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 leds 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_2 fugacity in the range of 10^{-17} to 10^{-15}.

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

* tabataba@sci.ui.ac.ir

پتـــــرولوژی، 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 (اگزواسکارن) 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 گرمابی 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 گرمابی 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 10^{-17} تا 10^{-15} پدید آمده‌اند.
واژه‌های کلیدی: گارنت، شیمی کانی، اسکارن، گرانیتوییید، قزآن، قمصر، ارومیه- دختر

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

* tabataba@sci.ui.ac.ir

خاوری گرانودیوریت قهرود؛ بررسی‌های Javadi (۲۰۱۲) روی اسـکارن‌های جنوب‌بـاختری کاشـان). گارنـت از کانی‌هـای شـاخص در اسکارن‌هاسـت کـه در محـدوده گسـترده‌ای از دمـا و فشـار پایـدار اسـت و ازایـن‌رو، پژوهشگران بـا بررسـی آن، اطلاعـات دقیقـی از محـیط پیدایش و شرایط حـاکم بـر محـیط به‌دسـت می‌آورنـد (Chakraborty and Ganguly, 1991). از ویژگی‌هـای مهم گارنت‌ها منطقه‌بندی نوسانی آنهاست (Shore and Fowler, 1996). برای این منطقه‌بندی رشـدی نوسـانی دو الگو پیشنهاد شده است:

۱- منطقـه‌بنـدی پدیدآمـده در پـی فراینـدهای درونـی تأثیرگـذار؛ ماننـد نـاآمیختگی در سیسـتم دوتایی گروسـولار-آنـدرادیت کـه بـا تغییـر ناگهـانی در ترکیـب شـیمیایی همـراه هسـتند (Haase *et al.,* 1980; Allegre *et al.,* 1981; Simakin, 1983; Ortoleva, 1990; Wang and Merino, 1992; L'Heureux and Fowler, 1994)؛

۲- عوامـل بیرونـی کـه بیشـتر شـامل تغییـر در ترکیـب سـیال گرمـابی هسـتند کـه گارنـت از آن متبلـور می‌شـود (Yardley *et al.*, 1991; Jamtveit *et al.*, 1993, 1995).

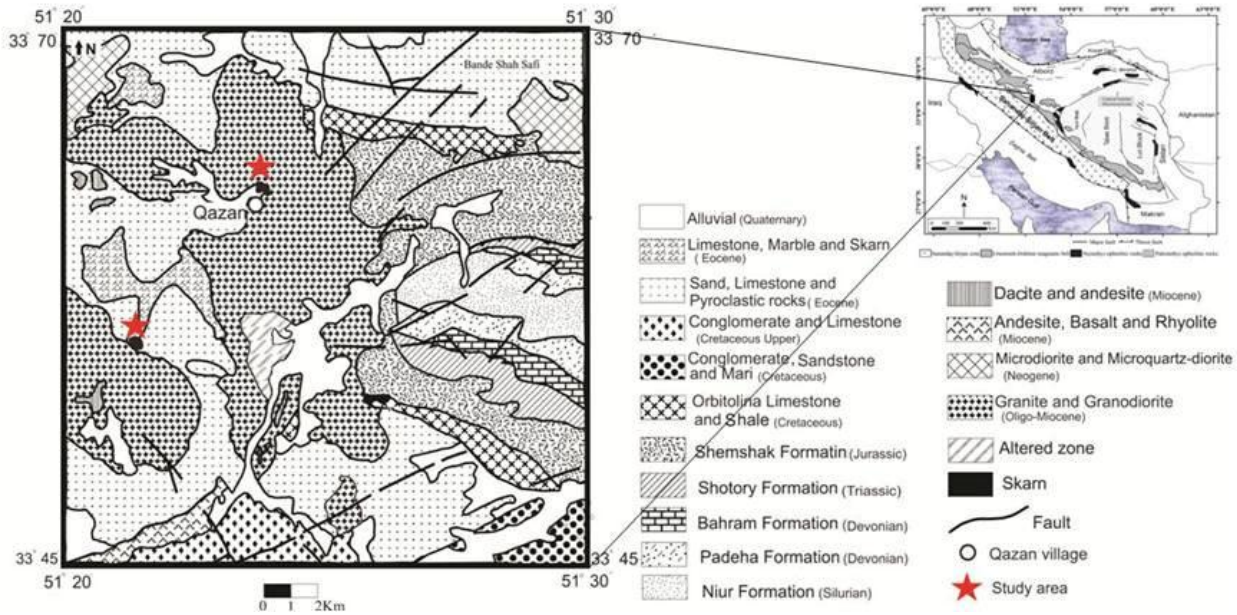
الگوی نخست نشـان‌دهنـدۀ پیـدایش منطقـه‌بنـدی نوسـانی بی‌دخالـت عامـل بیرونـی اسـت و در شـرایطی کـه فراینـدهای زمین‌شناسـی بـه دور از تعـادل باشـند رخ می‌دهـد. الگـوی دوم محیطـی را نشـان می‌دهـد که کانی کمـابیش در تعـادل محلـی بـا پیرامـون خـود بـوده و الگـوی منطقـه‌بنـدی نشـان‌دهنـدۀ تغییـر شـرایط محـیط اسـت. چنـین شـرایطی در سیسـتم‌های بـاز روی می‌دهنـد، هرچنـد تغییـر دمـا و فشـار نیـز چنـین الگوبنـدی‌های را پدیـد مـی‌آورد. بررسـی‌های بسـیاری (ماننـد: Giuliani *et al.,* 1987; Lipin and McKay, 1989; Auwera and Andre, 1991; Lottermoser, 1992; Fleet *et al.,* 1997; Kato, 1999; Ling and Liu, 2003; Smith *et al.,* 2004; Gaspar *et al.,* 2008 Taghipour *et al.,* 2013; Ranjbar *et al.,* 2015, 2012) دربـارۀ پیـدایش اسـکارن‌ها انجـام شـده‌اند کـه در آنهـا نقـش ایـن دو عامـل در پیـدایش کانی‌هـای اسکارنی بررسی شده‌اند.

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

زمین‌شناسی منطقه

از دیدگاه پهنه‌بندی زمین‌شناسی و ساختاری ایـران، منطقه قزآن بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر است که در پهنـه ایـران مرکـزی جـای دارد (Aghanabati, 2004). ایـن منطقـه در نقشـه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشـان (Radfar and Mahabadi, 1998) جای دارد. نهشته‌های این منطقه در مقیاس ناحیـه‌ای بردارنـدۀ ماسه‌سـنگ و دولومیت‌های سیلورین تا دونین هسـتند کـه در بخـش خـاوری منطقـه گسـترش دارنـد (شـکل ۱). در منطقـه کاشان ماگماتیسم گسترده‌ای رخ داده اسـت کـه بیشـتر به‌صورت سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود. کهن‌تـرین سنگ‌های آتشفشانی منطقه بخشی از سـازند پادهـا بـه سن سیلورین هستند (Radfar and Mahabadi, 1998). سازند آهکی بهرام با هم‌شیبی روی این نهشـته‌ها جـای می‌گیرد (دونین میانی). دولومیت‌های زرد سازند شـتری نیز در منطقه دیده می‌شوند که با هم‌شیبی بـا لایـه‌های شـیل و ماسـه سـنگی سـازند شمشـک، ماسه‌سـنگ و آهک‌های نومولیت‌دار کرتاسه پیشین و لایـه‌های آهـک مارنی خاکستری و آهک سیلتی کرتاسه پسین پوشـیده شـده‌انـد. کهن‌تـرین بخـش نهشـته‌های سـنوزوییک دربردارندۀ توف‌های برشـی و سیلیسی‌شـده و لایـه‌های آهکی نومولیت‌دار اسـت. بخش‌هـای جنـوبی، شـمالی و بـاختر نقشـه بـا گـدازه‌های آنـدزیتی و پیروکلاسـتیک آندزیتی در برگرفته شده اسـت و گـدازه‌ها و سـنگ‌های آذرین با ترکیب داسیت آندزیتی روی آنها جـای دارنـد.

