویژه جنوب‌شرق شاهرود یافت می‌شوند که از آن جمله می‌توان به مجموعه‌های آذرین - دگرگونی سفیدسنگ، شمال معلمان، جنوب میامی، غرب رضاآباد، شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، دلبر، شترکوه، بندهزارچاه، جنوب دوچاه و ماجراد اشاره کرد. مطالعه این مناطق با ویژگی‌های گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک‌پسین - کامبرین ارتباط آن‌ها با کوهزایی ادیاکارن در خور اهمیت بوده و می‌تواند در درک تحولات بخش گندوانایی سرزمین ایران مفید باشد.



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر گوگل ارث و بازدیدهای صحرائی تهیه و ترسیم شده و ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی آن مشخص شده است.

# Legend

CENOZOIC	Qt	Young alluvial fans and stream sediments
EOCENE	Eo	Volcanic and volcanosedimentary rocks
Middle Jurassic	J Gb	Gabbrodiorite

LATE TRIASSIC EARLY JURASSIC	J Sh-Ss
	J b
	J c
NEOPROTEROZOIC	P€mb
	P€gr
	P€mr
	P€mbs
	P€mp
	P€gn

Low grade metamorphic rocks  
(Slates, phyllites and calcschists)

Basalt (locally pillow lava)  
Polygenetic conglomerate

Metacarbonates  
(Marbles and dolomitic marbles)  
Migmatites and aplitic granites  
Metarhyolites  
Metabasites (Greenschists and amphibolite facies)  
Medium-highgrade metapelites  
(micaschists, garnetmicaschists and gneiss)

## Geological



Major fault  
Probably Fault  
Thrust Fault

ادامه شکل ۲-۲



## ۲-۳- واحدهای سنگی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد

مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد از واحدهای سنگی دگرگونی به سن نئوپروتروزوئیک پسین شامل متاکربنات، متاپسامیت، متاگریوک، متاپلیت، متابازیت و متاریولیتها تشکیل شده است. توالی رسوبی - تخریبی (یا مجموعه دگرگونی) ژوراسیک متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگریوک، متابازالت (شیستسبز)، متاکربنات (مرمرهای با درجه تجدید تبلور پایین) و کالکشیست در قسمت‌هایی از شمال، شرق و غرب مجموعه دگرگونی ماجراد را پوشش داده است. این مجموعه در شمال تنگه ماجراد به مختصات  $55^{\circ} 53'$  تا  $56^{\circ} 02'$  طول جغرافیایی شرقی و  $35^{\circ} 47'$  تا  $35^{\circ} 54'$  عرض جغرافیایی شمالی توسط چند توده گابرویدیوریتی کوچک مقیاس (به وسعت حدود ۱۵ کیلومتر مربع) و دایک‌های دیبازی متعلق به ژوراسیک میانی قطع شده است. بطور کلی واحدهای زیر در این منطقه مشاهده می‌شوند:

الف- سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین آغازین.

ب- سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی تریاس پایانی - ژوراسیک آغازین.

پ- توده‌های نفوذی و دایک‌های ژوراسیک میانی.

ت- سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن.

ث- رسوبات عهد حاضر.

در ادامه به تفصیل به توضیح هر یک از این واحدها پرداخته می‌شود.

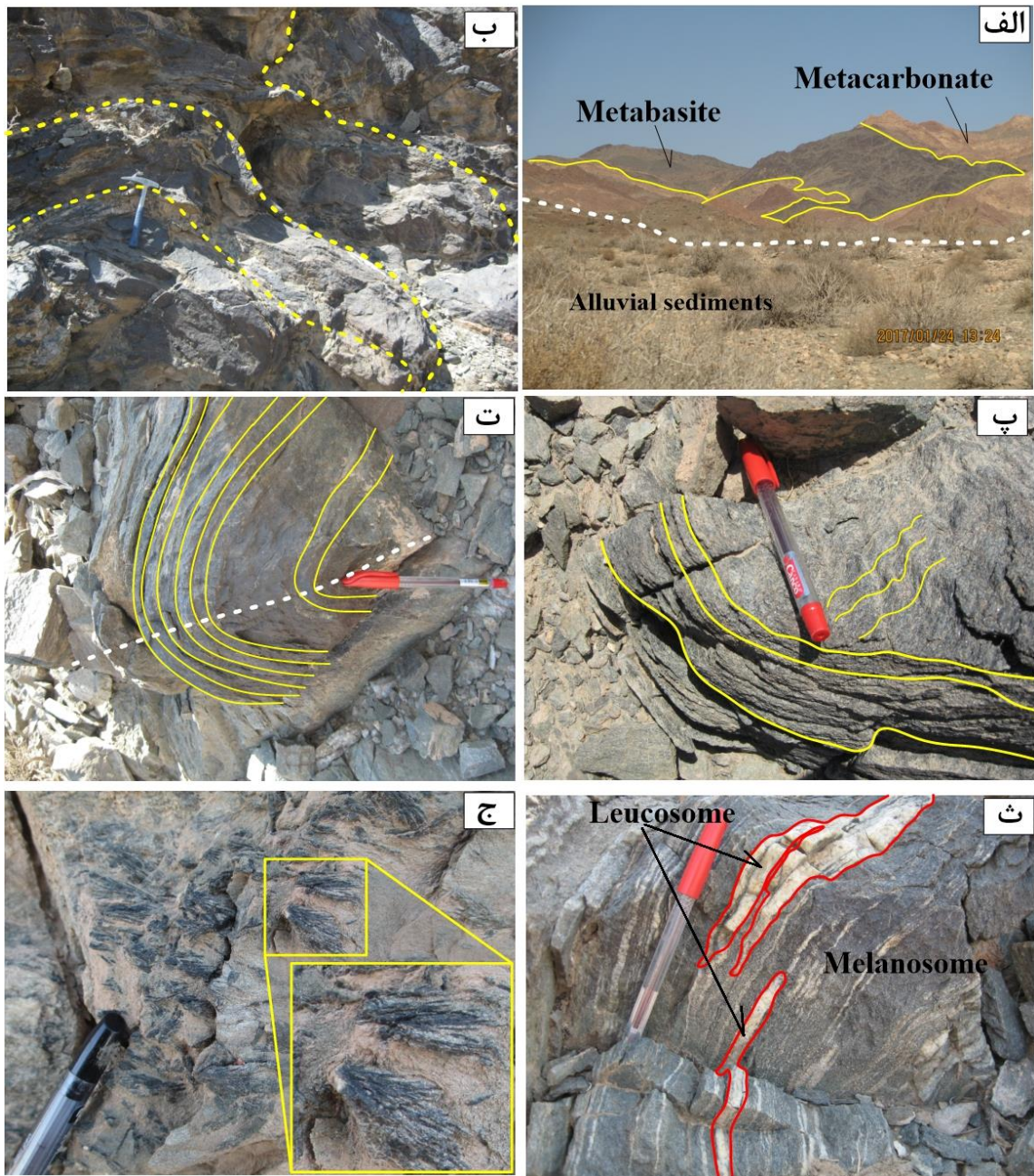
## ۲-۴- زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین - پرکامبرین آغازین(؟)

### ۲-۴-۱- متابازیت‌ها

متابازیت‌ها غالباً با متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و در برخی مناطق با متاریولیت‌ها به صورت بین‌لایه‌ای مشاهده می‌شوند، و به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیستسبز تا گارنت

آمفیبولیت در مجموعه ماجراد رخنمون دارند. سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت، روانه‌های بازالتی زیردریایی و سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی وابسته می‌باشند که در برخی مناطق نظیر جنوب آغل سیاه‌تول، ساخت بالشی سنگ‌های بازالتی والد، تا حدّ زیادی محفوظ مانده و قابل مشاهده است (شکل ۲-۳- الف، ب).

متابازیت‌ها شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت می‌باشند و برگوارگی و خطوارگی بسیار بارزی نشان می‌دهند. در برخی مناطق، ریزچین‌ها و چین‌های زیادی در مقیاس‌های میلی‌متری تا چند ده متری، در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. آکتینولیت‌های موجود در آکتینولیت شیست‌ها، به صورت بلورهای سوزنی‌شکل با ساختار انگشتی تا پاپیونی در سطح سنگ ظاهر شده‌اند. در این سنگ‌ها علاوه بر آکتینولیت مقادیر زیادی کلریت و اپیدوت نیز یافت می‌شود، فراوانی این کانی‌ها متأثر از شرایط دگرگونی و سیالات شرکت کننده در فرآیندهای دگرگونی است. در برخی نقاط، رگه‌های سیلیسی با مقیاس سانتی‌متری تا دسی‌متری، متابازیت‌ها را قطع کرده‌اند. این رگه‌های سیلیسی، حاصل ته نشست و تبلور سیالات ناشی از واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا و واپاشی کلینوپیروکسن‌های متابازیت‌ها به آمفیبول، می‌باشند (شکل ۲-۳- پ تا ج).

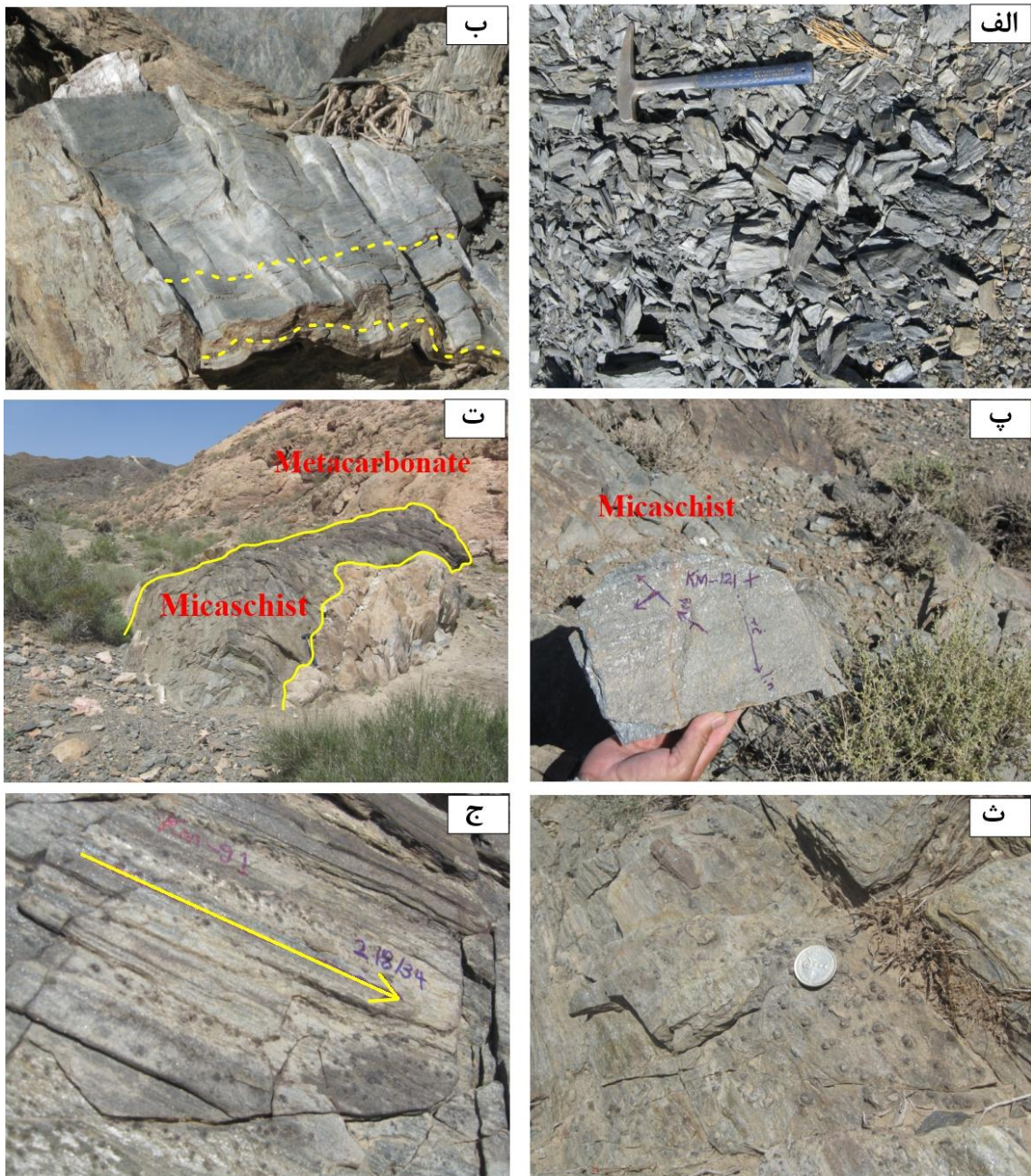


شکل ۲-۳- تصاویری از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف- دورنمایی از همراهی متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها. ب- تصویری از ساختار بالشی حفظ شده در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول. پ- آمفیبولیت‌های دارای چین‌خوردگی ریزمقیاس. ث- تصویری از ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول. پ- آکتینولیت‌های درشت دارای ساختار پاپیونی در آکتینولیت شیست‌های باختر مزرعه ماجراد و ج- ساخت نواری ناشی از تشکیل لوکوسوم (نوارهای روشن) و ملانوسوم (نوارهای تیره) در آمفیبولیت‌های خاور معدن مس ماجراد.

## ۲-۴-۲- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها، طیفی متنوعی از فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس را شامل می‌شوند. فیلیت‌ها به رنگ سبز خاکستری با سطوح براق و ابریشمی که ناشی از حضور فراوان کانی‌های میکایی در این سنگ‌ها می‌باشد، مشاهده می‌شوند. متاپلیت‌ها اغلب با متاپسامیت‌ها همراه بوده و دارای کلیواژ مشخص، چین‌خوردگی و ریزچین‌های فراوان هستند، در برخی مناطق این سنگ‌ها با عدسی‌های سیلیسی حاصل از واکنش‌های آب‌زدا همراه هستند که ضخامت آن‌ها تا ۵۰ سانتی‌متر می‌رسد و در امتداد برگوارگی و فضاهای خالی این سنگ‌ها تمرکز پیدا کرده‌اند، این رگه‌ها حاصل نهشته شدن سیلیس از سیالاتی است، که در جایگاه‌های با تنش نسبتاً پایین متمرکز شده‌اند. سیال و مؤلفه‌های شیمیایی حل‌شده در آن ممکن است دارای منشاء خارجی یا محلی باشند (شکل ۲-۴-۲- الف و ب) (Vernon, 2000).

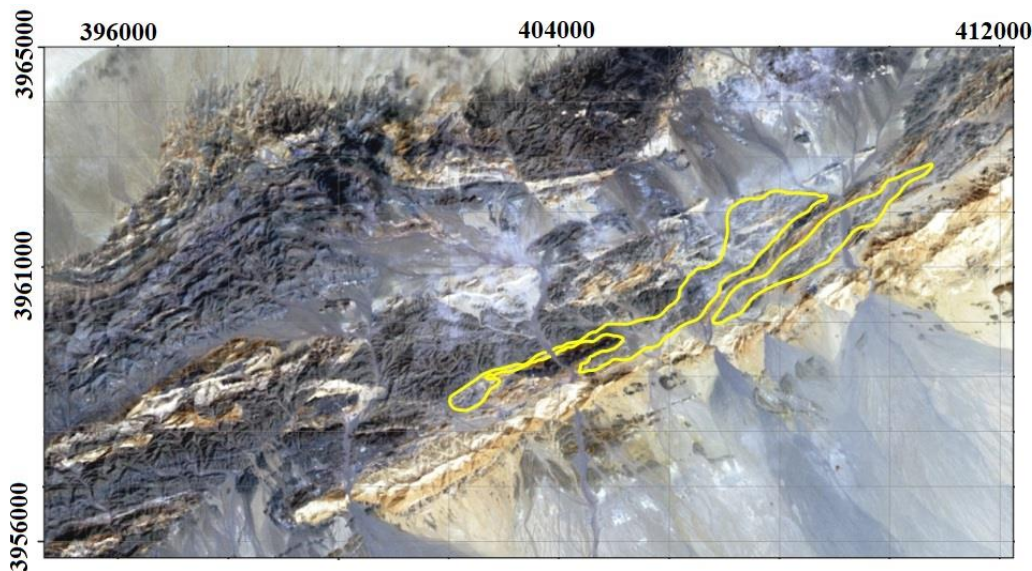
میکاشیست‌ها از گستردگی زیادی در منطقه ماجراد برخوردار می‌باشند اغلب دارای رنگ خاکستری تیره تا سبز هستند که در برخی مناطق همانند حوالی چشمه حرب گارنت‌زایی گسترده‌ای در آن‌ها به وضوح مشاهده می‌شود. میکاشیست‌ها معمولاً همراه با متاپسامیت‌ها و مرمرها به صورت بین‌لایه‌ای یافت می‌شوند. پورفیروبلاست‌های درشت گارنت به وضوح در سطح سنگ مشاهده می‌شوند، پراکندگی و اندازه بلورهای گارنت بسیار متغیر است بطوری که در برخی مناطق بلورهای گارنت درشت فراوانی کمی دارند و در قسمت‌های دیگر بلورهای ریز به وفور یافت می‌شوند. (شکل ۲-۴-۲- پ تا ج).



شکل ۲-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف- نمونه‌های دستی فیلیت‌ها با سطوح براق و متورق. ب- توسعه ریزچین در سطح فیلیت‌ها. پ- نمونه دستی از میکاشیست‌ها با سطوح براق که ناشی از تمرکز بالای مسکوویت در سطح این سنگ‌ها است. ت- تصویری از میکاشیست‌ها به شکل ساختار طاق‌دیس مانند در کنار متاکربنات‌ها و ث- گارنت میکاشیست‌های دارای درشت بلورهای گارنت، به تمرکز گارنت‌ها در سطح سنگ به صورت نوارهای پرگارنت و کم‌گارنت توجه کنید.

در برخی مناطق رنگ شیبست‌ها از خاکستری تیره به خاکستری روشن متمایل شده که ناشی از تبدیل بیوتیت به مسکوویت می‌باشد، مسکوویت‌های ثانویه به وضوح در سطح سنگ مشاهده می‌شوند. تبدیل بیوتیت به مسکوویت مستلزم وجود یک‌فاز سیال غنی از  $H_2O$  و خروج آهن و منیزیم از شبکه بیوتیت است. این تغییرات حاصل از دگرسانی گرمایی در امتداد پهنه‌های میلونیتی یا دگرشکلی است.

گنیس‌ها گروه دیگری از متاپلیت‌ها هستند که اگرچه در مقایسه با دیگر مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود (شترکوه و دلبر) وسعت زیادی ندارند، ولی دارای ارزش سنگ‌شناسی قابل توجهی هستند (شکل ۲-۵). این سنگ‌ها ظاهری نواری داشته و دارای لایه‌بندی ترکیبی می‌باشند. کانی‌های مختلف سازنده آن‌ها به صورت لایه‌های مجزای سرشار از کانی‌های تیره آهن و منیزیم‌دار (بخصوص میکاها) و سرشار از کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار)، به موازات شیبستوزیته سنگ تفکیک شده‌اند.



شکل ۲-۵- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون گنیس‌ها به همراه دیگر سنگ‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

از جمله ساخت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به ساخت چشمی اشاره کرد که اغلب از فلدسپار تشکیل شده‌اند، دگرشکلی و تبلور مجدد بر حاشیه پورفیروبلاست‌های بزرگ

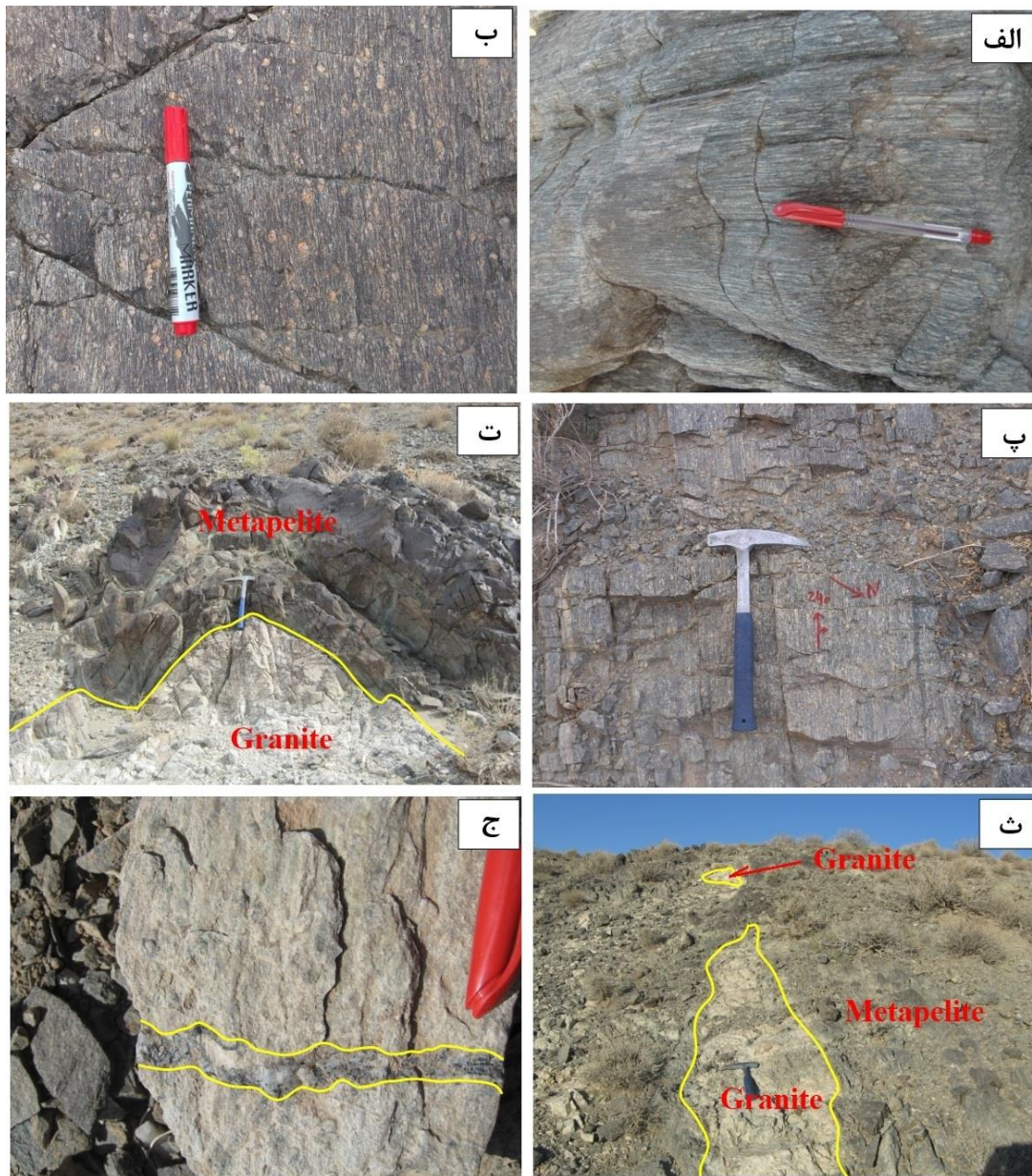
آلکالی فلدسپار تأثیر گذاشته و آن‌ها را از حالت شکل‌دار به عدسی شکل تغییر می‌دهد (Passchier, 2005). گنیس‌های منطقه به شدت تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی قرار گرفته و میلونیت‌زایی شدیدی بر آن‌ها تحمیل شده است، بطوری‌که سنگ حالت نواری به خود گرفته و پورفیروکلاست‌های موجود در آن به شدت پهن و کشیده شده‌اند (شکل ۲-۶-الف، ب و پ). در برخی مناطق گنیس‌ها، توسط رگه‌های سیلیسی قطع شده‌اند، طول این رگه‌ها یک تا چند ده متر و عرض آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متر متغیّر است.

در برخی مناطق آثار ذوب‌شدگی موضعی و تشکیل لوکوسم (رگه‌های ارتوزی) در گنیس‌ها مشاهده می‌شود. در گنیس‌های منطقه ماجراد در مقیاس صحرایی، به ندرت پورفیروبلاست‌های گارنت تشکیل شده‌اند و تنها در برخی از مقاطع میکروسکوپی این کانی مشاهده شد.

#### ۲-۴-۳- گرانیت‌ها

گرانیت‌ها دسته دیگری از سنگ‌های این مجموعه هستند که به صورت لایه‌های نازک آپلیتی، بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس رخنمون دارند. شرایط دما و فشار دگرگونی حاکم بر گنیس‌ها به بروز آناتکسی و تشکیل گرانیت منجر گردیده است که آثار ذوب‌شدگی در مقیاس سانتی‌متری تا متری به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۲-۶-ت و ث). در برخی مناطق رگه‌های پگماتیتی-آپلیتی متشکل از کوارتز، آلکالی فلدسپار، تورمالین همراه گرانیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۶-ج). در شمال شرقی منطقه ماجراد گرانیت‌ها به صورت توده‌های نفوذی کوچک مقیاس در کنار کربنات‌های صورتی رنگ و متاپلیت‌ها مشاهده می‌شوند که در حاشیه توده متاپلیت‌ها به صورت گنیس‌های شدیداً میلونیتی هستند، شواهد ذوب‌بخشی به صورت چین‌های ریز

میگماتیته تا عدسی‌های بزرگ گرانیتی به وضوح قابل مشاهده است. مذاب‌های گرانیتی تشکیل شده اغلب در لولای چین‌ها یا به موازات برگواری تزریق شده‌اند.

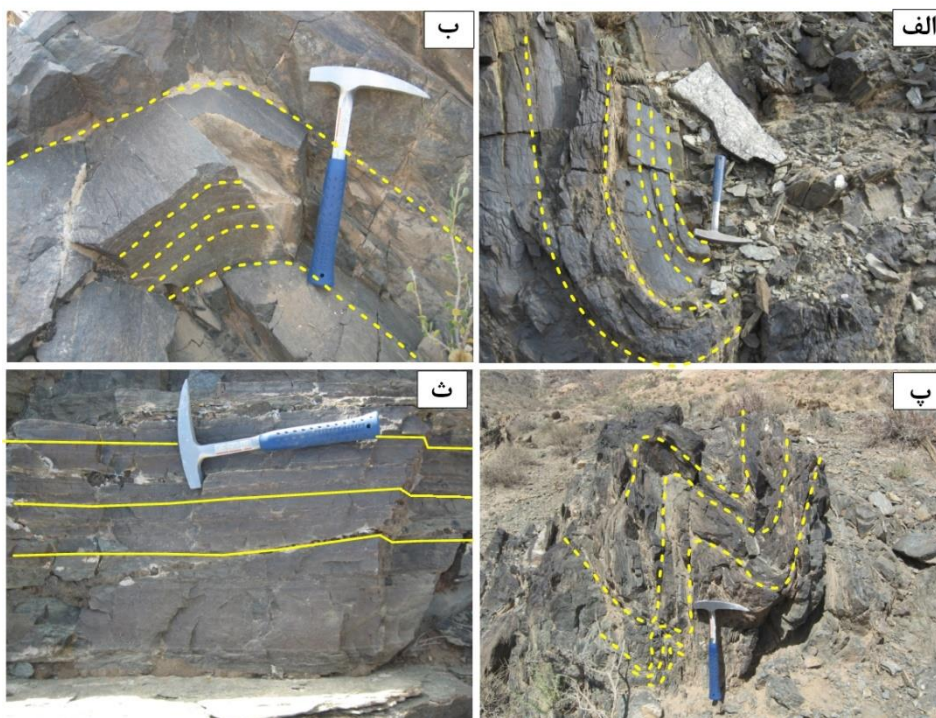


شکل ۲-۶- تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس و گرانیت‌های آناتکسی مجموعه ماجراد: الف- گنیس میلونیتی، لایه‌های روشن و تیره به صورت نوارهای بسیار ظریف در کنار هم مشاهده می‌شود، در بخش‌های تیره میزان بیوتیت و در بخش‌های روشن فراوانی آلکالی فلدسپار بیشتر است. ب و پ - گنیس میلونیتی با پورفیروبلاست درشت ارتوز در سطح سنگ. ت و ث - گرانیت‌زایی موضعی ناشی از ذوب متاپلیت‌ها و ج - تورمالین‌زایی موضعی در گنیس‌ها.



## ۲-۴-۴- متاپسامیت‌ها

متاپسامیت‌ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ به صورت میان‌لایه همراه با متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها مشاهده می‌شوند اغلب ضخامت آن‌ها به چندین صد متر می‌رسد و از گستردگی زیادی در منطقه برخوردار می‌باشند. مهم‌ترین وجوه تمایز این سنگ‌ها با متاپلیت‌ها در مورفولوژی برجسته، رنگ تیره این سنگ‌ها، تورق ضعیف یا عدم حضور کانی‌های ورقه‌ای و یا فراوانی کم آن‌ها می‌باشند. در برخی مناطق آثار چین‌خوردگی در مقیاس چندین متری در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۷).



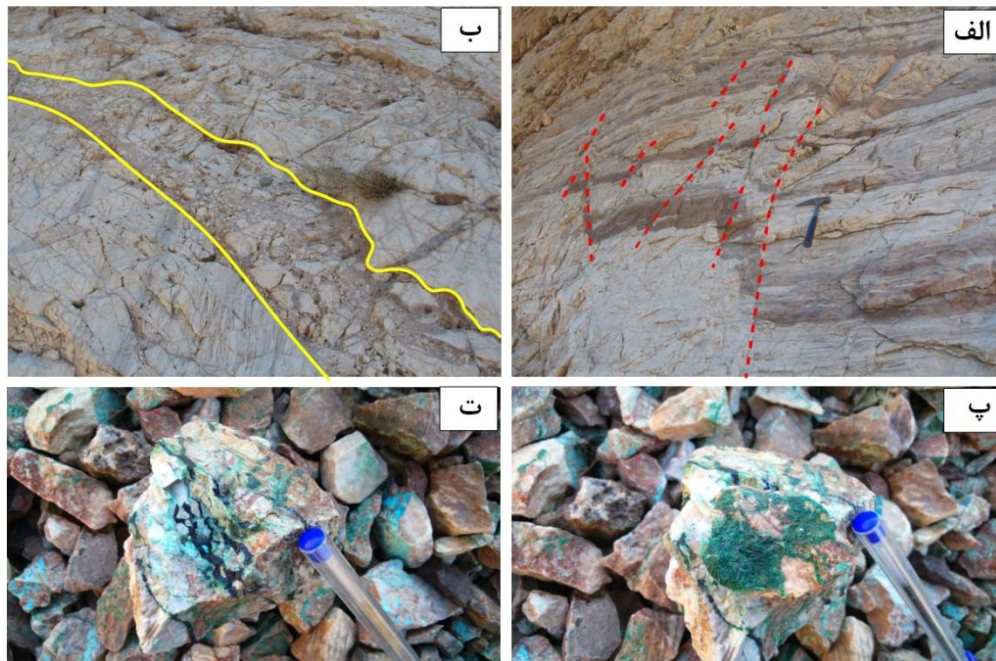
شکل ۲-۷- تصاویری از رخنمون صحرایی متاپسامیت‌ها و توسعه برگوارگی و چین‌خوردگی در این سنگ‌ها.

## ۲-۴-۵- متاکربنات‌ها

متاکربنات‌ها شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی هستند به علت مقاوم بودن کانی کلسیت در بازه وسیعی از دگرگونی تنها تغییرات ایجاد شده در این سنگ‌ها به صورت افزایش اندازه دانه‌ها، تبلور دوباره کانی‌ها و تغییر رنگ کربنات‌ها است (شکل ۲-۸-الف). در بخش‌های

مختلف مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد متاکربنات‌ها به صورت میان‌لایه‌ای با متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌ها، متابازیت‌ها و متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند که خود شاهد محکمی بر وابستگی لایه‌های کربناته به توالی اصلی است. در همبندی کربنات‌ها با متابازیت‌ها آثار چین‌خوردگی شدید در متاکربنات‌ها، تغییر رنگ خاکستری تیره به روشن، لامیناسیون‌های ظریف در بخش‌های کربناته، آغشتگی کربنات‌ها با متابازیت‌ها و حالت انحناء و خمیدگی در متاکربنات‌ها مشاهده می‌شود.

متاکربنات‌ها بعلت مقاومت بیشتر نسبت به متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها، مهم‌ترین ترکیبات سنگی تشکیل دهنده ارتفاعات منطقه می‌باشند. در برخی مناطق ضخامت بخش‌های کربناته بسیار زیاد است (حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر) است، این واحدهای مرمری در کوه ماجراد دارای قابلیت برداشت به عنوان سنگ ساختمانی می‌باشند. به علت تأثیر نیروهای تکتونیکی در منطقه آثار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی به وفور در این سنگ‌ها قابل مشاهده است (شکل ۲-۸-الف، ب). در همبندی متاکربنات‌ها با توده‌های نفوذی گابرودیوریتی شمال تنگه ماجراد شواهد زیبایی از چین‌خوردگی متاچرت‌ها و اسکارنزایی در مرمرها مشاهده می‌شود، دمای بالای توده نفوذی باعث تبلور مجدد کلسیت‌ها شده که به وضوح در سطح سنگ قابل مشاهده می‌باشند. در برخی مناطق مانند معدن فیروزه ماجراد، کانه‌زایی مس با ترکیب کانی‌شناسی مالاکیت و آزوریت، همراه این مرمرها مشاهده می‌شود، درون دولومیت‌های این مجموعه، چرت‌های غنی از آهن و منگنز یا لایه‌های غنی از آهن با ترکیب مگنتیت یافت می‌شود (شکل ۲-۸-پ و ت).



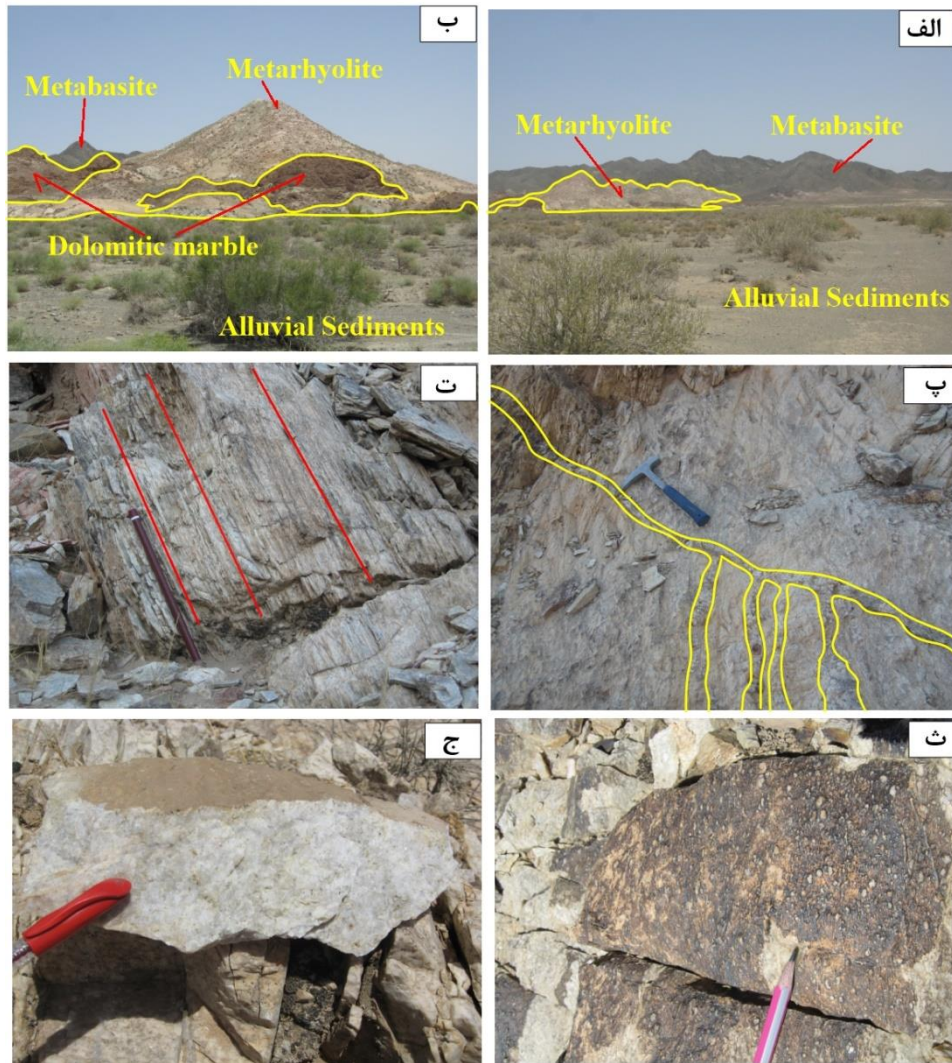
شکل ۲-۸- الف و ب - تصاویری از گسل خوردگی و گوژ گسلی در مرمهرهای کوه ماجراد. پ و ت- کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و آزوریت در متاکربنات‌های معدن فیروزه ماجراد.

#### ۲-۴-۶- متاریولیت‌ها

در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها به شکل گنبد یا میان‌لایه همراه با مرمهرهای کلسیتی و دولومیتی، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها رخنمون دارند. این سنگ‌ها در هیچ کدام از نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی گزارش نشده و برای اولین بار در این پژوهش معرفی می‌شوند. در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها، توسط کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک سرشار از قطعات سنگ‌های دگرگونی نظیر گنیس، میکاشیست، شیست‌سبز، آمفیبولیت و مرمر و همچنین قطعاتی از سنگ‌های گرانیتی نئوپروتروزوئیک‌پسین پوشیده شده است. در برخی نقاط ضخامت کنگلومرای مذکور تا حدود ۱۰۰ متر می‌رسد (شکل ۲-۹- الف تا ب).

متاریولیت‌ها به رنگ سفید تا خاکستری با سطوح براق که ناشی از حضور مسکوویت‌های ثانویه است مشاهده می‌شوند، بلاستوفیرهای کوارتز به خوبی در سطح این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در اثر دگرگونی و میلونیتی‌شدن، برگوارگی و خطوارگی بارزی در آن‌ها توسعه یافته است.

سطوح برخی از متاریولیت‌ها حاوی پیریت بوده که بعد از دگرسانی به هماتیت رنگ متاریولیت‌ها به قرمز آجری تغییر پیدا کرده است. از دیگر شواهد موجود در این سنگ‌ها می‌توان به وجود رگه‌های سیلیسی دارای مقیاس میلی‌متری تا متری اشاره کرد که هم‌راستا با برگوارگی یا عمود بر آن به داخل سنگ تزریق شده‌اند (شکل ۲-۹- پ تا ج).

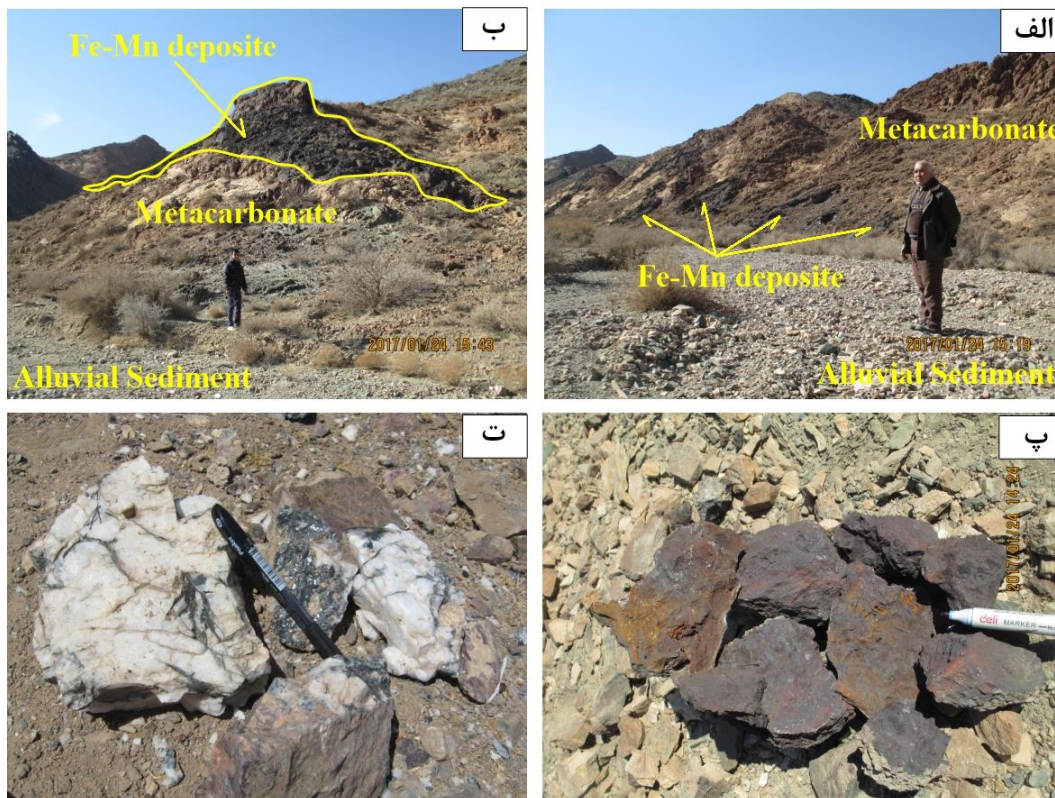


شکل ۲-۹- الف و ب - دورنمایی از رخنمون متاریولیت‌ها در کنار مرمرهای دولومیتی و گابرودیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد. پ - رگچه‌های سیلیسی همراه متاریولیت‌ها. ت - متاریولیت‌ها با خطوارگی و برگوارگی بارز، ث و ج - نمایی از بلاستوفیرهای کوارتز که در سطح متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند.

## ۲-۴-۷- کانی‌سازی آهن و منگنز رسوبی

در بخش‌های مختلف مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد سنگ‌های کربناته میزبان کانی‌سازی آهن و منگنز به شکل لنزی، عدسی و توده‌ای هستند. متاکربنات‌های میزبان به رنگ خاکستری تیره متمایل به قهوه‌ای بوده و آثاری از حفرات ناشی از انحلال در سطح سنگ به چشم می‌خورد. در این حفرات گاه کانه‌های آهن و منگنز با ترکیب مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت مشاهده می‌شوند. از مهم‌ترین ساخت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به ساخت برشی و توده‌ای اشاره کرد. در برخی مناطق کانه‌زایی آهن و منگنز به صورت تجمعات موضعی با سطح مقطع بیش از ۱۰ متر و ارتفاع ۱۵-۱۰ متر مشاهده می‌شود در شرق منطقه مورد مطالعه طول این نوار کانه‌زایی به بیش از یک کیلومتر می‌رسد (شکل ۲-۱۲- الف، ب و پ).

در برخی مناطق مانند منطقه حلوایی ترکیبات آهن‌دار به صورت عدسی درون واحدهای کربناته یافت می‌شوند و دارای ترکیب هماتیتی یا اولیژیستی هستند. حضور اولیژیست در افق‌های سیلیسی به وضوح مشاهده می‌شود. (شکل ۲-۱۰- ت). این نوع کانی‌زایی در زمانی که فعالیت آتشفشان‌های زیردریایی در حال انجام بوده و شرایط لازم نظیر Ph و Eh محیط زیر آبی مناسب بوده، تشکیل شده‌اند. محتمل‌ترین سازوکار برای تشکیل این گونه سنگ‌ها کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار در اثر رسیدن سیال غنی از آهن به مناطق کم عمق و برشی شده و اختلاط با آب‌های جوی است که باعث کاهش اسیدیت و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن همراه می‌شود و در نتیجه محلول کانی‌ساز از احیاء به اکسیدان تغییر یافته و ترکیبات آهن به صورت اکسید نهشته می‌شوند.



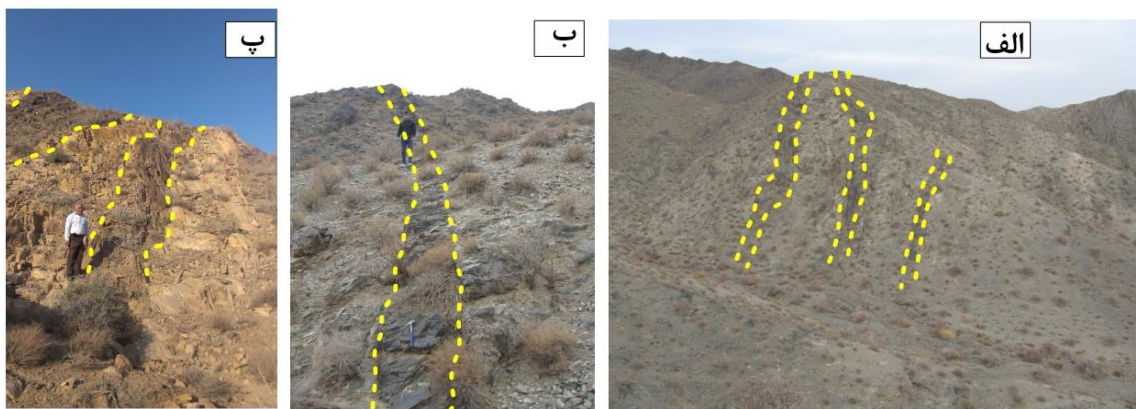
شکل ۲-۱۰- الف و ب - دورنمایی از کانه‌زایی آهن و منگنز در همبری متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها. پ - نمونه‌های دستی از کانه‌زایی آهن و منگنز و ت - کانه‌زایی آهن با ترکیب اولیژیست درون توده‌های سیلیسی در منطقه حلوایی.

## ۲-۵- زمین‌شناسی واحدهای تریاس پایانی - ژوراسیک میانی

رخدادهای رسوب‌گذاری و تحولات ماگمایی- دگرگونی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی در مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگی آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پسین شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد (شکل ۲-۱۱).

این توالی، در برخی نقاط توسط دایک‌های دیابازی با ضخامت ۵۰ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر و طول چندین متر قطع شده است. مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت موجود در دایک‌های منطقه دلبر (بلاغی اینالو و همکاران، ۱۳۹۳) و مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن موجود در گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد (ویس کرمی و

همکاران، ۱۳۹۶) سن ژوراسیک میانی را برای دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی بازیک به اثبات رسانده است. در مناطق همجوار از جمله سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، دلبر (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳)، میامی (عابدی، ۱۳۸۸؛ همتی، ۱۳۹۲)، رضاآباد (خبره، ۱۳۹۵)، شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۱۱) و بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴؛ ابتهاج، ۱۳۹۳)، نیز دایک‌های مشابهی رخنمون دارند (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱- الف و ب- دورنمایی از دایک‌های دیابازی متعلق به ژوراسیک میانی در شمال آغل سیاه تول که دیگر واحدهای سنگی وابسته به مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد را قطع کرده‌اند.

توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین، در خلال رخداد سیمین میانی (ژوراسیک میانی) دگرگونی درجه پایینی در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است و به مجموعه‌ای متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگریوک، متابازالت (شیست سبز)، متاکربنات (مرمرهای با درجه تجدید تبلور پایین) و کالک‌شیست تحول یافته است.

قطعات سازنده کنگلومرای قاعده‌ای را قلوه‌هایی از جنس گرانیت، گنیس، میکاشیست، شیست سبز، آمفیبولیت و مرمر تشکیل می‌دهند. ضخامت افق‌های کنگلومرای مورد نظر در شرق مجموعه بندهزار چاه به حدود ۱۰۰۰ متر، در جنوب باختر میامی به حدود ۷۰۰ متر و در منطقه ماجراد به حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر می‌رسد. کنگلومرای مزبور در غرب مجموعه دلبر و شرق مجموعه شترکوه از ضخامت کمتری برخوردار است (شکل ۲-۱۲) (حسینی و همکاران، ۱۳۹۲ و بلاغی اینالو، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۱۲- الف و ب - تصاویری از کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک که در برخی مناطق اندازه قلوه‌ها به چندین متر می‌رسد.

در بین این توالی، افق‌هایی از بازالت، هیالوکلاست و ولکانی کلاست‌های بازالتی به صورت میان‌لایه یافت می‌شوند که گاه ضخامت آن‌ها به ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر می‌رسد، در برخی مناطق ساخت‌های اولیه آن‌ها نظیر ساخت‌بالشی به وضوح قابل مشاهده است، اندازه پیلولاواها گاه به ۱/۵ متر می‌رسد (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳- تصاویری از میان‌لایه‌های بازالتی در توالی تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین در منطقه ماجراد.



در برخی مناطق گدازه‌ها با کربنات‌ها آمیخته شده‌اند، از دیگر ساخت‌های مشاهده شده در بازالت‌ها می‌توان به ساخت بادامکی اشاره کرد که حفرات این سنگ‌ها توسط کلسیت، اپیدوت، کلریت و کوارتز پر شده‌اند. در مناطقی که بازالت‌ها تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته، پوسته پوسته شده و به رنگ سبز روشن دیده می‌شوند. محصولات حاصل از فرسایش توالی ژوراسیک، در کنگلومرای پالئوسن و کنگلومرای قاعده توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن یافت می‌شوند. توالی مذکور را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز، در نظر گرفت که متعاقب فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس و بالازدگی و فرسایش منطقه، به صورت مولاس در حوضه‌های کشی پشت کمانی تشکیل شده است.

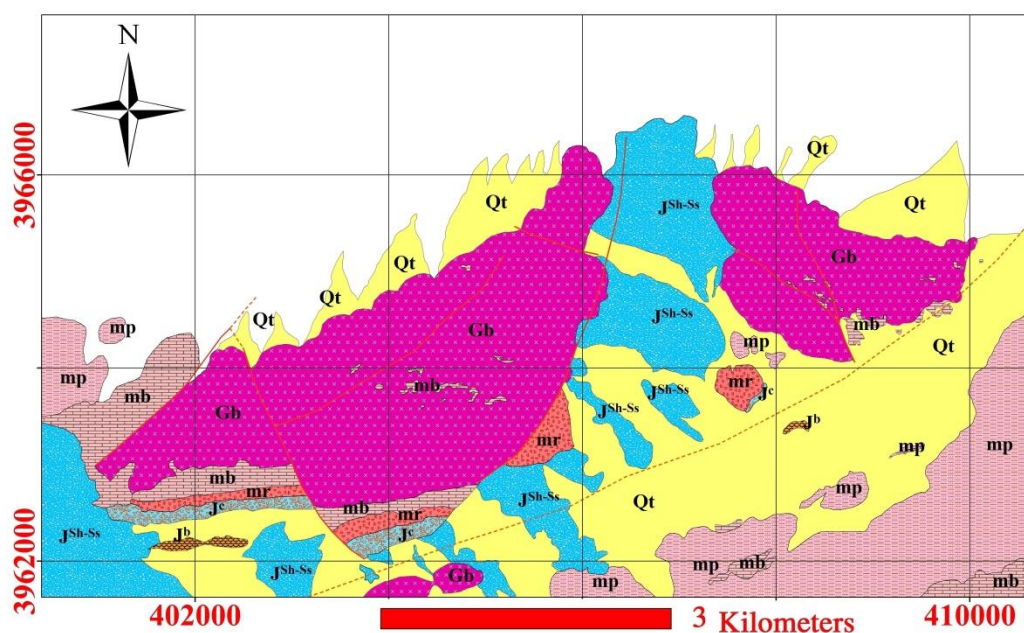
به طور کلی فعالیت‌های ماگمایی به سن ژوراسیک در محیط‌های کشی درون قاره‌ای صورت گرفته است. در این گونه محیط‌های کشی صعود و تزریق ماگما در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌های موازی، به شکل‌گیری دسته دایک‌های موازی منجر شده است. معمولاً با تشدید کش در این گونه محیط‌ها، ماگماتیسم به شکل فعالیت آتشفشانی تظاهر پیدا می‌کند. در این صورت جریان‌های گدازه، غالباً به شکل‌گیری گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی و یا سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی می‌انجامد. شواهد این گونه فعالیت‌های ماگمایی در ژوراسیک در منطقه ماجراد به وضوح قابل مشاهده است. فعالیت‌های ماگمایی مشابهی نیز در دامنه جنوبی البرز صورت گرفته است (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷).

اسلیت‌های سیاه‌رنگ در واقع لایه‌های شیلی زغال‌دار اولیه هستند که تحت تأثیر دگرگونی درجه پایین به اسلیت‌های تیره رنگ با خطوارگی و برگوارگی بارز تبدیل شده‌اند. قطعات ریزی از چرت و اکسید آهن در اسلیت‌ها مشاهده می‌شود، رگه‌های سیلیسی شیری رنگ در برخی مناطق این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند. میان لایه‌های آهکی - دولومیتی موجود در توالی تریاس - ژوراسیک بصورت میان لایه‌های کم ضخامت دیده می‌شوند. این سنگ‌ها

همانند سایر سنگ‌های همراه‌شان دگرگونی ناحیه‌ای ضعیفی را متحمل شده‌اند. کالکشیست‌ها دسته دیگری از سنگ‌های این توالی می‌باشند که در واقع آهک‌های مارنی نازک لایه اولیه بوده که تحت تأثیر فازهای دگرشکلی و دگرگونی ریز چین و چین‌های جناغی زیادی در آن‌ها توسعه یافته است.

## ۲-۶- توده‌های نفوذی گابرودیوریتی و دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

در بخش مرکزی و شمالی مجموعه ماجراد تعدادی توده نفوذی با ترکیب گابرو تا دیوریت رخنمون دارند که وسعت آن‌ها به چندین کیلومتر مربع می‌رسد (شکل ۲-۱۴). علی‌رغم وسعت زیاد این توده‌ها، در هیچ یک از نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی گزارش نشده‌اند.



ب

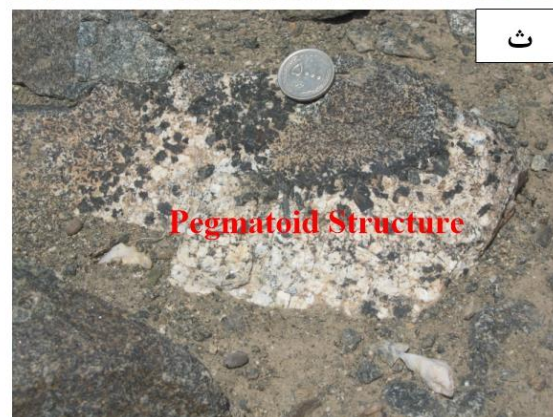
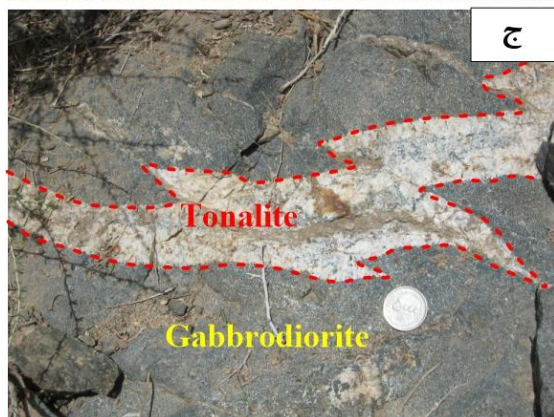
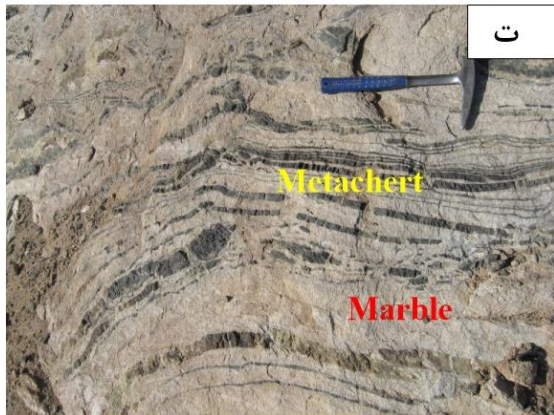
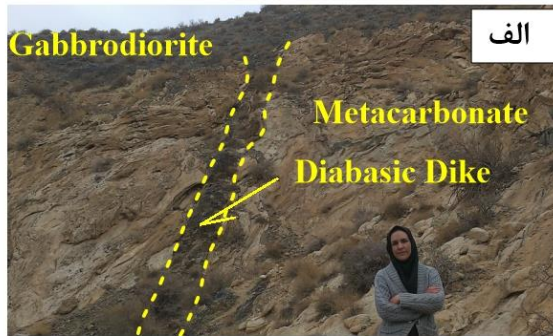
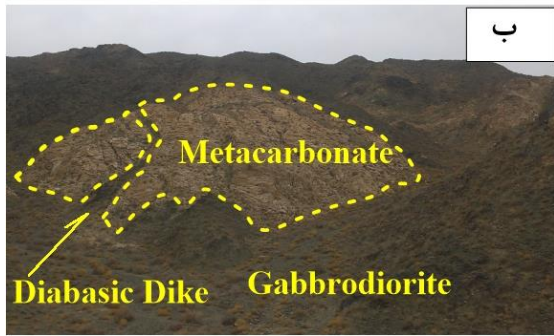
شکل ۲-۱۴- الف - نقشه زمین‌شناسی توده‌های گابرودیوریتی ماجراد که بر اساس تصاویر گوگل ارث و بازدیدهای صحرایی تهیه شده است (راهنمای نقشه همانند شکل ۲-۲).

سنگ‌های میزبان این توده‌های گابرودیوریتی سنگ‌های متاپلیت، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها می‌باشند. نفوذ این توده‌های آذرین با دگرگونی مجاورتی همراه بوده است و شواهدی از

پلی‌متامورفیسم یا دگرگونی چند مرحله‌ای مشاهده می‌شود. با این وجود، شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های آهکی (مرمرهای کنونی) بارزتر و مشهودتر است (شکل ۲-۱۵ - الف و ب).

در توده‌های گابرویدیوریتی تغییرات ترکیبی از اعضای بازیک تا حدواسط همراه با تبلور و تفریق، شواهدی از تفریق ماگمایی و گسیختگی بخش‌های قبلی مشاهده می‌شود بخش‌های تفریق‌یافته دارای کانی‌های روشن (پلاژیوکلاز) بیشتری هستند و به صورت پگماتوئیدهای گابرویدیوریتی، لوکودیوریت و تونالیت ظاهر شده‌اند.

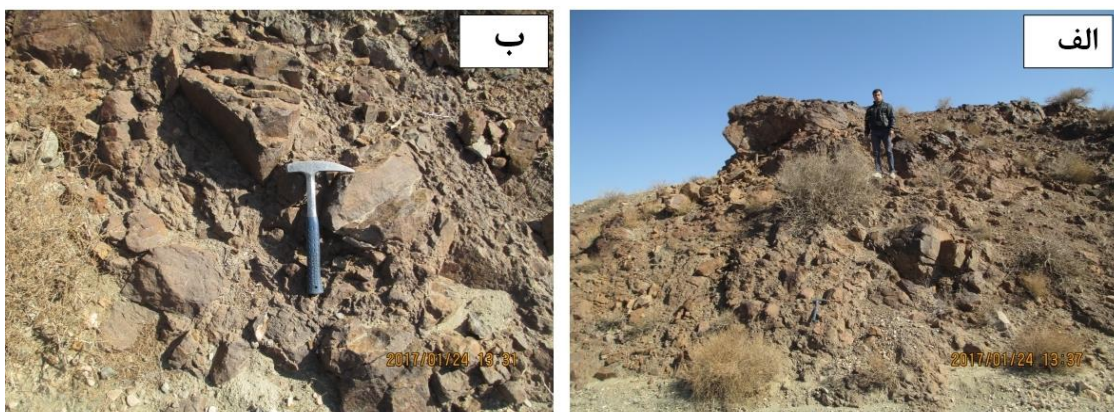
در حاشیه‌های توده‌های نفوذی شواهدی از تزریق ماگماهای بازیک - حدواسط به صورت دایک مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۵ - الف تا ت). در مجاورت توده‌های گابرویدیوریتی و مرمرها، اسکارن‌زایی به صورت تشکیل گارنت‌های کلسیم‌دار قهوه‌ای مشاهده می‌شود. در برخی مناطق سنگ‌های مرمری با نوارهای چرتی زیادی همراه هستند که ضخامت آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متر متغیر است. نوارهای چرتی دگرگون‌شده تغییر رنگ داده و رنگ آن‌ها از تیره به خاکستری روشن تا سبز تغییر پیدا کرده است که معرف افزایش اندازه دانه‌های کوارتز و رشد و تشکیل دانه‌های اپیدوت می‌باشد. بر اثر تنش‌های تحمیلی بر سنگ‌های آهکی در افق‌های مرمری شواهد از چین‌خوردگی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۵ - ث و ج).



شکل ۲-۱۵ - الف - دورنمایی از سنگ‌های گابرو دیوریتی و متاکربنات‌های شمال تنگه ماجراد. ب - قطع شدگی مرمرها و متاچرت‌های میزبان توسط دایک‌های دیابازی (یا میکروگابرویی). پ - نمای نزدیکی از اسکارن‌زایی و تشکیل گارنت‌های کلسیم‌دار. ت - نوارهای چرتی دگرگون شده و چین‌خورده در مرمرهای میزبان توده‌های گابرو دیوریتی. ث - نمای نزدیک از سنگ‌های لوگوگابرویی تا لوکودیوریتی دارای ساخت پگماتوئیدی و ج - گسیختگی سنگ‌های گابرو دیوریتی و پرشدن فضای بین بخش‌های گسیخته‌شده توسط مشتقات تفریق‌یافته لوکودیوریتی تا تونالیتی.

## ۷-۲- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن

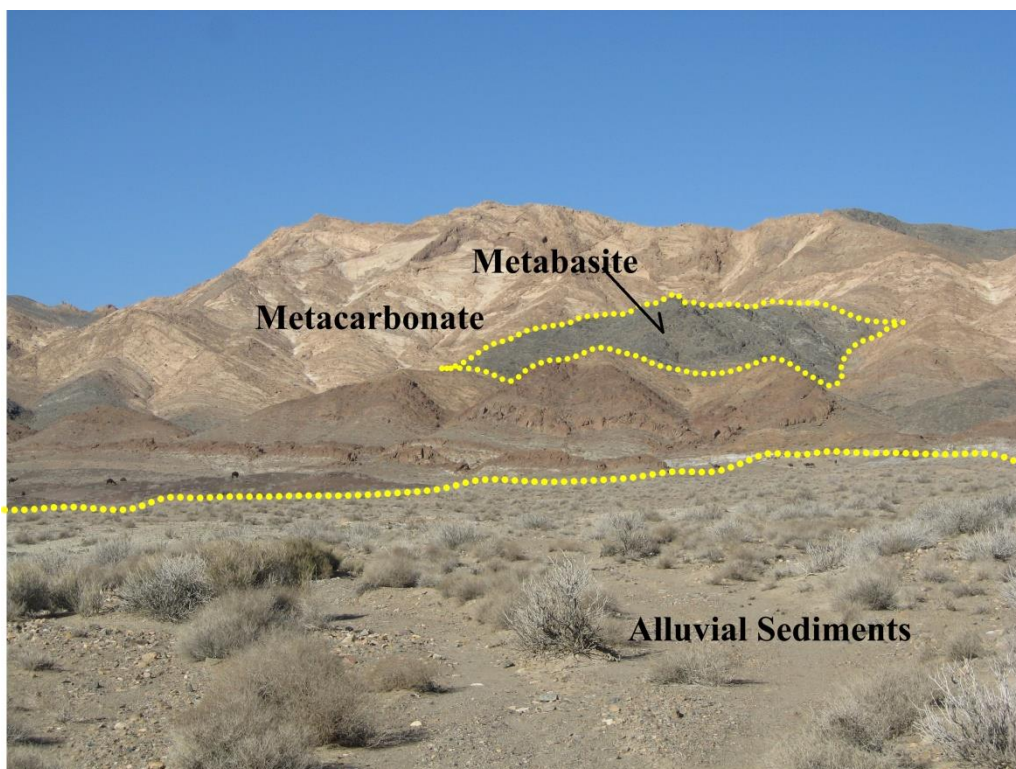
حوضه‌های رسوبی سنوزوئیک مکان مناسبی برای تشکیل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن بوده‌اند، که اغلب به صورت کنگلومرا، واحدهای پیروکلاستیک، گدازه و میان لایه‌های رسوبی دیده می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن به صورت نواری متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی - آتشفشانی رخنمون گسترده‌ای در بخش‌های شمالی ایران مرکزی دارد و معادل سازند کرج در نظر گرفته می‌شود. این نوار در نقاط زیادی توسط توده‌های آذرین نیمه عمیق (به صورت سیل، دایک، گنبد و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس) که دارای طیف ترکیبی متنوعی نیز می‌باشند، قطع شده است (مردانی بلداجی، ۱۳۹۰؛ موسوی، ۱۳۸۸). در شرق مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد این واحد به صورت سنگ‌های آتشفشانی با رخساره انفجاری، متشکل از بلوک‌های ریز و درشت با قطعات سنگی زاویه‌دار به رنگ قرمز - قهوه‌ای مشاهده می‌شود. قطعات آذرآوری و هیالوکلاستی اغلب زاویه‌دار هستند و اندازه برخی از بلوک‌ها به بیش از یک متر می‌رسد (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶- تصاویری از رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن در جنوب‌غرب مزرعه ماجراد.

## ۸-۲- رسوبات عهد حاضر

واحدهای رسوبی عهد حاضر شامل نهشته‌های ریز متشکل از سیلت و رس می‌باشند که پهنه‌های صاف و همواری را تشکیل داده‌اند. این رسوبات به صورت رسوبات مخروطه افکنه‌ای، تراس‌های آبرفتی (شامل سنگ‌ریزه، ماسه و رس) و آبرفت‌های در حال تشکیل در بستر رودخانه (شامل رس و ماسه) مشاهده می‌شوند (شکل ۱۷-۲).



شکل ۱۷-۲- نمایی از رخنمون متاکربنات‌ها و متابازیت‌های نئوپروتریوزوئیک پسین به همراه رسوبات عهد حاضر در شمال تنگه ماجراد.

فصل سوم

پتروگرافی

### ۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری شامل بررسی‌های میکروسکوپی کانی‌ها مانند اندازه و شکل کانی‌ها، وجود یا عدم وجود منطقه‌بندی، همچنین بررسی شواهد بافتی، دگرشکلی، دگرگونی، اشکال واکنشی و دگرسانی‌ها در سنگ است که شیمی و تاریخچه سرد شدن آن‌ها را مورد بررسی و مطالعه قرار می‌دهد.

در این فصل ویژگی‌های کانی‌شناختی و ریزساختی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه و بررسی دقیق قرار می‌گیرد. بدین منظور تعداد ۴۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های منطقه ماجراد تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت، بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی سنگ‌های دگرگونی و آذرین متنوعی در منطقه ماجراد رخنمون دارند، سنگ‌های دگرگونی منطقه ماجراد گستره وسیعی را به خود اختصاص داده و حجم غالب سنگ‌های منطقه را تشکیل داده‌اند و طیف گسترده‌ای از متاپلیت‌ها، متاپسامیت و متاگزیوک، متاکرینات، متابازیت و متاریولیت را شامل می‌شوند.

سنگ‌های آذرین منطقه ماجراد شامل گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین و گابرویدیوریت‌های ژوراسیک میانی که شامل گابرو، گابرویدیوریت، لوکودیوریت، تونالیت می‌باشند، که در ادامه به بررسی پتروگرافی هر یک از گروه‌های سنگی ذکر شده خواهیم پرداخت. نام‌گذاری کانی‌های موجود در تصاویر میکروسکوپی به صورت علائم اختصاری نشان داده شده است، علائم اختصاری در جدول ۳-۱ ارائه شده است (Kretz, 1983).



جدول ۳-۱ - علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس نام‌گذاری استاندارد (Kretz, 1983).

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
Qtz	کوارتز	Opx	ارتوپروکسن
Kfs	فلدسپار پتاسیم	Cpx	کلینوپروکسن
Mc	میکروکلین	Hbl	هورنبلند سبز
Or	ارتوز	Opq	اوپک
Plg	پلاژیوکلاز	Cal	کلسیت
Bt	بیوتیت	Aln	آلنیت
Ms	مسکوویت	Ap	آپاتیت
Chl	کلریت	Zrn	زیرکن
Grt	گارت	Rt	روتیل
Tur	تورمالین	Mag	مگنتیت
Ep	اپیدوت	Spn	اسفن

### ۳-۲ - متابازیت‌ها

بطور کلی متابازیت‌ها از دگرگونی سنگ‌های آذرین مافیک عمدتاً بازالت، آندزیت، گابرو و به ندرت دیوریت تشکیل می‌شوند. بازالت‌ها اغلب به شکل توده‌های نفوذی، جریان گدازه، سیل، دایک، هیالوکلاستیک و توف ظاهر می‌شوند. سنگ‌های مافیک از نظر شیمیایی پیچیده و متغیر هستند بنابراین مجموعه کانی‌ها و تغییر و تبدیلات فازی آن‌ها به تغییرات سنگ‌کل، میزان دسترسی به فاز سیال و نسبت  $H_2O/CO_2$  در فاز سیال بستگی دارد. مجموعه آذرین اولیه متابازیت‌ها در مقایسه با متاپلیت‌ها، از کانی‌های بی‌آب تشکیل شده که در دماهای بالا پایدار است. در هنگام تدفین در زیر رسوبات اولین تغییرات این سنگ‌ها شامل، ظهور کانی‌های آب‌دار ناشی از دگرگونی برگشتی است. وسعت و شدت دگرگونی برگشتی به عواملی نظیر میزان نفوذ آب به درون سنگ، نسبت آب به سنگ و تراوایی سنگ میزبان وابسته است. پاراژنز کانیایی در متابازیت‌ها محدودتر است، اغلب کانی‌های اصلی این سنگ‌ها محلول جامد گسترده‌ای دارند و واکنش‌ها از نوع پیوسته است (قاسمی، ۱۳۹۵).

تغییرات کانی‌شناسی متابازیت‌ها شامل فروپاشی دو کانی معمول بازالت‌ها یعنی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. با کاهش دما، پلاژیوکلازهای سرشار از کلسیم ناپدید می‌شوند به طوری که در درجات پایین دگرگونی آلبیت و تا حدودی الیگوکلاز پایدار است و با افزایش درجه دگرگونی میزان آنورتیت افزایش می‌یابد. مقادیر اضافی کلسیم و آلومینیم ناشی از فروپاشی پلاژیوکلاز در ساخت کانی‌هایی مانند کلسیت، اپیدوت، تیتانیت و آمفیبول استفاده می‌شود. کلینوپیروکسن نیز بسته به درجه دگرگونی به کلریت، اکتینولیت، هورنبلند و اپیدوت تبدیل می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۵). متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد را می‌توان به سه گروه شیست سبز (آکتینولیت شیست)، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تقسیم کرد.

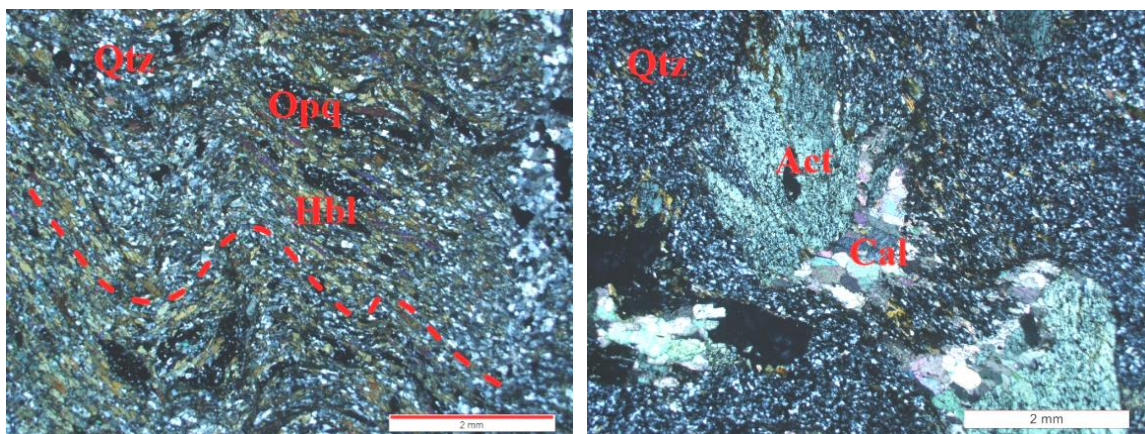
### ۳-۲-۱- شیست‌های سبز

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شیست‌های سبز شامل اکتینولیت، پلاژیوکلازهای سدیک و کوارتز هستند. کلریت، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، کلسیت، اسفن، روتیل و اکسیدهای آهن و منگنز از جمله کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در شیست‌های سبز یافت می‌شوند، مهم‌ترین بافت این سنگ‌ها، نماتوبلاستی است، تحت تأثیر فازهای دگرشکلی در برخی مقاطع میکروسکوپی برگوارگی کلیواز ریزچین مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱-ب).

اکتینولیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با ادخال‌هایی از اپیدوت، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت ریزدانه در زمینه سنگ پراکنده‌اند، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت‌ها به صورت بلورهای کشیده و درشت، با بافت نماتوبلاستی در کنار آکتینولیت مشاهده می‌شوند. کلریت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با فابریک لپیدوبلاستی به وفور در این سنگ‌ها حضور دارند و از دگرگونی برگشتی آمفیبول‌ها بوجود آمده‌اند (شکل ۳-۱-الف و ب).

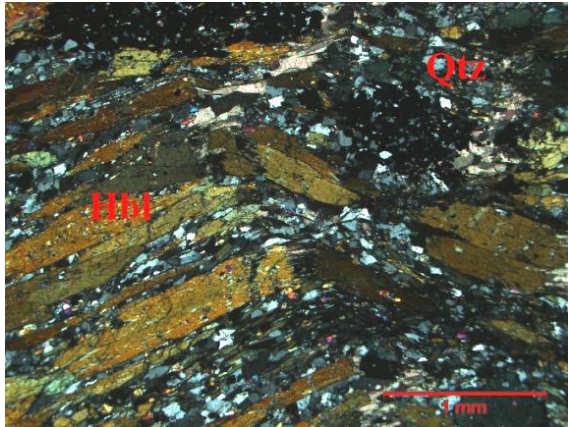
### ۳-۲-۲- آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت‌ها

هورنبلند حجم عمده کانی‌های آمفیبولیت‌ها را شامل می‌شوند که به صورت بلورهای درشت (اغلب بزرگتر از ۱ میلی‌متر)، منشوری و دوکی شکل به رنگ سبز با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند، و دارای ادخال‌هایی از کوارتز و کانی‌های اوپک است. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل فضای بین هورنبلندها را پر کرده است. کوارتز نیز به صورت بلورهای ریز در زمینه و یا ادخال در هورنبلند و گارنت مشاهده می‌شود. بلورهای گارنت اغلب نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای ادخال‌هایی از کوارتز، سریسیت و اپیدوت می‌باشند (شکل ۳-۱). بیوتیت در برخی از نمونه‌ها دارای مقادیر قابل‌توجهی است و می‌توان آن را جزء کانی‌های اصلی سنگ به حساب آورد. این سنگ‌ها، بافت‌های نماتوبلاستی، پورفیروبلاستی و گاه بافت متقاطع (دکوسیت) نشان می‌دهند. اپیدوت، اسفن، روتیل، تیتانومگنتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی بارز این سنگ‌ها هستند. شواهد دگرریختی نظیر برگوارگی، خطوارگی، بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند سبز و بیوتیت به خوبی در این سنگ‌ها توسعه یافته‌است (شکل ۳-۱).

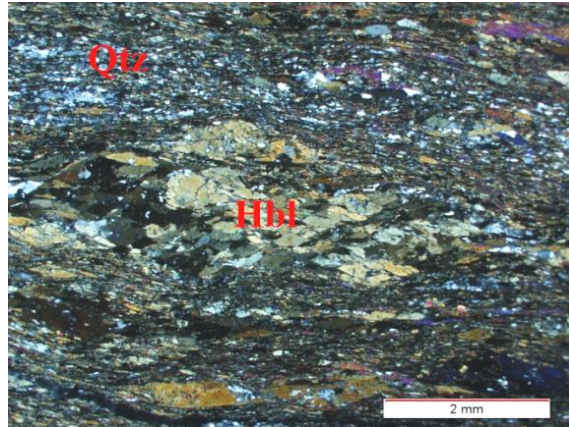


ب

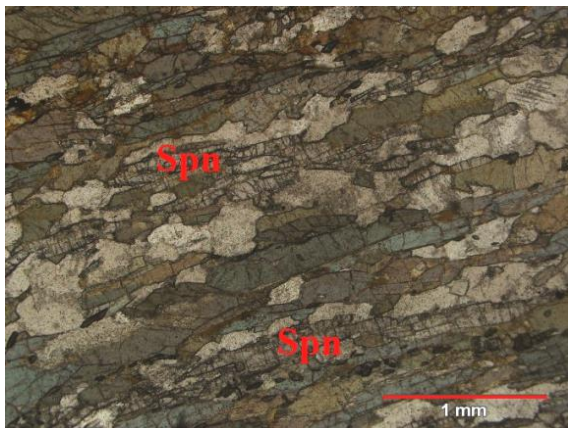
الف



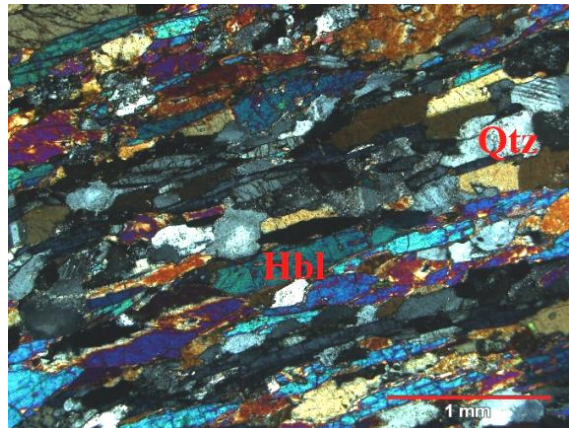
الف



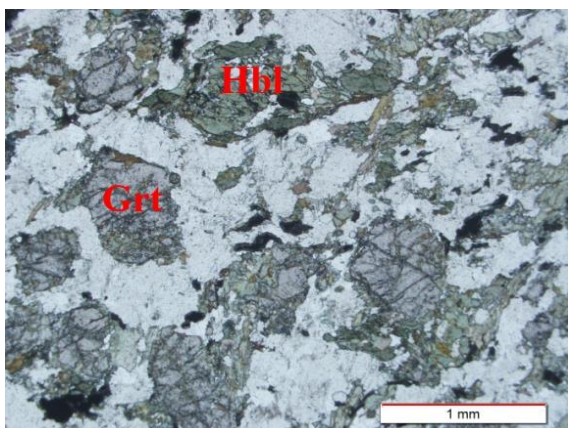
ب



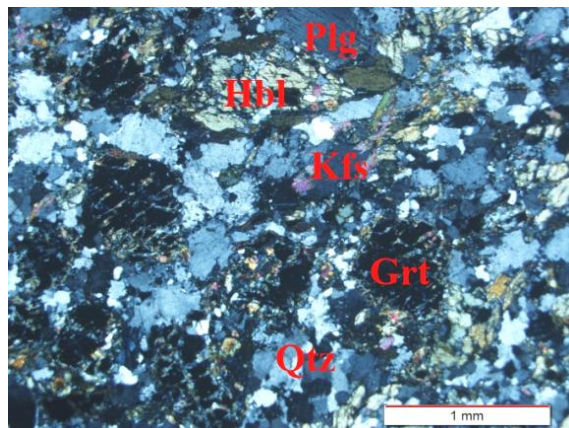
ج



د



ه



و

شکل ۳-۱ - تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی از ویژگی‌های پتروگرافی بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف - آکتینولیت شیبست دارای پورفایروبلاست‌های آکتینولیت (سایه‌های فشاری تشکیل شده در مجاورت آن‌ها که به صورت پهنه‌های دارای دانه‌های ریز کلسیت تجلی پیدا کرده‌اند). ب - ریزچین‌های با مقیاس میکروسکوپی (Micro folds) در آمفیبولیت‌ها پ و ت - تصاویری از بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند و خم‌شدگی و گسیختگی هورنبلند ناشی از تنش‌های تکتونیکی در آمفیبولیت‌ها. ث و ج - تصاویری از برگوارگی بارز ناشی از حضور هورنبلند و اسفن در آمفیبولیت‌ها، چ و ح - تصاویری از گارنت و هورنبلند در گارنت آمفیبولیت‌ها.

### ۳-۳- متاپلیت‌ها

بطور کلی متاپلیت‌ها از دگرگونی رسوبات غنی از رس (کوچک‌تر از ۴ میکرون) مانند شیل، گل‌سنگ و سنگ‌رس بوجود می‌آیند. نیمه پلیت‌ها در مقایسه با پلیت‌ها از درصد رس کمتر و سیلت بیشتری برخوردار هستند (Bucher & Grapes, 2011). متاپلیت‌ها به دلیل داشتن مقادیر زیادی میکا و کلریت دارای برگوارگی هستند که از ویژگی‌های شاخص این سنگ‌ها می‌باشد. در بالاترین درجات دگرگونی، شکسته شدن و حذف میکا از این سنگ‌ها، برگوارگی سنگ از بین رفته و به جای آن بافت‌های هم بعد دانه تشکیل می‌شود و به این ترتیب، بافت گنیسی، جایگزین بافت شیستوز می‌گردد (قاسمی، ۱۳۹۵).

متاپلیت‌ها نشانگرهای بسیار حساسی نسبت به درجه دگرگونی می‌باشند و با اندکی تغییر دما، امکان وقوع بسیاری از واکنش‌های کانیایی در آن‌ها فراهم می‌شود (Barker, 2004). وجه اشتراک سنگ‌های پلیتی، مقادیر متوسط تا بالای آلومینیم است که پیامدهای کانی‌شناسی مهمی در پی دارد به این صورت که در بخش زیادی از طیف درجات دگرگونی، شیست‌های پلیتی در کنار کوارتز و فلدسپات، از میکای سفید و بیوتیت نیز غنی هستند. آلومینیم اضافی در ترکیب کل، باعث حضور یک یا چند کانی آلومینیم‌دار می‌شود که برخی از آن‌ها، آهن و منیزیم‌دار نیز هستند. این کانی‌ها، در درجات پایین شامل کلریت و گارنت، در درجات متوسط شامل گارنت، استارولیت، آندالوزیت و کیانیت و در درجات بالا شامل گارنت، کردیریت و سیلیمانیت می‌باشند. محدوده‌های وقوع و هم‌زیستی این کانی‌ها در سنگ‌های پلیتی تابعی پیچیده از دما و فشار دگرگونی و جنبه‌های ظریف ترکیب سنگ است (قاسمی ۱۳۷۸).

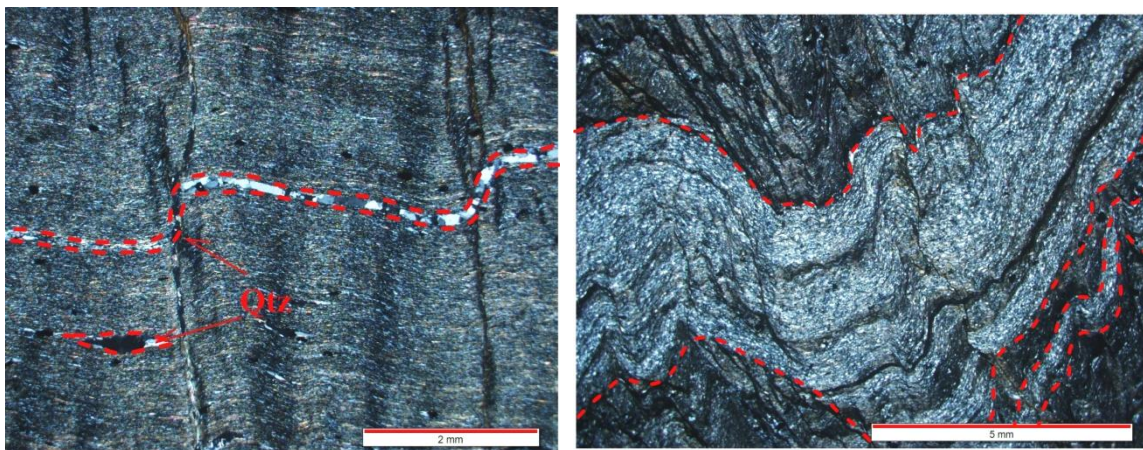
### ۳-۳-۱- فیلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست‌ها

#### ۳-۳-۱-۱- فیلیت

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده فیلیت‌ها شامل کلریت، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و به میزان کمتر فلدسپات، کلسیت و کانی‌های تیره هستند، کلسیت و اکسیدهای آهن معمولاً کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. فابریک عمده سنگ لپیدوبلاستیک است که ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌های صفحه‌ای در سنگ می‌باشد ولی در برخی موارد به دلیل ریز بودن کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ، از فابریک اسلیتی نیز می‌توان برای این سنگ‌ها استفاده کرد. از دیگر فابریک‌های ایجاد شده در این سنگ‌ها می‌توان به کلیواژ خمیدگی یا لغزشی و کلیواژ فاصله‌دار اشاره کرد (شکل ۳-۲).

برگوارگی از دو نوع پهنه با نام پهنه کلیواژ و پهنه میکرولیتون تشکیل شده است (Passchier & Trouw, 2005). معادل این دو پهنه به صورت پهنه M (پر از میکا) و پهنه Q (پر از کوارتز) به وسیله (Shelly, 1993) به کار گرفته شده است.

در پهنه پر از میکا، کانی‌های مسکوویت و بیوتیت با فابریک لپیدوبلاستیک به وفور مشاهده می‌شوند. پهنه‌های پر از کوارتز بین میدان‌های پر میکا قرار گرفته و فاقد جهت‌یافتگی و یا جهت‌یافتگی خیلی ضعیف دارند. در برخی موارد مشاهده می‌شود با تشکیل کانی‌های جدید و ایجاد برگوارگی، مواد حل شده در اثر فشار، رگه‌های تیره رنگ و بسیار باریکی می‌سازند که از مواد غیرمحلول تشکیل شده و می‌تواند حالت صفحه‌ای یا دندان‌های داشته باشد (شکل ۳-۲-ب، پ و ت).



ب

الف

شکل ۳-۲-الف- پهنه‌های غنی از کوارتز و میکا کلیواژ رخ اسلیتی را بوجود آورده‌اند که رخ کنگره‌ای بر روی آن چاپ شده است، رخ کنگره‌ای توسط باریکه‌های تیره رنگ که همان مواد غیرمحلول هستند مشهود است. ب- بلورهای بسیار ریز کوارتز، کلریت و میکای سفید (فنژیت) فابریک عمده سنگ لپیدوبلاستی و اسلیتی است.

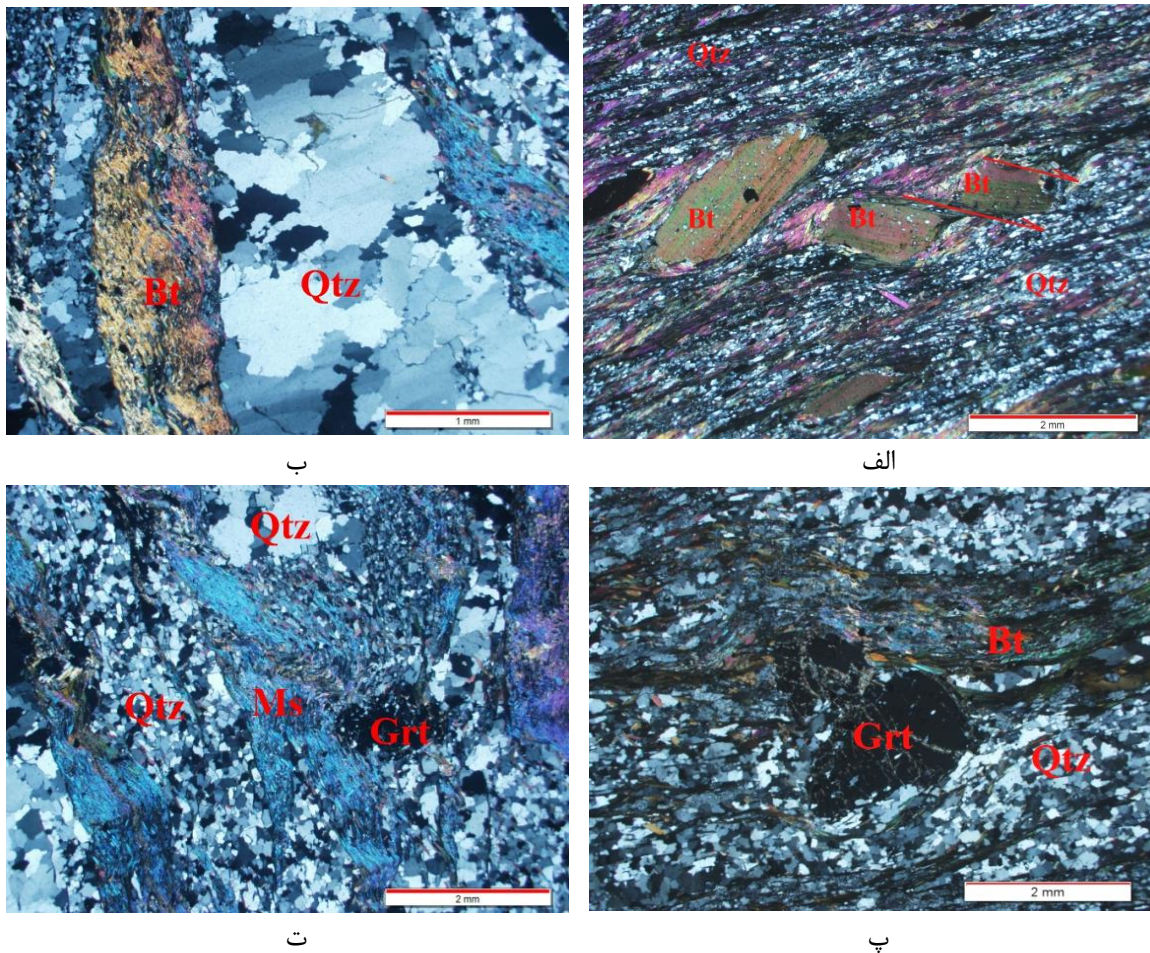
### ۳-۱-۲- میکاشیست و گارنت میکاشیست‌ها

میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها اغلب از کوارتز، فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت تشکیل شده‌اند. ورقه‌های جهت یافته بیوتیت و مسکوویت سازنده فابریک لپیدوبلاستی در سنگ هستند. در برخی از مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده کلریت به فراوانی مشاهده می‌شود که به احتمال زیاد از تجزیه بیوتیت حاصل شده‌اند.

بیوتیت اغلب به سه شکل در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود اولین گروه بیوتیت‌های ریز دانه هستند که به صورت انکلوزیون درون پلاژیوکلاز و گارنت‌ها مشاهده می‌شوند. دومین گروه اغلب متوسط دانه بوده و برگوارگی سنگ را ایجاد کرده‌اند و سومین گروه بیوتیت‌های دانه درشت هستند که برگوارگی را قطع کرده و در فازهای دگرگونی بعدی تشکیل شده‌اند، این دسته از بیوتیت‌ها ساختارهای میکاماهی زیبایی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۳-الف).

گارنت‌ها اغلب نیمه شکل دار بوده و دارای بافت پوئی کیلوبلاستی با ادخال‌های فراوان از بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک هستند و اغلب برگوارگی را قطع کرده‌اند. پورفایرولاست‌های گارنت معمولاً ساختار سایه فشاری را نشان می‌دهند، میکاها و

کوارتزهایی که در منطقه سایه فشار این کانی قرار دارند از تغییر شکل پلاستیک مصون مانده‌اند (شکل ۳-۳-پ و ت). تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی اغلب کوارتزها دارای حاشیه مضرسی با خاموشی موجی می‌باشند، ساب‌گرین شدن نیز به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲-ب). از دیگر ریزساخت‌های حاصل از دگرریختی می‌توان به برگوارگی، خطوارگی، فابریک‌های S و C، تشکیل نوارهایی از کوارتزهای کشیده و بلورهای ماهی‌شکل بیوتیت و مسکوویت اشاره کرد. از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها می‌توان به پورفیروبلاستی، پورفیروولپیدوبلاستی و پورفیروگرانوبلاستی اشاره کرد (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- تصاویری از ویژگی‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های ماجراد: الف - پورفیروبلاست‌های بیوتیت با ساختار میکاماهی که برگوارگی ناشی از جهت‌یافتگی مسکوویت‌ها در اطراف آن چرخیده است. ب - میکاشیست به بخش‌های غنی از کوارتز و میکا در کنار هم توجه شود، پ و ت - تصاویری از گارنت میکاشیست‌ها با پورفیروبلاست گارنت و فابریک لپیدوبلاستی و پورفیروولپیدوبلاستی.



### ۳-۳-۲- گنیس‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گنیس‌های مجموعه دگرگونی ماجراد شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت هستند. تیتانیت، آلانیت، اپیدوت، آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند، تورق به صورت لایه‌بندی تفکیکی (گنیستوزیته) است. آلکالی فلدسپارها اغلب شامل ارتوز و میکروکلین هستند و دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی بوده در برخی مقاطع دارای بافت پرتیتی هستند (شکل ۳-۴).

پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و درجات مختلفی از سریسیتی و سوسوریتی شدن را متحمل شده‌اند. بیوتیت تنها کانی فرومنیزین است که اغلب به صورت بخشی یا کامل به وسیله کلریت و اپیدوت جایگزین شده است. گارنت‌ها در اندازه‌های ریز تا درشت با شکستگی‌هایی که بوسیله کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت پر شده‌اند، مشاهده می‌شود. با توجه به چرخش برگوارگی در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت، تشکیل این کانی را می‌توان به فرآیندهای همزمان تا بعد از فاز دگرریختی نسبت داد (شکل ۳-۴ - ب).

