

کانی‌شناسی، روابط پاراژنتیکی و معرفی واکنش‌های متاسوماتیکی مجموعه کانی‌های اسکارن کوه دُر، جنوب شرق یزد

بتول تقی‌پور*

استادیار بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

تاریخ دریافت: ۹۰/۳/۱

تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۱/۱۰

چکیده

نفوذ توده دیوریتی منشاد در کربنات‌های کرتاسه، سبب شکل‌گیری اسکارن کوه دُر (Kuh-e Dor) شده و مجموعه کانی‌های زیر شاخص این اسکارن است:

اسپینل + کلینتونیت + فلوگوپیت + پیروکسن + گارنت + وزوویانیت

همیافتی کانیایی، ویژه اسکارن‌ها است. روابط پاراژنتیکی کانی‌ها، همراهی تنگاتنگ اسپینل، کلینتونیت، فلوگوپیت را نشان داده است. پیدایش کلینتونیت نمایانگر مرحله گذر اسکارن منیزیم دار به کلسیم دار است. کلینتونیت به دنبال عمل سیال‌هایی با XH_2O بالا و XCO_2 پایین و SiO_2 کم شکل گرفته است، رابطه بافتی ناپایدار اسپینل با کلینتونیت - فلوگوپیت نشانگر ضرورت وجود اسپینل در نقش یک پیش‌زمینه یا منبع آلومینیم برای پیدایش میکاها است:

$spinel+SiO_2+K_2O+dolomite+H_2O$ clintonite + phlogopite

اسکارن منشاد یک اسکارن چندزادی است که آغاز مرحله کانی‌سازی با پیدایش پیروکسن و سرانجام آن با گارنت و وزوویانیت بوده است. دمای بیشینه اسکارن ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و در پایان کمینه دما ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برای پایداری وزوویانیت در شرایط $XCO_2 < XH_2O$ بوده است.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، کوه دُر، روابط پاراژنتیکی، کلینتونیت

مقدمه

اسکارن به سنگ دگرگونی همبری گفته می‌شود که از جانشینی عناصر Si, Al, Fe, Mg در سنگ‌های کربناتی به وجود می‌آید. اسکارن‌ها را می‌توان با توجه به شکل جایگیری به انواع زیر تقسیم کرد (Meinert et al., 2005):

الف) اسکارن‌های نزدیک به توده نفوذی و یا در اطراف توده، ب) اسکارن‌های دور از توده نفوذی (ج) اسکارن‌های واکنشی (د) شبه اسکارن‌ها.

عواملی مانند نوع ماگما، عمق جایگزینی، قدرت کاهندگی، ترکیب سنگ دیواره، فاصله افقی کربناتی از منبع ماگمایی و شدت دخالت آب‌های جوی سبب متفاوت بودن کانسارهای

اسکارن می‌شوند (Einaudi, et al. 1981). اسکارن‌ها در دمای ۲۰۰°C تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۰/۳ تا ۳ کیلوبار تشکیل می‌شوند. آبهای دگرسان‌کننده شوری بین (NaCl) ۱۰ تا ۴۵ درصد دارند.

گارنت و پیروکسن مهم‌ترین کانی‌های سازنده اسکارن‌ها هستند. کلینتونیت، اسپینل، وزوویانیت و فلوگوپیت نیز از دیگر کانی‌های رایج اسکارن‌ها هستند. کلینتونیت یا گزانتوفیلیت از خانواده میکاهای ترد کلسیم‌دار سه وجهی (تری‌اکتاهدرال) با فرمول شیمیایی $(OH)_2 Ca (Mg,Al)_3 (Si,Al)_3 O_{10}$ است (Guggenheim, 1984; Wenk and Bulakh, 2004). کلینتونیت در اسکارن‌های سیلیسی (Hibbard, 2002)، کربنات‌های دگرگون

* نویسنده مرتبط taghipour@shirazu.ac.ir

روش مطالعه

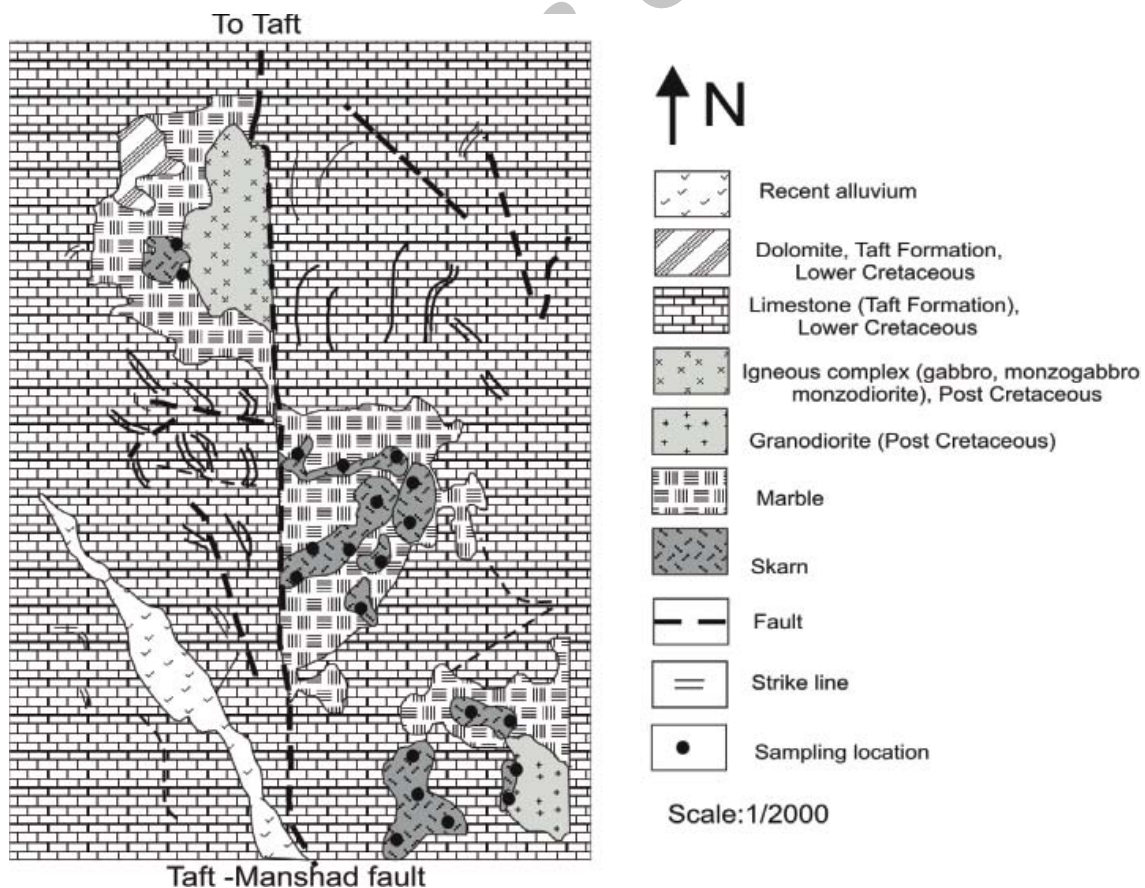
پیمایش‌های صحرایی از منطقه کوه دُر در طی چندین مرحله انجام گرفت. از ۷۵ نمونه برداشت شده، ۱۲ نمونه مربوط به توده نفوذی و ۵۳ نمونه مربوط به بخش‌های اسکارنی شده است. با توجه به بررسی‌های صحرایی نقشه زمین‌شناسی منطقه، به مقیاس ۱/۲۰۰۰ تهیه شد. مطالعات سنگ‌نگاری توسط میکروسکوپ پلاریزان (Olympus) مدل BH2 انجام شد. بررسی شیمی کانی‌ها توسط روش نیمه کمی EDS و ریز کاو الکترونی EPMA مدل Cameca-Sx در آزمایشگاه تحقیقاتی دانشگاه کالسروهه آلمان توسط خانم دکتر دلیران انجام شد. تجزیه نقطه ای کانی‌های پیروکسن، کلیتونیوت و اسپینل توسط دستگاه با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv و شدت جریان ۱۵ nA مورد بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی قرار گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

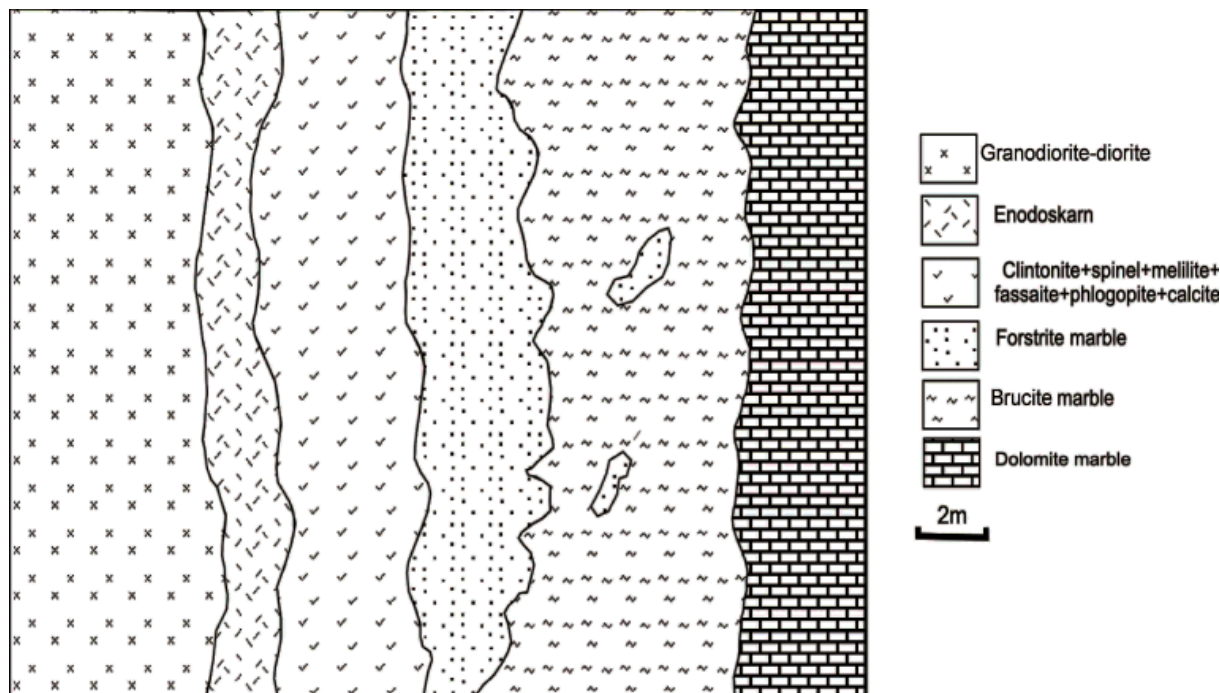
کوه دُر در جنوب غرب روستای منشاد واقع شده است. بانولیت گرانیتی شیرکوه (ژوراسیک میانی) در حقیقت پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده است. بر روی آن سنگ آهک‌های دولومیتی کرتاسه زیرین با واسطه سازند کنگلومرایی - ماسه سنگی سنگستان جای گرفته است (دگرشیبی آذرین پی). محدوده اسکارن منشاد درون

شده گرمایی (Rice, 1979) و سنگ‌های دگرگون شده غنی از کلسیم و آلومینیوم یافت می‌شود (Olesch and Seifert, 1976). منطقه‌بندی و نسل‌های متنوع کانی‌های اسکارنی تابع تغییرات فیزیکوشیمیایی سیالات سازنده این نوع سنگ‌ها است (Pirajno, 1992). اسکارن‌ها و نهشته‌های جانشینی کربناتی چند فلزی، حاصل واکنش سیالات گرمایی ($>250^{\circ}C$) با سنگ‌های آذرین دما بالا (مانند کانسارهای پورفیری) و سنگ میزبان کربناتی هستند، این سیالات شوری پایین تا بالا دارند. CO_2 از مهم‌ترین سازنده‌های این سیالات است (Pirajno, 1992).

