

## Mineralogy and Genesis of Joveinan Iron Skarn (Cenozoic Magmatic Arc, North of Isfahan)

Shahzad Sherafat\*<sup>1</sup> and Mohammad Ali Mackizadeh<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

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

### Abstract

Joveinan marbles and skarns are located 5 km NE of Ghohrood and 140 km NW of Isfahan in the \*central part of Urumieh- Dokhtar magmatic arc. Intrusion of Ghohrood granitoid into the Cretaceous carbonate rocks caused the contact metamorphism and formation of skarn mineral paragenesis wollastonite, clinopyroxene, garnet, actinolite, epidote, chlorite, calcite, quartz, magnetite and sulfides (iron and copper). Mineralogical studies and paragenetic mineral relations confirm that the Joveinan skarn is polygenetic in origin and evolved in two major stages, metamorphism and metasomatism (progressive and retrogressive). In metamorphism stage that occurred immediately after the granitoid magma emplacement within carbonate rocks, Joveinan marbles were formed. Metasomatic stage occurred with generation of anhydrous calc-silicates minerals such as wollastonite, diopsidic-hedenbergitic pyroxene and ugrandite garnets. The main stage of retrograde metasomatic, alteration of primary calc-silicate minerals of skarn (pyroxene-garnet), caused the formation of epidote, actinolite and chlorite. The association of wollastonite, magnetite and andradite represents that skarn crystallized in over 550 ° C temperature range and low partial pressure of CO<sub>2</sub>. Joveinan skarn is a calcic skarn that has been formed at shallow depth by oxidative hydrothermal fluids and evolved in different stages.

**Key words:** metasomatism, contact metamorphism, Joveinan skarn, North Isfahan magmatic arc

\* sh\_sherafat@pnu.ac.ir

## کانی‌شناسی و خاستگاه اسکارن آهن جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه - دختر، شمال اصفهان)

شهزاد شرافت<sup>۱\*</sup> و محمدعلی مکی‌زاده<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

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

### چکیده

مرمرها و اسکارن‌های جوینان در ۵ کیلومتری شمال‌خاوری قهرود، ۱۴۰ کیلومتری شمال‌باختری اصفهان و بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر رخمون دارند. جایگیری پیکره گرانیتویدی قهرود درون سنگ‌های کربناته کرتاسه، دگرگونی همبری و همیافتی کانیاپی ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، مگنتیت و سولفیدهای فلزی (آهن-مس) را در پی داشته است. بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط پاراژنتیک کانی‌ها، نشان‌دهنده چندزادی بودن و پیدایش اسکارن جوینان در پی دو گامه اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) است. در گامه دگرگونی که بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمای گرانیتویدی درون سنگ‌های کربناته ناخالص آغاز شده، مرمهرای جوینان پدید آمده‌اند. دگرنهادی پیشرونده با پیدایش کالک‌سیلیکاتهای بی‌آب ولاستونیت، پیروکسن دی‌پوسید-هدنبرژیته و گارنت گروسولار-آندرادیتی در مرمهرای رخ داده است. گامه دگرنهادی پسرونده، با دگرسانی کانی‌های کالک‌سیلیکات‌نخستین اسکارن (کلینوپیروکسن-گارنت) و پیدایش اپیدوت، اکتینولیت و کلریت شناخته می‌شود. دارابودن ولاستونیت، پیروکسن و گارنت نشان‌دهنده پیدایش کانی‌های همایند اسکارن پیشرونده در گستره دمایی فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بخشی کم  $CO_2$  است. اسکارن جوینان، یک اسکارن آهن کلسیک است که در ژرفای کم و با سیال‌های آبگون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده است و پیدایش آن در چندین گامه روی داده است.

واژه‌های کلیدی: دگرنهادی، دگرگونی همبری، اسکارن جوینان، کمان ماگمایی شمال اصفهان

و بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر به‌شمار

می‌آید. با نفوذ پیکره گرانودیوریتی قهرود درون

سنگ‌های رسوبی مزوزوییک منطقه، سنگ‌های

مقدمه

منطقه جوینان در ۱۱۵ کیلومتری شمال

اصفهان و ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان جای دارد

\* sh\_sherafat@pnu.ac.ir

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

## کانی‌شناسی و خاستگاه اسکارن آهن جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه - دختر، شمال اصفهان)

شهزاد شرافت<sup>۱\*</sup> و محمدعلی مکی‌زاده<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

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

### چکیده

مرمرها و اسکارن‌های جوینان در ۵ کیلومتری شمال‌خاوری قهرود، ۱۴۰ کیلومتری شمال‌باختری اصفهان و بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه - دختر رخنمون دارند. جایگیری پیکره گرانیتوئیدی قهرود درون سنگ‌های کربناته کرتاسه، دگرگونی همبری و همیافتی کانیاپی ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، مگنتیت و سولفیدهای فلزی (آهن - مس) را در پی داشته است. بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط پاراژنتیک کانی‌ها، نشان‌دهنده چندزادی بودن و پیدایش اسکارن جوینان در پی دو گامه اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) است. در گامه دگرگونی که بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمای گرانیتوئیدی درون سنگ‌های کربناته ناخالص آغاز شده، مرمهرهای جوینان پدید آمده‌اند. دگرنهادی پیشرونده با پیدایش کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب ولاستونیت، پیروکسن دی‌پوسید-هدنبرژیته و گارنت گروسولار - آندرادیتی در مرمهرها رخ داده است. گامه دگرنهادی پسرونده، با دگرسانی کانی‌های کالک‌سیلیکات‌ها نخستین اسکارن (کلینوپیروکسن - گارنت) و پیدایش اپیدوت، اکتینولیت و کلریت شناخته می‌شود. دارا بودن ولاستونیت، پیروکسن و گارنت نشان‌دهنده پیدایش کانی‌های همایند اسکارن پیشرونده در گستره دمایی فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بخشی کم  $CO_2$  است. اسکارن جوینان، یک اسکارن آهن کلسیک است که در ژرفای کم و با سیال‌های آب‌گون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده است و پیدایش آن در چندین گامه روی داده است.

واژه‌های کلیدی: دگرنهادی، دگرگونی همبری، اسکارن جوینان، کمان ماگمایی شمال اصفهان

و بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه - دختر به‌شمار

می‌آید. با نفوذ پیکره گرانودیوریتی قهرود درون

سنگ‌های رسوبی مزوزوییک منطقه، سنگ‌های

مقدمه

منطقه جوینان در ۱۱۵ کیلومتری شمال

اصفهان و ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان جای دارد

\* sh\_sherafat@pnu.ac.ir

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

خاوری- باختری رخنمون یافته و بر روی بخش زیرین سازند نایبند، با سنگ‌شناسی شیل و ماسه‌سنگ (تریاس پسین) رانده شده‌اند. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (ژوراسیک پیشین) نیز در برخی بخش‌ها در پیرامون نهشته‌های تریاس برونزد دارند. در تاق‌دیس جوینان، بخش پایانی رسوب‌های مزوزوییک، آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پیشین هستند.

سری‌های آتشفشانی- رسوبی با رخساره‌های گوناگون سنگ‌شناسی (متاتوف‌های سیلیسی، توف برشی، شیل و آذرآواری) از نهشته‌ها آغاز سنوزوییک هستند و به‌گونه دگرشیب روی نهشته‌های مزوزوییک جای گرفته‌اند.

پیکره گرانیتوییدی قمصر- قهرود به سن میوسن میانی (Emami, 2001)، گسترده‌ترین رخنمون سنگ‌شناسی در این منطقه است. این گرانیتوید با نفوذ درون آهک‌های کرتاسه و سازندهای آواری ژوراسیک، از آنها اسکارن و هورنفلس ساخته است. از دیدگاه ترکیب، این توده به گرانودیوریت- تونالیت نزدیک بوده و سرشت متالومینوس و کالک‌آلکان (Ghasemi et al, 2014; Badr et al., 2013) دارد.

توده‌های گنبدی داسیتی، تکاپوهای ماگمایی پایانی در منطقه هستند و دگرسانی گسترده‌ای را در سنگ‌های پیرامون خود پدید آورده‌اند (شکل ۱).

در شمال جوینان، نفوذ زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی قهرود درون سنگ‌های کربناته لایه‌ای فسیل‌دار کرتاسه پیشین مرمزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است. رخداد صحرائی اسکارن جوینان به‌صورت توده‌های پراکنده در تماس مستقیم یا نزدیک به پیکره نفوذی است و کمابیش در همه جا اسکارن‌ها درون مرمرها هستند (شکل ۲- A).

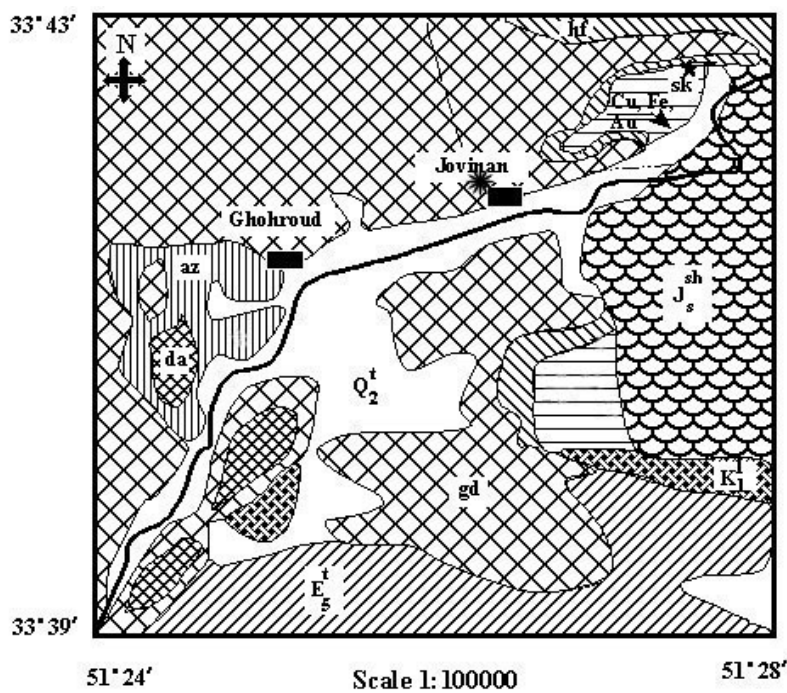
دگرگونه همبری گوناگونی پدید آمده‌اند. گروهی از پژوهشگران ( Badr, 2012; Mirlohi, 2008; Pourhomayoon, 2005; Nourbakhsh, 2000; Bashiri, 1999) برخی از این سنگ‌ها را بررسی میدانی کرده‌اند.

هجوم زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی یادشده درون سنگ‌های کربناته کرتاسه جوینان، مرمزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است. از دیرباز اسکارن‌ها به‌علت پیدایش کانسارهای اقتصادی عنصرهای ارزشمند (مانند: آهن، مس، سرب و روی، قلع، تنگستن، مولیبدن، طلا، نقره و کانی‌های صنعتی گارنت و ولاستونیت؛ Meinert, 1992) مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند.

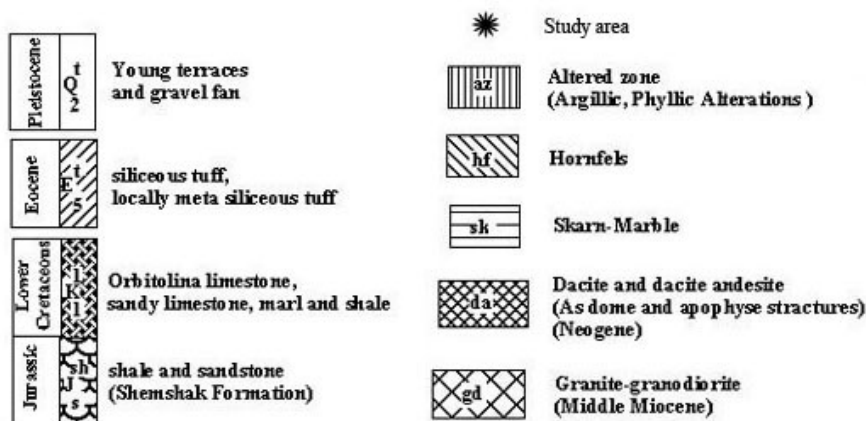
تنوع کانی‌شناسی سنگ خاستگاه، تفاوت در رفتار سیال‌های آبگون و پیدایش اسکارن در پی گامه‌های گوناگون، ترکیب کانی‌شناسی گوناگون اسکارن‌ها را در پی دارد. اسکارن منطقه جوینان، اسکارنی چندزادی است که در گامه‌های گوناگون اسکارن‌زایی پدید آمده است و دارای کانی‌های ولاستونیت، کلینوپروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کلسیت و کانه‌های فلزی (آهن و مس) است. در این نوشتار افزون بر بررسی دقیق کانی‌شناسی سنگ‌های اسکارنی، خاستگاه و سازوکار پیدایش اسکارن در منطقه جوینان بررسی می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه جوینان در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد و کهن‌ترین برونزد شناخته‌شده آن، متاولکانیک‌های سیلورین، ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های دونین و نهشته‌های کربناته پرمین هستند. این سنگ‌ها در تاق‌دیس بزرگی به درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و روند



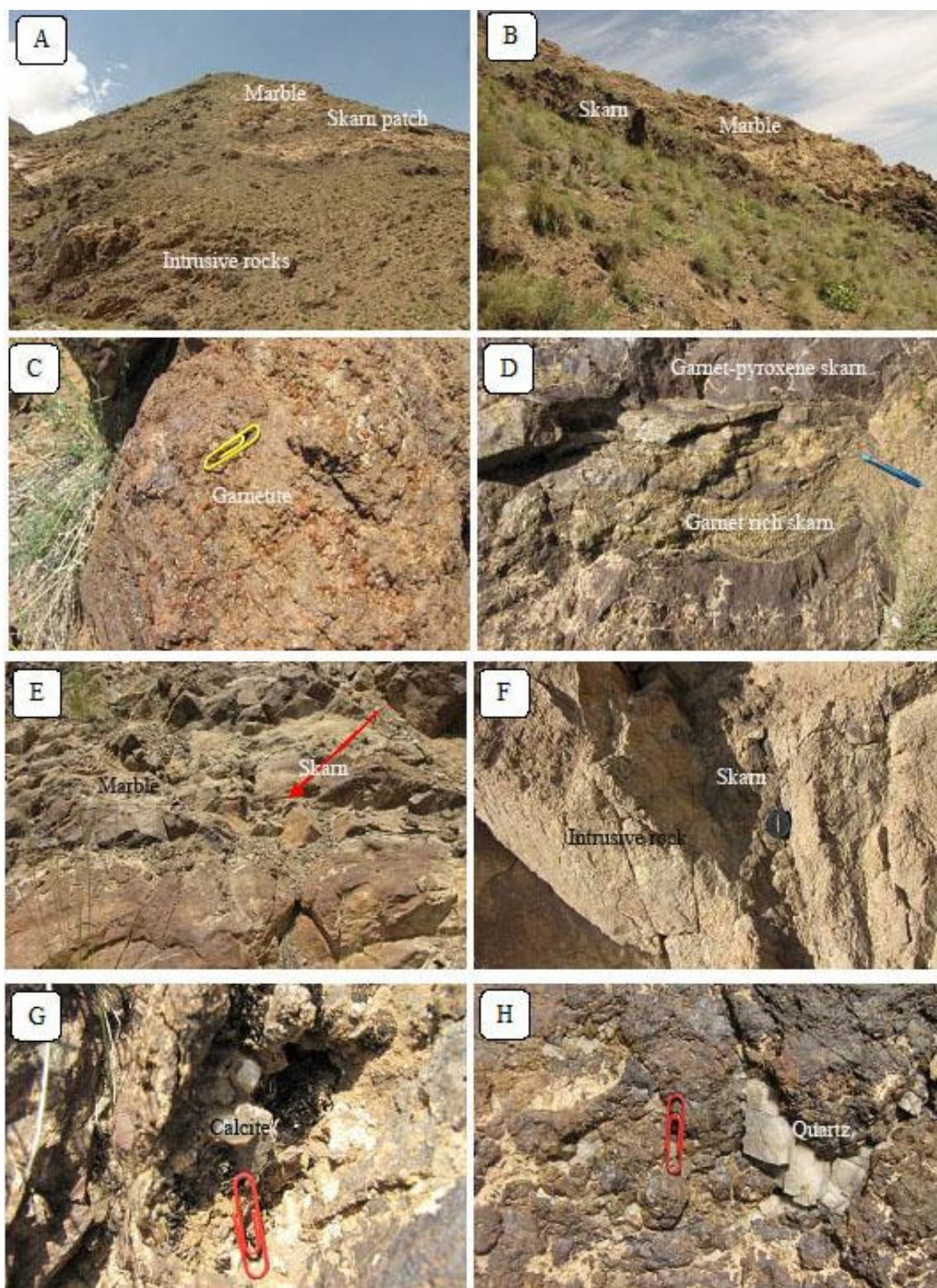
0 1 2 3 Km



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، شمال اصفهان) برگرفته از Radfar و Alai Mahabadi (۱۹۹۳) با تغییرات

گارنت (گارنتیت) هستند (شکل ۲- C). گاه ساختار رسوبی سنگ نخستین (لایه‌بندی) در اسکارن به‌جای مانده است (شکل ۲- D). چگونگی پیدایش اسکارن‌ها نشان‌دهنده این نکته است که پس از رخداد پدیده دگرگونی همبری و پیدایش مرمز، اسکارن‌ها به‌گونه‌ی جانشینی (Replacement)، پراکنده یا رگچه‌ای پدید آمده‌اند.

مرمزا، توده‌های صخره‌سازی به رنگ کرمی-قهوه‌ای هستند. اسکارن‌ها با گسترش بسیار کم (تا یک مترمربع) در کناره‌ها و یا درون مرمزهای توده‌ای و به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای، توده‌ای و پینه‌ای (Patchy) رخنمون یافته‌اند (شکل ۲- B). به‌علت سختی بالا، بخش‌های اسکارنی درون مرمزها برجسته هستند. این بخش‌ها به رنگ‌های قهوه‌ای تیره تا شکلاتی، حنایی و حنایی-سبز دیده می‌شوند؛ زیرا دارای بلورهای فراوان



شکل ۲- رخنمون صحرایی اسکارن‌های جویبان (شمال اصفهان): (A) وابستگی تنگاتنگ اسکارن و مرمر با توده نفوذی؛ (B) رخنمون اسکارن‌های تیره‌رنگ در کناره مرمرها؛ (C) فراوانی گارنت‌های قهوه‌ای‌رنگ و پیدایش گارنتیت؛ (D) بازمانده ساختار رسوبی سنگ کربناته پس از اسکارن‌زایی؛ (E) رخداد رگچه‌ای اسکارن درون مرمر؛ (F) وضعیت متداخل توده نفوذی با مرمر و اسکارن؛ (G) قطع‌شدگی همابنده‌های نخستین با بلورهای کلسیت؛ (H) رخداد کوارتزهای خودشکل درشت‌بلور

(Minpet) و صفحه‌های گسترده (Spread sheet) رسم شدند.

