



IRANIAN SOCIETY of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

No. 2, 1386/2007 Fall & Winter

IRANIAN JOURNAL of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Geothermometry of skarns in the Nain ophiolitic mélange (Isfahan Province)

Gh. Torabi, I. Noorbehesht, N. Shirdashtzadeh, T. Pirnia

Department of Geology, Isfahan University

E-mail: Torabighodrat@yahoo.com

(Received: 11/7/2006, received in revised form: 26/5/2007)

Abstract: One of the metamorphic rocks in the Nain ophiolitic mélange is skarn which is formed during the contact metamorphism of intrusive tonalites with their neighboring limestones and carbonate parts of banded cherts. Minerals of these skarns consist of carbonate (calcite), clinopyroxene (diopside), garnet (grossular-andradite), wollastonite, sphene and epidote. Also tonalites contain quartz, plagioclase (albite), alkali feldspar (orthoclase), garnet (almandine-spessartine) and prehnite. Based on mineral assemblages of Nain skarns as well as geothermometry of feldspars existing in relevant granites and also applications of different calibrations of garnet-clinopyroxene geothermometer, the Nain skarns form at temperatures of about 440 to 650 °C at low pressure during a contact metamorphism which has occurred at hornblende hornfels to pyroxene hornfels facies.

Keywords: *geothermometry, Nain, ophiolite, skarn, tonalite.*



انجمن زمین‌شناسی و کانی‌شناسی ایران

شماره ۲، پاییز و زمستان ۸۶، از صفحه ۳۵۷ تا ۳۸۲

مجله
بلورشناسی
و کانی‌شناسی
ایران

زمین دماسنجی اسکارن‌های موجود در افیولیت ملانژ نایین (استان اصفهان)

قدرت ترابی، ایرج نوربهشت، نرگس شیردشت‌زاده، ته‌مینه پیرنیا

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

پست الکترونیکی: Torabighodrat@yahoo.com

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۴/۲۰، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۶/۲/۵)

چکیده: از سنگ‌های دگرگون موجود در افیولیت ملانژ نایین می‌توان به اسکارن‌ها اشاره کرد. اسکارن‌ها حاصل دگرگونی مجاورتی توده‌های نفوذی تونالیتی با سنگ‌های آهکی مجاور و بخش‌های کربناته چرت‌های نواری هستند. به این ترتیب بخش‌های آهکی به اسکارن و بخش‌های نواری که شامل لایه‌های آهک و لایه‌های چرت است، به متاچرت‌های نواری تبدیل شده‌اند. اسکارن‌ها حاوی کانی‌های کربنات (کلسیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، گارنت (گروسولار-آندرادیت)، ولاستونیت، اسفن و اپیدوت‌اند. کانی‌های موجود در تونالیت‌ها نیز شامل کوارتز، پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز)، فلدسپات پتاسیک (ارتوکلاز)، گارنت (آلماندین - اسپسارتین)، پره‌نیت است. با توجه به مجموعه کانی‌های موجود در اسکارن‌ها و با استفاده از زمین دماسنج گارنت-کلینوپیروکسن، با سنج‌بندی‌های مختلف، دمای تشکیل این اسکارن‌ها در حدود 440°C تا 650°C رخداد این دگرگونی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس تا بخش‌هایی از رخساره پیروکسن هورنفلس بوده است.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، افیولیت، تونالیت، زمین دماسنجی، نایین.

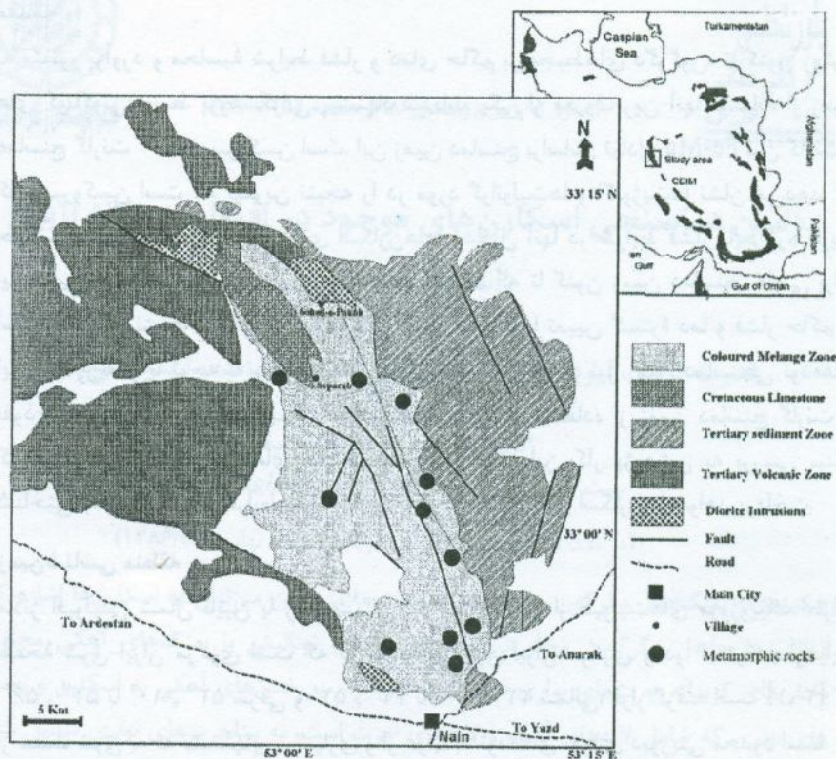
مقدمه

به منظور برآورد و محاسبه شرایط فشار و دمای حاکم بر محیط‌های دگرگون، تا کنون روش‌های گوناگونی توسط پژوهشگرانی پیشنهاد شده‌اند. یکی از معروف‌ترین آنها استفاده از زمین دماسنج گارنت - کلینوپیروکسن است. این زمین دماسنج براساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن است که بهترین نتیجه را در مورد گرانیولیت‌ها و اکلوژیت‌ها نشان می‌دهد. در حقیقت با توجه به میزان Ca بالای اسکارن‌ها و تشکیل آنها در شرایط فشار پایین‌تر، کاربرد این زمین دماسنج می‌تواند توأم با خطا باشد. از آنجا که تا کنون زمین دماسنج خاصی برای اسکارن‌ها ارائه نشده، لذا در این مقاله سعی شده است تا با تعیین گستره دما و فشار حاکم بر این اسکارن‌ها و با توجه به مجموعه کانی‌های موجود در آنها، و نیز زمین دماسنجی توده‌های نفوذی تونالیتی همراه آنها، بهترین مقادیر فشار و دما با استفاده از زمین دماسنج گارنت - کلینوپیروکسن با سنج‌بندهای مختلف مشخص شوند. این کار پژوهشی به بررسی سنگ شناختی، کانی‌شناسی و شرایط دما و فشار حاکم بر تشکیل این اسکارن‌ها خواهد پرداخت.

زمین‌شناسی منطقه

ملائز افیولیتی شمال نایین با روند شمالی - جنوبی یکی از افیولیت‌های مزوزوئیک اطراف صفحه شرق-ایران مرکزی است که در لبه غربی زون ایران مرکزی و در گستره جغرافیایی ۵۶'، ۵۲' تا ۱۰'، ۵۳' شرقی و ۵۲'، ۵۲' تا ۳۲'، ۳۳' شمالی، قرار گرفته است [۱، ۲] که از سمت شرق به تهنشستهای ترشیاری و از غرب به توده‌های نفوذی دیوریتی محدود است. در شکل (۱)، نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال نایین و محل‌های رخنمون سنگ‌های دگرگون در افیولیت ملائز نایین آورده شده‌اند. از جمله راه‌های دسترسی به منطقه مورد نظر می‌توان به مسیر غربی-شرقی اصفهان-کوهپایه-نایین و نیز مسیر جنوبی-شمالی یزد-اردکان-نایین اشاره کرد.

از نظر سنگ‌شناسی این سکانس افیولیت به ترتیب شامل آهک‌های پلاژیک، بازالت، گدازه بالشی^۱، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو، پیروکسنیت، و پریدوتیت‌های گوشته است که لیستونیت و رودینگیت نیز در طول دگرسانی‌های بعدی در آنها به وجود آمده‌اند. سنگ‌های آهکی کرتاسه بالایی این مجموعه افیولیتی را پوشانده‌اند [۱]. ولی سن سنگ آهک‌هایی که به اسکارن تبدیل شده‌اند مشخص نیست، ولی مطمئناً قدیمی‌تر از کرتاسه بالایی هستند.



شکل ۱ نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران و موقعیت ناحیه مورد مطالعه و نیز نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال نایین و موقعیت سنگ‌های دگرگونی در افیولیت نایین (برگرفته از [۱۵]). با اندکی تغییرات.

از جمله سنگ‌های دگرگون نیز می‌توان به سنگ‌های آمفیبولیتی (شامل آمفیبولیت و دایک‌های آمفیبولیتی)، شیست، مرمر، اسکارن، و متاچرت‌های نواری اشاره کرد که در فازهای مختلف دگرگونی به ترتیب از بازالت‌ها (شامل بازالت‌ها و گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی)، شیل‌ها، آهک‌ها، و چرت‌ها حاصل شده‌اند. این سنگ‌های دگرگون در بخش‌های شمالی شهر نایین، دامنه‌های شمالی افیولیت ملانژ نایین تا شرق سپرو (سپراب) پراکنده‌اند (شکل ۲). در کوه زرد، سن قدیمی‌ترین آهک‌ها با توجه به حضور فسیل گلوبوترونکانا^۲،

² Globotruncana

کمپاین-مئس تریشترین (کرتاسه بالایی) است که به همراه لایه‌های نازک چرت مشاهده می‌شوند. جوان‌ترین سنگ‌های آهکی نومولیت-آلوئولین‌دار و سنگ‌های ماسه‌ای نیز مربوط به انوسن زیرین‌اند [۱]. لذا سن احتمالی این ملائز کرتاسه بالایی- انوسن است که پس از این زمان فازهای زمین ساختی شدیدی باعث بهم ریختگی این افیولیت شده و آن را به صورت ملائز در آورده‌اند. براساس مطالعات انجام شده [۱]، بازالت‌های این افیولیت از نظر خاستگاه ماگمایی از نوع IAT^۲ است.

