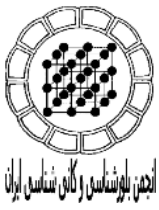
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۳۵ تا ۱۵۰



شیمی کانی و تعیین دما، فشار و فعالیت سیال‌ها در میگماتیت های بروجرد با استفاده از کانی کردیریت

معصومه زارع شولی[۱]، زهرا طهماسبی*[۱]، عادل ساکی[۲]، احمد احمدی خلجی[۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۲۸، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۱۳)

چکیده: نفوذ مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های پاره گدازشی در هاله دگرگونی خود شده است. واکنش‌های موثر در تشکیل مذاب شامل واکنش‌های ذوب در حضور سیال آزاد و واکنش-های ذوب بدون حضور سیال آزاد هستند. واکنش‌های ذوب در حضور فاز سیال احتمالا با شروع ذوب، همه سیال آزاد در هاله را مصرف کرده‌اند و در نتیجه ادامه ذوب‌بخشی توسط واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال آزاد انجام شده است. به احتمال زیاد مجموعه کانی‌های درجه‌های بالا مانند اسپینل– کروندم در هاله در اثر واکنش آبزدایی بیوتیت تشکیل شده‌اند. بنابراین وجود کانی‌های اسپینل و کروندم در این سنگ‌ها با فرآیند ذوب بخشی بدون سیال آزاد ارتباط دارد. براساس تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، دما و فشار اوج دگرگونی در میگماتیت‌ها به ترتیب ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۴ کیلوبار برآورد شده است فعالیت کل سیال‌ها در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها (۰/۶) $a\ H_2O$ +(۰/۱۵) $a\ CO_2$ برابر با ۰/۷۵ در دما و فشار بیان شده تعیین شد. مقدار آب در مذاب میگماتیت‌های بروجرد ۳/۷۵ درصد و در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها ۱/۱ درصد بوده که با توجه به این مقادیر، توزیع آب بین مذاب گرانیتی و کردیریت D_w، مربوط به واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میگماتیت‌های بروجرد ۳/۴۱ درصد است که همخوان با واکنش‌های ذوب آبزدایی بیوتیت است. مقدار H_2O نمونه‌های گدازشی بر خط کمینه آب قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال آزاد است و درستی نتایج سنگ‌نگاری، واکنش‌های ذوب بدون سیال آزاد و D_W محاسبه شده در میگماتیت‌ها را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *کردیریت؛ فعالیت سیال‌ها؛ میگماتیت؛ بروجرد؛ پهنه سنندج -سیرجان.*

مقدمه

سیال‌ها و مذاب نقش کلیدی در شکل‌گیری و تکامل سنگ‌ها و مجموعه کانی‌ها در دگرگونی‌های درجه‌های بالا دارند. سیال هایی که در سرزمین‌های دگرگونی وجود دارند را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: ۱- سیال‌های دگرگونی برآمده از فرآیندهای دگرگونی و ۲- سیال‌های با خاستگاه خارجی که طی دگرگونی بر سنگ‌ها اثر می‌گذارند و اغلب باعث تغییر ترکیب سنگ دگرگونی می‌شوند. سیال‌ها معمولا به صورت اولیه در بیشتر سنگ‌های دگرگونی وجود دارند، زیرا بیشتر واکنش‌های پیش رونده سبب آزاد شدن سیال‌هایی می‌شوند که می‌تواند از محل انجام واکنش‌ها جا به جا شوند [۱]. دگرگونی پیش رونده در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب شکستن کانی‌های آبدار، انجام واکنش آبزدایی و ایجاد سیال غنی از آب می‌شود [۲] . تعیین شرایط فیزیکو شیمیایی رخ داده در پوسته عمیق نیازمند بررسی اصول شکل گیری دگرگونی‌های درجه-های بالا از جمله میگماتیت‌هاست بطوری که افزون بر بررسی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، نمابر: ۰۶۶-۳۳۱۲۰۶۲۰، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

های دما-فشار سنجی در این مناطق، ترکیب سیال‌های شرکت کننده در این فرآیندها نیز باید در نظر گرفته شود [۳]. از سیال‌های CO_2 و H_2O موجود در شبکه کردیریت برای تعیین مقدار سیال‌های (CO_2, H_2O) در مذاب استفاده می‌شود [۴-۸] همچنین با استفاده از فعالیت سیال‌های CO_2 و H_2O در کردیریت‌ها می‌توان شرایط ذوب بدون حضور سیال آزاد و ذوب با حضور سیال آزاد را تعیین کرد. سطوح اشباع سیال‌های CO_2 وH_2O کردیریت‌ها که بتازگی از بررسی‌های تجربی بدست آمده‌اند برای تعیین شرایط P-T مربوط به دگرگونی‌های درجه‌های بالا و ارزیابی شرایط سیال‌های شرکت کننده در شکل‌گیری مذاب‌های بخشی و گرانولیت‌ها استفاده شده است [۳]. سطوح اشباع و ایزوپلیت‌های اشباع از CO_2 و H_2O در کردیریت‌ها وابسته به فشار هستند. در مقابل، جذب H_2O توسط کردیریت‌هایی که در تعادل با مذاب‌های تشکیل شده از طریق ذوب آبزدایی بیوتیت هستند، توسط توزیع آب بین مذاب گرانیتی و کردیریت (D_W) کنترل می‌شود. توزیع آب بین مذاب و کردیریت به طور عمده وابسته به دماست. برای نوعی از کردیریت‌های با مقدار آب ۰/۴ تا ۱/۶ که طی واکنش آبزدایی بیوتیت در فشار ۳ تا ۷ کیلوبار و دمای ۷۵۰-۹۰۰ درجه سانتی گراد شکل گرفته‌اند، مقدار D_W برابر با ۲/۵ -۶ درصد است. این گستره D_W باعث یک کاهش ۱۵ -۳۰ درصدی در کل مذاب‌های تولید شده از سنگ‌های رسی می‌شود. کردیریت در گرانیت‌ها غنی از H_2O است (۱/۳-۱/۹ درصد وزنی)، در حالی که مقادیر پایین آب (۰/۶- ۱/۲ درصد وزنی) در کردیریت‌های حفظ شده در بسیاری از گرانولیت‌ها و دگرگونی‌های درجه‌های بالا (میگماتیت‌ها) بیانگر شرایط ذوب بدون سیال طی ذوب بخشی است [۳]. مجموعه آذرین و دگرگونی بروجرد اولین بار توسط برتیه و همکاران [۹] بررسی شد. آنها با اشاره به تشکیل میگماتیت در منطقه، کانی درجه بالای کروندم را در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تشخیص دادند. بر اساس منحنی‌های تعادل چند گانه، اوج دمای دگرگونی در هاله بروجرد ۶۴۲ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است [۱۰]. همچنین برخی پژوهشگران [۱۱] دما و فشار اوج دگرگونی را ۶۶۲ درجه سانتی گراد و ۳/۳ کیلوبار برآورد کرده‌اند. در این پژوهش، شرایط دما و فشار و فعالیت سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد با استفاده از شیمی کانی‌ها بویژه کردیریت بررسی می‌شود.

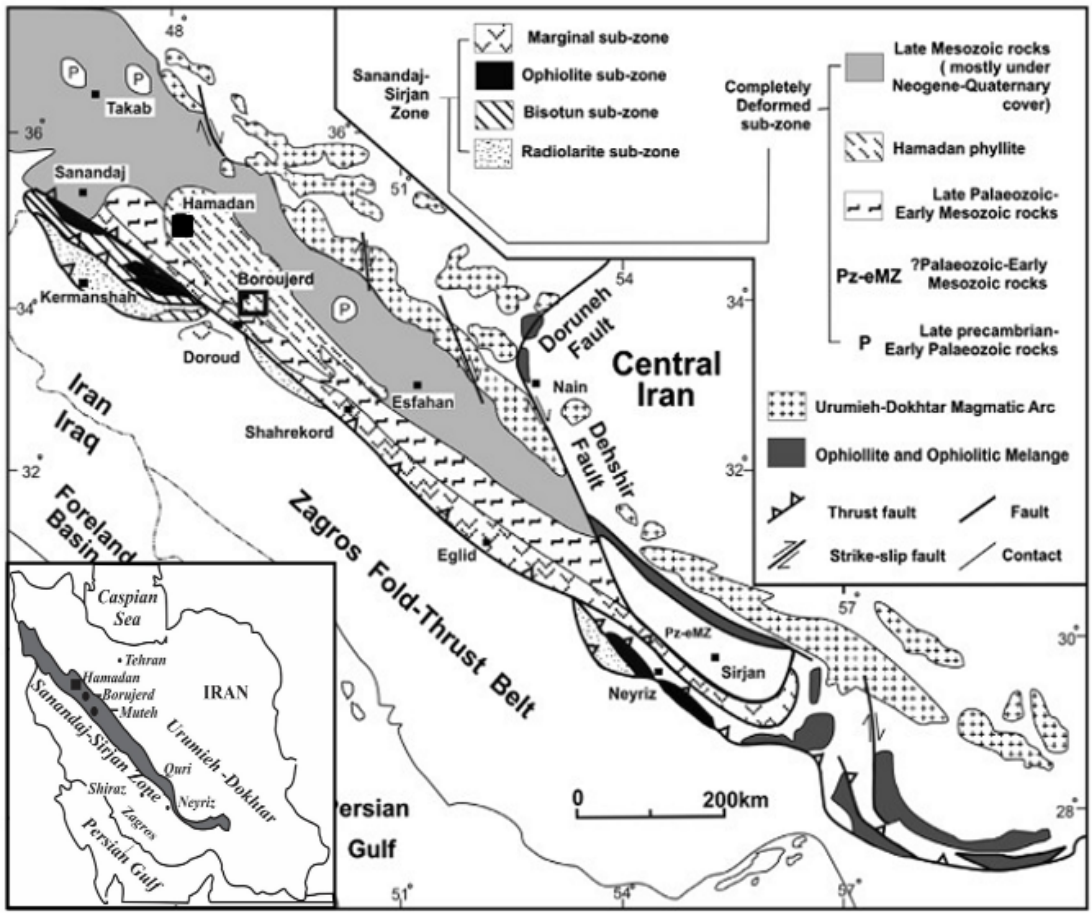
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در شرق و جنوب‌شرق بروجرد، بعنوان بخشی از نوار دگرگونی پهنه سنندج - سیرجان محسوب می شود [۱۲] (شکل ۱). از نظر برخی پژوهشگران [۱۳، ۱۴] منطقه مورد بررسی در زیرپهنه دگرشکلی پیچیده شامل سنگ های آذرین و دگرگونی قرار دارد (شکل ۲). قدیمی‌ترین نهشته‌های آن مربوط به تریاس هستند که در جنوب‌شرق بروجرد رخنمون دارند و شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه با درون لایه‌هایی از مرمر نازک تا ضخیم لایه هستند [۱۵]. مهمترین رخداد زمین‌شناختی این ناحیه، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد به سن ژوراسیک‌میانی است [۱۶]. با نفوذ توده گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای پیشین (که بالاترین بخش از این دگرگونی‌ها را سنگ‌های رسی دگرگون شده موسوم به فیلیت‌های همدان تشکیل می‌دهند) یک مجموعه دگرگونی دما- بالا و فشار-پایین ایجاد شده است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل شیست‌های لکه‌دار، انواع هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها هستند. دگرگونی مجاورتی در بخش جنوبی توده به دلیل گسله بودن ناقص دیده می‌شود یا دیده نمی‌شود [۱۶، ۱۷] و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار که با اسلیت و پهنه‌های کلریت و بیوتیت به پایان می‌رسد وجود دارد، اما در بخش شمالی توده، میگماتیت و هورنفلس‌ها و پهنه سیلیمانیت - پتاسیم فلدسپار دیده می‌شود [۱۰، ۱۶] و با توجه به همبری کانی‌ها، دمای ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد و فشار کمتر از ۴ کیلوبار برای دگرگونی مجاورتی برآورد می‌شود.

