



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

زینب سخایی^{*}، علیرضا داوودیان، 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 (سنندج - 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 قلیابی) 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 شیست سبز تا رخساره‌ی شیست 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 دماسنجدی صورت گرفته روی کانی کلریت، دمای تبلور این کانی از 297°C تا 309°C ($301.7 \pm 1.1^{\circ}\text{C}$) تشخیص داده شده است، که با نتایج به دست آمده، با دمای دگرشکلی در ماکل‌های کلسیت همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: ماکل دگرشکلی؛ زمین-دماسنجدی؛ کلریت؛ سرکوبه؛ خمین؛ سنندج - سیرجان.

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 کانیابی سنگ است یک دسته از این کانی‌ها، کانی‌های گروه کلریت است. کلریتها از مهم‌ترین گروه فیلوسیلیکات‌های سنگساز هستند. گروه کلریت، گسترده‌ی ترکیبی گسترده‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند بازتاب‌دهنده‌ی شرایط فیزیکوشیمیایی کانی‌هایی باشد که از آن‌ها به وجود آمده است [۹]. این کانی‌ها در طیف گسترده‌ای از دمای 400°C - 40° و فشار (تا چند کیلوبار، پایدار هستند [۱۱].

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

مقدمه

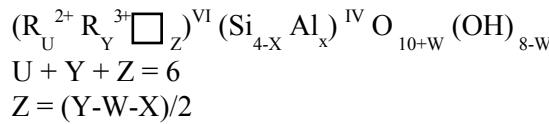
یکی از اهداف علم سنگ‌شناسی تعیین دماست که طی آن سنگ‌های آذرین و دگرگون تشکیل می‌شوند و یا تغییر شکل می‌دهند. روش‌های متفاوتی برای تعیین دما وجود دارد. یکی از این روش‌ها، استفاده از ماکل‌های مکانیکی (دگرشکلی) در بلور کلسیت است. بررسی ماکل کلسیت ابزار مفید و شاخصی برای تعیین میزان تنفس و اوتانس و بالطبع یک زمین دماسنجدیرین 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

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۸۳۹۳۵، نمایش: ۰۳۸۳۲۳۲۴۴۲۳، پست الکترونیکی: zeynab.sakhaei@gmail.com

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 آمده است. کلریت سیلیکات ورقه‌ای است و می‌تواند به عنوان کانی فراوان در سنگ‌های دگرگون و در منطقه‌ی کلریتی موجود باشد [۲۰-۱۵]. فاکتورهایی مثل ترکیب شیمیایی سنگ میزبان، پارامترهای شاری مانند گریزندگی اکسیژن، فعالیت یون‌های Mg^{2+} , pH یا غلظت سولفور، pH یا غلظت یونی که در ترکیب شیمیایی کلریت نقش تعیین‌کننده دارد [۲۱]. ساختار ایده‌آل این آلومینوسیلیکات آبدار به‌وسیله‌ی لایه‌های منظم متناوب هشت‌وجهی مثل بروسیت $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$ (که تحت عنوان ورقه‌های هیدروکسید شناخته می‌شوند) و لایه چهاروجهی- هشت‌وجهی- چهاروجهی مثل لایه‌های $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ (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 چهاراتصالی (بالانویس IV) در فرمول کلی هستند. اشغال موقعیت هشت‌وجهی نشان دهنده‌ی مجموع تمام کاتیون‌ها در

