

برآورد دما - فشار و گریزندگی اکسیژن در گابرو - پیروکسنیت‌های تازه کند کلیبر؛ با تمرکز بر شیمی بلورها و فعالیت کانی‌ها

محسن مؤید^۱، منیر مجرد^{۲*}، قادر حسین زاده^۱

۱- دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی

۲- دانشگاه ارومیه، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، صندوق پستی ۵۷۱۵۳-۱۶۵

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۰/۳، نسخه نهایی: ۸۸/۱۲/۲۳)

چکیده: در مجموعه‌ی مافیک - اولترامافیک تازه کند کلیبر در شمالغرب ایران به سن نسبی سنوزوئیک زیرین، هسته‌ی پیروکسنیتی با گابرو و کل مجموعه با سنگ‌های ولکانوکلاستیک سازند مجید آباد احاطه شده‌اند. کانی‌های اصلی موجود در گابروها شامل پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن + آمفیبول + فلوگوپیت و کانی‌های اصلی پیروکسنیت‌ها عبارتند از کلینوپیروکسن + البوین + کانی‌های کدر است. ترکیب پیروکسن در هر دو نوع سنگ از دیوپسید غنی بوده و دارای مقادیری هیدرژیت و کلسیم چرماک است. پلاژیوکلاز، آنورتیتی و ترکیب کانی تیره‌ی هماتیته است. با بررسی ارتباط بین فعالیت کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها با ترکیب شیمیائی کانی‌ها مشخص شد که فعالیت کانی کلسیم چرماک در پیروکسن با مقدار Al با پیکره‌ی هشت وجهی کنترل می‌شود. در حالی که فعالیت چرماکیت در آمفیبول رابطه‌ی مستقیمی با Al موجود در پیکره‌ی چهار وجهی داشته و با Si چهار وجهی، Al هشت وجهی و Na موجود در پیکره - ی A رابطه‌ی عکس دارد. با استفاده از روش‌های مختلف فشار ۱۰-۸ kbar در دمای ۹۰۰°C برای تبلور پیروکسنیت‌ها و فشار ۹-۷ kbar در همان دما برای گابروهای مجموعه برآورد شده است. دمای جدایش تیغه‌های ایلمنیتی مشاهده شده از متن هماتیت طی فرایندهای نیمه جامد ۴۷۰°C (۲۰۰ درجه کمتر از جامد شدن نهائی هماتیت) تعیین شده است. Log fO₂ برای ماگمای مولد این سنگ‌ها ۸- تا ۱۴- و برای پیروکسنیت‌ها این کمیت بالاتر از گابروها ارزیابی شده است.

واژه‌های کلیدی: پیروکسنیت، دما فشار سنجی، فعالیت کانی‌ها، نا آمیختگی هماتیت - ایلمنیت، گریزندگی اکسیژن.

مقدمه

سازند مجید آباد به سن پالئوسن رخنمون دارند. توده‌های مافیک - اولترامافیک در هسته‌ی یک تاقدیس و با روند محوری شرقی - غربی رخنمون یافته‌اند. گسل‌های مهمی نظیر گسل رانده‌ی هوراند در شمال، گسل راستا لغز چپگرد مجید آباد در شرق و گسل عربشاه - قلعه ملک در غرب همبافت یاد شده را محدود کرده‌اند. توده‌های اولترامافیک پیروکسنیتی قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه بوده و بخش مرکزی همبافت حلقوی یاد شده را تشکیل می‌دهند. توده‌های مافیک گابرو،

گستره‌ی مورد بررسی در شمالغربی - ایران، استان آذربایجان شرقی و شهرستان کلیبر، بین طول‌های جغرافیایی شرقی ۴۷°۱۰' تا ۴۷°۲۰' و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۸°۴۵' تا ۳۸°۵۵' محدود شده است.

سنگ‌های مافیک - اولترامافیک و دایک‌های نفلین سینیتی رخنمون‌های اصلی این گستره را تشکیل می‌دهند. پیرامون این سنگ‌ها نهشته‌های آتشفشانی و آتشفشان آواری

* نویسنده مسئول، تلفن ۲۹۷۲۱۲۹ (۰۴۴۱)، نمابر: ۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴۱)، پست الکترونیکی: mmodjarrad@yahoo.com

کلیبر این مجموعه تحت عنوان توده‌های نفوذی الیگوسن و با ترکیبی در حد دیوریت تا بیوتیت دیوریت و گرانیت تا گرانودیوریت معرفی شده‌اند [۱]. بررسی‌های زمین‌شناسی این منطقه نشان می‌دهد که بخش مرکزی و عمده رخنمون حلقوی یاد شده را سنگ‌های پیروکسنیتی (کلینوپیروکسنیت تا الیون کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت پلاژیوکلازدار) تشکیل می‌دهند (شکل ۱). ارتباط ژنتیکی این واحد با توده‌های مافیک و نفوذی‌های فلسیک مبهم است. وجود زنولیت‌های بزرگی از پیروکسنیت در داخل گابروها (احتمالاً در اثر پدیده‌ی استوپینگ) و نیز دایک‌های گابروئی در داخل پیروکسنیت‌ها حکایت از جوان بودن گابروها و گابرو - دیوریت‌ها نسبت به پیروکسنیت‌ها دارد. دایک‌های نفلین سینیتی تا مونزونیتی مجموعه‌های یاد شده را قطع کرده و از همه‌ی واحدهای یاد شده جوانترند. دایک‌های نفلین سینیتی و مونزونیتی از نظر کانی‌شناسی شباهت زیادی به توده‌های نفلین سینیتی کلیبر داشته و لذا سن نسبی آن‌ها به الیگوسن فوقانی نسبت داده شده است.

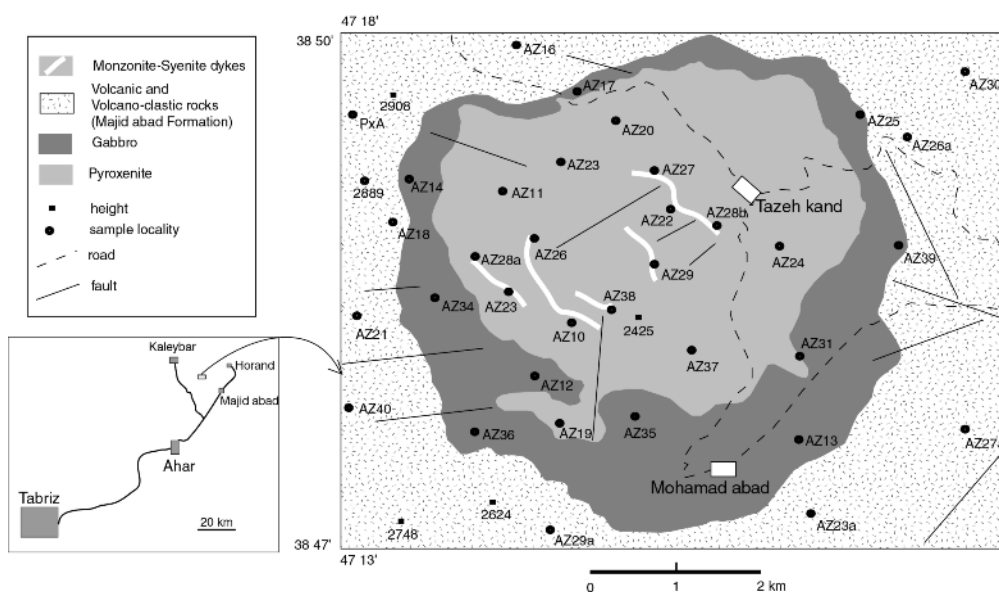
با توجه به رخنمون مجموعه‌های مافیک - اولترامافیک در هسته‌ی تاقدیس موجود در نهشته‌های پالئوسن و عدم مشاهده همبری دمایی این توده‌ها با نهشته‌های آتشفشانی و آتشفشانی آواری سازند مجید آباد، به نظر می‌رسد که این مجموعه سنی قدیمی‌تر از پالئوسن داشته باشد.

گابرو - دیوریت تا میکرو گابرو - دیوریت و گابروی پگماتیستی را شامل می‌شوند. این دسته از سنگ‌ها از پیرامون توده‌ی اولترامافیک پیروکسنیتی را در بر گرفته‌اند. دایک‌هایی از توده‌ی مافیک بدخل توده‌ی پیروکسنیتی تزریق شده‌اند. برونوم‌هایی از توده‌ی پیروکسنیتی در درون توده‌ی گابرو - دیوریتی دیده می‌شوند. دایک‌های نفلین سینیتی و مونزونیتی فاز تأخیری در منطقه محسوب می‌شوند که مجموعه‌ی مافیک و اولترامافیک را قطع کرده‌اند.

در این مقاله نتایج بررسی ابعاد مختلف کانی‌شناسی سنگ‌های مافیک - اولترا مافیک تازه کند کلیبر آورده شده‌اند. هدف، استفاده از داده‌های صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و داده‌های کانی شیمی به منظور (۱) تعیین دما و فشار تبلور سنگ‌ها (۲) تعیین گریزندگی اکسیژن (۳) عمق تشکیل ماگما و نرخ ذوب بخشی در خاستگاه است. در این مقاله روی تغییرات ترکیبی پاراژنهای کانیاکی به‌عنوان نمایشگر دما و فشار و گریزندگی اکسیژن ماگما هنگام تبلور این پاراژن‌ها تمرکز شده است. به‌علاوه به مجموعه‌ی اکسیدی آهن - تیتانیم و سیلیکات‌های همراه برای برآورد دمای تبلور این کانی‌ها از ماگما توجه شده است.

زمین‌شناسی منطقه

همبافت حلقوی کوه‌های هشت سر پیرامون روستاهای تازه کند و محمدآباد و در هسته‌ی یک تاقدیس با روند محوری شرقی - غربی رخنمون یافته است. در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده منطقه‌ی مورد بررسی. موقعیت جغرافیائی منطقه و محل نمونه برداری‌ها بر روی نقشه مشخص شده است.

