

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

رساله دکتری جهت اخذ درجه دکتری

عنوان

پترولوژی، ژئوشیمی، زمین‌شناسی ایزوتوپی و الگوی ژئودینامیکی
مجموعه دگرگونی - آذرین دوچاه (جنوب شرق شاهرود)

نگارش

مژگان رضایی

استاد راهنما

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور

دکتر حبیب الله قاسمی

اسفند ماه ۱۳۹۹

ناچیزتر از آن است که تقدیم راسایسته باشد ولی مطابق مرسوم و به پاس ارج نهادن به زحماتی که جبرانشان هرگز برایم

میسرخوابد بود،

تقدیم به همسر مهربانم

و

آرسام عزیزم

تقدیر و تشکر

پاس و ستایش پروردگار پر مہری کہ گام ہایم را توان بخشید و یاد شیرینش ہموارہ امیدم داد تا سختی راہ مرا از رفتن باز ندارد.

بالا ترین پاس با تقدیم بہ استاد ارجمندم جناب آقای دکتر صادقان کہ خالصانہ در اجرای این رسالہ را ہنمای من بودند و در این مدت از بیچ کوششی دینغ نکردند. اسادی کہ در محضر ایشان دس مہربانی و سادگی را در کنار علم آموختم.

از استاد مشاور جناب آقای دکتر قاسمی بہ خاطر قبول زحمت مشاورہ این پایان نامہ بسیار سپاسگزارم. شاگردی در محضر ایشان بایہ افتخار و مہابت ہمیشگی من است.

از اساتید کرامت قدر سرکار خانم دکتر شیبی و جناب آقای دکتر قربانی و جناب آقای دکتر رضایی بہ خاطر قبول زحمت داوری این رسالہ تشکر می نمایم و از این کہ افتخار شاگردی در محضر ایشان را یافتہ ام بسیار خرسندم.

از ریاست دانشکدہ، مدیر کردہ محترم کردہ زمین شناسی و اساتید بزرگوار و پرسنل محترم دانشکدہ علوم زمین و دانشکاہ صنعتی شاهرود، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از کلیہ دانشجویان دکترای پیرو لوشی و دوستان خوبم بہ خصوص سرکار خانم دکتر ویس کرمی بی نہایت سپاسگزارم.

از خانوادہ مہربانم کہ مراد مدت تحصیل ہمراہی نمودند، بسیار تشکر می نمایم.

در خاتمہ برای تمام عزیزانی کہ حتی سہمی کوچک در انجام این رسالہ داشتہ اند، آرزوی تندرستی و موفقیت روز افزون دارم.

تهدنامه

اینجانب مژگان رضایی دانشجوی دوره دکتری رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی، ژئوشیمی، زمین شناسی ایزوتوپی و الگوی ژئودینامیکی مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه (جنوب شرق شاهرود) تحت راهنمایی 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 پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .

استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

مجموعه دگرگونی- آذرین دوجاه در جنوب شرق شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی رخمون دارد و دربردارنده طیف ترکیبی متنوعی از سنگ‌های دگرگونی نظیر متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها، متاکربنات‌ها و متاپسامیت‌ها است که میزبان سنگ‌های آذرین لوکوگرانییتی و بیوتیت گرانییتی هستند. متاپلیت‌های مجموعه دوجاه، طیفی متنوعی از سنگ‌ها نظیر میکاشیست، کلریتوئید شیست، گارنت میکاشیست و گنیس را شامل می‌شوند. شدت دگرگونی در بالاترین درجه، تا مرز آناتکسی و تشکیل مذاب‌های گرانییتی پیش رفته است. متابازیت‌های مجموعه دوجاه از تحول سنگ‌های مافیک والد (نظیر روانه‌های بازالتی زیردریایی، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی کوچک مقیاس) حاصل شده‌اند و شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت می‌باشند. مجموعه آذرین و دگرگونی دوجاه، توسط واحدهای رسوبی- آتشفشانی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک پوشیده شده است. اجتماعات دایکی دیابازی به سن نئوپروتروزوئیک پسین و ژوراسیک میانی، توده‌های آذرین کوچک مقیاس گابرویدیوریتی (ژوراسیک میانی) و همچنین دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی به درون مجموعه دوجاه تزریق شده‌اند.

بر پایه دما- فشارسنجی انجام شده بر روی نمونه‌های متابازیتی محدوده دمایی ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۷ تا ۱۱ کیلوبار برای توقف تبادلات ژئوشیمیایی و تعادل نهایی فازهای کانیاپی آنها بدست آمد. در مورد متاپلیت‌ها با استفاده از ژئوترموتر مبتنی بر مقدار Ti موجود در بیوتیت، محدوده دمایی برای توقف تبادلات ژئوشیمیایی و تعادل نهایی فازهای کانیاپی متاپلیت‌ها ۴۲۹ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد برآورد شده است. بر اساس شواهد کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی، سنگ‌های متابازیتی و متاپلیتی مجموعه دوجاه، دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده تحت شرایط دما- فشار متوسط نوع باروین متحمل شده‌اند. دما- فشارسنجی تراکی‌آندزیت‌های به سن ائوسن قطع‌کننده مجموعه دوجاه، محدوده دمایی ۶۷۲ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۴۱ تا ۷/۳ کیلوبار برای توقف تبلور نهایی آنها مشخص ساخته است.

سن‌سنجی‌های انجام‌شده به روش U-Pb برای نمونه متابازیتی سن‌های ۹۳۴ تا ۵۲۹ و ۳۲۵ تا ۲۰۴ میلیون سال را ارائه کرده است، احتمالاً این نمونه متابازیتی دارای ماهیت ولکانی کلاستی بوده است، چون سن‌های موروثی نشان می‌دهد. متاپسامیت‌ها دارای اجتماعات سنی ۲۷۹۰، ۲۴۱۲ تا ۱۵۶۵ و ۹۴۱ تا ۵۳۹ میلیون سال می‌باشند. نمونه‌های گرانییتی دارای سن‌های سازگاری 48 ± 486 ، $5 \pm 514/9$ و $7 \pm 508/3$ و 21 ± 499 میلیون سال متناظر با کامبرین پیشین هستند. با توجه به سن‌های بدست آمده و سن‌های مجموعه‌های سنگی همجوار مشابه، بهتر است سن نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین پیشین را برای مجموعه پی‌سنگی دوجاه در نظر بگیریم. سن‌های قدیمی‌تر به دست آمده عمدتاً سن‌های موروثی می‌باشند. سن‌های جوان به دست آمده، به احتمال زیاد بیانگر از دست رفتن سرب یا حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها می‌باشند. بر پایه تعیین سن U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های استخراج شده از تراکی‌آندزیت‌ها، سن $58/0 \pm 43/51$ ، معادل ائوسن میانی برای آنها برآورد شده است.

مجموع شواهد صحرایی، نتایج ژئوشیمیایی و سن‌سنجی ایزوتوپی حاکی از آن است که در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده که توالی‌های رسوبی اولیه سنگ والد مجموعه دوجاه 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 شده‌اند. مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت آمیزه‌های تکتونیکی یا منشورهای به هم افزوده درآمده‌اند و گاه بر روی پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های همجوار خود رانده شده‌اند. این سنگ‌ها، به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی تحول یافته‌اند و تا آستانه ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیت‌ها پیش رفته است. در نهایت مجموعه دگرگونی- آذرین دوجاه متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده است.

کلمات کلیدی: متابازیت، متاکربنات، متاپلیت، گرانیت، نئوپروتروزوئیک پسین، دوجاه، شاهرود.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

الف: مقالات علمی - پژوهشی

- ۱- رضایی م، صادقیان م، قاسم ح و لامبرینی پ، (۱۳۹۹)، "شیمی کانی و تحولات دگرگونی در متابلیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوجاه جنوب شرق شاهرود"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و هشتم، شماره دوم، ص ۳۴۱-۳۵۶.
- ۲- رضایی م، صادقیان م، قاسم ح و لامبرینی پ، (۱۳۹۹)، "شیمی کانی و دما-فشارسنجی متابزیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوجاه (جنوب شرق شاهرود)" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و هشتم، شماره اول، ص ۲۳۳-۲۴۸.
- ۳- رضایی م، صادقیان م، قاسم ح، شی ی، (در دست بررسی) "زمین‌شیمی و پتروژنز متابزیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دو چاه (جنوب شرق شاهرود)" مجله علوم زمین خوارزمی.

ب: مقالات کنفرانسی

- ۱- مژگان رضایی، محمود صادقیان و حبیب‌الله قاسمی "سنگ‌نگاری متابلیت‌های مجموعه دگرگونی و آذرین جنوب دوجاه (جنوب شرق شاهرود) با تأکید بر شواهد دگرشکلی و میلونیتی"، بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. ۳ و ۴ بهمن ۱۳۹۷. دانشگاه بین‌المللی قزوین.
- ۲- مژگان رضایی، محمود صادقیان و حبیب‌الله قاسمی "سنگ‌نگاری متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی و آذرین جنوب دوجاه (جنوب شرق شاهرود) و کانسنگ‌های آهن و منگنز همراه آنها"، بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. ۳ و ۴ بهمن ۱۳۹۷. دانشگاه بین‌المللی قزوین.
- ۳- مژگان رضایی، محمود صادقیان و حبیب‌الله قاسمی "زمین‌دماسنجی متاکرینات‌های مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوجاه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. ۳ و ۴ بهمن ۱۳۹۷. دانشگاه بین‌المللی قزوین.

۴- مزگان رضایی، محمود صادقیان، حبیب‌الله قاسمی، پاپادوپائلو لامبرینی و یوریو شی "شیمی کانی، دما- فشارسنجی و ژئوکرونولوژی دایک‌های تراکی‌اندزیتی قطع کننده مجموعه پی‌سنگی دوچاه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی	۳
۱-۳- راه‌های ارتباطی	۴
۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه دوجاه.....	۵
۱-۵- ژئومورفولوژی منطقه	۶
۱-۶- موقعیت زمین‌شناسی منطقه	۶
۱-۷- مطالعات پیشین	۶
۱-۸- اهداف مطالعه.....	۲۱
۱-۹- روش مطالعه	۲۲
۱-۹-۱- مطالعات کتابخانه‌ای	۲۲
۱-۹-۲- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری	۲۲
۱-۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی.....	۲۲
۱-۹-۳-۱- پتروگرافی	۲۲
۱-۹-۳-۲- آنالیز شیمی سنگ کل	۲۲
۱-۹-۳-۳- آنالیز شیمی نقطه‌ای کانی‌ها	۲۳
۱-۹-۳-۴- تعیین سن	۲۳
۱-۹-۴- پردازش و تفسیر داده‌ها و تدوین مقاله و پایان نامه.....	۲۳
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی	۲۵
۲-۱- مقدمه	۲۶
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی	۲۸
۲-۳- زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین	۳۱
۲-۳-۱- متابازیت‌ها	۳۱
۲-۳-۲- متاپلیت‌ها	۳۴
۲-۳-۳- متاسامیت‌ها (متاسندستون‌ها و متاگزیوک‌ها)	۳۷
۲-۳-۴- متاکربنات‌ها	۳۹
۲-۳-۵- کانی‌زایی آهن	۴۰
۲-۴- گرانیت‌ها	۴۳
۲-۴-۱- بیوتیت گرانیت‌ها.....	۴۴
۲-۴-۲- لوکوگرانیت‌ها	۴۶
۲-۴-۳- رگه‌های آپلیتی	۴۷
۲-۴-۴- گرانیت‌زایی	۴۷
۲-۵- واحدهای سنگی پس از پروتروزوئیک پایانی	۴۹
۲-۵-۱- توالی رسوبی (کنگلومرا و تناوب شیل، ماسه و آهک).....	۴۹
۲-۵-۲- سنگ‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک	۵۲
۲-۵-۳- دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی	۵۵
۲-۵-۴- واحد کنگلومرای اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه؟	۵۸

۵۹	۲-۵-۵- واحد کنگلومرای پالتوسن
۶۰	۲-۵-۶- دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی
۶۲	۲-۵-۷- مارن‌های الیگومیوسن
۶۲	۲-۵-۸- پادگانه‌های آبرفتی کواترنر
۶۳	فصل سوم: پتروگرافی
۶۴	۳-۱- مقدمه
۶۵	۳-۲- متابازیت‌ها
۶۵	۳-۲-۱- شایست‌سبز
۶۷	۳-۲-۲- آمفیبولیت
۶۸	۳-۲-۳- تحولات دگرگونی در متابازیت‌های مجموعه دوچاه با تکیه بر مطالعات کانی‌شناسی
۷۱	۳-۳- متاپلیت‌ها
۷۲	۳-۳-۱- فیلیت
۷۳	۳-۳-۲- میکاشیست و گارنت میکاشیست
۷۴	۳-۳-۳- کلریتونید شیست
۷۴	۳-۳-۴- گنیس
۷۵	۳-۳-۵- شواهد قرارگیری متاپلیت‌ها در پهنه‌های برشی
۷۷	۳-۳-۶- رابطه بین رشد پورفیروبلست‌های متعلق به متاپلیت‌ها و دگرریختی آنها
۷۹	۳-۳-۷- تحولات دگرگونی متاپلیت‌های مجموعه دوچاه بر اساس مطالعات کانی‌شناسی
۸۱	۳-۴- متاسامیت‌ها (نیمه‌پلیت‌ها)
۸۲	۳-۵- متاکرینات‌ها
۸۶	۳-۶- کانسنگ‌های آهن دگرگون شده
۸۶	۳-۷- گرانیت‌ها
۸۶	۳-۷-۱- بیوتیت گرانیت‌ها
۸۷	۳-۷-۲- لوکوگرانیت‌ها
۸۷	۳-۷-۳- آپلیت‌ها
۸۷	۳-۷-۴- توصیف کانی‌های موجود در گرانیت‌ها
۸۷	۳-۷-۴-۱- کانی‌های اصلی
۹۳	۳-۷-۴-۲- کانی‌های فرعی
۹۴	۳-۶-۳- کانی‌های ثانویه
۹۵	۳-۷-۵- بافت‌های رایج در گرانیت‌ها
۹۹	۳-۷-۸- برآورد شرایط دمای دگرریختی در گرانیت‌های مجموعه دوچاه
۱۰۰	۳-۸- پتروگرافی سنگ‌های توالی رسوبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک
۱۰۰	۳-۹- سنگ‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک
۱۰۴	۳-۱۰- دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی
۱۰۶	۳-۱۱- دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی
۱۰۹	فصل چهارم: شیمی کانی‌ها، دما- فشارسنجی و تحولات دگرگونی
۱۱۰	۴-۱- مقدمه
۱۱۰	۴-۲- متابازیت

۱۱۲	۱-۲-۴ - آمفیبول
۱۱۴	۲-۲-۴ - پلاژیوکلاز
۱۱۶	۳-۲-۴ - گارنت
۱۱۸	۴-۲-۴ - محاسبه دما و فشار
۱۱۸	۱-۴-۲-۴ - دما - فشارسنجی آمفیبول
۱۲۰	۲-۴-۲-۴ - دما - فشارسنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز
۱۲۳	۳-۴ - بررسی شیمی کانی‌های شاخص سازنده متاپلیت‌ها
۱۲۴	۱-۳-۴ - بیوتیت
۱۲۵	۲-۳-۴ - مسکوویت
۱۲۷	۳-۳-۴ - گارنت
۱۲۸	۴-۳-۴ - فلدسپار
۱۲۹	۵-۳-۴ - کلریتوئید
۱۳۰	۶-۳-۴ - کلریت
۱۳۳	۷-۳-۴ - دما-فشارسنجی متاپلیت‌ها
۱۳۳	۱-۷-۳-۴ - دماسنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت
۱۳۵	۲-۷-۳-۴ - فشارسنجی متاپلیت‌ها
۱۳۶	۸-۳-۴ - برآورد دما و فشار دگرگونی پسروده در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه
۱۳۸	۴-۴ - شیمی کانی‌های سازنده گرانیته‌ها
۱۳۸	۱-۴-۴ - فلدسپار
۱۳۹	۲-۴-۴ - بیوتیت
۱۴۰	۳-۴-۴ - کلریت
۱۴۲	۴-۴-۴ - مسکوویت
۱۴۳	۵-۴ - توصیف کلی شرایط دگرگونی برای مجموعه پی‌سنگی دوچاه
۱۴۵	۶-۴ - دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی
۱۴۵	۱-۶-۴ - آمفیبول
۱۴۷	۲-۶-۴ - پلاژیوکلاز
۱۴۷	۳-۶-۴ - تعیین دما و فشار تبلور دایک‌ها و آپوفیزهای منطقه دوچاه
۱۴۹	۷-۴ - دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی
۱۴۹	۱-۷-۴ - آمفیبول
۱۵۲	۲-۷-۴ - پلاژیوکلاز
۱۵۳	۳-۷-۴ - دما - فشارسنجی
۱۵۳	۱-۳-۷-۴ - فشارسنجی
۱۵۳	۲-۳-۷-۴ - دما - فشارسنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز
۱۵۵	فصل پنجم: ژئوکرونولوژی
۱۵۶	۱-۵ - مقدمه
۱۵۷	۲-۵ - آماده سازی نمونه‌ها جهت سن‌سنجی بر روی کانی زیرکن
۱۵۸	۳-۵ - سن‌سنجی نمونه متابازیتی RD-8/4
۱۶۲	۴-۵ - سن‌سنجی نمونه‌های متاپسامیتی RD-78/2A و RD-78/2B

۱۶۵.....	۵-۵- سن سنجی گرانیته‌ها.....
۱۷۳.....	۵-۶- سن سنجی دایک‌های تراکی‌اندزیت RD-99/1.....
۱۷۷.....	فصل ششم: ژئوشیمی سنگ کل
۱۷۸.....	۶-۱- مقدمه.....
۱۸۴.....	۶-۲- ژئوشیمی متابازیت‌ها.....
۱۸۴.....	۶-۲-۱- تعیین سنگ مادر متابازیت‌ها.....
۱۸۷.....	۶-۲-۲- نامگذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های والد متابازیت‌ها.....
۱۸۷.....	۶-۲-۳- فرایندهای مؤثر در تحول ماگمای سنگ والد متابازیت‌ها.....
۱۸۶.....	۶-۲-۴- نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی بهنجار شده متابازیت‌ها.....
۱۹۱.....	۶-۳- ژئوشیمی متاپلیت‌ها.....
۱۹۳.....	۶-۳-۱- تعیین سنگ مادر متاپلیت‌ها.....
۱۹۴.....	۶-۳-۲- نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی بهنجار شده متاپلیت‌ها.....
۱۹۶.....	۶-۴- ژئوشیمی گرانیته‌ها.....
۱۹۶.....	۶-۴-۱- رده‌بندی شیمیایی.....
۱۹۸.....	۶-۴-۲- تعیین سری ماگمایی گرانیته‌ها.....
۱۹۸.....	۶-۴-۳- تعیین درجه اشباع از آلومین.....
۱۹۹.....	۶-۴-۴- نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی بهنجار شده گرانیته‌ها.....
۲۰۱.....	فصل هفتم: پتروژنز و تحولات ژئودینامیکی
۲۰۲.....	۷-۱- مقدمه.....
۲۰۲.....	۷-۲- جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های گوشته محل منشاء متابازیت‌های مجموعه دوچاه.....
۲۰۲.....	۷-۲-۱- جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه دوچاه.....
۲۰۵.....	۷-۲-۲- ویژگی‌های گوشته محل منشاء متابازیت‌های مجموعه دوچاه.....
۲۰۸.....	۷-۳- تعیین محیط زمین‌ساختی متاپلیت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه.....
۲۰۹.....	۷-۴- جایگاه زمین‌ساختی گرانیته‌ها.....
۲۱۰.....	۷-۴-۱- تعیین نوع گرانیته‌های مجموعه دوچاه.....
۲۱۳.....	۷-۴-۲- جایگاه تکتونیکی گرانیته‌های مجموعه دوچاه.....
۲۱۳.....	۷-۴-۳- پتروژنز گرانیته‌های مجموعه دوچاه.....
۲۱۶.....	۷-۵- مدل ژئودینامیکی تشکیل مجموعه آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین دوچاه.....
۲۲۳.....	۷-۶- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی واحدهای سنگی تریاس و ژوراسیک منطقه دوچاه.....
۲۲۵.....	۷-۷- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی تکتونوماگمایی دایک‌های تراکی‌اندزیتی ائوسن میانی.....
۲۲۹.....	نتیجه گیری و پیشنهادات
۲۳۷.....	منابع

فهرست اشکال

فصل اول

- شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت مجموعه‌های نئوپروتروزوئیک پسین اطراف شاهرود..... ۳
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به آن..... ۵
- شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای منطقه دوچاه و راه‌های دسترسی به نقاط مختلف آن..... ۵

فصل دوم

- شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی رخنمون‌های پی‌سنگی در ایران..... ۲۷
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه دوجاه..... ۳۰
- شکل ۲-۳- تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دوجاه..... ۳۴
- شکل ۲-۴- خطوارگی مشخص، عدسی‌های سیلیسی و بودین‌شدگی رگه‌های سیلیسی در متابازیت‌ها..... ۳۴
- شکل ۲-۵- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های مجموعه دوجاه..... ۳۷
- شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز متاپسامیت‌های مجموعه دوجاه..... ۳۹
- شکل ۲-۷- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز متاکربنات‌های مجموعه دوجاه..... ۴۱
- شکل ۲-۸- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز کانسنگ‌های آهن مجموعه دوجاه..... ۴۲
- شکل ۲-۹- تصاویر صحرایی از گرانیت‌هایی که توسط واحدهای ژوراسیک پوشیده شده‌اند..... ۴۳
- شکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز بیوتیت گرانیت‌های مجموعه دوجاه..... ۴۵
- شکل ۲-۱۱- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز لوکوگرانیت‌های مجموعه دوجاه..... ۴۷
- شکل ۲-۱۲- تصویر صحرایی از رگه آپلیتی قطع‌کننده گنیس‌ها..... ۴۷
- شکل ۲-۱۳- تصاویر ماهواره‌ای و صحرایی از گرانیت‌زایی متاپلیت‌ها و متاسندستون‌ها..... ۴۹
- شکل ۲-۱۴- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز توالی رسوبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک..... ۵۲
- شکل ۲-۱۵- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک..... ۵۴
- شکل ۲-۱۶- تصاویر صحرایی از دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک..... ۵۷
- شکل ۲-۱۷- تصاویر صحرایی از چهار زیر واحد کنگلومرای اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه (؟)..... ۵۹
- شکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی از واحد کنگلومرای پالئوسن..... ۶۰
- شکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی..... ۶۲
- شکل ۲-۲۰- تصاویر صحرایی از مارن‌های میوسن و پادگانه‌های آبرفتی کواترنر..... ۶۲

فصل سوم

- شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از گابرویدیوریت‌هایی که به عنوان والد بخشی از متابازیت‌ها می‌باشند..... ۶۵
- شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از شلیست‌های سبز مجموعه دو چاه..... ۶۷
- شکل ۳-۳- تصاویری میکروسکوپی آمفیبولیت‌های مجموعه دوجاه..... ۶۸
- شکل ۳-۴- نمودار ACF نشان‌دهنده روابط فازی شاخص سنگ‌های متابازیتی..... ۶۹
- شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از فیلیت‌های مجموعه دوجاه..... ۷۲
- شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های مجموعه دوجاه..... ۷۳
- شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی از کلریتوئید شیست‌ها..... ۷۴
- شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده نواربندی در گنیس‌ها و حضور گارنت در گنیس..... ۷۵
- شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی معرف شواهد ریزساختاری و میلونیتی‌شدن متاپلیت‌های مجموعه دوجاه..... ۷۷
- شکل ۳-۱۰- الف- بافت گوله‌برفی در پورفایروبلاست گارنت..... ۷۸
- شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز متاپسامیت‌ها در مجموعه دوجاه..... ۸۲
- شکل ۳-۱۲- انواع ماکل‌های کلسیت ناشی از افزایش دما..... ۸۵
- شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی نشانگر ویژگی‌های بارز متاکربنات‌های مجموعه دوجاه..... ۸۵
- شکل ۳-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از کانسنگ آهن و منیزیم‌دار دگرگون‌شده..... ۸۶
- شکل ۳-۱۵- تصاویر میکروسکوپی از گرانیت‌های مجموعه دوجاه..... ۸۶
- شکل ۳-۱۶- تصاویر میکروسکوپی معرف ویژگی‌های بارز آلکالی‌فلدسپارها در گرانیت‌های دگرریخته..... ۸۸

- شکل ۳-۱۷- تصاویر میکروسکوپی معرف ویژگی‌های بارز پلاژیوکلازها در گرانیت‌های دگرریخته ۸۹
- شکل ۳-۱۸- سه نوع سازوکار تبلور مجدد دینامیکی در بلورهای کوارتز. ۹۱
- شکل ۳-۱۹- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های بارز معرف کانی کوارتز در گرانیت‌های دگرریخته ۹۰
- شکل ۳-۲۰- تصاویر میکروسکوپی برخی از کانی‌های فرعی و ثانویه موجود در گرانیت‌ها ۹۳
- شکل ۳-۲۱- تصاویر میکروسکوپی معرف برخی بافت‌های تشکیل شده در گرانیت‌ها ۹۷
- شکل ۳-۲۲- تصاویر میکروسکوپی برخی از سنگ‌های متعلق به توالی رسوبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک ۹۹
- شکل ۳-۲۳- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک ۱۰۱
- شکل ۳-۲۴- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی ۱۰۵
- شکل ۳-۲۵- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی ویژگی‌های دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی ۱۰۵

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- نمایش تغییرات ترکیب آمفیبول‌های متبازیت‌های مجموعه دوچاه بر روی نمودارهای مختلف ۱۱۴
- شکل ۴-۲- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازها. ۱۱۶
- شکل ۴-۳- الف- نمودار مثلثی اعضاء نهایی Grs-(Alm+Sps)-Pry ۱۱۷
- شکل ۴-۴- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متبازیت‌های مجموعه دوچاه ۱۱۹
- شکل ۴-۵- نمودار Fe^{I}/Fe^{I+Mg} در برابر Al^{I} جهت تعیین فشار تشکیل آمفیبول‌های موجود در متبازیت‌ها ۱۲۰
- شکل ۴-۶- نمودار تغییرات دما در مقابل فشار و عمق. ۱۲۱
- شکل ۴-۷- نمودار نشان‌دهنده دامنه تغییرات دما- فشار متبازیت‌ها بر روی نمودار پتروژنتیک ۱۲۲
- شکل ۴-۸- نمودار تغییرات دما در مقابل فشار بدست آمده برای متبازیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار. ۱۲۳
- شکل ۴-۹- نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها ۱۲۴
- شکل ۴-۱۰- نمودار تعیین ترکیب مسکوویت‌ها ۱۲۶
- شکل ۴-۱۱- الف- نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Grs-(Alm-Sps)-Pry ۱۲۸
- شکل ۴-۱۲- نمودار سه تایی Ab-Or-An و موقعیت ترکیبی فلدسپارهای آنالیز شده بر روی آن ۱۲۹
- شکل ۴-۱۳- نمودار سه تایی $Mn-Mg-Fe^{2+}$ و موقعیت قرارگیری کلریتوئیدهای آنالیز شده بر روی آن ۱۳۰
- شکل ۴-۱۴- ترکیب شیمیایی کلریت‌های اولیه و ثانویه آنالیز شده متعلق به متاپلیت‌ها ۱۳۳
- شکل ۴-۱۵- نمودار تعداد اتمهای Ti در واحد ساختاری بیوتیت در مقابل $Mg \#$ جهت تعیین دما ۱۳۴
- شکل ۴-۱۶- تصویر الکترونی پس پراکنشی بیوتیت و نمودار سه تایی $Fe-Mg-Al+\square$ ۱۳۷
- شکل ۴-۱۷- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازهای موجود در لوکوگرانیت‌ها و بیوتیت گرانیت‌ها ۱۳۸
- شکل ۴-۱۸- الف- نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ برای رده‌بندی میکاها ۱۴۰
- شکل ۴-۱۹- ترکیب شیمیایی کلریت‌های آنالیز شده ۱۴۰
- شکل ۴-۲۰- نمودار تعیین ترکیب مسکوویت‌ها ۱۴۳
- شکل ۴-۲۱- موقعیت آمفیبول‌های دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی بر روی نمودارهای مختلف ۱۴۶
- شکل ۴-۲۲- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده ۱۴۷
- شکل ۴-۲۳- طیف فشار محاسبه شده با استفاده از ترکیب آمفیبول‌های دایک‌های دیابازی ۱۴۹
- شکل ۴-۲۴- موقعیت آمفیبول‌های متعلق به دایک‌های تراکی‌آندزیتی در نمودارهای مختلف ۱۵۱
- شکل ۴-۲۵- نمودار Na_2O در برابر SiO_2 آمفیبول‌ها، جهت تعیین محیط تکتونیکی تشکیل آنها ۱۵۰
- شکل ۴-۲۶- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای آنالیز شده از دایک‌های آندزیتی ۱۵۲

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های تعیین سن شده بر روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه دوچاه ۱۵۸

- شکل ۵-۲- محدوده سنی زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه متابازیتی RD-8-4 ۱۶۱
- شکل ۵-۳- نمودارهای سازگاری، چگالی احتمال و میانگین سنی نمونه متابازیتی RD-8/4 ۱۶۱
- شکل ۵-۴- نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال نمونه متاپسامیتی RD-78/2A و RD-78/2B ۱۶۳
- شکل ۵-۵- محدوده سنی زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه‌های متاپسامیتی RD-78/2A و RD-78/2B ۱۶۳
- شکل ۵-۶- نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال نمونه گرانیتی RD-1/1 ۱۶۸
- شکل ۵-۷- نمودارهای سازگاری و نمودار میانگین سنی نمونه گرانیتی RD-105/2 ۱۶۸
- شکل ۵-۸- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال نمونه گرانیتی RD-122/1 ۱۶۹
- شکل ۵-۹- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال نمونه گرانیتی RD-146/4 ۱۶۹
- شکل ۵-۱۰- هیستوگرام سن‌های محاسبه شده برای زیرکن‌های موجود در ۴ نمونه گرانیت ۱۷۱
- شکل ۵-۱۱- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه تراکی آندزیت RD-99/1 ۱۷۵
- شکل ۵-۱۲- سن سازگاری زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه تراکی آندزیت RD-99/1 ۱۷۶

فصل ششم

- شکل ۶-۱- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی برای تعیین ماهیت آذرین یا غیر آذرین سنگ والد آنها ۱۸۵
- شکل ۶-۲- موقعیت ترکیبی متابازیت‌های مجموعه دوچاه در نمودارهای مختلف ۱۸۶
- شکل ۶-۳- نمودارهای تغییرات عناصر فرعی نسبت به Zr در متابازیت‌های مورد مطالعه و مناطق همجوار ۱۸۸
- شکل ۶-۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت ۱۹۱
- شکل ۶-۵- مقایسه نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه با میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های استاندارد دنیا ۱۹۲
- شکل ۶-۶- موقعیت نمونه‌های متاپلیتی در نمودارهای مختلف به منظور مشخص نمودن سنگ والد آنها ۱۹۳
- شکل ۶-۷- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متاپلیتی مجموعه بر روی نمودار سه‌تایی AFC ۱۹۴
- شکل ۶-۸- نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت ۱۹۵
- شکل ۶-۹- موقعیت ترکیبی نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه در نمودار نامگذاری سنگ‌های درونی ۱۹۶
- شکل ۶-۱۰- تعیین ماهیت گرانیت‌ها در نمودارهای مختلف ۱۹۷
- شکل ۶-۱۱- نمودارهای A/NK در مقابل A/CNK و A/CNK در مقابل SiO_2 جهت تعیین ماهیت گرانیت‌ها ۱۹۸
- شکل ۶-۱۲- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت ۲۰۰

فصل هفتم

- شکل ۷-۱- موقعیت ترکیبی سنگ والد متابازیت‌ها بر روی نمودار TiO_2 در مقابل Ti/Y ۲۰۳
- شکل ۷-۲- متابازیت‌های مجموعه دوچاه در نمودارهای Nd-Zr و Nb-Zr، TiO_2 -Zr ۲۰۴
- شکل ۷-۳- نمودار مثلثی $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^T$ ۲۰۵
- شکل ۷-۴- نمودارهای نشان‌دهنده موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی ۲۰۷
- شکل ۷-۵- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نشان دادن چگونگی زایش ماگمای بازی والد متابازیتی مجموعه دوچاه ۲۰۸
- شکل ۷-۶- نمودار تعیین جایگاه زمین‌ساختی برای نمونه‌های متاپلیتی ۲۰۹
- شکل ۷-۷- الف- نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ جهت تعیین نوع گرانیت‌ها ۲۱۱
- شکل ۷-۸- نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار ۲۱۴
- شکل ۷-۹- نمودارهای تعیین منشاء گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار ۲۱۴
- شکل ۷-۱۰- نمودارهای مختلف جهت بررسی نقش فرایندهای ماگمایی در تشکیل گرانیت‌ها ۲۱۵
- شکل ۷-۱۱- نقشه قسمتی از گندوانا ۲۱۷
- شکل ۷-۱۲- الگوی ژئودینامیکی تشکیل حوضه‌های درون قاره‌ای در بازه زمانی ۶۰۰ تا ۵۴۰ میلیون سال پیش ۲۲۲
- شکل ۷-۱۳- مدل ژئودینامیک برای نشان دادن تحولات زمین‌ساختی بخش‌های شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی ۲۲۸

فهرست جداول

فصل دوم

جدول ۱-۲- موقعیت مکانی و جغرافیایی کانسنگ‌های آهن در مجموعه دوچاه ۴۲

فصل سوم

جدول ۱-۳- علائم اختصاری مربوط به کانی‌ها اقتباس شده از کرتز (۱۹۸۳) ۶۴

فصل چهارم

- جدول ۱-۴- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های آنالیز شده و مجموعه‌های کانیایی آنها ۱۱۱
- جدول ۲-۴- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های متعلق به متابازیت‌های مجموعه دوچاه ۱۱۳
- جدول ۳-۴- نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلازهای متعلق به متابازیت‌های مجموعه دوچاه ۱۱۵
- جدول ۴-۴- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت‌های متعلق به متابازیت‌های مجموعه دوچاه ۱۱۷
- جدول ۵-۴- میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل متابازیت‌های دوچاه ۱۲۰
- جدول ۶-۴- نتایج دما - فشار سنجی زوج آمفیبول (هورنبلند) - پلاژیوکلاز ۱۲۱
- جدول ۸-۴- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌های متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه ۱۲۵
- جدول ۹-۴- نتایج آنالیز میکروپروب مسکوویت‌های متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه ۱۲۶
- جدول ۱۰-۴- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت‌های متعلق به گارنت میکا شیست‌های مجموعه دوچاه ۱۲۸
- جدول ۱۱-۴- نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپارهای متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه ۱۲۹
- جدول ۱۲-۴- نتایج آنالیز میکروپروب کلریتوئیدهای متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه ۱۳۰
- جدول ۱۳-۴- نتایج آنالیز میکروپروب کلریت‌های متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه ۱۳۲
- جدول ۱۴-۴- مقادیر $X(Mg)$ و $Ti(apfu)$ و نتایج دماسنجی ۱۳۳
- جدول ۱۵-۴- حدهای بالا و پایین دمای تشکیل متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه ۱۳۵
- جدول ۱۶-۴- نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپارهای متعلق به گرانیت‌های قطع کننده مجموعه دوچاه ۱۳۸
- جدول ۱۷-۴- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌های متعلق به بیوتیت گرانیت‌های قطع کننده مجموعه دوچاه ۱۳۹
- جدول ۱۸-۴- نتایج آنالیز میکروپروب کلریت‌های متعلق به گرانیت‌های مجموعه دوچاه ۱۴۱
- جدول ۱۹-۴- نتایج آنالیز میکروپروب مسکوویت‌های متعلق به گرانیت‌های قطع کننده مجموعه دوچاه ۱۴۲
- جدول ۲۰-۴- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های متعلق به دایک دیابازی و آپوفیر گابرودیوریتی ۱۴۶
- جدول ۲۱-۴- نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلازهای متعلق به دایک دیابازی و آپوفیز گابرودیوریتی ۱۴۸
- جدول ۲۲-۴- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبولهای متعلق به دایک تراکی آندزیتی قطع کننده مجموعه دوچاه ۱۵۰
- جدول ۲۳-۴- نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلازهای متعلق به دایک تراکی آندزیتی قطع کننده مجموعه دوچاه ۱۵۲
- جدول ۲۴-۴- میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل تراکی آندزیت‌های دوچاه با استفاده از روش‌های متداول ۱۵۳
- جدول ۲۵-۴- نتایج دما- فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند)- پلاژیوکلاز ۱۵۳

فصل پنجم

- جدول ۱-۵- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخاب شده جهت سن‌سنجی به روش U-Pb زیرکن بر حسب (UTM) ۱۵۸
- جدول ۲-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه متابازیتی RD-8-4 مجموعه دوچاه ۱۶۰
- جدول ۳-۵- مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از متاپسامیت‌های مجموعه دوچاه ۱۶۲
- جدول ۴-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه‌های متاپسامیتی مجموعه دوچاه ۱۶۴
- جدول ۵-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه ۱۶۶
- جدول ۶-۵- مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از گرانیت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه ۱۶۸

جدول ۵-۷- نتایج تعیین سن انجام شده از برخی سنگ‌های مجموعه‌های پی‌سنگی جنوب و جنوب‌شرق شاهرود..... ۱۷۳
جدول ۵-۸- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه تراکی‌آندزیت RD-99/1 ۱۷۴

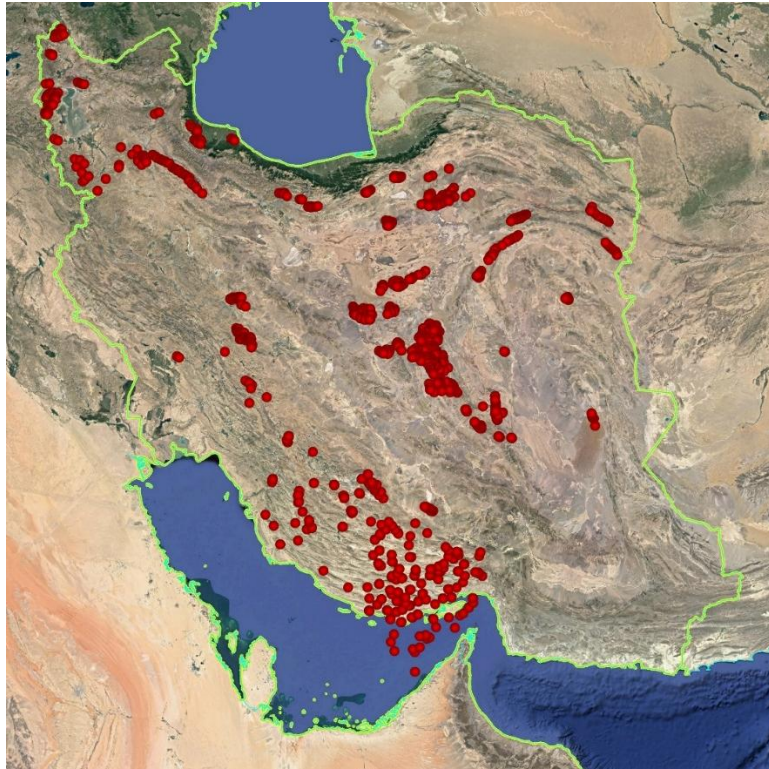
فصل ششم

جدول ۶-۱- مشخصات کلی نمونه‌های انتخاب شده متعلق به مجموعه دوچاه جهت آنالیز شیمی سنگ کل ۱۷۹
جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متابازیت‌ها و متاپلیت‌های مجموعه دوچاه. ۱۸۰
جدول ۶-۳- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل بیوتیت گرانیت‌های مجموعه دوچاه..... ۱۸۱
جدول ۶-۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل لوکوگرانیت‌های مجموعه دوچاه. ۱۸۳
جدول ۶-۵- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاسندستون‌های مجموعه دوچاه ۱۸۳
جدول ۶-۶- ترکیب میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های مرجع و مقادیر عناصر اصلی برای سه نمونه از متاپلیت‌ها ۱۹۲

فصل هفتم

جدول ۷-۱- ویژگی‌های مختلف گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با گرانیت‌های همراه با مجموعه دوچاه. ۲۰۶

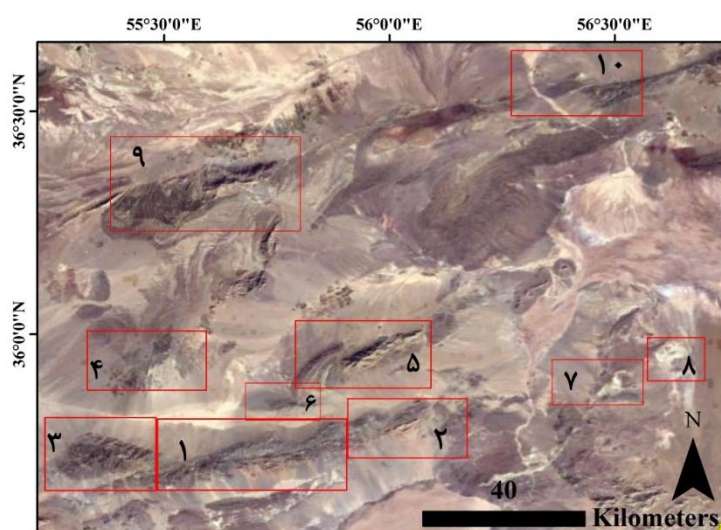
فصل اول: کلیات



۱-۱- مقدمه

به دلیل ثبت حوادث مختلف زمین‌شناسی و تحولات تکتونوماگمایی بسیار پیچیده سرزمین‌های پی‌سنگی و گندوانایی، این مناطق، یکی از جذاب‌ترین مناطق مورد علاقه زمین‌شناسان به ویژه پترولوژیست‌ها می‌باشند. در چند سال گذشته، با فراهم شدن شرایط استفاده از امکانات سن‌سنجی در آزمایشگاه‌های معتبر و انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی دقیق و همچنین آنالیز نقطه‌ای (مایکروپروب)، این سرزمین‌ها، کانون توجه تحقیقات بسیاری از زمین‌شناسان ایران قرار گرفته‌اند. پهنه ساختاری ایران مرکزی بیشترین بخش از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران را در خود جای داده است. در حاشیه شمالی این پهنه، از جنوب دامغان تا جنوب شاهرود و سپس به سمت شرق تا شمال کاروانسرای میاندشت (واقع در شرق شاهرود)، رخنمون‌های متعدد و پراکنده‌ای از مجموعه‌های پی‌سنگی دیده می‌شود. این مجموعه‌ها به طور محلی با اسامی شترکوه، بند هزارچاه، دلبر، سفیدسنگ، ماجراد، جنوب غرب میامی، شمال غرب احمدآباد، غرب رضاآباد، گردنه رشم و دوچاه شناخته می‌شوند (شکل ۱). مطالعات ارزشمندی جهت شناخت تحولات زمین‌شناسی صورت گرفته در این سرزمین‌ها، انجام شده است که برخی از آنها عبارتند از: حسن‌زاده (۲۰۰۸)، رحمتی‌ایلخچی و همکاران (۲۰۰۸، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱)، عزیزی (۱۳۹۱)، عزیزی و همکاران (۲۰۱۱)، بلاغی اینالو (۱۳۹۴) و بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۳، b و a ۱۳۹۴ و ۲۰۱۴)، حسینی (۱۳۹۴) و حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، b و a ۱۳۹۵ و ۲۰۱۵)، ملک‌پور علمداری و همکاران (۲۰۱۷ و ۱۳۸۴)، صادقیان و همکاران (۱۳۹۶)، شکاری (۱۳۹۷) و شکاری و همکاران (۱۳۹۶ و b و a ۱۳۹۷)، بلوچی (۱۳۹۷) و بلوچی و همکاران (۱۳۹۶ و ۱۳۹۷)، ویس‌کرمی (۱۳۹۷) و ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۵، ۱۳۹۶ و b و a ۱۳۹۸) و شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵، ۲۰۱۶b، c و ۲۰۲۰b). تنها در مورد مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه (واقع در جنوب‌شرق شاهرود یا به عبارتی در جنوب‌غرب بیارجمند) به علت واقع شدن در حاشیه شمالی کویر ایران مرکزی، دور بودن از مراکز جمعیتی، نداشتن راه‌های ارتباطی و قرارگرفتن در منطقه حفاظت شده پارک ملی خارتوران، به طور دقیق مورد مطالعه زمین‌شناسی فراگیر و همه جانبه قرار نگرفته است و مستندات موجود در مورد این منطقه، صرفاً به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی و رزوه (رَزّه) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران

معطوف شده است. در واقع نوعی وقفه اطلاعاتی در ارتباط با این منطقه وجود دارد. از این رو، مطالعه این بخش از پی‌سنگ ایران مرکزی حلقه مطالعاتی انجام گرفته بر روی سرزمین‌های پی‌سنگی جنوب تا شرق شاهرود را تکمیل می‌کند. این رساله در راستای شناخت تحولات تکتونوماگمایی واحدهای سنگی دگرگون‌شده و آذرین منطقه دوجاه، همچنین بازسازی تحولات صورت گرفته در سرزمین‌های گندوانایی نئوپروتروزوئیک پسین و تاریخچه زمین‌شناسی ایران تعریف و انجام شده است.



شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت مجموعه‌های نئوپروتروزوئیک پسین اطراف شاهرود.

۱- مجموعه آذرین- دگرگونی دوجاه، ۲- مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد، ۳- مجموعه آذرین- دگرگونی شترکوه، ۴- مجموعه آذرین- دگرگونی بند هزارچاه، ۵- مجموعه آذرین- دگرگونی دلبر، ۶- توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ، ۷- مجموعه آذرین- دگرگونی شمال غرب احمدآباد خارتوران، ۸- مجموعه آذرین- دگرگونی غرب رضاآباد خارتوران، ۹- گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی و ۱۰- آمیزه تکتونیک‌ی حاوی سنگ‌های گرانیتی نئوپروتروزوئیک پسین شمال میاندشت.

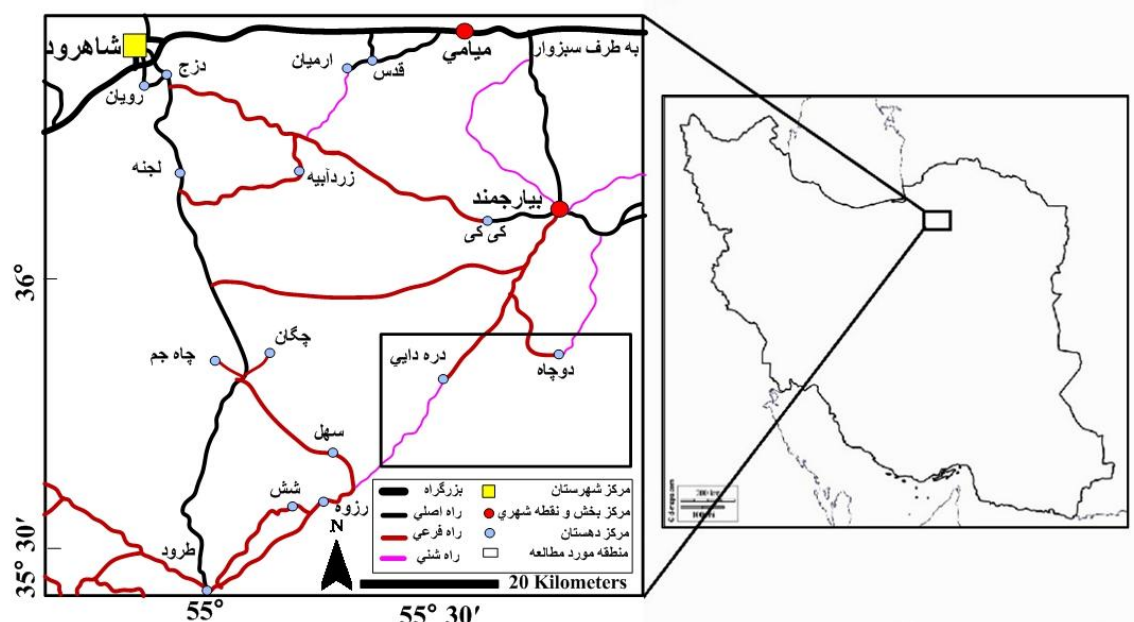
۱-۲- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در جنوب روستای کوچک دوجاه، در حدود ۱۰۰ تا ۱۶۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و ۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بیارجمند در استان سمنان واقع شده است (شکل ۱-۲). این منطقه با روندی شرقی- غربی در شمال بلوک کویر بزرگ قرار دارد و بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۶) و ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی (قاسمی و حاجی‌حسینی، ۱۳۸۳) و رزه (رحمتی‌ایلخچی، ۱۳۸۲)، را به خود اختصاص داده است و در بین طول‌های جغرافیایی شرقی $۵۵^{\circ}۲۷'$ تا $۵۵^{\circ}۵۳'$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $۳۵^{\circ}۳۷'$ تا $۳۵^{\circ}۵۲'$ واقع شده است.

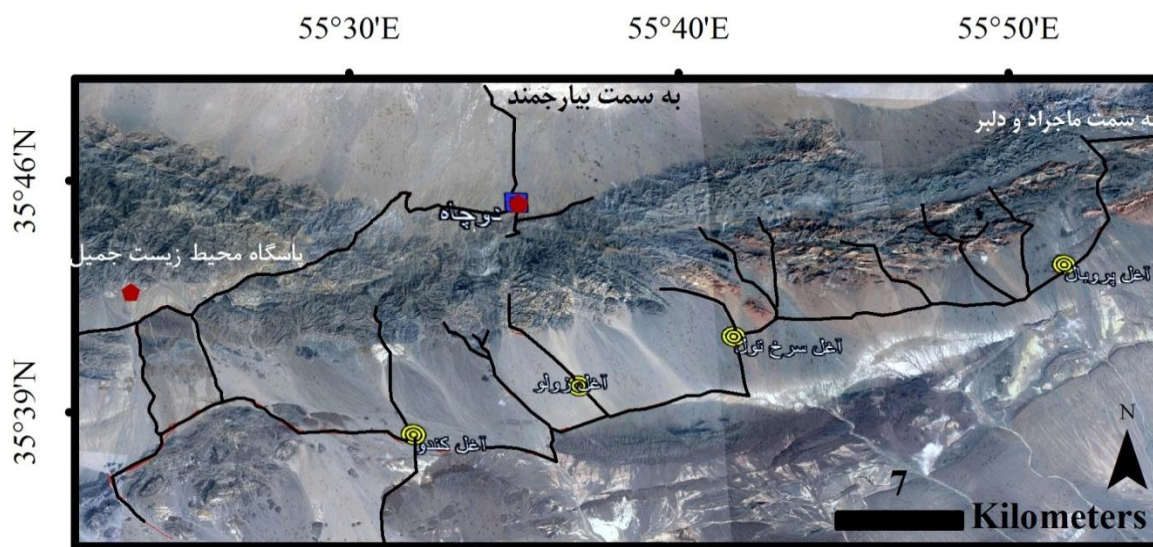
۳-۱- راه‌های ارتباطی

دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفalte شاهرود- طرود و شاهرود- میامی- بیارجمند، امکان‌پذیر می‌باشد. دیگر جاده‌های ارتباطی همگی از نوع خاکی درجه سه می‌باشند. در کیلومتر ۸۰ جاده آسفalte شاهرود- طرود، به سمت جنوب شرق، راهی منشعب می‌شود که پس از پیمایش ۲۸ کیلومتر جاده خاکی به روستای سهل (با سکنه فصلی) می‌رسد. پس از سهل با طی حدود ۴۰ کیلومتر جاده خاکی به سمت جنوب شرق می‌توان به دامنه‌های جنوبی منطقه دوچاه دسترسی پیدا کرد. در این منطقه، آغل‌های سرخ‌تول، زُلو، کندو، پَر و بال و .. وجود دارند که فقط در حد فاصل اواخر دی ماه تا اواخر اردیبهشت ماه از آنها استفاده می‌شود. در این ایام دامپروری در این منطقه از رونق چشمگیری برخوردار است. در بقیه ماه‌های سال به ندرت، فردی در این منطقه تردد می‌کند. راه دیگر دسترسی به این منطقه از طریق بیارجمند به سمت جنوب غرب می‌باشد. بعد از بیارجمند، پس از طی حدود ۵۰ کیلومتر جاده خاکی به سمت جنوب غرب می‌توان به دامنه‌های شمالی منطقه دوچاه دسترسی پیدا کرد. به غیر از دوچاه که یکی دو ساختمان تقریباً مخروبه در آن وجود دارد، صرفاً به واسطه وجود چند آغل گوسفند، دسترسی به بخش‌های شمالی منطقه دوچاه امکان‌پذیر است. از طرود به سمت شمال شرق، نیز راهی منشعب می‌شود که پس از پیمایش حدود ۲۰ کیلومتر جاده خاکی به روستای رزوه می‌رسد. پس از رزوه با طی حدود ۳۵ کیلومتر جاده خاکی به سمت شمال شرق می‌توان به دامنه‌های جنوبی منطقه دوچاه دسترسی پیدا کرد. لازم به ذکر است که در اکثر پروفیل‌ها، راه دسترسی مناسب وجود ندارد و پیمایش‌ها عمدتاً به صورت پیاده‌روی انجام شده است (شکل ۱-۲ و ۳-۱).

از کیلومتر ۸۰ جاده آسفalte شاهرود- طرود، یک راه خاکی به نام جاده معدن سیلیس جمیل به سمت شرق منشعب می‌شود. از جاده پس از طی حدود ۳۰ کیلومتر جاده خاکی به روستای دوچاه و مناطق همجوار می‌توان دسترسی پیدا کرد. در پیرامون روستای جمیل عمدتاً توالی آتشفشانی- تخریبی ژوراسیک رخنمون دارند.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به آن.



شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای منطقه دوجاه و راه‌های دسترسی به نقاط مختلف آن.

۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه دوجاه

آب و هوای حاکم بر منطقه، خشک و 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. سایر جانوران این ذخیره‌گاه عبارتند از گرگ، شغال، روباه قرمز، کفتار راه‌راه، پلنگ ایرانی، کاراکال، گربه وحشی یا دشتی، گربه شنی، گربه پالاس که از انواع بسیار نادر گربه‌سانان می‌باشد، جبیر، آهو، پازن، قوچ، هوبره، زاغ بور، بحری، دلیجه، کبک، تیهو، بلدرچین، عقاب دشتی، چاخ لق، کبوتر چاهی، یاکریم، شاه بوف، سبزه قبا‌ی هندی، دم جنبانک ابلق، سنگ چشم دم سرخ، اردک بلوطی، حواصیل، کرکس مصری، سارگپه و انواع گنجشک می‌باشند. خزندگانی مانند آگاماها، سمندرهای، اسکینک‌ها و بزوجه‌ها در این منطقه وجود دارند. رودخانه دائمی و قابل توجهی در این منطقه وجود ندارد و تنها سیلاب‌های موضعی یا موسمی و آبراهه‌های آن جریان دارند. منابع آبی این منطقه به چند چشمه کوچک محدود می‌شود (قاسمی و حاجی‌حسینی، ۱۳۸۳).

۱-۵- ژئومورفولوژی منطقه

دامنه‌های شمالی به نسبت دارای ژئومورفولوژی مرتفع و سخت‌گذر می‌باشند. دامنه‌های جنوبی منطقه توسط رسوبات مخروط افکنه‌ای و آبراهه‌ای جوان پوشیده شده است. اختلاف ارتفاع این بخش نسبت به بخش شمالی زیاد است. آبراهه‌ها و خشک‌روها در منطقه، عمدتاً دارای روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق و شمال- جنوب هستند. پیمایش در این بخش، مستلزم پیاده‌روی طولانی مدت می‌باشد.

۱-۶- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دوچاه در تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵)، جزئی از حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی است. از شمال، به دق‌بیارجمند و از جنوب، به کویر بزرگ ایران، از شرق، به منطقه ماجراد و از غرب، به منطقه شترکوه محدود می‌گردد.

۱-۷- مطالعات پیشین

از مطالعات صورت گرفته در جنوب و جنوب‌شرق شاهرود می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) سنگ‌های دگرگونی ناحیه طرود را به پرکامبرین نسبت داده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر از نوع گنیس، آمفیبولیت و شیست‌های گارنت بوده و در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

این مجموعه به طور دگرشیب توسط سنگ‌های رسوبی به سن تریاس- ژوراسیک پوشیده شده‌اند، که در ژوراسیک میانی تا حد رخساره شیست‌سبز دگرگون شده‌اند.

- نوایی و همکاران (۱۳۶۶)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران را تهیه نموده‌اند. در شرح این نقشه، سنگ‌های دگرگونی منطقه به دو دسته درجه ضعیف، از نوع اسلیت و فیلیت با سن ژوراسیک و سنگ‌های درجه بالا، از نوع آمفیبولیت، مرمر و گنیس چشمی متعلق به پرکامبرین تقسیم شده‌اند. همچنین گرانیت‌ها به بعد از ژوراسیک و قبل از کرتاسه نسبت داده شده‌اند.

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

- کرمی (۱۳۸۲) و قاسمی و آسیابان‌ها (۱۳۸۵)، پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب‌شرق بیارجمند) را مورد مطالعه قرار داده‌اند. به اعتقاد ایشان این پیکره شامل دو بخش مجزا با ویژگی‌های کاملاً متفاوت است. بخش زیرین آن را مجموعه‌ای متنوع از انواع گنیس و میکاشیست با مناظر میگماتیستی، ارتوآمفیبولیت و پارآمفیبولیت به سن قبل از ژوراسیک زیرین (احتمالاً پرکامبرین)، تشکیل می‌دهد که در محدوده دگرگونی درجه بالا در رخساره آمفیبولیت میانی- بالایی و زون سیلیمانیت بالایی دگرگون شده است. بخش بالایی شامل تناوبی از نهشته‌های ژوراسیک متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، سیلتستون، میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های بازالتی، آهک‌های مارنی و شیلی نازک لایه و آهک‌های ضخیم لایه است که در محدوده دگرگونی درجه پایین تحت شرایط دما- فشار رخساره شیست‌سبز دگرگون شده‌اند.

- قاسمی و حاجی حسینی (۱۳۸۳)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی را ترسیم نموده‌اند. در شرح این نقشه ذکر شده است که سنگ‌های دگرگونی شامل انواع شیست‌ها با میان لایه‌های مرمر همراه هستند. با توجه به حضور مجموعه فسیلی Permocalealus, Lenticulina, Tubiphytes, Bryozoa, Echinoid spine در بخش‌های آهکی این مجموعه در غرب کوه ملحدو، سن آنها به تریاس نسبت داده شده است. با

توجه به مطالعات جدید صورت گرفته در منطقه، می‌توان گفت سنگ‌هایی که به تریاس نسبت داده شده‌اند، بخشی از توالی پوشاننده مجموعه سنگی پرکامبرین هستند نه خود مجموعه. مطالعات بعدی از جمله ملک‌پور علمداری (۲۰۱۷ و ۱۳۸۴)، قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵)، حسن‌زاده (۲۰۰۸)، رحمتی ایلخچی (۲۰۰۸، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱)، بلاغی‌اینالو (۱۳۹۴) و بلاغی‌اینالو و همکاران (۱۳۹۳، a و b و ۱۳۹۴ و ۲۰۱۴)، حسینی (۱۳۹۴) و حسینی و همکاران (۱۳۹۲، a و b و ۱۳۹۵ و ۲۰۱۵)، ملک‌پور علمداری و همکاران (۲۰۱۷)، صادقیان و همکاران (۱۳۹۶)، شکاری (۱۳۹۷) و شکاری و همکاران (۱۳۹۶ و a و b و ۱۳۹۷)، بلوچی (۱۳۹۷) و بلوچی و همکاران (۱۳۹۶ و ۱۳۹۷)، ویس‌کرمی (۱۳۹۷) و ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۵)، ۱۳۹۶ و b و a و ۱۳۹۸) و شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵، ۲۰۱۶b و c و ۲۰۲۰b) نشان می‌دهد که سن‌های قبلی نسبت داده شده به این مجموعه‌های دگرگونی نادرست می‌باشد و سن منطقی سنگ‌ها، پروتروزوئیک پسین - کامبرین زیرین می‌باشد.

- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴)، پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، کوه‌های علاءالدین و ملحدو (جنوب‌شرق شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده است. سن سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن در مورد گرانیته‌ها و گنیس‌های میلونیتی‌شده منطقه دلب‌سن‌های ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان داده است.

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

- کاظمی (۱۳۹۰)، ماهیت و منشأ توده گرانیته‌ی کیک (جنوب‌غرب بیارجمند) و محیط زمین‌ساختی آن را مورد مطالعه قرار داده است. ایشان اشاره کرده است که این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی آکالی گرانیته، گرانیته، گرانودیوریت است و تعدادی دایک مافیک با ترکیب گابرو-دیوریت توده مزبور را قطع کرده‌اند. این توده گرانیته‌ی کیک، در زمره گرانیته‌های نوع I با ماهیت کالک‌آلکان قرار دارد که در محیطی

مرتبط با فروانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. در این مطالعه جایگاه سنی و ژئودینامیکی این توده گرانیتوئیدی به اشتباه تفسیر شده است و به فروانش نئوتتیس نسبت داده شده است.

- عزیزی (۱۳۹۱)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند) را مطالعه نموده و اظهار داشته است که این توده سنگ بخشی از سرزمین‌های قدیمی گرانیتی، گنیسی و دگرگونی ناحیه‌ای به سن نئوپروتروزوئیک پسین است و دارای طیف ترکیبی گرانیت، آلکالی‌فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. این توده گرانیتوئیدی توسط تعداد زیادی دایک دیابازی (میکروگابرویی - میکرودیوریتی) به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. این گرانیت‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاگربوکی حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین ضعیف، نوع S و ساب‌آلکالن می‌باشند. دایک‌های مورد مطالعه در یک محیط کششی از نوع Pull apart basin در ارتباط با فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. در رابطه با جایگاه تکتونیکی این مجموعه نظراتی ارائه شده که با توجه به مطالعات بعدی صورت گرفته در منطقه با واقعیت سازگار نیست.

- اصغرزاده (۱۳۹۲)، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر را مورد مطالعه قرار داده است. نامبرده سه سری دایک بازیک - حدواسط در منطقه خارتوران معرفی کرده است که شامل دایک‌های دیابازی آمفیبولیتی شده به سن نئوپروتروزوئیک پسین، دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن می‌باشند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، دایک‌های گابرویی ژوراسیک دارای ماهیت ساب‌آلکالن و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن دارای ماهیت آلکالن هستند.

- همتی (۱۳۹۲)، پترولوژی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی را مورد بررسی قرار داده و معتقد است ماگمای تشکیل دهنده این توده‌ها از منشاء پوسته‌ای یا به عبارتی ذوب سنگ‌های رسوبی - دگرگونی تشکیل شده است. توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن و پرآلومین نوع S قرار می‌گیرند. سن سنجی U-Pb که برای اولین بار توسط صادقان و همکاران (۱۳۹۶) بر روی کانی زیرکن صورت گرفته است، سن ۵۴۵ میلیون سال را برای این توده گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که معادل اواخر نئوپروتروزوئیک می‌باشد.

- 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 آلکالی هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در محدوده بازالت‌های آلکالن مرتبط با حوضه‌های پشت‌کمانی قرار می‌گیرند.

- ابتهاج (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی غرب بندهزارچاه را مورد مطالعه قرار داده است. و دو دسته دایک به شرح زیر معرفی کرده است، ۱- دایک‌های کوارتزیدیوریتی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین، ۲- دایک‌های گابرویی متعلق به ژوراسیک میانی و دایک‌های الیگومیوسن. دایک‌های گابرویی توده گرانیوتوئیدی بندهزارچاه را قطع کرده‌اند و از یک گوشته اسپینل-لرزلیتی غنی‌شده سرچشمه گرفته‌اند و به شکل توده نفودی کوچک و بزرگ، دایک و گدازه در داخل توالی رسوبی معادل سازند شمشک در حوضه پشت‌کمانی ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی تشکیل شده‌اند.

- بلاغی‌اینالو (۱۳۹۴) و بلاغی‌اینالو و همکاران (۱۳۹۳، b و a 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 شمال‌شرقی (کوه کلاته علاءالدین) و جنوب‌غربی (غرب کوه ملحدو) رخنمون دارند. نتایج مطالعات دما - فشارسنجی انجام شده بر روی میکاشیست‌های مجموعه دلبر، 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. دماها و فشارهای محاسبه شده برابر با رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیتهای این مجموعه میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با نئوپروتروزوئیک پسین-اوایل کامبرین (اواخر ادیاکاران-اوایل کامبرین) را نشان می‌دهد. نتایج تعیین سن دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دلبر به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی 152 ± 35 Ma را نشان می‌دهد که معادل با ژوراسیک میانی است و با روابط چین‌شناسی آنها با سنگ‌های میزبان‌شان تطابق خوبی نشان می‌دهد.

- حسینی (۱۳۹۴) و حسینی و همکاران (۱۳۹۲، b و a ۱۳۹۵ و ۲۰۱۵)، پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را بررسی کرده‌اند. توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، عمدتاً شامل گرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت می‌باشد و 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 فشار ۸ کیلوبار و برای متابازیت‌ها دماهای ۴۲۹ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۷ کیلوبار را نشان می‌دهند که معادل رخسارهای شست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. تعیین سن انجام شده بر روی سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، سن‌های ۵۳۳ تا ۵۸۲ میلیون سال را نشان می‌دهند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و مقادیر Nd منبع پوسته‌ای برای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها و همچنین منبع گوشته‌ای لیتوسفری زیر قاره‌ای را برای متابازیت‌ها و دیابازها مشخص می‌سازد. مجموع شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، این گرانیت‌ها از نوع S هستند و از ذوب سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی در یک محیط برخوردی (از نوع منشورهای بر هم افزوده) تشکیل شده‌اند.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵)، مجموعه دگرگونی چاه‌جام- بیارجمند را مطالعه کرده‌اند و اظهار داشته‌اند که این مجموعه از متاگرانیت، ارتوگنیس و پاراگنیس تشکیل شده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی این مجموعه، سن آن اواخر نئوپروتوزوئیک تا اوایل کامبرین در نظر گرفته شده است و شاهدی بر ماگماتیسم کادومین در حاشیه فعال شمالی گندوانا به حساب آمده است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، این مجموعه در موقعیت تکتونیکی مرتبط با فروران‌ش توسط فرایند ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای پایینی تشکیل شده است. به نظر می‌رسد که این مطالعه در بخش سنگ‌شناسی و تفسیر موقعیت تکتونیکی به بازنگری جدی نیاز دارد.

- خبره (۱۳۹۶) معتقد است که مجموعه دگرگونی- آذرین رضاآباد به سن نئوپروتروزوئیک پسین، دارای طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات، متابازیت (شیست‌سبز و آمفیبولیت) و گرانیت است. آمفیبولیت‌های منطقه رضاآباد دارای منشاء آذرین بوده‌اند. گرانیت‌ها ماهیت

کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و به نوع S با منشاء پوسته‌ای تعلق دارند. این سنگ‌ها توسط اجتماعات دایکی دیابازی و تعدادی توده‌های نفوذی کوچک (با ترکیب گابرو تا دیوریت یا معادل بیرونی آنها) به سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند، این دایک‌ها شاهد بارزی بر ماگماتیسم سیمرین میانی در لبه شمالی خرده قاره ایران مرکزی می‌باشند و در محدوده سری آلکالن تا ساب‌آلکالن واقع می‌شوند. بر اساس تعیین سن انجام گرفته به روش U-Pb، بر روی گنیس‌های مجموعه رضاآباد سن این مجموعه $4/9 \pm 559$ میلیون سال (نتایج منتشر نشده) به دست آمده است. تعدادی دایک بازالتی به سن الیگومیوسن نیز این مجموعه را قطع کرده است و در برخی نقاط نیز توسط بازالت‌هایی به سن الیگومیوسن پوشیده شده‌اند که از آن جمله به بازالت‌های کوه قلعه دختر (واقع در جنوب غرب رضاآباد) می‌توان اشاره کرد.

- رستمی (۱۳۹۶) و رستمی و همکاران (۲۰۲۰ و ۱۳۹۷، a و b ۱۳۹۶)، در قالب رساله دکتری، روانه‌های بازالتی موجود در توالی رسوبی تخریبی-تبخیری الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی (شاهرود تا سبزوار) را مطالعه کرده است. این بازالت‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی نشأت گرفته از یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی شده در محیط‌های کشتی پشت کمان نابالغ را نشان می‌دهند.

- شکاری (۱۳۹۷) و شکاری و همکاران (۱۳۹۶ و a و b ۱۳۹۷)، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی شترکوه را مورد مطالعه قرار داده‌اند و معتقدند که این مجموعه طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت، متاپسامیت، متابازیت، متاکربنات و متاریولیت را شامل می‌شود. بخش‌هایی از این مجموعه توسط واحدهای سنگی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند. سن سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb بر روی سنگ‌های دگرگونی این مجموعه طیف سنی ۵۷۱ تا ۵۲۶ میلیون سال معادل نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین را نشان می‌دهند. نتایج دما- فشارسنجی متابازیت‌های این مجموعه، محدوده دمایی ۶۰۲ تا ۷۱۱ درجه سانتیگراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلوبار، میکاشیست‌ها دمای ۵۶۷ تا ۶۴۱ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۱ کیلوبار و ۴۵۷ تا ۶۳۹ درجه سانتیگراد و ۷ تا ۱۳ کیلوبار برای گنیس‌ها را نشان می‌دهند که بیانگر شرایط دما و فشار رخساره‌های آمفیبولیت و آمفیبولیت بالایی است.

سنگ‌های مادر مجموعه دگرگونی شترکوه، در اواخر نئوپروتروزوئیک، در یک رژیم زمین ساختی کششی که بر سرزمین‌های شمال گندوانا حاکم بوده و به تشکیل حوضه‌های دریایی-اقیانوسی (شاخه ایران-آناطولی اقیانوس پروتوتتیس) منجر شده است، تشکیل شده است. سپس این حوضه‌ها در یک بازه زمانی کوتاه و طی یک رژیم زمین‌ساختی تراکمی (کوهزایی کادومین)، به سرعت بسته شده‌اند و به صورت آمیزه‌های زمین ساختی یا منشورهای به هم افزوده درآمده‌اند و یا بر روی سرزمین‌های همجوار رانده شده‌اند.

- بلوچی (۱۳۹۷) و بلوچی و همکاران (۱۳۹۶ و ۱۳۹۷)، پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی مجموعه دگرگونی-آذرین جندق-عروسان را مورد بررسی قرار داده‌اند. ایشان اذعان داشته‌اند که این مجموعه دارای طیف سنگ‌شناسی بسیار متنوعی شامل متاپلیت، متاپسامیت، متابازیت، متاکربنات، کالک شلیست و مجموعه افیولیتی همراه است. چند توده کوچک مقیاس و کم وسعت گرانیته درون مجموعه دگرگونی-آذرین جندق-عروسان نفوذ کرده و در آن جایگزین شده‌اند. دگرگونی ناحیه‌ای تحمیل شده بر مجموعه در حد رخساره‌های شلیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی است. در نهایت با پیشرفت دگرگونی، در بالاترین شرایط دمایی یا گرمایی دگرگونی، آناکسی و میگماتیت‌زایی رخ داده است و در برخی موارد ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها به تولید توده‌های بیوتیت‌گرانیته پراآلومین نوع S منجر شده است. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb بر روی واحدهای دگرگونی و آذرین این مجموعه طیف سنی ۵۳۵ تا ۵۴۵ میلیون سال معادل نئوپروتروزوئیک پسین-اوایل کامبرین را نشان می‌دهند. ایشان معتقدند که کشش‌های درون قاره‌ای اواخر نئوپروتروزوئیک در ایران در زمان حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش، به بازشدگی درون قاره‌ای و ریف‌زایی در پوسته قاره‌ای گندوانا، به قطعه‌قطعه شدن بخش‌های شمالی پوسته قاره‌ای گندوانا منجر شده است. رسوبات حاصل از فرسایش و تخریب سنگ‌های قدیمی مناطق همجوار وارد این حوضه‌ها شده است. همزمان با کشش و نازک شدگی پوسته‌ای در مراحل اولیه شکل‌گیری حوضه، ماگماتیسم بازیکی در حوضه به وقوع پیوسته و در لابلای رسوبات نهشته شده یا درون سنگ‌های رسوبی تزریق شده‌اند. با ادامه روند بازشدگی، پوسته قاره‌ای و حوضه درون قاره‌ای به حوضه اقیانوسی شده تبدیل شده و افیولیت‌های نوع حاشیه قاره‌ای در آن ایجاد می‌شوند. اما در همان مراحل ابتدایی اقیانوسی‌شدن، در طی فرایند جمع شدگی

سریع، بسته شدن، برخورد قاره- قاره و احتمالاً یک فرایند فرورانشی ناقص، محتویات درون حوضه‌های کششی مورد بحث به صورت آمیزه‌های تکتونیکی یا منشورهای به هم افزوده درآمده‌اند و گاه بر روی پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های همجوار خود رانده شده‌اند. این سنگ‌ها به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با تنوع ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده تحول یافته‌اند. این مجموعه تا آستانه ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و تشکیل توده نفوذی کوچک، دایک‌ها، آپوفیزها و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های گرانیتی پیش رفته است. تعدادی کمی توده نفوذی کوچک مقیاس گابرویدیوریتی به همراه دایک و توده‌های نفوذی آلکالی‌فلدسپار گرانیتی به درون مجموعه جندق نفوذ کرده‌اند. نتایج تعیین سن به روش U-Pb، سن‌های ۲۲۱ تا ۲۱۳ میلیون سال پیش را برای آنها نشان می‌دهد که معادل تریاس پسین است.

- ویس کرمی (۱۳۹۷) و ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۵، ۱۳۹۶ و b و a ۱۳۹۸) پترولوژی، ژئوشیمی و ژئودینامیک مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده‌اند و معتقدند این مجموعه طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت، متاپسامیت، متابازیت، متاکربنات و متاریولیت را در بر می‌گیرد. بر اساس دما - فشارسنجی انجام شده بر روی نمونه‌های سنگی انتخاب شده متابازیت و متاپلیت‌های مجموعه ماجراد، دمای ۴۵۴ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۳ کیلو بار (معادل رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی) برای آنها بدست آمده است. با فراهم شدن شرایط دما و فشار برای آغاز ذوب‌بخشی، مجموعه ماجراد در برخی مناطق واجد سنگ‌های متاپلیتی دچار ذوب‌بخشی شده‌اند و به دنبال آن تبلور مذاب‌های حاصله به تشکیل توده‌های گرانیتی کوچک مقیاس منجر شده است. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از گروه‌های سنگی مختلف دامنه‌های سنی (بر حسب میلیون سال) ۹۲۲، ۷۵۹ و ۵۱۳ برای متابازیت‌ها، ۲۲۵۰، ۱۹۰۰ و ۹۳۰ برای میکاشیست‌ها، ۵۲۴ و ۵۱۳ برای گنیس‌ها ۲۳۵۰، ۱۹۰۰ و ۱۲۰۰ برای متاپسامیت‌ها، ۵۵۳، ۵۱۵ و ۵۰۶ برای گرانیت‌ها و ۵۲۱ و ۴۹۴ برای متاریولیت‌ها می‌باشد. سن‌های ۹۲۲، ۷۵۹، ۲۲۵۰، ۱۹۰۰، ۹۳۰، ۲۳۵۰، ۱۹۰۰ و ۱۲۰۰ میلیون سال بدست آمده سن‌های موروثی هستند. ایشان با توجه به جوان‌ترین سن‌ها و سن‌های مجموعه‌های سنگی مشابه همجوار، دامنه سنی مجموعه دگرگونی ماجراد را بین ۵۴۰ تا ۵۲۰ میلیون سال

(نئوپروتروزوئیک پسین ادیاکارن-کامبرین زیرین) در نظر گرفته‌اند. همچنین به نظر ایشان 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 به هم افزوده بر روی ورقه‌های قاره‌ای فرارنده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره-قاره پیش رفته‌اند.

- 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 اوایل کامبرین برای آن‌ها به دست آمده است. مناطق دلبز، بندهزارچاه و شترکوه از جمله این مناطق پی‌سنگی می‌باشند.

- رحمتی‌ایلخچی (۲۰۱۱)، دگرگونی و موقعیت ژئوتکتونیکی کمپلکس شترکوه را مورد مطالعه و بررسی قرار داده است. این مجموعه از میکاشیست، ارتوگنیس و آمفیبولیت تشکیل شده است که توسط مجموعه دگرگونی درجه پایین به سن ژوراسیک میانی پوشیده شده است. پروتولیت این مجموعه شامل تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و رسوبات دگرگون شده بوده که در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پسین 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.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵)، مجموعه دگرگونی چاه‌جام-بیارجمند را مطالعه کرده‌اند و اظهار داشته‌اند که این مجموعه از متاگرانیت، ارتوگنیس و پاراگنیس تشکیل شده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی این مجموعه، سن آن اواخر نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین در نظر گرفته شده است و شاهدی بر ماگماتیسم کادومین در حاشیه فعال شمالی گندوانا به حساب آمده است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، این مجموعه در موقعیت تکتونیکی مرتبط با فرورائش توسط فرایند ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی تشکیل

شده است. به نظر می‌رسد که این مطالعه در بخش سنگ‌شناسی و تفسیر موقعیت تکتونیکی به بازنگری جدی نیاز دارد.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۲۰b)، در مقاله‌ای تحت عنوان نقش ماگماهای پی در پی و "مناطق داغ" عمیق در تحولات قاره‌ای: پوسته کادومین ایران، به بررسی تحولات ماگمایی در مناطق پی‌سنگی ایران به ویژه منطقه تروند پرداخته‌اند و معتقدند تشکیل و تحول پوسته قاره‌ای از طریق ماگماتیسم کمانی به شدت متأثر از حوادث ماگمایی با حجم زیاد و در فاصله زمانی کم یا دوره‌های شعله‌وری یا آتشفباری ماگمایی است. بخشی از نتایج استنباط شده در این مطالعه، با وقایع زمین‌شناسی صورت گرفته در بازه زمانی ذکر شده در ایران سازگاری چندانی ندارد.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۲۰c)، در مقاله‌ای تحت عنوان ماگماتیسم طولانی مدت و رشد کمان قاره‌ای کادومین ایران- آناتولی در شمال گندوانا به بررسی ماگماتیسم ایران در بازه زمانی اواخر نئوپروتروزوئیک- کامبرین زیرین پرداخته‌اند. ایشان معتقدند بخش عمده پوسته ایران و آناتولی قدیمی‌ترین سنگ‌هایی را شامل می‌شود که در یک حادثه ماگماتیسم صورت گرفته در امتداد یک حاشیه شدیداً همگرا تشکیل شده‌اند و حاصل فرورائش لیتوسفر اقیانوسی پروتوتتیس زیر شمال گندوانا از حدود ۶۲۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش (مطابق) می‌باشند، این حادثه با رویداد تشکیل پوسته کادومین مطابقت می‌کند. بخشی از نتایج گرفته شده در این مطالعه چندان با وقایع زمین‌شناسی صورت گرفته در بازه زمانی ذکر شده در ایران سازگار نیست.

از مطالعات صورت گرفته در دیگر مناطق پی‌سنگی ایران می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- جمشیدی بدر (۱۳۸۹)، سن‌سنجی سنگ‌های رسوبات دگرگون شده پرکامبرین و توالی دگرگونی آن‌ها در مجموعه دگرگونی سورسات را مورد بررسی قرار داده است. زمان رسوب‌گذاری متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی سورسات 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

متابلیت‌ها معقول نمی‌باشد، همچنین به دلیل دمای انسداد بسیار پایین موناژیت سن‌های محاسبه شده به این روش چندان قابل اعتماد نیستند.

- صفرزاده و همکاران (۱۳۹۵)، گرانیتوئیدهای میلونیتی گل‌گهر جنوب‌شرقی سیرجان را به عنوان یکی از مناطق مهم برای بررسی پیشینه پی‌سنگ پهنه سندنچ- سیرجان مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این پژوهش توده‌های گرانیتوئیدی بر اساس سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی در دو گروه گارنت- بیوتیت گرانیتوئید و هاستینگزیت گرانیتوئید طبقه‌بندی کرده‌اند. هردو گروه از نوع متآلومین بوده و از نوع گرانیتوئیدهای I هستند. بر اساس سن‌سنجی U-Pb صورت گرفته بر روی کانی زیرکن سن این توده‌های گرانیتوئیدی ۵۳۸/۶ تا ۵۸۰/۷ میلیون سال (نئوپروتروزوئیک پسین تا اوایل کامبرین) است.

- نوتمن^۱ و همکاران (۲۰۱۴)، پوسته قدیمی ائوآرکئن- نئوپروتروزوئیک گندوانا در ایران و ترکیه را با استفاده از شواهد ایزوتوپی U-Pb-Hf زیرکن، در نمونه گرانیته نزدیک ازنا و نمونه ارتوگنیسی نزدیک چادگان در نزدیکی شهرکرد، واقع در زون سندنچ- سیرجان، مورد مطالعه قرار داده‌اند. بر اساس سن‌سنجی U-Pb صورت گرفته بر روی کانی زیرکن، برای نمونه گرانیته، سن ماگمایی 568 ± 11 میلیون سال و برای زیرکن‌های موروثی سن‌های ۹۰۰-۸۰۰، ۲۴۰۰ و ۳۶۰۰ میلیون سال بدست آورده‌اند. برای زیرکن‌های نمونه ارتوگنیسی سن ماگمایی 637 ± 15 و سن‌های موروثی ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ میلیون سال بدست آمده است. زیرکن‌های موروثی ۳۶۰۰ میلیون سال، مربوط به قدیمی‌ترین بخش پوسته ای است که در ایران هنوز شناسایی نشده است. زیرکن‌های موروثی با سن ۳۶۰۰ و بیشتر از ۲۴۰۰ میلیون سال پیشنهاد می‌کنند که پوسته تشکیل شده در آرکئن احتمالاً یک بخش قابل توجه در زون سندنچ- سیرجان است. در شمال‌غربی، منطقه سندنچ- سیرجان که در ارتباط با توده مندرس در جنوب ترکیه می‌باشد، حاوی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک همراه با بخش‌هایی از ذوب پوسته قدیمی می‌باشد. پی‌سنگ عمیق مجموعه آناتولی مرکزی در شمال‌شرقی ترکیه حاوی پوسته ۲۴۰۰-۳۷۵۰ میلیون سال است. این می‌تواند پوسته قدیمی باشد که منطبق با بخش‌های موروثی در نمونه‌های مطالعه شده در زون سندنچ- سیرجان است.

- رزتی و همکاران (۲۰۱۵)، مجموعه پی‌سنگی کوه سرهنگی واقع در جنوب غرب بردسکن را مورد مطالعه و بررسی قرار داده‌اند. توده‌های نفوذی کوه سرهنگی ماهیت آکالن تا آکالن پتاسیم بالا دارند. مطالعات سن‌سنجی انجام شده بر روی این منطقه، سن تبلور و جایگزینی این توده‌ها را به نئوپروتروزوئیک پسین-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 فروانش پروتوتیس 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. بر اساس مطالعات سن‌سنجی انجام شده بر روی ریولیت‌های گنبد هرمز، سن ۵۵۸ میلیون سال برای آنها بدست آمده است. 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.

- منظمی باقرزاده و همکاران (۲۰۱۵)، مجموعه گرانیتوئیدی برنورد واقع در شمال غرب کاشمر و در شمال بلوک ایران مرکزی را مورد بررسی قرار داده‌اند. این مجموعه متشکل از گرانیت، لوکوگرانیت، سینیت، آلکالی‌گرانیت و مونزوگرانیت است. مطالعات سن‌سنجی U-Pb صورت گرفته بر روی کانی زیرکن سن ۵۵۰ تا ۵۴۰ میلیون سال را برای این توده گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که معادل اواخر نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین می‌باشد.

- شاه‌زیدی و همکاران (۲۰۱۶)، ژئوشیمی و سن‌سنجی گرانیت‌های کادومین میشو در شمال غرب ایران را مورد بررسی قرار داده‌اند. گرانیت‌های میشو عمدتاً شامل گرانیت‌های دومیکایی با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S و رخنمون‌های کمی از تونالیت، آمفیبول گرانودیوریت و دیوریت با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I می‌باشند. دایک‌های لوکوگرانیت نیز به طور محلی گرانیت‌های میشو را قطع کرده‌اند. داده‌های سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های میشو سن تبلور ۵۵۰ میلیون سال را برای آنها مشخص ساخته است. نامبردگان معتقد هستند که تشکیل گرانیت‌های نوع I میشو می‌تواند مرتبط با فروانش اقیانوس پروتوتیس در طول کوهزایی

کادومین باشد و گرانیتهای نوع S می‌تواند مرتبط با مذاب‌های بازیک قرار گرفته در قسمت‌های میانی و بالایی پوسته قاره‌ای ضخیم و ذوب‌بخشی آن پوسته مرتبط باشد.

- عطاپور و آفتابی (۲۰۱۶)، با بررسی مجدد ریولیت‌های هرمز اعتقاد دارند که شواهد ژئوشیمیایی ارائه شده به وسیله فرامرزی و همکاران برای این ریولیت‌ها، با ریولیت‌های درون صفحه‌ای یا پس از برخورد (ابی)^۱، (۱۹۹۲) مطابقت نشان می‌دهند و این ریولیت‌ها را در دسته ریولیت‌های نوع A تقسیم بندی کرده‌اند. سنگ‌های ریولیتی و آلکالن نوع A مشابه هرمز نیز در سپر نوبی- عربی گزارش شده است. این پژوهشگران اذعان داشتند که ریولیت‌های هرمز همراه با رسوبات تبخیری نمک و آهن‌های نوع لایه‌ای ادیاکارن در محیط‌های ریفتی تشکیل شده‌اند.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۶ a)، معتقدند که مجموعه‌های پی‌سنگی منطقه زنجان- تکاب شامل انواع سنگ‌های دگرگونی شامل پاراگنیس، اورتوگنیس، آمفیبولیت، انواع شیست‌ها و میگماتیت‌ها هستند. تعیین سن‌های انجام شده بر روی اورتوگنیس‌های این منطقه دامنه سنی ۴۹۱ تا ۵۱۶ میلیون سال را نشان می‌دهد، البته دارای هسته‌های زیرکن‌های قدیمی نیز می‌باشند.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۷a)، زیرکن‌های تخریبی سرزمین‌های پی‌سنگی شرق ایران را مطالعه کرده و دامنه سنی ۲۵۰۰ تا ۵۰۰ میلیون سال را برای این زیرکن‌ها به دست آورده‌اند. حد پایین (حدود ۵۰۰ میلیون سال) این دامنه سنی با نئوپروتروزوئیک پسین- اوایل کامبرین مطابقت می‌کند.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۷b)، مجموعه تکنار را مورد مطالعه قرار داده‌اند و اظهار داشته‌اند که این مجموعه دارای ترکیب سنگی گابرویی، دیوریتی و گرانیتهی می‌باشند 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 گرانیته‌ها را نشان داده است.

- ملک‌محمودی و همکاران (۲۰۱۷)، ژئوشیمی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی چادگان در شمال شهرکرد را مطالعه نموده‌اند. بر اساس داده‌های ایزوتوپی و ژئوشیمی، ایشان معتقد هستند که متابازیت‌های مزبور در یک جایگاه تکتونیکی فرورانشی در نئوپروتروزوئیک پسین و اوایل کامبرین تشکیل شده‌اند.

- مولایی و همکاران (۲۰۱۹)، گنیس‌های گرانیته تپه‌تاق، را به عنوان بخشی از پوسته کادومین شرق ایران، برای نخستین بار معرفی کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای ترکیب گرانودیوریت تا گرانیته می‌باشند. مطالعات سن‌سنجی U-Pb صورت گرفته بر روی کانی زیرکن سن ۵۲۷ و ۵۲۲ میلیون سال را برای گرانیته‌های میلونیتی‌شده نشان می‌دهد. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی و سن‌سنجی، این سنگ‌ها دارای ماهیت ساب‌آلکالن و مت‌آلومین تا پرآلومین هستند و به ماگماتیسم کادومین در حاشیه فعال شمالی گندوانا نسبت داده شده‌اند.

- حاجی‌میرزاجان و همکاران (۲۰۱۹)، سن‌سنجی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی و ولکانیک‌های ده‌زمان در زون تکتونیکی کاشمر- کرمان را به عنوان شاهدهی برای ماگماتیسم کادومین، مورد بررسی قرار داده‌اند. سنگ‌های نفوذی ده‌زمان با محتوای بالای پتاسیم مشخص می‌شوند و از نوع گرانیته‌های نوع I هستند. داده‌های سن‌سنجی از سینوگرانیته‌ها و ریولیت‌های ده‌زمان بر اساس سن‌سنجی U-Pb صورت گرفته بر روی کانی زیرکن سن تبلور ۵۲۱ تا ۵۲۴ میلیون سال را برای آنها مشخص ساخته است. پژوهشگران نامبرده بر این باور هستند که سنگ‌های کادومین شمال شرق ایران در ارتباط با یک حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

۱-۸- اهداف مطالعه

در مورد منطقه دوچاه، مستندات اندکی وجود داشت که صرفاً به نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی، رزوه (رزه) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران معطوف شد. بر اساس شرح نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی و رزه، به سنگ‌های دگرگونی، سن قبل از تریاس و به توده‌های گرانیتی، سن پس از ژواسیک نسبت داده شده است. یک نمونه از سنگ‌های گرانیتی این منطقه توسط ویس‌کرمی (۱۳۹۵) تعیین سن شده بود و با ارائه سن $538 \pm 3/8$ میلیون سال، فرضیه تعلق داشتن این توده‌های گرانیتی به زمان پس از ژوراسیک را با تردید جدی همراه ساخت. این سن با نئوپروتروزوئیک پسین (ادیاکارن) مطابقت دارد و تعلق داشتن آنها به مناطق پی‌سنگی و گندوانایی را تأیید می‌کند. همچنین این یافته‌ها حاکی از آن است که توده‌های گرانیتی مورد نظر در خلال کوهزایی کادومین تشکیل شده‌اند.

نتیجه‌گیری ذکر شده به مستندات علمی دقیق و بیشتری نیاز داشت. بنابراین مطالعه همه جانبه تمام فرایندهای دگرگونی و دگرریختی و پیچیده‌گی‌های تحولات زمین‌شناختی این منطقه (رسوب‌گذاری، ماگماتیسم، دگرگونی و زمین‌ساخت) در بستر زمان ضروری به نظر می‌رسید. لیکن این تحقیق در راستای تحقق اهداف ذیل انجام گردیده است:

- ۱- تعیین مجموعه‌های کانی شناسی انواع مختلف سنگ‌های دگرگونی و آذرین در منطقه دوچاه.
- ۲- تعیین ماهیت سنگ‌های والد مجموعه دگرگونی و شناخت توالی سنگی قبل از دگرگونی.
- ۳- شناخت دقیق تغییر و تحولات سنگ‌شناسی در طی دگرگونی اعم از کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و غیره.
- ۴- تعیین شرایط فیزیکی دما و فشار بروز دگرگونی و درجه دگرگونی
- ۵- تعیین توالی حوادث دگرگونی و دگرریختی.
- ۶- تعیین سن سنگ‌های آذرین و دگرگونی.
- ۷- تعیین الگوی ژئودینامیکی منجر به تشکیل مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه.
- ۸- مقایسه ویژگی‌های سنگ‌شناسی منطقه دوچاه با مناطق همجوار.

۹-۱- روش مطالعه

۹-۱-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

به منظور دستیابی به اهداف مورد نظر، ابتدا اطلاعات منتشر شده قبلی اعم از گزارش‌های تحقیقاتی، پایان‌نامه‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای مختلف مرتبط با موضوع این رساله جمع‌آوری و مورد بررسی قرار گرفت.

۹-۲- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

به منظور شناسایی دقیق واحدهای سنگی و بررسی دقیق روابط صحرایی آنها، بررسی‌های صحرایی طی ۱۷ روز انجام شد. از واحدهای سنگی مختلف، نمونه‌های سنگی (جهت تعیین مقاطع میکروسکوپی، آنالیز سن‌سنجی، آنالیز ژئوشیمیایی و آنالیز مایکروپروب) برداشت شد. نمونه‌برداری به گونه‌ای انجام شد که حداکثر واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه را دربر گرفته و قابلیت استناد و تعمیم برای کل محدوده‌های مورد نظر را داشته باشد.

۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی

۹-۳-۱- پتروگرافی

پس از انجام نمونه‌برداری و بازدید صحرایی، ۲۷۰ عدد مقطع نازک، ۲۷ عدد مقطع نازک صیقلی و ۳ عدد مقطع صیقلی تهیه شد. مقاطع توسط میکروسکوپ پلاریزان در آزمایشگاه آپتیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود مورد مطالعه قرار گرفت.

۹-۳-۲- آنالیز شیمی سنگ کل

پس از انجام مطالعات پتروگرافی دقیق و دستیابی به دید جامع و کلی در مورد منطقه و تنوع ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه، جهت آنالیز شیمی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر تعداد ۲۲ نمونه از سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد مطالعه که دارای کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی بود، انتخاب گردید، سپس مراحل برش، خردایش و نرمایش نمونه‌های سنگی در کارگاه‌های تهیه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و دامغان انجام شد. نمونه‌های پودر شده در آزمایشگاه Createch، پکن، کشور چین

مورد آنالیز شیمی سنگ کل قرار گرفتند. مقادیر عناصر اصلی به روش XRF^1 و عناصر کمیاب به روش $ICP-OES^2$ و $ICP-MS^3$ تعیین گردید. مقادیر عناصر اصلی و عناصر کمیاب با استفاده از فلورسانس اشعه X (XRF-1800; SHIMADZU) و طیف سنجی جرمی پلاسما جفتیده القایی (Agilent ۷۵۰۰) در شرکت پدید آورنده فناوری‌های آزمایشگاهی پکن (Beijing Createch Testing Technology Company) تعیین شد. دقت تجزیه و تحلیل XRF برای اکسیدهای بیشتر از ۰/۵ درصد وزنی در حدود ± 2 درصد و برای اکسیدهای بیشتر از ۰/۱ درصد وزنی حدود ± 5 درصد بوده است. نتایج آنالیز برای استانداردهای USGS نشان داد که عدم قطعیت برای بیشتر عناصر در حد ۵ درصد می‌باشد.

۱-۳-۳- آنالیز شیمی نقطه‌ای کانی‌ها

پس از انجام مطالعه پتروگرافی دقیق، جهت تعیین ترکیب شیمی کانی‌های تشکیل دهنده مجموعه دگرگونی دوچاه و تعیین دما و فشار حاکم بر آنها، تعداد ۲۷ عدد مقطع نازک صیقلی تهیه گردید و در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه آریستوتل، تسالونکی، کشور یونان، مورد تجزیه میکرو آنالیزور پروب الکترونی با دستگاه مدل JEOL JSM-840A قرار گرفت. به همراه داده‌های به دست آمده، تصاویر پس‌پراکنشی^۴ هر کانی نیز تهیه شد که در تفسیر نقاط تجزیه شده مورد استفاده قرار گرفت.

۱-۳-۴- تعیین سن

جهت مطالعات سن‌سنجی رادیومتری، ۸ عدد نمونه سنگ انتخاب گردید. خردایش نمونه‌های انتخاب شده در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک و در کارگاه‌های تهیه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد، سپس سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی سه نمونه در مرکز شریمپ کشور چین واقع در شهر پکن و پنج نمونه در دانشگاه کرتین، شهر پرت واقع در کشور استرالیا، به روش $LA-ICPMS^5$ صورت گرفت.

-
1. X-ray Fluorescence
 2. Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectroscopy
 3. Inductively coupled plasma mass spectrometry
 4. Backscatter electron image
 5. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry

۱-۹-۴- پردازش و تفسیر داده‌ها و تدوین مقاله و پایان نامه

داده‌های حاصل از آنالیز میکروپروب جهت تعیین شیمی کانی‌ها و دما - فشار تشکیل گروه‌های سنگی مختلف مورد استفاده قرار گرفت. در این ارتباط، جهت مطالعه ژئوشیمیایی عناصر اصلی، عناصر نادر و نادر خاکی، نمودارهای مربوطه با استفاده از نرم افزار GCDkit 4.1 و Grapher 12 ترسیم گردید. نمودارهای سازگاری داده‌های سن‌سنجی، چگالی احتمال و میانگین سنی نمونه‌ها با استفاده از نرم افزار Isoplot 4 ترسیم شدند. مجموع داده‌های بدست آمده، در نگارش مقالات و رساله پیش‌رو مورد استفاده قرار گرفته است.

