

کانی شیمی و شرایط دما- فشار دگرگونی پسرونده در مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار مجموعه‌ی دگرگون تکاب- شمالغرب ایران

رباب حاجی علی اوغلی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۵/۴، نسخه نهایی: ۸۹/۱۰/۱۷)

چکیده: مجموعه‌ی تکاب به سن پرکامبرین از انواع سنگ‌های دگرگون شامل متابازیت‌ها، سنگ‌های متاولترامافیک، سیلیکات‌های آهکی و مرم‌ها از رخساره‌ی شیست سبز تا رخساره‌ی گرانولیت تشکیل شده است. سنگ‌های دگرگون اوج طی بالا آمدگی پوسته به دلیل کاهش فشار، دما و تاثیر شاره‌های غنی از آب به‌صورت پسرونده دگرگون شده‌اند. رخداد دگرگونی پسرونده در مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار باعث انتقال آن‌ها از رخساره‌ی گرانولیت به رخساره‌ی آمفیبولیت شده است. برخی از شواهد کانی‌شناسی و بافتی دگرگون پسرونده در مرم‌های دولومیتی تکاب عبارتند از: (a) شکل‌گیری کانی‌های دم‌ای پایین و آبدار مانند ترمولیت، کلینوکلر، (±) تیتانیت و (±) اپیدوت، (b) تشکیل مجموعه کانی‌های ترمولیت + دولومیت به صورت شبه ریخت حاصل از ناپایداری الیوین و (c) تیتانیت با بافت هاله‌ای پیرامون ایلمنیت. دما و فشار دگرگونی پسرونده در مرم‌های دولومیتی با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌ها دگرگونی پسرونده و واکنش‌های تعادلی به ترتیب در حدود $650 \pm 25^\circ C$ و $6.5 \pm 0.5 kbar$ محاسبه شد. به‌دلیل نبود ترکیب شیمیایی مناسب در مرم‌های دولومیتی تکاب، ترمولیت پسرونده در شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت پایدار بوده است. کلینوکلر پسرونده در دولومیت مرم‌های دارای ناخالصی Al_2O_3 در رخساره‌ی آمفیبولیت با دما بالا ظاهر شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: مرم‌های دولومیتی؛ شکل‌گیری دگرگونی پسرونده؛ دما- فشارسنج؛ تکاب؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

های- سیلیکات آهکی و مرم، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بسیار مشابه با زون ایران مرکزی دارد [۳]. سن قدیمی ترین سنگ‌ها در پوسته‌ی قاره‌ای تکاب بر اساس سال سنجی U/Pb زیرکن و داده‌های سنی $^{207}Pb/^{206}Pb$ (تصحیح شده نسبت به ^{204}Pb)، در حدود ۲۸۰۰ میلیون سال است [۵،۴]. سن نفوذ گرانیتهای گنیسی به داخل مجموعه‌ی دگرگون تکاب بر اساس سال سنجی U/Pb زیرکن در حدود ۵۶۰ میلیون سال تعیین شده است [۶]. حمدی [۷] سن مرم‌های تکاب را کامبرین فوقانی در نظر گرفته است.

مجموعه دگرگونی تکاب در شمال غرب ایران در عرض‌های جغرافیایی $30^\circ 37'$ و $36^\circ 30'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^\circ 45'$ و $47^\circ 5'$ شرقی قرار گرفته است. منطقه‌ی مورد بررسی از نظر رده‌بندی ساختاری [۲،۱]، در زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است. علیرغم روند NW-SE ساختارهای دگرگون و نیز موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در زون سنندج- سیرجان، مجموعه‌ی دگرگون تکاب از نظر ویژگی‌های سنگ-شناسی با تشکیل دهنده‌هایی از انواع سنگ‌های دگرگون شامل گنیس، شیست‌های رسی، آمفیبولیت، میگماتیت، گرانولیت-

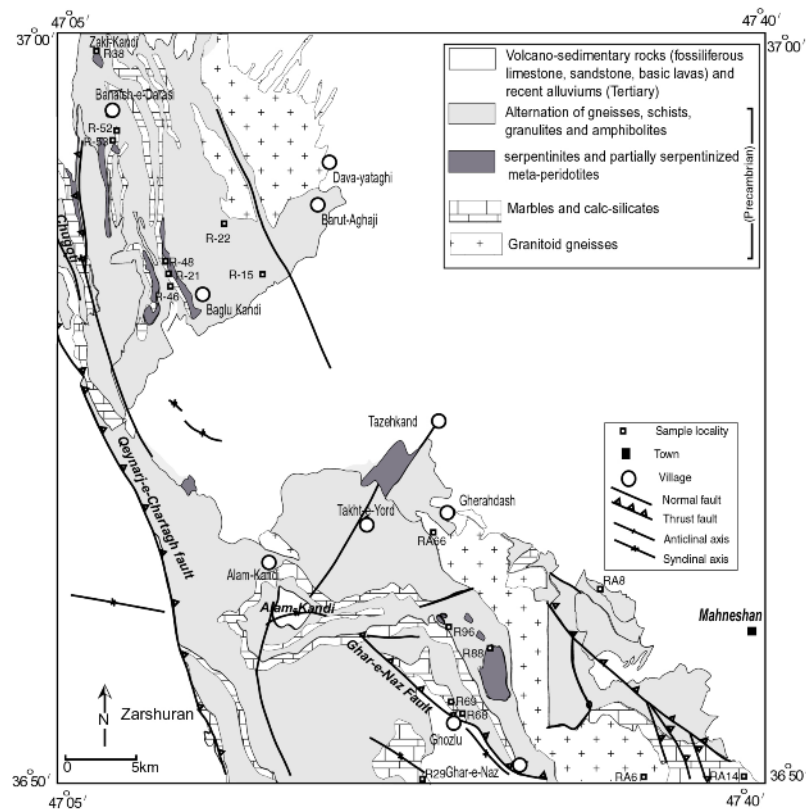
گرانیتوئید به صورت توده‌های پراکنده و کوچک به داخل سنگ-های دگرگون منطقه نفوذ کرده است [۵]. سن توده‌های گرانیتوئیدی به صورت نسبی با در نظر گرفتن مرز تماس این سنگ‌ها با سنگ‌های رسوبی با سنگ‌های دگرگون دربرگیرنده و بر اساس داده‌های ایزوتوپی U/Pb زیرکن در لوکوسوم میگماتیت‌های تکاب 25 ± 1 میلیون سال تعیین شده است [۵]. سنگ‌های دگرگون به صورت دگرشیب با سنگ‌های رسوبی ترشیری پوشیده شده‌اند. رانش سنگ‌های دگرگون روی سنگ-های رسوبی و آتشفشانی میوسن در راستای گسل‌های اصلی قیصرجه- چهارطاق رخ داده است (شکل ۱) [۸].

