شواهد بافتی و صحرایی اختلاط ماگمایی در تودهٔ گرانیتوئیدی اکاپل (جنوب غرب کلاردشت)

مریم السادات سجادی نسب*[۱]، منصور وثوقی عابدینی[۲]، محمد هاشم امامی[۳]،منصور قربانی[۴]

۱-دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه آزاداسلامی، واحد علوم و تحقیقات

۲-دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاداسلامی، واحد علوم و تحقیقات

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاداسلامی، واحد اسلامشهر

۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

*(*عهده دار مکاتبات- m_sajjady@yahoo.com)*

چکیده

بیشتر نفوذی‌های گرانیتوئیدی، شواهد بافتی برای تأثیرمتقابل بین ماگماهای مافیک و اسیدی در طول تشکیلشان نشان می‌دهند. پلوتون اکاپل در جنوب غرب کلاردشت واقع شده و از توده‌های نفوذی زون البرز مرکزی محسوب می‌شود. تودهٔ مزبور با سن ۴ ± ۵۴ تا ۲ ± ۵۶ میلیون سال در سازندهای مبارک و شمشک نفوذ کرده و عمدتاً ترکیب گرانیت، کوارتز مونزونیت تا مونزونیت و مونزودیوریت را نشان می‌دهد. تودهٔ نفوذی اکاپل شواهد اختلاط ماگمایی را هم در مشاهدات صحرایی (زون‌های اختلاط) و هم در مقاطع نازک سنگی (بافت‌های اختلاط) به نمایش گذاشته است. این بافت‌ها شامل: فلدسپات‌های راپاکیوی، آپاتیت‌های سوزنی و منشوری، وجود ادخال در فلدسپات‌ها و میخ‌های کلسیک در پلاژیو کلازها می‌باشند. حضور این بافت‌ها نشان می‌دهد که اختلاط ماگمایی، نقش کلیدی را درتکامل ماگمای این منطقه، ایفا کرده است.

واژگان کلیدی: *گرانیتوئید، البرز مرکزی، اختلاط.*

۱- مقدمه

واضح است که ماگمای مافیک مشتق شده از گوشته نقش مهمی را در تولید مذاب‌های گرانیتی بازی می‌کند. به عنوان مثال می‌توان از فراهم کردن گرمای لازم برای ذوب آناتکسی پوسته‌ای نام برد (Huppert and Sparks, 1988 and Wiebe, 1996). پترولوژیست‌ها هم چنین تشخیص دادند که دامنه وسیعی از انواع سنگ‌های مشاهده شده در نفوذی‌های کالک آلکالن می‌تواند از طریق اختلاط و مهاجرت ماگماهای فلسیک و مافیک بوجود آیند (Reid and et al., 1983 and Frost and Mahood, 1987). اغلب از نظر داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی شواهدی برای این اختلاط ارائه می‌شود، اما شناسایی بافت‌های پتروگرافی که ممکن است در طول این تأثیر متقابل تشکیل شده باشند، می‌تواند شواهد خوبی برای این پدیده باشد (Hibbard, 1991). در این مقاله شواهد پتروگرافی اختلاط ماگمایی درتوده نفوذی اکاپل مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی صحرایی منطقه

تودهٔ آذرین نفوذی یا باتولیت گرانیتوئیدی مرکب اکاپل، در جنوب باختر رودبارک و در پنج کیلومتری شمال شرقی علم کوه قراردارد و کم و بیش به شکل بیضوی است که امتداد قطر بزرگ آن خاور، جنوب خاوری - باختر، شمال باختری و امتداد قطر کوچک آن شمال، شمال خاوری - جنوب، جنوب باختری می‌باشد. ادامه این توده در

Archive of SID

www.SID.ir

باختر و خارج از گستره منطقه مورد مطالعه، تا ارتفاعات علم کوه و تخت سلیمان و باختر آن کشیده می‌شود. رخنمون‌های خوبی از این تودهٔ متوسط تا درشت دانه در طول دره سرد آبرود، شمال اکاپل تا جنوب وندارین دیده می‌شود. این باتولیت در غرب بریر و نیز در سمت جنوب خاور با گسل‌ها محدود شده است. منطقه مورد مطالعه، جزئی از زون البرز مرکزی بوده که در آن رسوبات سازند کهر، سنگ‌های کربناته سازند مبارک و رسوبات سازند شمشک، رخنمون دارند (شکل۱). در نگاه کلی این منطقه از یک تاقدیس با امتداد محوری باختر- شمال باختر، خاور- جنوب خاور، با میل محوری به سمت خاور و جنوب خاور تشکیل شده،که واحدهای سنگی روته، نسن و دولومیت‌های سازند الیکا، ارتفاعات راشک و باب رودبار، یال شمالی این تاقدیس را شکل می‌دهند. در صورتی که ارتفاعاتی که در خاورقله علم کوه و تخت سلیمان قرار دارند، یال جنوبی تاقدیس را می‌سازند. توده نفوذی اکاپل در یال جنوبی این تاقدیس و نزدیک به محور آن در سازندهای مبارک و شمشک نفوذ کرده و موجب دگرگونی آن‌ها شده است. به طور کلی در بررسی‌های صحرایی، دو واحد سنگ‌شناختی متفاوت شناخته شده است. این واحدها که تشکیل دهنده اصلی توده نفوذی اکاپل هستند، به ترتیب گسترش فراوانی عبارتند از:

۲-۱- واحد فلسیک (گرانیت و کوارتزمونزونیت)

سنگ‌های این واحد عمدتاً در دو منطقه دیوچال وگل بزن رخنمون دارند و به صورت پراکنده در مناطق دیگر دیده می‌شوند، غالباً ساخت درشت دانه تا دانه متوسط دارند و با رنگ سفید مایل به صورتی و خاکستری روشن، مشخص می‌شوند. در بعضی از سنگ‌های این گروه، بافت پورفیروئید با بلورهای آلکالی فلدسپار وپلاژیوکلاز یوهدرال به صورت فنوکریست، دیده می‌شود. در حاشیه توده‌های مزبور، توده‌های کوچکی با ترکیب کوارتز سینیتی نیز قابل مشاهده است که رنگ آن‌ها خاکستری مایل به سبز بوده و ساخت دانه‌ای تقریباً ریز تا متوسط دارد. از دیگر ویژگی‌های این منطقه، وجود ادخال‌های کانی‌های فرومنیزین مثل آمفیبول و بیوتیت در بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار می‌باشد. به علاوه انکلاوهای دانه ریزوتیره رنگ به صورت اشکال بیضوی، دایره‌ای و زاویه‌دار با ترکیب مونزودیوریتی نیز قابل مشاهده است (شکل ۲).

لازم به ذکر است که طول بعضی از این انکلاوها بیش از ۲۰سانتی‌متر می‌باشد. انکلاوهای میکروگرانولر مافیکی که دارای شکل گرد شده و سطوح تماسی مشخص می‌باشند، انکلاوهایی هستند که در طی جایگزینی ماگمای گرانیتی توسط آن حمل شده‌اند (Didier, 1987). بنابراین اشکال و سطوح تماس بین انکلاوهای میکروگرانولر مافیک و میزبانشان نشان‌دهنده میزان نزدیکی به منطقهٔ انجام فرآیندهای واکنشی می‌باشد.

