مقایسه واکنش‌های متداول ذوب و روابط فازی در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه تویسرکان و بروجرد

معصومه زارع شولی [۱]، زهرا طهماسبی [۲]، عادل ساکی*[۳]، احمد احمدی خلجی [۲]

۱-دانشجوی دکترای پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد
۲-استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد
۳-دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۸/۱۱
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۲/۲۴

چکیده

نفوذ کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و نفوذ باتولیت الوند در سنگ‌های رسی سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های ذوب بخشی در هاله دگرگونی شده است. در منطقه تویسرکان و بروجرد پدیده ذوب بخشی و میگماتیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی درجات بالا به دلیل نفوذ سنگ‌های مافیک رخ داده است. لوکوسوم‌ها عمدتا از کانی‌های کوارتز و فلدسپار پتاسیم تشکیل شده‌اند که در آن فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل-دار بوده و کوارتز با بافت بین بلوری فضای بین آنها را پر کرده است. مجموعه‌ی کانیایی این دو منطقه تا حدود زیادی مشابه است، حضور کانی‌های اسپینل و کروندم و فراوانی آندالوزیت در مزوسوم میگماتیت‌های منطقه بروجرد مشهود می‌باشد در صورتی که در مزوسوم میگماتیت‌های تویسرکان کروندم وجود ندارد و کردیریت و گارنت فراوانتری وجود دارند. مقایسه واکنش‌های ذوب و روابط فازی مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد که تفاوت عمده در زون اسپینل - کردیریت (منطقه تویسرکان) و زون اسپینل - کروندم (منطقه بروجرد) می‌باشد به‌طوری که در منطقه تویسرکان سیمپلکتیت And+Spl+Crd در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها تشکیل شده است در صورتی که در بخش مزوسوم میگماتیت‌های بروجرد سیمپلکتیت And+Spl+Crn+Crd تشکیل شده است. براساس مشاهدات صحرایی و پتروگرافی شکل‌گیری میگماتیت های هر دو منطقه بر اثر فرآیند ذوب بخشی می‌باشد. واکنش‌های موثر در تشکیل مذاب و بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها شامل واکنش‌های ذوب در حضور فاز سیال و واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال می‌باشد. واکنش Bt+And=Crd+Spl+Kfs+melt مهم‌ترین واکنش‌های توسعه مذاب در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله الوند است در صورتی که واکنش Bt+And=Crd+Kfs+Spl+Crn+L مهم‌ترین واکنش توسعه مذاب در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله بروجرد می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: بروجرد، تویسرکان، ذوب بخشی، روابط فازی، واکنش‌های ذوب.

*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۳۴۶۱۰۵۴ Email: adel_saki@scu.ac.ir

مقدمه

میگماتیت‌ها شامل بخش‌های لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم می‌باشند (آشورث، ۱۹۸۵). لوکوسوم‌ها که در نتیجه ذوب بخشی ایجاد شده‌اند، می‌توانند مهاجرت کنند و در نزدیکی محل ذوب تجمع یابند. ملانوسوم‌ها بخش‌های جامد باقی مانده‌ای هستند که مذاب توانسته از آن‌ها خارج شود (بارکر و آرث، ۱۹۷۶؛ بارکر، ۱۹۷۹؛ اسپیر، ۱۹۹۳؛ گیل، ۲۰۱۰). مزوسوم سنگ مادری است که هنوز می‌تواند دارای مذاب باشد و مذاب تولید کند. میگماتیت‌ها بیشتر در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای در جایی که درجه دگرگونی بالاست، در اثر ذوب بخشی (آناتکسی) سنگ‌های پوسته‌ای ژرف ایجاد می‌شوند (اسپیر، ۱۹۹۳). آناتکسی به ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرگون شده وابسته است و در دگرگونی‌های درجه بالای سنگ‌های کوارتز – فلدسپاتی و رسی – نیمه رسی یا در حالت کلی، سنگ‌های غنی از کانی‌های کوارتز و فلدسپار با دمای ذوب پایین رخ می‌دهد. سیستم KFMASH مهم‌ترین سیستم برای بررسی ذوب بخشی سنگ‌های رسی است. در این سیستم پدیده ذوب می‌تواند در حضور فاز سیال یا بدون حضور سیال صورت گیرد. واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال وابسته به هیدرات (OH) موجود در ساختار بلوری برخی کانی‌ها مانند میکاهاست (نیمن و همکاران، ۱۹۹۵) که می‌تواند H_2O مذاب در دمای پایین را تولید کند (فیتزسیمنز، ۱۹۹۶؛ ویتنی و دیلک، ۱۹۹۷؛ لبرتون و همکاران، ۱۹۹۸) آب آزاد شده از کانی‌های آبدار بدون تشکیل فاز بخار در گدازه حل شده و منجر به شکل گیری شرایط بدون سیال می‌شود (مسعودی، ۱۳۸۰). مقیاس میگماتیت‌های تشکیل شده به ترکیب شیمیایی و حجم توده نفوذی، شکستگی سنگ‌ها و مقدار حضور سیال در طی فرآیند آناتکسی بستگی دارد (کریک، ۱۹۹۱). بررسی ذوب سنگ-های متاپلیتی می‌تواند شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم در طول تشکیل میگماتیت‌های حاصل از ذوب بخشی را مشخص کند. ترکیب‌های پلیتی معرف‌های حساس برای حالت‌های مختلف دگرگونی هستند و این حساسیت در گستره‌ی ذوب بخشی سنگ‌ها نیز وجود دارد (فیتزسیمنز، ۱۹۹۶؛ گرانت، ۱۹۶۸). ترکیب‌های پلیتی در مقایسه با سنگ‌های دیگر مانند ترکیب‌های کوارتز و فلدسپاتی نسبت به تغییر در حالت‌های دگرگونی حساس‌تر هستند. علاوه بر این، پلیت‌ها عموما دارای میکای فراوانند، بنابراین دارای آب هستند. از این رو حتی در صورت عدم حضور یک فاز آبدار نسبت به سنگ‌های دیگر، ذوب بخشی در دمای پایین تر امکان پذیراست. در این مطالعه با توجه به شواهد صحرایی و بافتی ثابت می‌شود که میگماتیت‌های مناطق تویسرکان و بروجرد حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های رسی هستند یا خیر؟ همچنین در این پژوهش براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی به شواهد ذوب بخشی و واکنش‌های احتمالی ذوب و روابط فازی هر منطقه و مقایسه آنها با هم پرداخته شده است.

