

بررسی شرایط تشکیل کلینتونیت در هاله دگرگونی توده‌نفوذی حسن‌آباد (جنوب‌غرب یزد)

سمیرا زندی‌فر^{*}، محمدولی ولی‌زاده، محمدعلی برقی، داریوش اسماعیلی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^{*}مسئول مکاتبات-آدرس الکترونیکی: szandifar@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۶/۱۲/۲۱؛ پذیرش: ۸۷/۳/۱۳)

چکیده

بررسی ترکیب کانی‌شناسی و نحوه تشکیل بلورهای کلینتونیت اسکارن حسن‌آباد در تعیین مسیر تحولی این اسکارن مفید می‌باشد. میکائی شکننده کلسیم‌دار تری‌اکتاهدرال (کلینتونیت) در آهک‌های دولومیتی دگرگون‌شده آلومینیم‌دار که نزدیک توده‌نفوذی حسن‌آباد رخنمون دارند، مطالعه شده‌اند. از کلینتونیت به سمت مارگاریت‌سدیم‌دار محلول جامدی با مشارکت ضعیف‌تر مارگاریت مشاهده می‌گردد. طبق تحقیقات انجام شده، مارگاریت‌های موجود در این منطقه از تفکیک پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند. مجموعه کانیایی همیزیست با کلینتونیت شامل کلسیت، کلینوپیروکسن، گارنت، فورستریت، اسپینل، وزوویانیت و ولاستونیت می‌باشد. دو نوع واکنش $\text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{Fo} + \text{CO}_2$ و $\text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{Fo} + \text{CO}_2$ بین فازهای مشاهده شده موجب تشکیل کلینتونیت‌های منطقه شده‌است که روابط فازی موجود، میدان پایداری کلینتونیت را در پتانسیل پائین CO_2 و پتانسیل بالای H_2O محدود می‌کند. بهنظر می‌رسد جریان شاره‌های گرمایی غنی از فلور در اطراف توده‌آهکی از عوامل عمدۀ تشکیل این کانی می‌باشد. منبع اصلی تامین کننده فلور مذاب توده نفوذی و سیال هیدروترمال مرتبط با آن می‌باشد. کم شدن درصد وزنی Na, K, Si در محیط و در نتیجه تشکیل کلینتونیت به دلیل تجزیه پلاژیوکلاز به مارگاریت، می‌باشد. مدل پیشنهادی برای تشکیل کلینتونیت‌ها و تحول اسکارن حسن‌آباد بر این اصل استوار است که مجموعه کانی‌های منطقه، تبلور در یک سیستم باز همراه با جریان فلور را در اکثر مناطق در ارتباط با تبلور در یک سیستم بسته را تجربه نموده‌اند. در هاله دگرگونی حسن‌آباد دمای ۶۵۰–۶۲۰ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل کلینتونیت پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: کلینتونیت، فازهای‌های همیزیست، اسکارن، فلور، شرایط تشکیل، حسن‌آباد

Chl گزارش کردند. چندی بعد کاتو و همکاران (Kato *et al.*, 1997)

کلینتونیت را در تعادل با گارنت اولیه و از همرشدی بین دو کانی گارنت و کلینوهومویت در اکلوژیت که شامل مرمرهای UHPSU-LU ترن چین می‌شود، توصیف کردند.

کلینتونیت‌ها از نظر کانی‌شناسی و پترولوجی قابل توجه هستند، زیرا این کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونه غنی از آلومینیم و کلسیم بوجود می‌آیند (Olesch 1975) و نسبت آلومینیوم به سلیس آنها در سایت تتراهدرال بالا می‌باشد ($\text{Al/Si} > 1$) (Rice 1980). تعدادی از کانی‌های کمیاب مانند بایتائیت (Bityite)، آناندیت (Anandite) و افزایت (Ephesite) از لحاظ ساختاری با میکاهای شکننده تری‌اکتاهدرال مرتبط می‌باشند، اما وجود تعداد زیادی از کاتیون‌هایی مانند Fe^{2+} , Na , Fe^{2+} , Ba , Be , Li , Ca , Mg , Al , Si آنها را از لحاظ شیمیایی از زانتوفیلیت، کلینتونیت و براندیزیت تمایز می‌کند.