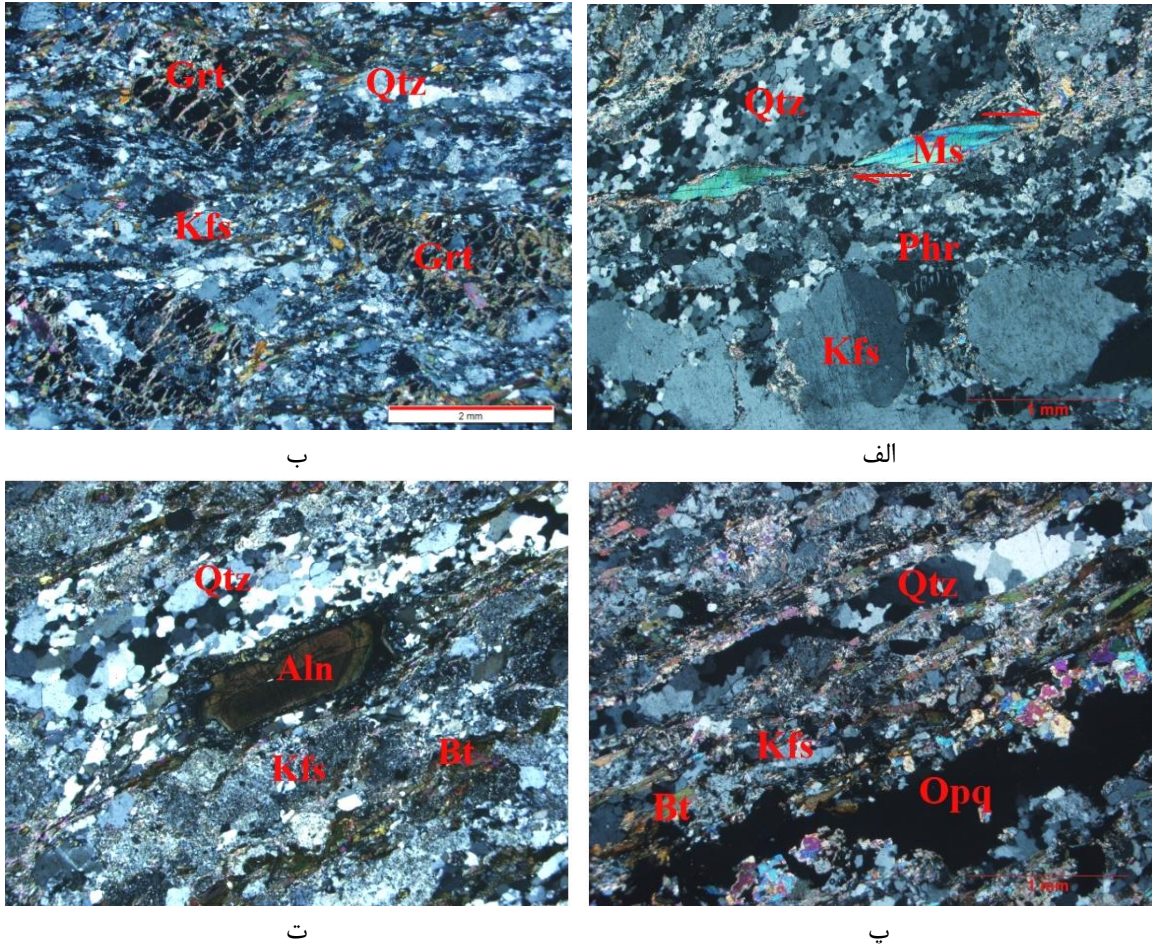
آلانیت بلورهای منشوری خود شکلی را تشکیل داده‌اند که اغلب دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. کانی‌های موجود در گنیس‌ها با مرزهای دانه‌ای صاف یا خمیده الگوی چندوجهی و منظم گرانوبلاستی دارند برخی از این دانه‌ها خاموشی مستقیم دارند ولی به علت تأثیر عوامل دگرشکلی و تکتونیکی در منطقه اغلب کانی‌ها خاموشی موجی دارند (شکل ۳-۴ - ت). بافت گرانوبلاستی در پاسخ به مهاجرت مرز دانه‌ها به سمت ترکیبات کم انرژی ناشی از انرژی آزاد خود مرزها بوجود می‌آید، مرزهای کوتاه‌تر (صاف) انرژی آزاد پایین‌تری نسبت به مرزهای نامنظم دارند (Vernon, 2004). این فرآیند توسط دگرشکلی که منجر به تجمع نقص‌های شبکه‌ای و مرزهای دانه‌ای نامنظم می‌شود خنثی می‌گردد.

تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین نیز در گنیس‌های ماجراد به وضوح مشاهده می‌شود. این تغییر و تحول ناشی از تنزل سیستم بلوری ارتوکلاز از رده مونوکلینیک (با درجه تقارن بیشتر) به میکروکلین با رده تری کلینیک (با درجه تقارن کمتر) است (Vernon, 2004). برخلاف کانی‌های کوارتز و فلدسپار، میکاهای (بیوتیت و مسکوویت) موجود در گنیس‌ها، تمایل به اشکال دوکی شکل و کشیده و ایجاد بافت لپیدوبلاستی دارند. جهت یافتگی ترجیحی میکاها به ایجاد خطوارگی در این سنگ‌ها منجر شده است (شکل ۳-۴-الف).

ترو و همکاران (Trouw et al., 2010) میلونیت‌ها را در سه گروه درجه پایین، درجه متوسط و درجه بالا دسته‌بندی می‌کنند. ویژگی اصلی تفکیک‌کننده میلونیت‌های درجه پایین (با طیف دمایی تقریباً بین ۲۵۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و میلونیت‌های درجه متوسط (با طیف دمایی تقریبی بین ۵۰۰ و ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) اندازه بلورهای کوارتز تبلور مجدد یافته است.

در میلونیت‌های درجه پایین اندازه کوارتزها از ۵۰ میکرومتر کمتر است درحالی‌که در میلونیت‌های درجه متوسط اندازه کوارتزها از این مقدار بیشتر است. در میلونیت‌های درجه متوسط، کوارتزها معمولاً به‌طور کامل متحمل تبلور مجدد شده‌اند و همچنین دانه‌های ریز کوارتز تازه تشکیل شده تا حدی رشد کرده‌اند که دانه‌های فاقد واتنش، فابریک بلورین چندوجهی پیدا کرده‌اند و اندازه میانگین دانه‌ها از ۵۰ میکرومتر فراتر رفته است. میلونیت‌های درجه بالا نیز در دماهای بالاتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. تبلور دوباره در کانی کوارتز تحت مکانیسم‌های مختلفی صورت می‌گیرد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از برآمدگی مرز دانه، تبلور مجدد نوع چرخش دانه و تبلور دوباره نوع مهاجرت مرز دانه‌ای می‌باشند (Vernon, 2004). کوارتزهای موجود در گنیس‌های منطقه ماجراد در مناطق با تنش تکتونیکی کم اغلب دچار تبلور مجدد از نوع برآمدگی و چرخش دانه‌ها شده‌اند، در حالی‌که در مناطقی با شدت دگرشکلی بالاتر تبلور مجدد به صورت مهاجرت

مرز دانه‌ها بوده و حاشیه کوارتزها مضرسی شکل است. با توجه به این شواهد و ریزدانه بودن کوارتزها، گنیس‌های منطقه ماجراد در دسته میلونیت‌های درجه پایین تا درجه متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۳-۳- الف، پ و ت).



شکل ۳-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس‌های ماجراد: الف- گنیس با منطقه بندی ترکیبی و شواهدی از ساب‌گرین شدن کوارتز. ب - پورفیروبلاست‌های گارنت با بافت پوئی کیلیتیک. پ- ساب‌گرین شدن و ظهور دانه‌های ریز حاصل از خرد شدن کوارتز و ارتوکلاز، تشکیل میکاماهی جهت تشخیص سوی برش و تشکیل بافت پرتیتی و ت- آلانیت با منطقه بندی ترکیبی و ساب‌گرین شدن و ظهور دانه‌های ریز حاصل از خرد شدن کوارتز و ارتوکلاز.

### ۳-۴- گرانیت‌ها

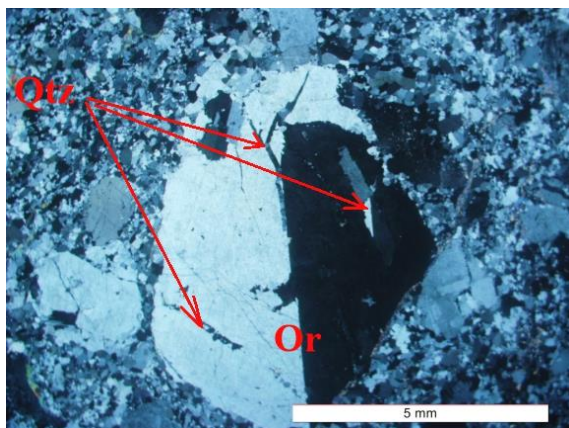
کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گرانیت‌ها شامل ارتوز، میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت و بیوتیت است. بافت این سنگ‌ها عمدتاً گرانوبلاستی و میلونیتی است. آلانیت،

اسفن، آپاتیت، روتیل، تورمالین، زیرکن و کانی‌های اوپک، کانی‌های فرعی این گرانیته‌ها هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به اپیدوت (محصول دگرسانی پلاژیوکلاز)، سریسیت و کانی‌های رسی (محصول دگرسانی فلدسپارها)، مسکوویت، کلریت، اسفن و کانی‌های اوپک (محصول دگرسانی بیوتیت‌ها) اشاره کرد (شکل ۳-۵).

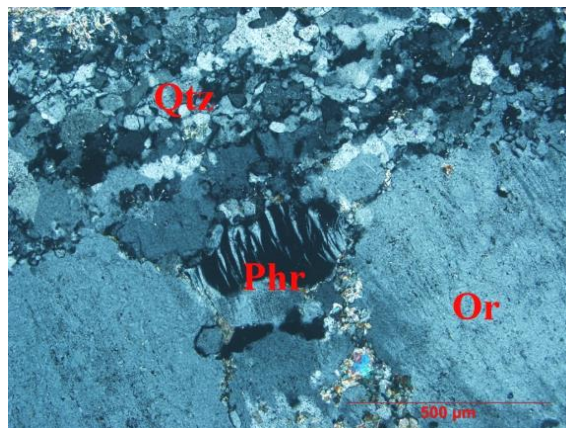
آلکالی فلدسپار به صورت ارتوز و میکروکلین مشاهده می‌شود که اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای بافت پرتیتی می‌باشند. شکستگی‌های متعددی در این بلورها ظاهر شده که توسط کوارتز و ارتوزهای ریزدانه پر شده‌اند. در زون‌هایی که میزان دگرشکلی بالا است بافت پرتیتی در ارتوز ظاهر شده است (شکل ۳-۵-الف و ب). به اعتقاد ورنون (Vernon, 2004)، شکل‌گیری این بافت از شواهد دگرشکلی دما بالا در نرخ کرنش بالا است.

وجود ماکل میکروکلین در بسیاری از بلورهای ارتوز، نشانه دگرشکلی در حالت جامد است. میکروکلین دارای ساختار تبلور تری‌کلینیک بوده و در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوکلاز (با ساختار منوکلینیک) شکل می‌گیرد. این تغییر سیستم تبلور، موجب ایجاد ماکل‌های آلبیت و پری‌کلین و حالت شطرنجی در آن‌ها می‌شود. پلاژیوکلازها نیز در بسیاری موارد تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار این کانی حالت خمیده پیدا کرده‌اند و ماکل مکانیکی که نوعی دگرریختی در حالت پلاستیک است، را از خود نشان می‌دهند، در برخی مناطق نیز دارای شکستگی‌های ریزی می‌باشند که با بلورهای ریز کوارتز پر شده‌اند (شکل ۳-۵-پ و ت).

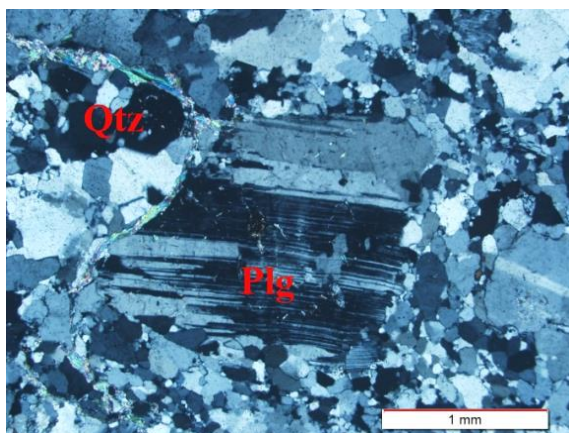
کوارتز اغلب به صورت دانه‌ای، بی‌شکل در اندازه‌های ریز، متوسط و درشت با خاموشی موجی، فضای بین دانه‌های آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز را پر کرده است. اغلب کوارتزها تجدید تبلور یافته و حالت خردشدگی نشان می‌دهند. مهاجرت مرز دانه‌ای در اغلب آن‌ها اتفاق افتاده و موجب کنگره‌ای شدن حاشیه‌های این کانی شده است (شکل ۳-۵).



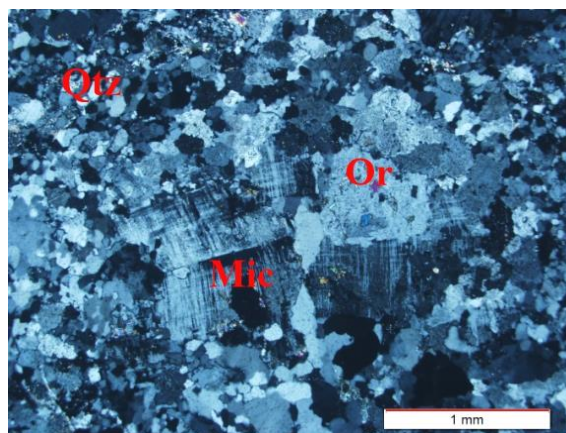
ب



الف



ت



پ

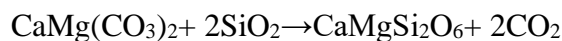
شکل ۳-۵-الف - تشکیل بافت پرتیت شعله‌ای در ارتوکلاز که از شواهد دگرشکلی دما بالا، در مناطق با نرخ کرنش بالا است. ب- تبلور مجدد کوارتز درون بلورهای ارتوز و ساب‌گرین شدن کوارتز. پ - تبدیل ارتوز به میکرو کلین در اثر تنش‌های تکتونیکی و ت - بلور پلاژیوکلاز با آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده که با کوارتز پر شده است (بافت ساب ماگمایی).

### ۳-۵- متاکربنات‌ها

به طور کلی سنگ‌های دگرگونی کربناته را می‌توان در دو گروه تقسیم‌بندی نمود. دسته اول مرمرها و دسته دوم سنگ‌های کالک سیلیکاته می‌باشند، در هر دو دسته از این سنگ‌ها، کانی‌های غنی از کلسیم و یا کلسیم و منیزیم وجود دارند. مرمرها اغلب از دگرگونی سنگ‌های کربناته خالص و یا سنگ‌هایی با مقادیر کم ناخالصی (کوارتز و یا دیگر کانی‌های تخریبی) به وجود می‌آیند.

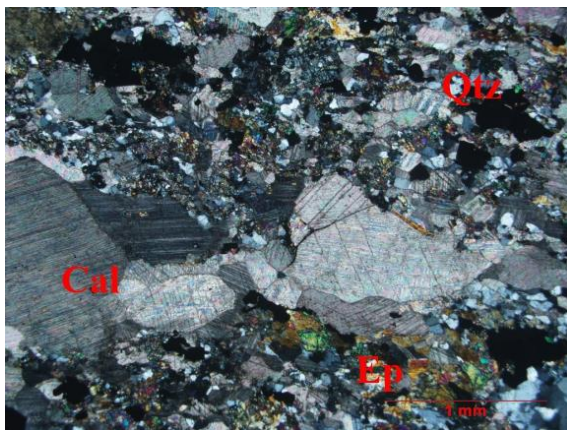
کالک سیلیکات‌ها دارای مقدار کربنات کمتری هستند و اغلب از دگرگونی کربنات‌های ناخالص و مارن‌ها بوجود می‌آیند. برخی از کالک سیلیکات‌ها منشاء متاسوماتیکی دارند و در دگرگونی ناحیه‌ای از واکنش لایه‌های نازک آهکی با سنگ‌های پلیتی و یا در خلال دگرگونی مجاورتی از واکنش سیالات حاصل از توده نفوذی با سنگ‌های آهکی تشکیل می‌شوند، که در این حالت به آن‌ها اسکارن گفته می‌شود. دو عامل مهم در دگرگونی سنگ‌های کربناته وجود دارد، اولین عامل تنوع ناخالصی‌ها و مقادیر آن‌ها و عامل دوم نقش فشار سیالات بخصوص CO<sub>2</sub> می‌باشد. وجود این عوامل ارزیابی رخساره‌های دگرگونی در این دسته از سنگ‌ها را پیچیده کرده است (Bucher & Grapes, 2011).

متاکربنات‌های ماجراد شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی می‌باشند و از دگرگونی سنگ‌های کربناته آهکی و دولومیتی تشکیل شده‌اند. برای این‌که بتوان سنگی را مرمر نامید باید کانی‌های کربناته بیش از ۵۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده باشند. تشکیل مرمر به عوامل مختلفی مانند ترکیب منشاء و لایه‌های رسوبی، شرایط دگرگونی، بروز دگرشکلی و همچنین حوادث بعد از دگرشکلی مانند گرم شدن دوباره سنگ، بستگی دارد. تغییرات کانی‌شناسی در مرمرها بسیار اندک است مگر در شرایط دگرگونی بسیار دما بالا یا بسیار فشار پایین مانند دگرگونی مجاورتی. در طی کربن‌زدایی از کربنات‌ها مطابق فرمول زیر ترکیباتی مانند MgO و CaO آزاد می‌شوند که در ترکیب با کوارتز، کانی‌هایی مانند دیوپسید، الیوین و دیگر کانی‌ها را بوجود می‌آورند (Bucher & Grapes, 2011).

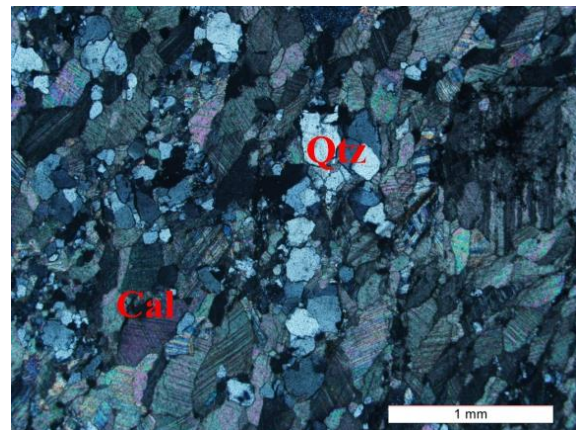


انجام این واکنش به عوامل مختلفی از قبیل دما، فشار و میزان سیالات بستگی دارد. سیالات دگرگونی با نسبت تقریباً مساوی از CO<sub>2</sub> و H<sub>2</sub>O باعث بوجود آمدن کانی‌هایی مانند گروسولار، دیوپسید، ترمولیت، فلوگوپیت، اسپینل، پلاژیوکلاز غنی از کلسیم، تیتانیت، اسکاپولیت، پتاسیم فلدسپار در کربنات‌ها می‌شوند.

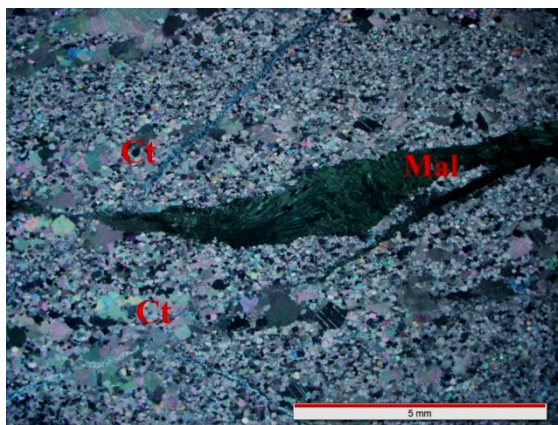
مرمرهای ماجراد اغلب از کلسیت و به مقدار کمتر کوارتز، اپیدوت، کلریت و کانی‌های اپیک تشکیل شده‌اند. بلورهای کلسیت بخش عمده سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با رخ کامل مشاهده می‌شوند، بافت غالب این سنگ‌ها گرانوبلاستی است. با توجه به تنش‌های تکتونیکی صورت گرفته در منطقه شواهد دگرریختی شامل دوقلو شدگی، خاموشی موجی، مهاجرت مرز دانه‌ها و ریزشدگی در بلورهای کلسیت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶). در مناطقی که کانی‌سازی مس صورت گرفته کانی‌های آزوریت و مالاکیت نیز به همراه کلسیت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.



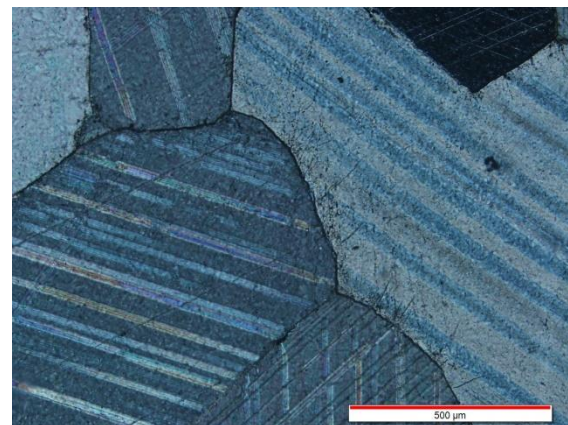
ب



الف



ت



پ

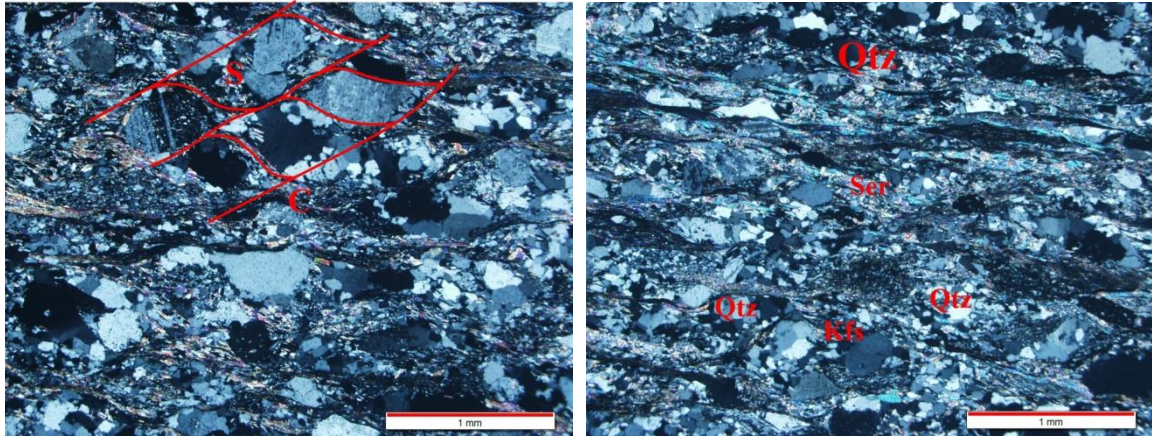
شکل ۳-۶- الف و ب- بلورهای درشت کلسیت با رخ‌های ریموئدری واضح در کنار اپیدوت و کوارتز در متاکربنات‌های ماجراد. پ - نمایی نزدیک از رخ‌های ریموئدری کلسیت و ت- رگچه پرشده با مالاکیت در متاکربنات‌های منطقه ماجراد.

### ۳-۶- متاپسامیت‌ها

دگرگونی انواع مختلف ماسه‌سنگ‌ها از کوارتزیت خالص تا انواع گریوک‌ها و گرانیتوئیدها در این گروه قرار می‌گیرند. اغلب با توجه به میزان و نوع رس‌ها یا سیمان کربناته، تغییرات این سنگ‌ها مشابه سنگ‌های پلیتی یا سنگ‌های کالک سیلیکاته است. این سنگ‌ها فراوانی بسیار زیادی دارند و در طیف وسیعی از دما و فشار تشکیل می‌شوند، بلورهای کوارتز و فلدسپار به فراوانی در آن‌ها مشاهده می‌شوند و کانی‌هایی مانند مسکوویت و کلریت نیز تحت تأثیر دگرگونی تشکیل می‌شوند. به علت محتوای بالای سیلیس در این سنگ‌ها سیلیکات‌های آلومینم‌دار که شاخص‌های خوبی برای درجه دگرگونی هستند در این سنگ‌ها حضور ندارند یا به مقدار کمی دیده می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۵).

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متاپسامیت‌های ماجراد شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و میکا می‌باشند، بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستی، گرانولپیدوبلاستی و فلیزر می‌باشد. کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز به فراوانی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند، فلدسپارها به صورت پورفیروکلاست‌های درشت نوع  $\sigma$  در زمینه‌ای از کانی‌های کوارتز و میکا قرار دارند (شکل ۳-۷-الف). تحت تأثیر دگرگونی مسکوویت و کلریت در این سنگ‌ها تشکیل شده که برگوارگی ظریفی را در اطراف فلدسپارها ایجاد کرده‌اند. کوارتز در اندازه‌های ریز و درشت در این سنگ‌ها به فراوانی مشاهده می‌شود که آثار خردشدگی و ساب‌گرین شدن در آن‌ها مشهود است. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار که در برخی مواد ماکل‌های پلی‌سنتتیک آن‌ها محفوظ مانده است، مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷-ب).





ب

الف

شکل ۳-۷-الف، ب و پ - تصاویری از متاپسامیت‌های میلونیتی با پورفیروکلاست‌های نوع  $\sigma$  از فلدسپار پتاسیم در خمیره‌ای از کوارتز باز تبلور یافته. پورفیروکلاست‌های فلدسپار دنباله‌هایی از فلدسپارهای ریز، کوارتز و سریسیت دارند که به صورت دینامیکی باز تبلور یافته‌اند به فابریک سطوح C و S در این تصاویر توجه شود.

### ۳-۷- متاریولیت‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متاریولیت‌ها شامل کوارتز، آلکالی فلدسپات و پلاژیوکلاز می‌باشند. بافت غالب این سنگ‌ها بلاستوفیری، پورفیری با خمیره فلسیتی و دانه‌ریز و کمی جهت‌یافته است. در متاریولیت‌ها در اثر تبدیل آلکالی فلدسپار به سریسیت بافت لپیدوبلاستی، ناشی از جهت‌یافتگی سریسیت‌ها بویژه در اطراف بلاستوفیرهای کوارتز و آلکالی فلدسپار مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸).

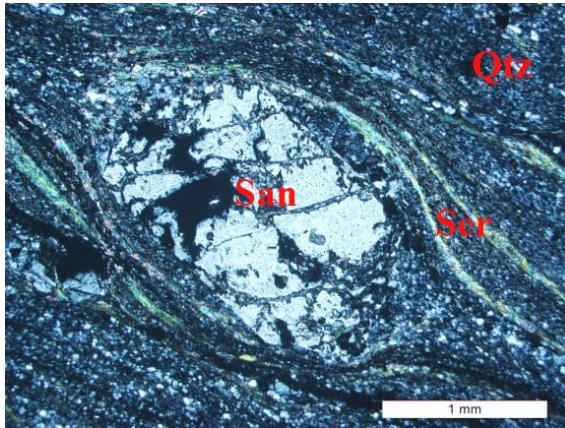
آلکالی فلدسپات‌ها که اغلب سانیدین می‌باشند به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با مرزهای نامنظم و سرنیزه‌ای به صورت درشت بلور یا بلاستوفیر، با خاموشی موجی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸-الف، ب و پ). پلاژیوکلازها به صورت نیمه‌شکل‌دار با شکستگی‌های فراوان دیده می‌شوند که شکستگی‌ها آن‌ها اغلب با کوارتز پر شده است (شکل ۳-۸-ت). کوارتز نیز به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل با خلیج‌خوردگی در حاشیه‌های بلور در خمیره‌ای از کانی‌های فلسیک ریزدانه مشاهده می‌شود. درز و شکاف‌ها و رگچه‌های پر شده به وسیله کوارتز، کربنات و اکسید آهن نیز در این سنگ‌ها به فراوانی

مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸-ث و ج). مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که متاریولیت‌ها متحمل فرایندهای دگرگونی و دگرریختی شده و ریزساخت‌های حاصل از این فرایندها در این سنگ‌ها به وفور مشاهده می‌شود. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهند که فنوکریست‌های کوارتز دارای خاموشی موجی و سطوح تماس منحنی یا کنگره‌دار می‌باشند (شکل ۳-۸-ث و ج). در دماهای پایین، شکستگی شکننا، انحلال فشاری و حمل مواد از سازوکارهای دگرریختی در کوارتز می‌باشند (Dunlap et al., 1997). ساختارهای تشکیل شده در دماهای پایین شامل شکستگی دانه‌ها، خاموشی موجی، خم‌شدگی، انحلال فشاری و رسوب‌گذاری دوباره به شکل رگه می‌باشند، که اغلب این شواهد در متاریولیت‌های مورد بررسی مشاهده می‌شوند.

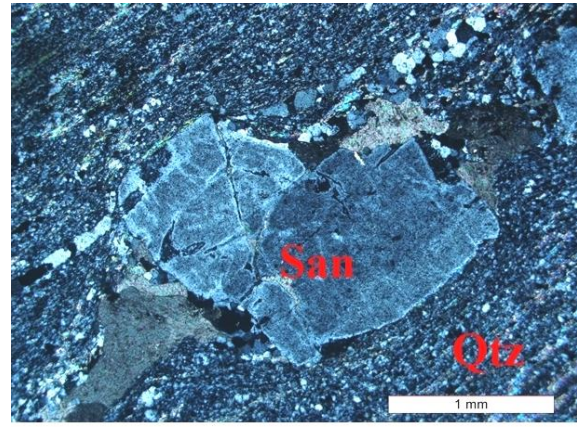
آلکالی فلدسپارها به صورت بلاستوفیرهای عدسی شکل با پوششی از دانه‌های ریز حاصل از ساب‌گرین‌شدن مشاهده می‌شوند. در برخی موارد، برگوارگی در اطراف آن‌ها چرخیده و نشان می‌دهد که این کانی رفتار شکل‌پذیر و خمیری داشته و به صورت عدسی شکل در آمده است. این رفتار، بر بالا بودن دما در زون‌های بُرسی دلالت دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرریختی حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (Passcheri & Trouw, 2005). در سایه‌های فشاری دو سوی این بلاستوفیرها، و به دور از تنش‌های حاکم، ته‌نشست کوارتزهای ریزدانه انجام گرفته است.

در برخی موارد، فلدسپارها به انبوه‌هایی ریز دانه و غنی از سربسیت دگرسان شده‌اند و خمیره ریزدانه پیرامون درشت‌بلورها را فرا گرفته‌اند (شکل ۳-۸-الف، ب و پ). دگرریختی فلدسپار به شرایط دگرگونی وابسته است. در درجه‌های پایین دگرگونی، فلدسپارها با شکستگی و دگرریختی شکننا همراه است. در درجات کمی بالاتر، در حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، هنوز هم دگرریختی با ایجاد ریزشکستگی‌های داخلی و جابجایی لغزشی همراه است. در این درجه‌ها، ماکل‌های دگرریختی نوک تیز، ماکل‌های خمیده، خاموشی

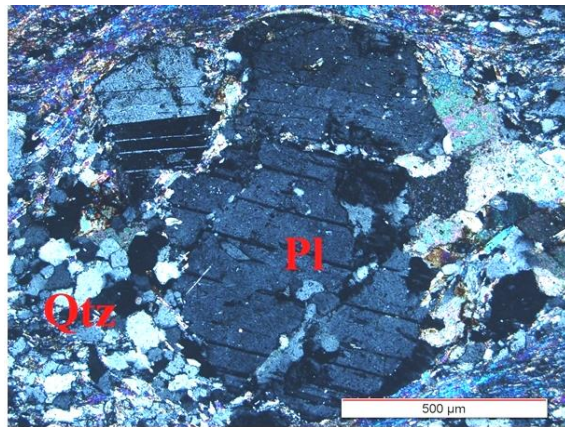
موجی، نوارهای دگرریختی و نوارهای پیچ و تاب خورده با مرزهای تیز نیز ممکن است وجود داشته باشند (Prior, 1993; Ji & Boudier, 1988).



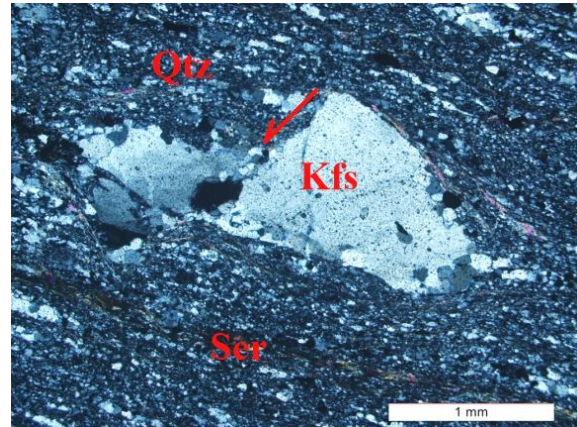
ب



الف

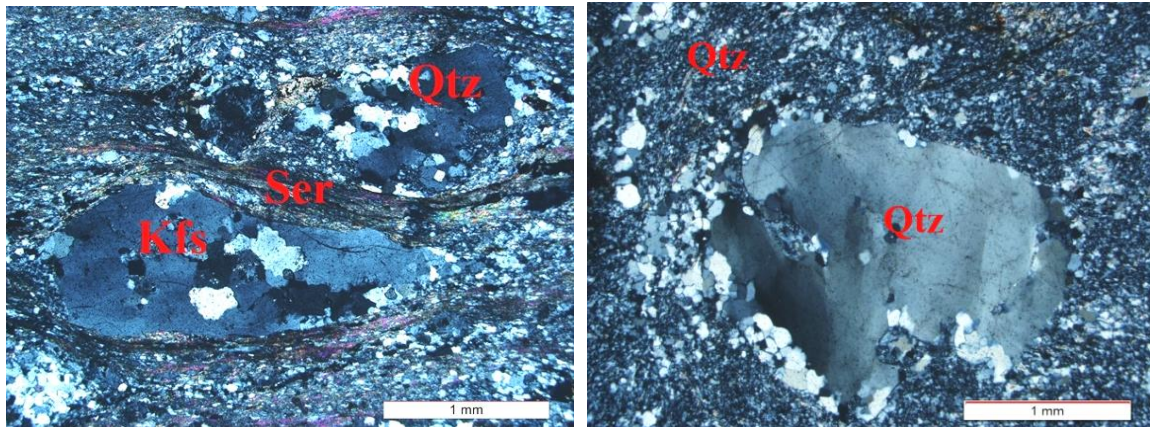


ت



پ

شکل ۳-۸- الف ب و پ - تصاویری از حضور بلاستوفیرهای آلکالی فلدسپار و تشکیل سریسیت در حاشیه‌های آن‌ها. ت- بلور پلاژیوکلاز و رگه‌های پرشده با کوارتز درون آن و آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده. ث - کوارتز با بافت خلیج‌خوردگی که توسط موزائیکی از دانه‌های تبلوردوباره یافته احاطه شده‌است، به خاموشی موجی، دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین شدن)، بافت لپیدوبلاستی ناشی از حضور سریسیت‌ها توجه نمایید و ج - تبلور دوباره کوارتز درون پورفیروکلاست‌های آلکالی فلدسپار.



ج

ث

ادامه شکل ۳-۸

### ۳-۸- واحدهای سنگی تریاس پایانی - ژوراسیک میانی

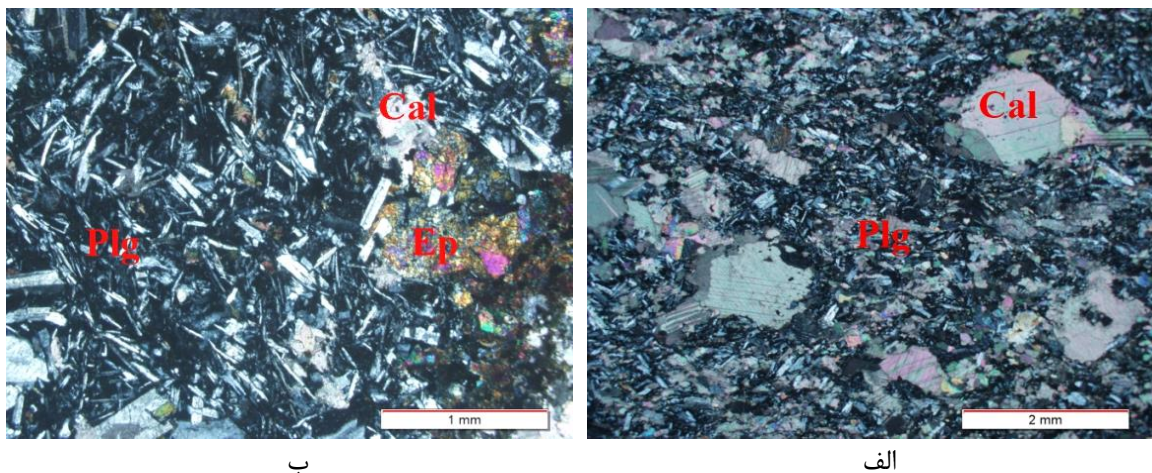
از آنجایی که رخدادهای تریاس پایانی تا ژوراسیک میانی، موضوع بحث اصلی این پژوهش نیست به بررسی مختصر آن‌ها بسنده می‌کنیم. توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات (مرمرهای با درجه تجدید تبلور پایین) تحول یافته است.

#### ۳-۸-۱- اسلیت، فیلیت و متاپسامیت‌ها

اسلیت‌ها اغلب سیاه رنگ بوده و کانی‌های اصلی آن‌ها شامل کوارتز، کلریت، مسکوویت و گرافیت هستند. بافت غالب این سنگ‌ها لپیدوبلاستی و اسلیتی است و به دلیل درجه پایین دگرگونی چینه‌بندی اولیه  $S_0$  هنوز قابل تشخیص است. کلیواژهای  $S_1$  و  $S_2$  نیز در این سنگ‌ها توسعه یافته‌اند. فیلیت‌ها نیز ترکیب مشابه با اسلیت‌ها دارند فقط از درجه دگرگونی بالاتری نسبت به اسلیت‌ها برخوردار هستند. متاپسامیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و به میزان کمتر کانی‌های میکایی می‌باشند. کوارتز بیشترین فراوانی را در بین کانی‌های سنگ به خود اختصاص داده است. بافت عمده این متاپسامیت‌ها گرانوبلاستی و در برخی موارد لپیدوگرانوبلاستی است.

### ۳-۸-۲- متابازالت یا شیست سبز

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها را بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در زمینه‌ای شیشه‌ای یا دانه‌ریزتر از همین کانی‌ها تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل الیون، آپاتیت، کانی‌های اوپک و مقدار اندکی کوارتز در زمینه است. از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، کلسیت، اپیدوت و اسفن اشاره کرد. بافت‌های اینترگرانولار، جریان‌ی و بادامکی مهم‌ترین بافت‌های موجود در متابازالت‌ها می‌باشند. حفره‌های بادامکی این سنگ‌ها توسط کلسیت، اپیدوت، کلریت و کوارتز پر شده‌اند. در مقاطع نازک تهیه شده از این بازالت‌ها اپیدوت به وفور دیده می‌شود و شاهد بارزی بر وقوع دگرگونی در شرایط دما و فشار رخساره شیست‌سبز می‌باشد (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹- الف و ب - تصاویری از حفرات بادامکی موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت و اپیدوت پر شده‌اند.

### ۳-۸-۳- گابرو دیوریت‌ها

در بخش مرکزی و شمالی مجموعه ماجراد (شمال تنگه ماجراد) توده‌های نفوذی گابرو دیوریتی و دایک‌های دیابازی متعددی به درون مجموعه دگرگونی ماجراد نفوذ کرده است. فرآیندهای تبلور، تفریق و گسیختگی ماگمایی موجب بروز طیفی از اعضای مافیک تا فلسیک شده است. بخش عمده توده‌های مزبور ترکیب گابرو و گابرو دیوریتی دارند در

حالی که، در بخش‌های تفریق‌یافته طیفی از سنگ‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی، لوکودیوریتی و تونالیتی قابل مشاهده هستند.

### ۳-۸-۳-۱- گابرو و گابرو دیوریت‌ها

پلاژیوکلاز، پیروکسن (از نوع اوژیت)، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اصلی بخش‌های گابرویی، گابرو دیوریتی و دیوریتی را تشکیل می‌دهند، پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی فلسیک بخش‌های روشن است. روتیل، اسفن، آپاتیت، اپیدوت، گارنت، مگنتیت و زیرکن به صورت کانی‌های فرعی و کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن به عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارند. از مهم‌ترین بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های دانه‌ای، افیتی، ساب‌افیتی، دلریتی و پوئی‌کیلیتی اشاره کرد. در بافت افیتی دانه‌های طویل پلاژیوکلاز درون پیروکسن‌های با اندازه بزرگ‌تر احاطه شده‌اند (شکل ۳-۱۰).

چون پلاژیوکلاز به طور کامل و یا بخشی بوسیله پیروکسن احاطه شده است ممکن است این ترکیب گمراه کننده باشد که پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن تبلور شده است، ولی در واقع دو کانی در یک زمان تشکیل نطفه داده‌اند ولی یکی سریع‌تر رشد کرده و دیگری رشدش طولانی‌تر بوده است و در واقع پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن تبلورش در جایی خاتمه یافته است. ریزساختارهای افیتیکی نتیجه‌ای از هسته‌گذاری بسیار پلاژیوکلاز و هسته‌گذاری کمتر پیروکسن هستند (Vernon, 2004).

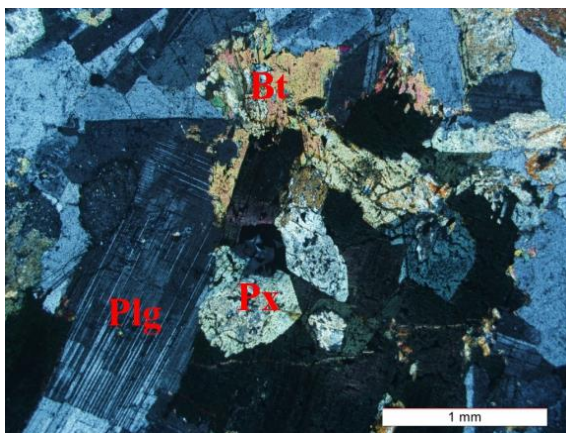
پیروکسن اغلب دارای چندرنگی ضعیف قهوه‌ای تا بنفش و صورتی با ترکیب اوژیتی است. این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار بوده و برخی از آن‌ها در مراحل پایانی تبلور تفریقی توسط بیوتیت جایگزین شده‌اند. برخی از پیروکسن‌ها نیز در طی فرایندهای دگرسانی اورالیتی شده و توسط آمفیبول جایگزین شده‌اند (شکل ۳-۱۰-الف، ب و پ).

پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار، تیغه‌ای و منشوری با ماکل‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در سنگ مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها اغلب

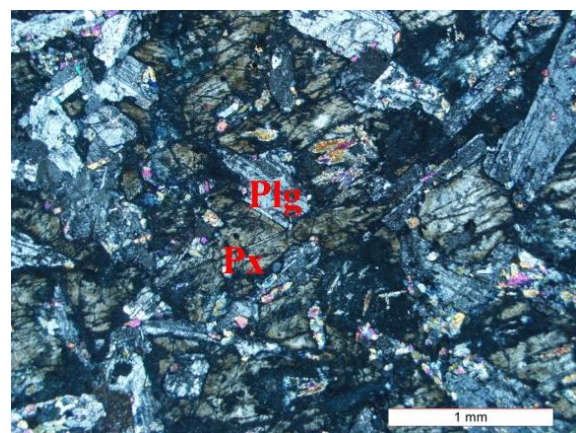
دارای ادخال‌هایی از اپیدوت و آپاتیت هستند. حضور کانی‌هایی مانند آپاتیت در این سنگ‌ها ناشی از تمرکز موضعی فسفر در ماگما می‌باشد (شکل ۳-۱۰-ب، پ و ت).

آمفیبول با ترکیب هورنبلند سبز اصلی‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود، برخی از هورنبلندها اولیه بوده و برخی نیز از اورالیتی‌شدن پیروکسن‌ها بوجود آمده‌اند (شکل ۳-۱۰-پ و ت). بیوتیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با چند رنگی قهوه‌ای و ادخال‌هایی از بلورهای سوزنی شکل روتیل مشاهده می‌شود که در برخی موارد به کلریت و کانی‌های اوپک تبدیل شده است (شکل ۳-۱۰-ب، ث و ج).

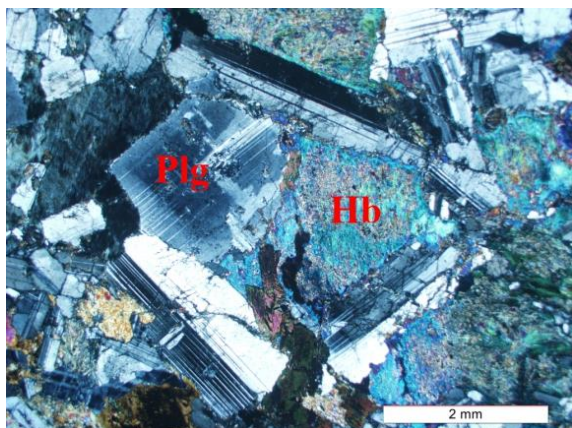
روتیل به صورت دانه‌های ریز مستقل نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. در برخی موارد، بلورهای روتیل توسط حاشیه‌ای از اسفن در بر گرفته شده‌اند. این امر نشان می‌دهد که با کاهش تیتانیوم ماگما، به جای روتیل، اسفن متبلور شده است. در اطراف برخی از کانی‌های اوپک دارای ترکیب تیتانومگنتیتی، هاله‌ای از اسفن تشکیل شده است که بیانگر بالا بودن مقدار  $TiO_2$  در ماگماهای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد. اپیدوت، کلریت، کلسیت، اکتینولیت، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن نیز به عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۰-ح و خ).



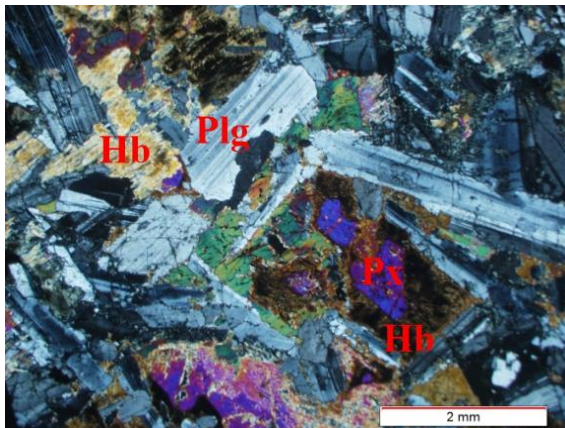
ب



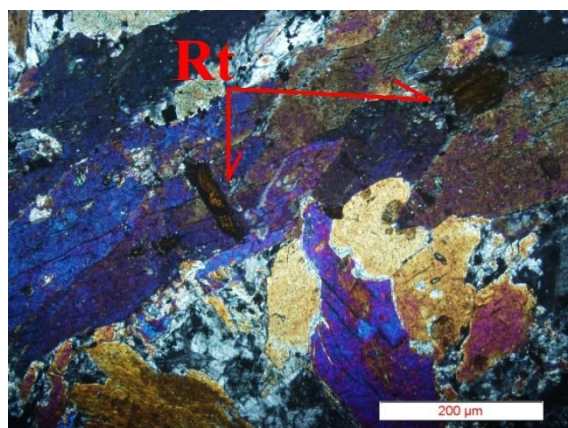
الف



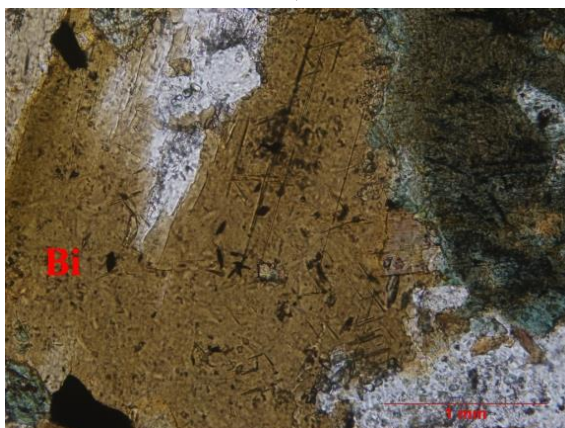
الف



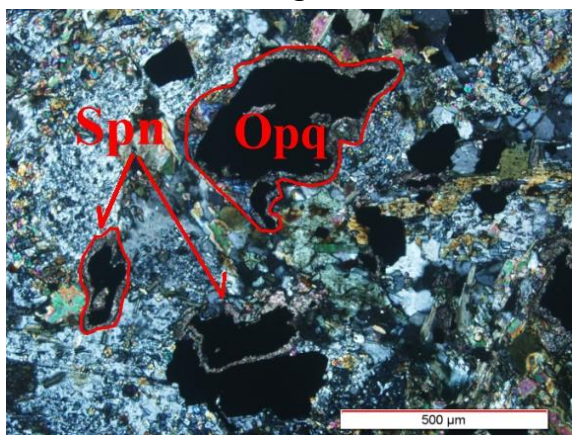
ب



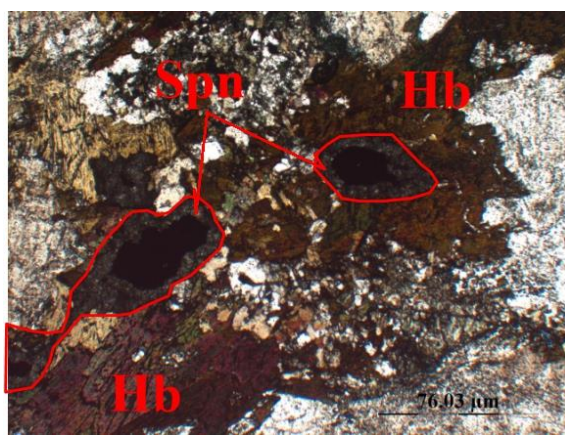
ج



د



ه



و

شکل ۳-۱۰- تصاویری از ویژگی‌های بارز گابروها و گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد: الف و ب- تصاویری از گابرو با بافت افیتی. پ - جانشینی آمفیبول به جای پیروکسن در گابرودیوریت‌ها. ت - بافت اینترسرتال و اورالیتی‌شدن پیروکسن‌ها. ث - تشکیل روتیل به صورت تیغه‌های ریز درون بیوتیت و به صورت کانی مستقل در گابرودیوریت‌ها ج و خ- تشکیل اسفن در حاشیه کانی‌های اوپک.

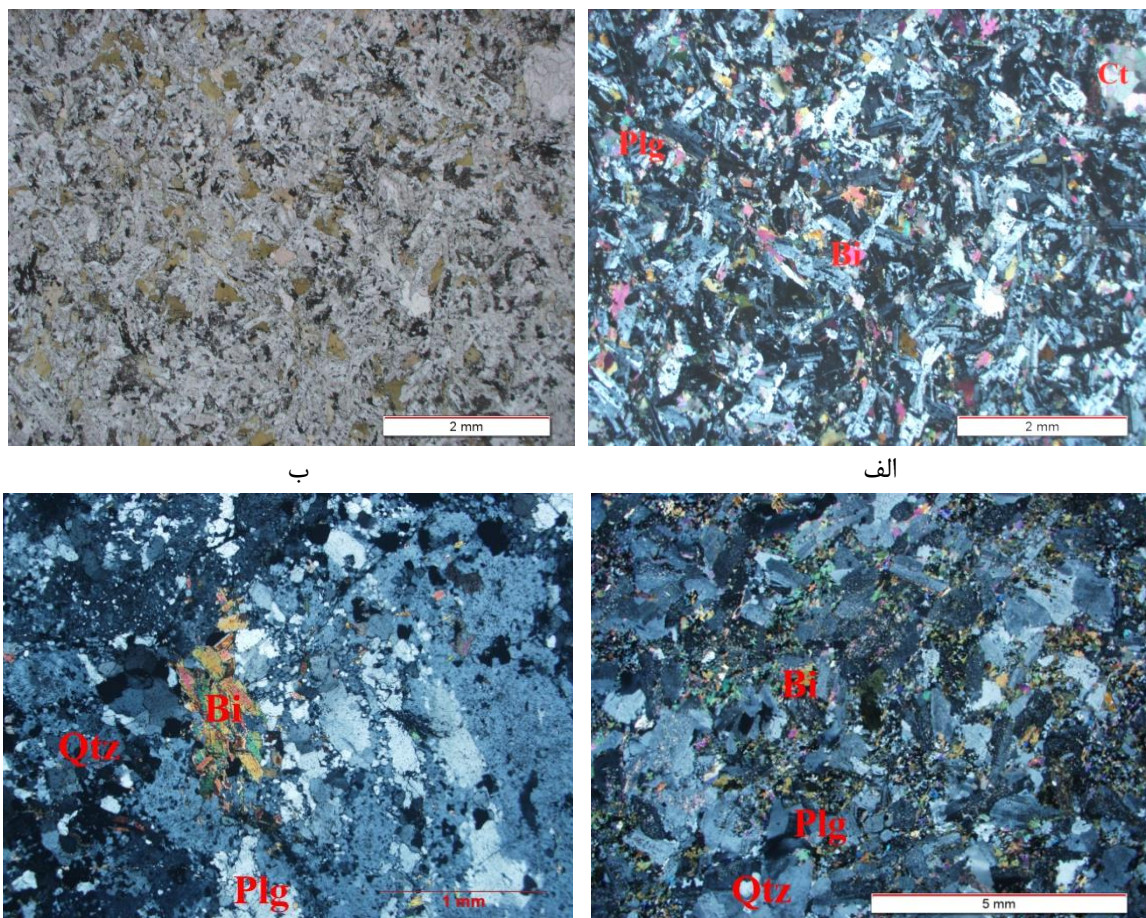


### ۳-۸-۳-۲- دیوریت‌ها

پلاژیوکلاز با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی مشاهده می‌شود. برخی از پلاژیوکلازها دگرسان شده و به کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند، اغلب پلاژیوکلازها ادخال‌هایی از اپیدوت و آپاتیت دارند. هورنبلند به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار به فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد در این سنگ‌ها حضور دارد که گاه به کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن تبدیل شده است. بیوتیت ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده که به صورت نیمه‌شکل‌دار با چندرنگی قهوه‌ای دیده می‌شود و در برخی موارد به کلریت و کانی‌های تیره تبدیل شده است. کوارتز نیز به صورت بلورهای بی‌شکل با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد فضای خالی بین کانی‌های دیگر را پر کرده است (شکل ۳-۱۱-الف، ب و پ).

### ۳-۸-۳-۳- تونالیت‌ها

پلاژیوکلازها با فراوانی بیش از ۵۰ درصد حجمی بیشترین فراوانی در این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند، و دارای بلورهای خودشکل با ماکل پلی‌سنتتیک هستند، خردشدگی و خمیدگی ماکل‌ها به فراوانی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. کوارتزها اغلب در اندازه‌های ریزدانه تا درشت و دارای خاموشی موجی هستند، که وقوع رخدادهای دگرشکلی در منطقه را نشان می‌دهند و تا ۱۵ درصد حجمی در تونالیت‌ها مشاهده می‌شوند. هورنبلند و بیوتیت از فراوانی کمتری در مقایسه با دیگر کانی‌ها برخوردار هستند (شکل ۳-۱۲-ت).



شکل ۳-۱۱- الف، ب و پ - تصاویری از حضور بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها و ج - تصویری از حضور کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت در تونالیت‌ها.

### ۳-۹- اسکارن

اسکارن یا تاکتیت نوعی سنگ سیلیکاته است که توسط برهم کنش متاسوماتیکی کربنات‌ها و سنگ‌ها یا سیال‌های سرشار از سیلیکات محلول بوجود می‌آید (قاسمی، ۱۳۹۵). عوامل متعددی باعث بروز تفاوت‌های مشاهده شده در انواع اسکارن‌ها می‌شود که از آن جمله می‌توان نوع ماگما، عمق جایگزینی، ترکیب سنگ دیواره، فاصله افق‌های کربناتی از خاستگاه ماگمایی و میزان دخالت آب‌های جوی، را نام برد (Einaudi & Burt., 1982). گارنت یکی از کانی‌های شاخص و فراوان در اسکارن‌ها است که همواره مورد توجه

پژوهشگران مختلف بوده است (Ling & Liu, 2003; Fleet et al, 1997; Lottermoser, 1992; Auware & Andre, 1991).

گارنت در طیف وسیعی از دما و فشار پایدار است، سرعت تراوش محدود کاتیون‌ها در گارنت این کانی را مستعد بروز ناحیه بندی ترکیبی ساخته است بنابراین منطقه بندی ترکیبی در گارنت‌ها ابزار مؤثری برای دستیابی به اطلاعات کمی در مورد تاریخچه دینامیکی و گرمایی بسیاری از سنگ‌ها است (Chakraborty & Ganguly, 1991). بطور کلی ناحیه بندی نوسانی متأثر از دو فرآیند است فرآیندهای داخلی تاثیر گذار در رشد بلور و تغییرات شرایط محیطی در زمان رشد بلور که باعث بروز منطقه بندی می شود (Yardley et al, 1991).

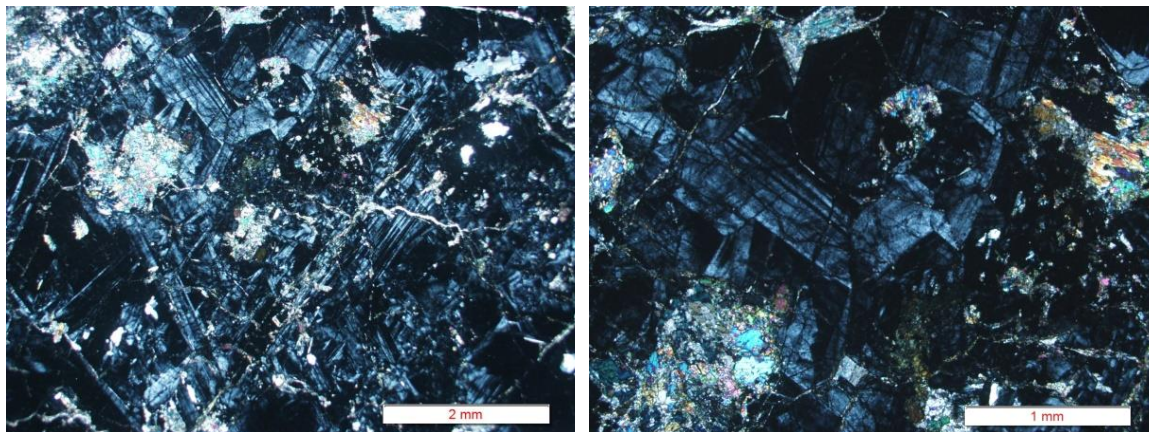
نفوذ توده های گابرو دیوریتی و دایک های دیابازی در مجموعه ماجراد با دگرگونی مجاورتی همراه بوده است که در سنگ های آهکی (مرمرهای کنونی) بارزتر و مشهودتر است و به صورت اسکارن زایی و تشکیل قشرهایی از گارنت های کلسیم دار (آندرادیت - گروسولار) مشاهده می شود. همزمان با جایگیری توده نفوذی گابرو دیوریتی در سنگ های کربناته میزبان، دگرگونی آلوشیمیایی باعث تبدیل کربنات ها به مرمرها شده و در نتیجه کانی های سیلیکات کلسیم (دیوپسید و گروسولار) تشکیل می شوند.

گارنت ها اغلب خود شکل، درشت بلور با ساختمان منطقه بندی می باشند، به نظر می رسد گارنت های تشکیل شده در اسکارن های منطقه ماجراد را می توان در دو نسل جای داد. نسل اول که در مراحل اولیه تشکیل اسکارن به همراه پیروکسن بوجود آمده اند دارای منطقه بندی نوسانی می باشند. ساختمان منطقه بندی ناشی از تغییر در ترکیب سیال هایی است که در حین رشد با سطوح بلوری کانی در تماس هستند و در درجات پایین تا متوسط دگرگونی مشاهده می شود.

هوانگ و همکاران (Hwang et al 2003) معتقدند که ساختمان منطقه ای در گارنت در اثر تراوش، در شرایط حضور سیال های دارای عناصر قابل جایگزینی با عناصر موجود در گارنت

ایجاد می‌شود که به توزیع درزه‌ها و شکستگی‌ها در بلور و سنگ وابسته است. به دنبال سرد شدن توده نفوذی و تراوش سیال‌ها، دگرگونی برگشتی اتفاق می‌افتد و گارنت‌های نسل دوم از تبدیل کلینوپیروکسن تشکیل می‌شوند که اغلب توده‌ای (ماسیو) بوده و فاقد ساختمان منطقه‌بندی می‌باشند و اغلب دارای بافت پوی کیلیتیک با ادخال‌هایی از اپیدوت و پیروکسن هستند، در این مرحله کانی‌های آبدار مانند اپیدوت به وفور مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳).

علاوه بر گارنت اپیدوت و آکتینولیت در اسکارن‌ها مشاهده می‌شوند، آکتینولیت اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در کنار گارنت و اپیدوت در این سنگ‌ها حضور دارد. اپیدوت به صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار درشت یا بلورهای ریز در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. بلورهای کلسیت، کوارتز به همراه اپیدوت شکستگی‌های بلورهای گارنت را پر کرده‌اند (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۱۲ - الف و ب - تصویری از بلورهای گارنت با منطقه‌بندی نوسانی در اسکارن‌های ماجراد.

## فصل چہارم

شمی کانی ما، دا۔ فشار سخی

وتحوّلات دکرکونی

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی حدود ۴۰۰ نمونه از سنگ‌های شاخص هر یک از گروه‌های سنگی شامل متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها، گابرودیوریت‌ها، متاریولیت‌ها، گرانیت‌ها و اسکارن‌های منطقه، طی بررسی‌های صحرایی جمع‌آوری و از آن‌ها مقطع نازک تهیه گردید. با توجه به تنوع کانی‌شناختی و دگرگونی سنگ‌های منطقه ۲۳ عدد مقطع نازک صیقلی جهت انجام مطالعات دما فشارسنجی و شیمی کانی‌ها تهیه شد. آنالیز میکروپروب کانی‌ها<sup>۱</sup> (EPMA) با استفاده از دستگاه ریزپردازنده نوع JXA-8230 در شرایط آزمایش شامل ولتاژ 15KV، جریان ریزکاو 10nA در آزمایشگاه (SKLCDNUX) صورت گرفت. جهت مطالعات دما - فشار سنجی و شیمی کانی‌ها از صفحات گسترده Excel و Grapher 12 استفاده شده است. مشخصات و موقعیت نمونه‌های مورد نظر در جدول ۴-۱ ارائه شده است.

مطالعه شیمی کانی‌ها و اندازه‌گیری دما و فشار حاکم بر دگرگونی در شناخت تاریخچه، سازوکار و فرآیندهای حاکم بر دگرگونی و همچنین جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها، بسیار مهم است. مدل‌های دما - فشارسنجی بر اساس تعادل بین کانی - کانی یا کانی - مذاب (Andersen and Lindsley, 1988; Beattie, 1993; Holland and Blundy, 1994;) در این فصل، با استفاده از شیمی کانی‌ها و محاسبه دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی و نفوذی منطقه به مطالعه رخداد دگرگونی، درجه دگرگونی و سرگذشت زمین‌شناسی این مجموعه خواهیم پرداخت.

1-Elctron Probe Micro-Analyser (EPMA).

2-State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Northwest University Xian, China

جدول ۴-۱ - مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های آنالیز شده و مجموعه کانیایی آن‌ها. (علائم اختصاری به کار رفته در جدول عبارتند از: Act-Sch) آکتینولیت شیست، Amph آمفیبولیت، Msch میکاشیست، Gt-Msch گارنت میکاشیست، Gr گرانیت، MRhy متاریولیت، Gb گابرو، Gbd گابرو دیوریت، Dio دیوریت، Tn تونالیت و Sk اسکارن)

Sample	X	Y	Lithology	Mineral composition
Km 321	403967	3962657	Act-Sch	Act+Plg+Qtz+Cal+Chl+ Ti-Mag
Km 331	415343	3964580	"	"
KM-113	405254	3963950	"	"
KM-100	410778	3963507	Amph	Amp+Plg+Qtz+ Ttn+ Ti-Mag+ Ep
KM-206	406011	396011	"	"
KM-215	403308	3962618	"	"
KM-352	404856	3961237	"	"
KM-8	409013	3962178	Msch	Ms+Bt+Qtz+Plg+Zrn
KM-91	411119	3963852	Gt- Msch	Grt + Bi + Plg + Qtz ± Ms + Zrn ± Ttn ± Aln
KM-13	410304	3960138	Gt-Gn	"
KM-210	405695	3960729	Gr	Qtz+ Kfs+ Plg± Ms± Bi+Zrn
KM-196	405307	3963207	MRhy	Plg+San+Qtz± Ms± Bt
KM-108	405503	3963723	Gb	Plg+ Cpx+Amp+ Ti-Mag+ Bt + Ttn+ Ap+ Ep
KM-133	400195	3958226	Gbd	"
KM-150	405607	3961799	Gbd	"
KM-242	408425	3965014	Dio	Plg + Amp + Bt+ Ilm
KM-305	404781	3963816	Dio	Plg+ Cpx+Amp+ Ti-Mag+ Bt + Ttn+ Ap+ Ep
KM-322	403967	3962657	Dio	"
KM-337	405702	3964433	Dio	"
KM-303	404895	3963854	Tn	Plg+Qtz+Amp± Kfs
KM-226	404906	3962934	Sk	Amp+ Px+ Grt+ Ep
KM-111	405397	3963846	"	"
KM-262	404906	3962934	"	"

#### ۴-۲- متابازیت‌ها

متابازیت‌ها از گسترده‌گی و پراکنندگی زیادی در مجموعه دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوئیک پسین ماجراد برخوردار می‌باشند و به صورت میان‌لایه با واحدهای متاپلیتی و متاپسامیتی به صورت طیف سنگی شیست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند. بر اساس مشاهدات صحرائی و داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، روانه‌های بازالتی زیردریایی، توده‌های نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت و سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی وابسته بوده‌اند (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷). این سنگ‌ها شامل طیفی از آکتینولیت‌شیست، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت می‌باشند. آمفیبول و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی این متابازیت‌ها مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفتند و از این کانی‌ها در مطالعات دما - فشار سنجی استفاده شد که در ادامه به بررسی آن‌ها خواهیم پرداخت.

#### ۴-۲-۱- شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول مهم‌ترین کانی تیره موجود در متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد است. این کانی مهم در مطالعات دما - فشارسنجی است که در طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین بازیک، حد واسط و دگرگونی حضور دارد (Robinson, 1982; Spear, 1993; Martin 2007; Bucher & Grapes, 2011). آمفیبول‌ها در طیف دمایی ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱/۵ تا ۱۲ کیلوبار پایدار هستند (Hammerstrom & Zen, 1986). همچنین تمرکز عناصر مختلف موجود در جایگاه‌های بلورشناسی آن تابع عوامل مختلفی مانند دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. بنابراین با توجه به مقادیر این عناصر می‌توان به شرایط دما و فشار تشکیل این کانی پی برد. مجموعه این ویژگی‌ها موجب شده تا پژوهشگران به طور وسیعی از این کانی در مطالعات دما - فشارسنجی استفاده کنند و معادلات تجربی و کالیبراسیون‌های متعددی بر پایه این کانی پایه‌ریزی شود.

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها و مطالعات دما - فشار سنجی، تعداد ۱۳۰ نقطه از آمفیبول‌ها و ۲۰ نقطه از پلاژیوکلازهای متابازیت‌ها مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۴-۲ و ۴-۳).

جدول ۴-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب کانی آمفیبول در متابازیت‌های مجموعه ماجراد.

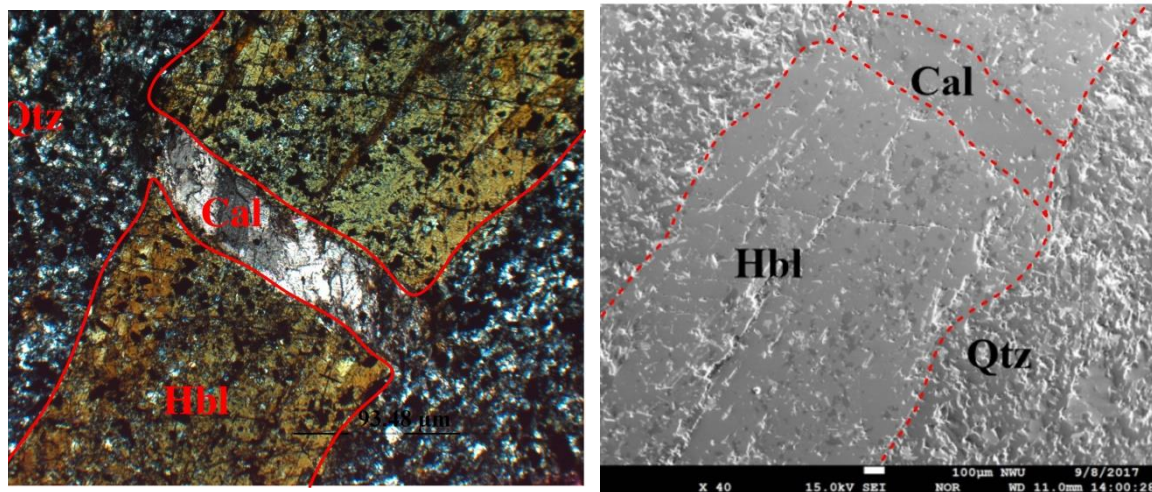
Spots	Core to rim		Core to rim				Core to rim			Core to rim	
SiO <sub>2</sub>	46.31	44.47	45.02	43.97	44.73	42.69	42.30	42.63	43.00	45.41	44.19
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.33	0.33	0.38	0.26	0.55	0.53	0.48	0.44	0.29	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.79	12.58	12.37	12.15	11.87	14.73	14.87	15.08	14.17	11.47	13.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.03	5.71	6.13	6.15	5.40	4.80	3.86	5.40	6.12	6.79	6.40
FeO	9.86	10.34	10.39	11.11	10.87	10.36	11.85	10.10	8.97	8.95	9.00
MnO	0.19	0.15	0.13	0.20	0.19	0.21	0.31	0.19	0.16	0.25	0.18
MgO	11.44	10.09	10.18	9.63	10.28	9.96	9.11	9.58	10.33	10.91	10.24
NiO	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	11.81	11.75	11.71	11.61	11.92	11.85	11.90	11.51	11.48	11.28	11.25
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.39	0.51	0.62	0.49	0.70	0.63	0.74	0.67	0.50	0.59
K <sub>2</sub> O	0.17	0.28	0.27	0.28	0.22	0.86	0.90	0.79	0.79	0.42	0.35
H <sub>2</sub> O*	2.03	2.02	2.04	2.01	2.02	2.02	2.00	2.02	2.02	2.04	2.03
Total	98.27	98.11	99.15	98.10	98.25	98.72	98.26	98.51	98.14	98.49	98.11



Spots	Core to rim		Core to rim				Core to rim			Core to rim	
Si	6.84	6.60	6.61	6.57	6.64	6.32	6.33	6.32	6.38	6.69	6.53
Al <sup>iv</sup>	1.16	1.40	1.39	1.43	1.36	1.68	1.67	1.68	1.62	1.31	1.47
Al <sup>vi</sup>	0.55	0.79	0.75	0.71	0.72	0.90	0.95	0.95	0.85	0.68	0.85
Ti	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05
Fe <sup>3+</sup>	0.67	0.64	0.68	0.69	0.60	0.53	0.44	0.60	0.68	0.75	0.71
Fe <sup>2+</sup>	1.22	1.28	1.28	1.39	1.35	1.28	1.48	1.25	1.11	1.10	1.11
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	2.52	2.23	2.23	2.14	2.28	2.20	2.03	2.12	2.28	2.40	2.25
Ca	1.87	1.87	1.84	1.86	1.90	1.88	1.91	1.83	1.82	1.78	1.78
Na	0.13	0.11	0.14	0.18	0.14	0.20	0.18	0.21	0.19	0.14	0.17
K	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.16	0.17	0.15	0.15	0.08	0.07
(Ca+Na)	2.00	1.98	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.94	1.96
Na	0.13	0.11	0.14	0.14	0.10	0.12	0.09	0.17	0.18	0.14	0.17
(Na+K)	0.03	0.05	0.05	0.09	0.08	0.24	0.26	0.19	0.17	0.08	0.07
Mg/ (Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.67	0.64	0.64	0.61	0.63	0.63	0.58	0.63	0.67	0.68	0.67
Fe <sup>3+</sup> / (Fe <sup>3+</sup> +Al <sup>vi</sup> )	0.55	0.45	0.47	0.49	0.46	0.37	0.31	0.39	0.44	0.52	0.45

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز میکروپروب کانی پلاژیوکلاز در متابازیت‌های مجموعه ماجراد.

Spots	Core to rim			Core to rim				Core to rim	
SiO <sub>2</sub>	61.06	61.55	63.75	61.06	63.75	63.52	58.77	51.15	64.52
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.07	0.16	0.01	0.16	0.00	0.00	0.02	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.48	23.78	22.27	23.48	22.27	22.34	25.40	30.43	22.02
FeO	0.10	0.15	0.35	0.10	0.35	0.00	0.00	0.06	0.11
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	5.44	5.52	3.99	5.44	3.99	4.10	7.74	13.91	3.65
Na <sub>2</sub> O	8.47	8.32	9.43	8.47	9.43	9.16	7.53	3.52	9.81
K <sub>2</sub> O	0.05	0.08	0.04	0.05	0.04	0.08	0.06	0.04	0.06
Total	99.10	100.04	100.37	99.10	100.37	99.48	99.73	99.26	100.94
Si	2.75	2.74	2.82	2.75	2.57	2.58	2.40	2.34	2.84
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.24	1.25	1.16	1.24	1.06	1.07	1.22	1.64	1.14
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.14	0.27	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.55	0.46	0.00	0.00
Ca	0.26	0.26	0.19	0.26	0.17	0.18	0.34	0.68	0.17
Na	0.74	0.72	0.81	0.74	0.74	0.72	0.60	0.31	0.84
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	0.30	0.46	0.21	0.30	0.12	0.27	0.20	0.24	0.35
Ab	73.55	72.72	80.60	73.31	45.42	45.10	35.83	31.33	82.64
An	26.15	26.82	19.19	26.39	54.46	54.63	63.98	68.43	17.00



ب

الف

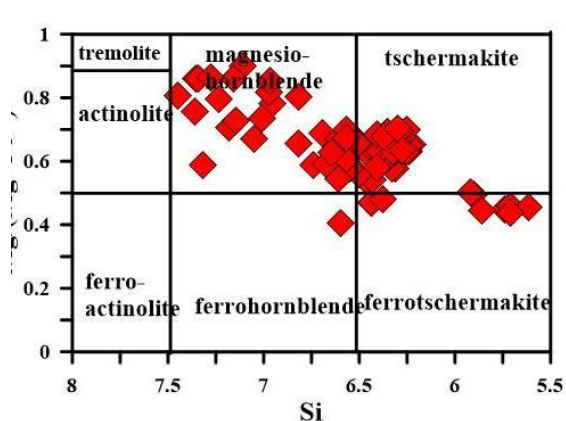
شکل ۴-۱- تصویر الکترون پس پراکنشی آمفیبول‌های آکتینولیت‌شست‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ب- تصویر میکروسکوپی آمفیبول آنالیز شده در آکتینولیت‌شست‌ها.

محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها براساس روش (Leake et al., 1997) و فرمول استاندارد  $A_2B_2C_5O_{22}(OH)_2$  بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در موقعیت چهار وجهی و هشت وجهی محاسبه شده است. بر اساس رده‌بندی (Leake et al, 1997) ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در دو گروه آمفیبول‌های کلسیم‌دار و آمفیبول‌های Fe-Mg-Mn قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲- الف). نمونه‌های قرار گرفته در محدوده آمفیبول‌های کلسیم‌دار، ترکیب آمفیبولیت و آکتینولیت شست دارند، در حالی که نمونه‌های قرار گرفته در دسته آمفیبول‌های Fe-Mg-Mn ترکیب آمفیبولیتی دارند.

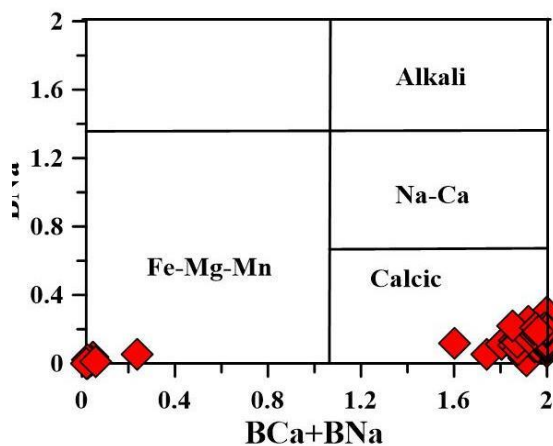
در نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  در برابر Si که بر اساس میزان کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها ترسیم شده، نمونه‌های آنالیز شده متعلق به آکتینولیت‌شست‌ها در محدوده ترمولیت، آکتینولیت، ترمولیت‌هورنبلند، آکتینولیت‌هورنبلند و منیزیهورنبلند قرار می‌گیرند؛ در حالی که ترکیب آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها در محدوده منیزیهورنبلند، چرماکیت‌هورنبلند، فروهورنبلند، فروچرماکیت‌هورنبلند و فروچرماکیت واقع شده است (شکل ۴-۲- ب). نمونه‌های آنالیز شده از آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه

دگرگونی - آذرین ماجراد در نمودار A(Na+K) در برابر  $Al^{IV}$  در محدوده منیزیوهورنبلند و چرماکیت واقع شده‌اند (شکل ۴-۲-پ) (Leake et al., 1997). در نمودار Ti در برابر Si (Leake, 1965) نیز آمفیبول‌های مورد بررسی در محدوده آمفیبول‌های دگرگونی واقع شده‌اند (شکل ۴-۲-ت).

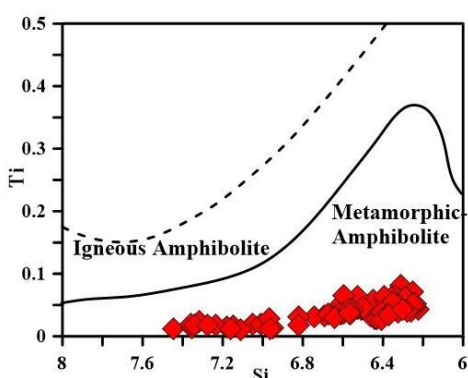
هورنبلند آلومینیم‌دار مهم‌ترین کانی گروه آمفیبول در واکنش‌های دگرگونی است. این کانی در طیف وسیعی از دما و فشار از رخساره آمفیبولیت تا گرانولیت و اکلوزیت پایدار است (Robinson et al., 1982; Wones & Gilbert, 1982; Spear, 1993; Martin, 2007; ) (Molina & Moreno, 2015; Bucher & Grapes, 2011). در دماهای پایین‌تر و فشارهای بالای دگرگونی، آمفیبول‌های سدیک جایگزین هورنبلند می‌شوند (Poli & Schmidt, 1991, 1993; Schmidt, 1992, 1993; Ernst & Liu, 1998; Bucher & Grapes, 2011). در شرایط پایین‌تر دما و فشار دگرگونی در حد رخساره شیسیت سبز، هورنبلند بوسیله آکتینولیت جایگزین می‌شود (Spear, 1993; Bucher & Grapes, 2011). شکل (۴-۲-الف) نشان می‌دهد روند مشاهده شده در آمفیبول‌های متابازیت‌های ماجراد، با روند آمفیبول‌های دارای ماهیت دگرگونی هماهنگ می‌باشد. در دماها و فشارهای پایین دگرگونی (در حد شیسیت سبز) ترکیب آمفیبول‌های آکتینولیت شیسیت‌ها از نوع ترمولیت - آکتینولیت بوده و با افزایش دما و فشار حاکم بر محیط وقوع فرایند دگرگونی (رخساره آمفیبولیت)، ترکیب آمفیبول‌های این سنگ‌ها به منیزیوهورنبلند تا فروچرماکیت تغییر می‌یابد. با افزایش دما و فشار، ترکیب آمفیبول‌ها از آکتینولیت به فروچرماکیت تحول یافته است. آکتینولیت‌ها در سنگ‌های متابازیتی با درجه دگرگونی کمتر (آکتینولیت شیسیت و شیسیت‌های سبز) و فروچرماکیت در سنگ‌های متابازیتی درجه بالاتر (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) تشکیل شده‌اند.



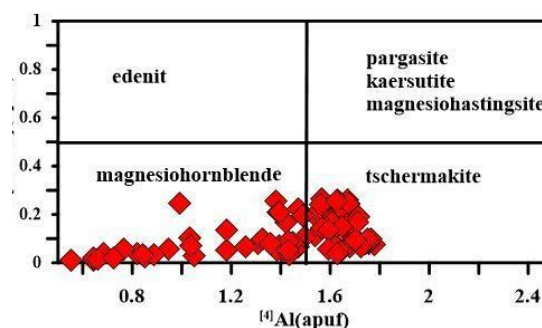
ب



الف



ت



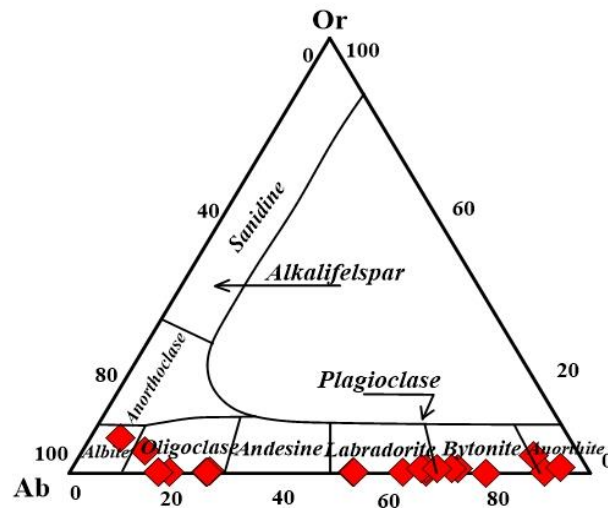
پ

شکل ۲-۴ - موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد بر روی: الف - نمودار BNa در برابر BCa+BNa (Leake et al., 1997). ب - نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  در برابر Si جهت تمایز انواع آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997) پ - نمودار  $A(Na+K)$  در برابر  $Al^{IV}$  (Leake et al., 1997) و ت - نمودار Si در برابر Ti جهت مشخص نمودن آمفیبول‌های دگرگونی (Leake, 1965).

#### ۲-۲-۴ - شیمی کانی پلاژیوکلاز

فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر پایه ۵ کاتیون و ۸ اتم اکسیژن به دست آمده است (Deer et al., 1966). ترکیب پلاژیوکلازهای آنالیز شده متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد دارای ترکیب الیگوکلاز، لابرادوریت و بیتونیت هستند (شکل ۳-۴). پلاژیوکلازهای با ترکیب آنورتیتی احتمالاً بقایای هسته‌های پلاژیوکلازهای اولیه با ماهیت آذرین هستند، پلاژیوکلازهای غنی از آلبیت (با ترکیب الیگوکلاز تا آلبیت) در واقع پلاژیوکلازهایی هستند که از بسته‌های تفریقی دگرگونی (لوکوسم‌های تونالیتی) مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. با افزایش فشار، سدیم از ساختار پلاژیوکلازهای بازیک تا حدواسط و احتمالاً آمفیبول‌ها

خارج شده و همراه با عناصری نظیر O, Si, Al و کمی Ca در ساختار پلاژیوکلازهای سدیک شرکت کرده‌اند. لذا وقفه ترکیبی مشاهده شده در نمودار مثلثی Ab-Or- An ارتباطی به وقفه ترکیبی پلاژیوکلاز ندارد و با فرآیند تفریق دگرگونی در شرایط اوج دما - فشار دگرگونی مرتبط است.



شکل ۴-۳- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به متابازیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد (Deer et al., 1966).

#### ۴-۲-۳- دما - فشارسنجی آمفیبول

به علت تبلور آمفیبول‌ها در طیف وسیعی از ترکیب، دما و فشار، این کانی به طور گسترده‌ای در معادلات دما - فشارسنجی استفاده می‌شود. اخیراً معادلات تجربی فراوانی توسط پژوهشگران مختلف بر پایه شرایط فیزیکی و شیمیایی تبلور آمفیبول از قبیل دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب مذاب سیلیکاته در تعادل با آمفیبول ارائه شده است (Ridolfi et al., 2010; Ridolfi & Renzuli, 2012, Putirka, 2016). از جمله این معادلات می‌توان به دماسنجی زوج گارنت - هورنبلند (Graham & Powell, 1984)، پلاژیوکلاز - هورنبلند (Holland & Blundy, 1994)، بیوتیت - هورنبلند (Wu et al.,

2004) و گارنت - آمفیبول - پلاژیوکلاز - کوارتز (Kohn & Spear, 1990) و فشارسنجی آمفیبول (Zenk & Erdmannet, 2014; Helz, 1979) اشاره کرد.

#### ۴-۲-۳-۱- فشارسنجی آمفیبول

برای محاسبه فشار، پژوهشگران مختلف (Poli & Schmidt, 1990., Schmidt, 1992) از فشارسنج آلومینیوم بهره جسته‌اند. استفاده از این فشارسنج مستلزم شرایط خاصی می‌باشد. از جمله این شرایط وجود کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و ایلمنیت به صورت همزیست می‌باشد. در ضمن آمفیبول‌هایی که مورد آنالیز نقطه‌ای قرار می‌گیرند باید در تماس با پلاژیوکلاز باشند (Stein & Dietl, 2001., Poli & Schmidt, 1992) این شرایط در مورد آمفیبول‌های آنالیز شده تا حد امکان رعایت شده است.

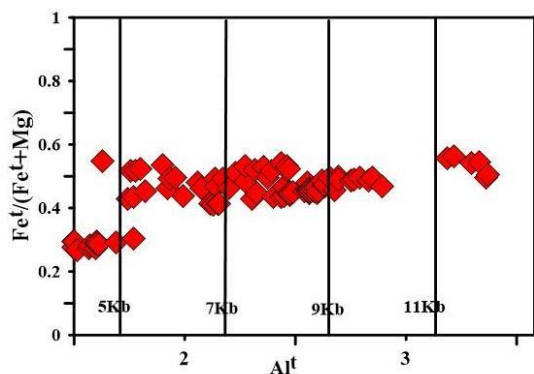
آمفیبول‌های آنالیز شده متعلق به سنگ‌های متابازیتی منطقه ماجراد در نمودار  $Al^t$  در برابر  $Al^{IV}$  روندی خطی همانند آنچه همسترورم و زن (Hammerstrom & Zen, 1986) معرفی کرده‌اند، نشان می‌دهند (شکل ۴-۴-الف) و در نمودار  $Fet/Fe^t+Mg$  در برابر  $Al^t$  (Schmidt, 1992) در محدوده فشارهای ۵ تا ۱۱ کیلوبار واقع شده‌اند. همان طور که ترکیب آمفیبول‌ها در بخش قبلی همسو با روند دگرگونی تغییر کرده و از ترکیب‌های دما - فشار پایین (ترمولیت - اکتینولیت) به سمت ترکیبات دما - فشار بالا (منیزیوهورنبلند تا چرماکیت) در تغییر بوده است، این روند در شکل (۴-۴-ب) نیز قابل مشاهده است. فشار محاسبه شده از این طریق از ۵ تا ۱۱ کیلوبار متغیر است که گویای تشکیل اکتینولیت‌شست‌ها در فشار پایین و آمفیبولیت‌ها در فشار بالاتر است. در جدول ۴-۴ خلاصه‌ای از میانگین فشارهای محاسبه شده با استفاده از روش‌های فشارسنجی متداول، برای متابازیت‌های مجموعه ماجراد ارائه شده است.

جدول ۴-۴ - میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل متابازیت‌های ماجراد از روش‌های مرسوم فشارسنجی آمفیبول.

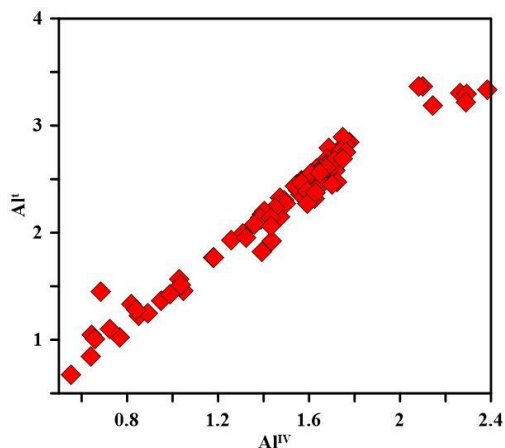
روش فشارسنجی	معادله فشارسنجی	میانگین فشار (Kba)
Hammerstrom & Zen, 1986	$P(\pm 3\text{Kbar}) = -3.92 + 5.03Al(\text{total})$	8.2
Hollister et al., 1987	$P(\pm 1\text{Kbar}) = -4.76 + 5.64Al(\text{total})$	8.9
Johnson & Rutherford, 1989	$P(\pm 0.5\text{Kbar}) = -3.46 + 4.23Al(\text{total})$	6.8
Schmidt, 1992	$P(\pm 0.6\text{Kbar}) = -3.01 + 4.76Al(\text{total})$	8.5

با توجه به شواهد پتروگرافی، متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد مانند طیف وسیع اندازه بلورهای آمفیبول از چند صدم میلی‌متر تا حدود یک سانتی متر، طیف ترکیبی گسترده آمفیبول‌ها (آکتینولیت تا فروچرماکیت)، همچنین مجموع کانی‌های همزیست این سنگ‌ها، همگی حاکی از تشکیل این سنگ‌ها در پهنه وسیعی از شرایط دما و فشار می‌باشد. با توجه به این که مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پسین در بیشتر مواقع به صورت مجموعه‌های تکتونیکی درهم آمیخته هستند، این امکان وجود دارد که برش‌های تکتونیکی با درجات متفاوت دگرگونی در کنار هم قرار گیرند. لذا تغییرات در طیف وسیعی از دما و فشار دگرگونی در این پهنه‌ها امری عادی و منطقی است.

به عنوان مثال در بخش غربی منطقه ماجراد، در مرکز پهنه گسلی، برخی از متابازیت‌ها به شدت دگرشکل شده و آمفیبول‌های تشکیل شده جدید در سطح سنگ به وضوح قابل مشاهده می‌باشند در حالی که با دور شدن از پهنه گسلی سنگ‌هایی با ترکیب مشابه هنوز ریز ساخت‌های با ماهیت آذرین، خود را حفظ کرده‌اند. مطالعات دما - فشار سنجی در مناطق همجوار مانند منطقه دلبر و شترکوه نیز گواهی بر تشکیل این مجموعه‌های دگرگونی در طیف وسیعی از شرایط دما و فشار می‌باشند (بلاغی اینالو و همکاران، ۱۳۹۳؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۶).



ب



الف

شکل ۴-۴ الف - روند خطی  $Al^{IV}$  در برابر  $Al^I$  (Hammerstrom & Zen, 1986) برای متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد و ب - نمودار  $Fe^3/Fe^3+Mg$  در برابر  $Al^I$  (Schmidt, 1992) که گستره فشار تشکیل متابازیت‌ها را نشان می‌دهد.

#### ۴-۲-۳-۲-۴ - دماسنجی آمفیبول

از روش‌های موجود برای دماسنجی می‌توان به دماسنجی بر مبنای تغییرات  $Al^{IV}$  در برابر اشاره کرد (Ernst & Liu, 1998) (شکل ۴-۵ الف). آمفیبول‌های آنالیز شده از آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در این نمودار گستره دمایی ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند که نشان دهنده تشکیل آن‌ها در قلمرو دمایی رخساره آمفیبولیت‌بالایی است. همچنین موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار  $Fet/Fe^3+Mg$  در برابر  $Al^{IV}$  نشانگر فشار بخشی بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۴-۵ ب).

#### ۴-۳-۳-۲-۴ - فشار سنجی زوج هورنبلند - پلاژیوکلاز

همان طور که پیشتر بیان شد استفاده از زوج هورنبلند - پلاژیوکلاز که بر اساس تبادلات یون‌های  $K$  و  $Si, Al, Ca, Na$  بین بلورهای همزیست پلاژیوکلاز و هورنبلند استوار است. میزان دمایی محاسبه شده برای آمفیبولیت‌های ماجراد ۴۵۴ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۱ کیلو بار می‌باشد (جدول ۴-۵). دما و فشار محاسبه شده بر مبنای میزان  $Ti$  به ترتیب برابر ۵۶۴ تا ۶۴۸ درجه سانتی‌گراد است. محدوده دما و فشار محاسبه شده برای

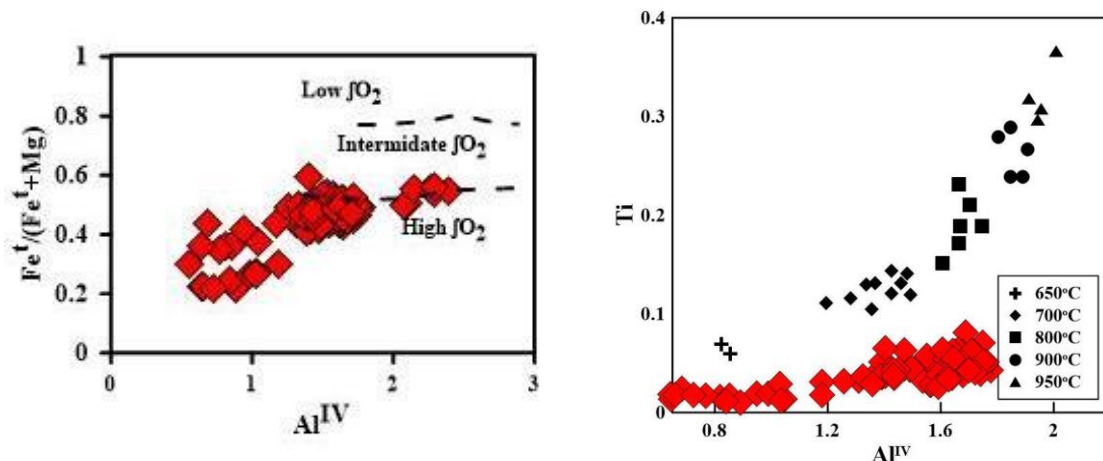


سنگ‌های متابازیتی ماجراد بر روی نمودار وینتر (Winter, 2001) مشخص شده است (شکل ۴-۵-پ). در این نمودار نیز محدوده دما و فشار محاسبه شده بر محدوده دما - فشار رخساره آمفیبولیت بالایی منطبق است. لازم به ذکر است شواهد رخداد دگرگونی در رخساره شیست سبز در آکتینولیت‌شیست‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در مقیاس صحرایی و مطالعات پتروگرافی به وضوح مشخص است و بطور کلی می‌توان گفت متابازیت‌های این مجموعه درجه دگرگونی معادل رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌بالایی را متحمل شده‌اند.

نتایج به دست آمده در پژوهش حاضر با مطالعات دما - فشارسنجی انجام شده در مناطق همجوار مانند شترکوه (دمای ۶۰۲ تا ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلوبار) (Shekari et al., 2017) و مجموعه دگرگونی دلبر (دمای ۴۸۶ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار) (Balaghi Einalou et al., 2014) همگی بر این نکته اذعان دارند که مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین‌آغازی متحمل دگرگونی ناحیه‌ای معادل با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت‌بالایی شده‌اند.