$$\square = U + Y + W$$

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

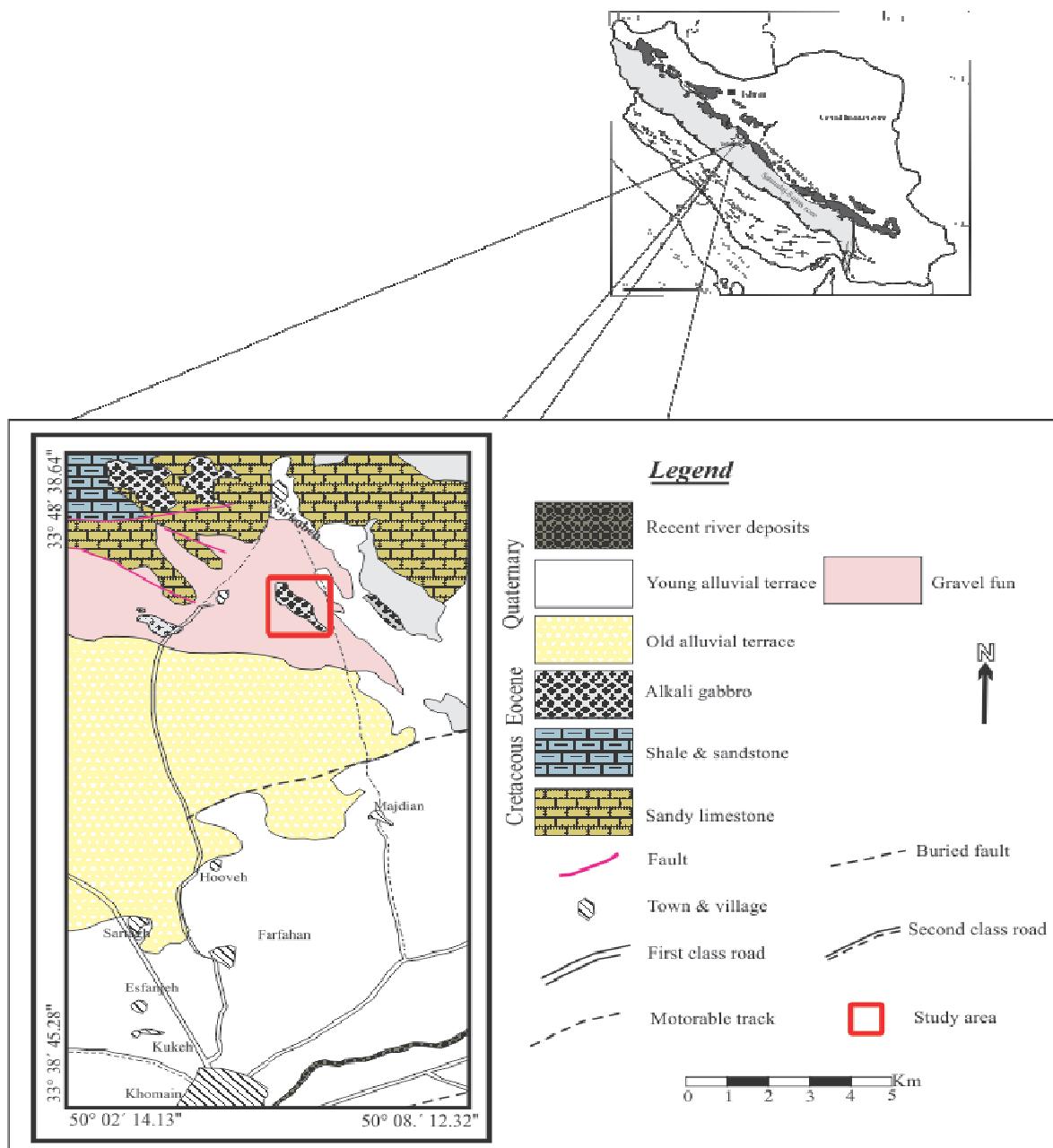
بررسی زمین‌شناسی ناحیه سرکوبه واقع در شمال خمین از قدیمی ترین بررسی‌هایی بوده که توسط [۲۳] انجام پذیرفته است. در نقشه‌ی چهارگوش زمین‌شناسی محلات با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ توده آذرین نفوذی حوالی روستای سرکوبه را به