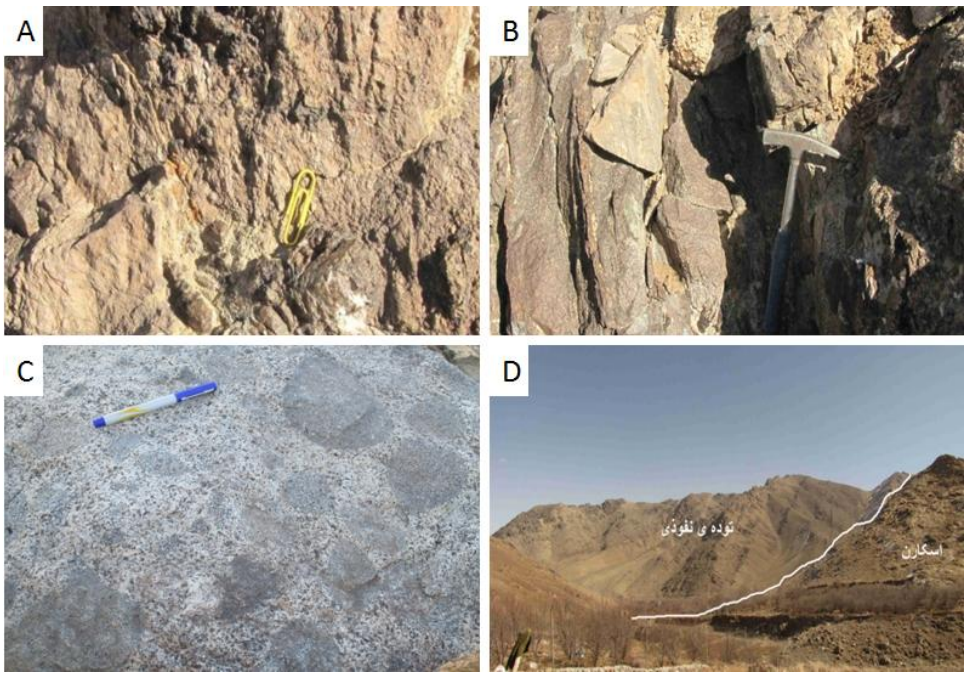
نهشته‌های الیگوسن زیرین به‌صورت کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن سرخ‌رنگ همراه با میانبارهایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی در منطقه دیده می‌شوند. در بخش‌های خاوری، شمالی و باختری منطقه، برونزد توده آذرین نفوذی، دگرگونی در توف‌ها و آهک‌های ائوسن را در پی داشته است. این سنگ‌ها گاه با دایک‌های داسیتی، آندزیتی و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



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

سن‌سنجی مطلق توده‌های گرانودیوریت در کوه‌های کرکس که کمابیش همانند توده آذرین نفوذی قزان 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 قزان اسکارن‌زاییِ 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 نزدیکیِ سنگ آهک 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، گسترهٔ بزرگی را در برگرفته‌اند. این سنگ‌ها هم‌سن هستند و انکلاوهای میکروگرانولار کمابیش فراوانی دارند (شکل ۲- C). برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیاییِ Ghasemi و همکاران (۲۰۱۴)، این سنگ‌ها در گسترهٔ سنگ‌های کالک‌آلکالن و متاآلومین جای می‌گیرند.



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

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 Kv۱۵ ، جریان الکترونی ۳۰ nA و قطر پرتو ۵ میکرومتر تجزیه شدند. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختاری کانی‌ها و شمار کاتیون‌ها، نرم‌افزار Minpet به‌کار برده شد. Fe^{2+} و Fe^{3+} کانی‌ها برپایه استوکیومتری جدا شدند. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت و پیروکسن در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده‌اند. نام اختصاری به‌کاررفته برای کانی‌ها در تصویرهای سنگ‌نگاری، برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند.

سنگ‌نگاری

با بررسی مقطع‌های میکروسکوپی اطلاعات ارزشمندی به‌دست می‌آیند که برپایه آنها تاریخچه زمین‌شناسی منطقه شناخته می‌شود. سنگ‌های گوناگون آذرین نفوذی، انکلاو و اسکارن از سنگ‌های بررسی‌شده 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 پویی‌کیلیتیک) نیز در آنها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- B تا ۳- D).

جدول ۱- داده‌های ریزکاو الکترونی کانی گارنت از حاشیه به مرکز (g1-122 تا g10-131) در اسکارن‌های شمالی قزآن (جنوب قمصر) به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به‌دست‌آمده برپایه ۱۲ اتم اکسیژن (Fe^{2+}/Fe^{3+} برپایه full occupancy به‌دست 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_2	37.20	37.33	37.25	37.21	36.91	36.99	37.17	37.18	36.92	37.56
TiO_2	0.55	0.53	0.53	0.50	0.50	0.62	0.59	0.59	0.96	0.54
Al_2O_3	10.77	10.33	9.91	10.64	9.74	10.18	10.35	11.19	9.64	11.31
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.01	0.22	0.00
Fe_2O_3	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^{iv}	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03
Al^{vi}	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^{3+}	0.97	1.05	1.05	1.01	1.11	1.04	1.03	0.93	1.03	0.94
Fe^{2+}	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) به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به‌دست‌آمده برپایه ۱۲ اتم اکسیژن (Fe^{2+}/Fe^{3+} برپایه full occupancy به‌دست آمده است)

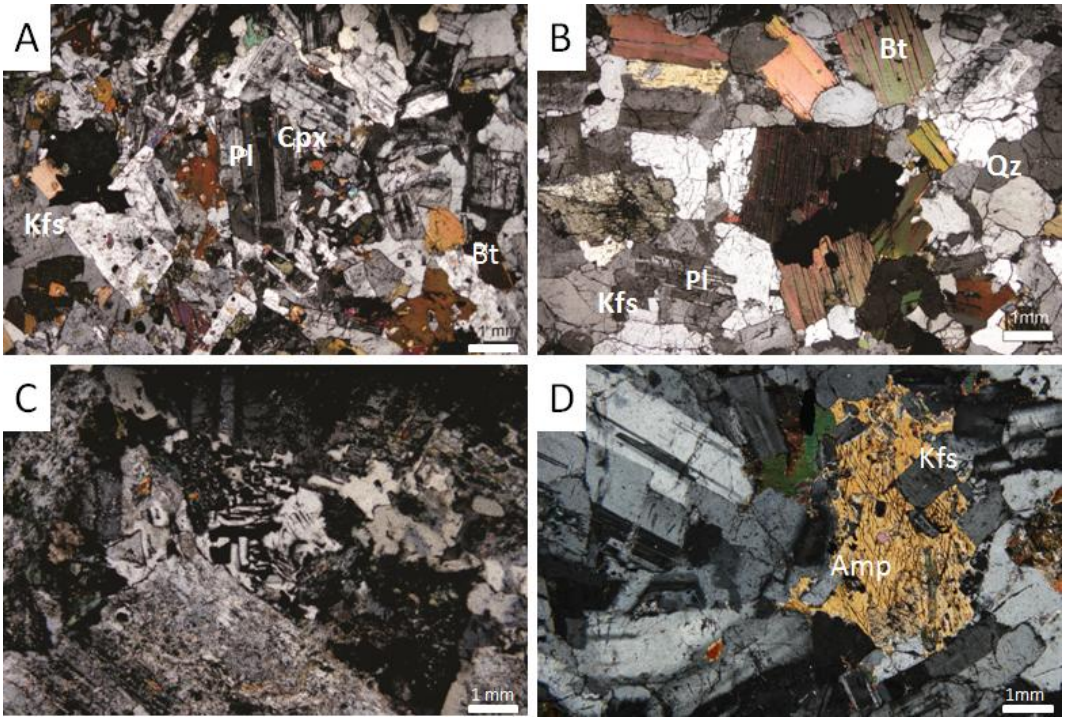
Sample No.	1-146	2-147	3-148	4-149	5-150	6-151	7-152	8-153	9-154	10-155
Location	Near-core	Near-core	Core	Core	Near-core	Near-core	Near-rim	Rim	Rim	Rim
SiO_2	34.95	35.07	34.00	34.94	34.79	34.83	34.88	39.07	35.04	34.88
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Al_2O_3	0.00	0.00	0.11	0.49	0.12	0.17	0.00	0.89	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	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^{iv}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{vi}	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^{3+}	1.63	1.64	1.68	1.58	1.62	1.62	1.64	1.36	1.63	1.64
Fe^{2+}	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
Analysis	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218
SiO_2	52.98	52.10	52.92	52.91	53.47	52.79	51.66	52.79	53.10	52.55
TiO_2	0.06	0.05	0.06	0.04	0.00	0.01	0.05	0.00	0.09	0.06
Al_2O_3	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_2O_3	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_2O	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Total	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^{3+}	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
M_1Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
M_1Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_1Fe^{3+}	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06	0.12	0.06	0.04	0.05
M_1Fe^{2+}	0.15	0.18	0.14	0.13	0.11	0.16	0.06	0.16	0.13	0.15
M_1Mg	0.78	0.74	0.80	0.79	0.83	0.77	0.80	0.77	0.79	0.77
M_2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_2Fe^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_2Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02
M_2Ca	1.00	1.00	1.00	1.01	0.99	0.97	0.99	0.97	0.99	1.01
M_2Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	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