محدوده مورد مطالعه

زمین‌شناسی عمومی منطقه تویسرکان

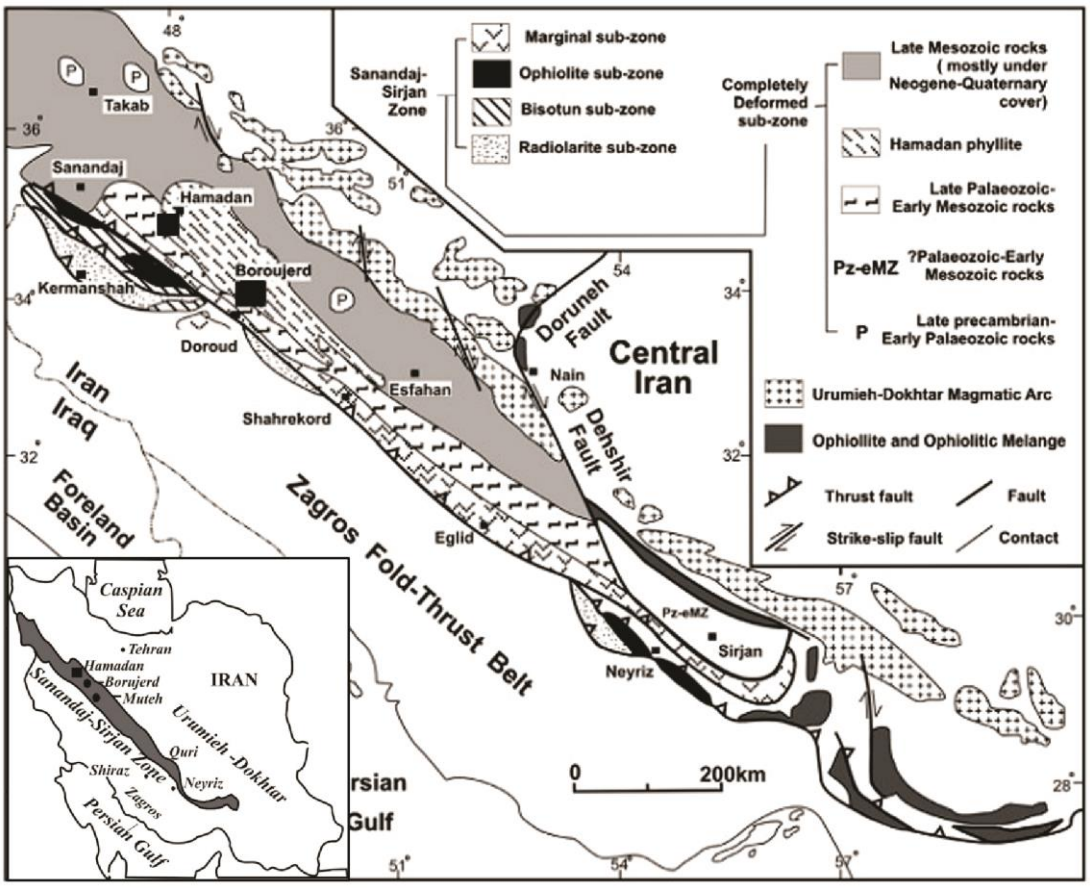
منطقه مورد مطالعه از نظر زون زمین ساختی در بخش شمال غربی زون سنندج-سیرجان و در غرب ایران واقع شده است (شکل ۱ و شکل۲ A). از نظر محجل و همکاران (۲۰۰۳) منطقه‌ی همدان در زیر پهنه‌ی دگرشکلی پیچیده قرار دارد که به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک مزوزوئیک می‌باشد (بهاری فر و

همکاران، ۲۰۰۴). منطقه مورد بررسی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگون با درجات مختلف دگرگونی است که با توده پلوتونیک الوند با سن ژوراسیک میانی (شهبازی و همکاران، ۲۰۱۰) قطع شده است. چیو و همکاران (۲۰۱۳) و محمودی و همکاران (۲۰۱۱) سن گرانیت‌های الوند را ۱۶۵ میلیون سال پیش به دست آورده‌اند. مهمترین واحد سنگ‌های دگرگونی منطقه را سنگ‌های رسی تشکیل می‌دهند که دارای میان لایه‌هایی از سنگ‌های دیگر مانند متابازیت‌ها، متاکربنات‌ها، متاپسامیت‌ها و کالک سیلیکات‌ها می‌باشد. سه رخداد زمین‌شناسی در منطقه تویسرکان قابل مشاهده است. اولین رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی در ارتباط با فرورانش دریای نئوتتیس و به دنبال آن برخورد قاره گندوانا با میکرو قاره ایران در اواخر کرتاسه و اوایل ترشیاری است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۴؛ محجل و فرگسون، ۲۰۰۰؛ شهاب پور، ۲۰۰۵؛ ساکی، ۲۰۱۰a؛ ساکی، ۲۰۱۰b). این رخداد باعث دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌ها و واحدهای رسوبی پالئوزوییک تا مزوزوییک شده است. بنابراین قدیمی‌ترین سازندهای زمین‌شناسی منطقه را سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل می‌دهد که دارای سن پالئوزوئیک تا اوایل ژوراسیک می‌باشد. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه‌ی تویسرکان از نوع دما بالا - فشار پایین و مربوط به قوس ماگمایی می‌باشد (بهاری فر و همکاران، ۲۰۰۴). ادامه روند برخورد قاره‌ای و تکامل فرآیند کوهزایی باعث شروع فعالیت‌های پلوتونیسم و ایجاد باتولیت الوند شده است. سنگ-های دگرگونی ناحیه‌ای در نتیجه نفوذ باتولیت الوند با سن ژوراسیک میانی (شهبازی و همکاران، ۲۰۱۰) تحت‌تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته-اند (سپاهی و همکاران، ۲۰۰۹). سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل شیست‌های لکه‌دار، انواع هورنفلس و میگماتیت‌ها می‌باشد. درجات دگرگونی به سمت باتولیت الوند افزایش می‌یابد به‌طوری که در متاپلیت‌ها توالی از ایزوگرادهای بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و اسپینل دیده می‌شود (ساکی و همکاران، ۲۰۱۲). میگماتیت‌ها در منطقه همدان بیشتر در جنوب باتولیت الوند گسترش دارند (ساکی و همکاران، ۲۰۱۲). سن میگماتیت‌های همدان را ۱۶۰ تا ۱۸۰ میلیون سال و به طور متوسط ۱۷۰ میلیون سال بدست آورده شده که تقریبا هم سن با توده پلوتونیکی الوند می‌باشد (جعفری، ۲۰۱۸). از دیدگاه سپاهی و همکاران (۲۰۰۹)، گرانیت پورفیری الوند با دمای ۵۷۰-۵۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد توان دمایی لازم برای ذوب بخشی و میگماتیت‌زایی در منطقه نداشته است بلکه گرمای حاصل از توده‌های مافیک قدیمی عامل پدیده ذوب بخشی و میگماتیتی شدن در منطقه می‌باشد.

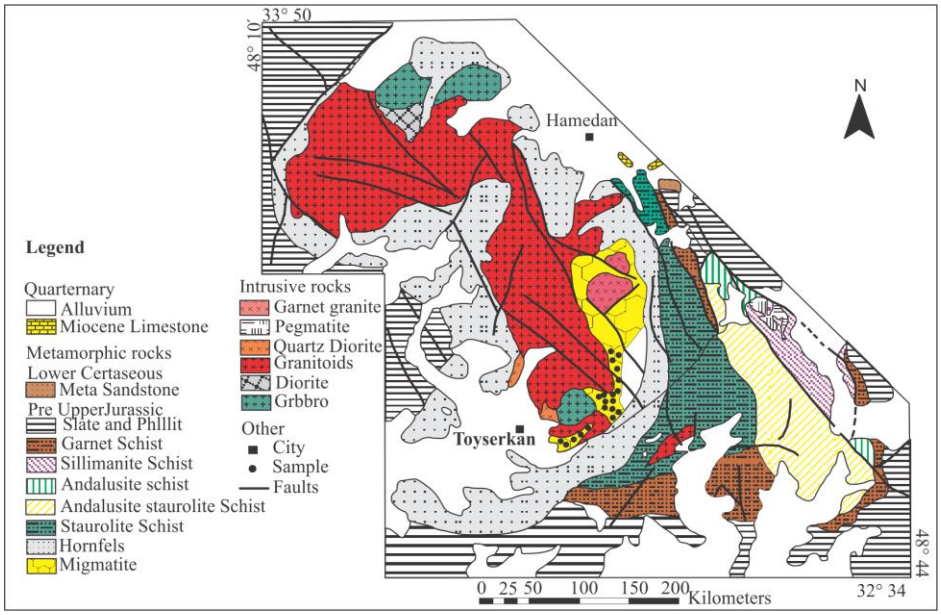
زمین‌شناسی عمومی منطقه بروجرد

محدوده مورد بررسی در شرق و جنوب شرق بروجرد، به‌عنوان بخشی از دگرگونی‌های مزوزوئیک زون ساختاری سنندج-سیرجان به شمار می‌رود (شکل ۱ و شکل ۲ B) (محجل، ۱۹۹۷). قدیمی‌ترین نهشته‌ها مربوط به تریاس می‌باشد که در جنوب شرق بروجرد رخنمون داشته و شامل متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرمر نازک تا ضخیم لایه می‌باشند (اشتوکلین، ۱۹۶۸) و جدیدترین نهشته‌های آن مربوط به آبرفت‌های عهد حاضر است مهمترین حادثه زمین‌شناختی که در این ناحیه رخ داده، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی

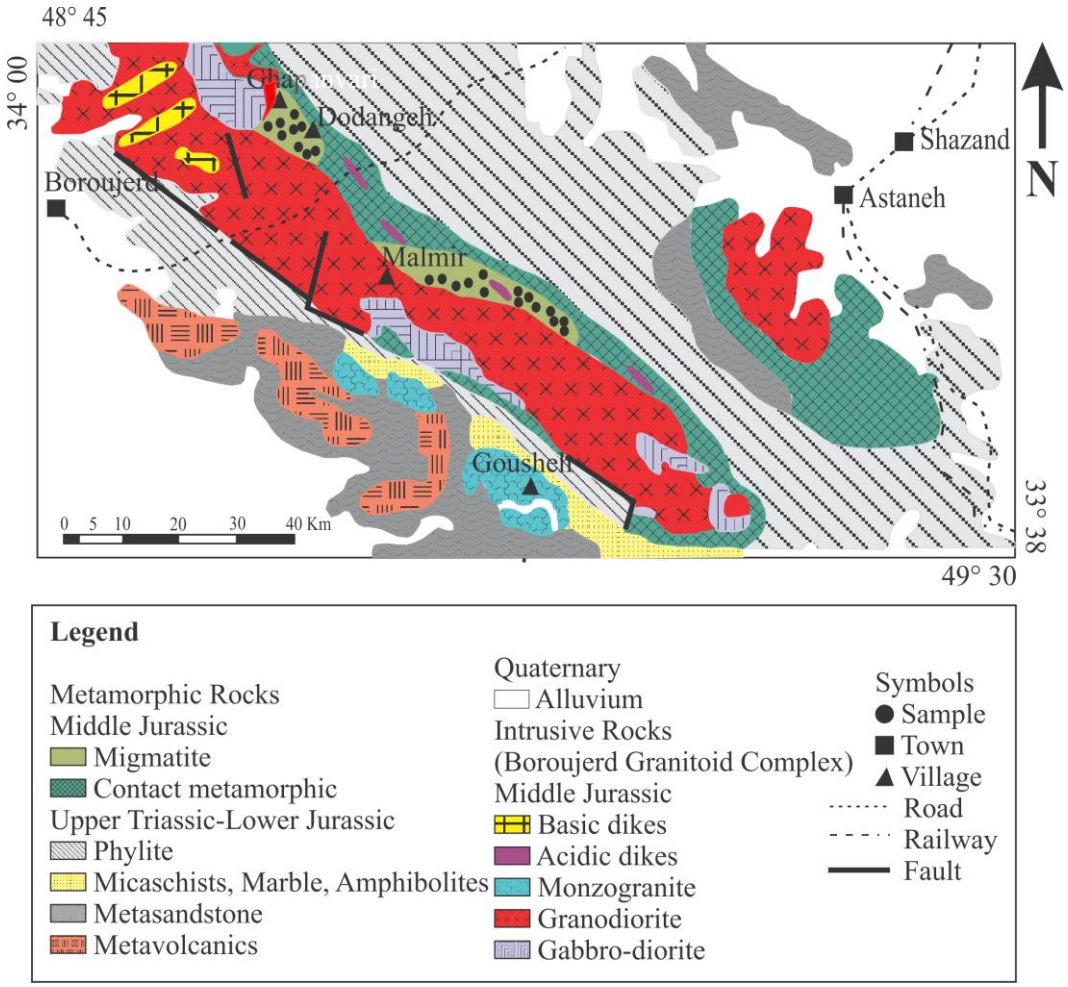
است (احمدی خلجی و همکاران، ۲۰۰۷؛ محمودی و همکاران؛ ۲۰۱۱). بخش‌های مختلف این مجموعه پلوتونیکی در چندین مرحله تزریق شده‌اند. بدین ترتیب که ابتدا ماگماهای بازیک و حدواسط و سپس ماگماهای اسیدی یکی بعد دیگری جایگزین شده‌اند. رخنمون‌های سنگی مختلف در منطقه بروجرد شامل سنگ‌های آذرین بازیک تا اسیدی و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت، انواع شیست) و دگرگونی مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار، انواع هورنفلس و میگماتیت‌ها) می‌باشد. در طی نفوذ کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای یک مجموعه دگرگونی مجاورتی دما بالا – فشار پایین حاصل شده است. دگرگونی مجاورتی در بخش جنوبی توده به دلیل گسله بودن ناقص دیده می‌شود (احمدی خلجی و همکاران، ۲۰۰۷؛ مسعودی، ۲۰۰۲) و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار که به اسلیت و زون-های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود وجود دارد اما در بخش شمالی توده، میگماتیت و هورنفلس‌ها و زون سیلیمانیت - فلدسپات پتاسیم دیده می‌شود (احمدی خلجی و همکاران، ۲۰۰۷؛ مسعودی، ۲۰۰۲) (شکل‌های ۱ و ۲ A و B).



شکل ۱: موقعیت مناطق مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت تکتونیکی زون‌ها در غرب ایران (محجل و همکاران، ۲۰۰۳) موقعیت مناطق مورد مطالعه با علامت مربع نشان داده شده است.



شکل ۲: A) نقشه زمین‌شناسی منطقه همدان، اقتباس شده (بهاری فر و همکاران، ۲۰۰۴)



شکل ۲: B) نقشه زمین‌شناسی منطقه بروجرد اقتباس شده (احمدی خلجی و همکاران، ۲۰۰۷)

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش، طی مطالعات صحرایی حدود ۴۵۰ نمونه دستی برداشت شد و از بین آن نمونه‌ها تعداد ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. مقاطع نازک به منظور مطالعات پتروگرافی و روابط بافتی مورد بررسی قرار گرفتند.

نتایج

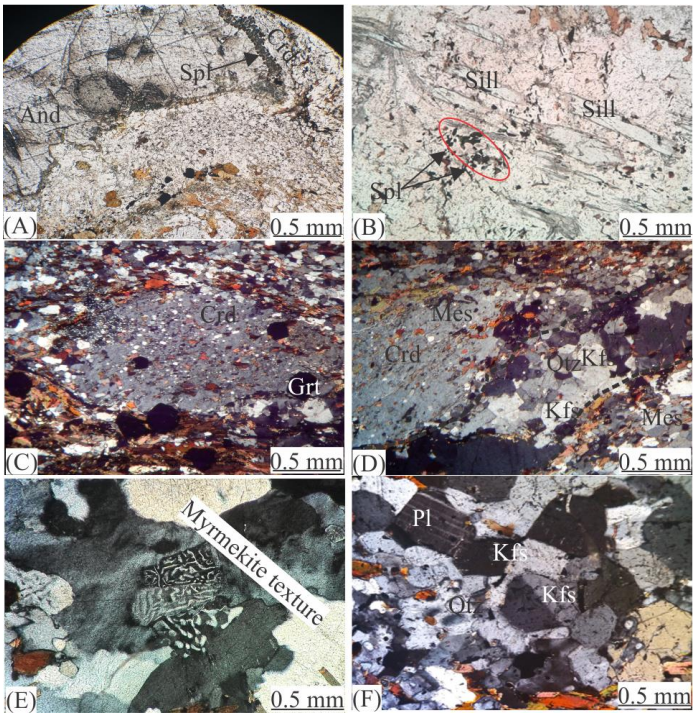
مطالعات صحرایی و پتروگرافی

مطالعات صحرایی میگماتیت‌های تویسرکان: میگماتیت‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر ساختار استروماتیک و فابریک آگماتیک دارند. در میگماتیت‌ها با ساختار استروماتیک لایه‌ای (شکل ۳ A) مقدار مذاب (لوکوسم) به حدی نیست که باعث خرد شدن ملانوسوم و مزوسوم شود و مذاب بتواند به راحتی جریان یابد. به چنین ساختارهایی با لایه‌بندی میگماتیتی حفظ شده متاتکسیت می‌گویند. فابریک آگماتیک که در شکل (۳ B) نشان داده شده است که با پیوستن بخش‌های کوارتز و فلدسپاتی آن به هم بخش‌های بزرگتری به صورت دایک‌های گرانیتی و پگماتیتی به وجود می‌آورند (شکل ۳ C). از دیگر ساختارهای مشاهده شده می‌توان به فابریک پتیگماتیک و ساختار نبولیتیک اشاره کرد. در میگماتیت‌های دارای ساختار نبولیتیک به دلیل حضور بیشتر بخش لوکوسوم لایه‌بندی میگماتیتی تقریبا محو شده، به چنین ساختاری دیاتکسیت می‌گویند.

