

زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی ناهنجاری کانسار دردوی، منطقه معدنی آهن سنگان

مجید قاسمی سیانی^{*}، بهزاد مهرابی

گروه زمین شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۲۰، نسخه نهایی: ۹۸/۴/۱۲)

چکیده: کانسار اسکارن آهن دردوی در بخش مرکزی منطقه معدنی سنگان در شمال شرق ایران واقع شده است. در این پژوهش، دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی آن با استفاده از برخی زمین‌دماسنج‌ها برآورد شده است. مهمترین کانی‌های دگرگونی در پهنه‌های اسکارنی پیشرونده و پسرونده شامل گارنت، کلینوپیروکسن، ترمولیت-اکتینولیت، آمفیبول، کلریت، اپیدوت، فلدسپار، فلوگوپیت و دولومیت هستند. زمین‌دماسنج دوفلدسپار نشان داد که پهنه درون‌اسکارن در گرانیته سرنوسر در دماهای بین ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد تشکیل شده که با دماهای بدست آمده از میانبرهای سیال همخوانی ندارد. بر اساس زمین‌دماسنج گارنت-کلینوپیروکسن، دماهای ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتیگراد برای دگرگونی اسکارن پیشرونده بدست آمد. زمین‌دماسنج کلریت و آمفیبول کلسیمی در پهنه پسرونده به ترتیب دماهای تشکیل بین ۲۰۰ تا ۲۹۰ و ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد را نشان داد. نتایج زمین‌دماسنج پهنه‌های اسکارنی پیشرونده و پسرونده با نتایج سیال‌های درگیر همخوانی دارند. دماهای بدست آمده از میانبرهای سیال و زمین‌دماسنج پهنه-های اسکارن پیشرونده و پسرونده نشان داد که دماهای تشکیل اسکارن دگرگونی مجاورتی کمتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد است که با رخساره دگرگونی هورنبلند-هورنفلس همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: منطقه معدنی آهن سنگان؛ ناهنجاری دردوی؛ زمین‌دماسنجی؛ پهنه‌های اسکارن؛ سرنوسر.

مقدمه

سنگان انجام شده که بیشتر شامل بررسی سنگ‌نگاری و کانی-شناسی پهنه‌های اسکارنی، شیمی کانی‌های اسکارنی و سن-سنجی توده نفوذی سرنوسر و ویژگی‌های زمین شیمیایی آن و ارتباط آن با کانی‌سازی اسکارن است [۱۷-۳]. تاکنون پژوهشی برای تعیین دما در ناهنجاری‌های پهنه‌های اسکارن با استفاده از شیمی کانی‌های سیلیکاتی سنگان انجام نشده است. دما-سنجی به روش‌های بررسی میانبرهای سیال و بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی برخی از کانی‌های ویژه و یا زوج کانی‌های در شرایط تعادلی با هم امکانپذیر است [۱۸]. زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی‌هایی بر اساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها یا طی تبدلات شیمیایی وابسته به دما و یا فشار طراحی شده‌اند [۱۸]. در کانسارهای اسکارنی، با کانی‌های متعدد سیلیکاتی بی‌آب و آبدار در پهنه‌های دگرسانی پسرونده

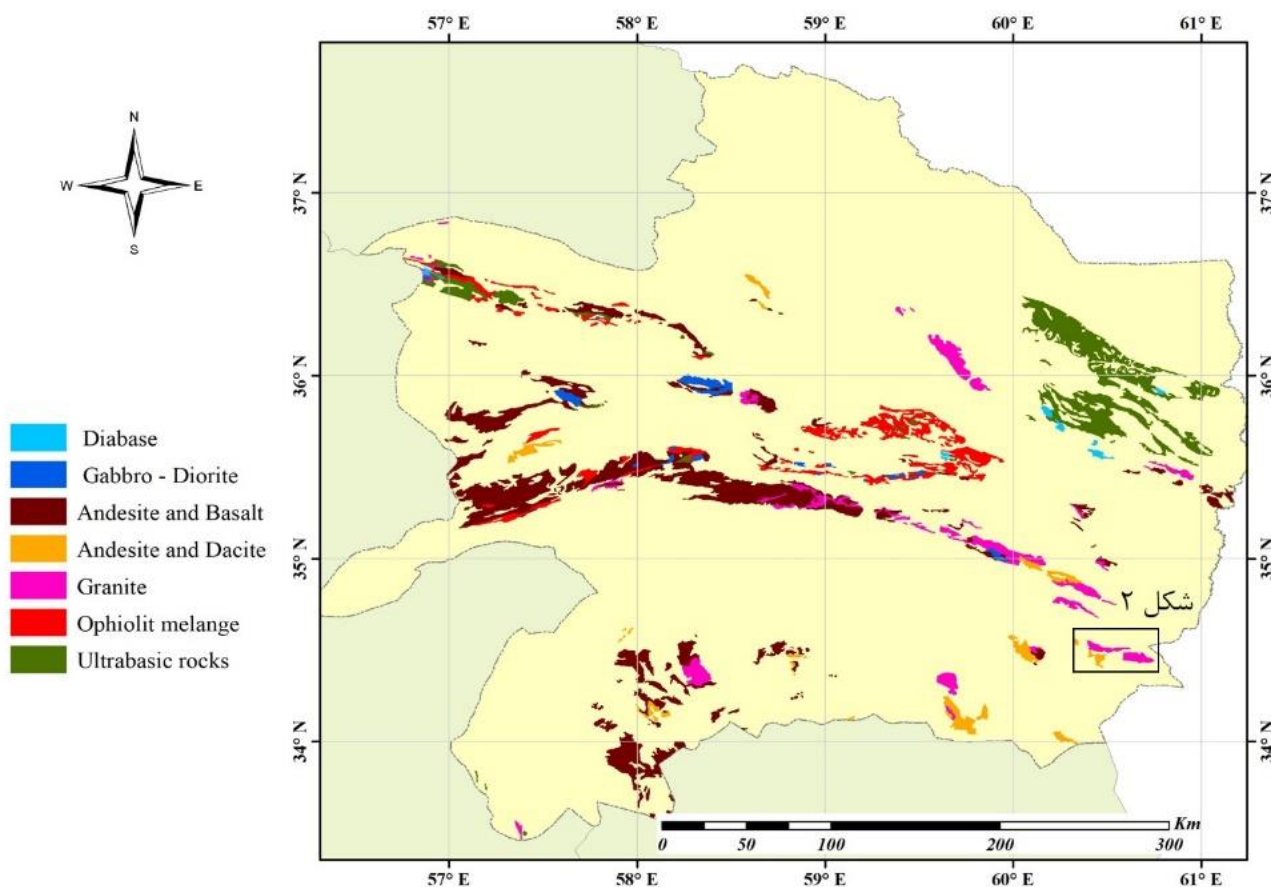
منطقه معدنی سنگان در جنوب‌شرقی استان خراسان رضوی و در کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن قرار دارد (شکل ۱) [۱]. مجموعه معادن سنگان در راستای گسل درونه و در مرز توده نفوذی سرنوسر با راستای شرقی-غربی تشکیل شده و شامل کانسارهای غربی (B, A, A', C جنوبی، C شمالی)، مرکزی (دردوی (D) و باغک (BK)) و شرقی (سنجده (SD) ۱، ۲ و ۳، فرزنه (FZ)، سم آهنی (SA) و معدن جو (SD)) است (شکل ۲) [۲]. با توجه به مرز توده نفوذی سرنوسر با سنگ‌های آهکی و دولومیتی ژوراسیک-کرتاسه، پهنه‌های اسکارنی همراه با کانی‌سازی آهن به طور گسترده در راستای شرقی-غربی تشکیل شده‌اند (شکل ۲). پژوهش‌های بسیاری پیرامون ناهنجاری‌های کانسارهای مجموعه معادن

^{*}نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۹۲۹۹۴۷، پست الکترونیکی: majid4225@yahoo.com

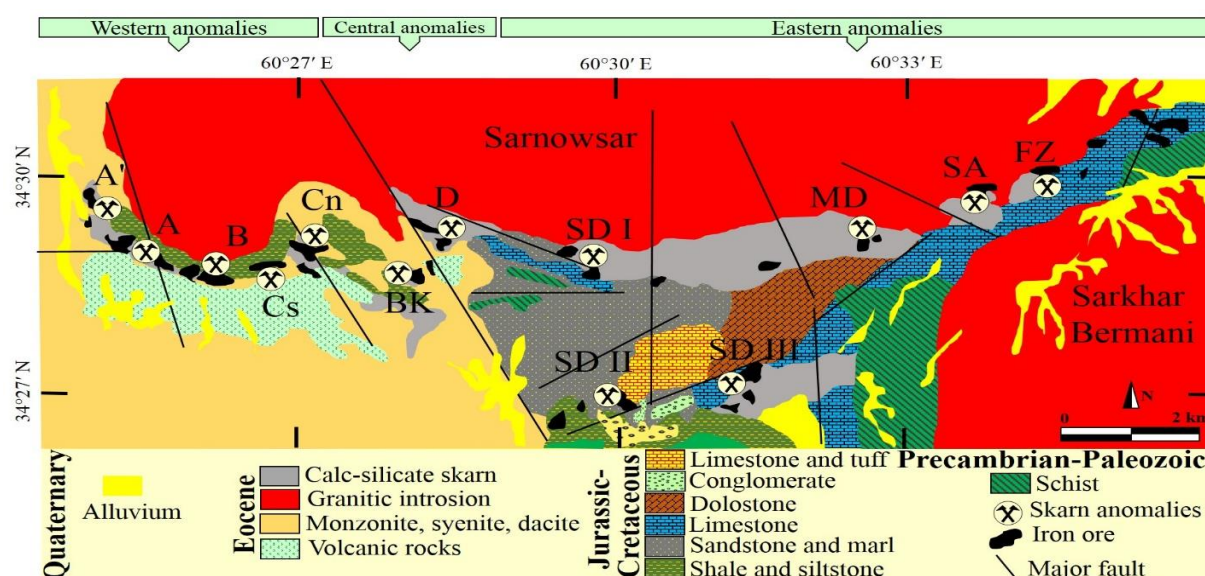
زمین‌شناسی و کانه‌زایی

بررسی‌های کریمپور و همکاران [۱] نشان می‌دهد که منطقه معدنی سنگان جزئی از کمربند آتشفشانی-نفوذی خوف-کاشمر-بردسکن بوده که با روند شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار گرفته است (شکل ۱). این کمربند بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیبی از فلدسپار قلیایی گرانیت (سی‌نیت و سی‌ینوگرانیت)، گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزموزنویت و دیوریت تشکیل شده است. توده گرانیتی سرنوسر در راستای شرقی-غربی، نقش مهمی در کانی‌سازی اسکاران آهن در منطقه سنگان و به ویژه کانسار آهن دردوی داشته است (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه سنگان نیز بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و رسوبی (از قبیل توف، آگلومرا، ریولیت، چرت، شیل‌های سیلیسی و آهک) وابسته به پرکامبرین (پروتروزوئیک پسین) بوده که دستخوش دگرگونی منطقه‌ای درجه کم، از نوع شیست سبز شده‌اند (شکل ۲).