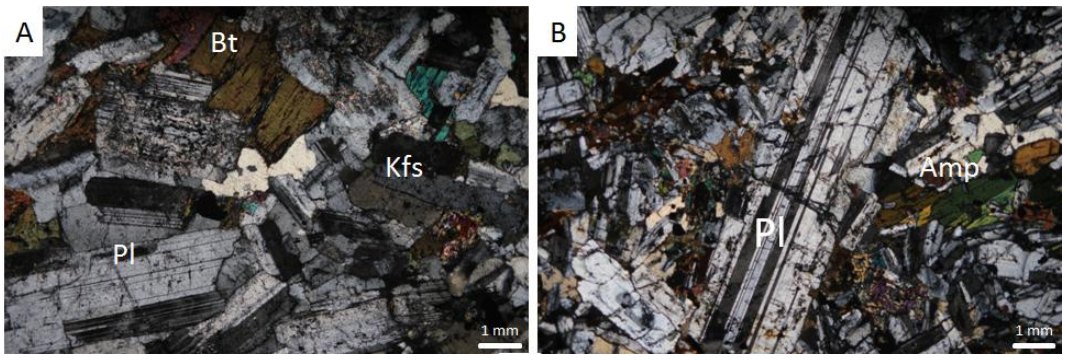
جدول ۴- داده‌های ریزکاو الکترونی پیروکسن‌های اسکارن جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی پیروکسن (J-1 تا J-10) به‌دست‌آمده برپایه ۶ اتم اکسیژن

Sample No.	J-1	J-2	J-3	J-4	J-5	J-6	J-7	J-8	J-9	J-10
Analysis Point	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO_2	53.34	53.27	52.98	53.56	53.23	53.42	53.45	53.37	53.06	53.69
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	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_2O_3	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_2O	0.06	0.07	0.04	0.02	0.10	0.00	0.07	0.05	0.12	0.02
K_2O	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02
Total	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^{3+}	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
M_1Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_1Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_1Fe^{3+}	0.02	0.02	0.01	0.05	0.06	0.02	0.03	0.08	0.07	0.02
M_1Fe^{2+}	0.17	0.20	0.16	0.18	0.21	0.20	0.20	0.21	0.18	0.17
M_1Mg	0.79	0.73	0.78	0.79	0.74	0.76	0.75	0.75	0.76	0.77
M_2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_2Fe^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M_2Mn	0.06	0.09	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.08	0.06
M_2Ca	0.98	0.98	1.01	0.96	0.99	1.00	0.99	1.01	0.98	1.00
M_2Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
M_2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	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 سازندهٔ سنگ؛ B) بافت گرانولار؛ C) بافت میرمکیتی پدیدآمده به‌دنبال هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز؛ D) بافت پویی‌کیلیتیک (پتاسیم‌فلدسپار در آمفیبول)

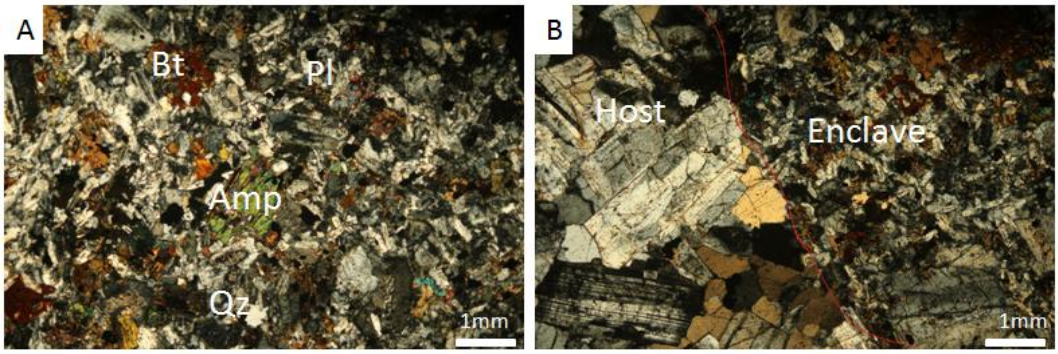
دیوریت: پلاژیوکلاز کانی اصلی سازندهٔ دیوریت‌ها، (۴۰- ۶۰ درصد حجمی) است. این کانی عموماً زونینگ، ماکل تکراری و یا تیغه‌ای نیز دارد. کوارتز (۳- ۱۰ درصد حجمی)، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن (۳۵- ۱۰ درصد حجمی) و به مقدار کمتر ارتوکلاز (۵- ۳ درصد حجمی) نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت آنها گرانولار و کمی پورفیرویییدی است (شکل‌های ۴- A و ۴- B).



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

انکلاو: سنگ‌هایی حد واسط با بافت میکروگرانولار از معمول‌ترین انکلاوها در منطقه بررسی‌شده هستند. دانه‌ریزبودن انکلاوها نشانه‌ای از سردشدن پرشتاب مذاب سازنده آنها در مقایسه با ماگمایی گرانیتوییدی

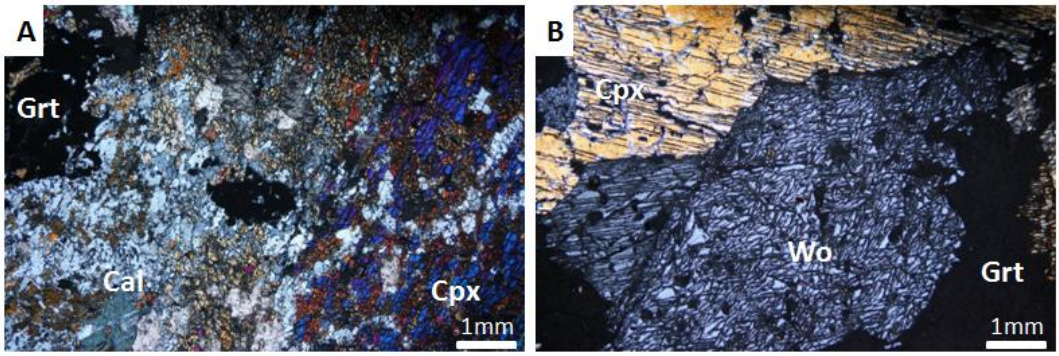
میزبان است. افزوده‌شدن ماگمای حد واسط با دمایی بالاتر به ماگمای فلسیک سردتر، فرایند تبلور در ماگمای با دمایی بالاتر را شتاب می‌بخشد و بافت میکروگرانولار را در آن پدید می‌آورد (Vernon, 1983) (شکل ۵- A). در پی این فرایند، با نزدیک‌شدن به محل همبری انکلاو با سنگ میزبان، سردشدن پرشتاب‌تر می‌شود و ازاین‌رو، اندازه بلورها در برابر مرکز انکلاو ریزتر است (Kumar, 2010) (شکل ۵- B).



