

شیمی کانی‌ها و شرایط ترمودینامیکی تشکیل مرم‌های ناخالص مجموعه دگرگونی نی‌باغی واقع در شمال‌شرق میانه، ایران

جواد ایزدیار^{۱*}، معصومه سهرابی^۲، علی اصغر سپاهی^۳، آذر قارلقی^۲ و لیلا محمدی^۲

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

چکیده

مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت، میکا شیست و مرم‌ها با شیب‌توزیته غالب شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه نی‌باغی واقع در شمال شرقی میانه رخنمون دارند. مرم‌های ناخالص در بخش مرکزی این مجموعه به‌صورت نازک لایه، ضخیم لایه و توده‌ای دیده می‌شوند. شواهد فابریکی و کانیایی نشانگر دو مرحله دگرگونی در مرم‌های ناخالص هستند. مرحله اولیه با کانی‌های مانند پیروکسن (دیوپسید)، اپیدوت (کلینوزویت)، آمفیبول ۱ (ادنیت-پارگاسیت) و پلاژیوکلاز ۱ و مرحله اصلی با کانی‌های مانند کلریت (کلینوکلاز)، آمفیبول ۲ (ترمولیت)، فلوگوپیت و پلاژیوکلاز ۲ مشخص می‌شوند. نتایج محاسبات P-T-X_{CO₂} برای مراحل اولیه و اصلی دگرگونی با محاسبه فوگاسیته و فعالیت غیر آرمانی و غیرمتقارن فازهای سیال و جامد توسط نرم‌افزار ترموکالک نشان داد که مرحله اولیه در شرایط (P= 9.5kbar, T= 660°C, X_{CO₂} = 0.35) و مرحله اصلی در شرایط (P= 4.2kbar, T=510°C, X_{CO₂} = 0.4) پایدار می‌باشند. مسیر فشار-دما حاصل شده، نشان می‌دهد که مرم‌های ناخالص نی‌باغی در فشار متوسط تشکیل شده‌اند و توسط یک دگرگونی فشار پایین دوباره تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. این الگو نشانگر تکامل دگرگونی مرم‌های نی‌باغی در یک محیط تکتونیکی برخوردی است.

واژه‌های کلیدی: نی‌باغی، میانه، مرم، ترموکالک، شیمی کانی.

مقدمه

تحول دگرگونی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط (نوع باروین) و یا فشار کم (نوع ابوکوما یا باکان) در مرم‌ها، علاوه بر مجموعه کانیایی اصلی کلسیت و دولومیت، کانی‌های دیگری مانند کوارتز، تالک، ترمولیت، دیوپسید و فورستریت در شرایط متفاوت

مرم‌ها به‌طور گسترده‌ای در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای گزارش شده‌اند (Baker and Mattheous, 1994; Seaton et al., 2009; Ye and Hirajima, 1996; Franz and Spear, 1983; Ferry, 1983) اما به دلیل پیچیدگی‌های مربوط به سیالات دگرگونی کمتر در تعیین

* نویسنده مرتبط: izadyar@znu.ac.ir

روش مطالعه

پژوهش‌های انجام گرفته در این منطقه عمدتاً در مورد شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های سیاه منصور واقع در شمال مجموعه دگرگونی نی باغی و همچنین شیمی سنگ کل متا پلایت‌های گرمی چای می‌باشد (موزن و همکاران، ۱۳۹۲؛ Moazzen et al., 2016). با این وجود ویژگی‌های دگرگونی مجموعه نی باغی از قبیل شیمی کانی‌ها و شرایط ترمودینامیکی تشکیل آنها مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته بود. لذا مطالعه صحرایی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ انجام گرفت تا واحدهای سنگ‌شناسی تشکیل دهنده و ارتباطات صحرایی آنها و همچنین انواع ساختارهای دگرشکلی مشخص شود. با توجه به نتایج مطالعات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و پترو فابریکی بر روی نمونه‌های انتخاب شده صورت گرفت تا روابط فابریکی و کانیایی مرم‌ها در طی تحولات دگرشکلی و دگرگونی آشکار شود. سپس دو نمونه از مرم که دارای بیشترین مجموعه کانیایی پایدار در هر یک از مراحل تشخیص داده شده دگرگونی بودند، جهت انجام تجزیه میکروپروب (EPMA) به گروه تحقیقاتی استخراج معدن کوالا لامپور کشور مالزی فرستاده شدند. تجزیه میکروپروب توسط دستگاه CAMECA SX 100 تحت شرایط شتاب ولتاژ ۱۰Kv و شدت جریان ۱۰nA انجام گرفت. مقدار کاتیون‌ها و مقدار Fe^{3+} با استفاده از نرم‌افزار AX (Powell and Holland, 1988) تعیین شد. برای محاسبه فعالیت غیر آرمانی و غیرممتقارن کانی‌ها، توزیع کاتیون‌ها در موقعیت‌های بلورشناسی متفاوت با توجه به ساختار هر کانی محاسبات مجددی با توجه به منابع مختلف صورت گرفت و در هر مورد منبع در جداول معرف نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌ها آورده شده است. جهت تعیین شرایط P-T- X_{CO_2} تشکیل مرم‌ها از نرم‌افزار ترموکالک (۳/۲۱) (Powell et al., 1998) استفاده (Powell and Holland, 1988) در دو حالت استفاده شد. در حالت نخست داده‌های ورودی به نرم‌افزار با توجه به فعالیت‌های محاسبه شده در نرم‌افزار AX برای فازهای سیال و جامد و پیش‌فرض‌های محاسباتی نرم‌افزار ترموکالک انجام گرفت و در حالت دوم فوگاسیته سیال دگرگونی و فعالیت غیرآرمانی و غیرممتقارن فازهای جامد با توجه منابع

فشار-دما از رخساره شیبست سبز تا رخساره‌های آمفیبولیت و گرانولیت مشاهده می‌شود. در مرم‌های با ناخالصی‌های رسی در سنگ اولیه، کانی‌های دیگری از قبیل کلریت، بیوتیت، گارنت، اپیدوت و فلدسپار (هر دو نوع) در شرایط متفاوتی از فشار-دما و ترکیب سیال دیده می‌شوند (Trommsdorf, 1972; Baker and Mattheous, 1994). در مرم‌های که در نواحی دگرگونی فشار بالا تشکیل شده‌اند، مجموعه کانیایی کلسیت + دولومیت + زونزیت + کوارتز + کوارتز؛ دولومیت + زونزیت + کیانیت + کوارتز + فنزیت؛ کلسیت + دولومیت + زونزیت + کوارتز + فنزیت یافت می‌شوند. مرم‌های ناخالص دیگر فازهای سیلیکاته متنوعی نظیر امفاسیت، اپیدوت، پاراگونیت و Al-تیتانیت گزارش شده‌اند (Seaton et al., 2009; Ye and Hirajima, 1996). در واقع شرایط فشار-دما مطلوب برای انجام واکنش در سنگ‌های کربناته به ترکیب فاز سیال بستگی دارد و درعین حال این واکنش‌ها خود با اجزای سیال سروکار دارند و لذا ترکیب سیال را تغییر می‌دهند (Skippen and Trommsdorf, 1986). واکنش‌های نظیر از دست دادن CO_2 و H_2O ، جذب CO_2 و H_2O و ترکیبی از این واکنش‌ها می‌توانند به شدت بر روی مجموعه کانیایی همزیست و ترکیب سیال همراه تاثیر بگذارد. این در حالی است که CO_2 و H_2O به صورت یک فاز سیال واحد باهم مخلوط شوند و همچنین سیال به‌غیر از CO_2 و H_2O حاوی عناصر دیگری نباشد. به‌عنوان مثال وجود نمک‌های محلول در سیال امکان اختلاط کامل CO_2 و H_2O را کاهش خواهد داد و طبیعی است که در این حالت یک فاز سیال اضافی در سنگ‌های کربناته وجود خواهد داشت و باعث کاهش درجه آزادی به اندازه یک واحد خواهد بود. با وجودی که در مجموعه دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرقی میانه، مرم‌ها به مقدار زیادی رخنمون دارند اما ویژگی‌های کانیایی و شرایط ترمودینامیکی تشکیل آن‌ها در جزئیات مورد توجه قرار نگرفته است. لذا در این مقاله فابریک، مجموعه کانیایی همزیست و شیمی کانی مرم‌های نی باغی بیان شده و پایداری P-T- X_{CO_2} آن‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