اسکارن‌ها از دیرباز از نظر تنوع کانی‌شناسی و نیز پتانسیل اقتصادی مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند (Hammarstrom et al., 1989; Einaudi, 1977; Franchini et al., 2002; Meinert, et al., 2005). پیدایش اسکارن‌ها در ایران متنوع است. ماگماتیسم سنوزویک ایران مرکزی، سبب شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی همبری و به ویژه اسکارن‌های متعددی شده است (Boomeri et al., 2009; Calagari, and Hosseinzadeh, 2006; Karimza deh Somarin and Moayyed, 2002). در این مقاله، با توجه به مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و روابط پاراژنتیکی، واکنش‌های تعادلی برای تشکیل کانی‌های مجموعه اسکارن معرفی خواهد شد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی کوه دُر، ارتباط اسکارن با سایر واحدهای زمین‌شناسی دیده می‌شود (مکی‌زاده، ۱۳۸۷).



شکل ۲. منطقه‌بندی اسکارن‌ها از توده نفوذی به سمت بخش‌های کربناتی در کوه دُر (Taghipour et al., 2010).

قلیایی است (نوربهشت، ۱۳۷۹، مکی زاده ۱۳۸۷). این توده دارای بافت دانه ای دانه ریز تا متوسط است. کانی‌های اصلی سازنده این توده اسکارنی شامل پلاژیوکلازهای سوسوریتی (۳۰ درصد)، آمفیبول (۳۰ درصد)، بیوتیت (۳۰ درصد)، پیروکسن‌های اورالیتی (۱۰ درصد) است. از کانی‌های فرعی می‌توان به کوارتز، اسفن، کلریت و کانی‌های تیره اشاره کرد. پلاژیوکلازها اغلب ساختار منطقه ای دارند، بلورهای بیوتیت در این سنگ‌ها تا حدودی به کلریت تجزیه شده‌اند. همچنین در امتداد رخ‌ها، بیوتیت تجزیه شده و اسفن‌های ثانویه تشکیل شده است. در برخی موارد، بیوتیت‌ها به صورت بافت بین روزنه ای با بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. بیشتر بیوتیت‌ها با آمفیبول‌ها رابطه ناپایدار بافتی دارند و به نظر می‌رسد که به خرج آنها شکل گرفته‌اند.

روابط سنگ نگاری اسکارن‌ها

به طور کلی بررسی‌های سنگ نگاری در اسکارن‌های کلینتونیته دار منطقه منشاد مجموعه کانیهای زیر را نشان داده است: clinopyroxene + spinel + clintonite + phlogopite + garnet + vesuvianite + calcite ± amphibole (thermolite + actinolite)

کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن، کانی غالب برون اسکارن‌های منطقه کوه دُر است، کلسیت و آمفیبول پرکننده فضای خالی بین کلینوپیروکسن است (شکل ۳ a, b). روابط بافتی نشان می‌دهد که آمفیبول، مرز تعادلی با کلینوپیروکسن ندارد، بنابراین آمفیبول‌ها ناشی از اورالیتی شدن پیروکسن‌ها است. این گونه آمفیبول‌ها جانشین

باتولیت شیرکوه و در فاصله‌ای نه چندان دور از واحدهای کربناتی و در انتهای گسل شمالی - جنوبی تفت - منشاد واقع شده است (شکل ۱). توده نفوذی (احتمالاً بعد از کرتاسه) گرانیت شیرکوه را قطع کرده است. اسکارن‌ها درون توده نفوذی و در حواشی توده نفوذی تاخیری پس از شیرکوه حضور دارند. سنگ‌های آهکی و دولومیتی کرتاسه زیرین که بر روی گرانیت شیرکوه قرار گرفته اند، میزبان اسکارن سازی و در زمان نفوذ توده‌های جوان تر حضور داشته اند.

جابجایی رخ داده در گسل عادی تفت - منشاد با امتداد شمال غرب-جنوب شرق، باعث نفوذ توده‌های آذرین با ترکیب گرانیتی تا دیوریتی در زمان کرتاسه شده است. اسکارن‌ها و مرمهرهای دگرگون شده پس از شکل‌گیری توده‌های نفوذی ایجاد شده اند. منطقه بندی اسکارن‌ها از توده نفوذی به مرمهرها و سنگ‌های کربناتی دولومیتی غیر دگرگون به صورت زیر است:

گرانودیوریت، پیروکسن - پلاژیوکلاز (درون اسکارن)، کلینتونیته - اسپینل - فاسائیت اسکارن، مرمهرهای فورستریت دار، مرمهرهای بروسیت دار و سرانجام مرمهرهای دولومیتی دیده می‌شود (شکل ۲).

این سنگ‌ها بیشتر به رنگ خاکستری و دارای اسپینل هستند. اسکارن‌ها تغییرات تدریجی به سمت سنگ‌های سبز (غنی از کلینوپیروکسن) دارند. شواهد صحرایی به روشنی جانیشینی اسکارن را بر روی سنگ‌های غنی از پیروکسن نشان می‌دهد.

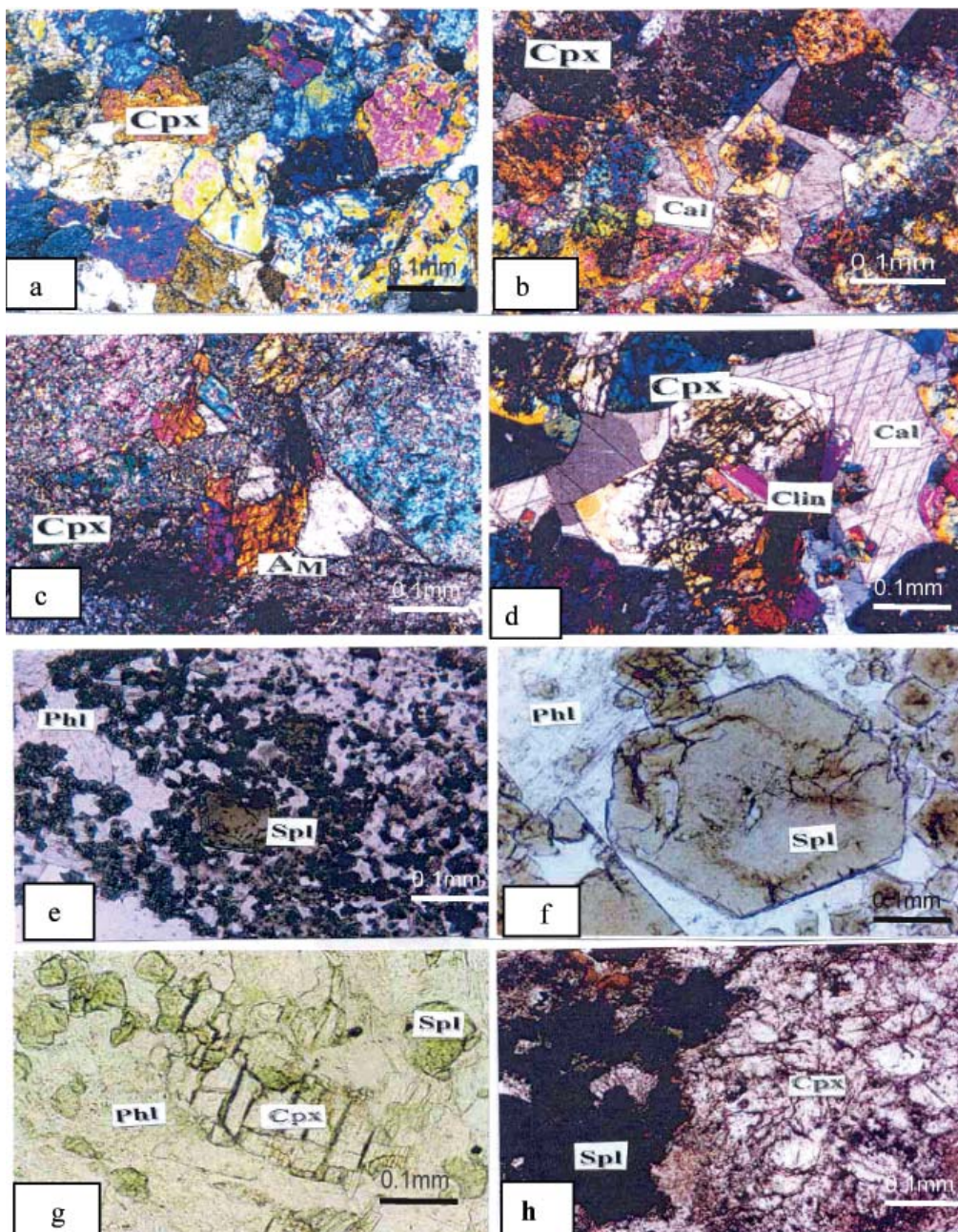
سنگ نگاری توده نفوذی

مطالعات پیشین نشان داده که توده نفوذی منطقه منشاد، دارای ترکیب گرانودیوریتی-دیوریتی و ماهیت ماگمای آن کلسیمی-

اسپینل

اسپینل در اسکارن‌های کوه دُر با رنگ سبز زیتونی تا تیره به صورت شکل‌دار (شکل ۳ e, f) تا نیمه شکل‌دار و بی‌شکل، حضور فراگیر دارد. ابعاد اسپینل‌ها حداکثر تا ۱ میلی‌متر می‌رسند و به آسانی در نمونه دستی قابل شناسایی هستند. همراهی اسپینل با کلینوپیروکسن‌ها عادی است. شواهد میکروسکوپی حاکی از تحمیل اسپینل بر پیروکسن‌ها یا به عبارت دیگر شکل‌گیری اسپینل

بخشی پیروکسن هستند و به شکل‌های رشته‌ای و گاهی فاقد شکل هندسی دیده می‌شوند، رخ‌های ویژه آمفیبول به روشنی در آن‌ها قابل مشاهده است. همان‌گونه که خواهیم دید این کانی در مرحله تاخیری اسکارن‌سازی که هجوم سیالات آبدار است، شکل گرفته است (شکل ۳ c). گاهی کلیتونیست با بافت غربالی در برخی از پیروکسن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ d)، بنابراین کلیتونیست در مرحله پیش از کلینوپیروکسن شکل گرفته است.



شکل ۳. a. بافت گرانوبلاستیک در بخش‌های غنی از پیروکسن (پیروکسن اسکارن) (XPL). b. رخداد کلسیت در فضای بین کلینوپیروکسن‌ها (XPL). c. رخداد آمفیبول به‌طور محلی با گسترش کم در حاشیه و فضای خالی بین پیروکسن‌ها (XPL). d. رخداد کلیتونیست به شکل پویی کیلوبلاست درون پیروکسن‌ها (XPL). e. رخداد اسپینل‌های نیمه شکل‌دار به شکل توده‌ای تا دانه‌ای پراکنده (PPL). f. رخداد اسپینل تمام شکل‌دار با شبحی از ساخت منطقه‌ای (PPL). g. کلینوپیروکسن با رخ‌های واضح در حال جاننشینی توسط اسپینل (PPL). h. هجوم اسپینل برای جاننشینی در بخش‌های غنی از پیروکسن، بازمانده تحلیل نرفته کلینوپیروکسن درون اسپینل دیده می‌شود (XPL).

