# استفاده از شواهد صحرایی و ریز ساختاری در تعیین منشأ انکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگهای متاپلیتی مجموعه پلوتونیک ملایر (باختر ایران) رمادیوسالارا\*و محمدولی ولی زاده۲

<sup>۱</sup> دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، تهران، ایران ۲دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی، تهران، ایران تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۷/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۵

### چکیدہ

> **کلیدواژهها:** ملایر، انکلاو ماگمایی، بیگانهسنگ، نسبت ظاهری، تغییرشکل حالت جامد، جریان ماگمایی، آمیختگی ماگمایی \*نویسنده مسئول: رضا دیوسالار

Email: reza-dsalar@yahoo.com

## 1- مقدمه

مجموعه نفوذی ملایر، قسمتی از بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج – سیرجان (Eftekharnejad, 1981)است که در محدوده عرض جغرافیایی ۲۱<sup>۵</sup>۳۴ – ۰۰<sup>۹</sup>۳۴ و طول ۲۵ ۲۴<sup>۵</sup> – ۲۴<sup>۵</sup> (Eftekharnejad, 1981) است که در محدوده عی نفوذی تزریق شده در این نوار دگر گونی، ترکیبی از گرانیتوییدها و رخنمونهای کوچک مافیک که بررسی های سنگ شناسی و زمین شناسی آن به عنوان حلقه ای از زنجیر مطالعاتی زون سنندج – سیرجان (SSZ در شکل ۱) و پیوند دهنده مطالعات پیشین روی توده های نفوذی بروجرد و همدان می باشد (گودرزی، ۱۳۷۴؛ صادقیان، ۱۳۷۴؛ سپاهی گرو، ۱۳۷۸؛ احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

یکی از مسائلی که در بررسی های صحرایی منطقه جالب و مهم به نظر می رسد، حضور بیگانهسنگ های متاپلیتی و انکلاو های ماگمایی بااشکال و ابعاد متفاوت و ویژگی های ظاهری متمایز نسبت به هم و نسبت به میزبان، با توزیع فضایی خاص و به طور تقریبی سامان مند است. لزوم بررسی انکلاو ها به عنوان ابزاری در بررسی نحوه زایش و تحول مذاب های گرانیتی و در کل، مطالعه تاریخچه تحولی سنگ میزبان بسیار حیاتی است. حضور انکلاو ها سال هاقبل برای اولین بار توسط (1793) Hutton مورد توجه قرار گرفت و (1893) Lacroix مسیر این پژوهش را بر روی دیگران گشود و ژان دیدیه و برنارد باربارین در طی سال های بعد با انجام فعالیت های پی درپی در این زمینه، خود را به عنوان متخصصان جهانی انکلاو مطرح نمودند. بدین تر تیب و با وجود اهمیت مسئله و مطالعات گستر ده انجام شده و در حال انجام، نباید از کنار انکلاوهای منطقه به راحتی گذشت و به همین دلیل سعی شد از جنبه های مختلف و در حدامکان به بررسی منش آین اینکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگ های دگر گونی پر داخته شود.

## ۲- معرفی واحدهای آذرین نفوذی منطقه

بر الماس مشاهداتها طلحالیی و بررسی های میکروسکوپی مجموعه نفوذی ملایر را

به سه بخش: ۱- گرانودیوریتی ؛ ۲- مونزو- سینوگرانیتی؛ ۳- دیوریتی تا گابرو-دیوریتی میتوان تقسیم کرد (شکل۱).

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 آلانیت داشته که نسبت حجمی هریک در نمونههای مختلف اندکی متفاوت است. آندالوزیت و گارنت نیز در برخی از نمونههای گرانودیوریتی دیده می شوند که شاهدی بر هضم واحد دگرگونی توسط ماگما در افق جایگیری هستند. در این بخش بیوتیت یک فاز شاخص بوده و در نمونههای جهتیافته و میلونیتی، آرایش خطی ورقههای آن ظاهری ورقهای به سنگها بخشیده است.