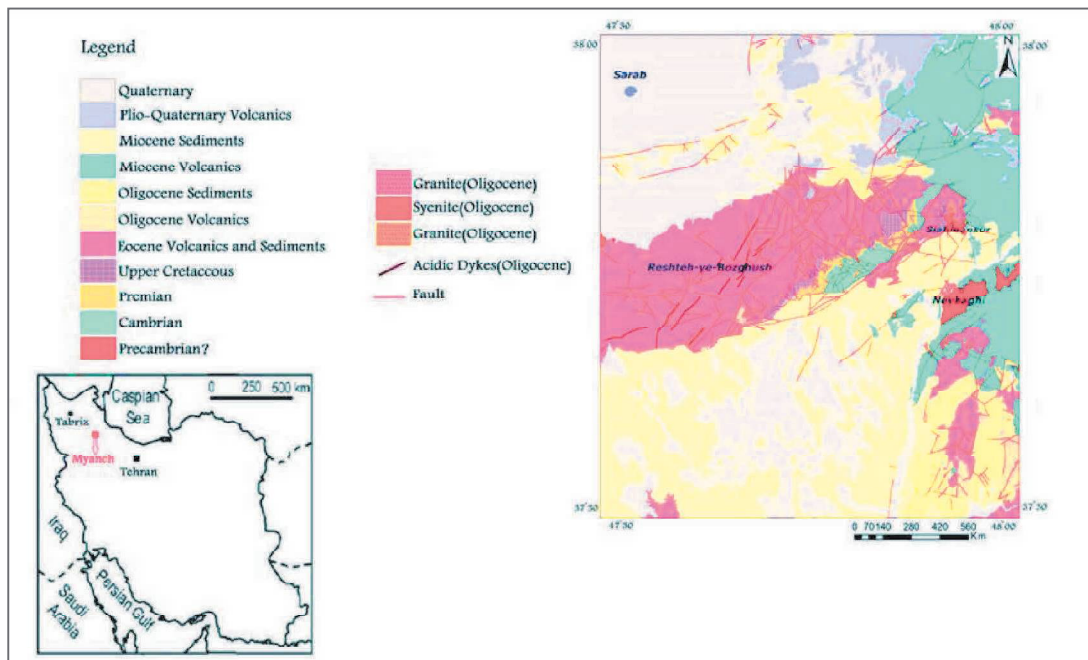
فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن، توده‌های نفوذی از جنس سینیت و گرانیت و گرانودیوریت عموماً در واحدهای ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی میوسن شامل توف‌های آلتزه شده، گدازه‌های ریولیتی و داسیتی، گدازه‌های پرلیتی و توف‌های پومیس، جریان‌های تراکیتی و تراکی‌آندزیتی می‌باشد. بازالت‌های الیوین دار و توف با سن کواترنر (شکل ۱) آخرین فاز آتشفشانی در منطقه می‌باشد (بهرروزی و همکاران، ۱۳۷۱). مطالعات صحرایی برای بررسی دقیق‌تر مجموعه دگرگونی نی‌باغی نشان می‌دهد که این مجموعه ترکیب سنگ‌شناسی یکنواختی ندارد و در برشی از شمال غرب به سمت جنوب شرق، واحدهای اسلیتی، فیلیتی و میکاشیستی با شیب‌توزیته واضح و غالب شمال شرقی- جنوب غربی و شیبی به سمت شمال غرب رخمون دارند (سهرابی، ۱۳۹۳). اندازه‌گیری‌های صحرایی نشان می‌دهند که خطواره با روند شمال شرقی- جنوب غربی با میل کم به سمت شمال شرق، خطواره غالب با گسترش زیاد در این واحدها می‌باشد (شکل ۲). مرز اسلیت‌ها و فیلیت‌ها با توده گرانیتی گسله است و در سایر بخش‌ها واضح نیست و در زیر رسوبات کواترنر پنهان می‌شود. در بخش مرکزی این مجموعه مرمرهای لایه‌ای و توده‌ای گسترش دارند. برداشت صحرایی نشان می‌دهد که مرمرهای لایه‌ای دارای شیب‌توزیته واضح و گسترده شمال شرقی- جنوب غربی با شیبی به سمت شمال غربی در بخش‌های شمالی و شیبی به سمت جنوب شرقی در بخش‌های جنوبی می‌باشد (شکل ۲). در سمت جنوب شرقی، مجدداً واحدهای میکاشیستی با روند شمال شرقی- جنوب غربی با شیبی به سمت جنوب شرقی با ضخامت کمتر از واحد مشابه در سمت شمال غربی مشاهده می‌شود. در بخش جنوب شرقی واحدهای اسلیتی و فیلیتی رخمون ندارند و میکاشیست‌ها دارای ارتباط گسلی با واحدهای آتشفشانی میوسن می‌باشند. خطواره غالب در این میکاشیست‌ها نیز دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی با میل کم به سمت شمال شرق می‌باشد (شکل ۲). اندازه‌گیری‌های ساختاری انجام شده بر روی واحدهای مختلف سنگی نشان می‌دهد که ساختار اصلی منطقه نی‌باغی یک چین تاق شکل نامتقارن با یال جنوب شرقی پرشیب و فشرده و یال شمال غربی کم‌شیب‌تر می‌باشد.

مختلف محاسبه و سپس با توجه به منطق برنامه‌نویسی در ترموکالک به نرم‌افزار وارد و نتایج با یکدیگر مقایسه شد. نام‌های اختصاری کانی‌ها در متن، جدول‌ها و شکل‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

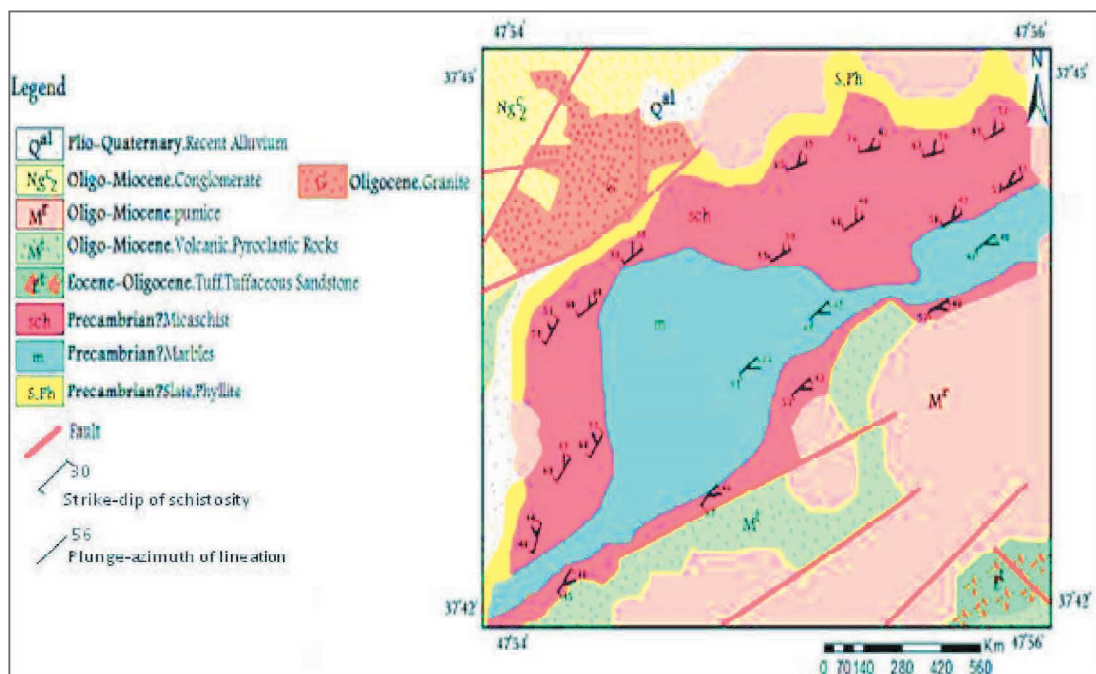
موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی نی‌باغی در حدود ۲۵ کیلومتری شمال شرقی میانه در استان آذربایجان شرقی در دامنه جنوبی رشته کوه بزقوش رخمون دارد. این مجموعه ترکیبی از سنگ‌های دگرگونی مانند میکاشیست و مرمر است که به گونه‌ای ناهم‌ساز در زیر واحدهای سنگی کرتاسه و گدازه‌های ریولیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب (بهرروزی و همکاران، ۱۳۷۱) سن دقیق برای آن پیشنهاد نشده است، در حالی که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میانه به دلیل اینکه اثرات تغییر شکل دگرگونی در رسوبات پالئوزوئیک این منطقه دیده نمی‌شود، دگرگونی آن‌ها را به پرکامبرین نسبت داده‌اند (Amidi, 1967). قدیمی‌ترین سنگ‌های غیر دگرگونی شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند باروت و ماسه‌سنگ‌های صورتی سازند لالون است (شکل ۱). ردیف سنگ‌های پرمین در جنوب شرقی بزقوش بیرون زدگی زیادی دارند که با سازند دورود و روته شباهت دارند. ردیف سنگ‌های کرتاسه بالایی به‌طور دگرشیب، طبقات رسوبی پرمین را می‌پوشاند. بخش بزرگی از رخمون‌های منطقه را سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات ائوسن تشکیل داده است (شکل ۱). به دنبال ماسه‌سنگ، کنگلومرای ائوسن به‌طور هم‌شیب، تناوبی از توف و گدازه‌های آندزیتی و آندزیتی‌بازالتی قرار می‌گیرد. سایر واحدهای ائوسن شامل طبقات توفی و گدازه‌های بازالتی با میان لایه‌هایی از آهک و کنگلومرا می‌باشد که به‌طور جانبی به واحد رسوبی تبدیل شده و توسط رسوبات کنگلومرای و ماسه‌سنگی و گدازه‌های ریولیتی و ریوداسیتی میوسن پوشانده می‌شود. گدازه‌های ریولیتی و ریوداسیتی در سطح گسترده رخمون دارند و بر روی ولکانیک‌های ائوسن قرار گرفته‌اند و خود به نحو دگرشیب توسط رسوبات تخریبی پوشانده شده‌اند. گاهی بر روی گدازه‌های ریولیتی، گدازه‌های تیره‌رنگ همراه با توف‌های ماسه‌ای در پهنه وسیعی قرار دارند (شکل ۱).