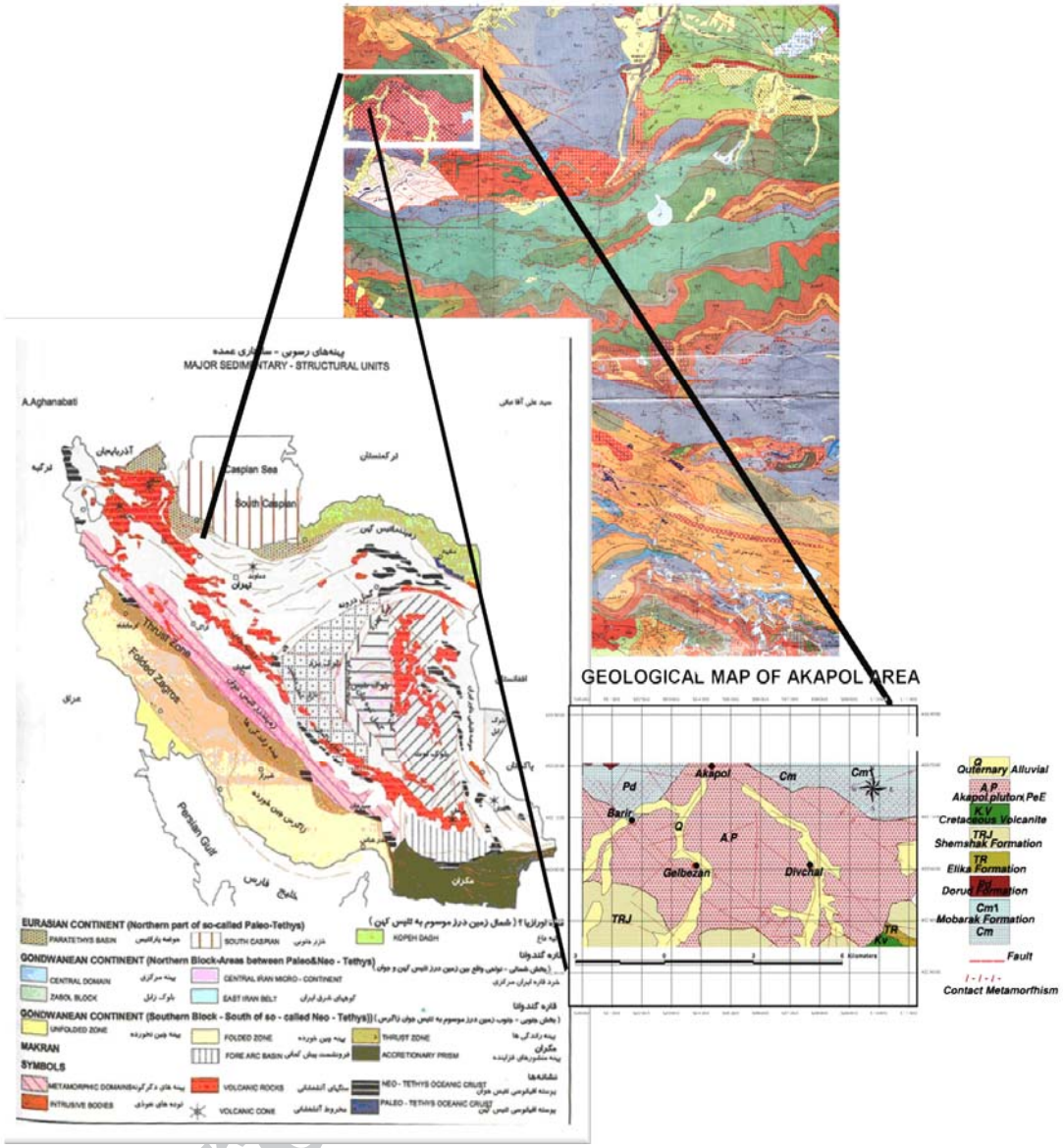
لازم به ذکر است، در منطقه زون‌های گسله‌ای وجود دارد که سبب میلونیتی شدن و خرد شدن سنگ‌ها شده است. در فضای بین این زون‌های برشی - میلونیتی که منطبق بر روند گسل‌ها است، بخش‌هایی از توده سالم مانده است. در این محل در داخل سنگ‌های سالم باقیمانده بین زون‌های برشی و میلونیتی شده، دایک‌های آذرین با ترکیب دیابازی نیز تزریق شده‌اند (شکل۳).

۲-۲- واحد حد واسط تا مافیک (مونزونیت، مونزودیوریت تا دیوریت)

توده‌های مورد نظر دارای رنگ خاکستری تیره تا کاملاً تیره بوده و گاهی به رنگ خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند، اندازه بلورها ریزدانه‌تر از سنگ‌های واحد قبلی می‌باشد (گرانولر دانه متوسط)، نسبت به واحد قبلی دارای کانی‌های فرومنیزین بیشتری بوده و در مناطق حاشیه‌ای، جهت یافتگی ضعیف ولی قابل ملاحظه‌ای در کانی‌های فرومنیزین این واحد از توده نفوذی اکاپل مشاهده می‌شود (شکل۴)، که به نظر می‌رسد این جهت یافتگی در هنگام جایگزینی، زمانی که هنوز قسمت قابل توجهی از توده نفوذی به حالت مذاب بوده، تشکیل شده است.

Archive of SID

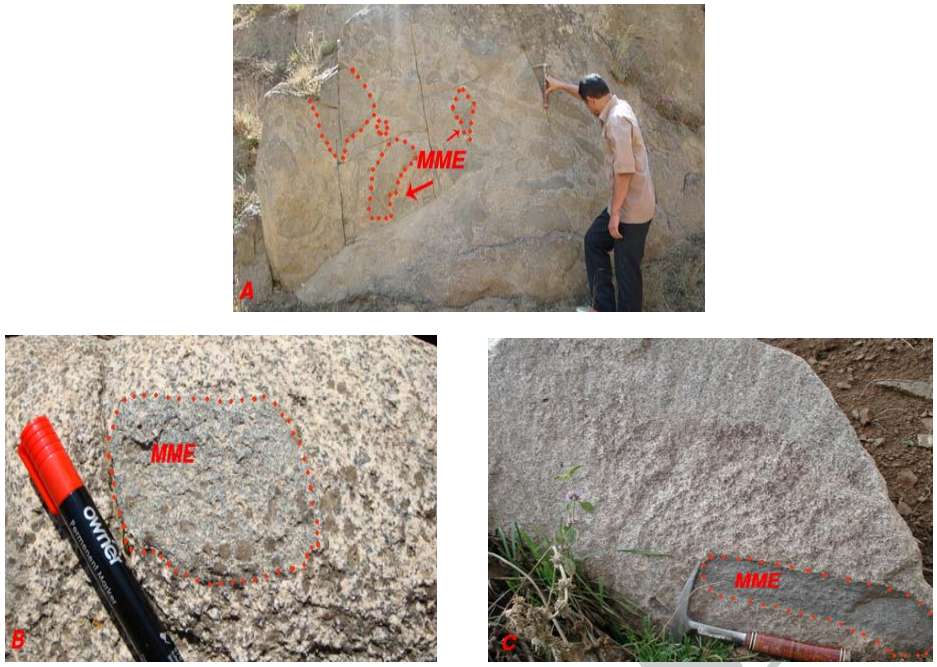
www.SID.ir



شکل ۱: موقعیت منطقه اکاپل کلاردشت، در پهنه‌های رسوبی – ساختاری عمده در ایران و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن آباد و واحدهای سنگی خود منطقه (سجادی نسب، ۱۳۸۹)