اسکارن‌های موجود در این منطقه تاکنون توسط [۱، ۳ و ۴] مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. علاوه بر اسکارن‌ها، متاچرت‌های نواری نیز در منطقه دیده می‌شوند. براساس مطالعات صحرایی، این اسکارن‌ها همراه با چرت‌های دگرگون شده نواری، روی سنگ‌های آمفیبولیتی قرار گرفته (شکل های ۳A، ۳B و ۳C). به طور کلی این اسکارن‌ها که در نقاط مختلف این ملائز افیولیتی پراکنده‌اند دارای گسترش فراوان و ارزش اقتصادی نیستند و در برخی از رخنمون‌ها ضخامت آنها به ۲ متر می‌رسد. اسکارن‌ها و متاچرت‌های موجود در افیولیت ملائز نایین در پی نفوذ دایک‌هایی از جنس تونالیت در آهک‌ها و لایه‌های متناوب آهک و چرت موجود در بخش‌های فوقانی این افیولیت به وجود آمده‌اند.

در مختصات جغرافیایی ۵۴°۸۳'، ۳۲° شمالی و ۷۴°۴۳'، ۵۳° شرقی، سنگ‌های بیگانه‌ای از جنس پریدوتیت‌های سرپانتینیته شده، آمفیبولیت، متاچرت و هورنفلس در اسکارن‌ها یافت شده‌اند که در این مقاله با نام برون بوم از آنها یاد می‌شود. این برون‌بومها بسته به شکل و اندازه-شان گاه از خود نوعی دگرشکلی نشان داده و به صورت منحنی و پیچیده، و گاه در برابر انعطاف پذیری مقاومت کرده و به شکل عدسی در آمده‌اند. علاوه بر این، دارای برگوارگی متفاوتی نسبت به برگوارگی موجود در کالبد اسکارنی خود هستند (شکل ۳). شباهت سنگ-شناختی برخی از برون‌بومها با آمفیبولیت‌های مجاورشان نشان داد که این برون‌بومها از جنس آمفیبولیت‌های موجود در افیولیت ملائز نایین هستند. این مسئله نشان می‌دهد آمفیبولیت‌ها نسبت به سنگ آهک‌هایی که اسکارن‌ها از آنها به وجود آمده‌اند، قدیمی‌ترند (شکل ۳). به این ترتیب با مطالعه این برون‌بومها و برگوارگی موجود در اسکارن‌ها و آمفیبولیت‌های منطقه، رخداد سه پدیده دگرگونی مشخص را می‌توان در سنگ‌های این منطقه تشخیص داد که به ترتیب عبارتند از: دگرگونی ناحیه‌ای (M1) در حد رخساره آمفیبولیت-گرانولیت که موجب تشکیل

3 Island Arc Tholeiite

سنگ‌های آمفیبولیتی از بازالت‌های موجود در افیولیت و ایجاد برگوارگی در آنها شده، دگرگونی مجاورتی (M2) که اسکارن‌ها و مناچرت‌ها را بوجود آورده، و بالاخره دگرگونی ناحیه-ای (M3) در حد رخساره شیست سبز و پرهنیت-بومپله ایت که موجب برگوارگی دوباره در اسکارن‌ها، توده‌های نفوذی تونالیتی، و آمفیبولیت‌ها شده است.

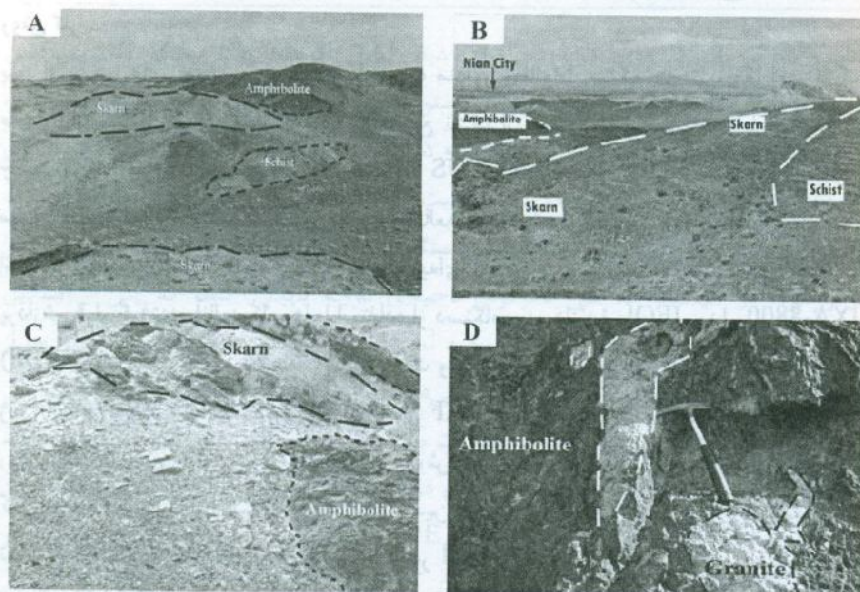
انواع سنگ‌های گرانیتویدی موجود در افیولیت نایین را که در نقاط مختلف این افیولیت پراکنده‌اند می‌توان به سه دسته تقسیم کرد:

۱) گروه اول پلاژیوگرانیت‌ها که دارای کوارتز، پلاژیوکلاز و آمفیبول‌اند و گاه بر اثر رودینگیتی شدن پرهنیت و کلریت نیز در آنها یافت می‌شود. این گرانیت‌ها ناشی از جداشدن ماگمای سازنده گابروها هستند [۱].

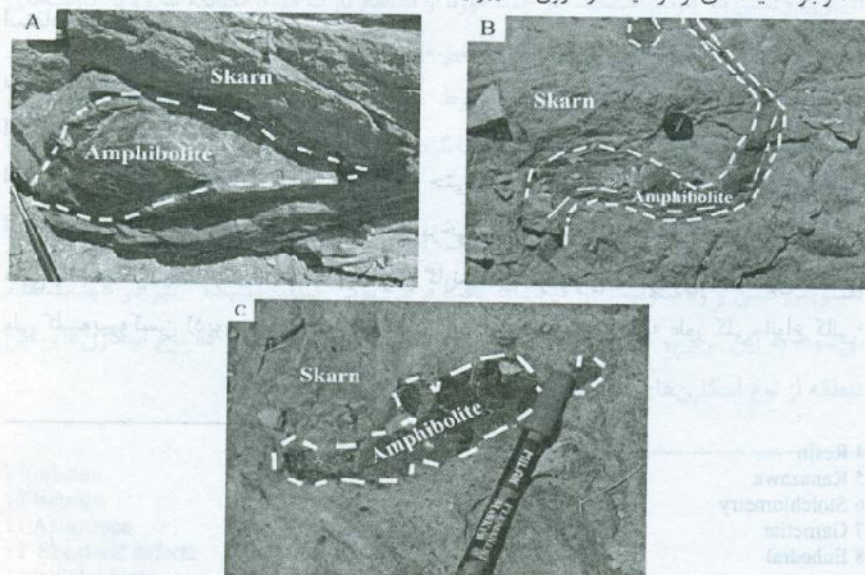
۲) این گروه گرانیت‌ها پی را تشکیل می‌دهند که شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپات از نوع پلاژیوکلاز و ارتوکلاز و مسکویت‌اند. با توجه به کانی‌های موجود، این گرانیت نسبت به دو گروه دیگر گرانیتویدها دارای پتاسیم بالاتری هستند. خاستگاه این گرانیت‌ها هنوز مورد سؤال است، ولی براساس مطالعات [۵]، روی سنگ‌های مشابه در افیولیت عمان، ممکن است این سنگ‌ها یکی از قطب‌های ترکیبی آبگون گرانیتی باشند که از درجات کم ذوب بخشی سنگ‌های بسیار تهی و دگرسان حاصل شده باشند. بر خلاف گرانیت‌های قبلی، در این گرانیت‌ها شواهدی از دگرگونی مشاهده نمی‌شود.

۳) این گروه از گرانیتویدها که تنها رخنمون قابل مشاهده آنها به صورت دایک‌هایی در درون آمفیبولیت‌هاست (شکل ۲D) و از نظر کانی‌شناسی از کوارتز، فلدسپات، گارنت و رگه‌های پرهنیت تشکیل شده‌اند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها فراوانی کوارتز در حدود ۴۰-۵۰٪ و پلاژیوکلاز حدوداً ۴۰ تا ۵۰٪ است. از این رو نوع این توده‌های گرانیتویدی را می‌توان تونالیت تا کوارتز دیوریت دانست. دگرگونی ناحیه‌ای که عامل برگوارگی اسکارن‌ها بوده است، روی این سنگ‌ها نیز اثر کرده و موجب دگرگون شدن آنها شده است.

براساس مطالعات صحرایی، به دلیل بهم ریختگی شدید این ملانژ افیولیتی، همبری بین اسکارن‌های نایین با گرانیتویدهای این منطقه مشاهده نشد. ولی حضور و نفوذ دایک‌هایی از جنس تونالیت در آمفیبولیت‌های این منطقه و مجاورت و تماس آمفیبولیت‌ها با اسکارن‌ها می‌تواند موید ارتباط ژنتیکی اسکارن‌ها با گروه سوم از انواع توده‌های نفوذی یاد شده باشد. علاوه بر این از میان این توده‌های نفوذی موجود در منطقه، تنها در تونالیت‌های یاد شده، که موجب دگرگونی لایه‌های کربناته روی آمفیبولیت‌های نایین شده و آنها را به اسکارن تبدیل کرده‌اند، می‌توان برگوارگی مشابه برگوارگی اسکارن‌ها را مشاهده کرد.



شکل ۲ (A) و (B) آمفیبولیت، اسکارن و شیست‌های موجود در بخش‌های میانی افیولیت نایین (نگاه به جنوب)؛ (C) تصویری از روابط صحرایی اسکارن‌ها و آمفیبولیت‌های موجود در افیولیت ملانژ نایین؛ (D) وجود دایک‌های از تونالیت در درون آمفیبولیت‌ها.



شکل ۳ وجود برون بومهایی از جنس آمفیبولیت در درون اسکارن‌های افیولیت ملانژ نایین.