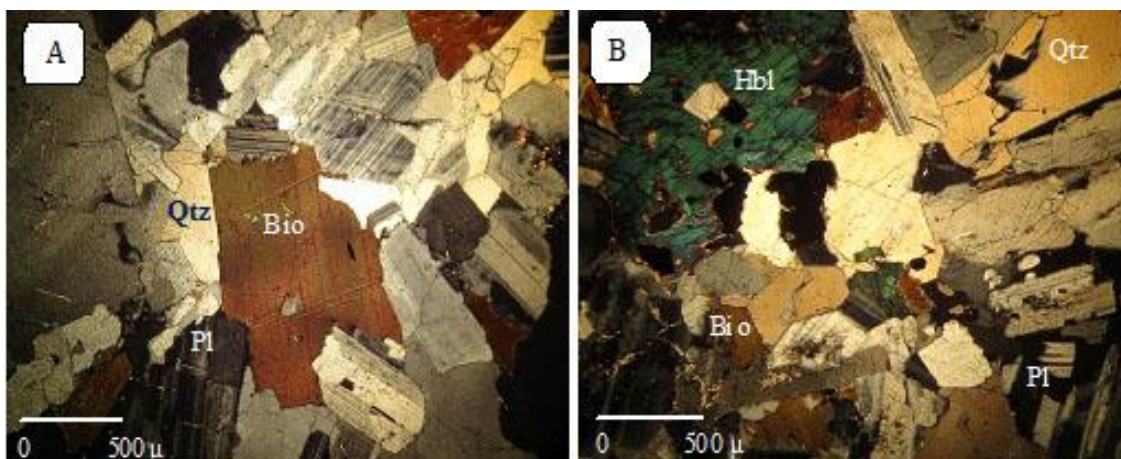
### کانی‌نگاری و شیمی کانی‌ها

**الف) توده نفوذی:** پیکره نفوذی پدیدآورنده اسکارن‌زایی در منطقه جوبنان است و زبانه‌هایی از آن با اسکارن و مرمر به صورت متداخل دیده می‌شوند. این توده، بافت گرانولار دانه متوسط تا پورفیروئید دارد و از کانی‌های پلاژیوکلاز (۲۵-۴۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۵-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰-۳۵ درصد حجمی) و مقدار کمی آلکالی‌فلدسپار (بیشتر ارتوکلاز با فراوانی مودال ۲۵-۳۵ درصد حجمی) ساخته شده است (شکل ۳- A). بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتتیک و سالم هستند و گاه در مرکز، به کانی‌های کلسیت، آلبیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت به شکل بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و میان‌رایی از کانی‌های دیگر را در بردارد. فراگرفته‌شدن بلورهای پلاژیوکلاز با هورنبلند، بافت پویی‌کلیتیک را در سنگ پدید آورده است (شکل ۳- B). بلورهای کوارتز بیشتر به صورت بلورهای روزنه‌ای (interstitial) دیده می‌شوند. کوارترها در گام‌های پایانی سردشدن ماگما، فضای تهی میان کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند. اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این توده هستند. گاه بازمانده‌هایی از کلینوپیروکسن نیز در سنگ دیده می‌شود که در حال جایگزین‌شدن با هورنبلند و بیوتیت است. برپایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های سازنده پیکره آذرین این منطقه، گرانودیوریت هستند. برپایه پژوهش‌های Badr و همکاران (۲۰۱۳)، این توده از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت بوده و ماگمای سازنده آن دارای سرشت متآلومینوس و از سری کالک‌آلکان است.

رخداد رگه‌ای تا رگچه‌ای (شکل ۲- E)، نقش پدیده تراوش (Infiltration) در پیدایش اسکارن‌ها را نشان می‌دهد. به‌طور کلی، اسکارن‌های بررسی‌شده دارای ساخت توده‌ای بوده و ساخت نواری آنها، همان چین‌خوردگی جریان‌ی سنگ‌آهک نازک‌لایه نخستین است. از این رو، می‌توان گفت فرایند اسکارن‌سازی با چین‌خوردگی سنگ‌های آهکی همخوانی داشته است. این سنگ‌آهک‌ها در بیرون از گستره اسکارن‌سازی (فاصله بیش از ۲۰۰ متری)، چین‌خوردگی جریان‌ی دارند. روشن است که فابریک رسوبی پس از اسکارن‌سازی به‌جای مانده است و به شکل چین‌خوردگی در لایه‌های سرشار از گارنت، خودنمایی می‌کند. فرض بر اینست که سیال‌ها افزون‌بر نفوذ در راستای سطوح لایه‌بندی سنگ‌آهک نازک‌لایه، به‌آسانی گارنت‌سازی انجام داده‌اند. در واپسین گام‌های اسکارن‌زایی، کانی‌های همایند (پاراژنز) نخستین سنگ با رگچه‌های کوارتز و کلسیت خودشکل قطع شده‌اند (شکل‌های ۲- G و ۲- H).

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های دقیق و برداشت‌های صحرائی، برای بررسی‌های کانی‌شناسی، از ۳۵ نمونه سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه، مقطع نازک میکروسکوپی آمده شد. سپس بافت‌ها و کانی‌های آنها با میکروسکوپ پلاریزان دوچشمی المپوس (Olympus، مدل BH-2) شناسایی شدند. پس از بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی و گزینش نمونه‌های مناسب، کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی (EPMA)، مدل Cameca Sx-50 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها در شدت جریان ۱۰ nA و ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ Kev انجام شد. در راستای بررسی شیمی کانی‌ها، فرمول کانی‌ها به‌دست آورده شد و نمودارها با نرم‌افزار مین‌پت



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از توده نفوذی گرانودیوریتی جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلیمتر: (A) بافت گرانولار توده نفوذی (تصویر XPL)؛ (B) تجزیه پلاژیوکلازها در بخش مرکزی (تصویر XPL). نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است.

منیزیم، دارابودن کانی‌های یادشده نشان‌دهنده این سات که اسکارن جوینان از اسکارن‌های کلسیک است؛ هرچند پیروکسن‌های غنی از منیزیم (جدول ۱) و مقدار اندک تالک (که پیامد واپاشی پیروکسن است)، نشان‌دهنده گذر اسکارن از کلسیک به منیزین است.

(ب) اسکارن: در مقطع‌های میکروسکوپی اسکارن جوینان، مجموعه کانیایی ولاستونیت + پیروکسن (دیوپسید-هدنبرژیتی) + گارنت گرانیدی + اکتینولیت + اپیدوت + کلریت + کلسیت + مگنتیت و کوارتز دیده می‌شود. برپایه رده‌بندی از دیدگاه مقدار کلسیم و

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده برای آنها برپایه ۶ اتم اکسیژن (N.d: مقدارهای کمتر از آستانه آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

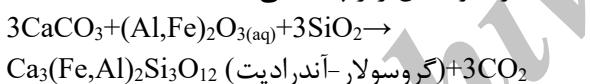
Sample No.	1-1	2-1	3-1	9-1	10-1	11-1	Cp-1	Cp-2	Cp-3	Cp-4	Cp-5	Cp-6	Cp-7	Cp-8	Cp-9
SiO <sub>2</sub>	52.48	54.09	55.35	54.19	55.34	54.26	53.05	52.04	52.09	51.92	51.77	51.84	53.53	52.41	52.06
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.12	0.02	0.04	0.05	0.24	N.d	0.01	N.d	0.10	0.13	0.12	N.d	N.d	N.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.87	2.23	0.64	2.43	2.20	1.89	0.05	0.06	0.08	2.25	1.90	1.71	0.01	0.04	0.07
FeO'	2.78	2.12	2.71	1.38	1.37	4.54	9.14	15.23	17.03	11.44	12.86	12.17	9.82	10.70	16.19
MgO	16.00	16.90	16.59	17.49	16.24	14.61	9.53	5.69	5.28	9.39	8.40	8.28	9.55	4.64	5.07
MnO	0.16	0.16	0.29	0.10	0.11	0.32	4.02	4.76	3.91	2.66	2.60	2.64	4.71	10.81	4.37
CaO	24.63	25.15	25.01	25.11	25.34	24.54	23.13	22.49	22.39	22.76	22.58	22.80	23.10	22.26	22.09
Na <sub>2</sub> O	N.d	0.01	0.07	0.06	N.d	0.01	1.41	0.09	0.09	0.23	0.19	1.26	N.d	N.d	0.48
Total	100.90	100.80	100.70	100.80	100.70	100.80	100.30	100.40	100.90	100.80	100.40	100.80	100.80	100.90	100.30
Si	1.90	1.95	2.01	1.95	2.00	2.00	2.00	2.05	2.05	1.97	2.00	1.96	2.04	2.07	2.05
Ti	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.17	0.10	0.03	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00
Fe	0.08	0.06	0.08	0.03	0.04	0.14	0.20	0.50	0.56	0.36	0.41	0.30	0.31	0.35	0.53
Mg	0.86	0.91	0.90	0.94	0.88	0.80	0.54	0.33	0.31	0.53	0.48	0.47	0.54	0.27	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.13	0.16	0.13	0.09	0.09	0.09	0.15	0.36	0.15
Ca	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.97	0.94	0.95	0.94	0.93	0.93	0.93	0.95	0.94	0.93
Na	N.d	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.02	0.01	0.09	0.00	0.00	0.04
Wollastonite (mole %)	51.46	51.38	51.38	50.57	50.04	51.71	49.53	48.83	48.55	48.70	48.57	49.66	48.35	48.80	49.49
Enstatite (mole %)	45.82	48.62	48.62	47.85	46.34	41.51	28.39	17.19	15.93	27.88	25.12	25.09	27.83	14.15	14.46
Ferrosillite (mole %)	2.72	0.00	0.00	1.58	1.62	6.78	22.08	33.98	35.52	23.54	26.08	25.23	23.84	37.04	30.05



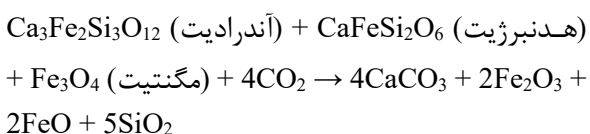
پیروکسن در کانی تالک، نشان‌دهنده این واکنش است (شکل ۴- D).

**گارنت:** گارنت شناخته‌شده‌ترین کانی اسکارن است و در بیشتر اسکارن‌ها بخش بزرگی از سنگ را می‌سازد. بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار گارنت با بافت پورفایروبلاستیک تا پویی‌کیلوبلاستیک و به‌صورت همسانگرد (با ناهمسانگردی ضعیف در کناره‌ها) و ناهمسانگرد با ماکل قطاعی و منطقه‌بندی نوسانی (شکل‌های ۴- E و ۴- F) دیده می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی گارنت می‌تواند نشان‌دهنده نبود تعادل و تغییرات ترکیب سیال آبگون هنگام رشد کانی باشد (Ciboanu and Cook, 2004). ترکیب گارنت به ترکیب سنگ میزبان و سیال آبگون بستگی دارد.

انواع گارنت‌های همسانگرد (آندرادیت) و ناهمسانگرد (گروسولار-آندرادیت) در پی نفوذ سیال ماگمایی آهن و سیلیس‌دار درون سنگ میزبان کربناته (Deer *et al.*, 1991) و با واکنش زیر پدید می‌آیند:

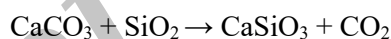


افزوده‌شدن آهن فریک به محیط و بالا رفتن مولفه آندرادیتی گارنت، پیامد ویژگی اکسیدان سیال‌های آبگون است. چه‌بسا این رخداد پیامد افزوده‌شدن آب‌های جوی یا برداشته‌شدن ناگهانی فشار از روی سیال‌ها (در پی پدید‌شدن‌های زمین‌ساختی) باشد. اگر هنگام واکنش یادشده، FeO نیز افزوده شود، آنگاه افزون‌بر آندرادیت، هیدنبرژیت و در صورت کمبود سیلیس، مگنتیت نیز پدید می‌آیند (Deer *et al.*, 1991):



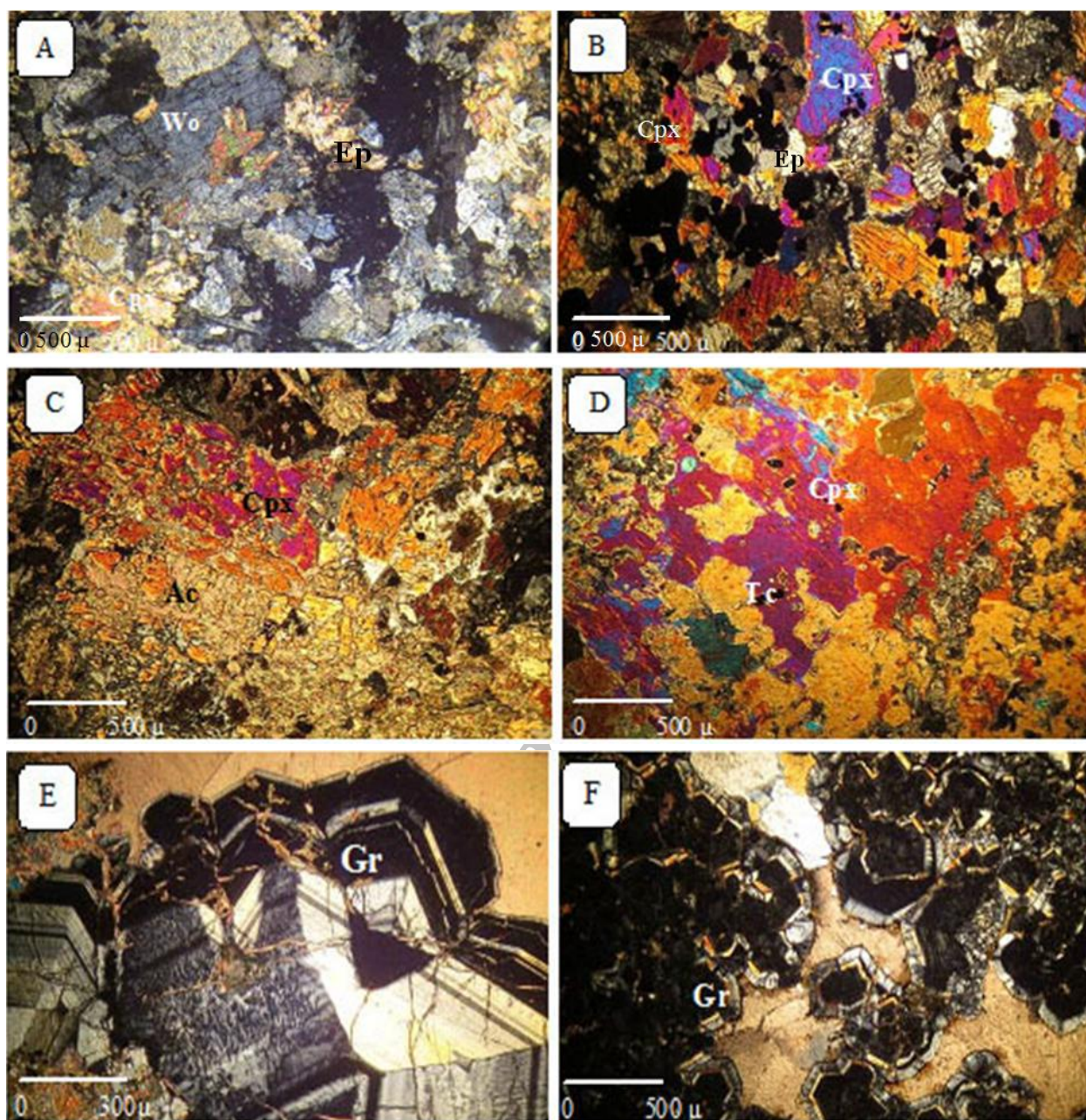
به‌علت گستردگی اندک، اسکارن‌های بررسی‌شده پهنه‌بندی رایج در اسکارن‌ها را ندارند و به‌صورت توده‌ای دیده می‌شوند. ویژگی‌های کانی‌شناسی اسکارن یادشده در ادامه آورده شده است:

**ولاستونیت:** رخداد کانی ولاستونیت که در مقاطع میکروسکوپی با اسفن همزیست است در بخش همبری پیکره نفوذی روی داده است. ولاستونیت به‌صورت کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با برجستگی کمابیش قوی، بیرفرنژانس کم و خاموشی مستقیم دیده می‌شود (شکل ۴- A). این کانی از متاسوماتیسم سیلیسی سنگ مرمرهای میزبان و در نتیجه تراوش سیال‌های آبگون با XCO<sub>2</sub> کم، پدید می‌آید (Grammatikopoulos and Calrke, 2005):

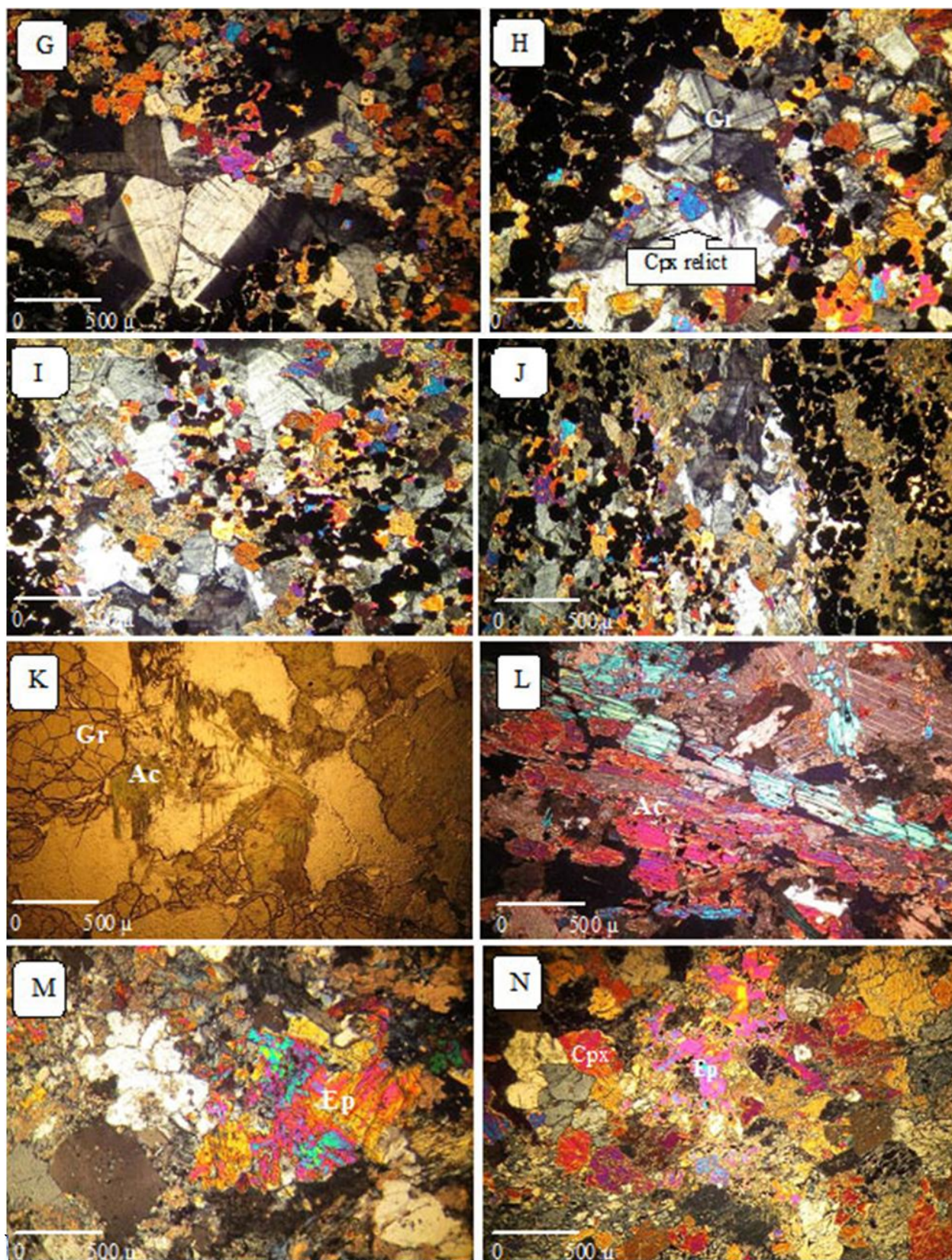


دارا بودن بافت گرانوبلاستیک و بافت پلی‌گونال ولاستونیت-کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تعادل بافتی ولاستونیت-پیروکسن است.

