

سنگ‌نگاری و شیمی کانی قطعات آمفیبولیتی در اسکارن‌های جنوب افیولیت ناین، ایران مرکزی

نرگس شیردشت‌زاده^{۱*}، قدرت ترابی^۲ و رامین صمدی^۳

^۱پژوهشگر پسادکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۱۴

چکیده

در بخش‌های جنوبی افیولیت ناین قطعات آمفیبولیتی به رنگ سبز تیره درون اسکارن‌ها دیده شد. این سنگ‌ها در نمونه دستی ظاهری شبیه به ارتوآمفیبولیت‌های (سنگ‌های بازیگ دگرگون) این افیولیت دارند، ولی از دید کانی‌شناسی کانی‌های آمفیبول (هورنبلند منیزیم‌دار)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، گارنت (گروسولار - آندرادیت با $_{12-35}And_{63-87}Grs$)، کوارتز و کمی کلسیت و ولاستونیت دارند. کلازیت و پرنیت نیز کانی‌های ثانویه آنها هستند و بیشتر شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها نشان‌دهنده برخی تفاوت‌های کانی‌شناسی میان قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها و ارتوآمفیبولیت‌های این افیولیت هستند. به گونه‌ای که شاید بتوان این قطعات آمفیبولیتی را ایستونیت‌هایی با خاستگاه رسوبی (مارن‌های آهکی کف دریا) دانست که در پی دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت - گرانولیت در شرایط فوگاسیته کم اکسیژن به آمفیبولیت (پاراآمفیبولیت) تبدیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، آمفیبولیت، اسکارن، افیولیت، ناین.

***نویسنده مسئول:** نرگس شیردشت‌زاده

E-mail: nshirdasht@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

بر پایه پیشنهاد مجمع Penrose در سال ۱۹۷۲، برخی واحدهای دگرگونی با خاستگاه‌های متفاوت (بیشتر به صورت شلیست‌های سبز، آبی و یا آمفیبولیت و نیز سنگ‌های حاصل از دگرسانی و دگرگونی کف اقیانوس) در افیولیت‌ها یافت می‌شوند. افیولیت ناین با امتداد شمالی-جنوبی در شمال شهر ناین جای گرفته است (شکل ۱). این افیولیت از بقایای پوسته اقیانوسی ناین - بافت بوده که در امتداد گسل ناین - بافت، در شمال باختری بلوک یزد و باختر خردقاره خاور - ایران مرکزی رخنمون یافته است. بر پایه مطالعات پیشین روی افیولیت ناین (مانند جباری، ۱۳۷۶؛ شیردشت‌زاده، ۱۳۸۶؛ سعیدی‌مسینه، ۱۳۸۶؛ فلاحتی، ۱۳۸۶؛ Lensch and Davoudzadeh, 1982; Torabi et al., 2011; Ghazi et al., 2010 and 2012; Rezaei et al., 2012; Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011 and 2014; Shafaii Moghadam et al., 2013) این افیولیت شامل سنگ‌های ماگمایی و آتشفشانی و رسوبات وابسته به آنها، دایک دیابازی، گابرو و پریدوتیت، به همراه سنگ‌های دگرگونی (شامل سرپانتینیت، آمفیبولیت، اسکارن، متاجرت نواری و اسپیلیت)، لیستونیت و رودینگیت است.

در بخش‌های جنوبی افیولیت ناین (شمال خاوری شهر ناین) قطعاتی از سنگ‌های گوناگون شامل آمفیبولیت، متاجرت، هورنفلس و سرپانتینیت درون اسکارن‌ها یافت می‌شود (شکل ۲). اندازه این قطعات سنگی معمولاً از یک متر کمتر است. در برخی موارد حالت خمیده و منحنی شکل از خود نشان داده‌اند و برخی نیز به صورت عدسی شکل درون اسکارن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲). کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و شرایط دما-فشار پیدایش اسکارن‌های ناین توسط ترابی و همکاران (۱۳۸۵ و ۱۳۸۶) و شیردشت‌زاده (۱۳۸۶ و ۱۳۹۳) بررسی شده است. در مطالعه Shirdashtzadeh et al. (2010) روی این قطعات در بخش جنوب خاوری آمیزه افیولیتی ناین، قطعاتی سنگی به رنگ سبز تیره درون اسکارن‌ها دیده شد که در نمونه دستی ظاهری شبیه به ارتوآمفیبولیت‌ها یا به عبارت دیگر سنگ‌های بازیگ دگرگون شده (Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011) منطقه دارند. با توجه به اینکه پژوهش‌های پیشین تنها به بررسی میکروسکوپی و صحرایی پرداخته‌اند (شیردشت‌زاده، ۱۳۸۶؛ Shirdashtzadeh et al., 2010) در این پژوهش، بر پایه شیمی کانی‌های این قطعات آمفیبولیتی و مقایسه آنها با کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های درون ارتوآمفیبولیت‌ها و اسکارن‌های منطقه به بررسی خاستگاه و ماهیت این قطعات آمفیبولیتی پرداخته شده است.

۲- روش انجام پژوهش

در این مطالعه عناصر اصلی کانی‌ها توسط دستگاه ریزپردازش مدل JEOL JXA8800R و با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان ۱۵ نانو آمپر، در دانشگاه کاناواوی ژاپن تجزیه شدند. با استفاده از ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی، روی نتایج به دست آمده تصحیح استاندارد عدد اتمی اعمال شد. فرمول ساختمانی کانی‌ها با توجه به نتایج تجزیه‌های ریزپردازشی و بر پایه تعداد اکسیژن‌های موجود در فرمول ایده‌آل این کانی‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی موجود به دست آمد. فرمول شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن، ولاستونیت، گارنت و آمفیبول به ترتیب بر پایه ۶، ۹، ۱۲ و ۲۳ اتم اکسیژن به دست آمد. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر پایه 13CNK و با استفاده از روش Leake et al. (1997) انجام گرفت و مقدار Fe^{3+} در گارنت نیز بر پایه استوکیومتری به روش Droop (1987) و تعداد کاتیون‌های برابر بر ۸ به دست آمد. نام اختصاری به کار برده شده برای نام کانی‌ها برگرفته از Whitney and Evans (2010) است.

۳- زمین‌شناسی عمومی و مطالعات صحرایی

افیولیت ناین به صورت یک آمیزه افیولیتی شامل سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی، در لبه باختری بلوک یزد و در امتداد گسل ناین - دهشیر جای گرفته است (شکل ۱). مهم‌ترین سنگ‌های سازنده آنها آهک‌های پلاژیک، گدازه‌های بالشی، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو، پیروکسنیت و پریدوتیت‌های هارزبورگیتی (و نیز لرزولیتی و دونیتی) گوشته، آمفیبولیت‌ها و متا‌پریدوتیت‌ها هستند (شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳؛ Shirdashtzadeh et al., 2014). بررسی‌های ژئوشیمیایی روی سنگ‌های آذرین و دگرگونی افیولیت ناین (مانند شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳؛ شیردشت‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ Ghasemi and Talbot, 2006; Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011 and 2014; Torabi et al., 2011) نشان داده است که بیشتر این سنگ‌ها به صورت افیولیت‌های ناحیه بالای پهنه فرورانش درون صفحه‌ای یا محیط فرافورانش هستند که درون حوضه اقیانوسی نوتتیس در میان خردقاره خاور - ایران مرکزی و ناحیه سندج - سیرجان پدید آمده است. همچنین، بر پایه بررسی‌های اخیر (شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳؛ Torabi et al., 2011, 2014; Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011, 2014) واحدهای سنگی این افیولیت دچار

فازهای دگرگونی گوناگونی از جمله یک دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیولیت تا گرانولیت شده‌اند. افزون بر این، نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌نگاری (شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳؛ Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011) نشان می‌دهد که توده‌های آمفیبولیتی این افیولیت (که بیشتر به صورت دایکی شکل درون زمینه سرپانتینی، یا به صورت توده‌ای از گدازه‌های بالشی دگرگون شده و یا در نزدیکی اسکارن‌ها و آهک‌های دگرگون جای گرفته‌اند) سنگ مادر آذرین دارند (ارتوآمفیولیت) و از دگرگونی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بالشی این افیولیت در رخساره دگرگونی آمفیولیت تا اوایل گرانولیت پدید آمده‌اند.

در بیشتر رخنمون‌ها آمفیولیت‌های توده‌ای شکل در ارتباط صحرایی با اسکارن‌ها هستند؛ به گونه‌ای که اسکارن‌ها معمولاً به صورت یک واحد سنگی روشن، روی بخش بالایی آمفیولیت‌ها و در زیر متاچرت‌های نواری جای داشته و یا فضای میان آنها را پر کرده‌اند (شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳).

