

مطالعه توصیفی و بررسی نحوه تشکیل انواع مختلف انکلاوها

دکتر رامین صمدی

57	3-4- مقایسه انکلاوهای سورمیکاسه موجود در گرانیت‌های پست آناتکتیک گنبد وولی و گرانیت سیدویر
57	4-4- انکلاوهای سورمیکاسه موجود در سایر گرانیت‌ها
59	5- زینولیت‌ها
59	1-5- زینولیت‌های الترامافیک
61	2-5- زینولیت‌های مافیک
61	3-5- زینولیت‌های پلیتی و کوارتز - فلدسپاری
63	4-5- زینولیت‌های آهکی یا دولومیتی
64	6- معرفی برخی از انکلاوهای با فراوانی کمتر
64	1-6- انکلاوهای غنی از میکا و شلیبرن
65	2-6- ندول‌های تورمالین یا "cocardes"
68	3-6- وگنریت‌ها

۱- کلیات

۱-۱- انکلاو و ادخال

واژه انکلاو برای توصیف قطعات سنگی بیگانه موجود در داخل سنگ‌های آذرین همگن پیشنهاد گردیده است. انکلاوها در هر اندازه‌ای که باشند (به طول چند میکرون تا صدها متر) کاملاً توسط سنگ میزبانان احاطه شده‌اند. اگرچه انکلاوها معمولاً از مجموعه‌ای از کانی‌های مختلف تشکیل شده‌اند اما در مواردی ممکن است به صورت محلی فقط از یک کانی ساخته شده باشند. حتی بعضی انکلاوها نیز تنها از بلورهای منفرد تشکیل شده‌اند. در حالت اخیر مشکل می‌توان ثابت کرد که آنها انکلاو هستند. در نوشته‌های قدیمی‌تر انکلاوها را قدیمی‌تر از سنگ‌های میزبانان در نظر می‌گرفتند. اما مطالعات اخیر نشان می‌دهد که همیشه اینچنین نیست. بعضی انکلاوها از اختلاط ماگماها حاصل گردیده‌اند و با گرانیتوئیدهای دربرگیرنده شان همسن هستند.

بایستی بین واژه‌های انکلاو و انکلوزیون (ادخال) تفکیک قائل شد، بدین ترتیب که انکلاو برای توصیف قطعات سنگی در بر گرفته شده توسط یک سنگ دیگر و انکلوزیون برای توصیف ذرات کانی، مایع یا گاز در بر گرفته شده توسط بلورهای منفرد در نظر گرفته شده‌اند. این تمایز در زبان انگلیسی وجود نداشته و انکلوزیون برای هر دو حالت به کار می‌رود. خوشبختانه اکثر زمین‌شناسان انگلیسی زبان نیز در سال‌های اخیر در مقالاتشان از واژه فرانسوی انکلاو استفاده کرده‌اند.

سایر واژه‌ها به طور ضمنی به چگونگی تشکیل انکلاوها اشاره دارند. اتولیت^۱ انکلاوی است که با سنگ‌های دربرگیرنده‌اش همجنس می‌باشد درحالی‌که زینولیت^۲ انکلاوی است که از جنس سنگ‌های بیگانه می‌باشد. اتولیت و زینولیت به ترتیب معادل انکلاوهای هم منشاء و انکلاوهای غیر هم منشاء هستند که در گذشته به کار می‌رفته‌اند. زونوکریست^۳ها^۳ معرف بلورهای بیگانه و جدا شده‌ای هستند که در داخل سنگ‌های ماگمایی محبوس گردیده‌اند. اسکالیث^۴ معرف مواد برجای مانده از ذوب زینولیت‌های گرانیتی شده می‌باشد. این واژه برای تشخیص مواد برجای مانده از زینولیت‌هایی که به داخل ماگما افتاده‌اند توصیف شده است. بطور کلی اسکالیث معادل انکلاوهای چند منشائی می‌باشد که در گذشته به کار می‌رفته‌اند.

۱-۲- نامگذاری و طبقه‌بندی انکلاوها

طبقه‌بندی که در این بخش به آن اشاره می‌شود به اقتباس از طبقه‌بندی پیشنهادی دیده و باربارین (1991) می‌باشد که به صورت جدول 1 خلاصه شده است. واژه‌های زینولیت و زونوکریست باید برای توصیف قطعات بیگانه یا بلورهای جدانشده‌ای که به درون ماگماها وارد شده‌اند مورد استفاده قرار گیرند. در بیشتر موارد زینولیت‌ها به آسانی قابل تشخیص می‌باشند. غالباً زاویه‌دار بوده و با گرانیتوئیدهای میزبانان دارای کنتراست مشخصی هستند و بافت‌های آنها منعکس کننده انجام تبلور مجدد متأثر از دگرگونی مجاورتی قوی می‌باشد. بنابراین تشخیص یک زینولیت گابرویی از یک انکلاو گابرویی که حاصل تبلور مستقیم ماگما یا اختلاط ماگمایی می‌باشد آسانتر است.

1 - Autolith

2 - Xenolith

3 - Xenocryst

4 - Skialith

جدول 1- انواع مختلف انکلاوها: ماهیت و ویژگی‌های اصلی پتروگرافی آنها

خواص مشخصه	شکل	سطح تماس (کنتاکت)	ماهیت	نام	
دارای بافت و کانی‌های دگرگونی مجاورتی	زاویه دار	ناگهانی	قطعاتی از سنگ‌های دربرگیرنده	زینولیت	انکلاو
دارای حاشیه واکنشی و خورده شده	کروی	ناگهانی	بلورهای خارجی منفرد	زنوکریست	
دارای بافت دگرگونی و همچنین میکا و کانی‌های غنی از آلومینیم	عدسی شکل	مرز ناگهانی دارای پوسته بیوتیتی	بقایای ذوب (رستیت)	انکلاو سورمیکاسه	
دارای جهت یافتگی صفحه‌ای	پهن	تدریجی	انکلاو گسیخته شده	شلیبرن	
دارای بافت آذرین دانه ریز	تخم مرغی شکل	ناگهانی یا تدریجی	حاشیه دانه ریز گسیخته شده	انکلاو میکروگرانولار فلسیک	
دارای بافت آذرین دانه ریز	تخم مرغی شکل	عمدتا ناگهانی	حباب‌ها (لکه‌های) همسن با ماگما	انکلاو میکروگرانولار مافیک	
دارای بافت کومولیتی دانه درشت	تخم مرغی شکل	عمدتا تدریجی	کومولیت‌های گسیخته شده	انکلاو کومولیتی (اتولیت)	

در بیشتر موارد زینولیت‌ها غالباً در حواشی توده‌های نفوذی و خصوصاً در نزدیک سقف آنها فراوان هستند. زنوکریست‌ها هم مثل زینولیت‌ها، تبلور مجدد بخشی (ناقص) یا کاملی را نشان می‌دهند. حاشیه‌های آنها معمولاً توسط ماگما هضم شده است و به این ترتیب هرگز شکل دار نیستند. در جاهایی که زنوکریست‌ها کاملاً هضم نشده‌اند، به وسیله هاله‌های واکنشی دربر گرفته شده‌اند.

شلیپرن واژه‌ای کاملاً مرفولوژیکی بوده که انکلاوهای طولی شده و عدسی شکل دارای حاشیه‌ای تدریجی را توصیف می‌کند. شلیپرن غالباً از شکسته شدن سایر انکلاوها یا کومولیتها حاصل می‌گردد (دیدیه¹، 1973). واژه انکلاو سورمیکاسه² نوعی از انکلاوهای موجود در بسیاری از توده‌های نفوذی را توصیف می‌کند که خصوصاً در گرانیتهای آاناتکسی همراه با میگماتیتها فراوان هستند. انکلاوهای سورمیکاسه اغلب کوچک (به طول چند سانتیمتر) و عدسی شکل می‌باشند. آنها اساساً از بیوتیت تشکیل شده‌اند و غالباً حاوی مسکوویت و سایر کانی‌های غنی از آلومینیم (سیلیمانیت، آندالوزیت، کوردیریت، کزندوم، اسپینل و گارنت) نیز می‌باشند. در روی زمین انکلاوهای سورمیکاسه را می‌توان به راحتی از گرانیتهای جدا کرد، چراکه آنها واجد پوسته بیوتیتی می‌باشند.

زینولیتها، انکلاوهای شلیپرن و سورمیکاسه بجز در حواشی برخی از توده‌های نفوذی یا در بعضی از انواع گرانیتهای نظیر گرانیتهای آاناتکسی نسبتاً کمیاب هستند. اکثر انکلاوهای موجود در گرانیتهای سنگ‌های آذرین دانه‌ریزی (حدود 1 میلیمتر) می‌باشند که به عنوان انکلاوهای میکروگرانولار تعریف شده‌اند. اندازه انکلاوهای میکروگرانولار متغیر است. اگرچه اندازه بیشتر آنها از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر در نوسان است ولی ممکن است به یک یا چند متر نیز برسد. غالباً کنتاکت آنها با گرانیتهای میزبان مشخص است. جدا نمودن کامل این انکلاوها از سنگ‌های میزبان غیر ممکن می‌باشد چون آنها به طور همزمان با سنگ‌های میزبان متبلور شده و به وسیله حاشیه بیوتیتی محصور نگردیده‌اند.

انکلاوهای میکروگرانولار عمدتاً بیضوی شکلند. آنها در روی زمین گرد و تخم مرغی شکل هستند و این شکل نتیجه خصوصیات فیزیکی اولیه و چگونگی عملکرد حرکات ماگمایی می‌باشد. انکلاوهای میکروگرانولار در مقایسه با سنگ‌های میزبان خود، مافیک یا فلسیک می‌باشند. این دو نوع انکلاو دارای منشاهای کاملاً مشخصی هستند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک بوجود آمده‌اند. انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک کمیاب‌تر بوده و معرف قطعاتی از حاشیه‌های سریعا سرد شده اولیه، گسیخته شده در طی جایگزینی ماگمای گرانیتهی می‌باشند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اکثر توده‌های نفوذی گرانیتهی حضور دارند، انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک اساساً در بخش‌های فوقانی توده‌های نفوذی تراز بالا یافت می‌شوند.

انکلاوهای مافیک حاصل از گسیختگی کومولیتها در توده‌های نفوذی گرانیتهی نیز متداول می‌باشند. این انکلاوهای کومولیتی مافیک‌تر بوده و نسبت به گرانیتهای میزبان از کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه غنی‌تر هستند. با این وجود آنها از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک قابل تفکیک می‌باشند. زیرا از بلورهایی به بزرگی بلورهای سنگ‌های میزبان خود تشکیل شده‌اند و بافت‌های کومولیتی نشان می‌دهند. این انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نیز می‌توانند زینولیتها یا سایر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک را دربرگیرند و انکلاوهای مرکبی را تشکیل دهند.

از آنجاییکه هر سه واژه انکلاوهای میکروگرانولار، میکروگرانیتهی یا ماگمایی، صحیح هستند ما در این مبحث از اصطلاح انکلاوهای میکروگرانولار مافیک³ (MME) استفاده می‌کنیم.

تشخیص نوع انکلاوها به یک مطالعه تفصیلی نیاز دارد که شامل موارد زیر می‌شود:

- مطالعات صحرایی به منظور تعیین انواع مختلف انکلاوها، بررسی توزیع، اندازه و شکل آنها.

¹ - Didier

² - Surticaceous enclave

³ - Mafic microgranular enclave

- مطالعه پتروگرافی و کانی‌شناسی به منظور تشخیص و متمایز نمودن مجموعه‌های کانی‌شناسی اولیه از آن دسته مجموعه‌های کانی‌شناسی که توسط واکنش با مذاب یا توسط فرایندهای قهقرایی بوجود آمده‌اند.
- داده‌های ژئوشیمیایی که با استفاده از آنها می‌توان رستیت‌ها را از قطعات سنگی که از لحاظ شیمیایی تعدیل نیافته‌اند، تشخیص داد.
- سرانجام اینکه در صورت امکان، باید تعادل (یا عدم تعادل) شیمیایی صورت گرفته بین کانی‌ها را مورد بررسی و ارزیابی قرار داد.

۱-۳- ارتباط انکلاوها با سنگ منشأ گرانیتی

در جدول 2 پراکندگی انواع اصلی انکلاوها در انواع مختلف گرانیتوئیدها به نمایش گذاشته شده است. زینولیت‌ها و انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک دارای پراکندگی مشابهی هستند و در توده‌های نفوذی با هر طبیعت پتروگرافی مشاهده می‌شوند ولی آنها را هیچگاه در گرانیتوئیدهای برج (اتوکتون) که با میگماتیت‌ها در ارتباط هستند نمی‌توان مشاهده نمود. بنابراین می‌توان گفت که این انکلاوها عبارت از مشخص دارنده‌ها و ویژگی‌های جایگزینی توده نفوذی می‌باشند. این فرایندها سبب شده‌اند که تکه‌ها و قطعاتی از سنگ دربرگیرنده و گاهی نیز قطعاتی از رخساره‌های پیش‌رس متبلور شده که به وسیله یورش‌های متعاقب ماگمایی شکسته و قطعه قطعه شده‌اند در درون ماگما قرار گیرند.

جدول 2- پراکندگی انواع اصلی انکلاوها در گرانیتوئیدها (علامت + معرف حضور و علامت - معرف عدم حضور است)

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک	انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک	انکلاوهای سورمیکاسه	زینولیت‌ها	
+	+	-	+	گرانیت‌های آلکالن
+	+	-	+	سینیت‌ها
+	+	-	+	سینیت‌های نفلین‌دار
+	+	+	+	گرانودیوریت‌ها
+	+	+	+	مونزونیت‌ها
-	+	+	+	لوکوگرانیت‌ها
-	-	+	-	گرانیت‌های میگماتیتهی برج

انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیت‌های برج و در لوکوگرانیت‌های نفوذی کلیه سنگ‌هایی که منشأ آناتکتیک آنها عموماً مورد پذیرش قرار گرفته است حضور دارند. از طرف دیگر در گرانیت‌های آلکالن و سینیت‌های نفلینی یعنی در سنگ‌هایی که تصور می‌شود ماگماهای آنها دارای منشأ گوشته‌ای هستند غایب می‌باشند. این مطالب موید آن هستند که این دسته از انکلاوها عبارت از باقیمانده‌های پوسته‌ای می‌باشند.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک برعکس مورد فوق در گرانیتوئیدهای صرفاً پوسته‌ای از قبیل گرانیت‌های برج‌مانده و لوکوگرانیت‌ها غایب هستند ولی در عوض در سنگ‌هایی با منشأ گوشته‌ای از قبیل گرانیت‌های آلکالن،

سینیت‌های آلکالن و سینیت‌های نفلینی حاضر می‌باشند. این پراکندگی و انتشار ما را بر آن می‌دارد که آنها را به منزله نقطه عطف و نشانه‌ای از مشارکت گوشته‌ای تصور نماییم.

در سال‌های اخیر با بررسی ویژگی‌های فابریکی انکلاوها و مقایسه آنها با سنگ میزبان نیز اطلاعاتی در ارتباط با سنگ منشاء گرانیتی بدست آمده است. به عنوان مثال مطالعات ساختاری که بر روی انکلاوهای متاسدیمتری Yabba Adamellite در شمال شرق Victoria در نوارچین خورده لاخلان انجام شده است (Fleming, 1996) نشان می‌دهد که این انکلاوها حداقل چهار فاز تغییر شکل را متحمل شده‌اند، درحالی‌که متاسدیمنت‌های سنگ دربرگیرنده که در منطقه رخنمون دارند تنها یک فاز تغییر شکل ضعیف را نشان می‌دهند که هیچ ارتباطی با تغییر شکل‌های موجود در انکلاوها ندارد. از آنجاییکه درحین نفوذ توده، تغییر شکل فوق در سنگ‌های دربرگیرنده از قبل موجود بوده است بنابراین بایستی انکلاوها قبل از اینکه به درون سنگ‌های دربرگیرنده نفوذ کرده باشند، چنین تغییر شکل‌هایی را متحمل شده باشند. شواهد فوق نشان می‌دهند که سن پروتولیت بیشتر از سنگ‌های دربرگیرنده بوده و یا اینکه از لحاظ سنی مشابهند ولی پروتولیت متحمل تغییر شکل بیشتری شده است. از سوی دیگر مشخص شده است که در بخش غربی Yabba Adamellite مجموعه‌های دگرگونی درجه بالایی وجود دارند که از لحاظ ساختاری بسیار شبیه به سنگ‌های دربرگیرنده توده فوق‌الذکر بوده و تمامی فازهای تغییر شکل یافته موجود در انکلاوها در این مجموعه دگرگونی نیز دیده می‌شود (Fleming et al. 1985., Camacho, 1982, Williams, 1987., Steele, 1993). تشابه ساختاری این مجموعه با انکلاوهای موجود در توده نفوذی Adamellite به همراه شواهد شیمیایی نشان می‌دهند که سنگ منشاء یا پروتولیت این گرانیتوئیدها دراصل همین مجموعه دگرگون شده می‌باشد.

۲- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوانترین نوع انکلاوهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانیتوئیدهای کالک آلکالن معمول بوده (Didier and Barbarin, 1991) و در بیشتر گرانیتوئیدهای کردیلرایی (e.g., Pitcher, 1983; Barbarin, 1999) از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. بیشتر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در نواحی قوس‌های قاره‌ای دیده می‌شوند ترکیب بازالتی تا آندزیتی دارند و در برخی موارد نادر نیز ویژگی‌های ایزوتوپی منشاء اولیه که یک ماگمای مشتق شده از گوشته می‌باشد را حفظ کرده‌اند (Holden et al. 1987; Metcalf et al. 1995) این انکلاوها با نام‌های مختلفی معرفی شده‌اند که از جمله آنها عبارتند از: پچ‌های تاجر یافته (concretionary patches) (Phillips, 1881)، آتولیتها (Pabst, 1928; Fershtater and Borodina, 1977)، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (Didier and Roques, 1959; Didier, 1964)، ادخال‌های مافیک (به عنوان مثال Grout, 1937; Bateman et al., 1963) و انکلاوهای میکرودیوریتی (Holden et al., 1987) یا انکلاوهای ماگمایی (Barbarin, 1988a). نکته مهم در این نامگذاری‌ها و توصیفات مربوط به تمامی آنها، تشکیل این انکلاوها بر اثر تبلور یک ماگمای داغ در درون یک ماگمای سردتر است.

۲-۱- خصوصیات انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

۲-۱-۱- رنگ، اندازه دانه‌ها و مرفولوژی

انکلاوهای MME همواره نسبت به گرانیتوئیدهای دربرگیرنده خود تیره‌تر و دانه ریزتر هستند (به عنوان مثال Phillips, 1880; Pabst, 1928; Didier, 1964, 1973). همچنین رنگ و اندازه آنها نیز از یک انکلاو به انکلاو دیگر و یا حتی بطور محلی در درون یک انکلاو نیز متفاوت است. توصیفات مربوط به بسیاری از انکلاوهای موجود در توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در سراسر جهان نشان می‌دهد که بسیاری از انواع حدواسط بین انکلاوهای

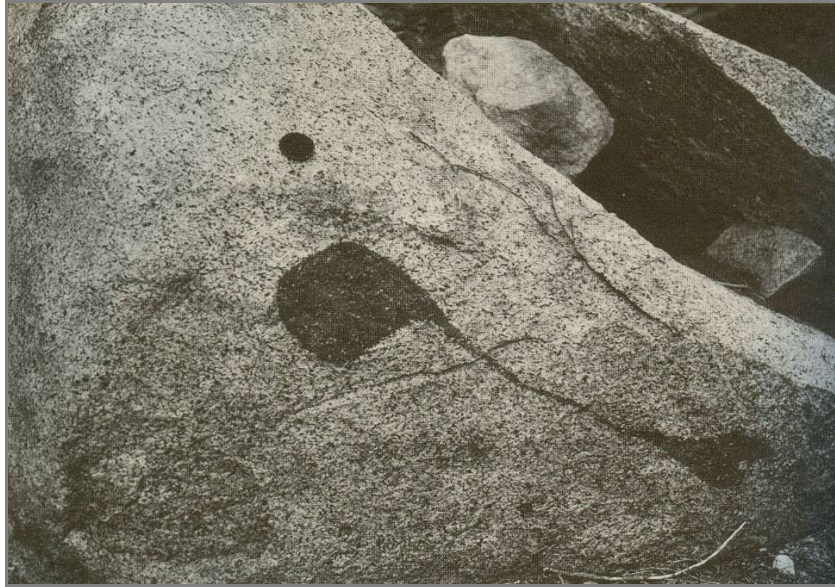
میکروگرانولار مافیک شبیه به بازالت‌ها و انواع نسبتا دانه درشت خاکستری رنگ نیز وجود دارند که با گرانیتوئیدهای میزبان خود تفاوت قابل ملاحظه‌ای ندارند.

اگرچه اشکال انکلاوهای میکروگرانولار مافیک ممکن است کاملا متغیر باشند، (به عنوان مثال Pabst, 1973; Link, 1969; Didier, 1928) اما شکل آنها به طور بارزی گرد شده و بیضوی بوده و اشکال زاویه‌دار نشان نمی‌دهند. مقاطع این انکلاوها که در سطح زمین رخنمون یافته‌اند نیز عمدتاً کروی یا بیضوی هستند، با این حال انکلاوهای کروی نسبتاً نادر هستند. مورفولوژی انکلاوها تا حد زیادی از ساختمان گرانیتوئیدهای میزبان متأثر است (e.g. Pabst, 1928; Balk, 1937): همواره بین شکل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و نوع و شدت تغییر شکل سنگ میزبان گرانیتوئیدی ارتباط تنگاتنگی وجود دارد. انکلاوهای عدسی شکل و یا آنهایی که شکلی شبیه به سیگار دارند بیانگر تغییر شکل‌های صفحه‌ای و یا خطی هستند. شکل کروی ایده آل عموماً از امولسیون یک مایع در درون مایعی دیگر حاصل می‌شود. چنانچه حباب‌های ماگمای مافیک در حین جابجایی روبه بالای ماگمای میزبان در پوسته و جایگزینی آن، تحت تاثیر استرین‌های مشابه با استرین‌های سنگ میزبان خود قرار بگیرند، از روی نسبت ابعاد MME می‌توان برای مشخص نمودن الیپسوئید استرین و نوع و شدت تغییر شکل در گرانیتوئید میزبان استفاده نمود. البته بایستی در استفاده از این روش با احتیاط عمل نمود چراکه مورد فوق متأثر از رئولوژی بین دو ماگما نیز می‌باشد و تفاوت در رئولوژی بین دو ماگما قابل توجه بوده و ممکن است در طی تکامل ماگمای پولوتونیک معکوس شود. بطور استثنایی ممکن است انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به صورت دوکی دیده شوند، این انکلاوها نتیجه تغییر شکل شدید انکلاوهای میکروگرانولار مافیک پلاستیک و بیضوی شکل هستند که اختلاف رئولوژی بین انکلاوها و ماگمای میزبان آنها زیاد است. بنابراین مورفولوژی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک یک سری اطلاعات کیفی را در اختیار قرار می‌دهد و ممکن است در ارتباط با تغییر شکل گرانیتوئیدهای میزبان نیز اطلاعاتی ارائه نماید.

اگرچه بیشتر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک شکل گرد شده دارند، اما استثنائاً ممکن است برخی از این انکلاوها زاویه‌دار باشند. این انکلاوها از برش‌های بعدی (late shear) که گرانت میزبان ویسکوز و انکلاو میکروگرانولار نسبتاً جامد را تحت تاثیر قرار می‌دهند تشکیل می‌شوند (شکل 1). در صورتیکه انکلاو میکروگرانولار مافیک هنوز به اندازه کافی ویسکوز باشد تا بتواند دگرشکلی پلاستیک نشان دهد، برشی شدن پایانی می‌تواند به تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زنگوله‌ای شکل (dumb bell-like) (Didier, 1973)، یا انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زنگوله‌ای شکل میله‌ای (bar bell-like) با دو بخش حبابی شکل که توسط نوار طویل و نازکی به یکدیگر متصل هستند، منجر شود (شکل 2).



شکل 1- انکلاو میکروگرانولار مافیک که بر اثر برشی شدن پایانی ماگمای گرانیتوئیدی بریده شده است. دو انکلاو حاصله سطوح زاویه دار نشان می دهند. گرانیت E₁ کاپیتان، نزدیک به یوزمیت فالز، باتولیت سیرا نوادای مرکزی کالیفرنیا. (قطر درپوش دورین 5 سانتیمتر است).



شکل 2- انکلاو میکروگرانولار مافیک زنگوله‌ای شکل میله‌ای موجود در تونالیت دریاچه می (May)، نزدیک دریاچه می سری نفوذی توئولومن (Tuolumne)، باتولیت سیرا نوادای مرکزی، کالیفرنیا. (قطر درپوش دورین 5 سانتیمتر است).

2-1-2- اندازه، فراوانی و توزیع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده‌های نفوذی

اندازه این انکلاوها ممکن است به میزان قابل توجهی در توده‌های نفوذی تغییر یابد. ابعاد این انکلاوها از چند میلیمتر تا چندین متر در تغییر است. اندازه بیشتر این انکلاوها طیفی بین چند سانتیمتر تا نیم متر را در بر می‌گیرد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بزرگتر فقط در نزدیکی مجموعه‌های مافیک بزرگ، نظیر توده‌های نفوذی مافیک حضور دارند. معمولاً بسیار مشکل است که مشخص نماییم آیا چنین توده‌های مافیک بزرگی (که ممکن است اندازه آنها در مقاطع نقشه برداری شده به یک کیلومتر برسد) انکلاو هستند یا اینکه توده‌های مافیک ریشه‌دار می‌باشند (e.g. Didier, 1964; Marre, 1973; Barriere, 1977; Frost and Mahood, 1987; Barbarin, 1988a).

چنین توده‌های بزرگی از سنگ‌های مافیک بسیار کمیاب هستند. کوچکترین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک تنها از مجموعه‌ای از چند کانی تشکیل شده‌اند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در بیشتر گرانیتوئیدهای کالک آلکان حضور دارند و خصوصاً در گرانیتوئیدهای کالک آلکان حاشیه‌های قاره‌ای یا قوس‌های جزیره‌ای فراوان هستند (e.g. Sierra Nevada Batholith: Bateman, 1989; Peruvian Coastal Batholith: Pitcher et al., 1985). با این وجود اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی رخنمون‌های وسیع نشان می‌دهد که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فقط حدود یک درصد حجم توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی را به خود اختصاص می‌دهند و در توده‌های نفوذی کالک آلکان که انکلاوهای مزبور از فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند درصد حجمی آنها به دو درصد می‌رسد. فراوانی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب گرانیتوئیدهای در برگیرنده آنها نیز متناسب می‌باشد (e.g. Pabst, 1978; Bateman et al., 1963; Chappel, 1978). بطوریکه با کاهش میزان سیلیس سنگ‌های میزبان، فراوانی انکلاوها افزایش می‌یابد. از آنجاییکه بسیاری از توده‌های نفوذی به طور طبیعی دارای منطقه‌بندی (زونینگ) هستند، معمولاً انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در نزدیکی حواشی، جاییکه تیره‌ترین گرانیتوئیدهای میزبان حضور دارند، تمرکز یافته و فراوانی آنها به میزان قابل توجهی به سمت درون توده کاهش می‌یابد بطوریکه در گرانیتوئیدهای فلسیک و غنی از سیلیس بخش هسته مرکزی پلوتون ناپدید می‌شوند (به عنوان مثال توده‌های گرانیتوئیدی زونه در باتولیت سیرا نوادا: Bateman et al., 1963; Barbarin, 1989b).

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در اطراف توده‌های نفوذی مافیک بزرگ، درشت و فراوان هستند و با دور شدن از محل تماس سنگ‌های مافیک و سنگ‌های گرانیتوئیدی، اندازه و فراوانی آنها کاهش می‌یابد (e.g. Frost and Mahood, 1987, Barbarin, 1988a). بسیاری از تحقیقات بوضوح نشان می‌دهند که این انکلاوهای میکروگرانولار مافیک توسط بالشی شدن و گسیخته شدن وسیع توده‌های مافیک بزرگ تشکیل می‌شوند. در فواصل بیشتر از توده‌های نفوذی مافیک، توزیع هموزن انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده‌های نفوذی مشاهده می‌شود. این امر به دلیل حرکت روبه بالا و جایگزینی توده‌های ماگمایی گرانیتوئیدی است که باعث اختلاط و پراکندگی حباب‌های مافیک در درون ماگمای گرانیتوئیدی می‌شود. حرکت جریان ماگماهای گرانیتوئیدی باعث تمرکز انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در نزدیکی حواشی توده و همچنین در بخش‌های تیره و غنی از انکلاو گرانیتوئیدهایی می‌شوند که دارای زوناسیون هستند. این تمرکزها به صورت مجموعه‌های چند منشایی ظاهر می‌شوند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، حجمی در حدود ده درصد (و یا بیشتر) آنها را در بر گرفته و ممکن است همراه با زینولیت‌ها، انکلاوهای اتولیتی، رستیت‌ها و فنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت یا تیتانیت دیده شوند. این انکلاوها و فنوکریست‌ها در اصل اجزای جامدی بوده‌اند که در زمان حرکات جریانی توده‌های نفوذی، درون توده موجود بوده‌اند. حضور این مجموعه‌های پلی ژنتیک بصورت محلی بوده و در اصل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک یا سایر انکلاوها و فنوکریست‌هایی هستند که تحت تاثیر فرایندهای مکانیکی یا گراویتی در بخش تحتانی یا در نزدیکی حواشی مخازن ماگمایی متمرکز شده‌اند. این مجموعه‌ها تحت تاثیر فرایندهایی از قبیل فیلتر پرسینگ، بطور پیوسته به سمت مرکز توده‌های پلوتونیک مجدداً نفوذ کرده و مجموعه‌هایی شبیه به دایک را ایجاد نموده‌اند که با سنگ گرانیتوئیدی میزبان کنتاکتی کما بیش تدریجی دارد (e.g. Bateman et al., 1984; Barbarin, 1988a).

بایستی مجموعه‌های پلی ژنتیک و انواع مونوژنتیک که تنها از یک نوع انکلاو میکروگرانولار مافیک تشکیل شده‌اند تفکیک شوند (Barbarin, 1991). مجموعه‌های مونوژنتیک، حاصل از برهم کنش‌های محلی بین ماگماهای مافیک و فلسیک هستند چنین برهم کنشهایی در اطراف توده‌های نفوذی مافیک و یا در شکستگی‌های اولیه درون

توده‌های پلوتونیک رخ می‌دهند مورد دوم باعث ایجاد دایک‌هایی می‌شود که تشکیل آنها همزمان با توده پلوتونیک بوده است.

2-1-3- کنتاکت با سنگ میزبان

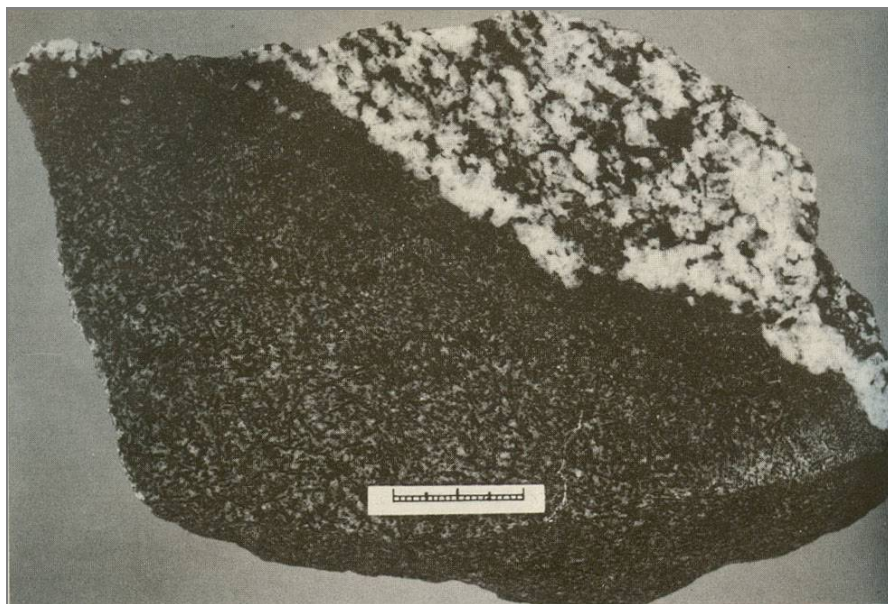
کنتاکت انکلاوها با سنگ میزبان عمدتاً مشخص و ناگهانی می‌باشد ولی به طور محلی ممکن است به صورت تدریجی نیز دیده شود. همچنین یک انکلاو ممکن است در یک طرف دارای مرز مشخص و در طرف دیگر دارای مرز تدریجی باشد (Pabst, 1928).

ممکن است در انکلاوهای میکروگرانولار و یا در سنگ میزبان گرانیتوئیدی و یا به طور استثنایی در هر دوی آنها تغییری در ترکیب شیمیایی یا اندازه دانه‌ها رخ دهد. ممکن است در سمت انکلاوهای میکروگرانولار، حاشیه‌های دانه ریز و نسبتاً تیره‌تری دیده شود که پلاژیوکلاز آنها مصرف شده و در عوض از کانی‌های مافیک غنی شده‌اند (شکل 3). این بخش‌ها ممکن است از چندین زون با اندازه دانه‌های مشخص تشکیل شده باشند. با این حال مرز بین این حاشیه‌های دانه ریز و بخش‌های مرکزی تر انکلاو مشخص بوده و حتی ضخامت این لایه‌ها نیز قابل اندازه‌گیری می‌باشد بطوریکه ضخامت این لایه‌ها از چند میلیمتر تا دو سانتیمتر در تغییر بوده و ممکن است به طور استثنایی به پنج سانتیمتر نیز برسد. در سمت گرانیتوئیدهای میزبان نیز ممکن است هاله‌های فلسیکی دیده شود که از کانی‌های مافیک تهی شده‌اند (شکل 3). اندازه دانه‌هایی که این هاله‌های فلسیک را تشکیل می‌دهند در اندازه دانه‌های تشکیل دهنده گرانیتوئید می‌باشد. ضخامت این هاله‌ها نیز از نیم سانتیمتر تا چندین سانتیمتر در تغییر بوده و ممکن است بطور استثنایی به 5 یا 6 سانتیمتر نیز برسد. ضخامت حاشیه‌های دانه ریز و هاله‌های فلسیک از یک انکلاو به انکلاو دیگر تغییر نموده و با اندازه انکلاو میکروگرانولار مافیک رابطه‌ای ندارد.

حاشیه‌های دانه ریز عموماً نشان دهنده حاشیه‌های انجماد سریع بوده و از تماس یک ماگمای مافیک داغ با یک ماگمای فلسیک سردتر حاصل می‌شوند (e.g. Wager and Bailey, 1953; Didier, 1973). بنابراین ممکن است ضخامت حاشیه‌های دانه ریز در انکلاوهای مختلف متأثر از میزان اختلاف دمایی بین انکلاوها و ماگمای گرانیتوئیدی باشد. به علت اینکه حاشیه‌های دانه ریز از کانی‌های مافیک غنی و متعاقباً از پلاژیوکلاز تهی شده‌اند و در مقابل هاله‌های فلسیک از کانی‌های فلسیک غنی و از کانی‌های مافیک تهی گردیده‌اند، از این دو حالت چنین استنباط شده است که این زون‌ها در نتیجه تبادلات شیمیایی انجام شده بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای میزبان حاصل شده‌اند (Bussy, 1987). در معادل‌های آتشفشانی گرانیتوئیدها، هاله‌های فلسیک ممکن است از ماگماهایی متبلور شده باشند که از عناصر آلکالی غنی شده‌اند این آلکالی‌ها در اصل از انکلاوها خارج شده‌اند (Bacon, 1986). در جایی که حاشیه‌های دانه ریز وجود دارند ممکن است تبادلات ماگماها نیز تحت کنترل این بخش‌ها باشد. این حاشیه‌های دانه ریز در اطراف انکلاوهای میکروگرانولار مافیک قشرهایی را تشکیل می‌دهند که تنها در جایی که آنها شکسته شده باشند، امکان انجام آمیختگی یا اختلاط¹ محلی وجود دارد (شکل 3). همچنین این حاشیه‌ها ممکن است تبادلات شیمیایی را محدود نموده و یا بطور محلی از آن جلوگیری کند. در مقایسه با انکلاوهای میکروگرانولار بزرگتر و دانه درشت‌تر، انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که کوچک و دانه ریز بوده و تمامی بخش‌های آنها سریعاً سرد شده است، با میزبان خود از لحاظ ایزوتوپی به تعادل نرسیده‌اند (Pin et al., 1990).

¹ - اصطلاح آمیختگی (mingling) زمانی بکار می‌رود که پس از ترکیب دو ماگما با یکدیگر، ویژگی‌های فیزیکی هر یک از آنها حفظ شده باشد. ولی اصطلاح اختلاط (mixing) نشان دهنده فرایندی است که طی آن دو ماگمای متفاوت، یک ماگمای هیبریدی را تشکیل می‌دهند که خصوصیات اولیه خود را از دست داده است.

