

## **Petrology of skarns in the north and the southwest of Qazan (South Qamsar) with emphasis on the mineral chemistry of garnet and pyroxene**

**Maria Chavideh, Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh \* and Mohammadali Mackizadeh**  
Department of Geology Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

The Oligo-Miocene Qazan granitoid body caused contact metamorphic of surrounding rocks and skarn formation in the wall limestone. The main intrusive rocks are essentially granite to diorite in composition. Two different types of skarn, exo and endoskarn have been developed. On the base of microprobe data, the northern skarn are characterized by zoning and the amounts of andradite and grossular changes oscillatory. While garnets from the southwestern skarn is predominantly andradite in composition. Using Fe/Ti vs. Al/ (Al+Fe+Mn) diagram that were calculated based on the mole percent of the used elements, it is estimated that about less than 50 percent hydrothermal waters were involved for the northern skarn whereas it was over this amount for the southwestern skarn. This leads to difference in garnet composition. The composition of clinopyroxene in both skarns is the same (diopside). As a result, hydrothermal fluids have not had much influence on pyroxene genesis. With regards to the occurrence of mineral assemblage and the presence of wollastonite in the skarns under study, these rocks have evolved in temperature above 500 ° C and O<sub>2</sub> fugacity in the range of 10<sup>-17</sup> to 10<sup>-15</sup>.

**Key words:** garnet, mineral chemistry, skarn, granitoid, Qazan, Ghamsar, Urumieh-Dokhtar

\* tabataba@sci.ui.ac.ir

پتسرولوژی، سال نهم، شماره سی و سوم، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۱۱۱-۱۳۲  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۱۸

## سنگ‌شناسی اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) با تاکید بر مینرال شیمی گارنت و پیروکسن

ماریا چاویده، سید محسن طباطبایی‌منش\* و محمدعلی مکی‌زاده  
 گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

توده گرانیتوییدی قزآن با سن الیگومیوسن سنگ‌های پیرامون را دچار دگرگونی همبری کرده و در آهک‌های دربرگیرنده اسکارن را پدید آورده است. این سنگ‌ها بیشتر ترکیبی از گرانیت تا دیوریت دارند. اسکارن‌ها دو بخش دارند: اسکارن بیرونی (آگزواسکارن) و اسکارن درونی (اندواسکارن). برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی، گارنت‌های اسکارن شمالی منطقه‌بندی دارند و مقدار آندرادیت و گروسولار آنها تغییر نوسانی نشان می‌دهد؛ اما ترکیب گارنت‌های جنوب‌باختری بیشتر آندرادیتی است. برپایه نمودار Fe/Ti در برابر  $Al/(Al+Fe+Mn)$  که برپایه درصد مولی این عنصرهاست، درصد مشارکت سیال‌های گرمایی که ترکیب گارنت‌ها تحت‌تأثیر آنها بوده است برای اسکارن شمالی کمتر از ۵۰ درصد و برای اسکارن جنوب‌باختری بالاتر از ۵۰ درصد برآورد می‌شود. سیال‌های گرمایی روی ترکیب کلینوپیروکسن‌ها تأثیر چندانی نداشته‌اند و ترکیب آنها در هر دو اسکارن کمابیش همانند و دیوپسیدی بوده است. برپایه مجموعه‌های کانیایی و همچنین پیدایش ولاستونیت در اسکارن‌های بررسی‌شده، این اسکارن‌ها در دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته  $O_2^{-17}$  تا  $10^{-15}$  پدید آمده‌اند. واژه‌های کلیدی: گارنت، شیمی کانی، اسکارن، گرانیتویید، قزآن، قمصر، ارومیه- دختر

### مقدمه

پدید می‌آید و پاراژن‌های کانیایی مختلفی را پدید می‌آورد. در راستای پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، اسکارن‌زایی در بسیاری از بخش‌های آن دیده می‌شود. بررسی‌های گسترده‌ای در ارتباط با اسکارن‌زایی در این پهنه انجام گرفته‌اند (مانند: بررسی‌های Badr (۲۰۱۲) و Badr و همکاران (۲۰۱۳) روی اسکارن‌های بخش

پیدایش اسکارن‌ها پیامد دگرگونی همبری هنگام نفوذ ماگما و یا متاسوماتیسم همبری پس از انجماد ماگما و آزادشدن سیال‌های گرمایی و واکنش آن با سنگ‌های درونگیر است (Einaudi *et al.*, 1982). اسکارن در چند مرحله و در دما و فشارهای گوناگون

\* tabataba@sci.ui.ac.ir

Copyright©2018, 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.

Smith *et al.*, 2004; Gaspar *et al.*, 2008 Taghipour *et al.*, 2013; Ranjbar *et al.*, 2015, 2012) دربارهٔ پیدایش اسکارن‌ها انجام شده‌اند که در آنها نقش این دو عامل در پیدایش کانی‌های اسکارنی بررسی شده‌اند.

هدف از این پژوهش، بررسی کانی‌شناسی اسکارن و تأثیر سیال‌ها روی ترکیب گارنت در دو منطقه شمال و جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) است.

### زمین‌شناسی منطقه

از دیدگاه پهنبندی زمین‌شناسی و ساختاری ایران، منطقه قزآن بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر است که در پهنه ایران مرکزی جای دارد (Aghanabati, 2004). این منطقه در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (Radfar and Mahabadi, 1998) جای دارد. نهشته‌های این منطقه در مقیاس ناحیه‌ای بردارندهٔ ماسه‌سنگ و دولومیت‌های سیلورین تا دونین هستند که در بخش خاوری منطقه گسترش دارند (شکل ۱). در منطقه کاشان ماگماتیسیم گسترده‌ای رخ داده است که بیشتر به‌صورت سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود. کهن‌ترین سنگ‌های آتشفشانی منطقه بخشی از سازند پادها به سن سیلورین هستند (Radfar and Mahabadi, 1998). سازند آهکی بهرام با هم‌شیبی روی این نهشته‌ها جای می‌گیرد (دونین میانی). دولومیت‌های زرد سازند شتری نیز در منطقه دیده می‌شوند که با هم‌شیبی با لایه‌های شیل و ماسه سنگی سازند شمشک، ماسه‌سنگ و آهک‌های نومولیت‌دار کرتاسه پیشین و لایه‌های آهک مارنی خاکستری و آهک سیلتی کرتاسه پسین پوشیده شده‌اند. کهن‌ترین بخش نهشته‌های سنوزویک در بردارندهٔ توف‌های برشی و سیلیسی شده و لایه‌های آهکی نومولیت‌دار است. بخش‌های جنوبی، شمالی و باختر نقشه با گدازه‌های آندزیتی و پیروکلاستیک آندزیتی در بر گرفته شده است و گدازه‌ها و سنگ‌های آذرین با ترکیب داسیت آندزیتی روی آنها جای دارند.

خاوری گرانودیوریت قهرود؛ بررسی‌های Javadi (۲۰۱۲) روی اسکارن‌های جنوب‌باختری کاشان). گارنت از کانی‌های شاخص در اسکارن‌هاست که در محدوده گسترده‌ای از دما و فشار پایدار است و از این‌رو، پژوهشگران با بررسی آن، اطلاعات دقیقی از محیط پیدایش و شرایط حاکم بر محیط به‌دست می‌آورند (Chakraborty and Ganguly, 1991). از ویژگی‌های مهم گارنت‌ها منطقه‌بندی نوسانی آنهاست (Shore and Fowler, 1996). برای این منطقه‌بندی رشدی نوسانی دو الگو پیشنهاد شده است:

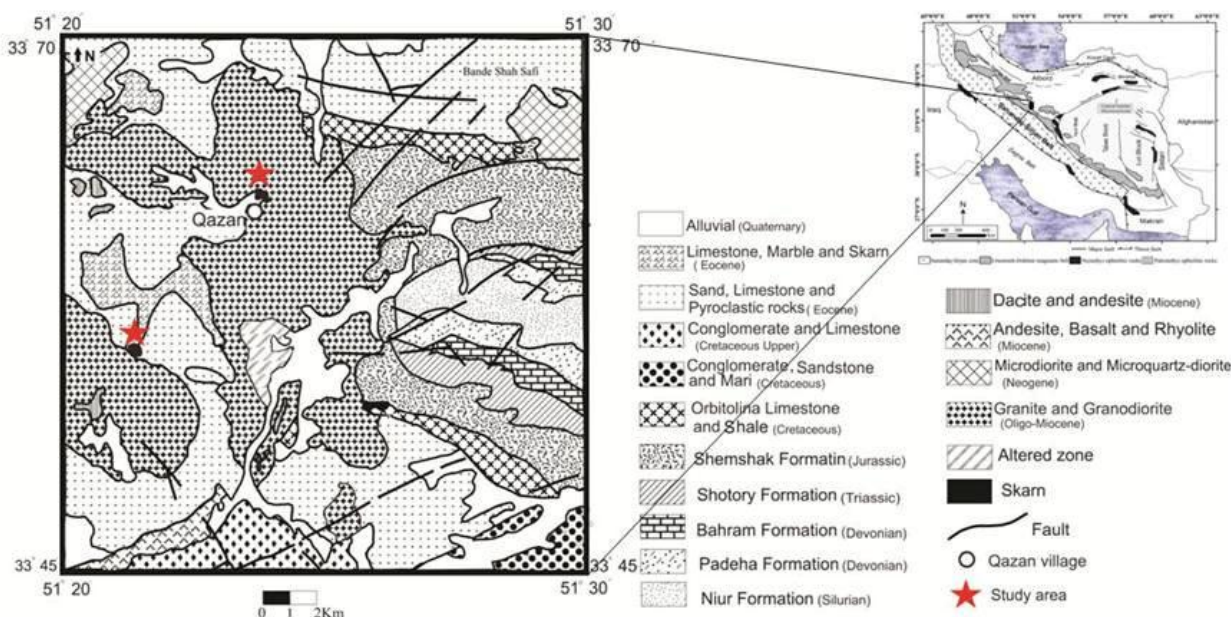
۱- منطقه‌بندی پدیدآمده در پی فرایندهای درونی تأثیرگذار؛ مانند ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسولار-آندرادیت که با تغییر ناگهانی در ترکیب شیمیایی همراه هستند (Haase *et al.*, 1980; Allegre *et al.*, 1981; Simakin, 1983; Ortoleva, 1990; Wang and Merino, 1992; L'Heureux and Fowler, 1994)

۲- عوامل بیرونی که بیشتر شامل تغییر در ترکیب سیال گرمایی هستند که گارنت از آن متبلور می‌شود (Yardley *et al.*, 1991; Jamtveit *et al.*, 1993, 1995).

الگوی نخست نشان‌دهندهٔ پیدایش منطقه‌بندی نوسانی بی‌دخال عامل بیرونی است و در شرایطی که فرایندهای زمین‌شناسی به دور از تعادل باشند رخ می‌دهد. الگوی دوم محیطی را نشان می‌دهد که کانی کمابیش در تعادل محلی با پیرامون خود بوده و الگوی منطقه‌بندی نشان‌دهندهٔ تغییر شرایط محیط است. چنین شرایطی در سیستم‌های باز روی می‌دهند، هرچند تغییر دما و فشار نیز چنین الگوبندی‌های را پدید می‌آورد. بررسی‌های بسیاری (مانند: Giuliani *et al.*, 1987; Lipin and McKay, 1989; Auwera and Andre, 1991; Lottermoser, 1992; Fleet *et al.*, 1997; Kato, 1999; Ling and Liu, 2003;

(Badr, 2012). شماری توده آذرین نفوذی با ترکیب گرانیتوییدی و سنگ‌های رسوبی (مانند: آهک‌های نومولیت‌دار سفید مایل به خاکستری، توف، مارن و سنگ‌های آذرآواری ائوسن) از واحدهای سنگی اصلی منطقه هستند که در محل همبری آنها با توده آذرین نفوذی منطقه اسکارن و مرمر پدید آمده‌اند (شکل ۱) (Radfar and Mahabadi, 1998).

