

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

نرگس شیردشت‌زاده<sup>۱</sup>، قدرت ترابی<sup>۲</sup> و رامین صمدی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>پژوهشگر پسادکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

آستادیار، 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 ارتوآمفیولیت‌های (سنگ‌های بازیکن دگرگون) این افیولیت دارند، ولی از دید کانی‌شناسی کانی‌های آمفیبول (هورنبلند منیزیم‌دار)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، گارنت (گروسولار - آندرادیت با  $Grs_{63-87}And_{12-35}$ )، کوارتز و کمی کلسیت و ولاستونیت دارند. کلریت و پرهنیت 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 ارتوآمفیولیت‌های این افیولیت هستند. به‌گونه‌ای که شاید بتوان این قطعات آمفیبولیتی را لیستولیت‌هایی یا خاستگاه رسوبی (مارن‌های آمکنی کف دریا) دانست که در پی دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیولیت - گرانولیت در شرایط فوگاسیته کم اکسیژن به آمفیولیت (پاراآمفیولیت) تبدیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** کانی‌شناسی، آمفیولیت، اسکارن، افیولیت، ناین.

**\*نویسنده مسئول:** نرگس شیردشت‌زاده

E-mail: nshirdasht@yahoo.com

## ۱- پیش‌نویس

بر پایه پیشنهاد مجمع Penrose در سال ۱۹۷۲، برخی واحدهای دگرگونی با خاستگاه‌های متفاوت (بیشتر به صورت سیست‌های سبز، آبی و یا آمفیولیت 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; Shafai Moghadam et al., 2013) این افیولیت شامل سنگ‌های ماگمایی و آتشفشانی و رسوبات وابسته به آنها، دایک دیابازی، گابرو و پریدوتیت، به‌همراه سنگ‌های دگرگونی (شامل سرپانتینیت، آمفیولیت، اسکارن، متاچرت نوری و اسپیلیت)، لیستولیت و رودنگیت است.

در بخش‌های جنوبی افیولیت ناین (شمال خاوری شهر ناین) قطعاتی از سنگ‌های گوناگون شامل آمفیولیت، متاچرت، هورنفلدس 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 ارتوآمفیولیت‌ها یا به عبارت دیگر سنگ‌های بازیکن 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 ارتوآمفیولیت‌ها 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 استرکیومتری به روش Droop (1987) و تعداد کاتین‌های برابر با 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، پیروکسینیت و پریدوتیت‌های هارزبورگیتی (و نیز لوزولیتی و دونیتی) گوشته، آمفیولیت‌ها 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 فرافروانش هستند که درون حوضه اقیانوسی نوبتیس 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، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱) نشان می‌دهد که توده‌های آمفیبولیتی این افیولیت (که بیشتر به صورت دایکی شکل درون زمینه سربانتینی، 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 آمفیبولیت‌های 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 کلتیروکسن 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 کلتیروکسن فراوانی بیشتری دارند و سبز رنگ دیده می‌شوند. به طور کلی، ستراهای 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 مرمر نیز در افیولیت ناین دیده شد. این مرمرها 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 متناوب چرت و آهک کهن پدید 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 کلتیروکسن، 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، هورنفلدس و سربانتینیت یافت می‌شود. در جنوب افیولیت ناین (شکل ۱) اندازه قطعات آمفیبولیتی 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).

صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری این آمفیولیت‌ها خاستگاه آذرین دارند. از جمله شواهد صحرایی می‌توان به همبندی با پریدوتیت‌ها و نبود رخنون‌های رسوبی در نزدیکی آنها، حالت توده‌ای و دایکی شکل، سطح همبندی عادی آنها با پریدوتیت‌ها و رسیدن دایک‌های آمفیولیتی به آمفیولیت‌های توده‌ای و محو شدن درون آنها اشاره کرد (شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳). از سوی دیگر، شواهد سنگ‌نگاری مانند نبود بیوتیت و بلورهای درشت کانی‌های کرناته (کلسیت و آراگونیت)، ولاستونیت، مقدار کم کوارتز و بقایای کلتیروکسن‌های آذرین بیانگر ماهیت ماگمایی و بازیگ سنگ اولیه آمفیولیت‌هاست. بر پایه بررسی‌های Winter (2001) ارتوآمفیولیت‌ها دارای آمفیول، آلپیت، اپیدوت (زویزیت)، کلریت، کوارتز، اسفن، ایلمنیت و مگنتیت و پاراآمفیولیت‌ها دارای ارتوآمفیول، آلپیت (مقدار آن در پاراآمفیولیت‌ها فراوان‌تر از ارتوآمفیولیت‌هاست)، بیوتیت، کوارتز، کلسیت یا آراگونیت هستند. بافت میکروسکوپی متداول در این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است؛ اما بافت نمتابلاستیک و پوبی کیلوبلاستیک نیز در آنها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی سازنده آنها شامل هورنفلد (در امتداد شیستوزیت سنگ) و پلاژیوکلاز است. در ارتوآمفیولیت‌ها آمفیول که از دگرگونی کلتیروکسن‌های آذرین بازالت اولیه پدید آمده است؛ به صورت هورنفلد‌های نیمه‌شکل دار تا بیشکل و دارای چندرنگی سبز زیتونی تا سبز روشن و در امتداد شیستوزیت دیده می‌شود (شکل ۳). در برخی نمونه‌های ارتوآمفیولیت که تأثیرات دگرگونی پسروده در حد رخساره شیست سبز را بهتر نشان می‌دهند؛ اکتینولیت (به رنگ سبز کم‌رنگ و دارای چندرنگی، ضریب شکست و برجستگی کمتر و زاویه خاموشی کمتر از ۱۷ درجه) نیز در حاشیه هورنفلد‌ها پدید آمده است (شکل‌های ۳ A و C). فلدسپار موجود در آمفیولیت‌ها به صورت نیمه‌شکل دار و بیشتر دگرسان (سوسوریتی و سرسیتی شده) است. پیامد دگرسانی فلدسپارها، پیدایش کلسیت، اپیدوت (کلتیروزیزیت)، پرهیت و کلریت است. افزون بر آمفیول و فلدسپار، کلتیروکسن و گارنت نیز به فراوانی دیده می‌شوند. کلتیروکسن‌ها بیشتر نیمه‌شکل دار و درون آمفیول‌ها هستند و شواهد میکروسکوپی گویای این است که کلتیروکسن‌ها در لبه‌ها و در امتداد رخ‌ها که نفوذ سیال‌ها به آن بخش‌ها امکان‌پذیرتر بوده است، در حال دگرگونی به آمفیول هستند (شکل‌های ۳ A و B). افزون بر این، دگرسانی کلتیروکسن‌ها طی دگرگونی پسروده بعدی که در حد رخساره شیست سبز است؛ موجب پدید آمدن مقادیری کلریت، اپیدوت و پرهیت در پیرامون این کانی و یا به صورت ادخال و پرکننده رگه‌ها شده است. گارنت یکی از کانی‌های حاصل از دگرگونی بازالت‌ها در حد رخساره آمفیولیت گرانولیت است که تنها در برخی از ارتوآمفیولیت‌های افیولیت ناین یافت شد. گارنت‌های درون ارتوآمفیولیت‌ها دارای ابعادی در حدود یک تا ۳ میلی‌متر و به صورت نیمه‌شکل دار و به شدت خرد شده هستند؛ اما به هر حال ماهیت ایزوتروپ خود را به خوبی نشان می‌دهند. در بیشتر نمونه‌ها به دلیل دگرگونی پسروده بعدی (در حد رخساره شیست سبز) از پیرامون و در محل شکستگی‌ها تجزیه و دگرسان شده و به کانی‌های پرهیت، کلریت، اپیدوت، اکتینولیت و کلسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳ پ). همچنین، در ارتوآمفیولیت‌ها بلورهای فراوان اسفن (به شکل دوکی و لوزی شکل) در امتداد رخ‌ها و کشیدگی بلورهای آمفیول دیده می‌شوند که در هنگام کاهش دما و آزاد شدن تیتانیوم از ساختار آمفیول‌ها، در امتداد رخ‌ها و کشیدگی‌های بلورهای آمفیول پدید آمده‌اند. همراه با پدیدار شدن اسفن، کلریت نیز در امتداد رخ‌های هورنفلد‌ها، پدید آمده و در برخی نمونه‌ها کاملاً جانشین آمفیول‌ها شده است. به این ترتیب، اسفن، کلریت، کوارتز، کلسیت، پرهیت، اپیدوت، مگنتیت و ایلمنیت نیز از کانی‌های فرعی هستند.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. ارتوآمفیولیت‌ها

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

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

۴-۲. اسکارن

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

۴-۳. اسکارن

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

۴-۴. اسکارن

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

و  $0.27 \sim \text{Na} \sim 0.27$  اتم در واحد فرمول ساختاری است و هورنلند منیزیم دار، با  $\text{Mg} \#$  بالاتر از  $0.95$  (جدول ۱ و شکل ۶). آمفیبول درون ارتوآمفیبولیت‌ها از نوع کلسیک و دارای  $2 \sim (\text{Ca}, \text{Na})$  و  $0.17 \sim \text{Na}$  اتم در واحد فرمول ساختاری و بر پایه رده‌بندی Hawthorne (1981) بیشتر از نوع هورنلند شرم‌ماکتی تا شرم‌ماکتی است (جدول ۱ و شکل ۶).