در مشاهدات میکروسکوپی، بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل و اکسیدآهن و پلاژیو کلازها به سریسیت و مسکوویت (اندک) و زوییزیت تجزیه شدهاند. همرشدی فلدسپار با کوارتز (میرمکیت)، پرتیت، میکروپرتیت و میکرو کلین، رگههای کوارتزی دوباره تبلور یافته، محصول تغییرشکل 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 پلاژیو کلاز را درخود جمع کردهاند، در یک مجموعه بابافت دانه ای متوسط تا درشت بلور قابل مشاهده هستند(در مقیاس میکروسکوپی). میلونیتی شدن و تأثیر تنشهای پس از سردشدن در بخشهایی از گرانودیوریتهای شمال شهر سامن، بویژه در حاشیه توده قابل دیدن است. مونزو – سینو گرانیتها نسبت به بخش گرانودیوریتی، فلدسپار قلیایی(ارتو 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

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 طویل 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 (اوژیت)، آپاتیت، اسفن و زوییزیت و افزون بر این، کانیهای کدر و کلریت و سریسیت در دیوریتها و اولیوین، هورنبلند سبز، پیروکسن، کوارتز، پلاژیو کلاز، ارتوز، آپاتیت و کانی کدر در گابرو-دیوریت است (شکل d,b,a-۲). این سنگها بافت ریزدانه تا پورفیروییدی نشان میدهند و کانیها در مقطع میکروسکوپی آنها، دانهاي نيمه خودشكل هستند. نكته قابل توجه در بررسي ميكروسكو پي توده گابرو-دیوریتی، مجموعه کانی شناسی غیرمعمول، اولیوین هایی با هضم شدگی و گردشدگی مشخص و حاشیه واکنشی در تقابل با پلاژیو کلازهای غنی از کلسیم (تشکیل هورنبلند سبز و اسپینل) است (شکل e, c-۲)، که نشاندهنده حضور آنها به صورت بیگانهبلور و ناپايداري آنها در محيط است. بررسي هاي سن يابي در گستره بخش شمالي زون سنندج-سيرجان نشان داده است که رخنمونهای مافيک سن بيشتری نسبت تودههای فلسيک مجاور خود دارند (برای مثال: Valizadeh & Cantagral, 1975; Mazhari, 2008) و توده مافیک یاد شده و دایکهای دولریتی مجاور آن نیز احتمالا" همانند وضعیت تودههای مافیک در مناطق مجاور در گستره زون سنندج-سیرجان (همانند گرانیتویید بويين- مياندشت: وليزاده و قاسمي، ١٣٧٢؛ باتوليت الوند: سپاهي گرو، ١٣٧٨؛ گابروي 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 تکوین ماگمای مافیک (نیمه متبلور) و جایگزینی نهایی آن است. حضور اولیوین های هضم شده در یک مجموعه کانی شناسی نامتجانس و مشاهده کانی های کدر (شکل e,f-۲)در امتداد تر کهای سطح اولیوین و آپاتیتهاسوزنی 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 سريع و همچنين صعود ناگهانی يک مجموعه هيبريد است (;D'Lemos, 1996 Yashikara & Yamawaki, 1999; Kumar, 1995; Kumar & Rino, 2000) كه اين مورد هیچ گونه تناقضی با سن جایگزینی تودههای مافیک و فلسیک نداشته و افزون بر این شاهدی بر نقش ماگمای مافیک در تشکیل گرانیتهای منطقه است و بهترین تحليل براي نحوه تشكيل اين توده تقابل بين حجم بالايي از مذاب مافيك نيمه متبلور در حال صعود با حجم ناچیزی از مذاب گرانیتی است(که خود محصول ذوب نهشته ها و سنگ های پوسته ای مسیر صعود ماگمای مافیک هستند).

ر گههای آپلیتی، پگماتیتی، کوارتزی و کوارتز – تورمالیندار به فراوانی و با ستبراهای متنوع، از یک سانتی متر تا نزدیک به یک متر در هر سه بخش دیده شده است.

## ۳- انکلاوهای ماگمایی و بیگانهسنگهای متاپلیتی

انکلاوهای ماگمایی بر اساس مطالعات کانیشناسی و شیمیایی، شکل، رنگ، بافت به دو نوع ریزدانه مافیک (با ترکیب کانیشناختی دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزونیت و کوارتزمونزونیت) و فلسیک (گرانودیوریت، سینو گرانیت) تقسیم شدهاند و وجه تمایز آنها از بیگانهسنگهای متاپلیتی، بافت هورنفلسی و غیرماگمایی بیگانهسنگها و حضور برخی کانیهای خاص رخسارههای دگرگونی در بیگانهسنگها است.