نهشته‌های الیگوسن زیرین به‌صورت گنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن سرخ‌رنگ همراه با میانبارهایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی در منطقه دیده می‌شوند. در بخش‌های خاوری، شمالی و باختری منطقه، برونزد توده آذرین نفوذی، دگرگونی در توف‌ها و آهک‌های ائوسن را در پی داشته است. این سنگ‌ها گاه با دایک‌های داسیتی، آندزیتی و بازالتی بریده شده‌اند

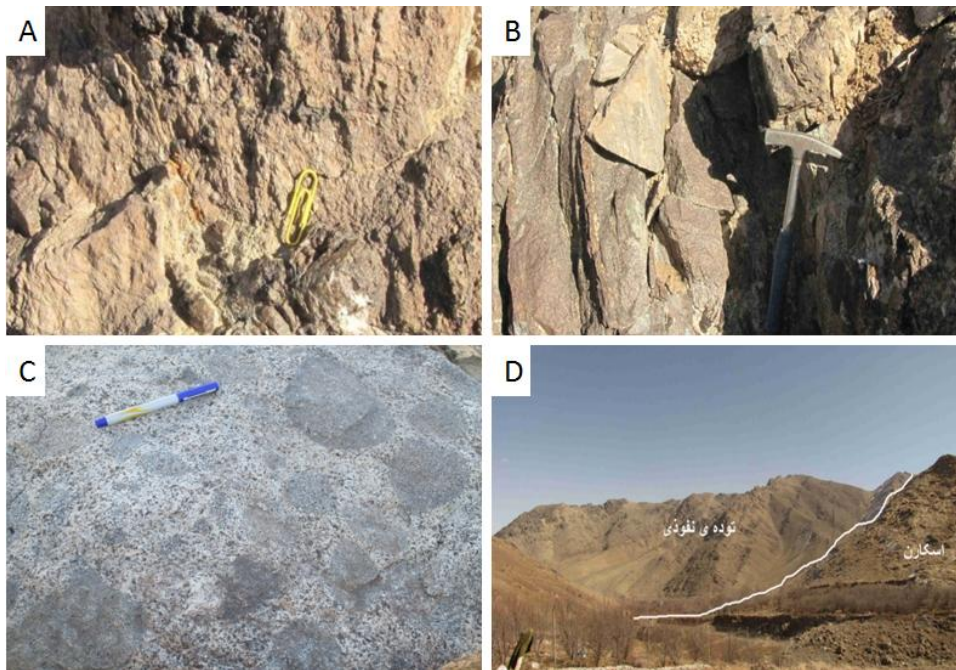


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه قزآن (جنوب قمصر) برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (Radfar and Mahabadi, 1998)

دیده می‌شوند و گاه ساخت برشی نشان می‌دهند (شکل ۲- A). اسکارن‌ها گاه لایه‌بندی رسوبی نخستین خود را اندکی در خود نگه داشته‌اند (شکل ۲- B) و گارنت‌ها از فراوان‌ترین کانی‌های این سنگ‌ها هستند. سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه که بیشترشان ترکیب گرانودیوریتی و به میزان کمتر گرانیت دارند، گستره بزرگی را در برگرفته‌اند. این سنگ‌ها هم‌سن هستند و انکلاوهای میکروگرانولار کمابیش فراوانی دارند (شکل ۲- C). برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی Ghasemi و همکاران (۲۰۱۴)، این سنگ‌ها در گستره سنگ‌های کالک‌آلکان و متآلومین جای می‌گیرند.

سن‌سنجی مطلق توده‌های گرانودیوریت در کوه‌های کرکس که کمابیش همانند توده آذرین نفوذی قزآن است، سن ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال پیش (میوسن میانی- بالایی) را نشان می‌دهد (Amidi 1975). برپایه بررسی‌های Ghasemi و همکاران (۲۰۱۴)، سن احتمالی توده الیگومیوسن برآورد شده است.

در منطقه قزآن اسکارن‌زایی گسترده‌ای دیده می‌شود. محدوده‌های بررسی‌شده روی نقشه زمین‌شناسی با نماد ستاره (شکل ۱) و در نمای صحرایی (شکل ۲- D) نشان داده شده‌اند. این اسکارن‌ها به صورت اندواسکارن، در نزدیکی توده آذرین نفوذی و اگزواسکارن، در نزدیکی سنگ آهک



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از منطقه قزآن (جنوب قمصر). A) ساخت برشی در اسکارن شمالی منطقه؛ B) تصویر لایه‌بندی نخستین در اسکارن شمالی منطقه؛ C) حضور انکلاوهای گرانولار در سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه؛ D) جایگاه اسکارن شمالی در برابر توده آذرین نفوذی

### سنگ‌نگاری

با بررسی مقطع‌های میکروسکوپی اطلاعات ارزشمندی به دست می‌آیند که برپایه آنها تاریخچه زمین‌شناسی منطقه شناخته می‌شود. سنگ‌های گوناگون آذرین نفوذی، انکلاو و اسکارن از سنگ‌های بررسی شده در این منطقه هستند.

### سنگ‌های آذرین نفوذی

**گرانیت و گرانودیوریت:** در نمونه دستی، رنگ این توده‌های سنگی روشن است. ارتوکلاز (۲۰-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰-۴۰ درصد حجمی) پلاژیوکلاز (۲۰-۴۰ درصد حجمی) بیوتیت و آمفیبول (۱۰-۲۵ درصد حجمی) و کمی پیروکسن از کانی‌های اصلی آنها هستند (شکل ۳- A). اسفن، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. بافت شاخص این سنگ‌ها گرانولار است؛ اما بافت‌های فرعی دیگری (مانند: میرمیکیت و پویی کیلیتیک) نیز در آنها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- B تا ۳- D).

### روش انجام پژوهش

در منطقه قزآن اسکارن‌ها پراکندگی دارند. در این بررسی از دو رخنمون مهم و اصلی آن نمونه‌برداری شد. سپس برپایه تغییر سنگ‌شناسی از نمونه‌ها مقطع‌های نازک ساخته شد. مقطع‌ها با میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH 2 و میکروسکوپ انعکاسی OLYMPUS مدل Bx 60 (در دانشگاه اصفهان) بررسی شدند. پس از بررسی مقطع‌های نازک، شماری از نمونه‌ها برگزیده شدند و در دانشگاه اشتوتگارت آلمان، با دستگاه Cameca SX100 EMPA با شتاب ولتاژ ۱۵ kV، جریان الکترونی ۳۰ nA و قطر پرتو ۵ میکرومتر تجزیه شدند. برای به دست آوردن فرمول ساختاری کانی‌ها و شمار کاتیون‌ها، نرم‌افزار Minpet به کار برده شد.  $Fe^{3+}$  و  $Fe^{2+}$  کانی‌ها برپایه استوکیومتری جدا شدند. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت و پیروکسن در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده‌اند. نام اختصاری به کاررفته برای کانی‌ها در تصویرهای سنگ‌نگاری، برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند.

جدول ۱- داده‌های ریزکاو الکترونی کانی گارنت از حاشیه به مرکز (g1-122 تا g10-131) در اسکارن‌های شمالی قزآن (جنوب قمصر) به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به دست‌آمده برپایه ۱۲ اتم اکسیژن  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  برپایه full occupancy به دست آمده است

Sample No.	g1-122	g2-123	g3-124	g4-125	g5-126	g6-127	g7-128	g8-129	g9-130	g10-131
Location	Rim	Near-rim	Near-core	Core	Near-core	Near-rim	Rim	Rim	Rim	Rim
SiO <sub>2</sub>	37.20	37.33	37.25	37.21	36.91	36.99	37.17	37.18	36.92	37.56
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.53	0.53	0.50	0.50	0.62	0.59	0.59	0.96	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.77	10.33	9.91	10.64	9.74	10.18	10.35	11.19	9.64	11.31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.01	0.22	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.86	12.23	12.15	11.58	12.66	12.44	11.48	10.64	12.00	10.35
FeO	4.67	5.25	5.21	4.97	5.43	5.33	4.93	4.57	5.14	4.43
MnO	0.63	0.58	0.58	0.58	0.70	0.66	0.68	0.57	0.64	0.38
MgO	0.16	0.16	0.11	0.12	0.07	0.09	0.12	0.12	0.12	0.21
CaO	33.95	33.67	33.69	33.76	33.36	33.06	34.32	34.02	33.53	34.73
Total	98.79	100.08	99.43	99.36	99.37	99.37	99.96	98.89	99.17	99.51
Si	2.97	2.96	2.97	2.96	2.95	2.96	2.96	2.97	2.96	2.97
Al <sup>iv</sup>	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03
Al <sup>vi</sup>	0.99	0.92	0.91	0.96	0.88	0.92	0.93	1.02	0.88	1.02
Ti	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.97	1.05	1.05	1.01	1.11	1.04	1.03	0.93	1.03	0.94
Fe <sup>2+</sup>	0.03	0.08	0.07	0.06	0.07	0.11	0.03	0.06	0.08	0.01
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03
Mg	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Ca	2.91	2.86	2.88	2.88	2.86	2.83	2.91	2.91	2.88	2.94
Total	8.16	8.16	8.20	8.15	8.16	8.16	8.16	8.01	8.16	8.16
Almandine	1.13	2.54	2.47	1.98	2.26	3.67	1.08	1.88	2.74	0.42
Andradite	48.80	52.28	52.77	50.43	55.04	52.16	51.43	46.58	52.23	46.95
Grossular	47.91	43.24	42.98	45.76	40.78	42.31	45.37	49.70	42.42	50.96
Pyrope	0.63	0.63	0.43	0.47	0.28	0.36	0.47	0.47	0.47	0.82
Spessartine	1.42	1.30	1.30	1.31	1.59	1.49	1.53	1.28	1.44	0.85
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.70	0.00

جدول ۲- داده‌های ریزکاو الکترونی کانی گارنت از حاشیه به مرکز (1-146 تا 10-155) در اسکارن‌های جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به دست‌آمده برپایه ۱۲ اتم اکسیژن  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  برپایه full occupancy به دست آمده است

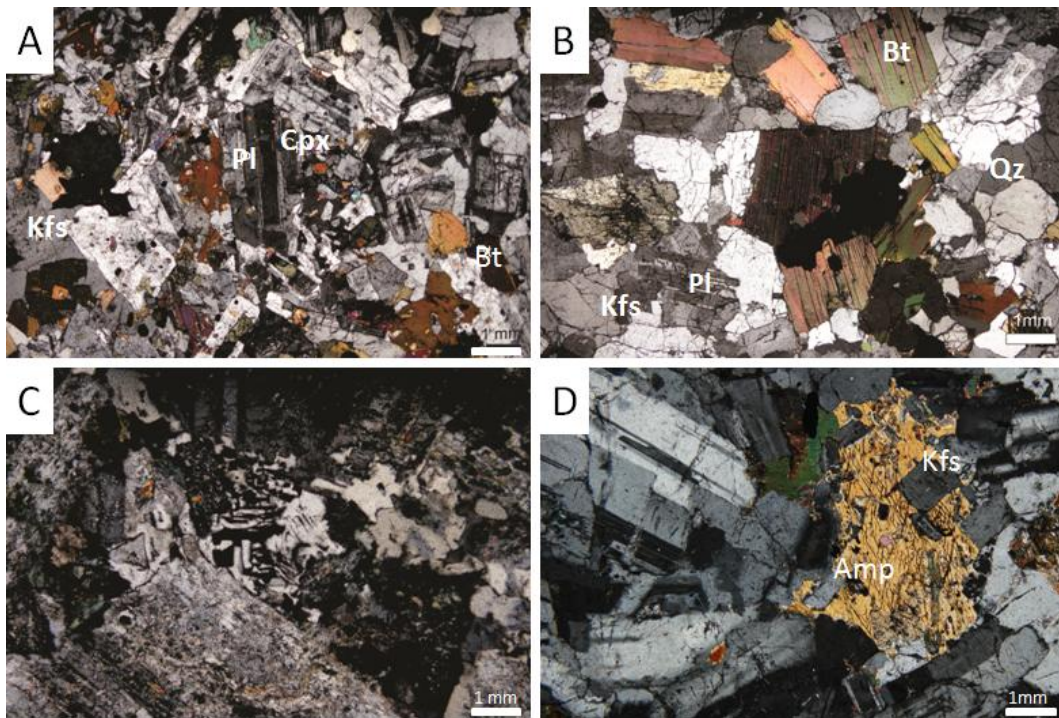
Sample No.	1-146	2-147	3-148	4-149	5-150	6-151	7-152	8-153	9-154	10-155
Location	Near-core	Near-core	Core	Core	Near-core	Near-core	Near-rim	Rim	Rim	Rim
SiO <sub>2</sub>	34.95	35.07	34.00	34.94	34.79	34.83	34.88	39.07	35.04	34.88
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.11	0.49	0.12	0.17	0.00	0.89	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.06	25.21	25.75	24.23	24.83	24.83	25.08	21.51	25.12	25.07
FeO	5.79	6.13	4.28	5.93	5.96	5.64	6.06	6.46	6.03	5.79
MnO	0.04	0.04	0.05	0.44	0.14	0.11	0.08	0.36	0.54	0.73
MgO	0.06	0.07	0.03	0.00	0.04	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06
CaO	33.05	32.97	34.70	32.38	32.70	33.00	32.80	31.20	32.55	32.49
Total	98.95	99.49	98.92	98.41	98.59	98.66	98.96	99.58	99.37	99.02
Si	3.03	3.02	2.95	3.04	3.02	3.02	3.02	3.27	3.03	3.02
Al <sup>iv</sup>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>vi</sup>	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	1.63	1.64	1.68	1.58	1.62	1.62	1.64	1.36	1.63	1.64
Fe <sup>2+</sup>	0.42	0.44	0.31	0.43	0.43	0.41	0.44	0.45	0.44	0.42
Mn	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.05
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	3.07	3.05	3.23	3.01	3.05	3.07	3.05	2.80	3.01	3.02
Total	8.16	8.16	8.20	8.15	8.16	8.16	8.16	8.01	8.16	8.16
Almandine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Andradite	100.00	100.00	99.34	96.93	99.25	98.94	100.00	93.91	100.00	100.00
Grossular	0.00	0.00	0.37	1.75	0.12	0.36	0.00	4.50	0.00	0.00
Pyrope	0.00	0.00	0.15	0.00	0.21	0.37	0.00	0.40	0.00	0.00
Spessartine	0.00	0.00	0.14	1.32	0.42	0.33	0.00	1.18	0.00	0.00
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۳- داده‌های ریزکاو الکترونی پیروکسن‌های اسکارن شمالی قزآن (جنوب قمصر) به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی پیروکسن (1-g تا 10-g) به‌دست‌آمده برپایه ۶ اتم اکسیژن