#### ۴-۲. پیروکسن

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

#### ۴-۳. گارنت

بررسی شیمی گارنت موجود در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها (جدول ۳) نشان می‌دهد که این گارنت‌ها دارای محتوای بالای گروسولار آندرادیت ( $\text{Grs}_{63-87}$  And $_{12-35}$ ) همانند گارنت درون اسکارن‌ها ( $\text{Grs}_{68-78}$  And $_{20-30}$ ) هستند و تنها میزان کمی پیروپ (در حدود ۱ تا ۱/۵ درصد مولی) در ترکیب ساختاری خود دارند؛ اما در برابر آن، گارنت‌های درون ارتوآمفیبولیت‌ها از نوع آلماندین گروسولار هستند ( $\text{Grs}_{28-34}$  Alm $_{51-52}$ ) 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، گارنت‌ها در قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن، دارای میزان بالاتری از تیتانیم ( $0.03$  تا  $0.06$  اتم در فرمول ساختاری) نسبت به گارنت‌ها در ارتوآمفیبولیت‌ها ( $0.01$  اتم در فرمول ساختاری) هستند (جدول ۳). همچنین، در حالی که مقدار بالاتر آهن سه‌ظرفیتی نسبت به دوظرفیتی در گارنت درون اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن (جدول ۳) بیانگر شرایط مشابه و اکسایش در هنگام تبلور گارنت است؛ اما نبود گارنت سه‌ظرفیتی در ساختار مولکولی گارنت 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 آهنکی اولیه مرتبط دانست. زیرا بر پایه بررسی‌های Shirdashtzadeh et al. (2015) روی چرت و آهنک کرتاسه در افیولت عشین (که در نزدیکی افیولت 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 به صورت گرهک‌های فراوان درون آهنک‌ها و گاه به صورت لایه‌ای روی آنها جای دارند (شکل‌های ۲ B و ۲ C) در Shirdashtzadeh et al. (2015). این پدیده به علت تغییرات ژرفا و شرایط رسوب‌گذاری در پهنه اقیانوسی مربوطه روی داده است. از این رو، دیده می‌شود

و اسکارن منیزیمی (Magnesian skarn) نامیده می‌شوند؛ اما اسکارن‌هایی که جانشین سنگ‌های آهنکی 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 افیولت‌های ناین و عشین، آنها را می‌توان از نوع اسکارن‌های کلسیمی دانست که در پی دگرگونی سنگ‌های آهنکی کلسیتی با محتوای کم منیزیم پدید آمده‌اند. البته فراوانی ناخالصی‌های سیلیسیم، منیزیم و آلومینیم‌دار موجب تبلور کانی‌های کالک‌سیلیکاتی (گارنت گروسولار و پیروکسن دیرپسید) در این سنگ‌ها شده است. اسکارن‌هایی که به متاچرت‌های نواری نزدیک‌تر هستند کوارتز بیشتری دارند و به علت پیدایش کانی‌های گارنت (گروسولار و آندرادیت)، کلینوپيروکسن و ولاستونیت می‌توان آنها را اسکارن بدون آب (Anhydrous Skarn) دانست. در شکل ۴ تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌شناسی اسکارن‌ها در افیولت ناین نشان داده شده است. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است؛ اما به علت وجود قطعاتی از کلسیت در کلینوپيروکسن و یا قطعات کلینوپيروکسن در گارنت‌ها بافت پوی کیلوبلاستیک نیز نشان می‌دهند (شکل ۴). در حقیقت، وجود پیروکسن به صورت ادخال درون بلورهای گارنت بیانگر تقدم پیدایش پیروکسن‌ها نسبت به گارنت است. ولاستونیت‌ها نیز که ماکل کارلسباد دارند، هم‌زمان با دیرپسید و پیش از تبلور گارنت‌ها 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 کلینوپيروکسن و گارنت نیز در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند. ایدوت نیز به طور ثانویه و بر اثر دگرسانی گارنت‌ها و کلینوپيروکسن‌ها پدید آمده است.

#### ۴-۳. قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب افیولت ناین

شواهد صحرایی نشان می‌دهند که بر گوارگی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها با بر گوارگی سنگ میزان اسکارنی آنها متضاد است و از شکل و ساختار خورد قطعات پیروی می‌کند (شکل‌های ۲ A تا C). مطالعات میکروسکوپی بیانگر حضور کانی‌های فراوان آمفیبول، کلینوپيروکسن، گارنت، کوارتز و ریزبلورهای ولاستونیت در زمینه کلسیتی، به صورت بافت اصلی گرانوبلاستیک است (شکل‌های ۵ A تا C). کانی‌های ثانویه سنگ شامل کلریت و پرهیت هستند که بیشتر شکستگی‌های موجود در سنگ را پر کرده‌اند. کانی‌ها در مقطع میکروسکوپی بدون جهت‌گیری و شیستوزیته هستند و پراکنندگی آنها در نمونه سنگی یکنواخت نیست؛ به طوری که در برخی بخش‌ها، سنگ از آمفیبول (شکل ۵ A)، کلسیت (شکل ۵ B) و پیروکسن (شکل ۵ C) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد. شواهد سنگ‌نگاری بیانگر دگرگونی کلینوپيروکسن به آمفیبول است و البته بر خلاف کلینوپيروکسن‌ها که دارای مرز کانی‌شناسی آشکاری هستند، بیشتر آمفیبول‌ها مرز نامنظمی دارند (شکل ۵ A). 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 B). وجود مقادیری از بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها می‌تواند گویای میزان فراوان سیلیسیم در سنگ مادر اولیه آنها باشد. گارنت که یکی دیگر از کانی‌های متداول در این سنگ‌های رسوبی آهنکی 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  $2 \sim (\text{Ca}, \text{Na})$