براساس داده‌های سنی K-Ar در سنگ‌های شیستی منطقه‌ی زره شوران [۹]، سال سنجی U-Th/He در آپاتیت-های منطقه ماه نشان [۶] و سال سنجی $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ موسکویت در شیست‌ها [۲]، زمان بالا آمدگی سنگ‌های پوسته‌ای در میوسن پیشین (حدود ۲۰ میلیون سال قبل) رخ داده است. فعالیت‌های آتشفشانی میوسن نیز نتیجه‌ی رژیم کششی طی بالا آمدگی پوسته‌ی قاره‌ای منطقه بوده است.

سنگ‌های دگرگون در مجموعه‌ی تکاب تا رخساره‌ی گرانولیت دگرگون شده و میگماتیت‌های آناتکسی و گرانیت‌های همراه به این ترتیب تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دگرگون اوج سپس طی بالا آمدگی به دلیل کاهش فشار، دما و تاثیر شاره‌های غنی از آب در شرایط پسرونده‌ی دگرگون شده‌اند. رخداد دگرگونی پسرونده در مرمهرای دولومیتی الیوین‌دار تکاب باعث انتقال آن‌ها از رخساره‌ی گرانولیت به رخساره‌ی آمفیبولیت شده است. در این پژوهش ترکیب کانی‌شناسی و روابط بافتی دگرگون پسرونده در مرمهرای دولومیتی الیوین‌دار تکاب بررسی شده و شرایط دما- فشار دگرگونی پسرونده مشخص شده است.

زمین شناسی منطقه

سنگ‌های دگرگون آهکی در منطقه تکاب به صورت میان لایه با سنگ‌های متاولترامافیک (پریدوتیت‌های سرپانتینی و سرپانتینیت)، متابازیت (شیست سبز، آمفیبولیت، و گرانولیت-های مافیک) و متاپلیت (شیست‌های رسی و گنیس) برونزد دارند (شکل ۱). سنگ‌های آمفیبولیت در شرایط دگرگونی بالا ذوب شده و میگماتیت‌های مافیک و سنگ‌های گرانیتوئیدی با خاستگاه آناتکسی در این ارتباط تشکیل شده است. سنگ‌های



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه با اقتباس از [۸].

روش پژوهش

۱۵ kV و شدت جریان ۲۰-۱۰ nA تجزیه شد. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در کانی‌های آمفیبول با استفاده از موازنه کاتیون‌ها در ساختار کانی‌ها [۱۰] محاسبه شده. تجزیه‌ی ریز پردازشی داده‌های معرف کانی‌ها در جدول ۲ تا ۴ نشان داده شده است.

کانی‌های دگرگون پسروده شامل آمفیبول، کلینوکلر، کلسیت و دولومیت در نمونه‌ی معرف از مرم‌های الیون‌دار ریز پردازنده-ی CAMECA SX100 در دانشگاه منچستر انگلستان با ولتاژ

جدول ۱ مجموعه‌ی کانی‌ها در آهک‌های دگرگون تکاب. علائم اختصاری کانی‌ها از [20] است. X، کانی اصلی؛ O، کانی فرعی؛ A، کانی دگرسان شده است.

Samp.	Cal/Dol	Hbl	Qtz	Cpx	Sep	Grt	Ep	Zo	Cchl	Ttn	Act/Tr	Pl	Ol	Rock type
R88-28	X						A		O		A	O	O	مرمر دولومیتی الیون دار
R88-30	X						A		O		A	O	O	مرمر دولومیتی الیون دار
R88-5	X						A		O		A	O	O	مرمر دولومیتی الیون دار
R88-21	X								O		A	O	O	مرمر دولومیتی الیون دار
RA8-f	O	O	O	X	X	O	A	A		A	A	X		Sep-Cpx-Grt کالک-سیلیکات
R48-1	X	O	X	X		O	A			A	A	X, A		Cpx-Grt کالک-سیلیکات
R48-2	X		O	O			A	A		A	A	O		Cpx کالک-سیلیکات
R48-3	X		O	O			A				A	O		Cpx کالک-سیلیکات
R68-5	X	A,O	O	O	O	X	A			A	A?	O		Sep-Cpx-Grt کالک-سیلیکات

جدول ۲ کانی شیمی کلینوکلر در مرم‌های الیون‌دار مجموعه‌ی دگرگون تکاب.

	Cchl	Cchl	Cchl	Cchl	Cchl	Cchl	Cchl
SiO ₂	۲۹,۲۳	۲۹,۴۸	۲۹,۴۹	۲۹,۵۱	۲۹,۷۷	۲۹,۲۷	۲۹,۵۰
TiO ₂	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۱۰
Al ₂ O ₃	۱۸,۸۶	۱۹,۲۰	۱۸,۸۹	۱۸,۹۸	۱۸,۹۳	۱۹,۰۶	۱۸,۶۹
Cr ₂ O ₃	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۲۱	۰,۱۶	۰,۲۰	۰,۲۳	۰,۲۱
FeO	۵,۴۰	۵,۳۷	۵,۴۸	۵,۷۱	۵,۴۷	۵,۵۲	۵,۵۹
MnO	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳
MgO	۳۰,۳۳	۳۰,۳۴	۳۰,۴۲	۳۰,۴۴	۳۰,۴۷	۳۰,۳۸	۳۰,۴۷
CaO	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۴
Total	۸۴,۱۷	۸۴,۶۸	۸۴,۶۰	۸۵,۰۱	۸۵,۰۰	۸۴,۶۳	۸۴,۶۲
Formula	(O)۱۴	(O)۱۴	(O)۱۴	(O)۱۴	(O)۱۴	(O)۱۴	(O)۱۴
Si	۲,۸۸	۲,۸۹	۲,۸۹	۲,۸۹	۲,۹۱	۲,۸۷	۲,۹۰
Ti	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Al	۲,۱۹	۲,۲۲	۲,۱۸	۲,۱۹	۲,۱۸	۲,۲۱	۲,۱۶
Cr	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
Fe ²⁺	۰,۴۵	۰,۴۴	۰,۴۵	۰,۴۷	۰,۴۵	۰,۴۵	۰,۴۶
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۴,۴۶	۴,۴۳	۴,۴۵	۴,۴۴	۴,۴۳	۴,۴۵	۴,۴۶
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Total	۱۰,۰۱	۹,۹۹	۱۰,۰۰	۱۰,۰۱	۹,۹۹	۱۰,۰۱	۱۰,۰۱
Mg/(Mg+Fe)	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱
A	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۱۸
C	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
FM	۰,۸۲	۰,۸۱	۰,۸۲	۰,۸۲	۰,۸۲	۰,۸۱	۰,۸۲

جدول ۳ کانی شیمی کلسیت و دولومیت در مرمهرهای الیونین دار مجموعه دگرگون تکاب.

