



سنگ شناسی و شیمی کانی ها در سیلیکات های آهکی مجموعه دگرگونی دهسلم، شرق قطعه لوت: شاهدهی بر رخداد دگرگونی پیشرونده تا آستانه رخساره گرانولیت

الهام بهرام نژاد*، ساسان باقری، اعظم زاهدی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۱۰، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۱۷)

چکیده: مجموعه دگرگونی دهسلم شامل سنگ های متاپلیتی، متابازیت، متاپریدوتیت و سیلیکات آهکی یکی از معدود رخنمون های پی-سنگ قطعه لوت است که در نزدیکی پهنه جوش خورده سیستان ظاهر شده است. در بخش شرقی مجموعه دگرگونی دهسلم مجموعه-ای از سنگ های مرمر و سیلیکات آهکی به شکل عدسی های زمین ساختی دراز دیده می شوند که به نظر در شرایط مشابه دما و فشار نسبت به سایر سنگ های پیرامون خود دگرگون شده اند. نتایج بررسی های سنگ شناسی و کانی شناسی بیانگر وجود همبازی های مختلف اما شرایط دگرگونی مشابه در سیلیکات های آهکی مورد بررسی است. مهم ترین همبازی های شناسایی شده شامل اسکاپولیت + فلدسپار پتاسیم + پلاژیوکلاز + تیتانیت، اسکاپولیت + پیروکسن، آمفیبول + گارنت + اپیدوت و گارنت + ولاستونیت + پیروکسن هستند. نتایج تجزیه شیمیایی با ریزکاو الکترونی، اسکاپولیت های موجود را در گروه انواع کلسیمی معرفی می نماید. این کانی ها دارای ترکیب میزونیت ($Me\% = 70 - 80$) هستند. فلدسپارهای پتاسیم موجود در سنگ های سیلیکاتی آهکی به قطب ارتوز نزدیک هستند و پلاژیوکلازها ترکیب آندزین دارند. گارنت های موجود در سنگ های مورد بررسی غنی از عضو نهایی گروسولار هستند. پیروکسن های موجود در سنگ های سیلیکاتی آهکی کلینوپیروکسن های با ترکیب دیوپسید هستند. بررسی همبازی های دگرگونی، بررسی داده های زمین شیمیایی و مقایسه درجه دگرگونی سنگ های سیلیکاتی آهکی با متابازیت های کنار خود بیانگر وجود یک دگرگونی ناحیه ای پیشرونده از غرب به بخش شرقی مجموعه، در حد رخساره های آمفیبولیت بالایی و آغاز گرانولیت است. این دگرگونی ناحیه ای در ژوراسیک پسین و به احتمال بسیار در موقعیت کمان ماگمایی، همزمان با شکل گیری گرانیته شاهکوه در پهنه فرورانش نئوتتیس در منطقه دهسلم رخ داده است.

واژه های کلیدی: مجموعه دگرگونی دهسلم؛ شاهکوه؛ نهبندان؛ سیلیکات آهکی؛ قطعه لوت.

مقدمه

متاپلیت ها و متاکربنات ها دیده می شوند، افزون بر این، سیلیکات های Ca-Al داری چون پیروکسن های کلسیمی، آمفیبول های کلسیمی، کانی های گروه اپیدوت، لائوسونیت، مارگاریت، اسکاپولیت و وزوینیت نیز حضور دارند [۳]. مارن - های دگرگون شده دارای ترکیب شیمیایی پیچیده ای هستند و از نظر شیمیایی در دو گروه سنگ های غنی از Al و سنگ های فقیر از Al جای می گیرند و در بیشتر کمربندهای کوهزایی حضور دارند [۴-۷]. کلسیت و کوارتز دو فاز اصلی سنگ های

سنگ های دگرگون شده کربناتی به طور عمده در دو گروه مرمرها و سیلیکات های آهکی جای می گیرند. سنگ های سیلیکاتی آهکی نسبت به مرمرها کربنات کمتری دارند و از دگرگونی مارن ها ایجاد می شوند. مارن ها رسوب های پلیتی کربنات داری هستند که از نظر ترکیبی در گستره ای از سنگ - های کربناتی ناخالص تا پلیت های خالص جای می گیرند [۱-۳]. در مارن های دگرگون شده اغلب همان کانی های موجود در

دگرگونی دهسلم، از رخنمون‌های سنگی موجود نمونه‌برداری شد. از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۵۰ مقطع نازک تهیه و همبرزایی فازهای موجود توسط میکروسکوپ قطبشی بررسی گردید. برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی تجزیه شیمیایی به شیوه ریز کاوالکترونی برای عناصر اصلی در نمونه‌های مورد نظر توسط ابرکاوشگر خودکار مدل JOEL-JXA-8600M با ولتاژ شتاب-دهنده 15kV و جریان اشعه‌ای 2×10^{-8} Amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن انجام شد.

بررسی زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی دهسلم با سن ژوراسیک پسین [۱۷] و با روند تقریبی شمالی - جنوبی در کرانه شرقی خرد قاره ایران مرکزی و قطعه لوت و در جنوب گرانتیت شاه‌کوه واقع شده است [۹] (شکل ۱). این مجموعه از نظر ویژگی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی به پنج واحد زمین‌ساختی A تا E تقسیم شده است [۱۱-۱۳]. (شکل ۲).

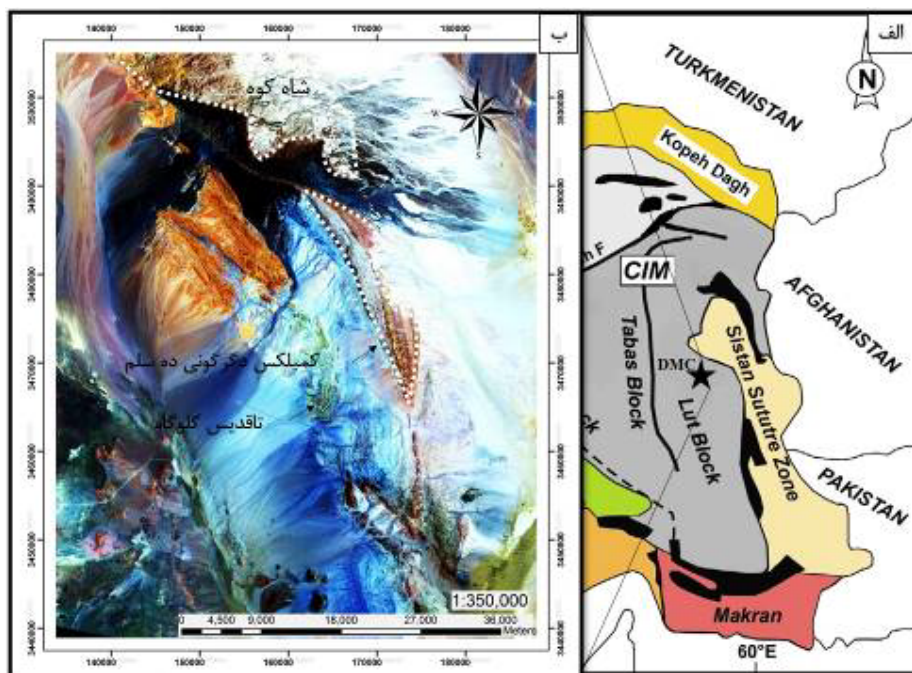
بر نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲)، گسترش سنگ‌های دگرگونی در مجموعه یاد شده به دو بخش پایینی و بالایی محدود است [۱۸-۲۰] که به احتمال بسیار معادل سازندهای نای‌بند و شمشک وابسته به اواخر تریاس- ژوراسیک هستند [۲۱]. در این راستا، بربریان [۲۲] سنگ‌های موجود در مجموعه دگرگونی دهسلم را معادل سازندهای پالئوزوئیک پسین ایران مرکزی می‌داند که طی رخداد کوهزایی سیمین پیشین دگرگون شده‌اند [۲۳]. بر اساس شواهد زمین‌شناسی و پارینه مغناطیس‌سنجی [۲۳]، خرد قاره ایران مرکزی و شرقی از تریاس تا عهد حاضر به اندازه ۱۳۵ درجه خلاف جهت عقربه‌های ساعت چرخیده است. بنابراین مجموعه دگرگونی دهسلم به نوار سنندج - سیرجان متصل است و سرگذشتی مشابه آن دارد. نتایج بررسی‌های انجام شده برای تعیین سن مطلق مجموعه‌ی دگرگونی بر پایه نسبت Rb/Sr بیانگر سن‌های متوسط ۲۰۹ - ۲۰۶ میلیون سال [۲۴] و 165 ± 10 میلیون سال [۲۵] است. این در حالی است که بر پایه نتایج جدید سن‌سنجی، بر اساس نسبت U/Pb برای تک دانه‌های زیرکن، مونازیت و زینتایت سن مجموعه دگرگونی دهسلم ۱۶۳-۱۶۸ میلیون سال است [۱۵]. چنین سنی با سن $168-158$ Ma به دست آمده برای گرانتیت شاه‌کوه به روش K-Ar همخوانی دارد [۲۶].

سیلیکاتی آهکی محسوب می‌شوند؛ یک فاز سیال حاوی H_2O , CO_2 و گاهی SO_4 نیز طی دگرگونی حضور دارد. مجموعه کانی‌های موجود در تعادل سنگ‌های سیلیکاتی آهکی مهم‌ترین سنج‌ها برای تغییرات دما، فشار و ترکیب سیال مربوط به رخساره‌های دمایی بالا هستند [۸].

