

بررسی واکنش‌های توزیع مذاب، دما- فشارسنجی و شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز روشن، تیره و تیره-روشن در میگماتیت‌های هورنبلنددار تکاب (شمال غرب ایران)

هاله قربانی^{*}، رباب حاجی علی اوغلی، محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۸/۱۳، نسخه نهایی: ۹۸/۱۱/۱۲)

چکیده: فرایند میگماتیته شدن در منطقه قره‌ناز منجر به حجم‌های متفاوت ذوب بخشی و سرانجام طیف گسترده‌ای از میگماتیت‌های متاتکسیت و دیاتکسیت شده است. بررسی شیمی کانی‌ها با ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد که ترکیب آمفیبول از نوع مگنزیوهایستنگزیت با خاستگاه دگرگونی بوده و ترکیب فلدسپات‌ها از نوع آندزین تا الیگوکلاز است. واکنش‌های ذوب در حضور سیال آزاد و ذوب در نبود سیال در تشکیل مذاب و بخش روشن میگماتیت‌ها موثر بوده‌اند. مجموعه کانی‌های درجه بالا به احتمال بسیار در اثر از بین رفتن کانی‌های درجه پایین‌تر و توسط واکنش‌های بدون حضور سیال آزاد تشکیل شده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی بخش‌های روشن مشابه توانلیت تا گرانودیوریت برآمده از ذوب بخشی است و با خاستگاه تبلور از مذاب همخوانی دارد. براساس دما- فشارسنجی این سنگ‌ها، دمای تشکیل حدود ۷۶۷ تا ۸۶۸ درجه سانتیگراد و فشار حدود ۵٫۷ تا ۷٫۷ کیلوبار است.

واژه‌های کلیدی: دما- فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ قره‌ناز؛ میگماتیت؛ واکنش‌های ذوب.

مقدمه

بررسی میگماتیت‌هاست [۸]. در ارتباط با سازوکار تشکیل میگماتیت‌ها تاکنون ۴ روش تزریق ماگما، ذوب بخشی، جدایش دگرگونی و دگرزه‌ادی پیشنهاد شده است [۹]. میگماتیت‌های تشکیل شده از طریق تزریق ماگما و ذوب بخشی در زیرگروه ماگمایی قرار دارند و آن‌هایی که از جدایش دگرگونی و دگرزه‌ادی شکل گرفته‌اند از این گروه نیستند [۱۰]. از سازوکارهای مختلف پیشنهاد شده برای تشکیل میگماتیت‌ها، ذوب بخشی و جدایش مذاب باقی مانده فرایندهای اصلی هستند [۱۱]. طی فرایند ذوب بخشی، اگر مذاب کمتر از ۲۰٪ حجم سنگ را تشکیل دهد میگماتیت‌های متاتکسیت مانند میگماتیت‌های نمدی تشکیل می‌شوند [۱۲]. با افزایش مقدار مذاب و در شرایط بالاتر از نقطه بحرانی، میگماتیت رفتار روانه ای مانند ماگما دارد [۱۳] و نوارها با حجم‌های بالایی از مذاب بهم ریخته شده و آن را دیاتکسیت می‌نامند [۲]. میگماتیت-های ذوب بخشی آزمایشگاه‌های طبیعی برای بررسی

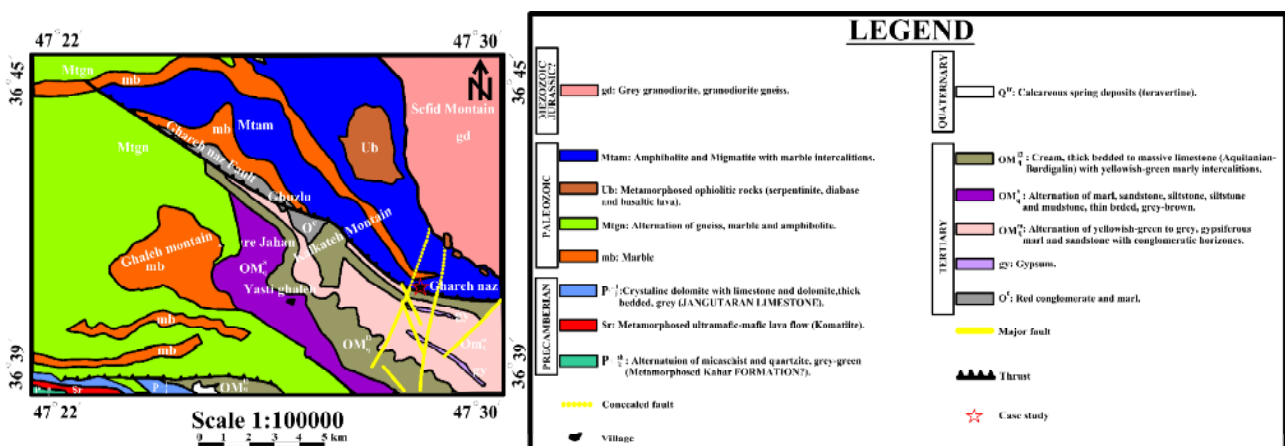
میگماتیت‌ها سنگ‌های مرکب ماکروسکوپی شامل بخش‌های فلسی (روشن) و بیشتر بخش‌های مافیک (تیره-روشن و تیره) بوده که اغلب اجزای فلسی دارای تحرک بیشتری نسبت به سایر اجزا هستند [۱، ۲]. بخش‌های مافیک بیشتر مخلوطی از اجزای فلسی و مافیک تیره-روشن و یا بخش‌های مافیک خالص تیره-روشن هستند [۳]. همه ساختارهای میگماتیته اغلب در سنگ حضور دارند، اگرچه بخش‌های روشن همیشه از بخش-های تیره-روشن تفکیک شده نیست [۳]. میگماتیت‌ها بیشتر در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای با درجه دگرگونی تا حدی بالا در اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای ژرف ایجاد می‌شوند [۴]. ذوب بخشی یک فرایند ارتباطی مناسب بین دگرگونی فعالیت و ماگمایی است و نقش کلیدی در گسترش میگماتیت-ها، گرانولیت‌ها و گرانیت‌های نوع S طی تکامل پوسته دارد [۵-۷]. سازوکار تشکیل بخش‌های روشن‌ها از مسائل مهم در

در شمال شرق تکاب براساس رده‌بندی مراجع [۲۹-۳۱] بخشی از پهنه سنندج- سیرجان بوده [۱۸] و آن را به پهنه ایران مرکزی [۳۲] و نیز البرز- آذربایجان و سنندج- سیرجان نسبت داده‌اند. همتافت مرکزی زنجان- تکاب شامل توالی از سنگ‌های دگرگونی، آذرین و رسوبی است [۲۹، ۳۳]. شفایی و همکاران [۳۴] با هسته‌های زیرکن در پاراگنیس و آمفیبولیت در همتافت مرکزی زنجان- تکاب سن‌های متنوعی از ۳۲۵ Ma تا ۳۵ را گزارش کرده‌اند (البته قدیمی‌ترین سن که متداول تر بوده بیش از ۶۲۵ Ma است). مؤذن و همکاران [۳۵] نیز سن قدیمی‌ترین سنگ مادر پوسته‌ای پی سنگ تکاب را با بررسی ایزوتوپ های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ در زیرکن آواری به ارث رسیده در بخش تیره میگماتیت مافیک حدود ۷۲±۲۹۶۱ Ma به دست آورده‌اند. سن‌سنجی U-Pb زیرکن در بخش روشن میگماتیت‌های تکاب (شکل ۱)، زمان ذوب بخشی (میگماتیت‌زایی) را حدود ۲۵ Ma [۳۵] و ۲۸-۲۵ Ma [۳۴] تعیین کرده است. توده‌های گرانیتوئیدی کوچک با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت به صورت پراکنده در مجموعه دگرگونی رخنمون دارند. توده‌های گرانیتوئیدی به احتمال بسیار ممکن است در ارتباط با فرایندهای میگماتیت- زایی منطقه تشکیل شده باشند. سن نسبی این گرانیتوئیدها در مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی مشابه در مناطق همسایه، به الیگوسن نسبت داده شده است [۳۶].

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی مجموعه کانی‌های ذوب شده محسوب می‌شوند [۱۴]، البته برای درک آن در اصل باید اطلاعاتی درباره شرایط تشکیل و جدایش مذاب در دسترس باشد [۱۵]. پیرامون ماهیت واکنش‌های تشکیل مذاب در منطقه قره‌ناز پژوهش‌چندانی انجام نشده است، از این‌رو در این پژوهش داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها در بخش‌های مختلف میگماتیتی، واکنش‌های ذوب، دما- فشارسنجی به طور جامع بررسی شد تا زمینه‌ای برای بررسی- های بیشتر شرایط دگرگونی و زمین دینامیکی در این منطقه ایجاد شود.

جایگاه زمین ساختی و زمین شناسی منطقه

سرزمین ایران مانند سرزمین‌های عربستان، عمان، بخشی از پاکستان و جنوب شرق ترکیه و غرب ترکیه دارای عملکرد فازهای کوهزایی، رسوب‌ها و سنگ‌هایی با سن مشابه است. این امر نشان می‌دهد که این سرزمین‌ها طی پرکامبرین و پالئوزویک بخشی از ابرقاره گندوانا بوده‌اند [۱۶-۲۱]. بخشی از سرزمین ایران که دارای این ویژگی‌ها بوده پهنه ایران مرکزی است. برخی پژوهشگران [۲۲-۲۴] دگرگونی و فعالیت ماگمایی ورقه ایران به کوهزایی کادومین نسبت داده‌اند. فرورانش نئوتتیس بین صفحه آفرو- عربی و میکروپلیت ایران مرکزی و برخورد قاره‌ای آن طی کرتاسه پسین تا ترشیاری پیشین باعث دگرگونی و فعالیت ماگمایی وابسته به آن در پهنه سنندج- سیرجان شده است [۲۵-۲۸]. مجموعه دگرگونی تخت سلیمان



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه قره‌ناز (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان [۳۲] با اندکی تغییرات).

محاسبه شد.

