



مطالعه کانی‌شناسی و فرآیندهای اسکارنی‌شدن در اسکارن مس - آهن آوان، شمال خاور خاروانا، شمال باختر ایران

میر علی اصغر مختاری^{1*}، محمد ابراهیمی¹ و محمدرضا قربانی²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنگنه، زنگنه، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

دریافت: 1393/04/30، پذیرش: 1394/05/24

چکیده

اسکارن مس - آهن آوان در نتیجه نفوذ باتولیت گرانیتوئیدی قره‌داغ به داخل سنگهای کربناته ناخالص کرتاسه بالایی تشکیل شده است. اسکارن آوان متشکل از پهنه‌های مرمر، اگزواسکارن و اندواسکارن بوده و بخش اصلی آن پهنه اگزواسکارن، است. بررسیهای کانی‌شناسی بیانگر آن است که پهنه اگزواسکارن شامل زیرپهنه‌های گارنت‌اسکارن، پیروکسن - گارنت‌اسکارن و کانه‌اسکارن است. مهمترین کانی کالک‌سیلیکاته بی‌آب در پهنه اگزواسکارن، گارنت و ترکیب آن اوگراندیتی (Ad₅₃₋₈₉) است. برخی بلورهای گارنت، منطقه‌بندی دارد و ترکیب آنها به طرف حاشیه‌ها به آندرادیت خالص (Ad₉₉) میل می‌کند. کلینوپیروکسن موجود در زیرپهنه پیروکسن - گارنت‌اسکارن از نوع دیوپسید (Di₇₅₋₉₆) است. زیرپهنه کانه‌اسکارن از کانه‌های مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، مالاکیت و گوتیت تشکیل شده است. وجود میزان محدود ولاستونیت در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن آوان، هم‌رشدی بلورهای گارنت و کلینوپیروکسن و نبود هاله واکنشی بین این دو کانی و نبود بافتهای جان‌شینی نشان‌دهنده آن است که این کانیها به‌صورت هم‌زمان در محدوده دمایی 430-600 °C و فوگاسیته اکسیژن بیشتر از 10⁻²⁶ تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، اسکارن مس - آهن، باتولیت قره‌داغ، آوان، خاروانا، آذربایجان خاوری

مقدمه

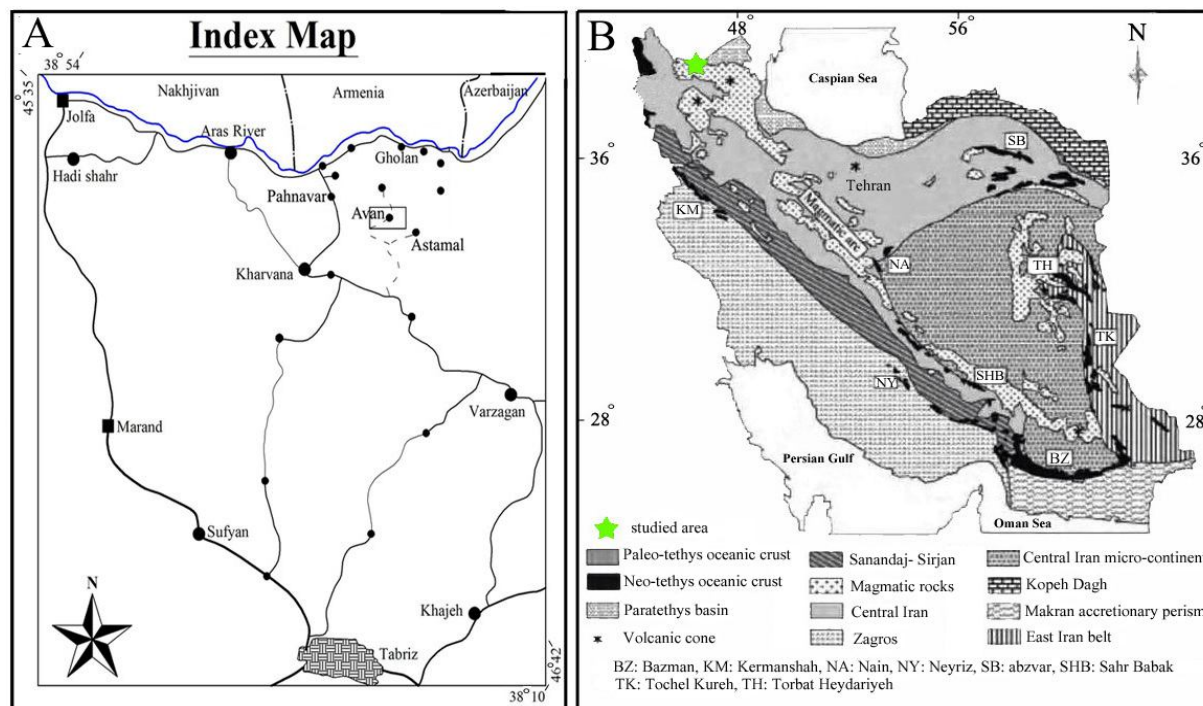
سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند، همراه هستند (Meinert, 1992). از کانیهای اسکارنی موجود در اسکارن‌های آهن کلسیک می‌توان به گارنت و پیروکسن همراه با میزان کم اپیدوت و اکتینولیت اشاره کرد که همگی غنی از آهن هستند. اسکارن‌های مس فراوانترین نوع اسکارن در جهان، به‌ویژه در مناطق کوه‌زایی مرتبط با فرورانش (جزایر قوسی و حاشیه‌های فعال قاره) هستند (Einaudi et al., 1981; Einaudi, 1982a; Einaudi, 1982b). بسیاری از آنها با توده‌های نفوذی کالک‌آلکان نوع I و توده‌های پورفیری همراهند (Meinert, 1992).

اسکارن مس - آهن آوان در حاشیه جنوبی باتولیت قره‌داغ (اردوباد یا مقری)، در نزدیکی مرز ارمنستان (60 کیلومتری

فراوانترین نوع ذخایر اسکارنی، اسکارن‌های مس - آهن است که در مناطق کوه‌زایی مرتبط با محیطهای فرورانش تشکیل می‌شوند (Einaudi et al., 1981; Einaudi, 1982a; Einaudi, 1982b; Meinert, 1992). ذخایر اسکارنی مس - آهن، بین دو قطب اسکارن‌های مس و اسکارن‌های آهن قرار گرفته‌اند و در حقیقت، اسکارن‌های انتقالی بین این دو گروه اصلی هستند (Vidal et al., 1990). اسکارن‌های آهن کلسیک در مناطق کوه‌زایی مرتبط با فرورانش به‌ویژه در جزایر قوسی فراوان بوده (Einaudi et al., 1981; Einaudi, 1982a; Einaudi, 1982b; Meinert, 1992) و اغلب با توده‌های نفوذی غنی از آهنی که داخل سنگهای آهکی و

است. این منطقه، بخشی از پهنه مرکزی (Aghanabati, 2004) را در گوشه شمال باختری ایران به خود اختصاص داده است (شکل B-1).

شمال تبریز و 25 کیلومتری شمال خاروانا) واقع شده است (شکل A-1). این دگرسانی متاسوماتیک نوع اسکارن، در نتیجه نفوذ باتولیت گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی قره‌داغ داخل سنگهای کربناته ناخالص کرتاسه بالایی تشکیل شده



شکل 1. A: نقشه راههای دسترسی به اسکارن آوان و B: موقعیت اسکارن آوان بر روی نقشه زون‌های ساختاری ایران (Aghanabati, 2004)

Fig. 1. A: Accessing road map to the Avan skarn, and B: Location of the Avan skarn on the Iranian geo-structural zones (Aghanabati, 2004).

روش مطالعه

بررسیهای به عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرنده دو بخش بررسیهای صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسیهای صحرایی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه، شناسایی مرز بین توده نفوذی و هاله اسکارنی و همچنین مرز بخشهای مختلف پهنه اسکارنی، به همراه نمونه‌برداری از آنها در امتداد پروفیل‌های مختلف برای بررسیهای آزمایشگاهی بوده است. بررسیهای آزمایشگاهی دربرگیرنده بررسیهای سنگ‌شناختی (22 نمونه)، بررسیهای کانه‌نگاری (4 نمونه) و میکروپروب (39 نقطه در 2 نمونه) است. درصد حجمی کانیهای تشکیل‌دهنده نمونه‌های مورد بررسی برای سنگ‌شناسی، با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط، اندازه‌گیری شده است. تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانیهای کالکسیلیکاته مانند گارنت و پیروکسن در

از دیدگاه پترولوژی و کانی‌سازی، بررسیهای متعددی بر روی برخی از اسکارن‌های آذربایجان توسط پژوهشگران مختلف در قالب پایان‌نامه‌ها و رساله‌های دانشگاهی و طرحهای پژوهشی انجام شده است (Mollaie, 1993; Mir Mohammadi, 1995; Mehrpartou et al., 1997; Hosseinzadeh, 1999; Khezri and Moazen, 2001; Siahcheshm, 2002; Karimzadeh Somarin and Moayed, 2002; Mojarad, 2003; Calagari and Hosseinzadeh, 2005; Mokhtari, 2008; Mollaie et al., 2009; Mokhtari et al., 2012; Baghban Asgharinezhad, 2012; Mokhtari, 2012). لکن هاله اسکارنی آوان تاکنون مورد بررسی دقیق قرار نگرفته است. در این پژوهش بسیاری از جنبه‌های زمین‌شناسی هاله اسکارنی آوان نظیر کانی‌شناسی، بافت، دگرسانی متاسوماتیک دوجانبه، متاسوماتیسم و کانی‌سازی در طی مراحل پیش‌رونده و پس‌رونده فرآیند اسکارنی شدن به‌طور دقیق مورد بررسی قرار گرفته است.

زیرپهنه‌های گارنت‌اسکارن و پیروکسن - گارنت‌اسکارن، آنالیز میکروپروب با استفاده از دستگاه مدل Cameca SX100 در سازمان زمین‌شناسی جمهوری چک انجام شد (جدولهای 1 و 2).

جدول 1. آنالیز میکروپروب گارنت‌های موجود در زیرپهنه گارنت‌اسکارن و پیروکسن - گارنت‌اسکارن، اسکارن آوان

Table 1. Result of electron microprobe analysis of garnets from the garnet skarn and pyroxene- garnet skarn sub- zones in the Avan skarn

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Pa.77 iso3	34.57	0.15	9.09	17.55	1.49	0.1	33.16	0.02	0	0.04	96.17
Pa.77 iso2	34.99	0.11	8.46	17.97	1.32	0.15	32.94	0.01	0	0.02	95.87
Pa.77 iso1	35.01	0.5	9.15	16.47	0.68	0.18	34.39	0.02	0	0.04	96.44
Pa. 78 b8	36.4	0.47	8.48	17.5	1.1	0.17	33.9	0	0.01	0.01	98.04
Pa. 78 b7	37.01	0.53	9.51	16.84	0.97	0.17	33.97	0.04	0	0.03	99.07
Pa. 78 b6	37.08	0.39	8.4	17.9	1.24	0.17	33.3	0.02	0	0.01	98.51
Pa. 78 b5	36.97	0.47	9.62	16.7	1.29	0.2	33.03	0.06	0.01	0.03	98.38
Pa. 78 b4	35.56	0.58	8.31	17.8	1.17	0.17	33.91	0.02	0.03	0.02	95.57
Pa. 78 b3	36.67	0.24	8.13	19.16	0.75	0.14	33.79	0	0.01	0.02	98.91
Pa. 78 b2	36.73	0.25	7.79	18.8	1.17	0.12	34.03	0	0	0	98.89
Pa. 78 b1	37.38	0.13	9.11	17.71	1.2	0.21	33.64	0.03	0.01	0.02	99.44
Pa. 78 a4	36.64	0.65	9.45	16.47	1.52	0.25	32.95	0	0.01	0.02	97.96
Pa. 78 a3	37.09	0.67	9.89	15.74	1.48	0.27	33.88	0	0.01	0.01	99.03
Pa. 78 a2	35.7	1.91	6.62	19.25	1.13	0.05	33.87	0.03	0	0	98.56
Pa. 78 a1	35.41	1.99	6.09	19.79	1.1	0.05	33.73	0	0.01	0.02	98.19
Pa.77 less dark4	33.92	0	0.26	27.65	0.3	0.06	33.03	0.03	0.02	0.02	95.02
Pa.77 less dark3	35.03	0.04	2.98	24.34	0.41	0.05	33.07	0	0	0.03	95.95
Pa.77 less dark2	36	0.28	8.27	18.83	0.9	0.24	33.82	0	0	0.01	98.35
Pa.77 light3	34.48	0	0.44	27.27	0.42	0.06	33.44	0.03	0	0	96.14
Pa.77 medium3	34.63	0.04	2.96	24.7	0.45	0.04	33.91	0.02	0	0.02	96.77
Pa.77 less dark1	36.6	0.35	7.93	18.55	0.75	0.19	33.65	0.02	0.03	0.03	98.09
Pa.77 dark4	36	0.36	7.97	18.55	0.75	0.19	35.11	0.04	0	0	98.97
Pa.77 dark3	36.38	0.59	9.91	15.58	0.94	0.24	33.74	0	0	0.03	97.47
Pa.77 light2	36.13	0.1	3.3	23.92	0.45	0.06	33.94	0	0	0.04	97.94
Pa.77 medium2	36.67	0.43	8.11	18.12	0.95	0.21	33.04	0	0.02	0.03	97.58
Pa.77 dark2	37.15	0.45	10.6	15.72	0.82	0.17	34.89	0.02	0	0.03	98.85
Pa.77 light1	35.47	0.2	3.5	23.58	0.5	0.08	34.45	0.01	0	0.01	97.8
Pa.77 medium1	36.39	0.12	9.15	17.43	1.59	0.13	32.38	0	0	0	97.19
Pa.77 dark1	37.56	0.51	10.18	15.31	0.84	0.19	34.14	0.02	0.01	0.01	98.77
Pa.77 rim3	34.62	0.08	2.9	24.57	0.44	0.02	33.79	0.03	0.01	0.02	96.48
Pa.77 core3	35.84	0.37	8.4	18.02	0.94	0.24	34.45	0.02	0	0.02	98.3
Average	36.002	0.4	7.32	19.28	0.94	0.15	33.65	0.016	0.006	0.019	97.78

زمین‌شناسی

رسوبی مربوط به کرتاسه بالایی نفوذ کرده است (Khain and Koronousky, 1997) و به تشکیل هاله‌های اسکارنی آوان و شمال آستامال و همچنین پهنه گسترده دگرسانی محور آستامال - توجه‌مهر در داخل این سنگها منجر شده است. منطقه مورد بررسی، بخشی از پهنه مرکزی ایران (Aghanabati, 2004) با رخمون گسترده از سنگهای آتشفشانی و نفوذی ترشیری است (شکل 1-B). در مقیاس

هاله اسکارنی آوان در ارتباط با باتولیت قره‌داغ تشکیل شده است. باتولیت یادشده با وسعت حدود 1500 کیلومتر مربع در مرز ایران و جمهوری‌های آذربایجان و ارمنستان واقع و در کشورهای یاد شده به ترتیب با عنوانهای باتولیت اردوباد و باتولیت مقری معروف است. باتولیت قره‌داغ در سمت جنوب (منطقه مورد بررسی)، به داخل توالی سنگهای آتشفشانی -

ماهیت کالک‌آلکانل است که میزبان ذخایر بزرگ پورفیری مانند کاجاران و آگاراک در جمهوری ارمنستان و برخی ذخایر کوچک پلی‌متال و فلزات گرانبها مانند انیق - قره‌چیلر در ایران است (Mokhtari, 2008). داده‌های دقیق سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی فازهای مختلف این باتولیت، بیانگر سن 40-50 میلیون سال (ائوسن بالایی) برای اولین فازهای نفوذی بوده که توسط فازهای بعدی به سن 30-32 میلیون سال (الیگوسن) و 20-23 میلیون سال (میوسن) دنبال شده است (Moritz et al., 2011).