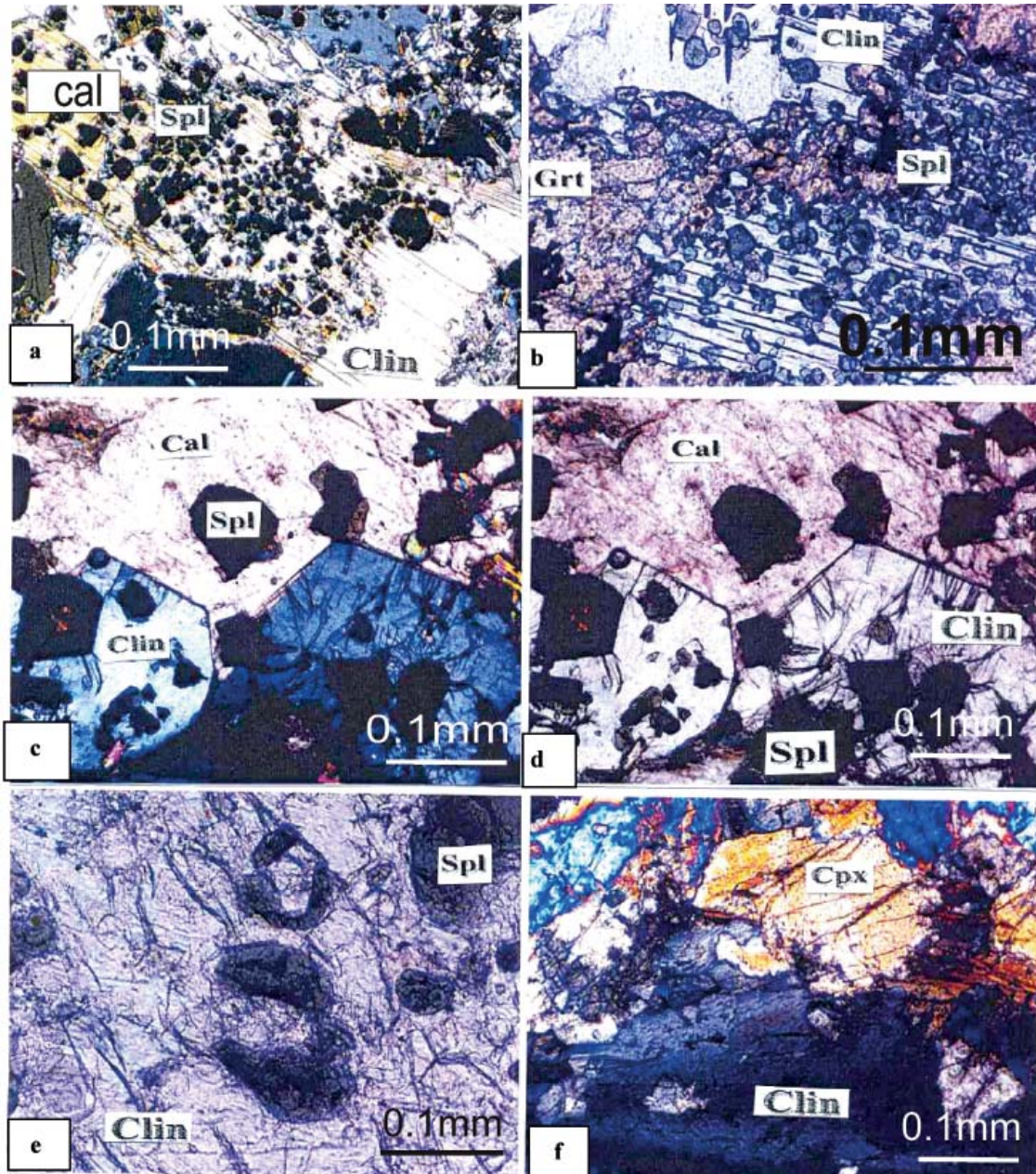
ضعیف، شکستگی‌ها و رخ‌های واضح شاخص هستند (شکل a, b). این کانی معمولاً همراه با اسپینل و گاهی پیروکسن است (شکل c, d).

اسپینل معمولاً به شکل دانه‌های گرد شده و دارای حاشیه تحلیل رفته، دیده می‌شود (شکل a). بافت‌های غیر تعادلی اسپینل-کلیتونیست شکل‌گیری کلیتونیست به خرج اسپینل را نشان می‌دهد. حاشیه‌های کلینوپیروکسن با کلیتونیست نیز به صورت نامنظم است و قطعات تحلیل رفته کلینوپیروکسن درون کلیتونیست دیده می‌شود.

به خرج پیروکسن‌ها است (شکل‌های g, h). این مورد حتی تا آنجا پیش رفته است که رخ و شکل ظاهری کلینوپیروکسن در اسپینل هنوز محفوظ مانده است (شکل‌های a, b). همراهی اسپینل‌های بی‌شکل، با حاشیه ناهمسانگرد به شکل پویی کیلوبلاست درون کلیتونیست بسیار عادی است (شکل d).

کلیتونیست

کلیتونیست‌ها عموماً با رنگ‌های تداخلی زرد و به ندرت تا اوائل سری اول دیده می‌شوند و در نور پلاریزه مسطح با چند رنگی



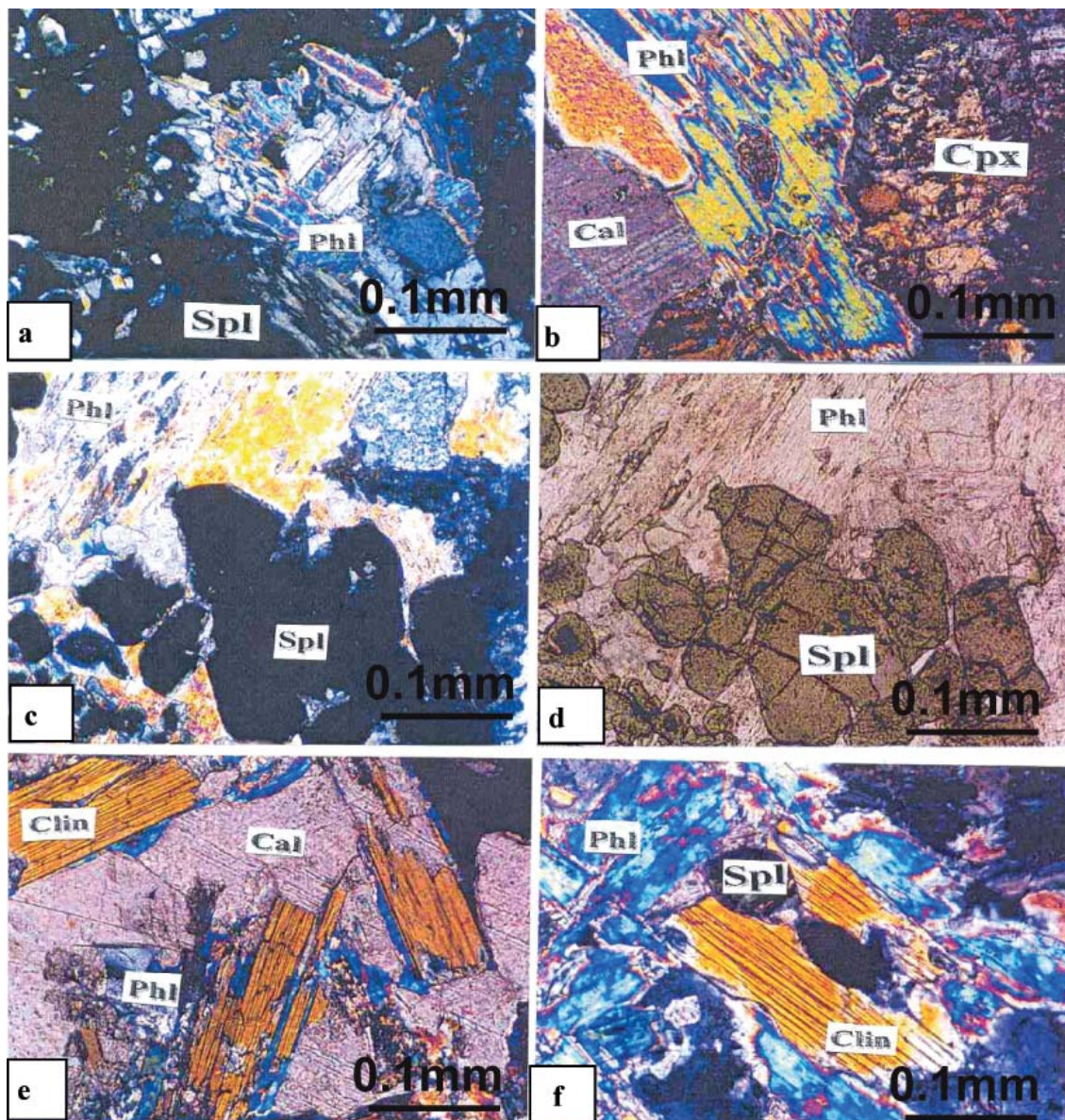
شکل ۴. a. بلورهای کلیتونیست با رنگ‌های تداخلی زرد تا خاکستری سرشار از میانبراهای اسپینل (XPL). b. بلورهای کلیتونیست بی‌رنگ در نور مسطح در همراهی با گارنت (زرد عسلی) و اسپینل (سبز) (XPL) و c. توسعه شکستگی‌ها بر روی صفحه‌های شش وجهی دروغین کلیتونیست (PPL و XPL). d. اسپینل با بافت حلقوی به شکل میانبار درون صفحه (۰۰۱) کلیتونیست (PPL). e. مرز ناپایداری کلیتونیست با پیروکسن (XPL).

بخشی اسپینل و پیروکسن (کمتر) دیده شده است (شکل ۵ b). در این گونه موارد حاشیه کلینوپیروکسن و اسپینل در حال تحلیل رفتن است و حتی قطعاتی از بلور پیروکسن یا اسپینل به صورت جزایری با حاشیه تحلیل رفته داخل فلوگوپیت‌ها قابل مشاهده است (شکل‌های ۵ b, c, d). رشد تداخلی بلورهای فلوگوپیت در امتداد رخ‌های کلینتونیست دیده می‌شود. همچنین فلوگوپیت به شکل رورشدی^۱ بر روی کلینتونیست مشخص است (شکل ۵ e). فروپاشی کلینتونیست از حاشیه و تبدیل آن به فلوگوپیت نیز دیده شده است (شکل ۵ f).

در موارد اندکی رابطه ناپایدار کلینتونیست با اسپینل و پیروکسن به صورت توأم دیده می‌شود، یعنی نخست جانشینی توده‌های اسپینل (شکل ۴ e) یا تک بلور اسپینل (شکل ۴ f) در بخش‌های کلینوپیروکسن‌دار انجام گرفته است و پس از آن، کلینتونیست به خرج هر دو شکل گرفته است.

فلوگوپیت

فلوگوپیت معمولاً در همراهی با کلینتونیست و اسپینل دیده می‌شود (شکل ۵ a). بلورهای آزاد و مستقل این کانی در زمینه کلسیت به ندرت مشاهده می‌شود. پیدایش این کانی به خرج فروپاشی

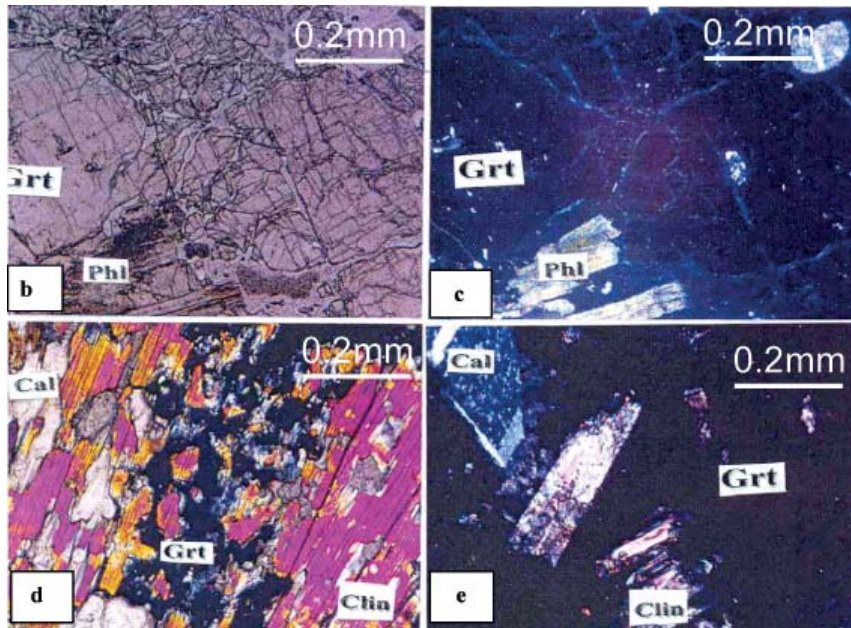


شکل ۵. a. همیافتی کلینتونیست (خاکستری) و فلوگوپیت (آبی سری دوم) و در اطراف اسپینل‌های توده‌ای دیده می‌شوند (XPL). b. مرز ناپایداری فلوگوپیت با پیروکسن، بازمانده پیروکسن به شکل جزایری درون فلوگوپیت دیده می‌شود. c. و d. اسپینل‌ها که به‌طور بخشی در حال تحلیل توسط فلوگوپیت هستند (XPL). e. فلوگوپیت به شکل روکش بر کلینتونیست، رشد فلوگوپیت در امتداد رخ‌های کلینتونیست نیز دیده می‌شود (XPL). f. فروپاشی کلینتونیست از پیرامون و تشکیل فلوگوپیت (XPL).