	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Cal	Cal
SiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۴
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۱/۹۰	۵/۸۱	۲/۸۳	۲/۳۷	۲/۷۲	۲/۱۹	۰/۶۲	۰/۸۰
MnO	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۵۰	۰/۴۰
MgO	۲۰/۸۰	۱۸/۰۰	۲۰/۳۶	۲۰/۸۵	۲۰/۴۷	۲۰/۵۱	۰/۲۰	۰/۲۴
CaO	۳۲/۰۳	۳۰/۰۸	۳۱/۶۹	۳۲/۳۰	۳۲/۴۰	۳۱/۸۵	۵۸/۰۷	۵۷/۹۵
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۵۵/۰۲	۵۴/۱۰	۵۵/۱۰	۵۵/۷۱	۵۵/۸۲	۵۴/۷۸	۵۹/۴۶	۵۹/۴۳
Si	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴
Mn	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲
Mg	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۰۲	۰/۰۲
Ca	۱/۰۰	۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۹۴	۱/۹۲
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰

جدول ۴ کانی شیمی آمفیبول در مرمهرهای الیونین دار مجموعه دگرگون تکاب.

	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO ₂	۵۳/۹۱	۵۱/۷۶	۵۶/۰۲	۵۲/۳۵	۵۲/۹۵	۵۴/۴۵	۵۲/۲۲	۵۲/۹۹
TiO ₂	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۰۴	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۰	۰/۲۶	۰/۲۲
Al ₂ O ₃	۳/۴۹	۵/۱۱	۰/۹۳	۴/۰۲	۳/۴۵	۱/۷۴	۴/۶۵	۴/۵۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۲
Fe ₂ O ₃	۲/۶۵	۳/۳۶	۲/۱۱	۲/۲۱	۳/۹۲	۳/۸۸	۲/۷۲	۱/۷۳
FeO	۱/۶۲	۱/۱۸	۱/۳۰	۱/۹۵	۰/۳۱	۰/۰۶	۱/۷۴	۲/۲۴
MnO	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۶
MgO	۲۱/۱۶	۲۰/۳۴	۲۲/۴۳	۲۰/۸۰	۲۱/۲۲	۲۲/۰۹	۲۰/۵۴	۲۰/۷۳
CaO	۱۳/۲۱	۱۲/۹۱	۱۳/۳۳	۱۳/۱۴	۱۲/۹۵	۱۳/۰۸	۱۳/۱۶	۱۳/۴۰
Na ₂ O	۰/۳۹	۰/۶۲	۰/۰۹	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۱۶	۰/۵۴	۰/۴۳
K ₂ O	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۷
Total	۹۶/۷۸	۹۵/۸۶	۹۶/۳۵	۹۶/۳۲	۹۵/۵۴	۹۵/۷۱	۹۶/۱۹	۹۶/۵۷
Formula	۲۳ (O)	۲۳ (O)	۲۳ (O)	۲۳ (O)	۲۳ (O)	۲۳ (O)	۲۳ (O)	۲۳ (O)
Si	۷/۵۲	۷/۳۱	۷/۸۰	۷/۴۸	۷/۴۷	۷/۶۵	۷/۳۷	۷/۴۲
Ti	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲
Al	۰/۵۷	۰/۸۵	۰/۱۵	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۲۹	۰/۷۷	۰/۷۶
Cr	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe ³⁺	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۲۹	۰/۱۸
Fe ²⁺	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۲۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۲۶
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۴/۴۰	۴/۲۸	۴/۶۶	۴/۳۵	۴/۴۶	۴/۶۳	۴/۳۱	۴/۳۳
Ca	۱/۹۸	۱/۹۶	۱/۹۹	۱/۹۸	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۹	۲/۰۱
Na	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۱۲
K	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۱۵/۰۸	۱۵/۱۳	۱۵/۰۲	۱۵/۱۰	۱۵/۰۶	۱۵/۰۲	۱۵/۱۵	۱۵/۱۴
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۶	۰/۹۴
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۴۱	۰/۷۳	۰/۵۷	۰/۴۱	۰/۷۲	۰/۸۰
A	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶
C	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۹
FM	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۵

جدول ۵ مجموعه‌ی کانی‌ها و واکنش‌های دگرگون در آهک‌های دگرگون تکاب.

نوع سنگ	مجموعه کانی‌ها	واکنش‌های دگرگونی پسروده
مرمر الیون دار	Ol+Dol+Tr±Ts+Cchl+Qtz±Pl	Fo+Cal+CO ₂ =Dol+Qtz
		Fo+Cal+CO ₂ +H ₂ O=Tr+Dol
		Ts+Fo+CO ₂ +H ₂ O=Cchl+Cal/Dol+Qtz
		Ts+Fo+CO ₂ +H ₂ O=Cchl+Tr+Cal/Dol
		Fo+An+Ilm+CO ₂ +H ₂ O=Ttn+Cchl+Qtz+Ank
Grt-Scp-Cpx کالک-سیلیکات	Cpx±Scp±Grt±Amp+Pl+Qtz+Cal±Ilm±Ttn±Ep	Fo+An+Ilm+Cal+CO ₂ +H ₂ O=Ttn+Cchl+Ank
		An+Cal+H ₂ O=Ep+CO ₂
		Grt+CO ₂ =Pl+Cal+Qtz
		Me+Hd+CO ₂ =Alm+Cal+Qtz
		Ilm+An+Prg+Qtz+H ₂ O=Ttn+Ab+Fe-r+Ts

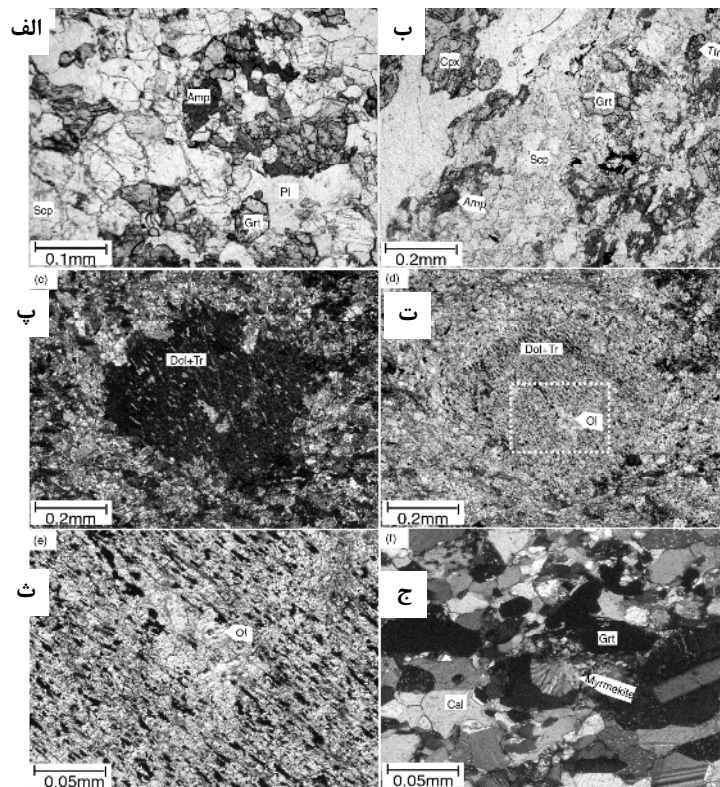
سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگون آهکی