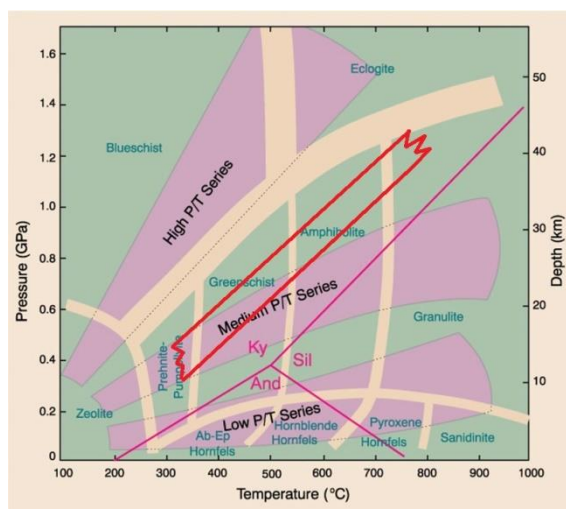
جدول ۴-۵- نتایج دما - فشار سنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز).

SiO <sub>2</sub>	41.43	42.39	42.07	42.07	42.11	45.11	49.73	44.43
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.73	0.38	0.38	0.42	0.68	0.14	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.68	13.50	16.34	16.34	16.21	17.71	7.82	12.42
FeO*	14.38	21.03	15.43	15.43	15.11	15.22	13.26	14.26
MgO	8.65	5.51	0.22	0.22	0.21	0.10	0.22	0.23
MnO	0.16	0.00	8.85	8.85	8.96	9.73	13.21	11.30
CaO	11.34	11.09	11.00	11.00	11.29	10.98	12.04	12.16
Na <sub>2</sub> O	1.79	1.78	0.70	0.70	0.70	0.82	0.35	0.42
K <sub>2</sub> O	1.32	1.13	0.40	0.40	0.42	0.47	0.22	1.01
XAb	0.68	0.80	0.74	0.73	0.70	0.70	0.06	0.12
XAn	0.31	0.20	0.25	0.26	0.29	0.29	0.86	0.83
T (C) HB <sub>2</sub>	659.76	612.49	535.23	537.61	545.11	533.60	659.88	662.51
P(Kb) HB <sub>2</sub>	9.86	9.28	12.78	12.77	12.62	13.15	3.95	8.11
T - Ti-hbld	644.95	646.08	599.39	599.39	605.29	635.59	564.99	626.47



ب

الف



پ

شکل ۴-۵- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد بر روی نمودار: الف -  $Al^{IV}$  در برابر  $Ti$  (Ernst & Liu, 1998). ب -  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  در برابر  $Al^{IV}$  (Anderson & Smith, 1995) که نشان‌دهنده فشار بخشی بالا تا متوسط اکسیژن ضمن تشکیل متابازیت‌ها می‌باشد و پ - نمودار (Winter, 2001) جهت تعیین رخساره دگرگونی و محدوده دما و فشار تشکیل متابازیت‌ها. محدوده دما - فشار کلی متابازیت‌های مجموعه ماجراد بر روی این نمونه مشخص شده است.

### ۳-۴- متاپلیت‌ها

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها و مطالعات دما - فشار سنجی متاپلیت‌ها سه نمونه (میکاشیست، گارنت میکاشیست و گنیس گارنت‌دار) که تنوع کانی‌شناسی مناسبی داشتند انتخاب و مورد تجزیه قرار گرفتند. بیوتیت و گارنت مهم‌ترین کانی‌های آنالیز شده در

متاپلیت‌ها هستند (شکل ۴-۶) که نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها در جداول ۴-۶ و ۴-۷ ارائه شده است.

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

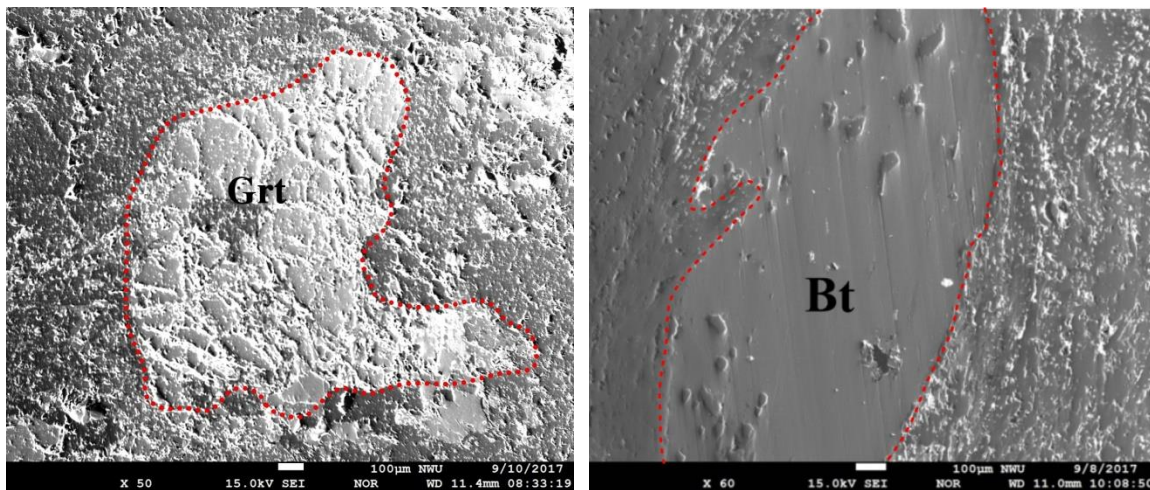
Spots	Rim		to		to		rim		rim	
SiO <sub>2</sub>	38.20	37.89	38.11	37.47	37.83	37.59	37.85	37.72	37.75	37.41
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.11	0.00	0.11	0.06	0.11	0.13	0.11	0.14	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.36	21.14	21.59	21.38	21.31	21.04	21.15	21.27	20.84	21.03
FeO	27.28	26.49	27.21	26.82	27.68	27.70	27.39	27.00	27.41	27.43
MnO	0.28	0.91	0.36	0.64	0.20	0.35	0.66	0.48	0.58	0.53
MgO	2.34	2.03	2.08	2.09	2.05	1.43	1.95	2.09	1.92	1.31
CaO	11.53	11.44	12.13	11.75	11.93	11.45	11.72	11.82	11.66	11.40
Si	2.99	3.00	2.97	2.96	2.96	3.00	2.97	2.97	2.98	2.99
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.97	1.97	1.98	1.99	1.97	1.98	1.96	1.97	1.94	1.98
Fe <sup>+3</sup>	0.05	0.02	0.08	0.09	0.10	0.02	0.08	0.08	0.07	0.00
Fe <sup>+2</sup>	1.73	1.73	1.69	1.68	1.71	1.83	1.72	1.70	1.74	1.84
Mn	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04
Mg	0.27	0.24	0.24	0.25	0.24	0.17	0.23	0.24	0.23	0.16
Ca	0.97	0.97	1.01	0.99	1.00	0.98	0.99	1.00	0.99	0.98
pyrope	9.10	7.98	8.15	8.28	8.07	5.67	7.67	8.23	7.58	5.22
grossular	31.42	31.87	32.74	32.00	32.05	32.20	31.71	32.18	31.69	32.29
spessartine	0.62	2.03	0.81	1.44	0.46	0.78	1.48	1.07	1.29	1.21
uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Andradite	0.78	0.30	1.36	1.41	1.63	0.24	1.27	1.23	1.18	0.00

جدول ۴-۷- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

Spots	Rim		to		to		rim		rim	
SiO <sub>2</sub>	35.43	36.83	36.86	36.47	35.59	35.43	36.83	36.86	36.24	36.47
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.56	0.54	0.56	1.31	0.56	0.56	0.54	0.52	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.96	16.83	16.30	16.73	17.53	16.96	16.83	16.30	16.50	16.73
FeO	21.74	21.31	21.60	20.42	21.50	21.74	21.31	21.60	20.35	20.42
MnO	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	9.64	9.73	9.85	9.60	9.79	9.64	9.73	9.85	9.76	9.60
CaO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.55	0.37	0.56	0.01	0.10	0.55	0.37	0.60	0.56
K <sub>2</sub> O	9.18	8.19	9.12	8.99	9.19	9.18	8.19	9.12	8.83	8.99
Li <sub>2</sub> O*	0.62	1.02	1.03	0.91	0.66	0.62	1.02	1.03	0.85	0.91
H <sub>2</sub> O*	3.86	3.94	3.93	3.89	3.92	3.86	3.94	3.93	3.87	3.89
Total	98.13	98.98	99.63	98.17	99.55	98.13	98.98	99.63	97.55	98.17
Si	5.51	5.61	5.62	5.61	5.44	5.51	5.61	5.62	5.62	5.61
Al <sup>IV</sup>	2.49	2.39	2.38	2.39	2.56	2.49	2.39	2.38	2.38	2.39
Al <sup>VI</sup>	0.62	0.63	0.54	0.65	0.60	0.62	0.63	0.54	0.63	0.65
Ti	0.07	0.06	0.06	0.06	0.15	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06

ادامه جدول ۴-۷

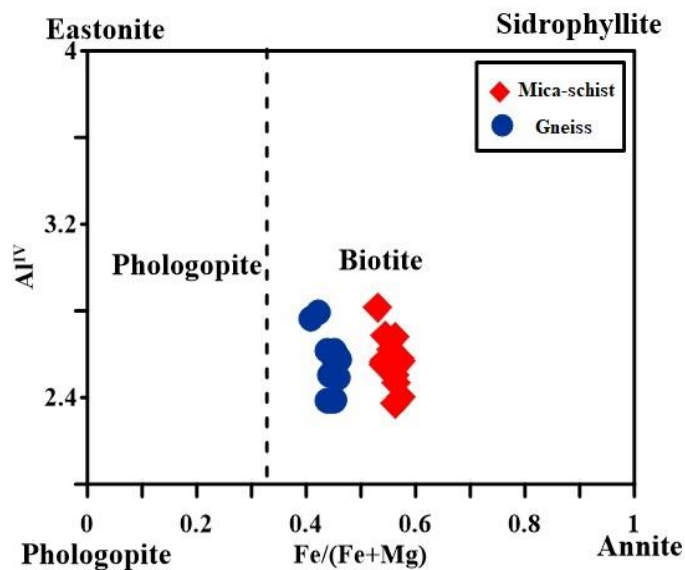
Fe	2.83	2.72	2.75	2.63	2.75	2.83	2.72	2.75	2.64	2.63
Mg	2.23	2.21	2.24	2.20	2.23	2.23	2.21	2.24	2.26	2.20
Li*	0.39	0.62	0.63	0.57	0.41	0.39	0.62	0.63	0.53	0.57
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.03	0.16	0.11	0.17	0.00	0.03	0.16	0.11	0.18	0.17
K	1.82	1.59	1.77	1.77	1.79	1.82	1.59	1.77	1.75	1.77
Fe/ Fe+Mg	0.56	0.55	0.55	0.54	0.55	0.56	0.55	0.55	0.54	0.54
Mn /Mn+Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg-Li	1.85	1.59	1.61	1.64	1.82	1.85	1.59	1.61	1.73	1.64



شکل ۴-۶- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانی‌های بیوتیت و گارنت در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

#### ۴-۳-۱- شیمی کانی بیوتیت

با توجه به طبقه بندی دییر و همکاران (Deer et al., 1992) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن،  $Al^{IV}$  در بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌های ماجراد در محدوده ۰/۵ تا ۰/۵۷ و  $Fe/Fe+Mg$  در محدوده ۲/۳۷ تا ۲/۸ قرار دارند، ترکیب آن‌ها بین قطب آنیت و سیدروفیل واقع شده است (شکل ۴-۷).

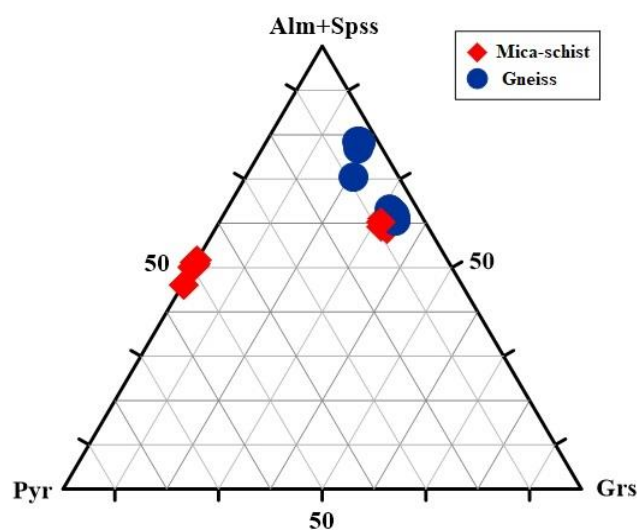


شکل ۴-۷- نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  و موقعیت ترکیب بیوتیت‌های آنالیز شده بر روی آن.

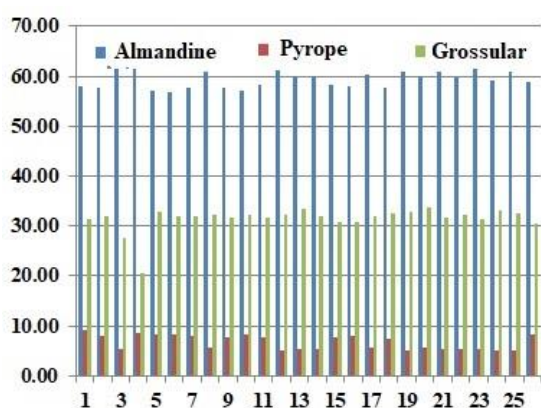
#### ۴-۳-۲- شیمی کانی گارنت

فرمول گارنت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. فرمول عمومی گارنت به صورت  $R_3R_2(SiO_4)_3$  است. در جایگاه  $R_3$  کاتیون‌های دو ظرفیتی  $Fe, Mn, Ca, Mg$  و در جایگاه  $R_2$  کاتیون‌های سه ظرفیتی  $Cr, Fe, Mn$  قرار می‌گیرند (Locock, 2008; Li et al., 2010). در سنگ‌های مورد مطالعه میزان  $Fe^{+3}$  در مقادیر (a.p.f.u.) به صورت جانشینی با  $Al$  در ترکیب گارنت حضور دارد. میزان  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$  بر پایه روش استوکیومتری (Droop, 1987) به دست آمده است.

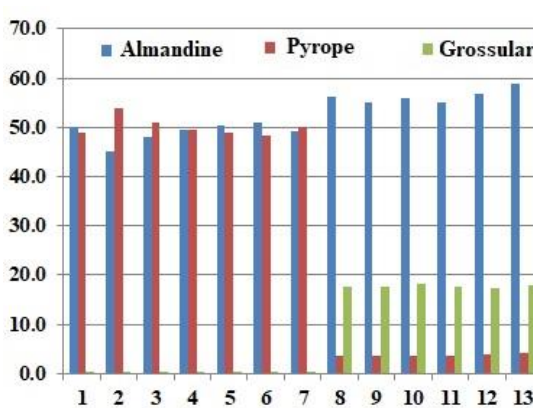
ترکیب گارنت در گارنت گنیس غنی از آلماندین - اسپسارتین است، ترکیب اعضای انتهایی به صورت  $Grs_{20.6-33.7}, Pyr_{5.13-9.1}, Sps_{0.46-4.61}$  و  $Alm_{56.7-62.17}$  می‌باشند. ترکیب گارنت در میکاشیست نیز از غنی آلماندین - اسپسارتین و پیروپ و به صورت  $Grs_{0.64-18.1}, Pyr_{3.5-53.74}, Sps_{0.6-22.5}$  و  $Alm_{45.2-60}$  می‌باشد موقعیت نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودار مثلثی پیروپ - آلماندین + اسپسارتین - گروسولار و نمودارهای فراوانی گارنت‌های آنالیز شده در شکل ۴-۸ نمایش داده شده است.



الف



پ



ب

شکل ۴-۸- الف - نمودار سه تایی مجموع اعضاء نهایی گارنت (Pyr-Grs-Alm+Spss) و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن و ب - نمودار فراوانی متعلق به مقادیر آلماندین، پیروپ و گروسولار متعلق به میکاشیست و گارنت شیست.

منطقه‌بندی گارنت یکی از مهم‌ترین معیارها، جهت درک تاریخچه رشد این کانی و سنگ‌های دگرگونی است (Whitney et al., 2008; Dziggel et al., 2009). در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی هسته غنی از اسپسارتین و گروسولار است و به سمت حاشیه بر میزان پیروپ و آلماندین افزوده می‌شود (Tracy, 1982).

منگنز عنصری سازگار است و در مراحل اولیه تبلور وارد ساختار کانی گارنت می‌شود به همین علت هسته گارنت‌ها، از این عنصر غنی است، با پیشرفت دگرگونی محیط از منگنز تهی شده و در نتیجه حاشیه گارنت‌هایی از منگنز فقیرتر می‌باشند. کاهش میزان منگنز در

حاشیه بلور، ممکن است از تجزیه بلورهای گارنت نیز ناشی شود ( Kohn et al., 2000; Wilbur & Ague, 2006).

تغییرات حاکم بر رشد بلور در طی وقایع دگرگونی ممکن است منطقه‌بندی گارنت را تحت تأثیر قرار داده و توزیع عناصر روند منظمی را نشان ندهد. توزیع عناصر مختلف در گارنت به عواملی مانند درجه دگرگونی، دما، شیمی سنگ‌والد، آهنگ سردشدگی و ماهیت سیال دگرگونی بستگی دارد (Harangi et al, 2002).

در متاپلیت‌ها، اولین گارنت‌ها در دمای حدود ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد ظاهر می‌شوند، گارنت‌های دما پایین اغلب ترکیب اسپسارتین دارند و گارنت‌های غنی از Fe و Mn در درجه حرارت پایین‌تری از آلماندین خالص ظاهر می‌شوند (Bucher & Grapes, 2011). گارنت در گارنت میکاشیست‌ها تحت تأثیر واکنش زیر به وجود می‌آید:



کلریت‌های غنی از آهن در دمای بین ۵۰۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد به وسیله گارنت و بیوتیت جایگزین می‌شوند، با این حال ممکن است زوج گارنت و بیوتیت در دمای ۴۷۰ درجه سانتی‌گراد نیز در متاپلیت‌ها تشکیل شوند (Bucher & Grapes, 2011). در مطالعات زمین‌شناسی و بررسی شرایط سنگ‌های دگرگونی، تبادلات Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت حائز اهمیت است (Granguly & Tirone, 2002; Robl et al., 2007).

اغلب مقادیر Fe و Mg موجود در بیوتیت و گارنت تابعی از دما هستند و گارنت در دماهای پایین به شدت تمایل به جذب Fe دارد. با افزایش دما، گارنت مقدار Mg بیشتری جذب می‌کند (Frost & Frost, 2014). توزیع Fe-Mg بین کانی‌های بیوتیت و گارنت یکی از کاربردی‌ترین دماسنج‌ها در سنگ‌های دگرگونی محسوب می‌شود (Bucher & Grapes, 2011). در شکل ۴-۹ نمودار منطقه‌بندی گارنت‌های موجود در نمونه‌های گارنت گنیس و گارنت میکاشیست ارائه شده است.

شکل (۴-۹-الف و ب) پروفیل‌های ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده (از حاشیه تا حاشیه مقابل) مربوط به میکاشیست‌های مجموعه دگرگونی ماجراد نشان می‌دهند که:

$X_{Ca}$  و  $X_{Mg}$  روند خطی نشان می‌دهد و از مرکز به سمت حاشیه افزایش قابل توجهی نشان می‌دهد.

$X_{Fe}$  از هسته به حاشیه افزایش یافته است و  $X_{Mn}$  از هسته به سمت حاشیه کاهش نشان داده است.

پروفیل ترکیبی گارنت‌های موجود در گنیس‌ها شکل (۴-۹-پ، ت و ث) نشان می‌دهد که:

$X_{Mg}$  الگوی نوسانی دارد و در مرکز بلور گارنت  $X_{Mg}$  زیادتر است.

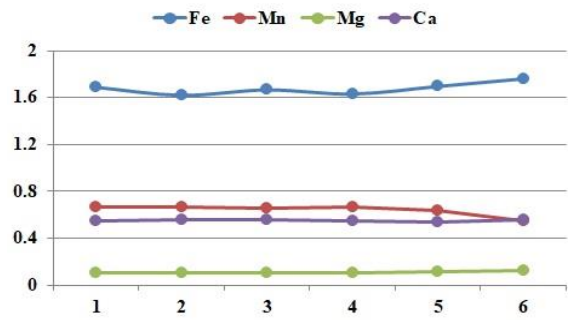
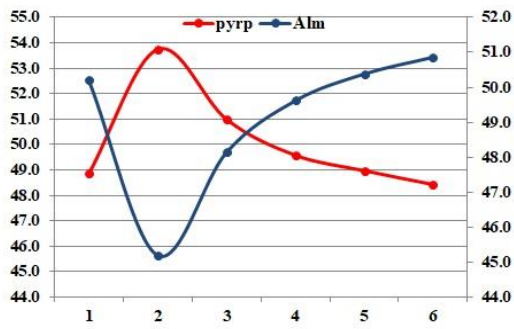
$X_{Fe}$  نیز الگوی نوسانی داشته و از مرکز به سمت حاشیه‌های بلور گارنت میزان آن افزایش نشان می‌دهد.

تغییرات  $X_{Ca}$  نیز روندی تقریباً خطی دارد و در طی رشد بلور از هسته به سمت حاشیه، تغییراتی در آن دیده می‌شود.

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

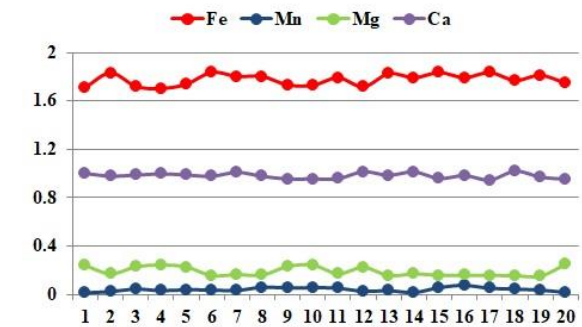
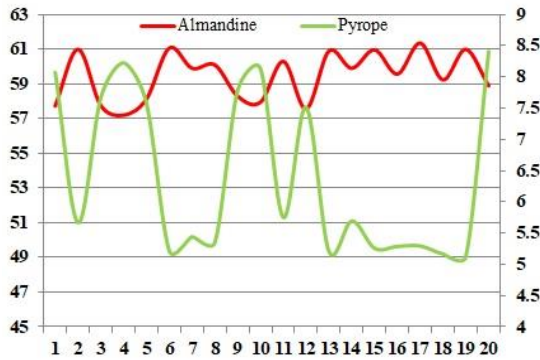
در مجموع، این نمودارها الگوی زنگوله‌ای شکل محدب یا مقعر نشان می‌دهند. بر اساس تغییراتی که در این الگوها مشاهده می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که در طی رشد گارنت و افزایش درجه دگرگونی مقادیر آهن و منیزیم یا به عبارتی  $X_{Fe}$  و  $X_{Mg}$  گارنت‌ها افزایش می‌یابد و در مقابل مقادیر کلسیم و منگنز یا به عبارتی  $X_{Ca}$  و  $X_{Mn}$  کاهش می‌یابد. این تغییرات در مجموع بیانگر افزایش شرایط دما و فشار در طی دگرگونی پیش‌رونده و رشد بلورهای گارنت می‌باشد.





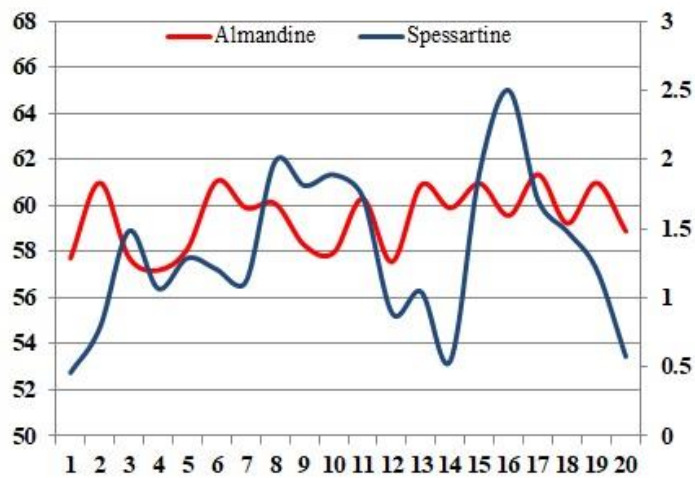
ب

الف



ت

پ

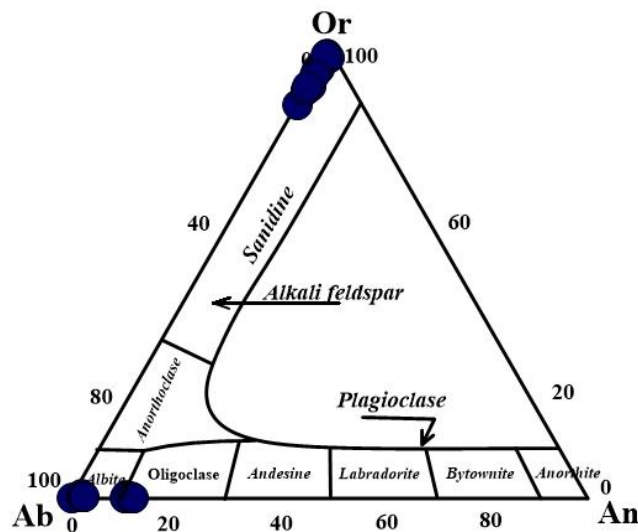


ث

شکل ۴-۹- الف و ب - نمودارهای پروفیل ترکیبی گارنت‌ها از حاشیه تا حاشیه مقابل برای نمونه KM-13 (گنیس گارنت‌دار) و KM-91 (گارنت میکاشیست) (پ، ت و ث).

#### ۴-۳-۳- شیمی کانی آلکالی فلدسپار

به منظور بررسی ترکیب آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در گنیس‌ها تعدادی از نقاط این کانی‌ها مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت و موقعیت ترکیبی آن‌ها بر روی نمودار مثلثی Ab-Or-An نمایش داده شده است. ترکیب آلکالی فلدسپارها اغلب ارتوز و پلاژیوکلازهای آلبیتی می‌باشند (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰- نمودار مثلثی Ab-Or- An (Deer et al., 1966) و موقعیت ترکیبی نمونه‌های آنالیز شده بر روی آن.

#### ۴-۳-۴- دماسنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت

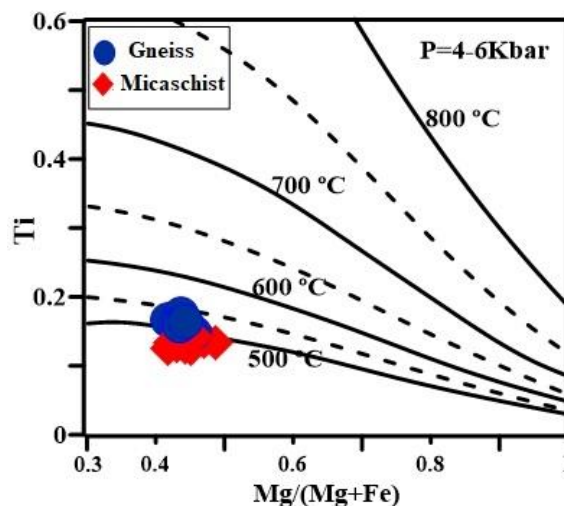
فراوانی تیتانیوم Ti موجود در بیوتیت در سنگ‌های دگرگونی به عنوان تابعی از شرایط دما است و به عنوان یک ژئوترمومتر مؤثر شناخته می‌شود (Engel & Engel, 1960; Kwak, 1968; Robert 1976; Dymek, 1983; Patino Douce, 1993). با این حال دما تنها عامل مؤثر بر میزان Ti بیوتیت نیست بلکه عوامل دیگری مانند فشار، شیمی کانی بیوتیت و پاراژنز کانیایی تأثیرگذار می‌باشند (Guidotti et al., 1977, 1988; Dymek, 1983; Labotka, 1983; Guidotti, 1984; Tracy & Robinson, 1988; Guidotti & Sassi, 2002; Henry & Guidotti, 2002).

هنری و همکاران (۲۰۰۵) به منظور بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های متاپلیتی پرآلومین در فشارهای ۴ تا ۶ کیلو بار معادله زیر را برای محاسبه میزان دما ارائه دادند.

$$T = \{[\text{Ln}(\text{Ti}) - a - c(\text{XMg})^3/b]\} / 0.333$$

Coefficient	Value
a	-2.3594
b	4.6482e-9
c	-1.7283

در این معادله مقدار Ti عبارت است از تعداد اتم‌های ساختاری در فرمول واحد (apuf) بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و پارامترهای a, b و c بر اساس جدول نشان داده شده در ذیل فرمول می‌باشند. دقت این دماسنج  $\pm 24$  برای درجه حرارت ۴۸۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد،  $\pm 23$  برای دماهای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و  $\pm 12$  برای دماهای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Henry et al, 2005). میانگین دمای محاسبه شده برای متاپلیت‌های ماجراد بر اساس فرمول ذکر شده در بالا ۴۸۳ تا ۵۸۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. موقعیت نمونه‌های آنالیز شده گنیس‌ها و میکاشیست‌های منطقه بر روی نمودار Ti در برابر  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  در شکل ۴-۱۱ نمایش داده شده است.



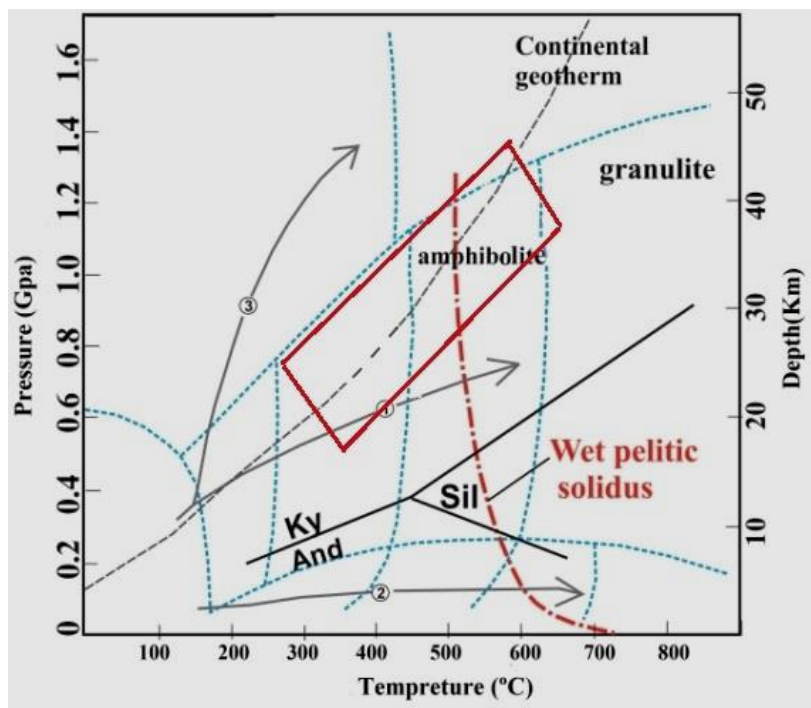
شکل ۴-۱۱- منحنی‌های هم دما بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت‌های متاپلیت‌های ماجراد (Henry et al, 2005).

#### ۴-۳-۵- تحولات دگرگونی در متاپلیت‌ها

متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد علیرغم گسترش زیاد، تنوع کانی‌شناسی چندانی ندارند، مسکوویت و بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. در مناطق دگرگونی با افزایش دما و درجه دگرگونی کانی‌های سازگار با شرایط حاکم بر دگرگونی تشکیل می‌شوند. در متاپلیت‌ها با افزایش دما و در حضور کانی‌های کلریت، مسکوویت و کوارتز کانی‌های بیوتیت و گارنت تشکیل می‌شوند. ظهور کانی‌هایی مانند گارنت و استارولیت در پهنه‌های دگرگونی مستلزم وجود غلظت‌های مناسب از Al و  $Fe^{+2}$  است.

در برخی از نقاط مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد دگرگونی پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در متاپلیت‌ها تشکیل شده‌اند، نبود کانی‌هایی مانند آلومینوسیلیکات‌ها و استارولیت در متاپلیت‌های ماجراد، به علت عدم حضور آلومینیم در سنگ‌والد متاپلیت‌ها است و در واقع سنگ‌والد آن‌ها پللیت واقعی نبوده و سمی‌پلیت می‌باشند. با توجه به شواهد صحرایی موجود در منطقه ماجراد رخداد دگرگونی ناحیه‌ای تا درجه ذوب‌بخشی پیش رفته است که شواهد آن به صورت تشکیل رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی و بسته‌های گرانیتی به فراوانی قابل مشاهده است.

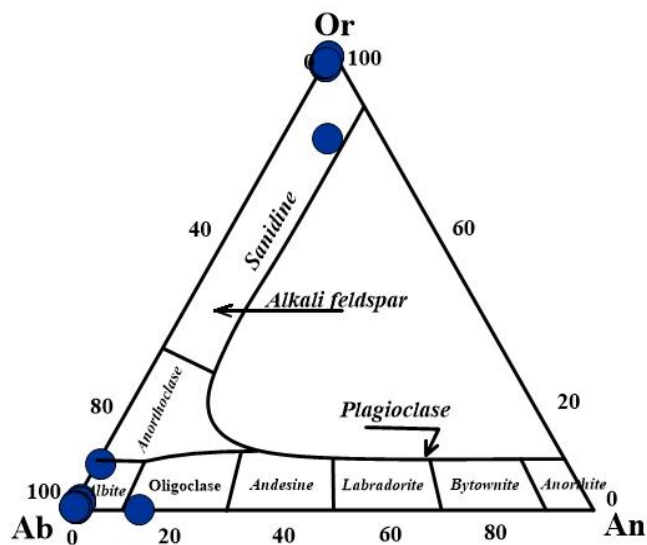
با توجه به نتایج داماسنجی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد و همچنین نتایج داماسنجی متاپلیت‌ها (۴۸۳ تا ۵۸۵ درجه سانتی‌گراد)، دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی در منطقه حادث شده است. نتایج دما - فشار سنجی متاپلیت‌های مجموعه ماجراد با نتایج به دست آمده از مناطق مجاور مانند مجموعه دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) و شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷) همخوانی دارد و نشان‌دهنده بروز رخداد دگرگونی در حد رخساره شیست‌سبز و آمفیبولیت‌بالایی است.



شکل ۴-۱۲- نمودار دما - فشار برای متاپلیت‌های منطقه ماجراد که بر اساس محدوده‌های دما و فشار تعیین شده ترسیم شده و رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی را نشان می‌دهد.

#### ۴-۴- گرانیت‌ها

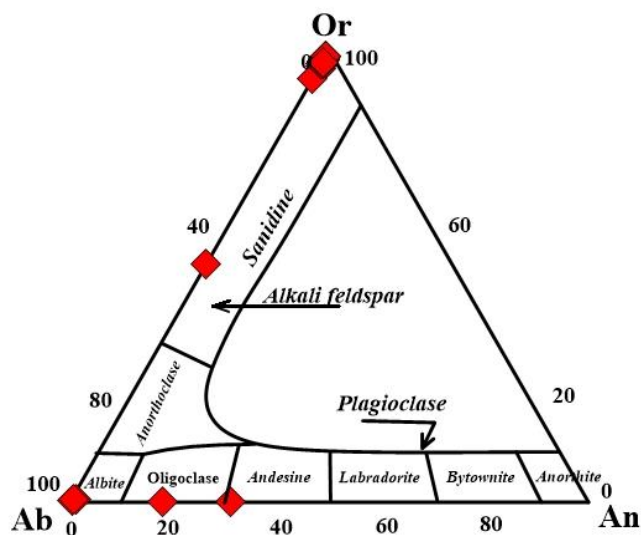
به منظور تعیین ترکیب‌شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد ۲۷ نقطه از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها مورد آنالیز قرار گرفت. براساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب و بر اساس رده‌بندی دیبر و همکاران (Deer et al., 1992). ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و الیگوکلاز بوده و آلکالی فلدسپارها دارای ترکیب ارتوکلاز می‌باشند (شکل ۴-۱۳).



شکل ۴-۱۳- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازهای گرانیت‌ها بر اساس رده‌بندی (Deer et al., 1992).

#### ۴-۵- متاریولیت‌ها

موقعیت ترکیبی کانی‌های آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز متاریولیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودار سه‌تایی دیپیر و همکاران در شکل (۴-۱۴) نشان داده شده است. پلاژیوکلازها ترکیب آلبیت و الیگوکلاز بوده و آلکالی فلدسپارها دارای ترکیب سانیدین (معادل ارتوکلاز) هستند.



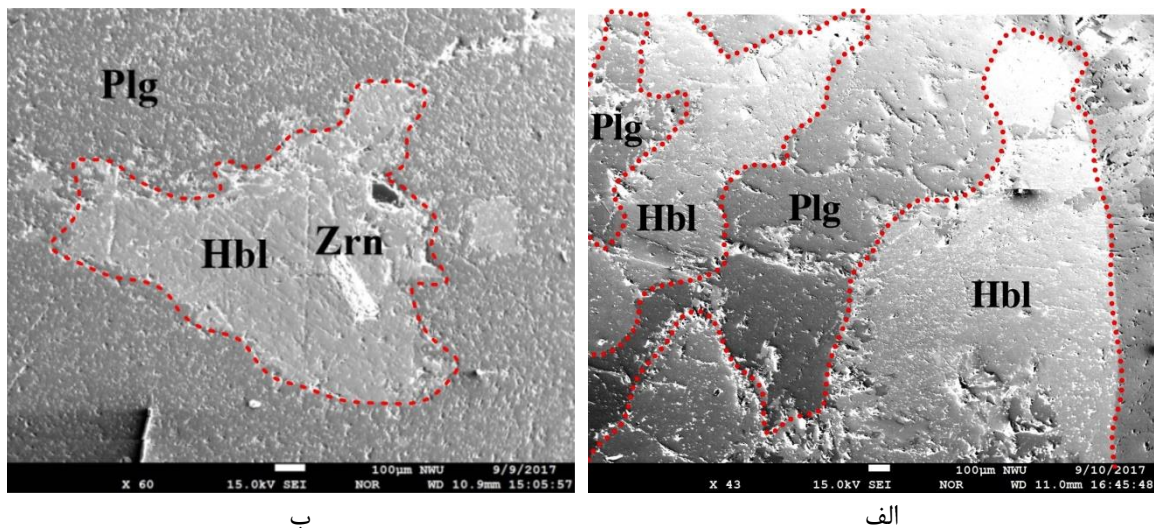
شکل ۴-۱۴- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها در متاریولیت‌ها بر اساس رده‌بندی (Deer et al., 1992)

#### ۴-۶- گابرو دیوریت‌ها

جهت تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها و مطالعات دما - فشار سنجی در گابرو دیوریت‌ها از آمفیبول‌های در تماس با پلاژیوکلازها استفاده شد و در مجموع ۱۲۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول و ۶۰ نقطه از کانی‌های پلاژیوکلاز مورد آنالیز مایکروپروب قرار گرفت. منتخبی از داده‌ها در جدول (۴-۸ و ۴-۹) ارائه شده است. در ادامه به شیمی کانی‌ها و دما - فشار سنجی گابرو دیوریت‌ها خواهیم پرداخت.

#### ۴-۶-۱- شیمی کانی آمفیبول

همانطور که پیشتر برای متابازیت‌ها شرح داده شد، فرمول آمفیبول‌ها بر اساس نسبت  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  با فرض ۱۳ کاتیون و ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است (Robinson et al., 1982). در شکل (۵-۱۵) تصاویر الکترونی پس پراکنشی تعدادی از کانی‌های آنالیز شده نمایش داده شده است.



ب

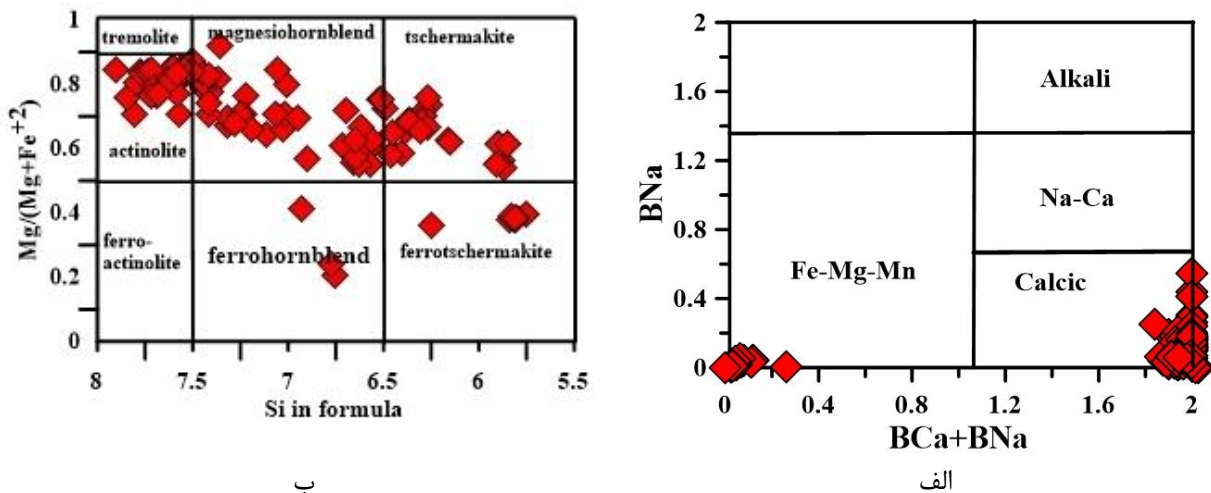
الف

شکل ۴-۱۵- تصاویر الکترونی پس پراکنشی تعدادی از آمفیبول‌های و پلاژیوکلازهای موجود در گابرو دیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

آمفیبول‌های آنالیز شده بر اساس طبقه‌بندی (Leake et al., 1997) در گروه آمفیبول‌های کلسیم‌دار و آهن - منیزیم و منگنزدار قرار می‌گیرند، آمفیبول‌های مذکور دارای دامنه

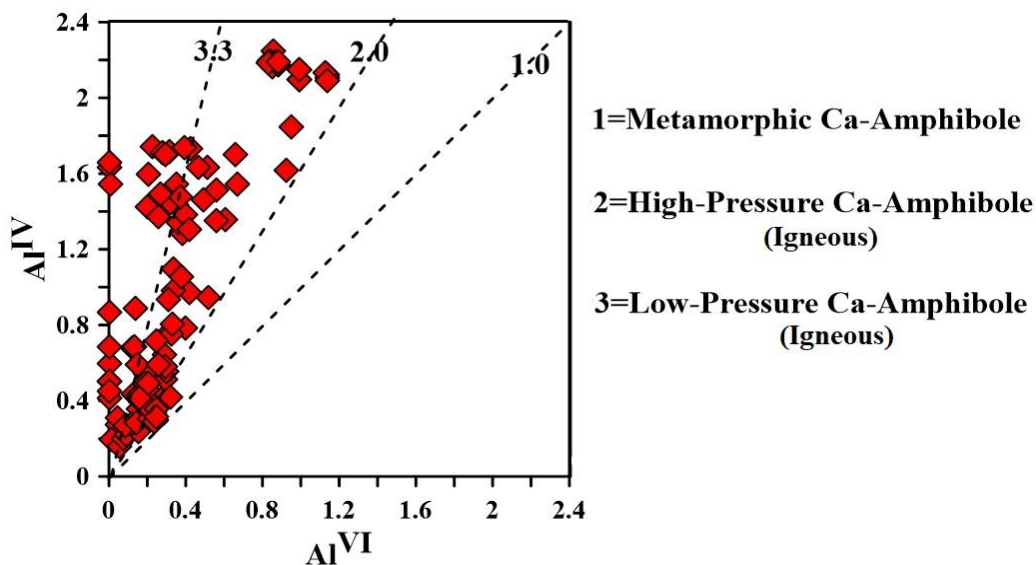
ترکیبی آکتینولیت، منیزیوهورنبلند، چرماکیت، فروچرماکیت و فروهورنبلند هستند (شکل ۱۶-۵-الف و ب). این آمفیبول‌ها در نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Al^{VI}$  (Fleet & Branett, 1978) در گروه آمفیبول‌های آذرین کلسیم‌دار فشار پایین قرار می‌گیرند (شکل ۱۶-۵-پ). تشکیل هورنبلند و اکتینولیت در سنگ‌های آذرین بازیک تحت تأثیر واکنش سیالات ماگمایی غنی از آب با پیروکسن‌های زودتر متبلور شده است. تحت تأثیر این فرآیند (که از آن به عنوان اورالیتی شدن یاد می‌شود)، گاه کل بلور پیروکسن بوسیله آمفیبول‌های رشته‌ای هورنبلند و اکتینولیت جایگزین می‌شود (Deer et al., 1966).

به علت تبلور کانی‌های بی‌آب با پیشرفت روند تبلور، میزان آب ماگما افزایش یافته و شرایط برای تبلور کانی‌های آب‌دار نظیر هورنبلند سبز فراهم می‌شود. در طول این فرآیند ممکن است بخشی از هورنبلندها نیز از اورالیتی شدن پیروکسن‌ها حاصل شوند. در مراحل پایانی تبلور و در حضور سیالات بیشتر و میزان Mg و Ca کمتر، شرایط برای تشکیل آمفیبول‌های با اکتینولیت فراهم می‌شود.



شکل ۱۶-۴- موقعیت آمفیبول‌های گابرویدیوریت‌های قطع کننده، مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد بر روی نمودار: الف -  $BNa$  در برابر  $BCa+BNa$  (Leake et al., 1997). ب -  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  در برابر  $Si$  جهت تمایز انواع آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997) و پ - نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Al^{VI}$  جهت مشخص نمودن آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی (Fleet & Branett, 1978).

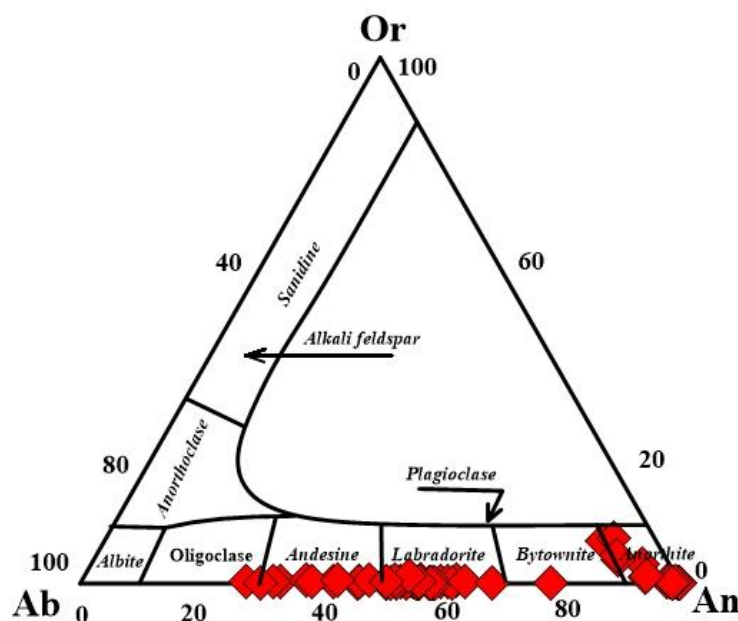




پ  
ادامه شکل ۴-۱۶

#### ۴-۶-۲- شیمی کانی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی روشن تشکیل دهنده گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد است که به صورت درشت بلور و ریزبلور در زمینه حضور دارند. فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992) در محدوده آنورتیت، لابرادوریت، آندزین و الیگوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۷). طیف ترکیبی وسیع مشاهده شده در پلاژیوکلازهای گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد، ناشی از تبلور تفریقی صورت گرفته در این سنگ‌ها است. به طور معمول با پیشرفت روند تبلور تفریقی از میزان آنورتیت کاسته شده و بر مقدار آلبیت افزوده می‌شود.



شکل ۴-۱۷- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به گابرویدیوریت‌ها بر روی نمودار (Deer et al., 1966).

جدول ۴-۸- نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌های پلاژیوکلاز در گابرویدیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

Spots	Core to rim				Core to rim			Core to rim			
SiO <sub>2</sub>	63.52	59.41	58.77	61.21	65.19	62.82	60.26	60.47	59.71	59.53	61.35
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.34	24.90	25.40	23.79	21.42	23.22	24.96	24.22	24.69	24.16	24.20
FeO	0.00	0.03	0.00	0.05	0.04	0.05	0.06	0.01	0.00	0.10	0.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.10	7.08	7.74	5.70	3.04	4.73	6.99	6.44	6.89	6.72	6.07
Na <sub>2</sub> O	9.16	7.84	7.53	8.44	9.91	8.96	7.69	8.11	7.70	7.71	8.32
K <sub>2</sub> O	0.08	0.08	0.06	0.08	0.04	0.08	0.02	0.05	0.04	0.08	0.02
Total	99.20	99.33	99.50	99.29	99.70	99.86	100.00	99.30	99.05	98.32	100.04
Si	2.83	2.67	2.64	2.74	2.88	2.78	2.68	2.71	2.68	2.70	2.72
Al	1.17	1.32	1.34	1.25	1.11	1.21	1.31	1.28	1.31	1.29	1.27
Fe <sup>+3</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.20	0.34	0.37	0.27	0.14	0.22	0.33	0.31	0.33	0.33	0.29
Na	0.79	0.68	0.66	0.73	0.85	0.77	0.66	0.70	0.67	0.68	0.72
K	0.005	0.005	0.004	0.005	0.002	0.004	0.001	0.003	0.002	0.005	0.001
Or	0.48	0.45	0.35	0.46	0.22	0.43	0.09	0.27	0.24	0.48	0.09
Ab	79.81	66.41	63.56	72.48	85.30	77.06	66.51	69.32	66.77	67.15	71.20
An	19.72	33.14	36.10	27.06	14.48	22.51	33.40	30.41	32.99	32.37	28.70

جدول ۴-۹- نتایج آنالیز مایکروپروب کانی‌های آمفیبول در گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

Spots	Core to rim		Core to rim			Core to rim			
SiO <sub>2</sub>	54.00	52.30	49.41	47.71	44.04	54.42	53.34	51.43	50.46
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.05	0.30	0.49	0.33	0.04	0.05	0.17	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.23	3.30	4.59	5.84	11.03	1.25	2.09	4.07	4.79
FeO	13.78	14.57	15.98	17.52	17.83	11.67	12.26	15.19	15.65
MnO	0.24	0.31	0.25	0.25	0.21	0.21	0.26	0.12	0.26
MgO	15.28	14.21	12.82	11.65	9.26	16.35	16.02	11.53	13.34
CaO	12.44	12.06	12.93	12.65	12.54	12.33	12.25	12.89	12.70
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.19	0.28	0.33	0.65	0.09	0.14	0.32	0.33
H <sub>2</sub> O*	2.07	2.07	2.02	2.01	1.99	2.08	2.08	2.02	2.07
Total	99.41	99.60	99.03	99.26	98.51	98.69	98.94	98.53	100.79
Si	7.80	7.57	7.32	7.11	6.64	7.84	7.69	7.64	7.31
Al <sup>IV</sup>	0.20	0.43	0.68	0.89	1.36	0.16	0.31	0.36	0.69
Al <sup>VI</sup>	0.01	0.13	0.12	0.14	0.60	0.05	0.04	0.35	0.13
Ti	0.00	0.01	0.03	0.05	0.04	0.00	0.01	0.02	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+3</sup>	0.31	0.48	0.26	0.42	0.38	0.27	0.43	0.00	0.34
Fe <sup>+2</sup>	1.35	1.28	1.72	1.76	1.87	1.14	1.05	1.89	1.56
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Mg	3.29	3.06	2.83	2.59	2.08	3.51	3.44	2.55	2.88
Ca	1.93	1.87	2.05	2.02	2.03	1.90	1.89	2.05	1.97
Na	0.01	0.05	0.08	0.10	0.19	0.02	0.04	0.09	0.09
K	0.00	0.02	0.04	0.08	0.06	0.00	0.01	0.15	0.07
Total	16.94	16.94	17.17	17.20	17.28	16.93	16.94	17.11	17.13
(Ca+Na) (B)	1.94	1.92	2.05	2.02	2.03	1.93	1.93	2.05	2.00
Na (B)	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03
(Na+K) (A)	0.00	0.02	0.12	0.18	0.25	0.00	0.01	0.24	0.13
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.71	0.71	0.62	0.60	0.53	0.76	0.77	0.58	0.65
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Al <sup>VI</sup> )	0.96	0.79	0.68	0.75	0.38	0.84	0.91	0.00	0.72

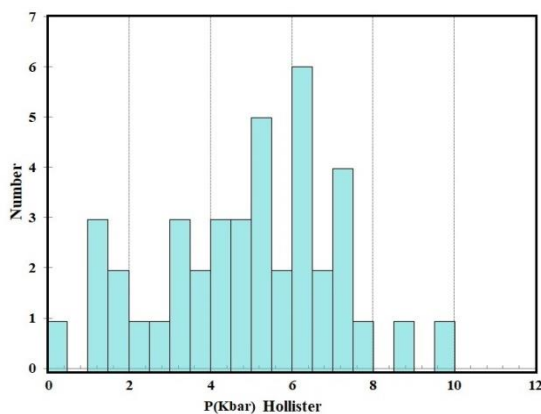
#### ۴-۶-۳- فشارسنجی آمفیبول

فشارسنجی آلومینیم در آمفیبول‌ها مبتنی بر رابطه خطی بین  $Al^{Total}$  با فشار تبلور است که این رابطه در نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد برقرار است. مهم‌ترین روش‌های فشارسنجی آمفیبول‌ها و میانگین فشار محاسبه شده برای نمونه‌های گابرودیوریتی ماجراد در جدول ۴-۱۰ ارائه شده است. همانطور که در نمودارهای فراوانی شکل ۴-۱۸ مشاهده می‌شود، بیشترین پیک فراوانی فشار ۵ تا ۶ کیلو بار را نشان می‌دهد.

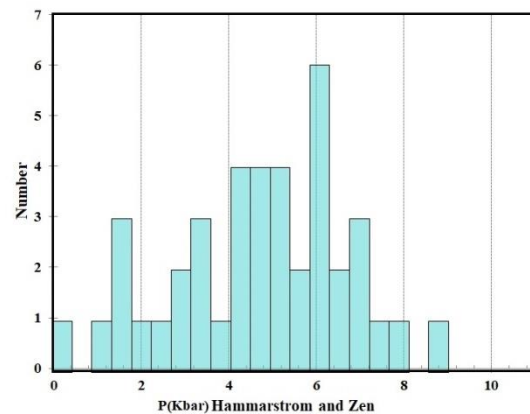
جدول ۴-۱۰ - میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل گابرو دیوریت‌های ماجراد از روش‌های مرسوم فشارسنجی آمفیبول.

روش فشارسنجی	معادله فشارسنجی	میانگین فشار (Kba)
Hammerstrom & Zen, 1986	$P(\pm 3\text{Kbar}) = -3.92 + 5.03Al(\text{total})$	4.7
Hollister et al., 1987	$P(\pm 1\text{Kbar}) = -4.76 + 5.64Al(\text{total})$	4.9
Johnson & Rutherford, 1989	$P(\pm 0.5\text{Kbar}) = -3.46 + 4.23Al(\text{total})$	3.8
Schmidt, 1992	$P(\pm 0.6\text{Kbar}) = -3.01 + 4.76Al(\text{total})$	5.2

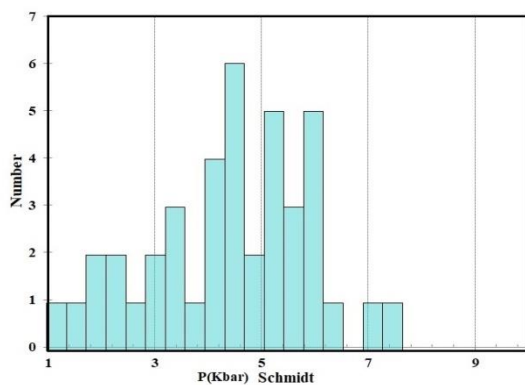
با فرض اینکه فشار حاکم در زمان تبلور آمفیبول‌ها، فشار همه جانبه لیتواستاتیک، ناشی از وزن سنگ‌های بالایی بوده است، می‌توان با استفاده از رابطه  $P = \rho \cdot g \cdot h$  عمق را محاسبه کرد. اگر چگالی سنگ‌های پوسته قاره‌ای را  $2/65$  گرم بر سانتی مترمکعب در نظر بگیریم، تبلور ماگما در آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق کمتر از ۲۵ کیلومتر صورت گرفته است.



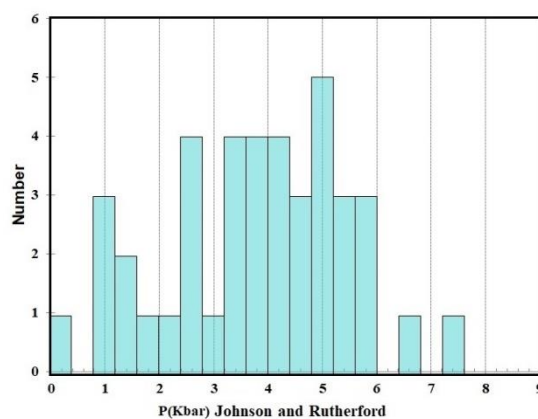
ب



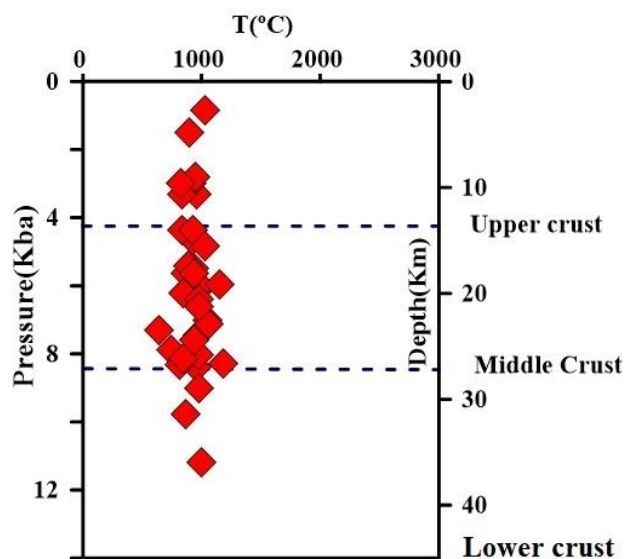
الف



ت



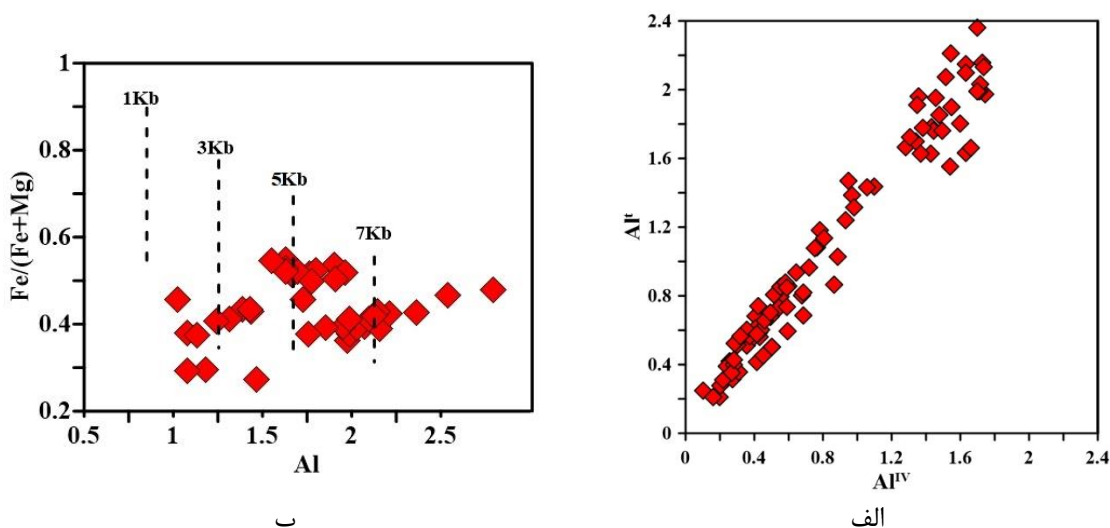
پ



ث

شکل ۴-۱۸- الف تا ت - نمودارهای فراوانی فشار آمفیبول‌های گابرویدیوریت‌های ماجراد در روش‌های مرسوم فشارسنجی و ت - برآورد عمق تشکیل ماگمای تشکیل دهنده گابرویدیوریت‌های منطقه ماجراد با استفاده از دما و فشار (با توجه به (Motaghi et al 2012) عمق موهو ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است).

موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های مورد آنالیز در نمودار  $Fe^t/Fe^t+Mg$  در برابر  $Al^t$  (Schmidt, 1992) محدوده فشار ۳ تا ۷ کیلو بار معادل عمق ۹ تا ۲۱ کیلومتر را نشان می‌دهد که با عمق پیش‌بینی شده در مراحل قبلی سازگار است (شکل ۴-۱۹).



ب

الف

شکل ۴-۱۹- روند خطی  $Al^t$  در مقابل  $Al^{IV}$  (Hammerstrom & Zen, 1986) آمفیبول‌های گابرویدیوریت‌های ماجراد و ب- طیف فشار محاسبه شده با استفاده از ترکیب آمفیبول‌های گابرویدیوریت‌های ماجراد بر روی نمودار  $Fe^t/Fe^t+Mg$  در برابر  $Al^t$  (Schmidt, 1992).

#### ۴-۶-۴- دماسنجی هورنبلند - پلاژیوکلاز

همانطور که پیشتر بیان شد یکی از مناسبترین روش‌ها برای برآورد دما استفاده از زوج پلاژیوکلاز - هورنبلند (Holland & Blundy, 1994) است. نتایج دما - فشارسنجی حاصل از این روش برای گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد در جدول (۱۳-۴) ارائه شده است. دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد که کمتر از دمای سولیدوس هستند در واقع دمای توقف تبادلات کاتیونی می‌باشند. بر اساس محاسبات دما - فشارسنجی دمای تشکیل گابرودیوریت‌های ماجراد ۱۱۸۱ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار ۵ تا ۷ کیلوبار برای این توده‌ها به دست آمده است. به‌طور کلی نتایج حاصل از دما - فشارسنجی گابرودیوریت‌های ماجراد نتایج قابل‌قبول و هماهنگ با شواهد سنگ‌نگاری منطقه می‌باشد.

با توجه به همپوشانی میان نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف دما - فشارسنجی می‌توان فشار کمتر از ۷ کیلوبار و دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ را برای تبلور آن‌ها در نظر گرفت که با نتایج بدست آمده از مناطق مجاور (دلبر، بند هزار چاه، شترکوه و رضاآباد) قابل مقایسه و مشابه است (فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار و دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۱۹۰) (حسینی و همکاران، ۱۳۹۵؛ بلاغی و همکاران ۱۳۹۳)، (دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۸۰ و فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار برای پیروکسن‌های گابرودیوریت‌ها) (رستمی و همکاران، ۱۳۹۶)، (دمای ۱۱۱۵ تا ۱۱۹۵ و فشار ۵ تا ۸ کیلوبار) (شکاری و همکاران، ۱۳۹۷).

جدول ۴-۱۱- نتایج دما- فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز) گابرودیوریت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد.

SiO <sub>2</sub>	41.96	42.70	47.50	47.92	35.19	34.79	36.49	36.62	35.44	42.24	44.94
TiO <sub>2</sub>	3.07	2.38	0.22	0.34	2.13	2.21	0.75	1.65	1.42	4.34	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.50	12.46	7.95	7.63	15.43	15.94	17.19	16.26	16.13	11.31	9.47
FeO*	13.44	13.57	15.89	15.51	23.54	23.27	16.89	14.78	14.84	12.41	18.67
MgO	0.26	0.17	0.20	0.20	0.17	0.20	0.19	0.10	0.05	0.24	0.24
MnO	11.73	11.98	11.63	12.38	8.07	8.53	12.04	13.23	13.39	12.31	9.89
CaO	11.70	11.17	11.51	11.60	6.19	0.11	0.13	0.45	0.22	11.50	11.26
Na <sub>2</sub> O	0.85	1.05	0.62	0.50	0.10	0.02	0.02	0.13	0.13	0.58	0.51
K <sub>2</sub> O	0.72	0.64	0.15	0.14	8.88	8.70	9.33	8.59	7.82	0.87	0.62

ادامه جدول ۴-۱۱

Sum	95.23	96.12	95.67	96.21	93.72	93.78	93.03	91.81	96.10	95.80	96.03
XAb	0.35	0.31	0.05	0.51	0.71	0.69	0.97	0.54	0.43	0.07	0.09
X An	0.63	0.68	0.92	0.47	0.27	0.29	0.02	0.46	0.56	0.84	0.82
T (C)	669.8	676.1	734	400.4	1053.6	980.7	637.2	947	934.8	840.5	730.5
P(Kb)	7.4	8	3.3	1.5	-4.2	0.6	14.8	2.8	3.6	3.2	4.6
T (C)											
Ti-hbl	978.5	886	576.5	593.2	886.8	898.3	665.5	809.8	779	1019.3	608.3

#### ۴-۷ - شیمی کانی گارنت در اسکارنها

همانطور که پیشتر بیان شد در شمال مجموعه ماجراد، توده‌های آذرین گابرودیوریتی ژوراسیک‌میانی به درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پسین این مجموعه، نفوذ کرده‌اند. نفوذ این توده‌ها به درون متاکرینات‌های با دگرگونی همبری همراه بوده است که در برخی مناطق موجب اسکارن‌زایی در این سنگ‌ها شده است. به منظور بررسی ترکیب کانیایی اسکارن‌ها تعداد ۵۰ نقطه از گارنت‌ها و ۱۰ نقطه از آمفیبول‌ها مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت که نتایج آن‌ها در جدول (۴-۱۶) ارائه شده است.

ساختمان منطقه‌ای گارنت در سنگ‌های دگرگونی در نتیجه فرآیندهایی مانند رشد بلور، (Holister, 1966; Yardley, 1977) نشر (Blackburn, 1969; Massachusetts, 1971) و یا ناشی از نشت سیالات در بلورهای گارنت از قبل تشکیل شده است (Whitney et al., 1996; Hwang et al., 2001). ساختمان منطقه‌ای رشدی در اثر تغییرات مداوم در ترکیب مواد در تماس با سطح بلور بوجود می‌آید اغلب ساختمان منطقه‌ای رشدی به پدیده تفریق در طول رشد نسبت داده می‌شود (Evans, 1977; Holister, 1966.). این نوع منطقه بندی اغلب در درجات پایین تا متوسط دگرگونی مشاهده می‌شود.

در سیستم‌های بسته منطقه بندی رشدی به صورت غنی‌شدگی یک یا چند عنصر خاص در مرکز و کاهش تدریجی آن‌ها به سمت حاشیه بلور همراه است. در مقابل عناصر دیگری در حاشیه بلور غنی‌شده و به سمت مرکز از میزان آن‌ها کاسته می‌شود. گارنت‌های غنی از

آلماندین هسته‌های غنی از Mn و Ca و حاشیه غنی از Mg و Fe دارند ( Evans, 1977; Holister, 1966; Atherton, 1968).

گاهی سرعت بالای پدیده انتشار پس از تشکیل کانی‌ها باعث از بین رفتن منطقه‌بندی رشدی می‌شود. چنین تغییرات خطی و منظمی، در سیستم‌های باز یا سیستم‌هایی که شرایط حاکم بر محیط تبلور متغیر است مشاهده نمی‌شود. منطقه‌بندی انتشاری در اثر انتقال مواد از محلی به محل دیگر تحت تأثیر گرادیان پتانسیل شیمیایی ترکیبی یا گرمایی ایجاد می‌شود و اغلب در درجات بالای دگرگونی متداول است. ساختمان منطقه‌ای در اثر تراوش در شرایط حضور سیالات حاوی عناصر قابل جایگزین موجود در گارنت انجام می‌شود. این نوع ساختمان منطقه‌ای به میزان درز و شکستگی‌ها در بلور و سنگ وابسته است و اغلب به طور یکسان در تمام بلور مشاهده نمی‌شود (Hwang et al., 2001).

رشد گارنت در اسکارن‌ها همزمان با دوره‌های جوشش بوده است، جوشش سبب اکسایش مایع باقیمانده و افزایش اکتیویته  $Fe^{+3}$  نسبت به  $Al^{+3}$  می‌شود که پیامد آن تبلور سریع آندرادیت است. به علت تحرک پذیری پایین عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) مانند آلومینیم گارنت‌های با ترکیب گروسولار در دوره‌های میان جوشش رشد می‌کنند، آلومینیم مورد نیاز از انحلال کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و آمفیبول تأمین می‌شود ( Jamtveit et al., 1993, 19994; Gaspar et al., 2008).

گاسپار و همکاران (Gaspar et al., 2008) با مطالعه کانی‌های تعادلی و سیال‌های درگیر گارنت‌ها، اذعان داشتند که هسته و حاشیه گارنت‌ها در دمای مشابه تشکیل شده‌اند و بنابراین دما به تنهایی عامل ایجاد منطقه‌بندی در ترکیب گارنت‌ها نیست. در نتیجه الگوی ناحیه‌بندی گارنت نتیجه تغییر ترکیب سیال‌های گرمایی در محل تشکیل گارنت یا فرآیندهایی که در نزدیکی سطوح رشد بلور رخ داده، حاصل شده است. ورود برخی یون‌ها

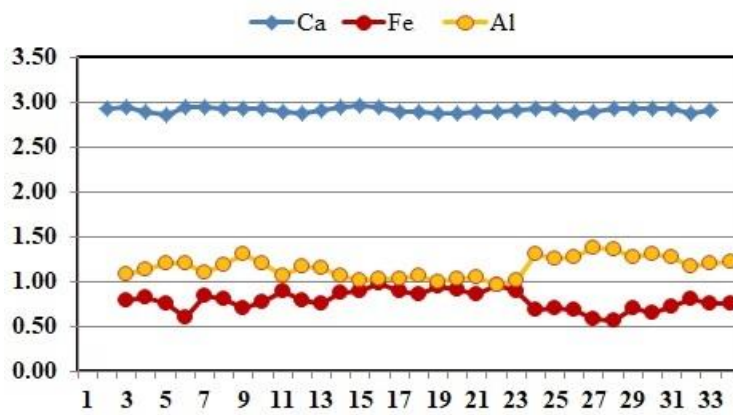
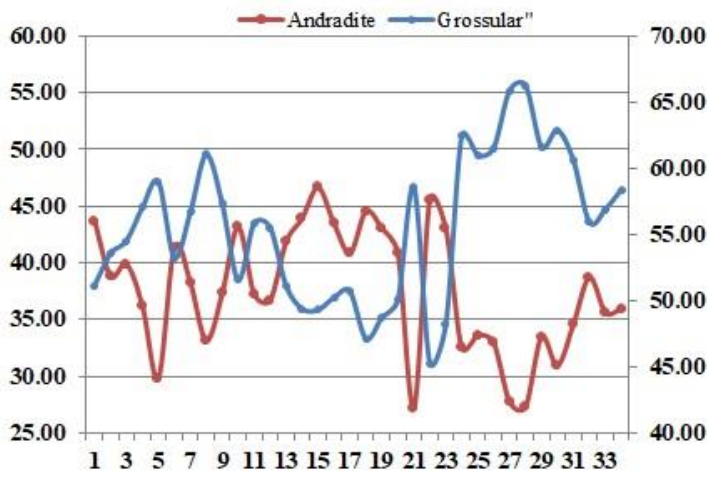
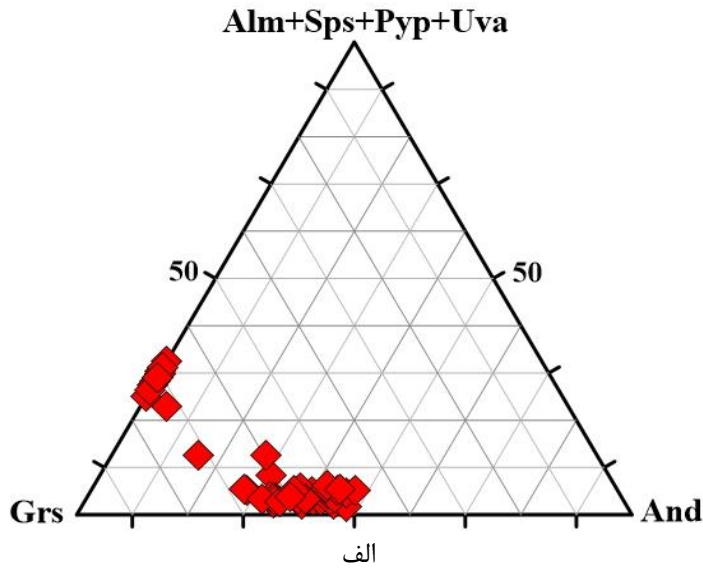


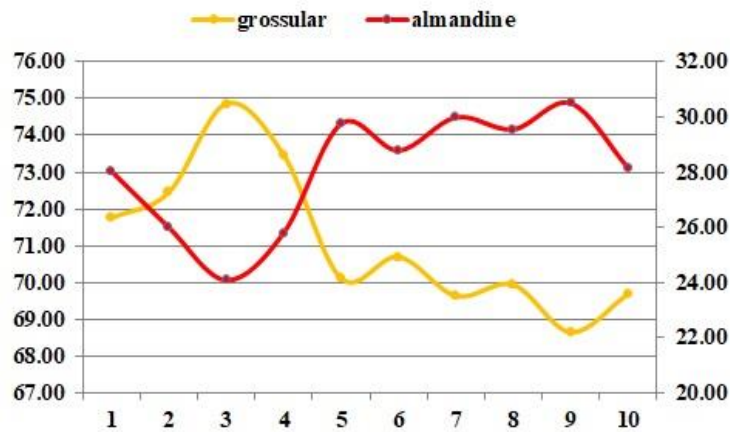
مانند Fe و Mg از سنگ‌های کربناته بخصوص دولومیت‌ها و تغییر ترکیب سیالات گرمایی محتوای پیروپ و آلماندین در برخی گارنت‌ها را تغییر می‌دهد.

در شکل (۴-۲۱-الف) پروفیل ترکیبی گارنت‌های مورد مطالعه از حاشیه به سمت حاشیه دیگر نشان داده شده است. در این گارنت‌ها هسته‌ها در مقایسه با حاشیه از گروسولار غنی‌تر و حاشیه‌ها از آندرادیت غنی‌تر می‌باشند. تکرار این روند نشان دهنده تغییر ترکیب سیال در هنگام رشد است.

ترکیب گارنت در اسکارن‌های اغلب غنی از گروسولار - آندرادیت به صورت ترکیب اعضای انتهایی  $Alm_{0.3-6.66}$ ,  $And_{27.23-71.36}$ ,  $Grs_{71.81-17.59}$  و  $Sps_{0.21-2.15}$  با میانگین  $Alm_{3.83}$   $Sps_{0.5}$ ,  $And_{37.58}$  و  $Grs_{54.73}$  می‌باشد. پروفیل ترکیبی گارنت‌های موجود در اسکارن‌های واقع در همبری گابرودیوریت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد نشان دهنده الگوهای زنگوله‌ای شکل برای گارنت‌های آنالیز شده است. همانطور که در شکل (۴-۲۰-ب) مشخص است تغییرات گروسولار و آندرادیت کاملاً به صورت قرینه تکرار شده است. پروفیل تغییرات عناصر موجود گارنت‌ها در شکل (۴-۲۰-پ) نمایش داده شده است. در این نمودارها تغییرات Fe به عنوان شاخصی از حضور آندرادیت، و Al به عنوان شاخص گروسولار روندی هماهنگ دارند و کاهش در یک عضو به موازات افزایش عضو دیگر می‌باشد.

برخی از گارنت‌های آنالیز شده نیز ترکیب گروسولار - آلماندین دارند. ترکیب اعضای انتهایی به صورت  $Alm_{11.91-30.5}$ ,  $And_{4.77-35.96}$ ,  $Grs_{68.68-74.86}$  و  $Sps_{0.04-1.04}$  با میانگین  $Alm_{24.39}$ ,  $And_{4.3}$ ,  $Sps_{0.38}$  و  $Grs_{70.14}$  می‌باشند. پروفیل ترکیبی این گارنت‌ها در شکل (۴-۲۰-ت) ارائه شده است، تغییرات گروسولار - آلماندین نیز به صورت قرینه است، افزایش گروسولار به موازات کاهش آلماندین به صورت نوسانی تکرار شده است.

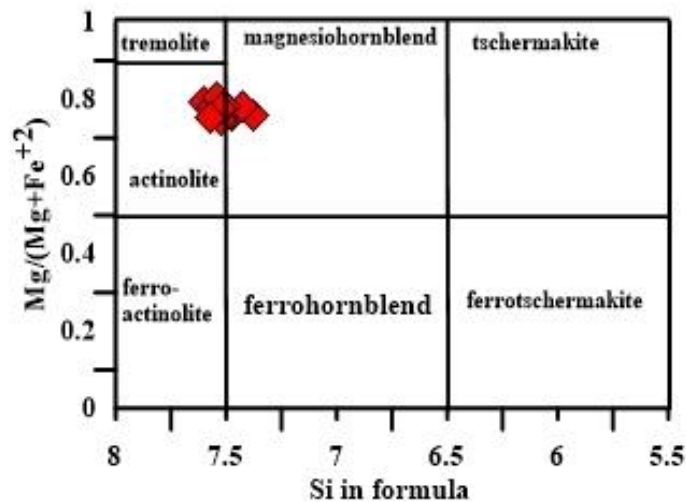




ت

شکل ۴-۲۰ الف - موقعیت گارنت‌های آنالیز شده بر روی نمودار سه‌تایی Gr-(Alm+ Sps+ Pyp+ Uva).  
 ب - نمودار تغییر اعضای انتهایی گارنت‌های با ترکیب گروسولار آندرادیت. پ - نمودار تغییر ترکیبی  
 عناصر موجود در گارنت‌های آنالیز شده و ت - نمودار تغییر اعضای انتهایی گارنت‌های با ترکیب گروسولار  
 - آلماندین از حاشیه به سمت حاشیه دیگر.

ترکیب آمفیبول در اسکارن‌های گابرودیوریت‌های قطع کننده منطقه ماجراد، آکتینولیت تا  
 منیزپوهورنبلند است و موقعیت ترکیبی آن‌ها بر روی نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  در مقابل Si  
 (Leake et al., 1977) در شکل (۴-۲۱) نمایش داده شده است.



شکل ۴-۲۱ - موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های موجود در اسکارن‌های موجود در همبندی گابرودیوریت‌های  
 منطقه ماجراد بر روی نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  در مقابل Si (Leake et al., 1977).



فصل پنجم

ژنوسمی ایزوتوپی و

ژنوگرومولوژی

سن سنجی ایزوتوپی یکی از مهم‌ترین تکنیک‌ها، جهت تعیین سن مطلق وقایع زمین‌شناسی است. جهت انجام مطالعات سن سنجی در سنگ‌هایی با سابقه تحولات پیچیده دگرشکلی و حرارتی، استفاده از سیستم‌های ایزوتوپی با دمای بسته شدن بالا مانند استفاده از زیرکن در روش U-Pb راهگشا می‌باشد (Cherniack & Watson, 2001; Lee et al., 1997). زیرکن یک کانی فرعی غنی از اورانیوم است که در طیف وسیعی از شرایط دما و فشار در دگرگونی پیش‌رونده (Fraser et al., 1997; Liati & Roberts & Finger, 1997; ) پسرونده (Rubatto et al., 2001) و در شرایط اوج دگرگونی (Liati, 1999; Rubatto et al., 1998) و در شرایط اوج دگرگونی (Liati, 1999; Rubatto et al., 2001) تشکیل می‌شود. (Hoskin & Black, 2001)

تکنیک‌های سن سنجی مختلف بر پایه واپاشی اورانیوم به سرب در تک بلورهای زیرکن در چند دهه اخیر گسترش زیادی پیدا کرده‌اند. از میان روش‌های تعیین سن در چند دهه اخیر، روش‌های استفاده از ریزپرتوها همانند روش (SIMS) و (LA-ICPMS) از اهمیت و دقت بالایی برخوردارند و به عنوان روش‌های موفق در سن سنجی رادیومتری به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرند. در روش SIMS انجام آنالیز نقطه‌ای در تک‌بلورهای زیرکن در مقیاس حدود ۲۰ میکرونی امکان پذیر است، در حالی که در روش LA-ICPMS قطر محدوده مورد آنالیز ۳۰ تا ۶۰ میکرون و میزان خطای اندازه‌گیری در محدوده ۱ تا ۱۰ درصد است که به صورت 25% بیان می‌شود.

### ۵-۱-۱- نتایج سن سنجی زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های مجموعه ماچراد

به منظور مطالعات سن سنجی ده نمونه از گروه‌های مختلف سنگی دگرگونی منسوب به نئوپروتروزوئیک پسین شامل دو نمونه متابازیت، دو نمونه گنیس، دو نمونه گرانیت، یک

---

1-Microbeams

2-Secondary Ion Mass Spectrometry

3-Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

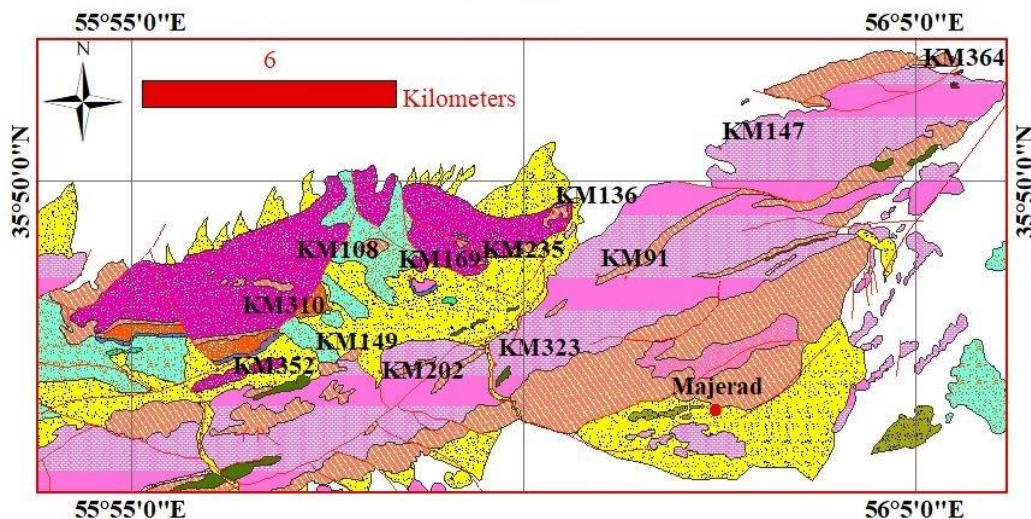
نمونه میکاشیست، یک نمونه متاپسامیت و دو نمونه متاریولیت برای مطالعات سن-سنجی انتخاب شدند. از مجموعه سنگ‌های تریاس- ژوراسیک سه نمونه گابرودیوریتی انتخاب شدند که موقعیت و ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها در جدول ۵-۱ ارائه شده است، موقعیت این نمونه‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه نمایش داده شده است (شکل ۵-۱).

مراحل اولیه آماده‌سازی نمونه‌ها شامل خردایش اولیه و پودر کردن نمونه‌ها در دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد. سایر مراحل جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیک‌های آبشویی، جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار، در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین صورت گرفت. مرحله قرار دادن زیرکن‌های جدا شده بر روی لام و رزین تهیه تصاویر کاتدولومینسانس به منظور مشخص شدن ساختمان داخلی زیرکن‌ها و انتخاب نقاط مناسب جهت آنالیز، در آزمایشگاه دانشگاه نورث وست شیان کشور چین انجام شد. سن-سنجی و تعیین نسبت ایزوتوپی‌های Hf به روش (LA-ICPMS) نیز در آزمایشگاه مزبور انجام شد.

جدول ۵-۱- ترکیب و موقعیت نمونه‌های انتخاب شده جهت مطالعات سن-سنجی و ایزوتوپی‌های

Hf

Sample No.	Location	Lithology	Age range
1	KM-352 404856 3961237	Amphibolite	Late Neoproterozoic
2	KM-147 413464 3966674	Greenschist	Late Neoproterozoic
3	KM-323 409099 3961621	Gneiss	Late Neoproterozoic
4	KM-202 406872 3961477	Gneiss	Late Neoproterozoic
5	KM-149 405607 3961799	Granite	Late Neoproterozoic
6	KM-364 417987 3968351	Granite	Late Neoproterozoic
7	KM-196 405307 3963207	Metarhyolite	Late Neoproterozoic
8	KM-169 407472 3963698	Metarhyolite	Late Neoproterozoic
9	KM-97 411631 3963641	Micaschist	Late Neoproterozoic
10	KM-341 405445 3964241	Metasandstone	Late Neoproterozoic
11	KM-310 404183 3962679	Gabbrodiorite	Middle Jurassic
12	KM-108 405254 3963950	Gabbrodiorite	Middle Jurassic
13	KM-235 408800 3963921	Gabbrodiorite	Middle Jurassic



شکل ۵-۱- نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد که موقعیت نمونه‌های سن‌سنجی بر روی آن مشخص شده است (راهنمای نقشه مشابه شکل ۲-۲).

## ۵-۲- متابازیت‌ها

### نمونه متابازیتی KM-147

بررسی تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های نمونه متابازیتی KM-147 نشان می‌دهد که زیرکن‌ها شفاف با منطقه‌بندی نوسانی هستند و اغلب حاشیه رورشدی با هسته‌های موروثی دارند، اندازه آن‌ها بین ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون و نسبت طول به عرض آن‌ها تقریباً دو به یک می‌باشد. سی نقطه از زیرکن‌های جدا شده از این نمونه متابازیتی مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج حاصل در جداول پیوست ارائه شده و از آن‌ها در رسم نمودارهای سازگاری استفاده شد.

نمونه KM-147 دارای مقادیر توریم (Th) ۲۹/۴۵ تا ۹۵۹/۰۵ و اورانیوم (U) ۳۴/۸۴ تا ۱۲۱۷/۸۹ پی‌پی‌ام می‌باشد، نسبت توریم به اورانیوم در محدوده (Th/U) ۰/۳۶ تا ۳/۱۷ قرار دارد. سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  به دست آمده برای این نمونه دامنه سنی ۶/۳۱۴۵ تا ۴/۶۱۸ سنی میلیون سال را نشان می‌دهد. سن‌های محاسبه شده برای این نمونه را می‌توان به سه دسته تقسیم نمود. یک عدد از زیرکن‌های تعیین سن شده سن بسیار قدیمی ۶/۳۱۴۵ میلیون

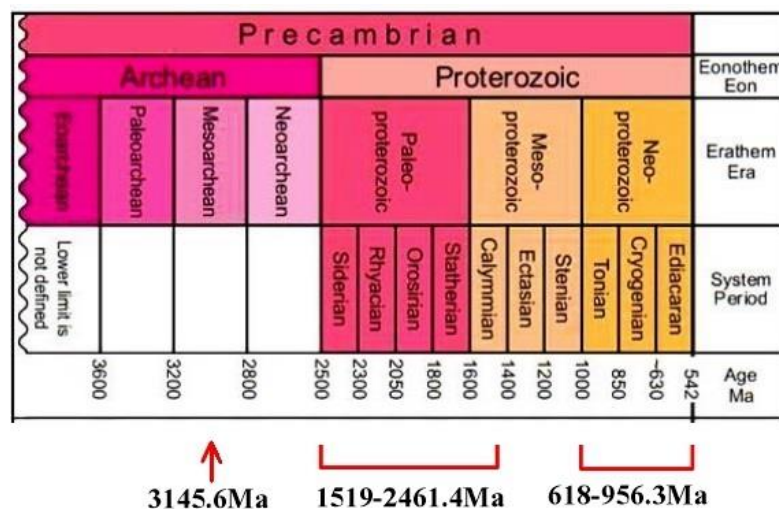


سال معادل با پالئوآرکئن را نشان می‌دهد. دسته دوم از ۲۴۶۱/۴ تا ۱۵۱۹ میلیون سال را در برمی‌گیرند که معادل پالئوپروتروزوئیک تا مزوپروتروزوئیک می‌باشند و دسته آخر محدوده سنی بین ۹۵۶/۳ تا ۶۱۸ میلیون سال را شامل می‌شوند که معادل نئوپروتروزوئیک می‌باشند (شکل ۵-۲).

Paleoarchean (3145.6 Ma)

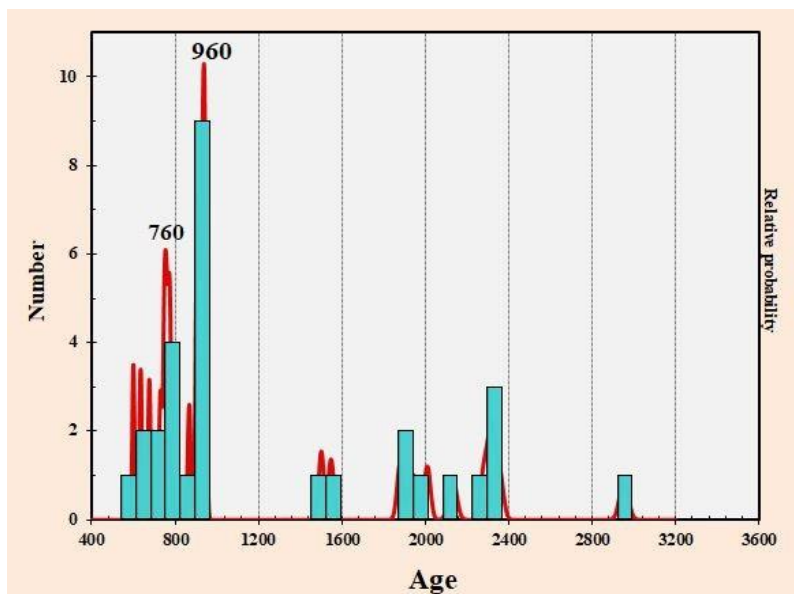
Paleo-Mesoproterozoic (2461.4–1519 Ma)

Neoproterozoic (956.3–618 Ma)

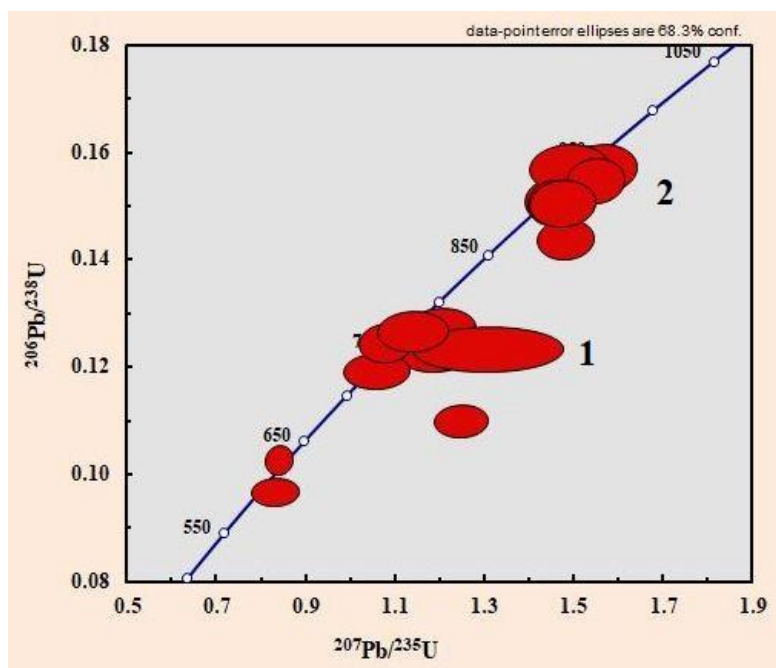


شکل ۵-۲- محدوده سنی زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه متابازیتی KM-147.

نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال متابازیت مورد بحث در شکل (۳-۵) ارائه شده است. بیشترین فراوانی سن‌های محاسبه شده ۷۶۰ و ۹۶۰ میلیون سال می‌باشد. نمودارهای سازگاری ترسیم شده برای زیرکن‌های نمونه KM-147 سن‌های سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  برابر  $922/1 \pm 2$  و  $759 \pm 5$  با مقدار MSWD برابر با ۱/۹ را نشان می‌دهند.

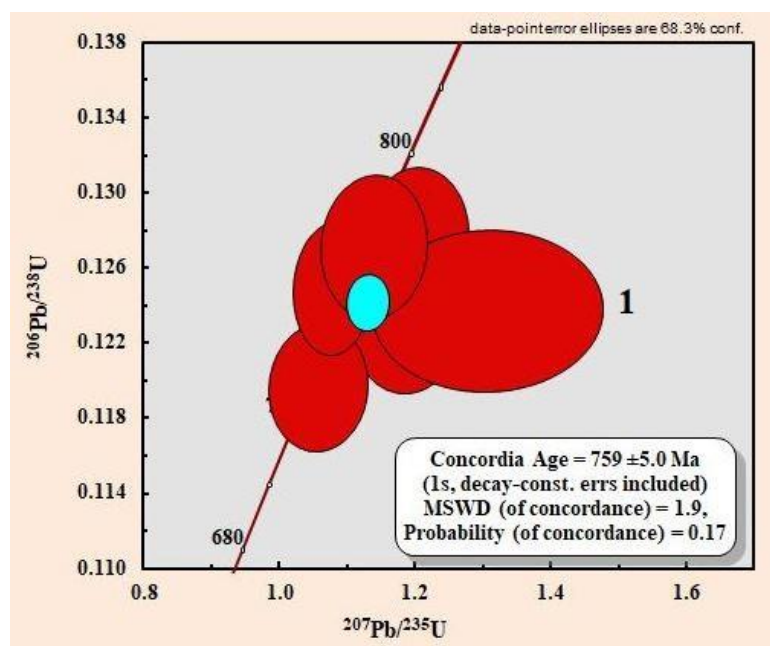


الف

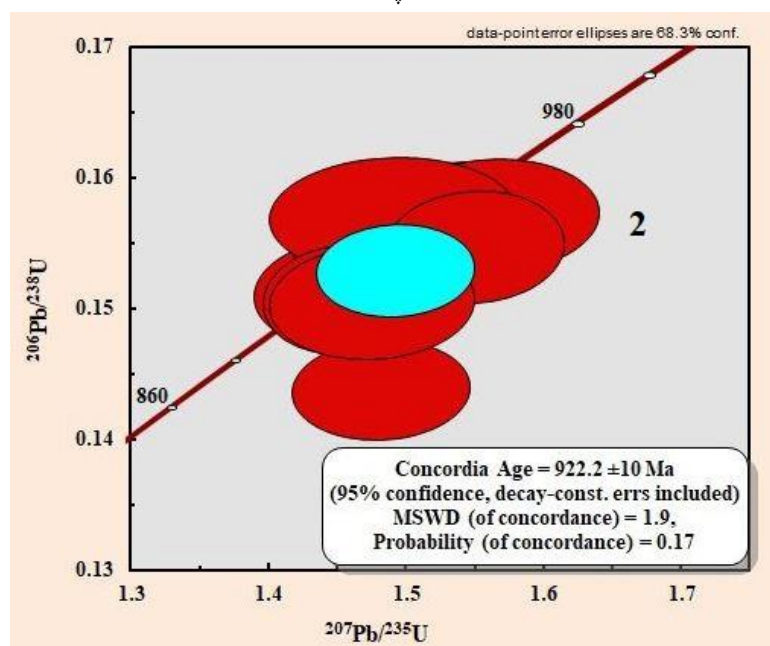


ب

شکل ۵-۳-الف- نمودار چگالی احتمال (Probability density) زیرکن‌های نمونه متابازیتی KM-147. ب، پ و ت- نمودارهای سازگاری سن‌های محاسبه شده  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  نمونه متابازیتی KM-147 بر اساس آنالیزهای سن‌سنجی به روش LA-ICPMS. ادامه شکل در صفحه بعد.