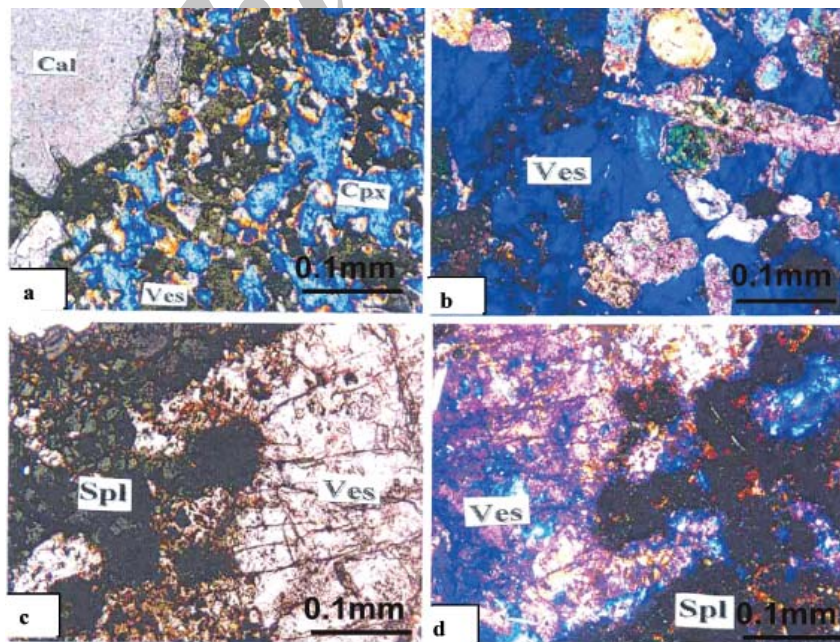
در کلینوپیروکسن در برخی موارد با حفظ شکل اولیه رخ‌های کلینوپیروکسن^۱ نیز عادی است (شکل ۶ a,b). گارنت رابطه ناپایداری را با کلیتونیت نشان می‌دهد. جانشینی بخشی گارنت در کلیتونیت در برش‌های نازک میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۶ c). همچنین گاهی بازمانده‌هایی از کلیتونیت با بافت غربالی درون گارنت دیده می‌شود (شکل ۶ d).

گارنت

گارنت کانی دیگر شاخص این نوع اسکارنهاست، این کانی به ندرت تا ۲ میلی متر می‌رسد. گارنت‌ها همسانگرد، بی‌شکل و بی‌رنگ تا کمی رنگی (زرد عسلی) هستند. گارنت علاوه بر پیدایش مستقل در زمینه کلسیتی به خرج کلینوپیروکسن نیز شکل گرفته است. در این باره کلینوپیروکسن‌ها به صورت بازمانده درون گارنت دیده می‌شوند (شکل ۶ a,b). جانشینی کامل گارنت



شکل ۶. a, b. جانشینی کامل گارنت در پیروکسن، با حفظ شکل کامل دو دسته رخ‌های پیروکسن (PPL و XPL). c. خورده شدن کلیتونیت توسط گارنت (XPL). d. غرق شدن کلیتونیت درون گارنت (XPL).



شکل ۷. تبدیل بخشی پیروکسن به وزوویانیت (XPL). b. یک بلور بزرگ وزوویانیت دارای پیروکسن‌های فراوان و حاشیه خورده شده (XPL). c و d. رابطه ناپایدار وزوویانیت-اسپینل نشان دهنده تبدیل کلیتونیت به وزوویانیت است (XPL).

وزوویانیت

کانی دیگر این مجموعه وزوویانیت است. این کانی بیشتر به صورت بی‌شکل، یکپارچه و توده‌های تک‌کانیائی دیده می‌شود. در نور قطبیده متقاطع، دارای رنگ‌های تداخلی غیر عادی بنفش تا آبی و حنایی است و در برخی موارد با دوشکستی خیلی ضعیف به شکل همسانگرد (مانند گارنت) مشاهده می‌شود. این کانی هم به صورت مستقل در زمینه کلسیت رشد کرده است و هم به صورت همپوشانی در تمام کانی‌های اسکارن منشاد دیده می‌شود.

کلینوپیروکسن از نوع فاسائیت با وزوویانیت بافت عدم تعادلی دارد. وزوویانیت به شکل جانشینی نامنظم در تک بلورهای فاسائیت (شکل ۷ a) دیده می‌شود. در بیشتر موارد، وزوویانیت‌ها درشت و دارای میانبارهایی از کلینوپیروکسن با حاشیه‌های در حال تحلیل هستند (شکل ۷ b و c). باقیمانده‌هایی از بلورهای کلینتونیست در حال کلسیتی شدن درون وزوویانیت دیده می‌شود. بافت‌های عدم تعادلی وزوویانیت و فلوگوپیت در این نوع اسکارن‌ها دیده شده است (شکل ۷ d). ناپایداری ارتباط گارنت با وزوویانیت، نشان دهنده تشکیل وزوویانیت به خرج گارنت‌ها است. وزوویانیت کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است، اما

با این وجود در مواردی به صورت بخشی کلسیتی شده است.

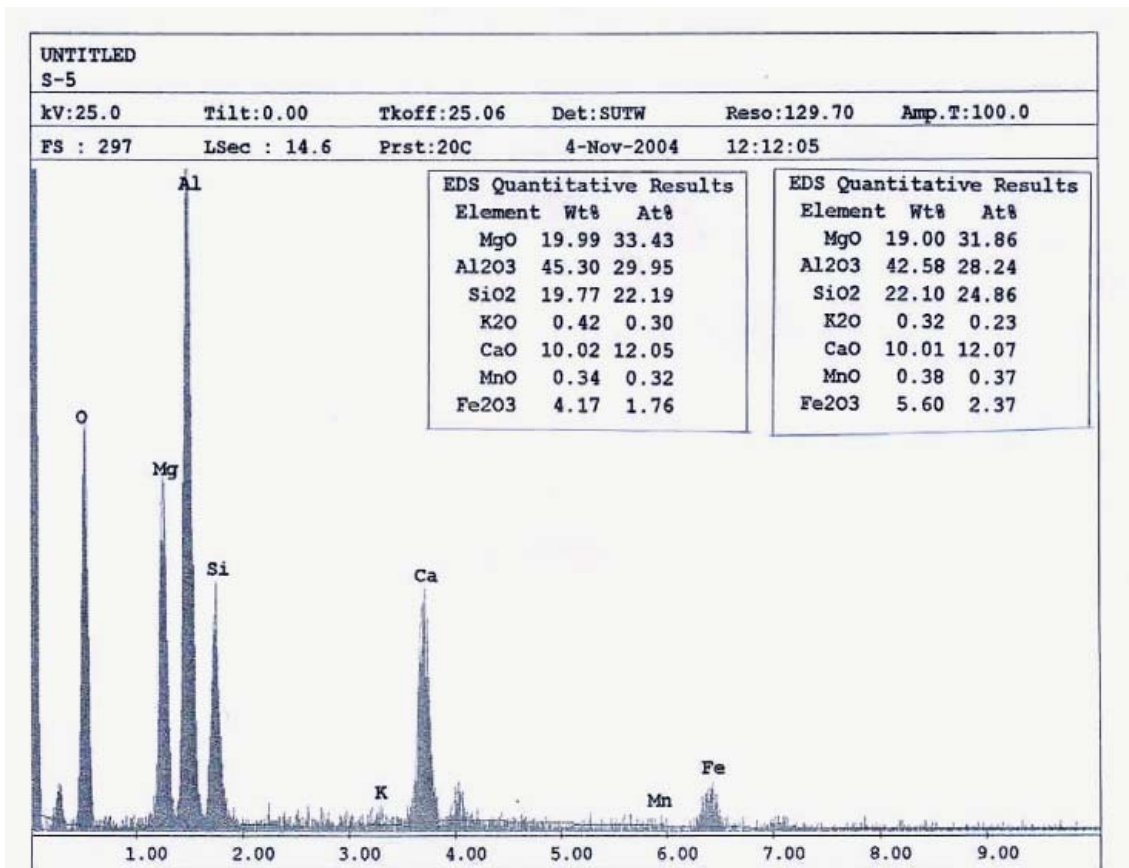
مطالعات شیمی کانی‌ها

برای تعیین ترکیب شیمیایی نیمه کمی کلینتونیست‌های کوه دُر، از روش تجزیه نیمه کمی EDS استفاده شد (شکل ۸) و در ادامه از تجزیه نقطه ای توسط دستگاه EPMA، برای پی بردن به شیمی کانی استفاده شده است (جدول ۱). ترکیب شیمیایی دو نمونه کلینتونیست فشارک و کلینتونیست‌های کوه دُر (Kuh-e-Dor) آورده شده است آن گونه که دیده می‌شود، تجزیه‌های نقطه‌ای کلینتونیست کوه دُر نزدیک به کلینتونیست‌های فشارک است.

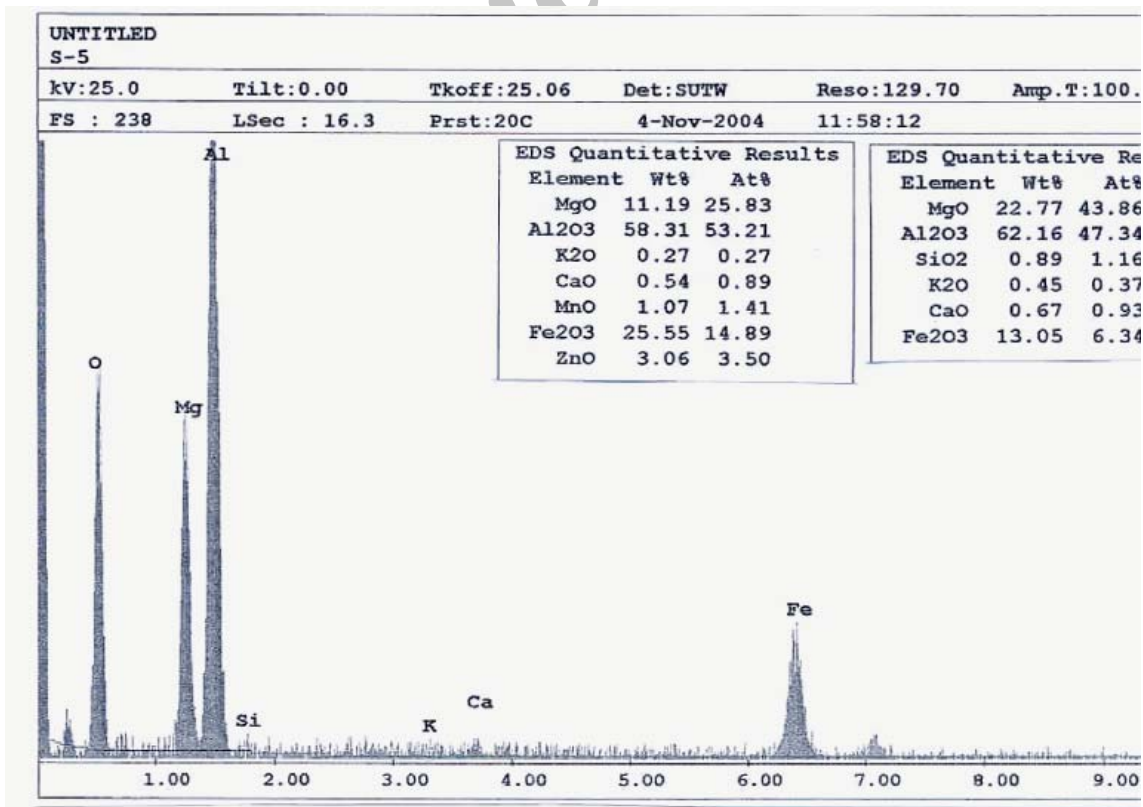
برای شناسایی شیمی کانی اسپینل نیز از تجزیه نیمه کیفی EDS، (شکل ۹) استفاده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود اسپینل‌ها حاوی مقداری آهن هستند. به گونه‌ای که Fe^{2+} جانشین Mg شده است. در اسپینل از نوع پلئوناست^۱ مقادیر قابل ملاحظه Fe^{2+} به جای Mg (۱ تا ۳ $Mg: Fe^{2+} =$) جانشین شده است (Deer et al., 1991). در نمودار طیف تجزیه EDS، عنصر Zn دیده می‌شود. در یک نمونه مقدار ZnO برابر ۳/۰۶ اندازه‌گیری شده است. معمولاً جانشینی قابل ملاحظه‌ای از Fe و Mg توسط

جدول ۱. نتایج تجزیه نقطه ای کانی کلینتونیست اسکارن کوه دُر

Sample (%)	Clintonite (Kuh-e-Dor)	
	Cl-3	Cl-4
SiO ₂	15.50	15.93
TiO ₂	0.07	0.09
Al ₂ O ₃	44.35	43.03
FeO	1.01	1.02
Fe ₂ O ₃	0.63	0.78
MnO	0.00	0.00
MgO	18.28	18.61
CaO	13.12	13.18
K ₂ O	0.00	0.01
Na ₂ O	0.02	0.04
Total	92.98	92.69
Cations on the basis of O=22		
Si	2.24	2.30
Ti	0.00	0.01
[Al]4	5.76	5.70
{Al}6	1.74	1.65
Fe ²⁺	0.16	0.18
Fe ³⁺	0.04	0.04
Mn	0.00	0.00
Mg	3.96	4.05
Ca	2.03	2.05
Na	0.00	0.01



شکل ۸. تجزیہ نیمه کمی کلبیتونیت کوه در (Dor) توسط تفکیک انرژی (EDS) و طیف تجزیہ آن.