درون سنگ‌های بازیک ارتوآمفیبولیتی منطقه به‌طور خلاصه مقایسه شده است. مقدار بالاتر  $Fe^{3+}+Al^{IV}$  در ترکیب کلیتیروکسن‌ها (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  $C+Qtz \rightarrow Wt+CO_2$  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، آندرادیت، پیروپ و اسپارتین 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 آندرادیت ( $Fe^{3+}$ ) در گارنت درون ارتوآمفیبولیت‌ها نسبت به گارنت موجود در اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن می‌توان گفت که در هنگام دگرگونی و پیدایش گارنت، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی 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 کلیتیروکسن‌های 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 بیروتیت) 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، مسکویت 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.

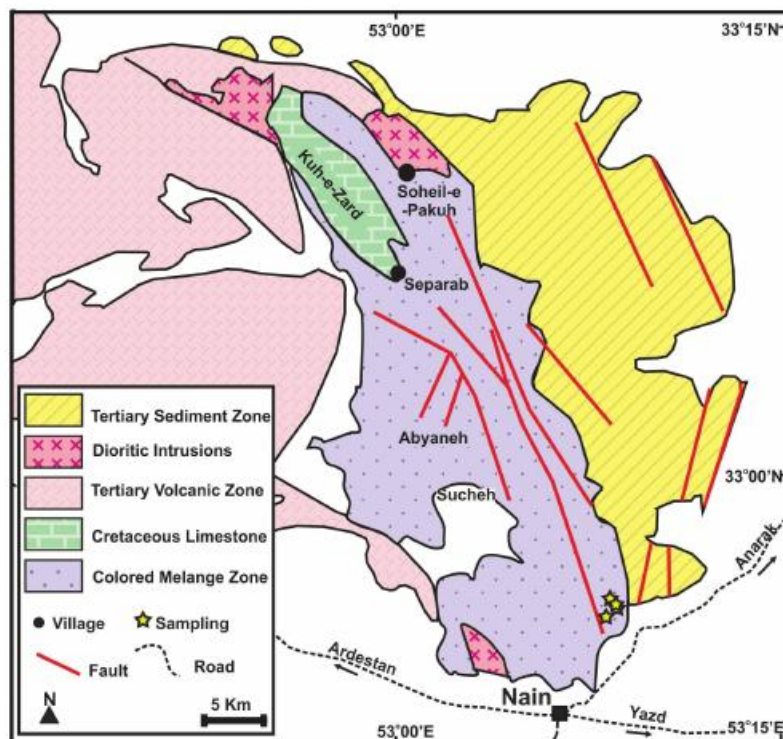
که اسکارن‌هایی که به متاچرت‌های نواری نزدیک‌تر هستند؛ کوارتز بیشتری دارند. بنابراین، دگرگونی این آهک‌های سیلیسیم‌دار در حضور سیال‌ها می‌تواند به پیدایش کانی‌های سیلیکاتی بیشتری در اسکارن‌های حاصل بیانجامد؛ اما شواهد صحرایی بیانگر رنگ و بافت متفاوت قطعات آمفیبولیتی نسبت به زمینه اسکارنی آنهاست. افزون 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، اگرچه 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 کلیتیروکسن، 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 میزیم‌دار با  $Mg\#$  بالاتر از ۰/۹) با آمفیبول درون ارتوآمفیبولیت‌های منطقه (هورنبلند شرماکیتی 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 (۰/۱۳ a.p.f.u.) نسبت به قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن (۰/۰۸ a.p.f.u.) که در فراوانی پیدایش کانی اسفن در ارتوآمفیبولیت‌ها مؤثر بوده با میزان بالای این عنصر در سنگ مادر تولییتی 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 کلیتیروکسن‌های دگرگونی ( $Cpx_1$ ) و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن، از کلیتیروکسن‌های درون ارتوآمفیبولیت‌ها ( $Cpx_2$ ) می‌شوند عبارت‌اند از:

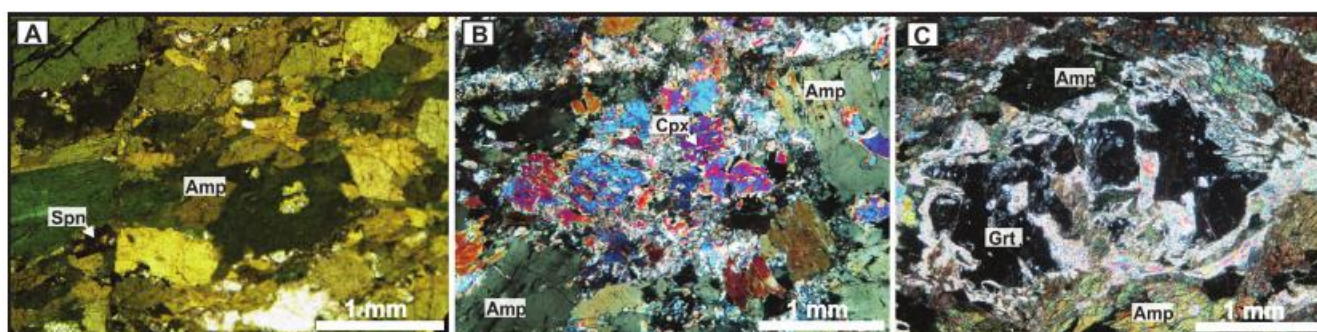
- مقدار  $Al_1$  بالاتر در فرمول ساختاری  $Cpx_1$  درون ارتوآمفیبولیت‌ها ( $Al_1 > 0.06$  a.p.f.u.) به‌خوبی موجب تمایز آنها از  $Cpx_2$  درون قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن منطقه ( $Al_1 < 0.06$  a.p.f.u.) شده است (جدول ۲ و شکل ۷ A).
- مقدار  $Mg\#$  بالاتر (۰/۶۹ تا ۰/۸۵ درصد در  $Cpx_1$  و ۰/۵۴ تا ۰/۶۵ درصد در  $Cpx_2$  جدول ۲) نیز از دیگر ویژگی‌های شیمیایی تفکیک‌کننده آنهاست. در جدول ۴ ترکیب کلیتیروکسن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن با پیروکسن



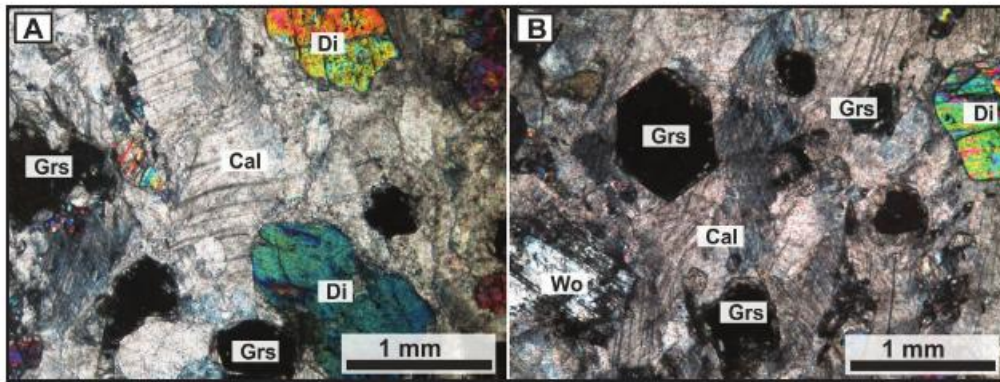
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی افیولیت ناین (شمال شهر ناین، ایران مرکزی) (برگرفته از Davoudzadeh (1972) با تغییراتی از شیردشت‌زاده (۱۳۹۳)) و موقعیت نمونه‌برداری از قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب افیولیت ناین.



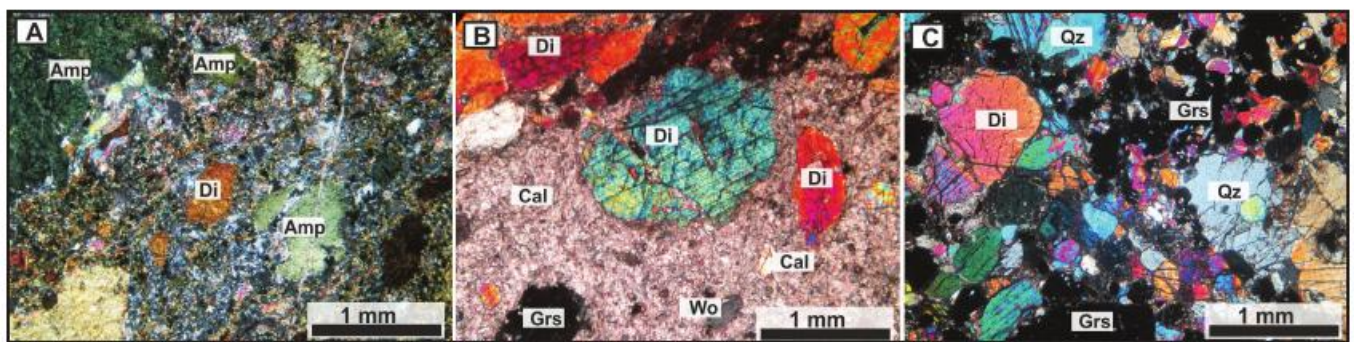
شکل ۲- تصاویرهای صحرایی از ریخت‌شناسی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌ها (افیولیت ناین).