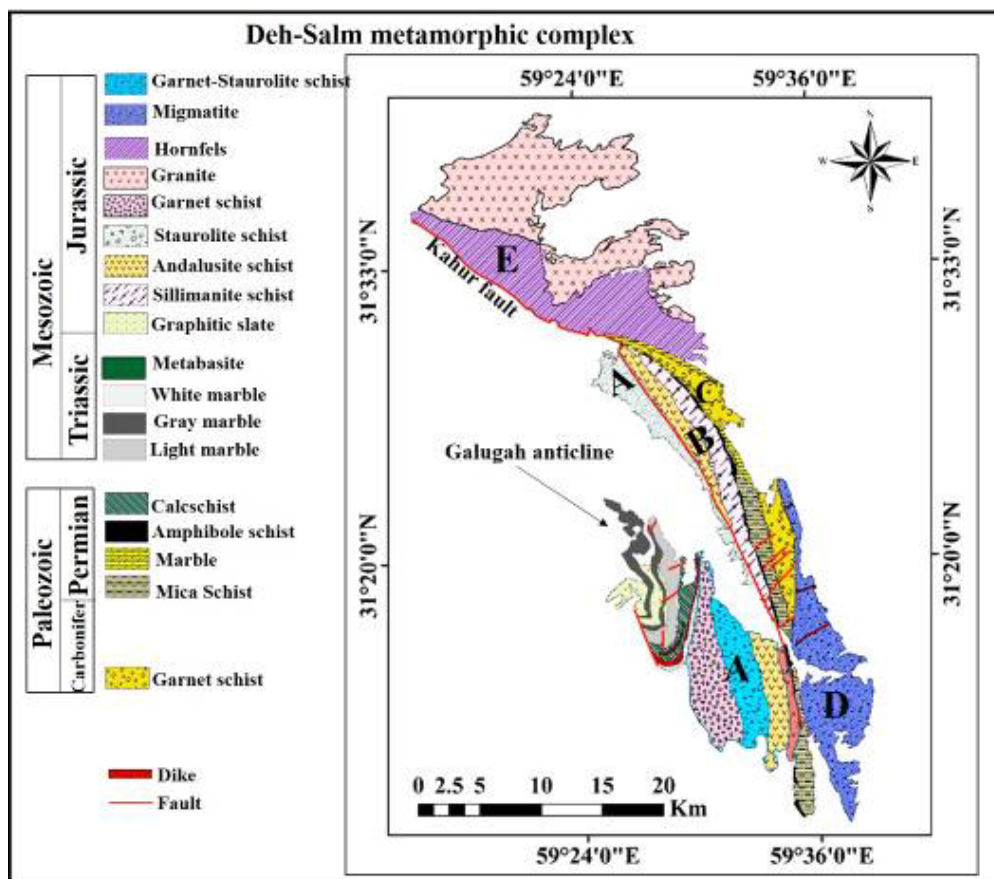
مجموعه دگرگونی دهسلم با تنوعی از سنگ‌های دگرگونی و تا حدی ماگمایی و با روند تقریبی شمالی - جنوبی در کرانه شرقی خرد قاره ایران مرکزی و قطعه لوت واقع است [۹]. منطقه مورد بررسی در جنوب استان خراسان جنوبی قرار دارد که از غرب به شهرستان نهبندان و از شرق به شهداد محدود است. از شهرستان نهبندان پس از طی مسافت تقریبی ۶۰ کیلومتر در مسیر جاده شهداد به منطقه مورد بررسی می‌رسیم. در سال‌های گذشته، پژوهش‌های بسیاری پیرامون مجموعه دگرگونی دهسلم انجام شده‌است [۱۰-۱۴] که بیانگر وجود مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی اغلب شامل اسلیت، فیلیت، شپست، میگماتیت، متابازیت، متاپریدوتیت و سیلیکات آهکی به همراه رخنمونی از توده‌های نفوذی در منطقه هستند. سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به همراه مرمر، متابازیت، متاپریدوتیت و میگماتیت در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم رخنمون دارند. دما و فشار سنجی انجام شده بر متابازیت‌های نزدیک به واحدهای سیلیکات آهکی دمای $707.7^\circ C$ و فشار ۵/۸۶ را نشان می‌دهد [۱۵]. دماسنجی‌های انجام شده براساس تغییرات عناصر Fe و Mg در زوج در تعادل گارنت - بیوتیت نشانگر دمایی در گستره ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از رخساره شپست‌سبز در بخش غربی (منطقه گلوگاه) تا دمای بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در متاپلیت‌های بخش شرقی و کنار واحدهای سیلیکات آهکی در مجموعه دگرگونی دهسلم است [۱۶]. با وجود پژوهش‌های انجام شده در منطقه، تاکنون بررسی ویژه‌ای بر سنگ‌های سیلیکاتی آهکی در مجموعه دگرگونی دهسلم و ارتباط آن‌ها با سایر سنگ‌های موجود صورت نگرفته است. در این پژوهش، برای نخستین بار ضمن بررسی سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی، شرایط دما و فشار این سنگ‌ها طی دگرگونی بازسازی شد که نتایج آن برای مقایسه و تایید نتایج پیشین در ارتباط با سایر ترکیب‌های شیمیایی سنگ‌های اولیه ضروری به نظر می‌رسد.

روش بررسی

به منظور بررسی سنگ‌های سیلیکاتی آهکی در مجموعه



شکل ۱ الف) موقعیت مجموعه دگرگونی ده‌سلم در کرانه شرقی خرد قاره ایران مرکزی و قطعه لوت [۲۶]: ب) تصویر ماهواره‌ای مجموعه دگرگونی ده‌سلم و موقعیت آن در جنوب گرانتیت شاه‌کوه (برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای لندست).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی ده‌سلم برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ده‌سلم [۱۸] با پاره‌ای تصحیحات.

ارتباط زمین ساختی و همزیستی متاپریدوتیت - متابازیت- ها با کربنات‌ها در مجموعه دگرگونی دهسلم امری بدیهی و انکار نشدنی است. در برخی از مناطق، توالی مرمر و متابازیت نشانگر رسوب‌گذاری همزمان کربنات‌ها و خروجی‌های بازالتی بوده اما ارتباط پریدوتیت با کربنات‌ها گسله است (شکل ۵).

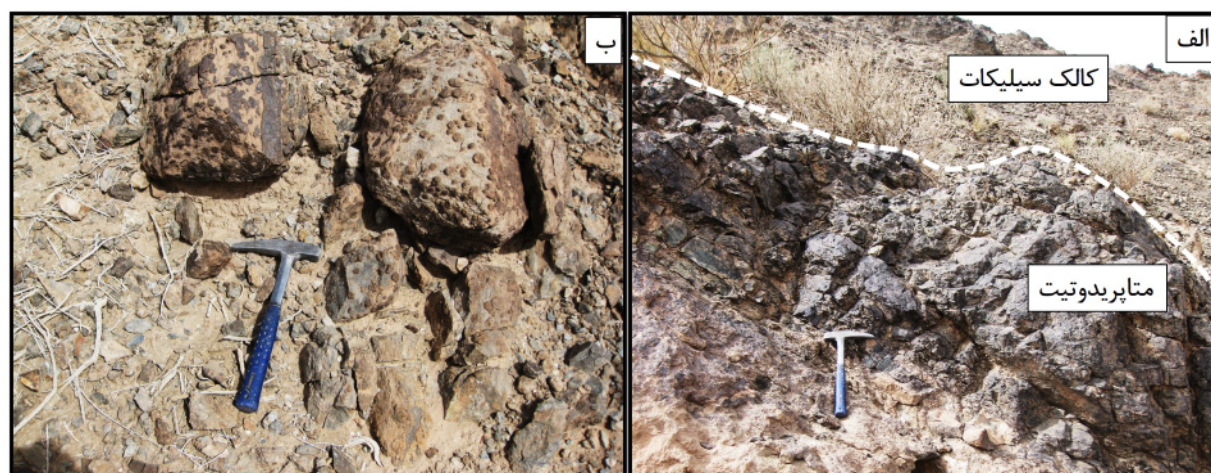
متابازیت‌ها تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت و در پاره‌ای از مناطق تا حد پهنه پیروکسن‌آمفیبولیت دگرگون شده‌اند [۱۴]. پسامیت‌ها تا حد میگماتیت‌های متاکسییتی ذوب شده‌اند و بسیاری از آن‌ها بافت‌های نم‌دی نشان می‌دهند [۱۶، ۱۳]. دایک‌های گرانیتی و پگماتیتی گارنت و تورمالین‌دار که در نتیجه یک رخداد ماگمایی تاخیری همزمان با زمین‌ساخت کشتی تشکیل شده‌اند، اغلب واحدهای دگرگونی را قطع کرده‌اند [۱۱، ۱۳]، (شکل ۶).

در بخش شرقی مجموعه دگرگونی دهسلم، یک واحد عدسی شکل وجود دارد که از دیواره‌ی غربی به یک نوار باریک چند ده‌متری از متابازیت‌ها محدود می‌شود و در بخش شمالی به طور عمده با متاپریدوتیت‌ها همراه است، در حالی که در بخش شرقی با عدسی‌هایی از مرمرها پایان می‌یابد. در میان این رخنمون، توده‌های عدسی شکل باریک و کشیده از متاپسامیت‌ها، سیلیکات آهکی و گرانیت‌ها گسترش دارند (شکل ۳).

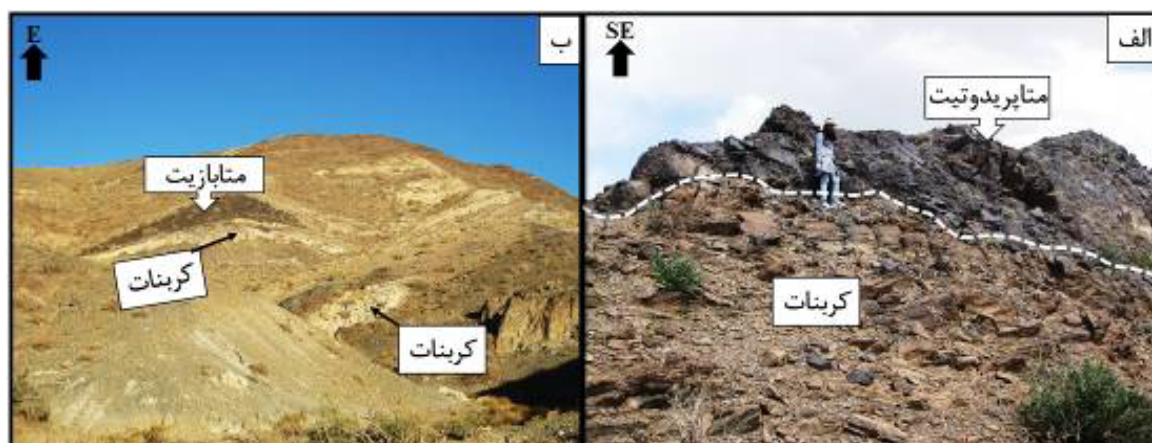
در بخش جنوبی این واحد عدسی شکل، مجموعه‌های فرامافیک چون سرپانتینیت‌ها و متاپریدوتیت‌های اسپینل‌دار نیز به صورت عدسی تا دایک و به صورت رانده شده بر مرمرها و در کنار متابازیت‌ها و سیلیکات‌های آهکی دربردارنده گارنت-های درشت قرار دارند (شکل ۴).