Sample No.	1-g	2-g	3-g	4-g	5-g	6-g	7-g	8-g	9-g	10-g
<b>Analysis</b>	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218
SiO <sub>2</sub>	52.98	52.10	52.92	52.91	53.47	52.79	51.66	52.79	53.10	52.55
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.05	0.06	0.04	0.00	0.01	0.05	0.00	0.09	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	0.87	0.79	0.41	0.37	0.23	0.59	0.23	0.65	0.94
FeO	4.79	5.72	4.46	4.24	3.56	4.90	2.01	4.90	4.33	4.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.05	2.49	1.99	1.85	1.62	2.14	4.67	2.14	1.71	2.05
MnO	0.74	0.74	0.70	1.09	1.09	0.78	0.76	0.78	1.36	0.74
MgO	14.23	13.32	14.58	14.35	15.20	13.66	14.11	13.66	14.42	13.99
CaO	25.35	25.01	25.25	25.36	25.16	23.97	24.25	23.97	25.08	25.33
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	100.84	100.35	100.78	100.25	100.47	98.48	98.19	98.47	100.74	100.38
Si	1.96	1.94	1.95	1.96	1.97	2.00	1.96	2.00	1.96	1.95
TAl	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04
TFe <sup>3+</sup>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
M <sub>1</sub> Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
M <sub>1</sub> Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>1</sub> Fe <sup>3+</sup>	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06	0.12	0.06	0.04	0.05
M <sub>1</sub> Fe <sup>2+</sup>	0.15	0.18	0.14	0.13	0.11	0.16	0.06	0.16	0.13	0.15
M <sub>1</sub> Mg	0.78	0.74	0.80	0.79	0.83	0.77	0.80	0.77	0.79	0.77
M <sub>2</sub> Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>2</sub> Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02
M <sub>2</sub> Ca	1.00	1.00	1.00	1.01	0.99	0.97	0.99	0.97	0.99	1.01
M <sub>2</sub> Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>2</sub> K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Sum</b>	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wollastonite	49.79	49.68	49.54	49.93	49.25	49.00	49.16	49.00	49.37	50.16
Enstatite	38.89	36.82	39.80	39.31	41.40	38.85	39.80	38.85	39.50	38.54
Ferrosillite	11.32	13.50	10.66	10.77	9.35	12.15	11.04	12.15	11.13	11.30

جدول ۴- داده‌های ریزکاو الکترونی پیروکسن‌های اسکارن جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی پیروکسن (J-1 تا J-10) به‌دست‌آمده برپایه ۶ اتم اکسیژن

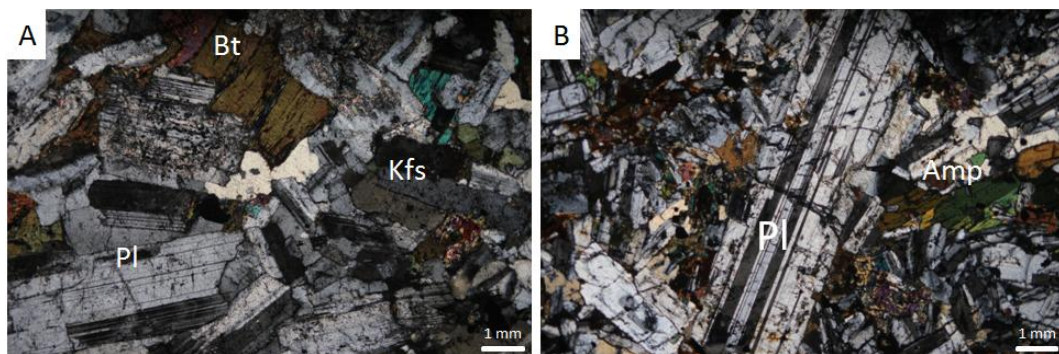
Sample No.	J-1	J-2	J-3	J-4	J-5	J-6	J-7	J-8	J-9	J-10
<b>Analysis Point</b>	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO <sub>2</sub>	53.34	53.27	52.98	53.56	53.23	53.42	53.45	53.37	53.06	53.69
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.08	0.06	0.08	0.08	0.02	0.00	0.01	0.17	0.03
FeO	3.30	4.07	3.11	3.34	4.07	4.28	3.50	4.00	4.08	3.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.08	2.30	1.90	2.33	2.07	2.15	2.85	2.58	1.57	2.01
MnO	1.92	2.78	2.14	2.04	2.00	1.71	1.65	1.23	2.57	1.76
MgO	14.06	13.03	14.10	14.21	13.40	13.59	13.55	13.52	13.62	13.98
CaO	24.49	24.36	25.23	23.95	24.88	25.03	24.78	25.37	24.32	25.19
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.04	0.02	0.10	0.00	0.07	0.05	0.12	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02
<b>Total</b>	99.31	99.99	99.57	99.54	100.49	100.21	99.90	100.13	99.53	100.23
TSi	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
TAl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
TFe <sup>3+</sup>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
M <sub>1</sub> Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>1</sub> Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>1</sub> Fe <sup>3+</sup>	0.02	0.02	0.01	0.05	0.06	0.02	0.03	0.08	0.07	0.02
M <sub>1</sub> Fe <sup>2+</sup>	0.17	0.20	0.16	0.18	0.21	0.20	0.20	0.21	0.18	0.17
M <sub>1</sub> Mg	0.79	0.73	0.78	0.79	0.74	0.76	0.75	0.75	0.76	0.77
M <sub>2</sub> Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M <sub>2</sub> Mn	0.06	0.09	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.08	0.06
M <sub>2</sub> Ca	0.98	0.98	1.01	0.96	0.99	1.00	0.99	1.01	0.98	1.00
M <sub>2</sub> Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
M <sub>2</sub> K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Sum</b>	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wollastonite	49.00	49.00	50.00	48.00	49.00	50.00	50.00	50.00	49.00	50.00
Enstatite	39.31	36.51	38.89	39.73	37.00	37.59	37.79	37.41	38.12	38.63
Ferrosillite	11.49	14.44	11.10	12.14	13.63	12.66	12.55	12.15	12.96	11.35



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در نور عبوری قطبیده یا XPL) از گرانیتهای جنوب قمصر. (A) کانی‌های اصلی سازنده سنگ؛ (B) بافت گرانولار؛ (C) بافت میرمکیتی پدیدآمده به‌دنبال هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز؛ (D) بافت پویی کیلیتیک (پتاسیم‌فلدسپار در آمفیبول)

پیروکسن (۳۵-۱۰ درصد حجمی) و به مقدار کمتر ارتوکلاز (۵-۳ درصد حجمی) نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت آنها گرانولار و کمی پورفیرویدی است (شکل‌های ۴- A و ۴- B).

**دیوریت:** پلاژیوکلاز کانی اصلی سازنده دیوریت‌ها، (۴۰-۶۰ درصد حجمی) است. این کانی عموماً زونینگ، ماکل تکراری و یا تیغه‌ای نیز دارد. کوارتز (۳-۱۰ درصد حجمی)، بیوتیت، آمفیبول و



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از دیوریت‌های جنوب قمصر. (A) بافت گرانولار به‌همراه کانی‌های سازنده سنگ؛ (B) پلاژیوکلازهای تیغه‌ای شکل با ماکل پلی‌سینتتیک

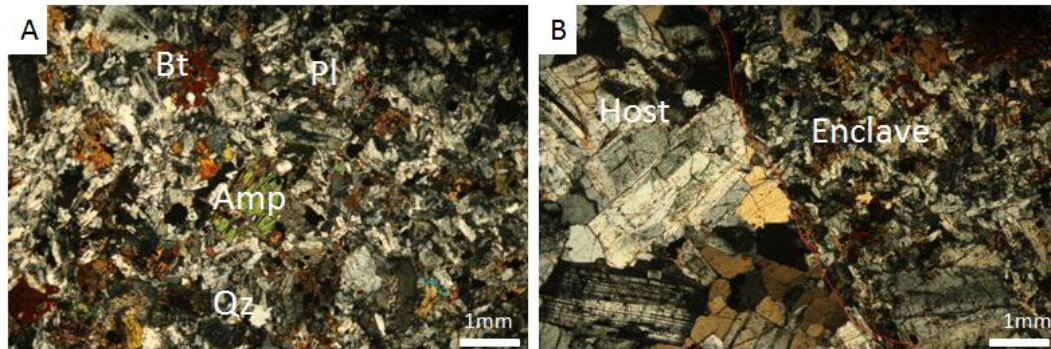
دانه‌ریز بودن انکلاوها نشانه‌ای از سرد شدن پرشتاب مذاب سازنده آنها در مقایسه با ماگمای گرانیتویدی

**انکلاو:** سنگ‌هایی حد واسط با بافت میکروگرانولار از معمول‌ترین انکلاوها در منطقه بررسی شده هستند.



در پی این فرایند، با نزدیک شدن به محل همبری انکلاو با سنگ میزبان، سرد شدن پرشتاب تر می شود و از این رو، اندازه بلورها در برابر مرکز انکلاو ریزتر است (Kumar, 2010) (شکل ۵- B).

میزبان است. افزوده شدن ماگمای حد واسط با دمایی بالاتر به ماگمای فلسیک سردتر، فرایند تبلور در ماگمای با دمایی بالاتر را شتاب می بخشد و بافت میکروگرانولار را در آن پدید می آورد (Vernon, 1983) (شکل ۵- A).

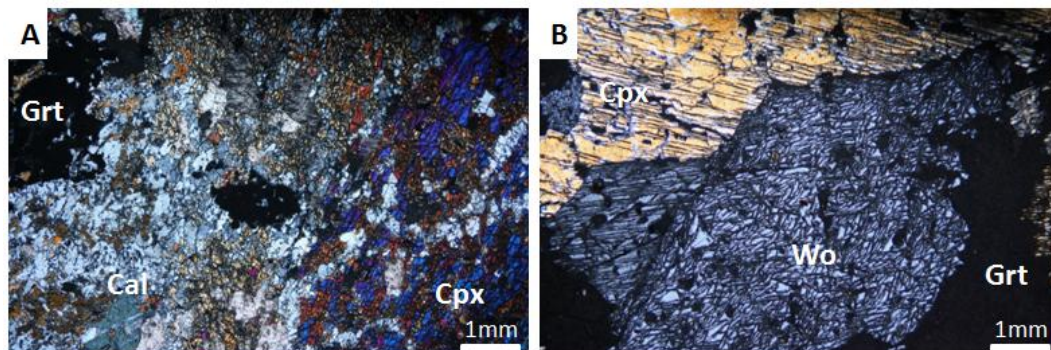


شکل ۵ تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از انکلاو قرآن. A) بافت میکروگرانولار در انکلاو؛ B) مرز میان انکلاو و سنگ میزبان

اسکارن های نواری در بردارنده نوارهای متناوب گارنت، کلسیت و کلینوپیروکسن هستند. همچنین، گارنت میان تناوب کلینوپیروکسن و کلسیت دیده می شود. این دو کانی چه بسا در حضور سیال سرشار از سیلیس و با فوگاسیته اکسیژن بالا با هم واکنش داده و با گارنت جایگزین شده اند (شکل ۶- A). همزیستی ولاستونیت و کلینوپیروکسن در این اسکارن ها پدیده ای عادی است (شکل ۶- B). این مجموعه از کانی ها در اسکارن هر دو منطقه دیده می شوند؛ اما تفاوتی در آنها دیده نشده است.

