

کانی‌شناسی و تعیین شرایط ترمودینامیکی تشکیل اسکارن جوینان، جنوب کاشان

سید محسن طباطبایی منش^۱، محمدعلی مکی‌زاده^۲، سعیده رنجبر^۳ و رضا قلی‌نژاد^۴

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

^۳دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۴کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۲۴

چکیده

اسکارن جوینان در فاصله ۱۱۵ کیلومتری شمال باختر اصفهان (۴۰ کیلومتری جنوب کاشان و خاور قهرود)، در پهنه ساختمانی ایران مرکزی قرار دارد که در همبری توده نفوذی گرانیتوئیدی قهرود (به سن میوسن میانی) با واحد شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های آهکی سازند شمشک به سن ژوراسیک گسترش یافته است. اسکارن‌سازی متشکل از دو زیرپهنه درون‌اسکارن و برون‌اسکارن است. در این اسکارن‌ها کانه‌زایی گسترده‌ای رخ نداده است. درون‌اسکارن گسترش محدود (از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) و برون‌اسکارن بیشترین گسترش را دارد (از یک متر تا بیش از ده متر). درون‌اسکارن با تشکیل کانی‌های گارنت، پیروکسن، پلاژیوکلاز، اپیدوت و اسفن در زمینه توده نفوذی در مجاورت بخش کربناته نمود دارد. در مجاورت بلافاصل آن، برون‌اسکارن با تشکیل کانی‌های گارنت، پیروکسن، وزوویانیت، اپیدوت، فلوگوپیت، کلریت، کوارتز و کلسیت در بخش کربنات آغاز می‌شود. بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط بافتی کانی‌ها بیانگر پیشرفت دگرگونی تا رخساره پیروکسن هورنفلس در سنگ‌های اسکارنی این منطقه است.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، دگرگونی مجاورتی، اسکارن، توده نفوذی قهرود، کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر.

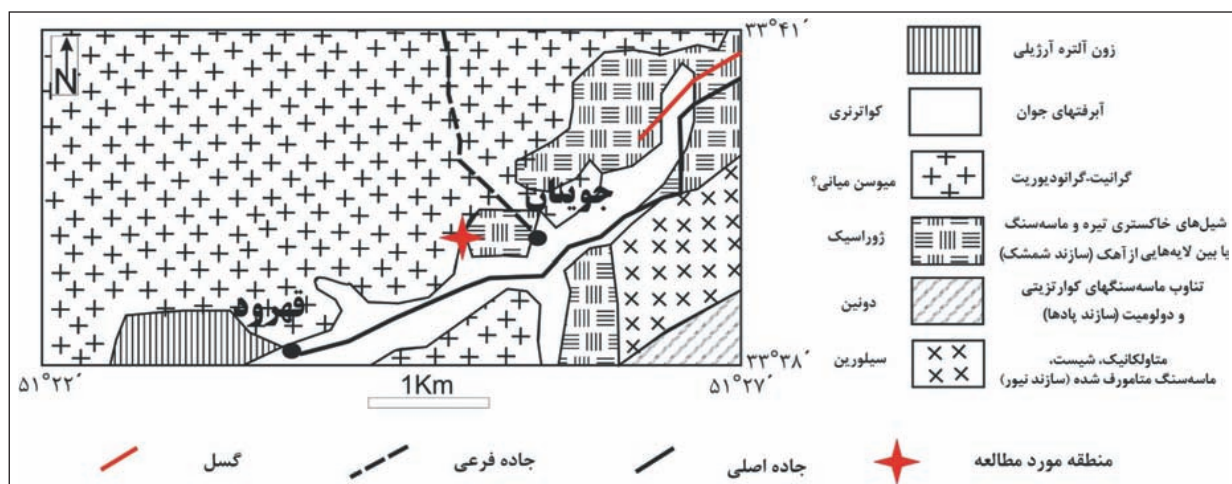
***نویسنده مسئول:** سید محسن طباطبایی منش

E-mail: tabataba@sci.ui.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

در جنوب قمصر، به فاصله تقریبی ۱/۵ کیلومتری شمال خاور قهرود و باختر جوینان جای دارد (شکل ۱). این منطقه بخشی از رشته‌کوه‌های قهرود است که با روند شمال باختر- جنوب خاور قرار گرفته است. هدف از این مطالعه بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی و شرایط تشکیل اسکارن جوینان است.

طبق تعریف، واژه اسکارن به سنگ‌های متاسوماتیکی گفته می‌شود که از سیلیکات Ca و Fe، Mg تشکیل شده‌اند و از جانشینی Si، Al، Fe در سنگ‌های غنی از کربنات (آهک یا دولومیت) حاصل می‌شوند. منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۲۳° ۵۱' تا ۲۷° ۵۱' طول خاوری و ۳۷° ۳۳' تا ۴۱° ۳۳' عرض شمالی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی کاشان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ (رادفر و علایی مهابادی، ۱۳۷۲).

۲- روش مطالعه

در ابتدا نقشه زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای از منطقه مورد مطالعه، تهیه و ضمن بررسی آنها، طی دو مرحله نمونه‌برداری لازم انجام شد. مطالعات میکروسکوپی برای تشخیص نوع کانی‌ها و همچنین عکس‌برداری از ۳۰ مقطع نازک و ۵ مقطع صیقلی توسط میکروسکوپ پلاریزان انجام شد. ۴ عدد مقطع نازک برای انجام تجزیه الکترون مایکروپروب به شرکت کانساران بینالود فرستاده و نتایج حاصل از تجزیه‌ها برای شناسایی عناصر اصلی و نوع کانی‌ها توسط نرم‌افزارهای Minpet،

Triplot و Mineral Spreadsheet بررسی شد و در پایان با ترکیب اطلاعات حاصل از مقاطع و نتایج حاصل از تجزیه‌ها، نتیجه‌گیری مورد نظر به دست آمد.

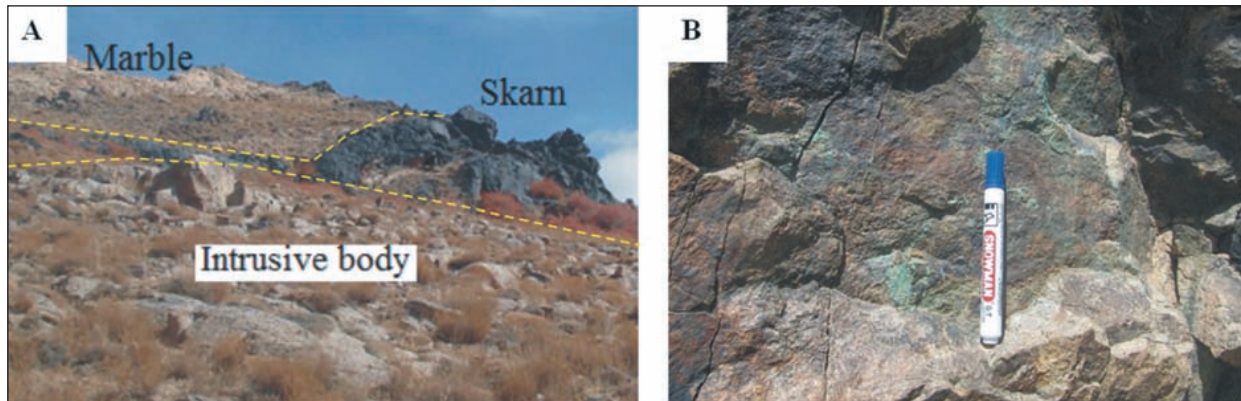
۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در نوار آتشفشانی ایران مرکزی (کمر بند ارومیه-دختر) و در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان (زاهدی، ۱۳۷۰) جای دارد. کمر بند

(Honarmand et al., 2016) و سنگ‌های رسوبی هستند که در محل برخورد با توده نفوذی منطقه، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن، مرمر و هورنفلس را تشکیل داده‌اند (شکل ۲).

مجموعه رسوبی منطقه از قدیم به جدید شامل نهشته‌های دولومیتی و آهک دولومیتی سازند جمال به سن پرمین، شیل و ماسه سنگ‌های سازند شمشک با میان‌لایه‌های آهکی، ماسه سنگ و آهک‌های نومولیتی کرتاسه زیرین و لایه‌های آهک ماری و خاکستری و آهک سیلتی به سن کرتاسه بالایی و سنگ‌های آذرآواری، شیل و توف‌های سیلیسی به سن اتوسن است (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) (شکل ۱).

