

# ژئوشیمی و تحولات دگرگونی اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان و نفوذی‌های همراه در شرق کرمان

شهریار محمودی<sup>(۱)</sup> و سلیمه دهقانی دشتابی<sup>۲</sup>

۱. استادیار گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۳/۲۲

## چکیده

کوه صاحب‌الزمان در هشت کیلومتری شمال شرق شهر کرمان و در مرز زون ارومیه دختر و ایران مرکزی واقع است. در این منطقه چند رخنمون از توده آذرین جوان با ترکیب دیوریتی که با توجه به شواهد چینه‌شناسی مربوط به دوران سنوزوئیک است، وجود دارد. این توده‌ها در سنگ‌های آهکی کرتاسه نفوذ کرده و هاله‌های دگرگونی با رخنمون‌های کم ضخامت اسکارن ایجاد کرده‌اند. با توجه به خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان در گروه اسکارن‌های کالک سیلیکاته قرار می‌گیرد. بر اساس مطالعات انجام شده، بر اساس تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش XRF جهت مهاجرت یون‌های سیلیسیم، منیزیم، آهن، و عناصر کمیاب از توده به سمت سنگ میزبان آهکی و در جهت مخالف انتقال کلسیم و منیزیم به سمت توده انجام شده است. کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و فلدسپار الکان است. در بخش خارجی توده آذرین (آندواسکارن) مونتسلیت نیز دیده می‌شود. در اسکارن‌های این ناحیه کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، ایدوکراز، اپیدوت و کلسیت حضور دارند. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی، گارنت‌ها از نوع گروسولار-آندرادیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید است و ولاستونیت نیز وجود دارد. مقایسه ترکیب شیمیایی نمونه‌های اسکارن با سنگ‌های آذرین نشان می‌دهد، در شروع جایگزینی توده نقش اصلی در تامین سیالات متاسوماتیکی بر عهده سیالات داغ با منشاء جوی که در سنگ میزبان آهکی وجود داشته، بوده است و پس از جایگزینی و تبلور توده اصلی نفوذی، سیالات مشتق شده از توده نقش اصلی را ایفا کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: اسکارن کوه صاحب‌الزمان، شیمی کانی، متاسوماتیسم، ترموبارومتري.

## مقدمه

واحدهای زمین‌شناسی و گسترش حوزه‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه در مرز زون ایران مرکزی و زون ارومیه دختر قرار دارد. از نظر واحدهای تکتونیکی منطقه مورد مطالعه مرتبط با بخش جنوبی ایران مرکزی و رشته کوه‌های شرق کرمان است. در منطقه کوه‌های شرق کرمان، به جز رخنمون‌های مربوط به سازند ریزو و دزو سنگ‌های پالئوزوئیک بندرت

شهر کرمان و مناطق اطراف آن از نظر زمین‌شناسی شامل بخش‌هایی از فلات مرکزی ایران و حاشیه زون سنندج سیرجان است که در طول تاریخ زمین‌شناسی، از پرکامبرین تاکنون، پویائی ساختاری بسیار زیادی داشته است (Huckriede et al., 1962; Beygi et al., 2016). از نظر

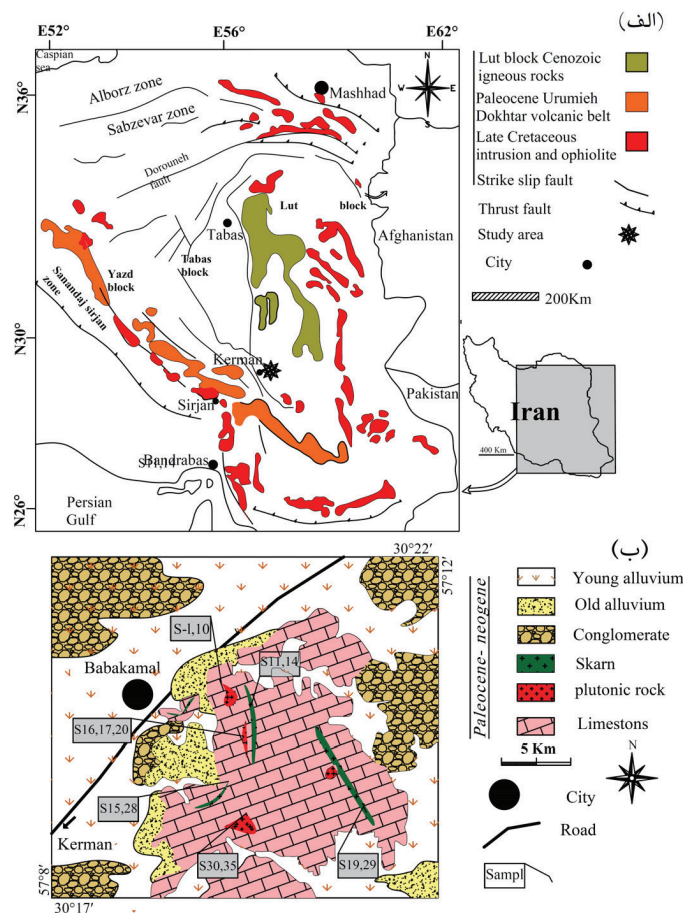
\* نویسنده مرتبط: S.mahmoudi@khu.ac.ir

شمال شرق شهر کرمان و بین طول‌های شمالی  $57^{\circ}7'$  تا  $57^{\circ}11'$  و بین عرض‌های شرقی  $30^{\circ}16'$  تا  $30^{\circ}23'$  واقع شده و وسعتی حدود ۶۶ کیلومتر مربع را دربر می‌گیرد. حرکات کوهزایی لارامید در اواخر کرتاسه باعث تشکیل این ارتفاعات شده است (Nabavi, 1971). لیتولوژی این رخنمون‌ها اغلب آهکی مربوط به کرتاسه که به صورت دگرشیب بر روی مجموعه‌های هم‌عرض سازند شمشک قرار دارد که با ضخامت‌های متفاوت و به صورت یک تاق‌دیس پلانژدار دیده می‌شود. در این محدوده، بخش‌های شمال-غربی رخنمون کرتاسه به‌طور دگرشیب توسط کنگلومرای کرمان به سن پالئوسن پوشیده شده است. مطالعه عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که گسلش در راستای شمال-شمال غربی و جنوب-جنوب شرقی توسعه یافته است. در این منطقه نفوذی‌های دیوریتی-مونزوسینیتی به سن سنوزوئیک در رخنمون‌های آهکی کرتاسه نفوذ کرده و هاله‌های کم‌ضخامت اسکارن ایجاد کرده‌اند. مسیر پارک جنگلی قائم و خیابان سعیدی-بابا کمالی آسان‌ترین راه دسترسی به این منطقه است. چینه‌شناسی این منطقه توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و به‌وسیله زمین‌شناسان اروپایی (Huckriede et al., 1962). مورد مطالعه قرار گرفته که بر اساس آن، سازندهای کرتاسه از پایین به بالا شامل شش واحد لیتواستراتیگرافی به صورت زیر است: کنگلومرای قاعده‌ای با ضخامت ۱۵ متر که با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی شیل‌های ژوراسیک و یا آهک‌های تریاس قرار دارد. واحدی مرکب از ماسه سنگ‌های سرخ رنگ مایل به قهوه‌ای که ضخامت آن از ۲۰ تا ۱۵۰ متر تغییر می‌کند. دولومیت‌های زرد رنگ که روی ماسه‌سنگ‌ها را می‌پوشاند و به‌طرف بالا رفته‌رفته آهکی می‌شوند (شکل ۱-ب). تناوب مارن و سنگ آهک به ضخامت ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر. سن این واحد مارنی-آهکی، بر اساس فسیل‌های مختلف، آلبین تعیین شده است. تناوب ماسه‌سنگ و سنگ آهک حاوی مرجان، آمونیت و اوربیتولین به ضخامت ۸۰ متر که سن آن، با قید احتمال، آلبین تعیین شده است. آهک توده‌ای حاوی اوربیتولین به ضخامت ۳۰۰ متر که به سنونین نسبت داده شده است.

دیده می‌شود. اما رسوبات تریاس-لیاس بسیار ضخیم بوده و روند کلی آن‌ها شمالی-جنوبی است (Sabzehei et al., 1999). در طی سنوزوئیک تحت تاثیر فعالیت‌های شدید ماگمایی در این منطقه رخنمون‌های کوچک و پراکنده‌ای از نفوذی‌های مونزوسینیتی تا دیوریتی به وجود آمده است. بخش عمده فعالیت‌های ماگمایی شمال و شرق کرمان در ارتباط با زون فرورانشی حاشیه آقیانوسی نئوتتیس است (Berberian, 2011). در منطقه مورد مطالعه هاله‌های اسکارنی از دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های رسوبی آهکی و مارنی در اطراف توده‌های مذکور به وجود آمده است، که کانی‌شناسی و ژئوشیمی آنها در ارتباط با مکانیسم‌های موثر در تشکیل این توده‌ها در این پژوهش مورد بحث قرار گرفته است. به اعتقاد محققین پیشرو در مطالعه مجموعه‌های اسکارنی و از دیدگاه مکانیسم‌های موثر در تشکیل اسکارن‌ها دو فرایند اصلی موثر هستند که شامل (۱) تبادل مواد بین توده نفوذی و سنگ‌های مجاور از طریق نشر در دو جهت محل تماس سنگ نفوذی و توده دربرگیرنده که به اسکارن‌های متاسوماتیک موسوم است و (۲) نوعی از اسکارن‌ها که در اثر تبادل مواد تنها از طرف توده به سمت هاله مجاورتی صورت می‌گیرد. عمدتاً گروه دوم یاد شده از اسکارن‌ها در فاصله دورتری از توده نفوذی و دور از محل تماس توده و سنگ دربرگیرنده تشکیل می‌شوند که اسکارن‌های تراوشی نامیده می‌شوند (Smirnov, 1976 Korzhinsky, 1948). مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و سنگ‌های اسکارنی ابزاری اساسی در تعیین میزان و نحوه انتقال یون‌های فلزی موثر در ترکیب کانی‌شناسی و کانسارهای همراه در توده نفوذی و سنگ میزبان اسکارن است (Einaudi et al., 1981; Yardley et al., 1995; Meinert et al., 2003; Meinert, 1992; Yin et al., 2017; Ducoux et al, 2017).

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون ایران مرکزی است (شکل ۱-الف). کوه صاحب‌الزمان تقریباً در هشت کیلومتری



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه. در زون‌های ساختاری ایران، ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی کوه صاحب‌الزمان و محل نمونه‌ای برداشته شده، اقتباس از سبزه‌ای و همکاران (Sabzehei et al., 1999)

## روش کار

نرم‌افزارهای مرتبط مطالعات سنگ دگرگونی، excel, minpet, petrograph و Gcdkit, igpet استفاده شد.

### سنگ‌شناسی توده نفوذی

براساس طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین، نمونه‌های تجزیه شده جزء سنگ‌های حدواسط و در گروه دیوریت‌ها قرار می‌گیرد (Cox et al., 1979)، (شکل ۲). بر اساس مطالعات پتروگرافی، توده نفوذی دارای چهار فاز اصلی سنگی شامل دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزونیت و مونزوسینیت است. دیوریت‌ها: با ترکیب کانی‌شناسی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌عنوان کانی اصلی (شکل ۳-الف)، کوارتز و بلورهای خود شکل پیروکسن به‌عنوان کانی فرعی و اپیدوت،

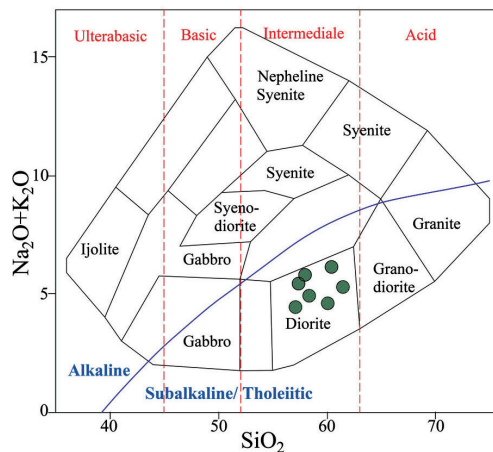
مطالعات صحرایی انجام گرفته در منطقه منتهی به برداشت ۶۰ عدد نمونه شد که از این تعداد ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده است، پس از انجام مطالعات پتروگرافی هفت عدد از نمونه سنگ‌های آذرین و هشت نمونه نیز از نمونه‌های اسکارنی مورد تجزیه شیمیایی به روش XRF قرار گرفت. از دو نمونه سنگ میزبان توده نفوذی که عمدتاً از سنگ آهک خالص و فاقد آثار دگرگونی بودند تجزیه شیمیایی به عمل آمد که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. تعداد شش مقطع میکروسکوپی از رون‌های مختلف اسکارنی در مرکز تحقیقات فراوری توسط دستگاه Cameca X-100 با قطر بیم ۲۰n و شدت جریان 20nA 20keV مورد تجزیه نقطه‌ای دقیق (EPMA) قرار گرفت. برای تحلیل داده‌ها جمع‌آوری شده از

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش XRF سنگ‌های آذرین و هاله اسکارنی و سنگ آهک میزبان (نمونه S35) در کوه صاحب‌الزمان شمال شرق کرمان بر حسب درصد

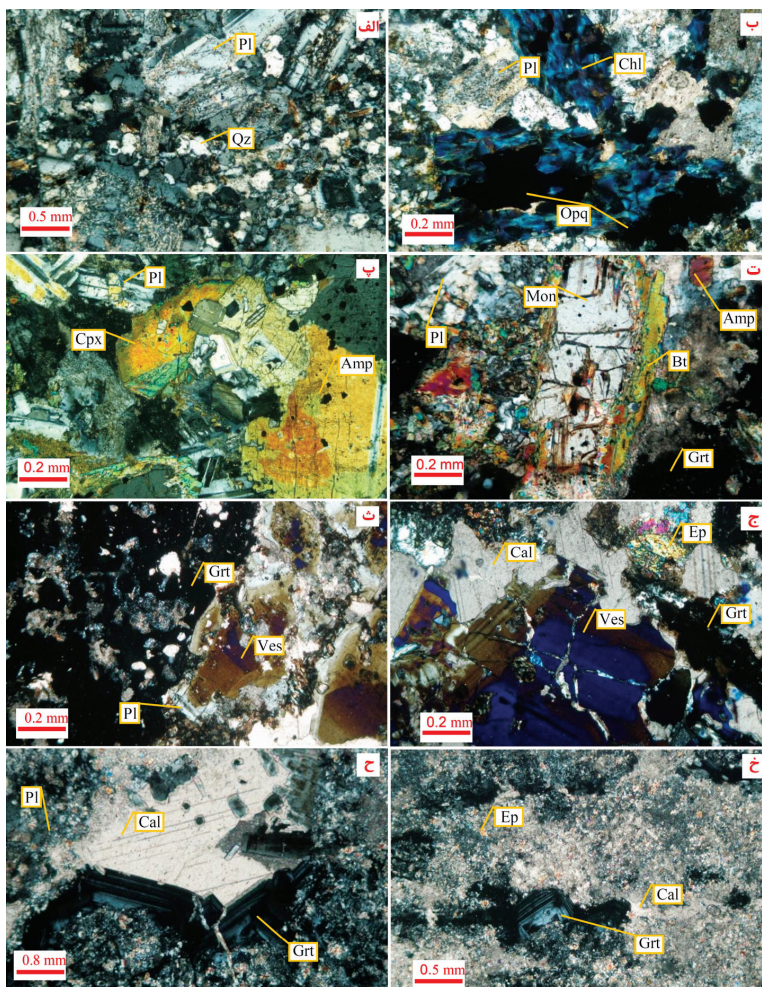
	Igneous rocks										
	S1	S10	S16	S17	S20	S30	S33				
<i>SiO<sub>2</sub></i>	54.81	58.25	61.25	59.47	63.39	59.22	59.89				
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	13.98	13.33	14.9	15.17	12.38	14.14	13.69				
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	6.13	5.68	6	3.69	8.77	5.54	4.54				
<i>MgO</i>	0.06	0.99	0.01	0.52	0.59	0.98	2.01				
<i>CaO</i>	15.33	14.5	13.01	13.08	7.84	13.9	13.36				
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	4.53	3.96	3.12	3.67	2.89	2.54	2.11				
<i>K<sub>2</sub>O</i>	2.56	2.2	2.3	3.52	2.36	2.42	2.61				
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.36	0.97	0.88	0.54	0.89	0.75	0.48				
<i>MnO</i>	0.91	0.75	0.56	0.06	0.13	0.84	0.42				
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0.69	0.26	0.23	0.22	0.24	0.27	0.23				
<i>Total</i>	99.36	100.9	102.3	99.94	99.41	100.6	99.34				
	Skarn rocks										
	S2	S4	S6	S11	S15	S19	S26	S28	S29	S35	
<i>SiO<sub>2</sub></i>	10.75	43.89	39.85	29.2	37.95	32.14	34.89	36.15	25.93	10.2	
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	2.11	7.17	7.15	11.11	7.71	12.34	9.8	10.2	12.5	1.99	
<i>CaO</i>	53.83	29.48	25.88	40.2	41.65	42.61	40	36.25	33.69	52.38	
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	1.38	3.69	3.33	5.5	6.14	3.92	4.24	7.8	8.87	1.36	
<i>MgO</i>	1.29	6.08	6.08	3.37	2.12	5.26	5.5	4.5	3.79	1.4	
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0.33	2.53	2.85	2.2	2.25	2.7	2	1.9	1.44	0.29	
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0.13	0.48	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>	0.1	
<i>TiO<sub>2</sub></i>	DL>	DL>	0.48	0.55	0.64	DL>	0.45	DL>	0.79	DL>	
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	DL>	0.12	0.1	0.15	0.17	0.31	DL>	DL>	0.09	DL>	
<i>SrO</i>	0.21	0.11	0.09	0.1	DL>	0.09	0.09	0.08	0.23	0.1	
<i>SO<sub>3</sub></i>	0.11	0.12	0.16	0.2	0.29	0.14	0.19	0.15	DL>	0.19	
<i>L.O.I</i>	29.74	6.34	13.84	9.58	3.33	3.69	6.5	10	8.87	29.74	
<i>Total</i>	99.88	100	99.8	102.2	102.3	101.2	101.56	107	96.2	97.75	

به این رخساره سنگی است. در نمونه‌هایی که از بخش داخلی همبری توده نفوذی با اسکارن برداشت شده‌اند درشت بلورهای مونتیسلیت نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-ت، ج). این درشت بلورها، به علت متاسوماتیسم، در حاشیه به انواع میکا، آمفیبول و گاهی اپیدت تبدیل شده‌اند. برجستگی مونتیسلیت از اورتوپروکسن بسیار قوی‌تر است اما زاویه  $27\alpha$  در مونتیسلیت که توسط پلاتین تتودولیت اندازه‌گیری شده برابر با  $73$  تا  $75$  درجه می‌باشد که به گروه هیپرستن نزدیک است (شکل ۳-پ). در این نمونه از اسکارن حاشیه مونزودیوریت گاهی گارنت و وزویانیت نیز متبلور شده است (شکل ۳-ث، خ). این گروه از اسکارن‌ها اغلب در اطراف نفوذی‌های مشابه در اطراف خرده قاره ایران مرکزی در هاله اسکارنی حاوی کانسار مس و آهن قابل مشاهده هستند (نقی‌پور و همکاران، ۱۳۹۰).

اسفن، کلریت، به صورت ثانویه است. زمینه سنگ تمام بلورین (هولو کریستالین) بوده، اپیدوت و کلریت کانی ثانوی هستند. کوارتز دیوریت‌ها: حاوی پلاژیوکلاز، کوارتز، اکسید آهن و بیوتیت به‌عنوان کانی‌های اولیه و کلریت به‌عنوان کانی ثانوی است (شکل ۳-ب). مونزوسینیت: شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلینوپروکسن، آمفیبول، بیوتیت، به‌عنوان کانی اصلی و اسفن، آپاتیت، ایلمنیت و اکسید آهن به‌عنوان کانی‌های فرعی در سنگ هستند. مسکویت، کلریت، کلسیت و اپیدوت کانی‌های ثانوی سنگ هستند. بافت‌های اصلی در زمینه این سنگ گرانولار و بافت‌های فرعی پوئی‌کیلیتیک است. مونزونیت‌ها: شامل کانی‌های عمده پلاژیوکلاز، آمفیبول، پروکسن و آلکالی فلدسپار به‌عنوان کانی فرعی است. کانی‌های ثانوی شامل بیوتیت و کلریت هستند (شکل ۳-پ). نمونه‌هایی که از همبری توده نفوذی با اسکارن برداشت شده‌اند، متعلق



شکل ۲. موقعیت نمونه‌های آذرین تجزیه شده منطقه بر روی نمودار آلکان-سیلیس (Cox et al., 1979)



شکل ۳. الف) تصویر میکروسکوپی دیوریت فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز با بافت هولوکریستالین، ب) تشکیل کانی‌های کلریت و اکسیدهای آهن درون توده تحت تاثیر اتومتاسوماتیسم، پ) تصویر مونزونیت حاوی بلورهای پیروکسن و آمفیبول، ت) نمونه‌های که در همبری در هاله اسکارنی برداشت شده و در آن بلورهای درشت مونتیسلیت مشاهده می‌گردند، ث) اسکارن زون گارنت وزوویانیت در همبری نزدیک توده فاقد آبدار، ج) تصویر میکروسکوپی گارنت کلسیت و اپیدوت در زون گارنت ولانستونیت، ح) اسکارن که گارنت در حاشیه کلسیت و در اثر واکنش کلسیت و پلاژیوکلاز متبلور شده است، خ) پارائز کلسیت و فلدسپار و تبلور آمفیبول و ناپایداری گارنت. علایم اختصاری از مقاله (Whitney and Evans, 2010)

## پتروگرافی اسکارن‌ها

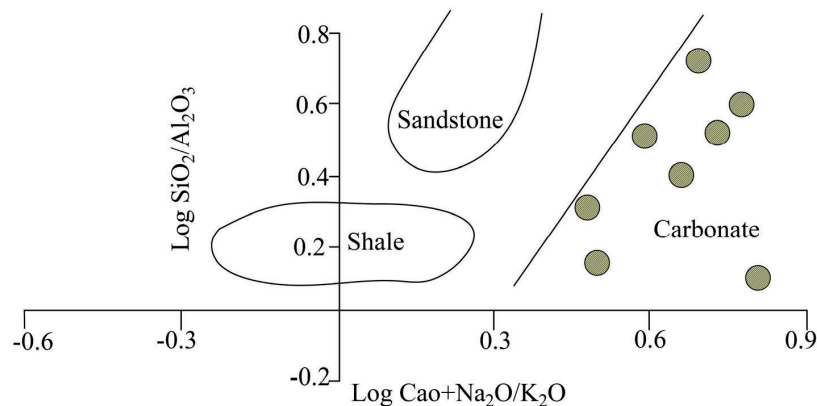
فراوانی گارنت، کلسیت، ایدوکرز و کلریت هستند (شکل ۳-ح). ایدوکرز در نور متقاطع دارای بیرفرنژانس غیرعادی است و به رنگ‌های آبی و قهوه‌ای مشاهده می‌شود. بلورهای کلسیت در این زون نسبتاً ناپایدار است و کلریت به فراوانی یافت می‌شود. زون گارنت-ولاستونیت اسکارن: کانی‌های تشکیل‌دهنده به ترتیب فراوانی ولاستونیت، کلسیت و گارنت هستند (شکل ۳-ح). بلورهای ولاستونیت به صورت تیغه‌هایی با بیرفرنژانس پایین مشاهده می‌شوند. این بلورها در حال تبدیل به کلسیت هستند و سیلیس آزاد شده، در حضور سیالات غنی از پتاسیم و آلومینیوم باعث تبلور درشت بلورهای مسکویت شده است. بلورهای آمفیبول کلسیک به صورت ریز بلور در این زون مشاهده می‌شود (شکل ۳-خ). این زون در محدود نزدیک به توده دیده می‌شود. زون دیوپسید-ایدوکرز-ولاستونیت اسکارن: کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی کلسیت، ولاستونیت، ایدوکرز و دیوپسید هستند. در این زون بلورهای گارنت ناپایدار است. بافت موزائیکی ایجاد شده در این گروه حکایت از تعادل ترمودینامیکی کامل در سنگ دارد. در جدول ۲ روابط پاراژنتیک موجود برحسب شدت دگرگونی خلاصه شده است.

در منطقه مورد مطالعه رخنمون‌های توده آذرین و سنگ‌های اسکارنی محدود است. با این وجود می‌توان برحسب پاراژنز غالب، زون‌های مختلف اسکارنی را مشاهده کرد. روش‌های متنوعی در تقسیم‌بندی اسکارن‌ها متداول است که شامل محل تشکیل نسبت به سطح همبری، کانسارهای همراه و زون‌های دگرگونی (Einaudi et al., 1981) است. زون‌های اسکارنی بر اساس کانی‌های شاخص نیز طبقه‌بندی شده که این زون‌ها در منطقه مورد مطالعه شامل زون‌های ایدوکرز-گارنت-دیوپسید است: این زون در همبری نزدیک توده ایجاد شده و معمولاً فاقد کانی‌های آبدار است. بلورهای پیروکسن اغلب به صورت ادخال درون بلورهای گارنت رشد کرده است. با توجه به پاراژنز موجود حداکثر درجه دگرگونی و بالاترین زون دگرگونی را نشان می‌دهد (شکل ۳-پ). زون اپیدوت-گارنت اسکارن: سنگ‌ها در این زون شامل گارنت، کلسیت و اپیدوت هستند. بلورهای کلسیت درشت با پایداری بیشتر نسبت به زون پیروکسن اسکارن دیده می‌شوند. بلور خود شکل کلسیت با رخ واضح نشان از پایداری این کانی دارد. این زون با فاصله نسبتاً دورتر از توده قابل مشاهده است (شکل ۳-خ). زون کلریت-ایدوکرز-گارنت اسکارن: کانی‌های تشکیل‌دهنده، به ترتیب

جدول ۲. روابط پاراژنتیک کانی‌ها بر مبنای شواهد بافتی

Minerals	Protgrade Low temperature contact	Prograde High temperature contact	Retrograde (Weathering)
Diopside			
Wollastonite			
Andradite			
Grassular			
Vesuvianite			
Epidote			
Calcite			
Quartz			
Time			

پروتولیت اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان کرمان اگرچه رخنمون سازندهای مشاهده شده و مطالعات پتروگرافی در نزدیکی همبری سنگ‌های اسکارنی دال بر پروتولیت کربناته است ولی همچنین مطالعات ژئوشیمیایی شامل نتایج XRF این سنگ‌ها (جدول ۱) که شامل دو نمونه غیر دگرگونه و بقیه دگرگونه است جهت تایید نتایج پتروگرافی در نمودار گرلز و مکنزی (Garrels and Mackenzie, 1972) قرار داده شده که صحت داده‌های پتروگرافی را مورد تایید قرار می‌دهد (شکل ۴). پروتولیت کربناته حاوی حداقل ۱۰ درصد سیلیس و سرشار از کلسیم (حدود ۵۳ درصد) است. بخش بزرگ اسکارن‌های مورد مطالعه حاوی ۲۶ تا ۴۳ درصد سیلیس هستند و مقداری Al نیز به ترکیب اولیه کربناته افزوده شده که منشاء ماگمایی به ۴۲ تا ۲۵ درصد رسیده است.



شکل ۴. تشخیص سنگ اولیه اسکارن کوه صاحب‌الزمان کرمان بر اساس نمودار گرلز و مکنزی (Garrels and Mackenzie, 1972)

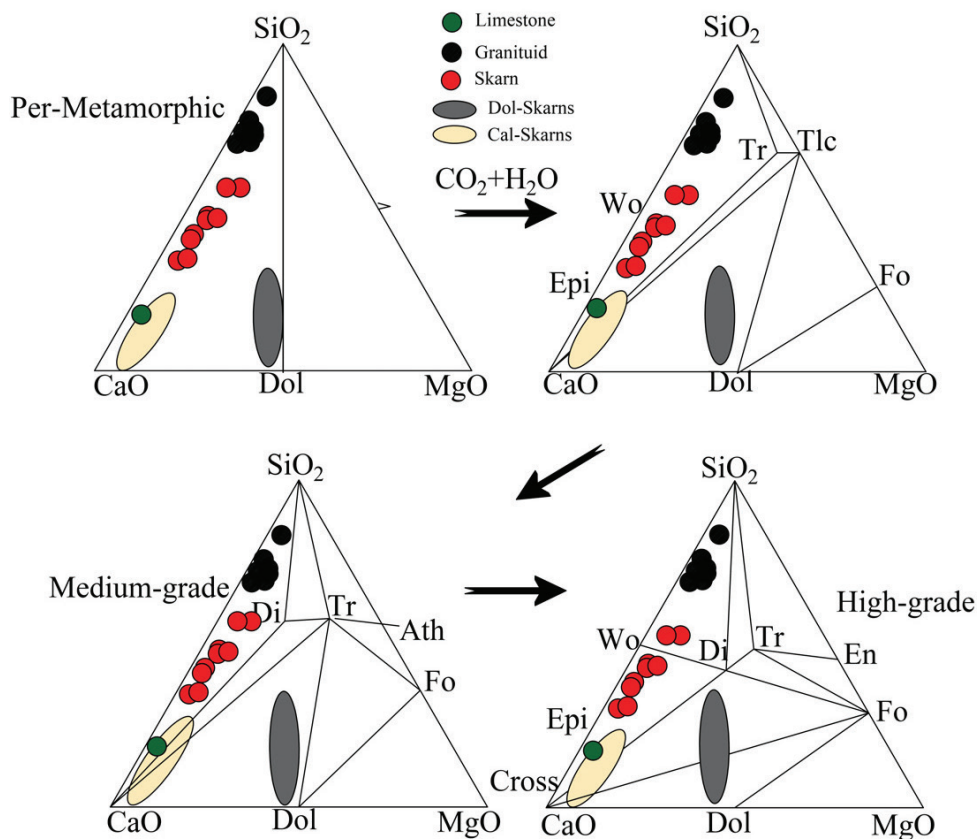
نشده و در صد دیوپسید هم تقریباً کم است. با توجه به پارائنز موجود و شباهت‌های فراوان با مجموعه‌های اسکارنی دیگر باید گفت متحرک‌ترین، عنصری که در متاسوماتیسم دخالت داشته سیلیس بوده و سبب شده سنگ آهکی به سنگی سرشار از سیلیس تبدیل طی واکنش‌های زنجیره‌ای معمول در سنگ‌های اسکارنی تبدیل شود (Ducoux et al., 2017; Ray et al., 1995).

در نمودار (Winter, 2001),  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ , نیز که بر اساس مجموع درصد اکسیدهای یاد شده ترسیم شده است بیانگر مهاجرت و تحرک بالای  $\text{SiO}_2$  و تا اندازه‌ای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  مورد نیاز برای تشکیل اسکارن از توده نفوذی به سمت سنگ میزبان است (شکل ۶) (Newberry, 1982).

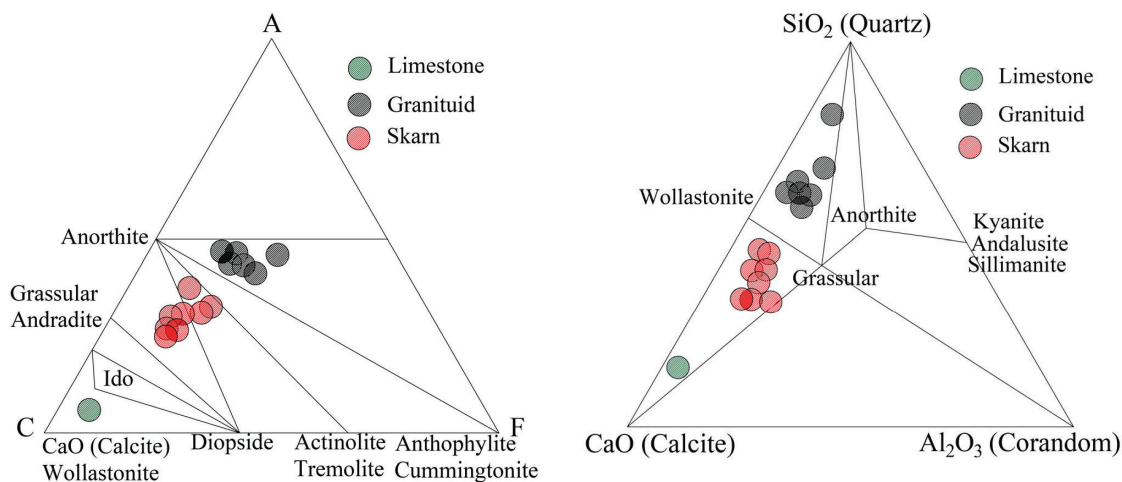
نمودار ACF (Winckler, 1976) نمونه‌ها به طرف قطب A تغییر مکان داده‌اند و این نشان می‌دهد که عنصر آلومینیوم (Al) نیز در شرایط ترمودینامیک حین دگرگونی دارای تحرک شیمیایی بوده است و وارد سنگ آهک شده است (شکل ۷).

## رابطه‌ی پارائنز و ژئوشیمی اسکارن کوه صاحب‌الزمان

بر اساس نمودار  $\text{SiO}_2\text{-MgO-CaO}$  Tracy and Frost (1991) ترکیب شیمیایی اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه نزدیک به ضلع  $\text{CaO-SiO}_2$  قرار داشته و از قطب  $\text{CaO}$  به سمت  $\text{SiO}_2$  حرکت کرده است (شکل ۵). با توجه به حضور ولاستونیت و دیوپسید در اسکارن منطقه، سنگ کربناته میزبان آن آهک مقداری دولومیتی بوده است. اگر سنگ آهک به صورت ایزوشیمیایی دگرگونی پیدا می‌کرد، پارائنز مشاهده شده گوشه مثلث (شکل ۵) باقی می‌ماند. درحالی‌که پارائنز نمونه‌های اسکارن به طرف قطب  $\text{SiO}_2$  کشیده شده است. این پدید بیانگر مهاجرت سیلیس از توده ماگمایی به سمت سنگ میزبان است. بنابراین پدیده اسکارنی شدن کوه صاحب‌الزمان کرمان، آلوشیمیایی بوده است نه ایزوشیمیایی. تجزیه شیمیایی سنگ آهک میزبان غیر دگرگونی (جدول ۱) نشان می‌دهد میزان  $\text{MgO}$  اولیه در سنگ میزبان ناچیز بوده است. لذا فورستریت ساخته



شکل ۵. پارائزهای دگرگونی سنگ‌های کربناته در مثلث  $\text{SiO}_2$ - $\text{CaO}$ - $\text{MgO}$  و نحوه تغییر پارائز آنها نسبت به افزایش درجه حرارت (اقتباس از تریسی و فراست (Tracy and Frost, 1991)). مثلث سبز رنگ زون‌های درجه پایین و سنگ میزبان دایره‌های مشکی زون‌های نزدیک به توده و درجه بالا است



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده‌ی اسکارن‌ها و سنگ‌های آذرین کوه صاحب‌الزمان کرمان بر روی نمودار ACF (Winckler, 1976) این نمودار نشان می‌دهد که علاوه بر سیلیس، Al نیز از توده آذرین به سمت سنگ‌های آهکی جریان پیدا کرده است

شکل ۶. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده‌ی اسکارن و سنگ‌های آذرین کوه صاحب‌الزمان کرمان بر روی نمودار  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{CaO}$  (Winter, 2001) در این نمودار نیز یک انقطاع بین سنگ‌های آذرین و اسکارن مشاهده می‌شود



## نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای

گارنت: ترکیب شیمیایی ۲۰ نقطه از گارنت‌ها و فرمول

ساختاری بر مبنای بر مبنای ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است در جدول ۳ آمده و اعضاء نهایی به روش دیر و همکاران (Deer et al., 1989) محاسبه شده است. بر اساس نمودار مینرت (Meinert, 1982) ترکیب گارنت‌های تجزیه شده حدواسط بین گروسولر و آندرادیت است (شکل ۸).

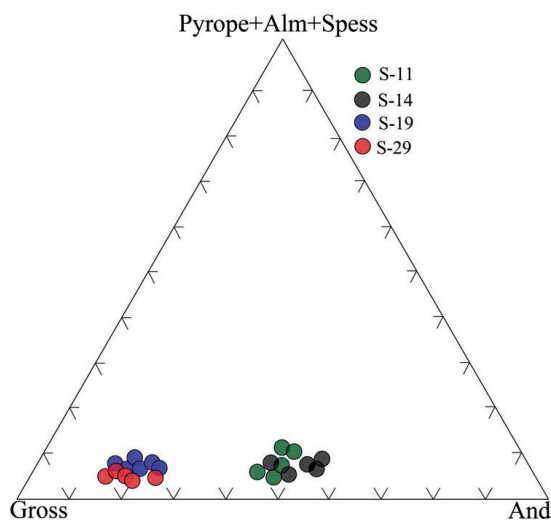
ترکیب شیمیایی کانی‌هایی در حین دگرگونی بیانگر شرایط ترمودینامیکی و شیمیایی در سنگ است. محلول‌های جامد با توجه به PT-X موجود تحولات دگرگونی را در خود ثبت و ضبط می‌کنند. از این رو تعدادی از کانی‌های موجود توسط روش (EPMA) تجزیه و مورد بررسی قرار گرفته است.

جدول ۳. ترکیب شیمیایی گارنت‌های تجزیه شده اسکالن منطقه کوه صاحب‌الزمان به روش (EPMA) به همراه کاتیون‌ها و درصد اعضای نهایی محاسبه شده بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن

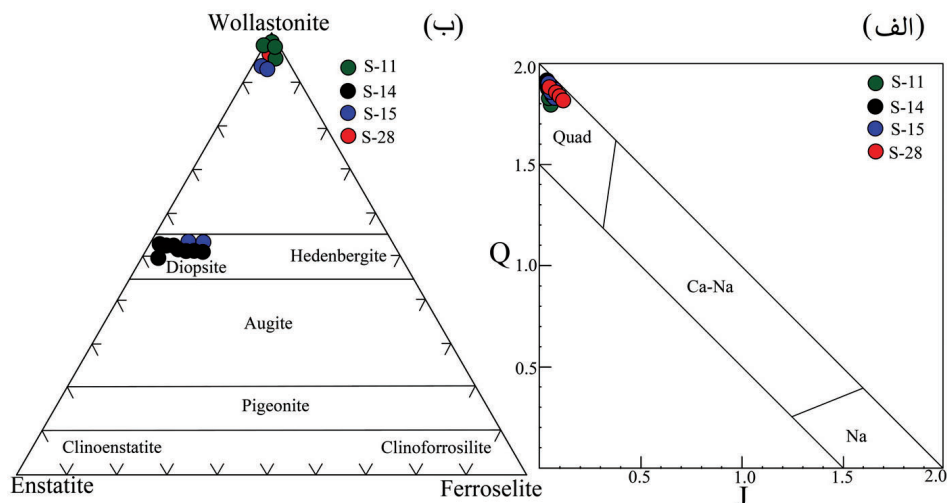
Point	S11					S14					S29					S19				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37.86	37.80	38.30	37.60	37.82	38.36	37.80	37.90	37.77	37.69	38.09	37.9	37.59	37.87	37.4	37.62	38	37.90	38.00	37.99
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.21	0.12	0.19	0.21	0.22	0.29	0.25	0.23	0.19	1.04	0.44	0.58	0.75	0.85	0.92	0.68	0.90	1.00	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.69	10.85	10.78	10.7	10.79	10.9	8.89	10.83	10.74	10.75	17.05	16.85	16.28	16.89	16.32	16.51	16.2	16.99	17	16.52
FeO	15.95	16	17.53	15.55	16.7	16.93	18.77	17.99	18.3	16.9	7.66	8.11	7.95	9.93	7.99	10.23	10	8.33	9.5	8.45
MgO	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.07	0.03	0.05	0.07	0.08	33.69	33.61	33.00	33.87	33.53	0.45	0.45	0.40	0.43	0.46
CaO	33.85	33.4	33.5	33.9	33.69	33.88	33.48	33.8	33.93	33.84	0.04	BD	0.01	0.01	BD	32.94	33.7	33.25	33.12	33.89
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.47	0.4	0.41	0.44	0.41	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.09	0.04	0.03	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
F	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02	BD	0.02	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Si	0.6301	0.6291	0.637	0.626	0.629	0.6384	0.6291	0.631	0.629	0.6272	0.634	0.631	0.626	0.6302	0.622	0.626	0.632	0.631	0.632	0.632
Ti	0.0024	0.0026	0.002	0.002	0.003	0.0028	0.0036	0.003	0.003	0.0024	0.013	0.006	0.007	0.0094	0.011	0.012	0.009	0.011	0.013	0.012
Al	0.2097	0.2128	0.211	0.21	0.212	0.2138	0.1744	0.212	0.211	0.2109	0.334	0.331	0.319	0.3313	0.32	0.324	0.318	0.333	0.333	0.324
Fe	0.222	0.2227	0.244	0.216	0.232	0.2356	0.2612	0.25	0.255	0.2352	0.107	0.113	0.111	0.1382	0.111	0.142	0.139	0.116	0.132	0.118
Mg	0.0017	0.0015	0.001	1E-03	0.001	0.0017	0.0007	0.001	0.002	0.002	0.836	0.834	0.819	0.8402	0.832	0.011	0.011	0.01	0.011	0.011
Ca	0.6036	0.5956	0.597	0.604	0.601	0.6041	0.597	0.603	0.605	0.6034	0.001	0	0.001	0.0002	0	0.587	0.601	0.593	0.591	0.604
Na	0	0.0006	3E-04	1E-03	0	0.0003	0.0003	0	0	0.0003	0.015	0.013	0.013	0.0142	0.013	6E-04	0	3E-04	0	3E-04
K	0	0.0002	4E-04	6E-04	0	0.0004	0.0004	0	0	0.0002	0.002	8E-04	0	0.0004	0.001	2E-04	0	2E-04	0	2E-04
Si	3.039	3.43	2.29	3.35	3.22	3.11	2.984	2.996	3.032	3.065	2.985	2.996	0.003	2.941	2.984	2.98	2.964	2.984	2.992	2.955
Al <sup>VI</sup>	1.05	1.063	1.039	1.051	1.05	1.047	0.019	1.04	1.049	0.882	1.581	1.589	1.554	1.513	1.542	1.531	1.55	1.582	1.491	1.509
Ca	2.926	2.881	2.839	2.932	2.884	2.897	2.872	2.863	2.869	2.909	2.829	2.847	2.823	2.819	2.866	2.849	2.768	2.805	2.824	2.733
Mg	0.008	0.007	0.008	0.004	0.0070	0.009	0.008	0.005	0.008	0.003	0.054	0.048	0.048	0.05	0.048	0.053	0.05	0.046	0.052	0.050
Fe <sup>2+</sup>	0.28	0.32	0.374	0.278	0.3333	0.331	0.379	0.378	0.342	0.321	0.189	0.199	0.198	0.257	0.177	0.192	0.277	0.229	0.245	0.29
Fe <sup>3+</sup>	0.771	0.757	0.785	0.771	0.782	0.798	0.829	0.81	0.777	0.883	0.312	0.336	0.332	0.387	0.355	0.361	0.342	0.319	0.409	0.38
Ti	0.012	0.015	0.016	0.014	0.016	0.011	0.013	0.014	0.013	0.017	0.065	0.024	0.037	0.043	0.051	0.054	0.058	0.053	0.039	0.054
Pyrr	0.276	0.235	0.271	0.158	0.235	0.315	0.275	0.196	0.196	0.271	0.8	0.557	0.59	0.704	0.604	0.77	0.652	0.543	0.739	0.61
Alm	3.842	4.564	6.601	3.801	4.928	3.947	4.01	4.82	4.816	5.601	5.485	4.397	6.44	4.023	4.097	4.502	6.92	6.253	4.643	6.35
And	52.38	46.567	48.437	47.506	48.382	50.043	53.025	51.333	51.996	47.994	17.141	20.294	17.547	25.746	20.732	21.176	20.652	18.223	25.634	23.96
Gross	43.502	47.633	44.691	48.533	48.382	45.695	42.69	43.661	42.993	46.135	75.57	73.752	74.424	68.52	73.566	72.551	70.776	73.981	67.983	68.02

کلینوپیروکسن: با توجه به خصوصیات نوری، کلینوپیروکسن جزء کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی اسکارن منطقه هستند. جهت شناخت دقیق ترکیب این کانی‌ها، تعداد ۲۰ نقطه از این کانی‌ها به روش EPMA تجزیه شده است. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها به همراه کاتیون‌های آن‌ها در جدول ۴ آورده شده است. کاتیون‌های دیوپسید بر پایه ۶ اکسیژن و کاتیون‌های ولاستونیت بر پایه ۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. با توجه به طبقه‌بندی موریموتو (Morimoto et al., 1988) ترکیب این کانی‌ها ولاستونیت (شکل ۹ الف) و دیوپسید است (شکل ۹ ب).

بنابراین می‌توان گفت که دلیل آنیزوتروپی گارنت‌های منطقه ناشی از جایگزینی Al و Fe در موقعیت‌های اکتاهدری همزمان با متاسوماتیسم است. همچنین میزان گراسولار از مرکز گارنت‌ها به سمت حاشیه افزایش می‌یابد (شکل ۸) که بیانگر محیط اسیدی و pH پایین سیالات متاسوماتیکی است که با مطالعات انجام شده در این زمینه مطابقت دارد (Gao et al., 2014). همچنین شرایط حاکم در منطقه صاحب‌الزمان کرمان با شرایط مشابه اسکارن زائی در فوگاسیته پایین اکسیژن در حین متاسوماتیسم در مناطق دیگر مطابقت دارد (Jamtveit et al., 1993).



شکل ۸. ترکیب گارنت‌های آنالیز شده اسکارن منطقه مورد مطالعه (Meinert, 1982)



شکل ۹. الف) سمت راست: موقعیت کانی‌های ولاستونیت و دیوپسید بر روی نمودار Q و J موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988). ب) تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988)

جدول ۴. ترکیب شیمیایی ولاستونیت‌ها و دیوپسیدهای کوه صاحب‌الزمان تجزیه شده اسکارن‌های منطقه به روش EPMA به همراه کاتیون‌ها. درصد بیشتر از ۵۰ ولاستونیت در دیوپسید نشانه وجود مقدار کمی مولکول چرماک ( $(CaAl^{5+})(SiAlO_6^{5-})$ ) در دیوپسید است که در فرمول به صورت ولاستونیت منظور می‌شود. محاسبات بر مبنای ۴ اکسیژن انجام شده است

Point	S14								S15				S11				S28			
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	53.30	50.70	51.28	51.85	5.92	51.99	51.00	50.80	51.20	50.93	51.11	51.2	51.13	51.1	51.11	51.12	51.1	51.11	51.14	51.13
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.51	0.49	0.53	0.43	0.45	0.6	0.39	0.59	0.47	0.2	0.19	0.13	0.23	0.18	0.12	0.16	0.17	0.18	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.23	5.17	3.39	4.95	3.2	3.95	2.99	3	2.77	4.32	0.21	0.17	0.18	0.19	0.2	0.17	0.16	0.18	0.19	0.17
FeO	3.35	2.45	2.01	3.2	2.95	2	3	2.9	3.23	2.78	0.7	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3	0.2	0.1
MgO	16.29	15.41	16.23	16.27	16.3	16.38	15.99	16	16.32	16.48	0.08	0.04	0.02	0.01	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03
CaO	24.22	24.46	24.9	24.7	24.12	24.5	24.8	24.82	24.23	24.18	46.41	46.55	46.4	46.5	46.57	46.6	46.43	46.56	46.42	46.53
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03	0.04
Si	1.933	1.865	1.901	1.858	1.89	1.9	1.889	1.888	1.895	1.886	2.004	2.016	2.018	2.013	2.012	2.01	2.017	2.011	2.013	2.015
Ti	0.009	0.014	0.003	0.014	0.012	0.012	0.017	0.011	0.016	0.013	0.006	0.006	0.004	0.007	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004
Al	0.197	0.224	0.174	0.014	0.14	0.17	0.131	0.131	0.121	0.186	0.01	0.008	0.008	0.009	0.009	0.008	0.007	0.005	0.009	0.008
Fe	0.104	0.075	0.031	0.096	0.092	0.061	0.06	0.091	0.1	0.085	0.023	0.001	0.003	0.007	0.003	0.001	0.003	0.003	0.007	0.003
Mg	0.903	0.845	0.897	0.869	0.92	0.892	0.883	0.886	0.901	0.899	0.005	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002
Ca	0.959	0.972	0.99	0.948	0.959	0.959	0.974	0.988	0.961	0.948	1.95	1.964	1.962	1.962	1.965	1.963	1.963	1.963	1.958	1.95
Na	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.004	0.006	0.006	0.004	0.006	0.006	0.004	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002	0.003	0.005
Fs	3.12	2.85	0.42	1.63	2.74	1.58	0.66	0.74	2.03	1.13	0.16	0	0.17	0.33	0.17	0.5	0.17	0.17	0.23	0.17
En	46.98	45.18	47.36	47.67	46.78	46.54	46.97	46.93	47.39	48.12	0.24	0.11	0.06	0.03	0.15	0.09	0.12	0.18	0.12	0.09
Wo	49.9	51.97	52.22	50.7	50.39	51.88	52.37	52.33	50.57	50.75	98.6	99.89	99.77	99.64	99.68	99.41	99.77	99.65	99.55	99.74

## بحث

### ژئوترموبارومتري

تجزیه کانی‌ها به روش میکروپروپ (تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق یا EPMA)، درک بهتری از شرایط حرارت و فشار تشکیل کانی‌ها را در دگرگونی فراهم ساخته است. ترمومتری سنگ‌های دگرگونی در اسکارن‌ها بیشتر بر مبنای توزیع  $Fe^{+2}$  و  $Mg^{+2}$  بین زوج کانی‌های همزیست مانند الیون، گارنت، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن، اسپینل، ایلمنیت، کردیریت، فنزیت، کلریت و هورنبلند انجام می‌گیرد (Bohlen and Lindsley, 1987). در این تحقیق، ژئوترموتر گارنت-کلینوپیروکسن و همچنین آمفیبول-کلینوپیروکسن برای محاسبه دما و فشار استفاده شده است. در روش گارنت-کلینوپیروکسن، ضریب توزیع کلسیم در گارنت و کلینوپیروکسن را به‌طور جداگانه محاسبه کرده و مقادیر به‌دست‌آمده را بر روی نمودار مربوطه (شکل ۱۰ الف) انتقال داده و حرارت تشکیل این دو کانی را بر مبنای مطالعات تجری بوهلن و لندزی به دست می‌آوریم (Bohlen and Lindsley, 1987). حرارت تبلور این دو کانی ۵۸۰ تا ۶۰۰ درجه به‌دست‌آمده است. همچنین ضریب

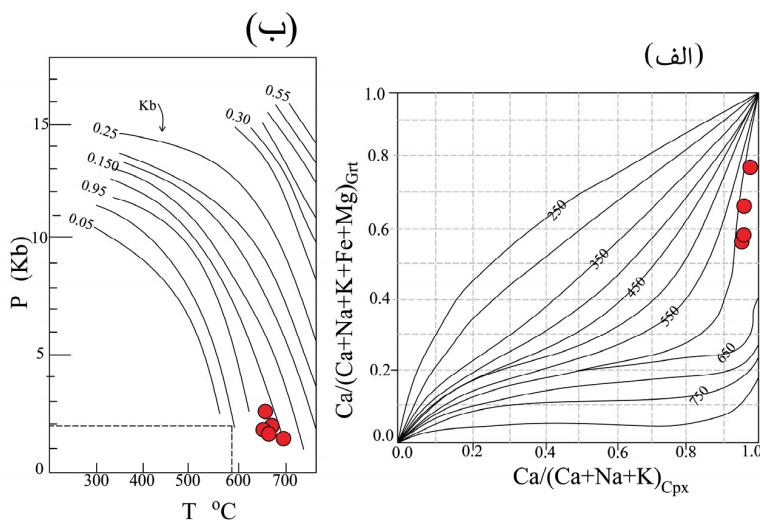
ایدوکرز: جهت شناخت بهتر ترکیب بلورهای ایدوکرز، تعداد ۵ نقطه از این کانی، به روش EPMA تجزیه شده است. ترکیب شیمیایی این کانی به همراه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۳۸ اتم اکسیژن در جدول ۵ آورده شده است. فرمول ایدوکرزها به شرح جدول ۵ است.

جدول ۵. ترکیب شیمیایی ایدوکرزهای تجزیه شده اسکارن منطقه با روش EPMA به همراه کاتیون‌ها بر پایه ۳۸ اتم اکسیژن

Point	S14			S19	
	1	2	3	1	2
SiO <sub>2</sub>	39.95	36.32	35.78	34.61	35.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.94	15.74	15.38	17.49	17.30
FeO	3.83	4.63	4.97	2.66	3.79
Mg	3.34	3.9	3.35	4.26	4.42
MnO	1.34	1.67	2.82	1.44	2.21
CaO	35.4	34.89	34.69	35.41	35.35
H <sub>2</sub> O	2.53	2.41	2.82	1.44	2.21
Si	8.77	8.79	8.79	8.50	8.52
Al	4.57	4.48	4.45	5.05	4.90
Fe	0.78	0.93	4.97	0.54	0.76
Mg	1.22	1.42	1.98	1.57	1.06
Mn	0.27	0.34	0.58	0.3	0.45

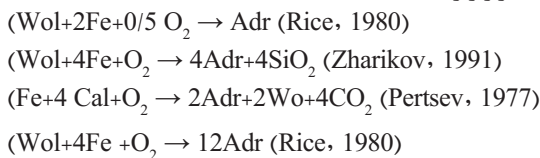
سریوش (ضخامت سنگ پوششی).  
دمای توده نفوذی (دهقانی، ۱۳۹۴) حدود ۷۳۰ درجه است که با دمای به دست‌آمده از نتایج ترموبارومتري در اسکارن‌های هاله دگرگونی مجاورتی مطابقت دارد. هم‌چنین فشارهای ۲ تا ۲/۵ کیلوبار برای عمق جایگزینی توده آذرین به دست آمده است که با نتایج این تحقیق مطابقت دارد.

توزیع منیزیم دو کانی و ضریب KD بر اساس مطابق روابط ارائه شده توسط بوهلن و لیندزی، میانگین فشار تشکیل این دو کانی ۲ کیلوبار به دست آمده است (شکل ۱۰ ب). با توجه به ضخامت آهک‌های کرتاسه (۲۰۰ تا ۳۰۰ متر) در حوالی کرمان، فشار ۲ کیلوبار، معادل هفت کیلومتر عمق (بر روی سنگ آهک‌ها) زیاد است. فشار بالای به دست آمده می‌تواند ناشی از تانسین سیالات باشد نه وزن



شکل ۱۰. الف) ارزیابی دمای تشکیل کانی‌های گارنت و کلینوپیکروکسن بر اساس نقاط تجزیه شده که در تعادل شیمیایی قرار داشته‌اند، ب) فشار موجود بر اساس ثابت توزیع آهن و منیزیم (Bohlen and Lindsley, 1987)

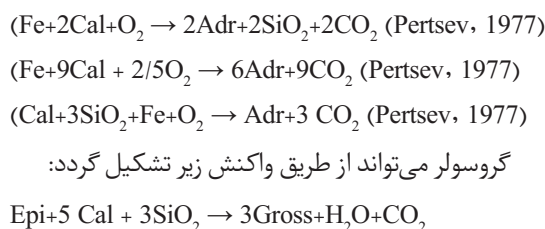
طبق این واکنش می‌توان نتیجه گرفت، در نمونه‌های اسکارن منطقه، طی دگرگونی قهقرایی ابتدا اپیدوت تشکیل شده و بعد به گارنت تبدیل شده است. واکنش‌های احتمالی دیگری که ممکن است در اسکارن‌های منطقه رخ داده باشد به قرار زیر است:



با توجه به اینکه برای تشکیل گارنت (آندرادیت)، آهن مورد نیاز است، می‌توان نتیجه گرفت که آهن مورد نیاز برای تشکیل آندرادیت از توده نفوذی به سمت اسکارن انتشار یافته است. واکنش‌های تشکیل دیوپسید: با توجه به اینکه سنگ اولیه اسکارن، آهک کمی دولومیتی بوده است، تبلور دیوپسید را می‌توان از طریق واکنش زیر توجیه کرد:

## واکنش‌های دگرگونی

واکنش‌های تشکیل گارنت: همان‌طور که در بخش پتروگرافی اسکارن‌ها ذکر شد، گارنت‌ها تقریباً در تمامی نمونه‌های اسکارن منطقه حضور دارند. نتایج آنالیز مایکروپروب نشان داد که گارنت‌ها متعلق به سری اوگراندیت بوده و ترکیب بین دو عضو نهایی گروسولر-آندرادیت دارند. به‌طور کلی، گارنت‌های اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه به صورت‌های زونه (ایزوتروپ و انیزوتروپ) و غیرزونه مشاهده شده‌اند. گارنت می‌تواند طبق واکنش‌های زیر تشکیل گردد:

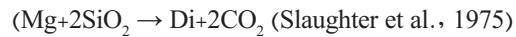


اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان کرمان مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به واکنش‌های بیان شده و مطالبی که در بخش پتروگرافی اسکارن‌ها شرح داده شد، می‌توان نتیجه گرفت که در این منطقه، احتمالاً ابتدا گارنت‌ها (نسل اول گارنت‌ها) به همراه ولاستونیت و دیوپسید، در طی دگرگونی پیش‌رونده متبلور شده‌اند. سپس طی دگرگونی پس‌رونده اپیدوت تشکیل شده است که نشان‌دهنده‌ی فوگاسیته بالای اکسیژن است. تبدیل گارنت به ایدوکراز در طی دگرگونی پس‌رونده، در اثر افزایش فشار بخار آب و کاهش CO<sub>2</sub> به وقوع پیوسته است. تبدیل اپیدوت به گارنت (نسل دوم گارنت‌ها) و هم‌چنین تبدیل گارنت به کلریت نیز در طی دگرگونی پس‌رونده صورت گرفته است. رخساره‌های تشکیل‌دهنده‌ی اسکارن در کوه صاحب‌الزمان کرمان ۱- رخساره سانیدینیت، ۲- رخساره پیروکسن هورنفلس، ۳- رخساره هورنبلند هورنفلس، ۴- رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس است.

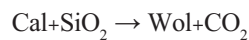
رخساره هورنبلند هورنفلس: این رخساره در حرارتی بین ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بخار آب ۱ تا ۳ کیلوبار به‌وجود می‌آید (Yardley et al., 1995). آنها عقیده دارند که رخساره هورنبلند هورنفلس را می‌توان رخساره هورنبلند فشار پایین نامید. حد بالایی این رخساره با واکنش  $CO_2 + Wo \rightarrow SiO_2 + Cal$  مشخص می‌شود و پارائنز کانیاپی دیوپسید + کلسیت در اواخر این رخساره و اوایل رخساره هورنبلند هورنفلس جای دارد (Reverdatto, 1973). در منطقه مورد مطالعه مجموعه کانیاپی دیوپسید+گارنت+کلسیت یا دیوپسید+گارنت+کوارتز و کوارتز به این رخساره تعلق دارند.

رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس: این رخساره به پایین‌ترین درجه حرارت رخساره‌های دگرگونی مجاورتی تعلق دارد. برای این رخساره درجه حرارت بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند. کانی‌های شاخص این رخساره در منطقه مورد مطالعه، کلسیت، گارنت، اپیدوت، ایدوکراز ± کلریت هستند.

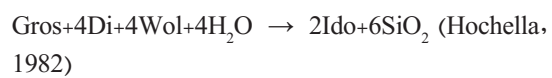
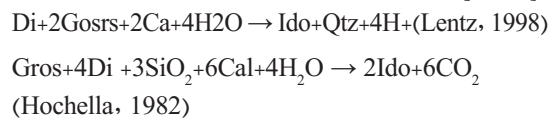
زاریکوف (Zharikov, 1991) رخساره را برای تمایز اسکارن‌های آهکی معرفی کرد. این رخساره‌ها به ترتیب



منحنی ترسیمی واکنش فوق، در نمودار XCO<sub>2</sub>-Pf نشان داده شده است (Tracy and Frost, 1991). کاهش XCO<sub>2</sub> و هم‌چنین کاهش فشار سیال موجب کاهش دمای این واکنش و در نتیجه تشکیل دیوپسید می‌شود. برای مثال در فشار سیال برابر با یک کیلوبار با کاهش XCO<sub>2</sub> از ۱ به ۰/۱، دمای انجام این واکنش از ۴۷۵ به ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. واکنش‌های تشکیل ولاستونیت: یکی از متداول‌ترین واکنش‌هایی که در مورد تشکیل ولاستونیت مطالعه شده، واکنش زیر است:



تشکیل ایدوکراز را می‌توان از طریق واکنش‌های زیر توجیه کرد:



با توجه به شواهد موجود ایدوکراز در اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان کرمان از طریق واکنش‌های فوق در طی دگرگونی برگشتی، زمانی که فشار بخار آب بالا بوده، در آخرین مرحله تکوین اسکارن تشکیل شده‌اند.

### ترتیب تبلور کانی‌ها در اسکارن کوه صاحب‌الزمان کرمان

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، اسکارن‌ها سنگ‌هایی هستند که شرایط بسیار پیچیده‌ای در تشکیل و تبلور کانی‌های آن‌ها حاکم است. به همین دلیل تا به امروز مطالعات جامعی بر روی پترولوژی و پتروژنز آن‌ها صورت نگرفته است. تعدادی از پارامترهای مؤثر بر تشکیل اسکارن‌ها شامل درجه حرارت، فشار، ترکیب شیمیایی توده‌ی نفوذی و سنگ کربناته درون‌گیر، ترکیب شیمیایی سیال، منشأ سیال و نحوه‌ی تشکیل اسکارن است. اسکارن‌ها کانی‌شناسی بسیار پیچیده‌ای دارند و به همین دلیل بررسی ترتیب تبلور کانی‌های اسکارن به آسانی امکان‌پذیر نیست (Meinert et al., 2005). با این حال در این بخش با بهره‌گیری از شواهد کانی‌شناسی تا آنجا که امکان‌پذیر بود، ترتیب تبلور کانی‌ها در

اسکارن در نمودارهای FCA،  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  و  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  از نوع نشر یک‌طرفه است و از توده به سمت سنگ میزبان است. در حالت کلی اختلاف پتانسیل شیمیایی توده نفوذی و سنگ‌های آهکی سبب شده تا  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  از توده آذرین به سمت سنگ آهک و مقادیر کمتر  $\text{CaO}$  از سنگ آهکی به طرف توده آذرین انتشار یابد. (۴) در اسکارن زایی کوه صاحب‌الزمان، سیلیس به همراه سیالات بیشترین جابجایی را داشته و در واقع عامل اصلی متاسوماتیسم بوده است. بعد از سیلیس، آهن و آلومینیوم به میزان کمتر از توده آذرین به سمت سنگ‌آهک انتشار یافته و باعث کانی‌زایی محدود آهن و مولیبدن و مس شده است. (۵) با توجه به مطالب بالا، مکانیسم تشکیل اسکارن کوه صاحب‌الزمان کرمان، مشابه با پدیده‌های از نوع مدل تراوشی بوده است در سایر نقاط جهان (Gumiaux and Drufin, 2017). با توجه به کلیه داده‌های موجود به نظر می‌رسد در فاز اول توده نفوذی باعث گرم شدن آب‌های زیرزمینی و حرکت سیال با اسیدیته پایین و فوگاسیته بالای اکسیژن از سمت سنگ میزبان به سمت توده شده است. در فاز دوم با افزایش تبلور توده و کاهش دما سیالات غنی از  $\text{Si}$ ،  $\text{Al}$  و  $\text{Mg}$  از توده به سنگ میزبان مهاجرت کرده است.

### منابع

- تقی‌پور، ن.، قربانی، ق. و درانی، م.، ۱۳۹۰. زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار اسکارن آهن چالو، جنوب دامغان، استان سمنان. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته. ۲، ۱، ۵۴-۶۶.
- دهقانی، س.، ۱۳۹۴، پترولوژی اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان در شرق کرمان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه خوارزمی. ۱۴۸.
- Berberian, M. and King, G. C., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18, 210-265
- Beygi, S., Nadimi, A. and Safae, H., 2016. Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran. *Journal of Geosciences*. 61, 127-144.

کاهش درجه حرارت عبارتند از: -رخساره لارنیت، رخساره ژهلنیت، -رخساره ولاستونیت، رخساره پیروکسن گارنت، رخساره پیروکسن اپیدوت  
رخساره‌های لارنیت و ژهلنیت: را می‌توان معادل رخساره سانیدینیت در نظر گرفت. هم‌چنین رخساره ولاستونیت را معادل رخساره پیروکسن هورنفلس و رخساره پیروکسن گارنت را معادل رخساره هورنبلند هورنفلس و در نهایت رخساره پیروکسن اپیدوت را معادل رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس در نظر می‌گیرند. بنابراین در منطقه مورد مطالعه دو رخساره‌ی پیروکسن گارنت و پیروکسن اپیدوت وجود دارند.

### نتیجه‌گیری

در منطقه مورد مطالعه از نفوذ توده‌های مونزونیتی-دیوریتی در سنگ‌های آهکی کرتاسه و هاله‌های کم ضخامت اسکارن ایجاد شده است. پتروگرافی توده‌های نفوذی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپيروكسن، ارتوپيروكسن و آمفیبول به صورت اولیه و کانی‌های کمیاب مانند آپاتیت، اپیدوت، کلسیت، اکسید آهن، اسفن و کوارتز ساخته شده است. کلریت و بیوتیت نیز گاهی به‌عنوان کانی ثانویه حضور دارند. این توده اگرچه رخنمون‌های بسیار محدودی در این منطقه دارند در هاله اسکانی ایجاد کرده در اطراف خود کانی‌های شامل گارنت، دیوپسید، ولاستونیت، ایدوکراز، اپیدوت، کلسیت و کلریت را تشکیل داده‌اند. بررسی انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهد (۱) حضور ولاستونیت و دیوپسید نشان‌دهنده متاسوماتیسم شدید سنگ اولیه آهکی کمی دولومیتی است (۲) حضور اپیدوت و آندرادیت، نشان‌دهنده فوگاسیته‌ی بالای اکسیژن در شروع متاسوماتیسم با اسیدیته متوسط و تبلور کراسولار دیوپسید و ولاستونیت در فاصله نزدیک‌تر و در فاصله زمانی بیشتر خصوصاً در حاشیه بلورهای گارنت و به صورت بلورهای بی‌شکل بیانگر روند افزایشی اسیدیته سیالات و کاهش فوگاسیته اکسیژن طی تحولات اسکارنی شدن سنگ میزبان در زمان تشکیل اسکارن است. (۳) با توجه به حاشیه درون اسکارن و هاله برون اسکارن در سنگ میزبان به نظر می‌رسد، تغییرات شیمیایی نمونه‌های

- Bohlen, S.R. and Linsley, D.H., 1987. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites, *Journal of Petrology*, 27, 5, 1025-1034.
- Cox, K. G., Bell, J.D. and Pankhurst, R. J., 1979. *The Interperations of Igneous Rocks*. Unwin Hynman Ltd, London, 413.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1989. *Rock-Forming Minerals, Orthosilicates Garnet Groups*. Longman. New York, 458.
- Ducoux, M., Branquet, Y., Jolivet, L., Arbaret, L., Grasemann, B., Rabillard, A., Gumiaux, C. and Drufin, S., 2017. Synkinematic skarns and fluid drainage along detachments: The West Cycladic Detachment System on Serifos Island (Cyclades, Greece) and its related mineralization. *Tectonophysics*, 695, 1-26.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*. 75th Anniversary, 4, 317-391
- Gao, X., Yang, L., Deng, J., Meng, J., Yang, C. and Li, J., 2014. The Characteristics of Garnet in the Hongniu Skarn Copper Deposit, Western Yunnan, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88(supp. 2), 515-516.
- Garrels, R. M. and Mackenzie, F. T., 1972. *Evolution of Sedimentary Rocks*, W.W. Norton, New York, 397.
- Gumiaux, C. and Drufin, S., 2017. Synkinematic skarns and fluid drainage along detachments: The West Cycladic Detachment System on Serifos Island Cyclades, Greece, and its related mineralization. *Tectonophysics*, 695, 1-26
- Hochella, M.F., Liou, J.G., Keshinen, M.J. and Kim, H.S., 1982. Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. *Economic Geology*, 1-77.
- Huckriede, R.M., Kursten, M. and Venza-  
lff, H., 1962. Zur geologic des Gebietes zwischen kerman and sagand. (Iran): *Beih Geology. Jahrb*, 15, 197.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraster, D.G., 1993. Zonation patterns of skarn garnets-records of hydrothermal system evolution. *Geology*, 21, 113-116.
- Korzhinsky, D. S., 1948. The petrology of the Turin skarn copper deposit. In *geology of Mineral Deposits*, (smirnov, v. I. ed) Mir Publisher, Moscow. *Abriss der metasomatischen prozesse*, Akad, verl., Berlin.
- Lentz, D. R., 1998. Mineralized intrusion-related skarn systems. *Mineralogical Association of Canada, Ottawa*. 26, 168-264.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geosciences Canada*, 1, 145-162
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits, *Economic Geology 100th anniversary volume*, 366.
- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Satoh, H. and Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarns in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology*, 98, 147-156
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names, International Mineralogical Association *Mineralogy and Petrology*, 390.
- Nabavi, H. H., 1971. Review of the Geology of Iran. *Geological Survey of Iran, Internal Report*, 17.
- Newberry, R. J., 1982. Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek mine, California: *Economic Geology*, 77, 823-844.

- Pertsev, N.N., 1991. Magnesian skarn. In Skarns-Their Genesis and Metallogeny (A. Barto-Kyriakidis, ed) Theophrastus Publishing and Proprietary Co., S.A., Athens, Greece.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L. and Ettliner, A.D., 1995. The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic Geology*, 90, 920-937.
- Reverdatto, V.V., 1973. The facies of contact metamorphism (V.S. Sobolev, ed), translated from the Russian by Brown, D.A., Australian nation university, Canberra, A.C.T., Department of Geology Publication, 263.
- Rice, J.M., 1980. Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomite limestones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 219-235.
- Sabzehei, M., Navazi, M. and Shahroki, H., 1999. Geological map of Kerman, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran,
- Slaughter, J., Kerrick, D.M. and Wall, V.J., 1975. Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 27S, 1, 43-62.
- Smirnov, V.I., 1976. Skarn deposits, in geology of mineral deposits: Moscow, MIR Publications. 156-188.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan Ocean. In: Bozkurt E, Whichester JA, Piper JDA (eds) Tectonic and magmatism in Turkey and surrounding area. Special Publication, 1-23.
- Tracy, R.J and Frost, B.R., 1991. Phase equilibria a thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. I Kerrick, D., ed.): Contact Metamorphism. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 26, 43 104.
- Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology* and 2nd Ed, New-York., Mc grow-hill, 694.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30, (TC3008), 19.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Winckler, H.G.F., 1976, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 4 th Ed. Springer-Verlag, New York, 334.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall Inc, upper saddle river, Newjers, 697.
- Yardley, B.W.D. and Lloyd, G.E., 1995. Why metasomatic fronts are really metasomatic sides: *Geology*, 23, 53-56.
- Yin, S., Ma, C. and Robinson, P., 2017. Textures and high field strength elements in hydrothermal magnetite from a skarn system: Implications for coupled dissolution-reprecipitation reactions. *American Mineralogist*, 102, 1045-1056.
- Zharikov, V.A., 1991. Skarn types, formation and mineralization condition in skarn, *Their Genesis and Metallogeny* (A. Barto-Kyriakidis, ed) Theophrastus Publishing and Proprietary Co., Athen, Greece, 455-466.