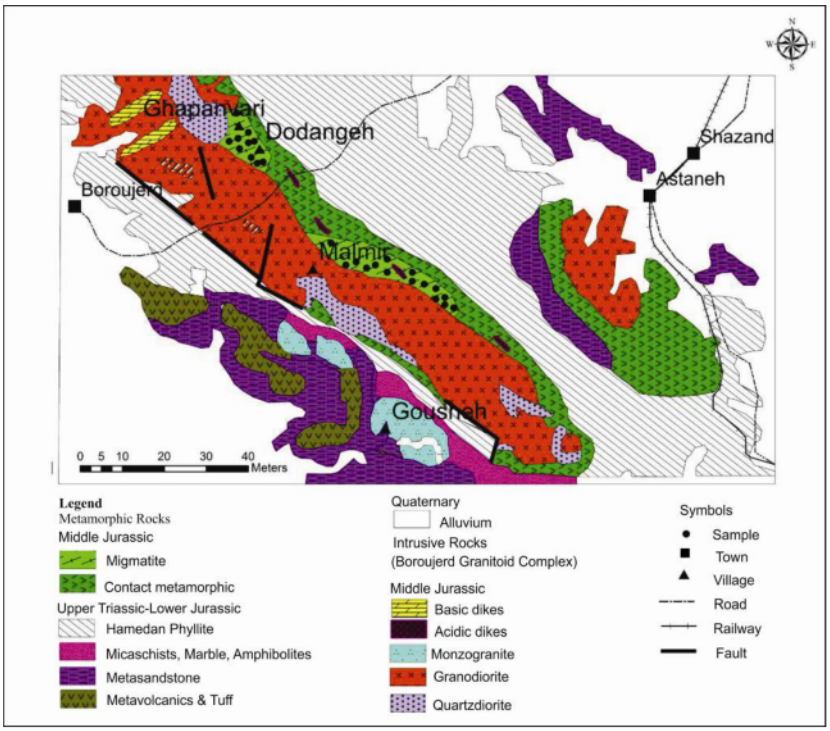
بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه شامل سنگ‌های ناحیه‌ای درجه‌های پایین و سنگ‌های مجاورتی درجه‌های پایین تا بالا هستند. مرز بین این دو نوع دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی شناسی مشخص می‌شود.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ایران و جایگاه زمین‌ساختی پهنه‌ها در غرب ایران [۱۴].



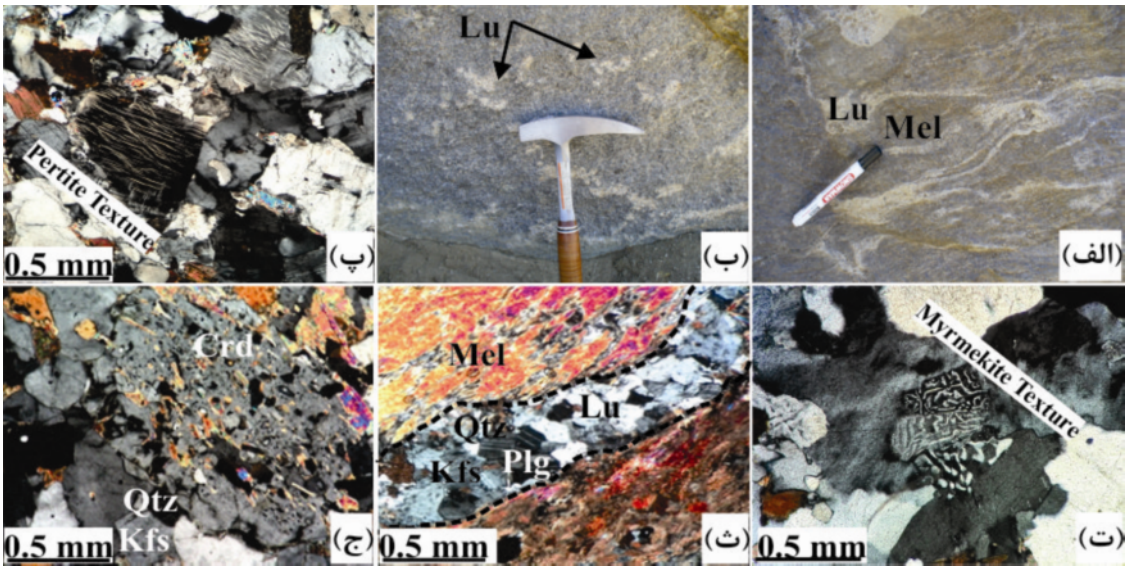
شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۱۶] که محل نمونه‌ها بر آن نشان داده شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت و فیلیت‌ها هستند که با توجه به همبری کانی‌ها، این سنگ‌ها درحد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. [۱۸] با نفوذ توده گرانیتوئیدی بروجرد در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، یک مجموعه دگرگونی دمای بالا – فشار پایین ایجاد شده است. دگرگونی مجاورتی با شیست‌های لکه‌دار شروع می‌شود و با هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها به پایان می‌رسد. میگماتیت‌های بروجرد در همبری هورنفلس‌های رسی با توده نفوذی (مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد) در بخش شمالی هاله دگرگونی دیده می‌شوند. وسعت هاله‌ای که دستخوش ذوب بخشی و میگماتیتی شدن گردیده حدود ۱۵۰ متر است. این میگماتیت‌ها دارای بخش‌های روشن (لوکوسوم‌ها) و تیره (ملانوسوم ها) هستند. لوکوسوم‌ها به صورت رگه‌ای هستند و از کانی‌های درشت پتاسیم فلدسپار و کوارتز بی‌شکل به صورت بین دانه‌ای تشکیل شده‌اند. ملانوسوم‌ها بافت دانه شکفتی هورنفلسی دارند و شامل کانی‌های آندالوزیت، سیلیمانیت، اسپینل، کروندم، کردیریت، گارنت و بیوتیت هستند. لوکوسوم‌ها در هاله دگرگونی بروجرد در اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های رسی تشکیل شده‌اند. از جمله شواهدی که نشان دهنده ذوب بخشی این سنگ‌هاست می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

لوکوسوم‌ها بیشتر به صورت رگه‌ای و به ندرت به صورت لکه‌ای هستند. با توجه به اینکه رگه‌ها به صورت گسسته تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب) می‌توان گفت که این رگه‌ها با توده‌های آذرین ارتباطی ندارند. همچنین با توجه به ویژگی ساختی لوکوسوم‌ها، امکان تشکیل آنها از خاستگاه جدایش دگرگونی در حالت جامد وجود ندارد، زیرا لوکوسوم ها و ملانوسوم ها به صورت متناوب و متوالی دیده نمی‌شوند.

بافت لوکوسوم‌ها آذرین دانه‌درشت بوده، ولی بافت ملانوسوم‌ها دانه‌شکفتی هورنفلسی دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است؛ به عبارت دیگر، بافت لوکوسوم‌ها با تبلور از مذاب همخوانی دارد. همچنین شکل و اندازه دانه‌ها در لوکوسوم ها و ملانوسوم‌ها متفاوت است. در لوکوسوم‌ها، پتاسیم فلدسپار شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و کوارتز به صورت بی‌شکل با بافت بین بلوری فضای بین پتاسیم فلدسپار را پر کرده است در صورتی که در ملانوسوم‌ها پتاسیم فلدسپار به صورت بی‌شکل و کوارتز به صورت دانه‌ای است. در لوکوسوم‌ها خاموشی پیوسته دانه‌های کوارتز بی‌شکل تبلور آن از مذاب در مراحل نهایی تبلور را نشان می‌دهد. همچنین لوکوسوم‌ها بافت پرتیتی و میرمیکیت (شکل‌های ۳ پ و ت) را نشان می‌دهند.