سنگ‌های کلینوپیروکسن-اسکاپولیت-(±) گارنت آهکی -

سیلیکات

برونزد این سنگ‌ها در شمال غرب روستای قره‌ناز مشاهده شده است (شکل ۱). مجموعه کانی‌های دگرگون عبارتند از کلینوپیروکسن، (±) اسکاپولیت، (±) گارنت، هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز و کلسیت. کلینوپیروکسن در اندازه‌ی ۰/۲

میلی‌متر به‌صورت همزیست با اسکاپولیت در اندازه‌ی ۰/۳ میلی‌متر در زمینه‌ی گرانوبلاستیک سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲ الف-ب). کانی‌های کلسیت در زمینه‌ی گرانوبلاستیک دارای نقطه اتصال سه تایی هستند. هورنبلند با چند رنگی سبز-قهوه‌ای تا اندازه‌ی ۱ میلی‌متر تشکیل شده است. کانی‌های ترمولیت حاصل دگرسانی هورنبلندند.



شکل ۲ سنگ‌نگاشتی سنگ‌های آهکی دگرگون شده در مجموعه‌ی تکاب (الف) اسکاپولیت و گارنت در زمینه‌ی گرانوبلاستیک اسکاپولیت-کلینوپیروکسن-گارنت سیلیکات آهکی، حالت PPL. (ب) کلینوپیروکسن اسکاپولیت-کلینوپیروکسن-گارنت سیلیکات آهکی، حالت PPL. (پ) کانی‌های ثانویه دولومیت و ترمولیت جانشین الیون شده است، حالت XPL. (ت) همان شکل در حالت PPL. (ث) الیون به صورت دانه‌های کوچک و بی‌شکل در سنگ مشخص است، حالت PPL. (ج) هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کوارتز به صورت بافت میرمیکیت در سنگ سیلیکات آهکی، حالت XPL.

تیتانیت در اطراف ایلمنیت از شواهد بافت دگرگونی پسروده است. اپیدوت در مقادیر جزئی در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. جدول ۱ مجموعه کانی‌های دگرگون در سنگ‌های سیلیکات آهکی و مرم‌های تکاب را نشان می‌دهد.

کانی شیمی

در این بخش شیمی کانی‌های دگرگون پسروده در مرم‌های دولومیتی تکاب مورد بررسی قرار می‌گیرد. هدف از بررسی شیمی کانی‌های دگرگون پسروده، تعیین شیمی کانی‌های پسروده، محاسبه‌ی فعالیت اعضای نهائی کانی‌ها برای رسم نمودارهای فازی و تعیین شرایط فشار و دمای دگرگونی پسروده در مجموعه دگرگونی تکاب است.

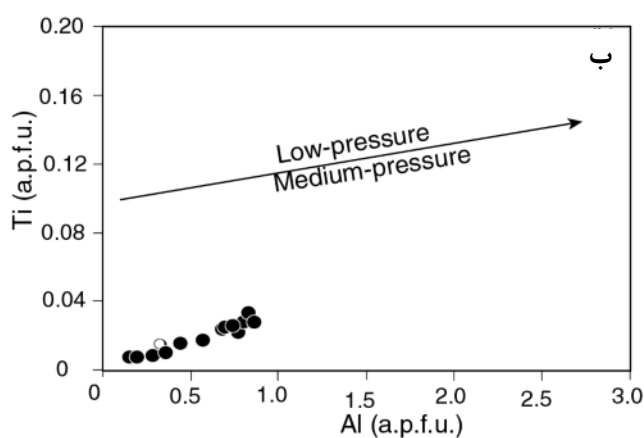
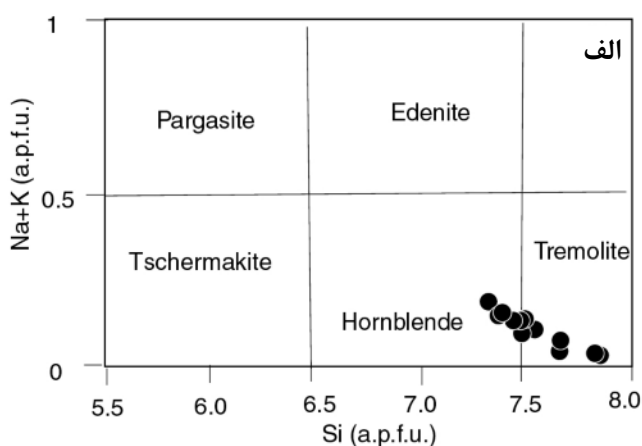
آمفیبول

کانی‌های آمفیبول به‌صورت اصلی در گروه آمفیبول‌های کلسیک رده بندی می‌شوند. فرمول ساختاری آمفیبول در جدول ۴ نشان داده شده است. مقدار Fe^{3+} بر اساس روش موازنه بار [۱۰] تصحیح شده است. نمونه‌های تجزیه شده در نمودار رده‌بندی [۱۱] از نوع ترمولیت و هورنبلند با مقادیر پایین Al_2O_3 (تا ۵٪ وزنی) قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف). عدد منیزیوم آمفیبول به‌صورت چشمگیری بالاست (۰/۹۴-۰/۹۹ $Mg\#$). در نمودار [۱۲] (Ti نسبت به Al) ترکیب کانی‌های تجزیه شده در گستره‌ی فشار متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۳ ب).

در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های ثانویه‌ی کلسیت و پلاژیوکلاز نیز به‌صورت حاشیه واکنشی در پیرامون گارنت اولیه تشکیل شده‌اند. بقایایی از گارنت اولیه به‌صورت نفوذی در پلاژیوکلاز ثانویه مشاهده می‌شود. کانی‌هایی ایلمنیت با تیتانیت ثانویه احاطه شده است. بقایای ایلمنیت به‌صورت ریز دانه در هسته‌ی تیتانیت ثانویه دیده می‌شود. بافت میرمکیت به صورت موضعی در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲ ج).

مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار

این سنگ‌ها در رخساره‌ی گرانولیت دگرگون شده‌اند. دولومیت همراه با الیوین، کانی اصلی این سنگ‌هاست. طی دگرگونی پسروده، مجموعه‌ی کانی‌های دگرگون اوج (pick metamorphism) به شدت به وسیله‌ی کانی‌های با دمای پایین جایگزین شده‌اند. بقایای الیوین تا اندازه‌ی ۰/۳ میلی‌متر در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. مجموعه کانی‌های پسروده در مرم‌های دولومیتی شامل دولومیت/کلسیت + کلینوکلر + ترمولیت است. ترمولیت و دولومیت با بافت هم‌رشدی جانشین پورفایروبلست‌های الیوین در اندازه‌های ۲-۴ میلی‌متر شده است (شکل ۲ پ-ت). الیوین به‌صورت دانه‌های ریز و بی شکل در بافت شبه ریختی مشخص است (شکل ۲ ث). کلینوکلر پسروده به‌صورت همزیست با ترمولیت در بافت گرانوبلاستیک تشکیل شده است. ایلمنیت مهم‌ترین کانی تیره این سنگ-هاست که در حاشیه به تیتانیت تجزیه شده است. حضور



شکل ۳ ترکیب کانی‌های آمفیبول در نمودار [۱۱] $Na+K$ (a.p.f.u.) نسبت به Si (a.p.f.u.)، (ب) نمودار [۱۲]، Ti (a.p.f.u.) نسبت به Al (a.p.f.u.)

کلریت

ترکیب کانی‌های کلریت بر اساس نمودار [۱۳]، تماماً در گستره‌ی کلینوکلر قرار می‌گیرد (شکل ۴ الف). فرمول کاتیونی محاسبه شده برای ۱۴ اکسیژن و ۱۰ کاتیون به صورت $(Mg_{4.42-4.46}Fe^{2+}_{0.43-0.46}Al^{VI}_{1.01-1.08})^M(Si_{2.88-2.91}Al^{IV}_{1.08-1.12})^T O_{10}(OH)_4$ در نظر گرفته شده‌اند. تغییرات ترکیبی کانی‌های کلریت تجزیه شده کم است. مقدار Al نزدیک به مقدار ایده آل آن (۲ a.p.f.u) است. مقادیر MnO ، Cr_2O_3 و TiO_2 به ترتیب برابر با ۰/۲۳-۰/۱۶ درصد وزنی، کمتر از ۰/۴ درصد وزنی و کمتر از ۰/۱ درصد وزنی است. در نمودار Fe-Si-Mg، نمونه‌های تجزیه شده بر روی خط مستقیم بین اعضای نهایی کلینوکلر و شاموزیت و نزدیک به کلینوکلر قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب).

دولومیت

ترکیب دولومیت بر اساس دو کاتیون و دو اتم اکسیژن به صورت $Ca(Mg_{0.91-0.94}Fe_{0.09-0.06})(CO_3)_2$ مقدار Fe^{2+} در ترکیب دولومیت‌های تجزیه شده از ۰/۴ (apfu) تا ۰/۸ (apfu) در تغییر است. مقدار Mn در ترکیب این کانی‌ها کم و در حدود ۰/۱۷-۰/۲۷ (درصد وزنی) است.

کلسیت

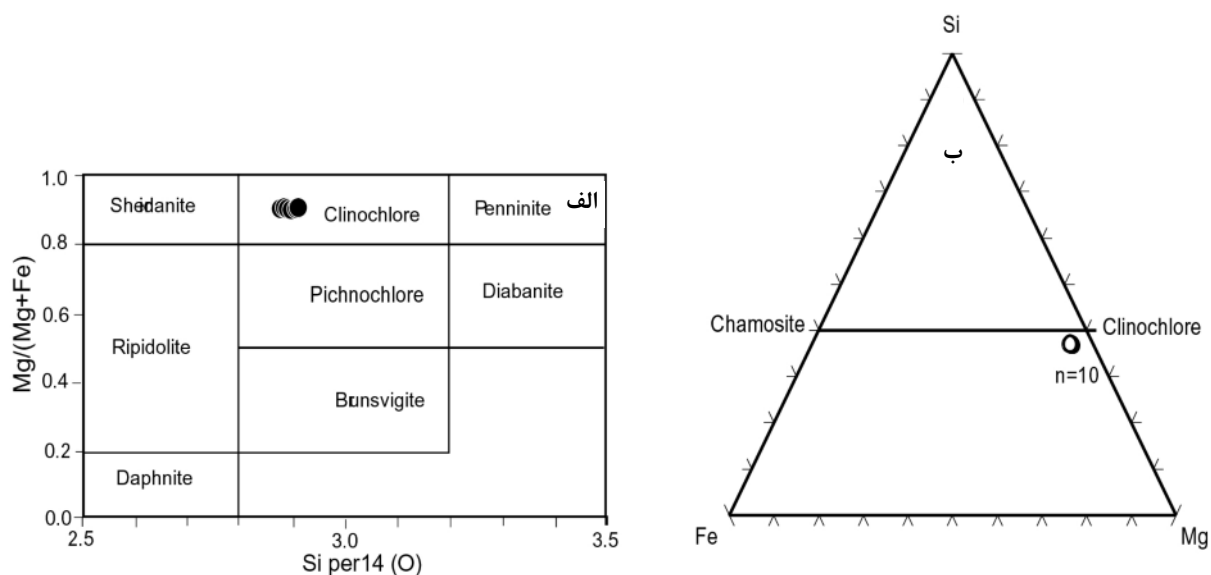
جدول ۳ ترکیب کانی‌های کلسیت تجزیه شده را بر اساس دو کاتیون و دو اتم اکسیژن نشان می‌دهد. Mg و Fe در مقادیر

بسیار جزئی به ترتیب $Mg < 25 \text{ wt\%}$ و $Fe < 0.8 \text{ wt\%}$ است.