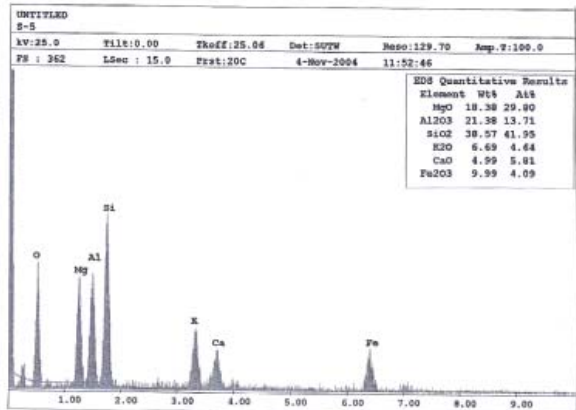


شکل ۹. تجزیہ نیمه کمی کانی اسپینل.

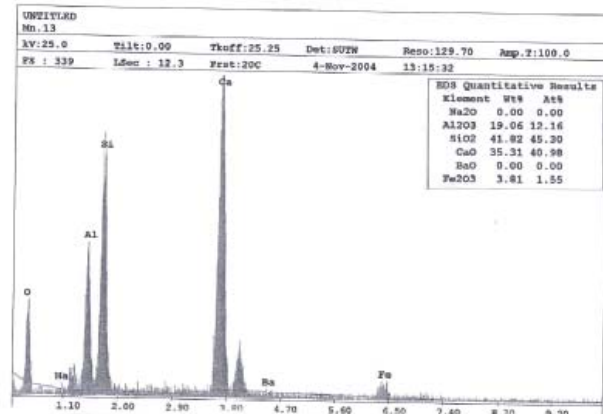
Zn وجود دارد (Deer et al., 1991).

تعیین ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن به روش تجزیه نقطه ای (EPMA) انجام گرفت (جدول ۳) نتایج ژئوشیمیایی و مقایسه آن با کلینوپیروکسن‌های سایر اسکارن‌های جهان نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی این کانی فاسائیت است. کانی گارنت نیز به روش تجزیه نقطه ای آزمایش شد، نتایج این آزمایش در جدول ۴ نشان داده شده است. همان گونه که در جدول نیز دیده

در ادامه، برای تأیید وجود فلوگوپیت (شکل a ۱۰) و آگاهی از شیمی وزوویانیت (شکل b ۱۰) از تجزیه نیمه کمی استفاده شد. مقدار بالای K_2O و همچنین MgO در فلوگوپیت شاخص این میکا است.



a



b

شکل ۱۰. a. تجزیه نیمه کمی و طیف نمونه فلوگوپیت کوه دُر. b. تجزیه نیمه کمی و طیف نمونه وزوویانیت کوه دُر.

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه ای کانی اسپینل در اسکارن کوه دُر

Sample (%)	Spinel (Kuh-e- Dor)	
	S-1	S-2
SiO ₂	0.04	0.02
TiO ₂	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	65.10	66.27
FeO	6.90	6.87
Fe ₂ O ₃	3.21	2.01
MnO	0.05	0.10
MgO	24.49	24.48
CaO	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00
Total	99.89	99.82
Ti	0.00	0.00
Al	1.95	1.91
Fe ²⁺	0.14	0.14
Fe ³⁺	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00
Mg	0.92	0.82
Spinel	86.76	85.24
Hercynite	13.14	14.55
Galaxite	0.09	0.21

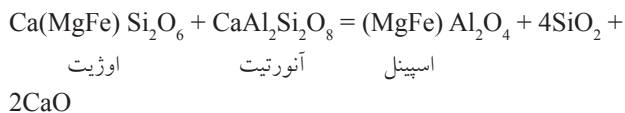
جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه ای ریزکاوالکترونی کانی کلینوپیروکسن اسکارن کوه دُر

(%) Sample	S-13-1	S-13-2	S-13-3	S-13-4	S-13-5
SiO ₂	40.34	42.03	42.10	42.11	42.15
TiO ₂	3.71	2.94	3.19	2.93	3.24
Al ₂ O ₃	13.46	12.53	12.68	12.60	12.43
FeO	2.60	2.63	2.60	2.59	2.40
Fe ₂ O ₃	1.10	1.14	1.10	1.10	1.20
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
MgO	11.01	11.50	11.37	11.61	11.49
ZnO	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02
CaO	25.04	25.22	25.26	25.23	25.21
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03
BaO	0.08	0.01	0.03	0.05	0.06
F	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	97.41	98.11	98.38	98.29	98.34
Si	3.09	3.19	3.19	3.19	3.20
Ti	0.21	0.17	0.18	0.16	0.19
Al	1.21	1.12	1.13	1.12	1.11
Fe ²⁺	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15
Fe ³⁺	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.26	1.30	1.28	1.32	1.30
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.06	2.05	2.05	2.05	2.04
Ba	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001
Na	0.005	0.004	0.001	0.003	0.004
K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	8.08	7.07	8.06	8.08	8.07

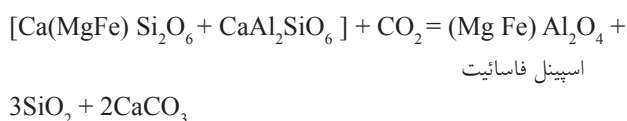
جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه ای ریزکاوالکترونی کانی گارنت اسکارن کوه دُر

(%) Sample	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5
SiO ₂	37.20	36.77	36.63	37.63	37.34
TiO ₂	0.10	0.00	0.03	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	13.41	11.97	11.48	24.32	21.60
FeO	8.32	8.79	10.41	8.03	10.83
Fe ₂ O ₃	4.01	5.03	4.20	3.40	4.02
MnO	0.69	0.71	0.72	0.12	0.13
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	35.20	34.88	34.80	23.52	23.14
Total	98.92	98.14	98.27	97.11	97.11

از سوی دیگر مشاهدات میکروسکوپی جانیشینی اسپینل در اسکارنهای کلینوپیروکسن‌دار را نیز نشان داده است (Taghipour et al. 2010):



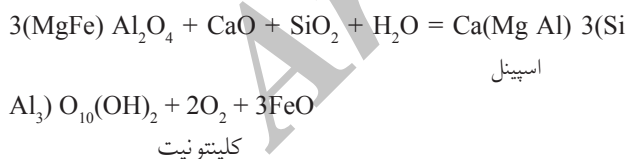
ناپایداری و فروپاشی بخش فاسائیت (آلمینو-دیوپسید) برای پیدایش اسپینل در شرایط جدید می‌تواند با واکنش زیر توجیه شود (Taghipour et al., 2010):



کلیتونیوت، فلوگوپیت

کلیتونیوت یک کانی با یون هیدروکسید است، بنابراین در هنگام تشکیل آن فشار بخار آب به اندازه کافی در محیط وجود خواهد داشت (نوربهشت، ۱۳۷۹). به دام افتادن بلورهای اسپینل در درون بلورهای کلیتونیوت و دگرسانی آن از کناره، این احتمال را دارد که در اثر ورود محلول‌های گرمایی به داخل سامانه گزانتوفیلیت تشکیل شده باشد (Mackizadeh, 2008).

در مشاهدات سنگ نگاری نیز اشاره شد که همراهی اسپینل با کلیتونیوت به شکل میانبارهای تحلیل رفته، بسیار عادی است. بنابراین بلورهای اسپینل (ضروری‌ترین عنصر) در تشکیل کلیتونیوت، منبع مستقیم آلمینیم معرفی می‌شوند. واکنش تشکیل کلیتونیوت به خرج اسپینل را می‌توان چنین نوشت (Taghipour et al., 2010):



احتمالاً قبل از تبلور کلیتونیوت (دهم‌های ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۰/۵ تا ۱ کیلو بار) پاراژنز کلسیت + کوارتز از بین رفته و به ولاستونیت تبدیل شده باشد. زیرا در $x\text{H}_2\text{O}$ بسیار بالا و فشار کم، تشکیل کلیتونیوت، ولاستونیت از 480°C تا 550°C به طور کامل از کلسیت + کوارتز تولید می‌شود و دیگر پاراژنری بصورت کلسیت + کوارتز باقی نخواهد ماند (Rice, 1979).

بلورهای کلیتونیوت نیمه شکل‌دار تا کاملاً شکل‌دار در مشاهدات سنگ نگاری تشخیص داده شده که به شکل آزاد، بدون وابستگی به اسپینل یا کانی‌های دیگر در زمینه کلسیت دیده

می‌شود، گارنت‌ها از نوع آلمینیوم دار هستند و بیشترین مقدار Al_2O_3 به ۲۴,۳۲ درصد می‌رسد.

واکنش‌های دگرگونی

براساس مشاهدات میکروسکوپی، نتایج ژئوشیمیایی و به ویژه روابط بافتی می‌توان واکنش‌های متاسوماتیکی عامل پیدایش کانی‌ها را به شرح زیر پیشنهاد کرد:

کلینوپیروکسن

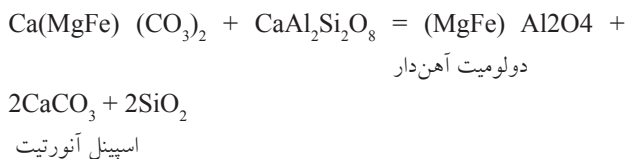
کلینوپیروکسن رایج‌ترین و قدیمی‌ترین کانی تشکیل دهنده اسکارن‌های منشاد است. با توجه به نتایج ریزکاوالکترونی و با در نظر گرفتن ترکیب فاسائیت ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) برای کلینوپیروکسن واکنش تشکیل آن را می‌توان چنین بیان داشت (داوودی، ۱۳۷۷):



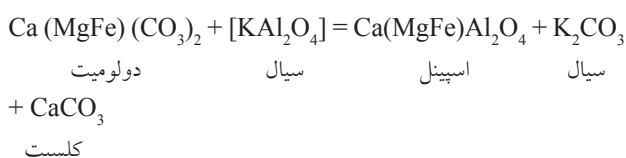
برای انجام واکنش بالا، SiO_2 و $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ به صورت کلوییدی و بسته‌های ساختاری از ماگمایی و دولومیت از سنگ میزبان قابل دسترسی است.

اسپینل

با توجه به مشاهدات سنگ نگاری از اسپینل‌های کاملاً شکل‌دار (چهارگوش) تا نیمه شکل‌دار که در برش‌های نازک میکروسکوپی زیاد دیده می‌شوند، واکنش زیر در سنگ همبر دولومیتی هنگام هجوم سیالات ماگمایی حاوی کمپلکس ساختاری آنورتیت انجام‌پذیر است.



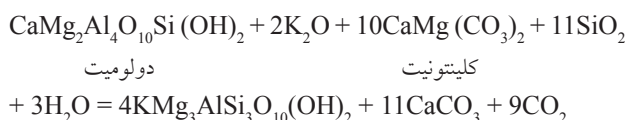
(Aleksandrov 2002) برای پیدایش اسپینل گالاکسیت به خرج رودکروسیت، در اسکارن‌های منگنز، منبع آلمینیم را به شکل سیال $[\text{KAl}_2\text{O}_4]$ در نظر گرفته است. برای اسکارن منشاد نیز می‌توان واکنش زیر را پیشنهاد کرد:



آشکار است در واکنش بالا، KAlSi_3O_8 به صورت یک کمپلکس ساختاری در محلول‌های گرمایی وجود دارد (داوودی، ۱۳۷۷).