ب



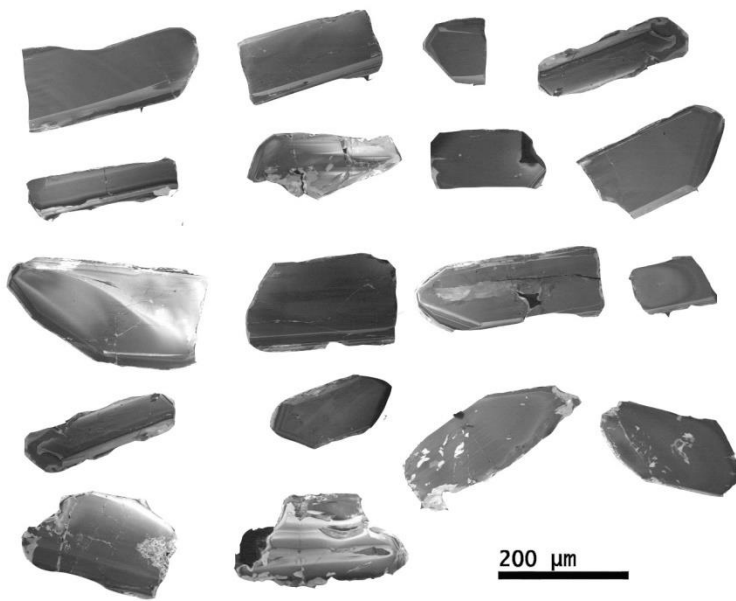
ت

ادامه شکل ۳-۵

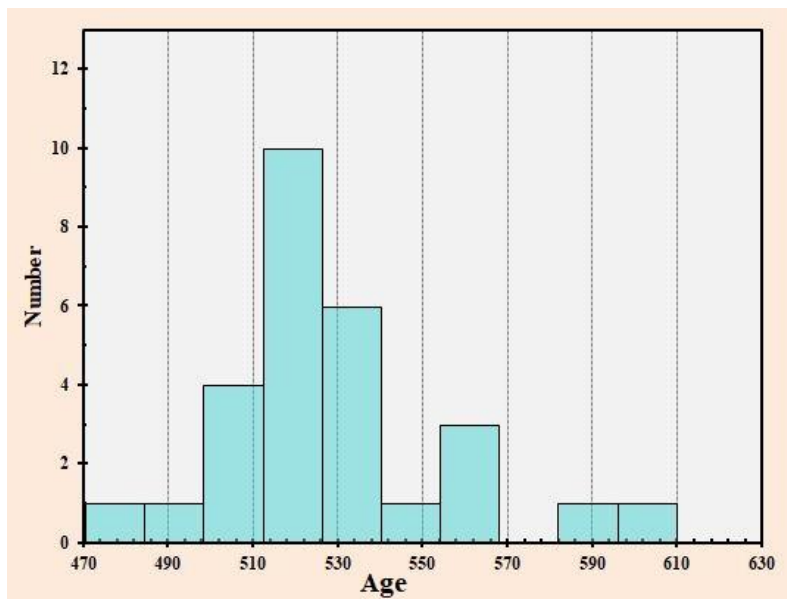
### نمونه متابازیتی KM-352

بررسی تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های جدا شده از نمونه آمفیبولیتی KM-352 بیانگر آن است که اغلب زیرکن‌ها خودشکل، شفاف و بدون هسته موروثی هستند. اندازه آن‌ها بین ۲۰۰ تا ۶۰۰ میکرون بوده و نسبت طول به عرض آن‌ها اغلب سه به یک می‌باشد (شکل ۵-).

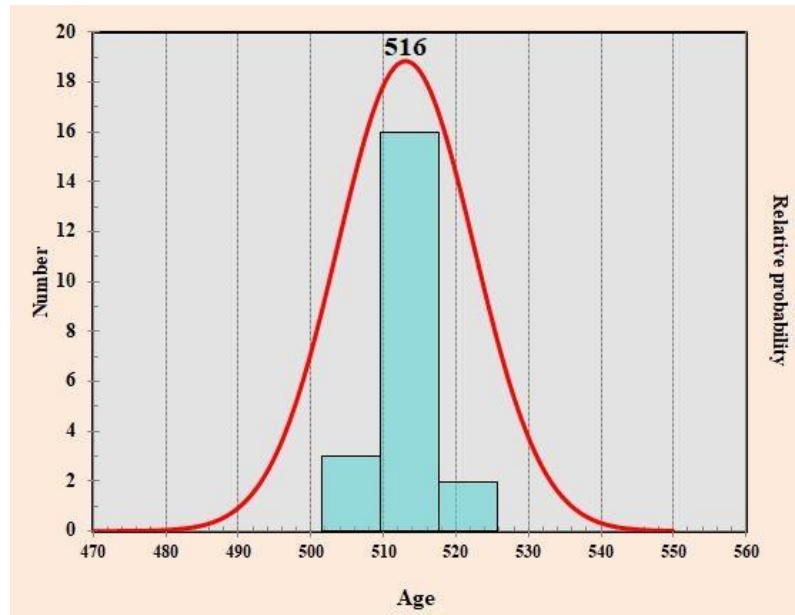
۴- الف). زیرکن‌های مورد بررسی دارای مقادیر توریم (Th)  $160/15$  تا  $573/38$ ، اورانیوم (U)  $242/5$  تا  $285/3$  پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم (Th/U)  $0/66$  تا  $1/16$  هستند. برای نمونه مذکور تنها دو سن قدیمی  $60/1/9$  و  $932/2$  محاسبه شده و بقیه سن‌های گزارش شده در محدوده  $476/9$  تا  $589/3$  میلیون سال قرار دارند (شکل ۴-۵- ب و پ). نمودار سازگاری ترسیم شده، بیانگر سن  $513/2 \pm 8$  میلیون سال و میزان MSWD برابر با  $0/00052$  برای این نمونه می‌باشد (شکل ۴-۵- ب، پ، ت و ث).



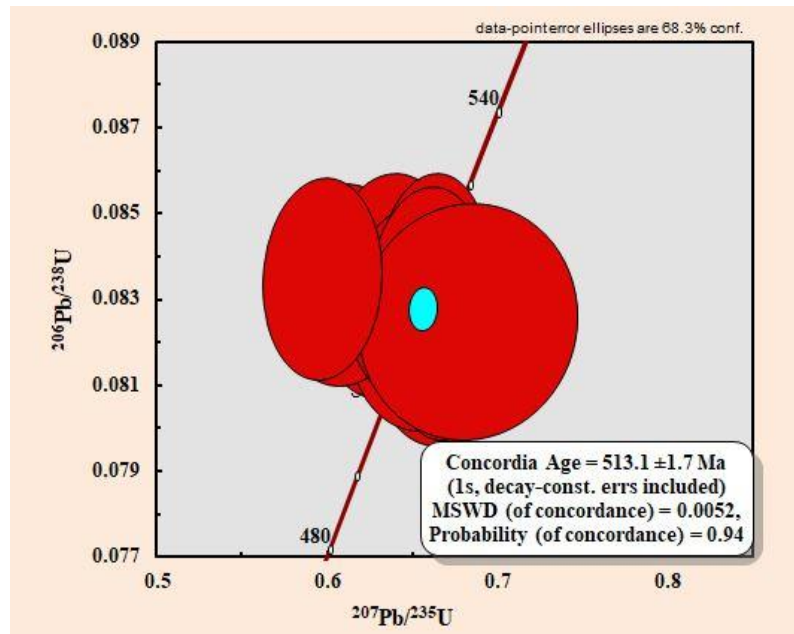
الف



ب

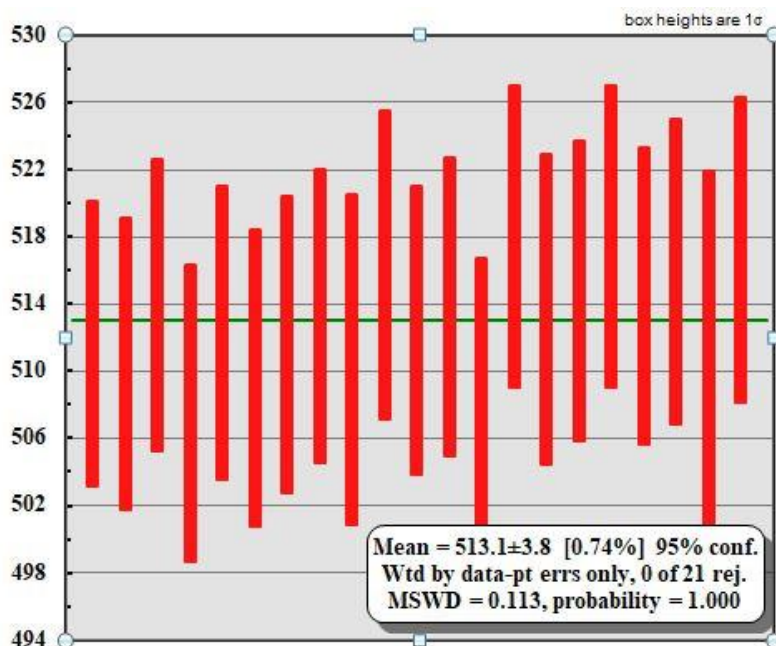


ب



ت

شکل ۴-۵- الف - تصویر کاتدولومینسانس تعدادی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه آمفیبولیتی KM-352. ب - نمودار چگالی احتمالی (probability density) تغییرات سنی زیرکن‌های جدا شده از نمونه آمفیبولیتی. پ - هیستوگرام سنی زیرکن‌های آنالیز شده. ت و ث - نمودار سازگاری و میانگین سنی بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی.



ث

ادامه شکل ۴-۵

با توجه سن‌های محاسبه شده از نمونه‌های متابازیتی ماجراد چنین استنباط می‌شود که سن‌های جوان‌تر (در حدود ۵۵۰ میلیون سال) مربوط به سن سنگ‌والد متابازیت‌ها در نئوپروتروزوئیک پسین (کادومین) است. با توجه به اینکه سنگ‌والد متابازیت‌های ماجراد علاوه بر توده‌های نفوذی بازیک و روانه‌های بازالتی، سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی نیز می‌باشد (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷)، سن‌های قدیمی‌تر متعلق به هسته‌های موروثی زیرکن‌ها می‌باشند که از سرزمین‌های گندوانایی دارای سن آرکئن منشاء گرفته‌اند.

با توجه به مقادیر عددی سن‌های به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های متابازیت‌های مناطق همجوار (بند هزارچاه  $582 \pm 35$  میلیون سال و  $533/5 \pm 6/9$  میلیون سال) (حسینی، ۱۳۹۴) و متابازیت‌های شترکوه ( $548 \pm 12$  میلیون سال)، (شکاری، ۱۳۹۷) دامنه سنی ۵۵۰ تا ۵۶۰ میلیون منطقی‌ترین دامنه سنی برای این سنگ‌ها می‌باشد و تعلق داشتن مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد و مجموعه‌های مشابه در جنوب شرق شاهرود به اواخر نئوپروتروزوئیک را تأیید می‌کنند.

### ۵-۳- متاپلیت‌ها

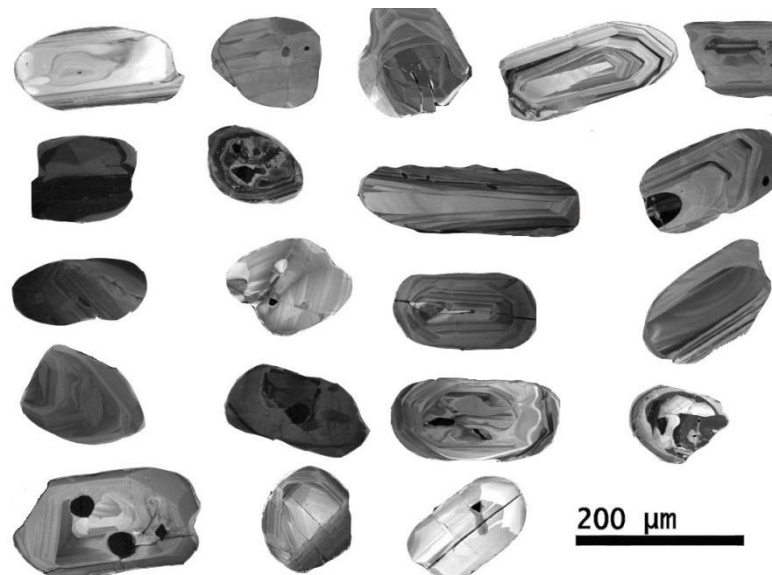
سه نمونه متاپلیتی شامل یک عدد میکاشیست (KM-97) و دو عدد گنیس (KM-323) و (KM-202) برای آنالیز سن‌سنجی U-Pb به روش LA(MC)-ICPMS انتخاب شدند. نتایج حاصل از آنالیز زیرکن‌ها در جداول پیوست ارائه شده است.

**نمونه میکاشیستی KM-97:** زیرکن‌های استخراج شده از نمونه میکاشیستی (KM-97) اغلب بی‌شکل با منطقه‌بندی نوسانی با اندازه دانه 50-250 $\mu$ m هستند. بررسی تصاویر کاتدولومینسانس این زیرکن‌ها نشان می‌دهد که اغلب دارای هسته‌های گردشده با منطقه‌بندی نوسانی هستند (شکل ۵-۵-الف). در مجموع ۵۰ نقطه از هسته‌ها و حاشیه‌های این زیرکن‌ها مورد آنالیز قرار گرفت. داده‌های سنی U-Pb این زیرکن‌ها طیف وسیع سنی را نشان می‌دهند که می‌توان آن‌ها را به سه دسته تقسیم کرد (شکل ۵-۵):

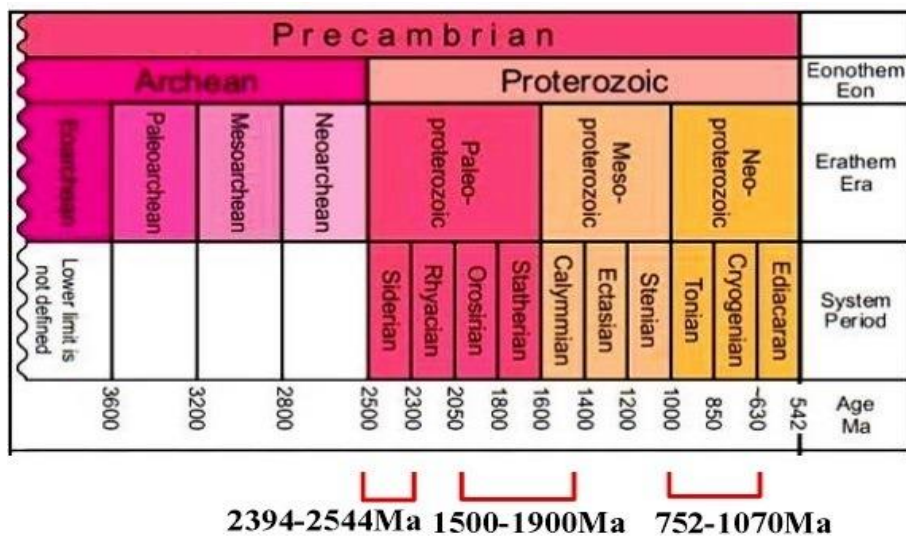
Paleoproterozoic (2544–2394 Ma)

Paleo-Mesoproterozoic (1900–1500 Ma)

Neoproterozoic (1070–752 Ma)



الف



ب

شکل ۵-۵-الف - منتخبی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه میکاشیستی و ب- محدوده سنی زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه میکاشیستی KM-97.

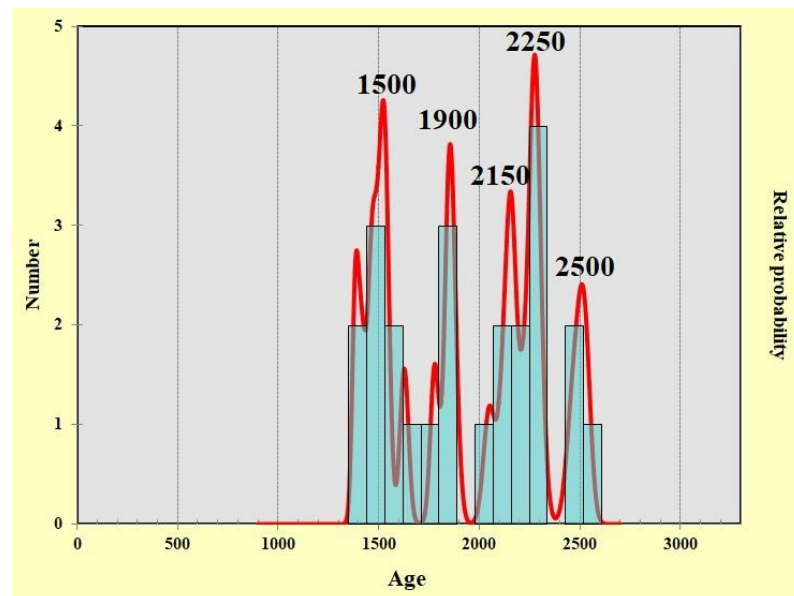
نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال نمونه میکاشیستی در شکل (۵-۶) ارائه شده است. بیشترین فراوانی سن‌های محاسبه شده متعلق به سن‌های ۲۲۵۰، ۱۵۰۰ و ۹۳۰ میلیون سال می‌باشد. با توجه به محیط تشکیل این سنگ‌ها که در فصل پتروژنز به طور کامل به آن خواهیم پرداخت، هسته‌های موروثی میکاشیست‌ها از سرزمین‌های پروتروزوئیک منشاء گرفته‌اند و حاشیه‌های رورشدی زیرکن‌ها اغلب به حوادث دگرگونی ناحیه‌ای در نئوپروتروزوئیک پسین و بازه زمانی ۵۶۰ میلیون سال پیش نسبت داد (شکل ۵-۶-ب).

لازم به ذکر است که در منطقه دوچاه در غرب منطقه ماجراد تعدادی توده گرانیتوئیدی لوکوکرات به درون همین مجموعه‌های دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده‌اند که تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های استخراج شده از آن‌ها، سن  $553 \pm 3$  میلیون سال معادل آشکوب ادپاکارن (نئوپروتروزوئیک پسین) را نشان می‌دهد (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۵).

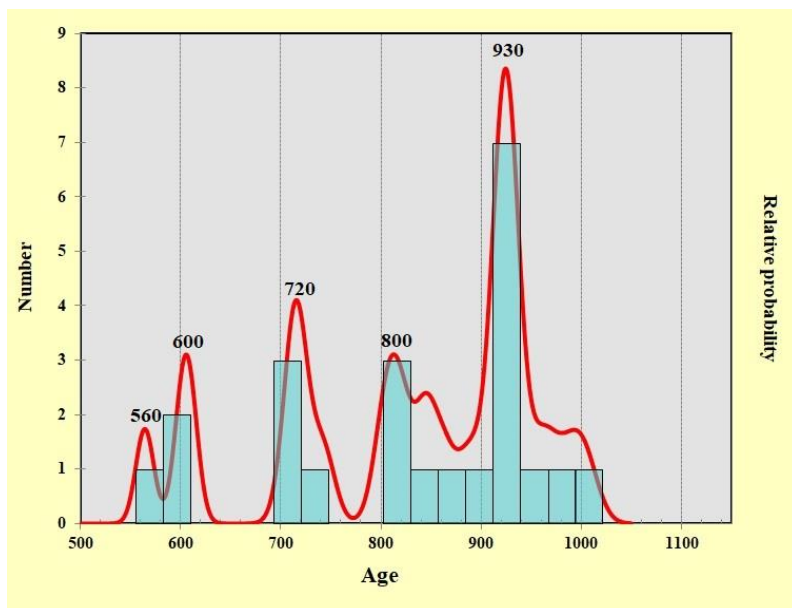


از آنجایی که این گرانیت‌ها، جوان‌ترین واحدهای سنگی مجموعه می‌باشند، دامنه سنی ۵۶۰ تا ۵۸۰ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزویک (ادیاکارن) برای این مجموعه منطقی‌تر می‌باشد. با مقایسه سن‌های به دست آمده از نمونه‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد با مطالعات پیشین صورت گرفته بر روی مناطق پی‌سنگی ( Balaghi Einalou, 2014; Faramarzi et al., 2015; Hosseini et al., 2015; Kargaranbafghi et al., 2015; Monazzami Bagherzadeh et al., 2015; Safarzadeh et al., 2016; Shafaii Moghadam et al., 2015, 2016 a,b, 2017a,b; Malek-Mahmoudi et al., 2017; (Azizi et al., 2017; Malek Pour Alamdari, 2017, Honarm& et al., 2016, 2017

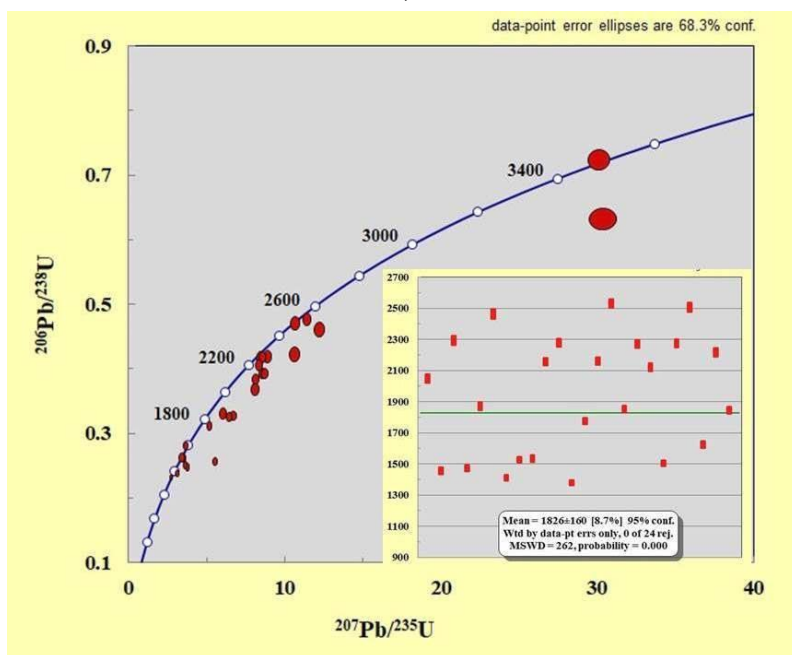
تعلق داشتن این مجموعه به بازه زمانی نئوپروتروزویک پسین محرز است و اندک تفاوت مشاهده شده در سن‌های به دست آمده را می‌توان به حوادث دگرگونی و تکتونیکی تحمیل شده بر این سنگ‌ها و از دست رفتن سرب یا توزیع مجدد اورانیوم در سنگ نسبت داد.



الف

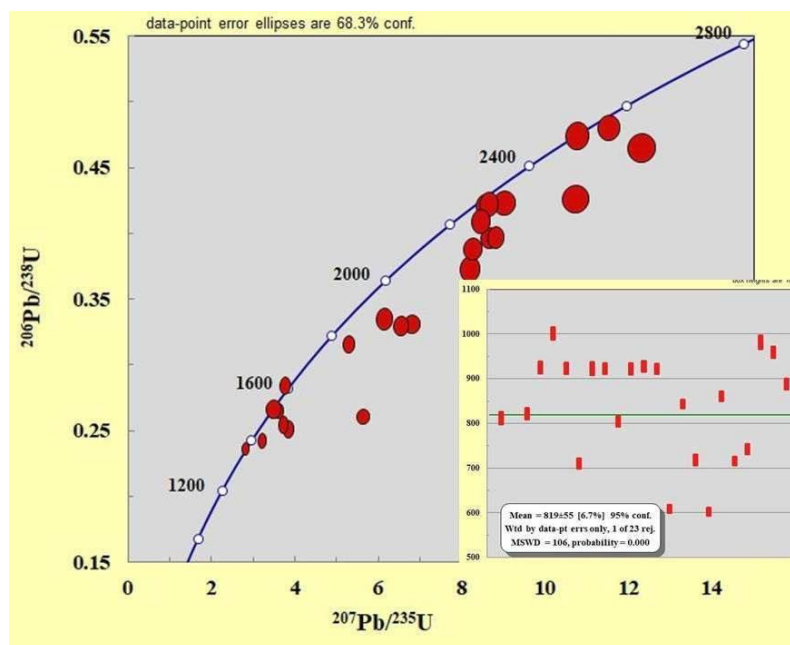


ب



پ

شکل ۵-۶- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال (probability density) نمونه میکاشیستی KM-97 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن سنجی کانی زیرکن.

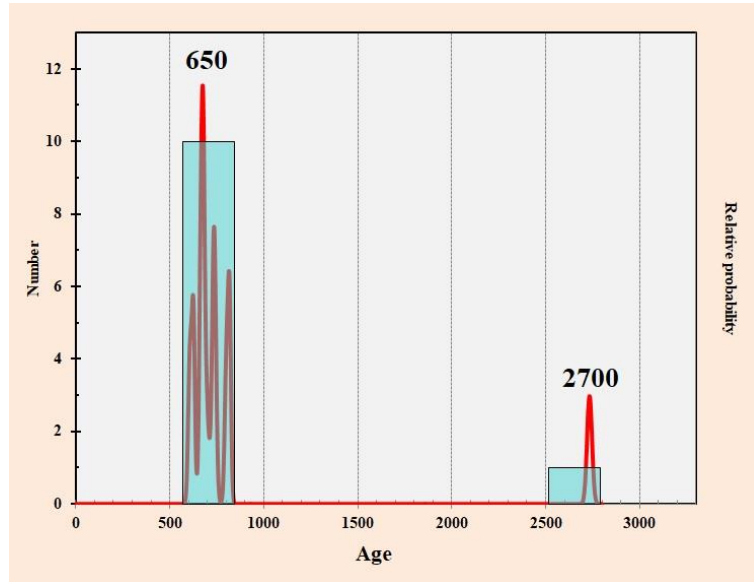


ت  
ادامه شکل ۵-۶

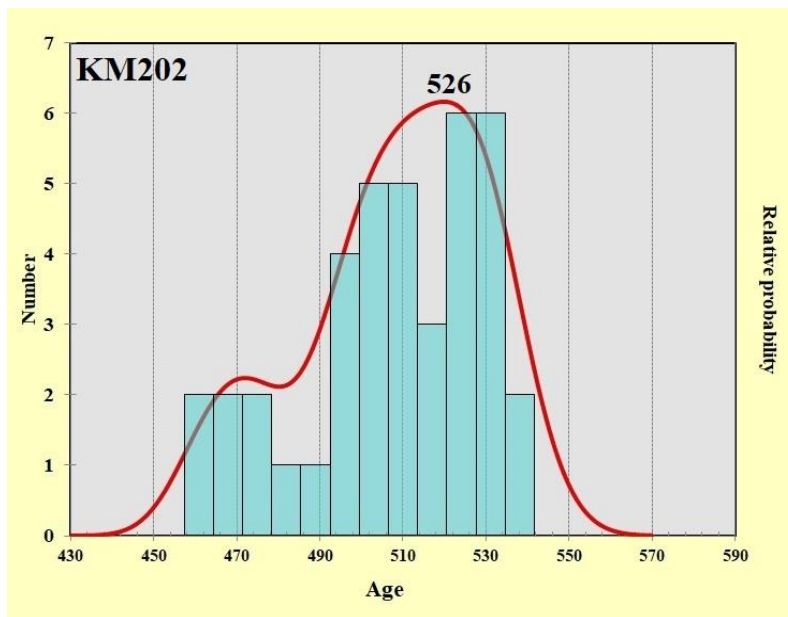
نمونه گنیسی **KM-202**: زیرکن‌های نمونه KM-202 منشوری، شفاف با اندازه ۷۰ تا ۲۰۰ میکرون و نسبت طول به عرض یک به یک تا دو به یک است. بسیاری از زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی با هسته‌های تیره هستند، که این هسته‌ها با حاشیه‌های شفاف احاطه شده‌اند. اغلب هسته‌ها بدون شکل بوده و تعداد بسیار کمی از آن‌ها منطقه‌بندی دارند که نشان دهنده تبلور دوباره این زیرکن‌ها تحت تأثیر حوادث بعدی می‌باشد. برای این نمونه گنیسی در مجموع ۵۴ نقطه از هسته‌ها و حاشیه‌های زیرکن‌ها مورد آنالیز قرار گرفت. مقادیر توریم (Th) برابر با ۵۴/۱۳ تا ۸۴۳۰، اورانیوم (U) برابر با ۸۲/۱۷ تا ۴۶۹۴ پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم (Th/U) بین ۰/۶۶ تا ۱/۸۶ قرار دارند. سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  این زیرکن‌ها در محدوده ۴۷۶/۲ تا ۸۱۸/۲ میلیون سال قرار دارد. در مجموع ده عدد از زیرکن‌های سن‌سنجی شده سن‌های قدیمی در محدوده ۶۰۸ تا ۲۷۳۲ میلیون سال را نشان می‌دهند که متعلق به هسته‌های موروثی است و از فرسایش سرزمین‌های قدیمی با گستره سنی ۶۰۸ تا ۲۷۳۲ میلیون سال بوجود آمده‌اند، بیشترین فراوانی سن‌های موروثی ۶۵۰

میلیون سال است (شکل ۵-۷-الف). بهترین سن سازگاری برای این نمونه در محدوده

$524/4 \pm 7/3$  میلیون سال و میزان MSWD برابر با  $9/4$  است (شکل ۵-۷-ب و پ).

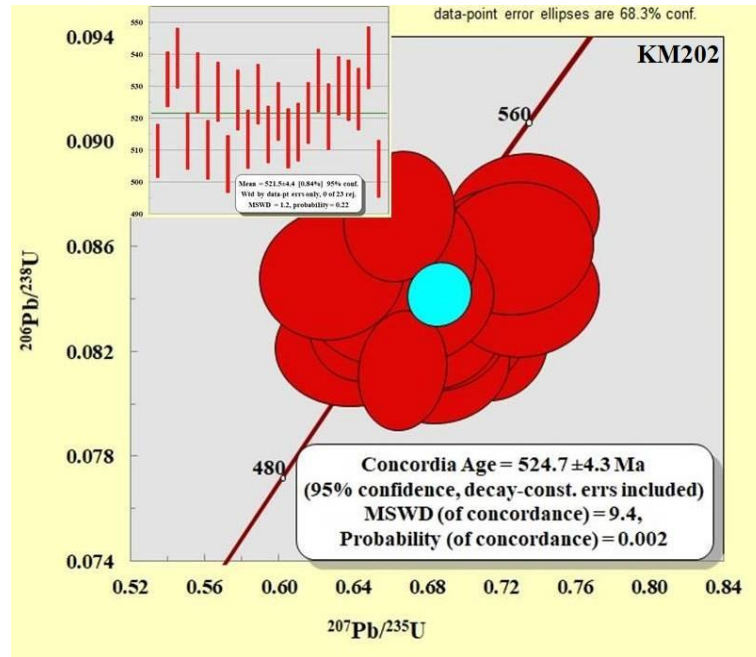


الف



ب

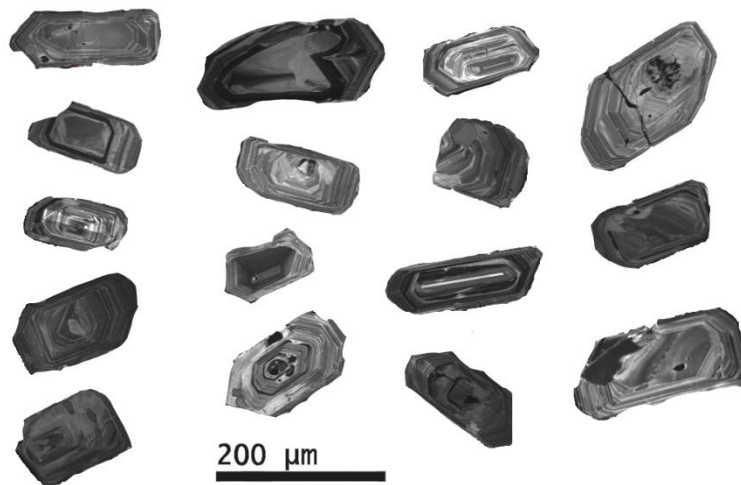
شکل ۵-۷-الف - هیستوگرام فراوانی سن‌های موروثی نمونه گنیسی KM-202. ب و پ - هیستوگرام چگالی احتمال (probability density) و نمودار سازگاری بر اساس نتایج به دست آمده از آنالیز زیرکن‌های نمونه گنیسی KM-202.



پ

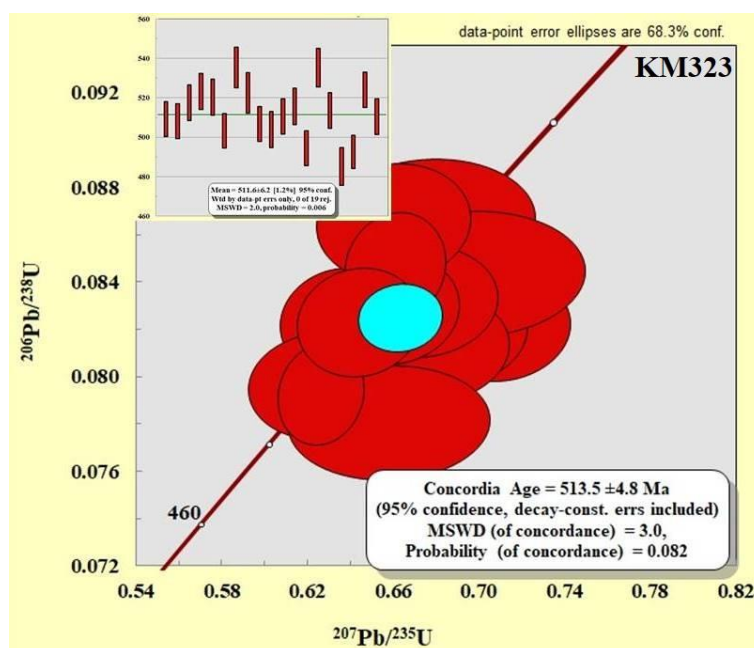
ادامه شکل ۵-۷

نمونه گنیسی **KM-323**: زیرکن‌های جدا شده از نمونه گنیسی **KM-323** اغلب به شکل منشورهای طویل با اندازه ۵۰ تا ۲۵۰ میکرون هستند، ولی بطور عمده اندازه آن‌ها ۲۰۰ میکرون است، نسبت طول به عرض زیرکن‌های مورد مطالعه اغلب یک به یک تا دو به یک می‌باشد. بررسی تصاویر کاتدولومینسانس این زیرکن‌ها نشان می‌دهد که اغلب دارای منطقه‌بندی نوسانی با هسته‌های تیره و حاشیه‌های روشن هستند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- تصویر تعدادی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گنیسی **KM-323**.

در مجموع ۳۶ عدد زیرکن جهت تعیین سن این نمونه مورد آنالیز قرار گرفت که مقادیر توریم (Th) آن‌ها بین ۸۶/۲۶ تا ۱۰۱۹/۵۶، اورانیوم (U) در گستره ۱۸۷/۷۵ تا ۱۲۳۲/۹۸ پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم (Th/U) در محدوده ۰/۴۵۹ تا ۰/۸۲۶ قرار می‌گیرند. سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  این نمونه در گستره ۴۷۰/۷ تا ۵۸۲ میلیون سال قرار می‌گیرند. سن‌سازی این نمونه  $513/5 \pm 4/8$  میلیون سال و میزان MSWD برابر با ۳ می‌باشد (شکل ۹-۵).



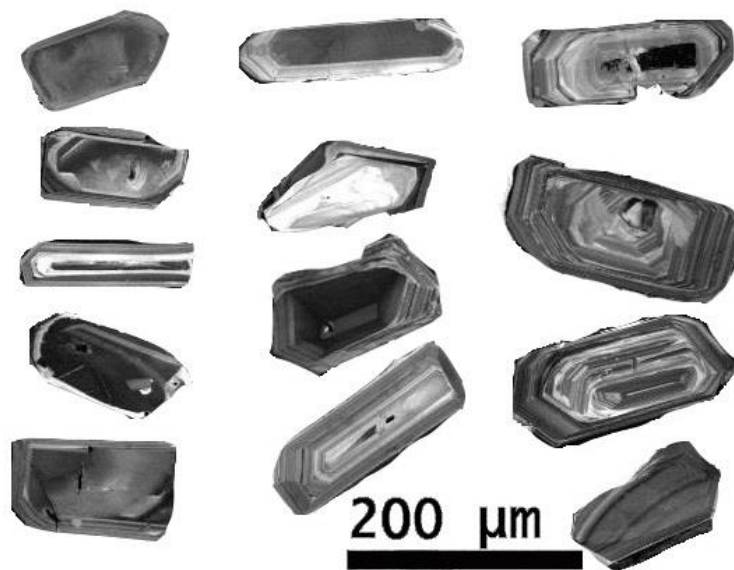
شکل ۹-۵ الف و ب - نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال (probability density) نمونه گنیسی KM-323 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن‌سنجی.

#### ۴-۵- گرانیت‌ها

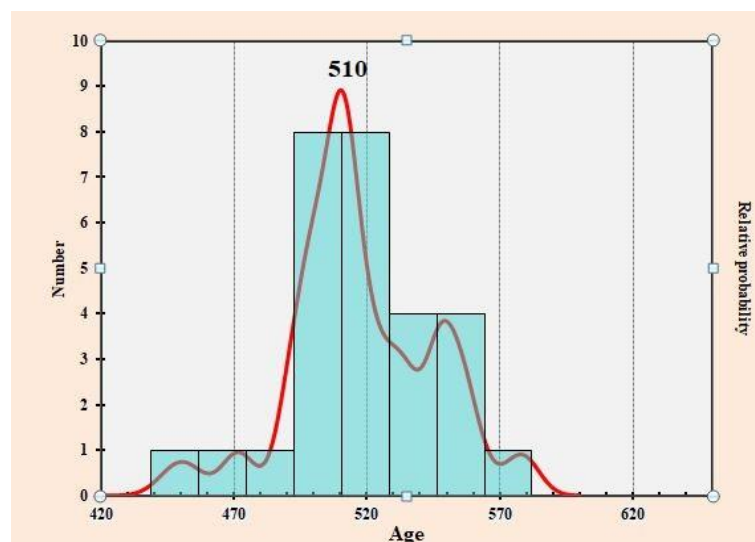
از نمونه‌های گرانیتی مجموعه ماجراد دو نمونه KM-149 و KM-364 مورد آنالیز سن‌سنجی قرار گرفت که در ادامه به بررسی آن‌ها می‌پردازیم.

**نمونه گرانیتی KM-149:** اندازه زیرکن‌های نمونه KM-149 در حدود ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد و اغلب دارای هسته‌های موروثی هستند، هسته‌ها اغلب منطقه‌بندی داشته و حاشیه‌ها فاقد منطقه‌بندی هستند. مقادیر توریم (Th) محاسبه شده برای نمونه مذکور در

گستره ۵۷/۷ تا ۱۶۴۳/۲۵، اورانیوم (U) در محدوده ۱۸۳/۷۶ تا ۳۳۳۸/۵۲ پی‌پی‌ام و نسبت Th/U توریم به اورانیوم بین ۰/۱۲۴ تا ۱/۸۹ قرار دارد. سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  به دست آمده از این نمونه در بازه زمانی ۴۵۰/۴ تا ۵۷۸/۲ میلیون سال قرار دارند و بهترین سن سازگاری متناسب با زمین‌شناسی عمومی منطقه برای این نمونه در حدود  $506/9 \pm 4$  میلیون سال با MSWD برابر با ۵/۳ می‌باشد (شکل ۵-۱۰-الف، ب و پ).

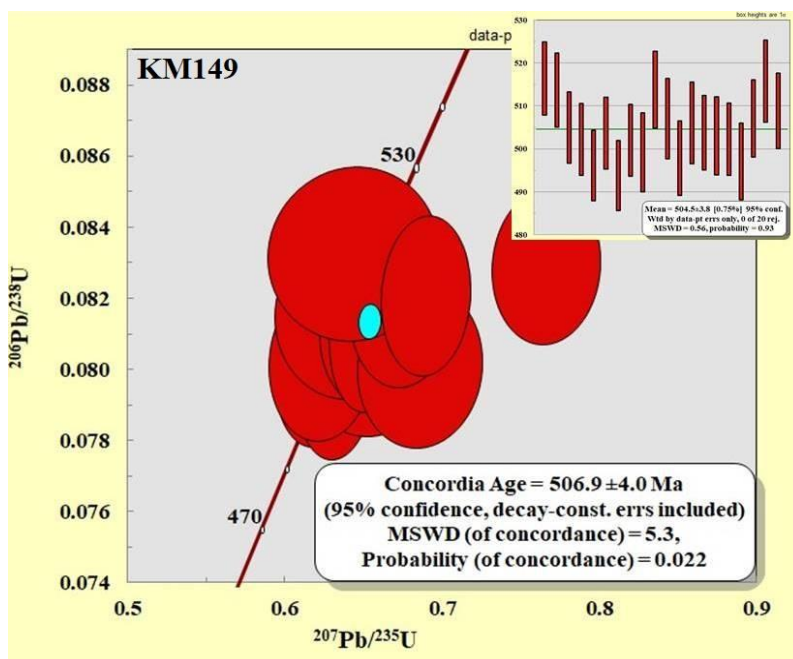


الف



ب

شکل ۵-۱۰-الف - تعدادی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی KM-149. ب و پ - میانگین سنی و نمودارهای سازگاری چگالی احتمال (probability density) نمونه گرانیتی KM-149.



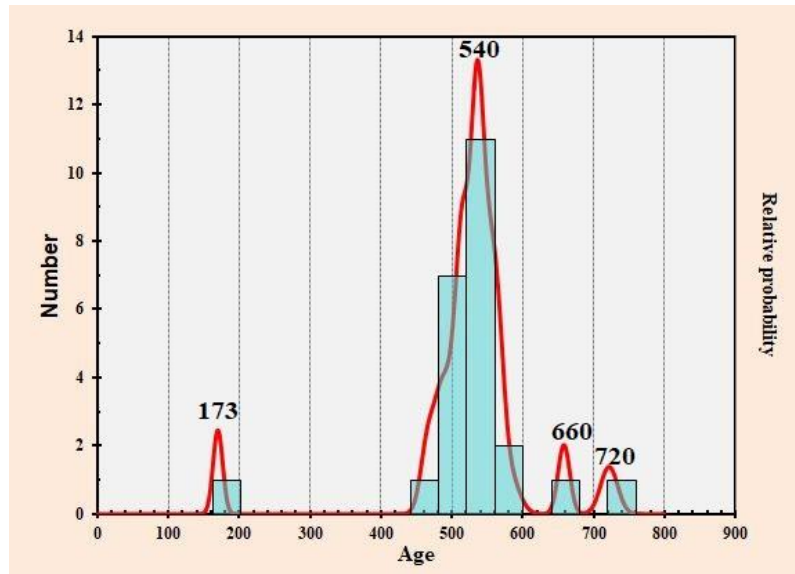
پ

ادامه شکل ۵-۱۰

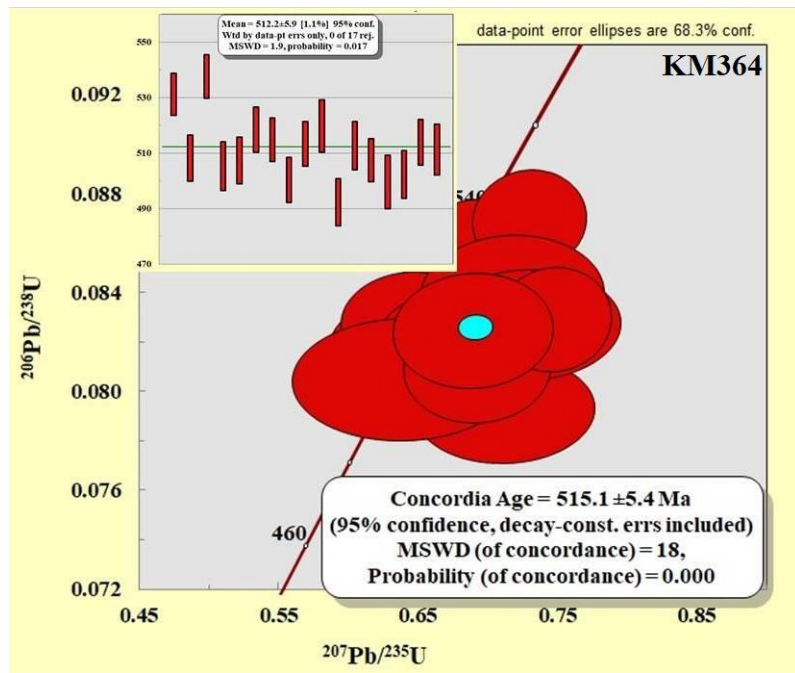
نمونه گرانیتی KM-364: زیرکن‌های جدا شده از نمونه KM-364 در تصاویر کاتدولومینسانس اغلب تیره، فاقد منطقه‌بندی یا دارای منطقه‌بندی بسیار ضعیف هستند. در برخی از آنها آثار خوردگی مشاهده می‌شود که ممکن است ناشی از سیالات آزاد شده در حین فرآیندهای دگرگونی باشد. زیرکن‌ها دارای اندازه ۳۰ تا ۱۵۰ میکرون با نسبت طول به عرض تقریباً یک به یک هستند.

آنالیز دانه‌های زیرکن نشان داد که مقادیر ایزوتوپی توریم (Th) به دست آمده برای این نمونه بین ۵۱/۵۱ تا ۹۹۶/۰۹، اورانیوم (U) در محدوده ۲۰۵/۹ تا ۲۳۱۷ پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم بین ۰/۳۷ تا ۱/۰۸ قرار دارند. سن سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  ترسیم شده برای این نمونه در حدود  $515/1 \pm 5/4$  میلیون سال با MSWD یک می‌باشد، سن‌های به دست آمده برای این نمونه در محدوده ۱۷۳ تا ۱۲۷۳ میلیون سال قرار دارند (شکل ۵-۱۱-الف و ب). از مجموع زیرکن‌های مورد مطالعه دو زیرکن سن‌های قدیمی ۱۰۶۴ و ۱۲۷۳ و پنج زیرکن دیگر سنی در محدوده ۶۲۰ تا ۷۲۰ میلیون سال قرار دارند که متعلق به هسته‌های موروثی زیرکن‌ها می‌باشند.





الف



ب

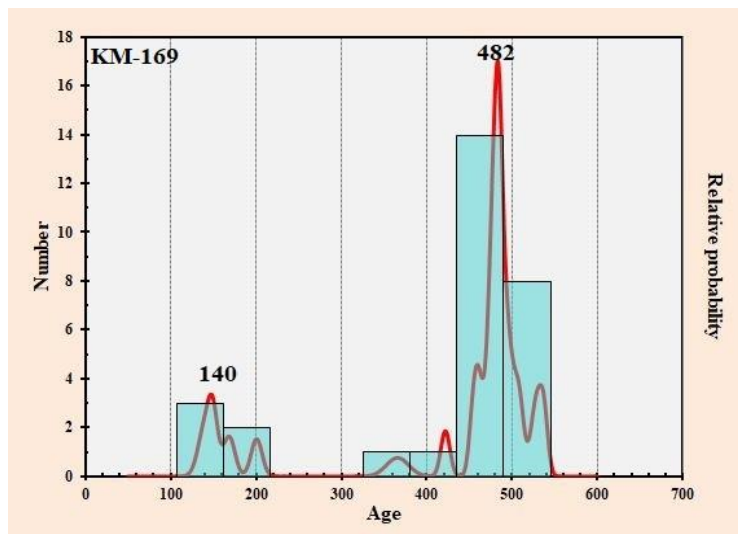
شکل ۵-۱۱- هیستوگرام چگالی احتمالی (probability density)، نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه‌های گرانیتی KM-364 بر اساس نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها.

## ۵-۵- متاریولیت‌ها

از متاریولیت‌های منطقه ماجراد دو نمونه KM-169 و KM-196 مورد آنالیز سن‌سنجی قرار گرفتند. تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های جدا شده از متاریولیت‌های مجموعه ماجراد نشان می‌دهند که زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری کوتاه تا طویل هستند و بعضی از آنها

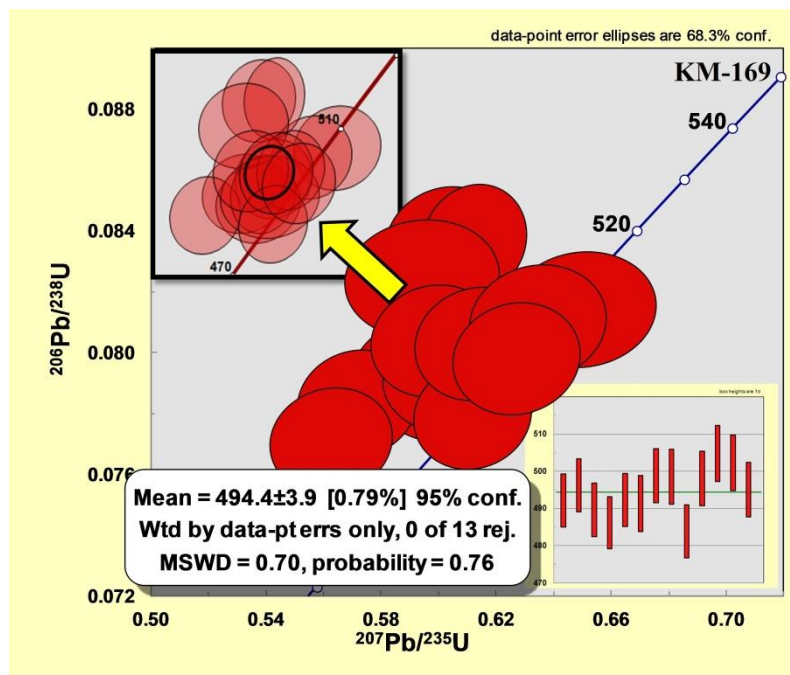
منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. اغلب زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آن‌ها حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون می‌باشد و نسبت طول یک به یک دارند.

**نمونه متاریولیتی KM-169:** میزان توریم (Th) حاصل از آنالیز دانه‌های زیرکن نمونه KM-169 مقادیری بین ۱۰۳/۱ تا ۳۲۸۶/۷۴، اورانیوم (U) از ۱۵۷/۶ تا ۴۳۵۱ پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم (Th/U) در گستره ۰/۲۳ تا ۰/۷۶ قرار می‌گیرند. در مجموع ۳۰ عدد زیرکن آنالیز شده شش سن جوان در محدوده ۱۳۸/۹ تا ۳۶۵/۸ میلیون سال و بقیه سن‌ها در گستره ۴۲۱/۸ تا ۵۳۷/۴ میلیون سال قرار دارند (شکل ۵-۷ الف). سن‌سازی  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  برای این نمونه در حدود  $494/4 \pm 3/9$  میلیون سال با میزان MSWD برابر با ۰/۷۶ است (شکل ۱۲-۵).



الف

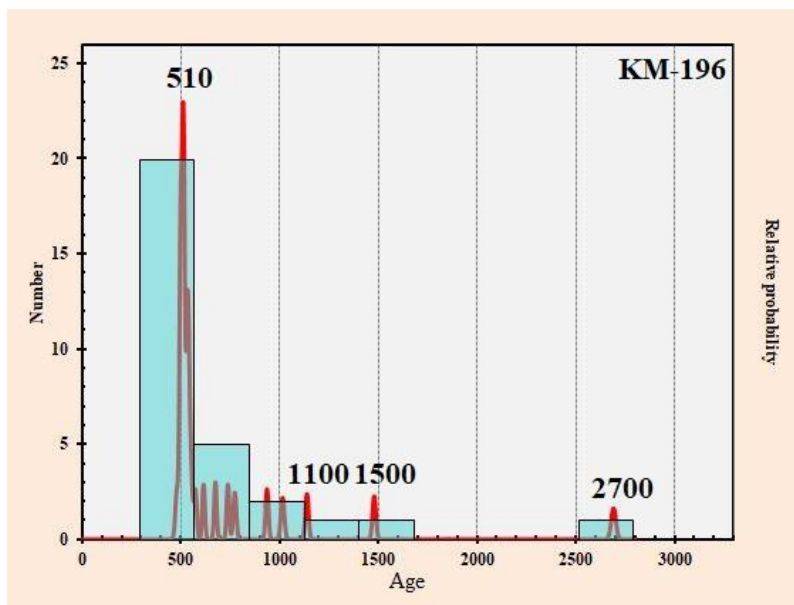
شکل ۵-۱۲ - الف و ب - هیستوگرام چگالی احتمال (probability density)، نمودارهای سازگاری و میانگین سنی زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاریولیتی KM-169 مبتنی بر نتایج سن‌سنجی به روش اورانیوم - سرب (U-Pb).



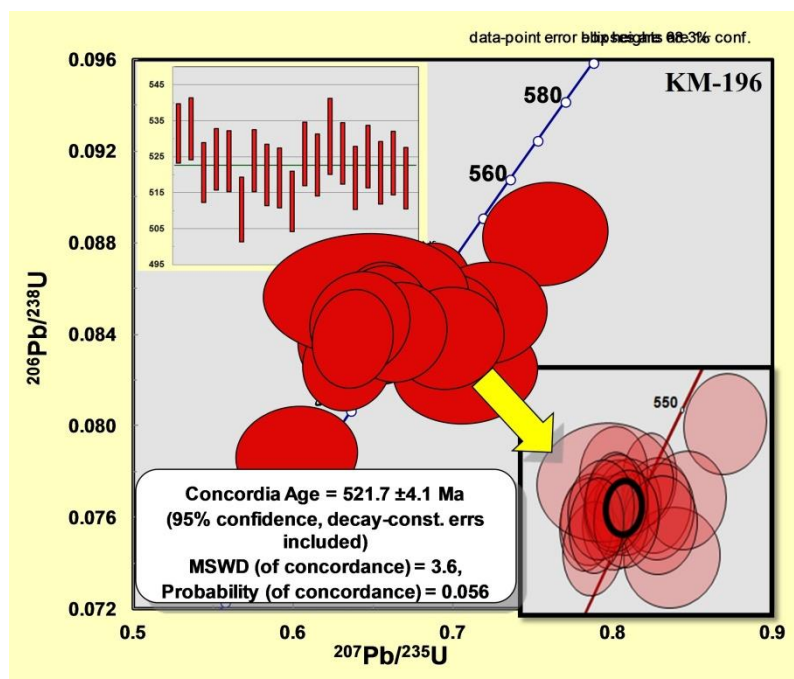
ب

ادامه شکل ۵-۱۲

نمونه متاریولیتی KM-196: سی عدد از زیرکن‌های نمونه KM-196 مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج حاصل در جداول پیوست ارائه شده است. میزان توریم (Th) این نمونه در محدوده ۲۳۷/۳۲ تا ۱۴۳۱/۳۷، اورانیوم (U) در گستره ۱۲۴/۷۵ تا ۲۰۴۹ پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم (Th/U) بین ۰/۳۶ تا ۰/۷ قرار دارند. محدوده سنی به دست آمده برای این نمونه بین ۴۷۹/۷ تا ۲۶۹۱ میلیون سال قرار دارد، از سی عدد زیرکن آنالیز شده برای این نمونه، نه سن قدیمی در محدوده ۶۱۵ تا ۹۳۶ و ۱۰۱۵ تا ۲۶۹۱ میلیون سال قرار دارند. نمودار سازگاری سن‌های به دست آمده از نسبت‌های ایزوتوپی  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  این نمونه سن سازگاری  $521.7 \pm 4$  میلیون سال با MSWD برابر با ۳/۶ را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۳-الف و ب).



الف



ب

شکل ۵-۱۳- الف و ب - هیستوگرام چگالی احتمالی (probability density)، نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه متاریولیتی KM-196.

با توجه به سن سنجی انجام شده بر روی نمونه متاریولیتی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷) و سن سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  در حدود  $521.7 \pm 4.1$  میلیون سال معادل نئوپروتروزوییک پسین (ادیاکارن) و همچنین نتایج

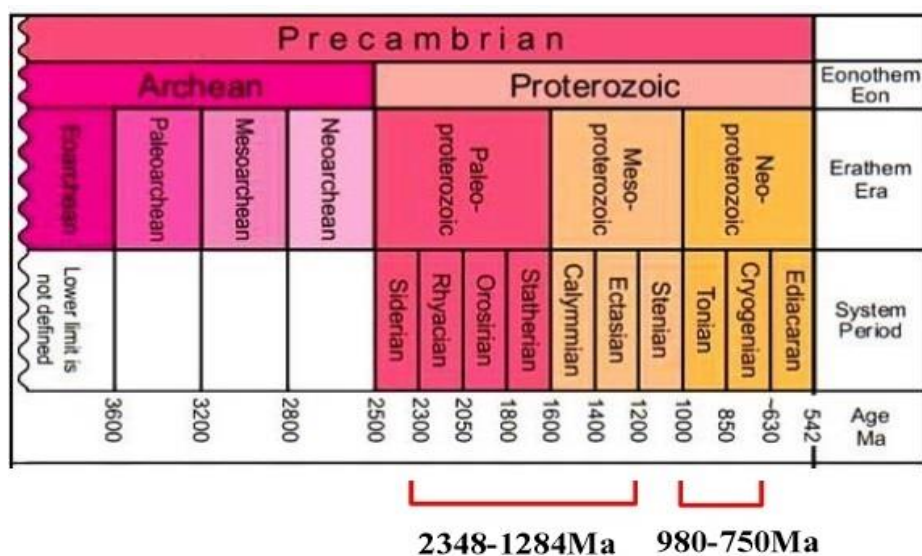
سن‌سنجی متاریولیت‌های دیگر مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مانند متاریولیت‌های منطقه برنورد به سن  $(552/23 \pm 4/73)$  میلیون سال (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) و هرمز به سن‌های  $(576 \pm 15)$  میلیون سال و  $(558 \pm 6/7)$  میلیون سال (Faramarzi et al., 2015) به نظر می‌رسد بازه زمانی به دست آمده از متاریولیت‌های ذکر شده به واقعیت نزدیک‌تر بوده و اندک تفاوت مشاهده شده در سن‌های متاریولیت‌های ماجراد را می‌توان به حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها (دگرگونی، دگرریختی و میلونیتی‌شدن شدید) نسبت داد. مهم‌ترین مکانیسم مؤثر در جوان‌شدگی سن‌های به دست آمده برای متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد را می‌توان به از دست رفتن سرب تحت تأثیر حوادث دگرگونی، بالا آمدگی و فرسایش نسبت داد.

گلدیچ و موردی (۱۹۷۲) معتقدند که کانی‌های حاوی U و Th و نوزادان آن‌ها بر اثر تلاشی آلفا در معرض صدمات تشعشی قرار می‌گیرند. صدمات تشعشی به تشکیل کانال‌های موئین میکروسکوپی منجر می‌شود که از طریق آن‌ها آب به درون بلور نفوذ می‌کند. این آب درون بلور محفوظ می‌ماند تا این که بالا آمدگی و فرسایش موجب از بین رفتن فشار تحمیل شده به کانی‌ها می‌گردد. اتساعی که به این طریق در زیرکن‌ها ایجاد می‌شود به آب و سرب رادیوژنیک حل شده در آن‌ها اجازه می‌دهد بلور را ترک کنند. بنابراین بالا آمدگی و فرسایش کمپلکس‌های پی‌سنگی پرکامبرین موجب از بین رفتن سرب رادیوژنیک می‌شود (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

#### ۵-۶- متاپسامیت

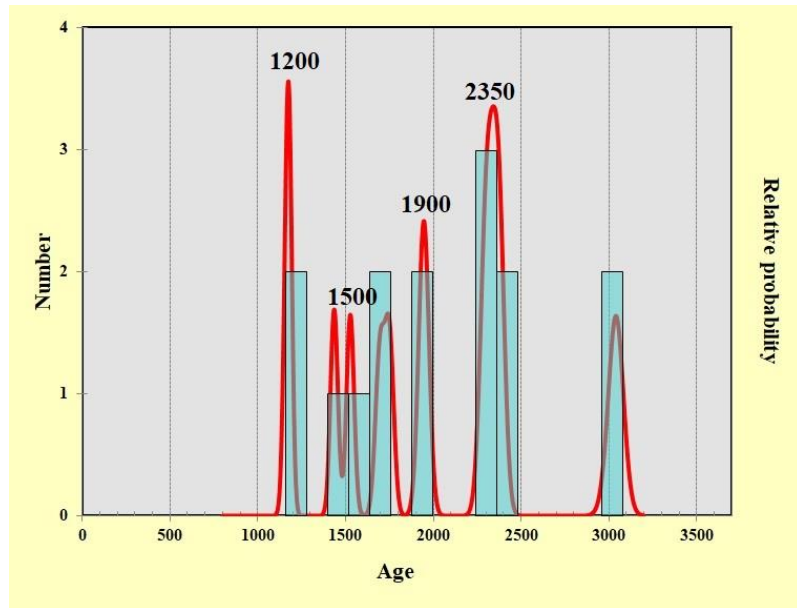
از متاپسامیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد یک نمونه مورد آنالیز سن‌سنجی قرار گرفت. در مجموع ۴۰ عدد از زیرکن‌های نمونه KM-341 مورد بررسی قرار گرفت. بررسی تصاویر کاتدولومینسانس نشان می‌دهد که زیرکن‌ها اغلب شفاف، نیمه شکل‌دار با حواشی گرد شده و دارای هسته‌های موروثی هستند. اندازه آن‌ها در حدود ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون و

نسبت طول به عرض دو به یک است. میزان اورانیوم U برای این نمونه در گستره ۳۲/۸ تا ۱۶۷۷ پی‌پی‌ام، توریم Th ۳/۳۶ تا ۲۴۹۶/۱۷ پی‌پی‌ام و نسبت Th/U در محدوده ۰/۰۱ تا ۱/۴۹ قرار دارد. نمونه متاپسامیتی مورد نظر دامنه سنی ۱۷۷/۷ تا ۳۲۴۸ میلیون سال را نشان می‌دهد. با بررسی نتایج سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  به دست آمده برای این نمونه سه بازه زمانی مشاهده می‌شود. یک دسته در بازه زمانی ۳۲۴۸ تا ۱۲۸۴ میلیون سال (معادل مزوپروتروزوئیک تا پالئوپروتروزوئیک)، دسته دوم در گستره ۹۸۰ تا ۵۷۰ میلیون سال (معادل مزوپروتروزوئیک تا نئوپروتروزوئیک) و دسته آخر در محدوده ۱۷۷ تا ۲۲۲ میلیون سال (معادل تریاس میانی تا ژوراسیک میانی) قرار دارند (شکل ۵-۱۴).

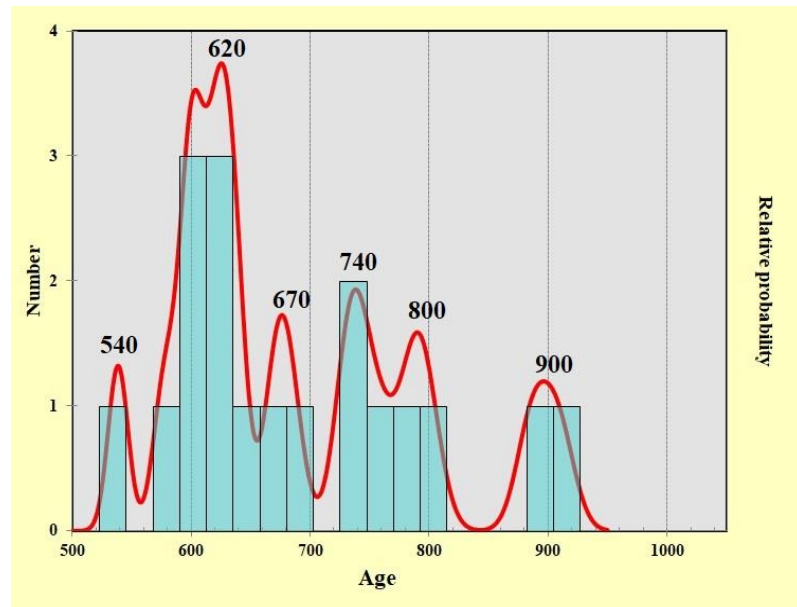


شکل ۵-۱۴ - محدوده سنی زیرکن‌های موروثی نمونه متاپسامیتی KM-341.

نمودار سازگاری و نمودارهای چگالی احتمال برای نمونه متاپسامیتی در شکل (۵-۱۵) نمایش داده شده است. بیشترین فراوانی دامنه سنی زیرکن‌های آنالیز شده در ۲۳۵۰ و ۶۲۰ میلیون سال می‌باشد.

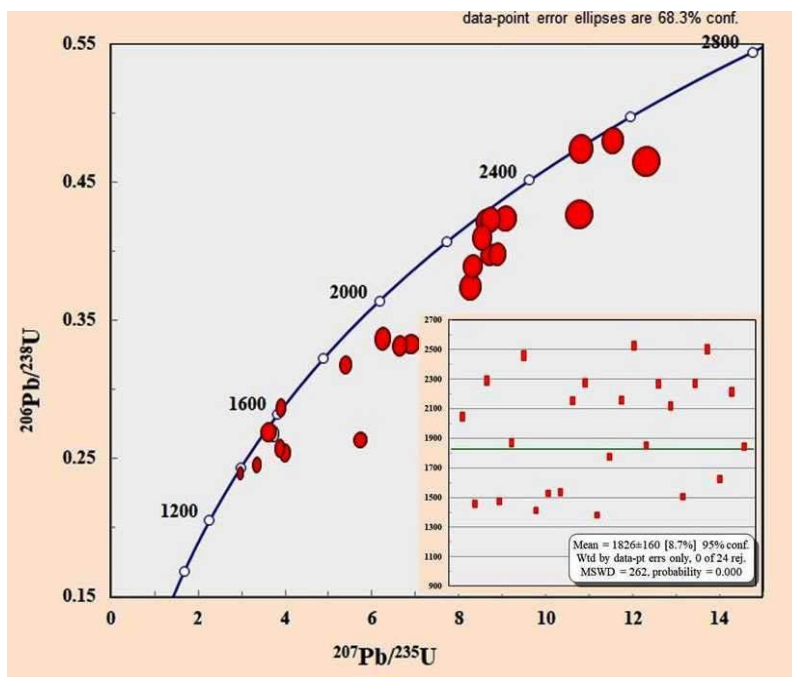


الف



ب

شکل ۵-۱۵- الف، ب و پ - نمودارهای چگالی احتمال (probability density) و نمودار سازگاری بر مبنای نتایج سن سنجی زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاپسامیتی KM-341.



پ

ادامه شکل ۵-۱۵

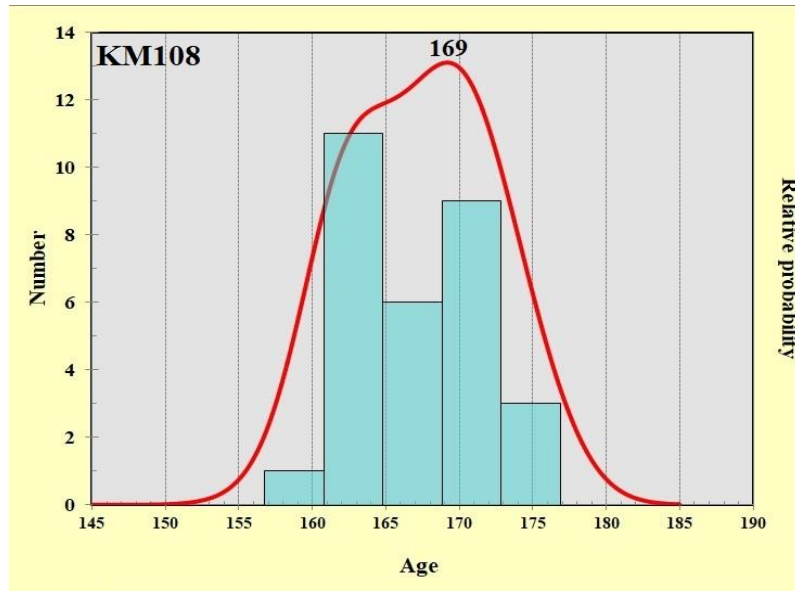
## ۵-۷- گابرو دیوریت‌ها

تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های جدا شده از گابرو دیوریت‌ها ماجراد نشان می‌دهد که اغلب زیرکن‌ها، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، شفاف و دارای اشکال منشوری با طول ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون با نسبت طول به عرض دو به یک می‌باشند (شکل ۵-۱۵-الف و ب). در مجموع برای هر نمونه سی عدد زیرکن مورد آنالیز سن‌سنجی با استفاده از روش LA-ICPMS قرار گرفت که نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی زیرکن‌های مزبور در جداول پیوست ارائه و در ترسیم نمودارهای سازگاری از آن‌ها استفاده شده است.

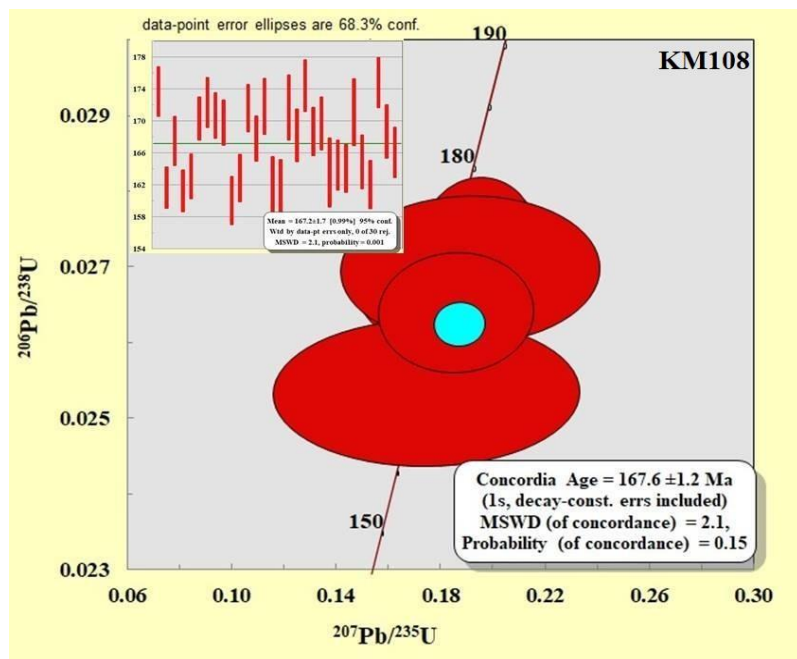
**نمونه گابرو دیوریتی KM-108:** این نمونه گابرو دیوریتی دارای مقادیر توریم  $Th$  ۵۹/۵۴ تا ۲۲۵۲/۶۵ پی‌پی‌ام، اورانیم ۱۴۲/۶۷ تا ۲۰۸۶/۸۷ پی‌پی‌ام و نسبت تورم به اورانیم ۰/۴۲ تا ۱/۴۶ می‌باشد. زیرکن‌های مورد بررسی دامنه سنی ۱۵۶/۷ تا ۲۳۲/۷ میلیون سال را نشان می‌دهند. بر اساس نمودار سازگاری ترسیم شده با استفاده از نرم افزار ISOPLT3.0 بهترین محل تقاطع داده‌های  $^{207}Pb/^{235}U$  با منحنی سازگاری  $167/6 \pm 1/2$  با مقدار MSWD برابر



۱/۲ می باشد. نمودار سازگاری و میانگین سنی این نمونه در شکل ارائه شده است (شکل ۵-۱۶-ب و پ).



الف



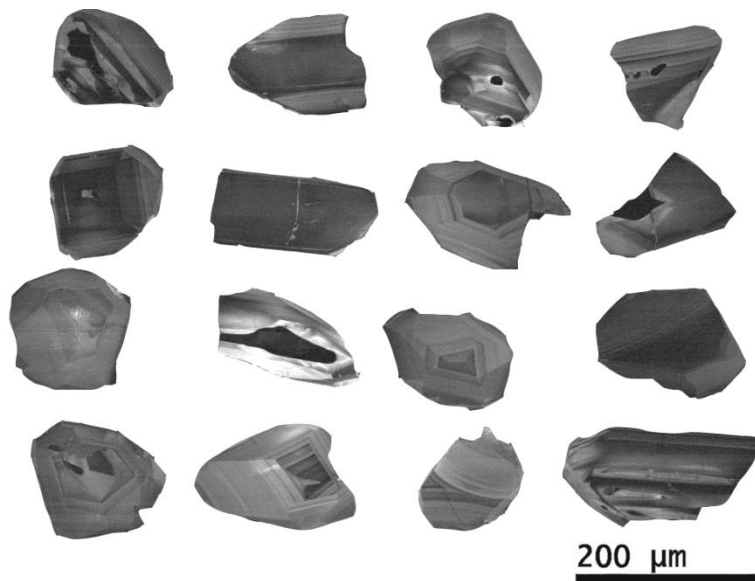
ب

شکل ۵-۱۶-الف و ب - نمودارهای چگالی احتمال (probability density) و نمودار سازگاری نمونه کابرودیوریتی KM-108.

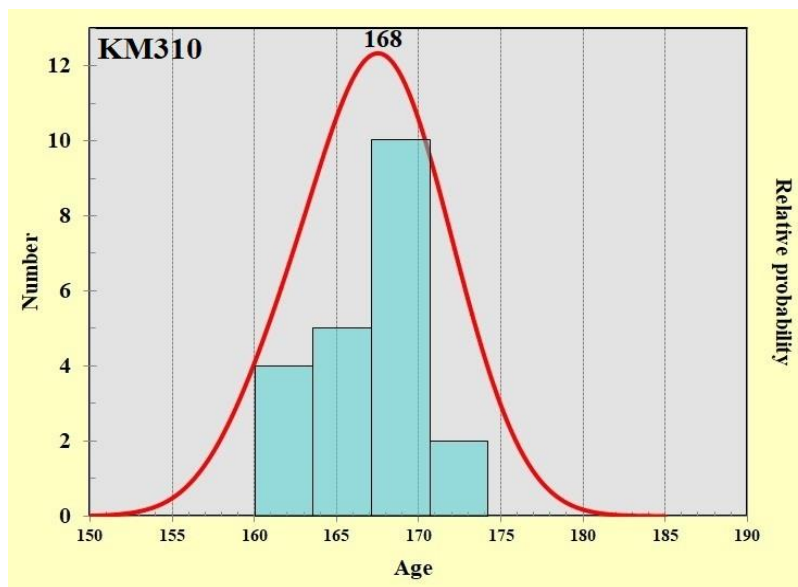
نمونه گابرودیوریتی KM-310: آنالیز زیرکن‌های جدا شده از نمونه گابرودیوریتی

KM310 نشان می‌دهد که مقدار توریم Th برابر ۶۶/۱۵ تا ۳۱۴۵/۷ پی‌پی‌ام، اورانیوم U

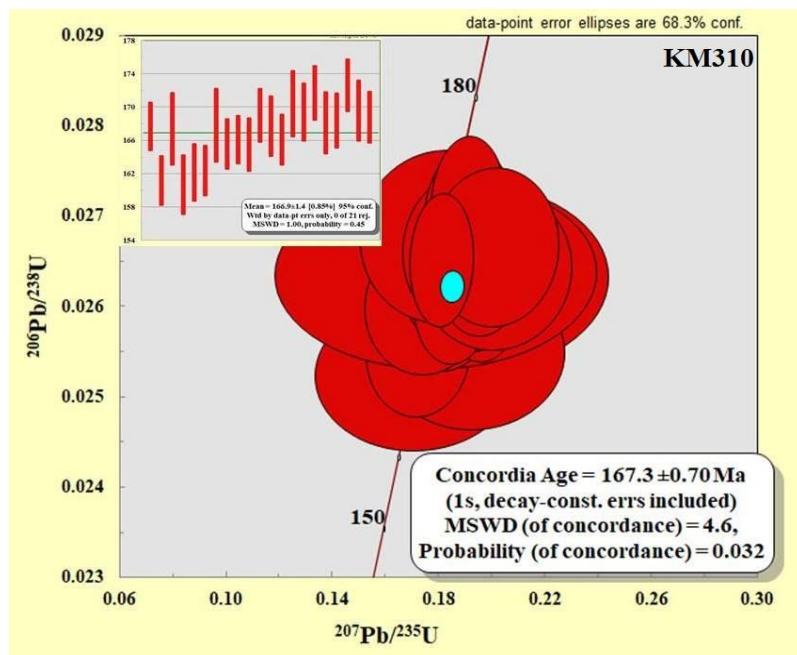
۱۲۰/۶۲ تا ۳۸۵۱ پی‌پی‌ام و نسبت توریم به اورانیوم Th/U در محدوده ۱/۸۳ تا ۰/۱۶ پی-پی‌ام بوده و سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  در محدوده ۱۵۸/۴ تا ۲۸۶ میلیون سال قرار می‌گیرند. سن سازگاری برای این نمونه برابر با  $167.3 \pm 0.7$  میلیون سال و میزان MSWD برابر ۴/۶ می‌باشد (شکل ۵-۱۷-الف و ب).



الف



ب



پ

شکل ۵-۱۷-الف - تصاویر کاتادلومینسانس زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد. ب و پ - نمودارهای سازگاری، چگالی احتمال (probability density) و میانگین سنی نمونه گابرودیوریتی KM-310.

**نمونه گابرودیوریتی KM-235:** با بررسی زیرکن‌های جدا شده از نمونه KM-235 مقادیر

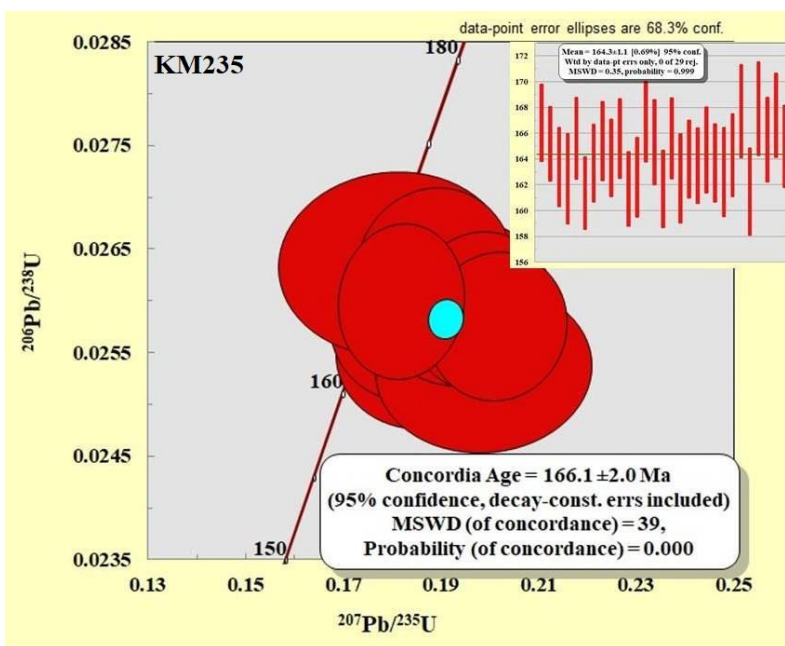
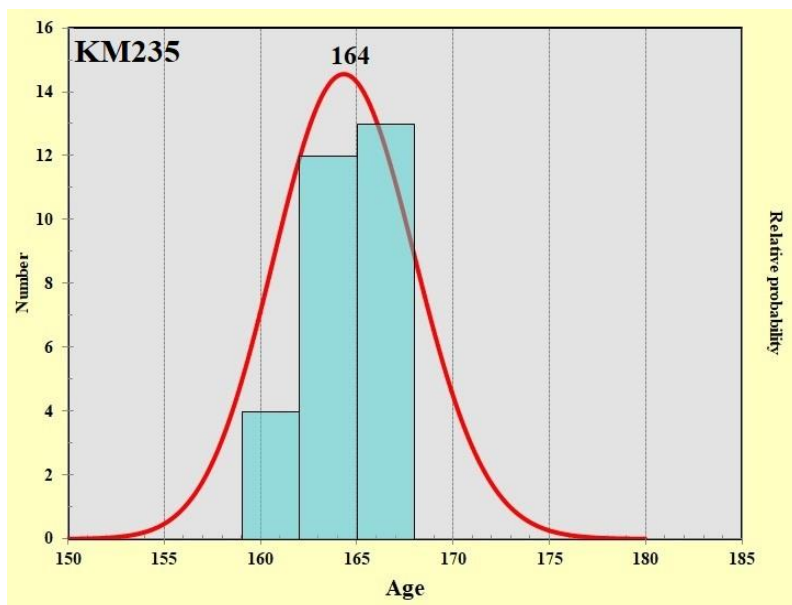
توریم در گستره ۱۶۷/۱۸ تا ۱۹۹۲/۵۸ پی‌پی‌ام، نسبت اورانیوم U بین ۳۰۳/۵ تا ۱۴۷۳/۲۱

پی‌پی‌ام و نسبت تورم به اورانیوم Th/U در محدوده ۰/۵ تا ۱/۴ قرار دارد. سن‌های

در  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  گستره ۱۶۵/۶ تا ۲۰۶/۸ میلیون سال قرار دارند که سن سازگاری برابر با

$166/2 \pm 1$  میلیون سال منطبق و میزان MSWD برابر با ۳۹ می‌باشد (شکل ۵-۱۸-الف و

ب).



شکل ۵-۱۸- الف و ب - نمودارهای سازگاری، چگالی احتمال (probability density) و میانگین سنی نمونه گابرودیوریتی KM-235.

گابرودیوریت‌ها ماجراد با میانگین سنی ۱۶۷ میلیون سال معادل ژورسیک‌میانی (آشکوب‌های بازوسین تا باتونین) برای اولین بار در قالب این پژوهش مورد مطالعه سن‌سنجی قرار گرفته‌اند. مستندات زمین‌شناسی ناحیه‌ای و چینه‌شناسی منطقه نیز صحت

نتایج به دست آمده را تأیید می‌کند (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴ و رستمی، ۱۳۹۶).

گابرودیوریت‌های مشابه در منطقه کلاته (شمال‌خورد یا شرق جندق)، مجموعه پی‌سنجی دگرگونی - آذرین جندق (به سن نئوپروتریوزوئیک‌پسین) را قطع کرده‌اند، بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن، سن‌های ۲۱۲ تا ۲۲۲ میلیون سال (تریاس بالایی معادل آشکوب کارنین - نورین) گزارش شده است (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶). بنابراین ماگماتیسم بازیگ - حدواسط در محدوده سنی تریاس - ژوراسیک به سمت شمال جوان‌شدگی نشان می‌دهد.

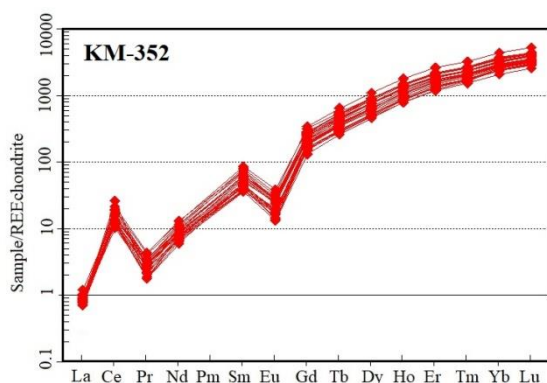
#### ۵-۸- ژئوشیمی عناصر کمیاب زیرکن‌ها

در چند دهه اخیر به موازات توسعه سن‌سنجی ایزوتوپی و استفاده از کانی زیرکن در تعیین سن وقایع زمین‌شناسی، استفاده از ژئوشیمی عناصر کمیاب زیرکن‌ها جهت تعیین ماگمای والد (Hinton & Upton, 1999; Barbey et al., 1995) یا منشاء کانی زیرکن (Heaman et al., 1990; Maas et al., 1992; Paterson et al., 1992; Hoskin & Ireland, 2000) توسعه یافته است. مطالعات پیشین صورت گرفته بر روی ژئوشیمی عناصر کمیاب نشان می‌دهد که الگوی REE زیرکن‌های گوشته‌ای با زیرکن‌های پوسته‌ای کاملاً متفاوت است (Heaman et al., 1990; Belousova et al., 1998; Hoskin, 1998; Hoskin & Ireland, 2000). زیرکن‌های پوسته‌ای اغلب الگوی REE مشابه دارند و مطالعه الگوی REE هسته‌های موروثی می‌تواند در تشخیص پروتولیت آن‌ها مفید باشد (Hoskin & Ireland, 2001; Hoskin & Schaltegger, 2003; Poller et al., 2000).

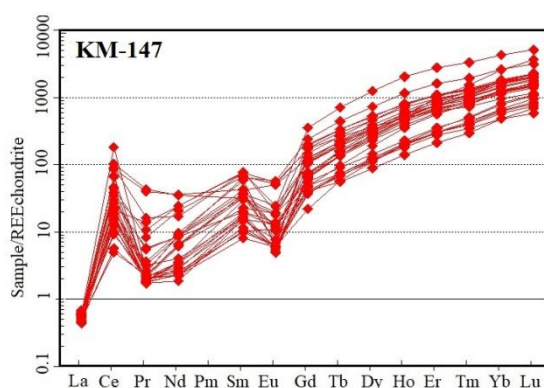
پژوهشگران مختلف با مطالعه بر روی عناصر کمیاب زیرکن‌های زمینی اذعان داشتند که الگوی REE این زیرکن‌ها اغلب غنی‌شدگی از HREE نسبت به LREE، آنومالی مثبت مشخص از Ce و آنومالی منفی اندکی از Eu را نمایش می‌دهند (Hinton & Upton, 2001).

در صورتی که (1991; Maas et al., 1992; Guo et al., 1996; Wilde et al., 2001) زیرکن‌های جدا شده از متئوریت‌ها شدیداً از Eu تهی هستند و نسبت به سریم آنومالی نشان نمی‌دهند (Ireland & Wlotzka, 1992). مطالعه کمی آنومالی Ce، امکان برآورد فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور را فراهم می‌سازد به علت اینکه آنومالی مثبت Ce ناشی از تمایل ترجیحی بیشتر  $Ce^{+4}$  نسبت به  $Ce^{+3}$  برای شرکت در ساختار بلور است.

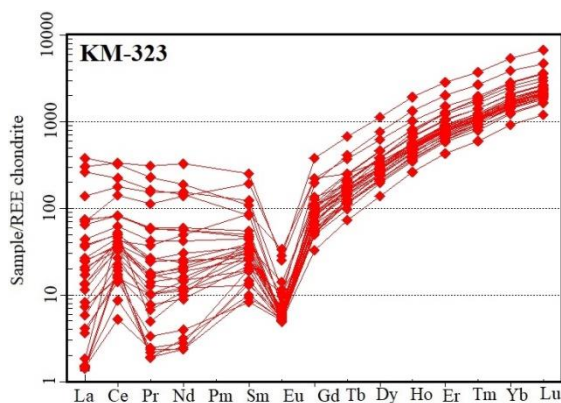
در شکل ۵-۱۹ نمودارهای تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متبازیتی، متاپلیتی و متاپسامیتی تعیین سن شده مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد ارائه شده است.



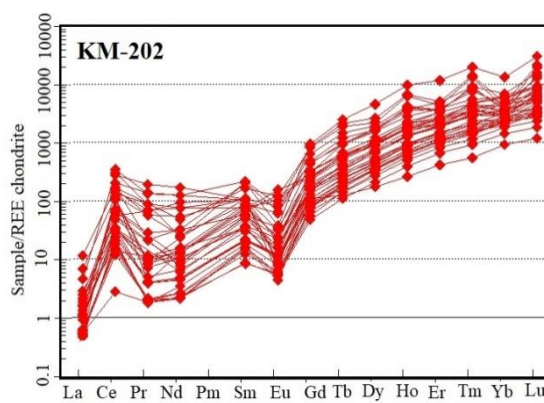
ب



الف

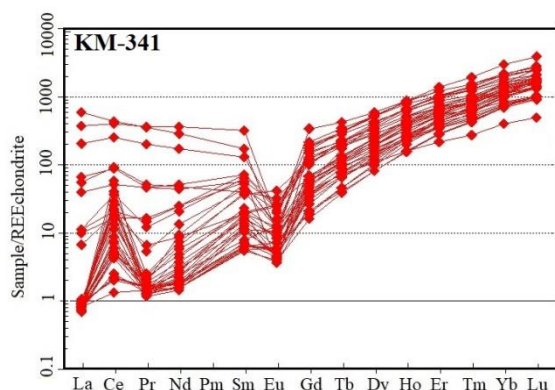


ت

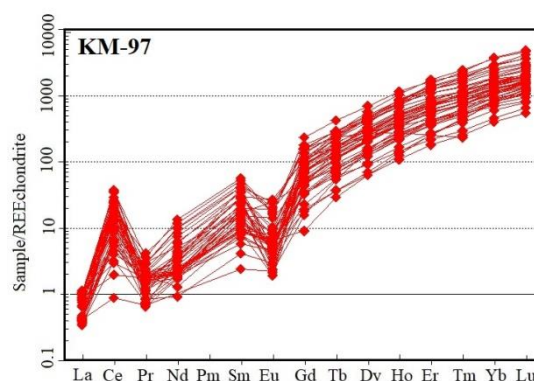


پ

شکل ۵-۱۹- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت ( Boynton, 1984) برای زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متبازیتی (الف و ب)، متاپلیتی (پ، ت، ث) و متاپسامیتی (ج).



ج



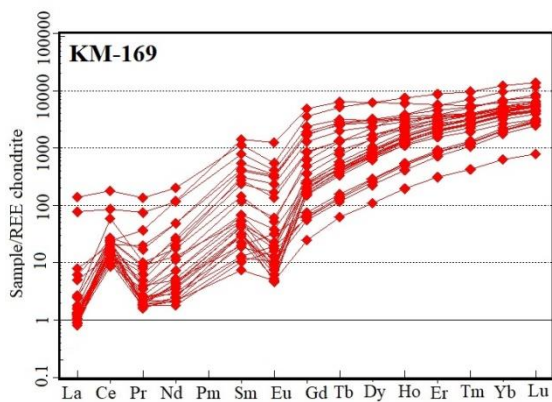
ث

ادامه شکل ۵-۱۹

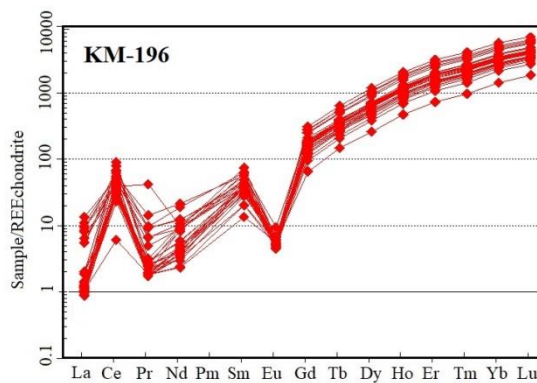
زیرکن‌های مورد مطالعه الگوی پرشیب از LREE به سمت HREE همراه با آنومالی مثبت از Ce و آنومالی منفی از Eu و Pr نشان می‌دهند. آنومالی منفی سریم از تفکیک این عنصر از سایر عناصر کمیاب به دلیل تغییر وضعیت اکسیداسیونی  $Ce^{+3}$  به  $Ce^{+4}$  در شرایط اکسیدان مانند محیط‌های دریایی صورت می‌گیرد. به علت تشابه شعاع یونی سریم ( $Ce^{+4}$ )  $0.96/$  آنگستروم با شعاع یونی زیرکونیم ( $Zr^{+4}$ )  $0.84/$  آنگستروم زیرکن‌های آذرین به عنوان محلی برای جمع‌شدن  $Ce^{+4}$  در مذاب عمل می‌کنند. از طرف دیگر به علت اینکه  $Eu^{+2}$  حالت پایدار عنصر Eu در شرایط احیایی در سنگ‌های آذرین است آنومالی منفی Eu غالباً در سنگ‌های آذرین مشاهده می‌شود.

نمودارهای تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) سایر نمونه‌های مجموعه ماجراد کم و بیش الگوی مشابهی دارند. غنی‌شدگی از عناصر نادرخاکی سنگین (HREE) در مقایسه با عناصر نادرخاکی سبک (LREE)، آنومالی منفی سریم و یوروپیم تقریباً بین همه نمودارها مشترک است. زیرکونیم با شعاع یونی  $0.84/$  آنگستروم با عناصر نادرخاکی سنگین (HREE) که در مقایسه با عناصر نادرخاکی سبک (LREE) اندازه کوچکتری دارند سازگارتر است. به عنوان مثال زیرکونیم تمایل بیشتری به جایگزینی با عنصر لوتتیم Lu با شعاع یونی  $0.977/$  آنگستروم نسبت به لانتانیم La با شعاع یونی  $1.16/$  آنگستروم دارد.

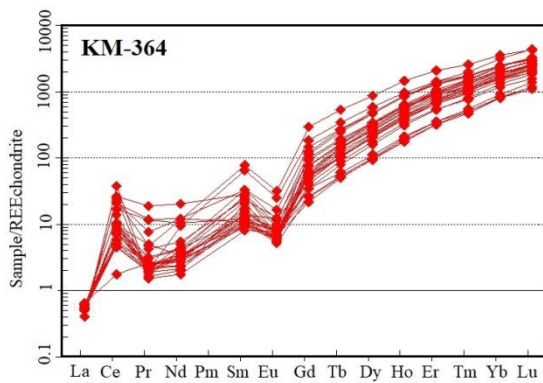
بنابراین الگوهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت زیرکن‌های آنالیز شده با الگوهای زیرکن‌های ماگمایی کاملاً مشابه است و نشان‌دهنده منشاء ماگمایی این زیرکن‌ها است (شکل ۵-۲۰). منشاء ماگمایی لزوماً به معنای تشکیل زیرکن از مذاب نمی‌باشد، به عنوان مثال در مورد متاپسامیت‌ها، میکاشیست‌ها، گنیس‌ها یا حتی آمفیبولیت‌ها و گرانیت‌ها، زیرکن‌های سنگ‌والد ممکن است از تخریب سنگ‌های با منشاء ماگمایی تشکیل شده باشند.