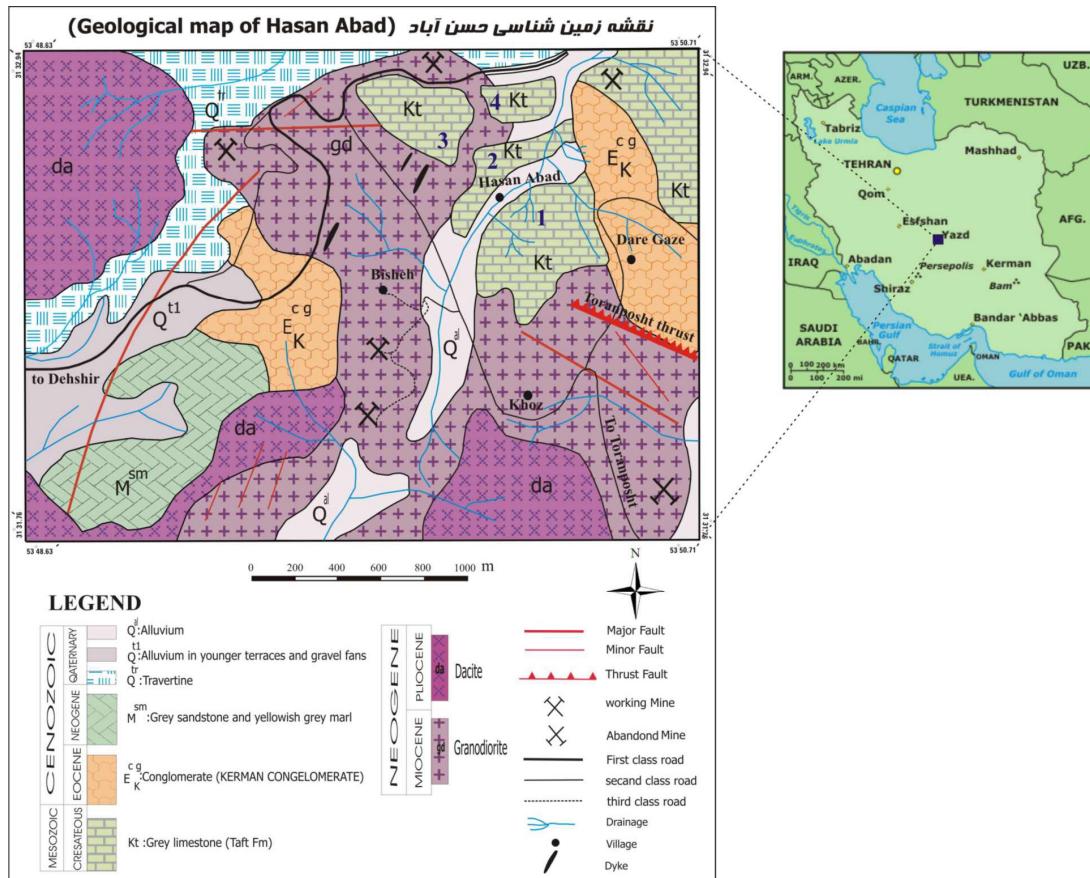
بررسی آنالیزهای گزارش شده از میکاهای شکننده، نشان داد که میکاهای کلسیم‌دار تری‌اکتاهدرال تقریباً می‌تواند در سیستم $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{SiO}_2$

مقدمه

روستای حسن‌آباد در جنوب‌غربی زون ایران مرکزی و در فاصله ۸۰ کیلومتری شهرستان یزد قرار دارد. ناحیه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی $53^{\circ} ۵۱' \text{--} ۵۴^{\circ} ۳۱'$ و عرض‌های جغرافیایی $۳۰^{\circ} ۳۱' \text{--} ۳۲^{\circ} ۹۷'$ قرار دارد (شکل ۱). در این منطقه کانی

کلینتونیت به عنوان بخشی از مجموعه کانیایی مورد مطالعه در هاله دگرگونی مجاورتی منطقه ۴، اطراف توده نفوذی حسن‌آباد و به صورت پراکنده در فاصله تقریباً ۲۰ متری از توده دیوریتی مشاهده شده‌است.