**پیروکسن:** بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن با بافت گرانوبلاستیک بیشتر در همراهی با گارنت دیده می‌شوند (شکل ۴- B). کلینوپیروکسن پیامد سیال‌های آبگون سرشاز از CaO, FeO و SiO<sub>2</sub> بر سنگ آهک میزبان است. ویژگی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که کلینوپیروکسن با آمفیبول مرز تعادلی ندارد و به آن واپاشی می‌کند. افزون‌بر این واپاشی، کلینوپیروکسن با ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز و کلسیت جایگزین می‌شود (شکل ۴- C). این واکنش با افزایش آب و CO<sub>2</sub> محیط پیشرفت می‌کند و گونه‌ای از واکنش‌های کربناته‌شدن است. رویداد این واکنش در دمای کمابیش کم شدنی است. نشانه‌هایی از جاننشینی کلینوپیروکسن با مجموعه کانی‌های تالک، کلسیت و کوارتز در سنگ دیده می‌شود. بازمانده (relict)

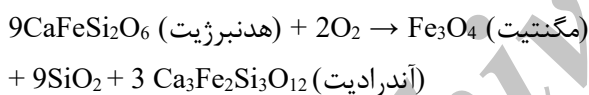


شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از اسکارن جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلی‌متر (مگر شکل E که میدان دید ۱/۸ میلی‌متر دارد): (A) ولاستونیت در همراهی با اسفن (تصویر XPL؛ B) کلینوپیروکسن با بافت گرانوبلاستیک (تصویر XPL؛ C) واپاشی کلینوپیروکسن به آمفیبول (تصویر XPL؛ D) واپاشی کلینوپیروکسن به تالک (تصویر XPL؛ E) گارنت‌های ان‌ایزوتروپ با ماکل قطاعی (تصویر XPL؛ F) رخداد گارنت‌های ایزوتروپ در اسکارن‌ها (تصویر XPL؛ G) بازمانده پیروکسن درون گارنت‌های ان‌ایزوتروپ (تصویر XPL؛ H) کانی‌های همانند آندرادیت، هدنبرژیت و مگنتیت (تصویر XPL؛ I) رخداد رگچه‌ای مگنتیت در اسکارن (تصویر XPL؛ J) جانشینی پیروکسن و گارنت با مگنتیت (تصویر XPL؛ K) رشد سوزنک‌های اکتینولیت در کناره گارنت (تصویر PPL؛ I) رخداد اکتینولیت‌های مستقل در سنگ (تصویر XPL؛ M) اپیدوت‌زایی گسترده در سنگ (تصویر XPL؛ N) پیدایش اپیدوت در ازای کلینوپیروکسن (تصویر XPL) (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده‌اند)

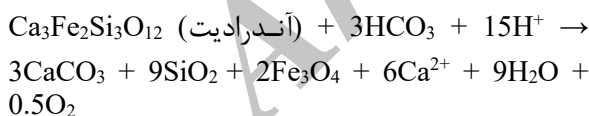


شکل ۴- ادامه.

واکنش یادشده، کانی‌های همایند (پاراژنز) شناخته‌شده آندرادیت- هندنبرژیت- مگنتیت را پدید می‌آورد (شکل ۴-G). افزون‌بر پیدایش مستقل در زمینه کلسیتی، گارنت به‌ازای کلینوپیروکسن نیز پدید آمده است. گواه این نکته، بازمانده‌های کلینوپیروکسن درون گارنت هستند که می‌توانند نشان‌دهنده پیدایش گارنت به‌جای کلینوپیروکسن، در فوگاسیته بالای اکسیژن، باشند (شکل ۴-H). از دیدگاه سنگ‌نگاری، بازمانده‌های کلینوپیروکسن میانبار نامیده می‌شوند. این میانبارها در اندازه‌های گوناگون دیده می‌شوند و کناره‌های خورده‌شده (resorbed margins) و کنگره‌ای دارند. افزون‌بر این، ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده مرز تدریجی میان پیروکسن‌های درشت تحلیل‌نرفته با گارنت هستند. در متن‌های علمی درباره اسکارن‌ها، پدیده جانشینی پیروکسن با گارنت واکنشی شناخته شده است. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن هندنبرژیتی با آندرادیت خالص (Tracy and Frost, 1991) به‌صورت زیر است:



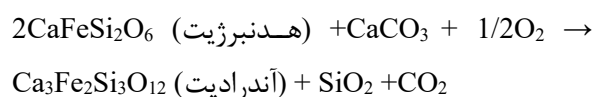
مجموعه کانی‌شناسی مگنتیت، کوارتز و کلسیت نیز در پی ناپایداری گارنت و با واکنش زیر ساخته می‌شود (Einaudi, 1982):



پیدایش مگنتیت در گامه دگرنهادی پسین و همزمان با تخریب کانی‌های همایند نخستین به اوج می‌رسد. مگنتیت‌های رگچه‌ای در این گامه ساخته می‌شوند.

اکتینولیت: در اسکارن، بلورهای سوزنی‌شکل این کانی با کشیدگی آشکار و بافت نیمه‌شعاعی دیده می‌شوند. بخشی از این کانی‌ها به‌گونه مستقیم از واکنش‌های دگرنهادی و بخشی دیگر از برهمکنش

واکنش یادشده، کانی‌های همایند (پاراژنز) شناخته‌شده آندرادیت- هندنبرژیت- مگنتیت را پدید می‌آورد (شکل ۴-G). افزون‌بر پیدایش مستقل در زمینه کلسیتی، گارنت به‌ازای کلینوپیروکسن نیز پدید آمده است. گواه این نکته، بازمانده‌های کلینوپیروکسن درون گارنت هستند که می‌توانند نشان‌دهنده پیدایش گارنت به‌جای کلینوپیروکسن، در فوگاسیته بالای اکسیژن، باشند (شکل ۴-H). از دیدگاه سنگ‌نگاری، بازمانده‌های کلینوپیروکسن میانبار نامیده می‌شوند. این میانبارها در اندازه‌های گوناگون دیده می‌شوند و کناره‌های خورده‌شده (resorbed margins) و کنگره‌ای دارند. افزون‌بر این، ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده مرز تدریجی میان پیروکسن‌های درشت تحلیل‌نرفته با گارنت هستند. در متن‌های علمی درباره اسکارن‌ها، پدیده جانشینی پیروکسن با گارنت واکنشی شناخته شده است. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن هندنبرژیتی با آندرادیت خالص (Tracy and Frost, 1991) به‌صورت زیر است:



در برخی نمونه‌ها، گارنت و کلینوپیروکسن به‌صورت همزیست یافت می‌شوند. در این صورت گارنت در زمینه با پیروکسن مرز مشترک و کاملاً پایدار دارد. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند گارنت در گامه دگرنهادی پسرونده با مجموعه کلریت، اکتینولیت، کوارتز، مگنتیت و کلسیت جایگزین شده است.

اسفن: بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار این کانی با برجستگی بالا و به‌همراه ولاستونیت دیده می‌شوند.

کانه آهن: کان‌ه آهن بیشتر از گروه مگنتیت خودشکل تا نیمه‌شکل دار بوده و گاه جانشین

دیده می‌شود. کلریت همراه با کلسیت و کوارتز در واپسین گامه‌های اسکارن‌زایی و از دگرسانی اپیدوت و اکتینولیت پدید می‌آید.

**کلسیت:** کلسیت از کانی‌هایی است که در بیشتر همایندهای اسکارنی دیده می‌شود. این کانی با بیشتر کانی‌های اسکارنی در تعادل بوده و گاه جانشین بخشی از کانی‌های اسکارنی می‌شود.

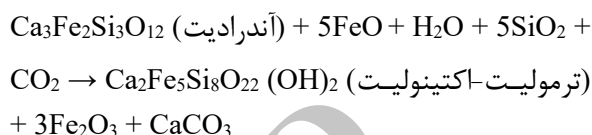
**کوارتز:** کانی کوارتز نیز به شکل کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های درشت تا کمابیش ریز در اسکارن جوینان دیده می‌شود.

در محدوده بررسی شده، گسترش مرمرها بسیار بیشتر از اسکارن است؛ به گونه‌ای که توده‌های سفید مایل به گرمی‌رنگ مرمر از دور دیده می‌شوند. مرمرها دارای بافت گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک بوده و عموماً دارای بلورهای کلسیت پلی‌گونال با ماکل‌های تکراری هستند. کوارتز و پیروکسن‌های ریزدانه بی‌شکل از دیگر کانی‌های مرمرها هستند. گاه بلورهای سوزنی‌شکل ترمولیت-اکتینولیت و تجمع‌های کانی کلریت (که چه‌بسا سودومورف گارنت باشند) نیز در مرمرها دیده می‌شوند.

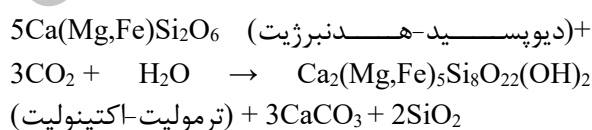
#### شیمی کانی‌ها

**ولاستونیت:** در جدول ۲، تجزیه ریزپردازشی ۴ نمونه ولاستونیت اسکارن جوینان آورده شده است. داده‌ها نشان می‌دهند که میزان CaO ولاستونیت بالا بوده و عنصرهای Fe و Mn به مقدار بسیار کمی جانشین کلسیم شده‌اند. میانگین  $FeO_{(Total)}$  نزدیک به ۰/۰۳ درصد وزنی و MnO نزدیک به ۰/۰۲ درصد وزنی است و دارابودن ولاستونیت با خلوص بالا را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵-A و ۵-B). برپایه تجزیه‌های انجام‌شده، فرمول ولاستونیت برای نمونه‌های S1-7 و S1-8 به ترتیب  $Ca_{1.949}Fe_{0.001}Si_{2.04}Al_{0.001}O_6$  و  $Ca_{1.968}Fe_{0.0009}Mn_{0.0009}Si_{2.029}Al_{0.0004}O_6$  است.

سیال‌های آبگون بر کلینوپیروکسن و گارنت پدید آمده‌اند (شکل‌های ۴-K و ۴-L). مرز ناپایدار میان گارنت و اکتینولیت و رشد سوزنک‌های ترمولیت-اکتینولیت روی گارنت نشان‌دهنده پیدایش این کانی در ازای گارنت هستند. واکنش احتمالی این جانشینی می‌تواند به صورت زیر باشد:



بخشی از بلورهای ترمولیت-اکتینولیت پیامد واپاشی کلینوپیروکسن هستند. در این صورت، ترمولیت-اکتینولیت سوزنی‌شکل با حاشیه ناپایدار در کنار کلینوپیروکسن بوده و از اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن پدید آمده است. واکنش سازنده ترمولیت-اکتینولیت به جای کلینوپیروکسن در زیر آورده شده است (Deer *et al.*, 1991):



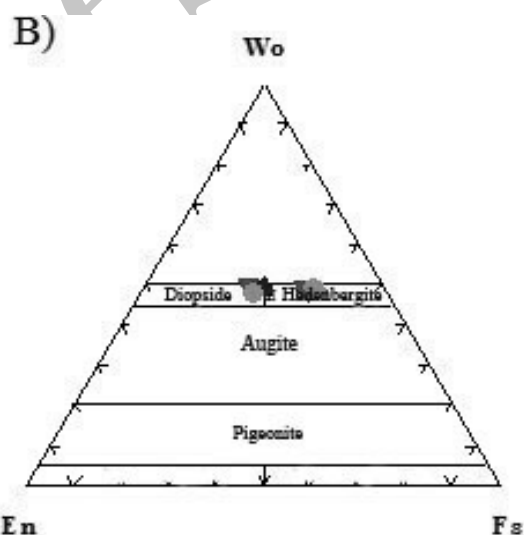
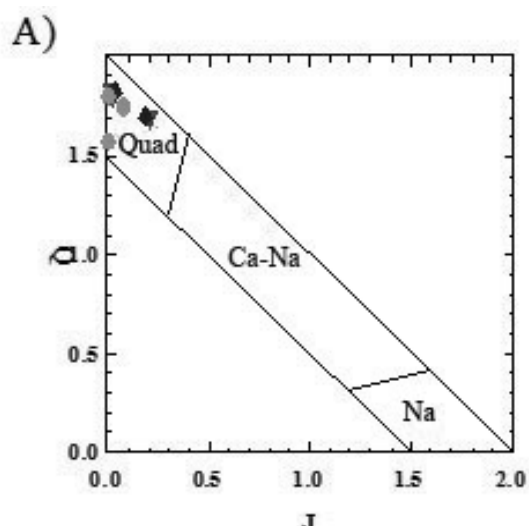
**اپیدوت:** از متداول‌ترین کانی‌های اسکارن است و در پی افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن و یا در حضور آب و به دو شکل مستقل و جانشینی پدید می‌آید (شکل ۴-M). برای پیدایش اپیدوت‌های مستقل، سیال‌های آبگون باید سرشار از  $H_2O$  و  $CO_2$  باشند. در اسکارن، بخشی از اپیدوت‌ها می‌توانند پیامد ناپایداری گارنت باشند (Berman *et al.*, 1988). یافته‌های میکروسکوپی، جانشینی تدریجی و بخشی گارنت‌ها با اپیدوت را به خوبی نشان می‌دهند. در بخش‌هایی از سنگ و در فوگاسیته بالای اکسیژن، اپیدوت می‌تواند جایگزین کلینوپیروکسن شود (شکل ۴-N).

**کلریت:** از کانی‌های دیگر اسکارن کلریت را می‌توان نام برد. این کانی به شکل‌های گوناگون، از جانشینی تا پرکنندگی فضاها تهی، در سنگ

**کلینوپیروکسن:** برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی، پیروکسن‌های بررسی شده در بخش QUAD و گستره دیوپسید- هیدنبرژیت جای می‌گیرند (شکل ۵). معمولاً با افزایش  $Al_2O_3$  در ساختار کلینوپیروکسن‌ها، میزان  $TiO_2$  آنها افزایش می‌یابد. برخی از این پیروکسن‌ها در میزان MnO افزایش نشان می‌دهند. این افزایش با کاهش آشکارای مقدار MgO و  $Al_2O_3$  همراه است (جدول ۱). در بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن، مقدار هیدنبرژیت در حاشیه بیشتر از بخش مرکزی است (شکل‌های ۶- D و ۶- C) و می‌توان آن را پیامد غنی‌شدگی آهن در سیال‌های آبگون دانست.

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی بلورهای ولاستونیت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

Sample No.	S1-7	S1-8	S1-17	S1-18
SiO <sub>2</sub>	53.07	52.38	52.83	52.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.03	0.04	0.05
FeO <sup>(0)</sup>	0.04	0.03	0.04	0.02
MgO	0	0	0	0
CaO	47.19	47.44	46.05	46.35
Na <sub>2</sub> O	0.04	0	0.04	0.02
MnO	0	0.03	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0	0
Total	100.61	99.94	99.05	99.43



شکل ۵- جایگاه پیروکسن‌ها در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) در: (A) نمودار زده‌بندی Morimoto و همکاران (۱۹۸۸); (B) نمودار Morimoto و Kitamura (۱۹۸۳) ( $Q=Ca + Mg + Fe^{2+}$ ;  $Na=Na$  pyroxene;  $Na-Ca=Na-Ca$  pyroxene;  $Quad=Ca-Mg-Fe$  pyroxene;  $J=2Na$ )

کلریت شماره 12-1 به صورت  $Mg_{3.64}Al_{1.87}Fe_{6.45}Si_{5.71}Al_{2.59}O_{20}(OH)_{16}$  است.