روش بررسی

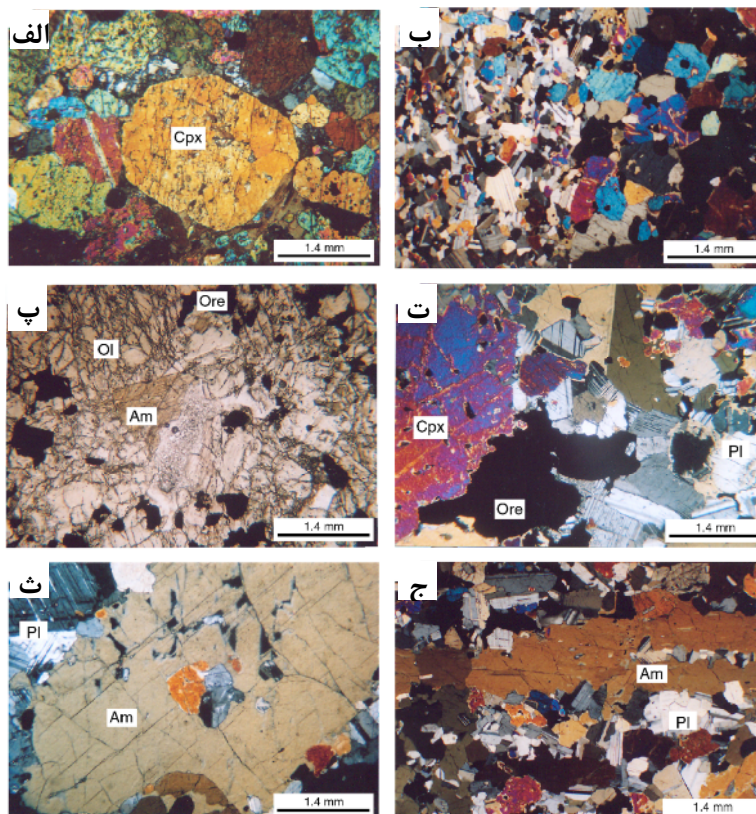
پس از بررسی مقاطع نازک و انتخاب نمونه‌های مناسب به منظور بررسی ترکیب شیمیائی کانی‌ها، دو نمونه پیروکسنیتی سالم و نادگرسان از نمونه‌های تازه کند به‌عنوان نمونه‌ی معرف با ریز پردازنده‌ی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز شدند. این دستگاه به روش EDS، با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵kV، جریان پرتو الکترونی ۱۵nA، زمان آنالیز ۴۰ ثانیه برای هر نقطه و با استفاده از استانداردهای طبیعی و ساخته شده کار می‌کند. برای تبدیل سیگنال‌های X-ray به درصد اکسیدها از نرم افزارهای کامپیوتری خاص بهره گرفته شده است. حد تشخیص دستگاه حدود ۲wt% برای اکسیدهاست. مقدار فلئوئر و آب برای همهی نقاط، اندازه‌گیری شده است. اکسید آهن به صورت آهن کل گزارش شده و برای جدایش Fe^{3+} از Fe^{2+} از روش‌های عنصر سنجی و نسبت R برای هر کانی استفاده شده است. فعالیت کانی‌ها بر پایه‌ی نوع آمیختن محلول جامد ایده

آل یا غیر ایده آل و با ذکر منبع با استفاده از نرم افزار AX محاسبه شده است [۳]. برای توزیع کانیون‌ها در جایگاه‌های بلوری از برنامه‌ی کامپیوتری PTMAFIC استفاده شده است [۴]. جدول ۱ داده‌های معرف آنالیز ریز پردازشی را نشان می‌دهد.

سنگ نگاری

پیروکسنیت‌ها

این سنگ‌ها بیشتر از کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (۷۰ تا ۸۰ درصد)، الیون (۵ تا ۱۰ درصد)، کانی کدر (۱۰ تا ۱۵ درصد) و مقادیر جزئی ارتوپیروکسن، فلوگوپیت، آپاتیت و هرسی نیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲). در بعضی سنگ‌ها پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌میزان ۵ تا ۱۰ درصد مشاهده می‌شوند. لایه‌بندی ظاهری مشاهده شده در برخی از نمونه‌ها به تغییر در اندازه‌ی ذرات وابسته بوده و بخش ریز دانه از بخش درشت دانه تفکیک شده است.



شکل ۲ تصاویر سنگ‌نگاری نمونه‌های مورد بررسی. تمامی تصاویر جز مورد ب به حالت XPL گرفته شده‌اند. الف) کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار جزء اصلی پیروکسنیت‌ها را تشکیل می‌دهند. ب) کانی‌های الیون و اکسید فلزی در رتبه بعدی فراوانی قرار دارند. پ) کانیهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در بعضی نمونه‌های پیروکسنیتی در حد کانی اصلی به چشم می‌خورند. ت) لایه‌بندی ناشی از جدایش دانه‌ها از ریز دانه‌ها در پیروکسنیت‌ها مشاهده شده است. ث و ج تصاویر میکروسکوپی وابسته به گابروهاست که حضور پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول را به‌عنوان کانی‌های اصلی و لایه‌بندی ناشی از طبقات غنی از آمفیبول و غنی از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد.

جدول ۱ نتایج آنالیز کانی‌های وابسته به گابروها و پیروکسنیت‌های منطقه‌ی تازه کند کلیبر.

آمفیبول									
پیروکسنیت AZ20					گابرو AZ17				
۴۰٫۳۷	۴۰٫۶۲	۴۰٫۶۹	۴۰٫۲۳	۴۰٫۴۸	۴۰٫۵۲	۴۰٫۷۷	۴۰٫۲۰	۴۰٫۲۰	SiO ₂
۲٫۲۰	۲٫۱۵	۲٫۳۱	۲٫۳۰	۲٫۲۲	۲٫۳۸	۲٫۴۱	۲٫۳۰	۲٫۳۸	TiO ₂
۱۴٫۴۱	۱۴٫۴۶	۱۴٫۳۱	۱۴٫۴۱	۱۴٫۳۱	۱۴٫۰۱	۱۳٫۷۷	۱۳٫۷۲	۱۳٫۵۹	Al ₂ O ₃
۱٫۴۷	۱٫۲۵	۲٫۱۵	۹٫۸۸	۳٫۷۲	۳٫۰۲	۰	۲٫۱۰	۳٫۳۷	Fe ₂ O ₃
۸٫۳۷	۷٫۷۷	۸٫۳۷	۰	۵٫۹۸	۸٫۱۸	۱۰٫۳۲	۹٫۷۵	۸٫۷۲	FeO
۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۱۱	MnO
۱۴٫۱۷	۱۴٫۶۱	۱۴٫۲۴	۱۴٫۵۱	۱۴٫۵۱	۱۴٫۰۶	۱۳٫۳۵	۱۳٫۴۰	۱۳٫۷۸	MgO
۱۲٫۴۴	۱۲٫۶۴	۱۲٫۳۹	۱۳	۱۲٫۸۳	۱۲٫۵۹	۱۲٫۲۳	۱۲٫۳۹	۱۲٫۲۱	CaO
۲٫۰۶	۲٫۱۴	۲٫۱۹	۲٫۰۴	۱٫۹۳	۲٫۰۳	۲٫۶۰	۲٫۴۷	۲٫۴۸	Na ₂ O
۲٫۰۱	۲٫۰۲	۱٫۸۴	۱٫۹۷	۱٫۹۴	۱٫۸۰	۱٫۷۷	۱٫۷۲	۱٫۸۴	K ₂ O
۹۷٫۵۱	۹۷٫۷۶	۹۸٫۵۰	۹۸٫۴۱	۹۷٫۹۹	۹۸٫۶۵	۹۷٫۴۱	۹۸٫۱۲	۹۸٫۶۸	Total
۱٫۹۳۵	۱٫۵۲۶	۱٫۹۶۸	۱٫۹۶۹	۱٫۹۹۷	۲٫۰۸۹	۱٫۶۶۹	۱٫۸۴۷	۱٫۸۰۰	H ₂ O
۰٫۳۵۶	۱٫۱۱	۰٫۳۲۲	۰٫۲۹۶	۰٫۲۴۹	۰٫۰۷۷	۰٫۸۶۰	۰٫۵۰۴	۰٫۶۰۹	F

کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

۵٫۹۵۵	۵٫۹۶۱	۵٫۹۴۶	۵٫۸۰۵	۵٫۹۱۷	۵٫۹۲۶	۶٫۰۵۲	۵٫۹۴۸	۵٫۹۱۲	Si
۰٫۲۴۴	۰٫۲۳۸	۰٫۲۵۴	۰٫۲۵	۰٫۲۴۴	۰٫۲۶۲	۰٫۲۶۹	۰٫۲۵۶	۰٫۲۶۳	Ti
۲٫۵۰۶	۲٫۵۰۱	۲٫۴۶۶	۲٫۴۵۲	۲٫۴۶۷	۲٫۴۱۶	۲٫۴۰۹	۲٫۳۹۴	۲٫۳۵۶	Al
۰٫۱۶۳	۰٫۱۳۸	۰٫۲۳۷	۱٫۰۷۳	۰٫۴۰۹	۰٫۳۳۲	۰	۰٫۲۳۴	۰٫۳۷۳	Fe ³⁺
۱٫۰۳۲	۰٫۹۵۳	۱٫۰۲۲	۰	۰٫۷۳۱	۱٫۰۰۱	۱٫۲۸۱	۱٫۲۰۶	۱٫۰۷۳	Fe ²⁺
۰	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۴	Mn
۳٫۱۱۵	۳٫۱۹۶	۳٫۱۰۲	۳٫۱۲۱	۳٫۱۶۱	۳٫۰۶۴	۲٫۹۵۴	۲٫۹۵۴	۳٫۰۱۹	Mg
۱٫۹۶۶	۱٫۹۸۸	۱٫۹۳۹	۲٫۰۰۹	۲٫۰۱۰	۱٫۹۷۴	۱٫۹۴۶	۱٫۹۶۵	۱٫۹۲۴	Ca
۰٫۵۹۰	۰٫۶۰۹	۰٫۶۲۱	۰٫۵۷	۰٫۵۴۶	۰٫۵۷۵	۰٫۷۴۷	۰٫۷۰۹	۰٫۷۰۹	Na
۰٫۳۷۹	۰٫۳۷۸	۰٫۳۴۴	۰٫۳۶۳	۰٫۳۶۳	۰٫۳۳۶	۰٫۳۳۶	۰٫۳۲۶	۰٫۳۴۶	K
۱۵٫۹۵	۱۵٫۹۷	۱۵٫۹۳	۱۵٫۶۵	۱۵٫۸۵	۱۵٫۸۹	۱۶٫۰۱	۱۶٫۰۰	۱۵٫۹۸	Total