فصل دوم: زمین شناسی عمومی



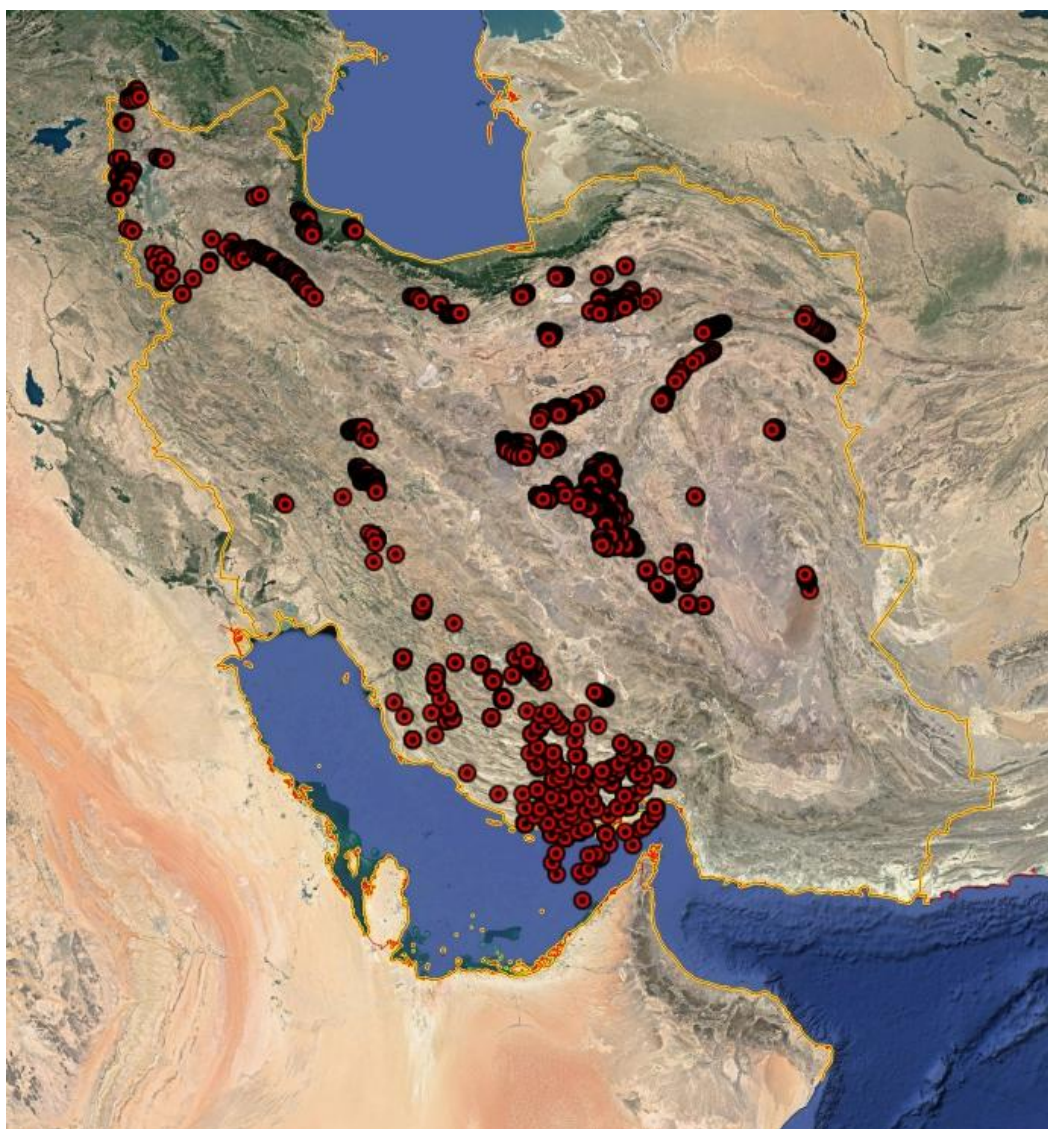
۲-۱- مقدمه

سرزمین ایران قبل از کامبرین در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ لینمن^۱ و همکاران، ۲۰۱۰؛ گلونکا^۲، ۲۰۱۱؛ هو^۳ و همکاران ۲۰۱۳؛ نوتمن، ۲۰۱۳؛ روزتی و همکاران، ۲۰۱۵؛ حاجی‌میرزاجان و همکاران، ۲۰۱۹). سرزمین گندوانا از بهم پیوستن حدود ۷ تا ۸ تکه قاره‌ای (به اندازه استرالیا)، به سن نئوپروتروزوئیک، در طی دو دوره بوجود آمده است. دوره اول در زمان حدود ۶۰۰ تا ۶۵۰ میلیون سال پیش و دوره دوم در زمان حدود ۵۷۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش بوده است (کالینز و پیسروسکی^۴، ۲۰۰۵؛ فریتز^۵ و همکاران، ۲۰۱۳). فعالیت ماگمایی ادیاکارن- کامبرین در کمربند کوهزایی کادومین از نظر رمضانی و تاکر (۲۰۰۳)، حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸)، اُستاعمر^۶ و همکاران (۲۰۰۹) و (۲۰۱۱)، حاجی‌میرزاجان و همکاران (۲۰۱۹) و شفایی‌مقدم (c و b ۲۰۲۰) نشان‌دهنده فعالیت کمان حاشیه فعال قاره‌ای نوع آندی در امتداد حاشیه شمالی گندوانا است. قطعات مربوط به کادومین ایران، در طی کامبرین- اردوویسین و در اثر کافت‌زایی پالئوتتیس از حاشیه شمالی گندوانا جدا شده (اشتامفلی^۷، ۲۰۰۰؛ حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸) و سپس در خلال کوهزایی سیمیرین پیشین و در نتیجه فروانش رو به شمال اقیانوس پالئوتتیس و بسته شدن آن، در تریاس پایانی به اوراسیا ملحق شده است (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). در همه پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران، به استثنای کپه‌داغ، فلیش شرق ایران و مکران، قطعات مربوط به پی‌سنگ کادومین رخمون دارند (شکل ۲-۱). پهنه ساختاری ایران مرکزی بیشترین بخش از این سرزمین‌های پی‌سنگی را در خود جای داده است. در شمال این پهنه به ویژه در حد فاصل جنوب دامغان تا شرق شاهرود، یکسری سرزمین‌های گرانیتی و دگرگونی (ناحیه‌ای) رخمون دارند که از آن جمله می‌توان به مجموعه‌های آذرین- دگرگونی دلبر، شترکوه، بندهزارچاه، ماجراد، سفید سنگ، گردنه رشم، جنوب میامی، غرب رضاآباد، شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، و دوچاه اشاره کرد. در تعیین سن‌هایی که اخیراً توسط

-
1. Linnemann
 2. Golonka
 3. Hu
 4. Collins and Pisarevsky
 5. Fritz
 6. Ustaomer
 7. Stampfli

حسن‌زاده (۲۰۰۸)، رحمتی‌ایلخچی (۲۰۱۰)، بلاغی (۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، صادقیان و همکاران (۱۳۹۵)، شکاری (۱۳۹۷) و ویس‌کرمی (۱۳۹۷) شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۶ و ۲۰۱۹، ۲۰۲۰b و ۲۰۲۰c) صورت گرفته است، سن این سرزمین‌ها نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین (۵۲۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش) در نظر گرفته شده است. در رساله پیش‌رو به بررسی تفصیلی مجموعه آذرین و دگرگونی دوجاه می‌پردازیم.

در این فصل زمین‌شناسی عمومی و واحدهای سنگی رخمون یافته در منطقه شرح داده خواهد شد.



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده پراکندگی رخمون های سنگی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین در ایران (صادقیان، چاپ نشده).

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی

مجموعه دگرگونی- آذرین نئوپروتروزوئیک پسین دوچاه یکی از مجموعه‌های پی‌سنگی ایران است که در جنوب شرق شاهرود، در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه دربردارنده طیف ترکیبی متنوعی از سنگ‌های دگرگونی نظیر متابازیت، متاپلیت، متاکربنات و متاپسامیت است که میزبان سنگ‌های آذرین بیوتیت گرانیتی و لوکوگرانیتی هستند. مجموعه آذرین و دگرگونی دوچاه، علاوه بر دایک‌های دیابازی متعدد به سن نئوپروتروزوئیک پسین، توسط دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای دیوریتی به سن ژوراسیک میانی و دایک‌های تراکی‌اندزیتی به سن ائوسن میانی، قطع شده است و در ضمن توسط واحدهای رسوبی- آتشفشانی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک پوشیده شده است. کنگلومرای پالئوسن، مارن‌های الیگومیوسن و رسوبات آبرفتی- تخریبی کواترنر نیز در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-۲).

بر اساس دامنه سنی واحدهای سنگی رخنمون‌یافته منطقه دوچاه را می‌توان به دو دسته کلی تقسیم کرد:

الف- واحدهای سنگی متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین.

ب- واحدهای سنگی پس از نئوپروتروزوئیک پسین (واحد‌های پوشاننده مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه).

الف- واحدهای سنگی متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین را می‌توان در دو گروه مورد بررسی قرار داد:

۱- سنگ‌های دگرگونی نظیر:

- متابازیت‌ها (شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت)

- متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، کلریتوئید شیست و گنایس)

- متاپسامیت‌ها (متاسندستون و گری‌وک)

- متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی)

۲- سنگ‌های آذرین از جمله:

- بیوتیت گرانیت‌ها

- لوکوگرانیت‌ها

- آپلیت‌ها

ب- واحدهای سنگی پس از پروتروزوئیک پایانی (واحد های پوشاننده مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه) شامل:

۱- توالی رسوبی با طیف ترکیبی کنگلومرا ، شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های کربناته به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک

۲- سنگ‌های بازالتی و ولکانی‌کلاست‌های بازالتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک که با توالی ذکر شده به صورت بین‌لایه‌ای می‌باشد.

۳- دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی

۴- کنگلومراهای اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه

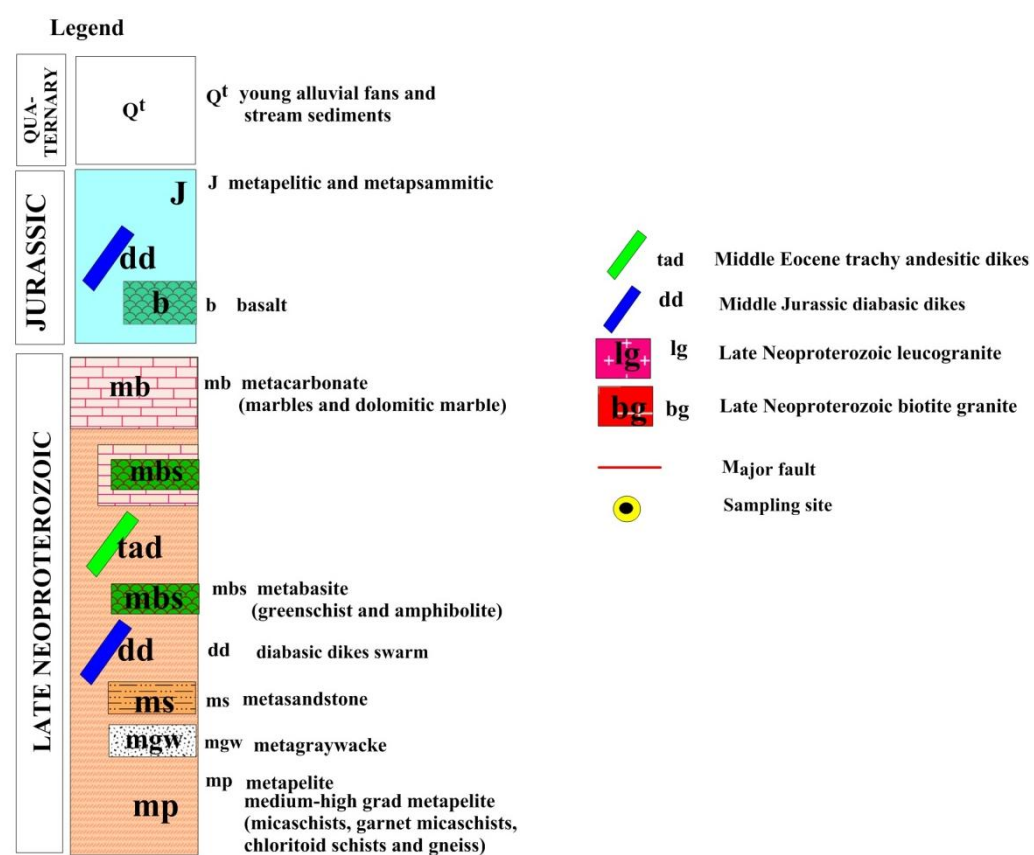
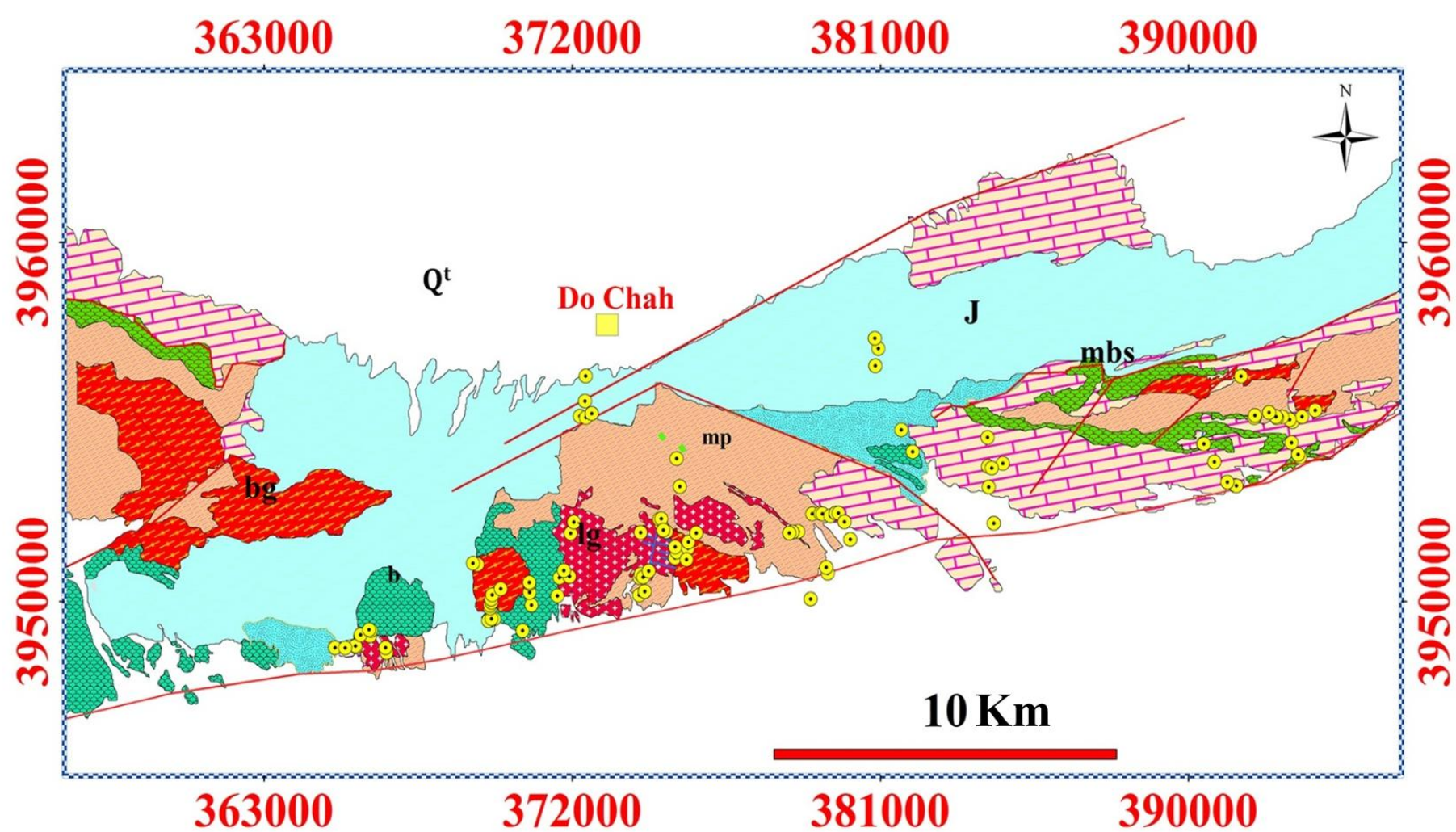
۵- کنگلومرای پالئوسن

۶- دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی

۷- مارن‌های الیگومیوسن

۸- پادگانه‌های آبرفتی به سن کواترنر

ویژگی‌های صحرایی هر یک از این واحدها در ادامه شرح داده خواهد شد.



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

۲-۳- زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین

۲-۳-۱- متابازیت‌ها

قسمت عمده متابازیت‌ها در مجموعه دوچاه در شمال آغل پروبال رخنمون دارند. این سنگ‌ها، اغلب با متاکربنات‌ها و گاهی با متاپلیت‌ها به صورت بین‌لایه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۳- الف تا پ). تغییرات زیاد و نامنظم ضخامت این متابازیت‌ها (سانتیمتری تا چند صد متری) و همراهی آنها با متاکربنات‌ها و وجود میان‌لایه‌های متاکربناته در بین آنها نشان می‌دهد، که این بازالت‌ها در محیط زیردریایی یا به عبارت کلی‌تر در محیط زیرآبی تشکیل شده‌اند و در نتیجه می‌توان گفت گدازه‌های بازیک، همزمان با رسوبگذاری توالی رسوبی اولیه به درون حوضه‌های رسوبی اواخر نئوپروتروزوئیک راه یافته‌اند و یا به عبارتی در آنها جاری شده‌اند. ساخت بادامکی اولیه بازالت‌ها هنوز در بخش‌هایی از متابازیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳- ت). در برخی نقاط توده‌های آذرین مافیک تا حدواسط با ترکیب گابرو تا دیوریت رخنمون دارند. این سنگ‌های آذرین شواهدی از دگرشکلی دگرگونی به ویژه در حاشیه‌ها، یا در امتداد پهنه‌های برشی نشان می‌دهند همچنین در بخش‌هایی از آنها که کمتر تحت تأثیر تحولات دگرگونی قرار گرفته‌اند، ماهیت اولیه گابرو دیوریت‌ها محفوظ مانده است. اجتماعات دایکی متابازیتی نیز در سراسر مجموعه دوچاه رخنمون دارند و می‌توان آنها را با فواصل چند متری مشاهده کرد (شکل ۲-۳- ث). با توجه به اینکه این مجموعه‌ها دگرگون شده‌اند، متابازیت‌ها چین‌خورده‌اند و در مواردی با گسل‌ها نیز تغییر مکان داده‌اند، شاید بتوان بخشی از آنها را سیل به حساب آورد. با توجه به مطالب ذکر شده می‌توان سنگ مادر متابازیت‌ها را، روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت، در نظر گرفت.

الف- متابازیت‌ها با والد روانه‌های بازالتی و توده‌های نفوذی گابرو تا دیوریت

این متابازیت‌ها در مجموعه دوچاه شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت می‌باشند. شیست‌های سبز، سنگ‌های با درجه دگرگونی پایین این متابازیت‌ها هستند. رنگ آنها سبز روشن و ریز دانه هستند و گاه

ساخت نماتوبلاستی نشان می‌دهند و اغلب به صورت متورق و چین‌خورده ظاهر شده‌اند، این سنگ‌ها در مجموعه دوچاه از رخنمون بسیار گسترده‌ای برخوردار هستند (شکل ۲-۳- ج و ح).

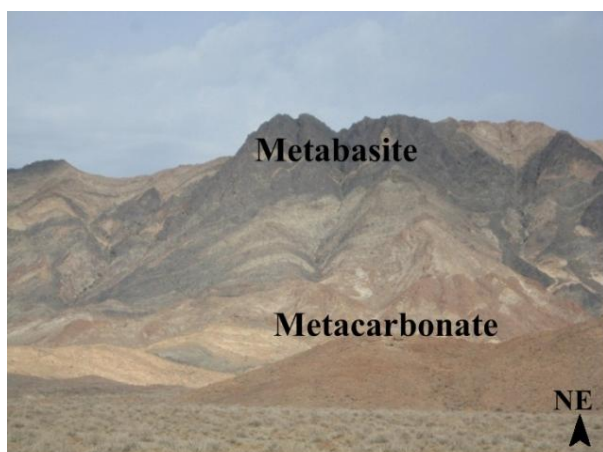
آمفیبولیت‌ها نسبت به شیست‌های سبز مقاوم‌تر هستند و رنگ آنها سبز تیره می‌باشد. در آمفیبولیت‌های نسبتاً دانه درشت، پلاژیوکلاز و آمفیبول قابل مشاهده است. در برخی نقاط آمفیبولیت‌ها دربردارنده گارنت می‌باشند و ساخت پورفیروبلاستی نشان می‌دهند (شکل ۲-۳- خ).

ب- متابازیت‌ها با والد دایک دیابازی

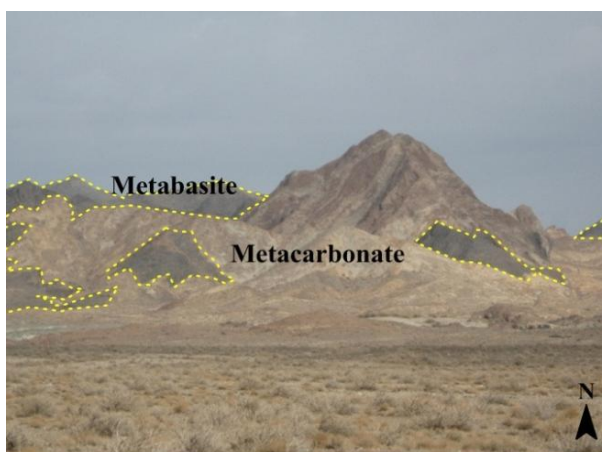
دایک‌های متابازیتی به رنگ سبز تیره مایل به سیاه هستند (شکل ۲-۳- ث). برخلاف دایک‌های دیابازی متعلق به ژوراسیک میانی، دگرگون‌شده هستند و برگوارگی بارزی نشان می‌دهند. در برخی نقاط متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک قطع شده‌اند.

در متابازیت‌های مجموعه دوچاه رگه‌های سیلیسی با مقیاس چند سانتیمتر تا یک متر، در متابازیت‌ها دیده می‌شوند. این رگه‌های سیلیسی، حاصل ته‌نشست و تبلور سیالات ناشی از واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا است که کلینوپیروکسن‌های متابازیت‌ها را به کانی‌های گروه آمفیبول به ویژه اکتینولیت تبدیل کرده‌اند.

در متابازیت‌ها، چین‌های زیبایی مشاهده می‌شود، همچنین در اغلب مناطق جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها در حین دگرگونی و دگرریختی به گسترش برگوارگی و خطوارگی بارزی در آنها منجر شده است. رگه‌های سیلیسی در بعضی مناطق به صورت بودین‌شدگی و عدسی‌های کوارتزی ظاهر شده‌اند. شواهد ذکر شده نشانگر عملکرد پهنه‌های برشی در این متابازیت‌ها می‌باشد (شکل ۲-۴- الف تا پ).



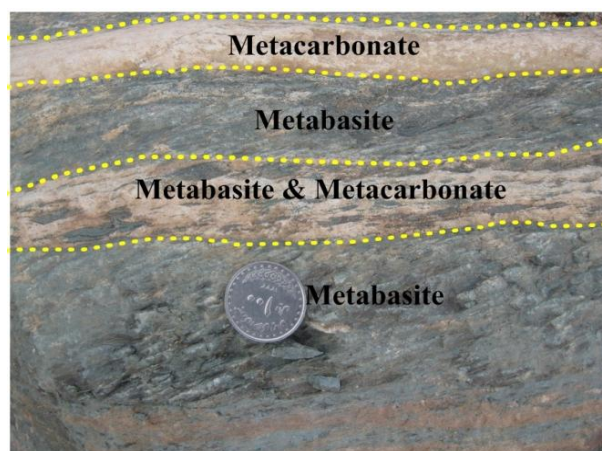
ب



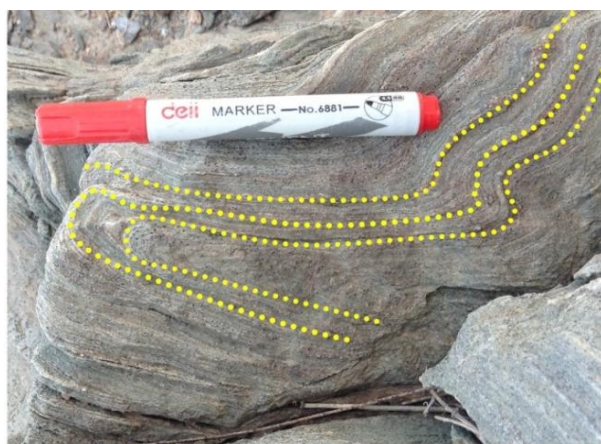
الف



ن



پ



ج



ث

شکل ۲-۳- ادامه شکل و توضیح آن در صفحه بعد.



خ

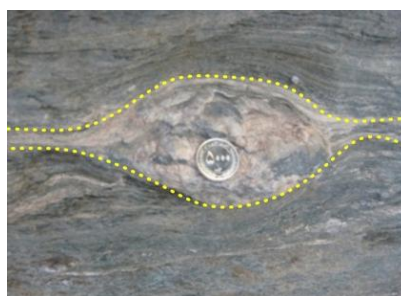


ح

شکل ۲-۳- تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه. الف تا پ - همراهی متابازیت‌ها با متاکربنات‌ها و وجود میان‌لایه‌های متاکربناته در بین آنها که مؤید تشکیل بازالت‌های والد در محیط آبی می‌باشد. ت- ساخت بادامکی برجامانده از سنگ والد بازالتی در متابازیت‌ها. ث- دایک دیابازی قدیمی قطع کننده سنگ‌های گنیسی که اکنون دارای ماهیت آمفیبولیتی هستند. و ج و ح- تورق و چین‌های مزوسکوپی در شیست‌های سبز. خ- حضور پورفیروبلست‌های گارنت در گارنت آمفیبولیت.



پ



ب



الف

شکل ۲-۴- الف، ب و پ- به ترتیب خطوارگی مشخص، عدسی‌های سیلیسی و بودین‌شدگی رگه‌های سیلیسی موجود در آمفیبولیت که نشان‌دهنده قرارگیری متابازیت‌ها در زون‌های برشی هستند.

۲-۳-۲- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، شیست (میکا شیست، گارنت شیست، کلریتوئید شیست و گنیس) را در بر می‌گیرند.

فیلیت‌ها، به عنوان سنگ دگرگونی درجه پایین این مجموعه، به رنگ‌های خاکستری روشن دیده می‌شوند. فیلیت‌ها دارای سطوح براق و متورق می‌باشند که مؤید حضور فراوان میکا در آنها است این سنگ‌ها در مجموعه دوچاه رخنمون اندکی دارند. در بعضی قسمت‌ها با مقیاس سانتیمتری تا دسیمتری در تناوب با متاسندستون‌ها دیده می‌شوند که نشان از توالی شیلی و ماسه سنگی اولیه می‌باشد (شکل ۲-۵- الف و ب).

شیست‌ها، شامل میکا شیست، گارنت میکا شیست و کلریتوئید شیست می‌باشند. میکا شیست‌ها نسبت به سایر سنگ‌های متاپلیتی در منطقه گسترش و پراکندگی به مراتب بیشتری داشته و گاهی ضخامت‌های قابل توجهی (حدود صدها متر) را به خود اختصاص داده‌اند و گاهی همراه با متابازیت‌ها، متاسندستون‌ها و مرمرها به صورت بین‌لایه‌ای با ضخامت متغیر یافت می‌شوند. دارای رنگ خاکستری روشن تا تیره هستند و شدیداً متورق و براق می‌باشند و در برخی نقاط ریزچین‌های زیبایی نشان می‌دهند. در بخش قابل توجهی از این سنگ‌ها پورفیروبلست‌های گارنت تشکیل شده است و ساخت پورفیروبلاستی را در آنها پدید آورده است (شکل ۲-۵-پ). پراکندگی و اندازه بلورهای گارنت بسیار متغیر است. در بخش اندکی از شیست‌ها، پورفیروبلست‌های کلریتوئید با اندازه ۲ تا ۴ میلیمتر تشکیل شده است. این پورفیروبلست‌ها حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲-۵-ت).

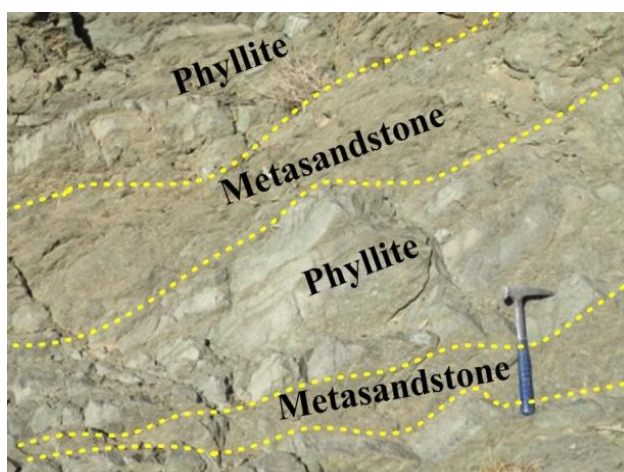
با پیشرفت دگرگونی، در بخش‌هایی از میکا شیست‌ها آثاری از فلدسپارزایی نیز به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد که ساختار شیستی میکا شیست‌ها به سمت گنیسی شدن تحول پیدا کرده است. نواریندی خاص گنیسی، رشد پورفیروبلست‌های آلکالی‌فلدسپار، از ویژگی‌های بارز تفکیک کننده این سنگ‌ها از میکا شیست‌ها می‌باشد.

گنیس‌ها، از رخنمون اندکی در مجموعه دوچاه برخوردار هستند و صرفاً در قسمت‌هایی از منطقه که تحول شیست به گنیس صورت گرفته، مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها، ظاهری نواری داشته و دارای لایه‌بندی ترکیبی هستند. کانی‌های مختلف سازنده آن‌ها به صورت لایه‌های مجزای غنی از کانی‌های تیره آهن و منیزیم‌دار (بخصوص میکاها) و غنی از کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار)، به موازات برگوارگی سنگ تفکیک شده‌اند (شکل ۲-۵-ث و ج).

در متاپلیت‌های مجموعه دوچاه، آثار گرانیتهایی به وفور دیده می‌شود. در واقع ذوب سنگ‌های متاپلیتی و متاگرمیتی به تشکیل مذاب‌های گرانیتهی منجر شده است. تشکیل سنگ‌های گرانیتهی از مقیاس‌های سانتیمتری تا کیلومتری، مرز تحولی گنیس به گرانیتهی و آنکلاوهای میکا شیستی در گرانیتهای شواهد بارز تأییدکننده این موضوع هستند.

در برخی مناطق متاپلیت‌های مجموعه دوچاه با رگه و عدسی‌های سیلیسی حاصل از واکنش‌های آب‌زدا همراه هستند که ضخامت آن‌ها از چند سانتیمتر تا یک متر و طول آنها از چند سانتیمتر تا چند ده متر متغیر می‌باشد. این رگه‌ها و عدسی‌ها، حاصل نهشته شدن سیلیس از سیالاتی هستند که در جایگاه‌های با تنش نسبتاً پایین می‌باشند، متمرکز شده‌اند (شکل ۲-۵ - ح و خ).

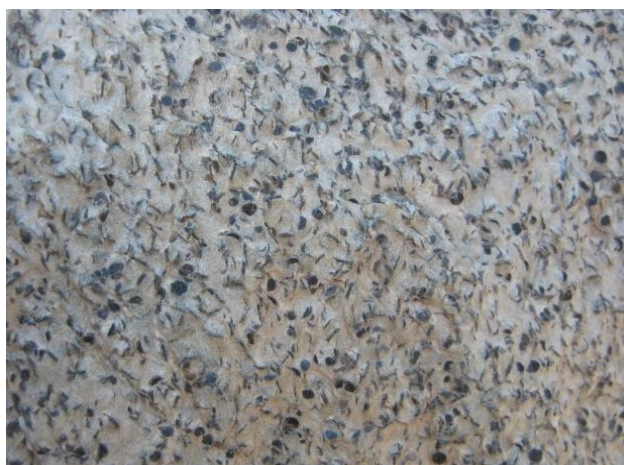
بخش‌هایی از متاپلیت‌های دوچاه تحت تاثیر قرارگیری در زون‌های برشی متحمل فرایندهای دگرریختی شده‌اند و در آنها شواهد میلونیتی شدن از جمله برگوارگی و خطوارگی مشاهده می‌شود.



ب



الف



ت



پ

ادامه شکل ۲-۵ و توضیح آن در صفحه بعد.



ج



ث



خ



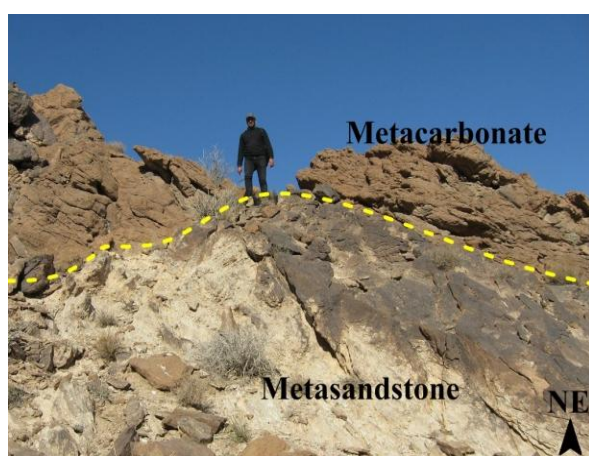
ح

شکل ۲-۵- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های مجموعه دوچاه. الف- نمونه دستی فیلیت با سطح براق و رنگ خاکستری نقره‌ای. ب- تناوب سانتیمتری تا دسیمتری فیلیت با متاسندستون. پ- نمونه ماکروسکوپی گارنت میکا شیست با حضور بلورهای گارنت بر روی سطح آن. ت- کلریتوئید شیست. کانی کلریتوئید به بصورت دانه‌های ریز کشیده بر روی سطح سنگ دیده می‌شود. ث و ج- نمای نزدیکی از سنگ حدواسط شیست و گنیس. ح و خ- رگه و عدسی سیلیسی موازی سطح شیستوزیته فیلیت.

۲-۳-۳- متاسامیت‌ها (متاسندستون‌ها و متاگریوک‌ها)

متاسندستون‌ها سنگ‌هایی با ترکیبات کوارتز- فلدسپاتی دگرگون شده هستند. متاسندستون‌های مجموعه دوچاه به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-۶- الف و ب). این سنگ‌ها به صورت لایه‌ای با ضخامت چند سانتیمتر تا چند ده متر یافت می‌شوند و اغلب در تناوب با متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها رخنمون دارند. متاسندستون‌ها حجم قابل توجهی از بخش شرقی مجموعه دوچاه را به خود اختصاص داده‌اند. مهم‌ترین وجه‌های تمایز آنها با متاپلیت‌ها، مورفولوژی برجسته و تورق ضعیف ناشی از عدم حضور کانی‌های ورقه‌ای و یا فراوانی کم آن‌ها می‌باشد. در این سنگ‌ها رگه‌های کوارتزی حاصل از فرایندهای آبدایی

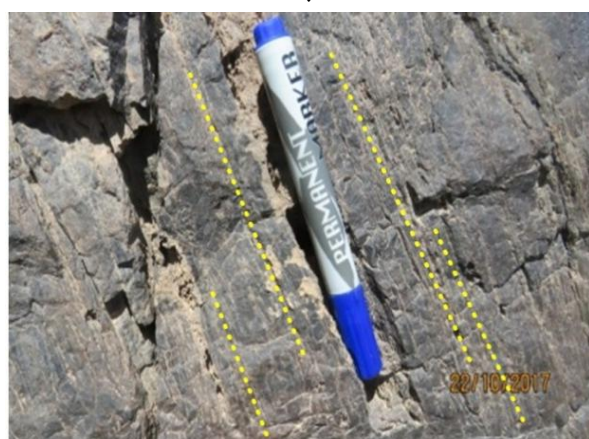
کانی‌های آبدار از جمله کلریت و مسکوویت در طی دگرگونی به صورت رگه و رگچه به موازات لایه‌بندی مشاهده می‌شود. در بعضی قسمت‌ها، متاچرت‌ها، متاسندستون‌ها را همراهی می‌کنند (شکل ۶-۲- پ). در بخش‌هایی که متاسندستون‌ها به سمت ترکیب شیلی ماسه‌ای (نیمه‌پلیتی) تمایل پیدا کرده‌اند خطوارگی، ریزچین‌ها و چین خوابیده در آنها توسعه یافته است (شکل ۶-۲- ت تا ج). لازم به ذکر است در برخی نقاط ذوب بخشی متاگرایوک‌ها به تشکیل مذاب‌های گرانیتی منجر شده است که به صورت دایک و یا توده‌های نفوذی کوچک مقیاس گرانیتی ظاهر شده‌اند (شکل ۶-۲- چ و ح).



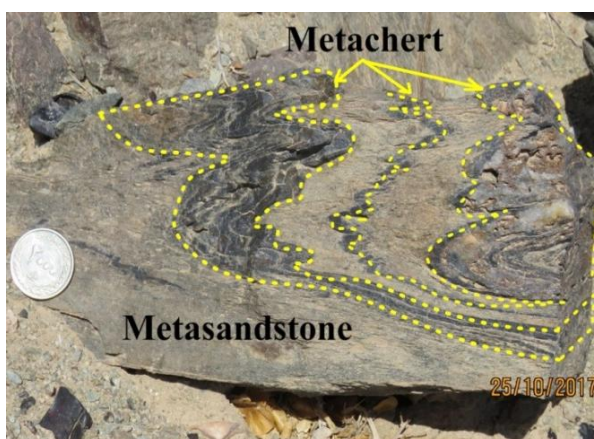
ب



الف

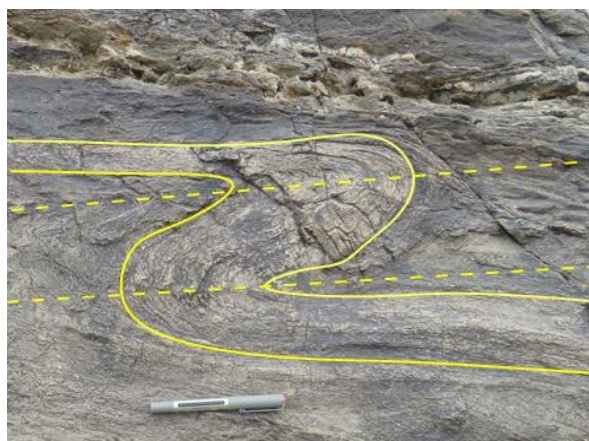


ت



پ

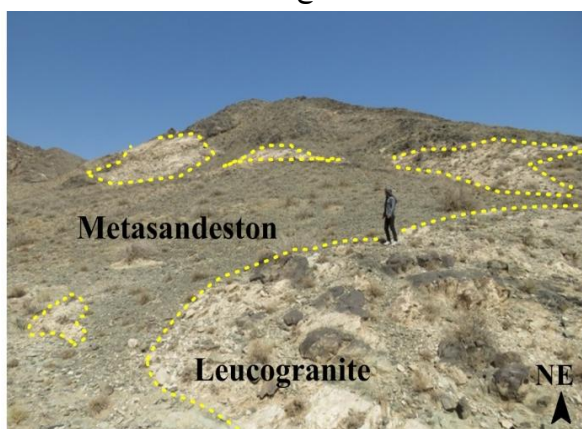
ادامه شکل ۶-۲ و توضیح آن در صفحه بعد.



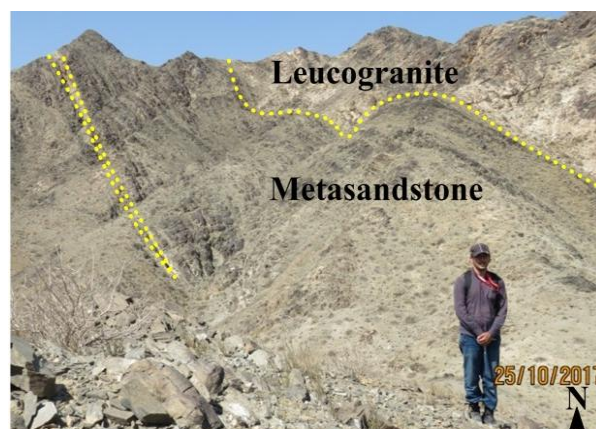
ج



ث



خ



ح

شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز متاسامیت‌های مجموعه دوچاه. الف و ب- متاسندستون‌ها با رنگ خاکستری و نخودی. پ- همراهی متاجرت با متاسندستون‌ها. ت تا ج- گسترش خطوارگی، ریزچین‌ها و چین‌های خوابیده در بخش‌هایی از متاسندستون‌ها که تمایل به شیلی ماسه‌ای (نیمه‌پلیتی) داشته‌اند. ح و خ- شواهدی از ذوب‌بخشی متاگروک‌ها و تشکیل گرانیته‌ها.

۲-۳-۴- متاکربنات‌ها

متاکربنات‌ها شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی هستند. رنگ آنها طیف متغیری از سفید، کرم، تا قهوه‌ای روشن می‌باشد (شکل ۲-۷- الف). متاکربنات‌ها اغلب به صورت میان‌لایه به همراه متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها و متاسامیت‌ها برونزد دارند. این پدیده نشان‌دهنده تناوب رسوبگذاری در حوضه رسوبی اولیه می‌باشد و بیانگر تغییر شرایط رسوب‌گذاری و ورود محصولات آتشفشانی به درون حوزه و هم‌سنی آنها می‌باشد. به سمت رأس توالی رسوبی اولیه در بخش‌های شرقی مجموعه دوچاه (آغل پروبال)، بر تعداد افق‌ها و لایه‌های متاکربناتی افزوده شده است و متاکربنات‌ها همراه با متابازیت‌ها وسعت زیادی از این بخش را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲-۷- ب و پ). آثار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شدید در متاکربنات‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲).

۷- ت و ث). بر اساس مشاهدات صحرایی صورت گرفته می‌توان گفت توالی رسوبی اولیه متشکل از شیل، آهک و دولومیت، ماسه‌سنگ و بازالت بوده است، پس می‌توان نتیجه گرفت که این توالی رسوبی اولیه نشانگر رسوبگذاری در محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق، می‌باشد. در این گونه حوضه‌های کم عمق تا نیمه عمیق عمدتاً کربنات‌ها بخش‌های بالایی توالی‌های رسوبی اولیه را به خود اختصاص داده‌اند.

متاکربنات‌های مجموعه دوچاه ریزدانه تا متوسط دانه دیده می‌شوند. از شواهد دگرگونی در این سنگ‌ها می‌توان به تبلور دوباره کانی‌ها، درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها و تغییر رنگ از خاکستری به روشن (کرم تا قهوه‌ای روشن) اشاره کرد.

در برخی مناطق کانه‌زایی مس با ترکیب کانی‌شناسی مالاکیت همراه متاکربنات‌ها دیده می‌شود، احتمالاً مس موجود در ترکیبات شیلی در حین دگرگونی از آن‌ها خارج شده و در افق‌های کربناته به دام افتاده است (شکل ۲-۷-ج). در بعضی قسمت‌ها کانی‌زایی آهن نیز همراه متاکربنات‌ها دیده می‌شود.

۲-۳-۵- کانی‌زایی آهن

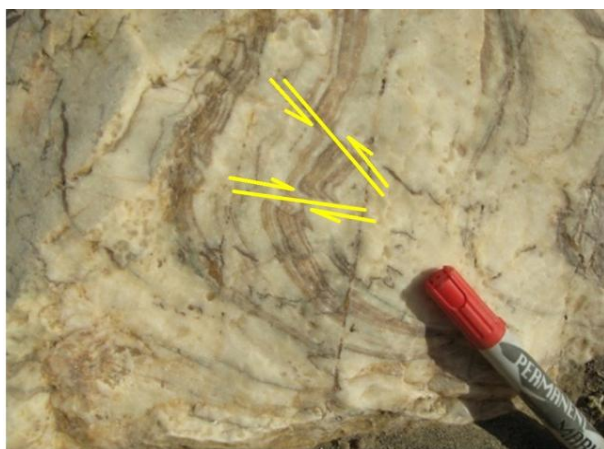
در شمال آغل سرخ‌تول و آغل پروبال کانسنگ‌های آهن، به صورت لایه‌ای و لنزی با ضخامت چند سانتیمتر تا ۷۰ سانتیمتر و طول ده‌ها سانتیمتر تا چند ده متر همراه با متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها مشاهده شده است (شکل ۲-۸-الف و ب). در بخش‌های مختلف مجموعه ماجراد نیز سنگ‌های کربناته میزبان کانسنگ‌های آهن هستند. موقعیت جغرافیایی این کانسنگ‌ها در جدول شماره ۲-۲ ارائه شده است. نمونه‌های سنگی در نمونه دستی خاصیت مغناطیسی از خود نشان می‌دهند. در این کانسنگ‌ها، نوارها و لکه‌های چرتی قرمز رنگ نیز یافت می‌شود. در بعضی نقاط دانه‌های مگنتیت به صورت پراکنده و لامینه‌ای در یک زمینه ریز کربناتی یافت می‌شوند (شکل ۲-۸-پ تا ج). 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. در مجموع شواهد ذکر شده می‌تواند شاهی بر ماهیت آتشفشانی- رسوبی این کانی‌زایی باشد.



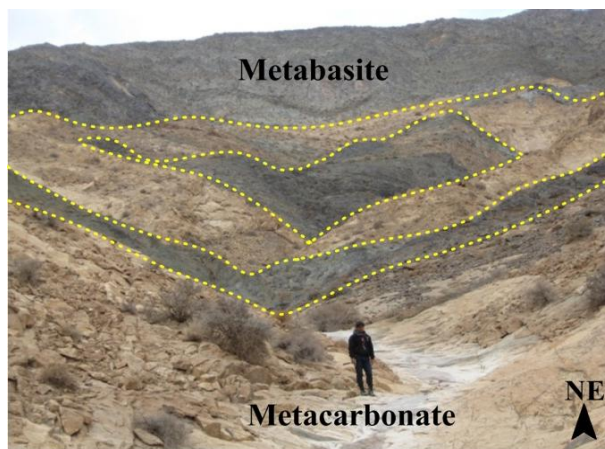
ب



الف



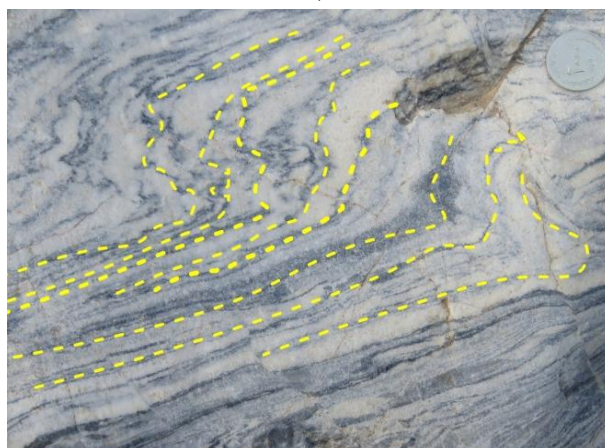
ت



پ



ج

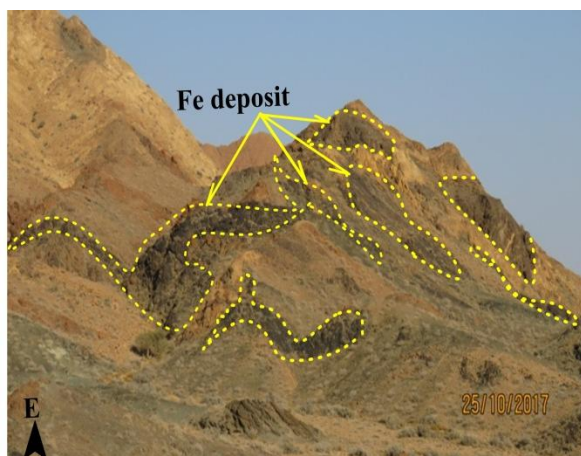


ث

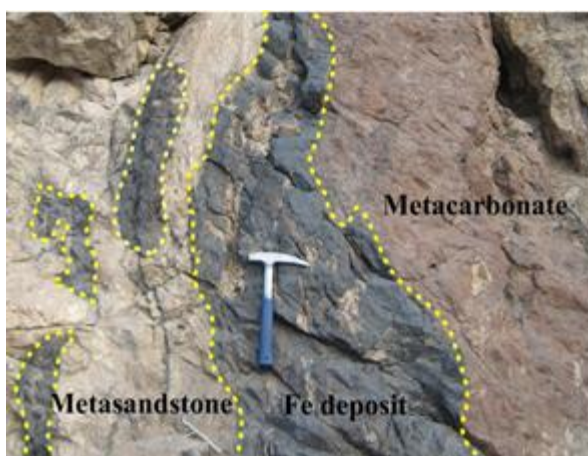
شکل ۲-۷- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز متاکربنات‌های مجموعه دوچاه. الف- نمایی از متاکربنات‌ها و تبلور مجدد و تغییر رنگ آنها. ب - همراهی متاکربنات‌ها با متاپسامیت‌ها به صورت میان‌لایه‌ای. پ- همراهی متاکربنات‌ها با متابازیت‌ها به صورت میان‌لایه‌ای. ت و ث- به ترتیب گسل خوردگی و چین‌خوردگی متاکربنات‌ها. ج- کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت در متاکربنات‌ها.

جدول ۱-۲- موقعیت مکانی و جغرافیایی کانسنگ‌های آهن در مجموعه‌های دوچاه.

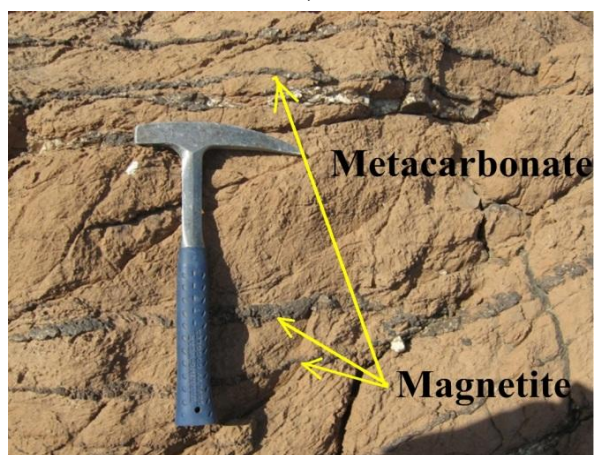
عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
384139	3954561
374081	3950673
379699	3952455



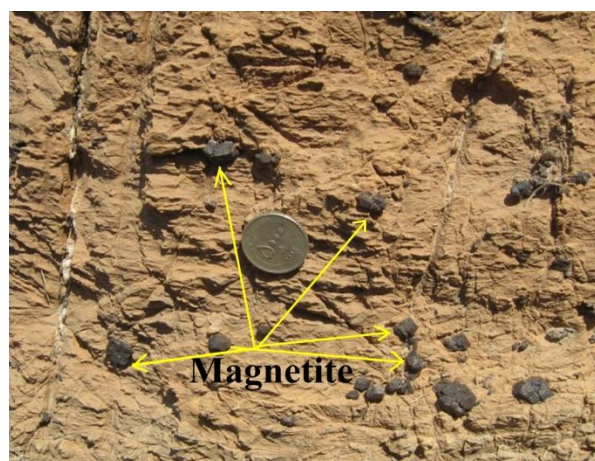
ب



الف



ت

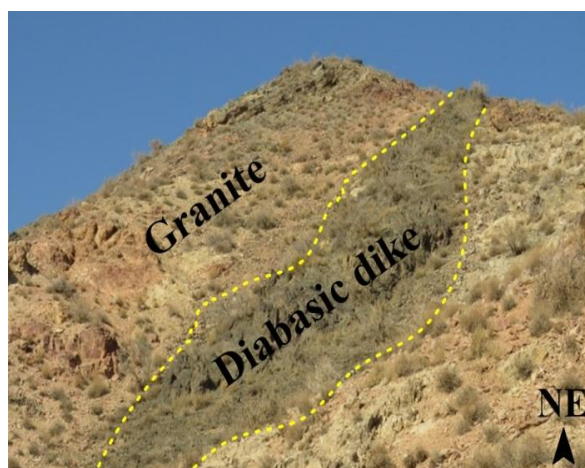


پ

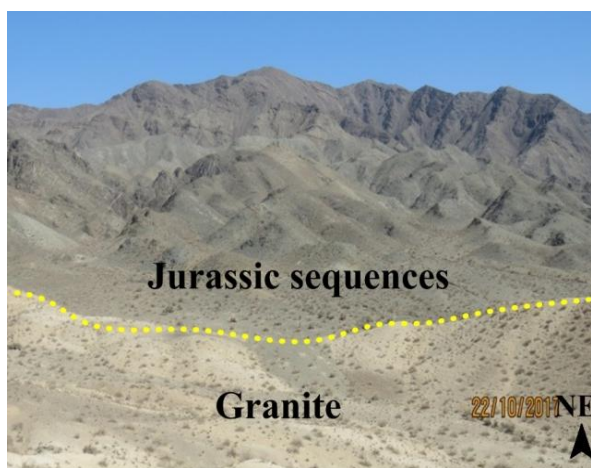
شکل ۸-۲- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز کانسنگ‌های آهن مجموعه دوچاه. الف - همراهی کانسنگ‌های آهن با متاکربنات‌ها و متاسندستون‌ها. ب- همراهی کانسنگ‌های آهن با متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها. پ- لکه‌های قرمز رنگ چرتی همراه با کانسنگ‌های آهن. ت و ث- حضور مگنتیت به ترتیب به صورت پراکنده و لایه‌ای در متاکربنات‌ها.

۴-۲- گرانیت‌ها

سنگ‌های دگرگونی مجموعه دوجاه، میزبان سنگ‌های گرانیتی هستند. گرانیت‌ها با ترکیب بیوتیت‌گرانیت و لوکوگرانیت به اشکال مختلف از جمله بسته‌ها و رگه‌های آپلیتی، دایک و آپوفیزهای کوچک مقیاس و همچنین توده‌های کوچک مقیاس، رخنمون دارند. سنگ‌های گرانیتی در بعضی نقاط توسط دایک‌های دیابازی نئوپروتروزوئیک قطع شده‌اند. مجموعه آذرین و دگرگونی دوجاه با مرز آذرین‌پی توسط واحدهای ژوراسیک پوشیده شده است و دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی آنها را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۹- الف و ب). با توجه به اینکه قطعات زیادی از گرانیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی میزبان در کنگلومرای قاعده ژوراسیک یافت می‌شود، همچنین به علت اینکه آثاری از نفوذ گرانیت‌ها در سنگ‌های بازالتی و یا توالی شیل و ماسه اواخر تریاس و اوایل ژوراسیک مشاهده نمی‌شود، می‌توان استنباط کرد که توده‌های گرانیتی قدیمی‌تر از ژوراسیک (یا به عبارت دقیق‌تر قدیمی‌تر از اواخر تریاس) هستند. لازم به ذکر است در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی (قاسمی، ۱۳۸۳) سن جوانتر از ژوراسیک به توده‌های گرانیتوئیدی نسبت داده شده است که امری نادرست است.



ب



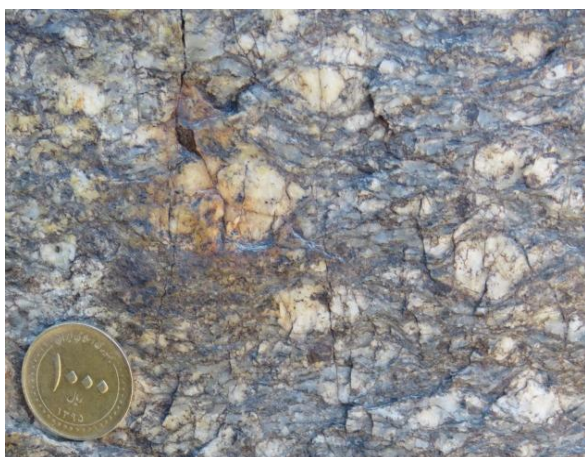
الف

شکل ۲-۹- الف- تصاویر صحرایی از گرانیت‌هایی که با یک مرز آذرین‌پی توسط واحدهای ژوراسیک (یا اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک پوشیده شده‌اند و ب- دایک دیابازی به سن ژوراسیک که گرانیت‌ها را قطع کرده است.

۲-۴-۱- بیوتیت گرانیت

این گرانیت‌ها با وسعت بیشتر در شمال آغل زولو و با وسعت کمتر در دیگر بخش‌های مجموعه دوجاه رخنمون دارند. رنگ این گرانیت‌ها طوسی تا خاکستری می‌باشد. دانه‌های تشکیل دهنده آنها دانه متوسط تا دانه درشت است. در نمونه‌های دستی متشکل از کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و بیوتیت و اندکی پیریت هستند (شکل ۲-۱۰- الف). در محل‌هایی که بیوتیت گرانیت‌ها در مسیر پهنه‌های برشی قرار گرفته‌اند، متحمل دگرریختی شدیدی شده‌اند و شواهدی از دگرریختی شکل‌پذیر (میلونیتی) و شکنا نشان می‌دهند. از شواهد میلونیتی می‌توان به برگوارگی، خطوارگی، پورفیروکلاست‌های آلکالی‌فلدسپار عدسی‌شکل و نوارهای کشیده کوارتز در این گرانیت‌ها اشاره کرد. در بعضی قسمت‌ها بیوتیت گرانیت‌ها حالت نواری به خود گرفته و پورفیروکلاست‌های موجود در آنها به شدت پهن و کشیده شده‌اند و ساخت جهت‌دار، پورفیروکلاستی و گاهی چشمی در آنها گسترش یافته است. (شکل ۲-۱۰- ب تا ت). در ساخت چشمی در واقع دگرشکلی و تبلور دوباره بر حاشیه پورفیروکلاست‌های بزرگ آلکالی‌فلدسپار تأثیر گذاشته و آنها را از حالت شکل‌دار به عدسی شکل تغییر می‌دهد (پشیه و ترو^۱، ۲۰۰۵).

دگرریختی شکنا در قسمت‌هایی از بیوتیت گرانیت‌ها، ساخت کاتاکلاستی را سبب شده است. خردشدگی سنگ‌ها به قدری است که کانی‌ها از جمله کوارتز شکسته شده است (شکل ۲-۱۰- ث). با توجه به شرایط مناسب سنگ‌های میلونیتی و کاتاکلاستی برای حرکت سیالات، کلریت‌زایی گسترده‌ای در این سنگ‌ها صورت گرفته است. این مسئله ناشی از تأثیر سیالات بر کانی بیوتیت موجود در سنگ‌های میزبان و دگرسانی آنها است (شکل ۲-۱۰- ج). همچنین تغییر رنگ از سفید به کرم مایل به نارنجی تا ارغوانی در بیوتیت گرانیت‌ها دیده می‌شود. این تغییر رنگ حاصل شستشوی بیوتیت و خروج آهن از آنها و انتشار مجدد آن بصورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد (شکل ۲-۱۱- چ). در مورد زمان انتشار سیالات و بروز دگرسانی اطلاعات دقیقی در دسترس نیست.



ب



الف



ت



پ



ج

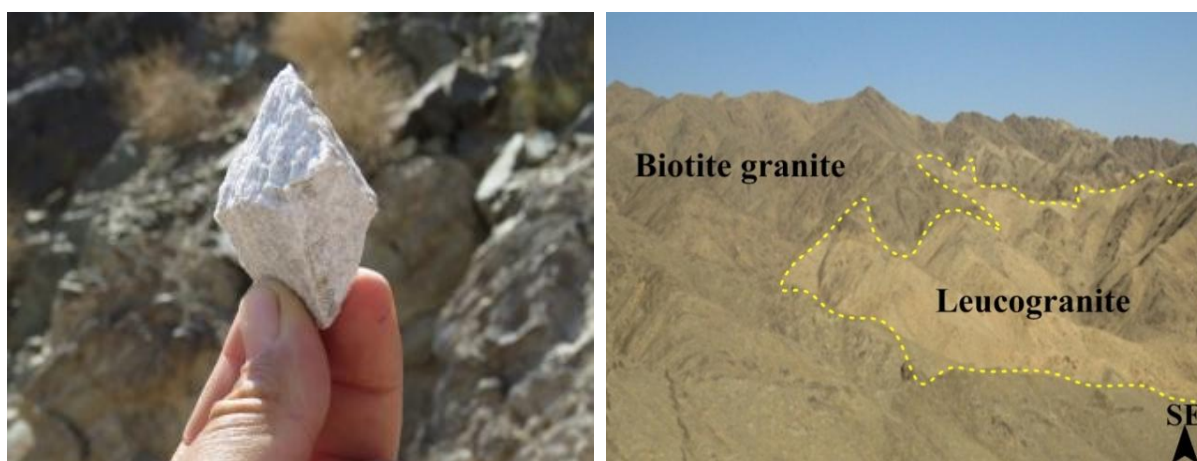


ث

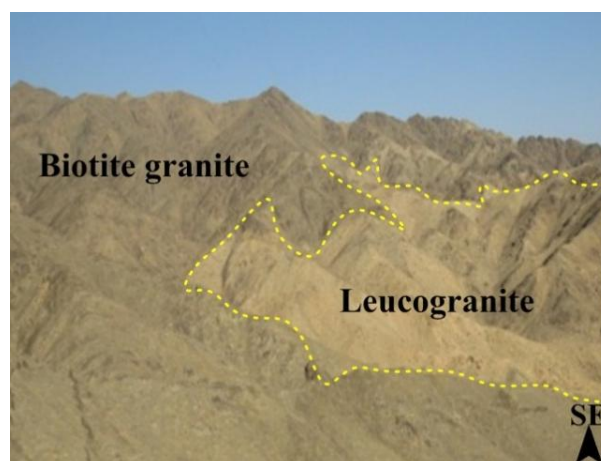
شکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز بیوتیت گرانیت‌های مجموعه دوچاه. الف- نمونه دستی بیوتیت گرانیت‌ها. ب- بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده دارای پورفایروکلاست‌های عدسی‌شکل آلکالی‌فلدسپار. پ و ت- به ترتیب برگوارگی و کشیدگی کانیاپی و نواری شدن کوارتز (خطوارگی) در بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده. ث- شکستگی سنگ و کانی‌ها و تشکیل بافت کاتاکلاستی بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده. ج- دگرسانی بیوتیت و خروج آهن و تغییر رنگ از سفید به کرم مایل به نارنجی تا ارغوانی در بیوتیت گرانیت‌ها.

۲-۴-۲- لوکوگرانیت‌ها

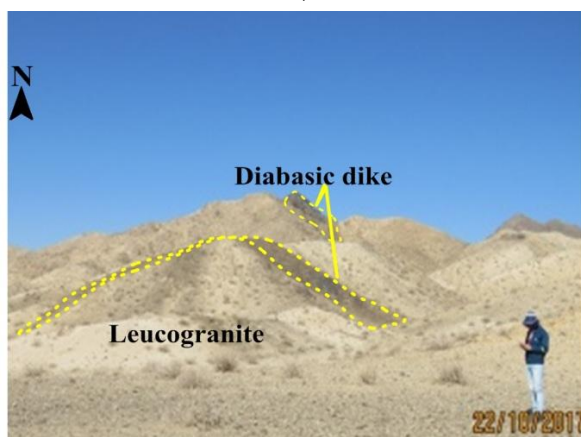
این دسته از گرانیت‌ها در شمال آغل کندو و آغل زوآو رخنمون دارند و نسبت به بیوتیت گرانیت‌ها از وسعت کمتری برخوردارند (شکل ۲-۱۱-الف). رنگ این گرانیت‌ها سفید تا کرم رنگ می‌باشد (شکل ۲-۱۱-ب). دانه‌های تشکیل دهنده آنها، دانه متوسط تا دانه درشت هستند. در نمونه‌های دستی متشکل از کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و بندرت کانی مافیک (بیوتیت) هستند. در بخش‌های وسیعی از این گرانیت‌ها، تحت تأثیر زون‌های برشی شکنا، ساخت‌های کاتاکلاستی مشاهده می‌شود، عمدتاً خردشده هستند و از استحکام ضعیفی برخوردار هستند، بطوری‌که تپه‌های با شیب ملایمی را پدید آورده‌اند (شکل ۲-۱۱-پ و ت). در بخش‌هایی از این لوکوگرانیت‌ها شواهد میلونیتی شدن در پهنه‌های برشی شکل پذیر دیده می‌شود.



ب



الف



ت

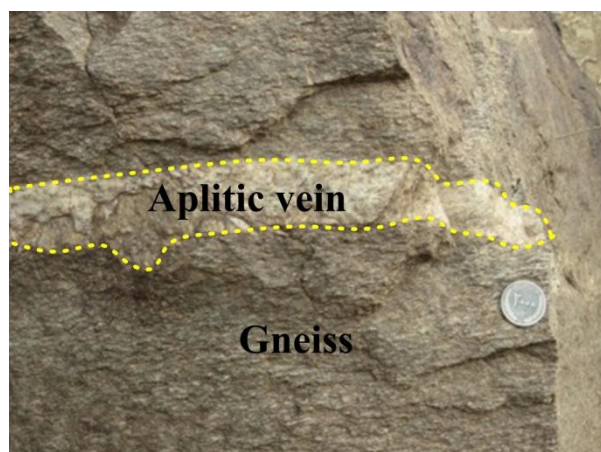


پ

شکل ۲-۱۱- تصاویر صحرایی از لوکوگرانیت‌های مجموعه دگرگونی و آذرین دوجاه. الف- لوکوگرانیت‌ها همراه با بیوتیت گرانیت‌ها. ب- نمونه دستی لوکوگرانیتی. پ- شکستگی و خردشدگی لوکوگرانیت‌ها در اثر اعمال زون‌های برشی و ت- ایجاد تپه‌هایی با شیب ملایم. در تصویر دایک‌های دیابازی نئوپروتروزوئیک پسین دیده می‌شود.

۲-۴-۳- رگه‌های آپلیتی

در متاپلیت‌های مجموعه دوچاه شواهد میگماتیت‌زایی به صورت تشکیل آپلیت‌ها ظاهر شده است. رگه‌های آپلیتی دانه ریز بوده و با رنگ سفید سنگ‌های دگرگونی میزبان را قطع نموده‌اند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲- تصویر صحرایی از رگه آپلیتی قطع‌کننده گنیس‌ها.

۲-۴-۴- گرانیته‌زایی

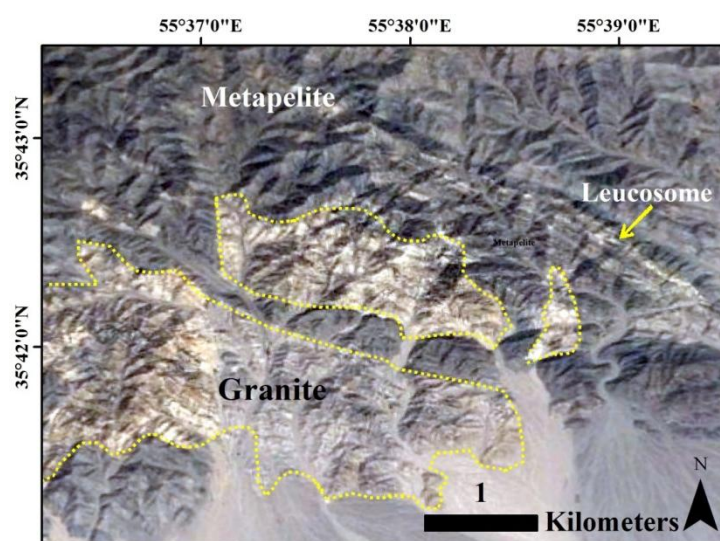
همان‌گونه که قبلاً ذکر شد آثار گرانیته‌زایی در متاپلیت‌های مجموعه دوچاه به وفور دیده می‌شود. بخشی از تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه، این ارتباط را نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۳- الف). در گرانیته‌ها آنکلاوهای میکاشیستی و متاسندستونی یافت می‌شوند. شواهدی از تحول گنیس به بیوتیت گرانیته نیز در مجموعه دوچاه دیده می‌شود (شکل ۲-۱۳- ب تا ت). دمای لازم برای تشکیل مذاب‌های سازنده گرانیته‌های مورد مطالعه، احتمالاً از طریق افزایش درجه زمین‌گرمایی در اعماق فراهم شده است.

به اعتقاد ورما^۱ و همکاران (۲۰۰۵) در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد، آبزدایی بیوتیت با شروع فرایند ذوب همراه است. گاردین^۲ و همکاران (۱۹۹۵) واکنش‌های آبزدایی در متاپلیت‌ها را به طور تجربی مورد بررسی قرار دادند. این بررسی‌ها نشان داد که چنین واکنش‌هایی می‌تواند حجم‌های قابل توجهی مذاب تولید کنند.

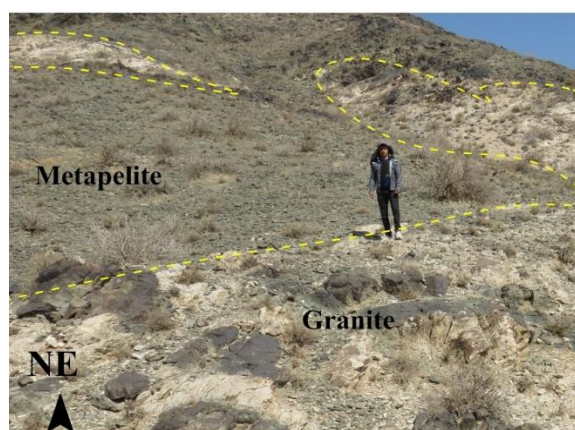
1. Verma
2. Gardien

تارتس و بولویس^۱ (۲۰۱۰)، معتقدند که لوکوگرانیت‌ها غالباً مذاب‌های آناکسی خالص هستند. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند متاپلیت‌ها و متاگریوک‌ها سنگ خاستگاه غالب برای لوکوگرانیت‌ها هستند (ویلاروس^۲ و همکاران، ۲۰۰۹؛ یانگ^۳ و همکاران، ۲۰۱۶).

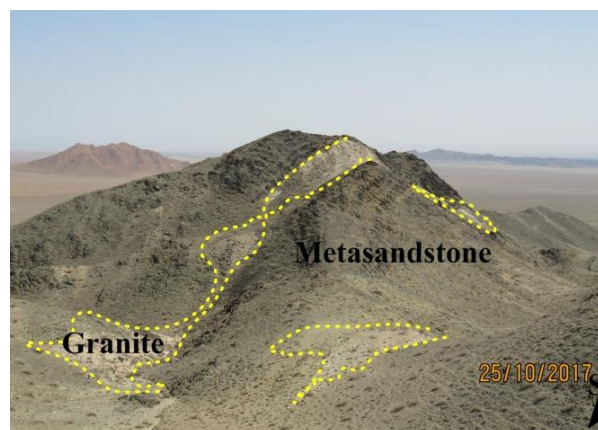
در منطقه دوچاه، هنگامی که مذاب‌های تشکیل شده از سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی به تدریج افزایش یافته، به هم پیوسته‌اند و به سمت ترازهای بالاتر پوسته و یا محیط‌های کم فشارتر مهاجرت کرده‌اند و به صورت بسته‌های کوچک، دایک، آپوفیز یا توده‌های نفوذی کوچک مقیاس ظاهر شده‌اند.



الف



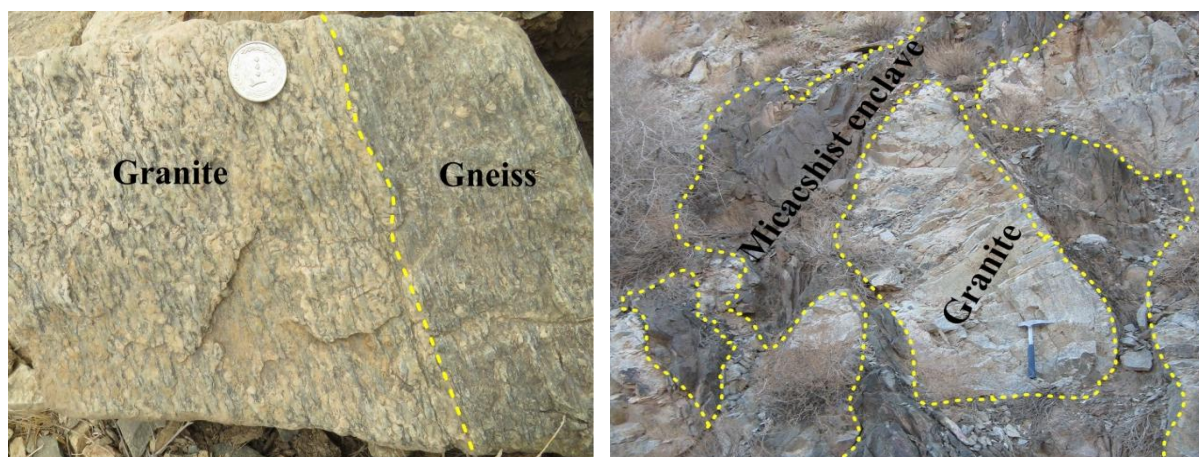
پ



ب

شکل ۲-۱۳- ادامه شکل و توضیح آن در صفحه بعد.

1. Tartese & Boulvais
2. Villaros
3. Yang



ث

ت

شکل ۲-۱۳ - الف - قسمتی از تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه که همراهی نزدیک گرانیت‌ها و متاپلیت‌ها را نشان می‌دهد. لوکوسوم حاصل از تفریق دگرگونی در تصویر مشخص می‌باشد. ب، پ و ث - تصاویر صحرایی معرف شواهدی از گرانیت‌زایی در متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها، به ترتیب ذوب بخشی متاپسامیت‌ها و تشکیل گرانیت، آنکلاو میکاشیستی در گرانیت‌ها که بقایای ذوب نشده هستند و تحول گنیس به بیوتیت گرانیت.

۲-۵- واحدهای سنگی پس از پروتروزوئیک پایانی (واحد های پوشاننده مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه)

۲-۵-۱- توالی رسوبی (کنگلومرا و تناوب شیل، ماسه و آهک) با میان‌لایه‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل

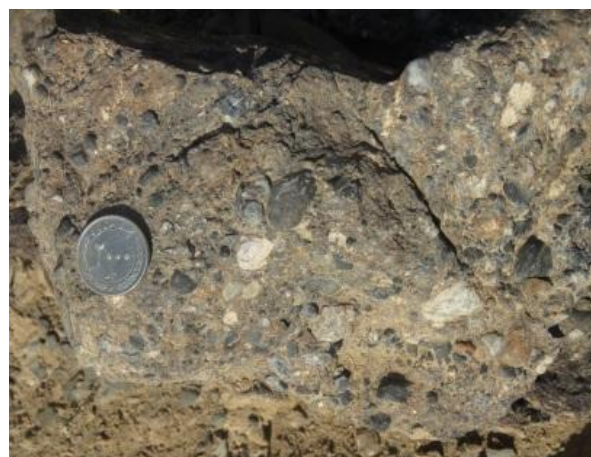
ژوراسیک معادل سازند شمشک

این توالی در منطقه دوچاه با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگ‌های دگرگونی و آذرین نئوپروتروزوئیک پسین، شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد (شکل ۲-۱۴ - الف و ب). توالی رسوبی- تخریبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک به صورت دگرشیب بر روی مجموعه دگرگونی و آذرین دوچاه قرار می‌گیرند و به عبارتی با مرز فرسایشی آنها را می‌پوشاند. در بین توالی ذکر شده، افق‌هایی از بازالت، هیالوکلاست‌ها و ولکانی‌کلاست‌های بازالتی به صورت میان‌لایه مشاهده می‌شوند. قطعات سازنده کنگلومرای قاعده‌ای را قلوه‌هایی از جنس گرانیت، گنیس، میکاشیست، شیست‌سبز، آمفیبولیت و مرمر تشکیل می‌دهند. در این کنگلومرا، اندازه قلوه‌ها از مقیاس سانتیمتری تا یک متر متغیر است و اغلب گردشگی خوبی دارند. لازم به ذکر است که حضور فراوان قطعات سنگ‌های گرانیتی در کنگلومرای اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک حاکی از آن است که توده‌های گرانیتی، قدیمی‌تر از ژوراسیک هستند. در بخش‌هایی از کنگلومرای ذکر شده در منطقه شواهد بارز میلونیتی‌شدن،

چون برگوارگی، خطوارگی ناشی از پهن‌شدگی قلوها، قلوهای عدسی شکل نوع تتا و سیگما، سایه فشاری، ریزگسل و بودیناژ مشاهده می‌شوند. البته این پدیده، به علت عملکرد یک پهنه برشی است که حتی بازالتهای ژوراسیک را به شدت تحت تأثیر قرار داده و آنها را میلونیتی کرده است (شکل ۲-۱۴ - پ تا ج). ضخامت افق‌های کنگلومرای مورد بحث در غرب مجموعه بندهزار چاه به حدود ۱۰۰۰ متر، در جنوب غرب 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 و مجموعه دوچاه از ضخامت کمتری برخوردار است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ بلاغی‌اینالو، ۱۳۹۳؛ شکاری ۱۳۹۷). در بخش‌های شیلی ماکروفسیل‌های گیاهی، میکروفسیل‌ها و همچنین پالینومورف‌ها (با سن ژوراسیک زیرین) درون بخش‌های شیلی محفوظ مانده‌اند. وجود این ماکروفسیل‌های گیاهی معرف یک محیط رسوبگذاری گرم و کم عمق می‌باشد که با مشخصات یک محیط دلتایی (شبیه به سازند شمشک) تطابق دارد (حسینی، ۱۳۹۴). وجود این رخنمون‌های کنگلومرای حاکی از آن است که به دنبال فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس، منطقه دچار بالازدگی و فرسایش شدید شده است. تخریب سرزمین‌های دگرگونی و آذرین پرکامبرین همجوار به نهشته شدن توالی رسوبی تخریبی (ضخیم، معادل سازند شمشک در البرز) منجر شده است (بلاغی‌اینالو، ۱۳۹۳). در توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین طی رخداد سیمیرین میانی در زمان ژوراسیک میانی، دگرگون‌شده و به مجموعه دگرگونی درجه پایینی، متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگریوک، متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات، تحول یافته است (شکل ۲-۱۴ - خ و چ). لایه‌بندی منظمی در توالی رسوبی دگرگون‌شده دیده می‌شود. ضخامت لایه‌ها از چند میلیمتر تا سه متر متغیر می‌باشد. شیب لایه‌ها از ۲۰ تا ۸۰ درجه متغیر است و در بعضی نقاط به زیبایی چین‌خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۴ - د).



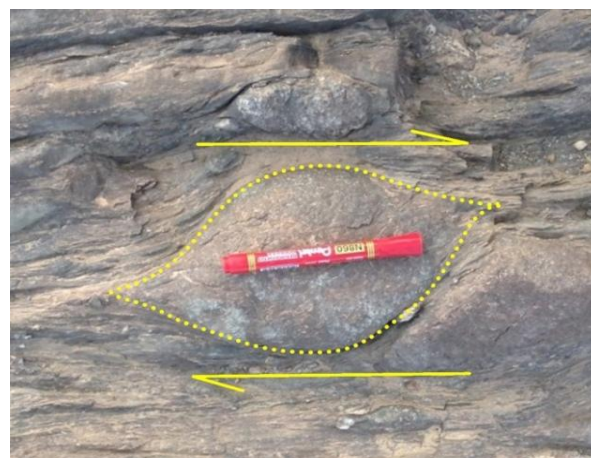
ب



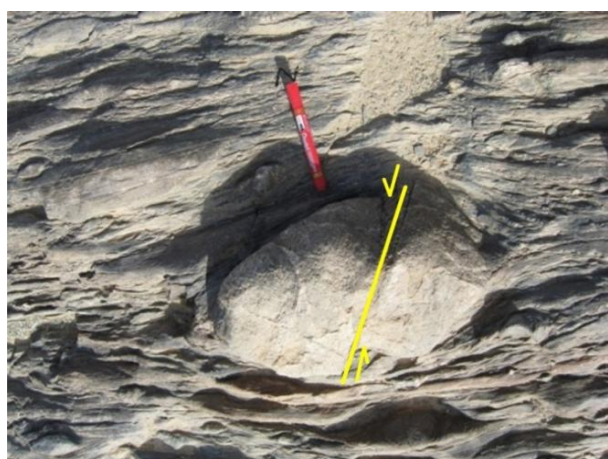
الف



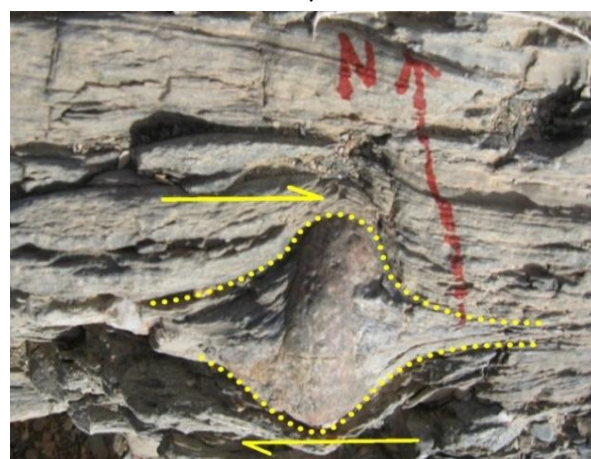
ت



پ



ج



ث

شکل ۲-۱۴- ادامه شکل و توضیح آن در صفحه بعد.



خ



ح



د



چ

شکل ۲-۱۴ - تصاویر صحرایی ویژگی‌های بارز توالی رسوبی اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک. الف - کنگلومرای پلی‌ژنیک تشکیل شده از قطعات سرچشمه گرفته واحدهای قدیمی (نئوپروتروزوئیک پسین). ب - ماسه‌سنگ. پ تا ح - کنگلومرای میلونیتی شده با قلوه‌های عدسی شکل نوع سیگما، کشیدگی، حاشیه‌های فشاری، ریزگسل و بودین‌شدگی قلوه‌ها. ح - تناوبی از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگریوک و متاکربنات (توالی رسوبی دگرگون‌شده). چ - واحد اسلیتی. د - چین‌خوردگی واحد متاکربناتی.

۲-۵-۲- سنگ‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک

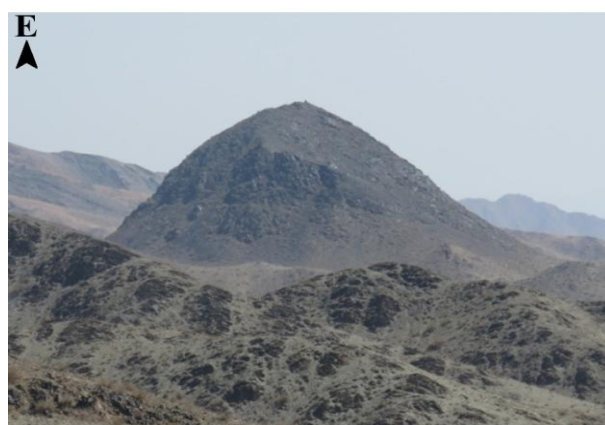
در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتکاپویی بوده است؛ به گونه‌ای که افزون بر چند دگرشکلی بسیار آشکار، رویدادهای ماگمایی، به صورت پیدایش سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی رسوبی و توده‌های آذرین نیمه ژرف در آن دیده می‌شود (رحمتی‌ایلخچی و همکاران، ۲۰۱۰). در بین توالی رسوبی دگرگون‌شده اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک دوچاه، روانه‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی چون آگلومرا، توف و لیتیک توف به صورت میان‌لایه یافت می‌شوند. این سنگ‌ها حجم قابل ملاحظه‌ای را شامل می‌شوند و با ستیغ‌های خشن و مرتفع‌تر از سنگ‌های میزبان (اسلیتی و فیلیتی) با

تفاوت ارتفاعی حدود ۲۰ تا ۵۰ متر و با رنگ متمایل به سیاه مشاهده می‌شوند. بازالت‌ها به صورت توده‌های کوچک نیز رخنمون دارند. در شمال آغل زولو قطر بزرگ یکی از رخنمون‌ها به ۲۵۰ متر می‌رسد (شکل ۲-۱۵-الف). در برخی نقاط بازالت‌ها ساخت‌بالشی بارزی نشان می‌دهند. این ساخت دلیلی بر عمق زیاد حوضه است. اندازه این بالش‌های بازالتی از چند سانتیمتر تا حدود دو متر متغیر است. رنگ آنها سبز متمایل به سیاه است. رنگ سبز آنها ناشی از اپیدوتی شدن آنها می‌باشد. فضای بین بالش‌ها توسط کربنات‌ها پر شده است (شکل ۲-۱۵-ب). برخی از بالش‌ها فرسایش پوست پیازی و ترک‌های شعاعی نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۵-پ). ساخت بادمکی و اسفرولیتی بارزی در این سنگ‌ها نیز دیده می‌شود. حفرات با کلسیت و کوارتز پر شده است (شکل ۲-۱۵-ت). اشکال روده‌ای یا بالش‌های روده‌ای نیز در این بازالت‌ها دیده می‌شود. همچنین آگلومرای دگرگون‌شده به ضخامت ۲۰ متر نیز در برخی نقاط مشاهده شده است. در شمال کوه سرخ‌تول تحت تأثیر زون برشی، بازالت‌ها دگرریختی شدیدی متحمل شده‌اند و به صورت بیضی یا بودینی درآمده‌اند (شکل ۲-۱۵-ج).

در لیتیک‌توف‌ها قطعات سنگی مختلف در لابلای توفیت‌ها به وضوح قابل تشخیص است. قلوه‌سنگ‌ها و قطعات سنگی با اندازه‌های مختلف که به صورت نامنظم در کنار یکدیگر قرار گرفته، بیانگر آشفستگی و تلاطم در حین رسوبگذاری می‌باشند و از رخساره‌های شاخص محیط‌های توریدایتی-آتشفشانی هستند (شکل ۲-۱۵-چ).



ب



الف

شکل ۲-۱۵- ادامه شکل و توضیح آن در صفحه بعد.



ت



پ



ج



ث



ح



چ

شکل ۲-۱۵- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک منطقه دوچاه. الف- رخنمونی از بازالت‌ها با قطر حدود ۲۵۰ متر. ب و پ- ساخت بالشی در بازالت‌ها. ت- شکاف شعاعی در بالش‌های بازالتی. ث- ساخت بادامکی با حفره‌های پر شده از کلسیت و کوارتز. ج- ساخت اسفرولیتی در بادامک‌های تشکیل شده در بازالت‌ها. چ و ح- بازالت‌های با اشکال بیضی و بودینه که معرف دگرریختی تحمیل شده بر آنها می‌باشد. خ- لیتیک‌توف شاخص محیط‌های توریدایتی- آتشفشانی.

۲-۵-۳- دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی

مجموعه پی‌سنگی دوچاه و همچنین واحدهای سنگی تریاس بالایی- ژوراسیک پایین، توسط صدها دایک بازیک و آپوفیزهای گابرودیوریتی قطع شده‌اند. این دایک‌ها و آپوفیزها در سرزمین‌های مجاور از جمله سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، دلبر (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳)، میامی (عابدی، ۱۳۸۸؛ همتی، ۱۳۹۲)، رضاآباد (خبره، ۱۳۹۵)، شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۱۱)، بندهازارچاه (حسینی، ۱۳۹۴؛ ابتهاج، ۱۳۹۳)، البرز و ایران مرکزی (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶)، ماجراد (ویس‌کرمی، ۱۳۹۶) گزارش شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه دایک‌های دیابازی عمدتاً دارای راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی هستند. به رنگ‌های سیاه تا سبز تیره مشاهده می‌شوند. دانه ریز تا دانه متوسط هستند. ضخامت آن‌ها از چند سانتیمتر تا چند متر (۲۰ متر) و طول آن‌ها از چند متر تا چند کیلومتر متغیر است (شکل ۲-۱۶-الف). برخی از دایک‌ها به صورت دایک‌های تغذیه کننده مشاهده می‌شوند و شاخه‌های جانبی از آنها منشعب شده است (شکل ۲-۱۶-ب). بر خلاف دایک‌های آمفیبولیتی شده متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین، دایک‌های ژوراسیک سالم‌تر هستند و دگرگونی ضعیفی را متحمل شده‌اند. در مرز آن‌ها، شواهد دگرگونی مجاورتی دیده نمی‌شود زیرا سنگ‌های میزبان، خود شرایط دگرگونی بالایی را متحمل شده‌اند.

آپوفیزهای کوچک دیوریتی و گابرودیوریتی حدود ۲۰۰ متر مربع نیز در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۶-پ). آپوفیزها، دانه متوسط تا دانه درشت هستند و به وضوح، کانی‌های پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت در آنها مشاهده می‌شود. برخی دانه‌های سولفیدی چون کالکوپیریت در آنها حضور دارند که توسط هاله دگرسانی دارای مالاکیت احاطه شده‌اند. در منطقه دوچاه دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرودیوریتی، مجموعه آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین و کنگلومراهای تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل با سازند شمشک) را قطع کرده‌اند و از سوی دیگر سنگ‌های جوانتر از قبیل کنگلومراهای ژوراسیک بالایی- کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند و در نتیجه سن ژوراسیک میانی برای آن‌ها منطقی است. در داخل سازند شمشک در زون البرز شرقی نیز دایک‌های مشابهی نفوذ کرده‌اند که در آهک‌های سازند دلیچای به سن ژوراسیک بالایی ادامه ندارند (جمشیدی، ۱۳۸۶؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛

قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ دعایی و همکاران، ۱۳۹۹). 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 گابرو دیوریت‌های منطقه ماجراد (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶) به ترتیب سن ۱۵۲ و ۱۶۷ میلیون سال معادل ژوراسیک میانی را برای دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی بازیک به دست آورده‌اند.

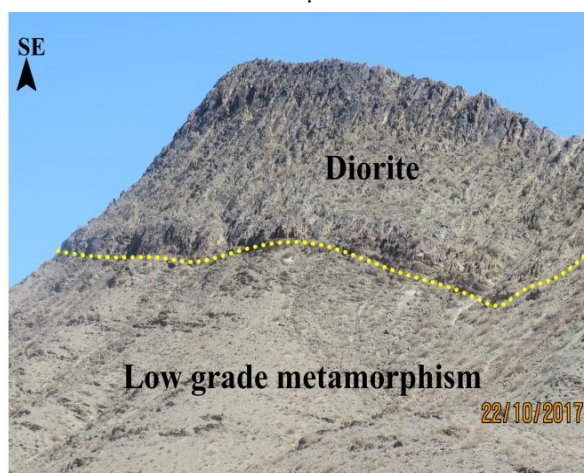
به طور کلی فعالیت‌های ماگمایی در ژوراسیک در محیط‌های کشتی وابسته به ریف‌های پشت کمان ماگمایی (حوضه سبزوار) صورت گرفته است. در این گونه محیط‌های کشتی با ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های موازی، صعود و تزریق ماگما در امتداد این شکستگی‌ها به شکل‌گیری دسته دایک‌های موازی منجر شده است. معمولاً با تشدید کشت در این گونه محیط‌های زمین‌ساختی، ماگماتیسم به شکل فعالیت آتشفشانی نمود یافته است. در این صورت جریان‌های گدازه، غالباً به شکل‌گیری گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی و یا سنگ‌های آتشفشانی تخریبی از نوع توفی می‌انجامد. شواهد این‌گونه فعالیت‌های ماگمایی در ژوراسیک در منطقه دوچاه به وضوح قابل مشاهده است. از آنجا که سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی و گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی در قاعده توالی ژوراسیک زیرین رخنمون دارند و دایک‌های دیابازی، واحدهای این توالی را قطع کرده‌اند، لذا می‌توان استنباط نمود، ماگماتیسم ژوراسیک در منطقه مورد مطالعه، در مراحل اولیه به صورت فعالیت آتشفشانی و در مراحل بعدی با جایگیری دایک‌های دیابازی همراه بوده است.



ب



الف



ت



پ

شکل ۲-۱۶- تصاویر صحرایی از الف و ب- به ترتیب دایک دیابازی قطع کننده متاسندستون‌ها و دایک تغذیه کننده قطع کننده متاکربنات‌های نئوپروتروزوئیک پسین. پ- آپوفیز دیوریتی. ت- سنگ‌های دیوریتی قرار گرفته بر روی سنگ‌های با دگرگونی ضعیف اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک.

۲-۵-۴- واحد کنگلومرای اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه؟

در جنوب آغل جمیل کنگلومرا با ضخامت ظاهری ۱۰۰۰ متر بر روی بستری از توالی ژوراسیک قرار گرفته‌اند. وجود قطعاتی از سنگ‌های متعلق به توالی ژوراسیک علت نسبت دادن این توالی به اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه (?) می‌باشد و در ضمن از سنگ‌های منسوب به ائوسن، قطعاتی سنگی در این توالی دیده نمی‌شود. کنگلومرا ذکر شده به ۴ زیرواحد قابل تقسیم است:

۱- بخش قاعده‌ای سرشار از قطعات گرانیتی، بیوتیت گرانیتی، آمفیبولیتی، قطعات مرمر همراه با مقادیری بازالت، ماسه‌سنگ، اسلیت و فیلیت ژوراسیک که غالباً کرم تا قهوه‌ای دیده می‌شوند. رنگ قهوه‌ای از قطعات کربناته یا ماسه‌های آهکی تشکیل دهنده نشأت گرفته است (شکل ۲-۱۷- الف).

۲- واحد بعدی به سمت بالا، توالی نسبتاً ضخیمی از کنگلومرای دارای قطعات عمدتاً بازالتی همراه با مقادیری ماسه‌سنگ می‌باشد. سپس یک توالی شیلی سیلتستونی (در حال حاضر به اسلیت و متاسندستون تبدیل شده) و بعد از آن یک توالی ماسه‌سنگی با کنگلومراهای میان‌لایه‌ای روی آن قرار گرفته است (شکل ۲-۱۷- ب).

۳- یک افق کنگلومرای سرشار از قطعات روشن گنیسی، گرانیتی و سیلیسی که با تعدادی میان‌لایه ماسه‌سنگی همراه هستند، به علت جدا بودن این واحد سنگی، موقعیت آن نسبت به سایر گروه‌های ذکر شده خیلی مشخص نیست. ولی با توجه به اینکه نزدیک رخنمون پی‌سنگی قرار دارد و سرشار از قطعات روشن است، شاید بخشی از معادل‌های بخش تحتانی مجموعه توصیف‌شده، باشد (شکل ۲-۱۷- پ).

۴- در جنوب شرق آغل جمیل تناوب شیلی و ماسه‌سنگی اولیه همراه با مقادیری بازالت و دولومیت با ضخامت قابل توجهی رخنمون دارد. به سمت جنوب، این توالی، با یک مرز گسلی از نوع راندگی یا معکوس با زاویه زیاد بر روی مارن‌های الیگومیوسن رانده شده است. در بخش تحتانی، سرشار از قلوه‌های گنیسی و گرانیتی می‌باشد. اندازه برخی قلوه‌ها به سه متر می‌رسد (شکل ۲-۱۷- ت).



ب



الف



ت



پ

شکل ۲-۱۷- تصاویر صحرایی از چهار زیر واحد کنگلومرایی اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه (۴). الف- بخش قاعده‌ای سرشار از قطعات گرانیتی، بیوتیت گرانیتی، آمفیبولیتی و قطعات مرمر قدیمی همراه با مقادیری بازالت، ماسه‌سنگ، اسلیت و فیلیت ژوراسیک. ب- توالی نسبتاً ضخیمی از کنگلومرای دارای قطعات عمدتاً بازالتی. پ- یک افق کنگلومرایی سرشار از قطعات روشن گنیسی و گرانیتی. ت- توالی سرشار از قلوه‌های گنیسی و گرانیتی.

۲-۵-۵- واحد کنگلومرایی پالئوسن

در ایران مرکزی بیشتر سنگ‌های پالئوسن، انباشته‌های کنگلومرایی حاصل از چرخه‌های فرسایشی فاز کوهزایی لارامید هستند که به طور دگرشیب و گاه هم‌شیب، سنگ‌های قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. رسوبات منسوب به پالئوسن در ایران مرکزی، هم‌ارز کنگلومرای کرمان هستند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در جنوب آغل کندو، کنگلومرای ارغوانی رنگی رخنمون دارد که قطعات آن اکثراً ماسه‌سنگ به رنگ ارغوانی و سبز هستند. این کنگلومرا حاوی قطعاتی دیگر چون گرانیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی، دایک‌های دیابازی و همچنین آهک‌های کرتاسه بوده و لایه‌بندی مشخصی نشان می‌دهد. بقایای دوکفه‌ای در قطعات آهکی آن

دیده می‌شود. در این کنگلومرا گردشگی خوب و جورشدگی ضعیف است (شکل ۲-۱۸- الف و ب). حضور قطعاتی از آهک‌های کرتاسه از ویژگی‌های شاخص تفکیک کننده این کنگلومرا از کنگلومرای ژوراسیک می‌باشد. همچنین در این کنگلومرا که ارغوانی رنگ است، قطعات جوانتر از ائوسن دیده نمی‌شود. با توجه به اینکه این واحد کنگلومرای در قاعده توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن قرار می‌گیرد، نسبت دادن این کنگلومرا به پالئوسن تا اوایل ائوسن معقول به نظر می‌رسد. لازم به ذکر است که کنگلومرای پالئوسن در منطقه دلبر و جنوب جاده احمدآباد- بیارجمند نیز مشاهده شده است.