دگرگونی پسروده در ممرهای دولومیتی الیون‌دار

مرحله‌ی دگرگونی اوج در مجموعه‌ی دگرگونی تکاب با کاهش فشار و دما و انتشار شاره‌های غنی از H_2O در خلال بالا زدگی سنگ‌های پوسته‌ای وارد مرحله دگرگونی پسروده شده است. بررسی سنگ‌نگاشتی، روابط بافتی و بررسی کانی‌ها در ممرهای دولومیتی الیون‌دار تکاب، مرحله‌ی انتقال از رخساره گرانولیت به رخساره آمفیبولیت را نشان می‌دهد. مجموعه کانی‌های با دمای پایین مانند ترمولیت و کلینوکلر در ممرهای الیون‌دار تکاب شواهدی از رخداد دگرگونی پسروده در حضور فاز شاره در ممرهای دولومیتی الیون‌دار است. خاستگاه شاره در طی فرایندهای دگرگونی پسروده را شاید بتوان به شاره‌های آزاد شده از سرد شدن توده‌های گرانیتوئیدی و بخش ماگمایی لوکوسوم در میگماتیت‌ها و یا نفوذ شاره‌های با خاستگاه خارجی در نظر گرفت [۱۴]. برای تعیین دقیق خاستگاه شاره در طی فرایندهای دگرگونی پسروده تکاب نیاز به داده‌های ایزوتوپی است.

برخی از شواهد بافتی و کانی‌شناسی در ممرهای دولومیتی الیون‌دار و گرانولیت‌های سیلیکات آهنی مجموعه دگرگون تکاب که رخداد فرایندهای دگرگونی پسروده در منطقه را تایید می‌کنند عبارتند از:



شکل ۴ ترکیب کانی‌های کلریت در (الف) نمودار [۱۳]، $Mg/Mg+Fe$ نسبت به Si per 14(O)، (ب) نمودار مثلثی Si-Fe-Mg.

اپیدوت تشکیل شده است و مقدار آن در فازهای فرومنیزین مانند آمفیبول کمتر است بنابراین با در نظر گرفتن محلول جامد بین Fe_2O_3 و Al_2O_3 ، می‌توان این دو تشکیل دهنده را در نمودار سازگار سنگ‌های آهکی با نماد (A) در نظر گرفت. FeO تشکیل دهنده اصلی فازهای فرومنیزین در سنگ‌های آهکی است. با در نظر گرفتن $Fe-Mg$ و $Fe-Mn$ می‌توان تشکیل دهنده‌های دو ظرفیتی MgO ، MnO را همراه با FeO در نمودار با نماد (F) نشان داد. برای اینکه بتوان کانی‌های دارای CO_2 مانند کلسیت/دولومیت و کانی‌های آبدار مانند آمفیبول را روی نمودار نمایش داد، فرض می‌شود که شماره درجه‌ی دگرگونی پائین و متوسط در اصل H_2O و CO_2 بوده است. کوارتز و کلسیت/دولومیت در تمامی مجموعه کانی‌های دگرگون سنگ‌های آهک یافت می‌شوند، بنابراین به صورت فازهای اضافی در سیستم حضوردارند. ترکیب شیمیایی ساده شده سنگ‌های آهک و سیلیکات آهکی مورد بررسی را می‌توان در نمودار کسر مولی $CAF-(H_2O, CO_2)$ نشان داد. متغیرهای تشکیل دهنده در سیستم مورد بررسی مرمهرای دولومیتی تکاب عبارتند از:

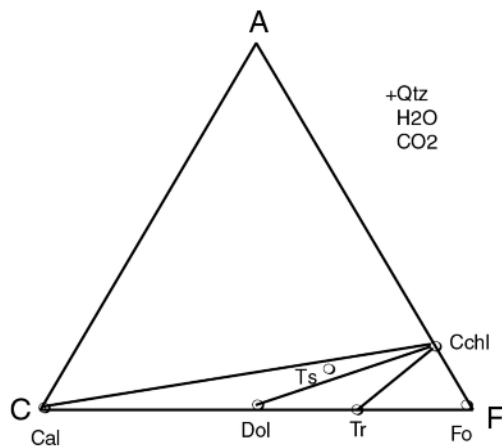
C: CaO

A: $AlO_{3/2} + FeO_{3/2} - NaO_{1/2}$

F: $FeO + MgO + MnO$

کوارتز، آلبیت، H_2O و CO_2 در تمامی مجموعه کانی‌ها حضور دارند و از فازهای اضافی سیستم به حساب می‌آیند.

شکل ۵ ترکیب شیمیایی فازهای دگرگون پسروده در مرمهرای دولومیتی تکاب در سیستم $CAF-(H_2O, CO_2)$ را نشان می‌دهد.



شکل ۵ نمایش ترکیب شیمیایی کانی‌های دگرگون پسروده در مرمهرای دولومیتی تکاب در سیستم $CAF-(H_2O, CO_2)$.

جانشینی گارنت با پلاژیوکلاز و کلسیت: تشکیل گارنت ثانویه با بافت هاله‌ای در حاشیه‌ی پلاژیوکلاز و نیز تشکیل کانی‌های ثانویه کلسیت و پلاژیوکلاز به صورت حاشیه واکنشی در اطراف گارنت اولیه در سنگ‌های سیلیکات آهکی تکاب شواهدی از دگرگونی پسروده‌اند [۱۴]. بقایای گارنت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز ثانویه، تشکیل پلاژیوکلاز به دلیل شکست گارنت را تایید می‌کند (به سنگ نگاشتی مراجعه شود).

جانشینی الیوین با ترمولیت و دولومیت در مرمهرای کانی‌های الیوین در مرمهرای دولومیتی تکاب به شدت با کانی‌های ترمولیت + دولومیت جایگزین شده است. بقایای الیوین به صورت دانه‌های بی‌شکل در ترمولیت + دولومیت شبه ریخت و نیز در مقادیر کم در بستر گرانوبلاستیک قابل مشاهده است.

جانشینی ایلمنیت با تیتانیت: در مرمهرای دولومیتی الیوین دار و سنگ‌های $Scp-Cpx-Grt$ سیلیکات آهکی تکاب، ایلمنیت در حاشیه با تیتانیت جانشین شده است.

بافت میرمکیت: هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز به صورت بافت میرمکیت در سنگ‌های سیلیکات آهکی پسروده، احتمالاً تأثیر شماره‌های غنی از آب طی دگرگونی پسروده را نشان می‌دهد.

بافت میرمکیت می‌تواند به علت جانشینی فلدسپار پتاسیم به وسیله‌ی شماره‌های غنی از Na (میرمکیت تبدلی) و یا به دلیل جدایش (exsolution) در فلدسپار قلیایی طی سرد شدن سنگ‌ها نیز تشکیل شود [۱۶]. میرمکیت با خاستگاه جدایشی در توده‌های نفوذی دگر شکل نشده (undeformed) و کم عمق عمومیت دارد، در صورتی که میرمکیت با خاستگاه جانشینی در سنگ‌های دگرگون دگرشکل شده تشکیل شد که در آن فلدسپار پتاسیم کاملاً کوچک و میرمکیت بسیار بزرگ است (میرمکیت نوع wart like) [۱۷-۱۹].