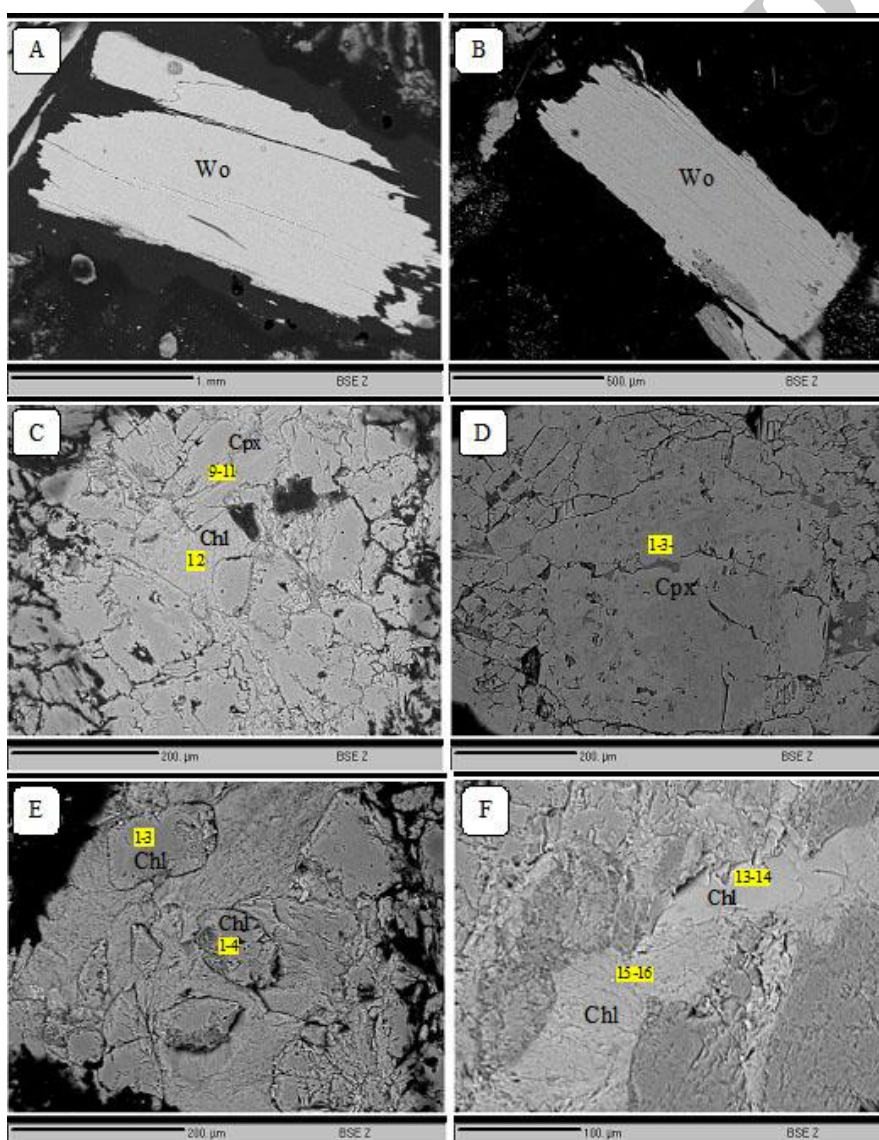
#### بحث

پیدایش پهنه اسکارن در کناره توده نفوذی (بدون تداخل یا آمیختگی) و با کانی‌های ویژه

کلریت: این کانی آبدار به صورت روزنه‌ای (شکل‌های ۶- E و ۶- F)، فضای تهی میان کانی‌های دیگر را پر کرده است. آن گونه که از داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برداشت می‌شود (جدول ۳)، کلریت‌ها در اسکارن از دسته دیابانتیت و پیکنوکلریت هستند. برپایه داده‌های تجزیه انجام‌شده، فرمول ساختاری نمونه

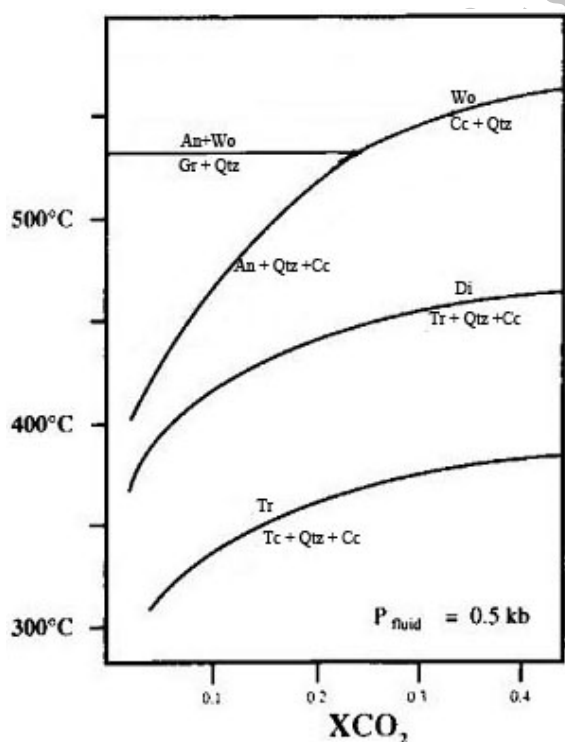
آمده‌اند. نخست مرمر در پی دگرگونی ایزوشیمیایی سنگ آهک ناخالص پدید آمده است. سپس، سیال‌های آبگون آزادشده از پیکره نفوذی از راه نقاط ضعف و شکستگی‌های سنگ، با مرمر واکنش داده‌اند و همایندهای کانیایی اسکارن را پدید آورده‌اند. از این‌رو، اسکارن جوینان ستبرای چندانی ندارد و به شکل‌های جانشینی، پراکنده و رگه‌ای دیده می‌شود.

اسکارن کلسیک (سیلیکات‌های سرشار از کلسیم و آهن؛ مانند: آندرادیت، هیدنبرژیت و ولاستونیت) و مقادیر بسیار کم تالک، نشان می‌دهد این اسکارن از اگزواسکارن‌های کلسیمی مایل به منیزین بوده (Helmi, 2008) و در چند گامه مستقل پدید آمده است. در این اسکارن پهنه‌بندی روشنی دیده نمی‌شود و کانی‌ها در دو گامه اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیش‌رونده و پس‌رونده) پدید



شکل ۶ - تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از کانی‌های اسکارن جوینان (شمال اصفهان): A, B) ولاستونیت؛ C, D) کلینوپیروکسن؛ E, F) کلریت (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

دچار هجوم سیال‌های سرشار از آب شود تا آب در نقش رقیق‌کننده بتواند از تأثیر  $\text{CO}_2$  بکاهد. پیدایش ولاستونیت در دماهای فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و در حضور سیال آبگون با  $\text{XH}_2\text{O}$  بالا (شکل ۷) رخ داده است (Einaudi and Burt, 1982). پیدایش ولاستونیت بیشتر به دماهای ۶۰۰ (در ژرفای کم) تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد (در ژرفای بیشتر) محدود شده و یک دماسنج دگرگونی به‌شمار می‌آید. از آنجایی‌که پیدایش ولاستونیت واکنشی کربن‌زداست؛ در شرایطی که به علت‌های گوناگون (مانند: رقیق‌شدن سیال‌ها با دیگر سازه‌های فرار و یا خروج  $\text{CO}_2$  از لابلاهی شکاف‌های سنگ) فشار بخشی  $\text{CO}_2$  کاهش یابد، ولاستونیت در دماهای کمتر نیز پدید می‌آید. پیدایش ولاستونیت (دمای ۷۰۰-۵۵۰ درجه سانتیگراد)، شرایط پیدایش سنگ را به بخش بالایی رخساره هورنبلند-هورنفلس (و بخش‌های زیرین رخساره پیروکسن-هورنفلس) می‌رساند (Lentz, 1998).



شکل ۷- نمودار T در برابر  $\text{XCO}_2$  برای ترکیبات سرشار از آب در  $P = 5.0$  بار در سامانه Ca-Mg-Si-C-O-H (Kerrick, 1974)

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای ۴ نمونه کلریت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده بر پایه ۲۸ اتم اکسیژن (N.d): مقادیر کمتر از آستانه آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	4-1	12-1	13-1	14-1	15-1	16-1
SiO <sub>2</sub>	28.18	30.00	29.94	28.56	29.97	29.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.34	18.42	17.77	17.62	19.36	17.79
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	N.d
FeO <sup>(0)</sup>	24.38	27.51	26.20	26.67	27.59	28.29
MgO	13.21	12.83	9.84	10.73	10.89	12.02
MnO	2.83	1.39	1.12	0.94	1.03	1.07
CaO	0.16	0.13	0.08	0.07	0.09	0.06
Na <sub>2</sub> O	N.d	N.d	N.d	0.02	N.d	N.d
Total	88.21	90.64	85.23	84.96	88.97	88.76
Si	5.29	5.71	5.94	5.71	5.76	5.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>IV</sup>	2.11	1.87	1.58	1.78	1.82	1.83
Al <sup>VI</sup>	2.68	2.59	2.96	2.77	2.92	2.57
Fe	6.80	6.45	6.69	6.94	6.55	6.77
Mg	3.69	3.64	2.91	3.20	3.12	3.48
Mn	0.45	0.22	0.19	0.16	0.17	0.17
Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00

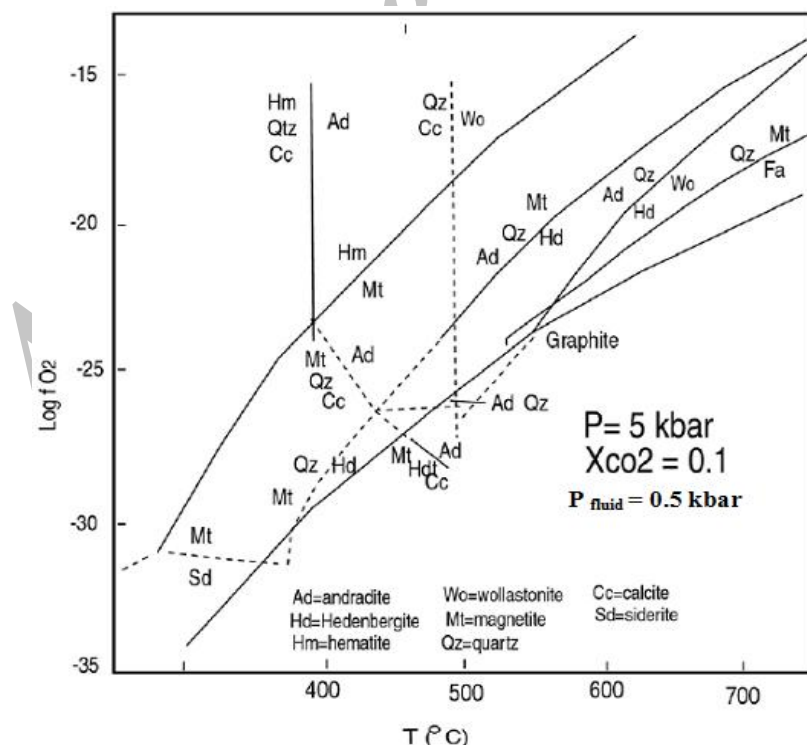
تبلور کانی‌های اسکارن با ولاستونیت آغاز شده و با پیروکسن و گارنت ادامه یافته است. کانی‌های آمفیبول و اپیدوت از کانی‌هایی هستند که هنگام افت دما و دگرنهادی پسرونده پدید آمده‌اند. در واپسین گامه دگرنهادی پسرونده، این کانی‌ها نیز با کلریت، کلسیت، کوارتز و ... جانشین شده‌اند.

بررسی‌های Taylor و O'Neil (۱۹۷۷) نشان داده است که سیال‌های آبگونی که هنگام دگرگونی همبری و دگرنهادی از سنگ‌های آهکی می‌گذرند دارای  $\text{XCO}_2$  کم (کمتر از ۱/۰) هستند. در نخستین گامه اسکارن‌زایی، همزمان با شوک دمایی بالا، کانی‌های همایند (پاراژنز) خشک و بی‌آب، مانند ولاستونیت، پدید می‌آیند. از آنجایی‌که برای پایداری ولاستونیت باید  $\text{CO}_2$  به‌گونه‌ای از محیط بیرون رود؛ پس برای بیرون‌رفتن و یا کم‌شدن مقدار  $\text{CO}_2$ ، باید محیط



هدنبرژیت و پیدایش گارنت (گروسولار- آندرادیتی) و در پی آن جایگزینی کانه آهن را در پی دارد (شکل ۸). داشتن میانبارهای ریز و تحلیل‌رفته کلینوپیروکسن و گارنت درون مگنتیت و مرز ناپایدار مگنتیت با این دو کانی، درستی این گفته را نشان می‌دهد. داده‌های به‌دست‌آمده از پژوهش‌های Kato (۱۹۹۱) نشان می‌دهند که واکنش تحلیل‌رفتن پیروکسن هدنبرژیتی به‌دست گارنت آندرادیتی، در پایداری مگنتیت و پیدایش سولفیدهای فلزی نقش مهمی دارد. هدنبرژیت و گارنت هر دو در دمای بالا و فوگاسیته پایین  $\text{CO}_2$  پایدار هستند. هدنبرژیت در شرایط کمابیش احیایی و آندرادیت در شرایط اکسایش پایدار می‌مانند. در شرایط حد واسطه، این دو کانی در یک سنگ با هم پایدار هستند. در شرایط دمای کم و یا فوگاسیته  $\text{CO}_2$  بالا، هر دو کانی به مجموعه کلسیت، کوارتز- مگنتیت تبدیل می‌شوند (Burt, 1977).

در شرایط دمابالای موجود، کلینوپیروکسن (دیوپسید- هدنبرژیت) و گارنت از تاثیر سیال‌های آبگون سرشار از سیلیس و آهن بر سنگ آهک، پدید می‌آیند. همان‌گونه که پیشتر گفته شد، پیروکسن و گارنت در تعادل با یکدیگر بوده و فراوانی آنها در بخش‌های گوناگون اسکارن تغییر می‌کند. ترکیب پیکره نفوذی و ویژگی‌های سنگ مادر عوامل اصلی کنترل‌کننده کانی‌شناسی اسکارن (Ray *et al.*, 1995; Meinert, 1995) هستند؛ اما تغییر مقدار کلینوپیروکسن به گارنت در منطقه بررسی شده را می‌توان به تغییرات شرایط اکسایش- احیایی سیال‌های پدیدآمده از پیکره نفوذی دانست (Meinert, 1997). پیدایش کلینوپیروکسن دیوپسید- هدنبرژیتی و گارنت گروسولار- آندرادیتی در دمای بالاتر از  $450^\circ\text{C}$  درجه سانتیگراد رخ می‌دهد. سرد شدن نسبی سیال‌ها و بالارفتن بیشتر فوگاسیته اکسیژن، نخست ناپایداری



شکل ۸- روابط فازی T در برابر  $\log f\text{O}_2$  در  $\text{XCO}_2$  برابر با ۰/۱ و P برابر با ۵ کیلوبار در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi and Burt, 1982)

گارنت آندرادیتی گواه این گفته هستند. واکنش ناپایداری کلینوپیروکسن و جانشینی گارنت آندرادیتی فوگاسیته اکسیژن را کاهش می‌دهد؛ زیرا آهن فروری پیروکسن جای خود را به آهن فریک در گارنت می‌دهد. پیدایش گارنت‌های آندرادیتی، شرایط احیایی را پدید آورده است و در این شرایط سولفیدهای فلزی به پایداری رسیده‌اند. در واپسین مرحله دگرنهادی پسین، اپیدوت در فوگاسیته بالای اکسیژن پدید می‌آید.

برپایه تقدم و تاخر زمانی پیدایش کانی‌ها، برای اسکارن‌های جوینان می‌توان کانی‌های همایند (پاراژنتیک) را در جدول ۴ پیشنهاد کرد.

سردشدن بیشتر سیال‌های آبگون در آغاز گامه دگرنهادی پسرونده، دگرسانی همایندهای اسکارنی بی‌آب آغازین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان می‌کند. در این گامه، کانی‌های اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، مگنتیت، کوارتز و کلریت جانشین کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن می‌شوند (Burt, 1977). این گامه با پیدایش اپیدوت، رخساره آلبیت-اپیدوت-هورنفلس روی می‌دهد.

در هنگام تبلور همایندهای اسکارنی آغازین، فوگاسیته اکسیژن کم است و با پیشرفت تبلور فزونی می‌یابد. ناپایداری پیروکسن‌های هیدرژنی و جایگزینی

جدول ۴- کانی‌های همایند (پاراژنتیک) در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

کانی‌ها	دگرنهادی پیشرونده	دگرنهادی پسرونده
ولاستونیت	●	
پیروکسن	●	
گارنت	●	
مگنتیت	●	
اپیدوت		●
اکتینولیت		●
کلریت		●
کلسیت	●	●
کوارتز	●	●

اپیدوت-هورنفلس در اسکارن جویان با کانی‌های اپیدوت، کلسیت، کوارتز، کلریت و اکتینولیت شناخته می‌شود.

گامه‌های پیدایش اسکارن را می‌توان به چند بخش رده‌بندی کرد. نخست با نفوذ پیکره گرانتیویدی درون سنگ میزبان کربناته، در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، واکنش‌های کربن‌زدایی روی داده و پس از آن، کانی ولاستونیت پدید آمده است. همزمان با آزادشدن سیال‌های سرشار از سیلیس و آهن از توده نفوذی، نخستین پهنه بی‌آب اسکارنی، در دمای ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد، پدیدار شده است. در اسکارن‌های

در منطقه جوینان، سه رخساره دگرگونی پیروکسن-هورنفلس، هورنبلند-هورنفلس و آلبیت-اپیدوت-هورنفلس دیده می‌شوند.

رخساره پیروکسن-هورنفلس در کنار پیکره نفوذی دیده شده و با تبلور ولاستونیت شناخته می‌شود. برپایه دارابودن ولاستونیت، این رخساره در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است. مجموعه کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت و کلسیت را می‌توان پیامد رخساره هورنبلند-هورنفلس دانست. این رخساره در دمای نزدیک به ۴۵۰ درجه سانتیگراد (با توجه به دارابودن پیروکسن) رخ داده است. رخساره آلبیت-

متاسوماتیک آورده است؛ از این رو، دگرنهادی پیش‌رونده مرم‌رخ داده و مقدار چشمگیری کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (مانند: ولاستونیت، پیروکسن و گارنت) پدید آمده‌اند. در پایان این گامه، واکنش جانشینی بخشی تا کامل پیروکسن با گارنت آندرادیتی در نقش یک تامپون (بافر) فوگاسیته اکسیژن را کاهش داده است. پیامد این فرایند، پایداری مگنتیت و سولفیدهای فلزی بوده است. در گامه دگرنهادی پس‌رونده، ورود سیال‌های آبگون با دمای کمتر، رخداد فرایندهای آبیگری و کربن‌گیری را در پی داشته است. در این هنگام، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب با کانی‌های کالک‌سیلیکاته آب‌دار (مانند: اکتینولیت، کلریت، مگنتیت و اپیدوت) جانشین شده‌اند. از این رو، می‌توان دریافت که در این مرحله، سیال آبگون با فوگاسیته بالای اکسیژن از خاستگاه سلول‌های همرفتی در پیرامون توده نفوذی داغ بوده است؛ زیرا آب‌های جوی درون سنگ‌ها (پیش از دگرگونی همبری) می‌توانند وارد این فرایند شوند.

اسکارن چندزادی (پلی‌ژنتیک) جوینان، یک اسکارن آهن و مس کلسیک است. این اسکارن در ژرفای کم و با سیال‌های آبگون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده و پیدایش آن در گامه‌های گوناگونی رخ داده است.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام‌نور برای پشتیبانی مادی در راستای انجام این پژوهش سپاس‌گزارند.

کربناته، این کانی‌ها معمولاً گارنت و یا کلینوپیروکسن هستند. معمولاً نهشته‌های فلزی هنگام پیدایش اسکارن و در دمای ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه پدید می‌آیند. در این منطقه، بالارفتن فوگاسیته اکسیژن در سیال‌های گرمایی همزمان با سردشدن نسبی آن، نخست ناپایداری هیدرژیت را در پی داشته است و پس از آن، کانه آهن را جایگزین کلینوپیروکسن کرده است. سردشدن نسبی سیال‌ها، دگرسانی گرمایی همایندهای اسکارنی نخستین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان کرده است.

### نتیجه‌گیری

اسکارن جوینان در پی نفوذ پیکره گرانیتوئیدی قهرود درون کربناته‌های ناخالص کرتاسه بوجود آمده است. دگرگونی بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمایی گرانیتوئیدی درون سنگ‌های کربناته آغاز شده است. در این هنگام شار دمایی بالای پیکره گرانیتوئیدی، دگرگونی ایزوشیمیایی و جایگزینی سنگ‌های آهکی با مرم‌رخ را در پی داشته است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که پهنه‌های اسکارنی به شکل زبانه‌هایی در سنگ میزبان مرم‌ری پدید آمده‌اند. از این رو، می‌توان چنین تصور کرد که نخست، کربنات‌های موجود به مرم‌ری تبدیل شده و سپس، اسکارن‌ها در راستای شکستگی‌ها و نقاط واکنش‌پذیر ساخته شده است. پس از جایگیری کامل پیکره گرانیتوئیدی و آغاز انجماد، سیال‌های آبگون ماگما به آرامی اشباع شده و به صورت یک فاز مستقل از ماگما جدا شده‌اند. ورود این فاز سیال آبگون به درون شکستگی‌های سنگ‌های درونگیر، مقدار فراوانی از عنصرهای Si، Fe و Mg را به درون هاله

### منابع

- Badr, A. (2012) Petrological and mineralogical studies of skarns in west part of Ghohroud granodiorite. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)
- Badr, A., Tabatabai, M. Mackizadeh, M. A., Hashemi, M. and Taghipour, B. (2013) Mineralogical and geochemical studies of intrusive body of Ghohroud. *Petrology* 4(15): 97-104 (in Persian).