در این میان، هم رشدی هر دو کانی فلوگوپیت - کلیتونیست نیز قابل توجه است. به این صورت که رشد تداخلی این دو کانی در امتداد رخ‌های هم صورت گرفته است.

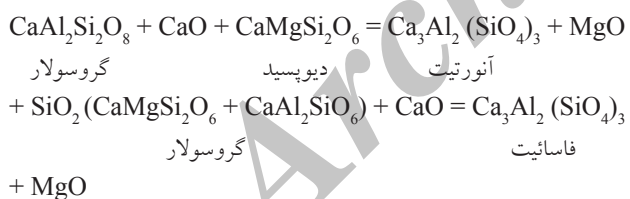
با در نظر گرفتن فرمول آرمانی کلیتونیست و فلوگوپیت، این واکنش به شکل زیر قابل بازسازی است:



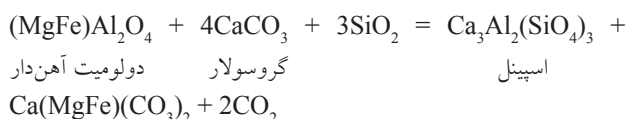
واکنش فوق، رورشدی فلوگوپیت بر کلیتونیست را به خوبی در برخی مقاطع توجیه می‌کند. از سوی دیگر، این بافت را نوعی رشد توأم کلیتونیست - فلوگوپیت در نظر گرفت. احتمالاً می‌توان گفت عامل شکل‌دهی این همیافتی تغییر ماهیت سیال گرمایی از نظر میزان پویایی K^+ و Ca^{2+} ضمن کانی‌زایی بوده است.

گارنت

بعد از پیدایش مستقل گارنت، بیشترین پیدایش این کانی شکل‌گیری آن به خرج پیروکسن‌ها است. واکنش‌های جانشینی گارنت تا آن اندازه واضح است که در برخی برش‌های نازک، رخ‌های ویژه پیروکسن (رخ‌های تقریباً عمود بر هم در برش عرضی) درون گارنت محفوظ مانده است. آنورتیت به صورت بسته‌های ساختاری از سیالات گرمایی قابل دسترس است. واکنش‌های فوق را می‌توان در اثر هجوم CaO موجود در محیط اسکارن به دیوپسید یا فاسائیت به شرح زیر نوشت:

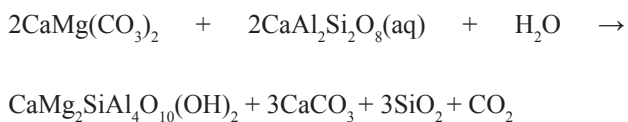


تحلیل رفتن بخشی اسپینل‌ها برای شکل‌گیری گارنت که در برش‌های نازک میکروسکوپی دیده می‌شود را می‌توان با واکنش زیر توجیه کرد:

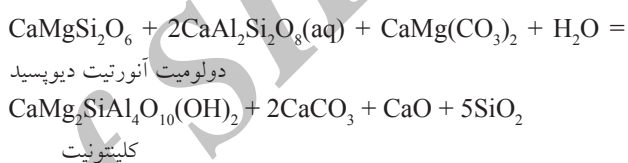


ناپایداری میکاها (کلیتونیست و فلوگوپیت) در مرحله هجوم گارنت‌های تأخیری، را می‌توان با واکنش زیر بیان کرد:

می‌شوند. برای تشکیل این گونه کلیتونیست‌ها در اینجا واکنش زیر پیشنهاد می‌شود (در این واکنش منبع آلومینیم به شکل بسته‌های ساختاری آنورتیت از سیالات ماگمایی در نظر گرفته شده است):

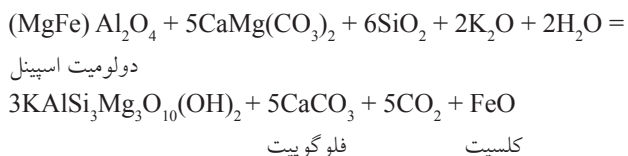


برخی بلورهای کلیتونیست قبل یا همزمان با کلبنیوپروکسن‌ها شکل گرفته‌اند. بنابراین واکنش فوق به خوبی نحوه پیدایش این نسل از پیروکسن‌ها را نشان می‌دهد. در برخی موارد، کلیتونیست‌ها به شکل روکش و با مرز عدم تعادلی بر پیروکسن‌های اسکارن نیز دیده شده‌اند. برای این رابطه کانیایی، واکنش زیر پیشنهاد می‌شود (Moine-Vaziri and Ahmadi, 2002):

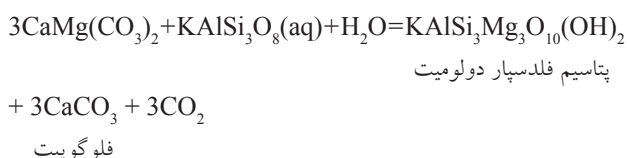


در این واکنش، دولومیت از سنگ مادر و $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ به حالت بسته‌های ساختاری و کلوییدی از سیالات ماگمایی منشأ می‌گیرد (داوودی، ۱۳۷۷).

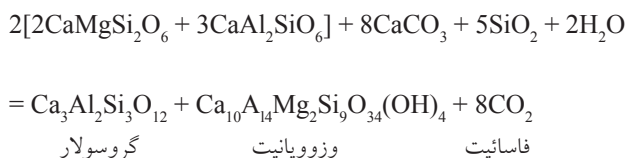
شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که فلوگوپیت نیز به خرج اسپینل به تنهایی یا در همراهی با کلیتونیست شکل گرفته است. وجود اسپینل‌ها با حاشیه خورده شده در کنار فلوگوپیت‌ها و همچنین به شکل میانبراهای گرد شده درون فلوگوپیت‌ها شاهدی بر واکنش تشکیل فلوگوپیت، از اسپینل است. در اسکارن‌های منیزیم دار سکوی سبیری (Mazurov and Titov, 2001). اسپینل به‌عنوان منبع آلومینیم برای فلوگوپیت، کلینوکلر، هیدروتالکیت و دیگر کانی‌های همیافت پس از اسکارن عمل کرده است. برای فلوگوپیت‌های منشأ واکنش زیر پیشنهاد می‌شود:



برای پیدایش فنوبلاست‌های فلوگوپیت که به صورت آزاد و مستقل در زمینه کلسیت مشاهده می‌شوند، واکنش زیر پیشنهاد شده است (Deer et al., 1991):



آب و سیلیس تبدیل به وزوویانیت شود. نامبرده واکنش زیر را نیز برای تبدیل فاسائیت به مجموعه وزوویانیت و گروسولاریت پیشنهاد کرده است.

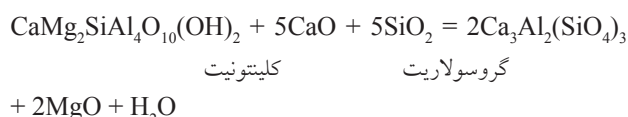


از آنجا که بیشتر میکاهای ترد، کانی‌های کمیاب هستند، روابط فازی آنها به‌خوبی شناخته نشده است. با این وجود روابط پایداری کلیتونیست به‌صورت جزئی مطالعه شده است.

دماسنجی اسکارن منشاد

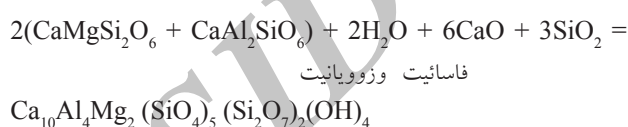
براساس مطالعات تجربی (Olesch and Seifert, 1976) دمای تبلور محلول جامد کلیتونیست در فشارهای ۰/۵ تا ۳ کیلو بار و دمای ۷۸۰ تا ۹۳۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است (شکل ۱۱) همان‌گونه که دیده می‌شود افزایش مقدار [Al] با کاهش مقدار Si میدان پایداری کلیتونیست را پایین می‌آورد. نامبردگان برای پیدایش کلیتونیست در سنگ‌های طبیعی دمای ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار کل بالای ۳۰۰ بار و محدوده XCO_2 حدود ۰/۱ تا ۰/۳ را برآورد کرده اند و معتقدند با توجه به میدان وسیع P-T، پایداری کلیتونیست، علت کمیاب بودن این کانی در طبیعت را می‌توان به رخداد محدود محیط‌های زمین‌شناسی غنی از Al_2O_3 ، فقیر از SiO_2 و فاز گازی همزیست با XCO_2 پایین نسبت داد (Rice, 1979). کمبود چنین شرایطی از پیدایش کلیتونیست در بیشتر سنگ‌های ناخالص دگرگونی ناحیه‌ای جلوگیری می‌کند. در مقابل در دگرگونی همبری محلول‌های غنی از H_2O سبب پایداری کلیتونیست می‌شوند. رایس (Rice, 1979) در مرمرهای آلومینیوم‌دار هاله بولدر (مونتانا)، تشکیل کلیتونیست را در دماهای بین ۵۸۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد با ترکیب سیال XCO_2 بین ۰/۰۵ و تقریباً ۰/۲ در نظر گرفته است. نامبرده شرایط تشکیل کلیتونیست را محدود به μCO_2 نسبتاً پایین و یا $\mu\text{H}_2\text{O}$ بالا دانسته است. می‌توان دمای تبلور کلیتونیست‌های اسکارن منشاد را در $\text{XCO}_2 > 0.2$ و فشار یک کیلو بار بین ۷۸۰ تا ۸۲۵ درجه سانتی‌گراد برآورد کرد:

با داده‌های فوق می‌توان گستره دمای پایداری کلیتونیست در اسکارن منشاد را ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفت. احتمالاً هجوم سیالات گرمایی موجود در منطقه عاملی برای پایین نگه داشتن $f\text{CO}_2$ در محیط اسکارن بوده است. توده نفوذی مانند یک موتور حرارتی برای چرخش آب‌های موجود در سنگ میزبان که کربنات‌های متخلخل و کارستی بوده اند، عمل کرده است و جریان همرفت ایجاد شده مراحل تاخیری تحول اسکارن را باعث شده است. دمای بیشینه پایداری کلیتونیست در اسکارن‌های منیزی می‌در مرحله ماگمایی نیز ۶۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد در

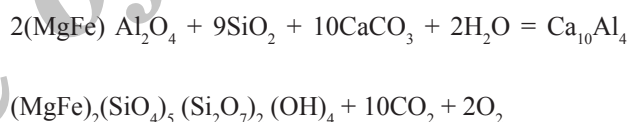


وزوویانیت

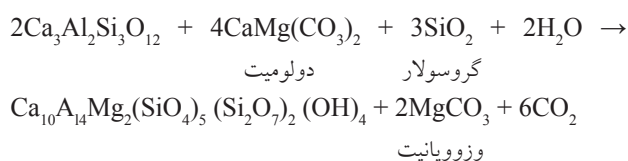
همان‌گونه که مطالعات بافتی میکروسکوپی نشان داده است کانی وزوویانیت (با فرمول عمومی $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4$) در اسکارن منشاد تاخیری ترین کانی است که جانشین همه مجموعه‌های پیش از خود شده است. حتی در مواردی جانشینی پیشرفته و کامل این کانی، موجب پیدایش توده‌های تک کانیایی شده است. با در نظر گرفتن پیروکسن با ترکیب فاسائیت تشکیل وزوویانیت به خرج فاسائیت، می‌تواند در یک محیط آبگین چنین باشد:



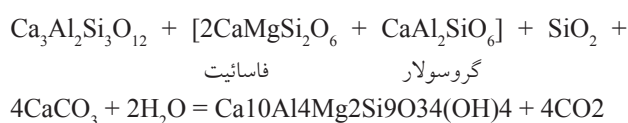
می‌توان گفت با در نظر گرفتن مشاهدات میکروسکوپی واکنش فوق شایع ترین واکنش جانشینی وزوویانیت است. واکنش تشکیل وزوویانیت را به خرج اسپینل‌ها چنین پیشنهاد می‌شود:



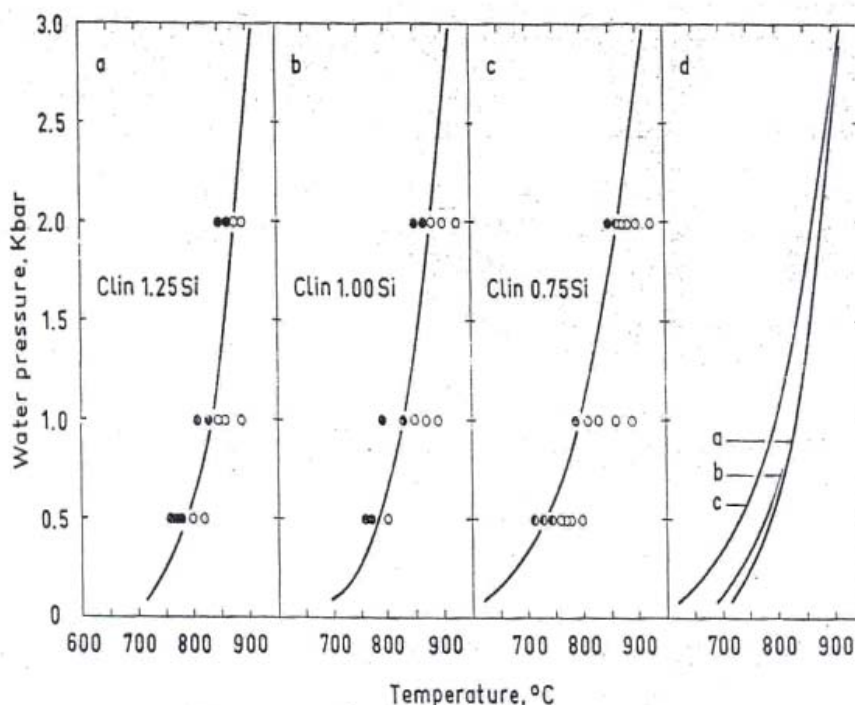
کمبود Al برای این واکنش با هجوم سیالات حاوی بسته‌های ساختاری $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ یا هجوم کلوییدی آنورتیت قابل تأمین است. تشکیل وزوویانیت از گارنت نیز توسط واکنش زیر توجیه پذیر است (رهگشای و همکاران ۱۳۸۴).



سبزه‌ئی (۱۳۷۸) نیز با تکیه بر شواهد میکروسکوپی برای تشکیل وزوویانیت در محیط‌های دگرگونی همبری (اسکارنها) واکنش زیر را پیشنهاد کرده است:



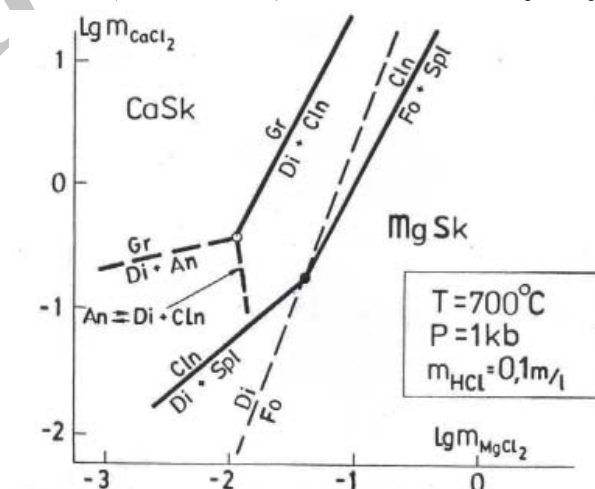
به اعتقاد وی، مطابق این واکنش مجموعه فاسائیت + گروسولاریت می‌تواند مستقیماً در محیط اسکارنی در حضور



شکل ۱۱. محدوده‌های دمایی بالا برای سه نمونه مختلف بلورهای مخلوط کلینتونیست در فشارهای پایین آب. (دایره توپر: رشد کلینتونیست. دایره نیمه پر: واکنش مشاهده نشده است. دایره خالی: فروپاشی محلول جامد کلینتونیست) (Olesch and Seifert, 1975).

برای شناخت فرآیندهای پیدایش اسکارن، واکنش‌های مرزی بین اسکارن‌های کلسیک و منیزیمی به صورت تجربی در ارتباط با عوامل شیمیایی CaCl_2 و MgCl_2 بررسی شده‌اند (Zharikov and Khodarevskaya, 1987). مطالعات نشان داده که در فشار میانگین (تا ۳ کیلوبار) و غلظت‌های قابل قبول HCl (۱-۱۰ تا ۳-۱۰) کلینتونیست تشکیل می‌شود (شکل ۱۲). در رخدادهای طبیعی نیز دیده شده است که جانشینی اسکارن‌های کلسیک در اسکارن‌های منیزیمی با فروپاشی اسکارن‌های اخیر به کانی‌های کلینتونیست، وزوویانیت، فلوگوپیت، کلریت و... مقدم بوده است (Zharikov 1991).

فشارهای پایین برآورد شده است (Reverdatto, 1973). از آنجا که در اسکارن منشاد، مقدار اندکی از کلینتونیست‌ها در همیافتی کامل با پیروکسن‌ها به وجود آمده‌اند (عمده کلینوپیروکسن‌ها در تقدم زمانی نسبت به تشکیل کلینتونیست هستند) بنابراین می‌توان گفت دمای بیشینه اسکارن منشاد از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر نبوده است. بر اساس داده‌های زمین‌شناختی، ساختار کانی یا همگن کردن میانبارها دمای بیشینه پایداری اسپینل نیز ۷۰۰-۹۵۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته شده است (Reverdatto, 1973) که باز هم تأییدی بر دمای بیشینه ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برای شکل‌گیری کلینوپیروکسن - کلینتونیست - اسپینل در اسکارن منشاد است.



شکل ۱۲. میدان پایداری کلینتونیست همراه با پارازنز کانیایی اسکارن در ارتباط با غلظت CaCl_2 و MgCl_2 در محلول. خطوط توپر: داده‌های تجربی. خطوط منقطع: محاسبه‌ای (Zharikov and Khodarevskaya, 1987).

(Henry, 1999) دارد $X_{CO_2} < 0.03$.

همچنین مطالعات تجربی انجام شده توسط پلپا سنینا و لیخویدوف (Plyusnina and Likhoidov, 1993)، واکنش‌های چندی را برای پیدایش وزوویانیت در فشار ثابت ۲ کیلو بار و دمای ۴۲۰ تا ۴۷۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه کرده‌اند (تغییر ترکیب، دمای واکنش را تا ۵۰ درجه تغییر می‌دهد). نامبردگان پایداری این کانی را نسبت به X_{CO_2} بسیار حساس می‌دانند، گونه‌ای که این کانی در آزمایش‌های تجربی تا $X_{CO_2} > 0.01$ و در محاسبات ترمودینامیکی تا $X_{CO_2} > 0.03$ پایدار می‌ماند و با افزایش X_{CO_2} ناپایدار می‌شود (شکل ۱۴).

در بررسی‌های میکروسکوپی به روشنی شکل‌گیری وزوویانیت بعد از گارنت دیده می‌شود. اگر میانگین دمای متوسط تشکیل گارنت‌های گروسولار را در اسکارن‌ها ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد در نظر بگیریم (Reverdatto, 1973; Tracy and Frost, 1991) می‌توان گفت کانی‌زایی وزوویانیت در اسکارن منشاد در $T > 480$ درجه سانتی‌گراد رخ داده است و فروکش دما تا حداقل ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد ادامه یافته است و در این شرایط همواره $X_{CO_2} < X_{H_2O}$ بوده است.

نتیجه‌گیری

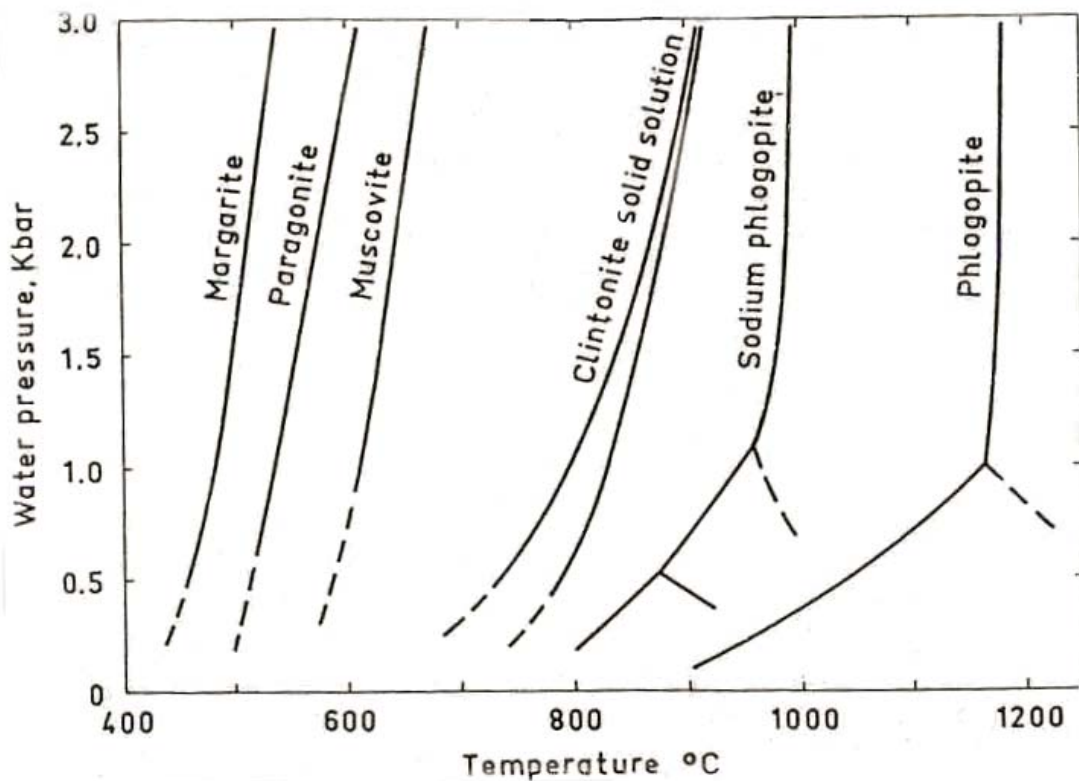
اسکارن‌زایی یکی از پدیده‌های زمین‌شناسی قابل توجه توده‌های

بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی نهشته‌های اسکارن فلوگوپیت (Aksyuk and Zharikov, 1988)، پیدایش فلوگوپیت حین متاسوماتیسم دو سویه^۱ و متاسوماتیسم تراوشی در پیوند با کنش‌های پس از ماگمایی است و دما و پویایی نسبی CaO و MgO مهم‌ترین عوامل ژئوشیمیایی برای پایداری این کانی هستند.

همان‌گونه که در شکل ۱۳ دیده می‌شود، در فاز سیال CO_2 گستره پایداری دمایی فلوگوپیت در کانی‌های سازنده مرمر ۳۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Berman, 1988). بنابراین می‌توان گفت در اسکارن منشاد نیز برای پیدایش فلوگوپیت (به دنبال کلینتونیست) دما تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد پایین آمده است.

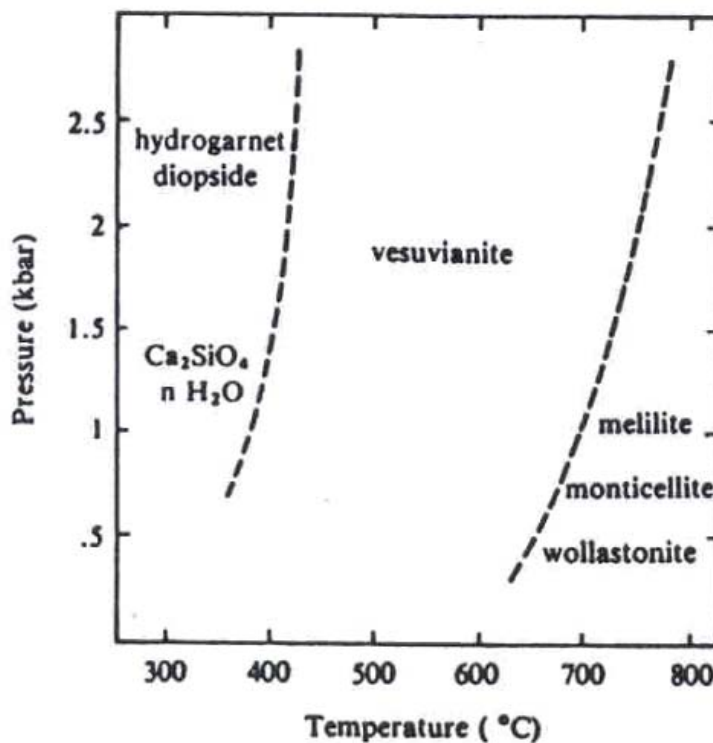
آن‌گونه که در بررسی‌های سنگ شناختی میکروسکوپی دیده شد، همپوشانی وزوویانیت بر تمامی کانی‌های پیش از خود در اسکارن منشاد به خوبی شناخته شده است و فراگیرترین پدیده در مجموعه اسکارنی است بنابراین تعیین شرایط P-T-X پیدایش این کانی به‌عنوان پایان کانی‌زایی اهمیت دارد.