آتشفشانی ایران مرکزی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی گسترده‌ای دارد که بیشترین تکاپوی آن مربوط به اتوسن است (Stöcklin, 1974; Farhoudi, 1978). بسیاری از پژوهشگران علت اصلی تشکیل این کمربند ماگمایی را فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در نظر گرفته‌اند (Nowroozi, 1971; Takin, 1972; Jung et al., 1976; Berberian and King 1981; McQuarrie et al., 2003; Omrani et al., 2008; Richards et al., 2012; Tunini et al., 2015; Richards, 2015). واحدهای سنگی اصلی منطقه شامل توده نفوذی با ترکیب گرانیت-گرانودیوریت به سن میوسن میانی (Ghasemi and Tabatabaïmanesh, 2015);

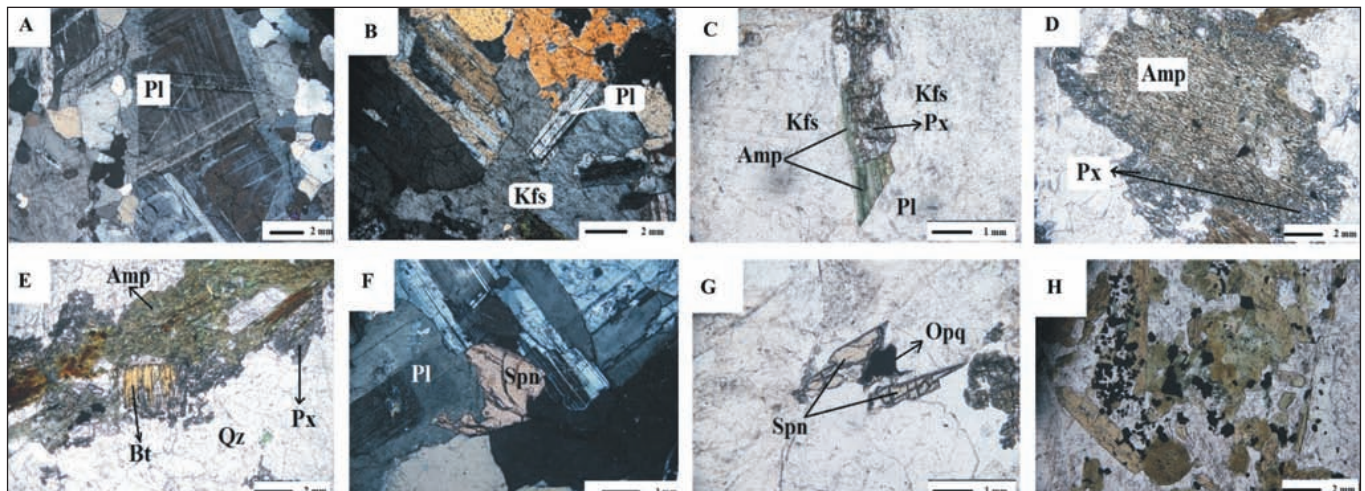


شکل ۲- (A) همبری توده نفوذی با سنگ‌های کربناته و تشکیل اسکارن (دید به سوی باختر)؛ (B) کانه‌زایی مس در اسکارن جویبان.

۴- ویژگی‌های توده نفوذی مولد اسکارن جویبان

و فلدسپار پتاسیم است. این کانی همچنین درون بلورهای فلدسپار پتاسیم به صورت ادخال حضور دارد (شکل ۳- B). فلدسپار پتاسیم نیز به میزان قابل توجهی در توده نفوذی وجود دارد و در برخی نقاط دارای بافت پرتیتی و میکروپرتیتی است. آمفیبول در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای درشت و خودشکل و گاه بلورهای نیمه‌خودشکل دیده می‌شود. آمفیبول در برخی نقاط در حال تبدیل به بیوتیت و در پاره‌ای نقاط در حال ظهور در حاشیه پیروکسن است (شکل‌های ۳- C و D).

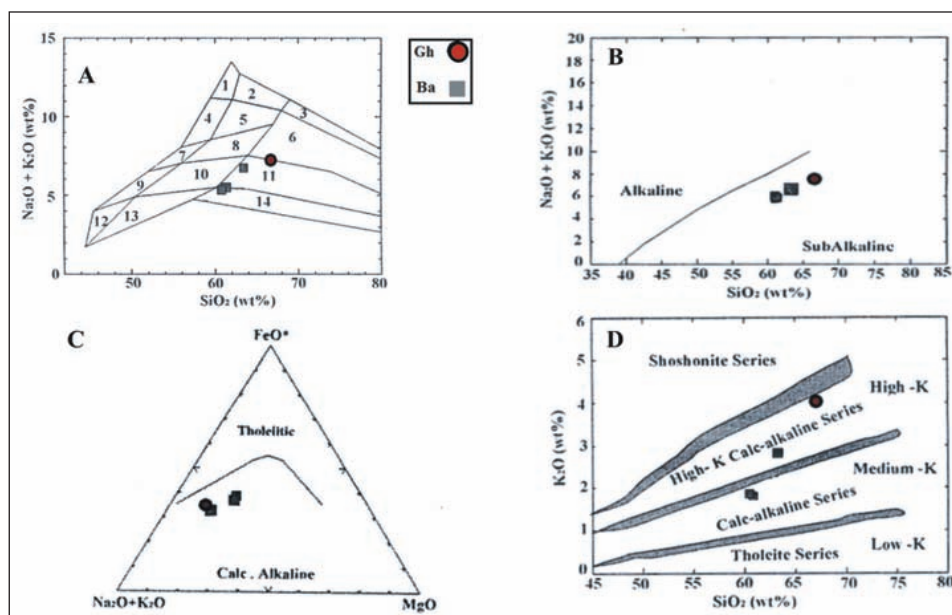
بر پایه بررسی میکروسکوپی، کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها را پلاژیو کلاز (۳۰ تا ۵۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۲۰ تا ۳۰ درصد)، آمفیبول (۱۵ تا ۲۵ درصد)، کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد)، بیوتیت، پیروکسن، اسفن و کانی‌های کدر تشکیل داده است. بافت چیره توده نفوذی قهرود گرانولار است. در این سنگ‌ها برخی از پلاژیو کلازها منطقه‌بندی آشکار (شکل ۳- A)، برخی ماکل پلی‌سنتتیک (شکل ۳- B) و برخی ماکل ترکیبی دارند. پلاژیو کلاز دارای مرزهای پایدار و ناپایدار با آمفیبول، اسفن



شکل ۳- (A) پلاژیو کلاز دارای منطقه‌بندی (XPL)؛ (B) در بر گرفته شدن پلاژیو کلاز توسط فلدسپار پتاسیم (XPL)؛ (C) آمفیبول در حال تبدیل شدن به پیروکسن (PPL)؛ (D) بلور پیروکسن در حال اورالیتی شدن (PPL)؛ (E) بیوتیت اولیه در مجاورت آمفیبول (PPL)؛ (F) بلور اسفن دارای مرز ناپایدار با پلاژیو کلاز (XPL)؛ (G) بلور مگنتیت دارای مرز ناپایدار با اسفن (PPL)؛ (H) افزایش درصد کانه‌ها در مرز توده نفوذی با کربنات‌ها (PPL).

۵- نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی توده نفوذی قهرود

برای تشخیص نوع سنگ‌های توده نفوذی قهرود، یک نمونه از توده مورد نظر مورد تجزیه سنگ کل قرار گرفت. همچنین برای تفسیر بهتر، از نتایج ۳ نمونه تجزیه شده توسط بدر (۱۳۹۱) استفاده شد. بر پایه نمودار سنگ‌های گرانیتویدی (Middlemost (1985)، توده نفوذی قهرود از جنس گرانودیوریت- تونالیت است (شکل ۴- A). برای تعیین سری ماگمایی از نمودار تغییرات آلکالی برابر سیلیس (Irvine and Baragar (1971)، نمودار AFM استفاده شد. نمونه‌ها در نمودار تغییرات آلکالی در برابر سیلیس، در محدوده ساب‌آلکالن (شکل ۴- B)؛ در نمودار AFM، در محدوده کالک‌آلکالن (شکل ۴- C) و در نمودار (Rickwood (1989) در محدوده کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط تا بالا جانمایی می‌شوند (شکل ۴- D).



شکل ۴- A) موقعیت‌های توده نفوذی قهرود در نمودار مجموع آلکالی- سیلیس (Middlemost, 1985). محدوده‌ها عبارتند از: ۱) آلکالی فلدسپار سینیت؛ ۲) آلکالی فلدسپار کوآرتز سینیت؛ ۳) آلکالی فلدسپار گرانیت؛ ۴) سینیت؛ ۵) کوآرتز سینیت؛ ۶) گرانیت؛ ۷) مونزونیت؛ ۸) کوآرتز مونزونیت؛ ۹) مونزودیوریت؛ ۱۰) کوآرتز مونزودیوریت؛ ۱۱) گرانودیوریت؛ ۱۲) دیوریت و گابرو؛ ۱۳) کوآرتز دیوریت؛ ۱۴) تونالیت؛ B) موقعیت سنگ‌های توده نفوذی قهرود در نمودار تفکیک سنگ‌های آلکالن از ساب‌آلکالن (Irvine and Baragar, 1971)؛ C) موقعیت سنگ‌های توده نفوذی در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ D) موقعیت سنگ‌های توده نفوذی قهرود در نمودار (Rickwood (1989)؛ Gh: نمونه تجزیه شده توسط قلی نژاد (۱۳۹۳)؛ Ba: نمونه‌های تجزیه شده توسط بدر (۱۳۹۱).

پیروکسن هم به صورت بلورهای ریز اولیه با رخ‌های عمود بر هم در مقطع عرضی و هم به صورت نوظهور در حاشیه آمفیبول دیده می‌شود. پیروکسن‌ها بیشتر در حال اورالیتی شدن و تبدیل به آمفیبول هستند. بیوتیت به مقدار کم در توده نفوذی قهرود وجود دارد. این کانی دارای رخ‌های ظریف موازی است و به دو صورت بلورهای ریز اولیه و بلورهای حاصل از تبدیل آمفیبول دیده می‌شود. بلورهای بسیار ریزی از بیوتیت، درون آمفیبول بافت پویی کلیتیک ایجاد کرده‌اند (شکل ۳- E). بلورهای به نسبت درشت اسفن به صورت نیمه‌خودشکل و بدون رخ‌های مشخص در حاشیه پلاژیوکلاز و کانه‌ها در حال تشکیل هستند و بلورهای ریزتر دوکی شکل نیز به صورت پراکنده دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- F و G). مگنتیت از کانی‌های مهم در سنگ‌های مورد مطالعه است که در برخی نقاط در کنار اسفن‌های ثانویه جای گرفته است (شکل ۳- G). بافت توده نفوذی که دور از حاشیه جای دارد؛ گرانولار است (شکل‌های ۳- A و B) و در حاشیه به بافت پورفیریویدی تبدیل می‌شود. از جمله تفاوت‌های دیگر بخش حاشیه توده نفوذی نسبت به کل توده، افزایش مقدار کانه‌هاست (شکل ۳- H).