توزیع کاتیون‌ها در پیکره‌های بلوری

۱٫۹۵۵	۱٫۹۶۱	۱٫۹۴۶	۱٫۸۰۵	۱٫۹۱۷	۱٫۹۲۶	۲٫۰۵۲	۱٫۹۴۸	۱٫۹۱۲	T ¹ Si
۲٫۰۴۵	۲٫۰۳۹	۲٫۰۵۴	۲٫۱۹۵	۲٫۰۸۳	۲٫۰۷۴	۱٫۹۴۸	۲٫۰۵۲	۲٫۰۸۸	Al ^{IV}
۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	T ² Si
۰٫۴۶۱	۰٫۴۶۲	۰٫۴۱۲	۰٫۲۵۷	۰٫۳۸۴	۰٫۳۴۲	۰٫۴۶۱	۰٫۳۴۲	۰٫۲۶۸	M ² Al ^{VI}
۰٫۲۴۴	۰٫۲۳۸	۰٫۲۵۴	۰٫۲۵	۰٫۲۴۴	۰٫۲۶۲	۰٫۲۶۹	۰٫۲۵۶	۰٫۲۶۳	Ti
۰٫۱۶۳	۰٫۱۳۸	۰٫۲۳۷	۱٫۰۷۳	۰٫۴۰۹	۰٫۳۳۲	۰	۰٫۲۳۴	۰٫۳۷۳	Fe ³⁺
۰٫۲۸۲	۰٫۲۶۷	۰٫۲۷۲	۰	۰٫۱۸۱	۰٫۲۶۲	۰٫۳۸۴	۰٫۳۳۹	۰٫۲۸۷	Fe ²⁺
۰٫۸۵	۰٫۸۹۵	۰٫۸۲۵	۰٫۴۲	۰٫۷۸۲	۰٫۸۰۲	۰٫۸۸۶	۰٫۸۲۹	۰٫۸۰۹	Mg
۰٫۷۴۷	۰٫۶۸۶	۰٫۷۴۳	۰	۰٫۵۵	۰٫۷۳۸	۰٫۸۹۷	۰٫۸۶۷	۰٫۷۸۶	M ¹ Fe ²⁺
۲٫۲۵۳	۲٫۳۰۱	۲٫۲۵۷	۲٫۷	۲٫۳۷۹	۲٫۲۶۲	۲٫۰۶۸	۲٫۱۲۵	۲٫۲۱	M ³ Mg
۰	۰٫۱۲	۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	Mn
۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۲۹۱	۰٫۰۶۲	۰	۰٫۰۱۱	۰	۰	Ca
۱٫۹۶۶	۱٫۹۸۷	۱٫۹۳۹	۱٫۷۱۸	۱٫۹۴۸	۱٫۹۷۴	۱٫۹۳۵	۱٫۹۶۵	۱٫۹۲۴	M ⁴ Ca
۰	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰	۰	۰٫۰۱	Mn
۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	Fe ²⁺
۰٫۰۱۱	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	Mg
۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۳	۰٫۲۸۲	۰٫۰۵۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۶۵	۰٫۰۳۵	۰٫۰۶۶	Na
۰٫۳۷۹	۰٫۳۷۸	۰٫۳۴۴	۰٫۳۶۳	۰٫۳۶۳	۰٫۳۳۶	۰٫۳۱۸	۰٫۳۲۶	۰٫۳۴۶	^A K
۰٫۵۷۱	۰٫۵۹۶	۰٫۵۸۸	۰٫۲۸۸	۰٫۴۹۴	۰٫۵۵۷	۰٫۶۸۲	۰٫۶۷۴	۰٫۶۴۳	Na
۰٫۰۵	۰٫۰۲۶	۰٫۰۶۳	۰٫۳۴۹	۰٫۱۴۳	۰٫۱۰۷	۰	۰	۰٫۰۱۱	□

فعالیت فازهای اصلی که هزار برابر شده است.

۲۳٫۹۲	۳۰٫۲۷	۲۲٫۴۴	۳٫۲۷	۱۹٫۴۲	۲۰٫۵۳	۰	۲۲٫۳۲	۲۱٫۰۲۷	a Ed
۴۴٫۰۵	۴۵٫۴۱	۴۳٫۶۵	۴۹٫۸۹	۴۵٫۶۹۳	۴۲٫۸۳	۱٫۳۳	۴۱۲٫۵۶	۴۱۲٫۸۲	a Ts
۱۶۴٫۴۷	۱۶۲٫۱۷	۱۶۴٫۱۷	۰	۹۳٫۰۵	۱۵۱٫۲۲	۰	۲۳۴٫۱۵	۱۹۲٫۹۲	aFe-Prg
۱۴۵٫۷۹	۱۳۵٫۴۱	۱۴۳٫۸۱	۰	۱۰۵٫۶۷	۱۳۹٫۷۹	۲۵۵٫۱۷	۱۶۸٫۵۹	۱۴۶٫۷۲	aFe-Ts

ادامه جدول ۱

کلینوپیروکسن												
پیرکسنیت AZ20						گابرو AZ17						
۵۰٫۳۲	۴۹٫۰۲	۴۸٫۸۵	۴۹٫۴۳	۴۹٫۵۲	۴۷٫۷۸	۴۹٫۸۴	۵۱٫۲۰	۵۰٫۸۰	۴۸٫۰	۵۰٫۲۳	۴۹٫۷	SiO ₂
۰٫۶۴	۰٫۷۷	۰٫۷۷	۰٫۸۲	۰٫۷	۱٫۰۳	۰٫۶۹	۰٫۴۹	۰٫۴۷	۱٫۰۱	۰٫۷۳	۰٫۷۲	TiO ₂
۴٫۹۲	۵٫۹۳	۵٫۹۴	۵٫۹۲	۵٫۴۸	۷٫۲۴	۴٫۷۲	۳٫۸۴	۴٫۰۷	۶٫۳۴	۴٫۸۱	۵٫۲	Al ₂ O ₃
۱٫۰۳	۱٫۰۲	۳٫۵۸	۲٫۰	۲٫۴۹	۲٫۵۴	۴٫۱۲	۰٫۲۲	۱٫۴۶	۵٫۰۳	۳٫۶۹	۳٫۴۶	Fe ₂ O ₃
۴٫۵۹	۵٫۳	۴٫۰۷	۳٫۸۴	۴٫۳۸	۳٫۷۳	۳٫۲۷	۶٫۵۳	۵٫۴۵	۳٫۳۷	۳٫۶	۳٫۸۵	FeO
۰٫۲۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۲	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۸	۰٫۲۲	۰٫۱۳	۰٫۲۶	MnO
۱۳٫۷۵	۱۳٫۱۳	۱۳٫۱۸	۱۳٫۵۳	۱۳٫۶۵	۱۲٫۶۳	۱۳٫۵۶	۱۳٫۶۳	۱۳٫۶۵	۱۲٫۶۶	۱۳٫۸۵	۱۳٫۱۲	MgO
۲۳٫۴۶	۲۳٫۷۹	۲۳٫۷۵	۲۳٫۷۳	۲۳٫۴۵	۲۳٫۹۹	۲۳٫۹۱	۲۳٫۱۵	۲۳٫۱۳	۲۳٫۱۴	۲۳٫۷۵	۲۳٫۵۶	CaO
۰٫۲۹	۰	۰٫۲۱	۰٫۲۸	۰٫۲۲	۰٫۲	۰٫۴۱	۰٫۲	۰٫۳۲	۰٫۵۳	۰٫۴	۰٫۵۲	Na ₂ O
۹۹٫۲۳	۹۹٫۱۱	۱۰۰٫۴۹	۹۹٫۸	۹۹٫۹۴	۹۹٫۲۵	۱۰۰٫۷۴	۹۹٫۴۹	۹۹٫۶۲	۱۰۰٫۳۰	۱۰۱٫۱۹	۱۰۰٫۳۹	Total
کاتیون‌ها بر اساس ۶ اکسیژن محاسبه شده‌اند.												
۱٫۸۷۱	۱٫۸۳۳	۱٫۸۰۷	۱٫۸۲۹	۱٫۸۳۴	۱٫۷۸۴	۱٫۸۳۶	۱٫۹۰۷	۱٫۸۸۹	۱٫۷۸۲	۱٫۸۴	۱٫۸۳۷	Si
۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲	۰٫۰۲	Ti
۰٫۲۱۵	۰٫۲۶۱	۰٫۲۵۹	۰٫۲۶	۰٫۲۳۹	۰٫۳۱۹	۰٫۲۰۵	۰٫۱۶۸	۰٫۱۷۹	۰٫۲۷۸	۰٫۲۰۸	۰٫۲۲۶	Al
۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۹	۰٫۱	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۹	۰٫۰۷۱	۰٫۱۱۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۴۱	۰٫۱۴	۰٫۱۰۲	۰٫۰۹۶	Fe ³⁺
۰٫۱۴۳	۰٫۱۶۶	۰٫۱۲۶	۰٫۱۱۹	۰٫۱۳۶	۰٫۱۱۷	۰٫۱۰۱	۰٫۲۰۳	۰٫۱۶۹	۰٫۱۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۱۹	Fe ²⁺
۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	Mn
۰٫۷۶۲	۰٫۷۳۱	۰٫۷۲۷	۰٫۷۴۶	۰٫۷۵۴	۰٫۷۰۳	۰٫۷۴۵	۰٫۷۵۶	۰٫۷۵۷	۰٫۷	۰٫۷۵۶	۰٫۷۲۲	Mg
۰٫۹۳۵	۰٫۹۵۴	۰٫۹۴۱	۰٫۹۴۱	۰٫۹۳	۰٫۹۶	۰٫۹۴۴	۰٫۹۲۴	۰٫۹۲۱	۰٫۹۲۱	۰٫۹۳۲	۰٫۹۳۳	Ca
۰٫۰۲۱	۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۸	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۷	Na
۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	Total
۰٫۸۴	۰٫۸۱	۰٫۸۵	۰٫۸۶	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۰٫۸۱	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۵	Mg [#]
توزیع کاتیون‌ها در سایت‌های بلوری												
۱٫۸۷۱	۱٫۸۳۳	۱٫۸۰۷	۱٫۸۲۹	۱٫۸۳۴	۱٫۷۸۴	۱٫۸۳۶	۱٫۹۰۷	۱٫۸۸۹	۱٫۷۸۲	۱٫۸۴	۱٫۸۳۷	^T Si
۰٫۱۲۹	۰٫۱۶۷	۰٫۰۹۳	۰٫۱۷۱	۰٫۱۶۶	۰٫۲۱۶	۰٫۱۶۴	۰٫۰۹۳	۰٫۱۱۱	۰٫۲۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۶۳	Al ^{IV}
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	Fe ³⁺
۰٫۰۸۶	۰٫۰۹۴	۰٫۰۶۶	۰٫۰۸۹	۰٫۰۷۳	۰٫۱۰۳	۰٫۰۴۱	۰٫۰۷۵	۰٫۰۶۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۶۳	^M Al ^{VI}
۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۹	۰٫۱	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۹	۰٫۰۷۱	۰٫۱۱۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۴۱	۰٫۱۴	۰٫۱۰۲	۰٫۰۹۶	Fe ³⁺
۰٫۱۳۷	۰٫۱۵۸	۰٫۱۲	۰٫۱۱۴	۰٫۱۲۸	۰٫۱۱۴	۰٫۰۹۹	۰٫۱۹۲	۰٫۱۶	۰٫۱۰۱	۰٫۱۰۵	۰٫۱۱۶	Fe ²⁺
۰٫۷۳	۰٫۶۹۷	۰٫۶۹۳	۰٫۷۱۸	۰٫۷۱۱	۰٫۶۸۳	۰٫۷۲۷	۰٫۷۱۳	۰٫۷۱۸	۰٫۶۷۱	۰٫۷۲۵	۰٫۷۰۵	Mg
۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	^M Fe ²⁺
۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۴	۰٫۰۲۸	۰٫۰۴۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۱	۰٫۰۱۷	Mg
فعالیت فازهای اصلی												
۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۶۶	۰٫۶۷	۰٫۶۵	۰٫۶۹	۰٫۶۸	a Di
۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۱۲۶	۰٫۱۳۷	۰٫۱۵	a Hd
۰٫۱۷۵	۰٫۱۸۸	۰٫۱۲۴	۰٫۱۷۴	۰٫۱۴۳	۰٫۱۹۱	۰٫۰۷۹	۰٫۱۵۶	۰٫۱۳۶	۰٫۱۰۷	۰٫۰۹۲	۰٫۱۲	aCaTs

