

کانی‌شناسی، دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی ناین

مرجان پرتوی^۱، محسن نصرآبادی^{۱*} و مرتضی دلاوری^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

^۲ گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

متابازیت‌های مجموعه افیولیتی ناین دارای کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول+پلاژیوکلاز±گارنت±کلینوپیروکسن±پیدوت هستند. بر مبنای پارائزهای کانی‌شناسی، محاسبات دما-فشارسنجی، روابط کانی‌شناسی و بافتی و قلمرو پایداری مجموعه‌های کانی‌شناسی متفاوت، تحولات دگرگونی منطقه به صورت سه مرحله دگرگونی پیش‌رونده، اوج دگرگونی و پس‌رونده است که نشان‌دهنده مسیر هم‌جهت با عقربه‌های ساعت است. با توجه به شواهد کانی‌شناسی و داده‌های دما-فشارسنجی، شرایط دما و فشار مرحله اوج دگرگونی نمونه‌های گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت، معادل زیر رخساره گرانولیت فشار بالا یا پهنه انتقالی بین رخساره آمفیبولیت و گرانولیت فشار بالا است. جایگاه تشکیل این گونه سنگ‌های دگرگونی درجه بالای مناطق افیولیتی، قاعده جزایر قوسی بالغ و مناطق فرورانش داغ است. اجماع نظر در مورد وجود حوضه‌های اقیانوسی باریک و جوان (پشت قوس) حاصل از فرورانش نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی، بیانگر فرورانش اسلب اقیانوسی جوان در یک پهنه فرورانش داغ و تشکیل متابازیت‌های درجه بالای مجموعه افیولیتی ناین است.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی، گرانولیت فشار بالا، پهنه انتقالی، متابازیت، مجموعه افیولیتی ناین

مقدمه

شناسایی جایگاه تکتونیکی که در آن تشکیل شده‌اند، کمک می‌نماید. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل این مجموعه‌های دگرگونی اطلاعات مفیدی را در رابطه با وسعت حوضه‌های اقیانوسی در بر دارد. با شناخت شرایط فشار، حرارت و مکانیسم دگرگونی سنگ‌های منطقه فرورانش،

سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی از اهمیت ویژه‌ای در شناخت فرآیندهای حاکم طی کوهزایی و جایگیری افیولیت‌ها برخوردار هستند. این گونه سنگ‌ها، با پهنه‌های کششی و فرورانش قبل از برخورد در ارتباط بوده و بررسی پترولوژیک آنها به

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

ایران از نظر سن و موقعیت جغرافیایی متنوع هستند. با توجه به این که افیولیت‌های مزوزوئیک از فراوانی بیشتری نسبت به انواع پروتروزوئیک و پالئوزوئیک برخوردار هستند؛ بنابراین، مطالعات بیشتری را نیز متوجه خود ساخته‌اند (Takin, 1972؛ Alavi, 1991؛ McClin, 1974؛ 1997). پراکنندگی جغرافیایی افیولیت‌های مزوزوئیک محدود به مناطق زمین‌درز زاگرس، منشورهای بهم افزوده مکران و اطراف پهنه ایران مرکزی است (شکل ۱-۱). مجموعه افیولیتی نایین با وسعت تقریبی ۶۰۰ کیلومتر مربع به عنوان بخشی از افیولیت‌های مزوزوئیک به همراه افیولیت‌های سبزواری، بافت، شهر بابک و چهل‌کوره سازنده افیولیت‌های حلقوی ایران بوده که در بخش غربی پهنه ایران مرکزی و در امتداد گسل نایین-بافت برونزد دارد. این مجموعه افیولیتی، در شمال به بلوک کویر بزرگ، در جنوب و غرب به پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر و در شرق به پهنه ایران مرکزی (بلوک یزد) محدود است (شکل ۱-۱). مجموعه افیولیتی نایین نخستین بار توسط Davoudzadeh (۱۹۷۲) مورد بررسی قرار گرفت. آمیزه رنگین در ناحیه نایین ترکیبی از سنگ‌های افیولیتی، دگرگونی و رسوبی است. با توجه به وجود سنگ‌های رسوبی ائوسن در مجموعه افیولیتی نایین، سن جایگیری و تشکیل این ملانژ افیولیتی، ائوسن است (Davoudzadeh, 1972). در بخش شرقی پهنه آمیزه رنگین، پیکره‌های هارزبورژیت به طول یک تا چندین کیلومتر در امتداد گسل‌های اصلی منطقه با روند شمال-شمال غربی دیده می‌شوند (شکل ۱-۲). بخش اولترابازیکی آمیزه‌های رنگین شامل: دونیت، لرزولیت، هارزبورژیت، سرپانتینیت و پیروکسنیت است. عمده‌ترین واحدهای سنگی، هارزبورژیت و سرپانتینیت هستند. گابروهای پگماتیتی و سیل‌های

تاریخچه دگرگونی و برخورد روشن شده و ضمن درک وسعت حوضه اقیانوسی (حوضه اقیانوسی وسیع یا محدود) می‌توان به بررسی رژیم حرارتی و شرایط ژئودینامیک منطقه فرورانش پرداخت (Miyashiro, 1974). بر خلاف این که سنگ‌های دگرگونی مرتبط با افیولیت‌ها از ارکان اساسی در ارزیابی مدل ژئودینامیکی مناطق افیولیتی محسوب می‌شوند، اما در بسیاری از مدل‌هایی که به بررسی اقیانوس‌زایی و بسته شدن حوضه اقیانوسی اطراف پهنه ایران مرکزی پرداخته‌اند از اهمیت و نقش سنگ‌های دگرگونی منطقه افیولیتی نایین در تفسیر این مدل‌ها کمتر بحثی به میان آمده است. از طرفی، با مقایسه سنگ‌های دگرگونی منطقه افیولیتی نایین با سایر مناطق افیولیتی اطراف پهنه ایران مرکزی مانند: سبزواری، مدل تکتونومورفیک مفیدی را می‌توان عرضه نمود. در این پژوهش، سعی بر این است که ضمن شناخت شرایط فشار-حرارت و بررسی خاستگاه متابازیت‌های منطقه افیولیتی نایین طی تحولات دگرگونی، به اهمیت وجود آنها در فهم رژیم حرارتی و شرایط ژئودینامیک پهنه فرورانش تأکید شود.

زمین‌شناسی منطقه

با توجه به رابطه نزدیک زمانی، مکانی و ژئوشیمیایی متابازیت‌های شمال نایین و افیولیت‌های اطراف، کسب اطلاعات درباره این افیولیت‌ها ضروری است. بنابراین، قبل از معرفی و توصیف متابازیت‌های مجموعه افیولیتی نایین، به شرح اجمالی افیولیت‌های ایران و سپس افیولیت‌های نایین پرداخته می‌شود. افیولیت‌های ایران بخشی از نوار افیولیتی تتیس در خاورمیانه است که متصل‌کننده افیولیت‌های شرقی اروپا، یونان و ترکیه به افیولیت‌های آسیای شرقی در پاکستان و هند است. به طور کلی، افیولیت‌های

کششی کم دوام مربوط به بالای پهنه فرورانش به وجود آمده است. Ghazi و همکاران (۲۰۱۱) نیز ضمن مطالعه توالی گوشته‌ای افیولیت‌های نایین، جایگاه تشکیل مجموعه افیولیتی نایین را در بالای پهنه فرورانش (حوضه پشت قوس) در نظر گرفته و با توجه به شواهد صحرایی و ترکیب کانی‌شناسی پریدوتیت‌های نایین، زمین‌درز بین بلوک پهنه ایران مرکزی و پهنه سنندج-سیرجان را محل راه دریایی نایین-بافت معرفی می‌کنند که به صورت یک حوضه اقیانوسی پشت کمان کم دوام، در نتیجه فرورانش مایل نئوتتیس طی کرتاسه میانی باز شده است. متابازیت‌های مجموعه افیولیتی نایین از انواع گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، گارنت-آمفیبولیت، گارنت-اپیدوت آمفیبولیت، گارنت-هورنبلندیت و آمفیبولیت با فابریک فولیاسیون دار و توده‌ای هستند. آمفیبولیت‌های توده‌ای (متاگابرو) به فراوانی به صورت برونزدهای کوچک در داخل توالی گوشته‌ای دیده می‌شوند. برونزد انواع فولیاسیون دار بیشتر محدود به بخش جنوب‌شرقی توده آهکی کوه زرد است (شکل ۲-۲). این متابازیت‌ها در نمونه دستی متوسط بلور بوده و رنگ آنها با توجه به درصد مودال آمفیبول، گارنت، پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت کاملاً تیره تا نمونه‌های روشن‌تر متغیر است. در بعضی از نمونه‌ها، پورفایروبلاست‌های درشت گارنت وجود دارد (شکل ۲-۲). بیشتر نمونه‌ها نکتونیزه بوده و به آسانی خرد می‌شوند. به طوری که تهیه مقطع نازک نیز از آنها مشکل است. بخشی از این متابازیت‌ها با روند تقریباً شمالی-جنوبی و شیب تند به سمت غرب، شامل: تناوبی از لایه‌های تیره و روشن هستند (شکل ۲-۲). ترکیب لایه‌های روشن، کوارتز-فلدسپاری (ترونجمیت) است (شکل ۲-۲) که با توجه به شرایط دگرگونی، به واسطه ذوب بخشی پروتولیت متابازیتی به وجود آمده‌اند. در بخش تیره نیز

پیروکسنیتی توالی گوشته‌ای، توسط دایک‌های گابرویی و دیابازی قطع شده‌اند. دیوریت و گابرو-نوریت و گابروهای درشت‌بلور و ایزوتروپ، به صورت توده‌های کوچک مقیاس در توالی گوشته‌ای پراکنده هستند. در توالی پوسته‌ای علاوه بر دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی و توده‌ای، آهک‌های پلاژیک حاوی میان‌لایه‌هایی از چرت نیز وجود دارد (Davoudzadeh, 1972; Ghazi *et al.*, 2010; Pirnia *et al.*, 2010). در بخش شمالی پهنه آمیزه‌های رنگین، بخشی با توپوگرافی مرتفع به نام کوه زرد واقع است (شکل ۲-۲) که قسمت عمده آن متشکل از آهک‌های گلوبوترانکانادار به سن کامپانین-ماستریشین و آهک‌های ماسه‌ای متعلق به پالئوسن-اؤسن زیرین است. سطح بالایی آهک‌های ماستریشین به وسیله یک برش قاعده‌ای به سن پالئوسن میانی و بدون دگرشیمی آشکار، پوشیده شده است (Davoudzadeh, 1972). مطابق بررسی‌های ژئوشیمیایی Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۰۹) سنگ‌های آتشفشانی مجموعه‌های افیولیتی نایین در جایگاه پشت قوس کم دوام درون اقیانوسی تشکیل شده و خواص ژئوشیمیایی افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش را نشان می‌دهند. Ghazi و همکاران (۲۰۱۲) نیز با بررسی مجموعه افیولیتی نایین به این نتیجه رسیده‌اند که اقیانوس نایین-بافت از نوع حوضه حاشیه‌ای بوده و بازشدگی آن در ژوراسیک زیرین انجام شده و سپس طی ژوراسیک بالایی با انجام فرورانش و تشکیل جزایر قوسی، مرحله دوم ریفتینگ درون اقیانوسی در کرتاسه زیرین (سنومانین-سنونین)، آغاز شده و در نهایت اقیانوس نایین-بافت در ماستریشین بسته شده است. همچنین، با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی Rahgoshay و همکاران (۲۰۰۹) و Pirnia و همکاران (۲۰۱۰) افیولیت‌های نایین در حوضه