زمین‌شناسی منطقه

ناحیه‌ی مورد بررسی در استان مرکزی و در شمال شهرستان خمین قرار گرفته است. منطقه‌ی سرکوبه در حد فاصل طول-های جغرافیایی "۱۴°۱۳'۰۰" تا "۱۲°۳۲'۵۰" و عرض-های جغرافیایی "۳۸°۴۸'۲۸" تا "۳۳°۳۸'۶۴" واقع شده است. چهارگوش منطقه‌ی سرکوبه با طول و عرض ۸/۶ و ۶ کیلومتر، وسعتی معادل با ۵۶/۷۶ کیلومترمربع دارد (شکل ۱). از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، منطقه‌ی سرکوبه بخشی از پهنه‌ی ساختاری سندج- سیرجان است [۲۷]. در این پهنه سندج- سیرجان و پهنه خرد شده چندین رخداد زمین ساختی در انتهای کرتاسه، ائوسن و میوپلیوسن رخ داده است [۲۸]. در اواخر کرتاسه، برخی از سنگ‌های دگرگون با فشار- دمای متوسط و توده‌های نفوذی پهنه‌ی سندج- سیرجان به‌وسیله‌ی پهنه‌های برشی کششی/ راستالغز از اعماق به بالا کشیده شده‌اند. دگرشکلی بعدی هنگامی رخ داد که فلیش پالکوسن- ائوسن و لاوهای بازالتی روی حاشیه‌ی ایران چین خورده جایگیر شدند و پس از آن یک فاز تراستی اصلی پس از نهشت فلیش میوسن رخ داده است [۲۸]. حرکت‌های راستالغز نیز در زمان پلیو- کواترنری رخ داده است [۳۰، ۲۹]. توده‌های آذرین بازی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۲۴] به عنوان گابرو (قلیایی گابرو) مشخص شده‌اند (شکل ۱).

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

Oxide Component	Molecular Component	Exchange reaction	Exchange Vectors
1 SiO_2	$\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	\square	\square
2 MgO	$\text{Mg}_6\text{AlSi}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_8$	$(\text{Si}^{4+})^{\text{VI}}(\text{Mg}_{2+})^{\text{VI}} \leftrightarrow (\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}}$	$\text{Al}_2\text{Si}_{1-\text{Mg}}_{\text{-}1}$
3 FeO	$\text{Fe}^{2+}_3\text{AlSi}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_8$	$(\text{Mg}^{2+})^{\text{VI}} \leftrightarrow (\text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}$	$\text{FeMg}_{\text{-}1}$
4 Fe_2O_3	$\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	$(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}} \leftrightarrow (\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}$	$\text{Fe}^{3+}\text{Al}_{\text{-}1}$
5 Al_2O_3	$\text{Al}_4\square_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	$3(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} \leftrightarrow 2(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}}\square^{\text{VI}}$	$\text{Al}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_{\text{-}3}$
6 H_2O	$\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+}\text{AlSi}_3\text{AlO}_{11}(\text{OH})_7$	$(\text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}2(\text{OH})^- \leftrightarrow (\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}\text{O}^{2-}(\text{OH})^-$	$\text{Fe}^{3+}\text{O}^{2-}\text{Fe}^{2+}_{\text{-}1}\text{OH}_{\text{-}1}$



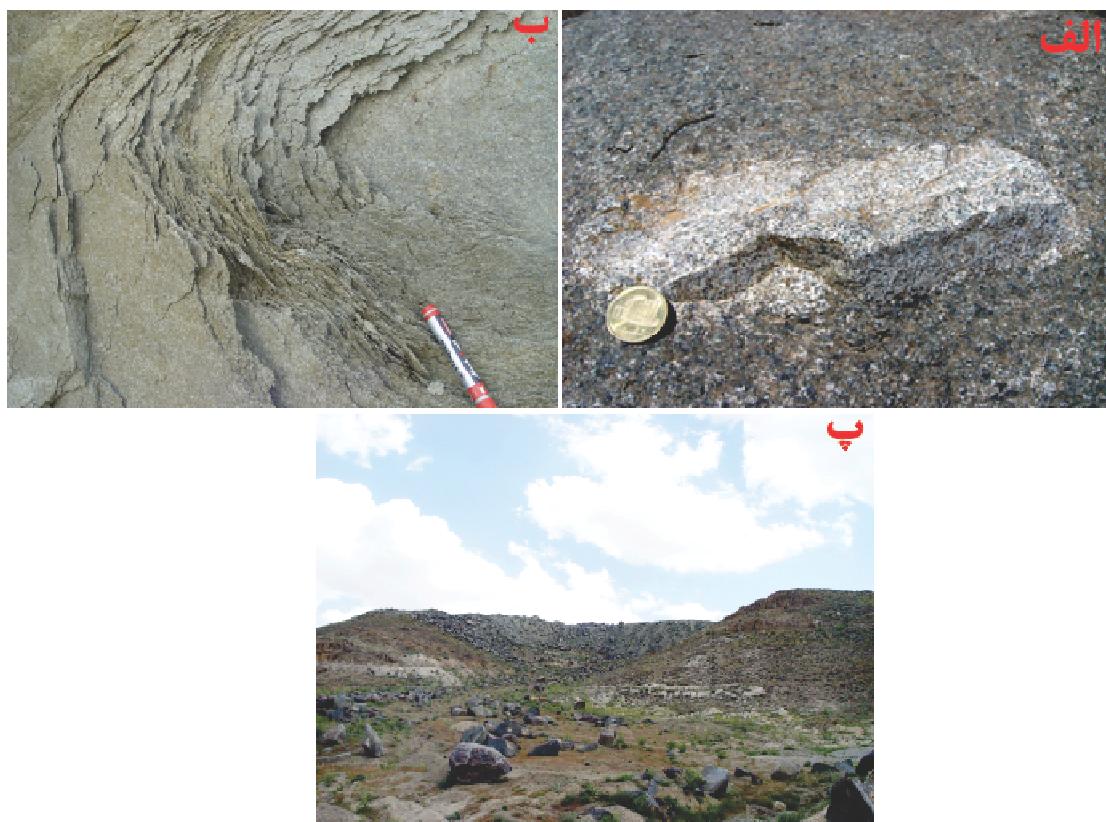
شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از منطقه سرکوبه بر پایه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۲۴].

