

استفاده از شواهد صحرایی و ریز ساختمانی در تعیین منشأ انکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگ‌های متاپلیتی مجموعه پلوتونیک ملایر (باختر ایران)

رضا دیوسالار^{۱*} و محمودلی ولی زاده^۲

^۱ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

^۲ دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۷/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۱۵

چکیده

با توجه به نتایج بررسی‌های صحرایی (شکل، ابعاد، توزیع مکانی و وضعیت انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها در سنگ میزبان و در رخنمون‌های قابل دسترس) و آزمایشگاهی (بررسی‌های سنگ‌نگاری، ریز ساختمانی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی و شیمی سنگ کل انکلاوهای ماگمایی)، انکلاوهای ماگمایی از نوع مافیک و فلسیک و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی از نوع هورنفلسی هستند. طول شدگی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی در امتداد محور طولی ظاهری خود در بخش‌های حاشیه‌ای توده نفوذی به عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی در حالت مذاب یا نیمه جامد روی انکلاوها و حالت خمیری برای بیگانه‌سنگ‌ها و همچنین نیروی بالای جریان ماگمایی در منطقه تماس با سنگ‌های دگرگونی منطقه، نسبت داده شده و اشاره‌ای است به این که منشأ این بیگانه‌سنگ‌ها، سنگ‌های دگرگونی مجاور توده نفوذی است. انکلاوهای مافیک موجود در میزبان جهت یافته، افزون بر شواهد تغییر شکل پلاستیک (در مقیاس میکروسکوپی)، ریز ساختمانی جریان‌های هم‌نشان می‌دهند که این حالت را می‌توان به تحمیل جریان حالت جامد (Solid-State Flow) بر جریان ماگمایی نسبت داد. اشکال کروی، بیضی، دوکی انکلاوهای ماگمایی مافیک، به دلیل عدم مشاهده شواهد تغییر شکل پلاستیک حالت جامد، وجود معیارهای جریان ماگمایی و مرز مشخص با سنگ میزبان در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی به حضور آنها به صورت گلبول‌ها یا بسته‌های ماگمایی در ماگمای فلسیک میزبان نسبت داده و با توجه به اختلاف ظاهری، نزدیکی کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی با سنگ میزبان، به منشأ متفاوت آنها و در واقع با وقوع آمیختگی ماگمایی مرتبط است. انکلاوهای ماگمایی فلسیک که به طور عمده شکل خاصی نداشته و قرابت کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی آشکاری با میزبان نشان می‌دهند و در بخش‌های حاشیه‌ای و سقف توده دیده می‌شوند به گسیختگی حاشیه‌ای در فازهای اولیه تزریق، در فشار ناشی از ضربان‌های تزریق بعدی و جایگزینی ماگمای جدید نسبت داده شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: ملایر، انکلاو ماگمایی، بیگانه‌سنگ، نسبت ظاهری، تغییر شکل حالت جامد، جریان ماگمایی، آمیختگی ماگمایی

Email: reza-dsalar@yahoo.com

*نویسنده مسئول: رضا دیوسالار

۱- مقدمه

به سه بخش: ۱- گرانودیوریتی؛ ۲- مونزو- سینوگرانیتی؛ ۳- دیوریتی تا گابرو- دیوریتی می‌توان تقسیم کرد (شکل ۱).

بیشترین بخش این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که ترکیب کانی‌شناسی به نسبت مشخصی مانند کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلاییت داشته که نسبت حجمی هریک در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است. آندالوزیت و گارنت نیز در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی دیده می‌شوند که شاهدهی بر هضم واحد دگرگونی توسط ماگما در افق جایگیری هستند. در این بخش بیوتیت یک فاز شاخص بوده و در نمونه‌های جهت یافته و میولینیتی، آرایش خطی ورقه‌های آن ظاهری ورقه‌ای به سنگ‌ها بخشیده است. در مشاهدات میکروسکوپی، بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل و اکسید آهن و پلاژیوکلازها به سریسیست و مسکوویت (اندک) و زویزیت تجزیه شده‌اند. هم‌رشدی فلدسپار با کوارتز (میرمیکت)، پرتیت، میکروپرتیت و میکروکلین، رگه‌های کوارتزی دوباره تبلور یافته، محصول تغییر شکل حالت جامد در پاسخ به تنش‌های وارد شده (Vernon, 2004) و رگه‌های کوارتزی که مربوط به تزریق مایع سیلیسی مراحل نهایی تفریق ماگمایی است و قطعات ناشی از تخریب و دگرسانی بیوتیت و پلاژیوکلاز را در خود جمع کرده‌اند، در یک مجموعه با بافت دانه‌ای متوسط تا درشت بلور قابل مشاهده هستند (در مقیاس میکروسکوپی). میولینیتی شدن و تأثیر تنش‌های پس از سرد شدن در بخش‌هایی از گرانودیوریت‌های شمال شهر سامن، بویژه در حاشیه توده قابل دیدن است. مونزو- سینوگرانیت‌ها نسبت به بخش گرانودیوریتی، فلدسپار قلیایی (ار تو کلاز و میکروکلین) بیشتر، پلاژیوکلاز کمتر و نسبت حجمی کانی‌های مافیک همچون هورنبلند سبز و بیوتیت پایین‌تری داشته و حضور کانی تورمالین در برخی نمونه‌های

مجموعه نفوذی ملایر، قسمتی از بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج - سیرجان (Eftekharnjad, 1981) است که در محدوده عرض جغرافیایی ۳۴°۱۸' - ۳۴°۰۰' و طول ۵۲°۴۸' - ۴۸°۳۰' واقع شده و همانند بیشتر توده‌های نفوذی تزریق شده در این نوار دگرگونی، ترکیبی از گرانیتوئیدها و رخنمون‌های کوچک مافیک که بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی آن به عنوان حلقه‌ای از زنجیر مطالعاتی زون سنندج - سیرجان (SSZ) در شکل ۱) و پیوند دهنده مطالعات پیشین روی توده‌های نفوذی بروجرد و همدان می‌باشد (گودرزی، ۱۳۷۴؛ صادقیان، ۱۳۷۴؛ سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸؛ احمدی خلیجی، ۱۳۸۵). یکی از مسائلی که در بررسی‌های صحرایی منطقه جالب و مهم به نظر می‌رسد، حضور بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی و انکلاوهای ماگمایی با اشکال و ابعاد متفاوت و ویژگی‌های ظاهری متمایز نسبت به هم و نسبت به میزبان، با توزیع فضایی خاص و به طور تقریبی سامان‌مند است. لزوم بررسی انکلاوها به عنوان ابزاری در بررسی نحوه زایش و تحول مذاب‌های گرانیتی و در کل، مطالعه تاریخچه تحولی سنگ میزبان بسیار حیاتی است. حضور انکلاوها سال‌ها قبل برای اولین بار توسط Hutton (1795) مورد توجه قرار گرفت و Lacroix (1893) مسیر این پژوهش را بر روی دیگران گشود و ژان دیدیه و برنارد باربارین در طی سال‌های بعد با انجام فعالیت‌های پی‌درپی در این زمینه، خود را به عنوان متخصصان جهانی انکلاو مطرح نمودند. بدین ترتیب و با وجود اهمیت مسئله و مطالعات گسترده انجام شده و در حال انجام، نباید از کنار انکلاوهای منطقه به راحتی گذشت و به همین دلیل سعی شد از جنبه‌های مختلف و در حد امکان به بررسی منشأ این انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی پرداخته شود.

۲- معرفی واحدهای آذرین نفوذی منطقه

بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی مجموعه نفوذی ملایر را

زیرکن، اسفن است. در مشاهدات میکروسکوپی برخی از این نمونه‌ها مرز مشخصی بین انکلاو و سنگ میزبان وجود نداشته و نوعی آمیختگی بین آنها دیده شود که عدم وجود مرز قابل تشخیص در مشاهدات صحرایی، بازتاب وضعیت یادشده در مقیاسی بزرگ‌تر است.