۷-۱. درون‌اسکارن

درون‌اسکارن در حاشیه توده نفوذی و در مرز سنگ‌های میزبان با گسترش کم تشکیل شده و دارای درصد بالایی گارنت، دو نسل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و به میزان کمتری پیروکسن، اسفن، کوآرتز، اپیدوت و کانی‌های کدر است. شاخص‌ترین بافت این پهنه پورفیروبلاستیک است؛ به طوری که بلورهای درشت در زمینه ریز به صورت ناهمگن پراکنده شده‌اند. در درون‌اسکارن، کانی کربناته دیده نمی‌شود. - **گارنت:** درون‌اسکارن با بلورهای ریز و فراوان گارنت ایزوتروپ شروع می‌شود. این کانی در نور پلاریزه متقاطع دارای رنگ اینترفرانس خاکستری تیره است و در نور پلاریزه عادی با رنگ قهوه‌ای و برجستگی بالا مشخص می‌شود. گارنت با بافت اسفنجی ریزبلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن را در برگرفته است (شکل ۶- A). با

۶- تعیین محیط زمین‌ساختی توده نفوذی قهرود

برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل توده نفوذی قهرود از نمودار (Pearce et al. (1984) استفاده شد. بر این اساس نمونه‌های منطقه از نوع گرانیت‌های همزمان با برخورد قاره‌ای و گرانیت‌های پهنه فرورانش هستند (شکل ۵).

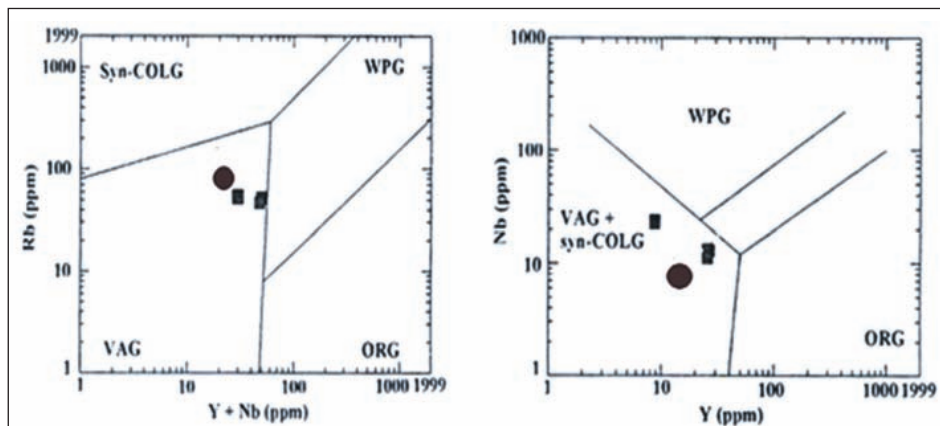
۷- اسکارن جویان

در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی با توجه به موقعیت اسکارن مورد بررسی و ویژگی‌های کانی‌شناسی آن، می‌توان این اسکارن‌ها را به دو دسته درون‌اسکارن و برون‌اسکارن تقسیم‌بندی کرد که در ادامه به ویژگی‌های هر یک از آنها اشاره شده است.

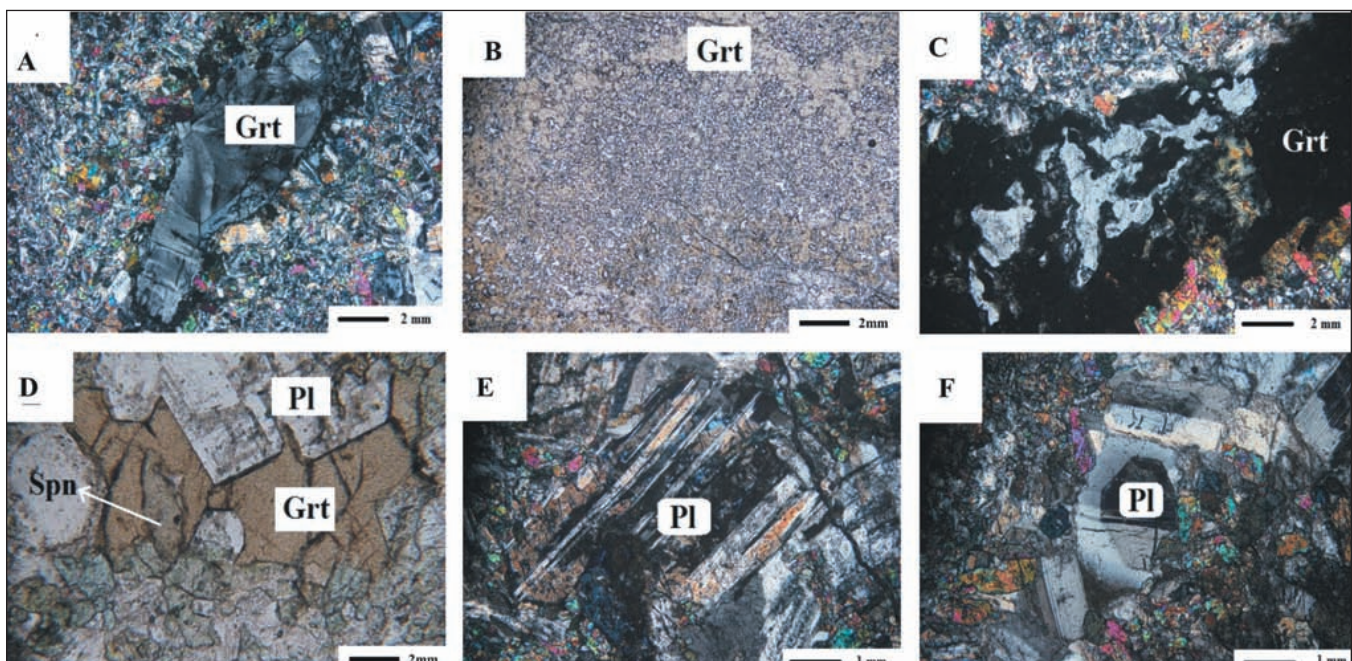
گارنت در فضای خالی میان پلاژیوکلازها تشکیل شده و ضمن توقف در مرز آنها، بافت روزنه‌ای تشکیل داده است (شکل ۶- D).

– **پلاژیوکلاز:** در پهنه درون‌اسکارن دو نسل پلاژیوکلاز دیده می‌شود. نسل اول پلاژیوکلازهایی در حال دگرسانی و نسل دوم پلاژیوکلازهای جوان و نوظهوری هستند که سدیک‌تر و احتمالاً متاسوماتیک هستند (جدول ۲). تفاوت ظاهری این دو نسل در بررسی میکروسکوپی به راحتی قابل تشخیص است. نسل اول حاصل مذاب، دگرسان شده، بدون مرزهای مشخص و دارای ماکل‌های ناقص پلی‌سنتیک هستند (شکل ۶- E) در حالی که نسل نوظهور حاصل اسکارنی شدن و دارای مرزهای صاف، شکل تقریباً کامل با منطقه‌بندی و ماکل پلی‌سنتیک هستند (شکل ۶- F).

دور شدن از توده نفوذی، بلورهای گارنت درشت‌تر می‌شوند و در نمونه دستی نوار تیره‌ای از گارنت دیده می‌شود که می‌توان نام گارنتیت را برای آن انتخاب کرد. با دور شدن از توده نفوذی، گارنت‌ها خودشکل‌تر می‌شوند و در میان آنها نمونه‌های اینزوتروپ نیز یافت می‌شود (شکل ۶- B). گارنت‌های درون‌اسکارن منطقه‌بندی مشخصی از خود نشان نمی‌دهند و دارای شکستگی‌های زیادی هستند. با این حال در ترکیب آنها از مرکز به حاشیه افزایش تدریجی محتوای آندرایت دیده می‌شود (جدول ۱). گارنت در برخی نقاط با فلدسپار پتاسیم مرز ناپایدار دارد و به خرج این کانی در حال تشکیل است. این امر در مورد پلاژیوکلاز، پیروکسن و اسفن هم صدق می‌کند. نتیجه این عمل، تشکیل بلورهای کاملاً ناخودشکل و تحلیل رفته با حواشی خورده شده پیشرفته (بافت آمیبی) است (شکل ۶- C). در برخی نقاط



شکل ۵- موقعیت سنگ‌های توده نفوذی قهرود در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی بر پایه عناصر خاکی کمیاب (Pearce et al., 1984). نمادها مانند شکل ۴ هستند. نشانه‌های اختصاری عبارتند از: ORG= گرانیت‌های پهنه گسترش، syn-CLOG= گرانیت‌های همزمان با برخورد قاره‌ای، WPG= گرانیت‌های درون صفحه‌ای، VAG= گرانیت‌های کمر بند آتشفشانی پهنه فرورانش.



شکل ۶- (A) گارنت اینزوتروپ با خاموشی موجی، (B) گارنت با بافت اسفتنجی (PPL)، (C) بافت آمیبی گارنت و پتاسیم فلدسپار (XPL)، (D) رشد بلور گارنت با بافت روزنه‌ای (PPL)، (E) نسل قدیمی پلاژیوکلازهای توده نفوذی در درون‌اسکارن (XPL)، (F) نسل جوان پلاژیوکلازهای حاصل از اسکارنی شدن در برون‌اسکارن (XPL).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی الکترون مایکروپروپ گارنت درون اسکارن جوینان.