اسکارن‌ها در نمونه دستی زمینه‌ای به رنگ سفید از جنس کلسیت و ولاستونیت و بلورهای سبز رنگ کینوپیروکسن و قهوه‌ای رنگ گارنت دارند. البته این سنگ‌ها همگن نیستند و حتی ممکن است در یک نمونه دستی دارای تمرکزهای مختلفی از کانی‌ها باشند. از این رو، بر پایه فراوانی کانی‌ها، رنگ آنها از سفید، کرمی، قهوه‌ای تا سبز کم‌رنگ و تیره متغیر است. مثلاً در برخی بخش‌های توده‌های اسکارن، تجمع گارنت موجب پیدایش سنگ‌هایی به نام گارنتیت شده است که به رنگ‌های تیره صورتی تا قهوه‌ای هستند و یا برخی نمونه‌ها کینوپیروکسن فراوانی بیشتری دارند و سبز رنگ دیده می‌شوند. به طور کلی، ستبرای اسکارن‌ها در برخی نقاط به بیش از ۲ متر نیز می‌رسد؛ ولی از آنجا که به صورت پراکنده، خرد شده و دارای حجم کمی هستند؛ ارزش اقتصادی ندارند؛ اما مطالعه آنها در بررسی خاستگاه آمفیولیت‌ها و افیولیت در برگیرنده‌شان اهمیت دارد (شیردشت‌زاده، ۱۳۸۶).

افزون بر اسکارن، مقادیر بسیار کم و پراکنده‌ای مرم نیز در افیولیت ناین دیده شد. این مرم‌ها از آهک‌های بالایی توالی افیولیتی به وجود آمده‌اند و کانی اصلی سازنده آنها کلسیت و بافت آنها گرانوبلاستیک است.

در برخی از رخنمون‌ها در زیر اسکارن‌ها، متاچرت‌های نواری رخنمون دارند که گویای ژرفای زیاد دریا در این مناطق هستند. البته در برخی نقاط نمی‌توان مرز آشکاری میان متاچرت‌های نواری با اسکارن‌های روی آنها تشخیص داد. همچنین، روی توده‌های بازالتی و گدازه بالشی آمفیولیتی و در زیر و نزدیکی لایه‌های اسکارن رخنمون‌های پراکنده‌ای از لایه‌های چرت و آهک دگرگون دیده می‌شود که از دگرگونی لایه‌های متابوچرت و آهک کهن پدیده آمده‌اند. البته با توجه به شدت دگرگونی، آثار فسیلی در آنها دیده نمی‌شود. این گروه از سنگ‌ها در بخش‌های آهکی خود، کانی‌هایی همانند کانی‌های سازنده اسکارن‌ها (قطعات ریزی از بلورهای کینوپیروکسن، گارنت، ولاستونیت، اسفن و اپیدوت در زمینه‌ای از کلسیت) دارند؛ ولی در بخش‌های سیلیسی خود دارای کانی‌هایی همچون کوارتز، فلدسپار، کانی‌های رسی و کلریت هستند.

در اسکارن‌های منطقه قطعاتی از سنگ‌های گوناگون شامل آمفیولیت، متاچرت، هورنفلس و سرپانتینیت یافت می‌شود. در جنوب افیولیت ناین (شکل ۱) اندازه قطعات آمفیولیتی درون اسکارن‌ها معمولاً از یک متر کمتر است و در برخی موارد حالت خمیده و منحنی شکل از خود نشان داده‌اند و برخی نیز به صورت عدسی شکل درون اسکارن‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۲- A تا C).

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. ارتوآمفیولیت‌ها

از دید سنگ‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها، آمفیولیت‌های ناین بیشتر شامل گارنت کینوپیروکسن آمفیولیت، گارنت آمفیولیت، کینوپیروکسن آمفیولیت، اپیدوت آمفیولیت، کوارتز آمفیولیت و آمفیولیت هستند. در شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی و کانی‌شناسی یک گارنت آمفیولیت دیده می‌شود. بر پایه شواهد

۴-۲. اسکارن

از دید مجموعه کانی‌های سازنده، بیشترین اسکارن‌هایی که در افیولیت ناین وجود دارند عبارت هستند از: گارنت اسکارن، کینوپیروکسن اسکارن، پیروکسن گارنت اسکارن و آمفیول اسکارن. اسکارن‌هایی که جانشین دولومیت می‌شوند، بیشتر دارای سیلیکات‌های منیزیم دار مانند فورستریت و سرپانتین هستند

و اسکارن منیزیمی (Magnesian skarn) نامیده می‌شوند؛ اما اسکارن‌هایی که جانشین سنگ‌های آهکی می‌شوند، بیشتر دارای سیلیکات‌های آهن و کلسیم همانند آندرادیت و هدنبرژیت هستند و اسکارن کلسیک (Calcic skarn) نام دارند (Einaudi et al., 1981). از این رو، با توجه به کانی‌شناسی اسکارن درون افیولیت‌های ناین و عشین، آنها را می‌توان از نوع اسکارن‌های کلسیمی دانست که در پی دگرگونی سنگ‌های آهکی کلسیتی با محتوای کم منیزیم پدید آمده‌اند. البته فراوانی ناخالصی‌های سیلیسیم، منیزیم و آلومینیم‌دار موجب تبلور کانی‌های کالک‌سیلیکاتی (گارت گروسولار و پیروکسن دیوپسید) در این سنگ‌ها شده است. اسکارن‌هایی که به متاچرت‌های نواری نزدیک‌تر هستند کوارتز بیشتری دارند و به علت پیدایش کانی‌های گارت (گروسولار و آندرادیت)، کلینوپروکسن و ولاستونیت می‌توان آنها را اسکارن بدون آب (Anhydrous Skarn) دانست. در شکل ۴ تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌شناسی اسکارن‌ها در افیولیت ناین نشان داده شده است. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است؛ اما به علت وجود قطعاتی از کلسیت در کلینوپروکسن و یا قطعات کلینوپروکسن در گارت‌ها بافت پویی کیلوبلاستیک نیز نشان می‌دهند (شکل ۴). در حقیقت، وجود پیروکسن به صورت ادخال درون بلورهای گارت بیانگر تقدم پیدایش پیروکسن‌ها نسبت به گارت است. ولاستونیت‌ها نیز که ماکل کارلسباد دارند، هم‌زمان با دیوپسید و پیش از تبلور گارت‌ها پدید آمده‌اند؛ اما شواهد میکروسکوپی گویای پیدایش برخی فازهای دگرسانی در این سنگ‌هاست. برای نمونه، افزون بر کلسیت‌های اولیه که به حالت شکل‌دار تا بی‌شکل هستند، برخی کلسیت‌های بی‌شکل در پی دگرسانی کلینوپروکسن و گارت نیز در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند. اپیدوت نیز به‌طور ثانویه و بر اثر دگرسانی گارت‌ها و کلینوپروکسن‌ها پدید آمده است.

۴-۳. قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب افیولیت ناین

شواهد صحرایی نشان می‌دهند که بر گوارگی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها با بر گوارگی سنگ میزبان اسکارنی آنها متفاوت است و از شکل و ساختار خود قطعات پیروی می‌کند (شکل‌های ۲-۵ تا C). مطالعات میکروسکوپی بیانگر حضور کانی‌های فراوان آمفیبول، کلینوپروکسن، گارت، کوارتز و ریزبلورهای ولاستونیت در زمینه کلسیتی، به‌صورت بافت اصلی گرانوبلاستیک است (شکل‌های ۵-۵ تا C). کانی‌های ثانویه سنگ شامل کلریت و پرهنیت هستند که بیشتر شکستگی‌های موجود در سنگ را پر کرده‌اند. کانی‌ها در مقطع میکروسکوپی بدون جهت‌گیری و شیتوزیته هستند و پراکنده‌گی آنها در نمونه سنگی یکنواخت نیست؛ به‌طوری که در برخی بخش‌ها، سنگ از آمفیبول (شکل ۵-۵)، کلسیت (شکل ۵-۵) و پیروکسن (شکل ۵-۵) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد. شواهد سنگ‌نگاری بیانگر دگرگونی کلینوپروکسن به آمفیبول است و البته بر خلاف کلینوپروکسن‌ها که دارای مرز کانی‌شناسی آشکاری هستند، بیشتر آمفیبول‌ها مرز نامنظمی دارند (شکل ۵-۵). میزان کلسیت این سنگ‌ها نسبت به اسکارن‌های میزبان‌شان به مراتب کمتر است. ریزبلورهای ولاستونیت در زمینه کلسیتی و در ارتباط با آن متبلور شده‌اند (شکل ۵-۵). وجود مقادیری از بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها می‌تواند گویای میزان فراوان سیلیسیم در سنگ مادر اولیه آنها باشد. گارت که یکی دیگر از کانی‌های متداول در این سنگ‌های رسوبی آهکی - سیلیکاتی است، بیانگر آلومینیم‌دار بودن (برای نمونه داشتن فلدسپار، مسکوویت و یا کانی‌های رسی) سنگ مادر این سنگ‌هاست.

۵- شیمی کانی‌ها

در مطالعه حاضر داده‌های ریزپردازشی کانی‌های سازنده قطعات آمفیبولیتی به بررسی دقیق‌تر ماهیت آنها در ارتباط با واحدهای سنگی دیگر در منطقه (شامل اسکارن میزبان آنها و ارتوآمفیبولیت‌ها) کمک کرده است.