ب



الف

شکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی از واحد کنگلومرای پالئوسن. این واحد کنگلومرای شامل قطعات ماسه‌سنگی، گرانیتی، سنگ‌های دگرگونی، دیابازی و همچنین آهک‌های کرتاسه می‌باشد. لایه‌بندی مشخص این واحد در تصاویر مشاهده می‌شود.

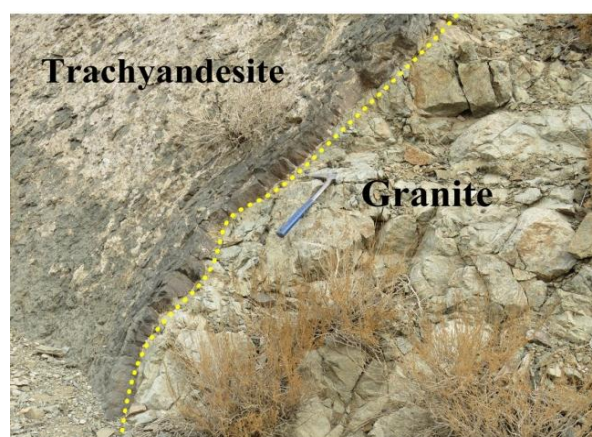
۲-۵-۶- دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی

فعالیت‌های آتشفشانی دوران سوم در تمام ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ مشهود است (درویش‌زاده ۱۳۸۳). در منطقه دوجاه دایک‌های آندزیتی به رنگ سبز تا خاکستری، واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک پسین از جمله بیوتیت‌گرانیت‌ها و متاسندستون‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۹- الف و ب). در این دایک‌ها، آنکلاوهای هم منشأ (لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن به رنگ تیره با اندازه چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر و دارای مرز ناگهانی با سنگ میزبان) و آنکلاو غیر هم‌منشأ (قطعات متاسندستونی، گرانیتی و متاکربناتی) مشاهده می‌شود که مؤید بالآآمدگی سریع است و از شواهد اختلاط ماگمایی می‌باشد (شکل ۲-۱۹- پ و ت). بر اساس مطالعات یوسفی (۱۳۹۶) و یوسفی و همکاران (b و a ۲۰۱۷، b و a ۱۳۹۵ و ۲۰۱۹)

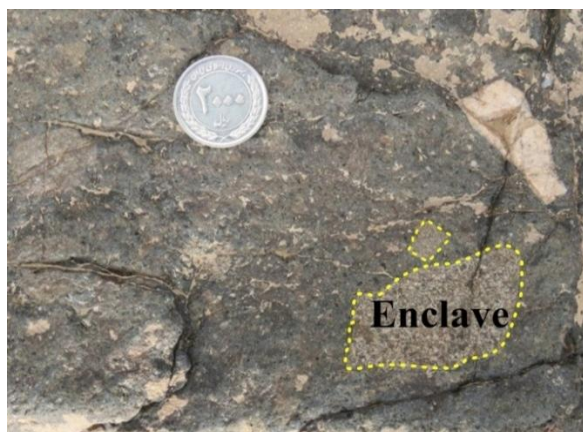
از منطقه ترود تا احمدآباد سنگ‌های آذرین با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت بازالتی، داسیت، تراکی‌داسیت و گابرو به طور پراکنده رخنمون دارند. این سنگ‌ها به صورت گنبدی شکل، دایک و یا با عمق جایگزینی بیشتر (گابروهای تاریک دره) مشاهده می‌شوند. نامبردگان بر اساس مجموع داده‌های سنی برای گروه‌های سنگی در نوار ماگمایی ترود-احمدآباد، محدوده سنی $35/5 \pm 2$ تا $41/4 \pm 0/3$ میلیون سال معادل با ائوسن میانی- بالایی (لوتسین، بارتونین- پری‌آبونین) را بدست آورده‌اند. برای سنگ‌های تراکی‌آندزیتی منطقه دوچاه در رساله پیش‌رو نیز، سن $43/51 \pm 0/58$ میلیون سال، معادل با ائوسن میانی (لوتسین) مشخص شده است که با محدوده سنی ذکرشده برای سنگ‌های آذرین منطقه ترود تا احمدآباد مطابقت دارد.



ب



الف



ت



پ

شکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از ویژگی‌های بارز دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی در منطقه دوچاه. الف و ب- دایک‌های تراکی‌آندزیتی قطع کننده گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک. پ- آنکلاوهای هم منشاء با دایک‌های تراکی‌آندزیتی (لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن) و ت- آنکلاوهای غیر هم‌منشاء در دایک‌های تراکی‌آندزیتی (قطعات گرانیتی).

۲-۵-۷- مارن‌های الیگومیوسن

مارن‌های کرم تا آجری رنگ الیگومیوسن در منطقه دوجاه، به صورت دگرشیب روی توالی رسوبی ژوراسیک قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲۰- الف) ولی در برخی نقاط نظیر پاسگاه جمیل توالی ژوراسیک بر روی مارن‌های میوسن رانده شده است. در منطقه ماجراد نیز آثاری از این مارن‌ها با توپوگرافی بسیار ملایم گزارش شده است (ویس کرمی، ۱۳۹۷). مارن‌های الیگومیوسن معادل سازند قرمز زیرین و بالایی هستند.

۲-۵-۸- پادگانه‌های آبرفتی کواترنر

در منطقه دوجاه، در امتداد رودخانه‌ها و مناطق فروافتاده، رسوبات مخروط افکنه‌ای همراه با رسوبات دشت سیلابی کواترنر رخنمون دارند (شکل ۲-۲۰- ب). این نهشته‌ها به صورت گراولی و یا ماسه‌ای می‌باشند. این رسوبات به صورت تراست‌های آبرفتی اکثراً به صورت افقی و دگرشیب بر روی سازندهای قدیمی‌تر منطقه قرار گرفته‌اند.



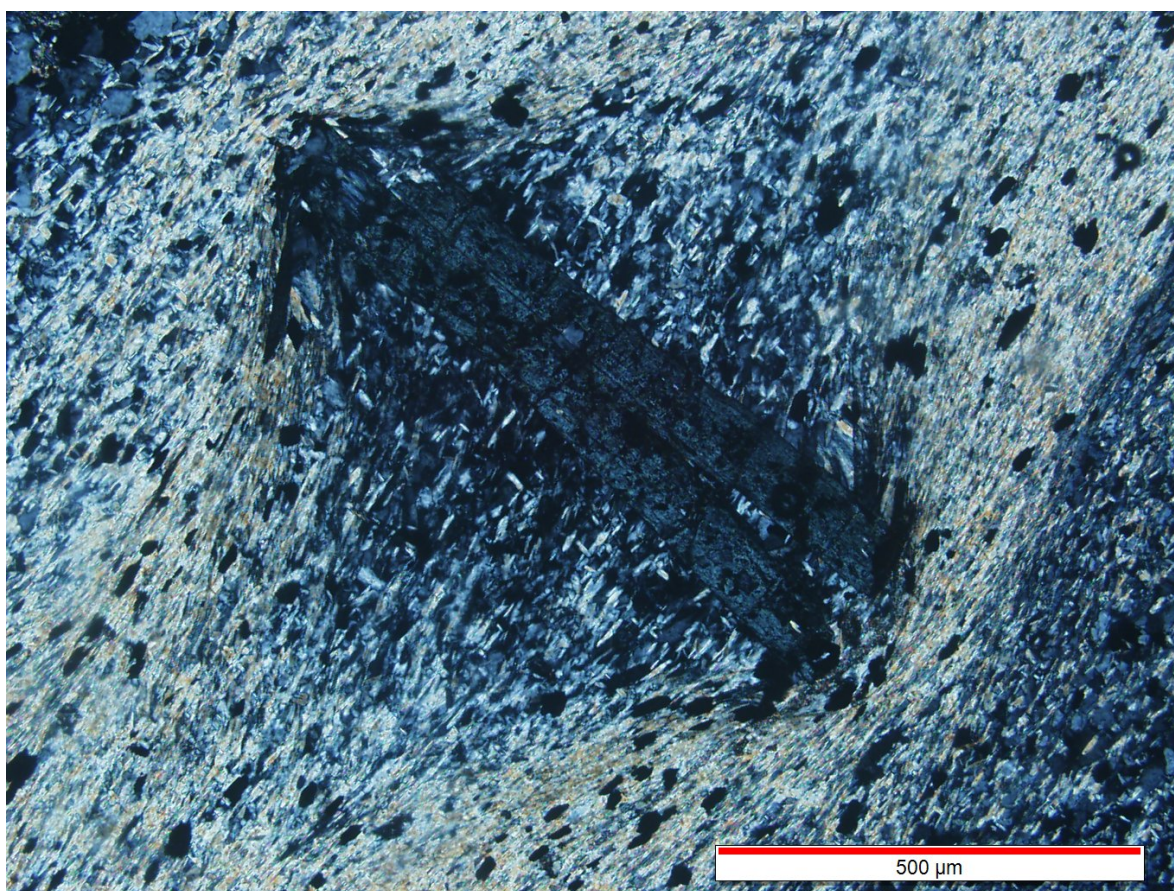
ب



الف

شکل ۲-۲۰- الف- تصویر صحرایی از مارن‌های کرم تا آجری رنگ میوسن در منطقه جمیل که توالی رسوبی ژوراسیک بر روی آن رانده شده است و ب- تصویر صحرایی از پادگانه‌های آبرفتی کواترنر. به قله‌های مگنتیتی منشاء گرفته از کانسنگ‌های آهن توجه نمایید.

فصل سوم: پتروگرافی



۳-۱- مقدمه

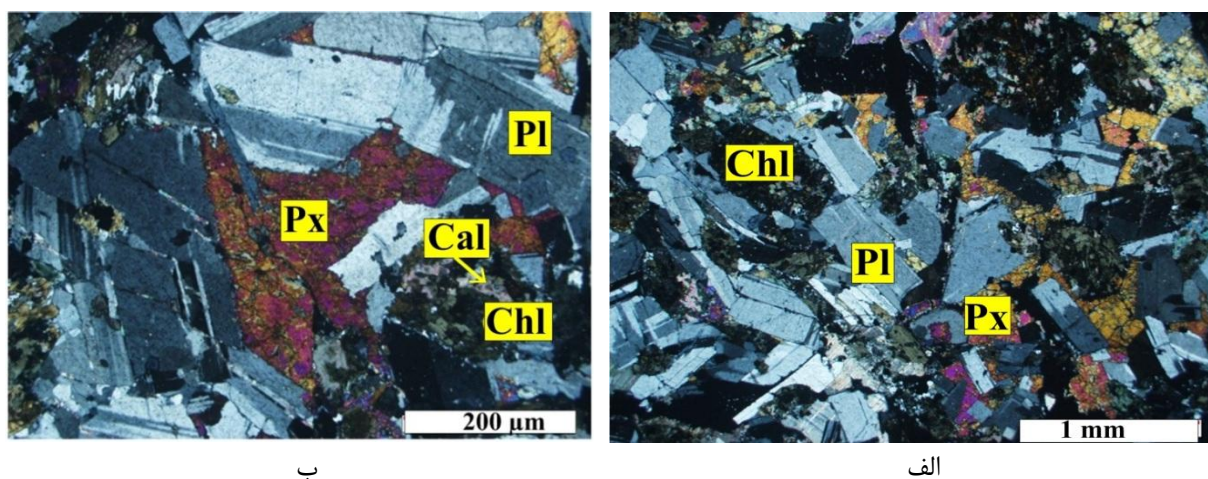
در این فصل ویژگی‌های پتروگرافی شامل فابریک و کانی‌شناسی واحدهای سنگی سازنده مجموعه آذرین و دگرگونی و سایر واحدهای رخنمون‌یافته در منطقه دوجاه را مورد بررسی قرار می‌دهیم. بدین منظور بیش از ۲۷۰ عدد مقطع نازک، ۲۷ عدد مقطع نازک صیقلی و ۳ عدد مقطع صیقلی تهیه گردید. علائم اختصاری کانی‌هایی که در تصاویر میکروسکوپی به آنها اشاره شده است در جدول ۳-۱ آورده شده‌اند. علائم اختصاری از کرتز^۱ (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

جدول ۳-۱ - علائم اختصاری مربوط به کانی‌ها اقتباس شده از کرتز (۱۹۸۳)

علائم اختصاری	نوع کانی	علامت اختصاری	نوع کانی
Hbl	هورنبلند سبز	Bt	بیوتیت
Plg	پلاژیوکلاز	Spn	اسفن
Or	ارتوز	Chl	کلریت
Zrn	زیرکن	Ep	اپیدوت
Mc	میکروکلین	Qtz	کوارتز
Opq	اوپک	Tur	تورمالین
Ctd	کلریتوئید	Grt	گارنت
Cal	کلسیت	Px	پیروکسن
Ap	آپاتیت	Act	اکتینولیت
Aln	آلنیت	Mag	مگنتیت
Kfs	فلدسپار پتاسیم	Ms	مسکوویت

۲-۳- متابازیت‌ها

به طور کلی ۹۰ تا ۹۵ درصد سنگ‌های آذرین مافیک به عنوان سنگ مادر متابازیت‌ها از پلاژیوکلاز و پیروکسن اوزیتی تشکیل شده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵). در بخش‌هایی از متابازیت‌های مجموعه جنوب دوجاه، گابرویدیوریت‌های اولیه محفوظ مانده است که متشکل از پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول و کانی‌های ثانویه اکتینولیت، کلسیت و کلریت می‌باشند (شکل ۱-۳- الف و ب)، زمانی که یک سنگ آذرین مافیک در طول دگرگونی تحت تأثیر شرایط دما و فشار جدید قرار می‌گیرد، سازندگان شیمیایی خود را به شکل کانی‌های جدید بازیابی می‌کند و با توجه به شرایط دما- فشار حاکم بر محیط، سیلیکات‌های حامل Ca، Mg و Fe، را تشکیل می‌دهند. متابازیت‌های مجموعه دگرگونی دوجاه را می‌توان در دو دسته شیست‌های سبز و آمفیبولیت‌ها مورد بررسی قرار داد.

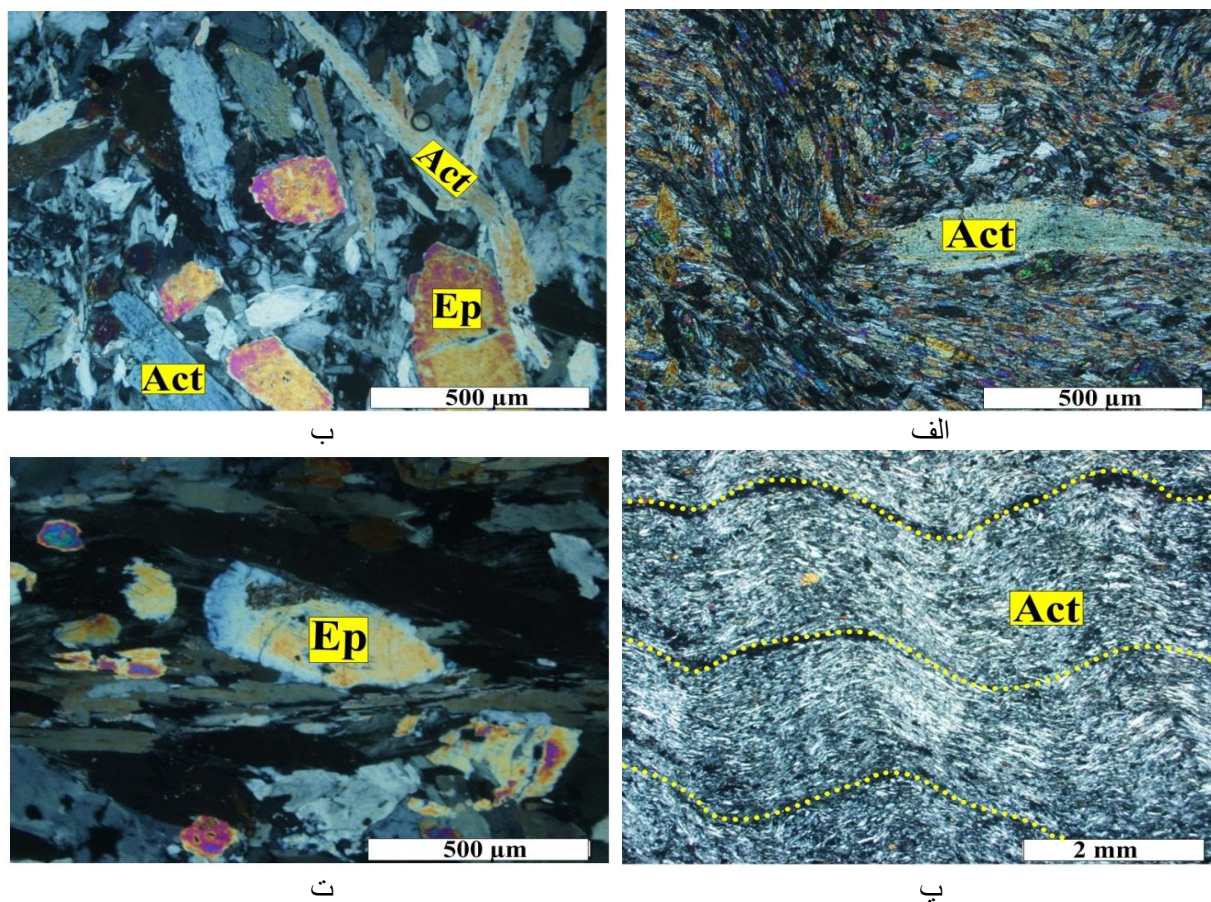


شکل ۱-۳- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی گابرویدیوریت‌هایی که به عنوان سنگ مادر بخشی از متابازیت‌های مجموعه دوجاه به حساب می‌آیند. به حفظ شدگی بافت گرانولار (بافت آذرین) این سنگ‌ها توجه نمایید.

۱-۲-۳- شیست‌های سبز

اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و پلاژیوکلاز، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شیست‌های سبز مجموعه دوجاه هستند. در کنار این کانی‌ها، اسفن، کلسیت، روتیل، آپاتیت و اکسیدهای آهن و منگنز به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند. این شیست‌های سبز را می‌توان بر اساس فراوانی کانی‌های شاخص آنها را به سه گروه اکتینولیت شیست، اپیدوت اکتینولیت شیست و کلریت شیست تقسیم کرد (شکل ۲-۳- الف و ب). چنین تنوع ترکیبی، می‌تواند متأثر از ترکیب سنگ اولیه و نوع سیالات شرکت کننده و فوگاسیته آنها در

فرآیندهای دگرگونی باشد. اگر سنگ اولیه کلینوپیروکسن یا پلاژیوکلاز کلسیک داشته باشد، افزایش متشکله Ca سیال سبب فراوانی اپیدوت با فرمول $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(2\text{OH})$ ، افزایش متشکله Fe و Mg سبب تشکیل کلریت با فرمول $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al})_{12}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$ و افزایش متشکله‌های Ca و Fe و Mg سبب فراوانی اکتینولیت با فرمول $\text{Ca}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ در نمونه‌ها شده است. در این نمونه‌ها اکتینولیت به صورت بلورهای ریز تا متوسط، کشیده، دوکی‌شکل تا شکل‌دار می‌باشد و در بعضی نمونه‌ها بافت نماتوبلاستی را به نمایش گذاشته است. اپیدوت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و ریز دانه تا درشت دانه دیده می‌شود. پلاژیوکلازهای موجود در شیست‌های سبز اندک هستند و دارای اندازه ریز تا متوسط می‌باشند. شواهد دگرریختی نظیر برگوارگی، خطوارگی، گسترش ریزچین و تشکیل بلورهای ماهی‌شکل اپیدوت در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱-پ).



شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از شیست‌های سبز مجموعه دوچاه. الف- اکتینولیت شیست. ب- اپیدوت اکتینولیت شیست. پ- اکتینولیت شیست و چین‌های بارز در آن. ت- ریزساختار اپیدوت‌ماهی در اپیدوت اکتینولیت شیست.

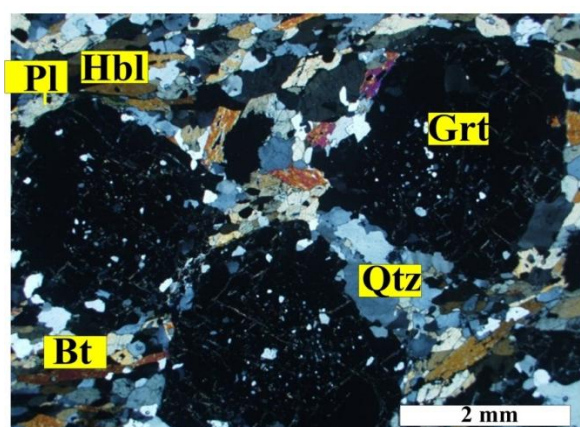
۳-۲-۲- آمفیبولیت‌ها

آمفیبولیت‌های مجموعه دوچاه بر اساس فراوانی کانی‌های شاخص شامل سه گروه اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت می‌باشند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آمفیبولیت‌ها شامل هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۳-۳- الف). کوارتز، اسفن، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و اکسیدهای آهن و منگنز نیز با فراوانی مدال کم در این سنگ‌ها حضور دارند. اسفن‌های موجود در این سنگ‌ها از فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند. در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، هورنبلند، حجم عمده کانی‌های سازنده این سنگ‌ها را به خود اختصاص می‌دهد و به صورت بلورهای درشت اغلب بزرگتر از یک میلی‌متر، منشوری و دوکی شکل به رنگ سبز با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت دانه‌های ریز تا متوسط و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در بین دانه‌های هورنبلندها یافت می‌شوند. کوارتز نیز به صورت دانه‌های ریز در زمینه و یا ادخال در هورنبلند مشاهده می‌شود. بافت نماتوبلاستی حاصل جهت‌یابی هورنبلندها در این سنگ‌ها تشکیل شده است. تفاوت اپیدوت آمفیبولیت و آمفیبولیت، حضور اپیدوت در اپیدوت آمفیبولیت‌ها است. کلریت و یا اپیدوت، در پایین‌ترین درجات رخساره آمفیبولیت یافت می‌شوند (بوخر و گریپس^۱، ۲۰۱۱). در برخی نمونه‌های آمفیبولیتی لایه‌بندی به وجود آمده است. نوارهای تیره حاصل تجمع آمفیبول و نوارهای روشن حاصل تجمع پلاژیوکلاز و کانی‌های روشن می‌باشند (شکل ۳-۳- ب). این تغییرات که بطور موضعی به وجود آمده است بیانگر وقوع تفریق دگرگونی در اثر انتشار موضعی و تدریجی عناصر و تحولات پیشرونده در طی دگرگونی است.

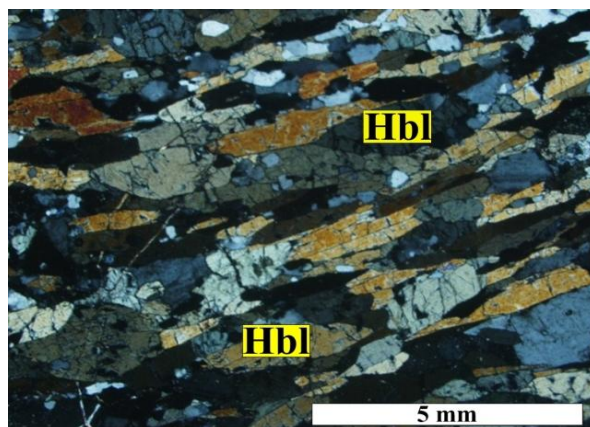
گارنت آمفیبولیت‌ها نسبت به اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها، دربردارنده گارنت و مقدار اندکی بیوتیت هستند. در این سنگ‌ها اکتینولیت و اپیدوت یافت نمی‌شوند (شکل ۳-۳- پ). پورفیروبلست‌های گارنت در گارنت آمفیبولیت‌ها اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار یافت می‌شوند و دارای ادخال‌هایی از کوارتز هستند. این سنگ‌ها بافت‌های نماتوبلاستی، متقاطع (دکوسیت)، پورفیروبلاستی و پوئیکیلوبلاستی نشان می‌دهند.

1. Bucher & Grapes

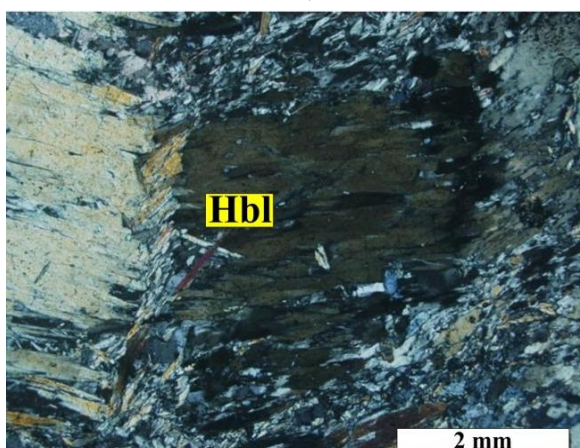
از شواهد دگرریختی در اپیدوت آمفیبولیت‌ها، آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها می‌توان به ساب‌گرین شدن و کینک‌شدگی هورنبلند، شکستگی و کینک‌شدگی پلاژیوکلاز، اشاره کرد (شکل ۳-۳-ت).



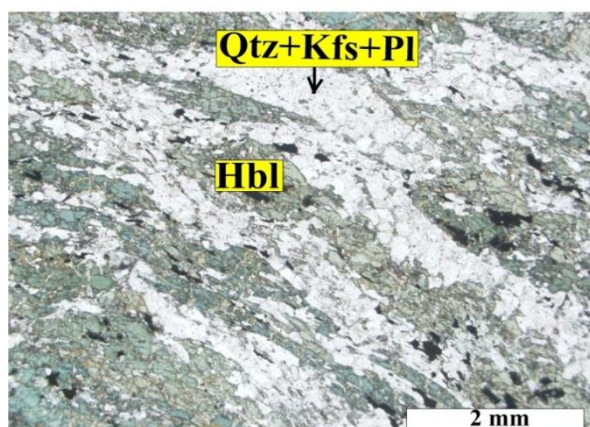
ب



الف



ت



پ

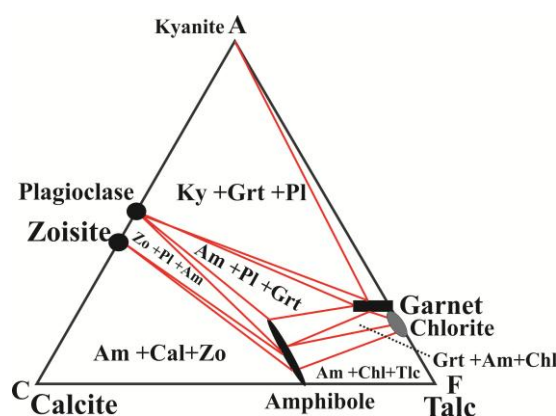
شکل ۳-۳- تصاویری میکروسکوپی آمفیبولیت‌های مجموعه دوچاه. الف- آمفیبولیت با بافت نماتوبلاستی و متقاطع. ب- گارنت آمفیبولیت با بافت پورفیروبللاستی. پ- آمفیبولیت با نوارهای تیره و روشن (PPL). ت- ساب‌گرین شدن هورنبلند در آمفیبولیت.

۳-۲-۳- تحولات دگرگونی در متابازیت‌های مجموعه دوچاه با تکیه بر مطالعات کانی‌شناسی

تغییرات کانی‌شناسی متابازیت‌ها شامل فروپاشی دو کانی معمول بازالت‌ها یعنی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. در درجات پایین دگرگونی، آلبیت و تا حدودی الیگوکلاز تشکیل می‌شود 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). بوسیله تشخیص کانی-

ها در یک متابازیت، شرایط تقریبی که سنگ آذرین مافیک تحت آن دگرگون شده است تعیین می‌شود (پنگ^۱ و همکاران، ۲۰۱۸).

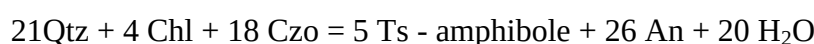
بر اساس مطالعات پتروگرافی به همراه نتایج حاصل از داده‌های شیمی کانی‌ها و ترموبارومتري (حاصل از آنالیز مایکروپروب) (فصل چهارم)، سنگ‌های متابازیتی در طی دگرگونی پیشرونده تحت شرایط رخساره‌های شلیست‌سبز تا آمفیبولیت بالای دگرگون شده‌اند. مهم‌ترین فازهای درگیر در واکنش‌های متابازیت‌های مجموعه دوچاه، پلاژیوکلاز، اکتینولیت، هورنبلند، اپیدوت، کلریت و گارنت هستند. در نمودار ACF برگرفته از (بوخر و گریپس، ۲۰۱۱)، این فازهای درگیر در واکنش‌های متابازیت‌ها، مشخص شده است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- نمودار ACF نشان‌دهنده روابط فازی شاخص سنگ‌های متابازیتی در شرایط دما و فشار مختلف منطبق بر گرادیان زمین گرمایی کیانیت برگرفته از (بوخر و گریپس، ۲۰۱۱) خطوط اتصال بیانگر واکنش‌های صورت گرفته و مجموعه‌های نشان داده شده در هر محدوده بیانگر مجموعه کانی‌های همراه می‌باشد.

رخساره شلیست سبز با آشکار شدن مجموعه کانی‌شناسی شاخص اکتینولیت + اپیدوت در حضور کلریت و آل بیت و کوارتز مشخص می‌شود.

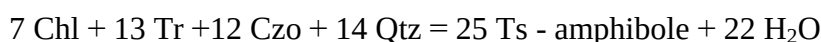
گذر از رخساره شلیست‌سبز به رخساره آمفیبولیت با دو تغییر کانی‌شناختی اصلی مشخص می‌شود. ۱- تبدیل آل بیت به الیگوکلاز (افزایش مقدار کلسیم پلاژیوکلاز پایدار، با افزایش دما و عبور از محدوده نبود پریستريت). ۲- گذر از اکتینولیت به هورنبلند. در زیر واکنش‌های گذر از رخساره شلیست سبز به آمفیبولیت و شکل‌گیری گارنت ارائه شده است (بوخر و گریپس، ۲۰۱۱).



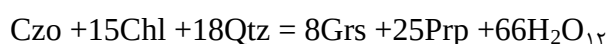
واکنش زیر، تغییر ترکیب پلاژیوکلازها و شکل‌گیری هورنبلندهای نوع چرماکیت در شرایط رخساره مرزی بین شیست‌سبز و آمفیبولیت را نشان می‌دهد:



در حالتی دیگر ممکن است بر اساس واکنش زیر هر سه کانی اصلی سنگ در رخساره شیست‌سبز به طور کامل برای ایجاد سازنده چرماکیت در هورنبلند مصرف شوند.



بر اساس واکنش زیر کلریت و اپیدوت جهت تشکیل گارنت مصرف می‌شوند.



رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌ها با شرایط بالاتر از زون‌های گارنت، استارولیت و کیانیت و پایین‌تر از زون سیلیمانیت در سنگ‌های متاپلیتی همراه مطابقت دارند (وینتر^۲، ۲۰۰۱).

ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت پیدایش هورنبلند در متابازیت‌ها است. به علاوه با افزایش دما در دگرگونی پیش‌رونده، Ca در ساختار پلاژیوکلاز پایدار شده و اپیدوت محو می‌شود (فراست و فراست^۳، ۲۰۱۴). اولین پلاژیوکلاز در رخساره آمفیبولیت حاوی ۱۷ درصد مولی آنورتیت می‌باشد. در آغاز رخساره آمفیبولیت، علاوه بر پلاژیوکلاز و هورنبلند ممکن است مقداری اپیدوت و کلریت حضور داشته باشند که با تشکیل فازهای جدیداً تشکیل شده آنورتیت و چرماک کاملاً مصرف نشده‌اند. در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتیگراد کلریت کاملاً محو می‌گردد و در آمفیبولیت‌هایی که تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد دگرگون شده‌اند معمولاً اپیدوت یافت نمی‌شود. متابازیت‌ها در بخش‌های میانی و فوقانی رخساره آمفیبولیت، حاوی پلاژیوکلاز (با ترکیب آندزین)، هورنبلند سبز و گارنت می‌باشند.



1. Liou
2. Winter
3. Frost & Frost

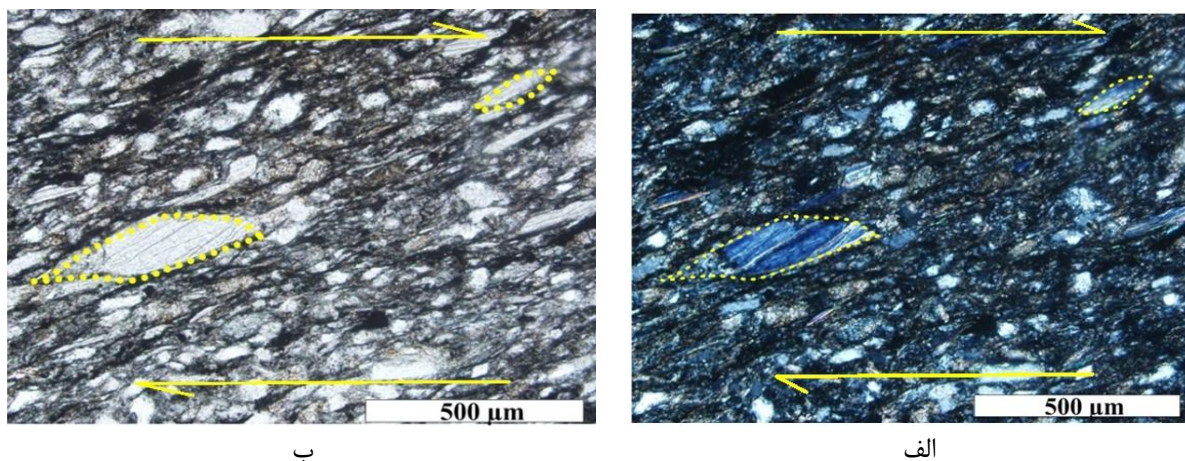
۳-۳- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها، سنگ‌هایی هستند که از دگرگونی رسوبات غنی از رس و گل و سنگ‌هایی نظیر شیل‌ها و گل‌سنگ‌ها ایجاد می‌شوند. این سنگ‌های رسوبی در مجموع آرژیلیت نامیده می‌شوند. دگرگونی ضعیف، این سنگ‌ها را به اسلیت تبدیل می‌کند. گل‌سنگ‌هایی که دارای مقدار زیادی سیلت و مقدار کمتری رس باشند به سنگ‌های دگرگونی تبدیل می‌شوند که از کانی‌های شاخص و مجموعه کانی‌شناسی کمتری برخوردارند و به عنوان نیمه پلیت‌ها معروفند. دگرگونی پیشرونده رسوبات پلیتی با سنگ‌هایی شروع می‌شود که در وضعیت حداکثر آبدار بودن خود به سر می‌برند (بوخر و گریپس، ۲۰۱۱). با افزایش درجه دگرگونی طی واکنش‌های دگرگونی، میکاها و کلریت آبدار جای خود را به کانی‌های بی‌آب مانند آلکالی فلدسپار، سیلیمانیت، گارنت و پیروکسن می‌دهند. در این صورت سنگ برگوارگی خود را که ناشی از حضور مقادیر زیادی میکا و کلریت می‌باشد، از دست داده و به جای آن بافت‌های هم بعد دانه تشکیل می‌شود و به این ترتیب بافت گنیسی، جایگزین بافت شیستوز می‌گردد (قاسمی، ۱۳۹۵).

وجه اشتراک سنگ‌های پلیتی، مقادیر متوسط تا بالای آلومینیم است که پیامدهای کانی‌شناختی 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 تابع پیچیده دما و فشار دگرگونی و جنبه‌های ظریف ترکیب سنگ کل است (قاسمی ۱۳۷۸).

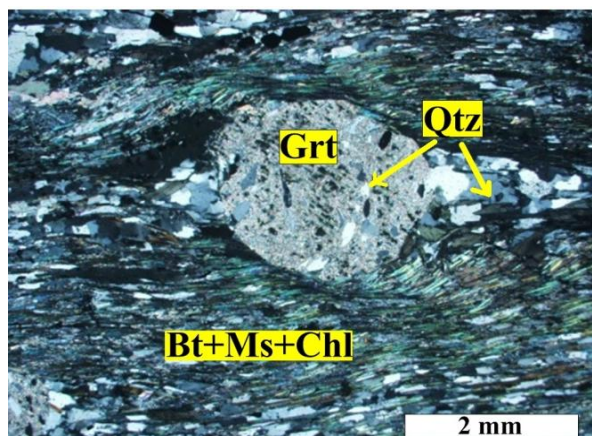
متاپلیت‌ها در مجموعه دوچاه شامل اسلیت، فیلیت، میکا شیست، گارنت شیست، کلریتوئید شیست و گنیس می‌باشند.

۳-۳-۱- فیلیت‌ها: این سنگ‌ها به عنوان سنگ‌های انتقالی بین اسلیت‌ها و شیست‌ها محسوب می‌شوند. در نتیجه دارای ویژگی‌های مشترک هر دو گروه می‌باشند (قاسمی ۱۳۹۴). کانی‌های کلریت و مسکویت ردیف شدگی نشان داده‌اند و باعث ظهور جهت‌یافتگی آشکار در این سنگ‌ها شده‌اند و بافت لپیدوبلاستی را پدید آورده‌اند. در بعضی قسمت‌ها که این سنگ‌ها تحت تاثیر بهنه‌های برشی قرار گرفته‌اند، میکاماهی در آنها تشکیل شده است (شکل ۳-۵).

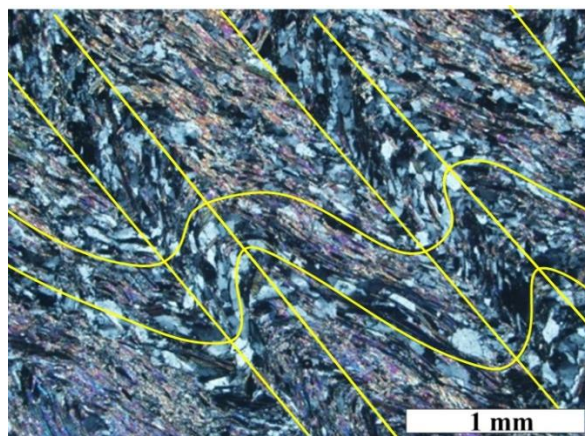


۳-۵- تصاویر میکروسکوپی XPL و PPL از فیلیت مجموعه دگرگونی دوچاه که تحت تأثیر زون‌های برشی میکاماهی تشکیل شده است.

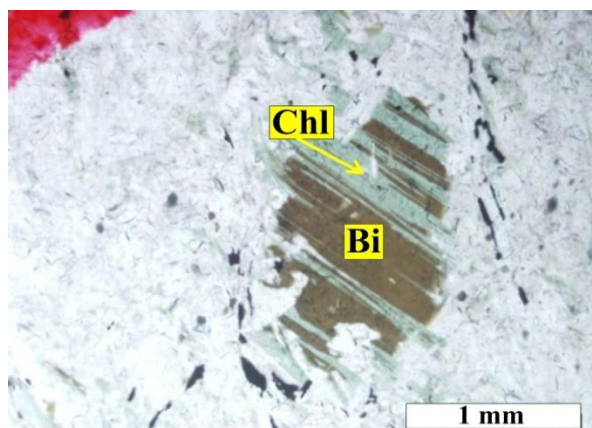
۳-۳-۲- میکا شیست‌ها و گارنت شیست‌ها: کوارتز، مسکوویت و بیوتیت سازندگان اصلی میکاشیست‌ها هستند. آپاتیت، زیرکن، اکسیدهای آهن و تیتانیم نیز کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند. ریزچین‌های زیبایی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶- الف). گارنت به صورت پورفایروبلاست در برخی از میکاشیست‌ها تشکیل شده است. اندازه گارنت‌ها از چند میلیمتر تا حدود یک سانتیمتر متغیر است. برخی از گارنت‌ها دارای اذخالی‌هایی از کوارتز هستند. از بافت‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها می‌توان به بافت‌های لپیدوبلاستی، پورفایروبلاستی، پورفایرولپیدوبلاستی و پوئیکیلوبلاستی اشاره کرد. در انواع میلونیتی‌شده این سنگ‌ها نیز بافت میلونیتی دیده می‌شود (شکل ۳-۶- ب و پ). در این سنگ‌ها اغلب بیوتیت‌ها در راستای کلیواژهایشان به کلریت دگرسان شده‌اند و در بخش‌های دگرسان‌شده، رنگ سبز کم‌رنگ نشان می‌دهند. اغلب بلورهای گارنت موجود در گارنت میکاشیست‌ها نیز توسط کلریت و سربیسیت جایگزین شده‌اند (شکل ۳-۶- ت).



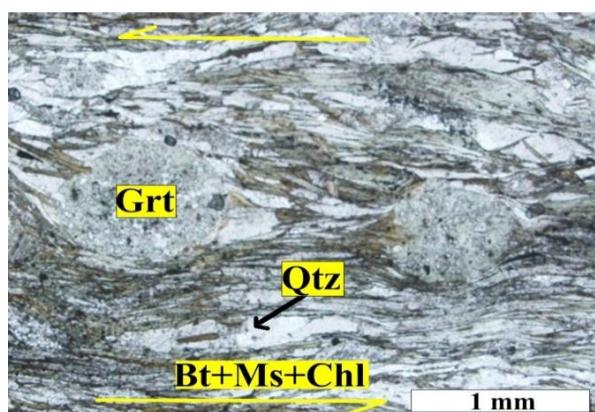
ب



الف



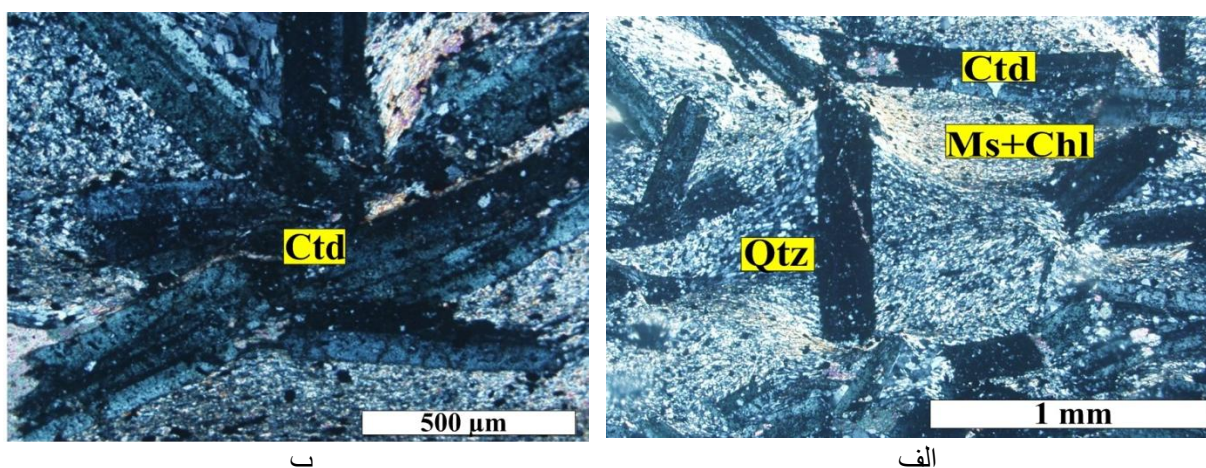
ت



پ

شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز میکا شیست‌ها و گارنت میکا شیست‌های مجموعه دوچاه. الف - میکا شیست با چین‌خوردگی بارز. ب- پورفیروبلست گارنت دارای ادخال‌های کوارتز و بافت پوئیکلوبلاستی. به بافت لپیدوبلاستی زمینه سنگ توجه نمایید. پ- گارنت میکا شیست‌ها با پورفیروکلاست‌های گارنت و بافت میلونیتی. ت- دگرسانی بیوتیت به کلریت.

۳-۳-۳- **کلریتوئید شیست‌ها:** پورفیروبلست‌های شکل‌دار کلریتوئید با اندازه ۲-۴ میلیمتر، حدود ۳۰ تا ۷۰ درصد سطح مقطع را به خود اختصاص داده‌اند. در زمینه کلریتوئید شیست‌ها، مسکویت، کلریت، کوارتز، مگنتیت و ایلمنیت یافت می‌شود. بلورهای کلریتوئید به صورت متقاطع و برخی موازی با برگوارگی جهت‌گیری نموده‌اند (شکل ۳-۷- الف و ب).

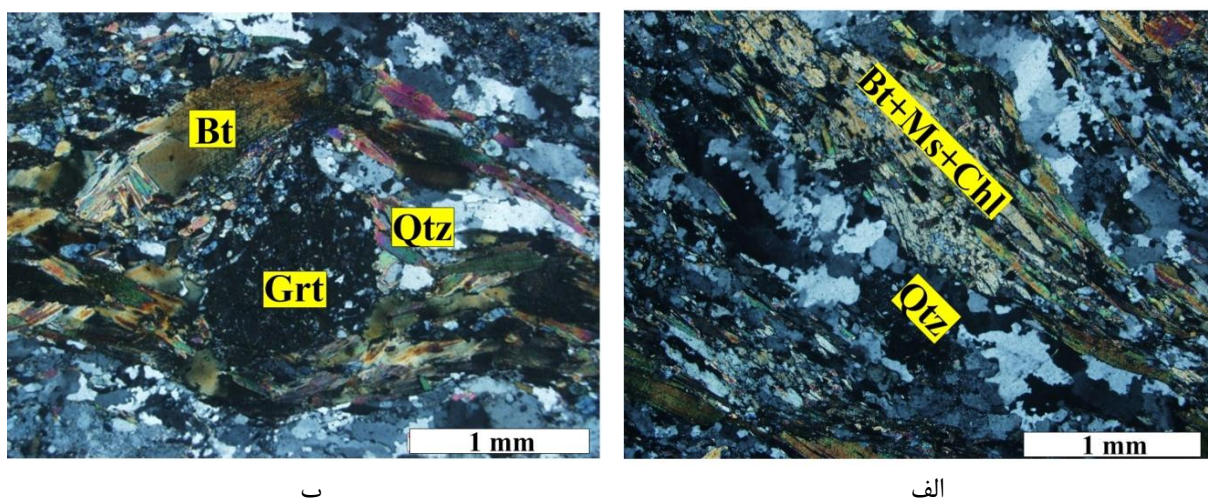


شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی الف و ب به ترتیب کلریتوئید شیست‌ها و بافت متقاطع آنها.

۳-۳-۴- **گنیس‌ها:** با پیشرفت درجه دگرگونی، در بخش‌هایی از میکا شیست‌ها آثاری از فلدسپارزایی نیز به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد ساختار شیستی میکا شیست‌ها به سوی گنیسی‌شدن تحول پیدا کرده است، به طوری که حالت گذرای بین شیست و گنیس قابل درک و مشاهده است. نواربندی گنیسی و رشد پورفیروبلست‌های آلکالی‌فلدسپار از ویژگی‌های بارز تفکیک‌کننده این سنگ‌ها از میکا شیست‌ها است (شکل ۳-۸- الف). در مجموعه دوچاه، گنیس‌ها رخنمون اندکی را به خود اختصاص داده‌اند.

کانی‌های کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، گارنت، آلانیت، زیرکن و آپاتیت در گنیس‌ها یافت می‌شوند. کلریت و اپیدوت نیز به صورت کانی‌های حاصل دگرسانی دیده می‌شوند. به علت مقدار کم محتوای Al_2O_3 این سنگ‌ها (ترکیب نیمه‌پلیتی)، کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (نظیر آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت) در آنها یافت نمی‌شوند. در گنیس‌ها، پلاژیوکلازها و آلکالی‌فلدسپارها نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. کوارتز به صورت ریز دانه تا متوسط دانه یافت می‌شود و در موارد زیادی متحمل دگرریختی شده‌اند. برخی از بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. اپیدوت و

اسفن در مقاطع نازک یافت می‌شوند و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند (شکل ۳-۸-ب). اندک گارنت‌های موجود در گنیس‌ها، دانه ریز تا دانه متوسط می‌باشند. برخی از این گارنت‌ها نیز توسط کلریت جایگزین شده‌اند. در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلازها به اپیدوت تبدیل شده‌اند. ارتوز نیز در بسیاری از نمونه‌ها به سربست دگرسان شده است.



شکل ۳-۸-الف و ب - به ترتیب تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده نواریندی در گنیس‌ها و حضور گارنت در گنیس.

۳-۳-۵- شواهد قرارگیری متاپلیت‌ها در پهنه‌های برشی

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که متاپلیت‌ها تحت تأثیر قرارگیری در پهنه‌های برشی متحمل فرایندهای دگرریختی شکنا و شکل‌پذیر شده‌اند و در آنها ریزساخت‌ها و شواهدی از میلونیتی‌شدن ظاهر شده است که به شرح ذیل می‌باشد:

بیوتیت یکی از کانی‌هایی است که با توجه به ساختار صفحه‌ای خود دارای قابلیت زیادی برای تغییر شکل و بروز شواهد دگرشکلی می‌باشد. این کانی در برخی مقاطع نازک تهیه شده از متاپلیت‌های مجموعه دوچاه که مقدار تنش وارده به سنگ کم و دما بالا بوده، شواهد دگرشکلی بیشتر به صورت پیچ و تاب خوردگی کینک‌باند^۱ (نوار خمشی) می‌باشد و در برخی مقاطع نازک که مقدار تنش وارده به سنگ بیشتر و دما، پایین‌تر بوده است، تغییر شکل بیوتیت به صورت ساب‌گرین شدن و لغزش پدیدار شده است. به طور کلی

1. Kink band

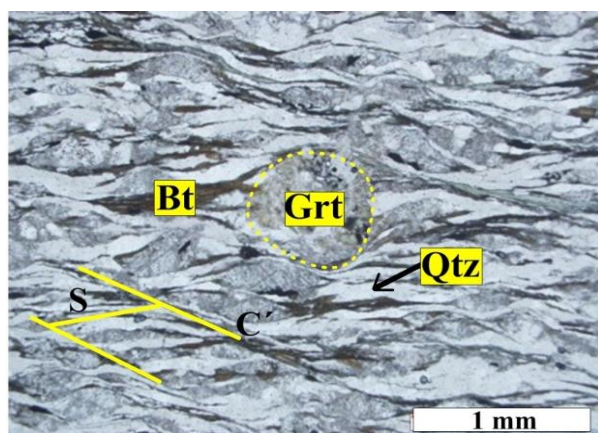
بیوتیت در حرارت‌های بالای ۲۵۰ درجه سانتیگراد به طور شکل‌پذیر و در کمتر از این دما به طور شکننا رفتار می‌کند (استیسکی^۱، ۱۹۷۸).

مسکوویت در مقاطع نازک به صورت شکننا و شکل‌پذیر عمل کرده است. شکستگی، خمش و مسکوویت‌های ماهی‌شکل در فیلیت‌ها، میکا شیست‌ها و گارنت میکا شیست‌ها در تعداد قابل توجهی از مقاطع نازک تهیه شده دیده می‌شوند (شکل ۳-۹-الف). مسکوویت‌های ماهی‌شکل مهم‌ترین شاخص سوی برش محسوب می‌شوند. این ریزساختار در بخش‌های مختلف منطقه راستای حرکت یا سوی برش راست‌گرد یا چپ‌گرد نشان می‌دهد.

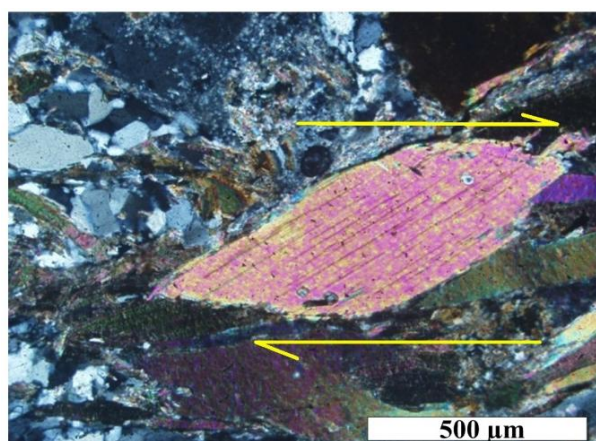
کوارتز در برخی نمونه‌های میلونیتی شده به صورت ساب‌گرین شدن، تبلور دوباره، خاموشی موجی، بودین‌شدگی و نواری شدن تجلی پیدا کرده است.

کلریت، مسکوویت، بیوتیت و نوارهای کوارتز اطراف برخی پورفیروکلاست‌های گارنت، تجمع پیدا کرده‌اند و پورفیروکلاست دارای سایه‌های کرنشی را پدید آورده‌اند (شکل ۳-۹-ب). نوارهای برشی به شکل S و C و S و C' نیز در نمونه‌های میلونیتی دیده می‌شوند. فابریک C/S احتمالاً نشانگر برش ساده غیرهمگن می‌باشد و در اولین مراحل میلونیتی شدن، به وجود می‌آید (ترو و پشیه، ۲۰۰۵).

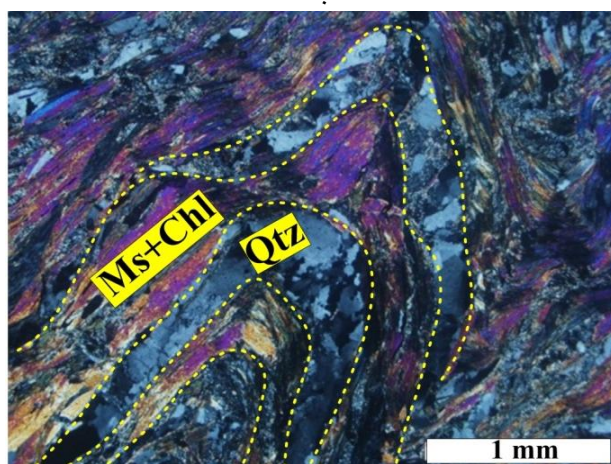
در گارنت شیست‌های مجموعه دوچاه، پورفیروکلاست‌های پوششی نوع σ از جنس فلدسپار و گارنت مشاهده می‌شوند. سیستم‌های پورفیروکلاست مشاهده شده در مقاطع نازک مورد بررسی، جهت تعیین نوع برش و دیگر خصوصیات پارامترهای جنبشی قابل استفاده می‌باشند (شکل ۳-۹-پ). چین‌خوردگی‌های میکروسکوپی یا ریزچین‌ها، یکی از زیباترین جلوه‌های تغییر شکل‌های شکل‌پذیر در مقیاس ریز سنگ‌ها می‌باشند. این چین‌خوردگی‌ها، می‌توانند تعیین‌کننده جهت‌یابی تنش‌های ناحیه‌ای نیز باشند (شکل ۳-۹-ت).



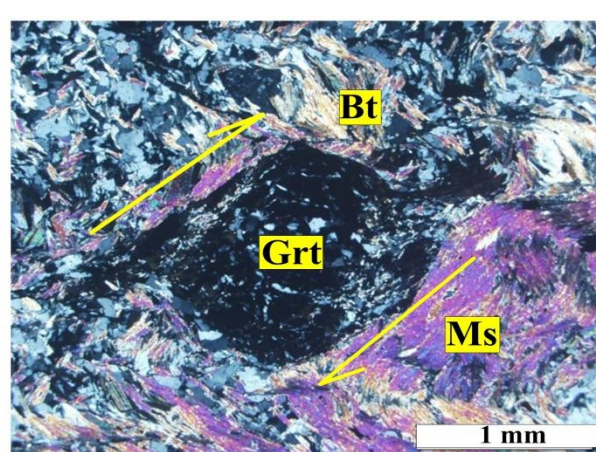
ب



الف



ت



پ

شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی معرف شواهد ریزساختاری و میلونیتی‌شدن متاپلیت‌های مجموعه دوچاه. الف- میکاماهی در میکا شیست. ب- تشکیل نوارهای برشی S و C' و سایه کرنشی اطراف پورفیروکلاست گارنت تجزیه شده به کلریت (در نور PPL). پ- پورفیروکلاست گارنت سیگمایی شکل. ت- ریزچین در میکا شیست.

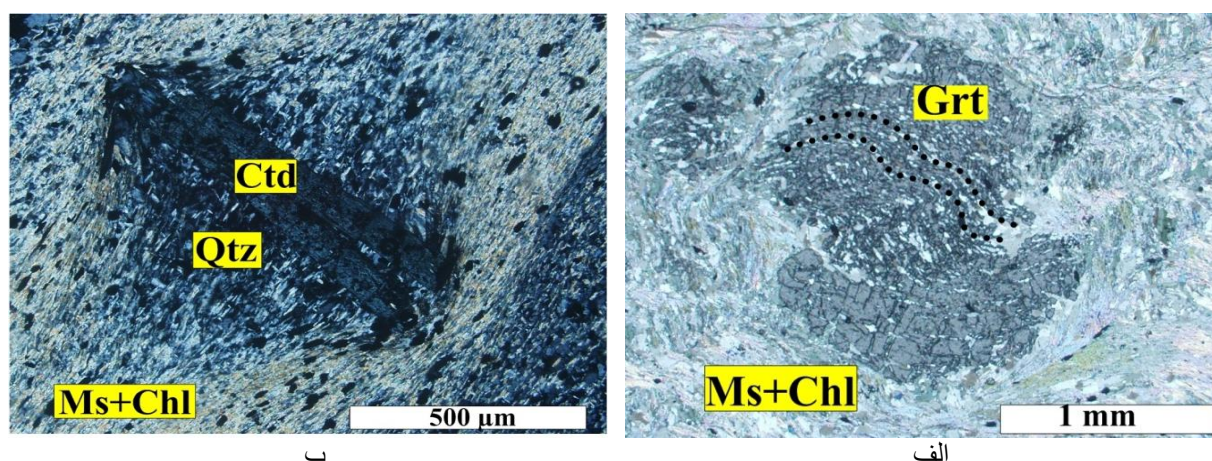
۳-۳-۶- رابطه بین رشد پورفیروکلاست‌های متعلق به متاپلیت‌ها و دگرریختی آنها

پورفیروکلاست‌ها بر اساس تقدّم و تأخر آنها نسبت به دگرریختی به سه دسته قبل از تکتونیک و (Pre-tectonic) همزمان با تکتونیک (Syn-tectonic) و بعد از تکتونیک (Post-tectonic) تقسیم می‌شوند. پورفیروکلاست‌ها، بلورهای هستند که از دیگر کانی‌های زمینه درشت‌تر هستند (قاسمی، ۱۳۹۴). در سنگ‌های مورد مطالعه، برای پورفیروکلاست قبل از تکتونیک می‌توان به میکاماهی، پورفیروکلاست با سایه‌های فشاری و پورفیروکلاست‌های سیگمایی شکل گارنت اشاره کرد. برگواری موجود در سنگ نیز گاهی در اطراف پورفیروکلاست‌ها چرخیده و آنها را دور زده است. پورفیروکلاست‌های گارنت در گارنت میکاشیست‌ها، در آغاز زون گارنت به صورت بلورهای شکل‌دار بوده و اغلب سالم و بدون دگرریختی بوده‌اند.

بنابراین رشد پورفیروبلاست‌های گارنت قبل از دگرریختی صورت گرفته و اثرات تنش‌های برشی اعمال شده بر سنگ به صورت شواهد میلونیتی شدن مشاهده می‌شود.

اگرچه، در بیشتر سنگ‌های دگرگونی دگرریختی یافته، غالب فازهای زمینه، همزمان با دگرشکلی متبلور شده و رشد یافته‌اند، اما بیان صریح این‌که، یک بلور خاص، قبل یا همزمان با دگرریختی رشد یافته، غالباً مشکل است. علت این امر آن است که بلورهای همزمان با تکتونیک نیز غالباً تا حدود زیادی متحمل دگرریختی می‌شوند و در نتیجه، بعضی از ویژگی‌های بلورهای قبل از تکتونیک را بروز می‌دهند. اما، یک ویژگی بافتی شاخص آن‌ها که در بلورهای قبل از تکتونیک دیده نمی‌شود، فابریک‌های مربوط به صف‌آرایی ادخال‌هاست (قاسمی، ۱۳۹۴). در برخی پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت شیست‌های مورد مطالعه، ادخال‌های کوارتز، دارای الگوی منحنی شکل هستند و شواهدی از چرخش (به شکل S) را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-۳-الف).

در کلریتوئید شیست‌ها هم جهت بودن شیستوزیته در دو سوی پورفیروبلاست‌های کلریتوئید نشان می‌دهد که آنها بعد از تکتونیک رشد کرده‌اند (شکل ۱۰-۳-ب).



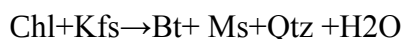
شکل ۱۰-۳-الف- بافت گوله‌برفی در پورفیروبلاست گارنت (در نور PPL). ج- هم جهت بودن شیستوزیته در دو سوی پورفیروبلاست کلریتوئید که نشان‌دهنده رشد بعد از تکتونیک این پورفیروبلاست می‌باشد (در نور XPL).

۳-۳-۷- تحولات دگرگونی متاپلیت‌های مجموعه دوجاه بر اساس مطالعات کانی‌شناسی

متاپلیت‌ها در مجموعه دوجاه شامل اسلیت، فیلیت، میکا شیست، گارنت شیست، کلریتوئید شیست و گنیس می‌باشند. مهم‌ترین فازهای درگیر در واکنش‌های آنها، کلریت، بیوتیت، کلریتوئید و گارنت هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ظهور کانی‌های شاخص، سنگ‌های متاپلیتی وابسته به زون‌های کلریت، بیوتیت و گارنت در مجموعه دوجاه مشاهده می‌شود. این زون‌بندی مطابق با زون‌بندی‌های دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین است.

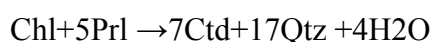
زون کلریت، پایین‌ترین درجه زون‌های باروین است. مجموعه دگرگونی این زون، حاوی مسکوویت و کلریت همراه با کوارتز، آلبیت و فازهای فرعی همچون سولفیدها، اکسیدها و یا گرافیت است (وینتر ۲۰۰۱). با توجه به حضور کلریت همراه مجموعه کانیاپی در فیلیت‌های مجموعه دوجاه، این سنگ‌ها را می‌توان در قلمرو زون کلریت به حساب آورد.

زون بیوتیت، تشکیل بیوتیت در شرایط بالای رخساره شیست‌سبز، در دماهای بین ۴۲۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد صورت می‌گیرد. اولین نسل بیوتیت‌ها از تکامل کلریت‌های غنی از آلومینیم و از راه مبادله عناصر بین کلریت و مسکوویت فنزیتی ایجاد می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۴).

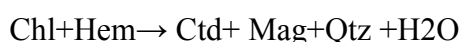


در پلیت‌های آلومینیوم‌دار زون بیوتیت، کلریتوئید با فرمول شیمیایی $(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^3)\text{Al}_3\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$ تشکیل می‌شود. با توجه به نتایج آنالیز مایکروپروپ که در فصل چهارم بحث خواهد شد، کلریتوئیدهای موجود در کلریتوئید شیست‌های مورد مطالعه، از نوع آهن‌دار هستند. با توجه به مشاهدات میکروسکوپی و روابط کانی‌شناسی بین کلریتوئید و کانی‌های همزیست به نظر می‌رسد تشکیل کلریتوئید از طریق واکنش‌های زیر بوده است:

الف- کلریتوئید آهن‌دار از شکسته شدن پیروفیلیت و کلریت در دمای بیشتر از ۲۵۰ درجه سانتیگراد به صورت واکنش زیر ایجاد شده است (قاسمی، ۱۳۹۵):



ب- در دمای حدود ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد، واکنش کلریت با هماتیت منجر به تشکیل کلریتوئید می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۴):



لازم به ذکر است که در تشکیل کلریتوئید علاوه بر ترکیب شیمیایی مساعد و دما و فشار در محدوده پایداری این کانی، ترکیب سیال به عنوان عامل مؤثر دیگر است. هولداوی^۱ (۱۹۷۸) بالاتر بودن $X_{\text{H}_2\text{O}}$ را نسبت به X_{CO_2} برای تشکیل کلریتوئید مؤثر می‌داند.

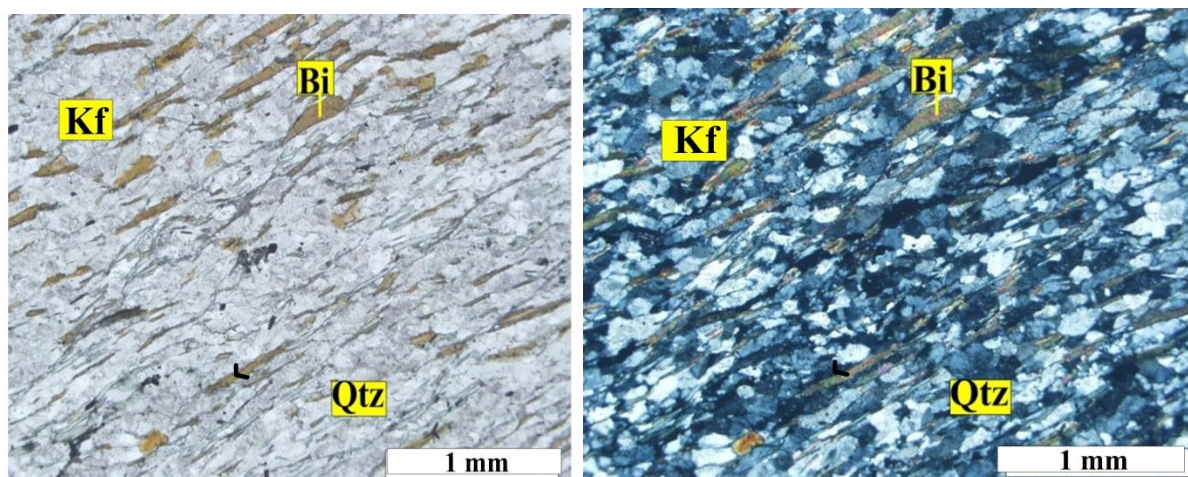
زون گارنت، با ظهور اولین پورفیروبلست ریزدانه گارنت زون گارنت مشخص می‌شود. اولین گارنت‌ها در دماهای حدود ۴۵۰ درجه سانتیگراد ظاهر می‌شوند. شکسته شدن کلریت غنی از آهن و مسکوویت به تولید گارنت و بیوتیت (آنیت) منجر می‌شود (بوخر و گریپس، ۲۰۱۱). اولین گارنت‌های ظاهر شده در سنگ‌های پلیتی از منگنز و آهن غنی هستند. با افزایش درجه دگرگونی مقدار منگنز موجود در این کانی کاهش می‌یابد و در نتیجه هسته سرشار از منگنز و حاشیه‌ها سرشار از آهن می‌شود.



متاپلیت‌های منطقه دوچاه، علیرغم گسترش زیاد، تنوع کانی‌شناسی چندانی ندارند. نبود کانی‌هایی مانند آلومینوسیلیکات‌ها و استارولیت، به علت مقدار کم آلومینیم و آهن در سنگ والد آنها است و در واقع سنگ والد آنها پلیت واقعی نبوده و شبه‌پلیت یا نیمه‌پلیت بوده است و تنها لایه‌های کم وسعتی، پلیت‌های واقعی وجود داشته است که به تشکیل رخنمون‌های اندک کلریتوئید شیبست‌ها منجر شده است. اوج رخداد دگرگونی در متاپلیت‌های مجموعه دوچاه، ذوب‌بخشی آنها، ایجاد مذاب‌های آناتکتیک و در نهایت گرانیت‌زایی می‌باشد. شواهد گرانیت‌زایی در فصل دوم شرح داده شد. بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های متاپلیتی (فیلیت تا گنیس و رسیدن به ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیت‌ها) به همراه نتایج حاصل از داده‌های شیمی کانی‌ها و ترموبارومتري (حاصل از آنالیز مایکروپروب) (فصل چهارم)، متاپلیت‌های مجموعه دوچاه در طی دگرگونی پیش‌رونده در شرایط رخساره‌های شیبست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی دگرگون شده‌اند.

۳-۴- متاپسامیت‌ها (نیمه‌پلیت‌ها)

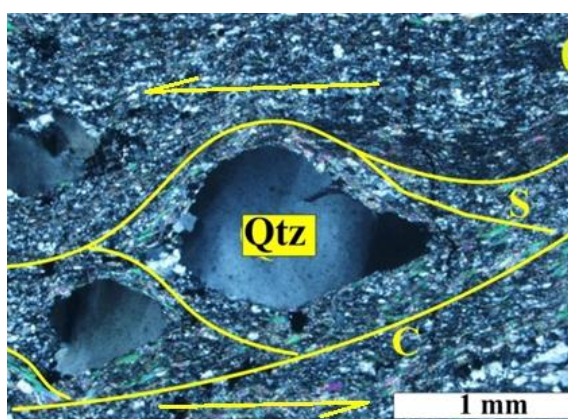
این سنگ‌ها در طیف وسیعی از دما و فشار تشکیل می‌شوند، بلورهای کوارتز و فلدسپار به فراوانی در آن‌ها مشاهده می‌شوند و کانی‌هایی مانند مسکوویت و بیوتیت نیز تحت تأثیر دگرگونی در آنها تشکیل شده‌اند. آپاتیت، کلسیت و اندکی کلریت از سازندگان فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۱۱- الف و ب). با توجه به حضور فلدسپار به همراه کوارتز و کمی بیوتیت در این سنگ‌ها، سنگ والد آنها، ماسه سنگ‌های نوع آرکوزی بوده‌اند. 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). بافت لپیدوبلاستی و گرانولیدوبلاستی در متاپسامیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱- پ). تحت تأثیر زون‌های برشی در برخی قسمت‌ها، بافت میلونیتی نیز گسترش یافته است. در نمونه‌های میلونیتی‌شده، شواهد دگربرخی چون خاموشی موجی، طویل شدگی و نواری شدن، ساب‌گرین شدن، تبلور مجدد و ریزساختار پورفیروکلاست سیگمایی شکل در کوارتز و نوارهای برشی نوع S و C مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱- ت تا ج).



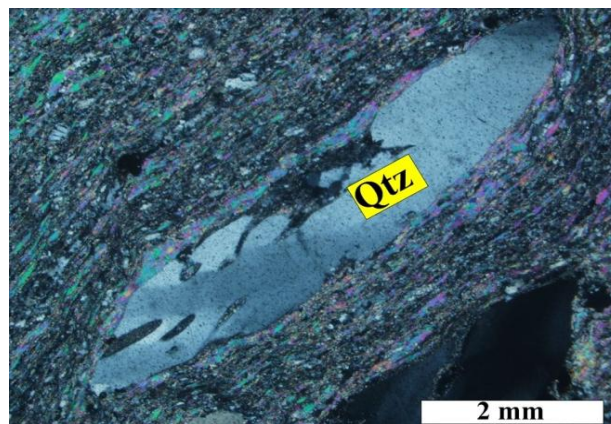
ب

الف

شکل ۳-۱۱- ادامه شکل و توضیح آن در صفحه بعد.



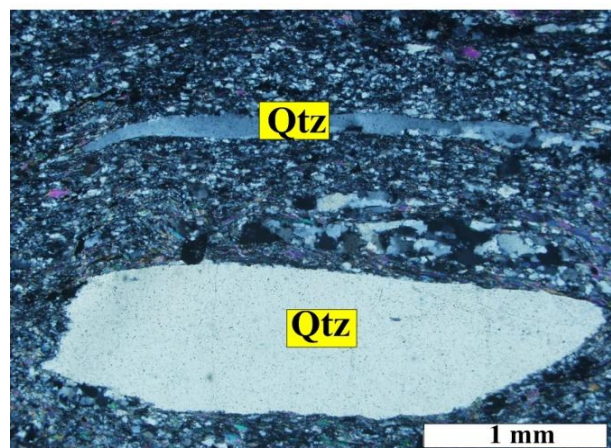
ت



پ



ج



ث

شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز متاپسامیت‌ها در مجموعه دوچاه. الف و ب- متاسندستون و بافت گرانولیت‌دوبلاستی در آنها در نور XPL و PPL. پ- بافت لیپیدوبلاستی. ت- پورفایروکلاست کوارتز سیگمایی شکل و نوارهای برشی S و C. ث- کشیدگی و نواری شدن کوارتز. ج- خردشدگی و ساب‌گرین شدن پورفایروکلاست کوارتز.

۳-۵- متاکربنات‌ها

این سنگ‌ها را می‌توان با توجه به درجه دگرگونی به ۱- مرم‌های با دگرگونی درجه پایین (رخساره شیبست سبز) و ۲- مرم‌ها با دگرگونی درجه بالا (رخساره آمفیبولیت) تقسیم‌بندی کرد:

۱- **مرم‌ها با دگرگونی درجه پایین:** این مرم‌ها رخنمون‌های اندکی دارند. کلسیت با مقدار اندکی کوارتز، سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. در مقاطع نازک تهیه شده، بلورهای کلسیت دارای ماکل‌های دگرریختی هستند. کلسیت معمولاً دو نوع ماکل نشان می‌دهد: ماکل معمولی (رشدی) که مستقیم (راست) و نازک‌اند و ماکل‌های دگرریختی که ضخامت متفاوت داشته و به دما وابسته‌اند (بلینکینسوپ^۱، ۲۰۰۲). ماکل‌های دگرریختی عموماً در کربنات‌ها و فلدسپارها دیده می‌شوند (ترو و پشیه، ۲۰۰۵). فرایند

ماکل‌شدگی سازوکار مهمی از تغییر شکل بلور- پلاستیک است که در بلورهای کلسیت دگرشکل شده در دمای زیر ۴۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد و ثبت می‌شود (فریل^۱ و همکاران، ۲۰۰۴). بارخارد^۲ (۱۹۹۳) با مشاهده دگرشکلی در کربنات‌های موجود در سفره‌های رورانده (nappes) در راستای منطقه هلوتیک^۳ سوئیس انواع ماکل‌ها را به منظور برآورد دمای سازند به چهار دسته رده‌بندی کرد (شکل ۳-۱۲):

- ماکل‌های نوع یک (I) دارای باریکه‌های مستقیم هستند و ضخامتی کمتر از ۱ میکرومتر دارند و در دمای ۱۷۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد ایجاد می‌شوند.

- ماکل‌های نوع دو (II) عریض‌تر و دارای ضخامت ۱ تا ۵ میکرومتر هستند و در دمای ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد ایجاد می‌شوند. این نوع، با رخدادهای نهایی متاسوماتیسم در ارتباط می‌باشند.

- ماکل‌های نوع سه (III) عریض، خمیده و کمی باریک هستند. خمیدگی ماکل‌ها می‌تواند از فعالیت لغزشی ناشی شده باشد. این نوع ماکل در دمای بالای ۲۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شوند و نشان‌دهنده عملکرد دگرریختی حین دگرگونی است.

- ماکل‌های نوع چهار (IV) ظاهراً ضخیم‌تر و با خط‌هایی با مرزهای دنداندار که در نتیجه مهاجرت، ایجاد شده‌اند و مشخص کننده دمای بالای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و تبلور دوباره دینامیکی هستند، مشخص می‌شوند.

ماکل‌های نوع یک (I) و دو (II) در دمای کمتر و احتمالاً در اعماق کمتر تشکیل می‌شوند و متأثر از مراحل نهایی دگرگونی هستند و ماکل‌های نوع III و IV در دماهای بالاتر و احتمالاً در عمق بیشتر و در مراحل دگرریختی حین دگرگونی و یا تبلور دوباره دینامیکی بوجود می‌آیند.

با استناد به مطالب فوق، در بررسی میکروسکوپی مرمرهای با دگرگونی درجه پایین مورد مطالعه، ماکل‌شدگی کلسیت در آنها از نوع سه (III) و چهار (IV) می‌باشد (شکل ۳-۱۳- الف تا ت).

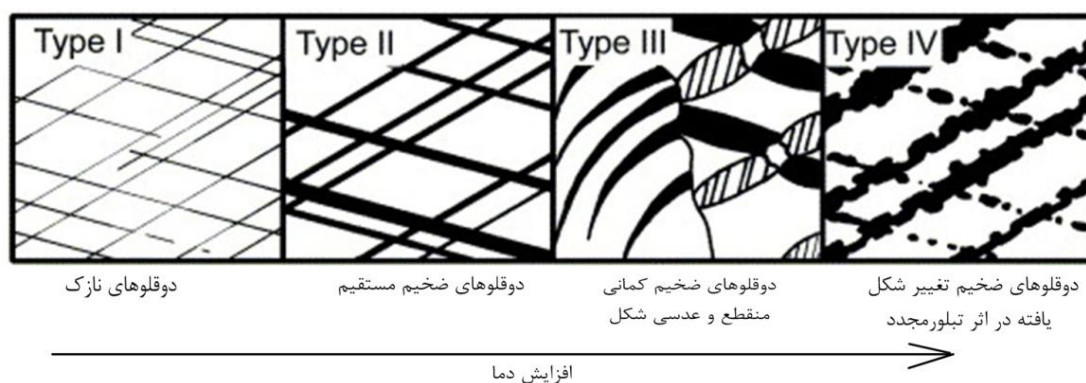
۲- مرمرها با دگرگونی درجه بالا: سازندگان اصلی این سنگ‌ها، کلسیت و دولومیت هستند. در این نمونه‌ها تبلور دوباره دیده می‌شود. تبلور دوباره به دمای بیشتر از ماکل‌شدگی نیاز دارد (تویس و مورس^۱، ۱۹۹۲) (شکل ۳-۱۳-ث و ج). در برخی نمونه‌های بافت گرانوبلاستی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۳-چ). در سنگ‌های دگرگونی درجه بالا، کانیهای Ca و Mg دار از جمله ولاستونیت، دیوپسید، فورستریت و ترمولیت نیز در مرمرها تشکیل می‌شوند (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۹). بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در برخی نمونه‌های مرمر منطقه دوجاه، علاوه بر کلسیت و دولومیت، ترمولیت به صورت نواری و کشیده و به صورت درشت بلور مشاهده می‌شود. (۳-۱۳-ح). ترمولیت در محیط‌های آزمایشگاهی از طریق واکنش‌های زیر تشکیل می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۴):

(۱) دولومیت + کوارتز + آب $\rightarrow$ ترمولیت + کلسیت + دی‌اکسیدکربن

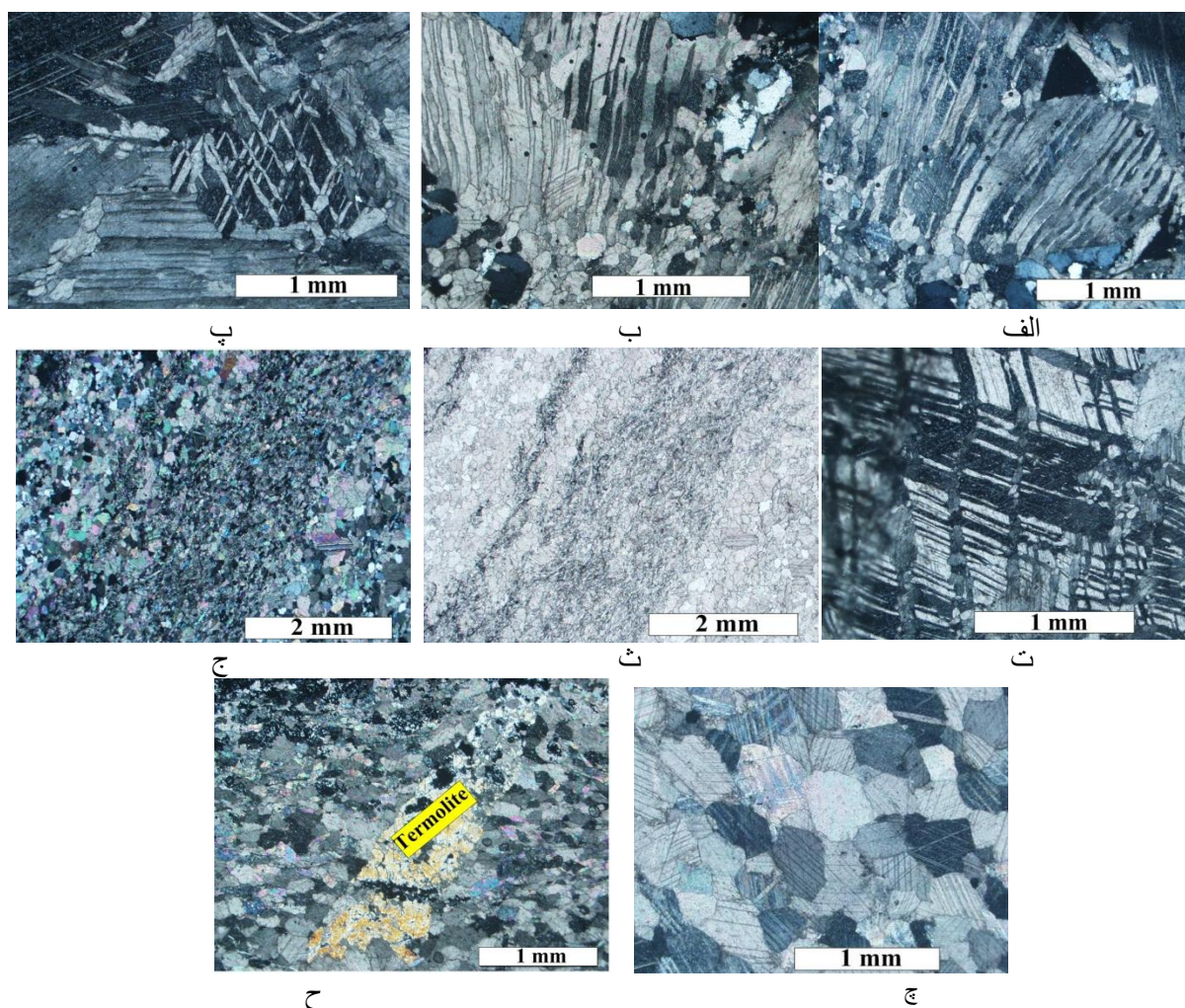
(۲) تالک + کلسیت $\rightarrow$ ترمولیت + دولومیت + آب + دی‌اکسیدکربن

(۳) تالک + کلسیت + کوارتز $\rightarrow$ ترمولیت + آب + دی‌اکسیدکربن

اولین پیدایش ترمولیت در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد تقریباً با شروع رخساره آمفیبولیت تطبیق می‌نماید (قاسمی، ۱۳۹۴). با توجه به اینکه کانی تالک در این مرمرها دیده نشده است بنابراین احتمالاً ترمولیت از طریق واکنش (۱) در مرمرها تشکیل شده است. مجموعه ترمولیت + کلسیت + دولومیت می‌تواند تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد معادل شرایط دمایی رخساره آمفیبولیت میانی پایدار باشد (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۹). البته لازم به ذکر می‌باشد که واکنش‌های ذکر شده در محیط آزمایشگاهی قابل بررسی هستند و کربنات‌های ناخالص به راحتی می‌توانند در طی دگرگونی، واجد کانی‌های سیلیکاته آبدار مثل اپیدوت، اکتینولیت یا ترمولیت باشند.



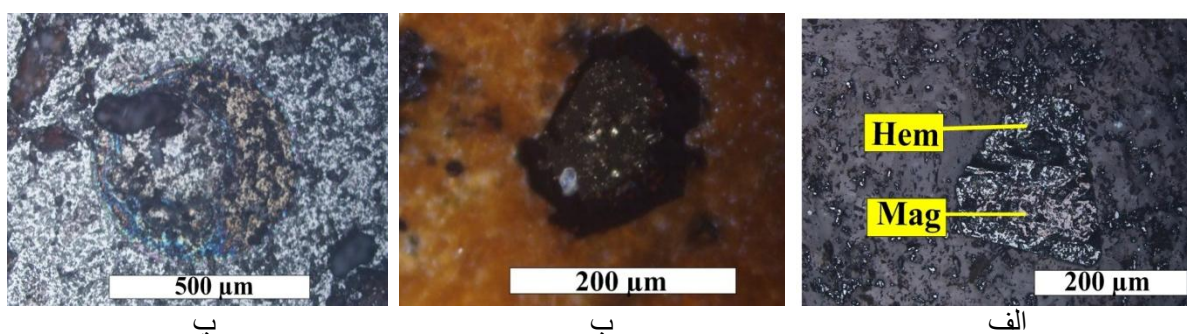
شکل ۳-۱۲- انواع ماکل‌های کلسیت ناشی از افزایش دما (بارخارد، ۱۹۹۳).



شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی نشانگر ویژگی‌های بارز مرم‌های مجموعه دوچاه. الف تا پ- ماکل‌های دگرریختی نوع III در کلسیت و ت- ماکل‌های دگرریختی نوع IV در کلسیت در مرم‌های با دگرگونی درجه پایین. ث و ج- تبلور دوباره کلسیت و دولومیت در PPL و XPL. چ- بافت گرانوبلاستی در مرم‌های با دگرگونی بالا و ح - تشکیل ترمولیت در مرم‌های با دگرگونی بالا.

۳-۶- کانسنگ‌های آهن دگرگون شده

کانسنگ‌های آهن رخنمون یافته در منطقه دوچاه، حاوی درصد بالایی مگنتیت و مقادیر اندکی هماتیت، پیریت و کالکوپیریت هستند. مگنتیت در مقاطع به صورت شکل‌دار و گاهی نیمه‌شکل‌دار در نور پلاریزه سطحی (PPL) به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. این کانی در برخی موارد به هماتیت، اولژیست، لیمونیت و گوتیت تجزیه شده است (شکل ۳-۱۴-الف). هماتیت هم به صورت اولیه و هم از تجزیه مگنتیت در مقاطع صیقلی یافت می‌شود. پیریت به صورت اذخال یا دانه‌های جدا دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۴-ب). کالکوپیریت نیز به ندرت در این کانسنگ‌ها یافت می‌شود. البته این کانی به کالکوسیت و کوولیت تجزیه شده است (شکل ۳-۱۲-پ).



شکل ۳-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از کانسنگ آهن و منیزیم‌دار دگرگون شده. الف- تبدیل مگنتیت به هماتیت، ب- دانه‌های پیریت به صورت اذخال و پ- تجزیه کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولیت.

۳-۷- گرانیت‌ها

گرانیت‌های مجموعه دوچاه شامل بیوتیت گرانیت‌ها، لوکوگرانیت‌ها و آپلیت‌ها می‌باشند.

۳-۷-۱- بیوتیت گرانیت‌ها

ارتوز، میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت کانی‌های اصلی بیوتیت گرانیت‌ها هستند (شکل ۳-۱۵-الف). بیوتیت تنها کانی مافیک این گرانیت‌ها است. این کانی به علت حوادث بعدی که بر این سنگ‌ها تحمیل شده است، در بیشتر موارد دگرسان شده است. کانی‌های فرعی عمدتاً شامل آپاتیت، زیرکن و اپک می‌باشند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به مسکوویت، سریسیت، کلرت، اسفن، اپک و کانی‌های رسی اشاره کرد. بیوتیت گرانیت‌ها در زون‌های برشی، شواهد بارز دگرریختی از جمله میلونیتی‌شدن را نشان می‌دهند. بافت گرانولار

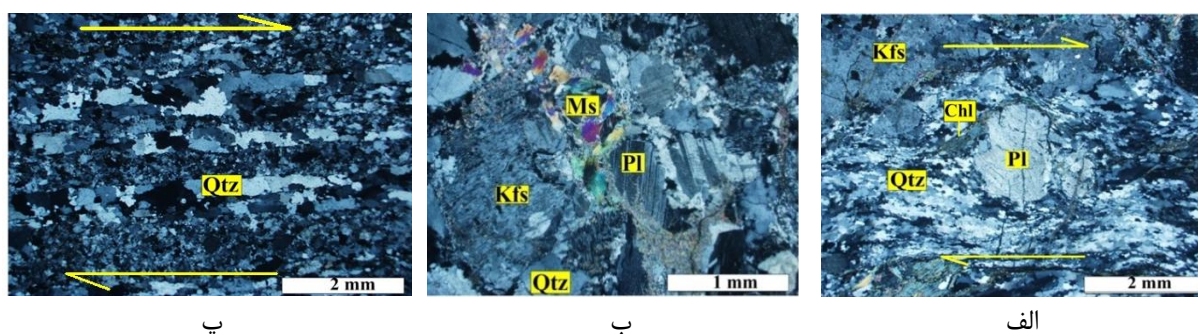
(دانه‌ای)، پورفیروئیدی، پورفیروکلاستی، فلیزر، میلونیتی، چشمی، میرمکیتی و پرتیتی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها است.

۳-۷-۲- لوکوگرانیت‌ها

کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و به ندرت موسکوویت از کانی‌های اصلی سازنده لوکوگرانیت‌ها می‌باشند (شکل ۳-۱۵-ب). زیرکن، آپاتیت، آلانیت و اپک از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. در این گرانیت‌ها شواهد دگرریختی در اثر تحمیل نیروهای تکتونیکی دیده می‌شود. بافت‌های رایج مشاهده در لوکوگرانیت‌ها عبارتند از: گرانولار، کاتاکلاستی، میلونیتی، میرمکیتی، گرانوفیری، ساب‌ماگمایی و پرتیتی.

۳-۷-۳- آپلیت‌ها

آپلیت‌ها دانه‌ریز هستند. این سنگ‌ها دارای ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشند. بافت آنها عمدتاً آپلیتی و پورفیروئیدی است. در برخی نمونه‌ها اعمال تنش‌های ساختاری باعث جهت‌یافتگی دانه‌های کوارتز در آنها شده است (شکل ۳-۱۵-پ).



شکل ۳-۱۵- تصاویر میکروسکوپی از گرانیت‌های مجموعه دگرگونی و آذرین دوچاه. الف- بیوتیت گرانیت. ب- لوکوگرانیت. پ- آپلیت.

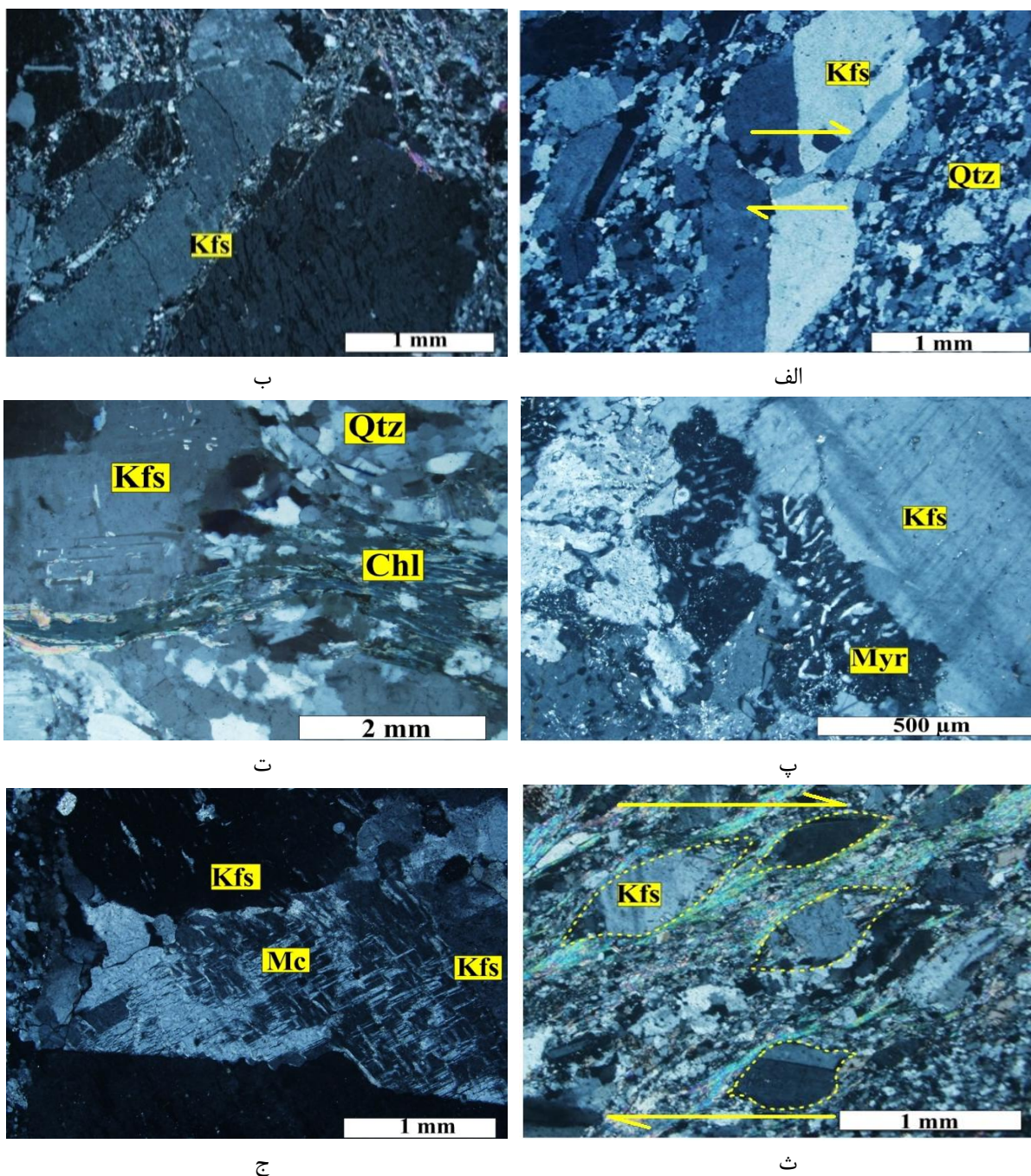
۳-۷-۴- توصیف کانی‌های موجود در گرانیت‌ها

۳-۷-۴-۱- کانی‌های اصلی

آلکالی‌فلدسپار: آلکالی‌فلدسپارها در اندازه خیلی درشت (پورفیروئید) تا ریز، به صورت میکروکلین، ارتوز، پرتیت، پرتیت شعله‌ای و میرمکیت مشاهده می‌شوند.

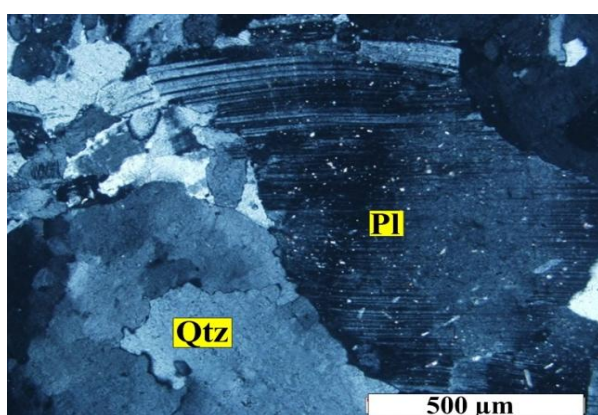
این کانی ریزساخت‌های شکننده و شکل‌پذیری را به نمایش گذاشته است. به طور کلی فلدسپارها بر خلاف کوارتز در مقابل تنش تحمیل شده بر آنها، مقاومت بیشتری نشان می‌دهند و در دماهای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد متحمل تبلور مجدد می‌شوند (تولیس^۱، ۱۹۸۳). در آلکالی‌فلدسپارهایی که متحمل دگرریختی شکننده شده‌اند، قطعات حاصل از شکستگی بلورها در عرض بلور به صورت پلکانی جابجا شده‌اند. همچنین در برخی نمونه‌ها در اثر تنش‌های وارده، آلکالی‌فلدسپارها شکسته شده و درز و شکستگی‌های ایجاد شده در آنها توسط تکه‌های خردشده سایر کانی‌ها پر شده است (شکل ۳-۱۶- الف و ب). یکی دیگر از شواهد دگرریختی در آلکالی‌فلدسپارها میرمکیت‌زایی گسترده در اطراف آنها است (شکل ۳-۱۶- پ). در دگرریختی با دماهای بالاتر، در آلکالی‌فلدسپارها تبلور مجدد رخ داده است. در برخی مقاطع نازک از نمونه‌های گرانیتهای میلونیتی‌شده، ریزساختار پورفیروکلاستی با سایه‌های کرنشی از کلریت، بیوتیت، مسکویت و کوارتز در مجاورت آلکالی‌فلدسپارها تشکیل شده است (شکل ۳-۱۶- ت). در این مقاطع همچنین پورفیروکلاست‌های نوع σ نیز یافت می‌شود که بر وجود کرنش پایین در حین دگرشکلی دلالت می‌کند (شکل ۳-۱۶- ث). در بعضی نمونه‌های گرانیتهی منطقه دوجاه، تحول ارتوز به کانی میکروکلین مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۶- ج). وجود ماکل میکروکلین در بلورهای ارتوز می‌تواند نشانه دگرریختی آنها در حالت جامد باشد (بوشه^۲ و همکاران، ۱۹۹۲؛ ورنون^۳، ۲۰۰۴). در واقع تنش برشی حاکم بر سنگ، یک عامل کنترل‌کننده مهم در تبدیل ارتوز به میکروکلین می‌باشد. بلورهای ارتوز در سیستم مونوکلینیک متبلور می‌شوند، اما هنگامی که تحت تأثیر تنش قرار می‌گیرند سیستم تبلور آنها به تری‌کلینیک، تغییر می‌یابد. تغییر سیستم تبلور از مونوکلینیک به تری‌کلینیک سبب ایجاد ماکل‌های میکروکلین و آلبیت در بلورهای ارتوز می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸).