پتروگرافی میگماتیت‌های تویسرکان: میگماتیت‌های منطقه شامل بخش‌های لوکوسوم و مزوسوم می‌باشند. لوکوسوم‌ها سنگ‌های دانه درشت کوارتز فلدسپاتی هستند که فقیر در کانی‌های مافیک بوده و دارای بافت ماگمایی می‌باشند در صورتی که مزوسوم دانه‌ریز و غنی در کانی‌های مافیک بوده و به خوبی متورق شده‌اند. لوکوسوم‌ها از نظر اندازه متغیرند و ضخامت آنها چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر می‌باشد. بخش لوکوسوم شامل کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و گارنت است. در لوکوسم‌ها فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده که کوارتز به صورت بی‌شکل با بافت بین بلوری فضای بین فلدسپارها را پر کرده است. بلورهای گارنت به اندازه چند میلیمتر در این بخش دیده می‌شود. بیشترین حجم این بخش را فلدسپار پتاسیم تشکیل داده که دارای بافت میکرو پرتیتی است که باعث شده ترکیب لوکوسوم از نوع آلکالی فلدسپار گرانیتی باشد. کانی‌های این نوع لوکوسوم دارای مقادیر فلدسپار پتاسیم ۴۵٪-۲۵٪، کوارتز ۳۵٪-۲۰٪، پلاژیوکلاز۶٪- ۱۲٪، بیوتیت ۹٪-۱۵٪ گارنت ۵٪-۰٪ می‌باشد.

مزوسوم: کانی‌های تشکیل دهنده مزوسوم‌ها عبارتند از بیوتیت، آندالوزیت، کردیریت، اسپینل و سیلیمانیت. در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها در اطراف آندالوزیت کانی‌های اسپینل و کردیریت شکل گرفته است (شکل A۴). آندالوزیت گاهی از حاشیه داخلی به سیلیمانیت تبدیل می‌شود (شکل ۴ B). بلورهاری گارنت به صورت اینکلوژن درون کردیریت‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ C). بخش‌های که بافت آذرین دارند (کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم) به صورت لکه‌هایی در این بخش میگماتیت‌ها دیده می‌شود. براساس مشاهدات صحرایی و پتروگرافی از جمله وجود ریزساختارهای آذرین مانند بلورهای شکل‌دار فلدسپار در برابر کوارتز بی‌شکل (شکل ۴ D)، بافت میرمیکیت (شکل ۴ E)، ماکل کالسباد فلدسپارها و پلی سنتتیک پلاژیوکلازها (شکل ۴ F) تاکیدکننده شکل‌گیری لوکوسوم‌ها بر اثر فرآیند ذوب بخشی می‌باشد.

شکل ۳: A) میگماتیت‌های با ساختار استروماتیک لایه‌ای، B) میگماتیت با ساختار آگماتیک. C) میگماتیت‌های استروماتیک که لوکوسوم‌های بزرگتری دارند و بیانگر شواهدی دال بر حرکت مذاب در یک سیستم هستند.



شکل ۴: A) مجموعه Spl+ And+ Crd در بخش مزوسوم در نور طبیعی، B) بلورهای سیلیمانیت در بخش ملانوسوم میگماتیت‌ها، C) درشت بلورهای کردیریت و گارنت بخش مزوسوم میگماتیت‌ها، D) نمونه‌ای از لوکوسوم با بافت بین بلوری، فضای بین بلورهای شکل‌دار فلدسپار، کوارتز بی‌شکل پر کرده است، E) بافت میرمیکیت در بخش لوکوسوم، F) فلدسپار پتاسیم با ماکل کالسباد و پلاژیوکلاز با بافت پلی سنتتیک در بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها.

مطالعات صحرایی میگماتیت‌های بروجرد

براساس شواهد صحرایی میگماتیت‌های منطقه به دو نوع تقسیم می‌شوند میگماتیت‌های متاتکسیت که در آن لایه‌بندی حفظ شده است. این نوع میگماتیت‌ها با ساختار استروماتیک لایه‌ای (شکل ۵ A) و دیکتیونتیک مشخص می‌شوند. میگماتیت‌های دیاتکسیت که در آنها لایه‌بندی محو شده است. این نوع میگماتیت‌ها دارای ساختارهای نبولیتیک، شولن و شلیرن (شکل ۵ B) می‌باشند. ساختارهای مشاهده شده در

میگماتیت‌های بروجرد شامل استروماتیک لایه‌ای، افتالمیتیک، دیکتیونتیک، فلبتیک (رگه‌ای)، شولن، نبولیتیک، شیلرن و لخته‌ای می‌باشد که از میان ساختارهای ذکر شده ساختار استروماتیک لایه‌ای، دیکتیونتیک، شولن، نبولیتیک و لخته‌ای (شکل ۵ C) ساختارهای غالب در میگماتیت‌های بروجرد می‌باشد.

پتروگرافی میگماتیت‌های بروجرد

با توجه به وفور پلی مورف‌های سیلیکات آلومینیوم (سیلیمانیت و آندالوزیت) و کردیریت در میگماتیت‌های منطقه، میگماتیت‌های بروجرد به دو دسته تقسیم‌بندی گردید.

۱-میگماتیت‌های غنی از سیلیکات آلومینیوم: این سنگ‌ها دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، آندالوزیت، سیلیمانیت، بیوتیت، کردیریت، اسپینل و کروندم می‌باشند. در بخش مزوسوم این دسته سنگ‌ها حاشیه‌ای از هم رشدی اسپینل و کروندم اطراف آندالوزیت شکل گرفته است (شکل ۶ D) همچنین در این سنگ‌ها در بخش مزوسوم آندالوزیت از حاشیه داخلی گاهی به سیلیمانیت تبدیل می‌شود (شکل ۶ E). ۲-میگماتیت‌های غنی از کردیریت: این سنگ‌ها دارای کانی فلدسپار پتاسیم، کردیریت، پلاژیوکلاز، گارنت، بیوتیت و کوارتز است. در زمینه این سنگ‌ها هیچ‌گونه سیلیکات آلومینیوم (سیلیمانیت) دیده نمی‌شود. در بخش لوکوسم این سنگ‌ها کوارتز بی‌شکل فضای بین فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار را پر کرده است و دارای بافت میرمیکیت می‌باشد. گارنت به صورت درشت بلور و نیمه شکل‌دار با مجموعه کانی‌های فلدسپار پتاسیم، کردیریت، بیوتیت و کوارتز وجود دارد (شکل ۶ F). میگماتیت‌های بروجرد با مجموعه کانی‌های آندالوزیت، سیلیمانیت، اسپینل، گارنت، کردیریت، پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم مشخص می‌شوند. در این سنگ‌ها بخش-های لوکوسوم، ملانوسم، مزوسوم دیده می‌شود.

لوکوسوم: لوکوسوم که ترکیب گرانیتی دارد و از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت ± مسکوویت تشکیل شده است و دارای بافت آذرین از جمله میرمیکیت، گرانوفیری و پرتیتی می‌باشند. در لوکوسوم، فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار کوارتز بی‌شکل بوده و با بافت بین دانه‌ای فضای بین فلدسپار پتاسیم را پر کرده است. بیوتیت‌های نیمه شکل‌دار به همراه کوارتز و فلدسپار پتاسیم دیده می‌شود. بلورهای کوچک مسکوویت در لوکوسوم احتمالا از دگرگونی پس رونده بیوتیت تشکیل شده‌اند.