شیمی کانی‌ها و شرایط ترمودینامیکی تشکیل مرم‌های ناخالص ...



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی سراب (با اندکی تغییرات از بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱)



شکل ۲. نقشه سنگ‌شناسی-ساختاری منطقه نی باغی

پتروگرافی

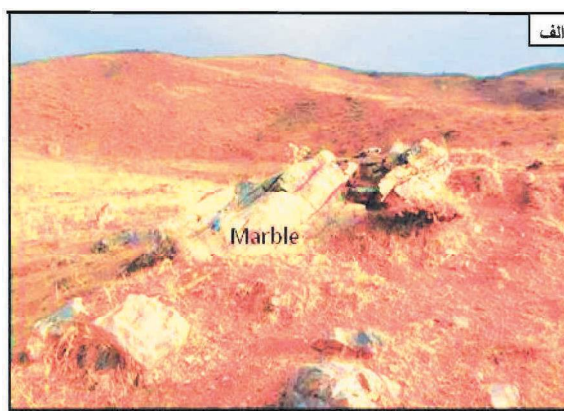
(شکل ۳-الف، ب). مرم‌ها با توجه به ترکیب کانی‌شناسی به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند (جدول ۱). گروه اول مرم‌های نسبتاً خالص با ساختار گرانوبلاستیک که عمدتاً از کلسیت و دولومیت و مقادیر فرعی کانی‌های سیلیکاته مانند آمفیبول، اپیدوت، کلریت و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند

مرم‌های مورد مطالعه در بخش مرکزی مجموعه دگرگونی نی باغی دارای گسترش زیادی می‌باشند و به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند. مرم‌ها عموماً به سه صورت مرم‌های نازک لایه (۲ تا ۵ سانتی‌متر)، ضخیم لایه (۵۰ تا ۶۰ سانتی‌متری) و توده‌های مشاهده می‌شوند

کانی پیروکسن و اپیدوت مشاهده می‌شوند (شکل ۴-ب). فلوگوپیت به صورت هم‌رشدی همراه با کلریت و آمفیبول ۲ تشکیل دهنده شیسستوزیته می‌باشند (شکل ۴-ت). بلاست‌های پلاژیوکلاز گاهی به صورت پورفایرو بلاست دیده می‌شوند که در این حالت در مرکز آن ادخال‌های فراوان آمفیبول و کمتر کلسیت وجود دارد که نشان می‌دهد در مراحل مختلف دگرگونی تشکیل شده است (شکل ۴-ج). بنابراین مرکز پلاژیوکلاز تحت عنوان پلاژیوکلاز ۱ و حاشیه عمدتاً باریک و فاقد ادخال آن پلاژیوکلاز ۲ در نظر گرفته شده است. بنابراین با استفاده از شواهد و ارتباطات فابریکی و کانیایی دو مرحله دگرگونی قابل تشخیص است:

در مرحله اولیه، کانی‌های پیروکسن، اپیدوت، پلاژیوکلاز ۱، آمفیبول ۱ به همراه کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند. در حالی که در مرحله دوم که مرحله اصلی دگرگونی است، کانی‌های کلریت، آمفیبول ۲، فلوگوپیت، پلاژیوکلاز ۲ به همراه کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند.

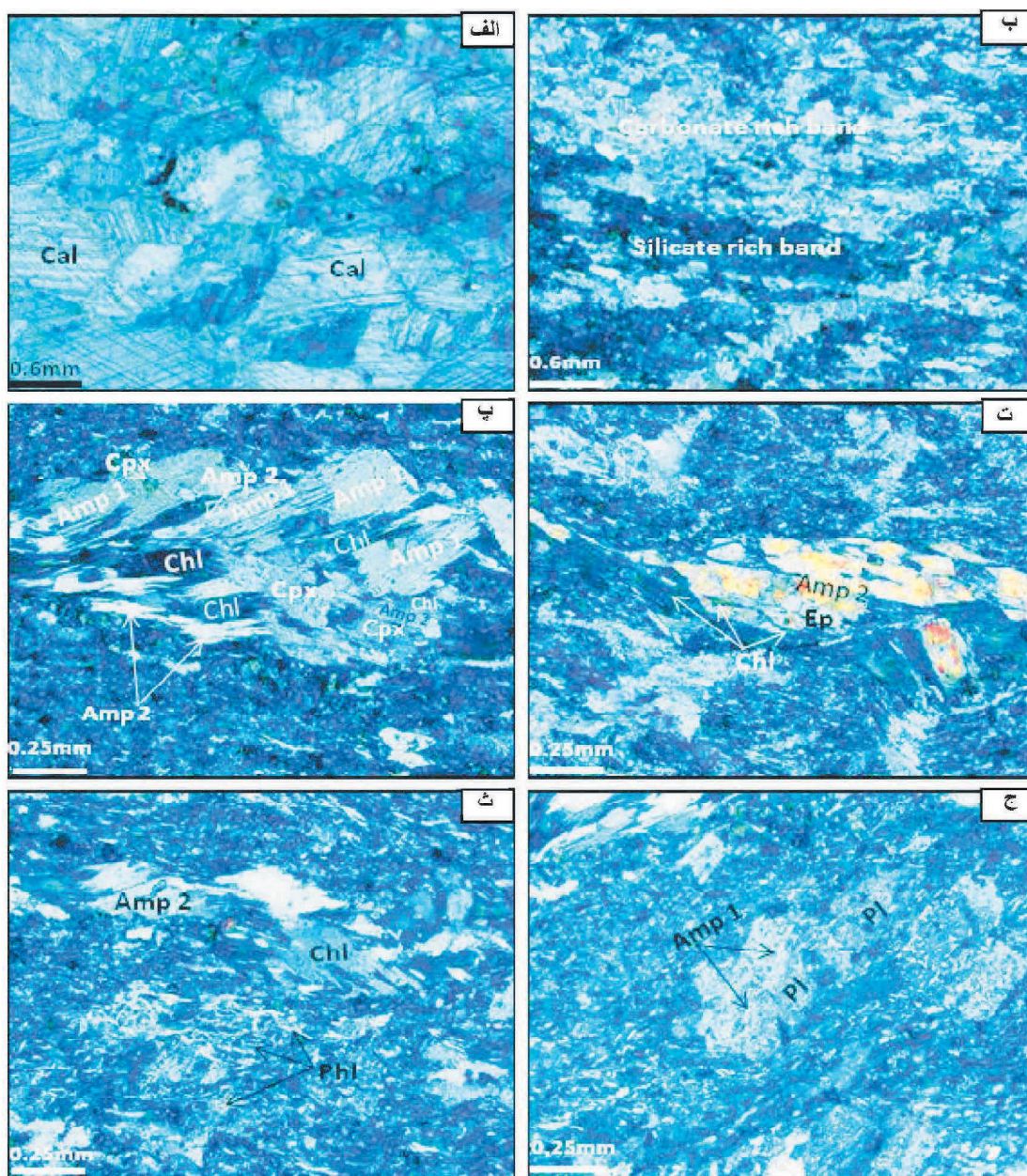
(شکل ۴-الف). گروه دوم دارای فابریک نماتولیدوبلاستیک بوده و در آن‌ها علاوه بر کلسیت و دولومیت، کانی‌های آمفیبول، پیروکسن، فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی حضور دارند. در این گروه از مرمرها گاهی باندهای غنی از کلسیت و دولومیت و باندهای غنی از کانی‌های سیلیکاته مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب). در بررسی پتروگرافی، پیروکسن و اپیدوت به صورت بلاست‌های دیده می‌شوند که دارای تبدیل‌شدگی به کلریت و آمفیبول هستند (شکل ۴-پ، ت) و یا گاهی توسط کانی‌های مانند کلسیت، دولومیت، فلوگوپیت و کلریت احاطه شده‌اند. در مطالعه پتروگرافی دو نوع آمفیبول قابل تشخیص است. در نوع اول (آمفیبول ۱)، آمفیبول‌ها به طور بخشی توسط کلریت جایگزین شده و یا توسط آمفیبول‌های نوع دوم احاطه شده‌اند. این نوع از آمفیبول‌ها دارای ادخال‌های از پیروکسن در مرکز خود می‌باشند. نوع دوم آمفیبول‌ها (آمفیبول ۲) به همراه کانی‌های کلریت و فلوگوپیت تشکیل دهنده شیسستوزیته هستند و یا به صورت جانثینی