ادامه جدول ۱

هماتیت					پلاژیوکلاز							
پیروکسنیت AZ20					گابرو AZ17							
۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۸۳	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۴۷٫۳۸	۴۷٫۰۹	۴۴٫۷۳	۴۵٫۸	۴۵٫۹۸	۴۶٫۰۹	۴۶٫۱۰	SiO ₂
۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۲۴	TiO ₂
۰٫۴	۰٫۷۹	۰٫۸۴	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۳۳٫۰۴	۳۳٫۲۵	۳۵٫۲۳	۰٫۰۲	۳۴٫۲۹	۳۳٫۳۵	۳۳٫۷۶	Al ₂ O ₃
۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۷	Cr ₂ O ₃
۹۸٫۶۵	۹۷٫۶۳	۹۷٫۱	۹۹٫۶۵	۱۰۰٫۳۱	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۳۱	۰٫۵۲	۰٫۵۳	۰٫۴۸	۰٫۴۱	Fe ₂ O ₃
۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۱	۰٫۰۶	MnO
۰٫۲۸	۰٫۴۸	۱٫۰۱	۰٫۱	۰٫۰۷	MgO
.	.	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۱۷٫۰۲	۱۷٫۱۵	۱۸٫۹۸	۱۸٫۳۲	۱۸٫۲۶	۱۷٫۶۱	۱۸٫۱۷	CaO
.	۲٫۰۶	۱٫۷۷	۰٫۸۵	۱٫۲۹	۱٫۲۸	۱٫۵۵	۱٫۳۹	Na ₂ O
.	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۳	.	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	K ₂ O
۹۹٫۸	۹۹٫۴۲	۹۹٫۹۶	۱۰۰٫۵۵	۱۰۰٫۹۵	۱۰۰٫۱۱	۹۹٫۹۲	۱۰۰٫۱۳	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۳۸	۹۹٫۱۳	۹۹٫۰۳	Total
کاتیون‌ها بر اساس ۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.					کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.							
۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۲٫۱۷۸	۲٫۱۶۸	۲٫۰۶۵	۲٫۱۱۴	۲٫۱۱۳	۲٫۱۴۲	۲٫۱۳	Si
۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	.	.	.	۰٫۰۰۱	.	.	.	Ti
۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۲	۱٫۷۹	۱٫۸۰۴	۱٫۹۱۷	۱٫۸۵۳	۱٫۸۵۸	۱٫۸۲۸	۱٫۳۸۳	Al
۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	.	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	Cr ³⁺
۱٫۹۶۹	۱٫۹۵	۱٫۹۱۵	۱٫۹۷	۱٫۹۸۴	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۴	Fe ³⁺
۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	Mn
۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	Mg
.	.	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۸۳۸	۰٫۸۴۶	۰٫۹۳۹	۰٫۹۰۶	۰٫۸۹۹	۰٫۸۷۷	۰٫۸۹۹	Ca
.	۰٫۱۸۳	۰٫۱۵۸	۰٫۰۷۶	۰٫۱۱۶	۰٫۱۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۲۵	Na
.	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	.	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	.	K
۲٫۰۰۲	۲٫۰۰۵	۲٫۰۰۶	۲٫۰	۲٫۰	۵٫۰۱۲	۵٫۰۰۱	۵٫۰۱۰	۵٫۰۰۸	۵٫۰۰۶	۵٫۰۰۷	۵٫۰۰۷	Total
فعالیت فازهای اصلی												
					۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۹۳	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۸۹	۰٫۹	a An
					۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۲۰	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۲۹	a Ab
۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۸	۰٫۹۸								aHem

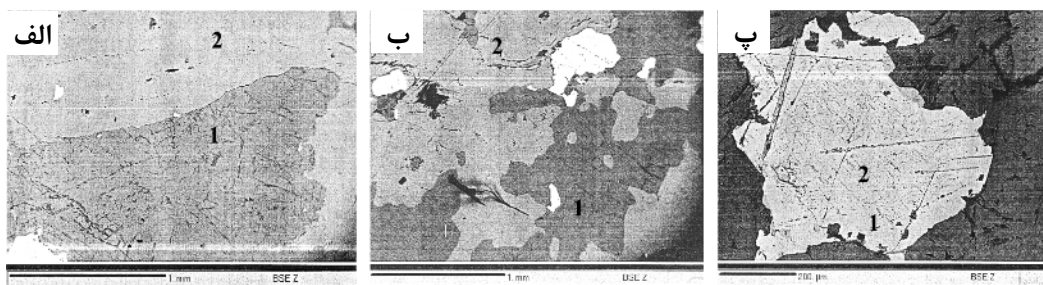
گابروها

توده‌ی گابروئی تا گابرو - دیوریتی از نظر کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۲۵ درصد) و آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی

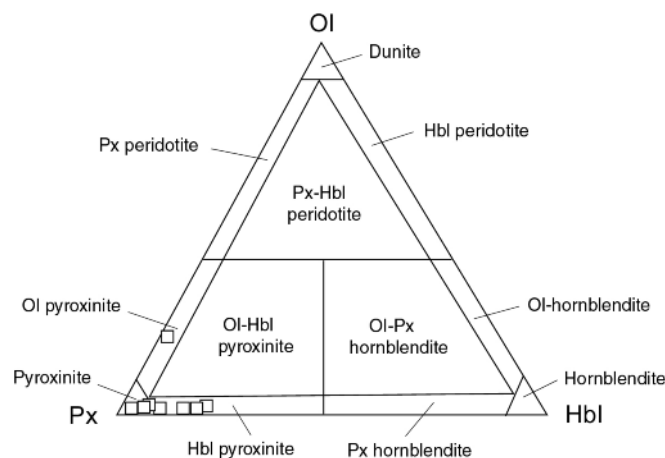
فلوگوپیت (۲ تا ۵ درصد)، آپاتیت، تینانیت و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۲). بافت این دسته از سنگ‌ها نیمه شکل‌دار دانه دانه تا افیتیکی بوده و بافت‌های فرعی پوئی کلیتیک نیز در آن‌ها مشاهده می‌شوند.

که از لایه‌های غنی از آمفیبول‌های درشت و ریز دانه غنی از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. برای اطمینان از شناسایی صحیح کانی‌ها و بررسی ریزتر روابط تعادلی کانی‌ها تصاویر BSE از نمونه‌های گابروئی و اولترامافیک تهیه شده‌اند (شکل ۳). در این تصاویر به دلیل عدم آمیختگی در فرایندهای نیمه جامد تیغه‌های ریز اکسولوشنی از کانی ایلمنیت از متن هماتیت جدا شده است. به منظور رده‌بندی نمونه‌های سنگی پیروکسنیتی از مثلث مدی ویژه سنگ‌های اولترامافیک هورنبلند دار [۲] استفاده شده است. بر این اساس بیشتر نمونه‌ها از نوع پیروکسنیت تا هورنبلند پیروکسنیت رده‌بندی شده‌اند (شکل ۴).

بافت شانهای در برخی از نمونه‌های پگماتیسی و حاصل از سمت‌گیری بلورهای بلند آمفیبول در آن‌ها تشکیل شده است. این سنگ‌ها بخش حاشیه‌ای توده‌ی پیروکسنیتی را تشکیل داده و دایک‌های متعددی از آن در داخل توده‌ی پیروکسنیتی تزریق شده است. در حاشیه این دایک‌ها تمرکز بالائی از میکا که به ورمیکولیت تبدیل شده است، دیده می‌شود. ورمیکولیت‌های یاد شده اغلب شبه ششگوش بوده و به نظر می‌رسد که از دگرسانی بیوتیت یا فلوگوپیت‌های اولیه حاصل شده‌اند. وجود این ذخائر در اطراف دایک‌های گابروئی تا گابرو دیوریتی و سینیتی را می‌توان به فعالیت گرمایی و دگرنهادی پتاسیم نسبت داد. در برخی از نمونه‌های گابروئی، لایه‌بندی ترکیبی مشاهده می‌شود



شکل ۳ تصاویر BSE تهیه شده به روش SEM از نمونه‌های منطقه‌ی الف و ب) از نمونه‌های گابروئی تهیه شده است. کانی ۱ در هر دو عکس پلاژیوکلاز بوده و کانی ۲ در عکس اول کلینوپیروکسن و در عکس دوم آمفیبول است. اطمینان از حصول تعادل بافتی (داشتن مرز مشترک) و امکان تبادل کاتیونی بین کانی‌ها برای دما فشار سنجی‌های کاتیونی ضروری است. پ) تصویر تهیه شده از نمونه‌های اولترامافیک (AZ20). متن کانی از هماتیت و تیغه‌های اکسولوشنی ایلمنیت در تصویر مشخص است. دمای نا آمیختگی ایلمنیت در هماتیت در بخش بعدی محاسبه شده است.