**اسکارن:** اسکارن ها به دو دسته برون اسکارن (اگزواسکارن) و درون اسکارن (اندواسکارن) رده بندی می شوند. کانی شناسی اسکارن منطقه در بردارنده گارنت، پیروکسن، ولاستونیت، ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و اسفن است. هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت و گوئیت نیز از کانی های تیره هستند.

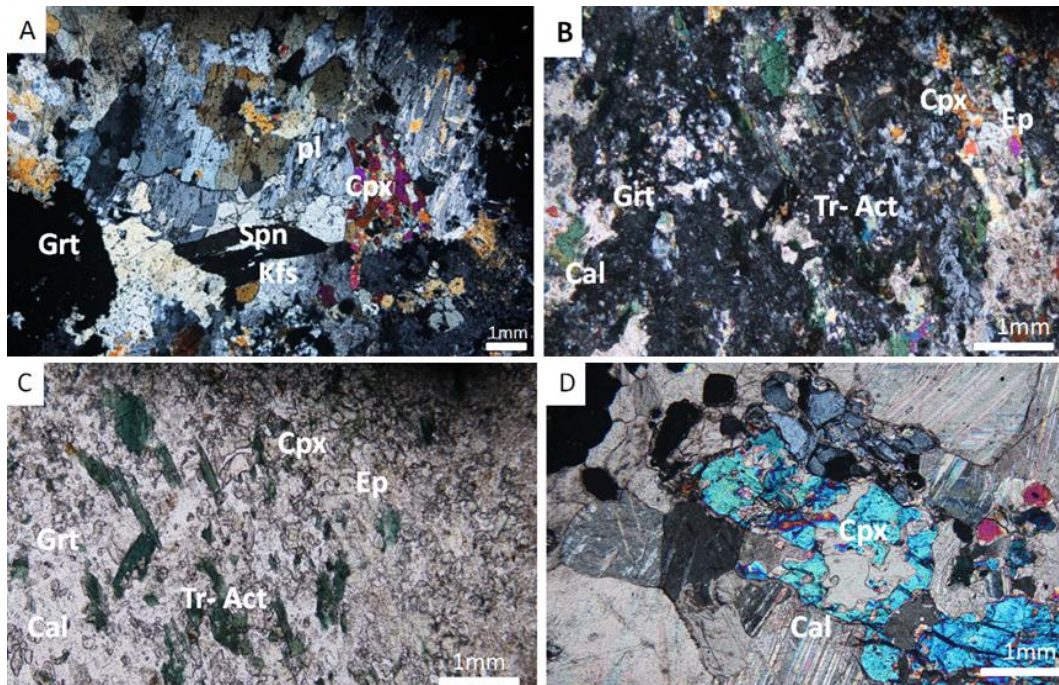
**کلینوپیروکسن اسکارن (اندواسکارن):** این گونه اسکارن ها نواری باریک با ستبرای کم را در نزدیکی توده آذرین نفوذی پدید آورده اند.



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از کلینوپیروکسن اسکارن قرآن. A) کلینوپیروکسن، گارنت اسکارن؛ B) همزیستی ولاستونیت و کلینوپیروکسن

اکتینولیت - ترمولیت اسکارن (اگزواسکارن): اکتینولیت‌ها به رنگ سبز ماشی و تا اندازه‌ای سوزنی‌شکل در زمینه سنگ پراکنده هستند. اپیدوت، کلسیت، گارنت و ترمولیت- اکتینولیت از کانی‌های اصلی این اسکارن هستند (شکل‌های B-7 و C-7). این پاراژنز در هر دو نمونه اسکارن بررسی شده دیده می‌شود. همچنین، کلینوپیروکسن‌ها در همراهی با کلسیت دیده می‌شوند و در حال کلسیتی شدن هستند (شکل D-7).

کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز اسکارن (اندواسکارن): این پاراژنز در اسکارن‌های هر دو منطقه دیده شده است. در این سنگ‌ها پیروکسن بیشتر همراه با پلاژیوکلاز بوده و نشان‌دهنده نزدیکی آنها به توده آذرین نفوذی است. همراه این دو کانی، کانی‌های کوارتز، کلسیت، گارنت و اسفن نیز دیده می‌شود. اسفن در پیرامون کانی‌های کدر و یا کلینوپیروکسن دیده می‌شود (شکل A-7).



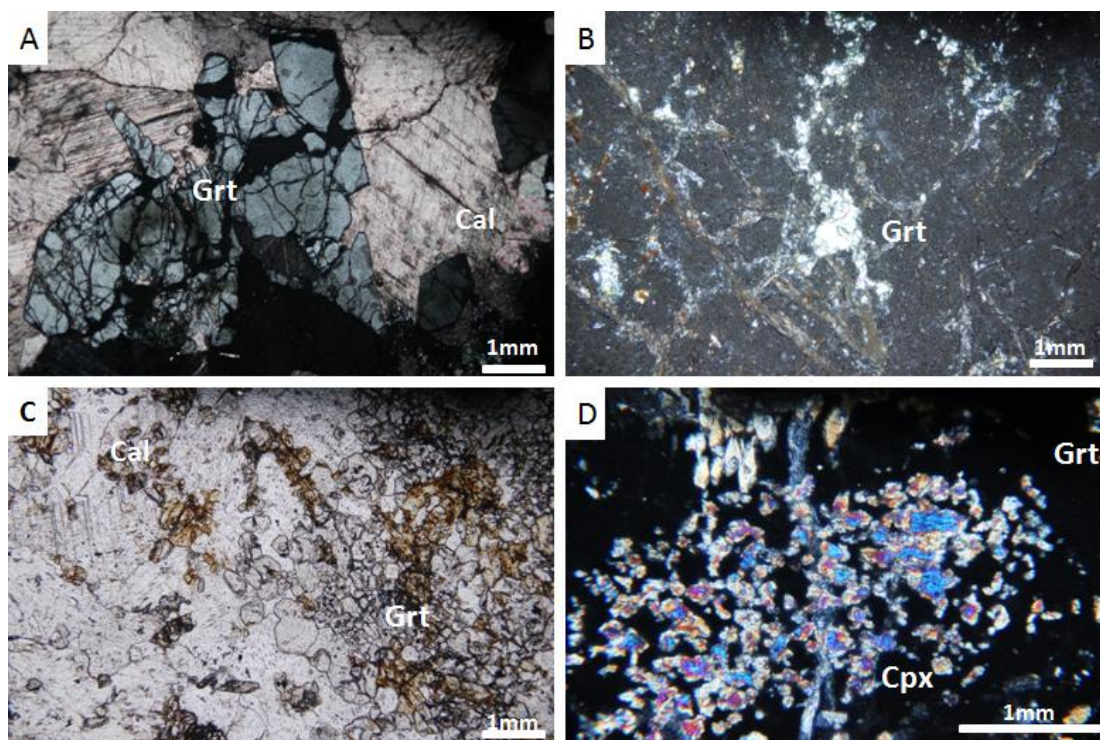
شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی (XPL و PPL) از اسکارن شمالی و جنوب‌باختری قزآن. (A) کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز اندواسکارن (XPL)؛ (B) ترمولیت- اکتینولیت اگزواسکارن (XPL)؛ (C) ترمولیت- اکتینولیت اگزواسکارن (در نور عبوری قطبیده یا PPL)؛ (D) کلسیتی شدن پیروکسن (XPL)

گارنت‌های درون اسکارن شمالی به چهار گروه رده‌بندی می‌شوند:  
گارنت‌های گروه نخست که در XPL، ان‌ایزوتروپی از خود نشان می‌دهند (شکل ۸- A).  
گارنت‌های گروه دوم کمابیش شکل‌دار و درشت‌بلور بوده و در PPL، زردرنگ هستند. این

گارنت‌اسکارن (اگزواسکارن): گارنت از کانی‌های اصلی و کلسیت، کوارتز و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این اسکارن هستند. از آنجایی که گارنت‌ها در دو منطقه بررسی شده، تفاوت‌های کمابیش مهمی دارند، در ادامه، ویژگی‌های هر کدام جداگانه بررسی می‌شوند.

هستند. این گروه از گارنت‌ها دور از توده آذرین نفوذی بوده و تند رشد کرده‌اند (شکل ۸- C). همچنین، گارنت‌های گروه چهارم که هنگام دگرگونی پسرونده از واکنش پیروکسن پدید آمده‌اند و در PPL، به رنگ کرم و در XPL، ایزوتروپ هستند (شکل ۸- D).

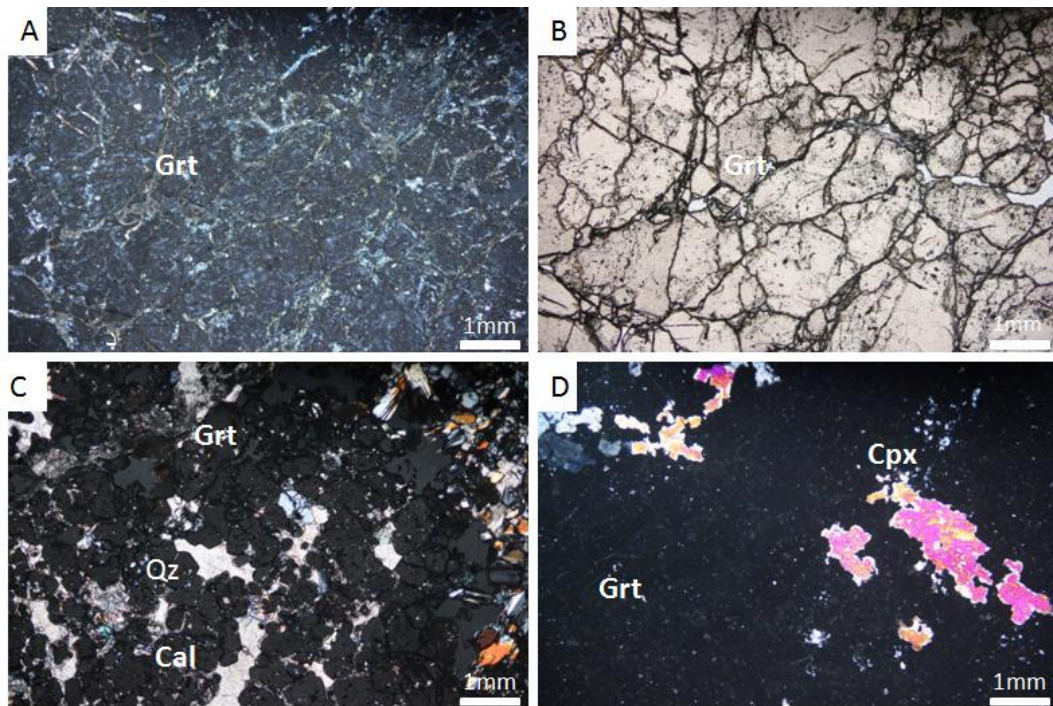
گارنت‌ها شکستگی‌های فراوان در سطح دارند و در XPL، ایزوتروپ هستند. همراه با این گارنت‌ها، کانی‌های کلریت آهن‌دار، کوارتز و مگنتیت یافت شدند (شکل ۸- B). گارنت‌های گروه سوم بسیار ریز هستند و در PPL، زرد عسلی و در XPL، کاملاً ایزوتروپ



شکل ۸- تصویرهای میکروسکوپی (XPL و PPL) از گارنت‌های اسکارن شمالی (جنوب قمصر). A) گارنت‌های ایزوتروپ (XPL); B) گارنت‌های ایزوتروپ درشت‌بلور (XPL); C) گارنت‌های ریزبلور (PPL); D) جایگزین شدن پیروکسن با گارنت (XPL)

رنگ هستند (شکل‌های ۹- A و ۹- B). گارنت‌های گروه دوم ریزبلور و شکل‌دار بوده و در PPL، زرد رنگ و در XPL، ایزوتروپ هستند (شکل ۹- C). گروه سوم گارنت‌ها از جایگزینی پیروکسن با گارنت هنگام دگرگونی پسرونده پدید آمده‌اند و بجامانده‌هایی از بلور پیروکسن در آنها دیده می‌شود. این گروه از گارنت‌ها در PPL، کرم رنگ و در XPL، ایزوتروپ هستند (شکل ۹- D).