۳-۲. انکلاوهای ریزدانه مافیک

انکلاوها از لحاظ کانی‌های اصلی، تفاوت زیادی با میزبان خود نداشته و تنها نسبت حجمی متفاوتی از کانی‌های میزبان را در خود جای داده‌اند (Barbarin et al., 1989). کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز-میکروکلین)، بیوتیت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، کانی کدر در قالب مجموعه‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی، مونوزدیوریتی و کوارتز مونوزدیوریتی در این انکلاوها قابل دیدن هستند. انکلاوهای ریزدانه مافیک مرز مشخصی با میزبان داشته و در مشاهدات میکروسکوپی با حرکت از سمت انکلاو به میزبان، در محدوده میزبان اندازه کانی‌ها افزوده می‌شود. سوزن‌های آپاتیت به صورت میانبار در بیوتیت و فلدسپارها به فراوانی دیده می‌شوند و افزون بر آنها کانی‌های خود شکل و مستقل آپاتیت نیز در متن سنگ حضور دارند. فاز فرعی دیگری که به صورت میانبار، بیشتر در بیوتیت‌ها دیده شده، زیرکن است. ساختار پویکیلیتیک، بافت میرمیکیتی و حضور پرتیت، میکروپرتیت و کوارتزهای رگچه‌ای تجدید تبلور یافته، در آنها قابل تشخیص است. در بیشتر نمونه‌های انکلاوها، دگرسانی‌های پتاسیک و سدیک همگام با میزبان صورت پذیرفته است و تشکیل بیوتیت‌های ثانوی، کلریت، سریسیت، اسفن، اکسیدهای آهن و روتیل به وقوع این نوع دگرسانی‌ها در کانی‌های اولیه مانند هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز و رهایی Na, K, Ca, Fe, Mg و انتقال برخی از آنها (عناصر متحرک) به وسیله سیال‌های ماگمایی یا جوی مربوط است.

۳-۳. بیگانه سنگ‌های متاپلیتی

این بیگانه سنگ‌ها ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی یکنواختی داشته و تفاوت‌های موجود، به تنوع کانی‌های دگرگونی در آنها مربوط است. بیگانه سنگ‌های یاد شده بافت ریز بلور، هم بعد، متراکم و درهم تنیده (هورنفلسی) داشته و کانی‌های دگرگونی شاخص آن سیلیمانیت (در مقطع نازک به صورت فیبرولیتی)، آندالوزیت (باگت مانند) و گارنت (بلورهای شش گوش) در زمینه ریزبلوری از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) و به ندرت هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت) هستند. البته کانی‌های دگرگونی یاد شده در همه نمونه‌ها دیده نمی‌شوند و مجموعه کانی‌شناسی معمول آنها، همان ترکیب ساده یک سنگ گرانیتی است. در واقع این بیگانه سنگ‌ها، فلدسپاری و سرشار از میکا هستند.

۴- بحث

۴-۱. مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی

همان‌طور که بیان شد، سنگ‌شناسی چیره، در میان رخنمون‌های توده‌های آذرین نفوذی ملایر، گرانودیوریت‌ها و مونزو-سینوگرانیت‌ها هستند. گستره رخنمون‌های گرانودیوریتی نسبت به مونزو-سینوگرانیت‌ها وسیع‌تر بوده و افزون بر این واحدها سنگ‌های توالیتی به طور موضعی و به صورت سری‌های تحولی بدون هیچ گونه مرز مشخصی در کنار گرانودیوریت‌ها حضور دارند. بدون شک مهم‌ترین واحدهای آذرین منطقه یاد شده، توده گابرو-دیوریتی ارگس سفلی است زیرا تنها توده مافیک منطقه مورد مطالعه بوده و مهم‌ترین شاهد برای حضور ماگمای گوشته‌ای در جریان تحولات ماگمایی منطقه است که همان‌طور که پیش‌تر بیان شد با توجه به وضعیت بافتی، کانی‌شناسی و شواهد صحرایی همچون حضور دایک‌های دولریتی و لامپروفیری در پیرامون آن، به نظر می‌رسد پدیده آمیختگی بین ماگمای مافیک و فلسیک در تشکیل آن نقش داشته است. گرانودیوریت‌ها و مونزو-سینوگرانیت‌ها برخلاف توده گابرو-دیوریتی و دیوریت‌ها دارای انکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگ‌های دگرگونی بوده و فراوانی، اندازه، شکل

آن چشمگیر است. فازهای فرعی آن سوزن‌های آپاتیت، به صورت میانبار در فلدسپار قلیایی و بیوتیت، زیرکن و اسفن هستند.

بخش‌های دیوریتی تا گابرو-دیوریتی به صورت چند توده با رخنمون طولی چند صدمتری و رنگ به طور کامل تیره و ظاهری شبیه به هورنفلس حضور دارند. مجموعه کانی‌شناسی دیده شده در آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، هورنبلند سبز، پیروکسن (اویت)، آپاتیت، اسفن و زویزیت و افزون بر این، کانی‌های کدر و کلریت و سریسیت در دیوریت‌ها و اولیون، هورنبلند سبز، پیروکسن، کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، آپاتیت و کانی کدر در گابرو-دیوریت است (شکل ۲-a, b, d). این سنگ‌ها بافت ریزدانه تا پورفیریویدی نشان می‌دهند و کانی‌ها در مقطع میکروسکوپی آنها، دانه‌ای نیمه خود شکل هستند. نکته قابل توجه در بررسی میکروسکوپی توده گابرو-دیوریتی، مجموعه کانی‌شناسی غیر معمول، اولیون‌هایی با هضم شدگی و گردشگی مشخص و حاشیه واکنشی در تقابل با پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم (تشکیل هورنبلند سبز و اسپینل) است (شکل ۲-c, e)، که نشان‌دهنده حضور آنها به صورت بیگانه بلور و ناپایداری آنها در محیط است. بررسی‌های سن یابی در گستره بخش شمالی زون سنندج-سیرجان نشان داده است که رخنمون‌های مافیک سن بیشتری نسبت توده‌های فلسیک مجاور خود دارند (برای مثال: Valizadeh & Cantagral, 1975; Mazhari, 2008). توده مافیک یاد شده و دایک‌های دولریتی مجاور آن نیز احتمالاً همانند وضعیت توده‌های مافیک در مناطق مجاور در گستره زون سنندج-سیرجان (همانند گرانیتوئید بویین-میاندشت: ولی زاده و قاسمی، ۱۳۷۲؛ باتولیت الوند: سپاهی گرو، ۱۳۷۸؛ گابروی چشمه قصابان: صادقیان، ۱۳۷۴) اولین فاز تزریقی بوده‌اند و تزریق گرانیت‌ها پس از آنها صورت گرفته است. اما وجود شواهد بافتی و کانی‌شناختی یاد شده، بیانگر تقابل بین مذاب مافیک و فلسیک قبل از پایان مراحل تکون ماگمای مافیک (نیمه متبلور) و جایگزینی نهایی آن است. حضور اولیون‌های هضم شده در یک مجموعه کانی‌شناسی نامتجانس و مشاهده کانی‌های کدر (شکل ۲-f, e) در امتداد ترک‌های سطح اولیون و آپاتیت‌ها سوزنی شکل موجود در فلدسپار قلیایی بیانگر تداخل بین مذاب مافیک نیمه متبلور (با درجه حرارت بالا) و ماگمای فلسیک (با درجه حرارت کمتر) و رشد سریع و همچنین صعود ناگهانی یک مجموعه هیبرید است (D'Lemos, 1996; Yashikara & Yamawaki, 1999; Kumar, 1995; Kumar & Rino, 2000) که این مورد هیچ‌گونه تناقضی با سن جایگزینی توده‌های مافیک و فلسیک نداشته و افزون بر این شاهدهی بر نقش ماگمای مافیک در تشکیل گرانیت‌های منطقه است و بهترین تحلیل برای نحوه تشکیل این توده تقابل بین حجم بالایی از مذاب مافیک نیمه متبلور در حال صعود با حجم ناچیزی از مذاب گرانیتی است (که خود محصول ذوب نهشته‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای مسیر صعود ماگمای مافیک هستند).