همچنین ممکن است انکلاوهای میکروگرانولار مافیک غیر عادی توسط فنوکریست‌های مافیک موجود در ماگمای میزبان پوشیده شده باشند. به عنوان مثال در گرانیتوئیدهای هورنبلنددار، بعضی از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک ممکن است توسط لایه ضخیم و پیوسته‌ای از فنوکریست‌های هورنبلند، محصور گردیده باشند. در حالتی استثنایی تر ممکن است چنین کانی‌هایی که پوششی را به دور انکلاوها تشکیل می‌دهند از بیوتیت و یا از بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده باشند. کانی‌های مافیک مورد بحث که دور انکلاوها را احاطه نموده‌اند، از قشرهای بیوتیت که دور زینولیت‌ها را احاطه نموده‌اند به خوبی قابل تشخیصند، چراکه این پوشش‌ها، از کانی‌های مافیکی تشکیل شده‌اند که از لحاظ اندازه، شکل و سایر ویژگی‌ها، با کانی‌هایی از همان نوع که در گرانیتوئیدهای میزبان هستند مشابه بوده (pabst, 1928) و همچنین با بخش میزبان کاملاً درگیر شده‌اند (interlock). پوشش‌های باریک و تیره رنگ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک احتمالاً از چسبندگی مماسی (tangential adherence) فنوکریست‌های کانی‌های مافیک به انکلاوها و بواسطه پدیده کشش سطحی (surface tension) حاصل شده‌اند.



شکل 3- سطح تماس بین انکلاو میکروگرانولار مافیک با تونالیت میزبان. مجموعه نفوذی آداملو (Adamello) جنوبی در نواحی شمالی ایتالیا در جاییکه حاشیه‌های دانه ریز ضخیم انکلاو میکروگرانولار مافیک و هاله‌های فلسیک مشخصه گرانیتوئید میزبان وجود ندارند. بخش‌هایی از ماگمای مافیک از انکلاو جدا شده‌اند و در میزبان تونالیتی پراکنده گردیده‌اند. مقیاس خطی نشان داده شده برابر 2 سانتیمتر می‌باشد.

فنوکریست‌های انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای میزبان غالباً مرز بین انکلاو و گرانیتوئیدهای میزبان را قطع می‌کنند. بلورهای درشت پتاسیم فلدسپار از جالب توجه‌ترین کانی‌های موجود در بین سطوح تماس انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای پرفیری محسوب می‌شوند ولی ممکن است فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند یا بیوتیت نیز به همراه آنها دیده شود (به عنوان مثال، Didier, 1973; Barbarin, 1988a, 1990a). این بلورها که سطح تماس را قطع کرده‌اند، در همان قسمت فعلی متبلور نشده‌اند بلکه فنوکریست‌هایی بوده‌اند که از بخش کنتاکت گذر نموده و از ماگمایی که از آن نشأت گرفته‌اند جدا گشته و به صورت زونوکریست در ماگمایی همسن قرار گرفته‌اند. منشاء این فنوکریست‌ها ممکن است گرانیتوئیدها و یا ماگمای مافیک باشند. برخی از زونوکریست‌ها ممکن است پس از طی چنین مسیری مجدداً به مکان اولیه برگشته و یا از سطح تماس

فاصله بگیرند. در مونزوگرانیت Aigoual در ماسیف سانتال فرانسه، دیده شده است که یک فنوکریست پتاسیم فلدسپار به درون انکلاو میکروگرانولار مافیکی راه یافته و در آنجا به طور بخشی ذوب شده و شکلی مدور در آن ایجاد شده است و در نهایت این زئوکریست مجدداً به درون سنگ میزبان اولیه خود بازگشته و به همراه خود یک حاشیه باریکی از سنگ میکروگرانولار مافیکی را نیز حمل نموده است (Cantagrel et al., 1984). در برخی از انکلاوهای مرکب نیز زینولیت‌ها یا انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی، ممکن است کنتاکت را قطع نموده و در محل کنتاکت با میزبان دیده شوند (Didier, 1973; Cantagrel et al., 1984). به نظر می‌رسد که در طی اختلاط‌های مکانیکی، انتقال فنوکریست‌ها، زینولیت‌های تقریباً جامد یا حجم‌های کوچکی از ماگما در عرض سطح تماس بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی و ماگماهای میزبان، توسط رئولوژی و ویسکوزیته نسبی ماگماهای مختلف و درجه تبلور آنها کنترل می‌شود.

کنتاکت‌های ناگهانی و چین خورده تا کنگره‌ای شکل بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی و گرانیتوئیدهای میزبان معمول نیستند. این نوع سطح تماس اصولاً در بعضی موارد خاص که حجم‌های زیادی از ماگمای مافیکی وجود داشته باشد یا اینکه سهم ماگمای مافیکی بر ماگمای فلسیک برتری داشته باشد، بوجود می‌آید. انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی غیر عادی که به همراه برخی از استوک‌های دیوریتی یا نفوذی‌های مافیکی (Vernon et al., 1988)، رگه‌های شبکه‌ای یا کمپلکس‌های افیولیتی (Platevoet, 1990; Bebien et al., 1987) بوده و یا دسته‌جات (swarm) مونوزنیک انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی و دایک‌های ترکیبی را تشکیل می‌دهند (Wiebe, 1973)، شبیه به بازالت‌های بالشی بوده و توسط حاشیه‌های دانه ریز مشخصی پوشیده شده‌اند این حاشیه‌ها نیز با کنتاکتی چین خورده و کنگره‌ای مشخص می‌شوند (شکل 4). این انکلاوها نسبتاً تیره و دانه ریز بوده و تغییرات زیادی را از لحاظ اندازه دانه، ترکیب یا ویژگی‌های کلی نشان نمی‌دهند. این انکلاوها عموماً توسط گرانیتوئیدهایی احاطه شده‌اند که نسبت به سایر گرانیتوئیدها که در مکان‌های دیگری در همان منطقه قرار دارند، دانه ریزتر و فلسیک‌تر هستند. این گرانیتوئیدهای دانه ریز احتمالاً از گرانیتوئیدهای دانه درشت‌تر مجاور در همان منطقه مشتق شده‌اند. این گرانیتوئیدها به دلیل نفوذ مقادیر فراوانی ماگمای مافیکی، به صورت محلی و بخشی مجدداً ذوب شده‌اند (e.g. Didier and Lameyre, 1969b; Didier et al., 1989). در برخی از دایک‌های مرکب، ترکیب عناصر اصلی گرانیتوئیدهای دانه ریز که همراه انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی هستند با ترکیب گرانیتوئیدهای دربرگیرنده شبیه هستند (e.g. Barbarin, 1989a). کنتاکت‌های چین خورده تا کنگره‌ای به طور خاص بین دو مذابی رخ می‌دهند که اختلاف دما، ترکیب و رئولوژی آنها زیاد باشد.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که دارای شکل نامنظم و سطوح تماس دندانه دار می‌باشند معمولاً نزدیک به محلی تشکیل می‌شوند که در آنجا فرایند اختلاط ماگمایی فعال بوده است، در حالیکه انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که دارای شکل گردشده و سطوح تماس مشخص می‌باشند، انکلاوهایی هستند که در طی جایگزینی، به همراه ماگمای گرانیتی حمل شده‌اند (Didier, 1987). بنابراین شکل و کنتاکت بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی و سنگ میزبان، ممکن است نشان دهنده میزان نزدیکی به منطقه انجام فرایندهای واکنشی باشد.



شکل 4- سطوح تماس مشخص چین دار و دنداندار بین انکلاوها و گرانیتوئید میزان در یک دایک مرکب، بزرگراه 140، کمپلکس آذرین گوادالوپ (Guadalupe)، باتولیت سیرانوادا، کالیفرنیا. بیشتر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک توسط حاشیه‌های دانه ریز مشخصی محصور شده‌اند. (قطر سکه‌ای که به عنوان مقیاس استفاده شده است، 2 سانتیمتر می‌باشد).

سطوح تماس مبهم نسبتاً نادر هستند و غالباً بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبتاً دانه درشت و گرانیتوئیدهای میزبانشان دیده می‌شوند (Pabst, 1928; Didier, 1964, 1973). تغییرات نسبتاً ناگهانی، توسط تفاوت در اندازه دانه و ترکیب شیمیایی مشخص می‌شوند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که دارای کنتراکت تدریجی هستند، عمدتاً با میزبانشان در تعادل بوده‌اند. اختلاطی که از طریق انتشار صورت می‌گیرد و به این تعادل منجر می‌گردد نیز سبب تدریجی و مبهم شدن سطوح تماس می‌شود.

۲-۱-۴- ترکیب کانی‌ها

بیشتر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کم و بیش دارای همان کانی‌های میزبان خود می‌باشند اما نسبت این کانی‌ها در این انکلاوها کاملاً با سنگ میزبان متفاوت است. اگرچه نسبت فازهای مختلف ممکن است از یک انکلاو میکروگرانولار به یک انکلاو میکروگرانولار دیگر موجود در یک مجموعه پلوتونیک، در یک محل و یا حتی در یک اجتماع به طور فاحشی تغییر یابد، (e.g. Barbarin, 1989a) ولی پلاژیوکلاز به طور گسترده‌ای نیمی از سهم حجمی کانی‌ها، کانی‌های مافیک حدود یک سوم، کوارتز و احتمالاً پتاسیم فلدسپار بقیه سهم حجمی کانی‌ها را به خود اختصاص می‌دهند. بین ترکیبات کانی‌شناسی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و طبیعت سنگ میزبان آنها یک ارتباط بارزی وجود دارد. در گرانیتوئیدهای هورنبلنددار، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به اندازه بیوتیت، دارای هورنبلند هستند درحالیکه در گرانیتوئیدهای فاقد هورنبلند، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک تنها بطور استثنایی حاوی هورنبلند می‌باشند. در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در تونالیت‌های مافیک و غنی از هورنبلند و همچنین در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در گابروهای که ممکن است حاوی تعدادی بلور پیروکسن باشند، پیروکسن می‌تواند درون این انکلاوها دیده شود. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در گرانیت‌های کالک آلکالن پتاسیک، شبیه میزبانشان ممکن است به خرج مصرف شدن پلاژیوکلاز از پتاسیم فلدسپار و کوارتز غنی شده باشند. در جاییکه در گرانیتوئیدهای میزبان تیتانیت حضور داشته باشد، این کانی در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نیز حضور

خواهد داشت. در انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که کم و بیش پورفیری هستند، بیشتر فازهایی که به آنها اشاره شد به صورت فنوکریست دیده می‌شوند. در بسیاری از موارد و خصوصا در مواردی که زون کریست‌ها بافت‌های واکنشی نظیر بافت‌های چشمی و راپاکیوی نشان نمی‌دهند، ممکن است تمایز قائل شدن بین فنوکریست‌های تبلور یافته در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و زون کریست‌هایی که در طی اختلاط مکانیکی به درون آنها راه یافته‌اند، بسیار مشکل باشد. کوارتز بینابینی (interstitial quartz) و پتاسیم فلدسپار بینابینی یا غربالی (پوئیکیلیتی) موجود در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک دربر گرفته شده توسط گرانیت‌های غنی از این کانی‌ها، از عناصری تبلور یافته‌اند که به وسیله انتقال شیمیایی از گرانیت‌های میزبان به درون انکلاوهای میکروگرانولار مافیک راه یافته‌اند. به نظر می‌رسد همبستگی بالایی که بین مجموعه کانی‌های موجود در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگ میزبان وجود دارد ناشی از تبادلات شیمیایی یا بلورینی باشد که از طریق کنتاکت بین آنها صورت می‌گیرد.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک همواره حاوی لخته‌های از کانی‌های مافیک می‌باشند که غالبا دارای اشکال هندسی هستند. این لخته‌های مافیک از هورنبلند، بیوتیت و مقداری تیتانیت و کانی‌های اپاک تشکیل شده‌اند و احتمالا حاصل تبلور مجدد پیروکسن یا هورنبلند اولیه هستند.

۲-۲- فرضیات ارائه شده در ارتباط با منشاء انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

کثرت فرضیات ارائه شده در مورد منشاء و چگونگی تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نشان دهنده تنوع زیاد آنهاست. در این رابطه بسیاری از فرضیاتی که در گذشته ارائه شده بودند تصحیح گردیده و در ارتباط با فرضیات جدید نیز تا حدودی بین برخی از محققین اختلاف نظر وجود دارد. ذکر این نکته نیز ضروری است که بیشتر این فرضیات را می‌توان به موارد بخصوصی نسبت داد که انکلاوهای مافیک نادری را شامل می‌شوند که تمایز آنها از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک معمولی مشکل است.

فرضیات ارائه شده در این زمینه را می‌توان به دو گروه اصلی تفکیک نمود:

ارائه دهندگان فرضیات گروه اول معتقدند انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از سنگ‌های اولیه جامدی تشکیل شده‌اند که دارای منشاء رسوبی، دگرگونی یا آذرین بوده‌اند. این سنگ‌ها عمدتا زینولیت‌ها یا رستیت‌ها هستند. در فرضیات مربوط به گروه دوم، اعتقاد بر این است که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از تبلور یک ماگما حاصل شده‌اند. بافتهای ویژه آذرینی که به صورت جزئی توسط (Didier, 1964, 1973, 1984) و (Vernon, 1983) و بسیار از محققین دیگر توصیف شده‌اند و همچنین حاشیه‌های دانه‌ریزی که بسیاری از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک را احاطه نموده‌اند فرضیه دوم را تایید می‌کنند. حضور فنوکریست‌هایی از هورنبلند و آندزین‌های دارای زون بندی نوسانی در حاشیه‌های دانه ریز انکلاوها و همچنین فولیاسیون ماگمایی موجود در آنها نیز حکایت از منشاء ماگمایی این دسته از انکلاوها دارد (Barbarin, 2005). مشاهده ساخت‌های جریان‌ی در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای میزبان (به عنوان مثال: Hurlbut, 1935; Marre, 1973, 1982)، رابطه بین درجه طویل شدگی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و تراکم فولیاسیون جریان‌ی در گرانیت‌های میزبان، عدم وجود تغییرشکل دانه یا تبلور مجدد حتی در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فوق العاده طویل شده و وجود فنوکریست‌هایی که کنتاکت انکلاوها و میزبان‌شان را قطع نموده‌اند (e.g. Didier, 1973; Barbarin, 1988a) بیانگر آن هستند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای در برگیرنده آنها ماگماهای هم سنی بوده‌اند. ماگمای مافیکی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از آن تبلور یافته‌اند، یا با ماگمای میزبان خود هم منشاء بوده یا اینکه از گوشته فوقانی نشات گرفته است.

2-2-1- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به عنوان "زینولیت‌های مجدداً حمل شده" (reworked xenoliths)

ممکن است انکلاوها از تحول کامل هورنفلس‌ها (به عنوان مثال Link, 1969; Bateman et al., 1963)، بازیک شدن (Basification) قطعات سنگ‌های میزبان (Grout, 1937, Reynolds, 1946)، تخریب توده‌های مافیک قدیمی‌تر (Hurlbut, 1935; Tindle and Pearce, 1983) و یا از تخریب دایک‌های مافیک و پیوسته قدیمی‌تر (به عنوان مثال Didier 1973; Cobbing and Pitcher, 1972) حاصل شوند. در تمامی این موارد انکلاوهای مورد نظر در اصل همان زینولیت‌ها هستند، یعنی آنها قطعاتی از سنگ‌های میزبان می‌باشند که در طی جایگزینی گرانیتوئیدها توسط آنها در بر گرفته شده‌اند. (Bateman et al. (1963) چنین عنوان نموده‌اند که برخی از انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که در گرانیتوئیدهای سیرا نوادا دیده می‌شوند در اصل قطعاتی از سنگ میزبان بوده‌اند که به صورت بخشی هضم شده و در حین نفوذ توده توسط آن در بر گرفته شده‌اند. اینچنین زینولیت‌هایی که در اصل قطعاتی از سنگ دیواره هستند ممکن است پلاژیوکلاز- دیوپسید هورنفلس یا هر نوع دیگری از سنگ‌های با ترکیب شیمیایی مخصوص به خود باشند که از محل اولیه خود جدا شده و در اثر تبادل متاسوماتیک مواد و کاهش اندازه دانه‌ها که احتمالاً با تبلور مجدد نیز همراه بوده‌اند به آمفیبولیت‌های دانه ریز تبدیل شده باشند. زینولیت‌های سنگ دیواره که از هورنفلس یا آمفیبولیت تشکیل شده‌اند، در مقطع نازک عموماً بافت دگرگونی بارزی نشان می‌دهند که آنها را از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک حقیقی متمایز می‌سازد (Pabst, 1928; Didier, 1973). تشخیص زینولیت‌های تشکیل شده از گابرو یا دیوریت از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بسیار مشکل‌تر است. خوشبختانه این انکلاوها نسبتاً نادر هستند و عمدتاً در مناطقی دیده می‌شوند که توده‌ها یا دایک‌های مافیک قدیمی‌تری در نزدیکی توده‌های گرانیتوئیدی وجود دارند. دگرگونی‌های مجاورتی مشخصی که به صورت محلی در زینولیت‌ها دیده می‌شوند نیز عامل مهمی در تشخیص آنها محسوب می‌شود.

2-2-2- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به عنوان "رستیت"

White and Chappell (1977) فرضیه ارائه شده توسط Presnall and Bateman (1973) را احیاء نموده و مدل رستیت را مطرح کردند، در این مدل انکلاوهای موجود در گرانیتوئیدها به عنوان بقایای جامد ذوب نشده حاصل از آتاکسی سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفته شده‌اند. با این حال توصیف چنین انکلاوهایی (e.g. Chappell, 1978; White et al., 1977; White, 1974) به وضوح نشان‌دهنده وجود دو نوع متفاوت از رستیت‌ها است. رستیت‌های نوع اول که اساساً توسط گرانیتوئیدهای نوع S در بر گرفته شده‌اند حاوی کانی‌های غنی از آلومینیم بوده و دارای بافت دگرگونی مشخصی هستند. ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناسی و شیمیایی انکلاوهای دسته اول نشان‌دهنده آن است که این انکلاوها مطمئناً حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای هستند. در مقابل انکلاوهای نوع دوم که در گذشته نیز توسط Chappell (1978) در توده پلوتونیک Moonbi توصیف شده‌اند، نوع معمول انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بوده و رستیت نیستند. (Didier (1984) بر تفاوت‌های بافتی و کانی‌شناسی موجود بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و رستیت‌ها تأکید نموده است. (Vernon (1983) آشکارا نشان داده است که بافت‌ها و ساخت‌های میکروسکوپی مختلف انکلاوهای میکروگرانولار مافیک حاصل فرایند ذوب نیستند بلکه حاصل تبلور یک ماگما می‌باشند.

2-2-3- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به عنوان "اتولیت"

بسیاری از محققین (e.g. Dodge and Kistler, 1990) با توجه به تشابه کانی‌شناسی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگ‌های میزبان‌شان (به عنوان مثال Didier, 1987) اظهار می‌دارند که ماگماهای مافیک و ماگماهای فلسیک نه تنها همسن هستند بلکه از منشاء مشترکی نیز نشأت گرفته‌اند. (Dodge and Kistler, 1990) با استفاده از داده‌های ایزوتوپی و شیمیایی چنین پیشنهاد کردند که انکلاوهای MME در مرکز سیرانودا بر اثر تفریق اولیه کانی‌هایی که عمدتاً پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت هستند از ماگمای دربرگیرنده‌شان تشکیل شده‌اند. همچنین این محققین اظهار می‌دارند که داده‌های مربوط به این منطقه با منشاء گرفتن مستقیم انکلاوهای MME از گوشته ناسازگار است.

فرایندهای مختلفی برای توصیف این موضوع که چگونه یک بخش مافیک از یک ماگمای گرانیتی جدا شده و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک را تشکیل می‌دهد پیشنهاد شده است. بسیاری از زمین‌شناسان چنین پیشنهاد نموده‌اند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نتیجه تبلور مجموعه‌ها (nests) یا خوشه‌هایی (clusters) در ماگماهای گرانیتی هستند که از تجمع کانی‌های فرعی، کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند (Gilbert, 1906). بنابراین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با عناوینی همچون انکلوزیون‌های کنکرسونی (concretionary inclusions) (Phillips, 1880) یا زینولیت‌های هم‌منشاء (cognate Xenoliths) (Harker, 1909) نیز نامگذاری شده‌اند. در فرایند دیگری که با فرایند اول تنها اندکی تفاوت دارد، کانی‌های فرعی، کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز از طریق تجمع یا مهاجرت بلورها به کف اتاق ماگمایی متمرکز می‌شوند. (Vernon, 1984, p.439) اظهار نموده که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اصل نشاندهنده لایه تحتانی مافیک‌تری در پلوتون‌ها هستند که به صورت بخشی با ماگمای گرانیتوئیدی اختلاط حاصل نموده‌اند. بنابراین بایستی اگرگات‌ها، کومولیت‌ها یا لایه‌های مافیک توسط جریان‌های کنوکسیونی دچار اختلال شده و در توده پراکنده شوند تا در نهایت انکلاوهای میکروگرانولار مافیک را تشکیل دهند (Palm, 1957). (Fershtater and Borodina, 1977) برای تأکید بر طبیعت هم‌منشاء انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای میزبان‌شان از اصطلاح اتولیت (Holland, 1900) استفاده نمودند.

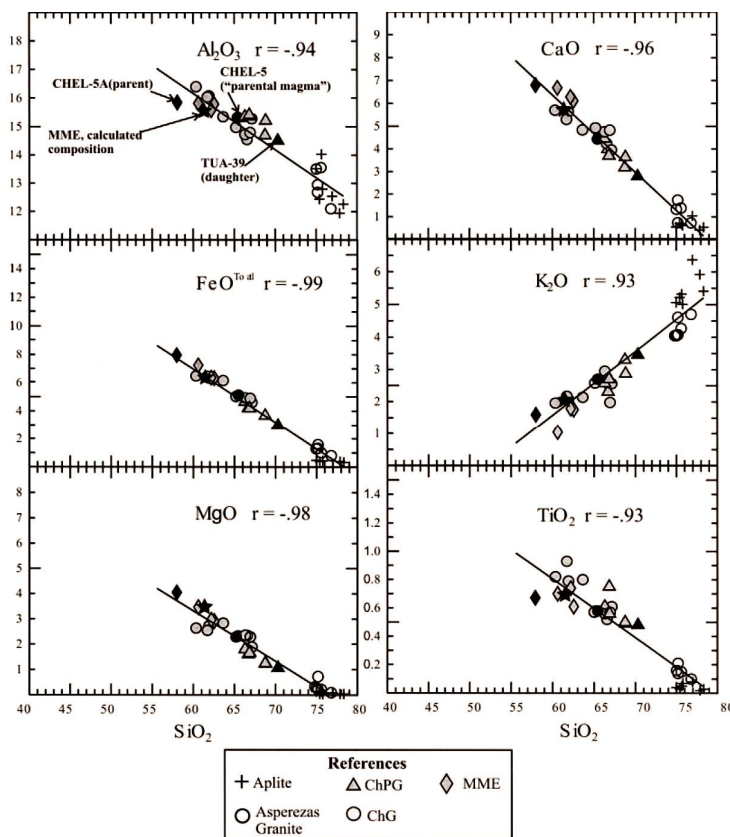
چنین فرضیه‌هایی که بر اساس فرایندهای تفریق، کنکرسونی شدن یا تشکیل کومولیت‌ها استوار هستند با تشابه کانی‌شناسی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیتوئیدهای میزبان سازگاری دارند ولی با اندازه دانه‌ها و حاشیه‌های دانه ریز این انکلاوها سازگار نیستند. کاهش اندازه دانه‌ها (Bateman et al., 1963) یا تبلور مجدد (Joplin, 1935) آنها که برای توجیه مساله فوق بیان شده‌اند از اعتبار لازم برخوردار نمی‌باشد چراکه با ساختمان‌های جریان‌ی که در بسیاری از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک عمومیت داشته و به وضوح به دور برخی از فنوکریست‌ها دیده می‌شوند مغایر است. علاوه بر این در بسیاری از گرانیتوئیدهای سیرانودا، سنگ‌های مافیک دانه درشتی که از تجمع اگرگات‌های هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های فرعی تشکیل شده‌اند با انکلاوهای میکروگرانولار مافیک دارای کنتاکت ناگهانی و مشخصی هستند (e.g. Dorais et al., 1990). چنین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، مشابه بلورهای درشت مافیک و کانی‌های فرعی به صورت اجزای جامدی بوده‌اند که در ماگما شناور بوده‌اند اما انکلاوهای میکروگرانولار مافیک قبل از اینکه تحت تأثیر جدایش یا سایر فرایندهای این‌چنینی قرار بگیرند به صورت مجزا تشکیل شده بودند (Barbarin and Bateman, 1986; Barbarin, 2005).

علی رغم شواهد فوق که نقش فرایند تفریق را در تشکیل انکلاوهای MME رد می‌کند، هنوز هم برخی از محققین معتقدند که ممکن است انکلاوهای MME منشاء گوشته ای نداشته و حاصل از اختلاط هم نبوده¹ و منشاء مشترک با میزبان خود داشته باشند. از جمله شواهدی که Dahlquist, 2002 برای اثبات این مساله و در ارتباط با گرانیتوئیدهای شمال غرب آرژانتین در نظر گرفته است یکسان بودن نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ در انکلاوها و همچنین سنگ میزبان گرانیتوئیدی است. به اعتقاد Pankhurst et al., 1998 نیز نسبت‌های ایزوتوپی اولیه مشاهده شده در این سنگ‌ها دلالت بر منشاء پوسته‌ای آنها داشته و عدم دخالت آستوسفر گوشته ای را در تکامل آنها اثبات می‌کند. از جمله شواهد دیگری که Dahlquist, 2002 به آن اشاره کرده است نمونه‌های سنگ میزبان و انکلاوهای هستند که بر روی نمودارهای هارکر همگی در امتداد یک خط مستقیم قرار می‌گیرند (شکل 5).

2-2-4- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به عنوان "حاشیه‌های دانه ریز گسیخته شده" (disrupted fine-grained borders)

اساس این فرضیه که بر مبنای دانه ریز بودن این انکلاوها است، چنین بیان می‌دارد که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک قطعاتی از حاشیه‌های دانه ریز گسیخته شده توده‌های نفوذی هستند (Hurlbut, 1935; Bateman et al., 1963). این فرضیه برای توده‌های گرانیتوئیدی زونه‌ای که حاشیه آنها تیره‌ترین بخش آنها را تشکیل داده است در تطابق است. بنابراین برخی از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک ممکن است به همین طریق تشکیل شده باشند. لیکن برای مثال اگر چه در توده‌های نفوذی بخش مرکزی سیرانوادا حاشیه‌های دانه ریز تیره رنگ کمیاب هستند و در بعضی جاها اصلاً وجود ندارند، با این وجود این توده‌های نفوذی واجد مقادیر قابل ملاحظه ای انکلاو میکروگرانولار مافیک هستند. همچنین در مناطقی نیز که چنین حاشیه‌هایی دیده می‌شود، این حاشیه‌های دانه ریز معمولاً خودشان دربرگیرنده انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی هستند که از میزبان نشان تیره‌ترند. علاوه بر این در برخی از توده‌ها (با زوناسیون معکوس) که دارای حاشیه‌های دانه ریز فلسیک هستند نیز انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به وفور دیده شده و ممکن است حجمی در حدود 30 درصد هسته این توده‌ها را اشغال نمایند (Allen, 1986). چنین توده‌هایی ممکن است حاوی انکلاوهای ماگمایی فلسیک دانه‌ریزی باشند که بوضوح از گسیخته شدن حاشیه‌ها حاصل شده‌اند (Didier, 1964, 1973)، اما این انکلاوهای ماگمایی فلسیک نسبتاً کمیاب بوده و توسط حاشیه‌های دانه ریز نیز محاط نشده‌اند. بنابراین اگر چه برخی از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (که البته نادر هستند) ممکن است از گسیخته شدن حاشیه‌های دانه ریز (در توده‌های پلو تونیک که زوناسیون عادی دارند) حاصل شوند، اما این فرایند نقش بسیار ناچیزی را در تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک ایفا می‌کند.

¹ همانطور که در بخش 2-2-5 اشاره شده است، به اعتقاد بسیاری از محققین، بیشتر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک منشاء گوشته‌ای داشته و حاصل از اختلاط ماگمایی هستند.



شکل 5- نمودار تغییرات هار کر برای دو توده گرانیتوئیدی ChPG (Chepes Porphyritic و ChG (Chepes Granodiorite) در شمال غرب آرژانتین به همراه انکلاوهای MME همراه آنها. (Dahlquist, 2002)

2-2-5- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به عنوان بخش‌های کوچکی (blobs) از ماگماهای

مشتق شده از گوشته و نقش اختلاط ماگمایی

وجود انکلاوهای مافیک یکی از ویژگی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی است بویژه آن دسته از سنگ‌هایی که در قوس‌های قاره‌ای دیده می‌شوند. نفوذ ماگمای مافیک از پدیده‌های انکار ناپذیری است که در تشکیل گرانیتوئیدهای قوس‌های قاره‌ای نقش مهمی ایفا می‌کند (Tepper et al. 1993 and references therein). وجود انکلاوهای MME در چنین سنگ‌های گرانیتوئیدی، شواهد محکمی را مبنی بر چنین نفوذی از سنگ‌های مافیک به درون سنگ‌های فلسیک تر اثبات می‌کند (e.g. Tepper and Kuehner, 2004)

بسیاری از مطالعات نشان می‌دهند که اگرچه انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگ میزبان‌شان روابط کانی‌شناسی و شیمیایی مشابهی را نشان می‌دهند (e.g. Barbarin, 1986; Didier, 1987; Elburg et.al, 1995) ولی این انکلاوها از همان ماگمایی که گرانیتوئیدهای میزبان از آن حاصل گردیده‌اند، متبلور نشده‌اند (e.g. Elburg et.al, 1995; Tepper and Kuehner, 2004; Barbarin, 2005). انکلاوهای میکروگرانولار مافیک احتمالاً از یک ماگمای مافیک همسن مشتق شده‌اند. این توده‌های مافیک به صورت اتفاقی با ماگماهای گرانیتی همراه نشده‌اند. در واقع ممکن است وجود ماگمای بازیک برای بالابردن و صعود (وحتی شاید برای تولید) ماگمای اسیدی لازم و ضروری باشد (Blake et al., 1965, pp.41-42). ماگمای مافیک سبب ذوب پوسته تحتانی و تشکیل ماگمای گرانیتی می‌شود (e.g. Didier and Lameyre, 1969a; Huppert and Sparks, 1988). ماگمای مافیک تنها زمانی می‌تواند سنگ‌های پوسته‌ای دربرگیرنده خود را در بخش‌های تحتانی پوسته ذوب کند که

برای مدت زمان زیادی در مجاورت آنها بوده و تبدلات دمایی بین دو مجموعه زیاد باشد (e.g. Annen and Sparks, 2002). به هر حال ماگمای مافیک ابزار موثری برای انتقال گرما محسوب می‌شود (Eichelberger, 1978). تزریق ماگمای مافیک به درون قاعده یک مخزن ماگمایی گرانیته باعث بوجود آمدن یک حالت عدم تعادل دمایی و جریان همرفتی پرقدرتی می‌شود که شرایط مناسب برای انجام اختلاط ماگمایی را فراهم می‌نماید (Sparks et al., 1977). چنین عنوان شده است که این ماگمای مافیک از گوشته فوقانی نشات می‌گیرد (e.g. Holden et al., 1987).

چنانچه انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به مانند گرانیته‌های میزبانشان توسط هیبریدیزاسیون یک ماگمای مافیک با یک ماگمای فلسیک حاصل شده باشند، بسته به میزان تفاوت فیزیکی دو ماگمای همسن، نوع برهم کنش بین ماگماهای مشتق شده از گوشته (یا ماگماهای مافیک هم منشاء) و ماگماهای پوسته‌ای ممکن است بسیار متفاوت باشد. بنابراین ترکیب، دما، میزان آب و ویسکوزیته هر دو ماگما از جمله عواملی هستند که سبب تسهیل و یا ممانعت از فرایندهایی چون سرد شدن سریع (quenching)، آمیختگی (mingling)، اختلاط (mixing) مکانیکی یا اختلاط کامل می‌شوند (Barbarin, 1988a, 1989a; Zorpi et al., 1989). عوامل دیگری از قبیل جریان همرفتی در اتاق ماگمایی یا سهم نسبی ماگماهای مختلف نیز می‌توانند در این زمینه نقشی اساسی بازی کنند.

چون مدل اختلاط ماگمایی با بیشتر ویژگی‌های اصلی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بهترین انطباق را نشان می‌دهد، لذا در این مبحث مدل مذکور به طور گسترده مورد توجه قرار گرفته است. هم‌اینک اختلاط ماگمایی به عنوان یک فرایندی که در ژنر گرانیته‌ها نقش ایفا می‌کند پذیرفته شده است (e.g. Wyllie, 1984; Tepper and Kuehner, 2004; Barbarin, 2005). گرانیته‌ها و انکلاوهای آنها که دارای ترکیب حدواسطی بین سنگ‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای هستند، معرف سنگ‌های هیبرید شده می‌باشند (e.g. Fourcade and Allegre, 1981, Tepper and Kuehner, 2004; Barbarin, 2005). اگرچه احتمالاً بیشتر سنگ‌های حدواسط سنگ‌های هیبریدی هموزن هستند (e.g. Eichelberger, 1978; Hildreth, 1981)، ولی در حال حاضر تشخیص گرانیته‌های حاصل از **اختلاط کامل** بین اجزای مشتق شده از پوسته و گوشته غیر ممکن است. تنها زمانی که اختلاطی صورت نگرفته باشد، به کمک **بلورهای انتقال یافته** از یک ماگما به درون ماگمای دیگر می‌توان نقش عملکرد فرایند هیبریدیزاسیون را به اثبات رساند. **وجود زون کریست‌ها** بهترین شاهد آمیختگی یا اختلاط مکانیکی ماگماها محسوب می‌شود. علاوه بر انتقال زون کریست‌ها، ممکن است بر اثر عمل اختلاط ماگمایی، انتقال تجمعات کانی‌ها و در بسیاری از موارد انتقال حجمی ماگماها نیز رخ دهد (e.g. Didier, 1973; Barbarin, 1989a). انکلاوهای میکروگرانولار مافیک معرف "بالش‌های سرد شده" (e.g. Vogel and Wilband, 1978)، "گلوبول‌های سریعا سرد شده" (Vernon, 1984) یا بخش‌های کوچکی (blobs) هستند که از ماگمای مافیک جدا شده و به درون گرانیته‌ها راه یافته‌اند. شواهد زیادی مبنی بر آن وجود دارد که انکلاوهای مافیک موجود در گرانیته‌ها در اصل گلوبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که درون گرانیته‌ها سرد شده‌اند. از جمله شواهدی که چنین مشائنی را تایید می‌کنند عبارتند از بافت کانی‌ها که بیانگر سرد شدن سریع آنها است، فابریک‌هایی که جریان ماگمایی را نشان می‌دهند، حاشیه‌های سریعا سرد شده و چین خورده انکلاوها که نشانه تماس بین دو مذاب است و همچنین رخنمون‌های صحرائی که نشان‌دهنده تشکیل انکلاوها بر اثر گسیختگی ورقه‌ها یا دایک‌های مافیک است (Reid et al., 1983; Frost and Mahood 1987; Vernon 1991; Blundy and Sparks 1992; Wiebe et al., 1997). برخلاف انتقالات کانی‌ها، انتقالات شیمیایی باعث از بین رفتن آثار مربوط به اختلاط ماگمایی می‌شوند. در مورد سنگ‌های آتشفشانی باید اظهار داشت که بیشتر فوران‌ها درست بعد از عمل اختلاط دو قطب ماگمایی مختلف صورت می‌گیرند. سنگ‌های حاصله سریعا سرد شده و غالباً هویت شیمیایی ماگماهای مادرشان را حفظ می‌کنند. در

سنگ‌های پلوتونیک زمانی حدود یک میلیون سال طول می‌کشد تا بخش کنتاکت بین سنگ‌های اختلاط یافته سرد شوند. انتقالات شیمیایی که از زمان شروع عمل اختلاط شروع می‌شوند، به مقدار زیادی باعث کاهش اختلافات بین دو قطب سرد شونده می‌شوند، این مساله موجب هموژن شدن شیمیایی و ترکیبات کانی‌شناسی مشابهی در انکلاوها و سنگ‌های میزبان می‌شود (e.g. barbarin et al., 1985; Kistler et al., 1986, Barbarin, 2005). ممکن است ماگمای مافیک با کانی‌هایی که در ابتدا از ماگمای میزبان متبلور می‌شوند اختلاط یافته و یا اینکه با مذاب میزبان ترکیب شوند (Elburg et.al, 1995) با این حال ممکن است ترکیب کانی‌های مافیک در یک توده پلوتونیک مشخص در انکلاوها و توده‌های گرانیتی میزبان آنها از یک منطقه به منطقه‌ای دیگر تغییر یابد (barbarin, 2005). همگن سازی شیمیایی و بخصوص همگن سازی ایزوتوپی (e.g. Barbarin et al., 1985; Holden et al., 1987) به طور قابل ملاحظه‌ای ماهیت ماگماهای مافیک اولیه را محو و نامشخص می‌سازد. به علت تکرار و توالی فرایند هیبریدیزاسیون پیچیدگی مدل اختلاط ماگمایی افزایش می‌یابد (e.g. Didier, 1987; Barbarin, 1988a,b, 1989a;). همین مساله موجب تنوع در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و همچنین ایجاد انکلاوهای مرکب می‌شود. تنها به طور استثنایی ممکن است برخی از گرانیتوئیدها اجتماعات هموزنی از انکلاوهایی را نشان دهند که همگی از یک نوع هستند. در بسیاری از گرانیتوئیدهایی که به دفعات متعدد دست‌خوش اختلاط شده‌اند، تایید مدل اختلاط ماگمایی کاری مشکل خواهد بود.