Sample	c2.17	c2.18	c2.19	c2.20	c2.21	c2.22	c2.32	c2.33	c2.34	c2.35	
Analysis	17	18	19	20	21	22	32	33	34	35	
	core					rim	core				rim
SiO ₂	40.91	40.77	39.81	39.24	39.14	39.68	39.52	38.81	40.3	39.24	
TiO ₂	1.26	1.42	1.33	1.13	1.33	1.62	0.23	0.16	0.11	0.1	
Al ₂ O ₃	6.5	5.09	5.43	5.44	5.31	4.42	7.82	7.69	7.18	6.43	
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.07	0.05	0.04	0	0	0	0	
Fe ₂ O ₃	19.68	19.36	19.91	21.33	20.79	22	17.47	18.69	19.66	19.91	
MnO	0.3	0.33	0.35	0.31	0.3	0.27	0.4	0.36	0.34	0.34	
MgO	0.08	0.02	0.26	1.37	1.25	0.03	0.04	0.71	0.03	0.66	
CaO	30.71	30.36	30.4	30.8	31.53	31.49	32.05	32.49	31.8	32.94	
Na ₂ O	0.15	2.26	2.13	0	0	0	1.91	0.61	0.17	0.01	
Total	99.59	99.61	99.62	99.62	99.65	99.51	99.44	99.52	99.59	99.63	
Structural formula based on the 12 oxygens											
Si	3.34	3.27	3.2	3.21	3.2	3.28	3.15	3.12	3.28	3.19	
Al ^{VI}	0.63	0.48	0.51	0.52	0.51	0.43	0.73	0.73	0.69	0.62	
Fe ³	1.21	1.17	1.2	1.31	1.28	1.37	1.05	1.13	1.2	1.22	
Ti	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	
Cr	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	
Mg	0.01	0	0.03	0.17	0.15	0	0.01	0.09	0	0.08	
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	
Ca	2.69	2.61	2.62	2.7	2.76	2.8	2.73	2.8	2.77	2.87	
Na	0.02	0.35	0.33	0	0	0	0.3	0.1	0.03	0	
Adr	66.76	70.83	70.07	71.28	71.3	75.95	58.78	60.81	64.5	66.4	
Gross	32.12	28.17	27.8	21.65	22.09	23.07	40.03	35.26	34.53	29.84	
Pyrope	0.36	0.1	1.21	6.05	5.66	0.14	0.18	3.05	0.13	2.91	
Spess	0.76	0.91	0.92	0.78	0.77	0.7	1.01	0.88	0.84	0.85	
Uvaro	0	0	0	0.25	0.18	0.15	0	0	0	0	

جدول ۲- نتایج تجزیه مایکروپروپ بلاژیوکلاز درون اسکارن خاور قهرود.

Sample	C2.15	C2.16	C2.29	C2.30	C2.31
Analysis	15	16	29	30	31
SiO ₂	58.87	61.82	60.9	54.34	61.47
Al ₂ O ₃	25.84	19.71	24.35	28.53	25.75
Fe ₂ O ₃	0.6	1.93	0.57	0.73	0.27
MgO	0.07	0.08	0.01	0.21	0.15
CaO	11	13	9.05	14.44	11.31
Na ₂ O	3.16	2.97	4.73	1.59	0.66
K ₂ O	0.28	0.34	0.26	0.07	0.31
Total	99.82	99.85	99.87	99.91	99.92
Structural formula based on the 8 oxygens					
Si	2.63	2.78	2.71	2.45	2.7
Al	1.36	1.04	1.28	1.52	1.33
Fe ³	0	0.07	0.02	0.03	0.01
Mg	0.01	0.01	0	0.01	0.01
Ca	0.53	0.63	0.43	0.7	0.53
Na	0.27	0.26	0.41	0.14	0.06
K	0.02	0.02	0.02	0	0.02
Ab	33.5	28.6	47.8	16.5	9.2
An	64.5	69.2	50.5	83	88
Or	2	2.2	1.8	0.5	2.8

سیلیس‌زدایی، سیلیس از محل خارج و وارد ترکیب گارنت‌های برون‌اسکارن شده است. می‌توان ظهور فلوگوپیت را نمونه‌ای کوچک از متاسوماتیسم قلیایی در برون‌اسکارن در نظر گرفت.

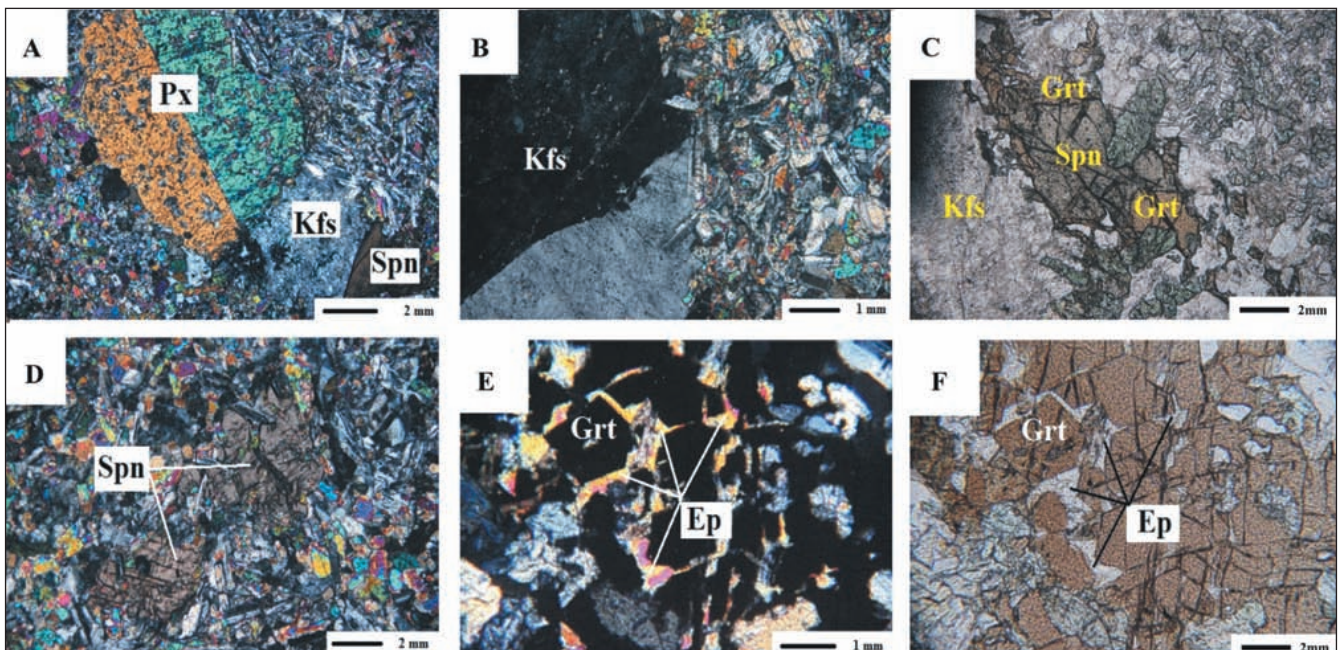
– **اسفن (تینانیت):** اسفن نیز از کانی‌های موجود در درون‌اسکارن است. بلورهای این کانی به صورت خودشکل و نیمه‌خودشکل، بدون رخ یا با رخ‌های مشخص دیده می‌شود. اسفن در برخی نقاط در حال تبدیل به گارنت است و با این کانی حاشیه باز جذب دارد. مرزهای واکنشی گارنت و اسفن در بررسی‌های میکروسکوپی نیز دیده می‌شوند (شکل ۷-۷). با توجه به مطالعات میکروسکوپی مشخص می‌شود که اسفن پس از پلاژیوکلاز و پیروکسن به وجود آمده و فنوبلاست اسفن در زمینه پیروکسن-پلاژیوکلاز در حال ظهور است (شکل ۷-۷).

– **اپیدوت:** این کانی درصد ناچیزی از کانی‌های فرعی درون‌اسکارن را به خود اختصاص می‌دهد. اپیدوت‌های درون‌اسکارن ناخودشکل و در نور پلاریزه متقاطع دارای رنگ زرد تند و در نور عبوری عادی سفید متمایل به خاکستری هستند. اپیدوت مانند سیمان فضای خالی میان بلورهای گارنت را پر کرده و بافت برشی تشکیل داده است (شکل‌های ۷-۷ E و F). ظهور اپیدوت نشانه رخساره آلپیت-اپیدوت-هورنفلس است.

– **پیروکسن:** پیروکسن‌های حاصل اسکارنی شدن هم به صورت درشت‌بلور و هم به صورت ریزبلورهای پراکنده و ناخودشکل در زمینه سنگ وجود دارند (شکل ۷-۷ A). درشت‌بلورها و ریزبلورهای این کانی، از دید ترکیب شیمیایی تفاوتی با هم ندارند (جدول ۳، نقطه ۲۸ از گارنت‌های ریز زمینه و دیگر نقاط از بلور پیروکسن درشت زمینه است). پیروکسن در پاره‌ای از نقاط در حال تبدیل به گارنت بوده و گاه بلورهایی از این کانی درون گارنت به دام افتاده و بافت پویی کیلوبلاست تشکیل شده است. ظهور پیروکسن می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آن در محدوده رخساره پیروکسن-هورنفلس باشد.