1. Tullis
2. Bouchez
3. Vernon

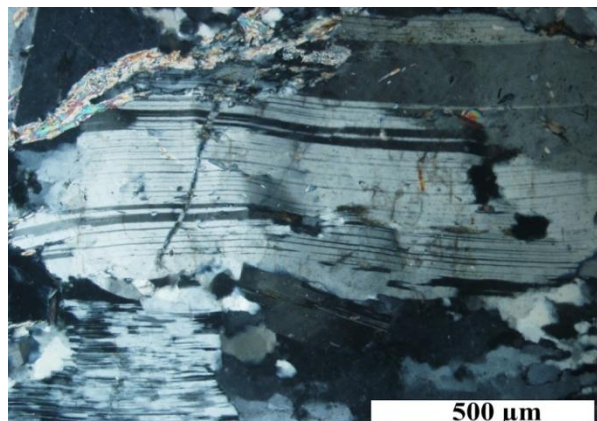


شکل ۳-۱۶- تصاویر میکروسکوپی ویژگی‌های بارز آلکالی‌فلدسپارها در گرانیت‌های دگرریخت‌شده مجموعه دوچاه. الف- شکستگی و جابجایی پلکانی ارتوز و ساب‌گرین شدن دانه‌های کوارتز. ب- شکستگی و موزاییکی شدن ارتوز، پ- تشکیل میرمکیت در حاشیه بلور میکروکلین، ت- سایه‌های کرنشی دو طرف کانی ارتوز، ث- پورفایروکلاست‌های سیگمایی شکل ارتوز و ج- جانشین شدن ارتوز توسط میکروکلین.

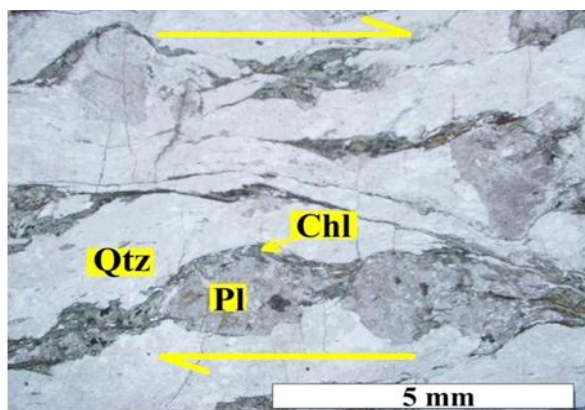
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها با اندازه ریز، متوسط تا درشت (پورفیروئید) با ماکل پلی‌سینتیک و آلیت-کارلسباد دیده می‌شوند. شواهدی از دگرریختی‌های شکننده و شکل‌پذیر در پلاژیوکلازهای سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شوند. شکستگی بلورها و جابجایی قطعات حاصل از شکستگی، خمیدگی ماکل‌ها و پیچ‌خوردگی ماکل‌ها از جمله این شواهد می‌باشند (شکل ۳-۱۷-الف و ب). در گرانیت‌های میلونیتی برخی پلاژیوکلازها به صورت پورفیروکلاست‌های پوششی عدسی شکل مشاهده می‌شوند، در اغلب موارد برگوارگی در اطراف آنها چرخیده است و فابریک S و C ایجاد شده است. این رفتار بر بالا بودن دما در پهنه‌های برشی دلالت دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم در محیط وقوع دگرریختی این کانی ۴۰۰ درجه سانتیگراد بوده است (پیشیه و ترو، ۲۰۰۵). همچنین در اطراف برخی پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز، سایه کرنشی، متشکل از کلریت، بیوتیت، مسکویت و کوارتزهای ریزدانه تشکیل شده است (شکل ۳-۱۷-پ).



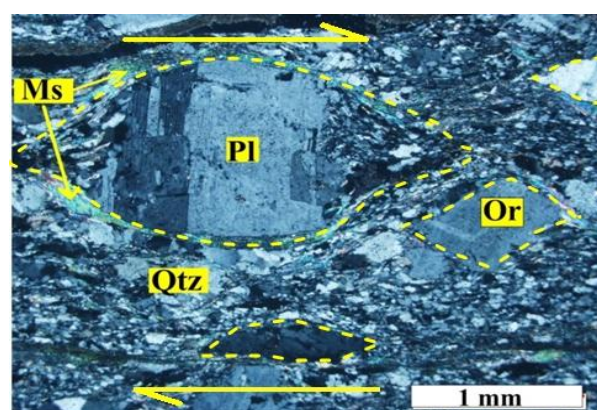
ب



الف



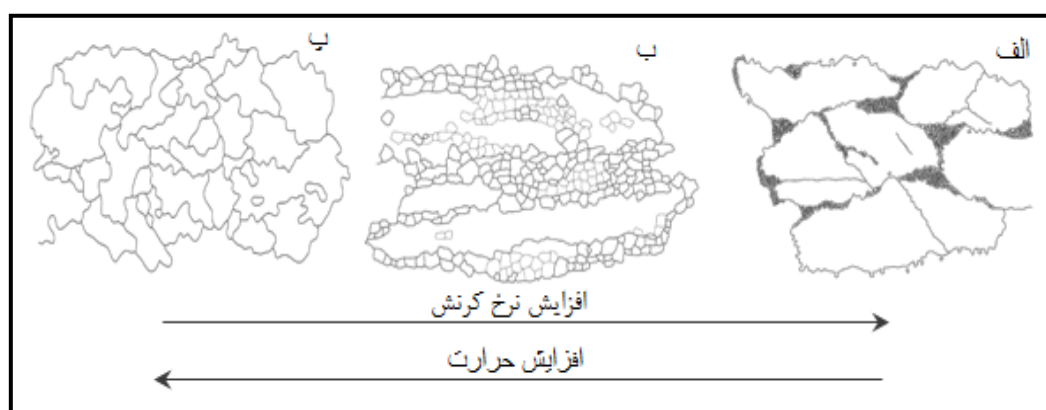
ت



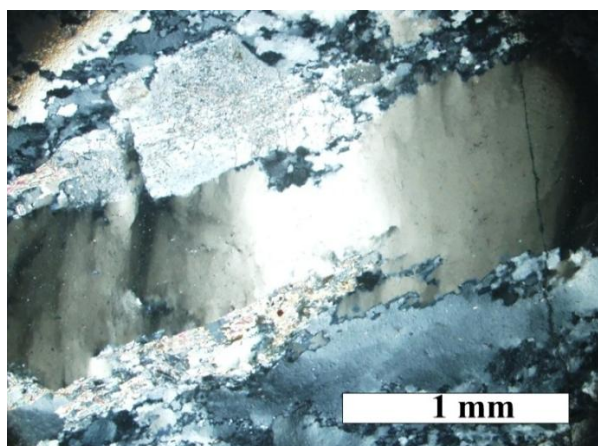
پ

شکل ۳-۱۷- تصاویر میکروسکوپی معرف ویژگی‌های بارز پلاژیوکلازها در گرانیت‌های دگرریخته مجموعه دوچاه. الف- شکستگی و خمیدگی. ب- خمیدگی ماکل. پ- پورفیروکلاست‌های پوششی عدسی شکل. ت- سایه‌کرنشی در اطراف کانی پلاژیوکلاز.

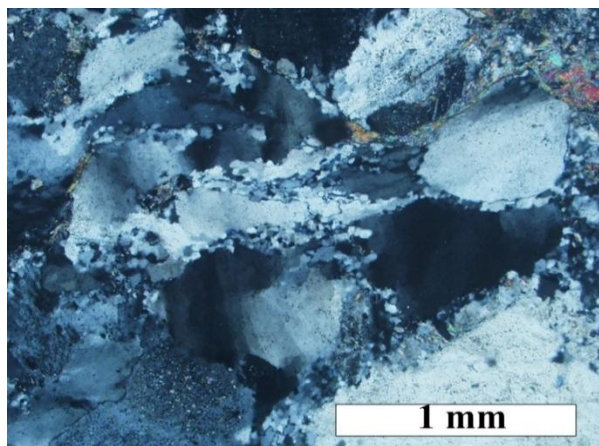
کوارتز: کوارتز بصورت شکل‌دار تا بی‌شکل، دانه ریز تا دانه درشت، در بین سایر کانی‌ها حضور دارد. این کانی به دلیل مقاومت کم در برابر دگرریختی، شواهد بارزی از دگرریختی را نشان می‌دهد. تبلور دوباره کوارتز در اکثر نمونه‌ها دیده می‌شود. سه نوع سازوکار برای تبلور دوباره کوارتز وجود دارد که ممکن است در طول دگرریختی عمل نمایند و به حرارت و تنش بستگی دارند (شکل ۳-۱۸). با افزایش حرارت و کاهش تنش این مکانیسم‌ها شامل برآمدگی، تبلور دوباره با چرخش دانه‌های ریز تشکیل شده در طی فرایند خردشدگی و تبلور دوباره همراه با مهاجرت مرز دانه‌ها است (استیپ^۱ و همکاران، ۲۰۰۲؛ پشیه و ترو، ۲۰۰۵). هر سه نوع تبلور دوباره در نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۹-الف تا ت). از دیگر شواهد دگرریختی در کانی کوارتز می‌توان به خاموشی موجی، کشیدگی، ساب‌گرین‌شدن، عدسی و نوارهای چندبلوری و نوارهای تک‌بلور (روبان‌های کوارتز) اشاره کرد. حضور نوارهای تک‌بلوری کوارتز در برخی مقاطع از ویژگی‌های برجسته میلونیت‌های درجه بالا می‌باشد (ترو، ۲۰۱۰). نوارهای چند بلوری با مرزهای دانه‌ای نامنظم نیز ناشی از تبلور دوباره مهاجرت مرز دانه‌ای می‌باشند (پشیه و ترو، ۲۰۰۵) (شکل ۳-۱۹-ث و ج).



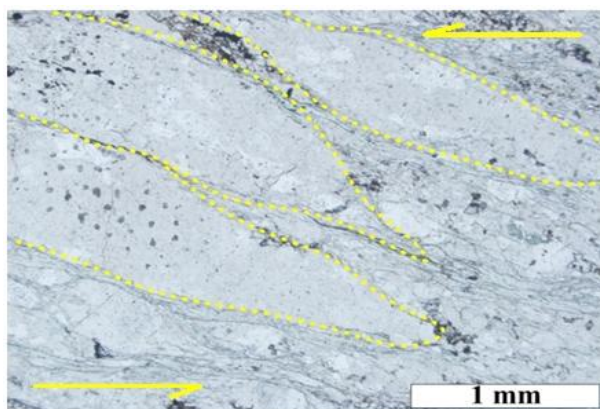
شکل ۳-۱۸- سه نوع سازوکار تبلور دوباره دینامیکی به عنوان مثال در بلورهای کوارتز. الف تا پ - به ترتیب برآمدگی، تبلور دوباره با چرخش دانه‌های ریز تشکیل شده در طی فرایند خردشدگی و تبلور دوباره همراه با مهاجرت مرز دانه‌ها (استیپ، ۲۰۰۲؛ پشیه و ترو، ۲۰۰۵).



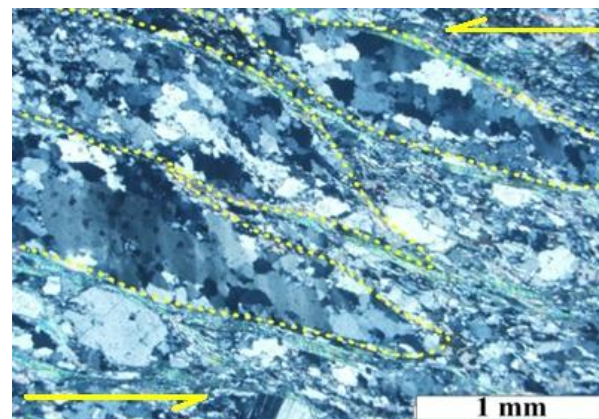
ب



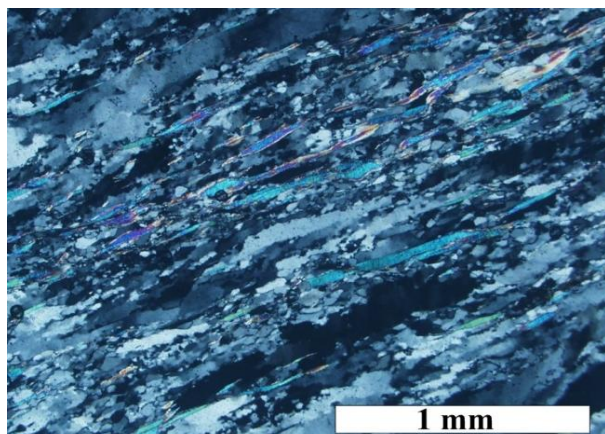
الف



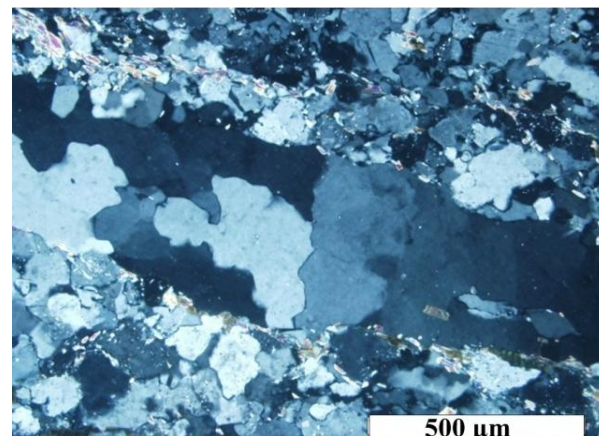
ت



پ



ج



ث

شکل ۳-۱۹- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های بارز معرف کانی کوارتز در گرانیت‌های دگرریخت‌شده مجموعه دوچاه. الف تا ت- سه نوع تبلور دوباره ذکر شده در شکل ۳-۱۸. ث- نوارهای تک بلور کوارتز. ج- نوار چندبلوری با مرزهای دانه‌ای نامظم کوارتز.

بیوتیت: این کانی یکی از سازندگان بیوتیت گرانیت‌ها است. در اغلب موارد بیوتیت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. در برخی مقاطع تبدیل بیوتیت به مسکوویت نیز دیده می‌شود. همچنین برخی بیوتیت‌ها به اسفن ثانویه و اکسیدهای آهن و منگنز تبدیل شده‌اند. دگرریختی این کانی در برخی نمونه‌ها به صورت لغزش در امتداد سطوح کلیواژ دیده می‌شود. این نوع دگرریختی از دماهای ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد شروع می‌شود و در دماهای بالاتر نیز ادامه می‌یابد. بعضی از ورقه‌های بیوتیت با جابجایی در امتداد سطوح کلیواژ و سپس نفوذ و یا ورود در بین دانه‌های مجاور، به رشد نوارهای غنی از بیوتیت کمک کرده و در ایجاد برگوارگی و فابریک S و C نقش دارند (جانسون^۱ و همکاران، ۲۰۰۴).

مسکوویت: این کانی به صورت اولیه و ثانویه (حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازها و آلکالی‌فلدسپارها) در لوکوگرانیت‌ها حضور دارد. لغزش در امتداد سطوح کلیواژ، خمیدگی کلیواژ، خاموشی موجی و کینگ‌شدگی از آثار دگرریختی مسکوویت می‌باشد. در نمونه‌های میلونیتی‌شده مسکوویت‌های ماهی‌شکل ظاهر شده‌اند. زیرکن: یکی از مهمترین کانی‌های فرعی موجود در گرانیت‌ها است. این کانی به صورت بلورهای دانه‌ریز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (اغلب به صورت ادخال در بیوتیت) مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۰-الف). این کانی به دلیل غنی بودن از عناصر رادیواکتیو مانند U و Th در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی اهمیت زیادی دارد.

۳-۷-۴-۲- کانی‌های فرعی

آپاتیت: بلورهای ریز و کشیده و نیمه‌شکل‌دار تا کاملاً شکل‌دار آپاتیت، به صورت ادخال، در پلاژیوکلاز یافت می‌شوند (شکل ۳-۲۰-ب). این کانی نیز به عنوان کانی فرعی در گرانیت‌ها حائز اهمیت است.

آلانیت: این کانی با ترکیب شیمیایی $(\text{Ce,Ca,Y})_2(\text{Al,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$ ، یک کانی فرعی متداول در گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، مونزونیت‌ها، سیینیت‌ها و پگماتیت گرانیت‌ها است و در دیوریت‌ها و گابروها نیز یافت می‌شود (ژیر و سورنسون^۲، ۲۰۰۴). این کانی با داشتن رنگ قهوه‌ای تیره، برجستگی بالا، حاشیه‌های روشن‌تر و منطقه‌بندی بارز مشخص می‌شود. آلانیت به صورت نیمه‌شکل‌دار در سنگ‌های لوکوگرانیتی

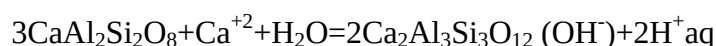
1. Johnson
2. Gieré and Sorensen

منطقه یافت می‌شود (شکل ۳-۲۰-پ). این کانی به عنوان جاذب عناصر REE همانند La و Y در بررسی روند تغییرات الگوی عناصر REE مورد توجه می‌باشد. همچنین به دلیل دارا بودن مقادیری U و Th در مطالعات ژئوکرونولوژی نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد.

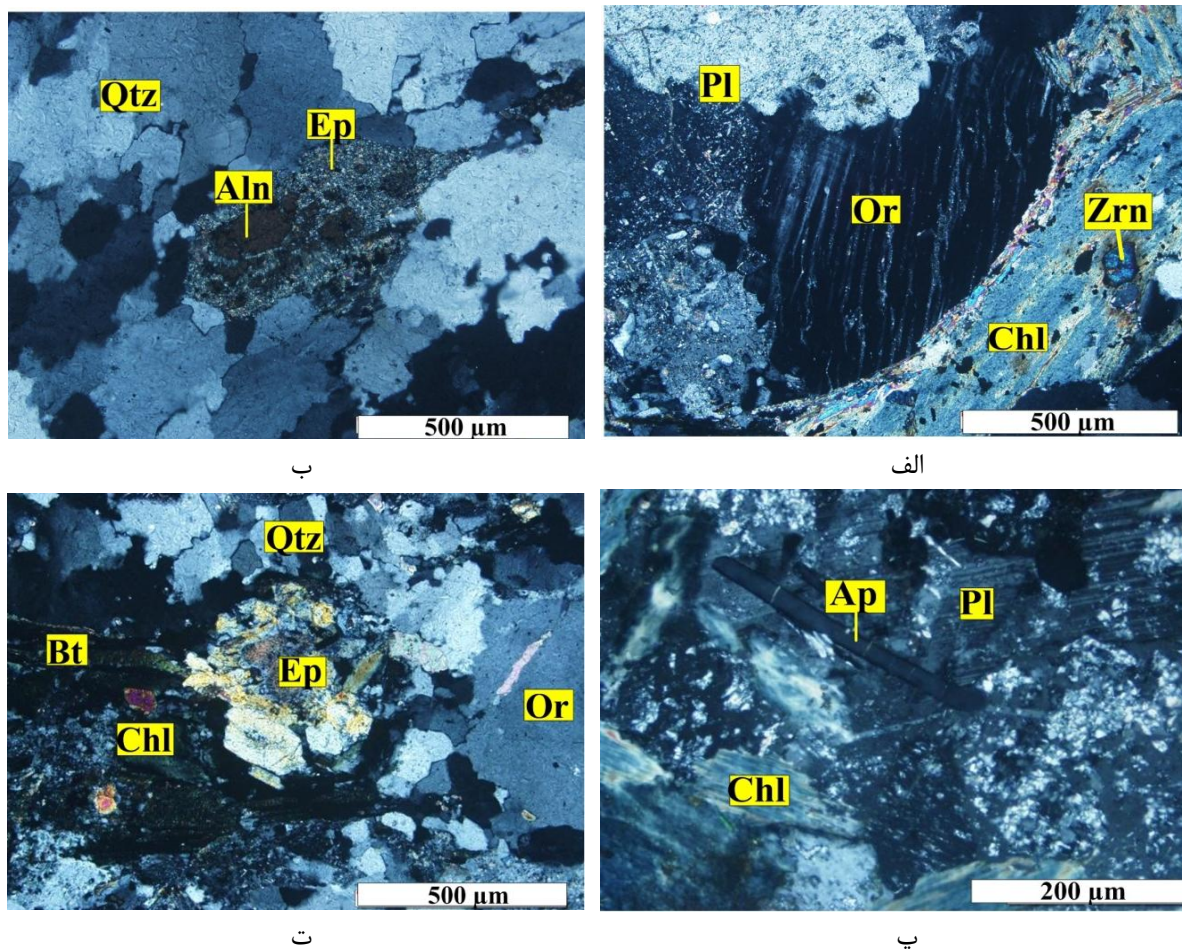
کانی‌های اوپک: این کانی‌ها بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار به شکل اذخال یا کانی مستقل یافت می‌شود. این کانی‌ها عمدتاً شامل پیریت، مگنتیت و ندرتاً هماتیت هستند.

۳-۴-۷-۳- کانی‌های ثانویه

اسفن: اسفن‌های ثانویه غالباً دانه ریز و بی‌شکل هستند و از دگرسانی بیوتیت و کانی‌های اپک تشکیل شده‌اند. عموماً در حاشیه بلورها، در امتداد کلیواژها یا در مرز بین بیوتیت و سایر کانی‌ها یافت می‌شوند. **اپیدوت:** بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، در برخی نمونه‌ها یافت می‌شوند و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز و بیوتیت حاصل شده‌اند (شکل ۳-۲۰-ت). با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی، محتوای آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و باقیمانده آن به آلبیت تبدیل می‌شود (گوپتا^۱، ۲۰۰۷). واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:



کلریت: کلریت کانی دیگری است که از دگرسانی بیوتیت ایجاد می‌شود. یون K^+ آزاد شده از بیوتیت، باعث سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و اسفن (تیتانیت) مصرف می‌شود. در طی واکنش فوق، منیزیم حفظ می‌شود و دو لایه بیوتیت، به یک لایه کلریت تبدیل می‌شود (شلی^۲، ۱۹۹۳). همچنین کلریت به صورت رگه و رگچه نیز در امتداد شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. **سریسیت:** سریسیت عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارها حاصل شده است و به صورت بلورهای بسیار دانه ریز و بی‌شکل بر روی فلدسپارها مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۲۰- تصاویر میکروسکوپی برخی از کانی‌های فرعی و ثانویه موجود در گرانیت‌های مجموعه دوچاه. الف- زیرکن. ب- آلانیت. پ- آپاتیت سوزنی و ت- اپیدوت.

۳-۷-۵- بافت‌های رایج در گرانیت‌ها

بافت پورفیرئیدی: بلورهای ارتوز یا میکروکلین در برخی مقاطع از گرانیت‌های مورد مطالعه بقدری رشد کرده که اندازه آنها به ۳ سانتی‌متر می‌رسد در نتیجه بافت پورفیرئیدی به نمایش گذاشته‌اند. پترولوژیست‌ها درباره رشد درشت بلورهای آلکالی‌فلدسپار در گرانیت‌ها نظرات مختلفی داده‌اند. کریک^۱ (۱۹۶۹) و کوریویال^۲ (۱۹۷۶) منشاء درشت بلورهای آلکالی‌فلدسپار را به تبلور از مذاب به عنوان فاز اولیه نسبت داده‌اند، اما مهنرت^۳ (۱۹۶۹) و لونگ و لوث^۴ (۱۹۷۹) منشاء آنها را رشد در یک فاز سیال سرشار از آب و

1. Kerrick
2. Kuryvial
3. Mehnert
4. Long & Luth

تحت شرایط ساب‌سالی‌دوس می‌دانند. لونگ و لوث (۱۹۸۶) هر دو منشأ ذکر شده را برای درشت بلورها در نظر گرفته‌اند. جانسون و همکاران (۲۰۰۶) اظهار می‌دارند که درشت بلورهای آلکالی‌فلدسپار جوان‌تر از زمینه بوده و به صورت دیر هنگام و در دماهای ساب‌سالی‌دوس رشد کرده‌اند.

بافت ساب‌ماگمایی: از فرایندهای صورت گرفته در لوکوگرانیت‌ها و گرانیت‌های آپلیتی منطقه دوجاه، پرشدن درز و شکستگی‌های ریزمقیاس ایجاد شده در آلکالی‌فلدسپارها توسط مذاب‌های سرشار از سیلیس است. این فرایند در حین دگرریختی صورت می‌گیرد. که به شکل‌گیری بافت‌های ساب‌ماگمایی منجر شده است (شکل ۳-۲۱-الف). به اعتقاد (هاتن^۱، ۱۹۸۸)، فابریک‌های ساب‌ماگمایی، قبل از تبلور کامل سنگ ایجاد می‌شوند. دگرریختی بلورها در این فرایند در حضور فاز مذاب صورت می‌گیرد (بلنکینسوپ^۲، ۲۰۰۰).

بافت پرتیت: بلورهای ارتوز موجود در گرانیت‌های مجموعه دوجاه اغلب پرتیتی شده‌اند (شکل ۳-۲۱-ب). فراوانی بیشتر پرتیت‌ها در زون‌های میلونیتی و جهت‌یابی ترجیحی آنها که به صورت کم و بیش موازی و یا با زاویه کم نسبت به صفحات برشی S و C میلونیت‌ها قرار گرفته‌اند، حکایت از تاثیر پارامترهای جنبشی به جای پارامترهای بلورشناسی در شکل‌گیری پرتیت‌ها دارد (پریر و روبین^۳، ۱۹۹۵). تنش حاکم بر محیط و شکل‌گیری پرتیت‌ها مربوط به کاهش حجم نسبی (حدود ۷ درصد) سلول واحد بلور ارتوز، در طی جانشینی پلاژیوکلاز آلبیتی به جای ارتوز نهفته است. طبیعتاً چون این جانشینی عکس‌العملی است که بلور در برابر تنش فشاری از خود نشان می‌دهد، لذا رشته‌های پرتیتی نیز به عنوان محصول جانشینی، در جهت عمود بر بیشترین تنش فشاری حاکم بر محیط، از خود جهت‌یافتگی نشان می‌دهند (برون و پارسونس^۴، ۱۹۸۹).

بافت میلونیتی: در سنگ‌های گرانیتی میلونیتی‌شده درشت‌بلورهای شکسته شده پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار در یک زمینه بسیار ریزدانه، تبلور مجدد یافته، دیده می‌شوند. و بافت میلونیتی (بافت ساروجی) تشکیل شده است (شکل ۳-۲۱-پ).

-
1. Hutton
 2. Blenkinsop
 3. Pryer & Robin
 4. Brown & Parsons

بافت فلیزر: این بافت معادل با بافت پورفیروکلاستی میلونیت‌ها است و در آن پورفیروکلاست‌های بزرگ عدسی‌شکل پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار که متحمل دگرریختی پلاستیک شده‌اند در یک زمینه دانه‌ریزتر دارای برگواره قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۲۱-ت).

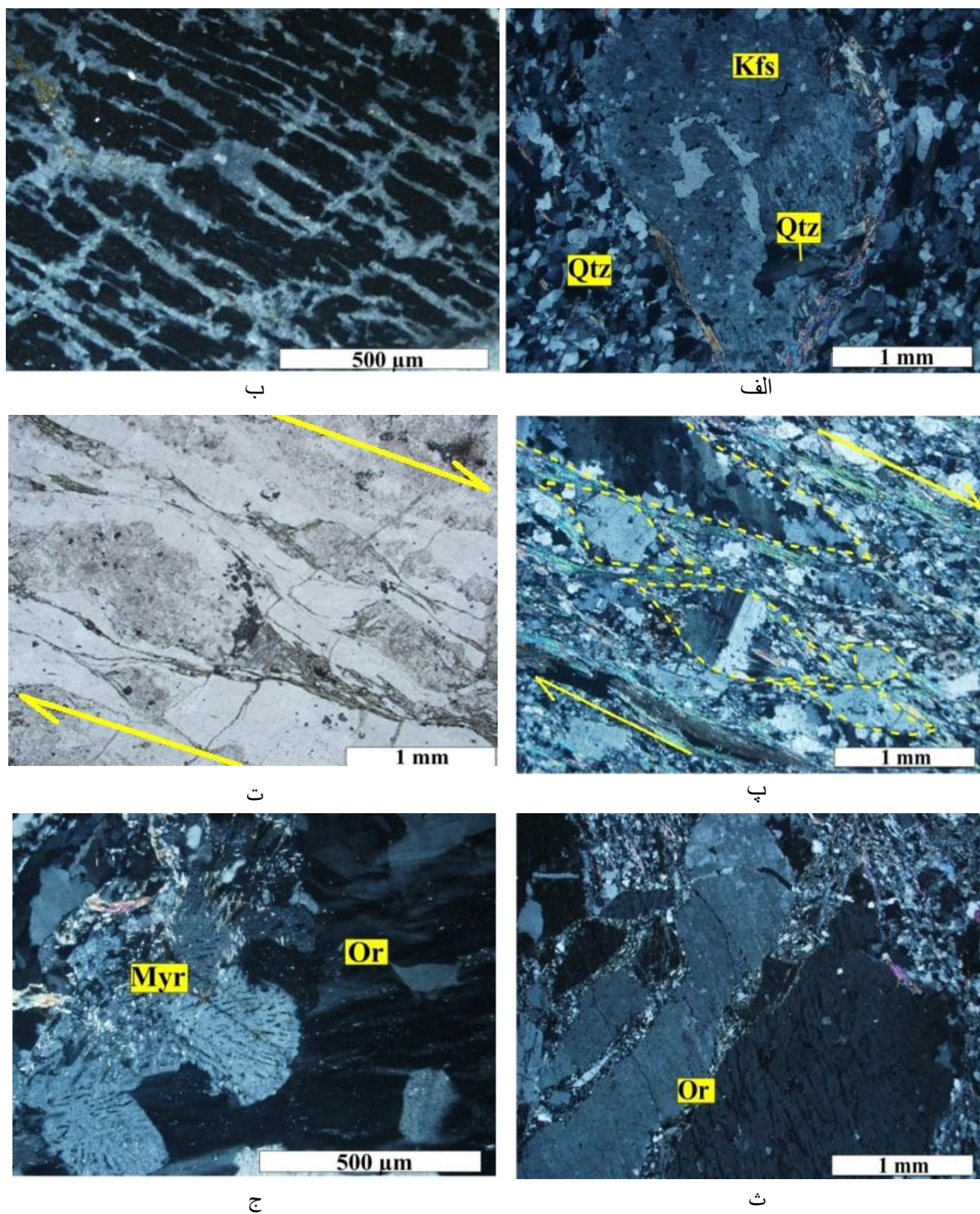
بافت چشمی: در بعضی قسمت‌ها وجود درشت بلورهای فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوز یا میکروکلین به ظهور بافت چشمی منجر شده است. این پورفیروکلاست‌ها به صورت کشیده و سیگمایی‌شکل در زمینه دارای برگواره حتی در نمونه دستی مشاهده می‌شوند که حاکی از اثرات دگرریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن بر این سنگ‌ها می‌باشد.

بافت کاتاکلاستی: در اثر پهنه‌های برشی شکنا، کانی‌های سازنده در برخی گرانیته‌ها خرد شده هستند و معرف بافت کاتاکلاستی می‌باشند (شکل ۳-۲۱-ث).

بافت میرمکیت: این بافت یک هم‌رشدی سیمپلکتیک از پلاژیوکلاز و کوارتز کرمی شکل است که در گرانیتوئیدهای توده‌ای و دگرریخته و همچنین در متاپلیت‌ها، میگماتیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها دیده می‌شود (منگون^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). بافت میرمکیتی بطور کلی به دو شکل میرمکیت‌های حاشیه‌ای و بین دانه‌ای دیده می‌شوند. میرمکیت‌های مشاهده شده در گرانیتهای دوچاه، از نوع میرمکیت‌های حاشیه‌ای کرمی شکل هستند (شکل ۳-۲۱-ج).

فرضیه‌های مختلفی درباره تشکیل میرمکیت وجود دارد، یکی از آنها فرضیه شکل‌گیری با محرک دگرریختی است. به باور ورنون^۲ (۲۰۰۴) بافت میرمکیتی اساساً در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه با دگرریختی پدید می‌آید. بافت میرمکیتی در گرانیتهای میلونیتی‌شده مجموعه دوچاه متداول و در نمونه‌های با دگرریختی کمتر بندرت تشکیل شده است. همچنین میرمکیت‌ها در گرانیتهای میلونیتی‌شده، خود تحت تاثیر فرایند دگرریختی قرار نگرفته‌اند (سالم هستند) که شاهدهی بر تشکیل همزمان آنها با فرایند دگرریختی است.

1. Menegon
2. Vernon



شکل ۳-۲۱- تصاویر میکروسکوپی معرف برخی بافت‌های تشکیل شده در گرانیت‌های مجموعه دوچاه. الف- بافت ساب‌ماگمایی، ب- بافت پرتیت، پ- بافت میلونیتی، ت بافت فلیزر، ث- بافت کاتاکلاستی، ج- بافت میرمکیتی.

۳-۷-۶- برآورد شرایط دمای دگرریختی در گرانیتهای مجموعه دوچاه

مقایسه رفتار کانی‌ها در پهنه‌های برشی و نتایج حاصل از بررسی‌های انجام شده می‌تواند به برآورد دما، هنگام دگرریختی منجر شود. شکستگی فلدسپارها، تغییرشکل کاتاکلاستی، خم شدن صفحات کلیواژ و ماکل‌ها و خاموشی موجی کوارتز، دگرشکلی در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه را نشان می‌دهند (پشیه و ترو، ۲۰۰۵).

پرتیت‌های شعله‌ای در آلکالی‌فلدسپارها و مکانسیم تبلور مجدد دینامیکی کوارتز، نوع برآمدگی، شرایط دمایی ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد را بازگو می‌کنند (پشیه و ترو، ۲۰۰۵؛ استیپ، ۲۰۰۲).

تبلورمجدد با چرخش زیردانه کوارتز (استیپ، ۲۰۰۹)، تبلور مجدد دینامیکی به مقدار اندک در کرانه‌های فلدسپار و ساختارهای هسته و پوشش (پشیه و ترو، ۲۰۰۵) همچنین تبدیل ارتوز به میکروکلین (بارکر، ۱۹۹۱) و حضور میرمکیت و پرتیت (پشیه و ترو، ۲۰۰۵) مربوط به دگرریختی در شرایط دمایی ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشند.

تبلورمجدد همراه با مهاجرت مرز دانه (استیپ، ۲۰۰۲) و نوارهای کوارتز به شدت کشیده و بزرگ به صورت نوارهای چندبلوری و تک‌بلوری شرایط دمای دگرریختی ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (بولیه^۱ و بوشه، ۱۹۷۸).

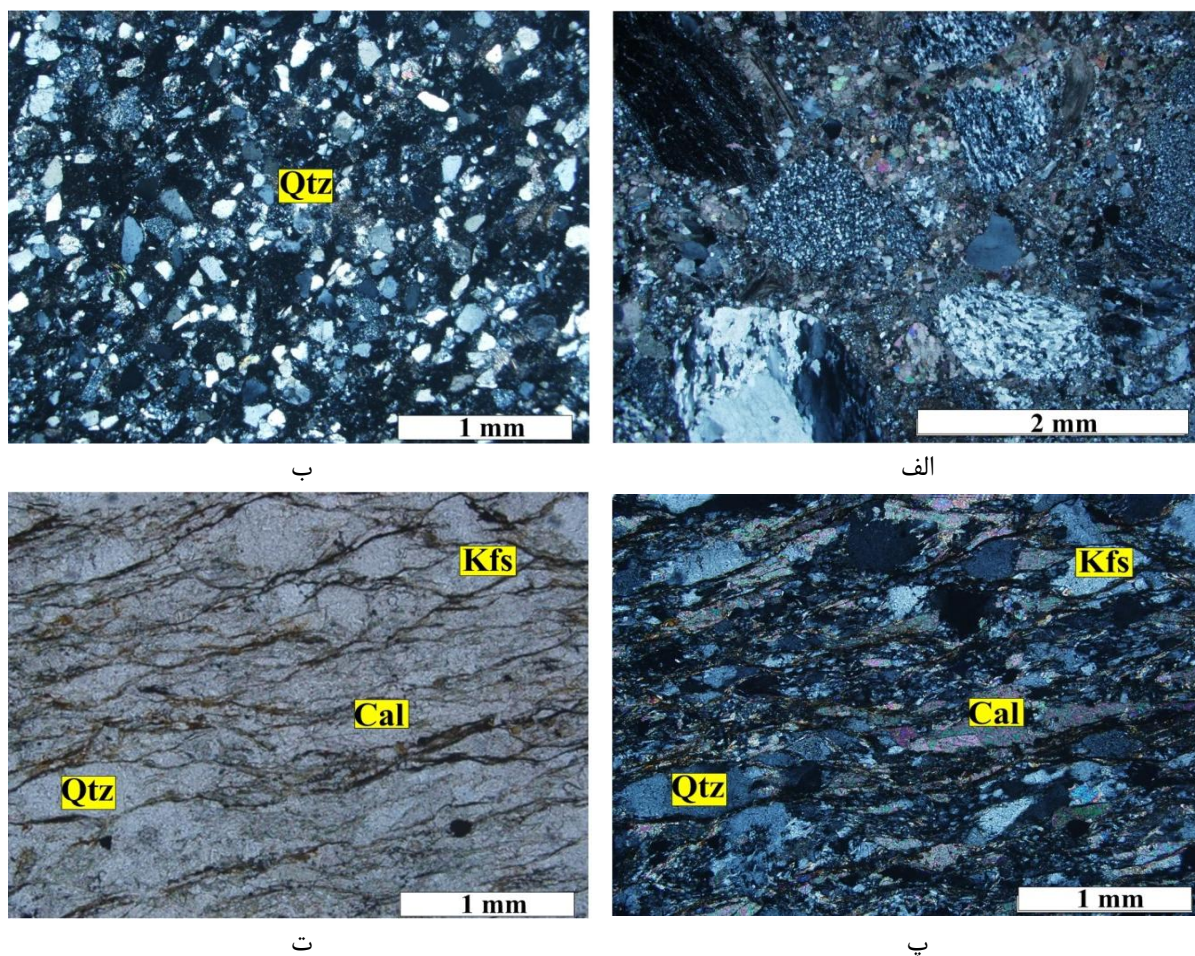
با توجه به شواهد دگرریختی کانی‌ها در منطقه مورد مطالعه و دامنه دمای مربوط به آنها می‌توان دمای کمتر از ۳۰۰ تا ۵۷۰ درجه سانتیگراد را برای دمای دگرریختی گرانیتهای مجموعه دوچاه در نظر گرفت. تعیین حداکثر دما یعنی حدود ۵۷۰ درجه سانتیگراد، با توجه به تبلور مجدد دینامیکی مهاجرت مرز دانه‌ای کوارتز همراه با حضور کانی‌های مسکویت و بیوتیت در نمونه‌ها قابل توجیه می‌باشد.

۳-۸- پتروگرافی سنگ‌های سازنده توالی رسوبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک

همان‌طور که در فصل دوم اشاره گردید توالی رسوبی- تخریبی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک عمدتاً شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای، ماسه‌آهکی و آهک می‌باشد که دگرگونی ضعیفی در حد رخساره شیست‌سبز را متحمل شده‌اند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). بخش اعظم قطعات سنگی در کنگلومراها و میکروکنگلومراها شامل قلوه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی و گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین می‌باشند (شکل ۳- ۲۲- الف). از ویژگی‌های جالب توجه قطعات تشکیل دهنده کنگلومراها، شواهد میلونیتی و دگرریختی در آنها می‌باشد که حاکی از تاثیر پهنه‌های برشی و میلونیتی‌شدن سنگ‌های دگرگونی و آذرین قبل از تریاس بالایی است. ماسه سنگ‌ها دانه ریز هستند و شامل دانه‌های کوارتز و فلدسپار هستند (شکل ۳- ۲۲- ب). در این توالی شیل‌ها به اسلیت دگرگون شده‌اند. اسلیت‌ها دانه ریز هستند و کوارتز و مسکویت در آنها به زحمت قابل تشخیص می‌باشند. ریزچین‌هایی نیز در آنها تشکیل شده است. کوارتز و کلسیت در آهک‌های ماسه‌ای، ماسه آهکی و آهک‌های تبلور دوباره یافته در بعضی مقاطع کشیده شده‌اند و سبب جهت‌یافتگی این سنگ‌ها شده‌اند. در برخی نقاط این سنگ‌ها به علت قرارگیری در پهنه‌های برشی دگرریختی شدیدی نشان می‌دهند (شکل ۳- ۲۲- پ و ت). بخشی از این شواهد دگرریختی، متاثر از کشیدگی و باز شدن حوضه اقیانوسی در ژوراسیک می‌باشند.

۳-۹- سنگ‌های بازالتی و ولکانی‌کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک

در بین توالی رسوبی دگرگون‌شده اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در مجموعه دوچاه روانه‌های بازالتی و ولکانی‌کلاست‌های بازالتی به صورت میان‌لایه‌ای یافت می‌شوند. بر اساس مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحدهای سنگی، کانی اصلی تشکیل دهنده آنها پلاژیوکلاز می‌باشد که در زمینه‌ای از شیشه و ریز بلورهای پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی آنها شامل آپاتیت و کانی‌های اوپک می‌باشند. مقدار اندکی کوارتز ثانویه در زمینه سنگ یافت می‌شود. از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، کلسیت، اپیدوت، و اسفن اشاره کرد که شاهد بارزی بر وقوع دگرگونی در شرایط دما و فشار رخساره شیست‌سبز می‌باشد. بخشی از کانی‌های اپیدوت و کلریت، از طریق دگرسانی حاصل شده‌اند.



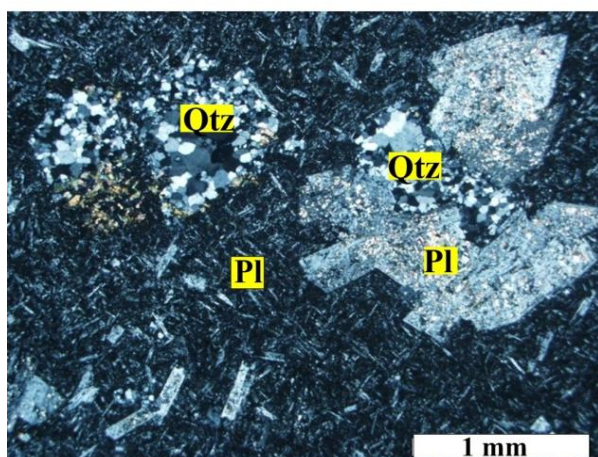
شکل ۳-۲۲- تصاویر میکروسکوپی برخی از سنگ‌های متعلق به توالی رسوبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک. الف- کنگلومرا. ب. ماسه‌سنگ و پ و ت- آهک ماسه‌ای میلونیتی‌شده.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی در سنگ‌های بازالتی دو نسل پلاژیوکلاز وجود دارد: پلاژیوکلازهای نسل اول فنوکریست‌هایی هستند که بافت پورفیری را ایجاد کرده‌اند و پلاژیوکلازهای نسل دوم به صورت میکرولیت می‌باشند (شکل ۳-۲۳- الف). پلاژیوکلاز در بعضی نمونه‌ها به کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. پلاژیوکلازهای نسل دوم دگرسانی کمتری نسبت به پلاژیوکلازهای نسل اول دارند. در این بازالت‌ها، پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای میکرولیتی و شیشه قرار گرفته است. بافت‌های هیالومیکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی و گلوپورفیری در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۲۳- الف و ب). سرعت هسته‌بندی بلورها اساساً توسط سرعت (نرخ) سردشدگی کنترل می‌شود و در نتیجه اختلاف اندازه آنها را کنترل می‌کند. بنابراین در حالتی که سرعت هسته‌بندی کم، و سرعت رشد بالا باشد

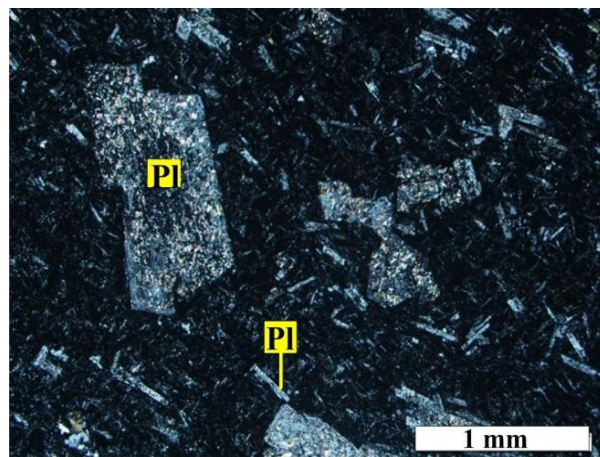
بلورهای بزرگ ایجاد خواهد شد (فنوکریست)، اما اگر سرعت هسته‌بندی بالا باشد، ولی سرعت رشد ثابت باقی بماند، میکروفنوکریست ایجاد خواهد شد (بست^۱، ۲۰۰۳).

بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه‌عمیق (یا عمیق‌تر) طی صعود ماگما از گوشته به سطح زمین می‌باشد (گیل^۲، ۲۰۱۰). بافت گلومروپورفیری در بازالت‌های منطقه حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز است. بافت حفره‌ای و بادامکی (آمیگدالوئیدال) یکی از مهمترین بافت‌های موجود در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه می‌باشد و به وضوح در نمونه‌های دستی نیز قابل مشاهده می‌باشند. این حفرات کروی تا عدسی‌شکل و کشیده می‌باشند و در اثر خروج گاز از سطح گدازه حاصل شده‌اند (شکل ۳-۲۳- پ). حفرات توسط فرایندهای ثانویه از جمله دگرسانی گرمایی با کانی‌هایی چون کلسیت، کلریت و مقدار کمتر کوارتز و اپیدوت پر شده‌اند و به بافت بادامکی در بازالت‌ها منجر شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها پرشدگی حفرات در طی چند مرحله صورت گرفته است (شکل ۳-۲۳- ت).

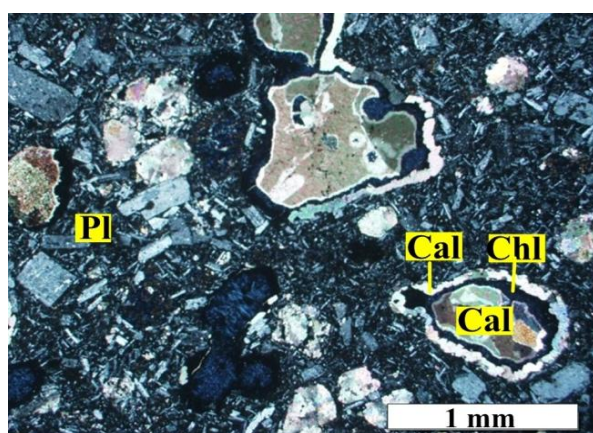
در بخش‌هایی که بازالت‌ها در راستای پهنه‌های برشی کم وسعت قرار گرفته‌اند. شواهد دگرریختی و میلونیتی‌شدن در آنها مشاهده می‌شود. از جمله این شواهد می‌توان به جهت‌یابی کانی‌ها و تشکیل برگوارگی، بادامک‌های کشیده و عدسی شکل پر شده با کلسیت و ماکل‌های دگرریختی در کلسیت اشاره کرد. بخشی از این شواهد دگرریختی، متأثر از کشیدگی و باز شدن حوضه اقیانوسی در ژوراسیک می‌باشند (شکل ۳-۲۳- ث و ج).



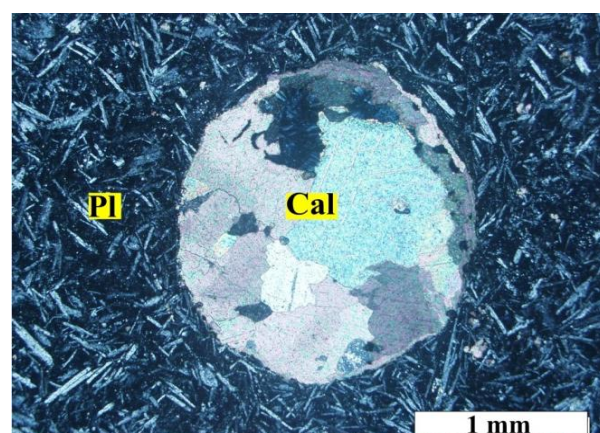
ب



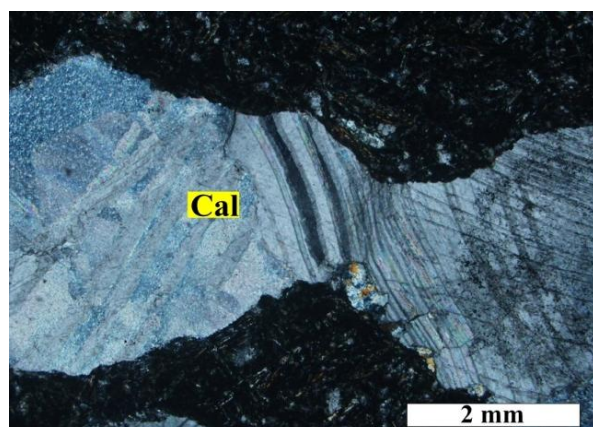
الف



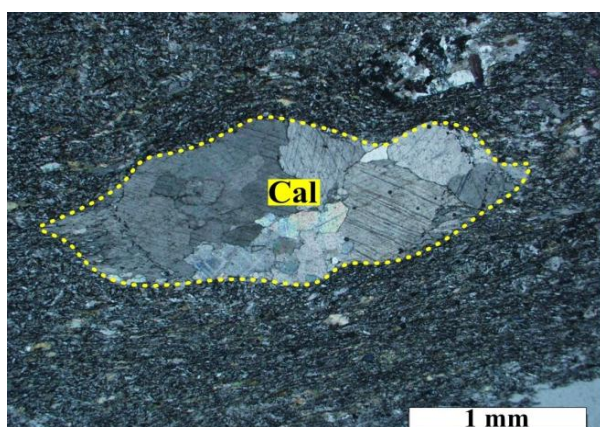
ت



پ



ج



ث

شکل ۳-۲۳- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های بازالتی و ولکانی کلاست‌های بازالتی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک منطقه دوچاه. الف- دو نسل پلاژیوکلاز و بافت هیالومیکرولیتی پورفیری. ب- تجمع موضعی پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلمروپورفیری. پ- بافت بادامکی (حفره پر شده توسط کلسیت). ت- حفرات پر شده با کلریت و کلسیت در طی چند مرحله. ث- بادامک‌های کشیده و عدسی شکل در بازالت‌های میلونیتی شده. ج- ماکل‌های دگرریختی در کلسیت.

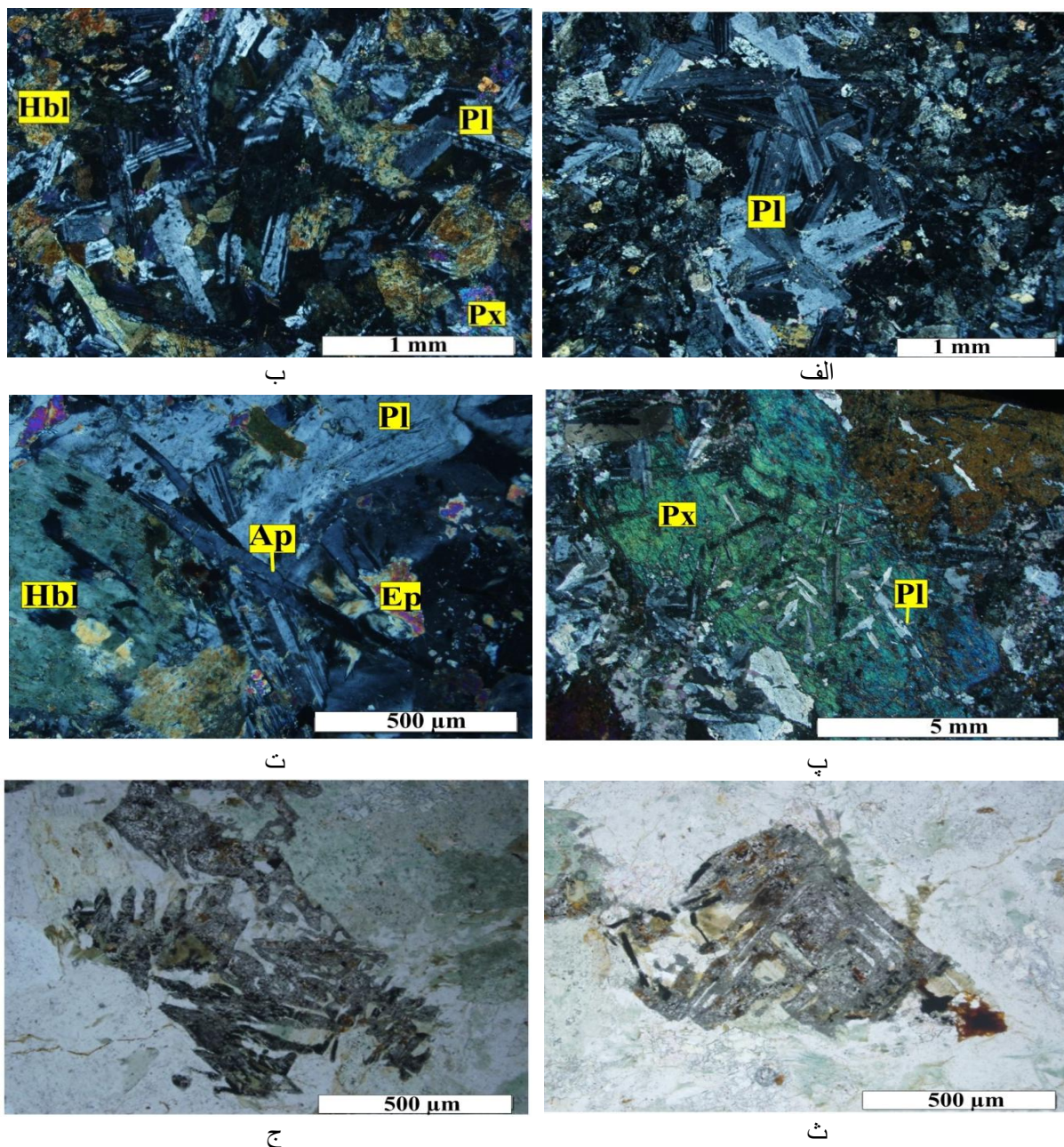
۳-۱۰- دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی

دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی دارای پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت (به عنوان سازندگان اصلی) می‌باشند. پلاژیوکلاز به صورت متوسط بلور تا ریز بلور، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود، برخی از آنها به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند. گاهی تجمعاتی از بلورهای درشت‌تر پلاژیوکلاز به ایجاد بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها منجر شده است (شکل ۳-۲۴- الف). پلاژیوکلازهای با اندازه‌های کوچک‌تر نیز در این دایک‌ها یافت می‌شوند و از فراوانی بالایی برخوردارند و به صورت میکروولیت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. فضای خالی بین این بلورها توسط آمفیبول و گاهی پیروکسن پر شده و به ایجاد بافت اینترگرانولار منجر شده است (شکل ۳-۲۴- ب). گاهی این میکروولیت‌ها به صورت ادخال در درشت بلورهای آمفیبول و پیروکسن قرار گرفته‌اند و بافت افیتیک را بوجود آورده‌اند (شکل ۳-۲۴- پ). بافت‌های میکروولیتی و ساب‌افیتیک از جمله بافت‌های رایج دیگر در این سنگ‌های نیمه عمیق هستند.

آمفیبول اصلی‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود، برخی از آمفیبول‌ها از اورالیتی‌شدن پیروکسن‌ها بوجود آمده‌اند. در برخی مقاطع نازک پیروکسن به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌است. شکل‌گیری بافت ساب‌افیتیک حاصل قرار گرفتن این کانی در فضای بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد. بیوتیت با فراوانی کم به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با چند رنگی قهوه‌ای مشاهده می‌شود که در برخی موارد به کلریت و کانی‌های اوپک تبدیل شده است.

از کانی‌های فرعی موجود در دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرودیوریتی مورد مطالعه می‌توان به آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت اشاره کرد. آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در این سنگ‌ها است که غالباً به صورت سوزن‌های طویل مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۴- پ). این کانی به صورت ادخال در پلاژیوکلازها نیز یافت می‌شود. اسفن به صورت دندریتی و اسکلتی حضور دارد. احتمالاً این اسفن‌ها ثانویه بوده و از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مثل پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای آهن به وجود آمده‌اند.

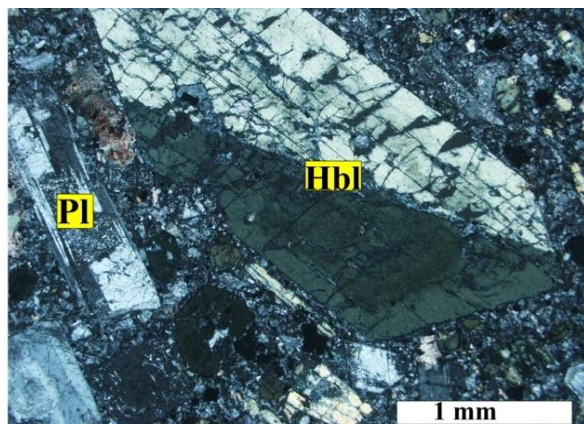
(شکل ۳-۲۴- ث و ج). در طی دگرسانی، پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها به طور چشمگیری به اپیدوت تبدیل شده‌اند. کلریتی‌شدن آمفیبول‌ها نیز از دیگر شواهد دگرسانی رایج در سنگ‌های مورد بحث است (شکل ۳-۲۴- چ). اسفن و کانی‌های اوپک به صورت کانی‌های ثانویه نیز مشاهده می‌شوند.



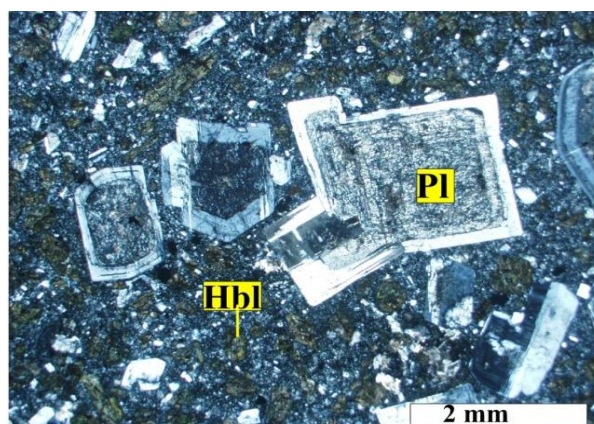
شکل ۳-۲۴- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی ویژگی‌های دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی. الف- بافت گلمروپورفیری حاصل تجمعات پلاژیوکلاز. ب- دیوریت با بافت اینترگرانولار. پ- قرارگیری میکرولیت‌ها به صورت پوئیکلیتی در درشت بلور پیروکسن در گابرویدیوریت و ایجاد بافت پوئیکلیتی. ت- آپاتیت‌های سوزنی شکل. ث و ج- حضور اسفن به صورت اسکلتی و دندریتی.

۳-۱۱- دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی

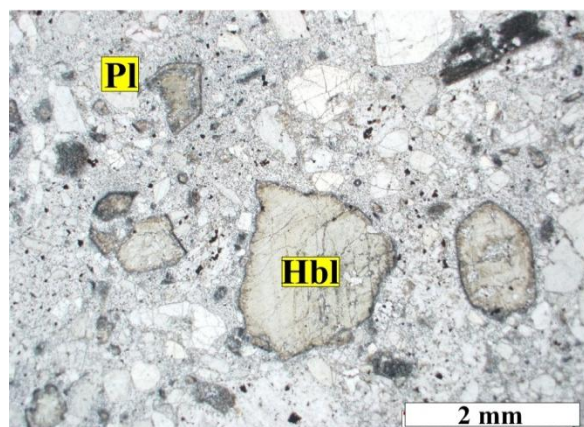
پلاژیوکلاز و آمفیبول از سازندگان اصلی دایک‌های تراکی‌آندزیتی هستند. اندازه بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، از چند دهم میلی‌متر تا ۴ میلی‌متر متغیر است. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد هستند و عمدتاً منطقه‌بندی ترکیبی از خود نشان می‌دهند. به اعتقاد شلی (۱۹۹۳) عامل اصلی منطقه‌بندی ترکیبی، نبود تعادل کامل در خلال تبلور می‌باشد. قاسمی (۱۳۷۸) معتقد است که منطقه‌بندی بلورهای سنگ‌های آذرین (پلاژیوکلاز و پیروکسن) را می‌توان به واکنش ناقص این بلورها با ماگمای باقیمانده‌ای که ترکیب آن دائماً تغییر می‌کند، نسبت داد (شکل ۳-۲۵-الف). آمفیبول‌ها به صورت ریز بلور تا درشت بلور و نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار حضور دارند. آمفیبول به همراه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک در زمینه سنگ دیده می‌شوند. حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و گاهی آمفیبول در زمینه سنگ به تجلی بافت پورفیری در این سنگ‌ها منجر شده است (شکل ۳-۲۵-ب). برخی از پلاژیوکلازها به کلسیت و اپیدوت و از سوی دیگر برخی آمفیبول‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. در برخی نمونه‌ها آمفیبول‌ها دارای حاشیه سوخته می‌باشند (شکل ۳-۲۵-پ و ت). آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک شامل کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز و لخته‌های مافیک متشکل از آمفیبول و پیروکسن در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۵-ث و ج).



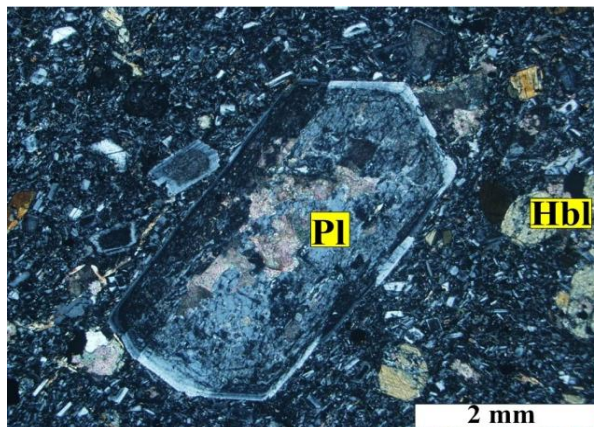
ب



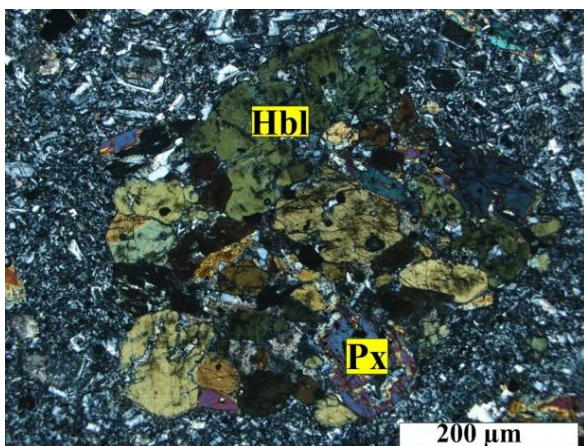
الف



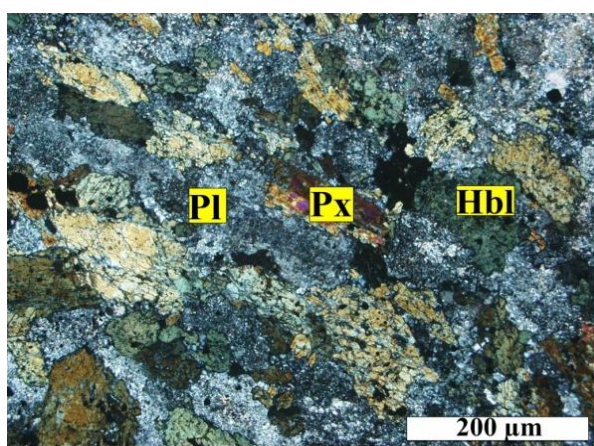
ت



پ



ج



ث

شکل ۳-۲۵- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی ویژگی‌های دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی مجموعه دوچاه. الف- منطقه‌بندی در درشت‌بلور پلاژیوکلاز. ب- درشت‌بلور آمفیبول و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزبلور و همراه با بافت پورفیری. پ- پروپیلیتی‌شدن درشت‌بلور پلاژیوکلاز. ت- حاشیه سوخته در آمفیبول‌ها. ث- آنکلاو میکروگرانولار مافیک. ج- لخته مافیک متشکل از آمفیبول (هورنبلند) و پیروکسن (اورتیت).

فصل چہارم:

ٹیمی کانی،

دما- فشار سنجی و تحولات دگرگونی



۴-۱- مقدمه

پس از مطالعات دقیق صحرایی، بر اساس تنوع کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، از گروه‌های مختلف سنگی شامل متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها، گرانیت‌ها، دیوریت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های منطقه دوچاه، ۲۷ عدد مقطع نازک صیقلی تهیه شد. مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌هایی که جهت آنالیز نقطه‌ای مجموعه کانیایی آنها انتخاب شده‌اند در جدول ۴-۱ آمده است. آنالیز میکروپروب کانی‌ها (EPMA) با استفاده از دستگاه مدل JEOL JSM-A840 ساخت ژاپن، مجهز به انرژی اسپکترومتری با ولتاژ ۲۰ کیلووات و شدت جریان ۰/۴ آمپر در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه آریستوتل کشور یونان مورد تجزیه قرار گرفتند. برای تجزیه نمونه‌ها، پوشش کربن آن‌ها با میانگین ضخامت $200 \text{ \AA}$ با استفاده از محفظه بخار JEOL-4x انجام شد. در این فصل، با استفاده از نتایج این آنالیز به مطالعه شیمی کانی‌ها و روابط دما - فشارسنجی مجموعه دگرگونی و آخرین دوچاه خواهیم پرداخت. در بررسی و پردازش داده‌ها از نرم‌افزارهای Excel و Grapher 12 استفاده شده است.

۴-۲- متابازیت

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و برآورد دما- فشارسنجی تشکیل متابازیت‌ها، در نمونه‌های شست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت مجموعه دوچاه، آمفیبول‌ها در ۱۸۰ نقطه، پلاژیوکلازها در ۹۸ نقطه و گارنت‌ها در ۲۲ نقطه، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. نتایج بدست آمده از آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دوچاه در جداول ۴-۲ تا ۴-۴ آمده است. شرح و تفسیر نتایج در ادامه ارائه شده است.

جدول ۴-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های آنالیز شده و مجموعه‌های کانیایی آنها.

Sample	X	Y	Lithology	Main mineral	Accessory mineral	Secondary mineral	mineral assemblag
RD- 88/9	391406	3953217	Greenschist	Act +Plg+Cal+Ep+	Ti-Mag+Qtz+Chl		Act+Cal+Chl+Ep
RD-141/1	391952	3955127	"	"	"		"
RD-142/1	391928	3955110	"	"	"		"
RD-30/1	373965	3950175	Amphiboilite	Amp+Plg+Qtz	Ep+Chl+Ttn+Ti-Mag		Amp+Plg
RD-62/1	374668	3951985	"	"	"		"
RD-104/B	391952	3955127	"	"	"		"
RD-104/4	391952	3955127	"	"	"		"
RD-147/1	391544	3956264	"	"	"		"
RD-70/1	355168	3949820	Garnet amphibolite	Amp+Plg+ Gr+ Qtz	Bt+Ttn+Ti-Mag		Amp+Plg+Gr+Bt
RD-139/1	392364	3955253	Micaschist	Ms+Bt+Qtz	Chl+Kfs+Zrn+Tur	Chl+Ms	Bt+Plg+Qtz
RD-56-1	374004	3951913	Garnet micaschist	Bt+Ms+Qtz+Grt	Plg+Zrn+PlgChl+Kfs	Chl+Ms	Bt+Plg+Qtz+Grt
RD-37-1	374127	3950277	"	"	"	"	"
RD-89-2	391142	3953320	"	"	"	"	"
RD-161/1	375345	3951166	"	"	"	"	"
RD-134/1	392562	3955141	"	"	"	"	"
RD-79/1	384154	3953757	Chloritoid schist	Ctd+Qtz+Ms+Chl	Zrn+Ap	Chl	Ctd+Ms+Chl
RD-156/1	375397	3951653	Gneiss	Bi+Qtz+Kfs+Plg	Zrn	Chl+Ep+Ttn	Bi+Qtz+Kfs+Plg
RD-122/1	369647	3949971	Leucogranite	Qtz+Kfs+Pl+	Zrn+ Ap + Aln	Ms+Chl+Ep	Qtz+Kfs+Pl
RD- 3/1	366102	3949044	"	"	"	"	"
RD-145/1	391544	3956264	"	"	"	"	"
RD- 1/1	366579	3948578	"	"	"	"	"
RD-159/1	375631	3951905	Biotite granite	Qtz+Kfs+Plg+Bi	Ms+Zrn	Chl+Ep+Ms	Bt+Qtz+Kfs+Plg
RD- 61/1	374668	3951985	"	"	"	"	"
RD-88/4	391372	3953223	Gabbrodiorite	Amp+Plg	Qtz+Ti-Mag+Ap	Chl+Ep+Cal	Amp+Plg
RD-92/5	3953880	390766	Diorite	Amp+Plg	Qtz+Ti-Mag+Ap+ Bi	Chl+Ep	Amp+Plg
RD-146/2	375390	3951486	Andesite	Amp+Plg		Chl+Cal	Amp+Plg
RD 133/1	392961	3955056	Termolite bearing marble	Cal	Amp+Ap+Chl		Cal+Amp

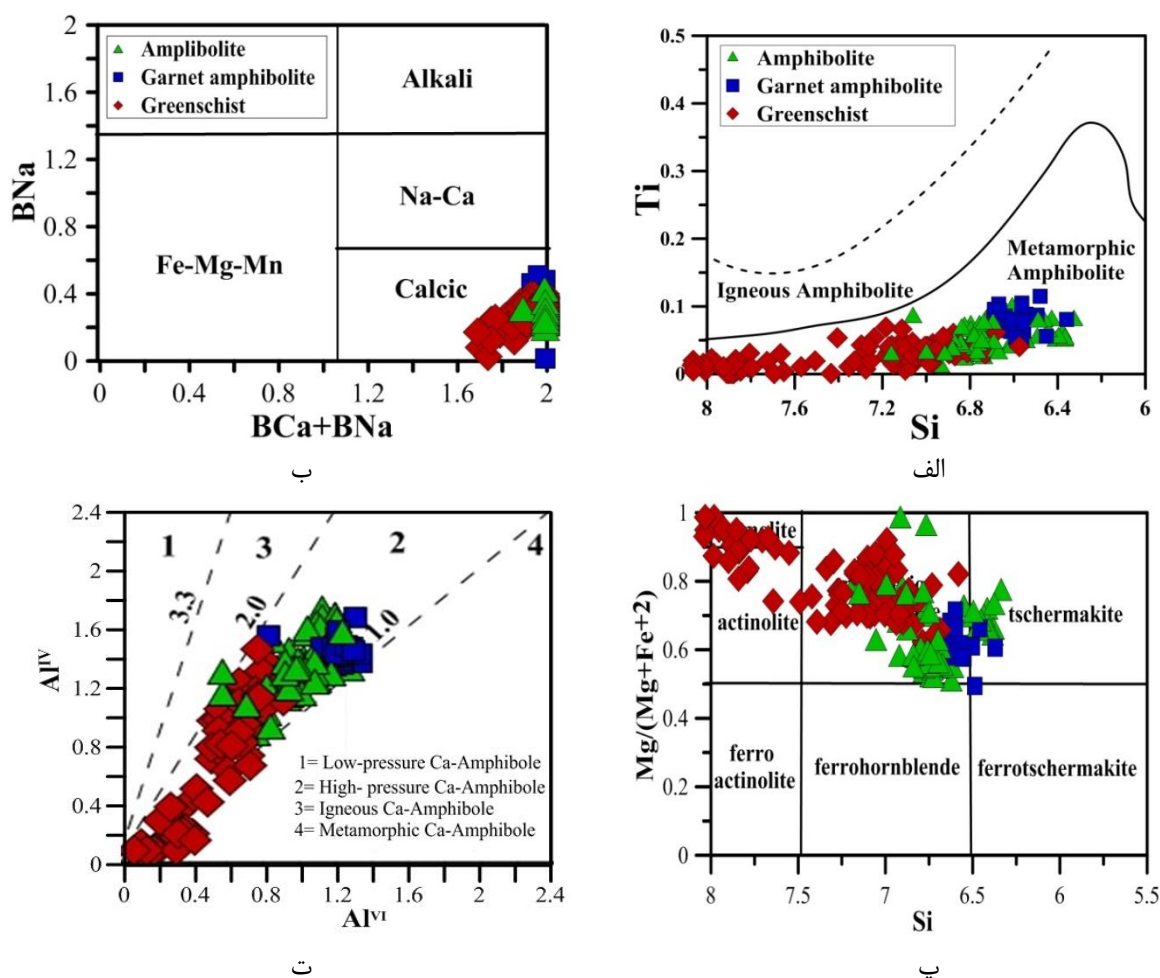
۴-۲-۱- آمفیبول‌ها

آمفیبول‌ها گروهی از کانی‌های مهم متابازیت‌ها هستند. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس روش لیک و همکاران (۱۹۹۷) و فرمول استاندارد $A_2B_2C_5O_{22}(OH)_2$ بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در موقعیت چهاروجهی و هشت وجهی محاسبه شده است. آمفیبول‌های مورد آنالیز بر اساس نمودار Ti در برابر Si (لیک^۱، ۱۹۶۵) در محدوده آمفیبول‌های دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱-الف). چندین نوع آمفیبول در متابازیت‌ها معمول و متداول هستند. با توجه به تقسیم‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک می‌باشند (شکل ۴-۱-ب) و در نمودار تقسیم‌بندی انواع آمفیبول‌های کلسیک که بر اساس میزان کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها ترسیم شده، آمفیبول‌های آنالیز شده در محدوده ترمولیت، آکتینولیت، منیزیوهورنبلند، چرماکیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۱-پ). براساس نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (فلیت و برانت^۲، ۱۹۷۸)، آمفیبول‌های آنالیز شده از نوع آمفیبول‌های فشار متوسط تا بالا با منشاء دگرگونی هستند (شکل ۴-۱-ت).

بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی متابازیت‌ها می‌توان گفت که با افزایش دما و فشار، ترکیب آمفیبول‌ها از آکتینولیت به چرماکیت تحول یافته است. بیشتر آمفیبول‌های دارای ماهیت ترکیبی اکتینولیت و ترمولیت متعلق به متابازیت‌های رخساره شست‌سبز می‌باشند. در حالی که آمفیبول‌های دارای ماهیت منیزیوهورنبلند تا چرماکیت به متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت تعلق دارند.

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۲۳ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	greenschist			amphibolite			garnet amphibolite		
Points	core	inter	rim	core	inter	rim	core	inter	Rim
SiO ₂	۵۶/۰۸	۵۷/۳۸	۳۹/۴۶	۴۶/۵۴	۱۶/۴۷	۴۷/۲۲	۴۶/۱۰	۴۶/۶۹	۴۴/۹۷
TiO ₂	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۳۷	۰/۵۵	۰/۶۳	۰/۶۵	۰/۷۳	۰/۶۴	۰/۸۰
Al ₂ O ₃	۱۳/۷۳	۱۳/۱۷	۱۳/۱۰	۱۳/۳۰	۱۲/۹۴	۱۲/۸۸	۱۵/۰۳	۱۵/۵۴	۱۵/۵۱
Fe ₂ O ₃	۳/۳۱	۳/۲۲	۴/۵۵	۰/۱	۰/۲۴	۲/۳۳	۲/۹۳	۳/۹۱	۱/۳۶
FeO	۲/۶۴	۲/۵	۵/۲۹	۱۳/۸۲	۱۳/۸۱	۱۲/۲۴	۹/۸۲	۸/۶۲	۱۲/۲
MnO	۰/۴۹	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۳۸	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۷	۰
MgO	۱۹/۱۵	۱۹/۳۲	۱۴/۲۸	۱۰/۱۸	۹/۹۶	۱۰/۳۳	۱۰/۱۹	۱۰/۶۷	۹/۵۳
NiO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱۴	۰	۰
CaO	۱۱/۱۹	۱۰/۵۳	۱۰/۹۵	۱۱/۵۱	۱۱/۰۳	۱۱/۷۶	۱۰/۱۲	۹/۸۶	۱۰/۵۰
Na ₂ O	۰/۸۸	۱/۰۴	۲/۴۹	۱/۴۷	۱/۷۲	۱/۴۵	۱/۷۴	۱/۸۹	۲/۱۰
K ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۴۹	۰/۳۷	۰/۵۵	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۲۹
H ₂ O*	۲/۱۸	۲/۱۹	۲/۱۱	۲/۰۷	۲/۰۷	۲/۰۸	۲/۰۸	۲/۱۱	۲/۰۶
Total	۱۰۰/۰۹	۱۰۰/۱	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۱۷	۱۰۰/۳۴	۱۰۰/۵	۹۹/۵۱	۱۰۰/۴۲	۹۹/۳۲
Si	۷/۷۲۲	۷/۸۵۵	۶/۵۷۷	۶/۷۵۵	۶/۸۲۷	۶/۷۹۸	۶/۶۴۱	۶/۶۲۶	۶/۵۴۷
Al ^{iv}	۰/۲۷۸	۰/۱۴۵	۱/۴۲۳	۱/۲۴۵	۱/۱۷۳	۱/۲۰۲	۱/۳۵۹	۱/۳۷۴	۱/۴۵۳
Al ^{vi}	۰/۳۲۷	۰/۳۶۷	۰/۷۶۶	۱/۰۳	۱/۰۳۵	۰/۹۸۴	۱/۱۹۳	۱/۲۲۵	۱/۲۰۸
Ti	۰/۰۱۸	۰/۰۱۶	۰/۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۶۸	۰/۰۷	۰/۰۷۹	۰/۰۶۹	۰/۰۸۷
Fe ³⁺	۰/۳۴۳	۰/۳۳۱	۰/۴۸۵	۰/۰۰۱	۰/۰۲۶	۰/۲۵۲	۰/۳۱۸	۰/۴۱۸	۰/۱۴۹
Fe ²⁺	۰/۳۰۴	۰/۲۸۶	۰/۶۲۷	۱/۶۷۸	۱/۶۷۱	۱/۴۷۴	۱/۱۸۳	۱/۰۲۳	۱/۴۸۶
Mn	۰/۰۵۷	۰/۰۲۱	۰/۰۲۵	۰/۰۱۸	۰/۰۴۷	۰/۰۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۰۸	۰
Mg	۳/۹۳۱	۳/۹۴۳	۳/۰۱۹	۲/۲۰۳	۲/۱۴۹	۲/۲۱۸	۲/۱۸۹	۲/۲۵۷	۲/۰۶۹
Ca	۱/۶۵۱	۱/۵۴۴	۱/۶۶۴	۱/۷۸۹	۱/۷۱۱	۱/۶۵۹	۱/۵۶۱	۱/۴۹۹	۱/۶۳۷
Na	۰/۲۳۴	۰/۲۷۷	۰/۶۸۴	۰/۴۱۵	۰/۴۸۲	۰/۴۰۶	۰/۴۸۶	۰/۵۲۱	۰/۵۹۳
K	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۴۲	۰/۰۹۱	۰/۰۶۹	۰/۱۰۱	۰/۰۸۲	۰/۰۷۴	۰/۰۵۴
(Ca+Na) (B)	۱/۸۸۵	۱/۸۲۱	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Na (B)	۰/۲۳۴	۰/۲۷۷	۰/۳۳۶	۰/۲۱۱	۰/۲۸۹	۰/۳۴۱	۰/۴۳۹	۰/۵۰۱	۰/۳۶۳
(Na+K) (A)	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۳۹۱	۰/۲۹۵	۰/۲۶۲	۰/۱۶۶	۰/۱۲۹	۰/۰۹۴	۰/۲۸۴
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰/۹۲۸	۰/۹۳۲	۰/۸۲۸	۰/۵۶۸	۰/۵۶۳	۰/۶۰۱	۰/۶۴۹	۰/۶۸۸	۰/۵۸۲
Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ +Al ^{vi})	۰/۳۸۸	۰/۴۷۴	۰/۵۱۲	۰/۰۰۱	۰/۰۲۵	۰/۲۰۴	۰/۲۱	۰/۲۵۴	۰/۱۱



شکل ۴-۱- نمایش تغییرات ترکیب آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه بر روی نمودارهای مختلف.

الف - نمودار Si در برابر Ti جهت مشخص نمودن آمفیبول‌های دگرگونی (لیک، ۱۹۶۵).

ب- نمودار BNa در برابر B(Ca+Na) (لیک و همکاران، ۱۹۹۷).

پ - نمودار $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si جهت تمایز انواع آمفیبول‌ها (لیک و همکاران، ۱۹۹۷).

ت- نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} جهت تعیین نوع آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین (فلیت و برانت، ۱۹۷۸).

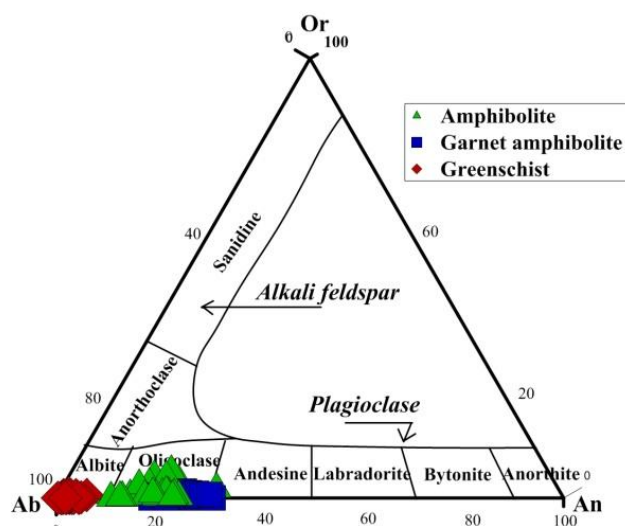
۴-۲-۲- پلاژیوکلازها

فرمول عمومی فلدسپارها به صورت $XAl_{(1-2)}Si_{2-3}O_8$ می‌باشد که در آن X می‌تواند شامل Na، K و یا Ca باشد. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز می‌تواند معرف نوع رخساره دگرگونی باشد. به طوری که در رخساره شیست‌سبز ترکیب پلاژیوکلاز کاملاً سدیک بوده و با افزایش دمای دگرگونی این ترکیب به سمت ترکیبات کلسیک‌تر گرایش پیدا می‌کند (فری^۱، ۱۹۷۸). در درجات دگرگونی ضعیف، تنها آل‌بیت (آنورتیت صفر تا ۱۰ درصد) پایدار می‌باشد. در رخساره شیست‌سبز فوقانی، الیگوکلاز شکل پایدار پلاژیوکلاز است. تحول آل‌بیت به الیگوکلاز (An=17%) به صورت ناگهانی رخ می‌دهد. این ناپیوستگی را میتوان مرز رخساره شیست‌سبز

به آمفیبولیت دانست. پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه دارای ترکیب Or_{0-4} ، Ab_{67-99} و $An_{0.3-31}$ و از نوع آلبیت تا آندزین هستند. در نمودار دبیر^۱ و همکاران (۱۹۶۶) پلاژیوکلازهای واقع در محدوده آلبیت پلاژیوکلازهای متعلق به شیست‌های سبز مجموعه دوچاه هستند و پلاژیوکلازهای واقع شده در محدوده الیگوکلاز به سنگ‌های آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی تعلق دارند (شکل ۴-۲). به طور کلی با پیشرفت دگرگونی و افزایش دما و فشار، ترکیب پلاژیوکلازها از ترکیبات سدیک به سمت ترکیبات کلسیک‌تر گرایش پیدا کرده است.

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از پلاژیوکلازهای متابازیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۸ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	greenschist			amphibolite			garnet amphibolite		
Points	core	inter	rim	core	inter	rim	core	inter	Rim
SiO ₂	۶۸/۳۳	۶۸/۰۳	۶۷/۸۵	۶۳/۳۹	۶۳/۵۳	۶۴/۱۶	۶۲/۱۶	۶۳/۳۹	۶۳
Al ₂ O ₃	۱۹/۶۳	۲۰/۰۸	۱۹/۹۶	۲۳/۱۱	۲۲/۹۲	۲۲/۰۸	۲۳/۷۹	۲۲/۸۴	۲۳/۱۲
FeO	۰	۰/۰۵	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۲۳
CaO	۰/۳۳	۰/۷۳	۰/۹۶	۴/۱۶	۴/۱۷	۳/۱۷	۵/۱۳	۴/۰۸	۴/۳۶
Na ₂ O	۱۱/۵۸	۱۱/۴۴	۱۱/۲۵	۹/۳۶	۹/۳	۹/۵۹	۸/۶	۹/۳۵	۹/۲
K ₂ O	۰/۱	۰	۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۴۸	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۰۵
Total	۹۹/۹۶	۱۰۰/۳۳	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۱۸	۹۹/۷۸	۱۰۰/۱	۹۹/۹۱	۹۹/۹۶
Or (K)	۰/۵	۰	۰	۰/۲	۰/۷	۲/۸	۱/۶	۰/۷	۰/۳
Ab (Na)	۹۷/۹	۹۶/۶	۹۵/۵	۸۰/۱	۷۹/۶	۸۲/۲	۷۴	۸۰	۷۹
An	۱/۵	۳/۴	۴/۵	۱۹/۷	۱۹/۷	۱۵	۲۴/۴	۱۹/۳	۲۰/۷



شکل ۴-۲- نمودار مثلثی Ab-Or-An دبیر و همکاران (۱۹۶۶) جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازها.

۴-۲-۳- گارنت

بلورهای گارنت همیشه به عنوان مجموعه شیمیایی با اهمیت تلقی شده‌اند. ترکیب کلی گارنت در گارنت در گارنت آمفیبولیت‌ها به صورت $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ نشان داده می‌شود. با این وجود Fe^{3+} در مقادیر کم به صورت جانشینی با Al در ترکیب گارنت حضور دارد. حضور گارنت به صورت همزیست با کانی‌های دارای Fe^{3+} مانند آمفیبول، جانشینی Fe^{3+} -Al در گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی را تأیید می‌کند. موقعیت نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودار مثلثی پیروپ-آلماندین+ اسپسارتین-گروسولار ترسیم شده است.

ترکیب گارنت‌های موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دوجاه بر حسب اعضای انتهایی آنها به صورت Alm_{51-61} و Sps_{1-10} ، Py_{5-16} ، Gr_{20-27} می‌باشد (شکل ۴-۳- الف).

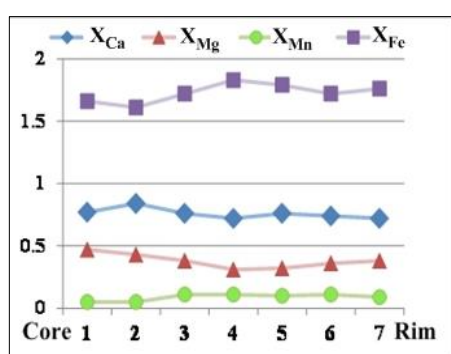
ضریب توزیع Fe در دماهای بالاتر نسبت به دماهای پایین‌تر، کمتر است. زیرا در دماهای بالاتر به دلیل ارتعاشات حرارتی بیشتر در شبکه بلوری، حساسیت کانی‌ها به اندازه یون‌هایی که موقعیت‌های اکتاهدری را اشغال می‌کنند، کمتر می‌شود و ضریب توزیع یون‌ها (تا $KD = 1$) بیشتر می‌شود (وینتر ۲۰۰۱). موقعیت اکتاهدری در ساختار گارنت برای یون Mg^{+2} بسیار بزرگ است، لذا گارنت تمایل دارد یون‌هایی همانند Fe^{+2} ، Ca^{+2} و بخصوص Mn^{+2} را در خود جای دهد یا به عبارتی جذب کند. در دماهای بالا این حساسیت کمتر می‌شود و در نتیجه با افزایش دما، گارنت مقدار Mg بیشتری جذب می‌کند (فراست و فراست، ۲۰۱۴).

شکل ۴-۳- ب نیمرخ ترکیبی کسر مولی اجزاء سازنده گارنت‌های متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها، بویژه کلسیم، منیزیم، منگنز و آهن را نشان می‌دهند. در این نمودار مقدار X_{Fe} از هسته به سمت حاشیه افزایش نسبی نشان می‌دهد. کاهش مقدار آهن در آخرین نقطه آنالیز شده از بخش حاشیه‌ای احتمالاً به علت تأثیر دگرسانی یا هوازدگی می‌باشد. بررسی روند تغییرات X_{Mg} و X_{Mn} به طور همزمان نشان می‌دهد که تغییرات این دو پارامتر تا نقطه شماره ۵ تقریباً هماهنگ می‌باشد ولی از نقطه ۵ شماره تا حاشیه بلور اختلاف بارزی در تغییرات این دو پارامتر مشاهده می‌شود. به طوری که X_{Mn} به مقدار قابل ملاحظه‌ای کاهش یافته و در مقابل X_{Mg} افزایش بارز تقریباً دو برابری نشان می‌دهد. معمولاً چنین رفتاری حاصل

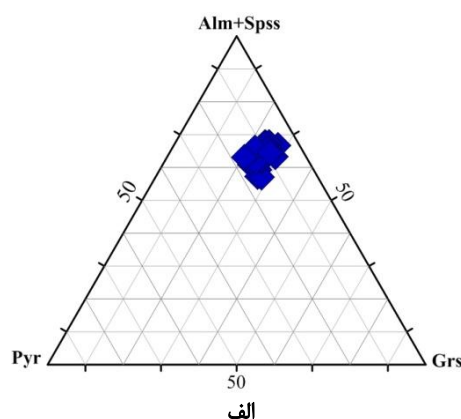
افزایش دما و فشار حاکم بر محیط رشد سنگ‌های میزبان این گارنت‌ها می‌باشد. X_{Ca} تغییرات کاهشی محسوسی، از مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهد. بررسی همزمان X_{Ca} و X_{Fe} نشان می‌دهد که این دو پارامتر رفتار دقیقاً عکس نشان می‌دهند.

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز مایکروپروب گارنت‌های متبازیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۱۲ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	garnet amphibolite							
	core	inter						Rim
SiO ₂	۳۷/۵۱	۳۷/۷۳	۳۷/۱۹	۳۷/۱۲	۳۸/۱۲	۳۸/۴۴	۳۷/۹	۳۸/۶۹
TiO ₂	۰/۲	۰/۲۱	۰/۲	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۱	۰/۰۳	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۲۱/۲۲	۲۰/۷۳	۲۱/۷۷	۲۱/۶۷	۲۰/۳۹	۲۰/۹	۲۱/۷۸	۱۹/۷۱
FeO	۲۴/۱۷	۲۵/۶۲	۲۵/۵۵	۲۶/۱۶	۲۷/۲	۲۶/۰۳	۲۶/۴۸	۲۶/۴۴
MnO	۴/۸۱	۴/۳۶	۴/۳۱	۴/۱۸	۳/۰۱	۲/۰۹	۱/۱۵	۱/۰۵
MgO	۲/۰۱	۱/۶۴	۱/۸۶	۲/۱۴	۲/۵۶	۴/۰۵	۳/۹۹	۴/۲۱
CaO	۱۰/۱۷	۹/۶۵	۸/۸۹	۸/۳۵	۸/۳۰	۸/۵۷	۸/۲۵	۹/۵۴
Total	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۰۷	۹۹/۸۶	۹۹/۷۲	۹۹/۹۴	۱۰۰/۱۹	۹۹/۸۵	۹۹/۷۸
Spessartine (%)	۱۰/۷۷	۹/۸۰	۹/۷۰	۹/۴۲	۶/۷۶	۴/۶۳	۲/۵۴	۲/۳۲
Pyrope (%)	۷/۹۲	۵/۷۱	۷/۳۶	۸/۴۷	۸/۵۲	۱۳/۴۲	۱۵/۵۹	۱۵/۴۹
Almandine (%)	۵۱/۵۸	۵۶/۰۱	۵۶/۶۲	۵۷/۰۶	۵۹/۰۵	۵۶/۱۵	۵۶/۸۷	۵۳/۶۲
Grossular (%)	۲۷/۴۷	۲۵/۸۱	۲۴/۴۷	۲۳/۴۸	۲۱/۱۹	۲۲/۴۹	۲۲/۶۲	۱۹/۸۰
Andradite (%)	۰/۷۴	۱/۳۲	۰	۰	۱/۸۴	۰/۹۲	۰	۶/۴



ب



الف

شکل ۴-۳- الف- نمودار مثلثی اعضاء نهایی Grs-(Alm+Spss)-Pyr و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن.
ب- نیمرخ یا پروفیل ترکیبی گارنت‌های متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها از هسته به حاشیه.

۴-۲-۴- محاسبه دما و فشار

متبازیت‌های مجموعه دوچاه با طیف ترکیبی گسترده آمفیبول‌ها، ترکیب پلاژیوکلاز و مجموع کانی‌های همزیست این سنگ‌ها همگی نشان‌دهنده تشکیل آنها در طیف وسیعی از شرایط دما و فشار می‌باشد. در

طول دهه‌های گذشته، معادلات تجربی فراوانی بر پایه روش‌های ترمودینامیکی جهت برآورد دما و فشار متبازیت‌ها ارائه شده‌اند که از آن جمله می‌توان به دما - فشار سنجی بر اساس ترکیب آمفیبول و دما- فشار سنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز اشاره کرد.

۴-۲-۴-۱- دما- فشارسنجی آمفیبول

آمفیبول یکی از کانی‌های اصلی متبازیت‌ها را تشکیل می‌دهد. این کانی در طیف وسیعی از دماها (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشارها (از ۱ تا ۲۳ کیلو بار) پایدار است (لیک، ۱۹۶۵). همچنین این کانی به دلیل فرمول شیمیایی متغیری که دارد از نظر بار الکتریکی و شعاع یونی، عناصر مختلفی را می‌تواند در ساختار خود جای دهد. بین اجزای تشکیل دهنده آمفیبول‌ها، عناصری چون Na, Al, Ti و Ca وجود دارند که نسبت به تغییر فشار و دما فوگاسیته اکسیژن حساس هستند.

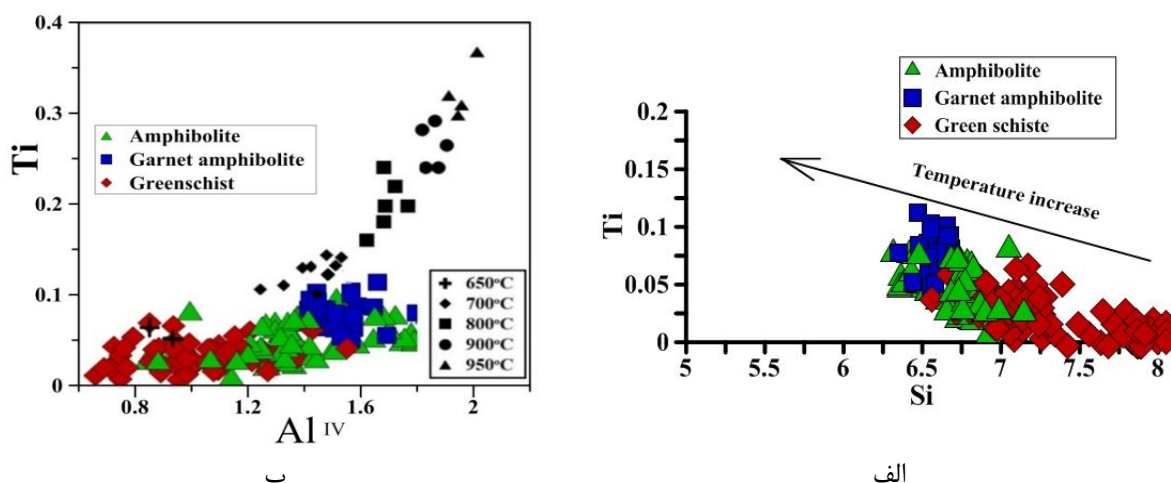
الف- دماسنجی آمفیبول

از روش‌های موجود برای دماسنجی می‌توان به دماسنجی بر مبنای تغییرات Al^{IV} در برابر Ti اشاره کرد. Al^{IV} در آمفیبول‌ها تابع دما است، طوری که به ازای هر صد درجه سانتیگراد دما، تقریباً $0/3$ بر مقدار کاتیونی Al^{IV} اضافه می‌شود (دیبر و همکاران، ۱۹۶۶). مقدار Ti نیز تابع دما است و با افزایش دما در آمفیبول‌ها مقدار آن افزایش می‌یابد بنابراین مقدار تیتانیوم موجود در آمفیبول‌ها نیز می‌تواند به عنوان یک دماسنج، دمای تشکیل آمفیبول‌ها را بیان کند (دیبر و همکاران، ۱۹۶۶). به عقیده همستروم و زن^۱ (۱۹۸۶) مقدار Ti موجود در آمفیبول تابع عوامل دیگری همچون حضور فازهای تیتانیوم‌دار در سنگ مانند تیتانیت و ایلمنیت نیز می‌باشد. به نظر نامبردگان عوامل یاد شده به کاهش مقدار عنصر Ti در ساختار کانی آمفیبول منجر می‌شود. بنابراین افزایش مقدار Ti، همراه با کاهش مقدار عنصر Si موجود در ترکیب آمفیبول، روند افزایش دمای دگرگونی را نشان می‌دهد. در نمودار تغییرات Si-Ti (کوپر و لورینگ^۲، ۱۹۷۰)، آمفیبول‌های آنالیز شده با روند افزایش دمای ذکر شده منطبق هستند (شکل ۴-۴-الف). در نمودار Al^{IV} در

1. Hammarstrom & Zen

2. Cooper & Lovering

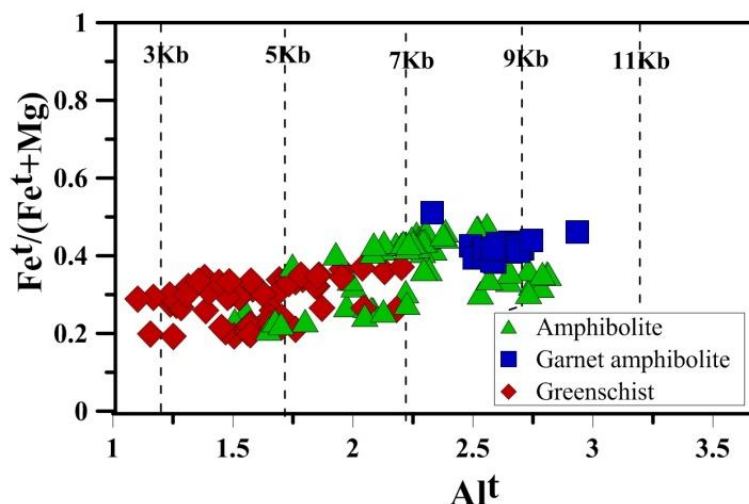
برابر Ti (ارنست و لیبو^۱، ۱۹۹۸)، که جهت تعیین دمای آمفیبولیت‌ها طراحی شده است، آمفیبول‌های آنالیز شده از آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه در محدوده دمایی ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۴-ب).