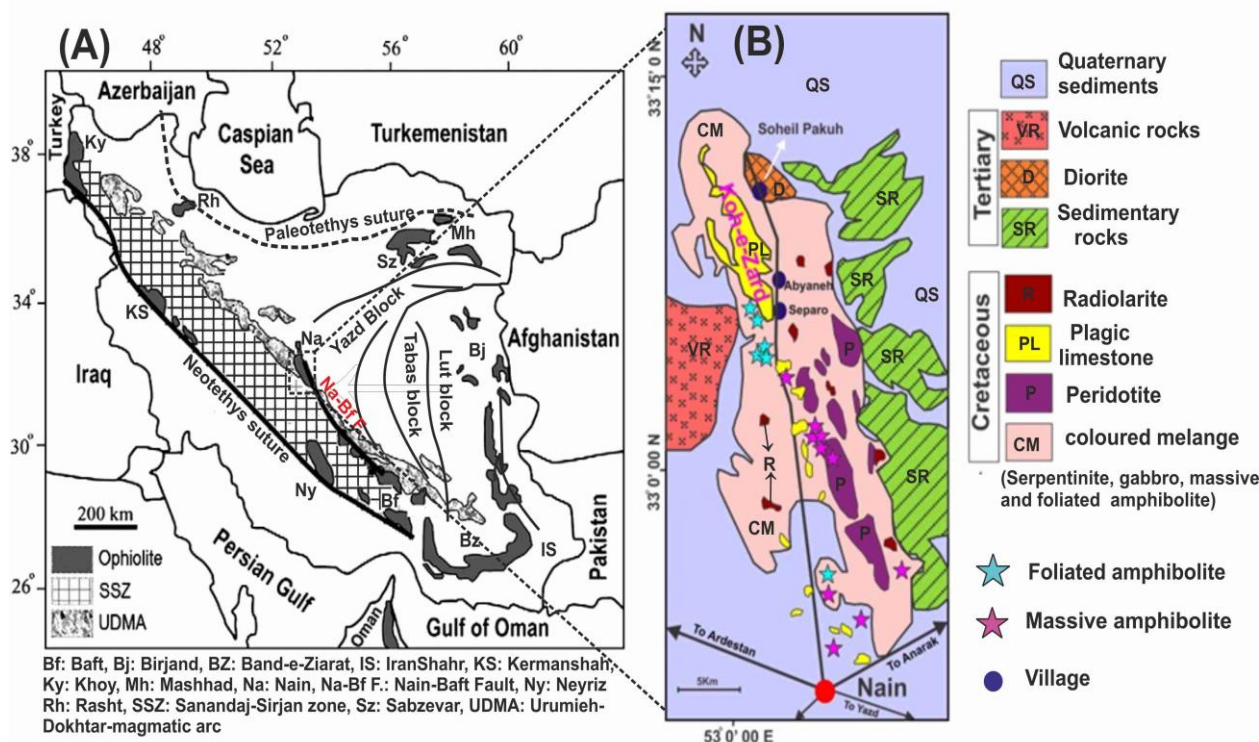
مانده بود به منظور انجام تجزیه ریزکاو الکترونی انتخاب شد. کانی‌های آمفیبول، گارنت، کلینوپیروکسن، فلدسپار، تیتانیت و کلریت توسط دستگاه ریزپردازنده نوع Cameca SX100 در دانشگاه اشتوتگارت آلمان تجزیه شدند.

در طول انجام تجزیه ریزکاو الکترونی ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانو آمگستروم و زمان شمارش ۳۰ ثانیه بوده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار Calc Min و به منظور تخمین شرایط حرارت و فشار دگرگونی، از نرم‌افزار Thermo Calc، دما-فشارسنج‌های قراردادی، نتایج داده‌های پترولوژیک آزمایشگاهی و شبکه‌های پتروژنتیک استفاده شده است.

کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن، گارنت و فازهای تیتانیم‌دار تیتانیت، روتیل یا ایلمنیت موجود هستند. رگه‌های سبز رنگ متشکل از اپیدوت در جهت موازی با فولیاسیون متابازیت‌ها تزریق شده‌اند (شکل ۲-E) که حاصل عملکرد سیالات طی دگرگونی برگشتی هستند.

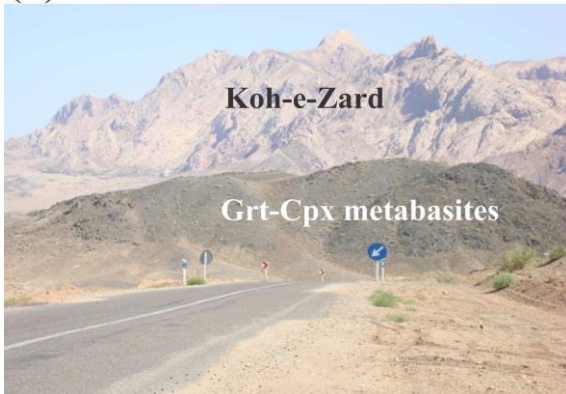
روش انجام پژوهش

روش انجام پژوهش شامل: نمونه‌برداری از برونزدهای مختلف متابازیت‌ها، به منظور شناخت روابط صحرائی، تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های دقیق پتروگرافی است. دو نمونه متابازیت (گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت) با دگرگونی پس‌رونده کمتر که پاراژن اوج دگرگونی در آنها بهتر محفوظ



شکل ۱- (A) نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران. در این نقشه میکروپهنه‌های ایران مرکزی، سنندج-سیرجان، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و زمین‌درزهای پالئوتتیس و نئوتتیس نیز نشان داده شده است (با تغییرات از Emami و همکاران (۱۹۹۳)); (B) نقشه زمین‌شناسی ساده از افیولیت‌های ناین (با تغییرات از Davoudzadeh (۱۹۷۲)).

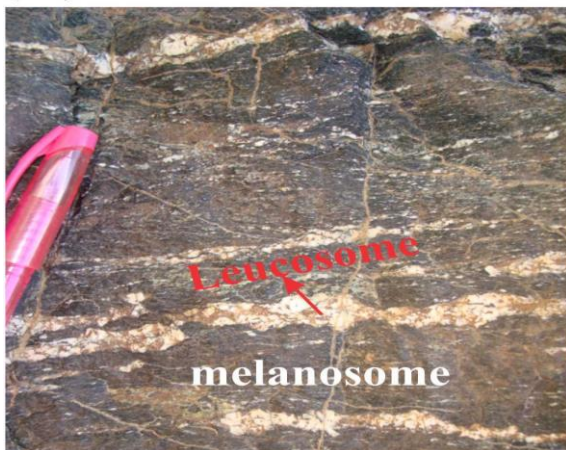
(A)



(B)



(C)



(D)



(E)



شکل ۲- A) برونزد گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌های جنوب‌شرق کوه زرد؛ B) تصویر ماکروسکوپی گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت با پورفایرولاست‌های درشت گارنت؛ C) ساختار میگماتیته در نمونه‌های گارنت-پیروکسن آمفیبولیت؛ D) کانی‌شناسی لوکوسوم شامل: کوارتز و پلاژیوکلاز بوده و در ملانوسوم کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول، کلینوپیروکسن و گارنت وجود دارد؛ E) اپیدوت رگ‌های موجود در متابازیت‌های فولیاسیون‌دار که طی دگرگونی برگشتی به وجود آمده است.

نماتوگرانوبلاستیک است. کانی‌های سنگ‌ساز آنها شامل: آمفیبول (۳۰ تا ۶۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۳۵ درصد)، کلینوپیروکسن (۰ تا ۳۰ درصد) و

پتروگرافی

بافت غالب در نمونه‌های متابازیت فولیاسیون‌دار، نماتو-پورفایرولاستیک، نماتو-پورفایرولاستیک و

در نمونه‌های مطالعه شده مشاهده می‌شود. ادخال‌های اپیدوت موجود در کلینوپیروکسن (شکل ۳-C, E و F) و انواع موجود به صورت پاراژنز با آمفیبول، گارنت و فلدسپار در سنگ‌های رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت (شکل ۳-B)، نخستین نسل (EpI) را تشکیل می‌دهد. اپیدوت نسل دوم (EpII) به صورت ادخال در فلدسپار (شکل ۳-B) حاصل فرآیند سوسوریت‌زایی یا دارای ساختار رگه‌ای (شکل ۳-G) هستند که طی دگرگونی برگشتی به وجود آمده‌اند.