۲-۵-۱- نقش شیمی کانی در بررسی‌های مربوط به انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

الف) نقش شیمی کانی‌ها در تعیین منشاء انکلاوهای MME

Elburg et.al, 1995 با استفاده از نتایج آنالیزهای میکروپروب و مقایسه ترکیب شیمیایی کانی‌های درون انکلاو و سنگ میزبان دو منطقه در نوار چین خورده لاخلان در استرالیا نشان دادند که منشاء انکلاوهای MME آمیختگی ماگمایی است. طبق اظهارات (Ryerson and Hess, 1978) هرچه دمای ماگما کمتر شود و مذاب باقیمانده از سیلیس غنی تر شود، ضریب توزیع مذاب/کانی افزایش می‌یابد به عبارت دیگر کانی که از یک مذاب داغ‌تر متبلور می‌شود تمایل به تصاحب عناصر کمیاب کمتری در مقایسه با کانی مشابهی است که از یک مذاب سردتر با مقادیر سیلیس بیشتر متبلور می‌شود. در سنگ‌های آتشفشانی Violet Town (Elburg et.al, 1995) مشخص شده که پلاژیوکلازهای درون انکلاوها در مقایسه با کانی‌های مشابه درون سنگ آتشفشانی میزبان، دارای مقادیر کمتری Sr, Ba و Ga هستند. این مساله را می‌توان چنین توجیه کرد که پلاژیوکلازهای درون انکلاوها در اصل از ماگمای میزبان و زمانیکه دمای نسبتاً بالایی داشته است متبلور شده‌اند. در همین منطقه مقدار Ni و Cr موجود در ارتوپروکسن انکلاوها بیشتر از تمرکز همین عناصر در پروکسن‌های سنگ میزبان است ولی چنین اختلافی را نمی‌توان از طریق روش فوق توجیه کرد زیرا در برخی از این انکلاوها مقدار نیکل و کرم موجود در ارتوپروکسن‌ها بسیار بالا است (به ترتیب مقدار نیکل و کرم برابر است با 1100-1200 و 2000-3000 ppm). ماگماهای با منشاء پوسته‌ای قادر نیستند ارتوپروکسن‌هایی را متبلور کنند که تا این حد از نیکل و کرم غنی شده باشند (Chappell and Stephens, 1976; Griffine et.al, 1988) بنابراین می‌توان چنین عنوان کرد که این پروکسن‌ها منشاء گوشته‌ای دارند. با انجام آنالیزهای شیمیایی سنگ کل نمی‌توان چنین تمرکز بالایی از عناصر کرم و نیکل را مشخص نمود. دلیل این موضوع نیز به احتمال زیاد آلودگی ماگمای تشکیل دهنده انکلاو با ماگمای میزبان است. در انکلاوهای همین منطقه پلاژیوکلازهایی وجود دارد که هسته آنها از لحاظ شیمیایی و بافتی بسیار شبیه به بلورهای پلاژیوکلازهای سنگ میزبان است. به احتمال زیاد این بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ میزبان تشکیل شده و سپس به درون ماگمای تشکیل دهنده

انکلاو مهاجرت نموده‌اند. از آنجاییکه ترکیب پلاژیوکلازهای متبلور شده از سنگ میزبان کلسیم کمتری نسبت به پلاژیوکلازهای متبلور شده از انکلاو دارند لذا پلاژیوکلازهای فقیر از کلسیم که به درون انکلاو مهاجرت می‌نمایند توسط پلاژیوکلازهای با ترکیب جدید پوشیده می‌شوند. این شواهد نشان می‌دهد که منشاء انکلاوها آمیختگی ماگمایی بوده و چنین انکلاوهایی در اصل گلوبول‌های سرد شده از ماگمایی (احتمالاً ماگمای گوشته‌ای) هستند که در درون ماگماهای با منشاء پوسته‌ای سرد شده‌اند. در حین این آمیختگی برخی از بلورهای موجود در سنگ میزبان به درون انکلاو مهاجرت نموده‌اند.

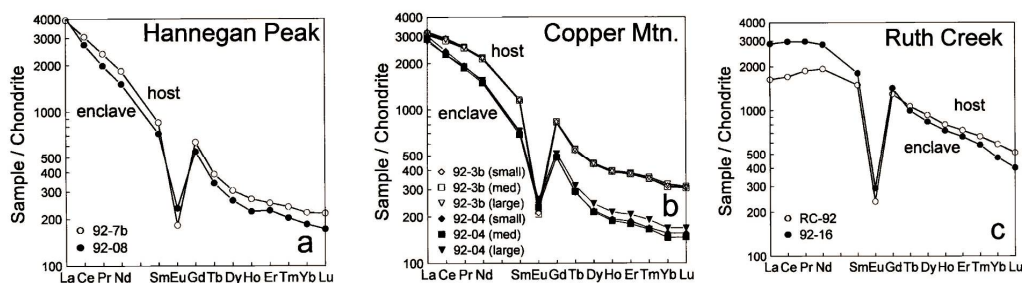
همچنین بایستی به این نکته نیز اشاره کرد که بسیاری از مطالعات بیانگر آن است که پس از آمیختگی دو ماگما، تعادل بوجود آمده برای تمام کانی‌ها به یک اندازه نمی‌باشد به عنوان مثال کانی بیوتیت بسیار سریع‌تر از پلاژیوکلاز به تعادل می‌رسد (Dorais et al, 1990) و منابع موجود در آن بنابراین احتمال اینکه اختلافات بیشتری بین پلاژیوکلازهای میزبان و انکلاو وجود داشته باشد بیشتر است.

ب) شیمی کانی و ارتباط آن با دو فاکتور انتشار و ترکیب کانی‌شناسی سنگ

برخی از کانی‌های موجود در انکلاوها برخلاف بسیاری از کانی‌ها و ترکیب سنگ کل انکلاوها که شواهدی را مبنی بر تعادل مجدد نشان می‌دهند، قادرند ترکیب شیمیایی اولیه خود را حفظ کنند (Dorais et al. 1990; Allen 1991). کانی‌هایی که با احتمال بیشتری قادر به حفظ اطلاعات مربوط به ترکیب اولیه ماگمای تشکیل دهنده انکلاوها هستند، کانی‌هایی می‌باشند که در مراحل اولیه تشکیل شده و دارای نرخ انتشار درون بلوری آهسته‌ای برای عناصر مورد نظر هستند. آپاتیت و برخی از پلاژیوکلازها از جمله کانی‌هایی هستند که دارای چنین خصیصه‌ای می‌باشند. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت از کانی‌های معمول در انکلاوهای مافییک دانه ریز هستند و به نظر می‌رسد که بر اثر کاهش دمای ماگمای مافییک به دلیل اختلاط آن با ماگمای فلسیک، به سرعت متبلور شده‌اند (Wyllie et al. 1962). به دلیل آنکه نرخ انتشار دما چندین برابر سریع‌تر از نرخ انتشار شیمیایی است (Frost and Mahood 1987)، احتمالاً بلورهای سوزنی شکل آپاتیت قبل از آنکه مذاب مربوط به انکلاوهای مافییک توسط مذاب فلسیک دچار آلودگی شود، رشد خود را کرده‌اند. علاوه بر مطالب فوق می‌توان گفت که نرخ انتشار عناصر نادر خاکی نیز در آپاتیت پایین است (Cherniak, 2000) همین مساله باعث می‌شود تا بتوان از آپاتیت برای بررسی وضعیت اولیه عناصر نادر خاکی ماگمای تشکیل دهنده انکلاو استفاده کرد (Tepper and Kuehner, 2004).

Tepper and Kuehner (2004) سه توده گرانیتوئیدی با نام‌های Hannegan Peak, Copper Mountain و Ruth Creek و انکلاوهای موجود در آنها را مورد بررسی قرار دادند. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که تفاوت‌هایی که در ترکیب عناصر نادر موجود در کانی‌های مشابه در انکلاو و سنگ میزبان دیده می‌شود وابسته به تفاوت‌هایی است که در فراوانی مودال سایر کانی‌های موجود در سنگ دیده می‌شود. بطور کلی یک کانی از عناصری غنی شده است که سایر کانی‌های میزبان آن عناصر در آن نمونه کم هستند. همچنین یک کانی از عناصری تهی شده است که سایر کانی‌های میزبان آن عناصر در آن نمونه فراوانند. به عنوان مثال در منطقه Ruth Creek، عناصری که عموماً در بیوتیت دیده می‌شوند (Rb, Cs, Ba) به شدت در بیوتیت سنگ میزبان غنی شده‌اند در حالیکه بیوتیت‌های موجود در انکلاوها به میزان کمتری دارای این عناصر هستند. علت این مساله آنست که فراوانی مودال بیوتیت در گرانودیوریت میزبان (کمتر از 5 درصد) بسیار کمتر از بیوتیت موجود در انکلاو است (21%). همچنین در Hannegan Peak و Copper Mountain آپاتیت موجود در انکلاوها نسبت به آپاتیت سنگ میزبان دارای REE و Y کمتری هستند که علت آن نیز فراوانی بیشتر آمفیبول در انکلاوها است. این واقعیت که شیمی عناصر نادر

آپاتیت متأثر از فراوانی مودال آمفیبول و سایر کانی‌های موجود در سنگ است، نشاندهنده دو احتمال است: 1- اینکه آپاتیت‌ها بعد از تبلور آمفیبول‌ها تشکیل شده‌اند 2- و یا اینکه ترکیب عناصر نادر خاکی اولیه موجود در آپاتیت‌ها توسط فرایندهای ماگمایی بعدی یا فرایندهای ساب سالدوس، تعدیل شده است. نمودارهای کندریتی نرمال شده‌ای که برای آپاتیت‌های انکلاو و سنگ میزبان برای هر یک از سه منطقه فوق رسم شده (شکل 6) نشان می‌دهد که در هر یک از این توده‌ها تشابه انکار ناپذیری بین نمودارهای کندریتی آپاتیت سنگ میزبان با آپاتیت انکلاو وجود دارد. چنین تشابهی نشان می‌دهد که آپاتیت‌های موجود در انکلاو از مذابی متبلور شده و یا اینکه با مذابی به تعادل رسیده‌اند که این مذاب ویژگی‌های عناصر نادر خاکی گرانیتوئید میزبان را کسب کرده است.



شکل 6- داده‌های مربوط به عناصر نادر خاکی برای آپاتیت‌های جدایش یافته که نسبت به مقادیر کندریتی (Boynton, 1984) نرمال شده‌اند. به تشابه بین نمودار مربوط به انکلاو و سنگ میزبان در هر توده پلوتونیک توجه شود.

کانی‌هایی که در ابتدا درون انکلاو یا مذاب فلسیک متبلور می‌شوند تأثیر بسزایی در ترکیب مذاب برجای مانده دارند به عنوان مثال طبق اظهارات (Tepper and Kuehner, 2004) کمبود عناصر P و Zr در انکلاوها می‌تواند به دلیل تبلور زود هنگام آپاتیت و زیرکن در ماگمای گرانیتوئیدی باشد چرا که این امر باعث کاهش غلظت این عناصر در ماگمای میزبان شده و در نتیجه این عناصر از طریق فرایند انتشار می‌توانند از مذاب مافیک وارد مذاب فلسیک (ماگمای میزبان) شوند. بالعکس، تبلور فراوان بلورهای بیوتیت در انکلاو می‌تواند باعث انتشار عناصر پتاسیم و روبیدیم از ماگمای میزبان به سمت انکلاو شده و تمرکز این عناصر را در بخش انکلاو افزایش دهند.

تعادلی که بین کانی‌های موجود در انکلاو و کانی‌های میزبان رخ می‌دهد برای عناصر اصلی با سرعت بیشتری انجام می‌شود در حالیکه عناصر کمیاب با آهستگی بیشتری به تعادل می‌رسند (Vannucci et al. 1993; Tepper and Kuehner, 2004).

به اعتقاد (Tepper and Kuehner, 2004) و در ارتباط با توده نفوذی Chilliwack ترکیب عناصر اصلی انکلاوها (بجز آلکالی‌ها) مستقل از سنگ میزبان بوده و به مقدار کمتری تحت تأثیر فرایند انتشار و هیبریدیزاسیون قرار گرفته است. همین مساله باعث شده تا ترکیب عناصر اصلی این انکلاوها معرف ترکیب سنگ بازیک اولیه باشد. علت این موضوع نیز سرعت آهسته انتشار Si است که توزیع سایر عناصر اصلی بجز آلکالی‌ها را محدود می‌کند. برعکس عناصر اصلی، ترکیب عناصر نادر خاکی در انکلاوهای مافیک ممکن است به مقدار زیادی متأثر از ترکیب ماگمای میزبان باشد. تبادل این عناصر بیشتر مربوط به زمانی است که ماگماهای مافیک و فلسیک به صورت لایه لایه در کنار هم بوده و هنوز ماگمای مافیک به صورت انکلاوهای مجزا جدایش نیافته است.

تبادلات شیمیایی بین یک ماگمای مافیک و ماگمای فلسیک به صورت انتشار و برای دو ترکیبی که در حالت مایع هستند، مستلزم آنست که انکلاو مافیک در بالای سالدوس خود بوده و برای مدت زمان طولانی در تماس با

ماگمای فلسیک باشد. به دلیل اینکه انکلاو مافیک به سرعت درون میزبان فلسیک سرد شده و متبلور می‌شود، چنین انتشاری غیرمحمول خواهد بود. محتمل‌ترین حالت برای وقوع چنین انتشاری آنست که ماگما حالت لایه لایه داشته و حضور حجم‌های بالای ماگمای مافیک در کنار ماگمای فلسیک مانع از سرد شدن ناگهانی ماگمای مافیک می‌شود. عناصری از قبیل Fe, Mg, یا Ca از عناصری هستند که انتشار آنها بسیار آهسته صورت می‌گیرد چراکه این عناصر بیشتر تمایل به حضور در فاز مافیک دارند (Watson 1982). عناصر HFSE نیز مانند عناصر REE بیشتر در بخش مافیک تمرکز یافته و سرعت انتشار آنها بیشتر از Si است (Watson 1982). برخلاف عناصر HFSE، عناصر آلکالی بیشتر تمایل به تجمع در فاز فلسیک را دارند (Watson 1976, 1982).

2-2-6- آمیختگی ماگماهای با ترکیب متفاوت و تشکیل انکلاوهای مافیک در سنگهای گرانیتی

برای انجام پدیده اختلاط، ماگماهای دارای ویژگی‌های بسیار متفاوت، بایستی از لحاظ زمانی و مکانی بسیار به هم نزدیک باشند. اگرچه این امکان وجود دارد که چنین تصور نماییم که دو مذاب مافیک و فلسیک حاصل از تفریق یک ماگمای اولیه (Marshall and Sparks, 1984) یا حاصل از ذوب بخشی یک سنگ اولیه باشند (Yoder, 1973)، ولی بایستی به این مساله توجه نمود که در هر جایی که حجم‌های عظیمی از سنگ‌های گرانیتی وجود دارند، بیشتر شواهد کانی‌شناسی، شیمیایی و ایزوتوپی نشان‌دهنده آنند که ماگماهای اولیه این سنگ‌ها دارای منشأهای متفاوتی بوده اند بطوریکه مذاب‌های مافیک از گوشته و مذاب‌های گرانیتی از پوسته قاره‌ای مشتق شده‌اند.

اتاق‌های ماگمایی که دارای ماگمای سیلیسی کم چگال هستند، همچون مانعی در برابر فوران ماگمای بازالتی عمل می‌نمایند و فرصت مناسبی را برای گسترش اختلاط ماگمای بازیکی که به صورت حوضچه‌ای در قاعده اتاق ماگمای سیلیسی قرار دارد، فراهم می‌کنند (Sparks et al., 1977). در مقابل هنگامی که یک ماگمای سیلیسی در درون یک اتاق ماگمایی بازالتی جایگزین شود، سریعاً به سمت بالا صعود نموده و در قسمت فوقانی اتاق ماگمایی لایه مذاب جدیدی را تشکیل می‌دهد. در این حالت نیز فرصت مناسبی برای عمل اختلاط فراهم می‌گردد.

2-2-6-1- معیار تشخیص ماگماهای اختلاط یافته

شواهد مربوط به اختلاط ناقص ماگماهای مافیک و گرانیتی زمانی به خوبی قابل تشخیص است که اختلاف دمایی بین دو ماگما به اندازه ای زیاد باشد که موجب انجماد سریع ماگمای مافیک گردد (شکل 7). در نتیجه حاشیه سریعاً سرد شده انکلاوهای مافیک موجود در گرانیت را می‌توان به عنوان یک معیار اولیه در ارتباط با عمل اختلاط بین دو ماگما در نظر گرفت. میزان تبادلات شیمیایی بین بالش‌های مافیک و زمینه گرانیتی به عوامل زیادی بستگی دارد (Sparks and Marshall, 1986; Cook, 1988; Tepper and Kuehner, 2004; Barbarin, 2005)، اما به نظر می‌رسد حداقل تبادل شیمیایی در حالتی اتفاق می‌افتد که اختلاف دمای دو ماگما به بیشترین حد خود برسد، ماگماها نسبتاً خشک باشند و ماگمای سردتر فراوانتر باشد (Wiebe, 1979). انکلاوهای مافیک دارای حاشیه سرد شده دارای اشکال بالشی نامنظم تا گرد شده با کرینولیشن‌های کوچک مقیاسی هستند که تحذب آنها به سمت بیرون است و این امر انعکاسی از ویسکوزیته بیشتر این بالش‌ها در حین سرد شدن می‌باشد (شکل 8). ممکن است بخش‌های درونی بالش‌های سرد شده تا مدت زمان زیادی به صورت غیر مستحکم باقی بمانند همین مساله موجب فشرده شدن این مجموعه‌های بالشی شده (شکل 8) و یا اینکه موجب آن می‌شوند تا این بالش‌ها اطراف ادخال‌های جامد را فرا گرفته و شکل آنها را به خود بگیرند (شکل 7). جاییکه بالش‌های مافیک به طور سریع بر روی کف اتاق ماگمایی تجمع حاصل می‌کنند، وزن بالش‌های جدید (فوقانی‌تر) سبب می‌شود که بالش‌های تحتانی که هنوز استحکام نیافته‌اند، با فشار به درون فضاها موجود در بین بالش‌های فوقانی حرکت کرده و به سمت بالا فشرده شوند. این فرایند سبب می‌شود که

بالش‌های مذکور زائده‌هایی به سمت بالا نشان دهند (شکل 9). در مقابل بالش‌هایی که بطور سریع در آب سرد می‌شوند زائده‌هایی به سمت پایین دارا می‌باشند. زمینه گرانیتهی بین بالش‌های کاملاً به هم فشرده شده، به شکل مجموعه‌ای از رگه‌های به هم پیوسته می‌باشند. در گذشته چنین تصور می‌شد که این مجموعه‌ها بر اثر نفوذ رگه‌هایی از ماگمای فلسیک به درون سنگ‌های مافیکی که هنوز بطور کامل منجمد نشده‌اند، حاصل گشته‌اند (e.g. Windley, 1965). مهمترین ایراد مربوط به تصور فوق، درجه شدید سرد شدگی در حاشیه‌های مجموعه‌های مافیک است. وجود چنین سرد شدگی‌های شدیدی بیانگر کاهش ناگهانی و سریع دما می‌باشد. از آنجاییکه برای از دست رفتن این مقدار گرما، به مقدار بسیار بیشتری ماگمای گرانیتهی نسبت به آنچه در رگه‌ها دیده می‌شود نیاز است (Furman and Spera, 1985) بنابراین این احتمال به مقدار زیادی تقویت می‌شود که بیشتر کمپلکس‌های رگه‌ای از طریق ته نشست متوالی مجموعه‌های مافیک سرد شده در درون یک مخزن ماگمای سیلیسی حاصل شده‌اند. این موضوع به خوبی در بالش‌های موجود در شکل‌های 8 و 9 نشان داده شده است.

بسیاری از ویژگی‌هایی که در موارد ویژه‌ای از اختلاط دیده می‌شود ممکن است به نظر برسد که با برهم کنش‌های صورت گرفته بین دو ماگمای همزمان سازگار نباشند. این ویژگی‌ها عمدتاً می‌توانند مربوط به تبادلات سریع گرمایی بین دو ماگما باشند. چنین دست‌یابی سریعی به تعادل دمایی باعث معکوس شدگی و بسکوزیته دو ماگما می‌شود (Blake et al., 1965; Sparks and Marshall, 1986) بطوریکه بالش‌های مافیک سریعاً سرد شده انجماد یافته ولی ماگمای گرانیتهی احاطه کننده آنها به شدت گرم می‌شود. شواهد مربوط به چنین تبادلات سریع دمایی را می‌توان در بالش‌هایی دانست که هم دارای حاشیه‌های کرینولیتی و سریعاً سرد شده و هم دارای حاشیه‌های مستقیم حاصل از شکستگی‌ها که بعداً ایجاد شده‌اند، می‌باشند (شکل 10). برخی مشاهدات نشان می‌دهند که میزان تبادلات شیمیایی در امتداد حاشیه‌های سرد شده اولیه بسیار بیشتر از تبادلاتی است که در امتداد شکستگی‌های بعدی حاصل شده‌اند (Wiebe, 1973).



شکل 7- بالش‌های مافیک شدیداً سرد شده موجود در زمینه گرانیتی دورگه. توجه داشته باشید که بلوکی از گنایس‌های ارکنن، بالش مافیک قابل مشاهده در تصویر را قطع نموده است و وقتی که بالش مذکور هنوز شکل پذیر بوده است، آن را دگرشکل کرده است. جزیره تونگایوالاک (Tunugayualok)، لابرادور (Wiebe, 1979).



شکل 8- بالش‌های مافیک دارای آرایش کاملاً به هم فشرده موجود در یک زمینه گرانیتی دانه‌ریز (غیر کومولیتی). این بالش‌ها به طور مجزا به درون یک دایک گرانیتی به ضخامت حدود 50 متر وارد شده‌اند و سپس بطور کاملاً فشرده‌ای آرایش یافته‌اند. به کنتراست پایینی واضح و کنتراست بالایی مبهم (نامنظم) بالش‌ها توجه نمایید. هنگامی که هر بالش تشکیل می‌شود، بخش جدیدی از سمت درونی ماگما در امتداد مرز فوقانی خود در معرض تماس با ماگمای میزبان قرار می‌گیرد و اجازه پیدا می‌کند تا با زمینه گرانیتی فوق‌العاده داغ واکنش بیشتری انجام دهد، برای مثال توده نفوذی لایه ای جزیره نیوارک (Newark)، لابرادور (Wiebe, 1979).



شکل 9- بالش‌های کاملاً به هم فشرده‌ای که زائده‌هایشان معرف حرکت آنها به سمت بالا می‌باشد. وزن بالش‌های رویی سبب شده است تا بالش‌های زیرین که هنوز تا حدودی متحرک بوده‌اند به درون وقفه‌ها و یا فضاهای بین بالش‌های فوقانی فشرده و رانده شوند. این تصویر از همان محل شکل 8 گرفته شده است.



شکل 10- بالش‌های مافیک سرد شده کاملاً متراکم شده و آرایش یافته. بالش موجود در بالای بلوک دورگه شکسته شده است و چون در زمینه گرانیتی هنوز مقداری ماده مذاب وجود داشته است این مواد به درون شکستگی راه یافته و در آنجا متبلور گردیده‌اند.

2-2-6-2- کنترل‌های ساختاری آمیختگی در سنگ‌های پلوتونیک

در طی آمیختگی بین ماگماهای مختلف، سه حادثه یا حالت بنیادی مختلف ممکن است صورت گیرد که عبارتند از:

1) هم ماگمای مافیک و هم ماگمای فلسیک به طور کم و بیش همزمان به درون یک سری یا سری‌های مشابهی از شکستگی‌ها تزریق شوند؛

2) یک اتاق ماگمایی گرانیتی توسط ماگمای مافیک مورد هجوم واقع گردد؛

3) اتاق ماگمایی مافیک توسط یک ماگمای گرانیتی مورد هجوم واقع شود.

هر یک از حالت‌های فوق فرصت‌های متفاوتی را برای برهم کنش‌های بین دو ماگما فراهم می‌کنند و هر یک از آنها دارای ویژگی‌های مشخصی هستند که می‌توان به طور معمول آنها را بر روی زمین تشخیص داد. وقتی دو ماگمای متفاوت در درون دایک‌ها با هم تلاقی پیدا کنند، بالش‌های مافیک بطور بارزی در زمینه گرانیتی تشکیل می‌شوند (شکل 11). در این شرایط هر دو نوع سنگ دارای ترکیبی هستند که به ترکیبات مذاب مادر آنها نزدیک می‌باشد. به علت اندازه نسبتاً کوچک توده مرکب (حاصل از اختلاط ماگمایی)، احتمالاً سرد شدن به قدری سریع بوده است که برای انجام فعل و انفعالات شیمیایی بین ماگما فرصت محدودی وجود داشته است.



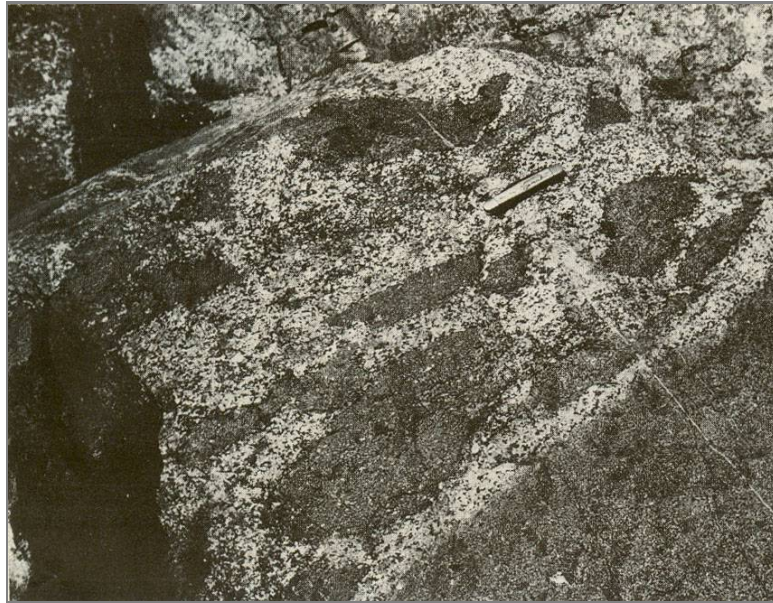
شکل 11- دایک حاوی بالش‌های مافیک دانه ریز موجود در یک زمینه گرانیتی دانه ریز (غیر کومولیتی). توده‌های نفوذی لایه‌ای جزیره نیوارک. لابرادور (Wiebe, 1979)

وقتی که ماگمای مافیک (برای مثال ماگمای بازالتی) به درون یک اتاق ماگمایی سیلیسی تزریق شود، جرم حجمی بیشتر ماگمای مافیک سبب می‌گردد که ماگمای مذکور در کف اتاق ماگمایی سیلیسی تجمع پیدا کند. از آنجاییکه عموماً مخازن ماگمایی سیلیسی به صورت بخشی انجماد حاصل می‌کنند، ماگمای مافیک در اصل در امتداد سطحی از کومولیت‌های سیلیسی در بخش تحتانی مخزن این ماگماها نفوذ نموده و در نهایت یک لایه مافیکی را در زیر مذاب‌های سیلیسی بخش فوقانی مخزن تشکیل می‌دهند. چنانچه مخزن سیلیسی بزرگ بوده و ماگمای مافیک تزریق شده از حجم کمی برخوردار باشد، بالش‌ها و مجموعه‌های صفحه‌ای (با بیش از چند متر ضخامت) تشکیل شده از مواد مافیک که دارای حاشیه‌های انجماد سریع هستند در تمامی جهات تشکیل خواهند شد (شکل 12). زمانیکه حجم‌های بیشتری از ماگمای مافیک تزریق می‌شوند، ممکن است سریعاً یک لایه همرفتی (convecting layer) و پایدار از مواد مافیک در کف اتاق ماگمایی تشکیل شود. معمولاً قاعده چنین تزریقی دارای حاشیه سرد شده‌ای خواهد بود که در مقابل یا در مجاورت ماگمای قاعده‌ای سیلیسی قرار دارد، در عوض حاشیه فوقانی فاقد یک حاشیه سرد شده خواهد بود و به تدریج به سمت بالا با کومولیت‌های سیلیسی اختلاط یافته و یک حالت دورگه را بوجود می‌آورد (شکل 13) (Wiebe, 1974; Barbarin, 1988a). محتوای گرمایی لایه مافیک ضخیم‌تر سبب خواهد شد که در فصل مشترک فوقانی، دما تا مدت زمان بیشتری بالا باشد و ممکن است به انجام تعادل دمای بالاتری منجر شود. چنین دمای بالاتری و همچنین جریان همرفتی سریع موجود در درون ماگماهای مافیک و سیلیسی سبب می‌گردد تا فصل مشترک فوقانی بین دو ماگما گسیخته شود و اجازه دهد تا انکلاوهای مافیک به درون ماگمای سیلیسی در حال صعود راه یابند. با سرد شدن بیشتر ممکن است این انکلاوها در درون و به همراه کومولیت‌های سیلیسی که نهایتاً در ترازهای بالاتری رسوب می‌کنند دیده شوند (Wiebe, 1974).



شکل 12- توده‌های بالش مانند متشکل از هورنبلند گابرو در یک زمینه دیوریتی کوارتزار کومولیتی. اینگونیش (Ingonish)، نوواسکوتیا (Wiebe, 1979) (Nova Scotia)

جایگزینی‌های متوالی حجم‌های نسبتاً کوچک ماگماهای مافیک به درون مخازن سیلیسی باعث ایجاد یک توالی چینه‌شناسی از لایه‌ها و بالش‌ها در کف مخزن ماگمایی می‌شود. این توده‌های مافیک موجود در لایه کومولیتی سیلیسی، از مواد سیلیسی دارای ترکیب مذاب‌های اولیه براحتی (توسط ویژگی‌های بافتی و ترکیبی) قابل تشخیص خواهند بود. مثال‌های جالبی از چنین روابطی، در توده‌های نفوذی کالک آلکالن (Wiebe, 1974) و در یک توده نفوذی لایه‌ای مرکب که همراه با کمپلکس آنورتوزیت پروتروئیک می‌باشد (Wiebe, 1988)، مشاهده گردیده است. از آنجاییکه در چنین مقاطعی احتمالاً سنگ‌های مافیک و هیرید نوع غالب سنگ‌های تشکیل دهنده هستند، ممکن است که چنین به نظر نرسد که این سنگ‌ها با مخازن سیلیسی در ارتباط باشند. برای تشخیص این توده‌ها فقط لازم است که مشخص نماییم مواد سیلیسی محصور کننده بالش‌های مافیک دارای منشاء کومولیتی هستند. برخی از مدل‌های هیریدی Guernsey (که به صورت شبکه‌های رگه‌ای توسط Elwell et al., 1962, figs. 2 and 3 توصیف شده‌اند) به احتمال زیاد حاصل از تزریق مذاب‌های مافیک به مخازن سیلیسی هستند چراکه شبکه‌های رگه‌ای گرانیتی دارای بافت و ترکیبی هستند که نشان دهنده منشاء کومولیتی آنها بوده و بنابراین معرف تزریق مذاب به درون گابروهای تا حدودی منجمد شده نمی‌باشند.



شکل 13- قسمت فوقانی یک لایه مافیک به ضخامت 8 متر که به صورت مذاب به درون یک اتاق ماگمایی سیلیسی تزریق شده است. اگرچه کنتاکت قاعده‌ای (که در این تصویر نشان داده نشده است) در مقابل (در مجاورت) کومولیت‌های سیلیسی زیرین سریع‌ا سرد شده است. ولی کنتاکت فوقانی به سرعت سرد نشده است و در عوض تا فاصله‌ای به ضخامت دو متر به سمت بالا و به تدریج در درون کومولیت سیلیسی راه یافته و یک زون دورگه‌ای را تشکیل داده است که به سمت بالای آن میزان فراوانی انکلاوهای مافیک کاهش می‌یابد. در سطوح بالاتر انکلاوها کوچکتر و هضم شده‌تر می‌گردند. اینگونیش (Ingonish) نوا اسکوتیا (Wiebe, 1979).

اگر چه در در هنگام تزریق ماگمای سیلیسی به درون مخازن ماگماهای مافیک بایستی برهم کنش‌های زیادی بین دو ماگما حاصل شود ولی در چنین حالتی دسترسی به شواهد مربوط به تزریق ماگمای سیلیسی به درون مخازن ماگماهای مافیک مشکل‌تر است. بالا بودن میزان این برهم کنش‌ها به این دلیل است که ماگمای سیلیسی که دارای جرم حجمی کمتری است بایستی به سرعت به بخش فوقانی مخزن مافیک انتقال یابد و همچنین بسیاری از مواد حاصل از اختلاط نیز بایستی به بخش‌های عمیق‌تر رفته و احتمالاً در این بخش‌ها با ماگمای داغ‌تر موجود در بخش تحتانی مخزن اختلاط یابند (Wiebe and wild, 1983). در جاییکه ماگماهای سیلیسی نفوذی، به درون کومولیت‌های مافیک از قبل انجماد یافته موجود در بخش تحتانی مخزن ماگمای مافیک نفوذ می‌کنند، ممکن است اختلاط گسترده‌ای رخ دهد بطوریکه ماگماهای مافیک باقی مانده در این بخش‌ها به سمت پایین حرکت کرده و از مخازن ماگمایی مافیک خارج شده و به درون ماگمای سیلیسی بخش تحتانی خود نفوذ می‌کنند (شکل‌های 8، 9 و 10). در چنین شرایطی هم سنگ‌های مافیک و هم سنگ‌های سیلیسی دارای ترکیباتی نزدیک به ترکیب مذاب‌های متشکله آنها می‌باشند، در مطالعات صحرایی نیز این مجموعه‌های سنگی می‌توانند بسیار شبیه به اختلاط‌های تصادفی باشند که در دایک‌ها دیده می‌شوند.

برای تشخیص اینکه کدام یک از سه حالت ممکن مورد اشاره در بالا در توده‌های مورد مطالعه رخ داده‌اند بایستی مطالعه دقیقی را بر روی طبیعت مواد گرانیتی که مجموعه‌های مافیک را احاطه نموده‌اند انجام داد. اگر بتوان مشخص نمود که این مواد گرانیتی دارای منشاء کومولیتی هستند، بنابراین می‌توان گفت که عمل اختلاط ناشی از تزریق مذاب مافیک به درون مخزن ماگمای گرانیتی هستند که از قبل موجود بوده است. چنانچه سنگ‌های گرانیتی دارای

ترکیب مشابه با مذاب باشند، در چنین حالتی ماگماهای گرانیتهی یا به درون یک مخزن ماگمای مافیک نفوذ کرده‌اند و یا به طور تصادفی به همراه ماگماهای مافیک به درون مجموعه‌ای از درز و شکافها تزریق شده‌اند.

۲-۶-۳- بافت‌های میکروسکوپی حاصل از اختلاط

شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی زیادی وجود دارد که نشان می‌دهد که در توده‌های پلوتونیک حداقل در مقیاس‌های کوچک، آمیختگی ماگمایی (commingling) یا اختلاط ماگمایی (mixing) رخ داده است. سوال این است که آیا این اختلاط یا آمیختگی، کم و بیش اتفاقی و ناچیز می‌باشد یا اینکه اختلاط یا آمیختگی یک فرایند اساسی است و حتی می‌تواند توده‌های ماگمایی باتولیتی را تشکیل دهد؟

در این رابطه دوازده سیستم ماگمایی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Hibbard, 1991) که هر کدام مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق (supraplutonic) را در بر می‌گیرند و چگونگی تشکیل آنها حداقل با بخشی از مدل اختلاط یا آمیختگی ماگمایی سازگار است. هر سیستم مجموعه‌ای از کانی‌ها را شامل می‌شود که می‌تواند نسبت به مجموعه کانی‌های سیستم‌های دیگر فلسیک‌تر (سیلیسی‌تر) باشد. تفاوت ترکیبی بین آنها ممکن است کم یا زیاد باشد اما در هیچ یک از موقعیت‌ها، موردی مشاهده نمی‌شود که اختلاط یا آمیختگی بین دو عضو انتهایی بازالتی و ریولیت، سیلیسی باشد (Furman and Spera, 1985). بر اساس چهار نوع توده پلوتونیک میزبان، دوازده سیستم اختلاط ماگمایی دسته بندی شده‌اند (Hibbard, 1991) (شکل 14). دوازده بافتی که با اختلاط ماگمایی سازگار هستند، حاصل از اختلاط یک سیستم مافیک‌تر (mMS^1) با یک سیستم فلسیک‌تر (mFS^2) بوده و باعث ایجاد یک سیستم هیبرید (HS) می‌شوند. حضور این بافت‌ها در توده نفوذی میزبان و در انکلاوها برای هر یک از دوازده منطقه اختلاط ماگمایی توسط یک کد حرفی (A-L) مشخص شده است.

هنوز نمی‌توان هیچیک از روابط بافتی (شکل 14) را صریحاً به عنوان شاهدهی از اختلاط ماگمایی به کار برد. لیکن برای مبحث اختلاط ماگمایی بایستی مجموعه‌ای از بافت‌های موجود را در نظر گرفت. پنج فرایند اصلی وجود دارد که مربوط به اختلاط ماگماهایی است که حداقل از لحاظ ترکیبی و دمایی تا حدودی با هم متفاوتند. این پنج فرایند عبارتند از:

1) سرد شدن سریع سیستم‌های مافیک‌تر (mMS) از طریق انتقال گرما به سیستم‌های فلسیک‌تر (mFS) باعث افزایش نرخ هسته‌زایی و تبلور می‌شود.