سیستم شیمیایی در مرمهرای

سیستم بررسی‌های سنگ‌های آهکی $CAF-CH$ است. فاز CO_2 در مقادیر فراوان تشکیل دهنده اصلی ترکیب فاز شاری در سنگ‌های آهکی است.

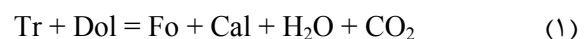
K_2O در آلکالی فلدسپار قلیایی حضور دارد و فلدسپار پتاسیم نقش تعیین کننده‌ای در تغییر و شکل‌گیری دگرگونی سنگ‌های آهکی ندارد. TiO_2 فقط در فازهای تیتانیوم دار اصلی مانند ایلمنیت و تیتانیت ذخیره شده است، بنابراین می‌توان بنابر قانون فازها، K_2O و TiO_2 را از سیستم بررسی سنگ‌های آهکی حذف کرد. Fe_2O_3 به صورت اصلی در فاز

بررسی واکنش‌های دگرگونی در مرم‌های دولومیتی پسروده- ی تکاب

مرم‌ها به دلیل عدم دارا بودن ناخالصی به مقدار کافی قادر به تشکیل کانی‌های سیلیکاتی کلسیم و آلومنیوم‌دار متنوع نبوده و بنابراین اساساً از کلسیت/دولومیت تشکیل شده‌اند. اپیدوت، پلاژیوکلاز و ترمولیت می‌توانند در مقادیر فرعی حضور داشته باشند.

تحت شرایط رخساره‌ی گرانولیت (دمای بیش از 800°C و فشار ۸ kbar یا دمای بیش از 700°C و فشار ۵ kbar [۱۵]، فورستریت در مرم‌های دولومیتی ظاهر می‌شود.

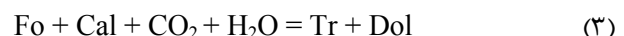
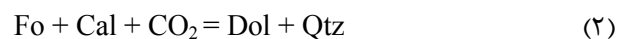
واکنش پیدایش فورستریت در مرم‌های دولومیتی به صورت زیر است:



علائم اختصاری کانی‌ها از [۲۰] است.

کانی‌های ترمولیت و کلینوکلر در مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار حاصل فرایندهای دگرگونی پسروده. ترمولیت و دولومیت با بافت هم‌رشدی جانشین پورفیروبلاست‌های الیوین شده‌اند. بقایای الیوین بی‌شکل و ریز دانه در بافت شبه ریخت مشخص است.

بر اساس روابط بافتی و بررسی‌های کانی‌شناسی در مرم‌های مورد بررسی، واکنش‌های دگرگونی پسروده برای تشکیل ترمولیت و دولومیت حاصل از شکست الیوین به صورت زیر پیشنهاد می‌شود:



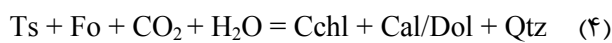
در مرم‌های دولومیتی، ترمولیت پسروده حاصل از شکست الیوین تقریباً در دمای 720°C ظاهر شده (واکنش ۳) و تا شروع رخساره‌ی آمفیبولیت (دمای در حدود 500°C درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۵ کیلوبار) پایدار باقی می‌ماند [۱۵].

بنابراین در خلال دگرگونی‌های پسروده مرم‌های دولومیتی دار به دلیل نبود ترکیب شیمیایی مناسب حتی در دماهای بالا (رخساره آمفیبولیت فوقانی)، ترمولیت محصول واکنشی حاصل از شکست فورستریت است و تا زمانی که ترکیب شیمیایی سنگ تغییری نداشته باشد، مجموعه کانی‌های جدید ظاهر نخواهد شد.

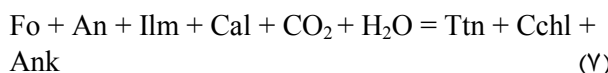
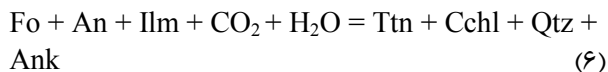
کلینوکلر در دولومیت مرم‌هایی که دارای ناخالصی Al_2O_3 هستند در دماهای بالاتر در رخساره آمفیبولیت ظاهر می‌شود [۲۱].

طی شرایط دگرگونی پسروده کلینوکلر به صورت همزیست با ترمولیت در بافت گرانوبلاستیک دولومیت مرم‌های تکاب

تشکیل شده است. واکنش‌های احتمالی تشکیل کلینوکلر به صورت زیر پیشنهاد می‌شود.



در مرم‌های دولومیتی مورد بررسی تیتانیت به صورت ثانویه در حاشیه ایلمنیت تشکیل شده است. واکنش‌های پیشنهادی برای تشکیل تیتانیت پسروده عبارتند از [۲۲]:



اپیدوت در مقادیر کم در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

اپیدوت طی دگرگونی پسروده احتمالاً از شکست آنورتیت تشکیل شده است.



دما و فشار دگرگونی پسروده در مرم‌های دولومیتی تکاب

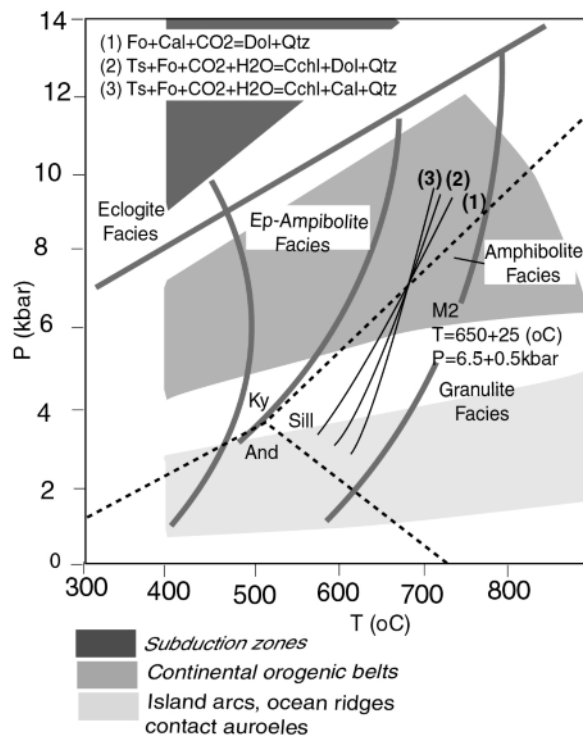
شرایط P-T دگرگونی پسروده بر اساس واکنش‌های تعادلی با استفاده از برنامه‌ی THERMOCALC [۲۲] با داده‌های ترمودینامیکی [۲۳] محاسبه شد. مقادیر فعالیت کانی‌هایی کلینوکلر، ترمولیت، آمفیبول، الیوین و دولومیت با استفاده از برنامه‌ی AX [۲۴] محاسبه شده است. فعالیت فازهای خالص کلسیت و کوارتز واحد در نظر گرفته شد.