گارنت درون اسکارن جنوب‌باختری با گارنت درون اسکارن شمالی یکسان نیست. این تفاوت در ترکیب گارنت‌های دو منطقه برپایه داده‌های ریزکاوا الکترونی (جدول‌های ۱ و ۲) نیز دیده می‌شود. گارنت اسکارن جنوب‌باختری معمولاً ایزوتروپی و زونینگ ندارد و در سه گروه دسته‌بندی می‌شود: گارنت‌های گروه نخست بلورهای درشت و یکپارچه هستند و شکستگی فراوان دارند. این گارنت‌ها در XPL، ایزوتروپ و در PPL، زرد



شکل ۹- تصاویرهای میکروسکوپی (XPL و PPL) از گارنت‌های اسکارن جنوب‌باختری (جنوب قمصر). A، B. گارنت‌های ایزوتروپ با بلورهای درشت (تصویر A: XPL؛ تصویر B: PPL)؛ C. گارنت‌های ریزبلور (XPL)؛ D. جایگزین شدن پیروکسن با گارنت (XPL)

ورود سیال درون سنگ‌های پیرامونش است. در نزدیکی توده آذرین کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب (مانند: گارنت با ترکیب اوگراندیت، کلینوپيروکسن با ترکیب دیوپسید، ولاستونیت و اسفن) دیده می‌شوند (Marakuchev and Babrov, 2005). در این مرحله از دگرگونی، پیدایش کانی‌های بی‌آب در دگرگونی پیش‌رونده رده‌بندی می‌شود (شکل‌های A-7 و B-6). با گذشت زمان و کاهش دمای محیط، دگرگونی پس‌رونده آغاز می‌شود. در این مرحله، کانی‌های پدیدآمده هنگام دگرگونی پیش‌رونده دچار سیال‌ها شده و دگرسان می‌شوند. این پدیده با کانی‌های آبدار (مانند: اپیدوت، ترمولیت و اکتینولیت) شناخته می‌شود (شکل B-7). در این مرحله، پیروکسن ناپایدار است و با گارنت جایگزین می‌شود. در شکل‌های D-8 و D-9، جانشینی پیروکسن با گارنت دیده می‌شود.

### توالی پاراژنزی کانی‌ها

در پی تزریق توده‌های آذرین بزرگ به یک منطقه، و آزاد شدن گرمای بسیار از توده آذرین نفوذی، نخست دگرگونی ایزوشیمیایی در سنگ درونگیر پدید می‌آید. سپس، پس از جایگیری توده آذرین نفوذی و تبلور در آن، سیال‌های ماگما کم‌کم اشباع و به صورت یک فاز از توده آذرین نفوذی جدا می‌شوند. با پیشرفت تبلور به حجم محلول‌های گرمابی آزاد شده از توده آذرین نفوذی افزوده می‌شود. نفوذ این سیال‌ها درون سنگ‌های دربرگیرنده تحرک و جابجایی عنصرهای میان دو منطقه با دما و ترکیب شیمیایی متفاوت را در پی دارد. دگرسانی نخست با واکنش‌های کربن‌زدایی همراه است. شکستگی‌هایی که در پی فشار جایگیری توده آذرین نفوذی و فشار سیال‌های آزاد شده از آن در سنگ‌های میزبان پدید می‌آید، راه خوبی برای

ترکیب کانی گارنت در این دو منطقه متفاوت است. رابطه پاراژنزی کانی‌های این دو منطقه در جدول ۵ نشان داده شده است.

مرحله‌های دگرگونی و اسکارن‌زایی در هر دو منطقه همانند هم هستند؛ اما برپایه ویژگی‌های میکروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی،

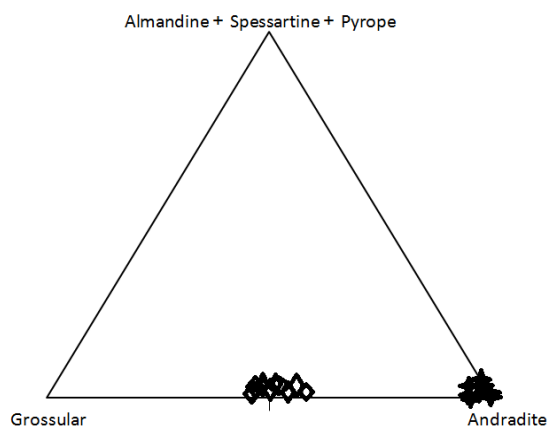
جدول ۵ روابط پاراژنتیک کانی‌های اسکارن قرآن (جنوب قمصر) برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری

فاز های کانیایی	روند دگرسانی متاسو ماتیک و کانی سازی		
	دگرگونی پیشرونده (دگرگونی مجاورتی)	دگرگونی قهقراپی (دگرگونی پسرونده)	
		پسرونده پیشین	پسرونده پسین
کلینوپیروکسن	●●●●●		
ولاستونیت	●●●●●		
اسفن	●●●●●		
گارنت	●●●●●	●●●●●	
ترمولیت- اکتینولیت		●●●●●	
اپیدوت		●●●●●	●●●●●
کلسیت	●●●●●	●●●●●	●●●●●
کوارتز	●●●●●	●●●●●	●●●●●

الکترونی نیز دیده می‌شود. گارنت‌های اسکارن شمالی ان ایزوتروپی و منطقه‌بندی نوسانی کمابیش آشکاری از خود نشان می‌دهند. اعضای پایانی در گارنت‌های اسکارن جنوب‌باختری ترکیب شاخص آندرادیت ( $Adr > 90$ ) دارند. گارنت‌های این اسکارن منطقه‌بندی و ان ایزوتروپی نشان نمی‌دهند و همه نمونه‌ها در قطب آندرادیت هستند (شکل ۱۰).

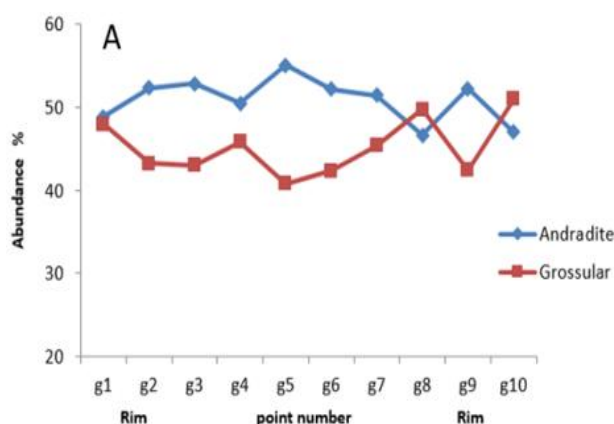
### شیمی کانی

**گارنت:** گارنت از کانی‌هایی است که با بررسی ترکیب آن اطلاعات بسیاری درباره نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، مجموعه کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار محیط پیدایش آن به دست آورده می‌شود. فرمول عمومی بلورهای گارنت بی‌آب  $R_3R_2(SiO_4)_3$  است. در جایگاه  $R_3$  کاتیون‌های دو ظرفیتی  $Ca^{2+}$ ،  $Mn^{2+}$ ،  $Fe^{2+}$  و  $Mg^{2+}$  و در جایگاه  $R_2$  کاتیون‌های سه ظرفیتی  $Mn^{3+}$ ،  $Cr^{3+}$  و  $Fe^{3+}$  جای می‌گیرند (Locock, 2008; Li et al., 2010). برپایه تجزیه‌های ریزکاو الکترونی روی گارنت‌های منطقه و نمودار سه‌تایی آندرادیت-گروسولار- (آلمان‌دین + پیروپ + اسپسارتین)، گارنت‌های اسکارن شمالی درصد بالاتری از گروسولار ( $Grs_{40.78}$  تا  $Grs_{50.96}$ ) در برابر گارنت‌های اسکارن جنوب‌باختری با نسبت گروسولار ( $Grs_{0.00}$  تا  $Grs_{4.50}$ ) دارند (شکل ۱۰). این نکته در بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزکاو



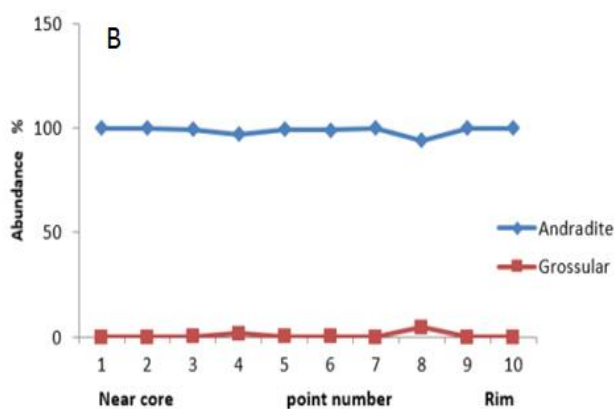
شکل ۱۰- گارنت‌های درون اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قرآن (جنوب قمصر) (∅: اسکارن شمالی؛ +: اسکارن جنوب‌باختری)

مس هستند (Meinert, 1992). گارنت‌های ان ایزوتروپ محدود ترکیبی گسترده‌ای دارند. برای بهتر دریافتن این نکته، تغییر ترکیب گارنت اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری جداگانه بررسی می‌شوند. شکل ۱۱- A تغییر اعضای پایانی گروسولار و آندرادیت در گارنت‌های اسکارن شمالی را نشان می‌دهد که برپایه آن تغییر در این دو عضو قرینه یکدیگر هستند. فرمول ساختاری گارنت برپایه ۱۲ اکسیژن به دست آمده است.



شکل ۱۱- گارنت درون اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قرآن (جنوب قمصر) در: (A) نمودار تغییر اعضای پایانی گروسولار- آندرادیت از حاشیه به مرکز و حاشیه بلور ها (اسکارن شمالی) (فاصله میان نقاط نزدیک به ۲۵۰ میکرون است)؛ (B) نمودار تغییر اعضای پایانی گروسولار- آندرادیت از نزدیک مرکز تا حاشیه بلور (اسکارن جنوب‌باختری) (فاصله میان نقاط نزدیک به ۲۰۰ میکرون است)

گارنت‌های آندرادیت ایزوتروپ هستند؛ اما اوگراندیت‌های حد واسط تا اندازه‌ای ان ایزوتروپی از خود نشان می‌دهند. همچنین، آندرادیت در برابر گروسولار گرایش بیشتری به میزبانی مس دارد و این عنصر جانشین آهن در آندرادیت می‌شود (Meinert, 1992). اندوخته‌های مس در اسکارن‌های گارنت‌دار از نوع آندرادیت فراوان هستند و از این‌رو، این گروه از اسکارن‌ها راهنمای خوبی برای پیجویی اندوخته‌های



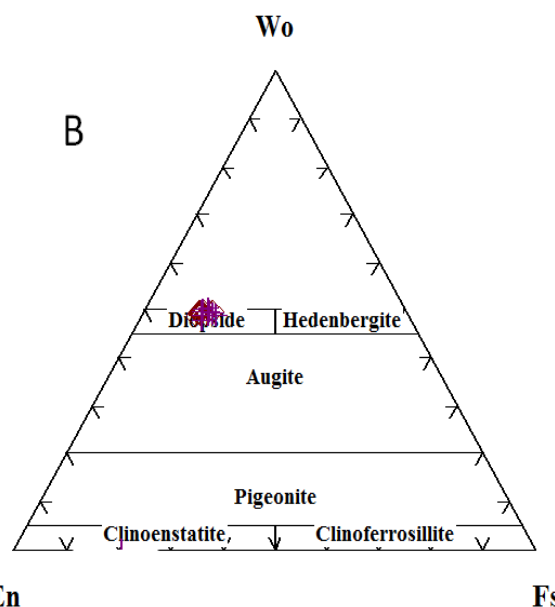
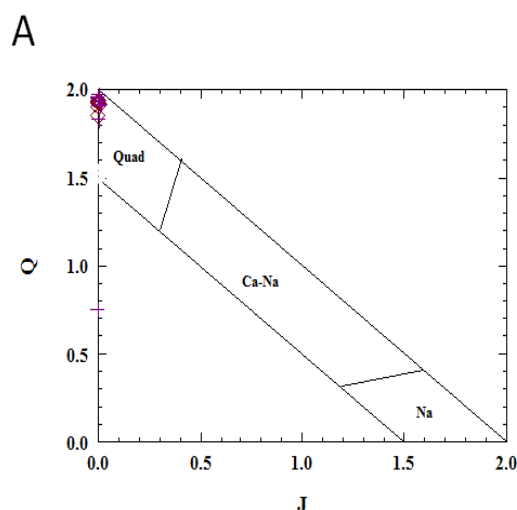
این نوع ساختمان منطقه‌ای وابسته به توزیع درزه‌ها و شکستگی‌ها در بلور و سنگ است (Hwang *et al.*, 2003). گارنت‌های اسکارن شمالی در اعضای پایانی آندرادیت و گروسولار، تغییر ناگهانی و نوسانی نشان می‌دهند. تکرار تغییرهای مشخص نشان می‌دهد که این پدیده پیامد پدیده نشر نبوده است، بلکه نوسان‌های دیده‌شده در گارنت‌های منطقه پیامد تغییر ترکیب سیال هنگام بزرگ‌شدن بلور گارنت است (Hwang *et al.*, 2003). در حقیقت، تکرار این روندهای مشخص نشان می‌دهد منطقه‌بندی در گارنت‌های این منطقه پیامد تغییر ترکیب سیال هنگام رشد