2) افزایش دمای سیستم فلسیک‌تر باعث ذوب بخشی یا انحلال بلورهای قدیمی‌تر می‌شود؛

3) ممکن است قبل از عمل اختلاط، در مقیاس وسیع عمل انتقال دمایی رخ دهد و این امر موجب می‌شود تا قبل از اینکه فازهای بلورین و مذاب در کنار هم قرار گیرند مراحل 1 و 2 رخ دهد؛

4) هنگامی که یک ماگمای آهن یا منیزیم‌دار با ماگمای پتاسیم‌دار آمیخته می‌شود، بیشتر ترکیبات سیستم‌های اختلاط یافته باعث تشکیل بیوتیت هیدروژنیک می‌شوند؛

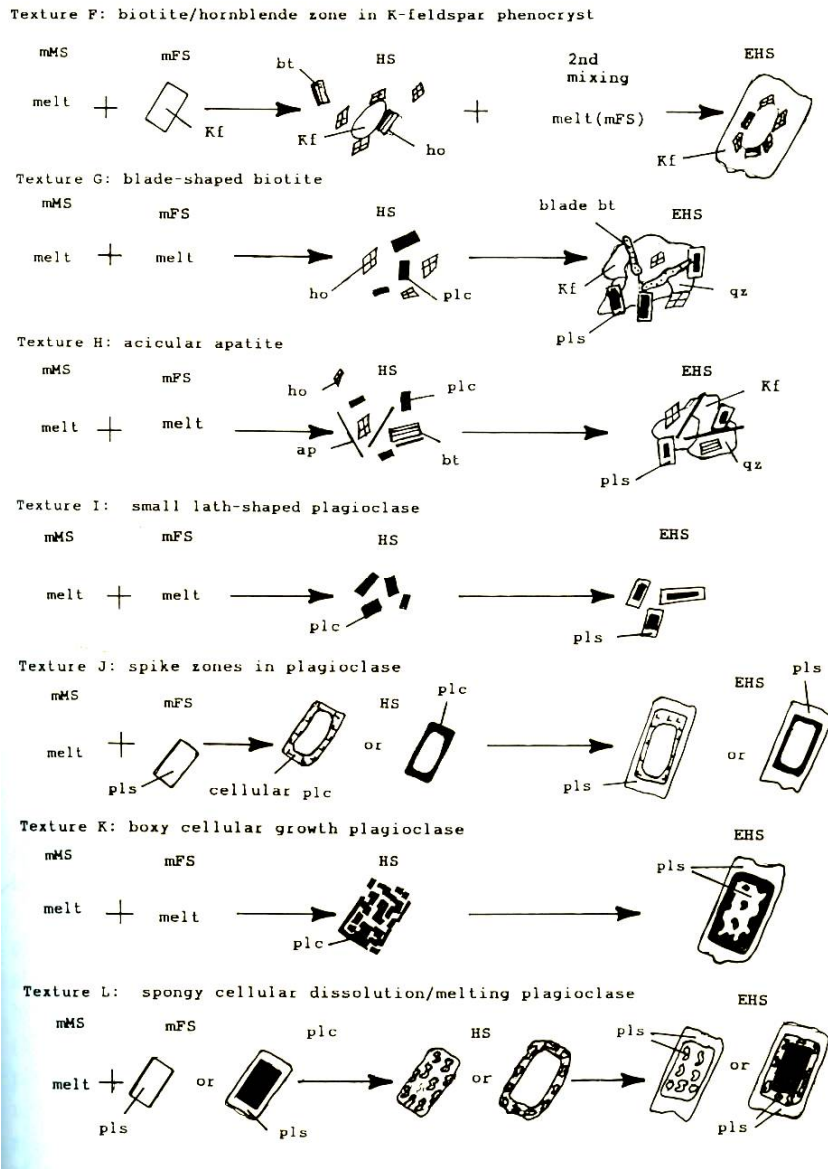
5) مراحل انتهایی عمل اختلاط، با تعادل دمایی و تبلور یک ماگمای واحد کمابیش هموزن همراه است که به آن سیستم هیبرید تعادل یافته (EHS^3) گفته می‌شود.

در ادامه بحث و در چهارچوب پنج فرایند فوق‌الذکر، هر یک از اجزای مجموعه‌های بافتی سازگار با اختلاط ماگمایی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

1 - more mafic system

2 - more felsic system

3 - equilibrated hybrid system



شکل 14- تحول در نظر گرفته شده برای تشکیل بافت‌های دوازده سیستم اختلاط ماگمایی که حاصل اختلاط ماگمایی یک سیستم فلسیک‌تر (mFS) با یک سیستم مافیک‌تر (mFS) می‌باشند. بافت‌های اولیه ایجاد شده در سیستم هیبریدی (HS) به بافت‌های مشخصه یک سیستم هیبریدی به تعادل رسیده (EHS¹) تحول یافته‌اند. تفاوت ترکیبی پلاژیوکلاز سدیک‌تر (pls²) در مقایسه با پلاژیوکلاز کلسیک‌تر (pls³) امری نسبی است. محل توزیع بافت‌هایی که در دوازده سیستم اختلاط ماگمایی وجود می‌آیند، نسبت به توده‌های میزبان و انکلاوهایشان به طور شماتیک نشان داده شده‌اند.

بافت A: در ارتباط با تشکیل بافت راپاکیوی چنین پیشنهاد شده است که این بافت بر اثر سرد شدن سریع مذاب مافیک صورت می‌گیرد که در نتیجه آن بلورهای پلاژیوکلاز به دور پتاسیم فلدسپار اولیه رشد می‌کنند (Hibbard,)

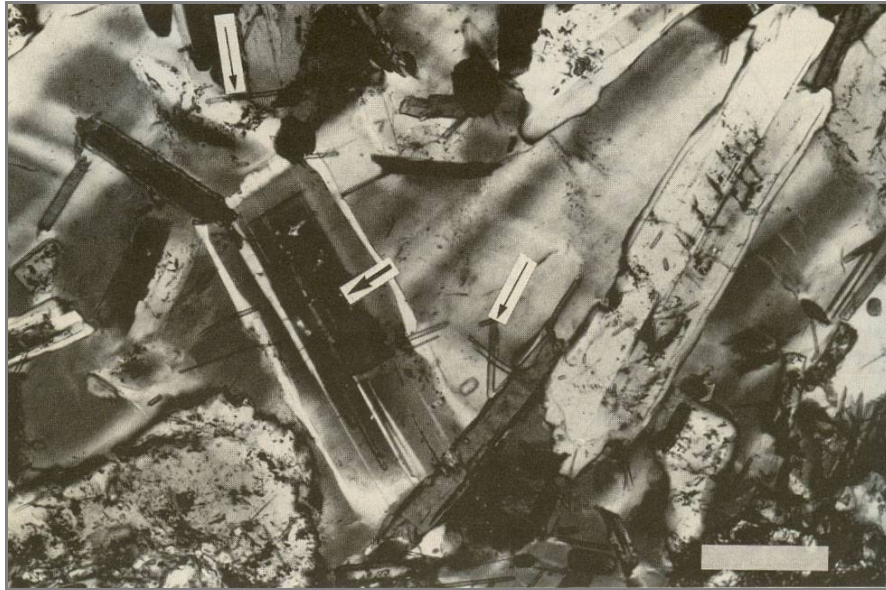
1 - Equilibrated Hybrid System
 2 - more sodic plagioclase
 3 - more calcic plagioclase

1981). برای تشکیل چنین پوششی، همانند آنچه در سیستم‌های گرانیته دو فلدسپاری مشاهده می‌شود باید پتاسیم فلدسپار قبلا در قطب فلسیک تر سیستم اختلاط یافته وجود داشته باشد. در نتیجه در سیستم‌های میزبان گرانیته‌دیدی که در آنها پتاسیم فلدسپار یک فاز بین دانه‌ای انتهایی است این بافت تشکیل نمی‌شود. همچنین در سیستم‌های میزبان تک فلدسپاری که در آنها آلکالی فلدسپار بطور همزمان با کوارتز در نقطه مینیمم حرارتی متبلور می‌شود، بلورهای فلدسپار پتاسیم نمی‌توانند به عنوان یک بلور فنوکریست اولیه و آزادی ظاهر شوند که بلورهای پلاژیوکلاز آنها را احاطه می‌کنند.

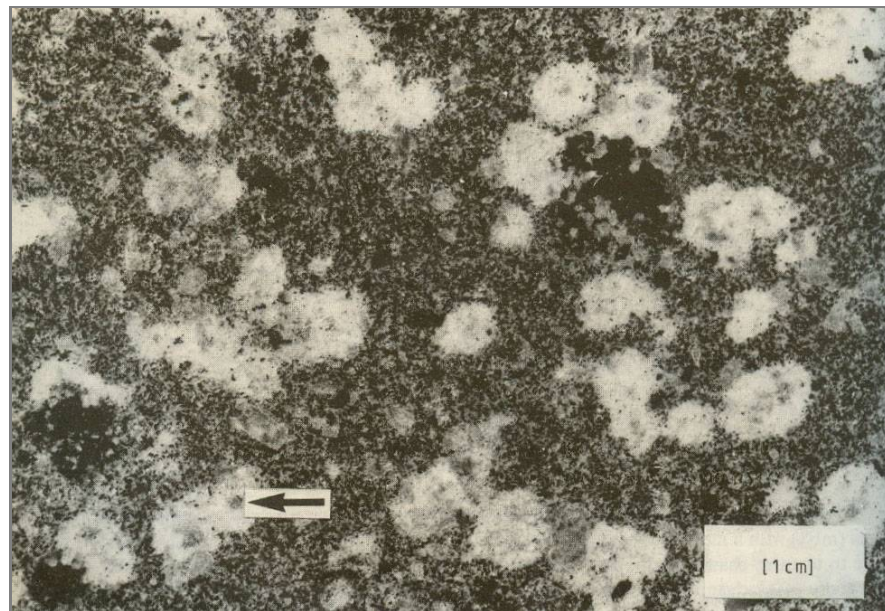
بافت B: بافت آنتی راپاکیوی ممکن است در سیستم‌های اختلاط یافته و در نتیجه مجاورت یک مذاب غنی از مشکله آلکالی فلدسپار با پلاژیوکلازی که در یک سیستم مافیک تر تشکیل شده است حاصل شود. مشخص شده است که نرخ هسته‌زایی فلدسپار در زیر لیکوئیدوس یا درست در مرز لیکوئیدوس کند است (Fenn, 1977) و ممکن است پلاژیوکلاز به صورت جایگاه هسته‌سازی موقتی برای آلکالی فلدسپار عمل نماید و در نتیجه آلکالی فلدسپار نقش یک پوشش را بازی می‌کند. بافت آنتی راپاکیوی به توده‌های نفوذی میزبان گرانیته تک فلدسپاری و انکلاوهایشان محدود شده است (شکل 14). اما می‌توان انتظار داشت که این بافت در سنگ‌های دیگری که در آن پتاسیم فلدسپار یا آلکالی فلدسپار یک فاز تقریبا پایانی است نیز تشکیل گردد. در سیستم‌های گرانیته دو فلدسپاری که پتاسیم فلدسپار نسبتا زودتر هسته‌سازی کرده و احتمال احاطه شدن آن با بلورهایی از جنس خودش بیشتر است، این بافت دیده نمی‌شود.

بافت C: بافت پوئیکلیتی کوارتز/پتاسیم فلدسپار (شکل 15) از تبلور یک ماده مذاب فلسیک تر یا مذاب آبدار، پس از تبلور بلورهای بسیار کوچک و سریعا تشکیل شده پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت در سیستم ماگمایی مافیک و در طی پیشرفت و تحول سیستم هیبریدی بوجود می‌آید. در این حالت، سیستم هیبریدی حاوی بلورهای بسیار ریزی است که به آرامی سرد می‌شوند و نزدیک به لیکوئیدوس ماده مذاب برجای مانده، تعداد کمی از هسته‌های کوارتز و پتاسیم فلدسپار تشکیل می‌شوند، نتیجه این عمل رشد تعدادی از بلورهای درشت کوارتز و پتاسیم فلدسپار می‌باشد که به صورت غربالی (پوئیکلیتی)، بلورهای قدیمی تر را در بر می‌گیرند.

بافت D: بافت چشمی اسفن (شکل 16 و 17) از یک اجتماع کم و بیش کروی شکل حاوی پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کوارتز هم‌زیست با یک بلور اسفن و فاقد بیوتیت تشکیل شده است. بخش داخلی چشم‌ها نیز از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده است اما در اینجا بیوتیت وجود دارد و این امر باعث اختلاف ظاهری بین چشم و زمینه می‌شود (شکل 16). اسفن با بلورهای تیغه ای شکل کوچک پلاژیوکلاز کلسیک تر دارای رابطه افیتیکی بارزی می‌باشد (شکل 17). این پلاژیوکلازها معرف هسته‌سازی سریع در سیستم مافیک تر سریعا سرد شده هستند. وجود اسفن انعکاسی از وجود یک ماگمای مافیک تر غنی از تیتانیم و دارای نرخ هسته‌سازی کمتر در مقایسه با بلورهای تیغه‌ای شکل ریز پلاژیوکلاز می‌باشد. فقدان هورنبلند نشان می‌دهد که سیستم ماگمایی مافیک تر در این مرحله به طور محلی آنورتوزیتی بوده است. اختلاط با یک سیستم سدیک تر سبب می‌شود محیط خارج گرمای سیستم مافیک تر را جذب کرده و موجب سردتر شدن آن می‌گردد و باعث می‌شود که کوارتز، پلاژیوکلاز سدیک تر و پتاسیم - فلدسپار بر روی یا نزدیک به واحدهای اسفن - پلاژیوکلاز متبلور شوند. مرحله دوم اختلاط با مذاب مافیک تر، سیستم دورگه ای را که به طور ناقص متبلور شده برهم می‌زند (disaggregate) و به طور همزمان سبب تشکیل بیوتیت هیدروژنیک در یک سیستم دو رگه‌ای جدید می‌شود که در زمینه بخش داخلی چشم ظاهر می‌شود. این بافت یک بافت معمولی نیست و بدیهی است که تشکیل آن مستلزم شرایط خاصی از ترکیب و اختلاط مجدد می‌باشد.

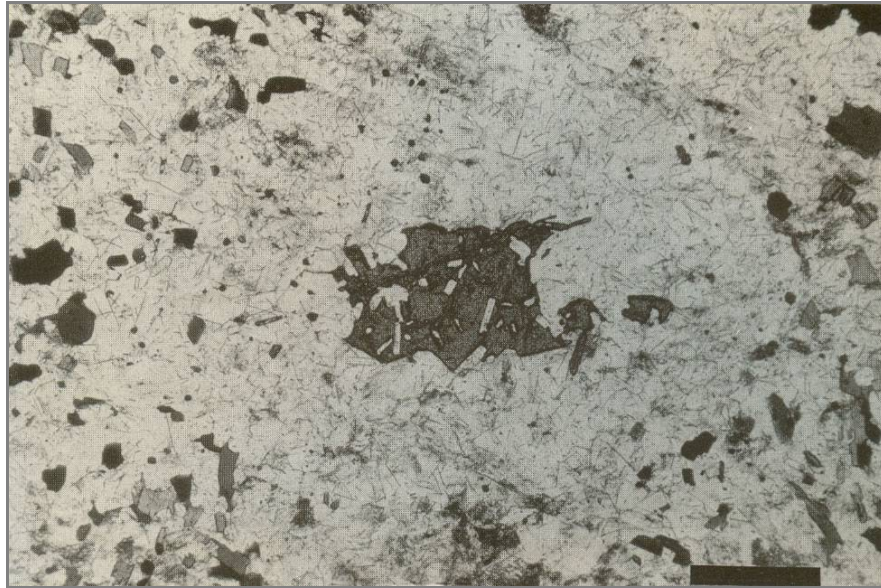


شکل 15- بلورهای تیغه‌ای شکل ریز پلاژیوکلاز باهسته‌های کلسیک (فلش‌های ضخیم)، بیوتیت و هورنبلند (که نشان داده نشده است) و سوزن‌های آپاتیت (فلش‌های باریک) که به صورت غربالی توسط بلور میکروکلین، (از میدان دید تصویر بسیار بزرگتر است) دربرگرفته شده‌اند. مقیاس میله‌ای معرف 0/5 میلی‌متر است. رشته کوه‌های اوکانوگان¹ واشینگتن ایالات متحده امریکا.



شکل 16- چشم‌های واجد اسفن - پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپار موجود در میکروگرانودیوریت بیوتیت دار. اسفن توسط فلش نشان داده شده است. عکس از استوک گراندیوریتی، آوستین نوادا² ایالات متحده امریکا.

¹ - Okanogan Range
² - Austin, Nevada



شکل 17- چشم‌های واجد اسفن - پلاژیوکلاز - کوارتز و پتاسیم فلدسپار، حاوی بلور اسفن مرکزی می‌باشند که با بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای شکل بسیار ریز نسبتاً کلسیک‌تر دارای یک رابطه افیتیکی می‌باشند. زون‌های عاری از بیوتیت اطراف اسفن، شامل بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای شکل و دارای هسته کلسیک، کوارتز، پتاسیم فلدسپار (هیچ کدام در این تصویر قابل مشاهده نیستند) و آپاتیت سوزنی می‌باشد. زمینه‌ای که چشم در آن واقع شده است حاوی بیوتیت هیدروژنیک همراه با کوارتز، پلاژیوکلاز و مقدار کمتری پتاسیم فلدسپار می‌باشد. مقیاس میله‌ای معرف 0/5 میلیمتر می‌باشد. انکلاو از کوه هیوزر¹، نوادا، ایالات متحده امریکا.

بافت E: بافت چشمی کوارتز - هورنبلند (شکل‌های 18 و 19) حاوی یک بلور نسبتاً بزرگ کوارتز می‌باشد که در بخش حاشیه، بلورهای کوچک هورنبلند را در بر گرفته است. (e.g. Sabatier, 1980; Vernon, 1990). بلورهای اولیه کوارتز موجود در یک سیستم فلسیک‌تر با یک سیستم مافییک‌تر که حاوی بلورهای کوچک هورنبلند سریعاً سرد شده می‌باشد، اختلاط یافته و این امر باعث مجاورت بلورهای کوارتز و هورنبلند می‌شود. سطح تماس هورنبلند با کوارتز موقعیتی را برای تثبیت آن در درون کوارتز فراهم می‌نماید. فاز دوم اختلاط که با وجود یک مذاب فلسیک‌تر مشخص می‌شود، سبب رشد سطحی بیشتر کوارتز اولیه شده و موجب می‌گردد تا بلورهای هورنبلند کاملاً دربر گرفته شوند. هنگامی که سیستم هیبریدی سرد می‌شود در اثر انحلال بخشی کوارتز، مقدار سیلیس کافی برای رشد مجدد کوارتز بر روی کوارتزهای قبلی به آسانی فراهم شده و در دسترس قرار می‌گیرد (Vernon, 1990). ممکن است در این بافت چشمی، کوارتز به همراه پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار باعث ایجاد زون خارجی فاقد هورنبلند شود (شکل 18). این واحدهای چشمی ممکن است در سیستم هیبریدی حاصل از اختلاط ثانویه محفوظ مانده یا اینکه ممکن است بر اثر یک فاز سوم اختلاط، فاز کوارتز - هورنبلند که از لحاظ مکانیکی پایدار است، در درون یک توده فلسیک‌تر بطور پراکنده دیده شود (شکل 19).

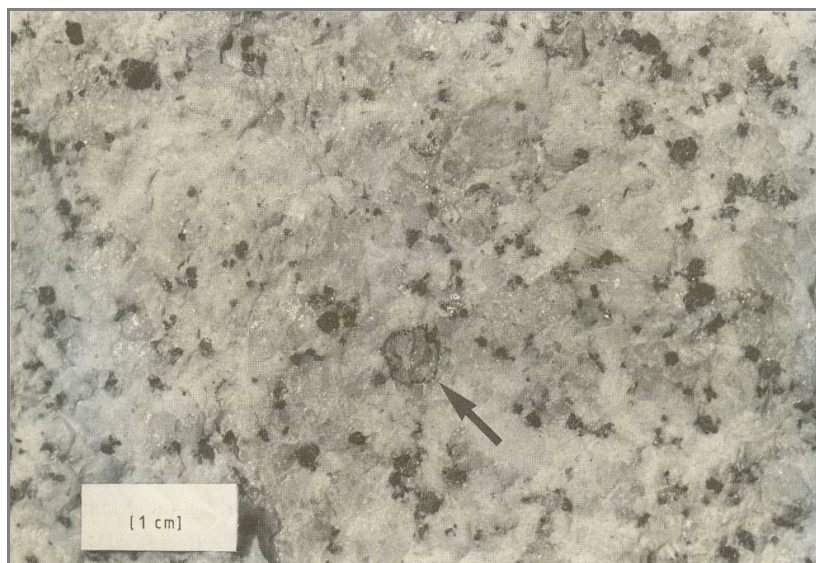
بافت F: زون‌های هورنبلند/ بیوتیت موجود در فنوکرسیت‌های پتاسیم فلدسپار با اختلاط ماگمایی سازگار هستند. این بافت شبیه بافت کوارتز چشمی می‌باشد. در این بافت پتاسیم فلدسپار سیستم فلسیک‌تر باید به سمت کنتاکت ماگمایی که قبلاً حاوی مقداری از فاز کانی‌های مافییک بوده، برده شود. افزایش رشد بلور فلدسپار پتاسیم موجب احاطه

¹ - Heuser

شدن کانی‌های مافیک درون فنوکریست پتاسیم فلدسپار می‌شود. این بافت تنها در صورتی می‌تواند تشکیل گردد که پتاسیم فلدسپار به صورت یک فاز نسبتاً اولیه در سیستم فلسیک وجود داشته باشد.



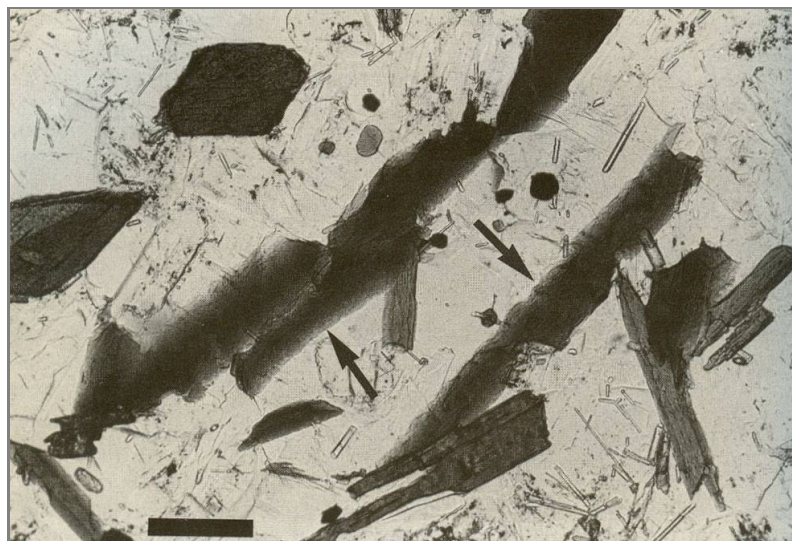
شکل 18 - چشم‌های هورنبلند - کوارتز، حاوی یک بلور کوارتز مرکزی و یک زون متشکل از بلورهای ریز هورنبلند که با کوارتزهای حاصل از هم‌رشدی سطحی، درهم قفل شده‌اند و با یک زون خارجی تر حاوی کوارتز - پلاژیوکلاز دنبال می‌شوند. زمینه‌ای که چشم‌ها در آن واقع شده‌اند حاوی بیوتیت هیدروژنیک می‌باشد که به صورت غربالی (پوئیکیلیتی) درون پتاسیم فلدسپار و کوارتز یافت می‌شود. سطح برشی از یکی از انکلاوهای کوه گرانیت¹، نوادای، ایالات متحده آمریکا.



شکل 19 - چشم هورنبلند - کوارتزی منفرد موجود در میزبان گرانیتی دو فلدسپاری (که توسط فلش نشان داده شده است) کوه هیوزر، نوادای، ایالات متحده آمریکا.

¹ - Granite Mountain

بافت G: بیوتیت تیغه‌ای (شکل 20) یک مورفولوژی غیر معمول بیوتیت است که بر اثر مجاورت غیرهمگن مذاب و فازهای بلورین حاصل شده و مشخص کننده سیستم‌های اختلاطی می‌باشد. اختلاط یک سیستم آلومینوسیلیکاته غنی از آهن و منیزیم با یک سیستم آلومینوسیلیکاته غنی از پتاسیم موقعیت مناسبی را برای تبلور بیوتیت هیدروژنیک فراهم می‌نماید. اگر به وسیله فازهای متبلور قدیمی‌تر، رشد فیزیکی بیوتیت محدود شود رشد طولی بیوتیت ممکن است به نحوی باشد که انعکاس دهنده ساختار اصلی بلور بیوتیت نباشد. نتیجه این عمل مورفولوژی تیغه‌ای شکل بیوتیت است که بخصوص توسط مقاطع قاعده‌ای طولی بخوبی نشان داده شده است.



شکل 20- بیوتیت تیغه‌ای (دو مقطع عرضی طولی آن توسط فلش نشان داده شده است) و آپاتیت سوزنی همراه با هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز و پتاسیم فلدسپار. مقیاس میله‌ای معرف 1/8 میلیمتر می‌باشد. انکلاوی از اوکانوگان رنج¹، واشنگتن، ایالات متحده امریکا.

بافت H: آپاتیت سوزنی (شکلهای 15، 17، 20) نیز به صورت بافتی حاصل از اختلاط ماگمایی معرفی شده است (Didier, 1973, 1978; Reid et al., 1983). این بافت حاصل از رشد سریع آپاتیت در ماگماهای سریعا سرد شده است (Wyllie et al., 1962) در چنین حالتی بخش‌های درونی سریعا سرد شده‌ی یک سیستم اختلاط یافته، بجای تشکیل آپاتیت‌های منشوری قطور، موجب تشکیل بلورهای سوزنی می‌شوند.

بافت I: تیغه‌های کوچک پلاژیوکلاز (شکلهای 15 و 17) نشان دهنده نرخ هسته زایی بالا هستند (Brandeis et al., 1984). این بلورهای اولیه که بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک‌تری هستند به بخش‌های با حاشیه‌های سدیک‌تر ختم می‌شوند (شکل 15) مگر اینکه به صورت ادخال در یک بلور میزبان از قبیل اسفن (شکل 17) یا پتاسیم فلدسپار (Hibbard, 1965) محفوظ باقی بمانند. در یک فرایند اختلاط ماگمایی این چنین زونینگی نشان‌دهنده برقراری تعادل در مراحل انتهایی است. معمولا هسته کلسیک‌تر این بلورها به ناگهان به یک بخش کاملا سدیک‌تر تبدیل می‌شود (شکل 15).

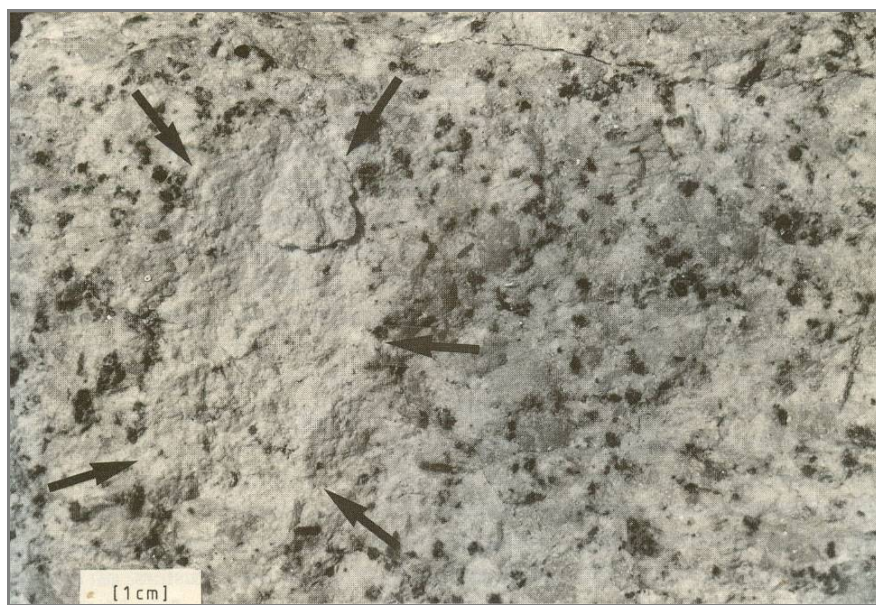
بافت J: زون‌های اسپایکی در پلاژیوکلاز² می‌تواند حاصل از اختلاط بلورهای پلاژیوکلاز سدیک‌تر با مذابی باشد که قابلیت تبلور بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک‌تری را دارد. چنانچه بخش مافییک‌تر به ناگهان و با سرعت زیاد سرد

¹ - Okanogan Range

² - spike zones in plagioclase

شود، ممکن است اسپایک‌ها حالت سلولی داشته باشند (به بافت K) مراجعه نمایید. اسپایک‌ها را می‌توان حاصل از ترکیب ماگماهای مشتق شده از منشاءهای متفاوت در نظر گرفت که احتمالاً یک سرد شدگی عمده را متحمل شده‌اند و یا اینکه حاصل از یک اختلاط درون ماگمایی (endomagmatic mixing) (Wiebe, 1968; Barbarin, 1990a) با کمترین سرد شدگی هستند. زوناسیون اسپایک کلسیک، ممکن است یک روند عادی به حاشیه سدیک‌تر داشته باشد که نشان‌دهنده حالت تعادلی اختلاط است. در وضعیتی متفاوت با حالت فوق، ممکن است یک اختلاط ثانویه رخ داده و موجب شود تا پلاژیوکلاز اولیه که دارای اسپایک حاشیه‌ای کلسیک‌تری است در یک مذاب فلسیک‌تر احاطه گردد. تبلور تعادلی باعث ایجاد حاشیه‌ای سدیک می‌شود همچنین در صورت وجود بلورهای سلولی نیز حاشیه آنها سدیک‌تر خواهد بود.

بافت K: پلاژیوکلازهای سلولی جعبه‌ای شکل¹، حاصل از نرخ نسبتاً سریع رشد و نرخ نسبتاً آهسته هسته‌زایی هستند (Lofgren, 1974). سردشدگی سریع یک سیستم مافیک‌تر می‌تواند شرایط مناسب برای رشد سلولی جعبه‌ای را محیا کند. هنگامیکه شرایط به صورت تعادلی باشد، در حاشیه هر یک از سلول‌ها، بخش‌های سدیک‌تر رشد می‌کند. همچنین حاشیه‌ای که تمامی این سلول‌ها را در بر می‌گیرد نیز تحت چنین شرایطی سدیک‌تر خواهد بود. واکنش پلاژیوکلاز سلولی کلسیک‌تر با سیستم مذاب فلسیک‌تر، به طور بارزی مرفولوژی سلولی پلاژیوکلاز را تغییر داده و آن را تعدیل می‌سازد. به همین دلیل گوشه‌های بلورهای جعبه‌ای شکل کمی گرد شده و واکنش انحلالی پیشرفته‌تر امکان دارد سبب از بین رفتن بخش‌های کوچکی از پلاژیوکلاز کلسیک‌تر مجزای موجود در پلاژیوکلاز سدیک‌تر شود (Hibbard, 1981). در شکل 21 مثالی از اینگونه بلورهای سلولی جعبه‌ای ارائه شده است که البته این بلورها با فنوکریست‌های معمولی متفاوتند. توزیع پراکنده این بلورها در مقایسه با توزیع یکنواخت فنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار موجود در این گرانیت نشان‌دهنده آنست که بین بلور و مذاب یک حالت تعادلی برقرار نبوده است.



شکل 21- پلاژیوکلاز سلولی جعبه‌ای بزرگ (که توسط فلش‌های بزرگ مشخص شده است) در گرانیت دو فلدسپاری میزبان، کوه هیوزر، نوادای ایالات متحده آمریکا.

¹ - Boxy cellular plagioclase

بافت L: پلاژیوکلاز سلولی اسفنجی بطور بسیار معمول بر اثر انحلال واکنشی یا ذوب مستقیم پلاژیوکلاز حاصل می‌شود. در یک فرایند اختلاط ماگمایی، بر اثر انتقال گرما از سیستم مافیک‌تر، پلاژیوکلاز سیستم فلسیک‌تر به میزان بیشتری مستعد ذوب بخشی خواهد بود. حاشیه سدیک‌تر پلاژیوکلازهایی که در حین مرحله تعادلی مربوط به اختلاط قدیمی تری تشکیل شده بودند نیز بر اثر فرایند اختلاط ماگمایی جدید مستعد ذوب شدگی می‌باشند (شکل 14). مطالعات تجربی نشان داده است که سلول‌های گرد شده موجود در پلاژیوکلاز می‌توانند توسط واکنش با مذاب واقع در فصل مشترک بین بلورها که دارای ترکیبی متفاوت‌تر از ترکیب بلورها (بلورهای پلاژیوکلاز) می‌باشند یا در دماهای بیشتر توسط ذوب مستقیم پلاژیوکلاز در موقعیت‌های پر انرژی درون شبکه‌ای بلور پلاژیوکلاز تشکیل شوند (Tsuchiyama, 1985a).

در محیط اختلاط ماگمایی تحت فشار ثابت، دو فرایند اصلی وجود دارد که به تشکیل پلاژیوکلاز اسفنجی منجر می‌شوند. این فرایندها عبارتند از:

1) ذوب بخشی یک پلاژیوکلاز با کلسیم کمتر که بر اثر افزایش دما از یک سیستم فلسیک‌تر مشتق شده است.
2) تعادل بخشی یک پلاژیوکلاز کلسیک‌تر (خصوصاً یک بلور پلاژیوکلاز سلولی جعبه‌ای دارای دارای سطوح جانبی بالا) مشتق شده از یک سیستم مافیک‌تر توسط انجام واکنش انحلالی با یک مذاب فلسیک‌تر.
در فرایند اول جذب بخشی یک پلاژیوکلاز فاقد منطقه‌بندی، ماده مذابی را تولید می‌کند یا ترکیب مذاب موجود را که با بلورهای برجای مانده در حال تعادل نیست تغییر می‌دهد. در نتیجه باید پلاژیوکلاز کلسیک‌تری به طور همزمان تولید گردد.

در فرایند دوم، واکنش انحلالی پلاژیوکلاز کلسیک‌تر با یک مذاب سدیک‌تر باید پلاژیوکلازی را تولید کند که نسبت به پلاژیوکلاز اصلی از آنورتوزیت کمتری برخوردار باشد اما نسبت به ماده مذاب همزیست خود کلسیک‌تر باشد.

2-2-6-4- یک مطالعه موردی تحت عنوان انواع اصلی انکلاوهای موجود در گرانیتوئیدهای

هرسینین ماسیف سانترال فرانسه

به طور کلی چهار نوع انکلاو در گرانیتوئیدهای هرسینین ماسیف سانترال فرانسه دیده می‌شود که عبارتند از زینولیت‌ها، رستیت‌ها، انکلاوهای میکروگرانولار و انکلاوهای سنگ‌های مافیک گرانولار (اتولیت‌ها).
انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) نسبت به گرانیتوئیدهای میزبان خود از کانی‌های مافیک به مقدار بیشتری غنی شده‌اند. عمدتاً در مونزوگرنایت‌ها و گرانودیوریت‌های این منطقه دیده می‌شوند. در برخی از توده‌های گرانیتوئیدی ویژه‌ای که مجموعه‌های وسیعی از توده‌های پلوتونیک مافیک را در بر گرفته‌اند، انکلاوهای MME که در نزدیکی سنگ‌های مافیک دیده می‌شوند ناشی از اختلاط ماگماهای مافیک و گرانیتوئیدی می‌باشند (به عنوان مثال Barbarin, 1988a). به هر حال این موارد نسبتاً استثنایی هستند و در بیشتر موارد منشاء انکلاوهای MME مشخص نمی‌باشد. انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک نیز ترکیبی مشابه گرانیتوئیدهای سنگ میزبان داشته ولی دانه ریزترند. این انکلاوها نسبتاً نادر بوده و عمدتاً در سطوح فوقانی توده‌های نفوذی رخ می‌دهند. این انکلاوها از تخریب حاشیه‌های انجماد سریع اولیه حاصل می‌شوند.

مثالی از گرانیتوئیدهای دارای تنها یک نوع انکلاو میکروگرانولار مافیک: گرانودیوریت *Sidobre*

گرانودیوریت بیوتیت‌دار سیدوبر، در اکثر معادنی که دو نوع سنگ اصلی تولید می‌کنند، استخراج می‌شود، این دو نوع سنگ عبارتند از: "گرانیت آبی" که تقریباً یک گرانودیوریت پرفیری است و "گرانیت روشن" که یک

مونزوگرانیت می‌باشد. گرانیت آبی بخش داخلی توده نفوذی را تشکیل می‌دهد و توسط حاشیه‌ای از گرانیت روشن با ضخامتی متغیر در بر گرفته شده است. در منطقه کنتاکت دو نوع گرانیت، انکلاوهای چند متری ریزدانه از گرانیت‌های آبی به طور متوالی در گرانیت‌های روشن دیده می‌شوند. این نوع روابط نشان می‌دهد که دو ماگمای گرانیتی همسن بوده‌اند.