روش کار

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، به منظور مطالعات سنگ‌شناختی، مقاطعی نازک صیقلی از سنگها تهیه شدند. تعداد ۲۰ مقطع نازک از اسکارنها و تونالیت‌ها با استفاده از چسب رزین^۴ آماده و با میکروسکوپ قطبنده OLYMPUS مدل BH-2 (دانشگاه اصفهان) مورد مطالعه قرار گرفتند. از میان مقاطع مطالعه شده چند مقطع از اسکارنها و تونالیت‌ها انتخاب شدند و پس از آنکه سطح آنها با لایه‌ای از کربن پوشش داده شد مورد آنالیز ریز پردازش قرار گرفتند. آنالیز کانی‌ها با استفاده از دستگاه ریزپردازنده JEOL مدل JXA-8800 (WDS) و با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت و شدت جریان ۱۵ nA در دانشگاه کانازاوا^۵ ژاپن انجام گرفت. در این دستگاه از نرم افزار ZAF برای تصحیح داده‌ها استفاده می‌شود. از روش عنصرسنجی^۶ ارائه شده توسط [۶] و روش [۷] نیز برای دستیابی به فرمول ساختاری کانی‌ها و محاسبه^۶ Fe^{3+} استفاده شد. برای زمین دماسنجی اسکارنها نایین، نخست دمای تشکیل و پایداری کانی‌های مختلف موجود در آنها مورد بررسی قرار گرفتند و سپس با نرم افزار SOLVAC از دو زمین دماسنج آلکالی فلدسپات و آلکالی فلدسپات-پلاژیوکلاز به منظور تعیین شرایط دمایی حاکم بر تونالیت‌هایی که عامل شکل‌گیری اسکارنها بوده‌اند استفاده شد. نرم افزار Microsoft Excel نیز برای محاسبات زمین دماسنجی گارنت-کلینوپروکسن مورد استفاده قرار گرفت.

سنگ شناختی

اسکارنها

اسکارنها نایین سنگ‌هایی همگن نیستند و حتی در یک نمونه دستی، با تمرکزهای مختلفی از کانی‌ها دیده می‌شوند، به طوری که گاه در برخی نقاط تجمع گارنت موجب پیدایش سنگ‌هایی به نام گارنتیت^۷ شده‌است که بیشتر از گارنت‌های ائوهدرال (دگرگون)^۸ تشکیل شده‌اند ولی کلینوپروکسن (دیوپسید) و کلسیت نیز در آنها مشاهده می‌شود. به طور کلی، انواع کانی-

4 Resin

5 Kanazawa

6 Stoichiometry

7 Garnetite

8 Euhedral

هایی که در اسکارن‌های ناپین می‌توان دید شامل کربنات (کلسیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، گارنت (گراسولار-آندرادیت)، ولاستونیت، اسفن و اپیدوت است (شکل های ۴A، ۴B، ۴C و ۴D). کلسیت‌ها در این سنگ‌ها به دو شکل اولیه و ثانویه وجود دارند. کلسیت‌های اولیه طی دگرگونی کانی‌های آهکی و کلسیت‌های ثانویه بر اثر دگرسانی کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و گارنت به وجود آمده‌اند. سمگیری رخ‌های موجود در این کلسیت‌ها بیانگر برگواگی^۹ در آنهاست که طی دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایینی است که پس از تشکیل اسکارن‌ها بر این سنگ‌ها تاثیر کرده به وجود آمده است. پیروکسن موجود در این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن و ولاستونیت‌اند. اغلب کانی‌های این اسکارن‌ها حالت خرد شده دارند، ولی کلینوپیروکسن، ولاستونیت و اسفن که مقاومت بیشتری در برابر فشارهای زمین ساختی دارند، نسبتاً سالم تر باقی مانده‌اند. در درون دانه‌های درشت گارنت می‌توان بقایایی از کلینوپیروکسن و ولاستونیت را مشاهده کرد (شکل ۴C و ۴E). وجود باقیمانده‌های از کلینوپیروکسن در گارنت (بافت باقیمانده) بیانگر تبدیل برخی کلینوپیروکسن‌ها به گارنت و تقدم تشکیل کلینوپیروکسن و ولاستونیت نسبت به گارنت است (شکل ۴F). در مواردی هم گارنت در راستای رخ‌های کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود که همه آنها شاهدهی برای تبدیل کلینوپیروکسن به گارنت هستند. در چند مورد از مقاطع نازک مورد مطالعه علاوه بر گارنت‌های همسانگرد^{۱۰}، گارنت‌های آن ناهمسانگرد^{۱۱} نیز مشاهده شد که حضور آنها را می‌توان به نقص نارا سیستمهای ساختاری^{۱۲} گارنت‌ها مربوط دانست که به شکل هاله‌ای از گارنت آن ناهمسانگرد پیرامون در اطراف گارنت همسانگرد مشاهده می‌شود و بیانگر مراحل دگرنهادی است (شکل ۴G).

بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است ولی با توجه به وجود نفوذهایی از کلینوپیروکسن و ولاستونیت در گارنت‌ها، بافت فرعی پویی کیلوبلاستیک^{۱۳} نیز در آنها مشاهده می‌شود. به این ترتیب کانی‌شناسی اسکارن‌های ناپین بیانگر این است که نوع اسکارن‌های این منطقه از نوع اسکارن‌های گارنت و کلینوپیروکسن‌دار است.

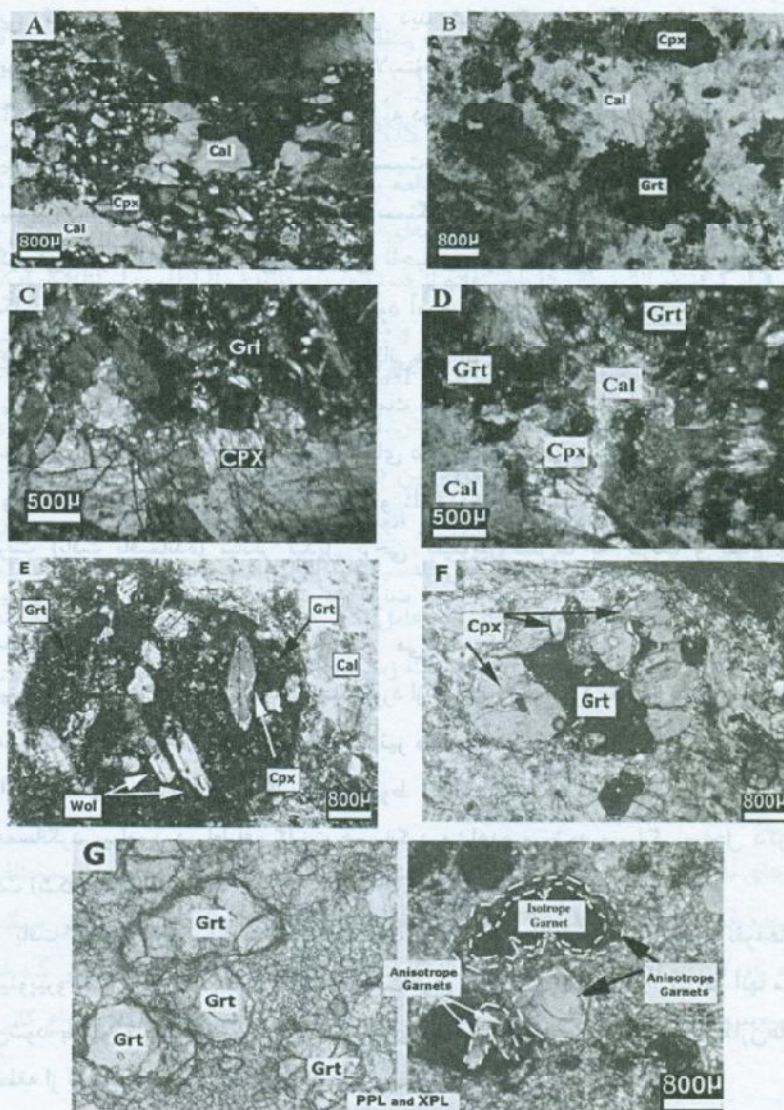
9 Foliation

10 Isotrope

11 Anisotrope

12 Structural defects

13 Poikiloblastic



شکل ۴ (A) و (B): تصاویر میکروسکوپی اسکارن‌ها (XPL, x25) که در آنها مجموعه کانی‌های گارنت (Grt)، کلینوپیروکسن (Cpx) و کلسیت (Cal) دیده می‌شوند. در تصاویر میکروسکوپی (C) و (D) بقایایی از کلینوپیروکسن در درون گارنت‌ها دیده می‌شوند (XPL, x40). تصویر (E) نمایی از حضور ولاستونیت در گارنت؛ تصویر (F) نمایی از تشکیل گارنت از کلینوپیروکسن و تصویر (G) نمایش گارنت‌های ان‌ایزوتروپ اختصارهای به کار رفته برای اسامی کانی‌ها برگرفته از [۸] می‌باشد.

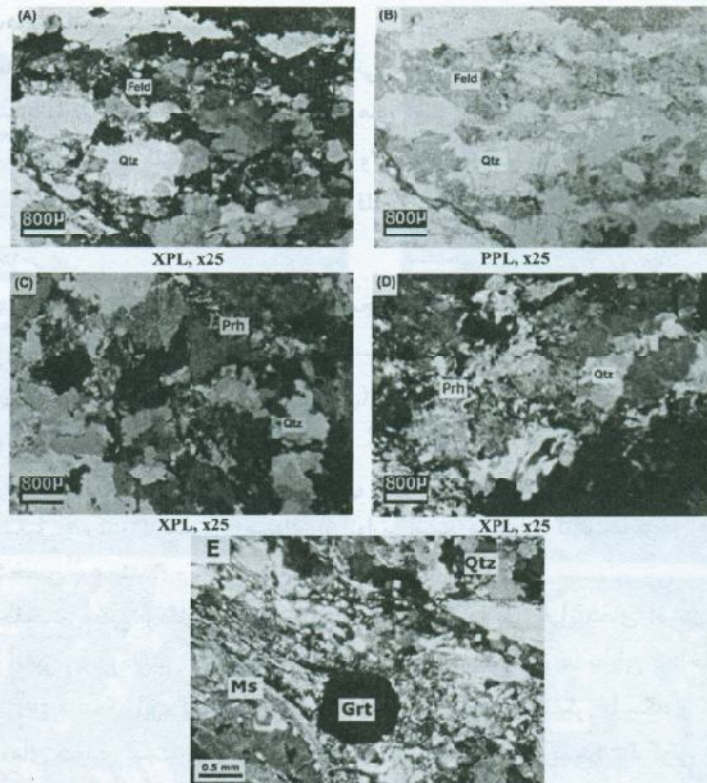
مناجرت‌های نواری

این سنگ‌ها به همراه اسکارن‌ها و طی دگرگونی مجاورتی از لایه‌های متناوب چرت و آهک حاصل شده‌اند. این گروه از سنگ‌ها در بخش‌های آهکی خود، کانی‌هایی شبیه اسکارن‌ها را دارند (همانند کلسیت، کلینوپیروکسن، گارنت، ولاستونیت، اسفن و اپیدوت) ولی در بخش‌های سیلیسی خود دارای کانی‌هایی همچون کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی و کلریت هستند.