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 OLYMPUS – BX20 – با استفاده از میکروسکوپ مدل SX50 آنالیز صورت گرفت. سپس مقاطع تهیه شده پس از پوشش با کربن با یک ریزپردازنده‌ی الکترونی Cameca مدل آنالیز SX50 آنالیز نقطه‌ای شدند تعدادی از کانی‌ها برای تعیین ترکیب و محاسبه‌ی فرمول ساختاری‌شان، در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اوکلاهوماستی 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 نرم افزار کامپیوتري PET، [۳۱] و نیز صفحات گسترشده با نرم افزار Excel مورد بررسی قرار گرفتند و فرمول ساختاری کانی‌ها محاسبه شد، و محاسبه‌ی مقدار Fe⁺³ بر مبنای ملاحظات عنصرسنجی با [۳۲] انجام شد.

در این نقشه‌ها توده‌ی نفوذی بهوسیله‌ی رسوب‌های آبرفتی پوشیده شده است. در حالی‌که 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 مامگمای 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 لایه کوارتزیتی تحت تاثیر مامگمای 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 عموماً این توده‌های نفوذی گابرویی بخش‌های مرتفع‌تر را تشکیل می‌دهند. با توجه به این‌که 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.

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 جوهري تا زرد تنباکویی در تغییرند (شکل ۳، پ).

پرهنیت: این کانی حاصل تجزیه پلازیوکلاز هاست. در مقاطع به صورت بی‌رنگ و به حالت رشته‌ای دیده شده و کلیواژ خوب دارد. بر جستگی تقریباً بالا و دو شکستگی شدیدی دارند.

پومپله‌ایت: این کانی نیز حاصل تجزیه پلازیوکلاز هاست و دارای پلئوکروئیسم سبز کم‌رنگ تا زرد و خاموشی مایل است. بر جستگی آن متوسط بوده و از نظر ماهیت به صورت رشته‌ای و شعاعی در مقاطع دیده شده است.

سنگ‌نگاری سنگ‌های آهکی

بافت این سنگ‌ها گرانولblastیک هم‌بعد و چندوجهی Interlobat است.