در این منطقه سه نوع انکلاو دیده می‌شود که عبارتند از: زینولیت‌ها، انکلاوهای سورمیکاسه و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک. در دسته اخیر هیچ شاهدهی مبنی بر اختلاط ماگمایی ناتمام از جمله حضور کوآرتز چشمی یا مگاکریست‌های گرد شده پتاسیم فلدسپار مشاهده نمی‌شود. انکلاوهای میکروگرانولار موجود در توده نفوذی سیدوبر از نظر بافت و ترکیب شیمیایی به طور قابل توجهی ثابت هستند (جدول 3).

جدول 3- مقادیر آنالیز مدال سنگ‌های میزبان گرانودیوریت (1) و مونزوگرانیت (2) و برخی انکلاوهای مافیک ریزدانه از توده نفوذی سیدوبر، ماسیف سانترال فرانسه.

	Hosts		Mafic microgranular enclaves					
	1	2						
Quartz	39	36	27	26	30	27	28	26
K-feldspar	12	33	0	1	1	1	0	0
Plagioclase	39	34	49	46	50	50	49	51
Biotite	10	6	24	27	19	22	23	52

یکنواختی وسیع انکلاوهای میکروگرانولار و فقدان زون کریست‌های گرانیتی نشان‌دهنده آنست که هیچ اختلاطی بین انکلاو و ماگماهای میزبان صورت نگرفته است. بنابراین برای تشکیل آنها می‌توان دو فرض زیر را پیشنهاد نمود: 1- انکلاوها و گرانیتوئیدها نتیجه تفریق ماگمای اولیه واحدی هستند 2- انکلاوها و گرانیتوئیدها حاصل از اختلاط اجزای مافیک و فلسیک در اعماق هستند، یعنی زمانیکه دو ماگما هنوز شروع به تبلور نکرده بودند. بافت‌های میکروگرانولار انکلاوهای MME شاهدهی بر عدم تعادل گرمایی می‌باشند که برای تعبیر و تفسیر مورد دوم مناسب می‌باشند.

منشاء انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در گرانیتوئیدهای ماسیف سانترال

مونزوگرانیت saint Julien-la-Vetre استوکی به اندازه یک کیلومتر از دیوریت (دیوریت Piolard) را در بر می‌گیرد. کنتاکت تغییرپذیر بین مونزوگرانیت و دیوریت نشان‌دهنده فقدان کامل تبادل به دلیل حاشیه انجماد سریع دیوریت و یا دورگه‌ای شدن ماگماهای همزمان باشد که ممکن است کامل بوده و سنگ‌های دو رگه هموزن را ایجاد نماید. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در نزدیکی استوک دیوریتی پیولارد فراوانند و آنها نتیجه دورگه‌ای شدن جزئی، نظیر اختلاط می‌باشند. دیوریت پیولارد نوعی سیل کچ شده را در توده نفوذی saint Julien-la-Vetre تشکیل می‌دهد. در اطراف این سیل کنتاکت‌های متنوعی به طور منطقی توزیع شده‌اند. یک کنتاکت فاقد دورگه‌ای شدن و دارای حواشی سرد شده ضخیم، قاعده سیل دیوریتی را محدود می‌کند. مناطق دورگه‌ای شده، در انتهای سیل جاییکه واکنش‌ها محدود گردیده و یا در بالای سیل جاییکه احتمالاً اختلاط کاملی صورت پذیرفته است، قرار دارند. این نوع تفاوت‌های موجود در روابط بین مونزوگرانیت و کوآرتز دیوریت نتیجه مهاجرت روبه بالای گرما در داخل سیل می‌باشد (Barbarin, 1988a). تمرکز گرما در بالای سیل موجب تحرک ماگمای مونزوگرانیتی و ایجاد حرکات همرفتی شده که برای انجام اختلاط مناسب می‌باشد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در مونزوگرانیت‌های نزدیک بخش بالای سیل فراوانند و معرف مقادیر کمی از ماگمای دیوریتی هستند که تا اندازه‌ای با ماگمای گرانیتی اختلاط یافته‌اند. این انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بافت میکروگرانولار نشان می‌دهند، زیرا در

مقایسه با دیوریت‌های گرانولار سیل خیلی سریع‌تر سرد شده‌اند. مطالعات ایزوتوپی نشان می‌دهند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در قسمت بالایی سیل احتمالاً از سیل منشاء گرفته‌اند، در حالیکه انکلاوهای میکروگرانولار مافیک پراکنده موجود در قسمت‌های دیگر لاکولیت saint Julien-la-Vetre منشاء دیگری دارند زیرا در مقایسه با دیوریت پیولارد نسبت ایزوتوپی بنیادی استرانسیم آنها به مقدار بیشتری رادیوژنیک بوده و نسبت ایزوتوپی بنیادی Nd آنها به مقدار کمتری رادیوژنیک است. بدین ترتیب تاریخچه ماگمایی مونزوگرانیت سن ژولین لاوتر حداقل دو مرحله اختلاط ماگمایی را در بر می‌گیرد (Barbarin, 1988a): پدیده اختلاط اولیه در عمق صورت گرفته و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک پراکنده موجود در لاکولیت سن ژولیان لاوتر را تولید کرده است و یک اختلاط ماگمایی محدود که در اطراف سیل دیوریتی پیولارد در عمق جایگزینی رخ داده است. بعلاوه، احتمالاً دیوریت پیولارد در عمق، تحت تاثیر پدیده اختلاط دیگری قرار گرفته است. زیرا خود آن دارای انکلاوهای کوچکی از یک دیوریت مافیک‌تر می‌باشد. لذا برای ایجاد مونزوگرانیت سن ژولین لاوتر، دیوریت پیولارد و انواع مختلف انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در این سنگ‌ها حداقل سه نوع اختلاط ضروری است (Barbarin, 1988a).

هنگامی که گرانیتهای در برگیرنده چندین نوع انکلاو میکروگرانولاری باشند که از لحاظ خصوصیات پتروگرافی و شیمیایی با هم متفاوتند این مساله دلیل دیگری بر تعدد حوادث اختلاط ماگمایی می‌باشد (Didier, 1987). به عنوان مثالی در این رابطه می‌توان به لاکولیت Mayet-de-Montagne اشاره نمود که ممکن نیست انکلاوهای میکروگرانولار مافیک پلاژیوکلازی و ساب آکالن آن هر دو حاصل از یک اختلاط ماگمایی مشابه حاصل شده باشند. در تشکیل این انکلاوها حداقل 2 فرایند اختلاط رخ داده است. علاوه بر این در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک مرکب موجود در مونزوگرانیت مایه دو مونتاین، به طور سیستماتیک انکلاوهای میکروگرانولار مافیک ساب آکالن در داخل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک پلاژیوکلازی محصور شده‌اند. لذا آنها انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی هستند که ابتدا تشکیل شده‌اند.

تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک پلاژیوکلازی در مونزوگرانیت مایه دو مونتاین معرف حداقل یک حادثه اختلاط ماگمایی دیگر می‌باشد که بعداً صورت گرفته و شامل اجزای مافیک‌تری است.

۳- انکلاوهای رستیتی و مدل رستیت

تاکنون مطالعات زیادی در ارتباط با منشاء انکلاوها صورت گرفته و بسیاری از محققین در مطالعات خود یک مدل رستیتی را برای انکلاوهای مناطق مختلف در نظر گرفته‌اند. به عنوان مثال (Didier 1973) به مطالعه انکلاوهای پرداخت که بیش از 50 درصد حجم آنها را کانی‌های میکایی تشکیل داده بودند، وی چنین انکلاوهایی که در سنگ‌های میگماتیته دیده می‌شوند را انکلاوهای سورمیکاسه (surmicaceous enclaves) نامگذاری نموده است که تقریباً به وضوح نشان‌دهنده رستیتی بودن آنها است. (Bateman et al 1963) از بعضی گرانیتهای باتولیت سیرا نوادا، انکلاوهای هورنبلنددار را توصیف نموده‌اند و بر اساس یکی از سه فرضیه ارائه شده در مورد تشکیل انکلاوها، اظهار داشته‌اند که این انکلاوها می‌توانند مواد دیرگدازی باشند که در هنگام تشکیل ماگما، ذوب نشده‌اند. (Piwinskii and Wyllie 1968) نشان دادند که در طی ذوب تجربی گرانودیوریت‌ها و توالیت‌ها، پلاژیوکلاز کلسیک و هورنبلند تا دمای 900 درجه سانتیگراد پایدار هستند. مطالعات فوق که بر مبنای مدل رستیتی انکلاوهای مافیک استوار است پایه و اساس مدل رستیت ارائه شده توسط (White and Chappell 1977) را تشکیل داد. این مدل توسط چاپل و همکاران (1987) به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گرفت و توسعه یافت. یکی از شواهد تایید

کننده مدل رستیت که توسط این محققین بدان توجه شده است وجود زیرکن قدیمی (old zircon) در گرانیت‌ها می‌باشد که وجود آن موید حضور مواد جامدی است که از ناحیه منشاء این گرانیت‌ها نشأت گرفته‌اند. این نتایج به طور قوی توسط مطالعات تفصیلی‌تر انجام شده با استفاده از یون میکروپروب SHRIMP مورد تایید قرار گرفته است (Williams et al., 1988; Chappell et al., 1991a).

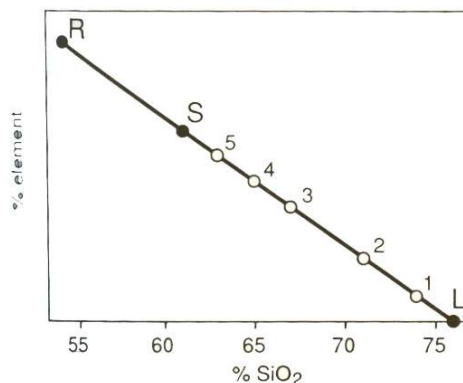
۳-۱- مدل رستیت

اصطلاح رستیت را برای اشاره به هرگونه جسم جامد موجود در یک سنگ آذرین درونی یا بیرونی استفاده می‌کنیم که مواد برجای مانده از ذوب بخشی سنگ‌های منشاء باشند. این مواد یا اجسام ممکن است به صورت انکلاو، بلورهای منفرد مشتق شده از تخریب انکلاوها، یا بلورهای جداگانه‌ای باشند که از ناحیه منشاء حمل شده‌اند. هسته مرکزی یا تمامی قسمت‌های یک بلور رستیتی ممکن است التره نشده باشند و یا گاهی ممکن است به دلیل واکنش با مذاب، التره شده باشند. به چنین رستیت‌هایی اصطلاحاً رستیت‌های اولیه و ثانویه گفته می‌شود. اصطلاح رستیت را برای مواد برجای مانده از ذوب موضعی زینولیت‌های اتفاقی که پس از ترک ناحیه منشاء تشکیل ماگما، به درون آن راه یافته‌اند، استفاده نمی‌کنیم (Didier, 1973).

در ارتباط با نقش رستیت در ژنز گرانیت‌ها (Chappell et al., 1987) بایستی از چنین ایده‌ای که مواد مذاب در همان ابتدای تشکیل ماگما به طور کامل از رستیت جدا شده‌اند دور شد. بحث ما در اینجا آنست که هر میزانی از جدایش ممکن است عملی باشد بنابراین یک طیفی از حضور رستیت در سنگ‌ها ممکن است مشاهده شود. در یک حالت انتهایی ممکن است گرانیت‌ها از یک ماگمایی کاملاً مایع حاصل شده باشند (Bateman and Chappell, 1979; Wyborn et al., 1987). حالت متقابل مورد فوق آنست که ماگمای حاصله مقادیر متفاوتی از مواد جامد برجای مانده منشاء را در درون خود جای دهد (Chappell, 1978).

در هنگام ارائه مدل رستیت، White and Chappell (1977) خاطر نشان نمودند که ذوب بخشی پوسته مشکل از سنگ‌های حاوی کوارتز، فلدسپار و آب (آب آزاد و یا آب حاصل از تجزیه فازهای آبدار)، بایستی یک مذاب گرانیتی را ایجاد نماید که با رستیت‌ها در تعادلند. چون ویسکوزیته ماده مذاب زیاد است، فاز مذاب نمی‌تواند به آسانی از محل خود خارج شود تا یک توده ماگمایی کاملاً مذاب را تشکیل دهد. در واقع زمانیکه مقدار ماده مذاب به اندازه کافی زیاد شده و به بیش از "درصد مذاب بحرانی رئولوژیکی" (rheological critical melt percentage) (Arzi, 1978) یا "کسر مذاب بحرانی" (critical melt fraction) (Van der Molen and Paterson, 1989) می‌رسد، شبکه مستحکم رستیت‌ها گسسته شده و تمامی توده، یک ماگمای غنی از بلور و یا غنی از انکلاو را تشکیل می‌دهد. ماگما نسبت به سنگ‌های منشاء جامد با ترکیب مشابه، از جرم حجمی کمتری برخوردار است، لذا شناوری آن سبب می‌شود تا کل توده به سمت بالا حرکت کند و همانند یک توده نفوذی به درون سنگ‌های بالاتر نفوذ کند یا اینکه ماگما خود را به سطح زمین رسانده و فوران نماید. به دلیل ویسکوزیته و مقاومت بالای مذاب‌های گرانیتی، ممکن است از جدایش رستیت‌ها جلوگیری به عمل آید. در مواردی که طی آن چنین جدایشی محدود شده است، جدایش پیشرونده مذاب و رستیت که هم در حین جابجایی و هم در حین انجماد رخ می‌دهند، باعث تغییرات شیمیایی خطی و بسیار منظمی در گرانیت‌هایی می‌شوند که ممکن است به صورت توده‌های معجزا یا مجموعه‌ای

از توده‌های پلوتونیک یا سری‌های مختلف دیده شوند (شکل 22). در چنین مواردی فرایند تفریق ماگمایی صورت گرفته بین اعضای یک سری ماگمایی، یک فرایند عدم اختلاط مکانیکی است که طی آن فاز مذاب ماگمایی به تدریج خود را از رستیت‌ها جدا می‌سازد ولی ترکیب شیمیایی خود ماگما تغییر قابل توجهی نمی‌یابد.



شکل 22- نمودار نشان دهنده ذوب بخشی یک سنگ منشاء (S) برای تشکیل رستیت و مذاب یا مایع (L). ماگما در ناحیه منشاء خود شامل رستیت + مذاب مایع (R+L) می‌باشد و همانطور که از این وضعیت دور می‌شود، درجات متفاوت جدایش این دو قطب (رستیت، مذاب یا مایع) سبب بوجود آمدن طیفی از ترکیبات ماگماها و سنگ‌هایی می‌شود که توسط نقاط یک تا پنج مشخص گردیده‌اند، اقتباس از چاپل و همکاران، 1987.

مدل رستیت مهمتر از آنست که بگوئیم طبق آن بسیاری از گرانیتهای حاوی رستیت‌هایی از بلور و یا انکلاو هستند. چراکه این مدل چنین اظهار می‌دارد که تغییرات شیمیایی موجود در بسیاری از سری‌های گرانیتهی نتیجه جدایش متفاوت مذاب و رستیت موجود در آنها است. در بعضی سری‌های گرانیتهی، رستیت‌ها سبب بوجود آمدن روندهایی می‌شوند که عموماً توسط وجود لخته‌های کانی‌های مافیک قابل تشخیص در صحرا و هسته‌های بلورهای که فقط زیر میکروسکوپ بوضوح قابل مشاهده‌اند، مشخص می‌شوند. وقتی گرانیتهی را برای آنالیز شیمیایی انتخاب می‌کنیم باید همه انواع انکلاوها را از آن جدا نماییم و نباید ترکیب انکلاوها را در هر گونه مدلسازی رستیتی دخالت داد.

۳-۲- اتکلاوهای رستیتی در گرانیتهای نوع S

Chappell et al. (1987) 10 مبحث مجزا را در ارتباط با حضور رستیت‌ها در بسیاری از گرانیتهای مطرح نموده‌اند و خوانندگان می‌توانند جهت کسب اطلاع بیشتر و جزئی‌تر به این مبحث مراجعه نمایند. اولین شواهدی که مورد توجه این محققین بود مربوط به حضور انکلاوهای در گرانیتهای است که به طور قطع دارای منشاء رستیتی هستند. این انکلاوها، انکلاوهای سورمیکاسه موجود در گرانیتهای میگماتیتهی یا اتوکتون (درجا) هستند که قبلاً توسط Lacroix به آنها اشاره شده بود. همانطور که Didier (1973) خاطر نشان ساخت چنین انکلاوهای بوضوح رستیتی هستند. او همچنین اشاره نموده است که انکلاوهای سورمیکاسه توده‌های نفوذی گرانیتهی، معرف رستیت‌های نشات گرفته از اعماق یا رستیت‌های برجای مانده از ذوب موضعی زینولیت‌های وارد شده به ماگما می‌باشند. اکنون این مساله را مورد بحث و بررسی قرار خواهیم داد.

گرانیتهایی که بطور گسترده در نوار چین خورده لاخلان در جنوب شرقی استرالیا توسعه یافته‌اند دارای یک سری ویژگی‌های شیمیایی، ایزوتوپی و کانی‌شناسی هستند که نشان می‌دهد آنها از سنگ‌های رسوبی یا سنگ‌های بخش فوقانی پوسته نشات گرفته‌اند. در چندین محل این گرانیتهای نوع S با سنگ‌های دگرگونی ناحیه ای درجه بالا یافت شده‌اند ولی عمدتاً این توده‌های نفوذی در نواحی با دگرگونی درجه پایین نفوذ نموده‌اند (White and

به بخش‌های بالاتر نقل مکان کنند بنابراین واضح است که بلورهای منفرد که سرعت راسب شدن آنها کمتر است نیز به راحتی به بخش‌هایی بالاتر حرکت خواهند نمود (البته تا زمانی که ماگما به صورت یک سیال نیوتونی رفتار نماید) بنابراین انتظار ما آنست که میزان بلورها یا تجمعات کوچک بلورین که به صورت رستیت هستند در توده‌های گرانیتی بیشتر باشد.

۳-۴- برخی از نتایج حاصل از مدل رستیتی

بیان کلی مدل رستیتی و این حقیقت که بسیاری از ماگماهای گرانیتی، مواد جامد ناحیه منشاء خود را به صورت انکلاوها و بلورهای منفرد با خود حمل می‌کنند، توسط چاپل و همکاران (1987) مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند. بطور کلی می‌توان نتایج حاصل از این مطالعات را به چهار دسته تقسیم نمود:

مورد اول اینکه برای سری‌هایی که مدل رستیت برای آنها قابل قبول است، می‌توان محدودیت‌هایی را در ارتباط با ترکیب فاز مذاب و ترکیب رستیت اولیه و همچنین محدودی‌هایی را در ارتباط با مواد منشاء که گرانیت از آنها حاصل شده است در نظر گرفت، بطوریکه این سه ترکیب بایستی بر روی روند ترکیبی مشخصی (شکل 22) قرار بگیرند. بدین طریق ترکیبات سنگ منشاء و فرایند ذوب بخشی را می‌توان با دقت نسبتاً خوبی مشخص نمود بطوریکه در سری‌های سنگی که در آنها رستیت فراوان نیست، چنین امری امکان پذیر نمی‌باشد. مورد دوم اینکه ویژگی‌های دمایی ماگماهای گرانیتی مافیک‌تر که دارای مقادیر زیادی رستیت هستند با ماگماهای دیگری که دارای ترکیب شیمیایی مشابه هستند ولی در آنها رستیت دیده نمی‌شود متفاوت است بطوریکه نوع اول دارای دماهای بسیار کمتری می‌باشد. احتمالاً این مساله دلیل توسعه کمتر دگرگونی مجاورتی در اطراف برخی از گرانیت‌های نوع S در نوار چین خورده لاخلان می‌باشد. همچنین حضور رستیت بدین معنی است که دمای بسیار کمتری برای تولید ماگما مورد نیاز است. این مساله برخی از مشکلات مربوط به تامین گرمای لازم برای تولید ماگماهای گرانیتی پر حجم را در برخی مناطق از جمله نوار چین خورده لاخلان مرتفع می‌سازد. مورد سوم اینکه مدل رستیت نشان می‌دهد که برخی از عناصر علی‌رغم انحلال پذیری بسیار کمی که در مذاب‌های گرانیتی دارند می‌توانند به میزان قابل توجهی در ماگماهای گرانیتی حضور داشته باشند. به عنوان مثال در گرانیت‌های نوع S مقدار زیادی از عناصر نادر خاکی کمیاب (LREE) می‌توانند در بلورهای رستیت موناژیت حضور داشته باشند، بنابراین سنگ‌های مافیک‌تر نسبتاً از LREE غنی شده‌اند (Chappell et al., 1991b). چهارم اینکه مدل رستیت نشان می‌دهد بجای اینکه بسیاری از ماگماهای گرانیتی از طریق جدایش‌های اولیه مذاب از مواد جامد حاصل شوند، به صورت مجموعه‌ای (یا توده‌ای) از محل منشاء جدا می‌گردند. در این حالت کلیه مجموعه موجود در محل منشاء که شامل مذاب، انکلاو و کانی‌های رستیتی هستند به سمت بالا حرکت می‌کنند. این مدل با مدل‌های قبلی که بیانگر جدایش اولیه مذاب هستند و طبق آن مذاب حاصله، از میان برجای مانده‌های جامد حاصل از عمل ذوب به سمت بالا حرکت می‌کنند و در نهایت خود مواد برجای مانده به سمت پایین می‌روند، متفاوت است. مدل اولی که در بالا به آن اشاره شد، (حرکت به صورت مجموعه‌ای) نشان‌دهنده یک مکانیزم دی‌پیری کلاسیک بوده و ممکن است بر روی سنگ‌های در برگیرنده دارای تاثیرات ساختاری باشد.

۴- انکلاوهای سورمیکاسه و منشاء آنها

اگرچه بدون شک بعضی از گرانیت‌ها (مثل لوکوگرانیت‌ها و گرانیت‌های میگماتیتی) دارای منشاء پوسته‌ای هستند لیکن ویژگی‌های منشاء ماگماهایی که توده‌های نفوذی مونزوگرانیتی و گرانودیوریتی را تشکیل می‌دهند (as defined by Didier and Lameyre, 1969) هنوز چندان روشن نیست. امروزه با استفاده از خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیت‌ها و همچنین طبیعت انکلاوها سعی شده است تا این مشکل حل گردد.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که بیشتر مونزوگرنیت‌ها و گرانودیوریت‌ها دارای بیش از یک منشأ بوده و حاصل اختلاط قطب‌های ماگمایی پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌باشند (e.g. Kistler et al., 1986). البته بایستی توجه داشت که بخش‌های پوسته‌ای نقش بیشتری را در این راستا ایفا می‌نمایند. در مقابل از آنجاییکه بیشتر انکلاوها از نوع میکروگرانولار مافیک هستند، بنابراین بیانگر نقش چشمگیر گوشته در تشکیل چنین سنگ‌هایی هستند (Didier et al., 1982). سوال مهمی که در اینجا مطرح می‌شود این است که آیا هیچگونه شاهد پتروگرافی مبنی بر مشارکت ترکیبات پوسته‌ای وجود دارد یا خیر؟ بطور دقیق‌تر اینکه آیا انکلاوهای سورمیکاسه‌ای که اغلب در مونزوگرنیت‌ها و گرانودیوریت‌ها یافت می‌شوند را می‌توان به عنوان ردپایی از قطب ماگمایی پوسته‌ای در نظر گرفت؟ موضوع مورد بررسی در این مبحث، تفسیر علت وجودی انکلاوهای سورمیکاسه موجود در سنگ‌های گرانیتی است. آیا آنها معرف سنگ‌های محل تشکیل گرانیت‌ها بوده یا زینولیت‌هایی هستند که در طی صعود ماگما به سمت سطح زمین به درون آن راه یافته‌اند؟

در این مبحث سعی خواهد شد تا با ارائه دو مثالی که مربوط به ماسیف سانترال فرانسه هستند به سوالات فوق پاسخ مناسب داده شود. این مثال‌ها مربوط به گرانیت‌های پست آناتکتیک¹ (PAG) گنبد Velay و گرانودیوریت Sidobre می‌باشند که هر دو حاوی انکلاوهای متنوعی می‌باشند. اما قبل از اینکه به بررسی ویژگی‌های گرانیت‌های مناطق فوق پردازیم بایستی به این نکته نیز اشاره شود که هنوز هم بین محققین مختلف، اختلاف نظرانی در خصوص انکلاوهای متاسدیمنتتری وجود دارد. به عنوان مثال به اعتقاد White et al., 1999 انکلاوهای متاسدیمنتتری از جنس شیت‌ها و گنایس‌هایی هستند که دارای سیلیمانیت می‌باشند و از آنجاییکه معمولاً کانی سیلیمانیت در سنگ‌های دربرگیرنده‌ای که رخنمون یافته‌اند موجود نمی‌باشد بنابراین می‌توان گفت که این ماگماها و همچنین انکلاوهای همراه آنها منشأ عمیق‌تر و دما بالاتری را دارا هستند. در نتیجه این انکلاوها را می‌توان رستیت‌هایی از ناحیه منشأ در نظر گرفت. Clemens, 2003 با طرح سوالاتی بیان داشته است بسیاری از این قبیل انکلاوها که جزو انکلاوهای رستیتی در نظر گرفته شده‌اند در اصل زینولیت‌هایی از سنگ‌های دربرگیرنده هستند. این دلایل بدین شرح می‌باشد:

- در بسیاری از مواقع این انکلاوها ترکیب تهی شده از مذاب را دارا هستند؛ رستیت‌ها ترکیبی تهی شده از مذاب را دارا هستند؛
- بیوتیت در این انکلاوها به صورت فاز پایدار در آمده و فابریک دگرگونی پیشرونده را نشان می‌دهد. از آنجاییکه در بیشتر انواع ذوب بخشی که باعث تولید ماگمای نوع S می‌شوند، بیوتیت از بین می‌رود لذا این موضوع به خوبی نشان می‌دهد که این انکلاوها که ترکیب رسوبی دگرگون شده دارند در اصل زینولیت‌هایی از بخش‌های میانی پوسته بوده و رستیت نمی‌باشند؛
- بسیاری از این انکلاوها دارای بخش‌های غنی از کوارتز هستند در صورتیکه نتیجه ذوب یک مجموعه پلیتی، رستیتی خواهد بود که از کانی‌های میکا، کوارتز و فلدسپار فقیر بوده و از سیلیکات‌های مافیک بی‌آب، سیلیمانیت و کیانیت غنی هستند؛
- در برخی مناطق انکلاوهای مشاهده شده است که تمام خصوصیات رستیت‌ها را دارا هستند ولی از لحاظ ایزوتوپی با گرانیت میزبان متفاوتند بنابراین چنین انکلاوهای نیز در اصل زینولیت‌هایی هستند که از سنگ‌های اطراف به داخل ماگما وارد شده‌اند. البته برخی چنین اظهار نموده‌اند که ممکن است این انکلاوها ناشی از غیر هموزن بودن پروتولیت باشند. ولی بایستی به این نکته توجه داشت که اگر

¹ post- anatectic granites

چنین انکلاوهایی در اصل همان بخش‌های غیر هموزن سنگ منشاء هستند، پس چرا هیچگونه انکلاوی از سنگ غالب اولیه دیده نمی‌شود؟

1-4-1- انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیتهای پست آاناتکتیک گنبد وولی (Velay)

۴-۱-۱-۱- گرانیتهای پست آاناتکتیک گنبد وولی

گنبد وولی یک ساختار بزرگ مربوط به هرسینین است که شکلی نسبتاً دایره‌ای داشته و از گرانیتهای آاناتکتیک غیرهمگنی (گرانیت وولی) در بخش هسته تشکیل شده است که توسط حاشیه‌هایی از میگماتیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و همچنین سنگ‌های دگرگونی درجه پایین احاطه شده است. گرانیتهای پست آاناتکتیک (PAG) در دایک‌ها و نفوذی‌های کوچکی که در گنبد وولی پراکنده شده‌اند رخ داده و بیشتر آنها در نزدیکی حاشیه توده دیده می‌شوند (Didier et al., 1989). وجود کنتاکت ناگهانی به همراه حاشیه‌های انجماد سریع نشان می‌دهد که PGA به درون گرانیتهای وولی و میگماتیت‌های میزبان آن نفوذ کرده است. در صحرا دو نوع اصلی از گرانیتهای PAG را می‌توان تشخیص داد که عبارتند از: نوع Quatre- Vios (با Pont- de-Chervil) و نوع Tanargue. هر دو نوع فوق، بیوتیت یا بیوتیت - کوردیریت موزونیت‌هایی هستند که حاوی انکلاوهای فراوانی می‌باشند.

چهار نوع اصلی از انکلاوها شناخته شده‌اند که عبارتند از: 1- زینولیت‌های سنگ‌های میزبان که عبارتند از: گرانیتهای وولی، انواع مختلف میگماتیت‌ها و گنایس‌ها و گاهی اوقات سنگ‌های تک کانی 2- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک 3- قطعاتی از حاشیه سریع سرد شده که مجدداً به صورت انکلاو ظاهر شده‌اند. 4- انکلاوهای سورمیکاسه.

در میان این چهار نوع انکلاو فقط انکلاوهای سورمیکاسه و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به طور همگن در گرانیتهای توزیع شده‌اند. انکلاوهای گرانیتهای وولی و میگماتیت‌ها، تنها در نزدیکی کنتاکت‌های آنها فراوان هستند. همچنین انکلاوهای سورمیکاسه از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوانتر هستند.

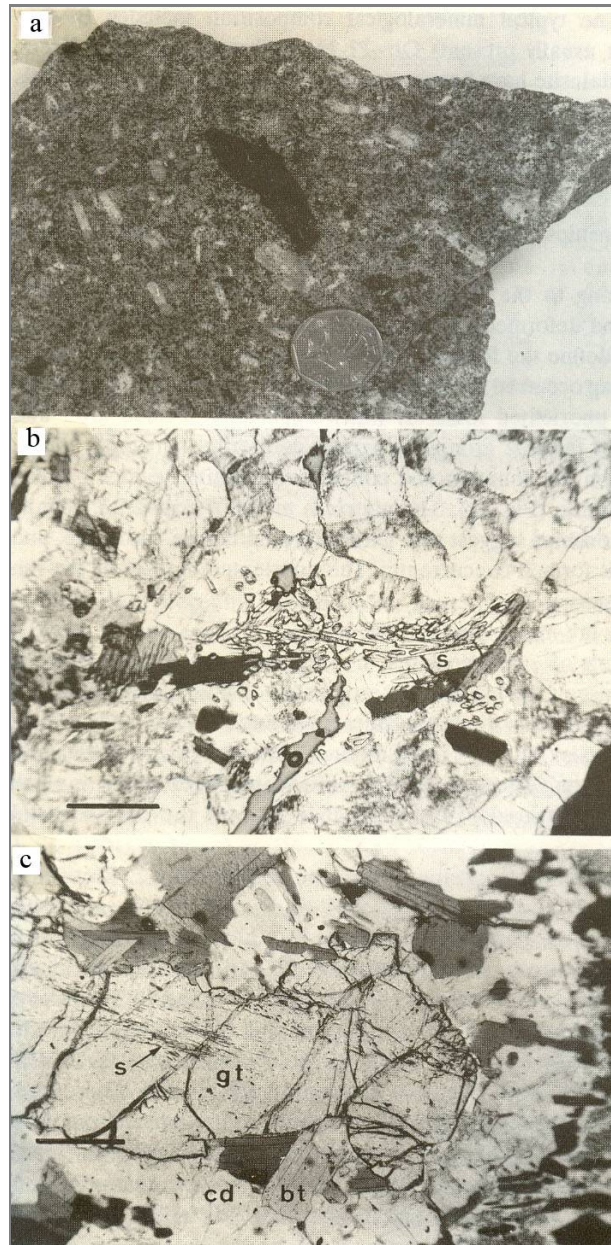
۴-۱-۲- انکلاوهای سورمیکاسه

انکلاوهای سورمیکاسه به صورت اشکال دیسکی شکل و کم و بیش طویل شده می‌باشند (شکل 23 a). اصولاً قطر این انکلاوها 2 تا 8 سانتیمتر و ضخامتشان 1 تا 2 سانتیمتر می‌باشد. بطور استثنایی ممکن است انکلاوهای با قطر بیش از 10 سانتیمتر نیز دیده شود. همچنین بزرگترین انکلاوی که تاکنون در این منطقه پیدا شده دارای قطری برابر 15 سانتیمتر می‌باشد. در صحرا انکلاوهای کوچکتر از یک سانتیمتر قابل رویت نیستند اما در مقاطع نازک انکلاوهای بسیار کوچک متشکل از چند بلور نیز یافت شده است (شکل 23b).

انکلاوهای سورمیکاسه دارای بافت دگرگونی بارزی بوده و متورق و گاهی نیز چین خورده می‌باشند. ترکیب کانی‌شناسی این انکلاوها شامل بیوتیت - سیلیمانیت - کوردیریت - گارنت و مقدار کمتری کوارتز - پلاژیوکلاز و هرسینیت (HC) می‌باشد. کربنوم و آندالوزیت نیز گهگاه در این مجموعه کانی‌شناسی یافت می‌شوند. کانی‌های فرعی این انکلاوها مونازیت، آپاتیت، ایلمنیت و زنونتیم می‌باشند. گاهی هسته شیسستوزیت‌دار این انکلاوها توسط یک حاشیه غنی از بیوتیت محصور شده است که در مقاطع نازک به نظر می‌رسد به طور کامل از ورقه‌های بیوتیت فاقد جهت یافتگی تشکیل شده است. در بعضی موارد این حاشیه بیوتیتی حدود 80 درصد حجم انکلاو را به خود اختصاص می‌دهد.

با توجه به روابط بافتی، سه گروه کانی شناخته شده است که به قرار زیر می‌باشند (شکل 23 c)

1- کانی‌هایی که به مجموعه دگرگونی اولیه تعلق دارند و بیوتیت و سیلیمانیت‌های جهت یافته و همچنین کوارتز و پلاژیوکلاز دگرشکل شده را شامل می‌شوند. جهت یافتگی و طولیل‌شدگی این کانی‌ها، تورقی را تشکیل می‌دهد که گهگاه چین خورده است. شواهد بافتی نشان می‌دهد که چین خوردگی در میدان پایداری بیوتیت و سیلیمانیت صورت گرفته است.



شکل 23- (a) انکلاو سورمیکاسه خاص در گرانیت‌های پست آناتکتیک، (b) میکروانکلاو موجود در گرانیت‌های پست آناتکتیک که اساساً از سیلیمانیت (S) و بیوتیت تشکیل شده است. مقیاس میله‌ای نشان داده شده معرف 200 میکرومتر طول می‌باشد. (C) انکلاوهای سورمیکاسه در مقطع نازک، gt: گارنت، S: سیلیمانیت، cd: کردیریت، bt: بیوتیت، طول مقیاس میله‌ای نشان داده شده 200 میکرومتر می‌باشد.

2- کانی‌های فاقد دگرشکلی و فاقد جهت یافتگی که به نظر می‌رسد بعداً و با مصرف شدن کانی‌های گروه اول تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها عبارتند از: گارنت، کزدیریت، اسپینل هرسینیتی (hercynitic spinel). گارنت بر روی سطح فولیاسیون قرار گرفته و حاوی سوزن‌های سیلیمانیت موازی با فولیاسیون اطراف خود می‌باشد (شکل c 23). زمینه از کزدیریت‌هایی تشکیل شده است که معمولاً بسیار تازه و دگرسان نشده هستند. همچنین کزدیریت و اسپینل‌ها همزمان تشکیل شده‌اند. بیوتیت فاقد جهت یافتگی موجود در حاشیه نیز در این گروه جای می‌گیرد.

3- کانی‌های ثانویه که عبارتند از: مسکوویت، کلریت و پینیت.

ترکیب مدال بعضی از انکلاوها که توسط دستگاه شمارنده نقاط تعیین گردیده، در جدول 4 گزارش شده است. به علت وضعیت بافتی، احتمالاً مقدار سیلیمانیت تخمین زده شده بیش از مقدار واقعی است. باید تأیید کرد که انکلاوهای سورمیکاسه تقریباً به طور کامل از کانی‌های دیرگداز (بیوتیت غنی از تیتانیم و آلومینیم، هرسینیت، گارنت، سیلیمانیت و کزدیریت) تشکیل شده‌اند. آنها به شدت از متشکله‌های گرانیتی (کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز) که به طور عموماً کمتر از 30 درصد حجم انکلاوها و گهگاه کمتر از 5 درصد حجم انکلاوها را به خود اختصاص می‌دهند، فقیر گردیده‌اند.