نوع سنگ‌های رخنمون مربوط به این گروه در مناطق وندارین وبریر (غرب منطقـه) عمـدتاً مونزونیـت بـوده و در منطقهٔ اکاپل به دیوریت تبدیل می‌شوند. همبری آن‌ها با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مجاور (مرمرود و لومیت‌هـای متبلور) در منطقه بریر به خوبی مشخص است. رگه‌هایی از گرانیت دانه‌ریز (آپلیت) به رنگ خاکسـتری روشـن نیـز در داخل این واحد و واحد قبلی تزریق شده و ساخت شبکه‌ای را به وجود آورده‌اند. این رگه‌ها در منطقه بریر وگل بـزن، از فراوانی بیشتری برخوردارند (شکل۵).

www.SID.ir



شکل۲: انکلاوهای میکروگرانولرمافیک در سنگ‌های گرانیتی و کوارتز مونزونیتی، که در اندازه و شکل‌های مختلف دیده می‌شوند. تصویر A مربوط به منطقه وندارین، تصویر B مربوط به منطقه گل بزن، تصویر C مربوط به منطقه دیوچال، می‌باشند

شکل۳: دایک‌های بازیک موجود در واحد فلسیک منطقه

شکل ۴: جهت یافتگی در کانیهای فرومنیزین(واحد حدواسط تا مافیک)

شکل ۵: ساخت شبکه ای رگه های فلسیک در منطقه برير

www.SID.ir

۳-پتروگرافی

بیشترین شواهد اختلاط ماگمایی در گرانیت‌ها، کوارتز مونزونیت‌ها، مونزونیت تا مونزودیوریت‌ها و انکلاوهای میکروگرانولرمافیک منطقه مشهود است، به همین دلیل اختصاصاً خصوصیات میکروسکپی و پدیده اختلاط را در این گروه از سنگ‌ها، توصیف می‌کنیم.

۳-۱- گرانیت‌ها

بافت گرانیت‌ها عمدتاً از نوع گرانولر، با دانه‌های نامساوی و در بخشی از توده، پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولر است. در مناطق گسله، بافت میلونیتی نیز قابل تشخیص است. اندازه بلورها از ۱سانتی‌متر (بلورهای درشت فلدسپات آلکالن) تا ۰/۰۴ میلی‌متر (کانی‌های خمیره سنگ) متغیر می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی و خصوصیات کانی‌ها به شرح زیر می‌باشد:

الف- فلدسپات آلکالن: بلورهای متوسط تا درشت دانه این کانی به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل، عموماً از نوع اورتوز پرتیتی است. پرتیت‌ها، حاوی آلبیت رشته‌ای و یا لکه‌ای می‌باشند و در بعضی از آن‌ها ماکل کارلسباد دیده می‌شود. در نمونه‌های نیمه عمیق، همرشدی فلدسپات آلکالن با کوارتز، بافت گرانوفیریک را ایجاد نموده است. در بعضی نمونه‌ها بلورهای درشت فلدسپات آلکالن، کانی‌های فرومنیزین، مانند هورنبلند و بیوتیت را دربر گرفته و به طور محلی بافت پوئی کلیتیک ایجاد کرده است (شکل۶). در تعدادی از آن‌ها بافت راپاکیوی نیز قابل مشاهده است (شکل۷). این کانی ۲۱ تا ۴۲ درصد حجمی سنگ را اشغال نموده است و در بعضی از مقاطع به کانی‌های رسی تجزیه شده است.

ب- پلاژیوکلاز: به صورت نیمه شکل تا شکل‌دار، با ماکل پلی سنتتیک و یا ساختمان منطقه‌ای به مقدار ۲۰ تا ۲۷ درصد حجمی در گرانیت وجود دارد. ترکیب پلاژیوکلازها با اندازه‌گیری زاویه خاموشی در حد آلبیت تا الیگوکلاز است. در برخی نمونه‌ها، بخش‌های مرکزی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده است. میخ‌های کلسیک[1] در پلاژیوکلازها در بعضی مقاطع قابل مشاهده است، در مقاطع میلونیته خم شدگی و شکستگی در آن‌ها دیده می‌شود.

ج- کوارتز: به صورت بی‌شکل، فضای بین بلورهای دیگر را پر نموده است و گاهی خاموشی موجی دارد. این کانی ۲۲ تا ۲۷ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است.

د- بیوتیت: به صورت اولیه به مقدار ۶ تا ۱۲ درصد حجم سنگ را اشغال نموده است، عموماً به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار با پلئوکروئیسم قهوه‌ای می‌باشد. انواع ثانویهٔ این کانی که حاصل تبدیل شدگی آمفیبول‌ها است، نیز دیده می‌شود و در بعضی از مقاطع به کلریت تجزیه شده است. حاشیه برخی از بلورهای بیوتیت محل تجمع اسفن است که این کانی در اثر آزاد شدن تیتان از بیوتیت و وجود کلسیم زیاد در محیط (ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها) حاصل شده است (شکل ۸).

هـ - آمفیبول: به صورت نیمه شکل تا بی‌شکل، با توجه به خصوصیات نوری از نوع هورنبلند است و به مقدار۲ تا ۱۶درصد حجمی درسنگ وجود دارد. در این کانی در بعضی نقاط، در حال تبدیل به بیوتیت و اکسیدهای آهن می‌باشد.

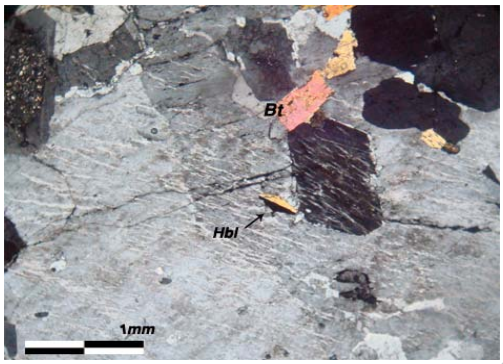
و- کانی‌های جزئی شامل: آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپاک می‌باشد، که در مجموع حدود ۲ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. اشکال منشوری و سوزنی آپاتیت عموماً به صورت ادخال در بیوتیت وپلاژیوکلاز دیده می‌شود (شاهد اختلاط ماگمایی). اسفن به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل، اولیه و ثانویه (ناشی از تجزیه بیوتیت) به وجود آمده است. این کانی بیشتر به صورت ادخال در کانی‌های دیگر دیده می‌شود. در برخی مقاطع به صورت محلی

[1] Calcic spike

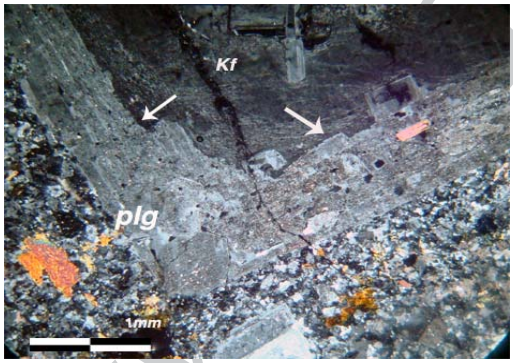
Archive of SID

www.SID.ir

رابطه ساب افتیک، با پلاژیوکلاز نشان می‌دهد. کانی زیرکن، به صورت دانه‌های بسیار ریز با هاله پلئوکروتیک و برجستگی خیلی بالا در بیوتیت دیده می‌شود. اجزا دیگر تشکیل دهنده سنگ، کانی‌های اوپاک هستند. این کانی‌ها عموماً محصول تجزیه بیوتیت و آمفیبول بوده و به صورت ادخال در آن‌ها دیده می‌شوند، بعضی از کانی‌های اوپاک نیز اولیه هستند.