- Bashiri, E. (1999) Mineralogical and petrological studies of skarns, marbles and hornfelses in Meymeh to Ghamsar (Urumieh-Dokhtar magmatic belt). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Berman, R. (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 of Petrology* 29(2): 445-522.
- Burt, D. B. (1977) Mineralogy and petrology of Skarn Deposits. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 33(2): 859-873.
- Ciboanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dognceea ore field, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews* 24: 315-370.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. 7<sup>th</sup> impression, Longman, London.
- Einaudi, M. T. (1982) Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: *Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America* (Ed. Tittley, S. R.) 139-183. University of Arizona Press, Tucson.
- Einaudi, T. and D. M. Burt (1982) Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.
- Emami, M. H. (2001) Magmatic activities in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ghasemi, A. Tabatabaeimanesh, S. M. and Tabatabaei, S. H. (2014) Petrography, mineral chemistry, thermobarometry and the determination of magmatic series in the Ghohroud intermediate enclaves, South of Kashan. *Petrology* 20: 127-146.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clarke, A. H. (2005) Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmont domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). *Mineralogy and Petrology* 85: 141-161.
- Helmi, F. (2008) Skarns and skarn deposits (with special emphasize to Iran skarns). Amir kabir Publication, Tehran (in Persian)
- Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi deposit, Kamioka mine, Japan. In: *Skarns, their genesis and metallogeny* (Ed. Barto Kyriakidis, A.) Theophrastus publications States America, California.
- Kerrick, D. M. (1974) Review of Metamorphic mixed volatile ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ) equilibria. *American Mineralogist* 59: 729-762.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogists* 68: 277-279.
- Lentz, D. R. (1998) Mineralized intrusion-related skarn systems, Ottawa. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Canada.
- Meinart, L. D. (1992) Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada* 19: 145-162.
- Meinert, L. D. (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: *Magma, Fluid and Ore Deposits* (Ed. Thompson, J. F. H.) Short Course Series 23: 400-418. Mineralogical Association of Canada.
- Meinert, L. D. (1997) Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology* 6: 185-208.
- Mirlohi, A. S. (2008) Petrology and geotectonic of Early Paleozoic basalts in Jehagh valley (West of Ghohroud -South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)

- Morimoto, N., and Kitamura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxene. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 78: 141.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine* 52: 535-555.
- Nourbakhsh, P. (2000) Mineralogical, Petrographical and Petrological studies of East Ghohrud Skarns. MSc thesis, Azad Islamic University North Tehran Branch, Tehran, Iran (in Persian).
- Pourhomayoon, P. (2005) Mineralogy and petrology of skarn and marbles of Jehagh- Zanjanbor (South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Radfar, J. and Alai Mahabadi, S. (1993) Geological Quadrangle Map of Kashan, 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L. and Ettliger, A. D. (1995) The distribution of skarns in British Columbia and chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic Geology* 90: 920-937.
- Taylor, B. E. and O'Neil, J. R. (1977) Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 1-49.
- Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. In: *Contact metamorphism* (Ed. Kerrick, D. M.) 207-289. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America.

Archive of SID

خاوری- باختری رخنمون یافته و بر روی بخش زیرین سازند نایبند، با سنگ‌شناسی شیل و ماسه‌سنگ (تریاس پسین) رانده شده‌اند. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (ژوراسیک پیشین) نیز در برخی بخش‌ها در پیرامون نهشته‌های تریاس برونزد دارند. در تاقدیس جوینان، بخش پایانی رسوب‌های مزوزوییک، آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پیشین هستند.

سری‌های آتشفشانی- رسوبی با رخساره‌های گوناگون سنگ‌شناسی (متاتوف‌های سیلیسی، توف برشی، شیل و آذرآواری) از نهشته‌ها آغاز سنوزوییک هستند و به‌گونه دگرشیب روی نهشته‌های مزوزوییک جای گرفته‌اند.

پیکره گرانیتوییدی قمصر- قهرود به سن میوسن میانی (Emami, 2001)، گسترده‌ترین رخنمون سنگ‌شناسی در این منطقه است. این گرانیتوید با نفوذ درون آهک‌های کرتاسه و سازندهای آواری ژوراسیک، از آنها اسکارن و هورنفلس ساخته است. از دیدگاه ترکیب، این توده به گرانودیوریت- تونالیت نزدیک بوده و سرشت متالومینوس و کالک‌آلکان (Ghasemi et al, 2014; Badr et al., 2013) دارد.

توده‌های گنبدی داسیتی، تکاپوهای ماگمایی پایانی در منطقه هستند و دگرسانی گسترده‌ای را در سنگ‌های پیرامون خود پدید آورده‌اند (شکل ۱).

در شمال جوینان، نفوذ زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی قهرود درون سنگ‌های کربناته لایه‌ای فسیل‌دار کرتاسه پیشین مرمزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است. رخداد صحرائی اسکارن جوینان به‌صورت توده‌های پراکنده در تماس مستقیم یا نزدیک به پیکره نفوذی است و کمابیش در همه جا اسکارن‌ها درون مرمرها هستند (شکل ۲- A).

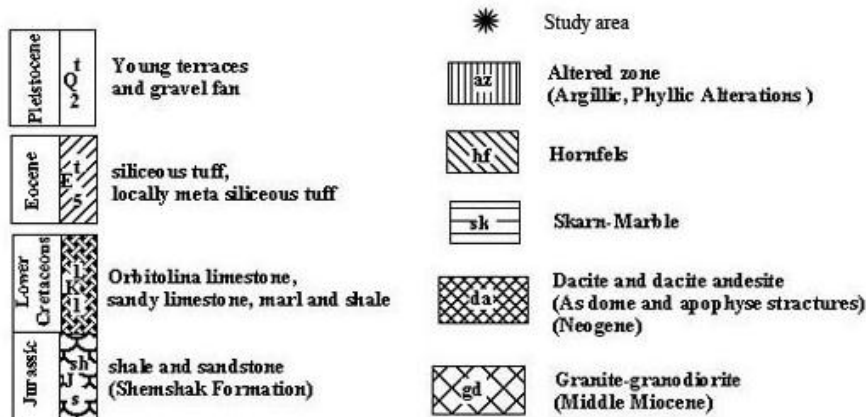
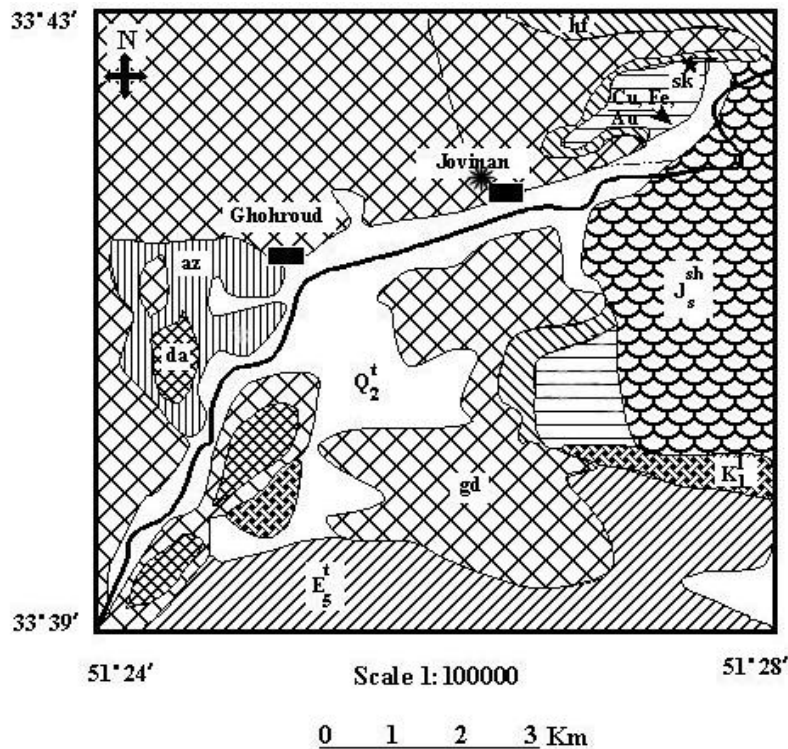
دگرگونه همبری گوناگونی پدید آمده‌اند. گروهی از پژوهشگران (Badr, 2012; Mirlohi, 2008; Pourhomayoon, 2005; Nourbakhsh, 2000; Bashiri, 1999) برخی از این سنگ‌ها را بررسی میدانی کرده‌اند.

هجوم زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی یادشده درون سنگ‌های کربناته کرتاسه جوینان، مرمزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است. از دیرباز اسکارن‌ها به‌علت پیدایش کانسارهای اقتصادی عنصرهای ارزشمند (مانند: آهن، مس، سرب و روی، قلع، تنگستن، مولیبدن، طلا، نقره و کانی‌های صنعتی گارنت و ولاستونیت؛ Meinert, 1992) مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند.

تنوع کانی‌شناسی سنگ خاستگاه، تفاوت در رفتار سیال‌های آب‌گون و پیدایش اسکارن در پی گامه‌های گوناگون، ترکیب کانی‌شناسی گوناگون اسکارن‌ها را در پی دارد. اسکارن منطقه جوینان، اسکارنی چندزادی است که در گامه‌های گوناگون اسکارن‌زایی پدید آمده است و دارای کانی‌های ولاستونیت، کلینوپروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کلسیت و کانه‌های فلزی (آهن و مس) است. در این نوشتار افزون بر بررسی دقیق کانی‌شناسی سنگ‌های اسکارنی، خاستگاه و سازوکار پیدایش اسکارن در منطقه جوینان بررسی می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه

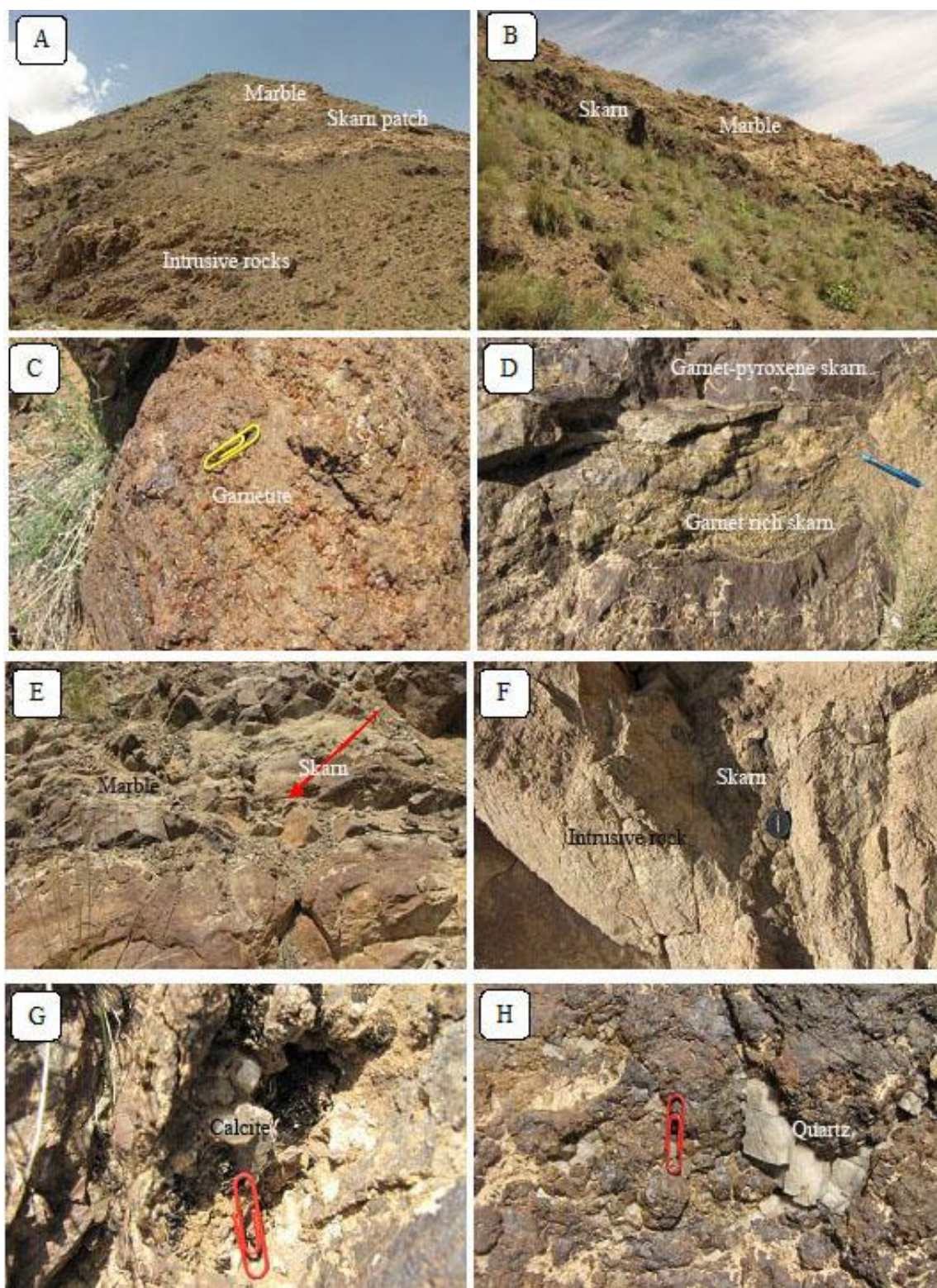
منطقه جوینان در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد و کهن‌ترین برونزد شناخته‌شده آن، متاولکانیک‌های سیلورین، ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های دونین و نهشته‌های کربناته پرمین هستند. این سنگ‌ها در تاقدیس بزرگی به درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و روند



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، شمال اصفهان) برگرفته از Radfar و Alai Mahabadi (۱۹۹۳) با تغییرات

گارنت (گارنتیت) هستند (شکل ۲- C). گاه ساختار رسوبی سنگ نخستین (لایه‌بندی) در اسکارن به جای مانده است (شکل ۲- D). چگونگی پیدایش اسکارن‌ها نشان‌دهنده این نکته است که پس از رخداد پدیده دگرگونی همبری و پیدایش مرمر، اسکارن‌ها به‌گونه‌ی جانشینی (Replacement)، پراکنده یا رگچه‌ای پدید آمده‌اند.

مرمرها، توده‌های صخره‌سازی به رنگ کرمی-قهوه‌ای هستند. اسکارن‌ها با گسترش بسیار کم (تا یک مترمربع) در کناره‌ها و یا درون مرمرهای توده‌ای و به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای، توده‌ای و پینه‌ای (Patchy) رخنمون یافته‌اند (شکل ۲- B). به‌علت سختی بالا، بخش‌های اسکارنی درون مرمرها برجسته هستند. این بخش‌ها به رنگ‌های قهوه‌ای تیره تا شکلاتی، حنایی و حنایی-سبز دیده می‌شوند؛ زیرا دارای بلورهای فراوان



شکل ۲- رخنمون صحرایی اسکارن‌های جویبان (شمال اصفهان): (A) وابستگی تنگاتنگ اسکارن و مرمر با توده نفوذی؛ (B) رخنمون اسکارن‌های تیره‌رنگ در کناره مرمرها؛ (C) فراوانی گارنت‌های قهوه‌ای‌رنگ و پیدایش گارنتیت؛ (D) بازمانده ساختار رسوبی سنگ کربناته پس از اسکارن‌زایی؛ (E) رخداد رگچه‌ای اسکارن درون مرمر؛ (F) وضعیت متداخل توده نفوذی با مرمر و اسکارن؛ (G) قطع‌شدگی همابنده‌های نخستین با بلورهای کلسیت؛ (H) رخداد کوارتزهای خودشکل درشت‌بلور



(Minpet) و صفحه‌های گسترده (Spread sheet) رسم شدند.

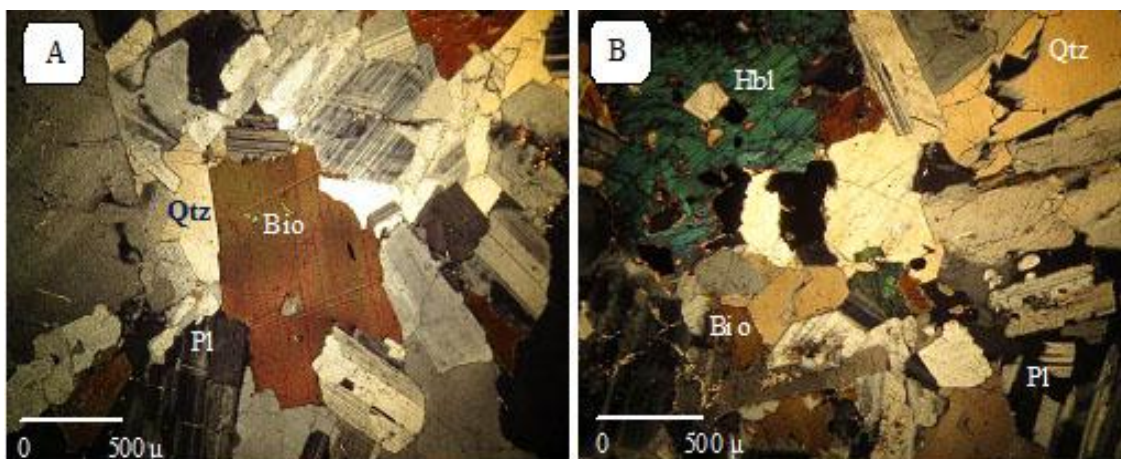
### کانی‌نگاری و شیمی کانی‌ها

**الف) توده نفوذی:** پیکره نفوذی پدیدآورنده اسکارن‌زایی در منطقه جوینان است و زبانه‌هایی از آن با اسکارن و مرمر به صورت متداخل دیده می‌شوند. این توده، بافت گرانولار دانه متوسط تا پورفیروئید دارد و از کانی‌های پلاژیوکلاز (۲۵-۴۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۵-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰-۳۵ درصد حجمی) و مقدار کمی آلکالی‌فلدسپار (بیشتر ارتوکلاز با فراوانی مودال ۲۵-۳۵ درصد حجمی) ساخته شده است (شکل ۳- A). بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتتیک و سالم هستند و گاه در مرکز، به کانی‌های کلسیت، آلبیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت به شکل بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار دیده می‌شود و میان‌بهره‌هایی از کانی‌های دیگر را در بردارد. فراگرفته‌شدن بلورهای پلاژیوکلاز با هورنبلند، بافت پوی کلیتیک را در سنگ پدید آورده است (شکل ۳- B). بلورهای کوارتز بیشتر به صورت بلورهای روزنه‌ای (interstitial) دیده می‌شوند. کوارترها در گام‌های پایانی سردشدن ماگما، فضای تهی میان کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند. اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این توده هستند. گاه بازمانده‌هایی از کلینوپیروکسن نیز در سنگ دیده می‌شود که در حال جایگزین‌شدن با هورنبلند و بیوتیت است. برپایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های سازنده پیکره آذرین این منطقه، گرانودیوریت هستند. برپایه پژوهش‌های Badr و همکاران (۲۰۱۳)، این توده از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت بوده و ماگمای سازنده آن دارای سرشت متآلومینوس و از سری کالک‌آلکان است.