شکل ۴ نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد بررسی در مثلث طبقه‌بندی سنگ‌های الترامافیکی هورنبلند دار [۲] در گستره‌ی پیروکسنیت و هورنبلند پیروکسنیت قرار گرفته‌اند.

کانی شیمی

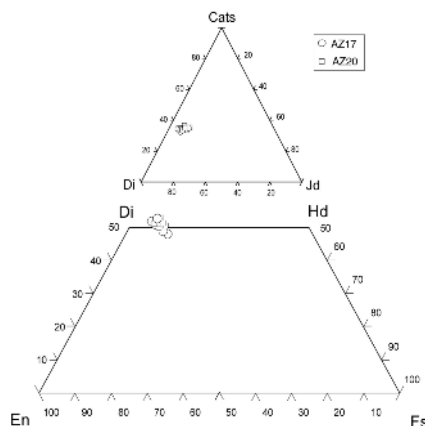
پلاژیوکلاز: کانی پلاژیوکلاز در گابروها از آنورتیت غنی است ($An_{90}Ab_{10}$) و در گستره‌ی بیتونیت قرار می‌گیرد. برای محاسبه‌ی فعالیت این کانی از روش محلول جامد هولند و پاول [۵] استفاده شد، و کل آهن موجود به‌عنوان آهن سه ظرفیتی در نظر گرفته شده است. فعالیت آنورتیت بین $0.86-0.93$ و فعالیت آلبیت در طیف $0.20-0.37$ در تغییر است (جدول ۱). بین مقدار Fe^{3+} و فعالیت آنورتیت در کانی رابطه‌ی عکس وجود دارد. در مقابل بالاترین فعالیت آلبیت به نقطه‌ای با بیشترین مقدار آهن سه ظرفیتی وابسته است. هیچ نوع منطقه‌بندی شیمیایی در این کانی مشاهده نشد که نشان دهنده‌ی وجود تعادل ترمودینامیکی هنگام تبلور کانی است.

کلینوپیروکسن: فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها بر اساس ۶ اکسیژن و ۴ کاتیون محاسبه شد. برای برآورد آهن سه ظرفیتی از فرض $Fe^{3+}=Na-Al-Cr$ استفاده شده است [۶]. ترکیب شیمیایی این کانی در پیروکسنیت‌ها و گابروها از دیوپسید غنی است و با در نظر گرفتن جانشینی چرماک ترکیبی بین دیوپسید - کلسیم چرماک - هیدنرژیت دارد (شکل ۵). فعالیت میانگین برای اعضای نهائی این کانی عبارت است از: $Di_{0.68}Hd_{0.15}CaTs_{0.12}$. عدد منیزیم برای این کانی بین $0.87-0.81$ در تغییر است. مقدار کرم در این کانی صفر یا در حد چند هزارم است که در گستره‌ی خطای اندازه‌گیری قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه در این کانی‌ها $Na < Al$ است باید آن‌ها را جزء پیروکسن‌های کلسیک رده‌بندی کرد و مقدار Fe^{3+} در پیکره‌ی چهار وجهی آن صفر در نظر گرفته می‌شود. با افزایش مقدار $Al^{(VI)}$ در ساختار کانی فعالیت کلسیم

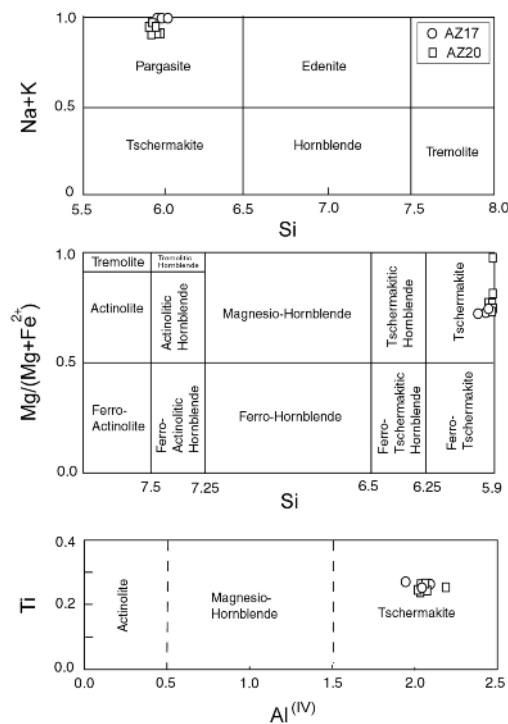
چرماک اضافه می‌شود (جدول ۱) که خود تابعی از فزونی فشار هنگام تبلور کانی است. لذا مشخص می‌شود که فشار لیتواستاتیک [سنگ ایستائی] هنگام تبلور پیروکسنیت‌ها بالاتر از زمان تبلور گابروها بوده است.

آمفیبول: نتایج آنالیز آمفیبول در نمونه‌های معرف در جدول ۱ آمده‌اند. کاتیون‌های این کانی بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است. مقدار Fe^{3+} از روش [۷] تعیین شده است. برای این کانی با سه نمودار از لیک [۸] نام چرماکیت و در یک مورد پارگازیت مشخص شده است (شکل ۶). لذا ترکیب آمفیبول‌ها را در مثلث پارگازیت - چرماکیت - چرماکیت آهن‌دار پیاده کرده و معلوم شد ترکیبی حد واسط اعضای نهائی چرماکیت - پارگازیت دارند (شکل ۷). ضریب همبستگی مجموع قلیایی و آلومینیوم در پیکره‌ی چهار وجهی آمفیبول‌ها برای بردار جانشینی پارگازیتی یک است و نمونه‌های آنالیز شده به خوبی راستای جانشینی پارگازیتی را در آمفیبول‌ها نشان می‌دهند (شکل ۷). در مقایسه محتوای چرماکیتی این کانی در پیروکسنیت‌ها از گابروها بالاتر است. در حالی که پارگازیت آهن‌دار در گابروها فعالیت بیشتری دارد (جدول ۱). این مسئله به احتمال زیاد به فشار تبلور بیشتر در پیروکسنیت‌ها وابسته است.

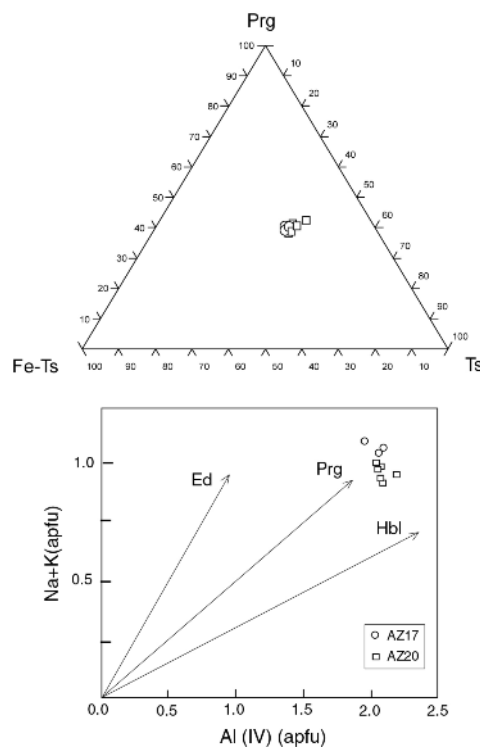
اخیرا نامگذاری‌های جدیدی برای آمفیبول‌های دارای منگنز بالا از سوی (IMA) انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی صورت گرفته است [۹] ولی با توجه به مقدار پائین اکسید منگنز در آمفیبول‌های مورد بررسی (حداکثر ۰.۲ درصد) از این رده‌بندی استفاده نشده است.



شکل ۵ ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در دوزنقه‌ی Di-Hd-En-Fs و مثلث Di-Jd-Cats پیاده شده‌اند. کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده از گابروها و پیروکسنیت‌ها از عضو نهائی دیوپسید و کلسیم-چرماک غنی هستند.



شکل ۶ مجموع کاتیون‌های قلیائی آمفیبول‌های منطقه از مقدار مشخص شده برای چرماکیت بیشتر بوده و آن‌ها را در گستره‌ی پارگازیت قرار می‌دهد [۸]. آمفیبول‌ها با در نظر گرفتن نسبت کاتیونی $Mg/(Mg + Fe)$ نسبت به Si در گستره‌ی چرماکیت قرار گرفته‌اند. ترکیب شیمیائی آمفیبول‌ها در نمودار مقادیر کاتیونی Ti در برابر Al پیکره‌ی چهار وجهی [۸] نیز از نوع چرماکیت مشخص می‌شود. این نمودار بر پایه میزان آلومینیوم پیکره‌ی چهار وجهی، کانی‌های چرماکیت، منیزو-هورنبلند و آکتینولیت را از هم جدا می‌کند.



شکل ۷ با در نظر گرفتن ترکیب شیمیائی بسط داده شده‌ی سه عضو نهائی Prg-Ts-FeTs ترکیب آمفیبول‌های منطقه حد واسط پارگازیت - چرماکیتی مشخص شده است. نمودار بردارهای جانشینی ادنیته، پارگازیتی و هورنبلندی بر اساس مقادیر کاتیونی قلیایی نسبت به آلومینیوم چهار وجهی. نمونه‌های آمفیبول آنالیز شده به وضوح راستای جانشینی پارگازیتی را در آمفیبول‌ها نشان می‌دهند.