شکل۶: بافت پویی کلیتیک در بلورهای درشت فلدسپات آلکالن پرتیتی دیده می شود، که بلورهای هورنبلند،بیوتیت وپلاژیوکلاز را در بر گرفته است (گرانیتهای منطقه)، نورتصویر xpl است



شکل ۷: نمایی از بافت راپاکیوی در سنگهای گرانیتی، که در آن بلور درشت اورتوکلاز توسط حاشیه ای از جنس پلاژیوکلاز در برگرفته شده است (در یک زمینه دانه ریز) پلاژیوکلاز به موازات اورتوکلاز رشد پیدا کرده است و احتمالاً جوابی برای تغییرات ماگمایی در اثر اختلاط ماگمایی یک ماگمای مافیک‌تر با ماگمای گرانیتی می‌باشد (Vernon, 2004) کانی بیوتیت نیز قابل مشاهده است . نورتصویر xpl است.

۳-۲-کوارتز مونزونیت‌ها

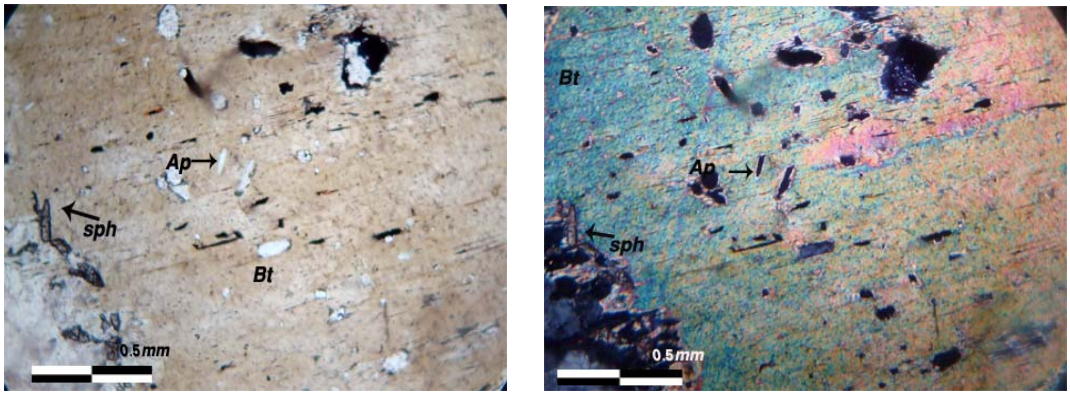
سنگ‌های این گروه از نظر نوع بافت و کانی‌های تشکیل‌دهنده، شباهت زیادی با گرانیت‌های منطقه داشته و عموماً در مجاورت با آن‌ها دیده می‌شوند. بافت آن‌ها از نوع گرانولر با دانه‌های نامساوی بوده و اندازه بلورها از ۱سانتی‌متر تا ۰/۴ میلی‌متر متغیر می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی و خصوصیات کانی‌ها به شرح زیر می‌باشد:

الف- فلدسپات آلکالن: به صورت بلورهای متوسط تا درشت بی‌شکل، عموماً از نوع اورتوز پرتیتی بوده و در بعضی نمونه‌ها بلورهای درشت فلدسپات آلکالن، کانی‌های هورنبلند و بیوتیت را دربر گرفته و به طور محلی بافت پوئی کلیتیک ایجاد کرده است (شکل۹). این کانی ۱۵ تا ۲۸ درصد حجم سنگ را اشغال نموده و در بعضی از مقاطع به کانی‌های رسی تجزیه شده است.

ب- پلاژیوکلاز: به صورت نیمه شکل تا شکل دار، با ماکل پلی سنتتیک، به مقدار ۲۶ تا ۳۴ درصد حجم در سنگ وجود دارد. ترکیب پلاژیوکلازها در حد آلبیت تا الیگوکلاز است. در برخی نمونه‌ها مانند گرانیت‌ها، میخ‌های کلسیک نیز قابل مشاهده است (شکل۱۰).

Archive of SID

www.SID.ir



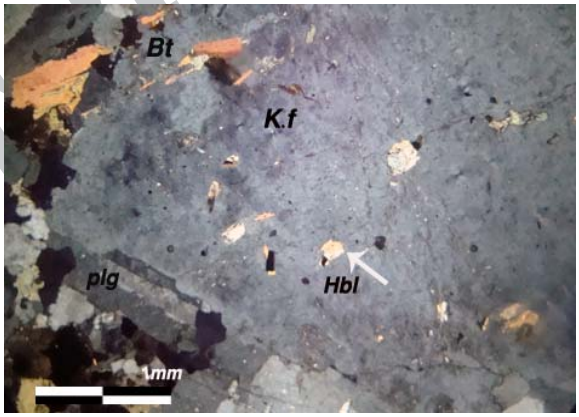
شکل ۸: نمایی از بلورهای درشت بیوتیت اولیه همراه با ادخال‌های آپاتیت در گرانیت‌ها، همان‌طور که در این تصاویر دیده می‌شود اسفن‌های ثانویه نیز در حواشی بیوتیت تشکیل شده اند. نور تصویر سمت راست xpl و تصویر سمت چپ ppl است

ج- کوارتز: به صورت بی‌شکل، فضای بین بلورهای دیگر را پر نموده است. این کانی ۱۱ تا ۲۱ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. گاهی با فلدسپات آلکالن، بافت گرافیکی می‌سازد.

د- بیوتیت: به صورت اولیه و به مقدار ۷ تا ۲۳ درصد حجم سنگ را پدید آورده است، و رنگ آن در صفحه عمود بر محور بلورشناسی C قهوه‌ای تیره است و در بعضی از مقاطع به کلریت تجزیه شده است. انواع ثانویهٔ این کانی در اطراف آمفیبول‌ها دیده می‌شود.

هـ- آمفیبول: به صورت نیمه شکل تا بی‌شکل، با توجه به خصوصیات نوری از نوع هورنبلند است، این کانی در برخی از نمونه‌ها به مقدار ۶ تا ۱۵درصد حجم سنگ وجود دارد و در بعضی نقاط، در حال تبدیل به بیوتیت وکلریت می‌باشد.

و- کانی‌های جزئی شامل: آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپاک می‌باشند. آپاتیت عموماً به صورت ادخال در کانی‌هایی نظیر بیوتیت واسفن به صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شود. بیشتر کانی‌های اپاک محصول تجزیه بیوتیت بوده و به صورت ادخال در آن وجود دارند.