در محاسبات فشار و دما برای چشم پوشی از مقادیر خطای ناشی از ترکیب احتمالی پیچیده‌ی فاز شاره‌ی دگرگونی، مقادیر X_{CO_2} و $X_{\text{H}_2\text{O}}$ به صورت فازهای دو تائی $X_{\text{CO}_2} = 0.5$ و $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ فرض شده‌اند.

واکنش‌های تعادلی بین کانی‌ها با مقدار فعالیت‌های واقعی آن‌ها در برنامه ترموکالک تعیین شده و روی نمودار P-T رسم شد.

برخوردگاه، واکنش‌های تعادلی روی نمودار مقادیر فشار و دما را مشخص می‌کند. با توجه به برخوردگاه، واکنش‌های تعادلی در نمودار T-P و با فرض $X_{\text{CO}_2} = 0.5$ [۱۴]، دما و فشار دگرگونی پسروده به ترتیب در حدود $250^{\circ}\text{C} \pm 650$ و 0.5 ± 6.5 به دست آمد (شکل ۶). دما و فشار محاسبه شده برای شرایط دگرگونی پسروده در مرم‌های دولومیتی تکاب با شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت همخوانی دارد.

از طرف دیگر براساس [۲۵] محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی با در نظر گرفتن دما و فشار محاسبه شده در گستره‌ی کمربندهای کوهزایی قاره‌ای ارزیابی می‌شود (شکل ۶).



شکل ۶ محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی بر اساس [۲۵] در گستره‌ی کمرنده‌های کوهزایی قاره‌ای قرار می‌گیرد.

برداشت

۱- مجموعه کانی‌های دگرگون دمای پایین و آبدار مانند ترمولیت، کلینوکلر، اپیدوت و تیتانیت حاصل فرایندهای دگرگونی پیشرونده‌ی مرم‌های دولومیتی الیوین دارند.

۲- جانشینی الیوین به وسیله‌ی مجموعه کانی‌های ترمولیت+دولومیت و جانشینی ایلمنیت با تیتانیت در مرم‌های دولومیتی از شواهد کانی‌شناسی و بافتی رخداد دگرگونی پسرونده در مرم‌های دولومیتی تکاب‌اند. بقایای الیوین به صورت دانه‌های بی‌شکل در ترمولیت+دولومیت شبه ریخت مشاهده می‌شود.

۳- دما و فشار دگرگونی پسرونده بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌های پسرونده و واکنش‌های دگرگونی تعادلی به ترتیب در حدود $650 \pm 25^\circ\text{C}$ و 6.5 ± 0.5 تعیین شد.

دما و فشار محاسبه شده برای شرایط دگرگونی پسرونده در مرم‌های دولومیتی تکاب با شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت همخوانی دارد. در مرم‌های دولومیتی پسرونده به دلیل نبود ترکیب شیمیایی مناسب در دماهای بالا تا رخساره‌ی

آمفیبولیت فوقانی، ترمولیت حاصل از شکست فورستریت پایدار است و تا زمانی که ترکیب شیمیایی سنگ تغییری نداشت، مجموعه کانی‌های جدید در آن ظاهر نشده است [15]. ترمولیت و کلینوکلر (در مرم‌های با ناخالصی Al_2O_3 [۱۵])، فراورده‌های واکنشی دگرگونی پسرونده در شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت‌اند.

قدردانی

از Dr. Giles Droop در دانشگاه منچستر انگلستان به خاطر تجزیه ریزپردازشی کانی‌ها و دکتر محسن مؤذن در دانشگاه تبریز به خاطر راهنمایی‌های علمی تشکر و قدردانی می‌شود. از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران به خاطر ارائه نظرات ارزنده در جهت ارتقای سطح علمی مقاله سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforelenad

- silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria*", Mineralogical Magazine, 51 (1987) 431–435.
- [11] Leake B.E., "Nomenclature of amphiboles", Mineralogical Magazine, 42, (1978) 533–563.
- [12] Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 81 (1982) 119–125.
- [13] Hey M.H., "A new review of the chlorites", Mineralogical Magazine, 30 (1954) 277–292.
- [14] Moazzen M., Oberhänsli R., Hajialioghli R., Moller A., Bousquet R., Droop G., Jahangiri A., "Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran", European Journal of Mineralogy, 21 (2009) 149 - 162.
- [15] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th edition", Springer-Verlag, Berlin (1994) 318 pp.
- [16] Ramberg H., "Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar", Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 98 (1962).
- [17] Ashworth J. R., "Myrmekites of exsolution and replacement origins", Geological Magazine, 109 (1972) 45–62.
- [18] Phillips E. R., "On polygenetic myrmekite", Geological Magazine, 117 (1980) 29–36.
- [19] Phillips E. R., "Myrmekite - One hundred years later", Lithos, 7 (1974) 181–194.
- [20] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68 (1983) 277–279.
- [21] Trommsdorff V., Schwander H., "Brucitmarmor in den Bergelleralpen", Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie, 49 (1969) 333–340.
- [22] Powell R., Holland T.J.B., "An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program", evolution", American Journal of Science, 304 (2004) 1–20.
- [2] 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. Mineral Deposita", 41 (2006) 1–16.
- [3] Hajialioghli R., Moazzen M., Droop G.T.R., Oberhänsli R., Bousquet R., Jahangiri A., Ziemann M., "Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran", Mineralogical Magazine, 71 (2007) 155–174.
- [4] 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 (2008) SE62.
- [5] 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. doi: 10.1017/S0016756810000683.
- [6] 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.
- [۷] حمدی ب.، "رسوبات پرکامبرین-کامبرین در ایران". هوشمند زاده، ع. (مؤلف) زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی ایران، ۲۰، (۱۳۷۴) ۵۳۵ ص.
- [۸] باباخانی ع.، قلمقاش ج.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان"، سازمان زمین شناسی ایران (۱۳۷۱).
- [9] Mehrabi B., Yardley B. W. D., Cann J. R., "Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran", Mineral Deposita, 34 (1999) 673–696.
- [10] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian

- [24] Holland T.J.B., Powell R. "An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest", *Journal of Metamorphic Geology*, 16 (1998) 309-343.
- [25] Spear F.S., "Metamorphic phases equilibria and pressure-temperature-time paths", *Mineralogical Society of America*, 1 (1993) 799 p.
- Journal of Metamorphic Geology*, 6 (1988) 173-204.
- [23] Holland T.J.B., Powell R., "An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H-O_2$ ", *Journal of Metamorphic Geology*, 8 (1990) 89-124.