شکل ۳ الف و ب) شواهد ماکروسکوپی ذوب بخشی در تصاویر ماکروسکوپی از میگماتیت‌های منطقه (Lu: لوکوسوم، Mel: ملانوسوم)، پ) بافت پرتیت در بخش لوکوسوم (در نور xpl)، ت) بافت میرمیکیت در بخش لوکوسوم (در نور xpl) ث) لوکوسوم‌هایی که فضای بین پتاسیم فلدسپارهای شکل‌دار آن توسط کوارتز پر شده است (در نور xpl) و ج) نمونه‌ای از لوکوسوم‌های دارای کردیریت که کوارتز فضای بین کردیریت و پتاسیم فلدسپار را پرکرده است (در نور xpl).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

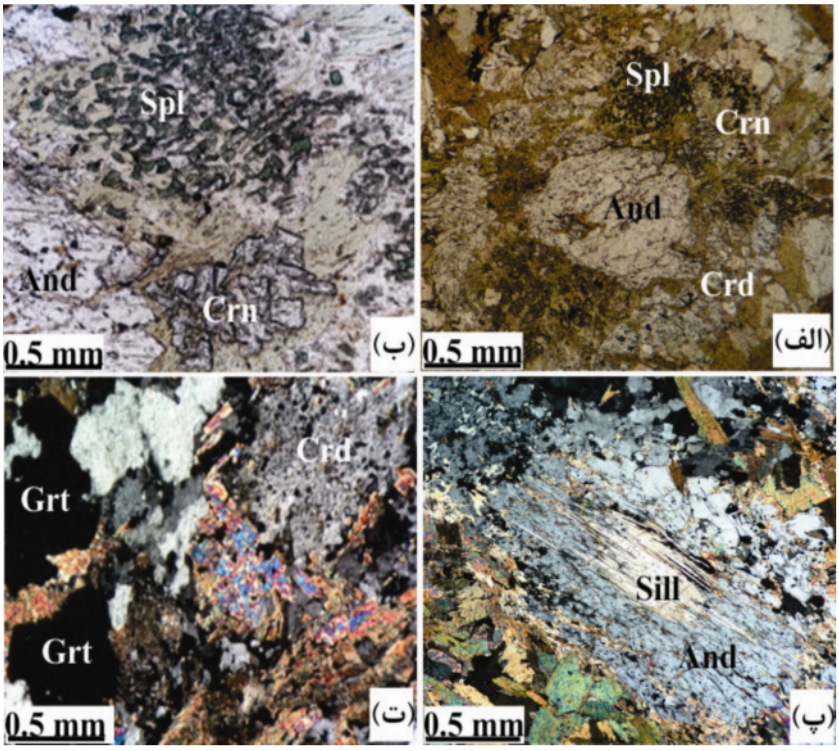
عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده لوکوسوم‌ها کوارتز و پتاسیم فلدسپار هستند و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مانند بیوتیت و کردیریت یا وجود ندارند یا به مقدار بسیار کم دیده می‌شوند. در لوکوسوم‌ها، بیوتیت‌ها نیمه شکل‌دار و درشت به همرا کوارتز و پتاسیم فلدسپار تشکیل شده‌اند و بر اساس نتایج سنگ‌نگاری بلورهای کوچک مسکوویت در لوکوسوم‌ها احتمالاً از دگرگونی پس‌رونده بیوتیت‌ها تشکیل شده‌اند. بررسی‌های تجربی نشان داده است که ترکیب شیمیایی مذاب‌های حاصل از ذوب ناقص سنگهای رسی، معمولاً گرانیتی است [۱۹-۲۴]. نتایج سنگ نگاری لوکوسوم‌ها در هاله بروجرد نشان می‌دهد که ترکیب سنگ شناسی آنها به احتمال زیاد مشابه با گرانیت‌های روشن و گرانیت‌های برآمده از ذوب‌بخشی است و با خاستگاه تبلور از مذاب همخوانی دارد.

سنگ شناسی لوکوسوم‌ها در هاله بروجرد

سنگ‌های رسی در دگرگونی‌های درجه‌های بالا و در نزدیکی همبری به علت گرمای برآمده از توده به طور بخشی ذوب شده‌اند. بر اساس تر کیب کانی‌شناسی قسمت‌های ذوب شده، لوکوسوم‌های هاله بروجرد به سه گروه تقسیم شده‌اند: ۱- لوکوسوم‌های دارای کوارتز – پتاسیم فلدسپار دارای پتاسیم فلدسپار به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار هستند و کوارتز بی‌شکل فضای بین پتاسیم فلدسپار را پرکرده است (شکل ۳ ث)، ۲- لوکوسوم‌های دارای کوارتز+ پتاسیم فلدسپار + بیوتیت ± مسکوویت که پتاسیم فلدسپار در آنها شکل‌دار بوده و کوارتز بی‌شکل با بافت بین بلوری فواصل بین کانی‌ها را پرکرده است و بیوتیت‌ها نیز به صورت ریز و شکل‌دار هستند و پتاسیم فلدسپار مقداری به مسکوویت دگرسان شده است، ۳- لوکوسوم‌های دارای کوارتز + پتاسیم فلدسپار + کردیریت که پتاسیم فلدسپار در آنها به صورت شکل‌دار و بلورهای کردیریت تقریبا درشت و بدون میانبار دیده می‌شود و کوارتز فضای بین کردیریت و پتاسیم فلدسپار را بصورت بین دانه‌ای پر کرده است (شکل ۳ ج).

سنگ نگاری سنگ‌هایی که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند

۱-سنگ‌های دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، آندالوزیت، سیلیمانیت، بیوتیت، کردیریت، اسپینل و کروندم هستند. در بخش ملانوسوم این دسته از سنگ‌ها لبه‌ای از هم رشدی اسپینل، کروندم و کردیریت اطراف آندالوزیت شکل گرفته است (شکل‌های ۴ الف و ب). همچنین در این سنگ‌ها در بخش ملانوسوم، آندالوزیت از لبه داخلی گاهی به سیلیمانیت تبدیل می‌شود (شکل ۴ پ).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از میگماتیت‌های منطقه: الف و ب) سنگ های دارای هم رشدی کردیریت و اسپینل و کرندوم اطراف آندالوزیت (در نور ppl)، پ) تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت (در نور xpl) و ت) سنگ های دارای کردیریت همراه با گارنت (در نور xpl).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

۲- سنگ‌های دارای کانی پتاسیم فلدسپار، کردیریت، پلاژیوکلاز، گارنت، بیوتیت و کوارتز است. در زمینه این سنگ‌ها هیچ گونه سیلیکات آلومینیوم (سیلیمانیت) دیده نمی‌شود و کردیریت ها دارای میانبار فیبرولیت هستند. در بخش لوکوسم این سنگ‌ها، کوارتز بی شکل فضای بین پتاسیم فلدسپار شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار را پر کرده و دارای بافت میرمیکیت است. گارنت به صورت درشت بلور و نیمه شکل‌دار با مجموعه کانی‌های پتاسیم فلدسپار، کردیریت، بیوتیت و کوارتز وجود دارد (شکل ۴ ت).

واکنش‌های ذوب در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله بروجرد

بر اساس مجموعه کانیایی سنگ‌های دگرگونی رسی منطقه بروجرد که دستخوش ذوب‌بخشی شده‌اند، می‌توان پهنه‌های کانی‌شناسی گارنت - کردیریت- پتاسیم فلدسپار، کردیریت - پتاسیم فلدسپار و اسپینل-کروندم را برای سنگ‌های این منطقه در نظر گرفت. با توجه به مجموعه کانی‌شناسی لوکوسوم ها واکنش‌های احتمالی ذوب با حضور سیال آزاد در منطقه به صورت زیر است [۲۵]:

(1) $Qtz + Kfs + Crd + H_2O = L$

(۲) $Crd + Kfs + Qtz + And + H2O = L$

و واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال آزاد می‌توانند به صورت زیر باشند [۲۵]:

(۳) $Qtz + Bt + And = Crd + Kfs + L$

(۴) $Qtz + Bt + And = Crd + Kfs + Grt + L$

(۵) $Bt + And = Crd + Kfs + Spl + Crn + L$

علائم اختصاری استفاده شده برای کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۴] است.

واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال آزاد نشان می‌دهد که سنگ‌ها در دمای بالا تشکیل شده‌اند. کانی‌شناسی دسته اول سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ در پهنه اسپینل-کروندم قرار دارد. با توجه به حضور آندالوزیت در این دسته از سنگ‌ها و واکنش (۵) می‌توان نتیجه گرفت که عامل ذوب‌بخشی آب منفذی و آب آزاد شده از شکست کانی‌های آبدار و مصرف شدن آندالوزیت به مقدار کم است. با توجه به هم رشدی اسپینل و کروندم پیرامون آلومینوسیلیکات، می‌توان گفت که علاوه بر موارد بالا، افزایش دما نیز می‌تواند در تشکیل مذاب دخیل باشد. با توجه به سنگ های مافیک در منطقه، به نظر می‌رسد که افزایش دما به علت نفوذ بخش‌های مافیک باشد. دسته دوم سنگ‌ها دارای پهنه‌های کانی‌شناسی کردیریت- گارنت- پتاسیم فلدسپار و کردیریت– پتاسیم فلدسپار هستند. این مجموعه در اثر واکنش‌های ۳ و ۴ تشکیل می‌شوند.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، به منظور شناسایی ترکیب کانی ها و تعیین شرایط دما و فشار، نقاطی از کانی های مختلف به روش ریزپردازش الکترونی به وسیله دستگاه CAMECA مدل SX 100 در موسسه تحقیقاتی علوم زمین دانشگاه چین تجزیه شدند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر با ۱۵ kv و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه بوده است. برای تجزیه‌ی نمونه از جریانی به شدت ۳ nA استفاده شد. داده های تجزیه ریزپردازشی معرف هر کانی در جدول‌های ۱ تا ۷ آورده شده است.