## 3- 1.انکلاوهای ماگمایی فلسیک

از لحاظ مجموعه های کانی شناسی، انکلاوهای ماگمایی فلسیک با میزبان خود هماهنگ بوده و کانی های لوجود لا آنها شامل کوار تز، پلاژیو کلاز، فلدسپار قلیایی، بیو تیت، آپاتیت،

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، باز تاب وضعیت یاد شده در مقیاسی بزرگ تر است. ۳ – ۲. انگلاوهای ریزدانه مافیک

انکلاوها از لحاظ کانی های اصلی، تفاوت زیادی با میزبان خود نداشته و تنها نسبت حجمي متفاوتي از كاني هاي ميزبان را در خود جاي دادهاند (Barbarin et al., 1989). كوارتز، پلاژيوكلاز، فلدسپار قليايي (ارتوكلاز-ميكروكلين)، بيوتيت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، کانی کدر در قالب مجموعههای دیوریتی، کوارتز دیوریتی، مونزودیوریتی و کوارتزمونزودیوریتی 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 کانی ها افزوده می شود. سوزن های آپاتیت به صورت میانبار در بیوتیت و فلدسپارها به فراوانی دیده می شوند و افزون بر آنها کانی های خود شکل و مستقل آپاتیت نیز در متن سنگ حضور دارند. فاز فرعی دیگری که به صورت میانبار، بیشتر در بیوتیتها دیده شده، زیر کن است. ساختار پویکیلیتیک، بافت میرمکیتی و حضور پرتیت، میکروپرتیت و کوارتزهای رگچهای تجدید تبلور یافته، در آنها قابل تشخیص است. در بیشتر نمونههای انکلاوها، دگرسانیهای پتاسیک و سديك همگام با ميزبان صورت پذيرفته است و تشكيل بيوتيتهاي ثانوي، كلريت، سریسیت، اسفن، اکسیدهای آهن و روتیل به وقوع این نوع دگرسانیها در کانیهای اوليه مانند هورنبلند سبز، بيوتيت، پلاژيو كلاز و ارتو كلاز و رهايي Na, K, Ca, Fe, Mg و انتقال برخی از آنها (عناصر متحر ک) به وسیله سیال های ماگمایی یا جوی مربوط است. ۳-۳. بیگانهسنگهای متاپلیتی

این بیگانهسنگها ویژگیهای کانیشناسی و بافتی یکنواختی داشته و تفاوتهای موجود، به تنوع کانیهای دگرگونی در آنها مربوط است. بیگانهسنگهای 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، پلاژیو کلاز، 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 بیگانهسنگها، فلدسپاری و سرشار از میکا هستند.

## ۴- بحث ۴-1. مشاهدات صحرایی و بررسیهای آزمایشگاهی

همان طور که بیان شد، سنگشناسی چیره، در میان رخنمون های توده های آذرین نفوذی ملایر، گرانو دیوریت ها و مونز و - سینو گرانیت ها هستند. گستره رخنمون های گرانو دیوریتی نسبت به مونز و - سینو گرانیت ها و سیم تر بوده و افزون بر این واحد ها سنگ های تونالیتی به طور موضعی و به صورت سری های تحولی بدون هیچ گونه مرز مشخصی در کنار گرانو دیوریت ها حضور دارند. بدون شک مهم ترین واحد های آذرین منطقه یاد شده، توده گابرو - دیوریتی ارگس سفلی است زیرا تنها توده مافیک منطقه مورد مطالعه بوده و مهم ترین شاهد برای حضور ماگمای گوشته ای در جریان تحولات ماگمایی منطقه است که همان طور که پیش تر بیان شد با توجه به وضعیت بافتی، کانی شناسی و شواهد محرایی همچون حضور دایک های دولریتی و لامپروفیری در پیرامون آن، به نظر می رسد پدیده آمیختگی بین ماگمای مافیک و فلسیک در تشکیل آن نقش داشته است. گرانو دیوریت ها و مونز و - سینو گرانیت ها بر خلاف توده گابرو - دیوریتی و دیوریت ها دارای انکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگهای دگرگونی بوده و فراوانی، اندازه، شکل