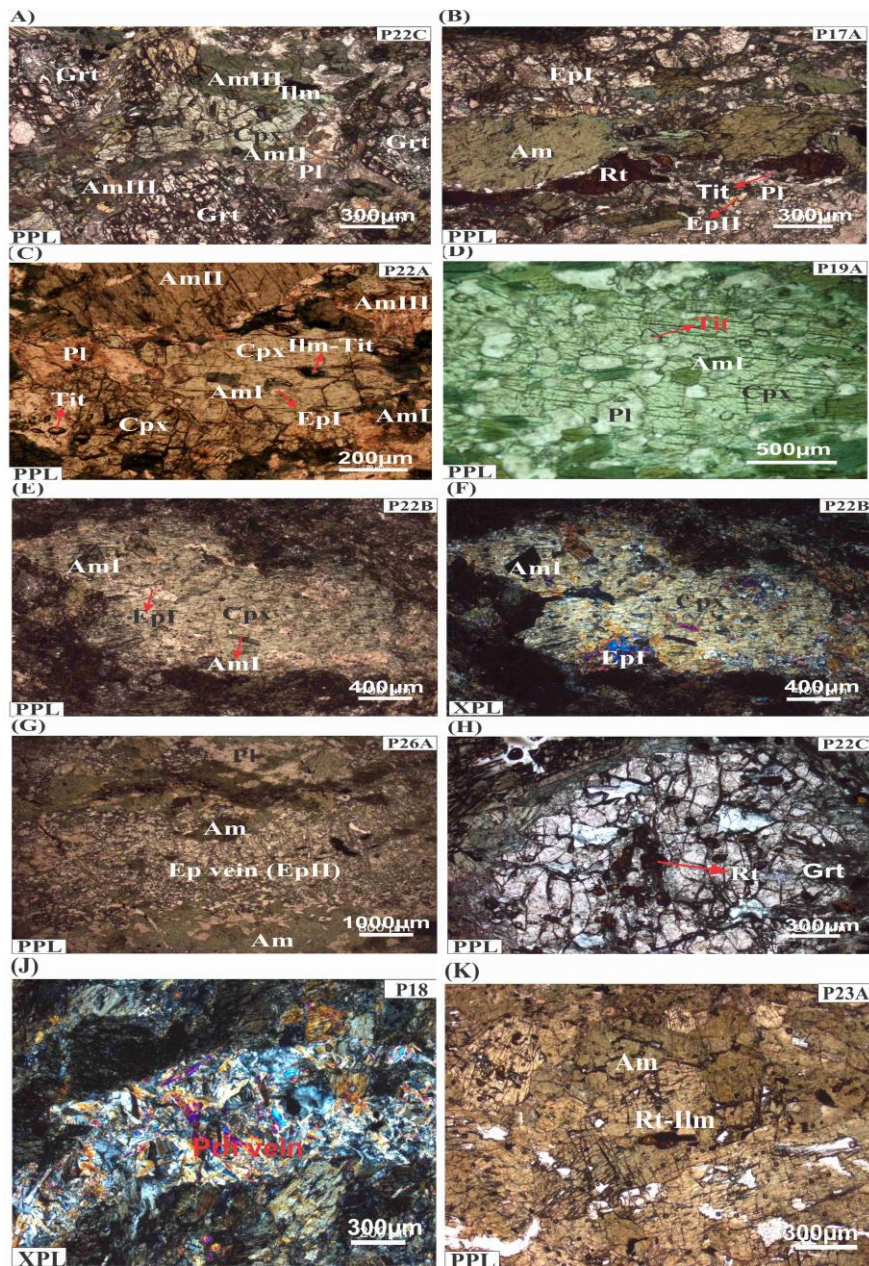
هر سه نوع فاز تیتانیم‌دار در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده شده است. روتیل به صورت ادخال در گارنت (شکل ۳-H) و آمفیبول (شکل ۳-K) موجود بوده و در حال جایگزینی توسط ایلمنیت هستند. ساختار جانشینی بخشی ایلمنیت و روتیل (شکل ۳-B) زمینه سنگ توسط تیتانیت نیز دیده می‌شود. تیتانیت به صورت ادخال در آمفیبول و پیروکسن و در متن سنگ وجود دارد.

کلریتی شدن آمفیبول و گارنت و سریسیتی شدن فلدسپار در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. پرهنیت نیز به صورت اجتماعات مجزا یا رگه‌ای در نمونه‌های مطالعه شده موجود است (شکل ۳-J). کلسیم مورد نیاز برای پرهنیت‌زایی شاید از سرپانتین‌زایی پریدوتیت یا دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده باشد.

شیمی کانی

به منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و انجام محاسبات دما-فشارسنجی، از کانی‌های دو نمونه از متابازیت‌های دارای گارنت و کلینوپیروکسن که پاراژنز اوج دگرگونی آنها بهتر محفوظ مانده بود، بیش از ۱۰۰ تجزیه ریزکاو الکترونی به عمل آمد. در این بخش به تفصیل ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه بحث و بررسی خواهد شد.

گارنت (۰ تا ۲۵ درصد) بوده (شکل ۳-A) و از کانی‌های فرعی می‌توان به روتیل، ایلمنیت و تیتانیت اشاره کرد. پلاژیوکلازها به طور غالب دگرسان شده‌اند. در تعداد کمی از نمونه‌ها اپیدوت (۰ تا ۱۵ درصد) نیز وجود دارد (شکل ۳-B). پرهنیت، سریسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه هستند. با توجه به شواهد میکروسکوپی سه نسل آمفیبول در نمونه‌های گارنت-پیروکسن‌آمفیبولیت شناسایی شده است. نخستین نسل آمفیبول (AmI) به صورت ادخال در بلورهای کلینوپیروکسن در بر گرفته شده است (شکل ۳-C, D, E و F). دومین نسل آمفیبول (AmII) به صورت بلورهای درشت در متن سنگ حضور دارد (شکل ۳-B و C). فرآیند آب‌گیری کلینوپیروکسن در حاشیه و در امتداد رخ‌ها باعث تشکیل آمفیبول نسل سوم (AmIII) شده است (شکل ۳-A و C). پورفیروبلاست‌های درشت آمفیبول موجود در زمینه (AmII) همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز، گارنت و کلینوپیروکسن پاراژنز کانی‌شناسی پایدار در مرحله اوج دگرگونی هستند. آمفیبول‌های ثانویه که با مرزهای ناصاف در تماس با پیروکسن بوده یا در حاشیه و امتداد رخ‌های پیروکسن تشکیل شده‌اند (AmIII) از نظر خواص نوری مشابه انواع موجود در زمینه سنگ (AmII) هستند. بنابراین، این امر بیانگر آن است که فرآیند آب‌گیری پیروکسن‌ها در درجات بالای دگرگونی رخ داده است. بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن بافت پویی‌کیلیتیک با ادخال‌های فلدسپار و آمفیبول (شکل ۳-D) نشان می‌دهند. بلورهای اپیدوت (شکل ۳-C, E و F) و تیتانیت (شکل ۳-C و D) نیز به صورت ادخال در کلینوپیروکسن موجود هستند. این روابط بافتی نشان‌دهنده آن است که بلورهای پیروکسن به خرج کانی‌های آمفیبول، اپیدوت و فلدسپار متبلور شده و مبین منشأ دگرگونی پیروکسن است. اپیدوت به صورت دو نسل



شکل ۳- A) کانی‌های سنگ‌ساز گارنت-پیروکسن آمفیبولیت که شامل: آمفیبول، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و گارنت هستند. کلینوپیروکسن به صورت بخشی، از حاشیه در حال تبدیل به آمفیبول (AmIII) است؛ B) متابازیت با پارائنز کانی‌شناسی آمفیبول، فلدسپار و اپیدوت (EpI) که مبین رخساره اپیدوت-آمفیبولیت است. اپیدوت‌های ریز حاصل از سوسوریت‌زایی فلدسپار (EpII) نیز وجود دارند؛ C) تصویر میکروسکوپی کلینوپیروکسن با ادخال آمفیبول (AmI)، اپیدوت (EpI) و تیتانیت که از حاشیه به صورت بخشی در حال تبدیل به آمفیبول ثانویه (AmIII) است. آمفیبول نسل دوم (AmII) که در شرایط اوج دگرگونی، پارائنز پایدار با کلینوپیروکسن، گارنت و پلاژیوکلاز بوده نیز در سنگ موجود است؛ D) بلور کلینوپیروکسن با بافت پویی کیلیتیک که دارای ادخال‌هایی از آمفیبول (AmI)، پلاژیوکلاز و تیتانیت است؛ E و F) پورفیروبلاست کلینوپیروکسن با ادخال‌های آمفیبول (AmI) و اپیدوت (EpI)؛ G) تزریق رگه اپیدوت ثانویه (EpII) در راستای موازی با فولیاسیون متابازیت؛ H) پورفیروبلاست درشت گارنت با ادخال‌هایی از روتیل که در حال جانمایی توسط ایلمنیت هستند؛ K) ادخال روتیل موجود در آمفیبول که توسط ایلمنیت در حال جایگزینی است؛ J) رگه پرهنیت در متابازیت‌های مجموعه افیولیتی ناین (آمفیبول = Am، کلینوپیروکسن = Cpx، اپیدوت = Ep، گارنت = Grt، ایلمنیت = Ilm، کوارتز = Qtz، پلاژیوکلاز = Pl، پرهنیت = Prh، تیتانیت = Tit).

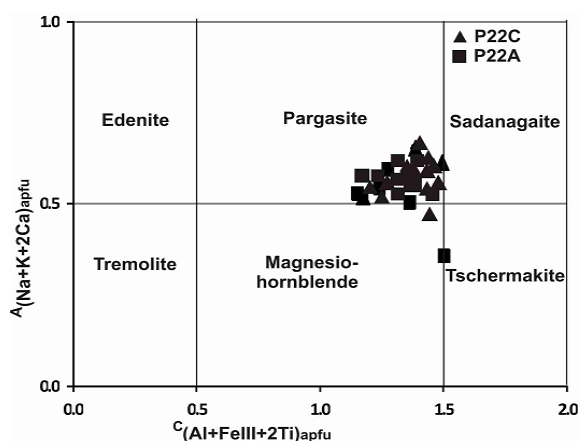
و متشکله‌های اصلی آن شامل: ولاستونیت (۴۱ تا ۴۸ درصد)، فروسیلیت (۱۸ تا ۲۹ درصد) و انستاتیت (۲۸ تا ۳۳ درصد) است. با توجه به اینکه مقدار آلومینیوم کلینوپیروکسن‌های آذرین به طور غالب بیشتر از پنج درصد است (Parkinson, 1991) بنابراین، به احتمال زیاد کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده از نوع دگرگونی هستند. از طرفی، با توجه به ترکیب غالب دیوپسیدی این کلینوپیروکسن‌ها که پیروکسن دگرگونی معمول در متابازیت‌های درجه بالا است (Celik and Delaloye, 2005) منشأ دگرگونی آنها محتمل‌تر است. نبود تیغه‌های جدایشی در این کلینوپیروکسن‌ها نیز منشأ دگرگونی را تأیید می‌نماید. همان‌طور که در مبحث پتروگرافی بیان شد، وجود ادخال‌های آمفیبول، اپیدوت و فلدسپار در پورفایروبلاست‌های کلینوپیروکسن، گویای آن است که این کانی به خرج ادخال‌های یاد شده طی دگرگونی پیش‌رونده به وجود آمده است. حداقل دمای تشکیل کلینوپیروکسن در پروتولیت‌های متابازیتی ۶۵۰ درجه سانتیگراد است (Bucher and Grapes, 2011) و در مبحث دما-فشارسنجی نیز اشاره خواهد شد که شرایط دمایی برای تشکیل کلینوپیروکسن دگرگونی مهیا بوده است.

آمفیبول: مطابق تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Hawthorne *et al.*, 2012) آمفیبول‌های مطالعه شده از نوع کلسیک بوده (${}^B\text{Ca}/{}^B(\text{Ca}+\text{Na}) \geq 0.75$) و غالباً پارگازیت نام دارند (شکل ۴).