شیمی کانی

ترکیب عناصر اصلی کانی‌های بیوتیت، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، گارنت، اسپینل و کروندم در نمونه‌های انتخاب شده از بخش ملانوسوم میگماتیت‌ها به روش ریزپردازشی الکترونی تعیین شد. پیش از محاسبه دما و فشار به بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌پردازیم:

فلدسپار قلیایی: نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپارها در جدول ۱ آورده شده است. تعداد کاتیون‌ها براساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. در میگماتیت‌های بروجرد، مقادیر X_K فلدسپارها بین ۰/۸۶ تا ۰/۹۰ متغیر است. ترکیب فلدسپارهای میگماتیت‌های بروجرد غنی از پتاسیم و از نوع ارتوکلاز است (شکل ۵).

پلاژیوکلازها: نتایج تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شده‌اند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در نمودارهای سه تایی Or،Ab، An [۲۶] نشان داده شده است (شکل ۵ الف). براساس این نمودار، ترکیب پلاژیوکلاز میگماتیت‌های بروجرد در گستره الیگوکلاز قرار دارد.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

جدول ۱ داده‌های معرف کانی فلدسپار قلیایی. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-2	MIB-2	MIB-9	MIB-9	MIB-9	MIB-9
SiO_2	۶۳٫۲۴	۶۳٫۴۵	۶۳٫۸۸	۶۳٫۴۴	۶۳٫۱۷	۶۳٫۶۲
TiO_2	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Al_2O_3	۱۸٫۶۲	۱۸٫۶۰	۱۹٫۳۲	۱۹٫۴۰	۱۹٫۴۷	۱۹٫۵۸
FeO	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۴
MnO	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Na_2O	۱٫۱۵	۱٫۳۹	۱٫۳۹	۱٫۱۱	۱٫۵۱	۱٫۱۵
K_2O	۱۵٫۲۵	۱۵٫۱۷	۱۴٫۷۲	۱۵٫۰۲	۱۴٫۵۴	۱۴٫۸۸
مجموع	۹۹٫۰۰	۹۹٫۳۲	۹۹٫۴۰	۹۹٫۰۶	۹۸٫۷۱	۹۹٫۳۱
Si	۲٫۹۶	۲٫۹۶	۲٫۹۶	۲٫۹۵	۲٫۹۵	۲٫۹۵
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۰۳	۱٫۰۲	۱٫۰۶	۱٫۰۶	۱٫۰۷	۱٫۰۷
Fe^{2+}	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۰
K	۰٫۹۱	۰٫۹۰	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۸
مجموع	۵٫۰۳	۵٫۰۴	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۲	۵٫۰۱
X_{ab}	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۰
X_{Or}	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۹۰	۰٫۸۶	۰٫۹۰
X_{an}	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰

جدول ۲ داده‌های معرف کانی پلاژیوکلاز. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO_2	۵۸٫۶۱	۵۸٫۵۶	۵۸٫۲۶	۵۸٫۲۸	۵۷٫۵۵	۶۰٫۱۶	۵۷٫۹۰	۵۹٫۹۳	۶۰٫۶۳	۵۹٫۹۶
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۳
Al_2O_3	۲۵٫۰۰	۲۵٫۶۰	۲۵٫۳۷	۲۵٫۵۷	۲۶٫۰۷	۲۴٫۱۹	۲۴٫۱۵	۲۴٫۱۱	۲۳٫۴۹	۲۳٫۷۵
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۵
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷
CaO	۸٫۰۳	۸٫۲۳	۷٫۴۵	۸٫۱۱	۸٫۶۶	۵٫۸۱	۵٫۸۳	۵٫۷۱	۵٫۰۰	۵٫۳۷
Na_2O	۶٫۷۰	۶٫۷۱	۷٫۱۲	۶٫۹۱	۶٫۶۱	۸٫۴۵	۸٫۳۶	۸٫۶۴	۹٫۰۴	۸٫۵۶
K_2O	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵
مجموع	۹۸٫۴۰	۹۹٫۱۷	۹۸٫۲۶	۹۸٫۹۶	۹۹٫۰۰	۹۹٫۲۲	۹۶٫۸۵	۹۹٫۰۲	۹۸٫۷۴	۹۸٫۲۹
Si	۲٫۶۶	۲٫۶۴	۲٫۶۴	۲٫۶۳	۲٫۶۰	۲٫۷۰	۲٫۶۷	۲٫۷۰	۲٫۷۳	۲٫۷۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۴
Al	۱٫۳۴	۱٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۳۹	۱٫۲۸	۱٫۳۱	۱٫۲۸	۱٫۲۵	۱٫۲۷
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe^{2+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۲۶
Na	۰٫۵۹	۰٫۵۹	۰٫۶۳	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۷۴	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۷۵
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۴٫۹۷	۴٫۹۸	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۱۰	۵٫۰۲	۵٫۰۵	۵٫۰۴	۵٫۰۴	۵٫۰۲
X_{an}	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۲۶
X_{ab}	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۷۷	۰٫۷۴
X_{Or}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱

جدول ۳ داده‌های معرف کانی بیوتیت. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO_2	۳۳٫۶۵	۳۳٫۳۳	۳۳٫۷۹	۳۲٫۷۳	۳۳٫۷۵	۳۵٫۴۰	۳۳٫۸۱	۳۸٫۸۵	۳۴٫۱۸	۳۴٫۲۶	۳۳٫۸۰	۳۳٫۸۵
TiO_2	۰٫۸۶	۱٫۱۳	۱٫۰۷	۰٫۶۱	۰٫۷۲	۱٫۲۶	۱٫۵۲	۱٫۴۱	۱٫۳۳	۲٫۸۵	۱٫۴۰	۲٫۷۵
Al_2O_3	۱۹٫۱۱	۱۸٫۸۹	۱۸٫۹۶	۲۰٫۰۷	۱۹٫۱۷	۱۹٫۰۹	۱۸٫۵۷	۱۸٫۹۵	۱۹٫۱۸	۱۸٫۵۵	۱۸٫۹۱	۱۸٫۱۹
FeO	۱۹٫۲۹	۱۸٫۸۳	۱۹٫۳۱	۱۹٫۴۵	۱۹٫۵۲	۱۹٫۶۰	۲۳٫۱۷	۲۲٫۹۳	۲۳٫۹۴	۲۳٫۵۷	۲۴٫۰۵	۲۳٫۱۳
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۴۳	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۲۶	۰٫۴۰	۰٫۲۵
MgO	۹٫۸۹	۱۰٫۲۷	۱۰٫۰۱	۹٫۷۲	۱۰٫۰۱	۹٫۸۶	۷٫۶۷	۷٫۳۷	۷٫۶۲	۶٫۱۲	۷٫۹۳	۶٫۴۶
CaO	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۲۱
Na_2O	۰٫۳۰	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۲۰	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۱۷
K_2O	۸٫۳۸	۸٫۲۵	۸٫۲۸	۸٫۱۰	۸٫۲۲	۸٫۳۶	۸٫۷۸	۸٫۳۹	۸٫۷۸	۹٫۵۸	۸٫۰۴	۹٫۴۰
مجموع	۹۱٫۶۲	۹۱٫۱۲	۹۱٫۸۸	۹۱٫۲۲	۹۱٫۸۹	۹۳٫۹۸	۹۴٫۴۹	۹۸٫۹۳	۹۵٫۹۷	۹۵٫۶۱	۹۵٫۹۵	۹۴٫۴۱
Si	۲٫۶۵	۲٫۶۳	۲٫۶۵	۲٫۵۸	۲٫۶۴	۲٫۷۱	۲٫۶۵	۲٫۶۳	۲٫۶۴	۲٫۶۷	۲٫۶۱	۲٫۷۳
Ti	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۷۷	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۱۷
Al	۱٫۷۷	۱٫۷۶	۱٫۷۵	۱٫۸۷	۱٫۷۷	۱٫۷۳	۱٫۷۲	۱٫۸۳	۱٫۷۴	۱٫۷۰	۱٫۷۲	۱٫۷۳
Fe3+	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۲۳	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۱٫۱۳	۱٫۰۷	۱٫۱۳	۱٫۰۹	۱٫۱۰	۱٫۲۲	۱٫۳۸	۱٫۴۶	۱٫۴۶	۱٫۵۴	۱٫۳۲	۱٫۵۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲
Mg	۱٫۱۶	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۱٫۴۲	۱٫۱۷	۱٫۱۳	۰٫۹۰	۰٫۸۵	۰٫۸۸	۰٫۷۱	۰٫۹۱	۰٫۵۴
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳
K	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۳	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۷۸	۰٫۸۳	۰٫۸۶	۰٫۹۵	۰٫۷۹	۰٫۹۷
مجموع	۷٫۷۹	۷٫۷۸	۷٫۷۸	۷٫۷۹	۷٫۷۸	۷٫۷۶	۷٫۷۵	۷٫۸۲	۷٫۸۴	۷٫۸۰	۷٫۷۵	۷٫۷۴
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۷
XAl(T)	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۳۱	۰٫۶۷	۰٫۹۴
phl	۰٫۴۹	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۵۲	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۵۹	۰٫۷۴
ann	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۵۷	۰٫۵۲	۰٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۲۶