– **فلدسپار پتاسیم:** این کانی در نور پلاریزه متقاطع خاکستری رنگ، بدون ماکل و یا دارای ماکل کارلسباد و در نور عادی بی‌رنگ با ظاهر خاکی و دارای برجستگی ضعیف است (شکل ۷-۷ B). فلدسپار پتاسیم به صورت بلورهای درشت، حدود ۲۰ درصد از مقطع میکروسکوپی را به خود اختصاص داده است. این کانی مرز ناپایدار گسترده با گارنت دارد؛ به صورتی که در برخی نقاط به طور کامل توسط گارنت دربر گرفته شده است.

شاید بتوان دلیل ظهور درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلازهای جوان را پدیده آلکالی متاسوماتیسم در نظر گرفت. احتمالاً در این محل طی فرایند



شکل ۷-۷ (A) درشت‌بلور پیروکسن به همراه پتاسیم فلدسپار و اسفن در زمینه‌ای از پیروکسن و پلاژیوکلاز (XPL)؛ (B) پتاسیم فلدسپار حاصل از اسکارنی شدن با ماکل کارلسباد در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (XPL)؛ (C) تبدیل اسفن به گارنت (PPL)؛ (D) فنوبلاست اسفن در حال ظهور (XPL)؛ (E و F) اپیدوت دانه‌های گارنت با بافت برشی را به هم متصل کرده است (PPL و XPL).

– **وزوویانیت (ایدوگراز):** وزوویانیت در بیشتر نقاط به صورت توده تک‌بلوری با شکستگی‌های فراوان دیده می‌شود. این کانی در نور پلاریزه متقاطع دارای بیرفرئانس غیر عادی (آبی غیر عادی و قهوه‌ای غیر عادی) و در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای بی‌رنگ تا قهوه‌ای کم‌رنگ با برجستگی بالا است. وزوویانیت همچنین به صورت نوارهای بنفش و آبی با مرز صاف دیده می‌شود و اپیدوت را در بر می‌گیرد (شکل ۸-۸ A). به همراه وزوویانیت، گارنت ایزوتروپ با مرز ناپایدار وجود دارد (شکل ۸-۸ B) و در شکستگی‌های آن، فلوگوپیت در حال دگرسانی به کلریت دیده می‌شود. این نمونه را می‌توان گارنت-وزوویانیت‌اسکارن اپیدوتی شده نام‌گذاری کرد.

– **کوارتز و کانی‌های کدر:** کوارتز و کانی‌های کدر (مگنتیت، پیریت) نیز از کانی‌های موجود در درون‌اسکارن هستند. این دو کانی درصد کمی از نمونه را به خود اختصاص داده‌اند.

۷-۲. برون‌اسکارن

برون‌اسکارن با فاصله از توده نفوذی تشکیل شده است و تفاوت کانی‌شناسی مشخصی با درون‌اسکارن دارد به طوری که افزون بر کانی‌های گارنت، پیروکسن، اپیدوت، کوارتز و کدر که در درون‌اسکارن دیده می‌شود؛ بلورهای وزوویانیت، فلوگوپیت، کلریت، کلسیت و ترمولیت-اکتینولیت خاص این بخش هستند.

جدول ۳- نتایج تجزیه مایکروپروب کلینوپیروکسن برون اسکارن جوینان.

Sample Analysis	c2.23 23	c2.24 24	c2.25 25	c2.26 26	c2.27 27	c2.28 28
	rim		→ core			
SiO ₂	56.88	57.86	56.83	54.04	56.65	55.35
Al ₂ O ₃	0.42	0.01	1.25	0.16	0.62	0.5
FeO	8.134	7.6	7.577	7.46	7.243	8.558
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03
MnO	1.04	1.16	0.98	1.16	1.07	0.99
NiO	0	0.03	0.01	0.03	0.03	0.04
MgO	8.16	9.33	10.79	10.7	11.52	9.13
CaO	22.89	21.62	21.35	21.83	20.76	22.33
Na ₂ O	1.38	1.3	0.11	3.55	1.12	1.98
K ₂ O	0.04	0.05	0.14	0.1	0.07	0.05
Total	98.94	98.98	99.08	99.04	99.11	98.96
Structural formula based on the 6 oxygens						
Si	2.18	2.21	2.17	2.01	2.14	2.1
Al	0.02	0	0.06	0.01	0.03	0.02
Fe ²⁺	0.26	0.24	0.24	0.23	0.23	0.27
Cr	0	0	0	0	0	0
Mg	0.47	0.53	0.61	0.59	0.65	0.52
Ni	0	0	0	0	0	0
Mn	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
Ca	0.94	0.88	0.87	0.87	0.84	0.91
Na	0.1	0.1	0.01	0.26	0.08	0.15
K	0	0	0.01	0.01	0	0
Wo	55.27	52.16	49.59	50.23	47.96	52.55
En	27.42	31.32	34.87	34.26	37.03	29.9
Fs	17.32	16.52	15.54	15.51	15.01	17.56

می‌شوند. این کانی در نور متقاطع دارای رنگ‌های اینترفرانس نارنجی، زرد و آبی-ارغوانی است و در نور عادی به صورت بی رنگ یا زرد کم رنگ دیده می‌شود. پیروکسن در برخی نقاط در حال تبدیل به گارنت است و بافت پویی کیلوبلاست از خود نشان می‌دهد (شکل ۹- A).

کلسیت: کلسیت از کانی‌هایی است که در درون اسکارن جوینان وجود ندارد؛ اما در برون اسکارن دیده می‌شود. این کانی هم به صورت اولیه با رخ‌های لوزی شکل وجود دارد و هم به صورت میان‌بلوری، فضا‌های خالی را پر کرده است.

همچنین این کانی در مراحل پایانی گسترش و تکامل اسکارن، کانی‌های تشکیل شده در مراحل پیش را مورد هجوم قرار داده است. در بررسی‌های میکروسکوپی می‌توان ماکل‌های رومبوندری کلسیت را به روشنی دید (شکل ۹- B).

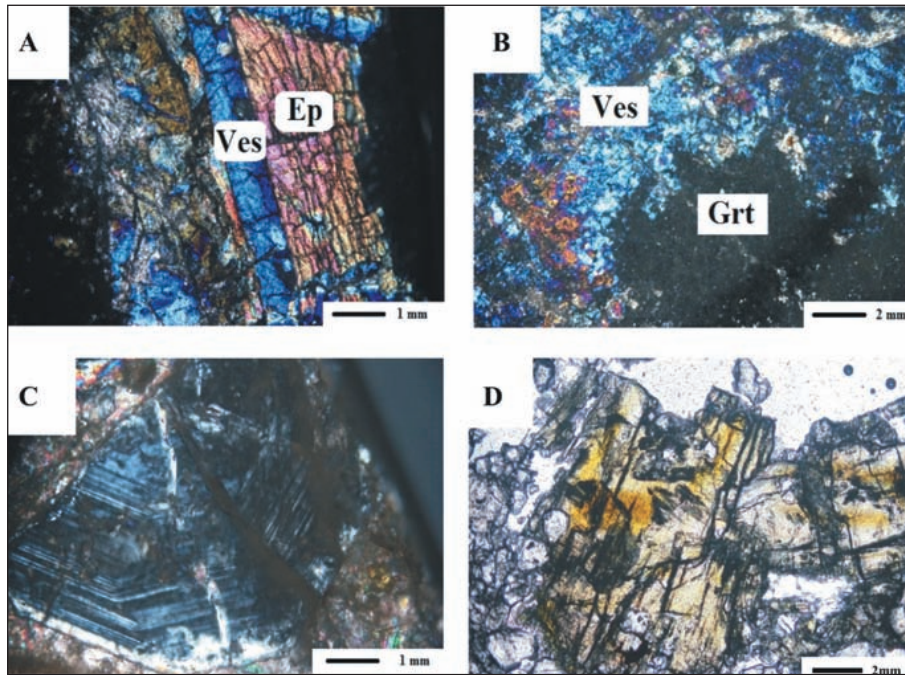
ترمولیت - اکتینولیت: از کانی‌های فرعی موجود در برون اسکارن ترمولیت - اکتینولیت است. این کانی در بررسی‌های میکروسکوپی به شکل دسته‌علفی دیده می‌شود (شکل ۹- C).

فلوگوپیت: از کانی‌های فرعی و در حال دگرسانی برون اسکارن جوینان فلوگوپیت است. این کانی به میزان کم و در فضای میان گارنت و وزوویانیت دیده می‌شود. بلور فلوگوپیت دارای رخ‌های شاخص میکا (شکل ۹- D) و در حاشیه در حال تبدیل شدن به کلریت است. تشکیل بلور فلوگوپیت در برون اسکارن احتمالاً مربوط به فرایند متاسوماتیسم قلیایی بوده که معادل آن در درون اسکارن جوینان، تشکیل بلورهای درشت فلدسپار پتاسیم و بلورهای جوان پلاژیوکلاز سدیک است.

گارنت: این کانی به صورت بلورهای خودشکل، نیمه‌خودشکل و ناخودشکل در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. بلورهای خودشکل چندوجهی با منطقه‌بندی مشخصی دارند (شکل ۸- C). علت این منطقه‌بندی تغییر در ترکیب شیمیایی این بلورهاست (محلول جامد گروسولار - آندرادیت). جدول ۴ تجزیه مرکز به حاشیه یک بلور گارنت را نشان می‌دهد (شماره ۱۸ به ۲۲). همان‌گونه که دیده می‌شود؛ حاشیه بلور بیشترین محتوای آندرادیت را دارد و به سوی مرکز به میزان گروسولار افزوده می‌شود. در نمونه دستی برون اسکارن، بلورهای گارنت به رنگ سبز لیمویی متمایل به زرد تا قهوه‌ای کم رنگ دیده می‌شوند. در برخی نقاط، گارنت ایزوتروپ در امتداد رخ‌های پیروکسن در حال تشکیل است. در این سنگ‌ها بلورهای درشت و ناخودشکل گارنت شکستگی‌های فراوانی دارند که در آنها کلریت دیده می‌شود. بلورهای گارنت در برخی نقاط در حال اپیدوتی شدن هستند. این بلورها در نور پلاریزه متقاطع، رنگ اینترفرانس سبز، صورتی و زرد دارند و در نور عادی به صورت سبز کم رنگ و زرد عسلی دیده می‌شوند (شکل ۸- D).