و پیشرونده امکان تعیین شرایط دما وجود دارد. تاکنون، زمین-دماسنجی ویژه‌ای برای پهنه‌های اسکارنی سنگان ارائه نشده است، از این‌رو، در این پژوهش، از روش‌های مرسوم زمین-دماسنجی کانی‌های سیلیکاته استفاده و نتایج تفسیر شد. متداولترین زمین‌دماسنجی برای پهنه‌های اسکارنی برپایه زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن است [۲۰، ۱۹] که در این پژوهش از آن برای تعیین دمای پهنه اسکارنی پیشرونده استفاده شد. برای پهنه پسرونده نیز از کانی‌های کلریت و آمفیبول نوع کلسیمی که به عنوان زمین‌دماسنجی در پژوهش‌های بسیاری بکار گرفته شده‌اند، استفاده شد. از زمین‌دماسنج کانی‌های فلدسپار گرانیت سرنوسر برای پهنه درون اسکارن استفاده شد. پژوهش‌های مشابهی برای تعیین دما به روش‌های زمین-دماسنجی کانی‌های اسکارنی در سایر مناطق ایران انجام شده است [۲۸-۲۱]. در پایان، دماهای بدست آمده از زوج کانی‌ها با دماهای میانبارهای سیال گزارش شده [۱۵] مقایسه شد.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی استان خراسان رضوی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ایران [۱]) که در آن منطقه معدنی سنگان در جنوب شرقی استان خراسان رضوی واقع است. در این نقشه تنها واحدهای آتشفشانی-نفوذی نشان داده شده‌اند.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه معدنی سنگان بر اساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ تایید [۲]. جایگاه کانسارهای مختلف در روند غربی-شرقی نشان داده شده است.

و کربنات‌های کلسیت، دولومیت و سیدریت تشکیل شده است. کانی‌سازی و شیمی کانی‌های سیلیکاتی به تفصیل توسط قاسمی سیانی و مهرابی [۱۴] بررسی شده است.

روش بررسی

بررسی‌های میکروسکوپی روی ۶۰ مقطع نازک صیقلی و نازک از پهنه‌های اسکارن پیش‌رونده و پس‌رونده کانسار اسکارنی دردوی در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. بررسی‌های تکمیلی‌تر بر نقاط مشخص شده در مرحله بررسی میکروسکوپی، با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل FEI Quanta 650 FEG-ESEM در دانشگاه لیدز انگلیس انجام شد. نقاط مشخص‌شده در بررسی SEM، به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به‌وسیله دستگاه مدل CAMECA SX 100 و دانشگاه لیدز انگلیس با دستگاه مدل JEOL JXA8230 با شرایط ۲۰ کیلو ولت و ۲۰ نانوامپر و با قطر پرتو یک تا ۵ میکرون تجزیه شدند.

بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی پهنه‌های اسکارنی

پهنه‌های اسکارنی در کانسار دردوی به صورت درون‌اسکارن و برون‌اسکارن گسترش خوبی دارند. پهنه‌های اسکارنی با تغییرات کانی‌شناسی و رنگ سبز تا خاکستری تیره و قهوه‌ای قابل تشخیص بوده و اغلب دارای ساخت توده‌ای هستند. کانی‌های سیلیکات آهکی آبدار و بدون آب همراه با کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تشکیل دهنده پهنه‌های اسکارنی در

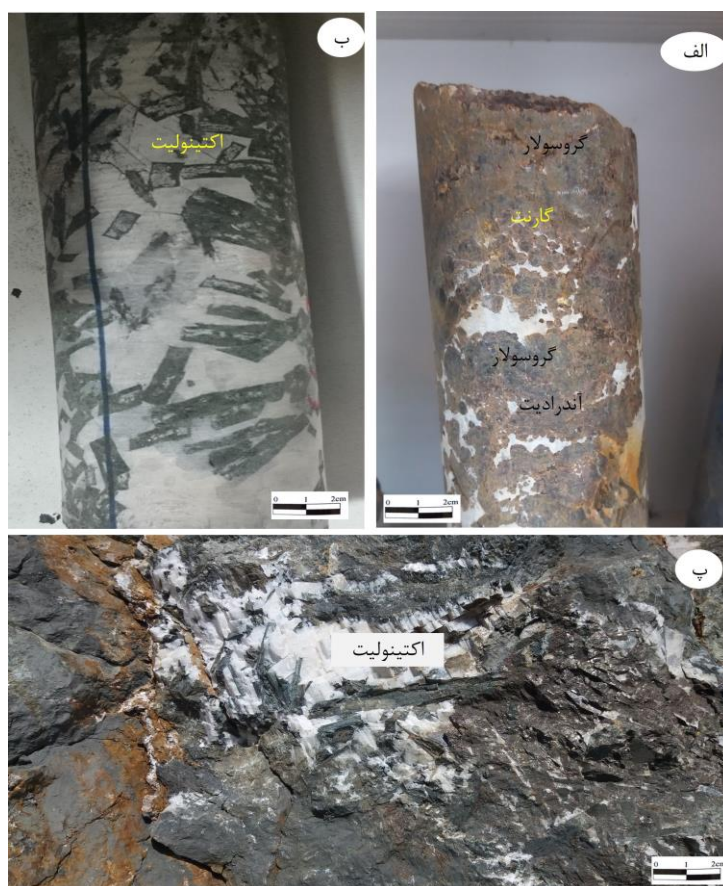
در مرز گرانیات سرنوسر (به سن ۳۹ میلیون سال، [۱۳، ۴]) با سنگ‌های کربناتی، دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن و سیلیکات آهکی هورنفلس (اسکارنوئید) رخ داده است و سنگ‌های کربناتی منطقه اغلب به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند [۵]. پهنه‌های اسکارنی در سراسر منطقه سنگان رخمون دارند و از غرب تا شرق دارای ترکیب متفاوتی هستند. مهمترین پهنه‌های اسکارنی شامل گارنت اسکارن، پیروکسن اسکارن، فلوگوپیت اسکارن، اکتینولیت اسکارن و کلریت اسکارن هستند. کانی‌سازی دردوی در بخش مرکزی منطقه معدنی سنگان واقع است که پهنه‌های اسکارنی پیش‌رونده مثل پیروکسن اسکارن، پیروکسن-گارنت اسکارن و گارنت اسکارن و پهنه‌های اسکارنی پس‌رونده بیشتر شامل کانی‌های کلریت، اپیدوت، فلوگوپیت و اکتینولیت در آن دیده می‌شود [۱۴]. کانی‌سازی مگنتیت در سنگ‌آهک منیزیم‌دار با ساخت و بافت‌های توده‌ای، عدسی‌شکل، پراکنده، پرکننده فضای خالی، پورفیروبلاستیک و کاتاکلاستیک تشکیل شده است. تأثیر دگرتهادی و دگرگونی مجاورتی در تماس با گرانیات سرنوسر قابل مشاهده است. کانسار اسکارن دردوی دارای کانی‌شناسی پیچیده‌ای بوده و از سیلیکات‌های گارنت، کلینوپیکروکسن، اسکاپولیت، هورنبلند، اپیدوت، اکتینولیت-ترمولیت، کلریت، کوارتز، فلدسپار، زیرکن، مسکوویت، کانی‌های رسی، کانه‌های سولفیدی مانند پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، مارکاسیت، اکسید و هیدروکسیدهای مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت

سرنوسر تشکیل شده و از پهنه اکتینولیت همراه با پیروتیت، پیریت و کانی‌های سولفیدی شامل مس با ضخامتی تا ۳۰ متر به رنگ سبز تا خاکستری در فاصله نزدیک‌تر و پهنه اسکارنی اپیدوت-کلریت-فلوگوپیت با رنگ سبز با ضخامت ۲۰ تا ۲۵ متر تشکیل شده است (شکل ۳ ت). اکتینولیت و به مقدار کمتر ترمولیت با بلورهایی تا ده سانتیمتر در پهنه‌های اسکارنی پسروده دیده می‌شود (شکل‌های ۴ ب و پ). کلریت، اپیدوت و فلوگوپیت ریز تا درشت بلور رنگ سبز به این پهنه اسکارنی داده است (شکل‌های ۵ ب و پ). فراوانی فلوگوپیت با فاصله از توده نفوذی سرنوسر بیشتر شده، به‌طوری که در کانسار باغک به بیشترین مقدار خود رسیده است. در پهنه اسکارنی پسروده، اندازه بلورهای کلسیت درشت‌تر و از مقدار کلسیت کاسته شده است که در نتیجه کانی‌های سیلیکاتی آبدار مثل اپیدوت، کلریت و فلوگوپیت ریز بلور تشکیل شده‌اند.