شکل ۴-۴- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه در الف - نمودار تغییرات Si در برابر Ti (کوپر و لورینگ، ۱۹۷۰). ب- نمودار Al^{IV} در برابر Ti (ارنست و لیبو، ۱۹۹۸).

ب- فشارسنجی آمفیبول

Al^{VI} و Al^I مبنای فشارسنجی در آمفیبول‌ها محسوب می‌شوند. مقدار Al^{VI} در آمفیبول‌ها، با بالا رفتن فشار، افزایش می‌یابد. مقدار Al^I در آمفیبول‌ها نیز تابع غلظت Al در سنگ مادر نیست بلکه تابع فشار حاکم بر محیط تشکیل آمفیبول‌ها است. در نمودار Fe^I/Fe^I+Mg در برابر Al^I (اشمیت^۲، ۱۹۹۲)، آمفیبول‌ها در محدوده فشارهای حدود ۳ تا ۱۰ کیلو بار قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۵). در این نمودار فشار حاکم بر محیط تشکیل آمفیبول‌ها همراه با پیشرفت دگرگونی افزایش نشان می‌دهد، به طوری که آمفیبول‌های متعلق به شیست‌های سبز در محدوده فشار حدود ۳ تا ۷ کیلو بار، آمفیبول‌های متعلق به آمفیبولیت‌ها در محدوده فشار ۴ تا ۹/۵ کیلو بار و آمفیبول‌های متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها در محدوده فشار حدود ۷/۵ تا ۱۰ کیلو بار قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۵- نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^t (اشمیت، ۱۹۹۲) که فشار تشکیل آمفیبول‌های موجود در متابازیت‌های مجموعه دوچاه را نشان می‌دهد.

خلاصه‌ای از میانگین فشارهای محاسبه شده با استفاده از روش‌های فشارسنجی متداول، برای متابازیت‌های مجموعه دوچاه در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

جدول ۴-۵- میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل متابازیت‌های دوچاه با استفاده از روش‌های مرسوم فشارسنجی آمفیبول.

روش فشارسنجی	معادله فشارسنجی	میانگین فشار (Kba)
Hammarstrom & Zen, 1986	$P(\pm 3\text{Kbar}) = -3.92 + 5.03Al(\text{total})$	6.6
Hollister et al., 1987	$P(\pm 0.6\text{Kbar}) = -3.01 + 4.76Al(\text{total})$	7.0
Johnson & Rutherford, 1989	$P(\pm 1\text{Kbar}) = -4.76 + 5.64Al(\text{total})$	7.1
Schmidt, 1992	$P(\pm 0.5\text{Kbar}) = -3.46 + 4.23Al(\text{total})$	5.4

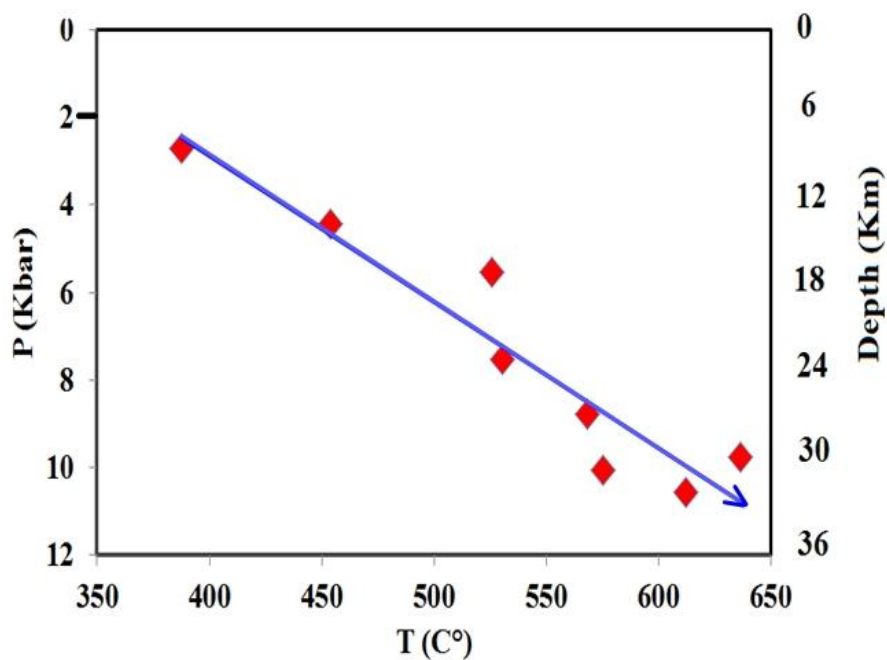
۴-۲-۴- دما- فشارسنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز

این نوع دما و فشار سنجی بر اساس توزیع یون‌های Si, Al, Ca, Na و K بین زوج کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول دارای تعادل کانی‌شناسی و ترمودینامیک، انجام می‌شود. محدوده دماهای محاسبه شده به روش هلند و بلوندی^۱ (۱۹۹۴)، برای متابازیت‌های مجموعه دوچاه ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۷ تا ۱۱ کیلو بار می‌باشد (جدول ۴-۶). تغییر و تحولات دگرگونی متابازیت‌ها شامل تغییر ترکیب آمفیبول‌ها، از ترمولیت و آکتینولیت تا چرماکیت، تغییر ترکیب پلاژیوکلاز از آلبیت تا آندزین و مجموع کانی‌های همزیست این سنگ‌ها، موید تشکیل آنها در طیف وسیعی از شرایط دما و فشار می‌باشد. نمودار تغییرات دما در مقابل

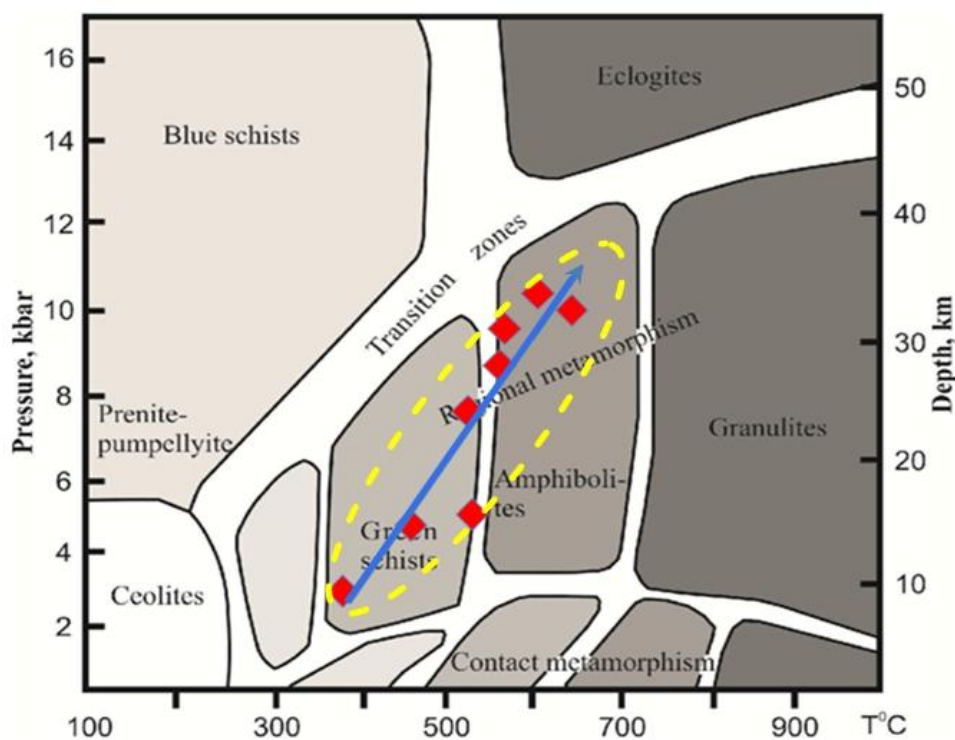
فشار و عمق برای متابازیت‌های دوچاه ترسیم‌شده است (شکل ۴-۶). همچنین مقادیر دما و فشارهای برآورد شده، بر روی نمودار دامنه تغییرات دما- فشار رخساره‌های دگرگونی یاردلی و همکاران (۱۹۹۱) نشان داده شده است (شکل ۴-۷). مقادیر دما- فشار برآورد شده، نشان می‌دهد که دگرگونی تحت شرایط دما- فشار رخساره‌های شیت‌سبز و آمفیبولیت روی داده است. همچنین نشان می‌دهد که تغییرات از یک روند خطی صعودی تبعیت می‌کند. این روند با شیب زمین‌گرمایی دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین هماهنگ و سازگار است. این نتیجه‌گیری با نتایج بررسی متابازیت‌های مجموعه‌های دگرگونی همجوار به سن نئوپروتروزوئیک پسین مطابقت دارد (جدول ۴-۷ و شکل ۴-۸).

جدول ۴-۶- نتایج دما - فشار سنجی زوج آمفیبول (هورنبلند) - پلاژیوکلاز.

Point	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50.52	59.51	49.19	47.06	46.05	46.26	45.19	44.94
TiO ₂	0.38	0.18	0.75	0.38	0.69	0.86	0.69	0.71
Al ₂ O ₃	10.0	0.50	10.35	12.21	13.42	14.94	15.73	15.19
FeO*	8.144	3.85	13.03	14.37	14.99	12.53	13.11	11.13
MgO	15.22	21.62	11.69	10.40	9.29	9.86	9.57	11.53
MnO	0.11	0.17	0.25	0.05	0.28	0.11	0.14	0.39
CaO	10.89	11.11	11.03	10.99	11.26	10.12	10.79	10.95
Na ₂ O	1.71	0.35	1.45	1.60	1.68	1.81	1.86	2.54
K ₂ O	0.13	0.06	0.14	0.34	0.45	0.53	0.34	0.4
XAb	0.956	0.99	0.775	0.823	0.784	0.704	0.694	0.759
XAn	0.043	0.00	0.215	0.173	0.215	0.296	0.3	0.235
T (C) HB ₂	387.63	453.8	525.66	530.38	568.18	575.51	612.37	636.63
P(Kb) HB ₂	2.71	4.45	5.55	7.52	8.77	10.07	10.56	9.77



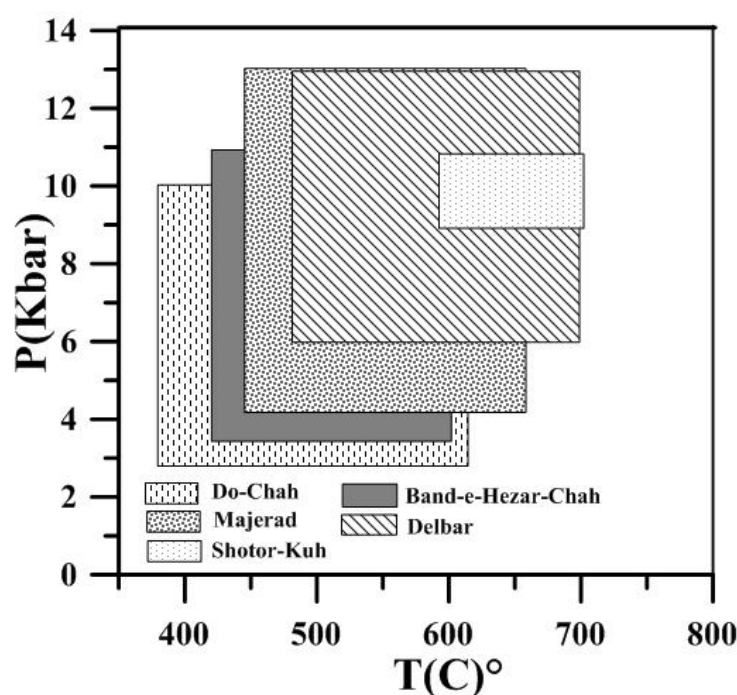
شکل ۴-۶- نمودار تغییرات دما در مقابل فشار و عمق. محور قائم که معرف تغییرات فشار است به صورت معکوس طراحی شده است تا مفهوم بهتری از این نمودار استنباط شود. در واقع افزایش دما با افزایش فشار و عمق متناسب است.



شکل ۴-۷- نمودار نشان‌دهنده دامنه تغییرات دما- فشار متابازیت‌های مجموعه دوچاه بر روی نمودار پتروژنتیک (اقتباس از یاردلی و همکاران ۱۹۹۱).

جدول ۴-۷- محدوده‌های دماها و فشارهای بدست آمده برای متابازیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار در جنوب شرق شاهرود.

نام مجموعه	دامنه تغییرات دما (°C)	دامنه تغییرات فشار (Kbar)	مرجع
دوچاه	۳۸۷ - ۶۳۶	۲/۷ - ۱۱	پژوهش پیش‌رو
ماجراد	۴۵۴ - ۶۶۲	۴ - ۱۳	ویس کرمی (۱۳۹۷)
شترکوه	۶۰۲ - ۷۱۱	۹ - ۱۱	شکاری (۱۳۹۷)
بندهزارچاه	۴۲۹ - ۶۰۸	۳/۳۱ - ۱۱/۲	حسینی (۱۳۹۵)
دلبر	۴۸۶ - ۷۰۶	۶ - ۱۳	بلاغی‌اینالو (۱۳۹۴)



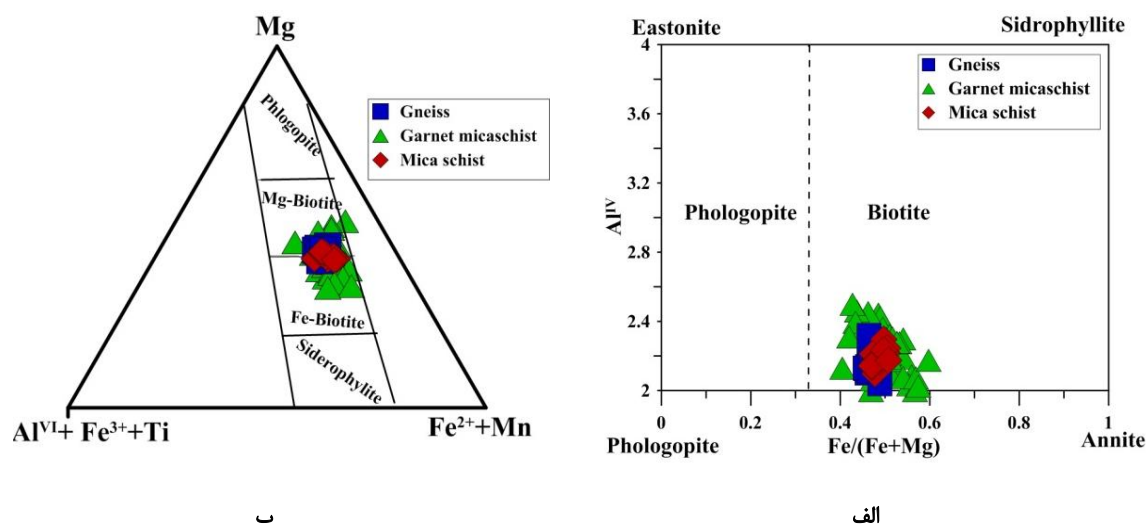
شکل ۴-۸- نمودار تغییرات دما در مقابل فشار بدست آمده برای متابازیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار. در مجموع این داده‌ها همدیگر را تایید می‌کنند و با شواهد صحرایی سازگار هستند.

۴-۳- بررسی شیمی کانی‌های شاخص سازنده متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها در مجموعه دوچاه شامل فیلیت، میکا شیست، گارنت میکاشیست، کلریتوئید شیست و گنیس می‌باشند. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و برآورد دما و فشار تشکیل متاپلیت‌ها این سنگ‌ها در مسیر دگرگونی، کانی‌های بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار، گارنت، کلریتوئید و کلریت مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها در جداول ۴-۸ تا ۴-۱۳ آورده شده است.

۴-۳-۱- بیوتیت

با توجه به طبقه بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) برای رده‌بندی میکاها، در نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ بیوتیت‌های موجود در میکا شیسست‌ها، گارنت میکا شیسست‌ها و گنیس‌های مجموعه دوچاه در محدوده ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند و همگی از نوع بیوتیت هستند و در ضمن مقدار نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ بین ۰/۴ تا ۰/۶ متغیر است (شکل ۴-۹-الف). همچنین طبق رده بندی فوستر^۱ (۱۹۶۰)، بیوتیت‌های آنالیز شده، در دو گروه بیوتیت‌های منیزیم‌دار و آهن‌دار جای گرفته‌اند با این وجود، به سمت بیوتیت‌های آهن‌دار تمایل بیشتری نشان می‌دهند (شکل ۴-۹-ب).



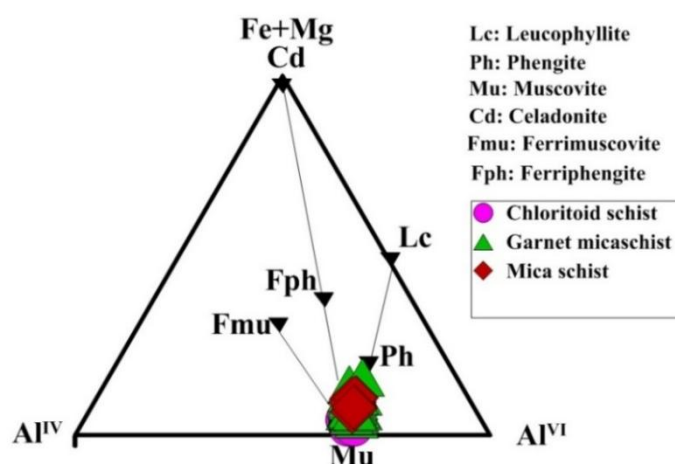
شکل ۴-۹- نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها: الف- نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ برای رده‌بندی میکاها (دییر و همکاران، ۱۹۹۲). ب- نمودار مثلثی $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) - Mg - (Fe^{2+} + Mn)$ (فوستر، ۱۹۶۰).

جدول ۴-۸- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از بیوتیت‌های متاپلیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۱۱ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	gneiss			mica schist			garnet micaschist		
Points	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۳۸/۶۴	۴۰/۱۷	۳۹/۵۶	۳۸/۱۰	۳۹/۱۶	۳۸/۴۳	۳۹/۷۹	۳۹/۸۱	۴۰/۰۳
TiO ₂	۱/۸۲	۱/۷۰	۱/۶۸	۱/۸۱	۱/۷۱	۱/۷۳	۱/۹۳	۱/۹۰	۱/۸۹
Al ₂ O ₃	۱۷/۱۶	۱۷/۲۲	۱۶/۹۶	۱۶/۴۶	۱۶/۸۸	۱۶/۲۰	۱۷/۰۳	۱۷/۶۹	۱۷/۵۴
FeO	۱۷/۱۸	۱۷/۰۶	۱۶/۸۰	۱۸/۵۸	۱۷/۳۳	۱۶/۲۰	۱۷/۳۸	۱۶/۹۰	۱۶/۹۷
MnO	۰/۴۰	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۰	۰/۱۸	۰/۳۲	۰/۱۳	۰/۴۲	۰/۰۹
MgO	۱۰/۹۵	۱۱/۰۷	۱۰/۹۰	۱۰/۳۷	۱۰/۸۱	۱۰/۰۶	۱۰/۷۶	۱۰/۴۲	۱۰/۲۴
CaO	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۳۳	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۵۰	۰/۲۴	۰/۴۸	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۶
K ₂ O	۸/۶۲	۹/۳۵	۹/۲۱	۹/۳۰	۹/۲۳	۹/۴۶	۹/۵۵	۹/۳۸	۹/۷۷
Total	۹۴/۹۶	۹۷/۰۳	۹۵/۵۷	۹۵/۷۴	۹۵/۷۰	۹۵/۷۱	۹۶/۸۱	۹۶/۷۷	۹۶/۷۹
Si	۵/۷۸	۵/۸۷	۵/۸۷	۵/۷۴	۵/۸۳	۵/۸۰	۵/۸۵	۵/۸۴	۵/۸۷
Ti	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱
Al ^{IV}	۲/۲۲	۲/۱۵	۲/۱۳	۲/۲۶	۲/۱۷	۲/۲۰	۲/۱۵	۲/۱۶	۲/۱۳
Al ^{VI}	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۶۶	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۸۰	۰/۹۰	۰/۹۱
Fe ²⁺	۲/۱۵	۲/۰۹	۲/۰۷	۲/۳۴	۲/۱۶	۲/۳۷	۲/۱۴	۲/۰۷	۲/۰۸
Mn	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱
Mg	۲/۴۴	۲/۴۱	۲/۴۰	۲/۳۳	۲/۴۰	۲/۲۶	۲/۳۶	۲/۲۸	۲/۲۴
Ca	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Na	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷
K	۱/۶۴	۱/۷۴	۱/۷۰	۱/۷۹	۱/۷۵	۱/۸۲	۱/۷۹	۱/۷۵	۱/۸۳
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۵۳۲	۰/۵۲

۴-۳-۲- مسکوویت‌ها

این کانی دارای فرمول عمومی $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ می‌باشد. مسکوویت‌های آنالیز شده موجود در کلریتوئید شیست‌ها در نمودار فینسترا^۱ (۱۹۹۶)، در قطب مسکوویت ترسیم شده‌اند. مسکوویت‌های آنالیز شده از میکا شیست‌ها و گارنت شیست‌ها در قطب مسکوویت و مسکوویت‌های متمایل به فنریت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰- نمودار تعیین ترکیب مسکوویت‌ها (فینسترا، ۱۹۹۶)، مسکوویت‌های آنالیز شده در قطب مسکوویت و مسکوویت‌های متمایل به فنژیت قرار گرفته‌اند.

جدول ۴-۹- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از مسکوویت‌های متاپلیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۲۲ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	Chloritoid schist			mica schist			garnet micaschist		
SiO ₂	۴۵/۲۶	۴۵/۵۲	۴۵/۲۳	۴۸/۵۲	۴۸/۰۹	۴۷/۹۰	۴۸/۵۱	۴۸/۳۸	۴۹/۰۵
TiO ₂	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۳۲	۰/۷۱	۰/۵۳	۰/۴۱	۰/۳۳	۰/۵۸	۰/۲۶
Al ₂ O ₃	۳۶/۸۷	۳۶/۱۸	۳۶/۴۷	۳۱/۹۹	۳۲/۶۳	۳۱/۵۱	۳۲/۶۸	۳۱/۳۳	۳۳/۳۹
FeO	۱/۳۱	۱/۷۶	۱/۴۵	۱/۹۶	۱/۸۹	۲/۵۰	۱/۷۳	۲/۹۷	۱/۷۲
MnO	۰/۰۹	۰/۲۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۰
MgO	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۵۲	۱/۴۹	۱/۱۳	۱/۴۸	۱/۳۱	۱/۶۷	۰/۰۰
CaO	۰/۲۶	۰/۰۴	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۲۱	۰/۰۰
Na ₂ O	۱/۲۱	۱/۴۲	۱/۳۰	۰/۹۹	۱/۲۰	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۱۵	۰/۴۴
K ₂ O	۹/۴۵	۹/۴۲	۹/۴۰	۹/۳۳	۹/۶۵	۱۰/۸۷	۱۰/۹۰	۱۰/۹۴	۱۰/۰۱
Total	۹۴/۹۳	۹۴/۸۶	۹۴/۹۸	۹۵/۲۱	۹۵/۲۸	۹۵/۳۲	۹۵/۹۱	۹۶/۲۲	۹۵/۹۶
Si	۶/۰۳	۶/۰۹	۶/۰۳	۶/۴۴	۶/۴۰	۶/۴۳	۶/۴۳	۶/۴۴	۶/۴۵
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳
Al ^{IV}	۱/۹۷	۱/۹۱	۱/۹۷	۱/۵۶	۱/۶۰	۱/۵۷	۱/۵۷	۱/۵۶	۱/۵۵
Al ^{VI}	۳/۸۲	۳/۷۹	۳/۷۶	۳/۴۵	۳/۵۱	۳/۴۱	۳/۳۳	۳/۳۵	۳/۶۲
Fe ²⁺	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۱۹	۰/۳۳	۰/۱۹
Mn	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Mg	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۳۳	۰/۲۰
Ca	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰
Na	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۱۱
K	۱/۶۱	۱/۶۱	۱/۶۰	۱/۵۸	۱/۶۴	۱/۸۶	۱/۸۴	۱/۸۶	۱/۶۸

۴-۳-۳- گارنت‌ها

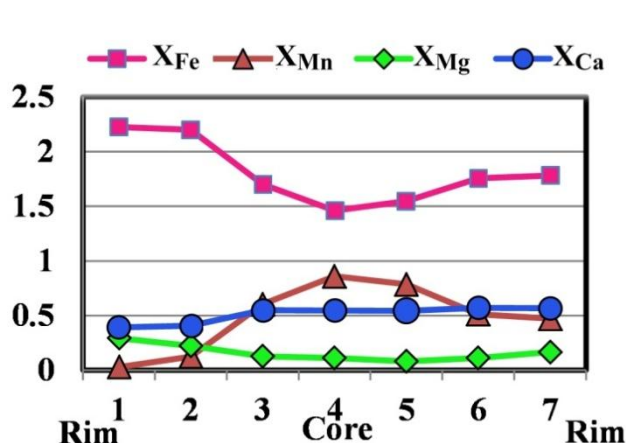
ترکیب گارنت در گارنت میکا شیست‌ها به صورت $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ نشان داده می‌شود. با این وجود Fe^{3+} در مقادیر کم به صورت جانشینی با Al در ترکیب گارنت حضور دارد. ترکیب گارنت‌های متعلق به گارنت میکا شیست‌های مجموعه دوچاه، بر حسب اعضای انتهایی آنها به صورت Grs₈₋₁₈, Pyr₂₋₄₉, Alm₃₄₋₇₆ و Sp₉₋₂₉ می‌باشد. موقعیت نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودار مثلثی پیروپ-آلماندین+اسپسارتین-گروسولار ترسیم شده است (شکل ۴-۱۱-الف). منطقه‌بندی گارنت یکی از مهم‌ترین معیارها، جهت درک تاریخچه رشد این کانی و سنگ‌های دگرگونی است (ویتنی^۱ و همکاران، ۲۰۱۰؛ دزیگل^۲ و همکاران، ۲۰۰۹). به طور کلی توسعه منطقه‌بندی در گارنت با هسته‌های غنی از Mn و مقادیر بالای Fe و Mg در حاشیه‌ها مشخص می‌شود (یاردلی^۳، ۱۹۷۷؛ ترسی^۴، ۱۹۸۶؛ آزوموف و شلوکنبورگ^۵، ۱۹۹۵؛ آینوای و توریومی^۶، ۲۰۰۴؛ قاسمی ۱۳۹۵).

نیمرخ‌های ترکیبی کسر مولی اجزاء سازنده گارنت‌ها، کلسیم، منیزیم، منگنز و آهن در شکل ۴-۱۱-ب را نشان داده شده‌اند. بررسی روند تغییرات X_{Mg} و X_{Ca} ، X_{Mn} ، X_{Fe} به طور همزمان، رفتار دقیقاً وارونه‌ای را برای برخی از آنها، نشان می‌دهند. مقدار X_{Fe} از هسته به سمت حاشیه به طور محسوس افزایش یافته است در مقابل X_{Mn} کاهش محسوس را نشان می‌دهد. همچنین X_{Mg} از هسته به سمت حاشیه روند افزایشی نشان می‌دهد و در مقابل X_{Ca} روند کاهشی دارد. این روندهای معکوس از این امر حکایت می‌کند که این عناصر در ساختار مولکولی گارنت‌های مورد مطالعه به صورت محلول جامد جایگزین یکدیگر شده‌اند. از تغییراتی که در کسر مولی اجزاء مشاهده می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که در طی رشد گارنت و افزایش درجه دگرگونی، مقادیر آهن و منیزیم یا به عبارتی X_{Fe} و X_{Mg} گارنت‌ها افزایش یافته و در مقابل مقادیر کلسیم و منگنز یا به عبارتی X_{Ca} و X_{Mn} کاهش یافته است. این تغییرات در مجموع بیانگر افزایش دما و فشار در طی دگرگونی پیشرونده و رشد بلورهای گارنت می‌باشد.

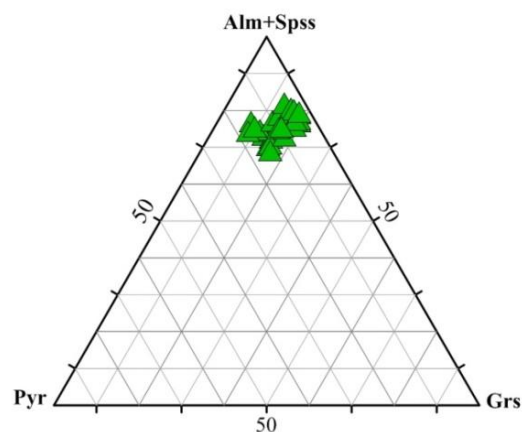
1. Whitney
2. Dziggel
3. Yardley
4. Tracy
5. Azomov & Shlukenberg
6. Inui & Toriumi

جدول ۴-۱۰- نتایج آنالیز مایکروپروب گارنت‌های متعلق به گارنت میکا شایست‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۱۲ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	garnet micaschist						
Points	Rim	Core					Rim
SiO ₂	۳۶/۵۹	۳۶/۷۳	۳۷/۰۲	۳۷/۱۸	۳۷/۲۴	۳۷/۲۵	۳۷/۴۱
Al ₂ O ₃	۲۲/۱۰	۲۱/۶۰	۲۱/۳۳	۲۰/۷۷	۲۰/۶۴	۲۱/۰۱	۲۱/۰۴
FeO	۳۳/۷۷	۳۳/۴۰	۲۵/۳۲	۲۲/۱۱	۲۳/۱۰	۲۶/۴۳	۲۶/۵۱
MnO	۰/۴۳	۱/۸۴	۸/۸۶	۱۲/۵۷	۱۱/۴۷	۷/۵۲	۶/۹۳
MgO	۲/۴۷	۱/۸۷	۱/۰۶	۰/۹۴	۰/۶۹	۰/۹۳	۱/۳۸
CaO	۴/۵۸	۴/۷۳	۶/۳۶	۶/۳۱	۶/۲۹	۶/۶۲	۶/۵۸
Total	۱۰۰/۱۷	۱۰۰/۲۴	۱۰۰/۱۳	۹۹/۹۶	۹۹/۹۸	۱۰۰/۰۷	۱۰۰/۱
Spessartine (%)	۰/۹۸	۴/۱۷	۲۰/۱۳	۲۸/۶۶	۲۶/۱۶	۱۷/۰۸	۱۵/۷۳
Pyrope (%)	۹/۸۲	۷/۴۶	۴/۲۴	۳/۷۶	۲/۷۵	۳/۷۳	۵/۵۳
Almandine (%)	۷۴/۱۷	۷۳/۲۹	۵۶/۶۷	۴۸/۶۶	۵۱/۵۱	۵۸/۵۲	۵۹/۳۷
Grossular (%)	۱۲/۳۸	۱۳/۳۶	۱۷/۷۱	۱۷/۷۳	۱۷/۶۴	۱۸/۸۲	۱۸/۶۲



ب



الف

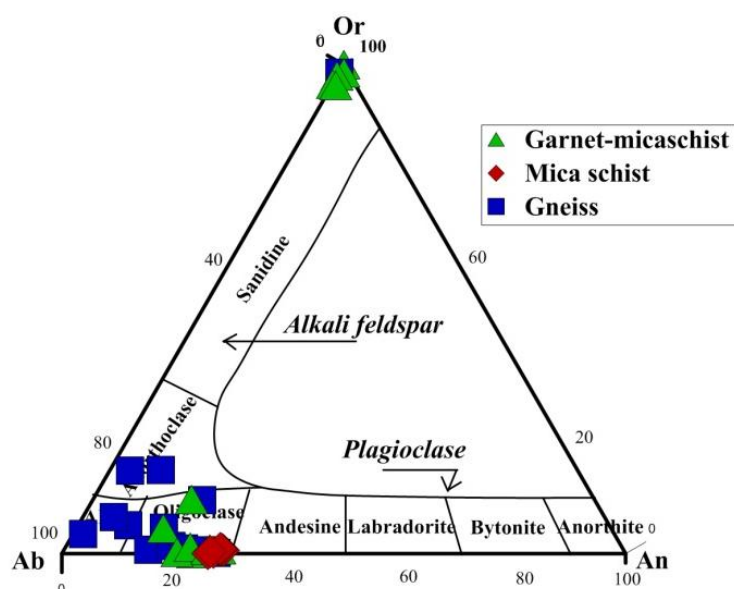
شکل ۴-۱۱- الف- نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Alm-Sps-Pyr و ب- نیمرخ‌های ترکیبی یک نمونه گارنت متعلق به گارنت میکا شایست‌ها که به روش آنالیز نقطه‌ای مورد تجزیه قرار گرفته است. این تغییرات از حاشیه یک سوی بلور تا حاشیه سوی دیگر آن مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۳-۴- فلدسپارها

موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازهای آنالیز شده از میکا شیست‌ها، گارنت میکا شیست‌ها و گنیس‌ها در نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (دیر، و همکاران، ۱۹۶۶) ترسیم شده است (شکل ۴-۱۲). ترکیب آلکالی فلدسپارها عمدتاً ارتوزی و ترکیب پلاژیوکلازها عمدتاً آلبیتی و الیگوکلازی است.

جدول ۴-۱۱- نتایج آنالیز میکروپروب تعدادی از فلدسپارهای متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوجاه که بر اساس ۸ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	mica schist			garnet micaschict			gneiss		
Points	rim	inter	core	rim	inter	core	rim	inter	core
SiO ₂	۶۱/۸۰	۶۱/۲۴	۶۱/۵۰	۶۴/۶۶	۶۴/۷۵	۶۴/۶۲	۶۲/۲۴	۶۲/۹۳	۶۱/۸۷
Al ₂ O ₃	۲۴/۱۸	۲۴/۵۸	۲۴/۱۸	۱۸/۲۲	۱۸/۴۰	۱۸/۵۱	۲۳/۷۲	۲۲/۶۴	۲۴/۰۱
FeO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۷	۰/۰۳
CaO	۵/۴۵	۵/۸۶	۵/۵۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴	۵/۲۷	۴/۰۸	۵/۲۹
Na ₂ O	۸/۶۴	۸/۲۷	۸/۵۴	۰/۲۶	۰/۴۴	۰/۴۰	۸/۶۵	۸/۰۸	۸/۶۲
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۶	۱۶/۴۹	۱۶/۲۳	۱۶/۲۴	۰/۰۸	۱/۹۲	۰/۱۱
Total	۱۰۰/۰۸	۱۰۰/۰۸	۹۹/۸۵	۹۹/۶۳	۹۹/۸۲	۹۹/۹۱	۹۹/۹۶	۹۹/۹۲	۹۹/۹۳
Or (K)	۰/۰۶	۰/۹۰	۰/۳۴	۹۷/۶۷	۹۶/۰۳	۹۵/۷۲	۰/۴۶	۱۰/۸۷	۰/۶۰
Ab (Na)	۷۴/۱۳	۷۱/۲۰	۷۳/۴۹	۲/۳۳	۳/۹۷	۳/۵۸	۷۴/۴۷	۶۹/۶۸	۷۴/۲۴
An	۲۵/۸۱	۲۷/۹۰	۲۶/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۷۰	۲۵/۰۷	۱۹/۴۵	۲۵/۱۷



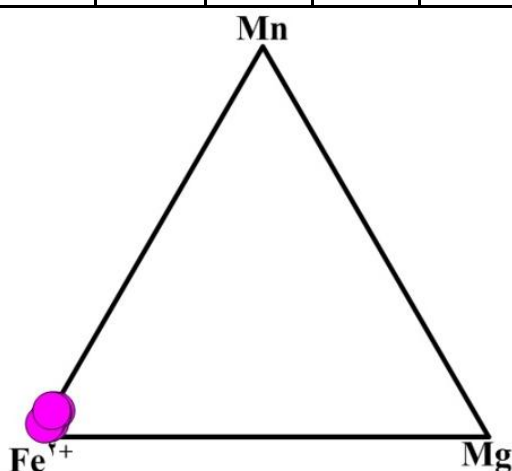
شکل ۴-۱۲- نمودار سه‌تایی Ab - Or - An (دیر، ۱۹۹۲) و موقعیت ترکیبی فلدسپارهای آنالیز شده بر روی آن.

۴-۳-۵- کلریتوئید

فرمول کلریتوئید $(\text{Fe, Mg, Mn})_2(\text{Al, Fe}^{3+})\text{Al}_3\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$ می‌باشد. بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای، کلریتوئیدهای مورد مطالعه در نمودار Mn-Mg-Fe^{2+} نزدیک به قطب کلریتوئیدهای سرشار از آهن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۳).

جدول ۴-۱۲- نتایج آنالیز مایکروپروب کلریتوئیدهای متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۱۲ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

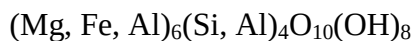
Points	rim	inner		core
SiO ₂	۲۴/۷۶	۲۵/۵۰	۲۲/۵۵	۲۴/۹۷
TiO	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۱۲	۰/۰۰
Al ₂ O	۴۳/۱۴	۴۲/۵۳	۴۳/۰۲	۴۳/۰۵
FeO	۲۷/۸۷	۲۲/۸۹	۲۸/۴۴	۲۷/۶۶
MnO	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۲۴
MgO	۰/۸۸	۰/۹۹	۰/۸۴	۱/۰۷
K ₂ O	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۷
Total	۹۹/۱۴	۹۹/۳۵	۹۹/۱۶	۹۸/۰۶
Si	۱/۹۷	۲/۰۱	۱/۹۶	۱/۹۹
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Al	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۱
Fe ⁺²	۱/۸۶	۱/۷۸	۱/۹۱	۱/۸۵
Mn	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۳
Mg	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲
K	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱



شکل ۴-۱۳- نمودار سه تایی Mn-Mg-Fe^{2+} و موقعیت قرارگیری کلریتوئیدهای آنالیز شده بر روی آن.

۴-۳-۶- کلریت

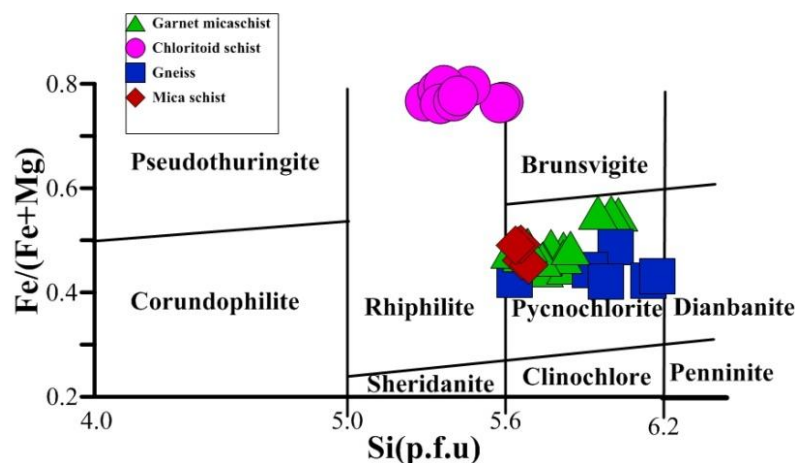
کلریت‌ها از مهم‌ترین گروه فیلوسیلیکات‌های سنگ‌ساز هستند. فرمول کلی آنها به صورت زیر می‌باشد:



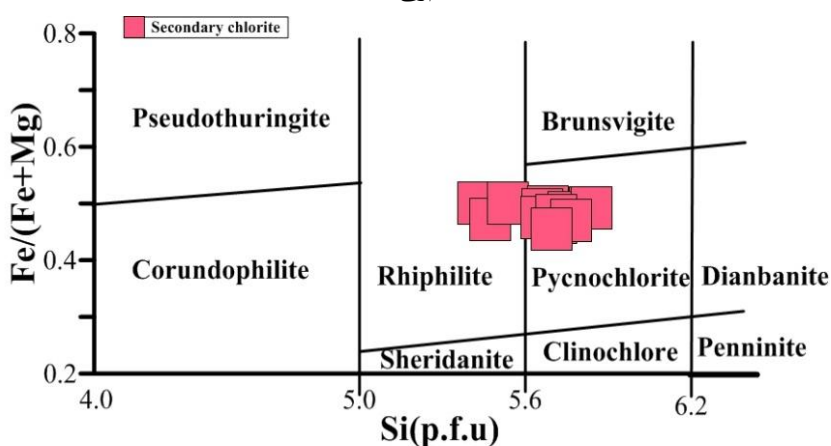
گروه کلریت محدوده ترکیبی وسیعی را نشان می‌دهد که می‌تواند منعکس کننده شرایط فیزیکوشیمیایی کانی‌هایی باشد که از آن به وجود آمده است (کاتلینو، ۱۹۸۸). کلریت‌ها به صورت اولیه و ثانویه در نمونه‌های مورد مطالعه حضور دارند. بارزترین شاهد دگرگونی پسروده، کلریتی‌شدن بیوتیت و گارنت است. براساس نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در مقابل Si (هی^۱، ۱۹۵۴)، کلریت‌های آنالیز شده متعلق به کلریتوئید شیست‌ها از نوع ریپیدولیت و کلریت‌های آنالیز شده در میکا شیست‌ها، گارنت شیست‌ها و گنیس‌ها از نوع پیکنوکلریت هستند. کلریت‌های ثانویه موجود در متاپلیت‌ها از نوع پیکنوکلریت و ریپیدولیت می‌باشند (شکل ۴-۱۴ الف و ب).

جدول ۴-۱۳- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از کلریت‌های متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوجاه که بر اساس ۲۸ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	mica schist		garnet micaschist (patched)			Chloritoid schist		gneiss		
SiO ₂	۲۷/۶۹	۲۷/۶۹	۲۵/۹۸	۲۶/۳۹	۲۶/۷۲	۲۴/۲۴	۲۶/۱۲	۲۹/۱۹	۲۹/۲۵	۳۰/۴۹
TiO ₂	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۷	۰/۲۶	۰/۰۱	۰/۳۰	۰/۰۵	۰/۱۲
Al ₂ O ₃	۲۱/۱۴	۲۰/۸۶	۲۱/۹۹	۲۲/۲۷	۲۱/۸۰	۲۳/۰۶	۲۳/۲۰	۱۸/۶۹	۲۰/۴۷	۱۹/۱۸
Fe ₂ O ₃	۱/۴۷	۱/۴۵	۰/۳۲	۱/۱۳	۱/۵۳	۱/۸۳	۳/۲۶	۰/۷۳	۲/۵۱	۲/۴۵
FeO	۲۲/۰۸	۲۱/۶۸	۲۴/۴۸	۲۲/۴۲	۲۳/۰۴	۳۲/۳۰	۲۹/۵۳	۲۲/۳۴	۱۹/۵۷	۱۷/۹۶
MnO	۰/۲۳	۰/۵۹	۰/۵۴	۰/۸۰	۰/۲۳	۰/۳۰	۰/۰۶	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۳۵
MgO	۱۵/۵۶	۱۵/۸۶	۱۴/۱۵	۱۴/۹۵	۱۳/۹۷	۵/۹۶	۵/۷۷	۱۳/۸۳	۱۵/۶۴	۱۵/۷۸
CaO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۵۸	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۱	۰/۲۵
Na ₂ O	۰/۲۱	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۰۲	۰/۱۴
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۳۶	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۱۷	۰/۲۶	۲/۲۵	۰/۴۱	۱/۲۰
Total	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۰۸	۹۹/۷۱	۹۹/۷۱	۹۹/۹۲	۹۹/۶۶	۹۹/۶۸	۹۹/۶۸	۱۰۰/۲۷	۹۹/۸۷
Si	۵/۶۵	۵/۶۸	۵/۴۱	۵/۴۶	۵/۵۲	۵/۲۷	۵/۵۸	۶/۰۲	۵/۹۲	۶/۱۴
Al ^{IV}	۲/۳۵	۲/۳۲	۲/۵۹	۲/۵۴	۲/۴۸	۲/۷۳	۲/۴۲	۱/۹۸	۲/۰۸	۱/۸۶
Al ^{VI}	۲/۷۸	۲/۷۵	۲/۸۴	۲/۹۱	۲/۸۷	۳/۲۲	۳/۴۸	۲/۶۲	۲/۸۴	۲/۷۶
Ti	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲
Fe ³⁺	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۰۵	۰/۱۸	۰/۲۴	۰/۳۰	۰/۵۲	۰/۱۱	۰/۳۸	۰/۳۷
Fe ²⁺	۳/۷۸	۳/۷۲	۴/۲۷	۳/۸۸	۳/۹۸	۵/۸۸	۵/۲۷	۳/۸۵	۳/۳۱	۳/۰۳
Mn	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶
Mg	۴/۷۵	۴/۸۵	۴/۴۰	۴/۶۱	۴/۳۰	۱/۹۳	۱/۸۴	۴/۲۵	۴/۷۲	۴/۷۴
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۵
Na	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۲۳	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۱۱
K	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۱۹	۰/۰۴	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۱۴	۱/۱۸	۰/۲۱	۰/۶۲
T°C			۲۹۳/۴۷	۲۸۸/۸۸	۲۸۱/۷۰					



الف



ب

شکل ۴-۱۴- الف و ب- ترکیب شیمیایی کلریت‌های اولیه و ثانویه آنالیز شده متعلق به متاپلیت‌های مجموعه دوچاه در نمودار طبقه‌بندی کلریت‌ها (هی، ۱۹۵۴).

۴-۳-۷- دما-فشارسنجی متاپلیت‌ها

۴-۳-۷-۱- 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 زمین دماسنج مؤثر شناخته می‌شود (کواک^۱، ۱۹۶۸؛ روبرت^۲، ۱۹۷۶؛ دیمک^۳، ۱۹۸۳؛ پاتینو دوس^۴، ۱۹۹۳). علاوه بر دما، عوامل مؤثر دیگری مانند فشار، شیمی کانی بیوتیت و پاراژنز کانیایی بر میزان Ti

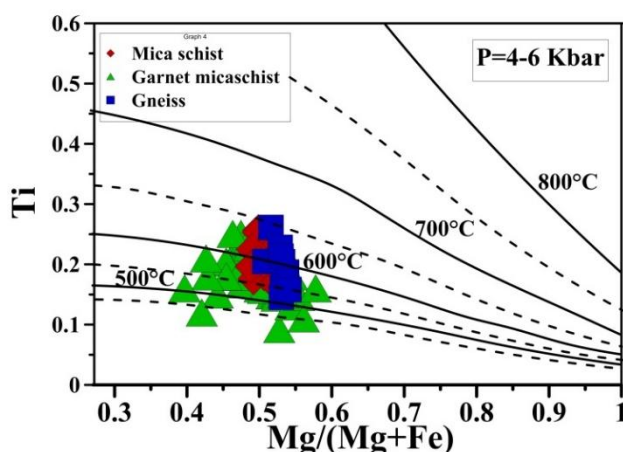
1. Kwak
2. Robert
3. Dymek
4. Patino Douce

تأثیرگذار می‌باشند (گوئیدوتی و ساسی^۱، ۲۰۰۲). دما بیشترین تأثیر را بر روی میزان Ti در بیوتیت دارد و با افزایش دما میزان Ti افزایش می‌یابد (هنری^۲ و همکاران، ۲۰۰۵).

دماهایی که بر اساس ژئوترمو متر Ti در تک کانی بیوتیت به دست می‌آید، بر اساس تصویرگیری مقادیر Ti و $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ یا بر اساس فرمول زیر قابل تخمین و محاسبه است (هنری و همکاران، ۲۰۰۵).

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

با استفاده از این روش، محدوده دمایی ۴۲۹ تا ۶۲۹ درجه سانتیگراد برای بیوتیت‌های آنالیز شده از متاپلیت‌های مجموعه دوجاه بدست آمد. نتایج حاصل از دماسنجی با استفاده از تک‌کانی بیوتیت بر روی شکل ۴-۱۵ و جداول ۴-۱۴ و ۴-۱۵ نشان داده شده است. روند افزایشی دما از میکا شیست‌ها به سمت گنیس‌ها مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۱۵- خطوط هم‌دمای ترسیم شده بر روی نمودار تعداد اتم‌های Ti در واحد ساختاری بیوتیت در مقابل $Mg\#$ (هنری و همکاران، ۲۰۰۵).

جدول ۴-۱۴- مقادیر $Ti(apfu)$ و $X(Mg)$ و نتایج دماسنجی

چند نقطه از بیوتیت‌های بررسی شده در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی دوجاه.

Points	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
Ti(apfu)	۰/۲۰۹	۰/۲۱۰	۰/۲۱۳	۰/۱۹۶	۰/۱۹۱	۰/۲۰۵	۰/۱۸۷	۰/۱۸۷	۰/۲۰۴
X(Mg)	۰/۵۱۸	۰/۵۲۴	۰/۵۲۵	۰/۴۸۸	۰/۵۲۶	۰/۴۹۹	۰/۵۳۶	۰/۵۳۶	۰/۵۳۲
دما (درجه سانتیگراد)	۶۰۵/۶۹	۶۰۸/۱۱	۶۱۱/۸۱	۵۸۵/۰۰	۵۹۰/۳۹	۵۹۷/۲۹	۵۸۸/۸۹	۵۸۸/۸۹	۶۰۵/۴۶

1.Guidotti & Sassi

2. Henry

جدول ۴-۱۵- حدهای بالا و پایین دمای تشکیل متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه

حد بالایی دما (درجه سانتیگراد)	حد پایینی دما (درجه سانتیگراد)	
۶۳۷	۵۶۰	Mica schist
۶۲۹	۴۲۹	Garnet micaschist
۶۴۶	۵۲۸	Gneiss

۴-۳-۷-۲- فشارسنجی متاپلیت‌ها

برخلاف گسترش زیاد متاپلیت‌های مجموعه دوچاه، تنوع کانی‌شناسی چندانی ندارند. نبود کانی‌هایی مانند آلومینوسیلیکات‌ها و استارولیت، به علت مقدار کم آلومینیم و آهن در سنگ والد متاپلیت‌های مجموعه دوچاه است و در واقع بخش وسیعی از سنگ‌های والد آنها پلیت واقعی نبوده و شبه پلیت یا نیمه‌پلیت بوده‌اند و در حوضه رسوبگذاری، لایه‌های کم وسعتی پلیت‌های واقعی وجود داشته است (تشکیل رخنمون‌های اندک کلریتوئید شایسته‌ها مربوط به این لایه‌ها می‌باشند). از آن جایی که متاپلیت‌ها متحمل دگرسانی شده‌اند و مجموعه کانیایی آنها (بیوتیت و گارنت) غالباً به کلریت و مسکوویت دگرسان شده‌اند، لذا آنها فاقد مجموعه کانیایی مناسب برای فشارسنجی هستند. ولی با توجه به مفهوم رخساره دگرگونی می‌توان دما- فشار تشکیل متابازیت‌ها (سنگ‌های همراه) را به شرایط دما و فشار متاپلیت‌ها نیز تعمیم داد. محدوده دمایی ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۷ تا ۱۱ کیلو بار برای توقف تبادلات ژئوشیمیایی و تعادل‌نهایی فازهای کانیایی متابازیت‌ها برآورد شده است. محدوده دمایی بدست آمده برای متابازیت‌ها، همخوانی قابل توجهی با نتایج بدست آمده برای متاپلیت‌ها (۴۲۹ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد) نشان می‌دهد. با توجه به طیف وسیع سنگ‌های متاپلیتی (فیلیت تا گنیس و رسیدن به ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیته‌ها) و همچنین فشارهای بدست آمده برای تشکیل متابازیت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که متاپلیت‌ها دگرگونی پیشرونده در حد رخساره شایسته‌سبز تا آمفیبولیت بالایی را متحمل شده‌اند.

نتایج دما - فشار سنجی متاپلیت‌های مجموعه دوچاه با نتایج به دست آمده از مناطق مجاور مانند مجموعه دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳)، شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷) و ماجراد همخوانی دارد و نشان‌دهنده بروز رخداد دگرگونی در حد رخساره شایسته‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشد.

۴-۳-۸- برآورد دما و فشار دگرگونی پسروده در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه

پس از پیشرفت دگرگونی و رسیدن تا مرحله ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها، در طی بالازدگی و قرارگیری آنها در نزدیکی سطح زمین، برخی از بیوتیت‌ها و گارنت‌های دمای بالا به کلریت و سرپسیت دمای پایین تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۱۵- الف). کلریت به عنوان زمین‌دماسنج، همواره به کار گرفته شده است زیرا ساختار و ترکیب شیمیایی کلریت می‌تواند شرایط تشکیل آن را منعکس کند (کاتلینیو و نیوا^۱، ۱۹۸۵). در واقع فاکتور اصلی که ترکیب کلریت را هم در محیط‌های دگرگونی و هم گرمایی کنترل می‌کند، دما است. به منظور تعیین دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی کلریت‌های جایگزین شده در بیوتیت‌ها و گارنت‌های متاپلیت‌های مجموعه دوچاه از روش (کاتلینیو و همکاران، ۱۹۸۵) و فرمول $T(^{\circ}\text{C}) = 213.3\text{Al}^{\text{IV}} + 17.5$ استفاده شد. در این معادله Al^{IV} در فرمول ساختاری کلریت بر مبنای ۱۴ اکسیژن محاسبه شد. با استفاده از این معادله دمای ۲۴۸ تا ۲۹۳ درجه سانتیگراد برای توقف تبادل و تعادل نهایی دگرگونی کلریت‌های ثانویه بدست آمد. این شرایط دمایی احتمالاً در زمان میلونیتی‌شدن سنگ‌های دربرگیرنده کلریت‌ها فراهم شده است.

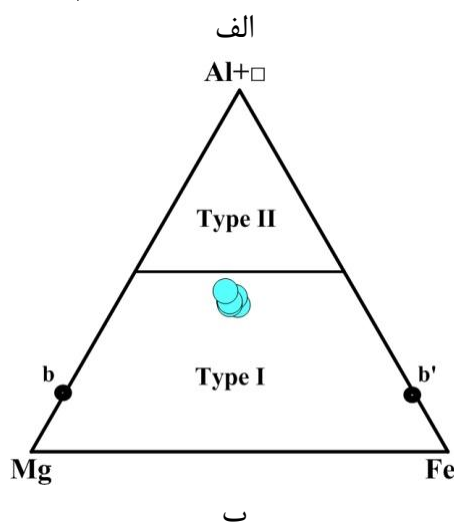
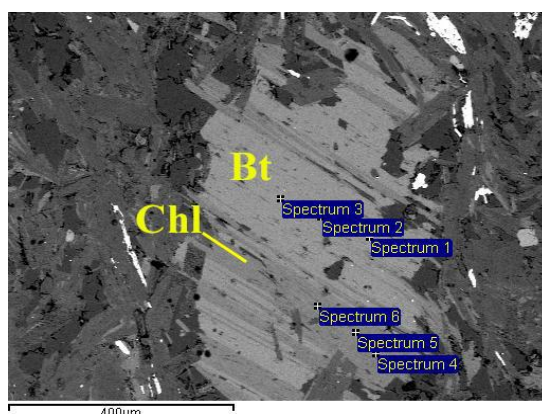
زین و ویس^۲ (۱۹۹۸) با در نظر گرفتن $\text{FeO}_t = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Al} + \square$ را طراحی نمودند که در آن دو نوع کلریت با ویژگی‌های زیر تشخیص داده شده است.

$$\text{Type I: } X \text{ Mg} + X \text{ Fe}_t \geq X \text{ Al} + X \square \quad (X \text{ in apfu})$$

$$\text{Type II: } X \text{ Mg} + X \text{ Fe}_t < X \text{ Al} + X \square$$

در روابط بالا $X \square$ مکان خالی را نشان می‌دهد و عبارت است از $X \square = 12 - \sum (\text{R}^{2+} + \text{R}^{3+} + \text{R}^{4+})^{\text{VI}}$ که پس از محاسبه فرمول ساختاری کلریت بر اساس ۲۸ اکسیژن به دست می‌آید. در کلریت‌ها، Mg، Fe و Al کاتیون‌های اکتاهدرالی اصلی محسوب می‌شوند و افزایش Al معمولاً با افزایش موقعیت‌های خالی ($X \square$) همراه است. با توجه به مجموعه‌های کانیایی، کلریت‌های نوع I و II بیانگر دما و فشار تشکیل کلریت هستند. کلریت‌های نوع II، معرف کلریت‌های متاپلیت‌های غنی از Al و دمای پایین- فشار متوسط هستند. کلریت‌های نوع I، معرف کلریت‌های متاپلیت‌های معمولی و فشار پایین هستند. در کلریت‌های ثانویه مورد بررسی، در مقایسه با Al برتری با Fe و Mg است. این کلریت‌ها از نوع I و آهن و منیزیم دار هستند (شکل

۴-۱۵-ب). همچنین با توجه به مجموعه کانی‌شناسی کلریت + سربیسیت + کوارتز تشکیل شده در این سنگ‌ها، این کلریت‌ها از نوع فشار و دمای پایین هستند. با استناد به دماسنجی کلریت‌های ثانویه (۲۴۸ تا ۲۹۳ درجه سانتیگراد) و همچنین طبقه‌بندی (زین و ویس، ۱۹۹۸)، در نظر گرفتن دگرگونی پسروده متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه در شرایط دما- فشار رخساره شیست‌سبز، منطقی به نظر می‌رسد



شکل ۴-۱۶-الف- تصویر الکترونی پس پراکنشی بیوتیت که به طور جزئی به کلریت تبدیل شده و در ضمن به گارنت شیست‌ها تعلق دارد. ب- نمودار سه تایی Fe-Mg-Al+□ زین و ویس (۱۹۹۸) و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن.

۴-۴- شیمی کانی‌های سازنده گرانیت‌ها

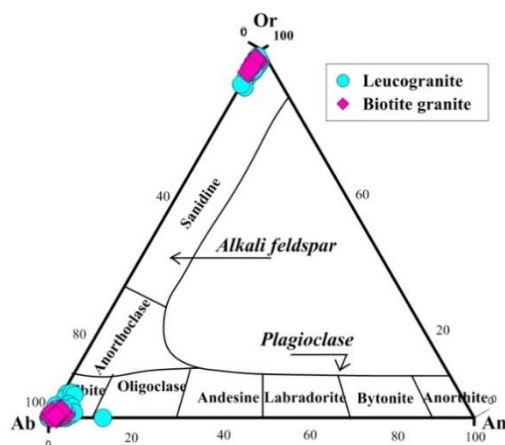
به منظور تعیین ترکیب‌شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیت‌های مجموعه دوچاه، در ۶ عدد از مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از گرانیت‌ها، کانی‌های فلدسپار، بیوتیت، مسکویت و کلریت مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفته‌اند که نتایج آنها در جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۹ ارائه شده است.

۴-۴-۱- فلدسپار

بر اساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و براساس رده‌بندی (دییر و همکاران، ۱۹۶۶) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در بیوتیت گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها به جز یک نمونه، از نوع آلبیت هستند و فلدسپارهای پتاسیم نیز از نوع ارتوکلاز می‌باشند (شکل ۴-۱۷).

جدول ۴-۱۶- نتایج آنالیز میکروپروب تعدادی از فلدسپارهای گرانیت‌های قطع‌کننده مجموعه دگرگونی دوچاه که بر اساس ۸ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	plg				K-fel			
	rim	inter		core	rim	inter		core
SiO ₂	68.45	68.16	68.34	68.34	65.30	65.03	64.67	64.70
Al ₂ O ₃	19.48	19.60	19.63	19.56	18.27	18.30	18.49	18.24
FeO	0.05	0.00	0.00	0.06	0.11	0.15	0.01	0.01
CaO	0.05	0.32	0.40	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	11.72	11.42	11.55	11.51	0.69	0.28	0.48	0.29
K ₂ O	0.04	0.24	0.01	0.08	15.95	16.54	16.23	16.43
Total	100.80	101.74	100.93	102.98	101.33	102.30	103.88	102.67
Or (K+Ba)	0.24	1.35	0.06	0.46	93.82	97.51	95.74	97.39
Ab (Na)	99.51	97.16	98.08	97.56	6.18	2.49	4.26	2.61
An	0.25	1.48	1.87	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00



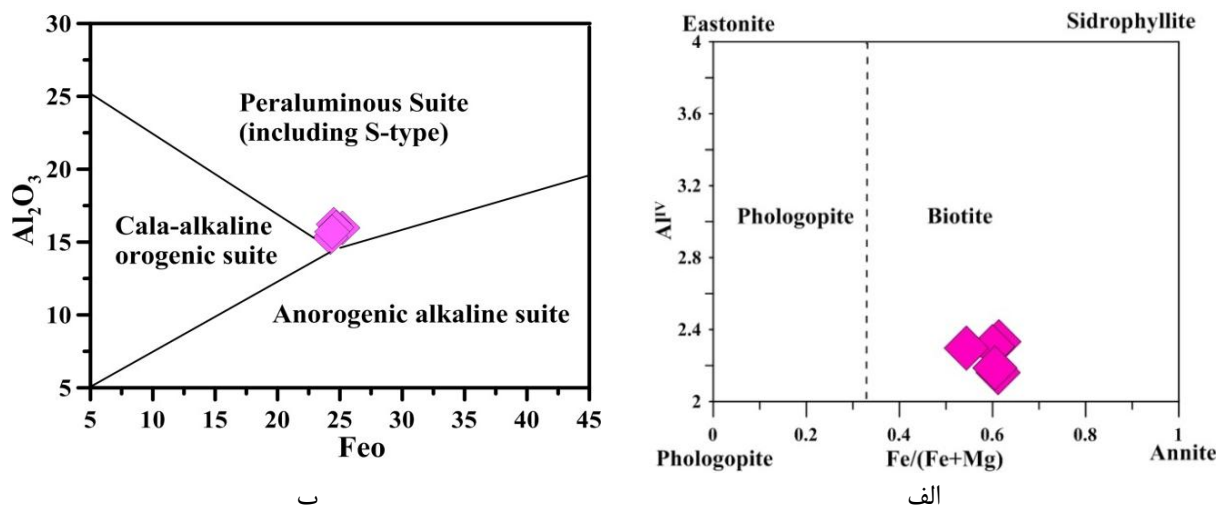
شکل ۴-۱۷- موقعیت ترکیبی آلکالی‌فلدسپارها و پلاژیوکلازهای موجود در لوکوگرانیت‌ها و بیوتیت گرانیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه بر اساس رده‌بندی (دییر و همکاران، ۱۹۶۶).

۴-۴-۲- بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار رده‌بندی (دییر و همکاران، ۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند. در این نمودار ترکیب بیوتیت‌های آنالیز شده نزدیک به قطب آنیت قرار می‌گیرند و مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ بین ۰/۵ تا ۰/۷ متغیر است. علاوه بر این، ترکیب بیوتیت‌ها در نمودار Al_2O_3 در برابر Fe_{total} (عبدالرحمن، ۱۹۹۴) نیز در گستره پرآلومین قرار می‌گیرند و پرآلومین بودن این سنگ‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۴-۱۸- الف و ب).

جدول ۴-۱۷- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از بیوتیت‌های متعلق به بیوتیت گرانیت‌های قطع‌کننده مجموعه دگرگونی دوچاه که بر اساس ۱۱ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

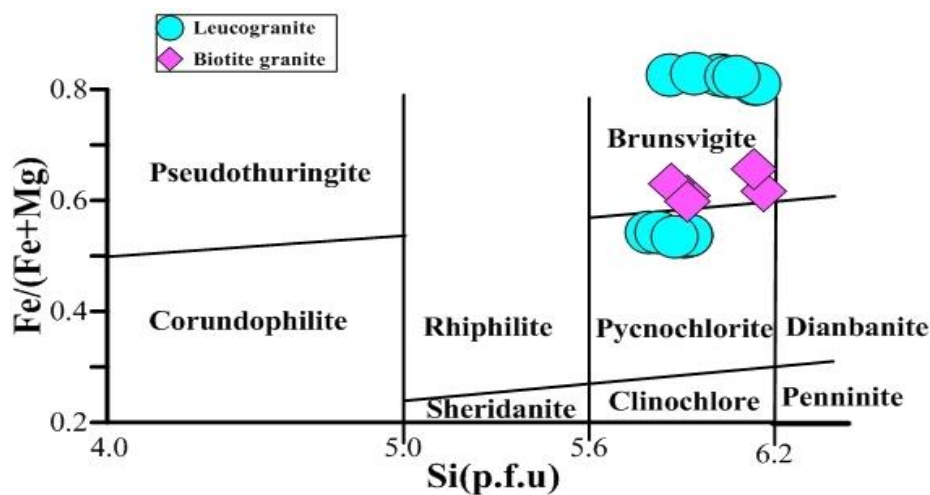
Points	rim	inter	core	rim	inter	core
SiO ₂	36.52	37.03	37.93	38.64	40.17	39.56
TiO ₂	0.53	0.73	0.84	1.82	1.70	1.68
Al ₂ O ₃	15.99	16.22	15.32	17.16	17.22	16.96
FeO	25.21	24.52	24.24	17.18	17.06	16.80
MnO	0.00	0.00	0.15	0.40	0.27	0.27
MgO	9.00	9.26	8.74	10.95	11.07	10.90
CaO	0.30	0.10	0.16	0.07	0.08	0.08
Na ₂ O	0.03	0.23	0.15	0.12	0.12	0.11
K ₂ O	8.15	7.86	8.34	8.62	9.35	9.21
Total	95.73	95.95	95.87	94.96	97.03	95.57
Si	5.65	5.68	5.82	5.78	5.87	5.87
Ti	0.06	0.08	0.10	0.20	0.19	0.19
Al ^{IV}	2.35	2.32	2.18	2.22	2.13	2.13
Al ^{VI}	0.57	0.61	0.60	0.81	0.84	0.84
Fe ²⁺	3.26	3.14	3.11	2.15	2.09	2.09
Mn	0.00	0.00	0.02	0.05	0.03	0.03
Mg	2.08	2.12	2.00	2.44	2.41	2.41
Ca	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
Na	0.01	0.07	0.05	0.04	0.03	0.03
K	1.61	1.54	1.63	1.64	1.74	1.74
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.39	0.40	0.39	0.53	0.54	0.54



شکل ۴-۱۸- الف- نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ برای رده‌بندی میکاها (دیر و همکاران، ۱۹۹۲) و
 ب- ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای Al_2O_3 در برابر Fe_{total} (عبدالرحمن، ۱۹۹۴).

۴-۴-۳- کلریت

کلریت‌های آنالیز شده از گرانیته‌ها در نمودار رده‌بندی (هی، ۱۹۵۴) در محدوده پیکنوکلریت و برونسویگیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۹).



شکل ۴-۱۹- ترکیب شیمیایی کلریت‌های آنالیز شده
 متعلق به گرانیته‌های مجموعه دوچاه در نمودار طبقه‌بندی کلریت‌ها (هی، ۱۹۵۴).

جدول ۴-۱۸- نتایج آنالیز میکروپروب تعدادی از کلریت‌های گرانیت‌های مجموعه دوچاه که بر اساس ۲۴ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

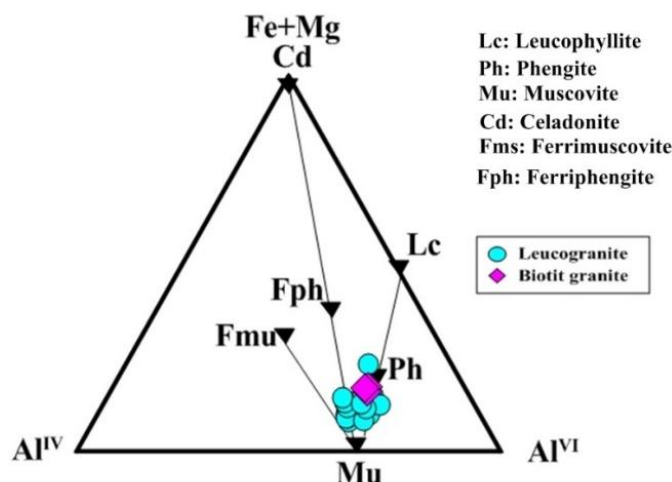
Sample	Leucogranite			Leucogranite			Biotite Granite		
Points	rim	inter	core	rim	inter	core	rim	inter	core
SiO ₂	27.89	28.20	28.69	28.63	28.57	28.42	27.95	29.70	27.71
TiO ₂	0.12	0.05	0.03	0.11	0.11	0	0.06	0	0.24
Al ₂ O ₃	20.03	20.69	20.05	19.57	19.53	20.17	18.86	19.26	19.16
FeO	26.14	25.04	25.42	25.58	25.52	25.10	28.62	26.63	30.06
MnO	0	0.03	0	0.09	0.09	0.10	0	0	0
MgO	13.79	13.18	13.88	13.83	13.80	13.67	11.62	10.37	11.14
CaO	0.10	0.12	0.11	0.01	0.01	0.11	0.27	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0.01	0.01	0.11	0.06	0.23	0
K ₂ O	0.01	0.84	0	0.07	0.07	0	0.21	1.55	0
Total	99.96	99.90	99.99	99.87	99.64	99.71	0	0	0
Si	5.79	5.82	5.91	5.92	5.92	5.87	5.92	6.17	5.86
Al ^{IV}	2.21	2.18	2.09	2.08	2.08	2.13	2.08	1.83	2.14
Al ^{VI}	2.72	2.90	2.81	2.73	2.73	2.83	2.66	2.97	2.67
Ti	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04
Fe ³⁺	0.31	0.31	0.41	0.38	0.38	0.38	0	0	0
Fe ²⁺	4.23	4.01	3.97	4.05	4.05	3.96	5.10	4.71	5.35
Mn	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	4.27	4.05	4.26	4.26	4.26	4.21	3.69	3.27	3.54
Ca	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.08	0.03	0.10	0.00
K	0.01	0.44	0.00	0.04	0.04	0.00	0.06	0.42	0.00

۴-۴-۴- مسکوویت

در نمودار فینسترا (۱۹۹۶) مسکوویت‌های آنالیز شده موجود در بیوتیت گرانیت‌ها، در قطب مسکوویت‌های متمایل به فنزیت و مسکوویت‌های آنالیز شده موجود در لوکوگرانیت‌ها در قطب مسکوویت متمایل به فنزیت و فروفنزیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۰). گرایش مسکوویت‌ها به قرارگیری در موقعیت ترکیبی فنزیت احتمالاً به علت دگرریختی تحمیل شده بر این سنگ‌ها و یا میلونیتی شدن آنها می‌باشد.

جدول ۴-۱۹- نتایج آنالیز مایکروپرب تعدادی از مسکوویت‌های گرانیت‌های قطع‌کننده مجموعه دگرگونی دوجاه که بر اساس ۲۲ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	Leucogranite			Leucogranite			Biotite Granite		
Points	rim	inter	core	rim	inter	core	rim	inter	core
SiO ₂	49.75	49.52	51.34	46.57	46.44	46.41	50.71	50.41	50.30
TiO ₂	0.21	0.11	0.03	0.80	0.93	1.19	0.12	0.18	0.29
Al ₂ O ₃	29.41	28.37	29.33	33.40	32.77	32.02	27.86	28.75	28.39
FeO	5.19	6.12	4.53	1.85	2.07	2.37	4.66	4.50	4.23
MnO	0.19	0.14	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.69	0.91	0.54	2.36	2.52	2.72	1.79	1.59	2.05
CaO	0.11	0.35	0.00	0.17	0.01	0.08	0.12	0.06	0.13
Na ₂ O	0.25	0.00	0.26	0.27	0.52	0.39	0.22	0.27	0.11
K ₂ O	10.37	10.54	10.13	10.65	10.51	10.73	10.58	10.35	10.69
Total	96.18	96.06	96.16	96.12	95.82	95.91	96.06	96.13	96.18
Si	6.66	6.68	6.81	6.18	6.19	6.20	6.78	6.72	6.71
Ca	0.02	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
Na	0.07	0.00	0.07	0.10	0.11	0.09	0.06	0.07	0.03
K	1.77	1.81	1.71	1.86	1.79	1.87	1.81	1.76	1.82
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.65	0.63	0.61	0.70	0.68	0.67	0.41	0.39	0.46
Al ^{IV}	1.34	1.32	1.19	1.82	1.81	1.80	1.22	1.28	1.29
Al ^{VI}	3.30	3.19	3.39	3.41	3.34	3.25	3.17	3.24	3.18
Ti	0.02	0.01	0.00	0.08	0.09	0.12	0.01	0.02	0.03
Fe ₂	0.58	0.69	0.50	0.20	0.23	0.27	0.52	0.50	0.47
Mn	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.18	0.11	0.47	0.50	0.54	0.36	0.32	0.41



شکل ۴-۲۰- نمودار تعیین ترکیب مسکوویت‌ها (فینسترا، ۱۹۹۶).

۴-۵- توصیف کلی شرایط دگرگونی برای مجموعه پی‌سنگی دوچاه

مجموعه دوچاه شامل متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، متاسامیت‌ها و متاکربنات‌ها می‌باشند. این سنگ‌ها میزبان سنگ‌های گرانیتی هستند. متابازیت‌های مجموعه دوچاه با سنگ‌های والد روانه‌های بازالتی زیردریایی، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرویدوریتی کوچک مقیاس، در طی دگرگونی به شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول یافته‌اند. آمفیبول، پلاژیوکلاز و گارنت کانی‌های اصلی مورد آنالیز (مایکروپروب) در این سنگ‌ها می‌باشند. آمفیبول‌ها از نوع ترمولیت، آکتینولیت، منیزیوهورنبلند تا چرماکیت می‌باشند. عمده آمفیبول‌ها دارای ماهیت ترکیبی ترمولیت- اکتینولیت، مربوط به متابازیت‌های رخساره شیست‌سبز می‌باشند. در حالی که آمفیبول‌های دارای ماهیت منیزیوهورنبلند تا چرماکیت مربوط به متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت می‌باشند. پلاژیوکلازهای متعلق به شیست‌های سبز از نوع آل بیت هستند و پلاژیوکلازهای متعلق به سنگ‌های آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی از نوع الیگوکلاز تا آندزین می‌باشند. گارنت‌ها از نوع آلماندین هستند. محدوده دماهای محاسبه شده برای توقف تبادلات ژئوشیمیایی و تعادل نهایی فازهای کانیایی متابازیت‌های مجموعه دوچاه ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۷ تا ۱۱ کیلوبار می‌باشد.

متاپلیت‌های مجموعه دوچاه، طیفی متنوعی از سنگ‌ها نظیر فیلیت، میکا شیست، کلریتوئید شیست، گارنت میکا شیست و گنیس را شامل می‌شوند و شدت دگرگونی در بالاترین درجه، تا مرز آناتکسی و تشکیل

مذاب‌های گرانیتی پیش رفته است. بیوتیت‌های موجود در میکا شیست‌ها، گارنت میکا شیست‌ها و گنیس‌های مجموعه دوچاه در محدوده ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار دارند. گارنت‌های میکا شیست‌ها از نوع آلماندین هستند. از تغییراتی که در کسر مولی اجزاء سازنده گارنت‌ها، کلسیم، منیزیم، منگنز و آهن مشاهده می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که در طی رشد گارنت و افزایش درجه دگرگونی، مقادیر آهن و منیزیم گارنت‌ها افزایش یافته و در مقابل مقادیر کلسیم و منگنز کاهش یافته است. این تغییرات در مجموع بیانگر افزایش دما و فشار در طی دگرگونی پیشرونده و رشد بلورهای گارنت می‌باشد. کلریتوئیدهای موجود در کلریتوئید شیست‌ها از نوع آهن‌دار هستند. ترکیب آکالی‌فلدسپارهای آنالیز شده از میکا شیست‌ها، گارنت میکا شیست‌ها و گنیس‌ها ارتوزی و ترکیب پلاژیوکلازهای آنها آلبیتی و الیگوکلازی است. با استفاده از ژئوترمومتر Ti در مورد تک کانی بیوتیت به روش هنری و همکاران (۲۰۰۵)، بیوتیت‌های آنالیز شده از میکا شیست‌ها محدوده دمایی ۵۶۰ تا ۶۳۷ درجه سانتیگراد، بیوتیت‌های موجود در گارنت میکا شیست‌ها، محدوده دمایی ۴۲۹ تا ۶۲۹ درجه سانتیگراد و بیوتیت‌های آنالیز شده از گنیس‌ها محدوده دمایی ۵۲۸ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. با توجه به اینکه متاپلیت‌های مجموعه دوچاه فاقد مجموعه کانایی مناسب برای فشارسنجی هستند، با توجه به مفهوم رخساره دگرگونی می‌توان دما- فشار تشکیل متابازیت‌ها (سنگ‌های همراه) را به شرایط دما و فشار آنها تعمیم داد. دمای بدست آمده برای متابازیت‌ها همخوانی قابل توجهی با نتایج بدست آمده برای متاپلیت‌ها (۴۲۹ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد) نشان می‌دهد. با توجه به طیف وسیع سنگ‌های متاپلیتی (فیلیت تا گنیس و رسیدن به ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیت‌ها) و همچنین فشار بدست آمده برای متابازیت‌ها می‌توان نتیجه گرفت که متاپلیت‌ها دگرگونی پیشرونده در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی را متحمل شده‌اند.

گرانیت‌های مجموعه دوچاه شامل بیوتیت گرانیت‌ها، لوکوگرانیت‌ها و آپلیت‌ها می‌باشند. پلاژیوکلازها در بیوتیت گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها غالباً از نوع آلبیت هستند و فلدسپارهای پتاسیم نیز از نوع ارتوکلاز می‌باشند. بیوتیت‌ها در بیوتیت گرانیت‌ها در محدوده ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند.

بر اساس شواهد کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی، سنگ‌های متابازیتی و متاپلیتی مجموعه دوچاه، دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده با دما- فشار متوسط نوع باروین (در محدوده دما- فشار رخساره‌های شیت‌سبز تا آمفیبولیت فوقانی) متحمل شده‌اند. رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در مجموعه دوچاه تا رسیدن به درجه ذوب‌بخشی سنگ‌ها پیش‌رفته است و گرانیته‌زایی صورت گرفته است.

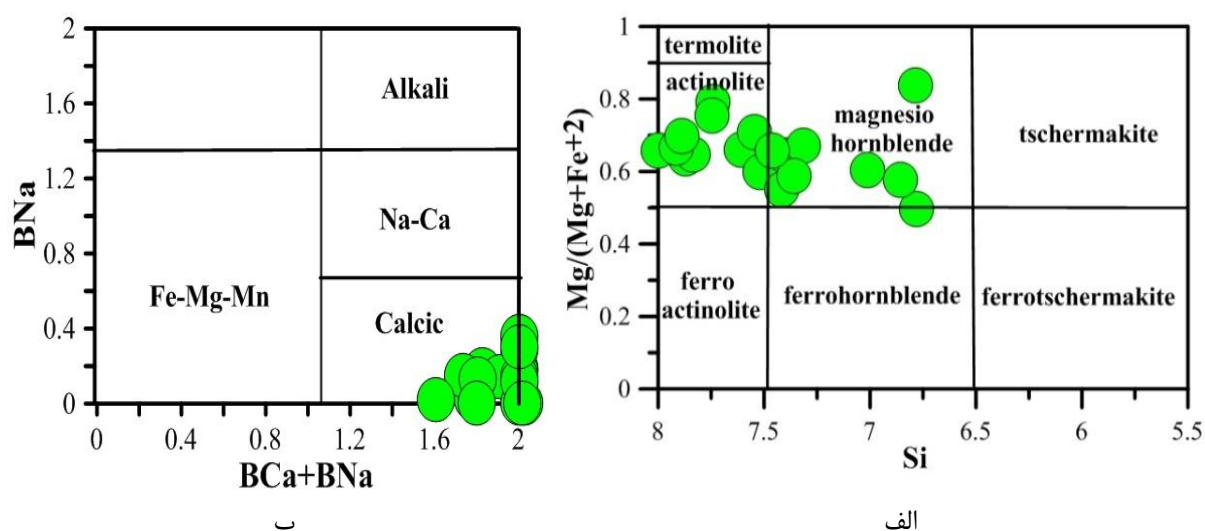
محدوده‌های دماها و فشارهای بدست آمده برای متابازیت‌ها و متاپلیت‌های مجموعه دوچاه، با شرایط تعیین شده برای سنگ‌های مشابه به سن نئوپروتریوزوئیک پسین در مناطق مجاور مانند مجموعه دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳)، بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷) و ماجراد (۱۳۹۷) همخوانی دارد و نشان‌دهنده بروز رخداد دگرگونی در حد رخساره شیت‌سبز تا آمفیبولیت بالایی در منطقه جنوب و جنوب‌شرق شاهرود می‌باشد.

۴-۶- دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها و مطالعات دما- فشارسنجی، یک نمونه دایک دیابازی و یک نمونه آپوفیز گابرویدیوریتی ژوراسیک میانی (باژوسین - باتونین) (ویسکرمی، ۱۳۹۷)، مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج بدست آمده در جداول ۴-۲۰ و ۴-۲۱ ارائه شده است.

۴-۶-۱- آمفیبول

با توجه به تقسیم‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبول‌های موجود در دایک و آپوفیز گابرویدیوریتی آنالیز شده از نوع کلسیک می‌باشند و در نمودار تقسیم‌بندی انواع آمفیبول‌های کلسیک (لیک و همکاران، ۱۹۹۷) که بر اساس میزان کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها ترسیم شده، آمفیبول‌های مورد نظر در محدوده آکتینولیت و منیزیوهورنبلند واقع می‌شوند (شکل ۴-۲۱- الف و ب). احتمالاً گرایش ترکیب آمفیبول‌ها به قرارگیری در محدوده آکتینولیت، به دلیل تحولات بعدی تحمیل شده بر سنگ می‌باشد، یا نقاطی هستند که در حاشیه بلور مورد آنالیز قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۲۱- موقعیت آمفیبول‌های دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی بر روی نمودار: الف - BNa در برابر BCa+BNa (لیک و همکاران، ۱۹۹۷). ب - $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si جهت تمایز انواع آمفیبول‌ها (لیک و همکاران، ۱۹۹۷)

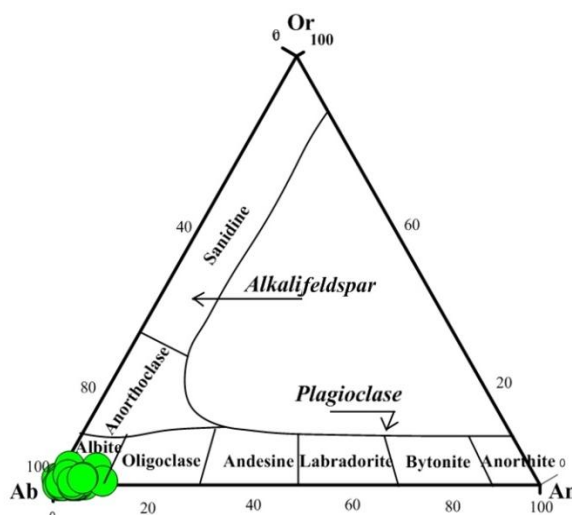
جدول ۴-۲۰- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های دایک دیابازی و آپوفیر گابرویدیوریتی

متعلق به ژوراسیک میانی و قطع کننده مجموعه دگرگونی دوچاه که بر اساس ۲۳ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	RD-88/4			RD-92/5			RD-92/5		
Points	Rim	inter	core	Rim	inter	core	Rim	inter	core
SiO ₂	50.43	53.18	48.32	57.07	50.93	55.36	54.31	51.18	48.03
TiO ₂	1.25	1.02	1.29	0.15	0.77	1.15	0.48	0.97	0
Al ₂ O ₃	7.32	4.16	9.75	2.35	7.19	4.04	2.93	5.33	10.15
FeO	17.30	12.49	14.35	12.58	15.60	12.78	12.40	13.03	14.84
MnO	0.00	0.00	0.01	0.58	0.29	0.00	0.35	0.38	0.00
MgO	8.06	13.66	11.15	13.58	10.67	12.58	12.68	13.20	13.13
CaO	11.51	12.30	10.58	11.15	10.94	11.53	12.83	13.08	10.88
Na ₂ O	1.37	0.89	1.49	0.33	1.07	0.10	0.53	0.40	0.66
K ₂ O	0.72	0.28	0.67	0.00	0.26	0.43	0.57	0.23	0.26
H ₂ O*	2.04	2.10	2.07	2.11	2.06	2.11	2.08	2.07	2.12
Total	100.00	100.46	100.03	99.95	99.85	100.08	100.10	100.25	101.31
Si	7.42	7.61	7.01	8.10	7.42	7.87	7.83	7.40	6.78
Al ^{IV}	0.58	0.39	0.99	0.00	0.58	0.13	0.17	0.60	1.22
Al ^{VI}	0.69	0.31	0.68	0.39	0.65	0.55	0.33	0.31	0.47
Ti	0.14	0.11	0.14	0.02	0.08	0.12	0.05	0.11	0.00
Fe	2.13	1.49	1.57	1.49	1.90	1.52	1.50	1.58	0.54
Mn	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.04	0.05	0.00
Mg	1.77	2.91	2.41	2.87	2.32	2.67	2.73	2.85	2.76
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	1.79	2.00	1.78	2.00	2.03	1.83
Na (B)	0.19	0.11	0.36	0.09	0.29	0.03	0.02	0.00	0.18
(Na+K) (A)	0.34	0.18	0.19	0.00	0.06	0.08	0.23	0.15	0.05
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.45	0.66	0.61	0.66	0.55	0.64	0.65	0.64	0.84
Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ +Al ^{vi})	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72

۴-۶-۲- پلاژیوکلاز

بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب و براساس رده‌بندی دیپر و همکاران (۱۹۶۶)، پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌های دیابازی از نوع آلیت می‌باشند (شکل ۴-۲۲). قرارگیری پلاژیوکلازها در محدوده ترکیبی آلیت برای این سنگ‌ها معمول و منطقی نیست و معرف آن است که پلاژیوکلازها تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی و دگرگونی، به سمت ترکیبات سدیک‌تر تغییر ترکیب داده‌اند. در واقع با افزایش فشار بر دایک‌های دیابازی، سدیم از ساختار پلاژیوکلازهای بازیک تا حدواسط و احتمالاً آمفیبول‌های آنها خارج شده و همراه با عناصری نظیر Al، Si، O و کمی Ca در ساختار پلاژیوکلازهای سدیک شرکت کرده‌اند.



شکل ۴-۲۲- نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده

متعلق به دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی بر روی نمودار دیپر و همکاران (۱۹۶۶).

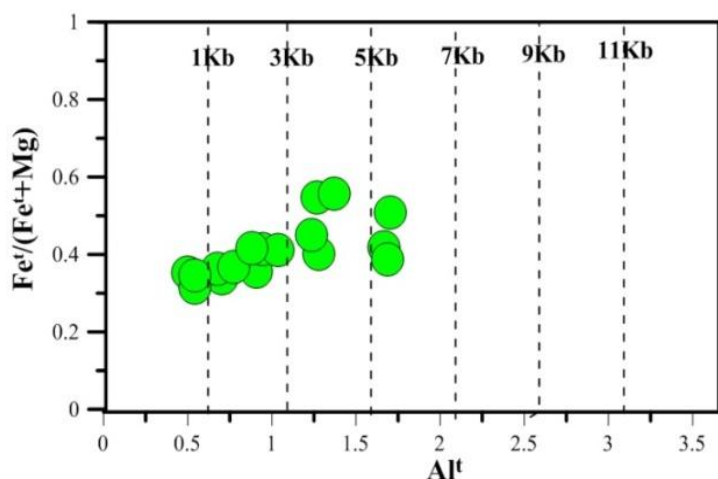
۴-۶-۳- تعیین دما و فشار تبلور دایک‌ها و آپوفیزهای منطقه دوچاه

آمفیبول‌های متعلق به دایک‌های دیابازی مورد نظر در نمودار Fe^t/Fe^t+Mg در برابر Al^t (اشمیت، ۱۹۹۲) محدوده فشار ۰/۸ تا ۵/۵ کیلو بار را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۲). با توجه به دگرسانی و دگرگونی تحمیل شده بر این سنگ‌ها و تبدیل پلاژیوکلازهای کلسیک به پلاژیوکلازهای سدیک و تشکیل آمفیبول‌های نوع اکتینولیت می‌توان گفت که دایک‌ها و آپوفیزها، دگرسانی و دگرگونی در حد رخساره شیست‌سبز را متحمل شده‌اند. با استفاده از روش‌های مختلف دما - فشارسنجی، حسینی و همکاران (۱۳۹۵) و بلاغی و همکاران (۱۳۹۳) فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار و دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۱۹۰ را برای تشکیل دایک‌های دیابازی مناطق بند

هزار چاه و دلبر، رستمی و همکاران (۱۳۹۶) دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۸۰ و فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار برای تشکیل پیروکسن‌های گابرو دیوریت‌های منطقه احمدآباد، شکاری و همکاران (۱۳۹۸) دمای ۱۱۱۵ تا ۱۱۹۵ و فشار ۵ تا ۸ کیلو بار را برای تبلور دایک‌های دیابازی منطقه شترکوه و ویس کرمی (۱۳۹۷) فشار کمتر از ۷ کیلو بار و دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ را برای گابرو دیوریت‌های منطقه ماجراد بدست آورده‌اند.

جدول ۴-۲۱- نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از پلاژیوکلازهای دایک دیابازی و آپوفیز گابرو دیوریتی متعلق به ژوراسیک میانی قطع کننده مجموعه دگرگونی دوچاه که بر اساس ۸ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Sample	RD-88/5					RD-92/5			
Points	Rim	inter			core	Rim	inter		core
SiO ₂	68.19	68.22	68.63	68.30	68.13	67.07	67.01	67.49	67.49
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.48	19.52	19.72	19.93	19.72	20.10	19.45	20.05	19.99
FeO	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	1.18	0.25	0.33
MnO	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
CaO	0.56	0.23	0.31	0.47	0.44	1.38	1.13	1.10	1.03
Na ₂ O	11.39	11.47	11.64	11.34	11.55	11.03	10.91	11.16	11.19
K ₂ O	0.15	0.23	0.10	0.32	0	0.01	0.28	0.00	0.00
Total	101.17	101.68	101.39	102.35	102.84	100.18	99.96	100.06	100.02
Si	2.98	2.99	2.99	2.98	2.98	2.94	2.95	2.95	2.96
Al	1.00	1.01	1.01	1.02	1.02	1.04	1.01	1.03	1.03
Fe ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05
Na	0.97	0.98	0.98	0.96	0.98	0.94	0.93	0.95	0.95
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Or (K)	0.83	1.30	0.55	1.77	0.00	0.06	1.60	0.00	0.00
Ab (Na)	96.53	97.60	98.03	96.03	97.92	93.49	93.08	94.82	95.18
An	2.64	1.09	1.42	2.20	2.08	6.45	5.32	5.18	4.82



شکل ۴-۲۳- طیف فشار محاسبه شده با استفاده از ترکیب آمفیبول‌های دایک‌های دیابازی ژوراسیک دوچاه بر روی نمودار Fe^t/Fe^t+Mg در برابر Al^t (اشمیت، ۱۹۹۲).

۴-۷- دایک‌های تراکی آندزیتی ائوسن میانی

دایک‌های تراکی آندزیتی، متاسندستون‌ها و گرانیت‌های مجموعه دوچاه را در منطقه آغل زوئو قطع کرده‌اند. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها و مطالعات دما- فشار سنجی دایک‌های آندزیتی، یک عدد مقطع نازک صیقلی تهیه شده از آنها مورد آنالیز نقطه‌ای درجا قرار گرفت. نتایج در جداول ۴-۲۲ و ۴-۲۳ ارائه شده است.

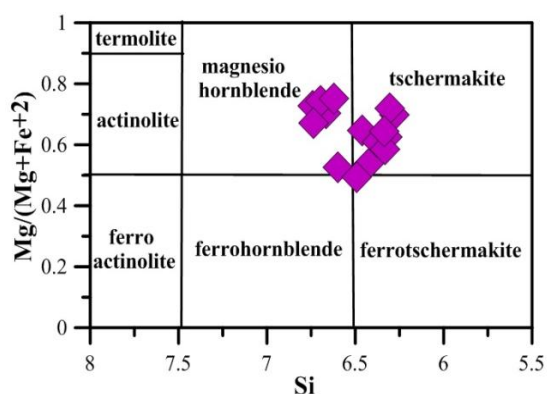
۴-۷-۱- آمفیبول

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج در ماگماهای کالک‌آلکان آبدار می‌باشد. شیمی آمفیبول‌های متبلور شده حساس به فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن می‌باشد (دییر و همکاران، ۱۹۶۶؛ ریدولفی و رنزولی، ۲۰۱۲؛ پوتیریکا، ۲۰۱۶) با توجه به تقسیم‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبول‌های دایک‌های مورد نظر از نوع کلسیک می‌باشند و در نمودار تقسیم‌بندی انواع آمفیبول‌های کلسیک (لیک و همکاران، ۱۹۹۷)، که بر اساس میزان کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها ترسیم شده، در محدوده منیزیه‌هورنبلند و چرماکیت واقع می‌شوند. در نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Si نیز آمفیبول‌ها در قلمرو ادنیت، و در محدوده بین پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار قرار می‌گیرند. این آمفیبول‌ها در نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} (فلیت و برنت، ۱۹۷۸) اغلب در گروه آمفیبول‌های آذرین کلسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۴- الف تا ت). با

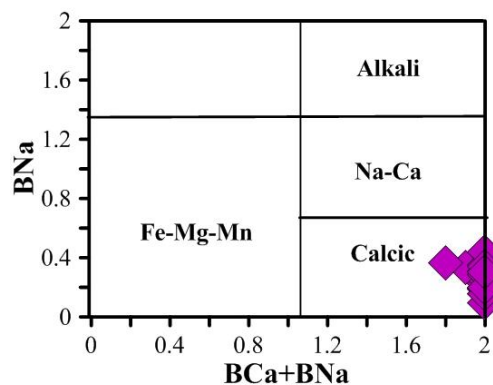
استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده می‌توان محیط تکتونیکی دایک‌های تراکی‌آندزیتی را مشخص کرد. بر طبق دیاگرام کولتری^۱ و همکاران (۲۰۰۷) آمفیبول‌های سنگ‌های تراکی‌آندزیتی مورد نظر در محدوده سنگ‌های آذرین مرتبط با محیط‌های فروران‌ش قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۵).