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

اسکارن: اسکارن‌ها به دو دسته برون‌اسکارن (اگزواسکارن) و درون‌اسکارن (اندواسکارن) رده‌بندی می‌شوند. کانی‌شناسی اسکارن منطقه دربردارندهٔ گارنت، پیروکسن، ولاستونیت، ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و اسفن است. هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت و گوئتیت نیز از کانی‌های تیره هستند.

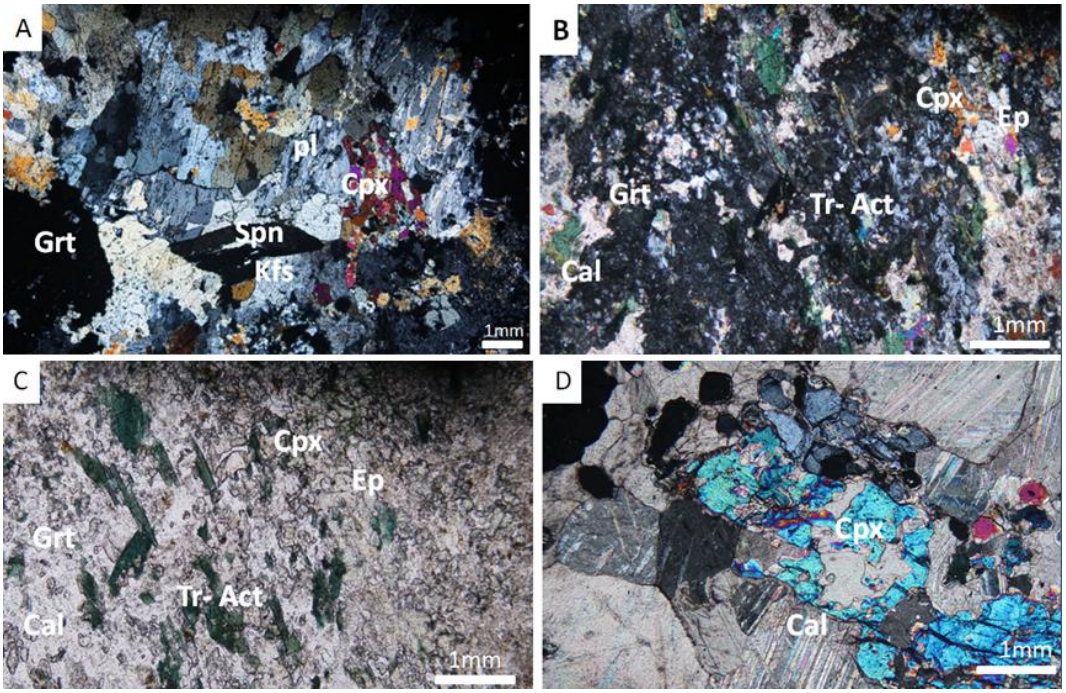
کلینوپیروکسن اسکارن (اندواسکارن): این گونه اسکارن‌ها نواری باریک با ستبرای کم را در نزدیکی توده آذرین نفوذی پدید آورده‌اند. اسکارن‌های نواری دربردارندهٔ نوارهای متناوب گارنت، کلسیت و کلینوپیروکسن هستند. همچنین، گارنت میان تناوب کلینوپیروکسن و کلسیت دیده می‌شود. این دو کانی چه‌بسا در حضور سیال سرشار از سیلیس و با فوگاسیته اکسیژن بالا با هم واکنش داده و با گارنت جایگزین شده‌اند (شکل ۶- A). هم‌زیستی ولاستونیت و کلینوپیروکسن در این اسکارن‌ها پدیده‌ای عادی است (شکل ۶- B). این مجموعه از کانی‌ها در اسکارن هر دو منطقه دیده می‌شوند؛ اما تفاوتی در آنها دیده نشده است.



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

کلینوپیروکسن- پلاژیوکلاز اسکارن (اندواسکارن): این پاراژنز در اسکارن‌های هر دو منطقه دیده شده است. در این سنگ‌ها پیروکسن بیشتر همراه با پلاژیوکلاز بوده و نشان‌دهندهٔ 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 ۷- A).

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 ۷- B و ۷- C). این پاراژنز در هر دو نمونه اسکارن بررسی‌شده دیده می‌شود. همچنین، کلینوپیروکسن‌ها در همراهی با کلسیت دیده می‌شوند و در حال کلسیتی‌شدن هستند (شکل ۷- D).



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) کلسیتی‌شدن پیروکسن (XPL)

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

گارنت‌های درون اسکارن شمالی به چهار گروه رده‌بندی می‌شوند:

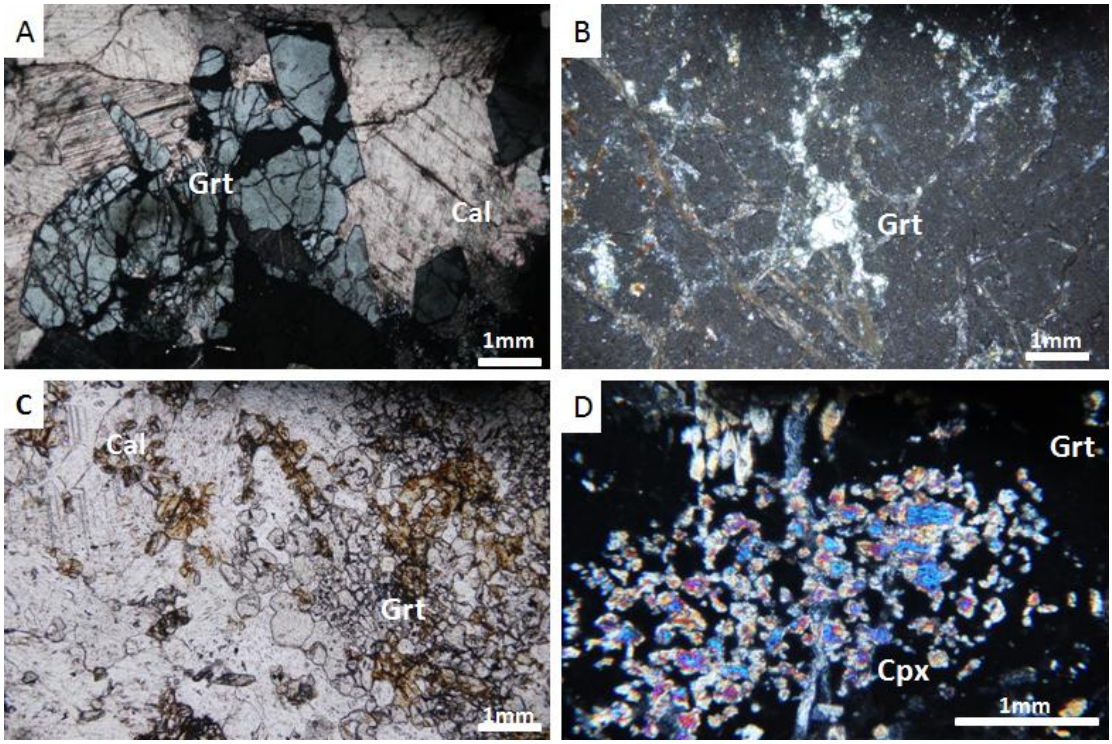
گارنت‌های گروه نخست که در XPL، ان‌ایزوتروپی از خود نشان می‌دهند (شکل ۸- A).

گارنت‌های گروه دوم کمابیش شکل‌دار و درشت‌بلور بوده و در PPL، زردرنگ هستند. این

گارنت‌هـا شکسـتگی‌های فـراوان در سـطح دارنـد و در XPL، ایزوتـــروپ هســـتند. همـــراه بـــا ایـــن گارنت‌هـــا، کانی‌هـــای کلریـــت آهـــن‌دار، کـــوارتز و مگنتیت یافت شدند (شکل ۸- B).