رگه‌های آپلیتی، پگماتیتهی، کوارتزی و کوارتز-تورمالین‌دار به فراوانی و با ستبراهای متنوع، از یک سانتی‌متر تا نزدیک به یک متر در هر سه بخش دیده شده است.

۳-۲. انکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگ‌های متاپلیتی

انکلاوهای ماگمایی بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و شیمیایی، شکل، رنگ، بافت به دو نوع ریزدانه مافیک (با ترکیب کانی‌شناختی دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت) و فلسیک (گرانودیوریت، سینوگرانیت) تقسیم شده‌اند و وجه تمایز آنها از بیگانه سنگ‌های متاپلیتی، بافت هورنفلسی و غیر ماگمایی بیگانه سنگ‌ها و حضور برخی کانی‌های خاص رخساره‌های دگرگونی در بیگانه سنگ‌ها است.

۳-۱. انکلاوهای ماگمایی فلسیک

از لحاظ مجموعه‌های کانی‌شناسی، انکلاوهای ماگمایی فلسیک با میزبان خود هماهنگ بوده و کانی‌های موجود در آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، آپاتیت،

و نحوه پراکنندگی آنها در درون توده‌های یاد شده موجب شده تا ماهیت حضور و نحوه تشکیل آنها قابل تأمل باشد. در این مطالعه، منشأ انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی از طریق بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی (ریزساختاری)، شکل و توزیع مکانی آنها در توده، وضعیت شیمیایی (در مورد انکلاوهای ماگمایی)، بررسی شده است.

– بررسی‌های صحرایی

با انجام بررسی‌های صحرایی سامان‌مند و ثبت اطلاعات مربوط به انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها و ایجاد شبکه نمونه برداری برای رخنمون‌های قابل دسترسی (به منظور مقایسه فراوانی نسبی انکلاوها در رخنمون‌های مختلف و رسم نقشه پراکنندگی نمونه برداری‌ها)، تهیه تعداد کافی مقاطع نازک از آنها برای بررسی‌های میکروسکوپی و انتخاب نمونه‌های مناسب، برای تجزیه شیمی سنگ کل و تحلیل اطلاعات به دست آمده نتایج زیر به دست آمد (شکل ۱).

بررسی‌ها نشان داده‌اند که رخنمون‌های گرانودیوریتی از لحاظ فراوانی نسبی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی بر موزو-سینوگرانیت‌ها برتری داشته و تنوع بالاتری از لحاظ شکل، کانی‌شناسی، شیمی انکلاوهای ماگمایی در آنها دیده شده است. بیشتر انکلاوهای فلسیک که کانی‌شناسی، رنگ و شیمی مشابهی با میزان نشان می‌دهند، شکل خاصی ندارند و در حاشیه بخش‌های گرانودیوریتی و موزو-سینوگرانیتی بیشتر دیده می‌شوند، اما برخلاف آنها، انکلاوهای ریزدانه مافیک، رنگ تیره‌تر، بافت ریزدانه‌تر، نسبت مدال کانی‌های مافیک بالاتر و شیمی متفاوتی نسبت به میزان داشته و در بخش‌های حاشیه‌ای تادرونی‌تر میزان‌های گرانودیوریتی و موزو-سینوگرانیتی حضور دارند. با توجه به مرز مشخصی که انکلاوهای ریزدانه مافیک و میزان را از هم جدا می‌نماید (در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی) می‌توان به این نتیجه رسید که ماگمای منشأ انکلاوهای ماگمایی مافیک از لحاظ گرانروی با ماگمای میزان تفاوت قابل توجهی داشته است. این انکلاوها برخلاف انکلاوهای فلسیک، اشکال متنوع کروی، بیضوی، عدسی شکل دارند که این عدسی‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای توده نسبت به بخش‌های درونی‌تر آن طولی‌شدگی کمتری داشته و نسبت محور طولی ظاهری به محور عرضی ظاهری آنها از ۵ تجاوز نمی‌کند ($Aspect\ Axial\ Ratio < 5$). بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی در بخش‌های حاشیه‌ای، به فراوانی یافت می‌شوند و بیشتر فاقد شکل مشخصی بوده و گاه به صورت عدسی‌های طولی شده در امتداد محور طولی ظاهری خود (بررسی‌های یاد شده در دو بعد صورت گرفته است) با نسبت طولی‌شدگی، ظاهری بیش از ۱۰ ($Aspect\ Axial\ Ratio > 10$) و طول نزدیک به نیم‌متر (و حتی بیشتر) دیده می‌شوند، اما در بخش‌های درونی‌تر توده از فراوانی آنها به شدت کم می‌شود و در واقع به ندرت حضور دارند (جدول ۱، شکل ۳). منطبقه اصلی تمرکز انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی در حاشیه توده‌هاست، که افزون بر انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی، بیگانه‌بلورهای (به طور عمده آندالوزیت و گارنت) که محصول هضم واحدهای دگرگونی مجاور توسط ماگمای توده نفوذی میزان هستند نیز دیده شده‌اند (شکل ۴-a) و با حرکت به بخش‌های مرکزی‌تر توده از فراوانی آنها کاسته می‌شود.

– بررسی‌های آزمایشگاهی

مطالعه میکروسکوپی: با توجه به مشاهدات صحرایی و شواهد ریزساختاری برای توجه نسبت محوری ظاهری ($Aspect\ Axial\ Ratio$) بالای دیده شده در بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی دو عامل زیر در نظر گرفته شده است:

– با توجه به این که بیشتر آنها درون میزان‌هایی وجود دارند که تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند، تا حدودی دگرریخت شده و برگ‌وارگی ظریفی نشان می‌دهند و محور طولی طولی‌شدگی آنها و امتداد برگ‌وارگی سنگ میزان هم جهت است. بررسی مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این بیگانه‌سنگ‌ها با شواهدی همچون حضور کوارتزهای دوباره تبلور یافته با خاموشی موجی، خردشدگی مشخص در حاشیه بلورهای کوارتز و فلدسپار و ماگل تارتن در فلدسپار (میکروکلین) بیانگر وقوع تنش در حالت جامد بر این

مجموعه (بیگانه‌سنگ و میزان) و نشانه طولی‌شدگی مرتبط با تنش‌های پس از انجماد است. عدم مشاهده جهت یافتگی‌های مرتبط با تنش‌های پس از سرد شدن در بیگانه‌سنگ هورنفلسی و سنگ میزان آنها (نبود شواهد ایجاد تغییر شکل پلاستیک و دگرشکلی حالت جامد) در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی، همراه با نسبت ظاهری بالای آنها در حاشیه‌های توده و بویژه در محل تماس با واحدهای دگرگونی را می‌توان به جریان ماگمایی قوی در محل تماس مذاب گرانیتی با سنگ‌های دگرگونی و عدم مشاهده جهت یافتگی‌های موجود در سنگ دگرگونی منشأ را در آنها، می‌توان به از بین رفتن ساختارهای یاد شده تحت تأثیر حرارت ماگمای میزان نسبت داد.