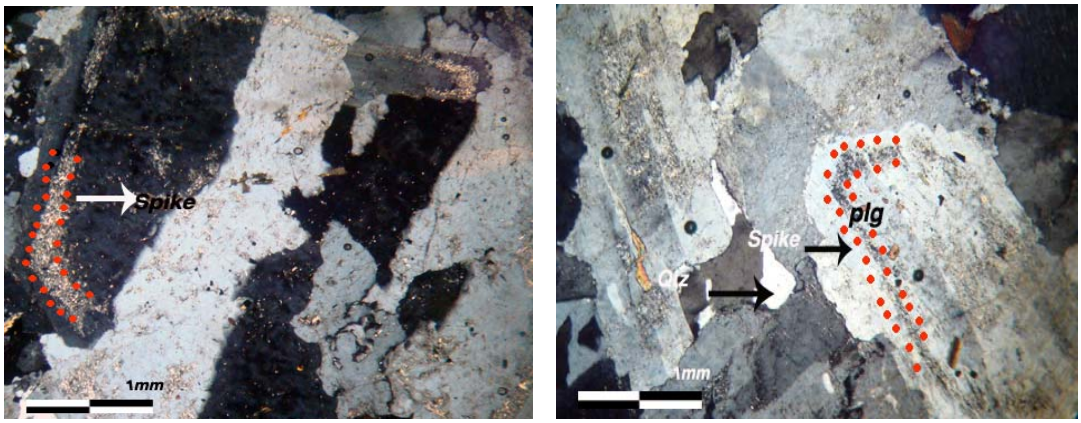
شکل ۹: بلور درشت اورتوکلاز دارای ادخال‌های هورنبلند وبیوتیت در کوارتز مونزونیت‌های منطقه، نور تصویر xpl است

۳-۳- مونزونیت تا مونزودیوریت‌ها

سنگ‌های این گروه عموماً در منطقه وندارین و بریر رخنمون دارند و دارای رنگ خاکستری تیره می‌باشند (بافت این سنگ‌ها از نوع گرانولر و اندازه بلورها و ...). ویژگی‌های پتروگرافی این توده‌ها، ترکیب کانی‌شناسی و خصوصیات کانی‌ها به شرح زیر است:

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۱۰: میخ‌های کلسیک که نشان‌دهنده سیستم‌های اختلاط ماگمایی می‌باشد، در کوارتز مونزونیت‌ها نیز همانند سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که بلورهای پلاژیوکلاز سدیک از یک مذاب فلسیک داخل یک مذاب مافیک‌تر شده، در نتیجه در قسمت بیرونی، پلاژیوکلاز کلسیک‌تر تشکیل می‌شود. باز گشت به ترکیب عادی از طریق تعادل در سیستم هیبرید و یا از طریق یک اختلاط دوباره است. نور تصاویر xpl است

الف- پلاژیوکلاز: به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل با ماکل پلی سنتتیک و میخ‌های آنورتیت در بعضی مقاطع وجود دارند (شکل۱۱). ادخال‌های بیوتیت و هورنبلند نیز در آن‌ها دیده می‌شود، عموماً تجزیه شدگی به سریسیت را نشان می‌دهند. بر پایه زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها ترکیب آندزین داشته و ۲۵ تا ۳۷ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده‌اند.

ب- فلدسپات آلکالن: عموماً به صورت بی‌شکل فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است و در بعضی مقاطع به صورت پویی کلیتیک کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول را دربر گرفته است (شکل۱۲)، این کانی حجمی حدود ۱۳ تا۳۶ درصد از سنگ را اشغال نموده و در برخی از نمونه‌ها به صورت لکه هایی بر روی پلاژیو کلازها دیده می‌شود و ظاهری شبیه آنتی پرتیت‌ها ایجاد کرده است (شکل۱۴). به نظر می‌رسد این پدیده احتمالاً حاصل متاسوماتیسم پتاسیک که اصولاً سنگ‌های مونزونیتی و مونزودیوریتی را تحت تأثیر قرار داده، باشد.

ج- کوارتز: به صورت بی‌شکل و به مقدار کم و جزئی در سنگ‌های این گروه وجود دارد و فضای خالی بین بلورهای دیگر را پر می‌کند.

د- آمفیبول: این کانی با ترکیب هورنبلند، مقدار ۵ تا ۲۶ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. بیشتر آن‌ها در حال تبدیل به بیوتیت بوده و برخی از آمفیبول‌ها در حاشیه دارای اسفن ثانویه هستند.

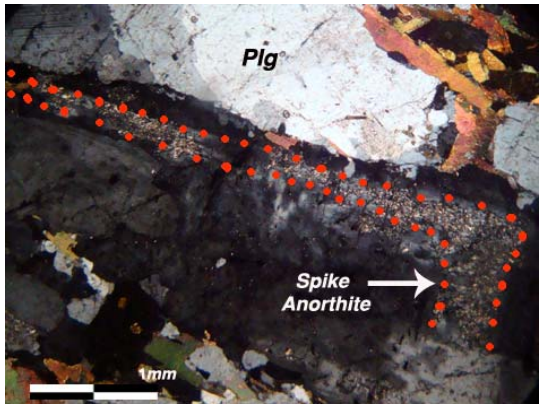
هـ- بیوتیت: به شکل اولیه و ثانویه، حجمی در حدود ۱۹ تا ۱۷ درصد سنگ را دارد. انواع ثانویه از تبدیل آمفیبول‌ها بوجود آمده‌اند. رنگ آن‌ها از قهوه‌ای روشن تا تیره تغییر می‌کند برخی از بیوتیت‌ها ادخال‌های آپاتیت و اپاک دارند و بعضی از آن‌ها در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند. در بعضی از نمونه‌ها، به صورت لکه‌هایی روی کانی‌های دیگر دیده می‌شود، که به نظر می‌رسد ناشی از پدیده بیوتیت‌زایی باشد (شکل۱۳).

و- پیروکسن: به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، بیشتر در مقاطع مونزودیوریتی دیده شده و حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و عموماً ترکیب دیوپسیدی دارد. پیروکسن به هورنبلند، بیوتیت و کلریت تبدیل شده است.

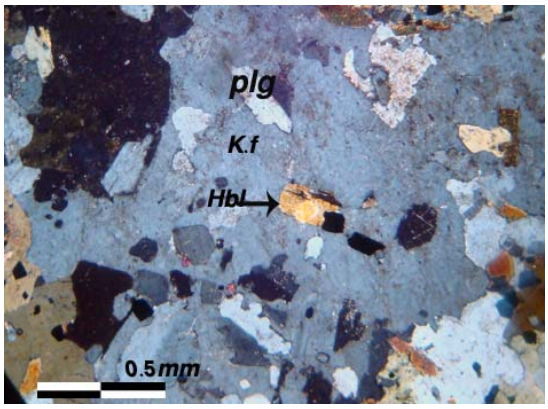
آپاتیت، اپاک و اسفن کانی‌های جزئی سنگ هستند. آپاتیت‌های شکل‌دار به صورت مقاطع منشوری و سوزنی، عموماً به صورت ادخال در بیوتیت وپلاژیوکلاز وجود دارد. سوزن‌های تورمالین نیز در این مقاطع حضور دارند (در مقاطعی که بیوتیت‌زایی نیز دیده می‌شود) پیدایش تورمالین، نشانگر حضور وسیع مواد فرار در فاز ماگمایی است.