جدول 4- ترکیبات مدال انکلاوهای سورمیکاسه (برحسب درصد وزنی)

Sample:	Post anatectic granites						Sidobre granite			
	8515	8516	8527	A85	GT2	8514	Si17b	Si17a	Si8a	62900
Bt	33.8	30.7	27.3	55.7	64.2	58.0	47.4	45.9	43.2	46.9
Crn	30.9	37.4	45.8	0.0	5.0	24.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sil	13.8	16.2	9.0	10.7	9.3	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0
Pl	12.8	10.7	3.1	25.0	16.2	3.3	38.9	35.5	47.0	46.3
Grt	5.8	3.2	1.0	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	0.0
Qtz	2.4	1.3	0.3	1.7	2.6	2.9	0.0	0.0	2.2	0.0
Hc	0.2	tr	11.0	0.0	1.7	tr	tr	0.4	0.0	0.8
Op	0.7	0.5	2.6	tr	1.0	0.1	2.5	tr	0.3	0.8
Crn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	3.1	0.0	2.0
Ms	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.3	15.2	5.9	2.5
pts	1188	1315	736	999	302	871	723	811	740	1178

ترکیب بعضی از کانی‌های مورد اشاره، در جدول 5 آورده شده است. بیوتیت‌های موجود در انکلاوها از نظر Ti و Al نسبتاً غنی هستند (دارای بیش از 19 درصد وزنی Al_2O_3 می‌باشند) و ترکیب این بیوتیت‌ها با ترکیب بیوتیت‌های گرانیت‌های میزبان‌شان که دارای منیزیم و آلومینیم کمتری هستند، متفاوت است (جدول 5). کزدیریت، تازه و عاری از دگرسانی بوده و تقریباً فاقد K_2O می‌باشد و یقیناً دارای مقداری مواد فرار است بطوریکه درصد وزنی اکسیدهای متشکله کزدیریت‌ها کمتر از 99 درصد است. گارنت‌ها در هر انکلاو و همچنین از انکلاوی به انکلاو دیگر مقداری تغییرات ترکیبی نشان می‌دهند. اسپینل‌ها از هرسینیت غنی هستند (70 تا 77 درصد مولی $FeAl_2O_4$)، و همچنین حاوی مقادیر قابل توجهی اسپینل به صورت انحلال جامد (8 تا 17 درصد مولی $MgAl_2O_4$) و گاهنیت (7 تا 19 درصد مولی $ZnAl_2O_4$) نیز هستند که معرف محیط‌های غنی از کوارتز می‌باشند (Montel et al., 1986b). ترکیب پلاژیوکلاز تقریباً ثابت و در طیف An_{20} تا An_{25} بوده و دارای منطقه‌بندی نمی‌باشند. ترکیب پلاژیوکلازهای گرانیت‌ها با پلاژیوکلازهای این انکلاوها دارای تفاوت فاحشی می‌باشند بطوریکه دارای ترکیب زونه‌ای هستند که از An_{45} در هسته تا An_{10-15} در حاشیه تغییر می‌کند.

با توجه به مشاهدات ذکر شده می‌توان برای سنگ‌های مادر انکلاوها ترتیبی از حوادث را به قرار زیر در نظر گرفت (به Montel et al., 1986a مراجعه کنید). ترکیب سنگ‌شناسی اولیه گنایسی است که از بیوتیت، سیلیمانیت، پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل شده است. این گنایس‌ها در میدان پایداری بیوتیت + سیلیمانیت، چین خورده‌اند. بعد از چین خوردگی مجموعه کردیریت + اسپینل جایگزین مجموعه بیوتیت + سیلیمانیت شده است. پتاسیم فلدسپار که باید از تخریب بیوتیت حاصل می‌شد، در انکلاو وجود ندارد، این امر نشان دهنده آنست که این فاز (پتاسیم فلدسپار) در تشکیل یک فاز مذاب شرکت نموده است. بنابراین حادثه تشکیل کردیریت که با تشکیل مذاب همراه است مستلزم انجام واکنش زیر می‌باشد:

جدول 5- نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های انکلاوهای سورمیکاسه و گرانیت‌های مزبانشان (بر حسب درصد وزنی)

	Post-anatectic granites								
	Bt E	Bt E	Bt G	Crd E	Crd G	Grt E	Grt E	Hc E	Hc E
SiO ₂	35.75	35.90	35.55	49.00	48.08	38.30	38.08	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	20.17	19.34	18.55	33.02	33.01	22.02	22.30	59.78	60.26
FeO	20.79	19.45	20.90	10.64	10.76	33.26	33.46	31.93	30.43
MgO	6.52	7.31	6.84	6.47	5.73	4.15	4.94	3.62	1.90
MnO	0.04	0.09	0.21	0.39	0.42	3.60	0.21	0.22	0.30
CaO	0.00	0.0	0.05	0.01	0.03	0.79	1.32	0.02	0.00
Na ₂ O	0.29	0.32	0.22	0.25	0.49	0.07	0.00	0.04	0.00
K ₂ O	8.98	9.59	9.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	3.17	3.04	4.06	0.00	0.10	0.00	0.08	0.02	0.00
ZnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.28	8.85
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	95.79	95.05	95.57	99.78	98.62	102.19	100.39	99.94	101.64

ادامه جدول 5

Sidobre granite									
Bt QB	Bt QF	Bt G	Saph QF	Crn QF	Ilm QF	Hc QF	Grt QB	Mrg QF	Ms QF
31.85	35.18	35.28	0.09	0.07	0.00	0.09	37.39	30.18	46.33
19.12	18.05	17.78	99.52	99.43	0.00	59.70	22.09	48.95	32.70
22.23	20.96	22.57	0.84	0.25	38.04	35.55	25.83	0.42	1.53
6.47	7.22	7.05	0.02	0.03	0.00	2.69	1.50	0.06	0.52
0.44	0.35	0.41	0.06	0.00	7.08	0.10	7.63	0.03	0.04
0.03	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	6.24	10.50	0.33
0.11	0.35	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.12	1.75	0.34
9.61	10.55	9.75	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.26	12.59
3.46	4.13	3.48	0.05	0.09	53.34	0.04	0.24	0.04	0.00
n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
0.00	0.00	0.00	0.15	0.11	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00
93.32	96.81	96.45	100.75	100.04	98.57	98.31	101.10	92.19	94.38

E: انکلاو، G: گرانیت، QB: انکلاوهای حاوی کوارتز، QF: انکلاوهای عاری از کوارتز. بااستثناء Saph یعنی سافیرین بقیه علائم اختصاری به کار برده شده از کرتز (1983) اقتباس شده است.

(هرسینیت ±) کردیریت + مذاب = پلاژیوکلاز + کوارتز + سیلیمانیت + بیوتیت
در این تاریخچه وضعیت گارنت نامشخص است. بافت‌ها نشان می‌دهند که گارنت قبل از کردیریت و در ازای مصرف شدن مجموعه بیوتیت - سیلیمانیت تشکیل شده است (Montel et al., 1986a). اعتقاد بر اینست که اگرچه فاز اصلی ذوب شدگی در شرایط دما - فشار منطقه پایداری کردیریت واقع شده است، لیکن ذوب شدگی در منطقه پایداری

گارنت آغاز شده است. حاشیه غنی از بیوتیتی که بعداً تشکیل شده احتمالاً در پی واکنش انکلاو و مذاب گرانیتی بوجود آمده است.

مشخص شده است که مجموعه فوق در شرایط فشاری 5-6 کیلو بار و شرایط دمایی 800-850 درجه سانتیگراد در تعادل بوده‌اند (e.g. Bohlen et al., 1986). نظر به اینکه گارنت و کوردیریت (\pm اسپینل) توسط واکنش‌های آبزدایی - ذوب‌شدگی تشکیل شده‌اند (با توجه به شواهد بافتی خلاصه شده در بالا)، احتمال دارد که شرایط مربوط به نقطه اوج ثبت شده برای این مجموعه با فاز ذوب‌شدگی مطابقت داشته باشد.

ترکیب شیمیایی پنج انکلاو سورمیکاسه در جدول 6 ارائه شده است. ترکیب میانگین گرانیت‌های پست آناتکتیک نیز برای مقایسه ارائه شده است. همه انکلاوها فقیر از Si و غنی از Al می‌باشند؛ این انکلاوها از لحاظ Fe, Mg, Ti و K نیز غنی و از Na و Ca فقیر هستند. چنین ترکیبی با ترکیب رسوبات عادی مطابقت نمی‌کند (Taylor and McLennan, 1985). ترکیب عناصر کمیاب نیز با عناصر اصلی هماهنگ بوده و وضعیت آنها به قرار زیر است. انکلاوها از Cr, Ni, V و Rb غنی و از Sr فقیر هستند. همچنین از U, Th, Nb و Zr نیز غنی‌شدگی نشان می‌دهند. الگوی متوسط نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی (REE) موجود در انکلاوها، گرانیت‌های پست آناتکتیک و ترکیب خاص رسوبات (Taylor and McLennan, 1985) در شکل 24 نشان داده شده است. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی انکلاوها از الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی گرانیت‌های پست آناتکتیک و ترکیب خاص رسوبات متمایز می‌باشد بطوریکه این تمایز با زیادتر بودن مقادیر عناصر نادر خاکی، مقدار آنومالی منفی تر یوروپیم و یک الگوی منحنی برای عناصر نادر خاکی سنگین مشخص شده است. این ویژگی‌ها به وجود کانی‌های فرعی غنی از عناصر نادر خاکی موجود در انکلاوها مثل موناژیت، زیرکن و همچنین زنونتیم نسبت داده شده است. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین را نیز می‌توان تا اندازه‌ای به وجود گارنت نسبت داد. می‌توان ترکیب انکلاو را با ترکیب گرانیت میزبان مقایسه نمود: برای این کار می‌توان نسبت تمرکز هر عنصر در انکلاو به تمرکز آن در گرانیت را محاسبه کرده و "یک ضریب تفکیک کلی" $^{1} (KD)$ را محاسبه نمود. عناصر ناسازگار ($KD < 1$) در چنین شرایطی عبارتند از Rb, Th, Zr, U, Al و عناصر نادر خاکی. همچنین عناصر Cr و Ti, Sc, Fe, Mn, Nb, Mg, V, Ni نیز در گروه عناصر به شدت سازگار ($KD > 3$) قرار می‌گیرند.

۴-۱-۳- منشاء انکلاوهای سورمیکاسه

برای انکلاوهای سورمیکاسه موجود در گرانیت‌های پست آناتکتیک چندین منشاء را می‌توان پیشنهاد نمود. اما دلایل قانع کننده زیر نشان می‌دهد که آنها دارای منشاء رستی هستند یعنی مواد برجای مانده از ذوب هستند.

1- گهگاه دارای تورق می‌باشند و گاهی اوقات نیز چین خورده هستند. این امر نشان دهنده آنست که آنها قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی قدیمی تر بوده و مواد کومولیتی نیستند.

2- دارای توزیع نسبتاً همگنی هستند، بنابراین جزء زینولیت‌هایی که در نزدیکی کنتاکت گرانیت‌ها با سنگ‌های دربرگیرنده آنها فراوان هستند نمی‌باشند. بعلاوه ترکیب شیمیایی انکلاوهای سورمیکاسه نسبت به ترکیب سنگ‌های میزبان‌شان دارای تفاوت قابل ملاحظه‌ای می‌باشد. حتی ملانوسوم‌های موجود در میگماتیتهای نیز تا این اندازه از سیلیسیم فقیر و از آلومینیم غنی نشده‌اند.

¹ - apparent bulk partition coefficient

3- از فازهای دیرگداز (کردیریت، سیلیمانیت، گارنت، اسپینل، بیوتیت‌های غنی از Al) غنی و از متشکله‌های گرانیتی (پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز) فقیر شده‌اند.

4- شرایط دما- فشار تخمینی برای حادثه اصلی تشکیل کردیریت با شرایط دما- فشار ذوب مواد پلیتی سازگار است. بر طبق نظر (Clemens and Vielzeuf, 1987)، در 5 کیلو بار فشار و 800 تا 850 درجه سانتیگراد، یک پلیت معمولی باید در شرایط عدم حضور سیال، 30 تا 60 درصد مذاب گرانیتی تحت اشباع از آب، بسیار متحرک و سرشار از آلومینیم تولید نماید.

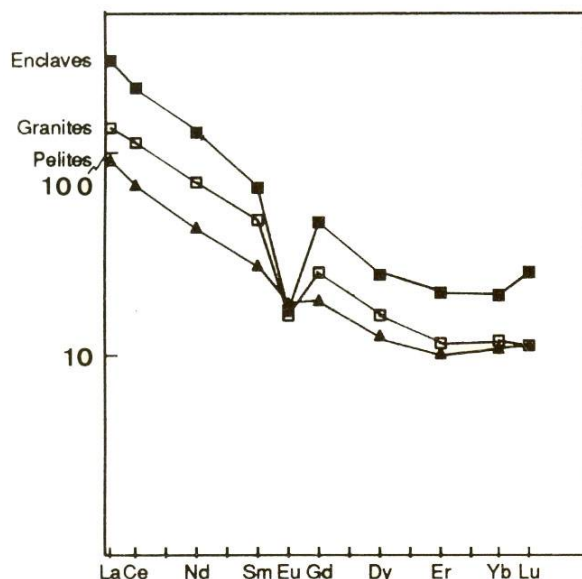
5- ترکیب شیمیایی این انکلاوها با یک منشاء رستیته سازگار است. عناصر ناسازگار در اصل همان متشکله‌های گرانیتی هستند درحالیکه عناصر سازگار عناصری هستند که توسط کانی‌های رستیته (بیوتیت، کردیریت، گارنت و هرسینیت) حفظ شده‌اند. رفتارهای سازگار عناصر REE, Zr, U و Th به ماهیت دیرگداز بودن زیرکن، مونازیت و احتمالاً زنون‌تایم نسبت داده می‌شود (e.g. Montel, 1986).

جدول 6- ترکیب شیمیایی انکلاوهای سورمیکاسه و گرانیت‌های میزبان آنها

	Post-anatectic granites						Sidobre granite								
	4V	8525	8516	A85	8515	PAG	Si44	Si17b	Si29b	Si8a	Si61	Clay	Hor	GSB	GSW
<i>Major elements (wt.%)</i>															
SiO ₂	37.64	39.24	40.78	41.20	41.38	69.50	45.95	43.52	51.00	46.20	44.18	48.39	59.58	69.77	71.08
Al ₂ O ₃	39.98	26.52	28.07	19.63	28.35	14.69	25.27	26.27	17.74	23.00	22.38	22.61	17.01	15.16	14.73
Fe ₂ O ₃	8.10	15.88	12.78	19.80	13.14	3.19	9.19	9.61	12.89	9.15	13.25	8.84	7.62	2.98	2.43
MnO	0.09	0.18	0.18	0.32	0.15	0.04	0.16	0.18	0.20	0.29	0.20	-	0.12	0.06	0.06
MgO	1.88	5.24	5.53	4.90	6.19	0.85	2.28	3.00	3.68	2.98	3.79	3.80	2.96	0.95	0.76
CaO	0.18	0.79	0.79	1.16	0.54	1.30	5.95	5.31	3.28	4.50	3.94	7.44	1.94	2.43	2.12
Na ₂ O	0.30	1.15	1.22	2.01	0.99	3.14	2.83	2.51	2.34	3.40	2.78	1.42	2.80	3.26	3.31
K ₂ O	2.37	5.97	4.07	6.16	4.32	5.02	4.27	4.82	4.74	4.60	4.99	3.12	5.54	3.80	4.00
TiO ₂	2.05	1.91	1.73	2.11	1.55	0.54	1.17	1.19	1.45	1.02	1.35	0.94	1.01	0.37	0.33
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.18	0.21	0.18	0.36	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	6.97	2.57	4.38	2.07	2.95	1.15	2.15	2.66	1.74	3.70	2.21	-	1.05	1.03	0.94
Total	99.74	99.64	99.71	99.57	99.73	99.78	99.22	99.07	99.06	98.84	99.07	96.50	99.64	99.81	99.71
<i>Trace elements (ppm)</i>															
Ba	400	372	556	332	392	627	598	859	903	522	652	-	-	803	614
Rb	197	597	337	723	343	269	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	11	87	190	87	73	154	195	219	103	137	157	-	-	120	92
Zr	270	406	258	535	293	208	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	46	48	46	58	29	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	10.13	9.59	6.32	8.32	7.21	4.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	46.98	46.47	27.6	44.25	28.30	23.95	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	64	109	116	86	129	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	282	264	259	264	250	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	43	37	56	151	35	-	-	<31	<31
V	230	232	225	292	227	33	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	20.3	46.4	29.7	54.6	35.7	10.4	22	19	22	29	25	-	-	<31	<31
La	134.78	123.72	69.25	125.26	73.53	48.93	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	248.30	230.27	138.54	251.92	150.67	107.53	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	109.96	98.36	61.68	111.62	67.91	50.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	20.44	17.47	10.57	17.12	12.99	10.88	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.86	1.67	1.15	1.25	1.33	1.38	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	18.64	14.56	8.92	14.80	11.67	7.72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	13.96	10.28	4.73	10.32	8.46	5.95	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	5.85	6.88	2.01	6.19	4.20	2.89	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	4.20	7.16	1.53	7.86	3.77	2.93	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.73	1.41	0.32	1.68	0.69	0.42	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	87	61	21	58	44	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu/Eu*	0.29	0.31	0.35	0.23	0.32	0.44	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La/Yb	21.69	11.68	30.59	10.77	13.18	11.28	-	-	-	-	-	-	-	-	-

گرانیت‌های پست آناتکتیک: کلیه عناصر توسط روش ICP آنالیز شده‌اند. ترکیب میانگین گرانیت‌های پست آناتکتیک به منظور مقایسه ارائه شده است. گرانیت سیدوبر: نمونه‌های Si₄₄ تا Si₆₁ انکلاوهای سورمیکاسه آنالیز شده توسط ICP می‌باشند، Clay: ترکیب نمونه رس‌های دانه‌ریز (Petitjohn, 1949) برای مقایسه ترکیب این رس‌ها با ترکیب انکلاوها، باید مجموع مقادیر درصد وزنی اکسیدهای آنها که 96/5 درصد است مجدداً بر مبنای 100 درصد محاسبه گردد. Hor: ترکیب میانگین انکلاوهای هورنفلسی، اقتباس از دیدیه، (1964)، GSB و GSW به ترتیب معرف میانگین ترکیبات گرانیت سیدوبر نوع آبی و نوع سفید می‌باشند (منظور از نوع سفید و نوع آبی، کوندوم‌های موجود در این گرانیت‌ها می‌باشد که گرانیت با توجه به آنها نامگذاری شده است).

رفتار P, K, Rb, Ca از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد. اگرچه به نظر می‌رسد که ذوب بخشی سبب تخلیه یا تهی‌شدگی عناصر پتاسیم و روبیدیم انکلاوها شود، ولی این انکلاوها از این عناصر غنی هستند. در هر حال این موضوع هنگامی صادق است که بیوتیت، یک کانی برجای مانده نباشد یعنی زمانی که برای تشکیل مذاب گرانیته، بیوتیت به طور کامل مصرف شود که البته در مورد این انکلاوها چنین امری صادق نمی‌باشد. همچنین می‌توان غنی‌شدگی پتاسیم و روبیدیم را به وجود حاشیه غنی از بیوتیت کاملاً توسعه یافته در نمونه‌های A85 و 8515 نسبت داد. چنین حاشیه‌ای در نمونه‌های 8515 و 8516 بسیار نازک است و در نمونه 4V نیز اصلاً وجود ندارد. اینکه انکلاوها از کلسیم غنی نیستند (و پلاژیوکلازها از متشکله An غنی نیستند)، همان‌طور که توسط Tsuchiyama (1985b) پیشنهاد شد ممکن است بر اثر یک فرایند ذوب بدون جدایش متشکله‌های پلاژیوکلاز (آلیت و آنورتیت) باشد. ناسازگار بودن فسفر با مدل ارائه شده توسط Harrison and Watson (1984) که اظهار نموده‌اند آپاتیت بایستی در طی فرایند آناتکسی به صورت یک کانی دیرگداز عمل کند، ناسازگار است. اما این موضوع با داده‌های Montel et al. (1988) که به طور تجربی نشان دادند که حلالیت آپاتیت در مذاب‌های پرآلمین در مقایسه با مذاب‌های متالومین بسیار بالا است، سازگار می‌باشد.



شکل 24- الگوی توزیع نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی (نتایج و الگوی مربوط به کندریت‌های C1 از Evensen et al, 1978 اقتباس و در 1/5 ضرب شده است) برای ترکیب میانگین انکلاوهای گرانیته‌های پست آناتکتیک، گرانیته‌های پست آناتکتیک و رسوبات معمولی (Taylor and McLennan, 1985).

به عنوان یک نتیجه‌گیری کلی می‌توان اظهار نمود که تمامی ویژگی‌های انکلاوهای سورمیکاسه موجود در گرانیته‌های پست آناتکتیک را می‌توان با در نظر گرفتن آنها به عنوان محصولات جامد باقی مانده از ذوب گنایس‌های پلیتی، توجیه نمود. واکنش مربوط به تشکیل کردیریت (\pm هر سینیت) الزاماً در منطقه منشاء گرانیته رخ نمی‌دهد.

۲-۴- انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیته سیدوبر (Sidobre)

گرانیته سیدوبر در حاشیه شمالی ناحیه مونتاین نویر (Montgne Noire) واقع شده است. این گرانیته در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (رخساره شیبست سبز) نفوذ نموده و در نتیجه یک هاله دگرگونی در حد رخساره آندالوزیت هورنفلس در اطراف خود ایجاد کرده است.

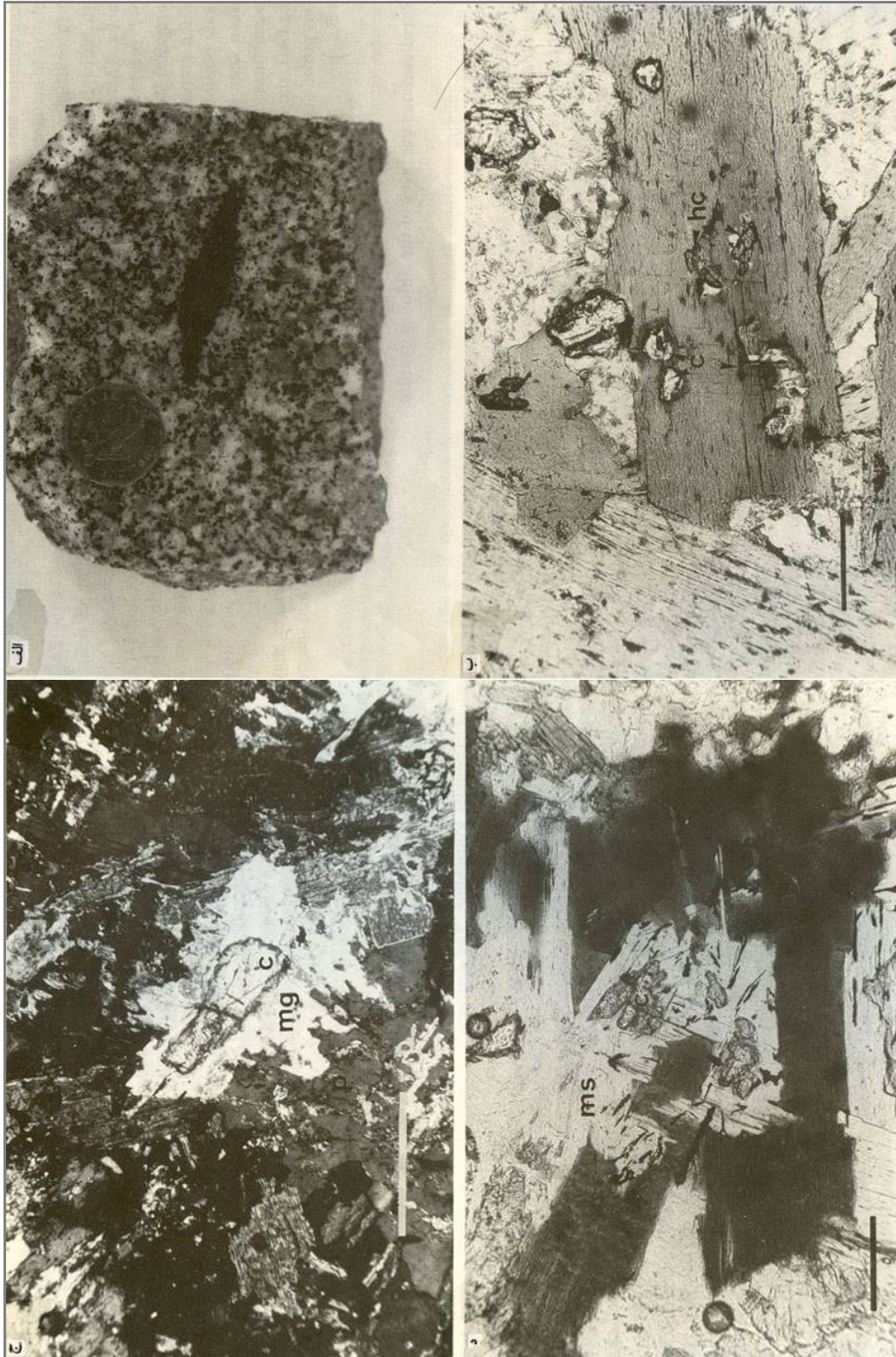
گرانیت سیدوبر حاوی انکلاوهای فراوانی است. شایع‌ترین نوع انکلاوها، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کوارتز- دیوریتی هستند که گهگاه به قدری بزرگ می‌باشند که قطر آنها به حدود یک متر می‌رسد. انواع دیگر انکلاوها، انکلاوهای دارای ظاهر شیشه‌ای هستند که انکلاوهای هورنفلسی و انکلاوهای سورمیکاسه را شامل می‌شوند. انکلاوهای هورنفلسی معمولاً زاویه‌دار هستند و اندازه آنها متغیر (با طول بیش از چند ده سانتیمتر) می‌باشد در حالیکه انکلاوهای سورمیکاسه عدسی شکل و معمولاً کوچک هستند (شکل 25 الف). انکلاوهای هورنفلسی در نزدیکی کنتاکت این گرانیت‌ها با شیشه‌های دربرگیرنده‌شان از بیشترین فراوانی برخوردار هستند در حالیکه انکلاوهای سورمیکاسه (و انکلاوهای میکروگرانولار) را می‌توان در هر جایی از توده نفوذی پیدا نمود.

انکلاوهای سورمیکاسه

کلیه انکلاوهای سورمیکاسه دارای بافت دگرگونی می‌باشند. تورق مشاهده شده در این انکلاوها توسط جهت یافتگی سوزن‌های سیلیمانیت مشخص می‌شود. هیچگونه چین خوردگی در این انکلاوها قابل تشخیص نیست. از لحاظ پتروگرافی این انکلاوها را می‌توان به دو نوع تقسیم کرد: انکلاوهای عاری از کوارتز و انکلاوهای حاوی کوارتز. باید تاکید نمود که بیوتیت و پلاژیوکلاز در هر دو نوع انکلاو فراوانی چشمگیری دارند و معمولاً بیش از 90 درصد پاراژنز اولیه را تشکیل می‌دهند. پتاسیم فلدسپار وجود ندارد یا اینکه یک کانی ثانویه می‌باشد.

انکلاوهای عاری از کوارتز توسط مجموعه کانی‌شناسی اولیه بیوتیت (45%)، پلاژیوکلاز (35-46%)، هرسینیت (1%) و کزندوم (3-4%) که می‌تواند به صورت سفید یا آبی باشد، مشخص شده است. هرسینیت و کزندوم در بیوتیت یافت می‌شوند (شکل 25 ب)، یا اینکه به صورت بقایایی از زون‌های قهقرایی می‌باشند. در اینگونه انکلاوها سیلیمانیت نیز گهگاه یافت شده است. مجموعه کانی‌های قهقرایی که در امتداد شکاف‌ها تشکیل شده‌اند شامل کانی‌های مسکوویت، مارگاریت و کانی‌های اوپاک می‌باشد. مارگاریت و مسکوویت به ترتیب در تماس با پلاژیوکلاز (شکل 25 ج)، و بیوتیت (شکل 25 د) و بطور ترجیحی اطراف کزندوم توسعه یافته‌اند. سیلیمانیت به ندرت وجود دارد و در صورت وجود نیز سوزن‌های کوچکی در درون پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد. انکلاوهای حاوی کوارتز نسبت به انکلاوهای فاقد کوارتز نسبتاً کمیاب‌تر هستند. آنها توسط مجموعه کانی‌شناسی بیوتیت (43%)، پلاژیوکلاز (47%)، کوارتز (کمتر از 3%)، گارنت (کمتر از 4%) و گهگاه تورمالین مشخص شده‌اند.

ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در این منطقه نشان می‌دهند که بیوتیت‌ها از تیتانیم (TiO₂ 4-3/5%) غنی می‌باشند و همچنین به طور متوسط از آهن غنی هستند (X_{Fe}= 0.61-0.65). بیوتیت‌های موجود در انکلاوهای حاوی کوارتز نسبت به بیوتیت‌های انکلاوهای حاوی کزندوم از آلومینیم و آهن غنی هستند و هر دوی آنها با بیوتیت‌های گرانیت‌ها متفاوت می‌باشند. گارنت‌ها همگن‌تر هستند و حاوی Sps₁₅₋₁₈, Pyr₆₋₇, Alm₅₈₋₅₉ و Grs₁₇₋₁₈ می‌باشند (اعداد برحسب درصد مولی هستند). کزندوم حاوی مقادیر کمی آهن (احتمالاً Fe³⁺) است، کزندوم آبی از آهن غنی‌تر می‌باشد. میکاهای سفید به صورت محلول جامد می‌باشند و ترکیب آنها به قرار زیر است: مارگاریت‌هایی که حاوی بیش از 25 درصد مولی پاراگونیت هستند و مسکوویت‌هایی که حاوی 15 درصد مولی پاراگونیت می‌باشند. پلاژیوکلازها معمولاً زونه بوده و هسته و حاشیه آنها به ترتیب دارای 50-45 و 25-20 درصد آنورتیت می‌باشند. تحقیقات انجام شده به کمک میکروپروب نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت (An₆₀₋₈₀)، در زون دگرسانی، یعنی در جاییکه با میکاهای سفید همراه هستند، تشکیل می‌شود.



شکل 25- انکلاوهای سورمیکامسه متداول در گرانیت سیدور. ب) ادخال‌های کزندوم (C) و هرسنیت (hc) در بیوتیت. ج) مارگاریت قهقرایی (mg) در اطراف بلور کزندوم (c) پلاژیوکلاز. د) مسکوویت قهقرایی (ms) در تماس با بیوتیت و کزندوم (C). طول مقیاس میله‌های نشان داده شده 200 میکرومتر می‌باشد.

به علت تحولات قهقرایی صورت گرفته، مجموعه فازهای کانی‌شناسی و بافت‌ها، اطلاعات ناچیزی را درباره دمای بالا و تاریخچه پیشرونده انکلاوهای سیدور در اختیار ما قرار می‌دهند. به هر حال از مشاهدات پتروگرافی می‌توان

نتایج زیر را استنباط نمود: بافت‌ها نشان می‌دهند که انکلاوها تاریخچه دگرگونی و تکنیکی طولانی و پیچیده‌ای را تحمل نموده‌اند و تنها یک سری فولیاسیون نشان می‌دهند و هیچگونه شاهدهی از چین خوردگی در آنها مشاهده نمی‌شود. مجموعه‌های کانی‌شناسی یک حادثه یک مرحله‌ای پیشرونده را نشان می‌دهند که تحت شرایط رخساره آمفیولیت صورت گرفته است. بیوتیت هیچگونه تجزیه‌شدگی و تخریب گسترده‌ای را نشان نمی‌دهد. لیکن در انکلاوهای فاقد کوارتز، کانی‌های کَرندوم، هرسینیت و ایلمنیت احتمالاً از تخریب بسیار محدود بیوتیت و یا از تخریب محدود مسکوویت اولیه تشکیل شده‌اند. تاریخچه قهقرایی به نحو بهتری به صورت زیر بیان شده است: در انکلاوهای حاوی کَرندوم، بافت‌ها به وضوح نشان می‌دهند که کَرندوم و پلاژیوکلاز در واکنش: مارگاریت = آب + پلاژیوکلاز + کَرندوم، شرکت نموده‌اند و همچنین بافت‌ها نشان می‌دهند که بیوتیت توسط مسکوویت + کانی‌های اوپاک جایگزین شده است. توزیع کانی‌های ثانویه در امتداد شکاف‌ها نشان می‌دهد که عملکرد فرایند قهقرایی توسط تراوش یک فاز سیال کنترل شده است.

نظر به اینکه میدان پایداری بیوتیت - پلاژیوکلاز، یا بیوتیت - پلاژیوکلاز - کوارتز - گارنت، بسیار گسترده است، مجموعه‌های کانی‌شناسی موجود در انکلاوها، نمی‌توانند شرایط دما- فشار تشکیل آنها را به خوبی مشخص نمایند. نتایج آنالیز (خصوصاً عناصر اصلی) پنج انکلاو سورمیکاسه نشان می‌دهند که کلیه انکلاوها از نظر $Si < 43\%$ $SiO_2 < 51\%$ درصد وزنی فقیر، از نظر $Al < 27\%$ $Al_2O_3 < 17\%$ درصد وزنی و $Fe, Mg, Ti > 13\%$ $Mg + Fe_2O_3 + TiO_2 > 13\%$ درصد وزنی غنی می‌باشند. اما این انکلاوها از آلکالی‌ها ($K_2O < 5\%$) $K_2O < 4\%$ درصد وزنی، $Na_2O < 3.5\%$ درصد وزنی، $CaO < 6\%$ $CaO < 3\%$ درصد وزنی) تهی شده‌اند. داده‌های عناصر کمیاب با دارا بودن مقادیر بالای $Ba < 1000$ ppm) $Ba < 500$)، مقدار متوسطی $Sr < 200$ ppm) $Sr < 100$)، و مقدار نسبتاً بالایی $Sc < 30$ ppm) $Co < 60$ ppm) $Sc < 20$ ppm) $Co < 30$) با ترکیب عناصر اصلی سازگار هستند. همه این داده‌ها با ترکیبات کانی‌شناسی که غالباً توسط بیوتیت و پلاژیوکلاز مشخص می‌شود، سازگار است. همان‌طور که انتظار می‌رود انکلاوهای عاری از کوارتز نسبت به انکلاوهای حاوی کوارتز از Al_2O_3 غنی‌تر و از SiO_2 فقیرتر هستند. ترکیب انکلاوها با ترکیب رس‌های معمولی سرشار از Al مطابقت می‌کند اما به وضوح با ترکیب انکلاوهای هورنفلسی متفاوت است، بخصوص وقتی که SiO_2, Al_2O_3 و CaO را مد نظر قرار دهیم. در مقایسه با خود گرانیت، انکلاوها از Mg, Fe, K, Ca, Al, Ti غنی‌تر و از Na و Si فقیرتر هستند.

۴-۲-۱- منشاء انکلاوهای سورمیکاسه

ماهیت انکلاوهای سورمیکاسه گرانیت سیدوبر را می‌توان به قرار زیر خلاصه نمود:

- 1) بافتهای این انکلاوها نشان دهنده آن هستند که آنها بدون شک قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی هستند.
 - 2) توزیع آنها در گرانیت و ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی آنها نشان‌دهنده آن است که آنها زینولیت‌هایی نیستند که در نزدیک سطح جایگزینی گرانیت، به صورت انکلاوهای هورنفلسی به درون آن راه یافته باشند.
 - 3) هیچگونه تخریب گسترده‌ای در بیوتیت صورت نگرفته است.
- با توجه به بحث‌های فوق به طور معقول می‌توان استدلال نمود که انکلاوهای سورمیکاسه بقایای ذوب بخشی نیستند و همچنین می‌توان استدلال نمود که آنها در عمق کم به درون گرانیت راه پیدا نکرده‌اند. بنابراین دو امکان دیگر باقی می‌ماند که به سطح ساختاری راه‌یابی انکلاوها به درون ماگمای میزبان بستگی دارند و عبارتند از:
- 1) انکلاوهای سورمیکاسه معرف آن دسته از واحدهای سنگی محل تشکیل گرانیت‌ها هستند که در مقابل فرایند آناکسی مقاومت نموده‌اند، چون ترکیب کانی‌شناسی شان نامناسب بوده است (عدم وجود کوارتز و سیلیمانیت).

2) انکلاوهای سورمیکاسه قطعاتی از سنگ‌های میزبان هستند که در اعماق متوسط به درون ماگما راه یافته‌اند (زینولیت‌های مربوط به عمق زیاد). بنابراین ممکن است مطالعه انکلاوها، دیدگاه‌هایی را در مورد فرآیندهای هضم اولیه مطرح نماید. داده‌های موجود به ما این اجازه را می‌دهد که بین این دو فرضیه، یکی را انتخاب کنیم.

۳-۴- مقایسه انکلاوهای سورمیکاسه موجود در گرانیتهای پست آناتکتیک گنبد وولی و

گرانیت سیدوبر

دو مثال ارائه شده در این مبحث دو نوع انکلاو سورمیکاسه متمایز از یکدیگر را نشان می‌دهند. ویژگی‌های عمومی هر دو نوع عبارتند از: شکل دیسکی، اندازه کوچک و یکنواخت (کوچکتر از ده سانتیمتر)، توزیع همگن در سراسر توده نفوذی و بافت دگرگونی متورق. این ویژگی‌ها به خوبی آنها را از انکلاوهای ساخته شده از سنگ‌های پلوتونیک، از کومولیت‌ها و همچنین زینولیت‌ها که در نزدیک تراز جایگزینی گرانیت، توسط گرانیت جمع آوری یا در برگرفته شده‌اند (مثل هورنفلس‌ها) و از لحاظ اندازه ناهمگن و زاویه‌دار می‌باشند و در نزدیکی حواشی گرانیت فراوان هستند، متمایز می‌سازد. همچنین هر دو نوع انکلاو با داشتن بعضی کانی‌های آلومین‌دار از جمله کوردوم، اسپینل، سیلیمانیت، آندالوزیت، کردیریت یا گارنت مشخص می‌شوند.