اشکال متنوع مشاهده شده در انکلاوهای ماگمایی مافیک را نیز بدین شکل می‌توان تحلیل نمود:

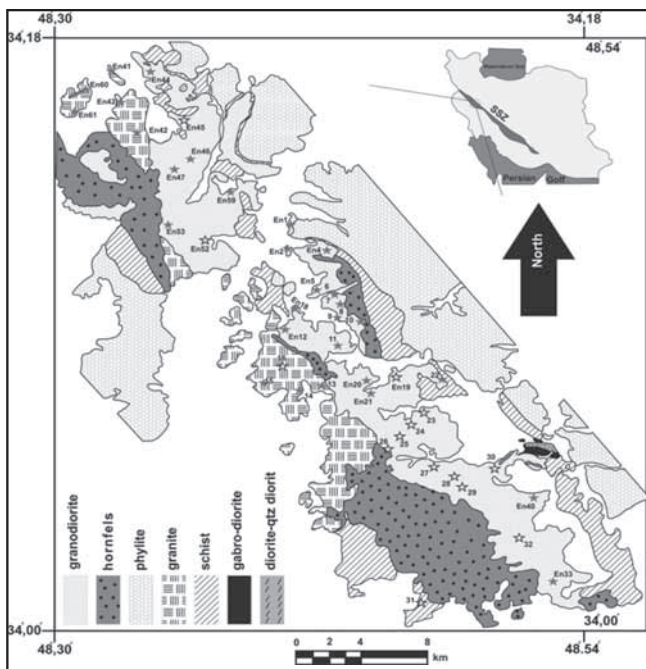
– انکلاوهایی که در سنگ‌های میزان جهت یافته و دگرریخت حضور دارند و طولی‌شدگی اندکی در جهت برگ‌وارگی میزان نشان می‌دهند، با وجود این که در مقیاس ماکروسکوپی به دلیل ریز بلور بودن جهت یافتگی مشخصی نشان نمی‌دهند، در مقیاس میکروسکوپی شواهد تغییر شکل در حالت جامد و تأثیر تنش بر آنها آشکار است. کوارتزهای دوباره تبلور یافته منفرد و رگه‌ای با خاموشی موجی، خرد شدگی در حاشیه درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار، ماگل مشبک (تارتن) در میکروکلین، هم‌رشدی میرمکتی در پلاژیوکلازها و تغییر شکل پلاستیک در هورنبلند سبز و بیوتیت (مثلاً "حالت خم‌شدگی (Kinking) یا کینگ باند (شکل ۵-۱) یا کینگ باند (شکل ۵-۱) بیانگر عملکرد تنش بر مجموعه انکلاو-میزبان و عامل ایجاد تغییر شکل در ابعاد ماکروسکوپی (طولی‌شدگی) در انکلاوها همگام با ایجاد برگ‌وارگی در سنگ میزان است (۴-۵). مشاهده شواهد تغییر شکل پلاستیک در انکلاوهای طولی شده‌ای که در مقیاس میکروسکوپی شواهد جریان ماگمایی را نشان می‌دهند (فلدسپارهایی با آرایش خطی و ماگل میکروکلین و کوارتزهای طولی شده با خاموشی موجی و حاشیه‌های خرد شده) و در میزان جهت یافته حضور دارند (۴-۵) را می‌توان به تحمیل تغییر شکل حالت جامد بر جریان ماگمایی نسبت داد که در مشاهدات صحرایی و در سنگ میزان خود را به صورت برگ‌وارگی (فولیاسیون) و در انکلاو (مقیاس ماکروسکوپی) به صورت حاشیه‌های دندان‌های نشان می‌دهد (Vernon, 2000). وجود رگه‌های کوارتزی و کوارتزهای طولی شده در این انکلاوها که بین بلورهای اولیه و درشت‌تر فلدسپار و هورنبلند سبز محصور شده‌اند بیانگر حضور سیال‌های ماگمایی در مراحل اولیه شروع دگرریختی بوده و نشانه حالت نیمه مذاب انکلاو در این زمان است (شکل ۵-۵).

۲- اشکال کروی، بیضوی، دوکی دیده شده در انکلاوهای ریزدانه مافیک در میزان که فاقد هر گونه جهت یافتگی و یا شواهد تأثیر تنش بر مجموعه انکلاو-میزبان در ابعاد نمونه دستی و رخنمون صحرایی هستند (شکل ۴-b) و علائم تغییر شکل پلاستیک حالت جامد در مقیاس بررسی‌های میکروسکوپی در آنها دیده نمی‌شود به جریان ماگمایی و تقابل دو مذاب با ماهیت شیمیایی و رئولوژیکی متفاوت نسبت داده شده است. به عقیده بسیاری از محققان (Silva et al., 2000; Kumar & Rino, 2000; Vernon, 2000) جهت یافتگی مشخص کانی‌هایی مثل بیوتیت و پلاژیوکلاز و چرخش، جدایش و کنده شدن برخی درشت بلورهای میزان (پلاژیوکلاز) در مرز انکلاو-میزبان به حضور انکلاو و میزان به صورت مذاب یا نیمه جامد در کنار هم و در واقع به حضور انکلاوها به صورت بسته‌ها یا گلوبول‌هایی از ماگمای مافیک درون ماگمای فلسیک میزان اشاره می‌کند (Kumar et al., 2004; Arvin et al., 2004; Silva et al., 2000).

افزون بر این، آرایش خطی تجمعات پلاژیوکلاز و ورقه‌های بیوتیت (Paterson et al., 1989; Vernon, 2000) در مرز انکلاو-میزبان و درون انکلاو و انحراف و جدایش درشت‌بلورهای میزان در منطقه مرزی و رشد پوششی کانی‌های سازنده انکلاو در کنار هم، شواهد جریان ماگمایی بوده (شکل ۵-a, b, f, g, h, i) و

در حال سرد شدن است. وجود شواهد ماکروسکوپی (شکل انکلاو) و ریز ساختمانی جریان ماگمایی در انکلاوها همراه با تغییر شکل‌های پلاستیک حالت جامد بیان‌گر عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی در حضور ماده مذاب و یا پیش از انجماد کامل است. اشکال کروی، بیضوی و دو کی شکل انکلاوهای ماگمایی مافیک با شواهد مشخص جریان ماگمایی در مقیاس میکروسکوپی و ریخت‌شناسی مرز انکلاو-میزبان در مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی در کنار تفاوت‌های کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی مطرح شده می‌تواند نتیجه حضور این انکلاوها به صورت بسته‌های ماگمایی مافیک‌تر نسبت به ماگمای میزبان، در آن باشد و نشانه‌ای بر آمیختگی ماگماهای فلیسیک و مافیک است. با توجه به شواهد موجود بیگانه‌سنگ‌های متاپلینی سرشار از میکا و فلدسپار محصول هضم واحدهای شیستی و هورنفلسی مسیر تزریق و صعود مذاب گرانیتی بوده اما بیشتر بیگانه‌سنگ‌ها فاقد جهت یافتگی‌های (شیستوزیته) مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه و منشأ احتمالی خود هستند که این موضوع را می‌توان به تأثیر حرارتی ماگمای میزبان بر قطعات سنگ‌های دگرگونی فوفاتده و در بر گرفته شده توسط آن نسبت داد. حضور این بیگانه‌سنگ‌ها و بیگانه‌بلورهای که محصول ذوب شدن و هضم پیشرفته آنها هستند، بیانگر جایگزینی مذاب گرانیتی در ترازهای بالای پوسته‌ای است. حضور انکلاوهای ماگمایی فلیسیک با ترکیب کانی‌شناختی مشابه میزبان و روند‌های ژئوشیمیایی مشابه با آن در بخش‌های حاشیه‌ای نشانه منشأ یکسان آنهاست. حضور این انکلاوها در توده نفوذی به گسیختگی‌های حاشیه‌ای در اثر ضربان‌های تزریق پی در پی در فازهای اولیه و سقف توده نفوذی نسبت داده‌اند.

مشاهده انکلاوهای ماگمایی فلیسیک و مافیک (افزون بر وجود دایک‌های دولریتی و لامپروفیری و توده گابرو-دیوریتی) و بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی در توده‌های نفوذی گرانیتی مجموعه نفوذی ملایر به ترتیب نشانه حاشیه‌های فلیسیک‌تر توده نسبت به بخش‌های مرکزی‌تر، نقش مذاب مافیک گوشته‌ای در تشکیل ماگمای گرانیتی و ژرفای جایگزینی کم مذاب گرانیتی است.