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

جدول ۴ داده‌های معرف کانی گارنت. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO_2	۳۵٫۷۵	۳۵٫۵۸	۳۶٫۸۶	۳۶٫۰۰	۳۵٫۸۱	۳۵٫۹۴	۳۵٫۴۰	۳۵٫۰۷	۳۵٫۸۵	۳۵٫۴۲	۳۵٫۹۸	۳۵٫۰۳
TiO_2	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۳	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۷
Al_2O_3	۲۰٫۵۷	۲۰٫۵۹	۲۱٫۶۴	۲۰٫۴۹	۲۰٫۴۶	۲۰٫۵۳	۱۹٫۰۴	۱۹٫۳۸	۲۰٫۳۱	۱۹٫۹۸	۱۹٫۷۶	۱۹٫۲۹
Fe_2O_3	۲٫۸۲	۲٫۵۳	۰٫۰۴	۲٫۷۱	۲٫۵۲	۲٫۴۳	۴٫۱۶	۵٫۲۱	۲٫۴۷	۳٫۰۴	۲٫۸۳	۴٫۶۵
FeO	۳۰٫۲۹	۳۰٫۲۸	۳۲٫۰۳	۳۰٫۹۲	۳۰٫۶۵	۳۱٫۱۰	۳۲٫۸۷	۲۶٫۸۰	۲۸٫۰۹	۲۸٫۵۰	۳۳٫۵۸	۲۶٫۴۲
MnO	۶٫۳۷	۶٫۰۰	۵٫۹۸	۵٫۸۶	۵٫۵۹	۵٫۶۲	۴٫۱۵	۱۰٫۱۴	۱۰٫۳۲	۹٫۰۵	۴٫۱۶	۱۰٫۹۹
MgO	۲٫۳۰	۲٫۴۷	۲٫۳۲	۲٫۵۲	۲٫۶۲	۲٫۵۳	۱٫۸۸	۱٫۳۵	۱٫۳۵	۱٫۳۴	۱٫۸۵	۱٫۳۰
CaO	۱٫۵۰	۱٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۲۲	۱٫۲۳	۱٫۲۹	۱٫۰۷	۱٫۴۹	۱٫۱۴	۱٫۲۰	۱٫۰۳	۱٫۱۷
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۰
مجموع	۹۹٫۶۶	۹۸٫۸۲	۱۰۰٫۲۶	۹۹٫۷۵	۹۸٫۹۶	۹۹٫۶۱	۹۸٫۹۵	۹۹٫۸۱	۹۹٫۹۱	۹۸٫۹۰	۹۹٫۵۰	۹۹٫۲۰
Si	۲٫۹۲	۲٫۹۳	۲٫۹۷	۲٫۹۴	۲٫۹۴	۲٫۹۳	۲٫۹۴	۲٫۹۰	۲٫۹۴	۲٫۹۴	۲٫۹۶	۲٫۹۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al	۱٫۹۸	۱٫۱۰	۲٫۰۶	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۸۶	۱٫۸۹	۱٫۹۶	۱٫۹۵	۱٫۹۲	۱٫۸۹
Fe^{3+}	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۹
Fe^{2+}	۲٫۰۷	۲٫۰۸	۲٫۱۶	۲٫۱۱	۲٫۱۰	۲٫۱۲	۲٫۲۸	۱٫۸۵	۱٫۹۳	۱٫۹۸	۲٫۳۱	۱٫۸۴
Mn	۰٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۰٫۶۴	۰٫۲۹	۰٫۷۷
Mg	۰٫۲۸	۰٫۳۰	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۱۶
Ca	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۰
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
Alm	۰٫۷۱	۰٫۷۱	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۷۹	۰٫۶۴
Pyp	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶
Spss	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۱۰	۰٫۲۷
Grs	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳

جدول ۵ داده‌های معرف کانی کردیریت. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO_2	۴۷٫۷۳	۴۷٫۰۴	۴۷٫۲۳	۴۶٫۷۵	۴۶٫۲۱	۴۶٫۴۹	۴۶٫۴۸	۴۷٫۱۱	۴۴٫۷	۴۶٫۵۲	۶۴٫۷۴
TiO_2	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷
Al_2O_3	۳۱٫۹	۳۱٫۹۱	۳۲٫۱۸	۳۲٫۰۲	۳۱٫۷۵	۳۲٫۱۹	۳۱٫۹۴	۳۲٫۰۸	۳۰٫۷۰	۳۱٫۸۹	۳۱٫۶۷
Fe_2O_3	۱٫۹۶	۲٫۰۷	۱٫۰۰	۲٫۸۵	۲٫۷۶	۲٫۸۰	۲٫۸۱	۲٫۸۹	۲٫۷۸	۱٫۹۴	۱٫۷۵
FeO	۷٫۲۶	۷٫۴۶	۷٫۸۹	۱۰٫۲۴	۹٫۹۴	۱۰٫۰۶	۱۰٫۱۰	۱۰٫۳۹	۹٫۹۹	۱۰٫۶۸	۱۰٫۸۵
MnO	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۴۰	۰٫۶۳	۰٫۵۴	۰٫۶۵	۰٫۶۱	۰٫۵۳	۰٫۶۳	۰٫۴۶	۰٫۴۷
MgO	۷٫۰۵	۷٫۰۷	۶٫۹۳	۵٫۷۳	۵٫۵۹	۵٫۴۷	۵٫۶۷	۵٫۶۶	۵٫۹۶	۵٫۶۳	۵٫۶۸
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۴۰	۰٫۴۳	۰٫۳۱	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع	۹۶٫۸۳	۹۶٫۴۱	۹۵٫۹۹	۹۸٫۶۸	۹۷٫۲۹	۹۸٫۲۶	۹۸٫۱۷	۹۹٫۱۷	۹۵٫۳۱	۹۷٫۳۱	۹۷٫۳۸
Si	۴٫۹۶	۴٫۹۷	۴٫۹۹	۴٫۹۱	۴٫۹۱	۴٫۹۰	۴٫۹۰	۴٫۹۲	۴٫۸۶	۴٫۹۴	۴٫۹۶
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al	۳٫۹۹	۳٫۹۷	۴٫۰۱	۳٫۹۶	۳٫۹۸	۳٫۱۰	۳٫۹۷	۳٫۹۵	۳٫۹۶	۳٫۹۹	۳٫۹۶
Fe^{3+}	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۱۴
Fe^{2+}	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۷۰	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۵	۰٫۹۶
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Mg	۱٫۱۲	۱٫۱۱	۱٫۰۹	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۹۷	۰٫۸۹	۰٫۹۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۱	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۶	۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۰
crd	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵۱	۰٫۵	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۵۲	۰٫۵
fcrd	۰٫۶۴	۰٫۶۳	۰٫۶۱	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴۹	۰٫۵	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۴۸	۰٫۵

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

جدول ۶ داده‌های معرف کانی اسپینل. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

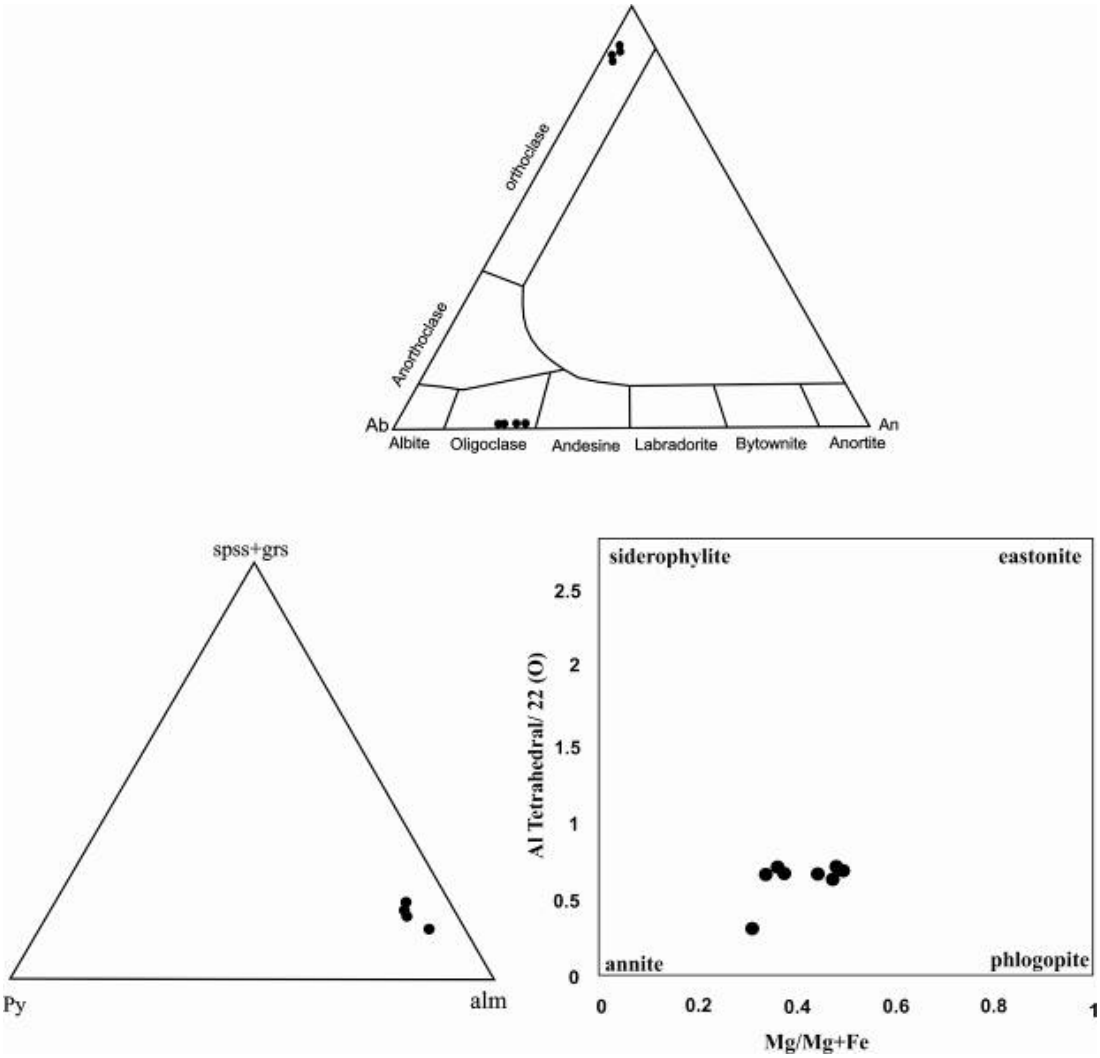
نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2
SiO_2	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۲۱
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۲۱
Al_2O_3	۵۷٫۴۶	۵۷٫۱۷	۵۷٫۵۹	۵۷٫۸۲	۵۷٫۸۰	۵۷٫۷۲	۵۶٫۳۸
Fe_2O_3	۰٫۵۸	۲٫۴۲	۱٫۷۲	۰٫۹۹	۱٫۴۰	۱٫۱۸	۲٫۸۲
FeO	۳۵٫۷۸	۳۴٫۴۸	۳۴٫۲۱	۳۴٫۶۱	۳۴٫۵۹	۳۴٫۲۱	۳۷٫۲۷
MnO	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۶۸	۰٫۵۶	۰٫۶۹	۰٫۵۶
MgO	۲٫۶۳	۳٫۲۰	۳٫۳۸	۳٫۱۷	۳٫۲۵	۳٫۲۷	۱٫۵۴
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۵
Na_2O	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۲
K_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۱
مجموع	۹۷٫۴۴	۹۷٫۹۹	۹۷٫۷۰	۹۷٫۳۵	۹۷٫۸۲	۹۷٫۲۲	۹۹٫۳۷
Si	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۵
Al	۱٫۹۷۳	۱٫۹۵۳	۱٫۹۶۵	۱٫۹۸۰	۱٫۹۷۱	۱٫۹۷۸	۱٫۹۲۸
Fe^{3+}	۰٫۰۱۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۳۷	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۶۲
Fe^{2+}	۰٫۸۷۲	۰٫۸۳۵	۰٫۸۲۸	۰٫۸۴۱	۰٫۸۳۷	۰٫۸۳۲	۰٫۹۰۴
Mn	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۴
Mg	۰٫۱۱۴	۰٫۱۳۸	۰٫۱۴۶	۰٫۱۳۷	۰٫۱۴۰	۰٫۱۴۲	۰٫۰۶۷
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵
Na	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷
K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴
مجموع	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
اسپینل	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰۷۶
هرسینیت	۰٫۸۸	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۸