براساس ترکیب کانی شناسی، لوکوسوم به دو گروه عمده تقسیم می‌شود:

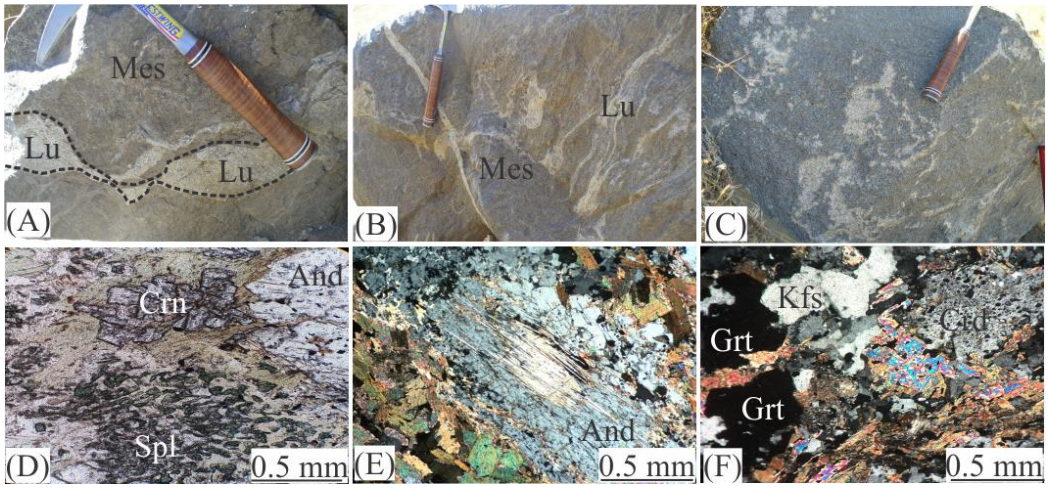
۱-لوکوسوم‌های داری کوارتز و فلدسپار پتاسیم: این لوکوسوم‌ها دارای فلدسپار پتاسیم به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار است که کوارتز بی‌شکل فضای بین فلدسپارها را پرکرده است.

۲-لوکوسوم‌های دارای کوارتز – فلدسپار پتاسیم - بیوتیت ± مسکوویت: بیوتیت نیز به صورت ریز و شکل‌دار دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم شکل‌دار بوده و کوارتز بی‌شکل با بافت بین بلوری فواصل بین کانی‌های فلدسپار پتاسیم را پرکرده است. فلدسپار پتاسیم مقداری به مسکوویت دگرسان شده است.

$$3\ KAlSi_3O_8+2H^+= KAl_3Si_3O_{10}(OH_2) + 6SiO_2+2K$$

مزوسوم و ملانوسوم: مزوسوم‌ها دارای بافت لپیدوبلاستیک و لپیدوپورفیروبلاستیک بوده و از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، کردیریت، سیلیمانیت، اسپینل و کروندم تشکیل شده است.

در بخش مزوسوم حاشیه‌ای از اسپینل و کروندم در اطراف آندالوزیت شکل گرفته است. آندالوزیت از حاشیه داخلی به سیلیمانیت تبدیل می‌شود. در میگماتیت‌های منطقه ملانوسوم به مقدار کمی دیده می‌شود که دارای بافت گرانوبلاستیک هورنفلسی است. ترکیب کانی شناسی مشابه با مزوسوم را دارند با این تفاوت که غنی شدگی از کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت و کردیریت در آنها دیده می‌شود. جدول ۱، مجموعه کانی‌های دگرگونی در هاله‌ی دگرگونی بروجرد و تویسرکان را نشان می‌دهد. علائم اختصاری استفاده شده برای کانیها از (کرتز، ۱۹۸۳) می‌باشد. جدول ۲ ترکیب کانی شناسی لوکوسوم‌های حاصل از آناتکسی هاله بروجرد و تویسرکان را نشان می‌هد.



شکل ۵: A) میگماتیت‌های استروماتیک، B) میگماتیت‌های شیلرن: از نوارهای تیره و روشن تشکیل شده که نوارها نامنظم بوده و انتهای باریک و مخروطی شکل دارند. C) میگماتیت‌های لخته‌ای: لوکوسوم به صورت لخته و تکه‌های پراکنده داخل مزوسوم قرار دارد، D) کانی‌های اسپینل و کروندم در اطراف بلور آندالوزیت در بخش مزوسوم میگماتیت-ها، E) تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت از حاشیه داخلی،F) گارنت همراه با مجموعه کانی‌های کردیریت، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم.

جدول ۱: مجموعه کانی‌های دگرگونی هاله مجاورتی منطقه‌ی بروجرد و تویسرکان که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند.
O=Minor phase, L= Patial melting, X=Major phase, MIB= Boroujerd Samples, Tu= Tu= Tuyserkan Sample

NO.Sample	Bt	MS	Qtz	Crd	Kf	Sill	Crn	Slp	Pl	Gr	And	L
MIB-2	X			X	X	X	X	X	O	O	X	X
MIB-3	X		X	X	X	X		X	X	O	X	X
MIB-9	X	O	X	X	X				X			X
MIB-15	X	O	X	X	X				X	O		X
MIB-16	X		X	X	X				X			X
TUS	X		X	X	X	X		X	X	X	X	X
TU10	X		X	X	X	X		X	X	X		X
TU-16	X		X	X	X				X	X		X
TU-9	X	O	X	X	X				X			X
TU-14-5	X		X	X	X	X				O		X

جدول۲: کانی شناسی لوکوسوم ها در هاله‌ی دگرگونی بروجرد و تویسرکان
O=Minor phase, X=Major phase, MIB= Boroujerd Samples, Tu= Tuyserkan Samples

NO.Sample	Qtz	Kfs	Bt	Pl	Ms	Grt
MIB-5	X	X	X	X		
MIB-9	X	X	X		O	
MIB-11	X	X			O	
MIB-13	X	X				
TU-12	X	X	X			X
TU-13	X	X		X		
TU-14	X	X		X		X
TU-15	X	X				
TU-16	X	X				

مقایسه‌کانی شناسی میگماتیت‌های بروجرد و تویسرکان نشان می‌دهد، کانی‌های بخش لوکوسوم میگماتیت‌های تویسرکان شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و گارنت می‌باشد، در صورتی که کانی‌های بخش لوکوسوم میگماتیت های بروجرد شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت ± مسکوویت می‌باشد. مجموعه‌ی کانیایی این دو منطقه تا حدود زیادی مشابه است، حضور کانی‌های اسپینل و کروندم و فراوانی آندالوزیت در مزوسوم میگماتیت‌های منطقه بروجرد مشهود می‌باشد در صورتی که در مزوسوم میگماتیت‌های تویسرکان کروندم وجود ندارد و کردیریت و گارنت فراوان‌تری وجود دارند. در منطقه تویسرکان سیمپلکتیت And+Spl+Crd در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها وجود دارد در حالی که در منطقه بروجرد در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها سیمپلکتیت And+Spl+Crn+Crd وجود دارد.