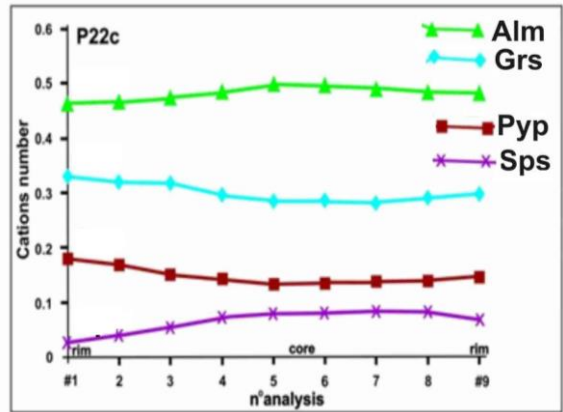
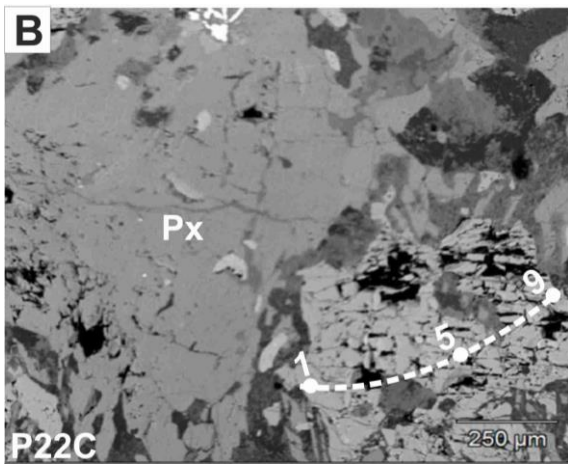
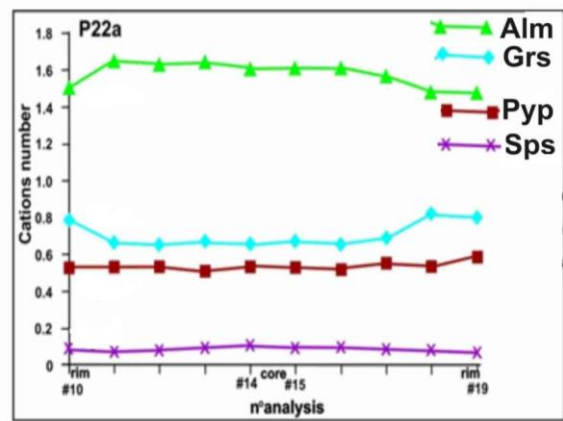
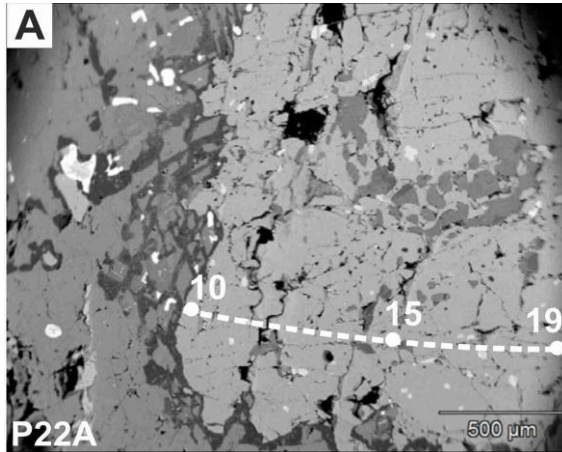
گارنت: داده‌های تجزیه شیمیایی گارنت در جدول ۱ ارائه شده است. متشکله‌های گارنت شامل: آلماندن (۴۶ تا ۵۵ درصد)، گروسولار (۲۲ تا ۳۲ درصد)، پیروپ (۱۴ تا ۲۰ درصد) و اسپسارتین (۲ تا ۸ درصد) هستند. در راستای مقطع عرضی دو گارنت چندین تجزیه ریزکاو الکترونی انجام شده است. منطقه‌بندی ترکیبی بسیار بارز نیست (شکل ۵) اما در مجموع از مرکز به حاشیه گارنت، تمرکز سازنده‌های اسپسارتین و آلماندن کاهش و میزان متشکله‌های پیروپ و گروسولار افزایش می‌یابند. این نوع منطقه‌بندی ترکیبی، از ویژگی‌های گارنت تبلور یافته طی دگرگونی پیش‌رونده است (Spear, 1988).

فلدسپار: با توجه به داده‌های موجود در جدول ۱، فلدسپار موجود در گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌های مورد مطالعه از نوع الیگوکلاز و فلدسپار آلکالن هستند.

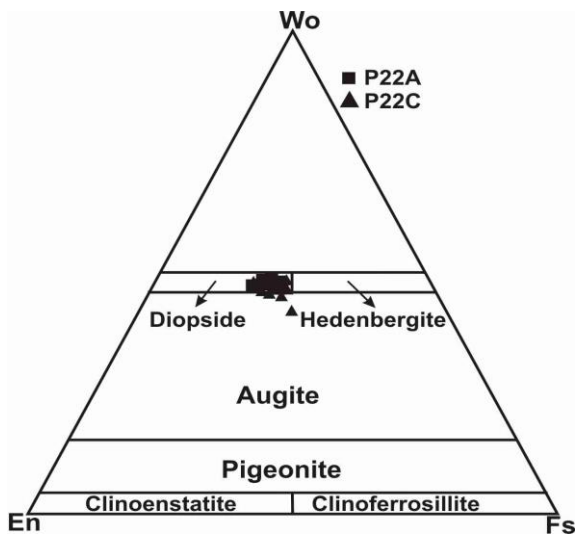
کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن موجود در گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌های فولیاسیون‌دار مطالعه شده، غالباً از نوع دیوپسید بوده (شکل ۶)



شکل ۴- مطابق نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول (Hawthorne *et al.*, 2012) آمفیبول متابازیت‌های مجموعه افیولیتی ناین از نوع کلسیک بوده و غالباً پارگازیت نام دارند.



شکل ۵- A و B) تصویر (BSE) و نمودار تغییرات ترکیبی نیم‌رخ عرضی گارنت در دو نمونه تجزیه شده P22A و P22C. همان‌طور که در نمودار تغییرات ترکیبی نیم‌رخ عرضی مشخص است، این دو گارنت، منطقه‌بندی ترکیبی بارزی نشان نمی‌دهند. اما با وجود این، کاهش ملایم سازنده‌های آلماندن و اسپسارتین و افزایش تمرکز پیروپ و گروسولار از مرکز به حاشیه بلور، بیانگر رشد گارنت طی دگرگونی پیش‌رونده است.



شکل ۶- پیروکسن نمونه‌های گارنت-پیروکسن آمفیبولیت مجموعه افیولیتی نایین. با توجه به نمودار طبقه‌بندی پیروکسن (Morimoto, 1988)، غالباً از نوع دیوپسید هستند.

جدول ۱- نتایج تعدادی از داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن، گارنت، فلدسپار، تیتانیت و کلریت مجموعه افیولیتی ناین. فرمول شیمیایی این کانی‌ها به ترتیب بر اساس ۲۳، ۶، ۱۲، ۸، ۴ و ۲۸ اکسیژن محاسبه شده است. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی با روش تعادل بار انجام شده و آهن کل به صورت FeO^t محاسبه شده است.

Sample	P22c												
	Am					Cpx			Grt				
Mineral									core		rim		
Analysis	#4	#5	#6	#7	#9	#3	#2	#1	#4	#6	#1	#8	#9
SiO ₂	42.61	41.89	41.59	41.28	42.61	48.9	48.06	49.81	37.5	37.78	38.11	37.28	37.57
TiO ₂	1.02	1.25	1.17	1.28	0.94	0.45	0.13	0.33	0.15	0.15	0.13	0.12	0.21
Al ₂ O ₃	11.59	12.26	12.47	12.41	11.17	4.53	3.47	3.7	21.46	21.47	21.55	21.58	21.44
FeO ^t	19.53	19.04	19.93	19.55	19.82	11.66	17.06	12.48	24.8	24.94	23.04	25.14	24.59
MnO	0.34	0.32	0.34	0.35	0.3	0.39	0.53	0.44	3.24	3.53	1.17	3.66	3.03
MgO	9.72	9.51	9.4	9.41	9.68	10.86	9.61	11.16	3.58	3.43	4.59	3.52	3.7
CaO	11.35	11.73	11.57	11.64	11.72	22.5	19.76	20.78	10.3	10.05	11.68	10.09	10.44
Na ₂ O	1.63	1.83	1.7	1.98	1.78	0.66	0.5	0.66	0.07	0.05	0.03	0.02	0.04
K ₂ O	0.42	0.4	0.49	0.46	0.4	0.02	0.25	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	98.23	98.26	98.66	98.4	98.43	99.97	99.37	99.41	101.1	101.4	101.1	101.4	101.0
Si	6.331	6.248	6.182	6.170	6.353	1.846	1.903	1.893	2.921	2.938	2.937	2.902	2.926
Ti	0.114	0.141	0.130	0.144	0.106	0.012	0.004	0.009	0.009	0.009	0.007	0.007	0.012
Al ^{IV}	1.668	1.751	1.811	1.829	1.646	0.153	0.096	0.106	0.078	0.062	0.062	0.097	0.073
Al ^{VI}	0.361	0.404	0.366	0.357	0.317	0.048	0.065	0.059	1.892	1.905	1.895	1.883	1.894
Fe ²⁺	1.418	1.597	1.458	1.568	1.606	0.224	0.481	0.310	1.418	1.463	1.365	1.410	1.424
Fe ³⁺	0.907	0.700	0.917	0.787	0.778	0.129	0.075	0.078	0.178	0.143	0.154	0.204	0.160
Mn	0.043	0.041	0.042	0.044	0.038	0.012	0.017	0.014	0.214	0.232	0.076	0.241	0.200
Mg	2.154	2.115	2.083	2.097	2.152	0.611	0.508	0.632	0.416	0.397	0.527	0.408	0.429
Ca	1.807	1.876	1.842	1.864	1.872	0.910	0.796	0.846	0.859	0.837	0.965	0.841	0.871
Na	0.471	0.531	0.492	0.573	0.516	0.048	0.038	0.048	0.011	0.008	0.005	0.004	0.006
K	0.080	0.077	0.093	0.080	0.076	0.001	0.012	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
sum	15.35	15.48	15.41	15.51	15.46	3.99	3.99	3.99	7.99	7.99	7.99	7.99	7.99
Mg#	60	59	58	57	57	73	51	67	22	21	27	22	23
Wo	-	-	-	-	-	47.5	41.9	44.5	-	-	-	-	-
En	-	-	-	-	-	32.2	28.7	33.4	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	20.3	29.4	22.1	-	-	-	-	-
^B Ca/ ^B (Ca+Na)	0.9	0.96	0.95	0.96	0.96	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	-	-	-	-	-	-	-	-	29	28	32	28	29
Pyp	-	-	-	-	-	-	-	-	14	13	17	14	14
Alm	-	-	-	-	-	-	-	-	48	49	46	48	48
Sps	-	-	-	-	-	-	-	-	7	7	2	8	6

Sample	P22c					P22a								
	Fsp		Tit	Chl	Am			Cpx		Chl	Grt		Fsp	
Analysis	#16	#17	#14	#24	#22	#27	#29	#20	#21	#30	#16	#19	#11	#28

ادامه جدول ۱-...