بحث و بررسی

بررسی‌های صحرایی و روابط ساختمانی میگماتیت‌های مافیک قره‌ناز

میگماتیت‌های قره‌ناز ناشی از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها هستند (شکل ۲ الف) و درجه‌های متفاوت ذوب بخشی سبب تشکیل ساختارهای بسیار متنوع شامل لکه‌ای، شولن، چشمی، نم‌دی با آثار مهاجرت مذاب (شکل ۲ ب)، دیکتیونیتیک، پتیگماتیت، رگرای (شکل ۲ پ)، شلین، پگماتیتوئیدی و ابرمانند (شکل ۲ ت) در منطقه شده است. میگماتیت‌های قره‌ناز را می‌توان از نظر درجه ذوب بخشی در انواع میگماتیت‌های متاکسیت و دیاتکسیت دسته‌بندی کرد: میگماتیت‌های متاکسیت با درصد ذوب بخشی پایین دارای حجم کمی از بخش‌های روشن و ساختار برگوارگی سنگ اولیه آمفیبولیتی بیشتر حالت حفظ شده نشان می‌دهد (شکل ۲ ب). به عبارت دیگر در این میگماتیت‌ها مذاب ناشی از ذوب بخشی به صورت لایه‌ای و موازی برگوارگی آمفیبولیت‌های اولیه است. میگماتیت‌های نم‌دی یا لایه‌ای از انواع شاخص میگماتیت‌های متاکسیت هستند (شکل ۲ ب). میگماتیت‌های دیاتکسیت برآمده از ذوب بخشی درجه بالا هستند و حجم بخش‌های روشن در آن‌ها در مقایسه با متاکسیت‌ها بیشتر است (شکل‌های ۲ پ و ت). افزایش حجم مذاب در میگماتیت‌های دیاتکسیت باعث به هم خوردگی ساختارهای دگرگونی اولیه آمفیبولیت‌ها شده است و حضور ساختارهای اولیه به هم ریخته (مانند شولن و شلین) و ساختارهای غالب آذرین و (مانند ساختار پگماتوئیدی و ابری) از مشخصه‌های ساختمانی مهم میگماتیت‌های دیاتکسیت قره‌ناز هستند (شکل‌های ۲ پ و ت). بخش روشن در میگماتیت‌های دیاتکسیت به دلیل بالا بودن درصد ذوب بخشی دارای مقادیر به نسبت بالای کانی‌های مافیک است (شکل‌های ۲ پ و ت).

محدوده مورد بررسی در روستای قره‌ناز در عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}45'$ تا $36^{\circ}39'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ}30'$ تا $47^{\circ}22'$ شرقی قرار دارد که بخشی از مجموعه دگرگونی تخت‌سلیمان است (شکل ۱). رخنمون‌های سنگی مختلف در منطقه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط و بالا دربردارنده آمفیبولیت، گنیس، میکاشیست، سیلیکات آهکی، مرمر و متاپریدوتیت هستند (شکل ۱). آمفیبولیت‌های این منطقه در پی افزایش درجه دگرگونی دستخوش ذوب بخشی شده و در نتیجه، میگماتیت‌های مافیک و گرانولیت‌های مافیک ایجاد شده‌اند.

روش بررسی

در این پژوهش پس از بررسی دقیق روابط صحرایی از نمونه‌های تازه و بدون هوازدگی، مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شد تا بر پایه‌ی روابط صحرایی، سنگ‌نگاری نیز انجام شود. بهترین نمونه‌ها که به خوبی نشانگر تکامل صحرایی، سنگ‌نگاری و بافت سنگ هستند انتخاب شدند. بخش‌های روشن، تیره و تیره-روشن به صورت دقیق جدا شده و به منظور تعیین ترکیب شیمیایی هر یک از کانی‌ها در اجزای مختلف میگماتی (روشن، تیره و تیره-روشن) برای تجزیه با ریزپردازشگر الکترونی مدل Cameca X100 با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان ۲۰ نانوامپر با باریکه ۱۰-۲ میکرومتر به مرکز تحقیقات زمین-شناسی پتسدام آلمان ارسال شدند. کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در بخش‌های مختلف روشن، تیره و تیره-روشن برای مقایسه‌ی عناصر و تعیین ترکیب شیمیایی تجزیه شدند. تجزیه‌ی ریزپردازشی آمفیبول برای ۲ نقطه در بخش روشن، ۲ نقطه در بخش تیره و ۲ نقطه در بخش تیره-روشن و تجزیه‌ی ریزپردازشی پلاژیوکلاز برای ۹ نقطه در بخش روشن، ۳ نقطه در بخش تیره و ۳ نقطه در بخش تیره-روشن از میگماتیت‌های مافیک انجام شد (جدول‌های ۱-۳). نسبت یونی عناصر Fe^{2+}/Fe^{3+} در ساختار کانی‌ها با استفاده از رابطه مرجع [۳۷]

جدول ۱ مجموعه کانی‌های پاراژنز در بخش‌های مختلف تیره-روشن، تیره و روشن در میگماتیت‌های قره‌ناز. علائم اختصاری کانی‌ها از مرجع [۳۷] است. (A= Alteration phase, O= Minor phase (<5%), X= Major phase (>5%)).

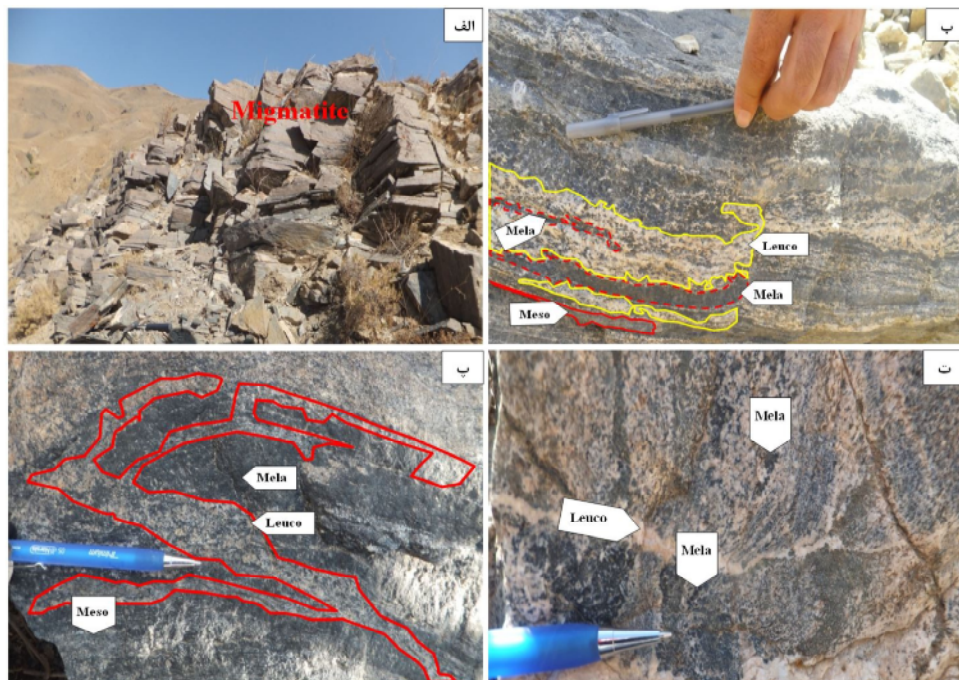
نمونه	Qz	Kfs	Pl	Chl	Zr	Spn	Bt	Hbl	Ap	Ilm	Ep	Tr/Act	بافت	نوع سنگ
مزوسوم	X	X	X	AO	O	X	X	X			O		گرانوبلاستیک- زینوبلاستیک- پورفیروبلاستیک- لپیدوبلاستیک	آمفیبولیت
ملانوسوم	O	O	X		O	X	A	X, A				A	گرانوبلاستیک- زینوبلاستیک- پورفیروبلاستیک- نماتوبلاستیک- لپیدوبلاستیک	بیوتیت- هورنبلند گرانولیت
لوکوسوم	X	X	X	AO	O	X	AO	AO	O	O	O		گرانولار- میرمکت- سیمپلکتیت	تونالیت

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن در بخش‌های روشن، تیره و تیره-روشن. (داده‌های اکسیدی بر حسب درصد وزنی و فرمول ساختاری بر حسب a.p.f.u).

Amp	Leuco,Hg1	Leuco, Hg2	Mela, Hg5	Mela, Hg6	Meso, Hg13	Meso, Hg14
SiO ₂	۴۲۳۴	۴۲۳۷	۴۳۸۰	۴۳۰۸	۴۱۳۲	۴۱۸۰
TiO ₂	۱۲۶	۱۵۴	۱۵۸	۱۵۰	-۹۵	۱۱۰
Al ₂ O ₃	۱۲۵۹	۱۲۱۸	۱۱۶۹	۱۱۱۵	۱۳۳۳	۱۲۹۱
Cr ₂ O ₃	۰۰۰	۰۰۳	۰۰۳	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۲
FeO	۱۸۲۲	۱۸۳۵	۱۸۵۰	۱۸۹۴	۱۹۰۲	۱۹۴۷
MnO	۰۴۳	۰۴۸	۰۴۶	۰۴۹	۰۴۶	۰۴۸
MgO	۱۰۰۰	۱۰۱۷	۱۰۱۷	۱۰۵۰	۹۵۰	۹۵۲
CaO	۱۱۲۴	۱۱۲۴	۱۱۰۸	۱۱۱۸	۱۱۰۷	۱۱۰۷
Na ₂ O	۱۹۲	۲۰۲	۱۸۵	۱۸۲۱	۱۸۸	۲۰۵
K ₂ O	۰۸۹	۰۸۷	۰۸۴	۰۷۹	۱۰۱	۰۹۵
F	۰۲۲	۰۱۰	۰۰۵	۰۴۰	۰۱۲	۰۰۰
Cl	۰۰۵	۰۰۶	۰۰۳	۰۰۵	۰۰۴	۰۰۴
مجموع	۹۹,۱۱	۹۹,۴۱	۹۸,۷۸	۹۹,۹۰	۹۸,۷۰	۹۹,۱۱
فرمول	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)
Si	۶۲۰۴	۶۲۰۲	۶۲۴۲	۶۲۷۵	۶۰۹۰	۶۱۰۰
Ti	۰۱۳۹	۰۱۶۹	۰۱۷۵	۰۱۶۴	۰۱۰۵	۰۱۲۲
Al	۲,۱۷۹	۲,۱۰۱	۲,۰۲۴	۱,۹۱۴	۲,۳۱۶	۲,۲۳۷
Cr	۰۰۰۰	۰۰۰۳	۰۰۰۳	۰۰۰۰	۰۰۰۰	۰۰۰۲
Fe ³⁺	۰۸۸۰	۰۸۹۲	۰۹۶۸	۱۰۵۸	۱۰۷۰	۱۰۶۸
Fe ²⁺	۱,۳۵۷	۱,۳۵۴	۱,۳۰۴	۱,۲۴۹	۱,۲۷۴	۱,۳۲۵
Mn	۰۰۵۳	۰۰۶۰	۰۰۵۷	۰۰۶۰	۰۰۵۷	۰۰۶۰
Mg	۲,۱۸۸	۲,۳۱۹	۲,۲۲۶	۲,۲۷۹	۲,۰۷۸	۲,۰۸۶
Ca	۱,۷۷۱	۱,۷۶۳	۱,۷۴۴	۱,۷۴۵	۱,۷۴۸	۱,۷۴۳
Na	۰۵۴۶	۰۵۳۳	۰۵۲۷	۰۵۱۴	۰۵۳۷	۰۵۸۴
K	۰۱۶۷	۰۱۶۲	۰۱۵۷	۰۱۶۷	۰۱۹۰	۰۱۷۸
مجموع	۱۵,۴۸۴	۱۵,۴۹۸	۱۵,۴۲۸	۱۵,۴۰۵	۱۵,۴۵۷	۱۵,۵۰۶
AlIV	۱,۷۹۶	۱,۷۹۸	۱,۷۵۸	۱,۷۲۵	۱,۹۱۰	۱,۹۰۰
AlVI	۰,۳۸۳	۰,۳۰۳	۰,۲۶۶	۰,۱۸۹	۰,۴۰۶	۰,۳۳۷
Mg ^{II}	۰,۶۱۷	۰,۶۲۱	۰,۶۳۱	۰,۶۴۶	۰,۶۲۱	۰,۶۱۱
(Na+K)A	۰,۴۸۴	۰,۴۹۸	۰,۴۲۸	۰,۴۰۵	۰,۴۷۵	۰,۴۹۹
NaB	۰,۲۲۹	۰,۲۲۷	۰,۲۵۶	۰,۲۵۵	۰,۲۵۲	۰,۲۵۷
CaB	۱,۷۷۱	۱,۷۶۳	۱,۷۴۴	۱,۷۴۵	۱,۷۴۸	۱,۷۴۳