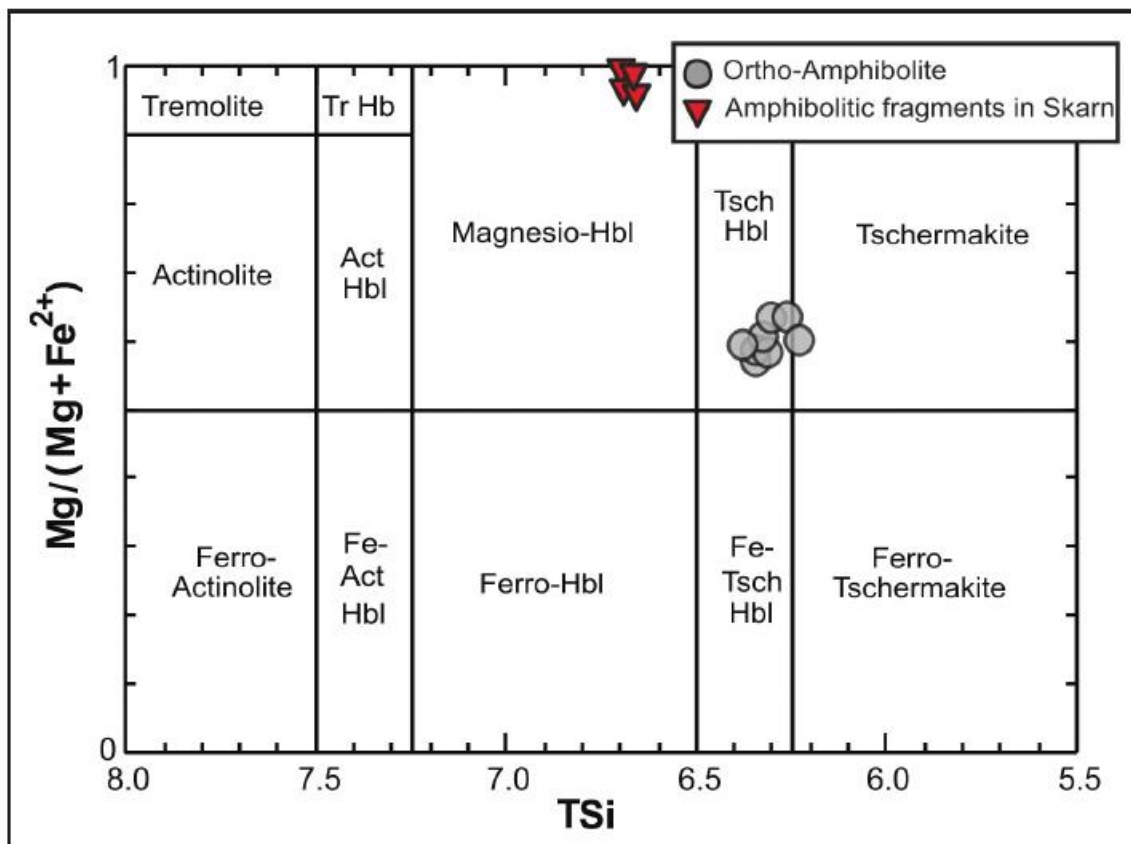
شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی از ارتوآمفیبولیت گارنت‌دار افیولیت ناین (ایران مرکزی). (A) آمفیبول (در نور PPL یا Plane Polarized Light)؛ (B) بقایای کلینوپیروکسن‌های آذرین در حال دگرگونی به آمفیبول (در نور XPL یا Cross Polarized Light)؛ (C) گارنت در حال دگرسانی به مجموعه کانی‌شناسی پرنهیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکتینولیت (در نور XPL).



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) از کانی‌شناسی اسکارن اقیانوس ناپین (ایران مرکزی) بر پایه بررسی‌های شیردشت‌زاده (۱۳۹۳).