ناحیه‌ای، این منطقه ادامه پهنه کانی‌سازی شده Zangezour در قفقاز کوچک است. قفقاز کوچک بخشی از کمربند تتیس است که از مجموعه سنگهای ماگمایی مرتبط با فرورانش نوع آندی، از ژوراسیک - کرتاسه شروع و به مجموعه ماگمایی پس از برخوردی تا کششی نفوژن ختم شده است. در طی ترشیری، فعالیت ماگمایی و زمین‌ساختی برخوردی و پس از برخوردی در قفقاز کوچک غالب بوده است (Sosson et al., 2010). پهنه کانی‌سازی شده Zangezour-Ordoubad، دربرگیرنده باتولیت مرکب قره‌داغ (اردوباد یا مقری) در بخش جنوبی خود بوده و متشکل از مجموعه ماگمایی فلسیک تا مافیک با

جدول 2. آنالیز مایکروپروب کلینوپیکسین‌های موجود در زیرپهنه پیروکسن - گارنت‌اسکارن، اسکارن آوان

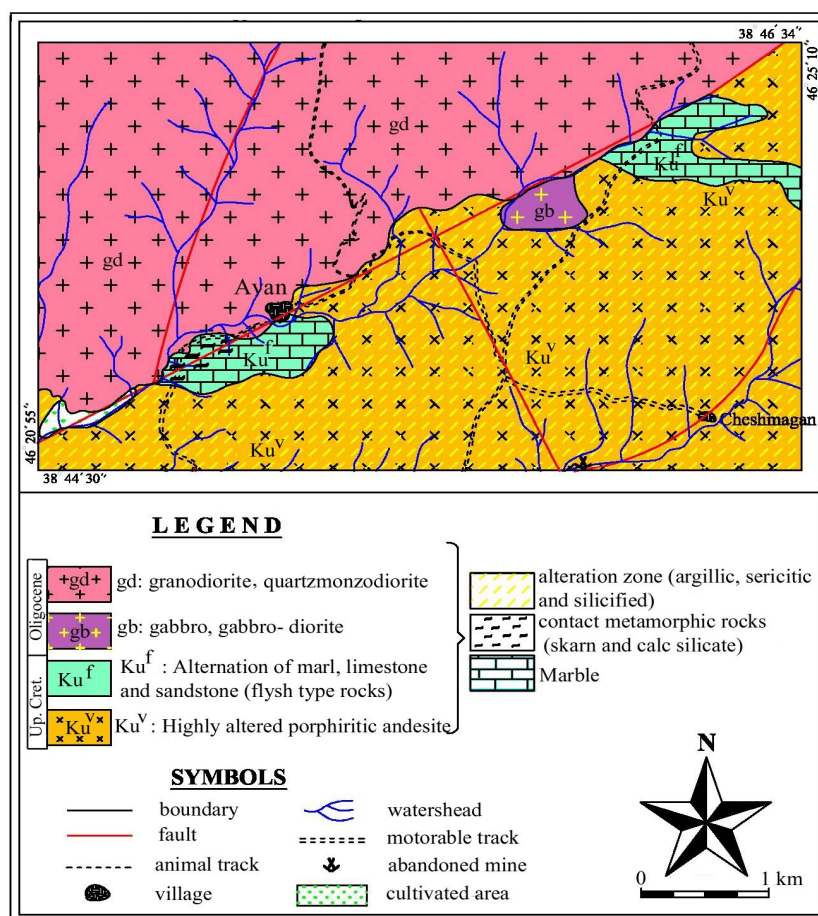
Table 2. Result of electron microprobe analysis of clinopyroxene from the pyroxene- garnet skarn sub- zones in the Avan skarn

	Pa.78 a3	Pa.78 a2	Pa.78 a1	Pa.78 a	Average
SiO ₂	51.69	51.99	52.18	50.87	51.68
TiO ₂	0.07	0.09	0.03	0.15	0.085
Al ₂ O ₃	2.43	1.27	1.82	2.44	2.24
FeO	5.7	8.15	5.08	9.59	7.13
MnO	0.42	1.38	0.48	1.56	0.96
MgO	14.6	12.17	15.14	11.4	13.33
CaO	25.52	24.61	26.26	25.29	25.42
Na ₂ O	0.11	0.11	0.06	0.13	0.102
K ₂ O	0	0.02	0	0.01	0.007
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.02	0	0.017
ZnO	0	0.04	0.08	0.06	0.045
Total	100.58	99.84	101.15	101.5	101.02

هستند. در نتیجه نفوذ باتولیت قره‌داغ و فرآیندهای گرمایی مرتبط، این سنگها متحمل دگرسانی شدید آرزیلی، سربستی، سیلیسی و پروپلیتی شده‌اند (شکل 3). بررسیهای انجام شده در فواصل دور از باتولیت قره‌داغ حاکی از این است که سنگهای رسوبی کرتاسه بالایی، شامل تناوبی از سنگ آهک میکرایتی، سیلت‌سنگ، شیل و گل‌سنگ است (Mehrprou et al., 1997). نفوذ بخش گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی باتولیت قره‌داغ، داخل مجموعه یادشده در منطقه مورد بررسی، سبب دگرگونی مجاورتی، اسکارن‌زایی و کانی‌سازی Fe و Cu شده است (شکل‌های 2 و 3).

باتولیت قره‌داغ، از فازهای مختلف مجزا و با ترکیب مافیک تا اسیدی شامل گابرو، دیوریت، کوارتزودیوریت، کوارتزومونونیت، کوارتزومونودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و گرانیت پورفیری تشکیل شده و بخش گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی، غالبترین تشکیل‌دهنده باتولیت قره‌داغ است (Mokhtari, 2008). بخشهای گرانیتوئیدی دارای ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا، متالومینوس و از نوع I هستند (Mokhtari, 2008). اسکارن مس - آهن آوان، ارتباط مستقیم با بخش گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی باتولیت قره‌داغ دارد (شکل‌های 2 و 3).

سنگهای آتشفشانی که بخش عمده واحدهای کرتاسه بالایی را به خود اختصاص می‌دهند، دارای ترکیب آندزیتی - بازالتی



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی اسکارن آوان که با استفاده از تصویر ماهواره‌ای و با پیمایش‌های زمینی تهیه شده است.

Fig. 2. Geological map of the Avan skarn, which is prepared by field surveying and based on satellite image.



شکل 3. موقعیت هاله اسکارنی (Sk) و مرمر (mb) آوان و سنگهای آتشفشانی دگرسان شده کرتاسه بالایی (K_u^v) در حاشیه توده گرانودیوریتی (gd) باتولیت قره‌داغ بر روی تصویر ماهواره‌ای گرفته شده از google earth

Fig. 3. Location of the Avan skarn (Sk), marbles (mb) and Upper Cretaceous altered volcanic rocks (K_u^v) around the granodiorites (gd) of Qaradagh batholith on the satellite image from the Google earth

سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی

توده نفوذی گرانودیوریتی - کوارتزومونزودیوریتی

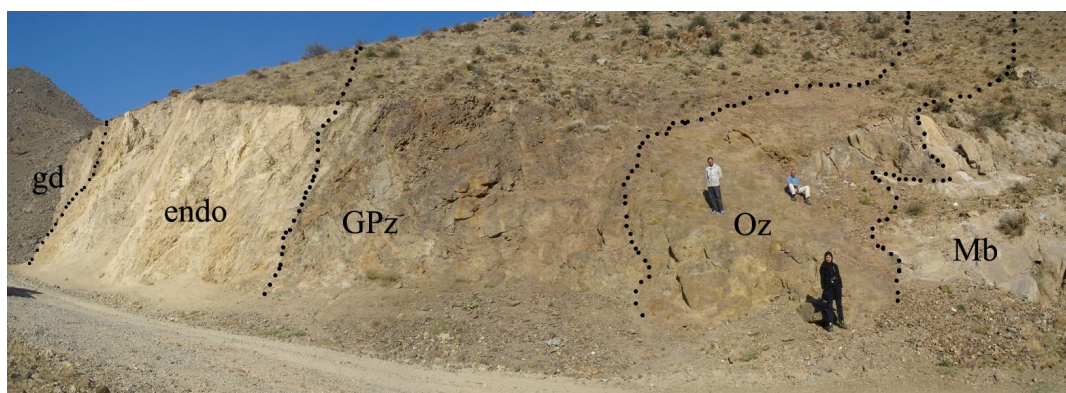
توده گرانودیوریتی - کوارتزومونزودیوریتی منطقه مورد بررسی دارای بافت‌های هیپایدیومورفیک گرانولار، مونزونیتی و پوئی‌کلیتیک است. کانیهای اصلی آنها شامل 35-40 درصد پلاژیوکلاز (An₂₉₋₃₉)، 20-25 درصد آلکالی فلدسپار، 15-25 درصد کوارتز، هورنبلند منیزیم‌دار (تا 15 درصد) و بیوتیت (تا 10 درصد) است (Mokhtari, 2008). اسفن، کلینوپیروکسن، اکسیدهای آهن - تیتانیم، آپاتیت و زیرکن کانیهای فرعی این سنگها هستند.

پلاژیوکلازها از نوع آندزین - اولیگوکلاز هستند، بعضی از آنها منطقه‌بندی دارند. در برخی نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز شامل ماکل‌های سرنیزه‌ای و خمیده هستند که بیانگر جای‌گزینی زمین‌ساختی یا عملکرد زمین‌ساخت در حین تبلور ماگماست. پلاژیوکلازها به درجه‌های متفاوت، سرسیتی و گاه سوسوریتی شده‌اند. آلکالی فلدسپار از نوع ارتوز و نسبت به پلاژیوکلاز فراوانی کمتری داشته و حاوی ادخالهای پلاژیوکلاز است (بافت مونزونیتی). در بعضی از بلورهای ارتوز، بافت پرتیتی بسیار ظریفی دیده می‌شود. همچنین در مواردی دگرسانی نسبتاً ضعیف به سرسیت و کانیهای رسی نشان می‌دهد. کوارتز به صورت بلورهای ناخودشکل در فضای بین دیگر کانیها حضور دارد. هورنبلند در اکثر نمونه‌ها، فراوانترین کانی، مافیک بوده و فقط در برخی نمونه‌ها، بیوتیت فراوانتر است. در برخی از بلورهای هورنبلند، بقایای کلینوپیروکسن در حال تجزیه دیده می‌شوند. برخی بلورهای هورنبلندها شامل

ادخالهایی از کانیهای دیگر نظیر پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن - تیتانیم بوده که بیانگر ترتیب تبلور آنها است. بیوتیت در برخی نقاط از فراوانی بالایی برخوردار بوده و به درجات متفاوتی متحمل کلریتی‌شدن و اپیدوتی‌شدن، شده است. بلورهای درشت و خودشکل اسفن در تمامی نمونه‌ها وجود دارند. بافت میرمکیتی ظریف نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود.

سنگهای دگرگونی مجاورتی

سنگهای کربناته کرتاسه بالایی که به‌عنوان سنگ مادر پهنه اسکارنی و مرمر محسوب می‌شوند، با روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور در حاشیه جنوبی باتولیت گرانودیوریتی - کوارتزومونزودیوریتی قره‌داغ رخنمون دارند. سنگهای کربناته دگرگون نشده در منطقه مورد بررسی قابل مشاهده نبوده و همه به سنگهای کالک سیلیکاته و مرمر تبدیل شده‌اند (شکل 4). در مجاورت اسکارن آوان (با فاصله حدود 10 کیلومتر به سمت جنوب‌باختر)، رخنمونهایی از سنگهای کربناته دگرگون نشده وجود دارند که متشکل از لایه‌های نازک تا ضخیم سنگ آهک ناخالص هستند (Mokhtari, 2008). این سنگها شامل بایومیکرایت، سنگ آهک رسی، مارن، سیلت‌سنگ و گل‌سنگ بوده و با توجه به وجود فرامینیفروهای مثل گلوبوترونکانا و هدبرژلا، در یک محیط دریایی عمیق در کرتاسه بالایی تشکیل شده‌اند (Mehrpartou et al., 1997).

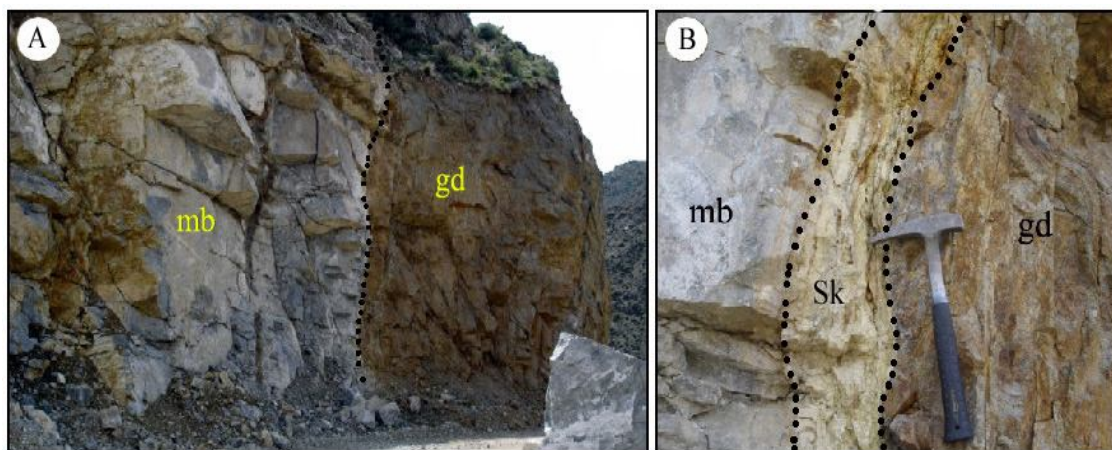


شکل 4. نمایی از پهنه مرمر، پهنه اگزواسکارن (شامل زیرپهنه گارنت‌اسکارن و پیروکسن - گارنت‌اسکارن و زیرپهنه کانه‌اسکارن)، پهنه اندواسکارن و توده نفوذی گرانودیوریتی (gd) در اسکارن آوان (دید به خاور)

Fig. 4. A view from the marble zone, exoskarn zone (include garnet skarn and garnet- pyroxene skarn sub-zone, ore skarn sub-zone), endoskarn zone and granodioritic intrusion (gd) in the Avan skarn (view to the east)

(کمتر از 0/5 متر) در بین توده نفوذی و پهنه مرمر تشکیل شده است (شکل A-5 و B). شواهد صحرایی بیانگر آن است که در این بخش از منطقه مورد بررسی، کنتاکت توده نفوذی با سنگهای کربناته، در راستای مرز لایه‌بندی است. همچنین، سنگهای میزبان کربناته از خلوص بیشتری برخوردار هستند. بر این اساس می‌توان گفت: علت عدم گسترش پهنه آگزو-سیالات ماگمایی از طریق مرز لایه‌بندی و نبود زمان و حجم کافی سیال جهت واکنش با سنگهای کربناته خالص تر باشد.