Archive of SID

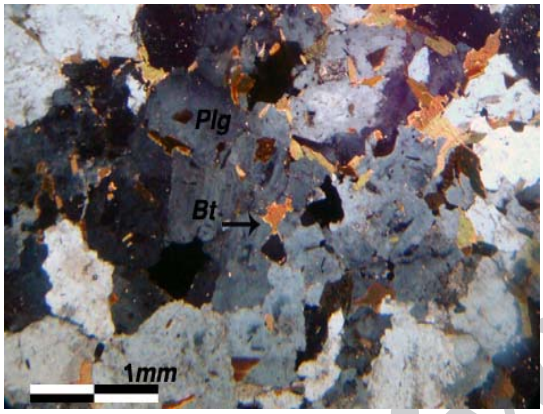
www.SID.ir

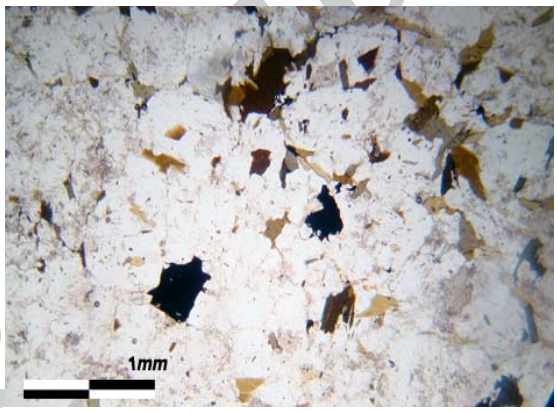


شکل۱۱: میخ های آنورتیت در پلاژیو کلاز های سنگهای مونزونیتی، بلوردرشت نور تصویر xpl است

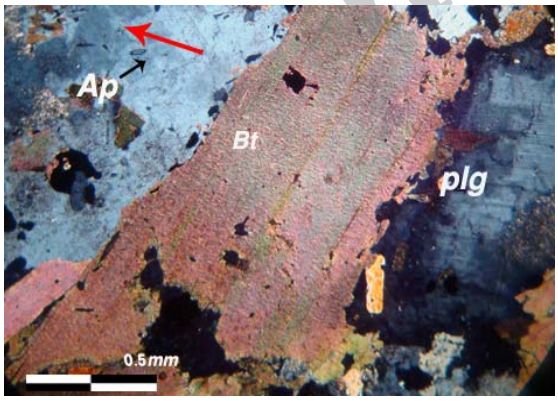


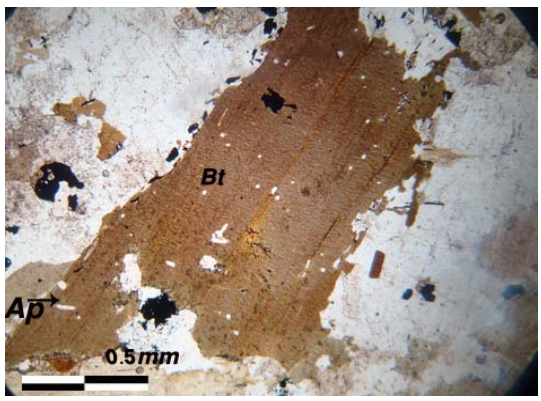
شکل۱۲: نمایی از بافت پوئی کلیتیک در سنگهای مونزونیتی. فلدسپات آلکالن، دارای ادخال‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشد. نور تصویر xpl است





شکل ۱۳: نمایی از بافت گرانولر در سنگ‌های مونزونیتی. بلورهای نسبتاً درشت پلاژیو کلاز همراه با بلورهای بی شکل بیوتیت، که روی کانی‌های دیگر قرار گرفته است دیده می‌شوند (بیوتیت زایی). نور تصویر سمت راست ppl و تصویر سمت چپ xpl است





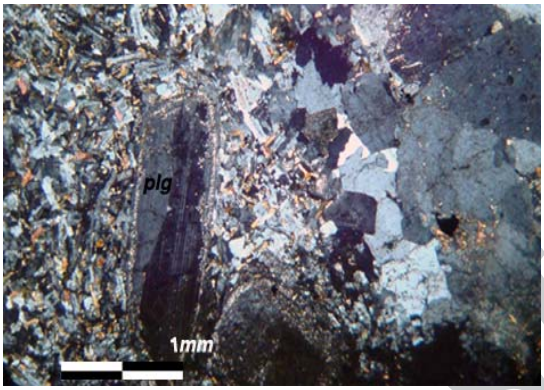
شکل ۱۴: نمایی از مونزونیت‌های منطقه، بلور بزرگ بیوتیت دارای ادخال‌های آپاتیت، پلاژیوکلاز حاوی سوزن‌های آپاتیت و لکه‌های فلدسپات آلکالن (جهت پیکان قرمز). نور تصویر سمت راست ppl و تصویر سمت چپ xpl است.

۳-۴- انکلاوهای میکروگرانولر مافیک

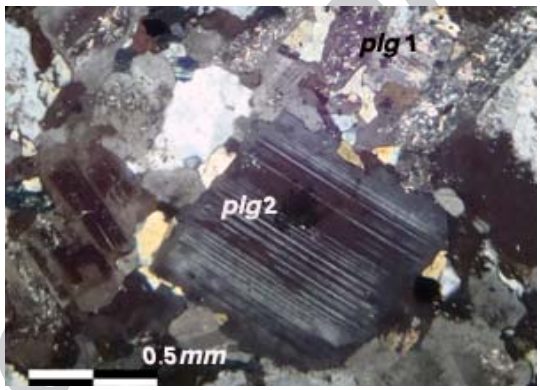
این انکلاوها عموماً مرزهای واضح و مشخص دارند (به شکل ۲رجوع کنید) و بافت آن‌ها از نوع میکروگرانولر و یا پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولر است (شکل۱۵). پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و در برخی موارد فلدسپات آلکالن از کانی‌های اصلی آن به شمار می‌آیند. نکته جالب توجه این است که بلور پلاژیوکلاز سالم در کنار پلاژیوکلازهای تجزیه

www.SID.ir

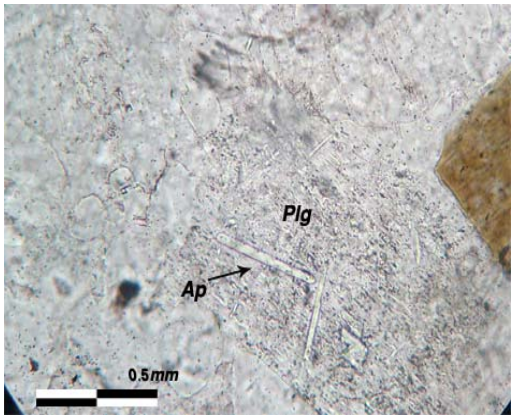
شده در بعضی مقاطع دیده می‌شود که نشان‌دهنده دونسل پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل۱۶)، نسل اول که تجزیه شدگی نشان می‌دهد قدیمی‌تر است (plg1) و مربوط به خود انکلاو می‌باشد و نسل دوم که سالم‌تر است، احتمالاً بعد از شرایط تعادل به وجود آمده است (plg2). کانی‌های آپاتیت (شکل۱۷)، اپاک و اسفن به عنوان کانی‌های فرعی در انکلاوها وجود داشته و ترکیب سنگی در محدوده مونزونیت تا مونزودیوریتی قرار دارد. بافت‌های مربوط به اختلاط ماگمایی در ا نکلاوها نیز دیده می‌شود.