شکل ۳. تصاویر صحرایی الف) مرمرهای ضخیم لایه، ب) مرمرهای نازک لایه در تناوبی با میکا شیسست

جدول ۱. مجموعه کانیایی مرمرهای نی باغی. علامت‌های + و - به ترتیب نشانگر حضور یا نبود کانی می‌باشد. نام‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند

Mineral Name	Cpx	Ep	Amp	Pl	Cal	Do	Chl	Phl
NS1	-	-	+	+	+	+	+	+
NS2	-	+	+	-	+	-	+	+
NS3	+	+	+	+	+	+	+	+
NS4	-	-	-	-	+	+	-	+
NS5	+	-	+	-	+	+	+	+
NS6	-	-	+	+	+	+	+	+
NS7	-	+	+	+	+	+	+	+
NS8	+	+	+	-	+	+	+	+



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی الف) مرم خالص با ساختار گرانو بلاستیک، ب) مرم ناخالص با فابریک نماتو لپیدوبلاستیک با باندهای غنی از کانی‌های کربناته و سیلیکاته، پ) تبدیل شدگی پیروکسن از حاشیه به آمفیبول ۲ و کلریت. آمفیبول ۱ به طور بخشی توسط کلریت جایگزین و در حاشیه به آمفیبول ۲ تبدیل شده است. پیروکسن در مرکز آمفیبول ۲ مشاهده می‌شود، ت) تبدیل شدگی اپیدوت به کلریت و آمفیبول ۲، هم‌رشدی کلریت، آمفیبول ۲ و فلوگوپیت، ج) پورفیرو بلاست‌های پلاژیوکلاز با ادخال‌های ریز و فراوان در مرکز و حاشیه باریک فاقد ادخال. نام‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است

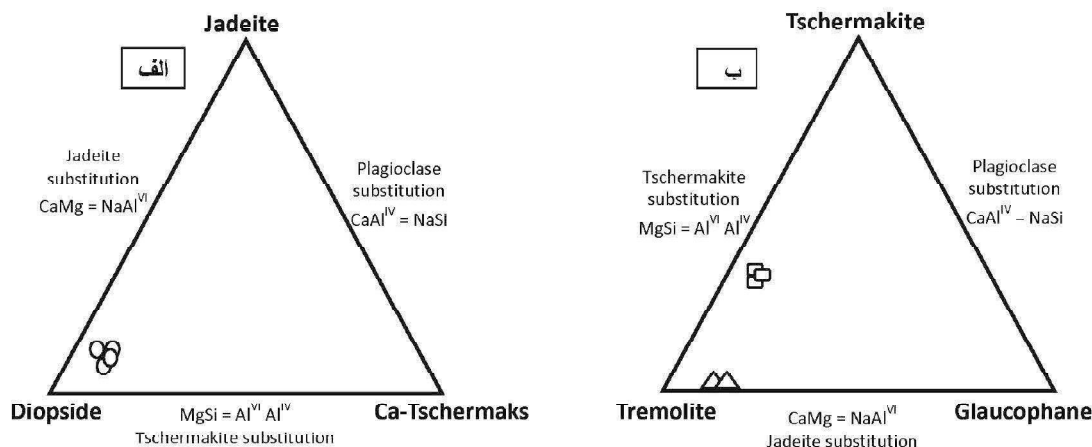
شیمی کانی‌ها

از عضو نهایی دیوپسید از طریق جان‌نشینی‌های چرماکیتی $(SiMg=Al^{IV}Al^{IV})$ ، ژادئیتی $(CaMg=NaAl^{VI})$ و هندنبرژیتی $(Fe^{2+}=Mg)$ انجام گرفته است (شکل ۵-الف و جدول ۲).
براساس طبقه‌بندی و نام‌گذاری (Leak et al., 1997) IMA، آمفیبول‌های مورد مطالعه از انواع کلسیک (ترمولیت)

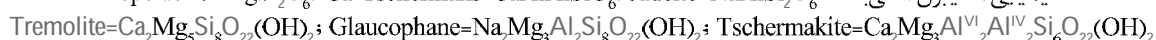
پیروکسن به صورت دانه‌های خرده شده، مشاهده می‌شود که به طور بخشی از حاشیه توسط کلریت و آمفیبول جایگزین شده که نشان می‌دهد در مرحله اول دگرگونی تشکیل شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب پیروکسن‌ها نزدیک عضو نهایی دیوپسید است. تغییر ترکیب

منطقه‌بندی شیمیایی را نشان می‌دهند که در این حالت مرکز آن‌ها دارای ترکیب ادنیتی و پارگاسیتی و حاشیه آن‌ها از نوع ترمولیتی می‌باشد. در این آمفیبول‌ها تغییر عمده شیمیایی از سمت مرکز به طرف حاشیه از طریق جانشینی فنزیتی $(Al^{IV}Al^{VI}=SiMg)$ می‌باشد که در طی آن مقدار Al کاهش و مقادیر Mg و Si افزایش می‌یابد (شکل ۵- ب و جدول ۲).

و سدیک-کلسیک (ادنیت-پارگاسیت) هستند. آمفیبول ۱ که به‌طور بخشی به کلریت تبدیل شده و همچنین آمفیبول‌های موجود در مرکز پلاژیوکلازها، دارای ترکیب ادنیتی و پارگاسیتی هستند. آمفیبول‌های نوع دوم (آمفیبول ۲) که همراه با کلریت و فلوگوپیت تشکیل دهنده شیستوزیته هستند از نوع ترمولیت می‌باشند. آمفیبول‌ها گاهی نوعی از



شکل ۵. نمودارهای جانشینی الف) پیروکسن، ب) آمفیبول. مربع توخالی نشانگر ترکیب شیمیایی آمفیبول ۲ و مثلث توخالی نشانگر ترکیب شیمیایی آمفیبول ۱ می‌باشد. $Diopside=CaMgSi_2O_6$; $Ca-Tschermaks=CaAlSiO_6$; $Jadeite=NaAlSi_2O_6$

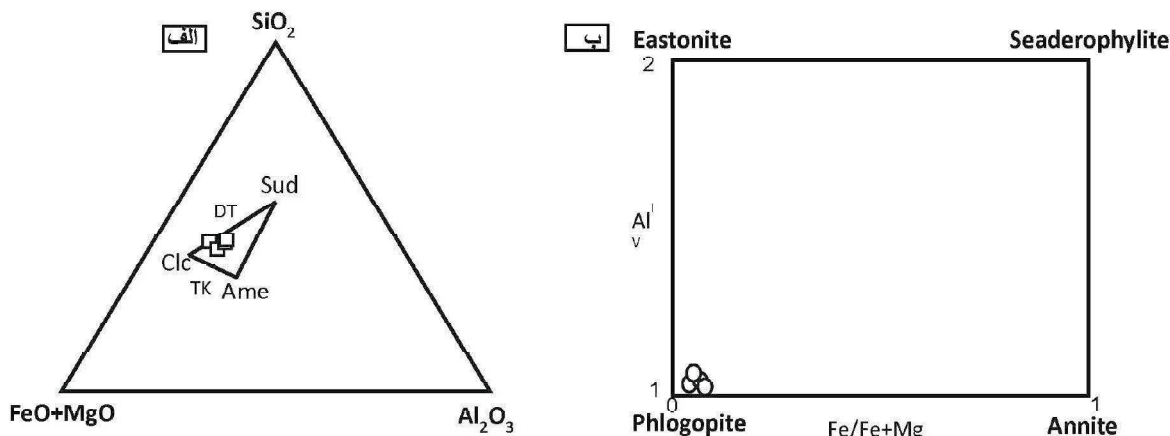


جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های پیروکسن (P) و آمفیبول (Am) مرم‌های نی باغی. Early و Main به ترتیب مراحل اولیه و اصلی دگرگونی هستند. محاسبه و توزیع کاتیون‌ها بر اساس مقاله (Powell and Holland, 1999) انجام گرفته است