دردوی هستند. پهنه درون‌اسکارن با ضخامت یک تا ۱۰ متر درون توده نفوذی سرنوسر رخ داده و براساس کانی‌شناسی و رنگ قابل شناسایی است (شکل ۳ الف). پهنه برون‌اسکارن بسیار گسترده‌تر است و پهنه‌بندی مشخصی را نشان می‌دهد. پهنه اسکارنی پیشرونده از زیر پهنه‌های کلینوپروکسن اسکارن و گارنت اسکارن تشکیل شده است که به ترتیب بارنگ سبز و قهوه‌ای قابل تشخیص‌اند (شکل‌های ۳ ب و پ). پهنه اسکارنی پیشرونده درست در مرز توده سینوگرانیته پورفیری سرنوسر تشکیل شده است و ضخامت آن در مواردی به ۱۵ تا ۲۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۳ پ). بلورهای درشت گارنت در نمونه‌های دستی پهنه گارنت اسکارن به رنگ‌های قهوه‌ای (آندرادیت) تا قهوه‌ای مایل به سبز (گروسولار) دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ الف و ۵ الف). فراوانی آندرادیت بیشتر از گروسولار است. پهنه اسکارنی پسروده در فاصله دورتر نسبت به توده نفوذی



شکل ۳ تصاویر صحرایی از پهنه‌های اسکارنی: الف) پهنه درون اسکارن در توده نفوذی سرنوسر (جهت دید به سمت شرق)، ب و پ) پهنه پیروکسن اسکارن و گارنت اسکارن در تماس با توده نفوذی سرنوسر (جهت دید به سمت شمال) و ت) پهنه برون اسکارن در نزدیکی سنگ‌آهک.



شکل ۴ الف) درشت‌بلورهای آندرادیت (قهوه‌ای رنگ) و گروسلار (سبز رنگ) در اسکارن پیش‌رونده (پهنه گارنت اسکارن)، ب و پ) درشت‌بلورهای خود شکل اکتینولیت در اسکارن پسروده.



شکل ۵ الف) همبری پهنه پیروکسن اسکارن و گارنت اسکارن در اسکارن پیش‌رونده، ب) کلریت و اپیدوت و پ) فلوگوپیت در اسکارن پسروده.

گارنت، پلاژیوکلاز، کوارتز، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت کانی‌های تشکیل دهنده پهنه درون اسکارن و کلینوپیروکسن و گارنت مهم‌ترین کانی‌های پهنه اسکارنی

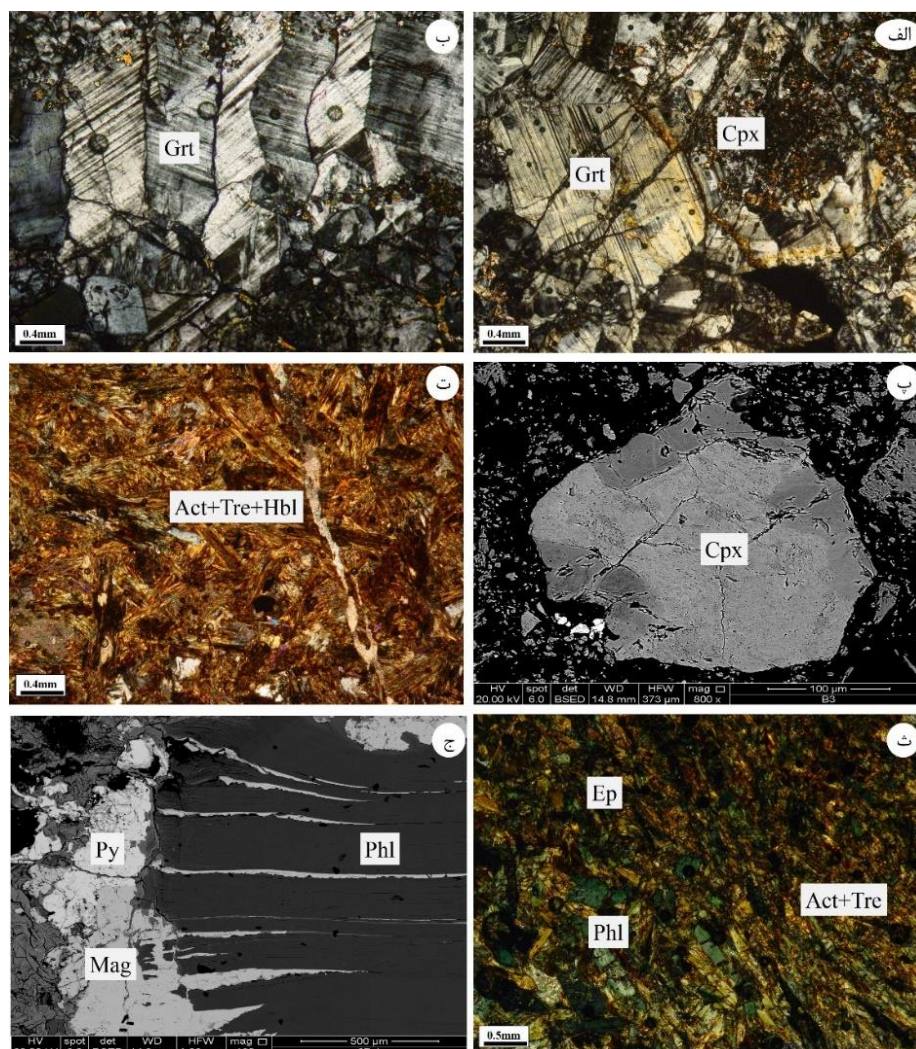
کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های پهنه‌های اسکارنی به تفصیل توسط قاسمی سیانی و مهرابی [۱۴] بررسی شده و در این بخش به طور خلاصه بیان شده است. کانی‌های مگنتیت،

دردوی در گستره‌ی اکتینولیت-ترمولیت، هورنبلند غنی از منیزیم، پارگازیت و هاستینگزیت غنی از منیزیم قرار دارند.

زمین‌دماسنجی

برای زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز-فلدسپار قلیایی (دوفلدسپار) از داده‌های ده تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در پهنه درون‌اسکارن استفاده شد (جدول ۱). برای تعیین دمای تشکیل گرانیات از واسنجی‌های مراجع [۳۰-۳۲] استفاده شد که در گستره فشار کمتر از ۴ کیلو بار دمای تشکیل گرانیات سرنوسر حدود ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد بدست آمد (جدول ۱).

پیشرونده هستند (شکل‌های ۶ الف و ب) [۲۹]. بلورهای درشت گارنت، دارای میانبارهایی از کلینوپیروکسن هستند که نشان می‌دهد که گارنت همزمان و پس از کلینوپیروکسن تشکیل شده است (شکل ۶ الف و ب). تشکیل کلینوپیروکسن پیش از گارنت در شواهد صحرایی نیز مشخص است و درست در مرز توده نفوذی پهنه کلینوپیروکسن با رنگ سبز قابل تشخیص است (شکل‌های ۴ ب و پ). مرحله پسرونده با کانی‌های اپیدوت، فلوگوپیت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، اسکاپولیت، هورنبلند و مقدار کم گارنت و کلینوپیروکسن شناخته شده است (شکل‌های ۶ ت تا ج). ترکیب آمفیبول‌ها در اسکارن



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی از کانی‌های سیلیکاتی آبدار و بدون آب اسکارن دردوی: (الف) بلور گارنت (Grt) که بلور کلینوپیروکسن (Cpx) را در برگرفته و نشان می‌دهد که گارنت پس از پیروکسن تشکیل شده است (نور عبوری قطبی)، (ب) بلورهای خودشکل گارنت در پهنه گارنت اسکارن (نور عبوری قطبی)، (پ) بلور کلینوپیروکسن دارای پهنه‌بندی، ت و ث) کانی‌های اکتینولیت (Act)، فلوگوپیت (Phl)، ترمولیت (Tre)، اپیدوت (Ep) و هورنبلند (Hbl) در پهنه اسکارن پسرونده (نور عبوری قطبی) و (ج) بلورهای خودشکل کشیده فلوگوپیت که همراه با مگنتیت (Mag) تشکیل شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها بر گرفته از مرجع [۲۹] است.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترون پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در پهنه درون اسکارن کانسار اسکارن دردوی (فرمول ساختاری بر اساس اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO ₂	۶۴٫۷۲	۶۴٫۶۷	۶۵٫۰۹	۶۳٫۹۶	۶۴٫۹۳	۶۴٫۶۴	۶۶٫۰۳	۶۱٫۹۸	۶۴٫۷۴	۶۲٫۷۳
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۱۹
Al ₂ O ₃	۲۳٫۶۰	۱۹٫۲۰	۲۳٫۱۹	۱۹٫۳۷	۲۳٫۵۰	۱۹٫۵۸	۲۲٫۴۷	۱۹٫۵۹	۲۳٫۲۰	۱۹٫۴۶
Fe ₂ O ₃	۰٫۰۹	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۴۹	۰٫۳۴	۰٫۱۲	۰٫۴۰
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰
CaO	۰٫۳۶	۰٫۵۳	۰٫۰۷	۰٫۸۶	۰٫۰۸	۰٫۶۸	۰٫۱۲	۰٫۸۸	۰٫۲۰	۰٫۸۷
Na ₂ O	۱۰٫۳۰	۴٫۷۸	۱۰٫۰۰	۵٫۰۱	۹٫۸۴	۴٫۵۶	۹٫۶۷	۴٫۶۹	۱۰٫۰۰	۵٫۱۵
K ₂ O	۰٫۳۸	۱۰٫۱۵	۰٫۳۸	۹٫۵۶	۰٫۴۵	۹٫۱۵	۰٫۳۷	۱۱٫۶۴	۰٫۳۳	۱۰٫۲۰
مجموع	۹۹٫۴۸	۹۹٫۷۴	۹۹٫۲۰	۹۹٫۲۸	۹۹٫۲۸	۹۹٫۱۱	۹۹٫۲۰	۹۹٫۲۹	۹۸٫۶۷	۹۹٫۰۰
Si	۲٫۷۱	۲٫۹۵	۲٫۷۸	۲٫۹۳	۲٫۷۵	۲٫۹۴	۲٫۸۱	۲٫۹۱	۲٫۷۴	۲٫۹۴
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۳۸	۱٫۰۳	۱٫۳۶	۱٫۰۴	۱٫۳۷	۱٫۰۵	۱٫۳۳	۱٫۰۸	۱٫۳۶	۱٫۰۴
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Na	۰٫۹۰	۰٫۴۲	۰٫۶۹	۰٫۴۴	۰٫۷۸	۰٫۴۰	۰٫۶۲	۰٫۴۲	۰٫۸۶	۰٫۴۵
K	۰٫۰۲	۰٫۵۵	۰٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۰۲	۰٫۵۲	۰٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۰۲	۰٫۴۶
XAn	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۳۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۳۹
XAb	۰٫۹۵۸	۰٫۴۰۷	۰٫۹۷۲	۰٫۴۲۵	۰٫۹۶۷	۰٫۴۱۶	۰٫۹۶۹	۰٫۳۶۵	۰٫۹۶۸	۰٫۴۱۷
XOr	۰٫۰۲۳	۰٫۵۶۸	۰٫۰۲۴	۰٫۵۳۴	۰٫۰۲۹	۰٫۵۵۰	۰٫۰۲۹	۰٫۵۹۷	۰٫۰۲۱	۰٫۵۴۴
فشار(Kbar)	دما براساس مرجع [۳۰]									
1	۷۰۷		۶۹۹		۷۰۲		۶۸۷		۷۰۲	
2	۷۱۳		۷۰۵		۷۰۸		۶۹۲		۷۰۸	
3	۷۱۹		۷۱۱		۷۱۳		۶۹۸		۷۱۴	
4	۷۲۵		۷۱۶		۷۱۹		۷۰۴		۷۲۰	
	دما براساس مرجع [۳۱]									
1	۶۷۳		۶۶۸		۶۶۹		۶۵۴		۶۶۹	
2	۶۷۹		۶۷۴		۶۷۵		۶۶۱		۶۷۵	
3	۶۸۴		۶۸۰		۶۸۲		۶۶۸		۶۸۱	
4	۶۹۰		۶۸۷		۶۸۸		۶۷۴		۶۸۷	
	دما براساس مرجع [۳۲]									
1	۶۴۲		۶۳۵		۶۵۴		۶۴۸		۶۶۰	
2	۶۵۱		۶۴۰		۶۶۱		۶۵۲		۶۶۸	
3	۶۶۰		۶۵۰		۶۷۲		۶۶۱		۶۷۵	
4	۶۶۸		۶۵۷		۶۸۵		۶۷۲		۶۹۰	