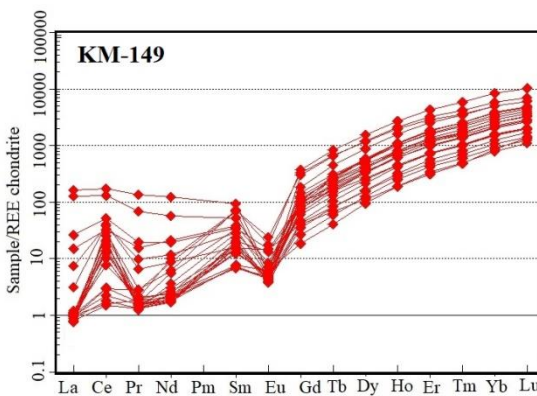
ب



الف



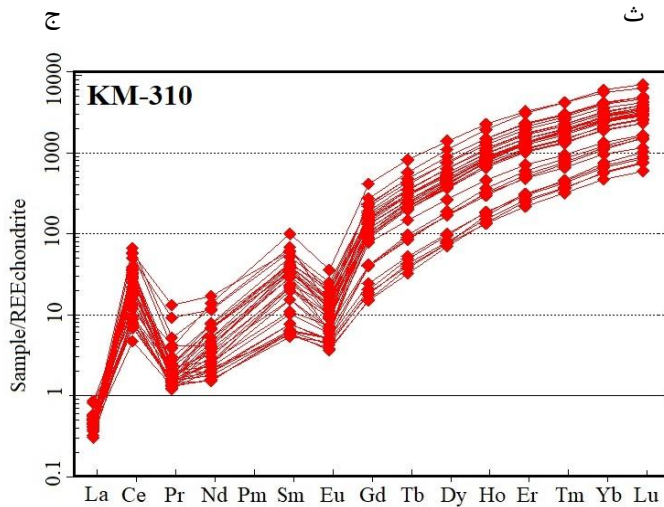
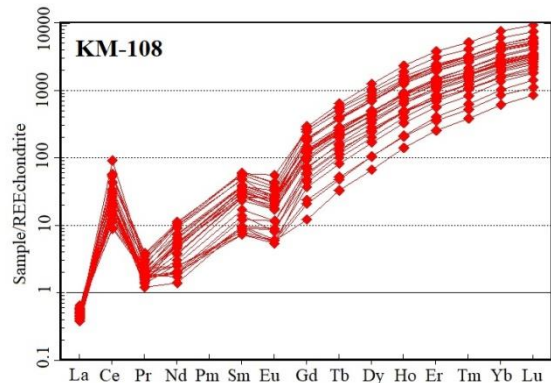
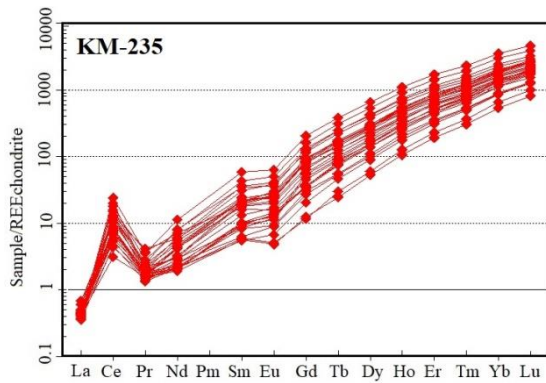
ت



پ

شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متاریولیتی (الف و ب)، گرانیتی (پ، ت) و گابرودیوریتی (ث، ج و ح).





ح

ادامه شکل ۵-۲۰

#### ۵-۹- نسبت توریم به اورانیوم زیرکن‌ها

نسبت توریم به اورانیوم (Th/U) موجود در کانی زیرکن یک معیار مناسب جهت تشخیص زیرکن‌های ماگمایی از دگرگونی می‌باشد (Maas et al., 1992; Rubatto, 2002). اورانیوم یک عنصر محلول در آب است که در واکنش‌های آب‌زدا در جریان دگرگونی در دماهای زیر سالدوس پوسته‌ای، جابجا یا منتقل می‌شود، در مقابل توریم در آب نامحلول است ولی در مذاب متحرک بوده و در جریان ذوب‌بخشی در دماهای بالای سالدوس سنگ‌های پوسته‌ای متحرک است. زیرکن‌های دگرگونی به طور کلی نسبت توریم به اورانیوم کمتر از ۰/۱ دارند در حالی که این نسبت در زیرکن‌های ماگمایی بیشتر از ۰/۴ است (Hoskin &

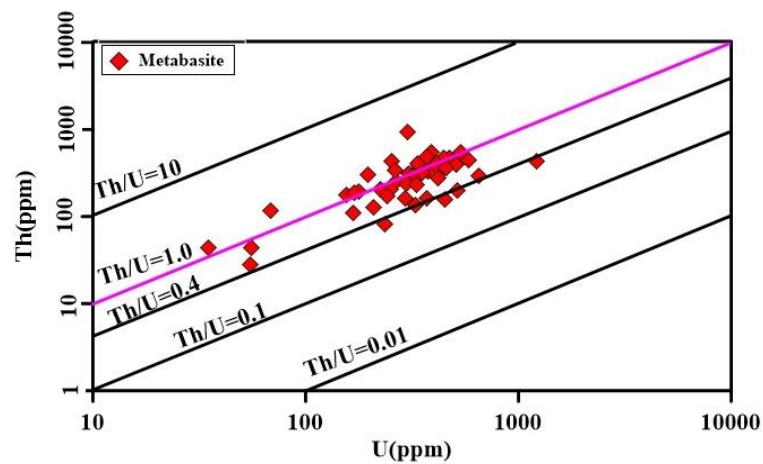
Black, 2000; Corfu et al., 2003)

آبزدایی سنگ‌های پوسته پایینی در نتیجه آب‌گیری سنگ‌های رویی در پوسته میانی حادث می‌شود (Chen & Zheng, 2012). آب‌گیری سنگ‌های پوسته‌ای در اثر شکسته‌شدن کانی‌های آبدار مانند مسکوویت، بیوتیت و آمفیبول صورت می‌گیرد. آب آزاد شده از کانی‌های آبدار به سنگ‌های بالایی منتقل شده و باعث تسریع در روند ذوب و آناتکسی می‌شود. به علت نوسانات دما در مرز موهو سنگ‌های پوسته‌ای آبزدایی و آب‌گیری‌های محلی متعددی را تجربه می‌کنند که این امر باعث وقوع ذوب‌بخشی در دماهای مختلف می‌گردد. دماهای پایین باعث ذوب‌شدگی گذرا و میگماتیت‌زایی محلی می‌شود در حالی که دماهای بالاتر می‌تواند منجر به ذوب شدید و تشکیل گرانیت گردد.

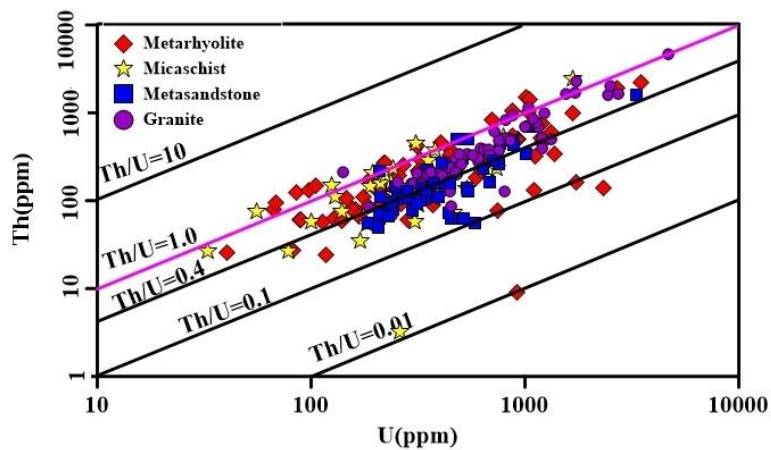
اگر ذوب‌بخشی در درجه حرارت کمی بالاتر از سالیدوس پوسته رخ دهد ذوب آناتکسی آغاز شده و زیرکن‌های تولید شده نسبت  $Th/U$  کمتر از ۰/۱ خواهند داشت، در حالی که اگر ذوب‌بخشی دماهای خیلی بالاتر از سالیدوس حادث شود نسبت  $Th/U$  زیرکن‌های تولیدی بالاتر از ۰/۴ خواهد بود، در هر دو مورد زیرکن‌هایی با نسبت بین ۰/۱ تا ۰/۴ خواهند داشت (Chen & Zheng, 2012).

همانطور که در شکل (۵-۲۱-الف) مشاهده می‌شود نسبت توریم به اورانیوم  $Th/U$  زیرکن‌های نمونه‌های متابازیتی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد در اطراف خط یک پراکنده است، تعدادی از زیرکن‌ها نسبت بیشتر از یک و تعدادی نسبت کمتر از یک دارند. با توجه به مطالب ارائه شده در مبحث سن‌سنجی متابازیت‌ها و توجه به سنگ‌والد متابازیت‌ها آذرین (توده‌های نفوذی بازیک، روانه‌های بازالتی و همچنین سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی) زیرکن‌های نمونه‌های متابازیتی دارای خاستگاه ماگمایی می‌باشند حتی در صورت منشاء گرفتن این سنگ‌ها از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی، زیرکن‌های این سنگ‌ها از تخریب سنگ‌والد آذرین تشکیل شده‌اند.

در شکل (۵-۲۱-ب) نسبت  $Th/U$  نمونه‌های متاپسامیتی، میکاشیستی، گنیسی و گرانیتهای این مجموعه نمایش داده شده است همگی این زیرکن‌ها نسبت  $Th/U$  بین ۰/۱ تا ۱ دارند، که نشان می‌دهد این زیرکن‌ها از سنگ والد آذرین سرچشمه گرفته‌اند. نسبت  $Th/U$  گابرویدیوریت‌های این مجموعه نیز در محدوده ۰/۱۶ تا ۱/۸ قرار دارد که موقعیت آن‌ها را بر روی نمودار مشخص شده است (شکل ۵-۲۱-پ).

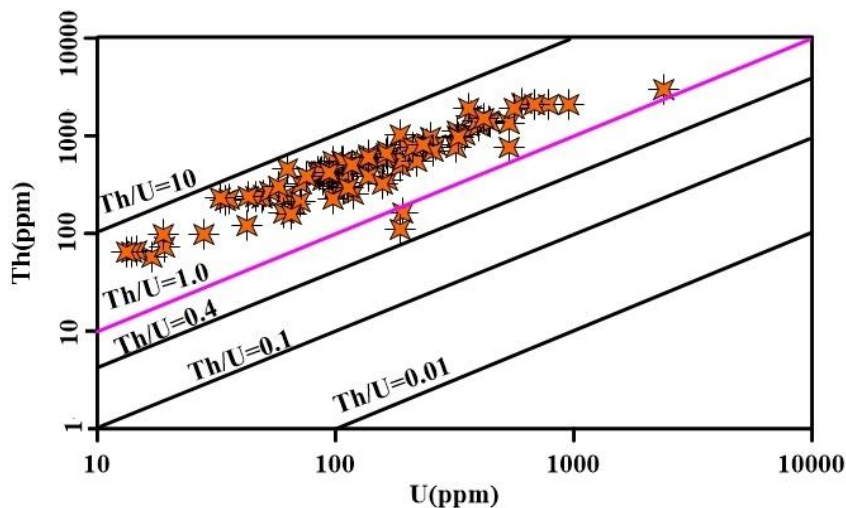


الف



ب

شکل ۵-۲۱-الف و ب - نسبت  $Th/U$  نمونه‌های سن‌سنجی شده مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد و پ - نسبت  $Th/U$  گابرویدیوریت‌های ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.



پ

ادامه شکل ۵-۲۱

۵-۱۰- تعیین نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های مجموعه آذرین

- دگرگونی ماجراد

بعد از انجام مطالعات سن‌سنجی بر روی زیرکن‌ها، داده‌های سنی و نمودارهای سازگاری آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت، به منظور دستیابی به بهترین نتیجه بیست عدد از زیرکن‌های آنالیز شده که سازگارترین سن را داشتند انتخاب و میزان ایزوتوپ‌های Lu-Hf آن‌ها به روش LA-MC-ICPMS اندازه‌گیری شدند. از نتایج حاصل در ترسیم سن‌های مدل هافنیم و نمودارهای مربوطه استفاده شد.

لوتسیم Lu یکی از عناصر نادرخاکی است که به صورت پراکنده در سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی وجود دارد، این عنصر دارای دو ایزوتوپ  $^{175}\text{Lu}$  و  $^{176}\text{Lu}$  است ( Holden and Walker, 1972). لوتسیم  $^{176}\text{Lu}$  رادیواکتیو است و در جریان تلاشی انشعابی به  $^{176}\text{Hf}$  و  $^{176}\text{Yb}$  پایدار تبدیل می‌شود. عنصر لوتسیم در کانی‌هایی نظیر آپاتیت، زیرکن، گارنت، بیوتیت، مونازیت و زینوتیم یافت می‌شود. یون هافنیم  $\text{Hf}^{+4}$  ویژگی‌هایی مشابه زیرکونیم دارد و در کانی‌های مختلف جانشین این عنصر می‌شود، بیشترین میزان هافنیم در کانی

زیرکن متمرکز شده است. برای تعیین سن به روش Lu-Hf باید مقادیر Lu, Hf و

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  را اندازه‌گیری کرد سپس با استفاده از فرمول زیر

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i + ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} (e^{\lambda t} - 1)$$

سن نمونه محاسبه می‌شود، البته استفاده از این مقادیر مستلزم این است که سیستم در طول حیات خود نسبت به لوتسیم و هافنیم بسته باشد و مقدار  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  اولیه به درستی محاسبه شود. رفتار سیستم ایزوتوپی Lu-Hf در سیستم‌های ماگمایی مشابه با سیستم ایزوتوپی Sm-Nd می‌باشد، با این تفاوت که میزان Lu-Hf به شدت تحت تأثیر تبلور زیرکن است (Vervoort & Blichert-Toft, 1999, Vervoort et al., 1999). زیرکن‌های متبلور شده از ماگما تا درجات بالای دگرگونی پایدار هستند، در حالی که سیستم‌های ایزوتوپی سنگ کل ممکن است تحت تأثیر وقایع بعدی دستخوش تغییر شوند. زیرکن‌های ماگمایی در برابر انتشار و تبادل ایزوتوپی پایدار هستند (Cherniak et al., 1997) و به دلیل تمرکز پایین Lu-Hf می‌توانند  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ماگمای والد در زمان تبلور را در خود حفظ کنند.

مقدار بالای  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (در مقایسه با کندریت) به یک منبع ماگمایی جوان اشاره دارد در حالی که مقدار کم  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  به منشاء پوسته‌ای قدیمی مربوط است. ماگمای جوان ماگمایی است که در خلال رخدادهای قبلی ذوب‌بخشی از هافنیم، در مقایسه با لوتسیم تهی شده است و بنابراین در مقایسه با کندریت، از نسبت‌های Lu/Hf بالاتری برخوردار است. علت این امر را می‌توان چنین توضیح داد که هافنیم بیشتر از لوتسیم در مذاب‌های سیلیکاته متمرکز می‌شود و در نتیجه مذاب‌های سیلیکاته در مقایسه با جامدات باقیمانده، از هافنیم بیشتر و نسبت Lu/Hf کمتری برخوردار هستند.

پژوهش‌های اخیر در مورد ایزوتوپ‌های اکسیژن و هافنیم (Kemp et al., 2006; Hawkesworth & Kemp, 2006) در دانه‌های زیرکن مجزا نشان می‌دهد که، مقدار

بالای  $^{76}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  با منشاء گوشته‌ای در ارتباط است. بنابراین سیستم Lu-Hf یک ابزار قدرتمند برای مطالعه فرآیندهای پوسته‌ای و تکامل گوشته‌ای می‌باشد (Amelin et al., 2000; Griffin et al., 2000; Condie et al., 2005; Harrison et al., 2005; O'Reilly et al., 2008). به کمک این روش می‌توان به اختلاط ماگماهای مشتق شده از منابع تهی شده از هافنیم (با نسبت بالای Lu/Hf) و غنی شده از هافنیم (با نسبت پایین Lu/Hf) و یا آرایش ماگما توسط سنگ‌های میزبان پی برد.

برای محاسبه سن مدل TDM بر اساس منبع گوشته‌ای تهی شده فرض بر این است که مخزن گوشته تهی شده DM از یک منبع گوشته کندریتی اولیه تشکیل شده است، که در طول زمان پوسته از آن مشتق شده است (Griffin et al., 2000). در این مدل نسبت  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  برابر با ۰/۲۸۳۲۳ و مشابه اپسیلون هافنیم  $\epsilon_{\text{Hf}}$  میانگین مورب (MORB) است (Nowell et al., 1998; Kostitsyn, 2004). اگر میزان  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  برابر با ۰/۲۷۹۸۲ باشد نسبت  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  گوشته تهی شده برابر با ۰/۰۳۸۴ می‌باشد.

برای محاسبه سن مدل TDM بر اساس منبع گوشته‌ای تهی شده، فرض بر این است که مخزن گوشته‌ای تهی شده (DM) از یک منبع گوشته کندریتی اولیه تشکیل شده است، که در طول زمان پوسته از آن مشتق شده است (Griffin et al., 2000). در این مدل نسبت  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  برابر با ۰/۲۸۳۲۳ و اپسیلون هافنیم  $\epsilon_{\text{Hf}}$  مشابه مقادیر این پارامتر برای میانگین مورب (MORB) است (Nowell et al., 1998; Kostitsyn, 2004). اگر میزان  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  برابر با ۰/۲۷۹۸۲ باشد نسبت  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  گوشته تهی شده برابر با ۰/۰۳۸۴ می‌باشد. سن مدل TDM که بوسیله اندازه‌گیری  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  زیرکن‌ها محاسبه می‌شود، تنها حداقل سن منبع ماگمایی که زیرکن از آن مشتق شده است، را مشخص می‌کند.

### ۵-۱۰-۱- نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم نمونه آمفیبولیتی KM-352

مقادیر ایزوتوپی  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  محاسبه شده برای نمونه آمفیبولیتی KM-352 در گستره  $0/282444$  تا  $0/2825566$ ، میزان  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  بین  $0/282432$  تا  $0/282544$ ،  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  در محدوده  $0/01329$  تا  $0/02159$  و میزان  $(\varepsilon_{\text{Hf}})_t$  محاسبه شده برای این نمونه بین  $1/35$  تا  $3/67$  قرار دارد.

### ۵-۱۰-۲- نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم گنیس‌ها

نمونه KM-202: نسبت‌های ایزوتوپی  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  نمونه‌های گنیسی KM-202 برابر با  $0/281029$  تا  $0/282644$ ، نسبت‌های  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  در محدوده  $0/281014$  تا  $0/282597$ ،  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  در محدوده  $0/01$  تا  $0/17$ ، در گستره  $0/000296$  تا  $0/0450$   $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  و مقدار اپسیلون هافنیم  $(\varepsilon_{\text{Hf}})_t$  محاسبه شده در محدوده  $0/72$  تا  $6$  قرار می‌گیرد.

نمونه KM-323: نسبت‌های ایزوتوپی  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  محاسبه شده برای نمونه گنیسی KM-323 این نسبت‌ها برابر با  $0/282360$  تا  $0/282544$ ،  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  در محدوده  $0/282348$  تا  $0/282531$  قرار دارند. مقدار  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  بین  $0/01825$  تا  $0/000717$  و در نهایت میزان اپسیلون هافنیم  $(\varepsilon_{\text{Hf}})_t$  این نمونه در گستره  $14/75$  تا  $8/06$  قرار دارد.

### ۵-۱۰-۳- نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم نمونه گرانیتهی KM-149

از گرانیتهای منطقه ماجراد نمونه KM-149 مورد آنالیز ایزوتوپی هافنیم قرار گرفته است. مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  در گستره  $0/282551$  تا  $0/282687$ ،  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  بین  $0/28214937$  تا  $0/28267356$ ،  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  در محدوده  $0/06$  تا  $0/17$  و  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  در گستره  $0/01834$  تا  $0/04450$  و مقدار اپسیلون هافنیم  $(\varepsilon_{\text{Hf}})_t$  محاسبه شده برابر با  $9/29$  تا  $7/84$  می‌باشند.

#### ۵-۱۰-۴- نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم نمونه‌های متاریولیتی

نمونه متاریولیتی **KM-169**: اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی نمونه متاریولیتی KM-169 نشان می‌دهد که  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  در محدوده ۰/۲۸۲۷۶۹ تا ۰/۲۸۲۲۶۵ تغییر می‌کند سایر نسبت‌های محاسبه شده برای این نمونه برابر با  $i(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})$  در محدوده ۰/۲۸۲۲۳۹ تا ۰/۲۸۲۷۲۹ قرار دارد و مقادیر ایزوتوپی  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  بین ۰/۰۰۳۰۹۵ تا ۰/۰۰۴۵۴۷ و نسبت  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  برابر با ۰/۰۶ تا ۰/۰۹ می‌باشد. مقادیر اپسیلون هافنیم  $(\epsilon_{\text{Hf}})_t$  این نمونه از ۱۷/۹۲- تا ۰/۱۲- در تغییر است.

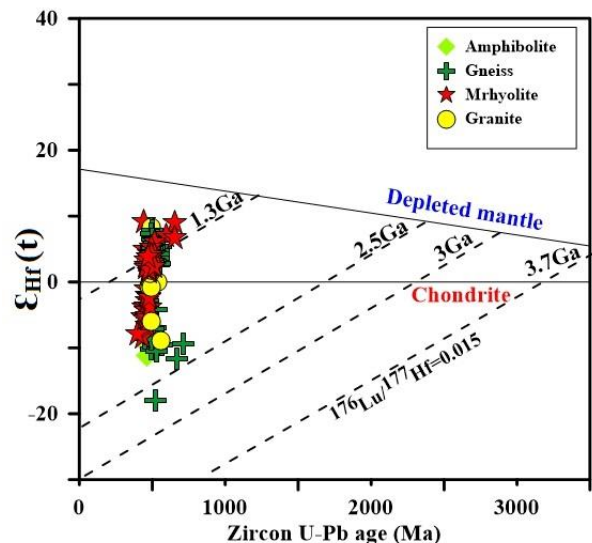
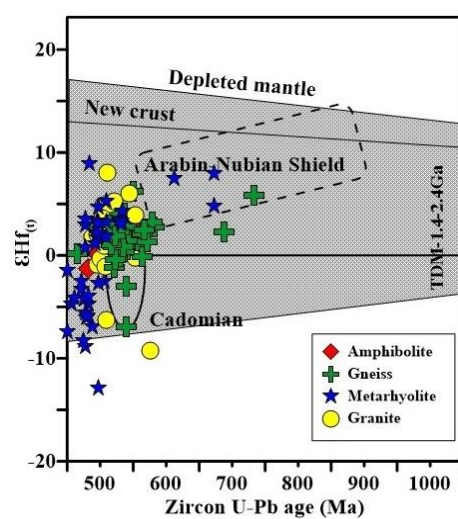
نمونه متاریولیتی **KM-196**: برای نمونه KM-196 نسبت  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  از ۰/۲۸۲۵۱۲ تا ۰/۲۸۲۶۴۰،  $i(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})$  در محدوده ۰/۲۸۲۴۹۰ تا ۰/۲۸۲۵۹۶، میزان نسبت‌های ایزوتوپی  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  بین ۰/۰۰۱۴۹۰۰ تا ۰/۰۰۳۹۲۴،  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  بین ۰/۵ تا ۰/۱۶ و میزان اپسیلون هافنیم بین ۴/۶۶- تا ۹/۲۱- در نوسان است.

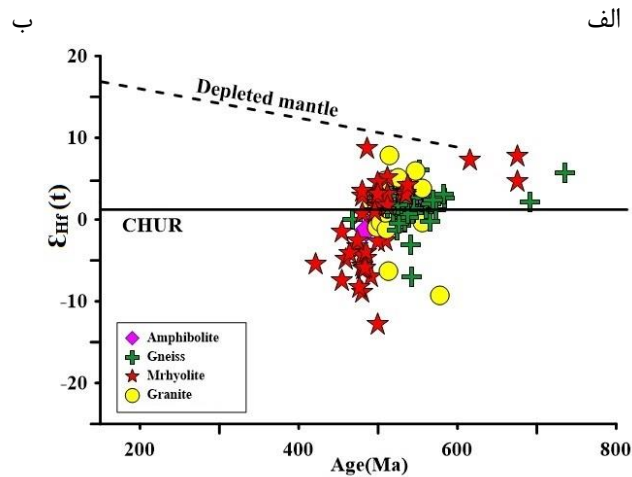
با توجه به نتایج سن‌سنجی به دست آمده از سنگ‌های دگرگونی مجموعه ماجراد و همچنین سن‌سنجی‌های انجام شده بر روی سایر مناطق پی‌سنگی ایران (Hassanzadeh et al., 2008; Rahmati Ilchki et al., 2010, 2011, Shafaii Moghaddam et al., 2013, 2016b, 2017; Balaghi Enalou et al., 2014; Rosseti et al., 2014; Hosseini et al., 2015, Monazzami Bagherzadeh et al., 2015; Faramarzi et al., 2015; Malekpour-Alamdari et al., 2017; Honarmand et al., 2018؛ شکاری، ۱۳۹۷؛ بلوچی، ۱۳۹۷، ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶) می‌توان گفت که پی‌سنگ ایران در نئوپروتروزوئیک پسین (کادومین) در بازه زمانی ادیاکارن (۶۰۰ میلیون سال) تا کامبرین آغازی (۵۰۰ میلیون سال) تثبیت شده است. سن‌های قدیمی به دست آمده از هسته‌های موروثی گنیس‌ها، گرانیت‌ها، میکاشیست‌ها و متاپسامیت‌های مجموعه ماجراد و دیگر مجموعه‌های پی‌سنگی نشان می‌دهد که برخی از اجزای اولیه سازندگان این مجموعه‌ها از سرزمین‌های قدیمی‌تر به سن



پروتروزوئیک (عمدتاً مزوپروتروزوئیک - پالئوپروتروزوئیک) و آرکئن (همانند سرزمین‌های عربستان، شمال آفریقا و هند) سرچشمه گرفته‌اند. میزان افسیلون هافنیم سنگ‌های دگرگونی مجموعه ماجراد در محدوده ۹/۲۹- تا ۸/۷۱ پی‌پی‌ام قرار دارد، مقادیر منفی افسیلون هافنیم  $(\epsilon_{\text{Hf}})_t$  معرف ذوب پوسته قدیمی یا پوسته نشأت گرفته از گوشته تهی‌شده می‌باشند. مخلوطی از رسوبات و مذاب به همراه مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات غنی از رس (شیل‌ها) می‌تواند مقادیر افسیلون هافنیم  $(\epsilon_{\text{Hf}})_t$  را کاهش دهد (Zheng et al. 2007; Zhao et al. 2013).

نمودار تغییرات افسیلون هافنیم در برابر سن‌های به دست آمده از سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها در شکل (۲۳-۵ الف) نشان می‌دهد که زیرکن‌های موروثی سنگ‌های دگرگونی منطقه ماجراد از رسوبات دگرگون‌شده‌ای نشأت گرفته‌اند که احتمالاً از سرزمین‌های قدیمی مانند سپر نوبی - عربی، سپر هند یا سرزمین‌های شمال آفریقا سرچشمه گرفته‌اند. با توجه به همه این شواهد به نظر می‌رسد که ذوب آناتکسی پوسته یا آرایش ماگماهای جوان مربوط به حوادث کوهزایی کادومین با سنگ‌های پوسته‌ای پالئوپروتروزوئیک یا آرکئن، مهم‌ترین مکانسیم مؤثر در تشکیل مجموعه‌های پی‌سنگی ایران بوده است. مشارکت پوسته‌های قدیمی در این فرآیند به وسیله سن مدل هافنیم (1.3-2.5Ga) تأیید می‌شود.





پ

شکل ۵-۲۲- الف، ب و پ - نمودار  $(\epsilon_{Hf})_t$  در مقابل سن‌های محاسبه شده از روش U-Pb برای زیرکن‌های نمونه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پسین مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

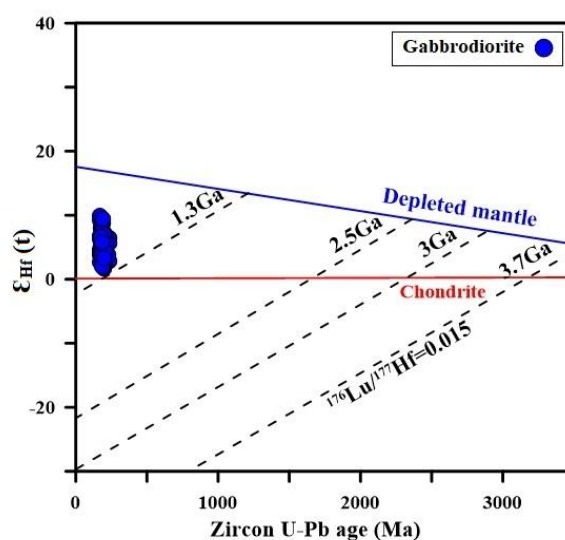
#### ۵-۱۰-۵- نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم گابرودیوریت‌ها

نمونه گابرودیوریتی **KM-310**: نسبت‌های ایزوتوپی  $^{176}Hf/^{177}Hf$  محاسبه شده برای نمونه KM-310 در محدوده ۰/۲۸۲۷۳۵ تا ۰/۲۸۲۸۸۰،  $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$  در گستره ۰/۲۸۲۷۲۷ تا ۰/۲۸۲۸۶۸،  $^{176}Lu/^{177}Hf$  از ۰/۰۰۰۷۴۱ تا ۰/۰۰۳۵۲۱،  $^{176}Yb/^{177}Hf$  بین ۰/۰۳ تا ۰/۱۴ قرار دارند. مقدار اپسیلون هافنیم محاسبه شده برای این نمونه در محدوده ۲/۱۴ تا ۷/۳۴ قرار دارد.

نمونه گابرودیوریتی **KM-108**: مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی  $^{176}Hf/^{177}Hf$  برای نمونه KM-108 در محدوده ۰/۲۸۲۷۳۱ تا ۰/۲۸۲۸۸۱،  $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$  بین ۰/۲۸۲۷۲۱ تا ۰/۲۸۲۸۶۱، در گستره ۰/۰۰۲۳۵۷ تا ۰/۰۰۳۶۸۰ و مقدار  $^{176}Yb/^{177}Hf$  بین ۰/۰۹ تا ۰/۱۵ قرار دارد. میزان اپسیلون هافنیم  $(\epsilon_{Hf})_t$  در محدوده ۷/۶۱ تا ۲/۸۱ در نوسان است.

نمونه گابرودیوریتی **KM-235**: اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های نمونه گابرودیوریتی KM-235 نشان می‌دهد که مقادیر  $^{176}Hf/^{177}Hf$  ۰/۲۸۲۷۸۳ تا ۰/۲۸۲۹۴۵ و  $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$  بین ۰/۲۸۲۹۴۶ تا ۰/۲۸۲۷۷۶ قرار دارد. مقادیر ایزوتوپی  $^{176}Lu/^{177}Hf$  در محدوده ۰/۰۰۱۷۱۶

تا ۰/۰۰۲۴۷۸، نسبت‌های  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  بین ۰/۰۶ تا ۰/۰۹ و مقادیر محاسبه شده برای  $(\epsilon_{\text{Hf}})_t$  بین ۴/۴۴ تا ۱۰/۲۸ تغییر می‌کند. سن مدل TDM محاسبه شده برای گابرودیوریت‌های ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در نمودار  $(\epsilon_{\text{Hf}})_t$  در مقابل سن به دست آمده از روش U-Pb در شکل ۵-۲۳ نمایش داده شده است و نشان می‌دهد که گابرودیوریت‌ها از ماگماهای گوشته‌ای همراه با سهم مشارکت پوسته‌ای اندک مشتق شده‌اند (شکل ۵-۲۳).



شکل ۵-۲۳- نمودار  $(\epsilon_{\text{Hf}})_t$  در مقابل سن‌های محاسبه شده از روش U-Pb برای زیرکن‌های نمونه‌های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.



فصل ششم

ژنوشیمی سنگ گل

به منظور مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شناسایی سنگ‌والد و تفسیر محیط تکتونیکی سنگ‌های مجموعه ماجراد، پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۳۸ نمونه سنگی با حداقل دگرسانی، جهت انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب شد. مراحل اولیه آماده‌سازی نمونه‌ها در دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد، آنالیز عناصر اصلی، فرعی و نادرخاکی در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین صورت گرفت. نمونه‌های مورد آنالیز شامل یازده نمونه متابازیت، هفت نمونه متاپلیت، پنج نمونه گرانیت، چهار نمونه متاریولیت و ده نمونه گابرودیوریت می‌باشند که مشخصات آن‌ها در جدول ۱-۶ ارائه شده است.

جدول ۱-۶ - مشخصات نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز شیمی سنگ کل و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها بر حسب (UTM).

علائم اختصاری عبارتند از: میکاشیست (Msch)، گنیس (Gn)، گرانیت (Gr)، متاریولیت (MRhy)، شیست سبز (Grsch)، آمفیبولیت (Amph)، گابرو (Gb)، مونزوگابرو (MZG)، گابرودیوریت (GbD) و مونزودیوریت (MZD).

Sample No.	Lithology	Location		Sample No.	Lithology	Location	
		X	Y			X	Y
KM-89	Msch	417789	3966808	KM-90	Grsch	419673	3965442
KM-91	Msch	411089	3963710	KM-80	Grsch	417820	3966720
KM-97	Msch	411631	3963641	KM-214	Grsch	403388	3962476
KM-23	Gn	403424	3959718	KM-26	Amph	403845	3959216
KM-25	Gn	403805	3959264	KM-100	Amph	411807	3963644
KM-323	Gn	404792	3962691	KM-147	Amph	413464	3966674
KM-202	Gn	406872	3961477	KM-352	Amph	404856	3961237
KM-12	Gr	409063	3961650	KM-11	Amph	409099	3961621
KM-202	Gr	406872	3961477	KM-150	Gb	405607	3961799
KM-149	Gr	405607	3961799	KM-391	Gb	415343	3964580
KM-364	Gr	417987	3968351	KM-337	Gb	405702	3964433
KM-24	Gr	403802	3959335	KM-120	Gb	399984	3958395
KM-288	MRhy	404130	3962317	KM-345	Gb	404989	3964501
KM-169	MRhy	407472	3963698	KM-239	Gb	408750	3964377
KM-167	MRhy	401994	3962738	KM-320	Gb	403967	3962657
KM-196	MRhy	405560	3963116	KM-132	MZG	410339	3965270
KM-212	Grsch	405391	3961659	KM-235	GbD	408800	3963921
KM-213	Grsch	405391	3961659	KM-152	MZD	403231	3961157
KM-290	Grsch	404101	3962573				

## ۲-۶- متابازیت‌ها

متابازیت‌ها حجم عمده‌ای از سنگ‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد را به خود اختصاص داده‌اند و اغلب با متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و در برخی مناطق با متاریولیت‌ها به صورت بین‌لایه‌ای یا میان‌لایه‌ای مشاهده می‌شوند. متابازیت‌ها به واسطه داشتن ویژگی‌های آذرین اولیه در تعیین خاستگاه و جایگاه تکتونیکی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند، این سنگ‌ها طیف گسترده‌ای از شیب‌سبز تا گارنت آمفیبولیت را شامل می‌شوند. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۱۱ نمونه متابازیتی شامل عناصر اصلی، فرعی و نادرخاکی در جدول ۲-۶ ارائه شده است.

جدول ۲-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد.

Sam. No.	KM290	KM90	KM80	KM214	KM212	KM26	KM100	KM11	KM147	KM352
Lith.	Greenschist					Amphibolite				
SiO <sub>2</sub>	43.07	44.49	44.68	45.13	47.11	45.89	47.09	47.65	49.63	51.13
TiO <sub>2</sub>	2.81	2.38	2.15	3.49	2.52	2.68	3.06	1.27	1.29	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.51	16.02	16.95	14.09	13.88	14.2	14.61	15.37	14.68	15.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	16.71	14.26	13.26	16.85	14.16	13.44	13.8	11.02	9.91	9.59
MnO	0.19	0.23	0.14	0.18	0.21	0.2	0.16	0.17	0.21	0.16
MgO	4.73	6.32	6.03	4.14	5.1	5.5	7.15	6.83	6.04	7.72
CaO	8.21	7.94	6.79	7	8.86	10.89	9.3	10.68	8.46	9.06
Na <sub>2</sub> O	3.00	1.52	3.22	2.92	4.00	2.01	1.53	1.92	1.30	1.98
K <sub>2</sub> O	0.67	1.13	0.54	1.39	0.56	0.46	0.65	1.13	1.00	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.32	0.27	0.54	0.40	0.34	0.34	0.14	0.22	0.08
LOI	5.82	4.36	5.38	3.44	8.84	3.14	1.88	2.42	5.82	1.9
Total	99.18	98.98	99.41	99.17	105.63	98.74	99.56	98.60	98.56	98.90
Be	0.72	0.59	0.96	1.33	1.05	1.59	0.87	0.50	1.12	0.62
Bi	0.08	0.02	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.10	0.42	0.06
Cd	0.16	0.11	0.11	0.19	0.14	0.18	0.14	0.17	0.15	0.07
Co	47.9	51.1	53.7	47.1	43.1	47	49	37.9	33.1	44.5
Cr	45.6	34.9	143	11.6	39.2	46.8	137	122	236	103
Cu	99.1	48.5	49	53.8	111	108	60.5	70.3	58.4	38.2
Ga	20.6	21.6	21.3	25.7	21.4	20.5	20.6	16.8	18.8	16.4
In	0.09	0.094	0.09	0.11	0.11	0.10	0.08	0.09	0.09	0.07
Li	11.7	21.1	12.4	15.9	7.75	6.51	48.8	8.84	24.6	10.5
Mo	0.37	0.45	0.77	0.44	0.65	0.93	0.55	0.44	0.69	0.47
Ni	46.1	51.4	56	10.4	28.6	49.2	47.9	31.9	45.7	42.1

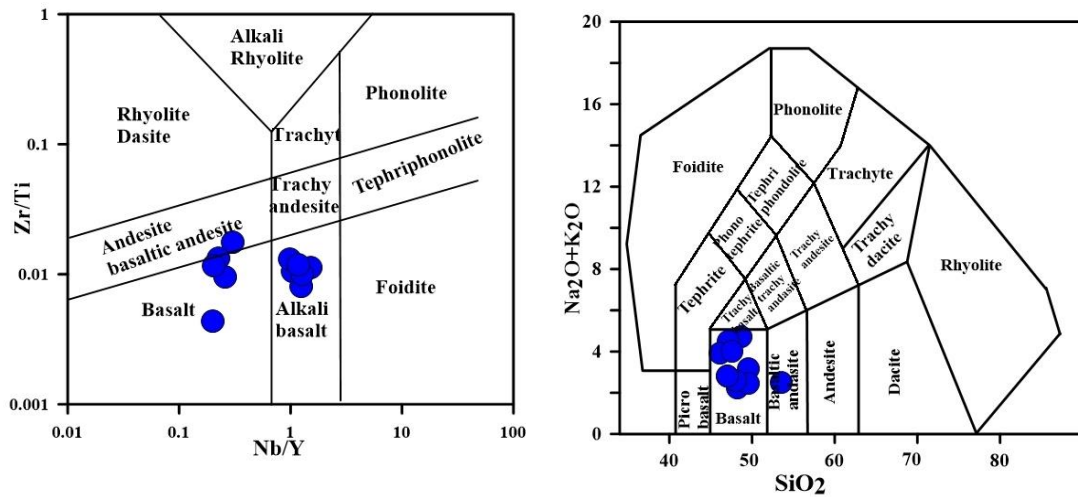
Sam. No.	KM290	KM90	KM80	KM214	KM212	KM26	KM100	KM11	KM147	KM352
W	0.57	0.82	0.58	0.76	0.26	0.57	0.43	0.52	1.42	0.44
Zn	151	186	149	206	184	190	197	124	152	87.1
Sc	37.9	24.4	34.3	247	45.5	34.3	31.1	41.7	40.8	39.9
V	419	231	247	333	358	299	300	236	224	207
Cs	0.65	10	1.62	1.48	1.47	0.5	1.2	0.62	2.93	0.93
Ba	265	190	151	339	94.1	172	280	174	141	295
Pb	4.1	5.91	5.4	7.96	7.99	5.96	9.14	52.3	20.4	7.91
Rb	16.3	57.1	19.7	42.6	16.7	8.1	13.4	34.2	54.5	24.6
Sb	0.33	0.46	0.62	0.38	1.04	0.52	0.69	0.51	0.70	0.31
Sr	224	1551	370	393	254	268	327	219	325	177
Y	43.30	28.60	25.70	35.90	46.70	30.80	23.20	23.00	32.90	18.40
Hf	0.49	0.36	0.24	0.38	2.54	0.62	0.49	0.49	0.44	0.49
Nb	55.4	33.7	25.1	53.9	10.6	32.4	28.8	5.9	9.9	3.71
Ta	3.51	2.24	1.63	3.47	0.66	2.12	1.9	0.42	0.77	0.30
Th	5.19	2.54	1.94	4.95	1.35	2.46	2.34	0.567	5.18	3.62
Tl	0.07	0.35	0.09	0.18	0.15	0.03	0.07	0.20	0.34	0.19
U	0.95	0.90	0.62	1.15	0.804	0.74	0.659	0.159	1.12	0.90
Zr	181.80	179.90	151.82	246.60	206.41	178.34	151.12	75.89	147.14	65.62
La	52.50	26.10	18.60	42.80	16.70	24.10	22.30	6.33	21.60	10.20
Ce	95.8	53	39.2	82.1	37.4	52.3	47.1	14.9	43.7	20.8
Pr	11.4	7.04	5.33	9.98	5.44	6.81	6.39	2.16	5.78	2.68
Nd	44.70	30.20	24.10	42.6	26	31.10	28.10	10.80	25.30	11.90
Sm	8.57	6.37	5.65	8.71	6.88	6.93	6.18	3.14	5.75	2.88
Eu	2.63	1.99	1.86	2.78	2.26	2.3	2.13	1.25	1.57	0.94
Gd	8	5.56	4.68	7.7	6.31	6.07	5.29	2.9	5.11	2.54
Tb	1.5	1.08	0.95	1.42	1.41	1.17	0.977	0.672	1.05	0.56
Dy	8.01	5.67	5.14	7.45	8.27	6.27	4.94	3.94	5.92	3.16
Ho	1.69	1.07	1.08	1.4	1.8	1.23	0.92	0.80	1.26	0.69
Er	4.66	2.78	2.79	3.65	4.77	3.11	2.31	2.33	3.48	2
Tm	0.70	0.42	0.44	0.51	0.77	0.47	0.33	0.39	0.57	0.36
Yb	4.33	2.65	2.55	2.98	4.78	2.83	2	2.46	3.6	2.33
Lu	0.55	0.34	0.31	0.35	0.64	0.35	0.25	0.35	0.5	0.32

### ۶-۲-۱- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مادر متابازیت‌ها

بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی (Middlemost, 1985)، ترکیب سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد عمدتاً در محدوده ترکیبی بازالت‌ها قرار می‌گیرد (شکل ۶-۱- الف). با توجه به دگرگونه بودن سنگ‌های مورد مطالعه و تحرک بالای عناصر بزرگ‌یون سنگ‌دوست (LILEs) به‌ویژه سدیم و پتاسیم در خلال فرایندهای دگرگونی، استفاده از نمودارهای مبتنی بر عناصر کم‌تحرک‌تر مانند نیوبیم، ایتریم، زیرکونیم

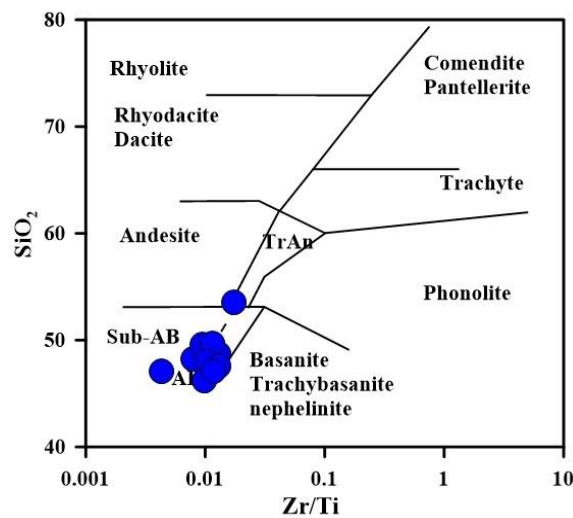


و تیتانیوم نتایج مطمئن و قابل اعتمادتری ارائه می‌کنند. متبازیت‌های مورد مطالعه در نمودارهای Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996) در محدوده ترکیبی بازالت تا آکالی‌بازالت و در نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) در محدوده آکالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱-ب و پ).



ب

الف



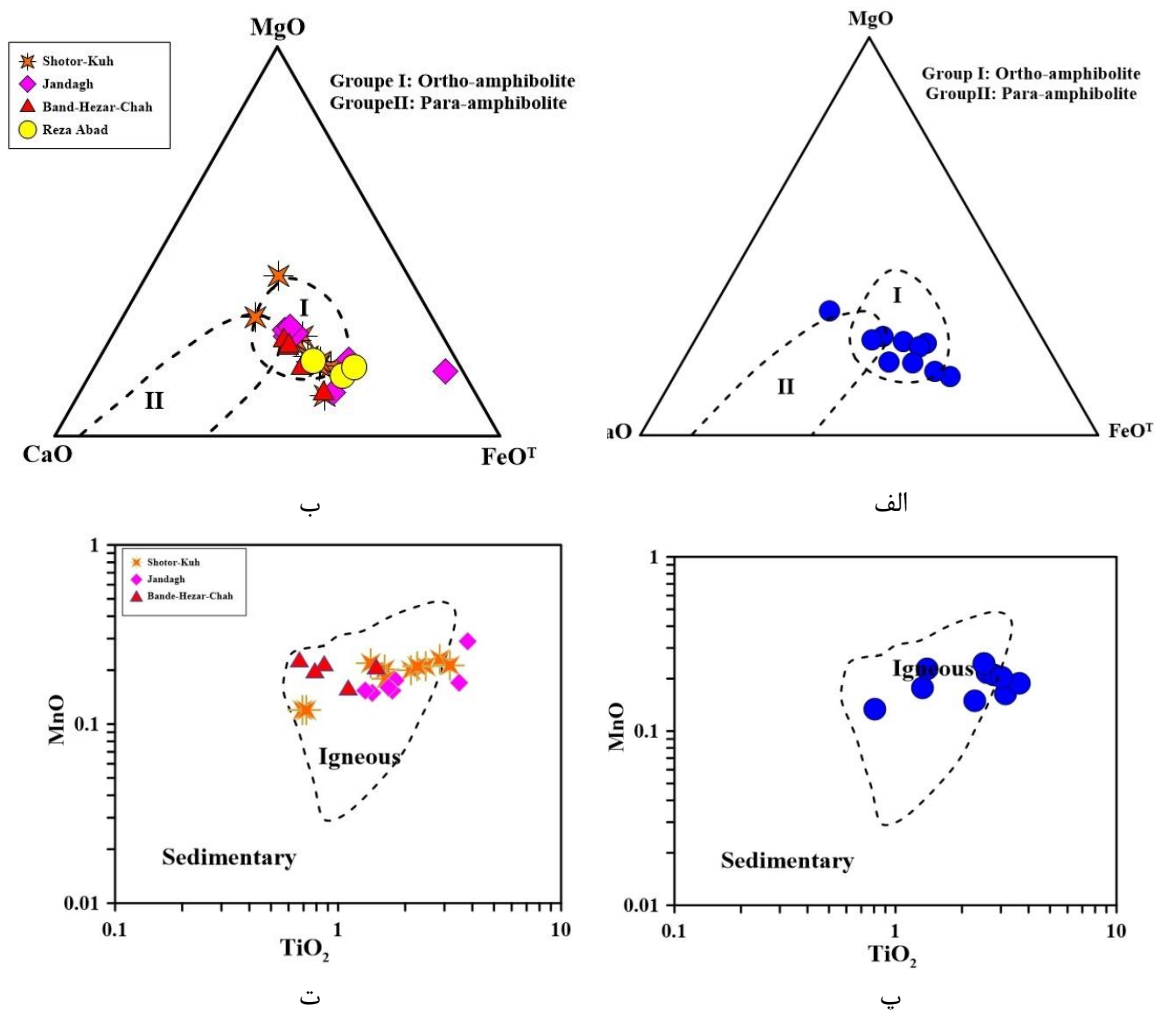
پ

شکل ۶-۱-الف - نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1985). ب - نمودار Zr/Ti در مقابل SiO<sub>2</sub> (Pearce, 1996) و پ - نمودار Nb/Y در مقابل SiO<sub>2</sub> در جهت نام‌گذاری سنگ‌های آذرین بیرونی والد متبازیت‌ها (Winchester & Floyd, 1977).

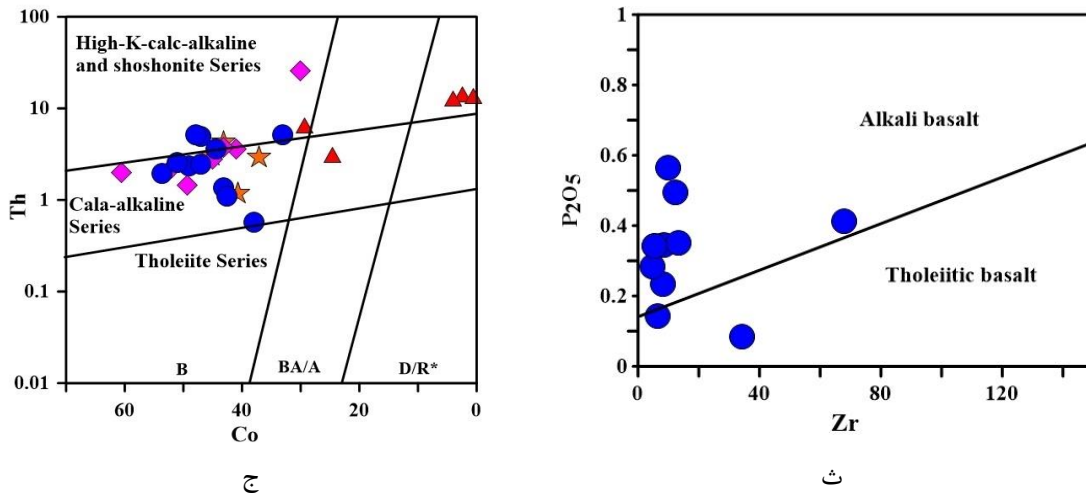
## ۶-۲-۲- تعیین سنگ مادر متابازیت‌ها

قرارگیری متابازیت‌های متعلق به مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد در قلمرو I نمودار مثلثی CaO- MgO- FeO<sup>t</sup> (Walker et al., 1960) نشان‌دهنده سنگ‌والد آذرین برای این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۶-۲-الف). موقعیت متابازیت‌های مورد مطالعه در نمودار MnO در مقابل TiO<sub>2</sub> (Misara, 1971) نیز تأیید کننده، سنگ والد آذرین متابازیت است. جهت مقایسه نمونه‌های مورد بررسی با متابازیت‌های دیگر مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق موقعیت ترکیبی این سنگ‌ها همراه با متابازیت‌های مناطق نامبرده، بر روی نمودارهای (Walker et al., 1960) و (Winchester, 1984) نمایش داده شده است (شکل ۶-۲-ب).

موقعیت ترکیبی کل این سنگ‌ها نشان‌دهنده منشاء آذرین برای آن‌ها است. با توجه به مشاهدات صحرائی (ساخت‌های بالشی بازماندی) و داده‌های ژئوشیمیایی، در جریان بازشدگی و توسعه حوضه‌های درون قاره‌ای در مناطق پی‌سنگی نظیر منطقه ماجراد ماگماهای بازیک به شکل گدازه، دایک و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس به درون حوضه‌های رسوبی راه یافته‌اند که در خلال حوادث دگرگونی بعدی به متابازیت‌های کنونی تحول یافته‌اند. براساس نمودار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل Zr (Winchester & Floyd, 1977) نمونه‌های متابازیتی ماجراد عمدتاً دارای ماهیت آکالن و به‌ندرت تولییتی هستند (شکل ۶-۲-ث). متابازیت‌های مجموعه ماجراد در نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007) در محدوده سری کالک‌آکالن تا آکالن قرار دارند (شکل ۶-۲-ج).



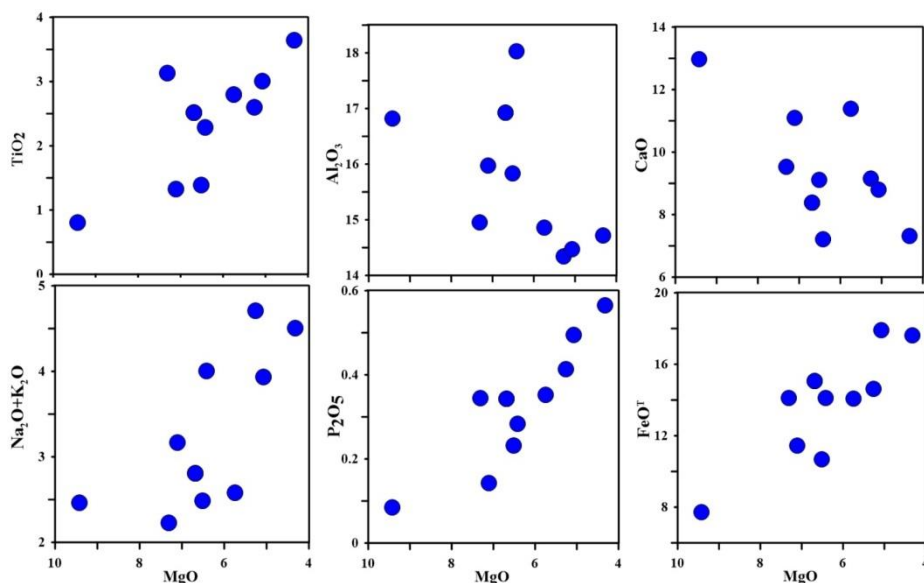
شکل ۶-۲- الف و ب - موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد برای تعیین ماهیت آذرین یا غیر آذرین سنگ‌والد آن‌ها الف- نمودار مثلثی  $\text{CaO-MgO-FeO}^{\text{t}}$  جهت تفکیک ارتوآمفیبولیت‌ها (I) و پارا آمفیبولیت‌ها (II) (Walker et al., 1960) برای نمونه‌های متابازیتی مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد (الف) و مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق (ب). پ و ت - موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد (پ)، مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق (ت) بر روی نمودار  $\text{MnO}$  در مقابل  $\text{TiO}_2$  (Winchester, 1984). ث - نمودار  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{Zr}$  (Winchester & Floyd, 1977) جهت تعیین سری ماگمایی و ج - نمودار  $\text{Th}$  در مقابل  $\text{Co}$  (Hastie et al., 2007) و موقعیت نمونه‌های متابازیتی مجموعه ماجراد و دیگر مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق.



ادامه شکل ۲-۶

### ۳-۲-۶- تغییرات عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی

با توجه به ماهیت بازالتی سنگ‌های متابازیتی مجموعه ماجراد و محدود بودن دامنه تغییرات  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های متابازیتی مورد مطالعه، استفاده از نمودارهای هارکر جهت بررسی تغییر و تحولات سنگ‌شناسی چندان مؤثر نمی‌باشد، لذا بدین منظور از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی در مقابل  $\text{MgO}$  (Fenner, 1948) (شکل ۳-۶ و ۴-۶) استفاده شده است که یکی از پرکاربردترین جایگزین‌ها برای نمودارهای هارکر است.



شکل ۳-۶- موقعیت نمونه‌های متابازیتی مجموعه ماجراد در نمودارهای تغییرات  $\text{MgO}$  در برابر اکسیدهای اصلی (Fenner, 1948).

## ۶-۲-۳-۱- تغییرات عناصر اصلی

در نمودارهای فنر ارتباط روشنی میان تغییرات MgO و دیگر اکسیدها مشاهده می‌شود به طوری که، با کاهش مقدار MgO یا به عبارتی پیشرفت فرآیند تفریق فراوانی اکسیدهای  $Al_2O_3$  و CaO روند کاهشی و اکسیدهای  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3^T$  و  $TiO_2$  مجموع  $Na_2O+K_2O$  روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۶-۳).

تغییرات  $TiO_2$  در برابر MgO: عنصر تیتانیم اغلب به دلیل شعاع یونی مشابه با آهن و آلومینیم در کانی‌های مافیک جانشین این عناصر می‌شود، در مراحل ابتدایی تفریق این عنصر در ساختمان پیروکسن‌ها جانشین آلومینیم شده و یا وارد ساختار کانی‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت می‌شود و میزان آن کاهش می‌یابد، ولی در ادامه فرایند تفریق میزان این اکسید افزایش می‌یابد و روند افزایشی نشان می‌دهد. کانی‌هایی حاوی تیتانیم مانند اسفن و روتیل به فراوانی در متابازیت‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شوند.

تغییرات  $Al_2O_3$  در برابر MgO: میزان  $Al_2O_3$  با کاهش MgO روند کاهشی نشان می‌دهد. به علت تبلور کانی‌های مافیک مانند الیوین و پیروکسن در مراحل اولیه تبلور و عدم مشارکت  $Al_2O_3$  در ساختمان این کانی‌ها، میزان  $Al_2O_3$  در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد و در مراحل پایانی وارد ساختار پلاژیوکلاز می‌شود.

تغییرات CaO در برابر MgO: میزان CaO نیز با افزایش روند تفریق، سیر نزولی دارد، این روند می‌تواند ناشی از تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های غنی از کلسیم از ماگما و ورود این عنصر به شبکه تبلور آن‌ها باشد. زیرا Ca عمدتاً در کانی پلاژیوکلاز (با درصد آنورتیت بالا) و پیروکسن‌های غنی از کلسیم متمرکز می‌شود، تبلور و جدایش این کانی‌ها موجب تمرکز CaO در بخش متبلور شده خواهد گردید و در ضمن این فرایند به کاهش آن در ماگمای باقیمانده منجر شده است.

تغییرات  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{MgO}$ : سدیم و پتاسیم از عناصر مهم لیتوفیل (سنگ‌دوست) هستند که تمایل دارند در مذاب باقیمانده تجمع یافته و در مراحل انتهایی تفریق، وارد ساختار کانی‌های پتاسیم و سدیم‌دار مانند پلاژیوکلازهای سدیک و آلکالی فلدسپار شوند. بنابراین با پیشرفت روند تفریق میزان این اکسیدها افزایش می‌یابد که این روند به خوبی در نمودار شکل ۶-۳ مشهود می‌باشد.

$\text{P}_2\text{O}_5$  در برابر  $\text{MgO}$ : اکسید  $\text{P}_2\text{O}_5$  دارای دامنه تغییرات ۰/۰۹ تا ۰/۵۶ است و با افزایش  $\text{SiO}_2$  همراه با اندکی پراکندگی، کاهش می‌یابد. این وضعیت حاکی از ناسازگار بودن فسفر است. فسفر در مراحل ابتدایی تبلور وارد ترکیب کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز شده و در فازهای انتهایی وارد ترکیب آپاتیت می‌شود.

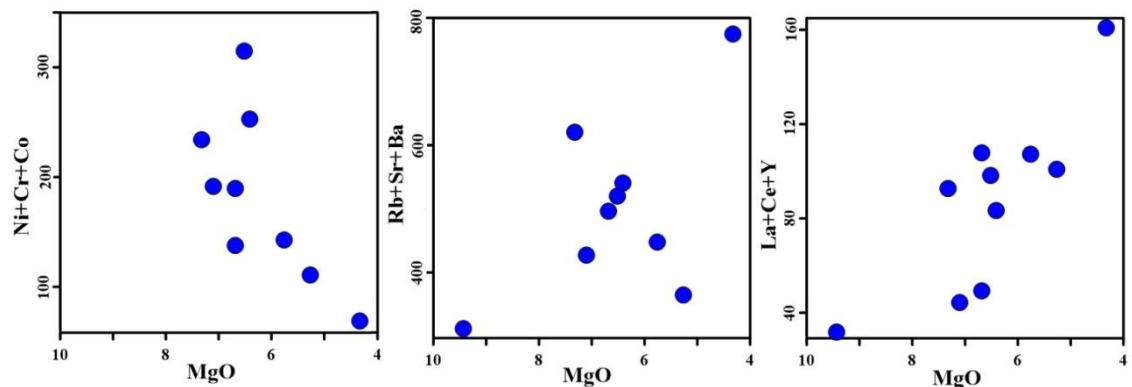
$\text{FeO}^T$  در برابر  $\text{MgO}$ : آهن عنصری سازگار است و در مراحل اولیه تبلور وارد فازهای اولیه همانند الیوین، پیروکسن و مگنتیت می‌شود، بنابراین با زیاد شدن  $\text{SiO}_2$  و کاهش  $\text{MgO}$  میزان آن کاهش می‌یابد و روند صعودی نشان می‌دهد (شکل ۶-۳).

### ۶-۲-۳-۲- تغییرات عناصر فرعی و نادرخاکی

در شکل (۶-۴) تغییرات عناصر فرعی و نادرخاکی در مقابل  $\text{MgO}$  ترسیم شده است. نمودار مجموع عناصر  $\text{Ni} + \text{Cr} + \text{Co}$  در مقابل  $\text{MgO}$  روند کاهشی نشان می‌دهد، روند مشاهده شده به این علت است که عناصر  $\text{Cr}$  و  $\text{Ni}$  از عناصر بسیار سازگار در فازهای فرومنیزین هستند، و وارد ساختار کانی‌های حاوی این عناصر مانند کلینوپیروکسن و مگنتیت می‌شوند. با پیشرفت فرآیند تبلور مقدار آن‌ها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد (شکل ۶-۴).

مجموع عناصر  $\text{Rb} + \text{Sr} + \text{Ba}$  با کاهش  $\text{MgO}$  روندی تقریباً صعودی همراه با پراکندگی نشان می‌دهد. استرانسیم به دلیل تشابه شعاع یونی با کلسیم جانشین این عنصر در ساختار پلاژیوکلازهای کلسیک می‌شود لذا با پیشرفت تبلور میزان این عنصر در فازهای نهایی افزایش می‌یابد. عناصر  $\text{Ba}$  و  $\text{Rb}$  به دلیل ناسازگاری وارد ساختارهای کانی‌های ابتدایی

نشده بنابراین مقدار آن در ماگما افزایش یافته و در مراحل پایانی، وارد ساختار کانی‌های پتاسم‌دار نظیر آلکالی فلدسپار و بیوتیت می‌شود و پس از تشکیل این فازها مقدار آن‌ها به شدت کاهش می‌یابد. عناصر La, Y و Ce نیز از عناصر ناسازگار بوده و میزان آن‌ها در مذاب باقیمانده افزایش یافته و در مراحل پایانی وارد فازهای مراحل نهایی تفریق یافته می‌شوند.



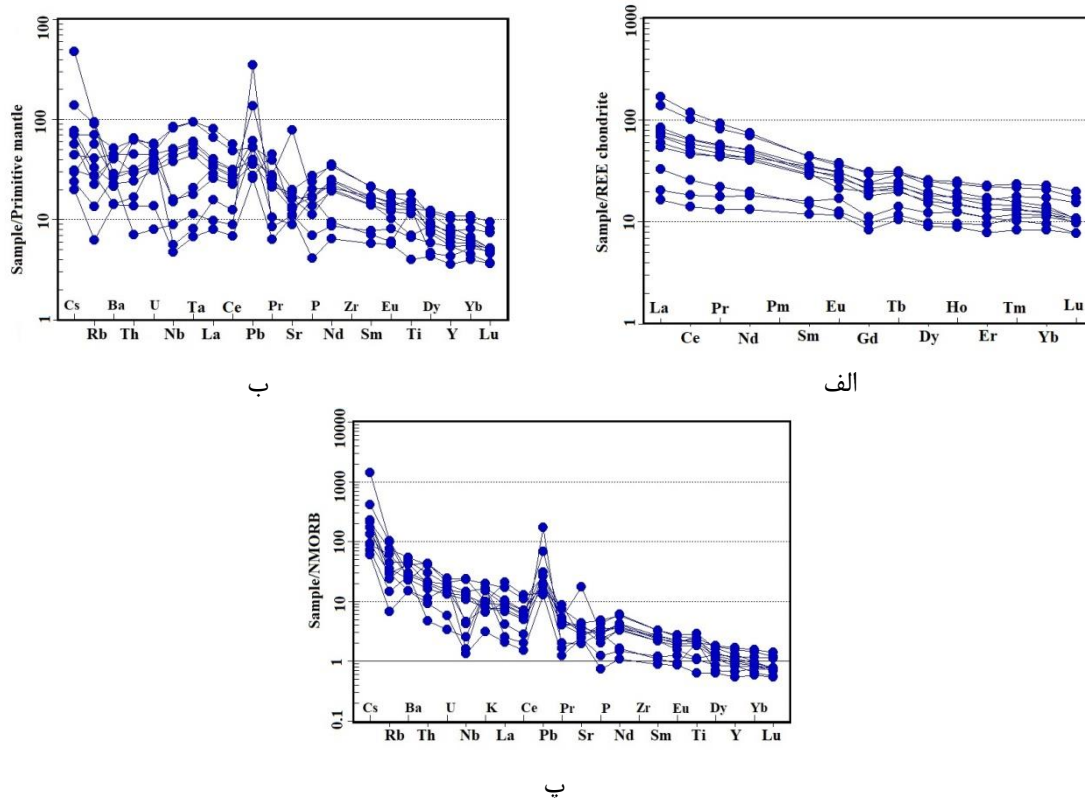
شکل ۴-۶- موقعیت متابازیت‌های متعلق به مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد بر روی نمودارهای تغییرات برخی از عناصر فرعی در مقابل MgO (Fenner, 1948).

#### ۴-۲-۶- نمودارهای بهنجار شده عنکبوتی متابازیت‌ها

الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) نشانگر غنی بودن نسبی متابازیت‌های ماجراد از عناصر خاکی نادر سبک است، میزان تغییرات نسبت  $La/Yb(N)$  متابازیت‌ها در گستره  $1/75$  تا  $9/77$  قرار می‌گیرد (شکل ۶-۵- الف). غنی‌شدگی بیشتر عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) و الگوی شیب‌دار مشاهده شده ناشی از تفکیک کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین در مرحله تبلور ماگمای مافیک می‌باشد (Rollinson, 1993). چنین ویژگی شاهدهی بر وابستگی این سنگ‌ها به سری کالک‌آلکان است (Machado et al, 2005).

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB، گوشته اولیه و OIB (Sun & McDonough, 1984)، تهی‌شدگی از (HFSEs) مانند Th و Nb و غنی‌شدگی از LILEs

مانند U, Rb, Cs و همچنین Pb نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی می‌باشد (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). همچنین آنومالی منفی این عنصر را می‌توان به نبود فازهای کانیایی میزبان این عنصر مانند ایلمنیت، روتیل و تیتانیت مرتبط دانست. غنی‌شدگی از (LILEs) را می‌توان به عملکرد فرآیند متاسوماتیسم گوشته توسط سیالات (Wilson, 1993) و یا آلودگی پوسته‌ای نسبت داد (Capell & White, 1974). غنی‌شدگی از Pb و عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون با آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگیری آن مرتبط است (Zhao & Zhou, 2007).



شکل ۶-۵- موقعیت نمونه‌های متبازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در: الف - نمودار تغییرات عناصر نادرخاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984). ب - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه و پ. بازالت‌های جزایر کمانی OIB (Sun & McDonough, 1989).



### ۳-۶- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی شامل میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس هستند. در مجموع ۸ نمونه از متاپلیت‌ها (سه نمونه میکاشیست و ۵ نمونه از گنیس‌ها) مورد آنالیز ژئوشیمیایی قرار گرفته است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و نادرخاکی در جدول ۳-۶ ارائه شده است.

جدول ۳-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین  
ماجراد.

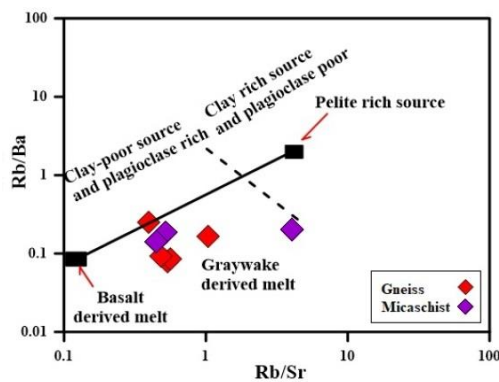
Sample No.	KM91	KM89	KM97	KM23	KM202	KM392	KM323	KM25
	Micaschist			Gneiss				
SiO <sub>2</sub>	62.49	65.04	68.81	69	70.68	72.23	72.06	73.06
TiO <sub>2</sub>	0.6	0.52	0.68	1.08	0.41	0.21	0.41	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.9	12.99	12.92	12.07	13.57	13.17	12.5	12.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	6.12	7.24	4.73	6.09	2.96	2.68	3.93	3.21
MnO	0.46	0.11	0.05	0.09	0.03	0.05	0.2	0.06
MgO	2.58	1.01	2.12	2.02	1.1	0.56	0.82	0.62
CaO	2.76	3.49	2.11	2.38	1.19	1.86	1.99	2.47
Na <sub>2</sub> O	2.47	0.22	2.94	2.51	4.49	2.92	2.91	2.6
K <sub>2</sub> O	3.03	4.7	2.38	2.06	2.12	3.75	3.64	3.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.12	0.18	0.24	0.08	0.05	0.1	0.07
LOI	2.64	4.46	1.58	1.1	1.36	1.1	0.62	0.78
Total	99.18	99.91	98.5	98.63	97.99	98.59	99.18	99.27
Be	2.5	3.9	1.89	1.71	1.38	2.22	1.49	1.47
Bi	0.34	0.05	0.14	0.32	0.01	0.06	0.08	0.07
Cd	0.15	0.28	0.05	0.12	0.1	0.16	0.18	0.06
Co	19.6	2.9	14.7	12.8	5.2	4	5.6	4.3
Cr	70.4	22.3	89.6	107	37.1	143	39.9	25.6
Cu	87.2	17.1	28.3	54.8	84.6	9.7	13.1	8.3
Ga	20.6	28.6	15.8	16.4	16.1	16.3	15	15.4
In	0.09	0.17	0.06	0.06	0.03	0.04	0.04	0.07
Li	16.2	12.8	11.4	15.8	6.39	8.24	5.12	6.79
Mo	0.7	1.28	0.46	0.55	1.08	1.62	1.9	1.09
Ni	63	6.2	28.6	25.1	19.6	11.8	7.7	5.6
W	1.5	2.3	1.51	1.3	0.61	1.64	0.858	0.29
Zn	102	149	48.1	84.7	31.2	49.3	67.9	34.5
Sc	16	21.2	13.2	13.3	7.76	7.1	9.89	9.98
V	102	37.9	84.3	107	41.8	23.4	42.1	35.3
Cs	2.77	1.98	3.33	4.64	1.79	1.93	3.36	2.09
Ba	495	636	593	364	693	978	717	973
Pb	11.9	11.4	10.9	12.6	5.33	15.5	13.1	12

Sample No.	KM91	KM89	KM97	KM23	KM202	KM392	KM323	KM25
Rb	91.8	126	84.1	90.4	54.5	90.7	117	83.2
Sb	0.55	0.49	0.63	0.68	1.12	0.4	0.52	0.37
Sr	177	31.1	187	229	101	188	112	149
Y	27.4	35.4	28.3	40.9	12.4	23	28.5	20.7
Hf	1.64	1.22	0.66	1.23	0.92	1.29	1.08	1.34
Nb	12.9	46.6	13.4	20	8.22	6.86	9.09	7.19
Ta	1.08	2.91	1.02	1.74	0.67	0.87	0.95	0.62
Th	12.7	13	14	32.2	9.72	14.6	17.9	10.3
Tl	0.51	0.53	0.41	0.61	0.22	0.43	0.51	0.5
U	2.39	1.53	3.18	5.16	1.22	1.98	3.27	2.14
Zr	44.9	38.7	18.4	29.2	25.6	28.9	27.7	34.8
La	35.7	47.2	38.6	63.6	21.3	30.2	34.3	47.7
Ce	78.2	98.5	74.2	122	39.8	59.1	63	85.3
Pr	8.27	12.1	8.76	14.6	4.49	6.78	7.26	9.47
Nd	32.6	49	33.9	56.5	16.8	24.7	27.1	33.7
Sm	6.4	9.91	6.4	10.2	3.1	4.96	5.27	5.54
Eu	1.27	1.98	1.35	1.85	0.78	0.89	0.83	0.98
Gd	5.41	8.12	5.66	8.92	2.69	4.16	4.66	4.73
Tb	0.99	1.47	0.99	1.55	0.47	0.78	0.87	0.75
Dy	5.27	7.5	5.23	8.25	2.43	4.17	4.87	4.06
Ho	1.06	1.41	1.04	1.59	0.48	0.86	1.03	0.76
Er	2.94	3.73	2.87	4.55	1.36	2.37	2.91	2.24
Tm	0.49	0.56	0.47	0.74	0.23	0.38	0.49	0.33
Yb	3.22	3.45	2.99	4.85	1.55	2.5	3.28	2.23
Lu	0.46	0.44	0.41	0.69	0.23	0.35	0.44	0.3

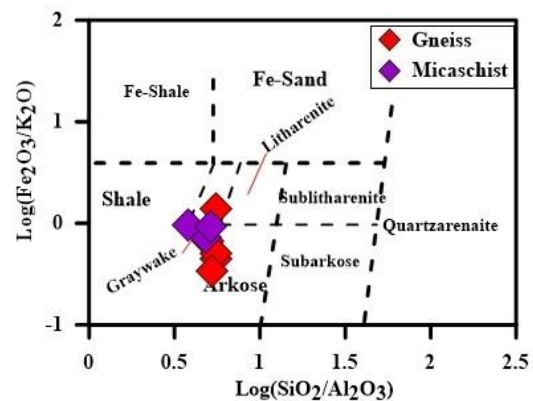
### ۶-۳-۱- تعیین سنگ مادر متاپلیت‌ها

به منظور مشخص نمودن ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی مادر سنگ‌های دگرگونی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد از نمودار  $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  در برابر  $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  (Herron, 1988) ، استفاده شده است (شکل ۶-۶-الف). نمونه‌های میکاشیستی مورد مطالعه بر روی نمودار (Herron, 1998) در محدوده گریوک و گنیس‌ها در محدوده آرکوز و گریوک قرار گرفته‌اند.

با توجه به ترکیب کانی‌شناسی میکاشیست‌های مورد بررسی و فراوانی سیلیکات‌های پتاسیم و آلومینیم مانند بیوتیت و مسکوویت همچنین حضور گارنت، این سنگ‌ها را می‌توان سنگ‌های تخریبی آلومینیوم‌دار در نظر گرفت. فراوانی آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در گنیس‌ها نیز سنگ والد آرکوزی برای این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. در نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr (Sylwester, 1998) و همچنین در نمودار Molar  $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$  برابر Molar  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$  (Patino Douce, 1999) نمونه‌های گنیسی و میکاشیستی مورد مطالعه در محدوده با منشاء متاگری وک قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۶-ب و ۶-۶-پ). جهت مقایسه و دستیابی به نتیجه‌گیری مطمئن‌تر از داده‌های مناطق دلبر، شترکوه و جندق نیز استفاده شده است. همانطور که در (شکل ۶-۶-ت) مشاهده می‌شود نمونه‌های متاپلیتی مجموعه‌های دلبر، شترکوه و جندق همگی دارای منشاء متاگری وکی و متاپلیت غنی از بیوتیت می‌باشند.

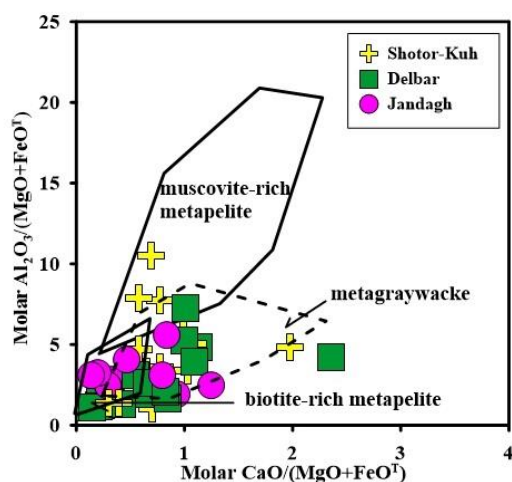


ب

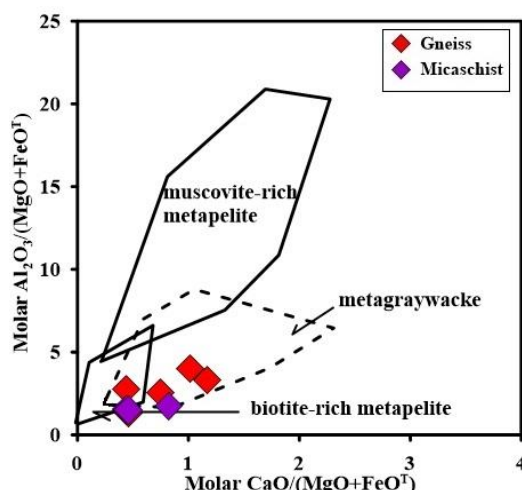


الف

شکل ۶-۶-موقعیت نمونه‌های متاپلیتی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد بر روی الف - نمودار  $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  در برابر  $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  (Herron, 1988) به منظور مشخص نمودن سنگ‌والد متاپلیت-ها. ب - نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylwester, 1998). پ و ت - نمودار Molar  $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$  در برابر Molar  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$  (Patino Douce, 1999) جهت مشخص نمودن سنگ والد میکاشیست‌ها و گنیس‌های ماجراد و مناطق پی‌سنگی جنوب شرق شاهرود و جندق.



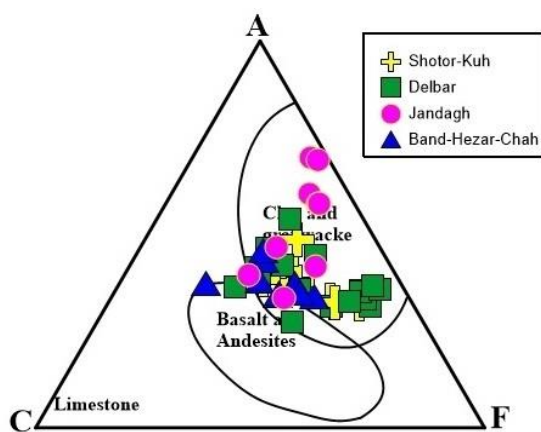
ت



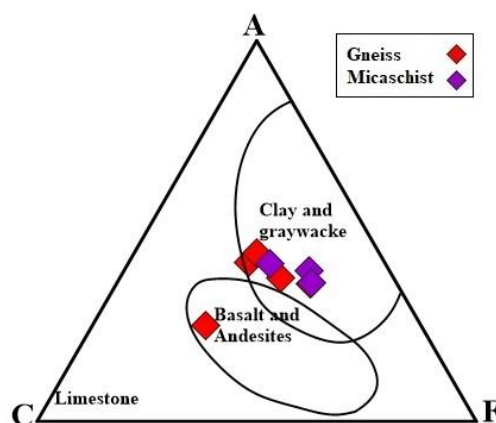
پ

ادامه شکل ۶-۶

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی سنگ والد سنگ‌های متاپلیتی مجموعه ماجراد پس از محاسبه پارامترهای A, F, و C محل قرارگیری این سنگ‌ها بر روی نمودار ACF مشخص شده است. در این نمودار نمونه‌های متاپلیتی ماجراد به جزء یک نمونه بقیه در محدوده رس‌ها و گری‌وک‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۶-۷-الف). برای مقایسه از متاپلیت‌های مناطق دلبر، شترکوه و جندق نیز استفاده شده است و می‌توان مشاهده کرد که اغلب نمونه‌ها، در محدوده رس‌ها و گری‌وک‌ها واقع شده‌اند (شکل ۶-۷-ب).



ب



الف

شکل ۶-۷- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متاپلیتی مجموعه ماجراد و دیگر مجموعه‌های پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق بر روی نمودار سه‌تایی AFC (Miyashiro, 1973).

### ۶-۳-۲- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی متاپلیت‌ها

الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) نشانگر غنی بودن نسبی متاپلیت‌های ماجراد از عناصر خاکی نادر سبک است، بی‌هنجاری منفی Eu و الگوی تقریباً مسطح از عناصر خاکی نادر سنگین است. میزان تغییرات نسبت La/Yb(N) در گستره ۷/۰۵ تا ۱۴/۴۲ و میزان  $Eu/Eu^*$  در محدوده ۰/۵ تا ۰/۸۲ قرار می‌گیرند (شکل ۸-۶-الف). بی‌هنجاری منفی Eu را می‌توان به انحلال جزئی فلدسپارها در سنگ منشاء متاپلیت‌ها مرتبط دانست (Gromet & Silver, 1983; Panahi et al., 2000; Ebah Abeng et al., 2012).

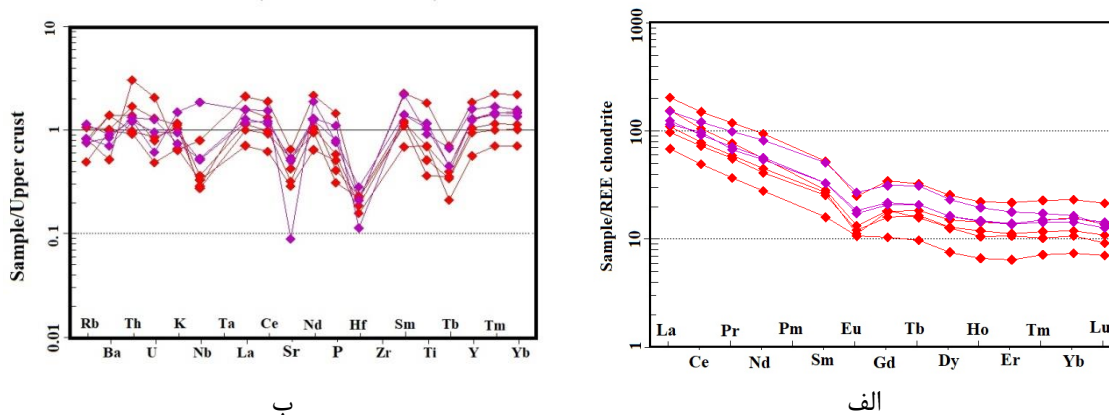
متاپلیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1984) از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) مانند Ba, Nb, Sr, Zr و Ti تهی‌شدگی و از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) نظیر Rb, Th و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸-۶-ب). مشابه این روند در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت پوسته بالایی و پوسته قاره‌ای (Taylor & McLennan, 1984) نیز مشهود است (شکل ۸-۶-پ، ت و ث).

ترکیب شیمیایی رسوبات تخریبی تحت تأثیر چندین عامل زمین‌شناختی مرتبط با فرآیندهای رسوبی، از قبیل هوازدگی و دیاژنز است (McLennan, 1989; McLennan et al., 1993; Cox et al., 1995). هوازدگی و دیاژنز با تبدیل کانی‌های ناپایدار از قبیل فلدسپار و میکا به شیل باعث تهی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) و غنی‌شدگی از Al و Ti می‌شود (Harnison, 1988; McLennan et al., 1993).

در مقابل وقوع متاسوماتیسم پتاسیک پس از رسوب‌گذاری با تبدیل کانی‌های رسی از قبیل کائولینیت به ایلیت یا به پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار (Fedo et al. 1995)، باعث غنی‌شدن رسوبات از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) می‌شود. به طور کلی عناصر قلیایی،

قلیایی‌خاکی و عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) در جریان دگرگونی و آلتراسیون متحرک هستند در حالی که عناصر نادرخاکی (REE)، عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) و بعضی از اکسیدهای اصلی مانند  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{FeO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  کمتر تحت تأثیر تغییرات بعدی مانند آلتراسیون قرار می‌گیرند (Taylor & McLennan, 1985; Taylor et al., 1986; Bolhar et al., 2005).

با توجه به منشاء رسوبی متاپلیت‌های مجموعه آذرین - ماجراد چنین به نظر می‌رسد که روندهای مشاهده شده در این سنگ‌ها ناشی از تبدیل کانی‌های رسی به پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در سنگ‌والد آن‌ها و به تبع غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) است. به عبارتی غنی‌شدگی مشاهده شده در این نمودارها ناشی از غنی‌شدگی سنگ‌والد متاپلیت‌ها است. همچنین غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) مانند Rb، Th، U و بیانگر خاستگاه پوسته‌ای (Harris et al., 1993) برای سنگ‌های مذکور می‌باشد. آنومالی‌های منفی Sr، Hf، Zr، Ti و Nb به احتمال قوی نشان‌دهنده آن است که منشاء این سنگ‌ها از کانی‌های دربرگیرنده این عناصر فقیر بوده است.



شکل ۶-۸- الف - نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984). ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به پوسته بالایی (Taylor & McLennan, 1995).

## ۴-۶- گرانیت‌ها

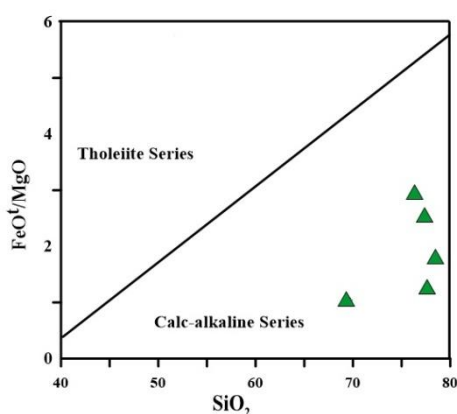
از گرانیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد ۵ عدد مورد آنالیز ژئوشیمیایی قرار گرفت که نتایج حاصل از آن‌ها در جدول ۴-۶ ارائه شده است.

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌کل گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد

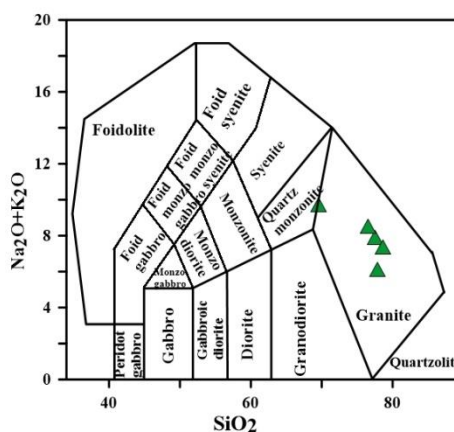
Sample No.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
KM203	67.92	0.45	16.41	0.97	0.02	0.46	1.98	9.01	0.36	0.15	1.5	99.23
KM24	75.13	0.06	12.83	0.89	0.02	0.15	0.83	3.71	4.51	0.03	0.4	98.56
KM12	76.07	0.1	12.03	0.97	0.02	0.19	1.09	2.76	4.87	0.01	0.56	98.67
KM364	76.83	0.08	13.62	0.74	0.04	0.29	1.15	4	1.93	0.05	0.82	99.55
KM149	76.99	0.17	12.22	0.76	0.01	0.21	0.39	5.45	1.65	0.03	0.58	98.46
	Bi	Cd	Co	Ga	In	Mo	Ni	W	Zn	Sc	V	Ba
KM203	0	0.04	1.8	13.7	0.01	0.84	7.8	5.49	18.6	2.54	16.6	127
KM24	0.09	0.02	1.6	13.5	0.01	0.55	3.2	0.239	12.1	3.9	5.56	536
KM12	0.01	0.07	1.3	11.6	0.02	0.96	3.7	0.19	14.5	1.61	7.74	1721
KM364	0.09	0.07	2	14.8	0.02	1.23	12.2	1.16	23.9	3.51	8.39	213
KM149	0.01	0.07	2.1	13.8	0.02	1.45	8.4	0.87	9.97	3.96	12.3	185
	Pb	Rb	Sb	Sr	Y	Hf	Nb	Ta	Th	Tl	U	Zr
KM203	3.43	7.06	0.62	108	13.3	1.21	12	0.98	8.01	0.03	1.12	32.7
KM24	18.7	73.5	0.33	68.9	18.8	1.74	6.49	1.16	10.3	0.32	3.06	32.2
KM12	14.5	55.5	1.25	131	12	1.22	2.15	0.57	12.3	0.23	2.66	28.5
KM364	15.7	28.3	0.12	141	10.7	1.14	13.1	5.33	12.7	0.1	3.35	19
KM149	3.57	37.7	0.4	39.7	15.6	1.28	11.5	1.35	20	0.11	1.13	29.4
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
KM203	2.17	3.66	0.51	2.27	0.69	0.19	0.89	0.25	1.7	0.44	1.27	0.24
KM24	19.8	36.9	4.11	15	3.28	0.41	2.86	0.56	3.16	0.66	1.92	0.35
KM12	20.8	38.2	4.27	15.5	2.84	0.84	2.44	0.42	2.17	0.42	1.24	0.2
KM364	7.25	13.2	1.59	6.24	1.6	0.27	1.38	0.32	1.86	0.41	1.12	0.22
KM149	29.4	55.5	6.39	23.8	4.46	0.43	3.73	0.6	3	0.56	1.65	0.27
	Yb	Lu										
KM203	1.58	0.24										
KM24	2.46	0.36										
KM12	1.38	0.2										
KM364	1.52	0.23										
KM149	1.81	0.25										

### ۱-۴-۶- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی

گرانیت‌های آناتکسی مورد بررسی در نمودار نام‌گذاری سنگ‌های درونی (Middlemost et al, 1985) در محدوده ترکیبی گرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۹-۶-الف). جهت تعیین سری ماگمایی ترکیب گرانیت‌ها از  $FeO^I/MgO$  در مقابل  $SiO_2$  (Miyashiro, 1974) استفاده شده است که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های کالک‌آلکان قرار دارند. نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) این نمونه‌ها غالباً پرآلومین هستند (شکل ۹-۶-ب و پ). در نمودار A/CNK در مقابل  $SiO_2$  (Chappel & White, 1974) گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در گروه گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۹-۶-ت).



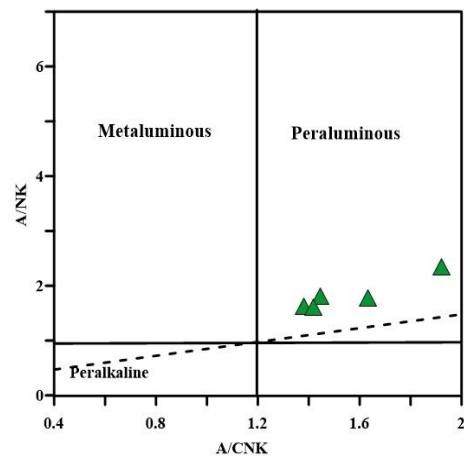
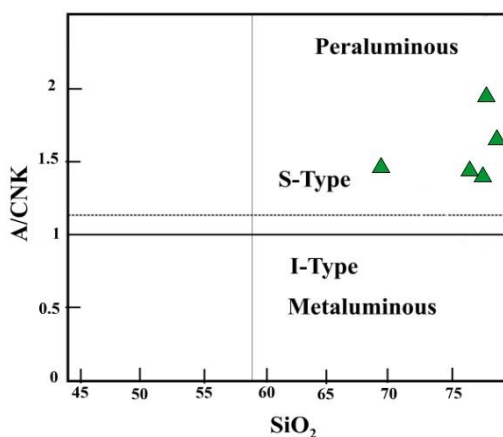
ب



الف

شکل ۹-۶-الف - نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Middlemost, 1985). ب- نمودار  $FeO^I/MgO$  در مقابل  $SiO_2$  جهت تعیین سری ماگمایی گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد (Miyashiro, 1974) و پ - نمودار A/NK در مقابل A/CNK جهت مشخص نمودن ماهیت گرانیت‌ها (Shand, 1943) و ت- نمودار A/CNK در مقابل  $SiO_2$  (Chappel & White, 1974) جهت تعیین ماهیت گرانیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.





ت

پ

ادامه شکل ۶-۹

#### ۶-۴-۲- نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌ها

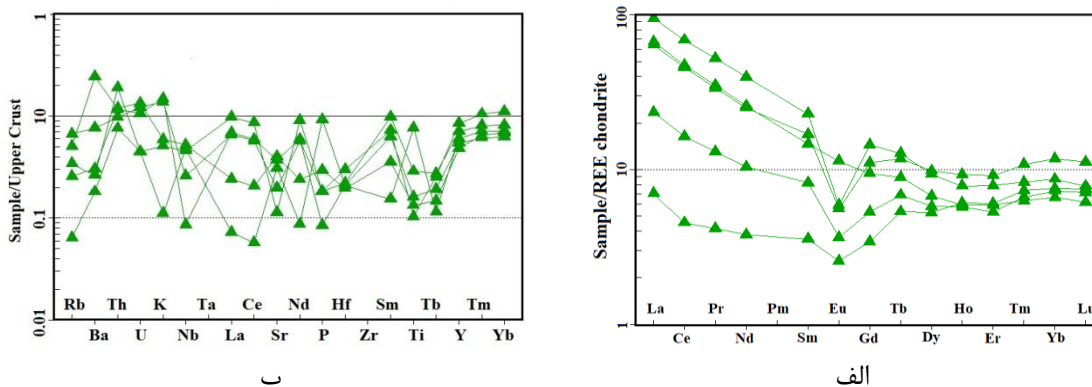
الگوی تغییرات عناصر کمیاب بر روی نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) نشان می‌دهد که گرانیت‌های مورد بررسی دارای آنومالی منفی Eu، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و الگوی مسطح برای عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشند. تغییرات نسبت  $La/Yb(N)$  و  $Eu/Eu^*$  به ترتیب در گستره ۵/۴۳ تا ۱۰/۱۶ و ۰/۳۲ تا ۰/۹۷ قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۰-الف). نسبت بالای LREE/HREE یکی از ویژگی‌های سرشتی ماگماهای مشتق شده از سنگ مادر پلیتی است.

از آنجایی که کانی‌های کلسیم‌دار بویژه پلاژیوکلاز و آمفیبول میزبان عنصر یوروپیم می‌باشند و این‌گونه کانی‌ها در گرانیت‌های لوکوکرات حضور ندارند یا مقدار آن‌ها بسیار کم است در نتیجه، در الگوی بهنجار شده نسبت به کندریت، تهی‌شدگی از این عنصر مشاهده می‌شود. تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در جریان تحولات ماگمایی نیز می‌تواند عامل مهمی در بروز بی‌هنجاری منفی عنصر یوروپیم باشد (Sylvester, 1998; Patino, 1990; Duce et al., 1990; Celmen, 2003).

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1984)، پوسته قاره‌ای بالایی و پوسته قاره‌ای (Taylor & McLennan, 1984) و میانگین پوسته

(Weave & Tarney, 1984) غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (HLEEs) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت میدان بالا (HFSEs) و بی‌هنجاری منفی از Nb, P, Eu, Ti و Ce و بی‌هنجاری مثبت از U, Th, Ba, Cs و K مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۰-ب).

آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی‌شدگی از U, Th, Pb و K حاکی از نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگما می‌باشد (Almeida & Macambira, 2007)، همچنین بی‌هنجاری منفی Ti, P, Nb و Eu نشان‌دهنده نبود فازهای میزبان بلورین اصلی مانند پلاژیوکلاز، بیوتیت و فازهای فرعی مانند آپاتیت، مونازیت و زیرکن در مذاب تشکیل دهنده گرانیت‌ها است. پایین بودن عناصر با قدرت میدان بالا (HFSEs) ناشی از ماهیت کالک‌آلکان ماگمای سازنده گرانیتوئیدها و حاصل از ذوب‌شدگی جزء به جزء از سنگ مادر رسوبی دگرگون‌شده (متاسدیمتری) است (Bikramaditya, 2013). عناصر لیتوفیل بزرگ یون در جریان ذوب بخشی زودتر از بقیه عناصر وارد فاز مذاب می‌شوند، لذا محصولات اولیه ذوب بخشی، به‌ویژه درجه ذوب‌بخشی پایین غنی‌شدگی از این عناصر را نشان می‌دهند (Hoskin et al., 2000).



شکل ۶-۱۰-الف - موقعیت نمونه‌های گرانیتی مجموعه ماجراد بر روی نمودارهای الف - عناصر نادرخاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984). ب - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به پوسته بالایی (Taylor & McLennan, 1995).

## ۵-۶- متاریولیت‌ها

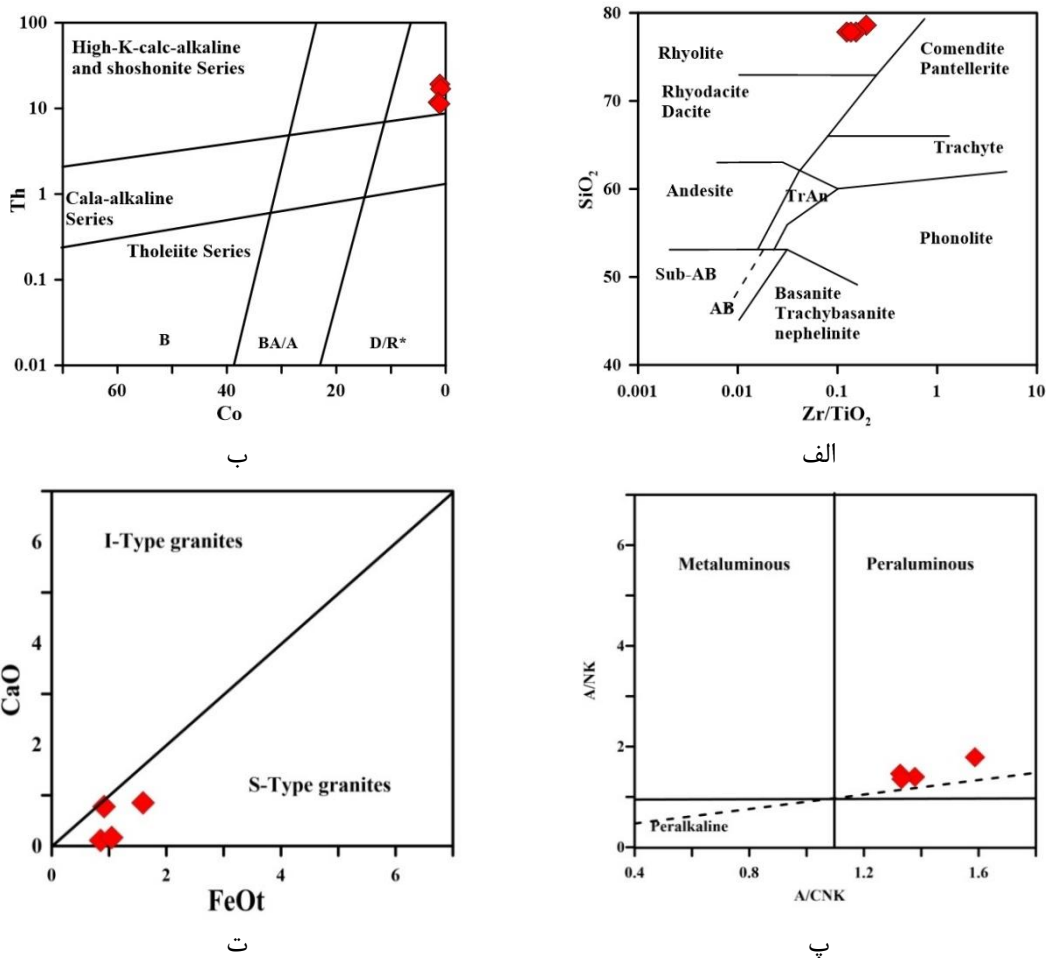
نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، نادر و نادرخاکی ۴ نمونه متاریولیتی در جدول ۵-۶ ارائه شده که در ترسیم نمودارهای مربوط به متاریولیت‌ها از آن‌ها استفاده شده است.

جدول ۵-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد

Sam. No.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
KM167	74.12	0.08	11.47	1.52	0.02	0.82	0.81	0.53	5.89	0.01	1.96	97.23
KM196	77.41	0.09	11.46	0.84	0.01	0.32	0.11	0.41	7.80	0.03	0.76	99.23
KM288	75.96	0.08	11.53	1.02	0.01	0.37	0.16	0.34	8.16	0.02	5.82	103.47
KM169	75.91	0.08	10.82	0.89	0.02	0.34	0.76	0.61	6.78	0.01	1.22	97.45
	Bi	Cd	Co	Ga	In	Mo	W	Zn	Sc	V	Cs	Ba
KM167	0.03	0.06	0.62	15.50	0.08	0.57	2.46	11.20	11.10	4.09	1.14	613
KM196	0.01	0.02	0.77	13.70	0.03	0.93	1.28	8.44	8.35	3.32	0.50	837
KM288	0.03	0.05	0.64	16.10	0.05	0.62	1.58	19.00	11.90	4.53	0.24	1239
KM169.	0.002	0.04	1.06	14.30	0.03	0.59	2.36	9.52	9.75	4.06	0.28	1107
	Pb	Rb	Sb	Sr	Y	Hf	Nb	Ta	Th	Tl	U	Zr
KM167	4.89	136.00	0.64	20.30	32.00	3.98	10.80	1.08	18.30	0.31	2.97	80.30
KM196	6.66	102.00	0.75	18.70	40.10	4.30	13.40	1.50	21.00	0.36	2.64	105.00
KM288	3.67	120.00	0.73	22.90	38.50	3.85	8.42	0.90	12.20	0.36	2.28	70.80
KM169	8.73	77.10	0.87	79.70	26.30	3.29	9.23	0.86	12.90	0.26	2.66	63.70
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
KM167	21.60	50.70	6.27	26.10	5.89	0.45	4.72	0.98	5.63	1.24	3.44	0.61
KM196	45.70	97.90	12.10	47.60	9.56	0.45	7.43	1.33	6.96	1.42	4.20	0.71
KM288	16.60	35.00	4.62	19.00	4.70	0.57	4.56	1.07	6.64	1.49	3.91	0.67
KM169	12.90	29.10	3.87	16.60	4.74	0.64	4.16	0.97	5.32	1.10	2.87	0.50
	Yb	Lu										
KM167	4.21	0.60										
KM196	4.77	0.69										
KM288	4.25	0.63										
KM169.	3.31	0.48										

## ۶-۵-۱- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌والد متاریولیت‌ها

نمونه‌های مورد مطالعه با ترکیب ریولیتی (Winchester & Floyd, 1977) در سری کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (Hastie et al., 2007). در نمودار درجه اشباع از آلومین (Shand, 1943)، نمونه‌ها در محدوده پرآلومین قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها در نمودار CaO در برابر  $FeO^t$  (Hsieh et al., 2008) در گستره گرانیتهای نوع S (معادل درونی متاریولیت‌ها) قرار می‌گیرند که نشانگر نشأت‌گیری متاریولیت‌ها از ذوب پوسته قاره‌ای است (شکل ۶-۱۱).



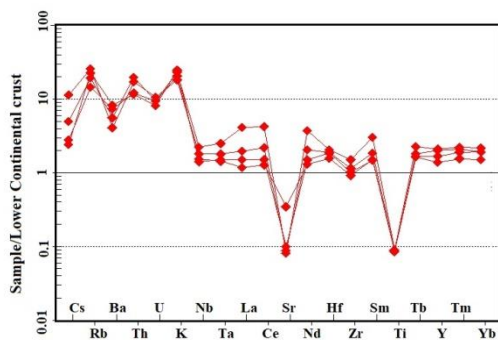
شکل ۶-۱۱- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متاریولیتی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در نمودارهای الف -  $SiO_2$  در مقابل  $Zr/TiO_2$  (Winchester & Floyd, 1977). ب - Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007). پ - A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) و ت - نمودار CaO در برابر  $FeO^t$  (Hsieh et al., 2008) جهت تعیین ماهیت متاریولیت‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد.

## ۶-۵-۲- نمودارهای بهنجار شده و عنكبوتی متاریولیت‌ها

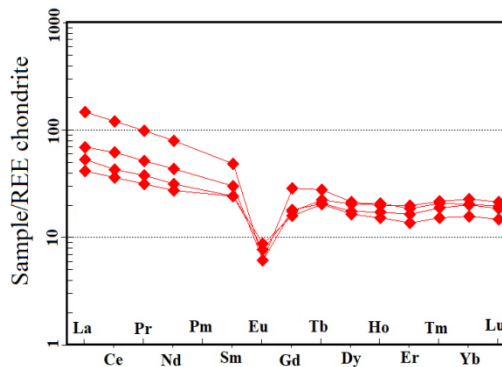
در الگوی تغییرات عناصر نادرخاکی بهنجار شده به کندریت (Boynnton, 1984)، متاریولیت‌های مجموعه ماجراد از عناصر نادرخاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر نادرخاکی سنگین (HREEs) غنی‌شدگی، الگوی مسطح از عناصر نادرخاکی متوسط (MREEs) و بی‌هنجاری منفی Eu مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۲-الف). تغییرات نسبت  $La/Yb(N)$  در محدوده ۲/۶۳ تا ۶/۴۶ و تغییرات  $Eu/Eu^*$  در گستره ۰/۱۶ تا ۰/۴۴ قرار می‌گیرند. بی‌هنجاری منفی Eu را می‌توان به کمبود یا عدم حضور فازهای میزبان این عنصر در متاریولیت‌ها نسبت داد.

کانی‌های غنی از تیتانیوم مانند روتیل، تیتانیت و ایلمنیت عامل کنترل‌کننده Ta و Ti, Nb در جریان ذوب هستند (Schmidt et al., 2004; Klemme et al., 2005; John et al., 2011) بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در نمودارهای عنكبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1984) و پوسته قاره‌ای (Taylor & McLennan, 1995) (شکل ۶-۱۲-ب و پ) ممکن است ناشی از تفریق فازهای مذکور باشد.

بی‌هنجاری منفی استرانسیم در نمودارهای عنكبوتی متاریولیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از منابع پوسته‌ای تشکیل شده‌اند. ماگماهای با خاستگاه ذوب پوسته‌ای دارای بی‌هنجاری منفی استرانسیم می‌باشند (Wang et al., 2006). به طور کلی وجود آنومالی منفی Ti, Sr, Nb به همراه غنی‌شدگی از U, Th, Pb و K حاکی از نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگما می‌باشد (Harris, 1993; Almeida & Macambira, 2007).



ب



الف

شکل ۶-۱۲- الگوهای تغییرات فراوانی عناصر کمیاب و نادرخاکی متاریولیت‌های مجموعه ماجراد در: الف- الگوی تغییرات عناصر نادرخاکی بهنجار شده به کندریت (Boynnton, 1984). ب- نمودار چند عنصری بهنجار شده به پوسته پایینی (Taylor & McLennan, 1995).

## ۶-۶- گابرو دیوریت‌های ژوراسیک میانی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل شامل عناصر اصلی، فرعی، نادرخاکی

گابرو دیوریت‌ها در جدول ۶-۶ ارائه شده است.

جدول ۶-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گابرو دیوریت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد.

Sam. No.	KM320	KM337	KM345	KM391	KM150	KM132	KM235	KM152
SiO <sub>2</sub>	48.32	48.71	49.27	49.86	50.88	51.46	52.30	52.69
TiO <sub>2</sub>	2.40	1.27	0.92	1.17	1.04	2.52	1.28	1.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.53	17.28	19.97	17.41	16.64	16.29	16.55	17.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>T</sub>	14.48	9.61	7.59	9.12	8.18	12.24	8.84	8.28
MnO	0.21	0.15	0.13	0.15	0.14	0.21	0.14	0.15
MgO	5.76	8.56	7.52	8.03	8.18	3.48	6.83	4.58
CaO	10.09	11.13	11.29	10.61	11.49	7.81	9.25	7.00
Na <sub>2</sub> O	3.43	2.77	2.78	2.86	2.96	4.21	4.03	5.79
K <sub>2</sub> O	0.46	0.38	0.43	0.66	0.35	0.81	0.53	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.14	0.08	0.13	0.14	0.96	0.26	0.52
LOI	0.58	1.26	2.04	0.84	0.66	0.74	1.60	4.10
Total	99.13	98.48	98.99	90.31	98.01	98.92	99.26	99.61
Be	0.82	0.42	0.34	0.58	0.64	1.20	1.11	1.85
Bi	0.10	0.02	0.03	0.03	0.08	0.06	0.07	0.01
Co	45.9	47	36.2	42.8	40	22.6	35.4	24.5
Cr	171	244	232	246	427	12.3	205	128
Ga	21	15.8	15.2	16.8	15.5	23	17.7	18.2
Ni	51.1	95.5	112	98.4	67.8	9	77.3	42.1

Sam. No.	KM320	KM337	KM345	KM391	KM150	KM132	KM235	KM152
W	0.66	0.33	0.26	0.35	0.54	0.50	0.79	0.79
Cs	0.59	3.65	0.77	0.97	4.43	0.41	0.16	4.79
Ba	93.5	75.5	85.7	110	157	320	139	298
Pb	7.63	6.09	3.14	4.79	4.71	5.76	7.12	4.87
Rb	8.63	7.04	11.3	17.3	7.31	17.6	9.6	36.6
Sb	1.34	0.55	0.40	2.58	0.65	0.21	0.85	1.07
Sr	229	216	245	211	363	345	304	255
Y	40.2	24.8	19.6	26.4	20.9	56.9	28.5	25.8
Hf	2.29	2.26	1.84	2.77	1.64	1.05	1.79	2.56
Nb	7.29	5.54	3.59	6.63	10.6	35.7	14.4	40.4
Ta	0.49	0.38	0.27	0.44	0.617	1.93	0.86	2.5
Th	0.821	1.13	1.25	1.87	1.8	3.2	4.75	6.83
Tl	0.06	0.06	0.06	0.11	0.04	0.09	0.04	0.27
U	0.21	0.39	0.44	0.51	0.49	0.98	1.16	1.53
Zr	60	57.8	47.1	80.8	45.8	18.3	41.3	87.2
V	370	204	135	186	171	145	191	183
Sc	44.4	33.2	23.9	32.3	39.4	25.5	30.3	25.3
La	12.6	7.79	6.33	11.6	14.1	44.7	24.7	43.4
Ce	29.4	18.3	15	23.8	28.2	91.8	46.9	76.7
Pr	4.33	2.56	2.27	3.21	3.64	12.3	5.71	8.72
Nd	21.8	13	11.1	14.7	15.6	53.4	23.1	34.7
Sm	5.85	3.5	3.03	3.76	3.58	11.7	4.96	6.36
Eu	2.08	1.23	1.02	1.21	1.22	3.05	1.47	1.82
Gd	5.46	3.25	2.6	3.51	3.27	10.4	4.76	5.84
Tb	1.22	0.74	0.61	0.77	0.65	1.99	0.95	1.01
Dy	7.13	4.42	3.56	4.54	3.72	10.6	5.31	5.19
Ho	1.55	0.97	0.84	1.01	0.79	2.16	1.11	0.98
Er	4.06	2.63	2.23	2.74	2.1	5.77	3	2.59
Tm	0.65	0.43	0.37	0.45	0.35	0.87	0.49	0.38
Yb	4.13	2.78	2.29	2.91	2.17	5.38	3.12	2.32
Lu	0.56	0.38	0.33	0.41	0.30	0.75	0.43	0.29

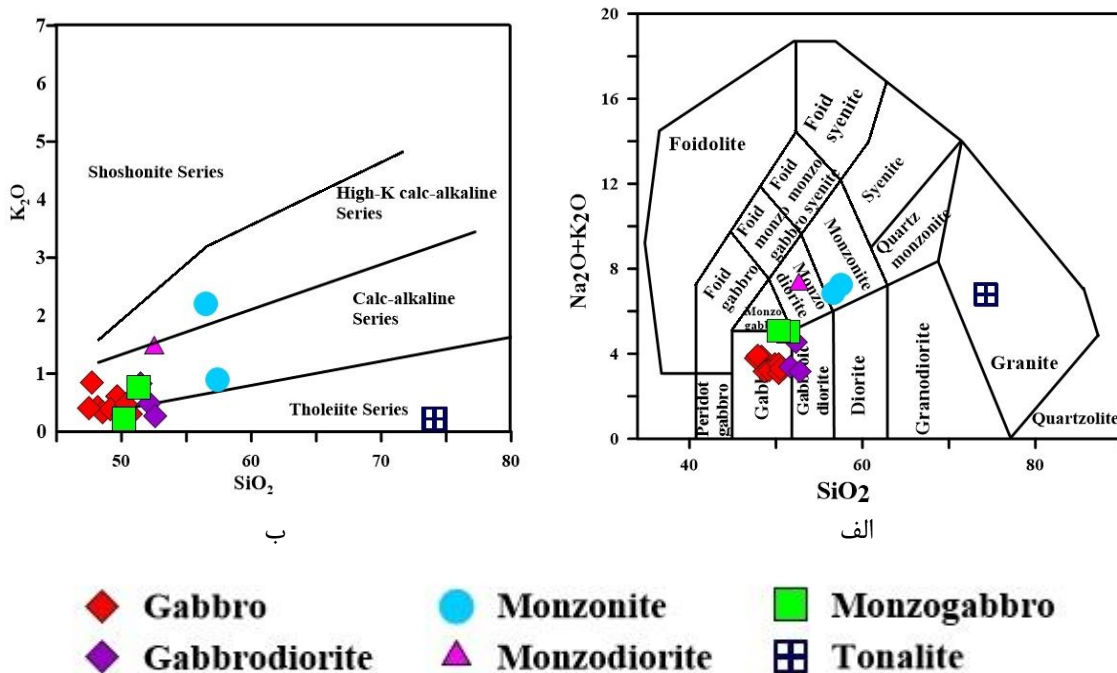
#### ۶-۶-۱- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی

بر اساس نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (Middlemost et al, 1985)

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو، گابرو دیوریت، مونزو گابرو، مونزو دیوریت، مونزونیت

و گرانیت (تونالیت) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۳- الف).

بررسی مقاطع میکروسکوپی سنگ‌هایی که در محدوده ترکیبی مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت قرار می‌گیرند، نشان می‌دهد که مقادیر پتاسیم فلدسپار مُدال موجود در این سنگ‌ها ناچیز یا بسیار کم می‌باشد و عامل گرایش این سنگ‌ها به سمت ترکیبات مونزونیتی، حضور قابل توجه بیوتیت می‌باشد. در واقع به علت فراوانی عناصر Fe و Mg در محیط تبلور ماگماهای گابرودیوریتی،  $K_2O$  ترجیحاً در ساخت بیوتیت مشارکت کرده است. با توجه به پتروگرافی، سنگ‌های فلسیک (یعنی حضور گسترده پلاژیوکلاز، حضور مقادیری کوارتز و نبود فلدسپار پتاسیم)، بهتر است به جای واژه گرانیت که از نمودارهای ژئوشیمیایی استنباط می‌شود، از واژه تونالیت استفاده کنیم.



پ

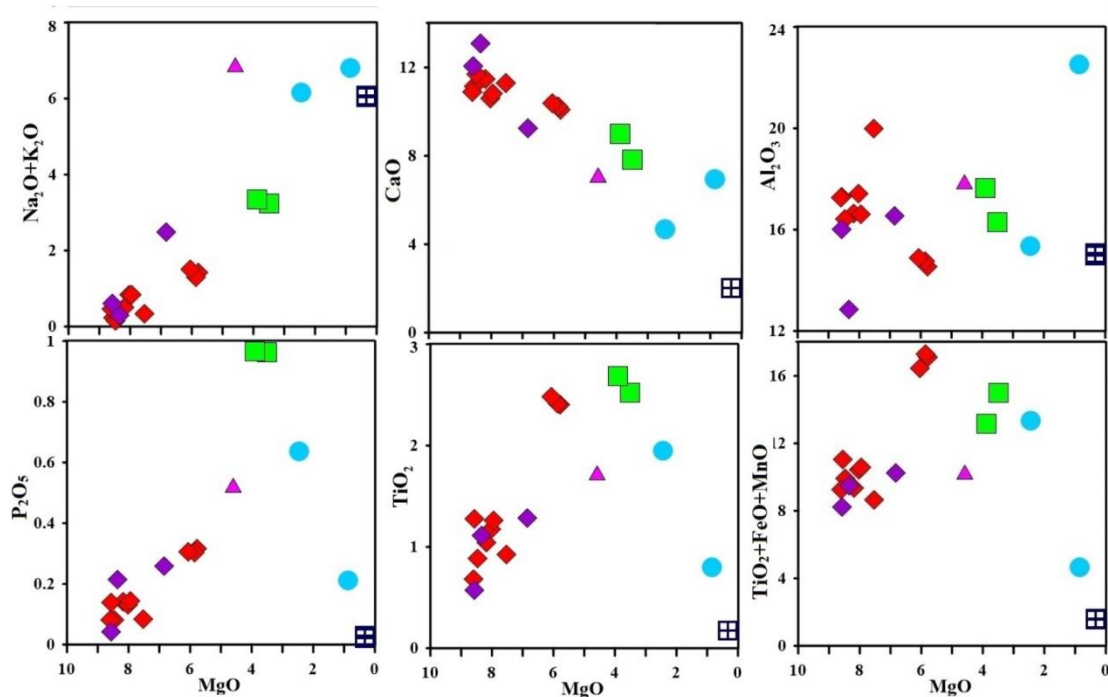
شکل ۶-۱۳- موقعیت نمونه‌های گابرودیوریتی مجموعه ماجراد در نمودارهای: الف -  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Middlemost et al, 1985). ب -  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976) و پ - علائم بکار رفته در رسم نمودارها، تا انتهای فصل علائم به همین صورت می‌باشد.



بر اساس نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976) اغلب سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکان هستند (شکل ۶-۱۳-ب). در رسم نمودارها از نتایج داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل (شاهولی کوه‌شوری، ۱۳۹۷) نیز استفاده شده است.

#### ۶-۶-۲- بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

به علت این‌که دامنه تغییرات  $SiO_2$  در سنگ‌های مورد مطالعه به ویژه بخش گابرودیوریتی بسیار محدود است و تغییر و تحولات سنگ‌شناسی در نمودارهای هارکر به خوبی منعکس نمی‌شود، به منظور بررسی فرآیندهای مؤثر در تبلور و تحول ماگمای سازنده گابرودیوریت‌ها از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل  $MgO$  (Fenner, 1948) (شکل ۶-۱۴) استفاده شده است.



شکل ۶-۱۴- موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک‌میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای تغییرات  $MgO$  در برابر اکسیدهای اصلی (Fenner, 1948).

در نمودار  $CaO$  در مقابل  $MgO$ ، با کاهش مقدار  $MgO$  روندی خطی و نزولی مشاهده می‌شود که بیانگر تحول تفریقی سنگ‌های مورد مطالعه در خلال تبلور تفریقی است، با

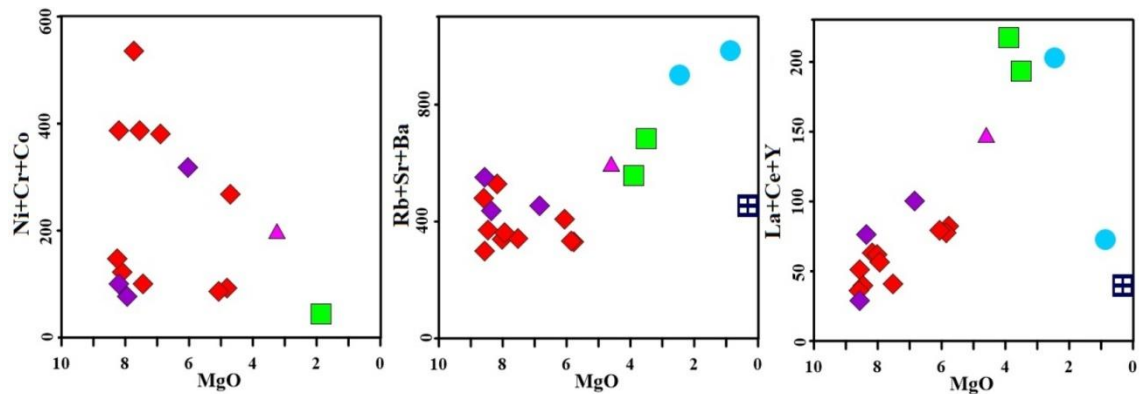
پیشرفت روند تبلور تفریقی پلاژیوکلازهای سدیک‌تر جایگزین پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر شده‌اند. در نمودار مجموع  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{MgO}$  با کاهش میزان  $\text{MgO}$ ، روندی صعودی و نسبتاً خطی مشاهده می‌شود، به طوری که از گابرودیوریت‌ها به سمت مونزوادیوریت‌ها و تونالیت‌ها مقدار مجموع این اکسیدها افزایش می‌یابد، این روند با خط سیر تبلور تفریقی و تحول ماگماهای سازنده گابروادیوریت‌های ماجراد سازگار است (شکل ۱۴-۶).

نمودار تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{MgO}$  نیز روند تقریباً یکنواختی نشان می‌دهد،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در ساخت فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلازها مشارکت می‌کند و مقدار کمی از آن نیز وارد ساختار بیوتیت می‌شود. نمودار  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{MgO}$ ، نشان می‌دهد که از گابروها به سمت مونزوگابروها، مقدار  $\text{P}_2\text{O}_5$  روند افزایشی داشته و در مونزوگابروها به بیشترین مقدار خود (حدود یک درصد) می‌رسد. به سمت ترکیبات گرانودیوریتی و تونالیتی، مقدار  $\text{P}_2\text{O}_5$  به سرعت کاهش پیدا کرده و در تونالیت‌ها که تفریق یافته‌ترین فاز سنگی مورد مطالعه هستند به حداقل خود می‌رسد. حضور بلورهای سوزنی شکل یا منشورهای ریز آپاتیت در مونزوگابروها تأیید کننده این موضوع است (شکل ۱۴-۶).

تغییرات  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{MgO}$  نشان می‌دهد که مقدار  $\text{TiO}_2$  از گابروها به سمت مونزوگابرو و مونزوادیوریت‌ها افزایش می‌یابد و سپس با تبلور کانی‌های حاوی تیتانیم و جدایش آن‌ها از ماگما، مقدار این اکسید روند کاهشی نشان می‌دهد. در سنگ‌های مورد مطالعه کانی‌های بارز حاوی تیتانیم شامل تیتانومگنتیت، ایلمنیت، اسفن و روتیل هستند.

در نمودار  $\text{FeO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{MgO}$ ، با کاهش  $\text{MgO}$  ابتدا مقدار مجموع  $\text{FeO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$  روندی افزایشی نشان می‌دهند که ناشی از تبلور کانی‌های غنی از آهن و منیزیم به ویژه مگنتیت و تیتانومگنتیت، در مراحل ابتدایی تبلور و به تبع آن افزایش

مقدار  $\text{FeO}$  و  $\text{TiO}_2$  می‌باشد. در مراحل بعدی فرآیند تبلور تفریقی و تحول ماگما، تغییرات مجموع  $\text{FeO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$  دوباره سیر کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۴).



شکل ۶-۱۵ - نمودارهای تغییرات مجموع برخی از عناصر فرعی در مقابل  $\text{MgO}$  (Fenner, 1948).

در نمودارهای فنر عناصر فرعی (شکل ۶-۱۵)، مجموع عناصر  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$  و  $\text{Cr}$  در مقابل  $\text{MgO}$  با کاهش  $\text{MgO}$ ، روند نزولی نشان می‌دهند، با توجه به تشابه شعاع یونی  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$  و  $\text{Cr}$  این عناصر در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار وارد می‌شوند و در نتیجه تغییرات آن‌ها از تغییر فراوانی این کانی‌ها تبعیت می‌کند. در نمودار مجموع  $\text{Rb}+\text{Sr}+\text{Ba}$  در مقابل  $\text{MgO}$  روند صعودی مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۵)، از آنجایی که این عناصر از جمله عناصر لیتوفیل بزرگ یون هستند در فازهای مافیک اولیه وارد نمی‌شوند، با پیشرفت تبلور در مراحل انتهایی جانشین  $\text{K}$  در ساختار کانی‌هایی مانند آلکالی فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند می‌شوند، در نتیجه از ترکیبات مافیک به سمت فلسیک مقدار مجموع این عناصر روند افزایشی نشان می‌دهد.

مجموع عناصر  $\text{La}+\text{Ce}+\text{Y}$  در مقابل  $\text{MgO}$  نیز سیر صعودی نشان می‌دهند، این عناصر به گروه عناصر ناسازگار تعلق داشته و تمایل دارند در ماگما جمع شده و وارد فازهای انتهایی ماگمایی شوند. البته میزان این عناصر، در فازهای بسیار تفریق یافته، نظیر کوارتز دیوریت‌ها و تونالیت‌ها به شدت کاهش می‌یابد، چون با تبلور و ته‌نشینی کانی‌های مافیک و خروج این

عناصر بوسیله این کانی‌ها از چرخه فرایند تبلور ماگمایی، ماگمای باقیمانده به شدت از این عناصر تهی شده است.

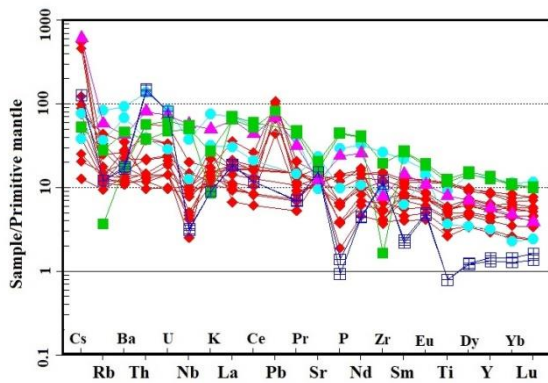
### ۶-۶-۳- بررسی تغییرات فراوانی عناصر نادرخاکی و نمودارهای عنکبوتی

الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynnton, 1984)، (شکل ۶-۱۶ - الف) و نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1984)، (شکل ۸-ب) بیانگر آن است که سنگ‌های گابرودیوریتی شمال تنگه‌ماجراد از عناصر نادرخاکی سبک (LREEs) در مقایسه با عناصر نادرخاکی سنگین (LREEs) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند و میزان تغییرات La/Yb(N) در گستره ۱/۸۶ تا ۱۳/۲۷ قرار دارد.

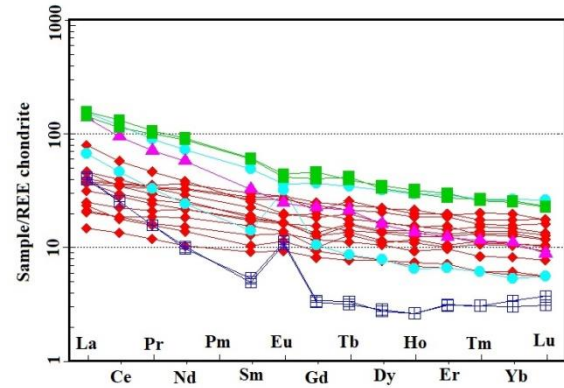
در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1984)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگیون نظیر K, Pb, Cs, Th و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت میدان بالا (HFSEs) مانند Zr و Nb مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری‌های منفی مشاهده شده می‌تواند به تفکیک کانی‌های حاوی این عناصر در خلال تبلور تفریقی ماگماهای مافیک تا حدواسط مربوط باشد (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به درجات ذوب‌بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد)، منبع گوشته‌ای نیز نسبت داد (Hirschmann & Ghiorso, 1998).

در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگیون نظیر K, Pb, Cs, Th و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا HFSE مانند Zr و Nb مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Nb, Ti و P به جدایش آپاتیت، تیتانومگنتیت، روتیل و ایلمنیت از ماگما (Gill, 2010) و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای (Zhao & Zhou, 2007) در حین صعود و جایگیری نسبت داده شده است. همچنین تهی‌شدگی از Nb می‌تواند حاصل نشأت‌گیری از گوشته غنی‌شده یا آرایش ماگمایی باشد (Kurt et al., 2008).

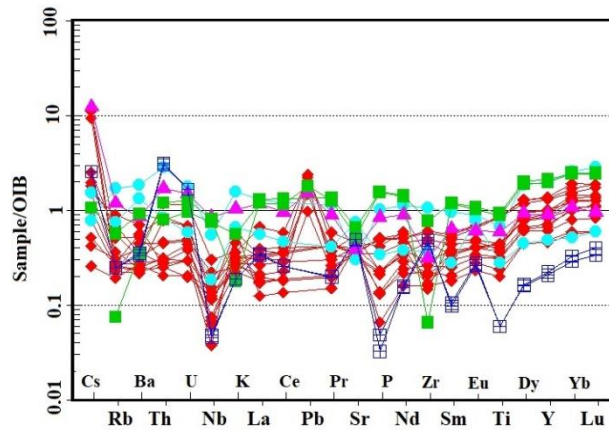
سنگ‌های مورد مطالعه غالباً نسبت به سرب غنی‌شدگی نشان می‌دهند، با توجه به حضور گسترده کانی‌های پتاسیک مافیک به ویژه بیوتیت در گابروها و دیوریت‌ها می‌توان نتیجه گرفت که غنی‌شدگی سنگ‌های مورد نظر از سرب حاصل ذوب‌بخشی با نرخ کم یک خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای در ارتباط است.



ب



الف



پ

شکل ۶-۱۶ - موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای: الف - عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و ب - نمودار چند عنصری یا عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1984).



فصل، ہفتم

پتروژنر و تحولات ژئودینامیکی

یکی از مهم‌ترین کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی استفاده از این نتایج در شناخت جایگاه تکتونیک، ویژگی‌های محل منشاء ماگما و سازوکار شکل‌گیری ماگماها است. بعد از پتروگرافی، مطالعه شیمی کانی‌ها، دما- فشارسنجی و در نهایت ژئوشیمی سنگ‌های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد، در این فصل جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی محل منشاء این مجموعه مورد بررسی قرار می‌گیرد و با مقایسه این منطقه با دیگر مناطق پی‌سنگی مشابه، الگوی زمین‌ساختی مناسبی مبتنی بر وقایع صحرایی و زمین‌شناسی منطقه ارائه می‌شود.

مجموعه دگرگونی ماجراد با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری در جنوب‌خاوری شاهرود (۶۵ کیلومتری جنوب‌شرق بیارجمند) و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. با توجه به مشاهدات صحرایی، داده‌های ژئوشیمیایی و سن‌سنجی به دست آمده می‌توان رخداد‌های زمین‌شناسی این منطقه را در دو رسته سنی به شرح ذیل جای داد:

۱- نئوپروتروزوئیک‌پسین. ۲- سیم‌رین پیشین ۳- سیم‌رین میانی.

سنگ‌های دگرگونی این مجموعه به سن نئوپروتروزوئیک‌پسین دارای ترکیب متاکربنات، متاپسامیت، متاپلیت، متابازیت و متاریولیت‌ها می‌باشند. در این مجموعه، متاکربنات‌ها در مقایسه با سایر سنگ‌ها از گستردگی و حجم زیادی برخوردارند. متاپلیت‌ها، طیفی متنوعی از میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس را شامل می‌شوند، دما و فشار حاکم بر محیط تشکیل آن‌ها، در حد رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت بوده است. متابازیت‌ها نیز به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیست سبز تا گارنت آمفیبولیت مشاهده می‌شوند که سنگ‌های مادر آن‌ها را توده‌های نفوذی کوچک مقیاس، روانه‌های بازالتی زیردریایی و سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی به سن نئوپروتروزوئیک‌پسین تشکیل داده‌اند.



این توالی پی‌سنگی توسط توالی رسوبی - آتشفشانی اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک پوشیده شده است و در برخی نقاط نیز مجموعه پی‌سنگ ماجراد و همچنین مجموعه‌های پی‌سنگی مشابه همجوار توسط توده‌های گابرویی و دایک‌های دیابازی متعددی قطع شده‌اند.

رخدادهای رسوب‌گذاری و تحولات ماگمایی - دگرگونی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگی آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد. قطعات سازنده این کنگلومرای قاعده‌ای را قلوه‌هایی از جنس گرانیت، گنیس، میکاشیست، شیست سبز، آمفیبولیت و مرمر تشکیل می‌دهند که در اغلب مناطق پی‌سنگی جنوب شاهرود رخنمون دارند. توالی رسوبی - آتشفشانی مزبور به سن اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک طی رخداد کوهزایی سیمین میانی در زمان ژوراسیک میانی دگرگون شده است و به مجموعه دگرگونی درجه پایینی متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگریوک، متابازالت (شیست سبز) و متاکربنات با درجه دگرگونی پایین تحول یافته است.

## ۷-۲- جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد

### ۷-۲-۱- جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌ها

#### ۷-۲-۱-۱- نمودار سه‌تایی $MgO-Al_2O_3-FeO^T$ (Pearce, 1976)

جهت تشخیص جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های متابازیتی از نمودار مثلثی  $MgO-Al_2O_3-FeO^T$  (Pearce, 1976) استفاده شده است. این نمودار بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی طراحی شده و سنگ‌های آذرین بازیک تا حدواسط محیط‌های تکتونیکی مختلف را تفکیک می‌کند بر اساس مبانی تعریف شده در این نمودار، موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های ماجراد در محدوده بازالت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱- الف).

### ۲-۱-۲-۷- نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)

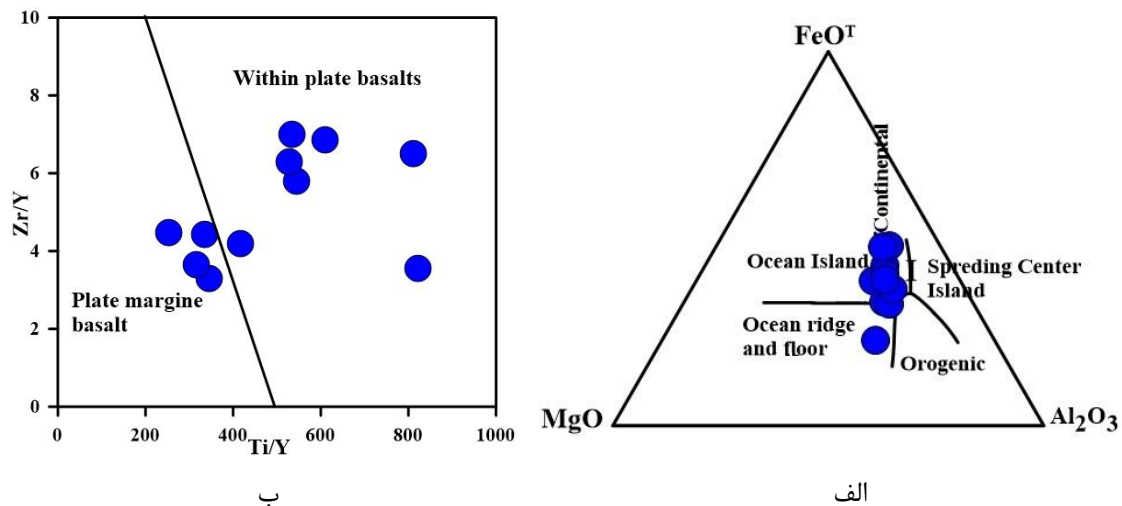
این نمودار بر اساس نسبت Zr/Y در برابر Ti/Y طراحی شده و بازالت‌های حاشیه‌ای ورقه‌ای را از بازالت‌های درون ورقه‌ای تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار اغلب متابازیت‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱-۷-ب).

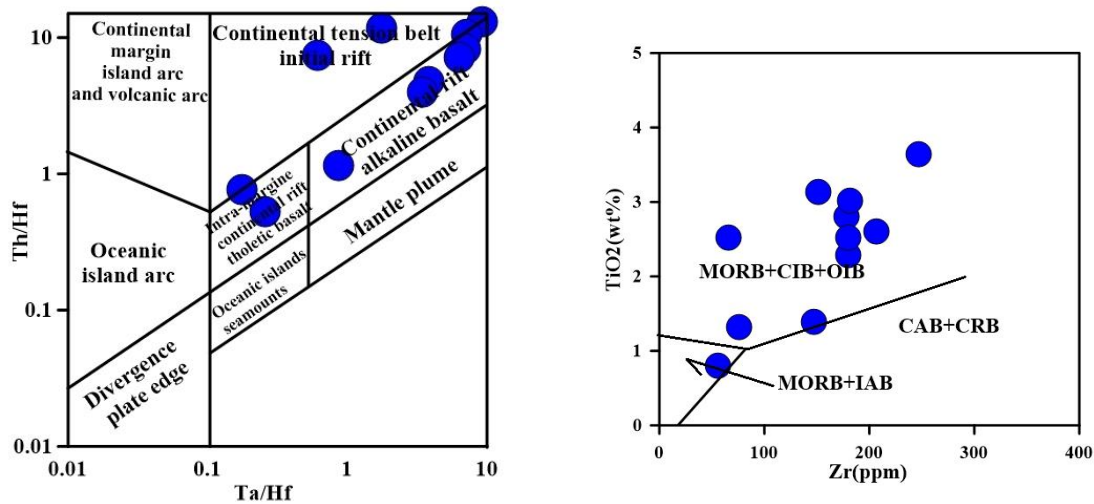
### ۳-۱-۲-۷- نمودار TiO<sub>2</sub> در مقابل Zr (Garcia, 1979)

بر اساس این نمودار، موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی در محدوده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی، جزایر کمانی و بازالت‌های ریف‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱-۷-پ).

### ۴-۱-۲-۷- نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Pearce, 1976)

نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf بر اساس عناصر Th, Ta, Hf بازالت‌های محیط‌های مختلف را از همدیگر تفکیک می‌کند. بر این اساس متابازیت‌های منطقه ماجراد در محدوده بازالت‌های آکالن مرتبط با ریف‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱-۷-ت).



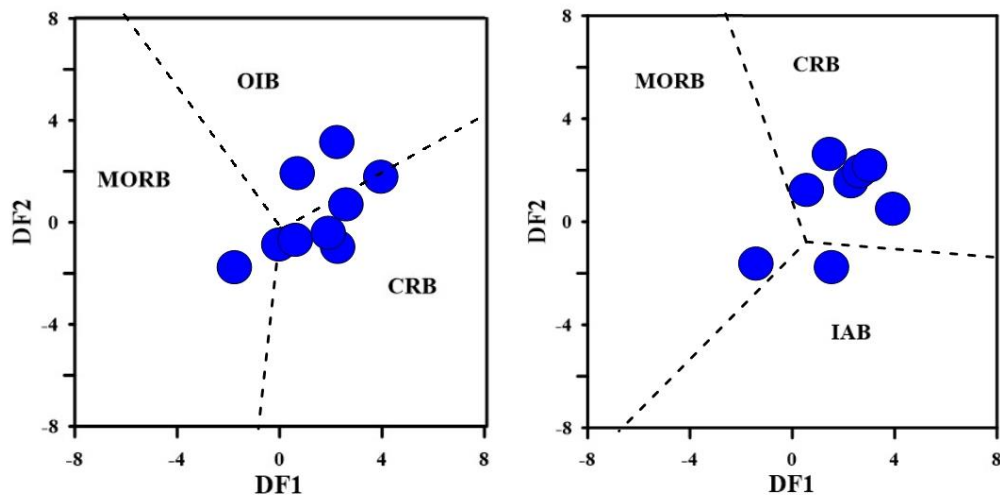


شکل ۷-۱- موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد: الف - نمودار مثلثی  $MgO-Al_2O_3-FeO^T$  (Pearce, 1976). ب - نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Ti/Y$  (Pearce & Gale, 1977). پ - نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Zr$  (Garcia, 1979) و ت - نمودار  $Th/Hf$  در برابر  $Ta/Hf$  (Pearce, 1976).

#### ۷-۲-۱-۵- نمودارهای تعیین (Verma et al., 2006)

این نمودارها بر اساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی طراحی شده‌اند و بازالت‌های محیط‌های مختلف شامل بازالت‌های ریف‌های قاره‌ای<sup>۱</sup>، بازالت‌های جزایر اقیانوسی<sup>۲</sup>، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی<sup>۳</sup> و بازالت‌های جزایر کمانی<sup>۴</sup> را از هم تفکیک می‌کنند. اغلب متابازیت‌های مجموعه ماجراد در این نمودارها در محدوده بازالت‌های ریف‌های درون قاره‌ای و جزایر کمانی واقع شده‌اند.

- 
- 1-Continental rift basalt
  - 2-Ocean island basalt
  - 3- Mid ocean ridge basalt
  - 4- Island arc basalt



شکل ۷-۲- موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی (Verma et al., 2006)

$$DF1 (IAB-CRB+OIB-MORB)_t2 = -0.6611 \cdot \ln (Nb/(TiO_2)_{adj}) + 2.2926 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} + 1.6774 \cdot \ln (Y/TiO_2)_{adj} + 1.0916 \cdot \ln (Zr/(TiO_2)_{adj}) + 21.3603.$$

$$DF2 (IAB-CRB+OIB-MORB)_t2 = 0.4702 \cdot \ln (Nb/(TiO_2)_{adj}) + 3.7649 \cdot \ln (V/TiO_2)_{adj} - 3.911 \cdot \ln (Y/TiO_2)_{adj} + 2.2697 \cdot \ln (Zr/(TiO_2)_{adj}) + 4.8487.$$

$$DF1 (IAB-CRB-MORB)_t2 = -0.6624 \cdot \ln(Nb/(TiO_2)_{adj}) + 2.4498 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} + 1.2867 \cdot \ln(Y/TiO_2)_{adj} + 1.0920 \cdot \ln(Zr/(TiO_2)_{adj}) + 18.7466$$

$$DF2 (IAB-CRB-MORB)_t2 = 0.4938 \cdot \ln(Nb/(TiO_2)_{adj}) + 3.4741 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} - 3.8053 \cdot \ln(Y/TiO_2)_{adj} + 2.0070 \cdot \ln(Zr/(TiO_2)_{adj}) + 3.3163 .$$

### ۷-۲-۲- ویژگی‌های گوشته محل منشاء

#### ۷-۲-۲-۱- نمودار Nb در برابر Zr (Sun & McDonough, 1984)

به منظور تعیین میزان غنی‌شدگی ماگمای اولیه تشکیل دهنده سنگ‌والد متابازیت‌های ماجراد از نمودار Nb در برابر Zr (Sun & McDonough, 1984) استفاده شده است. زیرکونیم و نیوبیم در خلال تبلور تفریقی رفتار ناسازگار دارند و نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشاء می‌باشند (Reichow et al., 2005). سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد در این نمودار در هر دو محدوده دارای خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و تهی‌شده قرار می‌گیرد (شکل ۷-۳- الف).

### ۲-۷-۲-۲-۲- نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)

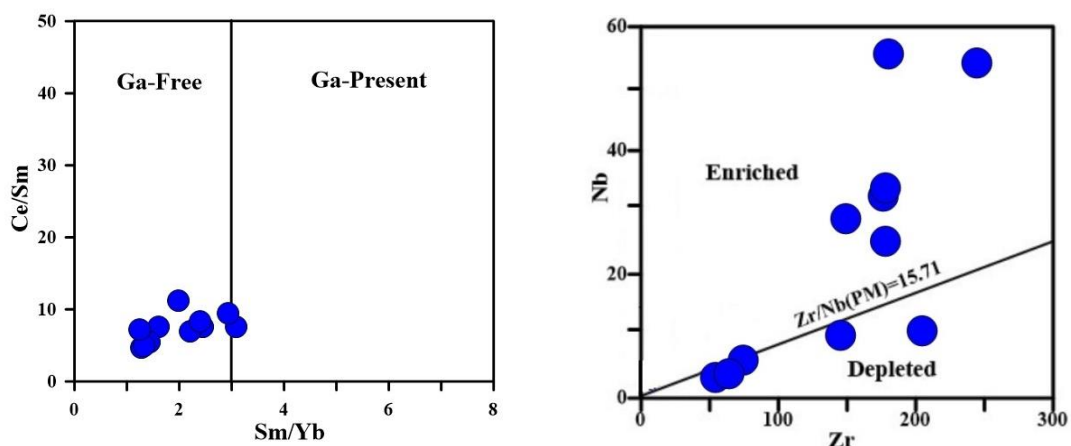
از نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) جهت تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشاء استفاده می‌شود. ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بیش از ۲/۵ نسبت به منشاء ایجاد می‌کند، میانگین این نسبت برای سنگ‌های والد متابازیت‌های منطقه ماجراد ۱/۹۹ می‌باشد و در جایگاه ترکیبی گوشته بدون گارنت قرار می‌گیرند (شکل ۷-۳-ب).

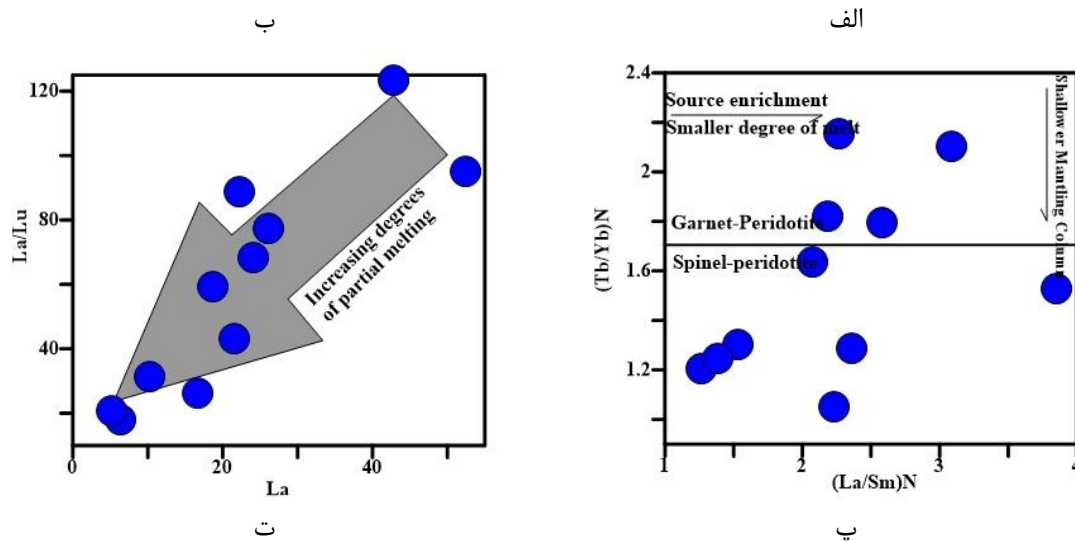
### ۲-۷-۲-۲-۳- نمودار Yb/Nb در برابر La/Sm (Wang et al., 2002)

نمودار Yb/Nb در برابر La/Sm به مقادیر کندریتی بهنجار شده است و برای نشان دادن حضور و یا عدم حضور گارنت و اسپینل در محل منشاء کاربرد دارد. همانطور که شکل (۷-۳-پ) نشان می‌دهد، بیشتر نمونه‌ها در محدوده اسپینل پریدوتیت قرار گرفته‌اند، برخی نمونه‌ها نیز در جایگاه ترکیبی گارنت پریدوتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۳-پ).

### ۲-۷-۲-۴- نمودار La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002)

با استفاده از نمودار La/Lu در برابر La شکل (۷-۳-ت) می‌توان تغییرات درجه ذوب‌بخشی در محل منشاء را مشخص نمود. در درجات ذوب بخشی کم، شیب این منحنی زیاد بوده و عناصر نادرخاکی سبک نظیر La دارای غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر نادرخاکی سنگین هستند و با افزایش درجه ذوب‌بخشی از شیب این منحنی کاسته می‌شود.





شکل ۷-۳- نمودارهای نشان‌دهنده موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد بر روی: الف - نمودار Nb در مقابل Zr (Sun & McDonough, 1989) جهت تشخیص غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی محل منشاء. ب- نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) جهت تشخیص حضور گارنت در محل منشاء ماگماهای سازنده سنگ‌های والد نمونه‌های متابازیتی. پ - نمودار Yb/Nb در برابر La/Lu (Wang et al., 2002) جهت تشخیص حضور گارنت در منشاء و ت - نمودار La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002) برای تشخیص درجه ذوب‌بخشی.

#### ۷-۲-۲-۵- نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Kuepou et al., 2006)

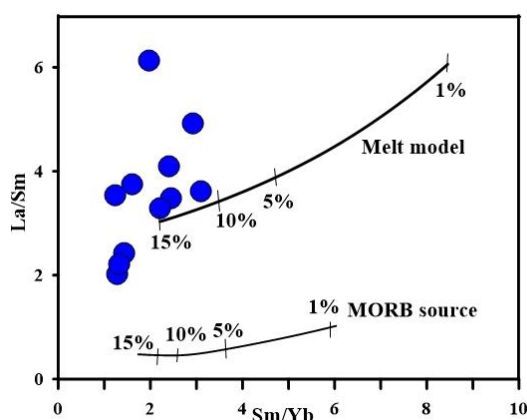
از این نمودار جهت تشخیص درجه ذوب‌بخشی محل منشاء ماگمای سازنده سنگ‌والد سنگ‌های بازیک استفاده می‌شود. عناصری مانند La و Sm در گارنت ناسازگار هستند در حالی که Yb در ساختار این کانی سازگار است و به همین علت La/Yb و Sm/Yb در جریان ذوب‌بخشی در درجات کم در محل منشاء گارنت پریدوتیتی متمرکز می‌شوند. در مقابل، در جریان ذوب‌بخشی در محدوده پایداری اسپینل، نسبت La/Yb تنها کمی تفریق یافته و نسبت Sm/Yb بدون تغییر باقی می‌ماند. در این نمودار، منحنی بالایی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی از گوشته غنی‌شده و منحنی پایینی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی از مورب تهی‌شده است. با توجه به این نمودار سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منشاء غنی‌شده تشکیل شده‌اند (شکل ۷-۴- الف).

۷-۲-۲-۶- نمودار Yb در مقابل La/Yb (Sun & McDonough, 1989)

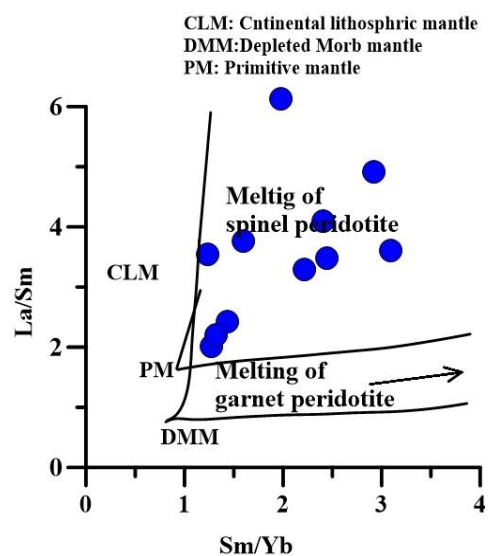
از ژئوشیمی عناصر خاکی نادر برای تعیین درجه ذوب بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود. بر اساس نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (Zhu et al., 2016) ماگمای سازنده سنگ مادر نمونه‌های متبازیتی مجموعه ماجراد از ذوب بخشی یک منشاء اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل ۷-۳-ب). جهت تعیین درجه ذوب بخشی گوشته محل منبع سنگ‌والد نمونه‌های متبازیتی از نمودار Yb در مقابل La/Yb (Sun & McDonough, 1989) نیز استفاده شده است. بر اساس این نمودار، ماگمای سازنده سنگ‌والد این سنگ‌ها، از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک محل منشاء اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل ۷-۴-پ).

۷-۲-۲-۷- نمودار Ce در مقابل Ce/Yb (Ellam, 1992)

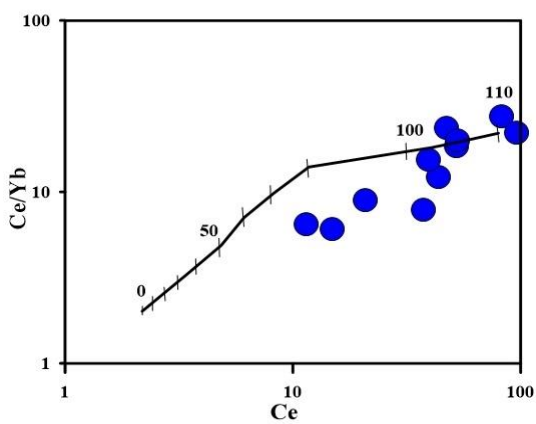
به منظور بررسی عمق منشاء گیری ماگمای سازنده سنگ‌والد متبازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد از نمودار Ce در مقابل Ce/Yb (Ellam, 1992) استفاده شده است. بر اساس این نمودار ماگمای سازنده سنگ‌والد متبازیت‌های مجموعه ماجراد از عمق ۷۰ تا ۱۱۰ کیلومتری نشأت گرفته است (شکل ۷-۴-ت).



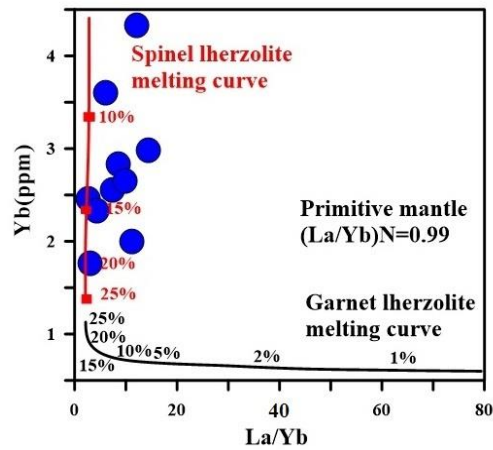
ب



الف



ت



پ

شکل ۷-۴- الف - نمودار  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Zhu et al., 2016) جهت تعیین ماگمای منشاء پروتولیت نمونه‌های متابازیتی. ب -  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Kuepou et al., 2006) جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی ماگمای منشاء سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد. پ- نمودار  $Yb$  در مقابل  $La/Yb$  (Sun & McDonough, 1989) جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی ماگمای منشاء سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد و ت - نمودار  $Ce$  در مقابل  $Ce/Yb$  (Ellam, 1992) برای مشخص نمودن عمق تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد.

## ۲-۲ - ۲-۸ - نمودارهای $Th/Yb$ در مقابل $Th/Yb$ (Pearce, 2008) و $Th/Yb$ در مقابل

(Pearce, 1983)  $Ta/Yb$

الگوی تغییرات عناصر خاکی‌نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB و نسبت به گوشته اولیه و OIB (Sun & McDonough, 1984)، نشانگر غنی‌بودن نسبی سنگ‌والد متابازیت‌های ماجراد از عناصر نادر خاکی سبک و غنی‌شدگی از LILEs مانند U، Cs، Th و همچنین Pb است (فصل ۶- شکل ۶-۵). غنی‌شدگی از Pb و عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون را می‌توان به آرایش ماگما توسط پوسته قاره‌ای در خلال صعود و جایگیری آن نسبت داد (Zhao & Zhou, 2007) (شکل ۷-۵- الف).

به منظور بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های محل منشاء ماگمای سازنده سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد از نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008) و برای

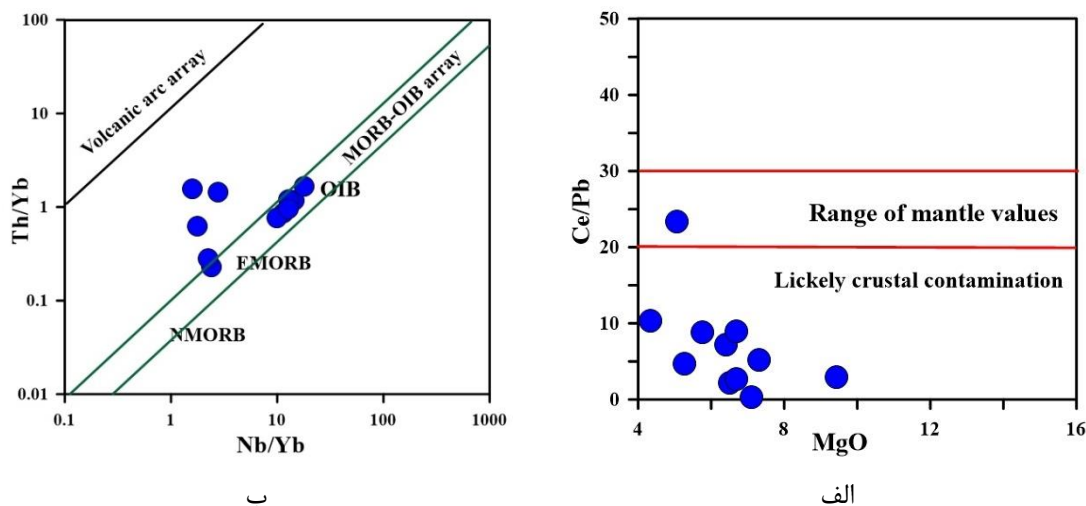


متابازیت‌های مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق از نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) ترسیم شده است (شکل ۷-۵-ب و پ).

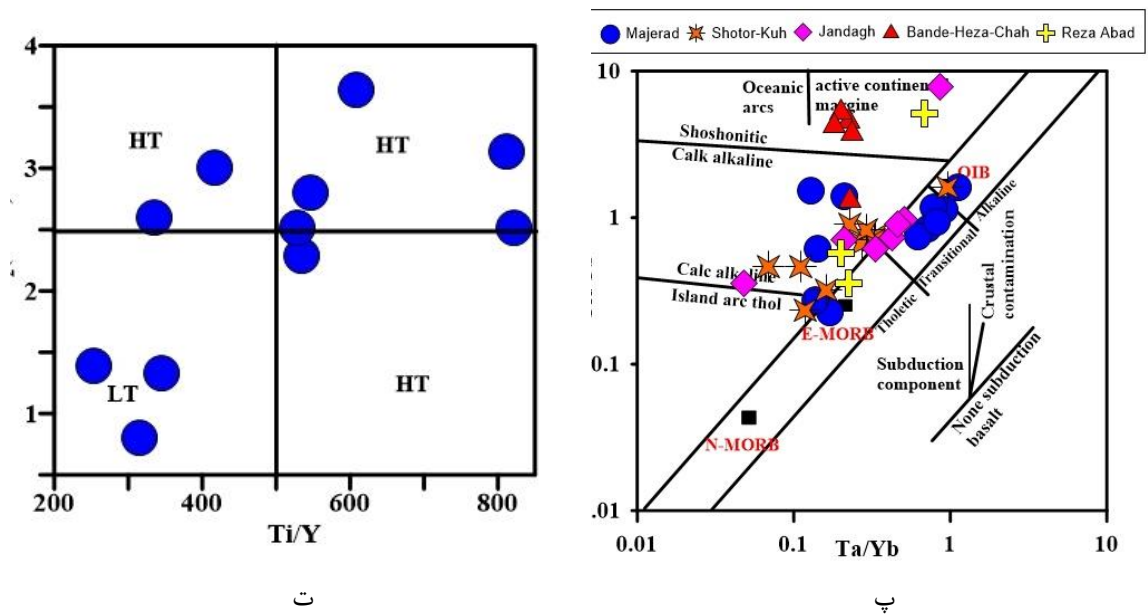
الگوی تغییرات عناصر نادرخاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB، گوشته اولیه و OIB (Sun & McDonough, 1984) (فصل ۶، شکل ۶-۵) متابازیت‌های ماجراد، نشان دهنده این است که این سنگ‌ها با غنی‌شدگی از عناصر نادرخاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر نادرخاکی سنگین (HREEs)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت‌میدانی بالا (HFSEs) به همراه نبود ناهنجاری منفی Ti از ناحیه منشأی مشابه با ناحیه منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نشأت گرفته‌اند. از آنجایی که توسعه حوضه‌های رسوبی - آتشفشانی اواخر نئوپروتروزوئیک به ندرت به مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی رسیده‌اند، از این رو چنین ناحیه منشائی در واقع می‌تواند لیتوسفر زیرقاره‌ای تا حدودی متاسوماتیسم شده باشد، در ضمن نمونه‌های متابازیتی منطقه ماجراد در نمودار  $TiO_2$  در مقابل Ti/Y (Zhou et al., 2008; Xu et al., 2001) نوعی رفتار دو قطبی یا دو دسته‌ای نشان می‌دهد، و به دو گروه تیتانیم پایین و غنی از تیتانیم تقسیم می‌شوند (شکل ۷-۵-ت). حضور اسفن و روتیل (با فراوانی قابل توجه در مقاطع نازک این سنگ‌ها) با این موضوع همخوانی دارد.

لازم به ذکر است که این کانی‌ها در جریان تغییر و تحولات سنگ‌شناسی و فرایند دگرگونی به وجود آمده‌اند. این دو قطبی بودن در نمودارهای تعیین محل منشأ نیز دیده می‌شود، به طوری که سنگ‌والد برخی از متابازیت‌ها بیشتر منشأ OIB یا شبه OIB و دسته دیگری بیشتر منشائی نظیر EMORB دارند. شاید بتوان این دو قطبی بودن را چنین تفسیر کرد که طی توسعه محیط‌های کششی درون‌قاره‌ای، شرایط از مرحله تشکیل حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای به سمت تشکیل حوضه‌های اقیانوسی اولیه با مذب نوع EMORB پیش‌رفته

است و لیتوسفر قاره‌ای به قدری نازک شده است که شرایط برای تشکیل پوسته‌های اقیانوسی فراهم شده و بازالت‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده به درون حوضه‌های آتشفشانی-رسوبی نئوپروتروزوئیک پایانی راه یافته‌اند. برای اطمینان بیشتر در مورد چنین استنباطی، از داده‌های ژئوشیمیایی متابازیت‌های مناطق همجوار و دارای تاریخچه زمانی مشابه نظیر شترکوه و جندق نیز استفاده شده است و در مجموع آن‌ها نیز منشأ تحولی از OIB تا EMORB را نشان می‌دهند (شکل ۷-۵-ب). حضور سنگ‌های وابسته به پوسته و لیتوسفر اقیانوسی در مجموعه دگرگونی جندق (دونیت؟، کرومیتیت، هارزبورژیت، گابرو، لوکوگابرو، بازالت‌های بالشی) در محلی معروف به ابراهیم زهرا (جنوب باختری عروسان) (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) می‌تواند، تأییدی بر این موضوع باشد. لازم به ذکر است حضور بقایای لیتوسفر اقیانوسی در مجموعه دگرگونی چابدونی (کیقبادی، ۱۳۹۳) و تکاب (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۷) نیز گزارش شده است.



شکل ۷-۵-الف - نمودار در مقابل  $Ce/Pb$  در مقابل  $MgO$  (Zhao & Zhou, 2007) جهت تعیین آرایش ماگمای سازنده سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد. ب - موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008). پ - موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های ماجراد، شترکوه، بندهزارچاه، رضآباد و جندق بر روی نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce, 1983) و ت - موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های ماجراد بر روی نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Ti/Y$  (Zhou et al., 2008; Xu et al., 2001) جهت تمایز نمونه‌های با تیتانیوم بالا از نمونه‌های با تیتانیوم پایین.



ادامه شکل ۷-۵

### ۷-۳- محیط زمین ساختی متاپلیت های مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد

#### ۷-۳-۱- جایگاه زمین ساختی متاپلیت ها

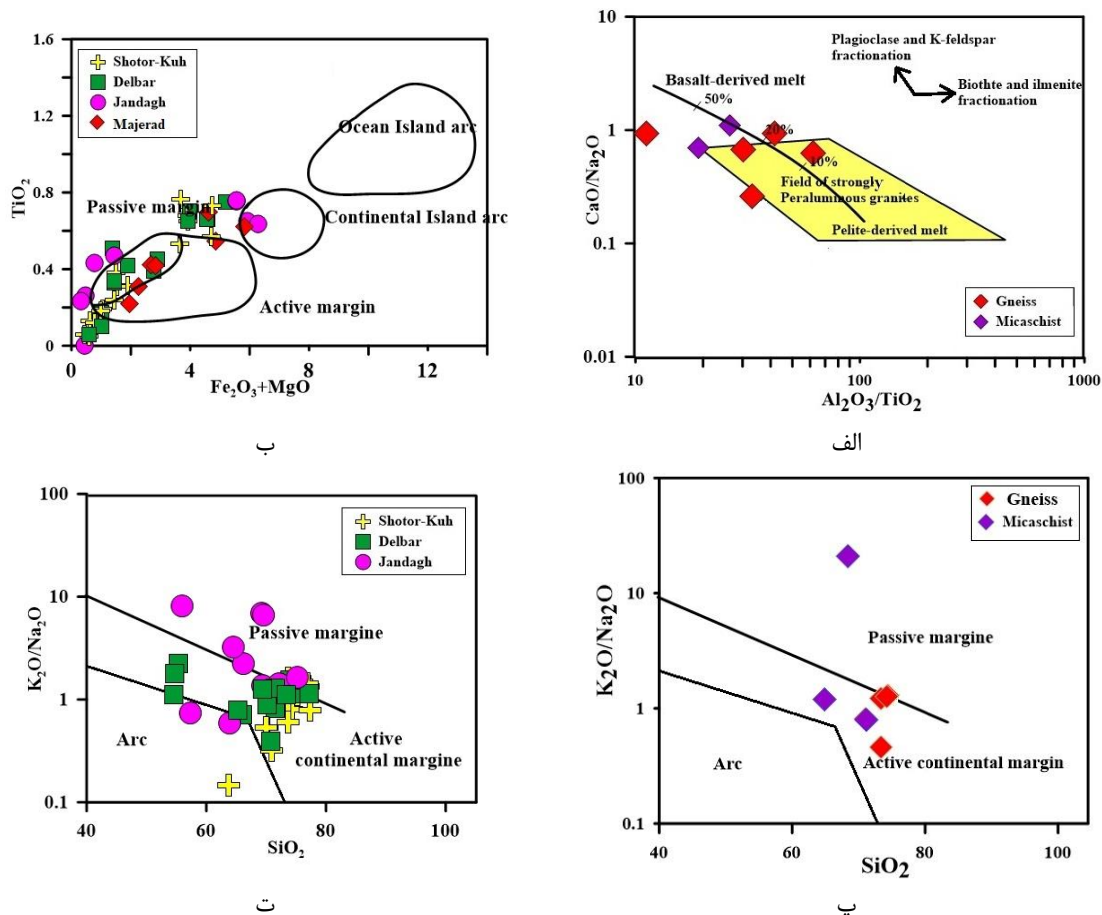
با توجه به نمودارهای تعیین سنگ والد متاپلیت ها (فصل ۶) و نمودار  $CaO/Na_2O$  در برابر  $Al_2O_3/TiO_2$  (شکل ۷-۶-الف) متاپلیت ها دارای منشأ رسوبی - تخریبی هستند. لذا جهت تمایز محیط زمین ساختی آن ها می توان از نمودارها و فاکتورهای تمایزی تعیین شده برای رسوبات و سنگ های رسوبی استفاده کرد که در ادامه به آن ها خواهیم پرداخت.

#### ۷-۳-۱-۱- نمودار $Fe_2O_3+MgO$ در برابر $TiO_2$ (Bhatia, 1983)

این نمودار ماسه سنگ های کمان های اقیانوسی، کمان های قاره ای، حاشیه های قاره ای فعال و غیرفعال را از همدیگر تفکیک می کند. به منظور دستیابی به نتیجه گیری صحیح و دقیق از نمونه های متاپلیتی مناطق پی سنگی جنوب شرق شاهرود (دلبر، شترکوه و ماجراد) و همچنین متاپلیت های جنبد استفاده شده است. همانطور که در شکل (شکل ۷-۶-ب) مشخص است اغلب نمونه ها در موقعیت حاشیه غیرفعال قاره ای قرار می گیرند.

۳-۱-۲- نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Roser & Korsh, 1986)

موقعیت متاپلیت‌های مجموعه ماجراد بر روی این نمودار شکل (۶-۷) مشخص شده است، نمونه‌های مورد بررسی در دو منطقه حاشیه فعال و غیرفعال قرار گرفته‌اند. سایر متاپلیت‌های مناطق پی‌سنگی نیز وضعیت مشابهی را بر روی این نمودار به نمایش می‌گذارند (شکل ۶-۷ پ و ت).



شکل ۶-۷ الف - موقعیت نمونه‌های متاپلیت‌ها مجموعه ماجراد بر روی نمودار  $CaO/Na_2O$  در برابر  $Al_2O_3/TiO_2$  (Sylvester, 1998). موقعیت نمونه‌های متاپلیتی مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق بر روی نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Fe_2O_3$  جهت تعیین محیط زمین‌ساختی (Bhatia, 1983). ب - موقعیت نمونه‌های متاپلیت‌ها مجموعه ماجراد بر روی نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Roser & Korsh, 1986). پ و ت - موقعیت نمونه‌های متاپلیتی مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود و جندق بر روی نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Roser & Korsh, 1986).

### ۷-۳-۲- نمودارهای تعیین ویژگی‌های محل منشاء

#### ۷-۳-۲-۱- نمودار Nb/U در برابر Nb و Ce/Pb در برابر Ce (Patiño Douce, 1999)

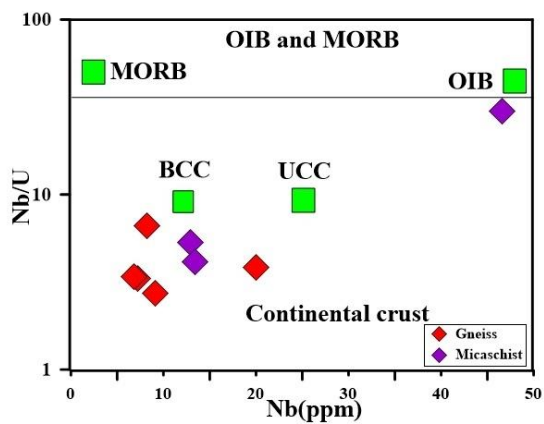
در این نمودارها با استفاده از عناصر ناسازگار Nb, U, Ce و ویژگی‌های منشاء سنگ‌های مورد بررسی با مقادیر پوسته قاره‌ای بالایی، پوسته قاره‌ای کل، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی مقایسه شده است. متاپلیت‌های مورد بررسی در این نمودار دارای محل منشاء مشابه با پوسته قاره‌ای کل و پوسته بالایی هستند (شکل ۷-۷-الف و ب) که این نتیجه‌گیری با شواهد زمین‌شناسی منطقه سازگار است.

#### ۷-۳-۲-۲- نمودار CaO در برابر FeO<sup>T</sup> (Hsieh et al., 2008)

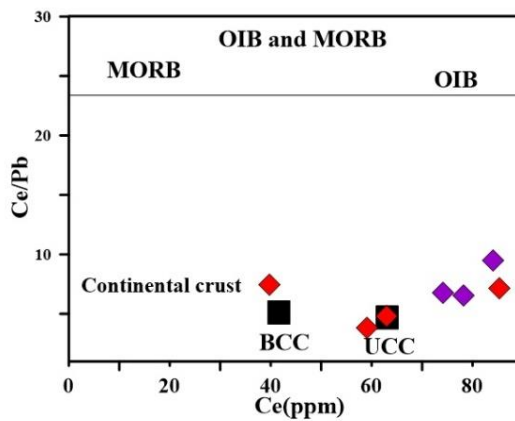
متاپلیت‌های مورد مطالعه و گرانیت‌های آناتکسی دارای ترکیب معادل گرانیت‌های S می‌باشند. این نوع گرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای شکل می‌گیرند همان‌طور که در مبحث ژئوشیمی ذکر شد، نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه دارای ویژگی‌های مشابه گرانیت‌های نوع S هستند. با توجه به جمیع شواهد در مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد، شرایط برای رسیدن به آستانه ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیت از ذوب متاپلیت‌ها فراهم شده است. روندهای مشاهده شده در نمودارهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها همچنین موقعیت متاپلیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودارهای نمودار Nb/U در برابر Nb و Ce/Pb در برابر Ce (Patiño Douce, 1999) همگی حاکی از تشکیل این سنگ‌ها ناشی از ذوب سنگ مادر نیمه‌پلیتی در شرایط دما و فشار بالای دگرگونی می‌باشد (شکل ۷-۷-ب).

#### ۷-۳-۲-۳- نمودار FeO/FeO+MgO در برابر SiO<sub>2</sub> (Frost et al., 2001)

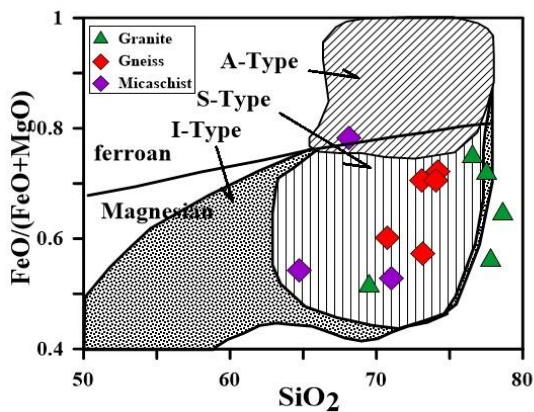
این نمودار بر اساس میزان اکسیدهای اصلی FeO, SiO<sub>2</sub>, و MgO انواع گرانیت‌های نوع I, A و S و همچنین گرانیت‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار را از هم تفکیک می‌کند که نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های نوع S قرار دارند (شکل ۷-۷-ت).



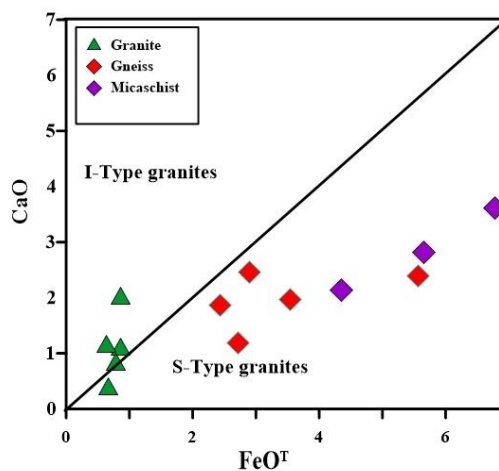
ب



الف



ت



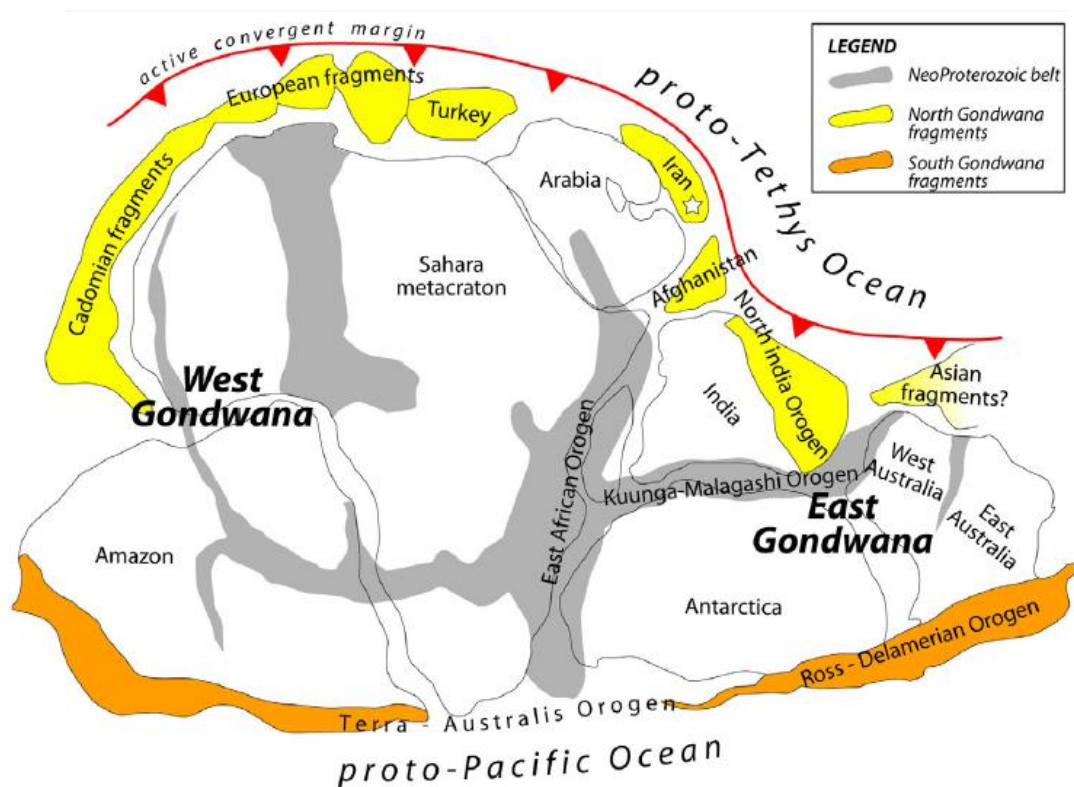
پ

شکل ۷-۷ الف و ب - موقعیت متاپلیت‌های مجموعه ماجراد بر روی نمودارهای Nb/U در برابر Nb و Ce/Pb در برابر Ce (Patiño Douce, 1999) جهت بررسی ویژگی‌های ماگمای منشاء مقادیر پوسته بالایی (UUC) و پوسته قاره‌ای کل (BCC) از (Taylor & McLennan, 1981) و (Rudnick & Fountain, 1995) و میانگین N-MORB و OIB از (Sun & McDonough, 1989). پ - موقعیت نمونه‌های متاپلیتی بر روی نمودار CaO در مقابل FeOT (Hsieh et al., 2008) به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و ت - موقعیت نمونه‌های متاپلیتی بر روی نمودار FeO/FeO+MgO در برابر SiO<sub>2</sub> (Frost et al., 2001) جهت تمایز انواع گرانیت‌ها.

#### ۷-۴- تعیین منشاء و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد

مهم‌ترین حادثه نئوپروتروزوییک پسین - کامبرین رشد ابرقاره گندوانا است. تشکیل و رشد این ابرقاره دارای تاریخچه‌ای طولانی از حوادث کوهزایی است که از شکسته شدن ابرقاره رودینیا (در ۸۰۰-۸۷۰ میلیون سال قبل) شروع شده و با چسبیدن قطعات جدا شده به

یکدیگر در کامبرین، پایان یافته است ( Dalziel, 1991; Boger & Miller, 2004; Cawood, 2005; Meert & Lieberman, 2008). ماگماتیسیم عظیم مرتبط با فرورانش کادومین (ادیاکارن - کامبرین) در سرزمین‌های پی‌سنگی هیمالیا تا ایران، ترکیه و یونان، تأییدی بر ماگمازایی در حاشیه فعال قاره‌ای نوع آندی در امتداد حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا است (شکل ۷-۸) ( Berberian & King, 1981; Haghypour, 1981; Samani, 1988; Stampfli, 2001; Ramezani & Tucker, 2003; Verdel et al., 2007; Bagheri & Stampfli, 2008, Rosseti et al., 2010).



شکل ۷-۸- موقعیت ابرقاره گندوانا و سرزمین‌های گندوانایی در ۵۵۰ میلیون سال پیش، موقعیت ایران بر روی شکل مشخص شده است برگرفته از (Rosseti et al., 2014).

به نظر می‌رسد رویدادهای کادومین در شرق پری گندوانا در ایران و ترکیه از ادیاکارن (۶۰۰ میلیون سال پیش) تا کامبرین‌آغازی تا میانی طول کشیده است ( Ustaomer et al., 2009; Badr et al., 2013; Balaghi Einalou et al., 2014; Abbo et al., 2015; Rossetti et al., 2014, 2015; Avigad et al., 2016; Shafaii Moghadam et al., 2015; 2016 akd 2017). با توجه به نتایج

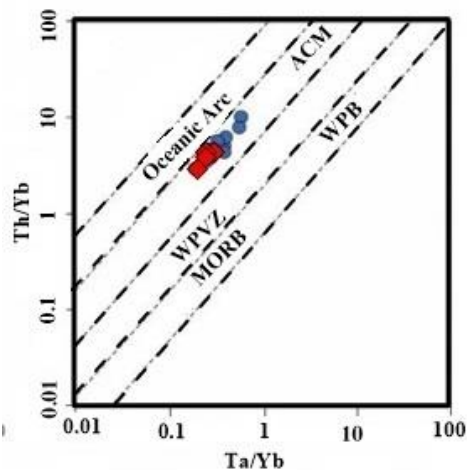
سنسنجی‌های انجام شده بر روی مجموعه‌های پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود به نظر می‌رسد ماگماتیسم کادومین در این مناطق در بازه زمانی ۵۵۰ تا ۵۸۰ میلیون سال حادث شده است (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۶؛ شکاری، ۱۳۹۷؛ ویس‌کرمی و همکاران، ۱۳۹۷). بر اساس یافته‌های جدید و مطالعات دقیقی که بر روی برخی از مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود صورت گرفته است، تحولات سنگ‌شناسی در این مناطق را می‌توان به دو بخش کلی تقسیم کرد:

الف. ماگمازایی همزمان با تشکیل حوضه‌های بازشونده درون قاره‌ای (از نوع پشت کمانی یا کافتی)

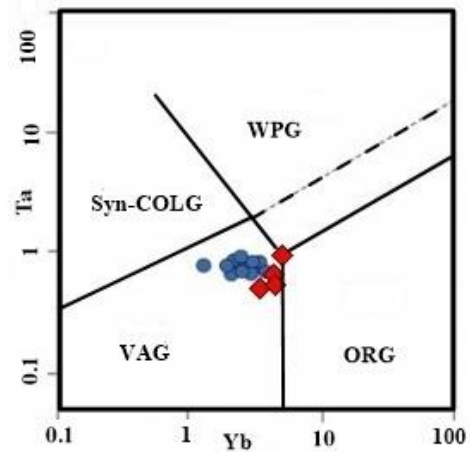
ب. فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با بسته‌شدن حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی قدیمی در اوج شرایط دما و فشار دگرگونی.

اغلب فعالیت‌های ماگمایی که از آن‌ها به عنوان فعالیت‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای نوع آندی یاد می‌شود، در واقع فعالیت‌های محیط‌های برخوردی و یا مرتبط با فرورانش‌های ناقص هستند. اگرچه در نمودارهای ژئوشیمیایی، بخشی از این سنگ‌ها شواهد ماگماتیسم حاشیه قاره‌ای نشان می‌دهند ولی مطالعات دقیق صحرایی این موضوع را تأیید نمی‌کنند. به عنوان مثال میان لایه‌ها و گنبد‌های ریولیتی همزمان با کشش و توسعه حوضه‌های رسوبی اواخر نئوپروتروزویک که غالباً به صورت بین لایه‌ای با کربنات‌ها (متاکربنات‌های کنونی) و یا آمیخته با کربنات‌ها یافت می‌شوند، در نمودارهای ژئوشیمیایی شواهد محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. مشابه این وضعیت در مورد متاپلیت‌ها و گرانیت‌های آتاکسی نیز مشاهده می‌شود. در شکل (۷-۹) موقعیت متاریولیت‌های مجموعه ماجراد و ریولیت‌های مشابه در جزیره هرمز بر روی نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی مشخص شده است که همگی نمونه‌ها جایگاه کمان آتشفشانی و حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.





ب



الف

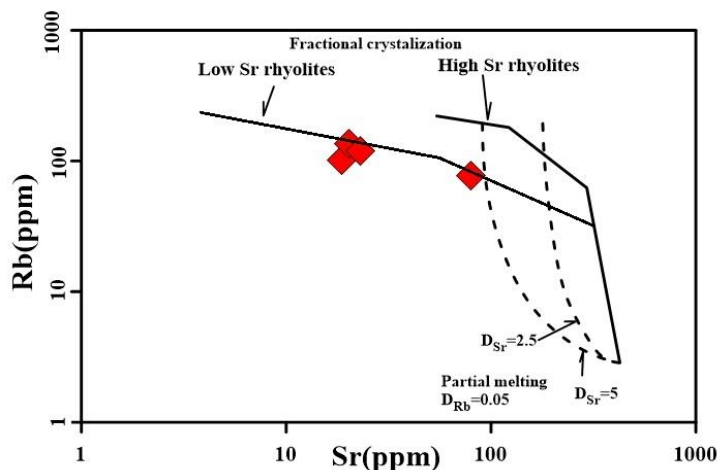
شکل ۷-۹-الف - موقعیت نمونه‌های متاریولیتی ماجراد (لوزی قرمز) و ریولیت‌های جزیره هرمز (دایره آبی) (Faramarzi et al., 2015) بر روی نمودار Ta در برابر Yb (Pearce, 1984) و ب - نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Schandl & Gorton, 2002) جهت مقایسه متاریولیت‌های ماجراد و ریولیت‌های جزیره هرمز.

در حالی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی سایر سنگ‌های آذرین یا دگرگونی همراه نظیر متابازیت‌ها که به صورت میان‌لایه با متاریولیت‌ها و متاپلیت‌ها مشاهده می‌شوند، تعلق داشتن آن‌ها به محیط حاشیه قاره‌ای را به طور آشکار نقض می‌کنند و محیط‌های زمین‌ساختی کششی پشت کمانی تا کافتی را برای سنگ‌های آذرین والد متابازیت‌ها نشان می‌دهند (شکل ۷-۱)، در مطالعات تکمیلی که توسط عطاپور و آفتابی (۲۰۱۶) صورت گرفته، این پژوهشگران معتقدند که ریولیت‌های هرمز در محیط‌های ریفتی تشکیل شده‌اند که با شواهد صحرایی و توالی سنگی اواخر نئوپروتروزویک کاملاً سازگار است.

نمونه‌های متاریولیتی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در نمودار Rb در برابر Sr جهت تمایز ریولیت‌های ریفت قاره‌ای، کمان قاره‌ای و کمان جزایر اقیانوسی (Ayalew & Ishiwatari, 2011) رفتاری مشابه نمونه‌های متعلق به ریفت‌های قاره‌ای و کمان‌های قاره‌ای نشان می‌دهند. در نمودار مذکور نمونه‌های متعلق به ریفت‌های قاره‌ای و کمان‌های قاره‌ای روند افقی و نمونه‌های متعلق به کمان‌های جزایر اقیانوسی روندی نزدیک به عمودی نشان

می‌دهند (شکل ۷-۱۰). روندهای تقریباً عمودی مشاهده شده در این نمودار معرف ماگماهای ریولیتی است که از طریق ذوب‌بخشی حاصل شده‌اند و تمرکز عناصر فرعی ناسازگار تغییرات زیادی نشان می‌دهند.

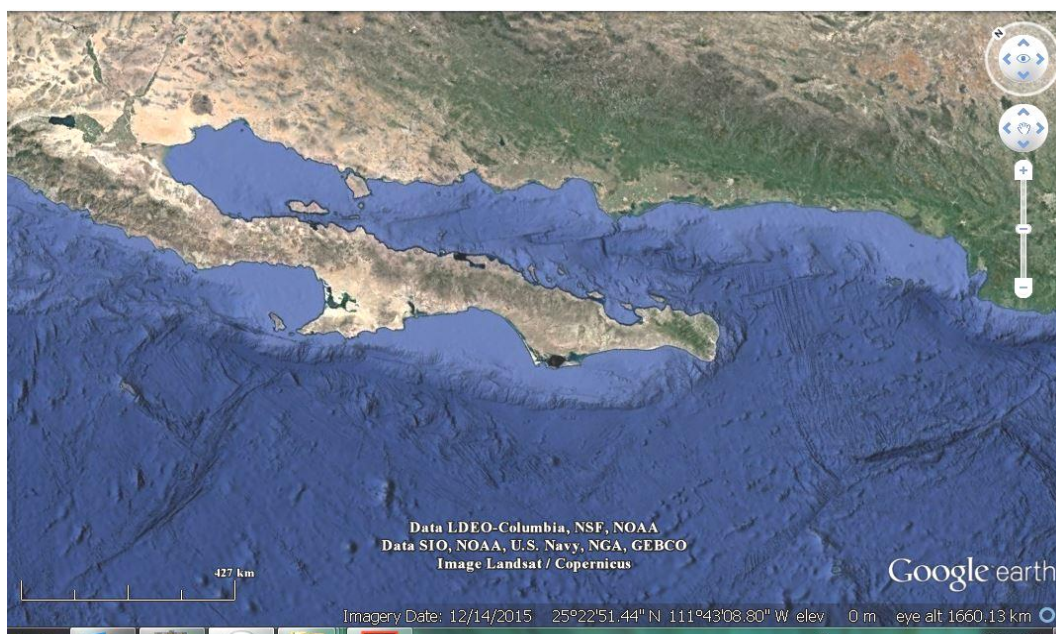
در مقابل ریولیت‌های مرتبط با ریفت‌های قاره‌ای و کمان قاره‌ای از لحاظ مقدار Sr تغییرات زیادی نشان می‌دهند در حالی که تغییرات Rb در آن‌ها محدود است. این امر معرف وقوع تبلور تفریقی در این گونه ماگماها است که تمرکز عناصر فرعی سازگار را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت که **تبلور تفریقی** فرآیند غالب در ریفت‌های قاره‌ای و کمان قاره‌ای است در حالی که در جریان تشکیل ریولیت‌های کمان‌های جزایر اقیانوسی فرآیند حاکم **ذوب‌بخشی** می‌باشد (Ayalew & Ishiwatari, 2011). همانطور که مشاهده می‌شود نمونه‌های متاریولیتی ماجراد روندی مشابه با ریفت‌های قاره‌ای نشان می‌دهند که تأییدی بر تشکیل آن‌ها در محیط مشابه محیط‌های کششی درون قاره‌ای و غالب بودن تبلور تفریقی در تشکیل این سنگ‌ها است.



شکل ۷-۱۰- نمودار Rb در برابر Sr برای ریولیت‌های ریفت قاره‌ای، کمان قاره‌ای و کمان جزایر اقیانوسی از (Ayalew & Ishiwatari, 2011).

بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی مناطق پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پسین مناطق قاره‌ای شمال گندوانا، اغلب پژوهشگران از جمله (Hassanzadeh et al. 2008; Ramezani )

& Tucker, 2003; Rahmati-Ilkhchi et al., 2010; Shafaii Moghadam et al., 2013, 2016a, 2016b, 2017a, 2017b; Monazzami Bagherzadeh et al., 2015; Balaghi  
 اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کشتی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده که  
 توسعه برخی از آنها تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش‌رفته است. چنین حوضه‌های  
 در حال حاضر در دریای سرخ و خلیج کالیفرنیا وجود دارند که در شکل (۷-۱۱) تصاویر  
 ماهواره‌ای این حوضه جهت تجسم بهتر حوضه‌های تشکیل شده در اواخر نئوپروتروزوئیک  
 ارائه شده است.



الف

شکل ۷-۱۱- الف - عکس ماهواره‌ای نشان‌دهنده پیشرفت شاخه بازشونده سیستم ریف‌تی اقیانوس آرام به  
 درون حاشیه غربی قاره آمریکا منطقه کالیفرنیا (خلیج کالیفرنیا). ب - تصویری از موقعیت کنونی دریای  
 سرخ به عنوان یک شاخه ریف‌تی از اقیانوس هند.



ب

ادامه شکل ۷-۱۱

با توجه به ترکیبات سنگی به جای مانده در منطقه ماجراد و مجموعه شواهد زمین‌شناسی صحرایی، سنگ‌های مادر این مجموعه دارای طیف ترکیبی متنوعی از شیل (پلیت)، ماسه-سنگ، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، توده‌های آذرین کوچک مقیاس با ترکیب گابرودیوریت، ریولیت و آتشفشانی - تخریبی‌های وابسته بوده که به صورت مجموعه‌های دگرگونی با طیف ترکیبی وسیعی شامل متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات، متابازیت و متاریولیت در این منطقه رخنمون یافته‌اند. در برخی از مجموعه‌های دگرگونی مانند جندق، علاوه بر متابازیت‌های با سنگ‌والد بازالتی، طیف وسیعی از لوکوگابرو، دونیت، کرومیت، پیروکسنیت و هارزبورژیت‌های دگرگون‌شده نیز مشاهده می‌شود. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه‌ها در شرایط دما - فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و به ندرت تا گرانولیت تکامل یافته‌اند (Torabi, 2009؛ کیقبادی، ۱۳۹۵؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶).

در اغلب مناطق پی‌سنگی، متاپلیت‌ها در بالاترین درجه خود، تا حد آناتکسی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی پیش‌رفته‌اند (Ramezani & Tucker, 2003 Shafaii Moghadam et al., 2013; Balaghi Einalu et al., 2014; Hosseini et al., 2015؛ صادقیان و همکاران،

۱۳۹۶). مشابه این رویداد در متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها) به تشکیل ترکیبات تونالیتی منجر شده است (شکاری و همکاران، ۱۳۹۶). در شمال تنگه ماجراد تا شمال آغل سیاه‌تول، از تبلور محصولات حاصل از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی (پاراگنیس‌های بیوتیت‌دار)، توده‌های گرانیتی لوکوکرات کوچکی تشکیل شده است که ابعاد رخنمون‌های آن‌ها به چند متر تا چند صد متر می‌رسد (ویس‌کرمی و همکاران، ۱۳۹۶)، سنگ‌های مشابه در منطقه دوچاه و بندهزار چاه، سفید سنگ و دوچاه وسعتی در حدود چند کیلومتر تا ده‌ها کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند (حسینی، ۱۳۹۴؛ عزیزی، ۱۳۹۱).

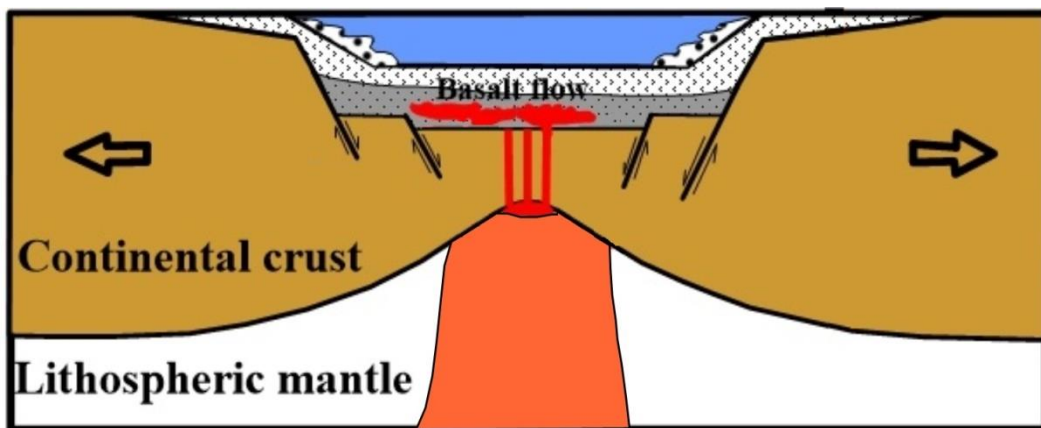
به نظر می‌رسد حوضه‌های کششی تشکیل‌شده در این مناطق، غالباً به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک رژیم تراکمی، به سرعت بسته‌شده و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرآیندها به صورت منشورهای به‌هم افزوده در آمده‌اند یا بر روری ورقه‌های قاره‌ای مجاور فرارانده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند. با این وجود، در برخی مناطق شواهدی، از تشکیل پوسته اقیانوسی و گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی گزارش شده است (Torabi, 2009؛ کیقبادی، ۱۳۹۳؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶؛ بلوچی، ۱۳۹۷).

رخنمون بسیار کم و محدود افیولیت‌های قدیمی، خود شواهدی بر این ادعا است که در اکثر مناطق، حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای قبل از رسیدن به مرحله زایش پوسته اقیانوسی یا اندکی پس از آن بسته شده‌اند. با توجه به اینکه در بازه‌های سنی اندکی جوانتر از اواخر نئوپروتروزوئیک و کامبرین زیرین در ایران محصولات ماگمایی وابسته به زون‌های فرورانش مشاهده نمی‌شود، به نظر می‌رسد اگر چه بخش‌هایی از ورقه‌های اقیانوسی در فرآیند بسته‌شدن حوضه‌های مورد نظر سهیم بوده‌اند، ولی شرایط دما - فشار، برای ذوب و تشکیل مذاب‌های مربوطه و تشکیل کمان‌های ماگمایی حاصل نشده است. در برخی از مجموعه‌های

پی‌سنگی قدیمی نظیر مجموعه پی‌سنگی برنورد شواهدی از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی و تشکیل ماگمای گرانیتی و دیوریتی نوع I مشاهده می‌شود که معرف ذوب‌بخشی محلی موضعی ورقه‌های اقیانوسی فرورونده است (ساربان، ۱۳۹۵).

بررسی مستندات منتشر شده در مورد سرزمین‌های پی‌سنگی مشابه ولی با دامنه سنی قدیمی‌تر در عربستان سعودی، مصر، اردن، ترکیه و اتیوپی (Abbo et al., 2015; Asaad et al., 2013; Ustaömer et al., 2009, 2011 and 2012; Sterna et al., 2013) نشان می‌دهد تحولات ژئودینامیکی در این مناطق نیز به صورت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای بوده، که به ندرت تا مرحله اقیانوس‌زایی پیشرفته تحول یافته‌اند. به نظر می‌رسد در نئوپروتروزوئیک، گوشته زمین فعال‌تر و درجه زمین‌گرمایی کلی زمین بالاتر بوده و توانسته است چرخه‌های تکتونیک فعال ولی کوتاه‌مدت ایجاد نماید. با در نظر گرفتن شدت و ضعف بسته‌شدن، فررانش ورقه‌های سنگی (اسلب)، موجب شده تا سنگ‌های دگرگونی با درجه بسیار پایین (رخساره شیب‌سبز) تا بالا (اواخر رخساره آمفیبولیت آغاز رخساره گرانولیت) به صورت تصادفی در کنار هم قرار گیرند. در برخی موارد، عدم توجه به این نکته موجب گردیده تا به سنگ‌های دگرگونی دارای دگرریختی بالا، سن قدیمی‌تر و به سنگ‌های دارای دگرگونی درجه ضعیف‌تر و در عین حال دارای شدت دگرریختی کمتر، سن جوان‌تر نسبت داده شود. با الهام از مدل ژئودینامیکی تشکیل دریای سرخ (Rasul Najeeb & Stewart, 2015)، بخشی از تحولات ژئودینامیکی مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به صورت نمادین شکل (۷-۱۲) نمایش داده شده است.





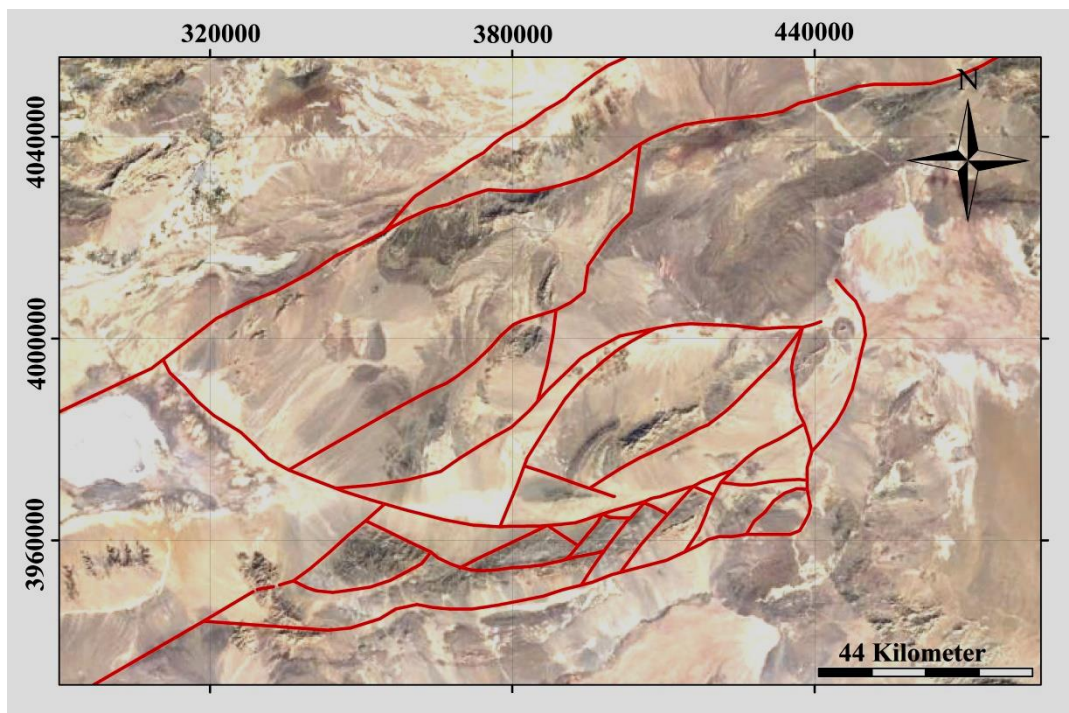
ت

ادامه شکل ۷-۱۲

#### ۷-۴-۱- زمین ساخت مجموعه‌های پی‌سنگی جنوب شرق شاهرود

در تصویر ماهواره‌ای (۷-۱۳-الف) خطواره‌های گسلی بزرگ لبه شمالی ایران مرکزی که در برگیرنده رخنمون‌های متعددی از مجموعه‌های پی‌سنگی به سن نئوپروتریوزوئیک پسین می‌باشد نشان داده شده است. با توجه به تنوع طیف سنگی هر یک از این مجموعه‌ها و مقایسه آن‌ها با توده‌های سنگی همجوار سطوح تراز فرسایشی آن‌ها با یکدیگر متفاوت است، به عنوان مثال در جنوب غرب میامی و جنوب غرب بیارجمند مجموعه‌های مورد بحث به قدری بالا آمده و فرسایش یافته‌اند که سنگ‌های گرانیتوئیدی در مقیاس وسیع رخنمون دارند. در حالی که در مجموعه‌های سنگی دلبر، رضاآباد خارتوران، شمال غرب احمدآباد، ماجراد - دوچاه و شترکوه تنها آثاری از ذوب بخشی و ایجاد توده‌های گرانیتوئیدی کوچک مقیاس دیده می‌شود.



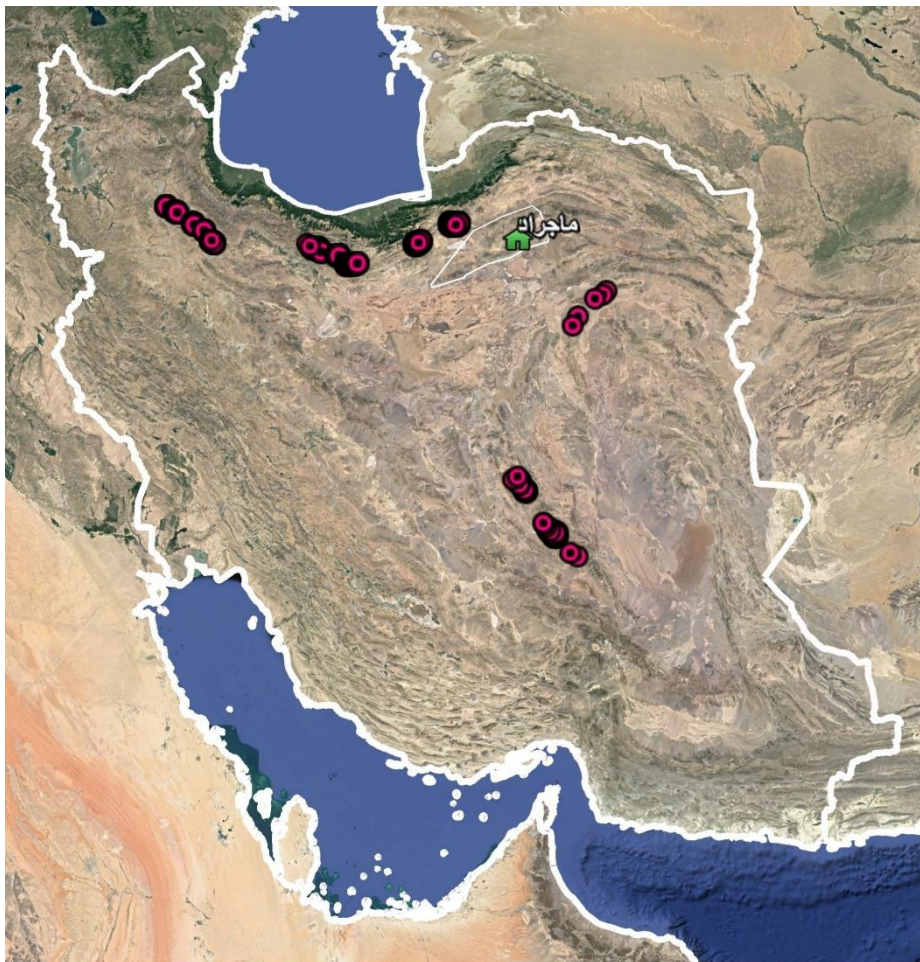


شکل ۷-۱۳- تصویر ماهواره‌ای مجموعه‌های پی‌سنگی لبه شمالی ایران مرکزی که ارتباط گسلی این مجموعه‌ها با همدیگر بر روی شکل مشخص شده است.

با وجود قرارگیری این مجموعه‌های پی‌سنگی در ترازهای فرسایشی مختلف و دارای ارتباط ناپیوسته (به صورت گسلی بزرگ مقیاس) در حال حاضر این مجموعه‌ها در کنار هم قرار گرفته‌اند. البته در دوره‌های زمانی بعدی گسیختگی‌هایی بین این مجموعه‌های پی‌سنگی ایجاد شده و سنگ‌های رسوبی و یا آتشفشانی - رسوبی در بین آن‌ها نهشته شده‌اند، که بارزترین آن‌ها توالی شیلی - ماسه‌سنگی اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک، توالی رسوبی کرتاسه، کنگلومرای پالتوسن، توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن، مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های الیگوسن و در نهایت نهشته‌های آبرفتی جوان می‌باشند.

مجموعه‌های پی‌سنگی مزبور در اواخر تریاس به صورت منشورهای به هم افزوده با مرزهای گسلی غالباً تراسی بوده‌اند، لیکن سرنوشت آن‌ها در حد فاصل نئوپروتروزوئیک تا اواخر تریاس چندان مشخص نیست و مستلزم مطالعه دقیق آن‌ها در مقیاس وسیع‌تر است. در برخی نقاط ایران مرکزی نظیر غرب شاهرود و جنوب‌شرق بهاباد، شمال زرنند کرمان،

جنوب غرب بردسکن مجموعه‌های پی‌سنگی توسط رسوبات تخریبی سازندهای لالون، زاگون، تاپ‌کوارتزیت و میلا پوشیده شده‌اند بنابراین می‌توان گفت حداقل بخشی از این مجموعه‌های سنگی در آغاز کامبرین در سطح زمین رخنمون یافته و دوباره به زیر آب فرو رفته‌اند (شکل ۱۴-۷).



شکل ۷-۱۴- موقعیت مجموعه‌های پی‌سنگی پوشیده شده با سازندهای لالون، زاگون، تاپ‌کوارتزیت و میلا و مجموعه ماچراد بر روی تصویر ماهواره‌ای ایران.

## ۷-۵- محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی گابرو دیوریت‌های ژوراسیک میانی مجموعه

### دگرگونی - آذرین ماچراد

خرده قاره ایران از بلوک‌های قاره‌ای متعددی تشکیل شده است که بوسیله چین‌خوردگی‌ها و کمربندهای تراستی متعددی از هم جدا شده‌اند (Berberian & King, 1981).

شکل‌گیری و تکامل چنین سیستم کوهزایی بزرگی بوسیله باز و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس کنترل شده است (Stampfli, 2000). اقیانوس پالئوتتیس طی یک دوره طولانی ریف‌زایی تشکیل شده و بلوک سیمیرین که خود شامل قطعات جدا شده از ابرقاره گندوانا است را از ابرقاره اوراسیا جدا کرده است.

اقیانوس پالئوتتیس در خلال کوهزایی سیمیرین و در نتیجه فرورانش به زیر صفحه توران بسته شده است (Sengor & Natalin, 1996; Stampfli, 2000). با حرکت رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی در مزوزوئیک، فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی نوع کمان حاشیه فعال قاره‌ای در امتداد پهنه سنندج - سیرجان ایجاد شد و حوضه‌های کششی پشت کمانی روی زون فرورانش (سوپراسابداکشن) به صورت حوضه‌های کششی اولیه درون قاره‌ای در تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین شروع به تشکیل نمودند که در ژوراسیک میانی - کرتاسه زیرین کاملاً گسترش یافته (حوضه‌های سبزوار - نائین - بافت و سیستان) و در کرتاسه بالایی - پالئوسن بسته شدند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷).

ماگماتیسم بازی به سن ژوراسیک در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی (عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهج، ۱۳۹۳؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶)، در جنوب البرز شرقی (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲، Wilmsen et al., 2009) و نوار سنندج - سیرجان (Mahmoudi et al., 2011; Ahadnejad et al., 2011; Esna Ashari et al., 2012; Chiu et al., 2013) گزارش شده است.

مجموعه دگرگونی ماجراد در برخی مناطق به ویژه در شمال تنگه ماجراد توسط چند توده گابرویدیوریتی کوچک مقیاس و تعدادی دایک دیابازی شده است، سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از این توده‌ها میانگین سنی ۱۶۷ میلیون سال را

نشان می‌دهند که شاهدی بر شروع بازشدن حوضه نئوتتیس اقیانوس سبزوار در ژوراسیک میانی می‌باشند (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷).

پژوهشگران پیشین ( Alavi-Tehrani, 1976; Noghreyan, 1982; Bauman & Spies, 1983; Spies, 1983; Lindenberg et al., 1984; Rosseti et al., 2010; Alaminia et al., 2013; Khalatbari et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2015; Maghfouri et al., 2016) باز شدن این حوضه را در کرتاسه بالا و بسته شدن آن را در کرتاسه بالایی - پالئوسن قلمداد کرده‌اند. در ادامه به بررسی محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی این گابرودیوریت‌ها می‌پردازیم.

#### ۷-۵-۱- محیط زمین‌ساختی گابرودیوریت‌ها

#### ۷-۵-۱-۱- نمودارهای Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980)

نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta بر اساس عناصر غیرمتحرک Th, Ta و Hf ترسیم شده و بازالت‌های غنی شده پشت‌های میان‌اقیانوسی (E-MORB)، بازالت‌های معمول پشت‌های میان‌اقیانوسی (N-MORB)، بازالت‌های آلكالن درون‌ورقه‌ای (WPA)، تولیت‌های درون‌ورقه‌ای (WPT)، بازالت‌های کالک‌آلكالن (CAB) و تولیت‌های جزایر کمانی را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار نمونه‌های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد در محدوده بازالت‌های کالک‌آلكالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-۷-الف).

#### ۷-۵-۱-۲- نمودار V در برابر Ti (Shervais, 1982)

عناصر V و Ti در گروه عناصر واسطه قرار دارند و در شرایط دگرسانی و دگرگونی درجات متوسط تا بالا غیر متحرک هستند ( Rollinson, 1993; Kerrich & Wyman, 1997; Chocyk-Jaminski & Dietsch, 2002) در نمودار V در برابر Ti (Shervais, 1982) محیط‌های تکتونیکی مختلف بر اساس نسبت‌های Ti/V قابل تفکیک می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بین ۲۰ تا ۵۰ می‌باشند که این محدوده مربوط به بازالت‌های

طغیانی قاره‌ای و بازالت‌های حوضه‌های پشت‌کمانی می‌باشد. با توجه به زمین‌شناسی منطقه و مطالعات پیشین، محیط پشت‌کمانی برای سنگ‌های مورد مطالعه سازگارتر است (شکل ۱۵-۷-ب).

#### ۷-۱-۵-۳- نمودار Nb در برابر Zr (Ali, 2012)

در این نمودار محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان از بازالت‌های پشت‌کمان تفکیک می‌شوند، که اغلب نمونه‌های گابرودیوریتی ژوراسیک‌میانی منطقه ماجراد در محدوده بازالت‌های پشت‌کمانی (BAB) قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-۷-پ).

#### ۷-۱-۵-۴- نمودار MgO در مقابل K<sub>2</sub>O (Varekamp, 2010)

این نمودار بر اساس مقادیر MgO در مقابل K<sub>2</sub>O ترسیم شده است که نمونه‌های گابرودیوریتی ژوراسیک‌میانی منطقه ماجراد، در خارج از محدوده بازالت‌های کمانی و در قلمرو بازالت‌های پشت‌کمانی، قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-۷-ت).

#### ۷-۱-۵-۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (Bagas et al., 2008)

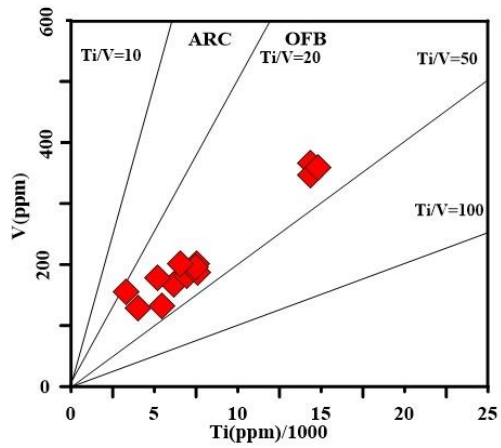
در این نمودار نیز نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد در قلمرو بازالت‌های پشت‌کمانی واقع می‌شوند (شکل ۱۵-۷-ث).

#### ۷-۱-۵-۶- نمودار Y در مقابل Zr (Sun & McDonough, 1989)

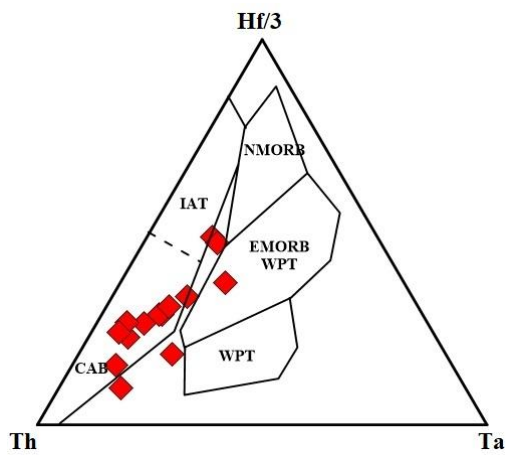
نمونه‌های گابرودیوریتی ماجراد در این نمودار در محدوده سنگ‌های آذرین وابسته به محیط‌های کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-۷-ج).

#### ۷-۱-۵-۷- نمودار La/Nb در برابر Y (Floyd et al., 1991)

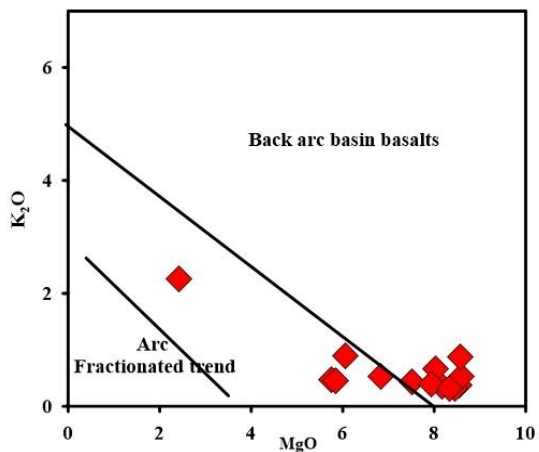
این نمودار نیز بر اساس عناصر کم‌تحرک طراحی شده و بازالت‌های محیط‌های تکتونیکی مختلف را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار اغلب گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد در محدوده محیط زمین‌ساختی پشت‌کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-۷-ح).



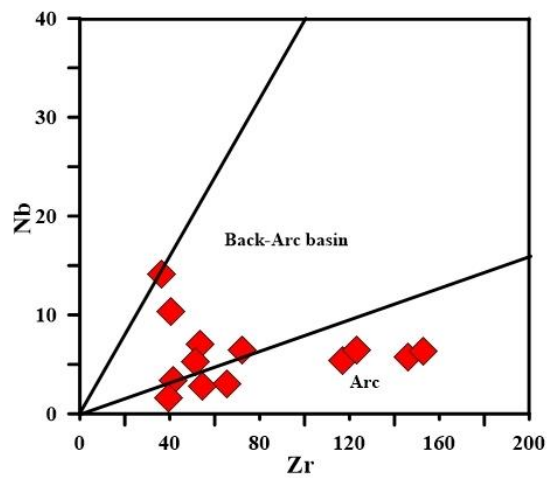
ب



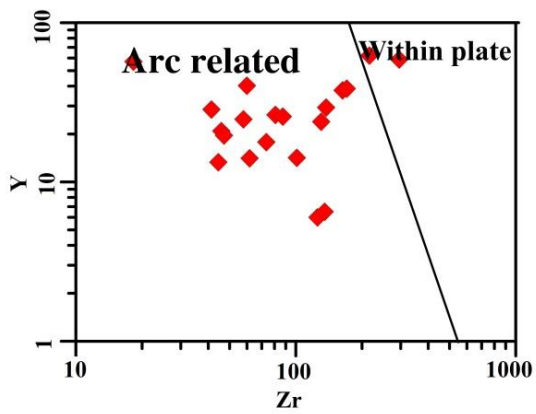
الف



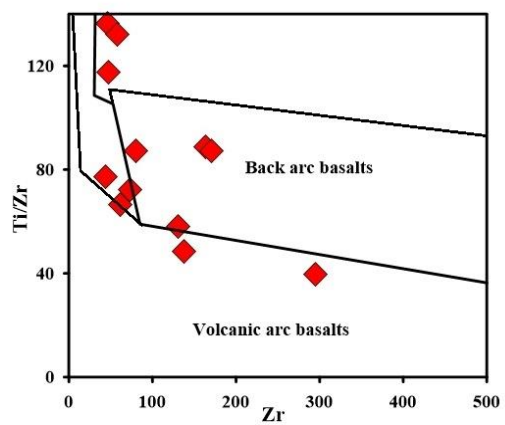
ج



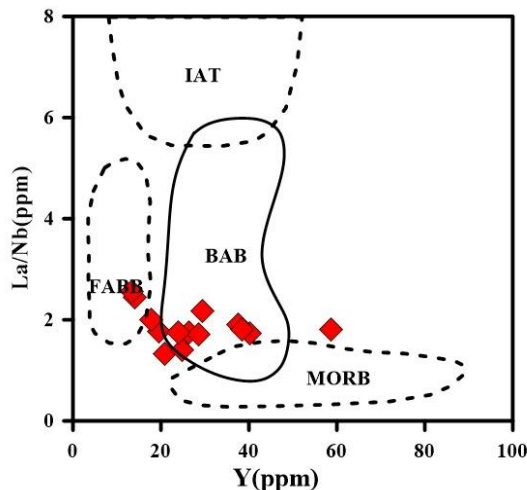
د



ح



ث



ح

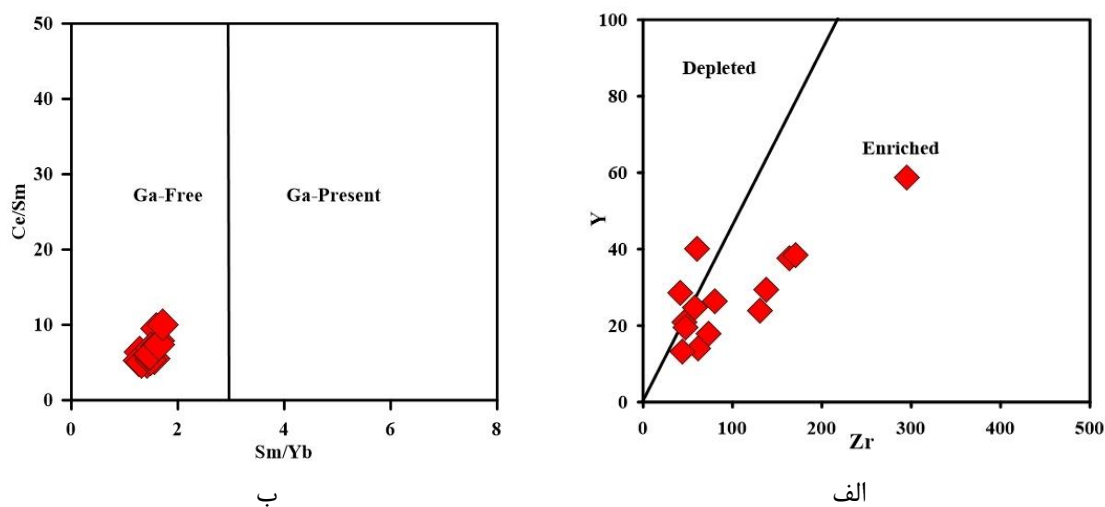
شکل ۷-۱۵-الف - موقعیت ترکیبی نمونه های گابرویدیوریتی منطقه ماجراد بر روی نمودارهای تمایز محیطهای زمین ساختی: الف - نمودار سه تایی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980). ب - نمودار متمایز کننده انواع بازالت ها براساس نسبت های Ti-V (Shervais, 1982). پ - Nb در برابر Zr (Ali, 2012). ت - نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل MgO (Varekamp, 2010). ث - نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (Bagas et al., 2008). ج - نمودار Y در مقابل Zr (Sun & McDonough, 1989) و ح - نمودار La/Nb در برابر Y.

## ۷-۵-۲- تعیین ویژگی های ماگمای منشاء گابرویدیوریت ها (درجه ذوب بخشی و عمق

### ماگمای منشاء)

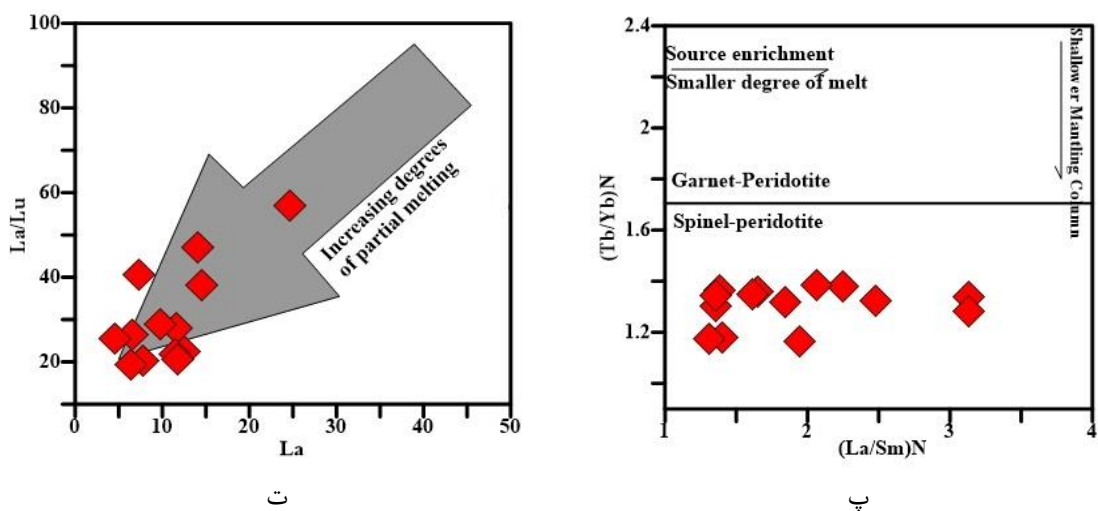
با استفاده از ژئوشیمی عناصر فرعی و نادرخاکی می توان درجه ذوب بخشی محل منشاء و عمق تشکیل ماگمای اولیه را تعیین کرد (Zhao & Zhou, 2007; Kurt et al., 2008). گابرویدیوریت های منطقه ماجراد در نمودار Nb در برابر Zr (Sun & McDonough, 1984) اغلب در محدوده منشاء گوشته ای غنی شده قرار گرفته اند (شکل ۷-۱۵-الف). با توجه به موقعیت این سنگ ها در نمودارهای Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) و نمودار Yb/Nb در برابر La/Sm (Wang et al., 2002) گوشته محل منشاء فاقد گارنت بوده و دارای ترکیب اسپینل پریدوتیتی بوده است (شکل ۷-۱۶-ب و پ). وجود شواهدی نظیر حضور کانی های غنی از عناصر با قدرت میدانی بالا (HSFEs) مانند زیرکن، آپاتیت و اسفن و همچنین کانی های سیلیکاته آهن و منیزیم دار که در عین حال از کلسیم و آب (نظیر

اوپتیت و هورنبلند سبز) و پتاسیم و آب (مانند بیوتیت یا فلوگوپیت) غنی هستند، همگی حاکی از نشأت گرفتن مذاب‌های سازنده این سنگ‌ها، از ماگماهای گوشته‌ای غنی شده است. نمودار La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002) به منظور مشخص نمودن تغییرات درجه ذوب بخشی گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد استفاده شده است. سنگ‌های مزبور در این نمودار دارای روند منفی می‌باشند و کاهش تدریجی نسبت La/Lu بیانگر افزایش درجه ذوب بخشی است (شکل ۷-۱۶-ت).



شکل ۷-۱۶- موقعیت ترکیبی نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد بر روی: الف - نمودار Nb در مقابل Zr (Sun & McDonough, 1989) جهت تشخیص غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی محل منشاء. ب - نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) جهت تشخیص حضور گارنت در محل منشاء ماگماهای سازنده گابرودیوریت‌ها. پ - نمودار Yb/Nb در برابر La/Sm (Wang et al., 2002) جهت تشخیص حضور گارنت در منشاء و ت - نمودار La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002) جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب بخشی.

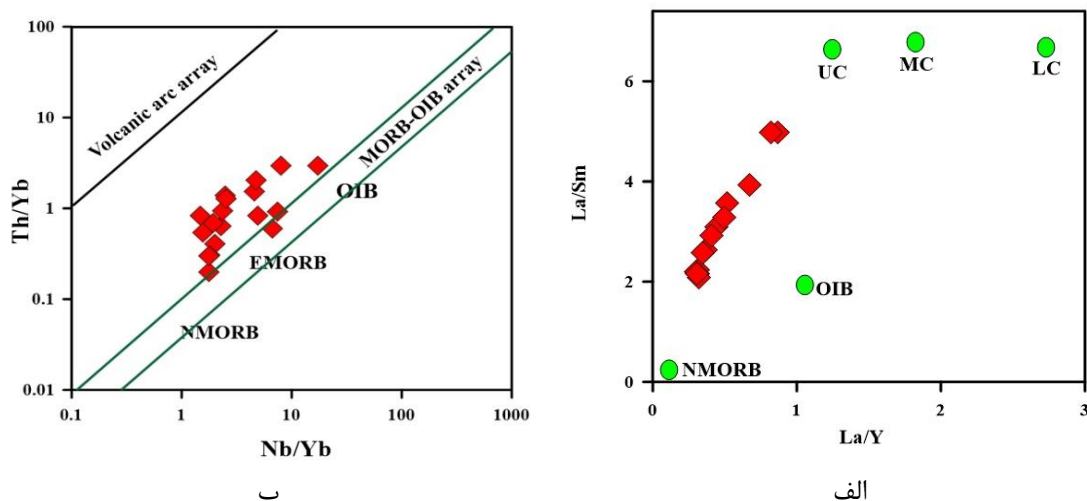




ادامه شکل ۷-۱۶

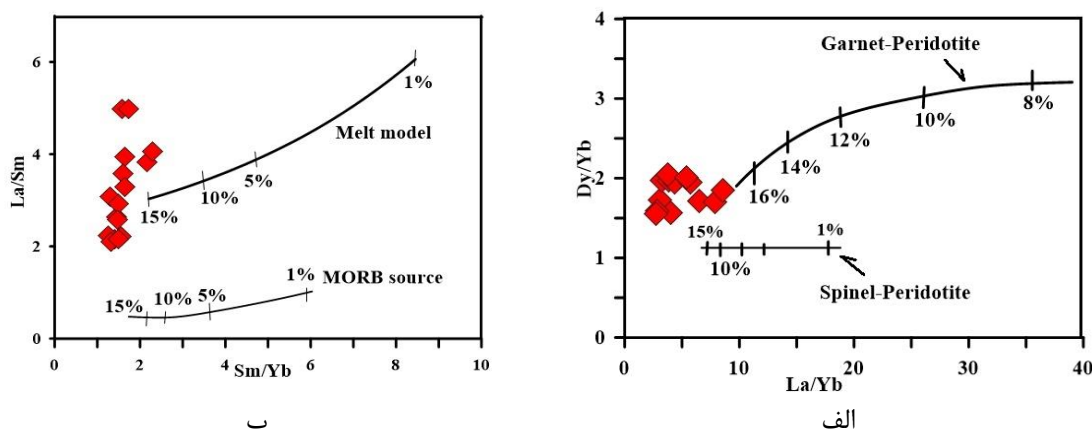
در شکل (۷-۱۷-الف) نسبت‌های  $La/Sm$  در برابر  $La/Y$  در پشته اقیانوسی تهی شده، بازالت‌های جزایر اقیانوسی، پوخته تحتانی، پوخته فوقانی و میانگین پوخته نشان داده شده است، همانطور که مشاهده می‌شود نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد نزدیک به محل منشاء بازالت‌های جزایر اقیانوسی و پوخته بالایی قرار دارند که نشان‌دهنده غنی‌شدگی منشاء این بازالت‌ها و همچنین نقش آرایش احتمالی با پوخته بالایی است.

در نمودار پیرس (Pearce, 1982) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده EMORB قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۱۷-الف). بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILEs) و عناصر نادرخاکی سبک (LREEs) غنی‌شدگی و از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) و عناصر نادرخاکی سنگین (HREEs) تهی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۶-۱۸، فصل ۶) در مجموع می‌توان چنین استنباط کرد که ماگماهای سازنده گابرودیوریت‌های ماجراد از منابع گوشته‌ای با ترکیب مشابه با گوشته محل منبع بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده (EMORB) و یا گوشته محل منشاء ماگماهای سازنده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نشأت گرفته است و در حین صعود به سمت بالا متحمل آرایش با پوخته بالایی شده است (شکل ۷-۱۶-ب).



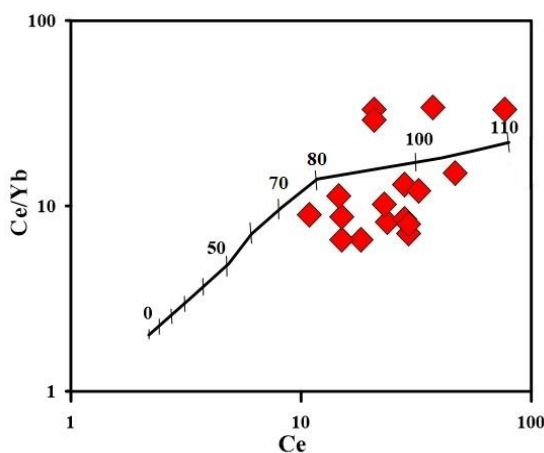
شکل ۷-۱۷- تعیین ویژگی‌های منشأ گابرودیوریت‌ها با استفاده از : الف -  $La/Sm$  در برابر  $La/Y$  (مقادیر پوسته بالایی (UC) از (Taylor & McLennan, 1981)، پوسته قاره‌ای زیرین (LC) و میانگین پوسته قاره‌ای (MC) از (Weaver & Tarney, 1984)، میانگین N-MORB از (Saunders & Tarney, 1984) و میانگین OIB از (Sun, 1980) می‌باشد. ب - نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $Nb/Yb$  جهت تعیین محیط تکتونو ماگمایی (Pearce, 2008).

بر اساس نمودارهای  $Dy/Yb$  در مقابل  $La/Yb$  (Thirlwall et al, 1994; Bogaard & Warner, 2003) و  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Kuepouo et al., 2006) نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه ماجراد از ذوب بخشی ۱۵ درصدی یک منشأ اسپینل پریدوتیتی سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۷-۱۸- الف و ب). با توجه به موقعیت گابرودیوریت‌های ژوراسیک میانی در نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ce$  (Ellam, 1992) ماگمای منشأ این سنگ‌ها از ذوب یک ستون گوشته‌ای عمیق در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر از سطح زمین حادث شده است. (شکل ۷-۱۸- ب).



ب

الف



پ

شکل ۷-۱۸ - موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در الف - نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (Thirlwall et al, 1994; Bogaard & Warner, 2003) و ب - نمودار La/Sm برابر Sm/Yb (Kuepouo et al., 2006) جهت مشخص نمودن درجه ذوب‌بخشی و پ - نمودار Ce/Yb برابر Ce (Ellam, 1992) به منظور برآورد عمق ذوب‌بخشی.

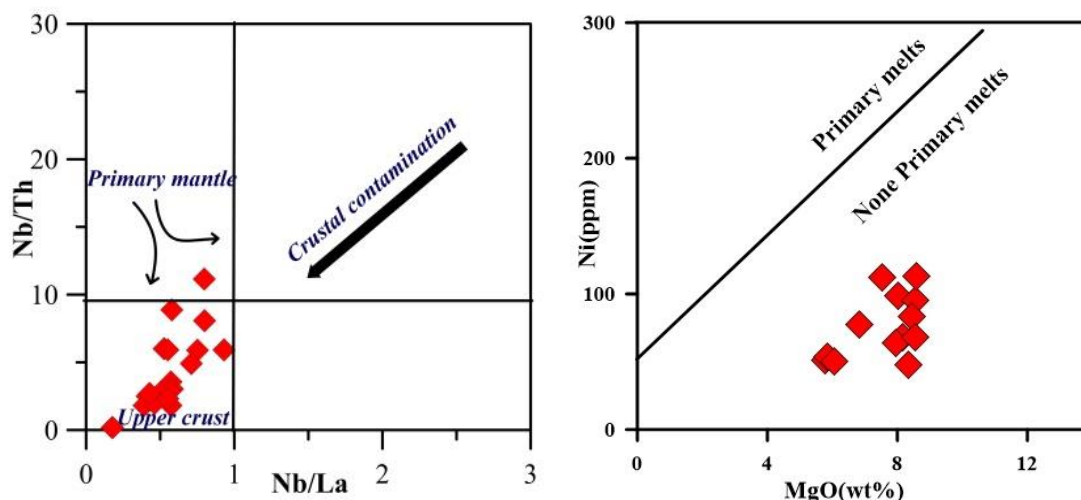
### ۷-۵-۳ - بررسی نقش آرایش پوسته‌ای

مقایسه ترکیب گابرویدیوریت‌های منطقه ماجراد با ترکیب مذاب‌های اولیه مشتق‌شده از گوشته که دارای مقادیر  $Ni > 400 \text{ ppm}$  و  $Cr > 1000 \text{ ppm}$  (Wilson, 1989) و مقادیر بالای  $Mg\#$  (Sharama, 1997) هستند نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها اولیه نبوده و تغییر و تحولاتی را متحمل شده‌اند. مقادیر کروم برای سنگ‌های مورد بررسی

در گستره ۹ تا ۱۳ و نیکل ۱۲/۳ تا ۴۲۷ پی‌پی‌ام قرار دارند که در مقایسه با مقادیر گوشته اولیه بسیار پایین است.

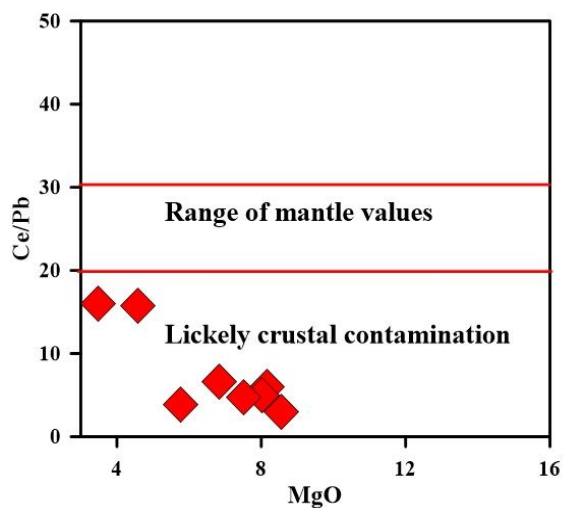
در نمودار Ni در برابر MgO (George & Rogers, 2002; Varekamp et al., 2010) گابرودیوریت‌های منطقه ماجراد در محدوده ماگمای تغییر یافته قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۱۹ الف). آرایش پوسته‌ای ماگماهای بازالتی مشتق‌شده از گوشته در هنگام صعود از پوسته قاره‌ای و تحول در اتاق‌های ماگمایی امری اجتناب‌ناپذیر است (Watson, 1982; Castillo et al., 1999). از روش‌های معمول جهت تشخیص آرایش پوسته‌ای، وجود یا عدم وجود همخوانی بین شاخص‌های تفریق بلوری، آرایش پوسته‌ای و داده‌های ژئوشیمیایی است (Hawkesworth et al., 1995; Zhou et al., 2009). نسبت پایین Nb/Th در حدود  $3 \pm 9$  یکی از ویژگی‌های مهم پوسته قاره‌ای است (Rudnick & Gao, 2003) است، این نسبت برای گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد در محدوده ۰/۱۷ تا ۱۱/۶ پی‌پی‌ام قرار دارد. گابرودیوریت‌های ماجراد در نمودار Nb/Th در برابر Nb/La (Xu et al., 2015) در محدوده آرایش یافته با پوسته بالایی قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۹ ب).

نسبت Ce/Pb نیز از دیگر شاخص‌های مهم در تعیین آرایش پوسته‌ای است زیرا پوسته قاره‌ای در مقایسه با گوشته دارای مقادیر پایین‌تری از این نسبت است، همچنین فرآیندهایی مانند ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی تأثیر بسیار اندکی بر روی این نسبت دارند (Hofmann et al., 1986). با توجه به نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Furman, 2007) اکثر نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۹ پ).



ج

الف



پ

شکل ۷-۱۹- موقعیت گابرویدیوریت‌های ژوراسیک میانی بر روی الف - نمودار Ni در برابر MgO (Xu et al., 2015) ب - Nb/Th در برابر Nb/La (Varekamp et al., 2010; George & Rogers, 2002). جهت تعیین آرایش پوسته‌ای و پ - نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007).

#### ۷-۵-۴- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی تکتونوماگمایی گابرویدیوریت‌های

#### ماجراد

با توجه به موقعیت زمین‌ساختی پهنه‌ساختاری ایران مرکزی در دوره‌های زمانی تریاس - ژوراسیک و با یقین بر این موضوع که ماگماتیسم مورد نظر در یک محیط درون ورقه قاره‌ای انجام شده است، یک منشاء گوشته‌ای زیر قاره‌ای با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با خاستگاه ماگمایی بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده و بازالت‌های جزایر اقیانوسی،

محتمل ترین و منطقی ترین خاستگاه برای تولید مذاب‌هایی است که تحول و تبلور آن‌ها به تشکیل سنگ‌های بازیک تا حدواسط مورد نظر منجر شده است. ماگماهای اسیدی‌تر از تفریق پیشرفته و یا مشارکت بخش پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی مورد نظر حاصل شده‌اند. با توجه به تحولات زمین‌شناسی صورت گرفته در بخش‌های شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی را می‌توان به دو بخش کلی تقسیم کرد:

الف - مجموعه تحولات سنگ‌شناسی و تکتونیکی نئوپروتروزویک تا اوایل کامبرین،

ب - مجموعه تحولاتی که از اواخر تریاس شروع شده و تا اواخر میوسن ادامه پیدا کرده است.

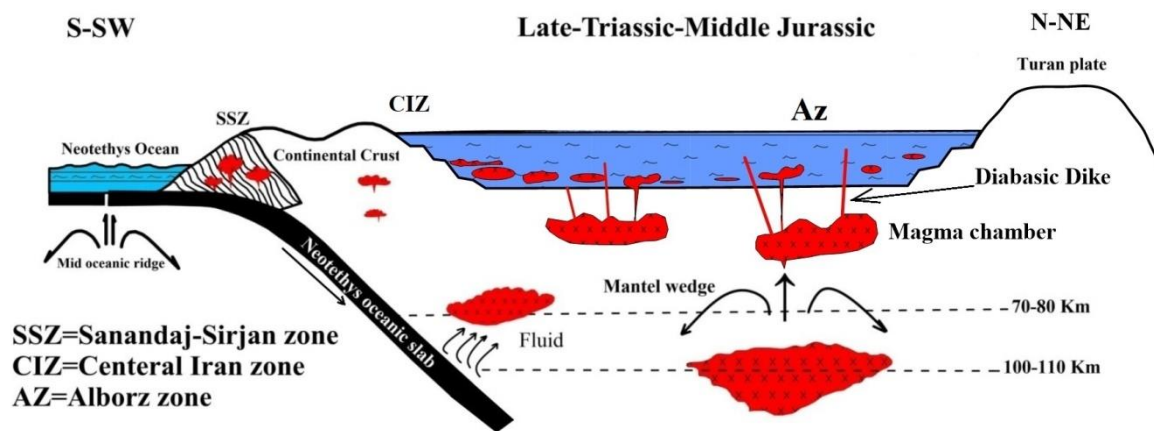
فعالیت‌های ماگمایی بازیک تا اسیدی به صورت طیفی از گابرو تا گرانیت (عمدتاً گابرودیوریتی) در اواخر تریاس (حدود ۲۲۰ میلیون سال پیش) مجموعه‌های پی‌سنگی چاپدونی (کیقبادی، ۱۳۹۵) و جندق (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) را قطع کرده‌اند. به سمت شمال دامنه سنی این فعالیت‌های ماگمایی به ژوراسیک‌میانی نیز می‌رسد، سن‌سنجی‌های صورت گرفته بر روی زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌های ماجراد (۱۶۷ میلیون سال معادل ژوراسیک میانی، باژوسین - باتونین) این موضوع را تأیید می‌کند. در منطقه جنوب و جنوب‌شرق شاهرود علاوه بر توده‌های نفوذی، فعالیت‌های ماگمایی به صورت گدازه‌های بازالتی زیردریایی و دایک‌های دیابازی تظاهر پیدا کرده‌اند که در شرق مجموعه دگرگونی - آذرین بندهزار چاه، جنوب مجموعه شترکوه، مجموعه رضآباد خارتوران، شمال مجموعه دلبر و بخش‌های میانی مجموعه ماجراد، قابل مشاهده هستند (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ خیره، ۱۳۹۵؛ شکاری، ۱۳۹۷، رستمی و همکاران، ۱۳۹۶).

در برخی افق‌های بازالتی، ساخت بالشی دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر عمق زیاد حوضه‌های رسوبی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک باشد. یکی از ویژگی‌های بارز توالی‌های رسوبی تریاس - ژوراسیک، وجود کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از

قلوه‌های سنگی سرچشمه گرفته از مجموعه‌های پی‌سنگی نئوپروتروزوییک می‌باشد. ضخامت افق‌های کنگلومرایی مورد نظر در شرق مجموعه بندهزار چاه به حدود ۱۰۰۰ متر، در جنوب باختر میامی به حدود ۷۰۰ متر می‌رسد (حسینی، ۱۳۹۴)، در منطقه ماجراد ضخامت کنگلومرای مزبور کمتر بوده و به حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر می‌رسد و در غرب مجموعه دلبر و شرق مجموعه شترکوه از ضخامت کمتری برخوردار هستند.

این توالی‌های آتشفشانی - رسوبی، در رخداد کوهزادی سیمیرین میانی در ژوراسیک میانی، دگرگون شده و به مجموعه‌ای از سنگ‌های متاپلیتی (اسلیت و فیلیت) و متابازیتی (شیست‌سبز) با درجه دگرگونی پایین تا متوسط تبدیل شده‌اند. نگاه دقیق‌تر به تحولات سنگ‌شناسی جنوب و جنوب‌شرق شاهرود نشان می‌دهد که در اواسط ژوراسیک، این فعالیت‌های ماگمایی دوباره از سر گرفته می‌شود و اغلب به صورت دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی بازیک - حدواسط کوچک مقیاس تظاهر می‌یابند. این مجموعه فعالیت‌های ماگمایی را می‌توان به فازهای ماگمایی سیمیرین پیشین تا میانی نسبت داد.

با توجه به مجموعه بررسی‌های ژئوشیمیایی، فعالیت‌های ماگمایی اواخر تریاس - ژوراسیک میانی دارای ماهیت کالک‌آلکان تا آلکان ضعیف می‌باشند. ماگماهای مورد نظر از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۵ درصد گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اسپینل پریدوتیتی واقع در بالای ورقه اقیانوسی نئوتتیس فرورنده تشکیل شده است. ماگماهای تشکیل شده در محیط‌های زمین‌ساخت کششی درون قاره‌ای یا به عبارت کلی‌تر در محیط‌های زمین‌ساخت کششی پشت‌کمانی خود را به ترازهای بالاتر رسانده و در پوسته میانی جایگزین شده‌اند که به درون حوضه‌های رسوبی این زمان فوران یافته و یا در مواردی به صورت اجتماعات دایکی بازیک سنگ‌های قدیمی‌تر را قطع کرده است. در شکل (۷-۲۰) الگوی زمین‌ساختی نمادین گابرویدیوریت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد به صورت شماتیک نمایش داده شده است.



شکل ۷-۲۰- مدل ژئودینامیک نمادین برای نشان دادن تحولات زمین ساختی بخش‌های شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی.



## فصل هشتم

تجزیه کیری و پیشهادات

## ۸-۱- نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی، مطالعات ژئوشیمیایی، نتایج حاصل از آنالیز مایکروپروب کانی‌ها، مطالعات سن‌سنجی و مطالعات ایزوتوپی به شرح ذیل می‌باشند:

**الف - مجموعه سنگ‌های دگرگونی و آذرین منسوب به نئوپروتروزوئیک پسین -**

### کامبرین آغازین

۱- متابازیت‌ها به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیسیت‌سبز تا گارنت آمفیبولیت در مجموعه ماجراد رخنمون دارند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن‌ها شامل هورنبلند، اکتینولیت، گارنت، پلاژیوکلازها و کوارتز هستند. کلریت، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، کلسیت، اسفن، روتیل و اکسیدهای آهن و منگنز مهم‌ترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت‌های عمده این متابازیت‌ها شامل بافت نماتوبلاستی، پورفیروبللاستی و بافت متقاطع (دکوسیت) می‌باشند.

با توجه به آنالیز مایکروپروب متابازیت‌ها ترکیب آمفیبول، در اکتینولیت‌شیست‌ها در محدوده ترمولیت، اکتینولیت، ترمولیت‌هورنبلند، اکتینولیت‌هورنبلند و منیزیوهورنبلند و در آمفیبولیت‌ها در محدوده منیزیوهورنبلند، چرماکیت‌هورنبلند، فروهورنبلند، فروچرماکیت‌هورنبلند و فروچرماکیت واقع شده است. پلاژیوکلازها نیز ترکیب الیگوکلاز، لابرادوریت و بیتونیت دارند، با توجه به دما فشارسنجی زوج هورنبلند - پلاژیوکلاز، میزان دمای محاسبه شده برای آمفیبولیت‌های ماجراد ۴۵۴ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۳ کیلوبار می‌باشد که با آمفیبولیت‌بالایی منطبق است.

از متابازیت‌های منطقه ماجراد دو نمونه آنالیز سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن صورت گرفت که سن‌های سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  برابر  $922/2 \pm 1$  و  $759 \pm 5$  و  $513/2 \pm 8$  میلیون سال را نشان می‌دهند. با توجه سن‌های محاسبه شده چنین استنباط

می‌شود که سن‌های جوان‌تر (در حدود ۵۵۰ میلیون سال) مربوط به وقوع رخداد دگرگونی متابازیت‌ها در نئوپروتروزوئیک‌پسین (کادومین) است و سن‌های قدیمی‌تر متعلق به هسته‌های موروثی زیرکن‌ها می‌باشند که از سرزمین‌های گندوانایی دارای سن آرکئن منشاء گرفته‌اند.

در نمودارهای تعیین محل منشاء سنگ‌والد برخی از متابازیت‌ها منشاء OIB یا شبه OIB و دسته دیگری بیشتر منشائی نظیر EMORB دارند. به نظر می‌رسد که طی توسعه محیط‌های کششی درون‌قاره‌ای، شرایط از مرحله تشکیل حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای به سمت تشکیل حوضه‌های اقیانوسی اولیه با مذب نوع EMORB پیش‌رفته است و لیتوسفر قاره‌ای به قدری نازک شده است که شرایط برای تشکیل پوسته‌های اقیانوسی فراهم شده و بازالت‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده به درون حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی نئوپروتروزوئیک‌پسین راه یافته‌اند.

۲- متاپلیت‌ها، طیفی متنوعی از فیلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست تا گنیس و گارنت‌گنیس را شامل می‌شوند. میکاشیست‌ها و گارنت‌میکاشیست‌ها اغلب از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت تشکیل شده‌اند. مهم‌ترین بافت‌های این سنگ‌ها را بافت‌های لپیدوبلاستی، پورفیروبلاستی و پوئی‌کیلوبلاستی تشکیل می‌دهند. ریزساخت‌های حاصل از دگرریختی مانند برگوارگی، خط‌وارگی، تشکیل نوارهایی از کوارتزهای کشیده، اشکال سیگمایی در پورفیروبلاست‌ها، بلورهای ماهی‌شکل بیوتیت و مسکوویت اشاره کرد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گنیس‌های مجموعه دگرگونی ماجراد شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت هستند که با توجه به آنالیز مایکروپروب انجام شده ترکیب آلکالی فلدسپارها ارتوز و پلاژیوکلازهای آلبیتی می‌باشند. تیتانیت، آلانیت، اپیدوت، آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند، ترکیب گارنت در گارنت‌گنیس از آلماندین - اسپسارتین و در میکاشیست غنی

آلماندین - اسپسارتین و پیروپ است. با توجه به دماسنجی بر اساس میزان Ti در بیوتیت، میانگین دمای محاسبه شده برای متاپلیت‌های ماجراد ۴۸۳ تا ۵۸۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با توجه به ترکیب متاپلیت‌های ماجراد و نتایج دماسنجی کانی بیوتیت دگرگونی پیشرونده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی این سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. میکاشیست‌های مجموعه ماجراد در نمودارهای تعیین سنگ‌والد دارای سنگ‌والد آرکوز و گری‌وک و گنیس‌ها دارای سنگ‌والد لیتارنایتی می‌باشند.

از متاپلیت‌های مجموعه ماجراد سه نمونه سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن انجام شد، بیشترین فراوانی سن‌های محاسبه شده از نمونه میکاشیستی متعلق به سن‌های ۲۲۵۰، ۱۵۰۰ و ۹۳۰ میلیون سال می‌باشد که متعلق به هسته‌های موروثی این سنگ است. بهترین سن سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  برای نمونه‌های گنیسی در محدوده  $۵۲۴/۷ \pm ۴/۳$  میلیون سال و  $۵۱۳/۵ \pm ۴/۸$  میلیون سال قرار دارند.

۳- گرانیتهای مجموعه ماجراد به صورت رگه‌های نازک آپلیتی، بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس رخنمون دارند که از ذوب‌بخشی گنیس‌ها حاصل شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیتهای شامل ارتوز، میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت و بیوتیت است. بافت این سنگ‌ها عمدتاً گرانوبلاستی و میلونیت است. با توجه به نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها، ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و الیگوکلاز و آلکالی‌فلدسپارها دارای ترکیب ارتوکلاز می‌باشند. با توجه به مکانیسم تشکیل این سنگ‌ها و موقعیت ترکیبی آنها در نمودارهای تعیین ویژگی‌های محل منشاء، گرانیتهای مورد بحث به دسته گرانیتهای نوع S تعلق دارند. از نمونه‌های گرانیتهای مجموعه ماجراد دو نمونه مورد آنالیز سن‌سنجی قرار گرفت که سن‌های سازگاری  $۵۰۶/۹ \pm ۴$  و  $۵۱۵/۱ \pm ۵/۴$  را نشان دادند.

۴- در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها به شکل گنبد یا میان‌لایه در کنار متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها و متاپسامیت‌ها رخنمون دارند که تحت تأثیر وقایع دگرگونی و میلونیتی‌شدن، برگوارگی و خطوارگی بارزی در آن‌ها توسعه یافته است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متاریولیت‌ها شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز می‌باشند که با توجه به نتایج آنالیز مایکروپروب ترکیب آلکالی فلدسپارها در محدوده سانیدین و پلاژیوکلازها آلبیت و الیگوکلاز می‌باشند. بافت غالب این سنگ‌ها بلاستوفیری، پورفیری با خمیره فلسیتی و دانه‌ریز و کمی جهت‌یافته است. از متاریولیت‌های ماجراد نیز دو نمونه مورد آنالیز سن‌سنجی قرار گرفت که سن سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  برای این نمونه‌ها در حدود  $494/4 \pm 3/9$  و  $521/7 \pm 4$  میلیون سال می‌باشد.

۵- متاپسامیت‌ها از گستردگی و ضخامت زیادی در منطقه ماجراد برخوردار می‌باشند که عمدتاً از کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و میکا تشکیل شده‌اند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستی، گرانولپیدوبلاستی و فلیزر می‌باشد. از متاپسامیت‌های منطقه ماجراد یک نمونه مورد آنالیز سن‌سنجی قرار گرفت، با بررسی نتایج سن‌های  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  به دست آمده برای این نمونه سه بازه زمانی مشاهده می‌شود. بازه زمانی ۳۲۴۸ تا ۱۲۸۴ میلیون سال (معادل پالئوپروتروزوئیک تا مزوپروتروزوئیک)، بازه زمانی ۹۸۰ تا ۵۷۰ میلیون سال (معادل مزوپروتروزوئیک تا نئوپروتروزوئیک) و ۱۷۷ تا ۲۲۲ میلیون سال (معادل تریاس میانی تا ژوراسیک میانی) می‌باشند، بیشترین فراوانی دامنه سنی زیرکن‌ها در ۲۳۵۰ و ۶۲۰ میلیون سال می‌باشند.

۶- متاکربنات‌های مجموعه ماجراد شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی مهم‌ترین ترکیب تشکیل دهنده ارتفاعات منطقه ماجراد می‌باشند که در بخش‌های مختلف این مجموعه با متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌ها، متابازیت‌ها و متاریولیت‌ها رخنمون دارند. به علت عملکرد نیروهای تکتونیکی در منطقه آثار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی به وفور در این سنگ‌ها

مشاهده می‌شود. در برخی از مناطق این مجموعه کانه‌زایی مس با ترکیب مالاکیت و آزوریت همراه متاکربنات‌ها دیده می‌شود.

۷- میزان اپسیلون هافنیم سنگ‌های دگرگونی مجموعه ماجراد در محدوده ۹/۲۹- تا ۸/۷۱ پی‌پی‌ام قرار دارد، مقادیر منفی اپسیلون هافنیم (ε<sub>Hf</sub>) معرف ذوب پوسته قدیمی یا پوسته نشأت گرفته از گوشته تهی‌شده می‌باشند. زیرکن‌های موروثی سنگ‌های دگرگونی منطقه ماجراد از رسوبات دگرگون‌شده‌ای نشأت گرفته‌اند که احتمالاً از سرزمین‌های قدیمی مانند سپر نوبی - عربی، سپر هند یا سرزمین‌های شمال آفریقا سرچشمه گرفته‌اند. با توجه به همه این شواهد به نظر می‌رسد که ذوب آناتکسی پوسته یا آرایش ماگماهای جوان مربوط به حوادث کوهزایی کادومین با سنگ‌های پوسته‌ای پالئوپروتروزوئیک یا آرکن، مهم‌ترین مکانسیم مؤثر در تشکیل مجموعه‌های پی‌سنگی ایران بوده است.

۸- در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی در خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند که به استثنای نقاط محدود، اغلب به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک رژیم تراکمی، به سرعت بسته‌شده و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای به هم افزوده درآمده‌اند و در حاشیه ورقه‌های قاره‌ای فراراننده به صورت یک آمیزه تکتونیک درهم تنیده درآمده‌اند.

**ب - رخدادهای رسوب‌گذاری و تحولات ماگمایی - دگرگونی تریاس پایانی -**

### **ژوراسیک‌زیرین**

توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس پایانی - ژوراسیک‌زیرین در منطقه ماجراد با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگی آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پسین شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد. در بین این توالی، افق‌هایی از بازالت و هیالوکلاست‌ها و ولکانی کلاست‌های بازالتی با

ساخت‌بالشی به صورت میان لایه یافت می‌شوند. توالی مزبور در رخداد سیمین‌میانی دگرگون‌شده و به مجموعه دگرگونی درجه‌پایینی متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگری‌وک، متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات (مرمرهای با درجه تجدید تبلور پایین) تحول یافته است.

### پ - توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی و دایک‌های بازیگ ژوراسیک‌میانی

در بخش مرکزی و شمالی مجموعه ماجراد تعدادی توده نفوذی با ترکیب گابرو تا دیوریت به درون مجموعه ماجراد نفوذ کرده‌اند. ترکیب عمده این توده‌ها گابرویدیوریتی است و در بخش‌های تفریق یافته سنگ‌های دیوریتی، کوارتزیدیوریتی، لوکودیوریتی و تونالیتی نیز قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز، پیروکسن (از نوع اوژیت)، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت‌های دانه‌ای، افیتی، ساب‌افیتی، دلریتی و پوئی‌کیلیتی به وفور در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. آمفیبول‌های گابرویدیوریت‌ها، دارای دامنه ترکیبی آکتینولیت، منیزیهورنبلند، چرماکیت، فروچرماکیت و فروهورنبلند هستند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در محدوده آنورتیت، لابرادوریت، آندزین و الیگوکلاز قرار می‌گیرند. بر اساس محاسبات دما - فشارسنجی بر اساس زوج هورنبلند - پلاژیوکلاز دمای تعادلی ۱۱۸۱ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار ۵ تا ۷ کیلوبار برای این توده‌ها محاسبه شده است. میانگین سنی ۱۶۷ میلیون سال معادل ژوراسیک‌میانی (آشکوب‌های بازوسین تا باتونین) از سن‌سنجی گابرویدیوریت‌ها ماجراد به دست آمده است.

بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن بوده، از عناصر سنگ‌دوست بزرگیون (LILEs) و عناصر خاکی‌نادر سبک (LREEs) غنی‌شدگی و از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) و عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREEs) تهی‌شدگی نشان می‌دهد. ماگمای سازنده گابرویدیوریت‌های ماجراد، از منبع گوشته‌ای زیر قاره‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینل‌پریدوتیتی نشأت گرفته است. این فعالیت‌های

ماگمایی، شاهدهی بر عملکرد ماگماتیسم سیمرین میانی، در لبه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی و در محیطهای کشتی درون قاره‌ای (پشت کمانی) محسوب می‌شوند.

## ۸-۲- پیشنهادات

۱- با توجه به ادامه رخنمون مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد به سمت غرب، بهتر است بر روی مجموعه سنگ‌های بخش غربی مجموعه دگرگونی ماجراد مطالعات جامع علمی گسترده‌ای صورت گیرد تا دقت و صحت نتایج به دست آمده بیشتر مورد ارزیابی قرار گیرد. اگر زمینه برای انجام مطالعات سن‌سنجی فراهم شود بهتر است از بخش‌های لوکودیوریتی یا تونالیتی گابرودیوریت‌های ژوراسیک‌میانی نمونه‌هایی برای تعیین سن انتخاب شود و مورد تعیین سن قرار گیرد تا ارتباط ژنتیکی بین آنها بیشتر مورد ارزیابی قرار گیرد. با توجه به این‌که مجموعه‌های دگرگونی با توالی چینه‌شناسی مشابه در مناطق نی‌باز، زمان‌آباد و کوه‌سرهنگی رخنمون دارند بهتر است در آینده بررسی‌های مقایسه‌ای بین مناطق صورت گیرد. مطالعات سن‌سنجی به روش  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  ما را در شناخت تحولات مرحله‌ای حوادث دگرگونی صورت گرفته در این منطقه کمک نماید.

۲- با توجه به کانه‌زایی گسترده آهن، منگنز و مس در منطقه مطالعه دقیق پتانسیل کانه‌زایی و مدل کانه‌زایی منطقه پیشنهاد می‌شود.

۳- مطالعه دما - فشارسنجی اسکارن‌های تشکیل‌شده در همبری گابرودیوریت‌های ژوراسیک‌میانی.

۴- سن‌سنجی متاکربنات‌ها به روش  $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$  برای تعیین دامنه سنی دقیق‌تر.



پوست

جدول ۵-۱- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه  
متابازیتی KM-147.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM147-01	0.1723	0.0051	10.2918	0.2731	0.4330	0.0080	2579.8	48.71	2461.4	24.56	2319.1	36.13
KM147-02	0.0702	0.0032	1.1919	0.0521	0.1230	0.0023	935.1	91.97	796.8	24.15	747.6	13.04
KM147-03	0.1264	0.0056	6.1223	0.2574	0.3510	0.0075	2048.3	76.14	1993.4	36.69	1939.2	35.69
KM147-04	0.1385	0.0051	5.1850	0.1758	0.2713	0.0053	2208.1	62.27	1850.2	28.85	1547.2	26.79
KM147-05	0.0708	0.0022	1.5059	0.0425	0.1540	0.0026	952.2	62.7	932.8	17.21	923.5	14.77
KM147-06	0.0711	0.0026	1.5406	0.0518	0.1570	0.0028	959.6	72.42	946.8	20.69	940	15.63
KM147-07	0.0623	0.0027	0.8387	0.0347	0.0975	0.0018	685	90.56	618.4	19.14	599.6	10.38
KM147-08	0.0746	0.0024	1.4836	0.0424	0.1441	0.0025	1057	62.34	923.7	17.32	867.5	14.08
KM147-09	0.0643	0.0030	1.0641	0.0477	0.1198	0.0023	751.9	96.2	735.8	23.44	729.5	12.96
KM147-10	0.1508	0.0056	8.1569	0.2859	0.3916	0.0083	2355.3	62.24	2248.6	31.71	2130.4	38.62
KM147-11	0.0695	0.0021	1.4516	0.0394	0.1514	0.0026	912.2	60.49	910.5	16.33	908.6	14.61
KM147-12	0.0820	0.0028	1.2525	0.0390	0.1106	0.0020	1246.5	64.62	824.5	17.59	676.1	11.54
KM147-13	0.0685	0.0030	1.2068	0.0505	0.1277	0.0025	882.1	88.48	803.7	23.23	774.8	13.98
KM147-14	0.0766	0.0066	1.3104	0.1103	0.1239	0.0028	1111.7	162.39	850.3	48.46	752.8	16.12
KM147-15	0.1608	0.0039	8.1154	0.1716	0.3657	0.0064	2464	40.18	2244	19.11	2009	30.28
KM147-16	0.0722	0.0025	1.5647	0.0503	0.1572	0.0029	990.2	68.16	956.3	19.92	941	15.91
KM147-17	0.0683	0.0021	1.4744	0.0411	0.1566	0.0028	876.4	61.48	919.9	16.86	937.6	15.44
KM147-18	0.0689	0.0029	1.4922	0.0588	0.1571	0.0030	894.6	83.06	927.2	23.94	940.6	16.44
KM147-19	0.1290	0.0031	6.0175	0.1299	0.3383	0.0060	2084.2	42.16	1978.4	18.8	1878.4	28.78
KM147-20	0.1494	0.0034	8.7472	0.1740	0.4245	0.0074	2339.5	38.35	2312	18.13	2281	33.54
KM147-21	0.0700	0.0019	1.4541	0.0367	0.1509	0.0027	927.4	55.58	911.6	15.18	905.8	14.96
KM147-22	0.0630	0.0024	1.0847	0.0388	0.1250	0.0023	708.1	78.11	745.9	18.9	759.4	13.27
KM147-23	0.0727	0.0022	1.5509	0.0428	0.1549	0.0028	1006.8	59.16	950.9	17.03	928.1	15.57
KM147-24	0.0960	0.0023	3.4637	0.0749	0.2621	0.0046	1548	44.5	1519	17.05	1500.6	23.71
KM147-25	0.1630	0.0037	9.8907	0.2023	0.4411	0.0079	2486.7	37.96	2424.6	18.86	2355.6	35.5
KM147-26	0.2649	0.0055	21.1518	0.3879	0.5808	0.0102	3275.9	32.34	3145.6	17.78	2951.9	41.66
KM147-27	0.0596	0.0015	0.8470	0.0200	0.1034	0.0018	588.6	54.99	623	11	634.4	10.71
KM147-28	0.0714	0.0025	1.4773	0.0488	0.1507	0.0029	967.8	69.48	921.1	19.98	904.7	15.94
KM147-29	0.1725	0.0036	10.2385	0.1924	0.4322	0.0077	2581.7	34.84	2456.6	17.38	2315.8	34.47
KM147-30	0.0655	0.0031	1.1442	0.0515	0.1272	0.0025	790.9	94.64	774.5	24.38	771.9	14.26

جدول ۵-۲- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه

متابازیتی KM-352

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma\%$
KM352-01	0.0574	0.0022	0.6535	0.0227	0.0826	0.0014	504.7	81.15	510.6	13.96	511.6	8.45
KM352-02	0.0598	0.0025	0.6801	0.0266	0.0824	0.0015	597.2	87.81	526.8	16.05	510.4	8.64
KM352-04	0.0553	0.0022	0.6333	0.0237	0.0830	0.0015	424.6	86.91	498.1	14.75	513.9	8.65
KM352-05	0.0591	0.0024	0.6679	0.0254	0.0819	0.0015	570.6	86.35	519.4	15.48	507.5	8.77
KM352-06	0.0598	0.0024	0.6823	0.0250	0.0827	0.0015	595.1	83.45	528.2	15.09	512.3	8.67
KM352-07	0.0580	0.0026	0.6582	0.0285	0.0823	0.0015	528.8	97.25	513.5	17.44	509.6	8.79
KM352-09	0.0620	0.0035	0.7339	0.0403	0.0858	0.0017	674.4	117.72	558.8	23.58	530.5	10.29
KM352-10	0.0605	0.0024	0.6899	0.0255	0.0826	0.0015	622.6	83.13	532.7	15.34	511.6	8.79
KM352-11	0.0673	0.0025	0.8091	0.0276	0.0872	0.0016	845.6	74.71	601.9	15.5	538.9	9.28
KM352-12	0.0577	0.0021	0.6595	0.0223	0.0829	0.0015	517.1	77.8	514.3	13.66	513.3	8.69
KM352-13	0.0606	0.0032	0.6898	0.0348	0.0824	0.0016	626.7	109.77	532.7	20.92	510.7	9.75
KM352-14	0.0532	0.0024	0.6115	0.0268	0.0834	0.0015	335.4	100.75	484.5	16.89	516.3	9.16
KM352-15	0.0571	0.0018	0.6517	0.0188	0.0827	0.0014	494.7	68.76	509.5	11.56	512.4	8.56
KM352-16	0.0584	0.0021	0.6686	0.0228	0.0830	0.0015	545.5	78.06	519.8	13.9	513.8	8.83
KM352-17	0.0593	0.0020	0.6708	0.0205	0.0820	0.0015	577.9	70.46	521.2	12.45	508.1	8.65
KM352-18	0.0554	0.0023	0.6397	0.0246	0.0837	0.0015	429.4	88.02	502.1	15.22	518	8.98
KM352-19	0.0592	0.0023	0.7243	0.0268	0.0888	0.0016	573.5	83.25	553.2	15.79	548.2	9.59
KM352-20	0.0575	0.0026	0.6574	0.0286	0.0829	0.0016	509.3	97.6	513	17.54	513.7	9.21
KM352-21	0.0585	0.0020	0.6703	0.0218	0.0831	0.0015	548.2	74.28	520.9	13.24	514.8	8.89
KM352-22	0.0576	0.0020	0.6640	0.0216	0.0837	0.0015	513.1	75.02	517.1	13.18	518	8.94
KM352-23	0.0575	0.0018	0.6588	0.0194	0.0831	0.0015	511.4	68.75	513.9	11.86	514.5	8.79
KM352-24	0.0576	0.0021	0.6611	0.0227	0.0833	0.0015	513.1	78.44	515.3	13.84	515.9	9.02
KM352-25	0.0601	0.0038	0.6839	0.0422	0.0825	0.0018	608.4	132.11	529.1	25.46	511.2	10.7
KM352-26	0.0521	0.0021	0.5995	0.0229	0.0835	0.0015	289.5	88.9	476.9	14.53	517.2	9.08
KM352-27	0.0605	0.0021	0.7366	0.0237	0.0884	0.0016	620.5	72.44	560.4	13.86	546.3	9.54
KM352-28	0.0611	0.0023	0.7381	0.0265	0.0877	0.0016	642.7	79.58	561.3	15.5	542	9.64
KM352-29	0.0559	0.0021	0.6987	0.0252	0.0907	0.0017	449.1	82.2	538	15.06	559.8	9.89
KM352-30	0.0654	0.0021	0.7868	0.0241	0.0874	0.0016	785.8	67.34	589.3	13.68	540.3	9.45

جدول ۵-۳- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه میکاشیستی KM-97.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM97-01	0.3492	0.0081	30.3662	0.5739	0.6342	0.0104	3703.6	34.83	3498.7	18.58	3166.1	41.12
KM97-02	0.1603	0.0037	8.2270	0.1558	0.3744	0.0061	2458.4	38.75	2256.3	17.15	2049.9	28.72
KM97-03	0.1129	0.0028	3.9345	0.0817	0.2541	0.0042	1846.5	44.34	1620.8	16.82	1459.6	21.55
KM97-04	0.0843	0.0041	1.5533	0.0717	0.1343	0.0025	1299.6	92.01	951.8	28.5	812.3	14.24
KM97-05	0.0711	0.0021	0.8922	0.0237	0.0915	0.0015	958.9	60.28	647.5	12.7	564.4	8.99
KM97-06	0.1832	0.0044	10.7489	0.2097	0.4272	0.0070	2682.2	39	2501.7	18.13	2292.9	31.49
KM97-07	0.1077	0.0025	3.8112	0.0723	0.2575	0.0041	1761.2	42.23	1595.1	15.25	1476.9	21.02
KM97-08	0.0744	0.0023	1.3924	0.0377	0.1360	0.0022	1053.5	60.48	885.7	16	822.2	12.67
KM97-09	0.1337	0.0032	6.1973	0.1199	0.3370	0.0054	2147	41.02	2004.1	16.92	1872	25.93
KM97-10	0.1921	0.0042	12.3084	0.2090	0.4654	0.0072	2760.3	35.4	2628.2	15.94	2463.2	31.77
KM97-11	0.0771	0.0019	1.6456	0.0329	0.1545	0.0024	1124.7	47.89	987.9	12.63	926	13.33
KM97-12	0.0746	0.0016	1.7342	0.0286	0.1682	0.0025	1057	42.98	1021.3	10.63	1002.2	14
KM97-13	0.0972	0.0023	3.2970	0.0647	0.2452	0.0038	1570.7	44.47	1480.4	15.29	1413.5	19.58
KM97-14	0.0731	0.0020	1.5607	0.0358	0.1541	0.0024	1016.8	53.61	954.8	14.18	924.1	13.32
KM97-15	0.0692	0.0031	1.1176	0.0462	0.1165	0.0020	903.4	88.71	761.8	22.16	710.6	11.75
KM97-16	0.0688	0.0034	1.4712	0.0694	0.1539	0.0027	892.2	99.36	918.6	28.5	922.8	14.96
KM97-17	0.0692	0.0017	1.4834	0.0305	0.1540	0.0023	905.5	50.38	923.6	12.46	923.4	12.89
KM97-18	0.0664	0.0024	1.2314	0.0402	0.1331	0.0021	820.2	73.1	815	18.31	805.2	12.01
KM97-19	0.0692	0.0021	1.4863	0.0391	0.1540	0.0024	905.2	60.53	924.8	15.97	923.1	13.23
KM97-20	0.2971	0.0061	30.0916	0.4553	0.7253	0.0106	3454.9	31.21	3489.8	14.87	3516	39.51
KM97-21	0.0732	0.0020	1.5626	0.0355	0.1549	0.0022	1019.4	54.98	955.5	14.05	928.5	12.32
KM97-22	0.2888	0.0782	8.6461	2.2666	0.2173	0.0164	3411	367.99	2301.4	238.59	1267.5	87
KM97-23	0.0999	0.0025	3.6885	0.0718	0.2679	0.0038	1622.4	45.71	1568.9	15.55	1530.2	19.13
KM97-24	0.0730	0.0017	1.5493	0.0256	0.1539	0.0020	1015.1	45.4	950.2	10.21	922.8	11.38
KM97-25	0.0963	0.0035	3.5722	0.1161	0.2692	0.0043	1553.1	66.39	1543.4	25.79	1536.5	22.07
KM97-26	0.1583	0.0035	8.6869	0.1346	0.3976	0.0052	2438	36.54	2305.7	14.11	2158.2	24.13
KM97-27	0.0642	0.0035	0.8776	0.0458	0.0990	0.0016	748	111.95	639.7	24.76	608.8	9.38
KM97-28	0.0702	0.0016	1.3572	0.0219	0.1399	0.0018	935.2	45.23	870.7	9.45	844.1	9.99
KM97-29	0.1544	0.0037	9.0453	0.1697	0.4239	0.0059	2395.1	40.41	2342.6	17.16	2278	26.8
KM97-30	0.0879	0.0020	2.9084	0.0495	0.2393	0.0030	1379.3	43.35	1384.1	12.86	1383.2	15.83

ادامه جدول ۳-۵

KM97-31	0.1226	0.0029	5.3496	0.0914	0.3176	0.0043	1994.9	40.93	1876.8	14.62	1777.8	21.01
KM97-32	0.1618	0.0035	8.8515	0.1279	0.3981	0.0052	2474.8	35.74	2322.8	13.18	2160.3	23.93
KM97-33	0.0634	0.0047	1.0272	0.0743	0.1179	0.0021	722.6	150.79	717.5	37.22	718.2	12.23
KM97-34	0.0770	0.0041	1.0357	0.0526	0.0979	0.0016	1119.8	103.65	721.8	26.22	602.3	9.59
KM97-35	0.0810	0.0024	1.5915	0.0392	0.1429	0.0021	1221.9	56.71	966.9	15.34	861.1	11.57
KM97-36	0.1745	0.0037	11.5268	0.1673	0.4804	0.0063	2601.5	35.21	2566.8	13.56	2529	27.59
KM97-37	0.1496	0.0036	6.8528	0.1276	0.3331	0.0048	2341.4	41.09	2092.6	16.5	1853.1	23.05
KM97-38	0.1479	0.0034	8.5861	0.1413	0.4220	0.0058	2321.9	38.35	2295.1	14.97	2269.3	26.4
KM97-39	0.0643	0.0024	1.0386	0.0340	0.1175	0.0018	750.2	75.45	723.2	16.93	715.9	10.11
KM97-40	0.1548	0.0036	8.2963	0.1440	0.3895	0.0055	2399.1	39.03	2263.9	15.72	2120.6	25.56
KM97-41	0.1568	0.0037	5.6869	0.1009	0.2634	0.0037	2421.9	39.56	1929.4	15.32	1507	19.05
KM97-42	0.0657	0.0036	1.1036	0.0567	0.1220	0.0020	795.8	109.49	755.1	27.35	742.3	11.73
KM97-43	0.1489	0.0033	8.6859	0.1417	0.4229	0.0059	2333.6	37.71	2305.6	14.85	2273.8	26.72
KM97-44	0.0755	0.0039	1.7133	0.0843	0.1646	0.0029	1081	100.83	1013.5	31.56	982.1	15.82
KM97-45	0.0719	0.0019	1.5933	0.0338	0.1606	0.0023	982.7	52.38	967.6	13.22	960.2	12.76
KM97-46	0.1412	0.0053	2.6722	0.0890	0.1371	0.0024	2241.9	63.04	1320.8	24.62	828.2	13.54
KM97-47	0.1646	0.0037	10.7920	0.1796	0.4747	0.0067	2503.6	37.13	2505.4	15.46	2503.9	29.43
KM97-48	0.0659	0.0021	1.3449	0.0374	0.1478	0.0022	802	65.26	865.4	16.21	888.5	12.55
KM97-49	0.0969	0.0025	3.8454	0.0793	0.2870	0.0043	1564.7	46.89	1602.3	16.62	1626.6	21.29
KM97-50	0.1497	0.0034	8.5000	0.1452	0.4103	0.0059	2342.7	38	2285.9	15.52	2216.1	26.9
KM97-51	0.1437	0.0032	6.5970	0.1134	0.3317	0.0048	2271.9	38.33	2059	15.16	1846.4	23.05

جدول ۴-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه

گنیسی KM-323.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM323-01	0.0610	0.0015	0.6759	0.0149	0.0805	0.0014	637.8	52.36	524.3	9.05	499.3	8.31
KM323-02	0.0627	0.0021	0.7102	0.0221	0.0822	0.0015	699.5	69.19	544.9	13.1	509.3	8.79
KM323-03	0.0659	0.0023	0.7437	0.0237	0.0819	0.0015	804.6	69.76	564.5	13.82	507.3	8.88
KM323-04	0.0653	0.0025	0.7366	0.0271	0.0819	0.0015	785.2	79.49	560.4	15.85	507.1	9.12
KM323-05	0.0660	0.0020	0.7100	0.0199	0.0781	0.0014	806.9	62.36	544.8	11.84	484.6	8.41
KM323-06	0.0719	0.0029	0.7742	0.0291	0.0782	0.0015	982.2	78.87	582.2	16.67	485.3	8.96

ادامہ جدول ۴-۵

KM323-07	0.0611	0.0021	0.6908	0.0218	0.0820	0.0015	643	70.7	533.3	13.12	508.2	8.82
KM323-08	0.0597	0.0022	0.6877	0.0238	0.0836	0.0015	592.7	76.55	531.4	14.3	517.6	9.08
KM323-09	0.0673	0.0023	0.7458	0.0238	0.0803	0.0015	848.4	69.07	565.8	13.85	498.2	8.75
KM323-10	0.0605	0.0020	0.7048	0.0220	0.0846	0.0015	620	70.01	541.6	13.08	523.3	9.12
KM323-11	0.0665	0.0025	0.7466	0.0266	0.0815	0.0015	821.3	76.3	566.2	15.44	504.8	8.97
KM323-12	0.0604	0.0021	0.7004	0.0227	0.0841	0.0015	618.8	72.5	539	13.57	520.4	9.09
KM323-13	0.0606	0.0018	0.6554	0.0182	0.0784	0.0014	624.6	63	511.8	11.17	486.8	8.39
KM323-14	0.0591	0.0019	0.6625	0.0203	0.0812	0.0015	572.2	69.17	516.1	12.38	503.4	8.77
KM323-15	0.0598	0.0018	0.6297	0.0173	0.0764	0.0014	596.1	62.42	495.9	10.75	474.3	8.17
KM323-16	0.0643	0.0030	0.7587	0.0341	0.0856	0.0017	750.1	95.36	573.3	19.68	529.4	9.82
KM323-17	0.0568	0.0028	0.6788	0.0320	0.0866	0.0017	483.8	105.02	526.1	19.36	535.4	10.23
KM323-18	0.0599	0.0031	0.6980	0.0345	0.0844	0.0017	601	106.95	537.6	20.61	522.5	10.26
KM323-19	0.0617	0.0022	0.6670	0.0229	0.0784	0.0015	663.6	75.6	518.9	13.96	486.3	8.72
KM323-20	0.0600	0.0019	0.6776	0.0206	0.0818	0.0015	605	68.25	525.3	12.48	506.8	8.85
KM323-21	0.0665	0.0022	0.7511	0.0230	0.0818	0.0015	822.7	66.37	568.8	13.35	507	8.92
KM323-22	0.0605	0.0023	0.6788	0.0242	0.0813	0.0015	621.2	78.64	526	14.65	504	9.03
KM323-23	0.0561	0.0018	0.6383	0.0190	0.0824	0.0015	456.2	68.55	501.2	11.78	510.7	8.87
KM323-24	0.0589	0.0015	0.5897	0.0134	0.0725	0.0013	564.1	53.04	470.7	8.56	451.4	7.71
KM323-25	0.0586	0.0022	0.6733	0.0240	0.0833	0.0016	551.6	79.4	522.7	14.59	515.7	9.25
KM323-26	0.0571	0.0021	0.6287	0.0223	0.0798	0.0015	495.8	80.04	495.3	13.88	494.6	8.84
KM323-27	0.0554	0.0021	0.6620	0.0235	0.0866	0.0016	428.1	80.48	515.8	14.35	535.3	9.66
KM323-28	0.0578	0.0019	0.6612	0.0204	0.0829	0.0015	520.8	69.95	515.4	12.46	513.6	9.05
KM323-29	0.0611	0.0029	0.6596	0.0307	0.0782	0.0016	643.7	100.21	514.4	18.76	485.4	9.47
KM323-30	0.0592	0.0021	0.6319	0.0210	0.0774	0.0014	574.3	74.04	497.3	13.08	480.3	8.59
KM323-31	0.0519	0.0017	0.5907	0.0184	0.0824	0.0015	282.4	73.15	471.3	11.77	510.6	8.96
KM323-32	0.0542	0.0016	0.6142	0.0174	0.0821	0.0015	380.7	65.89	486.2	10.96	508.4	8.87
KM323-33	0.0573	0.0013	0.6283	0.0130	0.0794	0.0014	503.6	49.46	495	8.12	492.7	8.37
KM323-34	0.0567	0.0014	0.6628	0.0154	0.0847	0.0015	479.4	54.34	516.3	9.37	524.1	8.97
KM323-35	0.0568	0.0018	0.6457	0.0188	0.0824	0.0015	482.6	67.16	505.8	11.62	510.5	8.97
KM323-36	0.0603	0.0016	0.6429	0.0159	0.0773	0.0014	614.2	55.97	504.1	9.8	479.8	8.32

جدول ۵-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه

گنیسی KM-202

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM202-01	0.0824	0.0030	0.9257	0.0305	0.0816	0.0014	1256	69.25	665.4	16.1	505.4	8.56
KM202-02	0.1965	0.0061	13.7597	0.3837	0.5083	0.0097	2797.4	49.97	2733.3	26.4	2649.4	41.31
KM202-03	0.0632	0.0019	0.7166	0.0192	0.0823	0.0014	714.5	63.17	548.7	11.35	509.9	8.3
KM202-04	0.0617	0.0018	0.7324	0.0190	0.0861	0.0015	665.2	61.93	558	11.11	532.2	8.63
KM202-05	0.0629	0.0022	0.6640	0.0214	0.0766	0.0013	704.3	73.55	517	13.09	475.6	7.99
KM202-06	0.0668	0.0037	0.7775	0.0416	0.0845	0.0016	830	112.1	584	23.76	522.6	9.55
KM202-07	0.0704	0.0028	1.0642	0.0393	0.1096	0.0020	938.6	79.26	735.9	19.33	670.5	11.53
KM202-08	0.0659	0.0026	0.7207	0.0265	0.0793	0.0014	801.9	80.38	551.1	15.61	491.8	8.42
KM202-09	0.0621	0.0043	0.9751	0.0658	0.1137	0.0023	677.8	141.47	691.1	33.83	694.2	13.1
KM202-10	0.0658	0.0027	0.7051	0.0270	0.0777	0.0014	798.3	83.48	541.8	16.1	482.1	8.39
KM202-11	0.0581	0.0028	0.6476	0.0303	0.0807	0.0015	534	104.1	507	18.64	500	8.85
KM202-12	0.0614	0.0025	0.6282	0.0240	0.0740	0.0013	654.6	84.89	495	14.94	460.2	8.02
KM202-13	0.1178	0.0044	1.2043	0.0417	0.0739	0.0014	1923.4	65.8	802.6	19.22	459.8	8.42
KM202-14	0.0641	0.0017	0.5849	0.0137	0.0660	0.0011	743.8	55.03	467.6	8.74	412.2	6.81
KM202-15	0.0815	0.0026	0.9491	0.0276	0.0842	0.0015	1232.8	61.25	677.6	14.4	521.3	8.87
KM202-16	0.1057	0.0032	1.2386	0.0342	0.0847	0.0015	1726.9	54.96	818.2	15.51	524.1	8.98
KM202-17	0.0745	0.0027	0.8525	0.0291	0.0827	0.0015	1054.3	72.26	626	15.94	512.4	8.91
KM202-18	0.0739	0.0069	0.6918	0.0630	0.0677	0.0015	1037.9	176.79	533.9	37.82	422.2	9.21
KM202-19	0.0721	0.0031	0.8199	0.0336	0.0822	0.0015	989.4	85.3	608	18.75	509	9.13
KM202-20	0.0609	0.0019	0.6712	0.0196	0.0797	0.0014	634.9	66.65	521.5	11.89	494.2	8.37
KM202-21	0.0686	0.0019	0.6721	0.0165	0.0708	0.0012	885.7	55.48	522	10.03	441.2	7.41
KM202-22	0.0608	0.0023	0.7330	0.0266	0.0872	0.0016	631	80.65	558.3	15.59	538.8	9.39
KM202-23	0.0622	0.0016	0.6537	0.0152	0.0759	0.0013	681.1	54.53	510.7	9.33	471.8	7.87
KM202-24	0.0612	0.0021	0.7017	0.0220	0.0828	0.0015	646.6	70.66	539.8	13.14	513	8.83
KM202-25	0.0608	0.0026	0.7227	0.0290	0.0859	0.0016	632.7	87.96	552.3	17.1	531.1	9.47
KM202-26	0.0630	0.0017	0.6547	0.0155	0.0751	0.0013	707.7	54.65	511.3	9.5	466.9	7.87
KM202-27	0.0564	0.0026	0.6428	0.0281	0.0824	0.0015	467.4	98.15	504	17.34	510.2	9.19
KM202-28	0.0605	0.0022	0.7154	0.0251	0.0854	0.0016	622.9	77.83	547.9	14.85	528.3	9.28
KM202-29	0.0609	0.0023	0.6879	0.0249	0.0816	0.0015	636.3	79.79	531.5	14.96	505.8	8.96