درباره ساختار منطقه‌ای گارنت‌های بررسی‌شده چنین برداشت می‌شود که این پدیده هنگام رشد روی می‌دهد و پیامد تغییر پیوسته و یا ناپیوسته در ترکیب سیال‌هایی است که هنگام رشد با سطوح بلوری کانی در تماس هستند. به گفته دیگر، این پدیده پیامد فرایند جدایش بلوری هنگام رشد کانی بوده است (Hollister, 1966; Atherton, 1968). این نوع منطقه‌بندی بیشتر در درجه‌های کم تا متوسط دگرگونی دیده می‌شود. ساختمان منطقه‌ای گارنت در پی تراوش در شرایط حضور سیال‌های با عنصرهای جایگزین‌شدنی با عنصرهای گارنت پدید می‌آید.

پدید آمده است و برپایه ویژگی‌های ترکیبی و شیمیایی آن نوع کانی‌سازی اسکارن روشن می‌شود. برپایه ویژگی‌های نوری، این پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن (دیوپسید) هستند. پیدایش پیروکسن در اسکارن‌های منطقه نشان می‌دهد که دگرگونی آنها تا رخساره پیروکسن هورنفلس بوده است. پیروکسن‌های نخستین در همه مراحل اسکارن‌زایی پایدار نبوده و با گارنت و ترمولیت-اکتینولیت جایگزین شده‌اند؛ از این‌رو، در این سنگ‌ها گارنت فراوانی کمتری دارد. برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (جدول‌های ۳ و ۴)، نمونه‌های هر دو منطقه روی نمودار پیش‌نهادی Morimoto و ketamora (۱۹۸۳)، در بخش Quad (شکل ۱۲- A) و در نمودار سه‌تایی انستاتیت-ولاستونیت-فروسالیت در بخش دیوپسید-هدنبرژیت جای می‌گیرند (Morimoto *et al.*, 1988) (شکل ۱۲- B).

آنها بوده است. این شرایط برای اسکارن جنوب‌باختری به‌گونه‌ای دیگر بوده است. برپایه شکل ۱۱- B، مقدار مولی عضو پایانی آندرادیت در برابر مقدار مولی گروسولار بسیار بیشتر است و کمابیش هر دو روند افقی دارند و نوسان بسیار کمی را نشان می‌دهند. این نکته ویژگی‌های میکروسکوپی و ایزوتروپ‌بودن این گارنت‌ها را نشان می‌دهد.

**پیروکسن:** فرمول عمومی پیروکسن‌ها به صورت  $M_2M_1T_2O_6$  است. در جایگاه  $M_2$  کاتیون‌های  $Cr^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  و  $Ti^{4+}$  جای می‌گیرند و جایگاه  $M_1$  با کاتیون‌های  $Ca^{2+}$ ,  $Li^+$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Na^+$  و  $Mn^{2+}$  پر می‌شود. کاتیون‌های  $Si^{4+}$  و  $Al^{4+}$  نیز در جایگاه  $T_2$  جای می‌گیرند (Morimoto *et al.*, 1988). پیروکسن که از کانی‌های مهم سازنده اسکارن‌های بررسی شده است، در مرحله پیش‌رونده اسکارن‌زایی

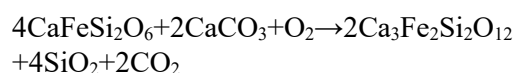


شکل ۱۲- ترکیب پیروکسن‌های درون اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) در: A) نمودار Quad برای رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto and Ketamora, 1983)؛ B) نمودار رده‌بندی سه‌تایی انستاتیت-ولاستونیت-فروسالیت (Morimoto *et al.*, 1988) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۱۰ است)

## بحث

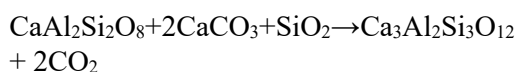
در منطقه بررسی شده فرایند اسکارن‌زایی پس از فرایند دگرگونی همبری با هجوم و تراوش سیال‌های داغ از سوی توده آذرین نفوذی به درون شکستگی‌های سنگ آهکی میزبان آغاز شده است. این سیال‌ها Si، Fe و Mg با اکتیویته بالا و در شرایط اکسیدان داشته‌اند (Jamtveit et al., 1993). برای بررسی فرایند پیدایش دو گارنت متفاوت در اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری منطقه، شرایط پیدایش هر کدام بررسی می‌شود.

با بررسی چگونگی پیدایش اسکارن شمالی روشن می‌شود جوشش مهم‌ترین عامل محرک سیال گرمابی و خاستگاه تغییر ترکیبی در گارنت‌های این اسکارن دانسته می‌شود. رشد گارنت‌های با عضو پایانی آندرادیت هم‌زمان با دوره‌های جوشش بوده است. این جوشش باعث اکسید شدن سیال بجامانده و افزایش پرشتاب نسبت (Fe<sup>3+</sup>/Al) و افزایش فوگاسیته اکسیژن و در پایان تمرکز بالای عضو پایانی آندرادیت در محلول جامد می‌شود. گارنت‌ها در اسکارن شمالی به دو صورت ایزوتروپ و ان‌ایزوتروپ دیده می‌شوند. این گارنت‌ها یا همراه با پیدایش پیروکسن پدید آمده‌اند و یا به‌جای کلینوپيروکسن هنگام دگرگونی برگشتی و در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن سیال بالا بوده پدید آمده‌اند. واکنش جانشینی کلینوپيروکسن با گارنت در زیر نشان داده شده است (Letargo and Lamp, 1993):



گارنت‌هایی که در بازه زمانی میان دوره جوشش رشد می‌کنند، میزان گروسولار بالاتری در سری محلول جامد دارند. در این هنگام، فوگاسیته

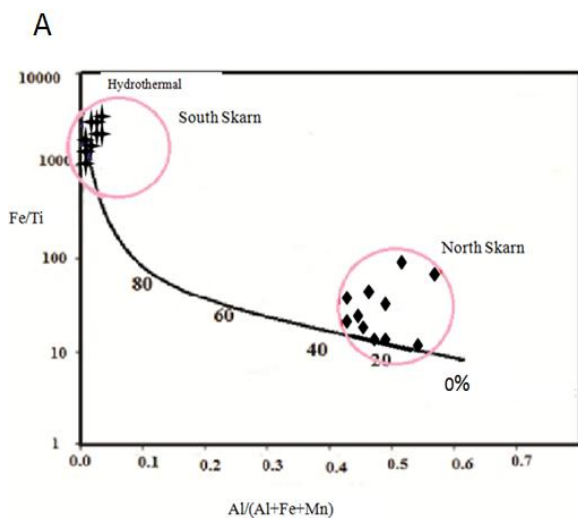
اکسیژن با مجموعه کانی‌های محلی پایین نگه داشته می‌شود و میزان Fe<sup>3+</sup> در ترکیب سیال در پی کاهش فوگاسیته اکسیژن کم می‌شود (Gaspar et al., 2008). به علت تحرک پذیری کم عنصرهایی مانند Al، گارنت‌های با ترکیب گروسولار در دوره‌های میان جوشش رشد می‌کنند. در این هنگام، نرخ رشد کند بوده و انحلال کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و آمفیبول و پیروکسن، Al لازم را فراهم می‌کرده است. به گفته دیگر، گارنت‌های سرشار از Al با متاسوماتیسم انتشاری در نسبت کم آب به سنگ، با سیال‌های متاسوماتیکی بافرشده سنگ میزبان پدید می‌آیند. این واکنش در زیر نشان داده شده است (Tracy and Frost, 1991):



الگوی منطقه‌بندی گارنت‌ها در پی تغییر ترکیب سیال گرمابی در محل پیدایش گارنت پدید می‌آید. ترکیب سیال‌های پرکننده منفذها و شکاف‌ها با عوامل خارجی (مانند: تراوش) و عوامل درونی (مانند: تجزیه کانی‌های سنگ) کنترل می‌شود. برپایه ویژگی‌های زون‌هایی که عضو پایانی گروسولار در آنها افزایش نشان می‌دهد، کنترل کننده‌های درونی مانند تجزیه پلاژیوکلاز در نظر گرفته می‌شود؛ اما در زون‌هایی که عضو پایانی آندرادیت افزایش نشان می‌دهد، کنترل کننده‌های بیرونی مؤثر بوده‌اند. افزایش فوگاسیته اکسیژن و سیال‌های با شوری بالا، شرایط را برای افزایش عضو پایانی آندرادیت در سری محلول جامد اوگراندیت آماده می‌کند (Deer et al., 1992). در اسکارن جنوب‌باختری، گارنت‌ها کمابیش آندرادیت خالص بوده و عضو پایانی گروسولار بسیار ناچیز آنها نشان می‌دهد شرایط هنگام



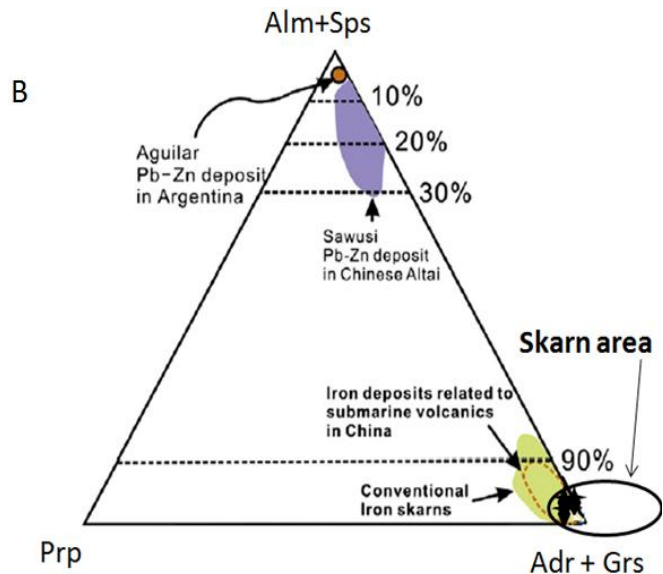
روی اسکارن‌های منطقه تا اندازه‌ای شناسایی می‌شود (Heimann *et al.*, 2009). برپایه نمودار  $Fe/Ti$  در برابر  $Al/(Al+Fe+Mn)$  که برپایه درصد مولی این عناصر پیشنهاد شده است، درصد حجمی سیال‌های گرمابی شرکت‌کننده در پیدایش اسکارن شمالی کمتر از ۵۰ درصد بوده؛ اما درصد حضور سیال‌های گرمابی برای اسکارن جنوب‌باختری، بالاتر از این مقدار است (شکل ۱۳- A).