و نحوه پراکندگی 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 کانی شناسی و بافتی(ریز ساختاری)، شکل و توزیع مکانی آنها در توده، وضعیت شیمیایی (در مورد انکلاوهای ماگمایی)، بررسی شده است. - بررسیهای صحرایی

باانجام بررسىهاي صحرايي سامان مندو ثبت اطلاعات مربوط به انكلاوها وبيكانه سنك ها و ایجاد شبکه نمو نهبر داری بر ای ر خنمون های قابل دستر سی(به منظور مقایسه فر او انی نسبی انكلاوهادر رخنمون هاى مختلف و رسم نقشه پراكند كى نمو نه بر دارى ها)، تهيه تعداد كافي مقاطع ناز ک 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). بررسي ها نشان دادهاند که رخنمون هاي گرانو ديو ريتي از لحاظ فراواني نسبي انکلاو هاي ماگمایی و بیگانهسنگهای هورنفلسی بر مونزو- 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 میزبان نشان میدهند، شکل خاصی ندارند و در حاشیه بخش های گرانو دیوریتی و مونز و-سینو گرانیتی بیشتر دیده میشوند، اما برخلاف آنها، انکلاوهای ریزدانه مافیک، رنگ تیرهتر، بافت ریزدانه تر، نسبت مدال کانی های مافیک بالاتر و شیمی متفاوتی نسبت به میزبان داشته و در بخشهای حاشیهای تا درونی تر میزبانهای گرانودیوریتی و مونزو-سینو گرانیتی حضور دارند. با توجه به مرز مشخصی که انکلاوهای ریزدانه مافیک و میزبان را از هم جدا مینماید(در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی) می توان به این نتیجه رسید که ماگمای منشأ انكلاوهاي ماگمايي مافيك از لحاظ گرانروي با ماگماي ميزبان تفاوت قابل توجهي داشته است. این انکلاوها برخلاف انکلاوهای فلسیک، اشکال متنوع کروی، بیضوی، عدسیشکل دارند که این عدسیها در بخشهای حاشیهای توده نسبت به بخشهای درونی تر آن طویل شدگی کمتری داشته و نسبت محور طولی ظاهری به محور عرضی ظاهری آنها از ۵ تجاوز نمی کند (Aspect Axial Ratio<5). بیگانهسنگ های متاپلیتی در بخش های حاشیهای، به فراوانی یافت می شوند و بیشتر فاقد شکل مشخصی بوده و گاه به صورت عدسیهای طویل شده در امتداد محور طولی ظاهری خود (بررسیهای یاد شده در دو بعد صورت گرفته است) با نسبت طویل شدگی، ظاهری بیش از ۱۰ (Aspet Axial Ratio>10) و طول نزدیک به نیممتر (و حتی بیشتر) دیده می شوند، اما در بخشهای درونی تر توده از فراوانی آنها به شدت کم می شود و در واقع به ندرت حضور دارند(جدول ۱، شکل ۳). منطقه اصلی تمرکزانکلاوهای 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 واحدهاي دگرگوني مجاور توسط ماگماي توده نفوذي ميزبان هستند نيز ديده شدهاند (شکلa-۴) و با حرکت به بخش های مرکزی تر توده از فراوانی آنها کاسته می شود. -بررسیهای آزمایشگاهی

**مطالعه میکروسکوپی:** با توجه به مشاهدات صحرایی و شواهد ریز ساختاری برای توجیه 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 میزبانهایی وجود دارند که تحت تأثیر تنشهای زمین ساختی قرار گرفته اند، تا حدودی د گرریخت شده و بر گوار گی ظریفی نشان می دهند و محور طولی طویل شدگی آنها و امتداد بر گوار گی سنگ میزبان هم جهت است. برر سی مقاطع میکرو سکوپی تهیه شده از این بیگانه سنگها با شواهدی همچون حضور کوار تز های دوباره تبلور یافته با خاموشی موجی، خرد شدگی مشخص در حاشیه بلورهای کوار تز و فلاسیا که کارت از نشار کالد سیار (میکرو کلین) بیانگر وقوع تنش در حالت جامد بر این