جدول ۳ نتایج تجزیه شیمیایی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری پلاژیوکلازها بر اساس ۸ اکسیژن در اجزای مختلف میگماتیته روشن، تیره و تیره-روشن. (داده‌های اکسیدی بر حسب درصد وزنی و فرمول ساختاری بر حسب a.p.f.u).

Pl	Leuco,Hg1	Leuco, Hg2	Leuco, Hg4	Leuco, Hg5	Leuco, Hg7	Leuco, Hg9	Leuco, Hg16	Leuco, Hg17	Leuco, Hg19	Mela, Hg20	Mela, Hg22	Mela, Hg23	Meso, Hg27	Meso, Hg28	Meso, Hg32
SiO ₂	۵۹۳۶	۵۹۶۷	۵۹۴۲	۵۹۴۰	۵۸۷۶	۵۹۰۱	۵۸۹۵	۵۸۸	۶۰۷۱	۶۰۲۴	۵۹۹۵	۵۹۷۲	۵۸۸۰	۵۸۵۳	۵۹,۱۲
TiO ₂	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۲	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۲	۰۰۲	۰۰۳	۰۰۰	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۱
Al ₂ O ₃	۲۶۴۸	۲۶۳۷	۲۶۵۸	۲۶۶۲	۲۷,۰۴	۲۶۸۵	۲۶۱۱	۲۶۳۸	۲۵۸۷	۲۵۸۲	۲۶۹۶	۲۵۸۱	۲۶۲۵	۲۵۵۶	۲۶۶۱
Cr ₂ O ₃	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۲	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰
FeO	۰,۱۸	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۱۱	۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۱۱	۰,۱۶	۰,۱۱	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۱۳	۰,۰۶	۰,۱۳
MnO	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰
MgO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
CaO	۷,۵۴	۷,۴۵	۷,۴۵	۷,۴۶	۷,۹۸	۷,۹۴	۷,۳۱	۷,۵۷	۶,۶۶	۶,۶۵	۶,۶۰	۶,۸۸	۷,۶۴	۷,۸۱	۷,۸۰
Na ₂ O	۷,۸۹	۷,۸۷	۷,۹۳	۷,۸۳	۷,۴۴	۷,۶۲	۷,۹۹	۷,۸۲	۸,۵۵	۸,۴۱	۸,۲۷	۸,۱۶	۷,۷۶	۷,۵۷	۷,۶۸
K ₂ O	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۲	۰,۱۸	۰,۱۶	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۲۱	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۸
مجموع	۱۰,۱۶۰	۱۰,۱۵۵	۱۰,۱۶۱	۱۰,۱۵۳	۱۰,۱۵۵	۱۰,۱۷۶	۱۰,۰۶۷	۱۰,۰۹۱	۱۰,۲۱۳	۱۰,۱۳۸	۱۰,۰۱۱	۱۰,۰۹۳	۱۰,۰۷۶	۱۰,۰۷۱	۱۰,۱۵۳
فرمول	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)
Si	۲۶۱۶	۲۶۲۷	۲۶۱۶	۲۶۱۷	۲۵۹۲	۲۵۹۹	۲۶۲۲	۲۶۱۱	۲۶۵۶	۲۶۵۳	۲۶۷۳	۲۶۴۴	۲۶۱۴	۲۶۰۳	۲۶۰۸
Ti	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
Al	۱,۳۷۵	۱,۳۶۸	۱,۳۷۹	۱,۳۸۲	۱,۴۰۶	۱,۳۹۴	۱,۳۶۹	۱,۳۸۰	۱,۳۳۴	۰,۳۴۰	۱,۳۱۱	۱,۳۵۰	۱,۳۷۵	۱,۳۹۲	۱,۳۸۴
Cr	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
Fe ²⁺	۰,۰۰۷	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۵	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۶	۰,۰۰۴	۰,۰۰۱	۰,۰۰۳	۰,۰۰۵	۰,۰۰۲	۰,۰۰۵
Mn	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰
Mg	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
Ca	۰,۳۵۶	۰,۳۵۱	۰,۳۵۱	۰,۳۵۲	۰,۳۷۷	۰,۳۷۵	۰,۳۴۸	۰,۳۶۰	۰,۳۱۲	۰,۳۱۴	۰,۳۱۵	۰,۳۲۶	۰,۳۴۴	۰,۳۷۲	۰,۳۶۹
Na	۰,۶۷۴	۰,۶۷۲	۰,۶۷۷	۰,۶۶۹	۰,۶۳۶	۰,۶۵۱	۰,۶۸۹	۰,۶۷۳	۰,۷۲۵	۰,۷۱۸	۰,۷۱۵	۰,۷۰۱	۰,۶۶۹	۰,۶۵۳	۰,۶۵۷
K	۰,۰۰۸	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۱۲	۰,۰۱۱	۰,۰۱۲	۰,۰۱۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۱۲	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۱۰
مجموع	۵,۰۳۷	۵,۰۲۹	۵,۰۳۶	۵,۰۳۱	۵,۰۲۸	۵,۰۳۵	۵,۰۴۴	۵,۰۴۰	۵,۰۴۳	۵,۰۳۸	۰,۰۳۳	۵,۰۳۶	۵,۰۳۷	۵,۰۳۲	۵,۰۳۳
Ab	۰,۶۴۹	۰,۶۵۱	۰,۶۵۳	۰,۶۴۹	۰,۶۲۱	۰,۶۲۸	۰,۶۵۶	۰,۶۴۵	۰,۶۹۳	۰,۶۹۱	۰,۶۸۹	۰,۶۷۴	۰,۶۴۲	۰,۶۳۱	۰,۶۳۴
Or	۰,۰۰۸	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۱۲	۰,۰۱۱	۰,۰۱۲	۰,۰۱۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۶	۰,۰۰۷	۰,۰۱۱	۰,۰۰۸	۰,۰۰۹	۰,۰۱۰
An	۰,۳۴۳	۰,۳۴۰	۰,۳۳۹	۰,۳۴۲	۰,۳۶۸	۰,۳۶۱	۰,۳۳۲	۰,۳۴۵	۰,۲۹۸	۰,۳۰۲	۰,۳۰۴	۰,۳۱۴	۰,۳۴۹	۰,۳۶۰	۰,۳۵۶



شکل ۲ میگماتیت‌های مافیک قره‌ناز: الف) رخنمون میگماتیت‌های مافیک در منطقه مورد بررسی، دید به سمت غرب، ب) میگماتیت متاکسیت با ساختار نمدی که در اثر تناوب لایه‌های تیره و روشن شکل می‌گیرد پ) میگماتیت دیاتکسیت با ساختار رگه ای که در آن لایه‌های روشن به صورت نامنظم لایه‌های تیره‌تر را قطع می‌کنند و ت- میگماتیت دیاتکسیت با ساختار ابر مانند که در آن سنگ دارای ظاهری مشابه سنگ‌های آذرین است. (Leuco: بخش روشن، Mela: بخش تیره و Meso: بخش تیره-روشن).

بررسی‌های سنگ‌نگاری

میگماتیت‌ها از نظر مگاسکوپی سنگ‌هایی مرکب بوده و از نظر سنگ‌نگاری دارای دو یا چند بخش مختلف هستند که یک بخش سنگ‌های پیرامون و لبه بوده و اغلب در مراحل دگرگونی شکل گرفته است و بخش دیگر ظاهری اغلب نفوذی و آذرین، گرانیتی-آپلیتی و یا میگماتیسی دارد [۱]. میگماتیت‌های قره‌ناز دارای سه بخش مجزای روشن، تیره و تیره-روشن هستند که هر یک ویژگی‌های سنگ‌نگاری ویژه‌ای دارند. در این پژوهش، بخش‌های تیره-روشن بخش‌های خاکستری رنگ در نمونه‌های دستی در نظر گرفته شده‌اند. هر بخش از نظر کانی-شناسی ویژگی‌های مشخصی دارد. کانی‌ها در بخش‌های روشن، تیره و تیره-روشن در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز در جدول ۱ آورده شده‌اند (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۳۷] هستند). مجموعه کانی‌های موجود در بخش‌های مختلف میگماتیت‌های مورد بررسی در زیر توضیح داده شده‌اند.