شکل ۱۳- A) درصد حجمی آب‌های ماگمایی به‌کاررفته در پیدایش اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قرآن (جنوب قمصر) در نمودار  $Al/(Al+Fe+Mn)$  در برابر  $Fe/Ti$  (Heimann *et al.*, 2009)؛ B) شناسایی نوع کانه‌زایی اسکارن برپایه ترکیب گارنت‌ها (Tong *et al.*, 2013) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۱۲ است)

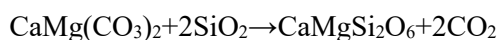
است و نشان می‌دهد سیال‌های سرشار از آهن از تبلور توده آذرین نفوذی پدید آمده‌اند. این نکته در گارنت‌های جنوب‌باختری (که آندرادیت بالایی دارند و برپایه شکل ۱۳- A، درصد بالایی از مشارکت سیال‌های گرمابی را نشان می‌دهند) نیز تعمیم داده می‌شود. در برابر، مقدارهای کم  $O^{18}$  نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های جوی در منطقه بوده و ترکیب آن با سیال‌های گرمابی در کاهش میزان  $Fe^{3+}/Al$  و در پی آن، کاهش عضو پایانی

پیدایش دو اسکارن یکسان نبوده است. از آنجایی که آندرادیت در شرایط اکسیدان و شرایطی پدید می‌آید که نسبت سیال به سنگ بالاست، چه‌بسا در اسکارن جنوب‌باختری، پس از پیدایش گارنت ترکیب آن با محیط پیرامون و سیال سازنده در تعادل بوده است؛ پس آندرادیت پدیدآمده در سیال در حال تعادل با توده آذرین نفوذی، پایدار بجای مانده است. برپایه ترکیب گارنت‌های بررسی‌شده، خاستگاه سیال‌های گرمابی تأثیرگذار

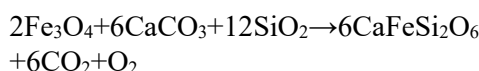


Valley و Clenchenko (۲۰۰۳) با بررسی ایزوتوپ پایدار اکسیژن و تجزیه عنصرهای اصلی در گارنت‌های زونینگ‌دار سری اوگراندیت، دو خاستگاه را برای سیال‌های گرمابی موثر در پیدایش گارنت‌ها پیشنهاد داده‌اند. به باور این پژوهشگران، زون‌های در بردارنده مقدار بالای  $Fe^{3+}/Al$  مقدار  $O^{18}$  بالایی دارند؛ اما زون‌های با مقدار کم  $Fe^{3+}/Al$  مقدار  $O^{18}$  کمی دارند. مقدار بالای  $O^{18}$  نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی سیال‌ها

اسکارن‌های منطقه را نشان می‌دهند (Jacobs and Kerrick, 1981):



ترکیب کلینوپیروکسن دیوپسید خالص نیست و در ترکیب شیمیایی خود نزدیک به میانگین ۵ درصد آهن دارد. پس هیدرژیت آن کم است و واکنش زیر برای پیدایش آن پیشنهاد شده است (Deer et al., 1992):



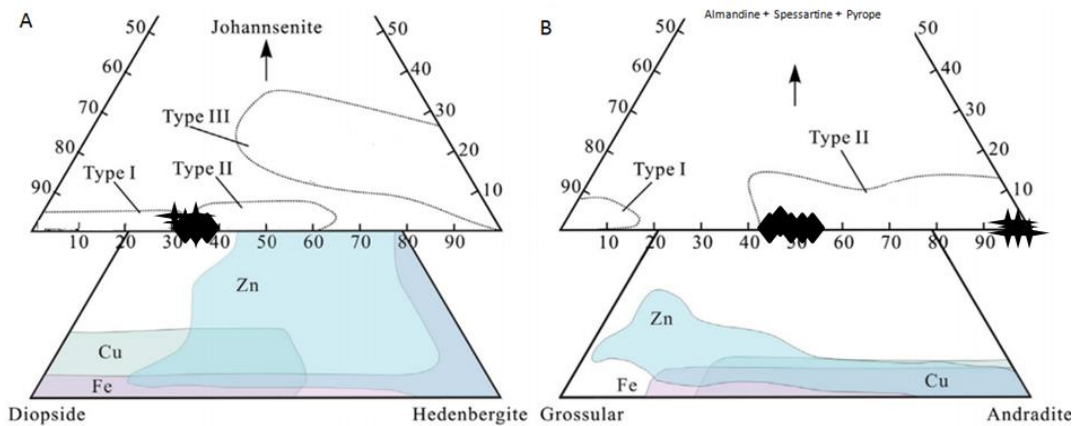
برپایه بررسی ترکیب پیروکسن‌ها در دو اسکارن، تفاوت ترکیبی میان این کانی در دو اسکارن دیده نمی‌شود و هر دو ترکیبی همانند هم دارند. همچنین، تفاوت در ترکیب سیال‌های تأثیرگذار در پیدایش اسکارن‌ها روی ترکیب پیروکسن‌ها بی‌اثر بوده است.

Zuo و همکاران (۲۰۱۵) بررسی‌هایی روی گارنت و پیروکسن‌های اسکارنی در کیومانتک چین و رابطه میان اعضای پایانی این کانی‌ها و نوع اندوخته معدنی آنجا انجام داده‌اند. نامبردگان برپایه داده‌های ریزکاو الکترونی کانی‌های گارنت و پیروکسن و نمودارهای شکل ۱۴، سه محدوده کانی‌زایی روی نمودار پیروکسن‌ها و دو محدوده روی نمودار سه‌تایی گارنت‌ها شناسایی کرده‌اند. تیپ I محدوده کانه‌زایی Cu و Fe را نشان می‌دهد، تیپ II محدوده کانه‌زایی Fe و تیپ III محدوده کانه‌زایی Zn را نشان می‌دهد. در نمودارهای سه‌تایی پیروکسن (شکل ۱۴ - A) و گارنت (شکل ۱۴ - B)، نمونه‌های گارنت و پیروکسن اسکارن‌های بررسی‌شده قزآن در محدوده تیپ II و در محدوده اسکارن‌های با ذخیره آهن جای می‌گیرند (شکل‌های ۱۴ - A و ۱۴ - B).

آندرادیت در سری محلول جامد اوگراندیت نقش مهمی داشته است. این پدیده در گارنت‌های شمالی که ترکیب آنها آندرادیت و گروسولار است، دیده می‌شود. همچنین، برپایه شکل ۱۳ - A، درصد کم حضور سیال‌های گرمابی در پیدایش این گارنت‌ها دیده می‌شود.

نمودار سه‌تایی در شکل ۱۳ - B، شماری از تیپ‌های اسکارن برپایه ترکیب گارنت‌ها را نشان می‌دهد (Hou et al., 2013). اسکارن‌های Pb-Ag-Zn دار نزدیک گوشه آلماندین-اسپسارتین جای می‌گیرند؛ مانند: اسکارن آگیولار در آرژانتین (Gemmell et al., 1992). اسکارن‌های Pb-Zn دار کمی کمتر از موقعیت پیشین جای دارند؛ مانند: اسکارن ساوس در چین. این اسکارن‌ها آلماندین و اسپسارتین سرشار از آهن و منگنز دارند (Liu et al., 2012). اسکارن‌های وابسته به فرایندهای آتشفشانی زیردریایی نزدیک اسکارن‌های همرفتی آهن (conventional iron skarn) و در کنار قطب آندرادیت - گروسولار جای می‌گیرند (Hong et al., 2012). اعضای پایانی گارنت‌های بررسی‌شده در اسکارن شمالی برابر با  $\text{Adr}_{55.04-46.58}\text{Grs}_{50.96-40.78}\text{Alm} + \text{Sps}_{5.26-1.27}\text{Prp}_{0.82-0.28}$  هستند. این نمونه‌ها از Fe و Al سرشار هستند و در این نمودار، در بخش اسکارن‌های همرفتی آهن (conventional iron skarn) همراه با سری‌های کالک‌آلکان نوع I سنگ‌های آذرین نفوذی و در نزدیکی استوک‌ها دیده می‌شوند (Meinert, 1992) (شکل ۱۳ - B).

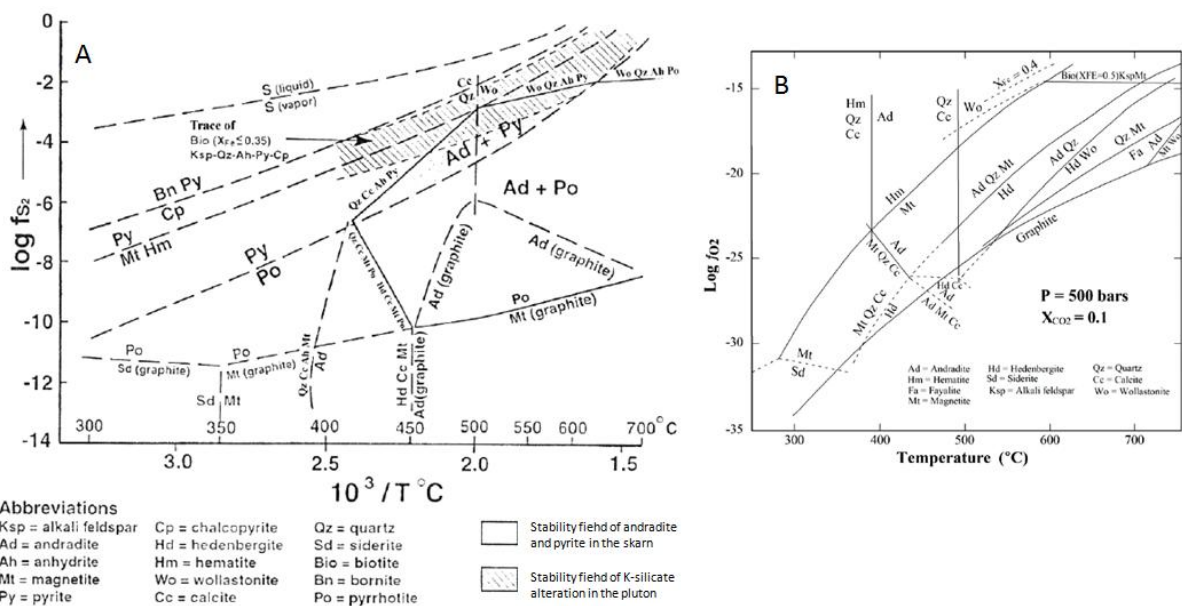
واکنش زیر چگونگی پیدایش دیوپسید در



شکل ۱۴- کلاینوپیروکس و گارنت اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) در: (A) نمودار سه‌تایی کلاینوپیروکسن به‌همراه محدوده‌های رده‌بندی آنها؛ (B) نمودار سه‌تایی گارنت‌ها به‌همراه محدوده‌های رده‌بندی آنها (Zuo et al., 2015) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۱۰ است)

اکسیژن با مگنتیت، کوارتز و کلسیت جایگزین می‌شود. با کاهش دما، محدوده پایداری آندرادیت به فوگاسیته اکسیژن و گوگرد کمتر منتقل می‌شود. پس، آندرادیت در پی افزایش فوگاسیته اکسیژن تا دمایی نزدیک به ۴۰۰ سانتیگراد تجزیه می‌شود. در کل، آندرادیت در دمای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته اکسیژن از  $10^{-16}$  تا  $10^{-26}$  پایدار است.

از آنجایی که همه کانی‌های اسکارن در هر دو منطقه بررسی شده در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H جای می‌گیرند، نمودارهای شکل ۱۵ برای ارزیابی شرایط زمین‌شیمیایی و ترمودینامیکی تقریبی منطقه به‌کار برده می‌شوند. Einaudi (۱۹۸۲) این نمودار را برای فشار ۵۰۰ بار و  $X_{CO_2} = 0.1$  پیشنهاد کرده است. آندرادیت در حالت اکسایش متوسط تا کم، پایدار است که با افزایش فوگاسیته



شکل ۱۵- (A) نمودار فوگاسیته اکسیژن در برابر دما، در فشار سیال 500 بار و  $X_{CO_2} = 0.1$  برای سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H؛ (B) نمودار فوگاسیته گوگرد در برابر دما که در آن محدوده پایداری آندرادیت-پیریت و آندرادیت-پیروتیت در  $X_{CO_2} = 0.1$  نشان داده شده است (Einaudi, 1982)

پیدایش سامانه اسکارنی دو منطقه شرکت داشته است. این سیال‌ها به نوبه خود پیدایش گارنت‌هایی با ترکیب متفاوت را در پی داشته است. تغییر سریع منطقه‌بندی در گارنت‌ها پیامد کاهش فشار روی سیال‌های ماگمایی و در پی رخداد پدیده جوشش بوده است. هنگام رویداد این پدیده، فوگاسیته اکسیژن افزایش یافته است و در پی آن گارنتِ آندرادیتی متبلور شده است. این تغییر ترکیب در پی پاسخ به تغییر بیرونی روی داده است و تغییر ترکیب سیال در پدیدآوردن آن نقش بسیاری داشته است. برپایه درصد اعضای پایانی به‌دست‌آمده، گارنت‌های بررسی‌شده سرشار از Fe و Al هستند و اسکارن میزبان‌شان در محدوده اسکارن‌های همرفتی آهن (conventional iron skarn) جای دارد. پیروکسن کانی اصلی دیگر در اسکارن‌های منطقه است. ترکیب پیروکسن در دو اسکارن همانند هم بوده و این نشان‌دهنده نبود تأثیرپذیری ترکیب کلینو پیروکسن‌ها از میزان درصد مشارکت سیال‌های ماگمایی روی ترکیب این کانی است. از این‌رو، تغییر سیال روی ترکیب آنها تأثیر نداشته و ترکیب پیروکسن در هر دو اسکارن، دیوپسیدی است. برپایه اعضای پایانی کانی پیروکسن و گارنت، تیپ کانی‌سازی اسکارن‌ها همانند هم بوده است و در محدوده تیپ II یا اسکارن‌های با اندوخته آهن جای می‌گیرد. برپایه نمودار فوگاسیته  $O_2$  در برابر دما و همچنین، پاراژنز کانیایی، دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته  $O_2$   $10^{-17}$  تا  $10^{-15}$  برای این اسکارن‌ها برآورد می‌شود.