واکنش های متداول ذوب و روابط فازی در سنگ‌های رسی دگرگون شده

۱-واکنش‌های ذوب و روابط فازی در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله بروجرد

براساس مجموعه کانیایی سنگ‌های دگرگونی رسی منطقه بروجرد که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند می‌توان زون‌های کانی‌شناسی زیر برای سنگ‌های این منطقه در نظر گرفت: زون گارنت – کردیریت - فلدسپار پتاسیم، زون کردیریت - فلدسپار پتاسیم، زون اسپینل-کروندم. روابط فازی کانی‌های KFMASH نمونه‌های مطالعه شده از زون‌های مختلف، در نمودار AFM و SFM شکل ۶ نشان داده شده است. جدول ۳ واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی منطقه را نشان می-دهد. علائم اختصاری استفاده شده برای کانی‌ها از (کرتز، ۱۹۸۳) است. واکنش‌های احتمالی ذوب در منطقه با توجه به مجموعه کانی‌شناسی به صورت زیر می‌باشد: واکنش‌های ذوب با حضور سیال:

1) $Qtz+Kfs+ Crd+H_2O=L$
2) $Crd+Kfs+Grt+Qtz+Sill+H_2O=L$

واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال (یاردلی، ۱۹۹۱):

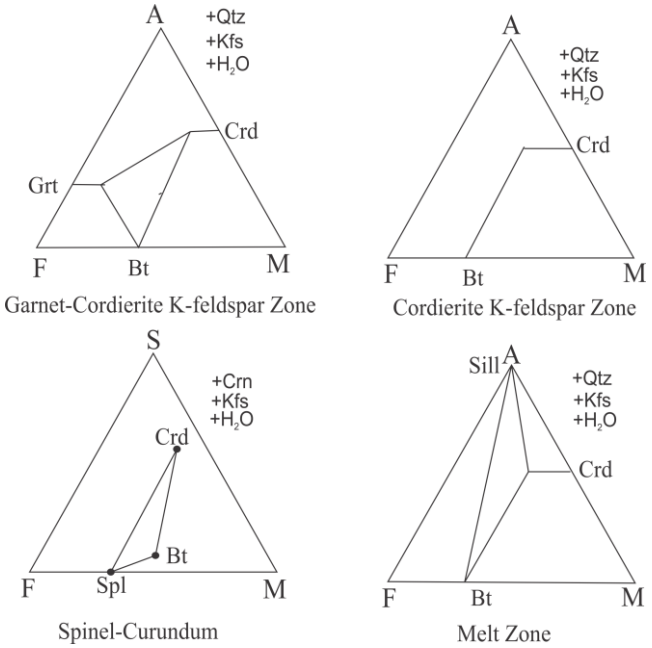
4) Qtz+Bt+Sill=Crd+Kfs+L
5) Qtz+Bt+Sill=Crd+Kfs+Grt+L
6) Bt+ And= Crd+ Kfs+Spl+Crn+L

واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال نشان می‌دهد که سنگ‌ها در حد رخساره پیروکسن هورنفلس شده تشکیل است. کانی‌شناسی دسته اول سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ در زون اسپینل-کروندم قرار دارد. با توجه به حضور سیلیمانیت در این دسته از سنگ‌ها و واکنش ۶ می‌توان نتیجه گرفت که عامل ذوب بخشی، آب منفذی و آب آزاد شده از شکستن کانی‌های آبدار و مصرف شدن سیلیمانیت به مقدار کم می‌باشد. با توجه به هم

رشدی اسپینل و کروندم به دور آلومینوسیلیکات می‌توان گفت که علاوه موارد فوق افزایش دما می‌تواند در تشکیل مذاب دخیل باشد. با در نظر گرفتن دمای لازم برای تشکیل کروندم و با احتساب دمای توده‌های توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی امکان تشکیل کروندم در هاله مجاورتی این توده‌ها وجود ندارد، با توجه به وجود توده‌ها و آنکلاوهای مافیک و اولترامافیک به سن ژوراسیک میانی در داخل توده بروجرد (دیوسالار و همکاران، ۲۰۱۷) این احتمال وجود دارد که افزایش دما به علت نفوذ توده‌های مافیک می‌باشد. دسته دوم سنگ‌ها دارای زون‌های کانی‌شناسی کردیریت – گارنت - فلدسپار پتاسیم و کردیریت –فلدسپار پتاسیم‌اند. این مجموعه در اثر واکنش-های ۴ و ۵ حاصل می‌شوند. در منطقه بروجرد با در نظر گرفتن دمای لازم برای تشکیل کروندم و با احتساب دمای توده‌های توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی امکان تشکیل کروندم در هاله مجاورتی این توده‌ها وجود ندارد، با توجه به وجود توده‌ها و آنکلاوهای مافیک و اولترامافیک به سن ژوراسیک میانی در داخل توده بروجرد (دیوسالار و همکاران، ۲۰۱۷) این احتمال وجود دارد که در منطقه بروجرد پدیده ذوب بخشی و میگماتیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی درجات بالا به دلیل نفوذ سنگ‌های مافیک رخ داده است.

جدول ۳: مجموعه کانی‌ها و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه بروجرد

واکنش‌های دگرگونی	زون‌های کانی‌شناسی
$Crd+Grt+Kfs+ Qtz+sill+H_2O=L$ ذوب متجانس $Qtz+Bt+Sill=Crd+Kfs+Grt+L$ ذوب نامتجانس	کردیریت -گارنت - فلدسپار پتاسیم
$Qtz+Kfs+ Crd+H_2O=L$ $Qtz+Bt+Sill=Crd+Kfs+L$ ذوب نامتجانس	کردیریت- فلدسپارپتاسیم
$Bt+ And= Crd+ Kfs+Spl+Crn+L$	زون اسپینل- کروندم



شکل ۶: روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه بروجرد

۲-واکنش‌های ذوب و روابط فازی در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله الوند

براساس پاراژنز سنگ‌های رسی دگرگون شده که دچار ذوب بخشی شده‌اند می‌توان زون‌های کانی-شناسی زیر را برای سنگ‌های منطقه در نظر گرفت: زون گارنت – فلدسپار پتاسیم، کردیریت - فلدسپار پتاسیم، زون سیلیمانیت، زون اسپینل - کردیریت. روابط فازی کانی‌های KFMASH مطالعه شده در نمودار AFM شکل ۷ نشان داده شده است. جدول ۴ واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی منطقه را نشان می‌دهد. واکنش-های احتمالی ذوب در نمونه‌های منطقه براساس مطالعات پتروگرافی به صورت زیر می‌باشد:

واکنش‌های ذوب با حضور سیال: سیلیمانیت‌های موجود در منطقه تویسرکان به‌طور ناقص جانشین آندالوزیت شده و حاصل تغییرات پلی‌مورف آندالوزیت می‌باشند که با فلدسپار پتاسیم هم پاراژنز می‌باشند واکنش زیر شکل‌گیری سیلیمانیت‌های همراه با فلدسپار پتاسیم را نمایان می‌سازد: (هیندمن، ۱۹۸۵)

$Ms+Qtz= Kfs+Sill+H_2O$

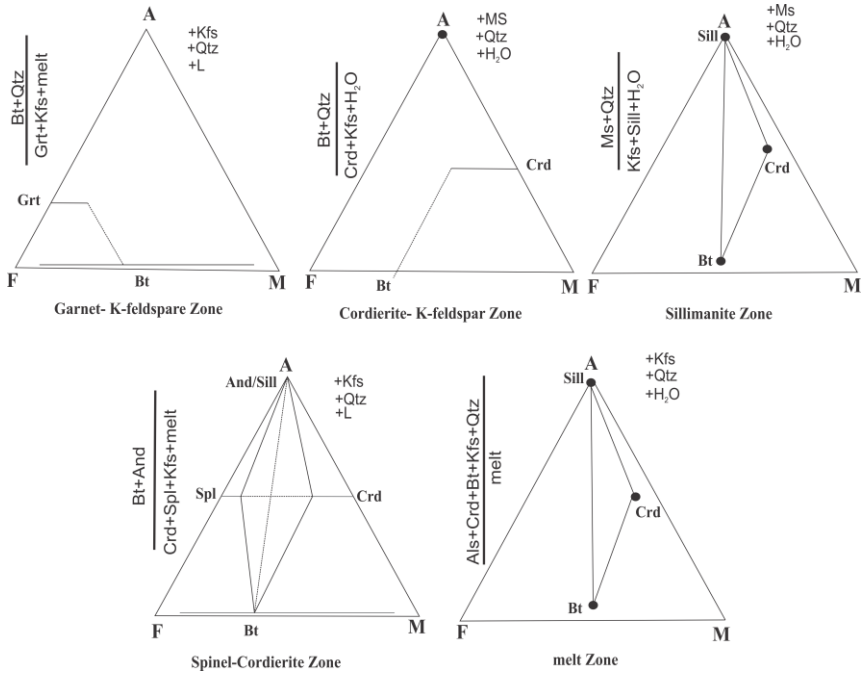
با توجه به مجموعه کانی‌های Qtz، Kfs، Bt، Crd ، And شروع ذوب‌بخشی احتمالا از طریق واکنش‌های ذوب با حضور سیال ذیل می‌باشد:

1) $Ms+Bt+Qtz = Crd+Kfs+H_2O$
2) $Ms+Qtz = Crd+ Kfs+H_2O$
3) $Ms+Qtz = Kfs+Sill+H_2O$
4) $And+Crd+Bt+Kfs+Qtz =melt$

واکنش‌های ذوب بدون سیال عبارتند از:

5) $Bt+Qtz = Grt+Kfs+melt$
6) $Bt+Als+ Qtz= Grt+Kfs+melt$
7) $Bt+And = Crd+Spl+Kfs+melt$

گارنت موجود در میگماتیت‌های منطقه هم در بخش مزوسوم و هم در بخش لوکوسوم دیده می-شوند. گارنت‌های موجود در مزوسوم میگماتیت‌ها در داخل پورفیروبلاست‌های سیلیکات آلومینیوم دیده می‌شوند. بنابراین می‌توان واکنش ۶ را برای تشکیل گارنت‌ها در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها در نظر گرفت (یاردلی، ۱۹۹۱). دسته دوم گارنت-هایی که در بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها مشاهده می‌شوند که به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با حواشی انحلال یافته دیده می‌شوند که می‌توان بقایای گارنت‌های مزوسوم که هضم شده-اند در نظر گرفت. با توجه به همیافتی گارنت با فلدسپار پتاسیم در بخش لوکوسوم می‌توان تشکیل گارنت در بخش لوکوسوم به واکنش ۵ نسبت داد (یاردلی، ۱۹۹۱؛ هیندمن، ۱۹۸۵). تشکیل سیمپلکتیت کردیریت و اسپینل در اطراف آندالوزیت از طریق واکنش شماره ۷ می‌باشد. با توجه به همرشدی اسپینل و کردیریت به دور آندالوزیت می‌توان گفت که کاهش فشار یا افزایش دما می‌تواند در تشکیل مذاب دخیل باشد زیرا تبدیل اسپینل به کردیریت با کاهش فشار و افزایش دما همراه است (جانسون، ۲۰۰۴) که با توجه به حضور سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در منطقه به نظر می‌رسد که افزایش دما به دلیل این توده‌های نفوذی می‌باشد. سیمپلکتیت‌ها معمولا با فرآیندهای قهقرایی نتیجه سرد شدن یا تقلیل فشار توسعه یافته ولی می‌توانند تکامل درجات دگرگونی را نشان دهند (پیترا و وال، ۲۰۰۱). سیمپلکتیت‌ها حاصل هسته‌بندی سریع کانی‌ها و فقدان فاز سیال در طی رشد دانسته شده که در این حالت (فقدان فاز سیال) از انتقال و خروج ماده از محل واکنش جلوگیری شده و انتشار در مرز دانه‌ها توسط رشد سیمپلکتیت کنترل می-شود (ورنون، ۲۰۰۴) (شکل ۷).



شکل ۷: روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون منطقه تویسرکان

جدول ۴: مجموعه کانی‌ها و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی منطقه تویسرکان

واکنش‌های دگرگونی	زون کانی‌شناسی
Bt+Qtz = Grt+Kfs+melt (ذوب نامتجانس) Bt+Als+ Qtz= Grt+Kfs+melt (ذوب نامتجانس)	زون گارنت- فلدسپارپتاسیم
Ms+Bt+Qtz = Crd+Kfs+H_2O Ms+Qtz+ = Crd+ Kfs+H_2O	زون کردیریت فلدسپارپتاسیم
Ms+Qtz= Kfs+Sill+H_2O	زون سیلیمانیت
Bt+And = Crd+Spl+Kfs+melt(ذوب نامتجانس)	زون اسپینل کردیریت
And+Crd+Bt+Kfs+Qtz = melt (ذوب متجانس)	زون مذاب

مقایسه واکنش‌های ذوب و روابط فازی مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد که تفاوت عمده در زون‌های زون اسپینل کردیریت (منطقه تویسرکان) و زون اسپینل - کروندم (منطقه بروجرد) می‌باشد به طوری که در منطقه تویسرکان سیمپلکتیت And+Spl+Crd در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها تشکیل شده است در صورتی که در بخش مزوسوم میگماتیت‌های بروجرد سیمپلکتیت And+Spl+Crn+Crd تشکیل شده است (شکل ۸). در منطقه تویسرکان کانی آندالوزیت در دمای بالا توسط واکنش زیر تشکیل شده است:

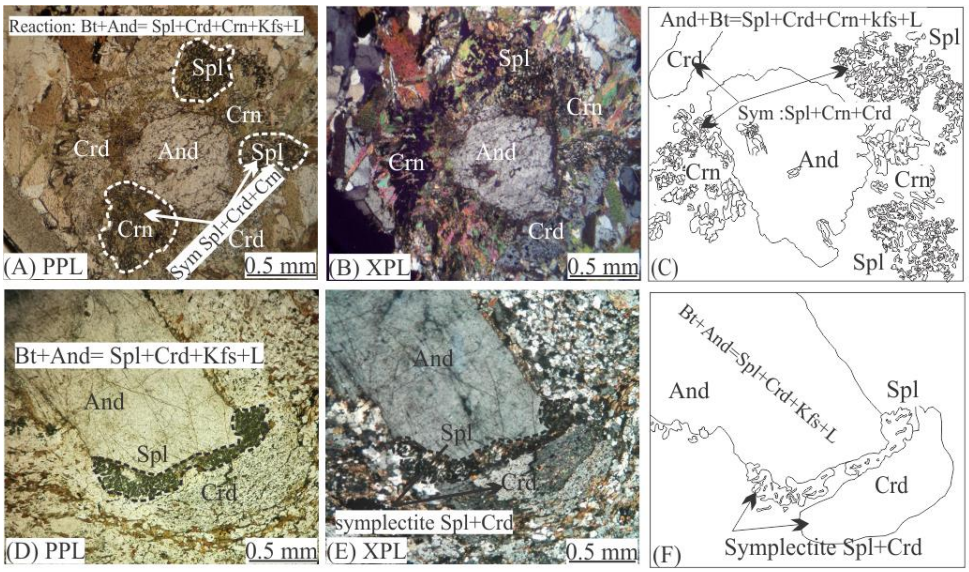
Ms+Qtz= Kfs+And+H_2O

با افزایش دما کانی آندالوزیت ناپایدار شده و مجموعه اسپینل و کردیریت در اطراف بلورهای آندالوزیت تشکیل می‌شوند. به طوری که در بخش‌های حاشیه‌ای آندالوزیت اسپینل شکل گرفته است که با کوارتز زمینه واکنش داده و کردیریت‌های ریزی در اطراف خود به وجود آورده است. تشکیل این سمپلکتیت در ارتباط با واکنش زیر می‌باشد: Bt+And = Crd+Spl+Kfs+melt

در مقایسه با میگماتیت‌های تویسرکان، در بخش مزوسوم میگماتیت‌های بروجرد سیمپلکتیت And+ Spl+ Crn تشکیل شده است. به طوری که در دمای بالا آندالوزیت از طریق واکنش زیر تشکیل شده است: $Ms+Qtz= Kfs+And+H_2O$

با افزایش دما کانی آندالوزیت ناپایدار شده و در اطراف آن کانی اسپینل و کروندم از طریق واکنش زیر تشکیل شده است. که بعد از اسپینل، کردیریت‌هایی مشاهده می‌شود که از واکنش کوارتز با اسپینل به وجود آمده‌اند:

Bt+ And= Crd+ Kfs+Spl+Crn+L



شکل ۸: A, B, C) سیمپلکتیت And+Spl+Crn در بخش مزوسوم میگماتیت‌های بروجرد و واکنش تشکیل سیمپلکتیت D, E, F) سیمپلکتیت And+Spl+Crd در بخش مزوسوم میگماتیت‌های منطقه تویسرکان و واکنش مرتبط با تشکیل سیمپلکتیت.