ادامه جدول ۵-۵

KM202-30	0.0579	0.0024	0.6805	0.0266	0.0850	0.0016	525.3	87.51	527.1	16.09	525.8	9.39
KM202-31	0.0599	0.0023	0.6863	0.0254	0.0829	0.0015	598.6	81.8	530.5	15.29	513.5	9.18
KM202-32	0.0614	0.0020	0.6777	0.0206	0.0798	0.0015	654.7	67.93	525.4	12.48	494.8	8.66
KM202-33	0.0599	0.0021	0.7059	0.0233	0.0853	0.0016	599.2	73.72	542.3	13.88	527.6	9.32
KM202-34	0.0592	0.0026	0.6092	0.0259	0.0744	0.0014	575.1	93.37	483	16.35	462.8	8.63
KM202-35	0.0571	0.0017	0.6561	0.0178	0.0832	0.0015	494.4	63.3	512.2	10.9	515	8.9
KM202-36	0.0610	0.0019	0.7111	0.0207	0.0844	0.0015	639.2	65.36	545.4	12.3	522.2	9.14
KM202-37	0.0597	0.0023	0.6837	0.0252	0.0830	0.0016	591.8	81.24	529	15.19	513.8	9.26
KM202-38	0.0564	0.0018	0.6487	0.0199	0.0833	0.0015	468	70.41	507.7	12.28	515.7	9.08
KM202-39	0.0585	0.0014	0.6582	0.0139	0.0816	0.0015	547	49.83	513.5	8.5	505.4	8.61
KM202-40	0.0612	0.0035	0.6476	0.0357	0.0766	0.0016	647.7	116.99	507	22	475.9	9.27
KM202-41	0.0631	0.0024	0.7334	0.0265	0.0843	0.0016	710	78.31	558.6	15.53	521.7	9.52
KM202-42	0.0577	0.0017	0.6442	0.0173	0.0809	0.0015	518.6	61.8	504.9	10.67	501.6	8.77
KM202-43	0.0574	0.0020	0.7638	0.0250	0.0965	0.0018	507	73.94	576.2	14.38	594.1	10.61
KM202-44	0.0615	0.0024	0.7288	0.0275	0.0860	0.0017	657.7	81.95	555.9	16.16	531.8	9.79
KM202-45	0.0553	0.0017	0.6132	0.0176	0.0806	0.0015	422.4	65.84	485.6	11.1	499.6	8.87
KM202-46	0.0576	0.0029	0.6672	0.0329	0.0841	0.0017	514.8	108.13	519	20.04	520.6	10.28
KM202-47	0.0577	0.0013	0.6801	0.0147	0.0857	0.0016	516.1	50.67	526.9	8.86	530.2	9.18
KM202-48	0.0827	0.0052	0.9473	0.0586	0.0832	0.0018	1263.2	118.92	676.7	30.53	515.3	10.87
KM202-49	0.0575	0.0018	0.6762	0.0206	0.0855	0.0016	511.5	68.85	524.5	12.45	528.8	9.5
KM202-50	0.0540	0.0023	0.6307	0.0255	0.0850	0.0016	369.8	90.65	496.6	15.89	526	9.72
KM202-51	0.0560	0.0017	0.6186	0.0176	0.0804	0.0015	450.8	65.01	489	11.02	498.8	8.95
KM202-52	0.0557	0.0017	0.6667	0.0196	0.0872	0.0016	438.6	66.92	518.7	11.93	539	9.68
KM202-53	0.0697	0.0031	1.0639	0.0453	0.1111	0.0023	920.1	88.11	735.7	22.3	679.4	13.38
KM202-54	0.0598	0.0015	0.6682	0.0156	0.0814	0.0015	597.6	52.98	519.6	9.5	504.3	8.92

جدول ۵-۶- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه گرانیتی

KM-364

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM364-01	0.0580	0.0025	0.6930	0.0267	0.0859	0.0013	528.1	91.15	534.6	16.02	531.1	7.53
KM364-02	0.1224	0.0032	2.5037	0.0491	0.1471	0.0020	1991.6	46.19	1273.1	14.24	884.6	11.36
KM364-03	0.0586	0.0031	0.6128	0.0306	0.0753	0.0012	551.8	112.28	485.4	19.25	468	7.08



ادامه جدول ۵-۶

KM364-04	0.0616	0.0037	0.7016	0.0399	0.0820	0.0014	661	123.79	539.7	23.81	508.3	8.3
KM364-05	0.0607	0.0025	0.7318	0.0269	0.0870	0.0013	628.3	86.2	557.6	15.76	537.6	7.89
KM364-06	0.0611	0.0043	0.6900	0.0469	0.0816	0.0015	642.3	145.46	532.8	28.19	505.4	8.76
KM364-07	0.0576	0.0038	0.6522	0.0416	0.0819	0.0014	514.5	140.47	509.8	25.57	507.5	8.36
KM364-08	0.5762	0.0942	1.8539	0.2596	0.0233	0.0021	4449	219.52	1064.8	92.34	148.5	12.93
KM364-09	0.0668	0.0040	0.7206	0.0403	0.0782	0.0014	832.1	118.98	551	23.8	485.1	8.16
KM364-10	0.0524	0.0047	0.1823	0.0158	0.0252	0.0005	303.6	191.02	170	13.57	160.6	3.01
KM364-11	0.0633	0.0024	0.9115	0.0309	0.1045	0.0016	718.5	79.76	657.9	16.44	641	9.3
KM364-12	0.0600	0.0030	0.6914	0.0317	0.0838	0.0014	603.2	103.77	533.6	19.03	518.5	8.05
KM364-13	0.0551	0.0031	0.5818	0.0305	0.0770	0.0013	416.7	119.66	465.6	19.58	477.9	7.81
KM364-14	0.0580	0.0028	0.6608	0.0291	0.0832	0.0013	528.7	101.67	515.1	17.77	514.9	7.86
KM364-15	0.0761	0.0027	0.8423	0.0260	0.0809	0.0012	1096.8	70.12	620.4	14.35	501.2	7.36
KM364-16	0.0633	0.0034	0.6991	0.0348	0.0807	0.0014	717.5	109.19	538.3	20.78	500.5	8.14
KM364-17	0.0571	0.0031	0.6474	0.0328	0.0829	0.0013	495.1	115.21	506.9	20.21	513.4	7.97
KM364-18	0.0627	0.0040	0.7197	0.0432	0.0840	0.0016	698.4	129.2	550.5	25.48	519.9	9.4
KM364-19	0.0659	0.0041	0.7139	0.0421	0.0794	0.0014	802.6	124.83	547.1	24.93	492.5	8.44
KM364-20	0.0647	0.0041	0.7306	0.0435	0.0828	0.0015	764.7	126.62	556.9	25.55	512.8	8.61
KM364-21	0.0592	0.0025	0.6606	0.0257	0.0819	0.0013	573.3	90.56	515	15.69	507.5	7.74
KM364-22	0.0585	0.0049	0.6424	0.0524	0.0806	0.0016	549	173.64	503.8	32.36	499.7	9.59
KM364-23	0.0721	0.0064	0.7728	0.0663	0.0787	0.0018	988	170.86	581.4	37.99	488.6	10.59
KM364-24	0.0578	0.0046	0.6081	0.0469	0.0773	0.0014	523.1	165.81	482.4	29.64	479.8	8.41
KM364-25	0.0658	0.0044	0.7698	0.0491	0.0861	0.0016	800.9	133.66	579.6	28.19	532.3	9.42
KM364-26	0.0631	0.0034	0.6947	0.0345	0.0811	0.0014	712.5	108.86	535.6	20.7	502.4	8.51
KM364-27	0.0952	0.0029	0.9760	0.0248	0.0755	0.0012	1531.9	56.54	691.5	12.72	469.4	7.05
KM364-28	0.0644	0.0032	1.0354	0.0482	0.1184	0.0021	756.3	101.84	721.6	24.06	721.4	11.82
KM364-29	0.0777	0.0058	0.8758	0.0627	0.0832	0.0016	1137.8	140.77	638.7	33.95	514.9	9.73
KM364-30	0.0665	0.0027	0.7487	0.0269	0.0830	0.0014	822.8	81.23	567.5	15.64	514	8.19
KM364-31	0.0618	0.0036	0.6916	0.0377	0.0826	0.0015	666.8	118.65	533.8	22.63	511.3	9.09

جدول ۵-۷- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه گرانیتی KM-

.149

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM149-01	0.06061	0.00234	0.72823	0.02629	0.08730	0.00154	625.5	81.1	555.5	15.45	539.6	9.14
KM149-02	0.05514	0.00185	0.63296	0.01948	0.08340	0.00143	417.7	72.58	497.9	12.11	516.4	8.49
KM149-03	0.06719	0.00216	0.76720	0.02249	0.08294	0.00144	843.8	65.58	578.2	12.92	513.7	8.57
KM149-04	0.15696	0.00360	8.53524	0.16557	0.39495	0.00666	2423.2	38.42	2289.7	17.63	2145.8	30.76
KM149-05	0.05711	0.00173	0.64092	0.01754	0.08150	0.00139	495.3	65.82	502.9	10.85	505	8.26
KM149-06	0.06211	0.00213	0.72941	0.02309	0.08527	0.00149	677.9	71.61	556.2	13.56	527.5	8.84
KM149-07	0.05808	0.00186	0.64840	0.01899	0.08104	0.00140	532.2	68.97	507.5	11.7	502.3	8.33
KM149-08	0.05646	0.00168	0.62237	0.01683	0.08001	0.00137	469.7	64.93	491.3	10.54	496.2	8.15
KM149-09	0.05838	0.00180	0.65372	0.01842	0.08126	0.00140	544	66.12	510.8	11.31	503.7	8.35
KM149-10	0.05781	0.00162	0.63442	0.01595	0.07963	0.00136	522.3	60.53	498.8	9.91	493.9	8.1
KM149-11	0.06207	0.00218	0.59127	0.01924	0.06911	0.00124	676.6	73.32	471.7	12.28	430.8	7.45
KM149-12	0.05834	0.00174	0.65147	0.01769	0.08100	0.00140	542.7	63.97	509.4	10.87	502.1	8.33
KM149-13	0.05915	0.00274	0.65694	0.02910	0.08053	0.00153	572.6	97.86	512.7	17.83	499.3	9.15
KM149-14	0.05739	0.00211	0.65674	0.02267	0.08296	0.00149	506.1	79.34	512.6	13.89	513.8	8.87
KM149-15	0.05908	0.00271	0.66695	0.02917	0.08184	0.00156	569.9	96.74	518.9	17.77	507.1	9.32
KM149-16	0.05740	0.00253	0.55822	0.02361	0.07048	0.00124	506.6	94.4	450.4	15.38	439.1	7.44
KM149-17	0.05648	0.00207	0.62583	0.02161	0.08030	0.00145	470.4	80.03	493.5	13.5	497.9	8.63
KM149-18	0.05719	0.00290	0.64461	0.03146	0.08167	0.00159	498.3	108.54	505.2	19.42	506.1	9.49
KM149-19	0.05867	0.00202	0.65828	0.02125	0.08128	0.00145	555	73.52	513.6	13.01	503.8	8.67
KM149-20	0.05919	0.00238	0.66321	0.02530	0.08117	0.00151	574	85.18	516.6	15.44	503.1	9.03
KM149-21	0.00129	0.00888	0.01426	0.09819	0.08012	0.00143	0.1	0	14.4	98.3	496.8	8.52
KM149-22	0.05804	0.00147	0.71327	0.01622	0.08900	0.00154	530.9	55.08	546.7	9.61	549.6	9.13
KM149-23	0.05852	0.00156	0.65487	0.01580	0.08104	0.00141	549.2	57.13	511.5	9.7	502.3	8.41
KM149-24	0.06213	0.00247	0.68773	0.02591	0.08016	0.00149	678.4	82.6	531.4	15.59	497.1	8.91
KM149-25	0.05984	0.00207	0.67661	0.02206	0.08185	0.00150	597.6	73.35	524.7	13.36	507.1	8.94
KM149-26	0.05614	0.00316	0.64609	0.03545	0.08330	0.00160	457.4	120.63	506.1	21.87	515.8	9.54
KM149-27	0.05731	0.00235	0.70989	0.02780	0.08965	0.00169	502.9	88.2	544.7	16.51	553.4	9.97
KM149-28	0.05625	0.00364	0.70400	0.04439	0.09057	0.00193	461.4	138.08	541.2	26.45	558.9	11.4
KM149-29	0.06094	0.00176	0.69174	0.01853	0.08214	0.00147	637	61.06	533.8	11.12	508.9	8.76
KM149-30	0.06004	0.00192	0.72383	0.02173	0.08723	0.00158	604.8	67.69	552.9	12.8	539.2	9.36

جدول ۵-۸- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه  
متاریولیتی KM-169.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM169-01	0.0542	0.0017	0.5948	0.0160	0.0794	0.0012	379.8	68.1	474	10.21	492.2	7.1
KM169-02	0.0554	0.0016	0.6126	0.0150	0.0800	0.0012	427.7	62.62	485.2	9.42	496.2	7.09
KM169-03	0.0507	0.0041	0.1580	0.0124	0.0226	0.0004	227.8	176.39	149	10.88	143.7	2.59
KM169-04	0.0554	0.0017	0.6035	0.0163	0.0789	0.0012	426.6	67.79	479.4	10.34	489.7	7.14
KM169-05	0.0529	0.0015	0.5725	0.0138	0.0784	0.0012	325.1	63.51	459.6	8.89	486.3	6.96
KM169-06	0.0524	0.0015	0.6039	0.0142	0.0836	0.0012	300.8	62.81	479.7	9.02	517.6	7.37
KM169-07	0.0697	0.0051	0.2184	0.0156	0.0227	0.0004	919.3	144.71	200.6	12.97	144.8	2.71
KM169-08	0.0775	0.0068	0.4337	0.0369	0.0406	0.0008	1133	164.41	365.8	26.12	256.6	4.97
KM169-09	0.0530	0.0016	0.5635	0.0140	0.0771	0.0012	328.5	64.99	453.8	9.06	478.9	6.92
KM169-10	0.0531	0.0013	0.6130	0.0118	0.0837	0.0012	334.6	54.89	485.5	7.45	518.2	7.28
KM169-11	0.0518	0.0018	0.5150	0.0159	0.0722	0.0011	276.4	77.79	421.8	10.69	449.5	6.75
KM169-12	0.0555	0.0014	0.6065	0.0126	0.0794	0.0012	433.1	56.27	481.3	7.94	492.3	7.02
KM169-13	0.0524	0.0018	0.5949	0.0176	0.0824	0.0013	304.4	74.56	474	11.19	510.7	7.61
KM169-14	0.0560	0.0020	0.6106	0.0193	0.0792	0.0013	453.1	76.84	483.9	12.17	491.4	7.47
KM169-15	0.0563	0.0015	0.6227	0.0132	0.0804	0.0012	462.3	57.71	491.6	8.24	498.8	7.15
KM169-16	0.0542	0.0016	0.5993	0.0146	0.0804	0.0012	379.1	63.75	476.8	9.25	498.5	7.26
KM169-17	0.0571	0.0015	0.6125	0.0135	0.0780	0.0012	495.9	59.01	485.1	8.48	484	7
KM169-18	0.0466	0.0074	0.1560	0.0245	0.0244	0.0006	27.3	342.46	147.2	21.55	155.1	3.43
KM169-19	0.0556	0.0016	0.6141	0.0143	0.0803	0.0012	436.7	61.25	486.1	9	498	7.25
KM169-20	0.0576	0.0019	0.5796	0.0168	0.0732	0.0012	515.1	71.62	464.2	10.81	455.2	6.89
KM169-21	0.0581	0.0018	0.6505	0.0170	0.0814	0.0013	533.4	66.12	508.8	10.43	504.7	7.5
KM169-22	0.1539	0.0039	8.3710	0.1694	0.3959	0.0061	2389.2	42.92	2272	18.35	2149.9	28.32
KM169-23	0.0570	0.0017	0.6352	0.0156	0.0810	0.0013	492.5	63.97	499.3	9.7	502.2	7.43
KM169-24	0.0572	0.0016	0.6277	0.0144	0.0798	0.0012	498.9	60.96	494.6	9	495.1	7.28
KM169-25	0.0581	0.0016	0.6977	0.0156	0.0873	0.0013	534.1	59.68	537.4	9.35	539.7	7.91
KM169-26	0.0480	0.0055	0.1466	0.0166	0.0222	0.0004	100.4	250.89	138.9	14.67	141.6	2.79
KM169-27	0.0562	0.0049	0.1810	0.0153	0.0234	0.0005	458.6	182.55	168.9	13.13	149.3	3
KM169-28	0.0568	0.0019	0.6833	0.0193	0.0875	0.0014	483.3	71.13	528.7	11.66	540.5	8.23
KM169-29	0.0623	0.0022	0.6452	0.0203	0.0753	0.0012	685.6	73.98	505.5	12.51	467.7	7.32

جدول ۵-۹- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه  
متاریولیتی KM-196.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM196-01	0.1381	0.0044	1.7177	0.0473	0.0905	0.0015	2203.5	54.51	1015.2	17.66	558.2	9.07
KM196-02	0.2328	0.0063	3.2922	0.0717	0.1028	0.0017	3071.4	42.25	1479.2	16.96	630.9	9.79
KM196-03	0.0715	0.0024	0.8327	0.0241	0.0847	0.0014	971.4	65.75	615.1	13.36	523.9	8.21
KM196-04	0.0801	0.0024	0.9442	0.0245	0.0857	0.0014	1198.3	58.45	675.1	12.81	530	8.22
KM196-05	0.0886	0.0029	1.1419	0.0330	0.0936	0.0016	1395.1	61.59	773.4	15.62	577	9.17
KM196-06	0.0623	0.0023	0.7586	0.0257	0.0884	0.0015	684.8	77.76	573.2	14.83	546.1	8.84
KM196-07	0.4774	0.0143	13.1594	0.3299	0.2001	0.0039	4172.7	43.71	2691.2	23.66	1175.8	20.93
KM196-08	0.0581	0.0017	0.6874	0.0169	0.0859	0.0014	531.4	62.2	531.2	10.17	531.4	8.13
KM196-09	0.0903	0.0027	1.0690	0.0272	0.0859	0.0014	1432.5	55.33	738.3	13.35	531	8.32
KM196-10	0.1574	0.0044	2.0692	0.0486	0.0954	0.0016	2427.6	46.46	1138.7	16.07	587.2	9.31
KM196-11	0.1154	0.0032	1.5150	0.0361	0.0952	0.0016	1885.5	49.58	936.5	14.58	586.4	9.17
KM196-12	0.0551	0.0020	0.6548	0.0210	0.0861	0.0014	416.9	76.66	511.4	12.9	532.6	8.5
KM196-13	0.0546	0.0018	0.6338	0.0188	0.0841	0.0014	395.4	71.21	498.4	11.65	520.6	8.23
KM196-14	0.0555	0.0024	0.6039	0.0249	0.0788	0.0014	433.1	94.92	479.7	15.76	488.8	8.33
KM196-15	0.0593	0.0020	0.6941	0.0216	0.0847	0.0014	579.5	72.66	535.3	12.95	524.3	8.45
KM196-16	0.0562	0.0019	0.6572	0.0201	0.0847	0.0014	460.3	73.25	512.9	12.33	523.8	8.38
KM196-17	0.0623	0.0028	0.7088	0.0296	0.0824	0.0015	683.6	92.1	544	17.57	510.5	8.94
KM196-18	0.0571	0.0019	0.6677	0.0207	0.0847	0.0014	494.7	73.64	519.3	12.58	523.9	8.46
KM196-19	0.0566	0.0019	0.6563	0.0205	0.0840	0.0014	474.1	74.47	512.4	12.57	519.9	8.44
KM196-20	0.0543	0.0016	0.6292	0.0165	0.0839	0.0014	383.3	64.46	495.6	10.28	519.2	8.23
KM196-21	0.0555	0.0018	0.6354	0.0183	0.0828	0.0014	433.9	69.14	499.4	11.38	512.7	8.28
KM196-22	0.0614	0.0023	0.7215	0.0253	0.0850	0.0015	654.8	78.74	551.6	14.92	525.8	8.73
KM196-23	0.0597	0.0020	0.6970	0.0217	0.0845	0.0014	593.5	71.64	537	13	522.7	8.55
KM196-24	0.0545	0.0037	0.6466	0.0420	0.0858	0.0018	393.5	143.1	506.4	25.89	530.5	10.45
KM196-25	0.0557	0.0016	0.6548	0.0171	0.0850	0.0014	441.8	62.96	511.4	10.5	525.9	8.49
KM196-26	0.0602	0.0021	0.6981	0.0230	0.0839	0.0015	611.9	74.51	537.7	13.72	519.2	8.68
KM196-27	0.0560	0.0018	0.6569	0.0193	0.0849	0.0015	452.6	69.51	512.7	11.84	525	8.61
KM196-28	0.0574	0.0019	0.6667	0.0202	0.0841	0.0015	504.6	70.75	518.7	12.27	520.6	8.6
KM196-29	0.0550	0.0019	0.6430	0.0204	0.0845	0.0015	413.6	73.82	504.2	12.61	523.2	8.71
KM196-30	0.0551	0.0016	0.6386	0.0167	0.0839	0.0014	416.6	62.38	501.5	10.36	519.1	8.47

جدول ۵-۱۰- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه متاسامیتی KM-341.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$
KM341-01	0.0547	0.0054	0.1913	0.0185	0.0254	0.0005	398.6	207.46	177.7	15.76	161.7	3.4
KM341-02	0.0900	0.0043	1.6313	0.0727	0.1316	0.0024	1424.8	88.59	982.3	28.06	797.1	13.85
KM341-03	0.0650	0.0023	0.8696	0.0279	0.0971	0.0016	775	73.73	635.3	15.15	597.3	9.46
KM341-04	0.0558	0.0018	0.2249	0.0063	0.0293	0.0005	442	70.16	206	5.24	186.1	2.93
KM341-05	0.0624	0.0023	0.8699	0.0287	0.1012	0.0017	688.1	76.47	635.5	15.61	621.3	9.83
KM341-06	0.1641	0.0045	9.8761	0.2238	0.4369	0.0073	2498	45.27	2423.3	20.89	2336.8	32.62
KM341-07	0.1856	0.0047	11.4130	0.2266	0.4463	0.0071	2703.6	40.75	2557.5	18.54	2378.8	31.53
KM341-08	0.1098	0.0028	4.0442	0.0838	0.2673	0.0042	1796.1	46.22	1643.1	16.87	1527.1	21.54
KM341-09	0.1164	0.0031	5.0027	0.1097	0.3119	0.0050	1901.6	47.3	1819.8	18.55	1750.2	24.71
KM341-10	0.0591	0.0030	0.7637	0.0369	0.0938	0.0016	570.8	107.2	576.1	21.22	577.8	9.55
KM341-11	0.0639	0.0022	0.9120	0.0281	0.1035	0.0017	739.1	71.47	658.1	14.9	635.1	9.92
KM341-12	0.0672	0.0023	0.9381	0.0286	0.1014	0.0017	842.7	69.91	671.9	14.98	622.4	9.86
KM341-13	0.0638	0.0020	0.7660	0.0214	0.0872	0.0014	733.9	66.35	577.5	12.32	538.7	8.39
KM341-14	0.0770	0.0021	1.5641	0.0345	0.1474	0.0024	1120.9	52.54	956.1	13.65	886.4	13.18
KM341-15	0.1309	0.0035	6.3573	0.1409	0.3524	0.0058	2110	46.3	2026.4	19.44	1946	27.47
KM341-16	0.0545	0.0048	0.1919	0.0167	0.0256	0.0005	390.8	187.78	178.2	14.19	162.7	3.08
KM341-17	0.0530	0.0059	0.1863	0.0202	0.0255	0.0005	328.8	232.66	173.5	17.3	162.3	3.37
KM341-18	0.1013	0.0027	2.8051	0.0629	0.2010	0.0033	1647.6	49.39	1356.9	16.78	1180.4	17.43
KM341-19	0.2837	0.0085	23.5180	0.6240	0.6013	0.0118	3383.5	46	3248.6	25.84	3035.3	47.48
KM341-20	0.0769	0.0021	1.6029	0.0362	0.1513	0.0024	1118	53.25	971.3	14.1	908	13.58
KM341-21	0.0701	0.0030	0.9995	0.0402	0.1035	0.0018	929.8	86.46	703.5	20.42	634.9	10.53
KM341-22	0.0645	0.0025	0.8671	0.0304	0.0976	0.0017	756.7	79.12	634	16.54	600.2	9.76
KM341-23	0.0804	0.0030	1.3288	0.0447	0.1199	0.0021	1206.2	71.35	858.4	19.5	730.1	11.93
KM341-24	0.0515	0.0037	0.1789	0.0124	0.0252	0.0005	263.1	155.87	167.1	10.67	160.4	2.88
KM341-25	0.0678	0.0088	0.2454	0.0315	0.0263	0.0006	861.7	249.43	222.8	25.71	167.1	3.86
KM341-26	0.0535	0.0093	0.1905	0.0327	0.0258	0.0006	350.1	349.94	177.1	27.9	164.4	3.66
KM341-27	0.0497	0.0061	0.1749	0.0212	0.0255	0.0006	182.5	264.06	163.6	18.35	162.3	3.59
KM341-28	0.0659	0.0061	0.2369	0.0212	0.0261	0.0006	803.3	181.26	215.9	17.43	165.9	3.45

ادامه جدول ۵-۱۰

KM341-29	0.1218	0.0038	5.0578	0.1377	0.3011	0.0053	1983.4	54.31	1829.1	23.08	1696.5	26.11
KM341-30	0.1672	0.0042	9.9297	0.2059	0.4307	0.0070	2529.6	41.99	2428.3	19.12	2309.1	31.58
KM341-31	0.1654	0.0041	10.1321	0.2047	0.4441	0.0072	2511.8	41.22	2446.9	18.67	2369.1	32.04
KM341-32	0.0639	0.0027	0.9678	0.0380	0.1098	0.0019	739	86.9	687.3	19.61	671.5	11.14
KM341-33	0.0765	0.0029	1.3691	0.0478	0.1298	0.0023	1107.6	74.48	875.8	20.5	786.7	12.98
KM341-34	0.0647	0.0024	1.0862	0.0359	0.1217	0.0021	765.6	74.76	746.7	17.48	740.2	11.87
KM341-35	0.2390	0.0059	19.8753	0.4023	0.6030	0.0099	3113.1	38.94	3085.3	19.57	3042	39.63
KM341-36	0.0960	0.0025	3.3020	0.0723	0.2494	0.0041	1547.7	48.56	1481.5	17.07	1435.3	20.99
KM341-37	0.0625	0.0031	0.9626	0.0454	0.1117	0.0020	691.1	102.76	684.6	23.5	682.4	11.85
KM341-38	0.1270	0.0045	6.1695	0.1973	0.3523	0.0066	2056.2	60.74	2000.1	27.94	1945.6	31.56
KM341-39	0.0931	0.0036	2.5442	0.0892	0.1981	0.0036	1489.9	70.62	1284.8	25.55	1165.2	19.31
KM341-40	0.0700	0.0042	1.2064	0.0690	0.1249	0.0024	929.5	117.59	803.5	31.76	758.5	13.84
KM341-41	0.0612	0.0022	0.8327	0.0278	0.0987	0.0017	645.8	76.85	615.1	15.42	606.6	9.93
KM341-42	0.1637	0.0042	9.6275	0.2066	0.4263	0.0071	2494.3	42.7	2399.8	19.73	2289.2	31.99

جدول ۵-۱۱- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه

گابرودیوریتی KM-108.

Sample No.	Isotopic ratios						Age calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM108.3-01	0.0670	0.0055	0.2505	0.0198	0.0273	0.0005	838.3	162.65	227	16.07	173.7	3.07
KM108.3-02	0.0641	0.0033	0.2230	0.0103	0.0254	0.0004	743.5	104.42	204.4	8.57	161.7	2.57
KM108.3-03	0.0688	0.0062	0.2484	0.0218	0.0263	0.0005	892.4	176.99	225.2	17.75	167.5	3.05
KM108.3-04	0.0603	0.0030	0.2097	0.0096	0.0253	0.0004	613.3	105.51	193.3	8.09	161.3	2.59
KM108.3-05	0.0673	0.0041	0.2372	0.0137	0.0256	0.0004	847.7	122.92	216.1	11.23	163.1	2.79
KM108.3-06	0.0493	0.0024	0.1817	0.0082	0.0268	0.0004	163.6	111.09	169.5	7.01	170.3	2.66
KM108.3-07	0.0581	0.0043	0.2168	0.0156	0.0271	0.0005	532.6	156.34	199.2	12.98	172.3	3.08
KM108.3-08	0.0602	0.0029	0.2225	0.0097	0.0268	0.0005	609	100.35	204	8.07	170.7	2.82
KM108.3-09	0.0581	0.0034	0.2139	0.0117	0.0267	0.0005	532.1	122.89	196.8	9.8	169.8	2.81
KM108.3-10	0.0623	0.0050	0.2161	0.0169	0.0252	0.0005	682.9	164.04	198.7	14.12	160.1	2.98
KM108.3-11	0.0495	0.0050	0.1750	0.0172	0.0256	0.0005	171.4	219.05	163.7	14.89	162.9	2.93
KM108.3-12	0.0662	0.0032	0.2468	0.0111	0.0270	0.0005	813.4	98.99	224	9.05	171.6	2.93

ادامه جدول ۵-۱۱

KM108.3-13	0.0530	0.0030	0.1935	0.0105	0.0264	0.0005	330.4	124.56	179.6	8.96	167.8	2.81
KM108.3-14	0.0656	0.0058	0.2451	0.0209	0.0270	0.0006	794.2	173.64	222.6	17.02	171.8	3.47
KM108.3-15	0.0501	0.0110	0.1759	0.0384	0.0254	0.0006	199.2	443.02	164.6	33.13	161.6	3.97
KM108.3-16	0.0485	0.0087	0.1709	0.0302	0.0254	0.0005	125.9	372.47	160.2	26.22	161.9	3.29
KM108.3-17	0.0516	0.0088	0.1926	0.0324	0.0270	0.0006	265.6	348.88	178.8	27.57	171.7	4.05
KM108.3-18	0.0511	0.0054	0.1870	0.0194	0.0264	0.0005	245.9	225.66	174	16.6	168.2	3.25
KM108.3-20	0.0517	0.0039	0.1960	0.0142	0.0274	0.0005	270.6	162.39	181.8	12.07	174.4	3.2
KM108.3-21	0.0469	0.0042	0.1721	0.0150	0.0265	0.0005	43.9	199.22	161.2	12.95	168.7	2.98
KM108.3-22	0.0491	0.0047	0.1812	0.0169	0.0267	0.0005	153.5	208.64	169.1	14.54	169.7	3.28
KM108.3-23	0.0725	0.0086	0.2576	0.0300	0.0257	0.0007	999.3	224.91	232.7	24.25	163.6	4.29
KM108.3-24	0.0467	0.0031	0.1669	0.0105	0.0259	0.0005	33.8	149.42	156.7	9.14	164.5	3.08
KM108.3-25	0.0636	0.0030	0.2264	0.0101	0.0258	0.0005	728.1	96.93	207.2	8.32	164.1	2.97
KM108.3-26	0.0498	0.0067	0.1850	0.0244	0.0269	0.0007	187.4	283.79	172.4	20.89	171.1	4.16
KM108.3-27	0.0488	0.0041	0.1744	0.0145	0.0259	0.0005	137.2	188.27	163.2	12.53	164.9	3.34
KM108.3-28	0.0502	0.0040	0.1763	0.0136	0.0255	0.0005	205.8	172.86	164.9	11.73	162.1	2.99
KM108.3-29	0.0508	0.0024	0.1925	0.0084	0.0275	0.0005	233.3	103.28	178.7	7.17	174.8	3.1
KM108.3-30	0.0490	0.0035	0.1788	0.0122	0.0265	0.0005	146.5	157.37	167.1	10.54	168.7	3.31
KM108.3-31	0.0525	0.0031	0.1887	0.0107	0.0261	0.0005	307.9	128.48	175.5	9.15	166.1	3.11

جدول ۵-۱۲- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه گابرودیوریتی KM-235.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM235-01	0.0576	0.0028	0.20756	0.00961	0.02621	0.00047	514.3	103.75	191.5	8.08	166.8	2.98
KM235-02	0.0571	0.00238	0.2039	0.00797	0.02596	0.00046	495	89.75	188.4	6.72	165.2	2.87
KM235-03	0.05798	0.00342	0.20479	0.01167	0.02567	0.00049	528.7	124.81	189.2	9.83	163.4	3.05
KM235-04	0.06428	0.00544	0.22583	0.01864	0.02553	0.00055	751	169.17	206.8	15.44	162.5	3.48
KM235-05	0.0571	0.00347	0.20454	0.01199	0.02602	0.0005	495	128.99	189	10.11	165.6	3.15
KM235-06	0.05184	0.00208	0.18099	0.00681	0.02536	0.00045	278.6	89.07	168.9	5.85	161.4	2.8
KM235-07	0.05464	0.00275	0.19355	0.00932	0.02572	0.00048	397.5	108.49	179.7	7.92	163.7	2.99
KM235-08	0.04958	0.00374	0.17754	0.01315	0.02599	0.00049	175.3	167.17	165.9	11.34	165.4	3.05
KM235-10	0.0568	0.00275	0.20184	0.00937	0.02578	0.00047	483.1	104.27	186.7	7.91	164.1	2.96
KM235-11	0.05086	0.00244	0.18245	0.00837	0.02602	0.00049	234.6	107.25	170.2	7.19	165.6	3.06

ادامه جدول ۵-۱۲

KM235-12	0.05752	0.00223	0.20149	0.00734	0.0254	0.00046	511.3	83.22	186.4	6.2	161.7	2.87
KM235-13	0.05303	0.0034	0.18692	0.01169	0.02554	0.00049	330.2	138.6	174	10	162.6	3.07
KM235-14	0.05303	0.00262	0.19191	0.00909	0.02622	0.00049	330.1	107.91	178.3	7.74	166.9	3.09
KM235-15	0.04943	0.00322	0.17715	0.01124	0.02597	0.00052	168.2	145.63	165.6	9.69	165.3	3.27
KM235-16	0.05578	0.00254	0.19551	0.0085	0.02539	0.00047	443.4	97.75	181.3	7.22	161.7	2.98
KM235-17	0.05347	0.00274	0.19212	0.00949	0.02603	0.0005	348.8	111.31	178.4	8.08	165.6	3.12
KM235-18	0.06017	0.00401	0.21201	0.01368	0.02552	0.00055	609.8	137.75	195.2	11.46	162.5	3.43
KM235-19	0.0526	0.00234	0.18711	0.00797	0.02576	0.00048	311.6	98.12	174.2	6.82	164	2.99
KM235-20	0.05295	0.00198	0.18775	0.00664	0.02568	0.00046	326.5	82.63	174.7	5.67	163.5	2.91
KM235-21	0.05155	0.00311	0.18417	0.01077	0.02587	0.00053	265.7	132.94	171.6	9.24	164.7	3.31
KM235-22	0.05882	0.00244	0.20891	0.00825	0.02572	0.00048	560.3	87.9	192.6	6.93	163.7	3.01
KM235-23	0.05054	0.0047	0.17877	0.01639	0.02562	0.00055	220	201.98	167	14.12	163	3.44
KM235-24	0.05789	0.00335	0.20628	0.01159	0.02581	0.00051	525.2	122.3	190.4	9.76	164.3	3.18
KM235-25	0.04972	0.00348	0.18087	0.01233	0.02635	0.00057	182	155.4	168.8	10.6	167.7	3.59
KM235-26	0.05684	0.0042	0.19907	0.01441	0.02537	0.00053	484.7	156.05	184.3	12.2	161.5	3.36
KM235-27	0.04969	0.00429	0.18097	0.01536	0.02638	0.00058	180.5	189.58	168.9	13.2	167.9	3.62
KM235-28	0.05433	0.00337	0.19497	0.0118	0.026	0.00052	384.8	133.41	180.9	10.03	165.5	3.25
KM235-29	0.0521	0.00297	0.18918	0.0105	0.02631	0.00052	289.9	125.08	175.9	8.96	167.4	3.24

جدول ۵-۱۳- نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه

گابرودیوریتی KM-310.

Sample No.	Isotopic ratios						Ages calculated					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\sigma \%$
KM310-02	0.04797	0.00154	0.19409	0.00544	0.02946	0.00047	96.8	75.3	180.1	4.62	187.2	2.92
KM310-03	0.0604	0.01028	0.21589	0.03636	0.02602	0.00066	617.8	330.15	198.5	30.36	165.6	4.14
KM310-04	0.04663	0.00312	0.16886	0.01093	0.02636	0.00046	30.2	153.05	158.4	9.49	167.7	2.88
KM310-05	0.04958	0.00468	0.17252	0.016	0.02532	0.00047	175.2	206.44	161.6	13.85	161.2	2.97
KM310-06	0.05254	0.01	0.1901	0.03586	0.02631	0.00069	309.1	383.5	176.7	30.59	167.4	4.33
KM310-07	0.04932	0.00731	0.17125	0.02513	0.02525	0.00056	163.3	313.45	160.5	21.79	160.7	3.55
KM310-08	0.0551	0.00659	0.19311	0.02278	0.02548	0.00055	416	247.36	179.3	19.39	162.2	3.43
KM310-09	0.04899	0.00381	0.17196	0.01303	0.02551	0.00048	147.4	172.8	161.1	11.29	162.4	3.01



ادامه جدول ۵-۱۳

KM310-10	0.05792	0.00297	0.2063	0.01003	0.02588	0.00046	526.4	108.97	190.4	8.44	164.7	2.88
KM310-11	0.0492	0.01116	0.17868	0.0403	0.02637	0.0007	157.6	459.17	166.9	34.71	167.8	4.4
KM310-12	0.0507	0.00373	0.18173	0.01302	0.02602	0.00048	227.4	161.51	169.5	11.19	165.6	3.01
KM310-13	0.05465	0.00289	0.19648	0.00993	0.02609	0.00046	397.9	114.06	182.1	8.43	166.1	2.9
KM310-14	0.04871	0.00427	0.17459	0.01502	0.02601	0.0005	133.8	194.19	163.4	12.99	165.5	3.17
KM310-15	0.04905	0.00343	0.17951	0.01216	0.02656	0.00051	150	155.97	167.6	10.47	169	3.21
KM310-16	0.06952	0.00412	0.24705	0.01404	0.02577	0.0005	914.3	117.52	224.2	11.43	164	3.17
KM310-17	0.05245	0.0047	0.19069	0.01668	0.02636	0.00057	305.2	191.59	177.2	14.23	167.7	3.6
KM310-18	0.05144	0.00288	0.18516	0.00995	0.02609	0.00048	260.8	123.64	172.5	8.52	166.1	3.04
KM310-19	0.05593	0.00302	0.20259	0.01047	0.02626	0.00049	449.1	116.12	187.3	8.84	167.1	3.09
KM310-20	0.04921	0.00575	0.18181	0.02092	0.02678	0.00063	157.8	252.84	169.6	17.98	170.4	3.96
KM310-21	0.05131	0.00411	0.18861	0.01477	0.02663	0.00055	254.6	174.28	175.4	12.62	169.4	3.44
KM310-22	0.06177	0.00382	0.22395	0.0134	0.02626	0.00051	666.2	127.23	205.2	11.12	167.1	3.19
KM310-23	0.09451	0.00515	0.32555	0.01678	0.02495	0.00053	1518.3	99.35	286.2	12.85	158.8	3.32
KM310-24	0.0513	0.00313	0.19123	0.01128	0.02699	0.00052	254.5	134.31	177.7	9.62	171.7	3.24
KM310-25	0.05515	0.0054	0.20129	0.01936	0.02642	0.00059	418.3	205.18	186.2	16.36	168.1	3.7
KM310-26	0.05045	0.01589	0.20168	0.06324	0.02893	0.00094	216	601.21	186.5	53.43	183.9	5.92
KM310-27	0.04835	0.0032	0.19163	0.01235	0.02869	0.00056	116.2	149.05	178	10.52	182.3	3.51
KM310-28	0.05363	0.00325	0.19611	0.01151	0.02646	0.00052	355.6	130.84	181.8	9.77	168.4	3.27
KM310-29	0.05441	0.00426	0.21122	0.01617	0.02809	0.00059	388.1	166.96	194.6	13.56	178.6	3.72
KM310-30	0.05178	0.00192	0.20383	0.00713	0.02848	0.00051	275.6	82.87	188.4	6.01	181.1	3.18
KM310-31	0.05105	0.00263	0.19119	0.00945	0.02714	0.0005	243	114.61	177.6	8.06	172.6	3.13
KM310-32	0.06074	0.00627	0.22019	0.02235	0.02626	0.00059	629.9	208.05	202.1	18.6	167.1	3.71
KM310-33	0.05466	0.00448	0.20111	0.01608	0.02666	0.00058	398.3	173.78	186.1	13.59	169.6	3.63
KM310-34	0.04942	0.0023	0.18088	0.00803	0.02652	0.00049	167.8	105.1	168.8	6.9	168.8	3.08
KM310-35	0.05032	0.00203	0.19221	0.00735	0.02768	0.0005	210	90.98	178.5	6.26	176	3.13

## منابع

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: زمین‌شناسی، "ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی‌اینالو ز؛ صادقیان، م؛ ژای، م؛ قاسمی، ح؛ محجل، م، (۱۳۹۳) "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب‌خاور شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱ تا ۴۸۴.
- بلاغی‌اینالو م، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- بلوچی س، صادقیان، م، قاسمی، ح، ژای م، چپولی، ل، یانبین، ژ، (۱۳۹۷) "شیمی‌کانی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال‌باختر خور): شاهدهی بر ماگماتیسم تریاس‌بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره چهارم، ص ۸۴۴-۸۲۷.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "مطالعه‌ی ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "ژئوکرونولوژی، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح. س، صادقیان م، جای م. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "شیمی کانی، دما فشارسنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بند هزار چاه (جنوب خاور شاهرود)" مجله پترولوژی، شماره بیست و پنجم، ص ۸۱-۹۶
- حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های

گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

حسینی س.ح؛ صادقیان، م؛ قاسمی، ح، (۱۳۹۳) "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه‌شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب‌خاور شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسم سیرین‌میانی"، مجله ژئوشیمی، سال اول، شماره چهارم، ص ۳۱۰ تا ۳۱۸.

خبره د، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی - آذرین اواخر نئوروتروزوئیک مجموعه احمدآباد - رضآباد (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

دادپور، م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رستمی‌حصوری، م، قاسمی، ح، کاوان نانگ، پ، رضایی، م، مباحثری، م، (۱۳۹۶) "شیمی کانی‌ها و دما فشارسنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک غرب رضآباد (جنوب‌غربی بیارجمند)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره ۴، ص ۷۶۱ تا ۷۷۴.

ساربان، ن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تعیین سن و ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار، شمال شرق ایران"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

شکاری س، (۱۳۹۷) رساله دکتری: "پتروژنز و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شکاری س، صادقیان م، جای م، قاسمی ح، (۱۳۹۶) "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های ریفتی اواخر نئوپروتروزوئیک"، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۵، ص ۱۸۲ تا ۱۶۷.

صادقیان م، حسینی س.ح، همتی ع، شکاری س، (۱۳۹۵) "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، زمین زمان‌سنجی گرانیتوئیدهای جنوب‌باختر میامی"، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۳، ص ۴۱ تا ۶۰.

عابدی ز.، (۱۳۸۹) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

عزیزی م.، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی ح. و جمشیدی خ.، (۱۳۹۲) "بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکان بازیک قاعده سازند شمشک در البرز خاوری" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص ۱۷-۲۹.

قاسمی ح.، آسیابان‌ها، ع.، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ص ۲۳۱ تا ۲۴۷.

قاسمی ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م.، در دست چاپ، "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین-میانی در لبه‌شمالی پهنه‌های ایران مرکزی، جنوب-البرز خاوری، شاهرود-دامغان"، فصلنامه علوم‌زمین، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۶-۱۲۳.

قاسمی ح.، جمشیدی خ.، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، ص ۷۱۴-۶۹۹.

قاسمی ح. و جمشیدی خ.، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز خاوری" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره چهارم، ص ۶۹۹-۷۱۴.

قاسمی، ا.، حاجی‌حسینی، ع.، (۱۳۸۳) قاسمی، ا. و حاجی‌حسینی، ع.؛ "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایبی"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

قاسمی، ح.، (۱۳۷۸) "مبانی بافت‌ها و ریزساخت‌های سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.

قاسمی، ح.، (۱۳۹۴) "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، جلد اول: مبانی پتروگرافی و روش‌های مطالعه آن"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.

قاسمی، ح.، (۱۳۹۵) "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، جلد دوم: گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.

قاسمی، ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م.، (۱۳۹۷)، "ماگماتیسم بازی در حوضه کشتی پشت کمانی ژوراسیک زیرین - میانی در لبه شمالی پهنه های ایران مرکزی - جنوب - البرز شرقی، شاهرود دامغان" فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، دوره ۲۷، شماره ۱۰۷، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۱۳۶-۱۲۳.

کیقبادی، ف.، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ژئوشیمی و تعیین سن متابازیت های پشت بادام، ایران مرکزی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

مردانی بلداجی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره های سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

مقدسی، ص، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه نگاری سنگ های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ملک پور علمداری، ا.، (۱۳۸۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگ های دگرگونی ناحیه ای در کوه های علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود"، دانشگاه تهران.

موسوی، ا.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی منطقه چغندر سر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زایی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

نواب مطلق، ا.، (۱۳۸۳) "نقشه زمین شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) ابریشم رود"، سازمان زمین شناسی کشور.

نوابی، ا؛ صالحی راد، م، مجیدی، ب، (۱۳۶۶) "نقشه زمین شناسی (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) خارتوران"، سازمان زمین شناسی کشور.

ولی زاده، م.ح، قاسمی، ح، نراقی، ن، صادقیان، م، (۱۳۸۵) "اصول زمین شناسی ایزوتوپی"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۸۳۶ص.

ویس کرمی م، صادقیان م، شکاری س، (۱۳۹۵) "ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دو چاه - جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ص ۳۹۲ تا ۳۹۸.

ویس کرمی م، صادقیان م، قاسمی ح، جای، (۱۳۹۶) م، " گابرویدوریت‌های ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود: شاهدی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزواردر ژوراسیک میانی"، مجله علوم زمین خوارزمی، در دست چاپ.

ویس کرمی م، صادقیان م، قاسمی ح، جای، (۱۳۹۶) م، "پترولوژی، ژئوشیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های پروتروزوئیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات ژئودینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران"، (۱۳۹۸)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و هفتم، شماره اول، صفحه ۲۰۶-۱۹۱.

همتی ع، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (جنوب باختر میامی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Abbo A. Avigad D. Gerdes A. and Gungor T. (2015) "Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U-Pb-Hf in Zircons" **LITHOS.**, **227**, pp **122-139**.

Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R. and Rezaei-Kahkhaei M. (2016) "Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran", **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen.**, **261**, pp **61-75**.

Alaminia Z. Karimpour M.H. Homam M. and Finger F. (2013) "The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications". **International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau).**, **102**, pp **1603-1625**.

Alavi M. (1996) "Tectono - stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran". **Journal of Geodynamics.**, **21**, pp **1-33**.

Alavi-Tehrani N. (1976). PhD. thesis, "Geology and petrography in the ophiolite rang NW of Sabzevar (Khorasan/Iran) "The University of Saarbrucken, German.

Ali S. A. (2012), PhD. Thesis, "Geochemistry and geochronology of Tethyanarc related igneous rocks, NE Iraq", University of Wollongong, 363pp.

Almeida M.E. Macambir, M.J.B., and Oliveira E.C. (2007), "Geochemistry and zircon geochronology of the I-Type High K calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield" **Precambrian Research.**, **155**, pp **69-97**.

- Amelin Y. Lee D.C. and Halliday A.N. ( 2000) “Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu–Hf and U–Pb isotopic studies of single zircon grains” **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **64**, pp 4205–4225.
- Anderson J. L. (1996) “Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh” **Earth Sciences.**, **87**, pp 125-138.
- Asaad M.B. Kamal A. and Martin J. (2013) “Geochemistry and petrogenesis of the Ediacaran post-collisional Jabal Al-Hassirring complex, Southern Arabian Shield”, **Chemie der Erde.**, **73**, pp 451-473.
- Atapour H. and Aftabi A. (2017) “Reply to comment on “Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation” **LITHOS.**, **284–285**, pp 783-787.
- Auwers, J.V. and Andre, L. (1991) “Trace elements (REE) and isotopes (O, C, Sr) to characterise the metasomatic fluid sources: evidence from the skarn deposit (Fe, W, Cu) of Traversella (Ivrea, Italy)” **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **106**, pp 325-339.
- Avigad D. Abbo, A. and Gerdes A. (2016) “Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys rifting along a cryptic Cadomian suture with Afro-Arabia” **Geological Society of America Bulletin**, **128**, pp B31370–B31371.
- Ayalew D. and Ishiwatari A. (2011) “Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation “**Island Arc.**, **20**, pp 78–93.
- Azizi H. Chung S.L. Tanaka T. and 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**, pp 87–94
- Bagas L. Bierlein F.P. English L. Anderson J.A.C., Maidment D. and Huston D.L. (2008) “An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen,Western Australia” **Precambrian Res.**,**166**, pp 168-184.

- Bagheri S. and Stampfli G.M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics.**, **451**, pp 123–155.
- Balaghi Einaloo M. Sadeghian M. Zhai Minggou Ghasemi H. and 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 EarthScience.**, **92**, pp 92–124.
- Barbey P. Alle´ P. Brouand M. and Albare` de F. (1995) "Rare-earth patterns in zircons from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insight in the origin and evolution of a crustal derived-granite magma" **Chemical Geology.**, **125**, pp 1 – 17.
- Bauman A. Spies O. and Lensch G. (1983) "Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran" **Final report, Geology Survey of Iran, Report no.51**
- Beattie P. (1993) "Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **115**, pp 103–111.
- Beattie P. (1993) "On the occurrence of apparent non-Henry's law behavior in experimental partitioning studies" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **57**, pp 47-55.
- Belusova E. Griffin W.L. and Pearson N.J. (1998) "Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons" **Mineralogical Magazine.**, **62**, **3**, pp 355 – 366.
- Berberian M. and King G.C.P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Canadian Journal of Earth Sciences** **18**, pp 210–265.
- Best G., (2003) "Igneous and metamorphic petrology". Blackwell Science, **729p**.
- Bhatia M.R. (1983) "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones" **Journal of Geology**, **91**, pp 611-627.
- Bhatia M.R. and Crook K.A.W. (1986) "Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting of sedimentary basins" **Contrib. Mineral. Petrol.**, **92**, pp 181–193.



- Bikramaditya Singh PK. (2013) "Origin and Emplacement of the Higher Himalayan Leucogranite in the Eastern Himalaya: Constraints from Geochemistry and Mineral Chemistry" **Journal of the Geological Society of India.**, **81**, pp 791-803.
- Blackburn W.H. (1969) "Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananoque Ontario" **Canadian Mineralogist.**, **9,5**, pp 691-698.
- Bogard P.J.F. and Warner G. (2003) "Petrogenesis of basanitoid to tholeiitic volcanic rock from the Miocene Vogelsberg, Central Germany" **Journal of Petrology.**, **44**, pp 569-602.
- Boger S.D. and Miller J.M. (2004) "Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross-Delamerian Orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions" **Earth Planet. Sci. Lett.**, **219**, pp 35–48.
- Bolhar R. Kamber B.S. Moorbath S. Whitehouse M.J. and Collerson K.D. (2005) "Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **69, 6**, pp 1555–1573
- Boynton W.V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry" **Elsevier.**, pp 63-114.
- Bucher K. and Grapes R. (2011) "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- Castilo P.R. Janney P. and Solidun R.U. (1999) "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **134, 1**, pp 33-51.
- Chakraborty S. and Ganguly J. (1991) "Compositional zoning and cation diffusion in garnets. In: Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport" Advances in Physical Geochemistry (Ed. Ganguly J.), 8. Springer, New York, US.
- Chen, N. Zhang L. Sun M. Wang Q. and Kusky T.M. (2012) "U–Pb and Hf isotopic compositions of detrital zircons from the paragneisses of the Quanji Massif, NW China: Implications for its early tectonic evolutionary history" **Journal of Asian Earth Sciences.**, **54–55**, pp 110–130.
- Cherniak D. J. and Watson E.B. (2001) "Pb Diffusion in zircon" **Chemical Geology.**, **172, 1**, pp 5-24.

- Cherniak D.J. Hanchar J.M. and Watson E.B. (1997) "Diffusion of tetravalent cations in zircon" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **127**, pp 383–390.
- Chiu H.Y. Chung S.L. Zarrinkoub M. Mohammadi S.S. Khatib M.M. and Iizuka Y. (2013) "Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny" **Lithos.**, **162–163**, pp70–87.
- Chocyk-Jaminski M. and Dietsch C. (2002) "Geochemistry and tectonic setting of metabasic rocks of the Gneiss Dome Belt, SW New England Appalachians" **Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C.**, **27,1**, pp 149-167.
- Clemens J.D. (2003) "S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence".**Earth-Science Reviews.**, **61**, pp 1 –18.
- Collins A.S. and Pisarevsky S.A. (2005), "Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the circum Indian orogens " **Earth-Science Reviews.**, **71**, pp 229-270.
- Condie K.C. Beyer E. Belousova E.A. Griffin W.L. and O'Reilly S.Y. (2005) "U–Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust" **Precambrian Research.**, **139**, pp 42–100.
- Condie K.C. O'Neill C. and Aster R.C. (2009) "Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth" **Earth and Planetary Science Letters.**, **282**, pp 294–298.
- Corfu F. Hanchar J.M. Hoskin P.W.O. and Kinny P. (2003) "Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), zircon" **Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy.**, **53**, pp 468–500.
- Cox R. Lowe D.R. and Cullers R.L. (1995) "The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **59**, pp 2919–2940.
- Dalziel I.W.D. (1991) "Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent" **Geology.**, **19**, pp 598–601.
- Dhuime B. Hawkesworth C. and Cawood P. (2011) "Geochemistry. When continents formed" **Science**, **331**, 6014, pp 154–155.
- Dunlap WJ. hirth G. and Teyssier C. (1997) "Thermo mechanical evolution of ductile duplex" **Tectonics.**, **16**, pp 983-1000.

- Dymek R.F. (1983) "Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland" **American Mineralogist.**, **68**, pp 880-899.
- Dymek R.F. (1983) "Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland" **American Mineralogist.**, **68**, pp 880-899.
- Dziggel A. Wulff K. Kolb J. Meyer F.M. and Lahaye Y. (2009) "Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia" **Journal of Chemical Geology.**, **262**, pp 262–276.
- Ebah Abeng S.A. Ndjigui P.D. Aye A.B. Tessontsap T. and Bilong P. (2012) "Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton): implications for Au–PGE exploration" **J. Geochem. Explor.**, pp 114, 1–19.
- Einaudi M.T. and Burt D.M. (1982) "Introduction terminology, classification and composition of skarn deposits" **Economic Geology.**, **77**, **4**, pp 745-754.
- Ellam R.M. (1992) "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry" **Geology.**, **20**, pp 153-156.
- Ernst 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.**, **83**, **9-10**, pp 952-969.
- Esna-Ashari A. Tiepolo M. Valizadeh M. Hassanzadeh J. and Sepahi A. (2012) "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran" **Journal of Asian Earth Sciences.**, **43**, pp 11-22.
- 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**, pp 203-211.
- Fazlania A. Schenk V. van der Straaten F. and Mirmohammadi M. (2009) "Petrology, geochemistry, geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran" **Lithos.**, **112**, pp 413-433.

- Fedo C.M. Nesbitt H.W. and Young G.M., (1995) “Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance” **Geology.**, **23**, pp 921–924.
- Fenner C.N. (1984) “Incandescent tuff flows in southern Peru” **Journal of Geological society of America Bulletin.**, **59**, pp 879-893.
- Ferry J.M. (1994) “A historical review of metamorphic fluid flow”. **Journal of Geophysical Research.**, **99,15**, pp 487-498.
- 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.
- Fleet M.E. and Barnett R.L. (1978) “ $A1^{IV}/A1^{VI}$  partitioning in calciferous amphiboles from the Froot mine, Sudbury, Ontario” **Canadian Mineralogist.**, **16**, pp 527-532.
- Fleet M.E. Seller M.H. and Pan Y. (1997) “Rare earth elements, protoliths and alteration at the Hemlo Gold deposit, Ontario, Canada, and comparison with argillic and sericitic alteration in the Highland Valley Porphyry district, British Columbia” **Economic Geology.**, **92**, pp 551 -568.
- Floyd P.A. and Leveridge B.E. (1987) “Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones” **Journal of the Geological Society.**, **144, 49**, pp 531-542.
- Floyd P.A. Kelling G. Gokcen S.L. and Gokcen N. (1991) “Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey” **Chem. Geol.**, **89.**, pp 263-280.
- Fraser G. Ellis D. and Eggins S. (1997) “Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks” **Geology.**, **25, 7**, pp 607 – 610.
- Fritz H. Abdelsalam M. Ali K.A. Bingen B. Collins A.S. Fowler A.R. and Macey P. (2013) “Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution” **Journal of African Earth Sciences.**, **86**, pp 65-106.
- 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. and Frost B.R. (2014) “**Essentials of igneous and metamorphic petrology**”. Cambridge University Press, University of Cambridge.

- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" *J. Afr. Earth. Sci.*, **48**, pp 147-160.
- Ganguly J. and Tirone M. (2002) "Closure-temperature and -age of minerals" *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **66**, pp 260.
- Gessner K. Collins A.S. Ring U. Güngör T. (2004) "Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U–Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, Western Turkey". *J. Geol. Soc., London.*, **161**, pp 93–101.
- Gaspar M. Knaack C. Meinert L.D. and Moretti R. (2008) "REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit" *Geochimica et cosmochimica acta.*, **72,1**, pp 185-205.
- George R.M. and Rogers N. W., (2002) "Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. Contrib" *Mineral. Petrol.*, **144**, pp 286–304.
- Golonka J. (2011) "Chapter 6 Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region" *Geological Society, London.*, **35**, pp79-129.
- Goldich S.S and Murdery M.G (1972) "Dilatancy model of discordant U-Pb zircon agesm In: Contribution to recent geochemistry and analytical chemistry" (A.P. Vinogradov volume), A.I. Tugarinov, ed., pp 415-418. Moscow, Nauka Publ. Office.
- Griffin W.L. (1971) "Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jotun Nappe, Indre Sogn, Norway" *J. Petrol.*, **12**, pp 219–243.
- Griffin W.L. Pearson N.J. Belousova E.A. Jackson S.R. van Achterbergh E. O'Reilly S.Y. and Shee S.R. (2000) "The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites" *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **64**, pp 133–147.
- Gromet P.L. and Silver L.T. (1983) "Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications" *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **47 5, 600**, pp 925–939
- Guidotti C.V. (1984) "Micas in metamorphic rocks. In S.W. Bailey, Ed., Micas" **13, 357-467. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.**

- Guidotti C.V. Cheney J.T. and Guggenheim S. (1977) "Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine" **American Mineralogist.**, **62**, pp 438-448.
- Guidotti C.V. Cheney J.T. and Henry D.J. (1988) "Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine" **American Journal of Science – Wones Memorial Volume.**, **288A**, pp 270-292.
- Guo J. O'Reilly SY. And Griffin WL. (1996) "Zircon inclusions in corundum megacrysts: I. Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in alkali basalts" **Geochim Cosmochim Acta.**, **60**, pp 2347-2363.
- 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).
- Hamdi B. Brasier M.D. and Jiang Z. (1989) "Earliest skeletal fossils from Precambrian – Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran" **Geological Magazine.**, **126**, pp 283–289.
- Hammarstrom J.M. and Zen E.A. (1986) "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer" **American mineralogist.**, **71**, pp 1297-1313.
- Harangi S.Z. Downes H. Kosa L. Szabo C.S. Thirlwall M.F. Mason P.R.D. and Matthey D. (2002) "Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Pannonian basin (eastern-central Europe). Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications" **Journal of Petrology.**, **10**, pp 1813-1843.
- Harker A. (1909) "The natural history of igneous rocks" Methuen and co. London
- Harnois L. (1988) "The CIW index: a new chemical index of weathering" **Sedimentary Geology.**, **55**, pp 319–322
- Harris N. Inger S. and Massey J. (1993) "The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites In : M. P. Searle and P. J. Treloar (Eds.), Himalayan Tectonics" **Geological Society of London, Special Publications.**, **74**, pp 391- 400.
- Harrison T. N. (1988) "Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland". **Mineral. Mag.**, **52**, pp 659-67.
- Harrison T.M. Blichert-Toft J. Müller W. Albarede F. Holden P. and Mojzsis S.J. (2005), "Heterogeneous Hadean Hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga".**Science.**, **310**, pp1947–1950.

- Hassanzadeh J. Stockli D. Horton B. Axen G. Stockli L. Grove M. Shmitt A. and Walker 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**, pp **71- 96**.
- Hastie A.R. Kerr A.C. Pearce J.A. and Mitchell S. (2007) "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram" **J. Petrol.**, **48**, **12**, **2341-2357**.
- Hawkesworth C. Turner S. Gallagher K. Hunter A. Bradshaw T. and Rogers N. (1995) "Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range" **JGR Solid Earth.**, **100**, **B6**, pp **10271-10286**.
- Hawkesworth C.J. and Kemp A.I.S. (2006) "Using hafnium and oxygen isotopes in zircon to unravel the record of crustal evolution" **Chemical Geology.**, **226**, pp **144–162**.
- Heaman L.M. Bowsin R. and Crocket J. (1990) "The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **54**, pp **1597 –1607**.
- Helz R.T. (1979) "Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature-sensitive reaction". **American Mineralogist.**, **64**,**9**, pp **953-965**.
- Henry D.J. Charles V.G. and Jennifer A.T. (2005) "The Ti- saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti–substitution mechanisms" **American Mineralogist.**, **90**, pp **316-328**.
- Henry, D.J. and Guidotti, C.V. (2002) "Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications" **American Mineralogist.**, **87**, pp **375-382**.
- Hermann J. Rubatto D. Korsakov A. and Shatsky V. (2001) "Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan)" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **141**, pp **66–82**.
- Herron M.M. (1988) "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data". **Journal Sedimentary Petrology.**, **58**, pp **820–829**.

- Hinton R.W. and Upton B.G.J. (1991) “The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths”. **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **55**, pp 3287–3302.
- Hofmann A. Jochum K. Seufert M. and White W. (1986) “Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution” **Earth Planet. Sci. Lett.**, **79**,1 -2, pp 33-45.
- Hoisch D.T. (1989) “A muscovite–biotite geothermometer” **American Mineralogist** **74**, pp 565–572.
- Holland T.J.B. and Blundy J.D. (1994) “Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry” **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **116**, pp 433–447.
- Hollister L.S. (1969) “Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia; An end-member of the metamorphic process” **Geol. Soc. Am. Bull.**, **80** pp 2464-2494.
- 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.
- Honarmanda M. Xiao W. Nabatian, G. L.Blades M. Santos M. Collins A. and Ao S. (2018) “Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: Implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anatexis” **Gondwana Research.**, **57**, pp 48-76.
- Horton B. K. Hassanzadeh J. Stockli D. F. Axen G. J. Gillis R. J. Guest B. Amini A. Fakhari M.D. Zamanzadeh S.M. and Grove M. (2008) “Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics” **Tectonophysics.**, **451**, pp 97-122.
- Hoskin P.W.O. (1998) “Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques” **Journal of Trace and Microprobe Techniques.**, **16**, 3, pp 301 – 326.
- Hoskin P.W.O. and Black L.P. (2000) “Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon” **Journal of Metamorphic Geology.**, **18**, pp 423 – 439.



- Hoskin P.W.O. and Ireland T.R. (2000) "Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator" **Geology.**, **28**, pp 627–630.
- Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U., (2003) "The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry" **Mineralogical Society of America., Chantilly, Virginia**, pp 27–62.
- Hosseini S. H. Sadeghian M. Zhai M. and 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**, pp 207–218.
- Hsieh P.S. Chen C.H. Yang H.J. and Lee C.Y. (2008) "Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions" **Journal of Asian Earth Sciences.**, **33**, pp 428–451.
- Hushmandzadeh A. ms (1969), PhD. thesis, "Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central)", **Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France**, 242 pp.
- Hwang S.L. Shen P. Yui T.F. and Chu H.T. (2005) "On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet" **Journal. metamorphic Geol.**, **2003**, **21**, pp 761–769.
- Ireland TR. And Wlotzka F. (1992), "The oldest zircons in the solar system". **Earth Planet Sci Lett.**, **109**, pp1-10.
- 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.
- Jamshidi Badr M. Collins A.S. Masoudi F. Cox G. and 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)**, pp 1-31.
- Jamshidi Badr M. Masoudi F. Collins A.S. and Cox G. (2010) "Dating of Precambrian Metasedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA–ICP–MS, U–Pb Dating of Zircon and Monazite" **Journal of Sciences.**, **21**, **4**, pp 311-319.

- Jamtveit B. (1991) "Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet, nonlinear behavior in regions of immiscibility" **American Mineralogist.**, **76,7-8**, pp **1319-1327**.
- Jamtveit B. Wogelius R.A. and Fraser D.G. (1993) "Zonation patterns of skarn garnets, Records of hydrothermal system evolution" **Geology.**, **21, 2**, pp **113-116**.
- Ji, S. Mainprice and D. Boudier F. (1988) "Sense of shear in the high temperature movement zones from the fabric asymmetry of plagioclase feldspars" **Journal of Structural Geology.**, **10**, pp **73-81**.
- John T. Klemm R. Klemme S. Pfander J.A. Hoffmann J.E. and Gao J. (2011), "Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite-rutile transition". **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **161**, pp **35-45**.
- Johnson C.D. and Carlson W.D. (1990) "The Origin of Olivine- Plagioclase Coronas in Metagabbros from the Adirondack Mountains" **J. Metamorph. Geology.**, **8**, pp **697-717**.
- Johnson M.e. and Rutherford M.J. (1989) "Experimental calibration of the aluminum-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)" **Geology.**, **17**, pp **837-841**.
- Karimpour M.H. Lang Farmer G. Stern C.R. and Salati E. (2011) "U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block) Iran" **Journal. Crystalloger. Mineralogy.**, **19, 1**, pp **1-18**.
- Kemp A.I.S. Hawkesworth C.J. Foster G.L. Paterson, B.A. Woodhead J.D. Hergt J.M. Gray, C.M. and Whitehouse M.J. (2007) "Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon" **Science**, **315**, **5814**, pp **980-983**.
- Kemp A.I.S. Hawkesworth C.J. Paterson B.A. and Kinny P.D. (2006) "Episodic growth of the gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon" **Nature.**, **439**, pp **580-583**.
- Kerrick R. and Wyman D.A. (1997) "Review of developments in trace - element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration" **Australia. J. Earth Sci.**, **44, 4**, pp **465-487**.

- Khalatbari M. Babaie H. and Gani M. (2013), “Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran”, **Journal of Asian Earth Sciences.**, **70–71**, pp 209–230.
- Klemme S. Prowatke S. Hametner K. and Günther D. (2005) “Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones” **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **69, 9**, pp 2361-2371.
- 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.
- Kostitsyn Y. (2004) “Terrestrial and chondritic Sm–Nd and Lu–Hf isotopic systems: are they identical?” **Petrology.**, **12**, pp 397–411.
- Kretz R. (1983) “Symbols for Rock-Forming Minerals” **American Mineralogist.**, **68**, pp 277-279.
- Krienitz M.S. Hasse K. Mezger K. Eckardt V. and Shaikh-Mashail M.A. (2006) “Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria” **Contrib Mineral Petrol.**, **151**, pp 698–716.
- Kuepouo G.T. chouankoue J.P. Nagao T. and Sato H. (2006) “Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano–plutonic complex, Cameroon Line” **Journal of African Earth Sciences.**, **45**, pp 318-332.
- Kurt H. Asan K. and Ruffet G. (2008) “The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ Area (Konya-Turkiye, Central Anatolia)” **Journal of Chemie der Erde.**, **68**, pp 155-176.
- Kwak T.A.P. (1968) “Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario” **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **32**, pp 1222-1229.
- Labotka T.C. (1983) “Analysis of the compositional variations of biotite in polydeformed hornfels from northeastern Minnesota” **American Mineralogist.**, **68**, pp 900-914.
- 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. and Youzh G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names" **Canadian Mineralogist.**, **35**, pp 219– 246.
- Leake R.E. (1978) "Nomenclature of amphiboles". **Canadian Mineralogist** **16**, pp 501-520.
- Lee J.K.W. Williams I.S. and Ellis D.J. (1997) "Pb, U and Th diffusion in natural zircon" **Nature.**, **390**, pp 159 – 161
- Li H.L. Kuang X. Mao A. Li Y. and Wang S. (2010) "Study of local structures and optical spectra for octahedral octahedral Fe<sup>3+</sup> centers in a series of garnet crystals A<sub>3</sub>B<sub>2</sub>C<sub>3</sub>O<sub>12</sub> (A = Cd, Ca; B = Al, Ga, Sc, In; C = Ge, Si)" **Journal of Chemical Physics Letters.**, **484**, pp 387–391.
- Li S. Zhao Sh. Liu X. Cao H. Yu Sh. Li X. Somerville I. Yu Sh. And Suo Y. (2017) "Closure of the Proto-Tethys Ocean and Early Paleozoic amalgamation of microcontinental blocks in East Asia" **Earth Science.**, **186(186)**, pp 37-75.
- Liathi A. and Gebauer D. (1999) "Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: Inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece" **Mineralogy and Petrology.**, **135,4**, pp 340-354.
- Lindenberg H.G. Gorler K. Jacobshagen V. and Ibbeken H. (1984), "Stratigraphy, structur and orogenetic evolution of the Sabzevar zone and the Taknar block" **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen.**, **168(2-3)** pp 287-326.
- Lindsley D.H. (1983) "Pyroxene Thermometry" **American Mineralogist.**, **68**, pp 477-493.
- Ling Q. and Liu C. (2003) "Geochemical behaviors of REE and other trace elements during the formation of strata-bound skarns and related deposits: A case study of the Dongguashan Cu (Au) deposit, Anhui Province, China" **Acta Geologica Sinica.**, **77(2)**, pp 246-257.
- Linnemann U. Romer R.L. Gerdes A. Jeffries T.E. Drost K. and Ulrich J. (2010) "The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen" **Schweizerbart, Stuttgart.**, pp 37–58.

- Locock A. (2008) "An Excel Spreadsheet to Recast Analyses of Garnet into Endmember Components, and A Synopsis of the Crystal Chemistry of Natural Silicate Garnets" **Geosciences.**, **34**, **12**, pp 1769-1780.
- Lottermoser B.G. (1992) "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes" **Ore Geology Reviews.**, **7**, pp 25-41.
- Lustrino M. Melluso. L. and Morra V. (2002) "The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NESardinia,Italy)" **Lithos.**, **63**, pp 83-113.
- Maas R. Kinny PD. Williams IS. Froude DO. And Compston W. (1992) "The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900-4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia" **Geochim Cosmochim Acta.**, **56** pp 1281-1300.
- Maghfouri S. Rastad E. Mousivand F. Lin Y. and Zaw Kh. (2016) "Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran" **Journal of Asian Earth Sciences.**, **125**, pp 1-21.
- Mahmoudi S. Corfu F. Masoudi F. Mehrabi B. and Mohajjel M. (2011) "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran" **Journal of Asian Earth Science.**, **41**, pp 238-249.
- Malekpour-Alamdari A. Axen G. Heizler M. and Hassanzadeh J. (2017) "Large magnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau: Insight from Kfeldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology from the Shotor Kuh–Biarjmand metamorphic core complex" **Geosphere.**, v. **13**, no. **4**, pp 1207–1233.
- Martin, R.F., (2007) "Amphiboles in the igneous environment" **Reviews in Mineralogy and Geochemistry.**, **67**,**1**, pp 323-358.
- Masoodi M. Yassaghi A. Nogole Sadat M.A.A. Neubauer F. Bernroider M. Friedl G. Genser J. and Houshmandzadeh A. (2013) "Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic, units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone" **Tectonophysics.**, **588**, pp 189–208.
- Masoudi F. Mehrabi B. and Mahmoudi Sh. (2006) "Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, NE Iran" **Journal of Science.**, **17**, **3**, pp 235-244.

- Mc Lennan 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.
- McLennan S.M. Hemming S. McDaniel D.K. and Hanson G.N. (1993) "Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments" **Geological Society of America, Special Paper.**, **284**, pp 21–40
- Meert J.G. and Lieberman B.S. (2008) "The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation" **Gondwana Res.**, pp **14**, 5–21.
- Middlemost E.A.K. (1985) "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology" Longman Group U.K., pp **73-86**.
- Miyashiro, A., (1973) "**Metamorphism and Metamorphic Belts**" Allen & Unwin, London, pp 492.
- Monazzami Bagherzadeh R. Karimpour M.H. Lang Farmer G. Stern C.R. Santos J.F. Rahimi B. Heidarian F. and 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**, pp **54 –71**.
- Morimoto N. Fabrice J. Ferguson A. Ginzburg I. V. Ross M. Seifert F.A. Zussman J. Aкои K., and Gottardi G. (1988) "Nomenclature of pyroxenes" **American Mineralogist.**, **Volume 73**, pp **1123- 1133**.
- Motaghi K., Tatar M., Shomali Z. H., Kaviani K. and Priestley K. (2012) "High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone" **Physics of the Earth and Planet Interiors.**, **208- 209**, pp **38-49**.
- Murphy J.B. Pisarevsky S.A. Nance R.D and Keppie J.D. (2004) "Neoproterozoic EarlyPaleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia Gondwanacconnections" **International Journal of Earth Sciences**, **93**, pp **659–682**.
- Nagudi B. Koeberl C. and Kurat G. (2003) "Petrology and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implication for its origin" **African Earth Sciences.**, **36**, pp **73-87**.

- Nance R.D. Gutierrez Alonso G. Keppie J.D. Linnemann U. Murphy J.B. Quesada C. Strachan R.A. and Woodcock, N., (2010) "Evolution of the Rheic Ocean" **GondwanaResearch.**, **17** (2–3), pp 194–222.
- Noghreyan M.K. (1982), "Evolution géochimique, mineralogique et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran", PhD theses, University de Nancy, France.
- Nowell G.M. Kempton P.D. Noble S.R. Fitton J.G. Saunders A.D. Mahoney J.J. and Taylor R.N. (1998) "High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle" **Chemical Geology.**, **149**, pp 211–233.
- O'Reilly S.Y. Griffin W.L. Pearson N.J. Jackson S.E. Belousova E.A. Alard O. and Saeed A. (2008) "Taking the pulse of the earth: linking crust and mantle events" **Australian Journal of Earth Sciences.**, **55**, pp 983–995.
- Panahi A. Young G.M. and Rainbird R.H. (2000) "Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an archaean granite near Ville Marie, Québec, Canada" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **64**, **13**, pp 2199–2220.
- Passchier C.W. and Trouw R.A. (2005) "**Microtectonics**" Springer, Berlin., 2, pp 322.
- Paterson BA. Stephens WE. Rogers G. Williams IS. Hinton RW. Herd DA. (1992) "The nature of zircon inheritance in two granite plutons" **Trans Roy Soc Edinburgh: Earth Sci.**, **83**, pp 459-471.
- 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**, pp 55–75.
- Patiño Douce A.E. Humphreys E.D. and Johnston A.D. (1990) "Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America" **Earth and Planetary Science Letters.**, **97**, pp 290–315.
- Patiño Douce, A.E. (1993) "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O barometries, and consequences for biotite stability" **Chemical Geology.**, **108**, pp133-162.
- Pearce J.A. (1976) "Statistical analyses of major element patterns in basalts" **J. Petrol.**, **17**, pp 15–43.

- Pearce J.A. (2008) "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" **Lithos.**, **100**, pp 14–48.
- Pearce J.A. and Gale G.H. (1977) "Identification of pre-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks" **Geol. Soc. Spec., Publ.**, **7**, pp 14-24.
- Pearce J.A. Harris N.B.W. Tindle A.G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" **Journal of Petrology.**, **25**, PP 956 – 983.
- Peccerillo R. and Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol.**, **58**, pp 63-81.
- Pettijohn F. J. (1972) "The Archean of the Canadian Shield: A resume" **Geol. Soc. Amer. Mem.**, **135**, pp 131-149.
- Poli S. and Schmidt M.W. (1992) "A comment on calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **111,2**, pp 273-278.
- Poller U. Huth J. Hoppe P. and Williams IS. (2001) "REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from western Carpathian Variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study" **Am J Sci.**, **301**, pp 858-876.
- Prior DJ. (1993) "Sub- critical fracture and associated retrogression of crystal misorientation axes for small angular misorientation, using electron back scatter diffraction in the SEM" **Journal of Microscopy**, **195**, pp 217-225.
- Putirka K. (2008) "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems" **Reviews in Mineralogy and Geochemistry.**, **69**, pp 61-120.
- Putirka K. Johnson M. Kinzler R. and Walker D. (1996) "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, **123**, pp 92-108.
- Rahmati Ilkhchi M. Jerebek P. Faryad Sh. And 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**, pp 101-117.
- Rahmati Ilkhchi M. Faryad S.W. Holub F.V. Košler J. and Frank W. (2011) "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (Central Iran)" **International Journal of Earth Sciences.**, **100**, pp 45–62.



- Ramezani J. and Tucker R.D. (2003) "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics" **American Journal of Science.**, **303**, pp 622-665.
- Rasul Najeeb M.A. and Stewart Ian C.F. (2015) "The Red Sea the Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin" Springer Earth System Sciences, pp 638.
- Raymond L.A. (2002) "Petrology, The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks" Mc Graw Hill. pp 720.
- Ridolfi F. Renzulli A. and Puerini M. (2010) "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes" **Contrib. Mineral. Petrol.**, **160(1)**, pp 45-66.
- Robert J.L. (1976) "Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions" **Chemical Geology.**, **17**, pp 213-227.
- Roberts M.P. and Finger F. (1997) "Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions?" **Geology.**, **25,4**, pp 319-322
- Robinson P. Spear F.S. Schumacher J.C. Laird J. Klein C. Evans B.W. and Doolan B.L. (1982) Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. **Reviews in Mineralogy.**, **9B, 1**, pp 1-3.
- Robl J. Hergarten S. Stuwe K. and Hauenberger C. (2007) "Thermal History: A new software to interpret diffusive zoning profiles in garnet" **Journal of Computers and Geosciences.**, **33**, pp 760-772.
- Rollinson H.R. (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation" John Wiley and Sons, New York.
- Roser B.P. and Korsch R.J. (1986) "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio" **Journal of Geology.**, **94, 5**, pp 635-650.
- Rossetti F. Nasrabad M. Gianluca V. Thomas T. Axel G. Mohammad H. and Hosein M. (2010) "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran" **Terra Nova.**, **22**, pp 26-34

- Rossetti F. Nozaem R. Lucci F. Vignaroli G. Gerdes A. Nasrabadi M. Theye T. (2014) "Tectonic Setting and Geochronology of the Cadomian (Ediacaran–Cambrian) Magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi Region (NW Lut Block)" **Journal of Asian Earth Sciences.**, **102**, pp 24-44.
- Rubatto D. (2002) "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism" **Chem Geol.**, **184**, pp123-138.
- Rudnick R.L. and Gao S. (2003) "Composition of the continental crust" **Treatise on geochemistry**, **3**, pp 659.
- Saki A. (2010) "Proto-tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks" **Godwana research.**, **17**, pp 704-714.
- Samani, B.A. (1988) "Metallogeny of the Precambrian in Iran" **Precambrian research.**, **39(1-2)**, pp 85-106.
- Samuel M.D. Moussa H.E. and Azer M.K. (2007) "A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt" **Journal of African Earth Sciences.**, **47**, pp 203–226
- Saunders A.D. Storey M. Kent R.W. and Norry M.J. (1992) "Consequences of plume–lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Breakup*" **Geological Society of London Special Publication, London**, **68**, pp 41–60.
- Schandl E.S. and Gorton M.P. (2002) "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments" **Economic Geology.**, **97**, pp 629 –642.
- Schmidt M. W. Dardon A. Chazot G. and Vannucci R. (2004) "The dependence of Nb and Ta rutile–melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes" **Earth and Planetary Science Letters.**, **226**, **3**, pp 415-432.
- 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**, pp 304-310.
- Sengör A.M.C. and Natal'in B.A. (1996) "Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A. and Harrison, T.M. (eds), *The Tectonic Evolution of Asia*" Cambridge University Press, Cambridge, pp 486–640.
- Seyed-Emami K. Fursich F.T. Wilmsen M. Cecca F. Majidifard M.R. Schairer, G. Shekarifard A. (2006) "Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation

(Toarcian Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran” **J.Of. Asian Earth Science.**, **28**, pp 259-275.

Shafaii Moghadam H. Khademi M. Hu H. Stern R.J. Santos J.F. and Wu Y. (2015) “Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana” **Gondwana Research.**, **27**, **1**, pp 439-452.

Shafaii Moghadam H. Khademi M. Hu Z. Stern R. J. Santos J. F. and Wu Y. (2013) “Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana” **Gondwana Research** **27**, pp 439 -452.

Shafaii Moghadam H. Li H.X. Griffin W. Stern, R. J. Santos J.F. Thomsen B. Meinhold G. Aharipour R. and O'Reilly S.Y. (2017a) “Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology” **Lithos.**, **268–271**, pp 87–101.

Shafaii Moghadam H. Li H.X. Santos J.F. Stern R.J. Griffin W. Ghorbani G. and Sarebani N. (2017b) “Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran” **Earth and Planetary Science Letters.**, **474**, pp 83–96.

Shafaii Moghadam H. Li H.X. Stern R.J. Ghorbani G. and Bakhshizad F. (2016a) “Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments” **Lithos.**, (240 –243), pp 34–48.

Shafaii Moghadam H. Li H.X. Stern R.J., Santos J.F. Ghorbani G. and Pourmohsen M. (2016b) “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*.

Shahbazi H. Siebel W.M. Pourmoafee Ghorbani M. Sepahi A.A. Shang C.K. and 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**, pp 668-683.

Shand S.J. (1943) “**Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits**” Thomas Murby and co, London pp 488.

- Shelly D. (1993), **“Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope”**. Chapman & Hall, London, pp 445.
- Shervais J.W. (1982), “Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas” **Earth Planet. Sci. Lett.**, **59**, pp 101 -118.
- Spear F.S. (1991) “On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling” **Journal of Metamorphic Geology.**, **9**, pp 379-388.
- Spies O. Lensch G. and Mihm A, (1983) “Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran” **GSI, Rep No.**, pp51.
- Stampfli G.M. (2000) “Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.(Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area” **Geological Society London Special Publications.**, **173**, pp1–23.
- Stein E. and Dietl C. (2001) “Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald” **Mineralogy and petrology.**, **72,1-3**, pp 185-207.
- Stern R.J. Ali K.A. Ren M. Jarrar. G.H. Romere R.L. Leybourne M.I. Whitehouse M.J. and Ibrahim K.M. (2016) “Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the northern Arabian Peninsula: Mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths” **Earth and Planetary Science Letters.**, **436**, pp 31–42.
- Sterna R.J. Ali K.A. Abdelsalam M.G. Wilded S.A. and Zhou Q. (2012) “U–Pb zircon geochronology of the eastern part of the Southern Ethiopian Shield” **Precambrian Research** **206– 207**, pp 159– 167.
- Stip M. Stilintiz H. Hilbronner R. and Schmid SM. (2002) “The estern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C” **J. Struct Geo.**, **124**, pp 1861-1884.
- Stip M. Stilintiz H. Hilbronner R. Schmid SM. (2002) “The estern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C” **Journal of Structural Geology.**, **124**, pp 1861-1884.
- Sun S.S. and Mc Donough W.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins” Geological Society of London, U. K. **Special Publication**, **42**, pp 313-345.

- Sylvester P.J. (1998) "Post collisional strongly peraluminous granites" **Lithos** **45**, 29–44.
- Taylor S. R. and McLennan S.M. (1981) "The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks" **Phil. Trans. R. Soc., A301**, pp 381-399.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) "The Continental Crust: Its Composition and Evolution" Blackwell, Oxford, **312 pp**.
- Taylor S.R. Rudnick R. McLennan S.M. and Eriksson K.A. (1986) "Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **50**, pp 2267–2279.
- Thirwall F. M. Upton B. J. and Jenkins C. (1994) "Interaction between continental lithosphere and Iceland plume Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NeGreenland" **J Petrol.**, **35**, pp 839-879.
- Thompson A.B. (1982) "Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O undersaturated granitic liquids" **Journal of Science.**, v. **282**, pp 1567–1595.
- Torabi, Gh. (2009) "Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (central Iran)" **Geoscience.**, **341**, pp 982-99.
- Trouw R.A.j. Passchier C.W. and Wiersma D.J. (2010) "Atlas of mylonites and related microstructures" Springer, . **322p**.
- Ustaömer P.A. Ustaömer T. Collins A.S and Robertson, A. H.F. (2009) "Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana" **Tectonophysics.**, **473**, pp 99–112.
- Ustaömer P. A. Ustaömer T. Gerdes A. and Zulauf G. (2011) "Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity" **International Journal of Earth Sciences.**, **100**, pp 23-41.
- Ustaömer T. Gerdes A. Alastair H.F. Robertson H.F. and Collins A.s. (2012) "Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS zircon dating" **Gondwana Research** **21**, pp 1001-1018.

- Valley J.W. Kinny P.D. Schulze D.J. and Spicuzza, M.J., (1998) "Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts" **Contributions Mineralogy and Petrology**, **133**, I-II, pp 1-11.
- Varekamp J. Hesse A. and Mandeville C. (2010) "Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina) " **J. Volcanol. Geoth. Res.**, **197**, **1**, pp 313-328.
- Verdel C. Wernicke B.P. Ramezani J. Hassanzadeh J. Renne P.R. and Spelle T.L. (2007), "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran" **Bull. Geol. Soc. Am.**, **119**, pp 961–977.
- Verma S.P. Guevara M. and Agrawal S. (2006), "Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data" **J. Earth Syst Sci.**, **115**, **5**, pp 485-528.
- Vernon R.H. (2004) "A practical guide to rock microstructure" Cambridge University Press, Cambridge. pp 594.
- Vervoort J.D. and Blichert-Toft J. (1999) "Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, **63**, pp 533– 556.
- Vervoort J.D. Patchett J. Blichert-Toft J. and Albarede F. (1999) "Relationship between Lu– Hf and Sm–Nd systems in the global sedimentary system" **Earth and Planetary Science Letters.**, **168**, pp79– 99.
- 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" **Geol. Soc. Australia.**, **6**, pp 149-177.
- Wang K. Plank T. Walker J.D. Smith E.I. (2002) "A mantlemelting profile across the basin and range, SWUSA" **J Geophys Res.**, **ECV 5**, pp 1-21.
- Wang T. Hong D.W. Jahn B.M. Tong Y. Wang Y.B. Han B.F. and Wang X.X. (2006) "Timing, petrogenesis, and Setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen". **The Journal of Geology.**, **114- 6**, pp 735-751.
- Watson E.B. and Harrison T.M. (1982) "Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types" **Earth Planet Sci Lett.**, **64**, pp 295-304.

- Whalen J.B. and Currie K.L.B.W. (1987) "A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis" **Contrib. Mineral. Petrol.**, **95**, pp 407-419.
- Whitney D.L. and Evans B.W. (2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals" **American Mineralogist.**, **95** pp 185-187.
- Wilbur D.E. and Ague J.J. (2006) "Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies" **Geology.**, **34**, pp 689–692.
- Wilde S.A. Valley J.W. Peck WH. And Graham CM. (2001) "Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago" **Nature.**, **409**, pp 175-178.
- Williams I.S. and Claesson S. (1987) "Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: II. Ion microprobe zircon U–Th– Pb" **Contrib. Mineral. Petrol.**, **97**, pp 205– 217.
- Wilmsen M. Fursich F.T. Seyed-Emami K. Majidifard M.R. and Taheri J. (2009) "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland" **Terra Nova.**, **21**, pp 211–218.
- Wilson M. (1993) "Magmatic differentiation" **Journal of the Geological Society, London**, v. **150**, pp 611-624.
- Wilson M. (1989) "**Igneous Petrogenesis**" Unwin Hyman, London. pp 466.
- Winchester J.A. (1984), "The geochemistry of the Strathconon amphibolites, Northern Scotland" **Scotland J., Geol.** **20**, pp 37–51.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" **Earth and Plan., Sci.** **28**, pp 459-469.
- Winkler H.G.F. (1976) "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" 4th ed. Springer-Verlag, New York., **334 p.**
- Winter J.D. (2001) "**An Introduction to igneous and metamorphic petrology**" Upper Saddle River, New Jersey, USA, Prentice-Hall, Inc. pp 697.
- Wones D.R. and Gilbert M.C. (1982) "Amphiboles in the igneous environment" **Reviews in Mineralogy.**, **9B**, pp 355–390.

- Wood D.A. (1980) “The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province” **Earth Planet Sc Lett.**, **50**, pp 11-30.
- 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**, **9**, pp 1907–1921.
- Xu X. Song S. Su L. Li Z. Niu Y. and Allen M. B. (2015) “The 600–580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian - Qaidam block and SE Australia, and the reconstruction of east Gondwana” **Precambrian Research**, **257**, pp 47-64.
- Xu Y. Chung S.L. Jahn B.M. and Wu G. (2001) “Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China” **Lithos.**, **58**, pp 145-168.
- Yang P. and Pattison D. (2006) “Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota” **Journal of Lithos.**, **88**, pp 233-253.
- Yardley B.W.D. Rochelle C.A. Barnicoat A.C. and Lloyd G.E. (1991) “Oscillatory zoning in metamorphic minerals: an indicator of infiltration metasomatism” **Mineralogical Magazine.**, **55**, pp357-365.
- Zenk M. and Schulz B. (2004) “Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland” **Mineralogical Magazine.**, **68**, **5**, pp 769-786.
- Zhao J.H. and Zhou M.F. (2007) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle”. **Precambrian Res**, **152**, pp 27-47.
- Zhou M.F. Arndt N.T. Malpas J. Wang C.Y. and Kennedy A.K. (2008) “Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China” **Lithos.**, **103**, pp 352-368.
- Zhu C.Y. Zhao G. Sun M. Eizenhöfer P.R. Liu Q. Zhang X. Han Y. and Hou W. (2017) “Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications” **Gondwana Research.**, **43**, pp 213-228.



## **Abstract**

The Majerad metamorphic-igneous complex (MMIC) with NE-SW trend cropped out in the 150 km southeast of the Shahrood and northern edge of the Central Iran structural zone. This complex includes a wide variety of metamorphic and igneous rocks. Metamorphic rocks of this complex include metacarbonate, metabasite (greenschist, amphibolite and garnet amphibolite), metapelite (micaschist, garnet micaschist and garnet gneiss), metapsammite and metarhyolite and igneous rocks include of granites and leucogranites. The protolith of the metabasites has been small-scale intrusions, submarine basaltic lava flows which erupted within the Late Neoproterozoic intracontinental extensional basins.

Based on the termobarometry performed on the selected rock samples from the metabasites and metapelites of the Majerad complex, the obtained P-T range (for stopping of the geochemical exchanges and final equilibrium of the minerals phases) is: 454 to 662 °C and 4 to 13 kbar (equivalent to greenschist up to upper amphibolite facies). By providing P-T conditions for the starting of partial melting, in some regions such as north of the Majerad pass, the metapelites are partially melted and crystallization of the produced melt resulted in the formation of small scale granitic intrusions. These granites cropped out in the form of thin aplitic veins, packet and pegmatite veins, small apophyse, and small-scale intrusions.

Performed U-Pb age dating on zircon extracted from different rock groups show that they have the following age ranges (in terms of millions years): 1- metabasites (2350, 1900 and 1200), 2- micaschists (2350, 1900 and 1200), 3-gneisses (524 and 513) 4-metapasamites (2350, 1900 and 1200), 4- granites (553, 515 and 506) and 6- metarhyolites (521 and 494). By considering the obtained youngest ages and age of the neighboring similar associated rock complexes, the age range of the evolution of MMIC is between 540-520 Ma (Late Neoproterozoic, Ediacaran-Cambrian), the older ages are mainly inherited ages. With respect to all of the field evidence, geochemical results and isotopic age dating, at the end of Neoproterozoic, intracontinental extensional basins formed, and the early sedimentary sequences of the protolith of the MMIC deposited in them. These mentioned basins often didn't experience of the formation and extension stage of the producing oceanic lithosphere, and then due to the dominance of the compressional tectonic regime, rapidly closed and the contributed rocks in these processes, obducted in the form of accretion prisms and emplaced on the continental plates and probably progressed up to the continental-continental collision.

In the north of Majerad pass, the MMIC crosscut by several small-scale gabbrodioritic intrusions and numerous diabasic dikes. Field evidence of fractionation from gabbro to tonalite are observed in these intrusions. In respectively, based on the termobarometry results, the calculated P-T condition are from 1181 to 800 °C and the 7 to 5 kbar. The U-Pb age dating carried out on zircons extracted from the mentioned gabbrodiorites, represented an average age 167 million years (equivalent to middle Jurassic, Bajocian - Bathonian boundary) for their formation. Geochemical studies indicate that magma forming of gabbrodiorites originated from partial melting of the metasomatized subcontinental lithospheric mantle source with spinel - peridotite nature in an extensional intracontinental (or back-arc basin) tectonic setting which located above the Neothetyan subducted oceanic slab, on the northern edge of the Central Iran structural zone in the middle Jurassic.

**Keywords:** metabasite, metacarbonate, metapelite, gabbrodiorite, Late Neoproterozoic, Majerad, Shahrood.



Shahrood University  
Faculty of Earth Sciences  
**Ph.D thesis in Petrology**

**Title:**  
**Petrology, geochemistry and Geodynamic of  
Majerad metamorphic complex (SE of Shahrood)**

**Author: Marzieh Veiskarami**

Supervisor:  
**Dr. Mahmoud Sadeghian**

Advisor:  
**Dr. Habibollah Ghasemi**

*February 2019*