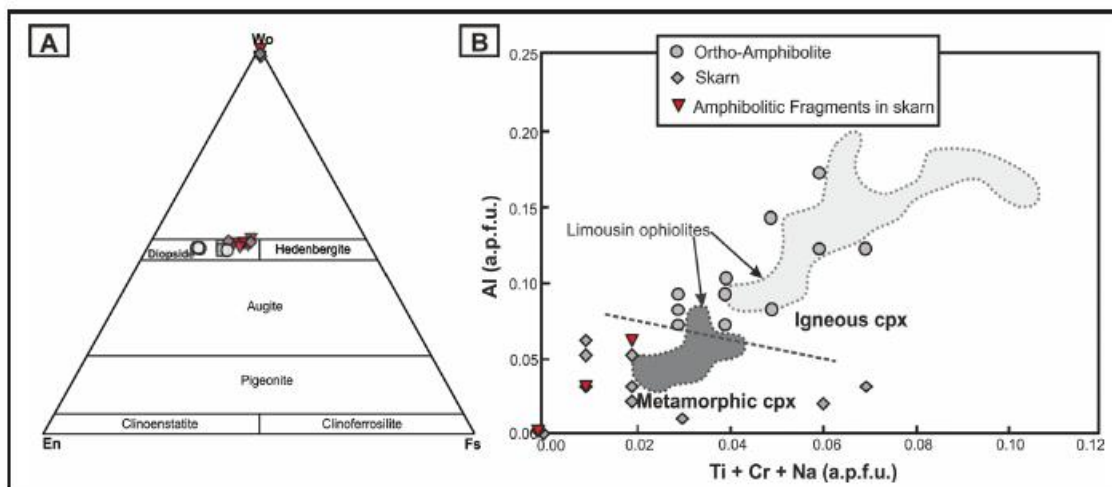


شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) از کانی‌شناسی قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب اقیانوس ناپین (ایران مرکزی).

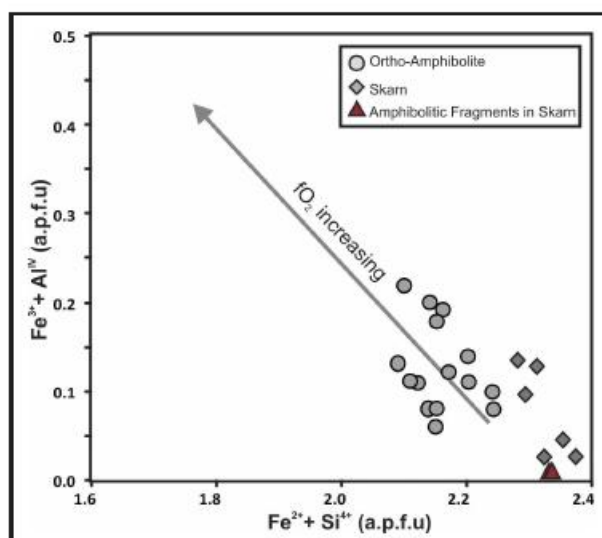


شکل ۶- ترکیب آمفیبول در ارتوآمفیبولیت‌ها و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن اقیانوس ناپین (ایران مرکزی) روی نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک و دارای

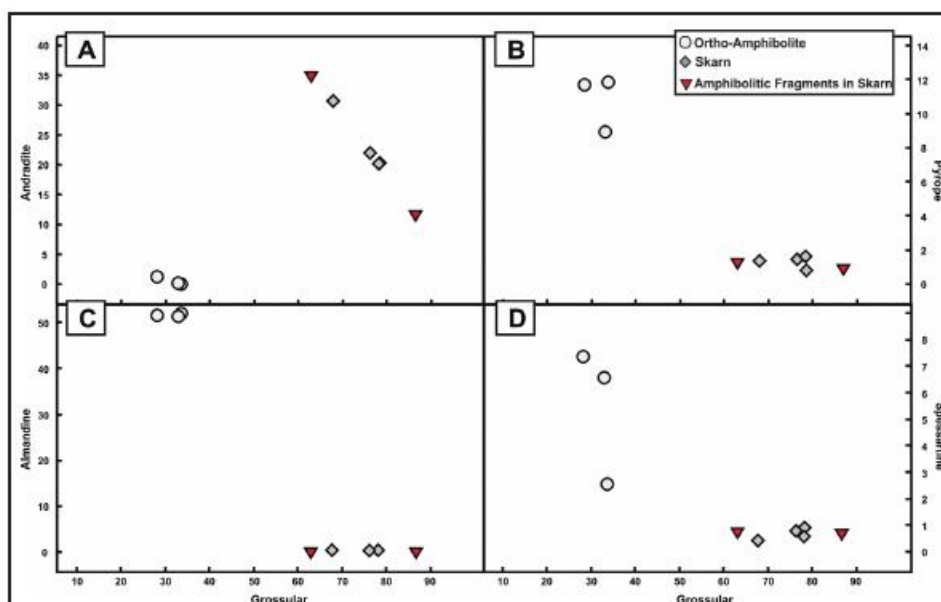
(Leake et al., 1997)  $Ca_x < 0.5$  و  $(Na+K)_x < 0.5$



شکل ۷- A) ترکیب کلیئوپیر و کسن در سنگ‌های ارتوآمفیبولیتی، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن افیولیت ناین (ایران مرکزی) در نمودار رده‌بندی کلیئوپیر و کسن ها (Morimoto, 1989) B) ترکیبی کلیئوپیر و کسن‌ها در ارتوآمفیبولیت، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن‌های جنوب افیولیت ملائز ناین در مقایسه با ترکیب کلیئوپیر و کسن در سنگ‌های آذرین و دگرگونی افیولیت Limousin (Berger et al., 2005).