جدول ۴-۲۲- نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های دایک تراکی‌آندزیتی قطع‌کننده مجموعه دوچاه که بر اساس ۲۳ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

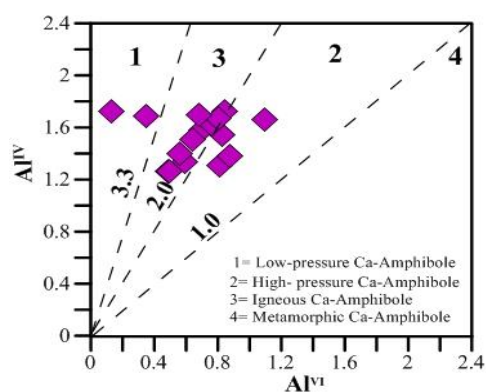
Points	rim	inter	core	rim	inter	core
SiO ₂	42.53	43.11	46.68	43.02	44.93	45.68
TiO ₂	1.22	1.61	1.94	1.38	1.46	0.74
Al ₂ O ₃	10.66	11.77	10.29	15.90	12.65	13.23
FeO	16.97	14.72	12.98	15.78	11.27	11.12
MnO	0.31	0.46	0.73	0.00	0.12	0.00
MgO	11.58	11.84	12.21	8.22	13.07	12.44
CaO	11.25	11.12	10.77	10.88	10.73	11.60
Na ₂ O	1.94	1.78	1.77	2.00	2.42	2.10
K ₂ O	0.96	0.77	0.49	0.91	0.57	0.58
H ₂ O*	2.03	2.05	2.08	2.04	2.08	2.07
Total	100.81	100.22	100.46	100.20	99.78	99.63
Si	6.28	6.32	6.74	6.34	6.49	6.62
Al ^{iv}	1.72	1.68	1.26	1.66	1.51	1.38
Al ^{vi}	0.13	0.35	0.49	1.10	0.64	0.88
Ti	0.14	0.18	0.21	0.15	0.16	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ³⁺	1.03	0.84	0.43	0.08	0.44	0.04
Fe ²⁺	1.07	0.96	1.14	1.86	0.92	1.31
Mn	0.04	0.06	0.09	0.00	0.01	0.00
Mg	2.55	2.59	2.63	1.81	2.81	2.69
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.22	0.25	0.33	0.28	0.34	0.20
(Na+K) (A)	0.51	0.40	0.25	0.46	0.44	0.50
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.70	0.73	0.70	0.49	0.75	0.67
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Alvi)	0.89	0.71	0.47	0.07	0.41	0.04



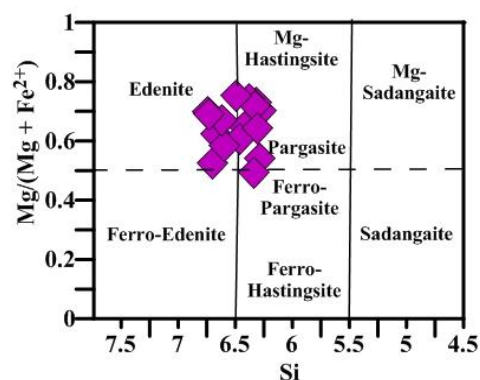
ب



الف

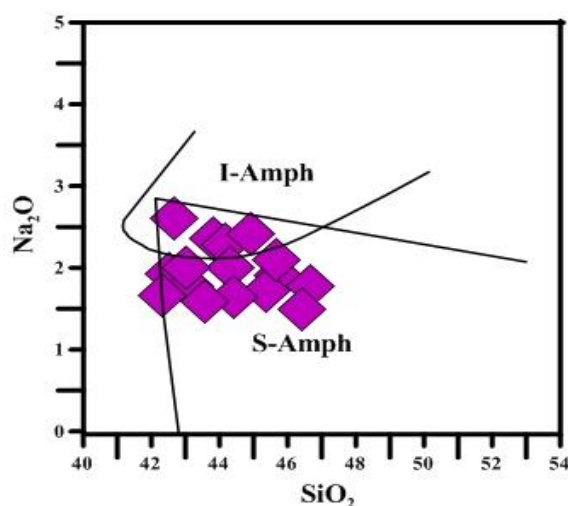


ت



پ

شکل ۴-۲۴- موقعیت آمفیبول‌های متعلق به دایک‌های تراکی‌آندزیتی قطع کننده مجموعه دگرگونی دوچاه بر روی نمودار: الف- BNa در برابر B(Ca+Na) (لیک و همکاران، ۱۹۹۷). ب و پ- $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Si جهت تمایز انواع آمفیبول‌ها (لیک و همکاران، ۱۹۹۷) و ت- نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} جهت مشخص نمودن آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی (فلیت و برنت، ۱۹۷۸).



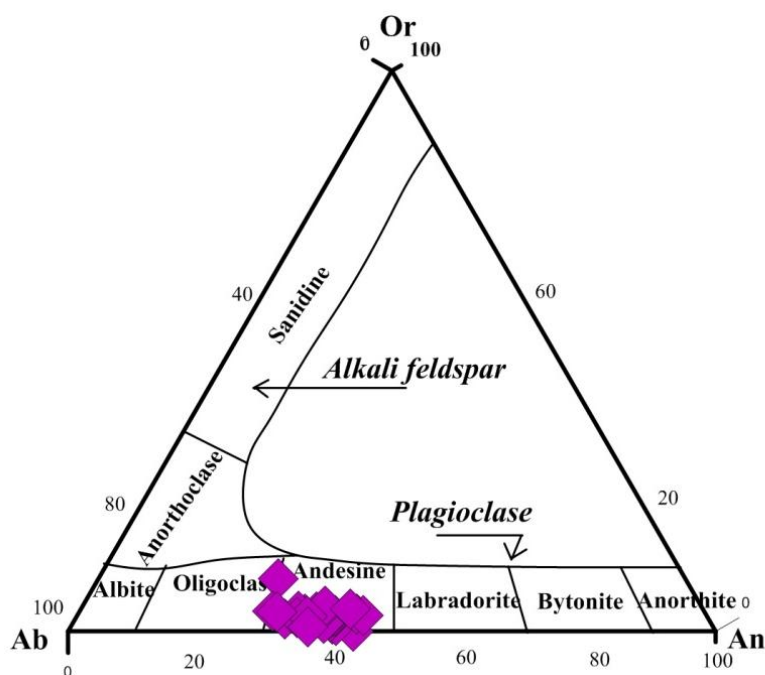
شکل ۴-۲۵- نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (کولتری و همکاران، ۲۰۰۷) نشان‌دهنده ارتباط آمفیبول‌های متعلق به دایک‌های تراکی‌آندزیتی با محیط فرورانش می‌باشد. (I-Amph نشان‌دهنده آمفیبول‌های درون‌صفحه‌ای و S-Amph نشان‌دهنده آمفیبول‌های مرتبط با فرورانش).

۴-۷-۲- پلاژیوکلاز

ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده از دایک‌های تراکی‌آندزیتی در نمودار مثلثی Ab-An-Or دیبر و همکاران (۱۹۶۶)، در محدوده آندزین قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۶).

جدول ۴-۲۳- نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازهای دایک تراکی‌آندزیتی قطع‌کننده مجموعه دوچاه که بر اساس ۸ اکسیژن در کاتیون‌ها محاسبه شده‌اند.

Points	rim	inter			core
SiO ₂	59.85	59.28	56.64	58.01	57.56
Al ₂ O ₃	24.62	25.49	27.17	26.33	26.50
FeO	0.42	0.31	0.17	0.36	0.27
CaO	6.73	7.42	9.12	8.37	8.50
Na ₂ O	7.53	7.24	6.41	6.73	6.68
K ₂ O	0.38	0.35	0.01	0.23	0.18
Total	99.54	100.09	99.53	100.03	99.69
Or (K+Ba)	2.19	2.01	0.06	1.29	1.01
Ab (Na)	65.46	62.57	55.95	58.51	58.11
An	32.35	35.42	43.99	40.21	40.88



شکل ۴-۲۶- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای آنالیز شده از دایک‌های آندزیتی در نمودار مثلثی Ab-An-Or. دیبر و همکاران (۱۹۹۲).

۴-۷-۳- دما- فشارسنجی

۴-۷-۳-۱- فشارسنجی

خلاصه‌ای از میانگین فشارهای محاسبه‌شده با استفاده از روش‌های فشارسنجی متداول، برای تراکی‌اندزیت‌های منطقه دوجاه در (جدول ۴-۲۴) ارائه شده است.

جدول ۴-۲۴ - میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل تراکی‌اندزیت‌های دوجاه با استفاده از روش‌های متداول فشارسنجی آمفیبول.

میانگین فشار (Kba)	معادله فشارسنجی	روش فشارسنجی
6.8	$P(\pm 3\text{Kbar}) = -3.92 + 5.03\text{Al}(\text{total})$	Hammerstrom & Zen, 1986
7.3	$P(\pm 1\text{Kbar}) = -4.76 + 5.64\text{Al}(\text{total})$	Hollister et al., 1987
5.6	$P(\pm 0.5\text{Kbar}) = -3.46 + 4.23\text{Al}(\text{total})$	Johnson & Rutherford, 1989
7.1	$P(\pm 0.6\text{Kbar}) = -3.01 + 4.76\text{Al}(\text{total})$	Schmidt, 1992

۴-۷-۳-۲- دما- فشارسنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز

این نوع دما و فشارسنجی به روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴) و بر اساس توزیع یون‌های Si, Al, Ca, Na و K بین زوج کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول دارای تعادل کانی‌شناسی و ترمودینامیک، انجام می‌شود. محدوده دمای محاسبه شده برای توقف تبلور نهایی اندزیت‌های منطقه دوجاه ۶۷۲ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۴۱ تا ۷/۳ کیلو بار می‌باشد (جدول ۴-۲۵).

جدول ۴-۲۵- نتایج دما- فشار سنجی زوج آمفیبول (هورنبلند)- پلاژیوکلاز.

Points	1	2	3	4
SiO ₂	42.66	45.69	43.11	46.68
TiO ₂	1.19	1.23	1.61	1.94
Al ₂ O ₃	13.63	11.20	11.77	10.29
FeO*	11.95	13.85	14.72	12.98
MgO	11.76	11.78	11.84	12.21
MnO	0.78	0.20	0.46	0.73
CaO	11.65	11.58	11.12	10.77
Na ₂ O	2.61	1.91	1.78	1.77
K ₂ O	1.37	0.86	0.77	0.49
XAb	0.54	0.55	0.54	0.68
XAn	0.45	0.44	0.45	0.30
T (C) HB ₂	767.92	722.96	790.15	683.10
P(Kb) HB ₂	6.36	5.42	4.43	5.25
T (C) Ti-hbl	703.41	706.46	759.66	800.00

فصل پنجم: ژئوگرافیک و نوآوری



۵-۱- مقدمه

مطالعات سن سنجی به روش U-Pb، به عنوان ابزاری در سن سنجی رادیومتری، برای زمان های زمین شناسی از ۸۰۰ هزار سال تا بیش از ۴ بلیون سال به کار می رود (کراولی^۱ و همکاران، ۲۰۱۴). سن سنجی U-Pb بر اساس واپاشی ایزوتوپ های اورانیوم و توریم به ایزوتوپ های سرب، مبتنی است. در این راستا ^{238}U به ^{206}Pb ، ^{235}U به ^{207}Pb و ^{232}Th به ^{208}Pb تبدیل می گردند. نسبت سرب انباشته شده به اورانیوم باقی مانده تابعی از زمان است و معیاری برای محاسبه زمان تشکیل کانی ها و سنگ ها است. اگرچه اورانیوم و توریم در بسیاری از کانی ها وجود دارند، اما فقط تعداد کمی از آنها برای تعیین سن به روش Th-Pb-U مناسب می باشند. برای اینکه یک کانی بتواند برای تعیین سن مفید باشد، باید برای اورانیوم، توریم، سرب و نوزادان حدواسط، نگهدارنده خوبی باشد و همچنین از پراکندگی گسترده ای در سنگ برخوردار باشد (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

زیرکن میزبان مهمی برای عناصر رادیواکتیو اورانیوم و توریم می باشد (بیا^۲، ۱۹۹۶). این کانی در اکثر سنگ های آذرین حدواسط و اسیدی، سنگ های رسوبی و سنگ های دگرگونی به صورت کانی فرعی یا آواری دیده می شود. زیرکن از گروه نروسیلیکات ها است و دارای ترکیب شیمیایی سیلیکات زیرکونیوم به فرمول ZrSiO_4 می باشد. فرمول شیمیایی آن $(\text{Zr}_{1-y}, \text{REE}_y)(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x-y}$ نشان می دهد که زیرکن می تواند عناصر REE را در خود جای دهد. بلورهای زیرکن به دلیل ناچیز بودن مقدار سرب اولیه موجود در آنها و غنی بودن آنها از عناصر U و Th و همچنین به دلیل دمای انسداد بالا (900°C) از جمله بهترین ژئوکرونومترها است و می تواند سن هایی از حوادث چندگانه زمین شناسی را بازگو کنند (هارلی و کلی^۳، ۲۰۰۷؛ جو و ژانگ^۴، ۲۰۱۷).

اورانیوم دارای سه ایزوتوپ ^{238}U ، ^{234}U و ^{235}U است که به طور طبیعی به وجود می آیند. کلیه این ایزوتوپ ها رادیواکتیو هستند. توریم اصولاً به صورت ایزوتوپ ^{232}Th رادیواکتیو در طبیعت وجود دارد. علاوه بر این، پنج

-
1. Crowley
 2. Bea
 3. Harley & Kelly
 4. Xu & Zhang

ایزوتوپ توریم رادیواکتیو دیگر در طبیعت وجود دارد که به صورت عناصر نوزاد حدواسط با نیمه عمر کوتاه می‌باشند و حاصل تلاشی ^{238}U ، ^{235}U و ^{232}Th به حساب می‌آیند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵). تلاشی ^{238}U سری‌های اورانیومی را تولید می‌کند که در آن ^{234}U بعنوان عنصر نوزاد حدواسط و ^{206}Pb به عنوان ایزوتوپ پایدار نهایی می‌باشد. Pb معمول (یا متداول) به دلیل ناسازگاری با ساختار زیرکن به طور ترجیحی در زمان تشکیل زیرکن حذف شده، در حالی که ^{206}Pb و ^{207}Pb به دنبال واپاشی رادیواکتیو ایزوتوپ‌های U والد در زیرکن تولید می‌شوند (کراولی و همکاران، ۲۰۱۴).

۵-۲- آماده سازی نمونه‌ها جهت سن‌سنجی بر روی کانی زیرکن

به منظور مطالعات سن‌سنجی یک نمونه متابازیت، دو نمونه ماسه‌سنگ، سه نمونه لوکوگرانیت و یک نمونه بیوتیت‌گرانیت میلونیتی‌شده منسوب به نئوپروتروزوئیک پسین و یک نمونه تراکی‌آندزیت منسوب به ائوسن انتخاب شد. موقعیت جغرافیایی و ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌ها در جدول ۷-۱ ارائه شده است، موقعیت این نمونه‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه دوجاه نیز نمایش داده شده است (شکل ۵-۱).

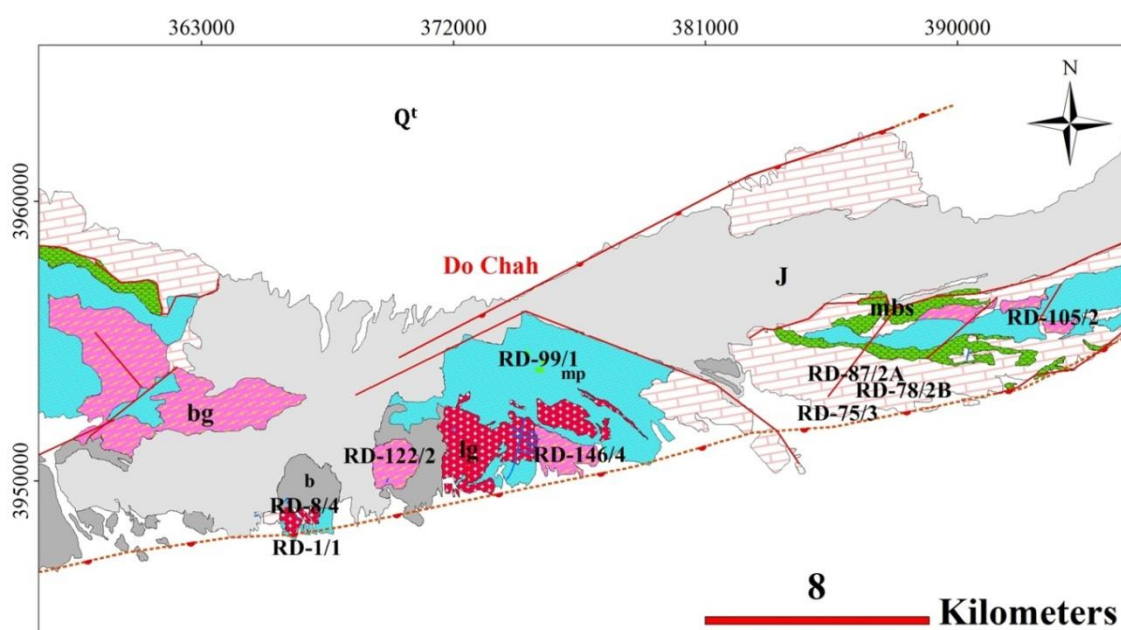
لازم به ذکر است که نمونه‌های ماسه‌سنگی انتخاب شده، ابتدا به عنوان متاریولیت انتخاب شده بودند، زیرا تفکیک آنها از ماسه‌سنگ در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی به علت میلونیتی شدن آنها بسیار سخت بود. آنالیز سنگ کل آنها نشان داد که مقدار SiO_2 بیش از ۹۰ درصد می‌باشد و آنها در واقع ماسه‌سنگ هستند. البته داده‌های سنی بدست آمده که در صفحات بعد به آن اشاره خواهد شد، این موضوع را تأیید می‌کند.

پس از انتخاب نمونه‌ها، مراحل اولیه آماده‌سازی نمونه‌ها شامل خردایش اولیه و پودر کردن آنها در دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد. سپس تعداد ۳ نمونه در آزمایشگاه در مرکز شریمپ (SHRIMP) شهر پکن، کشور چین و ۵ نمونه در آزمایشگاه دانشگاه کرتین، شهر پرت، کشور استرالیا، مورد آزمایش سن‌سنجی به روش SIMS (Spectrometry Secondary Ion Mass) قرار گرفت. نتایج سن‌سنجی‌های به دست آمده از این روش در ترسیم نمودارهای سازگاری مورد استفاده قرار گرفته است، داده‌های سنی به دست آمده در تجزیه و تحلیل مسائل زمین‌شناسی به کار گرفته شده است.

جدول ۵-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخاب شده جهت

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

Sample No.	Location		Lithology
1	RD-8/4	366071 3949212	Metabasite
2	RD-1/1	366579 3948578	Leucogranite
3	RD-122/1	369647 3949971	"
4	RD-105/2	393324 3955141	"
5	RD-146/4	375390 3951486	Biotit granite
6	RD-78/2A	384154 3953757	Metasandstone
7	RD-78/2B	384154 3953757	"
8	RD-99/1	375390 3951486	Trachyandesite



شکل ۵-۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه

که موقعیت نمونه‌های سن‌سنجی شده بر روی آن مشخص شده است.

۵-۳- سن‌سنجی نمونه متابازیتی RD-8/4

۱۸ نقطه از زیرکن‌های جدا شده از این نمونه متابازیتی مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج حاصل در جدول ۵-۲ ارائه شده و از آن در رسم نمودارهای سازگاری^۱ استفاده شده است. زیرکن‌های نمونه RD-8/4 دارای مقادیر توریم (Th) ۱۶/۴۵ تا ۶۱۲/۸۱ و اورانیوم (U) ۳۴/۶۸ تا ۵۶۶/۵۲ پی‌پی‌ام می‌باشد. نسبت توریم به اورانیوم در محدوده (Th/U) ۰/۰۲ تا ۲/۳۱ قرار دارد. سن‌های $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ به دست آمده برای این نمونه دامنه سنی

1. Concordia diagram

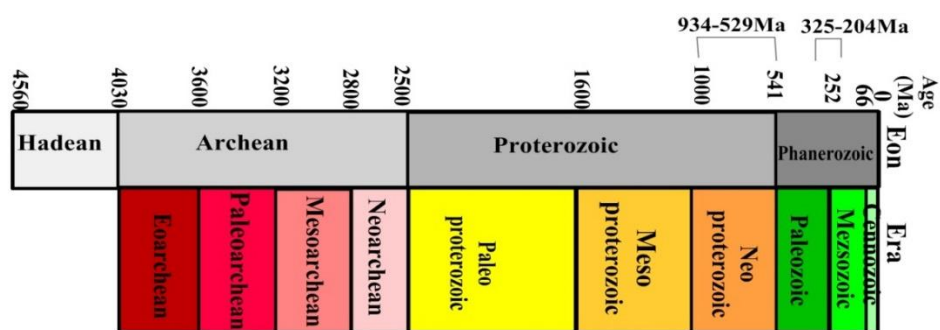
۹۳۴/۳ تا ۲۰۴/۲ میلیون سال در نوسان هستند. پنج عدد از زیرکن‌های تعیین سن شده محدوده سنی ۳۲۵/۸ تا ۲۰۴/۲ میلیون سال را شامل شده‌اند و مابقی محدوده سنی ۹۳۴/۳ تا ۵۲۹/۶ میلیون سال را در بر گرفته‌اند که معادل نئوپروتروزوئیک پسین می‌باشند. نمودار سازگاری ترسیم شده برای زیرکن‌های نمونه RD-8/4 سن سازگاری $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ برابر 767 ± 26 با مقدار MSWD برابر با ۳/۰ را نشان می‌دهند (شکل ۵-۲ و شکل ۵-۳). به نظر می‌رسد متابازیت تعیین سن شده دارای ماهیت ولکانی کلاست بوده است.

البته سن محل ذوب‌بخشی را به عنوان یک فرض احتمالی می‌توانیم مدنظر قرار دهیم.

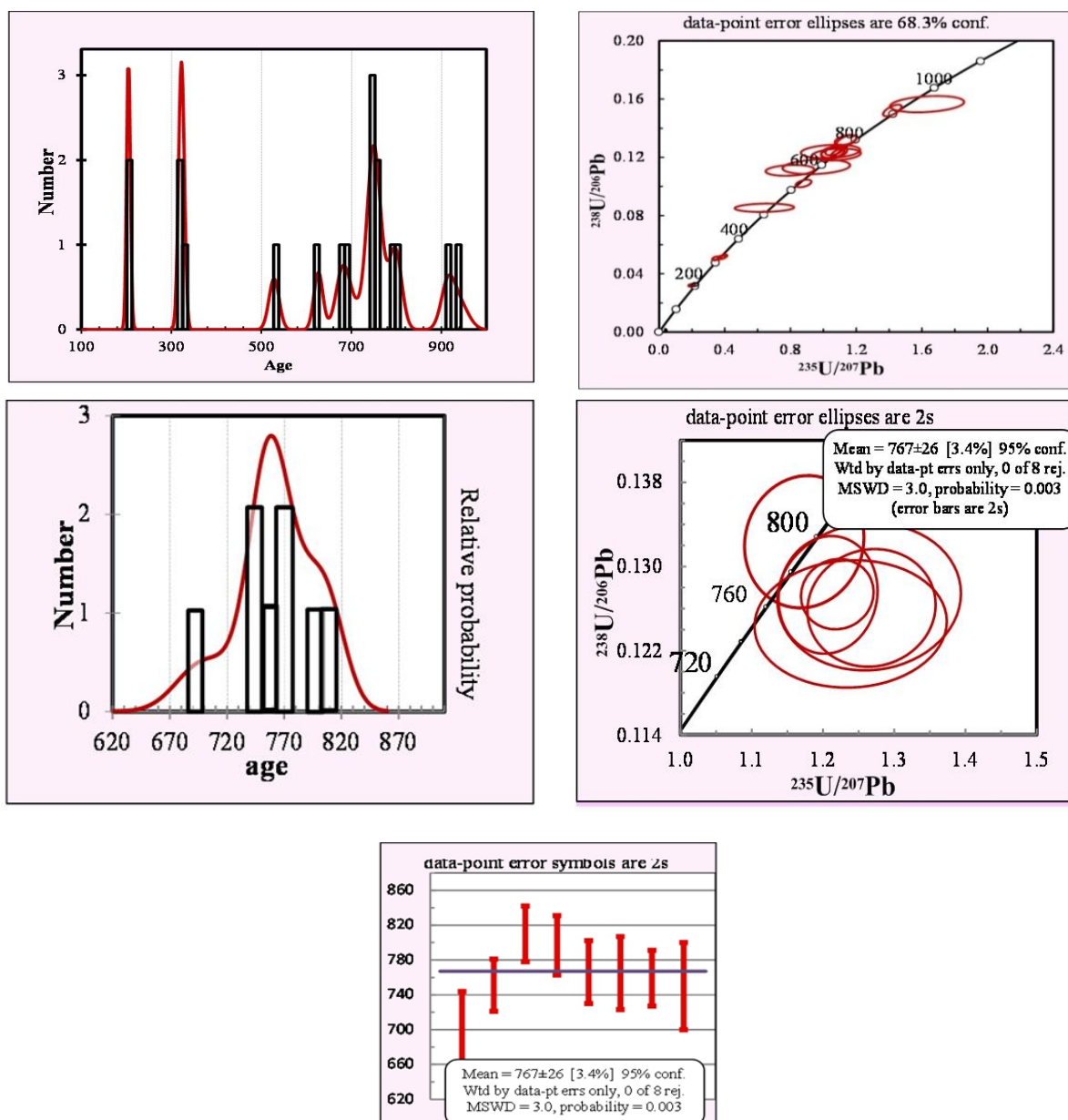
سن‌های قدیمی بدست آمده برای نمونه مطالعه شده (۶۰۰ تا ۹۳۴/۳) بطور حتم سن‌های موروثی می‌باشند که با سن‌های گزارش شده از مجموعه سرزمین‌های گندوانایی در مناطق همجوار نظیر سپر عربی-نوبی سازگار است. سن‌های جوان به دست آمده از برخی زیرکن‌های نمونه متابازیتی مجموعه دوچاه، به احتمال زیاد بیانگر از دست رفتن سرب یا حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها می‌باشند و نباید آنها را سن تبلور یا سن تشکیل سنگ به حساب آورد. در ضمن فراوانی آماری آنها کم است. میلونیتی شدن متابازیت‌ها نیز از جمله حوادثی است که می‌تواند سن آنها را تحت تأثیر قرار داده باشد. تعیین سن‌های انجام شده بر روی انواع سنگ‌های سازنده مجموعه دگرگونی پی‌سنگی ایران (به غیر از سن‌های مربوط به زیرکن‌های موروثی) از ۶۰۰ میلیون سال قدیمی‌تر نیستند. سن‌سنجی زیرکن‌های متابازیت‌های مناطق همجوار، بندهزارچاه 582 ± 35 میلیون سال و $533/5 \pm 6/9$ میلیون سال (حسینی، ۱۳۹۴) و متابازیت‌های شترکوه 548 ± 12 میلیون سال، (شکاری، ۱۳۹۷) متابازیت‌های ماجراد دامنه سنی ۵۵۰ تا ۵۶۰ (ویس‌کرمی، ۱۳۹۷)، بدست آمده است. مجموعه آذرین-دگرگونی دوچاه نیز احتمالاً همچون مجموعه‌های مشابه همجوار ذکر شده به اواخر نئوپروتروزوئیک تعلق دارد.

جدول ۵-۲- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه متابازیتی RD-8-4 مجموعه دوچاه.

Spot	U ppm	Th ppm	Th /U	²⁰⁶ Pb*ppm	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb*	²³⁵ U / ²⁰⁷ Pb*	Age ²⁰⁶ Pb / [*] ²³² Th	+/-	Age ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	+/-	Age ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	+/-
RD-8-4-1	86	84	1.01	8.33	0.052	0.111	0.796	607	± 39	285	±280	678	±14
RD-8-4-2	131	112	0.88	13.9	0.0623	0.1229	1.056	666	± 23	685	± 86	747	±14
RD-8-4-3	86	193	2.32	9.17	0.0641	0.1218	1.077	723	± 25	746	±190	741	±16
RD-8-4-4	236	288	1.26	24.9	0.0646	0.1229	1.095	729	± 17	761	± 52	747	±12
RD-8-4-5	61	31	0.53	8.07	0.0756	0.1567	1.63	1,024	±11	1,083	±180	939	±21
RD-8-4-6	331	283	0.88	14.8	0.0549	0.05192	0.393	329.9	± 9	406	± 71	326.3	± 5.5
RD-8-4-7	254	127	0.52	33.1	0.0676	0.1523	1.42	874	± 23	857	± 41	914	±15
RD-8-4-8	201	238	1.22	22.8	0.0624	0.1319	1.135	740	± 20	688	± 73	799	±13
RD-8-4-9	415	613	1.52	36.6	0.0625	0.1021	0.879	764	± 16	690	± 68	626	±10
RD-8-4-10	302	295	1.01	13.2	0.0496	0.05058	0.346	294.6	±8.4	175	± 91	318.1	± 5.5
RD-8-4-11	567	456	0.83	25	0.0536	0.05131	0.379	316.6	± 8.8	354	± 83	322.6	± 5.2
RD-8-4-12	154	120	0.80	17.4	0.063	0.1313	1.14	780	± 23	709	± 63	795	±15
RD-8-4-13	153	99	0.67	11.6	0.054	0.0852	0.64	490	± 67	389	±420	527	±11
RD-8-4-14	260	385	1.53	28	0.062	0.125	1.069	733	± 18	675	± 65	759	±14
RD-8-4-15	55	67	1.27	5.88	0.061	0.124	1.04	698	± 41	639	±240	753	±17
RD-8-4-16	425	12	0.03	11.8	0.0448	0.03209	0.198					203.6	± 3.9
RD-8-4-17	283	16	0.06	7.91	0.049	0.03242	0.219	187	± 57	146	±150	205.7	± 4.2
RD-8-4-18	35	38	1.15	3.42	0.0611	0.1134	0.96	666	± 51	644	±300	693	±19



شکل ۵-۲- محدوده سنی زیرک‌های تعیین سن شده نمونه متابازیتی RD-8-4.



شکل ۵-۳- نمودارهای سازگاری سن‌های محاسبه شده به روش U/Pb و چگالی احتمال و میانگین سنی بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی نمونه متابازیتی RD-8/4.

۴-۵- سن سنجی نمونه‌های متاپسامیتی RD-78/2A و RD-78/2B

همان‌طور که قبلاً ذکر گردید، این نمونه‌ها ابتدا به عنوان متاریولیت انتخاب شدند ولی آنالیز شیمی کل آنها مشخص کرد که ماسه‌سنگ (متاسندستون) هستند. ۱۸ عدد از زیرکن‌های نمونه RD-78/2A و ۱۵ عدد از زیرکن‌های نمونه RD-78/2B مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۳-۵ و ۴-۵).

نمودارهای سازگاری و چگالی احتمالی هر یک از این متاپسامیت‌ها در شکل ۳-۵ آورده شده است. با بررسی نتایج سن‌های $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ به دست آمده برای این دو نمونه سه بازه زمانی مشاهده می‌شود (شکل ۵-۵). با در نظر گرفتن این موضوع که سنگ‌های والد متاسندستون‌ها از تخریب سنگ‌های مختلف با سن‌های مختلف و انتقال آنها به حوضه‌های کشتی درون قاره‌ای که در فصل‌های آتی بحث خواهد شد، منشاء گرفته‌اند می‌توان این سه بازه زمانی را تفسیر کرد. یک نقطه از زیرکن‌های تعیین سن شده سن قدیمی ۲۷۹۰ میلیون سال معادل با نئوآرکئن را نشان می‌دهد. این سن متعلق به هسته‌های موروثی زیرکن می‌باشد که از سرزمین‌های گندوانایی دارای سن آرکئن منشاء گرفته‌اند. دسته دوم بازه سنی از ۲۴۱۲ تا ۱۵۶۵ میلیون سال را در برمی‌گیرند که معادل پالئوپروتروزوئیک تا مزوپروتروزوئیک می‌باشند. این سن‌ها متعلق به هسته‌های موروثی زیرکن‌هایی می‌باشند که با سن سرزمین‌های نظیر هندوستان و شمال آفریقا قابل مقایسه‌اند و احتمالاً حاصل جابه‌جایی و انتقال مجدد زیرکن‌هایی هستند که از تخریب سنگ‌های آذرین یا دگرگونی و یا شاید هم رسوبی این سرزمین‌ها سرچشمه گرفته‌اند و به حوضه‌های رسوبی راه یافته‌اند و دسته آخر محدوده سنی بین ۹۴۱ تا ۵۳۹ میلیون سال را شامل می‌شوند که معادل نئوپروتروزوئیک هستند. سن‌های ۹۰۰ تا ۶۰۰ میلیون سال بدست آمده برای نمونه‌های مطالعه شده بطور حتم سن‌های موروثی می‌باشند که با سن‌های گزارش شده از مجموعه سرزمین‌های گندوانایی در مناطق همجوار نظیر سپر عربی-نوبی سازگار است.

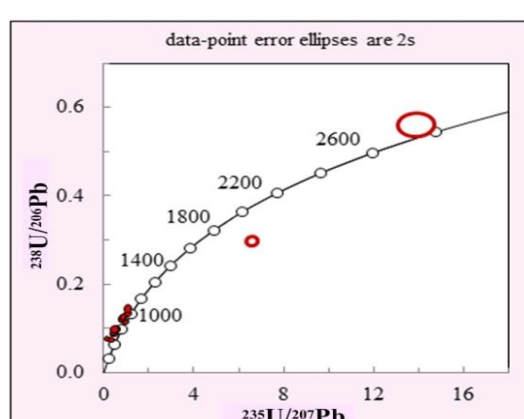
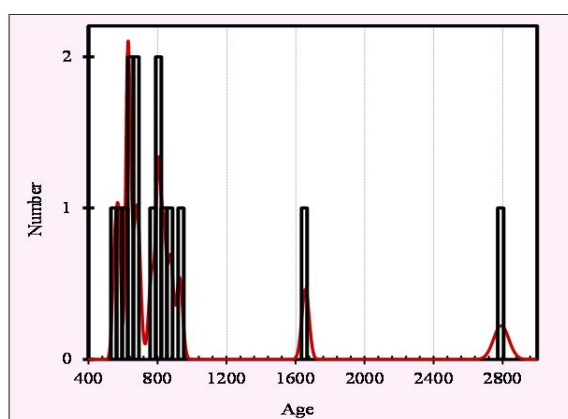
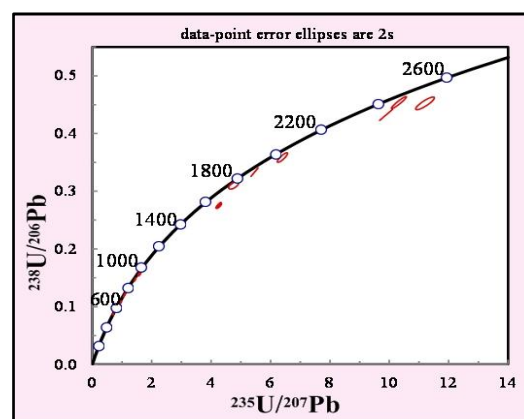
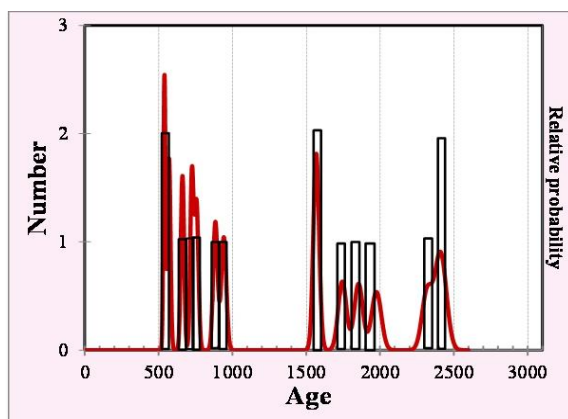
جدیدترین تحولات سنگ‌شناسی مجموعه‌های دگرگونی پی‌سنگی در منطقه جنوب و جنوب شرق شاهرود، جوانتر از ۵۲۰ میلیون سال نیستند و از طرف دیگر تعیین سن‌های انجام شده بر روی انواع سنگ‌های

سازنده مجموعه‌های دگرگونی (به غیر از سن‌های مربوط به زیرکن‌های موروثی) از ۶۰۰ میلیون سال

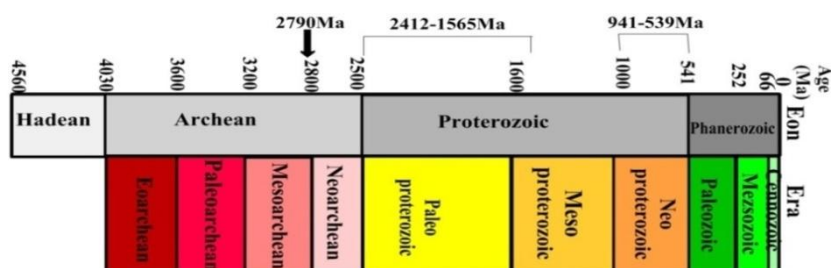
قدیمی‌تر نیستند. جوانترین سن‌های بدست آمده برای نمونه‌های پساامیتی مجموعه دوچاه، ۵۷۱ تا ۵۳۹ میلیون سال است که تقریباً معادل سن زمان رسوبگذاری در حوضه‌های رسوبی آن زمان است.

جدول ۴-۵- مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از متاپسامیت‌های مجموعه دوچاه.

شماره نمونه	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	دامنه سنی (میلیون سال)
RD-78/2A	۹۷۸ تا ۴۴	۱۱۴۶ تا ۳۳	۱/۹۷ تا ۰/۱۳	۲۷۹۰ تا ۵۵۲
RD-78/2B	۱۲۴۲ تا ۱۳۱	۳۲۱ تا ۳	۰/۵۲ تا ۰/۰۱	۲۴۱۲ تا ۵۳۹



شکل ۴-۵- نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال نمونه متاپسامیتی RD-78/2A و RD-78/2B بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن‌سنجی کانی زیرکن به روش U/Pb.



شکل ۵-۵- محدوده سنی زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه‌های متاپسامیتی RD-78/2A و RD-78/2B.

جدول ۵-۳- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه‌های متاپسامیتی مجموعه دوچاه.

Spot	U ppm	Th ppm	Th /U	²⁰⁶ Pb*ppm	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb*	Age ²⁰⁸ Pb*/ ²³² Th	+/-	Age ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	+/-	Age ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	+/-
RD-78-2A													
RD-78-2-1A	84	63	0.78	9.24	0.0584	0.126	1.01	604	80	542	350	785	19
RD-78-2-2A	242	120	0.51	21.2	0.056	0.1015	0.784	542	22	454	88	630	12
RD-78-2-3A	130	72	0.58	16.3	0.0661	0.1455	1.326	774	32	809	80	885	16
RD-78-2-4A	107	61	0.58	14.4	0.0582	0.1545	1.24	772	76	537	210	940	19
RD-78-2-5A	106	49	0.48	9.33	0.0669	0.1026	0.947	617	30	835	94	631	14
RD-78-2-6A	44	33	0.79	4.19	0.0531	0.1102	0.81	573	68	333	380	687	20
RD-78-2-7A	89	97	1.13	6.95	0.049	0.0894	0.6	489	45	151	490	564	15
RD-78-2-11A	82	56	0.70	9.53	0.0602	0.1342	1.113	739	49	610	170	819	22
RD-78-2-12A	978	1146	1.21	247	0.1489	0.2931	6.019	1,516	24	2,334	12	1,681	25
RD-78-2-13A	136	112	0.85	12.3	0.0535	0.1044	0.77	578	36	350	220	649	15
RD-78-2-14A	99	54	0.56	46.4	0.1761	0.542	13.15	2,662	74	2,616	22	2,799	46
RD-78-2-15A	224	101	0.47	25.6	0.0662	0.1329	1.214	774	24	814	53	807	13
RD-78-2-16A	109	208	1.97	8.82	0.0572	0.0934	0.737	587	20	500	130	571	18
RD-78-2-17A	155	116	0.77	18.7	0.0629	0.1388	1.2	790	57	706	200	844	16
RD-78-2-18A	49	43	0.91	4.78	0.0504	0.1122	0.779	621	36	212	210	695	22
RD-78-2B													
RD-78-2-1B	1013	321	0.33	108	0.06502	0.1244	1.12	935	23	775	13	756	13
RD-78-2-2B	542	42	0.08	58	0.11893	0.3332	5.46	2267	50	1940	7	1854	29
RD-78-2-3B	889	39	0.04	330	0.16593	0.4325	9.89	2280	50	2517	4	2317	34
RD-78-2-4B	157	78	0.52	21	0.07354	0.1571	1.59	1153	30	1029	34	941	17
RD-78-2-5B	189	133	0.72	58	0.12943	0.3585	6.40	2453	49	2090	19	1975	33
RD-78-2-6B	549	3	0.01	147	0.11147	0.3107	4.76	1740	207	1824	40	1744	28
RD-78-2-7B	167	43	0.27	65	0.16500	0.4538	10.32	2927	64	2508	9	2412	39
RD-78-2-8B	578	186	0.33	73	0.07095	0.1470	1.44	1057	65	956	15	884	15
RD-78-2-9B	131	32	0.25	51	0.17953	0.4524	11.20	2960	71	2649	18	2406	40
RD-78-2-10B	362	177	0.50	34	0.06459	0.1080	0.96	850	19	761	29	661	11
RD-78-2-11B	455	100	0.23	36	0.05764	0.0925	0.74	664	23	516	40	570	10
RD-78-2-12B	535	209	0.40	40	0.05812	0.0873	0.70	663	22	534	37	539	7
RD-78-2-13B	438	105	0.25	104	0.11188	0.2757	4.25	1892	37	1830	16	1570	21
RD-78-2-14B	1242	207	0.17	127	0.06511	0.1190	1.07	899	22	778	12	725	11
RD-78-2-15B	297	110	0.38	70	0.11270	0.2748	4.27	1921	21	1843	11	1565	18

۵-۵- سن سنجی گرانیت‌ها

همان‌طور که در فصل دوم ذکر شد، جایگاه سنی گرانیت‌های دوچاه بر اساس شواهد چینه‌شناختی به ژوراسیک نسبت داده شده بود (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲؛ قاسمی و حاجی‌حسینی، ۱۳۸۳). بر اساس مطالعات انجام شده در این رساله، سنگ‌های دگرگونی مجموعه دوچاه میزبان سنگ‌های آذرین گرانیتی هستند. این مجموعه آذرین و دگرگونی با مرز ناپیوسته پوششی توسط واحدهای ژوراسیک پوشیده شده است و دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی آنها را قطع کرده‌اند. با توجه به اینکه قطعات زیادی از گرانیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی میزبان در کنگلومرای قاعده ژوراسیک یافت می‌شود، همچنین اینکه آثاری از نفوذ گرانیت‌ها در سنگ‌های بازالتی و یا توالی شیل و ماسه اواخر تریاس و اوایل ژوراسیک مشاهده نمی‌شود، می‌توان استنباط کرد که توده‌های گرانیتی مجموعه دوچاه قدیمی‌تر از ژوراسیک هستند. محاسبه نسبت‌های ایزوتوپی و تعیین سن رادیومتری (ایزوتوپی) یکی از قابل اعتمادترین راه‌های بررسی تاریخچه این گرانیت‌ها می‌باشد. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های استخراج شده از یک نمونه گرانیتی مجموعه دوچاه توسط ویس‌کرمی (۱۳۹۵) سن $553 \pm 3/8$ معادل آشکوب ادیاکارن (نئوپروتروزوئیک پایانی) را برای آنها مشخص ساخته است. در راستای مطالعات مرتبط با رساله پیش‌رو نیز ۴ عدد نمونه دیگر برای سن سنجی U-Pb به روش LA(MC)-ICPMS انتخاب شد. نتایج حاصل از سن سنجی‌های انجام شده در جدول ۵-۵- ارائه شده است.

مشخصات کلی زیرکن‌ها و مقادیر سنی به دست آمده برای این گرانیت‌ها در جدول ۵-۶ آمده است. نمودارهای سازگاری سن‌های به دست آمده از روش U-Pb، نمودارهای میانگین سنی $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ و چگالی احتمالی هر یک از این گرانیت‌ها در شکل‌های (۵-۶) تا (۵-۹) مشخص شده است. در نمودارهای سازگاری نمونه‌ها از محل تقاطع بالا سن تا حدود ۵۵۰ میلیون سال و از محل تقاطع پایین سن حدود ۴۶۰ میلیون سال را نشان می‌دهند.

جدول ۵-۵- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه.

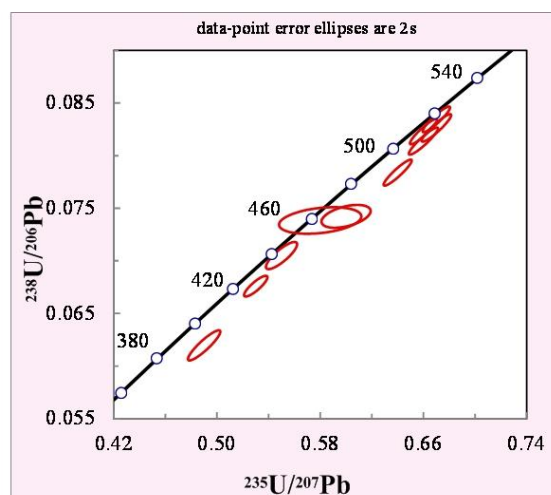
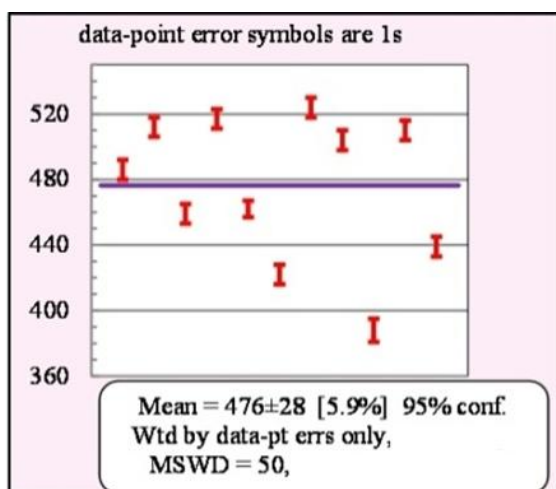
spot	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb*	²³² Th/ ²⁰⁸ Pb*	Age ²⁰⁸ Pb*/ ²³² Th	+/-	Age ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	+/-	Age ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	+/-
RD-1/1															
1.1	224	81	0.37	15	0.00009	0.05761	0.0791	0.63	0.03004	598	18	515	53	490	7
2.1	231	58	0.26	15	0.00000	0.06315	0.0779	0.68	0.03348	666	35	713	73	483	7
3.1	160	61	0.39	10	0.00014	0.05810	0.0760	0.61	0.02834	565	21	533	72	472	7
4.1	191	126	0.68	13	0.00000	0.06026	0.0798	0.66	0.03110	619	16	613	45	495	9
5.1	1254	75	0.06	62	0.00025	0.05522	0.0571	0.43	0.02317	463	44	421	37	358	6
RD-105/2															
1.1	2612	688	0.27	176	0.00011	0.05886	0.0784	0.64	0.02993	596	12	562	12	486	6
2.1	4491	207	0.46	319	0.00001	0.05843	0.0826	0.67	0.03222	641	10	546	8	512	6
3.1	2827	890	0.33	179	0.00162	0.05666	0.0738	0.58	0.02698	538	26	478	95	459	6
4.1	3245	1268	0.40	233	0.00006	0.05838	0.0834	0.67	0.03196	636	8	544	12	517	6
5.1	1426	297	0.22	91	0.00012	0.05878	0.0742	0.60	0.03128	622	26	559	51	462	5
6.1	3414	851	0.26	198	0.00005	0.05726	0.0676	0.53	0.03297	656	11	502	13	422	6
7.1	1727	536	0.32	126	0.00022	0.05713	0.06674	0.67	0.03235	644	11	496	24	524	6
8.1	3137	1050	0.35	219	0.00004	0.05878	0.0814	0.66	0.03140	625	9	559	11	504	6
9.1	1961	318	0.17	104	0.00009	0.05771	0.0620	0.49	0.03057	609	25	519	20	388	7
10.1	3191	1093	0.35	226	0.00003	0.05843	0.0823	0.66	0.03159	629	8	546	11	510	6
11.1	2747	52	0.02	32	0.00017	0.05709	0.0705	0.55	0.02408	481	91	495	21	439	6
RD-122/1															
1.1	1070	129	0.12	77	0.00004	0.05831	0.0833	0.67	0.03124	622	16	542	19	516	9
2.1	440	87	0.2	31	0.00002	0.05656	0.0825	0.67	0.03262	649	17	549	28	511	9
3.1	547	91	0.17	36	0.00013	0.05640	0.0773	0.60	0.03004	598	58	468	35	480	9
4.1	166	41	0.26	12	0.00010	0.05865	0.0812	0.66	0.03223	641	30	554	55	503	9
4.2	199	44	0.23	14	0.00000	0.03004	0.0846	0.73	0.08455	717	41	706	61	523	10
5.1	1917	153	0.08	96	0.00011	0.05642	0.0583	0.45	0.01544	310	18	469	22	365	9
6.1	309	65	0.22	22	0.00016	0.05656	0.0827	0.65	0.03004	598	25	475	48	512	9
7.1	361	59	0.17	25	0.00013	0.05817	0.0819	0.66	0.02980	594	25	536	42	507	9
8.1	206	71	0.35	15	0.00000	0.05849	0.0837	0.68	0.03310	658	33	548	62	518	9
9.1	816	171	0.22	56	0.00011	0.05679	0.0806	0.63	0.02980	593	16	483	29	500	9

ادامه جدول ۵-۵

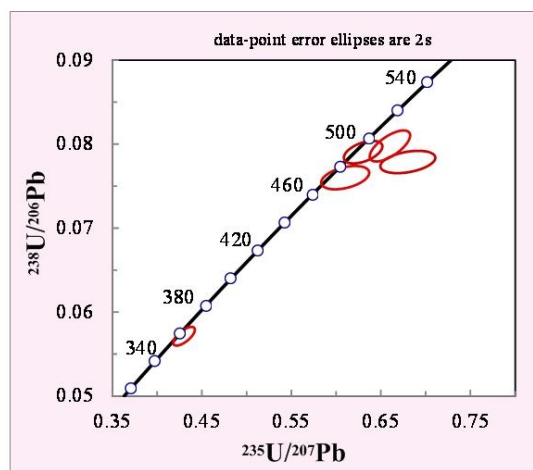
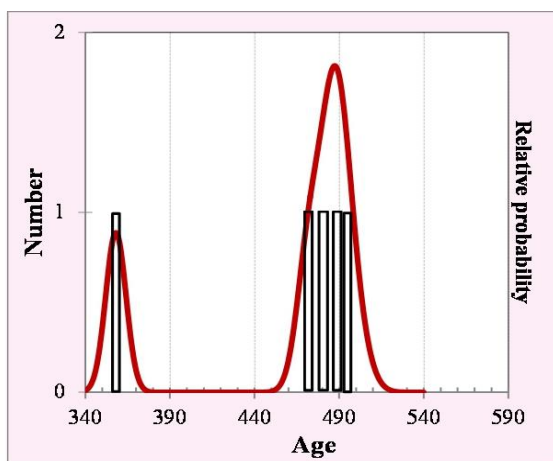
spot	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}^*$	$^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}^*$	Age $^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$	+/-	Age $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	+/-	Age ^{238}U $/^{206}\text{Pb}^*$	+/-
10.1	198	116	0.60	14	0.00000	0.05979	0.0816	0.67	0.03031	604	15	596	40	505	9
11.1	393	67	0.18	28	0.00002	0.05687	0.0842	0.66	0.03191	635	19	486	30	521	9
12.1	227	64	0.29	16	0.00022	0.05716	0.0825	0.65	0.03091	615	26	498	66	511	9
13.1	898	377	0.43	63	0.00003	0.05890	0.0813	0.66	0.03073	612	43	563	21	504	9
RD-146/4															
1.1	744	144	0.20	51	0.00000	0.05857	0.0795	0.64	0.03117	620	11	551	20	493	6
2.1	1091	243	0.23	75	0.00001	0.05884	0.0803	0.65	0.03115	620	14	494	8	498	8
3.1	495	145	0.30	33	0.00012	0.05677	0.0781	0.61	0.02896	577	16	483	40	485	6
4.1	3809	778	0.21	265	0.00015	0.05868	0.0810	0.66	0.03241	645	9	555	9	502	6
5.1	1753	492	0.29	121	0.00002	0.05855	0.0806	0.65	0.03071	611	9	550	15	500	6
6.1	629	148	0.24	46	0.00352	0.06112	0.0845	0.71	0.03366	669	78	643	256	523	7
7.1	5956	1496	0.26	451	0.00003	0.05871	0.0881	0.71	0.03416	679	9	557	8	544	6
8.1	3129	658	0.22	202	0.00000	0.05827	0.0750	0.60	0.03136	624	8	540	10	466	5

جدول ۵-۶- مشخصات کلی زیرکن‌های جدا شده از گرانیت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه

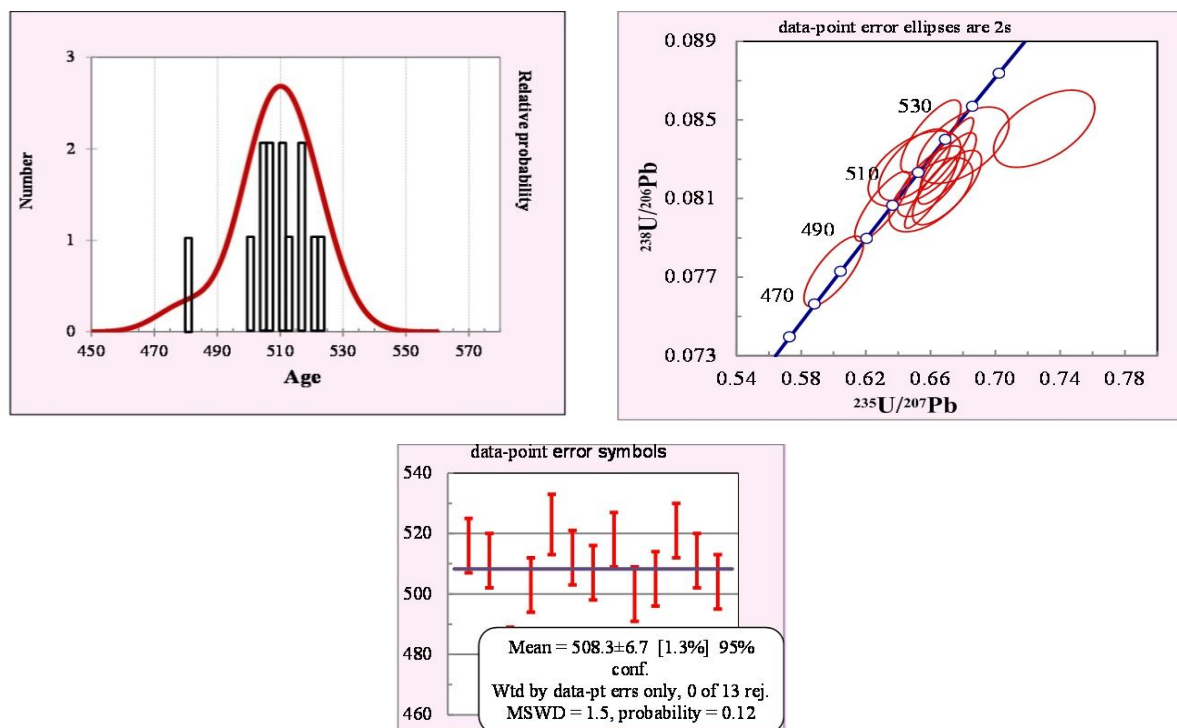
نمونه	شماره نمونه	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	دامنه سنی (میلیون سال)	سن سازگاری (میلیون سال)
لوکوگرانیتی	RD-105/2	۴۴۹۱ تا ۱۴۲۶	۱۲۶۸ تا ۵۲	۰/۴۶ تا ۰/۰۲	۵۲۴ تا ۳۸۸	476 ± 8
لوکوگرانیتی	RD-1/1	۱۲۵۴ تا ۱۶۰	۱۲۶ تا ۶۱	۰/۶۸ تا ۰/۰۶	۴۹۵ تا ۳۵۸	$514/9 \pm 5$
لوکوگرانیتی	RD-122/1	۱۹۱۷ تا ۱۶۶	۳۷۷ تا ۴۱	۰/۶ تا ۰/۰۸	۵۲۳ تا ۳۶۵	$508/3 \pm 6/7$
بیوتیت گرانیت	RD-146/4	۱۴۹۶ تا ۱۴۴	۵۹۵۶ تا ۴۹۵	۰/۳ تا ۰/۲	۵۴۴ تا ۴۶۶	499 ± 21



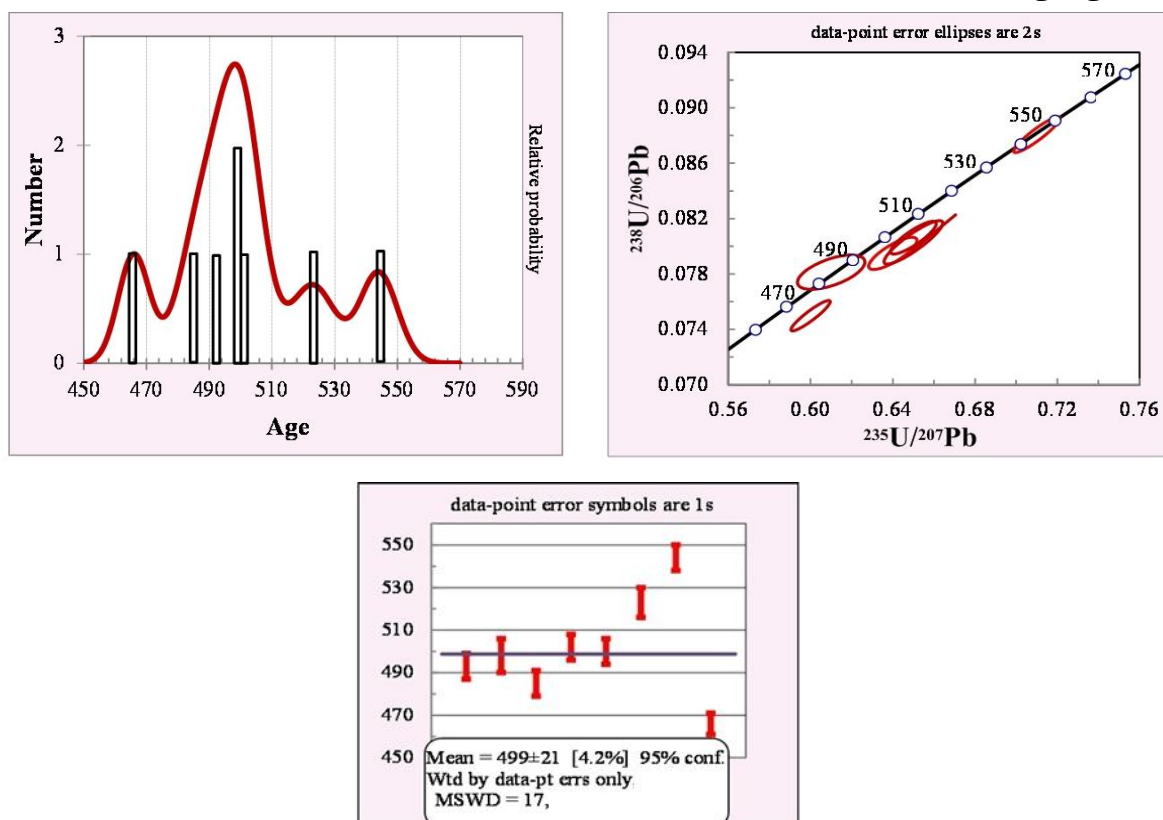
شکل ۵-۶- نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال نمونه گرانیتی RD-105/1 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن‌سنجی کانی زیرکن U/Pb.



شکل ۵-۷- نمودارهای سازگاری و نمودار میانگین سنی نمونه گرانیتی RD-101/2 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن‌سنجی کانی زیرکن U/Pb.



شکل ۵-۸- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال نمونه گرانیته RD-122/1 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن سنجی کانی زیرکن U/Pb.



شکل ۵-۹- نمودارهای سازگاری، میانگین سنی و چگالی احتمال نمونه گرانیته RD-146/4 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن سنجی کانی زیرکن U/Pb.

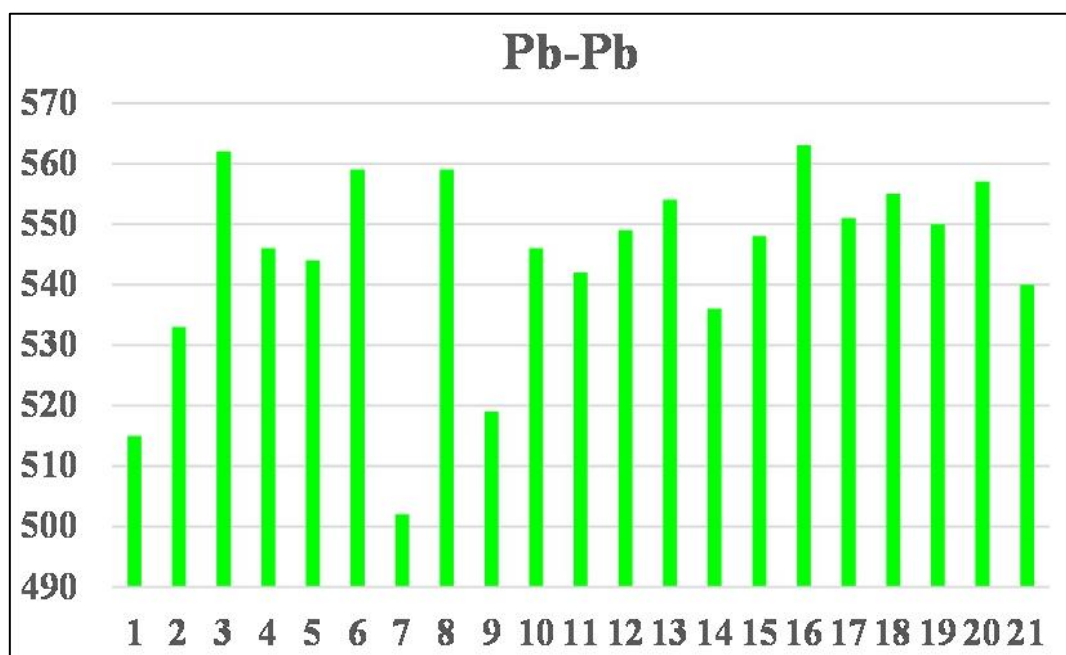
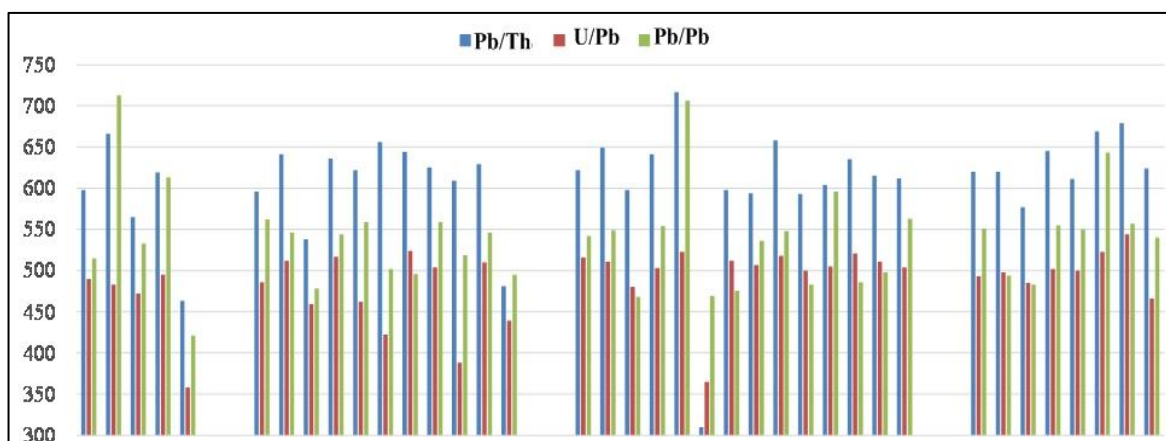
گرانیت‌های مجموعه دوچاه دارای سن میانگین 486 ± 8 ، $514/9 \pm 5$ ، $508/3 \pm 6/7$ و 499 ± 21 میلیون سال متناظر با کامبرین پیشین می‌باشند. سن‌های سازگار بدست آمده از برخی گرانیت‌های مجموعه‌های رخنمون یافته در مناطق همجوار به شرح زیر می‌باشد:

۱. سه نمونه گرانیتی متعلق به مجموعه دلبر $541/8$ ، $543/8$ و $543/12$ میلیون سال (بلاغی، ۱۳۹۴).
 ۲. دو نمونه گرانیتوئیدی متعلق به مجموعه بندهزارچاه 522 و 537 میلیون سال (شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۶b).
 ۳. سه نمونه گرانیتی متعلق به مجموعه بندهزارچاه، 529 ، 540 و 553 میلیون سال (حسینی ۱۳۹۵).
 ۴. یک نمونه گرانیتی متعلق به مجموعه شترکوه 546 میلیون سال (شکاری، ۱۳۹۷).
 ۵. گرانیتوئیدهای جنوب‌باختر میامی، میگماتیت (541 میلیون سال)، بیوتیت گرانیت (551 میلیون سال) و لوکوگرانیت (546 میلیون سال) (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶).
 ۶. دو نمونه گرانیتی متعلق به مجموعه ماجراد $506/9$ و $515/5$ میلیون سال (ویس‌کرمی، ۱۳۹۷).
- سن‌های محاسبه شده برای زیرکن‌های موجود در ۴ نمونه گرانیت تعیین سن شده مجموعه دوچاه به روش U/Pb تا حدودی با هم سازگار نیستند. به نظر می‌رسد این امر به این دلیل باشد که بیشتر کانی‌ها سیستم‌های بسته‌ای نبوده‌اند. سن‌های بدست آمده بر روی نمودارهای آماری آورده شده است (شکل ۵-۱۰). از میان ۳۸ زیرکن تعیین سن شده به روش Pb/Pb، ۲۱ مورد بازه سنی ۵۰۰ تا ۵۷۰ میلیون سال را نشان می‌دهند. این بازه سنی و همچنین سن‌های حاصل از تقاطع بالا و پایین نمودارهای سازگاری نمونه‌های سن‌سنجی شده با سن‌های بدست آمده ذکر شده از گرانیت‌های مجموعه‌های همجوار و همچنین یک نمونه گرانیتی از منطقه دوچاه با سن $553 \pm 3/8$ (ویس‌کرمی، ۱۳۹۵) تطابق بیشتری دارد و معادل نئوپروتروزوئیک پسین-اوایل کامبرین می‌باشند.
- سن‌های جوان‌تر به‌دست آمده از زیرکن‌های مجموعه دوچاه و مجموعه همجوار ماجراد، نسبت به مجموعه‌های دیگر به احتمال زیاد بیانگر از دست رفتن سرب یا حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها

است. میلونیتی شدن این گرانیت‌ها از جمله حوادثی است که می‌تواند سن سنگ را تحت تأثیر قرار داده باشند.

تعیین سن‌های انجام شده در مورد سنگ‌های با سن نئوپروتروزوئیک پسین به طور تجربی بیانگر این موضوع است که در این سنگ‌ها اختلاف سنی در حدود ± 50 میلیون سال امری عادی است. بر این اساس در بررسی ترتیب و تقدم سنگ‌های مورد مطالعه نباید به‌طور صرف، به نتایج سن سنجی اعتماد کرد. بلکه ابتدا باید روابط چین‌ه‌شناسی ملاک و معیار ارزیابی قرار گیرند و در مرحله بعد باید داده‌های به دست آمده را مدنظر قرار داد. بررسی کرد تا مشخص شود که آیا در آنها بی‌نظمی یا تغییرات معناداری وجود دارد یا نه. اگر چنین موردی صادق بود، باید مجدداً به شواهد صحرایی، پتروگرافی و سنگ‌شناسی منطقه‌ای رجوع کرد. لازم به ذکر است تعیین سن‌هایی که در دامنه زمانی نئوپروتروزوئیک به روش SIMS صورت گرفته است از دقت بیشتری برخوردار است و بیشترین تطابق را با شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد. روش Laser ablation از دقت کمتری برخوردار است. با این وجود میلونیتی شدن نیز بر روی نتایج تعیین سن تأثیرگذار و گاه سن‌های جوانتری نشان می‌دهد که با وقایع زمین‌شناسی سازگاری ندارد.

با توجه به نتایج سن سنجی به دست آمده از مجموعه دوچاه و همچنین سن سنجی‌های انجام شده بر روی سایر مناطق پی‌سنگی جنوب و جنوب شرق شاهرود حسن‌زاده (۲۰۰۸)، رحمتی‌ایلخچی و همکاران (۲۰۱۱)، بلاغی‌اینالو (۱۳۹۴)، بلاغی‌اینالو و همکاران (۲۰۱۴)، حسینی (۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۲۰۱۵)، صادقیان و همکاران (۱۳۹۶)، شکاری و همکاران (۱۳۹۵)، شکاری (۱۳۹۷)، ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۶ و ۱۳۹۷)، ویس‌کرمی (۱۳۹۷) و شفایی‌مقدم و همکاران (b ۲۰۱۵ و ۲۰۱۹)، که در جدول (۵-۷) آمده است، می‌توان گفت که سرزمین‌های پی‌سنگی دوچاه و دیگر مجموعه‌های جنوب و جنوب شرق شاهرود در نئوپروتروزوئیک پسین (کادومین) در بازه زمانی ادیاکارن (۶۰۰ میلیون سال) تا کامبرین پیشین (۵۰۰ میلیون سال) تثبیت شده است.



شکل ۵-۱۰- هیستوگرام سن‌های محاسبه شده برای زیرکن‌های موجود در ۴ نمونه گرانیت مجموعه دوچاه به روش Th/Pb , Pb/Pb و U/Pb .

جدول ۵-۷- نتایج تعیین سن انجام شده جنوب و جنوب شرق شاهرود بر روی زیرکن‌های جدا شده از برخی سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی- آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین.

منبع	منطقه یا مجموعه مورد مطالعه	سن ایزوتوپی (بر حسب میلیون سال)
حسن‌زاده (۲۰۰۸)	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر	۵۳۴ تا ۵۵۶
"	گرانیتوئید سفیدسنگ	۵۴۴
"	گرانیتوئیدهای بند هزارچاه	۵۲۷ تا ۶۰۱
"	گرانیتوئیدهای شترکوه	۵۵۶
رحمتی‌ایلخچی و همکاران، (۲۰۱۱)	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه	۵۴۷
بلاغی‌اینالو و همکاران (۲۰۱۴) و بلاغی‌اینالو (۱۳۹۵)	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر	۵۴۱ تا ۵۴۷
حسینی (۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۲۰۱۵)	گرانیتوئیدهای بند هزارچاه	۵۲۹ تا ۵۵۳
شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵)	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه	۵۲۹ تا ۵۴۸
ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۵)	گرانیت‌های دوچاه	۵۳۷
شکاری و همکاران (۱۳۹۵) و شکاری (۱۳۹۷)	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه	۵۲۹ تا ۵۷۰
صادقیان و همکاران (۱۳۹۶)	گرانیتوئیدهای جنوب‌باختر میامی	۵۴۱ تا ۵۵۱
ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۷)	مجموعه دگرگونی ماجراد	۵۴۰ تا ۵۲۰
شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۶)	گرانیتوئیدهای بیارجمند	۵۲۰ تا ۵۶۰
شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۹)	متاگابرو و گنیس‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه	۵۳۶ تا ۵۴۲
رساله پیش‌رو	مجموعه دگرگونی و آذرین دوچاه	۵۰۰ تا ۶۰۰

۵-۶- سن سنجی دایک‌های تراکی‌آندزیت RD-99/1

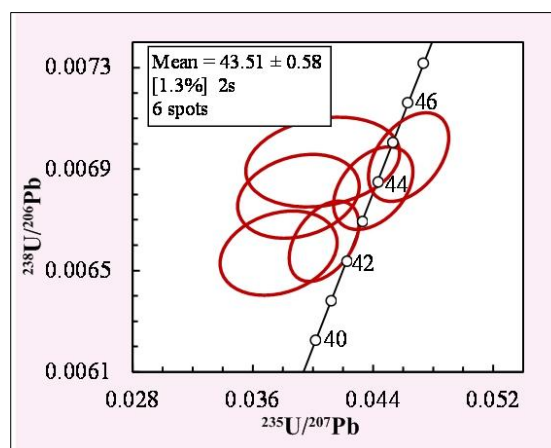
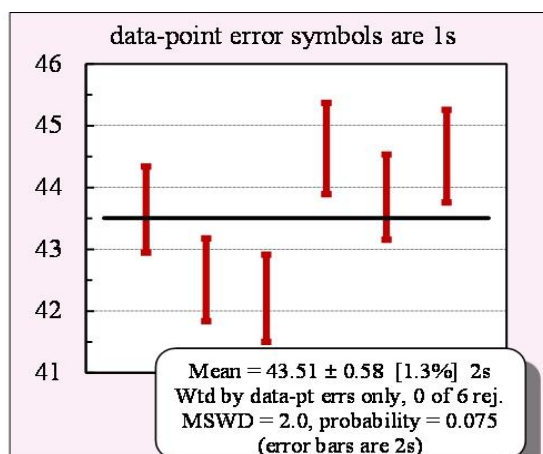
۱۱ عدد از زیرکن‌های جدا شده از نمونه تراکی‌آندزیت RD-99/1 مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج حاصل در جدول ۵-۸ ارائه شده است و از آن‌ها در رسم نمودار سازگاری (Concordia diagram) استفاده گردیده است (شکل ۵-۱۱). این زیرکن‌ها دارای مقادیر توریم (Th) ۱۵۳ تا ۲۱۳۹ و اورانیوم (U) ۲۶۴ تا ۳۲۷۴ پی‌پی‌ام می‌باشد. نسبت توریم به اورانیوم در محدوده (Th/U) ۰/۲۴ تا ۰/۷۳ قرار دارد. سن‌های $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ به دست آمده برای این نمونه دامنه سنی ۱۴۲۲ تا ۴۲/۶۲ میلیون سال را نشان می‌دهند. پنج عدد از زیرکن‌های تعیین سن شده، محدوده سنی ۱۴۲۲ تا ۱۷۴/۳ میلیون سال را نشان می‌دهند و مابقی محدوده سنی ۴۴/۶۴ تا ۴۲/۴۰ میلیون سال را شامل می‌شوند. نمودار سازگاری ترسیم شده برای زیرکن‌های نمونه RD-99/1 سن سازگاری $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ برابر ۰/۵۸ $\pm$ ۴۳/۵۱ با مقدار MSWD برابر با ۲/۰ را نشان می‌دهند.

جدول ۵- ۸- نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های نمونه تراکی‌آندزیت RD-99/1 مجموعه دوچاه.

Spot	U ppm	Th ppm	Th /U	²⁰⁶ Pb*ppm	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb*	Age ²⁰⁸ Pb*/ ²³² Th	+/-	Age ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	+/-	Age ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	+/-
RD-99/1-1	1227	867	0.73	130	0.06302	0.1236	1.074	741	±13	709	± 25	752	±12
RD-99/1-2	2484	918	0.38	14.6	0.0417	0.00679	0.0390	38.0	± 2.5	-246	±170	44.00	± 0.74
RD-99/1-3	1206	280	0.24	257	0.10013	0.2481	3.425	1,548	±28	1,627	± 11	1,425	±20
RD-99/1-4	264	153	0.60	23.4	0.0591	0.1028	0.837	622	±17	571	± 58	631	±11
RD-99/1-5	2916	1592	0.56	16.6	0.0447	0.00662	0.0407	39.9	± 1.2	-74	± 83	42.76	± 0.74
RD-99/1-6	1726	1055	0.63	9.83	0.0416	0.00657	0.0377	39.5	± 1.7	-248	±170	42.51	± 0.80
RD-99/1-7	3274	2139	0.68	19.5	0.0484	0.00695	0.0464	43.4	± 1.3	119	± 81	44.77	± 0.84
RD-99/1-8	1871	634	0.35	44.3	0.0499	0.02743	0.1888	172.1	± 7.8	191	± 89	174.5	± 2.8
RD-99/1-9.	614	148	0.25	82.1	0.07083	0.1556	1.519	993	±23	952	± 26	930	±14
RD-99/1-10	2613	1500	0.59	15.3	0.0468	0.00683	0.0440	43.2	± 1.3	38	± 87	43.91	± 0.77
RD-99/1-11	1829	1135	0.64	10.9	0.0426	0.00693	0.0407	43.1	± 2.2	-194	±200	44.66	± 0.83

بر اساس مقایسه سن بدست آمده با جدول زمانی زمین‌شناسی، سن بدست آمده با ائوسن میانی (لوتسین) معادل می‌باشد (شکل ۵-۱۲). با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای سن‌های بیش از دامنه سنی ائوسن، در واقع سن زیرکن‌های موروثی می‌باشند. زیرکن‌های موروثی از سنگ‌های پی‌سنگی بوده که در جریان صعود ماگما به درون آن راه یافته‌اند.

یوسفی (۱۳۹۶) و یوسفی و همکاران (۲۰۱۷ a و ۲۰۲۰) مجموع داده‌های سنی برای گروه‌های سنگی مشابه در نوار ماگمایی تروود - احمدآباد، را در محدوده سنی $35/5 \pm 2$ تا $41/4 \pm 0/3$ میلیون سال معادل با ائوسن میانی - بالایی (لوتسین، بارتونین - پری‌آبونین) در نظر گرفته است. مطالعات دقیق سن‌سنجی انجام شده توسط جمشیدی (۱۳۹۴) و جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳، ۱۳۹۴ و ۲۰۱۵) بیانگر سن ۴۱ تا ۵۲ میلیون سال معادل ائوسن میانی برای ماگماتیسیم منطقه سبزوار می‌باشد. داده‌های سنی بدست آمده از تراکی‌آندزیت منطقه دوچاه با محدوده‌های سنی ذکر شده مطابقت دارد. قاسمی (۱۳۹۹) معتقد است که فعالیت‌های ماگمایی این مجموعه ماگمایی تا کواترنر ادامه داشته است.



شکل ۵-۱۱- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه تراکی‌آندزیت RD-99/1 بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای سن‌سنجی کانی زیرکن به روش Pb/U.

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Stage Age	Age Ma
Cenozoic	Paleogene	Eocene	Periabonian	33.9
			Bartonian	37.2
			Lutetian	40.4 ← 43.51
			Ypresian	48.6 55.8

شکل ۵-۱۲ - سن سازگاری زیرکن‌های تعیین سن شده نمونه تراکی‌آندزیت RD-99/1.

فصل ششم: ژئوشیمی سنگ کل



۱-۶- مقدمه

مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل به منظور پی بردن به ماهیت پروتولیت و فرآیندهای پترولوژیکی حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌ها، امری ضروری است. از این رو تعداد ۲۲ نمونه سنگی از مجموعه دگرگونی و آذرین با کمترین میزان دگرسانی، انتخاب شد. این نمونه‌ها شامل ۶ نمونه متابازیت، ۳ نمونه متاپلیت، ۱۱ نمونه گرانیتی و ۲ نمونه منسوب به ریولیت می‌باشند. مشخصات سنگ‌شناسی و موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های سنگی مورد نظر در جدول ۱-۶ ارائه شده است. مراحل اولیه آماده‌سازی نمونه‌ها در دانشگاه صنعتی شاهرود و دامغان انجام شد، آنالیز عناصر اصلی، فرعی و نادرخاکی در مؤسسه Beijing Createch Testing Technology چین صورت گرفت. نتایج در جدول ۲-۶ تا ۴-۶ ارائه شده است. دو نمونه منسوب به ریولیت پس از انجام آنالیز مشخص شد که متاسندستون هستند. از دیگر نتایج به دست آمده، پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح آهن با روش لومتر^۱ (۱۹۷۶)، در ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده است.

جدول ۶-۱- مشخصات کلی نمونه‌های انتخاب شده متعلق به مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه جهت آنالیز شیمی سنگ کل و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها بر حسب (UTM).

Sample No.	Lithology	Location	
		X	Y
RD-88/6	Greenschist	3953217	391406
RD-135/1	amphibolite	3955056	392961
RD-93/2	"	3953190	391355
RD-99/2	"	3954412	393019
RD-125/1	"	3950351	369918
RD-70/1	Garnet amphibolite	3949905	355288
RD-104	Mica schist	3955141	392562
RD-150/1	Gneiss	3951653	375397
RD-156/1	"	3951653	375397
RD-36/3	Biotite granite	3950843	374244
RD-39/1	"	3950277	374127
RD-42/1	"	3950666	3716323
RD-146/4	"	3951486	375390
RD-159/1	"	3951905	375631
RD-159/2	"	3951905	375631
RD-1/1	Leucogranite	3948576	366579
RD-122/1	"	3949971	369647
RD-105/2	"	3955141	393324
RD-61/2	"	3951985	374668
RD-145/1	"	3956264	391544
RD-78/1	Metasandstone	3953757	384154
RD-84/1	"	3953712	384263

جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متبازیت‌ها و متاپلیت‌های مجموعه دوچاه.

Sample	متبازیت‌ها						متاپلیت‌ها		
Sample NO	RD-88/6	RD-135/1	RD-93/2	RD-99/2	RD-125/1	RD-70/1	RD-104	RD-150/1	RD-156/1
Major elements (wt %)									
SiO ₂	45.41	43.09	48.64	46.28	50.05	53.16	57.15	63.04	64.07
TiO ₂	0.58	0.78	1.02	2.48	2.16	2.31	0.74	0.58	0.60
Al ₂ O ₃	13.77	17.69	15.36	17.00	13.75	14.15	18.64	14.43	14.53
Fe ₂ O ₃ t	9.65	11.21	11.29	12.42	13.13	14.13	8.21	6.61	6.46
MnO	0.16	0.14	0.13	0.20	0.21	0.32	0.09	0.12	0.09
MgO	10.01	11.56	7.33	6.39	4.89	5.10	3.98	2.84	2.89
CaO	15.92	8.64	9.74	8.03	8.20	7.54	1.99	4.43	4.28
Na ₂ O	0.85	3.16	3.71	3.42	3.93	2.15	2.75	2.36	2.42
K ₂ O	0.08	0.25	0.45	0.64	1.06	0.35	3.92	2.49	2.50
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.13	0.30	0.29	0.30	0.17	0.11	0.11
LOI	2.46	1.57	2.05	2.46	2.03	0.28	1.54	1.38	1.44
SUM	100.94	101.20	101.85	101.62	101.71	101.80	101.17	101.39	101.40
Trace elements (ppm)									
Li	3.56	13.52	8.02	11.42	10.87	14.36	24.32	13.10	12.51
Be	0.14	0.85	0.74	0.98	1.31	3.11	2.94	1.45	1.50
Sc	49.55	26.19	57.51	39.26	38.58	37.51	21.55	22.98	22.25
V	211.82	138.36	279.45	301.82	297.79	318.61	134.72	93.12	94.82
Co	41.32	55.12	38.31	57.28	41.02	32.04	24.12	14.96	14.08
Ni	185.75	231.71	45.82	54.37	22.25	28.74	63.36	14.44	10.24
Cu	3.92	3.84	15.74	91.60	45.89	27.44	52.12	16.80	12.02
Zn	48.25	90.38	63.28	132.2	127.5	123.02	98.24	79.11	78.97
Ga	11.94	14.97	17.21	22.88	21.65	24.64	25.79	17.84	17.70
Rb	1.08	3.66	7.06	13.33	101.55	5.79	140.96	87.05	87.37
Sr	250.01	458.08	385.52	425.00	252.13	106.96	269.89	202.24	200.03
Y	16.72	11.19	19.92	31.90	38.79	42.57	28.81	24.46	23.92
Mo	0.265	0.281	0.242	0.3	0.967	0.52	1.41	1.13	0.45
W	0.23	0.13	0.28	0.52	0.43	0.16	1.26	0.69	0.74
Mn	1283.51	1153.92	1082.23	1605.03	1707.19	2697.16	731.87	899.33	757.17
Ba	24.82	39.96	92.44	168.26	105.94	39.73	878.46	570.51	542.47
Tl	0.05	0.01	0.06	0.04	0.4	0.06	0.44	0.23	0.24
Pb	5.48	1.90	4.93	3.55	3.84	6.69	18.01	6.06	6.14
Bi	0.06	0.03	0.1	0.03	0.05	0.31	0.30	0.19	0.17
Th	1.48	1.73	1.96	3.62	3.85	4.31	14.54	15.09	14.89
U	0.50	0.51	0.63	1.49	1.31	2.01	3.99	5.09	4.97
Nb	10.05	10.27	9.70	25.90	20.78	21.20	12.89	8.62	8.65
Ta	0.99	0.64	0.59	1.55	1.23	1.41	0.85	0.62	0.63
Zr	32.53	71.53	94.61	198.85	206.04	218.93	160.98	194.91	156.68
Hf	0.93	1.61	2.25	4.71	5.00	5.40	3.96	4.92	4.14
Rare Earth Elements (ppm)									
La	6.42	8.95	8.86	20.38	19.16	21.78	32.85	24.95	24.79
Ce	12.79	18.51	18.25	46.06	43.93	49.73	67.21	52.72	51.86
Pr	1.51	2.28	2.32	5.94	5.76	6.56	7.74	6.21	6.08
Nd	6.34	10.43	11.22	27.86	27.91	31.34	31.69	26.40	25.81
Sm	1.40	2.45	2.97	6.67	7.10	8.11	6.40	5.46	5.38
Eu	0.52	0.95	1.12	2.23	2.36	2.69	1.33	1.04	1.03
Gd	1.66	2.43	3.48	6.66	7.34	8.20	5.32	4.81	4.58
Tb	0.37	0.40	0.63	1.09	1.26	1.38	0.88	0.77	0.75
Dy	2.81	2.45	4.18	6.77	8.03	8.51	5.41	4.81	4.75
Ho	0.69	0.47	0.86	1.32	1.63	1.70	1.13	0.99	0.97
Er	2.34	1.34	2.49	3.69	4.62	4.79	3.28	2.91	2.87
Tm	0.37	0.18	0.34	0.49	0.64	0.67	0.47	0.41	0.41
Yb	2.50	1.12	2.20	3.06	4.08	4.22	2.98	2.68	2.68
Lu	0.41	0.17	0.31	0.44	0.61	0.63	0.45	0.41	0.40

جدول ۳-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل بیوتیت گرانیت‌های مجموعه دوچاه.

Sample NO	RD-36/3	RD-39/1	RD-42/1	RD-146/4	RD-159/1A	RD-159/1B
Major elements (wt %)						
SiO ₂	76.26	72.51	74.83	76.17	67.79	67.79
TiO ₂	0.11	0.42	0.11	0.10	0.65	0.65
Al ₂ O ₃	12.91	13.38	13.00	12.44	13.46	13.46
Fe ₂ O _{3t}	1.38	3.18	1.34	1.45	4.49	4.49
MnO	0.01	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05
MgO	0.23	0.72	0.19	0.25	2.58	2.58
CaO	0.66	0.80	0.78	0.73	2.76	2.76
Na ₂ O	3.76	2.93	3.81	3.38	4.12	4.12
K ₂ O	4.16	4.89	4.50	4.53	1.59	1.59
P ₂ O ₅	0.02	0.14	0.02	0.03	0.18	0.18
LOI	0.32	0.73	0.20	0.55	1.89	1.89
SUM	101.80	101.73	101.79	101.66	101.57	101.57
Trace elements (ppm)						
Li	2.87	4.12		4.72	7.55	8.58
Be	2.22	2.39	2.11	2.34	2.02	2.10
Sc	4.38	4.24	6.87	3.40	12.70	12.07
V	7.95	5.65	29.73	12.26	77.66	76.74
Co	1.85	0.95	5.74	1.41	8.57	8.38
Ni	12.07	3.49	15.06	5.26	29.64	26.96
Cu	3.56	2.11	12.96	4.07	5.31	5.46
Zn	10.08	8.43	69.63	18.50	33.00	30.82
Ga	16.04	15.59	20.15	14.21	15.89	15.43
Rb	139.53	132.95	165.80	140.09	74.95	72.23
Sr	56.05	69.56	78.48	67.54	233.75	232.53
Y	37.70	28.53	40.03	16.84	23.45	23.71
Mo	0.59	0.29	1.81	0.67	0.46	0.44
w	1.24	0.85	0.92	0.53	0.77	0.74
Mn	115.12	52.94	324.95	264.82	414.39	404.08
Ba	564.96	682.89	682.52	450.21	236.58	226.34
Tl	0.34	0.33	0.77	0.39	0.22	0.22
Pb	13.04	13.23	57.56	22.81	11.04	11.01
Bi	0.01	0.02	0.09	0.03	0.06	0.06
Th	26.50	17.74	29.96	27.70	15.96	16.38
U	2.97	2.37	2.91	5.37	4.08	4.20
Nb	11.14	9.96	12.52	7.91	10.83	10.82
Ta	1.05	0.93	0.94	1.10	0.78	0.81
Zr	130.73	96.72	306.96	118.11	208.85	205.47
Hf	4.65	3.37	8.24	4.23	5.50	5.52
Rare Earth Elements (ppm)						
La	29.88	21.63	43.67	21.79	25.52	26.49
Ce	64.37	45.16	90.98	45.10	51.84	53.76
Pr	7.63	5.28	10.51	5.08	6.01	6.22
Nd	31.86	21.83	43.96	20.30	25.32	26.42
Sm	7.89	5.13	9.82	4.13	5.19	5.41
Eu	0.63	0.52	1.37	0.35	1.14	1.17
Gd	7.85	4.77	8.57	3.27	4.43	4.58
Tb	1.41	0.83	1.41	0.53	0.74	0.76
Dy	8.49	5.44	8.40	3.27	4.63	4.71
Ho	1.56	1.14	1.63	0.67	0.94	0.93
Er	3.98	3.29	4.52	2.14	2.75	2.81
Tm	0.49	0.42	0.57	0.34	0.39	0.39
Yb	2.86	2.68	3.54	2.51	2.60	2.65
Lu	0.41	0.38	0.50	0.41	0.41	0.41

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل لوکوگرانیت‌های مجموعه دوچاه.

Sample NO	RD-1/1	RD-122	RD-105/2	RD-67/2	RD-145/7
Major elements (wt %)					
SiO ₂	78.16	72.55	79.36	76.59	77.08
TiO ₂	0.06	0.50	0.08	0.06	0.13
Al ₂ O ₃	12.77	13.54	11.74	12.56	12.27
Fe ₂ O ₃ t	0.51	3.54	0.44	0.77	0.61
MnO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	0.22	1.44	0.22	0.12	0.31
CaO	0.29	0.79	0.87	0.48	1.05
Na ₂ O	5.24	5.33	5.16	3.96	3.69
K ₂ O	1.31	0.98	1.39	4.39	3.27
P ₂ O ₅	0.07	0.13	0.01	0.01	0.02
LOI	0.82	0.42	0.58	0.42	1.36
SUM	101.46	101.25	101.86	101.36	101.79
Trace elements (ppm)					
Li	0.32	12.23	0.33	1.04	3.16
Be	4.34	2.06	2.06	2.48	2.00
Sc	5.25	10.84	4.36	2.68	4.07
V	3.65	35.16	16.46	2.75	7.93
Co	1.45	3.92	0.51	0.60	0.98
Ni	10.65	14.14	4.29	8.83	4.13
Cu	4.46	3.54	7.61	6.20	4.03
Zn	4.27	38.94	5.51	10.42	5.28
Ga	12.67	20.45	11.28	11.80	15.40
Rb	76.99	31.28	27.37	159.85	93.31
Sr	52.00	75.91	82.79	29.34	46.53
Y	34.93	34.50	23.41	33.28	36.39
Mo	1.29	1.49	0.39	0.40	1.06
W	2.50	1.49	0.30	0.97	1.49
Mn	203.75	114.72	63.30	33.94	54.98
Ba	511.11	178.29	244.45	357.46	150.10
Tl	0.12	0.08	0.11	0.39	0.16
Pb	3.73	3.64	10.41	13.17	10.10
Bi	0.02	0.01	0.12	0.18	0.02
Th	11.35	30.05	24.90	36.06	50.54
U	5.20	2.54	9.22	4.74	3.70
Nb	8.79	13.86	16.60	7.89	9.21
Ta	1.64	1.04	1.76	0.98	1.03
Zr	64.17	236.70	112.60	132.93	141.78
Hf	2.92	6.10	4.76	6.60	4.91
Rare Earth Elements (ppm)					
La	6.86	30.63	18.06	18.67	35.87
Ce	17.10	66.40	37.75	44.14	72.01
Pr	2.16	7.68	5.12	5.36	7.75
Nd	8.50	30.87	23.26	23.58	29.90
Sm	2.82	6.77	6.08	6.80	6.35
Eu	0.15	0.80	0.86	0.39	0.35
Gd	3.33	5.81	5.34	6.70	5.88
Tb	0.84	1.02	0.90	1.15	1.10
Dy	6.36	6.45	5.48	7.09	7.31
Ho	1.34	1.32	1.09	1.34	1.47
Er	4.21	3.82	3.13	3.58	4.24
Tm	0.65	0.53	0.46	0.46	0.62
Yb	4.52	3.41	2.84	3.00	3.96
Lu	0.61	0.50	0.42	0.46	0.57

جدول ۵-۶- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاسندستون‌های مجموعه دوچاه

Sample NO	RD-78/1	RD-84/1
Major elements (wt %)		
SiO ₂	93.05	89.84
TiO ₂	0.18	0.12
Al ₂ O ₃	3.36	1.24
Fe ₂ O ₃ t	0.63	0.75
MnO	0.02	0.03
MgO	0.13	0.74
CaO	0.20	3.68
Na ₂ O	0.16	0.13
K ₂ O	0.99	0.33
P ₂ O ₅	0.05	0.02
LOI	0.46	1.68
SUM	101.23	100.56
Trace elements (ppm)		
Li	1.03	1.39
Be	0.22	0.13
Sc	1.69	1.24
V	7.63	3.27
Co	0.37	1.30
Ni	4.28	4.07
Cu	2.35	5.47
Zn	3.34	7.55
Ga	3.23	1.29
Rb	18.57	6.89
Sr	9.69	30.66
Y	6.30	2.56
Mo	0.31	0.42
W	0.38	0.19
Ba	234.72	49.31
Tl	0.04	0.08
Pb	1.03	8.13
Bi	0.01	0.03
Th	6.16	2.32
U	1.00	0.95
Nb	5.37	2.05
Ta	0.39	0.16
Zr	145.00	71.00
Hf	3.49	1.86
Rare Earth Elements (ppm)		
La	9.02	2.60
Ce	19.42	4.92
Pr	2.23	0.58
Nd	9.19	2.39
Sm	1.73	0.51
Eu	0.34	0.14
Gd	1.21	0.45
Tb	0.20	0.07
Dy	1.20	0.48
Ho	0.25	0.10
Er	0.76	0.34
Tm	0.11	0.05
Yb	0.76	0.41
Lu	0.12	0.07

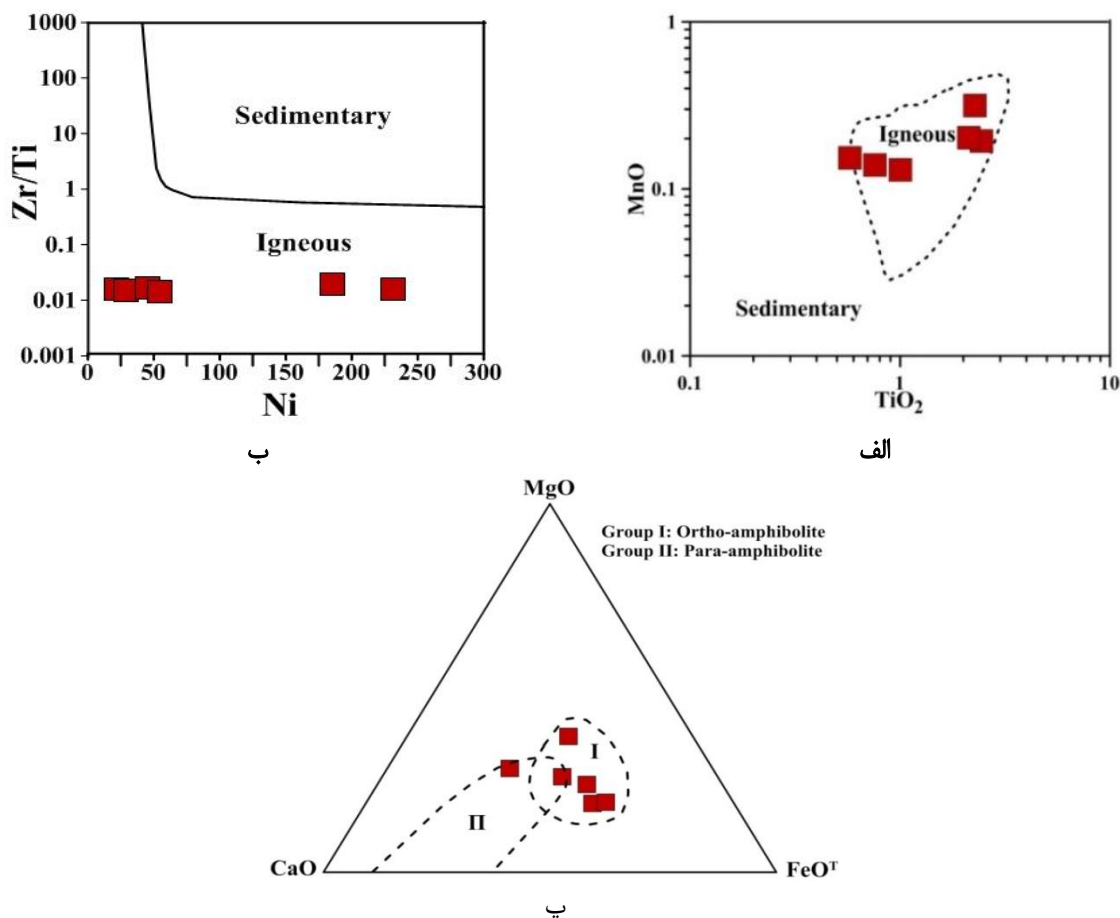
۶-۲- ژئوشیمی متابازیت‌ها

همان‌طور که در فصل‌های قبل ذکر شد متابازیت‌های مجموعه دوچاه طیف گسترده‌ای از شلیست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت را شامل می‌شوند. متابازیت‌ها، ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مافیک اولیه را دارند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها می‌تواند اطلاعات خوبی پیرامون فرایندهای ماگمایی و ماهیت منشأ گوشته‌ای در دسترس ما قرار دهند (وی^۱ و همکاران (۲۰۱۷)). در هنگام رسم بعضی نمودارها، برای ارائه تفسیرهای قابل اعتمادتر، از داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی ۲۹ نمونه از متابازیت‌های مناطق همجوار و با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه همانند شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷)، ماجراد (ویس‌کرمی، ۱۳۹۷) و جندق (بلوچی، ۱۳۹۷) نیز استفاده شده است.