مجموعه (بیگانهسنگ و میزبان) و نشانه طویل شدگی مرتبط با تنش های پس از انجماد است. – عدم مشاهده جهت یافتگی های مرتبط با تنش های پس از سرد شدن در بیگانهسنگ هورنفلسی و سنگ میزبان آنها (نبود شواهد ایجاد تغییر شکل پلاستیک و دگر شکلی حالت جامد) در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی، همراه با نسبت ظاهری بالای آنها در حاشیه های توده و بویژه در محل تماس با واحدهای دگر گونی را می توان به جریان ماگمایی قوی در محل تماس مذاب گرانیتی با سنگهای دگر گونی و عدم مشاهده جهت یافتگی های موجود در سنگ دگر گونی منشأ را در آنها، می توان به بین رفتن ساختارهای یاد شده تحت تأثیر حرارت ماگمای میزبان نسبت داد.

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

- انکلاوهایی که در سنگهای میزبان جهت یافته و دگرریخت حضور دارند و طویل شدگی اندکی در جهت بر گوارگی میزبان 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، ماکل مشبک (تارتن) در میکروکلین، همرشدی میرمکیتی در پلاژیوکلازها و تغییر شکل پلاستیک در هورنبلند سبز و بیوتیت (مثلا" حالت خمشدگی (Kinking) یا کینگ باند (شکل ۱۰۵-۱۰،kijie،dic) بیانگر عملکرد تنش بر مجموعه انکلاو- میزبان و عامل ایجاد تغییر شکل در ابعاد ماکروسکوپی(طویل شدگی) در انکلاوها همگام با ایجاد بر گوار گی در سنگ میزبان است (c-۴). مشاهده شواهد تغییر شکل پلاستیک در انکلاوهای طویل شدهای که در مقیاس میکروسکوپی شواهد جریان ماگمایی را نشان میدهند (فلدسپارهایی با آرایش خطی و ماکل میکروکلین و کوارتزهای طویل شده با خاموشی موجی و حاشیههای خرد شده) و در میزبان جهت یافته حضور دارند (e،c-۴) را می توان به تحمیل تغییر شکل حالت جامد بر جریان ماگمایی نسبت داد که در مشاهدات صحرایی و در سنگ میزبان خود را به صورت برگوارگی(فولیاسیون) و در انکلاو (مقیاس ماکروسکوپی) به صورت حاشیههای دندانهای نشان میدهد (Vernon, 2000). وجود رگههای کوارتزی و کوارتزهای طویل 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 (شکلe-e). ۲- اشکال کروی، بیضوی، دو کی دیده شده در انکلاوهای ریزدانه مافیک در میزبانی که فاقد هر گونه جهت یافتگی و یا شواهد تأثیر تنش بر مجموعه انکلاو – میزبان در ابعاد نمونه دستی و رخنمون صحرایی هستند(شکل۴-b) و علائم تغییر شکل پلاستیک حالت جامد در مقیاس بررسی های میکروسکوپی در آنها دیده نمی شود به جریان ماگمایی و تقابل دو مذاب با ماهیت شیمیایی و رئولوژیکی متفاوت نسبت داده شده است. به عقیده بسياري از محققان (Silva et al., 2000; Kumar & Rino, 2000; Vernon, 2000) جهتیافتگی مشخص کانیهایی مثل بیوتیت و پلاژیوکلاز و چرخش، جدایش و کندهشدن برخی درشت بلورهای میزبان (پلاژیوکلاز) در مرز انکلاو– میزبان به حضور انکلاو و میزبان به صورت مذاب یا نیمه جامد در کنار هم و در واقع به حضور انکلاوها به صورت بستهها یا گلبولهایی از ماگمای مافیک درون ماگمای فلسیک ميزبان اشاره مي كند (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 میزبان در منطقه مرزی و رشد پوششی کانیهای سازندهانکلاو در کنار هم، شواهد جریان ماگمایی بوده (شکل ۵-i, h, f, g, b, a) و

وجود مرز مشخص و قدر تمند 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 تأثیر گذار بوده و می توان عواملی همانند مدت زمان همزیستی بین قطعات منشأ بیگانهسنگها با ماگمای میزبان و اختلاف دمایی بین بستهها یا گلولههای ماگمای مافیک با مذاب فلسیک و وضعیت رئولوژیکی ماگمای هیبرید را نیز به آنها اضافه نمود.