شکل ۸- مقایسه اکسیداسیون در ارتوآمفیبولیت، اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن جنوب افیولیت ناین (ایران مرکزی) بر پایه مقایسه ترکیب کلیئوپیر و کسن روی نمودار D'Antonio and Kristensen (2005) بر گرفته از  $Fe^{3+} + Al^{IV}$  برابر  $Fe^{2+} + Si^{4+}$ .



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





جدول ۲- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن موجود در ارتوآمفیولیت‌ها و قطعات آمفیولیتی درون‌اسکارن 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	ارتوآمفیولیت														
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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> 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 <sup>3+</sup>	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 <sup>IV</sup>	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 <sup>VI</sup>	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 <sup>3+</sup>	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 <sup>2+</sup>	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 آمفیولیتی 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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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	
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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> 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 <sup>IV</sup>	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 <sup>VI</sup>	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 <sup>VI</sup>	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 <sup>3+</sup>	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 <sup>2+</sup>	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	4grt	3grt
Point no.	528	532	517	81	82	69	70	4grt	3grt	
(wt%)										
SiO <sub>2</sub>	38.72	38.13	37.88	38.07	39.46	39.64	39.47	37.39	39.56	
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.09	0.19	1.01	0.55	0.65	0.92	1.47	0.68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.88	21.61	21.48	12.82	18.79	15.85	16.21	13.81	16.31	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0.09	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	
K <sub>2</sub> 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	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 <sup>IV</sup>	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Al <sup>VI</sup>	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
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.02	0.63	0.22	0.40	0.36	0.56	0.37
Fe <sup>2+</sup>	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 (%):									
Abmandine	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 پیردکسن درون اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن با پیردکسن درون سنگ های بازیک ارتو آمفیبولیتی افیولیت ناین (ایران مرکزی).

ارتو آمفیبولیت ها	اسکارن و قطعات آمفیبولیتی درون اسکارن	ترکیب شیمیایی (در فرمول ساختاری پیروکسن)
0.06<	<0.06	Al <sup>VI</sup>
<0.03	<0.02	Na
<0.03	<0.02	K
<0.35	0.35<	Fe <sup>VI</sup>
0.64<	<0.63	Mg
0.90-0.97	0.93<	Ca

### کتابنگاری

- ترابی، ق.، آرابی، ش.، شیردشت زاده، ن.، شیراساکا، م.، جباری، ع. و ترابی، ح. ۱۳۸۵- بررسی اسکارن های موجود در افیولیت ملائز شمال ناین (استان اصفهان، ایران)، مجله علوم دانشگاه اصفهان، جلد ۲۳، شماره ۱، صص. ۲۲۳ تا ۲۳۰.
- ترابی، ق.، نوربخت، ا.، شیردشت زاده، ن. و پیرنیا، ت. ۱۳۸۶- زمین دمانجی اسکارن های موجود در افیولیت ملائز ناین (استان اصفهان)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲، صص. ۳۵۷ تا ۳۸۲.
- جباری، ع. ۱۳۷۶- زمین شناسی و پترولوژی افیولیت ناین، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۶۳ صص.
- سعیدی مسینه، م. ۱۳۸۶- مطالعه پترولوژی لیستونیت ها در سنگ های الترامافیک شمال ناین (ایران مرکزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۲۰ صص.
- شیردشت زاده، ن. ۱۳۸۶- پترولوژی سنگ های دگرگونی افیولیت ملائز ناین (استان اصفهان)، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۹۲ صص.
- شیردشت زاده، ن. ۱۳۹۳- پترولوژی گدازه های بالشی و آمفیبولیت ها و دگرگونی در پریدوتیت های گوشته افیولیت های ناین و عشین، رساله دکتری پترولوژی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، ۳۴۵ صص.
- شیردشت زاده، ن.، ترابی، ق.، صمدی، ر.، مایل، ت. و بخاری، س. ن. ح. ۱۳۹۴- سنگ نگاری، دمانشارسنجی و ژئوشیمی دایک های پیکریتی دره ده (خاور افیولیت ملائز ناین)، مجله علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۹۸، صص. ۴۳ تا ۵۴.
- فلاحی، س. ۱۳۸۶- بررسی های کانی شناسی و سنگ شناسی رودنگیت های مرتبط با افیولیت ناین، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۲۹ صص.

## 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 Fe<sup>3+</sup> 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 Obert, 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<sup>1\*</sup>, G. Torabi<sup>2</sup> and R. Samadi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Post-Doctoral Researcher Fellow, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup>Assistant 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  $Grs_{43-87}$  And $_{11-35}$ ), 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