تونالیت‌ها

تونالیت‌های این منطقه که عامل دگرگونی مجاورتی و تشکیل اسکارن‌ها بوده‌اند عموماً از کوارتز با حاشیه مضرس و خاموشی موجی، فلدسپات پتاسیم (ارتوکلاز) و پلاژیوکلاز (آلبیت)، و قطعات ریز دانه گارنت (آلمان‌دین-اسپسارتین) تشکیل شده‌اند که گاه به وسیله رگه‌های پره‌نیت قطع شده‌اند (شکل‌های ۵A، ۵B و ۵C). البته اغلب فلدسپات‌های موجود در این سنگ‌ها دستخوش دگرسانی شده و سریسیتی شده‌اند. وجود نفوذیهایی از کوارتز در گارنت بیانگر تشکیل و رشد گارنت در زمینه‌ای از کوارتز است. در میان گارنت‌ها برخی دارای مرز کاملاً مشخصی^{۱۴} هستند.

در حقیقت بعضی از گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها طی فرآیندهای آذرین به وجود آمده‌اند. آنالیز ریز پردازشی این گارنت‌ها (که در بخش شیمی کانی‌ها به آن پرداخته خواهد شد) نشان می‌دهد که این گارنت‌ها مقادیر MnO بالایی دارند که بیانگر خاستگاه و گونه S در این توده‌های نفوذی است. ولی گروه دیگری از گارنت‌ها هم طی پدیده دگرگونی ناحیه ای (M3) تشکیل شده‌اند. این گارنت‌ها علی‌رغم تاثیر پدیده دگرگونی دارای مرز کاملاً مشخصی بوده و سالم باقی مانده‌اند. بنابر مطالعات زیادی از جمله [۹، ۱۰]، وجود Mn بالای گارنت‌ها می‌تواند نشانه تشکیل آنها طی دگرگونی درجه پایین باشد. لذا پیدایش این گارنت‌های Mn دار را می‌توان به رخداد یک دگرگونی ناحیه‌ای ضعیفی (در حد رخساره شپیست سبز) مربوط دانست که پس از دگرگونی مجاورتی تونالیت‌ها با اسکارن‌ها، این سنگ‌ها را تحت تاثیر قرار داده است. همچنین سالم بودن گارنت‌ها و حاشیه مشخص آنها نشان می‌دهد که این کانی طی فرایندهای آذرین تشکیل نشده‌اند زیرا همانند سایر کانی‌ها و گارنت‌های دیگر دستخوش خرد-شدگی یا تغییر شکل نشده، بلکه بعدها طی رویداد یک دگرگونی به وجود آمده‌اند. تاثیر این دگرگونی را می‌توان به صورت پدیده تبلور دوباره در کوارتزهای موجود در این سنگ‌ها مشاهده کرد.



شکل ۵ (A)، (B)، (C) و (D): تصاویر میکروسکوپی تونالیت‌ها (XPL و PPL). کانی‌های کوارتز (Qtz)، فلدسپات (Feld) و پره‌نیت (Prh) دیده می‌شوند. در تصویر (E) گارنت سالم و خرد نشده با مرزهای مشخص که طی دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگ‌ها به وجود آمده است. اختصارهای به کار رفته برای اسامی کانی‌ها برگرفته از [۸] است.

بطور کلی بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و گرانولار بوده و دانه‌ها به صورت بخش بلورین (ساب هدرال) تا به شکل (ان هدرال) ^{۱۶} اند. پره‌نیت موجود در این سنگ‌ها که ثانویه بوده و تشکیل رگه‌های پره‌نیتی را داده بیانگر تاثیر آبه‌گونا کلسیک هستند. سنگ‌های دگرگون مجاورتی، سنگ‌های تونالیتی، سنگ‌های متأثر از شاره‌های، عناصر Al، P و Ti نامتحرک‌اند، در حالی که عناصر Ca و Na تقریباً همواره در حرکت هستند [۱۱]. لذا ممکن است Ca از سنگ‌های

15 Subhedral

16 Anhedral

های آهکی وارد این شاره‌ها شده باشند. البته پره‌نیت‌ها ممکن است حاصل دگرسانی پلاژیوکلازهای بازیک باشند ولی حالت رگه‌ای آنها در این سنگ‌ها بیشتر می‌تواند اثر نفوذ شاره‌ها را در درون شکستگی‌ها نشان دهد.

شیمی کانی‌ها

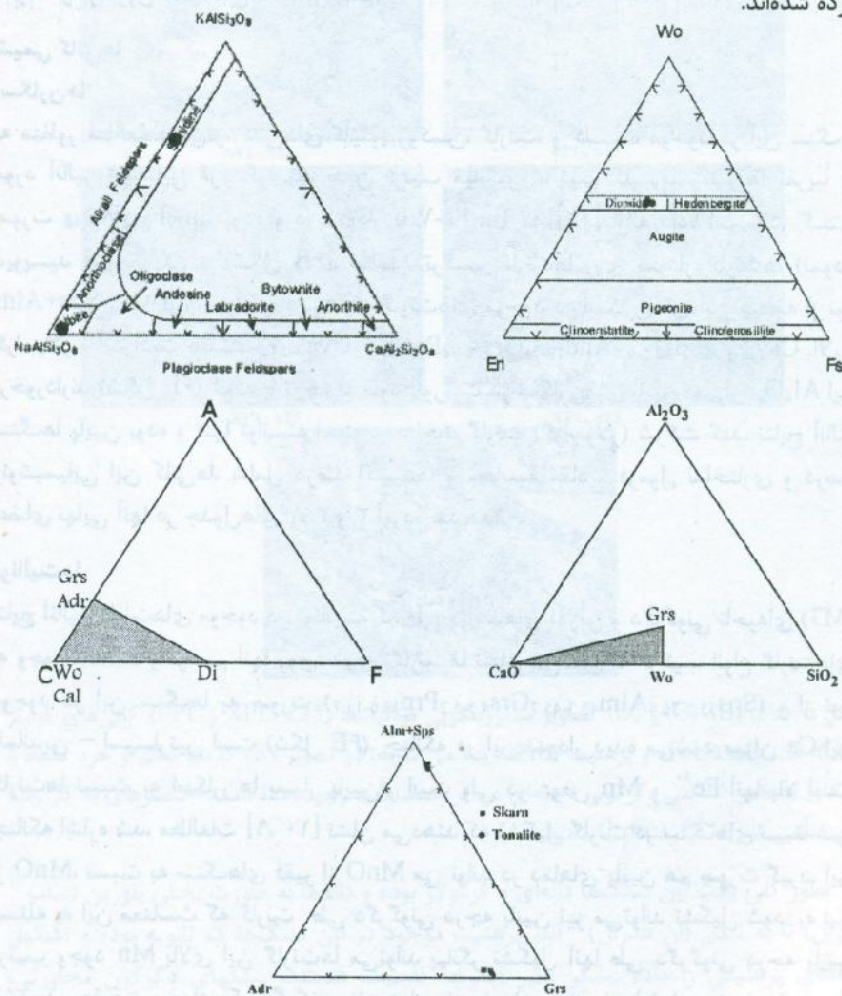
اسکارن‌ها

به منظور مطالعه دقیق‌تر، کانی‌های کلینوپیروکسن، گارنت، و کلسیت موجود در این سنگ‌ها مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند. بدین ترتیب میانگین ترکیب کلینوپیروکسن‌ها تقریباً به صورت $\text{En}_{29}\text{Fs}_{22}\text{Wo}_{48}$ بوده و در نمودار En-Fs-Wo که [۱۲] ارائه داده است، در گستره دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۶B). نمایش ترکیب گارنت‌ها روی نمودار گارنت‌ها (نمودار Adr-Gr-Sps+Alm) بیانگر اینست که گارنت‌های موجود در اسکارن‌های این منطقه از نوع گراسولار و آندرا دیت هستند ($\text{Sps}_{0.5-0.8}\text{And}_{19-21}\text{Gr}_{76-78}\text{Prp}_{0.6-1.5}\text{Uva}_{0.0-0.1}$)، و از Ca بالای برخوردارند (شکل ۶E). البته با توجه به نبود آنورتیت در اسکارن‌های نایب، میزان Al_2O_3 این سنگ‌ها پایین بوده و تنها توانسته است در ساخت گارنت (گراسولار) شرکت کند. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی این کانی‌ها، شامل درصد اکسیدها و محاسبه مقادیر فرمول ساختاری و درصد اعضای نهایی آنها در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده‌اند.