کاتیونی بهره گرفته شد. ترکیب شیمیائی کانی آمفیبول به طور گسترده برای تعیین فشار سنگ‌های آذرین و دگرگونی به کار می‌رود (مانند [۱۵، ۱۶]). با استفاده از مقدار کاتیونی آلومینیوم کل موجود در ساختار آمفیبول درجه‌بندی‌های مختلف [۱۹-۱۷] فشاری بین 9 ± 1 تا 7 کیلوبار برای پیروکسنیت‌ها برآورد شده است (جدول ۲). بر این اساس فشار برای تبلور آمفیبول در گابروها 8 ± 1 تا 7 کیلوبار بوده است. با بهره‌گیری از فشارسنجی کلینوپروکسن - پلاژیوکلاز - کوارتز [۲۰] فشاری معادل $8-9$ کیلوبار در دمای فرضی 800 درجه سانتی‌گراد برای تبلور گابروها به‌دست آمد.

برای اندازه‌گیری دمای تبلور گابروهای مورد بررسی از واکنش پیوسته‌ی بین پلاژیوکلاز و آمفیبول [۲۱] استفاده شد. با استفاده از جانشینی ادنیت - ریشتریت در آمفیبول‌ها در حضور پلاژیوکلاز دمای معادل $40 \pm 1000 - 950$ درجه سانتی‌گراد در فشار فرضی 10 کیلوبار به‌دست آمد (جدول ۲). از طریق دماسنجی دو فلدسپار [۲۲] برای سنگ‌های گابروئی دماهای سنگ‌ها اندازه‌گیری شدند. با بهره‌گیری از این دماسنجی ترسیمی دمای بین $800 - 700$ درجه سانتی‌گراد برای رسیدن به تعادل بین آلبیت و آنورتیت در سنگ‌های مورد بررسی برآورد شد (شکل ۸).

روش دما - فشار سنجی بر مبنای اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم در آمفیبول [۲۳] برای سنگ‌های مافیک - اولترامافیک تازه کند به کار رفت (شکل ۹). بر این اساس دمایی برابر 900 درجه در فشار حدود $10-8$ کیلوبار نتیجه شده است (جدول ۲). نمونه‌های پیروکسنیتی در فشار بالاتری نسبت به نمونه‌های گابروئی متبلور شده‌اند. نتایج دما - فشارسنجی در جدول ۲ خلاصه شده‌اند.

مقدار آب برای این کانی‌ها بین $1/5$ تا $2/2$ اندازه‌گیری شده است. درصد فلوئور در آمفیبول‌های موجود در گابروها بالاتر از مقدار آن در پیروکسنیت‌هاست (حدود $0/8$ در برابر $0/3$ ٪). کاتیون‌های آمفیبول‌ها به روش‌های پیشنهاد شده توسط [۱۰ و ۱۱] در پیکره‌های فضائی توزیع شده‌اند. به طوری که $Al^{(IV)}$ بین $195-2195$ و $Al^{(VI)}$ در طیف $0/462 - 0/257$ در تغییر است (جدول ۱). مقدار $Na^{(M4)}$ این کانی اغلب در حد بین $0/066 - 0/13$ است. مقدار فضای خالی (vacancy) در پیکره‌ی A بلوری این کانی معمولاً در حدود $0/06$ apfu است. فعالیت اعضای نهائی در آمفیبول در این مجموعه سنگی با استفاده از [۱۴-۱۲] به صورت غالب به قرار زیر تعیین شده است:

$Ts_{412-494} Fe-Parg_{93-234} Fe-Ts_{105-168}$
فعالیت چرماکیت با مقدار $Al^{(IV)}$ رابطه‌ی مستقیم و با مقدار کاتیون Si در پیکره‌ی چهار وجهی، $Al^{(VI)}$ و سدیم در پیکره-ی A رابطه‌ی معکوس دارد. فعالیت پارگازیت تابعی از مقدار سدیم در پیکره‌ی M4 است (جدول ۱). فعالیت ادنیت با مقدار کلسیم افزوده می‌شود.

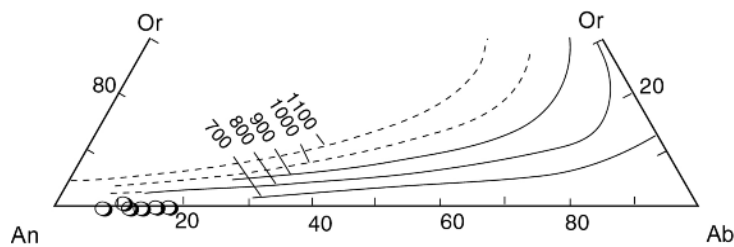
هماتیت: اکسید فلزی آنالیز شده در نمونه‌ی پیروکسنیت‌ها از نوع هماتیت است و تقریباً 2 کاتیون آن در برابر 3 اکسیژن، از Fe_2O_3 تشکیل شده است ($1/98-1/91$ ٪). مقدار اکسید تیتانیوم در این کانی بیش از $0/3$ ٪ نیست. با در نظر گرفتن مدل اختلاط ایده آل برای این کانی فعالیت هماتیت بین $0/98-0/92$ در تغییر است.

دما - فشارسنجی

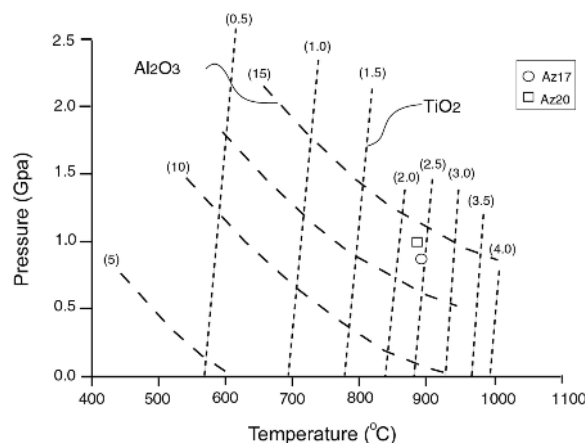
به منظور برآورد شرایط دما و فشار تبلور گابروها و پیروکسنیت‌های منطقه‌ی تازه کند کلیبر از روش‌های متعدد تبادل

جدول ۲ نتایج برآورد دما و فشار برای تبلور سنگ‌های گابروئی و پیروکسنیتی منطقه‌ی مورد بررسی.

فشارسنجی از طریق محتوای آلومینیوم موجود در آمفیبول	دما - فشارسنجی اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در آمفیبول	دماسنجی کلینوپروکسن - پلاژیوکلاز - کوارتز	فشارسنجی دو فلدسپار
[۱۹]	[۲۱]	[۲۳]	[۲۴]
فشار $3 \pm$ کیلوبار	فشار $1 \pm$ کیلوبار	فشار = 10 کیلوبار دما $40 \pm$ درجه	دما = 800 درجه
گابرو AZ17	فشار = 8 کیلوبار دما = 900 درجه	فشار = $970-1030$ تعداد = 3	فشار = $7/3-9/2$ تعداد = 6
پیروکسنیت AZ20	فشار = $6/8-7/1$ تعداد = 6	فشار = 10 کیلوبار دما = 870 درجه	فشار = $8/2-8/7$ تعداد = 6



شکل ۸ تعیین دمای دو فلدسپار در نمونه گابروئی AZ17 از روش دماسنجی دو فلدسپار [۲۴] برای فرایند یاد شده‌ی دما بین ۷۰۰-۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد ارزیابی می‌شود.



شکل ۹ دما-فشارسنجی با تک کانی آمفیبول بر اساس مقدار اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیم در این کانی [۲۵]. فشار در حدود ۹-۱۱ کیلو بار و دما نزدیک به ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور آمفیبول‌های منطقه ارزیابی می‌شود. فشار تبلور آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک در حدود ۲ کیلو بار بالاتر از فشار تشکیل گابروهاست.

کانی‌های اکسید Fe-Ti

بررسی کانی‌های اکسید و سولفید فلزی مفید است زیرا اغلب رابطه‌ی منظمی بین انواع مختلف کانی‌های اکسیدی و ترکیب-های متفاوت آن‌ها و کانی‌های سیلیکاتی همزیست و آبگون‌های همراه بر قرار است [۲۴]. سری‌های محلول جامد ایلمنیت - هماتیت میل به آمیختگی ندارند که بر اساس داده‌های تجربی در نمودارهای دما- ترکیب شیمیائی مشخص شده است [۲۵، ۲۶]. نظم ساختاری و مغناطیسی در این محلول جامد وجود دارد که توسط بارتون [۲۷] محاسبه شده است. متأسفانه شکل دقیق این نا آمیختگی به طور جزئی شناخته شده نیست [۲۸، ۲۹].

با توجه به مشاهده‌ی تیغه‌های اکسلوشنی ایلمنیت در هماتیت پیروکسنیت‌های منطقه از منحنی سولوس بین این دو عضو نهائی برای تعیین دمای تبلور استفاده شده است (شکل ۱۰). نمودار T-X [۲۹] برای این منظور به کار رفته و با توجه به غنی بودن کانی‌های اکسید فلزی آنالیز شده از هماتیت

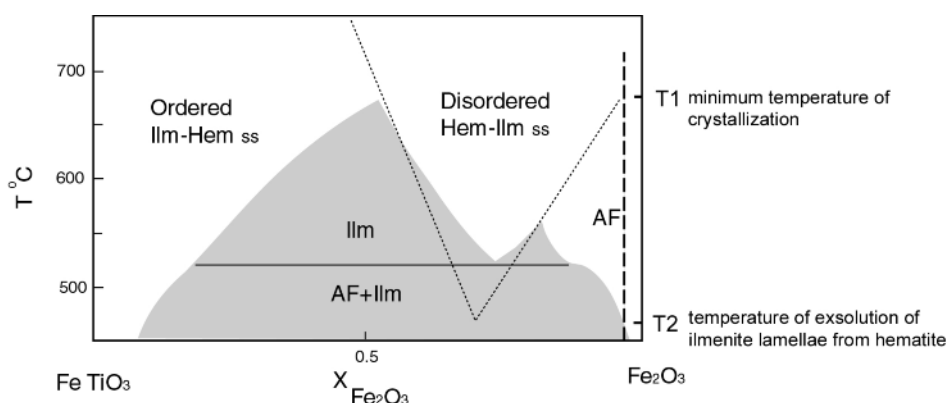
(کسر مولی نزدیک به یک برای این کانی)، کمینه دمای تبلور هماتیت در پیروکسنیت‌های تازه کند حدود ۶۷۰ درجه سانتی-گراد بدست آمده است. طی فرایندهای نیمه جامد و با ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد افت دما اولین تیغه‌های ایلمنیت در دمای حدود ۴۷۰ درجه سانتی‌گراد از متن کانی هماتیت جدا شده‌اند (شکل ۱۰).