جدول ۷ داده‌های معرف کانی کروندم در میگماتیت‌های بروجرد.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3
SiO_2	۱٫۷۲	۰٫۰۳	۰٫۴۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۹۳٫۲۲	۹۷٫۱۰	۹۸٫۰۴	۹۹٫۸۶	۹۶٫۹۹
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۴
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع	۹۵٫۲۶	۹۷٫۵۰	۹۸٫۸۳	۱۰۰٫۲۱	۹۷٫۲۶
Si	۰٫۳۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۷۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۲
Al	۱۹٫۵۵	۱۹٫۹۵	۱۹٫۸۶	۱۹٫۹۶	۱۹٫۳۹
Fe^{2+}	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲
Na	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]



شکل ۵ ترکیب شیمیایی کانی‌ها در میگماتیت‌های بروجرد: الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی در نمودارهای سه تایی Ab،Or، An [۲۶]، ب) ترکیب شیمیایی گارنت نمودار سه تایی Fe, Mg , Mn+Ca [۲۷] و پ) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار Mg/Mg+Fe نسبت به Al Terahedral/22(O) چاروجهی که بین قطب فلوگوپیت و آنیت قرار گرفته‌اند

بیوتیت: نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیت‌ها در جدول ۳ ارائه شده اند. تعداد کاتیون ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است. براساس شکل ۵ فلوگوپیت و آنیت سازنده‌های غالب بیوتیت‌ها هستند. در میگماتیت های بروجرد، مقدار X_{Mg} بیوتیت بین ۰٫۳۱ تا ۰٫۴۹ و مقدار TiO_2 بیوتیت ها بین ۰٫۶۱ تا ۲٫۸۵ متغیر است.

گارنت: نتایج تجزیه های شیمیایی نمونه‌های گارنت در ملانوسوم ها در جدول ۴ آورده شده است. مقدار Fe^{3+} بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب شیمیایی گارنت بر نمودار سه تایی Fe, Mg, Mn + Ca [۲۷] نشان داده شده است (شکل ۵ ب)؛ به طور معمول، گارنت‌ها غنی از Fe یا از نوع آلماندین هستند. مقدار X_{Fe} در گارنت میگماتیت‌های بروجرد بین ۰٫۲۱ تا ۰٫۴۲ است. در ترکیب گارنت Ti وجود ندارد و یا مقدار آن بسیار کم است.

کردیریت: نتایج شیمیایی نمونه‌های کردیریت در جدول ۵ آورده شده است. تعداد کاتیون‌های کردیریت بر اساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. کردیریت‌ها در میگماتیت‌های منطقه بروجرد، غنی از منیزیم هستند. مقدار X_{Fe} کردیریت‌ها بین ۰٫۳۶ تا ۰٫۵۲ و مقدار کسر مولی منیزیم X_{Mg} در کردیریت‌ها بین ۰٫۴۸ تا ۰٫۶۴ متغیر است.

اسپینل: نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های اسپینل بروجرد در جدول ۶ آورده شده است. تعداد کاتیون‌های اسپینل بر

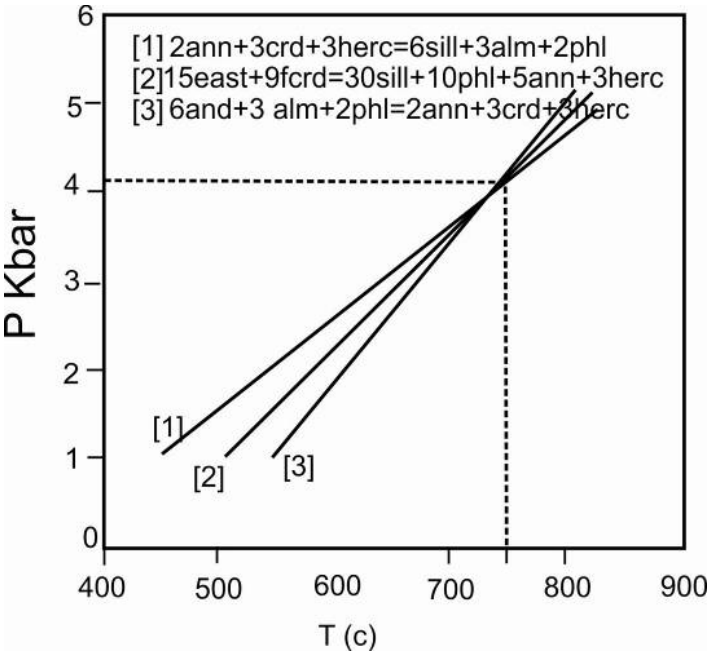
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است. به طور معمول، اسپینل‌های میگماتیت‌های منطقه بروجرد غنی از Mg یا از نوع هرسینیت هستند. مقدار X_{Mg} اسپینل بین ۰٫۸۲ تا ۰٫۹۴برآورد شده است.

کروندم: نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های کروندم در جدول ۷ آورده شده است. فراوانی SiO_2 برابر با ۰- ۱٫۷۲، مقدار Al_2O_3 ۹۳٫۲۲ تا ۹۹٫۸۶، مقدار FeO ۰٫۲۴تا ۰٫۲۸ و فراوانی MgO در این کانی حدود ۰٫۰۱ درصد وزنی است.

برآورد دما و فشار دگرگونی

به منظور محاسبه شرایط دگرگونی و ذوب و ترکیب سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد از روش منحنی‌های تعادلی چند گانه (نمودار سنگ‌زایی) که توسط برنامه ترموکالک (نسخه ۳٫۲، [۲۸]) رسم شده‌اند استفاده شد. برای این منظور، نمونه‌ای با بالاترین تعداد کانی که از نظر بافتی و ترمودینامیکی در تعادل انتخاب شد. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی میگماتیت‌های بروجرد ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده و فشار ۴ کیلوبار محاسبه شده است (شکل ۶ الف). در این محاسبات، فعالیت همه کانی‌ها برای محاسبه واکنش های تعادلی اوج دگرگونی با استفاده از برنامه AX [۲۸] بدست آمد که در جدول ۸ ارائه شده است. بر اساس این داده‌ها، عمق شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی بروجرد ۱۴ کیلومتر و بنابراین شیب زمین گرمایی محاسبه شده در این سنگ تقریبا ۵۴ درجه سانتی گراد بر کیلومتر بوده است که در گستره دگرگونی‌های مجاورتی و سری دگرگونی باکان قرار می‌گیرند و منطبق بر دگرگونی های فشار پایین و دمای بالاست (شکل ۶ ب).



شکل ۶ برآورد فشار ۴ کیلوبار و دمای ۷۵۰ درجه سانتی گراد برای اوج دگرگونی میگماتیت‌های بروجرد با استفاده از برنامه ترموکالک، براساس واکنش‌های ۱ – ۴ ارائه شده در متن مقاله.