### سیاس‌گذاری

نگارندگان از پشتیبانی‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان بسیار سپاس‌گزارند. همچنین، از آقای پرفسور هانس ماسونه، رییس انستیتو مینرال‌شیمی دانشگاه اشتوتگارت آلمان که دسترسی به داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی را فراهم کردند قدردانی می‌شود.

در برابر آندرادیت، کلینوپیروکسن در دماهای بالاتر و فوگاسیته اکسیژن کمتری پایدار است (شکل ۱۵-A). با کاهش دما و افزایش فوگاسیته اکسیژن، گارنت‌ها با مجموعه کوارتز + کلسیت + همتایت جایگزین و کلینوپیروکسن‌ها به ترمولیت - اکتینولیت، کوارتز و کلسیت تجزیه می‌شوند. برپایه نمودار شکل ۱۵-A، با افزایش دما (بیشتر از ۷۰۰ سانتیگراد)، آندرادیت با مجموعه ولاستونیت + مگنتیت جایگزین می‌شود. برپایه حضور هم‌زمان گارنت و ولاستونیت در منطقه، پس اسکارن‌های قزآن در دمای ۵۰۰ تا ۵۸۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته اکسیژن  $10^{-17}$  تا  $10^{-15}$  بوده‌اند. برپایه شکل ۱۵-B و پیدایش ولاستونیت در اسکارن، دمای اسکارن بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود.

### نتیجه‌گیری

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت و کلینوپیروکسن، اسکارن‌های قزآن که در پی نفوذ توده‌های گرانیتوییدی الیگومیوسن درون سنگ‌های کربناته ائوسن پدید آمده‌اند، در دسته اسکارن‌های کلسیمی جای می‌گیرند. بررسی‌های سنگ‌نگاری توده آذرین نفوذی و بررسی‌های پیشین در منطقه نشان می‌دهند این توده‌ها از نوع گرانیتوییدهای I و از ماگمایی با سرشت شیمیایی کالک‌آلکان وابسته به پهنه کمان قاره‌ای هستند. توالی پاراژنزی اسکارن در بردارنده کانی‌های بی‌آب کلینوپیروکسن، گارنت، ولاستونیت، اسفن و کانی‌های آبدار ترمولیت - اکتینولیت و اپیدوت است. دو رخنمون اسکارنی در منطقه شناخته و با یکدیگر مقایسه شدند. با بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های ریزکاو الکترونی روشن شد ترکیب گارنت‌های این اسکارن‌ها از یکدیگر متفاوت است. برپایه نمودار Fe/Ti در برابر  $Al/(Al+Fe+Mn)$ ، روشن شد درصد متفاوتی از سیال‌های ماگمایی در

## منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Allegre, C. J., Provost, A. and Jaupart, C. (1981) Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. *Nature* 294: 223-228.
- Amidi, S. M. (1975) Contribution a l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran Central). These université scientifique et médicale de Grenoble, France.
- Atherton, M. P. (1968) The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18: 347-371
- Auwers, J. V. and Andre, L. (1991) Trace elements (REE) and isotopes (O, C, Sr) to characterise the metasomatic fluid sources: evidence from the skarn deposit (Fe, W, Cu) of Traversella (Ivrea, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106: 325-339.
- Badr, A., Tabatabaei, S. M., Mackizadeh, M. A., Hashemi, M. and Taghipour, B. (2013) Mineralogical and geochemical studies of intrusive body of Ghohroud. *Iranian Journal of Petrology* 4(15): 97-104 (in Persian).
- Badr, A. (2012) Petrological studies of skarn from Eastern part of Ghohroud granodiorite (SE Ghamsar, Isfahan Province). M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Chakraborty, S. and Ganguly, J. (1991) Compositional zoning and cation diffusion in garnets. In: *Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport. Advances in Physical Geochemistry* (Ed. Ganguly J.) 8. Springer, New York, US.
- Clechenko, C. and Valley, J. W. (2003) Oscillatory zoning in garnet from the willsboro Wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York: a record of shallow hydrothermal and processes preserved in a granulite facies terrane. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 771-784.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals: 2<sup>nd</sup> Edition*, Longman, London, UK.
- 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, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.
- Fleet, M. E., Seller, M. H. and Pan, Y. (1997) Rare earth elements, protoliths and alteration at the Hemlo Gold deposit, Ontario, Canada, and comparison with argillic and sericitic alteration in the Highland Valley Porphyry district, British Columbia. *Economic Geology* 92: 551-568.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D. and Moretti, R. (2008) REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72(1): 185-205.
- Gemmell, J. B., Zantop, H. and Meinert, L. D. (1992) Genesis of the Aguilar zinc-lead-silver deposit, Argentina; contact metasomatic vs. sedimentary exhalative. *Economic Geology* 87: 2085-2112.
- Ghasemi, A., Tabatabaei, 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. *Iranian Journal of Petrology* 5(20): 127-145 (in Persian).
- Giuliani, G., Cheilletz, A. and Mechiche, M. (1987) Behavior of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn- and vein-type tungsten orebodies in Central Morocco. *Chemical Geology* 64: 279-294.
- Haase, C. S., Chadam, J., Feinn, D. and Ortoleva, P. (1980) Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science* 209: 272-274.

- Heimann, A., Spry, P. G., Teale, G. S., Conor, C. H. H. and Leyh, W. R. (2009) Geochemistry of garnet-rich rocks in the Southern Curnamona province, Australia and their genetic relationship to Broken Hill-type Pb-Zn-Ag mineralization geology. *Economic Geology* 104: 687-712.
- Hollister, L. S. (1966) Garnet zoning: and interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science* 154: 1647-1651.
- Hong, W., Zhang, Z. H., Zhao, J., Wang, Z. H., Li, F. M., Shi, F. and Liu, X. Z. (2012) Mineralogy of the Chagangnuoer iron deposit in Western Tianshan Mountains, Xinjiang, and its geological significance. *Acta Petrologica Et Mineralogica* 31: 191-211.
- Hou, T., Zhang, Z., Santosh, M., Encarnacion, J., Zhu, J. and Luo, W. (2013) Geochronology and geochemistry of submarine volcanic rocks in the Yamansu iron deposit, Eastern Tianshan Mountains, NW China: Constraints on the metallogenesis. *Ore Geology Reviews* 56: 487-502.
- Hwang, S. L., Shen, P., Yui, T. F. and Chu, H. T. (2003) On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet. *Metamorphic Geology* 21: 761-769.
- Jacobs, C. K. and Kerrick, D. M. (1981) Devolatilisation equilibria in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids: an experimental and thermobarodynamic evolution at elevated pressures and temperatures. *American Mineralogist* 66: 1135-1158.
- Jamtveit, B., Ragnarsdottir, K. V. and Wood, B. J. (1995) On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems. *European Journal of Mineralogy* 7(6): 1399-1410.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G. (1993) Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology* 21(2): 113-116.
- Javadi, F. (2012) Petrology and geochemistry of Naber skarn in the South -East Kashan. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Kato, Y. (1999) Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of Skarn Deposits: Examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (-Fe) Deposits in Japan. *Resource Geology* 49(4): 183-198.
- Kumar, S. (2010) Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwest Himalaya: Implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of the Geological Society of India* 76(1): 5-25.
- L'Heureux, I. and Fowler, A. D. (1994) A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *American Mineralogist* 79: 885-891.
- 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.
- Li, H.-L., Kuang, X., Mao, A., Li, Y. and Wang, S. (2010) Study of local structures and optical spectra for octahedral octahedral Fe<sup>3+</sup> centers in a series of garnet crystals A<sub>3</sub>B<sub>2</sub>C<sub>3</sub>O<sup>12</sup> (A = Cd, Ca; B = Al, Ga, Sc, In; C = Ge, Si). *Journal of Chemical Physics Letters* 484: 387-391.
- Ling, Q. and Liu, C. (2003) Geochemical behaviors of REE and other trace elements during the formation of strata-bound skarns and related deposits: A case study of the Dongguashan Cu (Au) deposit, Anhui Province, China. *Acta Geologica Sinica* 77(2): 246-257.
- Lipin, B. R. and McKay, G. A. (1989) Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, Washington, D.C., US.
- Liu, X. J., Liu, W. and Liu, L. J. (2012) The generation of a stratiform skarn and volcanic exhalative Pb-Zn deposit (Sawusi) in the southern Chinese Altay Mountains: the constraints from petrography, mineral assemblage and chemistry. *Gondwana Research* 22: 597-614.
- Locock, A. (2008) An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Journal of Computers and Geosciences* 34: 1769-1780.

- Lottermoser, B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Marakuchev, A. A. and Babrov, A. V. (2005) *Metamorphic petrology*. Moscow-state University Press, Moscow, Russia.
- Meinert, L. D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19(4): 145-162.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes, *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Morimoto, N. and Kitamura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxenes, *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists* 78: 141.
- Ortoleva, P. (1990) Role of attachment kinetic feedback in the oscillatory zoning of crystals grown from melts. *Earth Science Reviews* 29: 3-8.
- Radfar, J., Mahabadi, S. (1998) Explanatory text of the Kashan. Quadrangle Map 1:100000, No. E6. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ranjbar, S., Noghreyan, M. and Mackizadeh, M. A. (2012) Skarn mineralization in north part of Kal-e Kafi and its relation with Kal-e Kafi intrusive body. *Iranian Journal of Petrology* 3(9): 107-126 (in Persian).
- Ranjbar, S., Tabatabaei, S. M. and Mackizadeh, M. A. (2015) Mineralogy of garnet in Khuni Skarn, Northeast of Anarak, Isfahan Province: Evidences for a hydrothermal system evolution. *Iranian Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 25(97): 173-182 (in Persian).
- Shore, M. and Fowler, A. D. (1996) Oscillatory zoning in minerals: A common phenomenon. *Canadian Mineralogist* 34: 1111-1126.
- Simakin, A. G. (1983) A simple quantitative model for rhythmic zoning in crystals. *Geokhimiya* 12: 1720-1729.
- Smith, M. P., Henderson, P., Jeffries, T. E. R., Long, J. and Williams, C. T. (2004) The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn an Dubhaich Aureole, Skye, Scotland, UK: constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. *Journal of Petrology* 45(3): 457-484.
- Taghipour, B., Moore, F., Mackizadeh, M. A. and Taghipour, S. (2013) Hydrothermal garnet in porphyry copper related skarn deposits, Ali-Abad, Yazd Province, Iran. *Iranian Journal of Science and Technology* 37(1): 11-22 (in Persian).
- Tong, H., Zhaochong Z., Santosh, M., Encarnacion, J., Zhu, J. and Wenjuan, L. (2014) Geochronology and geochemistry of submarine volcanic rocks in the Yamansu iron deposit, Eastern Tianshan Mountains, NW China: constraints on the metallogenesis. *Ore Geology Reviews* 56: 487-502.
- 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.) Mineralogical Society of American, *Reviews in Mineralogy* 26: 207-289.
- Vernon, R. H. (1983) Restite, Xenoliths and microgranitoid enclave in granites. *Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales* 116: 77-103.
- Wang, Y. and Merino, E. (1992) Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite: Double layer, inhibition, and self-organization. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 587-596.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Yardley, B. W. D., Rochelle, C. A., Barnicoat, A. C. and Lloyd, G. E. (1991) Oscillatory zoning in metamorphic minerals: an indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine* 55: 357-365.
- Zuo, P., Liu, X., Hao, J., Wang, Y., Zhao, R. and Ge, S. (2015) Chemical compositions of garnet and clinopyroxene and their genetic significances. *Journal of Geochemical Exploration* 158: 143-154.