انکلاوهای گرانیت‌های پست آناتکتیک تخریب گسترده‌ای از بیوتیت و ذوب‌شدگی را نشان می‌دهند، درحالیکه انکلاوهای سیدوبر چنین وضعیتی را نشان نمی‌دهند. این امر، تفاوت اصلی بین دو مثال مطالعه شده در اینجا می‌باشد. انکلاوهای گرانیت‌های پست آناتکتیک و بعضی دیگر از انکلاوهای گرانیت‌های کردیریت‌دار، مواد برجای مانده جامدی هستند که پس از انجام عمل ذوب بخشی برجای مانده‌اند و ممکن است بتوان آنها را رستیت نامید. تشخیص اینکه این رستیت‌ها برآستی از ناحیه منشاء گرانیت مشتق شده‌اند یا اینکه معرف هضم زینولیت‌های مربوط به محیط‌های عمیق باشند کار مشکلی است. یکی از روش‌های ممکن برای تمایز قائل شدن بین این دو حالت، بررسی توزیع، اندازه کانی‌شناسی و ترکیب انکلاوها می‌باشد چراکه مشارکت زینولیت‌ها نمی‌تواند چنین اجتماع همگنی از انکلاوها را حاصل نماید. هر نتیجه‌ای که از مطالعه انکلاوهای گرانیت‌های پست آناتکتیک به دست می‌آید از ارزش قابل توجهی برخوردار است. چون نتایج حاصل، دورنمایی از فرایندهای پوسته‌ای در اعماق متوسط تا عمیق را نشان می‌دهد که مربوط به تشکیل ماگماهای گرانیتی می‌شوند. نواحی منشاء، مکان‌های پیچیده‌ای هستند که در مقیاس‌های مختلف ناهمگن می‌باشند و نمی‌توان آنها را با استفاده از مجموعه‌ای از مقادیر P-T تعریف نمود.

همانطور که در بالا ذکر شد، اهمیت انکلاوهای سیدوبر کاملاً متفاوت می‌باشد. آنها را باید به عنوان قطعاتی از لایه‌های دیرگداز غیر قابل ذوبی در نظر گرفت که در ناحیه منشاء ماگمای گرانیتی به درون گرانیت راه یافته‌اند یا اینکه در طی صعود ماگمای گرانیتی توسط آن جمع آوری شده‌اند. بنابراین گرچه مطالعه بر روی این انکلاوها دارای حداقل ارتباط با تولید ماگما می‌باشد ولی مطالعه آنها شواهدی را در ارتباط با فرایندهای هضم در اختیار می‌گذارد که در تعیین و تشریح ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت میزبان از اهمیت خاصی برخوردار هستند.

۴-۴- انکلاوهای سورمیکاسه موجود در سایر گرانیت‌ها

به منظور دستیابی به پاسخ این سوال که چه نوع گرانیت‌هایی دارای چه نوع انکلاوهای هستند؟ در این بخش چند محل که انکلاوهای آنها مطالعه و توصیف شده را برای بحث و بررسی انتخاب نموده‌ایم.

گرانیت‌های دو میکایی

معمولاً انکلاوها در گرانیت‌های دو میکایی نادر هستند و اصولاً از نوع انکلاوهای سورمیکاسه می‌باشند (Didier, 1973). Lameyre (1966) تعدادی از انکلاوهای سورمیکاسه موجود در لوکوگرانیت‌های فرانسه را مطالعه نموده است. این انکلاوها بسیار کوچک هستند و حاوی کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت، مسکوویت و گهگاه

کرنندوم و هرسنیت می‌باشند. در لوکوگرانیت‌های هیمالیا انکلاوهای سورمیکاسه فوق العاده نادری وجود دارند که شامل بیوتیت، مسکوویت و تورمالین می‌باشند. در مقابل در آداملیت‌های دومیکایی جنوب شرقی استرالیا، انکلاوهای سورمیکاسه فراوان هستند (Price, 1983) و از بیوتیت، مسکوویت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز تشکیل شده‌اند. عقیده بر این است که این انکلاوها قطعاتی دیرگداز غیر قابل ذوبی هستند که از ناحیه منشاء به درون گرانیت‌ها راه یافته‌اند (Price, 1983).

گرانیت‌های کردیریت‌دار

انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیت‌های نوع S استرالیا فراوان هستند. کلیه محققین به این نتیجه رسیده‌اند این انکلاوها منشاء رستی دارند. لیکن (Chen et al. 1989) خاطر نشان نموده‌اند که تشخیص رستیت‌های نشات گرفته از ناحیه منشاء گرانیت‌ها از زینولیت‌های مربوط به محیط‌های عمیق که تا اندازه‌ای ذوب شده‌اند، امکان پذیر نیست. در فرانسه نیز گرانیت‌های پالئوزوئیک پایانی باتولیت مانسلیا (Mancellia) حاوی انکلاوهای سورمیکاسه فراوانی می‌باشند که اصولاً از بیوتیت و پلاژیوکلاز و مقدار کمتری کانی‌های آلومین دار (سیلیمانیت، کردیریت، کرنندوم و آندالوزیت) که در تمامی موارد وجود دارند، تشکیل شده‌اند.

گرانیت‌های کالک آلکان

انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیت‌های کالک آلکان فراوان نیستند. انکلاوهای سورمیکاسه گرانیت پرفیری پوزول- سراوان (France, Didier, 1964) حاوی کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مقدار کمی ارتوپروکسن، آندالوزیت، سیلیمانیت، کردیریت، کرنندوم، هرسنیت و گارنت می‌باشند. بافت و ترکیب شیمیایی آنها با بافت و ترکیب شیمیایی انکلاوهای موجود در گرانیت‌های پست آتاکتیک تفاوت عمده‌ای ندارند.

گرانیت‌های فاقد انکلاوهای سورمیکاسه

ذکر این نکته قابل توجه است که بعضی از گرانیت‌ها کلاً فاقد انکلاوهای سورمیکاسه می‌باشند. در گرانیت‌های پرآلکان، انکلاوهای سورمیکاسه به هیچ وجه حضور ندارند، خواه اینکه این گرانیت‌ها به گرانیت‌های ساب سالووس یا آنکه به گرانیت‌های هیپرسالووس تعلق داشته باشند. این موضوع در مورد گرانیت‌های درون اقیانوسی جزایر کرگولن (Kerguelen) امر تعجب آوری نیست، اما این مساله در مورد گرانیت‌های درون قاره‌ای از پیچیدگی بیشتری برخوردار است. باتولیت‌های غرب امریکا نیز فاقد انکلاوهای سورمیکاسه می‌باشند. این گرانیت‌ها از انکلاوهای ماگمایی (عمدتاً انکلاوهای میکروگرانولار مافیک) و کومولیت‌ها غنی هستند. باید اظهار داشت که این گرانیت‌ها معمولاً حاوی زینولیت‌هایی هستند که می‌توانند در نزدیکی حواشی آنها به مقدار فراوان یافت شوند. برای فهم این موضوع که چرا بعضی از گرانیت‌ها حاوی انکلاو هستند و بعضی دیگر فاقد انکلاو می‌باشند به مطالعات مفصلی نیاز است، اما در حال حاضر برای پاسخ به این سوال سه توضیح بدیهی به شرح زیر را می‌توان ارائه نمود:

1) در محل تشکیل بعضی از گرانیت‌ها هیچگونه متشکله دگرگونی وجود ندارد و بنابراین برای تشکیل انکلاوها هیچگونه منشایی وجود ندارد. این وضعیت در مورد گرانیت‌های مشتق شده از گوشته مثل گرانیت‌های آلکان صدق می‌کند. اگر سنگ منشاء گرانیت‌ها یک سنگ آذرین دگرشکل نشده (فاقد شیستوزیته) باشد، باز هم چنین وضعیتی صادق خواهد بود.

2) انکلاوها توسط ماگمای گرانیته به طور کامل هضم شده باشند. با توجه به اینکه کانی‌های برجای مانده مثل سیلیمانیت، هرسنیت، گارنت و کردیریت می‌توانند تا دماهای بالا پایدار بمانند، بنابراین چنین وضعیتی هنگامی اتفاق خواهد افتاد که ماگماها بسیار داغ باشند.

3) انکلاوها به راحتی از ماده مذاب جدا شده باشند.

به هر حال چون جنبه‌های مکانیکی تشکیل، تفکیک (جدایش) و حمل و نقل انکلاوها به خوبی مورد بحث قرار نگرفته است لذا این امکان وجود دارد که مکانیسم‌های دیگری نیز وجود داشته باشند که بتوان به کمک آنها حضور یا عدم حضور انکلاوها را در یک گرانت توضیح داد.

۵- زینولیت‌ها

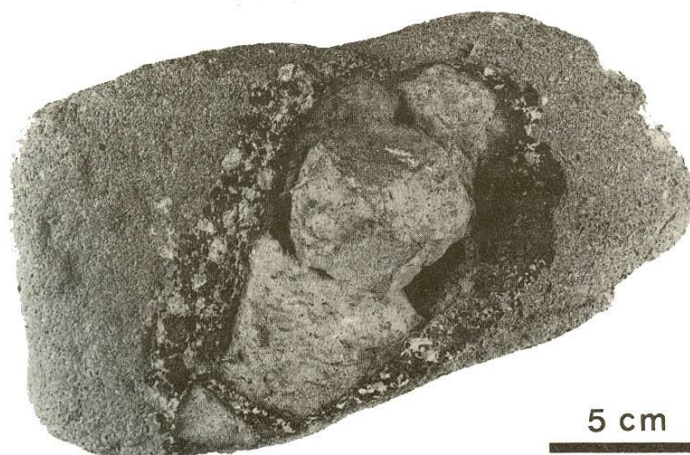
اساساً اصول باون را می‌توان در مورد رفتار زینولیت‌ها و زئوکریست‌ها مورد استفاده قرار داد. لیکن ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی زینولیت‌ها معمولاً بسیار پیچیده‌تر است. در این رابطه می‌توان به چندین دلیل اشاره نمود. اولاً زینولیت‌های رسوبی دارای طیف گسترده‌ای متشکل از سنگ‌های کربناته، رسوبات غنی از مواد آلی و غیره می‌باشند که نسبت به پاراژنهای ماگمایی بیگانه هستند. ثانیاً ممکن است اندازه زینولیت‌ها بزرگ باشد و به صورت موضعی فراوانی آنها به اندازه کافی زیاد باشد به طوری‌که بتوانند بر توازن گرمایی ماگمای میزبان تاثیر قابل ملاحظه‌ای اعمال نمایند و بنابراین تاریخچه سرد شدن آنها تغییر یابد. در زینولیت‌های مزبور معمولاً از هسته تا حاشیه تغییرات بافتی، کانی‌شناسی و شیمیایی مشاهده می‌گردد. برای مثال حاشیه‌های واکنشی بسیار متداول می‌باشند. ماگمای میزبان می‌تواند در امتداد شکاف‌ها یا شکستگی‌های زینولیت‌ها تزریق گردد. وقتی عمل ذوب صورت می‌گیرد در امتداد مرز دانه‌ها، بخصوص در فصل مشترک کوارتز - فلدسپار فرایند ذوب شروع می‌شود (Mehnert et al., 1973). اگر مواد مذابی که معمولاً به صورت موضعی در زینولیت‌های سنگ‌های آتشفشانی حضور دارند (بوکیت‌ها^۱) به خوبی حفظ شده باشند، تشخیص و تفکیک آثار فرایندهای ذوب و یا حضور مواد مذاب در این نوع زینولیت‌ها نسبت به زینولیت‌های موجود در گرانت‌ها مشکل‌تر می‌باشد. در واقع سرد شدن ماگمای گرانتی به تبلور مواد مذاب حاصل از آناتکسی موجود در اطراف بلورهای مانده (یا ذوب نشده) منجر می‌شود و این امر به نوبه خود باعث می‌گردد که یک بافت دانه‌ای عادی بوجود آید. بررسی دقیق چنین زینولیت‌هایی به ما اجازه می‌دهد که هسته‌های بلوری برجای مانده (بلورهای از قبل موجود واقع در هسته بلورهای جدید) را از حاشیه‌های مجدداً متبلور شده آنها تفکیک نماییم (دیدیه و همکاران، 1987).

۵-۱- زینولیت‌های الترامافیک

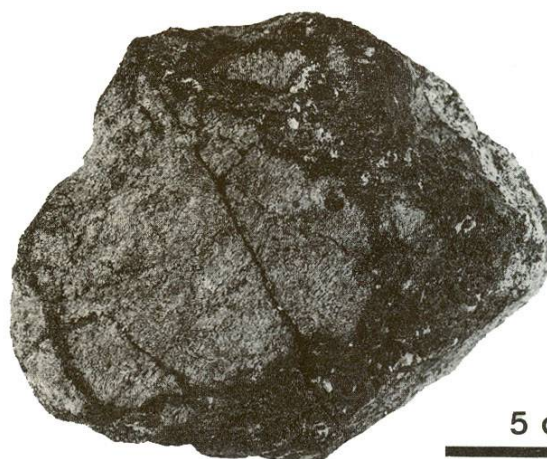
این نوع زینولیت‌ها در آلکالی بازالت‌ها به طور گسترده یافت می‌شوند. برای مثال Vidal et al. (1989) زینولیت‌های گوشته‌ای (عمدتاً هارزبورژیت و دونیت‌ها) موجود در گدازه‌های آندزیتی کالک آلکالن غنی از پتاسیم جزیره باتان (Batan) فیلیپین را مطالعه کرده‌اند. زینولیت‌هایی که بافت‌های گوشته‌ای بارز نشان می‌دهند توسط حاشیه‌ای از آمفیبول (کرسوتیت) محصور شده‌اند که به طور موضعی در امتداد شکاف‌ها به درون زینولیت راه یافته یا به عبارتی در آنها رخنه یا نفوذ کرده است. این حاشیه نیز به نوبه خود توسط حاشیه‌ای از کومولیت‌های گابرویی محصور شده است. کانی‌های حاشیه مذکور با فنوکریست‌های سنگ میزبان مشابه می‌باشند (شکل‌های 26 و 27).

در چندین آتشفشان کامچاتکا نیز حاشیه‌های آمفیبولی در کنتاکت بین زینولیت‌ها و سنگ‌های آندزیتی میزبان مشاهده شده‌اند (Ehrlich et al. 1979).

¹ - Buchites



شکل 26- زینولیت پریدوتیتی (هارزبورژیت) حاشیه‌دار شده توسط کومولیت گابرویی که در یک گدازه آندزیتی جای گرفته است.



شکل 27- زینولیت‌هارزبورژیتی جزیره باتان که توسط پوسته ضخیم آمفیبولیتی حاشیه‌دار شده است. رگه‌های آمفیبول نیز به درون زینولیت راه یافته‌اند (سمت چپ).

دیدیه (1973) محیط‌های پیدایش شناخته شده زینولیت‌های اولترامافیک موجود در گرانیت را مجدداً بررسی نموده است. زینولیت‌های پریدوتیتی کمپلکس نفوذی کالک آلکالن بیگ جیم (Big Jim) توسط Kelemen and Ghiorso (1986) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. زینولیت‌های پریدوتیتی گرد شده تا نیمه زاویه‌دار هستند و معمولاً دارای ترکیب هارزبورژیتی می‌باشند. بعضی زینولیت‌ها بافت تکتونیتی خود را حفظ نموده‌اند. زینولیت‌های بزرگتر توسط زون‌های متحدالمرکز غنی از منیزیم کومینگتونیت، ترمولیت و هورنبلند و یک حاشیه متشکل از هورنبلند گابرو محصور شده‌اند. زینولیت‌های کوچک‌تر به هورنبلندیت، گابروها و دیوریت‌های ملانوکرات تبدیل شده‌اند. در یک رخمون واحد ممکن است بتوان کلیه مراحل فرایند تبدیل را مشاهده نمود. این فرایند را می‌توان از لحاظ ترمودینامیکی با واکنش بین الیون (Fo90) و مذاب دیوریتی باضافه 1/5 درصد وزنی آب در دمای 1100 درجه سانتیگراد و تحت فشار 3 کیلوپار مدل‌سازی نمود. تفریق

بلوری همراه با هضم (AFC^1) عامل تغییرات شیمیایی مشاهده شده در کمپلکس بیگ جیم به حساب آمده است.

Dhost (1964) و Cote (1987) بر اساس مطالعاتی که بر روی برخی از زینولیت‌های اسپینل لرزولیتی موجود در گرانودیوریت‌ها انجام دادند مشخص نمودند که این زینولیت‌ها توسط حاشیه‌های متوالی متشکل از الیون تا اندازه‌ای سرپانتینی شده، تالک همراه با سوزن‌های ترمولیت شعاعی، ترمولیت رشته‌ای و سرانجام فلوگوپیت محصور گردیده‌اند. کنتاکت اولیه بین زینولیت پریدوتیتی و سنگ میزبان با مرز بین ترمولیت - فلوگوپیت مطابقت می‌کند در حالیکه زون‌های داخلی حاصل فرایندهای انتشار متاسوماتیکی می‌باشند. ممکن است مقدار غیر عادی کرم سنگ‌های گرانودیوریتی میزبان (70ppm)، از فرایند آلودگی ناشی شده باشد.

۵-۲- زینولیت‌های مافیک

اگرچه وجود زینولیت‌های مافیک بارز در ماگماهای فلسیک امر غیر معمولی نیست ولی باید آنها را از انکلاوهای هم منشاء مافیکی که غالباً در سنگ‌های میزبان مشابهی یافت می‌شوند متمایز نمود. برای مثال گرانودیوریت رویا (Royat) در ماسیف سانتال فرانسه حاوی انکلاوهای هم منشاء مافیک - که از فرایند اختلاط ماگمایی ناشی شده‌اند - و انکلاوهای کوارتز - دیوریتی قدیمی‌تر که زینولیت‌های حقیقی هستند، می‌باشد (Mbougou- Kongo, 1987). با توجه به روابط بافتی می‌توان این دو نوع انکلاو را از یکدیگر تفکیک نمود. در واقع امروزه هیچ گونه مثال مسلمی از هضم وجود ندارد که در آن یک زینولیت مافیک توسط یک ماگمای فلسیک به طور گسترده ذوب شده باشد (McBirney, 1979). انکلاوهای مافیکی که بافت‌های بارز و ویژگی‌های عدم انجام تبلور مجدد را نشان می‌دهند، اکنون به عنوان انکلاوهای ماگمایی مافیک MME و معرف انجام فرایندهای اختلاط ماگمایی تفسیر شده‌اند. زینولیت‌های مافیک بارز، شواهد بافتی دگرگونی حرارتی و تبلور مجدد را نشان می‌دهند. در توالی تبلور مجدد کانی‌های مافیک با فلدسپارها همراه شده‌اند و در نتیجه بافت‌های گرانوبلاستی بارزی نشان می‌دهند. ممکن است هورنفلس‌های مافیک گرانوبلاستی (به عنوان مثال دیده، 1973) آثاری از هضم نشان دهند. Edwards (1947) از سینیت‌های پورت سیگنت زینولیت‌های دلریتی را گزارش نموده است که در آنها پلاژیوکلاز با ماگمای میزبان واکنش نموده و توسط آلکالی فلدسپار حاشیه‌دار شده است.

۵-۳- زینولیت‌های پلیتی و کوارتز - فلدسپاری

این زینولیت‌ها بسته به منشاء خود (رسوبی یا آذرین) حاوی متشکله‌های فلسیکی هستند که وقتی به درون ماگماهای سیلیکاته راه می‌یابند، ذوب می‌شوند. مقدار ماده مذاب گرانیتی حاصل از آناتکسی بسیار متغیر می‌باشد و به ترکیب اولیه زینولیت‌ها بستگی دارد. ماده مذاب تولید شده یا در زینولیت‌ها باقی می‌ماند و یا مهاجرت می‌نماید و با ماگماهای دربرگیرنده زینولیت‌ها اختلاط پیدا می‌کند.

زینولیت‌های سنگ‌های آتشفشانی به طور خاصی برای مطالعه فرایندهای دگرگونی حرارتی و ذوب مناسب می‌باشند زیرا آنها حاوی شیشه‌های حاصل از آناتکسی هستند که می‌توانند توسط تکنیک‌های پروب به طور درجا آنالیز شوند. در مورد بوکیت‌هایی که در بازال‌ها و آندزیت‌ها یافت شده‌اند، مطالعات متعددی صورت گرفته است (e.g. Graham et al., 1988). این سنگ‌ها معمولاً حاوی مقادیر زیادی شیشه ریولیتی

¹ - Assimilation and Fractional Crystallization

(اغلب سرشار از Al) همراه با کانی‌های برجای مانده (ذوب نشده) و کانی‌های تازه تشکیل شده (مثل اسپینل نوع هرسینیت، کردیریت، سیلیمانیت، مولیت و کوندوم) می‌باشند که از تخریب کانی‌های رسی و میکاها حاصل شده‌اند. فصل مشترک بین بوکیت‌ها و سنگ‌های میزبان معمولاً مشخص است و در این محل بین شیشه‌های ریولیتی و شیشه‌های بازالتی، گرادیان‌های انتشاری با مقیاس چند میلیمتری مشاهده شده است (Maury and Bizouard, 1974).

در مقام مقایسه، زینولیت‌های سنگ‌های آتشفشانی کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. موری و همکاران (1978) نشان داده‌اند که در گدازه‌های آلکالن تفریق یافته ماسیف سانتال فرانسه، زینولیت‌های گرانیتی و گنایسی معمولاً حاوی کمتر از 5 درصد شیشه می‌باشند. این مشاهده نشان می‌دهد که بیشتر مواد مذاب حاصل از آاناتکسی، از زینولیت تخلیه شده است. کوارتز و فلدسپار برجای مانده نادر می‌باشد یا حتی اصلاً وجود ندارد، زینولیت‌ها شدیداً از سیلیسیم تهی و از آلومینیم غنی شده‌اند (رستیت‌ها). آنها حاوی سیلیمانیت، کردیریت و گارنت برجای مانده و کانی‌های غنی از آلومینیم تازه تشکیل شده ناشی از تخریب میکاها می‌باشند. فازهای مجدداً تبلور یافته (فلدسپارها، بیوتیت‌ها، آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها) دارای ترکیبی مشابه ترکیب فنوکریست‌های گدازه‌های میزبان می‌باشند. Van Bergen (1983) و Van Bergen and Barton (1984) زینولیت‌های رسوبی دگرگون شده آلومین دار ریوداسیت‌های غنی از پتاسیم کوه آمیواتا (Amiuvata) را مورد مطالعه قرار داده‌اند. زینولیت‌های مذکور از مسکویت - بیوتیت شیبست‌های فقیر از کوارتز مشتق شده‌اند که دو حادثه دگرگونی - حرارتی پیشرونده را تحمل نموده‌اند: دگرگونی در حد رخساره پیروکسن هورنفلس همراه با ذوب بخشی تحت شرایط رخساره سانیدینیت. بعضی اوقات زینولیت‌ها الگوی زونینگ متحدالمرکز پیچیده‌ای نشان می‌دهند که از واکنش زینولیت‌ها با ماگمای دربرگیرنده آنها حاصل شده است. ذوب بخشی پیشرفته زینولیت‌ها سبب جدایش یک مذاب حاصل از آاناتکسی می‌شود که نسبت به ماگماهای میزبان از اسیدیته کمتری برخوردار می‌باشد. در بیشتر موارد مذاب حاصل از آاناتکسی تخلیه شده از زینولیت‌ها سبب فقیر شدن زینولیت‌ها از سیلیسیم و آلومینیم و غنی شدن آنها از مواد برجای مانده غنی از آهن می‌شود (رستیت‌های حاوی اسپینل، کردیریت و بیوتیت).

سنگ‌های نفوذی مافیک کمپلکس دولوت (Duluth) (Minnesota) حاوی زینولیت‌های پلیتی فراوانی از سنگ‌های میزبان‌شان می‌باشند (Ripley and Alawi, 1988). این زینولیت‌ها دارای مجموعه کانی‌شناسی کردیریت - پلاژیوکلاز - بیوتیت و ارتوپیروکسن می‌باشند. با استفاده از تکنیک‌های موازنه جرمی، مقایسه ترکیب شیمیایی این زینولیت‌ها با ترکیب شیمیایی یکی از سنگ‌های میزبان نشان می‌دهد که آنها شدیداً از مواد فرار، آلکالی‌ها و سیلیس فقیر و از آهن، منیزیم و آلومینیم غنی شده‌اند. ذوب بخشی گسترده همراه با مهاجرت مواد مذاب حاصل از آاناتکسی موثرترین فرایند انتقال توجیه کننده این تغییرات می‌باشند.

وجود زینولیت‌های پلیتی یا کوارتز و فلدسپاری در گرانیت‌های بیشتر نواحی قاره‌ای امر بسیار متداولی است. زینولیت‌های متاگرایوکی توده گرانیتی لاک دون (Loch Doon) در جنوب اسکاتلند (Tindle and Pearce, 1983) به هورنفلس‌های کوارتز - بیوتیتی تبدیل شده‌اند که گهگاه حاوی سیلیمانیت، اسپینل‌ها و کوندوم و به طور موضعی بقایایی از شیشه در امتداد سطوح کلیواژهای بیوتیتی، می‌باشند. با توجه به استفاده از داده‌های عناصر اصلی و کمیاب، میزان ذوب محاسبه شده 66 تا 88 درصد برآورد گردیده است.

گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌های ماسیف سانترال فرانسه حاوی زینولیت‌های پلیتی یا کوارتز و فلدسپاری زیادی می‌باشند (دیدیه، 1964 و 1973). زینولیت‌های کوارتز و فلدسپاری معمولاً زاویه‌دار و به طور موضعی نواری هستند و بافت‌های گرانوبلاستی جالبی نشان می‌دهند. زینولیت‌های پلیتی غالباً عدسی شکل بوده و به علت فراوانی بیوتیت، دارای بافت لیدوبلاستی هستند. مجموعه کانی‌شناسی هر دو نوع زینولیت، کانی‌های میکا، آپاتیت، کوارتز و/یا آلکالی فلدسپار و/یا پلاژیوکلاز را در بر می‌گیرد. آنها بطور خاصی از کانی‌های غنی از آلومینیم (Maury et al., 1978) مثل آندالوزیت، سیلیمانیت و اسپینل نوع هرسینیت و گهگاه کرنندوم غنی می‌باشند. این کانی‌ها دارای روابط داخلی پیچیده‌ای هستند. آندالوزیت اولیه اغلب توسط تجمعاتی از کردیریت و اسپینل جانشین شده است. بیوتیت اولیه توسط سیلیمانیت و کانی‌های اوپاک جانشین شده است. میکاهای جدید (بیوتیت و/یا مسکوویت) به خرج مصرف شدن فازهای غنی از آلومینیم تبلور یافته‌اند. ترکیب شیمیایی زینولیت‌های ماسیف سانترال فرانسه نسبت به ترکیب شیمیایی سنگ‌های مادر (پروتولیت‌ها) (گنایس‌ها و میکاشیست‌ها) به طور بارزی از Al, Mg, Fe و K غنی، ولی از Si و Na فقیر شده‌اند. وجود حالت‌های حدواسط بین زینولیت‌های تغییر نیافته و رستیت‌های سورمیکاسه (دیدیه، 1964 و 1973) به خوبی نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی بالا و مهاجرت مواد مذاب حاصل از آناتکسی به درون گرانیت‌های میزبان می‌باشد. (Chelly 1989) پاراژنهای کانی‌های رستیتی غنی از Al گرانودیوریت‌های جزیره لاگالیت (تونس) را به طور دقیقی مورد بررسی قرار داده است. زینولیت‌های غنی از کوارتز معمولاً حاوی بیوتیت، کردیریت و فلدسپار همراه با کیانیت، سیلیمانیت یا گارنت می‌باشند. زینولیت‌های فقیر از کوارتز حاوی پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های غنی از آلومینیم (گارنت+ کردیریت+ بیوتیت+ اسپینل، یا گارنت+ کردیریت+ بیوتیت+ اسپینل) می‌باشند.

۴-۵- زینولیت‌های آهکی یا دولومیتی

اگرچه این نوع زینولیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی خیلی متداول نیستند لیکن به علت ویژگی‌های کانی‌شناسی جالب خود اغلب در متون زمین‌شناسی از آنها ذکری به میان آمده است. هسته‌های آنها معمولاً از آهک متبلور حاوی سیلیکات‌های کلسیم‌دار - منیزیم‌دار (دیوپسید، گراسولار، فرستریت و هومیت) تشکیل شده است. این زینولیت‌ها توسط حاشیه‌های واکنشی حاوی پیروکسن و/یا آمفیبول محصور شده‌اند. تا چند متر دورتر از زینولیت‌ها، گرانیت‌های میزبان از هورنبلند غنی شده‌اند. (Struwe 1959) یک زینولیت آهکی - دولومیتی به اندازه چند متر را در گرانیت کریگو (پیرینه، فرانسه) توصیف نموده است که حاوی فورستریت، فلوگوپیت، کلینوهومیت و اسپینل همراه با فراورده‌های دگرسانی (سرپانتین، کلریت و هیدروتالکیت) می‌باشد. این زینولیت توسط یک حاشیه اسکارنی به ضخامت 4 تا 7 سانتیمتر پوشش یافته است که شش زون متوالی (متشکل از 1- کلسیت 2- تالک+ سرپانتین+ تالک 3- کلینوپیروکسن بیرنگ 4- اسپینل+ زانتوفیلیت 5- کلینوپیروکسن سبز کم‌رنگ+ زوئزیت+ میکا 6- کلینوپیروکسن سبز رنگ) نشان می‌دهد. گرانیت میزبان در نزدیکی این زینولیت به صورت زیر تغییر و تحول یافته است: گرانیت حاوی پرهنیت، زوئزیت و گراسولار می‌باشد و تا حدود 10 متر در اطراف زینولیت مورد نظر، از هورنبلند و پیروکسن غنی شده است. (Burnham 1959) از تونالیت کرستمور (Crestmore) (کالیفرنیا) زینولیت‌هایی به بزرگی 100 متر از آهک‌های منیزیم‌داری را گزارش نموده است که توسط یک پوسته سیلیکاته به ضخامت 30 سانتیمتر، متشکل از دیوپسید، ولاستونیت و گراسولار محصور شده‌اند. تونالیت مجاور این زینولیت‌ها به سمت یک ترکیب گابرویی تحول

یافته است. قطع شدن این زینولیت‌های آهکی منیزیم‌دار توسط پایپ‌های کوچک کوارتز مونزونیتی، به تبلور سیلیکات‌های منیزیم‌دار و کلسیم‌دار (زون‌های متوالی از گراسولار، ایدوکراز و منتیسلیت) در سطح تماس این پایپ‌ها و زینولیت‌ها، منجر گردیده است. اگرچه این دو مورد موید وجود متاسوماتیسم انتشاری در سطح تماس گرانیت - آهک می‌باشند، لیکن نقش پتروژنتیکی چنین متغیرهایی در گذشته بیش از حد واقعی تخمین زده شده است. برای مثال Lacroix (1898, 1900) در مورد چگونگی تشکیل توده‌های مافیک موجود در گرانیت کریگو نقش اصلی را به عملکرد چنین متغیرهایی نسبت داده است. این توده‌ها اکنون به عنوان انکلاوهای مافیک هم منشأ در نظر گرفته شده‌اند. مطالعاتی که اخیراً در مورد زینولیت‌های آهکی سنگ‌های آتشفشانی صورت گرفته است نقش پتروژنتیک هضم کرنات را تا جایی که امکان داشته به حداقل رسانده است. برای مثال در مورد پومیس‌های لاتریتی ونتون (Ventotene) (Metrich and Dhamelin-court, 1984) نقش اصلی هضم سنگ آهک افزایش موضعی CO_2 (براساس داده‌های حاصل از مطالعه ادخال‌های سیال، فشار محلی CO_2 ، 1-2/5 کیلو بار) در نظر گرفته شده است.

۶- معرفی برخی از انکلاوهای با فراوانی کمتر

۶-۱- انکلاوهای غنی از میکا و شلیبرن^۱

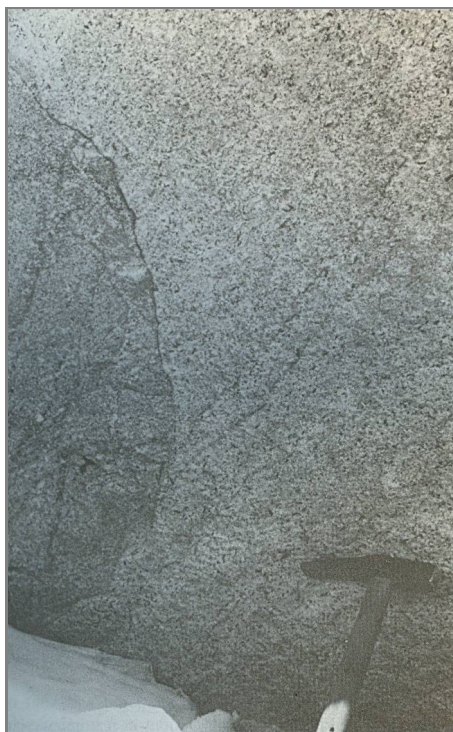
انکلاوهای غنی از میکا معمولاً دیسک‌های مسطحی را تشکیل می‌دهند که عرض آنها از چند سانتیمتر تجاوز نمی‌کند. طول این انکلاوها نیز در حد چند سانتیمتر می‌باشد. زمانیکه طول این انکلاوها به چندین متر می‌رسد، نوارهای طولی از مواد غنی از میکا را تشکیل می‌دهند که دارای مرزهای پراکنده‌ای هستند. این نوارها در اصل همان شلیبرن‌ها هستند که به طور محلی به صورت شاخه شاخه مشاهده می‌شوند. انکلاوهای غنی از میکا و شلیبرن نسبتاً نادر بوده و در تمامی مجموعه‌های پلوتونیک به صورت پراکنده دیده می‌شوند. همچنین نحوه توزیع آنها از هیچگونه الگوی سنگ‌شناسی یا ساختمانی تبعیت نمی‌کند.

معمولاً شلیبرن‌ها و انکلاوهای غنی از بیوتیت در راستای فولیاسیون ماگمایی قرار می‌گیرند. این امر نشان‌دهنده آنست که آنها از ویژگی‌های اولیه گرانیت‌ها هستند. کنتاکت بین گرانیت‌های مختلف که از لحاظ ویژگی‌های کانی‌شناسی (یکی واجد دو میکای مسکوویت و بیوتیت و دیگری واجد مسکوویت و تورمالین) و اندازه دانه‌ها (دانه متوسط در مقابل ریز دانه) متفاوتند با حضور شلیبرن‌ها مشخص می‌شود. در جاییکه شلیبرن در گرانیت دو میکایی حضور دارد، گاهی گوشه‌های آنها در محل کنتاکت بریده شده‌اند و به روشنی وضعیت زمانی جایگزینی دو توده گرانیتی را نشان می‌دهند (شکل 28).

تعداد زیادی از میکاهای موجود در انکلاوهای دو میکایی و شلیبرن با ترکیب میکاهای خود لوکوگرانیت‌های در برگیرنده آنها مقایسه شده‌اند (جدول 7). این مقایسه نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم با عدد کوردیناسیون 6، آهن و منگنز موجود در میکاهای انکلاوهای دو میکایی و شلیبرن‌ها کمتر بوده ولی مقدار منیزیم، تیتانیم و سدیم بیشتری در مقایسه با میکاهای موجود در گرانیت‌ها دارا هستند. تورمالین‌ها نیز به وضوح این تغییرات را نشان می‌دهند. می‌توان این

۱- نوعی فابریک مخصوص سنگ‌های آذرین است که در آن مجموعه‌هایی از کانی‌های مافیک به صورت رگه‌ها، خطوط، سطوح یا دیسک‌هایی دیده می‌شوند که در مقایسه با سنگ میزبان به میزان بیشتری از کانی‌های مافیک غنی شده و نسبت به سنگ میزبان با مرزهای پراکنده‌ای مشخص می‌شوند. برخی از شلیبرن‌ها ممکن است در اصل زینولیت‌های غنی از کانی‌های مافیک باشند که به طور بخشی به صورت میلیزا در آمده و بر اثر جریان ماگمای در برگیرنده، به شکل رگچه‌هایی در درون سنگ ظاهر شده‌اند. همچنین بر اساس اظهارات دیده (1973) شلیبرن واژه‌ای کاملاً مرفولوژیکی بوده که انکلاوهای طولی شده و عدسی شکل دارای حاشیه‌ای تدریجی را توصیف می‌کند. طبق این تعریف شلیبرن غالباً از شکسته شدن سایر انکلاوها یا کومولیت‌ها حاصل می‌گردد.

نکته را اظهار داشت که این تغییرات را می‌توان مربوط به ترکیب میکاهای موجود در گنایس‌ها و میگماتیت‌های ورقه تبت دانست که سنگ منشاء گرانیت‌ها می‌باشند. این مساله نشان‌دهنده آنست که بخشی از میکاهای منشاستیتی داشته و توسط مذاب‌های صعود کننده به دام افتاده‌اند. احتمال دیگر آنست که میکاهای شلیبرن‌ها تحت شرایط دما و فشار بالاتر از شرایط دما و فشار تشکیل میکاهای موجود در گرانیت‌ها متبلور شده‌اند و هنوز منعکس کننده همان شرایط اولیه می‌باشند. فراوانی تورمالین در انکلاوهای غنی از میکا نیز نشان‌دهنده حضور مقدار بالای بور B در ماگمای اولیه بوده است.