گارنت‌هـای گـروه سـوم بسـیار ریـز هسـتند و در PPL، زرد عســـلی و در XPL، کـــاملاً ایزوتـــروپ هســتند. ایـن گـروه از گارنت‌هـا دور از تـوده آذریـن نفوذی بوده و تُند رشد کرده‌اند (شکل ۸- C).

همچنـین، گارنت‌هـای گـروه چهـارم کـه هنگـام دگرگـونی پسـرونده از واکـنش پیروکسـن پدیـد آمده‌انـد و در PPL، بـه رنـگ کـرم و در XPL، ایزوتروپ هستند (شکل ۸- D).



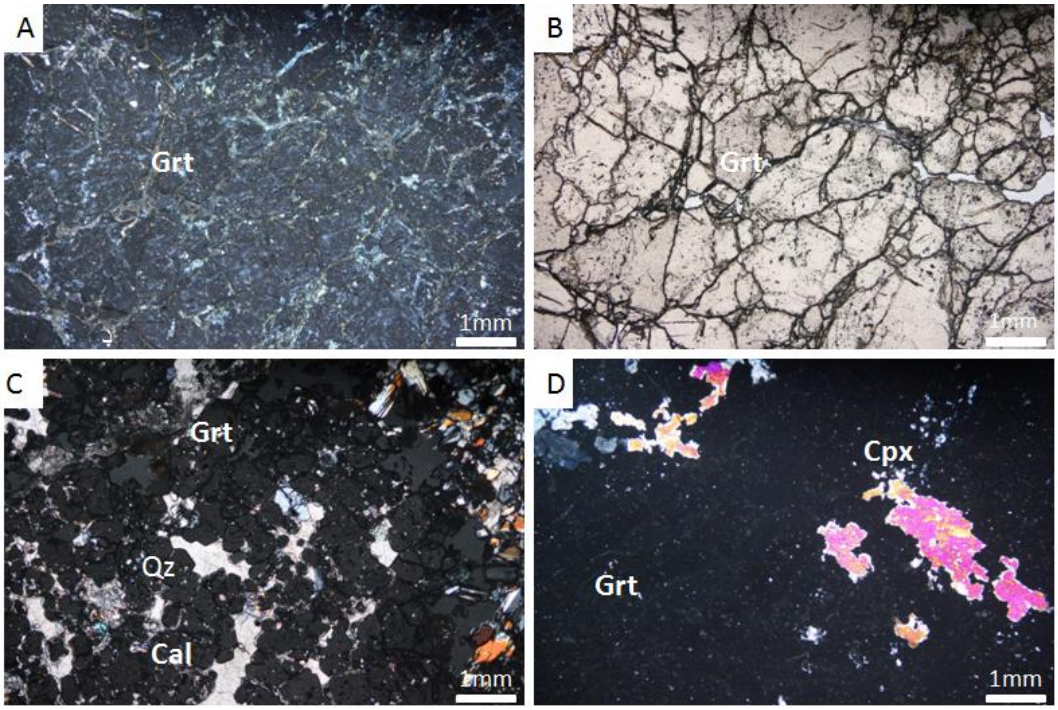
شـکل ۸- تصـویرهای میکروسـکوپی (XPL و PPL) از گارنت‌هـای اسـکارن شـمالی (جنـوب قمصـر). A) گارنت‌هـای ان‌ایزوتـروپ (XPL)؛ B) گارنت‌های ایزوتروپ درشت‌بلور (XPL)؛ C) گارنت‌های ریزبلور (PPL)؛ D) جایگزین‌شدن پیروکسن با گارنت (XPL)

گارنت درون اسکارن جنوب‌باختری با گارنت درون اسکارن شمالی یکسان نیست. این تفـاوت در ترکیـب گارنت‌های دو منطقه برپایه داده‌های ریزکاو الکترونی (جدول‌های ۱ و ۲) نیز دیده می‌شود. گارنتِ اسـکارن جنوب‌باختری معمولا ان‌ایزوتروپی و زونینگ نـدارد و در سه گروه دسته‌بندی می‌شود:

گارنت‌هـای گـروه نخسـت بلورهـای درشـت و یکپارچـه هسـتند و شکسـتگی فـراوان دارنـد. ایـن گارنت‌هـــا در XPL، ایزوتـــروپ و در PPL، زرد رنگ هستند (شکل‌های ۹- A و ۹- B).

گارنت‌هـای گـروه دوم ریزبلـور و شـکل‌دار بـوده و در PPL، زرد رنـــگ و در XPL، ایزوتـــروپ هستند (شکل ۹- C).

گروه سـوم گارنت‌هـا از جـایگزینی پیروکسـن بـا گارنـت هنگـام دگرگـونی پسـرونده پدیـد آمده‌انـد و بجامانده‌هایی از بلور پیروکسن در آنها دیده می‌شـود. این گروه از گارنت‌ها در PPL، کرم رنـگ و در XPL، ایزوتروپ هستند (شکل ۹- D).



شکل ۹-تصویرهای 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) جایگزین‌شدن پیروکسن با گارنت (XPL)

توالی پاراژنزی کانی‌ها

در پی تزریق توده‌های آذرین بزرگ به یک منطقه، و آزادشدن 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 به‌صورت یک فاز از توده آذرین نفوذی جدا می‌شوند. با پیشرفت تبلور به حجم محلول‌های گرمابی آزادشده 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 آزادشده از آن در سنگ‌های میزبان پدید می‌آید، راه خوبی برای ورود سیال درون سنگ‌های پیرامونش است. در نزدیکی توده آذرین کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب (مانند: گارنت با ترکیب اوگراندیت، کلینوپیروکسن 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 ۷- A و ۶- B). 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 (شکل۷- B). در این مرحله، پیروکسن ناپایدار است و با گارنت جایگزین می‌شود. در شکل‌های ۸- D و ۹- D، جانشینی پیروکسن با گارنت دیده می‌شود.

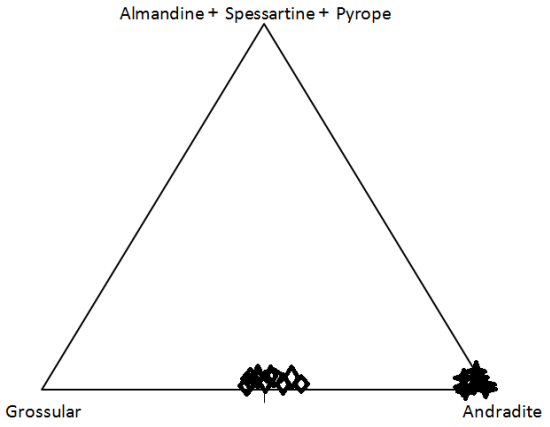
مرحلـــه‌های دگرگـــونی و اســـکارن‌زایی در هـــر دو منطقـه هماننـد هـم هسـتند؛ امـا برپایـه ویژگی‌هـای میکروسـکوپی و داده‌هـای تجزیـه ریزکـاو الکترونـی، ترکیـب کـانی گارنـت در ایـن دو منطقـه متفـاوت اسـت. رابطـه پـاراژنزی کانی‌هـای ایـن دو منطقـه در جدول ۵ نشان داده شده است.