۶-۲-۱- تعیین سنگ مادر متابازیت‌ها

گام نخست در بررسی شیمی متابازیت‌ها، تفکیک خاستگاه آذرین یا رسوبی متابازیت‌ها است. شواهد صحرایی چون ساخت‌های بادامکی اولیه بازالت‌ها، بخش‌های گابرو دیوریت اولیه محفوظ مانده و اجتماعات دایکی متابازیتی که در سراسر مجموعه دوچاه رخمون دارند بیانگر آن است که سنگ مادر متابازیت‌ها به صورت روانه‌های بازالتی زیر دریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت بوده است. موقعیت ترکیبی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار MnO در مقابل TiO₂ (میسارا^۲، ۱۹۷۱)، نمودار Ni در برابر Zr/Ti (کوکیک^۳ و همکاران، ۲۰۰۷) و نمودار مثلی CaO- MgO- FeO_t (واکر^۴ و همکاران، ۱۹۶۰) نشان می‌دهد که آنها دارای خاستگاه اولیه آذرین بوده‌اند (شکل ۶-۱- الف تا پ). دو دسته‌ای بودن نمونه‌ها احتمالاً مربوط به دو دسته بودن ماگماهای بازالتی باشد.

-
1. Wei
 2. Misara
 3. Kocak
 4. Walker

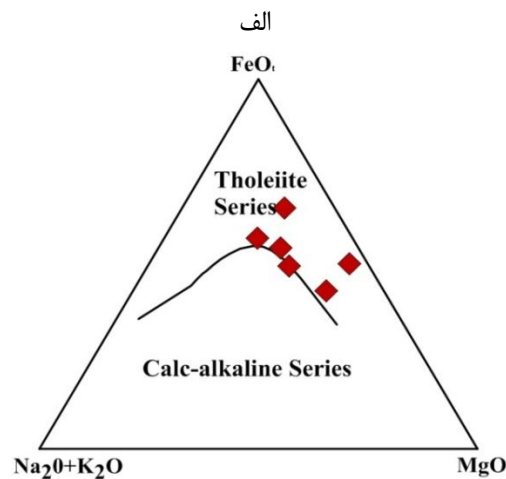
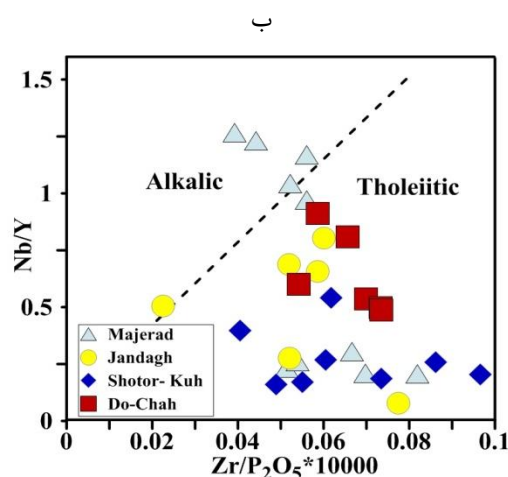
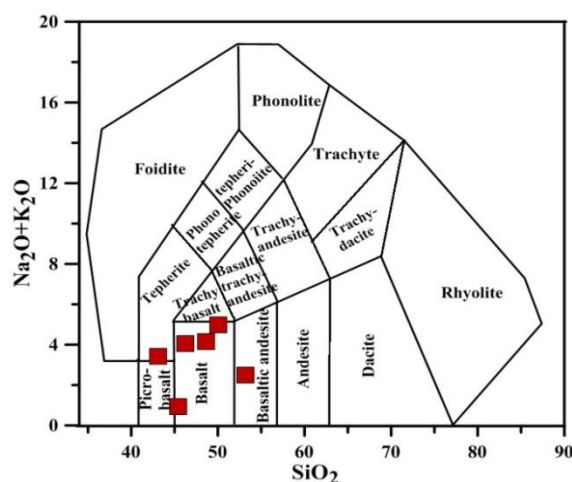
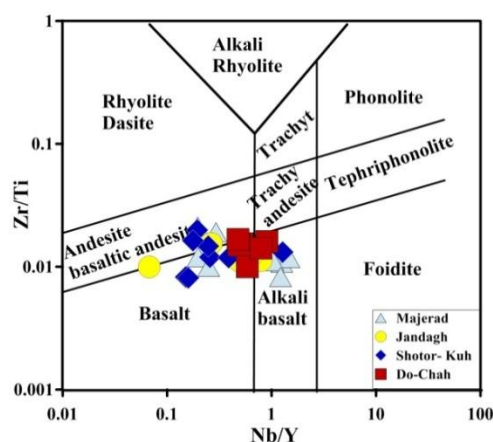


شکل ۶-۱- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه برای تعیین ماهیت آذرین یا غیر آذرین سنگ والد آن‌ها. الف- نمودار TiO₂ در مقابل MnO (میسارا، ۱۹۷۱). ب- نمودار Ni در برابر Zr/Ti (کویک و همکاران، ۲۰۰۷). پ- نمودار مثلثی MgO - FeO^T - CaO (واکر و همکاران، ۱۹۶۰).

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

بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی (میدلموست، ۱۹۸۵)، ترکیب سنگ والد متابازیت‌های دوچاه دارای والد عمدتاً بازالتی هستند (۶-۲- الف). با توجه به دگرگونه بودن سنگ‌های مورد بررسی و تحرک بالای عناصر قلیایی در طی فرایندهای دگرگونی، استفاده از نمودارهای مبتنی بر عناصر کم تحرک‌تر مانند Y، Zr، Ti و Nb، نتایج قابل اعتمادتری ارائه می‌دهد. در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیرس^۱، ۱۹۹۶) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مرزی بازالت و آلکالی‌بازالت قرار گرفته‌اند (موقعیت سنگ‌های متابازیتی مناطق همجوار نیز بر روی این نمودار ترسیم شده است) (شکل ۶-۲- ب).

موقعیت ترکیبی متابازیت‌های مجموعه دوچاه بر روی نمودار AFM (ایروین و براگار^۱، ۱۹۷۱)، ماهیت تولییتی آنها را نشان می‌دهد (شکل ۶-۲-پ). نمونه‌ها در نمودار Nb/Y در مقابل $Zr/P_2O_5 \times 10000$ (وینچستر و فلوید^۲، ۱۹۷۷) که مبتنی بر عناصر کم تحرک‌تر است در محدوده سری تولییتی واقع شده‌اند. لازم به ذکر است در مجموع، سنگ‌های بازالتی والد متابازیت‌های این مجموعه‌های دگرگونی دارای ماهیت عمدتاً تولییتی بوده‌اند (شکل ۶-۲-ت).



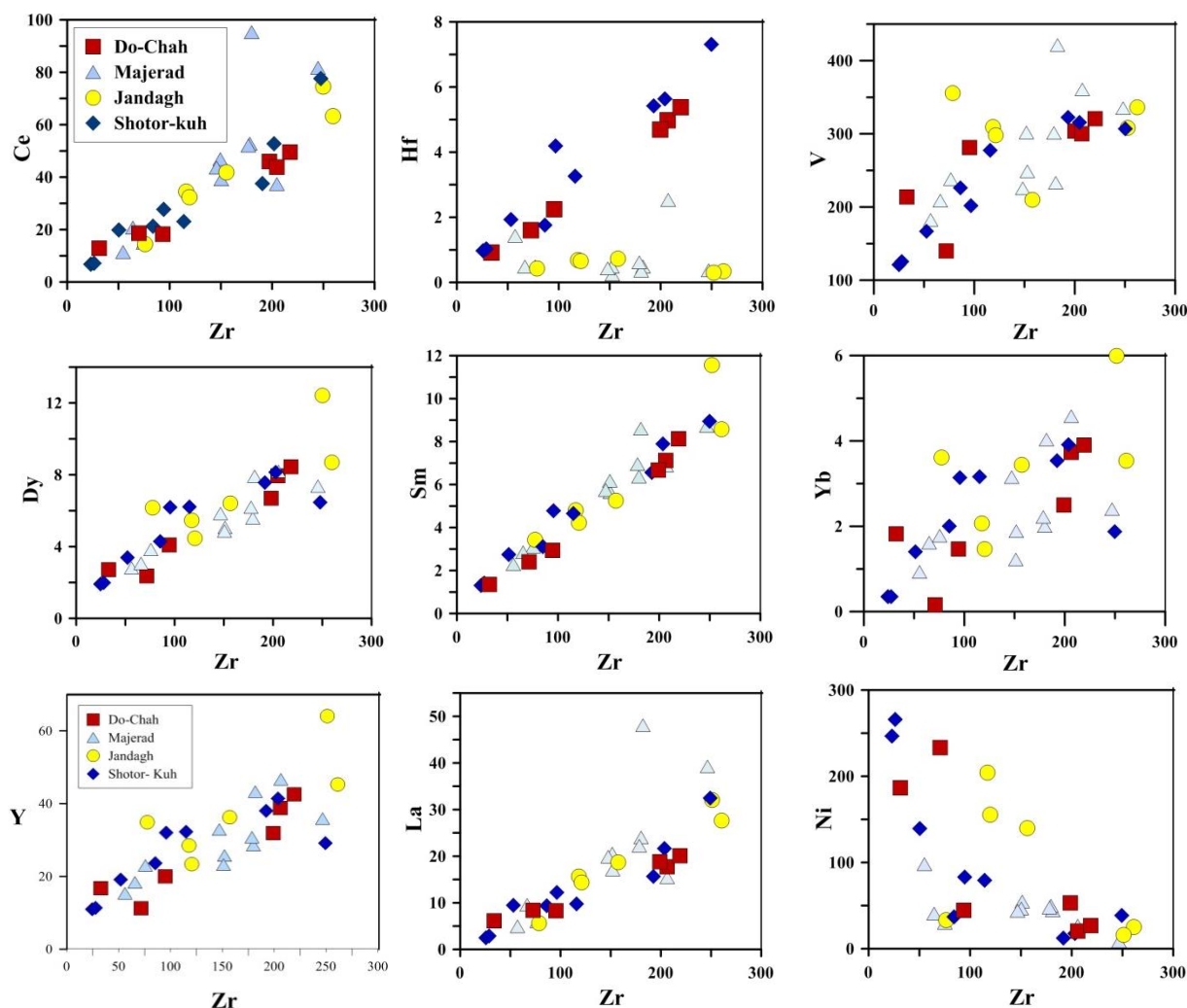
شکل ۶-۲- موقعیت ترکیبی متابازیت‌های مجموعه دوچاه در نمودارهای الف- نمودار Na2O+K2O در مقابل SiO2 (میدلموست، ۱۹۸۵). ب - نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیپرس، ۱۹۹۶). پ- نمودار AFM (ایروین و براگار، ۱۹۷۱). ت- نمودار Nb/Y در مقابل $Zr/P_2O_5 \times 10000$ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).

1. Irvin & Bragar
2. Winchester & Floyd

۳-۲-۶- تحول ماگمای سنگ والد متابازیت‌ها

به منظور نشان دادن ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تعیین ارتباط نمونه‌های سنگی با یکدیگر، از نمودارهای دو متغیره (تغییرات فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل Zr) استفاده شده است (شکل ۳-۶). Zr از عناصر HFS است و به دلیل تحرک بسیار کم در طی دگرگونی (مینگ^۱ و همکاران، ۲۰۱۲) و (تالوسانی^۲، ۲۰۱۰) برای پی‌بردن به روند تحولات ماگمایی سنگ‌های والد مفید و مناسب است. با توجه به شکل ۳-۶، تغییرات تمرکز عناصر ناسازگار Hf، Y، La، V، Cs، Dy، Sm و Nd و عناصر سازگار Ni و Co در برابر Zr به ترتیب روندهای صعودی و نزولی یا افزایش و کاهش نشان می‌دهند. در بیشتر موارد، این روندها از مبداء نمودارها عبور می‌کنند و معرف ارتباط ژئوشیمیایی سنگ‌های والد عمدتاً بازالتی است.

در نمودارهای نشان داده شده در شکل ۳-۶، یک وقفه ترکیبی بین موقعیت نمونه‌های سنگی مجموعه دوچاه دیده می‌شود. این وقفه ترکیبی بیشتر به دلیل کمی تعداد نمونه‌های آنالیز شده می‌باشد. با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مشابه از مناطق همجوار این وقفه ترکیبی عملاً حذف می‌شود و شک و تردیدهای احتمالی در مورد علت وجود آن برطرف می‌شود. البته، از سوی دیگر، با توجه به سرگذشت گسترش و تحول حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به حوضه‌های با پوسته اقیانوسی، امکان تحول بازالت‌ها با خاستگاه محیط درون قاره‌ای به بازالت‌های با خاستگاه دورن ورقه اقیانوسی وجود دارد. در این صورت وقفه ژئوشیمیایی موجود می‌تواند بسیار معنادار باشد. در بخش‌های بعدی به تفصیل به این موضوع پرداخته خواهد شد.



شکل ۳-۶- نمودارهای تغییرات عناصر فرعی نسبت به Zr در متابازیت‌های مورد مطالعه و مناطق همجوار.

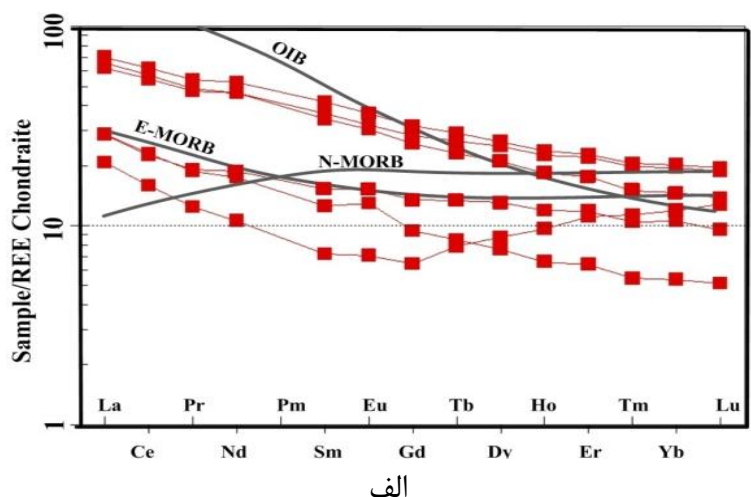
۴-۲-۶- نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی بهنجار شده متابازیت‌ها

نمودارهای عنکبوتی یا نمودارهای چندعنصری، نمودارهایی هستند که مقادیر چند عنصر (معمولاً ناسازگار) را نسبت به مقادیر این عناصر در یک نمونه مبنا می‌سنجند. این نمونه مبنا می‌تواند کندریت، گوشته اولیه، گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) و یا بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) باشند. این نمودارها جهت بررسی فرایندهای مربوط به ترکیب شیمیایی و نیز نحوه توزیع و پراکندگی عناصر ناسازگار و کمیاب در ماگما بسیار مفید واقع می‌شوند (ویلسون^۱، ۱۹۸۹).

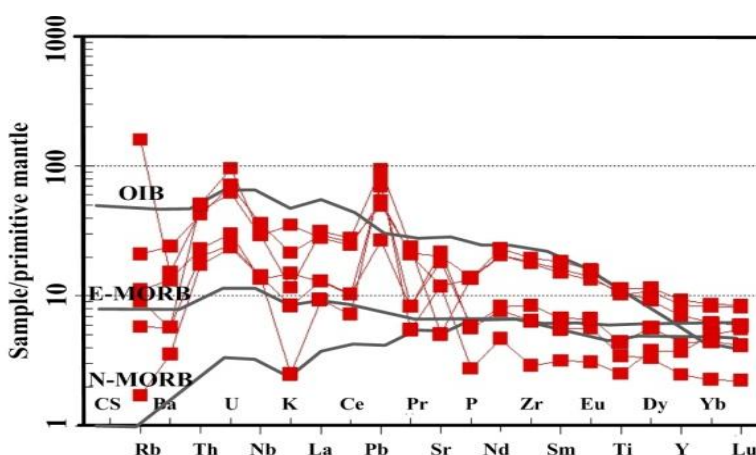
در نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به عناصر خاکی نادر کندریت‌ها (بوینتون^۱، ۱۹۸۴)، متابازیت‌های مجموعه دگرگونی دوچاه الگوهای تغییرات فراوانی این عناصر را می‌توان در دو گروه جای داد. در گروه اول، الگوی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی سنگین (HREE) دارای غنی‌شدگی نسبی با شیب ملایم هستند و با نمودار میانگین ترکیبی بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) تشابه زیادی دارند. دسته دوم با غنی‌شدگی اندک از عناصر LREE و الگوی مسطح برای عناصر نادر خاکی سنگین مشخص می‌شوند و با نمودار میانگین ترکیبی بازالت‌های غنی‌شده پشته‌های میان‌اقیانوسی (E-MORB) تشابه زیادی نشان می‌دهند (شکل ۶-۴-الف). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف^۲، ۱۹۸۹)، الگوی تغییرات متابازیت‌های گروه اول با غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگیون (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت‌میدانی بالا (HFSEs) نشان می‌دهند و به همراه نداشتن ناهنجاری منفی Ti، معرف نشأت‌گیری ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر این دسته از متابازیت‌ها، از ناحیه منشأیی مشابه با ناحیه منشاء بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) دلالت می‌کند. البته با توجه به سرگذشت تکوین حوضه‌های کششی درون قاره‌ای بهتر است به جای خاستگاه OIB، از خاستگاه معادل آن برای گوشته زیر ورقه‌های قاره‌ای، یعنی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای (SCLM) استفاده کنیم.

الگوی تغییرات گروه دوم با غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) و الگوی تقریباً مسطح برای عناصر با قدرت‌میدانی بالا (HFSEs) همراه با اندکی ناهنجاری منفی P و Ti و ناهنجاری مثبت Nd، مشخص می‌گردد و معرف ناحیه منشأیی مشابه با ناحیه منشاء یا خاستگاه بازالت‌های میان اقیانوسی غنی‌شده می‌باشد (شکل ۶-۴-ب). در هر دو گروه، غنی‌شدگی عناصر سنگ‌دوست بزرگیون (LILEs) مانند U و Th و همچنین Pb مشاهده می‌شود. غنی‌شدگی از Pb و عناصر LILEs را می‌توان به آرایش ماگما

توسط مواد پوسته‌ای طی صعود نسبت داد (ژائو و ژو^۱، ۲۰۰۷). متابازیت‌های مورد مطالعه، در نمودار Ce/Pb در مقابل MgO، (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) در محدوده آلودگی با پوسته قرار می‌گیرند (۴-۶-پ). لازم به ذکر است با توجه به اینکه مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک در ایران عمدتاً به صورت برشی‌های تکتونیکی (ورقه‌های تکتونیکی) هستند، باید در تعیین خاستگاه سنگ‌های آذرین همراه آنها، نهایت احتیاط را به خرج داد. به هر حال، برای متابازیت‌ها ترکیبی از منشاء گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای، جزایر کمانی، محیط میان‌اقیانوسی می‌تواند در رخنمون‌های مختلف سازگار باشد. چون احتمال دارد سنگ‌های آذرین مافیک مربوط به مراحل مختلف توسعه و گسترش حوضه‌های رسوبی از دریایی تا اقیانوسی، در خلال جمع شدن و بسته شدن این حوضه‌ها، پاره شده و در کنار هم و گاه به صورت تصادفی یافت شود.

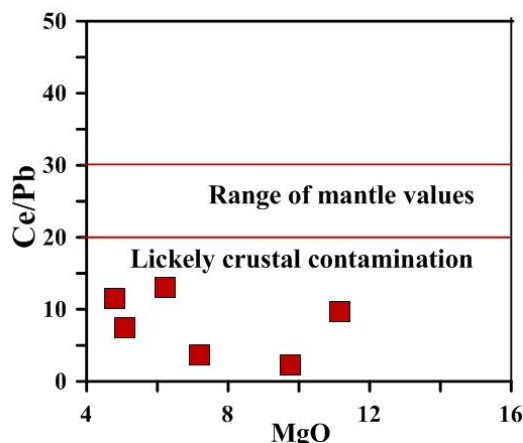


الف



ب

شکل ۴-۶- ادامه شکل و توضیح آن در صفحه بعد



شکل ۴-۶ - موقعیت نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی دو چاه در: الف- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴). ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، جهت تعیین خاستگاه سنگ مادر متابازیت‌ها. پ- نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (ژائو و ژو، ۲۰۰۷)، به منظور تعیین آلودگی نمونه‌های مورد مطالعه.

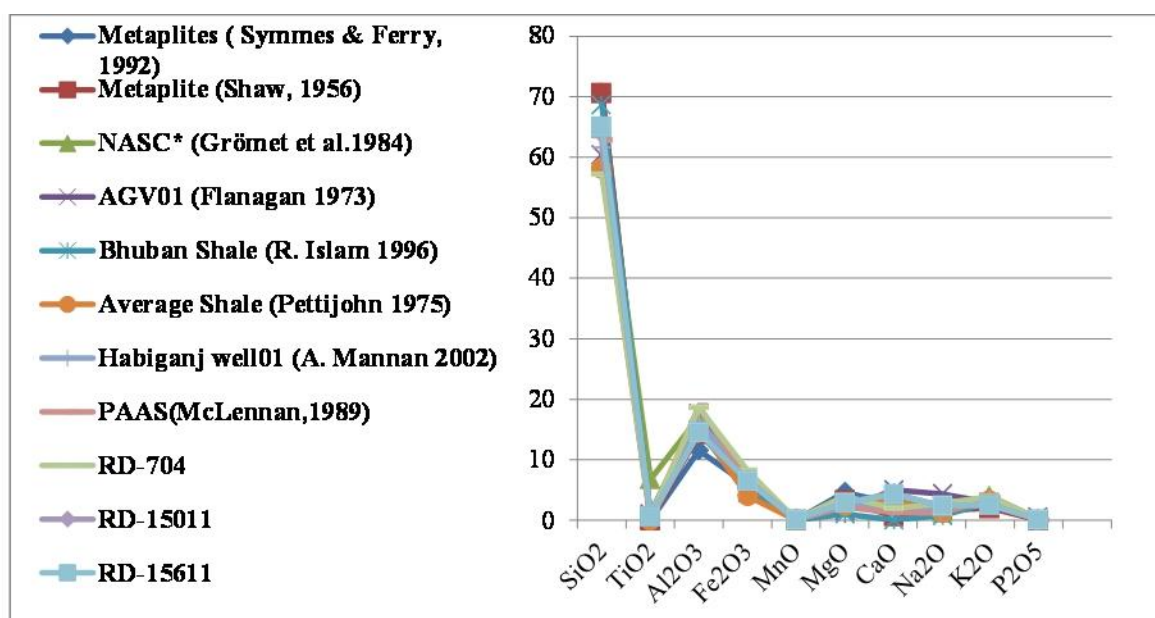
۳-۶- ژئوشیمی متاپلیت‌ها

متاپلیت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، کلریتوئید شیست، گنیس و گارنت گنیس می‌باشند. به دلیل محدودیت‌های موجود، ۳ نمونه از متاپلیت‌ها (یک نمونه میکاشیست و دو نمونه از گنیس‌ها) مورد آنالیز ژئوشیمیایی قرار گرفت. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و نادر خاکی در جدول ۶-۲ ارائه شده است.

ترکیب اولیه این سنگ‌ها با مقادیر میانگین شیل‌های مرجع متاپلیت‌ها مقایسه شد (جدول ۶-۶). مقایسه مقادیر نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه با مقادیر میانگین شیل‌های مرجع شباهت بسیار نزدیکی نشان می‌دهند که بیانگر سنگ والد پلیتی آنها است. همچنین مقادیر میانگین اکسیدهای متاپلیت‌های مجموعه دوچاه نسبت به مقادیر متاپلیت‌ها و شیل‌های مذکور بهنجار شده است. نمودار حاصل از این بهنجارسازی در شکل ۶-۵ نشان می‌دهد که مقادیر بهنجارسازی اکثراً نزدیک به یک است که نشان‌دهنده شباهت نزدیک ترکیب متاپلیت‌های مورد مطالعه به نمونه‌های استاندارد متاپلیت و شیل می‌باشد.

جدول ۶-۶- ترکیب میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های مرجع و مقادیر عناصر اصلی برای سه نمونه از متاپلیت‌های مجموعه دوچاه

Oxides (Wt%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Metaplates (Symmes & Ferry, 1992)	70.59	0	11.54	5.81	0.01	4.61	2.75	1.98	2.66	0
Metaplate (Shaw, 1956)	70.61	0	14.26	6.76	0.01	3.31	0.65	1.57	2.01	0
NASC* (Grömet et al.1984)	64.82	6.8	17.05	5.7	0.25	2.83	3.51	1.31	3.97	0.15
AGV01 (Flanagan 1973)	60.41	1.06	17.66	6.26	0.1	1.57	5.02	4.36	2.93	0.5
Bhuban Shale (R. Islam 1996)	68.65	0.74	14.96	4.55	0.03	1.03	0.05	0.77	2.91	0.09
Average Shale (Pettijohn 1975)	58.1	0	15.4	4.02	0	2.44	3.11	1.3	3.24	0
Habiganj well01 (A. Mannan 2002)	61.63	0.87	16.34	6.95	0.09	3.01	1.93	1.57	3.25	0.16
PAAS(McLennan,1989)	62.8	0	18.9	6.5	0.1	2.2	1.3	1.2	3.7	0
RD-104	57.15	0.74	18.64	8.21	0.09	3.98	1.99	2.75	3.92	0.17
RD-150/1	64.04	0.58	14.43	6.61	0.12	2.84	4.43	2.36	2.49	0.11
RD-156/1	65.07	0.6	14.53	6.46	0.09	2.89	4.28	2.42	2.5	0.11

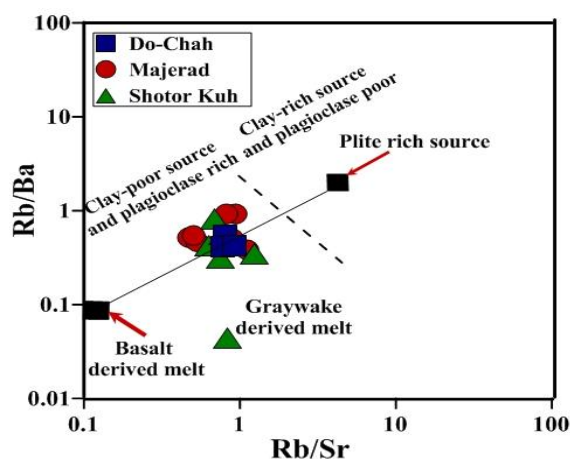


شکل ۶-۵- مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه با میانگین متاپلیت‌ها و شیل‌های استاندارد دنیا.

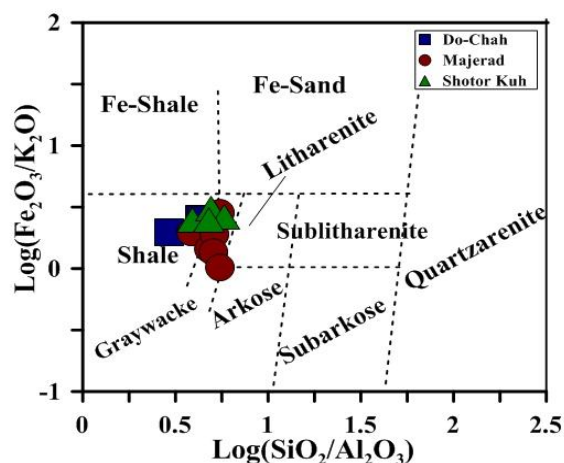
۶-۳-۱- تعیین سنگ مادر متاپلیت‌ها

از شیمی عناصر اصلی متاپلیت‌ها می‌توان به منظور تعیین نوع سنگ رسوبی اولیه استفاده نمود. نمودار ارائه شده توسط (هرون^۱، ۱۹۸۸) بر اساس تغییرات لگاریتمی $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ و $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ بنا شده است. در این نمودار، نمونه‌های متاپلیتی در محدوده شیل و گری‌وک قرار گرفته‌اند (با توجه به تعداد اندک نمونه‌های آنالیز شده، جهت مقایسه و دستیابی به نتیجه‌گیری مطمئن‌تر از داده‌های بدست آمده برای مناطق همجوار شترکوه (۱۳۹۷) و ماجراد (۱۳۹۷) در برخی نمودارها استفاده شده است.

در نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr (سیلوستر^۲، ۱۹۹۸)، نیز سنگ مادر گری وکی را برای نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۶-۶-الف و ب). به منظور تعیین ترکیب شیمیایی سنگ والد سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دوچاه پس از محاسبه پارامترهای A، F و C محل قرارگیری این سنگ‌ها همراه با نمونه‌های مجموعه‌های ماجراد و شترکوه بر روی نمودار ACF (میاشیرو^۳، ۱۹۷۳) مشخص شده است. در این نمودار، نمونه‌های سنگی مورد بررسی در محدوده رس‌ها و گری‌وک‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۶-۷).



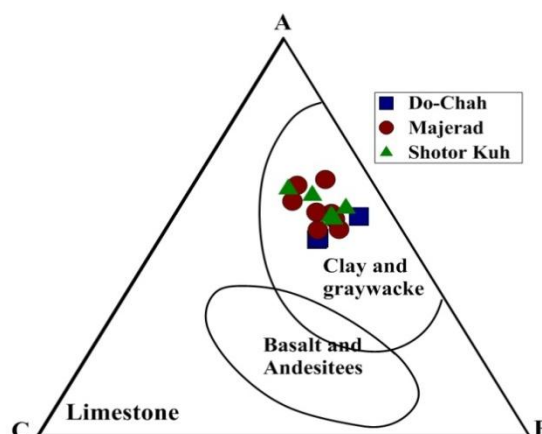
ب



الف

شکل ۶-۶-موقعیت نمونه‌های متاپلیتی مجموعه دوچاه همراه با نمونه‌های متاپلیتی مجموعه‌های ماجراد و شترکوه بر روی الف - نمودار $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ در برابر $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (هرون، ۱۹۸۸). ب - نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/S (سیلوستر، ۱۹۹۸)، به منظور مشخص نمودن سنگ والد متاپلیت‌ها.

1. Herron
2. Sylwester
3. Miyashiro



شکل ۶-۷- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متاپلیتی مجموعه بر روی نمودار سه‌تایی AFC (میاشیرو، ۱۹۷۳).

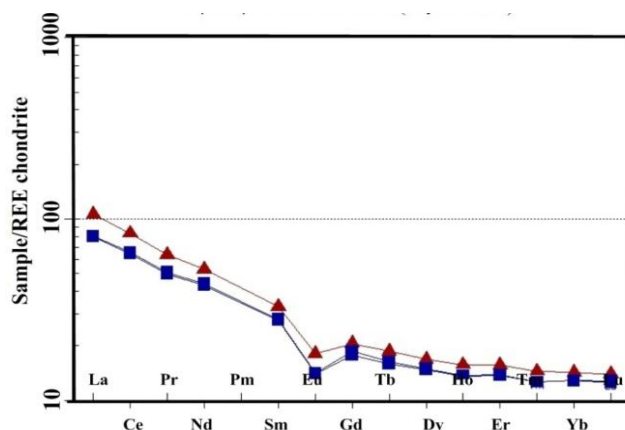
۶-۳-۲- نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی بهنجار شده متاپلیت‌ها

در بررسی‌های سنگ‌شناسی، آنچه به عناصر خاکی نادر (REE) اهمیت ویژه‌ای می‌بخشد، نتایجی است که از بررسی‌های گروهی آنها (به عنوان یک خانواده) به دست می‌آید (استرن^۱، ۲۰۰۴). عناصر خاکی نادر متاپلیت‌های مجموعه دوچاه نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) بهنجار شده و الگوی تغییرات آنها در شکل ۶-۸- الف نشان داده شده است و نشانگر غنی بودن نسبی متاپلیت‌های دوچاه از عناصر خاکی نادر سبک است، بی‌هنجاری منفی Eu و الگوی تقریباً مسطح از عناصر خاکی نادر سنگین است. بیوتیت یکی از کانی‌هایی است که می‌تواند محل تمرکز عناصر خاکی نادر سبک باشد و این کانی نیز در متاپلیت‌ها به وفور یافت می‌شود و توجه کننده غنی بودن متاپلیت‌ها از عناصر خاکی نادر سبک می‌باشد. بی‌هنجاری منفی Eu را می‌توان به انحلال جزئی فلدسپارها در سنگ منشاء متاپلیت‌ها مرتبط دانست (گرومت و سیلور^۲، ۱۹۸۳؛ اباه‌آبنگ^۳ و همکاران، ۲۰۱۲).

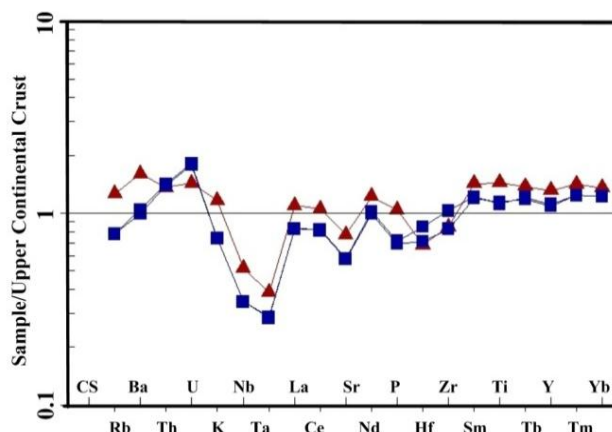
متاپلیت‌های مجموعه دوچاه بر روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته بالایی و پوسته قاره‌ای (تیلور و مک‌لنن^۴، ۱۹۸۵) آنومالی منفی Sr، Ti، Ta و Nb به همراه غنی‌شدگی از U، Pb، Th و K، دیده می‌شود که به اهمیت سنگ‌های پوسته‌ای اشاره دارد (آلمیدا^۵ و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۶-۸- ب و

1. Stern
2. Gromet & Silver
3. Ebah Abeng
4. Taylor & McLennan
5. Almeida

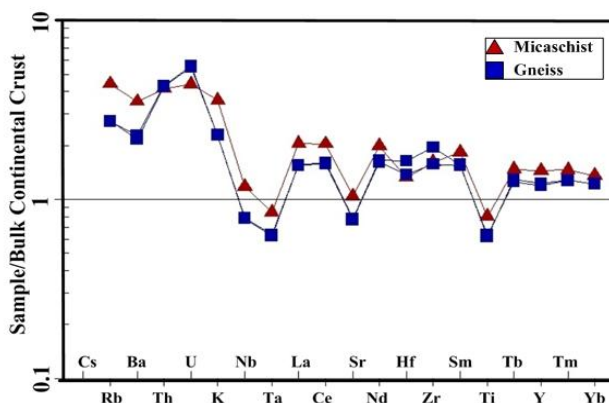
پ). البته با توجه به موارد ذکر شده، پوسته قاره‌ای بالایی منطقی‌ترین منشأ برای متاپلیت‌ها است (به شکل ۶-۷-ب توجه کنید).



الف



ب



پ

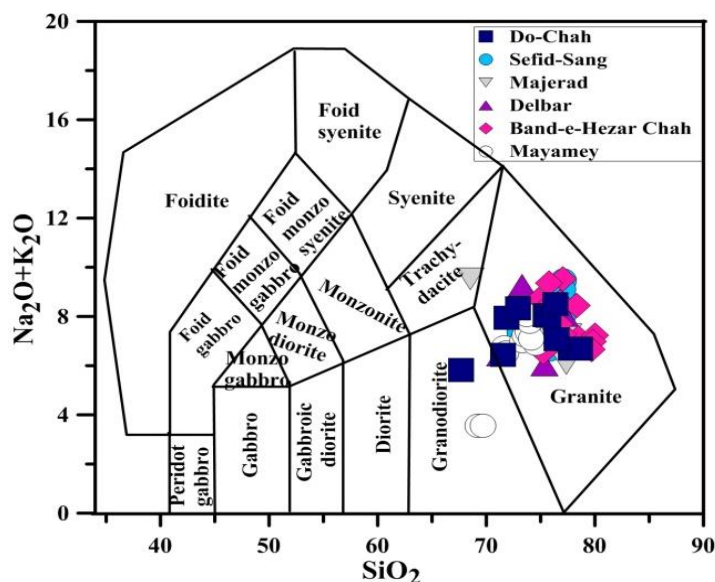
شکل ۶-۸- الف - نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴). ب - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به پوسته بالایی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۹۵). پ- نمودار بهنجار شده به کل پوسته قاره‌ای (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۹۵).

۴-۶- ژئوشیمی گرانیت‌ها

واحدهای سنگی دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دوچاه میزبان سنگ‌های آذرین با ترکیب بیوتیت گرانیت، لوکوگرانیت و آپلیت می‌باشند. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمی این گرانیت‌ها، تعداد ۵ نمونه از لوکوگرانیت‌ها و ۶ نمونه از بیوتیت گرانیت‌های منطقه دوچاه مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت. نتایج آنالیز شیمیایی شامل عناصر اصلی، فرعی و خاکی‌نادر در جدول ۴-۶ ارائه شده است. در رسم بعضی نمودارها، برای ارائه تفسیرهای قابل اعتمادتر، از داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی گرانیت‌های مشابه در مناطق همجوار دلبر (بلاغی، ۱۳۹۴) سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۴)، بند هزارچاه (حسینی، ۱۳۹۵)، میامی (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۵) و ماجراد (ویس‌کرمی ۱۳۹۷) استفاده شده است.

۴-۶-۱- رده‌بندی شیمیایی

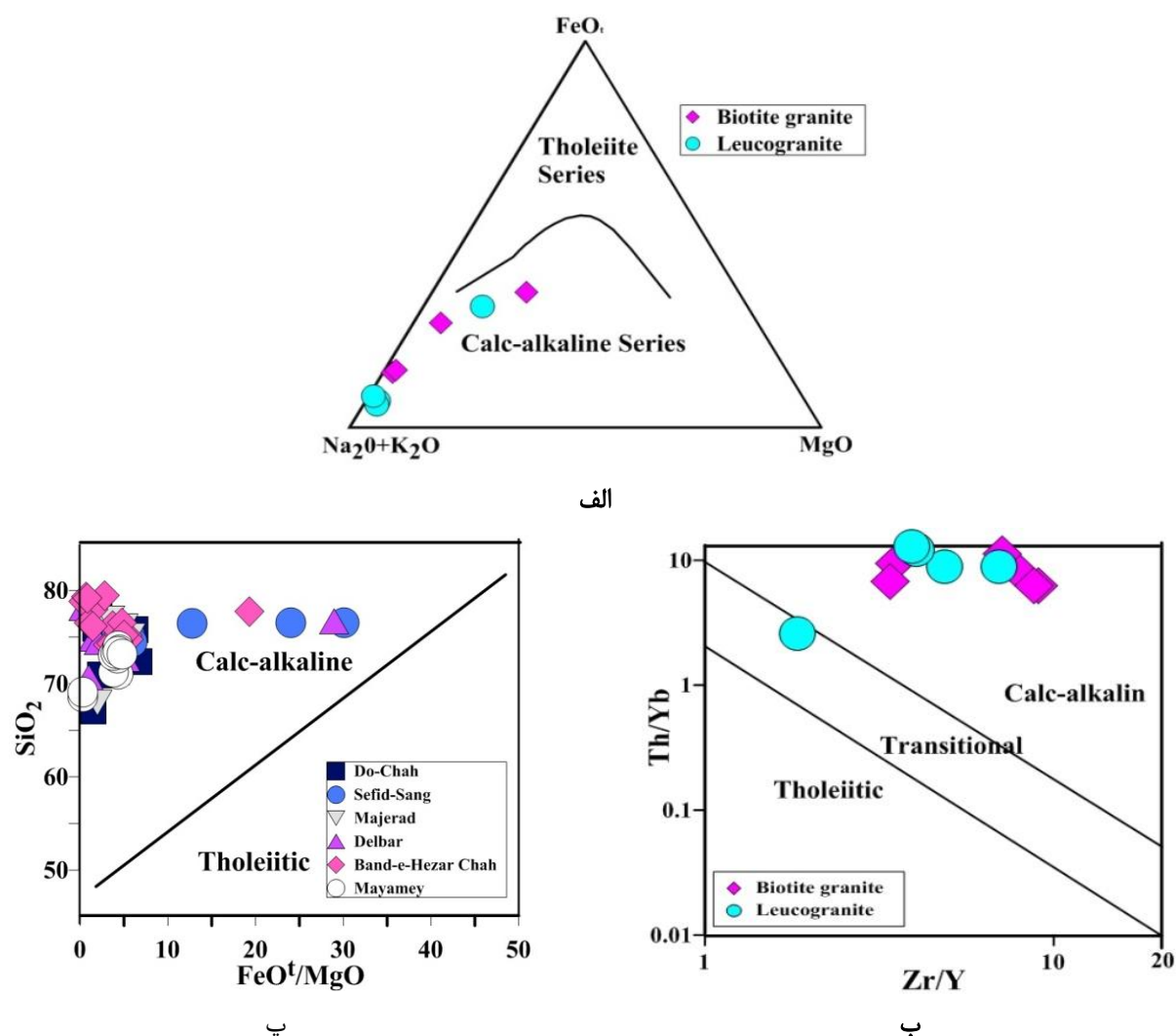
دامنه تغییرات درصد وزنی SiO_2 گرانیت‌های منطقه دوچاه ۶۷/۷۹ تا ۷۹/۳۶ می‌باشد و در نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی (میدلموست، ۱۹۸۵) که بر اساس مقادیر مجموع آلکالی در مقابل سیلیس بنا نهاده شده است، همچون گرانیت‌های همجوار غالباً در محدوده ترکیبی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-۹).



شکل ۶-۹- موقعیت ترکیبی نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه و مناطق همجوار در نمودار نامگذاری سنگ‌های درونی (میدلموست، ۱۹۸۵).

۶-۴-۲- تعیین سری ماگمایی گرانیت‌ها

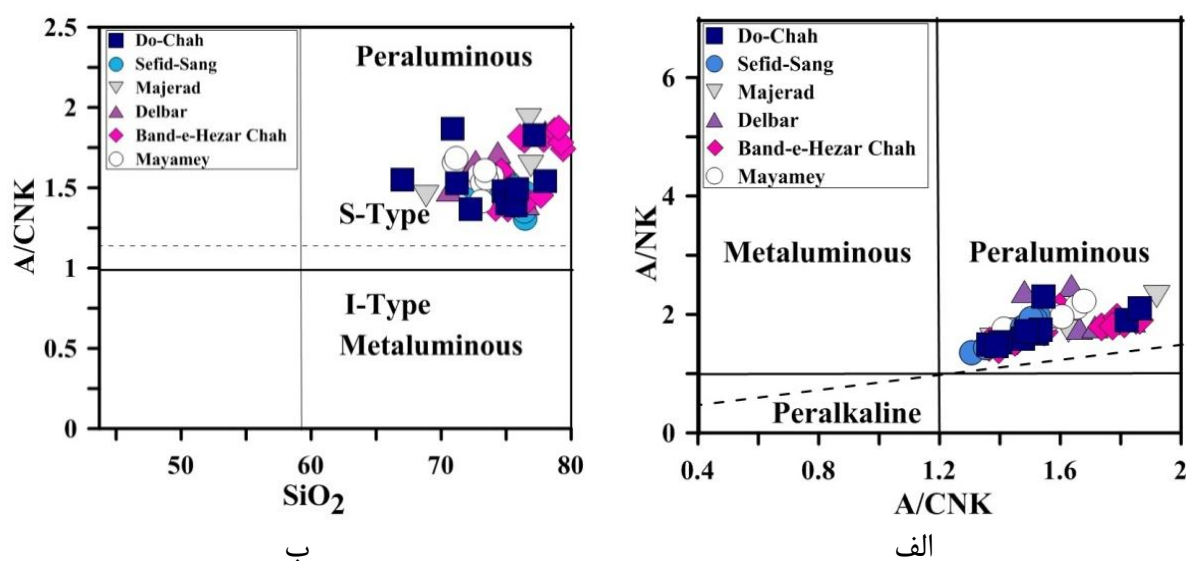
بر اساس نمودارهای AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و نسبت عناصر کمیاب Zr/Y در مقابل Th/Yb (راس و بدارد^۱، ۲۰۰۹)، گرانیت‌های مجموعه دوجاه در محدوده گرانیت‌های سری‌های کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند و در نمودار SiO_2 در مقابل FeO^t/MgO (میاشیرو، ۱۹۷۴) نیز همچون گرانیت‌های مناطق همجوار در محدوده کالک‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۶-۱۰ - الف تا پ).



شکل ۶-۱۰ - در هر دو نمودار الف - AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و ب) نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Th/Yb (راس و بدارد، ۲۰۰۹)، گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دوجاه در محدوده کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند و پ) نمودار SiO_2 در مقابل FeO^t/MgO (میاشیرو، ۱۹۷۴) نیز همچون گرانیت‌های مناطق همجوار در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند.

۳-۴-۶- تعیین درجه اشباع از آلومین

درجه اشباع از آلومین به صورت شاخص ASI معرفی شده است (شند^۱، ۱۹۴۳). این شاخص به صورت نسبت میلی کاتیونی $Al/(Ca-1.76P+Na+K)$ محاسبه می‌شود (فراست^۲ و همکاران، ۲۰۰۱). اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع مولی پتاسیم و سدیم کمتر از مقدار مولی Al باشد ($Na+K < Al$) سنگ متآلومین خواهد بود. اگر $ASI > 1$ باشد و مجموع $Na+K > Al$ باشد، سنگ پراآلومینوس است. بر اساس نمودار شند (۱۹۴۳)، تغییرات درجه اشباع از آلومین گرانیت‌های مجموعه دوچاه از $1/38$ تا $1/86$ می‌باشد و همچون گرانیت‌های مناطق همجوار جزء گرانیت‌های پراآلومینوس می‌باشند (شکل ۱۱-۶- الف). در نمودار چپل و وایت^۳ (۱۹۷۴) نیز گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار غالباً دارای مقدار $A/CNK > 1.1$ هستند و در محدوده پراآلومین و گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-۶- ب).



شکل ۱۱-۶- الف- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شند، ۱۹۴۳). ب- نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۷۴) جهت بررسی ماهیت گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک مجموعه دوچاه و مقایسه با مناطق همجوار.

1. Shand
2. Frost
3. Chappel & White

۴-۴-۶- نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی بهنجار شده

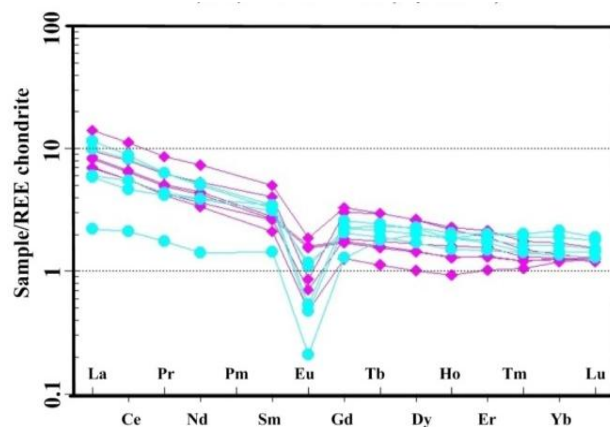
الگوی عناصر کمیاب که بیانگر ترکیب ماگمای اولیه غیردگرسان شده هستند، اطلاعات با ارزشی از شرایط ذوب‌بخشی، جدایش مذاب و تبلور ماگماهای گرانیتی پوسته‌ای در رژیم‌های مختلف پوسته‌ای در اختیار ما قرار می‌دهند.

الگوی تغییرات عناصر کمیاب بر روی نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴)، نشان می‌دهد که لوکوگرانیت‌ها و بیوتیت‌گرانیت‌های مجموعه دوچاه الگوی مشابهی را نشان می‌دهند. این گرانیت‌ها دارای آنومالی منفی Eu، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و الگوی مسطحی برای عناصر نادر خاکی سنگین با شیب نمودار عناصر (۱۲/۳- $(La/Yb)_N = (1/5)$ می‌باشند (شکل ۶-۱۲-الف).

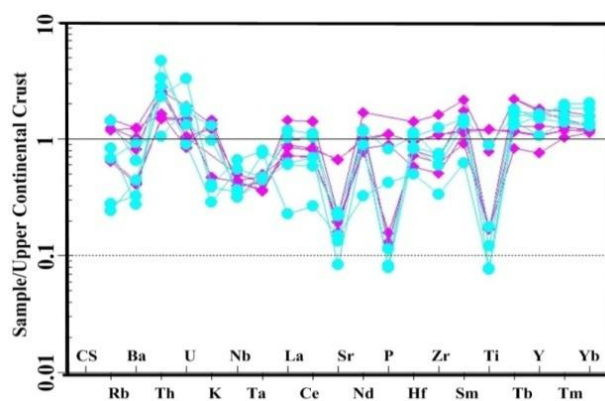
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۹۵)، پوسته بالایی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۹۵) و کل پوسته قاره‌ای (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۹۵) بی‌هنجاری منفی از P، Nb، Ti و Eu و بی‌هنجاری مثبت از K، U، Th برای گرانیت‌های مجموعه دوچاه مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی‌های شدید Ba، Sr، Eu، Ti، Nb و P با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی والد آنها که غالباً ترکیبات متاپلیتی و کوارتز-فلدسپاتی دگرگون شده هستند با باقی‌ماندن فازهای رستیتی حاوی این عناصر نظیر گارنت، ایلمنیت، بیوتیت و پلاژیوکلاز در طی ذوب بخشی قابل توجیه می‌باشد (شکل ۶-۱۲-ب و پ). چون با باقیماندن فازهای رستیتی و جدا شدن آنها از مذاب‌های گرانیتی تا حد قابل توجهی از این عناصر فقیر می‌شوند. در ضمن ترکیب کانی‌شناسی خود گرانیت‌ها نیز تا حد زیادی می‌تواند این موضوع را کنترل کند. برای مثال لوکوگرانیت از عناصر خاکی نادر سبک، فقیرشدگی قابل توجهی نشان می‌دهند.

آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی‌شدگی از U، Th و Pb، حاکی از نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگما می‌باشد (المیدا و ماکامبیرا^۱، ۲۰۰۷). به اعتقاد سای^۲ (۲۰۱۳)، پایین بودن عناصر با قدرت میدانی بالا

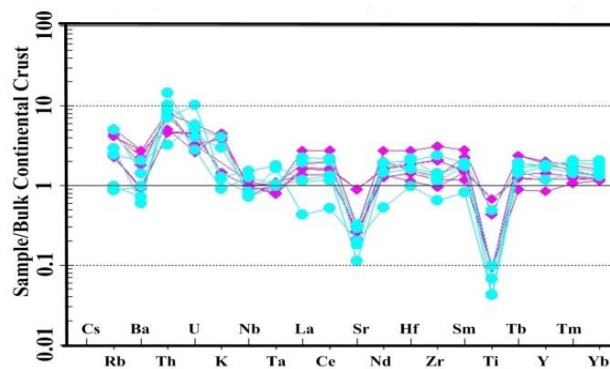
(HFSEs) ناشی از ماهیت کالک‌آلکان ماگمای سازنده گرانیتوئیدها و حاصل از ذوب‌بخشی سنگ مادر رسوبی دگرگون‌شده (متاسدیمنتري) است.



الف



ب



پ

شکل ۶-۱۲- موقعیت نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه بر روی نمودارهای الف - نمودار عناصر نادرخاکی بهنجار شده به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴). ب - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به پوسته بالایی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۹۵). پ - نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کل پوسته قاره‌ای (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۹۵).

فصل ہفتم:

پٹرولز و تحولات ژئودینامیکی



۷-۱- مقدمه

مجموعه آذرین و دگرگونی دوچاه دربردارنده طیف ترکیبی متنوعی از سنگ‌های دگرگونی نظیر متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها، متاکربنات‌ها و متاپسامیت‌ها است که میزبان سنگ‌های آذرین لوکوگرانیته و بیوتیت گرانیته می‌باشند. این مجموعه پی‌سنگی در برخی نقاط، بویژه در دامنه شمالی خود، توسط توالی رسوبی-آتشفشانی اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک پوشیده شده است. مجموعه آذرین و دگرگونی دوچاه، علاوه بر دایک‌های دیابازی متعدد به سن نئوپروتروزوئیک پسین، توسط دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای دیوریتی به سن ژوراسیک میانی و دایک‌های تراکی‌آندزیتی به سن ائوسن میانی، قطع شده است.

بعد از پتروگرافی، مطالعه شیمی کانی‌ها، دما-فشارسنجی و در نهایت ژئوشیمی واحدهای سنگی مجموعه آذرین - دگرگونی دوچاه، در این فصل، به محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های منشاء آنها پرداخته و در نهایت با تلفیق مجموع یافته‌ها و مقایسه با مناطق همجوار، مدل ژئودینامیکی پیشنهادی برای تشکیل این مجموعه، ارائه می‌شود.

۷-۲- جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های گوشته محل منشاء متابازیت‌های مجموعه دوچاه

۷-۲-۱- جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه دوچاه

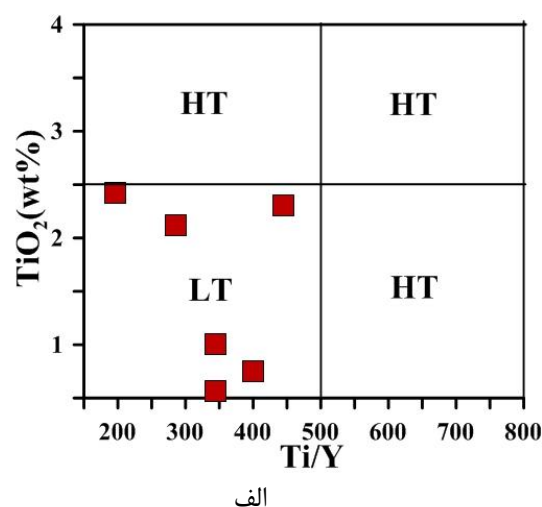
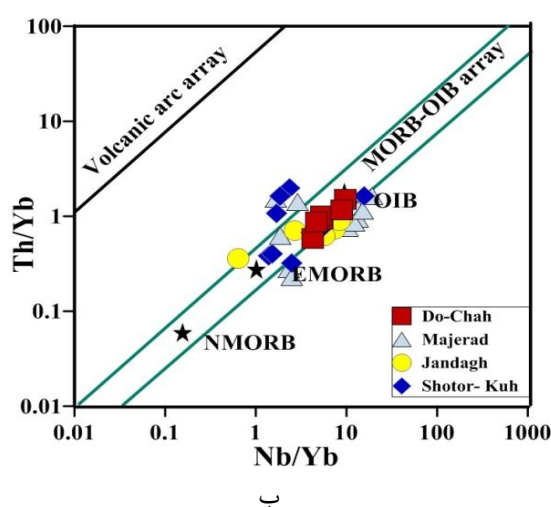
متابازیت‌های منطقه دوچاه طیف متنوعی از شیست‌سبز، اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت را شامل می‌شوند. این سنگ‌ها به واسطه داشتن ویژگی‌های آذرین اولیه (روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس)، با بررسی شیمی سنگ می‌توان به ماهیت ماگماتیسم و جایگاه تکتونیک سنگ والد آنها پی برد.

همان‌طور که در فصل پنجم ذکر شد، در نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر متابازیت هام ۵۵۵ مجموعه دگرگونی دوچاه، بهنجار شده نسبت به عناصر خاکی نادر کندریت‌ها (بایتون، ۱۹۸۴) و در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، الگوهای تغییرات فراوانی این عناصر، در دو گروه جای گرفتند. در گروه اول، غنی‌شدگی نسبی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEs) و تهی‌شدگی نسبی عناصر خاکی سنگین (HREE) و عناصر با قدرت

میدانی بالا (HFSEs)، به همراه نداشتن ناهنجاری منفی Ti مشاهده شد که معرف نشأت‌گیری ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر این دسته از متابازیت‌ها، از ناحیه منشأی مشابه با ناحیه منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) می‌باشد. گروه دوم با غنی‌شدگی اندک از عناصر LREE و الگوی مسطح برای عناصر نادر خاکی سنگین، همراه با اندکی ناهنجاری منفی P و Ti و ناهنجاری مثبت Nd، مشخص شد که با بازالت‌های غنی‌شده پشته‌های میان‌اقیانوسی (E-MORB) تشابه زیادی دارند.

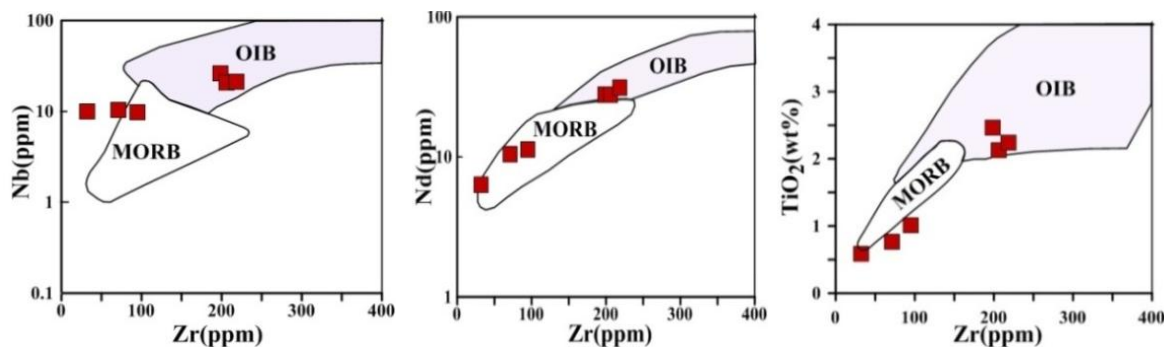
نمونه‌های متابازیتی مجموعه دوچاه، در نمودار TiO_2 در مقابل Ti/Y (جو^۱ و همکاران، ۲۰۰۱؛ ژو^۲ و همکاران، ۲۰۰۸)، در محدوده تیتانیوم پایین مشاهده می‌شوند (شکل ۷-۱-الف).

شکل (۷-۱-ب) نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس، ۲۰۰۸) را نشان می‌دهد. در این نمودار از نتایج آنالیزهای شیمیایی متابازیت‌های مجموعه‌های دگرگونی مشابه با سن نئوپروتروزوئیک پسین نیز جهت تعیین منشأ سنگ والد متابازیت‌ها استفاده شده است و نشان می‌دهد که خاستگاه متابازیت‌ها از OIB تا EMORB متغیر است.



شکل ۷-۱-الف- موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های دوچاه بر روی نمودار TiO_2 در مقابل Ti/Y (جو و همکاران، ۲۰۰۱؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۸)، جهت تمایز نمونه‌های با تیتانیوم بالا از نمونه‌های با تیتانیوم پایین و ب- نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس، ۲۰۰۸)، جهت تعیین خاستگاه سنگ مادر متابازیت‌های مجموعه دوچاه و برخی متابازیت‌های با سن مشابه

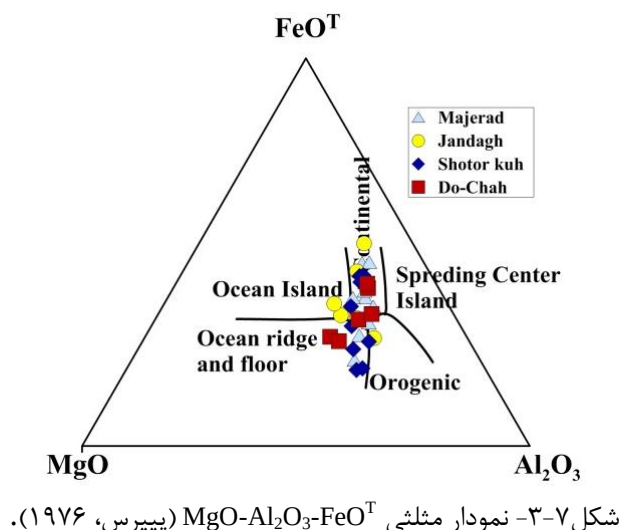
نمونه‌های منطقه دوچاه در نمودارهای Nb-Zr، TiO₂-Zr، Nb-Zr (بکر^۱ و همکاران، ۲۰۰۰) (که محدوده‌های MORB و OIB را به صورت مجزا نشان می‌دهد)، به صورت دو گروه مشاهده می‌شوند. گروه اول در محدوده OIB و گروه دوم در محدوده MORB یا نزدیک به MORB قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲).



شکل ۷-۲- متابازیت‌های مورد مطالعه در نمودارهای Nb-Zr و Nd-Zr، TiO₂-Zr (بکر و همکاران، ۲۰۰۰).

از نمودار مثلی MgO-Al₂O₃-FeO^T (پیرس، ۱۹۷۶) نیز جهت تشخیص جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های متابازیتی استفاده شده است که بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی طراحی شده و سنگ‌های آذرین بازیک تا حدواسط محیط‌های تکتونیکی مختلف را تفکیک می‌کند. موقعیت ترکیبی سنگ‌والد متابازیت‌های دوچاه و مناطق همجوار در این نمودار در محدوده بازالت‌های درون قاره‌ای و بازالت‌های پشته‌های میان و بستر اقیانوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۳).

موقعیت ترکیبی و خاستگاه سنگ‌والد متابازیت‌های دوچاه و مناطق با تاریخچه مشابه، نشانگر یک محیط کافتی درون قاره‌ای در حال باز شدن به سوی یک حوضه اقیانوسی کوچک شبیه امروز دریای سرخ و خلیج عدن می‌باشد (سری تحولی).



۷-۲-۲- ویژگی‌های گوشته محل منشاء متابازیت‌های مجموعه دوچاه

به منظور تعیین میزان غنی‌شدگی ماگمای اولیه تشکیل‌دهنده سنگ‌های والد متابازیت‌ها از نمودار Nb در برابر Zr (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۷-۴- الف) استفاده شده است. عناصر Nb و Zr طی تبلور تفریقی در ماگماهای بازالتی رفتار ناسازگار دارند. بنابراین نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشاء هستند (ریکو^۱ و همکاران، ۲۰۰۵). سنگ‌های والد متابازیت‌های مجموعه دوچاه بر روی نمودار ذکر شده در محدوده خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده قرار می‌گیرند.

در نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (کوبن^۲، ۲۰۰۷)، که برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منبع یا منشاء تولید مذاب طراحی شده است، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گوشته بدون گارنت قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۴- ب). از ژئوشیمی عناصر خاکی نادر برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (فارمن^۳، ۲۰۰۷؛ ژاو و ژو^۴، ۲۰۰۷).

در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (کیپویو^۵ و همکاران، ۲۰۰۶) (شکل ۷-۴- پ) دو منحنی طراحی شده، منحنی بالایی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی از گوشته غنی‌شده و منحنی پایینی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی از مورب

1. Reichow
2. Coban
3. Furman
4. Zhao & Zhou
5. Kuepouo

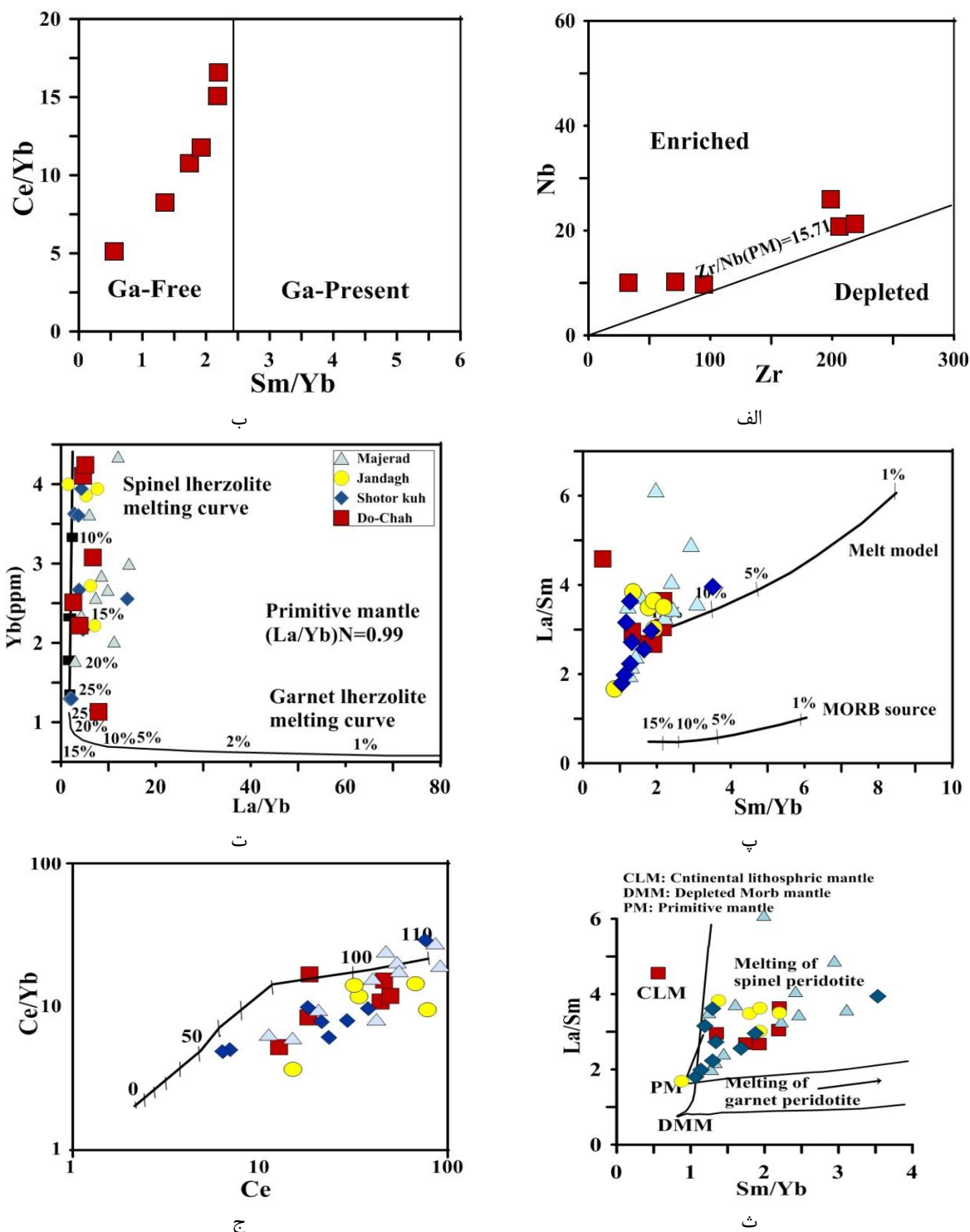
تهی شده است. در این نمودار سنگ‌های والد متابازیت‌های مجموعه دوچاه از ذوب‌بخشی ۱۰ تا بیشتر از ۱۵ درصدی یک منشاء غنی شده تشکیل شده‌اند (شکل ۷-۴-پ).

جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی گوشته محل منبع سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی منطقه دوچاه و مناطق همجوار از نمودار Yb در مقابل La/Yb (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۷-۴-ت) نیز استفاده شده است. بر اساس این نمودار، ماگمای سازنده سنگ والد این سنگ‌ها، از ذوب‌بخشی با درصد متغیر ۵ تا ۲۵ درصدی از محل منشاء اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است. این درصد متغیر نشان‌دهنده آن است که عمق محل منشاء در نقاط مختلف متفاوت بوده است.

ماگمای سازنده سنگ مادر نمونه‌های متابازیتی بر اساس نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (ژو و همکاران، ۲۰۱۶) از ذوب‌بخشی یک منشاء اسپینل‌پریدوتیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۷-۴-ث).

بر اساس نمودار Ce در مقابل Ce/Yb (الام^۱، ۱۹۹۲) ماگمای سازنده سنگ‌های والد متابازیت‌های مجموعه دوچاه از عمق حدود ۸۰ تا ۱۰۵ کیلومتری عمق زمین نشأت گرفته‌اند (شکل ۷-۴-ج).

درجه ذوب‌بخشی و عمق محل منبع بدست آمده برای ماگمای سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی، بیانگر آن است که در جریان بازشدگی حوضه کافتی درون قاره‌ای به سوی حوضه اقیانوسی، در مراحل اولیه کافت، با بالاآمدگی گوشته داغ آستنوسفری در زیر پوسته قاره‌ای، ماگمای بازالتی با درصد کم ذوب بخشی و در اعماق بیشتر تشکیل شده است (ماگما با خاستگاه OIB). با ادامه گسترش حوضه، لیتوسفر نازک‌تر شده و تا مرحله تشکیل حوضه اقیانوسی پیش رفته است. گوشته داغ آستنوسفری بالاتر آمده و ماگمای بازالتی با درصد بالای ذوب بخشی و در اعماق کمتر تشکیل شده است (ماگما با خاستگاه EMORB). در مجموع منشاء تأمین مذاب‌های لازم برای تشکیل سنگ‌های بازیک مادر متابازیت‌ها می‌تواند از یک جایگاه لیتوسفری گوشته‌ای زیرقاره‌ای تا یک جایگاه لیتوسفر گوشته‌ای زیر اقیانوسی (نظیر OIB تا EMORB) متغیر باشد. الگوی زمین‌ساختی نمادین چگونگی زایش ماگمای بازی والد متابازیتی مجموعه دوچاه در شکل ۷-۵ نشان داده شده است.



شکل ۴-۷- نمودارهای نشان‌دهنده موقعیت ترکیبی سنگ‌والد نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی دوچاه بر روی:

الف - نمودار Nb در مقابل Zr (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) جهت تشخیص غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی محل منشاء.

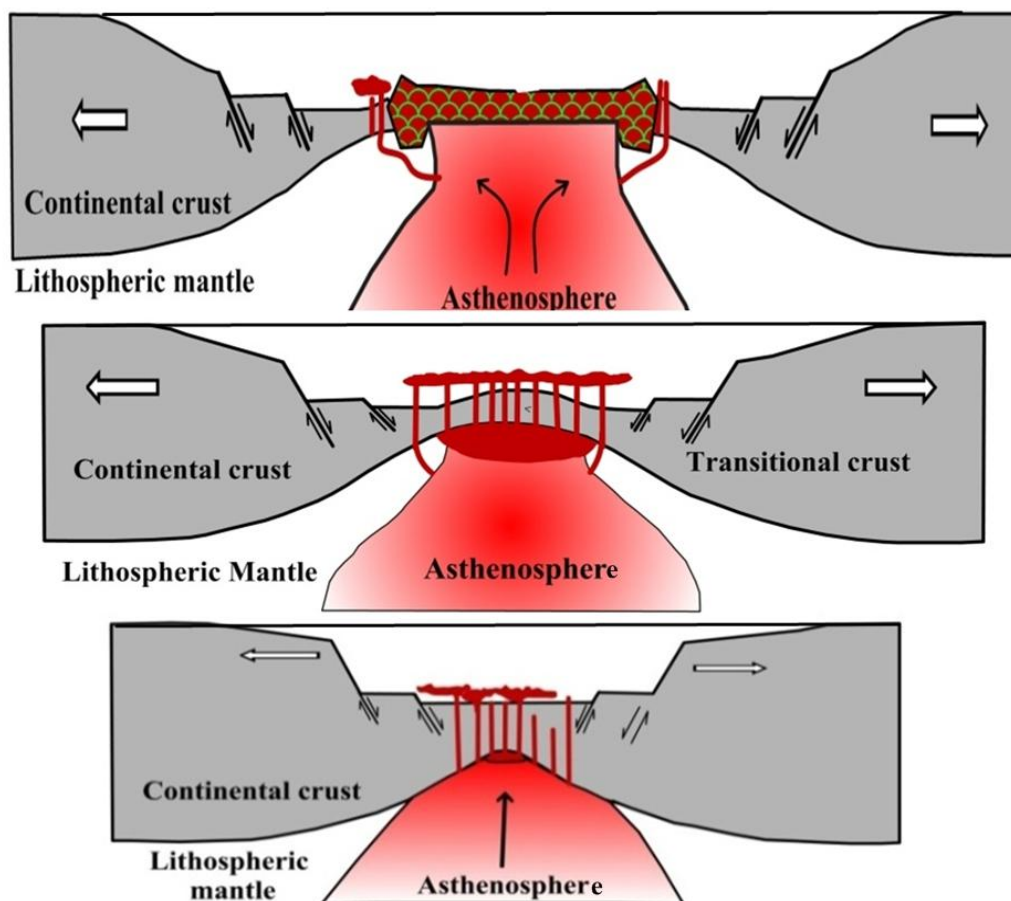
ب - نمودار Ce/Sm در مقابل برابر Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) جهت تشخیص حضور گارنت در محل منشاء.

پ - نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (کیپویو، ۲۰۰۶) جهت تشخیص درجه ذوب‌بخشی ماگمای منشاء.

ت - نمودار Yb در مقابل La/Yb (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی ماگمای منشاء.

ث - نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb جهت تعیین ماگمای منشاء.

ج- نمودار Ce در مقابل Ce/Yb برای مشخص نمودن عمق تشکیل ماگمای سازنده.



شکل ۷-۵- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نشان دادن چگونگی زایش ماگمای بازی والد متابازیتی مجموعه دوچاه.

۷-۳- تعیین محیط زمین‌ساختی متاپلیت‌های مجموعه آذرین- دگرگونی دوچاه

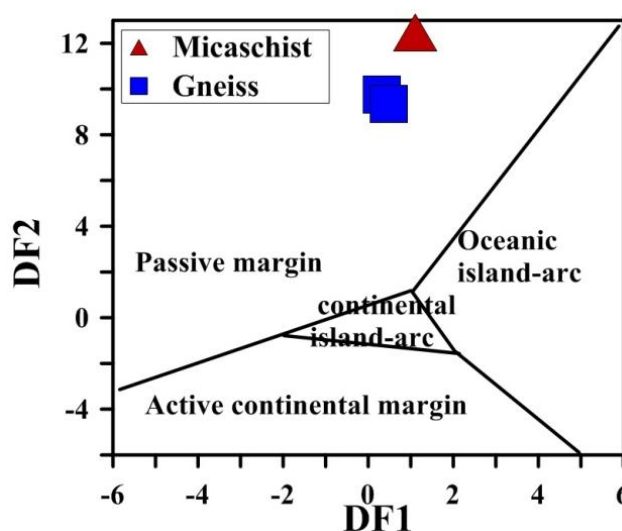
حوضه‌های رسوبی را می‌توان به جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلفی از جمله جزایر قوسی اقیانوسی، جزایر قوسی قاره‌ای، حاشیه فعال قاره‌ای، حاشیه غیرفعال قاره‌ای، جایگاه‌های برخوردی و کافتی نسبت داد (باتیا و کروک^۱، ۱۹۸۶). جهت تعیین محیط زمین‌ساختی متاپلیت‌ها می‌توان از نمودار باتیا (۱۹۸۳) استفاده کرد. توابع مورد نیاز در نمودار طراحی شده به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$\begin{aligned} \text{تابع تفکیکی شماره یک} = & -0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0.208 \text{ FeO} \\ & - 3.082 \text{ MnO} + 0.14 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.303 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{تابع تفکیکی شماره دو} = & -0.421 \text{ SiO}_2 - 1.988 \text{ TiO}_2 + 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.610 \text{ FeO} + \\ & 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57 \end{aligned}$$

پس از محاسبه تابع‌های ۱ و ۲، این نمودار برای سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مجموعه دوچاه ترسیم شده است و نشان می‌دهد این سنگ‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی غیرفعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۶-۷).

همان‌گونه که در فصل‌های قبل شرح داده شد، سنگ‌های متاپلیتی و متاسندستونی مجموعه دوچاه دارای منشاء رسوبی تخریبی بوده‌اند و سنگ والد آنها غالباً ترکیبات پلیتی-ماسه سنگی بوده است. این سنگ‌های والد، از تخریب سنگ‌های مختلف با سن‌های مختلف و انتقال آنها به حوضه‌های کششی درون قاره‌ای منشاء گرفته‌اند. در مبحث سن‌سنجی متاسندستون‌ها بیان شد که هسته‌های موروثی زیرکن‌های موجود در متاسندستون‌ها دارای سن‌های ۲۷۹۰، ۲۴۱۲ تا ۱۵۶۵، ۹۴۱ تا ۵۳۹ میلیون سال میلیون می‌باشند. سن‌های بدست آمده گویای آن است که پی‌سنگ‌های قاره‌ای آرکئن، پالئوپروتروزوئیک تا مزوپروتروزوئیک و نئوپروتروزوئیک شمال گندوانا تخریب گشته و تغذیه کننده حوضه رسوبگذاری بوده‌اند. سن‌های جوان بدست آمده (۵۷۱ تا ۵۳۹) برای متاسندستون‌ها معادل سن زمان رسوبگذاری رسوبات می‌باشد.



شکل ۶-۷- نمودار تعیین جایگاه زمین‌ساختی برای نمونه‌های متاپلیتی (باتیا، ۱۹۸۳).

۴-۷- جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها

گرانیتوئیدها اجزا مهم از کمربندهای کوهزایی هستند که تاریخ تکتونیکی منطقه را ثبت می‌کنند. گرانیتوئیدهای فراوانی می‌توانند در مراحل مختلف کوهزایی تشکیل شوند. بنابراین پتروژنز و منشاء سنگ‌های گرانیتی در درک تکامل تکتونیکی کمربندهای کوهزایی، گردش ترکیبات و رشد پوسته مهم

هستند (واندرهاگه^۱، ۲۰۱۲). ارائه الگوی تکتونیکی مناسب برای ماگماتیسم هر ناحیه با شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین تشکیل دهنده آن‌ها مانند ترکیب شیمیایی، سنگ‌شناسی، ویژگی‌های ماگمایی، محیط تکتونیکی و ... امکان‌پذیر است. بنابراین ابتدا به تعیین ماهیت گرانیت‌های مجموعه دوچاه پرداخته و سپس با استفاده از نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بر پایه داده‌های عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها را تعیین کرده و سپس منشاء و پتروژنز آن‌ها به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار خواهیم داد. لازم به ذکر است که در برخی نمودارها، جهت بدست آوردن نتایج قابل اعتمادتر از نمونه‌های گرانیتی نئوپروتروزوئیک پسین مناطق همجوار همراه با نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه استفاده شده است.

۷-۴-۱- تعیین نوع گرانیت‌های مجموعه دوچاه

برای تمایز انواع مختلف گرانیتوئیدها، نمودارهای مختلفی ارائه شده است. چپل و وایت (۱۹۷۴ و ۲۰۰۱) گرانیت‌ها را به دو گروه کوهزایی و غیرکوهزایی و نوع کوهزایی را به انواع I و S رده‌بندی نموده‌اند. گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A نیز توسط کولینز^۲ و همکاران (۱۹۸۲) معرفی شده‌اند. این گرانیت‌ها عمدتاً آلکالن، احیایی و از آهن سرشار هستند. از انواع دیگر گرانیت‌ها، گرانیت‌های نوع M با منشاء گوشته‌ای هستند که گرانیت‌های کوهزایی و غیرکوهزایی را شامل می‌شوند.

از میان رده‌بندی‌های مختلفی که برای گرانیت‌ها تاکنون صورت گرفته است رده‌بندی چپل و وایت (۱۹۷۴ و ۲۰۰۱) از اهمیت ویژه‌ای برخوردار و مورد قبول جهانی واقع شده است. ایشان با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی، گرانیت‌های نوع I، با منشاء آذرین، و یا از تفریق ماگماهای بازیک از گوشته و پوسته زیرین و گرانیت‌های نوع S از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و یا سنگ‌های پوسته بالایی را از هم تفکیک نموده‌اند. این رده‌بندی متعاقباً توسط محققین و سنگ‌شناسان متعدد تکمیل گردیده است. از معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع I و S ذکر شده جهت تعیین نوع

1. Vanderhaeghe
2. Collins

گرانیت‌های مجموعه دوچاه، استفاده شده است. این ویژگی‌ها به طور خلاصه در جدول (۷-۱) ارائه شده که بر اساس آن گرانیت‌های مجموعه دوچاه دارای بیشترین تشابه با گرانیت‌های نوع S می‌باشند.

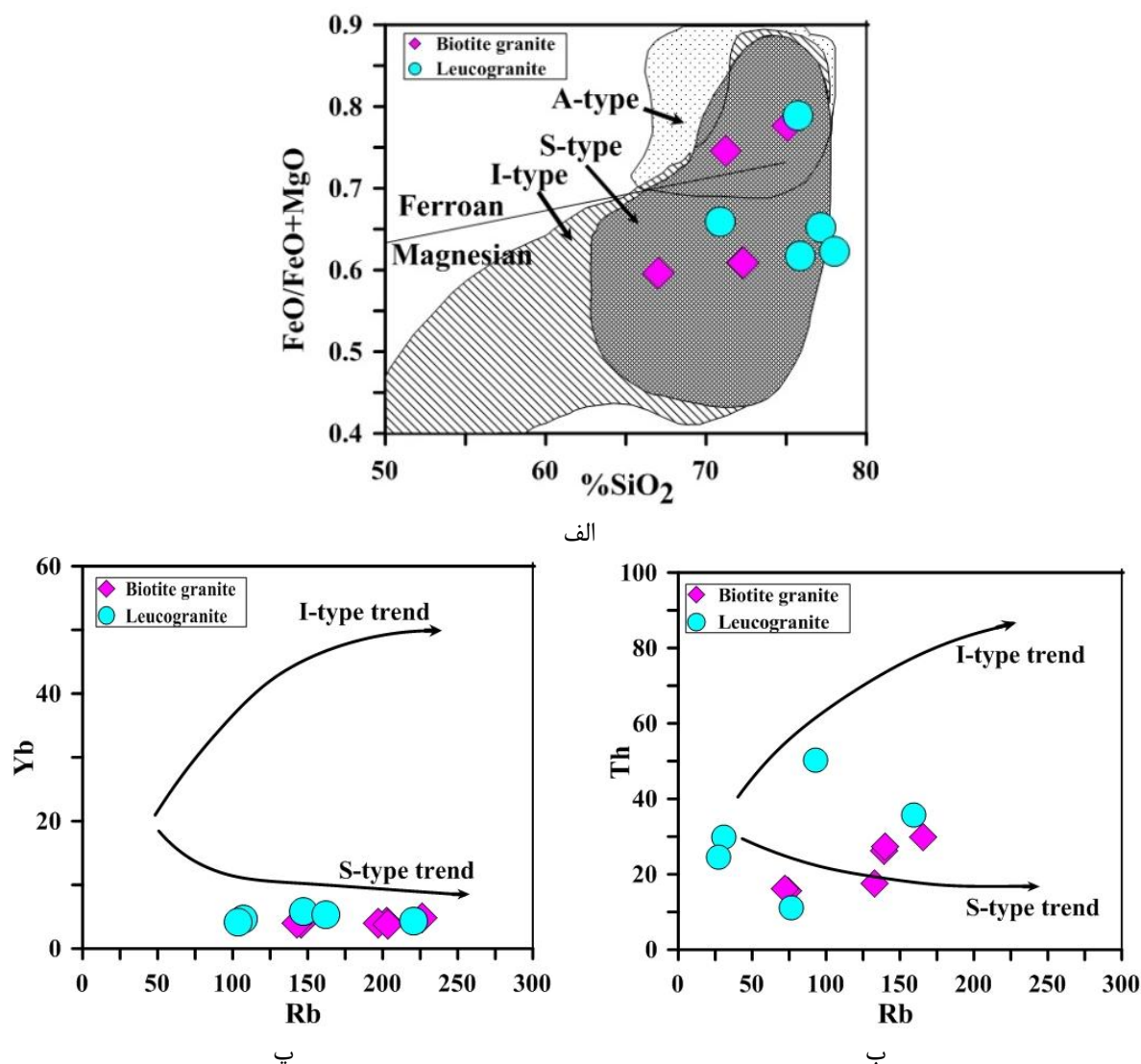
جدول ۷-۱- معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I (چپل و وایت، ۱۹۷۴ و ۲۰۰۱) و مقایسه آنها با گرانیت‌های همراه با مجموعه دوچاه.

نوع I	نوع S	گرانیت‌های مجموعه دوچاه
معمولاً به صورت توده‌های بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ دیده می‌شوند.	گرانیت‌های مجموعه دوچاه به صورت توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و رگه‌های آپلیتی رخمون دارند.
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو-دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو-دیوریت (۲٪)، گرانودیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی سنگ‌های گرانیتی منطقه دوچاه بسیار محدود بوده و از نوع لوکوگرانیت و بیوتیت‌گرانیت می‌باشند.
با معادل‌های آتشفشانی خود همراه هستند.	با معادل‌های آتشفشانی خود همراه نیستند.	در منطقه دوچاه، معادل‌های آتشفشانی برای این سنگ‌ها دیده نمی‌شود.
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترم-های مافیک، در صورت وجود هورنبلند، برتری با بیوتیت است.	این گرانیت‌ها فاقد پیروکسن و هورنبلند هستند.
اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود.	در این گرانیت‌ها بندرت اسفن و آلانیت یافت می‌شود.
دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند و برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت هستند.	در گرانیت‌های منطقه دوچاه مگنتیت و ایلمنیت از فراوانی بسیار کمی برخوردار هستند.
فاقد کانیه‌های دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	دارای کانیه‌های دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	در میکاشیست‌ها و گنیس‌های میزبان گارنت و کلریتوئید وجود دارد.
ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	آپاتیت به مقدار اندک یافت می‌شود.	کانی آپاتیت به صورت اذخال در بلورهای پلاژیوکلاز (به مقدار کم) یافت می‌شود.
کانه زایی تنگستن، مس، طلا و نقره	کانه‌زایی قلع و تنگستن	کانه‌زایی خاصی همراه با سنگهای گرانیتی مورد نظر یافت نمی‌شود.
دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳ درصد است.	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹ درصد است.	دامنه تغییرات SiO_2 در محدوده ای از ۶۸ تا حدود ۸۰ درصد متغیر است.
Na_2O بالا، به طوری که در سنگهای فلسیک $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 1$ درصد وزنی و در سنگ های مافیک، $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 2$ درصد وزنی است.	مقدار Na_2O پایین، به طوری که مقدار آن در سنگ‌های دارای $\frac{1}{5}$ درصد Na_2O ، K_2O کمتر از $\frac{3}{2}$ درصد است و در سنگهای دارای $\frac{2}{3}$ درصد Na_2O ، K_2O کمتر از ۲ درصد است.	مقادیر Na_2O $\frac{2}{93}$ تا $\frac{5}{33}$ درصد وزنی، مقادیر K_2O $\frac{0}{98}$ تا $\frac{4}{89}$ درصد وزنی و مقادیر $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ $\frac{0}{6}$ تا $\frac{5}{45}$ می‌باشد.
نسبت مولی $A/\text{CNK} < 1/1$	نسبت مولی $A/\text{CNK} > 1/1$	$A/\text{CNK} > 1/1$
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندوم دارند.	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد.	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد.

برای تفکیک گرانیت‌های I، S و A از نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ استفاده شده است (فراست^۱ و همکاران، ۲۰۰۱). گرانیت‌های مجموعه دوچاه در این نمودار در محدوده گرانیت‌های نوع S و

¹.Frost

اغلب در محدوده آهن دار قرار می گیرند (شکل ۷-۷-الف). بر اساس نمودار Th در مقابل Rb و نمودار Yb در مقابل Rb (چپل، ۱۹۹۹)، نیز نمونه های گرانیتی دارای روندی مشابه با روند گرانیت های نوع S هستند (شکل ۷-۶-ب و پ).



شکل ۷-۷-الف- نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ جهت تعیین نوع گرانیت ها. ب و پ- نمودار Th در مقابل Rb و نمودار Yb در مقابل Rb (چپل، ۱۹۹۹)، جهت نشان دادن روندهای تغییرات عناصر گرانیت های نوع S و I.

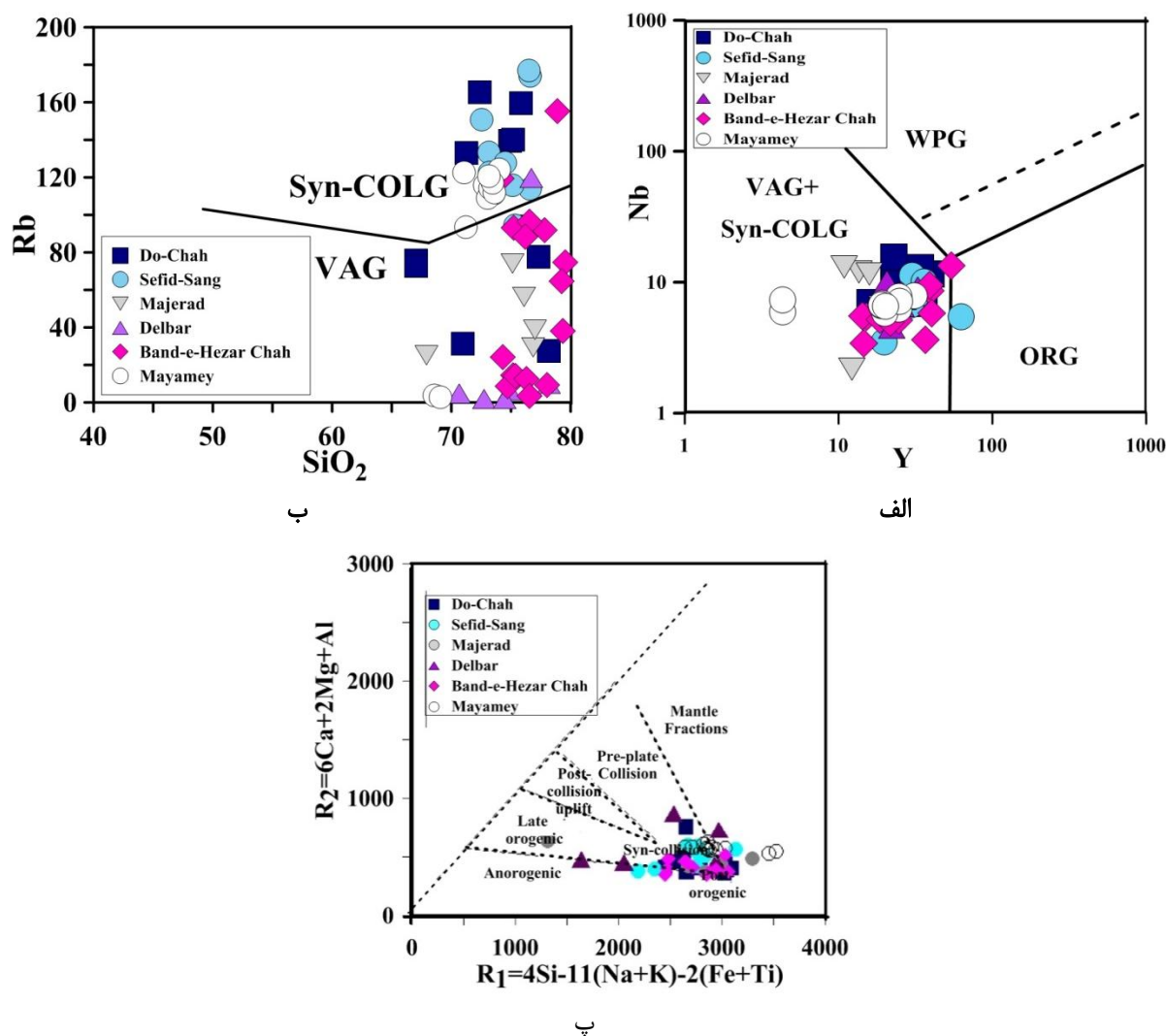
۷-۴-۲- جایگاه تکتونیکی گرانیت‌های مجموعه دوچاه

نسبت Th/Ta نسبت ارزشمندی برای تعیین محیط تکتونیکی و منشاء می‌باشد، زیرا این دو عنصر، طی فرایندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند (جورون و ترویل^۱، ۱۹۷۷). نسبت اندک Th/Ta (حدود ۲/۱) بیانگر محیط تکتونیکی کششی مانند پهنه‌های گسترش بستر اقیانوس یا ماگماتیسم دورن صفحه‌ای است. حال آن که نسبت Th/Ta بالا، بیانگر محیط تکتونیکی حاشیه همگرا و محیط‌های فرورانشی است (جورون و ترویل، ۱۹۷۷). این نسبت در گرانیت‌های مورد مطالعه از ۶/۹ تا ۴۹/۰۱ در تغییر است و تأییدکننده ارتباط نمونه‌های مورد مطالعه با محیط تکتونیکی حاشیه همگرا و محیط فرورانشی است. بنابر نمودار Y در مقابل Nb و SiO_2 در مقابل Rb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های گرانیتی مناطق همجوار، از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد هستند (شکل ۷-۸- الف و ب). بر اساس نمودار کاتیونی R1-R2 (باچلور و بودن^۲، ۱۹۸۵)، نیز اغلب نمونه‌ها در محدوده همزمان با برخورد قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۸- پ).

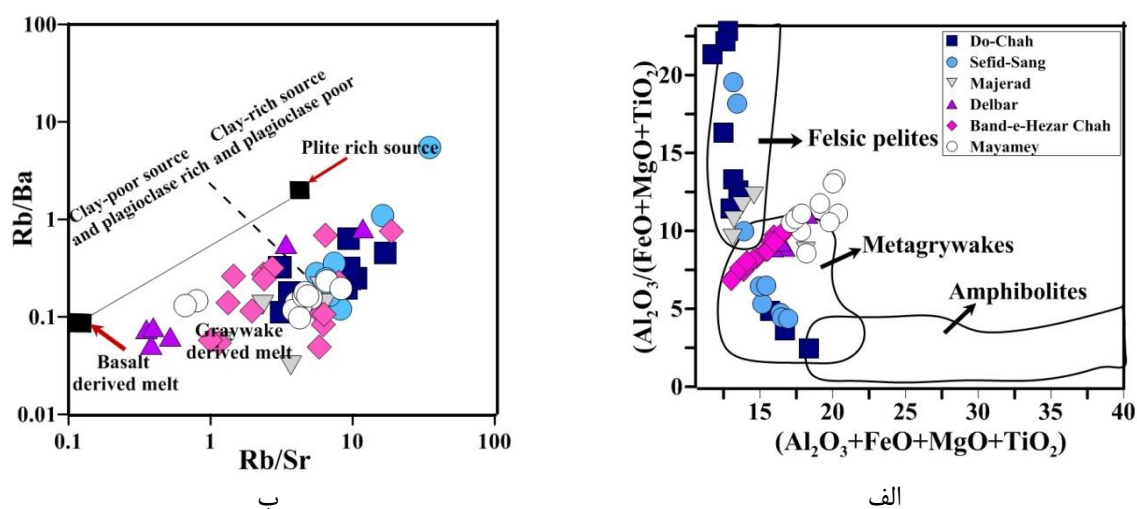
۷-۴-۳- پتروژنز گرانیت‌های مجموعه دوچاه

نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه و مناطق همجوار در نمودار پاتینودوس^۳ (۱۹۹۹) در محدوده‌های با خاستگاه پلیتی و گریوکی ترسیم شده‌اند و در نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (سیلوستر، ۱۹۹۸) در محدوده با خاستگاه گریوک قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۹- الف و ب). جهت بررسی نقش فرایندهای ماگمایی تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی از نمودارهای TiO_2 در مقابل SiO_2 (کوپک^۴، ۲۰۰۷)، و La/Sm در مقابل La (الگر و مینستر^۵، ۱۹۷۸)، استفاده شده است. با توجه به نمودارهای ذکر شده، فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار مؤثرتر و سازگارتر بوده است (شکل ۷-۱۰- الف و ب).

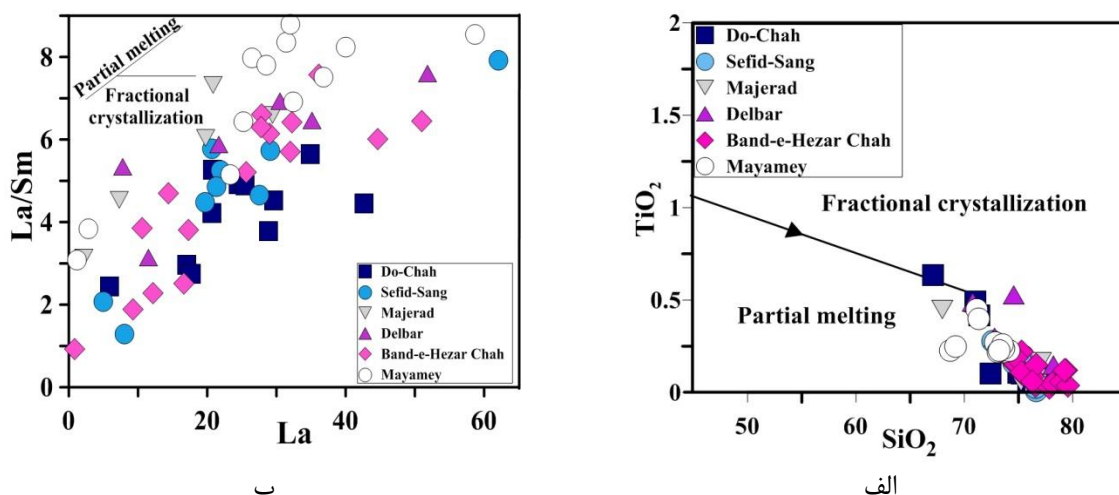
-
1. Joron & Treuil
 2. Batchelor & Bowden
 3. Patino Douce
 4. Koepke
 5. Allègre & Minster



شکل ۷-۸- نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار. الف- نمودار Y در مقابل Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). ب- نمودار SiO₂ در مقابل Rb و پ- نمودار کاتیونی R1-R2 (باچلور و بودن، ۱۹۸۵).