SiO ₂	65.97	65.95	32.85	29.84	41.98	40.59	40.62	49.63	49.69	31.04	36.99	37.69	37.47	63.74
TiO ₂	0.02	0.0	37.28	0.0	0.76	1.39	1.12	0.27	0.36	0.0	0.16	0.19	0.24	0.02
Al ₂ O ₃	16.32	16.44	1.03	13.37	12.83	14.14	14.63	3.78	4.89	13.56	21.41	21.45	21.68	21.92
FeO ^t	0.2	0.19	0.61	28.63	17.24	17.67	18.11	12.46	10.39	27.33	28.3	25.6	27.86	0.36
MnO	0.03	0.03	0.01	0.26	0.19	0.27	0.24	0.3	0.12	0.14	1.46	1.02	1.09	0.02
MgO	0.0	0.04	0.0	14.76	9.66	9.89	10.04	9.97	10.78	14.64	4.47	5.08	4.59	0.06
CaO	6	5.69	27.91	0.0	12.01	10.91	10.58	22.28	22.45	0.0	7.82	9.58	7.94	0.41
Na ₂ O	11.3	11.01	0.0	0.0	1.75	2.28	2.26	0.79	0.86	0.0	0.06	0.01	0.04	7.91
K ₂ O	0.14	0.13	0.0	0.0	0.2	0.63	0.67	0.04	0.01	0.0	0.03	0.0	0.0	4.54
Total	100	99.52	99.7	86.86	96.64	97.8	98.31	99.56	99.59	86.71	100.8	100.7	100.9	99.51

Sample	P22c						P22a							
	Fsp		Tit	Chl	Am		Cpx		Chl	Grt		Fsp		
Mineral	#16	#17	#14	#24	#22	#27	#29	#20	#21	#30	core	rim	#11	#28
Analysis	#16	#17	#14	#24	#22	#27	#29	#20	#21	#30	#16	#19	#11	#28
Si	2.955	2.961	1.0	6.452	6.321	6.036	5.986	1.890	1.872	6.640	2.896	2.924	2.919	2.864
Ti	0.0	0.0	0.853	0.0	0.086	0.155	0.124	0.007	0.010	0.0	0.009	0.011	0.014	0.0
Al ^{IV}				1.547	1.678	1.963	2.013	0.109	0.127	1.359	0.103	0.075	0.080	
Al ^{VI}	0.861	0.870	0.037	1.861	0.599	0.515	0.528	0.059	0.090	2.061	1.872	1.885	1.910	1.161
Fe ²⁺	0.0	0.0	0.0	5.176	1.649	1.225	0.995	0.290	0.238	4.890	1.610	1.475	1.651	0.0
Fe ³⁺	0.006	0.006	0.014	0.0	0.470	0.874	1.113	0.095	0.080	0.0	0.218	0.166	0.147	0.012
Mn	0.001	0.001	0.0	0.047	0.024	0.034	0.034	0.009	0.004	0.026	0.097	0.067	0.072	0.0
Mg	0.0	0.0	0.0	4.757	2.169	2.193	2.207	0.566	0.605	4.670	0.521	0.588	0.534	0.0
Ca	0.288	0.274	0.910	0.0	1.939	1.739	1.671	0.909	0.906	0.0	0.656	0.796	0.662	0.020
Na	0.981	0.958	0.0	0.0	0.513	0.658	0.647	0.058	0.063	0.0	0.010	0.003	0.006	0.689
K	0.008	0.007	0.0	0.0	0.040	0.120	0.127	0.002	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.260
sum	5.1	5.07	2.81	19.84	15.48	15.51	15.44	3.99	3.99	19.64	7.99	7.99	7.99	5.0
Mg#	-	-	-	47	56	64	68	66	71	49	24	28	24	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	47.9	48.7	-	-	-	-	-
En	-	-	-	-	-	-	-	30.2	32.8	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	21.9	18.5	-	-	-	-	-
^B Ca/ ^B (Ca+Na)	-	-	-	-	0.98	0.93	0.91	-	-	-	-	-	-	-
Ab	76.6	77.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	71
An	23.2	22.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Or	0.2	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27
Grs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	27	22	-
Pyp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18	20	18	-
Alm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	55	49	55	-
Sps	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	2	2	-

ادامه جدول ۱-...

توسط نرم‌افزار Thermo Calc، دما-فشارسنج‌های قراردادی و شبکه‌های پتروژنتیک محاسبه می‌شود.

الف) مرحله دگرگونی پیش‌رونده (M₁): مانند بیشتر سرزمین‌های دگرگونی درجه بالا، در گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی شمال نایین نیز بیشتر اطلاعات بافتی و شیمیایی مربوط به مرحله دگرگونی پیش‌رونده طی مراحل بعدی از بین رفته است. با وجود این، هم‌زیستی نمونه‌های گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت عاری از اپیدوت با نمونه‌های اپیدوت آمفیبولیت و وجود ادخال‌های آمفیبول، فلدسپار و اپیدوت در پورفیروبلاست‌های کلینوپیروکسن، ضمن تأیید منشأ دگرگونی کلینوپیروکسن، مبین آن است که مسیر دگرگونی پیش‌رونده از شرایط زیر رخساره

تاریخچه دگرگونی و دما-فشارسنجی: بر مبنای پارائزهای کانی‌شناسی، ساختارهای واکنشی بین مجموعه‌های کانی‌شناسی مختلف، روابط کانی‌شناسی و بافتی بین ادخال و پورفیروبلاست میزبان و قلمرو پایداری مجموعه‌های کانی‌شناسی متفاوت، می‌توان تحولات دگرگونی یک منطقه را بررسی نمود. با توجه به این شاخص‌ها، سه مرحله دگرگونی پیش‌رونده (M₁)، اوج دگرگونی (M₂) و پس‌رونده (M₃، M₄ و M₅) برای نمونه‌های گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت شناسایی شده است.

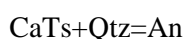
در این بخش هر یک از مراحل دگرگونی به تفصیل مورد بحث قرار گرفته و شرایط فشار و حرارت حاکم بر آنها به صورت کیفی و در صورت وجود تجزیه ریزکاو الکترونی، به صورت کمی

رابطه ۱:

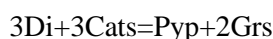


با توجه به در دسترس بودن داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی‌های این مرحله از دگرگونی و با در نظر گرفتن کانی‌های گارنت، آمفیبول نسل دوم (AmII)، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به عنوان پاراژنز تعادلی اوج دگرگونی، شرایط دگرگونی محاسبه شده با نرم‌افزار Thermo Calc عبارت است از: دمای 785 ± 106 درجه سانتیگراد و فشار $12/4 \pm 2/2$ کیلو بار که معادل عمق تقریبی ۴۰ کیلومتر است. واکنش‌های دگرگونی که به کمک محل تلاقی آنها میانگین دما و فشار سنگ محاسبه شده عبارتند از:

رابطه ۲:



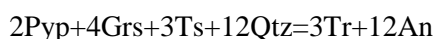
رابطه ۳:



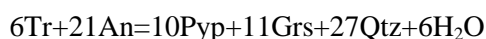
رابطه ۴:



رابطه ۵:



رابطه ۶:



رابطه ۷:



یکی از اصول دماسنج‌های قراردادی، تبادل آهن و منیزیم بین کانی‌های فرومنیزیم‌دار است. در این رابطه می‌توان با روش‌های دماسنجی گارنت-آمفیبول و گارنت-کلینوپیروکسن اشاره کرد. با توجه به دماسنجی آمفیبول-گارنت (Krogh, 2000a) دمای مرحله اوج دگرگونی ۶۷۵ تا ۸۲۲ درجه سانتیگراد به دست آمده است. در حالی که دمای محاسبه شده توسط دماسنجی گارنت-

اپیدوت-آمفیبولیت عبور نموده است. از طرفی، وجود ادخال‌های تیتانیت در کلینوپیروکسن و آمفیبول، مؤید عبور مسیر دگرگونی پیش‌رونده از محدوده پایداری تیتانیت است. در بعضی از مناطق افیولیتی نوارهای کوهزایی، سنگ‌های رخساره اکلوزیت ممکن است طی مسیر بالا آمدگی و تحت شرایط ایزوترمال، پاراژنز دگرگونی رخساره‌های فشار پایین‌تر مانند: گرانولیت و آمفیبولیت حرارت بالا را نشان دهند (Zhao et al., 2001; Shervais et al., 2003). اما شواهد کانی‌شناسی و بافتی یاد شده گویای آن است که نمونه‌های مطالعه شده، اکلوزیت برگشتی نیستند.

ب) مرحله اوج دگرگونی (M_2): پاراژنز کانی‌شناسی این مرحله شامل: پورفیروبلاست‌های درشت گارنت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول نسل دوم است که در بسیاری از موارد با توجه به شدت دگرگونی برگشتی، مشاهده سطوح تماس صاف و مستقیم بین آنها میسر نیست. از نکات در خور توجه، وجود فاز تیتانیم‌دار فشار بالای روتیل در متن سنگ و داخل پورفیروبلاست‌های گارنت است که به صورت بخشی در حال تبدیل به ایلمنیت یا تیتانیت هستند. تیتانیت در متن سنگ نیز حضور دارد. ساختارهای کوارتز و فلدسپار رگه‌ای موجود در گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی نایین، مشابه انواع موجود در متابازیت‌های میگماتیتی انتاریای کانادا (Hartel and Pattison, 1996) و سبزواری (Rossetti et al., 2010; Nasrabad et al., 2011) است. سناریوی احتمالی برای تشکیل این گونه ساختارها و تشکیل کلینوپیروکسن دگرگونی، ذوب بخشی متابازیت در اوج دگرگونی و در اثر سیال حاصل از آب‌زدایی آمفیبول مطابق رابطه ۱ بیان شده است:

فواگاسیته اکسیژن بافر شده کوارتز-مگنتیت-فایالیت، روش دما-فشارسنجی آمفیبول به صورت نیمه کمی را ابداع نموده‌اند (شکل ۷). با این روش، شرایط اوج دگرگونی به طور تقریبی شامل: دمای ۶۵۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۳ تا ۱۷ کیلوبار است.