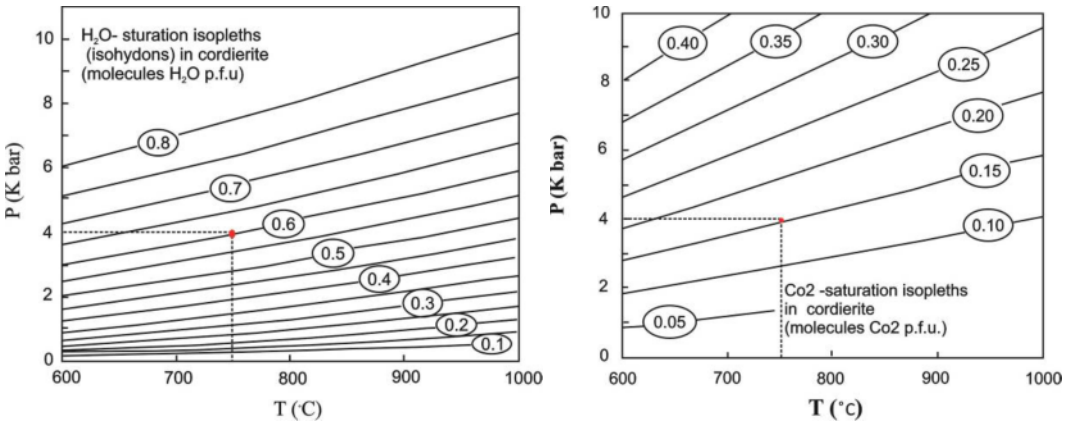
جدول ۸ فعالیت همه کانی‌ها برای محاسبه واکنش‌های تعادلی اوج دگرگونی با استفاده از برنامه AX [۲۲].

فعالیت	مجموعه کانی در میگماتیت های بروجرد
Q, Sill, And, Cor, herc ۰٫۸۸, sp ۰٫۰۷۶ , an ۰٫۳۶, ab ۰٫۷۲, phl ۰٫۰۰۷۳, ann ۰٫۰۷۰, fcrd ۰٫۲۷, crd ۰٫۲۴, alm ۰٫۳۹, py ۰٫۰۰۰۵۵, H_2O	Grt, Bt, Crd, Sill, And , Cor, Spl, Plg, Qtz, H_2O

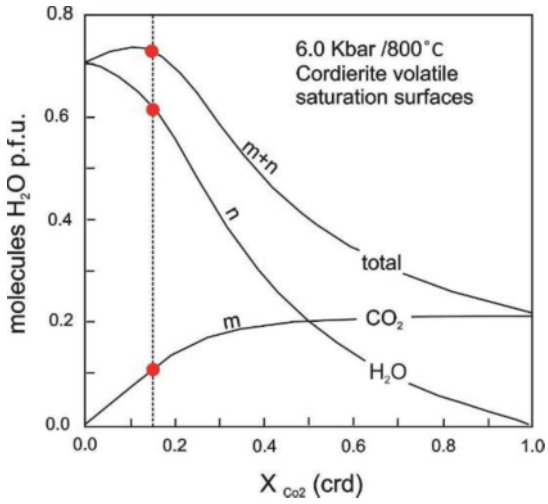
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

بحث و بررسی

با استفاده از فعالیت سیال‌های CO_2 و H_2O در کردیریت‌ها می‌توان شرایط ذوب بدون حضور سیال آزاد و ذوب با حضور سیال آزاد را تعیین کرد. در شرایط ذوب با حضور سیال، فراوانی مطلق و X_{CO2} در کردیریت به شرایط دما و فشار و X_{CO2} در سیال همزیست بستگی دارد [۳۰،۲۹،۶،۵]. همچنین در این شرایط، توزیع H_2O و CO_2 بین مذاب و کردیریت توسط ویژگی‌های مجراهای کردیریت که دارای سیال‌های H_2O و CO_2 است کنترل می‌شود [۳۳،۳۲،۳۱،۲۹]. به منظور تعیین فعالیت سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد براساس مقدار دما و فشار بدست آمده از برنامه ترموکالک، از کانی کردیریت استفاده شد. بیشینه سیال‌ها در کانی کردیریت در فشار ۲ تا ۸ کیلوبار و دمای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد با استفاده از روش آمیختگی آرمانی مدل‌سازی شده است [۲۹]. به منظور تعیین فعالیت H_2O کردیریت از مدل مرجع [۲۹] استفاده شده است. براساس نمودار دما و فشار با ایزوپلیت‌های آب موجود در کردیریت همزیست با مذاب (سیال) غنی از H_2O، مقدار فعالیت آب در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌های بروجرد ۰٫۶ درصد است (شکل ۷ الف) و همچنین برای محاسبه فعالیت CO_2 در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها از مدل مرجع [۳۰] استفاده شد که براساس نمودار دما و فشار با ایزوپلیت‌های CO_2 در کردیریت همزیست با سیال غنی از CO_2، برابر با ۰٫۱۵ است (شکل ۷ ب). با توجه به مقدار بدست آماده برای فعالیت CO_2 موجود در کردیریت ملانوسوم‌ها بر اساس مدل ارائه شده در مرجع [۳۴]، تعداد مولکول‌های آب (n) و تعداد مولکول‌های CO_2 (m) موجود در شبکه کردیریت بر اساس فرمول ساختمانی آن به ترتیب ۰٫۶ و ۰٫۱ محاسبه شده است که مجموع آنها (m+n) برابر با ۰٫۷ است (شکل ۸).



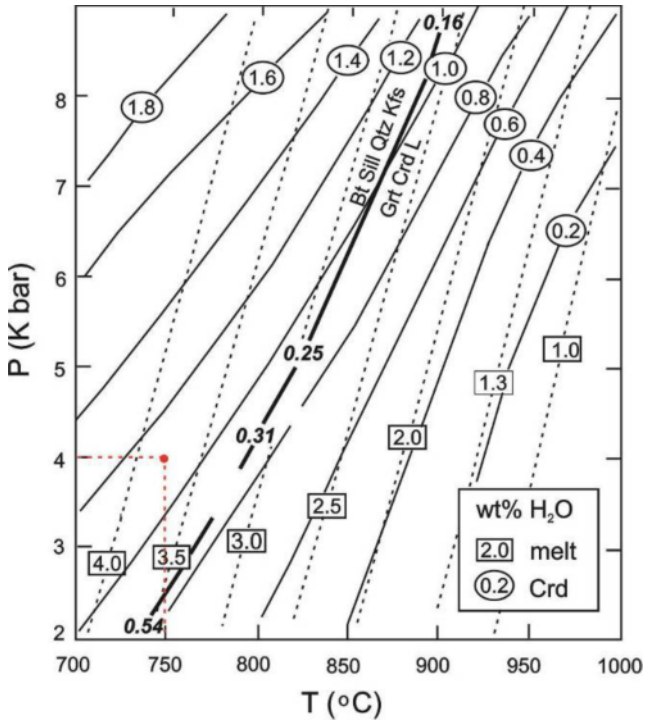
شکل ۷ مقدار فعالیت الف) آب و ب) CO_2 در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها.



شکل ۸ نمودار تعیین تعداد مولکول‌های آب و CO_2 موجود در شبکه کردیریت [۳۵].

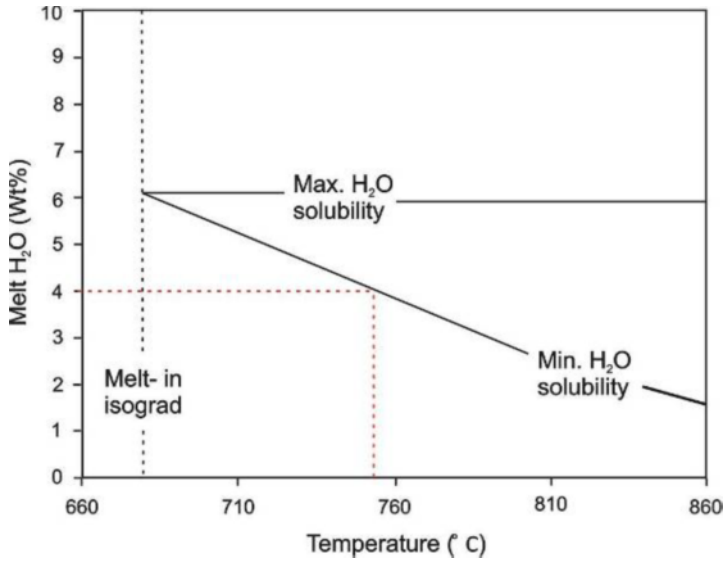
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

مقدار بالای توزیع آب بین مذاب و کردیریت (D_w) با واکنش‌های ذوب متناسب است. واکنش‌های آبزدایی بیوتیت اثر قابل توجهی بر مقادیر بالای توزیع آب بین مذاب و کردیریت دارد، بطوریکه در واکنش آبزدایی بیوتیت به شرط آنکه فاز اضافی وجود داشته باشد (مانند کوارتز)، مذاب با کمترین H_2O در دما و فشار معین ایجاد می‌شود. بر اساس پژوهش هارلی و همکارش [۲۹]، مقدار D_w مربوط به واکنش‌های آبزدایی بیوتیت در دمای ۷۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد بین ۲٫۶ و ۶ و برای دماهای بالای ۸۵۰ درجه، D_w ۴-۶ است. شکل ۹ نمودار P-T روابط آب مذاب – کردیریت را در شرایطی که مذاب کمترین مقدارآب در دما و فشار معین را دارد نمایش داده است. خطوط نقطه چین بیانگر کمترین مقدار آب مذاب و برگرفته از مراجع [۳۶،۲۹] است که درصد وزنی آب مذاب در مستطیل ها نوشته شده است. خطوط پیوسته که درصد آب موجود در کردیریت را نشان می‌دهد برگرفته از مرجع [۲۹] است؛ درصد وزنی آب کردیریت در بیضی‌ها نشان داده شده است. مقدار آب کردیریت در دمای بالای ^{o}C ۷۵۰ برابر با ۱-۰٫۸ درصد وزنی است و در دمای بسیار بالا (۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد) فقط ۰٫۲ تا ۰٫۶ درصد وزنی آب دارد (شکل ۹). کردیریت در دماهای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتی گراد به همراه مجموعه کردیریت+بیوتیت+سیلیمانیت+کوارتز+پتاسیم فلدسپار و مذاب به وجود می‌آید. بر منحنی انجماد در سیستم KFMASH (Bt + Sill + Kfs + Q = Grt + Crd + L) که برگرفته از مرجع [۳۵] است مقادیر فعالیت آب به صورت ایتالیک نوشته شده است. بر اساس شکل ۷ الف، مقدار H_2O در مذاب میگماتیت‌های بروجرد ۳٫۷۵ درصد وزنی و در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌های بروجرد تقریبا ۱٫۱ درصد وزنی است که براساس رابطه D_W = Wt% $H_2O(melt)$/ Wt% $H_2O(Crd)$ مقدار D_w، مربوط به واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی گراد برای میگماتیت‌های بروجرد ۳٫۴۱ درصد وزنی است که متناسب با واکنش آبزدایی بیوتیت بوده و نشان‌دهنده مذاب با کمترین مقدار H_2O در دما و فشار معین است و با واکنش ذوب بدون سیال آزاد در این میگماتیت‌ها همخوانی دارد. مقدار H_2O نمونه‌های ذوب براساس مدل ارائه شده در مرجع [۳۷] بر خط دارای کمترین آب قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال آزاد است (شکل ۱۰). این موضوع درستی نتایج سنگ‌نگاری و واکنش‌های ذوب بدون سیال آزاد در میگماتیت‌های منطقه بروجرد را تأیید می‌کند.