رخداد رگه‌ای تا رگچه‌ای (شکل ۲- E)، نقش پدیده تراوش (Infiltration) در پیدایش اسکارن‌ها را نشان می‌دهد. به‌طور کلی، اسکارن‌های بررسی‌شده دارای ساخت توده‌ای بوده و ساخت نواری آنها، همان چین‌خوردگی جریانی سنگ‌آهک نازک‌لایه نخستین است. از این رو، می‌توان گفت فرایند اسکارن‌سازی با چین‌خوردگی سنگ‌های آهکی همخوانی داشته است. این سنگ‌آهک‌ها در بیرون از گستره اسکارن‌سازی (فاصله بیش از ۲۰۰ متری)، چین‌خوردگی جریانی دارند. روشن است که فابریک رسوبی پس از اسکارن‌سازی به‌جای مانده است و به شکل چین‌خوردگی در لایه‌های سرشار از گارنت، خودنمایی می‌کند. فرض بر اینست که سیال‌ها افزون‌بر نفوذ در راستای سطوح لایه‌بندی سنگ‌آهک نازک‌لایه، به‌آسانی گارنت‌سازی انجام داده‌اند. در واپسین گام‌های اسکارن‌زایی، کانی‌های همابند (پاراژنز) نخستین سنگ با رگچه‌های کوارتز و کلسیت خودشکل قطع شده‌اند (شکل‌های ۲- G و ۲- H).

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های دقیق و برداشت‌های صحرائی، برای بررسی‌های کانی‌شناسی، از ۳۵ نمونه سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه، مقطع نازک میکروسکوپی آماده شد. سپس بافت‌ها و کانی‌های آنها با میکروسکوپ پلاریزان دوچشمی المپوس (Olympus، مدل BH-2) شناسایی شدند. پس از بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی و گزینش نمونه‌های مناسب، کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی (EPMA)، مدل Cameca Sx-50 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها در شدت جریان ۱۰ nA و ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ Kev انجام شد. در راستای بررسی شیمی کانی‌ها، فرمول کانی‌ها به‌دست آورده شد و نمودارها با نرم‌افزار مین‌پت



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از توده نفوذی گرانودیوریتی جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلیمتر: (A) بافت گرانولار توده نفوذی (تصویر XPL)؛ (B) تجزیه پلاژیوکلازها در بخش مرکزی (تصویر XPL). نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است.

منیزیم، دارابودن کانی‌های یادشده نشان‌دهنده این سات که اسکارن جوینان از اسکارن‌های کلسیک است؛ هرچند پیروکسن‌های غنی از منیزیم (جدول ۱) و مقدار اندک تالک (که پیامد واپاشی پیروکسن است)، نشان‌دهنده گذر اسکارن از کلسیک به منیزین است.

(ب) اسکارن: در مقطع‌های میکروسکوپی اسکارن جوینان، مجموعه کانیایی ولاستونیت + پیروکسن (دیوپسید-هدنبرژیتی) + گارنت گرانیدی + اکتینولیت + اپیدوت + کلریت + کلسیت + مگنتیت و کوارتز دیده می‌شود. برپایه رده‌بندی از دیدگاه مقدار کلسیم و

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده برای آنها برپایه ۶ اتم اکسیژن (N.d: مقدارهای کمتر از آستانه آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	1-1	2-1	3-1	9-1	10-1	11-1	Cp-1	Cp-2	Cp-3	Cp-4	Cp-5	Cp-6	Cp-7	Cp-8	Cp-9
SiO <sub>2</sub>	52.48	54.09	55.35	54.19	55.34	54.26	53.05	52.04	52.09	51.92	51.77	51.84	53.53	52.41	52.06
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.12	0.02	0.04	0.05	0.24	N.d	0.01	N.d	0.10	0.13	0.12	N.d	N.d	N.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.87	2.23	0.64	2.43	2.20	1.89	0.05	0.06	0.08	2.25	1.90	1.71	0.01	0.04	0.07
FeO <sup>t</sup>	2.78	2.12	2.71	1.38	1.37	4.54	9.14	15.23	17.03	11.44	12.86	12.17	9.82	10.70	16.19
MgO	16.00	16.90	16.59	17.49	16.24	14.61	9.53	5.69	5.28	9.39	8.40	8.28	9.55	4.64	5.07
MnO	0.16	0.16	0.29	0.10	0.11	0.32	4.02	4.76	3.91	2.66	2.60	2.64	4.71	10.81	4.37
CaO	24.63	25.15	25.01	25.11	25.34	24.54	23.13	22.49	22.39	22.76	22.58	22.80	23.10	22.26	22.09
Na <sub>2</sub> O	N.d	0.01	0.07	0.06	N.d	0.01	1.41	0.09	0.09	0.23	0.19	1.26	N.d	N.d	0.48
Total	100.90	100.80	100.70	100.80	100.70	100.80	100.30	100.40	100.90	100.80	100.40	100.80	100.80	100.90	100.30
Si	1.90	1.95	2.01	1.95	2.00	2.00	2.00	2.05	2.05	1.97	2.00	1.96	2.04	2.07	2.05
Ti	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.17	0.10	0.03	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00
Fe	0.08	0.06	0.08	0.03	0.04	0.14	0.20	0.50	0.56	0.36	0.41	0.30	0.31	0.35	0.53
Mg	0.86	0.91	0.90	0.94	0.88	0.80	0.54	0.33	0.31	0.53	0.48	0.47	0.54	0.27	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.13	0.16	0.13	0.09	0.09	0.09	0.15	0.36	0.15
Ca	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.97	0.94	0.95	0.94	0.93	0.93	0.93	0.95	0.94	0.93
Na	N.d	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.02	0.01	0.09	0.00	0.00	0.04
Wollastonite (mole %)	51.46	51.38	51.38	50.57	50.04	51.71	49.53	48.83	48.55	48.70	48.57	49.66	48.35	48.80	49.49
Enstatite (mole %)	45.82	48.62	48.62	47.85	46.34	41.51	28.39	17.19	15.93	27.88	25.12	25.09	27.83	14.15	14.46
Ferrosillite (mole %)	2.72	0.00	0.00	1.58	1.62	6.78	22.08	33.98	35.52	23.54	26.08	25.23	23.84	37.04	30.05

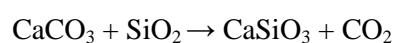
کلینوپیروکسن با ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز و کلسیت جایگزین می‌شود (شکل ۴- C). این واکنش با افزایش آب و CO<sub>2</sub> محیط پیشرفت می‌کند و گونه‌ای از واکنش‌های کربناته شدن است. رویداد این واکنش در دمای کمابیش کم شدنی است. نشانه‌هایی از جانیشینی کلینوپیروکسن با مجموعه کانی‌های تالک، کلسیت و کوارتز در سنگ دیده می‌شود. بازمانده (relict) پیروکسن در کانی تالک، نشان‌دهنده این واکنش است (شکل ۴- D).

**گارنت:** گارنت شناخته شده ترین کانی اسکارن است و در بیشتر اسکارن‌ها بخش بزرگی از سنگ را می‌سازد. بلورهای خودشکل تا نیمه شکل دار گارنت با بافت پورفایروبلاستیک تا پویی کیلوبلاستیک و به صورت همسانگرد (با ناهمسانگردی ضعیف در کناره‌ها) و ناهمسانگرد با ماکل قطاعی و منطقه بندی نوسانی (شکل‌های ۴- E و ۴- F) دیده می‌شود. منطقه بندی نوسانی گارنت می‌تواند نشان‌دهنده نبود تعادل و تغییرات ترکیب سیال آبگون هنگام رشد کانی باشد (Ciboanu and Cook, 2004). ترکیب گارنت به ترکیب سنگ میزبان و سیال آبگون بستگی دارد.

انواع گارنت‌های همسانگرد (آندرادیت) و ناهمسانگرد (گروسولار-آندرادیت) در پی نفوذ سیال ماگمایی آهن و سیلیس دار درون سنگ میزبان کربناته (Deer et al.,

به علت گستردگی اندک، اسکارن‌های بررسی شده پهنه بندی رایج در اسکارن‌ها را ندارند و به صورت توده‌ای دیده می‌شوند. ویژگی‌های کانی شناسی اسکارن یادشده در ادامه آورده شده است:

**ولاستونیت:** رخداد کانی ولاستونیت که در مقاطع میکروسکوپی با اسفن همزیست است در بخش همبری پیکره نفوذی روی داده است. ولاستونیت به صورت کانی‌های شکل دار تا نیمه شکل دار با برجستگی کمابیش قوی، بیرفرنژانس کم و خاموشی مستقیم دیده می‌شود (شکل ۴- A). این کانی از متاسوماتیسم سیلیسی سنگ مرمرهای میزبان و در نتیجه تراوش سیال‌های آبگون با XCO<sub>2</sub> کم، پدید می‌آید (Grammatikopoulos and Calrke, 2005):

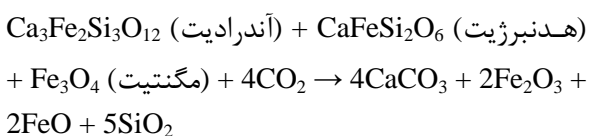


دارا بودن بافت گرانوبلاستیک و بافت پلی گونال ولاستونیت- کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تعادل بافتی ولاستونیت- پیروکسن است.

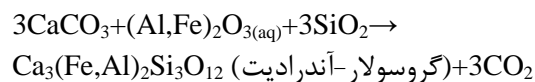
**پیروکسن:** بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار پیروکسن با بافت گرانوبلاستیک بیشتر در همراهی با گارنت دیده می‌شوند (شکل ۴- B). کلینوپیروکسن پیامد سیال‌های آبگون سرشاز از CaO، FeO و SiO<sub>2</sub> بر سنگ آهک میزبان است. ویژگی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که کلینوپیروکسن با آمفیبول مرز تعادلی ندارد و به آن واپاشی می‌کند. افزون بر این واپاشی،

\* sh\_sherafat@pnu.ac.ir

زمین‌ساختی) باشد. اگر هنگام واکنش یادشده، FeO نیز افزوده شود، آنگاه افزون‌بر آندرادیت، هدنبرژیت و در صورت کمبود سیلیس، مگنتیت نیز پدید می‌آیند (Deer *et al.*, 1991):

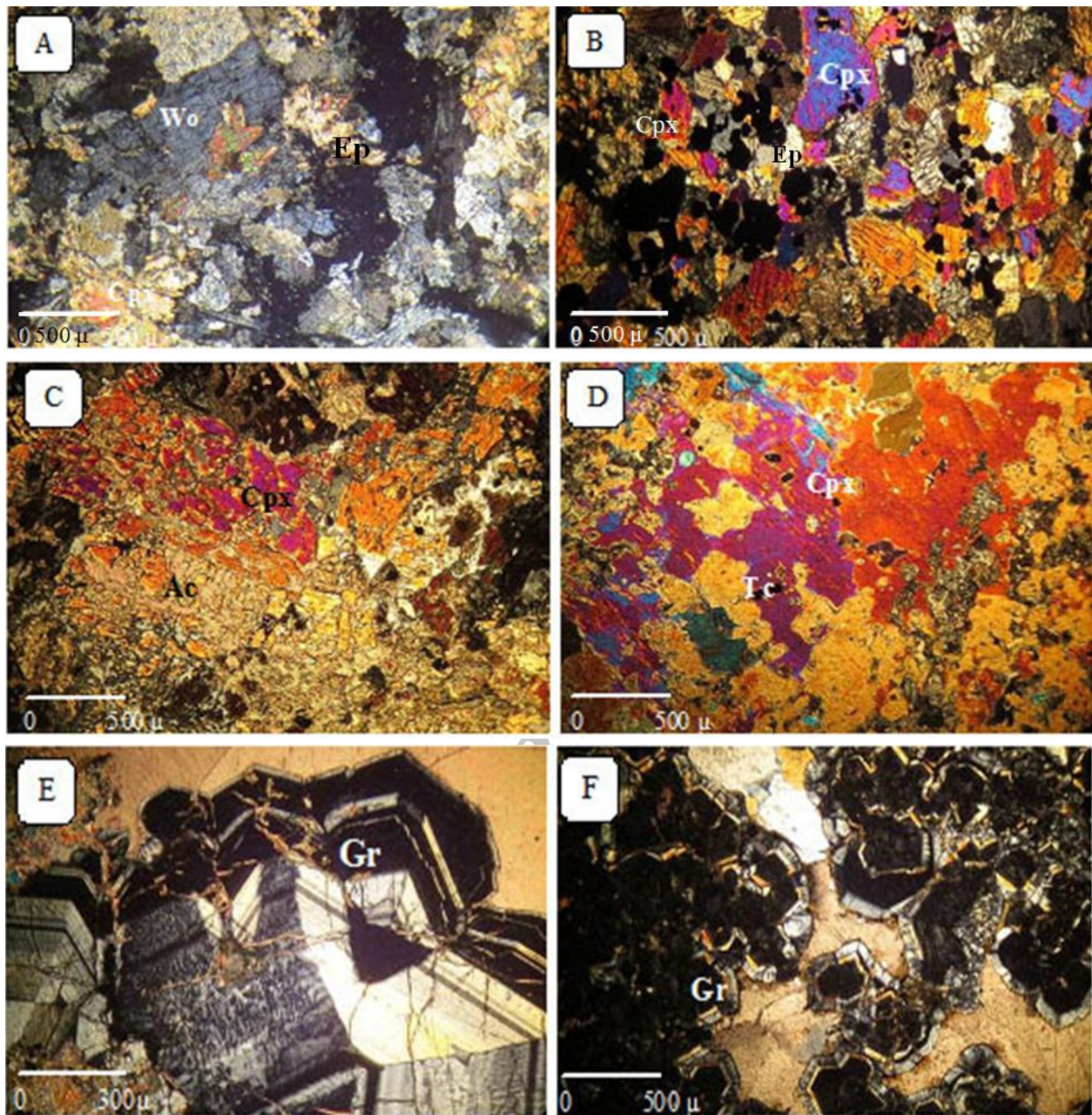


(1991) و با واکنش زیر پدید می‌آیند:

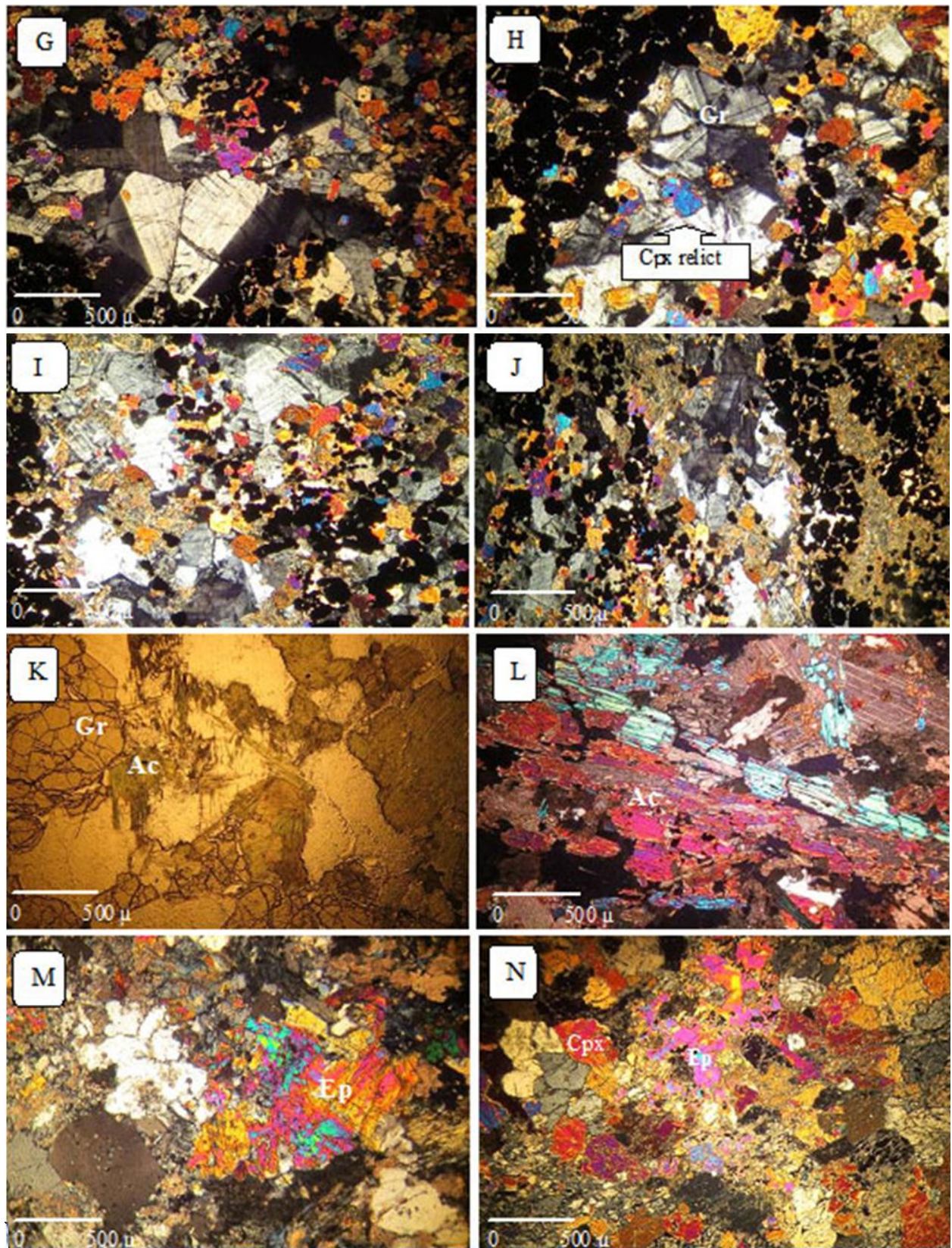


افزوده‌شدن آهن فریک به محیط و بالارفتن مولفه آندرادیتی گارنت، پیامد ویژگی اکسیدان سیال‌های آبگون است. چه‌بسا این رخداد پیامد افزوده‌شدن آب‌های جوی یا برداشته‌شدن ناگهانی فشار از روی سیال‌ها (در پی پدیده‌های

Archive of SID

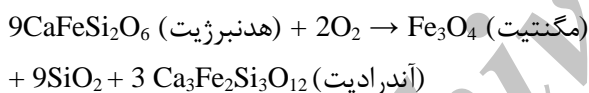


شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از اسکارن جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلی‌متر (مگر شکل E که میدان دید ۱/۸ میلی‌متر دارد): (A) ولاستونیت در همراهی با اسفن (تصویر XPL؛ B) کلینوپیروکسن با بافت گرانوبلاستیک (تصویر XPL؛ C) واپاشی کلینوپیروکسن به آمفیبول (تصویر XPL؛ D) واپاشی کلینوپیروکسن به تالک (تصویر XPL؛ E) گارنت‌های ان‌ایزوتروپ با ماکل قطاعی (تصویر XPL؛ F) رخداد گارنت‌های ایزوتروپ در اسکارن‌ها (تصویر XPL؛ G) بازمانده پیروکسن درون گارنت‌های ان‌ایزوتروپ (تصویر XPL؛ H) کانی‌های همبند آندرادیت، هدنبرژیت و مگنتیت (تصویر XPL؛ I) رخداد رگچه‌ای مگنتیت در اسکارن (تصویر XPL؛ J) جانشینی پیروکسن و گارنت با مگنتیت (تصویر XPL؛ K) رشد سوزنک‌های اکتینولیت در کنار گارنت (تصویر PPL؛ I) رخداد اکتینولیت‌های مستقل در سنگ (تصویر XPL؛ M) اپیدوت‌زایی گسترده در سنگ (تصویر XPL؛ N) پیدایش اپیدوت در ازای کلینوپیروکسن (تصویر XPL) (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده‌اند)

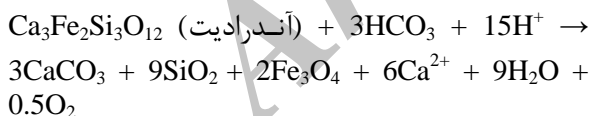


شکل ۴- ادامه.