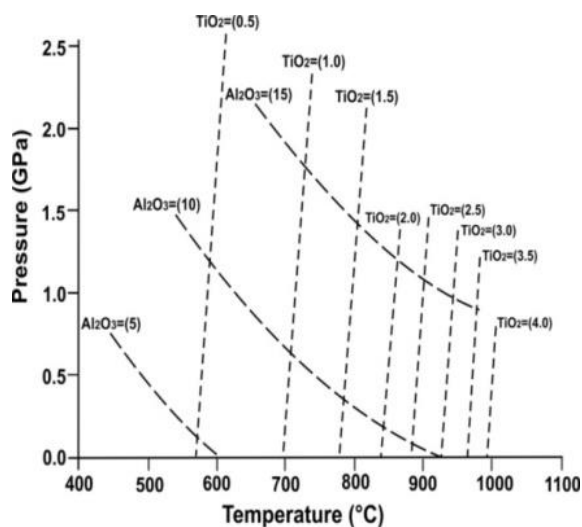
نمودار پایداری فازهای تیتانیوم دار (Liu *et al.*, 1996) برای ترکیبات مورب، در شکل A-۸ نشان داده شده است. با توجه به این نمودار، تیتانیت فاز حرارت و فشار پایین بوده؛ در صورتی که ایلمنیت فاز حرارت بالا است. روتیل نیز در فشار بالا پایدار می‌ماند. روتیل از کانی‌های فرعی مرحله اوج دگرگونی بوده و در بیشتر موارد به وسیله ایلمنیت در حال جانشینی است. مطابق این نمودار، فاز فشار بالای روتیل در اثر کاهش فشار و در دمای بالاتر از ۷۷۰ درجه سانتیگراد توسط ایلمنیت جانشین می‌شود. بنابراین، با توجه به حضور روتیل، فشار اوج دگرگونی در حدود ۱۳ کیلوبار بوده است. شکل B-۸ شبکه پتروژنتیک گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلوزیت در سیستم مورب آبدار (Liu *et al.*, 1996) را نشان می‌دهد. مطابق این شبکه پتروژنتیک و با توجه به حضور گارنت و پلاژیوکلاز در پاراژنز اوج گرگونی، در دامنه دمایی ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد، مقدار فشار از ۸ تا ۱۴ کیلوبار متغیر بوده است. نبود اپیدوت در پاراژنز اوج دگرگونی بیانگر آن است که این مرحله از دگرگونی در دمایی بیشتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد اتفاق افتاده است. از طرفی، وجود شواهد ذوب بخشی و پایداری آمفیبول در پاراژنز اوج دگرگونی، نشان‌دهنده دمایی بیشتر از ۷۳۰ و کمتر از ۹۵۰ درجه سانتیگراد برای این مرحله از دگرگونی است. خلاصه داده‌های حاصل از دما-فشارسنجی‌های بیان شده در جدول ۲ ارائه شده است.

کلینوپیروکسن Ellis و Green (۱۹۷۹)، Krogh و Ravna (۲۰۰۰b)، و Nakamura (۲۰۰۹) به ترتیب ۸۰۰ تا ۸۲۰، ۶۹۴ تا ۸۰۵ و ۶۸۸ تا ۸۳۱ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. یکی از مهم‌ترین دماسنج‌ها، روش آمفیبول-پلاژیوکلاز Holland و Blundy (۱۹۹۴) است. با توجه به دگرسانی پلاژیوکلازها و بر خلاف استفاده از پلاژیوکلازهای با بیشترین محتوای آنورتیت، دمای محاسبه شده توسط این روش ۶۹۲ تا ۷۰۹ درجه سانتیگراد به دست آمد که از متوسط دمای محاسبه شده توسط روش‌های دیگر دما-فشارسنجی کمتر است.

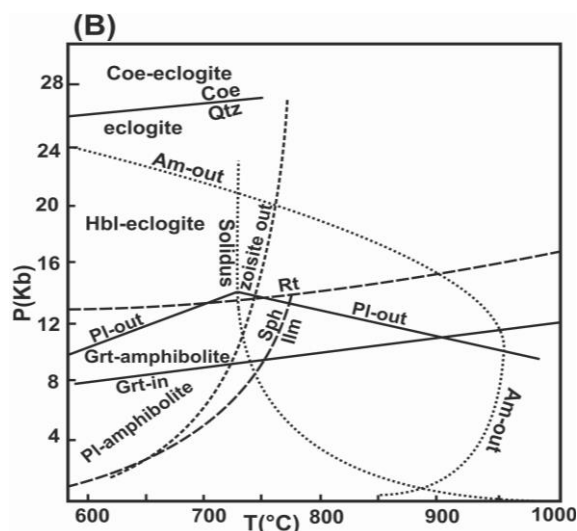
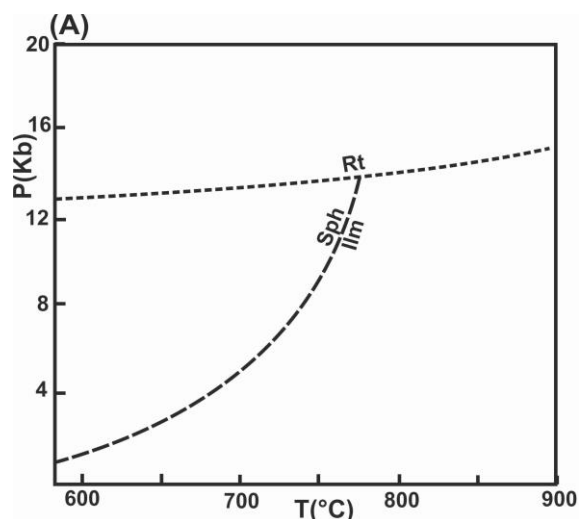
McCarthy و Douce (۱۹۹۸) با فازهای هم‌زیست کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن موفق به تعیین فشار مجموعه‌های دگرگونی درجه بالای عاری از گارنت شده‌اند. با این روش فشارسنجی، عمق تشکیل پاراژنز اوج دگرگونی از ۱۱/۲ تا ۱۳/۳ کیلوبار متغیر است. علاوه بر دما-فشارسنجی‌های قراردادی بیان شده در تعیین شرایط اوج دگرگونی، از نمودارهای محدوده پایداری کانی‌ها و شبکه‌های پتروژنتیک نیز استفاده شده است.

با توجه به شباهت شیمی سنگ کل متابازیت‌های مجموعه افیولیتی نایین به ترکیب شیمیایی مورب (Shirdashtzadeh *et al.*, 2010)؛ (Torabi *et al.*, 2011) در ادامه بحث، به منظور ارزیابی دما و فشار دگرگونی از نمودار محدوده پایداری کانی‌ها و شبکه‌های پتروژنتیکی که بر اساس ترکیبات مورب بنا شده‌اند استفاده شده است.

Liu و Ernst (۱۹۹۸) با غلظت تیتانیوم و آلومینیوم آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات مورب، در دامنه دمایی ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۸ تا ۲۲ کیلوبار و شرایط



شکل ۷- نمودار دما-فشارسنجی نیمه کمی با میزان تیتانیوم و آلومینیوم موجود در آمفیبول (Ernst and Liu, 1998).



شکل ۸- (A) نمودار پایداری فازهای تیتانیوم دار در ترکیبات مورب (Liu et al., 1996)؛ (B) شبکه پتروژنتیک گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلوزیت در سیستم مورب آبدار (Liu et al., 1996).

عمل می‌نماید انجام شده است (شکل ۹). در ادامه کاهش حرارت، جایگزینی ایلمنیت یا روتیل‌های باقی‌مانده از مرحله اوج دگرگونی توسط تیتانیت انجام پذیرفته است. کلریت‌زایی آمفیبول و گارنت، سریسیت و سوسوریت‌زایی پلاژیوکلاز و تشکیل ساختارهای رگه‌ای اپیدوت، نشان‌دهنده آن است که دومین مرحله دگرگونی برگشتی (M_4) تحت شرایط رخساره شیبست سبز روی داده است. آخرین مرحله دگرگونی پس‌رونده (M_5) با ظهور رگه‌های پره‌نیت مشخص می‌شود. با توجه به شبکه پتروژنتیک متابازیت‌ها (Frey et al., 1991)

(ج) مرحله دگرگونی پس‌رونده: نخستین مرحله دگرگونی برگشتی (M_3) طی کاهش فشار و بالا آمدگی سنگ‌های دگرگونی مطالعه شده انجام شده است. طی این مرحله از دگرگونی، شاهد جانشینی روتیل به وسیله ایلمنیت هستیم. از طرفی، ویژگی‌های نوری مشابه آمفیبول‌های اوج دگرگونی (Am_2) و انواع ثانوی موجود در اطراف کلینوپیروکسن (Am_3) بیانگر آن است که فرآیند آب‌گیری تحت شرایط حرارت به نسبت بالا و با قطع منحنی واکنش آب‌زایی آمفیبول که در مسیر برگشت به صورت فرآیند آب‌گیری پیروکسن

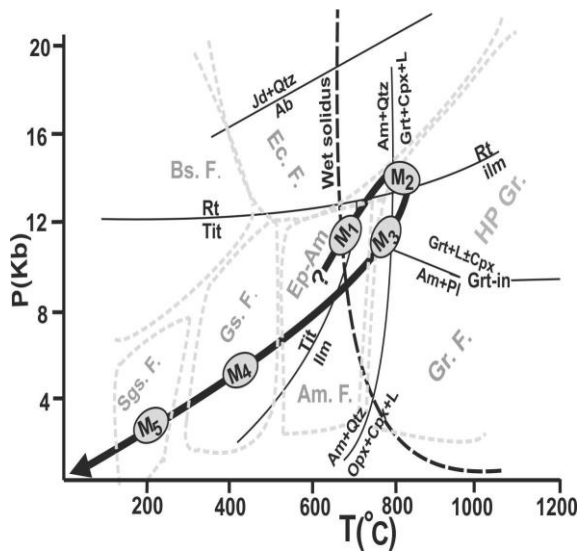
است. این چنین مسیری در جایگاه تکتونیکی برخورد قاره‌ای متداول بوده (Harley, 1989) و مستلزم تدفین واحدهای سنگی تا اعماق بیشتر از ضخامت پوسته قاره‌ای معمولی (۳۰ کیلومتر)، برگشت دوباره آنها به اعماق کم و نازک‌شدگی پوسته در نتیجه فرآیندهای تکتونیکی و فرسایش است (Harley, 1989; Sonder et al., 1987).