۵-۱. آمفیبول

بر پایه رده‌بندی (Hawthorne and Oberti (2007)، ترکیب شیمیایی آمفیبول قطعات آمفیبولیتی از نوع کلسیک و بر پایه نمودار (Leake et al. (1997)، دارای $2 \sim (\text{Ca}, \text{Na})^{\text{B}}$

۵-۲. پیروکسن

بر پایه شواهد سنگ‌نگاری، پیروکسن درون قطعات آمفیبولیتی از نوع ولاستونیت با مقدار کمتر (شکل ۵-۵) و کلینوپروکسن با ترکیب دیوپسید و $0.61 \sim \text{Mg}^{\#}$ (جدول ۲ و شکل ۷-۷) است. این کلینوپروکسن‌ها در نمودار $\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Na}$ برابر Al (شکل ۷-۷) در محدوده کلینوپروکسن سنگ‌های دگرگونی جای دارند؛ اما اسکارن‌ها دارای دو نوع پیروکسن از نوع ولاستونیت و کلینوپروکسن‌هایی با ترکیب دیوپسید و $0.60 \sim \text{Mg}^{\#}$ هستند (شکل‌های ۴ و ۷-۷) که در نمودار $\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Na}$ برابر Al (شکل ۷-۷) همگی در محدوده پیروکسن سنگ‌های دگرگونی جای دارند. در برابر آن، ترکیب پیروکسن‌های موجود در ارتوآمفیبولیت‌های ناین که همگی دیوپسید و $0.77 \sim \text{Mg}^{\#}$ است (جدول ۲؛ شکل ۷-۷)، از دید مقدار Al، Ca، Na و K همانند کلینوپروکسن‌های آذرین و ماگمایی در ارتوآمفیبولیت‌های افیولیت Limousin (Berger et al., 2005) است و از انواع کلینوپروکسن‌های با خاستگاه دگرگونی در افیولیت Limousin و نیز سنگ‌های دگرگونی افیولیت ناین (مانند اسکارن‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون آنها) متمایز هستند (شکل ۷-۷).

۵-۳. گارت

بررسی شیمی گارت موجود در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها (جدول ۳) نشان می‌دهد که این گارت‌ها دارای محتوای بالای گروسولار - آندرادیت ($63.87 \sim \text{Grs}$ ، $12.35 \sim \text{And}$ ، $68.78 \sim \text{Grs}$) هستند و تنها میزان کمی پیروپ (در حدود ۱ تا ۱/۵ درصد مولی) در ترکیب ساختاری خود دارند؛ اما در برابر آن، گارت‌های درون ارتوآمفیبولیت‌ها از نوع آلماندین - گروسولار هستند ($51.52 \sim \text{Alm}$ ، $28.34 \sim \text{Grs}$) و میزان پیروپ (در حدود ۹ تا ۱۲ درصد مولی) و تا حدودی اسپسارتین آنها (در حدود ۳ تا ۷ درصد مولی) بالاتر است (جدول ۳). افزون بر این، گارت‌ها در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن، دارای میزان بالاتری از تیتانیم (0.03 تا 0.06 اتم در فرمول ساختاری) نسبت به گارت‌ها در ارتوآمفیبولیت‌ها (0.01 اتم در فرمول ساختاری) هستند (جدول ۳). همچنین، در حالی که مقدار بالاتر آهن سه‌ظرفیتی نسبت به دوظرفیتی در گارت درون اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن (جدول ۳) بیانگر شرایط مشابه و اکسایش در هنگام تبلور گارت است؛ اما نبود گارت سه‌ظرفیتی در ساختار مولکولی گارت در ارتوآمفیبولیت‌ها (جدول ۳) بیانگر شرایط احیا به هنگام دگرگونی این سنگ‌هاست.

۶- بحث

پیدایش اسکارن‌ها مربوط به دگرگونی مجاورتی و رخساره‌های دگرگونی مجاورتی مرتبط با آن است که تحت تأثیر سیال‌های فراوان موجود در محیط و فضای میان کانی‌ها در هنگام دگرگونی روی داده است. بر پایه بررسی‌های اخیر مانند (Putnis and Austrheim (2010)، سیال‌ها می‌توانند نقش بسیار مهم و آسان‌کننده‌ای در رویداد دگرگونی‌های دما- فشار بالا داشته باشند. خاستگاه سیلیسیم بالا در اسکارن‌ها را می‌توان به وجود گرهک‌های چرت و یا میان‌لایه‌های چرت در سنگ‌های آهکی اولیه مرتبط دانست. زیرا بر پایه بررسی‌های (Shirdashtzadeh et al. (2015) روی چرت و آهک کرتاسه در افیولیت عشین (که در نزدیکی افیولیت ناین جای گرفته است) و بسیاری بررسی‌های مشابه دیگر مانند (Knauth (1979)، این سنگ‌ها دارای روابط صحرایی بسیار نزدیکی با هم هستند و گاه چرت‌ها به‌صورت گرهک‌های فراوان درون آهک‌ها و گاه به‌صورت لایه‌های روی آنها جای دارند (شکل‌های ۲-۲ و C)؛ در (Shirdashtzadeh et al. (2015). این پدیده به‌علت تغییرات ژرفا و شرایط رسوب‌گذاری در پهنه اقیانوسی مربوطه روی داده است. از این رو، دیده می‌شود

درون سنگ‌های بازیک ارتوآمفیبولیتی منطقه به‌طور خلاصه مقایسه شده است. مقدار بالاتر $Fe^{3+}+Al^{IV}$ در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها (شکل ۸) نشان می‌دهد که ارتوآمفیبولیت‌ها در یک محیط اکسیدان‌تر نسبت به قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن و اسکارن‌های منطقه پدید آمده‌اند. این پدیده نشان‌دهنده شرایط اکسایش متفاوت محیط در هنگام رویداد فاز ماگمایی و فاز دگرگونی ناحیه‌ای است. به عبارت ساده‌تر، در هنگام فعالیت ماگمایی سنگ‌های بازیک (پیش از دگرگونی ناحیه‌ای) و پیدایش پیروکسن، شرایط بسیار اکسیدان‌تر بوده؛ اما در هنگام دگرگونی ناحیه‌ای (هنگام پیدایش ارتوآمفیبولیت از سنگ‌های بازیک و نیز پیدایش قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن و اسکارن از رسوبات) و پیدایش پیروکسن، فوگاسیته اکسیژن پایین‌تر بوده است. افزون بر فوگاسیته اکسیژن، بر پایه واکنش $Cc+Qtz \rightarrow Wo+CO_2$ ، پیدایش ولاستونیت در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن و اسکارن نیز بیانگر فوگاسیته کم CO_2 محیط در هنگام رویداد فاز دگرگونی است.

ت بررسی شیمی عناصر اصلی گارنت به‌عنوان یک فاز دگرگونی نیز نشان می‌دهد که گارنت در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن (گروسولار) با گارنت درون اسکارن (گروسولار) همانندی بسیاری دارد؛ اما با گارنت درون ارتوآمفیبولیت (آلماندین) از دید میزان گروسولار، آلماندین، آندرادایت، پیروپ و اسپسارتین کاملاً متفاوت است (جدول ۳؛ شکل ۹). این پدیده به خوبی ماهیت شیمیایی متفاوت سنگ مادر قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن نسبت به ارتوآمفیبولیت‌های منطقه را نشان می‌دهد. البته به‌علت میزان کمتر سازنده آندرادایت (Fe^{3+}) در گارنت درون ارتوآمفیبولیت‌ها نسبت به گارنت موجود در اسکارن و قطعات آمفیبولی درون اسکارن می‌توان گفت که در هنگام دگرگونی و پیدایش گارنت، اسکارن و قطعات آمفیبولی درون اسکارن در محیط به نسبت اکسیدان‌تری (نسبت به ارتوآمفیبولیت‌ها) جای داشته‌اند. زیرا اسکارن‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن محصول دگرگونی رسوباتی هستند که در ژرفای کمتر و روی واحدهای آذرین بازیک جای داشته‌اند و در نتیجه شرایط فوگاسیته محیط در هنگام دگرگونی آنها به نسبت بیشتر بوده است. بنابراین، بر پایه مقایسه ترکیب کانی‌ها، اگر چه به‌طور کلی فوگاسیته اکسیژن در هنگام دگرگونی (نسبت به فاز فعالیت ماگمایی پیش از آن) بسیار کمتر بوده (بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌های آذرین و دگرگونی در شکل ۷)؛ اما فوگاسیته اکسیژن محیط در هنگام دگرگونی ناحیه‌ای نیز به نسبت متفاوت بوده است (بر پایه ترکیب کانی‌های دگرگونی گارنت و آمفیبول) که علت این پدیده متأثر از ژرفای جایگیری رسوبات و سنگ‌های آذرین بازیک و میزان تأثیر و نفوذ سیال‌های محیط در هنگام دگرگونی بوده است.