واکنش یادشده، کانی‌های همایند (پاراژنز) شناخته‌شده‌اند ایت- هدربرژیت- مگنتیت را پدید می‌آورد (شکل ۴-G). افزون‌بر پیدایش مستقل در زمینه کلسیتی، گارنت به‌ازای کلینوپیروکسن نیز پدید آمده است. گواه این نکته، بازمانده‌های کلینوپیروکسن درون گارنت هستند که می‌توانند نشان‌دهنده پیدایش گارنت به‌جای کلینوپیروکسن، در فوگاسیته بالای اکسیژن، باشند (شکل ۴-H). از دیدگاه سنگ‌نگاری، بازمانده‌های کلینوپیروکسن میانبار نامیده می‌شوند. این میانبارها در اندازه‌های گوناگون دیده می‌شوند و کناره‌های خورده‌شده (resorbed margins) و کنگره‌ای دارند. افزون‌بر این، ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده مرز تدریجی میان پیروکسن‌های درشت تحلیل‌نرفته با گارنت هستند. در متن‌های علمی درباره اسکارن‌ها، پدیده جانشینی پیروکسن با گارنت واکنشی شناخته شده است. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن هدربرژیتی با آندرادیت خالص (Tracy and Frost, 1991) به‌صورت زیر است:



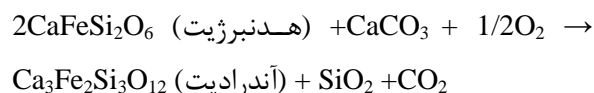
مجموعه کانی‌شناسی مگنتیت، کوارتز و کلسیت نیز در پی ناپایداری گارنت و با واکنش زیر ساخته می‌شود (Einaudi, 1982):



پیدایش مگنتیت در گامه دگرنهادی پسین و همزمان با تخریب کانی‌های همایند نخستین به اوج می‌رسد. مگنتیت‌های رگچه‌ای در این گامه ساخته می‌شوند.

اکتینولیت: در اسکارن، بلورهای سوزنی‌شکل این کانی با کشیدگی آشکار و بافت نیمه‌شعاعی دیده می‌شوند. بخشی از این کانی‌ها به‌گونه مستقیم از واکنش‌های دگرنهادی و بخشی دیگر از برهمکنش

واکنش یادشده، کانی‌های همایند (پاراژنز) شناخته‌شده‌اند ایت- هدربرژیت- مگنتیت را پدید می‌آورد (شکل ۴-G). افزون‌بر پیدایش مستقل در زمینه کلسیتی، گارنت به‌ازای کلینوپیروکسن نیز پدید آمده است. گواه این نکته، بازمانده‌های کلینوپیروکسن درون گارنت هستند که می‌توانند نشان‌دهنده پیدایش گارنت به‌جای کلینوپیروکسن، در فوگاسیته بالای اکسیژن، باشند (شکل ۴-H). از دیدگاه سنگ‌نگاری، بازمانده‌های کلینوپیروکسن میانبار نامیده می‌شوند. این میانبارها در اندازه‌های گوناگون دیده می‌شوند و کناره‌های خورده‌شده (resorbed margins) و کنگره‌ای دارند. افزون‌بر این، ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده مرز تدریجی میان پیروکسن‌های درشت تحلیل‌نرفته با گارنت هستند. در متن‌های علمی درباره اسکارن‌ها، پدیده جانشینی پیروکسن با گارنت واکنشی شناخته شده است. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن هدربرژیتی با آندرادیت خالص (Tracy and Frost, 1991) به‌صورت زیر است:



در برخی نمونه‌ها، گارنت و کلینوپیروکسن به‌صورت همزیست یافت می‌شوند. در این صورت گارنت در زمینه با پیروکسن مرز مشترک و کاملاً پایدار دارد. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند گارنت در گامه دگرنهادی پسرونده با مجموعه کلریت، اکتینولیت، کوارتز، مگنتیت و کلسیت جایگزین شده است.

اسفن: بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار این کانی با برجستگی بالا و به‌همراه ولاستونیت دیده می‌شوند.

کانه آهن: کان‌ه آهن بیشتر از گروه مگنتیت خودشکل تا نیمه‌شکل دار بوده و گاه جانشین

دیده می‌شود. کلریت همراه با کلسیت و کوارتز در واپسین گامه‌های اسکارن‌زایی و از دگرسانی اپیدوت و اکتینولیت پدید می‌آید.

**کلسیت:** کلسیت از کانی‌هایی است که در بیشتر همایندهای اسکارنی دیده می‌شود. این کانی با بیشتر کانی‌های اسکارنی در تعادل بوده و گاه جانشین بخشی از کانی‌های اسکارنی می‌شود.

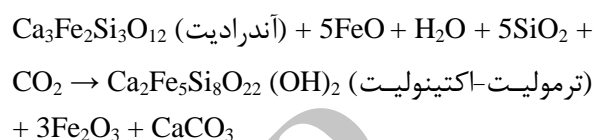
**کوارتز:** کانی کوارتز نیز به شکل کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های درشت تا کمابیش ریز در اسکارن جوینان دیده می‌شود.

در محدوده بررسی شده، گسترش مرمرها بسیار بیشتر از اسکارن است؛ به گونه‌ای که توده‌های سفید مایل به گرمی‌رنگ مرمر از دور دیده می‌شوند. مرمرها دارای بافت گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک بوده و عموماً دارای بلورهای کلسیت پلی‌گونال با ماکل‌های تکراری هستند. کوارتز و پیروکسن‌های ریزدانه بی‌شکل از دیگر کانی‌های مرمرها هستند. گاه بلورهای سوزنی‌شکل ترمولیت-اکتینولیت و تجمع‌های کانی کلریت (که چه‌بسا سودومورف گارنت باشند) نیز در مرمرها دیده می‌شوند.

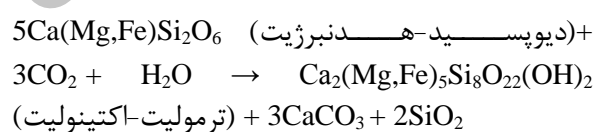
#### شیمی کانی‌ها

**ولاستونیت:** در جدول ۲، تجزیه ریزپردازشی ۴ نمونه ولاستونیت اسکارن جوینان آورده شده است. داده‌ها نشان می‌دهند که میزان CaO ولاستونیت بالا بوده و عنصرهای Fe و Mn به مقدار بسیار کمی جانشین کلسیم شده‌اند. میانگین  $FeO_{(Total)}$  نزدیک به ۰/۳ درصد وزنی و MnO نزدیک به ۰/۲ درصد وزنی است و دارابودن ولاستونیت با خلوص بالا را نشان می‌دهد (شکل‌های A-۵ و B-۵). برپایه تجزیه‌های انجام‌شده، فرمول ولاستونیت برای نمونه‌های S1-7 و S1-8 به ترتیب  $Ca_{1.949}Fe_{0.001}Si_{2.04}Al_{0.001}O_6$  و  $Ca_{1.968}Fe_{0.0009}Mn_{0.0009}Si_{2.029}Al_{0.0004}O_6$  است.

سیال‌های آبگون بر کلینوپیروکسن و گارنت پدید آمده‌اند (شکل‌های K-۴ و L-۴). مرز ناپایدار میان گارنت و اکتینولیت و رشد سوزنک‌های ترمولیت-اکتینولیت روی گارنت نشان‌دهنده پیدایش این کانی در ازای گارنت هستند. واکنش احتمالی این جانشینی می‌تواند به صورت زیر باشد:



بخشی از بلورهای ترمولیت-اکتینولیت پیامد واپاشی کلینوپیروکسن هستند. در این صورت، ترمولیت-اکتینولیت سوزنی‌شکل با حاشیه ناپایدار در کنار کلینوپیروکسن بوده و از اورالیتی شدن کلینوپیروکسن پدید آمده است. واکنش سازنده ترمولیت-اکتینولیت به جای کلینوپیروکسن در زیر آورده شده است (Deer *et al.*, 1991):



**اپیدوت:** از متداول‌ترین کانی‌های اسکارن است و در پی افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن و یا در حضور آب و به دو شکل مستقل و جانشینی پدید می‌آید (شکل ۴-۴). برای پیدایش اپیدوت‌های مستقل، سیال‌های آبگون باید سرشار از  $H_2O$  و  $CO_2$  باشند. در اسکارن، بخشی از اپیدوت‌ها می‌توانند پیامد ناپایداری گارنت باشند (Berman *et al.*, 1988). یافته‌های میکروسکوپی، جانشینی تدریجی و بخشی گارنت‌ها با اپیدوت را به خوبی نشان می‌دهند. در بخش‌هایی از سنگ و در فوگاسیته بالای اکسیژن، اپیدوت می‌تواند جایگزین کلینوپیروکسن شود (شکل ۴-N).

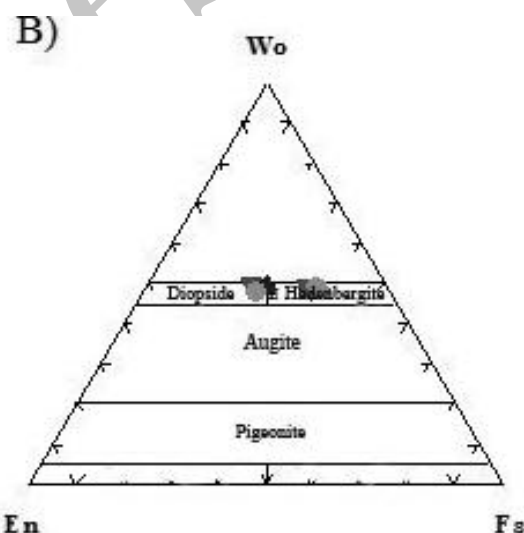
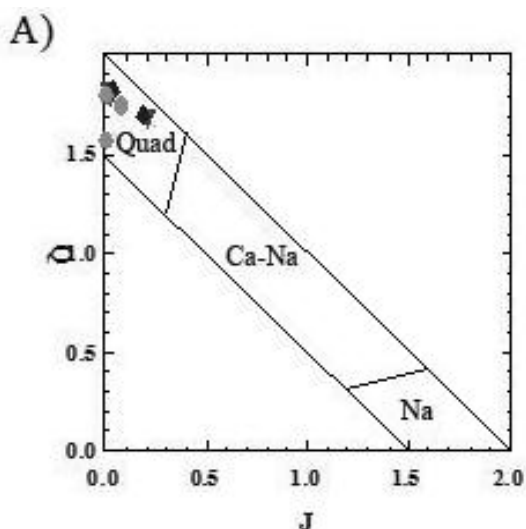
**کلریت:** از کانی‌های دیگر اسکارن کلریت را می‌توان نام برد. این کانی به شکل‌های گوناگون، از جانشینی تا پرکنندگی فضاها تهی، در سنگ



**کلینوپيروكسن:** برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی، پیروکسن‌های بررسی‌شده در بخش QUAD و گستره دیوپسید- هیدنبرژیت جای می‌گیرند (شکل ۵). معمولاً با افزایش  $Al_2O_3$  در ساختار کلینوپيروكسن‌ها، میزان  $TiO_2$  آنها افزایش می‌یابد. برخی از این پیروکسن‌ها در میزان MnO افزایش نشان می‌دهند. این افزایش با کاهش آشکارای مقدار MgO و  $Al_2O_3$  همراه است (جدول ۱). در بیشتر بلورهای کلینوپيروكسن، مقدار هیدنبرژیت در حاشیه بیشتر از بخش مرکزی است (شکل‌های ۶-D و ۶-C) و می‌توان آن را پیامد غنی‌شدگی آهن در سیال‌های آبگون دانست.

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی بلورهای ولاستونیت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

Sample No.	S1-7	S1-8	S1-17	S1-18
SiO <sub>2</sub>	53.07	52.38	52.83	52.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.03	0.04	0.05
FeO <sup>(0)</sup>	0.04	0.03	0.04	0.02
MgO	0	0	0	0
CaO	47.19	47.44	46.05	46.35
Na <sub>2</sub> O	0.04	0	0.04	0.02
MnO	0	0.03	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0	0
Total	100.61	99.94	99.05	99.43



شکل ۵- جایگاه پیروکسن‌ها در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) در: (A) نمودار زده‌بندی Morimoto و همکاران (۱۹۸۸)؛ (B) نمودار Morimoto و Kitamura (۱۹۸۳)؛ (Q=Ca + Mg + Fe<sup>2+</sup>؛ Na= Na pyroxene; Na-Ca= Na-Ca pyroxene; Quad=Ca-Mg-Fe pyroxene; J=2Na)

کلریت شماره 12-1 به صورت  $Mg_{3.64}Al_{1.87}Fe_{6.45}Si_{5.71}Al_{2.59}O_{20}(OH)_{16}$  است.

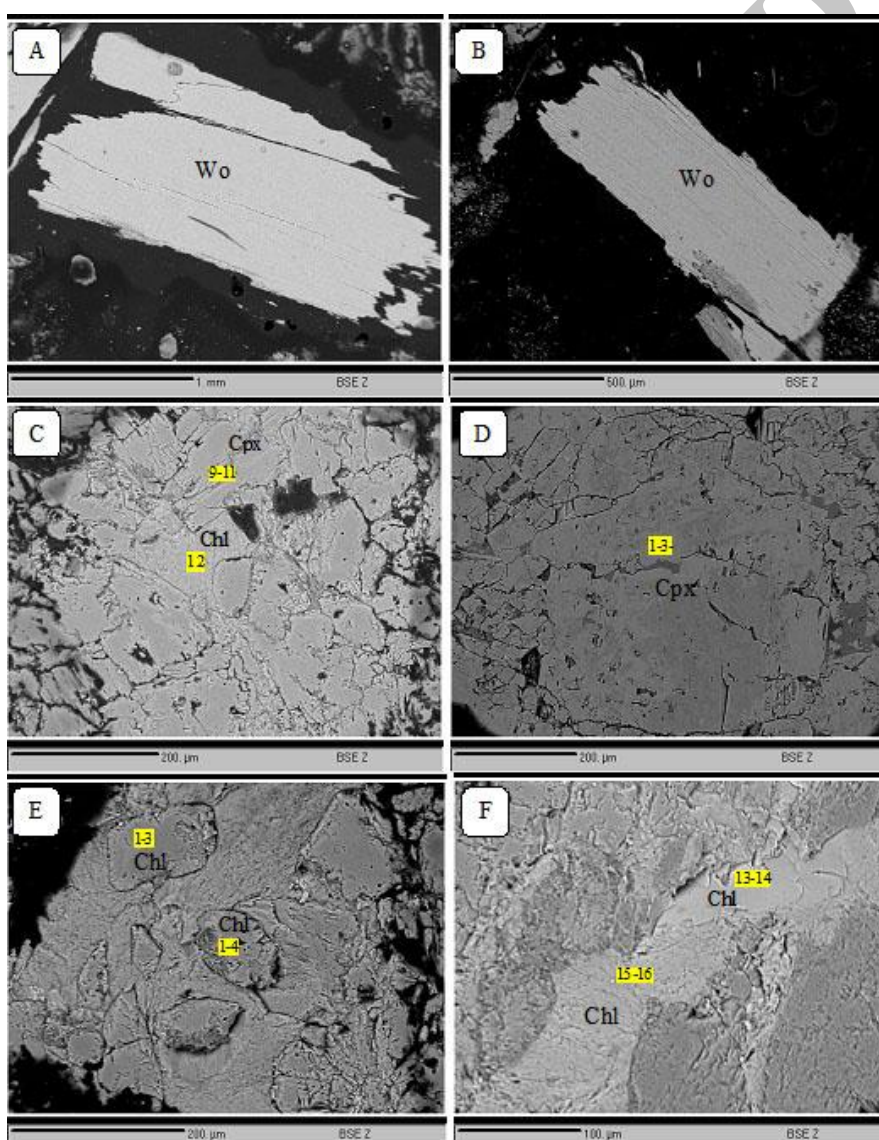
#### بحث

پیدایش پهنه اسکارن در کناره توده نفوذی (بدون تداخل یا آمیختگی) و با کانی‌های ویژه

کلریت: این کانی آبدار به صورت روزنه‌ای (شکل‌های ۶-E و ۶-F)، فضای تهی میان کانی‌های دیگر را پر کرده است. آن گونه که از داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برداشت می‌شود (جدول ۳)، کلریت‌ها در اسکارن از دسته دیابانتیت و پیکنوکلریت هستند. برپایه داده‌های تجزیه انجام‌شده، فرمول ساختاری نمونه

آمده‌اند. نخست مرم‌ر در پی دگرگونی ایزوشیمیایی سنگ آهک ناخالص پدید آمده است. سپس، سیال‌های آبگون آزادشده از پیکره نفوذی از راه نقاط ضعف و شکستگی‌های سنگ، با مرم‌ر واکنش داده‌اند و همایندهای کانیایی اسکارن را پدید آورده‌اند. از این‌رو، اسکارن جوینان ستبرای چندانی ندارد و به شکل‌های جانشینی، پراکنده و رگه‌ای دیده می‌شود.