شکل ۱- نقشه پراکندگی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی در واحدهای گرانیتی منطقه ملایر. ستاره‌های توپر: حضور انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ هورنفلسی. ستاره‌های توخالی: عدم مشاهده انکلاو ماگمایی در رخنمون (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ملایر، تهیه شده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور با اندکی تغییر)

وجود مرز مشخص و قدرتمند در مقیاس ماکروسکوپی نیز تأییدی بر اختلاف اساسی گرانروی مذاب منشأ آنها نسبت به هم است (Blake & Fink, 2000). موارد یاد شده در توجیه اشکال دیده شده از انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها تنها بخشی از عوامل تأثیرگذار بوده و می‌توان عواملی همانند مدت زمان همزیستی بین قطعات منشأ بیگانه‌سنگ‌ها با ماگمای میزبان و اختلاف دمایی بین بسته‌ها یا گلوله‌های ماگمای مافیک با مذاب فلیسیک و وضعیت رئولوژیکی ماگمای هیبرید را نیز به آنها اضافه نمود.

شیمی انکلاوهای ماگمایی و سنگ میزبان: بررسی نتایج تجزیه شیمیایی و نمودارهای رسم شده بر اساس آنها نشان‌دهنده (نتیجه تجزیه XRF نمونه‌ها در جدول ۲) تمایز مشخص بین روند‌های مشاهده شده از انکلاوهای ماگمایی مافیک و سنگ‌های میزبان و شباهت‌های عمده بین انکلاوهای فلیسیک و میزبان است. مقادیر بالاتر اکسیدهای $\text{FeO}_{(T)}$, MgO , CaO , MnO , TiO_2 بالاتر SiO_2 در میزبان‌ها و همسان بودن تقریبی مقادیر اکسیدهای K_2O و Na_2O و بیشتر عناصر کمیاب بین میزبان و انکلاوهای ماگمایی، با توجه به روند‌های خطی دیده شده در الگوی تغییرات اکسیدهای $\text{FeO}_{(T)}$, MgO , CaO و پراکندگی اکسیدهای K_2O و Na_2O در نمودارهای هارکر و همچنین شباهت الگوی نمودار عنکبوتی آنها به ترتیب به وقوع پدیده آمیختگی ماگمایی و همگن‌شدگی ترکیبی وسیع بین ماگمای میزبان و انکلاو ماگمایی نسبت داده شده است. افزون بر این در بررسی عناصر کمیاب (شکل ۶) بین عناصر Ni , Cr با $\text{FeO}_{(T)}$ و SiO_2 در انکلاوها همبستگی مناسبی وجود داشته و شیب تغییرات آنها منفی است و کاهش پیش‌رونده مقادیر Cr , V و Co از انکلاو به میزبان با افزایش SiO_2 ، نشانه‌ای برای منشأ مافیک انکلاوهای ماگمایی یاد شده است (برای مثال: Kumar & Rino, 2006). از جمله تفاوت‌های بین انکلاوهای مافیک و فلیسیک، ماهیت متالومین و کلسیمی-قلیایی تا کلسیمی انکلاوهای مافیک در مقابل ماهیت پeralومین انکلاوهای فلیسیک است (شکل ۷ و ۸). بیشتر نمونه‌های سنگ‌های میزبان کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا بوده و بجز دو نمونه که در محدوده پeralومین قرار گرفته‌اند، بقیه نمونه‌ها متالومین هستند. ماهیت کلسیمی-قلیایی نمونه‌های میزبان با حضور انکلاوهای ماگمایی مافیک در آنها سازگار است، زیرا تجربه نشان داده است که بیشتر توده‌های نفوذی کلسیمی-قلیایی دارای انکلاوهایی هستند که اختلاف ژئوشیمیایی مشخصی با سنگ میزبان خود نشان می‌دهند و محصول تقابل ماگمای گوشته‌ای و مذاب پوسته‌ای هستند (Arslan & Aslan, 2005; Bonin, 1990). هماهنگی الگوی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۹) در انکلاوهای فلیسیک و روند تغییرات مشاهده شده در سنگ‌های میزبان در برابر روند صعودی SiO_2 در کنار نزدیکی‌های کانی‌شناختی و توزیع مکانی آنها در توده میزبان موجب شده تا آنها به گسیختگی‌های احتمالی در بخش‌های حاشیه‌ای توده نفوذی در طی مراحل مختلف تزریق ماگمایی نسبت داده شوند (برای مثال: Donaire et al., 2005).

۵- نتیجه‌گیری

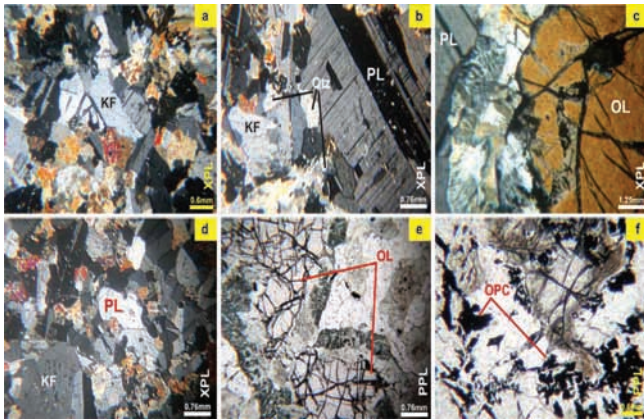
بر مبنای مطالعات صحرایی و بررسی شکل، پراکندگی مکانی، فراوانی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی مشخص شد که با حرکت از رخنمون‌های حاشیه‌ای به سمت بخش‌های درونی‌تر توده از فراوانی، ابعاد، طول‌شدگی و تنوع آنها کاسته می‌شود. کاهش چشمگیر تعداد و ابعاد آنها در بخش‌های درونی توده را می‌توان به جهت افت حرارتی ماده مذاب از حاشیه به مرکز و در نتیجه تأثیر حرارتی طولانی‌تر مذاب در بخش‌های درونی توده بر بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی و همچنین افزایش مدت زمان واکنش‌های دو جانبه بین بسته‌های ماگمایی مافیک و مذاب گرانیتی نسبت داد. طول‌شدگی در بخش‌های حاشیه‌ای محصول عملکرد نیروهای زمین‌ساختی و همچنین جریان ماگمایی قوی در این بخش نسبت به بخش‌های درونی‌تر توده ماگمایی

جدول ۱- کمترین و بیشترین نسبت طول ظاهری به عرض ظاهری، بالاترین و پایین‌ترین میزان اندازه‌گیری شده برای اندازه محور طولی ظاهری انکلاوهای ماگمایی (En) و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی (X)

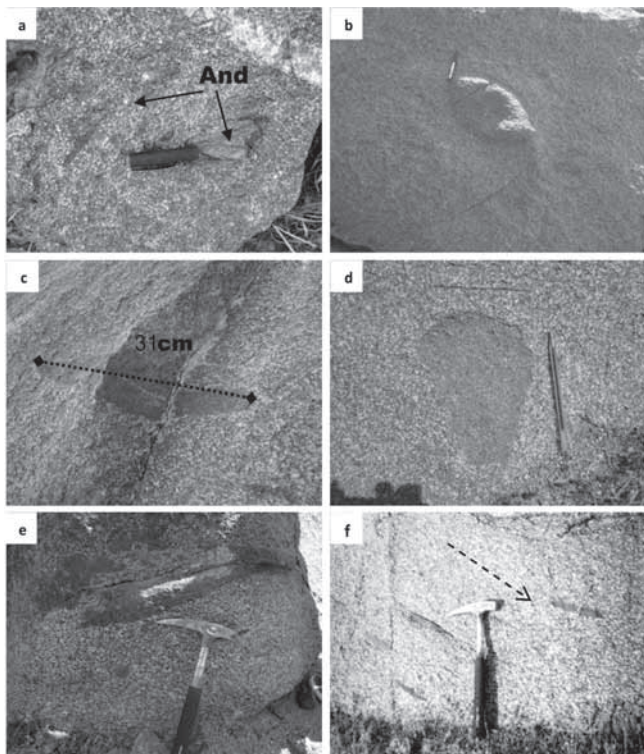
Name of Stations	A.R(max)	A.R(min)	Longitudinal axis(cm)
EnS-59	3	2.4	10-75
EnS-46	5.58	4.1	10-75
EnS-42	6.5	5	10-75
EnS-47	9	18	10-75
EnS-4	2.73	1.57	2-20
EnS-22	1.45	1.1	2-20
EnS-15	3.5	1.05	2-20
EnS-1	3.71	1.2	2-20
EnS-2	1.8	1.2	2-20
EnS-18	1.3	1.1	2-20
EnS-5	5.4	1.47	2-20
EnS-41	3.42	2.5	2-20
EnS-50	5	1.1	2-20
XS-62	10	8	40-80
XS-48	7.5	2.73	40-80