هاله دگرگونی مجاورتی از سه پهنه اندواسکارن، آگزواسکارن و مرمر تشکیل شده است. آگزواسکارن، پهنه اصلی اسکارنی حاوی کانی‌سازی مس - آهن در منطقه مورد بررسی است، که با ضخامت حدود 50 متر و طول حدود 600 متر با روند تقریباً خاوری - باختری ادامه دارد. بر اساس شواهد صحرایی و بررسیهای کانی‌شناسی، پهنه آگزواسکارن، شامل زیرپهنه‌های گارنت‌اسکارن، پیروکسن - گارنت‌اسکارن و کانه‌اسکارن است (شکل 4). لازم به توضیح است که در یکی از کنتاکت‌های توده نفوذی با سنگهای کربناته کرتاسه بالایی، پهنه آگزواسکارن (زیرپهنه گارنت اسکارن) به ضخامت بسیار محدود



شکل 5. A: نمایی از همبری توده گرانودیوریتی (gd) با مرمر (mb) در جنوب آوان (دید به جنوب باختر) و B: نمایی نزدیک از همبری توده نفوذی گرانودیوریتی (gd) با پهنه مرمر (mb) و پهنه آگزواسکارنی (Sk) باریک تشکیل شده در بین آنها

Fig. 5. A: A view from the contact between granodiorite (gd) and marble (mb) in the south of Avan (view to the west), and B: A Close view from the narrow exoskarn zone (Sk) between the granodioritic intrusion (gd) and marble zone (mb)

حاوی کانیهای کالک‌سیلیکاته محصول درجات ضعیف دگرگونی متاسوماتیک دوجانبه سنگ کربناته ناخالص هستند. مقدار کمی بلورهای ریز کوارتز و آلبیت به‌صورت پراکنده در این سنگها وجود دارد. این کانیها از سنگ اولیه رسوبی به ارت رسیده‌اند. حضور بلورهای کوارتز و کلسیت دوباره تبلور یافته در کنار هم بیانگر این نکته است که دمای دگرگونی به دمای تشکیل ولاستونیت نرسیده است؛ ولی در یکی از نمونه‌ها، ولاستونیت به‌صورت دسته جارویی دیده می‌شود (شکل B-6).

ب) پهنه آگزواسکارن

- زیرپهنه گارنت‌اسکارن و پیروکسن - گارنت‌اسکارن: در این زیرپهنه، سنگها دارای بافت گرانوبلاستیک هستند و انواع

الف) پهنه مرمر

بخش عمده هاله دگرگونی مجاورتی اسکارن آوان را مرمرها تشکیل می‌دهند. مرمرها حاصل دگرگونی حرارتی (یزوشیمیایی) سنگهای کربناته خالص هستند. در مقیاس رخنمون و نمونه دستی، مرمرها به رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به سبز هستند و به‌صورت لایه‌های متوسط تا ضخیم لایه دانه‌ریز دیده می‌شوند. این سنگها دارای بافت گرانوبلاستیک و عمدتاً متشکل از کلسیت (بیش از 95 درصد) هستند. مرمرها اغلب بدون کانیهای کالک‌سیلیکاته بوده؛ لکن میزان کمی اپیدوت، کلینوپیروکسن و گارنت به‌صورت بلورهای ریز در بخشهایی تشکیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، رگه‌چه‌هایی از گارنت وجود دارد (شکل A-6). این بخشها

(al., 1981; Perkins et al., 1986). ممکن است بخشی از

پیروکسن‌ها خرج تشکیل گارنت شوند.

اپیدوت به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل تا خودشکل در ابعاد ریز تا متوسط (تا 3 mm) در زیرپهنه گارنت‌اسکارن و پیروکسن - گارنت‌اسکارن حضور دارد. این کانی، شاخصترین کانی کالک‌سیلیکاته آبدار تشکیل شده طی مرحله دگرگونی پس‌رونده در اسکارن آوان است، که در نتیجه دگرسانی گارنت (از بخشهای مرکزی و در امتداد شکستگیها) و در راستای شکستگیهای سنگها تشکیل شده است. فراوانی اپیدوت در برخی نقاط تا 10 درصد می‌رسد.

ترمولیت - اکتینولیت (با فراوانی حداکثر 5 درصد) دیگر کانی کالک‌سیلیکاته آبدار موجود در زیرپهنه گارنت‌اسکارن و به‌ویژه زیرپهنه پیروکسن - گارنت‌اسکارن بوده و از دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها در مرحله دگرگونی پس‌رونده تشکیل شده است. این کانیها عمدتاً به صورت تجمعات رشته‌ای ریز دیده می‌شوند.

کلسیت به صورت بلورهای ناخودشکل تا نیمه‌خودشکل ریز تا درشت (تا 5 mm) در زیرپهنه گارنت‌اسکارن حضور دارد. کلسیت عمدتاً فضای بین گارنت‌ها را پر کرده و به نظر می‌رسد، در مرحله پیرومتاسوماتیک تشکیل شده باشد. همچنین، کلسیت همراه با اپیدوت و کانیهای اپاک (مگنتیت) از دگرسانی گارنت حاصل شده است. کوارتز و آلبیت به صورت بلورهای ریز با فراوانی محدود در متن این سنگها پراکنده هستند. کوارتز به مقدار کم به صورت اولیه در سنگ وجود دارد، ولی بخش عمده آن محصول دگرسانی گارنت است. در برخی نمونه‌ها، رگه‌چه‌های کوارتز - فلدسپاتی ثانویه نیز دیده می‌شود. کلریت به صورت پولک‌هایی داخل و در بین کانیهای کالک‌سیلیکاته آبدار و بی‌آب حضور دارد و محصول دگرگونی پس‌رونده تأخیری کانیهای مزبور است (شکل 6 - C). کانیهای رسی عمدتاً در همراهی با تجمعات دانه ریز کلسیت و هیدروکسیدهای آهن مشاهده می‌شود و به نظر می‌رسد که آخرین محصول دگرگونی پس‌رونده تأخیری باشند.

- **زیرپهنه کانه‌اسکارن:** در حاشیه بیرونی زیرپهنه گارنت - اسکارن و پیروکسن - گارنت‌اسکارن و در مجاورت با مرز پهنه مرمر، کانی‌سازی مس - آهن آوان (زیرپهنه کانه‌اسکارن) تشکیل شده است (شکل 4). کانه‌های موجود در این بخش که فراوانی آنها تا 50 درصد می‌رسد، شامل مگنتیت، هماتیت،

مختلف کانیهای کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آبدار (گارنت، کلینوپیروکسن، اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت)، کانیهای سیلیکاته (کلریت، کوارتز، آلبیت و کانیهای رسی) و کانیهای کربناته (کلسیت) که در مراحل مختلف تحول سیستم اسکارنی تشکیل شده‌اند، وجود دارند.

گارنت مهمترین و شاخصترین کانی کالک‌سیلیکاته بی‌آب در زیرپهنه گارنت و پیروکسن - گارنت‌اسکارن است (بیشتر از 50 درصد). در برخی نقاط، مقدار گارنت بیش از 90 درصد است و سنگ را می‌توان گارنتیت نام‌گذاری کرد. گارنت به صورت بلورهای ریز تا درشت (تا 2 cm) نیمه‌خودشکل تا خودشکل حضور دارد (شکل 7 - A). این کانی غالباً ایزوتروپ بوده؛ لکن برخی از بلورهای درشت آن در همسایگی کلسیت دارای حاشیه‌های آیزوتروپ هستند. گارنت‌های مطالعه شده متعلق به سری اوگراندیت هستند، برخی از آنها از مرکز و در امتداد شکستگیها به اپیدوت، کلریت، کلسیت و کانیهای اوپاک (مگنتیت) دگرسان شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، بلورهای خودشکل گارنت در زمینه کلسیت پراکنده هستند (شکل‌های E-6 و A-7).

کلینوپیروکسن، دیگر کانی کالک‌سیلیکاته بی‌آب در پهنه اگزواسکارن است که مقدار آن در نمونه‌های مربوط به زیرپهنه گارنت‌اسکارن حداکثر به 10 درصد می‌رسد؛ ولی در برخی نقاط تجمع آنها تا حدود 50 درصد می‌رسد که می‌توان این نمونه‌ها را تحت عنوان زیر پهنه پیروکسن - گارنت‌اسکارن معرفی کرد. لازم به توضیح است که این بخشها از گسترش محدودی در داخل زیرپهنه گارنت‌اسکارن برخوردارند و نمی‌توان منطقه‌بندی مشخصی را در ارتباط با زیرپهنه پیروکسن - گارنت‌اسکارن مجزا کرد. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل ریز تا متوسط (تا 3 mm) حضور دارد (شکل 6 - D و E). این کانی به درجات متغیری به ترمولیت - اکتینولیت دگرسان شده است. هر چند که تغییرات ترکیب توده نفوذی و پروتولیت زون اسکارنی عامل مهمی در کانی‌شناسی زون اسکارنی است (Ray et al., 1995; Meinert, 1997)؛ اما نسبت‌های بالای گارنت در مقایسه با کلینوپیروکسن در منطقه مورد بررسی ممکن است مرتبط با حالت اکسیدان توده نفوذی و سیالات گرمایی باشد (Perkins et al., 1986). همچنین، با توجه به مقدم بودن تشکیل پیروکسن نسبت به گارنت در هاله‌های اسکارنی (Einaudi et

کانه‌اسکارن) که شامل گارنت + پیروکسن + کلسیت + اپیدوت ± آلبيت ± کوارتز ± کانیه‌ای اوپک (اکسیدهای آهن و کانیه‌ای سولفیدی) ± کلریت ± اکتینولیت ± کانیه‌ای رسی است، سنگ اولیه اسکارن آوان احتمالاً آهک ماری بوده است. **پهنه اندواسکارن:** در همبری باتولیت گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی قره‌داغ با سنگهای کربناته کرتاسه بالایی، پهنه اندواسکارن تشکیل شده است (شکل 4). این پهنه عمدتاً با دگرسانی شدید آرژیلیتی مشخص می‌شود؛ اما در برخی نقاط، حالت برشی شده نیز مشاهده می‌شود (شکل 7-B). این سنگها در زیر میکروسکپ دارای بافت گرانوبلاستیک هستند. پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، گارنت، کلینوپيروكسن و کلسیت همراه با مقدار کمی اپیدوت، کلریت، کانیه‌ای اوپک و آلبيت در این سنگها حضور دارند (شکل 6-F). پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار متحمل دگرسانی اپیدوتی شده‌اند. گارنت‌ها ایزوتروپ و آنیزوتروپ هستند. در برخی نمونه‌ها، گارنت‌های حاوی منطقه‌بندی دیده می‌شوند. کلینوپيروكسن کانی نسبتاً فراوانی بوده و از نوع دیوپسید است. کلسیت به‌صورت ثانویه و رگه‌چهای در فضای بین دیگر کانیه‌ها حضور دارد. همچنین، کلسیت‌های حاصل از دگرسانی داخل تعدادی از گارنت‌های درشت بلور حاوی منطقه‌بندی وجود دارند. آلبيت به‌صورت بلورهای ریز و یا به‌صورت رگه‌چهای مشاهده می‌شود. کلریت و اپیدوت در برخی نقاط وجود دارد و مربوط به مرحله پس‌رونده است. کانیه‌ای سولفیدی (پیریت) در چند نقطه مشاهده می‌شوند که از حاشیه به هیدروکسید آهن تبدیل شده‌اند.

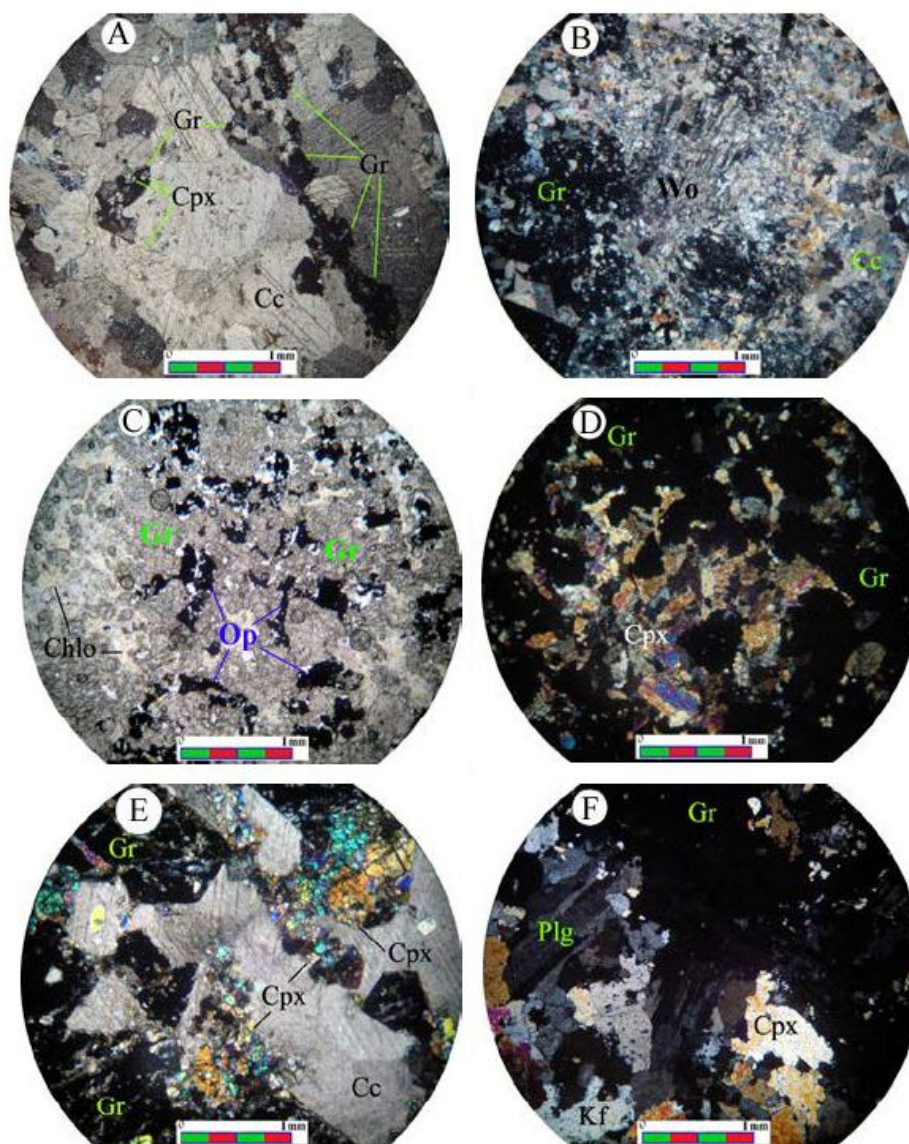
توالی پاراژنتیکی

به‌طور کلی، با توجه به نتایج به‌دست آمده از بررسی‌های صحرائی، سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، انواع کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آب‌دار (گارنت، کلینوپيروكسن، اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت)، سیلیکات‌ها (کوارتز، فلدسپار، کلریت و کانیه‌ای رسی)، اکسیدها و هیدروکسیدها (مگنتیت، همتیت، گوتیت و لیمونیت)، سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کولیت) و کربنات‌ها (کلسیت و ملاکیت) در مراحل مختلف فرآیندهای اسکارنی و تحول اسکارن آوان تشکیل شده‌اند. توالی پاراژنتیکی در شکل 9 نشان داده شده است.

پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، ملاکیت و گوتیت هستند (شکل 8). در این بخش، کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب گارنت و کلینوپيروكسن، به درجات شدیدی متحمل دگرسانی شده و توسط مجموعه کانیه‌های کالک‌سیلیکاته آب‌دار (اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت) و اکسیدها (مگنتیت و همتیت)، سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت و بورنیت) جای‌گزین شده‌اند. فراوانی اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت در این زیرپهنه به ترتیب تا 20 و 10 درصد می‌رسد.