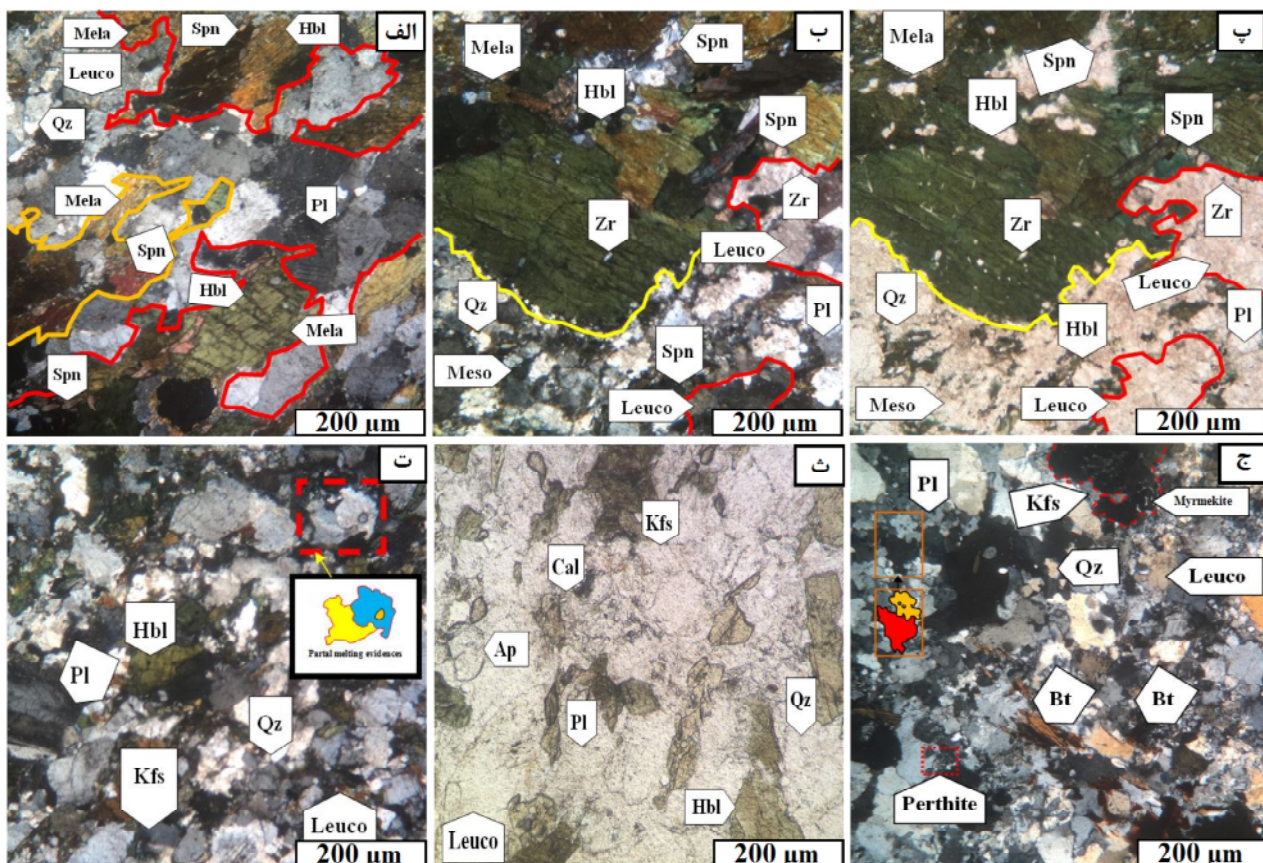
بخش روشن: بخش‌های روشن در حد میلی متر تا چند ده سانتی متر و شامل بلورهای دانه درشت پلاژیوکلاز حدود ۹۰-۸۰ درصد و کوارتز ۱۰-۲۰ درصد هستند (به طور متوسط بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز دارای اندازه‌ای بیش از ۵mm

هستند). (شکل‌های ۳ الف و ت). کانی‌های فلدسپار قلیایی، اسفن، هورنبلند، بیوتیت، زیرکن و کلریت نیز در مقادیر فرعی در این بخش وجود دارند (شکل‌های ۳ ب، ث، ج). این بخش دارای بافت‌های مشابه با سنگ‌های آذرین بوده و بافت غالب در آن دانه‌ای است (شکل‌های ۳ الف و ت). بافت میرمکیت نیز در بین آمفیبول و پلاژیوکلازها دیده می‌شود که نشان‌دهنده واکنش‌های پسروده و برگشتی بالآمدگی سریع در منطقه است و این‌ها همه از نشانه‌های ذوب بخشی هستند (شکل ۳ ج). کوارتزهای بی‌شکل با خاموشی موجی تبلور آن‌ها از مذاب طی مراحل نهایی تبلور را نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ الف و ب). افزون بر این، پرتیت در فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز (شکل ۳ ج)، ماکل چندریخت (شکل ۳ ت) و منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز (شکل ۳ ب) و بافت بین دانه‌ای کوارتز که در آن کوارتز در بین پلاژیوکلازها قرار دارد (شکل ۳ ت). گاهی بخش‌های روشن به صورت لکه‌ای با کانی‌های درشت پلاژیوکلاز و کوارتز به صورت بین دانه‌ای هستند (شکل ۳ ب). افزون بر این، کوارتزهای بی‌شکل و به صورت گودال‌های مذاب فضای بین دانه‌های پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم را اشغال کرده‌اند (شکل ۳ ج). در برخی از نمونه‌ها، بخش‌های روشن

(شکل‌های ۳ الف، ب). بافت غالب در این بخش نخ شکفتی است. بلورهای هورنبلند در بخش تیره از ریز بلور تا درشت بلور متغیر (به طور متوسط دارای اندازه ای بیش از حدود ۵mm). هستند. همچنین اندازه بلورها در این بخش درشت‌تر از بلورهای موجود در بخش تیره-روشن است (شکل ۳ پ) و اغلب به صورت لایه‌های تیره رنگ غنی از هورنبلند پیرامون بخش های روشن و تیره-روشن (شکل‌های ۳ ب و پ) و یا به صورت لکه‌ای در بخش روشن دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). برخی بلورهای هورنبلند دارای بافت غربالی با میانبارهای متفاوت شامل کوارتز و زیرکن هستند (شکل ۳ پ).

موازی بخش‌های تیره و یا تیره-روشن‌ها قرار دارند (شکل ۳ الف). فلدسپار پتاسیم مانند کوارتز بیشتر به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بین کانی‌های دیگر قرار دارد که این نشان‌دهنده-ی تشکیل آن در مراحل آخر تبلور مذاب است. از طرف دیگر، در برخی نمونه‌ها حضور بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در بلورهای آمفیبول و تا حدی بیوتیت نشان دهنده‌ی تبلور آنها در مراحل ابتدایی شکل‌گیری مذاب است.

بخش تیره: این بخش غنی از هورنبلند است و در حدود ۹۰ تا ۹۵ درصد این بخش را در بر می‌گیرد (شکل‌های ۳ الف تا پ). افزون بر این، کانی‌های بیوتیت، اسفن و در مقادیر کمتر پلاژیوکلاز، زیرکن و کانی‌های کدر در این بخش وجود دارند



شکل ۳ سنگ‌نگاری میگماتیت‌های مافیک قره‌ناز. الف) مجاورت بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، اسفن و هورنبلند در بخش روشن و بلورهای هورنبلند، اسفن، پلاژیوکلاز و کوارتز در بخش تیره و تشکیل بافت دانه‌ای، (در نور قطبیده متقاطع XPL)، ب و پ) اجزای مختلف میگماتیته شامل بخش-های روشن، تیره و تیره-روشن که بخش‌های روشن به صورت لکه‌ای در میان بخش‌های تیره و تیره-روشن قرار دارد و تشکیل بافت غربالی در هورنبلند با میانبارهای زیرکن می‌دهد، (به ترتیب در نورهای قطبیده متقاطع و صفحه‌های XPL و PPL)، ت) بافت بین دانه‌ای بلورهای کوارتز در بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم و منطقه‌بندی و ماکل چندریخت در بلورهای پلاژیوکلاز که بیانگر ذوب بخشی هستند (XPL)، ث) انبوه‌های از بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، فلدسپات پتاسیم، آپاتیت و کلسیت در بخش روشن (PPL)، و ج- تشکیل میرمیکیت، پرتیت در نتیجه هم‌رشدی بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم، مجاورت بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت در بخش روشن، (XPL). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۳۷] است.

Ilm و Ap هستند.

شیمی کانی‌ها

براساس تجزیه به روش ریزپردازشی، کانی‌های دگرگونی موجود در نمونه‌های میگماتیته شامل آمفیبول و پلاژیوکلاز در بخش‌های مختلف روشن تیره و تیره-روشن هستند. نتایج این تجزیه‌ها که در جدول‌های ۲ و ۳ آمده است در ادامه توضیح داده می‌شود.

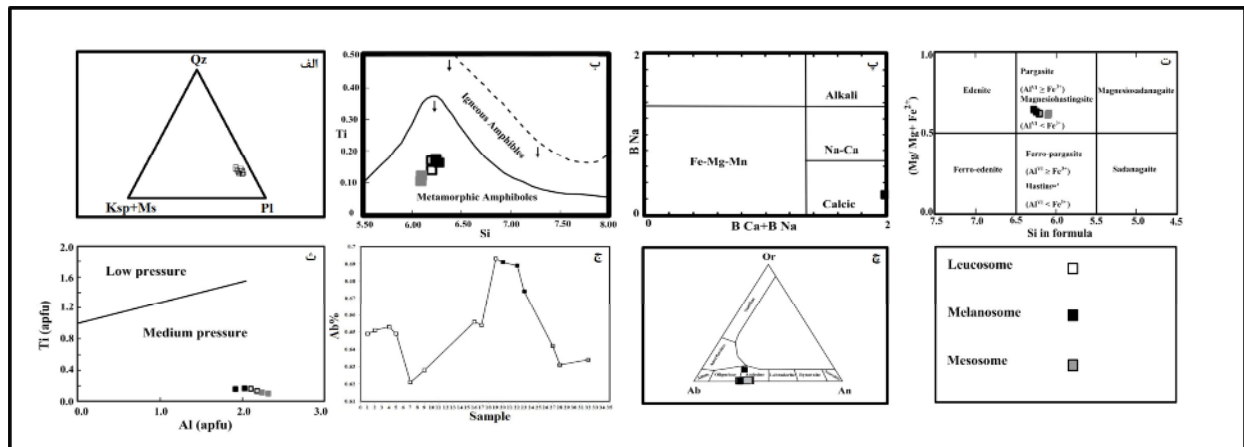
آمفیبول

نتایج تجزیه ی نقطه ای آمفیبول موجود در اجزای میگماتیته بخش‌های روشن، تیره و تیره-روشن به همراه فرمول ساختاری محاسبه شده براساس ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جدول ۲ آورده شده است. مقدار میانگین کلسیم در آمفیبول‌ها در بخش روشن ۱،۷۶، در بخش تیره ۱،۷۴ و در بخش تیره-روشن ۱،۷۴ اتم در واحد فرمولی (a.p.f.u) و مقدار میانگین سدیم در بخش روشن ۰،۵۵، در بخش تیره ۰،۵۲ و در بخش تیره-روشن ۰،۵۶ a.p.f.u است. به منظور تفکیک آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول‌های دگرگونی از نمودار Si-Ti [۳۸] استفاده شد (شکل ۴ ب) که براساس آن، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع دگرگونی هستند. قرار گرفتن آمفیبول‌های بخش روشن در گستره دگرگونی را می‌توان با آمفیبول‌های پری‌تکتیک تشکیل شده همراه با مذاب در ارتباط دانست.