اپیدوت: اپیدوت در برون اسکارن هم به صورت بلورهای اولیه مستقل و هم به صورت میان‌بلوری دیده می‌شود. در برخی نقاط اپیدوت به خرج بلورهای گارنت (شکل ۸- D) و ترمولیت - اکتینولیت در حال تشکیل است. این کانی در نمونه دستی رنگ سبز شاخص اپیدوت و در بررسی‌های میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع رنگ‌های اینترفرانس سبز، زرد و صورتی متمایل به سرخ و در نور عادی رنگ سبز و زرد کم رنگ تا پر رنگ دارد.

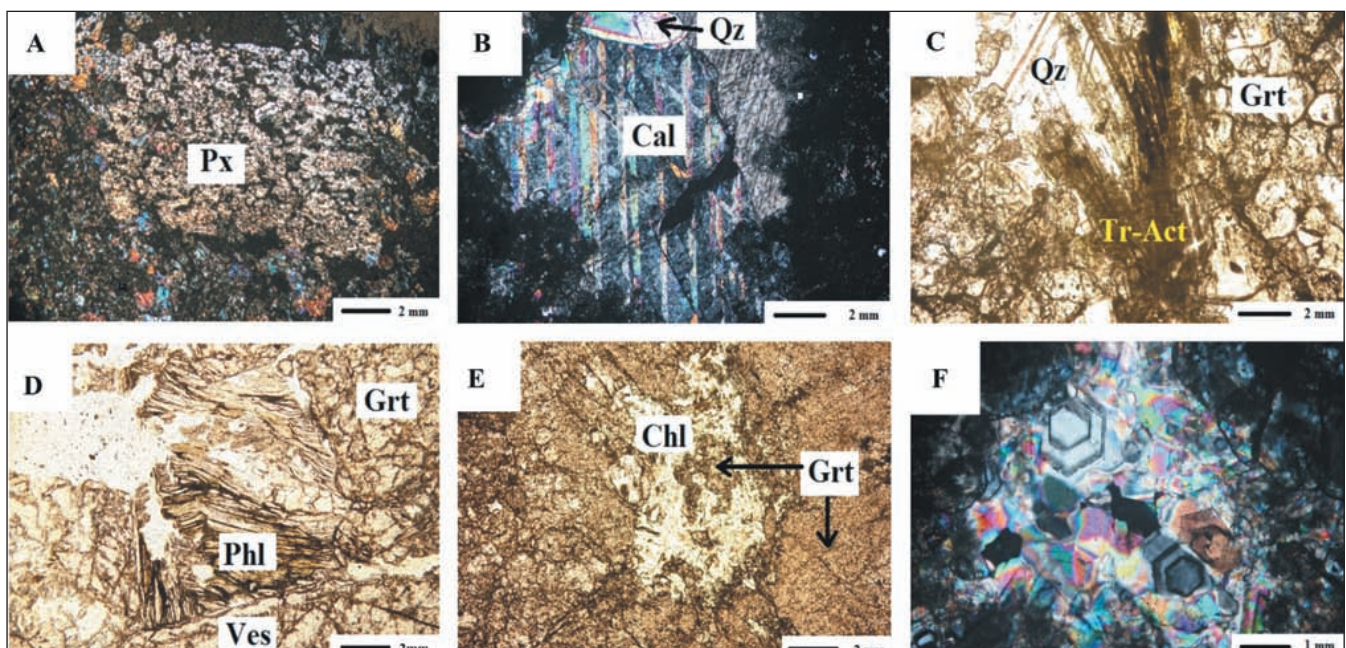
پیروکسن: در بررسی میکروسکوپی برون اسکارن، بلورهای نیمه‌خودشکل پیروکسن با رخ‌های عمود بر هم در مقطع عرضی و یا بدون رخ‌های مشخص دیده



شکل ۸- (A) نوار وزوویانیت پیرامون اپیدوت (XPL)؛ (B) بلور وزوویانیت (ایدوکراز) با مرز ناپایدار در کنار گارنت (XPL)؛ (C) بلور گارنت دارای منطقه‌بندی (XPL)؛ (D) گارنت زرد عسلی در حال اپیدوتی شدن (PPL).

دید می‌شود: الف) انواعی خودشکل که با داشتن منطقه‌بندی از ادخال‌ها مشخص می‌شوند. این نمونه‌ها در برش طولی به صورت کشیده با رأس پیرامیدی و در برش عرضی شش وجهی هستند (شکل ۹- F). ب) کوارتزهای ناخودشکل در زمینه کوارتزهای خودشکل رشد کرده‌اند و با بافت گرانولاستی مشخص می‌شوند. روابط بافتی نشان می‌دهد که این گونه کوارتزها تأخیری هستند.

– **کلریت:** کلریت‌ها در پرون‌اسکارن جوینان به صورت ثانویه هستند و از دگرسانی دیگر کانی‌ها مانند فلوگوپیت و گارنت به وجود آمده‌اند. این کانی در نور پلاریزه متقاطع دارای رنگ‌های اینترفرانس سبز کم رنگ و در نور عادی بی‌رنگ است. شکل ۹- E رشد کلریت ثانویه را در حاشیه گارنت نشان می‌دهد.
– **کوارتز:** در نمونه‌های میکروسکوپی پرون‌اسکارن جوینان، کوارتز به دو گونه



شکل ۹- (A) پیروکسن در حال گارنتی شدن (XPL)؛ (B) کلسیت با رخ‌های لوزی شکل (XPL)؛ (C) ترمولیت-اکتینولیت در کنار گارنت و کوارتز (PPL)؛ (D) فلوگوپیت در کنار وزوویانیت و گارنت (PPL)؛ (E) گارنت در پیرامون و درون کلریت (PPL)؛ (F) کوارتزهای تأخیری ناخودشکل در میان کوارتزهای خودشکل زونه با برش عرضی (XPL).

جدول ۴- نتایج تجزیه مایکروپروب گارنت برون اسکارن جوینان.

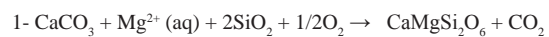
Sample	D 1	D 2	D 3	D 4	D 5
Analysis	18	19	20	21	22
SiO ₂	38.75	37.7	39.16	38.68	36.37
TiO ₂	0.22	0	0	0.03	0
Al ₂ O ₃	13.16	7.61	14.29	14.61	0.1
FeO	12.08	19.82	10.97	10.33	28.59
MnO	1.31	0.81	1.92	1.75	0.93
MgO	0.01	0.02	0.04	0.03	0.11
CaO	34.93	34.29	34.29	34.07	33.5
Na ₂ O	0.01	0	0	0	0.01
Total	100.47	100.25	100.67	99.5	99.61
Structural formula based on the 12 oxygens					
Si	3.01	2.99	3.02	3.02	2.99
Al	1.2	0.7	1.3	1.34	0
Fe ³	0.75	1.3	0.65	0.61	1.97
Ti	0.01	0	0	0	0
Fe ²	0.03	0.02	0.06	0.06	0
Mg	0	0	0.01	0	0.01
Mn	0.09	0.06	0.13	0.12	0.07
Ca	2.9	2.92	2.84	2.85	2.95
Na	0	0	0	0	0
Alm	0	0.936	0	0	0
Adr	38.42	64.88	33.37	31.35	99.51
Gross	58.61	32.3	62.18	64.6	0
Pyrope	0.04	0.08	0.16	0.12	0.46
Spess	2.94	1.82	4.29	3.94	0.04

۸- واکنش‌های کانیایی تشکیل اسکارن

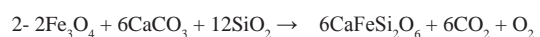
واکنش‌های شرکت کننده برای تشکیل اسکارن‌ها به‌طور کلی به ویژگی‌های سنگ مورد تهاجم، ترکیب سیال‌های متاسوماتیسم کننده و رژیم دما- فشار بستگی دارد (Titley, 1973; Guilbert and Lowell, 1974).

۸-۱. تشکیل کلینوپیروکسن

واکنش ۱ مرتبط با تشکیل انفرادی کلینوپیروکسن (Jacobs and Kerrick, 1981) و واکنش ۲ مربوط به تشکیل همزمان گارنت و کلینوپیروکسن (شکل ۶- A) است:



دیوپسید کوارتز کلسیت



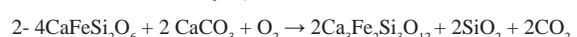
هدنبرژیت کلسیت مگنتیت

۸-۲. تشکیل گارنت

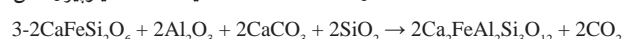
واکنش ۱ برای شکل‌گیری عمومی گارنت‌ها پیشنهاد می‌شود (Deer et al., 1992). واکنش ۲ بر پایه نظر Letargo and Lamb (1993) و واکنش ۳ بر پایه نظر Yardly (1989)، بیانگر تشکیل گارنت به خرج کلینوپیروکسن است (شکل ۹- A).