شکل ۹ نمودارتعیین مقدار آب موجود در مذاب و مقدار آب موجود در کردیریت‌ها با استفاده از مدل ارائه شده در مراجع [۲۹، ۳۶].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]



شکل ۱۰ نمودار تعیین مقدار آب مذاب‌های همزیست با نمونه‌های کردیریت‌دار با استفاده از روش مرجع [۳۷].

برداشت

نفوذ مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در زمان ژوراسیک در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های پاره گدازشی در هاله همبری شده است. واکنش‌های ذوب در حضور فاز سیال احتمالا با شروع ذوب همه سیال آزاد در هاله را مصرف کرده و در نتیجه ادامه ذوب بخشی توسط واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال آزاد انجام شده است. به احتمال زیاد مجموعه کانی‌های درجه‌های بالا مانند اسپینل– کروندم در هاله از طریق واکنش‌های آبزدایی بیوتیت تشکیل شده‌اند. بنابراین وجود کانی‌های اسپینل و کروندم در این سنگ ها با فرآیندهای ذوب بخشی بدون سیال آزاد ارتباط دارد. بر اساس دما و فشار محاسبه شده برای میگماتیت‌های بروجرد که به ترتیب ۷۵۰ درجه سانتی گراد و ۴ کیلوبار است، فعالیت H_2O در کردیریت ملانوسوم میگماتیت‌ها ۰٫۶ و فعالیت CO_2 در این کانی برابر با ۰٫۱۵ است. مقدار آب در مذاب میگماتیت های بروجرد ۳٫۷۵ درصد وزنی و مقدار فعالیت آب تقریبا برابر با ۰٫۳۱ است. مقدار H_2O در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت ها ۱٫۱ درصد وزنی است که با توجه به این مقادیر، D_w مربوط به واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی گراد برای میگماتیت‌های بروجرد ۳٫۴۱ درصد وزنی است که متناسب با واکنش‌های ذوب آبزدایی بیوتیت است. مقدار H_2O نمونه‌های ذوب بر خط کمترین آب قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال آزاد است. این موضوع واکنش های ذوب بدون سیال آزاد و مقدار D_w محاسبه شده در میگماتیت های بروجرد را تأیید می‌کند.

مراجع

[1] Vernon R. H., "*A Practical Guide to rock Microstructure", Cambridge University Press (2004).*

[2] Vernon R. H., Clark G. l., *"Principles of metramorphic Petrology*", Cambridge University Press (2008).

[3] Harley S. L., Thompson P., Hensen B. J., Buick I. S., "*Cordierite as a sensor of fluid conditions in high-grade metamorphism and crustal anataxis*", Journal of Metamorphic Geology 20 (2002) 71-86.

[4] Kalt A., *"Cordierite channel volatiles as evidence for dehydration melting: an example from high-temperature metapelites of the Bayerische Wald (Variscan belt, German)*", European Journal of Mineralogy 12 (2000) 987–998.

[5] Kolesov B. A., Geiger C. A., "*Cordierite II: The role of CO_2 and H_2O*", American Mineralogist 85 (2000) 1265–1274.

[6] Moazzen M., Droop G. T. R., Harte B., "*Abrupt transition in H_2O activity in the melt-present zone of a thermal aureole: evidence from H2O contents of cordierites*", Geology 29 (2001) 311–314.

[7] Rigby M. J., "*Cordierite as a Monitor of Volatile Content during Metamorphism and*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

Boroujerd area (in Persian) ", Journal of Geotechnical Geology 2 (2010) 71-81.

[19] Clemens J. D., Wall V. J., "*Crystallisation and origin of some peraluminous (S-type) granitic magmas*", Cantributions to Mineralogy and Petrology 14 (1981) 111-132.

[20] Clemens J. D. and Vielzeuf D., "*Constraints on melting and magma production in the crust*", Earth and Planetary Science Letters, 86 (1987) 287-306.

[21] Patiño Douce A. E., Johnstone A. D., "*Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granites*", Contributions to Mineralogy and Petrology 107 (1991) 202-218.

[22] Stevens G., Clemens J. D., Droop G. T. R., "*Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths*", Contributions to Mineralogy and Petrology 28 (1997) 352-370.

[23] Vielzeuf D., Hollowa, J. R., "*Experimental determination of the fluid- absent melting reactions in the elitic system: consequences for crusta differentiation*", Contributions to Mineralogy and Petrology 98 (1988) 257-276.

[24] Kretz R., "*Symbols for rock-forming minerals*", American Mineralogy 68 (1983) 277-279.

[25] Yardley B.W.D., "*An introduction to Metamorphic Petrology*", Longman (1991) 248p.

[26] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "*Rock-forming minerals*", 3rd vol., Longman, London (1962).

[27] Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W., "*Eclogites and eclogites: their differences and similarities*", Geological Society America Bulletin 76(5) (1965) 483-508.

[28] Holland T. J. B., Powell R., "*An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*", Journal of Metamorphic Geology 16 (1998) 309–344.

[29] Harley S. L., Carrington D. P., "*The distribution of H_2O between cordierite and granitic melt: Improved calibration of H_2O incorporation in cordierite and its application to high-grade metamorphism and crustal anataxis*", Journal of Petrology 42 (2001) 1595-1620.

[30] Thompson P., Harley S. L., Carrington D. P., "*H_2O-CO_2 partitioning between fluid, cordierite and granitic melt at 5 kbar and 900 °C*", *Partial Melting*", PhD Thesis, University of Manchester, Manchester.

[8] Rigby M. J., DROOP G. T. R., Bromiley G. D., "*Variations in fluid activity across the Etive thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents*", Journal of metamorphic Geology 26 (2008) 331–346.

[9] Berthier F., Billiaul H.P., Halbrorom B., Marizot P., "*Tude Stratigraphique, Petrologiqueet structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)*", These De 3e Cycle, Grenoble, France (1974) pp. 282.

[10] Masoudi F., "*Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran*", PhD thesis, Leeds University, UK (1997).

[11] Heydarianmanesh A., Tahmasebi Z., Ahmadi-Khalaji A., "*Mineral chemistry and thermobarometry of migmatitic rocks of Boroujerd area (north of Sanandaj-Sirjan zone) (in Persian)*", Petrology 25 (2016) 117-138.

[12] Tahmasbi Z., "*The role of garnet in interpretation of petrogeneses granitoid Boroujerd complex and its metamorphic areoule (in Persian)*", Irainan Journal of crystallography and mineralogy 21 (2013) 57-70.

[13] Mohajjel M., "*Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran*", Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia (1997).

[14] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "*Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran*", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 379-412.

[15] Stoklin J., "*Structural histiry and tectonics of Iran, A review*", American Association Petroleum Geologists 52 (1968) 1229-1258.

[16] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., "*Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sansandaj-Sirjan Zone, Western Iran*", Journal of Asian Earth Sciences, 29 (2007) 859-877

[17] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "*Rb-Sr geochronology of pematites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran*", Journal of Sciences 13 (2002) 249-254.

[18] Ahmadi-Khalaji A., Tahmasbi Z., Keshtgar Sh., "*A new view on the metamorphic rocks of the*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]

Contributions to Mineralogy and Petrology 150 (2001) 170-190.

[31] Harley S., "*Cordierite as a sensor of fluid and melt distribution in crustal metamorphism*", Mineraloigical Magazine 58a (1994) 374-375.

[32] Stevens G., Clemens J. D., "*Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary?*", Chemical Geology 108 (1993) 1-17.

[33] Carrington D. P., Harley S. L., "*Cordierite as a momnitor of fluid and melt water contents in the lower crust: an experimental calibration*", Geology 24 (1996) 647- 650.

[34] Carrington D. P., Harley S. L., "*Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system*", Contributions to Mineralogy and Petrology 120 (1995) 270-291.

[35] Vry J. K., Brown P. E., Valley J. W., "*Cordierite volatile content and the role of CO_2 in high-grade metamorphism*", American Mineralogist 75 (1990) 71-88.

[36] Johannes W., Holtz F., "*Petrogenesis and Experimental Petrology of Granoitic Rocks*", Berline: Springer Verlag (1996).

[37] Rigby M. J., Droop G. T. R., Bromiley G. D., "*Variations in fluid activity across the etive thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents*", Journal of Metamorphic Geology 26 (2008) 331-346.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.135]