بخش تیره-روشن: این بخش دارای بلورهای هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپات پتاسیم، اسفن و در مقادیر کمتر بیوتیت و زیرکن است (شکل‌های ۳ ب، پ). بلورهای هورنبلند دارای جهت یافتگی هستند و در تناوب با لایه‌های غنی از پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم، برگوارگی نشان می‌دهند. بلورها در بخش تیره-روشن دانه ریزتر از دو بخش دیگر است (شکل‌های ۳ ب و پ) و تبلور از حالت جامد را نشان می‌دهد. بافت غالب این بخش دانه شکفتی و نخ شکفتی است.

کانی‌شناسی مودال

نسبت‌های مودال پلاژیوکلاز- کوارتز- فلدسپات پتاسیم در بخش روشن میگماتیته‌های منطقه قره‌ناز در شکل ۴ الف نشان داده شده است. مسکوویت همراه با فلدسپات پتاسیم است، زیرا در بیشتر موارد، مسکوویت تا اندازه‌ای جایگزین میکروکلین می‌شود. نه مسکوویت و نه بیوتیت، مقدار هیچ یک بیشتر از ۱۰ درصد حجمی در نمونه‌ها نیست و در اغلب مجموع ترکیب آن‌ها کمتر از ۱۰ درصد حجمی است. ترکیب نمونه‌ها نزدیک به تونالیت تا دست کم گرانودیوریت بوده که این امر به همراه بافت‌های موجود در این بخش بیانگر تبلور از مذاب است. بخش‌های روشن اغلب یک روند کاهش Kfs به سمت ترکیبات PI-QZ را نشان می‌دهند. فازهای فرعی‌تر شناسایی شده در بخش‌های روشن مورد بررسی شامل Ep, Chl, Zr, Bt, Hbl است.



شکل ۴ الف) کانی‌شناسی مودال از ۲۶ بخش روشن در میگماتیته‌های منطقه قره‌ناز بر نمودار کوارتز- پلاژیوکلاز- فلدسپات پتاسیم+ مسکوویت که نشان دهنده گرایش نمونه‌ها به غنی‌شدگی از پلاژیوکلاز و کوارتز است. (ب) نمودار Ti-Si [۳۸] که براساس آن، آمفیبول‌های موجود در بخش‌های مختلف روشن، تیره و تیره-روشن در میگماتیته‌های منطقه قره‌ناز خاستگاه دگرگونی نشان دارند، (پ) نمودار تفکیک آمفیبول‌ها [۳۹] که با توجه به آن، آمفیبول‌های موجود در هر سه بخش میگماتیته‌های مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیمی واقع هستند. (ت) نمودار تفکیک آمفیبول‌ها [۴۰] که براساس آن آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع مگنزیوهایستیزیت هستند، (ث) نمودار Ti-Al [۴۱] که بر پایه آن، آمفیبول‌های مورد بررسی در بخش‌های مختلف میگماتیته‌های منطقه قره‌ناز از انواع آمفیبول‌های فشار متوسط هستند، (ج) برش تغییرات Ab و An در پلاژیوکلازها (مقایسه ترکیب پلاژیوکلاز در بخش‌های مختلف روشن، تیره و تیره-روشن)، (چ) ترکیب پلاژیوکلازها در بخش‌های مختلف میگماتیته‌های روشن، تیره و تیره-روشن بر نمودار تقسیم‌بندی فلدسپات‌ها [۴۲].

متناسب با مقدار سیلیس و آب در مذاب و مقدار گریزندگی اکسیژن افزایش ولی با افزایش دما کاهش می‌یابد [۴۵]. در شروع تبلور مذاب، پلاژیوکلاز با آنورتیت بالاتر متبلور شده و در صفحه آمفیبول محصور می‌شود. فشار بالای بخار آب سبب تبلور پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت می‌شود [۴۶، ۴۷]. افزون بر آن، مذاب‌های بازالتی آبدار پلاژیوکلازهایی ایجاد می‌کنند که نسبت به مذاب‌های بی‌آب، مقدار آنورتیت بیشتری دارد (An80 تا An90) [۴۸]. بنابراین پایین بودن درصد آنورتیت پلاژیوکلازها و فقر کانی‌های آبدار در بخش روشن موجود در میگماتیت‌های منطقه نشان می‌دهد که این کانی‌ها نمی‌توانند ناشی از تبلور یک مذاب آبدار در فشار بالا باشند. به عبارت دیگر، این پلاژیوکلازها از تبلور یک مذاب بی‌آب ایجاد شده‌اند. حضور هورنبلند یا اپیدوت با پلاژیوکلاز در یک سنگ سبب فقر پلاژیوکلاز از آنورتیت می‌شود. پلاژیوکلاز همزیست با اکتینولیت از نوع آلبیت است، حال آن که پلاژیوکلاز همزیست با هورنبلند از نوع الیگوکلاز یا آندزین است [۴۹] و این امر با نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های مورد بررسی همخوانی دارد. مقدار عضو نهایی ارتوز در بخش روشن ۰/۹٪ تا ۱/۱۹۸٪، در بخش تیره ۰/۶۹٪ تا ۱/۰۱۰٪ و در بخش تیره-روشن ۰/۸٪ تا ۰/۹٪ است (جدول ۳). فراوانی فلدسپار پتاسیم در بخش‌های مختلف میگماتیتی روشن، تیره و تیره-روشن کمتر از پلاژیوکلاز است. فلدسپار پتاسیم بیشتر به صورت بی‌شکل در میگماتیت‌های قره‌ناز دیده می‌شود که نشان دهنده تشکیل آن در مراحل پایانی تبلور از مذاب است.

واکنش‌های ذوب و توزیع مذاب در میگماتیت‌های قره‌ناز

واکنش‌های ذوب کانی‌ها به دو دسته و در نبود آن واکنش‌های در حضور سیال تقسیم می‌شوند در واکنش‌های دوم آب می‌تواند ناشی از واکنش‌های دگرگونی پیشرونده آبزا در پهنه‌های دگرگونی پایین‌تر از پهنه ذوب‌بخشی و یا آب وارد شده به محیط دگرگونی از محیط خارج (fluid infiltration) باشد [۵۰، ۵۱] و این واکنش‌های ذوب آبزا هستند. از آنجا که بسیاری از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا دارای تخلخل کمتر از ۱٪ هستند و مقدار سیال موجود در حفره‌های آن‌ها نیز کم است [۵۲، ۵۳]، امکان واکنش‌های ذوب نوع نخست در آن‌ها محدود است. با شروع ذوب، یک سد نفوذناپذیر شیمیایی نسبت به سیال تشکیل می‌شود که با جذب حجم بسیاری از سیال از جریان سیال به سمت توده‌های نفوذی و یا خارج آن جلوگیری می‌کند. در این حالت، اگر همه آب آزاد موجود در محل ذوب بخشی توسط واکنش‌های ذوب در حضور سیال مصرف شود،

با توجه به تقسیم‌بندی بیان شده در مراجع [۳۹، ۴۰]، آمفیبول‌های موجود در بخش‌های مختلف میگماتیتی در گروه آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند (شکل ۴ پ) و از آنجا که در آمفیبول‌های کلسیمی $CaB \geq 1.5$ ، $(Na+K)_A > 0$ و $Ti < 0.5$ [۳۹] و براساس یافته‌های مرجع [۴۰]، ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره پارگازیت و مگنزیوهایستنگزیت قرار دارد که با توجه به بالاتر بودن مقادیر Fe^{3+} نسبت به Al^{VI} ، این آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهایستنگزیت هستند (شکل ۴ ت). که مقدار Ti در نمونه‌های آمفیبولی موجود در بخش‌های روشن، تیره و تیره-روشن کمتر از ۰/۵ است که این را می‌توان با شروع تبلور اسفن توجیه کرد. استفاده از نمودار Ti نسبت به Al [۴۱] از روش‌های برآورد فشار در زمان تشکیل متابازیت‌هاست. بر این اساس، هر چه فشار بیشتر باشد، مقدار تیتانیم موجود در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد. با توجه به این امر، آمفیبول‌های موجود در بخش‌های روشنی، تیره و تیره-روشن میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز از نوع آمفیبول‌های فشار متوسط هستند (شکل ۴ ث).