۷- نتیجه‌گیری

بر پایه شواهد سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی یاد شده، اگر چه آثار کانی‌شناسی اولیه بر اثر دگرگونی شدید از بین رفته است؛ اما قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن احتمالاً همان رسوبات آهکی مارنی و سیلیکاتی کف دریا بوده‌اند که در آهک‌های اولیه (به‌صورت گرهک و یا میان‌لایه) وجود داشته یا در آنها فرو افتاده‌اند. در نتیجه، پس از رخداد دگرگونی مجاورتی و تأثیر سیال‌ها و هم‌زمان با اسکارنی شدن، سنگ‌آهک‌ها به آمفیبولیت (پاراآمفیبولیت) تبدیل شده‌اند. البته بر پایه کانی‌شناسی، این سنگ‌ها بدون کانی‌های سدیم و پتاسیم‌دار (مانند فلدسپار و بیوتیت) هستند و میزان کانی‌های کربناته و سیلیکاتی کلسیم و آلومینیم‌دار فراوانی دارند. بنابراین، سنگ مادر آنها را می‌توان مارن‌های آهکی معرفی کرد که در آنها میزان کانی‌هایی مانند کلسیت، مسکوویت و کانی‌های رسی، فراوانی بالایی داشته است. به عبارت ساده‌تر در هنگام رویداد یک دگرگونی ناحیه‌ای که موجب تبدیل سنگ‌های بازیک به ارتوآمفیبولیت شده است، بخش‌های رسوبی درون اسکارن‌های مجاور نیز به قطعات آمفیبولیتی و آهک‌های چرت‌دار به اسکارن تبدیل شده‌اند.

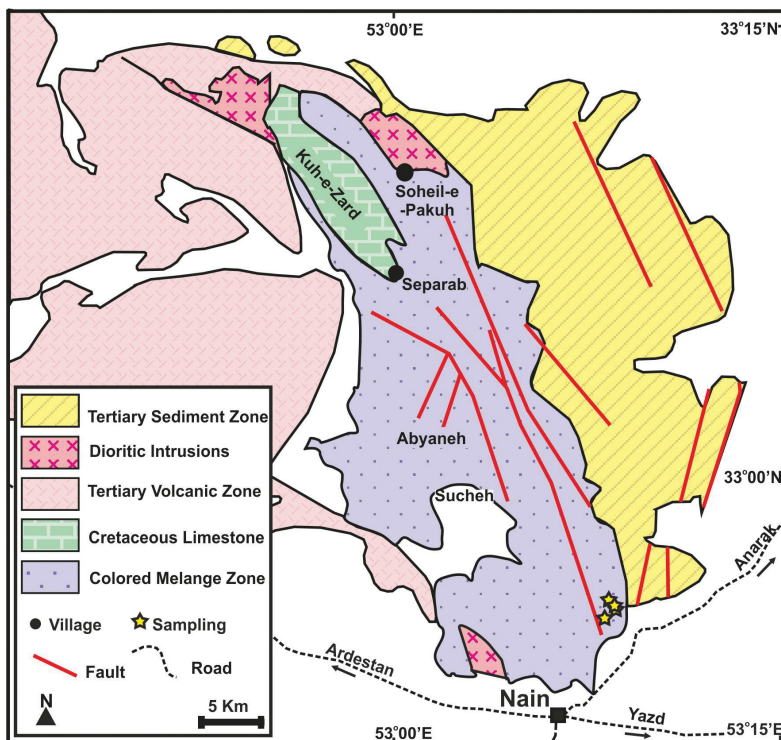
که اسکارن‌هایی که به متاچرت‌های نواری نزدیک‌تر هستند؛ کوارتر بیشتر دارند. بنابراین، دگرگونی این آهک‌های سیلیسیم‌دار در حضور سیال‌ها می‌تواند به پیدایش کانی‌های سیلیکاتی بیشتری در اسکارن‌های حاصل بیانجامد؛ اما شواهد صحرایی بیانگر رنگ و بافت متفاوت قطعات آمفیبولیتی نسبت به زمینه اسکارنی آنهاست. افزون بر این، این قطعات آمفیبولیتی از دید کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها با ارتوآمفیبولیت‌های منطقه و اسکارن‌های میزبان‌شان نیز متفاوت هستند، به‌گونه‌ای که شاید بتوان این سنگ‌ها را الیستولیت (Olistolith) یا بیگانه‌سنگ‌هایی با خاستگاه رسوبی دانست. در ادامه به این تفاوت‌ها اشاره می‌شود:

الف) یکی از تفاوت‌های مهم کانی‌شناسی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها در مقایسه با ارتوآمفیبولیت‌های منطقه، نبود فلدسپار در ترکیب مودال و فراوانی کلسیت در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌هاست. در واقع، اگر چه از دید سنگ‌نگاری حضور آمفیبول، پیروکسن و گارنت موجب شباهت قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن با ارتوآمفیبولیت‌های منطقه شده است؛ اما نبود فلدسپار و فراوانی کلسیت، در کنار تفاوت ترکیب شیمیایی آمفیبول، گارنت و کلینوپیروکسن، از تفاوت‌های کانی‌شناسی این دو گروه آمفیبولیت به شمار می‌رود. همچنین، نبود اسفن در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن نشان‌دهنده مقدار کم تیتانیم در سنگ مادر آنهاست. در حالی که در ارتوآمفیبولیت‌های منطقه اسفن را می‌توان در امتداد رخ‌ها و حاشیه بلورهای آمفیبول دید.

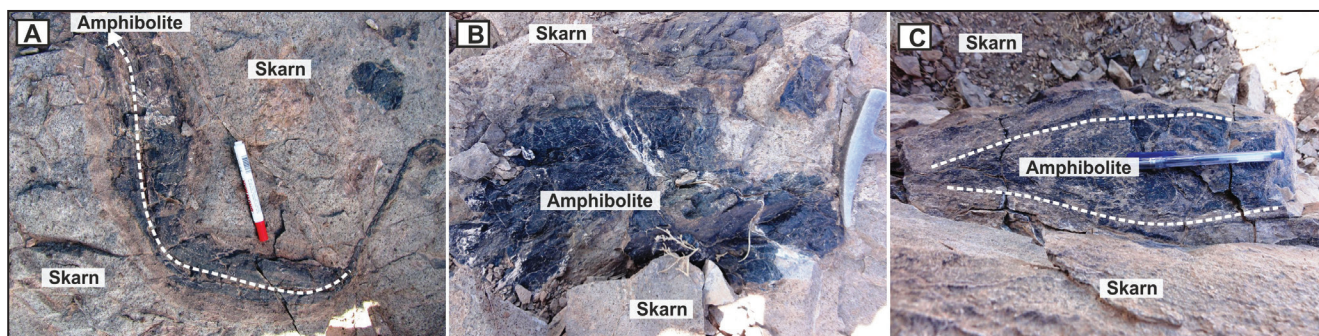
ب) آمفیبول درون اسکارن‌ها بسیار کمیاب است و درون قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن نیز فراوانی بسیار کمتری نسبت به ارتوآمفیبولیت‌ها دارد. ترکیب شیمیایی آمفیبول قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن (هورنبلند منیزیم‌دار با $Mg\#$ بالاتر از ۰/۹) با آمفیبول درون ارتوآمفیبولیت‌های منطقه (هورنبلند شرم‌ماکتی با $Mg\#$ کمتر از ۰/۸) تفاوت بسیاری دارد و میزان سیلیسیم در آمفیبول قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن به نسبت کمتر است (جدول ۱ و شکل ۶). افزون بر این، مقدار کمتر آلومینیم، آهن، کلسیم و سدیم در آمفیبول درون قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن از دیگر تفاوت‌های شیمیایی این آمفیبول‌هاست. میزان بالاتر $Fe^{3+}\#$ در آمفیبول درون قطعات آمفیبولیتی ($Fe^{3+}\# \sim 0.9$) نسبت به ارتوآمفیبولیت‌ها ($Fe^{3+}\# \sim 0.3$) بیش از آنکه به شرایط اکسایش بالاتر در هنگام دگرگونی قطعات آمفیبولیتی مربوط باشد؛ می‌تواند بیانگر محیط اکسایش کانی‌های رسوبی اولیه قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن باشد که در ژرفای کمتر (فوگاسیته به نسبت بالاتر) جای داشته‌اند. در برابر آن، میزان بالای Ti در فرمول ساختاری آمفیبول درون ارتوآمفیبولیت‌ها (0.13 a.p.f.u.) نسبت به قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن (0.08 a.p.f.u.) که در فراوانی پیدایش کانی اسفن در ارتوآمفیبولیت‌ها مؤثر بوده با میزان بالای این عنصر در سنگ مادر تولیدی ارتوآمفیبولیت‌ها در ارتباط است.