تونالیت‌ها

نتایج آنالیز گارنت‌های موجود در تونالیت، که طی فرایندهای آذرین و دگرگونی ناحیه‌ای (M3) به وجود آمده‌اند و ترسیم آنها روی نمودار گارنت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب انواع گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها به صورت ($\text{Sps}_{35.2-36.4}\text{Alm}_{45.3-45.7}\text{Gr}_{54.5-55.2}\text{Prp}_{13.6-13.7}$) و از نوع الماندین - اسپسارتین است (شکل ۶E). چنانکه در این نمودار دیده می‌شود میزان Ca این گارنت‌ها نسبت به اسکارن‌ها بسیار پایین‌تر است ولی در عوض Mn و Fe^{2+} آنها بالا است. چنانکه اشاره شد، مطالعات [۹، ۱۰] نشان می‌دهند که تشکیل گارنت در سنگ‌های نسبتاً غنی از MnO، نسبت به سنگ‌های فقیر از MnO می‌تواند در دماهای پایین هم صورت گیرد، این مسئله به این معناست که گارنت طی دگرگونی درجه پایین نیز می‌تواند تشکیل شود. به این ترتیب وجود Mn بالای این گارنت‌ها می‌تواند بیانگر تشکیل آنها طی دگرگونی درجه پایین باشد. در حقیقت رخداد یک دگرگونی ناحیه‌ای ضعیف (در حد رخساره شیست سبز) پس از دگرگونی مجاورتی تونالیت‌ها با اسکارن‌ها این سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده و موجب تشکیل این گارنت‌های غنی از MnO و نیز تبلور دوباره کوارتزهای موجود در تونالیت‌ها شده است. چنانکه قبلاً اشاره شد، شواهد پیدایش این دگرگونی درجه پایین در اسکارن‌ها تنها به صورت شکل‌گیری برگوارگی در این سنگ‌ها بوده است. نوع فلدسپات‌های موجود نیز که روی دیاگرام Ab-An-Or نمایش داده شده‌اند از نوع آلبیت ($\text{Ab}_{90.46}\text{Or}_{0.57}\text{An}_{0.03}$) و ارتوکلاز ($\text{Ab}_{31.51}$)

هستند (شکل ۶A). نتایج آنالیز ژئوشیمیایی این کانی‌ها، شامل درصد اکسید-ها و محاسبه مقادیر فرمول ساختاری، و درصد اعضای نهایی آنها در جدول‌های ۴، ۵ و ۶ آورده شده‌اند.



شکل ۶ (A) ترکیب پلاژیوکلازها و ارتوکلازهای موجود در تونالیت‌ها در نمودار Or-Ab-An به ترتیب عبارتند از الیگوکلاز و اورتوز؛ (B) نمایش ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در اسکارن‌ها در نمودار Wo-En-Fs ارائه شده توسط [۱۱] نشان می‌دهد که نوع آنها دیوپسید است؛ (C) نمودار پارازن کانی-های موجود در اسکارن‌ها روی نمودار ACF و نمودار $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ ؛ (E) ترکیب گارنت موجود در اسکارن‌ها و تونالیت‌ها، اختصارهای به کار رفته برای اسامی کانی‌ها برگرفته از [۸] است.

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازنده الکترونی کانی‌های اسکارن‌های افیولیت ملاژنر نایین

(Cpx=Clinopyroxene; Wo=Wollastonite; Cal=Calcite; Grt=Garnet)

Sample	Mineral Type	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Cr ₂ O ₃ %	FeO* %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	NiO %	Total %
۵۲۱-۱	Cpx۳	۵۲,۱۱۲	۰,۰۱۲	۰,۳۲۰	۰,۰۵۱	۱۲,۹۱۳	۰,۳۶۶	۱۰,۲۶۳	۲۲,۸۴۱	۰,۲۱۵	۰,۰۱۵	۰,۰۰۰	۱۰۰,۱۵۸
۵۲۱-۲	Cal۳	۰,۰۱۰	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۰,۰۳۳	۰,۰۶۸	۰,۰۲۳	۵۹,۸۱۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۵۹,۹۵۸
۵۲۱-۳	Sphene۳	۳۰,۹۳۰	۳۷,۱۱۲	۲,۶۹۱	۰,۰۷۰	۰,۴۱۰	۰,۰۳۹	۰,۰۰۰	۲۷,۹۸۶	۰,۰۲۱	۰,۰۱۲	۰,۰۰۰	۹۹,۲۸۱
۵۳۲-۱	Wo۴	۵۱,۴۹۰	۰,۰۱۶	۰,۰۰۱	۰,۰۰۷	۰,۱۵۳	۰,۱۷۰	۰,۰۵۱	۴۷,۷۴۷	۰,۰۱۳	۰,۰۰۶	۰,۰۰۰	۹۹,۶۵۳
۵۳۲-۲	Grt۳	۳۹,۵۶۳	۰,۶۸۰	۱۶,۳۱۴	۰,۰۴۰	۸,۰۱۷	۰,۳۴۳	۰,۱۵۷	۳۵,۰۹۸	۰,۰۰۰	۰,۰۳۱	۰,۰۰۰	۱۰۰,۲۴۴
۶۸	Wo	۵۲,۰۶۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۴	۰,۰۰۰	۰,۲۰۲	۰,۱۴۱	۰,۰۹۲	۴۵,۷۰۲	۰,۰۳۹	۰,۰۱۹	۰,۰۰۰	۹۸,۲۵۹
۶۹	Grt	۳۸,۶۲۰	۰,۶۵۱	۱۵,۷۳۷	۰,۰۰۰	۸,۲۵۵	۰,۲۹۲	۰,۳۰۷	۳۴/۹۲۶	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱۰۰,۰۰۰
۷۰	Grt	۳۹,۸۰۸	۰,۹۲۴	۱۵,۷۲۱	۰,۰۰۰	۷,۵۵۲	۰,۲۲۰	۰,۳۶۴	۳۵,۳۵۹	۰,۰۱۵	۰,۰۳۳	۰,۰۰۰	۱۰۰,۰۰۰
۷۱	Cal	۰,۰۰۸	۰,۰۲۶۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۷	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۵۰,۵۶۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۰	۵۰,۶۳۳
۷۵	Cpx	۵۱,۴۷۸	۰,۰۲۰	۱,۱۰۵	۰,۰۰۰	۱۳,۱۹۹	۰,۶۶۴	۹,۴۴۷	۲۲,۰۰۶	۰,۱۹۵	۰,۰۰۹	۰,۰۰۰	۹۹,۲۳۷
۷۶	Cpx	۵۱,۶۰۳	۰,۰۱۸	۱,۲۴۱	۰,۰۰۰	۱۲,۶۳۷	۰,۶۷۵	۹,۸۶۷	۲۳,۵۸۷	۰,۱۶۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۹۹,۷۸۹

جدول ۲ مقادیر مربوط به محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های جدول یک.

Sample	Mineral Type	Oxygen in formula	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
۵۲۱-۱	Cpx۳	۶	۲,۰۲۶	۰,۰۰۰	۰,۰۱۷	۰,۰۰۰	۰,۴۱۲	۰,۰۰۰	۰,۰۱۲	۰,۵۸۴	۰,۹۳۳	۰,۰۱۶	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۴,۰۰۱
۵۲۱-۲	Cal۳	۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۹۹۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۰۰۱
۵۲۱-۳	Sphene۳	۵	۱,۰۰۴	۰,۹۰۶	۰,۱۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۱۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۹۷۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۳,۰۰۰
۵۳۲-۱	Wo۴	۳	۰,۹۹۹	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰,۹۹۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۹۹۸
۵۳۲-۲	Grt۳	۱۲	۳,۰۳۹	۰,۰۳۹	۱/۴۷۶	۰,۰۰۲	۰,۱۵۴	۰,۳۶۱	۰,۰۲۲	۰,۱۸۲	۲,۸۸۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۸,۰۰۳
۶۸	Wo	۶	۲,۰۵۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۱۰۴	۰,۰۰۷	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۱,۹۲۹	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۴,۰۰۰
۶۹	Grt	۱۲	۳,۰۰۴	۰,۰۳۸	۱/۴۴۲	۰,۰۰۰	۰,۰۸۰	۰,۴۷۰	۰,۰۱۹	۰,۳۶۲	۲,۹۱۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۸,۰۰۰
۷۰	Grt	۱۲	۳,۰۶۳	۰,۰۵۳	۱/۴۲۴	۰,۰۰۰	۰,۱۴۵	۰,۳۴۱	۰,۰۱۴	۰,۴۲۲	۲,۹۱۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۸,۰۰۰
۷۱	Cal	۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۹۹۹	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۰۰۰
۷۵	Cpx	۶	۱,۹۸۶	۰,۰۰۱	۰,۰۵۰	۰,۰۰۲	۰,۲۲۶	۰,۰۰۰	۰,۰۲۲	۰,۵۴۳	۰,۹۵۱	۰,۰۱۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۳,۹۹۶
۷۶	Cpx	۶	۱,۹۷۶	۰,۰۰۱	۰,۰۶۶	۰,۰۰۰	۰,۳۹۹	۰,۰۰۵	۰,۰۲۲	۰,۵۶۳	۰,۹۶۸	۰,۰۱۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۴,۰۰۲

جدول ۳ نتایج محاسبه درصد اعضای نهایی کلینوپیروکسن و گارنت موجود در اسکارن های افیولیت ملانژ نایین.