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلسی در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز است. نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپات‌ها به همراه فرمول ساختاری محاسبه شده آن‌ها براساس ۸ اکسیژن و ۳ کاتیون در جدول ۳ آورده شده است. براساس نمودار Ab-Or-An [۴۲]، ترکیب پلاژیوکلازهای بررسی شده در بخش‌های روشن، تیره و تیره-روشن در گستره‌ی آندزین و تا حدی الیگوکلاز قرار دارد (شکل ۴ چ). به عبارت دیگر، برخی بلورهای موجود در بخش روشن و تا حدی تیره ترکیب سدیمی‌تر را نشان می‌دهند. مقدار عضو نهایی آلبیت در پلاژیوکلازهای موجود در بخش‌های روشن ۰/۳ تا ۰/۶۹۳٪، در بخش تیره ۰/۳۸ تا ۰/۶۱۳٪، در بخش تیره-روشن ۰/۶۳۱ تا ۰/۶۴۲٪ و مقدار اعضای نهایی آنورتیت در نمونه‌های موجود در بخش روشن ۰/۲۹/۸ تا ۰/۳۶/۷۶٪، در بخش تیره ۰/۲۸/۵۹ تا ۰/۳۰/۳۳٪ و در بخش تیره-روشن ۰/۳۴/۹۳ تا ۰/۳۶٪ است (جدول ۳). بر اساس تجزیه‌های صورت گرفته اختلاف چشم‌گیری بین ترکیب پلاژیوکلازها در قسمت‌های مختلف میگماتیتی روشن، تیره و تیره-روشن دیده نمی‌شود (شکل ۴ چ). گزارش شده است که درصد An و FeO در پلاژیوکلاز رابطه‌ی مستقیمی با مقدار آب موجود در مذاب دارد [۴۳]. به عبارت دیگر، اشباع یا غیراشباع بودن مذاب از آب می‌تواند اثر زیادی بر انتشار آهن بین مذاب و بلورها داشته باشد [۴۴]. مقدار آهن پلاژیوکلاز

افزایش دما در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز، واکنش‌های آبدار به واکنش‌های بی‌آب تبدیل می‌شوند.

واکنش ذوب آبزدا: این واکنش‌ها به عنوان واکنش‌های ذوب بدون سیال شناخته شده [۵۹] و در نتیجه شکستن یک کانی آبدار سبب تولید مذاب و کانی‌های بدون آب می‌شوند. واکنش-های ذوب آبزدا باعث تشکیل مجموعه کانی‌های درجه بالای دگرگونی در میگماتیت‌های برآمده از ذوب بخشی می‌شوند. در این واکنش‌ها، مقداری آب تولید می‌شود و اگر در منطقه‌ای بیوتیت درصد بالایی از سنگ‌های منطقه را تشکیل دهد، مقدار آب تولیدی کم است. دلیل آن می‌تواند این باشد که گاه بیوتیت پایدار می‌ماند و احتمال شکسته شدن آن و تولید آب کم است و در صورت شکسته شدن، مقدار آب تولید شده برای ذوب بخشی کافی نیست. در این واکنش‌ها، فعالیت سیال پایین بوده است و همه فازهای واکنش‌گر به صورت جامد ولی فرآورده‌ها به صورت جامد و مذاب هستند. به دلیل بالا بودن حجم مولی مذاب + فاز پری‌تکتیک در فرآورده‌های واکنشی نسبت به حجم مولی فازهای جامد در واکنش‌گرها، اختلاف حجم واکنش‌های ذوب آبزدا مثبت می‌شود [۶۰]. اختلاف حجم مثبت ($\Delta V > 0$) در واکنش‌های ذوب آبزدا باعث ایجاد فشار در اثر تشکیل مذاب و در نتیجه منجر به شکستگی‌های ناشی از افزایش فشار سیال می‌شود [۶۱]. افزون بر جایگیری مذاب بخش روشن در نتیجه شکستگی‌های ناشی از افزایش فشار سیال، لایه‌بندی و برگراری اولیه سنگ‌های آمفیبولیتی نیز در توزیع مذاب و تشکیل بخش‌های روشن لایه‌ای موثر هستند. ذوب بخشی در پوسته‌های میانی و پایینی در پاسخ به شکسته شدن کانی‌های آبدار مانند بیوتیت، مسکوویت و آمفیبول‌ها رخ می‌دهد [۶۰، ۶۱] و مقدار مذاب تولید شده اغلب با مقدار کانی‌های آبدار سنگ مادر ارتباط دارد [۶۲]. افزون بر موارد یاد شده، فلور و بور در کنار آب اثر زیادی بر ارتباطات فازی در سامانه باقیمانده کوارتز + آلپیت ← ارتوز در حالت اشباع از سیلیس و آبدار دارند، به طوری که سنگ‌های غنی از فلور و بور ممکن است در دماهای کمتری نسبت به سنگ‌های مشابه خود (بدون فلور و بور) ذوب شوند. این عناصر در ساختار میکا و آمفیبول‌ها وارد شده و در نبود آب باعث شکسته شدن این کانی‌ها می‌گردند که در این بین، نقش فلور بیشتر است [۶۳، ۶۴]. واکنش‌های ذوب آبزدا بیوتیت و هورنبلند مهم‌ترین واکنش‌های اثرگذار بر فرایند ذوب بخشی هستند [۶۵-۶۷]. واکنش‌های ذوب آبزدا هورنبلند و بیوتیت در جدول ۴ آمده است.

فعالیت آب در محل ذوب کاهش می‌یابد [۵۱] و در نتیجه با افزایش دما در نبود آب، ذوب در نتیجه واکنش‌های نبود (بدون حضور آب آزاد) ادامه می‌یابد [۵۴-۵۶] (مانند شکستن کانی‌های آبدار و سپس تشکیل کانی‌های بی‌آب). با توجه به این مطالب می‌توان گفت که مهم‌ترین واکنش‌های ذوب در سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (به جز در شرایط آب با خاستگاه خارجی) واکنش‌های در نبود سیال هستند و مجموعه کانی‌های دگرگونی درجه بالا مانند پیروکسن در ارتباط با از بین رفتن بیوتیت یا آمفیبول طی واکنش‌های نگهدارنده سیال تشکیل می‌شوند. به این علت در سنگ‌های با مجموعه کانی‌های یاد شده بیشتر بافت و ساخت ذوب بخشی دیده می‌شود [۵۷]. توزیع مذاب در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز توسط واکنش‌های ذوب کنترل شده است. مهم‌ترین واکنش‌های ذوب طی فرایند ذوب بخشی در میگماتیت‌های مورد بررسی به دو نوع اصلی در حضور سیال و بدون سیال تقسیم می‌شوند:

واکنش‌های ذوب در حضور سیال: حضور سیال، به ویژه آب، در فرایند ذوب بخشی نقش مهمی دارد و نبود آن از دلایل ذوب نشدن سنگ‌های با ترکیب شیمیایی مناسب در دماهای بالاست [۵۸]. برخی از میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز با واکنش‌هایی همراه هستند که در آن سیال آبدار آزاد در مذاب حل می‌شود. این واکنش‌ها در فعالیت بالای آب صورت می‌گیرند. دو خاستگاه احتمالی برای این آب را می‌توان سیال خارجی و سیال ناشی از واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده در نظر گرفت. مذاب برآمده از ذوب بخشی همه‌ی سیال‌های آبدار موجود در محل ذوب را مصرف کرده و در نتیجه باعث کاهش فعالیت آب و تغییر شرایط تعادل فازی سنگ جامد باقیمانده می‌شود [۵۰، ۵۱]. با ادامه مصرف سیال آزاد توسط واکنش‌های ذوب در حضور سیال آزاد، ذوب بیشتر میگماتیت‌های مورد بررسی در نبود سیال با افزایش دما انجام می‌شود. واکنش‌های ذوب در حضور سیال در میگماتیت‌های قره‌ناز به دلیل پایین بودن حجم فرآورده‌های تولیدی ($\Delta V < 0$) نمی‌توانند باعث ایجاد فشارهای کافی برای شکستگی شود. از دگرگونی‌های فیزیکی ناشی از ذوب بخشی می‌توان به تغییر شکل جریان‌ی سنگ‌های ذوب شده اشاره کرد که اثر زیادی بر جایگیری توده دارد. ساختارهای ایجاد شده در این دسته شامل ساختارهای لکه‌ای است. به دلیل وجود سیال آزاد در این نوع واکنش‌ها، کانی‌های آبدار در دماهای بالاتر پایدارتر باقی می‌مانند. واکنش‌های احتمالی ذوب در حضور سیال در منطقه قره‌ناز با توجه به کانی‌شناسی بخش‌های روشن در جدول ۴ ارائه شده است. با

جدول ۴ مهم ترین واکنش های ذوب در طی فرایند ذوب بخشی در میگماتیت های منطقه قره ناز.

واکنش های ذوب در حضور سیال	واکنش های ذوب آب دا
$Pl \pm Kfs + Qz + H_2O = L$	$Bt + Qz = Opx + Kfs + L$
$Bt + Kfs + Qz + H_2O = L$	$Bt + Hbl + Qz = Opx + Kfs + Pl + L$
	$Qz + Bt + H_2O = Opx + L$
	$Hbl + Qz = Opx \pm Cpx \pm Pl + L$
	$Hbl + Qz = Opx + Kfs + Pl + L$
	$Hbl + Qz = Cpx + Pl + L$
	$Hbl = Opx + Cpx + Pl (An) + L$
	$Hbl = Opx + Cpx + Qz + L$

دما- فشارسنجی

برای تعیین دقیق شرایط دما و فشار تشکیل میگماتیت های منطقه از روش های زمین دما- فشارسنجی استفاده شد. با توجه به کانی های موجود در اجزای مختلف میگماتیتی، از فشارسنجی آمفیبول و دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز استفاده شد.

دماسنجی: دماسنجی برپایه ی زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز همزیست [۶۸-۷۲] از متداول ترین و مهم ترین روش های تعیین دما در متابازیت ها به شمار می رود. برای استفاده از این دو کانی به عنوان یک دماسنج، لازم است که در بررسی های سنگ شناسی، آمفیبول کلسیمی و پلاژیوکلاز در حالت تعادل باشند. اشمیت [۶۸] بر اساس جانشینی ادنیته و چرماکیتی در ترکیب شیمیایی آمفیبول ها، نخستین دماسنجی بر پایه زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز را ابداع کرد و سپس اندرسن و اسمیت [۷۰] آن را بازواسنجی نموده و با توجه به واکنش های ادنیته + کوارتز = ترمولیت + آلپیت + ادنیته = ریچتریت + آنورتیت به کار بردند. واکنش نخست مربوط به شرایط وجود کوارتز در سنگ و واکنش دوم برای شرایط بدون کوارتز است. به این منظور، نخست ۶ جفت آمفیبول و پلاژیوکلاز همزیست در بخش های مختلف میگماتیتی روشن، تیره و تیره-روشن انتخاب گردید و سپس دماسنجی براساس فشار متوسط و بیشینه به ترتیب ۵ و ۸ کیلو بار برای سنگ های مورد بررسی انجام شد (جدول ۵) [۷۲، ۷۱]. دماهای میانگین برپایه زوج بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز کنار هم در بخش روشن در فشار ۵ کیلو بار برابر با ۸۳۸،۲۵ درجه سانتی گراد و در فشار ۸ کیلو بار، ۷۸۸،۷۴ درجه سانتی گراد، در بخش تیره در فشار ۵ کیلو بار برابر با ۸۱۵،۵۶ درجه سانتی گراد و در فشار ۸ کیلو بار، ۷۶۷،۰۶ درجه سانتی گراد، در بخش تیره-روشن در فشار ۵ کیلو بار برابر با ۸۶۸،۵ درجه سانتی گراد و در فشار ۸ کیلو بار، ۸۱۷،۶۴ درجه سانتی گراد به دست آمد.