شکل۱۵: مرز انکلاوها با سنگ‌های درون گیر فلسیک‌تر، بلور درشت پلاژیوکلاز همراه با حاشیه‌های سریعاً سرد شده، به خوبی نمایان است، زمینه غنی از پلاژیوکلاز + بیوتیت می‌باشد. آرایش یافتگی تیغه‌های پلاژیوکلاز متناسب با خمیدگی حاشیه انکلاو، انحنا پیدا می‌کند. نور تصویر xpl



شکل ۱۶: - بلور پلاژیو کلاز سالم در کنار پلاژیو کلاز تجزیه شده(دو نسل پلاژیوکلاز) + هورنبلند +بیوتیت در انکلاوهای میکرو گرانولر مافیک منطقه، نور تصویر xpl است.



شکل۱۷: نمایی از انکلاوهای میکرو گرانولر مافیک، بلور پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک و دارای سوزن‌های سریسیتی (جهت پیکان سفید)، آپاتیت‌های سوزنی و منشوری در شکل مشخص است نور تصویر سمت راست ppl و تصویر سمت چپ xpl است

www.SID.ir

۴- بررسی شواهد اختلاط ماگمایی در سنگ‌های منطقه

هنوز نمی‌توان هیچ یک از روابط بافتی را صریحاً به عنوان شاهدی از اختلاط ماگمایی به کاربرد، لیکن در نظر گرفتن بافت‌ها به طور یک جا، یک مجموعه ی بافتی را تشکیل می‌دهد که در آن هر گونه ترکیبی از بافت‌ها، با یک مدل اختلاط ماگمایی سازگار می‌باشد (شکل ۱۸). پنج فرآیند مهم وجود دارد که با اختلاط ماگماهایی که دارای حداقل تفاوت ترکیبی و دمایی هستند، در ارتباط می‌باشند.

a- سردشدن سیستم ماگمایی مافیک‌تر، در اثر جذب گرمای آن توسط سیستم ماگمایی فلسیک، توسط ماگمای بازیک، می‌تواند عامل افزایش سرعت نسبی هسته سازی و تبلور به حساب آید.

b- گرم شدن فوق العاده سیستم ماگمایی فلسیک‌تر، که می‌تواند به عنوان عامل ذوب بخشی یا انحلال بلورهای قبل از اختلاط به حساب آید.

c- توزیع مجدد و قابل ملاحظه گرما که ممکن است سبب پیشرفت اختلاط شود. این امر بدین معنی است که اثرات فرآیند ۱ و ۲ امکان دارد بر همراهی تبلور و فازهای مذاب پیشی گیرند.

d- هنگامی که یک ماگمای غنی از آهن – منیزیم با ماگمای غنی از پتاسیم اختلاط حاصل نماید، محیط برای تشکیل بیوتیت "هیدروژنیک" مناسب خواهد بود.

e- مراحل آخر اختلاط، توسط تعامل دمایی و تبلور از یک مذاب جداگانه کم و بیش همگن مشخص می‌شوند که از آن به عنوان سیستم دو رگه‌ای به تعادل رسیده نام برده می‌شود.

اکنون چند مجموعه بافتی سازگار با اختلاط ماگمایی که در سنگ‌های منطقه اکاپل دیده شده، در درون چهارچوب این پنج فرایند، به طور خلاصه توضیح داده می‌شود.

الف- بافت راپاکیوی: هسته سازی پلاژیو کلاز، بر روی سطوح رشد پتاسیم فلدسپارکه در حال سرد شدن است، این پدیده برای توجیه تشکیل بافت راپاکیوی پیشنهاد شده است (Hibbard, 1991) این سطوح به عنوان جایگاهی برای رشد سطحی پلاژیو کلاز عمل می‌کنند و سبب تشکیل پوششی از پلاژیو کلاز بر روی پتاسیم فلدسپار می شوند. برای تشکیل چنین پوششی، باید این کانی همانند آن چه در سیستم‌های گرانیتی دوفلدسپاری مشاهده می‌شود، قبلاً در قطب ماگمایی فلسیک‌تر اختلاط ماگمایی، وجود داشته باشد. در نتیجه در سیستم میزبان گرانودیوریتی که پتاسیم فلدسپار یک فاز بین دانه ای پایانی است، چنین بافتی تشکیل نمی‌شود، و در سیستم‌های میزبان یک فلدسپاری که آلکالی فلدسپار تمایل دارد در مینیمم حرارتی، به طور هم زمان با کوارتز متبلور شود، این کانی به صورت بلورهای شبه فنوکریستی اولیه ظاهر نمی‌گردد و از پذیرش پلاژیوکلاز به صورت یک پوشش نیز معذور است. بافت مزبور فقط در گرانیت‌های منطقه قابل مشاهده است (شکل ۷).

ب- بافت پوئیکیلیتی کوارتز / آلکانی فلدسپار: از تبلور یک ماده مذاب فلسیک‌تر، یا مذاب آب‌دار، پس از تبلور بلورهای بسیار کوچک و سریعاً تشکیل شدهٔ پلاژیوکلاز، هور نبلند و بیوتیت در سیستم ماگمایی مافیک و در طی پیشرفت و تحول سیستم دو رگه‌ای به وجود آمده است. در این حالت، سیستم دو رگه‌ای حاوی بلورهای بسیار ریزی است که با محیط خارج به آرامی سرد می‌شوند و نزدیک به لیکیدوس ماده مذاب بر جای مانده، تعداد کمی از هسته‌های کوارتز، پتاسیم فلدسپار تشکیل می‌شوند، نتیجه این عمل رشد تعدادی از بلورهای درشت کوارتز و پتاسیم فلدسپار می‌باشد که به صورت پوئی کلیتیکی بلورهای قدیمی‌تر را دربر می‌گیرند. این بافت در گرانیت‌ها، کوارتزمونزونیت‌ها و مونزونیت‌های منطقه قابل مشاهده است (شکل‌های۶، ۹و ۱۲).