اسکارن کلسیک (سیلیکات‌های سرشار از کلسیم و آهن؛ مانند: آندرادیت، هیدنبرژیت و ولاستونیت) و مقادیر بسیار کم تالک، نشان می‌دهد این اسکارن از اگزواسکارن‌های کلسیمی مایل به منیزین بوده (Helmi, 2008) و در چند گامه مستقل پدید آمده است. در این اسکارن پهنه‌بندی روشنی دیده نمی‌شود و کانی‌ها در دو گامه اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیش‌رونده و پس‌رونده) پدید

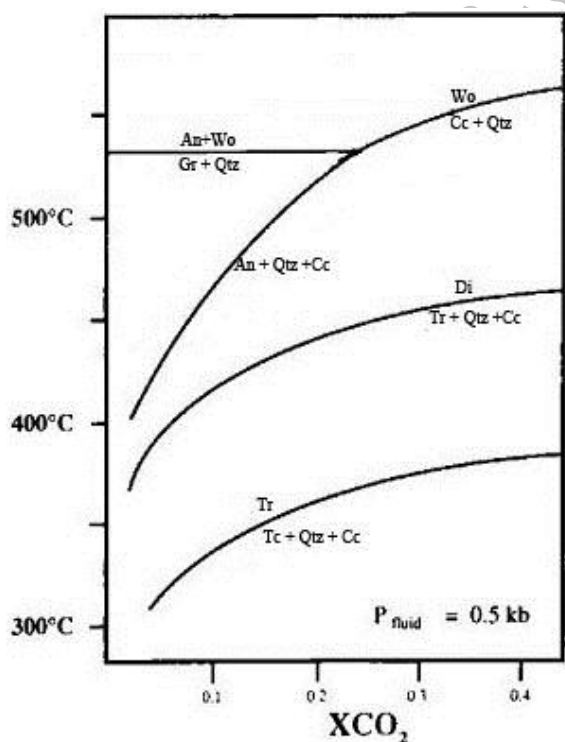


شکل ۶ - تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از کانی‌های اسکارن جوینان (شمال اصفهان): A, B) ولاستونیت؛ C, D) کلینوپیروکسن؛ E, F) کلریت (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

دچار هجوم سیال‌های سرشار از آب شود تا آب در نقش رقیق‌کننده بتواند از تأثیر  $\text{CO}_2$  بکاهد. پیدایش ولاستونیت در دماهای فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و در حضور سیال آبگون با  $\text{XH}_2\text{O}$  بالا (شکل ۷) رخ داده است (Einaudi and Burt, 1982). پیدایش ولاستونیت بیشتر به دماهای ۶۰۰ (در ژرفای کم) تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد (در ژرفای بیشتر) محدود شده و یک دماسنج دگرگونی به‌شمار می‌آید. از آنجایی‌که پیدایش ولاستونیت واکنشی کربن‌زداست؛ در شرایطی که به علت‌های گوناگون (مانند: رقیق شدن سیال‌ها با دیگر سازه‌های فرار و یا خروج  $\text{CO}_2$  از لابلای شکاف‌های سنگ) فشار بخشی  $\text{CO}_2$  کاهش یابد، ولاستونیت در دماهای کمتر نیز پدید می‌آید. پیدایش ولاستونیت (دمای ۷۰۰-۵۵۰ درجه سانتیگراد)، شرایط پیدایش سنگ را به بخش بالایی رخساره هورنبلند-هورنفلس (و بخش‌های زیرین رخساره پیروکسن-هورنفلس) می‌رساند (Lentz, 1998).

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای ۴ نمونه کلریت در اسکارن جوبنان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده بر پایه ۲۸ اتم اکسیژن (N.d): مقادیر کمتر از آستانه آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	4-1	12-1	13-1	14-1	15-1	16-1
SiO <sub>2</sub>	28.18	30.00	29.94	28.56	29.97	29.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.34	18.42	17.77	17.62	19.36	17.79
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	N.d
FeO <sup>(1)</sup>	24.38	27.51	26.20	26.67	27.59	28.29
MgO	13.21	12.83	9.84	10.73	10.89	12.02
MnO	2.83	1.39	1.12	0.94	1.03	1.07
CaO	0.16	0.13	0.08	0.07	0.09	0.06
Na <sub>2</sub> O	N.d	N.d	N.d	0.02	N.d	N.d
Total	88.21	90.64	85.23	84.96	88.97	88.76
Si	5.29	5.71	5.94	5.71	5.76	5.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>IV</sup>	2.11	1.87	1.58	1.78	1.82	1.83
Al <sup>VI</sup>	2.68	2.59	2.96	2.77	2.92	2.57
Fe	6.80	6.45	6.69	6.94	6.55	6.77
Mg	3.69	3.64	2.91	3.20	3.12	3.48
Mn	0.45	0.22	0.19	0.16	0.17	0.17
Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00



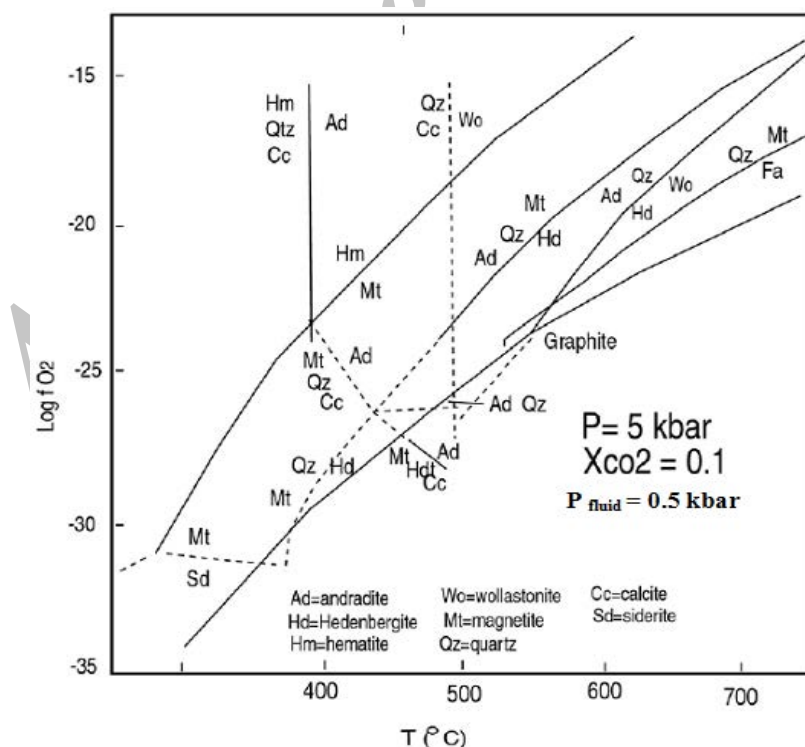
شکل ۷- نمودار T در برابر  $\text{XCO}_2$  برای ترکیبات سرشار از آب در  $\text{Ca-Mg-Si-C-O-H}$  سامانه ۵۰۰ بار در (Kerrick, 1974)

تبلور کانی‌های اسکارن با ولاستونیت آغاز شده و با پیروکسن و گارنت ادامه یافته است. کانی‌های آمفیبول و اپیدوت از کانی‌هایی هستند که هنگام افت دما و دگرنهادی پسرونده پدید آمده‌اند. در واپسین گامه دگرنهادی پسرونده، این کانی‌ها نیز با کلریت، کلسیت، کوارتز و ... جانشین شده‌اند.

بررسی‌های Taylor و O'Neil (۱۹۷۷) نشان داده است که سیال‌های آبگونی که هنگام دگرگونی همبری و دگرنهادی از سنگ‌های آهکی می‌گذرند دارای  $\text{XCO}_2$  کم (کمتر از ۰/۱) هستند. در نخستین گامه اسکارن‌زایی، همزمان با شوک دمایی بالا، کانی‌های همایند (پاراژنز) خشک و بی‌آب، مانند ولاستونیت، پدید می‌آیند. از آنجایی‌که برای پایداری ولاستونیت باید  $\text{CO}_2$  به‌گونه‌ای از محیط بیرون رود؛ پس برای بیرون‌رفتن و یا کم‌شدن مقدار  $\text{CO}_2$ ، باید محیط

هدنبرژیت و پیدایش گارنت (گروسولار-آندرادیتی) و در پی آن جایگزینی کانه آهن را در پی دارد (شکل ۸). داشتن میانبارهای ریز و تحلیل رفته کلینوپیروکسن و گارنت درون مگنتیت و مرز ناپایدار مگنتیت با این دو کانی، درستی این گفته را نشان می‌دهد. داده‌های به‌دست‌آمده از پژوهش‌های Kato (۱۹۹۱) نشان می‌دهند که واکنش تحلیل رفتن پیروکسن هدنبرژیته به‌دست گارنت آندرادیتی، در پایداری مگنتیت و پیدایش سولفیدهای فلزی نقش مهمی دارد. هدنبرژیت و گارنت هر دو در دمای بالا و فوگاسیته پایین  $\text{CO}_2$  پایدار هستند. هدنبرژیت در شرایط کمابیش احیایی و آندرادیت در شرایط اکسایش پایدار می‌مانند. در شرایط حد واسطه، این دو کانی در یک سنگ با هم پایدار هستند. در شرایط دمای کم و یا فوگاسیته  $\text{CO}_2$  بالا، هر دو کانی به مجموعه کلسیت، کوارتز-مگنتیت تبدیل می‌شوند (Burt, 1977).

در شرایط دمابالای موجود، کلینوپیروکسن (دیوپسید-هدنبرژیت) و گارنت از تاثیر سیال‌های آبگون سرشار از سیلیس و آهن بر سنگ آهک، پدید می‌آیند. همان‌گونه که پیشتر گفته شد، پیروکسن و گارنت در تعادل با یکدیگر بوده و فراوانی آنها در بخش‌های گوناگون اسکارن تغییر می‌کند. ترکیب پیکره نفوذی و ویژگی‌های سنگ مادر عوامل اصلی کنترل‌کننده کانی‌شناسی اسکارن (Ray *et al.*, 1995; Meinert, 1995) هستند؛ اما تغییر مقدار کلینوپیروکسن به گارنت در منطقه بررسی شده را می‌توان به تغییرات شرایط اکسایش-احیایی سیال‌های پدیدآمده از پیکره نفوذی دانست (Meinert, 1997). پیدایش کلینوپیروکسن دیوپسید-هدنبرژیته و گارنت گروسولار-آندرادیتی در دمای بالاتر از  $450^\circ\text{C}$  درجه سانتیگراد رخ می‌دهد. سرد شدن نسبی سیال‌ها و بالارفتن بیشتر فوگاسیته اکسیژن، نخست ناپایداری



شکل ۸- روابط فازی T در برابر  $\log f\text{O}_2$  در  $\text{XCO}_2$  برابر با ۰/۱ و P برابر با ۵ کیلوبار در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi and Burt, 1982)

گارنت آندرادیته گواه این گفته هستند. واکنش ناپایداری کلینوپیروکسن و جانشینی گارنت آندرادیته فوگاسیته اکسیژن را کاهش می‌دهد؛ زیرا آهن فروری پروکسن جای خود را به آهن فریک در گارنت می‌دهد. پیدایش گارنت‌های آندرادیته، شرایط احيایی را پدید آورده است و در این شرایط سولفیدهای فلزی به پایداری رسیده‌اند. در واپسین مرحله دگرنهادی پسین، اپیدوت در فوگاسیته بالای اکسیژن پدید می‌آید. برپایه تقدم و تاخر زمانی پیدایش کانی‌ها، برای اسکارن‌های جوینان می‌توان کانی‌های همایند (پاراژنتیک) را در جدول ۴ پیشنهاد کرد.

سرد شدن بیشتر سیال‌های آبگون در آغاز گامه دگرنهادی پسرورنده، دگرسانی همایندهای اسکارنی بی‌آب آغازین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان می‌کند. در این گامه، کانی‌های اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، مگنتیت، کوارتز و کلریت جانشین کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن می‌شوند (Burt, 1977). این گامه با پیدایش اپیدوت، رخساره آلبیت- اپیدوت- هورنفلس روی می‌دهد. در هنگام تبلور همایندهای اسکارنی آغازین، فوگاسیته اکسیژن کم است و با پیشرفت تبلور فزونی می‌یابد. ناپایداری پروکسن‌های هدنبرژیته و جایگزینی

جدول ۴- کانی‌های همایند (پاراژنتیک) در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

کانی‌ها	دگرنهادی پسرورنده	دگرنهادی پسرورنده
ولاستونیت	●	
پروکسن	●	
گارنت	●	
مگنتیت	●	
اپیدوت		●
اکتینولیت		●
کلریت		●
کلسیت	●	●
کوارتز	●	●

اپیدوت- هورنفلس در اسکارن جوینان با کانی‌های اپیدوت، کلسیت، کوارتز، کلریت و اکتینولیت شناخته می‌شود.

گامه‌های پیدایش اسکارن را می‌توان به چند بخش رده‌بندی کرد. نخست با نفوذ پیکره گرانیته‌ییدری درون سنگ میزبان کربناته، در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، واکنش‌های کربن‌زدایی روی داده و پس از آن، کانی ولاستونیت پدید آمده است. همزمان با آزاد شدن سیال‌های سرشار از سیلیس و آهن از توده نفوذی، نخستین پهنه بی‌آب اسکارنی، در دمای ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد، پدیدار شده است. در اسکارن‌های

در منطقه جوینان، سه رخساره دگرگونی پروکسن- هورنفلس، هورنبلند- هورنفلس و آلبیت- اپیدوت- هورنفلس دیده می‌شوند.

رخساره پروکسن- هورنفلس در کنار پیکره نفوذی دیده شده و با تبلور ولاستونیت شناخته می‌شود. برپایه دارابودن ولاستونیت، این رخساره در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است. مجموعه کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت و کلسیت را می‌توان پیامد رخساره هورنبلند- هورنفلس دانست. این رخساره در دمای نزدیک به ۴۵۰ درجه سانتیگراد (با توجه به دارابودن پروکسن) رخ داده است. رخساره آلبیت-

کربناته، این کانی‌ها معمولاً گارنت و یا کلینوپیروکسن هستند. معمولاً نهشته‌های فلزی هنگام پیدایش اسکارن و در دمای ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه پدید می‌آیند. در این منطقه، بالارفتن فوگاسیته اکسیژن در سیال‌های گرمایی همزمان با سرد شدن نسبی آن، نخست ناپایداری هیدرژیت را در پی داشته است و پس از آن، کانه آهن را جایگزین کلینوپیروکسن کرده است. سرد شدن نسبی سیال‌ها، دگرسانی گرمایی همایندهای اسکارنی نخستین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان کرده است.

نتیجه‌گیری

اسکارن جوینان در پی نفوذ پیکره گرانیوتویدی قهرود درون کربناته‌های ناخالص کرتاسه بوجود آمده است. دگرگونی بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمای گرانیوتویدی درون سنگ‌های کربناته آغاز شده است. در این هنگام شار دمایی بالای پیکره گرانیوتویدی، دگرگونی ایزوشیمیایی و جایگزینی سنگ‌های آهکی با مرمر را در پی داشته است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که پهنه‌های اسکارنی به شکل زبانه‌هایی در سنگ میزبان مرمری پدید آمده‌اند. از این رو، می‌توان چنین تصور کرد که نخست، کربنات‌های موجود به مرمر تبدیل شده و سپس، اسکارن‌ها در راستای شکستگی‌ها و نقاط واکنش‌پذیر ساخته شده است. پس از جایگیری کامل پیکره گرانیوتویدی و آغاز انجماد، سیال‌های آبگون ماگما به آرامی اشباع شده و به صورت یک فاز مستقل از ماگما جدا شده‌اند. ورود این فاز سیال آبگون به درون شکستگی‌های سنگ‌های درونگیر، مقدار فراوانی از عنصرهای Si، Fe و Mg را به درون هاله

متاسوماتیک آورده است؛ از این رو، دگرنهادی پیشرونده مرمر رخ داده و مقدار چشمگیری کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (مانند: ولاستونیت، پیروکسن و گارنت) پدید آمده‌اند. در پایان این گامه، واکنش جانیشینی بخشی تا کامل پیروکسن با گارنت آندرادیتی در نقش یک تامپون (بافر) فوگاسیته اکسیژن را کاهش داده است. پیامد این فرایند، پایداری مگنتیت و سولفیدهای فلزی بوده است. در گامه دگرنهادی پس‌رونده، ورود سیال‌های آبگون با دمای کمتر، رخداد فرایندهای آبگیری و کربن‌گیری را در پی داشته است. در این هنگام، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب با کانی‌های کالک‌سیلیکاته آب دار (مانند: اکتینولیت، کلریت، مگنتیت و اپیدوت) جانشین شده‌اند. از این رو، می‌توان دریافت که در این مرحله، سیال آبگون با فوگاسیته بالای اکسیژن از خاستگاه سلول‌های همرفتی در پیرامون توده نفوذی داغ بوده است؛ زیرا آب‌های جوی درون سنگ‌ها (پیش از دگرگونی همبری) می‌توانند وارد این فرایند شوند.

اسکارن چندزادی (پلی‌ژنتیک) جوینان، یک اسکارن آهن و مس کلسیک است. این اسکارن در ژرفای کم و با سیال‌های آبگون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده و پیدایش آن در گامه‌های گوناگونی رخ داده است.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام‌نور برای پشتیبانی مادی در راستای انجام این پژوهش سپاس‌گزارند.

### منابع

- Badr, A. (2012) Petrological and mineralogical studies of skarns in west part of Ghohroud granodiorite. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)
- Badr, A., Tabatabai, M. Mackizadeh, M. A., Hashemi, M. and Taghipour, B. (2013) Mineralogical and geochemical studies of intrusive body of Ghohroud. *Petrology* 4(15): 97-104 (in Persian).

- Bashiri, E. (1999) Mineralogical and petrological studies of skarns, marbles and hornfelses in Meymeh to Ghamsar (Urumieh-Dokhtar magmatic belt). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Berman, R. (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 of Petrology* 29(2): 445-522.
- Burt, D. B. (1977) Mineralogy and petrology of Skarn Deposits. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 33(2): 859-873.
- Ciboanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dognceea ore field, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews* 24: 315-370.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. 7<sup>th</sup> impression, Longman, London.
- Einaudi, M. T. (1982) Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: *Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America* (Ed. Titley, S. R.) 139-183. University of Arizona Press, Tucson.
- Einaudi, T. and D. M. Burt (1982) Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.
- Emami, M. H. (2001) Magmatic activities in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ghasemi, A. Tabatabaeimanesh, S. M. and Tabatabaei, S. H. (2014) Petrography, mineral chemistry, thermobarometry and the determination of magmatic series in the Ghohroud intermediate enclaves, South of Kashan. *Petrology* 20: 127-146.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clarke, A. H. (2005) Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmont domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). *Mineralogy and Petrology* 85: 141-161.
- Helmi, F. (2008) Skarns and skarn deposits (with special emphasize to Iran skarns). Amir kabir Publication, Tehran (in Persian)
- Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi deposit, Kamioka mine, Japan. In: *Skarns, their genesis and metallogeny* (Ed. Barto Kyriakidis, A.) Theophrastus publications States America, California.
- Kerrick, D. M. (1974) Review of Metamorphic mixed volatile ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ) equilibria. *American Mineralogist* 59: 729-762.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogists* 68 :277-279.
- Lentz, D. R. (1998) Mineralized intrusion-related skarn systems, Ottawa. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Canada.
- Meinart, L. D. (1992) Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada* 19: 145-162.
- Meinert, L. D. (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: *Magma, Fluid and Ore Deposits* (Ed. Thompson, J. F. H.) Short Course Series 23: 400-418. Mineralogical Association of Canada.
- Meinert, L. D. (1997) Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology* 6: 185-208.
- Mirlohi, A. S. (2008) Petrology and geotectonic of Early Paleozoic basalts in Jehagh valley (West of Ghohroud -South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)

- Morimoto, N., and Kitamura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxene. The Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology 78: 141.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine 52: 535-555.
- Nourbakhsh, P. (2000) Mineralogical, Petrographical and Petrological studies of East Ghohrud Skarns. MSc thesis, Azad Islamic University North Tehran Branch, Tehran, Iran (in Persian).
- Pourhomayoon, P. (2005) Mineralogy and petrology of skarn and marbles of Jehagh- Zanjanbor (South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Radfar, J. and Alai Mahabadi, S. (1993) Geological Quadrangle Map of Kashan, 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L. and Ettliger, A. D. (1995) The distribution of skarns in British Columbia and chemistry and ages of their related plutonic rocks. Economic Geology 90: 920-937.
- Taylor, B. E. and O'Neil, J. R. (1977) Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 63: 1-49.
- Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. In: Contact metamorphism (Ed. Kerrick, D. M.) 207-289. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America.

Archive of SID