Point No.	P1	P2	P3	P4	Am1	Am2	Am3	Am4	Am5
Metamorphic Stages	Early	Early	Early	Early	Early	Early	Early	Main	Main
SiO ₂	54.81	55.32	56.12	54.97	51.13	51.36	51.14	58.31	58.01
TiO ₂	0.21	0.13	0.16	0.28	0.2	0.12	0.13	0.1	0.15
Al ₂ O ₃	3.01	2.85	2.64	2.7	8.19	9.11	10.23	0.35	0.32
FeO	2.18	3.06	2.51	1.79	5.17	3.03	3.96	4.3	4.12
MgO	13.7	12.72	12.65	13.86	18.12	19.01	17.24	20.17	21.02
CaO	26.13	25.81	26.05	25.86	12.73	11.56	11.33	13.07	12.85
Na ₂ O	1.02	0.98	1.12	0.94	1.31	1.21	1.08	0.16	0.18
Total	101.96	100.87	101.25	100.4	96.85	95.56	94.34	96.94	96.65
Atom Site	O=6				O=23				
Si	1.975	2	2.01	1.988	Si	7.202	7.201	7.26	8.03
Al _T	0.025	-	-	0.012	Al _T	0.798	0.799	0.74	-
Ti _{M2}	0.006	0.004	0.004	0.008	Ti _{M2}	0.021	0.013	0.014	0.01
Al _{M2}	0.103	0.121	0.112	0.103	Al _{M2}	0.562	0.707	0.972	0.057
Fe ²⁺ _{M2}	0.066	0.093	0.075	0.054	Fe ³⁺ _{M2}	-	0.168	-	0.49
Mg _{M2}	0.736	0.685	0.677	0.747	Fe ²⁺ _{M13}	0.609	0.188	0.47	-
Ca _{M1}	1.009	1	1.002	1.002	Mg _{M2}	1.417	1.112	1.014	1.448
Na _{M1}	0.071	0.069	0.078	0.066	Mg _{M13}	2.387	2.86	2.634	2.692
Total	3.991	3.971	3.964	3.98	Ca _{M4}	1.921	1.737	1.723	1.93
					Na _{M4}	0.079	0.263	0.085	0.043
					Na _A	0.279	0.066	-	-
					Total	15.276	15.114	14.913	14.71

کمی صورت گرفته است (شکل ۶-الف) (جدول ۳).
فلوگوپیت که همراه با آمفیبول ۲ و کلریت دیده می شود،
عموماً از عضو نهایی فلوگوپیت تشکیل شده و به مقدار کم
به دلیل جانشینی $Fe^{2+}=Mg$ به سمت عضو نهایی آنیت و از
طریق جانشینی چرماکیتی ($SiMg=Al^{IV}Al^{VI}$) به طرف عضو
نهایی ایستونیت تغییر یافته اند (شکل ۶-ب و جدول ۳).

کلریت ها غنی از منیزیم می باشند و عمدتاً از عضو نهایی
کلینوکلر تشکیل شده اند ولی انحراف از این ترکیب آرمانی
از طریق جانشینی $Fe^{2+}=Mg$ به سمت دافنیت و از طریق
جانشینی دی-تری اکتائدری ($0^{VI}Al^{VI}Al^{VI}=3Mg^{VI}$) به سمت
عضو نهایی سودوئیت می باشد. تغییر ترکیب به سمت آمسیت
از طریق جانشینی چرماکیتی ($SiMg=Al^{IV}Al^{VI}$) به مقدار



شکل ۶. نمودارهای جانشینی شیمیایی الف) کلریت، ب) فلوگوپیت

(Clc=Clinocllore= $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$; Ame=Amesite= $(Mg,Fe)_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$; Sud=Sudoite= $(Mg,Fe)_2Al_4Si_3O_{10}(OH)_8$; Phlogopite = $KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$; Annite = $KFe_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$; Eastonite= $KMg_2AlSi_2Al_2O_{10}(OH)_2$; Seaderophyllite= $KFe_2AlSi_2Al_2O_{10}(OH)_2$; TK=Tschermak substitution; DT=Di-trioctahedral substitution

جدول ۳. نتایج تجزیه میکروپروب کانی های فلوگوپیت (Phl) و کلریت (Chl) مرمهرهای نی باغی. Main نشانگر مرحله اصلی دگرگونی است. محاسبه و توزیع کاتیون ها بر اساس مقاله (Holland et al., 1998) انجام گرفت

Point No.	Phl1	Phl2	Phl3	Phl4	Chl1	Chl2	Chl3	Chl4	
Metamorphic Stages	Main	Main	Main	Main	Main	Main	Main	Main	
SiO ₂	41.61	42.31	42.53	41.87	31.85	33.41	32.76	33.54	
TiO ₂	0.11	0.12	0.21	0.1	0.21	0.31	0.12	0.13	
Al ₂ O ₃	17.06	17.85	17.37	17.51	17.12	18.01	17.64	18.61	
FeO	2.39	2.65	3.5	3.65	8.12	8.04	7.51	7.86	
MgO	23.1	22.31	21.81	21.42	28.15	27.09	26.81	25.73	
K ₂ O	9.12	9.01	8.93	9	-	-	-	-	
Total	93.44	94.56	94.36	93.56	85.48	86.89	84.87	85.9	
Atom Site	O=11				O=14				
Si	2.935	2.952	2.976	2.96	Si	3.117	3.198	3.203	3.235
Al _T	1.065	1.048	1.024	1.04	Al _T	0.883	0.802	0.797	0.765
Ti _{M2}	0.006	0.006	0.011	0.005	Ti _{M4}	0.021	0.022	0.009	0.009
Al _{M2}	0.354	0.42	0.409	0.42	Al _{M4}	0.979	0.978	0.991	0.991
Fe ³⁺ _{M2}	0.021	0.019	-	-	Al _{M1}	0.113	0.252	0.242	0.36
Fe ²⁺ _{M2}	0.12	0.186	0.205	0.216	Fe ²⁺ _{M1}	0.664	0.644	0.614	0.634
Mg _{M2}	1.505	1.375	1.375	1.359	Mg _{M23}	4.109	3.868	3.911	3.702
Total	7.75	7.696	7.696	7.711	Total	9.881	9.764	9.771	9.697

اپیدوت هم که به عنوان کانی مرحله اولیه دگرگونی در نظر گرفته می شود، دارای ترکیب شیمیایی نزدیک به عضو نهایی کلینوزویت است که به مقدار کمی با جانشینی $(Fe^{3+}=Al)$ به سمت عضو نهایی پیسیتاسیت تمایل دارد. بلاست های پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی شیمیایی هستند که در این حالت مرکز آن ها دارای Na بیشتر و Ca کمتر از حاشیه می باشند (جدول ۴).
 نتایج تجزیه شیمیایی کلسیت نشان می دهد که در حاشیه (جدول ۵).

جدول ۴. نتایج تجزیه میکروپروب کانی های اپیدوت (Ep) و پلاژیوکلاز (Pl) مرمهای نی باغی. Early و Main به ترتیب نشانگر مراحل اولیه و اصلی دگرگونی هستند. محاسبه و توزیع کاتیون ها بر اساس مقاله (Powell et al., 1998) انجام گرفت

Point No.	Ep1	Ep2	Ep3	Pl1	Pl2	Pl3	Pl4
Metamorphic stage	Early	Early	Early	Early	Early	Main	Main
SiO ₂	42.56	43.12	41.58	64.13	64.82	65.71	65.12
TiO ₂	0.31	0.12	0.24	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	30.12	30.91	30.01	21.33	21.45	20.76	20.64
FeO	0.03	0.05	0.04	-	-	-	-
CaO	22.01	21.11	22.86	10.13	9.85	12.42	12.55
Na ₂ O	-	-	-	3.14	4.01	1.85	1.77
Total	95.06	95.34	94.75	98.73	100.14	100.74	100.08
Atom site	O=12.5			O=8			
Si	3.274	3.291	3.225	2.852	2.849	2.869	2.864
Ti	0.018	0.007	0.014	-	-	-	-
Al	2.732	2.781	2.744	1.118	1.111	1.069	1.07
Fe ³⁺	0.002	0.003	0.003	-	-	-	-
Ca	1.816	1.728	1.902	0.483	0.464	0.581	0.591
Na	-	-	-	0.271	0.342	0.157	0.151
Total	7.841	7.81	7.888	4.724	4.766	4.675	4.677

جدول ۵. نتایج تجزیه میکروپروب کانی های کلسیت (Cal) و دولومیت (Dol) مرمهای نی باغی. Early و Main به ترتیب مراحل اولیه و اصلی دگرگونی هستند. محاسبه و توزیع کاتیون ها بر اساس (Powell et al., 1998) انجام گرفته است