تعیین گریزندگی اکسیژن

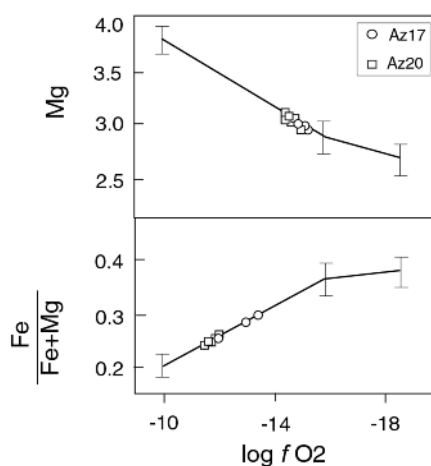
از جمله شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌ها علاوه بر دما و فشار، گریزندگی گازهاست. برای تعیین گریزندگی اکسیژن به عنوان اصلی ترین فاز گازی در کنار هیدروژن در سنگ‌های دارای کانی‌های آبدار، استفاده از ترکیب شیمیائی کانی‌های اکسید فلزی و آمفیبول معمول است (مانند: [۳۰، ۳۱]). در این پژوهش از نمودارهای تجربی برای تعیین این پارامتر کمک گرفته شده است. از بررسی‌های تجربی در مورد اثر گریزندگی اکسیژن بر روی ترکیب شیمیائی آمفیبول [۳۲] برای برآورد این پارامتر استفاده شده است (شکل ۱۱). بر این اساس

سنگ‌های مافیک - اولترامافیک که به روش تجربی مشخص شده است [۳۲] برای تعیین این فاکتور بهره گرفته شد (شکل ۱۲). بر این اساس مجموعه آمفیبول + کلینوپیروکسن + هماتیت (+پلاژیوکلاز) که در نمونه‌های پیروکسنیتی تازه کند مشاهده می‌شود در دمای ۷۵۰-۹۰۰ پایدار بوده و بیشترین مقدار Log fO_2 احتمالی هنگام تبلور این مجموعه از ۸- تا ۱۴- در تغییر بوده است.

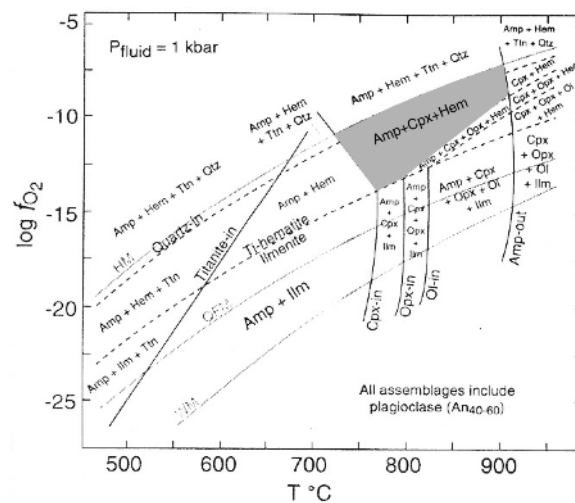
لگاریتم گریزندگی اکسیژن برابر ۱۲- تا ۱۵- برای پیروکسنیت-ها و گابروهای مورد بحث بدست آمد این گستره‌ی عدد مذکور برای پیروکسنیت‌ها بزرگتر است. بررسی‌های تجربی اخیر تایید می‌کند که fO_2 ماگما به مقدار منیزیم آمفیبول وابسته بوده [۳۳، ۳۴] و این برآورد نزدیک به واقعیت است. از طرف دیگر از گستره‌های پایداری مجموعه‌های کانیائی در



شکل ۱۰ نمودار T-X Fe_2O_3 برای نشان دادن منحنی سولوس بین هماتیت - ایلمنیت [۲۹]. به کمک این منحنی و کسر مولی هماتیت در سنگ‌های بررسی شده کمینه دمای تبلور هماتیت در نمونه‌های پیروکسنیت از محلول جامد بی‌نظم هماتیت - ایلمنیت، تعیین شده است (T1). همچنین با توجه به وجود تیغه‌های اکسولوشنی ایلمیت در کانی هماتیت که با تصویر BSE مشخص شده، دمای جدایش این تیغه‌ها از کانی میزبان (هماتیت) طی فرایندهای ساب - سالدوس مشخص شده است (T2). از نماد AF برای محلول جامد غنی از هماتیت استفاده شده است [۲۶]. خط چین ترکیب شیمیائی هماتیت را در پیروکسنیت‌های منطقه نشان می‌دهد.



شکل ۱۱ نمودار ترکیب آمفیبول‌ها نسبت به گریزندگی اکسیژن که نشانگر تاثیر گریزندگی اکسیژن روی ترکیب آمفیبول‌هاست. این نمودار از بررسی‌های تجربی [۳۶] استخراج شده است. ترکیب آمفیبول‌های آنالیز شده در نمونه‌های پیروکسنیتی برای تعیین تقریبی گریزندگی اکسیژن ماگما به کار رفته است. بر این اساس هنگام تبلور آمفیبول‌ها گریزندگی ماگما بین ۱۵- تا ۱۲- ارزیابی می‌شود. لگاریتم گریزندگی اکسیژن در ماگما هنگام تبلور آمفیبول‌ها در پیروکسنیت‌ها نسبت به گابروها عدد بزرگتری بوده است.



شکل ۱۲ نمودار $\log fO_2$ نسبت به دما که گستره‌ی پایداری مجموعه‌های کانیایی مختلف در سنگ‌های مافیک را در شرایط تجربی مشخص کرده است [۳۶]. از این نمودار دو نتیجه به دست می‌آید: (۱) با توجه به مشاهده‌ی مجموعه آمفیبول+کلینوپیروکسن+هماتیت (+ پلاژیوکلاز) در نمونه اولترامافیک AZ20 دمای ۹۰۰-۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور سنگ ارزیابی می‌شود (گستره‌ی هاشور خورده). (۲) گریزندگی نسبی اکسیژن در ماگما در حدود ۸- تا ۱۴- است.

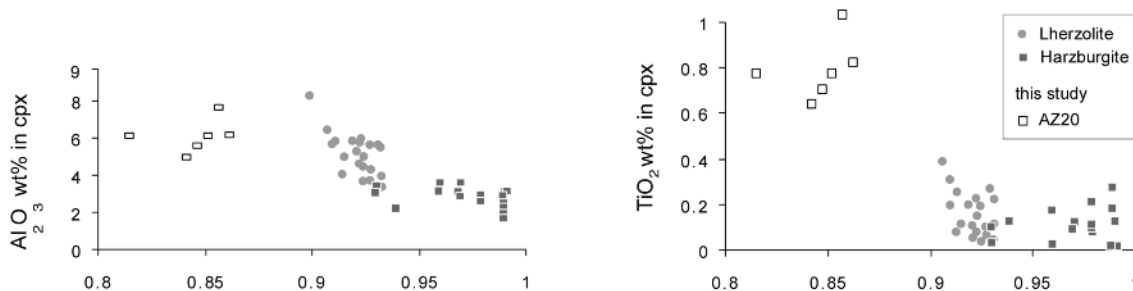
تعیین نسبی نرخ ذوب بخشی و عمق تشکیل سنگ‌ها

غنی شده و یا آرایش با مواد پوسته‌ای است. پیروکسنیت‌های منطقه، بی‌هنجاری منفی از Th, Nb, P, Zr و غنی‌شدگی از Rb, Ba, U, K, Sr, Ti نشان می‌دهند که به حضور فلوگوپیت در ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها وابسته است [۳۸].

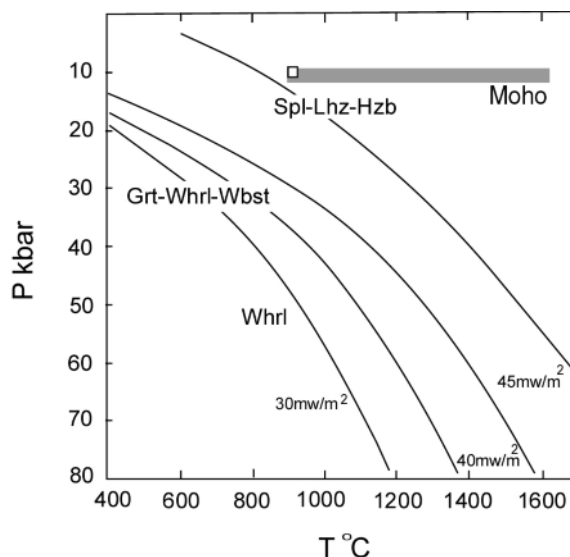
با در نظر گرفتن فشار محاسبه شده به روش‌های گوناگون برای تشکیل پیروکسنیت‌های تازه کند و چگالی سنگ‌های پوسته (فشار لیتواستاتیک) [سنگ ایستایی] عمقی معادل ۳۰- کیلومتر برای تبلور این سنگ‌ها ارزیابی می‌شود. با پیاده کردن میانگین دما و فشار تشکیل بر نمودار PT، مشخص شد که، این سنگ‌ها از عمقی نزدیک مرز موهو ریشه گرفته‌اند (شکل ۱۴).

در خصوص محیط ژئوتکتونیک این مجموعه احتمال‌های مطرح عبارتند از: بقایای افیولیت‌های وابسته به پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتئیس دوم، فعالیت‌های درون صفحه‌ای و پس از برخورد قاره - قاره، همبافت‌های حلقوی با نقاط داغ داخل صفحه‌ای است [۳۸]. با توجه به عدم تشابه ژئوشیمیایی مجموعه‌ی سنگی مورد بحث با دنباله‌ی افیولیتی، دو مورد بعدی از مقبولیت بیشتری برخوردارند. با در نظر گرفتن کانی‌سازی مگنتیت همراه با پیروکسنیت‌ها، به نظر می‌رسد ارتباط آن‌ها با مجموعه‌های حلقوی و نقاط داغ داخل صفحه‌ای دارای شواهد مثبت بیشتری است [۳۸].