کلینتونیت یک میکای شکننده تری‌اکتاهدرال کمیاب با فرمول کلی $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3 (\text{Al}, \text{Si})_4 \text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{O})_2$ است. این کانی مخصوصاً در دگرگونی (al., 1988; Alietti *et al.* 1997) مجاورتی و اسکارن‌های کلسیم و منیزیم‌دار (Bucher and Frey 1994; Rice 1983; Woodford *et al.*, 2001) و تا اندازه‌ای در رودنگیت‌ها (Dubinska *et al.*, 2004) مشاهده می‌شود. آکرمند و همکاران (Ackerman *et al.* 1986) برای اولین بار کلینتونیت سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را همراه با مجموعه $\text{Ca}^{2+}-\text{Al}^{3+}-\text{Fe}^{2+}-\text{SiO}_4$ تقریباً می‌تواند در سیستم $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{SiO}_2$



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه حسن آباد یزد.

زمین‌شناسی منطقه

اسکارن حسن‌آباد در اثر نفوذ توده گرانوڈیوریتی با سن میوسن مربوط به نوار ارومیه- دختر در آهک‌های کرتاسه ایجاد شده است. این نوار ماقمایی- متالوژنیک موازی نوار چین خودگی- برخوردی زاگرس می‌باشد که در شمال شرقی این زون گسلشی قرار دارد. ماقماتیسم و کانی زایی مرتبط با آن در نتیجه فرورانش در نوار برخوردی زاگرس ایجاد شده است (Berberian and King 1981).

منطقه مورد مطالعه به شدت تکتونیزه بوده و کلیه واحدهای سنگی آن جایه‌جا شده‌اند. این فعالیت به علت قرارگیری آن در یک زون گسلی بین گسل اصلی دهشیر- بافت و گسل تورانپشت- شمس‌آباد که یکی از گسل‌های فرعی و منشعب از آن است بیش از مناطق مجاور می‌باشد. این پیکره گسلی متأثر از آخرین رخداد زمین‌ساختی آلب بوده که پی‌آمد آن ولکانیسم به صورت گنبدهای آتشفشاری است (دهقان منشادی ۱۳۷۹).

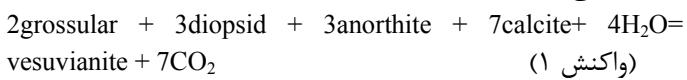
قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در این منطقه رخنمون دارند مربوط به کرتاسه بوده (آهک سازند تفت) و جوان‌ترین سنگ‌ها را آبرفتها و همچنین تراورتنهای عهد حاضر که هم‌اکنون نیز از چشم‌های تراورتنساز در حال نهشته شدن است تشکیل می‌دهند (شکل ۱).

$MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ قرار بگیرد. درمورد کلینیتونیت غالباً ترکیب شیمیایی بخصوصی لازم است که بوسیله نسبت Al/Si بسیار بالا و اکتیوبیته پائین Na و K مشخص می‌شود (Olesch and Seifert 1976; Rice 1983; Ulmer 1983; Ackermann *et al.* 1986; Alietti *et al.* 1997; Mottana *et al.* 2002). میکاهای کلسیم‌دار تری‌اکتاہدرال (Hintze 1897) بیان شده‌است، براندیزیت، کلینیتونیت و زانتوفیلیت به طور گسترده‌ای به کاربرده می‌شوند. چرمک و سیپوز (Tschermak & Sipocz 1979) خاطر نشان کردند که در این خصوص نام کلینیتونیت باید منحصراً بکار برده شود زیرا تغییرپذیری در ترکیب شیمیایی و خصوصیات فیزیکی در این گروه بسیار محدود است که امکان جدا شدن انواع چند کانی را نمی‌دهد. گفته دوم توسط تحقیقات بیشتر ساختاری (Forman 1951) و شیمیایی (Koch 1935) تأیید شده است.