فشارسنجی: استفاده از ترکیب آمفیبول یکی از رایج ترین روش ها برای فشارسنجی است. در ترکیب کانی آمفیبول،

تمرکز عناصر مختلف در جایگاه های گوناگون بلورشناسی وابسته به عوامل مختلفی چون دما، فشار و گریزندگی اکسیژن است [۷۳]. از این رو، براساس مقادیر این عناصر می توان تا حدی به شرایط دما و فشاری تشکیل این کانی طی دگرگونی پی برد. توزیع عنصر Al [۷۴-۷۸] و NaB [۷۹، ۸۰] در کانی آمفیبول وابسته به فشار است و بنابراین از آنها می توان برای تعیین فشار دگرگونی و آذرین استفاده کرد. تاکنون روش های مختلفی برای تعیین فشار دگرگونی برپایه ترکیب آمفیبول های کلسیمی ارائه شده است. فشارسنج های متفاوتی نیز بر اساس مقدار Al در کانی آمفیبول پیشنهاد شده است. البته استفاده از این فشارسنج ها نیازمند شرایط ویژه ای در سنگ هاست. این فشارسنج ها بیشتر برای سنگ های کلسیمی قلیایی به کار می روند که در ترکیب کانی شناسی آن ها کانی های کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و ایلمنیت به صورت همزیست حضور داشته باشند [۷۵، ۸۱]. این مجموعه ی کانی شناسی از آنجا که مقدار Al در هورنبلند را براساس مقدار فشار بافر می کند، مقدار Al موجود در هورنبلند به طور مستقیم فشار را نشان می دهد [۶۹]. پژوهشگران بسیاری [۸۲-۸۴] در مطالعات خود از این فشارسنج استفاده نموده اند. بنابراین، این پژوهش برای تعیین فشار دگرگونی در سنگ های منطقه از این فشارسنج استفاده شد. تاکنون واسنجی های متفاوتی برای فشارسنج Al در هورنبلند ارائه شده است [۶۹، ۷۴-۷۸]. که هر یک مناسب شرایط دما و فشاری ویژه ای هستند. بررسی های مختلف پیرامون واسنجی های مختلف نشان می دهد که روش ارائه شده در مرجع [۷۳] برای تعیین فشار دگرگونی در سنگ های مورد بررسی مناسب است. نتایج این فشارسنجی با روش های دیگر فشارسنجی [۷۳-۷۵] مقایسه شد (جدول ۵). نتایج فشارسنجی آمفیبول به روش مرجع [۷۳] ممکن بوده و نشان می دهد که فشار در بخش روشن ۶،۶۵ تا ۷،۰۴ کیلو بار، در بخش تیره ۵،۷۱ تا ۶،۲۶ کیلو بار و در بخش تیره-روشن ۷،۳۳ تا ۷،۷۳ کیلو بار بوده است (جدول ۵).

جدول ۵ نتایج دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز و فشارسنجی آمفیبول در بخش‌های مختلف روشن، تیره و تیره-روشن میگماتیت‌های مافیک منطقه قره ناز.

نمونه	دما (°C) [۷۰]		[۷۳] P±۳kb	[۷۵] P±1kb	[۷۴] P±1kb	
	Δkb	Δkb				
Leuco	Amp Hg1, Pl Hg16	۸۳۶,۰۲	۷۸۶,۶۲	۷,۰۴	۷,۵۳	متوسط ۵,۷۶
						۵,۲۳-۶,۲۸
Leuco	Amp Hg2, Pl Hg17	۸۴۰,۴۸	۷۹۰,۸۷	۶,۶۵	۷,۰۹	متوسط ۵,۴۳
						۴,۹۱-۵,۹۴
Mela	Amp Hg5, Pl Hg22	۸۱۶,۸۴	۷۶۸,۲۹	۶,۲۶	۶,۶۶	متوسط ۵,۱۰
						۴,۶۰-۵,۶۰
Mela	Amp Hg6, Pl Hg23	۸۱۴,۲۸	۷۶۵,۸۴	۵,۷۱	۶,۰۳	متوسط ۴,۶۴
						۴,۱۵-۵,۱۳
Meso	Amp Hg13, Pl Hg27	۸۶۷,۷۳	۸۱۶,۹۱	۷,۷۳	۸,۳۰	متوسط ۶,۳۴
						۵,۸۰-۶,۸۸
Meso	Amp Hg14, Pl Hg28	۸۶۹,۲۷	۸۱۸,۳۸	۷,۳۳	۷,۸۶	متوسط ۶,۰۰
						۵,۴۷-۶,۵۳

برداشت

بخش روشن نشان دهنده تشکیل آمفیبول‌های پیری تکتیک همراه با مذاب است. نتایج تجزیه به روش ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد که آمفیبول‌های موجود در اجزای مختلف میگماتیتی کلسیمی و از نوع مگنزیوهایستینگزیت هستند. به طور کلی، پلاژیوکلازهای موجود در بخش‌های مختلف میگماتیتی از نوع آندزین و تا حدی الیگوکلاز و شامل حدود ۶۶ درصد آلبیت و ۳۴ درصد آنورتیت هستند. توزیع مذاب در میگماتیت‌های قره‌ناز توسط واکنش‌های ذوب کنترل می‌شود، به طوری که با افزایش دما، واکنش‌های ذوب در حضور سیال به واکنش‌های ذوب آبزا تبدیل می‌گردند. نتایج دما-فشارسنجی در بخش‌های مختلف میگماتیت‌های قره ناز نشان می‌دهد که به طور متوسط دما حدود ۷۶۷ تا ۸۶۸ درجه سانتی‌گراد و فشار در حدود ۵/۷ تا ۷/۷ کیلوپا است.

مراجع

- [1] Mehnert K. R., "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks", Elsevier, Amsterdam, (1968) 393.
- [2] Brown M., "The definition of metatexis, diatexis and migmatite", Proc. Geol. Assoc, 84(1973) 371-382.
- [3] Kriegsman L.M., "Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexis migmatites", Lithos, 56(2001) 75-96.

مجموعه دگرگونی تکاب به صورت یک هم‌تافت مرکزی در نظر گرفته می‌شود که طی کشش میوسن دستخوش بالآمدگی شده اند و بر این اساس میگماتیتی شدن در منطقه رخ داده است. با افزایش حجم مذاب و به هم ریختگی ساختارهای دگرگونی میگماتیت‌های منطقه از متاتکسیت به دیاتکسیت تبدیل می‌گردند. این میگماتیت‌ها دارای بخش‌های مختلف روشن با کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کوارتز و بلورهای دانه درشت با ظاهری شبیه سنگ‌های آذرین و بافت غالب دانه‌ای، تیره-روشن شامل کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپات پتاسیم، اسفن، بیوتیت و زیرکن و ظاهری مشابه سنگ‌های دگرگونی با بافت غالب دانه شکفتی است بخش تیره از نظر اندازه بلورها بین بخش‌های روشن و تیره-روشن است و بیش از نیمی از آن را بلورهای هورنبلند تشکیل می‌دهد. ساخت آذرین در بخش روشن، تفاوت بافتی بین بخش‌های روشن و تیره، ترکیب کانی‌شناسی بخش روشن و محدود بودن تشکیل بخش‌های روشن همه گویای فرایند ذوب بخشی در تشکیل میگماتیت‌ها هستند. نتایج تجزیه شیمی کانی‌های آمفیبول در بخش‌های مختلف میگماتیتی بیانگر خاستگاه دگرگونی آن است، خاستگاه دگرگونی آمفیبول‌های موجود در

- [14] Holtz F., "Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis; the example of two granitic suites of northern Portugal.", *Lithos*, 24(1989) 21–35.
- [15] Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L., Sawyer E.W., "Melt segregation in migmatites." In: Brown, M., Rushmer, T., Sawyer, E.W. Eds., Mechanisms and Consequences of Melt Segregation from Crustal Protoliths. *J. Geophys. Res. B*, 100(1995) 15655–15679.
- [16] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review: American Association of petroleum Geologists Bulletin, 52(1968) 1229–1258.
- [17] Stöcklin J., "Possible ancient continental margins in Iran." In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (eds). *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin, (1974) 873–887.
- [18] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran." *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(1981) 210–265.
- [19] Oberhänsli R., Rimmelé G., Candan O., Okay A., "Relics of high - pressure metamorphism in the bitlis massif (VAN region, E Turkey)." *Mitt Öst. Mineral. Gesell*, (2005) 150.
- [20] Hetzel R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O., "Bivergent extension in orogenic belts—the Menderes massif (southwestern Turkey)", *Geology*, 23(1995) 455–458.
- [21] B'échennec F., Le M'etour J., Rabu D., Beurrier M., Bourdillon-Jeudy-De-Grissac C., De Wever P., Tegye M., Villey M., "G'ologie d'une chaîne issue de la T'ethys: les montagnes d'Oman." *Bulletin de la Soci'et'e g'eologique de France*, 2(1989) 231–40.
- [22] Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Schmitt A. K., Walker J. D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics* 451(2008) 71–96.
- [23] Honarmand M., Li X. H., Nabatian G., Rezaeian M., Etemad-Saeed N., "Neoproterozoic–
- [4] Spear F.S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths". Mineralogical Society of American. Monogr. Ser, 1(1993) 799.
- [5] Ashworth J. R., Brown M., "An overview of diverse responses to diverse processes at high crustal temperatures." In: J. R. Ashworth and M. Brown (Eds.): *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Mineralogical Society of Ser, Unwin Hyman, London, 2(1990) 1–18.
- [6] Álvarez-Valero A.M., Kriegsman L.M., "Partial crustal melting beneath the Betic Cordillera (SE Spain): the case study of Mar Menor volcanic suite". *Lithos*, 101(2008) 379–396.
- [7] Sawyer E.W., "Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid." *Lithos*, 116(2010) 273–286.
- [8] Johannes W., "What controls partial melting in migmatites?" In: Tracy R.J., Day H.W. Eds., *Studies in the Genesis and Deformation of Migmatites*. *J. Metamorph. Geol*, 6(1988) 451–465.
- [9] Olsen S.N., "Open and closed – system migmatites in Front Range, Colorado", *Amer. Jour. Sci*, 282(1982) 1596–1622.
- [10] Jianghai W., Shangxian D., Liyang Z., Xiangyang C., "Geological and geochemical evidence for discriminating anatectic and subsolidus migmatites in the Dabieshan Complex, northeastern Hubei Province." *Chinese Journal of Geochemistry* 16 2(1997) 112–122.
- [11] Weber C., Barbey P., Cuney M., Martin H., "Trace element behaviour during migmatization. Evidence for a complex of melt-residuum-fluid interaction in the St - Malo migmatitic dome (France)", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90(1985) 52–62.
- [12] Sawyer E.W., "Criteria for the recognition of partial melting, Physics and Chemistry of the Earth", part a-solid earth and geodesy, 24 3 (1999) 269–279.
- [13] Weinberg R.F., "Melt segregation structures in granitic plutons", *Geology*, 34 4 (2005) 305–308.