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

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

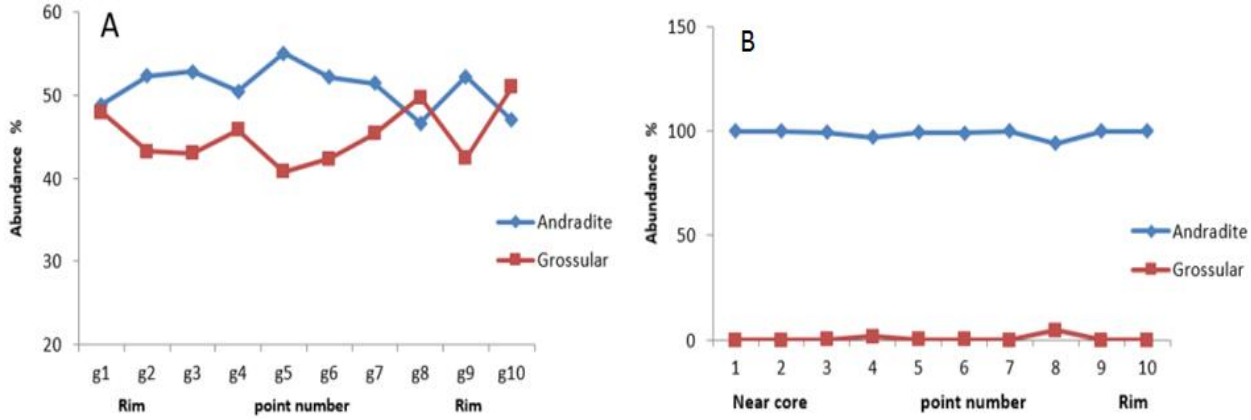
شیمی کانی

گارنـت: گارنـت از کانی‌هـایی اسـت کـه بـا بررسـی ترکیـب آن اطلاعـات بسـیاری دربـارهٔ نـوع سـنگ دربرگیرنـده، ترکیـب زمینـه، مجموعـه کانی‌هـای پیرامـون و شـرایط دمـا و فشـار محـیط پیـدایش آن به‌دسـت آورده می‌شـود. فرمـول عمـومی بلورهـای گارنـت بـی‌آب $R_3R_2(SiO_4)_3$ اسـت. در جایگـاه R_3 کاتیون‌هـای دو ظرفیتـی Ca^{2+}، Mn^{2+}، Fe^{2+} و Mg^{2+} و در جایگـاه R_2 کاتیون‌هـای سـه ظرفیتـی Mn^{3+}، Cr^{3+} و Fe^{3+} جـای می‌گیرنـد (Locock, 2008; Li *et al.*, 2010). برپایـه تجزیـه‌های ریزکـاو الکترونـی روی گارنت‌هـای منطقـه و نمـودار سـه‌تایی آنـدرادیت- گروسـولار- (آلمانـدین+ پیـروپ+ اسپسـارتین)، گارنت‌هـای اسـکارن شـمالی درصـد بـالاتری از گروسـولار ($Grs_{40.78}$ تـا $Grs_{50.96}$) در برابـر گارنت‌هـای اسـکارن جنوب‌بـاختری بـا نسـبت گروسـولار ($Grs_{0.00}$ تـا $Grs_{4.50}$) دارنـد (شـکل ۱۰). ایـن نکتـه در بررسـی‌های میکروسـکوپی و داده‌هـای تجزیـه ریزکـاو الکترونـی نیـز دیـده می‌شـود. گارنت‌هـای اسـکارن شـمالی ان‌ایزوتروپـی و منطقـه‌بنـدی نوسـانی کمـابیش آشـکاری از خـود نشـان می‌دهنـد. اعضـای پایـانی در گارنت‌هـای اسـکارن جنوب‌بـاختری ترکیـب شـاخص آنـدرادیت (Adr>90) دارنـد. گارنت‌هـای ایـن اسـکارن منطقـه‌بنـدی و ان‌ایزوتروپـی نشـان نمی‌دهنـد و همـه نمونه‌ها در قطب آندرادیت هستند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- گارنت‌های درون اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قـزآن (جنـوب قمصـر) (◊: اسـکارن شـمالی؛ +: اسـکارن جنوب‌باختری)

گارنت‌های آندرادیت ایزوتروپ هستند؛ اما اوگراندیت‌های حد واسط تا اندازه‌ای ان‌ایزوتروپی 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 ازاین‌رو، این گروه از اسکارن‌ها راهنمای خوبی برای پیجویی اندوخته‌های مس هستند (Meinert, 1992). گارنت‌های ان‌ایزوتروپ محدوده 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 به‌دست آمده است.

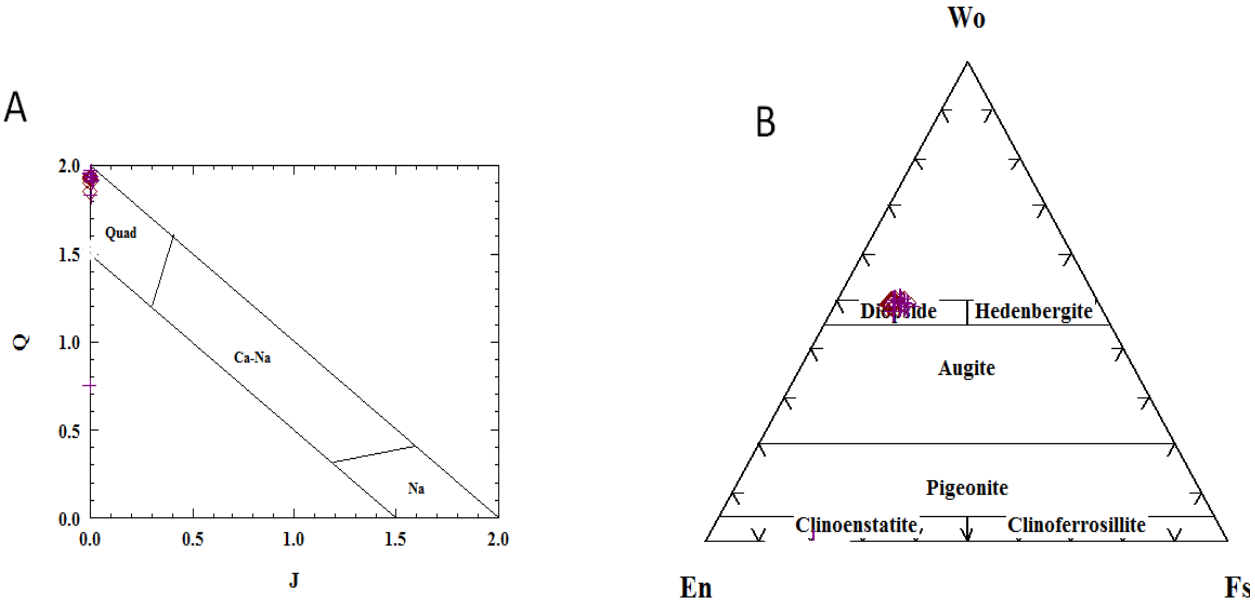


شکل ۱۱- گارنت درون اسکارن‌های شمالی و جنوب‌باختری قزآن (جنوب قمصر) در: A) نمودار تغییر اعضای پایانی گروسولار- آندرادیت از حاشیه به مرکز و حاشیه بلور ها (اسکارن شمالی) (فاصله میان نقاط نزدیک به ۲۵۰ میکرون است)؛ B) نمودار تغییر اعضای پایانی گروسولار- آندرادیت از نزدیک مرکز تا حاشیه بلور (اسکارن جنوب‌باختری)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

دربارهٔ 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. 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 می دهد منطقه‌بندی در گارنت‌های این منطقه پیامد تغییر ترکیب سیال هنگام رشد

آنهـا بـوده اسـت. ایـن شـرایط بـرای اسـکارن جنوب‌بـاختری به‌گونـه‌ای دیگـر بـوده اسـت. برپایـه شکل ۱۱- B، مقـدار مـولی عضـو پایـانی آنـدرادیت در برابـر مقـدار مـولی گروسـولار بسـیار بیشـتر اسـت و کمـابیش هـر دو رونـد افقـی دارنـد و نوسـان بسـیار کمـی را نشـان می‌دهنـد. ایـن نکتـه ویژگی‌هـای میکروسـکوپی و ایزوتـروپ‌بـودن ایـن گارنت‌هـا را نشان می‌دهد.