پ) افزون بر این، اگر چه پیروکسن موجود در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن، اسکارن‌ها و آمفیبولیت‌های منطقه همگی از نوع دیوپسید است؛ اما میزان سازنده فروسیلیت در پیروکسن درون اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن، همانند هم و از پیروکسن درون ارتوآمفیبولیت‌های منطقه کمتر است (جدول ۲ و شکل ۷-A). ویژگی‌های شیمیایی که موجب تمایز کلینوپیروکسن‌های دگرگونی (Cpx_m) و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن، از کلینوپیروکسن‌های درون ارتوآمفیبولیت‌ها (Cpx_p) می‌شوند عبارت‌اند از:

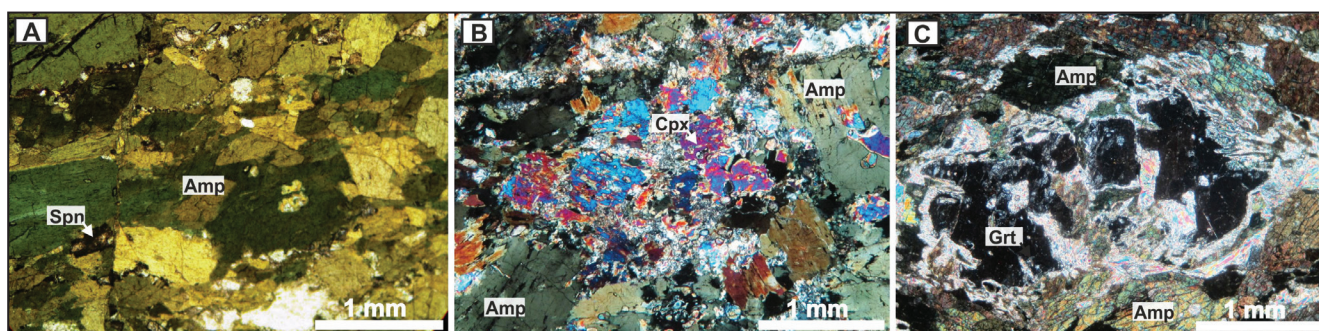
- مقدار Al بالاتر در فرمول ساختاری Cpx_p درون ارتوآمفیبولیت‌ها ($Al > 0.06 \text{ a.p.f.u.}$) به‌خوبی موجب تمایز آنها از Cpx_m درون قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن منطقه ($Al < 0.06 \text{ a.p.f.u.}$) شده است (جدول ۲ و شکل ۷-A).
- مقدار $Mg\#$ بالاتر (۰/۶۹ تا ۰/۸۵ درصد در Cpx_p و ۰/۵۴ تا ۰/۶۵ درصد در Cpx_m ؛ جدول ۲) نیز از دیگر ویژگی‌های شیمیایی تفکیک‌کننده آنهاست. در جدول ۴ ترکیب کلینوپیروکسن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن با پیروکسن



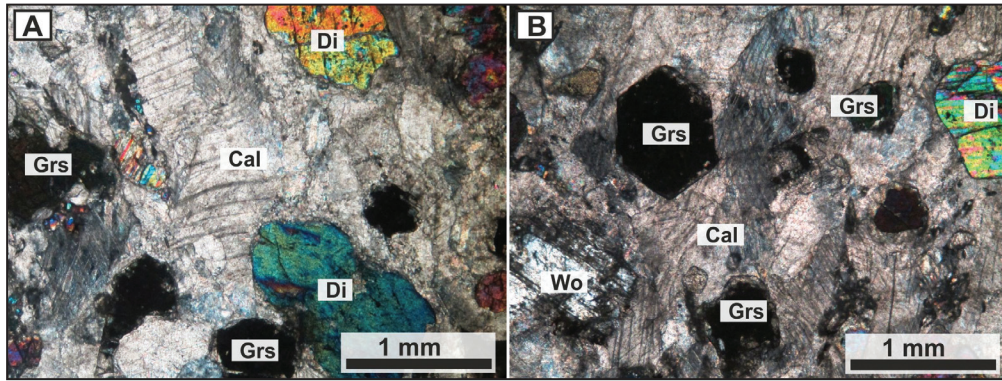
شکل ۱- نقشه زمین شناسی افیولیت ناین (شمال شهر ناین، ایران مرکزی) (بر گرفته از Davoudzadeh (1972) با تغییراتی از شیردشت زاده (۱۳۹۳)) و موقعیت نمونه برداری از قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن های جنوب افیولیت ناین.



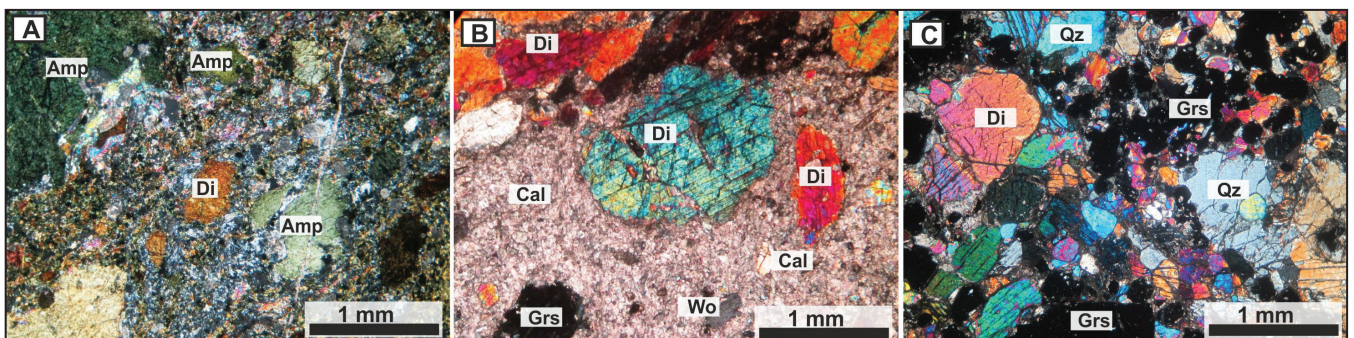
شکل ۲- تصویرهای صحرایی از ریخت شناسی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن ها (افیولیت ناین).



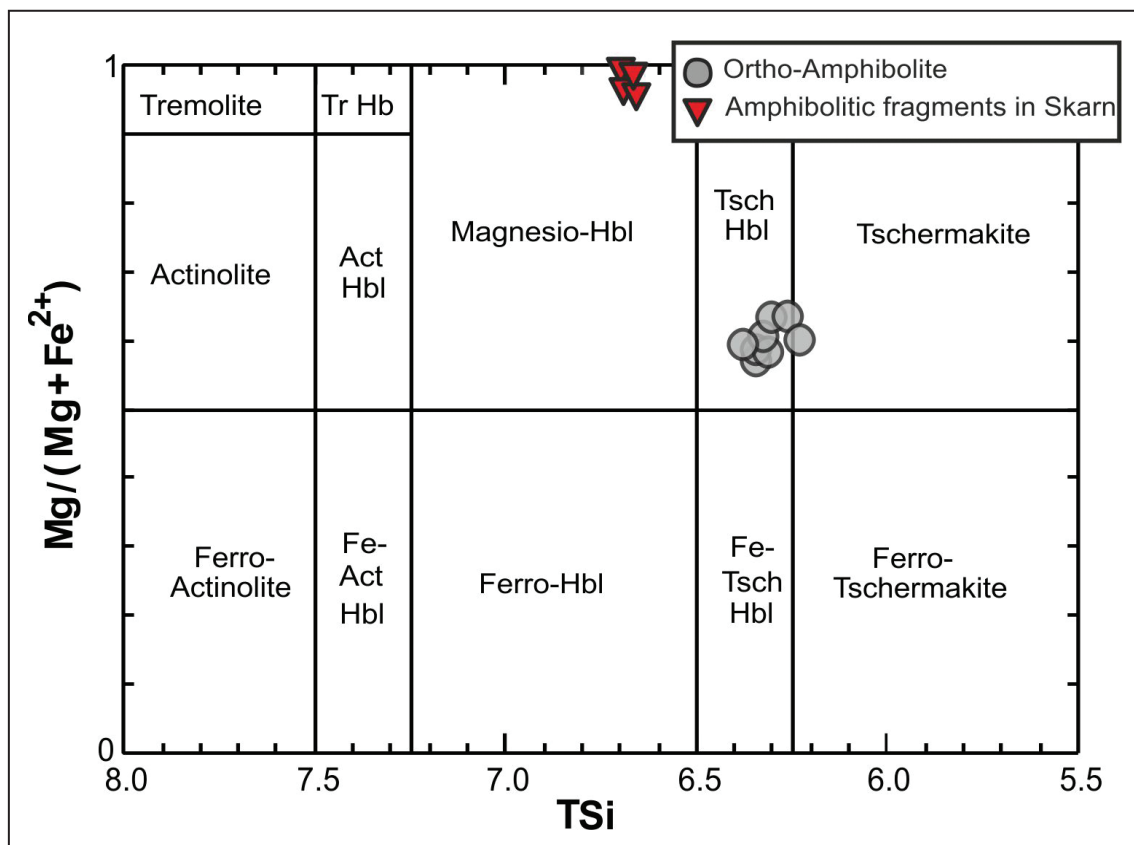
شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از ارتوآمفیبولیت گارنت دار افیولیت ناین (ایران مرکزی). (A) آمفیبول (در نور PPL یا Plane Polarized Light)؛ (B) بقایای کلینوپیروکسن های آذرین در حال دگرگونی به آمفیبول (در نور XPL یا Cross Polarized Light)؛ (C) گارنت در حال دگرسانی به مجموعه کانی شناسی پرنیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکتینولیت (در نور XPL).