Sample	Grt ^۳ (۵۳۲-۲)	Grt (۶۹)	Grt (۷۰)
Uvarovite	%۰,۱۲	%۰,۰۰	%۰,۰۰
Andradite	%۱۹,۲۲	%۲۴,۱۰	%۱۸,۷۳
Grossular	%۷۴,۲۵	%۷۱,۴۶	%۷۴,۷۳
Almandine	%۴,۹۱	%۲,۶۲	%۴,۶۵
Pyrope	%۰,۵۸	%۱,۱۶	%۱,۳۳
Spessartine	%۰,۷۲	%۰,۶۲	%۰,۴۶

Sample	Cpx ^۳ (۵۲۱-۱)	Cpx (۷۵)	Cpx (۷۶)	Wo (۵۳۲-۱)
Wollastonite	%۴۷,۴۵	%۴۸,۵۹	%۴۹,۱۴	%۹۸,۹۸
Enstatite	%۲۹,۸۰	%۲۷,۷۷	%۲۸,۶۰	%۰,۲۸
Ferrosilite	%۲۱,۷۳	%۲۲,۹۰	%۲۱,۶۳	%۰,۵۹
Acmite	%۰,۸۱	%۰,۷۵	%۰,۶۲	%۰,۱۵

جدول ۴ نتایج آنالیز ریزپردازنده الکترونی کانی های موجود در دایک های تونالیتی افیولیت ملانژ نایین (Kfs=K-Feldspar; Grt=Garnet; Pl=Plagioclase)

Sample	Mineral Type	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Cr ₂ O ₃ %	FeO* %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	NiO %	Total %
۲۶	Grt	۳۷,۸۸۷	۰,۱۱۵	۲۱,۳۲۲	۰,۰۱۵	۲۰,۳۷۴	۱۶,۳۰۸	۳,۴۵۷	۱,۶۱۴	۰,۰۴۱	۰,۰۱۲	۰,۰۰۱	۱۰۰,۹۹
۲۷	Pl	۶۷,۵۲۶	۰,۰۰۰	۱۹,۶۸۵	۰,۰۴۵	۰,۰۲۲	۰,۰۱۳	۰,۰۰۰	۰,۶۵۸	۱۱,۴۳۱	۰,۱۰۲	۰,۰۰۰	۹۹,۴۸۲
۲۸	Grt	۳۸,۰۱۳	۰,۰۹۳	۲۱,۶۹۹	۰,۰۲۳	۲۰,۵۳۸	۱۵,۸۰۸	۳,۴۹۴	۱,۸۷۰	۰,۰۵۳	۰,۰۳۳	۰,۰۰۰	۱۰۱,۵۴
۲۹	Kfs	۶۵,۳۸۵	۰,۰۰۰	۱۸,۹۱۴	۰,۰۰۰	۰,۰۱۷	۰,۰۱۳	۰,۰۰۰	۰,۰۹۵	۳,۵۸۹	۱۱,۷۷۹	۰,۰۰۰	۹۹,۷۹۲

جدول ۵ مقادیر مربوط به محاسبه فرمول ساختاری کانی های جدول ۴.

Sample	Mineral Type	Oxygen in formula	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
۲۶	Grt	۱۲	۲,۰۰۳	۰,۰۰۷	۱,۹۹۳	۰,۰۰۱	۱,۳۵۶	۰,۰۰۰	۱,۰۸۸	۰,۰۴۸	۱,۳۷۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۷,۹۹۴
۲۷	Pl	۸	۲,۹۶۸	۰,۰۰۰	۱,۰۲۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۲۴	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۳۱	۰,۹۷۴	۰,۰۰۶	۰,۰۰۰	۵,۰۰۰
۲۸	Grt	۱۲	۲,۹۹۰	۰,۰۰۶	۲,۰۱۵	۰,۰۰۱	۱,۳۶۷	۰,۰۰۰	۱,۰۵۳	۰,۰۴۱	۰,۱۵۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۸,۰۰۰
۲۹	Kfs	۸	۲,۹۷۸	۰,۰۰۰	۱,۰۱۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۳۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۵	۰,۳۱۷	۰,۶۸۴	۰,۰۰۰	۵,۰۰۱

جدول ۶ نتایج محاسبه درصد اعضای نهایی محلول جامد فلدسپات و گارنت موجود در دایک‌های تونالیتی موجود در افیولیت ملانژ نایین.

Sample	Grt (۲۶)	Grt (۲۸)
Pyrope	%۱۳,۶۶	%۱۳,۷۱
Almandine	%۴۵,۲۵	%۴۵,۷۶
Grossular	%۴,۵۴	%۵,۲۰
Spessartine	%۳۶,۲۰	%۳۵,۲۵
Andradite	%۰,۰۰	%۰,۰۰
Uvarovite	%۰,۰۵	%۰,۰۷

Sample	Pl (۲۷)	Kfs (۲۹)
Anorthite	%۰,۰۳	%۰,۴۶
Albite	%۹۰,۴۶	%۳۱,۵۱
Orthoclase	%۰,۵۷	%۶۸,۰۳

بررسی مراحل تشکیل اسکارن‌ها

با توجه به مطالعات دیگران [۱۳، ۱۴ و ۱۵]، که در مطالعه کانسارهای اسکارن پیشگام بوده‌اند، مراحل تکامل اسکارن‌ها که به موازات جایگزینی و تبلور توده‌های نفوذی شکل می‌گیرند، به صورت زیر تشخیص داد شد:

(۱) دگرگونی مجاورتی همراه با جایگزینی ماگما که کانی‌های سرشتی این مرحله گروسولار (در شیل‌های آهک‌دار) و ولاستونیت (در آهک چرت‌دار) است، ولی سنگ نفوذی دچار دگرسانی نمی‌شود.

(۲) تشکیل اسکارن (متاسوماتیسم) که همراه با تبلور ماگما و تولید شارۀ کانی‌ساز صورت می‌گیرد. در طی این مرحله آندرادیت و هدربرژیت در سنگ آهک تشکیل می‌شوند و سنگ نفوذی دستخوش دگرسانی پتاسیک می‌شود.

(۳) دگرسانی پسرونده که در مرحله آخر تبلور سیستم بوده و طی آن کانسار سازی می‌تواند رخ دهد و کانی‌های موجود در اسکارن به کانی‌های آبدار تبدیل می‌شوند. مثلاً گروسولار به اپیدوت، کلریت، و کلسیت تبدیل می‌شود. در طول این مرحله سنگ نفوذی دچار دگرسانی فلیک خواهد شد.

با توجه به کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن‌های موجود در این افیولیت که شامل گارنت (گروسولار و آندرادیت)، کلینوپیروکسن و ولاستونیت‌اند و نیز مطالعه دایک‌های تونالیتی که نشان می‌دهد که این سنگ‌ها چندان دگرسان نشده و تاحدودی دچار واکنش‌های پتاسیک شده‌اند، لذا می‌توان گفت که تشکیل این اسکارن‌ها به مرحله اول یعنی دگرگونی مجاورتی محدود بوده و تنها تا حدودی وارد مرحله دگرنهادی شده گردیده است.

زمین دماسنجی

زمین دماسنجی توانالیت‌ها

اصولاً دمای توانالیت‌ها پس از انجماد کامل کانی‌هایشان، به تدریج کاهش می‌یابد ولی همچنان تا زمانی که کاملاً سرد نشده‌اند، می‌توانند به عنوان یک خاستگاه گرمایی برای تشکیل اسکارن‌ها به حساب آیند. بدیهی است که توانالیت تنها وقتی که به صورت آبگون بوده می‌توانسته است حرکت کرده و در کنار توده‌های آهکی قرار گیرد، و آنها را تحت تاثیر قرار داده باشد. بنابراین دماها و فشارهایی که هنگام زمین دماسنجی فلدسپات‌های موجود در توانالیت‌ها به دست می‌آید می‌تواند عامل تشکیل برخی کانی‌های دگرگون در آهک‌ها به حساب آید، و کانی‌های مختلف موجود در اسکارن‌ها، ممکن است در دماهای متفاوتی به وجود آمده باشند. لذا زمین دماسنجی توانالیت‌ها با استفاده از روش یاد شده نمی‌تواند به تنهایی شرایط دما و فشار حاکم بر اسکارن‌ها را تعیین کند؛ بلکه تنها دمای تشکیل فلدسپات در توانالیت‌ها را ارائه می‌دهد. با وجود این، و با توجه به دماهای به دست آمده، می‌توان تا حدودی گستره دمای را که اسکارن‌ها آن را تحمل کرده‌اند برآورد کرد. در این مقاله به منظور زمین دماسنجی توانالیت‌ها از زمین دماسنج پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپات (دو فلدسپات) و زمین دماسنج آلکالی فلدسپات استفاده شد.

زمین دماسنج پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپات: از این زمین دماسنج با سنججه بندی‌های^{۱۷} افراد مختلف [۱۶ الی ۲۱] استفاده شد که نتایج آنها در جدول ۷ آورده شده‌اند. البته نتایج حاصل از روش ارائه شده توسط [۲۱]، در مقایسه با سایر نتایج بدست آمده دیگر، مقادیر بیشتری را ارائه می‌کند (در حدود 100°C) و تاثیر فشار در آن به اندازه سنججه بندی‌هایی که در سال‌های بعد ارائه شدند در نظر گرفته نشده است.

به طور کلی با توجه به نتایج حاصل مشاهده می‌شود که میانگین دمای تشکیل فلدسپات موجود در توانالیت‌ها در گستره فشار ۱ تا ۵ کیلو بار در گستره 400°C تا 558°C قرار می‌گیرد.

جدول ۷ دما و فشار تشکیل فلدسپات موجود در توانالیت‌ها براساس زمین دماسنج فلدسپات پتاسیم-پلاژیوکلاز.

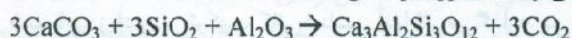
Method:	Pressure (Kbar)				
	۱	۲	۳	۴	۵
	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)				
Haselton et al (1983)	۵۵۸,۲۳	۵۵۸,۳۴	۵۵۸,۳۵	۵۵۸,۳۷	۵۵۸,۳۸
Nekvasil and Burnham (1987)	۴۴۷	۴۵۴	۴۶۳	۴۷۲	۴۸۹
Elkins and Grove (1990)	۳۸۵	۴۰۰	۴۲۱	۴۲۲	۴۲۳
Lindsley and Nekvasil (1988)	۳۶۹	۳۸۰	۳۸۳	۳۹۵	۴۱۱
Ghiorso (1984)	۴۳۵	۴۴۵	۴۶۰	۴۶۱	۴۷۵
Fuhrman and Lindsley (1988)	۳۸۱	۳۹۵	۴۰۸	۴۱۸	۴۲۸
Green and Uzdansky (1986)	۳۹۹	۳۸۳	۳۸۸	۴۰۴	۴۰۶

زمین دماسنجی اسکارن‌ها براساس مجموعه کانی‌ها با توجه به مطالعات انجام گرفته می‌توان مجموعه کانی‌های^{۱۷} زیر را در اسکارن‌های نایین تشخیص داد:

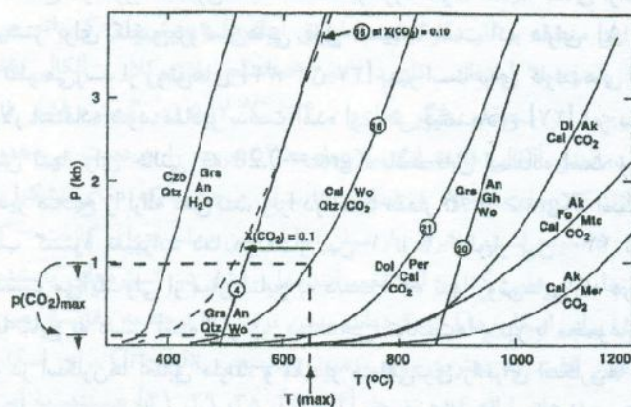
- (۱) کلسیت + کلینوپیروکسن + اسفن.
 - (۲) کلسیت + کلینوپیروکسن + گارنت + اسفن
 - (۳) کلسیت + کلینوپیروکسن + گارنت + ولاستونیت + اپیدوت + اسفن
- این مجموعه کانی‌ها در نمودار ACF، نزدیک به قطب C قرار می‌گیرند (شکل ۶C). همچنین مجموعه کانی‌های موجود در این اسکارن‌ها در نمودار $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (در حضور CO_2 و H_2O) نمایش داده شده‌اند (شکل ۶D). در این نمودار کانی‌های همزیست با خطوطی به هم وصل شده‌اند. به طور کلی با توجه به وجود کلینوپیروکسن در اسکارن‌های نایین، می‌توان گفت که پدیده دگرگونی مجاورتی تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس بوده است. از آنجا که کانی-شناسی اسکارن‌ها تابعی از شرایط فیزیکی و شیمیایی آنهاست لذا با استناد به پایداری کانی-های آنها می‌توان به شرایط فشار و دمای حاکم بر این سنگ‌ها پی‌برد. اسکارن‌ها از نظر شیمیایی در سیستم باز (دگرنهادی) تشکیل می‌شوند و علاوه بر دما و فشار، متغیرهای شیمیایی زیادی بر ترکیب کانی‌شناسی آنها اثر می‌گذارد. در شکل ۷ تعادل‌های فازی مربوط به کانی‌های موجود در اسکارن‌ها در شرایط دما و فشارهای مختلف نمایش داده شده‌اند. با توجه به این نمودار پایداری مجموعه کانی‌های موجود در اسکارن‌های نایین را می‌توان بین دو منحنی مربوط به واکنش‌های (۱۶) و (۴) دانست، یعنی در گستره $T < 800^\circ\text{C}$ و $P < 3\text{ kbar}$ تا $T > 400^\circ\text{C}$ و $P > 0\text{ kbar}$. بنابر پیشنهاد [۲۲] برای واکنش (۱۶) بهتر است از گستره‌ای که این خط دارای شیب کمتری است یعنی $P > 1\text{ kbar}$ استفاده شود. چنانکه در شکل مشاهده می‌شود، X_{CO_2} می‌تواند بر شرایط دما-فشار پایداری کانی‌ها موثر باشد، به طوری که افزایش آن موجب کاهش دمای پایداری کانی‌ها می‌شود ولی بر مقدار فشار تأثیری ندارد. در این شکل خط منقطع که بیانگر شرایط دما و فشار جدید برای واکنش $\text{Wo} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ccs} + \text{Qtz}$ است که نشان می‌دهد حد دمای پایداری ولاستونیت با افزایش X_{CO_2} از 650°C به 550°C کاهش می‌یابد ولی در فشار تغییرری ایجاد نمی‌شود. براساس مطالعات تجربی [۲۳] دمای تشکیل

آندرادیت و گراسولار در حدود ۲۲۵-۹۵۰ درجه سانتیگراد و در مورد پیروکسن و گارنت در حدود ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه است. با توجه به گستره پایداری ولاستونیت، [۲۴] معتقد است که در شرایط فشار کم معادل سطح زمین، ولاستونیت حتی می‌تواند در دمایی کمتر از ۴۰۰ °C نیز تشکیل شود ولی با افزایش فشار گازکربنیک تا ۰.۵ kbar، کوارتز و کلسیت تا دمایی بیش از ۸۰۰ °C پایدار مانده و به ولاستونیت تبدیل نمی‌شوند. ولی وجود ولاستونیت در محل برخوردگاه با سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر دمایی بیش از ۴۰۰ °C برای تشکیل ولاستونیت باشد. بنابراین هرچه میزان X_{CO_2} کاهش یابد دمای تشکیل ولاستونیت نیز کاهش می‌یابد [۲۴]. در شکل ۸، مشاهده می‌شود که ولاستونیت در دمای ۸۶۰ °C در فشارهای بالاتر از ۶ کیلو بار و در دمای حدود ۷۰۰ °C، در فشار بیش از ۴/۴ کیلو بار پایدار نبوده و به $Cc + Qtz$ تبدیل می‌شود.

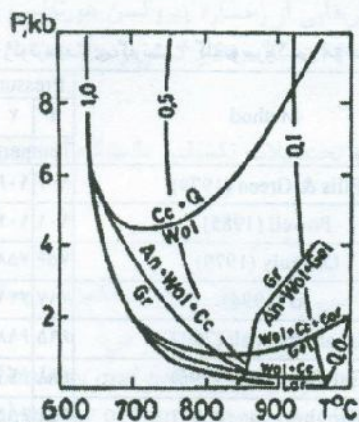
از آنجا که پایداری این کانی به P_{CO_2} محیط نیز بستگی دارد هرچه P_{CO_2} کاهش یابد، ولاستونیت بیشتری به وجود می‌آید زیرا واکنش بیشتر می‌تواند در جهت تولید ولاستونیت ($Cc + Qtz \rightarrow Wol + CO_2$) پیش برود. از سویی دیگر کلسیت موجود در این سنگ‌ها علاوه بر شرکت در ساخت ولاستونیت می‌تواند به صورت واکنش



در ساخت گراسولار شرکت کند که البته این واکنش هم در صورتی که X_{CO_2} محیط کم باشد رخ می‌دهد. بدین ترتیب مشاهده می‌شود که برای تشکیل گراسولار و ولاستونیت لازم است که X_{CO_2} کم باشد. بنابراین با توجه به حضور این دو کانی در این سنگ‌ها، X_{CO_2} کم بوده است. با توجه به ترکیب ماگما (از اسیدی تا بازیک) و اسکارن مربوطه، و نیز عمق دگرگونی، [۲۲] معتقد است که بیشترین دما در دگرگونی‌های مجاورتی و اسکارن‌های همراه آنها از ۶۵۰ درجه سانتیگراد کمتر است. مطالعات [۲۵، ۲۶] نیز دمای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد را برای تشکیل اسکارن پیشنهاد می‌کنند. همچنین با توجه به نظر [۲۲] تشکیل ولاستونیت در اغلب موارد در دمای کمتر از ۵۵۰ °C است، لذا می‌توان گفت که احتمالاً $P_{CO_2} < 0.1 \text{ kbar}$ بوده است. بنابراین با استناد به مطالب گفته شده و دمای پایداری هر یک از کانی‌ها می‌توان گستره دمای دگرگونی و تشکیل انواع کانی‌های موجود در این اسکارن‌ها را در کمتر از ۶۵۰ °C و فشار کم CO_2 دانست. براساس مطالعات [۲۶] توزیع Fe بین گارنت و پیروکسن تابعی از P_{CO_2} ، فعالیت Si و Ca، و نیز دماست. اکنون به منظور تعیین شرایط دمایی دقیق‌تر اسکارن‌های نایب از روش زمین دماسنجی گارنت-کلینوپیروکسن استفاده می‌شود:



شکل ۷ دیاگرام دما-فشار مربوط به شرایط دما و فشار تشکیل اسکارن. تعادل‌های فازي بوسیله برنامه GEOCALC (نوشته [۲۷]) محاسبه شده‌اند. کربن زدایی در شرایط $X(\text{CO}_2)=0.1$ و $P_T=p(\text{CO}_2)$ می‌باشد (خط چین‌ها) (شکل برگرفته از [۲۸] می‌باشد و اختصارات به کار رفته برای اسامی کانی‌ها در آن برگرفته از [۸] است).



شکل ۸ محدوده دما و فشار مربوط به پایداری مجموعه کانی‌های اسکارن بر روی مذاب گرانیتی با وجود سیال H_2O و CO_2 [۲۹]. (اختصارات به کار رفته در شکل عبارتند از: Wol=wollastonite; Cc=Calcite; Q=Quartz; An=Anorthite; Gr=Garnet; Gel=Gehlnite; Cor=Cordierite)

زمین دماسنج - کلینوپیروکسن

تاکنون این زمین دماسنج توسط افراد مختلفی همچون [۲۷، ۳۰، ۴۰] استفاده شده است. البته همه این زمین دماسنجی‌ها براساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. در حالی که در اسکارن‌ها محتوای Ca بالاتر از Fe و Mg است. لذا به هنگام استفاده از

این زمین دماسنج در مورد اسکارنها با احتیاط برخورد شود. سنجه بندی ارائه شده توسط [۳۱] نیز بیشتر برای کلینوپیروکسن‌هایی قابل استفاده است که دارای Al پایین باشند. همچنین به نظر می‌رسد از روش‌های [۳۲، ۳۴، ۳۷] بهتر است برای گارنت‌های دارای Ca بالا یعنی گراسولار استفاده شود. مقادیر بدست آمده از روش پیشنهادی [۲۷] نیز بسیار پایین‌اند، زیرا این روش تنها برای حالتی که $X_{grs} = 0.20$ باشد قابل استفاده است و در مورد این سنگ‌ها مقادیر صحیح را ارائه نمی‌کند، زیرا در اینجا مقدار $X_{grs} > 0.76$ است (جدول ۳). به این ترتیب گستره تغییرات دما در فشار بین ۱ تا ۴ کیلو بار بین ۴۴۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد بدست می‌آید. ولی از میان نتایج به دست آمده تنها روش‌هایی که در آنها تغییرات دما و فشار با نتایج به دست آمده از زمین دماسنجی، توانالیت‌ها و نیز با مجموعه پاراژنز کانی-های موجود در اسکارنها تطابق دارند، و مقادیر منطقی‌تری را برای اسکارنها ارائه کرده‌اند. بدین ترتیب با توجه به مقایسه زمین دماسنج‌های مختلف (جدول ۸) می‌توان گفت که بهترین روش زمین دماسنج Grt-Cpx برای اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه، روش‌های ارائه شده توسط [۳۴، ۳۵، ۳۸، ۳۹، ۴۱] هستند. دمایی که این زمین دماسنجی‌ها به طور متوسط ارائه می‌کنند، در فشار کمتر از ۳ کیلو بار تقریباً معادل ۴۴۰ تا ۶۶۰ درجه سانتیگراد است.