نمودار تغییرات دو اکسید اصلی شامل TiO_2 , Al_2O_3 نسبت به Mg# در کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های پیروکسنیتی برای این سنگ‌ها ترسیم شد (شکل ۱۳). این نمونه‌ها با دو سری داده‌ی وابسته به کلینوپیروکسن‌های لرزولیتی و هارزبورژیتی نوعی [۳۷-۳۵] مقایسه شده‌اند. از آنجاکه Al عنصرسازگاری است، فقط در صورت نرخ بالای ذوب بخشی وارد گدازه شده و در نتیجه تفاله از این عناصر تهی می‌شود. به همین دلیل مقدار این عناصر در لرزولیت‌ها که ذوب بخشی با نرخ پائین را تجربه کرده‌اند بالاتر از هارزبورژیت‌هاست. چنانکه در شکل ۱۳ نشان می‌دهد مقدار این اکسیدها در پیروکسنیت‌های تازه کند تقریباً برابر با نمونه‌های لرزولیتی است که نشان می‌دهد این سنگ‌ها تفاله‌ای هستند که به مقدار کم دستخوش ذوب بخشی شده‌اند. فزونی اکسید تیتانیوم در این نمونه‌ها نسبت به سنگ‌های نوعی لرزولیتی وابسته به ماهیت اولیه‌ی سنگ خاستگاه بوده و بیانگر عمق زیاد تشکیل است. بررسی‌های ژئوشیمیایی قبلی بر روی این مجموعه نشان داده است که مجموعه‌ی گابرونی دارای سرشت آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی بوده و دارای بی‌هنجاری منفی مشخصی از Nb, Ta هستند [۳۸]. غنی‌شدگی آن‌ها از LILES بیانگر نرخ ذوب بخشی اندک از خاستگاه گوشته‌ای



شکل ۱۳ نمودار تغییرات اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم نسبت به عدد منیزیم در کلینو پیروکسنها. رفتار و مقدار این اکسیدها در پیروکسنیت‌های تازه کند تقریباً مشابه نمونه های لرزولیتی است.



شکل ۱۴ نمودار دما-فشار که در آن علاوه بر گرادیان زمین گرمائی نوع سنگهای الترامافیک به سمت اعماق زمین مشخص شده است. با توجه به این نمودار و دما و فشار برآورد شده برای پیروکسنیت‌های مورد بررسی (علامت مربع) به نظر می رسد که ماگمای سازنده این سنگها از گستره‌ای نزدیک به مرز موهو ریشه گرفته است.

برداشت

رابطه‌ی مستقیم و با مقدار کاتیون Si در پیکره‌ی چهار وجهی سایت، $Al^{(VI)}$ و سدیم در پیکره‌ی A رابطه‌ی معکوس دارد. ۴- فعالیت پارگازیت تابعی از مقدار سدیم در پیکره‌ی M4 است ۵- فعالیت ادنیت با مقدار کلسیم افزوده می‌شود. دما - فشارسنجی با روش‌های گوناگون برای پیروکسنیت-های مورد بررسی فشاری در حدود $9-10 \pm 1$ kbar و دمای 900 ± 100 °C درجه‌ی سانتی‌گراد را نتیجه می‌دهد. چنین دما و فشاری، عمق معادل ۲۷-۳۰ km را برای خاستگاه سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند. برای گابروهای همزیست با پیروکسنیت‌ها، فشار ۷-۸ کیلو بار (اندکی کمتر از فشار تبلور پیروکسنیت‌ها)

ترکیب آمفیبول در گابرو و کلینوپيروکسنیت‌های منطقه‌ی تازه کند کلیبر، چرماکیت تا پارگازیتی است. کلینوپيروکسن از دیوپسید غنی بوده و مقدار هیدرنبرژیت و کلسیم چرماک در آن قابل توجه است. از بررسی دقیق‌تر چگونگی توزیع کاتیون‌ها در پیکره‌های بلوری و فعالیت اعضای نهائی کانی‌ها، موارد زیر نتیجه گرفته شده‌اند: ۱- بین مقدار Fe^{3+} و فعالیت آنورتیت در پلاژیوکلاز رابطه‌ی عکس وجود دارد. ۲- با افزایش مقدار $Al^{(VI)}$ در ساختار کلینوپيروکسن فعالیت کلسیم چرماک اضافه می‌شود. ۳- فعالیت چرماکیت در آمفیبول با مقدار $Al^{(IV)}$

amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association", Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* (1997) 82: 1019-1037.

[9] Mogessie A., Ettinger K., Leake B.E., Tessadri R., "AMPH-IMA97: a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet analyses", *Computers and Geosciences* (2001) 27:1169-1178.

[10] Hawthorne F.C., "The crystal-chemistry of the amphiboles", *The Canadian Mineralogist* (1983) 21: 173-480.

[11] Holland T.J.B., Richardson S.W., "Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1979) 70: 143-159.

[12] Kohn M.J., Spear F.S., "Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz", *American Mineralogist* (1989) 74:77-84.

[13] Kohn M.J., Spear F.S., "Two new barometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont", *American Mineralogist* (1990) 75:89-96.

[14] Triboulet C., Audren C., "Controls on P-T-t deformation path from amphibolite zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France)", *Journal of Metamorphic Geology* (1988) 6: 117-133.

[15] Moazzen M., Droop G.T.R., "Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland", *Mineralogy and Petrology* (2005) 83:27-53

[16] Puga E., Nieto J.M., De Federico A.D., "Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacen Complex, southeastern Spain", *The Canadian Mineralogist* (2000) 38:1137-1161.

[17] Hammarstrom J.M., Zen E-an., "Aluminum in hornblende: an empirical geobarometer", *American Mineralogist* (1986) 71:1297-1313.

[18] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "Confirmation of the empirical correlation of aluminum in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist* (1987) 72: 231-239.

برآورد شده است. با توجه به روابط صحرایی و احتمال حاصل شدن هر دو گروه سنگی از ماگمای مشترک، به نظر می‌رسد گابروها در سطوح بالاتری از پیروکسنیت‌ها متبلور شده‌اند. $\log f O_2$ در این سنگ‌ها به‌طور متوسط کمیت ۱۱- را به دست می‌دهد. حداقل دمای تبلور هماتیت $670^\circ C$ بوده و تیغه‌های اکسلوشنی ایلمنیت در دمای حدود $470^\circ C$ درجه‌ی سانتی‌گراد شروع به جدا شدن از کانی میزبان کرده‌اند. پیروکسنیت‌های تازه کند تفاله‌ای شبه لرزولیتی هستند و دستخوش ذوب بخشی با نرخ پائین شده‌اند.

مراجع

[1] Meherpartou M., Nazer N., Emami M.H., "1:100000 geological map of Kaleybar", Geological Survey of Iran (1999) no. 5467.

[2] Streckeisen A., "To each plutonic rock its proper name", *Earth Sciences Review* (1976) 12: 1-33.

[3] Holland T.J.B., Powell R., "An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest", *Journal of Metamorphic Geology* (1998) 16:309-343.

[4] Soto J.I., Soto V.M., "PTMAFIC: software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using an IBMcompatible computer", *Computers and Geosciences* (1995) 21, 619-652.

[5] Holland T.J.B., Powell R., "Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory", *American Mineralogist* (1992) 77:53-61.

[6] Cawthon R., Collerson K.D., "The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses", *American Mineralogist* (1974) 59: 1203-1208.

[7] Holland T.J.B., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1994) 116:433-447.

[8] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of

- Behrens H., Roux J., Neuville D., Siemann M., (2006) (Eds.) Quantification of dissolved H₂O in silicate glasses using confocal microRaman spectroscopy. *Chemical Geology* (2006) 229: 96-112.
- [32] Spear F.S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite", *American Journal of Sciences* (1981) 281:697-734.
- [33] Scaillet B., Evans B.W., "The 15th of June eruption of Mount Pinatubo, I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-f_{O2}-f_{H2O} conditions of the dacite magma", *Journal of Petrology* (1999) 40, 381-411.
- [34] Pichavant M., Martel C., Bourdier J.-L., Scaillet B., "Physical conditions, structure and dynamics of a zoned magma chamber: Mt. Pelée (Martinique, Lesser Antilles Arc)", *Journal of Geophysical Research* (2002) 107p.
- [35] Cannat M., Seyler M., "Transform tectonics metamorphic plagioclase and amphibolization in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic Ocean)", *Earth and Planetary Science Letters* (1995) 133:283-298.
- [36] Ross K., Elthon D., "Extreme incompatible trace-element depletion of diopside in residual mantle from south of the Kane Fracture Zone", In: Karson J.A., Cannat M., Miller D.J., Elthon D. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Project Scientific Results* 153. ODP, College Station, (1997) TX, 277-284.
- [37] Bonatti E., Peyve A., Kepezhinskas P., Kurentsova N., Seyler M., Skolotnev S., Udintev G., "Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridges, 0-15 °N", *Journal of Geophysical Research* (1992) 97:4461-4476.
- [۳۸] مجرد م، حسین زاده ق، مؤید م، "کانی شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی مجموعه مافیک - اولترامافیک کوه های هشت سر (جنوب کلبر - شمالغرب ایران)"، مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه بوعلی همدان (۱۳۸۸).
- [19] Johnson M.C, Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminium - in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks", *Geology* (1989) 17: 837-841.
- [20] Ellis D.J., "Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1980) 74: 201-210.
- [21] Holland T.J.B., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1994) 116: 433-447.
- [22] Kroll H., Evangelakakis C., Voll G., "Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology* (1993) 114:510-518.
- [23] Ernst W.G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-content of calcic amphibole in MORB—a semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist* (1998) 83: 925-969.
- [24] Spear F.S., "Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths", *Mineralogical Society of America Monograph Series* 1(1993) 799 p.
- [25] Lindsley D.H. "Delimitation of the hematite-ilmenite miscibility gap", *Geological Society of America Bulletin* (1973) 84:657-662.
- [26] Spencer K.J., Lindsley D.H., "A solution model for coexisting iron-titanium oxides", *American Mineralogist* (1981) 66: 1189-1201.
- [27] Burton B.P., "The interplay of chemical and magnetic ordering", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (1991) 25: 303-322.
- [28] Lindsley D.H., "Experimental studies of oxide minerals", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (1991) 25:69-106.
- [29] Ghiorso M.S., Sack R.O., "Thermochemistry of the oxide minerals", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (1991) 25: 265-302.
- [30] Carmichael I. S. E., "The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1991) 106: 129-141.
- [31] Behrens H., Gaillard F., "Geochemical aspects of melts: Volatiles and redox behavior", in