Point No.	Ca1	Ca2	Ca3	Ca4	Dol1	Dol2
Metamorphic stage	Early	Early	Main	Main	Early	Main
FeO	0.1	0.12	0.23	0.22	0.43	0.28
MnO	0.08	0.11	0.31	0.24	0.1	0.1
MgO	0.87	0.76	0.92	1.21	21.51	21.66
CaO	52	51.6	54.3	53.81	30.17	29.96
CO ₂	42.05	43.01	42.31	42.6	45.34	44.76
Total	95.15	97.65	98.11	98.13	97.58	96.79
Fe ²⁺	0.003	0.004	0.006	0.006	0.011	0.007
Mn ²⁺	0.002	0.003	0.009	0.007	0.003	0.003
Mg	0.045	0.04	0.046	0.06	0.988	0.977
Ca	1.949	1.953	1.939	1.927	0.988	0.993
Total	2	2	2	2	2	2

بحث

جهت تعیین شرایط فشار-دمای تشکیل مرمرها در مراحل اولیه و اصلی دگرگونی از شواهد فابریکی و کانیایی استفاده شد. شواهد فابریکی و کانیایی نشان دادند که مرمهرهای مجموعه‌ی دگرگونی نی‌باغی دو مرحله دگرگونی را متحمل شده‌اند. مرحله اولیه با حضور کانی‌های تبدیل شده مانند پیروکسن و اپیدوت و همچنین ادخال‌های کلسیت و آمفیبول در مرکز بلاست‌های پلازیوکلاز مشخص می‌شود، درحالی‌که مرحله اصلی با تشکیل کانی‌های تشکیل دهنده شیبستوزیته مانند فلوگوپیت، کلریت و آمفیبول ۲ مشخص می‌شود.

جهت تعیین پایداری $P-T-X_{CO_2}$ مجموعه کانیایی هم‌زیست در مراحل اولیه و اصلی دگرگونی از نرم‌افزار ترموکالک (۳/۲۱) استفاده شد (Powell et al., 1998). کاربرد این نرم‌افزار با پیش‌فرض‌های آن در مورد تعیین فعالیت فازهای جامد و فوگاسیته سیالات دگرگونی نشان می‌دهد که مرحله اولیه دگرگونی در شرایط گسترده از $X_{CO_2}=0.02$ تا $X_{CO_2}=0.98$ و دمایی از ۵۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و شرایط محدودتر فشاری از ۱۰ تا ۱۲ کیلو بار پایدار است. استفاده از همین شیوه برای مرحله اصلی دگرگونی نیز نشان می‌دهد که این مرحله نیز در شرایط X_{CO_2} از ۰/۳ تا ۰/۶، دمایی بین ۵۸۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۷-۳ کیلو بار پایدار می‌باشد.

علت اصلی گستردگی متغیرهای ترمودینامیکی حاصل شده از نتایج محاسبات این است که شرایط فشار-دمای تشکیل مرمرها به شدت وابسته به مقدار فوگاسیته سیالات دگرگونی به ویژه CO_2 می‌باشد که چگونه مدل سازی می‌شود. البته چگونگی در نظر گرفتن فعالیت غیرآرمانی سازنده‌های فازهای جامد نیز هرچند با شدت کمتر در این گستردگی دخالت دارد.

پاول و هلند (Powell and Holland, 1985) هلند و پاول (Holland and Powell, 1990) برای محاسبه فوگاسیته و فعالیت سیالات دگرگونی در نرم‌افزار ترموکالک از رابطه $RT \ln f_i = a + BT + CT$ استفاده کردند. این پژوهشگران معتقدند که محاسبه فوگاسیته برای سیالات سیستم C-O-H

با استفاده از رابطه $RT \ln f_i$ نتایج خوبی به دست می‌دهد. این شیوه در مورد سیستم‌های پلیتی و بازیک ممکن است نتایج خوبی داشته باشد اما در مورد مرمرها که نقش سیالات دگرگونی بسیار تاثیرگذارتر است، همچنان که مشاهده شد نتایج خوبی به دست نمی‌دهد. بنابراین لازم است در داده‌های ورودی به نرم‌افزار برای محاسبه فوگاسیته و فعالیت اجزا سازنده سیال دگرگونی حاوی H_2O-CO_2 از مدل سازی دیگری استفاده کرد. در اینجا برای محاسبه فوگاسیته سازنده‌های سیال دگرگونی از معادله ردلیک-کوانگ استفاده شد (Kerrick and Jacobs, 1981).

$$\ln f_i(V, T) = \ln \left[\frac{\bar{V}_{mix}}{\bar{V}_{mix} - b_{mix}} \right] + [b_i(\bar{V}_{mix} - b_{mix})] 2x_i a_i + 2 \sum_{j=1}^n [x_j a_{ij} / (b_{mix} RT^{1.5})] \ln \left[\frac{\bar{V}_{mix} + b_{mix} \bar{V}_{mix}}{\bar{V}_{mix}} \right] + [a_{mix} b_i / (b_{mix})^2 RT^{1.5}]$$

$$\ln \left[\left(\frac{\bar{V}_{mix} + b_{mix} \bar{V}_{mix}}{\bar{V}_{mix}} \right) - \left(\frac{b_{mix}}{\bar{V}_{mix} + b_{mix}} \right) \right] - \ln \left(\frac{\bar{V}_{mix}}{RT} \right) + \ln(X_i)$$

که در این رابطه \bar{V}_{mix} (حجم مولی اختلاط) در هر فشار و دمایی از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$P = (RT / (\bar{V}_{mix} - b_{mix})) [a_{mix} / (T^{0.5} (\bar{V}_{mix} + b_{mix}))]$$

در معادله ردلیک-کوانگ؛ ضریب b^v نشانگر نیروی دافعه است که از جانب مولکول‌های تشکیل دهنده اختلاط سیال اعمال می‌شود که در این مطالعه عبارتند از: b_{H_2O}, b_{CO_2} مقدار b_{mix} از طریق معادله $b_{mix} = \sum_{i=1}^n X_i b_i$ حاصل می‌شود که در این رابطه b_i و X_i عبارت‌اند از مقدار b و کسر مولی سازنده i و b_{mix} عبارت است از ضریب b برای اختلاط سازنده‌های سیال که در این مطالعه b_{mix} عبارت است از:

$$b_{mix} = X_{H_2O} b_{H_2O} + X_{CO_2} b_{CO_2}$$

در معادله ردلیک-کوانگ، a نشانگر نیروهای جاذبه است و به صورت نوشته می‌شود.

$$a(T) = a^\circ + a_1(T)$$

در این معادله a° ثابت وابستگی اجزای سازنده و $a_1(T)$ وابستگی دمایی s می‌باشد. a_{ij} نشانگر تاثیر دو مولکول غیرمشابه در یک اختلاط سیال است و به صورت زیر نوشته می‌شود: $a_{ij} = \sqrt{a_i^\circ a_j^\circ}$ که در این رابطه a_i° و a_j° وابستگی حرارتی اختلاط i و j می‌باشد و در این مطالعه عبارتند از:

$$a_{H_2O-CO_2} = \sqrt{a_{H_2O}^\circ a_{CO_2}^\circ} + 1/2 R^2 T^5 / 2K$$

جواد ایزدیار و همکاران

سودوئیت (Sud) با انرژی‌های برهم‌کنش (Kjmol^{-1}) زیر در نظر گرفته شدند (Holland et al., 1998):

$$W_{\text{Sud-Clc}}=18, W_{\text{Sud-Dph}}=14, W_{\text{Sud-Ame}}=20, W_{\text{Clc-Dph}}=2.5, W_{\text{Clc-Ame}}=18, W_{\text{Dph-Ame}}=20.5$$

فعالیت غیر آرمانی و غیرمتقارن برای اعضا نهایی فلوگوپیت (Phl)، آنیت (Ann) و ایستونیت (Eas) با انرژی‌های برهم‌کنش (Kjmol^{-1}) زیر در نظر گرفته شدند (Powell and Holland, 1999):

$$W_{\text{Phl-Ann}}=9, W_{\text{Phl-Eas}}=10, W_{\text{Ann-Eas}}=-1,$$

کلسیت (Cal)، مگنیزیت (Mgs) و سیدریت (Sd) با انرژی‌های برهم‌کنش (Kjmol^{-1}) زیر برای تعیین فعالیت غیرآرمانی و غیرمتقارن فاز کلسیت منظور شد (Holland and Powell, 1998):

$$W_{\text{Cal-Mgs}}=22, W_{\text{Cal-Sd}}=18, W_{\text{Mgs-Sd}}=4$$

عضو نهایی دولومیت (Dol) و انکریت (Ank) با انرژی برهم‌کنش (3Kjmol^{-1}) برای فعالیت غیرآرمانی دولومیت در نظر گرفته شدند (Holland and Powell, 1998).