گارنت کوارتز هماتیت کلسیت



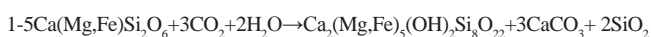
گارنت کلسیت کلینوپیروکسن



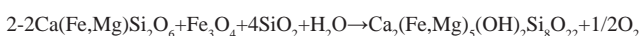
گارنت کلینوپیروکسن

۸-۳. تشکیل ترمولیت- اکتینولیت

Winkler (1976) واکنش‌های زیر را برای تشکیل ترمولیت- اکتینولیت پیشنهاد کرده است (شکل ۹- C):



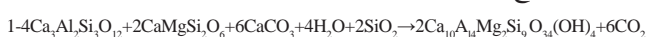
ترمولیت- اکتینولیت کلینوپیروکسن



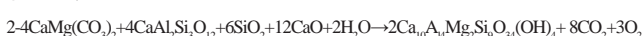
ترمولیت- اکتینولیت کلینوپیروکسن

۸-۴. تشکیل وزوویانیت

Deer et al. (1992) واکنش ۱ را برای تشکیل وزوویانیت پیشنهاد داده‌اند. همچنین بر پایه مشاهدات میکروسکوپی (شکل ۸- B) می‌توان واکنش ۲ را برای تشکیل وزوویانیت به خرج گارنت پیشنهاد کرد.



وزوویانیت کلینوپیروکسن

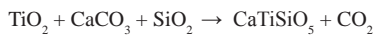


وزوویانیت گروسولار دولومیت

همان‌گونه که دیده می‌شود، در حضور آب و سیلیس پاراژنهای اولیه اسکارن ناپابدار می‌شوند.

۸-۵. تشکیل اپیدوت

واکنش ۱ پیشنهاد (Shimazaki (1982) و واکنش ۲ (واکنش تشکیل اپیدوت از گارنت، شکل ۸- D) مربوط به (Holland and Powell (1990) است.

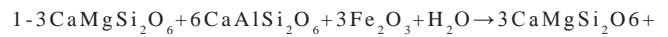


کلسیت اسفن

احتمالاً تیتان مورد نیاز، از فروپاشی مگنتیت‌های تیتان‌دار یا دگرسانی بیوتیت‌ها (کلریتی شدن) تأمین شده است. همچنین تیتانیم موجود در گارنت می‌تواند منشأ خوبی برای تیتانیم مورد نیاز برای تشکیل اسفن باشد (شکل ۷-۷C).

۹- شرایط تشکیل اسکارن‌ها بر پایه مجموعه کانی‌ها

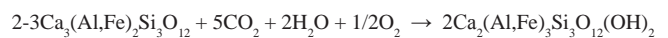
کانی‌شناسی اسکارن‌ها تابعی از شرایط فیزیکی و شیمیایی تشکیل آنهاست و بنابراین می‌توان با استناد به پایداری کانی‌ها، به شرایط فشار و دمای حاکم بر این سنگ‌ها پی برد. اسکارن‌ها از دید شیمیایی در سامانه باز (متاسوماتیسم) تشکیل می‌شوند و افزون بر دما و فشار، متغیرهای شیمیایی زیادی از جمله XCO_2 روی ترکیب کانی‌شناسی آنها اثر گذار است (شکل ۱۰-۱A).



پیروکسن پیروکسن



اپیدوت



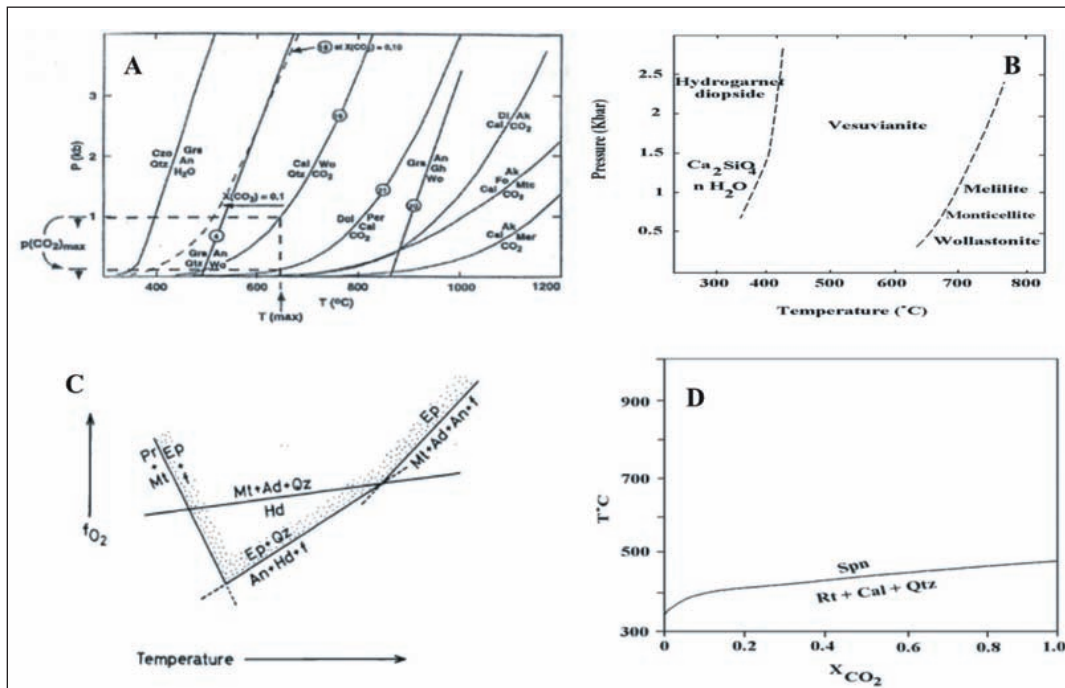
گارنت



اپیدوت

۸-۶. تشکیل اسفن

بر پایه نظر (Tracy and Frost, 1991)، واکنش عمومی تشکیل اسفن به صورت زیر است:



شکل ۱۰-۱A نمودار دما-فشار مربوط به شرایط تشکیل اسکارن (Perkins et al., 1986)؛ B) منحنی فشار-دما برای تشکیل وزوویانیت در محیط دارای آب خالص و بدون مواد آلی؛ C) نمودار نمادین محدوده‌های پایداری کانی اپیدوت در سامانه اسکارن (Shimazaki, 1982)؛ Ad: آندراپت؛ An: آنورتیت؛ Ep: اپیدوت؛ Hd: هدربرژیت؛ Mt: مگنتیت؛ Pr: پرنهیت؛ Qz: کوارتز؛ f: سیال. D: منحنی T-XCO_2 در فشار ۱ کیلو بار جهت تشکیل اسفن (Tracy and Frost, 1991).

تبلور این کانی سبب کاهش فوگاسیته اکسیژن می‌شود و مهیا شدن شرایط احیایی برای تشکیل کانی‌های سولفیدی می‌شود. دمای تشکیل گارنت حدود ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Einaudi, 1982). وجود گارنت، مرحله دمایی رخساره پیروکسن-هورنفلس را نشان می‌دهد.

۹-۳. وزوویانیت

وزوویانیت در گارنت‌های وزوویانیتی شده، به صورت تأخیری و تحت شرایط غنی از آب به وجود می‌آید. این کانی در فشار ۱ تا ۲ کیلو بار و دمای بیش از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود (Hochella et al., 1982). تشکیل وزوویانیت با افزایش بخار آب نسبت مستقیم و با افزایش CO_2 نسبت عکس دارد. چنانچه XCO_2 به کمتر از ۱/۵ برسد؛ وزوویانیت ناپایدار می‌شود (Hochella et al., 1982). در شکل ۱۰-۱B، شرایط تشکیل وزوویانیت در محیط دارای آب خالص و بدون مواد قلیایی در

۹-۱. کلینوپیروکسن

این کانی از مهم‌ترین کانی‌های کالک‌سیلیکاتی موجود در اسکارن جویبان است. کلینوپیروکسن در شرایط دگرگونی مجاورتی در فشار ۲ کیلو بار، دمای بالای ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد و XCO_2 بالای ۰/۷ تشکیل می‌شود (Bucher and Ferry, 1994). با در نظر گرفتن اینکه XCO_2 در محیط اسکارن‌ساز عموماً تا ۱/۱ یا کمتر پایین می‌آید؛ این جانیشینی‌ها دمایی میان ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای دگرسانی پیروکسن و گارنت معرفی می‌کند (Einaudi and Burt, 1982). ظهور دیوپسید نشان‌دهنده مرحله دمایی رخساره پیروکسن-هورنفلس است.

۹-۲. گارنت

گارنت هم در مرحله دگرگونی پیش‌رونده و هم دگرگونی برگشتی تشکیل می‌شود. با توجه به تشکیل گارنت از کلینوپیروکسن و کلسیت با حضور اکسیژن اضافی،

فشارهای میان ۰/۴۵ تا ۲/۷ و دمای ۳۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد بررسی شده است (Ito and Arem, 1970). وزوونایت نشان‌دهنده رخساره هورنبلند هورنفلس است.

۹-۴. اپیدوت

برای تشکیل اپیدوت در سامانه اسکارنی باید فوگاسیته اکسیژن در محیط به بالاترین حد خود برسد (Shimazaki, 1982)؛ که این میزان اکسیژن می‌تواند در مراحل پایانی اسکارن‌زایی از واکنش‌های اکسیژن‌زدای رخ داده در مراحل پیش‌رونده و یا سیال‌های جوی تأمین شده باشد. در شکل ۱۰- C محدودده تقریبی دما و فشار بخشی اکسیژن برای تشکیل این کانی از آندرادیت و هدنبرژیت نشان داده شده است. حضور اپیدوت در سنگ بیانگر حضور رخساره آلپیت- اپیدوت- هورنفلس است.