**شیمی انگلاوهای ماگمایی و سنگ میزبان:** بررسی نتایج تجزیه شیمیایی و نمودارهای رسم شده بر اساس آنها نشاندهنده (نتیجه تجزیه XRF نمونهها در جدول۲) تمایز مشخص بین روندهای مشاهده شده از انکلاوهای ماگمایی مافیک و سنگهای میزبان و شباهتهای عمده بین انکلاوهای فلسیک و میزبان است.مقادیر بالاتر اکسیدهای در انکلاوهای مافیک نسبت به میزبان و مقادیر FeO<sub>(1)</sub>, MgO, CaO, MnO, TiO<sub>2</sub> بالاتر SiO\_2 در میزبانها و همسان بودن تقریبی مقادیر اکسیدهای K2O و Na2O و بیشتر عناصر کمیاب بین میزبان و انکلاوهای ماگمایی، با توجه به روندهای خطی دیده شده در الگوی تغییرات اکسیدهای FeO<sub>(1)</sub>, MgO, CaO و پراکندگی اکسیدهای K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O در نمودارهای هار کر و همچنین شباهت الگوی نمودار عنکبوتی آنها به ترتیب به وقوع پدیده آمیختگی ماگمایی و همگن شدگی 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 SiO<sub>2</sub> و SiO<sub>2</sub> 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 <sub>2</sub>SiO، نشانهای برای منشأ مافیک انکلاوهای ماگمایی یاد شده است (برای مثال:Kumar & Rino, 2006). از جمله تفاوتهای بین انکلاوهای مافیک و فلسیک، ماهیت متاآلومین و کلسیمی-قلیایی تا کلسیمی انکلاوهای مافیک در مقابل ماهیت پرآلومین انکلاوهای فلسیک است (شکل۷ و۸). بیشتر نمونههای سنگهای میزبان کلسیمی- قلیایی پتاسیم بالا بوده و بجز دو نمونه که در محدوده پر آلومین قرار گرفتهاند، بقیه نمونهها متاآلومین 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 تقابـل ماگمای گوشتهای و مذاب پوستهای هستند (Arslan & Aslan, 2005; Bonin, 1990).

هماهنگی الگوی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی(شکل ۹) در انکلاوهای فلسیک و روند تغییرات مشاهده شده در سنگهای میزبان در برابر روند صعودی SiO<sub>2</sub> 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: 2005.dom).

## ۵- نتیجهگیری

- برمبنای مطالعات صحرایی و بررسی شکل، پراکندگی مکانی، فراوانی انکلاوهای ماگمایی و بیگانهسنگهای دگرگونی مشخص شد که با حرکت از رخنمونهای حاشیهای به سمت بخشهای درونی تر توده از فراوانی، ابعاد، طویل شدگی و تنوع آنها کاسته می شود. کاهش چشمگیر تعداد و ابعاد آنها در بخشهای درونی توده را می توان به جهت افت حرارتی ماده مذاب از حاشیه به مرکز و در نتیجه تأثیر حرارتی طولانی تر 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. طویل شدگی در بخشهای حاشیه ای محصول عملکرد نیروهای زمین ساختی و