برای تعیین فعالیت غیرآرمانی و غیرمتقارن پلاژیوکلاز از انرژی برهم‌کنش 3Kjmol^{-1} بین دو عضو نهایی آلپیت (Ab) و انورتیت (An) استفاده شد. (Holland and Powell, 2003) برای اپیدوت سه عضو نهایی اپیدوت (Ep)، کلینوزوئزیت (Czo) و فرواپیدوت (Fep) جهت تعیین اکتیویته غیرآرمانی و غیر متقارن با انرژی‌های برهم‌کنش (Kjmol^{-1}) به شرح زیر مورد استفاده قرار گرفت (Keskinen, 1987):

$$W_{\text{Cz-Ep}}=0, W_{\text{Cz-Fep}}=15.4, W_{\text{Ep-Fep}}=3$$

با در نظر گرفتن نتایج حاصل شده از تعیین فوگاسیته H_2O و CO_2 در سیال دگرگونی و همچنین فعالیت غیرآرمانی و غیرمتقارن فازهای جامد و نوشتن آنها مطابق منطق برنامه‌نویسی نرم‌افزار ترمو کالک (۳/۲۱) (Powell et al., 1998; Powell and Holland, 1988) فشار-دما و X_{CO_2} برای مرحله اولیه و اصلی دگرگونی انجام گرفت و نشان داد که مرحله اولیه دگرگونی در شرایط ($P=9.5 \text{Kbar}$, $T=660^\circ\text{C}$, $X_{\text{CO}_2}=0.35$) و مرحله اصلی

ثابت تعادل برای اختلاطی از $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Ln}K=11.7+(5953/T)-((2746 \times 10^3)T^2) + (464.6 \times 10^6/T^3)$$

و در نهایت a_{mix} نیز از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$a_{\text{mix}} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n X_j X_i a_{ij}$$

برای اختلاط $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ مقدار a_{mix} به شرح زیر به دست می‌آید:

$$a_{\text{mix}}=(X_{\text{H}_2\text{O}})^2 a_{\text{H}_2\text{O}}+(X_{\text{CO}_2})^2 a_{\text{CO}_2}+2X_{\text{H}_2\text{O}} X_{\text{CO}_2} a_{(\text{H}_2\text{O})(\text{CO}_2)}$$

مقادیر a_0 و b برای محاسبه فوگاسیته CO_2 و H_2O در سیال از نتایج تحقیقات (Shumiovich and Shmonov, 1975) برای CO_2 و (Burnham et al., 1969) برای H_2O استفاده شد.

برای دقیق‌تر شدن محاسبه $P-T-X_{\text{CO}_2}$ ، فعالیت‌های غیرآرمانی و غیرمتقارن فازهای جامد به شرح زیر وارد نرم‌افزار شد.

برای کلینوپیروکسن، فعالیت غیرآرمانی و غیرمتقارن برای مجموعه‌ای از اعضای نهایی دیوپسید (Di)، Ca، چرماک (Cats)، ژادئیت (Jd) و هدنبرژیت (Hd) با انرژی‌های برهم‌کنش (Kjmol^{-1}) به شرح زیر در نظر گرفته شد (Holland and Powell, 1998):

$$W_{\text{Di-Hd}}=3, W_{\text{Di-Cats}}=7, W_{\text{Di-Jd}}=24, W_{\text{Hd-Cats}}=4, W_{\text{Hd-Jd}}=24, W_{\text{Cats-Jd}}=20$$

برای آمفیبول فعالیت غیرآرمانی و غیرمتقارن برای مجموعه‌ای از اعضای نهایی ترمولیت (Tr)، فرواکتینولیت (Fac)، چرماکیت (Ts)، گلوکوفان (Gln) و پارگاسیت (Pg) با انرژی‌های برهم‌کنش (Kjmol^{-1}) به شرح زیر در نظر گرفته شد (Dale et al., 2000):

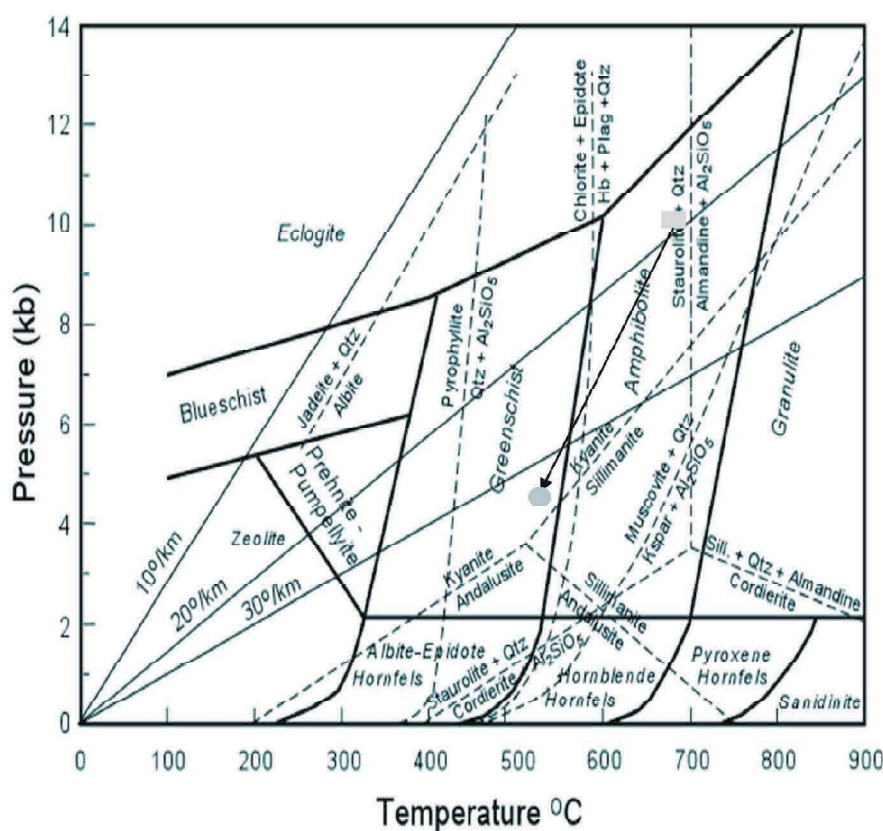
$$W_{\text{Pag-Gln}}=50, W_{\text{Pag-Ts}}=-38, W_{\text{Pag-Fac}}=-1.9, W_{\text{Pag-Tr}}=33, W_{\text{Gln-Ts}}=-25, W_{\text{Gln-Fac}}=39,$$

$$W_{\text{Gln-Tr}}=65, W_{\text{Tr-Fac}}=11.4, W_{\text{Tr-Ts}}=20.8, W_{\text{Fac-Ts}}=15$$

فعالیت غیر آرمانی و غیرمتقارن کلریت برای اعضای نهایی کلینوکلر (Clc)، دافنیت (Dph)، آمسیت (Ame) و

توسط دگرگونی مرحله اصلی با کاهش فشاری در حدود ۵ کیلوبار همراه با کاهش دمایی معادل ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد ادامه می‌یابد (شکل ۷). مسیر فشار-دمای به دست آمده در جهت عقربه ساعت نشان‌دهنده یک فشار متوسط اولیه از نوع دگرگونی باروین (رخساره آمفیبولیت) است که توسط یک دگرگونی فشار پایین از نوع دگرگونی بوچان (رخساره شیست سبز) دنبال می‌شود. الگوی فشار-دمای به دست آمده نشانگر تکامل دگرگونی مرم‌ها در یک محیط تکتونیکی برخوردار می‌باشد (شکل ۷).