پیروکسـن: فرمـول عمـومی پیروکسـن‌ها به‌صـورت $M_2M_1T_2O_6$ اسـت. در جایگـاه M_2 کاتیون‌هـای Mn^{2+}، Fe^{2+}، Fe^{3+}، Mg^{2+}، Al^{3+}، Cr^{3+} و Ti^{4+} جـای می‌گیرنـد و جایگـاه M_1 بـا کاتیون‌هـای Ca^{2+}، Li^{+}، Fe^{2+}، Na^{+}، Mn^{2+} و Mg^{2+} پـر می‌شـود. کاتیون‌هـای Si^{4+} و Al^{4+} نیـز در جایگـاه T_2 جـای می‌گیرنـد (Morimoto *et al.*, 1988). پیروکسـن کـه از کانی‌هـای مهـم سـازندهٔ اسـکارن‌های بررسـی‌شـده اسـت، در مرحلـه پیشـرونده اسـکارن‌زایی پدیـد آمـده اسـت و برپایـه ویژگی‌هـای ترکیبـی و شـیمیایی آن نـوع کانی‌سـازی اسـکارن روشـن می‌شـود. برپایـه ویژگی‌هـای نـوری، ایـن پیروکسـن‌ها از نـوع کلینوپیروکسـن (دیوپسـید) هسـتند. پیـدایش پیروکسـن در اسـکارن‌های منطقـه نشـان می‌دهـد کـه دگرگونی آنهـا تـا رخسـاره پیروکسـن هـورنفلس بـوده اسـت. پیروکسـن‌های نخسـتین در همـه مراحـل اسـکارن‌زایی پایـدار نبـوده و بـا گارنـت و ترمولیـت–اکتینولیـت جـایگزین شـده‌اند؛ ازایـن‌رو، در ایـن سـنگ‌ها گارنـت فراوانـی کمتـری دارد. برپایـه داده‌هـای تجزیـه ریزکـاو الکترونـی (جـدول‌های ۳ و ۴)، نمونـه‌های هـر دو منطقـه روی نمـودار پیشـنهادیِ Morimoto و ketamora (۱۹۸۳)، در بخـش Quad (شـکل ۱۲- A) و در نمـودار سـه‌تایی انسـتاتیت- ولاسـتونیت- فروسـالیت در بخـش دیوپسـید- هـدنبرژیت جـای می‌گیرنـد (Morimoto *et al.*, 1988) (شکل ۱۲- B).



شـکل ۱۲- ترکیـب پیروکسـن‌های درون اسـکارن‌های شـمالی و جنوب‌بـاختری قـزآن (جنـوب قمصـر) در: A) نمـودار Quad بـرای رده‌بنـدی پیروکسـن‌ها (Morimoto and Ketamora, 1983)؛ B) نمـودار رده‌بنـدی سـه‌تاییِ انسـتاتیت- ولاسـتونیت- فروسـالیت (Morimoto *et al.*, 1988) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۱۰ است)

بحث

در منطقه بررسی‌شده 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 اکسیدشدن سیال بجامانده و افزایش پرشتاب نسبت (Fe^{3+}/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 کلینوپیروکسن هنگام دگرگونی برگشتی و در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن سیال بالا بوده پدید آمده‌اند. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن با گارنت در زیر نشان داده شده است (Letargo and Lamp, 1993):

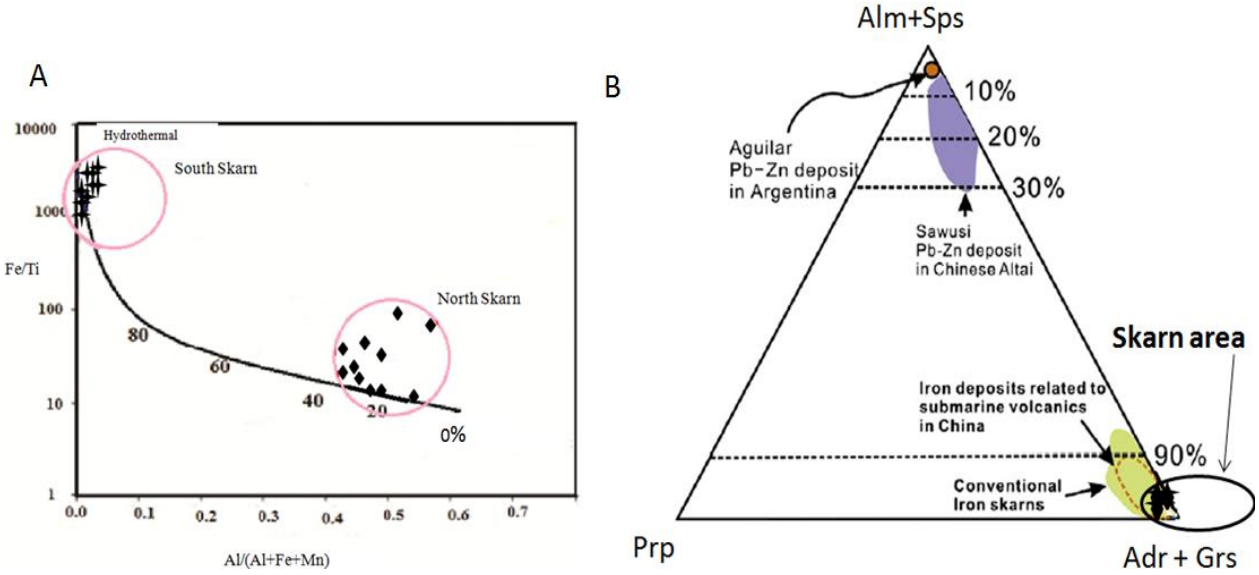
$$4CaFeSi_2O_6+2CaCO_3+O_2\rightarrow 2Ca_3Fe_2Si_2O_{12}+4SiO_2+2CO_2$$

گارنت‌هایی که در بازهٔ 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^{3+} در ترکیب سیال در پی کاهش فوگاسیته اکسیژن کم می‌شود (Gaspar *et al.*, 2008). به علت تحرک‌پذیری کم عنصرهایی مانند Al، گارنت‌های با ترکیب گروسولار در دوره‌های میان‌جوشش رشد می‌کنند. در این هنگام، نرخ رشد کُند 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 کمِ آب به سنگ، با سیال‌های متاسوماتیکی بافرشدهٔ سنگ میزبان پدید می‌آیند. این واکنش در زیر نشان داده شده است (Tracy and Frost, 1991):

$$CaAl_2Si_2O_8+2CaCO_3+SiO_2\rightarrow Ca_3Al_2Si_3O_{12}+2CO_2$$

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، کنترل‌کننده‌های درونی مانند تجزیه پلاژیوکلاز در نظر گرفته می‌شود؛ اما در زون‌هایی که عضو پایانی آندرادیت افزایش نشان می‌دهد، کنترل‌کننده‌های 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 پایانیِ گروسولار بسیار ناچیز آنها نشان می‌دهد شرایط هنگام

پیدایش دو اسکارن یکسان نبوده است. ازآنجایی‌که 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 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 عنصرها پیشنهادشده 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 قزآن (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)

Clenchenko و Valley (۲۰۰۳) با بررسی ایزوتوپ پایدار اکسیژن و تجزیه عنصرهای اصلی در گارنت‌های زونینگ‌دارِ 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} نشان‌دهندهٔ خاستگاه ماگمایی سیال‌ها 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} نشان‌دهندهٔ 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

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–Zn–Ag دار نزدیک گوشهٔ آلماندین- اسپسارتین جای می‌گیرند؛ مانند: اسکارن آگویلار 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 $Adr_{55.04-46.58}Grs_{50.96-40.78}Alm+Sps_{5.26-1.27}Prp_{0.82-0.28}$ هستند. برای گارنت‌های اسکارن جنوب‌باختری، این مقدارها $Adr_{100-94.17}$ $Grs_{4.31-0}$ $Alm+Sps_{1.32-0}$ $Prp_{0.4-0}$ هستند. این نمونه‌ها از Fe و Al سرشار هستند و در این نمودار، در بخش اسکارن‌های همرفتی آهن (conventional iron skarn) همراه با سری‌های کالک‌آلکالن نوع I سنگ‌های آذرین نفوذی و در نزدیکی استوک‌ها دیده می‌شوند (Meinert, 1992) (شکل ۱۳- B).