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) از کانی‌شناسی اسکارن افیولیت ناین (ایران مرکزی) بر پایه بررسی‌های شیردشت‌زاده (۱۳۹۳).

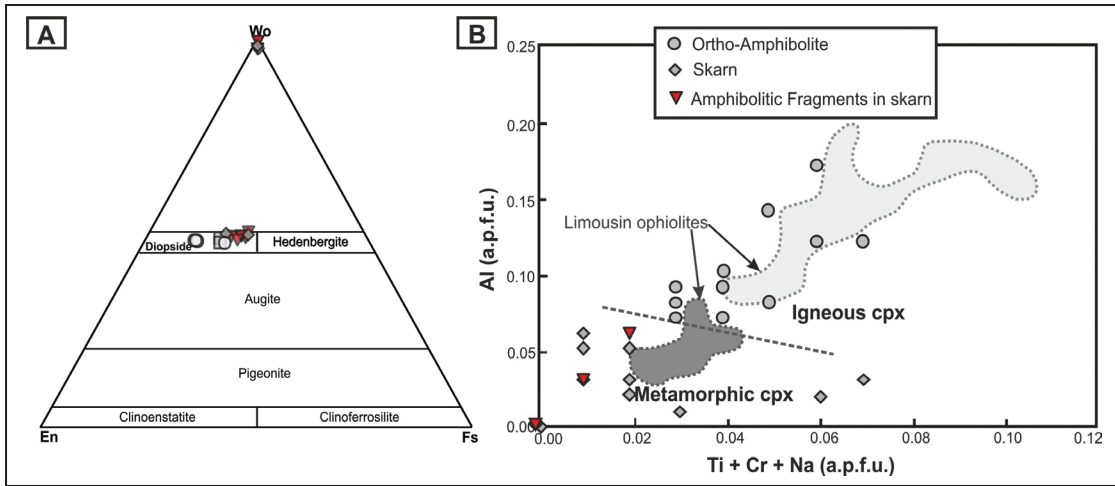


شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) از کانی‌شناسی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب افیولیت ناین (ایران مرکزی).

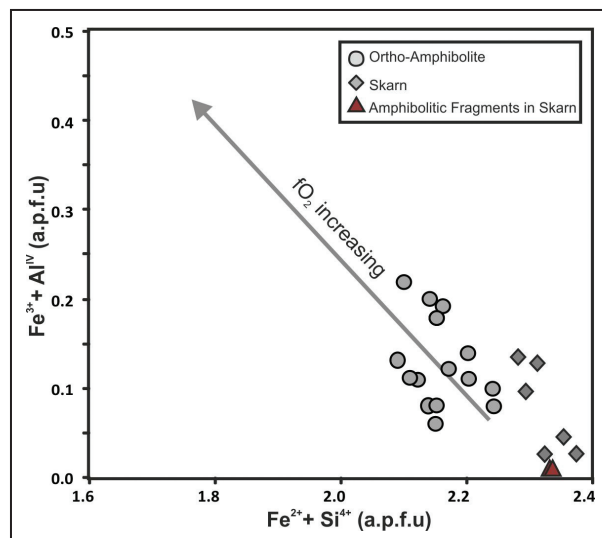


شکل ۶- ترکیب آمفیبول در ارتوآمفیبولیت‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن افیولیت ناین (ایران مرکزی) روی نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک و دارای

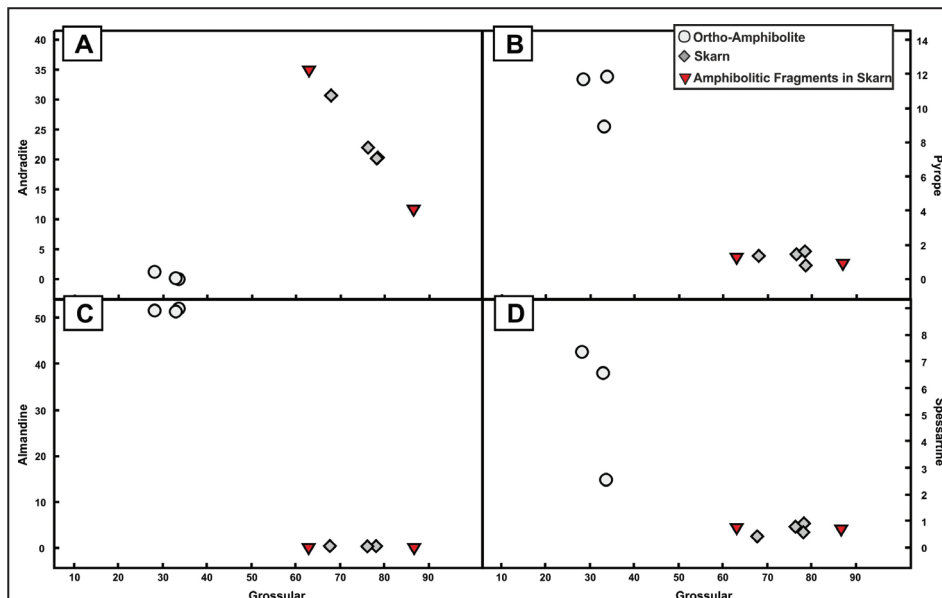
(Leake et al., 1997) $Ca_A < 0.5$ و $(Na+K)_A < 0.5$



شکل ۷- (A) ترکیب کلینوپیروکسن در سنگ‌های ارتوآمفیبولیتی، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون‌اسکارن افیولیت ناین (ایران مرکزی) در نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto, 1989)؛ (B) ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها در ارتوآمفیبولیت، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون‌اسکارن‌های جنوب افیولیت ملاتژ ناین در مقایسه با ترکیب کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین و دگرگونی افیولیت Limousin (Berger et al., 2005).



شکل ۸- مقایسه اکسیداسیون در ارتوآمفیبولیت، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون‌اسکارن جنوب افیولیت ناین (ایران مرکزی) بر پایه مقایسه ترکیب کلینوپیروکسن روی نمودار در برابر Fe²⁺+Si⁴⁺ از D'Antonio and Kristensen (2005) برگرفته.



شکل ۹- مقایسه ترکیب اعضای پایانی گارنت در ارتوآمفیبولیت‌ها، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون‌اسکارن جنوب افیولیت ناین (ایران مرکزی).

جدول ۱- ترکیب شیمیایی آمفیبول موجود در ارتوآمفیبولیت‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب افیولیت ناین (ایران مرکزی) به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن.

Rock Type	ارتو آمفیبولیت								قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن				
	Thin section	N34	N34	N34	N34	N3	N39-1	N39-1	N39-1	N188	N188	N188	N188
Point No.		524	526	529	530	54	515	519	521	74	75	76	77
(wt%)													
SiO ₂		42.92	43.24	42.63	42.38	42.47	42.55	42.12	42.32	47.49	47.80	47.05	47.34
TiO ₂		1.14	1.11	1.04	1.16	0.77	1.36	1.32	1.21	0.75	0.72	0.74	0.71
Al ₂ O ₃		12.67	12.51	12.76	12.47	12.02	13.07	12.71	11.56	9.30	8.88	9.40	9.01
Cr ₂ O ₃		0.06	0.04	0.07	0.04	0.00	0.04	0.05	0.01	0.27	0.37	0.27	0.28
FeO*		17.39	17.50	17.39	16.66	17.35	16.08	17.62	16.85	6.54	6.70	6.60	6.60
MnO		0.14	0.19	0.30	0.17	0.84	0.26	0.26	0.34	0.27	0.28	0.26	0.22
MgO		9.74	9.99	9.69	10.04	10.15	10.45	9.91	10.07	18.41	18.60	18.19	18.43
CaO		11.50	11.68	11.71	11.29	11.33	11.60	11.45	11.62	11.41	11.28	11.60	11.63
Na ₂ O		1.99	1.86	1.75	2.02	1.28	1.63	1.83	1.66	2.67	2.67	2.74	2.55
K ₂ O		0.43	0.36	0.31	0.30	1.51	0.64	0.66	0.58	0.18	0.22	0.21	0.23
NiO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.14	0.13	0.15	0.12
Sum		97.96	98.48	97.63	96.53	97.74	97.68	97.94	96.23	97.42	97.64	97.21	97.11
(a.p.f.u.)													
Si		6.35	6.35	6.32	6.33	6.31	6.27	6.23	6.38	6.68	6.70	6.66	6.69
Ti		0.13	0.12	0.12	0.13	0.09	0.15	0.15	0.14	0.08	0.08	0.08	0.07
Al ^{IV}		1.65	1.65	1.68	1.67	1.69	1.73	1.77	1.62	1.32	1.30	1.34	1.31
Al ^{VI}		0.55	0.51	0.54	0.53	0.41	0.54	0.45	0.43	0.22	0.17	0.23	0.19
Cr		0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.03	0.03
Fe ³⁺		0.55	0.62	0.63	0.62	0.85	0.64	0.74	0.57	0.72	0.78	0.62	0.67
Fe ²⁺		1.60	1.53	1.53	1.46	1.30	1.34	1.44	1.56	0.05	0.00	0.16	0.11
Mn		0.02	0.02	0.04	0.02	0.11	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg		2.15	2.19	2.14	2.24	2.25	2.30	2.19	2.26	3.86	3.89	3.84	3.88
Ca		1.82	1.84	1.86	1.81	1.80	1.83	1.82	1.88	1.72	1.69	1.76	1.76
Na		0.57	0.53	0.50	0.58	0.37	0.47	0.52	0.49	0.73	0.73	0.75	0.70
K		0.08	0.07	0.06	0.06	0.29	0.12	0.12	0.11	0.03	0.04	0.04	0.04
Ni		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum		15.47	15.43	15.42	15.45	15.46	15.42	15.46	15.47	15.46	15.45	15.53	15.49
^B (Ca+Na)		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
^B Na		0.18	0.16	0.14	0.19	0.20	0.17	0.18	0.12	0.28	0.30	0.24	0.24
Fe ^{3+#}		0.26	0.29	0.29	0.30	0.40	0.32	0.34	0.27	0.94	1.00	0.79	0.86
Mg#		0.57	0.59	0.58	0.61	0.63	0.63	0.60	0.59	0.99	1.00	0.96	0.97
Classification		tschermakitic hornblende	tschermakitic hornblende	tschermakitic hornblende	tschermakitic hornblende	ferrian-potassian- tschermakitic hornblende	tschermakitic hornblende	tschermakite	tschermakitic hornblende	magnesian-hornblende	ferrian-magnesian- hornblende	edenitic hornblende	edenitic hornblende