- [32] Babakhani A.R., Ghalamghash J., "Geological map of Iran, Geological Survey of Iran, series sheet Takht-e-Soleiman, scale 1:100,000." (1990).
- [33] Stockli D.F., Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G., Walker J.D., Dewane T.J., "Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran." Abstract, Programs Geological Society of America, 36(2004) 319.
- [34] Shafaii Moghadam H., Li X-H. J., Stern R., Ghorbani Gh., Bakhshizad F., "Zircon U-Pb ages and Hf-O isotopic composition of migmatites from the Zanjan-Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments", Lithos, 240-243(2016) 34-48.
- [35] Moazzen M., Hajialioghli R., "Zircon SHRIMP dating of mafic migmatites from NW Iran, Reporting the oldest rocks from the Iranian crust." 5th Annual Meeting AOGS, Busan, Korea SE62 (2008).
- [36] Hajialioghli R., Moazzen M., Jahangiri A., Oberhänsli R., Mocek B., Altenberger U., "Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran." Geological Magazine 148 2 (2011) 250-268.
- [37] Whitney D.L., Evans B.V., "Abbreviations for names of rock-forming minerals." American Mineralogist, 95 1 (2010) 185-187.
- [38] Leake B.E., "The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism", In W.S. Pitcher and G.W. Flinn, Eds., Controls of Metamorphism Wiley New York (1965) 299-318.
- [39] 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., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whitaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names" Mineralogical Magazine, 61 (1997) 295-321.
- Early Cambrian tectono magmatic evolution of the Central Iranian terrane, northern margin of Gondwana: constraints from detrital zircon U-Pb and Hf-O isotope studies". GondwanaRes.37(2016) 285-300.
- [24] Honarmand M., Xiao W., Nabatian G., Blades M.L., dosSantos M.C., Collins A.S., Ao S., "Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anatexis". GondwanaRes.57(2018) 48-76.
- [25] Şengör A.M.C., "The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia", Geological Society of America, Spec, 195(1984) 82.
- [26] Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi, M., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran." Journal of Asian Earth Sciences, 21 4 (2003) 397-412.
- [27] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran." J Struct Geol 22(2000) 1125-1139.
- [28] Moazzen M., Moayyed M., Modjarrad M., Darvishi, E., "Azná gra-nitoid as an example of syn-collision S-type granitisation in Sanandaj-Sirjan meta-morphic belt, Iran." N. Jb. Miner. Mh, 11(2004) 489-507.
- [29] Gilg H.A., Boni M., Balassone G., Allen C. R., Banks D., Moore F., "Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn- (Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex." Mineralium Deposita, 41(2006) 1-16.
- [30] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation" Tectonophysics 229(1994) 211-238.
- [31] Alavi M., "Regional Stratigraphy of the Zagros Fold- Thrust belt of Iran and its proforelenad evolution." American Journal of science, 304(2004) 1-20.

- present zone of a thermal aureole: Evidence from H₂O contents of cordierites", *Geology* 29 4 (2001) 311-314.
- [52] Pattison D. R. M., Tracy R. J., "Phase equilibria and thermobarometry of metapelites." In: Kerrick, D. M. (ed) *Contact Metamorphism*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 26(1991) 105-206.
- [53] Janardhan A. S., Newton R. C., Hansen, E. C., "The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(1982) 130-149.
- [54] Thompson A. B., "Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-under saturated granitic liquids", *American Journal of science*, 282(1982) 1567-1595.
- [55] Thompson A. B., Heat, "Fluids and Melting in the Granulite Facies. In: Vielzeuf, D. and Vidal, Ph. (eds.), *Granulites and Crustal Evolution*." Kluwer Academic (1990) 37-58.
- [56] Nair R., Chacko T., "Fluid-absent melting of two high grade amphibolites: constraints on the conditions required for orthopyroxene formation." *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Abstracts with Program*, 43(2000) 2042-2121.
- [57] Kerrick D.M., "Overview of contact metamorphism. In: *Contact Metamorphism*", Kerrick, D.M. (ed.). *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America 26(1991).
- [58] Tuttle O.F., Bowen N.L., "Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O." *Geological Society of America, Memoir*, 74(1958).
- [59] Spear F.S. "Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths," *Mineral. Soc. Amer. Monograph* (1995).
- [60] Clemens J.D., Droop G.T.R., "Fluids, P-T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust." In: Clemens, J.D., Hutton, D.H. Eds., *Generation of Granitic Rocks and Deep Crustal Processes*. *Lithos*, 44(1998) 21-36.
- [61] Nicolas A., "Jackson M., High temperature dikes in peridotites: Origin by hydraulic
- [40] Locock A.J., "An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations", *Computers and Geosciences* 62(2014) 1-11.
- [41] Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites", *Contributions of Mineralogy and Petrology* 81(1982) 119-125.
- [42] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Scientific and Technical, (1991) 528.
- [43] Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M., "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146 (2004) 414-432.
- [44] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesinieć granodiorite", Strzelin Crystalline Massif, SW Poland). *Lithos*, (2005) 1-21.
- [45] Lundgaard K.L., Tegner C., "Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (2004) 470-483.
- [46] Johannes W. , "Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at PH₂O = 5 • 10⁵ Pa, an equilibrium problem", *Contrib. Mineral. Petrol*, 66 (1978) 295- 303.
- [47] Bagçci U., Parlak O., Hock V., "Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey)." *Geol. J*, 41(2006) 193-219.
- [48] Arculus R. J. , Wills K. J. A., "The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc." *J Petrol* 21(1980) 743-99.
- [49] Moein Vaziri H., "Petrology of metamorphic rocks", Tarbiat Moallem University Press, (1998) 440.
- [50] Ashworth J.R., "Introduction. In: Ashworth, J.R. Ed. ,*Migmatites*." Blackie and Son, Glasgow, UK, (1985) 36-85.
- [51] Moazzen M., Droop G. T. R., Harte B., "Abrupt transition in H₂O activity in the melt –

- [72] Otten M.T., "The origin of brown hornblende in Artfjallet gabbro and dolerites", Contributions to Mineralogy and Petrology 86(1984) 189-199.
- [73] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.
- [74] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimentally calibration of the aluminum-in-hornblende geo-barometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks." Geology, 17(1989) 837-841.
- [75] Hollister L.S., Grissom G.E., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V. R., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons." American Mineralogist, 72(1987) 231-239.
- [76] Poli S., Schmidt M.W., "A comment on Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". Contributions to Mineralogy and Petrology, 111(1992) 273-278.
- [77] Spear F.S., "Amphibole-plagioclase equilibria: An empirical model for the relation albite+ tremolite= edenite+ 4 quartz." Contributions to Mineralogy and Petrology, 77(1981) 355-364.
- [78] Thomas W.M., Ernst W.G., "The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars." In R.J. Spencer and I-M. Chou, Eds., Fluid-mineral interactions: A tribute to H. P. Eugster. Geochemical Society Special Publication, 2(1990) 59-63.
- [79] Brown E.H., "The crosstie content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism." Journal of Petrology, 18(1977) 376-416.
- [80] Laird J., Lanphere A., Albee A.L., "Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from Vermont." American Journal of Science, 284(1984) 376-416.
- [81] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72(1984) 185-207.
- fractureing." Journal of Petrology, 23(1982) 568-582.
- [62] Brown M., "The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens." Earth Sci. Rev.36(1994) 83-130.
- [63] Nedelec A., Minyem D., Barbey P., "High P-highT anatexis of Archean tonalitic grey gneisses: the Eseka migmatite", Cameroon Precambrian Research, 62(1993) 191-205.
- [64] Manning D.A.C., Pichavant M., "Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems." CIM Bull. Special Issue, in press (1986).
- [65] Brown G.C., Fyfe W.S., "The production of granitic melts during ultrametamorphism." Contributions to Mineralogy and Petrology, 28(1970) 310-318.
- [66] Vielzeuf D., Holloway J.R., "Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system." Contributions to Mineralogy and Petrology, 98(1988) 257-76.
- [67] Rushmer T., "Partial melting of two amphibloites: constraints experimental results under fluid-absent conditions." Contributions to Mineralogy and Petrology, 107(1991) 41-59.
- [68] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 104(1990) 208-224.
- [69] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 110(1992) 304-310.
- [70] Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist 80(1995) 549.
- [71] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry". Contributions to Mineralogy and Petrology 116(1994) 433-447.

metamorphosed ultramafic body in southwestern Finland: Crystal chemistry and petrological implications." The Canadian Mineralogist, 34(1996) 835-844.

[84] Paola S., Spalla M.I., *Contrasting tectonic records in pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (lake Como, Italy)*". Journal of Geodynamics, 30(2000) 167-189.

[82] Castro de Machuca B., Arancibia G., Morata D., Bel-mar M., Previley L., Pontoriero S., *"P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: Implications for the assembly of the Western Gondwana margin."* Gondwana Research, 13(2008) 216-226.

[83] Mancini F., Sillanpää R., Marshall B., Papunen H., *Magnesian hornblende from a*