برای تعیین دما ارائه شده است [۳۳-۴۸]. آن‌ها بیشتر برای سنگ‌های اکلوزیت و فرامافیک کاربرد دارند و در اسکارن‌ها با توجه به مقدار کلسیم بالا، باید با احتیاط استفاده شوند. از آنجا که، اساس بیشتر واسنجی‌ها مقدار Fe^{2+} بوده و در نمونه‌های گارنت مورد بررسی مقدار Fe^{3+} بالاست، بیشتر آن‌ها به‌ویژه

نتایج ده تجزیه نقطه‌ای از گارنت و کلینوپیروکسن‌های برگزیده در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. زمین‌دماسنجی بر پایه زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن بر اساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن بوده زیرا ضریب انتشار (Kd) بین گارنت و کلینوپیروکسن تابعی از دماست. واسنجی‌های مختلفی

واسنجی ارایه شده در مراجع [۴۱-۴۲] قابل استفاده نیستند، چراکه دمای کمتری را نشان می‌دهد. واسنجی استفاده شده در مرجع [۳۸] برای سنگ‌هایی با دماهای بالا استفاده می‌شود که در این پژوهش از آن استفاده نشد زیرا دماهای قابل قبولی را به دست نمی‌دهد. واسنجی استفاده شده در مرجع [۴۸] برای سنگ‌های فرامافیک با گارنت‌هایی با مقدار منیزیوم بالا و کلینوپیروکسن‌های فقیر از سدیم و آلومینیوم کاربرد دارد. همچنین واسنجی استفاده شده در مرجع [۴۴] برای کلینوپیروکسن‌های با مقدار بسیار کم Al استفاده می‌شود. استفاده از این واسنجی‌ها برای منطقه مورد بررسی دماهای کمتری را نشان می‌دهد (۲۰۰ تا ۳۹۰ درجه سانتیگراد)، زیرا مقدار آلومینیوم در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی تا ۲/۴۱ درصد نیز می‌رسد و مقدار منیزیوم هم در گارنت بالاست. واسنجی ارائه شده در مراجع [۴۵،۴۷] برای سنگ‌های گرانولیت و آمفیبولیت استفاده می‌شود که مقدار XGrs آن برابر با ۰/۲ باشد، در حالی که این مقدار در نمونه‌های مورد بررسی بیش از ۰/۲ است (تقریباً ۰/۵ تا ۰/۷). بنابراین این

واسنجی نیز داده‌های غیرقابل قبولی را ارائه می‌دهد. با توجه به مقدار بالای کلسیم در اسکارن، باید از واسنجی‌هایی استفاده شود که در مقادیر بالای کلسیم نیز دماهای منطقی‌تری را به دست می‌دهند. بر این اساس، واسنجی استفاده شده در مراجع [۳۳-۴۱، ۳۹، ۳۶] که برای سنگ‌های اکلوزیتی با مقدار گارنت با کلسیم بالا (گروسولار بیشتر) استفاده شده است، داده‌های قابل قبول‌تری را ارائه می‌دهد. واسنجی استفاده شده در مراجع [۳۹، ۳۴] برای نمونه‌های مورد بررسی، احتمالاً به دلیل وجود مقادیر آلومینیوم بالاتر در کلینوپیروکسن‌ها، دماهای کمتری را نشان می‌دهد. بنابراین در این پژوهش از واسنجی‌های مراجع [۳۳-۳۷] استفاده شد (جدول ۴) که نتایج قابل قبولی دارند. با توجه به جدول ۴، دماهای بدست آمده برای پهنه پیشرونده گارنت-پیروکسن اسکارن در فشارهای ۱ تا ۴ کیلو بار که فشارهای منطقی برای دگرگونی مجاورتی عامل تشکیل پهنه-های اسکارنی هستند، حدود ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتیگراد بدست آمد.

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازش الکترون کانی پیروکسن (فرمول ساختاری بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن) در کانسار اسکارن دردوی.

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO ₂	۵۲،۳۶	۵۲،۴۸	۵۰،۴۸	۵۳،۴۱	۵۲،۷۴	۵۲،۴۹	۵۲،۴۷	۵۱،۰۱	۵۲،۹۱	۵۲،۹۴
TiO ₂	۰،۳۱	۰،۰۵	۰،۸۶	۰،۰۶	۰،۱۰	۰،۰۴	۰،۳۱	۰،۷۱	۰،۰۲	۰،۰۶
Al ₂ O ₃	۲،۴۱	۰،۶۵	۱،۸۰	۰،۸۱	۰،۸۹	۰،۷۹	۱،۳۸	۱،۵۲	۰،۳۴	۰،۷۳
Cr ₂ O ₃	۰،۰۰	۰،۰۳	۰،۰۰	۰،۰۵	۰،۰۰	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۳	۰،۰۰
Fe ₂ O ₃	۲،۵۳	۱،۴۳	۲،۶۱	۱،۴۱	۱،۵۷	۱،۳۳	۱،۲۹	۲،۵۲	۰،۶۵	۱،۰۲
FeO	۱،۳۰	۵،۵۹	۸،۷۷	۳،۴۴	۴،۰۷	۳،۷۵	۱،۴۰	۸،۳۹	۷،۲۷	۴،۶۴
MnO	۰،۱۱	۰،۲۵	۰،۵۵	۰،۱۵	۰،۱۴	۰،۰۷	۰،۲۴	۰،۵۲	۰،۴۱	۰،۲۱
MgO	۱۶،۷۳	۱۳،۹۸	۱۲،۴۸	۱۵،۷۷	۱۴،۹۶	۱۵،۳۶	۱۶،۷۴	۱۲،۹۴	۱۳،۷۶	۱۶،۷۸
CaO	۲۴،۴۸	۲۴،۸۸	۲۱،۴۳	۲۴،۹۸	۲۴،۹۲	۲۵،۱۹	۲۵،۴۶	۲۱،۰۲	۲۴،۷۳	۲۲،۶۰
Na ₂ O	۰،۰۰	۰،۲۰	۰،۵۹	۰،۱۲	۰،۱۴	۰،۱۲	۰،۰۲	۰،۶۰	۰،۰۸	۰،۰۰
مجموع	۱۰۰،۲۳	۹۹،۵۴	۹۹،۵۷	۱۰۰،۲۰	۹۹،۵۳	۱۰۰،۱۶	۱۰۰،۳۱	۹۹،۲۳	۱۰۰،۲۰	۹۹،۹۸
Si	۱،۹۱	۱،۹۶	۱،۹۱	۱،۹۶	۱،۹۵	۱،۹۶	۱،۹۴	۱،۹۳	۱،۹۷	۱،۹۶
Ti	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۰
Al	۰،۱۰	۰،۰۲	۰،۰۸	۰،۰۳	۰،۰۳	۰،۰۳	۰،۰۵	۰،۰۶	۰،۰۱	۰،۰۳
Cr	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰
Fe ³⁺	۰،۰۵	۰،۰۴	۰،۰۷	۰،۰۳	۰،۰۴	۰،۰۳	۰،۰۳	۰،۰۷	۰،۰۱	۰،۰۲
Fe ²⁺	۰،۰۶	۰،۱۷	۰،۲۷	۰،۱۰	۰،۱۲	۰،۱۱	۰،۰۴	۰،۲۶	۰،۲۲	۰،۰۵
Mn	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۰
Mg	۰،۹۱	۰،۷۸	۰،۷۰	۰،۸۶	۰،۸۲	۰،۸۴	۰،۹۰	۰،۷۳	۰،۷۶	۰،۹۱
Ca	۰،۹۸	۰،۹۹	۰،۸۷	۰،۹۸	۰،۹۹	۰،۹۹	۰،۹۹	۰،۸۵	۰،۹۸	۱،۰۰
Na	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۴	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۴	۰،۰۰	۰،۰۰
ژوهانسنیت	۰،۳۵	۰،۷۹	۱،۶۴	۰،۴۶	۰،۴۴	۰،۲۲	۰،۷۴	۰،۲۵	۱،۲۷	۰،۶۵
دیوپسید	۹۳،۰۲	۷۷،۷۵	۶۵،۵۸	۸۵،۲۶	۸۲،۵۸	۸۴،۵۱	۹۱،۴۱	۹۲،۷۸	۷۴،۷۹	۹۱،۵۲
هدنبرگیت	۶،۶۳	۲۱،۴۶	۳۲،۷۸	۱۴،۲۸	۱۶،۹۸	۱۵،۲۷	۷،۸۴	۶،۹۷	۲۳،۹۵	۷،۸۳
XFe	۰،۰۳۶	۰،۱۱۰	۰،۱۸۶	۰،۰۷۵	۰،۰۸۸	۰،۰۷۸	۰،۰۴۱	۰،۱۷۹	۰،۱۲۴	۰،۰۴۱
XMg	۰،۴۶۰	۰،۳۹۰	۰،۳۶۴	۰،۴۲۳	۰،۴۱۵	۰،۴۲۳	۰،۴۵۸	۰،۳۷۹	۰،۳۸۲	۰،۴۵۸
XCa	۰،۵۰۴	۰،۵۰۰	۰،۴۵۰	۰،۴۹۳	۰،۴۹۷	۰،۴۹۹	۰،۵۰۱	۰،۴۴۲	۰،۴۹۴	۰،۵۰۲

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی مایکروپروب کانی گارنت (فرمول ساختاری بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن) در کانسار اسکارن دردوی.