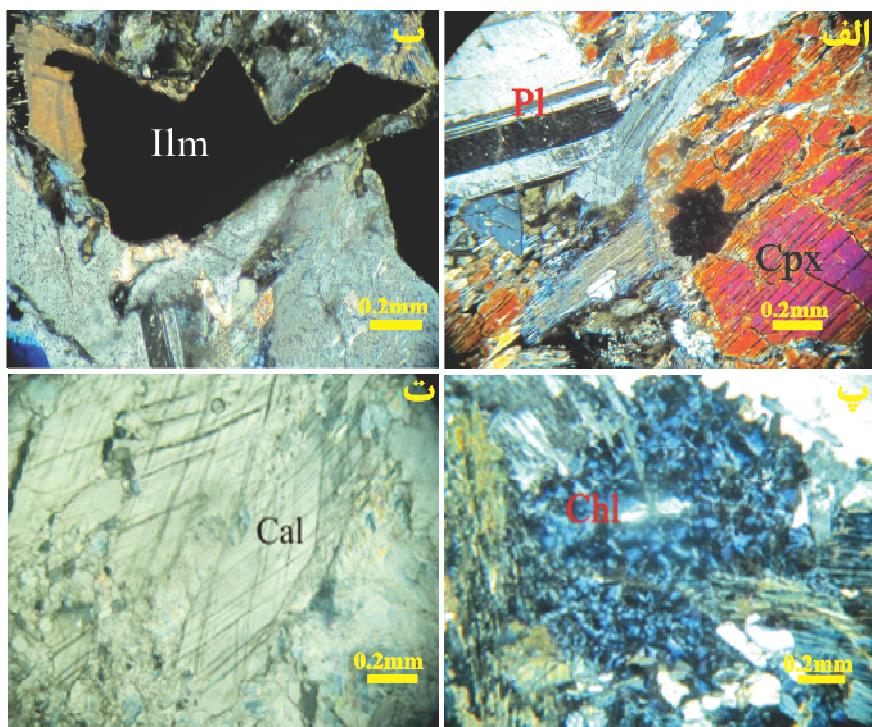
بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های گابرویی

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:

پلازیوکلاز: 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 پلی‌سنتتیک و آلبیتی هستند، که گاه منطقه‌بندی و آثاری از تجزیه‌ی سوسوریتی (تبديل به مجموعه‌ای از کلریت، کلسیت و اپیدوت) را نشان می‌دهند (شکل ۳، الف).

کلینوپیروکسن: متوسط تا درشت بلور بوده و به صورت 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



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

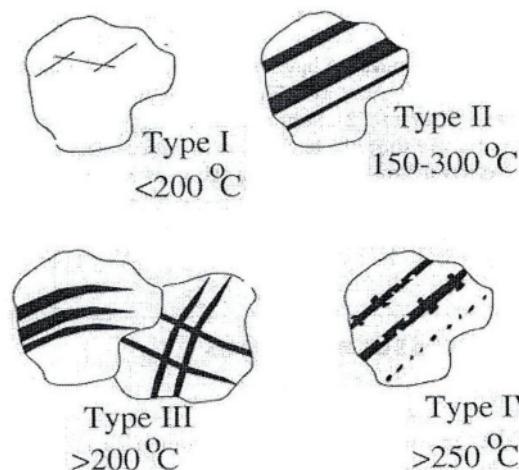
میانگین پهنهای ماکل رابطه مستقیم با دما دارد به طوری که:
 ۱) ماکل های با پهنهای باریک (خطوط ماکل مستقیم) کمتر از $1\text{ }\mu\text{m}$ دمای $200^{\circ}\text{C} - 170^{\circ}$.

۲) ماکل های با پهنهای ضخیم (کمی لنزی) بیشتر از $5\text{ }\mu\text{m}$ دمای $300^{\circ}\text{C} - 150^{\circ}$.

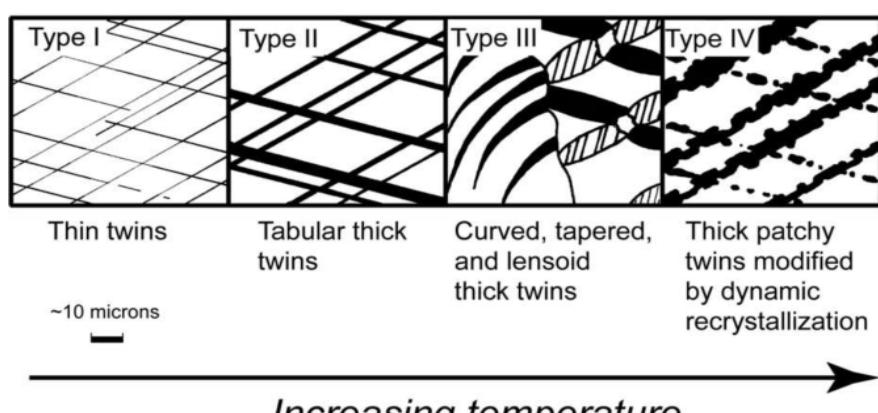
۳) ماکل با پهنهای منحنی که ممکن است حتی دو ماکلی باشند و همراه با جایه جایی دمای بالای 200°C .

۴) ماکل ضخیم نامنظم همراه با مهاجرت مرز دانه دمای بالای 250°C را نشان می دهند.