شکل ۷-۹- نمودار پاتینو دوس (۱۹۹۹) و ب- نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (سیلوستر، ۱۹۹۸)، جهت تعیین منشأ گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار.



شکل ۷-۱۰- نمودارهای الف - TiO_2 در مقابل SiO_2 ، (کوپک، ۲۰۰۷)، و ب - La/Sm در مقابل La (الگر و مینستر، ۱۹۷۸)، جهت بررسی نقش فرایندهای ماگمایی تبلور تفریقی و ذوب بخشی در تشکیل گرانیت‌های مجموعه دوچاه و مناطق همجوار.

همان‌طور که در مباحث قبلی ذکر گردید، نمونه‌های گرانیتی مجموعه دوچاه دارای ویژگی‌های مشابه با گرانیت‌های نوع S و همزمان با برخورد هستند. این نوع گرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای شکل می‌گیرند. با توجه به حضور سنگ‌های متاپلیتی و متاسندستونی و متاگری وکی در مجموعه دوچاه و تأیید روابط ژنتیکی آنها بر اساس نمودارهای فوق و همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند تغییرات میزان عناصر کمیاب موجود در آنها در مقایسه با روندهای تغییرات این عناصر در مخازن پوسته‌ای و ایجاد بی‌هنجاری‌های شاخص سنگ‌های پوسته‌ای، همگی بر منشأ گرفتن گرانیت‌های مورد مطالعه از ذوب سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در طی فرایند آناکسی، دلالت دارد. از طرف دیگر، مطالعات دما- فشار سنجی صورت گرفته بر روی متاپلیت‌ها و محدوده‌های دما و فشارهای تعیین شده، حاکی از رسیدن شرایط دما- فشار به آستانه ذوب بخشی این سنگ‌ها و گرانیت‌زایی است. البته باید توجه داشته باشیم که ذوب بخشی در ترازهای میانی یا تحتانی پوسته قاره‌ای اتفاق افتاده است. چون در جریان بسته شدن حوضه‌های رسوبی، برخورد و فرورانش احتمالی آنها و فروراندن سنگ‌های متاپلیتی و متاسندستونی و متاگری وکی، که سنگ‌های نشأت گرفته از پوسته قاره‌ای بالایی هستند تا اعماق حدود ۳۰ تا ۳۶ کیلومتری (معادل ۱۰ تا ۱۲ کیلو بار فشار)، شرایط برای وقوع ذوب بخشی و تشکیل گرانیت‌ها فراهم شده است.

۷-۵- مدل ژئودینامیکی تشکیل مجموعه آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین دوچاه

سرزمین‌های پی‌سنگی ایران احتمالاً شامل قطعات قاره‌ای بودند که از سپر عربی-نوبی در نئوپروتروزوئیک پسین جدا شده‌اند (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ تالبوت^۱ و علوی، ۱۹۹۶؛ شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۵).

در دامنه سنی نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین‌زیرین سرزمین ایران به صورت خرده قاره‌ای در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (کورالای^۲ و همکاران، ۲۰۱۲) (شکل ۷-۱۱).

رمضانی و تاکر (۲۰۰۳)، کاوود و بوکان^۳ (۲۰۰۷)، حسن زاده و همکاران (۲۰۰۸)، هورتون^۴ و همکاران (۲۰۰۸)، اوستامر و همکاران (۲۰۰۹)، ساکی (۲۰۱۰)، عزیزی و همکاران، (۲۰۱۱)، محمود و همکاران (۲۰۱۱)، ژو^۵ و همکاران (۲۰۱۲)، هو^۶ و همکاران (۲۰۱۳)، جمشیدی بدر و همکاران (۲۰۱۳)، روزتی و همکاران (۲۰۱۵)، شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵)، مولایی و همکاران (۲۰۱۹) و حاجی‌میرزاجان همکاران (۲۰۱۹)، وقوع ماگماتیسم مربوط به فرورانش عظیم کادومین در سرزمین‌های پی‌سنگی از ایبریا، بوهیمیا، آناتولی تا ایران و حتی لهاسا را، گواه تشکیل یک حاشیه قاره‌ای فعال نوع آندی در امتداد حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا می‌دانند. شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۲۰) معتقد است قوس‌های کادومین ایران و آناتولی به عنوان نوع آندی در نظر گرفته می‌شوند زیرا آنها در یک کراتون قدیمی قرار گرفته‌اند، اگرچه رفتارهای کششی، آنها را از قوس‌های آند متفاوت می‌کند. همچنین معتقدند که همه داده‌های سنی مربوط به رخنمون‌های ایران و آناتولی نشان می‌دهد که ماگماتیسم کادومین از ۶۲۰ میلیون سال پیش شروع شده و ۵۰۰ میلیون سال پیش به پایان رسیده است و با یک دوره آتشفباری ۴۵ میلیون ساله (۵۷۰ تا ۵۲۵ میلیون سال) همراه بوده است. داده‌های سنی جدید از رخنمون‌های کادومین منطقه تروود (شترکوه)، دوره آتشفباری، ۱۵ میلیون ساله را نشان داده‌اند. نامبردگان بر این باور هستند که ماگماتیسم از نظر مکانی و زمانی در بخش‌های مختلف قوس کادومین متفاوت بوده است.

1. Talbot

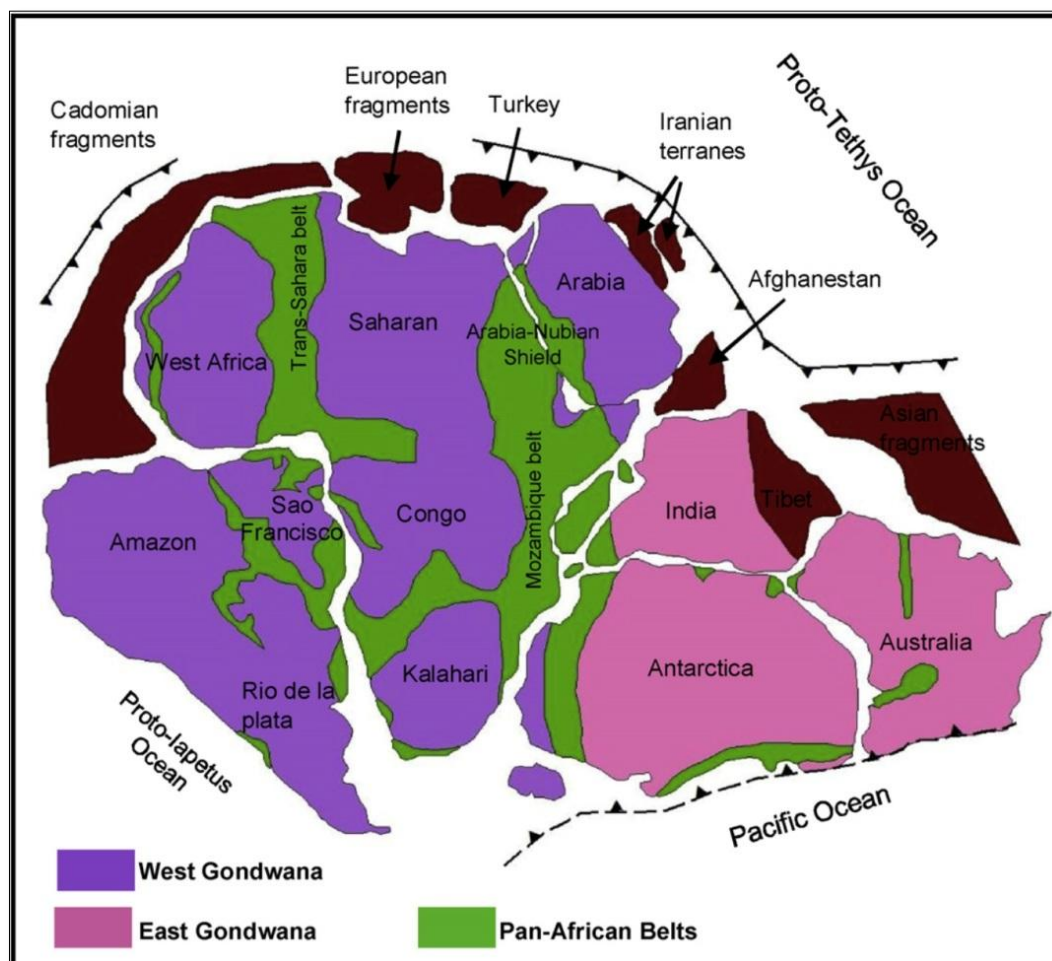
2. Koralay

3. Cawood and Buchan

4. Horton

5. Zhu

6. Hu



شکل ۷-۱۱- نقشه قسمتی از گندوانا که نشاندهنده موقعیت قاره‌ها و قطعات قاره‌ای در نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین پیشین می‌باشد (کورالای و همکاران، ۲۰۱۲).

ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۷) معتقد هستند که 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.

بررسی مستندات منتشر شده در مورد سرزمین‌های پی‌سنگی مشابه ولی با دامنه سنی قدیمی‌تر در عربستان سعودی، مصر، اردن، ترکیه و اتیوپی (اسد^۱ و همکاران، ۲۰۱۳؛ ابو^۲ و همکاران، ۲۰۱۵؛ استرن^۳ و همکاران ۲۰۱۳؛ اوستا عمر، ۲۰۰۹، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲)، نشان می‌دهد که تحولات ژئودینامیکی در این مناطق

1. Asaad
2. Abbo
3. Stern

به صورت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای بوده، که به ندرت تا مرحله اقیانوس‌زایی پیشرفته تحول یافته‌اند (ویس کرمی، ۱۳۹۷).

بر اساس مطالعات صورت‌گرفته بر روی مناطق پی‌سنگی مناطق قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پسین شمال گندوانا، اغلب پژوهشگران از جمله رضانی و تاکر (۲۰۰۳)، حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸)، رحمتی‌ایلخچی و همکاران (۲۰۱۰)، شفایی‌مقدم (۲۰۱۳، ۲۰۱۶ a، ۲۰۱۶ b، ۲۰۱۷ a و ۲۰۱۷ b)، منظمی‌باقرزاده و همکاران (۲۰۱۵)، بلاغی‌اینالو و همکاران (۲۰۱۴)، روزتی و همکاران (۲۰۱۴) و حسینی و همکاران (۲۰۱۵)، معتقدند که در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده که توسعه برخی از آن‌ها تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش‌رفته است. در این حوضه‌های رسوبی مجموعه‌ای از تحولات رسوبگذاری و ماگمازایی اتفاق افتاده است. دریای سرخ و خلیج کالیفرنیا نمونه‌های مشابهی هستند که در زمان کنونی می‌توان به آنها اشاره کرد.

برخی شواهد و ویژگی‌های بارز در رابطه با توسعه حوضه‌های کششی درون قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پسین عبارتند از غالب بودن توالی سنگی شیلی-ماسه‌سنگی اولیه در برخی از مجموعه‌های سنگی نظیر دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) و شترکوه (شکاری، ۱۳۹۷) در جنوب و شرق شاهرود، بنه شور و تاشک در ایران مرکزی (رضوی، ۱۳۷۲)، غالب بودن اجتماعات دایکی بازیک در مجموعه دگرگونی بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، تاشک و نی‌باز (رضوی، ۱۳۷۲)، فراوانی متابازالت‌ها (یا به عبارت کلی‌تر متابازیت‌ها) و متاریولیت‌ها در مجموعه سنگی ماجراد (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷)، برنورد (منظمی‌باقرزاده و همکاران، ۲۰۱۵)، فراوانی متاکرینات‌ها در مجموعه‌های دگرگونی دوچاه، ماجراد، نی‌باز، تاشک و زمان‌آباد، وجود پریدوتیت‌ها، کرومیتیت‌ها و بازالت‌های میان‌اقیانوسی در مجموعه‌های سنگی جندق (ترابی، ۱۳۹۱؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶؛ بلوچی، ۱۳۹۷) و چاپدون (رضوی، ۱۳۷۲). علاوه بر خصوصیات ذکر شده میگماتیت‌ها و گرانیت‌ها محصول فرآیندهای ذوب‌بخشی و آپلیت‌ها و پگماتیت‌های غنی از تورمالین را نیز بسیاری از مناطق می‌توان به موارد بالا اضافه کرد.

از آنجایی که سنگ‌های مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای (به ویژه سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیت تا داسیت) همانند زون ارومیه دختر فعلی در دروه زمانی یاد شده، یا اندکی بعد از آن در ایران مرکزی رخنمون ندارند، به نظر می‌رسد حوضه‌های رسوبی و اقیانوسی با سن نئوپروتروزوئیک پسین در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی (بسته شدن) سریع بسته شده‌اند و یک فرایند برخوردی از نوع قاره-قاره صورت گرفته است. به عبارت دیگر می‌توان گفت رژیم تکتونیکی کششی (پشت کمانی یا کافتی) عقیم مانده و یک رژیم تراکمی قوی بر سرزمین‌های شمال گندوانا حاکم گشته است.

با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان دگرگونی در منطقه دوجاه که عمدتاً شامل سنگ‌های متاپلیتی، متاپسامیتی، متاکربناته و متابازیتی می‌باشند، سنگ‌های والد آنها دارای طیف ترکیبی متنوعی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک، دلمیت، مارن، بازالت، گابرو دیوریت و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته بوده است و به مناطق بسیار کم عمق تا عمیق حوضه‌های رسوبی مرتبط با حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای تعلق داشته‌اند. ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در این حوضه‌های رسوبی، در ضمن کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی برای تشکیل و صعود ماگماهای بازیک و جایگیری آنها در این توالی سنگی فراهم شده است. به عقیده وانگ^۱ و همکاران (۲۰۰۷) این فرآیندهای کششی همراه با نازک‌شدگی پوسته لیتوسفری، به توسعه فعالیت‌های ماگماتیسم درون‌ورقه‌ای در طول حاشیه غیرفعال گندوانا منجر شده است. همان‌طور که قبلاً بیان شد در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده که توسعه برخی از آنها تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش‌رفته است. رخنمون‌های بسیار کم و محدود افیولیت‌های قدیمی در مجموعه جندق (بلوچی، ۱۳۹۷) و چاپدون (قربانی، ۱۹۹۳ و کیقبادی، ۱۳۹۵)، ماه‌نشان و تکاب (قربانی، ۱۹۹۳) خود شاهی بر این ادعا هستند که در اکثر مناطق، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای، به مرحله زایش پوسته اقیانوسی نیز رسیده‌اند. بقایای بسیار محدودی از سنگ‌های پریدوتیتی کروم‌دار دگرگون شده نیز در شمال‌غربی گردنه رشم (جنوب دامغان) مشاهده شده است که تا کنون مطالعه جامعی بر روی آنها صورت نگرفته است.

حوضه‌های کشتی در موقعیت اولیه منطقه دوجاه به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده است و با حاکم شدن یک رژیم تراکمی قوی بر سرزمین‌های شمال گندوانا (کوهزایی کادومین)، بسته شده‌اند مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای به هم افزوده در آمده‌اند یا بر روی ورقه‌های قاره‌ای مجاور فرارنده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره-قاره پیش رفته‌اند. با در نظر گرفتن شدت و ضعف بسته‌شدن و فرورانش‌های ناقص احتمالی، و از سوی دیگر فرارانش ورقه‌های سنگی (اسلب‌ها)، سنگ‌های درگیر در این فرایندها، دگرگونی در حد رخساره شایست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و در بالاترین درجه آن متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند. متاپلیت‌ها در بالاترین درجه خود، مذاب‌های گرانیتی را تشکیل داده‌اند. از تبلور این مذاب‌ها بسته‌ها و رگه‌های آپلیتی، دایک و آپوفیزهای کوچک مقیاس و در نهایت توده‌های کوچک مقیاس که ابعاد رخنمون‌های آن‌ها به چند کیلومتر می‌رسد در منطقه حاصل شده است. در مناطق همجوار، ماجراد، دلبر، بندهزارچاه، سفیدسنگ و تپه‌طاق نیز گرانیت‌ها در حدود چند کیلومتر تا ده‌ها کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند. از تبلور مذاب‌های حاصل از ذوب سنگ‌های متابازیتی در متابازیت‌های مناطق همجوار شترکوه و ماجراد، ترکیبات تونالیتی تشکیل شده است (شکاری و همکاران ۱۳۹۶، صادقیان و همکاران، ۱۳۹۷ و ویس‌کرمی و همکاران، ۱۳۹۷).

پیچر^۱ (۱۹۹۳)، در کتاب ماهیت و منشاء گرانیت، انواع مدل‌های تکتونیکی تشکیل گرانیتوئیدها را به طور شماتیک ترسیم کرده است. از بین مدل‌های ترسیم شده، مدل برخورد قاره‌ای مورب^۲ (از نوع ترافشارشی) بیشترین سازگاری را با شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی مجموعه دوجاه و نمونه‌های مشابه آنها به سن اواخر نئوپروتروزوئیک نشان می‌دهد. در ارتباط با این مدل به نوعی فرورانش بین قاره‌ای^۳ اشاره شده است که بهتر است آن را نوعی فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای ناقص یا با طول عمر کوتاه تفسیر کرد که شرایط برای رسیدن ورقه اقیانوسی به مرز آبدایی، ذوب و تشکیل ماگماهای مربوطه فراهم نشده است. اقیانوس مورد نظر در این فرایند اقیانوس پروتوتیس و ورقه قاره‌ای مربوطه، سرزمین‌های شمالی ابرقاره گندوانا بوده‌اند.

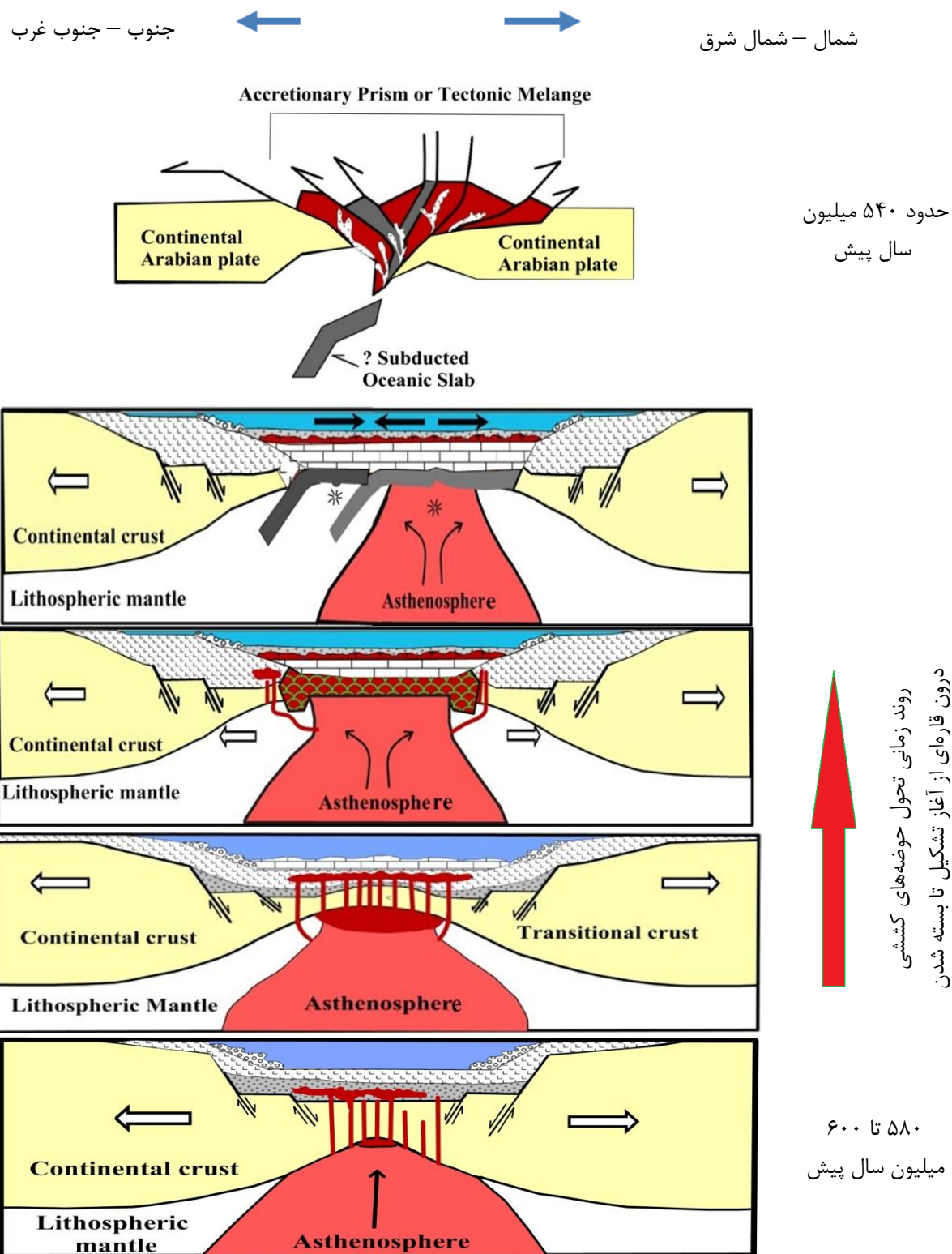
-
1. Pitcher
 2. oblique continental collision (transpression)
 3. Inter Continental Subduction

ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۷) اعتقاد دارند 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 همچنین تشکیل کمان‌های ماگمایی حاصل نشده است. در برخی از مجموعه‌های پی‌سنگی قدیمی نظیر مجموعه پی‌سنگی برنورد (ساربان، ۱۳۹۵) و تپه‌طاق (صادقیان، مشاهدات صحرایی) شواهدی از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی و تشکیل ماگمای گرانیتی و دیوریتی نوع I مشاهده می‌شود که معرف ذوب‌بخشی محلی موضعی ورقه‌های اقیانوسی فرورونده است. ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۷) معتقد هستند فعالیت ماگمایی ادیاکارن (۶۰۰ میلیون سال پیش) - کامبرین در کمربند کوهزایی کادومین که از آن‌ها در بسیاری از مطالعات، به عنوان فعالیت‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای نوع آندی یاد می‌شود، در واقع فعالیت‌های محیط‌های برخوردی و یا مرتبط با فرورانش‌های ناقص هستند.

لازم به ذکر است که اگرچه پی‌سنگ قدیمی ایران از حاشیه شمالی گندوانا جدا شده است اما دگرگونه‌های نئوپروتروزوئیک ایران در واقع سنگ‌های اضافه شده و حاشیه رشد یافته گندوانا در زمان نئوپروتروزوئیک پسین هستند که بر خلاف سرزمین‌های عربستان که قدیمی تر از ۶۰۰ میلیون سال می‌باشند، جوانتر از ۶۰۰ میلیون سال هستند.

بخشی از تحولات ژئودینامیکی مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به صورت نمادین با الهام از مدل ژئودینامیکی تشکیل دریای سرخ (رسول‌نجیب و اسوارد^۱، ۲۰۱۵)، مدل ارائه شده توسط (فریتز^۲ و همکاران، ۲۰۱۳) و مدل ارائه شده توسط ویس کرمی (۱۳۹۷) در شکل ۷-۱۲ نشان داده شده است.

1 . Rasul Najeeb & Stewart
2 .Fritz



شکل ۷-۱۲- الگوی ژئودینامیکی تشکیل حوضه‌های درون قاره‌ای در بازه زمانی ۶۰۰ تا ۵۴۰ میلیون سال پیش (اقتباس از ویس کرمی، ۱۳۹۷). لازم به ذکر است این الگو تصحیح گردیده و سپس بازسازی شده است.

۷-۶- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی تکتونوماگمایی روانه‌های بازالتی، ولکانی‌کلاست‌های بازالتی، دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی منطقه دوچاه

حوضه اقیانوسی سبزوار به همراه دیگر حوضه‌های اقیانوسی حاشیه خرده قاره ایران مرکزی (نظیر نائین- بافت، مکران و سیستان) شاخه‌هایی از حوضه اقیانوسی نئوتتیس مزوزوئیک زاگرس بوده‌اند. بر خلاف حوضه اصلی زاگرس که از کربنیفر- پرمین شروع به تشکیل کرد، این حوضه‌ها خیلی دیرتر و از زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین شروع به تشکیل کردند (قاسمی، ۱۳۹۹). با آغاز فرورانش سنگ‌کره اقیانوس نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی در تریاس بالایی (بربریان و عمرانی، ۱۹۸۱؛ شهاب‌پور، ۲۰۰۵؛ اگارد^۱ و همکاران، ۲۰۰۵؛ چیو^۲ و همکاران، ۲۰۱۳؛ سپاهی، ۲۰۱۴؛ مهدی‌پور و مؤذن، ۲۰۱۵)، حوضه‌های کشتی پشت کمانی نابالغ در بخش‌های درونی و شمالی ایران مرکزی (عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ خبره، ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶؛ ویس‌کرمی و همکاران ۱۳۹۷) و جنوب البرز شرقی (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲؛ ویلمسن^۳ و همکاران، ۲۰۰۹) تشکیل شده‌اند. حرکات برشی ناشی از این کشیدگی سبب پس‌زدن سنگ‌های رویی، بالازدگی پی‌سنگ نئوپروتروزوئیک پسین، ایجاد حوضه‌های کشتی کافتی در امتداد گسل‌های نرمال و تشکیل کنگلومرای درون حوضه‌ای ستبری با قطعات دگرگونی‌های بالازده نئوپروتروزوئیک پسین و برجای‌گذاری نهشته‌های تخریبی سازند شمشک و معادل‌های آن در ایران مرکزی شد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷).

در مناطق جنوب و جنوب‌شرق شاهرود، شمال ایران مرکزی نظیر میامی، دلبر، شترکوه، بندهزارچاه، دوچاه، ماجراد، سفیدسنگ، رضاآباد و احمدآباد (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ خبره، ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶؛

1. Agard
2. Chiu
3. Wilmsen

ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۷)، نازک‌شدگی پوسته، سبب بالآمدن گوشته و ذوب‌بخشی آن، تشکیل مذاب بازالتی و بالآمدن آن در امتداد پهنه‌های گسلی به صورت روانه‌های بازالتی، دایک و استوک‌های کوچک دیابازی- میکروگابرویی تا گابرویی و پگماتوئیدهای دیوریتی و گابرویی شده است. این سنگ‌ها در رخداد کوهزادی سیمرین میانی در ژوراسیک میانی، دگرگون شده و به مجموعه‌ای از سنگ‌های متاپلیتی (اسلیت و فیلیت) و متابازیتی (شیست‌سبز) با درجه دگرگونی پایین تبدیل شده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۹).

قاسمی (۱۳۹۹) معتقد است که تشکیل، گسترش و بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی حاشیه خرده قاره ایران مرکزی به دوره‌ای طولانی از کافت‌زایی در تریاس پسین- ژوراسیک پیشین، گسترش حوضه اقیانوسی در ژوراسیک میانی- کرتاسه میانی- پسین و فرورانش حاشیه قاره در کرتاسه پسین- ائوسن مربوط است. در بخش‌های درونی ایران مرکزی فعالیت‌های ماگمایی بازیک تا اسیدی به صورت طیفی از گابرو تا گرانیت (عمدتاً گابرو دیوریتی) در تریاس پسین مجموعه‌های پی‌سنگی چاپدونی (کیقبادی، ۱۳۹۵) و جندق (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) را قطع کرده‌اند. تعیین سن Pb-U زیرکن‌های جدا شده از گابرو دیوریت‌ها و گرانیت‌های منطقه جندق، محدوده زمانی ۲۱۳ تا ۲۲۱ میلیون سال پیش (تریاس پسین) برای این سنگ‌ها نشان داده است (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶).

در بخش‌های شمالی ایران مرکزی مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت موجود در دایک‌های منطقه دلب‌سن 152 ± 35 میلیون سال (بلاغی اینالو و همکاران، ۱۳۹۳) و مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن موجود در گابرو دیوریت‌های منطقه ماجراد (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷) سن ۱۶۷ میلیون سال (ژوراسیک میانی) را نشان می‌دهند.

شهابی (۱۳۹۹) بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb سن ۲۱۸ میلیون سال (تریاس پسین- ژوراسیک پیشین) برای گابروهای کلاته و سن ۹۷ میلیون سال (آغاز کرتاسه پسین) برای آلکالی دیوریت‌های منطقه جنوب آزادشهر در سازند شمشک در البرز، به دست آورده است.

مطالعات ژئوشیمیایی قاسمی و جمشیدی (۱۳۹۰)، حسینی (۱۳۹۳)، بلوچی و همکاران (۱۳۹۶)، ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۷)، قاسمی و همکاران (۱۳۹۷)، قاسمی و همکاران (۱۳۹۷) و دعایی (۱۳۹۹)

نشان داده است که فعالیت‌های ماگمایی اواخر تریاس- ژوراسیک میانی از ماگماهای محیط‌های زمین‌ساختی حوضه‌های کششی فرافروانشی پشت‌کمانی است که در پهنه ایران مرکزی از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اسپینل پریدوتیتی تشکیل شده است و دارای ماهیت کالک‌آلکان تا آلکان ضعیف می‌باشند و در پهنه البرز از ذوب‌بخشی گوشته عمیق‌تر گارنت لرزولیتی حاصل شده‌اند و اغلب دارای ماهیت آلکان هستند.

۷-۷- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی تکتونوماگمایی دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی

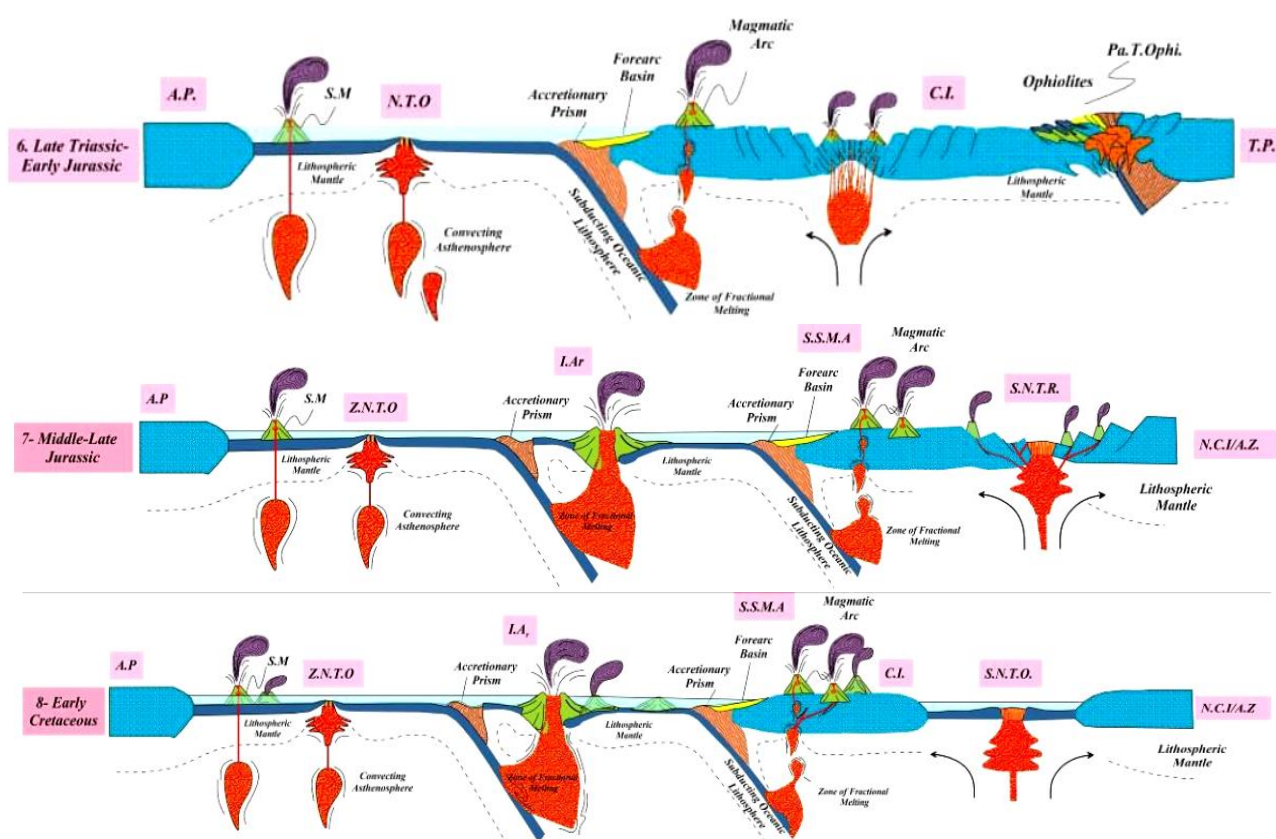
رویدادهای ماگمایی سنوزوئیک ایران از اواخر پالئوسن آغاز شده و تا کواترنر ادامه پیدا کرده است و آثار آنها را می‌توان در پهنه‌های ساختاری ارومیه- دختر، ایران مرکزی، البرز، آذربایجان، فلیش خاور ایران و لوت دید. در منطقه دوجاه، دایک‌های تراکی‌آندزیتی با قطع کردن سنگ‌های قدیمی‌تر تظاهر یافته‌اند. با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده محیط تکتونیکی آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها مرتبط با محیط‌های فروانش می‌باشند. تعیین سن U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های استخراج شده از این تراکی‌آندزیت‌ها، سن $43/51 \pm 0/58$ ، معادل ائوسن میانی را برای آنها مشخص ساخته است.

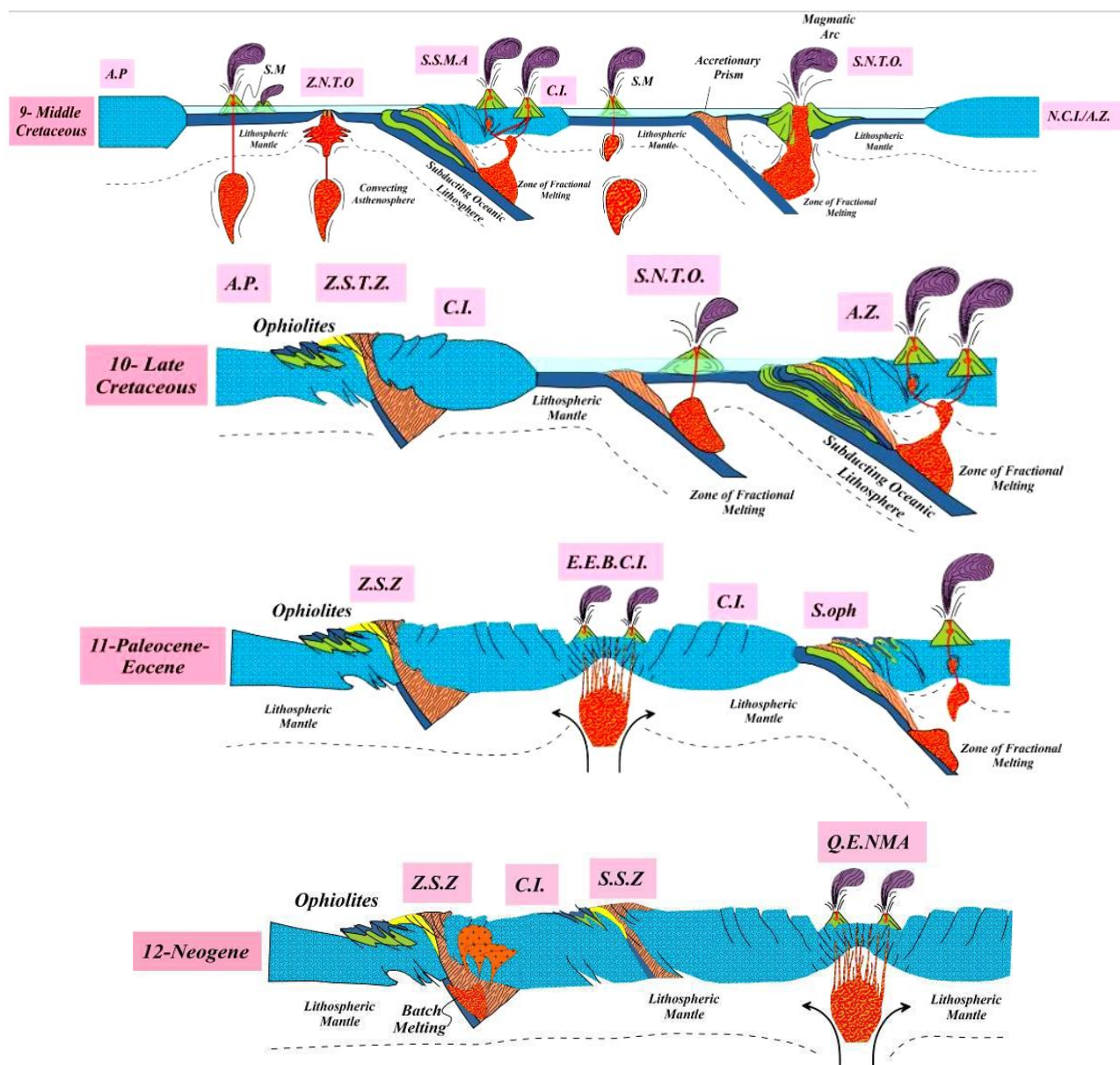
در بخش‌های شمالی ایران مرکزی از منطقه تروند تا احمدآباد نوار گسترده‌ای شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی رخنمون دارند. توده‌های آذرین نیمه ژرف و دایک‌های فراوانی با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالتی، داسیت، تراکی‌داسیت و گابرو به به طور پراکنده درون توالی آتشفشانی- رسوبی نفوذ کرده‌اند. با توجه به مجموع داده‌های سنی برای این سنگ‌ها محدوده سنی $35/5 \pm 2$ تا $41/4 \pm 0/3$ میلیون سال معادل ائوسن میانی- بالایی برای آنها در نظر گرفته شده است (یوسفی، ۱۳۹۶) که با داده سنی بدست آمده از تراکی‌آندزیت‌های مورد مطالعه مطابقت دارند.

مطالعات سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نوار ماگمایی تروند- احمدآباد (یوسفی ۱۳۹۶؛ یوسفی و همکاران، ۲۰۱۸؛ یوسفی و همکاران، ۲۰۲۰) نشان داده است که سنگ‌های مورد بررسی در زون‌های فروانشی حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند و در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی

فرورانش یافته قرار می‌گیرند. ماگمای سازنده سنگ‌های نوار ترو- احمدآباد از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده سبزوار سرچشمه گرفته است.

قاسمی (۱۳۹۹) معتقد است که پس از تشکیل حوضه اقیانوسی سبزوار در تریاس پسین- ژوراسیک زیرین و گسترش در ژوراسیک میانی- کرتاسه پیشین، از زمان کرتاسه میانی با فرورانش جزایر اقیانوسی و پس از کرتاسه پسین با فرورانش حاشیه قاره، شروع به بسته شدن کردند و سرانجام در پالئوسن- ائوسن بسته و در میوسن برخورد قاره صورت گرفته است. در شکل ۷-۱۳ مدل‌های زمین‌ساختی برای توسعه و تکامل اقیانوس تتیس جدید در محل کنونی کوه‌های زاگرس و آبراه‌های فرعی آن نظیر حوضه‌های اقیانوسی نائین، بافت و سبزوار به صورت حوضه‌های فرافرورنشی در پشت کمان دگرگونی- ماگمایی سنندج سیرجان در طول مزوزوئیک به صورت نمادین توسط قاسمی (۱۳۹۹) نمایش داده شده است.





شکل ۷-۱۳- مدل‌های زمین‌ساختی برای توسعه و تکامل اقیانوس تتیس جدید در محل کنونی کوه‌های زاگرس و آبراه‌های فرعی آن نظیر حوضه‌های اقیانوسی نائین بافت و سبزوار به صورت حوضه‌های فرافورانشی در پشت کمان دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان در طول مزوزوئیک (قاسمی، ۱۳۹۹).

- A.P. ورقه عربی، S.M. کوه‌های زیردریایی، N.T.O. اقیانوس تتیس جدید، Pa.T.Ophi. - افیولیت‌های تتیس کهن، T.P. - ورقه توران، Z.N.T.O. - اقیانوس تتیس جدید زاگرس، I.Ar. - جزایر اقیانوسی، S.S.M.A. - کمان ماگمایی سنندج سیرجان، - S.N.T.O. - کافت تتیس جدید سبزوار، N.C.I./A.Z. - شمال ایران مرکزی/پهنه البرز، C.I. - ایران مرکزی، S.N.T.O. - اقیانوس تتیس جدید سبزوار، Z.S.T.Z. - پهنه جوشخورده زاگرس، A.Z. - پهنه البرز، E.E.B.C.I. - حوضه کششی ائوسن ایران مرکزی، C.I. - ایران مرکزی، S.Ophi. - افیولیت‌های سبزوار، S.S.Z. - پهنه جوشخورده سبزوار، Q.E.N.M.A. - کمان ماگمایی نئوژن قوچان اسفراین.

نتیجہ گیری و مشہدات



نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش به شرح ذیل می‌باشند:

الف- واحدهای سنگی دگرگونی و آذرین متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین

سنگ‌های دگرگونی مجموعه دگرگونی دوچاه شامل متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، متاپسامیت‌ها و متاکربنات‌ها می‌باشند. این سنگ‌ها میزبان سنگ‌های گرانیتی هستند.

۱- متابازیت‌ها: متابازیت‌های مجموعه دوچاه با سنگ‌های والد روانه‌های بازالتی زیردریایی، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی کوچک مقیاس، در طی دگرگونی به سنگ‌های شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول یافته‌اند.

در متابازیت‌ها، شیست‌های سبز شامل اکتینولیت + کلریت + اپیدوت + پلاژیوکلاز $\pm$ اسفن $\pm$ کلسیت $\pm$ روتیل $\pm$ آپاتیت $\pm$ اکسیدهای آهن و منگنز می‌باشند. بر اساس فراوانی کانی‌های شاخص، این سنگ‌ها خود به گروه اکتینولیت شیست، اپیدوت اکتینولیت شیست و کلریت شیست قابل تقسیم هستند. بافت نماتوبلاستی و بافت لپیدوبلاستی، بافت‌های رایج این سنگ‌ها هستند.

آمفیبولیت‌های مجموعه دوچاه به سه گروه اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت قابل تقسیم هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده اپیدوت آمفیبولیت‌ها شامل اپیدوت + کلریت + اکتینولیت + هورنبلند سبز + پلاژیوکلاز + کوارتز $\pm$ اسفن $\pm$ اکسیدهای آهن و منگنز می‌باشند، کانی‌های تشکیل‌دهنده آمفیبولیت شامل هورنبلند سبز + پلاژیوکلاز + کوارتز $\pm$ اسفن $\pm$ کلریت $\pm$ اکتینولیت $\pm$ اکسیدهای آهن و منگنز می‌باشند و گارنت آمفیبولیت‌ها شامل هورنبلند + پلاژیوکلاز + گارنت + کوارتز + بیوتیت می‌باشند. در بافت‌های نماتوبلاستی، پورفیروبلاستی و پوئی‌کیلوبلاستی و درهم‌فرورفته دیده می‌شود. در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی شواهد میلونیتی‌شدن ناشی از قرارگیری متابازیت‌ها در پهنه‌های برشی به وضوح مشاهده می‌شود.

مهمترین فازهای درگیر در واکنش‌های متابازیت‌های مجموعه دوچاه که مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند، پلاژیوکلاز، آمفیبول و گارنت می‌باشند. آمفیبول‌ها از نوع ترمولیت و اکتینولیت، منیزیه‌هورنبلند تا چرماکیت

می‌باشند. عمده آمفیبول‌ها دارای ماهیت ترکیبی ترمولیت-اکتینولیت، مربوط به متابازیت‌های شیست‌سبز می‌باشند. در حالی که آمفیبول‌های دارای ماهیت منیزیه‌هورنبلند تا چرماکیت مربوط به آمفیبولیت‌ها می‌باشند. پلاژیوکلازهای متعلق به شیست‌های سبز از نوع آل بیت هستند و پلاژیوکلازهای متعلق به سنگ‌های آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی از نوع الیگوکلاز تا آندزین می‌باشند. در گارنت آمفیبولیت‌ها گارنت‌ها از نوع آلماندین هستند. دما- فشارسنجی مبتنی بر تجزیه شیمیایی نقطه‌ای آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست در متابازیت‌های مجموعه دوچاه، محدوده دمایی ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۷ تا ۱۱ کیلو بار را برای توقف تبادل و تعادل نهایی آنها مشخص ساخته است. این شرایط بیانگر برقرار بودن یک رژیم دگرگونی نوع باروین فشار متوسط تا بالا در شرایط دما و فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشد.

از متابازیت‌های مجموعه دوچاه یک نمونه آنالیز سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن صورت گرفت سن‌های U/Pb به دست آمده برای این نمونه دو محدوده سنی ۲۰۴/۲ تا ۳۲۵/۸ و محدوده سنی ۵۲۹/۶ تا ۹۳۴/۳ را شامل می‌شود. سن سازگاری Pb/U برای این نمونه 767 ± 26 بدست آمد. احتمالاً این نمونه متابازیتی یک سنگ آتشفشانی- تخریبی (ولکانی کلاست) بوده است و شاید زیرکن‌های تعیین سن‌شده زیرکن‌های موروثی بوده‌اند. متابازیت‌های مجموعه دوچاه نیز احتمالاً همچون متابازیت‌های مجموعه‌های مشابه همجوار به اواخر نئوپروتروزوئیک تعلق دارند.

بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی متابازیت‌ها، دارای سنگ مادر آذرین با ترکیب غالباً بازالتی بوده‌اند. این سنگ‌ها عمدتاً دارای ماهیت تولییتی هستند. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، متابازیت‌ها، در محدوده بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای تا مورب قرار می‌گیرند و از ذوب بخشی یک منشاء با ترکیب اسپینل لرزولیتی تشکیل شده‌اند.

به نظر می‌رسد که طی توسعه محیط‌های کششی درون قاره‌ای، شرایط از مرحله تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به سمت تشکیل حوضه‌های اقیانوسی اولیه با مذاب نوع EMORB پیش‌رفته است و لیتوسفر

قاره‌ای به قدری نازک شده است که شرایط برای تشکیل پوسته‌های اقیانوسی فراهم شده و بازالت‌های میان اقیانوسی غنی شده به درون حوضه‌های آتشفشانی- رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین راه یافته‌اند.

۲- متاپلیت‌ها: متاپلیت‌های مجموعه دوچاه، طیفی متنوعی از سنگ‌ها نظیر فیلیت، میکاشیست، کلریتوئید شیست، گارنت میکاشیست و گنیس را شامل می‌شوند و شدت دگرگونی در بالاترین درجه، تا مرز آناتکسی و تشکیل مذاب‌های گرانیته پیش رفته است. میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها اغلب از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت تشکیل شده‌اند. کلریتوئید شیست‌ها دارای پورفایروبلست‌های شکل‌دار کلریتوئید در زمینه مسکوویت، کلریت، کوارتز و ایلمنیت هستند. کانی‌های کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، گارنت، آلانیت، زیرکن و آپاتیت در گنیس‌ها یافت می‌شوند. در متاپلیت‌ها اغلب کانی بیوتیت و گارنت طی دگرسانی به کلریت و سیریسیت دگرسان شده‌اند. در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی شواهد میلونیتی شدن ناشی از قرارگیری در پهنه‌های برشی در متاپلیت‌ها ظاهر مشاهده می‌شود.

مهم‌ترین بافت‌های رایج در متاپلیت‌ها بافت‌های لپیدوبلاستی، گرانولپیدوبلاستی، پورفایروبللاستی، پوئی‌کیلوبلاستی و پورفایروکلاستی و میلونیتی می‌باشند. بر پایه آنالیز مایکروپروب، بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها، گارنت میکاشیست‌ها و گنیس‌های مجموعه دوچاه در محدوده ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار دارند. گارنت در گارنت میکاشیست‌ها از نوع آلمانین هستند. تغییراتی که در کسر مولی اجزاء سازنده گارنت‌ها مشاهده می‌شود حاکی از افزایش دما و فشار در طی دگرگونی پیشرونده و رشد بلورهای گارنت می‌باشد. کلریتوئیدهای موجود در کلریتوئید شیست‌ها از نوع آهن‌دار هستند. ترکیب آلکالی فلدسپارهای آنالیز شده از میکاشیست‌ها، گارنت میکاشیست‌ها و گنیس‌ها عمدتاً ارتوزی و ترکیب پلاژیوکلازهای آنها عمدتاً آلبیتی و الیگوکلازی است. با استفاده از ژئوترمو متر Ti در تک کانی بیوتیت، بیوتیت‌های آنالیز شده از میکاشیست‌ها، گارنت میکاشیست‌ها و گنیس‌ها محدوده دمایی ۴۲۹ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد برای توقف تبادل و تعادل نهایی آنها بدست آمده است. با توجه به طیف وسیع سنگ‌های متاپلیتی (فیلیت تا گنیس و رسیدن به ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیته‌ها)، دمای بدست آمده برای آنها و همچنین فشار بدست آمده برای

متابازیت‌ها می‌توان نتیجه گرفت که متابلیت‌ها دگرگونی پیشرونده در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی را متحمل شده‌اند.

بر پایه آنالیز ژئوشیمیایی میکاشیست و گنایس‌های مجموعه دوچاه دارای سنگ‌والد شیل و گری وک بوده‌اند. الگوهای تغییرات فراوانی REE این سنگ‌ها به‌نجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی، تحتانی و میانگین پوسته، با الگوی عناصر REE پوسته قاره‌ای فوقانی مطابقت بیشتری نشان می‌دهند.

۳- متاپسامیت‌ها وسعت قابل توجهی را از منطقه دوچاه به خود اختصاص داده‌اند. آثار گرانیتهایی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. متاپسامیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و مسکویت هستند. بافت‌های اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستی و گرانولپیدوبلاستی میلونیتی می‌باشد. در برخی نمونه‌ها تحت تاثیر قرارگیری در پهنه‌های برشی شواهد میلونیتی‌شدن و بافت میلونیتی تشکیل شده است.

دو نمونه از متاپسامیت‌های منطقه دوچاه مورد آنالیز سن‌سنجی U-Pb قرار گرفت، سن‌های بدست آمده ۲۷۹۰، ۲۴۱۲ تا ۱۵۶۵ و ۹۴۱ تا ۵۳۹ میلیون سال می‌باشد. جوانترین سن‌های بدست آمده برای نمونه‌های پسامیتی مجموعه دوچاه، ۵۷۱ تا ۵۳۹ میلیون سال تقریباً معادل سن زمان رسوبگذاری در حوضه رسوبی است و سن‌های قدیمی‌تر مربوط به زیرکن‌های موروثی هستند.

۴- متاکربنات‌ها: متاکربنات‌ها اغلب همراه با متابازیت‌ها، متابلیت‌ها و متاپسامیت‌ها برونزد دارند. کلسیت و دولومیت از سازندگان اصلی متاکربنات‌ها در مجموعه دوچاه می‌باشند. متاکربنات‌ها را می‌توان با توجه به درجه دگرگونی به کربنات‌های با دگرگونی درجه پایین و مرمرها تقسیم‌بندی کرد. متاکربنات‌های با دگرگونی درجه پایین، بخش اندکی از متاکربنات‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. در بلورهای کلسیت در این سنگ‌ها ماکل‌های دگرریختی تشکیل شده است. در مرمرها، تبلور دوباره کلسیت صورت گرفته و بافت گرانوبلاستی مشاهده می‌شود.

۵- گرانیته‌ها: گرانیته‌ها با ترکیب بیوتیت‌گرانیته، لوکوگرانیته و آپلیت به اشکال مختلف از جمله بسته‌ها و رگه‌های آپلیتی، دایک و آپوفیزهای کوچک مقیاس همچنین توده‌های کوچک مقیاس، رخنمون دارند. در محل‌هایی که گرانیته‌ها در مسیر پهنه‌های برشی قرار گرفته‌اند، متحمل دگرریختی شدیدی شده‌اند و

شواهدی از دگرشکلی شکل‌پذیر (میلونیتی‌شدن) و شکنا ظاهر شده است. ارتوز، میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی گرانیت‌ها هستند. بیوتیت به عنوان کانی اصلی و تنها کانی مافیک در بیوتیت‌گرانیت‌ها می‌باشد. این کانی به علت حوادث بعدی که بر این سنگ‌ها تحمیل شده است، در بیشتر موارد دگرسا شده است. بافت‌های گرانولار (دانه‌ای)، پورفیروئیدی، پورفیروکلاستی، فلیزر، میلونیتی، چشمی، میرمکیتی و پرتیتی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها می‌باشند. بر پایه آنالیز میکروپروب پلاژیوکلازها در گرانیت‌ها غالباً از نوع آلبیت هستند و فلدسپارهای پتاسیم نیز از نوع ارتوکلاز می‌باشند. بیوتیت‌ها در بیوتیت‌گرانیت‌ها نیز در محدوده ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند.

بر پایه مطالعات صحرایی و زمین‌شیمی، گرانیت‌ها، حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های مادر متاپلیتی و متاسامیتی هستند. ماگماهای سازنده آنها، دارای ماهیت کالک‌آلکالن و پرآلومین می‌باشند و به گرانیت‌های نوع S و برخوردی تعلق دارند.

چهار نمونه از گرانیت‌های منطقه دوچاه مورد آنالیز سن‌سنجی $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ قرار گرفت، که سن‌های سازگاری Pb/U برابر 486 ± 8 ، $514/9 \pm 5$ ، $508/3 \pm 6/7$ و 499 ± 21 میلیون سال را نشان دادند. سن‌های محاسبه شده به روش Pb/U تا حدودی با هم سازگار نیستند. به نظر می‌رسد این امر به این دلیل باشد که بیشتر کانی‌ها سیستم‌های بسته‌ای نبوده‌اند. از میان ۳۸ زیرکن تعیین سن شده به روش Pb/Pb، ۲۲ مورد بازه سنی ۵۷۰ تا ۵۰۰ میلیون سال را نشان می‌دهند. این بازه سنی با سن‌های بدست آمده ذکر شده از گرانیت‌های مجموعه‌های همجوار و همچنین یک نمونه گرانیتی تعیین سن شده از منطقه دوچاه (ویس‌کرمی، ۱۳۹۵) تطابق بیشتری دارند و معادل نئوپروتروزوئیک‌پسین - اوایل کامبرین می‌باشند.

- الگوی ژئودینامیکی مناسب برای شکل‌گیری مجموعه دگرگونی-آذرین دوچاه به این صورت است که در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی در پهنه ایران مرکزی تشکیل شده‌اند که اغلب به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک رژیم تراکمی، به سرعت بسته شده و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت آمیزه‌های تکتونیکی یا منشورهای به هم افزوده درآمده‌اند و گاه بر روی پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های همجوار خود رانده شده‌اند.

این سنگ‌ها به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با تنوع ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده تحول یافته‌اند. به طوری که با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و دما - فشار سنجی، مجموعه سنگی دوچاه در حد شرایط دما و فشار دگرگونی باروین دگرگون شده‌اند. این مجموعه تا آستانه ذوب‌بخشی و تشکیل توده نفوذی کوچک، دایک‌ها، آپوفیزها و آپلیت‌های گرانیته پیش رفته است. در نهایت کل مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند.

ب- واحدهای سنگی جوانتر از نئوپروتروزوئیک پسین (واحد های پوشاننده مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه) این واحدهای سنگی شامل توالی رسوبی- آتشفشانی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک، دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرو دیوریتی ژوراسیک میانی، واحد کنگلومرای اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه، واحد کنگلومرای پالئوسن، دایک‌های آندزیتی ائوسن میانی، مارن‌های الیگومیوسن و پادگانه‌های آبرفتی کواترنر می‌باشند.

۱- مجموعه پی‌سنگی دوچاه توسط توالی رسوبی- آتشفشانی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک پوشیده شده است. این توالی با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قله‌های سنگی آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین 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 ولکانی‌کلاست‌های بازالتی به صورت میان لایه یافت می‌شوند. توالی مزبور در رخداد سیمین میانی دگرگون شده و به مجموعه دگرگونی درجه پایینی متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگری‌وک، متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات (مرمرهای با درجه تجدید تبلور پایین) تحول یافته است.

۲- تعدادی دایک دیابازی و آپوفیز دیوریتی مجموعه پی‌سنگی و توالی رسوبی را قطع کرده‌اند. پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اسفن، آپاتیت، مگنتیت و زیرکن کانی‌های فرعی هستند. اپیدوت، کلریت و سرپسیت کانی‌های ثانویه می‌باشند. با وجود کلریت و اپیدوت در مقاطع نازک، تشکیل پلاژیوکلاز نوع آلبیت و آمفیبول نوع آکتینولیت و منیزیوهورنبلند و تبدیل پیروکسن به اپیدوت، می‌توان گفت که دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای دیوریتی منطقه دوچاه، متحمل فرایند

دگرسانی یا دگرگونی درجه پایین شده‌اند. ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از ماگماهای محیط‌های زمین‌ساختی حوضه‌های کششی فرافرورانشی پشت کمانی اواخر تریاس- ژوراسیک میانی (حوضه اقیانوسی نئوتتیس مزوزوئیک سبزوار) حاصل شده است.

۳- تعدادی دایک با ترکیب تراکی‌آندزیتی سنگ‌های قدیمی‌تر را قطع کرده است. این سنگ‌های تراکی‌آندزیتی شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز از نوع آندزین و آمفیبول از نوع منیزیم‌هورنبلند و چرماکیت می‌باشند. برآوردهای دما- فشارسنجی مبتنی بر تجزیه شیمیایی نقطه‌ای آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست در این سنگ‌های تراکی‌آندزیتی، محدوده دمایی ۶۷۲ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۴۱ تا ۷/۳ کیلو بار را برای توقف تبلور نهایی آنها مشخص ساخته است. با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده محیط تکتونیکی آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها مرتبط با محیط‌های فرورانش می‌باشد. تعیین سن U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های استخراج شده از این سنگ‌ها، سن 435.1 ± 0.58 ، معادل ائوسن میانی را برای آنها مشخص ساخته است. ماگمای سازنده این دایک‌ها از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده حوضه اقیانوسی نئوتتیس مزوزوئیک سبزوار سرچشمه گرفته است.

پیشنهادهات

۱- گرانیته‌ها، متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها و بازالت‌ها، دایک‌های دیابازی و آپوفیزهای گابرویدیوریتی، هر کدام نیازمند مطالعه‌ای در حد یک رساله دکتری هستند.

۲- مطالعه عناصر ساختاری دگرشکلی تحمیل شده بر مجموعه دگرگونی- آذرین دوچاه، نیازمند مطالعه‌ای در حد یک رساله دکتری است.

۳- با توجه به کانه‌زایی گسترده آهن در منطقه، مطالعه دقیق پتروژنز، مدل و پتانسیل کانه‌زایی منطقه دوچاه پیشنهاد می‌شود.

منابع

آقاباتی س.ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۶۰۶ ص.

ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی‌اینالو م، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

بلاغی‌اینالو م، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۴b) "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و دما- فشارسنجی گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی**، سال بیست و سوم، شماره سوم، ص ۴۷۹ - ۴۹۴.

بلاغی‌اینالو م، صادقیان م، ژای م، قاسمی ح و محجل م، (۱۳۹۳) "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی**، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱ - ۴۸۴.

بلاغی‌اینالو م، صادقیان م، قاسمی ح، محجل م و عمرانی ه، (۱۳۹۴a) "پترولوژی، ترموبارومتري و سن سنجی U-Pb سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، **مجله پترولوژی**، سال ششم، شماره بیست و یکم، ص ۵۵ - ۸۲.

بلوچی س، صادقیان م، قاسمی ح، ژای م، چیولی ل و یانبین ژ، (۱۳۹۷)، "شیمی‌کانی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال‌باخترخور): شاهدی بر ماگماتیسم تریاس بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی**، سال بیست و ششم، شماره چهارم، ص ۸۴۴ تا ۸۲۷.

بلوچی س، صادقیان م، قاسمی ح، مینگو ج و لی چ، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Nd-Sr گرانیت‌های آیراکان" **مجله علوم زمین خوارزمی**، جلد سوم، شماره دوم، ص ۱۳۹ - ۱۶۰.

ترابی ق، (۱۳۹۱)، "دگرگونی پریدوتیت‌های گوشته فیولیت جندق (ایران مرکزی)"، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، شماره دوم، ص ۱ - ۱۸.

جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جمشیدی خ، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جمشیدی خ، قاسمی ح و صادقیان، (۱۳۹۳)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسلیس پسا‌فیولیتی سبزوار"، *مجله پترولوژی*، سال پنجم، شماره هفدهم، ص ۵۱-۶۸.

جمشیدی خ، قاسمی ح و میائو ل، (۱۳۹۴)، "سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ گنبد‌های آداکیتی پسا‌فیولیتی سبزوار"، *مجله پترولوژی*، سال ششم، شماره بیست و سه، ص ۱۲۱-۱۳۸.

جمشیدی‌بدر م، (۱۳۸۹)، رساله دکتری: "پترولوژی و بررسی پتروفابریک سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی مجموعه سورات (شمال غرب ایران)"، دانشگاه تربیت معلم تهران.

حسینی ح س، صادقیان م، جای م و قاسمی ح، (۱۳۹۵ a)، "شیمی کانی، دما فشارسنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بند هزار چاه (جنوب خاور شاهرود)"، *مجله پترولوژی*، شماره بیست و پنجم، ص ۸۱ تا ۹۶.

حسینی ح س، صادقیان م، جای م و قاسمی ح، (۱۳۹۵ b)، "شیمی کانی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی*، سال بیست و چهارم، شماره دوم، ص ۲۵۹-۲۷۲.

حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرنولوژی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه 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 بندهزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

حسینی س.ح، صادقیان، م و قاسمی ح، (۱۳۹۳) "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه‌شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتویدی بندهزارچاه (جنوب‌خاور شاهرود) شاهدهی بر ماگماتیسم

سیمرین میانی"، *مجله ژئوشیمی*، سال اول، شماره چهارم، ص ۳۱۰-۳۱۸.

خبره د، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی- آذرین اواخر نئوروتروزوئیک مجموعه احمدآباد- رضاآباد (جنوب‌خاور شاهرود)" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

دادپور م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "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.

دعایی ع.ا، قربانی ق و صادقیان م، (۱۳۹۹)، "زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی گابرویدیوریت‌های منطقه پلنگ‌در (شمال‌شرق دامغان)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال بیست و هشتم، شماره سوم، ص ۷۵۱-۷۶۲.

رحمتی ایلخچی، م، (۱۳۸۲) "شرح نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) رزوه"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

رستمی‌حصوری م، قاسمی ح و صادقیان م، (۱۳۹۷)، "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی، شاهرود- دامغان"، *فصلنامه علوم زمین*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، دوره بیست و هفتم، شماره صد و هفتم، ص ۱۲۳-۱۳۶.

رستمی‌حصوری م، قاسمی ح، کاوان نانگ پ، رضایی م و مباشری م، (۱۳۹۶)، "شیمی‌کانی‌ها و دما فشارسنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد (جنوب‌غربی بیارجمند)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال بیست و پنجم، شماره چهارم، ص ۷۶۱-۷۷۴.

رضایی م، صادقیان م، قاسم ح و لامبرینی پ، (۱۳۹۹)، "شیمی کانی و تحولات دگرگونی در متاپلیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوجاه (جنوب‌شرق شاهرود)"، **مجله**

بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و هشتم، شماره دوم، ص ۳۴۱-۳۵۶.

رضایی م، صادقیان م، قاسم ح و لامبرینی پ، (۱۳۹۹)، "شیمی کانی و دما- فشارسنجی متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوجاه (جنوب‌شرق شاهرود)"، **مجله بلورشناسی**

و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و هشتم، شماره اول، ص ۲۳۳-۲۴۸.

رضوی م، (۱۳۷۲)، رساله دکتری: "متامرفیسم و ماگماتیسیم منطقه ساغند یزد (ایران مرکزی)" دانشگاه آزاد اسلامی. واحد علوم و تحقیقات، تهران.

ساربان‌ن، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "تعیین سن و ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار، شمال‌شرق 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 و قاسمی ح، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های ریفی اواخر نئوپروتروزوئیک"، **مجله علوم زمین**، شماره صد و پنجم، ص ۱۸۲-۱۶۷.

شکاری س، صادقیان م، قاسمی ح و مینگو ج، (۱۳۹۷a)، "شیمی کانی و پتروژنز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود)"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و ششم، شماره اول، ص ۱۷۹-۱۹۴.

شکاری س، صادقیان م، قاسمی ح و مینگو ج، (۱۳۹۷b) "شیمی کانی و دما- فشارسنجی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود)" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و ششم، شماره چهارم، ص ۹۱۵-۹۲۸.

صادقیان م، حسینی س.ح، همتی ع و شکاری س، (۱۳۹۶)، "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، زمین‌زمان‌سنجی گرانیتوئیدهای جنوب‌باختر میامی"، *مجله علوم زمین*، شماره صد و سوم، ص ۴۱-۶۰.

صادقیان م، ولی‌زاده م.ح، (۱۳۷۹)، "پتروژنز سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۲۰ ص.

صفرزاده ا، مسعودی ف، حسن‌زاده ج و پورمعافی س. م، (۱۳۹۵)، "شواهد حضور پی‌سنگ پرکامبرین در منطقه گل‌گهر سیرجان (جنوب ایران)"، *مجله پتروژئولوژی*، سال هفتم، شماره بیست و ششم، ص ۱۵۳-۱۷۰.

عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژئولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. قاسمی ا، حاجی‌حسینی ع، (۱۳۸۳)، "نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) دره دایی"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

قاسمی ح و آسیابان‌ها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب‌شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ص ۲۳۱-۲۴۷.

قاسمی ح و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی، سن‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال نوزدهم، شماره چهارم، ص ۷۱۴-۶۹۹.

قاسمی ح و جمشیدی خ، (۱۳۹۲)، "بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیگ قاعده سازند شمشک در البرز خاوری" *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص ۱۷-۲۹. 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، مبانی پتروگرافی و روش‌های مطالعه آن"، جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.

قاسمی ح، رستمی حضوری م و صادقیان م، (۱۳۹۷)، "ماگماتیسیم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی، شاهرود - دامغان" فصلنامه علوم‌زمین، سازمان‌زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، دوره بیست و هفتم، شماره صد و هفتم، ص ۱۳۶-۱۲۳.

قاسمی، ح، (۱۳۹۵) "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی"، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.

قاسمی، ح، (۱۳۹۹) "تشکیل و تکامل حوضه اقیانوسی مزوزوئیک سبزوار: کافت‌زایی حوضه نئوتتیس بر روی پی‌سنگ کادومین ایران مرکزی"، بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. کاظمی ک، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کیک، جنوب‌غرب بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.

کرمی م، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب‌شرق بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

کیقبادی ف، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "ژئوشیمی و تعیین سن متابازیت‌های پشت‌بادام، ایران مرکزی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

مقدسی، ص، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ملک‌پور علمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"، دانشگاه تهران.

نبوی م، (۱۳۵۵)، "دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

نوایی ا، صالحی راد، م و مجید ب، (۱۳۶۶)، "نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

ولیزاده م.ح، قاسمی ح، نراقی ن و صادقیان م، (۱۳۸۵)، "اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی"، مترجم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۸۳۶ ص.

ویس کرمی م، (۱۳۹۷)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئودینامیک مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ویس کرمی م، صادقیان م و شکاری س، (۱۳۹۵)، "ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دوجاه- جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ص ۳۹۲-۳۹۸.

ویس کرمی م، صادقیان م، قاسمی ح و جای م، (۱۳۹۸)، "پترولوژی، ژئوشیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های پروتروزوئیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات ژئودینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و هفتم، شماره اول، ص ۱۹۱-۲۰۶.

ویس کرمی م، صادقیان م، قاسمی ح و جای م، (۱۳۹۸) "شیمی کانی و زمین دما- فشارسنجی متابازیت های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود)"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد یازدهم، شماره چهارم، ص ۶۶۵-۶۸۴.

ویس کرمی م، صادقیان م، قاسمی ح و جای م، (۱۳۹۶)، "گابرویدیوریت‌های ماجراد در جنوب شرق شاهرود: شاهدهی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی"، مجله علوم زمین خوارزمی، جلد پنجم، شماره دوم، ص ۲۹۳-۳۱۴.

همتی ع، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (جنوب‌باختر میامی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۲۴ ص.

یوسفی ف، (۱۳۹۶) رساله دکتری: "پتروژنز و زمین‌شناسی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی ترود- احمد آباد (جنوب شرق شاهرود)، " دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

یوسفی ف، صادقیان م، ساداتی جمالی س.ز، منصوری مقدم ب و قاسمی ح، (۱۳۹۵b) "پتروژنز گنبدیهای آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود، جنوب خاوری استان سمنان)"، *مجله پترولوژی*، سال هفتم، شماره بیست و هشتم، ص ۹۵-۱۰۸.

یوسفی ف، صادقیان م، سمیاری س و قاسمی ح، (۱۳۹۵a)، "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گنبدیهای آداکیتی پرسیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)"، *مجله علوم زمین*، سال بیست و پنجم، شماره صدم، ص ۲۹۱-۲۹۸.

- 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.
- Abdel-rahman. A.M. (1994) "Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas" **Journal of Petrology.**, 35, PP 525-541.
- Agard P. Omrani J. Jolivet L. and Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation" **International Journal of Earth Sciences** (Geologische Rundschau)., 94 pp 401-19.
- Allègreab C.J. and J.F.Minster (1978) "Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes" **Earth and Planetary Science Letters.**, 38, pp 1-25.
- 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.
- 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).
- 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.
- 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
- Azomov P.A. and Shlukenberg A.G. (1995) "Numerical modeling of the growth zoning in metamorphic garnets" **Can. Mineral.**, 9, pp132-145.
- 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 Earth Science.**, 92, pp 92–124.
- Batchelor R. A. and Bowden P. (1985) "Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters" **Chem. Geol.**, 48, pp 43 - 55.
- Bea F. (1996) "Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts" **Journal of Petrology.**, 37, pp 521–552.
- Becker H. Jochum K.P. and Carlson R.W. (2000) "Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones", **Chemical Geology.**, 163, pp 65–99
- Berberian M. and King G. C. P. (1981) "Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran" **Canadian journal of Earth Science.**, 5, pp 101-117.
- Best G. (2003) **"Igneous and metamorphic petrology"** 2nd Ed, Blackwell Publishing, Malden, USA, 729pp.
- 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.
- Bhatia M.R. (1983) "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones", **Journal of Geology**, 91, pp 611-627.
- Blenkinsop T. (2002) **"deformation microstructures and mechanisms in minrals and rocks"** Kluwer Academic Publishers, New York, 150 pp.
- Bouchez J.L. Delas C. Gleizes G. Nedelec A. and Cuney M. (1992) "Sabmagmatic microfractures in granites" **Geology.**, 20, pp 35-38.
- Boullier A. M. and Bouches J.L. (1978) "Le Quartz en rubans les mylonites". **Geological Society of America Bulletin.**, 20, pp 253-262.

- Boynton W.V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry" **Elsevier.**, pp 63-114.
- Brown W.L. and Parsons I. (1989) "Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behavior diagrams for igneous Rocks". **Mineralogical Magazine.**, 53, pp 25-42.
- Bucher K. and Grapes R. (2011) "**Petrogenesis of Metamorphic Rocks**" Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- Burkhard M. (1993) "Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review" **Journal of Structural Geology.**, 15, pp 351-368.
- Cathelineau M. and Nieva D. (1998) "A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system", **Contribution to Mineralogy and Petrology.**, 91, pp 235-244.
- Cawood P.A. and Buchan C. (2007) "Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly" **Earth Science Review.**, 82, pp 217- 256.
- Chappell B. J. and White A. J. R. (1974) "Two Contrasting Granite Types. Pac" **Geology.**, 8, pp 173-174.
- Chappell B.W (1999) "Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites" **Lithos.**, 46 (3) , pp 535-551.
- Chappell B.W. and White A.J.R. (2001) "Two contrasting granite types: 25 years later" **Journal of Earth Science.**, 48, pp 489-499.
- Chappell. B. W., White. A. J. R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pacific Geology.**, 8 (2), pp 173-174.
- Chiu H. Y. Chung S. L. Zarrinkoub M. H. 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.
- Çoban H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension- related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" **Earth- Science Reviews.**, 80, pp 219-238.
- 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.
- Collins W. J. Beams S. D. White A. J. R. and Chappell B. W. (1982) "Nature and origin of A type granites with particular reference to south-eastern Australia" **Contrib. Mineral, Petrology.**, 80, pp 189-200.

- Coltorti M. Bonadiman, C. Faccini B. Gregoire M.O. and Reilly S.Y. (2007) "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle" **Lithos.**, 99, pp 68-84.
- Cooper A. F. Lovering J. F. (1970) "Greenschist amphiboles from River, New Zealand" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 27, pp 11-24.
- Crowley. Q. Key. R. and Noble S. (2014) "High-precision U–Pb dating of complex zircon from the Lewisian Gneiss Complex of Scotland using an incremental CA-ID-TIMS approach" **Gondwana Research.**, 27, 4, pp1381-1391.
- Deer. W.A., Howie. R.A. and Zussman, J. (1966) "**An Introduction to the rock-forming minerals**" John Wiley and Sons, New York, **528 p.**
- 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.5Geochem. Explor.**, pp 114, 1–19.
- 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.
- Faramarzi N. Amini S. Schmitt A.K. Hassanzadeh J. Gregor B. 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.
- 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.
- Feenstra. A. (1996) "An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine - scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations" **Journal of Petrology.**, 37, pp 201-233.

- Ferrill D.A. Morris P.A. Evans M.A. Burkhard M. Groshong JrRH. and Onasch CM. (2004) "calcite twin morphology: a low- temperature deformation geothermometer" **Journal of Structural Geology.**, 26, pp 1521–1529.
- 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.
- Flanagan. F. J. (1973) "values for international geochemical samples" **Geochim. Cosmochim. Acta** 37, pp 1189-1200.
- Fleet M.E. and Barnett R.L. (1978) " $A1^{IV}/A1^{VI}$ partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario" **Canadian Mineralogist.**, 16, pp 527-532.
- Foster. M. D. (1960) "Interpretation of the composition of trioctahedral micas" **U.S. Government Printing Office.**, 354B, pp 11-49.
- 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.
- 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.
- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" **J. Afr. Earth. Sci.**, 48, pp 147-160.
- Gardien V. Thompson A.B. Grujie D. and Ulmer P. (1995) "Experimental melting of biotiteCplagioclaseCquartzGmuscovite assemblages and implications for crustal melting" **J. Geophy. Res.** 100, pp 15581–15591.
- Ghorbani M. (2013) "**the Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources**" Springer, pp 572.
- Gieré R. and Sorensen S.S. (2004) "Allanite and other REE-rich epidote-group minerals" **Rev. Mineral. Geochem.**, 56, pp 431–493.
- Gill R. (2010) "**Igneous rocks and processes apracticalguide**", Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, **472pp.**

- Golonka J. (2011) "Chapter 6 Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region" **Geological Society, London.**, 35, pp79-129.
- Gromet P.L. and Silver L.T. (1983) "Rare earth element distributions among minerals in aegirine and their petrogenetic implications" **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, 47, 600, pp 925–939
- Gromet L. P. Dymek R. F. Larry A and Haskin R. Y. L. (1984) "The North American shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics" **Geochimica and Cosmochimica Acta.**, 48, pp 2469-2482.
- Guidotti. C.V. and Sassi. F.P. (2002) "Constraints on studies of metamorphic K-Na white micas" **Reviews in mineralogy and geochemistry.**, 46 (1), pp 413-448.
- Gupta A. K (2007) "**Petrology and genesis of igneous rocks**" New Delhi, Narosa Publishing House, **479 p.**
- Hajimirzajan H. Malekzadeh Shafaroudi A. Homam S.M. Hidarian Shahri M.R. and Santos J. F. (2019) "Geochronological and geochemical characteristics of the Dehzaman intrusive and volcanic rocks (NE Iran): Implication for a Cadomian magmatism" **Periodico di Mineralogia.**, 88, pp 33-56.
- Hammarstrom J.M. and Zen E.A. (1986) "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer" **American mineralogist.**, 71, pp 1297-1313.
- Harley. S.L., Kelly, N. M. (2007) "Zircon Tiny but Timely" **Elements** 3, PP 13-18.
- Harrison T. N. (1988) "Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland". **Mineral. Mag.**, 52, pp 659-67.
- 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.
- Henry. D. J. Guidotti. C. V. and Thomson. J. A. (2005) "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms" **American Mineralogist.**, 90(2-3), pp 316-328.
- Herron. M. M. (1988) "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data" **Journal of Sedimentary and Petrology**, 58, pp 820-829.
- Hey. M. H. (1954) "**Nomenclature of chlorites**" **Mineralogical Magazine**, **277 p.**
- Holdaway M.J. (1978) "significance of chloritoid bearing and staurolite bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico". **Geol. Soc. America Bull**, 89, pp 1404- 1414.

- 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. 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.
- 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. and Ireland T.R. (2000) "Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator" **Geology.**, 28, pp 627–630.
- 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.
- Hu P. Li C. Wang M. Xie C. and Wu Y. (2013) "Cambrian volcanism in the Lhasa terrane, southern Tibet: record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc along the Gondwana proto-Tethyan margin", **Journal of Asian Earth Science.**, 77, pp 91- 107.
- Hutton D. (1988) "Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies" **Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh.**, 79 (2-3), pp 245-255.
- Inui, M., Toriumi, M. A., (2004) "theoretical study on the formation of growth zoning in garnet consuming chlorite". **J. Petrol.**, 45, pp 1369-1392.
- Irvine T.N. and Baragar W.R.A. (1971) "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. Sci.**, 8, pp 523-548.
- Islam. M. D. (1996) PhD Thesis: "**The ancient weathering crust in Finnish Lapland and the recent weathering crust in Bangladesh**" A comparison Acta , University Ouluensis, **P 285.**
- Jamshidi Kh. Ghasemi H. Laicheng Miao and Sadeghian M. (2018) "Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences" **Geopersia**, 8 (1), pp 111-130.

- Johnson B.R. Glazner A.F. and Coleman D.S. (2006) "Potassium feldspar megacrysts in granites: passive markers of magma dynamics or products of textural coarsening?" *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 87(52), V51B-1670.
- Johnson M.E. and Rutherford M.J. (1989) "Experimental calibration of the aluminum-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)" *Geology*, 17, pp 837-841.
- Johnson S.E. Vernon R.H. and Upton P. (2004) "Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling" *Journal of Structural Geology*, 26, pp 1845–1865.
- Joron J. L. and Treuil M. (1977) "Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau" *Bulletin de La Société Géologique France*, 20, pp 1197-1205.
- Kerrick D.M. (1969) "K-feldspar megacrysts from porphyritic quartz monzonite, central Sierra Nevada, California" *American Mineralogist*, 54, pp 839-848.
- Kocak K. Kurt H. Veysel Z. and Ferre E.C. (2007) "Characteristic of the amphibolites from high-grade metamorphic (Central Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry" *Geochemical Journal*, 41, pp 241 – 257.
- Koepke J. Berndt J. Feig S. T. and Holtz F. (2007) "The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros" *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 158, pp 99-111.
- Koralay. O. E. Candan O. Chen F. Akal C. Oberhänsli R. Satır M. and Dora O. Ö (2012) "Pan-African magmatism in the Menderes Massif: geochronological data from leucocratic tourmaline orthogneisses in western Turkey" *International Journal of Earth Sciences*, 101, pp 2055–2081.
- Kretz R. (1983) "Symbols for Rock-Forming Minerals" *American Mineralogist*, 68, pp 277-279.
- Kuepouo G.T. Chouankoué 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.
- Kuryvial. R.J. (1976) "Element partitioning in alkali feldspars from three intrusive bodies of the central Wasatch Range, Utah" *Geological Society of America Bulletin*, 87, pp 657-660.

- 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.
- Le Maitre. and R. W. (1976) "some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 56, pp181-189.
- Leake B. E, (1965) "The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles" **American Mineralogist.**, 50, pp 843 – 851.
- Leake B.E. Woolley A.R. Arps. C.E.S. Birch W.D. Gilbert M.C. Grice J.D. Hawthorne F.C. Kato A. Kisch H.J. Krivovichev V.G. Linthout K. Laird J. Mandarino J.A. Maresch W. V. Nickel E.H. Rock N.M. S. Schumacher J.C., Smith D.C. Stephenson N.C.N. Ungaretti L. Whittaker E.J.W. 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.
- Lenharoa S.L.R. Pollard P.J. and Bornc H. (2003) "Petrology and textural evolution of granites associated with in and rare- metal, mineralization at the pitinga mine, Amazoas, Brazil" **Lithos.**, 66, pp 37-61.
- 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.
- Long P.E. and Luth W.C. (1979) Petrogenesis of microcline megacrysts from Precambrian granitic rocks of the Dixon-Pefrasco area, northern New Mexico. In R. V. Ingersoll, Ed. New Mexico Geological Society Guidebook, 30th Field Conference, Sante Fe Country, pp 145-153.
- Mahmoud R.I. Faryad S.W. Holub F.V. Košler J. Frank W. (2011) "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran)" **International Journal of Earth Science.**, 100, pp 45-62.
- Malek-Mahmoudi F. DavoudianA.R. Shabanian N. Azizi H. Asahara Y. Neubauer F. and Dong Y. (2017) "Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan Zone: Geodynamic implications for the Pan-African basement in Iran" **Precambrian Research.**, 293, pp 56–72.
- Malekpour-Alamdari A. Axen, G. Heizler M. and Hassanzadeh J. (2017) "Large-magnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau: Insight from K-feldspar

- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology from the Shotor Kuh–Biarjmand metamorphic core complex”, **Geosphere.**, 13, 4, pp 1207–1233.
- Mannan. A. (2002) “Stratigraphic evolution and geochemistry of the neogene Surma group, Surma basin”., **Sylhet, Bangladesh. University of Oulu.**
- 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.
- Mehdipour G. J. and Moazzen M. (2015) “geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran”. **Turkish Journal of earth Sciences.**, 24, pp 513-528.
- Mehnert, K.R. (1969) “Petrology of the Precambrian basement complex. In P.J. Hart, Ed. The earth's crust and upper mantle” **A merican Geophysical Union Monograph.**, 13, pp 513-518.
- Menegon L. Pennacchioni G. and Stunitz H. (2006) “Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites” **J. metamorphic Geol.**, 24, pp 553-568.
- Meng L. Li Z. X. Chen H. Li X. H. and Wang X. C. (2012) “Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block supports the flat-slab subduction model”, **Lithos.**, 132, pp127-140.
- Middlemost E.A.K. (1985) “Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology” **Longman Group U.K.**, pp 73-86.
- Misra. S. N. (1971) “Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites” **Norsk Geologisk Tidsskrift.**, 51, pp 311–316.
- Miyashiro A. (1973) “**Metamorphism and Metamorphic Belts**” Allen & Unwin, London, 492 p.
- Mollai H. Dabiri R, Torshiziana H. Pe-Piperb G and Wang W. (2019) “Cadomian crust of Eastern Iran: evidence from the Tapeh Tagh granitic gneisses” **International Geology Review.**
- 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.
- Murphy J.B. Pisarevsky S.A. Nance R.D and Keppie J.D. (2004) “Neoproterozoic EarlyPaleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia Gondwanaconnections” **International Journal of Earth Sciences.**, 93, pp 659–682.
- 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.
- Nutman A.P. Mohajjel M. Bennett V.C. and Fergusson C.L. (2014) “Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U-Pb-Hf isotopic evidence” **Journal of Asian Earth Science.**, 51, pp 272–285.
- Passchier C.W. and Trouw R.A. (2005) “**Microtectonics**” Springer, Berlin 2, 322 p.
- Patiño Douce, A.E. (1993) “Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences form biotite stability” **Chemical Geology.**, 108, pp133-162.
- PatiñoDouce A. E. (1999) “What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?” **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 168, pp 55-75.
- 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) “Identificationofore-deposition environment from trace e- element geochemistry of associated igneous host rocks” **Geological Society.**, London, Special Publications, 7, pp14-24.
- Pearce J.A., (1996) A users guide to basalt iscrimination diagrams. In:Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration”, **Geological Association of Canada.**, 12, pp 79-113.
- Peng T. Zeng L.S. Gao L.E. Gerdes A. Gao J.H. Hu Z.P and Wu C.M. (2018) “Metamorphic P-T path and SIMS zircon U-Pb dating of amphibolite of the Namche Barwa Complex, southeast Tibet, China” **Lithos.**, 320- 321, pp 454-469.
- Pitcher W.S. (1993) “**The nature and origin of granite. Blackie Academic and Professional**”, pp 218–237.

- Putirka K. (2016) "Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes" **American Mineralogist**, 101 (4), pp 841–858.
- Rahmati Ilkhchi M. Jerebek P. Faryad S.h. 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.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jer'a'bek, P., Faryad, S.W., Kos'ler, J., (2008)." Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block". In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec.
- Ramezani J. 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.
- 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.
- Reichow M. K. Saunders A. White R. Al'Mukhamedov A. and Medvedev A. Y. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia", **Lithos.**, 79, pp 425-452.
- 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.
- Ross. P. S. and Bédard. L. P. (2009) "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams" **Canadian Journal of Earth Sciences.**, 46, pp 823–839.

- Rossetti F. Nozaem R. Lucci F. Vignaroli G. Gerdes A. Nasrabadi M. and Theye T. (2015) "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.
- Rostami-Hossouri M. Ghasemi H. Pang K.N. Shellnutt J.G. Rezaei-Kahkhaei M. Miao L. Mobasheri M. Iizuka Y. Lee H.Y. and Lin T.H. (2020) "Geochemistry of continental alkali basalts in the Sabzevar region, northern Iran: implications for the role of pyroxenite in magma genesis" **Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 175, 50.
- Saki A. (2010) "Proto-tethyan remanants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks" **Godwana research.**, 17, pp 704-714.
- 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.
- Sepahi A. A. Shahbazi H. Siebel W. and Ranin A. (2014) "Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton" **Geochronometria.**, 41(3), pp 207-215.
- 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, 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 Zanzan – 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**.
- Shafaii Moghadam H. Li Q.L. Griffin W.L. Stern R.J. Ishizuka O. Henry H. Lucci F. O’Reilly S.Y. and Ghorbani G (2020b) “Repeated magmatic buildup and deep “hot zones” in continental evolution: The Cadomian crust of Iran” **Earth and Planetary Science Letters**.
- Shafaii Moghadam H. Li Q.L. Griffin W.L. Stern R.J. Santos J.F. Lucci F. Beyarslan M. Ghorbani G. Ravankhah A. Tilhac R and O’Reilly S.Y (2020c) “Prolonged magmatism and growth of the Iran-Anatolia Cadomian continental arc segment in Northern Gondwana” **Lithos**.
- Shahabpour J. (2005) “Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz” **Journal of Asian Earth Sciences.**, 24 (4), pp 405-417.
- Shahzeidi M. Moayyed M. Murata M. Yui T.F. Arai S. Chen F. Pirnia T. and Ahmadian J. (2016) “Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran)” **International Geology Review**.
- Shand S. J. (1943) “**Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification and their relation to deposits**” Thomas Murby and co., London, 488p.
- Shaw D. M. (1956) “Geochemistry of Pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry” **Geology Society of American Bulletin.**, 67, pp 919-934.
- Shelly D. (1993) “**Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations**” Chapman & Hall, London, 405 p.
- Singh R. B. (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(6), pp 791-803.
- 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.
- Stern, R. J. (2004) “Subduction initiation: spontaneous and induced”. **Earth and Planetary Science Letters.**, 226(3-4), pp 275-292.

- 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.
- Stesky R.M. (1978) "Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. Canadian" **Journal of Earth Sciences.**, 15, pp 361-375.
- Stipp M. Stunitz H. Heilbronner R. and Schmid S.M. (2002) "The eastern Tonale fault zone: a natural Laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700° " **Journal of structural Geology.**, 24, pp 1861- 1884.
- Stöcklin. J. (1968) "Structural History and Tectonics of Iran" **A review. American Association of Petroleum Geologists bulletin.**, 52 (7), pp 1229–1258.
- 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.
- 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, pp 29-44.
- Symmes G. H, Ferry. J. M. (1992) " The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism" **Journal of Metamorphic Geology.**, 10, pp 221-238.
- Talbot C. and J. M. Alavi. (1996) "The past of a future syntaxis across the Zagros, in Salt Tectonics", edited by G. L. Alsop, D. L. Blundell, and I. Davison, **Geol. Soc. Spec.**, 100, pp 89-109.
- Talusani V. R. (2010) "Bimodal tholeiitic and mildly alkali basalts from Bhair area, central Deccan Volcanic Province, India" **Geochemistry and petrogenesis Journal of Volcanology Geothermal Research**1., 89, pp 278-290.
- Tartèse, R. and Boulvais, P. (2010) "Differentiation of peraluminous leucogranites en route to the surface" **Lithos**, 114, pp 353–368.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) "The Continental Crust: Its Composition and Evolution" Blackwell, Oxford, **312 p.**
- Tracy R.J. (1986) "Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals" **Reviews.**

- Tullis J. (1983) "Deformation of feldspars" In: Ribbe, P.H. (Ed.), Feldspar Mineralogy. Reviews in Mineralogy, 2. Mineralogical Society of America, pp 297-323.
- Twiss, R.J. Moores E.M. (1992) "**Structural Geology**" Freeman & company Newyork, 532 p.
- 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 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 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.
- Vanderhaeghe O. (2012) "The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle" **Journal of Geodynamics.**, 56-57, pp124-145
- Verma P. Sengupta S. Chaddh D.K. and Pant N.C. (2005) "Dehydration melting studies in a Kyanite terrain, Manali, NW Himalayas", **Journal of Asian Earth Sciences.**, 25, pp 345-366.
- Vernon R.H. (2004) "**A practical guide to rock microstructure**" Cambridge University Press, Cambridge, pp 594.
- Villaros A. Stevens G. and Buick I.S. (2009) "Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite" **Lithos.**, 112, pp 217–235.
- Walker. K. R. Joplin. G. A., Levering. J. F. and Green. R. (1960) "Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland" **3.Geol. Soc. Australia.**, 6, pp 149-177.
- Wang. Q. Zhu. D. C. Zhao. Z. D. Guan. Q. Zhang. X. Q. Sui. Q. L. Hu. Z. C and Mo. X. X., (2012) "Magmatic zircons from I, S and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study" **Journal of Asian Earth Science.**, 53, 59-66.
- Wei C.J. Guan X. Dong J. (2017) "HT-UHT metamorphism of metabasites and the petrogenesis of TTGs" **Acta Petrol. Sin.**, 33, pp 1381-1404.

- Whitney D.L. and Evans B.W. (2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals" **American Mineralogist.**, 95, pp 185-187.
- Wilmsen M. Fursich F. Syed- Emami K. Majidifard M. and Taheri J. (2009) "The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland" **Terra Nova.**, 21, pp 211–218.
- Wilson M (1989) "**Igneous Petrogenesis.**" A Global Tectonic Approach, Harper Collins Academic, London, **466** p.
- Winchester J. A. Floyd P. A. (1977) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", **Earth and Plan.**, 28, pp 459-469.
- Windley B.F. (1995) "The Evolving Continents" 3rd ed. John Wiley & Sons, Chichester.
- Winter J. D. (2001) "**An Introduction to igneous and metamorphic petrology**" Upper Saddle River, New Jersey, USA, Prentice-Hall, Inc. **697p**.
- 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.
- Xu. H. Zhang. J. (2017) "Anatexis witnessed post-collisional evolution of the Dabie orogen, China" **Journal of Asian Earth Sciences.**, 145, Part A, pp 278-296.
- Yang H. Zhang H. Luo B. Gao Z. Guo L. and Xu V. (2016) "Generation of peraluminous granitic magma in a post-collisional setting: A case study from the eastern Qilian orogen, NE Tibetan Plateau" **Gondwana Research.**, 36, pp 28–45.
- 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, pp 357-365.
- Yardley. B. W. D., (1977) "An empirical study of diffusion in garnet" **Am Mineral.** 62, PP 793-800.
- Yousefi F. Papadopoulou L. Sadeghian M. Wanhainen C. and Bark G. (2019) "Plagioclase Hosted Melt Inclusion in Hypabyssal Rocks in Torud-Ahmad Abad Magmatic Belt". **Bulletin Geological Society of Greece.**, 55, pp 158-169.
- Yousefi F. Sadeghian M. Wanhainen C. Ghasemi H. and Frei D. (2017) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran" **Journal of Geochemical Exploration.**, 178, pp 1-15.
- Yousefi F. Sadeghian M. Wanhainen Ch. Ghasemi H. and Frei D. (2017a) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad

- Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran”, **Journal of Geochemical Exploration.**, 178, pp 1-15.
- Yousefi F. Sadeghian M. Wanhainen Ch. Ghasemi H. Lambrini P. Bark G. Rezai Kakhhaei. M. and Koroneos A. (2017b) “Mineral chemistry and P-T conditions of the adakitic rocks from Torud–Ahmad Abad magmatic belt, S-SE Shahrood, NE Iran” **Journal of Geochemical Exploration.**, 182, pp 110-120.
- Zane A. and Weiss Z. (1998) “A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data” **Rendiconti Lincei.**, 9, pp 51- 56.
- Zhao J.H. and Zhou M.F. (2007) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzhihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle” **Precambrian Res.**, 152, pp 27-47.
- Zhao J.H. and Zhou M.F. (2007) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzhihuaNdistrict (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.
- Zhu D.C. Zhao Z.D. Niu Y.L. Dilek Y. Wang Q. Ji W.H. Dong G.C. Sui Q.L. Liu Y.S. Yuan H.L. Mo X.X. (2012) “Cambrian bimodal volcanism in the Lhasa Terrane, southern Tibet: record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc in the Australian proto-Tethyan margin” **Chemical Geology.**, 328, pp 290-308.

Abstract

Do-Chah metamorphic-igneous complex (DMIC) cropped out in the southeast of Shahrood and northern edge of the central Iran structural zone, and includes a wide compositional range of metamorphic rocks such as metabasite, metapelite, metacarbonate and metapsammite, which hosting leucogranitic and biotite-granitic intrusions. Metapelites of the DMIC include wide variety of rocks that consists of the micaschist, garnet micaschist, chloritoid schist and gneiss. Metamorphism grade in the highest degree resulted in anatexis and producing of granitic melts. Metabasites of the Do-Chah complex evolved from igneous mafic protolith such as submarine basaltic lava flows, diabasic swarm dikes and small-scale gabbrodioritic intrusions and include greenschist, amphibolite and garnet amphibolite. The DMIC complex covered by the Late Triassic– early Jurassic sedimentary sequences. This complex intruded by late Neoproterozoic and middle Jurassic diabasic dike swarm and gabbrodioritic small-scale intrusions and also middle Eocene trachyandesitic dikes.

Based on carried out thermobarometry calculations on the metabasitic samples, P-T range of 387-636 °C and 2.7-11 Kbar pressures obtained for stopping of exchange and final equilibration of their mineral phases. By using of the Ti-in-biotite geothermometer, temperature range was calculated in the range of 429 to 646°C for stopping of exchange and final equilibration of their mineral phases. Based on the mineralogy evidence and thermobarometry, the metabasites and metapelites have undergone a medium pressure Barrovian type progressive regional metamorphism. Carried out thermobarometry calculations on the cutting DoChah complex trachyandesitic rocks with middle Eocene age, indicate a P-T range of 672-770 °C and 4.43-7.3 Kbar pressures for stopping of the final crystallization. U-Pb zircon dating on the metabasitic sample yields $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages of 934 to 526 Ma and 325 to 204 Ma, this sample was probably have been volcanoclastic nature, because it shows inherited ages. Metapsammites yield age populations of 2790, 2412 to 1565 and 941 to 539 Ma. Granitic samples yield concordia ages include of 486 ± 8 , 514.9 ± 5 , 508.3 ± 6.7 and 499 ± 21 Ma, correspond to early Cambrian. Based on the obtained ages and the ages of the adjacent complexes with similar associated rocks, it is better to consider the Late Neoproterozoic – Early Cambrian age for DMIC. The older ages are mainly inherited ages. Obtained young ages likely indicates loss of Pb or subsequent imposed events on these rocks. U-Pb dating obtained on the extracted zircons of trachyandesitic sample determined the age of 43.51 ± 0.58 Ma correspond to middle Eocene.

The sum of the field evidence, geochemical results and isotopic age dating indicate that at end of Neoproterozoic, intracontinental extensional basins formed, and the early sedimentary sequences of the protolith of the DMIC 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. The mentioned basins, mainly didn't reach to generation of oceanic lithosphere, and closed in relation to compressional tectonic regimes. During in these processes, these basins obducted in the form of accretion prisms and emplaced on the continental plates. These rocks have evolved into a collection of metamorphic rocks and affected by partial melting and resulted in granite formation. Eventually, DMIC underwent deformation and mylonitization.

Keywords: metabasite, metacarbonate, metapelite, Late Neoproterozoic, Do-Chah, Shahrood



Shahrood University of Technology
Faculty of earth sciences

Ph.D. Thesis in Geology

Petrology, geochemistry, isotope geology and geodynamic model of the Do-Chah metamorphic- igneous complex (SE Shahrood)

By: Mozhgan Rezaei

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

Advisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

January, 2021