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO ₂	۳۶٫۹۹	۳۷٫۱۶	۳۷٫۴۹	۳۷٫۰۲	۳۷٫۶۰	۳۷٫۴۵	۳۶٫۶۶	۳۷٫۹۴	۳۶٫۸۵	۳۶٫۴۷
TiO ₂	۰٫۴۰	۰٫۵۸	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۴۴	۰٫۳۲	۰٫۰۵	۱٫۷۵	۰٫۸۶	۰٫۶۳
Al ₂ O ₃	۹٫۰۱	۱۱٫۰۶	۹٫۳۴	۸٫۴۹	۱۰٫۸۳	۱۱٫۹۴	۸٫۲۱	۱۳٫۹۲	۸٫۵۸	۹٫۰۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ₂ O ₃	۱۸٫۷۸	۱۵٫۵۱	۱۸٫۳۳	۱۹٫۴۹	۱۶٫۲۶	۱۴٫۱۶	۱۹٫۷۴	۱۱٫۶۸	۱۹٫۳۲	۱۸٫۹۰
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۳۹	۰٫۵۰
MgO	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۲۹	۰٫۴۱
CaO	۳۴٫۶۶	۳۵٫۲۶	۳۵٫۰۳	۳۴٫۹۸	۳۵٫۰۱	۳۵٫۵۸	۳۴٫۹۶	۳۴٫۴۹	۳۴٫۲۶	۳۴٫۰۱
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۸۰	۱۰۰٫۴۷	۱۰۰٫۴۷	۱۰۰٫۳۸	۹۹٫۷۰	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۸	۱۰۰٫۵۵	۹۹٫۹۵
Si	۲٫۹۷	۲٫۹۶	۲٫۹۹	۲٫۹۷	۲٫۹۸	۲٫۹۷	۲٫۹۷	۲٫۹۴	۲٫۹۵	۲٫۹۵
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Al	۰٫۸۵	۱٫۰۴	۰٫۸۸	۰٫۸۰	۱٫۰۱	۱٫۱۱	۰٫۷۸	۰٫۹۶	۰٫۸۴	۰٫۸۵
Fe ³⁺	۱٫۱۳	۰٫۹۳	۱٫۱۰	۱٫۱۸	۰٫۹۷	۰٫۸۴	۱٫۲۰	۱٫۳۲	۱٫۱۶	۱٫۱۵
Fe ²⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Ca	۲٫۹۸	۳٫۰۱	۳٫۰۰	۳٫۰۱	۲٫۹۷	۳٫۰۳	۳٫۰۴	۳٫۷۸	۲٫۹۴	۲٫۹۱
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
آندراپیت	۵۷٫۳۲	۴۷٫۲۳	۵۵٫۶۳	۵۹٫۴۴	۴۸٫۹۴	۴۳٫۰۸	۶۰٫۷۶	۳۵٫۶۴	۶۰٫۲۴	۵۸٫۶۶
گروسولر	۴۲٫۰۶	۵۱٫۹۸	۴۴٫۰۴	۳۹٫۹۵	۵۰٫۴۹	۵۶٫۰۱	۳۸٫۸۳	۶۳٫۵۸	۳۹٫۰۰	۴۰٫۱۱
پیروپ	۰٫۴۷	۰٫۵۸	۰٫۲۴	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۸۰	۰٫۴۱	۰٫۲۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶
آلماندین	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
سپسرتین	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۵۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵
اوواروتیت	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
XFe	۰٫۲۹۶	۰٫۲۵۵	۰٫۲۸۹	۰٫۳۰۲	۰٫۲۶۶	۰٫۲۳۶	۰٫۳۰۵	۰٫۲۰۹	۰٫۳۰۳	۰٫۲۰۳
XMg	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸
XCa	۰٫۷۰۰	۰٫۷۴۱	۰٫۷۰۹	۰٫۶۹۶	۰٫۷۳۲	۰٫۷۵۸	۰٫۶۹۲	۰٫۷۹۰	۰٫۶۸۹	۰٫۶۸۹

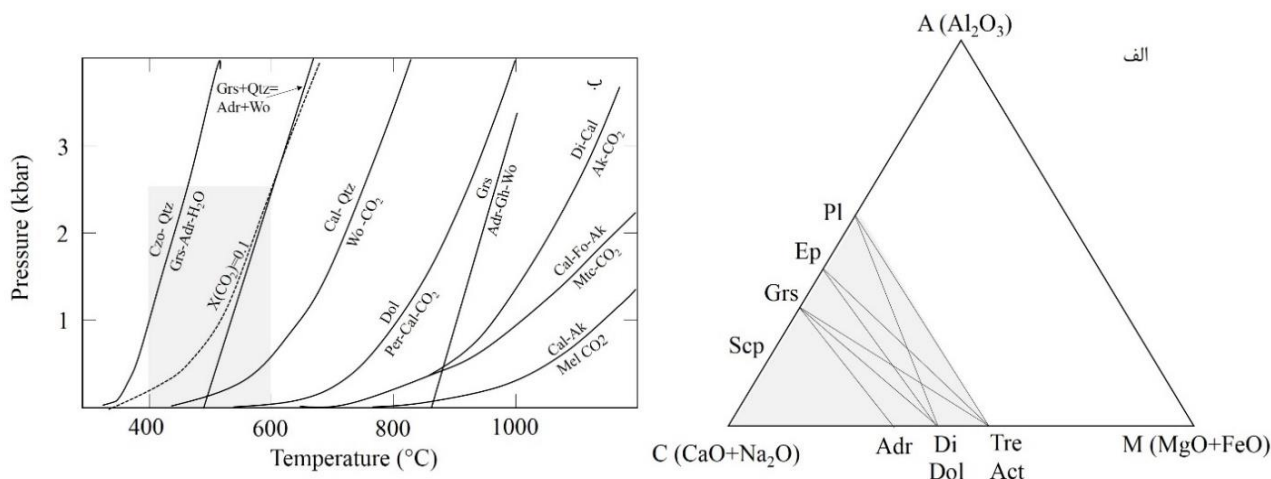
جدول ۴ دماهای بدست آمده بر حسب درجه سانتیگراد از زمین‌دماسنجی زوج کانی‌های گارنت-کلینوپروکسن در فشارهای یک تا ۴ کیلو بار بر اساس واسنجی‌های ارائه شده در مراجع [۳۳-۳۷].

		۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Kd	فشار (Kbar)	۶۸۳٫۶۱	۳۳۵٫۰۳	۹۰۵٫۳۲	۶۱۷٫۲۷	۳۱۴٫۰۷	۱۲۲۸٫۴۳	۲۲۷٫۰۶	۱۱۵٫۵۹	۱۳۶٫۶۶	۲۲۰٫۶۲
[۳۳]	1	۳۸۵	۴۷۲	۴۲۵	۳۴۰	۳۸۰	۴۸۰	۳۴۰	۴۶۰	۵۰۰	۵۰۰
	2	۳۸۷	۴۷۴	۴۲۶	۳۴۱	۳۸۱	۴۸۲	۳۴۱	۴۶۲	۵۰۲	۵۰۱
	3	۳۸۸	۴۷۵	۴۲۷	۳۴۳	۳۸۲	۴۸۳	۳۴۲	۴۶۴	۵۰۳	۵۰۳
	4	۳۸۹	۴۷۶	۴۲۸	۳۴۴	۳۸۴	۴۸۵	۳۴۵	۴۶۵	۵۰۵	۵۰۴
[۳۴]	1	۳۶۰	۴۷۰	۴۱۵	۳۲۵	۳۷۰	۴۸۵	۳۱۵	۴۲۶	۵۰۱	۵۰۰
	2	۳۶۱	۴۷۱	۴۱۶	۳۲۷	۳۷۱	۴۸۶	۳۱۷	۴۲۸	۵۰۲	۵۰۲
	3	۳۶۳	۴۷۳	۴۱۸	۳۲۸	۳۷۲	۴۸۷	۳۱۸	۴۲۹	۵۰۳	۵۰۳
	4	۳۶۵	۴۷۴	۴۲۰	۳۲۹	۳۷۴	۴۸۹	۳۲۰	۴۳۰	۵۰۴	۵۰۴
[۳۵]	1	۳۳۰	۴۲۵	۳۹۰	۳۱۸	۳۳۷	۴۳۵	۳۱۰	۴۰۰	۴۹۸	۴۹۰
	2	۳۳۱	۴۲۶	۳۹۲	۳۲۰	۳۳۸	۴۳۶	۳۱۲	۴۰۲	۵۰۰	۴۹۲
	3	۳۳۲	۴۲۷	۳۹۳	۳۲۲	۳۴۰	۴۳۸	۳۱۳	۴۰۳	۵۰۱	۴۹۳
	4	۳۳۴	۴۲۹	۳۹۴	۳۲۳	۳۴۱	۴۳۹	۳۱۴	۴۰۴	۵۰۲	۴۹۴
[۳۶]	1	۳۱۰	۴۰۰	۳۶۰	۳۰۰	۳۳۵	۴۱۵	۳۲۰	۳۷۵	۴۶۰	۴۸۰
	2	۳۱۱	۴۰۲	۳۶۲	۳۰۲	۳۳۷	۴۱۸	۳۲۱	۳۷۶	۴۶۲	۴۸۲
	3	۳۱۳	۴۰۴	۳۶۴	۳۰۴	۳۳۹	۴۲۰	۳۲۳	۳۷۷	۴۶۳	۴۸۴
	4	۳۱۵	۴۰۶	۳۶۶	۳۰۵	۳۴۱	۴۲۲	۳۲۵	۳۷۹	۴۶۴	۴۸۵
[۳۷]	1	۳۰۰	۳۶۷	۳۶۰	۳۱۰	۳۴۰	۴۱۰	۳۶۴	۴۲۰	۴۷۰	۴۳۰
	2	۳۰۱	۳۶۸	۳۶۱	۳۱۱	۳۴۱	۴۱۱	۳۶۵	۴۲۱	۴۷۱	۴۳۲
	3	۳۰۲	۳۶۹	۳۶۲	۳۱۲	۳۴۲	۴۱۲	۳۶۷	۴۲۳	۴۷۲	۴۳۴
	4	۳۰۳	۳۷۰	۳۶۴	۳۱۳	۳۴۴	۴۱۴	۳۶۸	۴۲۵	۴۷۳	۴۳۵