Note: FeO* = total FeO.

جدول ۲- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن موجود در ارتوآمفیبولیت‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن افیولیت ناین (ایران مرکزی) در مقایسه با کلینوپیروکسن موجود در اسکارن‌های منطقه ناین، به همراه محاسبه اعضای پایانی و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

Rock type	ارتو آمفیبولیت														
Mineral type	Cpx														
Sample no.	N34	N34	N34	N34	N34	N63	N63	N63	N63	N63	N63	N39-1	N34	N34	N34
Point no.	527	531	79	80	81	143	144	145	146	147	148	520	82	83	84
(wt%)															
SiO ₂	50.70	50.79	51.69	50.52	51.60	51.97	53.23	53.23	52.87	52.38	52.19	49.71	51.89	51.06	51.73
TiO ₂	0.27	0.14	0.12	0.35	0.18	0.06	0.06	0.09	0.15	0.14	0.14	0.38	0.15	0.31	0.14
Al ₂ O ₃	2.56	2.22	1.54	3.07	1.61	1.73	1.42	1.42	1.55	2.03	2.02	3.81	1.65	2.65	1.58
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.01	0.06	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.01	0.06	0.02	0.00	0.03	0.00
FeO*	10.57	10.56	10.07	10.37	10.59	6.94	7.23	6.89	7.24	7.52	7.10	10.95	9.67	10.64	9.17
MnO	0.27	0.25	0.25	0.22	0.26	0.26	0.24	0.24	0.28	0.26	0.26	0.35	0.49	0.44	0.37
MgO	11.76	12.01	11.75	11.48	11.56	14.06	14.17	14.19	13.97	13.89	13.90	11.17	11.97	11.49	12.28
CaO	22.71	24.00	23.42	23.14	22.90	23.63	23.85	23.57	23.53	23.50	23.41	22.06	23.40	22.34	23.49
Na ₂ O	0.75	0.54	0.40	0.57	0.55	0.46	0.44	0.43	0.42	0.47	0.51	0.65	0.51	0.69	0.52
K ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.12	0.00	0.00
Sum	99.67	100.57	99.25	99.78	99.32	99.12	100.69	100.13	100.08	100.21	99.61	99.13	99.85	99.65	99.28
(a.p.f.u.)															
Si	1.92	1.92	1.96	1.90	1.95	1.95	1.97	1.97	1.96	1.95	1.95	1.90	1.95	1.93	1.95
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Al ^{Total}	0.12	0.10	0.07	0.14	0.08	0.08	0.06	0.06	0.07	0.09	0.09	0.17	0.07	0.12	0.07
Al ^{IV}	0.08	0.08	0.04	0.10	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.10	0.05	0.08	0.05
Al ^{VI}	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.02	0.04	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.12	0.14	0.04	0.08	0.05	0.08	0.05	0.03	0.04	0.06	0.06	0.09	0.06	0.06	0.07
Fe ²⁺	0.22	0.18	0.28	0.25	0.29	0.14	0.17	0.18	0.19	0.17	0.16	0.26	0.25	0.27	0.22
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.67	0.68	0.66	0.64	0.65	0.79	0.78	0.78	0.77	0.77	0.77	0.64	0.67	0.65	0.69
Ca	0.92	0.97	0.95	0.93	0.93	0.95	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.90	0.94	0.90	0.95
Na	0.06	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	4.04	4.04	4.00	4.00	4.00	4.02	4.02	4.01	4.01	4.02	4.02	4.03	4.00	4.00	4.00
Mg#	0.75	0.79	0.70	0.72	0.69	0.85	0.82	0.81	0.80	0.82	0.83	0.71	0.73	0.71	0.76
Fs	17.18	16.67	16.85	17.45	17.85	11.27	11.58	11.19	11.80	12.14	11.59	18.43	16.54	18.42	15.51
En	33.51	33.39	34.18	33.71	33.89	39.44	39.30	39.77	39.21	38.87	39.16	32.70	34.71	34.03	35.58
Wo	46.51	47.97	48.97	48.84	48.26	47.61	47.54	47.47	47.45	47.27	47.41	46.40	48.76	47.55	48.91

Note: FeO* = total FeO.

Rock type	قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن					اسکارن									
Mineral type	Cpx		Wo			Cpx						Wo			
Sample no.	N188	N188	N188	N188	N188	N34	N34	N34	N34	16	16	16	16	N34	N34
Point no.	70	71	69	72	73	521-1	528-1	75	76	1	4	5	6	532-1	68
(wt%)															
SiO ₂	52.995	52.023	52.035	51.932	51.890	53.11	51.96	51.48	51.60	51.29	50.78	50.68	51.15	51.49	52.06
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	0.67	1.20	0.00	0.00	0.01	0.37	0.67	1.11	1.24	1.06	1.19	0.57	0.59	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.08	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
FeO*	10.94	13.47	0.54	0.28	0.28	12.91	12.16	13.20	12.63	12.50	14.12	14.03	12.66	0.15	0.20

Rock type	قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن					اسکارن									
	Cpx		Wo			Cpx								Wo	
Mineral type															
Sample no.	N188	N188	N188	N188	N188	N34	N34	N34	N34	16	16	16	16	N34	N34
Point no.	70	71	69	72	73	521-1	528-1	75	76	1	4	5	6	532-1	68
(wt%)															
MnO	0.22	0.67	0.24	0.14	0.13	0.37	0.52	0.66	0.68	0.70	0.87	0.60	0.69	0.17	0.14
MgO	11.26	9.25	0.10	0.07	0.08	10.26	10.91	9.45	9.87	9.86	9.19	9.71	10.24	0.05	0.09
CaO	24.41	23.81	47.96	47.69	47.80	22.84	23.86	23.01	23.59	23.59	24.32	24.00	24.31	47.75	45.70
Na ₂ O	0.19	0.25	0.00	0.00	0.00	0.22	0.19	0.20	0.17	0.20	0.15	0.26	0.14	0.01	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02
NiO	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.01	0.06	0.00	0.00
Sum	100.70	100.70	100.87	100.12	100.19	100.16	100.32	99.20	99.79	99.31	100.70	99.91	99.84	99.65	98.26
(a.p.f.u.)															
Si	1.99	1.98	3.00	2.99	2.99	2.03	1.94	1.99	1.97	1.97	1.94	1.94	1.96	2.96	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{Total}	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.08	0.11	0.07	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.34	0.43	0.02	0.00	0.00	0.41	0.38	0.43	0.40	0.38	0.37	0.34	0.33	0.00	0.00
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	0.63	0.52	0.01	0.01	0.01	0.58	0.61	0.54	0.56	0.57	0.52	0.56	0.58	0.00	0.01
Ca	0.98	0.97	2.96	2.94	2.95	0.93	0.96	0.95	0.97	0.97	0.99	0.99	1.00	2.95	2.82
Na	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	6.00	5.96	5.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.93	5.85
Sum	4.00	4.00	3.00	2.99	2.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	2.96	3.00
Mg#	0.65	0.55				0.59	0.62	0.56	0.58	0.60	0.58	0.62	0.75		
Fs	17.73	22.92	1.24	0.68	0.66	21.84	20.23	23.04	21.79	21.65	23.99	23.35	21.29	0.52	0.58
En	31.89	26.70	0.28	0.21	0.22	30.06	31.02	27.99	28.78	28.81	26.19	27.61	29.09	0.15	0.27
Wo	49.69	49.43	98.48	99.12	99.10	48.10	48.75	48.98	49.44	49.54	49.82	49.04	49.63	99.33	99.15

Note: FeO* = total FeO.

جدول ۳- ترکیب گارنت در ارتوآمفیبولیت‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن افیولیت ناین (ایران مرکزی) در مقایسه با گارنت موجود در اسکارن‌های منطقه، محاسبه اعضای پایانی و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن.