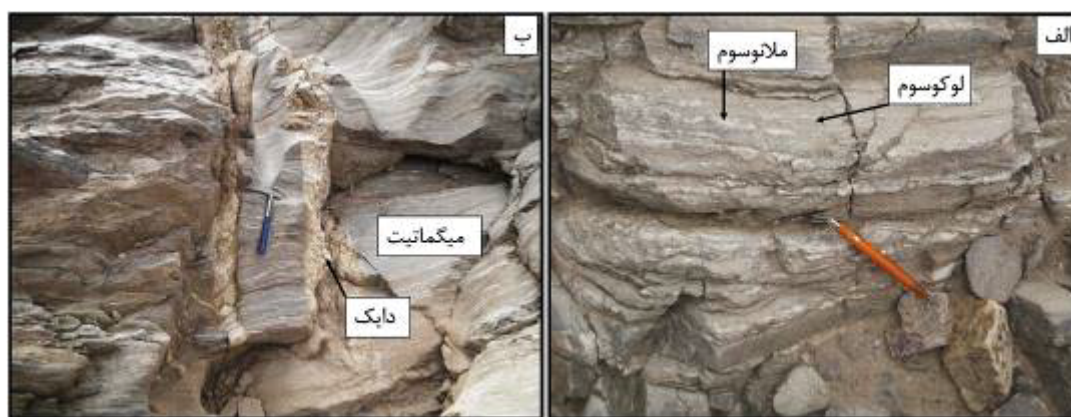
شکل ۳ رخنمون مجموعه‌های مرمر، سیلیکات آهکی و متاپریدوتیت در جنوب گرانیت شاه‌کوه (دید عکس به سمت شمال).



شکل ۴ الف) رخنمون عدسی متاپریدوتیتی هم‌مرز با سنگ‌های سیلیکاتی آهکی (مرز واحدهای متاپریدوتیت و واحدهای سیلیکات آهکی به صورت گسله است)؛ ب) سیلیکات‌های آهکی دربردارنده گارنت‌های دانه درشت در کنار متاپریدوتیت‌های شرق مجموعه دگرگونی دهسلم.



شکل ۵ الف) مرز گسله متاپریدوتیت و کربنات‌ها (دید عکس به سمت جنوب شرق)؛ ب) توالی متابازیت‌ها و کربنات‌ها در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم (دید عکس به سمت شرق).



شکل ۶ الف) میگماتیت‌های پسامیتی با بافت نمدی؛ ب) دایک‌های موجود در میگماتیت‌های نمدی موجود در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم.

بحث و بررسی

سنگ‌شناسی

برخی نیز کوارتز به همراه مسکوویت (۵ درصد) حضور دارد. بافت غالب در مرمهرای بررسی شده دانه‌شکفتی است. سنگ مادر مرمرها به احتمال بسیار یک آهک با ناخالصی سیلیسی است (شکل ۸-الف).

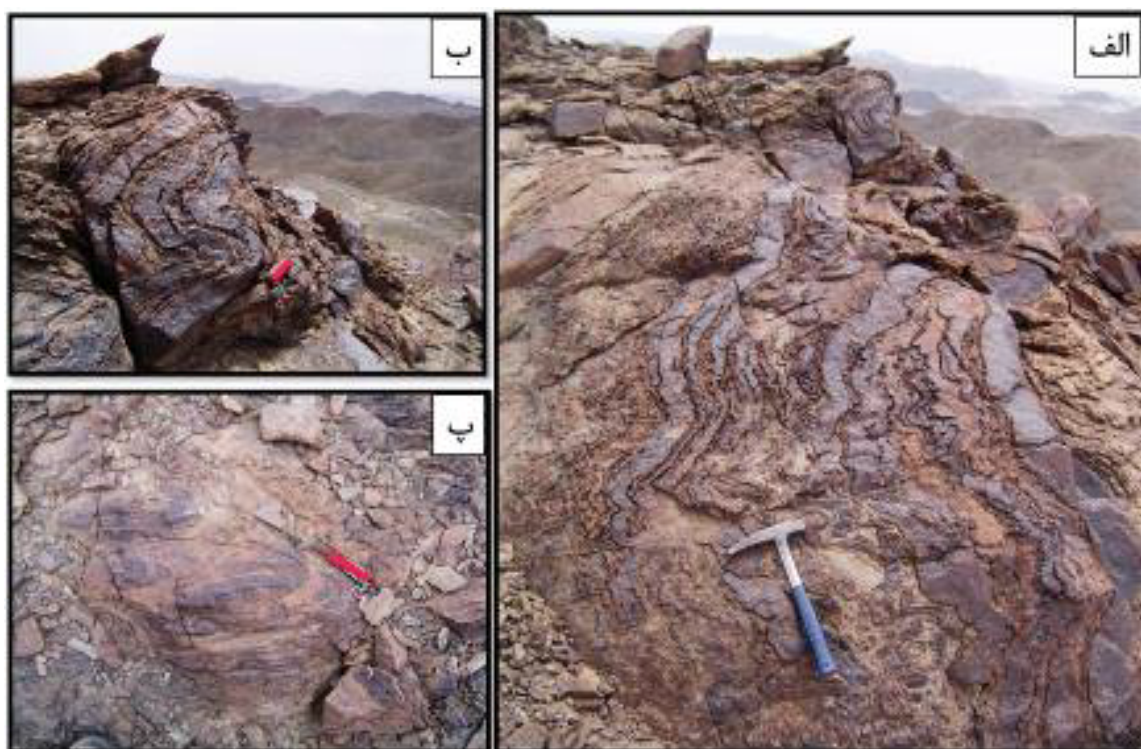
سنگ‌شناسی سیلیکات‌های آهکی

کانی‌های سیلیکاتی اصلی موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی شامل اسکاپولیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، ولاستونیت، گارنت و آمفیبول هستند. کلسیت و کوارتز به عنوان فازهای اصلی و تیتانیت، تورمالین و اپیدوت از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند که در ادامه به مقدار و چگونگی توزیع کانی‌ها اشاره شده است. سیلیکاتی آهکی موجود در مجموعه دگرگونی دهسلم بر اساس همبازی‌های موجود در آن‌ها به طور عمده در گروه سیلیکاتی آهکی اسکاپولیت‌دار و سیلیکات‌های آهکی بدون اسکاپولیت رده‌بندی می‌شوند:

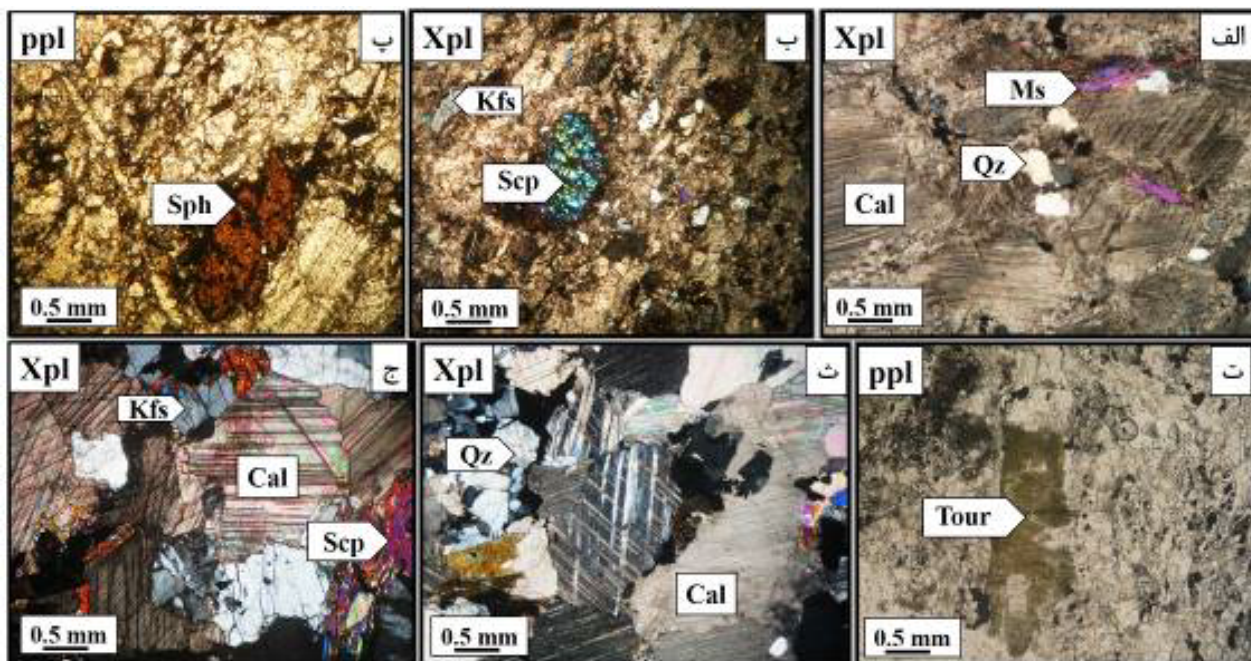
سنگ آهک‌های دگرگون‌شده در مجموعه دگرگونی دهسلم شامل مرمرها و سنگ‌های سیلیکاتی آهکی هستند. عملکرد رخداد‌های متعدد دگرشکلی (شامل پنج فاز D_1 تا D_5) سبب شکل‌گیری ساختارهای پیچیده‌ای در این سنگ‌ها شده است که از آن جمله می‌توان به ظهور چین‌های هم‌شیب، چین‌های بسته مایل تا خوابیده و بودین در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در اثر عملکرد فاز D_2 اشاره نمود [۱۳] (شکل ۷). سطح محوری چین‌های ایجاد شده موازی تورق و با خطواره‌هایی با روند شمال غربی-جنوب شرقی (NW-SE) ظاهر شده است.

سنگ‌شناسی مرمرها

در مقاطع میکروسکوپی مرمرها، کانی کلسیت به عنوان کانی اصلی ۸۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. در برخی از نمونه‌های بررسی شده، کانی کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد) و در



شکل ۷ الف و ب) چین‌های بسته مایل تا خوابیده همراه با ریز چین‌های پارازیتی موجود در آن‌ها؛ پ) چین هم‌شیب موجود در سیلیکات‌های آهکی مجموعه دگرگونی ده‌سلم.



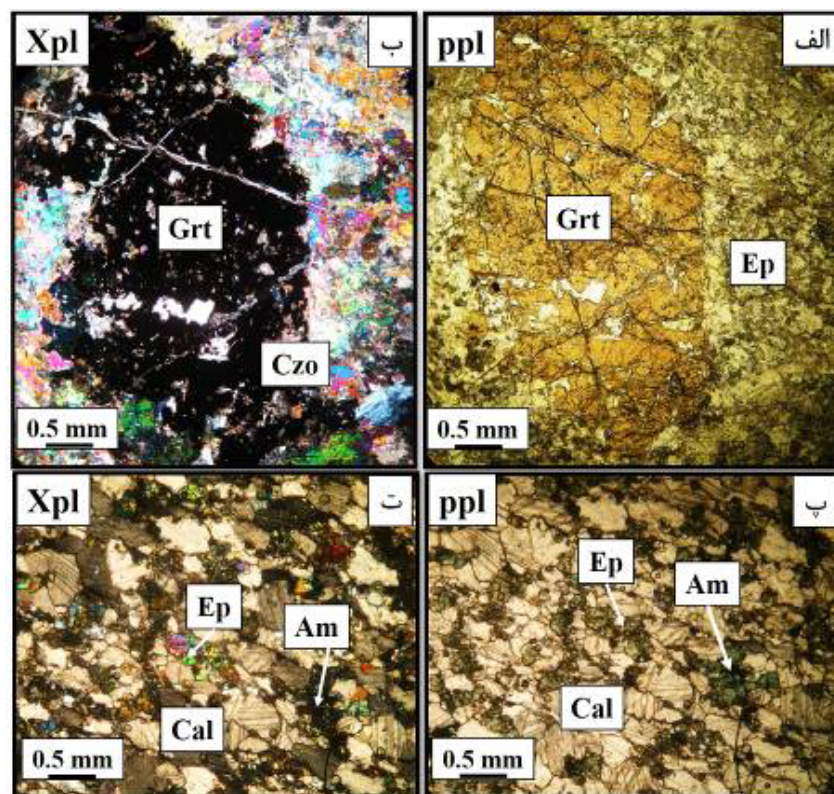
شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی از الف) کانی‌های کوارتز، کلسیت و موسکوویت در مرم‌های موجود در مجموعه دگرگونی ده‌سلم، ب) کانی‌های کلسیت، اسکاپولیت و فلدسپار پتاسیم در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم؛ پ) اسفن موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی، ت) تورمالین در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی؛ ث) ماکل‌های لغزشی در کانی کلسیت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی، ج) بافت دانه شکفتی در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم؛ (تصاویر الف، ب، ث و ج در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر و تصاویر پ و ت در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۱۰۰ برابر تهیه شده‌اند نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۷] است)

و ماکل‌های لغزشی ناشی از عملکرد فازهای دگرشکلی شکنا در بلورهای کلسیت قابل تشخیص است (شکل ۸ ج).

سیلیکات‌های آهکی بدون اسکاپولیت: بیشترین تمرکز واحدهای سیلیکات آهکی بدون اسکاپولیت در بخش جنوبی مجموعه دگرگونی دهسلم قرار دارد. توصیف سنگ‌شناسی این واحدها به شرح زیر است:

سیلیکات‌های آهکی دارای آمفیبول و گارنت: بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها بیانگر حضور کانی‌های آمفیبول (۲۰ درصد)، گارنت (۲۵ درصد)، اپیدوت (۱۰ درصد)، کلینوزویت (۵ درصد)، کوارتز (۵ درصد) و کلسیت (۳۵ درصد) است. آمفیبول با رنگ‌های تداخلی زرد و نارنجی در نور قطبی و چند رنگی سبز در نور طبیعی حضور دارد. گارنت موجود در این سنگ به دلیل حضور ناخالصی آهن به رنگ زرد در نور طبیعی دیده می‌شود. اپیدوت با رنگ‌های تداخلی سبز، صورتی و آبی و با رنگ طبیعی سبز مایل به زرد دیده می‌گردد. کلسیت با ماکل لغزشی و کانی کوارتز با خاموشی موجه دیده می‌شود. بافت سنگ به صورت میلونیتی است (شکل ۹).

سیلیکات‌های آهکی اسکاپولیت‌دار: بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها بیانگر حضور کانی‌های اسکاپولیت (۵۰ درصد)، ارتوز (۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰ درصد)، کوارتز (۵ درصد)، تیتانیت (۵ درصد) و تورمالین است. کانی اسکاپولیت با رنگ‌های تداخلی آبی، نارنجی و بنفش به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل-دار و برجستگی متوسط قابل تشخیص است (شکل ۸ ب). کانی تیتانیت با رنگ قهوه‌ای در نور معمولی، برجستگی بالا و به صورت گوه‌ای شکل دیده می‌شود (شکل ۸ پ). کانی تورمالین به صورت کشیده با رنگ‌های تداخلی آبی و صورتی در نور قطبشی و با رنگ سبز در نور طبیعی دیده می‌شود (شکل ۸ ت). تورمالین و اسفن کانی‌های فرعی سنگ محسوب می‌شوند. در اثر رخدادهای دگرشکلی جوان‌تر با ماهیت خمیری، سنگ‌ها طی میلونیتی شدن بلورهای کلسیت دچار باز تبلور دینامیکی و کشیده تا نواری شده‌اند و یا به شکل بلورها و عدسی‌های کم دگرشکل در یک خمیره با تورق میلونیتی ظاهر شده‌اند (شکل ۸ ث). در برخی از نمونه‌های مورد بررسی، در بخش‌های کمتر دگرشکل شده نیز بافت دانه شکفتی تا میلونیتی دیده می‌شود



شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از الف و ب) کانی‌های گارنت، اپیدوت و کلینوزویت، پ و ت) کانی‌های کلسیت، آمفیبول و اپیدوت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی دهسلم (تصاویر الف و پ در نور قطبیده طبیعی و تصاویر ب و ت در نور قطبیده متقاطع و با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند).

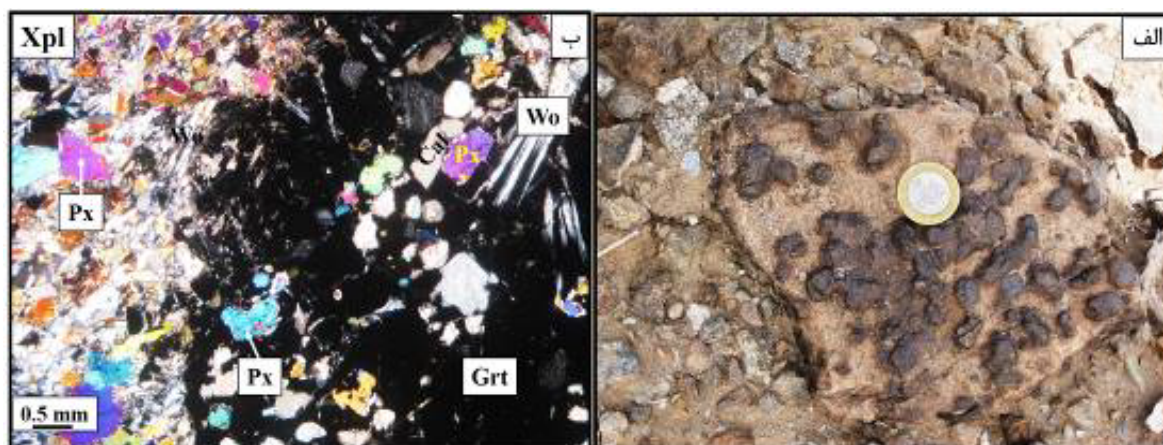
محلول جامد دو عضو نهایی ماریالیت و میونین است. در حال حاضر، درصد میونیت موجود به عنوان شاخص اصلی در ترکیب شیمیایی اسکاپولیت به حساب می آید ($\text{Ca}(\text{Ca} + \text{Na}) = 100 \text{ Me}\%$) [۲۸]. اگر $\text{Me}\% = 60 - 80$ اسکاپولیت دارای ترکیب میزونیت بوده و اگر $\text{Me}\% = 90 - 100$ ، اسکاپولیت دارای ترکیب میونیت است. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی اسکاپولیت‌های موجود در سیلیکاتی آهکی مورد بررسی، تعدادی از این کانی‌ها تجزیه شیمیایی شدند.

نتایج تجزیه شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری اسکاپولیت براساس ۲۵ اتم اکسیژن در جدول ۱ آورده شده است. نتایج تجزیه شیمیایی سیلیکات‌های آهکی نشان می‌دهد که اسکاپولیت‌های مورد بررسی در گروه اسکاپولیت‌های کلسیمی جای دارند. بر اساس مقادیر $\text{Me}\%$ محاسبه شده برای اسکاپولیت‌های مورد بررسی ($\text{Me}\% = 70 - 80$) و موقعیت آن‌ها در نمودار Eq_{An} نسبت به X_{Cl} ، ترکیب شیمیایی آن‌ها در گستره میزونیت قرار دارد (شکل ۱۱). با توجه به مقادیر پایین Cl در ترکیب اسکاپولیت‌های مورد بررسی، به نظر می‌رسد که جایگاه A در این اسکاپولیت‌ها توسط CO_3^{2-} پر شده است. در اسکاپولیت‌های با $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) > 0.75$ ، جایگاه A اغلب توسط CO_3^{2-} اشغال جانشین می‌گردد [۲۹]. فرمول ساختاری اسکاپولیت به صورت $\text{Ca}_3\text{Na}_{0.87}[\text{Al}_{4.5}\text{Si}_{7.0}\text{O}_{25}](\text{CO}_3)$ است.

سیلیکات آهکی گارنت - ولاستونیت: در نمونه دستی این سنگ‌ها که اغلب به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن است، گارنت-های بسیار درشت (۴ سانتیمتر) دیده می‌شود (شکل ۱۰ الف). در مقطع میکروسکوپی، کانی‌های گارنت (۲۵ درصد)، ولاستونیت (۲۰ درصد)، پیروکسن (۱۰ درصد)، اسفن (۵ درصد) و کلسیت (۴۰ درصد) دیده می‌شود. کانی گارنت به صورت درشت بلورهای (۵-۴٫۵ میلیمتر) دربردارنده میانبراهایی از پیروکسن، کلسیت، کوارتز و ولاستونیت است. ولاستونیت با دوشکستی خاکستری و به صورت رشته ای دیده می‌شود. کانی اسفن به صورت لوزی شکل و به رنگ زرد تا قهوه‌ای در زمینه سنگ دیده می‌شود. کانی‌های موجود در سنگ بدون هرگونه جهت یافتگی ویژه‌ای هستند و سنگ دارای بافت برشی است (شکل ۱۰ ب).

شیمی کانی‌ها

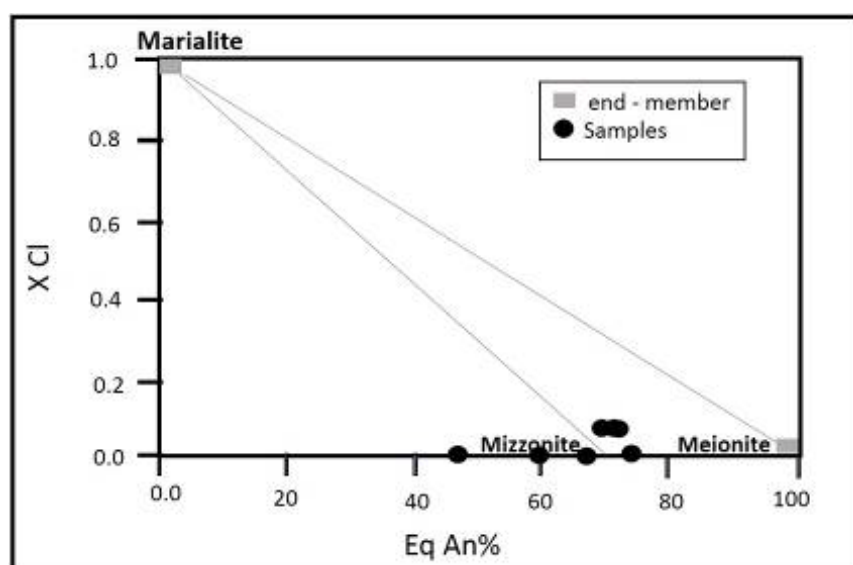
شیمی کانی اسکاپولیت در سیلیکات‌های آهکی اسکاپولیت‌دار اسکاپولیت: اسکاپولیت یک کانی آلومینوسیلیکاتی رایج است که در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی یافت می‌شود. این کانی با فرمول عمومی $\text{M}_4[\text{T}_{12}\text{O}_{24}]\text{A}$ شناخته می‌شود که جایگاه M توسط باریم، استرانسیوم، کلسیم، سدیم، پتاسیم و آهن دو ظرفیتی، T با عناصری چون آلومینیم، سیلیسیم و آهن سه ظرفیتی و جایگاه A توسط سولفات، کربنات، کلر و یا کمی بر اشغال می‌شود [۲۷]. اسکاپولیت



شکل ۱۰ الف) درشت بلورهای گارنت موجود در نمونه دستی و ب) تصویر میکروسکوپی کانی‌های گارنت، ولاستونیت، پیروکسن، کلسیت و کوارتز در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم (تصویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع و با بزرگمایی ۴۰ برابر تهیه شده است).

جدول ۱ نتایج تجزیه اسکاپولیت‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم (بر حسب درصد وزنی).

اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت
۲۶	۲۵	۲۴	۲۳	۲۲	۲۱	۲۰	نام کانی
۴۹,۰۰	۴۷,۴۶	۵۰,۱۲	۴۶,۱۸	۴۹,۰۷	۴۶,۲۱	۴۶,۶۰	شماره نمونه
۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	SiO ₂
۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	TiO ₂
۲۸,۱۹	۲۸,۷۸	۲۸,۰۶	۲۹,۵۵	۲۷,۸۴	۲۸,۱۵	۲۸,۵۳	Al ₂ O ₃
۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۰	FeO
۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	MnO
۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۴	MgO
۱۷,۰۱	۱۸,۶۵	۱۶,۶۳	۲۰,۱۹	۱۶,۴۳	۱۸,۵۸	۱۸,۷۹	CaO
۳,۱۷	۲,۹۹	۳,۸۴	۲,۶۱	۳,۳۷	۲,۷۷	۲,۷۴	Na ₂ O
۰,۴۵	۰,۱۰	۰,۵۶	۰,۱۰	۰,۳۵	۰,۰۹	۰,۱۲	K ₂ O
۰,۱۷	۰,۰۰	۰,۲۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۹	۰,۲۴	F
۰,۴۵	۰,۰۶	۰,۷۲	۰,۰۴	۰,۵۱	۰,۰۷	۰,۰۹	Cl
۹۸,۴۷	۹۸,۱۱	۱۰۰,۲۶	۹۸,۷۹	۹۷,۶۸	۹۶,۲۱	۹۷,۱۵	مجموع
۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	اکسیژن
۷,۱۷	۷,۰۲	۷,۲۰	۶,۸۳	۷,۲۴	۶,۹۷	۶,۹۵	Si
۴,۸۶	۵,۰۲	۴,۷۵	۵,۱۵	۴,۸۴	۵,۰۰	۵,۰۲	Al
۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	Ti
۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	Fe
۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	Mn
۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	Mg
۲,۶۶	۲,۹۵	۲,۵۶	۳,۱۹	۲,۵۹	۳,۰۰	۳,۰۰	Ca
۰,۹۰	۰,۸۵	۱,۰۷	۰,۷۴	۰,۹۶	۰,۸۱	۰,۷۹	Na
۰,۰۸	۰,۰۱	۰,۱۰	۰,۰۱	۰,۰۶	۰,۰۱	۰,۰۲	K
۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۱۱	F
۰,۱۱	۰,۰۱	۰,۱۷	۰,۰۱	۰,۱۲	۰,۰۱	۰,۰۲	Cl
۱۵,۸۸	۱۵,۹۰	۱۶,۰۰	۱۵,۹۷	۱۵,۸۵	۱۵,۹۳	۱۵,۹۴	مجموع
۷۴,۷۸	۷۷,۵۱	۷۰,۵۲	۸۱,۰۴	۷۳,۰۰	۷۸,۰۶	۷۹,۱۲	Me%



شکل ۱۱ در نمودار Eq An / نسبت به X Cl [۳۰] و موقعیت اسکاپولیت‌های مورد بررسی با ترکیب میزونیت آن.

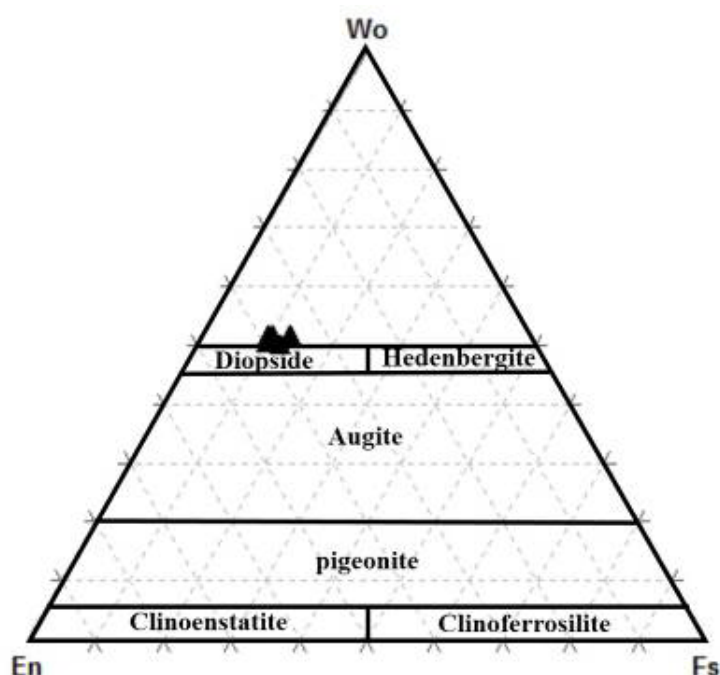
$(\text{Ca}_{0.99}\text{Mg}_{0.75})\text{Si}_2\text{O}_6$ است.

گارنت: براساس نتایج تجزیه گارنت‌های موجود در سیلیکات-های آهکی مورد بررسی که در جدول ۲ آورده شده است، این گارنت‌ها غنی از عضو نهایی گراسولار هستند و در گستره گراسولار - آندرادیت قرار دارند (شکل ۱۳). ترکیب کلی گارنت در سیلیکات‌های آهکی بررسی شده در مجموعه دهسلم به صورت $\text{Grs}_{91.63}\text{Alm}_{3.67}\text{Sps}_{0.02}\text{Prp}_{0.4}$ و فرمول ساختاری گارنت به صورت $(\text{Ca}_{2.95}\text{Fe}_{0.09}\text{Al}_{1.80})(\text{Fe}_{0.1})\text{Si}_{2.95}\text{O}_{12}$ است.

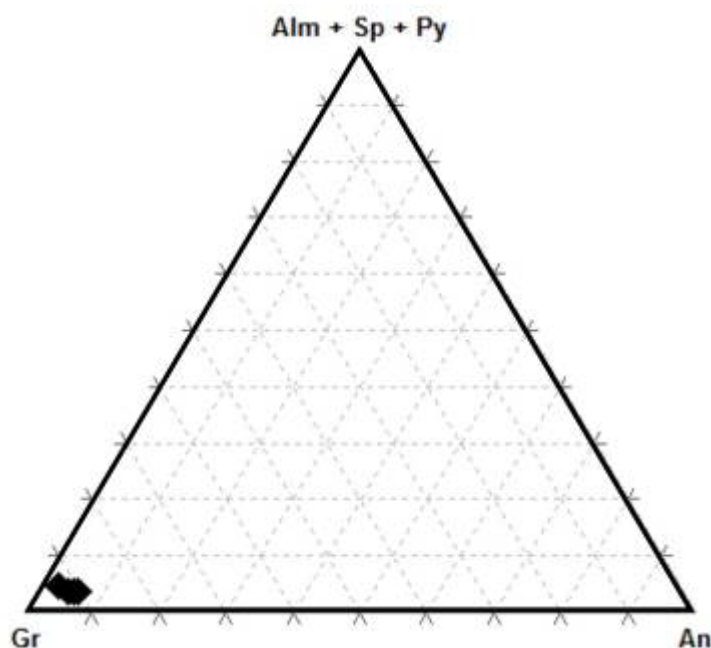
شیمی کانی‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی دارای گارنت و لاوسونیت کلینوپیروکسن: براساس نتایج تجزیه شیمیایی (جدول ۲)، کلینوپیروکسن‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی دهسلم غنی از کلسیم هستند و در گستره دیوپسید قرار دارند (شکل ۱۲). مقدار SiO_2 در کلینوپیروکسن از ۵۲ تا ۵۵ درصد متغیر است. مقدار Cr_2O_3 کلینوپیروکسن ناچیز است (۰/۰۴-۰/۰۶ درصد وزنی). همچنین مقدار منیزیم حدود ۰/۷۵ درصد وزنی است (جدول ۲). فرمول ساختاری دیوپسید به صورت

جدول ۲ نتایج تجزیه کلینوپیروکسن، ولاستونیت، گارنت و اسفن‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم (تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} کانی‌ها برپایه محاسبات عنصرسنجی انجام شده است).

اسفن	اسفن	اسفن	گارنت	گارنت	گارنت	ولاستونیت	ولاستونیت	پیروکسن	پیروکسن	نام کانی
۱۳	۱۲	۱۱	۱۶	۱۵	۳	۱۳	۱۲	۱۱	۹	شماره نمونه
۳۱/۵۷	۳۱/۶۱	۳۱/۱۴	۳۸/۸۳	۳۸/۲۶	۳۸/۷۵	۵۱/۶۲	۵۱/۸۲	۵۳/۲۸	۵۲/۶۵	SiO_2
۳۵/۶۵	۳۴/۷۰	۳۶/۲۷	۱/۱۹	۱/۲۱	۱/۲۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	TiO_2
۲/۹۹	۴/۱۱	۳/۱۱	۲۰/۰۷	۲۰/۳۸	۲۰/۱۵	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۴۷	Al_2O_3
۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	Cr_2O_3
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۰۱	۲/۹۲	۳/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۹	۷/۱۸	۷/۳۰	FeO
۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۶۷	۰/۱۹	MnO
۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۳	۱۳/۶۱	۱۳/۵۵	MgO
۲۹/۰۶	۲۹/۷۱	۲۹/۴۵	۳۵/۶۱	۳۵/۷۲	۳۵/۶۳	۴۷/۴۷	۴۸/۲۰	۲۴/۶۶	۲۴/۸۵	CaO
۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	-	-	-	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۷	Na_2O
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	-	-	-	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K_2O
۹۹/۴۷	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۱۵	۹۸/۹۲	۹۹/۶۰	۹۹/۰۸	۹۹/۳۳	۱۰۰/۳۵	۹۹/۸۹	۹۹/۲۵	مجموع
۵	۵	۵	۱۲	۱۲	۱۲	۳	۳	۶	۶	اکسیژن
۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۱	۲/۹۷	۲/۹۹	۲/۹۶	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۹۸	۱/۹۷	Si
۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۱	۱/۸۱	۱/۸۲	۱/۸۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Al
۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	Ti
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	Fe^{3+}
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۰	۰/۱۸	Fe^{2+}
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	Mn
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۷۵	۰/۷۵	Mg
۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۰۲	۲/۹۲	۲/۹۱	۲/۹۲	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۹	Ca
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	Na
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K
۳/۰۳	۳/۰۵	۳/۰۴	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۱/۹۹	۲/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	مجموع
-	-	-	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۰	-	-	۰/۷۸	۰/۸۰	$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$
-	-	-	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۴	-	-	۰/۴۴	۰/۳۲	$\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$
-	-	-	-	-	-	-	-	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید
-	-	-	۳/۳	۴/۴	۳/۲	-	-	-	-	الماندین
-	-	-	۰/۲	۰/۰	۰/۲	-	-	-	-	اسپسارتین
-	-	-	۰/۴	۰/۴	۰/۴	-	-	-	-	پیروپ
-	-	-	۹۱/۴	۹۲/۶	۹۰/۹	-	-	-	-	گراسولار
-	-	-	۴/۶	۲/۶	۵/۳	-	-	-	-	آندرادیت
-	-	-	۰/۱	۰/۰	۰/۱	-	-	-	-	یوواروویت



شکل ۱۲ نمودار Wo-En-Fs [۳۱] و موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده-سلم بر آن.



شکل ۱۳ نمودار Alm + Sp + Py - Gr - An (آلماندن: Alm، پیروپ: Py، اسپسارتین: Sp، گراسولار: Gr) و موقعیت گارنت‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم در آن.

مقدار SiO_2 تا ۵۲ درصد وزنی متغیر است (جدول ۲). فرمول ساختاری ولاستونیت به صورت $(\text{Ca}_{1.98})\text{Si}_2\text{O}_6$ است. اسفن (تیتانیت): اسفن‌های تجزیه شده در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی ترکیب شیمیایی یکنواختی نشان می‌دهند. نتایج تجزیه نقطه‌ای اسفن در جدول ۲ آورده شده‌است. فرمول

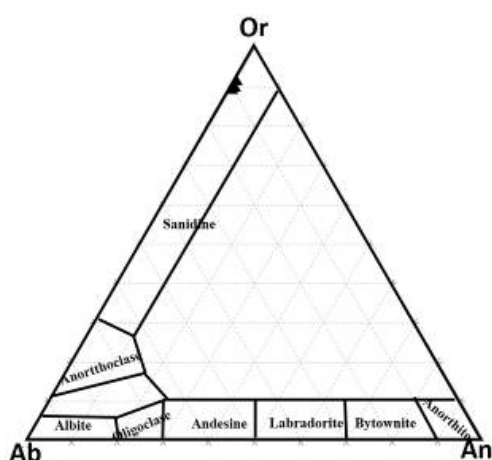
ولاستونیت: کانی ولاستونیت در سیلیکات‌های آهکی بدون اسکاپولیت در مجموعه دگرگونی ده‌سلم وجود دارد. براساس نتایج تجزیه شیمیایی انجام شده، مقدار CaO موجود در ولاستونیت‌ها در مقایسه با مقادیر سایر اکسیدها چون FeO و MgO بسیار بالاست (بیش از ۴۷ درصد وزنی) (جدول ۲).

An نزدیک به قطب Or قرار دارند (شکل ۱۴). فرمول ساختاری ارتوز به صورت $(K_{0.60} Na_{0.06}) Al_{1.01} Si_3 O_8$ است. پلاژیوکلاز: فلدسپارهای سدیم و کلسیم دار به قطب پلاژیوکلازهای حدواسط نزدیک بوده و دارای ترکیب آندزین هستند (شکل ۱۵). نتایج تجزیه فلدسپارها و ترکیب شیمیایی آن‌ها بر پایه ۸ اتم اکسیژن در جدول ۳ آورده شده است. فرمول ساختاری پلاژیوکلاز به صورت $(Na_{0.64} Ca_{0.39}) Al_{1.42} Si_{2.59} O_8$ است.

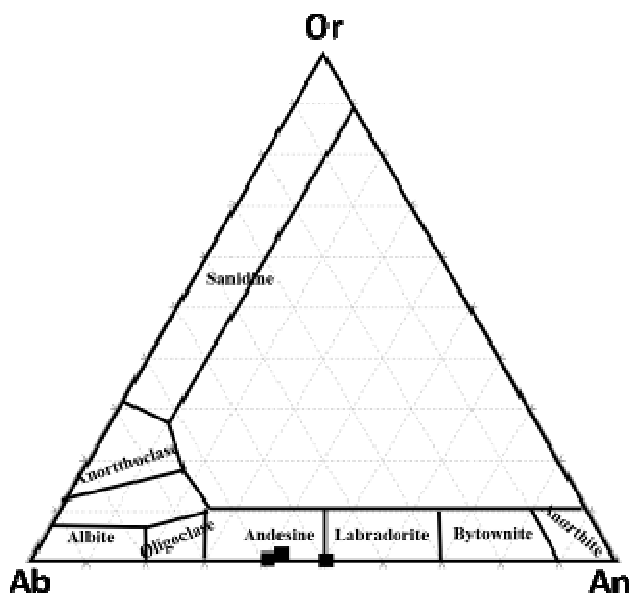
ساختاری اسفن بر اساس ۵ اتم اکسیژن محاسبه شده است. مقدار Al_2O_3 موجود در ترکیب اسفن‌های تجزیه شده بین ۲ تا ۴ درصد متغیر است. همزمان با افزایش مقدار Al، مقدار Ti روند کاهشی نشان می‌دهد که بیانگر جایگزینی Al به جای Ti است (جدول ۲). فرمول ساختاری اسفن (تیتانیت) به صورت $Ca_{1.01} Ti_{0.89} SiO_5$ است.

شیمی کانی‌های فلدسپار همزیست با اسکاپولیت

فلدسپار پتاسیم: فلدسپارهای پتاسیم دار تجزیه شده در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در نمودار سه تایی Ab-Or-



شکل ۱۴ نمودار Ab-Or-An [۲۹] و موقعیت فلدسپارهای پتاسیم موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم در آن.



شکل ۱۵ نمودار Ab-Or-An [۲۹] و موقعیت پلاژیوکلازهای موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی دهسلم در آن.

جدول ۳ نتایج تجزیه فلدسپارهای موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم.

پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	ارتوز	ارتوز	ارتوز	نام کانی
۱۸	۳۸	۴۲	۳۲	۱۰	۹	شماره نمونه
۵۷/۳۲	۰۲/۵۵	۶۰/۷۸	۶۹/۲۳	۰۴/۶۹	۹۸/۶۷	SiO ₂
۰۲/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۳/۰	۰۰/۰	TiO ₂
۲۷/۷۰	۳۱/۲۹	۲۶/۰۲	۱۹/۳۴	۸۴/۱۹	۱۸/۱۹	Al ₂ O ₃
۰۴/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰/۰۰	۰۸/۰	۰۳/۰	FeO
۰۰/۰	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۵/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	MnO
۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	MgO
۹/۰۷	۸۹/۱۰	۷/۳۲	۰۴/۰	۰۶/۰	۰۸/۰	CaO
۷/۱۰	۹۱/۵	۵/۴۱	۰/۶۶	۹۰/۰	۷۵/۰	Na ₂ O
۱۰/۰	۰۸/۰	۰/۲۲	۱۱/۹۱	۷۸/۱۱	۶۷/۱۰	K ₂ O
۱۰۱/۲۹	۲۵/۱۰۱	۹۹/۷۷	۱۰۰/۵۱	۷۳/۱۰۱	۶۹/۹۸	مجموع
۸	۸	۸	۸	۸	۸	اکسیژن
۵۴/۲	۴۵/۲	۶۹/۲	۰۷/۳	۰۳۹/۳	۰۶۴/۳	Si
۴۵/۱	۵۴/۱	۳۵/۱	۰۰/۱	۰۲۹/۱	۰۱۹/۱	Al
۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	Ti
۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	Fe
۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	Mn
۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	Mg
۰/۴۳	۵۲/۰	۳۵/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	Ca
۶۱/۰	۵۱/۰	۰/۴۶	۰۵/۰	۰۷/۰	۰۶/۰	Na
۰۰/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۶۳/۰	۶۶/۰	۶۱/۰	K
۰۴/۵	۰۳/۵	۴/۸۷	۴/۸۰	۸۱/۴	۴/۸۰	مجموع
۰/۵۴	۴۵/۰	۱/۵۱	۹۱/۴۹	۲۸/۸۹	۸۵/۸۹	Or
۵۸/۴۶	۳۴/۴۹	۵۶/۳۵	۸/۲۳	۳۱/۱۰	۵۵/۹	Ab
۴۰/۱۰	۲۰/۵۰	۴۲/۱۳	۰/۲۸	۴۰/۰	۵۹/۰	An

بحث

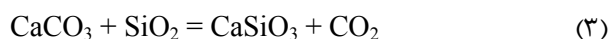
سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به همراه متابازیت‌ها، متاپریدوتیت-ها و متاپلیت‌ها در بخش شرقی مجموعه ده‌سلم رخنمون دارند. بر روی نقشه، بخش شرقی مجموعه دگرگونی ده‌سلم به عنوان مجموعه‌ای از کالک‌شیت، گارنت‌شیت و آمفیبول‌شیت توصیف شده‌است [۱۸]. بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های زمین‌شیمیایی گروهی از سیلیکات‌های آهکی بیانگر حضور اسکاپولیت، پلاژیوکلاز، ارتوز، اسفن و کلسیت هستند. اسکاپولیت ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Co}_3$) در اثر واکنش پلاژیوکلاز ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) و کلسیت (CaCO_3) و یا سیال‌های CO_2 دار در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی ایجاد می‌شود [۳۱-۳۳]:



این واکنش خشک تا حد بسیاری مستقل از فشار و ترکیب سیال است و اغلب توسط دما کنترل می‌شود و بنابراین

می‌تواند به عنوان یک دماسنج به کار رود در مجموعه اسکاپولیت - پلاژیوکلاز و در صورت مشخص بودن مقدار CO_2 و PCO_2 از تبادل‌های یون‌های Ca و Na به عنوان دماسنج استفاده می‌شود [۳۳]. اسکاپولیت‌های غنی از عضو نهایی ماریالیت در دمای بالا و طی فرآیند دگرنهادی ایجاد می‌شوند، در حالی که اسکاپولیت‌های ناشی از دگرگونی‌های درجه بالای سنگ‌های سیلیکاتی آهکی و گنیس‌های مافیک اغلب دارای ترکیب سولفات میونیت، میونیت و اسکاپولیت‌های دربردارنده $\frac{2}{3}$ میونیت یا همان میزونیت هستند [۳۴]. تشکیل اسکاپولیت‌های کلسیمی به دماهای بیش از ۷۵۰ درجه سانتی-گراد نسبت داده شده‌است [۳۴-۳۶]. میزونیت اغلب در دمای کم‌تر از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است [۳۳]. بررسی فازهای تعادلی در اسکاپولیت‌های کلسیمی نشان می‌دهد که افزایش اختلال در مقادیر Al - Si با افزایش تغییرات فشار - دما با یک شیب ملایم طی واکنش تشکیل اسکاپولیت متناسب

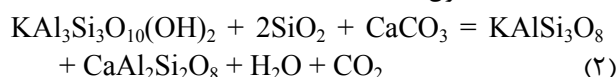
ناشی از فرآیند میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌های کنار این سنگ-ها نسبت داد. حضور ولاستونیت در رخساره آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت را می‌توان به بالا آمدگی سریع آنها در راستای یک مسیر کاهش فشار که با واکنش کربنات‌ها با سیال‌های غنی از آب همراه بوده است، نسبت داد [۲]. واکنش تشکیل ولاستونیت (CaSiO_3) در سیلیکات‌های آهکی بررسی شده در بخش جنوب شرقی مجموعه دگرگونی دهسلم به صورت زیر است:



گفتنی است که میگماتیت‌های کنار این سیلیکات‌های آهکی اغلب دربردارنده آندالوزیت‌های جایگزین شده با سیلیمانیت، ارتوز، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت هستند. دماسنجی‌های انجام شده بر این میگماتیت‌ها دمای ۶۷۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد [۱۳]. دماسنجی کلریت‌های موجود در متاپریدوتیت‌ها بیانگر دماهای ۵۰۲ تا ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد است [۱۴]. ارتباط اولیه کربنات و بازالت که در واحدهای مجموعه دگرگونی دهسلم به صورت مرزهای پیوسته قابل دیده است (شکل ۵ ب) در دو محیط زمین‌ساختی رسوبی قابل تصور است: فعالیت آتشفشانی در محیط‌هایی که حوضه‌های کربناتی گسترش دارند، مانند کرانه جزایر قوسی و یا جزایر اقیانوسی، و نیز فعالیت بازالت‌ها هنگام فروریزی یک زیرساخت کربناتی طی ریفت شدگی پوسته قاره‌ای. بنا بر این فرضیه به نظر می‌رسد که آمیخته‌های زمین‌ساختی موجود در مجموعه دهسلم در کرانه اقیانوس نئوتتیس و هنگام فروانش آن اقیانوس در زمان ژوراسیک به زیر قطعه لوت و آمیختگی سنگ‌هایی با خاستگاه اقیانوسی با نهشته‌های باقی مانده در کرانه ریفت شده لوت شکل گرفته باشد [۱۴]. این مجموعه سپس در شرایط زمین گرمایی پرشیب کمان ماگمایی نئوتتیس در کرانه لوت واقع گردیده و براساس نتایج دما و فشارسنجی در سنگ‌های متابازیت و متاپلیت، همراه با واحدهای کربنات دچار دگرگونی نوع دمای بالا - فشار پائین چون بوکان یا آبوکوما گردیده است [۱۵-۱۷].

مسیر در نظر گرفته از دگرگونی پیشرونده در مجموعه دگرگونی دهسلم نشان می‌دهد که همزمان با افزایش دما، از متابازیت‌های موجود در غرب تا ظهور آندالوزیت در این واحد شیب زمین‌گرمایی در حال افزایش است و دمایی بین ۲۱ تا ۴۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر برآورد می‌شود (شکل ۱۶).

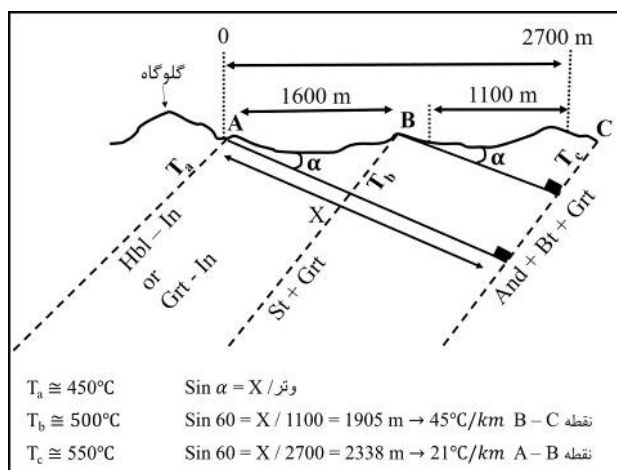
است. همچنین شیب تغییرات تعادلی کربنات‌زدایی از مثبت به منفی در جایگاه T-XCO_2 با اختلال در مقادیر $\text{Al} - \text{Si}$ متناسب است [۳۲]. طی رخداد دگرگونی پیشرونده در سنگ-های کربناتی براساس طبق واکنش زیر، میکاهای تخریبی موجود در سنگ کربنات در حضور کلسیت و کوارتز در درجه-های پایین دگرگونی به وسیله فلدسپات‌ها در درجات بالایی رخساره آمفیبولیت فوقانی جایگزین می‌شوند [۳]: (۲) پلاژیوکلازهای اولیه دارای $\text{An} = 30\%$ هستند. همزمان با افزایش Ca و درجه دگرگونی مقدار An در پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد [۳]. در نمونه‌های مورد بررسی در مجموعه دگرگونی دهسلم به سمت نمونه‌های دارای اسکاپولیت که در دما و عمق بیشتری دگرگون شده‌اند، مقدار An به بیش از ۵۰ درصد رسیده است که شاهدی بر افزایش درجه دگرگونی در این سنگ‌هاست (جدول ۳).



$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ موسکوویت و KAlSi_3O_8 فلدسپار پتاسیم است.

مجموعه دگرگونی دهسلم از نظر سنگ‌شناسی و رخدادهای دگرگونی به دو بخش شرقی (دهسلم) و غربی (گلوگاه) تقسیم می‌شود بخش شرقی شامل سنگ‌های دگرگونی با دمای بالا-فشار کم است [۱۷] که گسترش سنگ‌های ماگمایی فلسیک درون آن به بیشترین حد رسیده است. این بخش دربردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های پلیتی معرف دگرگونی در بخش فشارپایین رخساره‌های شیب‌سبز و آمفیبولیت [۱۷] معادل با سری رخساره‌ای احتمالی آبوکوما و شامل یک توالی ضخیم از مرمرها، متابازیت‌ها و پسامیت‌هایی است که شرایط دگرگونی مشابه‌ای دارند. بخش غربی مجموعه با گسترش در منطقه گلوگاه بیشتر از مجموعه ضخیمی از فیلیت‌ها، نوارها و عدسی‌هایی از آهک‌های بلوری با میان لایه‌هایی از گدازه‌های مافیک تشکیل شده‌است که ماهیت دگرگونی ضعیف‌تری از بخش شرقی دارند و به احتمال بسیار دستخوش فشار بیشتر و دمای کمتری شده‌است [۱۷].

علت تغییر همبرزایی در سیلیکات‌های آهکی بخش جنوب-شرقی که اغلب شامل ولاستونیت، دیوپسید و گارنت هستند نسبت به سیلیکات‌های آهکی که دربردارنده اسکاپولیت کلسیمی در نزدیکی توده گرانیته شاه کوه که به نظر در عمق بیشتری دگرگون شده‌اند را می‌توان به حضور سیال‌های آبدار



شکل ۱۶ شیب زمین‌گرایی محاسبه شده در بخش غربی مجموعه دگرگونی دهسلم (منطقه گلوگاه).

مراجع

- [1] Winkler H.G. F., "Petrogenesis of metamorphic rocks", 3rd Ed. Springer, Berlin, (1974), 1-334.
- [2] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, (1994) 334.
- [3] Bucher K., Graps R., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (2011) 428.
- [4] Hewitt D. A., "The metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut", Am J Sci 273A, (1973) 444 - 469.
- [5] Ferry J. M., "Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area", southcentral Maine: mineral reactions and graphical analysis, Am J Sci 276, (1976) 841-882.
- [6] Frey J. M., "Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation", Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages, JPetro19, (1978) 93 - 135.
- [7] Frank E., "Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite", Schweiz Miner Petrogr Mitt 63, (1983) 37 - 93.
- [8] Satish-Kumar M., Santosh M., Yoshida M., "Reaction textures in calc-silicates as guides to the pressure-temperature fluid history of granulite facies terrains in east Gondwana", Journal of Geosciences, Osaka city university, v. 38, Art 5, (1995) 89 - 114.
- [9] Sahandi M., "Dehsalm Geological Map 1:250000", Geological Survey of Iran, Tehran (1992).

برداشت

در بخش شرقی مجموعه دگرگونی دهسلم، مجموعه‌ای از سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به همراه متابازیت و متاپریدوتیت وجود دارند که به نظر می‌رسد که در شرایط مشابه دگرگون شده‌اند. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی بیانگر حضور کانی‌های کوارتز، کلسیت، فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز، اسفن و اسکاپولیت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی است. براساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی با ریزکاو الکترونی، اسکاپولیت‌های موجود در گروه اسکاپولیت‌های کلسیمی جای دارند و دارای ترکیب (Me% = 70 - 80) میزویت هستند. حضور همبرزایی اسکاپولیت + پلاژیوکلاز + ارتوز + تیتانیت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی بیانگر دگرگونی این سنگ‌ها در شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت است. دما - فشارسنجی متابازیت‌ها و متاپلیت‌های کنار سنگ‌های سیلیکاتی آهکی دارای اسکاپولیت نیز بیانگر دگرگونی پیشرونده تا حد رخساره گرانولیت در متابازیت‌هاست و نشان می‌دهد که سنگ‌های متابازیت و سیلیکاتی آهکی در دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده با شرایط یکسان ایجاد شده‌اند [۱۵، ۱۶]. براساس نتایج دما و فشارسنجی‌های انجام شده بر مجموعه‌های متابازیت [۱۵]، حضور مجموعه‌های متابازیت و سیلیکاتی آهکی را می‌توان به یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای ژوراسیک پسین به احتمال بسیار در موقعیت کمان ماگمایی پهنه فرورانش نئوتتیس نسبت داد [۱۵، ۱۶].

قدردانی

از پروفیسور ناکاشیما کوزو در بخش علوم‌زمین و محیط‌زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن برای انجام تجزیه‌های شیمیایی صمیمانه قدردانی می‌نمایم.

- [23] Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt J., "On the rotation of central- East Iran microplate", N.jb. Geol. Palaont. Mh 3, (1981) 108 - 192.
- [24] Reyer D., Mohaffez A., "A first contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology", Edition Techniqs Paris, (1972) 50 - 58.
- [25] Crawford A. R., "A summary of isotropic age data for Iran, Pakistan and India", Memories hors serie de la sociate geologique de France, 8, (1977) 251 - 260.
- [26] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., "Petrology of Jorassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization", J Asian Earth Sci 25, (2005) 961 - 980.
- [27] Spear F. S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths", Mineralogical society of America, monograph Series. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A, (1993) 799
- [28] Sokolva E., Hawthorne F. C., "The crystal chemistry of the Scapolite- Group minerals. Crystal structure and Long- Range order", The Canadian mineralogist, vol. 46, (2008) 1527 - 1559.
- [29] Shaw M., "The geochemistry of scapolite", Part I, Previous work and general mineralogy. J. Petrol., (1960) 218 - 261.
- [30] Teertstra D. K., Sherriff B. L., "Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite", Chem. Geol, v. 136, (1997) 233 - 260.
- [31] Evans B.W., Shaw D. R., Haughton D. M., "Scapolite stoichiometry Contrib", Mineral. Petrol, 24, (1969) 293 - 305.
- [32] Harley S. L., Buick, I. S., "Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperature-fluid histories", the Rauer Group, East Antarctica, J Petrol 33 (1992) 693 - 728.
- [33] Teertstra D. K., Sherriff B. L., "Scapolite cell parameter trends along the solid-solution series", Am. Mineral, v. 81, (1996) 169 - 180.
- [34] Hassan I., Buseck. P. R., "HRTEM Characterization of scapolite solid-solutions", Am. Mineral., v. 73, (1988) 119-134.
- [35] Baker J., Newton R. C., "Experimental determined activity- composition relations for Ca-rich scapolite in the system $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3$ at 7 kbar", Am. Mineral., v. 80, (1995) 744 - 751.
- [36] Brocker M., Fotoohi Rad Gh., Abbaslu F., Rodionov N., "Geochronology of high-grade metamorphic rocks from the Anjul area, Lut block, eastern Iran", Journal of Asian Earth Sciences. (2014) 82, PP: 151-162.
- [10] Mahmoodi SH., "Petrology of metamorphic rocks of the Dehsalm complex" (in Persian). MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (2004).
- [11] Arefnejad M., "Deformation study of Dehsalm metamorphic complex, west of Chahdashi." (in Persian). Msc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2010).
- [12] Mokhtari N., "Geochemistry of Granitoid rocks from East of Lut Block: Constraints on the nature of the crust in Eastern Iran," (in Persian). MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2012).
- [13] Bahramnejad E., "Metamorphic study of the Dehsalm complex, with a special notice to geochemistry of Garnet-Staurolite-bearing rocks, east of Lut Block," (in Persian). MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2015).
- [14] Naseri A., "Petrology of mafic and ultramafic rocks of the Dehsalm metamorphic complex," (in Persian). east of Lut Block. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2015).
- [15] Bagheri S., Biabangard H., Naseri A., Zahedi A., Kuzuo N., "Using amphibole geochemistry in tectono-metamorphic evolution of the Deh-Salm metamorphic complex," (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 24 (3) :605-618 (2016).
- [16] Bahramnejad E., Bagheri S., Ahmadi A., Zahedi A., "Progressive metamorphism in metapelites of the Deh-Salm Metamorphic Complex, east of the Lut Block, according to thermometry of Garnet-Biotite," (in Persian). Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, V. 26, NO. 102 (2017).
- [17] Mahmoudi SH., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., "Magmatic and metamorphic history of the Deh-salm metamorphic Complex, Eastern Lut Block, (Eastern Iran)", from U-Pb geochronology. In: Journal Earth Science (Geol Rundsch) V. 99, (2009) 1153 - 1165.
- [18] Naderi mighan N. and Akrami M.A. "Explanatory text of Chah-Dashi. Geological Quadrangle Map 1:100000," Geological Survey of Iran, Tehran (2005).
- [19] Akrami M.A. and Naderi mighan N. "Dehsalm Geological Map 1:100000," Geological Survey of Iran, Tehran (2005).
- [20] Hamzehpour B. Chahar-farsakh Geological Map 1:100000," Geological Survey of Iran, Tehran (2003).
- [21] Stöcklin J., Eftekhari-Nezhad J., Hushmandzadeh A., "Central Lut reconnaissance, East Iran", Geological Survey Iran, Vol. 22, (1972) 62 - 70.
- [22] Berberian M., "Structural history of Lut Zone. Geological Survey of Iran", Tehran Internal Report, Vol, 34 (1973).