نتیجه‌گیری

نفوذ کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و نفوذ باتولیت الوند با سن ژوراسیک در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب ذوب بخشی و تشکیل میگماتیت‌ها شده است. سنگ‌های رسی در نزدیکی همبری دچار ذوب بخشی شده‌اند. مشاهده‌های صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و ترکیب کانی شناسی لوکوسوم‌ها نشان می‌دهد که میگماتیت‌ها از ذوب بخشی حاصل شده‌اند. قسمت‌های ذوب شده به شکل رگه است، این رگه‌ها به صورت منقطع و منفصل تشکیل می‌شوند که این امر امکان تزریق رگه‌ها از توده‌های آذرین را رد می‌کند علاوه بر این لوکوسوم‌ها با مزوسوم‌ها به صورت متناوب و متوالی دیده نمی‌شود که این ویژگی منشا تفریق دگرگونی را رد می‌کند. لوکوسوم‌ها عمدتا از کانی-های کوارتز و فلدسپار پتاسیم تشکیل شده‌اند که در آن فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و کوارتز با بافت بین بلوری فضای بین آنها را پر کرده است. تفاوت بافتی بین بخش لوکوسوم و مزوسوم، که بخش‌های روشن، بافت آذرین و بخش‌های تیره، بافت هورنفلسی دارند و همچنین ترکیب کانی شناسی لوکوسوم‌ها که عمدتا از کوارتز و فلدسپار پتاسیم تشکیل شده‌اند و توزیع مذاب در سنگ‌های رسی همگی منشا آناتکسی

لوکوسوم‌ها را تایید می‌کند. کانی‌های بخش لوکوسوم میگماتیت‌های تویسرکان شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و گارنت می‌باشد در صورتی که کانی‌های بخش لوکوسوم میگماتیت-های بروجرد شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و مسکوویت می‌باشد. مجموعه‌ی کانیایی این دو منطقه تا حدود زیادی مشابه است، حضور کانی‌های اسپینل و کروندم و فراونی آندالوزیت در مزوسوم میگماتیت‌های منطقه بروجرد مشهود می‌باشد در صورتی که در مزوسوم میگماتیت‌های تویسرکان کروندم وجود ندارد و کردیریت و گارنت فراوانتری وجود دارند. در منطقه تویسرکان سیمپلکتیتCrd +Spl +And در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها وجود دارد در حالی که در منطقه بروجرد در بخش مزوسوم میگماتیت‌ها سیمپلکتیت Crn +Spl +And وجود دارد. واکنش‌های ذوب در حضور فاز سیال آزاد احتمالا با شروع ذوب، تمامی سیال آزاد در هاله را مصرف کرده و در نتیجه ادامه ذوب بخشی توسط واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال آزاد انجام شده است. مجموعه کانی‌های درجه بالا مانند اسپینل و کروندم در اثر از بین رفتن بیوتیت (واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال آزاد) تشکیل شده‌اند. تشکیل سیمپلکتیت +Spl +And Crd در بخش مزوسوم میگماتیت‌های تویسرکان از طریق واکنش Bt+And= Crd+Spl+Kfs+melt و تشکیل سیمپلکتیت crd +Crn +Spl +And در بخش مزوسوم میگماتیت‌های بروجرد از طریق واکنش Bt+And= Crd+Kfs+Spl+Crn+L می-باشد که مهمترین واکنش توسعه مذاب در سنگ های رسی دگرگون شده می‌باشند.

منابع

-مسعودی، ف.، ۱۳۸۰. میگماتیت‌ها، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، ۱۱۹ ص.

-Ahmadi-Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sansandaj-Sirjan Zone, Western Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 29, p. 859-877.

-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211–238.

-Ashworth, J.R. (Ed), 1985. Migmatites: Blackie, Glasgow, 302 p.

-Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): Metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events, 40 K-40 Ar dating: Comptes Rendus Geoscience, v. 366, p. 1143–1152.

-Barker, F. and Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites: Geology, v. 4, p. 596–600.

-Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin, in Barker, F., ed., Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks: Amsterdam, Elsevier, Developments in Petrology, v. 6, p. 1–12.

-Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a paleogeogra phy and tectonic

evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210–265.
-Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny: Lithos, v. 162, p. 70-87.
-Deevsalar, R., Shinjo, R., Ghaderi, M., Murata, M., Hoskin, P.W.O., Oshiro, S., Wang, K.L., Lee, H.Y. and Neill, I., 2017. Mesozoic–Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj–Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros: Lithos, v. 284–285, p. 588–607.
-Fitzsimons, I.C.W., 1996. Metapelitic migmatites from brattstrand Bluffs, East Antarctica- metamorphism, melting and exhumation of the mid crust: J. Petrol, v. 37, p. 395-414.
-Gill, R., 2010. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide: John Wiley and Sons, 428 p.
-Grant J.A., 1968. Partial melting of common rocks as a posssibl source of cordierite anthophyllite assemblages: American Journal of Science, v. 266, p. 908-931.
-Hyndman, D.W., 1985. Petrology of igneous and metamorphic rocks, MCGRAW, Hill, Newyork, 786 p.
-Jafari, S.R., 2018. Petrology of High Grade metamorphic rocks of the Hamedan and the adjasent areas in the Sanandaj-Sirjan Zone, Ph.D. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 201 p.
-Johnson, T., Brown, M., Gibson, R. and Wing, B., 2004. Spinel-Cordierite symplectites replacing andalusite: evidence for melt- assisted diapirism in the Bushveld Complex, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 22, p. 529-545.
-Kerrick, D.M., 1991. Overview of contact metamorphism, in Kerrick, D.M., ed., Contact metamorphism: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, v. 14, p. 111–132.
-Kretz, R., 1983. Symbols for rock forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.
-Le Brton, N. and Thompson, A.b., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of Biotite in metapelite in the early stages of crustal anatexi: Contrib. Mineral. Petrol, v. 99, p. 226-237.
-Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011. U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 41, p. 238-249.
-Masoudi, f., 1997. Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak iran, Ph.D. thesis, University of Leed, England, 321 p.
-Masoudi, F., Yardley, B.W.D. and Cliff, R.A., 2002. Rb-Sr geochronology of pematites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran: Islamic Republic of Iran Journal of Sciences, v. 13, p. 249-254.
-Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1125–1139.
-Mohajjel, M., 1997. Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia, 326 p.
-Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental

collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 21, p. 397-412.
-Nyman, N.W., Pattison, D.R.M. and Ghen, E.D., 1995. Melt extraction during formation of K-feldspar + sillimanite migmatites, west of Revelstoke, British Columbia: Journal of Petrol, v. 36, p. 351-327.
-Pitra, P. and de Wall, S.A., 2001. High-temperature, low –pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld Complex (South Africa): Journal of Metamorphic Geology, v. 19, p. 311-325.
-Saki, A., 2010a. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks: Gondwana Research, v. 1, p. 704-714.
-Saki, A., 2010b. Mineralogy, geochemistry and geodynamic setting of the granitoids from NW Iran: Geological Journal, v. 45, p. 1–16.
-Saki, A., Moazzen, M. and Baharifar, A.A., 2012. Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran: International Geology Review, v. 54, p. 1229–1240.
-Sepahi, A.A., Jafari, S.R. and Mani-Kashani, S., 2009. Low pressure migmatites from the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt in the Hamedan region (Iran): Geologica Carpathica, v. 60, p. 107–119.
-Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz: Journal of Asian Earth Sciences, v. 24, p. 405-417.
-Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj- Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism: Journal of Asian Earth Sciences, v. 39, p. 668–683.
-Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure temperature–time paths, Monograph, Mineralogical Society of America Monograph, Washington, DC, 799 p.
-Stoklin, J., 1968. Structural histiry and tectonics of Iran, A review: American Association Petroleum Geologists, v. 52, p. 1229-1258.
-Vernon, R.H.K., 2004. A practical guide to rock microstructure: Cambridge university press, 305 p.
-Whiteney, D.L. and Dilek, Y., 1997. Corecomplex develomant in central Anatolia: Geology, v. 25, p. 1023-1026.
-Yardley, B.W.D., 1991. An introduction to Metamorphic Petrology: Longman, 248 p.