است [۵۳]. مقادیر X_{CO_2} می‌تواند بر شرایط دما و فشار پایداری کانی‌ها موثر باشد، به‌طوری‌که دمای پایداری کانی‌ها با افزایش مقدار X_{CO_2} کاهش می‌یابد. اگر ولاستونیت در اسکارن تشکیل شود، نشان‌دهنده شرایط دمایی بالا و یا مقادیر کم X_{CO_2} است. با توجه به اینکه در اسکارن دردوی، ولاستونیت تشکیل نشده است، می‌توان گفت که کلسیم موجود برای تشکیل گروسولار استفاده شده است. با در نظر گرفتن نبود ولاستونیت، فراوانی کانی‌های گروسولار-آندرایت و با توجه به مجموعه کانی‌های تشکیل شده در اسکارن دردوی (شکل ۷ ب)، می‌توان گفت که اسکارن دردوی در دمایی بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تا ۲/۵ کیلو بار تشکیل شده است.

در پهنه پسروده، کانی‌های سیلیکات آبدار با کاهش دمای اسکارن‌ها تشکیل می‌شوند. کلریت و آمفیبول‌های نوع کلسیمی زمین‌دماسنج‌های مناسبی برای پهنه‌های پسروده کنسارهای اسکارن هستند. آمفیبول‌های پهنه پسروده اسکارن دردوی نیز از نوع کلسیمی بوده [۱۲] و به تغییرات دما و فشار حساس‌اند و به عنوان زمین‌دماسنج بکار می‌روند [۵۵، ۵۴]. دمای بدست آمده بر اساس زمین‌دماسنج آمفیبول کلسیمی ارائه شده در مرجع [۵۶]، ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد است.

کانی‌شناسی اسکارن‌ها پیچیده و شامل مجموعه کانی‌های سیلیکات آبدار و بدون آب هستند که در شرایط دمایی مختلفی تشکیل می‌شوند و می‌توان با توجه به فرایندهای تشکیل آنها، شرایط دما و فشار در زمان تشکیل پهنه‌های اسکارنی را برآورد کرد. مجموعه کانی‌های تشکیل شده در پهنه‌های اسکارنی کنسار دردوی شامل گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، هورنبلند، فلوگوپیت، اسکاپولیت، ترمولیت، آمفیبول، کلسیت، دولومیت، سیدریت هستند [۱۲] که در نمودار فازی ساده شده ACM یا ACM-CH [۴۶] نشان داده شده است (شکل ۷ الف). در این نمودار، مجموعه کانی‌های تشکیل شده نزدیک به قطب C قرار دارند و کلریت و فلوگوپیت نزدیک قطب M هستند (نشان داده نشده). تعادل‌های فازی کانی‌های موجود در اسکارن‌ها در شرایط دما و فشارهای گوناگون توسط بومن [۴۹] ارائه شده است (شکل ۷ ب). به اعتقاد ارنست [۵۰]، بیشترین دما در دگرگونی‌های مجاورتی و تشکیل اسکارن‌های مربوط به آن کمتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد است. همچنین برخی پژوهشگران [۵۲، ۵۱] دماهای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد را برای تشکیل اسکارن‌ها پیشنهاد می‌کنند. از طرفی، بررسی‌های تجربی تایید کرده که دمای تشکیل برای گارنت آندرایت-گروسولار و پیروکسن در گستره دماهای بین ۲۲۵ و ۹۵۰ درجه سانتیگراد



شکل ۷ الف) نمایش مجموعه کانی‌های پهنه‌های اسکارنی دردوی و روابط بین آنها در نمودار ACM [۴۶] که در آن H_2O ، CO_2 ، Qtz به صورت فاز اضافی در نظر گرفته شده است و ب) نمودار دما-فشار در سیستم‌های اسکارنی که در آن تنوعی از تعادل‌های فازی پایداری در شرایط دما و فشارهای مختلف نشان داده شده است [۴۷]. با توجه به شکل و مجموعه کانی‌های تشکیل شده و نبود ولاستونیت، می‌توان گفت که پهنه‌های اسکارنی در دمایی بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تا ۲/۵ کیلو بار تشکیل شده‌اند. (Czo) کلینوزوئیت، (Qtz) کوارتز، (Grs) گروسولار، (Adr) آندرایت، (Wo) ولاستونیت، (Cal) کلسیت، (Dol) دولومیت، (Di) دیوپسید، (Gh) ژهلنیت، (Ak) آکرمایت، (Fo) فورستریت، (Mtc) مونتی سیلیت، (Mel) ملیت، (علامت اختصاری کانی‌ها بر گرفته از مرجع [۲۹]).

دلیل نبود کانی مناسب و ریزبودن میانبارهای سیال بسیار مشکل است. اسکارن دردوی به دلیل وجود بلورهای درشت گارنت و همچنین کوارتز و رگه‌های سیلیسی شرایط مناسبی برای بررسی میانبارهای سیال دارد که نتایج آن در مرجع [۱۳] آورده شده است. هدف از این پژوهش، بررسی اصولی پهنه‌های اسکارنی اسکارن دردوی به منظور تعیین شرایط دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی بر اساس زمین‌دماسنجی‌های کانی‌های سیلیکاتی و تطابق با داده‌های میانبارهای سیال است. طرحواره‌ای از پهنه‌های اسکارنی کانسار دردوی و دماهای بدست آمده از آن در شکل ۸ نشان داده شده است. اسکارنی شدن براساس مرجع [۱۳] شامل چند مرحله است که در هر مرحله دمای تشکیل بر اساس زمین‌دماسنجی کانی‌ها و میانبارهای سیال محاسبه شده است. مرحله نخست شامل نفوذ توده گرانیتهی سرنوسر در سنگ میزبان کربناتی و شیلی با دمای ۳۲۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد و فشار تقریبی ۱ تا ۲ کیلو بار و ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های اطراف است که اثر گرمایی ناشی از آن سبب دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی دگرنه‌ادی در سنگ میزبان و سرانجام سبب تشکیل مرمرهای کلسیتی و اسکارنوئید هورنفلسی شده است [۱۳].