در هاله دگ‌گونی مجاورتی منطقه ۴ (شکل ۱) اطراف توده نفوذی شمال شرق روستای حسن‌آباد یزد، محلول جامدی از کلینیتونیت تا مارگاریت (افزیت) به طور موضعی در سنگ‌های آهکی ناخالص نزدیک کن tact است با گرانوڈیوریت‌ها مشاهده شده است. در اینجا داده‌هایی درخصوص مجموعه کانی‌ها، شیمی بلور کلینیتونیت، ارتباط کانی‌ها و در نهایت منشا تشکیل کلینیتونیت را ارائه می‌کنیم.

پراش پرتو ایکس (XRD) صورت پذیرفت. در این منطقه اندازه بلورها متوسط تا درشت بلور می‌باشد. برخی از گارنت‌هایی که ولاستونیت‌ها را احاطه کرده‌اند زونینگ نوسانی مشخصی را به نمایش می‌گذارند. آهک‌های منطقه ۴ مقداری دولومیتی و آلومینیم‌دار می‌باشند. این دولومیت منشا ثانوی دارد و می‌تواند به صورت بلورهای شفاف سنگ آهک، جانشین سازنده‌های فسیلی و یا پر کننده شکستگی‌های کوچک بعدی پدیدار شود. این منطقه تا حد زیادی شبیه مناطق ۲ و ۳ می‌باشد. بواسطه جهت‌گیری ترجیحی میکاها در این منطقه، لایه‌های روشنی در برخی مناطق به چشم می‌خورد (البته به آسانی قابل مشاهده نیستند). این میکاها شامل کلینتونیت و تا اندازه‌ای بسیار محدود مارگاریت (افریت) می‌باشند. در اینجا نیز چهار زون مشابه مناطق ۲ و ۳ با اختلاف اندک در ترکیب کانی‌شناسی با هم تشخیص داده شده‌است، که از کن tact است به سمت سنگ‌های میزان عبارتند از: ۱- زون ولاستونیت- گارنت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت- گارنت دیوپسید کلینتونیت، کلسیت، اسپینل، فورستریت) ۲- زون ولاستونیت-وزوویانیت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت+ وزوویانیت+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت+ کلینتونیت+ مارگاریت+ اسپینل)، ۳- زون وزوویانیت- دیوپسید (شامل مجموعه کانی‌های وزوویانیت+ دیوپسید+ کلسیت+ گارنت+ اپیدوت) و ۴- زون وزوویانیت- اپیدوت (شامل مجموعه کانی‌های وزوویانیت+ اپیدوت+ کلسیت+ گارنت).

ابعاد کانی‌ها در این هاله دگرگونی نسبتاً درشت می‌باشد. ولاستونیت در محل کن tact از فراوانی زیادی برخوردار بوده و کانی‌هایی از قبیل دیوپسید و کلسیت را به صورت ادخال در خود دارا هستند. گارنت‌های احاطه کننده ولاستونیت‌ها درشت بلور و دارای زونینگ نوسانی می‌باشند. این گارنت‌ها متعلق به سری گراندیت بوده و عامل اصلی ایجاد این منطقه‌بندی نوسانی، ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسوولار- آندرادیت می‌باشد و با تغییر در ترکیب آبگون‌های گرمایی ادامه یافته‌است (زنگی‌فر و همکاران، ۱۳۸۶). همراه برخی از این گارنت‌ها کلینتونیت مشاهده می‌شود و همچنین در بعضی از موارد حاشیه بلورهای گارنت در حال تبدیل به وزوویانیت می‌باشند. با دور شدن از توده آذرین گارنت دانه‌ریز و ایزوتروپ جانشین گارنت ان ایزوتروپ و درشت‌بلور می‌شود. کلینوپیروکسن‌های موجود با دانه‌های سابهدرال (بیشتر از ۱۰۰ میکرون) محلول جامدی از هدبزیریت- دیوپسید را نشان می‌دهند. وزوویانیت فراوانی زیادی در این منطقه دارد و در بعضی از موارد جانشین گارنت‌های درشت‌بلور نزدیک کن tact می‌شود (واکنش ۱).