دگرگونی در شرایط ($P=4.2\text{Kbar}$, $T=510^\circ\text{C}$, $X_{\text{CO}_2}=0.4$) پایدار می‌باشند (شکل ۷).
با در نظر گرفتن اینکه حداکثر فشار ۹/۵ کیلوباری ثبت شده توسط مرم منحصراً مربوط به فشار لیتواستاتیک باشد، می‌توان تخمین زد که مرم‌های مجموعه دگرگونی نی‌باغی به عمقی معادل ۳۶ کیلومتر رسیده است. با توجه به دمای ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد برای این مرحله نشانگر یک شیب زمین‌گرمایی متوسط در حدود ۲۰ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر می‌باشد. این همگرایی و ضخیم‌سازی پوسته‌ای



شکل ۷. فشار - دمای محاسبه شده برای مرحله اولیه (مستطیل پر شده) و مرحله اصلی (دایره پر شده) مرم‌های نی‌باغی. بردار نشانگر مسیر تحول فشار - دمای مرم‌های نی‌باغی می‌باشد. نقطه سه گانه Kyanite, Sillimanite, Andalusite از Bohlen et al., 1991، واکنش $\text{Albite}=\text{Jadeite}+\text{Qtz}$ از Holland, 1980، واکنش‌های $\text{Pyrophyllite} = \text{Qtz} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ از Pattison, 2001، واکنش‌های $\text{Sillimanite} + \text{Qtz} + \text{Almandine} = \text{Cordierite}$ ، $\text{Staurolite} + \text{Qtz} = \text{Almandine} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ و $\text{Staurolite} + \text{Qtz} = \text{Cordierite} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ از Aranovich and Podolskii, 1983 و واکنش $\text{Chlorite} + \text{Epidote} = \text{Hb} + \text{Plag} + \text{Qtz}$ از Plyusnina, 1982 اقتباس شده اند. $\text{Qtz} = \text{Quartz}$, $\text{Sill} = \text{Sillimanite}$, $\text{Plag} = \text{Plagioclase}$, $\text{Ksp} = \text{Kfeldspar}$, $\text{Hb} = \text{Hornblende}$

نتیجه‌گیری

دگرگونی بوکان (رخساره شیست سبز) دنبال می‌شود. این الگو نشانگر تکامل دگرگونی مرمرها در یک محیط تکتونیکی برخوردار می‌باشد.

سپاسگزاری

این مقاله بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد معصومه سهرابی است که هزینه‌های آن توسط دانشگاه زنجان انجام پذیرفت که به این وسیله از این حمایت قدردانی می‌شود.

منابع

- بهروزی، ا.، امینی‌آذر، ر.، عزتیان، ف.، امامی، م.، داوری، م. و هادوی، م. ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- سهرابی، م.، ۱۳۹۳. مطالعه پتروگرافی و ترمودینامیکی مرمرهای مجموعه‌ی دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرق میانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه زنجان، ۱۱۵
- موذن، م.، پورحاتمی، گ.، حاجی‌علی‌اوغلی، ر. و عمرانی، ه.، ۱۳۹۲. بررسی ماهیت ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل پروتولیت‌های منطقه سیاه منصور میانه، شمال غرب ایران. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۸، ۱۱-۲۰
- Amidi, M., 1967. Geological quadrangle map of Myaneh, scale 1/250000, Geological Survey of Iran
- Aranovich, L.Y. and Podelesski, K.K., 1983. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: Experiments and applications. In: Saxena SK(ed) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions: Springer, New York, 173-198
- Baker, J. and Mattheous, A. 1994. Textural and isotopic development of marble assemblage during the Barrovian-style M2 metamorphic event, Naxos Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 130-144
- Bohlen, S.R., Montana, A.L. and Kerrick, D.M., 1991. Precise determinations of the equilibria kyanite=sillimanite and kyanite=andalusite

مجموعه دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرقی میانه از واحدهای سنگ‌شناسی اسلیتی، فیلتی، میکاشیستی و مرمر تشکیل شده که دارای شیستوزیته غالب شمال شرقی- جنوب غربی می‌باشند. اندازه‌گیری‌های ساختاری انجام شده بر روی واحدهای مختلف سنگی نشان می‌دهد که ساختار اصلی منطقه نی باغی یک چین تاق شکل نامتقارن با یال جنوب شرقی پرشیب و فشرده و یال شمال غربی کم‌شیب تر می‌باشد. مرمرهای ناخالص در بخش مرکزی این مجموعه دارای گسترش زیادی می‌باشند و به سه صورت نازک لایه، ضخیم لایه و توده‌ای رخنمون دارند. شواهد و ارتباطات فابریکی و کانیایی موجود در مرمرهای ناخالص نشان‌دهنده دو مرحله دگرگونی ثبت شده می‌باشد. در مرحله اولیه، کانی‌های پیروکسن، اپیدوت، پلاژیوکلاز ۱ و آمفیبول ۱ به همراه کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند در حالی که در مرحله دوم که مرحله اصلی دگرگونی است کانی‌های کلریت، آمفیبول ۲، فلوگوپیت و پلاژیوکلاز ۲ به همراه کلسیت و دولومیت وجود دارند. جهت تعیین شرایط پایداری $P-T-X_{CO_2}$ مجموعه کانیایی هم‌زیست در مراحل اولیه و اصلی دگرگونی فوگاسیته CO_2 و H_2O از معادله ردلیگ کوانگ و فعالیت‌های غیر آرمانی و غیرمتقارن فازهای جامد از منابع مختلف، در هر یک از مراحل دگرگونی محاسبه شده و مطابق با منطق برنامه‌نویسی نرم‌افزار ترموکالک به آن وارد شد. نتایج محاسبات نشان داد که مرحله اولیه دگرگونی در شرایط $(P=9.5Kbar, T=660^{\circ}C, X_{CO_2}=0.35)$ و مرحله اصلی دگرگونی در شرایط $(P=4.2Kbar, T=510^{\circ}C, X_{CO_2}=0.4)$ پایدار می‌باشند. با توجه به فشار و دمای حاصل شده برای هر یک از مراحل دگرگونی می‌توان حدس زد که مرمرهای مجموعه دگرگونی نی باغی به عمقی معادل ۳۶ کیلومتری رسیده‌اند. این هم‌گرایی و ضخیم‌سازی پوسته‌ای توسط دگرگونی مرحله اصلی با کاهش فشاری در حدود ۵ کیلو بار همراه با کاهش دمایی معادل ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد ادامه می‌یابد. مسیر فشار-دمای به‌دست‌آمده، نشان‌دهنده یک فشار متوسط اولیه از نوع دگرگونی باروین (رخساره آمفیبولیت) است که توسط یک دگرگونی فشار پایین از نوع

and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs *American Mineralogist*, 76, 677-680

- Burnham, C.W., Holloway, J.R. and Davis, N.F., 1969. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. *Geological Society of America, Special Paper*, 132-96

- Dale, J., Holland, T.J.B. and Powell R., 2000. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibrations of the thermobarometry of hornblende. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 40, 353-362.

- Franz, G. and Spear, F.S., 1983. High-pressure metamorphism in siliceous dolomites from the central Tauern window. Austria. *American Journal of Science*, 283, 396-413.

- Ferry, J.M., 1983. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *American Mineralogist*, 68, 334-54.

- Holland, T.J.B., 1980. The reaction albite = jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist*. 65, 129-134.

- Holland T.J.B. and Powell, R., 1990. An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{C}-\text{H}-\text{O}_2$. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.

- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.

- Holland, T.J.B. and Powell, R., 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 492-501.

- Holland, T.J.B., Baker, J. and Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *European Journal of Mineralogy*, 10, 395-406.

- Keskinen, M. and Liou, J.G., 1987. Stability relations of Mn-Fe-Al piemontite. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 495-507.

- Kerrick, D.M. and Jacobs, G.K., 1981. A modified Redlich-Kwong equation for H_2O , CO_2 and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ mixtures at elevated pressures and temperatures. *American Journal of Science*, 281, 735-767.

- 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.M., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schmacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.

- Moazzen, M., Ghaderi, M., Downey, W.S. and Omrani, H., 2016. Geochemistry of metapelitic rocks from the Garmichay Area, East Azerbaijan, NW Iran, protolith nature and whole rock control on metamorphic mineral assemblage. *Journal of Geopersia*, 6, 1-18.

- Pattison, D.R.M., 2001. Instability of Al_2SiO_5 triple point assemblage in muscovite+quartz bearing metapelites, with implications. *American Mineralogist*, 86, 1414-1422.

- Plyusnina, L.P., 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende-bearing assemblage. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80, 140-146.

- Powell, R. and Holland T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R., Holland, T.J.B. and Worley B., 1998. Calculating phase diagrams with THERMOCALC: methods and examples. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1, Methods and worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 327-342.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: activity modelling of pyroxenes, amphiboles and micas. *American Mineralogist*, 84, 1-14.
- Seaton, N., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Heizler, M., 2009. Recrystallization of high-pressure marble (Sivrihisar Turkey), Tectonophysics, 479, 241-253.
- Shmulovich, K.I. and Shmonov, V.M., 1975. Fugacity coefficient for CO₂ from 1.0132 to 10000 bar and 450-1300°K. *Geochemistry International*, 12, 202-205.
- Skippen, G.B. and Trommsdorf, V., 1986. The influence of NaCl and KCl on phase relations in metamorphosed carbonate rocks. *American Journal of Science*, 286, 81-104.
- Trommsdorf, V., 1972. Change in T-X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the central Alps. *Schweizerische Mineralogisches und Petrographisches Mitteilungen*, 52, 567-71.
- Ye, K. and Hirajima, T., 1996. High-pressure marble at Yangguantun, Rongcheng county, Shandong province, eastern China. *Mineralogy and Petrology*, 5, 151-165.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.