چنانکه در شکل های زیر مشاهده می شود (شکل ۴، ۵ و ۶)، ریخت شناسی ماکل بلور کلسیت در سنگ های آهکی منطقه سرکوبه غالباً بیشتر از نوع سه (نوع III: خطوط ماکل انحصاری کردند و صاف نیستند، پهن هستند) و نوع چهار (نوارها ضخامت یکسان ندارند بریده بریده اند، حالت تحلیل رفتگی دارند) هستند. بنابراین دمای ماکل دگرشکلی اکثراً از 200°C تا 250°C و بیش از 250°C است [۴۰].



شکل ۴ نمودار هندسی ماکل های دگرشکل در کلسیت و گسترش آن ها در دمای متفاوت [۴۰].

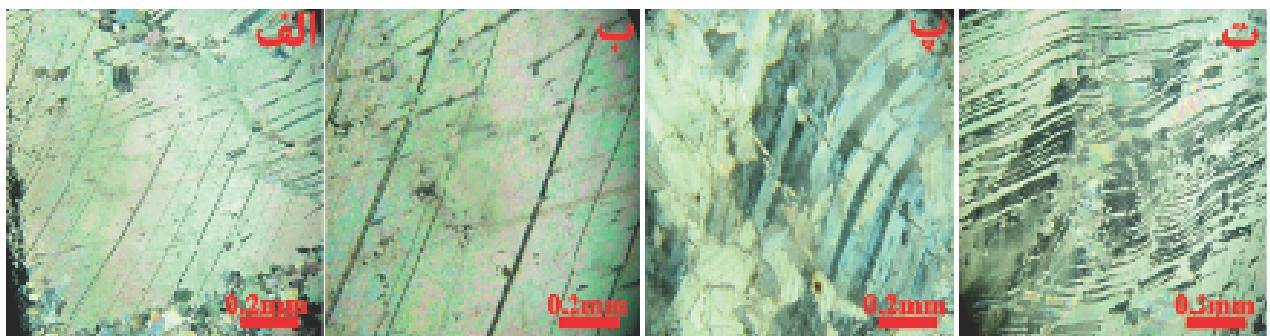


شکل ۵ طرح نموداری از ردیبدی ماکل های دگرشکل براساس [۴].

کلسیت: بلورهای کلسیت بخش اعظم سنگ را تشکیل می-دهند و به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل دیده می شوند و دارای رخ کامل هستند (شکل ۳، ت). در این سنگ ها بلور کلسیت دارای سمتگیری (SPO) orientation (ترجیحی است که امری طبیعی بوده و دال بر وجود تنفس و تغییر شکل پلاستیک است).

بحث

ماکل های دگرشکلی در بلورهای کلسیت به صورت گستره دهای برای تشخیص تاریخ دگرشکلی استفاده می شوند [۳۴]. ریخت شناسی ماکل کلسیت با دمای دگرشکلی کلسیت درشت دانه دگرشکل شده همخوانی دارد [۳۵-۳۷]. این بدان معناست که تعداد و اندازه ماکل در نتیجه هی تنفس اعمال شده و شرایط دگرشکلی می تواند اطلاعاتی در رابطه با دمای دگرشکلی در اختیار ما قرار دهد. ریخت شناسی و پهنهای کلسیت همخوان است. دگرشکلی در بلورهای درشت دانه کلسیت همخوان است. کارهای صورت گرفته توسط [۲، ۴، ۳۸، ۳۹] نشان دادند که



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

براساس عناصر اصلی، کلریت‌ها به ۴ گروه اصلی منیزیم‌دار، آهن‌دار، آلومینیم‌دار و آلومینیم - منیزیم‌دار (کلینوکلر) رده-بندی شوند. [۵۹] براساس نسبت $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ به میزان Si [۶۰] براساس نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$ 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. براساس این جدول میزان SiO_2 از ۲۵/۷۲ تا ۲۶/۲۳ و TiO_2 از ۰/۰ 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.

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 ترونچیت، دلسیت، دافنیت) معمولاً جانشین کانی‌های فرومیزین غنی از آهن می‌شوند. علت رنگ سبز بسیاری از سنگ‌های آذرین وجود کلریت حاصل از دگرسانی سیلیکات‌های منیزین است [۴۱]. کلریت می‌تواند بصورت یک کانی، جانشین کانی‌های از قبل موجود مانند بیوتیت شود که ترکیب شیمیایی آن از طریق واکنش انحلال - تنهشینی دوباره کنترل می‌شود، از طرف دیگر کلریت به‌طور مستقیم می‌تواند به عنوان شکل جدیدی در دگرگونی‌ها و یا فازهای دیازنتیکی ایجاد شود [۴۳، ۴۲]. امروزه ثابت شده است که ترکیب شیمیایی کلریت به شرایطی از تشکیل دما و فشار بستگی دارد و می‌تواند برای برآورد ترموبارومتری در زمینه‌های مختلف زمین‌شناسی استفاده شود [۴۲-۵۸].

جدول ۲ تقسیم‌بندی کلریت‌ها [۶۰].

Chlorite Group Mineral	$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$	Si(apfu)
Sheridanite	۰,۰-۰,۲۵	۲,۴۰-۲,۷۲
Clinochlore	۰,۰-۰,۲۵	۲,۷۵-۳,۱۰
Penninite	$0,۲۵ >$	۳,۱۰-۴,۰
Ripidolite	۰,۲۶-۰,۷۵	۲,۴۰-۲,۷۵
Brunsvigite	۰,۲۶-۰,۷۵	۲,۷۵-۳,۱۰
Diabanthite	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.

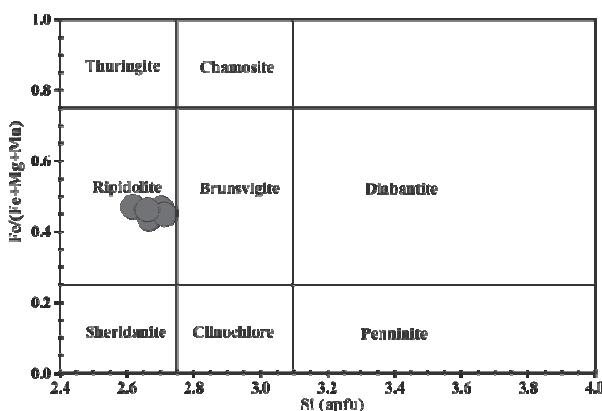
Label	D1-Chl1	D1-Chl2	D1-Chl3	D1-Chl4	D1-Chl5	D1-Chl6	D1-Chl7
SiO ₂	۲۶,۲۳	۲۵,۷۲	۲۶,۱۵	۲۶,۰۴	۲۶,۰۶	۲۵,۷۵	۲۶,۰۷
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
Al ₂ O ₃	۲۴,۳۴	۲۵,۱۴	۲۵,۱۴	۲۴,۷۶	۲۳,۶۰	۲۴,۴۲	۲۳,۶۰
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Fe ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
FeO	۲۲,۰۳	۲۲,۷۰	۲۲,۱۷	۲۲,۸۷	۲۲,۷۷	۲۲,۶۷	۲۲,۰۶
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 اتم اکسیژن ۱۴							
Si	۲۶۸	۲۶۳	۲۶۶	۲۶۵	۲۶۹	۲۶۶	۲۶۸
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 ^۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ^۲	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	۲,۲۳
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.

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

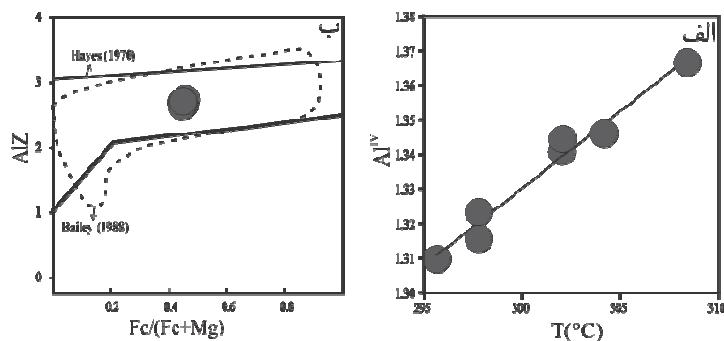
با استفاده از عبارت ریاضی فوق و مقادیر ارائه شده در جدول ۴، دمای تشکیل کلریت در سنگ‌های گابرووی سرکوبه براساس تغییرات در محتوای Al^{IV} ، تغییرات قابل اغماضی از دما بین $297-309^{\circ}\text{C}$ و به طور متوسط 301°C را نشان می‌دهد (جدول ۴) که با احتساب انحراف استاندارد مقادیر دماهای اندازه‌گیری شده، میانگین و خطأ برابر با 301.7 ± 1.1 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 $1/31$ تا $1/37$ و مقدار Al^{VI} بین $1/55$ تا $1/67$ 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 آن جا که بین ترکیب کلریت و دمای تشکیل آن ارتباطی وجود دارد لذا از کلریت به عنوان یک زمین‌دماسنج استفاده می‌شود. معادله‌ی زیر توسط [۹] برای تعیین دمای تشکیل کلریت ارائه

شکل ۷ نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$ نسبت به Si [۶۰].

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

$T(^{\circ}\text{C}) = 212.31\text{Al}^{\text{IV}} + 17.54$	۲۹۷/۹
	۳۰۸۴۰
	۳۰۲۰۴
	۳۰۴۱۶
	۲۹۵۶۷
	۳۰۲۰۴
	۲۹۷/۹

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

+ کلریت + کوارتز در دمای حدود 200°C تا 280°C و فشار ۱ تا ۴ کیلوبار 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 کیلوبار و پومپلهایت در فشار کمتر از ۶ کیلوبار و در دمای حدود $280 \pm 30^{\circ}\text{C}$ 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 کیلوبار و دمای حدود $280 \pm 30^{\circ}\text{C}$ قرار گرفته‌اند و در مراحل ابتدایی گذر و ورود به رخساره شیست سبز (مراحل آغازین دگرگونی) هستند [۶۴].

براساس نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر AlZ (آلومینیم با همارایی چاروچهی)، (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 [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

- [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, São Luis craton, northern Brazil", *Geochimica Brasiliensis* 14 (2000) 219-232.
- [15] Árkai P., Mata M. P., Giorgetti G., Peacor D. R., Toth 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

برداشت

در ناحیه سرکوبه در شمال خمین، توده‌ی گابروی وجود دارد که به درون سنگ‌های آهکی و لایه‌های کوارتزیتی 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 گابروی به- همراه تغییرات کانی شناسی 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 گابروی سرکوبه حدود 280 ± 30 سانتی‌گراد بوده و در مراحل ابتدایی گذر و ورود به رخساره‌ی شیست سیز هستند و دمای دگرشکلی ماکل‌های کلسیت در سنگ‌های مرمر که بیشتر از نوع سه و چهار بودند بیانگر دمای ۲۰۰ سانتی‌گراد تا بالای ۲۵۰ 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 گابروی و سنگ‌های آهکی نشان‌دهنده‌ی یک دگرگونی و دگرشکلی دینامیکی با درجه‌ی پایین در منطقه سرکوبه است.

مراجع

- [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., "Twining and the ductility of magnesium alloys", *Materials Science and Engineering A* 464 (2007) 1–7.
- [6] Beyerlein I. J., Tomé C.N., "A dislocation-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 Fe^{3+} 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 Brianc, onnais 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 $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: 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 زمین‌شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور (۱۳۸۶).
- [۲۵] اکبری م., نصراصفهانی ع., امامی ه., وهابی مقدم ب., "پترولوژی و رئوژیمی تووده نفوذی شمال خمین و بررسی پتانسیل معدنی منطقه مورد مطالعه", پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد خوارسگان، ۱۳۸۸ ص ۱-۱۴۶.
- [۲۶] سخایی ز., داویدیان دهکردی ع ر., شبایان بروجنی ن., پایداری م., "رئوژیمی و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های بازیک غرب سرکوبه (شمال خمین)", پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۱۷-۱ ص (۱۳۹۳).
- [۲۷] آقاباتی ع., ۱۳۸۵، "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، (۱۳۸۵) ص ۱-۵۸۶.
- [28] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Moutherneau 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 Paleoarchean 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., Oberhaensli R., "Neotethys closure history of Anatolia: insights from ^{40}Ar - ^{39}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}Ar / ^{39}Ar dating techniques: example of the Plande- Phasy shear zone unit (Brianc, onnais 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 Lustre's, 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 lustre's, 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] Verlaguet A., Goffe' B., Brunet F., Poinsot 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