واکنش زیر چگونگی پیدایش دیوپسید در اسکارن‌های منطقه را نشان می‌دهند (Jacobs and Kerrick, 1981):

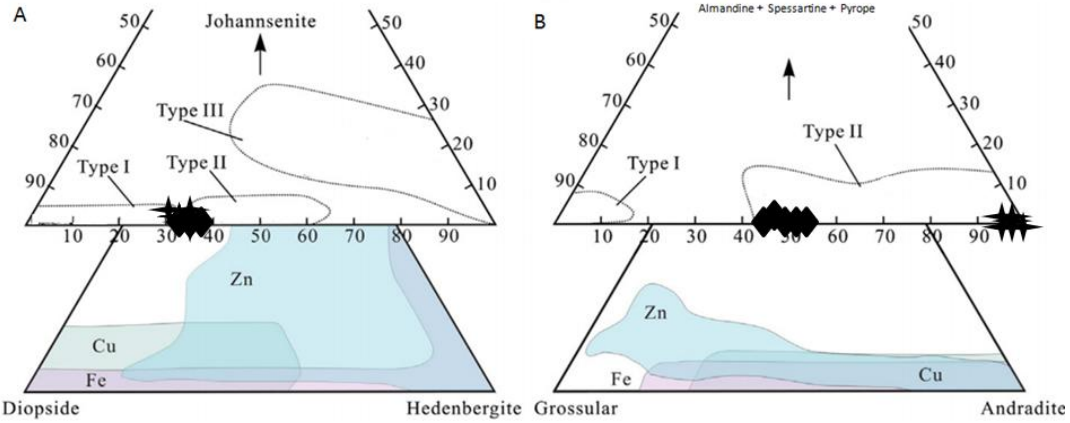
$$CaMg(CO_3)_2+2SiO_2 \rightarrow CaMgSi_2O_6+2CO_2$$

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

$$2Fe_3O_4+6CaCO_3+12SiO_2 \rightarrow 6CaFeSi_2O_6 +6CO_2+O_2$$

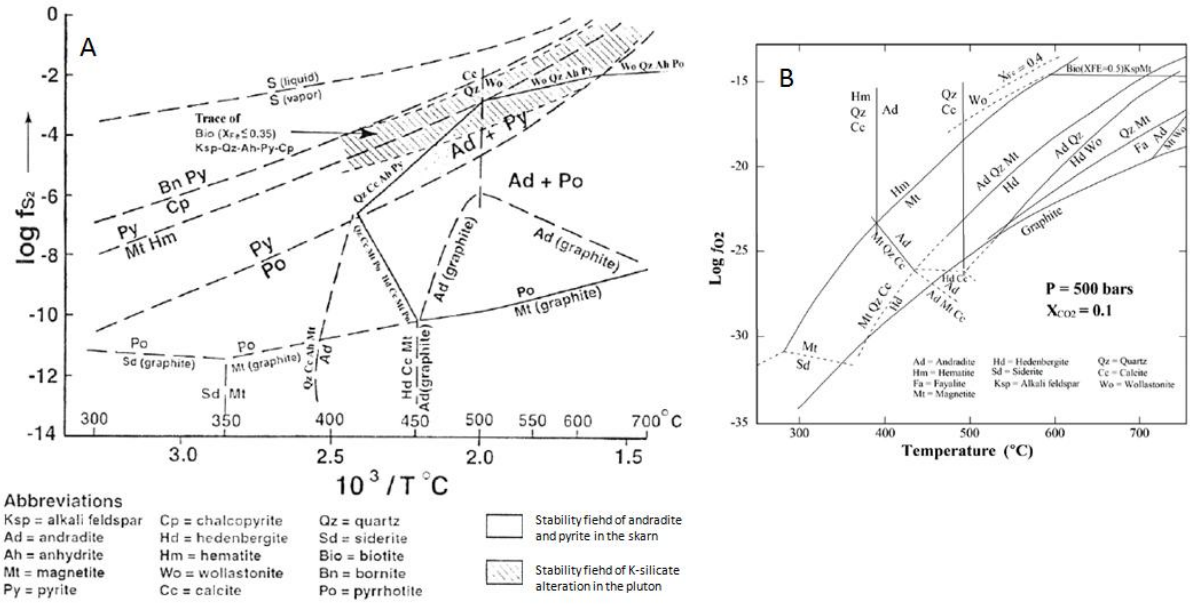
برپایه بررسی ترکیب پیروکسن‌ها در دو اسکارن، تفاوت ترکیبی میان این کانی در دو اسکارن دیده نمی‌شود و هر دو ترکیبی همانند هم دارند. همچنین، تفاوت در ترکیب سیال‌های تأثیرگذار در پیدایش اسکارن‌ها روی ترکیب پیروکسن‌ها بی‌اثر بوده است.

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 الکترونیِ 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 قزان در محدوده تیپ II و در محدوده اسکارن‌های با ذخیره آهن جای می‌گیرند (شکل‌های ۱۴- A و ۱۴- B).



شـــکل ۱۴- کلینـــوپیروکس و گارنـــتِ اســـکارن‌های شـــمالی و جنوب‌بـــاختری قـــزآن (جنـــوب قمصـــر) در: A) نمـــودار ســـه‌تایی کلینوپیروکسـن بـه‌همراه محـدوده‌های رده‌بنـدی آنهـا؛ B) نمـودار سـه‌تایی گارنت‌هـا بـه‌همراه محـدوده‌های رده‌بنـدی آنهـا (Zuo *et al.*, 2015) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۱۰ است)

ازآنجایی‌که همه کانی‌هـای اسـکارن در هـر دو منطقـه بررسی‌شده در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H جـای می‌گیرنـد، نمودارهای شکل ۱۵ برای ارزیابی شرایط زمین‌شـیمیایی و ترمودینـامیکی تقریبـی منطقـه بـه‌کار بـرده می‌شـوند. Einaudi (۱۹۸۲) ایـن نمـودار را بـرای فشـار ۵۰۰ بـار و XCO_2 = ۰/۱ پیشنهاد کـرده اسـت. آنـدرادیت در حالـت اکسایش متوسط تا کم، پایدار است که با افزایش فوگاسـیته اکسیژن با مگنتیت، کوارتز و کلسیت جایگزین می‌شـود. بـا کـاهش دمـا، محـدوده پایـداری آنـدرادیت بـه فوگاسـیته اکسیژن و گوگرد کمتر منتقل می‌شود. پـس، آنـدرادیت در پی افزایش فوگاسیته اکسیژن تـا دمـایی نزدیـک بـه ۴۰۰ سانتیگراد تجزیه می‌شود. در کل، آندرادیت در دمـای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته اکسـیژن از 10^{-16} تـا 10^{-26} پایدار است.



شـکل ۱۵- A) نمـودار فوگاسـیته اکسـیژن در برابـر دمـا، در فشـار سـیال 500 بـار و XCO_2 =۰/۱ بـرای سـامانه Ca-Fe-Si-C-O-H؛ B) نمـودار فوگاسـیته گـوگرد در برابـر درجـه دمـا کـه در آن محـدوده پایـداری آنـدرادیت- پیریـت و آنـدرادیت- پیروتیـت در XCO_2 =۰/۱ نشان داده شده است (Einaudi, 1982)

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+ هماتیت 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 کالک‌آلکالن وابسته به پهنه کمان قاره‌ای هستند. توالی پاراژنزی اسکارن دربردارندهٔ کانی‌های بی‌آبِ کلینوپیروکسن، گارنت، ولاستونیت، اسفن و کانی‌های آب‌دارِ 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 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 اصلیِ دیگر در اسکارن‌های منطقه است. ترکیب پیروکسن در دو اسکارن همانند هم بوده و این نشان‌دهندهٔ نبود تأثیرپذیری ترکیب کلینو پیروکسن‌ها از میزان درصد مشارکت سیال‌های ماگمایی روی ترکیب این کانی است. ازاین‌رو، 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.

سپاس‌گزاری

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.

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 Í etude 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 Mineraloghy and Petrologhy 18: 347-371

Auwera, 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 granulit 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: 2nd 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. Titley, 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 andhydrothermal 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) Devolatisation equilibria in H_2O-CO_2–NaCl fluids: an experimental and thermobaromedynamic evolution at evelated 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^{3+} centers in a series of garnet crystals $A_3B_2C_3O^{12}$ (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 tace 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 componets, 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 thermobarometery 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.