تشکیل وزوویانیت سبب افزایش X_{H_2O} و کاهش X_{CO_2} در محیط خواهد شد (Valley et al. و Hochella et al., 1982) نمودارهای تجربی مشخص کرده که وزوویانیت^۲ تنها در سیالات با $X_{CO_2} < 0.2$ پایدار است. وزوویانیت همراه با ولستونیت - وزوویانیت منیزیم دار، نیاز به شرایط بسیار غنی از آب و



شکل ۱۳. نمودار T- X_{CO_2} در فشار ۲ کیلو بار که روابط پایداری کانیها درون مرمرها را نشان می‌دهد. منحنی‌های واکنشی با استفاده از Geo-Calc محاسبه شده‌اند (Berman, 1988).

1- Bimetasomatism
2- Mg-OH-Vesuvianite



شکل ۱۴. نمودار طرح گونه $T-XCO_2$ منحنی‌های پایداری برای تعادل وزوویانیت دارای Mg-OH را نشان می‌دهد (Valley et al., 1985).

می‌گیرند که اسپینل از کانی‌های بنیادین در همیافتی مجموعه کانیایی این نوع اسکارن است به عبارتی می‌توان گفت اسپینل منبع آلومینیم برای پیدایش این دو کانی است. (ب) اسکارن منشاد، یک اسکارن از خاستگاه چند زادی^۱ است. این اسکارن مرحله گذر از اسکارنهای منزیمی به کلسیکی را با پیدایش کلینتونیت نشان می‌دهد (جدول ۵) رویداد کلینتونیت را می‌توان با مرحله ویژه کلینتونیت‌زایی^۲ معرفی کرد.

نفوذی مرتبط با تشکیلات کربناتی منطقه شیرکوه می‌باشد. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ نگاری مجموعه کانی‌های گارنت، پیروکسن، اسپینل، فلوگوپیت و کلینتونیت در اسکارن‌های این منطقه دیده می‌شود. بررسی مجموعه کانیایی اسکارن، مجموعه تحولات زیر را در منطقه اسکارن منشاد نشان می‌دهد (جدول ۵). الف) کانی کلینتونیت و فلوگوپیت در اسکارن‌هایی شکل

جدول ۵. روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در اسکارن‌های کلینتونیت‌دار کوه دُر

mineral	Contact metamorphism-metasomatism				
	early skarn		late skarn		
fassaite	●	●	●	●	●
spinel		●			
clintonite			●		
phlogopite				●	
vesuvianite					●

1- Polygenic
2- clintonitization

ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۹۶.

- رهگشای، م.، مکی‌زاده، م. ع. و حاتمی، ش.، ۱۳۸۴، کانی‌شناسی اسکارن‌های اسپینل‌دار، فشارک - شمال شرق اصفهان، مجموعه مقالات سیزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد اول، ۴۰۹ - ۴۱۲.

- مکی‌زاده، م. ع.، ۱۳۸۷، بررسی کانی‌شناسی و پترولوژیکی اسکارن‌های ایران مرکزی (استان یزد)، دانشگاه شهید بهشتی، رساله دکتری، ۱۸۸.

- نوری‌بهرت، ا.، ۱۳۷۹، گزارش پایانی طرح پژوهشی شماره ۷۶۱۰۴۶، متالورژی اسکارن‌ها در کمربند ماگماتیک سنوزوئیک ایران مرکزی (استان یزد) دانشگاه اصفهان، منتشر نشده، ۹۸.

- Aleksandrov, S.M., 2002. Genesis and Mineralogical composition of manganese skarn of prograde and retrograde stages of metasomatism in carbonate rocks, *Geochemistry International*, 40, 7, 649-663.

- Aksyuk, A.M. and Zharikov, V.A., 1988. The phlogopite skarn deposits, physical-chemical conditions of formation, *Proceedings of seventh Quadrennial IAGOD symposium*, 321-326.

- Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, *Journal Petrology*, 29, 455-522.

- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D. R., 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: A geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes, *Journal of Geochemical Exploration*, 103, 17-29.

- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2006. The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 28, 423-438.

- Deer, W.A. Howie, R.A and Zussman, J., 1991. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, seventeenth impression, Longman, 528.

- Einaudi, M.T., 1977. Petrogenesis of copper-bearing skarn at the Mason Valley mine, Yerington district, Nevada, *Economic Geology*, 72, 769-795.

- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits, *Economic Geology*, 75th Anniv. 317-391.

- Franchini, M.B., Meinert, L.D. and Vallés, J.M., 2002. First occurrence of ilvaite in a Au skarn deposit, *Econom-*

ج) بیشتر واکنش‌های تکوین اسکارن منشاد، واکنش‌های کربن زدایی^۱ هستند. XCO_2 بالا سبب توقف واکنش یا رخداد واکنش‌های برگشتی خواهد شد. بی‌گمان می‌بایست CO_2 به گونه‌ای از محیط اسکارن خارج شود، که این مورد با خروج CO_2 از راه درزه‌ها و شکاف‌ها یا رقیق شدن توسط H_2O و سایر مواد فرار ممکن خواهد بود.

قابلیت تراوایی بالا و آبدار بودن کربنات‌های کراتاسه در شیرکوه که میزان اسکارن‌زایی هستند، می‌تواند سبب شکل‌گیری سلول‌های همرفت در پیرامون توده نفوذی داغ شود. گردش آب‌های همرفت نیز خود می‌تواند در سامانه اسکارنی راه یافته و سبب خروج CO_2 از محیط یا رقیق شدن آن شود.

د) به‌نظر می‌رسد شستشوی اسیدی یا کاتیونی (Ca و Si) در پیدایش اسپینل به خرج کلینوپیروکسن‌ها (فاسایت و دیوپسید) مؤثر بوده است.

ه) مهم‌ترین عامل پایداری کلینتونیت (بعد از وجود فازهای کانیاپی غنی از آلومینیم و فقیر از SiO_2) وجود سیالات غنی از H_2O است که سبب رقیق شدن CO_2 می‌شود. با ازدیاد XCO_2 کلینتونیت ناپایدار می‌شود.

و) رخداد وزوویانیت در آخرین مرحله به‌عنوان یک کانی متاسوماتیک به خرج همیافتی‌های کانیاپی غنی از SiO_2 و Al_2O_3 اتفاق افتاده است. در برخی موارد ورود SiO_2 همراه سیالات غنی از H_2O الزامی بوده است. به‌طور کلی برای پایداری وزوویانیت ورود سیالات حاوی SiO_2 ، H_2O و خروج CO_2 الزامی است. آن‌گونه که در برش‌های نازک میکروسکوپی دیده می‌شود، شکل‌گیری و پایداری توده‌های تک کانیاپی وزوویانیت، تنها توسط واکنش‌های تشکیل این کانی به خرج کانی‌های پیشین توجیه پذیر است. پیشنهاد می‌شود برای مرحله پایانی تکوین اسکارن منشاد و دیگر اسکارن‌های مشابه در محیط‌های زمین‌شناسی ایران و جهان واژه وزوویانیتی شدن^۲ را در نظر بگیریم.

سپاسگزاری

نویسنده مقاله بر خود لازم می‌داند از حمایت‌های مالی دانشگاه شیراز در به انجام رساندن این تحقیق تشکر نمایند. همچنین از راهنمایی‌های علمی دکتر محمد علی مکی‌زاده (دانشگاه اصفهان) و سرکار خانم دکتر دلیران از دانشگاه کارلسروهه آلمان قدردانی می‌شود.

منابع

- سبزه‌ئی، م.، ۱۳۷۸، واکنش‌های متاسوماتیکی تشکیل‌دهنده کانی وزوویانیت، مجموعه مقالات هفتمین سمینار بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳۶ - ۳۸.

- داوودی، ف.، ۱۳۷۷، پژوهش‌های سنگ‌شناختی اسکارن‌های منطقه شیرکوه، استان یزد (ده بالا، باقی‌آباد)، پایان‌نامه کارشناسی

1- Decarbonation
2- Convection cells
3- Vesuvianization

- ic Geology, 97, 1119-1126.
- Guggenheims, S., 1984. The brittle micas, In Micas (Baily, S.W., ed.) Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy, 13, 61-101.
 - Hammarstrom, J.M., Orris, G.J., Bliss, J.D. and Theodore, T.G., 1989. A Deposit Model for Gold-Bearing Skarns; Fifth Annual V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources, USGS Circular 1035, 27-28.
 - Henry, D.A., 1999. Cuspidine-bearing skarn from Chesney Vale, Victoria, Australian Journal of Earth Sciences, 46, 251-260.
 - Hibbard, M.J., 2002. Mineralogy, a Geologist Point of View, McGraw Hill, 562.
 - Hochella, M.F., Liou, J.G., Keskinen, M.J. and Kim, H. S., 1982. Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. Economic Geology, 77, 798-808.
 - Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M., 2002. Granite and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran, 20, 127-138.
 - Mackizadeh, M.A., 2008. Mineralogical and petrological studies of Central Iranian skarns (Yazd Province): Unpublished PhD thesis, in Farsi (with English abstract), Shahid Beheshti University, 188.
 - Mazurov, M.P. and Titov, A.T., 2001. Composition and features of crystallization and transformation of spinels at the contacts of dolerites with dolomites and rock salt, Geology and Geophysics, 42, 7, 1108.
 - Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits: in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P., eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, 299-336.
 - Moine-Vaziri, H. and Ahmadi, A., 2002. Development of clintonites in a skarn at Esfahan (Iran). C.R. Academic Science, Paris, 314, 2, 85-91.
 - Olesch, M. and Seifert, F., 1976. Stability and phase relations of Trioctahedral Calcium Brittle Micas (Clintonite Group), Journal of Petrology, 17, 3, 291-314.
 - Plyusnina, L.P. and Likhoidov, G., 1993. Vesuvianite stability in water and water-carbon dioxide fluids, Russian Academy of Sciences, Geochemiya, in- Russian, 5, 644-654.
 - Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits, Springer-Verlag, 709.
 - Reverdatto, V., 1973. The Facies of Contact Metamorphism (Translated by D.A. Brown, 1973) David Alexander Brown, 262.
 - Rice, J.M., 1979. Petrology of Clintonite-bearing marbles in the Boulder aureole, Montana, American Mineralogists, 64, 519-526.
 - Taghipour, B., Mackizadeh, M.A. and Moore, F., 2011. Clintonite-spinel paragenetic relationships in Central Iran skarns as evidences of clintonite formation, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 259, 2, 217-229.
 - Tracy, R.J. and Frost, B.R., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation, In D.M., Kerrick, E.d., Contact Metamorphism, Mineralogy Society of America, Reviews in Mineralogy, 26, 207-289.
 - Valley, J.W., Peacor, D.R., Bowman, J.R., Essene, E. J. and Allard, M.J., 1985. Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications of phase equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂. Journal of Metamorphic Geology, 3, 137-153.
 - Wenk, H.R. and Bulakh, A., 2004. Minerals, Their Constitution and Origin, Cambridge University Press, 646.
 - Zharikov, V.A. and Khodarevskaya, L.Y., 1987. Experimental study of the clintonite formation reaction. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 294, 4, 952-955.
 - Zharikov, V.A., 1991. Skarn types, formation and mineralization conditions. In A. Barto-Kyriakidis, Ed., Skarns-Their genesis and metallogeny, Theophrastus publications S.A., 358.