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی (XRF) انکلاوها و میزان گرانیتویدی آنها (عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب ppm)

	انکلاوهای ماپیک										میزان‌ها			
	EN-46	EN-40	EN-59	EN-15	EN-5	EN-42	EN33-b	EN33a	EN-22	EN-1	G-46	G-59	G-42	G-15
SiO ₂	53.00	57.56	56.11	59.90	52.21	56.92	54.67	55.59	52.80	55.66	66.1	66.3	61.5	66.0
Al ₂ O ₃	18.75	15.18	14.70	14.02	10.92	14.88	12.20	12.79	11.35	13.04	11.7	12.3	13.2	12.0
FeO*	7.22	11.23	11.92	10.81	12.86	11.54	12.14	12.55	8.11	11.88	6.5	5.2	7.7	6.7
MgO	3.73	2.32	3.36	2.87	5.94	3.86	5.78	3.77	11.80	5.58	3.0	2.7	4.3	2.3
CaO	6.42	3.69	4.02	4.53	10.24	4.19	8.51	7.12	7.41	7.64	3.1	3.8	4.7	3.8
Na ₂ O	3.85	1.49	2.09	3.19	2.01	2.51	1.81	2.10	1.27	3.41	2.5	2.6	3.0	3.0
K ₂ O	3.08	5.70	3.58	1.85	1.93	3.40	1.45	1.82	3.55	0.63	3.7	4.3	3.6	3.2
TiO ₂	0.73	1.01	0.84	0.67	0.79	0.88	0.79	0.73	0.44	0.53	1	1	1	0
MnO	0.17	0.15	0.10	0.09	0.19	0.11	0.13	0.12	0.23	0.14	0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.47	0.13	0.20	0.26	0.20	0.24	0.16	0.16	0.04	0.09	0.2	0.2	0.2	0.2
Rb	118	192	180	142	96	182	72	84	171	53	153	152	138	149
Sr	406	147	237	292	248	237	335	322	150	197	269	291	471	298
Ni	19	24	17	16	32	20	27	16	263	43	27	19	28	18
Y	13.41	21.72	17.50	19.67	14.11	16.91	11.65	10.93	22.90	14.24	16.4	16.4	15.0	18.4
Cr	30	111	47	10	107	48	101	92	1060	423	115	32	33	26
Zr	218	209	164	232	149	162	149	139	59	178	218	214	258	219
Nb	17	23	18	23	13	16	11	10	5.90	11	15	15	20	18
Ba	899	2141	1732	1387	1640	1831	1632	1529	885	1068	1242	1082	1046	913
La	63.40	34.34	17.40	28.41	25.25	25.54	23.24	17.49	18.60	22.37	17.3	26.3	25.9	16.2
Ce	110.00	180.68	73.98	84.22	84.75	56.47	117.39	136.62	38.30	51.54	117.1	158.9	196.6	124.6
Nd	35	44	27	31	22	24	20	17	20.10	29	25	37	27	29
Sm	7.18	6.60	5.32	5.88	7.70	8.88	6.27	7.07	4.67	6.43	5.7	7.8	6.3	6.4
Tb	0.74	3.44	3.10	2.22	3.93	3.26	3.44	3.55	0.74	2.46	2.0	1.6	1.8	1.5
Yb	6.81	7.50	6.49	6.37	8.50	6.93	7.84	6.39	2.62	10.11	7.8	6.8	8.0	6.6
Hf	3.80	4	4	4	6	4	6	6	1.80	4	7	4	5	4
Ta	0.6	1.0	1.1	1.1	1.1	0.9	0.9	1.0	0.40	0.85	0.98	0.91	0.99	1.08
Eu	1.24	3	2	2	4	2	3	2	0.59	3	1.00	1.00	1.00	1.00
V	129	117	92	72	92	98	92	84	195	58	65	56	56	46
Pb	11	43	25	36	30	28	23	20	15	40	45	44	28	42
Cu	43	9	10	6	23	10	23	24	47	7	27	10	12	8
Co	18	25	23	17	28	23	24	25	37	19	15	12	14	11
Zn	63	107	78	71	84	76	77	80	93	73	72	63	69	65
Cs	2.67	47.50	19.54	14.05	27.76	23	16.47	20.62	10.25	15.51	13.5	8.0	9.7	3.9
Ga	5.99	21	22	23	22	22	21	21	14.40	26	23	24	23	24
Mo	2	3	4	3	4	4	4	4	2	3	3	3	3	3
Sn	1	6	6	6	6	6	6	6	2	6	6	6	6	6
Th	14.05	25	16	21	6	15	6	5	6.34	14	19	24	20	21
Sc	3	2	3	3	2	3	4	3	2	3	3	2	3	2

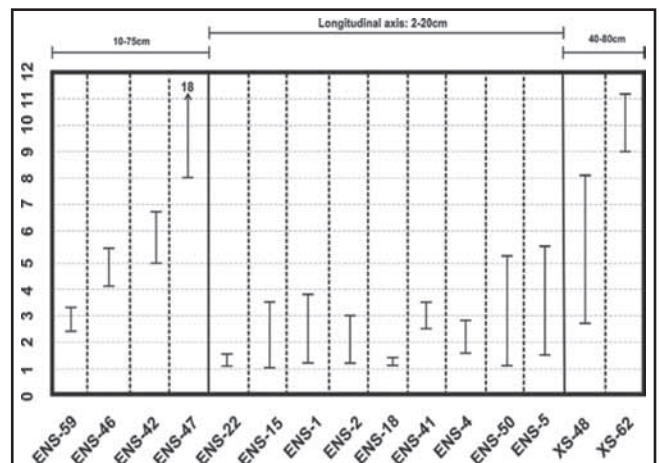


شکل ۲- a، b) تصویری از مجموعه کانی شناسی توده گابرو-دیوریتی که افزون بر اولیون‌های تحلیل رفته، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز و کوآرتز نیز قابل مشاهده‌اند، c) تصویری از حاشیه واکنشی کانی اولیون، d) تصویری دیگر از نمونه یاد شده و مشاهده فلدسپار قلیایی درشت بلور (لازم به یادآوری است که به منظور تشخیص درست پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی از هم و پرهیز از اشتباهات احتمالی از روش رنگ‌آمیزی استفاده شده است)، e) تصویری دیگر از حاشیه واکنشی اولیون (نور عادی)، f) تشکیل کانی‌های کدر در ترک‌های سطح اولیون.

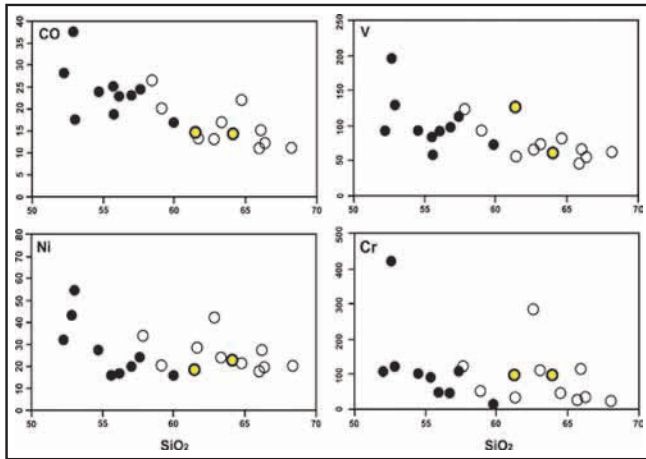


شکل ۴- وضعیت تعدادی از انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی. a) بیگانه بلور (زینوکریست) آندالوزیت (And) در گرانتیتی که شیبست‌های آندالوزیت‌دار مسیر صعود خود را هضم نموده است (بقایای برگ‌وارگی شیبست‌های یاد شده در سنگ میزبان بیگانه‌سنگ‌ها دیده شده است)، b) انکلاو ماگمایی مافیک دوکی شکل (En₂) در میزبانی که جهت یافتگی نشان نمی‌دهد، c) انکلاو ماگمایی مافیک دوکی شکل با طولیل شدگی مشخص (En₇) در میزبانی دگرریخت، d) انکلاو ماگمایی فلسیک (EnS₇)، e) انکلاو ماگمایی مافیک دوکی شکل با طولیل شدگی مشخص (EnS₇) در میزبانی دگرریخت، f) بیگانه‌سنگ‌های مافیک طولیل شده و اتحنا یافته در میزبانی کاملاً جهت یافته (EnS₄₈)، f) بیگانه‌سنگ‌های به شدت جهت یافته در جهت برگ‌وارگی میزبان (XS₄₈).

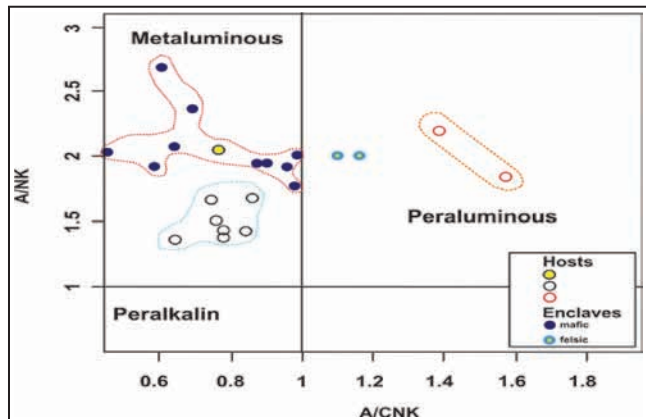
انکلاوهای فلسیک	سنگ میزبان							انکلاوهای فلسیک	
	G-1	G-33b	G-22	GX-40	X-22	G-33a	G-5	F1	F2
SiO ₂	62.76	68.23	57.76	64.68	60.39	59.07	63.22	64.2	62.3
Al ₂ O ₃	11.42	13.26	15.09	16.90	12.14	12.05	11.41	15.7	16.7
FeO*	7.34	4.86	13.61	5.06	10.57	10.61	7.46	6.0	6.2
MgO	4.51	1.35	3.82	11.75	3.83	4.31	4.49	1.8	2.4
CaO	4.98	4.07	0.72	2.44	5.82	5.34	4.58	3.6	3.4
Na ₂ O	4.04	3.18	0.95	2.30	3.1	2.12	2.03	3.3	3.3
K ₂ O	1.64	2.46	6.18	3.64	2.4	2.23	3.28	2.2	2.7
TiO ₂	0.61	0.57	1.08	0.69	0.68	0.86	0.67	0.7	0.6
MnO	0.08	0.04	0.17	0.11	0.12	0.07	0.09	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.11	0.16	0.15	0.20	0.17	0.3	0.1
Rb	76	101	185	138	136	91	127	162.5	142.5
Sr	243	402	90	360	357	398	319	260.0	294.0
Ni	42	20	34	21	22	20	24	22.0	19.0
Y	14	11	19	18	18	9.62	15.63	27.2	17.1
Cr	284	22	121	48	63	51	110	100.0	100.0
Zr	218	294	197	109	130	206	213	235.0	145.5
Nb	14	13	19	19	17	11	14	19.0	12.0
Ba	1246	1184	2249	1502	1393	1793	1376	353.0	250.0
La	28.62	15.51	26.18	21.96	19.67	15.28	27.95	37.3	37.7
Ce	89.88	157.50	130.32	59.37	64.20	172.04	121.97	74.7	71.3
Nd	33	11	35	29	36	9	32	27.2	27.1
Sm	7.56	3.08	5.84	7.75	5	2.45	8.16	5.4	4.7
Tb	1.77	1.52	3.93	3.93	4	2.71	3.93	0.8	0.6
Yb	9.87	7.02	8.79	7.03	7	6.91	7.44	3.1	1.6
Hf	4.00	7.00	5.00	7.00	7	9	7	7.0	5.0
Ta	0.95	0.89	1.26	1.01	1	0.96	0.91	1.7	0.9
Eu	2	1	4	3	2	1	2	1.1	0.8
V	67	62	122	83	77	95	73	64.0	130.0
Pb	34	25	56	32	30	23	34	-	-
Cu	7	32	17	31	27	42	32	-	-
Co	13	11	26	22	20	20	17	14.2	14.2
Zn	70	75	98	77	75	79	75	56.0	53.0
Cs	16	16	38	20	18	21.91	20.70	9.5	7.0
Ga	24	25	21	22	22	22.00	22.00	24.0	20.0
Mo	3	3	3	4	4	3	3	-	-
Sn	6	6	6	6	6	6	6	2.0	2.0
Th	23	10	14	9	11	5	17	17.0	18.0
Sc	3	4	3	3	3	2	3	-	-



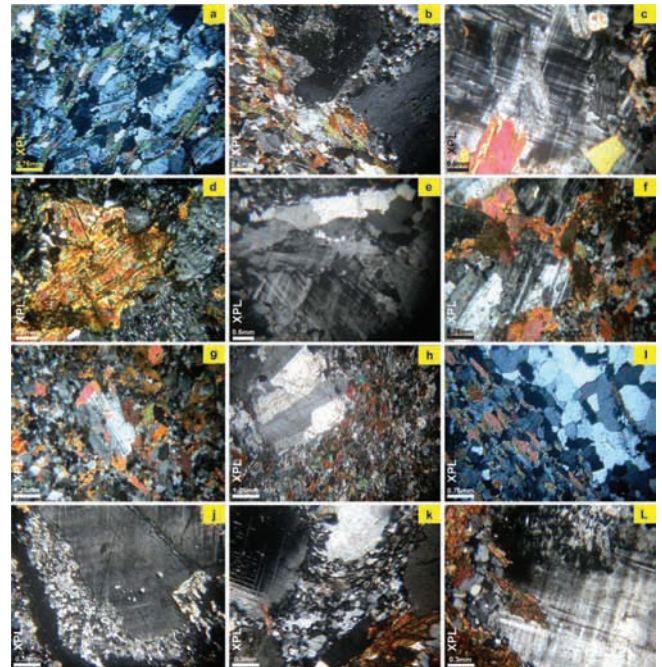
شکل ۳- نمایش ترسیمی مقادیر جدول ۱



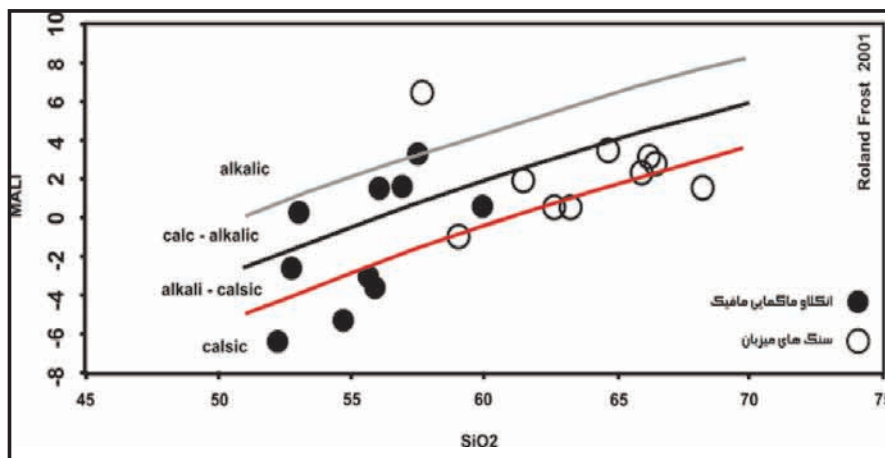
شکل ۶- نمودار روند تغییرات عناصر کمیاب یاد شده با افزایش SiO_2 (علائم: انکلاوهای مافیک (دایره توپر) و انکلاوهای فلسیک (حلقه ستبر) و میزبانها (حلقه نازک))