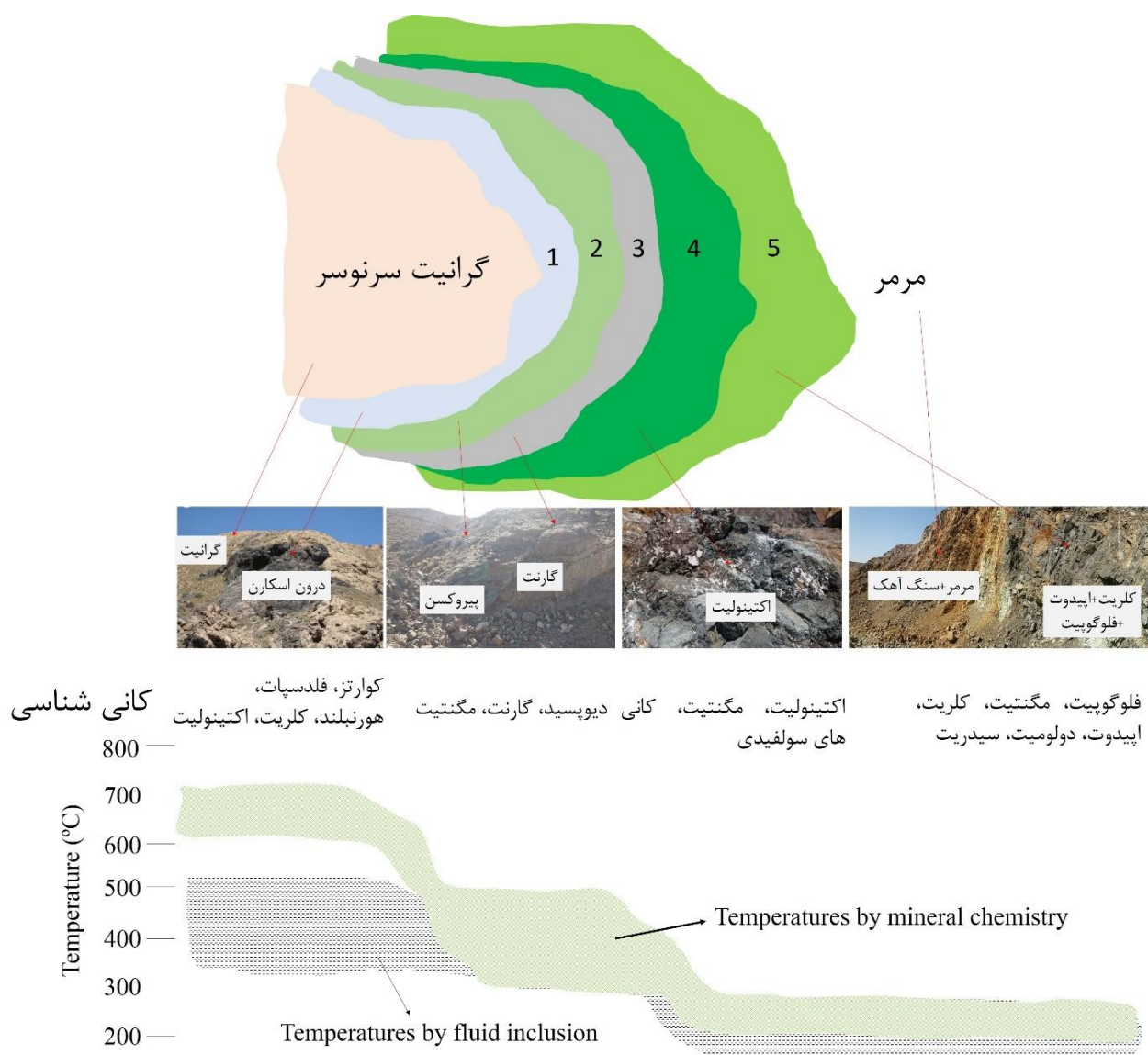
فرمول کلی کلریت به صورت $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ است. اساس روش زمین‌دماسنجی کلریت وجود ارتباط مستقیم بین آلومینیم در جایگاه چاروجهی کلریت با تغییرات دماست. بنابراین، قطب غنی از آلومینیم در محلول جامد کلریت می‌تواند به عنوان یک دماسنج استفاده شود [۵۸، ۵۷]. نمودار دیگری برای تغییرات شیمیایی در کلریت [۵۹] بر اساس تغییرات مقدار آهن و منیزیم $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})$ ارائه شده که تابع تغییرات دماست. واسنجی تجربی آن در گستره دمایی ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد معتبر است، هرچند در دماهای بالاتر و پایین‌تر نیز، دماهای قابل قبولی را به دست می‌دهد. یک زمین‌دماسنج دیگر نیز برای کلریت ارائه شده [۶۰] که اساس آن تصحیحات واسنجی ارائه شده در مرجع [۵۸] و بر این اساس است که کلریت در محیط‌های غنی از آلومینیم تشکیل می‌شود. نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت در جدول ۵ ارائه شده و بر اساس آن دماهای بدست آمده از سه واسنجی مراجع [۶۰-۵۸]، در گستره دمایی ۲۰۰ تا ۲۹۰ درجه سانتیگراد است.

بحث

تعیین دمای اسکارن‌ها بر اساس بررسی میانبارهای سیال به

جدول ۵ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی کلریت در کانسار اسکارن دردوی (فرمول ساختاری بر اساس ۱۲/۵ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	Chl1	Chl2	Chl3
SiO ₂	۲۷،۲۸	۲۶،۸۴	۲۷،۲۱
Al ₂ O ₃	۱۷،۵۰	۱۷،۸۰	۱۷،۵۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
FeO _T	۲۱،۸۰	۲۴،۲۶	۲۱،۷۵
MnO	۳/۱۳	۴/۱۳	۳/۱۳
MgO	۱۷،۴۰	۱۵،۱۹	۱۷،۳۹
CaO	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۱
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۱۶	۰/۰۵
مجموع	۸۷،۱۹	۸۸،۴۲	۸۷،۱۳
Si	۲،۵۷۵	۲،۵۴۷	۲،۵۷۰
Al(IV)	۱/۰۲۸	۰/۹۹۹	۱/۱۵۰
Al(VI)	۰/۹۲۸	۱/۰۰۰	۰/۸۰۸
Fe ²⁺	۱/۷۲۱	۱/۹۲۵	۱/۷۱۸
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Mn	۰/۲۵۰	۰/۳۳۲	۰/۲۵۰
Mg	۲/۴۴۸	۲/۱۴۸	۲/۴۴۸
Ca	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
K	۰/۰۰۰	۰/۰۱۷	۰/۰۰۶
Fe(Fe+Mg)	۰/۴۱۳	۰/۴۷۲	۰/۴۱۲
Cathelineau (1988)	۲۸۰	۲۷۰	۲۹۵
Jowett (1991)	۲۸۰	۲۶۰	۲۹۰
Kranidiotis and MacLean (1987)	۲۰۰	۲۰۰	۲۱۰



شکل ۸ طرحواره بدون مقیاس از پهنه‌های اسکارنی پیرامون گرانیت سرنوسر همراه با کانی‌شناسی غالب در هر پهنه و دماهای بدست آمده بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌ها و میانبارهای سیال که روند کاهش دما از درون اسکارن، پهنه پیشرونده به سمت پهنه پسرونده مشخص است.

دردوی، به دلیل فراوانی مول کلسیم در پهنه‌های اسکارنی و تشکیل بیشتر کانی‌ها نزدیک به قطب کلسیم‌دار (شکل ۷ ب)، و همچنین وجود مقادیر X_{Ca} در فلدسپارهای گرانیت سرنوسر (۰/۰۴ تا ۰/۰۱)، دماهای برآورد شده بیشتر از دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال است.

مرحله دوم تشکیل پهنه برون اسکارن در دردوی است که شامل الف) مرحله پیشرونده با دمای ۳۱۰ تا ۴۹۰ درجه سانتیگراد و شوری ۲۵ تا ۳۸ wt.% NaCl و تشکیل کانی‌های سیلیکات بدون آب از جمله گارت و کلینوپیروکسن است [۱۳، ۱۲]. زمین‌دماسنج گارت-کلینوپیروکسن استفاده شده

دمای تشکیل درون اسکارن بر اساس زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز-فلدسپار قلیایی حدود ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد برآورد شد که بیشتر از دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال است (۳۲۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد). این اختلاف می‌تواند دو دلیل داشته باشد. یکی اینکه اگر داده‌های میانبارهای سیال مربوط به کوارتزهای گرمایی ثانویه ناشی از توده گرانیتی باشند، زمین‌دماسنج دوفلدسپار دمای توده گرانیتی را نشان می‌دهد. از طرف دیگر، به اعتقاد پاول و همکارش [۶۱] مقدار مول کلسیم در فلدسپار قلیایی باعث بالا رفتن دماهای بدست آمده از زمین‌دماسنج‌های دوفلدسپار می‌شود. در اسکارن

برای مرحله پیش‌رونده دماهای ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتیگراد را نشان داد که تقریباً معادل دماهای بدست آمده از میانبرهای سیال است. فازهای تشکیل شده در اسکارن دردوی معادل دگرگونی مجاورتی با رخساره هورنبلند-هورنفلس هستند که با دماهای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای کمتر از ۳ کیلو بار همخوانی دارد (شکل ۷ ب).

از آنجاکه ولاستونیت در پهنه‌های اسکارنی درون‌اسکارن و پیش‌رونده تشکیل نشده است، می‌توان گفت که دماهای اسکارن کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد است [۵۰]. ولاستونیت زمانی تشکیل می‌شود که دمای محیط بالا (بالتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد) باشد و یا XCO_2 محیط کم باشد. مقادیر XCO_2 در اسکارن دردوی کم نیست، چراکه بیشتر کانی‌های تشکیل شده در محیط در قطب کلسیمی نمودار ACM قرار دارند و افزایش XCO_2 به دلیل تاثیر فاز فقیر از آب در منطقه است که در اثر آن کانی‌های اسکارنی پیش‌رونده بدون آب تشکیل شده‌اند [۵۰]. مرحله ب) پسروده با دمای تقریبی ۱۹۰ تا ۳۱۰ درجه سانتیگراد و شوری متوسط ۱۲/۷ تا ۱۹/۵ wt.% NaCl و مجموعه کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب مشخص شده است [۱۳]. زمین‌دماسنجی‌های کلریت و آمفیبول کلسیمی در پهنه پسروده به ترتیب دماهای ۲۰۰ تا ۲۹۰ درجه و ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که معادل دماهای بدست آمده از میانبرهای سیال است. کاهش دماهای بدست آمده از پهنه اسکارن پیش‌رونده به سمت پسروده هم در میانبرهای سیال و هم زمین‌دماسنجی‌های کانی‌های سیلیکاتی مشهود است. همچنین ترکیب کانی‌های تشکیل شده نیز کاهش دما را نشان می‌دهد، به‌طوری که مقدار منیزیم طی توالی پارائزنی افزایش و آهن کاهش می‌یابد [۱۲]. بلورهای درشت پیروکسن دارای بافت منطقه‌ای هستند که در منطقه وجود دارند که برای مثال در دو نمونه اشاره شده در مرکز دارای ترکیب $\text{Di}_{82}\text{Hd}_{16}$ و $\text{Di}_{84}\text{Hd}_{15}$ و در لبه دارای ترکیب $\text{Di}_{96}\text{Hd}_3$ و $\text{Di}_{96}\text{Hd}_3$ هستند [۱۲].

برداشت

با نفوذ توده نفوذی سرنوسر، سنگ‌های آهنی منیزیم‌دار دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و به مرمر دولومیتی تبدیل شده‌اند. اسکارن‌زایی در اسکارن دردوی شامل گرانیات سرنوسر به عنوان خاستگاه کانی‌سازی، پهنه اسکارنی شامل دو زیرپهنه درون اسکارن و برون اسکارن، کانسنگ آهن مگنتیتی و

رگه‌های کوارتز تأخیری کانه‌دار است. سیلیکات‌های بدون آب شامل کلینوپیروکسن و گارنت هستند که در مراحل پیش‌رونده تشکیل اسکارن رخ داده‌اند. در مراحل بعدی در اثر عملکرد سیال‌ها، سیلیکات‌های آبدار از قبیل اپیدوت، فلوگوپیت، کلریت، آمفیبول، اسکاپولیت و کانی‌های دیگر در مرحله پسروده تشکیل شده است. علت تشکیل کانسارهای اسکارن در همسایگی توده‌های نفوذی، دگرگونی مجاورتی شناخته شده است. در این پژوهش، دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی در پهنه پیش‌رونده و پسروده و همچنین دمای جایگزینی توده گرانیتی سرنوسر بر اساس زمین‌دماسنجی کانی‌های سیلیکاتی بدست آمد که نتایج زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی با استفاده از شیمی کانی‌ها با دماهای بدست آمده از میانبرهای سیال همخوانی قابل قبولی دارد و از این روش می‌توان برای برآورد دمای تشکیل دیگر اسکارن‌های منطقه معدنی سنگان و مناطق مشابه در ایران استفاده کرد.