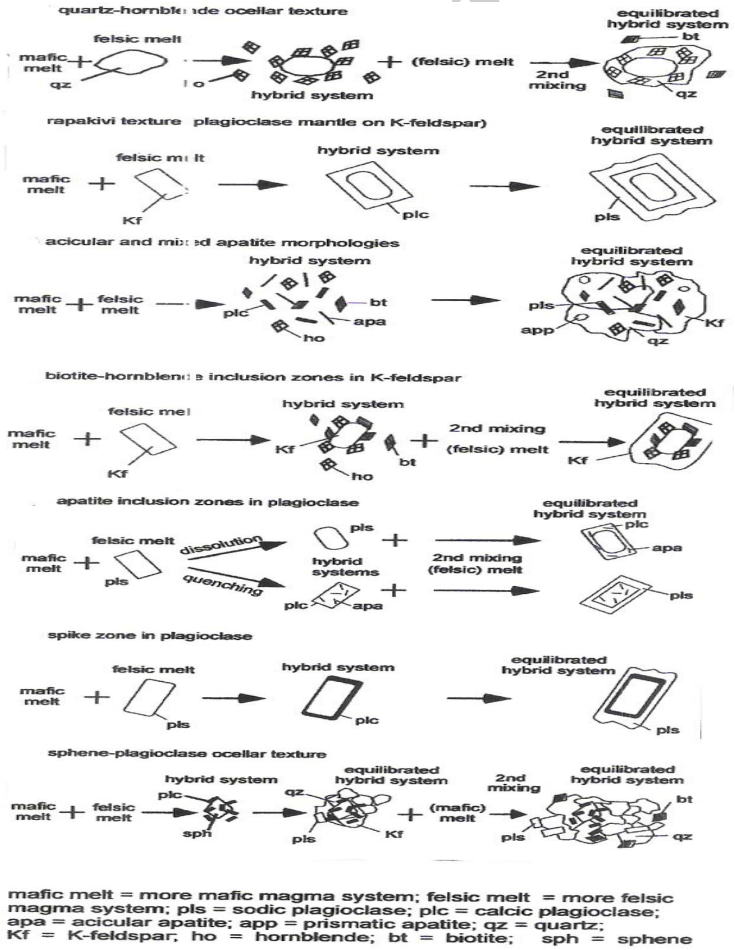
ج- آپاتیت سوزنی: نیز به صورت بافتی حاصل از اختلاط ماگمایی معرفی شده است (Reid and et al., 1983 and Didier, 19973). رشد سریع آپاتیت در یک ماگمای سریعاً سرد شده (Wyllie and et al., 1962) (در این مورد سردشدن سریع از قسمت داخل سیستم اختلاط ماگمایی) سبب می‌شود تا آپاتیت بیش از آن‌که به صورت بلورهای منشوری قطور درآید به صورت سوزنی تشکیل گردد. وجود هر دو مرفولوژی آپاتیت (منشوری و سوزنی) را نیز

Archive of SID

www.SID.ir

به عنوان شاهدی از اختلاط ماگمایی در نظر می‌گیرند (Baxter and Freely, 2002). بلورهای آپاتیت بـه فراوانـی در سنگ‌ها و انکلاوهای منطقه دیده می‌شوند.

د- میخ‌های کلسیک در پلاژیوکلاز: می‌توانند به وسیله اختلاط بلورهای پلاژیـوکلاز سـدیک‌تـر، بـا مـاده مـذاب مستعد تبلور پلاژیوکلاز کلسیک‌تر به وجود آیند. اگر در زیر حد لیکیدوس، ماده مذاب مافیک‌تر قابل ملاحظه‌ای وجـود داشته باشد، ممکن است به جای این حالت، پلاژیوکلاز به حالت سلولی تشکیل شود، میخ‌ها می‌تواننـد در اثـر اخـتلاط ماگماهای حاصل از منشاءهای مختلف بوجود آیند، مشروط بر این که در زیر حد لیکیدوس مقدار قابل ملاحظه‌ای ماده مذاب وجود داشته باشد، یا اینکه در زیر حد لیکیدوس با حداقل مقدار مادهٔ مذاب موجود، یک اختلاط درون ماگمـایی صورت گیرد (Barbarin, 1990 and Wiebe, 1968). برگشت به تغییر ترکیب پلاژیـوکلاز عـادی (واجـد منطقـه بندی که به سمت حاشیه ها سدیک‌تر می‌گردد) می‌تواند به دو روش تشکیل شود، منطقه‌بندی میخ‌های کلسـیک کـه ممکن است به سمت سدیک‌ترین حاشیه‌ها دارای روندی معمولی باشد، معرف مرحله "تعادل" اختلاط ماگمایی اسـت. از سوی دیگر امکان دارد موج ثانویه‌ای از اختلاط وجود داشته باشد که با ورود پلاژیـوکلاز اولیـه بـه درون یـک مـذاب فلسیک‌تر، ترکیب اشکال میخی آن به طور مـوقتی کلسـیک‌تـر شـود. تبلـور "تعـادلی" بـه تشـکیل زوناسـیون واحـد سدیک‌ترین حاشیه‌های منجر می‌گردد در صورتی که سلول‌هایی وجود داشته باشد که درون این سـلول‌هـا، زوناسـیون واجد سدیک‌ترین حاشیه‌ها نیز تشکیل می‌گردد. میخ‌های کلسیک در گرانیت‌ها، کوارتزمونزونیـت‌هـا و مونزونیـت‌هـای مورد مطالعه دیده می‌شوند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).



شکل ۱۸: دیاگرام شماتیک از بافت‌هایی که بیانگر اختلاط ماگمایی می‌باشند (Hibbard, 1991 and Baxter and Freely, 2002)

www.SID.ir

۵- نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد اختلاط ماگمایی از قبیل: بافت راپاکیوی، بافت پوئی کلیتیک، میخ‌های کلسیک در پلاژیوکلازها، حضور انکلاوهای میکروگرانولر مافیک، حضور توأمان آپاتیت‌های سوزنی و منشوری، که در کل منطقه دیده می‌شوند، می‌توان نتیجه گرفت که اختلاط ماگمایی در سنگ‌های منطقه مزبور، نقش کلیدی را در تشکیل و تحول ماگمای تشکیل دهنده توده‌های مورد مطالعه ایفا کرده است.

۶- منابع

۱. سجادی‌نسب، م.، ۱۳۸۹، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی منطقه اکاپل کلاردشت (البرزمرکزی)، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.

2. Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1988, the generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continenetal crust. J Petrol 29: 599-624.
3. Wiebe, R.A., 1996, Mafic – Silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. Trans R Soc Edinb Earth Sci 87: 233-242
4. Reid, J.B.; Evans, O.C. and Fates, D.G., 1983, magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. earth planet Sci Lett 66: 243-261
5. Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Bull Geol Soc Am 99:272-291.
6. Hibbard, M.J., 1991, textural anatomy of twelve magma – mixed granitoid systems . in : Didier J, Barbarin B (eds) Enclaves and granite petrology . Elsevier , Amesterdam, pp 431-444 (Dev Petrol 13).
7. Didier, J., 1987, contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granite magma. Geol. Rundsch. 76: 41-50.
8. Vernon, R.H., 2004, A practical guid to rock microstructure.cambridge university press. pp. 594.
9. Didier, J., 1973, Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier, Amesterdam. Pp.393.
10. Wyllie, P.J.; Cox, K.G. and Biggar, G.M., 1962, The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks .J Pet 3 (2): 238-243.
11. Baxter, S. and Freely, M., 2002, Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the Galway granite, connemarra Ireland mineral petrol. 76:63-74
12. Barbarin, B., 1990, plagioclase xenocrysts and Mafic magmatic enclaves in some granitoids of the sierra Nevada Batholith, California.J. Geophys.Res., 95:17747-17756.
13. Wiebe, R.A., 1968, Plagioclase stratigraphy:a record of magmatic conditions and events in a granitic stock.American. J. Sci266:690-703.

Archive of SID

www.SID.ir