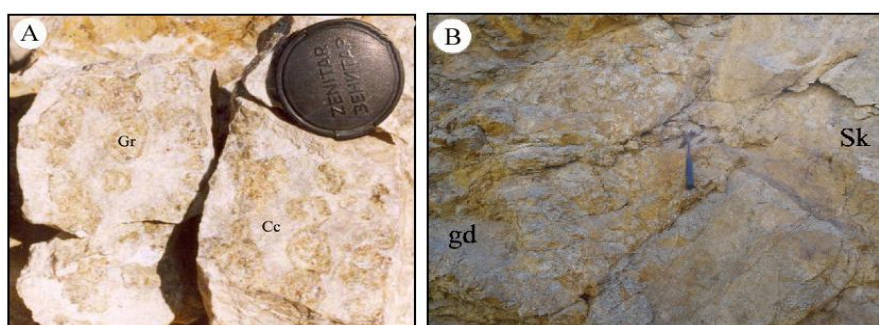
این زیرپهنه ضخامت حدود 5 متر دارد و در طول حدود 200 متر قابل پی‌گیری است. پیریت، غالبترین کانی تشکیل دهنده این زیرپهنه است و فراوانی آن تا 20 درصد می‌رسد. پیریت به‌صورت تجمعات توده‌ای، بلورهای پراکنده در بین کانیه‌های کالک‌سیلیکاته (شکل 8-A, B, C و D) و نیز به‌صورت ادخال در آنها (به‌ویژه گارنت) دیده می‌شود. در مواردی پیریت به‌صورت بخشی توسط کالکوپیریت جانشین شده است (شکل 8-A و B). همچنین، کالکوپیریت به‌صورت بلورهای ناخودشکل نامنظم و گاه به حالت رگه‌چهای، داخل اپیدوت و گارنت دیده می‌شود. دیگر کانه غالب زیرپهنه کانه‌اسکارن، مگنتیت است که به‌صورت توده‌ای و بلورین دیده می‌شود (شکل 8-A, B, C و E). مگنتیت از حاشیه و گاه به‌طور کامل جانشین گارنت شده است. در مواردی گارنت عمدتاً توسط مگنتیت جانشین شده و تنها جزایری از آن باقی‌مانده است. این موضوع بیانگر تشکیل مگنتیت بعد از گارنت است. در برخی نقاط، مگنتیت در راستای شکستگیها متحمل مارتینی‌شدن شده است (شکل 8-E). شواهدی از جایگزینی مگنتیت‌ها توسط کانه‌های سولفیدی (به‌ویژه پیریت) در برخی نقاط وجود دارد. این موضوع بیانگر تشکیل کانیه‌های سولفیدی بعد از کانیه‌های اکسیدی است. همتیت هم به‌صورت تیغه‌ای و هم به‌صورت تجمعات پولک مانند داخل بلورهای مگنتیت دیده می‌شود (شکل 8-C). بورنیت نیز در یکی از نمونه‌ها در همراهی با کالکوپیریت دیده شد (شکل 8-C). هیدروکسیدهای آهن (گوتیت و لیمونیت)، کولیت و ملاکیت در نتیجه دگرسانی سوپرژن از کانیه‌های سولفیدی اولیه تشکیل شده‌اند (شکل 8-F).

به‌طور کلی، با توجه به ترکیب کانی‌شناسی پهنه اگزواسکارن (زیرپهنه‌های گارنت‌اسکارن، پیروکسن - گارنت‌اسکارن و



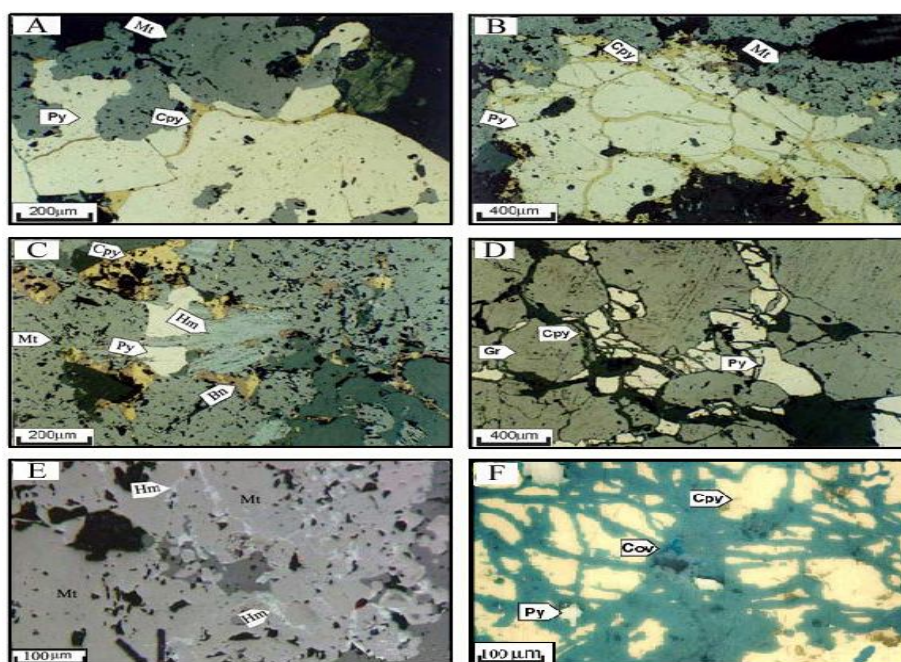
شکل 6. تصاویر میکروسکوپی از سنگهای دگرگونی هاله مجاورتی آوان (نور XPL). A: رگچه گارنت به همراه بلورهای کوچک پیروکسن در داخل مرمر (اسکارن متاسوماتیک دوجانبه). B: ولاستونیت به صورت رشته‌ای در همراهی با گارنت در زمینه کلسیت. C: کانیهای اوپک (پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت) تشکیل شده در مرحله دگرسانی پس‌رونده بین بلورهای گارنت در زیرپهنه کانه‌اسکارن. D: تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و گارنت در زیرپهنه گارنت- پیروکسن اسکارن. E: بلورهای گارنت همراه با کلینوپیروکسن در زمینه کلسیت و F: همراهی بلورهای گارنت و کلینوپیروکسن در پهنه اندواسکارن (گارنت- پیروکسن- پلاژیوکلاز اسکارن). علائم اختصاری کانیها از ویتنی و اونز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (گارنت= Grt، پیروکسن= Cpx، کلینوپیروکسن، =Cpx، کلسیت، =Cc، پلاژیوکلاز، =Plg، الکالی فلدسپار، =Kf، ولاستونیت، =Wo، کلریت، =Chlo، کانیهای اوپک).

Fig. 6. Microscopic images from the Avan contact metamorphic rocks (XPL light). A: Garnet veinlet along with fine grained pyroxene crystals within the marble (bi-metasomatic skarn). B: Fibrous wollastonite and garnet in the calcite matrix. C: Opaque minerals (pyrite, chalcopyrite and magnetite), which are formed at the retrograde stage between the garnet crystals in the ore skarn sub-zone. D: Accompaniment of clinopyroxene and garnet crystals in the garnet-pyroxene skarn sub- zone. E: Garnet and clinopyroxene crystals in the calcite matrix, and F: Accompaniment of garnet and clinopyroxene in the endoskarn zone. Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). (garnet- pyroxene-plagioclase skarn) (Grt= garnet; Cpx= clinopyroxene; Cc= calcite; Plg= plagioclase; Kf= alkali feldspar; Wo= wollastonite; Chlo= chlorite; Op= opaque minerals).



شکل 7- A: بلورهای درشت و خودشکل گارنت به رنگ سبز در زمینه کلسیت در اسکارن آوان. B: کنتاکت برشی‌شده توده نفوذی و پهنه اگزواسکارن در اسکارن آوان. علائم اختصاری کانیها از ویتنی و اونز (Whitney and Evans, 2010) (Cc: کلسیت، Grt: گارنت، Sk: اسکارن، gd: گرانودیوریت).

Fig. 7. A: Idiomorphic coarse- grained green garnets in the calcite matrix at the Avan skarn and B: Brecciated contact between intrusion and exoskarn zone at the Avan skarn. Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010) (Cc: calcite; Grt: garnet; Sk: skarn; gd: granodiorite).



شکل 8. تصاویر میکروسکوپی از کانه‌های موجود در اسکارن آوان. A: بلورهای مگنتیت و پیریت در زیرپهنه کانه اسکارن. بلورهای پیریت توسط رگچه‌های کالکوپیریت قطع شده‌اند. B: جایگزینی بلورهای کوچک پیریت و کالکوپیریت به جای مگنتیت همراه با رگچه‌های کالکوپیریت قطع‌کننده پیریت‌ها. C: جانشینی مگنتیت توسط پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و پولک‌های هماتیت. D: بلورهای پیریت و کالکوپیریت در فضای بین بلورهای گارنت. E: نیغه‌های هماتیت حاصل از مارتیتی شدن مگنتیت و F: دگرسانی سوپرژن کالکوپیریت به کولیت و هیدروکسیدهای آهن در مسیر شکستگیها. پیریت به صورت جزایری در مسیر شکستگیهای کالکوپیریت‌ها وجود دارد. علائم اختصاری کانیها از ویتنی و اونز (Whitney and Evans, 2010) (Cpy= کالکوپیریت، Py= پیریت، Mt= مگنتیت، Bn= بورنیت، Cov= کوولیت، Hm= هماتیت، Gr= گارنت).

Fig. 8. Microscopic images from the ore minerals at the Avan skarn. A: Magnetite and pyrite in the ore skarn sub-zone. Pyrite crystals are cut by chalcopyrite veinlets. B: Replacing magnetite by fine- grained pyrite and chalcopyrite crystals along with chalcopyrite veinlets crosscutting the pyrites. C: Replacing magnetite by pyrite, chalcopyrite, bornite and plated hematite. D: Pyrite and chalcopyrite between garnet crystals. E: Bladed hematite produced by martitization of magnetite, and F: Supergene alteration of chalcopyrite to covellite and Fe- hydroxide along the fractures. Small pyrites present as island along the fractures of chalcopyrites. Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). (Cpy= chalcopyrite; Py= pyrite; Mt= magnetite; Bn= bornite; Cov= covellite; Hm= hematite; Gr= garnet).

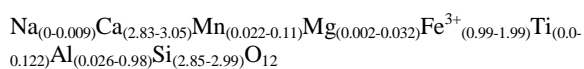
Minerals	Decreasing age				
	Metasomatic alteration				Supergene
	Prograde stage		Retrograde stage		
	I		II	III	
Silicates	Garnet	██████████			
	Clinopyroxene	██████████			
	Actinolite			██████████	
	Epidote			██████████	
	Chlorite				██████████
	Quartz			██████████	
	Albite			██████████	
	Clay minerals				██████████
Oxides	Magnetite			██████████	
	Hematite			██████████	██████████
	Fe- hydroxide				██████████
Sulfides	Pyrite			██████████	
	Chalcopyrite			██████████	
	Bornite			██████████	
	Covelite				██████████
Carbonates	Malachite				██████████
	Calcite	██████████		██████████	██████████

شکل 9. توالی پاراژنتیکی کانیهای موجود در اسکارن مس- آهن آوان. ضخامت خطوط بیانگر فراوانی نسبی کانیهاست.

Fig. 9. Paragenetic mineral sequence in the Cu-Fe Avan skarn. Thickness of lines shows the concentration of minerals.

شیمی کانیها

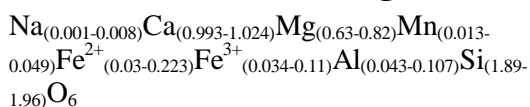
(Fe غنی تر می‌شود (شکل 11). به‌طور کلی، داده‌های EPMA (جدول 1) نشان می‌دهد که گارنت‌های مورد بررسی دارای ترکیب کلی آندرادیت- گروسولار (گرانیدیت) با میزان ناچیز سازنده اسپسارتیت و آلماندین بوده و ترکیب هر استوکیومتری آنها به‌صورت زیر است. همچنین، ترکیب هر یک از نقاط آنالیز شده، به روش ریز کاو الکترونی، در جدول 3 ارائه شده است.



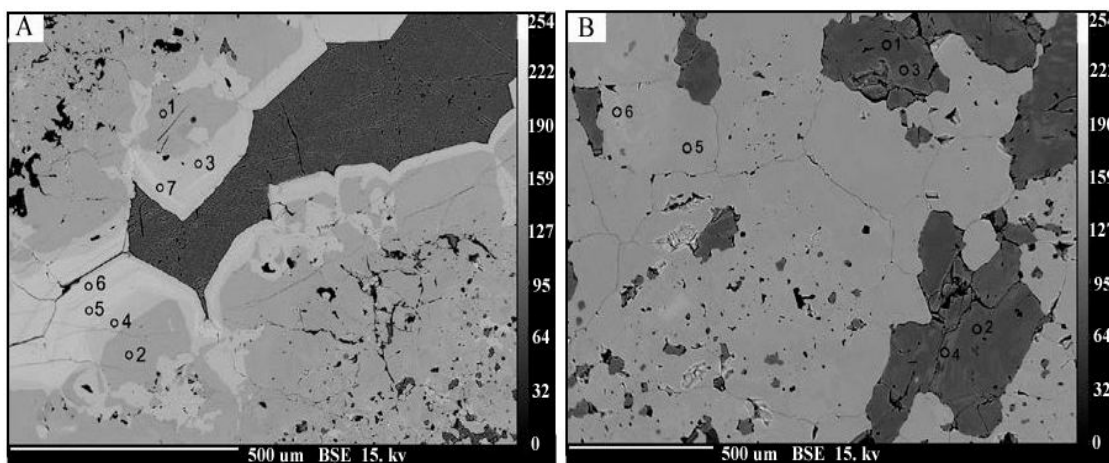
داده‌های EPMA (جدول 2) نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها عمدتاً از نوع سالیبت بوده و از نظر ترکیب شیمیایی به دسته دیوپسید- هیدنبرژیت (Di_{75-96}) متعلق هستند. بخش عمده کلینوپیروکسن‌ها در تصویرهای SEM-BSE دارای رنگ خاکستری تیره بوده و مقدار سازنده دیوپسید آنها (Di_{92-96}) بسیار بالاست (نقطه‌های 1 و 2 در

بخش عمده بلورهای گارنت در تصویرهای SEM-BSE دارای رنگ خاکستری تیره بوده و سازنده آندرادیت در آنها غالب است (Ad_{53-70} ؛ نقاط 1 و 2 در شکل A-10 و نقطه 5 در شکل B-10). به سمت حاشیه بلورها و گاه جزایری در بخشهای مرکزی بلورها، رنگ روشن‌تر شده و ترکیب به آندرادیت خالص نزدیکتر می‌شود (Ad_{83-89} ؛ نقاط 3 و 4 در شکل A-10 و نقطه 6 در شکل B-10). حاشیه بلورهای گارنت واقع در همسایگی بلورهای کلسیت رنگ کاملاً روشن دارد و تقریباً آندرادیت خالص ($\text{Ad}_{98.5-99}$) هستند (نقاط 5، 6 و 7 در شکل A-10). داده‌های EPMA نشان می‌دهد که بلورهای گارنت زود تشکیل شده، حاوی سازنده گروسولار (غنی از Al) بالاتری بوده با پیشرفت واکنشهای دگرگونی و مصرف Al در ساختمان بلورهای زود تشکیل شده، ترکیب بلورهای گارنت در حاشیه‌ها و در امتداد شکستگیها از آندرادیت (از

به صورت زیر قابل ارائه است. ترکیب هریک از نقاط آنالیز شده به روش ریزکاو الکترونی نیز در جدول 4 آورده شده است.

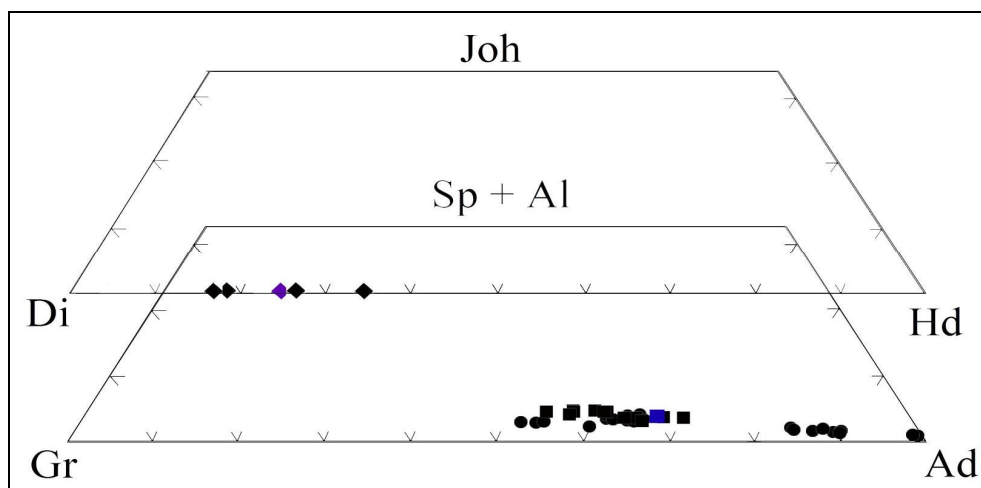


شکل 10-B). اما در بخش‌های جزیره‌ای شکل به رنگ خاکستری روشن از مقدار سازنده دیوپسید کاسته شده است (Di₇₅₋₇₇) و مقدار سازنده هدنبرژیت افزایش می‌یابد (نقاط 3 و 4 در شکل 10-B). به طور کلی، مقدار سازنده ژوهانسنیت در پیروکسن‌ها بسیار ناچیز بوده و ترکیب استوکیومتری آنها



شکل 10. تصاویر SEM-BSE از بلورهای گارنت و کلینوپیکروکسن در ساب‌زون گارنت‌اسکارن در اسکارن آوان. نقاط مشخص شده در تصویرها به روش ریزکاو الکترونی آنالیز شده‌اند. A: بلورهای گارنت دارای منطقه‌بندی شیمیایی (بخش‌های روشن) و B: بلورهای گارنت (بخش روشن) و کلینوپیکروکسن (بخش تیره). نقاط 1 تا 4 بر روی کلینوپیکروکسن و نقاط 5 و 6 بر روی گارنت واقع هستند.

Fig. 10. The SEM-BSE images from the garnet and clinopyroxene crystals in the garnet skarn sub-zone at the Avan skarn. Indicated points on the images were analyzed by electron microprobe. A: Chemical zoning-bearing garnet crystals (light color area), and B: Garnet (light grey color) and clinopyroxene (dark grey color) crystals. Points 1-4 were analyzed on the clinopyroxene and points 5-6 on the garnets.



شکل 11. ترکیب شیمیایی نقاط آنالیز شده کلینوپیکروکسن‌ها و گارنت‌های اسکارن آوان به روش ریزکاو الکترونی به همراه با متوسط ترکیب نقاط آنالیز شده (نقاط آبی‌رنگ) بر روی نمودار مثلثی اعضای انتهایی کلینوپیکروکسن‌ها (دیوپسید، هدنبرژیت، ژوهانسنیت) و گارنت‌ها (گروسولار، آندرادیت، اسپسارتیت + آلماندین)

Fig. 11. Chemical composition of the garnets and clinopyroxenes for the Avan skarn, which are analyzed by electron microprobe, along with average composition of the analysis (blue points) on the triangular end-member diagrams of clinopyroxene (diposide- hedenbergite- juhansenite) and garnet (grossular- andradite- spessartite+Almandine)

جدول 3. ترکیب شیمیایی محاسبه شده برای نتایج آنالیز گارنت‌های زیرپهنه‌های گارنت‌اسکارن و پیروکسن- گارنت اسکارن

Table 3. Calculated chemical composition for the garnets from the garnet skarn and pyroxene- garnet skarn sub-zones

Sample Number	Mineral composition	Fe (mol)	Al (mol)
Pa.77 iso1	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(3.02)}\text{Mg}_{(0.021)}\text{Mn}_{(0.047)}\text{Fe}^{3+}_{(1.13)}\text{Ti}_{(0.031)}\text{Al}_{(0.88)}\text{Si}_{(2.86)}\text{O}_{12}$	1.13	0.88
Pa.77 iso2	$\text{Na}_{(0.001)}\text{Ca}_{(2.92)}\text{Mg}_{(0.019)}\text{Mn}_{(0.092)}\text{Fe}^{3+}_{(1.24)}\text{Ti}_{(0.007)}\text{Al}_{(0.82)}\text{Si}_{(2.89)}\text{O}_{12}$	1.24	0.82
Pa.77 iso3	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.93)}\text{Mg}_{(0.012)}\text{Mn}_{(0.104)}\text{Fe}^{3+}_{(1.21)}\text{Ti}_{(0.009)}\text{Al}_{(0.88)}\text{Si}_{(2.85)}\text{O}_{12}$	1.21	0.88
Pa.77 core 3	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.98)}\text{Mg}_{(0.029)}\text{Mn}_{(0.064)}\text{Fe}^{3+}_{(1.22)}\text{Ti}_{(0.022)}\text{Al}_{(0.78)}\text{Si}_{(2.89)}\text{O}_{12}$	1.22	0.78
Pa.77 rim 3	$\text{Na}_{(0.004)}\text{Ca}_{(3.04)}\text{Mg}_{(0.002)}\text{Mn}_{(0.031)}\text{Fe}^{3+}_{(1.72)}\text{Ti}_{(0.005)}\text{Al}_{(0.29)}\text{Si}_{(2.91)}\text{O}_{12}$	1.72	0.29
Pa.77 dark 1	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.92)}\text{Mg}_{(0.022)}\text{Mn}_{(0.057)}\text{Fe}^{3+}_{(0.99)}\text{Ti}_{(0.031)}\text{Al}_{(0.95)}\text{Si}_{(2.99)}\text{O}_{12}$	0.99	0.95
Pa.77 light 1	$\text{Na}_{(0.001)}\text{Ca}_{(3.05)}\text{Mg}_{(0.009)}\text{Mn}_{(0.035)}\text{Fe}^{3+}_{(1.63)}\text{Ti}_{(0.012)}\text{Al}_{(0.34)}\text{Si}_{(2.93)}\text{O}_{12}$	1.63	0.34
Pa.77 medium 1	$\text{Ca}_{(2.83)}\text{Mg}_{(0.016)}\text{Mn}_{(0.011)}\text{Fe}^{3+}_{(1.17)}\text{Ti}_{(0.007)}\text{Al}_{(0.88)}\text{Si}_{(2.97)}\text{O}_{12}$	1.17	0.88
Pa.77 dark 2	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.95)}\text{Mg}_{(0.02)}\text{Mn}_{(0.055)}\text{Fe}^{3+}_{(1.036)}\text{Ti}_{(0.027)}\text{Al}_{(0.98)}\text{Si}_{(2.93)}\text{O}_{12}$	1.04	0.98
Pa.77 light 2	$\text{Ca}_{(3)}\text{Mg}_{(0.008)}\text{Mn}_{(0.031)}\text{Fe}^{3+}_{(1.65)}\text{Ti}_{(0.006)}\text{Al}_{(0.32)}\text{Si}_{(2.98)}\text{O}_{12}$	1.65	0.32
Pa.77 medium 2	$\text{Ca}_{(2.88)}\text{Mg}_{(0.026)}\text{Mn}_{(0.065)}\text{Fe}^{3+}_{(1.19)}\text{Ti}_{(0.026)}\text{Al}_{(0.78)}\text{Si}_{(2.99)}\text{O}_{12}$	1.19	0.78
Pa.77 dark 3	$\text{Ca}_{(2.93)}\text{Mg}_{(0.029)}\text{Mn}_{(0.065)}\text{Fe}^{3+}_{(1.055)}\text{Ti}_{(0.036)}\text{Al}_{(0.95)}\text{Si}_{(2.94)}\text{O}_{12}$	1.05	0.95
Pa.77 Less dark 1	$\text{Na}_{(0.002)}\text{Ca}_{(2.92)}\text{Mg}_{(0.023)}\text{Mn}_{(0.051)}\text{Fe}^{3+}_{(1.26)}\text{Ti}_{(0.021)}\text{Al}_{(0.76)}\text{Si}_{(2.97)}\text{O}_{12}$	1.26	0.76
Pa.77 light 3	$\text{Na}_{(0.005)}\text{Ca}_{(3.04)}\text{Mg}_{(0.007)}\text{Mn}_{(0.03)}\text{Fe}^{3+}_{(1.94)}\text{Al}_{(0.044)}\text{Si}_{(2.93)}\text{O}_{12}$	1.94	0.044
Pa.77 medium 3	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(3.04)}\text{Mg}_{(0.005)}\text{Mn}_{(0.032)}\text{Fe}^{3+}_{(1.73)}\text{Ti}_{(0.003)}\text{Al}_{(0.29)}\text{Si}_{(2.9)}\text{O}_{12}$	1.73	0.29
Pa.77 dark 4	$\text{Na}_{(0.005)}\text{Ca}_{(3.02)}\text{Mg}_{(0.023)}\text{Mn}_{(0.051)}\text{Fe}^{3+}_{(1.24)}\text{Ti}_{(0.022)}\text{Al}_{(0.75)}\text{Si}_{(2.89)}\text{O}_{12}$	1.24	0.75
Pa.77 Less dark 2	$\text{Ca}_{(2.93)}\text{Mg}_{(0.029)}\text{Mn}_{(0.061)}\text{Fe}^{3+}_{(1.27)}\text{Ti}_{(0.017)}\text{Al}_{(0.78)}\text{Si}_{(2.91)}\text{O}_{12}$	1.27	0.78
Pa.77 Less dark 3	$\text{Ca}_{(2.99)}\text{Mg}_{(0.007)}\text{Mn}_{(0.029)}\text{Fe}^{3+}_{(1.72)}\text{Ti}_{(0.003)}\text{Al}_{(0.296)}\text{Si}_{(2.96)}\text{O}_{12}$	1.72	0.3
Pa.77 Less dark 4	$\text{Na}_{(0.006)}\text{Ca}_{(3.04)}\text{Mg}_{(0.008)}\text{Mn}_{(0.022)}\text{Fe}^{3+}_{(1.99)}\text{Al}_{(0.026)}\text{Si}_{(2.91)}\text{O}_{12}$	1.99	0.026
Pa.78a1	$\text{Ca}_{(2.96)}\text{Mg}_{(0.006)}\text{Mn}_{(0.076)}\text{Fe}^{3+}_{(1.35)}\text{Ti}_{(0.12)}\text{Al}_{(0.59)}\text{Si}_{(2.9)}\text{O}_{12}$	1.35	0.59
Pa.78a2	$\text{Na}_{(0.004)}\text{Ca}_{(2.95)}\text{Mg}_{(0.006)}\text{Mn}_{(0.077)}\text{Fe}^{3+}_{(1.31)}\text{Ti}_{(0.12)}\text{Al}_{(0.63)}\text{Si}_{(2.9)}\text{O}_{12}$	1.31	0.63
Pa.78a3	$\text{Ca}_{(2.89)}\text{Mg}_{(0.032)}\text{Mn}_{(0.1)}\text{Fe}^{3+}_{(1.05)}\text{Ti}_{(0.04)}\text{Al}_{(0.94)}\text{Si}_{(2.96)}\text{O}_{12}$	1.05	0.94
Pa.78a4	$\text{Ca}_{(2.85)}\text{Mg}_{(0.03)}\text{Mn}_{(0.104)}\text{Fe}^{3+}_{(1.09)}\text{Ti}_{(0.039)}\text{Al}_{(0.9)}\text{Si}_{(2.96)}\text{O}_{12}$	1.09	0.9
Pa.78b1	$\text{Na}_{(0.005)}\text{Ca}_{(2.87)}\text{Mg}_{(0.025)}\text{Mn}_{(0.08)}\text{Fe}^{3+}_{(1.18)}\text{Ti}_{(0.008)}\text{Al}_{(0.85)}\text{Si}_{(2.98)}\text{O}_{12}$	1.18	0.85
Pa.78b2	$\text{Ca}_{(2.93)}\text{Mg}_{(0.014)}\text{Mn}_{(0.08)}\text{Fe}^{3+}_{(1.26)}\text{Ti}_{(0.015)}\text{Al}_{(0.75)}\text{Si}_{(2.96)}\text{O}_{12}$	1.26	0.75
Pa.78b3	$\text{Ca}_{(2.91)}\text{Mg}_{(0.016)}\text{Mn}_{(0.05)}\text{Fe}^{3+}_{(1.29)}\text{Ti}_{(0.015)}\text{Al}_{(0.77)}\text{Si}_{(2.95)}\text{O}_{12}$	1.29	0.77
Pa.78b4	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.96)}\text{Mg}_{(0.021)}\text{Mn}_{(0.08)}\text{Fe}^{3+}_{(1.21)}\text{Ti}_{(0.036)}\text{Al}_{(0.8)}\text{Si}_{(2.89)}\text{O}_{12}$	1.21	0.8
Pa.78b5	$\text{Na}_{(0.009)}\text{Ca}_{(2.84)}\text{Mg}_{(0.024)}\text{Mn}_{(0.09)}\text{Fe}^{3+}_{(1.09)}\text{Ti}_{(0.028)}\text{Al}_{(0.91)}\text{Si}_{(2.97)}\text{O}_{12}$	1.09	0.91
Pa.78b6	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.88)}\text{Mg}_{(0.021)}\text{Mn}_{(0.084)}\text{Fe}^{3+}_{(1.18)}\text{Ti}_{(0.024)}\text{Al}_{(0.8)}\text{Si}_{(2.99)}\text{O}_{12}$	1.18	0.8
Pa.78b7	$\text{Na}_{(0.006)}\text{Ca}_{(2.9)}\text{Mg}_{(0.02)}\text{Mn}_{(0.065)}\text{Fe}^{3+}_{(1.12)}\text{Ti}_{(0.032)}\text{Al}_{(0.89)}\text{Si}_{(2.95)}\text{O}_{12}$	1.12	0.89
Pa.78b8	$\text{Ca}_{(2.94)}\text{Mg}_{(0.021)}\text{Mn}_{(0.075)}\text{Fe}^{3+}_{(1.18)}\text{Ti}_{(0.028)}\text{Al}_{(0.81)}\text{Si}_{(2.94)}\text{O}_{12}$	1.18	0.81
Average garnets	$\text{Na}_{(0.003)}\text{Ca}_{(2.94)}\text{Mg}_{(0.018)}\text{Mn}_{(0.065)}\text{Fe}^{3+}_{(1.31)}\text{Ti}_{(0.025)}\text{Al}_{(0.7)}\text{Si}_{(2.93)}\text{O}_{12}$	1.31	0.7

که بر اساس تقسیم‌بندی (Einaudi, 1982a)، اسکارن منطقه آوان از نوع اسکارن کلسیک است. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی، می‌توان فرآیند اسکارن‌زایی را در منطقه مورد بررسی به دو مرحله اصلی تقسیم کرد.

فرآیندهای اسکارن‌زایی

شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی سنگ مادر کربناتی ناخالص و مجموعه کانی‌شناسی زون‌های متاسوماتیک (اسکارنی) و دگرگونی - متاسوماتیک دو جانبه نشان می‌دهند

جدول 4. ترکیب شیمیایی محاسبه شده برای نتایج آنالیز پیروکسن‌های زیرپهنه پیروکسن - گارنت اسکارن

Table 4. Calculated chemical composition for the pyroxenes from the pyroxene- garnet skarn sub-zone

Sample Number	Mineral composition	Fe (mol)	Mg (mol)
Pa.78a	$\text{Na}_{(0.001)}\text{Ca}_{(1.008)}\text{Mg}_{(0.63)}\text{Mn}_{(0.05)}\text{Fe}^{2+}_{(0.19)}\text{Fe}^{3+}_{(0.11)}\text{Al}_{(0.107)}\text{Si}_{(1.89)}\text{O}_6$	0.3	0.63
Pa.78a1	$\text{Na}_{(0.004)}\text{Ca}_{(1.024)}\text{Mg}_{(0.82)}\text{Mn}_{(0.015)}\text{Fe}^{2+}_{(0.03)}\text{Fe}^{3+}_{(0.103)}\text{Al}_{(0.078)}\text{Si}_{(1.9)}\text{O}_6$	0.106	0.82
Pa.78a2	$\text{Na}_{(0.008)}\text{Ca}_{(0.99)}\text{Mg}_{(0.68)}\text{Mn}_{(0.044)}\text{Fe}^{2+}_{(0.22)}\text{Fe}^{3+}_{(0.034)}\text{Al}_{(0.043)}\text{Si}_{(1.96)}\text{O}_6$	0.254	0.68
Pa.78a3	$\text{Na}_{(0.008)}\text{Ca}_{(1.003)}\text{Mg}_{(0.8)}\text{Mn}_{(0.013)}\text{Fe}^{2+}_{(0.07)}\text{Fe}^{3+}_{(0.107)}\text{Al}_{(0.104)}\text{Si}_{(1.9)}\text{O}_6$	0.114	0.8
Average pyroxenes	$\text{Na}_{(0.007)}\text{Ca}_{(1.004)}\text{Mg}_{(0.73)}\text{Mn}_{(0.3)}\text{Fe}^{2+}_{(0.126)}\text{Fe}^{3+}_{(0.094)}\text{Al}_{(0.097)}\text{Si}_{(1.91)}\text{O}_6$	0.13	0.73

مرحله پیش‌رونده¹

داخل سنگهای درون گیر که در ابتدای جایگزینی توده، دگرگونی حرارتی پیدا کرده‌اند، می‌شوند. این سیالات ماگمایی با دمای بالا (حدود 600°C)، باعث متاسوماتیسم پیش رونده، به‌ویژه در نزدیک همبری توده نفوذی و سنگهای درون گیر شده‌اند. این دگرسانی که با تحرک عناصر در حجم بزرگ همراه است، در نزدیک توده آذرین موجب پیدایش کانیهای کالک‌سیلیکاته بی‌آب (گارنت با ترکیب گراندیتی و کلینوپيروکسن با ترکیب دیوپسید) شده است. طی این مرحله، یک دسته گارنت‌های درشت‌بلور با بخش مرکزی ایزوتروپ و حاشیه آنیزوتروپ تشکیل شده است. در این مرحله، بخشی از کالک‌سیلیکاته بی‌آب در اثر وارد شدن Si، Fe و Mg از ماگما به‌داخل مرمرها همراه با واکنشهای کربن‌زدایی در مرمر، به زیرپهنه گارنت اسکارن تبدیل شده است.

مرحله پس‌رونده²

بررسیهای کانی‌شناسی و بافتی بیانگر آن است که مرحله پس‌رونده می‌تواند به دو زیرمرحله³ جدا؛ ولی پیوسته تفکیک شود.

الف) زیرمرحله پس‌رونده پیشین (زیرمرحله کانی‌سازی): طی این مرحله، در اثر ورود سیالات هیدروترمال دمای پایین‌تر و فرآیندهای هیدرولیز و کربن‌گیری در امتداد شکستگیها و ریزشکستگیهای داخل کانیهای کالک‌سیلیکاته بی‌آب، بخشی از کانیهای مزبور که در مرحله پیش‌رونده تشکیل شده‌اند، توسط کانیهای کالک‌سیلیکاته آب‌دار (ایپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت)، سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت و بورنیت)، اکسیدها (مگنتیت و هماتیت) و کربنات (کلسیت) جانشین می‌شوند. در جریان این مرحله که گسترش محدودی دارد، گارنت به مجموعه ایپیدوت، مگنتیت، هماتیت رشته‌ای،

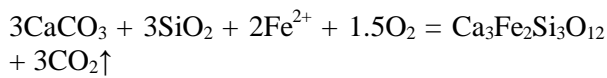
معمولاً به هنگام تزریق توده‌های آذرین بزرگ در یک منطقه، ابتدا در نتیجه شار حرارتی، دگرگونی ایزوشیمیایی در سنگهای درون گیر به‌وجود می‌آید. در منطقه مورد بررسی، حرارت بالای باتولیت گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی قره‌داغ موجب دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگهای آهکی خالصتر به مرمر و تحول سنگهای آهک مارنی به اسکارنونئید (دگرگونی - متاسوماتیک دو جانبه) شده است. در نتیجه، در زون مرمر، آهکهای میکرایتی متحمل تبلور مجدد شده و بلورهای ریز تا متوسط کلسیت با بافت موزائیکی تشکیل شده‌اند. در لایه‌های کربناتی حاوی رس، علاوه بر کلسیت حاصل از تبلور مجدد، مقداری محدود کانیهای کالک‌سیلیکاته و سیلیکاته دانه‌ریز تشکیل شده‌اند. در این مرحله، کانیهای اوپک (شامل کانیهای اکسیدی و سولفیدی) تشکیل نشده و یا این‌که در حد بسیار جزئی و قابل چشم‌پوشی به‌وجود آمده‌اند.

بعد از جایگیری کامل باتولیت گرانودیوریتی - کوارتزومونودیوریتی قره‌داغ و شروع تبلور، به تدریج سیالهای موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به‌عنوان یک فاز ناآمیخته از آن جدا شده‌اند. واضح است که با پیشرفت تبلور، به مقدار و حجم محلولهای گرمایی آزاد شده از توده‌های نفوذی افزوده می‌شود. نفوذ و انتشار این سیالات به سنگهای دربرگیرنده و جریان این سیالات، سبب تحرک و جابه‌جایی عناصر بین دو گرادیان متفاوت شیمیایی و حرارتی شده است و واکنشهای مناسب ایجاد می‌کند دگرسانی متاسوماتیک دو جانبه، با واکنشهای کربن‌زدایی همراه است. این مرحله معمولاً باعث افزایش حجم فضاهای خالی و ایجاد شکستگی در سنگ میزبان می‌شود. این شکستگیها همراه با شکستگیهای حاصل از فشار جای‌گیری توده نفوذی و فشار سیالات حاصل از آن، سبب ایجاد معبری برای ورود سیالات

1. Prograde stage
2. Retrograde stage
3. Sub-stage

شرایط فیزیکوشیمیایی فرآیندهای اسکارن‌زایی

فرآیند اسکارن‌زایی متاسوماتیک بعد از فرآیندهای دگرگونی و متاسوماتیک دو جانبه (مرحله پیش‌رونده)، با هجوم و تراوش سیالات داغ از توده نفوذی به‌داخل شکستگیها و ریزشکستگیهای زون مرمر و اسکارنوئید آغاز شده است. این سیالات حاوی Si، Fe و Mg با اکتیویته بالا و در شرایط اکسیدان بوده، سبب فرآیند کربن‌زدایی و تشکیل کانیه‌های کالک سیلیکاته بدون آب (مانند گارنت) شده‌اند. واکنش زیر توسط اینودی (Einaudi, 1982a) برای این فرآیند پیشنهاد شده است:



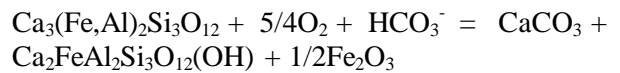
آندرادیت تشکیل شده، در سیال در حال تعادل با توده نفوذی، پایدار بوده است (شکل 12).

گارنت‌های زون اسکارن متاسوماتیک دارای مقداری سازنده گروسولار است و ترکیب آنها در محدوده Ad_{53} تا Ad_{99} تغییر می‌کند. از آن‌جا که Al در میان عناصر اصلی در سیالات طبیعی دارای کمترین تحرک است، می‌توان چنین برداشت کرد که سازنده گروسولار از طریق فرآیند انتشار و به‌صورت درجا از ناخالصیهای رسی موجود در کربنات‌ها تشکیل شده است. از این‌رو می‌توان نتیجه گرفت که دو فرآیند انتشار و تراوش در انتقال مواد و تشکیل اسکارن‌های منطقه دخالت داشته‌اند.

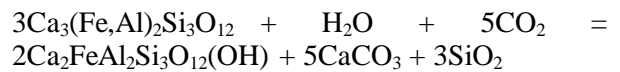
از آن‌جا که تمامی کانیه‌های موجود در هاله‌های اسکارنی منطقه مورد بررسی در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند، از نمودار شکل 13 برای تعیین شرایط ژئوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن‌های مورد بررسی استفاده شده است. این نمودار برای فشار 0/5 کیلوبار و $\text{XCO}_2=0/1$ توسط پرکینز (Perkins et al., 1986) طراحی شده است.

آندرادیت در حالت اکسیداسیون متوسط تا بالا پایدار بوده (بالای بافر هماتیت - مگنتیت) که با افزایش $f\text{O}_2$ به مگنتیت، کوارتز و کلسیت تبدیل می‌شود. با کاهش دما، محدوده پایداری آندرادیت به $f\text{O}_2$ و $f\text{S}_2$ پایین‌تر منتقل می‌شود. بنابراین افزایش $f\text{O}_2$ و $f\text{S}_2$ در مراحل بعدی (دمای 400°C و $\text{XCO}_2=0/1$) سبب دگرسان شدن آندرادیت و تخریب آن می‌شود (شکل 12).

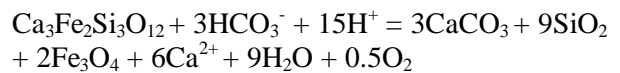
کلسیت و کوارتز تبدیل شده و همچنین کلینوپیروکسن به ترمولیت - اکتینولیت، کلسیت، کوارتز و کانیه‌های اوپک دگرسان شده است. رایجترین کانی دگرسانی در این مرحله اپیدوت است. افزایش محلی O_2 می‌تواند مطابق واکنش زیر موجب تشکیل اپیدوت شود (Berman, 1988; Deer et al., 1991).



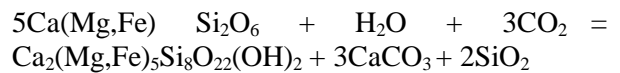
در محل شکستگیها و در مناطقی که محلولهای هیدروترمال غنی از H_2O و CO_2 حضور دارند، اپیدوت در نتیجه ناپایداری گارنت در جریان واکنش زیر تشکیل می‌شود.



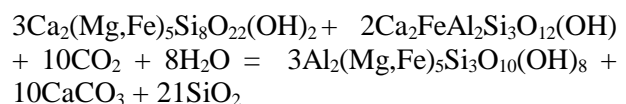
مجموعه کانی‌شناسی کوارتز + کلسیت + مگنتیت بر اثر ناپایداری گارنت توسط واکنش زیر در مرحله دگرگونی پس‌رونده پیشین تولید می‌شود (Einaudi, 1982a).



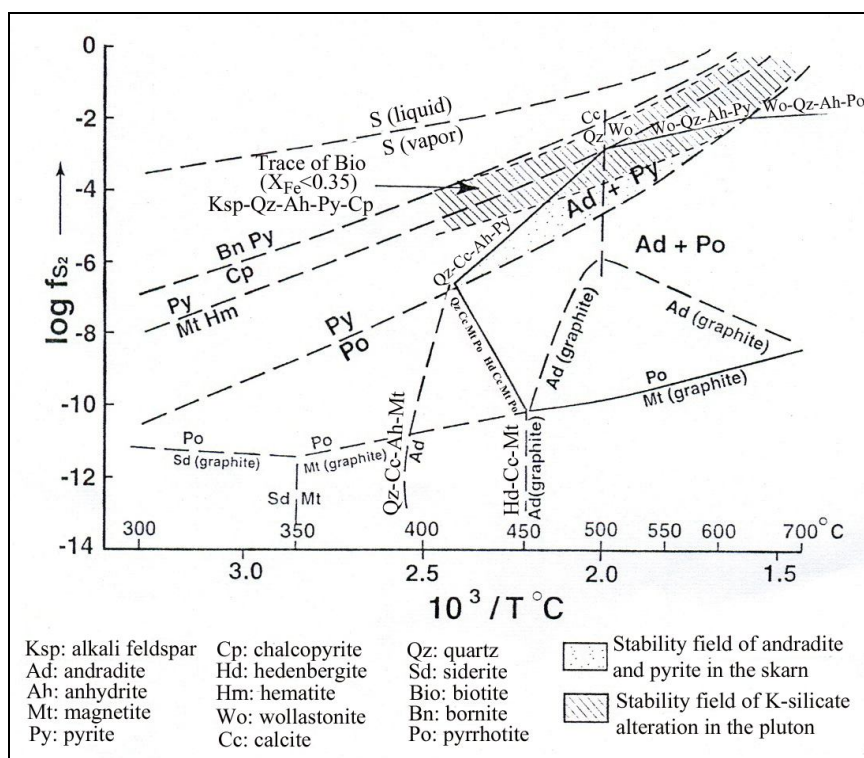
احتمالاً تشکیل ترمولیت - اکتینولیت در این مرحله در اثر دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها صورت گرفته است (Meinert, 1993).



ب) زیرمرحله پس‌رونده پسین (زیرمرحله دما پایین): طی این مرحله، مجموعه کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آب‌دار تشکیل شده در مراحل قبلی، توسط سیالات نسبتاً دما پایین، مجدداً دگرسان شده و به مجموعه کانی‌شناسی بسیار ریز دانه متشکل از کانیه‌های رسی، کلریت و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. این مرحله نیز مشابه با مرحله قبلی چندان توسعه نیافته و دگرسانی در امتداد شکستگیها صورت گرفته است. تشکیل کلریت، کلسیت و کوارتز از اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت ممکن است در نتیجه واکنش کربن‌گیری زیر رخ داده باشد (Meinert, 1993).

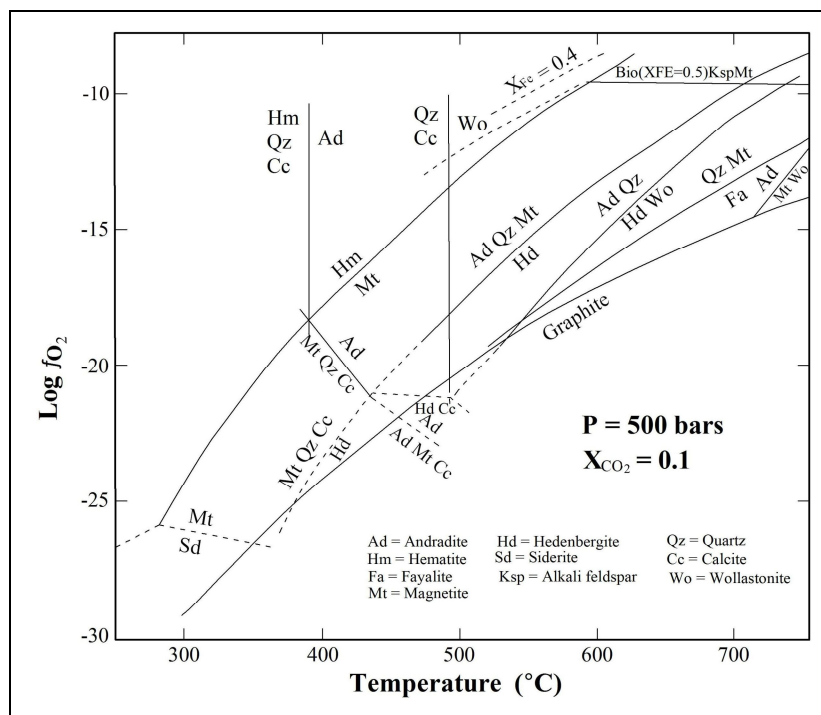


کلسیم و سیلیس خارج شده از کانیه‌های کالک سیلیکاته، به‌صورت بلورهای درشت‌تر از بلورهای سنگ اولیه، فضاهای خالی و یا شکستگیهای سنگ‌های اسکارنی را پر می‌کنند.



شکل 12. نمودار f_{S_2} در مقابل دما که در آن محدوده‌های پایداری آندرادیت- پیریت و آندرادیت- پیرویت در $X_{CO_2}=0/1$ نشان داده شده‌اند (Einaudi, 1982a).

Fig. 12. f_{S_2} vs. T diagram with stability fields of andradite- pyrite and andradite- pyrrhotite in $X_{CO_2}=0.1$ (Einaudi, 1982a).



شکل 13. نمودار f_{O_2} در مقابل دما در $X_{CO_2}=0.1$ و $P_{(fluid)}=1\text{kbar}$ برای سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Perkins et al., 1986)

Fig. 13. f_{O_2} vs. T diagram for the Ca-Fe-Si-C-O-H system in $P_f=500$ bar and $X_{CO_2}=0.1$ (Perkins et al., 1986)

$fS_2 < 10$ ، چنین سیالی می‌تواند مجموعه کوارتز + کلسیت + مگنتیت را تولید کند (شکل 14-D). از آنجا که در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پس‌رونده پیشین، هر دو کانی مگنتیت و پیریت به همراه کوارتز و کلسیت حضور دارند، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً سیال متاسوماتیک کننده، در این مرحله دارای $fS_2 = 10-6/5$ و دمای کمتر از 430°C بوده است (شکل‌های 14-C و D).

حضور تیغه‌های هماتیت در داخل مگنتیت که یک بافت هم‌رشدی را نشان می‌دهند، می‌تواند بیانگر این باشد که fO_2 سیال در شروع دگرسانی پس‌رونده پیشین، احتمالاً حدود 10^{-22} بوده است (Einaudi, 1982a) (شکل 14-D). با توجه به جانیشینی پیریت و مگنتیت توسط کالکوپیریت، می‌توان نتیجه گرفت که عنصر مس کمی دیرتر از آهن وارد سامانه اسکارنی شده است.

تشکیل مجموعه کانی‌شناسی دما پایین مانند کلریت و کانیه‌های رسی در داخل مجموعه کانی‌شناسی تشکیل شده قبلی، بیانگر این است که سیالات متاسوماتیک کننده تأخیری احتمالاً دارای ماهیت و طبیعت اکسیدکنندگی و هیدرولیز کنندگی نسبتاً بیشتری بوده‌اند. در واقع در دماهای کمتر از 300°C ، وارد شدن آب‌های زیرزمینی به‌داخل سامانه ماگمایی و مخلوط شدن آن با سیالات ماگمایی حاوی گوگرد، سبب اکسیداسیون گوگرد و در نتیجه کاهش pH و افزایش محتوای سولفاتی سیال مختلط می‌شود (Einaudi, 1982a).

$$0.5S_2 + 1.5O_2 + H_2O = SO_4^{2-} + 2H^+$$
در واقع، هجوم چنین سیالی به‌داخل زون‌های اسکارنی در منطقه مورد بررسی، شست‌وشو و خارج نمودن بیشتر Ca^{2+} را از داخل کالک‌سیلیکات‌ها به‌دنبال داشته است.

کانی‌سازی

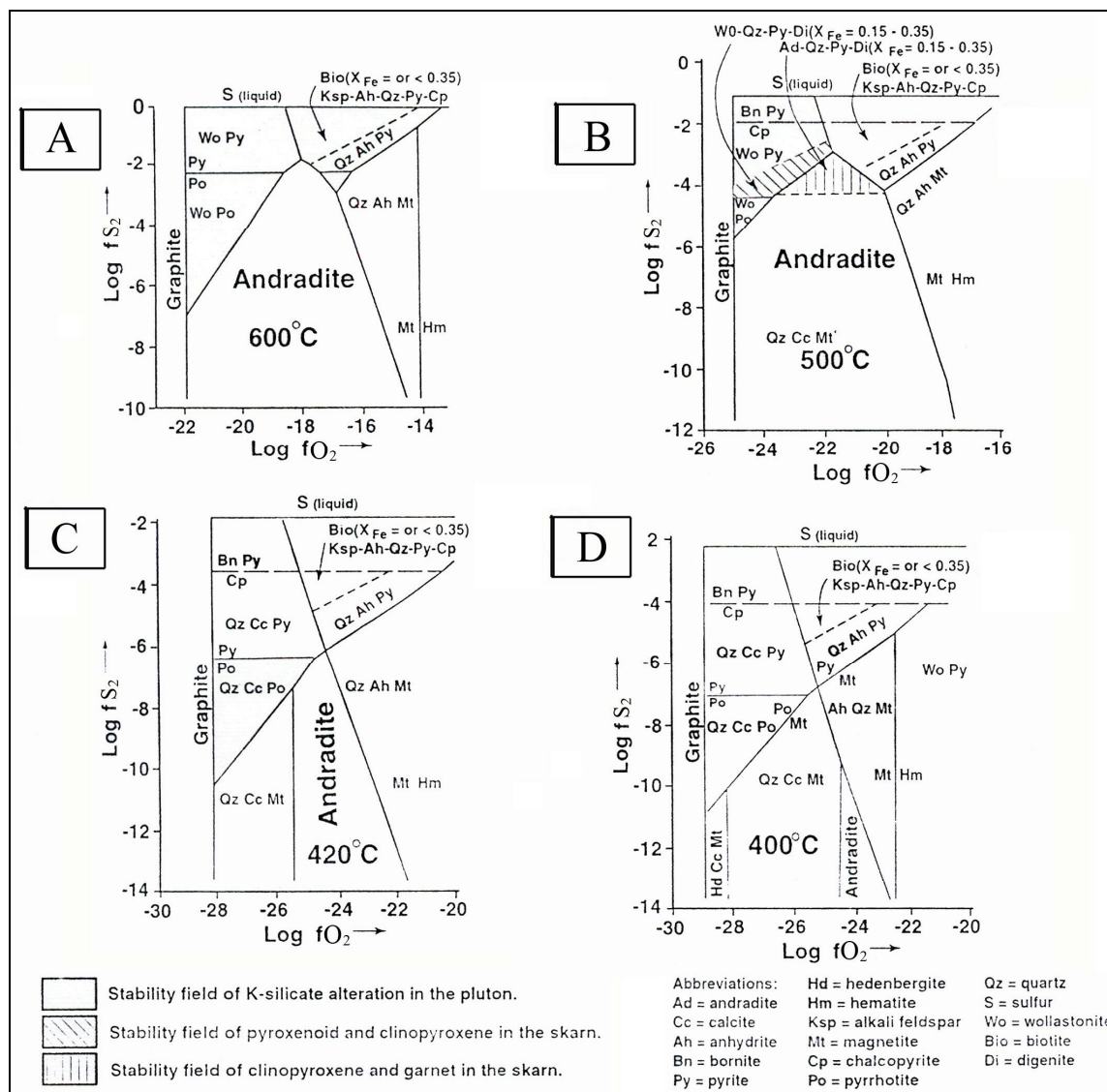
ارتباط مستقیمی بین ترکیب توده نفوذی و نوع اسکارن تشکیل شده وجود دارد (Einaudi and Burt, 1982). اسکارن‌های آهن معمولاً با توده‌های نفوذی حاوی سیلیس پایین، محتوای بالای آهن و مذاب‌های نسبتاً اولیه حاصل می‌شوند در حالی که اسکارن‌های قلع و مولیبدن معمولاً با توده‌های نفوذی شدیداً تفریق یافته و غنی از سیلیس همراه هستند (Einaudi and Burt, 1982). اسکارن‌های مس عمدتاً با توده‌های نفوذی کالک‌آلکان نوع I متعلق به سری مگنتیتی در ارتباط هستند. بیشتر این توده‌های نفوذی با

آندرادیت در دمای $400-700^\circ\text{C}$ و $fO_2 > 10-26$ پایدار است (شکل 13). آندرادیت در دمای بالاتر از 700°C توسط مجموعه ولاستونیت + مگنتیت و در دمای بالاتر از 550°C و با حضور کوارتز توسط مجموعه هدنبرژیت + ولاستونیت جایگزین می‌شود (بسته به fO_2). در منطقه مورد بررسی، حضور مقدار محدودی ولاستونیت در همراهی با گارنت‌ها می‌تواند بیانگر این باشد که گارنت و کلینوپیروکسن در دماهای حتی بیشتر از 550°C توسط محلول‌های متاسوماتیک کننده متبلور شده‌اند (شکل 13). همچنین، جانیشینی آندرادیت توسط مجموعه مگنتیت + کلسیت + کوارتز، بیانگر دمای حدود 430°C برای واکنش یاد شده است (شکل 13). وجود هم‌رشدی و مرز بلوری سالم بین گارنت‌ها و پیروکسن‌ها و نبود بافت جانیشینی در آنها می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان آنها در محدوده دمایی $430-600^\circ\text{C}$ و $10-26 > fO_2$ باشد. چنین سیالی که در تعادل با کانیه‌های توده نفوذی است، می‌تواند تا دماهای حدود 460°C با مجموعه کالک‌سیلیکات بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیش‌رونده در تعادل باشد (شکل 13).

در دمای کمتر از 460°C ، سیالات در تعادل با توده نفوذی با مجموعه کالک‌سیلیکات بی‌آب در تعادل نبوده و احتمالاً در دماهای کمتر از 430°C شروع به دگرسانی کرده‌اند (شکل 13). هدنبرژیت در دماهای بالاتر و fO_2 پایین‌تر (نسبت به آندرادیت) تشکیل می‌شود. با کاهش دما و افزایش fO_2 ، گارنت به مجموعه اپیدوت + کوارتز + پیریت + کلسیت و کلینوپیروکسن به مجموعه ترمولیت - اکتینولیت + کوارتز + پیریت + کلسیت تجزیه شده‌اند. با در نظر گرفتن این که XCO_2 در محیط‌های اسکارنی عموماً 0/1 یا کمتر است (Einaudi, 1982a)، نمودار شکل 13، دمای کمتر از 450°C را برای دگرسانی پیروکسن معرفی می‌کند. در جریان این مرحله، Ca^{2+} به‌طور پیوسته از کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب خارج و به‌صورت کانیه‌های کربناته در محل تثبیت می‌شود. در دماهای بیشتر از 430°C ، حتی در فوگاسیته بالای گوگرد، آندرادیت پایدار است (شکل 14-A و B)؛ اما در دماهای کمتر از 430°C ، سیال در تعادل با توده نفوذی و با فوگاسیته نسبتاً بالای گوگرد ($fS_2 > 10-6$)، دیگر با آندرادیت در تعادل نیست و آندرادیت به مجموعه کوارتز + کلسیت + پیریت تجزیه می‌شود (شکل 14-C). با کاهش فوگاسیته گوگرد (6-)

نشانگر محیط تشکیل نسبتاً کم عمق هستند (Einaudi and Burt, 1982).

سنگهای آتشفشانی هم‌زاد، رگه‌های استوکورک و دگرسانی هیدروترمال گسترده همراه هستند. همه ویژگیهای یاد شده،



شکل 14. نمودارهای fO_2 در مقابل fS_2 برای میدان پایداری آندرادیت بین 400-600°C و $XCO_2 = 0.1$ (Einaudi, 1982a). A: دمای 600 درجه سانتی‌گراد، B: دمای 500 درجه سانتی‌گراد، C: دمای 420 درجه سانتی‌گراد و D: دمای 400 درجه سانتی‌گراد

Fig. 14. fO_2 vs. fS_2 diagram for the stability field of andradite at $T=400-600^\circ\text{C}$ and $XCO_2=0.1$ (Einaudi, 1982a). A: $T= 600^\circ\text{C}$, B: $T= 500^\circ\text{C}$, C: $T= 420^\circ\text{C}$, and D: $T= 400^\circ\text{C}$

اسکارن آوان بوده و شواهدی از کانی‌سازی سرب و روی دیده نمی‌شود. همچنین، نتایج آنالیز نمونه‌های برداشته شده از اسکارن آوان، وقوع کانی‌سازی طلا در منطقه را تأیید نمی‌کنند (Mokhtari, 2006). علاوه بر موارد یاد شده، وجود کانی‌سازی اسکارنی معدن متروکه مس چشمقان در فاصله حدود یک کیلومتری خاور محدوده مورد بررسی، کانی‌سازی

ترکیب شیمیایی گارنت و پیروکسن شاخص خوبی برای طبقه‌بندی ذخایر اسکارنی است (Einaudi and Burt, 1982). ترکیب شیمیایی گارنت‌ها و پیروکسن‌ها در اسکارن آوان (شکل 9) با اسکارن‌های نوع Fe ، Cu ، $Pb-Zn$ و Au سازگار هستند. نتایج به‌دست آمده از بررسی‌های صحرائی و کانه‌نگاری نشان‌دهنده تمرکز کانی‌سازی آهن و مس در

نتیجه‌گیری

اسکارن‌زایی در منطقه آوان در دو مرحله اصلی پیش‌رونده و پس‌رونده صورت گرفته است. در مرحله پیش‌رونده، دمای بالای باتولیت گرانودیوریتی - کوارتزومونزودیوریتی قره‌داغ دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگهای آهکی خالص به مرمر و تحول سنگهای آهکی رس‌دار به اسکارنوئید (دگرگونی - متاسوماتیک دو جانبه) را موجب شده است. بعد از جایگیری کامل توده نفوذی یاد شده و شروع تبلور، به تدریج سیالهای موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به‌عنوان یک فاز مستقل از آن جدا شده‌اند. این سیالات ماگمایی با دمای بالا (حدود 600°C)، باعث متاسوماتیسم پیش‌رونده شده و موجب ظهور کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (گارنت و کلینوپروکسن) شده‌اند. در این مرحله، حجم قابل ملاحظه‌ای از مرمرها توسط کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب جایگزین شده است.

مرحله پس‌رونده شامل دو زیرمرحله مجزا، ولی پیوسته (زیرمرحله پس‌رونده پیشین و زیرمرحله پس‌رونده پسین) است. در مرحله پس‌رونده پیشین، در اثر ورود سیالات هیدروترمال دمای بالا و فرآیندهای هیدرولیز، کربن‌گیری و سولفیدی شدن در امتداد شکستگیها و ریزشکستگیهای داخل کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب، بخشی از کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیش‌رونده، توسط کانیه‌های کالک‌سیلیکاته آبدار، سولفیدها، اکسیدها و کربنات‌ها جایگزین شده‌اند. طی مرحله پس‌رونده پسین، مجموعه کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آبدار تشکیل شده در مراحل قبلی، توسط سیالات نسبتاً دما پایین، مجدداً دگرسان شده و به مجموعه کانی‌شناسی بسیار دانه‌ریز متشکل از کانیه‌های رسی، کلریت، کوارتز و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند.

گارنت و کلینوپروکسن فراوان‌ترین مجموعه کانی‌شناسی هاله اسکارنی آوان بوده که در دمای نسبتاً بالا به‌صورت فراگیر تشکیل شده‌اند. مجموعه گارنت + کلینوپروکسن، در محدوده دمایی 400°C تا 600°C و $f\text{O}_2 > 10^{-26}$ به‌صورت هم‌زمان تشکیل شده‌اند.

اسکارنی آهن شمال آستامال در فاصله حدود 5 کیلومتری شمال‌خاور منطقه مورد بررسی (Mokhtari and Hosseinzadeh, 2012; Baghban Asgharinezhad, 2012) و کانی‌سازی اسکارنی آهن پهناور در فاصله حدود 10 کیلومتری شمال‌باختر منطقه مورد بررسی (Mokhtari, 2012)، همگی در ارتباط با نفوذ بخش گرانودیوریتی - کوارتزومونزودیوریتی باتولیت قره‌داغ داخل سنگهای کربناته کرتاسه بالایی بوده‌اند، که از شواهد دیگر تأییدکننده کانی‌سازی مس - آهن در منطقه مورد بررسی هستند.

بررسیهای کانی‌شناسی و بافتی نشان می‌دهد که کانه‌های موجود در اسکارن آوان (اکسیدها و سولفیدها) در مرحله پیش‌رونده دگرگونی - متاسوماتیک دو جانبه تشکیل نشده‌اند. شواهد بافتی نظیر نبود هم‌رشدی و مرزهای بلوری جانشینی بین کانه‌ها و کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب، نشانگر این است که کانه‌ها حتی در مرحله پیش‌رونده متاسوماتیک نیز تشکیل نشده‌اند. وجود بافتهای جانشینی بین کانه‌ها و کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و بافتهای پرکننده فضاهای خالی در شکستگیهای داخل کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (رگه‌چه‌های اکسیدی و سولفیدی داخل گارنت‌ها) بیانگر آن است که کانه‌های مزبور طی مرحله پس‌رونده پیشین همراه با کانیه‌های کالک‌سیلیکاته آبدار (اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت) تشکیل شده‌اند. شواهد بافتی بین کانه‌ها، نشان می‌دهد که توالی پاراژنتیکی آنها از نظر زمان تبلور به‌صورت زیر است:

مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت. تشکیل کانه‌های یاد شده توسط شکستگیها، فضاهای خالی و ترکیب کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب کنترل شده است. تمرکز کانه‌ها در زون اسکارنی متاسوماتیک و نبود آنها در زون مرمر، تأیید دیگری در این خصوص است.

چنین به نظر می‌رسد که تشکیل زون کانی‌سازی در داخل اسکارن آوان با مراحل میانی توسعه هاله اسکارنی هم‌زمان بوده و با دگرسانی کانیه‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (گارنت و کلینوپروکسن) به اوج رسیده است. گارنت و کلسیت با خنثی نمودن سیالات اسیدی حاوی مواد معدنی، نقشی بسیار مهم در نهشته شدن کانه‌ها داشته‌اند.

References

Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 606 pp. (in Persian)

Baghban Asgharinezhad, S., 2012. Investigation of genesis, mineralogy and geochemistry of Fe-Cu skarn in Astamal area, NE Kharvana, Eastern Azarbaijan. MSc. Thesis, University of

- Tabriz, Tabriz, Iran, 185 pp. (in Persian with English abstract)
- Berman, R.G., 1988. Internally- consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29(2): 445-522.
- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2005. The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay River, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 423-438.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. *An Introduction to the rock forming minerals*. 17th impression, Longman Scientific and Technical, London, 528 pp.
- Einaudi, M.T., 1982a. Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: S.R. Titley (Editor), *Advances in geology of porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 1592-1606.
- Einaudi, M.T., 1982b. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. In: S.R. Titley (Editor), *Advances in geology of porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 185-210.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology and Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 7(4): 745-754.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. 75th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, USA.
- Hosseinzadeh, G., 1999. Investigation on Anjerd Cu skarn deposit (N Ahar, Eastern Azarbaijan province). MSc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 118 pp. (in Persian with English abstract)
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayed, M., 2002. Granite and gabbro-diorite associated skarn deposits of NW Iran. *Ore geology reviews*, 20(3-4): 127-138.
- Khain, V.E. and Koronousky, N.V., 1997. Caucasus. In: E.M. Moores and R.W. Fairbridge (Editors), *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. Chapman and Hall, London, pp. 127-136.
- Khezri, M. and Moazen, M., 2001. Study of Andrian contact metamorphic, NW Iran. 5th Symposium of Iranian geological Society, Tehran University, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Mehrprou, M., Emami, M.H., Mirzaie, M. and Allaie Mahabadi, S., 1997. Geological map of Syahrood, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geosciences Canada*, 19(4): 145-162.
- Meinert, L.D., 1993. Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (Editors), *Mineral deposit modeling*. Geological Association of Canada, Ottawa, Canada: pp. 569-583.
- Meinert, L.D., 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6(2): 185-208.
- Mir Mohammadi, M.S., 1995. Geochemistry and petrology of Kamtal intrusion and its metamorphic haloe (east of Jolfa, NW Iran). MSc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 194 pp. (in Persian with English abstract)
- Mojarad, M., 2003. Study of contact metamorphic occurrence around the Sheyvar intrusion. MSc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 118 pp. (in Persian with English abstract)
- Mokhtari, M.A.A., 2006. Controlling and introducing of promising areas in the Syahrood 1:100000 map. Geological Survey of Iran, 142 pp. (in Persian)
- Mokhtari, M.A.A., 2008. Petrology, geochemistry and petrogenesis of Qaradagh batholith (east of Syahrood, Eastern Azarbaijan) and related skarn with considering mineralization. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 347 pp. (in Persian with English abstract)
- Mokhtari, M.A.A., 2012. The mineralogy and petrology of the Pahnava Fe skarn, in the Eastern Azarbaijan, NW Iran. *Central European Journal of Geosciences*, 4(4): 578-591.
- Mokhtari, M.A.A. and Hosseinzadeh, R., 2012. Exploration of Astamal Fe mineralization (NE Kharvana, Eastern Azarbaijan). Geological Survey of Iran, Exploration report, Tehran, 85 pp. (in Persian)
- Mokhtari, M.A.A., Moinvaziri, H., Ghorbani, M.R., Mehrprou, M. and Hosseinzadeh, G., 2012. Mineralogy and petrography of Kamtal skarn (north of Kharvana, Eastern Azarbaijan). *Scientific Quarterly Journal, Geoscience*,

- 22(86): 213-220. (in Persian with English abstract)
- Mollaie, H., 1993. Petrochemistry and genesis of the granodiorite and associated Iron-copper skarn deposit of Mazraeh, Ahar, Eastern Azerbaijan, Iran. Ph.D. Thesis, University of Rookee, India 287 pp.
- Mollaie, H., Yaghubpur, A.M. and Sharifiyan Attar, R., 2009. Geology and geochemistry of skarn deposits in the northern part of Ahar batholith, East Azarbaijan, NW Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 1(1): 15-34.
- Moritz, R., Mederer, J., Ovtcharova, M., Selby, D., Chiaradia, M., Popkhadze, N., Gugushvili, V., Migineshvili, R., Melkonyan, R., Tayan, R., Vardanyan, A., Havokimyan, S., Ramazanov, V. and Mansurov, M., 2011. Major Cu, Au and Mo deposits of the Lesser Caucasus: Products of diverse geodynamic settings. 9th Swiss Geoscience Meeting, Zurich, Sweden.
- Perkins, E.H., Brown, T.H. and Berman, R.G., 1986. PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geoscience*, 12(6): 749-755.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L. and Ettliger, A.D., 1995. The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic geology*, 90(4): 920-937.
- Siahcheshm, K., 2002. Mineralogy, alteration and metasomatic changes in Pahnavar skarn deposit, east of Syahrood. MSc. Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, 139 pp. (in Persian with English abstract)
- Sosson, M., Rolland, Y., Müller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. and Mosar, J., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. Geological Society, London, Special Publications, 340: pp.329-352.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Vidal, C.C.E., Injoque-Espinoza, J., Sidder, G.B. and Mukasa, S.B., 1990. Amphibolitic Cu-Fe skarn deposits in the Central coast of Peru. *Economic Geology*, 85(7): 1447-1461.



Mineralogy and skarnification processes at the Avan Cu-Fe Skarn, northeast of Kharvana, NW Iran

Mir Ali Asghar Mokhtari^{1*}, Mohammad Ebrahimi¹ and Mohammad Reza Ghorbani²

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Submitted: July 21, 2014

Accepted: Aug. 15, 2015

Keywords: Mineralogy, Cu-Fe Skarn, Qaradagh batholith, Avan, Kharvana, Eastern Azarbaijan

Introduction

The Avan Cu-Fe skarn is located at the southern margin of Qaradagh batholith, about 60 km north of Tabriz. The Skarn-type metasomatic alteration is the result of Qaradagh batholith intrusion into the Upper Cretaceous impure carbonates. The studied area belongs to the Central Iranian structural zone. In regional scale, the studied area is a part of the Zangezur mineralization zone in the Lesser Caucasus. Several studies (Karimzadeh Somarin and Moayed, 2002; Calagari and Hosseinzadeh, 2005; Mokhtari, 2008; Baghban Asgharinezhad, 2012; Mokhtari, 2012) including master's theses and research programs have been done on some skarns in the Azarbaijan area considering their petrologic and mineralization aspects. However, before this study, the Avan skarn aureole has not been studied in detail. In this paper, various geological aspects of the Avan skarn including mineralogy, bi-metasomatic alteration, metasomatism and mineralization during the progressive and retrograde stages of the skarnification processes have been studied in detail.

Research Method

This research consists of field and laboratory studies. Field studies include preparation of the geological map, identifying the relationship between the intrusion and the skarn aureole, identifying the relationship between different parts of the skarn zone and also collecting samples for laboratory studies. Laboratory studies include petrography, mineralography and microprobe studies. Cameca SX100 Microprobe

belonging to Geological Survey of the Czech Republic was used in order to determine the chemical composition of the calc-silicate minerals such as pyroxene and garnet in garnet skarn and pyroxene- garnet skarn sub-zones.

Discussion and conclusion

Qaradagh batholith is composed of discrete acid to mafic phases including gabbro, diorite, quartz diorite, quartz monzonite, quartz monzodiorite, tonalite, granodiorite, monzogranite and granite porphyry which is dominated by granodiorite-quartz monzonite. Granitoids of this batholith are metaluminous, high K calc-alkaline I-type granite (Mokhtari, 2008). The Avan Cu-Fe skarn is related to the intrusion of granodioritic-quartz monzonitic part of the Qaradagh batholith into the Upper Cretaceous flysch- type rocks consisting of biomicrite, clay limestone, marl, siltstone and mudstone.

The Avan skarn consists of three zones of endoskarn, exoskarn and marble. The main Cu-Fe mineralized zone is related to the exoskarn zone, which has 600 meters of length and 50 meters of thickness, respectively. The Exoskarn zone consists of garnet skarn, pyroxene-garnet skarn and ore skarn sub-zones. Garnet, belonging to ugrandite series (Ad₅₃₋₈₉) with more than 50 percentage in volume, is the most important anhydrous calc-silicate mineral in the garnet skarn and the pyroxene-garnet skarn sub-zones. Some of the garnet crystals are zoned and their chemical composition changes toward the rim to almost pure andradite (Ad₉₉). Clinopyroxene which has diopsidic composition (Di₇₅₋₉₆), is another

*Corresponding authors Email: amokhtari@znu.ac.ir

anhydrous calc-silicate mineral in the exoskarn zone with an abundance that reaches up to 50 percent in volume in pyroxene-garnet skarn sub-zone.

The ore skarn sub-zone is located toward the outer part of the exoskarn zone and close to the border of the marble zone. The abundance of ore minerals in this sub-zone reaches up to 50 percentage in volume and includes magnetite, hematite, pyrite, chalcopyrite, bornite, malachite and goethite among which pyrite is the most abundant. In this sub-zone, anhydrous calc-silicate minerals of garnet and clinopyroxene have undergone intensive alteration and are replaced with hydrous calc-silicate (epidote and tremolite-actinolite), oxide (magnetite and hematite) and sulfide (pyrite, chalcopyrite and bornite) minerals. Based on the textural and mineralogical studies, the skarnification processes in the studied area can be categorized into two main stages: 1) prograde and 2) retrograde. During the prograde stage, the heat flow of the granitoid has caused isochemical metamorphism and changing more pure limestones to marble and marly limestones to skarnoid (metamorphism and bi-metasomatism). The high temperature magmatic fluids have caused prograde metamorphism during which anhydrous calc-silicate minerals including garnet and pyroxene have appeared. During the early retrograde stage, i.e. the mineralization sub-stage, lower temperature hydrothermal fluids have caused hydrolysis and carbonization because of which anhydrous calc-silicate minerals along with their fractures and microfractures are changed to hydrous calc-silicate (epidote and tremolite-actinolite), oxide (magnetite and hematite), sulfide (pyrite, chalcopyrite and bornite) and carbonate (calcite) minerals. During the late retrograde stage, relatively low temperature fluids have altered anhydrous and hydrous calc-silicate mineral assemblage formed during the previous stages into a very fine grained mineral assemblage including clay minerals, chlorite and iron hydroxides.

Presence of replacement textures in ore minerals and anhydrous calc-silicate minerals accompanied with open filling textures in the anhydrous calc-silicate minerals, for example oxide and sulphide

veinlets within the garnet crystals, indicate that the mentioned ore minerals have been simultaneously generated with hydrous calc-silicate minerals (epidote and tremolite-actinolite) during the early prograde stage. The presence of minor amounts of wollastonite among the mineral assemblage of the Avan skarn, intergrowth of garnet and pyroxene, absence of reaction rim between garnet and clinopyroxene and absence of replacement textures indicate that these minerals have been simultaneously generated within the temperature ranges of 430–600 °C and $fO_2 > 10^{-26}$, respectively.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Journal of Economic Geology reviewers and editors for their constructive suggestions to the manuscript.

Reference

- Baghban Asgharinezhad, S., 2012. Investigation of genesis, mineralogy and geochemistry of Fe-Cu skarn in Astamal area, NE Kharvana, Eastern Azarbaijan. MSc. Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, 185 pp. (in Persian with English abstract)
- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2005. The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay River, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 423-438.
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayed, M., 2002. Granite and gabbro-diorite associated skarn deposits of NW Iran. *Ore geology reviews*, 20(3-4): 127-138.
- Mokhtari, M.A.A., 2008. Petrology, geochemistry and petrogenesis of Qaradagh batholith (east of Syahrood, Eastern Azarbaijan) and related skarn with considering mineralization. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 347 pp. (in Persian with English abstract)
- Mokhtari, M.A.A., 2012. The mineralogy and petrology of the Pahnava Fe skarn, in the Eastern Azarbaijan, NW Iran. *Central European Journal of Geosciences*, 4(4): 578-591.