جدول ۸. نتایج ژئوترمومتری گارنت - کلینوپیروکسن موجود در اسکارن‌ها.

Method	Pressure (Kbar)			
	۱	۲	۳	۴
Temperature (°C)				
Ellis & Green (1979)	۹۰۴	۹۰۶	۹۰۹	۹۱۱
Powell (1985)	۹۰۱	۹۰۴	۹۰۶	۹۰۸
Ganguly (1979)	۷۵۶	۷۵۸	۷۶۰	۷۶۲
Al (1994)	۷۱۷	۷۲۱	۷۲۵	۷۳۰
Nakamura et al. (2004)	۶۹۵	۶۹۸	۷۰۱	۷۰۴
Ganguly et al. (1996)	۶۸۸	۶۹۱	۶۹۵	۶۹۸
Krogh-Ravna (2000)	۶۵۱	۶۵۵	۶۵۹	۶۶۴
Saxena (1979)	۵۷۴	۵۷۸	۵۸۱	۵۸۵
Krogh (1988)	۴۷۷	۴۷۹	۴۸۲	۴۸۴
Rahcim & Green (974)	۴۴۰	۴۴۵	۴۵۱	۴۵۶
Pattison & Newton (1989) for $X_{grs} = 0.20$	۱۶۱	۱۶۷	۱۷۲	۱۷۸

برداشت

اسکارن‌های این منطقه بر اثر دگرگونی مجاورتی آهک‌ها و بخش‌های کربناته چرت‌های نواری با تونالیت‌ها به وجود آمده‌اند. کاربرد زمین دماسنج پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپات برای تونالیت‌های موجود در منطقه، بیانگر دمای ۴۰۰ تا ۵۵۷ °C (در گستره فشار ۱ تا ۵ کیلوبار) است. زمین دماسنج آلکالی فلدسپات نیز دمای ۵۷۵ درجه را به دست می‌دهد. علاوه بر این مجموعه پارائز کانی‌های موجود در اسکارن‌ها نشان می‌دهند که دمای تشکیل اسکارن‌ها در کمتر از ۶۵۰ °C بوده است. بنابراین از میان انواع زمین دماسنج‌های گارنت - کلینوپیروکسن ارائه شده، تنها روش‌هایی که در آنها تغییرات دما و فشار در گسترده‌های یادشده باشد مقادیر منطقی‌تری را برای اسکارن‌ها ارائه کرده‌اند. بدین ترتیب با توجه به مقایسه زمین دماسنج‌های مختلف می‌توان گفت که بهترین روش زمین دماسنجی Grt-Cpx برای اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه، روش‌های ارائه شده توسط [۴۱، ۳۹، ۳۸، ۳۵، ۳۴] هستند. به این ترتیب دمای تشکیل اسکارن‌های نایین در فشار زیر ۳ کیلوبار، با استفاده از این سنجه بندی‌ها، تقریباً در گستره ۴۴۰ °C تا ۶۶۰ °C متغیر است.

لذا با توجه به دماهای به دست آمده می‌توان گفت که رخداد این دگرگونی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس تا بخش‌هایی از رخساره پیروکسن هورنفلس، یعنی در فشارهای کمتر از ۳ کیلوبار و دمایی در حدود ۴۴۰ تا ۶۵۰ °C و کمتر بوده است.

سپاسگزاری

از دانشگاه کاناواوی زاپن و تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌هایشان سپاسگزاریم.

مراجع

- [۱] جباری ع.، "زمین‌شناسی و پترولوژی/افیولیت نائین"، رساله کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۶) ۱۶۳ ص.
- [2] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran", Geological survey of Iran, Report 14 (1972) 89 p.
- [۳] آرای ش.، شیردشت‌زاده ن.، شیراساکا م.، جباری ع.، ترابی ح.، "کانی‌شناسی اسکارن‌های موجود در افیولیت ملانژ شمال نایین (استان اصفهان، ایران)"، مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۵) جلد ۲۳، شماره یک، ص ۲۲۱-۲۲۸.
- [۴] ترابی ق.، نوربهشت ا.، شیردشت‌زاده ن.، "مطالعه آمفیبولیت‌ها و اسکارن‌های افیولیت ملانژ شمال نایین"، چکیده مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، (۱۳۸۴) ص ۲۱۵-۲۱۶.

- [5] Amri I., Ceuleneer G., Benoit M., Valladon M., El Boukhari A., "Plagiogranites and K-feldspar granites in the Oman ophiolite: Low Temperature, hydrated magmas produced during oceanic crustal growth?", Joint Earth Sciences meeting, Oral programme - RSTGV2 (2004) Available: <http://www.cosis.net>
- [6] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.
- [7] Spear F. S., "Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths", Mineralogical Society of America (1995) 799 p.
- [8] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [9] Dahlquist J. A., Galindo C., Pankhurst R. J., Rapela C. W., Alasino P. H., Saavedra J., Fanning C. M., "Magmatic evolution of the Penon Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids", Lithos (2006) doi: 10.1016/j.lithos.2006.07.010.
- [10] Myashiro A., "Calcium-poor garnet in relation to metamorphism", Geochimica et Cosmochimica Acta 4 (1953) 179-208.
- [11] Ferry J. M., "Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vasselboro Formation, south-central Maine", American Mineralogist 68 (1983) 334-354
- [12] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Canadian Mineralogist 27 (1989) p.143-156.
- [13] Knopf, A., 1918, Geology and ore deposits of the Yerington district, Nevada, U.S. Geology survey, Professional paper, v. 114, 68 p.
- [14] Lindgren, W., "The copper deposits of the Clifton -Morenci district, Arizona", U.S. Geology survey, Professional paper 43 (1905) 375 p.
- [15] Lindgren, W., "Contact metamorphism at Bingham, Utah", Geological Society of America Bulletin 35 (1924) 507-534.
- [16] Elkins L. T., Grove T. L., "Ternary feldspar experiments and thermodynamic models", American Mineralogist 75 (1990) 544-559 .
- [17] Fuhrman M. L., Lindsley D. L., "Ternary-feldspar modeling and thermometry", American Mineralogist 73 (1988) 201-215
- [18] Green N. L., Usdansky S. I., "Ternary feldspar mixing relations and thermobarometry", American Mineralogist 71 (1986) 1100-1108.
- [19] Haselton H. T., Hovis G. L., Hemingway B. S., Robie R. A., "Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in albite - sanidine solid solution; lack of evidence for Na , K short range order and implication for two feldspars thermometry", American Mineralogist 68 (1983) 398-413.

- [20] Lindsley D. H., Nekvasil H., "A ternary feldspar model for all reasons (abs)", EOS, v. 70, no. 15 (1989) p. 506.
- [21] Nekvasil H., Burnham C. W., "The calculated individual effects of pressure and water content on phase equilibria in the granite system, in Mysen, B. O., ed., magmatic processes", Physicochemical principles: Geochemical Society, University Park, Pennsylvania (1987) 500 p.
- [22] Bowman J. R., "Basic Aspects and Applications of Phase Equilibria in the Analysis of Metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si Skarns: In Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems (D.R. Lentz, ed.)", Mineralogy Association Canadian Short Course 26 (1998a) 1-49.
- [23] Smirnov V. I., "Skarn deposits, In Geology of Mineral Deposits.", MIR Publication, Moscow (1976) 156-188.
- [24] Krauskopf B., "Introduction to Geochemistry", McGraw Hill: New York (1967) 617p.
- [25] Barnes H. L., "Solubilities of ore minerals. In geochemistry of hydrothermal ore deposits", 2nd edition (H. L. Barnes, ed.), John Wiley & sons, New York (1979) 404-460.
- [26] Einaudi M. T., Meinert L. D., Newberry R. J., "Skarn deposits, Economic Geology", 75th Annual (1981) 317-391.
- [27] Pattison D. R. M., Newton R. C., "Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer", Contributions to Mineralogical and Petrology 101 (1989) 87-103.
- [28] Bowman J. R., Essene E. J., "Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. I: P-T component activity conditions of early skarn formation", American Journal of Science 284 (1984) 597-650.
- [29] Aksyuk A. M., "physico-chemical conditions of the formation of the magmatic stage. In skarns- their genesis and metallogeny", (A. Barto-Kyriakidis, ed) Theophrastus Publishing & Proprietary Co., S.A., Athens, Greece (1991) 593-617.
- [30] Ai Y., "A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 115 (1994) 467-473.
- [31] Berman R. G., Aranovich L. Y., Pattison D. R. M., "Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis", Contributions to Mineralogy and Petrology 119 (1995) 30-42.
- [32] Ellis D. J., Green D. H., "An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria", Contributions to Mineralogical and Petrology 71 (1979) 13-22.
- [33] Ganguly J., "Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe Mg distribution coefficient", Geochimica of Cosmochimica Acta, 43 (1979) 1021-1029.

- [34] Krogh E. J., "The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer- a reinterpretation of existing experimental data", Contributions to Mineralogical and Petrology 99 (1988) 44-48.
- [35] Krogh-Ravna E., "The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration", J. of Metamorphic Geology 18 (2000) 211-219.
- [36] Nakamura D., Svojtka M., Naemura K., Hirajima T., "Very high-pressure (>4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic) ", J. of Metamorphic Geology 22 (2004) 593-603.
- [37] Powell R., "Regression diagnostics and robust regression in geothermometer /geobarometer calibration: the garnet clinopyroxene geothermometer revisited", J. of metamorphic Geology 3 (1985) 231 243.
- [38] Raheim A., Green D. H., "Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene", Contributions to Mineralogical and Petrology 48 (1974) 179-203.
- [39] Saxena S. K., "Garnet-clinopyroxene geothermometer", Contributions to Mineralogical and Petrology 70 (1979) 229-235.
- [40] Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P. K., Hariya Y., "Mixing behavior in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer", Contributions to Mineralogical and Petrology 103 (1989) 223-227.
- [41] Ganguly J., Cheng W., Tirone M., "Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications", Contributions to Mineralogical and Petrology 126 (1996) 137-151.