در حال سرد شدن است. وجود شواهد ماکروسکوپی (شکل انکلاو) و ریزساختاری جریان ماگمایی در انکلاوها همراه با تغییر شکلهای پلاستیک حالت جامد بیانگر عملکرد تنش های زمین ساختی در حضور ماده مذاب و یا پیش از انجماد کامل است. - اشکال کروی، بیضوی و دو کی شکل انکلاوهای ماگمایی مافیک با شواهد مشخص جريان ماگمايي در مقياس ميكر وسكو پي وريخت شناسي مرز انكلاو –ميزبان در مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی در کنار تفاوتهای کانی شناختی و ژئوشیمیایی مطرح شده مى تواند نتيجه حضور اين انكلاوها به صورت بسته هاى ماگمايي مافيك تر نسبت به ماگمای میزبان، در آن باشد و نشانهای بر آمیختگی ماگماهای فلسیک و مافیک است. - با توجه به شواهد موجود بیگانهسنگهای متاپلیتی سرشار از میکا و فلدسپار محصول هضم واحدهای شیستی و هورنفلسی مسیر تزریق و صعود مذاب گرانیتی بوده اما بیشتر بيگانەسنىڭ ھا فاقد جھت يافتىكى ھاي(شىستو زيتە) مشاھدە شدە در سنىڭ ھاي دگر گونى ناحیهای منطقه و منشأ احتمالی خود هستند که این موضوع را می توان به تأثیر حرارتی ماگمای میزبان بر قطعات سنگهای دگر گونی فروافتاده و در بر گرفته شده توسط آن نسبت داد. حضور این بیگانهسنگها و بیگانهبلورهایی که محصول ذوب شدن و هضم پیشرفته آنها هستند، بیانگر جایگزینی مذاب گرانیتی در ترازهای بالای پوستهای است. - حضور انکلاوهای ماگمایی فلسیک با ترکیب کانی شناختی مشابه میزبان و روندهای ژئوشیمیایی مشابه با آن در بخش های 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 فلسیک و مافیک (افزون بر وجود دایکهای دولریتی و لامپروفیری و توده گابرو- دیوریتی) و بیگانهسنگهای هورنفلسی در تودهای نفوذی گرانیتی مجموعه نفوذی ملایر به ترتیب نشانه حاشیههای فلسیکتر توده نسبت به بخشهای مرکزیتر، نقش مذاب مافیک گوشتهای در تشکیل ماگمای گرانیتی و ژرفای جایگزینی کم مذاب گرانیتی است.



شکل۱- نقشه پراکندگی انکلاوهای ماگمایی و بیگانهسنگهای دگرگونی در واحدهای گرانیتی منطقه ملایر. ستارههای توپر: حضور انکلاوهای ماگمایی و یا بیگانهسنگ هورنفلسی. ستارههای توخالی: عدم مشاهده انکلاو ماگمایی در رخنمون (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ ملایر، تهیه شده در سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور با اندکی تغییر)



جدول۱- کمترین و بیشترین نسبت طول ظاهری به عرض ظاهری، بالاترین و پایین ترین میزان اندازه گیری 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

جدول۲- نتایج تجزیه شیمیایی (XRF) انکلاوها و میزبان گرانیتوییدی آنها (عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب ppm)

	انکلاوهای مافیک									مىزيانھا				
	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,	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub>	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
$P_2O_5$	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
Та	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 Th	1	6	6	6	6	6	6	6	2	6	6	6	6	6
n n	14.05	25	10	21	0	15	0	2	0.34	14	19	24	20	21
Sc	3	2	3	3	2	3	4	3	2	3	3	2	3	2

www.SID.ir



ادامه جدول ۲

ه از شواهد صحرایی و زیر ساختاری در تغیین منشا انجا و فاق مادم یی و پیداده سخت ای
--

KF	KF OL
PL.	Contraction of the second seco
KF	

شکل ۲-۵ ، b) تصویری از مجموعه کانی شناسی توده گابرو-دیوریتی که افزون بر اولیوین های تحلیل رفته، ار توکلاز و پلاژیو کلاز و کوار تز نیز قابل مشاهده اند، c) تصویری از حاشیه واکنشی کانی اولیوین، d) تصویری دیگر از نمونه یاد شده و مشاهده فلدسپار قلیایی در شت بلور (لازم به یاد آوری است که به منظور تشخیص درست پلاژیو کلاز و فلدسپار قلیایی از هم و پرهیز از اشتباهات احتمالی از روش رنگ آمیزی استفاده شده است)، e) تصویری دیگر از حاشیه واکنشی اولیوین(نور عادی)، f) تشکیل کانی های کدر در تر کهای سطح اولیوین.



شکل<sup>۴</sup> وضعیت تعدادی از انکلاوها و بیگانهسنگها در مشاهدات صحرایی. a) بیگانه بلور(زینو کریست) آندالوزیت (And) در گرانیتی که شیستهای آندالوزیتدار مسیر صعود خود را هضم نموده است (بقایای برگوارگی شیستهای یاد شده در سنگ میزبان بیگانهسنگها دیده شده است)، b) انکلاو ماگمایی مافیک دو کی شکل (En) در میزبانی که جهت یافتگی نشان نمی دهد، c) انکلاو ماگمایی مافیک دو کی شکل با طویل شدگی مشخص (ENS) در میزبانی دگرریخت، d) انکلاو ماگمایی فلسیک (En)، e) انکلاو ماگمایی مافیک طویل شده و انحنا یافته در میزبانی کاملاً جهتیافته (Ens)، f) بیگانهسنگهای به شدت جهتیافته در جهت برگوارگی میزبان (SA).

	sta se								انكلاوهاي		
	سنک میزبان								فلسيك		
	G-1	G-33b	G-22	GX-40	X-22	G-33a	G-5	F1	F2		
SiO <sub>2</sub>	62.76	68.23	57.76	64.68	60.39	59.07	63.22	64.2	62.3		
$Al_2O_3$	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 <sub>2</sub> O	4.04	3.18	0.95	2.30	3.1	2.12	2.03	3.3	3.3		
K <sub>2</sub> O	1.64	2.46	6.18	3.64	2.4	2.23	3.28	2.2	2.7		
TiO <sub>2</sub>	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		
$P_2O_5$	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		
Та	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		
Мо	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				



ملکا جدول۱ معادین ترسیمی مقادیر جدول۱



1. Joiook

شکل۵- تصاویری از مقاطع ناز ک 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 پلاژیو کلاز در مرز انکلاو و میزبان، معیاری برای وقوع جریان ماگمایی، c) ماکل تارتن در میکرو کلین، در سنگ میزبان تکتونیزه، b) کینگ باند در بیوتیت انکلاو نشانهی تغییر شکل حالت جامد است، c) کوار تزهای دوباره تبلور یافته و طویل شده و تشکیل ماکل میکرو کلین در فلدسپار در مجموعه ای که تحت تأثیر تغییر شکل حالت جامد قرار گرفته است، g · f) مرز انکلاو و میزبان (بالای مرز، محدوده میزبان است)، که جهتیافتگی مشخص در شت بلورهای فلدسپار در میزبان بیان گر جهت جریان ماگمایی و حضور انکلاو و میزبان در حالت نیمه مذاب در کنار یکدیگر است، h) رشد پوششی کانی های انکلاو روی هم و روی سطح در شت بلور پلاژیو کلاز نیزنشانه جریان ماگمایی است، i) تصویری دیگر از انکلاو ماگمایی مافیک و میزبان فلسیک، j, K, K, L در شدگی و کاهش ابعاد بلوری و تبلور دوباره در حاشیه فلدسپارها، همراه با تشکیل ماکل تر در میکرو کلین در اثر عملکرد تنش بر آنها.



شکل۶- نمودار روند تغییرات عناصر کمیاب یاد شده با افزایش SiO<sub>2</sub> (علائم : انکلاوهای مافیک (دایره توپر) و انکلاوهای فلسیک (حلقه ستبر) و میزبانها (حلقه نازک))



شکل۷– 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 پر آلومین قرار گرفتهاند. این انکلاوها که مربوط به سقف و حاشیه توده هستند، ماهیت فلسیک و پر آلومین دارند.



شکل۸- ماهیت کلسیمی- قلیایی نمونههای میزبان و پراکندگی بالاتر انکلاوهای مافیک براساس شاخص MALI = CaO - Na,O+K,O (Frost, 2001) SiO (Frost, 2001)

www.SID.ir



## کتابنگاری

احمدی خلجی، ۱، ۱۳۸۵- پترولوژی توده گرانیتوییدی بروجرد. رساله دکتری. دانشکده علوم دانشگاه تهران. افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۰- تقسیمبندی تکتونیکی ایران با توجه به حوضههای رسوبی، مجله انجمن نفت ایران، صفحه ۱۹–۲۸. سپاهی گرو، ع. ۱.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوییدها، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران. صادقیان، م.، ۱۳۷۴- پترولوژی منگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. گودرزی، ح. ۱.، ۱۳۷۴– ماگماتیسم و متامورفیسم منطقه ملایر- بروجرد، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکاه تربیت معلم، دانشگاه تربیت معلم تهران. ولیزاده، م.، ۱۳۷۴– پتروژنز توده گرانیتوییدی بویین-میاندشت(جنوب خاوری الیگودرز). فصلنامه علومزمین، سال دوم، شماره ۷. ص

#### 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. Gelogical 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 Malanjkhand 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 radimetriques (K-Ar) et (Rb-Sr) sur les micas du complex 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, p. 411