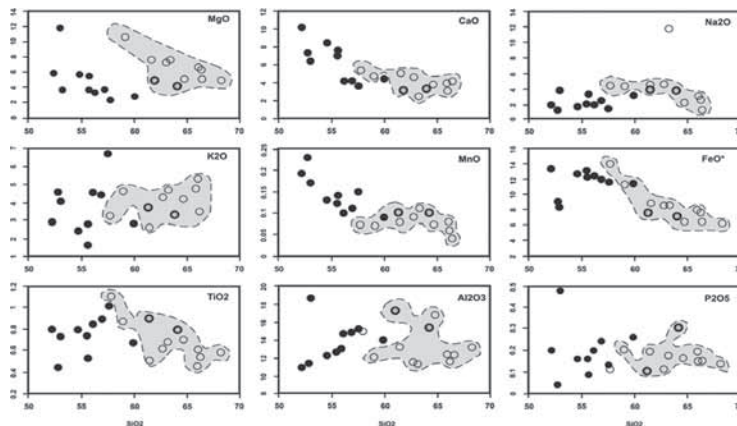
شکل ۷- وضعیت انکلاوهای مافیک (دایره توپر) و انکلاوهای فلسیک (حلقه ستبر) و میزبانها (حلقه نازک) در نمودار Shand (1943) همانطور که مشاهده می‌شود، انکلاوهای فلسیک در محدوده پرآلومین قرار گرفته‌اند. این انکلاوها که مربوط به سقف و حاشیه توده هستند، ماهیت فلسیک و پرآلومین دارند.



شکل ۵- تصاویری از مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از انکلاوهای ماگمایی و سنگ میزبان. (a) جهت‌یافتگی مشخص بیوتیت و فلدسپار در انکلاو، (b) آرایش خطی منظم و جهت‌یافتگی بیوتیت و پلاژیوکلاز در مرز انکلاو و میزبان، معیاری برای وقوع جریان ماگمایی، (c) ماکل تارتن در میکروکلین، در سنگ میزبان تکنونیزه، (d) کینگ باند در بیوتیت انکلاو نشانه‌ی تغییر شکل حالت جامد است، (e) کوارتزهای دوباره تبلور یافته و طولیل شده و تشکیل ماکل میکروکلین در فلدسپار در مجموعه‌ای که تحت تأثیر تغییر شکل حالت جامد قرار گرفته است، (f, g) مرز انکلاو و میزبان (بالای مرز، محدوده میزبان است)، که جهت‌یافتگی مشخص درشت بلورهای فلدسپار در میزبان بیان‌گر جهت جریان ماگمایی و حضور انکلاو و میزبان در حالت نیمه مذاب در کنار یکدیگر است، (h) رشد پوششی کانی‌های انکلاو روی هم و روی سطح درشت بلور پلاژیوکلاز نیز نشانه جریان ماگمایی است، (i) تصویری دیگر از مرز انکلاو ماگمایی مافیک و میزبان فلسیک، (j, k, l) تصاویری از خرد شدگی و کاهش ابعاد بلوری و تبلور دوباره در حاشیه فلدسپارها، همراه با تشکیل ماکل تارتن در میکروکلین در اثر عملکرد تنش بر آنها.



شکل ۸- ماهیت کلسیمی- قلیایی نمونه‌های میزبان و پراکندگی بالاتر انکلاوهای مافیک بر اساس شاخص (Frost, 2001) $\text{MALI} = \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2



شکل ۹- نمودار روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی با افزایش SiO_2 در همه اکسیدها، انکلاوهای فلسیک در محدوده نمونه‌های میزبان قرار گرفته‌اند. به روند کاهش تغییرات برای اکسیدهای MgO ، CaO ، MnO ، TiO_2 ، Al_2O_3 (همگام با درجه اشباع از آلومینیم) در انکلاوهای مافیک و مقادیر بالاتر اکسیدهای FeO ، MgO ، CaO ، MnO ، TiO_2 نسبت به میزبان توجه شود (اعلانم همانند شکل ۶).

کتابنگاری

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵- پترولوژی توده گرانیتویدی بروجرد. رساله دکتری. دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۰- تقسیم‌بندی تکنونیک ایران با توجه به حوضه‌های رسوبی، مجله انجمن نفت ایران، صفحه ۱۹-۲۸.
- سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتویدها، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۴- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- گودرزی، ح. ا.، ۱۳۷۴- ماگماتیسیم و متامورفیسیم منطقه ملایر- بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.
- ولی‌زاده، م.، ۱۳۷۲- پتروژنز توده گرانیتویدی بوبین-میانداشت (جنوب خاوری الیگودرز). فصلنامه علوم زمین، سال دوم، شماره ۷. ص ۸۴-۷۴.

References

- Arslan, M., Aslan, Z., 2006- Mineralogy, Petrography and whole – rock geochemistry of the tertiary granitic intrusion in Eastern Pontides , Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27:177-193
- Arvin, M., Dargahi, S., Babaei, A. A., 2004- Petrogenesis and origin of the chenar granitoid stock , NW of Kerman, IRAN: Evidence of neotectonic subduction related arc magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 105-113.
- Barbarin, B., Dodge, F. C. W., Kistler, R. W., Bateman, P. C., 1989- Mafic inclusions and associated aggregates and dikes in granitoid rocks, central Sierra Nevada Batholith. *Analytic Data, U.S. Geological Survey Bulletin*.
- Blake, S., Fink, J. H., 2000- On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95:1–8.
- Bonin, B., 1990- From orogenic and anorogenic setting : evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological journal* 25 :261-270.
- D’Lemos, R. S., 1996- Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Islands, UK. *Lithos* 38: 233–257.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C., Duthou, J. L., 2005- Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib Mineral Petrol.* 149: 247–265
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001- A Geochemical classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- Hutton, J., 1795-The theory of the earth. Edinburgh.
- Kumar, S., 1995- Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodrus a granodiorites, Western Carpathians. *Geol. Carpath.* 46:379–382
- Kumar, S., Rino, V., 2006- Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration. *Contrib. Mineral. Petrol* (2006) 152:591–609
- Lacroix, A., 1893- Les enclaves des roches volcaniques. Protat, Mâcon, 770pp.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S. & Ghalamghash, S., 2008- Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveb and Delkeh plutons, W Iran. *S. Apphed Sci.*, 8: 934-945.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T., 1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive Rocks. John Wiley & Sons.
- Silva, M. M. V. G., Neiva, A. M. R., Whitehouse, M. J., 2000- Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. *Lithos*. 50, 153–170.
- Valizadeh, M.V. & Cantagrel, J. M., 1975b- premiers données radimétriques (K-Ar) et (Rb-Sr) sur les micas du complexe du Mount Alvand, C. R. Acad.Sc. Paris, t.281, serie D.
- Vernon, R. H., 1983- Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites (Clarke Memorial Lecture). *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, 116: 77-103.
- Vernon, R. H., 2000- Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*. 5:2.
- Vernon, R. H., 2004- A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 594 pp.
- Yashikura, S., Yamawaki, Y., 1999- Mafic-felsic magma interactions in the A-type granitoids of the Cape Ashizuri Complex, southwest Japan. In: Barbarin, B., (Ed.), *The Origin of Granites and Related Rocks, Fourth Hutton Symposium abstracts, Clermont-Ferrand, France*, pp. 111-112.