۹-۵. اسفن

اسفن اولیه می‌تواند از واکنش کوارتز، کلسیت و روتیل تشکیل شود (Tracy and Frost, 1991). این واکنش در فشار ۱ کیلو بار و دمای ۳۴۰ تا ۴۷۰ درجه سانتی گراد انجام می‌شود. در شکل ۱۰- D، منحنی شیب مثبت دارد که رابطه مستقیم فوگاسیته CO₂ با دما را نشان می‌دهد. به این ترتیب که با افزایش فوگاسیته CO₂ از ۰ به ۱، دمای تشکیل اسفن از کانی‌های روتیل، کلسیت و کوارتز از ۳۴۰ به ۴۷۰ درجه سانتی گراد افزایش می‌یابد (Tracy and Frost, 1991).

۱۰-۱. نتیجه‌گیری

توده نفوذی جوینان به سن میوسن میانی در شمال و جنوب روستای قهرود در مجموعه‌ای از شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک و سنگ‌آهک و مارن‌های کرتاسه و اتوسن نفوذ کرده است. جنس سنگ‌های توده نفوذی از نوع گرانودیوریت-

تونالیت بوده که در محیط فرورانش تشکیل شده و پس از نفوذ در سنگ‌های کربناته، پهنه‌های درون‌اسکارن و برون‌اسکارن را به وجود آورده است. کانی‌های موجود در توده شامل بیوتیت، آمفیبول کلسیک، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، کوارتز، اسفن و کانی‌های کدر است. پهنه درون‌اسکارن کانی‌هایی از توده نفوذی و کانی‌هایی حاصل اسکارنی شدن دارد. کانی‌های این پهنه شامل گارنت ایزوتروپ و انیزوتروپ از نوع آندرادیت، پلاژیوکلاز از نوع لابرادور تا آنورتیت، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید- هدنبرژیت و به میزان کمتری اسفن، کوارتز، اپیدوت و کانی‌های کدر است. کانی‌های برون‌اسکارن را گارنت‌های زونه از نوع گروسولار- آندرادیت، وزوونایت، کلسیت، کلریت، فلوگوپیت، کلینوپیروکسن، ترمولیت- اکتینولیت، کوارتز، اپیدوت و کانی‌های کدر تشکیل می‌دهند. بررسی‌های کانی‌شناسی بیانگر پیشرفت دگرگونی تا رخساره پیروکسن هورنفلس است. بر پایه مشاهدات میکروسکوپی و پاراژنز کانی‌های دیده شده در مرحله اول همزمان با جایگیری توده، کانی‌های خشک دما بالا همچون کلینوپیروکسن و گارنت تشکیل شده است. اوج دگرگونی در این مرحله در دمای ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی گراد و فشار بخشی پایین CO₂ رخ داده است. به تدریج با سرد شدن توده و هجوم سیال‌های گرمایی تأخیری از توده و سیال‌های جوی و به حرکت در آمدن آب‌های سازندی، مرحله دگرسانی برگشتی آغاز شده است. در این مرحله بیشتر کانی‌های کالک‌سیلیکاتی در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه دگرسان شده‌اند. اما در مرحله آخر با ادامه جریان سیال‌های گرمایی به درون این سنگ‌ها و از سویی افزایش فشار بخشی CO₂ در محیط، رگه‌های نابارور کوارتز- کلسیتی، کانی‌های اسکارن را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

کتابنگاری

- بدر، ا.، ۱۳۹۱- مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی اسکارن‌های بخش شرقی گرانودیوریت قهرود (جنوب شرق قمصر، استان اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۴۷ ص.
 رادفر، ج. و علایی مهابادی، س.، ۱۳۷۲- شرح نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش کاشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 زاهدی، م.، ۱۳۷۰- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کاشان ۱/۲۵۰۰۰۰، شماره ف ۷، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۹۸ ص.
 قلی‌نژاد، ر.، ۱۳۹۳- کانی‌شناسی و ژئوشیمی اسکارن‌های شمال شرق قهرود، کمریند ارومیه- دختر (جوینان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

References

- Aberberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18 (2), 210-265.
 Bucher, K. and Frey, M., 1994- *Petrogenesis of metamorphic rock*, Translated by Valizadeh, M. V., and Sadeghian M., to Persian, Tehran University Press, 404p.
 Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- *Rock-forming minerals, orthosilicates garnet groups*. 1 A, 467-657.
 Einaudi, M. T. and Burt, D. M., 1982- Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77, 745-753.
 Einaudi, M. T., 1982- Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, Arizona, 139-184.
 Farhoudi, G. H., 1978- A comparison of Zagros geology to island-arcs. *Journal of Geology* 86, 323-334.
 Ghasemi, A. and Tabatabaïmanesh, S. M., 2015- Geochemistry and petrogenesis of Ghohroud igneous complex (Urumieh-Dokhtar zone): evidence for Neotethyan subduction during the Neogene. *Arabian Journal of Geosciences* 8(11), 9599-9623.
 Guilbert, J. M. and Lowell, J. D., 1974- Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin* 67, 99-109.
 Hochella, M. F., Liou, J. G., Keskinen, M. J. and Kim. H. S., 1982- Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. *Economic Geology* 17, 798 – 808.

- Holland, T. J. B. and Powell, R., 1990- An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-C-H_2O_2$, *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Nabatian, G., Emami, M. H., Bernroider, M., Ahmadian, J., Ebrahimi, M. and Liu, X., 2016- Mineral chemistry of a Cenozoic igneous complex, the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran: Petrological implications for the plutonic rocks. *Island Arc* 25(2), 137-153.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Ito, J. and Arem, J. E., 1970- Idocrase synthesis, phase relations and crystal chemistry. *American Mineralogist* 55, 880-912.
- Jacobs, G. K. and Kerrick, D. M., 1981- Devolatilization equilibria in H_2O-CO_2 and H_2O-CO_2-NaCl fluids; an experimental and thermodynamic evaluation at elevated pressures and temperatures. *American mineralogist* 66(11-12), 1135-1153.
- Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., 1976- Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. *Afar between continental and oceanic rifting* 2, 175-181.
- Letargo, C. M. R. and Lamb, W. M., 1993- P-T-X conditions of calc-silicate formation: Evidence from fluid inclusions and phase equilibria, Lianouplift, Central Texas, USA. *Metamorphic Geology* 11, 89-100.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30(20).
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magma and magmatic rocks*. Longman. London. 266 pp.
- Nowroozi, A. A., 1971- Seismotectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush region. *Bulletin of the Seismological Society of America* 61 (2), 317-341.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106(3), 380-398.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Thindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4), 956-983.
- Perkins, H., Brown, T. H. and Berman, R. G., 1986- Three programs, which calculate pressure temperature composition diagrams. *Computers and Geosciences*. 12(6), 749-755.
- Richards, J. P., 2015- Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews* 70, 323-345.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry $Cu\pm Mo\pm Au$ potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107(2), 295-332.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements., *Lithos* 22, 243-263.
- Shimazaki, H., 1982- The Sasano hastingsite-bearing copper skarn deposit formed in aluminous sediment, at the Yoshioka mine, Japan. *Economic Geology* 77(4), 868-876.
- Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In *The geology of continental margins*. Springer Berlin Heidelberg, 873-887
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235(5334), 147-150.
- Titley, S. R., 1973- pyrometasomatism- an alteration type. *Economic Geology* 88, 1326-1328.
- Tracy, R. J. and Frost, B. R., 1991- Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 26(1), 207-289.
- Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J. and Villasenor, A., 2015- Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study. *Geophysical Journal International* 200(1), 596-614.
- Winkler, H. G. F., 1976- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer- Verlag, New York, 25 pp.
- Yardly, B. W. D., 1989- *An introduction to metamorphic petrology*. John Wiley and Sons New York, 248 pp.

Mineralogy and determination of thermodynamic conditions at Javinan Skarn, South of Kashan

S. M. Tabatabaei Manesh^{1*}, M. A. Mackizadeh², S. Ranjbar³ and R. Gholinezhad⁴

¹Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³Ph. D., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁴M.Sc., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Received: 2016 June 12

Accepted: 2017 May 14

Abstract

Javinan skarn is located at 115 km north west of Isfahan (40 km south of Kashan and east of Ghohrud), is included in Central Iran structural zone and spread in contact with Ghohrud granitoid (Middle Miocene age) with shale, sandstone and limestone succession of the Jurassic age known as Shemshak Formation. Skarnification is made up of endo- and exoskarn subzones. Wide mineralization in these skarns hasn't observed. Endoskarn subzone has limited occurrence (from a few millimeters to a few centimeters) and exoskarn has the greatest development (from 1 meter to more than 10 meters). Endoskarn with the formation of the skarn minerals garnet, pyroxene, plagioclase, epidote and sphene, is formed in the intrusive host rock and is in the vicinity of the carbonate part. In its immediate neighborhood, exoskarn subzone starts with the formation of minerals garnet, pyroxene, idocrase, epidote, phlogopite, chlorite, quartz and calcite in the carbonate section. Mineralogical studies and textural relationship of minerals have shown that the metamorphic facies has reached to pyroxene hornfels in skarn rocks of this area.

Keywords: Mineralogy, Contact metamorphism, Skarn, Ghohrud intrusive body, Uromiyeh-Dokhtar magmatic belt

For Persian Version see pages 327 to 338

*Corresponding author: S. M. Tabatabaei Manesh; E-mail: tabataba@sci.ui.ac.ir