مراجع

- [1] Geological Survey of Iran, "Geological map of Iran at the scale 1/1000000", (2002).
- [2] Geological Survey of Iran, "Report of Taybad geological map at the scale 1/250000", (1990) 150p.
- [3] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., Mazaheri S. A., "Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran", Ore Geology Reviews 65 (2015) 545–563.
- [4] Golmohammadi A., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., Mazaheri S.A., "Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran", Ore Geology Reviews 65(2) (2015) 545–563.
- [5] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., "Geochemistry and mineralogy of skarn zones and petrology of source rock Sangan iron mine, Khorasan Razavi, Iran", Scientific Quarterly Journal, Geosciences 65 (2007) 108–125.
- [6] Malekzadeh Shafaroudi A., Mazhari N., Ghaderi M., "Geology, mineralogy, and chemistry of skarn zones and orebody in Ma'danjoo iron skarn prospect area, east of Sangan mine, Khaf, NE Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (1) (2016) 83-98.
- [7] Karimpour M.H., "Geochemisry and minerlogy of the Khorasan Sangan iron ore deposits", Iranian

- igneous rocks, northeastern Iran", Ph. D thesis, Akita Univ, Japan, (1998a) 226 p.
- [17] Boomeri M., "Geochemical characteristics of halogen-bearing hastingsite, scapolite and phologopite from the Sangan iron skarn deposits, northeastern Iran", Journal of Mineralogy and Petrology 92 (1998b) 481-501.
- [18] Ferry J., "Characterization of metamorphism through mineral equilibria", Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 10 (1986) 397 p.
- [19] Ai Y., "A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer", Contribution Mineralogy and Petrology 115 (1994) 467-473.
- [20] Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M., "Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis", Contribution Mineralogy and Petrology 119 (1995) 30-42.
- [21] Sheikhi F., Alaminia Z., Tabbakh shabani A.A., "Seranji skarn geothermometry (SW Ghorveh, Kordestan Province)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2) (2012) 343-354.
- [22] Ghorbani H., Moazzen M., Saki A., "Investigations on mineral chemistry and P-T estimation for formation of diopside, garnet and coexisting minerals in the calc- silicate hornfelses from the Alvand metamorphic aureole, Hamadan, West of Iran", Scientific Quarterly Journal, Geosciences 26 (2016) 139-146.
- [23] Guangrong L., "Iron ore deposits in the Eastern Tianshan orogenic belt (China): the magnetite-skarn-magmatism association", Ph. D. thesis, University of Orleans, USA (2012).
- [24] Zamanian H., Sameti M., Pazoki A., Barani N., Ahmadnejad F., "Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet-pyroxene chemistry and fluid inclusion studies", Arabian Journal of Geoscience 10 (2017) 54-71.
- [25] Torabi G., Norbehesht I., Shirdashtzadeh N., Pirnia T., "Geothermometry of skarns in the Nain ophiolitic melang. (Isfahan Province)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 15 (2) (2007) 357-382.
- [26] Ferry J. M., "Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomiticimestones", American Mineralogist 79 (1994) 719-736.
- [27] 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. Journal of Crystallography and Mineralogy 2 (2) (1994) 145-156.
- [8] Kaheni Sh., Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., "The geochemistry and mineralogy of North C ore body and Baghak anomaly and determination of two Pyrrhotite generations which are different in composition in Sangan mine, eastern Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16 (2) (2008) 313-326.
- [9] Mazaheri S.A., "Classification of amphiboles from Iron ore deposits, Sangan area, Khaf", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 10 (1) (2002) 67-80.
- [10] Mazaheri N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., "Geology, mineralogy and geochemistry of Fereznef ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran", Iranian Journal of Economic Geology 7 (1) (2015) 23-37.
- [11] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H., Golmohammadi A., "Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-north and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran", Journal of Asian Earth Sciences 64 (2013) 256-271.
- [12] Mazaheri S. A., "Petrological studies of skarns from Marulan South, New South Wales Australia and Sangan, Khorasan, Iran", Ph. D. thesis, University of Wollongong, New South Wales Australia (1995).
- [13] Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Lang Farmer G., Karimpour M.H., "Geochronological and Geochemical Characteristics of Fractionated I-type Granites Associated with the Skarn Mineralization in the Sangan Mining Region, NE Iran", Ore Geology Reviews 84 (2017) 116-133.
- [14] Ghasemi Siani M., Mehrabi B., "Mineralogy and mineral chemistry of silicate mineral of Dardvay Fe skarn ore deposit (Sangan mining area, NE Iran)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (4) (2019) 871-884.
- [15] Tale Fazel E., Mehrabi B., Khakzad A., Kianpour R., "Stages and Mineralization Conditions of Dardvey Iron Skarn Based on Mineralogy and Fluid Inclusion Evidences, Sangan Area (Khorasan Razavi)", Scientific Quarterly Journal, Geosciences 81 (2011) 349-360.
- [16] Boomeri M., "Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related

- [39] Krogh E.J., "The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer-a reinterpretation of existing experimental data", *Contribution Mineralogy and Petrology* 99 (1988) 44–48.
- [40] Ai Y., "A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer", *Contribution Mineralogy and Petrology* 115 (1994) 467–473.
- [41] Krogh-Ravna E., "The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} Mg geothermometer: an updated calibration", *Journal of Metamorphic Geology* 18 (2000) 211–219.
- [42] Saxena S.K., "Garnet-clinopyroxene geothermometer", *American Mineralogist* 53 (1979) 1674–1695.
- [43] Pattison D.R.M., Newton R.C., "Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer", *Contribution Mineralogy and Petrology* 101 (1989) 87–103.
- [44] Berman R.G.L., Aranovich Ya., Pattison D.R.M., "Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis", *Contribution Mineralogy and Petrology* 119 (1995) 30–42.
- [45] 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)", *Journal of Metamorphic Geology* 22 (2004) 593–603.
- [46] 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", *Contribution Mineralogy and Petrology* 103 (1989) 223–227.
- [47] Nakamura D., Hirajima T., "Experimental evaluation of garnet-clinopyroxene geothermometry as applied to eclogites", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150 (2005) 581–588.
- [48] Ferry J. M., "Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomiticimestones", *American Mineralogist* (1994) 79, 719–736.
- [49] 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.)", Mineral Association of Canada, Short Course 26 (1998a) 1–49.
- [50] Ernst W.G., "Petrologic phase equilibria", W.H. Freeman, San Francisco (1976) 333p.
- Lentz, ed.)", Mineral Association of Canada, Short Course 26 (1998a) 1–49.
- [28] Zanganeh Ghasemabadi, M., Boomeri M., Biabangard H., "Investigation of skarn formation using petrographic, mineral chemistry and fluid inclusion data, south west of Khaf, (southeast of Razavi Khorasan Province) ", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25 (1) (2017) 35–48.
- [29] Whitney D.L., Evans B.V., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185–187.
- [30] Elkins L.T., Grove T.L., "Ternary feldspar experiments and thermodynamic models", *American Mineralogist* 75 (1990) 544–559.
- [31] Green N.L., Usdansky S.I., "Ternary feldspar mixing relations and thermobarometry", *American Mineralogist*, 71 (1986) 1100–1108.
- [32] Lindsley D.H., Nekvasil H., "A ternary feldspar model for all reasons (abs) ", *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 70 (1989) 506–507.
- [33] Ellis D. J., Green D. H., "An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria", *Contribution Mineralogy and Petrology* 71 (1979) 13–22.
- [34] Powell R., "Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet clinopyroxene geothermometer revisited", *Journal of Metamorphic Geology* 3 (1985) 231–243.
- [35] Ganguly J., "Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe Mg distribution coefficient", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43 (1979) 1021–1029.
- [36] Ganguly J., Cheng W., Tirone M., "Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications", *Contribution Mineralogy and Petrology* 126 (1996) 137–151.
- [37] Nakamura D., "A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set", *Journal of Metamorphic Geology* 27 (2009) 495–508.
- [38] Råheim A., Green D.H., "Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene", *Contribution Mineralogy and Petrology* 48 (1974) 179–203.

- [56] Gerya T.V., Perchuk L.L., Triboulet C., Audren C., Sez'ko A.I., "Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan", *Petrology* 5/6 (1997) 503–533.
- [57] Chathelina M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometry, the los Azufrez geothermal system (Mexico) ", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 91 (1985) 235–244.
- [58] Chathelina M., "Cation state occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", *Clay minerals*, 23 (1988) 471–485.
- [59] Jowett E.C., "Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer", *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto). Program with Abstracts* 16 (1991) 62p.
- [60] Kranidiotis P., MacLean W.H., "Systematics of chlorite alteration and the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec", *Economic Geology* 82 (1987) 1898–1992.
- [61] Powell M., Powell R., "Plagioclase-alkali-feldspar geothermometry revisited", *Mineralogical Magazine* 41 (1977) 253–256.
- [51] Barnes H.L., "Solubilities of ore minerals, in geochemistry of hydrothermal ore deposits", 2th edition (H. L. Barnes, ed.), John Wiley & sons, New York (1979) 404–460.
- [52] Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J., "Skarn deposits", *Economic geology 75th Anniversary* (1981) 317–391.
- [53] Smirnov V.I., "Skarn deposits, in geology of mineral deposits", MIR publication, Moscow (1976) 156–188.
- [54] Schulz B., Triboulet C., Audren C., "Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps) and P-T-deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism", *Mineralogical Magazine* 59 (1995) 641–659.
- [55] Zenk M., Schulz B., "Zoned Ca-amphiboles and related P–T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland", *Mineralogical Magazine* 68 (2004) 769–786.