Rock type	ارتوآمفیبولیت			قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن		اسکارن				
	Sample no.	N34	N34	N34	N188	N188	N34	N34		
Point no.		528	532	517	81	82	69	70	4grt	3grt
(wt%)										
SiO ₂		38.72	38.13	37.88	38.07	39.46	39.64	39.47	37.39	39.56
TiO ₂		0.09	0.09	0.19	1.01	0.55	0.65	0.92	1.47	0.68
Al ₂ O ₃		21.88	21.61	21.48	12.82	18.79	15.85	16.21	13.81	16.31
Cr ₂ O ₃		0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04
FeO*		23.69	23.55	24.32	11.85	5.28	8.46	7.49	10.69	8.02
MnO		1.15	2.95	3.28	0.30	0.28	0.29	0.21	0.15	0.34
MgO		3.06	2.27	2.95	0.29	0.22	0.31	0.36	0.30	0.16
CaO		12.13	11.86	10.40	35.33	35.36	34.95	35.06	35.13	35.10
Na ₂ O		0.09	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
K ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03
NiO		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Rock type	ارتو آمفیبولیت			قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن		اسکارن			
Sample no.	N34	N34	N34	N188	N188	N34	N34	4grt	3grt
Point no.	528	532	517	81	82	69	70		
(wt%)									
Sum	100.82	100.51	100.56	99.71	99.98	100.83	100.34	99.00	100.24
(a.p.f.u.)									
Si	3.00	2.99	2.97	2.99	3.01	3.05	3.04	2.95	3.04
Ti	0.01	0.01	0.01	0.06	0.03	0.04	0.05	0.09	0.04
Al^{IV}	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Al^{VI}	2.00	1.99	1.96	1.21	1.71	1.46	1.49	1.26	1.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.00	0.00	0.02	0.63	0.22	0.40	0.36	0.56	0.37
Fe²⁺	1.55	1.54	1.58	0.15	0.11	0.15	0.12	0.14	0.15
Mn	0.08	0.20	0.22	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Mg	0.35	0.27	0.35	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02
Ca	1.01	1.00	0.87	2.97	2.89	2.88	2.89	2.97	2.89
Na	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.99	8.00	8.01	8.07	8.02	8.02	8.01	8.07	8.02
End Members (%):									
Almandine	51.88	51.22	51.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Andradite	0.00	0.12	1.08	34.76	11.60	21.63	19.74	30.38	19.88
Grossular	33.72	33.15	28.26	63.25	86.84	76.40	78.23	67.85	78.53
Pyrope	11.84	8.89	11.62	1.26	0.88	1.28	1.51	1.27	0.65
Spessartine	2.53	6.56	7.34	0.73	0.64	0.69	0.52	0.36	0.81
Uvarovite	0.03	0.07	0.08	0.00	0.05	0.00	0.00	0.14	0.13

Note: FeO* = total FeO

جدول ۴- مقایسه شیمی پروکسن درون اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن با پروکسن درون سنگ‌های بازیگ ارتو آمفیبولیتی افیولیت ناین (ایران مرکزی).

ارتو آمفیبولیت‌ها	اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن	ترکیب شیمیایی (در فرمول ساختاری پروکسن)
0.06<	<0.06	Al ^{total}
<0.03	<0.02	Na
<0.03	<0.02	K
<0.35	0.35<	Fe ^{total}
0.64<	<0.63	Mg
0.90-0.97	0.93<	Ca

کتابنگاری

- ترابی، ق.، آرابی، ش.، شیردشت‌زاده، ن.، شیراساکا، م.، جباری، ع. و ترابی، ح.، ۱۳۸۵- بررسی اسکارن‌های موجود در افیولیت ملانژ شمال ناین (استان اصفهان، ایران)، مجله علوم دانشگاه اصفهان، جلد ۲۳، شماره ۱، صص. ۲۲۳ تا ۲۳۰.
- ترابی، ق.، نوربخت، ا.، شیردشت‌زاده، ن. و پیرنیا، ت.، ۱۳۸۶- زمین‌دماسنجی اسکارن‌های موجود در افیولیت ملانژ ناین (استان اصفهان)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص. ۳۵۷ تا ۳۸۲.
- جباری، ع.، ۱۳۷۶- زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت ناین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۶۳ ص.
- سعیدی‌مسینه، م.، ۱۳۸۶- مطالعه پتروژن لیستونیت‌ها در سنگ‌های الترامافیک شمال ناین (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۲۰ ص.
- شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۸۶- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی افیولیت ملانژ ناین (استان اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۹۲ ص.
- شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۹۳- پترولوژی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها و دگرگونی در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌های ناین و عشین، رساله دکتری پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ص. ۳۴۵.
- شیردشت‌زاده، ن.، ترابی، ق.، صمدی، ر.، مایسل، ت. و بخاری، س. ن. ح.، ۱۳۹۴- سنگ‌نگاری، دماشارسنجی و ژئوشیمی دایک‌های پیکریتی دره‌ده (خاور افیولیت ملانژ ناین)، مجله علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۹۸، صص. ۴۳ تا ۵۴.
- فلاحی، س.، ۱۳۸۶- بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی رودنگیت‌های مرتبط با افیولیت ناین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۲۹ ص.

References

- Berger J., Femenias O., Mercier J. C. C. and Demaiffe D., 2005- Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology* 23: 795-812.
- D'Antonio, M. and Kristensen, M. B., 2005- Data report: electron microprobe investigation of primary minerals in basalts from the west Philippine Sea Basin (ocean drilling program leg 195, site 1201). In: Shinohara, M., Salisbury, M. H. and Richter, C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, Volume 195*.
- Davoudzadeh, M., 1972- Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 14, 89 pp.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogy Magazine* 51: 431-435.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits. *Economic Geology. 75th Annual*, 317-391.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26(6): 683-693.
- 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., 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 geodynamics model. *Tectonophysics*, 574-575: 92-104.
- Hawthorne, F. C. and Oberti, R., 2007- Classification of the Amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67: 55-88.
- Hawthorne, F. C., 1981- Crystal chemistry of the amphiboles. In: Veblen, D. R. (Ed.), *Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy. Review in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.*, 9A: 1-102.
- Knauth, L. P., 1979- A model for the origin of chert in limestone. *Geology* 7: 274-7.
- Leake, B. S., Woolly, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rocks, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997- Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral name. *The Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Lensch, G. and Davoudzadeh, M., 1982- Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 5: 306-320.
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Putnis, A. and Austrheim, H., 2010- Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluid* 254-269.
- Rezaei, Z., Noghreyan, M. and Khalili, M., 2012- Petrological study of plagiogranites in the Nain ophiolite (Central Iran). *Ofoliti* 37: 93-99.
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F. and Stern, R. J., 2013- U-Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain- Dehshir ophiolites, Central Iran. *Journal of the Geological Society of London* 170: 175-184.
- Shirdashtzadeh, N., Kachovich, S., Aitchison, J. C. and Samadi, R., 2015- Mid-Cretaceous radiolarian faunas from the Ashin Ophiolite (western Central-East Iranian Microcontinent). *Cretaceous Research* 56: 110-118.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2010- Metamorphism and metasomatism in the Jurassic Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 255(3): 255-275.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2011- Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan Province, Central Iran). *Ofoliti* 36(2): 191-205.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T. C., Arai, S., Bokhari, S. N. H., Samadi, R. and Gazel, E., 2014- Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 273(1): 89-120.
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S. and Koepke, J., 2011- Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: Study of amphibolites from Naein, Ashin, Jandaq and Posht-e-Badam ophiolites. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 262(2): 227-240.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Winter, C., 2001- *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 697 pp.

Petrography and mineral chemistry of amphibolitic fragments in the south of Nain Ophiolite skarns, Central Iran

N. Shirdashtzadeh^{1*}, G. Torabi² and R. Samadi³

¹Post-Doctoral Researcher Fellow, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

Received: 2015 October 11

Accepted: 2016 July 04

Abstract

Some dark green fragments of amphibolites are found within skarns at the south of Nain Ophiolite at the northeast of Nain city. They are similar to ortho-amphibolites (metamorphosed basic rocks) of this ophiolite in hand specimen, but mineralogically they are composed of amphibole (magnesian-hornblende, $Mg\# > 0.95$), clinopyroxene (diopside, $Mg\# \sim 0.61$), garnet (grossular – andradite, with Grs_{-63-87} And_{-12-35}), quartz, and minor amount of calcite and wollastonite. Accessory minerals are including chlorite and prehnite, mostly filling the fractures. Field studies, petrography and mineral chemistry indicate that amphibolitic fragments mineralogically differ from the skarns and ortho-amphibolites of this ophiolite; so they can be considered as olistoliths with sedimentary origin (calcareous marls of sea floor), turned into amphibolitic rocks (para-amphibolite) during the regional metamorphism at amphibolite - granulite facies and low oxygen fugacity.

Keywords: Mineralogy, Amphibolite, Skarn, Ophiolite, Nain.

For Persian Version see pages 153 to 164

*Corresponding author: N. Shirdashtzadeh; E-mail: nshirdasht@gmail.com