تحت شرایط دگرگونی زیر شیبست سبز (Sub greenschist)، تشکیل پرهنیت نشان‌دهنده دمای ۲۰۰ تا ۲۸۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از سه کیلو بار است. مسیر تحولات دگرگونی بیان شده، در شکل ۹ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، مسیر فشار-حرارت دگرگونی در جهت عقربه‌های ساعت

جدول ۲- نتایج دما-فشارسنجی مرحله اوج دگرگونی نمونه‌های گارنت-پیروکسن آمفیبولیت مجموعه افیولیتی نایین

1- Ellis and Green, 1979; 2- McCarthy and Patiño Douce, 1998; 3- Krogh Ravna, 2000b; 4- Nakamura, 2009; 5- Krogh Ravna, 2000a; 6- Ernest and Liu, 1998; 7- Holland and Blundy, 1994; 8- Liu et al., 1996.

	Temperature (°C)		Pressure (Kb)	
Termocalc	785±106		12.4±2.2	
Conventional Thermobarometers	1-(E-G)	694-805	2- Cats-An-Qtz (MP)	11.2-13.3
	Grt-Cpx 3- (KRb)	800-820		
	4- N	688-831		
	5- Grt-Am (KRa)	675-822	Am (E-L)	14-18
	6- Am (E-L)	650-770		
7- Hb-Pl (HB)	P	5 10	15	
	T	692 701	709	
Petrogenetic Grids	8- Ti-bearing stability phases (Lea)		T > 770	
	8- Petrogenetic grid of amphibolite to eclogite transformation (Lea')		730 < T < 950	
			P < 13	
			8 < P < 14	



شکل ۹- نمودار فشار-حرارت مراحل مختلف دگرگونی متابازیت‌های مجموعه افیولیتی نایین که بیانگر مسیر دگرگونی موافق با جهت عقربه‌های ساعت است. منحنی‌های سالیدوس و واکنش‌های دگرگونی حاکم در رخساره گرانولیت از Vielzeuf و Schmidt (۲۰۰۱) اقتباس شده است. قلمرو پایداری فازهای تیتانیوم‌دار، آلبیت (Holland, 1983) و محدوده تقریبی رخساره‌های دگرگونی نیز در شکل نشان داده شده است. (Ec.= رخساره اکلوزیت، Am.= رخساره آمفیبولیت، Bs.= رخساره شیبست آبی، Ep-Am= زیر رخساره اپیدوت آمفیبولیت، HP Gr= زیر رخساره گرانولیت فشار بالا، Gr.= رخساره گرانولیت، Gs.= رخساره شیبست سبز، Sgs.= ساب‌گرین شیبست).

گروسولار گارنت، غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز و فقیر از تیتانیوم و غنی از آهن آمفیبول، معرف شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت است. اما با توجه به تمرکز بالای آلماندن در گارنت، ترکیب اولیگوکلاز پلاژیوکلاز و مقادیر بهه نسبت بالای منیزیم و تیتانیوم آمفیبول (جدول ۱)، شرایط دگرگونی معادل گرانولیت فشار بالا برای پاراژنز اوج دگرگونی متابازیت‌های مجموعه افیولیتی ناین محتمل‌تر است.

تفسیر جایگاه تکتونیکی: متابازیت‌های عاری از اورتوپیروکسن دارای پاراژنز کلینوپیروکسن+پلاژیوکلاز+گارنت±آمفیبول (زیر رخساره گرانولیت و پهنه انتقالی فشار بالا) شاخص مناطق ضخیم شده پوسته‌ای در کمربندهای کوهزایی هستند (O'Brien and Rötzler, 2003). شرایط لازم برای تشکیل اینگونه سنگ‌ها در قاعده جزایر قوسی بالغ (Greene; Garrido *et al.*, 2006; Berger *et al.*, 2008 *et al.*, 2006) و پهنه‌های فرورانش داغ (Garcia-Casco *et al.*, 2008) فراهم است. حوضه‌های اقیانوسی وسیع با یک دوره طولانی فرآیند فرورانش، باعث تشکیل جزایر قوسی بالغ شده و به علت وزن طبقات ضخیم ماگمایی واقع در آنها، تدفین قاعده جزایر قوسی تا گوشته، به ذوب بخشی آن و تشکیل گرانولیت‌های فشار بالا به صورت رستیت منجر می‌شود. اما در حوضه‌های باریک اقیانوسی (حوضه‌های پشت قوس) اطراف پهنه ایران مرکزی که توسط بسیاری از پژوهشگران خاطر نشان شده است، جزایر قوسی بالغ برای ایجاد گرانولیت‌های فشار بالا قادر به شکل‌گیری نیست. از طرفی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانولیت‌های فشار بالای منطقه ناین به ترکیب شیمیایی پوسته اقیانوسی (MORB) شباهت دارد (Shirdashtzadeh *et al.*, 2010)؛ تا ماگماهای کالک‌آلکان (Torabi *et al.*, 2011)

آب است (Miyashiro, 1994). با توجه به شرایط حرارت، فشار، پاراژنز کانی‌شناسی موجود در سنگ، فشار بخشی سیال و ترکیب آن، فرآیند تخریب آمفیبول در یک دامنه دمایی ۲۰۰ درجه‌ای (۶۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد) که معرف پهنه انتقالی بین رخساره‌های آمفیبولیت و گرانولیت دمای بالاست (Miyashiro, 1994)؛ (Bucher and Grapes, 2011) انجام می‌شود. بیشتر پژوهشگران، پهنه انتقالی حاوی آمفیبول را جزیی از رخساره گرانولیت محسوب می‌نمایند (Miyashiro, 1994).

با بررسی گرانولیت‌های فشار بالای مناطق مختلف دنیا و انجام مطالعات آزمایشگاهی، میانگین دما و فشار زیر رخساره گرانولیت فشار بالا، به ترتیب ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و ۱۰ تا ۱۵ کیلوبار معرفی شده است (Pattison, 2003). همان‌طور که در مبحث دما-فشارسنجی بیان شد، شرایط دما و فشار مرحله اوج دگرگونی متابازیت‌های گارنت و کلینوپیروکسن‌دار میگماتیتی مجموعه افیولیتی شمال ناین با محدوده دما و فشار معرفی شده هم‌خوانی دارد. انجام ذوب بخشی و تشکیل لوکوسوم ترونجمیتی حاصل از آب‌زدایی آمفیبول، از دیگر شواهد مربوط به شرایط دگرگونی پهنه انتقالی فشار بالا و زیر رخساره گرانولیت فشار بالا در پروتولیت متابازیتی و متمایز کننده شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت از این پهنه انتقالی و زیر رخساره است (Pattison, 2003). از طرفی، با مقایسه ترکیب شیمیایی کانی‌های پاراژنز آمفیبول، پلاژیوکلاز و گارنت متابازیت‌های درجه بالای نوارهای کوهزایی مختلف دنیا، تمایز بین شرایط دگرگونی پهنه انتقالی فشار بالا و زیر رخساره گرانولیت فشار بالا ممکن است (Pattison, 2003). به طوری که پاراژنز کلینوپیروکسن‌دار با ترکیب غنی از

جزایر قوسی بالغ.

مدل‌سازی حرارتی و رئولوژیکی طراحی شده برای پهنه‌های فرورانش قدیمی و فعال کنونی (Peacock and Wang, 1999; Peacock, 1996; Peacock, 2003; Conder, 2005; Bebout *et al.*, 2007; Garcia-Casco *et al.*, 2008) بیانگر آن است که در بسیاری از پهنه‌های فرورانش، شرایط حرارت کم حاکم نیست. بلکه پهنه‌های فرورانش داغ یک پدیده رایج است. شرایط لازم برای بالا بودن گرادبان زمین‌گرایی در محیط فرورانش با فرآیندهای: الف) آهسته بودن نرخ فرورانش (Furukawa, 1993a; Peacock, 1991) ب) فرورانش تقریباً افقی یا مسطح (Gutcher *et al.*, 2000) ج) جوان بودن سیستم فرورانش یا مرحله آغازین فرورانش (Gerya *et al.*, 2002) و د) فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان یا پشته میان اقیانوسی (Okudaira and Peacock, 1996) مرتبط است. تمایز تأثیر هر یک از عوامل یاد شده، در ایجاد رژیم حرارتی داغ پهنه فرورانش و تشکیل متابازیت‌های درجه بالای عاری از اورتوپروکسن، برای یک مجموعه افیولیتی مانند: نایین مستلزم وجود داده‌های پتروولوژیک جامع است. با وجود این، زایش حوضه‌های اقیانوسی محدود و جوان (پشت قوس) حاصل از فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی به سن ژوراسیک-کرتاسه در منطقه نایین توسط بسیاری از پژوهشگران خاطر نشان شده است (Stöcklin, 1972; Takin, 1974; Stampfli, 1978; Berberian and King, 1981; Lensch and Davoudzadeh, 1981; Stampfli and Borel, 2002; McCall, 1997; Bagheri and Stampfli, 2008; Ghazi *et al.*, Shafaii Moghadam *et al.*, 2009) که با انجام فرورانش و ایجاد رژیم حرارتی

داغ پهنه فرورانش، شرایط تبدیل ورقه اقیانوسی فرورو به گرانولیت فشار بالا فراهم شده است.

سن افیولیت‌های نایین به کمک سن‌سنجی آرگن-آرگن هورنبلند موجود در گابروهای توالی افیولیتی، ۹۹ تا ۱۰۱ میلیون سال محاسبه شده است (Hassanipak and Ghazi, 2000). از طرفی، Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۰۹) با تعیین سن آمفیبول یک نمونه از متابازیت‌های مجموعه افیولیتی نایین با روش پتاسیم-آرگون، سن ۹۳ میلیون سال قبل (سنومانین) را به دست آورده‌اند که با توجه به توضیحات بالا، شاید معادل زمان بسته شدن حوضه اقیانوسی باریک و جوان نایین در کرتاسه بالایی باشد. علاوه بر مجموعه افیولیتی نایین، شرایط رژیم حرارتی داغ پهنه فرورانش با سن کرتاسه زیرین (۱۰۵ تا ۱۰۷ میلیون سال قبل) در شمال پهنه ایران مرکزی (سبزوار) نیز حاکم بوده است. به طوری که فرورانش حوضه اقیانوسی باریک و جوان پروتوسبزووار، به گرانولیت‌های فشار بالای منطقه افیولیتی شمال غرب سبزوار در کرتاسه زیرین منجر شده است (Rossetti *et al.*, 2010; Nasrabad *et al.*, 2011). بنابراین، این امر شاید بیانگر شرایط ژئودینامیک مشابه برای زایش و بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی غرب (نایین) و شمال (سبزوار) پهنه ایران مرکزی طی کرتاسه باشد.

نتیجه‌گیری

شواهد کانی‌شناسی و محاسبات دما-فشارسنجی حاصل از این پژوهش، بیانگر آن است که پارائنز اوج دگرگونی گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی نایین، شرایط دگرگونی زیر رخساره گرانولیت فشار بالا یا پهنه انتقالی فشار بالای بین آمفیبولیت و گرانولیت فشار بالا را نشان می‌دهند. جایگاه پالئوتکتونیک گارنت-کلینوپروکسن

سیاسگزاری

نگارندگان از پروفیسور روزتی که با انجام تجزیه ریزکاو الکترونی سهم به سزایی در انجام این پژوهش ایفا نمودند صمیمانه سپاسگزاری می‌نمایند.

آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی ناین با پروتولیت مورب معرف وجود یک پهنه فرورانش با گرادیان زمین گرمایی بالا است که شاید به واسطه محدود و جوان بودن لیتوسفر اقیانوسی ناین-بافت، این چنین رژیم حرارتی داغ طی فرورانش حاکم شده است.

منابع

- Alavi, M. (1991) Tectonic of the middle east, 1:15000000, Geological Survey of Iran.
- AlaviTehrani, N. (1977) Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran) with special regards to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite. Report No.: 43, Geological Survey of Iran.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Bebout, G. E., Ryan, J. G., Leeman, W. P. and Bebout, A. E. (2007) Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism: effect of convergent-margin thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 63-81.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Berger, J., Caby, R., Liedeois, J. P., Merceir, J. C. C. and Daniel Demaiffe, D. (2008) Dehydration, melting and related garnet growth in the deep root of the Amalaoulaou Neoproterozoic magmatic arc (Gourma, NE Mali). *Geological Magazine* 146 (2): 173-186.
- Bucher, K. and Grapes, R. (2011) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 8th edition, Springer, Verlag, Berlin.
- Celik F. ö. and Delaloye, M. F. (2005) Characteristics of ophiolite-related metamorphic rocks in the Beysehkir ophiolitic mélange (Central Taurides, Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry. *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (5): 461-476
- Conder, J. A. (2005) A case for hot slab surface temperatures in numerical viscous flow models of subduction zones with an improved fault zone parameterization. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149: 155-164.
- Davoudzadeh, M. (1972) Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran, Report No.: 39, Geological Survey of Iran.
- Ellis, D. J. and Green, D. H. (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 13-22.
- Emami, M. H., Sadegi, M. M. and Omrani, S. J. (1993) Magmatic map of Iran, 1:1000000, Geological Survey of Iran.
- Ernst, W. G. and Liu, J. (1998) Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB: a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83: 952-969.
- Frey, M., De Capitani, C. and Liou, J. G. (1991) A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 479-509.
- Furukawa, Y. (1993a) Magmatic processes under arcs and formation of the volcanic front. *Journal of*

Geophysical Research 98: 8309-8319.

- Garcia-Casco, A., Lazaro, C., Torres-Roldan, R. L., Nunez Cambra, K., Rojas Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Millan, G. and Blanco Quintero, I. (2008) Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). *Journal of Petrology* 49 (1): 129-161.
- Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Burg, J. P., Zeilinger, G., Hussain, S. S., Dawood, H., Chaudhry, M. N. and Gervilla, A. F. (2006) Petrogenesis of mafic garnet granulites in the lower crust of the Kohistan palaeoarc complex (northern Pakistan): implications for intracrustal differentiation of island arcs and generation of continental crust. *Journal of Petrology* 47: 1873-1914.
- Gerya, T. V., Stoeckhert, B. and Perchuk, A. L. (2002) Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. *Tectonics* 142: 1-19.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2010) Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, Central Iran. *Journal of Geodynamics* 49: 261-270.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2011) The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks. *Ophioliti* 36 (1): 59-76.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2012) Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran): constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model. *Tectonophysics* 574-575: 92-104.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E. (1967) An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and petrological implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31: 767-833.
- Greene, A. R., Debari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztaj, J. and Clift, P. D. (2006) A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna arc section, south-Central Alaska. *Journal of Petrology* 47: 1051-1093.
- Gutcher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P. and Bourdon, E. (2000) Can slab melting caused by flat subduction? *Geology* 28: 535-538.
- Harley, S. L. (1989) The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126: 215-247.
- Hartel, T. H. D. and Pattison, D. R. M. (1996) Genesis of the Kapuskasing (Ontario) migmatitic mafic granulites by dehydration melting of amphibole: the importance of quartz to reaction progress. *Journal of Metamorphic Geology* 14: 591-611.
- Hassanipak, A. A. and Ghazi, A. M. (2000) Petrochemistry, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and tectonics of the Nain ophiolite, Central Iran. Geological Society of America, Annual meeting, Nevada, United State.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J., C. and Welch, M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97: 2031-2048.
- Holland T. J. B. (1983) The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82: 214-220.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Kazmin, V. G. and Kulakov, V. (1968) The geological map of Syria, 1:500000 (sheet Al-Latheqiyeh), Explanatory note, Technoexport, Nedra, Moscow.
- Krogh Ravn, E. (2000a) The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an update calibration.

Journal of Metamorphic Geology 18: 211-219.

- Krogh Ravna, E. (2000b) Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos* 53: 305-321.
- Lensch, G. and Davoudzadeh, M. (1981) Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 5: 306-320.
- Liu, J., Bohlen, S. R. and Ernest, W. G. (1996) Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 143: 161-171.
- McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history on the Makran and adjacent area of southern Iran. *Journal of Asian Earth Science* 15: 517-531.
- McCarthy, T. C. and Patiño Douce, A. E. (1998) Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 675-689.
- Miyashiro, A. (1974) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *American Journal of Science* 272: 495-508.
- Miyashiro, A. (1994) *Metamorphic petrology*. University College London Press, London.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Nakamura, D. (2009) A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *Journal of Metamorphic Geology* 27: 675-689.
- Nasrabad, M., Rossetti, F., Theye, T. and Vignaroli, G. (2011) Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). *Solid Earth* 3: 477-526.
- O'Brien, P. J. and Rötzler, J. (2003) High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implication for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 3-20.
- Okudaira, T. and Yoshitake, Y. (2004) Thermal consequences of the formation of a slab window beneath the mid-Cretaceous southwest Japan arc: a 2-D numerical analysis. *Island Arc* 13: 520-532.
- Parkinson, C. (1991) The petrology, structure and geological history of the metamorphic rocks of Central Sulawesi, Indonesia. PhD Thesis, University of London, London, England.
- Pattison, D. R. M. (2003) Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz-bearing metabasites with respect to amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 21-34.
- Peacock, S. M. (1991) Numerical-simulation of subduction zone pressure temperature time paths: constraints on fluid production and arc magmatism. *Philosophical Transaction Royal Society of London* 335: 341-353.
- Peacock, S. M. (1996) Thermal and petrologic structure of subduction zones. In: *Subduction top to bottom*. (Eds. Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. and Platt, J. P.) 21-34. American Geophysical Union, Geophysical Monograph.
- Peacock, S. M. (2003) Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. In: *Inside the subduction factory* (Ed. Eiler, J.) 138: 7-22. Geophysical Monograph, American Geophysical Union.
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: examples from northeast and southwest Japan. *Science* 286: 937-939.
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G. (2010) Post-deformational impregnation of depleted MORB in Nainherzolite (Central Iran). *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 105: 74-79.

- Rahgoshay, M., Mehdipour, Ghazi, J. M. and ShafaiiMoghadam, H. (2009) Geochemistry and petrology of mantle succession in ophiolites of Nain. *Journal of Earth Sciences (Iran)* 71: 31-44.
- Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S. M. H. and Moinevaziri, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran. *Terra Nova* 22: 26-34.
- ShafaiiMoghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2009) Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience* 341: 1016-1028.
- Shervais, J. W., Dennis, A. J., Mcgee, J. J. and Secor, D. (2003) Deep in the heart of Dixie: Pre-Alleghanian eclogite and HP granulite metamorphism in the Carolina Terrane, south Carolina, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 65-80.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2010) Metamorphism and metasomatism in the Jurassic Nain ophiolitic mélangé, Central Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 255(3): 255-275.
- Smulikowski, W., Desmons, J., Hart, B., Sassi, F. P. and Schmid, R. (1997) Towards a unified nomenclature of metamorphism: 3 types, grades and facies. International union of geological Sciences-subcommission of the systematic of metamorphic rocks (SCMR). Work in progress.
- Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P. and Christiansen, R. L. (1987) A physical model for Cenozoic extension of western north America. In: *Continental extensional tectonics* (Eds. Coward, M. P., Dewey, J. F. and Hancock, P. L.) Special Publication 28: 187-201. Geological Society, London.
- Spear, F. S. (1988) Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenisation of zoned garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 507-517.
- Stampfli, G. M. (1978) Etude geologique generale de l' Elbourz oriental au sudde Gondbad-e-Qabus, Iran NE. PhD thesis, University of Geneve, Geneve, Switzerland .
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Stöcklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: *The geology of continent margins* (Eds. Burke, C. A. and Darke, C. L.) 873-887. Springer, New York.
- Takin, M. (1972) Iranian geology and continental drift in the middle east. *Nature* 23: 147-150.
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., NoorBehesht, I. and Pirnia, T. (2008) Study of amphibolites and amphibolitic dykes in ophiolitic mélanges of Nain and Ashin-Zavar. *Scientific Research Journal of Isfahan University* 29 (3): 109-128 (in Persian).
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai S. and Jürgen Koepke, J. (2011) Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 262(2): 227-240.
- Vielzeuf, D. and Schmidt, M. W. (2001) Melting reactions in hydrous systems revisited: applications to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 251-267.
- Zhao, G. C., Cawood, P. A., Wilde, S. A. and Lu, L. Z. (2001) High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan complex, north China craton: petrology and tectonic implications. *Journal of Petrology* 42: 1141-1170.

Mineralogy, thermobarometry and tectonic setting implication of garnet-clinopyroxene amphibolite in the Nain ophiolitic complex

Marjan Partovi ¹, Mohsen Nasrabady ^{1*} and Morteza Delavari ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

² Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Abstract

The metabasites of the Nain ophiolites consisting of amphibole + plagioclase ± garnet ± clinopyroxene ± epidote rock forming minerals. On the basis of mineralogical paragenesis, thermobarometry calculations, textural and mineral relations as well as the stability field of different mineralogical assemblages, the metamorphic evolution of the area contain three metamorphic stages as prograde, peak and retrograde indicating clockwise metamorphic trajectory. According to the mineralogical evidences and thermobarometry data, the temperature and the pressure conditions of metamorphic climax stage of garnet-clinopyroxene amphibolite samples is equivalent to high pressure granulite subfacies and transition zone between amphibolite and high pressure granulite. The genesis setting of such high grade metamorphic rocks in the ophiolitic regions are the root of mature islands arc and hot subduction zones. The consensus about the existence of narrow and young oceanic basins (back arc) derived from Neo-Tethys subduction beneath Central Iran micro-continent indicating subduction of young oceanic slab in a hot subduction zone and the generation of high grade metabasites in the Nain ophiolitic complex.

Key words: Thermobarometry, High pressure granulite, Transitional zone, Metabasite, Nain ophiolitic complex

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir