



همخوانی دماسنجی ماکل دگرشکل کلسیت در سنگ‌های آهکی و زمین-دماسنجی کلریت‌های توده‌ی گابرویی سرکوبه

زینب سخایی*، علیرضا داودیان، ناهید شبانیان

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۴/۵/۱۹، نسخه نهایی: ۹۴/۸/۴)

چکیده: منطقه‌ی سرکوبه در شهرستان خمین و در بی‌ثبات‌ترین منطقه‌ی زمین‌ساختی (سندج - سیرجان) قرار گرفته است. این منطقه‌ی شامل انواع مختلفی از سنگ‌های رسوبی و آذرین از جمله سنگ‌های آهکی تجدید تبلور یافته، سنگ‌های سیلیسی و گابروها (گابرو قلیایی) هستند. کانی‌های اصلی گابروها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کدر بوده، و کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، کوارتز، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی فرعی، به علاوه کلریت، پرهنیت و آمفیبول نماینده‌ای از کانی‌های حاصل از تجزیه هستند. با توجه به بافت کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ، این سنگ‌ها دگرگون در زیر رخساره‌ی شیبست سبز تا رخساره‌ی شیبست سبز بوده‌اند. بنابر بررسی‌های سنگ نگاری انجام شده، بر روی کانی کلسیت از سنگ‌های آهکی تجدید تبلور یافته، ماکل دگرشکلی از نوع III و IV است. ماکل‌های دگرشکل دینامیکی تبلور دوباره‌ی کلسیت را که در دمای بالاتر از 200°C و حتی بیشتر از 250°C رخ داده است را نشان می‌دهند. همچنین براساس دماسنجی صورت گرفته روی کانی کلریت، دمای تبلور این کانی از 297°C تا 309°C ($17/1 \pm 30/1^{\circ}\text{C}$) تشخیص داده شده است، که با نتایج به‌دست آمده، با ماکل‌های کلسیت همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: ماکل دگرشکلی؛ زمین-دماسنجی؛ کلریت؛ سرکوبه؛ خمین؛ سندج - سیرجان.

مقدمه

که ضخامت متفاوت داشته و به سمت حاشیه بلور نازک و منشعب شده و غالباً خمیده هستند. گروه دوم به دما وابسته‌اند [۸].

یکی دیگر از روش‌های تعیین دما، استفاده از ترکیب کانیایی سنگ است یک دسته از این کانی‌ها، کانی‌های گروه کلریت است. کلریت‌ها از مهم‌ترین گروه فیلوسیلیکات‌های سنگ‌ساز هستند. گروه کلریت، گستره‌ی ترکیبی گسترده‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند بازتاب‌دهنده‌ی شرایط فیزیکوشیمیایی کانی‌هایی باشد که از آن‌ها به‌وجود آمده است [۱۰، ۹]. این کانی‌ها در طیف گسترده‌ای از دمای (400°C - 40°C) و فشار (تا چند کیلوبار) پایدار هستند [۱۱].

کلریت در محیط‌های زمین‌شناسی متعددی نظیر محیط‌های رسوبی، دگرگونی‌های درجه پایین و سنگ‌های

یکی از اهداف علم سنگ‌شناسی تعیین دماست که طی آن سنگ‌های آذرین و دگرگون تشکیل می‌شوند و یا تغییر شکل می‌دهند. روش‌های متفاوتی برای تعیین دما وجود دارد. یکی از این روش‌ها، استفاده از ماکل‌های مکانیکی (دگرشکلی) در بلور کلسیت است. بررسی ماکل کلسیت ابزار مفید و شاخصی برای تعیین میزان تنش و واتنش و بالطبع یک زمین‌دماسنج دیرین از مناطق دگرشکلی است [۱]. فرایند ماکل‌شدگی سازوکار مهمی از تغییرشکل بلور - پلاستیک است که در بلورهای کلسیت دگرشکل شده در دمای زیر 400°C رخ می‌دهد و ثبت می‌شوند [۲]، و نیز نقشی همانند تغییر مکان لغزشی بازی می‌کند [۳-۷].

بلورهای کلسیت غالباً دو گونه ماکل نشان می‌دهند: ماکل معمولی (رشدی) که مستقیم و نازک‌اند و ماکل‌های دگرشکلی

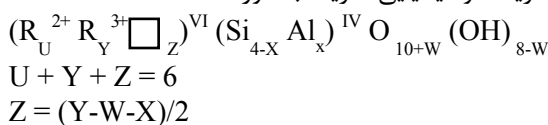
صورت گابرو (آلکالی گابرو) مشخص کرده‌اند [۲۴]. [۲۵] توده‌ی گابرویی خمین را قلیایی معرفی کرده است. روی این توده یک دگرگونی و دگرشکلی با درجه‌ی پایین اثر کرده است [۲۶] و کانی کلریت به صورت کانی تجزیه‌ای در آن به وجود آمده است. در تمامی بررسی‌های بالا به رخنمون سنگ‌های آهکی که روی این توده گابرویی قرار گرفته اشاره‌ای نشده است. در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از ریخت‌شناسی ماکل‌های کلریت در سنگ‌های آهکی که روی توده‌ی گابرویی سرکوبه قرار گرفته دمای ماکل دگرشکلی را به دست آورده و سپس به مقایسه آن با نتایج به دست آمده از دماسنجی کانی کلریت توده‌ی گابرویی پرداخته و در نهایت همخوانی تعیین دمای بین این دو روش دماسنجی را ارزیابی کنیم.

زمین‌شناسی منطقه

ناحیه‌ی مورد بررسی در استان مرکزی و در شمال شهرستان خمین قرار گرفته است. منطقه‌ی سرکوبه در حد فاصل طول-های جغرافیایی $50^{\circ}02'14/13''$ تا $50^{\circ}08'12/33''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}38'45/28''$ تا $33^{\circ}48'38/64''$ واقع شده است. چهارگوش منطقه‌ی سرکوبه با طول و عرض ۸/۶ و ۶/۶ کیلومتر، وسعتی معادل با ۵۶/۷۶ کیلومتر مربع دارد (شکل ۱). از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، منطقه‌ی سرکوبه بخشی از پهنه‌ی ساختاری سندانج - سیرجان است [۲۷]. در این پهنه سندانج-سیرجان و پهنه خرد شده چندین رخداد زمین ساختی در انتهای کرتاسه، آئوسن و میوپیوسن رخ داده است [۲۸]. در اواخر کرتاسه، برخی از سنگ‌های دگرگون با فشار-دمای متوسط و توده‌های نفوذی پهنه‌ی سندانج-سیرجان به وسیله‌ی پهنه‌های برشی کششی/راستالغز از اعماق به بالا کشیده شده‌اند. دگرشکلی بعدی هنگامی رخ داد که فلیش پالتوسن-آئوسن و لاواهای بازالتی روی حاشیه‌ی ایران چین‌خورده جایگیر شدند و پس از آن یک فاز تراستی اصلی پس از نهشت فلیش میوسن رخ داده است [۲۸]. حرکت‌های راستالغزی نیز در زمان پلیو-کواترنری رخ داده است [۲۹، ۳۰]. توده‌های آذرین بازی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۲۴] به عنوان گابرو (قلیایی گابرو) مشخص شده‌اند (شکل ۱).

دگرسان شده گرمابی یافت می‌شوند. آن‌ها بر اثر جان‌شینی کانی‌هایی که از قبل موجودند ایجاد و یا به‌طور مستقیم از محلول گرماب تن‌نشین می‌شوند [۱۲-۱۴]. کلریت یکی از شاخص‌ترین سیلیکات ورقه‌ای است و می‌تواند به عنوان کانی فراوان در سنگ‌های دگرگون و در منطقه‌ی کلریتی موجود باشد [۱۵-۲۰]. فاکتورهای مثل ترکیب شیمیایی سنگ میزبان، پارامترهای شاری مانند گریزندگی اکسیژن، فعالیت یون‌های Mg^{2+} ، غلظت سولفور، pH یا غلظت یونی که در ترکیب شیمیایی کلریت نقش تعیین‌کننده دارند [۲۱]. ساختار ایده‌آل این آلومینوسیلیکات آبدار به وسیله‌ی لایه‌های منظم متناوب هشت‌وجهی مثل بروسیت $Mg_3(OH)_6$ (که تحت عنوان ورقه‌های هیدروکسید شناخته می‌شوند) و لایه چهاروجهی-هشت‌وجهی-چهاروجهی مثل لایه‌های تالک $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ (که به عنوان لایه‌های ۲:۱ شناخته می‌شوند) معرفی شده است.

فرمول کریستالوشیمیایی کلریت به صورت:



W = 0 یا یک عدد بسیار کوچک است.

R^{2+} نشان دهنده Al^{3+} یا Fe^{3+}

\square منظور جای خالی ساختاری است.

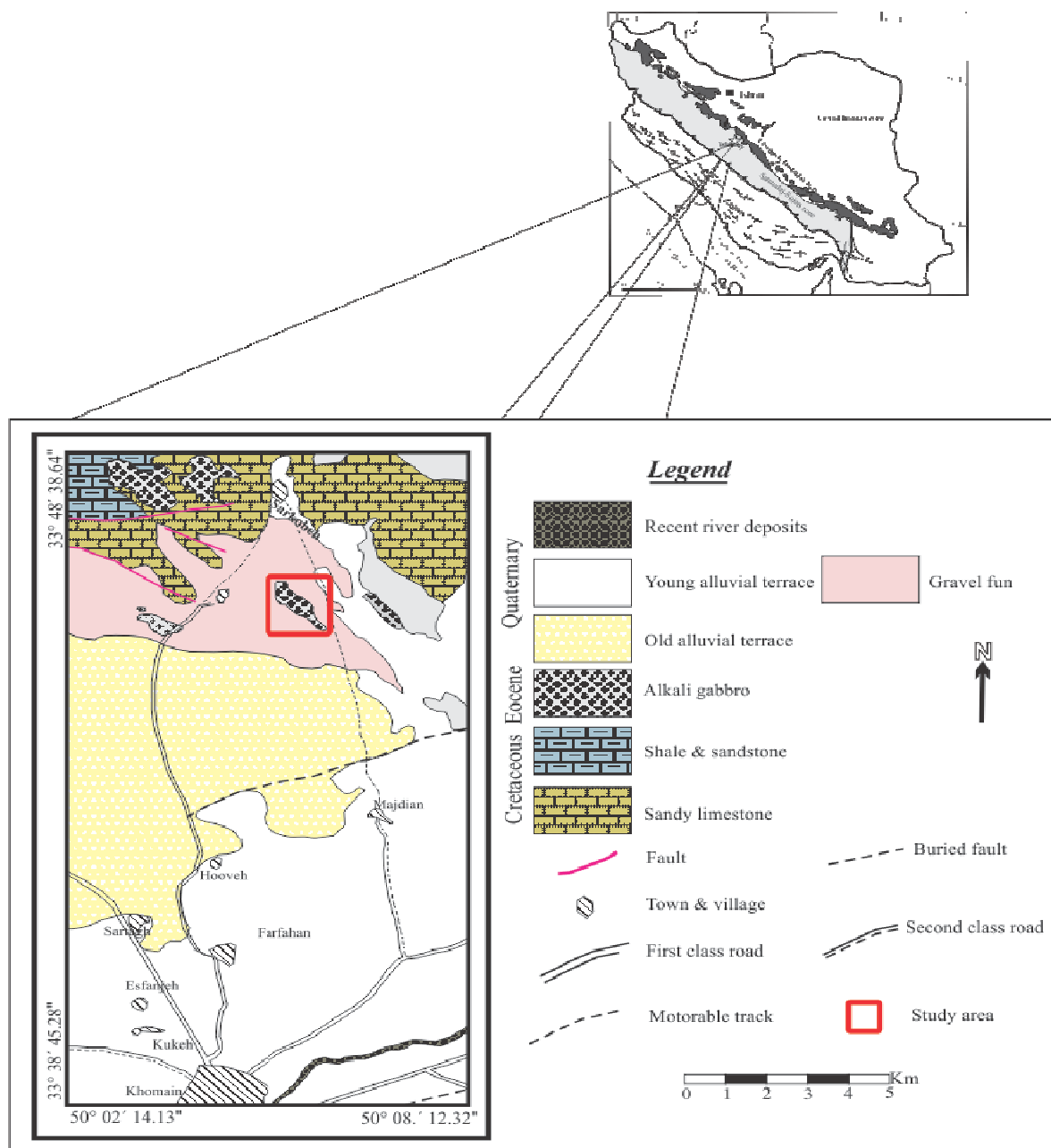
موقعیت‌های هشت‌وجهی (بالانویس VI) متفاوت از موقعیت چهاراتصال (بالانویس IV) در فرمول کلی هستند. اشغال موقعیت هشت‌وجهی نشان‌دهنده‌ی مجموع تمام کاتیون‌ها در موقعیت چهاروجهی و برابر است با $\square^{VI} = U + Y$.

معادله بالا تشکیل دهنده‌هایی مانند Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu, Li که عموماً در مقادیر اندک و در موقعیت هشت‌وجهی کلریت قرار می‌گیرند را نشان نمی‌دهد. این عناصر همراه با اجزای تشکیل‌دهنده‌ی اصلی کلریت مانند Si, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+} ، Mg به تنوع ترکیبی گسترده کلریت کمک می‌کنند. در جدول ۱ تشکیل دهنده‌های کلریت و واکنش‌های تبادل [۱۳، ۲۲] نشان داده شده است.

بررسی زمین‌شناسی ناحیه سرکوبه واقع در شمال خمین از قدیمی‌ترین بررسی‌هایی بوده که توسط [۲۳] انجام پذیرفته است. در نقشه‌ی چهارگوش زمین‌شناسی محلات با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ توده آذرین نفوذی حوالی روستای سرکوبه را به

جدول ۱ تشکیل دهنده‌های کلریت و واکنش‌های تبدیلی [۱۳، ۲۲].

	Oxide Component	Molecular Component	Exchange reaction	Exchange Vectors
1	SiO ₂	Mg ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	\square	\square
2	MgO	Mg ₆ AlSi ₃ AlO ₁₀ (OH) ₈	$(Si^{4+})^{IV}(Mg_{2+})^{VI} \leftrightarrow (Al^{3+})^{IV}(Al^{3+})^{VI}$	Al ₂ Si ₁ Mg ₋₁
3	FeO	Fe ²⁺ ₃ AlSi ₃ AlO ₁₀ (OH) ₈	$(Mg^{2+})^{VI} \leftrightarrow (Fe^{2+})^{VI}$	FeMg ₋₁
4	Fe ₂ O ₃	Fe ²⁺ ₃ Fe ³⁺ Si ₃ Fe ³⁺ O ₁₀ (OH) ₈	$(Al^{3+})^{VI} \leftrightarrow (Fe^{3+})^{VI}$	Fe ³⁺ Al ₋₁
5	Al ₂ O ₃	Al ₄ □ ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	$3(Mg, Fe^{2+})^{VI} \leftrightarrow 2(Al^{3+})^{VI} \square^{VI}$	Al ₂ (Mg, Fe ²⁺) ₋₃
6	H ₂ O	Fe ²⁺ ₄ Fe ³⁺ AlSi ₃ AlO ₁₁ (OH) ₇	$(Fe^{2+})^{VI} 2(OH)^- \leftrightarrow (Fe^{3+})^{VI} O^{2-} (OH)^-$	Fe ³⁺ O ²⁻ Fe ²⁺ ₋₁ OH ₋₁



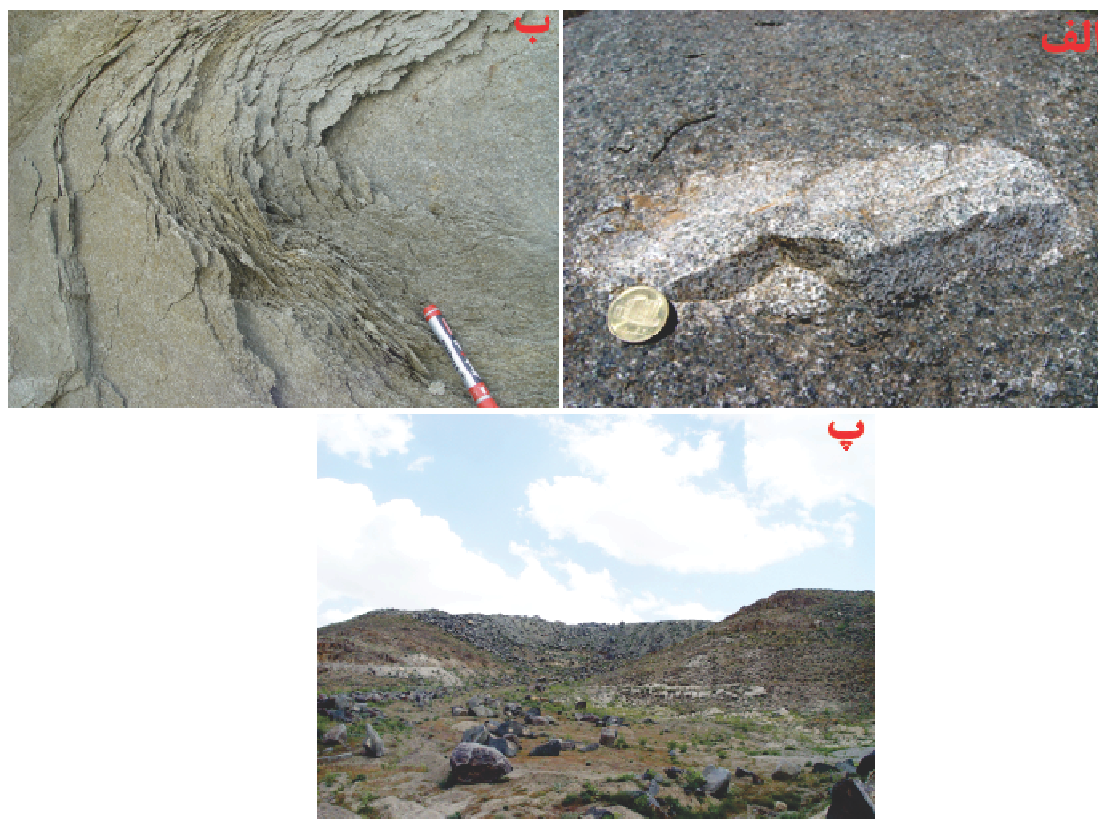
شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه سرکوبه بر پایه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مگلات [۲۴].

های آهکی در دامنه تپه‌ها مشاهده کرد (شکل ۲، پ).

روش بررسی

با بررسی‌های صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌های لازم، از آن‌ها، مقاطع نازک - صیقلی تهیه شدند و بررسی‌های سنگ نگاری با استفاده از میکروسکوپ مدل OLYMPUS - BX20 صورت گرفت. سپس مقاطع تهیه شده پس از پوشش با کربن با یک ریزپردازنده الکترونی Cameca مدل SX50 آنالیز نقطه‌ای شدند تعدادی از کانی‌ها برای تعیین ترکیب و محاسبه - ی فرمول ساختاری‌شان، در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اوکلاهاماسیتی آمریکا در شرایط ۲۰ کیلو ولت، جریان ۲۰ نانو آمپر و ۱۰ ثانیه زمان شمارش با انتخاب نقاط ۲ میکرومتری انجام گرفتند. دقت تجزیه‌ی نقطه‌ای برابر با یک صدم درصد برای اکسیدهای عناصر اصلی بوده است. آنالیز کانی‌ها با نرم‌افزار کامپیوتری PET، [۳۱] و نیز صفحات گسترده با نرم افزار Excel مورد بررسی قرار گرفتند و فرمول ساختاری کانی-ها محاسبه شد، و محاسبه‌ی مقادیر Fe^{+3} بر مبنای ملاحظات عنصرسنجی با [۳۲] انجام شد.

در این نقشه‌ها توده‌ی نفوذی به‌وسیله‌ی رسوب‌های آبرفتی پوشیده شده است. درحالی‌که در مشاهدات صحرایی روی دامنه‌ی تپه‌ها و به طور اندک گاهی خط‌الراس تپه‌ها لایه‌های نازکی از سنگ آهک و گاهی کوارتزیت دیده می‌شوند. گاهی هضم سنگ‌های آهکی و لایه کوارتزیتی به‌وسیله‌ی ماگمای بازی سبب تغییراتی در رنگ (روشن شدن) سنگ‌های توده‌ی نفوذی می‌شود و ظاهر سنگ‌ها از ملانوکرات به سمت مزوکرات تغییر می‌کند (شکل ۲، الف). با توجه به این که سنگ‌های آهکی و لایه‌ی کوارتزیتی تحت تاثیر ماگمای توده‌ی نفوذی قرار گرفته‌اند، بنابراین سنگ‌های گابرویی جوانتر بوده و با توجه به نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش محلات، سن آن‌ها پس از کرتاسه بالایی و احتمالاً ائوسن است [۲۴]. ناحیه‌ی سرکوبه بیشتر حالت تپه‌ماهوری داشته و معمولاً این توده‌های نفوذی گابرویی بخش‌های مرتفع‌تر را تشکیل می‌دهند. با توجه به این-که آب و هوای منطقه نیمه‌خشک است در اثر تخریب فیزیکی ناشی از انجماد علاوه بر فرسایش پوسته پیازی (شکل ۲، ب) واریزه‌ی سنگ‌های گابرویی را می‌توان علاوه بر واریزه‌ی سنگ



شکل ۲ الف: نمایش تغییر رنگ در سنگ‌ها، ب: فرسایش پوسته پیازی، پ: نمایش واریزه‌های سنگ‌های گابرویی و آهکی.

بررسی‌های سنگ نگاری سنگ‌های گابرویی

سنگ‌های توده‌ی نفوذی سرکوبه اصولاً بافت دانه‌ای ناهم بعد از نوع بافت‌های تداخلی میان دانه‌ای (بافت افیتیک تا ساب افیتیک) نشان می‌دهند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نسبتاً ساده بوده و شامل:

پلاژیوکلاز: از تشکیل‌دهنده‌های اصلی سنگ است که در حدود ۵۰ درصد مقاطع را تشکیل داده، که اندازه دانه‌ها غالباً متوسط بوده و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و دارای ماکل پلی‌سنتیک و آلبیتی هستند، که گاه منطقه‌بندی و آثاری از تجزیه‌ی سوسوریتی (تبدیل به مجموعه‌ای از کلریت، کلسیت و اپیدوت) را نشان می‌دهند (شکل ۳، الف).

کلینوپیروکسن: متوسط تا درشت بلور بوده و به‌صورت بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده، مقاطع عرضی دو دسته رخ عمود برهم را نشان می‌دهند، حدود ۴۰ درصد مقاطع مربوط به این کانی بوده و دارای آثار تجزیه‌شدگی از نوع اورالیتی‌شدن و کلریتی‌شدن است (شکل ۳، الف).

کانی کدر: با توجه به آنالیز EDX کانی‌های کدر از نوع ایلمنیت هستند که از متوسط بلور تا ریز بلور بوده و از نظر فرم بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی آمیبی شکل هستند و غالباً در

اثر اسفن تجزیه شده (که از نظر اندازه ریز بلور و بی‌شکل است) احاطه شده‌اند (شکل ۳، ب).

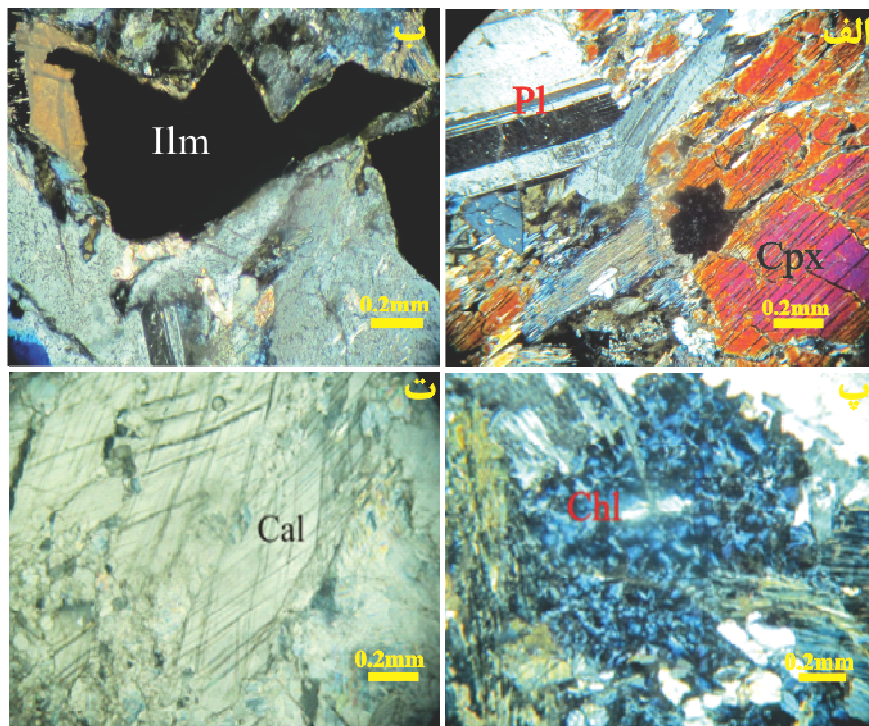
کلریت: حاصل تجزیه و دگرسانی کلینوپیروکسن است و به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و ریز تا میان بلور قابل مشاهده است. این کانی با پلئوکروئیسم ضعیف سبز کم رنگ تا سبز دارای رنگ‌های تداخلی متفاوتی است که ناشی از ترکیب آن‌ها است. رنگ‌های تداخلی از آبی جوهری تا زرد تنباکویی در تغییرند (شکل ۳، پ).

پره‌نیت: این کانی حاصل تجزیه پلاژیوکلازهاست. در مقاطع به‌صورت بی‌رنگ و به حالت رشته‌ای دیده شده و کلیواژ خوب دارد. برجستگی تقریباً بالا و دو شکستگی شدیدی دارند.

پومپله‌ایت: این کانی نیز حاصل تجزیه‌ی پلاژیوکلازهاست و دارای پلئوکروئیسم سبز کم‌رنگ تا زرد و خاموشی مایل است. برجستگی آن متوسط بوده و از نظر ماهیت به‌صورت رشته‌ای و شعاعی در مقاطع دیده شده است.

سنگ نگاری سنگ‌های آهکی

بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک هم‌بعد و چندوجهی Interlobat است.



شکل ۳ الف: کانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، ب: کانی ایلمنیت با حاشیه‌ای از اسفن، پ: کانی کلریت با رنگ تداخلی آبی جوهری، ت: کانی کلسیت، تمامی تصاویر در XPL، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ilm: ایلمنیت، Chl: کلریت و Cal: کلسیت (علائم اختصاری برگرفته از [۳۳]).

میانگین پهنای ماکل رابطه مستقیم با دما دارد به طوری که:

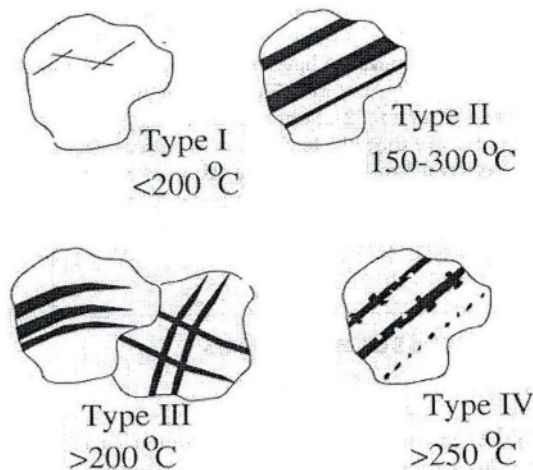
- ۱) ماکل‌های با پهنای باریک (خطوط ماکل مستقیم) کمتر از $1\ \mu\text{m}$ دمای $170 - 200^\circ\text{C}$.
- ۲) ماکل‌های با پهنای ضخیم (کمی لنزی) بیشتر از $5\ \mu\text{m}$ دمای دگرشکلی $150 - 300^\circ\text{C}$.
- ۳) ماکل با پهنای منحنی که ممکن است حتی دو ماکلی باشند و همراه با جابه‌جایی دمای بالای 200°C .
- ۴) ماکل ضخیم نامنظم همراه با مهاجرت مرز دانه دمای بالای 250°C را نشان می‌دهند.

چنانکه در شکل‌های زیر مشاهده می‌شود (شکل ۴، ۵ و ۶)، ریخت‌شناسی ماکل بلور کلسیت در سنگ‌های آهکی منطقه سرکوبه غالباً بیش‌تر از نوع سه (نوع III): خطوط ماکل انحنای پیدا کردند و صاف نیستند، پهن هستند) و نوع چهار (نوارها ضخامت یکسان ندارند بریده بریده‌اند، حالت تحلیل‌رفتگی دارند) هستند. بنابراین دمای ماکل دگرشکلی اکثراً از 200°C تا 250°C و بیش از 250°C است [۴۰].

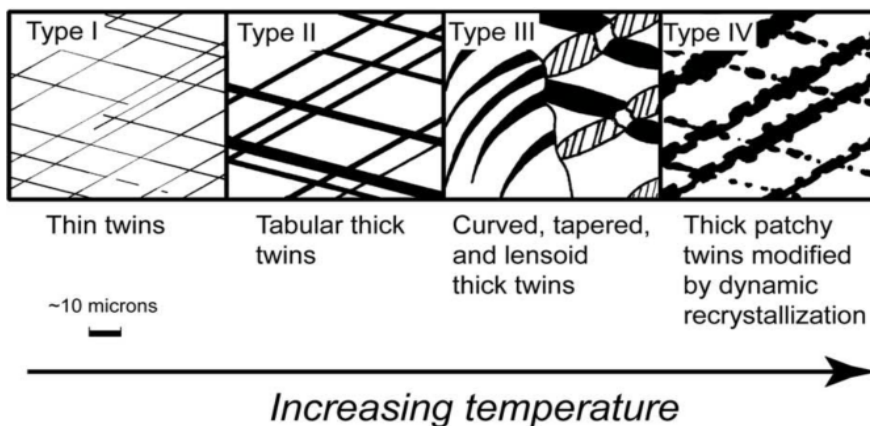
کلسیت: بلورهای کلسیت بخش اعظم سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و دارای رخ کامل هستند (شکل ۳، ت). در این سنگ‌ها بلور کلسیت دارای سمتگیری (SPO shape preferred orientation) ترجیحی است که امری طبیعی بوده و دال بر وجود تنش و تغییر شکل پلاستیک است.

بحث

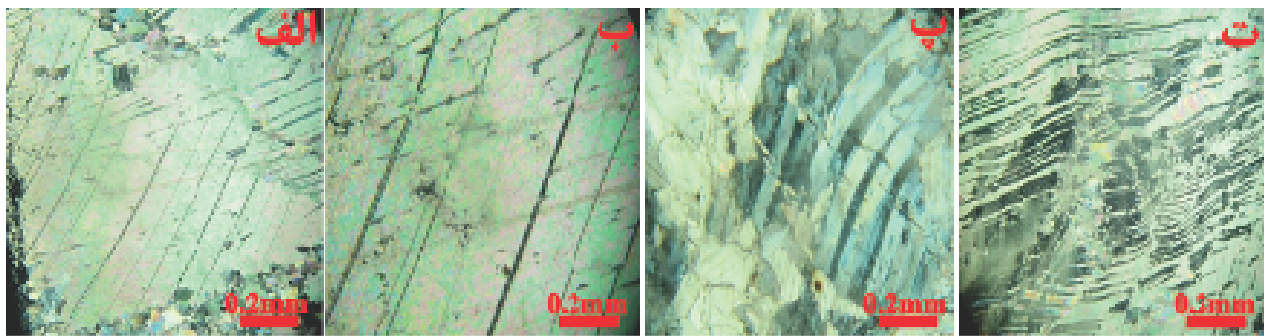
ماکل‌های دگرشکلی در بلورهای کلسیت به صورت گسترده‌ای برای تشخیص تاریخ دگرشکلی استفاده می‌شوند [۳۴]. ریخت‌شناسی ماکل کلسیت با دمای دگرشکلی کلسیت درشت دانه دگرشکل شده همخوانی دارد [۳۵-۳۷]. این بدان معناست که تعداد و اندازه ماکل در نتیجه‌ی تنش اعمال شده و شرایط دگرشکلی می‌تواند اطلاعاتی در رابطه با دمای دگرشکلی در اختیار ما قرار دهد. ریخت‌شناسی و پهنای ماکل با دما و دگرشکلی در بلورهای درشت دانه کلسیت همخوان است. کارهای صورت گرفته توسط [۲، ۴، ۳۸، ۳۹] نشان دادند که



شکل ۴ نمودار هندسی ماکل‌های دگرشکل در کلسیت و گسترش آن‌ها در دمای متفاوت [۴۰].



شکل ۵ طرح نموداری از رده‌بندی ماکل‌های دگرشکل براساس [۴].



شکل ۶ ماکل‌های چهارگانه در کانی کلسیت: الف: ماکل درجه‌ی یک، ب: ماکل درجه‌ی دو، پ: ماکل درجه‌ی سه، ت: ماکل درجه‌ی چهار.

کلریت در سنگ‌های آذرین اساساً از دگرسانی پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت ایجاد می‌شود، بنابراین ترکیب کلریت به کانی‌های آذرین اولیه وابسته است، برای مثال کلریت‌های غنی از آهن (همانند ترونجیت، دلسیت، دافنیت) معمولاً جانشین کانی‌های فرومنیزین غنی از آهن می‌شوند. علت رنگ سبز بسیاری از سنگ‌های آذرین وجود کلریت حاصل از دگرسانی سیلیکات‌های منیزین است [۴۱]. کلریت می‌تواند بصورت یک جانشین کانی‌های از قبل موجود مانند بیوتیت شود که ترکیب شیمیایی آن از طریق واکنش انحلال-ته‌نشینی دوباره کنترل می‌شود، از طرف دیگر کلریت به‌طور مستقیم می‌تواند به عنوان شکل جدیدی در دگرگونی‌ها و یا فازهای دیاژنتیکی ایجاد شود [۴۲، ۴۳]. امروزه ثابت شده است که ترکیب شیمیایی کلریت به شرایطی از تشکیل دما و فشار بستگی دارد و می‌تواند برای برآورد ترموبارومتري در زمینه‌های مختلف زمین‌شناسی استفاده شود [۴۲-۵۸].

براساس عناصر اصلی، کلریت‌ها به ۴ گروه اصلی منیزیم‌دار، آهن‌دار، آلومینیم‌دار و آلومینیم - منیزیم‌دار (کلینوکلر) رده‌بندی شوند. [۵۹] براساس نسبت $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ به میزان Si و [۶۰] براساس نسبت $Fe/(Fe+Mg+Mn)$ و میزان اتم سیلیسیم در واحد فرمول (apfu) رده‌بندی‌های جداگانه‌ای برای کلریت ارائه دادند جدول (۲). کلریت منیزیم‌دار معمولاً به رنگ خاکستری مایل به آبی مات بوده و کلریت آهن‌دار به سبز کم‌رنگ تا سبز زیتونی متفاوت است. نتایج آنالیز نقطه‌ای کلریت‌های مذکور همراه با محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها در جدول (۳) آمده است. فرمول ساختاری کلریت‌ها براساس ۱۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس این جدول میزان SiO_2 از ۲۵٫۷۲ تا ۲۶٫۲۳ و TiO_2 از ۰٫۱ تا ۰٫۱ و میزان Al_2O_3 از ۲۳٫۶۰ تا ۲۵٫۱۴ و FeO برابر با ۲۲٫۱۷ تا ۲۳٫۰۶ و میزان MgO از ۱۴٫۳۷ تا ۱۵٫۱۵ درصد وزنی در تغییرند.

جدول ۲ تقسیم‌بندی کلریت‌ها [۶۰].

Chlorite Group Mineral	$Fe/(Fe+Mg+Mn)$	Si(apfu)
Sheridanite	۰٫۰-۰٫۲۵	۲٫۴۰-۲٫۷۲
Clinochlore	۰٫۰-۰٫۲۵	۲٫۷۵-۳٫۱۰
Penninite	۰٫۲۵>	۳٫۱۰-۴٫۰
Ripidolite	۰٫۲۶-۰٫۷۵	۲٫۴۰-۲٫۷۵
Brunsvigite	۰٫۲۶-۰٫۷۵	۲٫۷۵-۳٫۱۰
Diabanite	۰٫۲۶-۰٫۷۵	۳٫۱۰-۴٫۰
Thuringite	۰٫۷۶-۰٫۱	۲٫۴۰-۲٫۷۵
Chamosite	۰٫۷۶-۰٫۱	۲٫۷۵-۴٫۰

جدول ۳ نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانی کلریت.

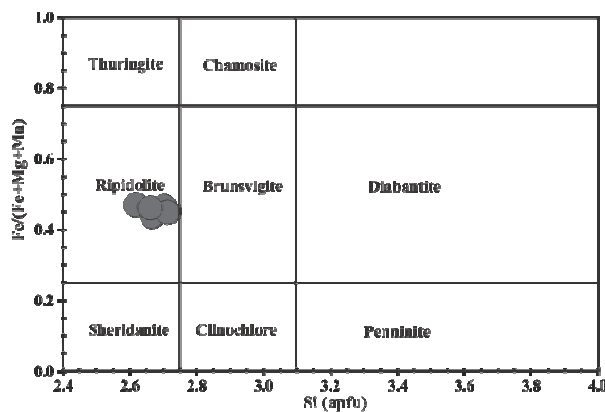
Label	D1-Chl1	D1-Chl2	D1-Chl3	D1-Chl4	D1-Chl5	D1-Chl6	D1-Chl7
SiO ₂	۲۶,۲۳	۲۵,۷۲	۲۶,۱۵	۲۶,۰۴	۲۶,۰۶	۲۵,۷۵	۲۶,۰۷
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
Al ₂ O ₃	۲۴,۳۴	۲۵,۱۴	۲۵,۱۴	۲۴,۷۶	۲۳,۶۰	۲۴,۴۲	۲۳,۶۰
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Fe ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
FeO	۲۳,۰۳	۲۲,۷۰	۲۲,۱۷	۲۲,۸۷	۲۲,۷۷	۲۲,۶۷	۲۳,۰۶
MnO	۰,۲۲	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۱	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۱۹
MgO	۱۴,۸۲	۱۴,۳۷	۱۴,۸۵	۱۴,۸۴	۱۵,۱۱	۱۴,۶۹	۱۵,۱۵
CaO	۰,۱۱	۰,۰۹	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۵
Na ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۸۸,۷۹	۸۸,۳۴	۸۸,۵۸	۸۸,۸۰	۸۷,۷۶	۸۷,۷۷	۸۸,۱۴
محاسبه بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن							
Si	۲,۶۸	۲,۶۳	۲,۶۶	۲,۶۵	۲,۶۹	۲,۶۶	۲,۶۸
Ti	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۲,۹۳	۳,۰۳	۳,۰۱	۲,۹۷	۲,۸۷	۲,۹۷	۲,۸۶
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ³	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²	۱,۹۷	۱,۹۴	۱,۸۹	۱,۹۵	۱,۹۷	۱,۹۶	۱,۹۹
Mn	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲
Mg	۲,۲۶	۲,۱۹	۲,۲۵	۲,۲۶	۲,۳۳	۲,۲۶	۲,۳۳
Ca	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
sum	۹,۸۶	۹,۸۴	۹,۸۳	۹,۸۶	۹,۸۷	۹,۸۶	۹,۸۸
Al ^{IV}	۱,۳۲	۱,۳۷	۱,۳۴	۱,۳۵	۱,۳۱	۱,۳۴	۱,۳۲
Al ^{VI}	۱,۶۰	۱,۶۷	۱,۶۷	۱,۶۳	۱,۵۶	۱,۶۲	۱,۵۵
Mg#	۰,۵۳	۰,۵۳	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۴

شده است.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 212.31\text{Al}^{\text{IV}} + 17.54$$

با استفاده از عبارت ریاضی فوق و مقادیر ارائه شده در جدول ۴، دمای تشکیل کلریت در سنگ‌های گابرویی سرکوبه براساس تغییرات در محتوای Al^{IV} ، تغییرات قابل اغماضی از دما را بین 309°C تا 297°C و به طور متوسط 301°C را نشان می‌دهد (جدول ۴) که با احتساب انحراف استاندارد مقادیر دماهای اندازه‌گیری شده، میانگین و خطا برابر با $301,1 \pm 1,7$ درجه‌ی سانتیگراد خواهد بود. با افزایش دمای تشکیل کلریت، میزان Al^{IV} افزایش می‌یابد (شکل ۸، الف) و ارتباط مستقیمی بین دما و میزان آهن هشت‌وجهی وجود دارد. همچنین ارتباط مستقیم و رابطه‌ی مثبت بین محتوای آهن و منیزیم کلریت با دما و نیز بین مقادیر این عناصر و محیط زمین ساختی و ترکیب محلول وجود دارد [۹].

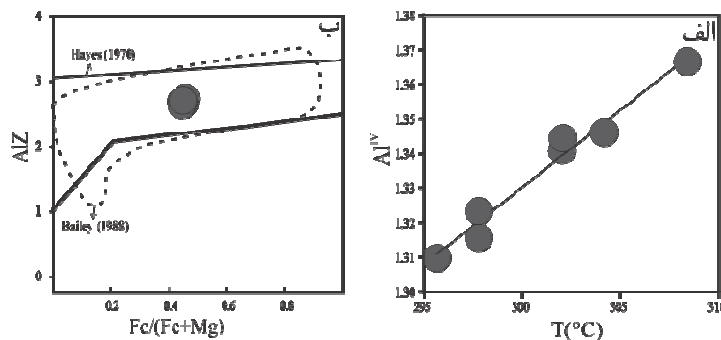
در فرمول ساختاری کلریت بین کاتیون Al^{3+} با کاتیون Si^{4+} از یک طرف و بین کاتیون‌های Fe و Mg از طرف دیگر جانشینی‌های گسترده‌ای رخ می‌دهد. به گونه‌ای که کاتیون Al می‌تواند هم در موقعیت چهاروجهی و هم موقعیت هشت‌وجهی وارد شود. در جایگاه چهاروجهی Al جانشین Si می‌شود. نسبت کاتیونی Al^{IV} بین ۱,۳۱ تا ۱,۳۷ و مقدار Al^{VI} بین ۱,۵۵ تا ۱,۶۷ تغییر می‌کند. براساس نتایج آنالیز ریزپردازشی کانی کلریت ارائه شده در جدول ۳ کلریت‌های منطقه بررسی شده و بنابر نمودار Si در مقابل $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ ، [۶۰] نمونه-ها در گستره رپیدولیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۷). از کلریت در سنگ‌های آذرین می‌توان برای تشخیص رخداد‌های گرمایی و شناخت تاریخچه گرمایی سنگ‌ها استفاده کرد [۲۰] از آنجا که بین ترکیب کلریت و دمای تشکیل آن ارتباطی وجود دارد لذا از کلریت به‌عنوان یک زمین‌دماسنج استفاده می‌شود. معادله‌ی زیر توسط [۹] برای تعیین دمای تشکیل کلریت ارائه



شکل ۷ نمودار Si نسبت به Fe/ (Fe+Mg+Mn) [۶۰].

جدول ۴ حرارت سنجی کلریت در سنگ‌های گابرویی سرکوبه بر اساس روش [۹].

$T(^{\circ}C) = 212.31Al^{IV} + 17.54$	۲۹۷٫۷۹
	۳۰۸٫۴۰
	۳۰۲٫۰۴
	۳۰۴٫۱۶
	۲۹۵٫۶۷
	۳۰۲٫۰۴
	۲۹۷٫۷۹



شکل ۸ الف: نمایش دما در برابر Al^{IV} [۹]، ب: نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al [۲۰، ۶۳].

+ کلریت + کوارتز در دمای حدود $200^{\circ}C$ تا $280^{\circ}C$ و فشار ۱ تا ۴ کیلو بار هم‌زمان به وجود می‌آیند [۶۴]. با توجه به تشکیل آمفیبول در کنار بلورهای پره‌نیت - پومپله‌ایت و کلریت، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در مرحله‌ی گذر از زیر رخساره شیست سبز به شیست سبز قرار گرفته‌اند [۲۶]. پره‌نیت در فشار کمتر از ۳ کیلو بار و پومپله‌ایت در فشار کمتر از ۶ کیلو بار و در دمای حدود $280 \pm 30^{\circ}C$ تخریب و به مجموعه آمفیبول + اپیدوت + کلریت، آلبیت و کوارتز تبدیل می‌شود. بنابراین سنگ‌های گابرویی مورد بررسی تحت تاثیر دگرگونی با درجه پایین در گستره فشاری ۳-۶ کیلو بار و دمای حدود $280 \pm 30^{\circ}C$ قرار گرفته‌اند و در مراحل ابتدایی گذر و ورود به رخساره شیست سبز (مراحل آغازین دگرگونی) هستند [۶۴].

بر اساس نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر AlZ (آلومینیم با هم‌ارایی چاروچی)، (شکل ۸، ب) دو میدان با خطوط ممتد و منقطع به نمایش گذاشته شده است. روی نمودار میدان نشان داده شده با خطوط ممتد توسط [۶۱] و گستره‌ی مشخص شده با خط تیره توسط [۶۲] ارائه شده‌اند که نشانگر محل قرارگیری کلریت‌های پایدار در سنگ‌های دگرگون و در نهشته‌های معدنی گرماب با دمای متوسط تا بالا که مقدار AlZ بالایی دارند، هستند. نمونه‌های مورد بررسی دارای مقدار بالایی از AlZ بوده و در گستره‌ی کلریت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند [۲۰، ۶۳]. از طرف دیگر وجود کانی‌های کلریت و پره‌نیت و آمفیبول (اکتینوت) در سنگ‌هایی با ساختار آذرین نشان‌دهنده‌ی این است که سنگ تحت تاثیر دگرگونی با درجه‌ی ضعیف قرار گرفته است. مجموعه پره‌نیت + پومپله‌ایت

برداشت

در ناحیه سرکوبه در شمال خمین، توده‌ی گابرویی وجود دارد که به درون سنگ‌های آهکی و لایه‌های کوارتزیته‌ی نفوذ کرده است. این منطقه تحت تاثیر دگرشکلی دینامیکی ضعیف قرار گرفته که سبب ایجاد ماکل‌های دگرشکلی در سنگ‌های آهکی و ایجاد ماکل‌های خمیده در پلاژیوکلازهای توده گابرویی به-همراه تغییرات کانی‌شناسی گشته‌اند. به‌طوری که در گابروهای مذکور کلریت، پرهنیت و آمفیبول در اثر تجزیه و به عبارت بهتر دگرگونی ضعیف ایجاد شده است. دمای تشکیل مجموعه کانی‌های کلریت، پرهنیت و آمفیبول در سنگ‌های گابرویی سرکوبه حدود 280 ± 30 سانتی‌گراد بوده و در مراحل ابتدایی گذر و ورود به رخساره‌ی شیبست سبز هستند و دمای دگرشکلی ماکل‌های کلسیت در سنگ‌های مرمر که بیشتر از نوع سه و چهار بودند بیانگر دمای 200 سانتی‌گراد تا بالای 250 سانتی‌گراد است. برطبق دماسنجی کانی کلریت دمای تشکیل این کانی نیز از $297-309^\circ\text{C}$ ($301.1 \pm 1.7^\circ\text{C}$) در تغییر است. همخوانی نتایج به‌دست آمده از توده گابرویی و سنگ‌های آهکی نشان‌دهنده‌ی یک دگرگونی و دگرشکلی دینامیکی با درجه‌ی پایین در منطقه سرکوبه است.

مراجع

- [7] Astafurova E.G., Chumlyakov Y.I., "Strain hardening upon twinning of [111], [144], and [011] single crystals of hadfield steel", *Physics of Metals and Metallography* 108 (2009) 510–518.
- [8] Blenkinsop T., "Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks", Kluwer Academic Publishers, New York (2002).
- [9] Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91 (1985) 235-244.
- [10] Cathelineau M., "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", *Clay Minerals* 23 (1988) 471–485.
- [11] Martinez-Serrano R. G., Dubois M., "Chemical variations in chlorite at the Los Humeros geothermal system, Mexico", *Clays and Clay Minerals* 6 (1998) 615-628.
- [12] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", 2nd edition, Longman, London (1992).
- [13] Caritat P. D., Hutcheon I., Walshe J. L., "Chlorite geothermometry: a review", *Clays and Clay Minerals* 41 (1993) 219-239.
- [14] Klein E.L., Koppe J. C., "Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the paleoproterozoic Caxias deposit, Sao Luis craton, northern Brazil", *Geochimica Brasiliensis* 14 (2000) 219-232.
- [15] A'rkai P., Mata M. P., Giorgetti G., Peacor D. R., To'th M., "Comparison of diagenetic and low-grade metamorphic evolution of chlorite in associated metapelites and metabasites: an integrated TEM and XRD study", *Journal of Metamorphic Geology* 18 (2000) 531-550.
- [16] Willner A. P., Hervé F., Massonne H., "Mineral chemistry and pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile", *Journal of Petrology* 41(3) (2000) 309-330.
- [17] Moazzen M., "Chlorite-chloritoid-garnet equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, southern IRAN", *Iranian Journal of Science and Technology. Transaction A*, 28 (A1) (2004) 65-78.
- [18] Guidotti C. V., Sassi F. P., Comodi P., Zanazzi P. F., Blencoe J. G., "Slaty cleavage: does the crystal chemistry of layer silicates play a role in its development?", *The Canadian Mineralogist* 43(1) (2005) 311-325.
- [19] Lee S. S., Guggenheim S., Dyar M. D., Guidotti C. V., "Chemical composition, statistical analysis of the unit cell, and electrostatic modeling of the structure of Al-saturated chlorite from
- [1] Barber D.J., Wenk H.R., Gomez-Barreiro J., Rybacki E., Dresen G., "Basal slip and texture development in calcite: new results from torsion experiments", *Physics and Chemistry of Minerals* 34 (2007) 73–84.
- [2] Ferrill D.A., Morris A.P., Evans M.A., Burkhard M., Groshong R.H. Jr., Onasch C.M., "Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer", *Journal of Structural Geology* 26 (2004) 1521–1529.
- [3] Turner F.J., Griggs D., Heard H.C., "Experimental deformation of calcite crystals", *Geological Society of America Bulletin* 65 (1954) 883–934.
- [4] Burkhard M., "Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review", *Journal of Structural Geology* 15 (1993) 351-368.
- [5] Barnett M.R., "Twinning and the ductility of magnesium alloys", *Materials Science and Engineering A* 464 (2007) 1–7.
- [6] Beyerlein I. J., Tomé C.N., "Adislocation-based constitutive law for pure Zr including temperature effects", *International Journal of Plasticity* 24 (2008) 867–895.

- [31] Dachs E., "PET: Petrological elementary tools for mathematica: an update", Computers and Geoscience 30 (2004) 173-182.
- [32] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-437.
- [33] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [34] Rybacki E., Evans B., Janssen A., Wirth R., Dresen G., "Influence of stress, temperature, and strain on calcite twins constrained by deformation experiments", Journal tectonophysics 21(4) (2013) 17.
- [35] Turner F. J., "Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles", American Journal Science 251 (1953) 276-298.
- [36] Janssen C., Romer R. L., Hoffmann-Rothe A., Kesten, D., Al-Zubi H., "The Dead Sea transform: evidence for a strong fault?", Journal of Geology 112 (2004) 561-575.
- [37] Lacombe O., "Calcite twins, a tool for tectonic studies in Thrust Belts and Stable Orogenic Forelands", Oil and Gas Science and Technology 65 (6) (2010) 809-838.
- [38] Ferrill D. A., "Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone", Journal of Structural Geology 13 (1991) 667-675.
- [39] Ferrill D. A., "Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestone", Tectonophysics 285 (1998) 77-86.
- [40] Passchier C. W., Trouw R. A. J., "Atlas of Mylonites - and related microstructures", 2nd edition, Springer, Verlag. Berlin (2010).
- [41] Hurlbut J., Klein C., "Manual of mineralogy", John Wiley. Newyork (1977).
- [42] Lanari P., Guillot S., Schwartz S., Vidal O., Tricart P., Riel N., Beyssac O., "Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: evidence from P-T estimates in the Briançonnais Zone houille`re (France—Western Alps)", Journal of Geodynamic 56-57 (2012) 39-54.
- [43] Lanari P., Wagner Th., and Vidal O., "A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: applications to P-T sections and geothermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 167 (2014) 968.
- metamorphosed rocks", American Mineralogist, 92(5-6) (2007) 954-965.
- [20] Shabani T. A. A., "Mineral Chemistry of Chlorite Replacing Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachians", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 20 (3) (2009) 265-275.
- [21] Ciesielczuk J., "Chlorite from hydrothermally altered Strzelin and Borow granites (the for Sudetic block) An attempt of chlorite geothermometry application", Mineralogical Society of Poland – Special Parers 20 (2002) 74-76.
- [22] Walshe J. L., "A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems", Economic. Geology 81 (1986) 681-703.
- [23] Thiele O., "Zum alter der metamorphose in Zentral Iran", Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 58 (1966) 87-101.
- [۲۴] زمانی پدرام م.، حسینی ح.، شیخ الاسلامی م.ر.، هفت لنگ ر.، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش محلات با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۶).
- [۲۵] اکبری م.، نصرافهانی ع.، امامی ه.، وهابی مقدم ب.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی شمال خمین و بررسی پتانسیل معدنی منطقه مورد مطالعه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد خوراسگان، ۱۳۸۸ ص ۱-۱۴۶.
- [۲۶] سخایی ز.، داودیان دهکردی ع ر.، شبانیان بروجنی ن.، پایداری م.، "ژئوشیمی و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های بازیک غرب سرکوبه (شمال خمین)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، (۱۳۹۳) ص.۱-۱۱۷.
- [۲۷] آقابات‌ی ع.، ۱۳۸۵، "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، (۱۳۸۵) ص ۱-۵۸۶.
- [28] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401-419.
- [29] Braud J., "Les formations du Zagros dans la re`gion de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux", Comptes Rendus Academie Sciences 271(1970) 1241-1244.
- [30] Talebian M., Jackson J., "Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone", Geophysical Journal International 150 (2002) 422-439.

- Palaeoproterozoic West African craton*", Nature geoscience 5 (2012) 60–65.
- [54] Grosch E. G., Vidal O., Abu-Alam T., McLoughlin N., "PTconstraints on the metamorphic evolution of the Paleoproterozoic Kromberg type-section, Barberton Greenstone Belt, South Africa", Journal Petrology 53 (2012) 513–545.
- [55] Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O., "A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions", Contributions Mineralogy Petrology 165 (2013a) 723–735.
- [56] Pourteau A., Sudo M., Candan O., Lanari P., Vidal O., Oberhänsli R., "Neotethys closure history of Anatolia: insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T estimation in high pressure metasedimentary rocks", Journal Metamorphic Geology 31 (2013) 585–606.
- [57] Cantarero, I., Lanari P., Vidal O., Alias G., Trave' A., Baque's V., "Long-term fluid circulation in extensional faults in the central catalan coastal ranges: P-T constraints from neoformed chlorite and K-white mica", International Journal Earth Science. doi:10.1007/s00531-013-0963-8 (2013).
- [58] Lanari P., Rolland Y., Schwartz S., Vidal O., Guillot S., Tricart P., Dumont T., "P-T-t estimation of syn-kinematic strain in low-grade quartz-feldspar bearing rocks using thermodynamic modeling and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques: example of the Plande- Phasy shear zone unit (Briançonnais Zone, Western Alps)", Terra Nova. doi:10.1111/ter (2013b) 12079.
- [59] Hey M. H., "A new review of the chlorites", Mineralogical Magazine 30 (1954) 277- 292.
- [60] Foster, M. D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", United States Geological Survey Professional 354 – B (1962) 1–146.
- [61] Hayes J. B., "Polytypism of chlorite in sedimentary rocks", Clays Clay Mineralogy 18 (1970) 285-306.
- [62] Bailey S. W., "Chlorites: Structures and crystal chemistry. In *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. S. W. Bailey (ed)", Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy 19 (1988) 347-403.
- [63] Abdel Fattah M., Abdel Rahman M. A., "Chlorites of igneous rocks: mineral chemistry and paragenesis", Mineralogical Magazine 59 (1995) 129-141.
- [64] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Springer, Verlag, Berlin, Heidelberg (2002).
- [44] De Andrade V., Vidal O., Lewin E., O'Brien P., Agard P., "Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections: an optimized method and examples", Journal Metamorphic Geology 24 (2006) 655–668.
- [45] Yamato P., Agard P., Burov E., Le Pourhiet L., Jolivet L., Tiberi C., "Burial and exhumation in a subduction wedge: mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps)", Journal Geophysical Research 112: (2007) B07410.
- [46] Schwartz, S., Tricart, P., Lardeaux, J. M., Guillot, S. and Vidal, O., "Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge (Queyras Schistes lustrés, western Alps): evidences for tilting during Alpine collision", Geological Society of America Bulletin 121 (2009) 502–518.
- [47] Tarantola A., Mullis J., Guillaume D., Dubessy J. de Capitani C., Adbelmoula M., "Oxidation of CH_4 to CO_2 and H_2O by chloritization of detrital biotite at 270 C in the external part of the Central Alps, Switzerland", Lithos 112 (2009) 497–510.
- [48] Plissart, G., Femenias, O., Maruntiu, M., Diot, H., Demaiffe, D., "Mineralogy and geothermometry of grabbro-derived listevenites in the Tisovita-Iutu ophiolite, Southwestern Romania", Canadian Mineralogist 47 (2009) 81–105.
- [49] Saravanan, C. S., Mishra, B. and Jairam, M. S., "P-T conditions of mineralization in the Jonnagiri granitoid-hosted gold deposit, eastern Dharwar Craton, southern India: constraints from fluid inclusions and chlorite thermometry", Ore Geology Reviews 36: (2009) 333–349.
- [50] Inoue A., Meunier A., Patrier-Mas P., Rigault C., Beaufort D., Vieillard P., "Application of chemical geothermometry to lowtemperature trioctahedral chlorites", Clays Clay Minerals 57 (2009) 371–382.
- [51] Inoue A., Kurokawa K., Hatta T., "Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal system, southwestern Hokkaido, Japan", Research Geology 60 (2010) 52–70.
- [52] Verlaquet A., Goffé' B., Brunet F., Poinssot C., Vidal O., Findling N., Menut D., "Metamorphic veining and mass transfer in a chemically closed system: a case study in Alpine metabauxites (western Vanoise)", Journal Metamorphic Geology 29 (2011) 275–300.
- [53] Ganne J., de Andrade V., Weinberg R. F., Vidal O., Dubacq B., Kagambega N., Naba S., Baratoux L., Jessell M., Allibon J., "Modern-style plate subduction preserved in the