شکل 28- سطح تماس بین دو فاز نواری متفاوت گرانیت باگیراتی (Bhagirathi). در گرانیت تیره رنگ و دانه ریزتر (به سمت چپ) نواری از تورمالین تشکیل شده است. گرانیت دانه درشت‌تر (سمت راست) به سمت پگماتیت تمایل نشان می‌دهد و واجد چند بلور بریل و شلیبرن دومیکایی می‌باشد که در امتداد فولیاسیون قرار گرفته‌اند. به نظر می‌رسد گرانیت فلسیک از گرانیت تیره رنگ‌تر جوانتر می‌باشد و در آن حاشیه‌ای از بیوتیت شکل گرفته است. رخنمون در 4800 متری دامنه شمال - شمال شرقی قله باگیراتی (ارتفاع 6512 متری گاروال هیمالیا).

۲-۶- ندول‌های تورمالین یا "cocardes"

اجتماعات کروی تیره رنگ بلورهای تورمالین در بسیاری از توده‌های نفوذی یافت می‌شوند. این ندول‌های غنی از تورمالین و کوارتز توسط هاله‌ای از گرانیت‌های شسته شده (bleached granites) احاطه شده‌اند این هاله‌ها اساساً فاقد بیوتیت و تورمالین می‌باشند. در این هاله‌ها بقایایی از بلورهای بیوتیت قابل مشاهده است که به صورت کلریت در آمده‌اند و این امر بیانگر آنست که بخش شسته شده، از دگرسانی و مهاجرت آهن و منیزیم به سمت ندول‌ها حاصل شده است. مشاهده دقیق ندول‌ها اغلب مشخص می‌سازد که آنها در امتداد رگچه‌های نازک لوکوکراتیک که ساختمان‌ها و خطواره‌های قبلی شامل فولیاسیون و شلیبرن میکادار را قطع کرده‌اند، تزریق گردیده‌اند (شکل 29). همچنین به نظر می‌رسد این رگچه‌ها از نظر ترکیبی تغذیه کننده بلورهای منفرد و ایزوله تورمالینی بوده‌اند که در امتداد آنها رشد کرده‌اند. بنابراین ندول‌های تورمالین از مواد گرانیتی پایانی که به صورت آپلیت و پگماتیت‌های نواری متبلور

می‌شوند و غالباً گرانیت‌های اولیه را قطع می‌کنند حاصل نشده‌اند بلکه از یک فاز غنی از بر (B) پابانی ناشی شده‌اند (شکل 30).

جدول 7- میانگین آنالیز الکترون میکروپروب و ترکیبات محاسبه شده برای میکاها، تورمالین و فلدسپارهای لوکو گرانیت مانسلو (av1) انکلاوهای سرشار از میکا و شلیپرن (av2)، ارتوگنایس نمونه برداری شده از راس سازند 1 (av3) و پاراگنایس قاعده سازند 1 (av4) و رقه تبت در دره مارسیندی (Marsyandi) (Le Fort, 1991).

	Biotite				Muscovite				Tourmaline			Plagioclase		K-feldspar	
	av1	av2	av3	av4	av1	av2	av3	av4	av1	av2	av3	av1	av2	av1	av2
n	58	31	12	34	57	15	2	4	38	16	6	164	22	33	6
SiO ₂	35.18	34.73	35.33	37.38	46.16	45.66	47.06	47.64	35.48	35.39	35.39	66.28	66.54	64.52	64.83
Al ₂ O ₃	20.16	19.14	19.58	19.12	34.41	34.25	35.47	35.87	33.47	32.91	32.91	21.12	21.18	18.57	18.56
FeO	23.58	24.14	21.33	14.63	2.29	2.00	1.73	1.52	11.67	10.71	10.71	0.03	0.04	0.03	0.02
MnO	0.47	0.38	0.17	0.06	0.05	0.01	0.00	0.00	0.16	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.07
MgO	3.51	3.71	6.40	12.18	0.65	0.75	0.72	0.94	2.68	3.83	3.83	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.34	0.34	1.83	1.84	0.00	0.00
Na ₂ O	0.06	0.07	0.06	0.36	0.45	0.52	0.36	1.61	1.97	2.03	2.03	10.32	10.38	1.00	1.15
K ₂ O	8.99	9.29	9.42	8.87	10.37	10.57	10.11	8.39	0.04	0.05	0.05	0.19	0.22	15.03	15.03
TiO ₂	2.21	2.46	2.39	2.12	0.44	0.67	0.58	0.69	0.55	0.76	0.76	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	94.16	93.92	94.68	94.75	94.82	94.43	96.03	96.66	86.21	86.06	86.06	99.82	100.24	99.18	99.69
Si	5.51	5.50	5.46	5.55	6.20	6.17	6.20	6.19	5.92	5.90	5.90	11.66	11.66	11.98	11.98
Al ^{IV}	2.49	2.50	2.54	2.45	1.80	1.83	1.80	1.81	6.58	6.46	6.46	4.37	4.37	4.06	4.03
Al ^{VI}	1.23	1.07	1.02	0.90	3.65	3.62	3.71	3.68	1.63	1.49	1.49	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	3.09	3.19	2.75	1.82	0.26	0.23	0.19	0.17	1.63	1.63	1.63	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.05	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.82	0.88	1.47	2.7	0.13	0.15	0.14	0.18	0.67	0.95	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.26	0.29	0.28	0.24	0.04	0.07	0.06	0.07	0.07	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	5.46	5.48	5.54	5.67	4.09	4.07	4.10	4.10	2.39	2.55	2.55	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.80	1.88	1.86	1.68	1.78	1.82	1.70	1.39	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	3.56	3.55
Na	0.02	0.02	0.02	0.10	0.12	0.14	0.09	0.41	0.64	0.66	0.66	3.51	3.52	0.36	0.41
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.06	0.34	0.35	0.00	0.00
X _{Fe}	0.79	0.78	0.65	0.40	0.67	0.61	0.58	0.49	0.71	0.61	0.61	90.1	89.9	9.2	10.4
% Ab												1.1	1.3	90.8	89.6
% Or															

بدین معنا که نشان‌دهنده تغییر و تحولات متاسماتیکی انجام شده در شرایط ساب‌سالدوس می‌باشند که به احتمال خیلی زیاد در اثر آزاد شدن سیالات غنی از بر، حاصل از تبلور گرانیت بوجود آمده‌اند. این ندول‌های تورمالین با ندول‌های کردیریت‌دار توصیف شده در برخی گرانیت‌های هر سینین نظیر گرانیت Velay که Didier and Dupraz (1985) وجود یک منشا متاسماتیسی را برای تشکیل بلورهای منشوری کردیریت ماگمایی موجود در آنها رد

نمودند، قابل مقایسه است. در مورد لوکوگرانیت‌های هیمالیای مرتفع نیز عقیده بر این است که ندول‌های تورمالین از چرخه متاسماتیزی محلول‌های سیال و احتمالاً در طی تبلور ماگمای سرشار از بور (B) تشکیل شده‌اند، در حالیکه بلورهای منشوری تورمالین که بطور فراوان در این گرانیت مشاهده می‌شوند مستقیماً از ماگما متبلور شده‌اند.



شکل 29- فولیاسیون ماگمایی در یک قطعه سنگ از بخش تحتانی توده نفوذی مناسلو که توسط شلیبرن میکادار و نیز قطع شدن به وسیله رگچه‌های گرانیت پالایش شده واجد بلورهای تیره تورمالین مشخص شده است (Le Fort, 1991)

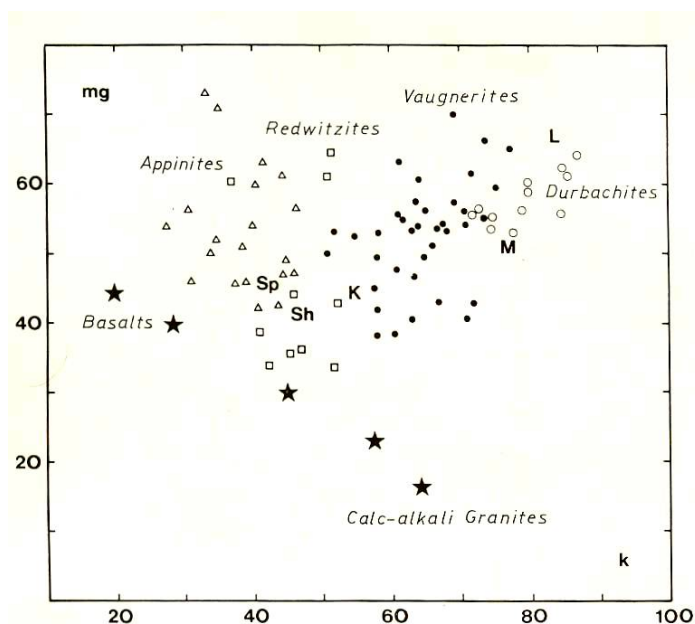


شکل 30- گرانیت دانه متوسط بیوتیت- مسکوویت دار مناسلو قطع شده توسط دایک فلسیک واجد تورمالین که خود توسط یک سیستم لایه‌ای از دایک‌های پگماتیتی قطع شده است. این قطعه سنگ از محل جمع‌آوری نمونه نشان داده شده در شکل 29، در ارتفاع 3740 متری نمونه‌برداری شده است (Le Fort, 1991).

۳-۶- وگنریت‌ها^۱

وگنریت‌ها نوعی از میکرودیوریت‌های میکادار هستند که توسط بعضی از گرانیت‌های هرسینین دربرگرفته شده‌اند و ممکن است به عنوان مجموعه‌های آذرین مزوکرات، دانه درشت متشکل از بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز همراه با کوارتز و فلدسپار و مقادیر فرعی آپاتیت تعریف شوند. این انکلاوها بر اثر برهم کنش بین لامپروفیرها و ماگماهای گرانیتی در اعماق حاصل می‌شوند. در موارد نادری وگنریت‌ها به صورت دایک‌هایی دیده می‌شوند که این مساله خود دلیلی بر طبیعت آذرین و نفوذی بودن این نوع از انکلاوها می‌باشد. بیشتر این انکلاوها که عمدتاً گرد شده نیز می‌باشند به صورت دستجاتی در پلوتون‌ها دیده می‌شوند.

طبق اظهارات Wright and Bowes (1979) می‌توان وگنریت‌ها را به صورت سری وگنریتی مورد بررسی قرار داد. بر همین اساس سری‌های وگنریتی شامل وگنریت، دورباکیت^۲ و ردویتزیت^۳ می‌باشد. در شکل 31 تفاوت اعضای این سری با سایر سنگ‌های آذرین نشان داده شده است. همانطور که در این شکل مشخص می‌باشد این دسته از انکلاوها با بالا بودن مقدار MgO و K₂O مشخص می‌شوند.



شکل 31- نمودار $mg=100 \text{ MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ در مقابل $k=100 \text{ K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ برای وگنریت‌ها (دوایر توپر) (Sabatier, 1984)، دورباکیت‌ها (دوایر توخالی) (Holub, 1977)، ردویتزیت‌ها (مربع‌های توخالی) (Troll, 1968) و آپینیت (مثلث‌های توخالی) (Wright and Bowes, 1979). ستاره‌های توپر: ترکیب میانگین سنگ‌های آذرین (Nockolds, 1954) = Sh؛ شوشونیتی؛ Sp = اسپساریت (spessarites)؛ K = کرسانیت (kersanites)؛ M = مینت (minettes)؛ L = لامپروئیت (Lamproites)؛ ترکیبات میانگین به اقتباس از Hyndman (1985)، Rock (1984, 1987) و Bergman (1987) آورده شده‌اند.

¹ - Vaugnerites

² - Durbachite

³ - Redwitzite

- Allen, C.M., 1986. Rb-Sr pseudochron: the result of mixing in a reversely-zoned, calc-alkaline pluton, Thrtle Mountains, S.E. California. Meet. Cordilleran Sect. Geol. Soc. Am., Los Angeles, Calif., Abstr. Progr., **18**: 81.
- Allen, C. M. 1991. Local equilibrium of mafic enclaves and granitoids of the Turtle pluton, southeast California: mineral, chemical, and isotopic evidence. *Am. Mineral.* **76**:574–588.
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* **203**, 937–955.
- Arzi, A.A, 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Thctonophysics*, **44**: 173-184.
- Bacon, C.R, 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **91**: 6091-6112.
- Balk, R, 1937. The structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Am., Mem.*, **5**: *In pp.*
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80** 155– 177.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**, 605–626.
- Barbarin, B., 1988a. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-V~tre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Can. J. Earth Sci.*, **25**: 49-59.
- Barbarin, B., 1988b. Mise en evidence des differentes etapes d'un processus global de melange de magmas acides et basiques: les interactions entre la diorite de Piolard et le monzogranite de Saint Julien-la-Vetre (Monts du Forez, Massif Central, France). *C. R Acad. Sci. Paris*, **306**: 129-134.
- Barbarin, B., 1989a. Importance des differents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **69**: 303-315.
- Barbarin, B., 1989b. Melange de magmas et origine de la zonation norma le des plutons granitiques cretaces du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *C. R Acad. Sci. Paris*, **309**: 1563-1569.
- Barbarin, B., 1990a. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, , California. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17747-17756.
- Barbarin, B., 1991. Contrasted origins for the "polygenic" and "monogenic" enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Thrra Abstr.*, **3**: 32.
- Barbarin, B. and Bateman, P.c., 1986. Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada. *Int. Mineral. Assoc.*, 14th Meet., Stanford, Calif., 1986, Abstr. Progr., p. 50.
- Barbarin, B., Dodge, Ee. w. and Kistler, RW., 1985. REE contents and Rb-Sr systematics o.f mafic enclaves and o.ther associated mafic rocks, central Sierra Nevada, Califo.rnia. *EOS, 'frans. Am. Geo.phys. Unio.n*, **66**: 1150.
- Barriere, M., 1977. Le complexe de plo.umanach, Massif Armo.ricain. Essai sur la mise en place et Tevo.lutio.n petro.lo.gique d'une asso.ciatio.n pluto.nique subalcaline tardi-o.rog~nique. Unpublished Thesis, Univ. Brest, Brest, 291 pp.
- Bateman, P.C., 1989. Constitutio.n and genesis o.f the central part o.f the Sierra Nevada Batholith, Califo.rnia. *U.S. Geol. SUN., Open File Rec.*, **88-382** (U.S. Geol. SUN., Prof. Pap. 1483).
- Bateman, P.C. and Chappell, B.W., 1979. Crystallizatio.n, fractio.natio.n, and so.lidificatio.n o.f the lbo.lumne Intrusive Series, Yo.semite Natio.nal Park, Califo.rnia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**: 465-482.
- Bateman, P.C., Clark, L.D., Huber, N.K., Mo.o.re, J.G. and Rinehart, e.D., 1963. The Sierra N Batholith-a synthesis o.f recent wo.rk across the central part. *U.S. Geol. SUN., Pro.f. Pap.*, **414**: 01D46.
- Bateman, p.e., Kistler, RW and DeGraff, J.~.1984. Courtright intrusive zone: Sierra National Forest, Fresno County, California. *Calif. Geol.*, **37**: 91-98.
- Bebien, J., Gagny, C. and Soussi Dmani, S., 1987. Les associations de magmas aeides et basiques: des objets fractals? *C. R. Acad. Sei. Paris*, **305**: 277-2M.
- Bergman, S.C., 1987. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: J.G. Fitton and B.GJ. Upton (EAilon), *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. London, Spec. Pub!.*, **30**: 103-190.

- Blake, D.H., Elwell, R.W.D., Gibson, I.L., Skelhorn, R.R. and Walker, G.P.L., 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q. J. Geol. Soc. London*, **121**: 31-50.
- Blundy, J. D., and Sparks, R. S. J. 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello massif, Italy. *J. Petrol.* **33**:1039–1104.
- Bohlen, S.R., Dollase, W.A. and Wall, V.J., 1986. Calibration and application of spinel equilibria in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrol.*, **27**: 1143-1156.
- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P., ed. *Rare earth element geochemistry*. New York, Elsevier, p. 63–114.
- Brandeis, G., Jaupart, C. and Allègre, C.J., 1984. Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas. *J. Geophys. Res.*, **89**: 10161-10177.
- Burnham, C.W., 1959. Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**: 879-920.
- Bussy, E., 1987. Interactions physico-chimiques entre le granite du Mont-Blanc et ses enclaves. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Min.*, **67**: 380-384.
- Camacho, A., 1982. *Metamorphic and Structural Geology around Part of the Lockhart Adamellite, N.E. Victoria*. Hons. Thesis, La Trobe Univ., Melbourne, Victoria (unpubl.).
- Cantagrel, J.M., Didier, J. and Gourgaud, A., 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **35**: 63-76.
- Chappell, B.W., 1966. Petrogenesis of the granites at Moonbi, New South Wales. Unpublished Ph.D. Thesis, Australian National Univ., Canberra, A.C.T.
- Chappell, B. W., 1978. Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, eastern Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, **25**: 267-283.
- Chappell, B.W. and White, A.I.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, **8**: 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. I. *Petrol.*, **28**: 1111-1138.
- Chappell, B.W., Stephens, W.E., 1988. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* **79** 71.
- Chappell, B.W., Williams, I.S., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1991a. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: a reply to a comment (in prep.)
- Chappell, B.W., Wyborn, D., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1991b. S-type granites of the **Wolga** Basement Terrane: an example of compositional variation resulting from sequential restite fractionation and fractional crystallization. (in prep.)
- Chelly, c., 1989. Les microgranites miocènes de La Galite (Thénies). Etude des megacrists de grenat et cordierite. Unpublished Thesis - Univ. P. et M. Curie, Paris - 114 pp.
- Chen, Y.D., Price, R.C. and White, A.J.R., 1989. Inclusions in three S-type granites from Southeastern Australia. *J. Petrol.*, **30**: 1181-1218.
- Chen, Y.D., Price, R.C., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1990. Mafic inclusions from the Glenbog and Blue Gum granite suites, southeastern Australia. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17757-17785.
- Clemens, J.D. and Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**: 287-306.
- Clemens, J.D. 2003. S-type granitic magmas—petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* **61** 1-18.
- Cherniak, D. J. 2000. Rare earth element diffusion in apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**:3871–3885.
- Cobbing, E.J. and Pitcher, W.S., 1972. The Coastal Batholith of Central Peru. *J. Geol. Soc. London*, **128**: 421-460.
- Cook, N.D.J., 1988. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling. *Lithos*, **21**: 247-262
- Cote, B., 1987. Les endaves de peridotites de la granodiorite des Cerqueux de Maulevrier (Deux-Sevres). Unpublished DEA Mem., Univ. P. et M. Curie, Paris, 92 pp.
- Dahlquist, J.A., 2002. Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* **15** 643–655.
- Dhôte, M., 1964. A propos d'une enclave à noyau peridotique du granodiorite des Cerqueux de Maulevrier (Deux-Sevres). *Itav. Inst. Geol. Anthropol. Prehist.*, **8**: 105-117.
- Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, vol. **13**. Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J., 1964. Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, **23**: 254 pp.
- Didier, J., 1973. Granites and Their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites.

- Development in Petrology, **3**. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Didier, J., 1984. The problem of enclaves in granitic rocks, a review of recent ideas on their origin. In: K.Q. Xu and G.C. Th (Editors), *Geology of Granites and Their Metallogenetic Relations*. Proc. Int Symp., Nanjing, October 1982. Science Press, Beijing, pp. 137-144.
- Didier, J., 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geot. Rundsch.*, **76**: 41-50.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1988. Morphologie de l'apatite dans les roches felsiques et mafiques associees dans les plutons granitiques. 1-me RST, Ulle, Soc. Geol. Fr., p. 47 (abstract).
- Didier, J. and Dupraz, J., 1985. Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay granitic massif (French Massif central). In: *The Crust. The Significance of Granite-Gneisses in the Uthosphere*. Theophrastus Publ., Athens, pp. 35-77.
- Didier, J. and Lameyre, J., 1969a. Les granites du Massif Central fran~is: E:tude comparee des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **24**: 219-238.
- Didier, J. and Lameyre, J., 1969b. Interpretation du gisement et des enclaves des roches granitiques dans le Massif Central fran~is. *C R Acad. Sci. Paris*, **268**: 1468-1472.
- Didier, J. and Roques, M., 1959. Sur les enclaves des granites du Massif Central fran~is. *C R Acad. Sci. Paris*, **228**: 1839-1841.
- Didier, J., Duthou, J.L and Lameyre, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**: 125-132
- Didier, J., El Mouraouah, A. and Fernandez, A., 1987. Microtextures de refusion dans le granite migmatitique du Velay, autour de la diorite du Peyron (Ard~che, M.C.F.). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**: 1227-1232.
- Didier, J., Fernandez, A. and El Mouraouah, A., 1989. A model for the genesis of granitic magmas by crustal melting around mafic intrusions: The Peyron near Bunet (Ard~che, Massif Central fran~is). In: *Magma-Crust Interactions and Evolution*. Theophrastus Publ., Athens, pp. 163-192.
- Dodge, R.C.W and Kistler, R W, 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17841-17848.
- Dorais, M.J., Whitney, J.A. and Roden, M.P., 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *J. PetroL*, **31**: 853-881.
- Edwards, A.B., 1947. Alkalic hybrid rocks of Port Cygnet, Tasmania. *Proc. R. Soc. Victoria, Australia*, **58**: 81-115.
- Ehrlich, E.N., Kutjev, ES., Bogoyavlenskaya, a.E., Thlstikhin, P.N., Mamyrin, B.A and Khabarin, L.v" 1979. Cognate inclusions in basalt-andesite rock series. *Bull. Volcanol.*, **42**: 152-166.
- Eichelberger, J.C., 1978. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, **275**: 21-27.
- Elburg, M.A, Nicholls, I.A, Sie, S.H., 1995. Mineralogical evidence for the origin of mafic microgranular enclaves in S-type granites and volcanics. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* **104** 464-469.
- Elwell, R.W., Skelhorn, R.R. and Drysdall, AR., 1962. Net-veining in the diorite of northeast Guernsey, Channel Islands. *J. Geot.*, **70**: 215-226.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. and O'Nions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosm~him. Acta*, **42**: 1199-1212
- Fenn, P.M., 1977. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Can. Mineral*, **15**: 135-161.
- Fleming, P.D., Steele, D.A. and Camacho, A., 1985. In: A.H.M. VandenBerg (Editor), *Victorian Lithosphere Symposium Abstracts*, Melbourne. pp. 14+ 15.
- Fleming, P.D., 1996. Inherited deformation structures in metasedimentary enclaves in granites as "windows" into deeper levels of the crust. *Tectonophysics* **267** 177-185.
- Fershtater, G.B. and Borodina, N.S., 1977. Petrology of autoliths in granitic rocks. *Int. Geol. Rev.*, **19**: 458-468.
- Fourcade, S. and Allegre, c.J., 1981. Trace element behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Qufrigut complex (Pyrenees, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**: 177-195.
- Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**: 272-291.
- Furman, I and Spera, FJ., 1985. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths, field and petrochemical relations of an usual dike complex at Eagle Peak Lake, Sequoia National Park, California, USA. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **24**: 151-178.
- Gilbert, G.K., 1906. Gravitational assemblages in granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **17**: 321-328.

- Graham, I.J., Grapes, R.H. and Kifte, I., 1988. Buchitic metagraywacke xenoliths from Mount Ngauruhoe, Thupo volcanic zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **35**: 205-216.
- Griffin, T.J., White A.J.R., Chappell, B.W., 1976. *J. Geol. Soc. Austr.* **25**: 235.
- Grout, R.R., 1937. Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **48**: 1521-1572.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of the Igneous Rocks*. Methuen, London, England, 384 pp.
- Harrison, E.M. and Watson, E.B., 1984. The behavior of apatite during astatic anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 1467-1477.
- Hibbard, M., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B., Enclave and granite petrology. Elsevier, Amsterdam.
- Hibbard, M.J., 1965. Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *Am. J. Sci.*, **263**: 245-261.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**: 158-170.
- Hildreth, W., 1981. Gradient in silicic magma chambers: Implication for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, **86**: 10153-10192.
- Holden, P., Halliday, A.N. and Stephens, W.E., 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input into granitoid production. *Nature*, **330**: 53-56.
- Holland, T.H., 1900. The charnockite series, a group of Archean hypersthene rocks in peninsular India. *Geol. Surv. India, Mem.*, **28**: 215-218.
- Holub, F., 1977. Petrology of inclusions as a key to petrogenesis of the durbachitic rocks from Czechoslovakia. *Schermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **24**: 133-150.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**: 279-289.
- Hurlbut, E.S., 1935. Dark inclusions in a tonalite of southern California. *Am. Mineral.*, **20**: 609-630.
- Hutton, N.H.W., 1988a. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Thesis. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **79**: 245-255.
- Hyndman, N.W., 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill, New York, N.Y., 786 pp.
- Joplin, G.A., 1935. Note on the origin of basic xenoliths in plutonic rocks. *Geol. Mag.*, **72**: 227-234.
- Joplin, G.A., 1935. Note on the origin of basic xenoliths in plutonic rocks. *Geol. Mag.*, **72**: 227-234.
- Kelemen, P.B. and Ghiorso, M.S., 1986. Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes; evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**: 12-28.
- Kistler, R.W., Chappell, B.W., Peck, D.L. and Bateman, P.C., 1986. Isotopic variation in the Tholumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**: 205-220.
- Lacroix, A., 1898. Le granite des Pyrenees et ses phenomenes de contact, I. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, **10**: 241-306.
- Lacroix, A., 1900a. Le granite des Pyrenees et ses phenomenes de contact, n. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, **11**: 51-118.
- Lacroix, A., 1900b. Sur les transformations endomorphiques de l'andesite de Santorin sous l'influence d'enclaves ~nallogenes calcaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **130**: 272-274.
- Lameyre, J., 1966. Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central fran~is. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, **29**: 264 pp.
- Le Fort, P., 1991. Enclaves of the Miocene Himalayan Leucogranites. In: Didier, J., Barbarin, B., Enclave and granite petrology. Elsevier, Amsterdam.
- Link, A.J., 1969. Inclusions in the Half Dome quartz monzonite, Yosemite National Park, California. Unpublished Thesis, Northwestern Univ., Evanston, **111**, 113 pp.
- Lofgren, G.E., 1974. An experimental study of plagioclase morphology: isothermal crystallization. *Am. J. Sci.*, **274**: 243-273.
- Marre, J., 1973. Le complexe ~ruptif de Qu~rigut. P~tologie, structurologie, cin~matique de mise en place. Unpublished Thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, 536 pp.
- Marre, J., 1982. M~thodes d'analyse structurale des granitofdes. *Manuels et M~thodes 3*, B.R.G.M., Orl~ans, 130 pp.
- Marshall, L.A. and Sparks, R.S.J., 1984. Origin of some mixed-magma and net-vein ring intrusions. *J. Geol. Soc. London*, **141**: 171-182.
- Maury, R.C. and Bizouard, H., 1974. Melting of acid xenoliths into a basanite: an approach to the possible mechanisms of crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**: 275-286.
- Maury, R.C., Didier, J. and Lameyre, J., 1978. Comparative magma/xenolith relationships in some volcanic and plutonic rocks from the French Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 401-

- Mbougou-Kongo, J.B., 1987. Les formations m-tamorphiques d~ono-dinantiennes et les roches plutoniques de la region SW de Clermont-Ferrand (Massif Central fran~is). Unpublished Thesis, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 184 pp.
- McBirney, A.R., 1979. Effects of assimilation. In: H.S. Yoder, Jr. (Editor), *The Evolution of the Igneous Rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives*. Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., pp. 307-390.
- Mehnert, K.R, BOSch, W. and Schneider, G., 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrb. Mineral, Abh.*, **4**: 165-183.
- Metcalfe, R. V.; Smith, E. I.; Walker, J. D.; Reed, R. C.; and Gonzales, D. A. 1995. Isotopic disequilibrium among commingled hybrid magmas: evidence for a two-stage magma mixing: commingling process in the Mt. Perkins pluton, Arizona. *J. Geol.* **103**:509-527.
- Metrich, N. and Dhameincourt, P., 1984. Un exemple d'interaction magma-encaissant carbonat~: lea enclaves des ponces de l'l'e de Ventotene (Ilea Pontinea). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **298**: 469-474.
- Montel, J.M., 1986. Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in SiO₂-Al₂O₃-K₂O-Na₂O melts at 800°C, 2 kbar, under H₂O-saturated conditions. *Geology*, **14**: 659-662.
- Montel, J.M., 1988. Premiere d~couverte d'une vaugnerite a orthopyroxide: petrographie, geochemie et consequence pour la g~ne des vaugntrites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **306**: 985-990.
- Montel, J.M., Weber, C., Barbey, P. and Pichavant, M., 1986a. Thermobarometrie du domaine anatectique du Velay (Massif Central Cran9lis) et condition de g~nae des granites tardi-migmatitiques. *C. R Acad. Sci. Paris*, **302**: 647-652.
- Mantel, J.M., Weber, C. and Pichavant, M., 1986b. Biotite-sillimanite-spinel assemblages in highgrade metamorphic rocks: occurrences, chemographic analysis, and thenobarometric interest. *Bull. Mineral.*, **109**: 555-573.
- Nockolds, S.R, 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**: 1007-1032.
- Pabst, A., 1928. Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Publ., Dep. Geol. Sci.*, **17**: 325-386.
- Palm, Q.A., 1957. Les roches cristallines des CCvennes medianes l hauteur de Largentiere, Ard~che, France. Storm, Utrecht, 121 pp.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C.M., 1998. The Famatinian arc in the central Sierras Pampeanas. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications, vol. **142**, pp. 343-367.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. and Tbbisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, **11**: 349-363.
- Petit john, R.J., 1949. *Sedimentary Rocks*. Harper, New York, N.Y., 524 pp.
- Phillips, J.A., 1880. On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite. *Q. J. Geol. Soc. London*, **141**: 1-21.
- Pin, c., Binon, M., Belin, J.M., Barbarin, B. and Clemens, J.D., 1990. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *J. Geophys. Res.*, **95**: 17821-17828.
- Pitcher, W:S., 1983. Granite type and tectonic environment. In: KJ. HsU (Editor), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 19-40.
- Pitcher, W:S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. and Beckinsale, R.D., 1985a. A model for the Coastal Batholith. In: \v.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Blackie Halstead, Glasgow, pp. 239-240.
- Piwinskii, A.J. and Wyllie, P J., 1968. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Willowa batholith, Oregon. *J. Geol.*, **76**: 205-234.
- Platevoet, B., 1990. Le plutonisme basique et interm~diaire dans le magmatisme anorog~nique de Corse. Unpublished Thesis, Univ. Paris-Sud, Orsay, 506 pp.
- Presnall, D.C. and Bateman, P.e., 1973. Fusion relations in the system NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₇-SiO₂-H₂O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 3181-3202.
- Price, R.C., 1983. Geochemistry of a peraluminous granitoid suite from north-eastern Victoria, south-eastern Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 31-42
- Reid, J. B., Jr.; 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.
- Reynolds, D.L., 1946. The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Q. J. Geol. Soc. London*, **102**: 389.

- Ripley, E.M. and Alawi, J.A., 1988. Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babill O1-Ni deposit, Duluth complex, Minnesota, USA. *Uthos*, **21**: 143-159.
- Rock, N.M.S., 1984. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *IhIns. R Sac. Edinbourg: Earth Sci.*, **74**: 193-227.
- Rock, N.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: J.G. Fitton and B.G.J. Upton (Editon), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **30**: 191-226.
- Ryerson, F.J., Hess, P.C., 1978. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **42** 921.
- Sabatier, H't 1980. Vaugnerites et granites: one assodation particuliere de roches grenues aeides et basiques. *Bull. Mineral.*, **103**: 507-522.
- Sabatier, H., 1984. Vaugnerites et granites magnbiens dans le Massif Central franlrBis: one association particuliere de roches grenues aeides et basiques. Unpublished Thesis, Vniv. P. et M. Curie, Paris, 559 pp.
- Sparks, R.S.J. and Marshall, L.A., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**: 99-124.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. and Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, **U7**: 315-318.
- Steele, D.A., 1993. Petrological Studies on Gneisses and Granites of the Tallangatta Region, NE Victoria. Ph.D. Thesis, La Trobe Univ., Melbourne, Victoria (unpubl.).
- Struwe, H., 1959. Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Qu-rigut granite, French Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, **22**: 237-349.
- Tepper, J.H and Kuehner, S.M., 2004. Geochemistry of Mafic Enclaves and Host Granitoids from the Chilliwack Batholith, Washington: Chemical Exchange Processes between Coexisting Mafic and Felsic Magmas and Implications for the Interpretation of Enclave Chemical Traits. *The Journal of Geology*, **112**, p. 349-367.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Tindle, A.G. and Pearce, J.A., 1983. Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lith08*, **16**: 185-202.
- Troll, G., 1968. Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayems nach Stoff- und Gdiige Merkmalen. *Abh., Bayer. Akad. WISS., Malh.-Nal. K1., N.F.*, **133**: 86 pp.
- Tsuchiyama, A, 1985a. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**: 1-16.
- Tsuchiyama, A, 1985b. Partial melting kinetics of plagioclase-diopside pair. *Contrib. Mineral. Petro1.*, **91**: 12-23.
- Van Bergen, M.J., 1983. Polyphase metamorphic sedimentary xenoliths from Mt. Amiala volcanics (Central Italy)-evidence for a partially disrupted contact aureole. *Geol. Rundsch.*, **72**: 637-662.
- Van Bergen, M.J. and Barton, M., 1984. Complex interaction of aluminous metasedimentary xenoliths and siliceous magma: an example from Mt Amiata (Central Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 374-385.
- Vannucci, R.; Shimizu, N.; Piccardo, G. B.; Ottolini, L.; and Bottazzi, P. 1993. Distribution of trace elements during breakdown of mantle garnet: an example from Zabargad. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**:437-449.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. R Sac. N.S.W.*, **116**: 77-103.
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, **309**: 438-439.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17849-17859.
- Vernon, R. H. 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In Didier, J., and Barbarin, B., eds. *Enclaves and granite petrology*. Amsterdam, Elsevier, p. 277-291.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A and Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Uthos*, **22**: 1-11.
- Vidal, P., Dupuy, c., Maury, R.c. and Richard, M., 1989. Mantle metasomatism above subduction zones: trace-element and radiogenic isotope characteristics of peridotite xenoliths from Batan Island (Philippines). *Geology*, **17**: 1115-1118.
- Wager, L.R. and Bailey, E.B., 1953. Basic magma chilled against acid magma. *Nature*, **172**: 68-72.
- Watson, E. B. 1976. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **56**:119-134.

- Watson, E. B. 1982. Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.* **80**:73–87.
- White, A.J.R. and Olappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysis*, **43**: 7-12.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **79**: 169-181.
- White, A.J.R., Williams, I.S. and Chappell, B.W., 1977. Geology of the Berridale 1: 100000 Sheet (8625). Geol. SUIV. N.S.W., Sydney, N.S.W., 138 pp.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., Wyborn, D., 1999. Application of the restite model to the Deddick Granodiorite and its enclaves: a re-interpretation of the observations and data of Maas et al. (1998). *J. Petrol.* **40**, 413–421.
- Wiebe, R.A., 1968. Plagioclase stratigraphy: a record of magmatic conditions and events in a granite stock. *Am. J. Sci.*, **266**: 690-703.
- Wiebe, R.A., 1973. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *Am. J. Sci.*, **273**: 130–151.
- Wiebe, R.A., 1974. Coexisting intermediate and basic magmas, Ingonish, Cape Breton Island. *J. Geol.*, **82**: 74-87.
- Wiebe, R.A., 1979. Fractionation and liquid immiscibility in an anorthositic pluton of the Nain complex, Labrador. *J. Petrol.*, **20**: 239-269.
- Wiebe, R.A., 1988. Structural and magmatic evolution of a magma chamber: the Newark Island layered intrusion, Nain, Labrador. *J. Petrol.*, **29**: 383-411.
- Wiebe, R.A. and Wild, T., 1983. Fractional crystallization and magma mixing in the Tugalak layered intrusion, the Nain anorthosite complex, Labrador. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**: 327-344.
- Wiebe, R. A.; Smith, D.; Sturm, M.; King, E. M.; and Seckler, M. S. 1997. Enclaves in the Cadillac Mountain granite (coastal Maine): samples of hybrid magma from the base of the chamber. *J. Petrol.* **38**:393–423.
- Williams, R., 1987. The Structural, Igneous and Metamorphic Relationships of the Sandy Creek District near Tallangatta, NE Victoria. Hons. Thesis, La Trobe Univ., Melbourne, Victoria (unpubl.).
- Williams, I.S., Chen, Y.D., Chappell, B.W. and Compston, W., 1988. Dating the sources of Bega Batholith granites by ion microprobe. *Geol. Soc. Austr. Abstr.*, **21**: 424.
- Windley, R.F., 1965. The composite net-veined diorite intrusives of the Julianehab district-South Greenland. *Medd. Geol. Surv. Greenland*, **172**: 1-60.
- Wright, A.E. and Bowes, D.R., 1979. Geochemistry of the Appinite suite. In: A.L Harris, C.H. Holland and B.E. Leake (Editors), *The Caledonides of the British Isles Reviewed*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., **8**: 699-704.
- Wyborn, D., Chappell, B.W. and Johnston, R.M., 1981. Three S-type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. *J. Geophys. Res.*, **86**: 10335-10348
- Wyborn, D., Turner, B.S. and Chappell, B.W., 1987. The Boggy Plain Supersuite—a distinctive belt of I-type igneous rocks of potential economic significance in the Lachlan Fold Belt. *Aust. J. Earth Sci.*, **34**: 21-43.
- Wyllie, P. J. 1984. Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **35**: 12-18.
- Wyllie, P.J., Cox, K.G. and Biggar, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petro.*, **3**: 238-243.
- Yoder, H.S., Jr., 1973. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Mineral.*, **58**: 153-171.
- Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B. and Cocirca, C., 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**: 315-329.