توالی رسوبی مزو佐ئیک به وسیله کنگلومرا (کنگلومرا کرمان) و سنگ‌های آتش‌شانی- رسوبی ائوسن پوشیده می‌شود (Zarasvandi & Liaghate 2005). نهشته‌های میوسن با رسوبات مارن و ماسه‌سنگ ریزدانه با رنگ عمومی ارغوانی آغاز می‌شود. پایان‌بخش رسوبات میوسن در ناحیه مورد بررسی، لایه‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرا به رنگ خاکستری تیره است. سنگ‌های آذرین گسترش وسیعی در منطقه مورد مطالعه دارند. این سنگ‌ها دارای طیف ترکیبی از داسیت، آندزیت و گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت می‌باشند.

دگرگونی مجاورتی

نفوذ استوک گرانودیوریتی- دیوریتی حسن‌آباد موجب دگرگونی مجاورتی سنگ‌های اطراف خود شده و مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل متاولکانیک، متاسندرستون و اسکارن را بوجود آورده‌است. گستردگی هاله‌های دگرگونی مجاورتی اطراف این توده‌های نفوذی متغیر بوده و در حد چندین سانتی‌متر تا ۷۰۰ متر می‌باشد. تغییرپذیری وسعت هاله‌های دگرگونی اسکارن حسن‌آباد می‌تواند با توده نفوذی زیرین در ارتباط باشد و همچنین دما و فعالیت سیال در سنگ‌های اطراف اسکارن می‌توانند دلایلی برای این تغییر پذیری باشند (Timon et al. 2007). این اسکارن‌ها در چهار منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. پاراژنز کانی‌ها در هر منطقه تا اندازه‌ای با مناطق دیگر متفاوت است. در این منطقه هم بروون اسکارن و هم درون اسکارن مشاهده شده‌است، اما عمدتاً بروون اسکارن می‌باشد. چهار توده آهکی که دستخوش دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند در شکل ۱ با شماره مشخص شده‌اند. توده ۱، ۲ و ۳ کاملاً آهکی بوده و توده آهکی ۴ تا اندازه‌ای دلومیتی می‌باشد.

در منطقه ۱ هاله دگرگونی مجاورتی دارای گسترش زیاد می‌باشد. بلورها دانه‌ریز و انهدرال تا سابهدرال هستند و بافت آن گرانولblastیک است. تنوع کانی‌شناسی در آن محدود بوده و پاراژنز کانی‌های آن شامل: گارنت(گراسولار)+ دیوپسید+ اپیدوت می‌باشد و زون‌بندی خاصی در اینجا قابل تشخیص نیست. مناطق ۲ و ۳ از تمام لحاظ شبیه هستند. نتیجه دگرگونی مجاورتی این آهکها پیدایش چهار زون دگرگونی می‌باشد. که به ترتیب از محل کن tact با توده نفوذی به سمت سنگ‌های میزان عبارتند از: زون ولاستونیت- گارنت(شامل مجموعه کانی‌های ولاستونی+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت) زون ولاستونیت-وزوویانیت(شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت+ وزوویانیت+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت)، زون وزوویانیت- دیوپسید(شامل مجموعه کانی‌های وزوویانیت+ دیوپسید+ کلسیت+ گارنت+ اپیدوت) و زون وزوویانیت+ اپیدوت- گارنت می‌باشد. شناسایی این کانی‌ها توسط مقاطع میکروسکوپی و مطالعات دقیق‌تر ۶۰ نمونه با

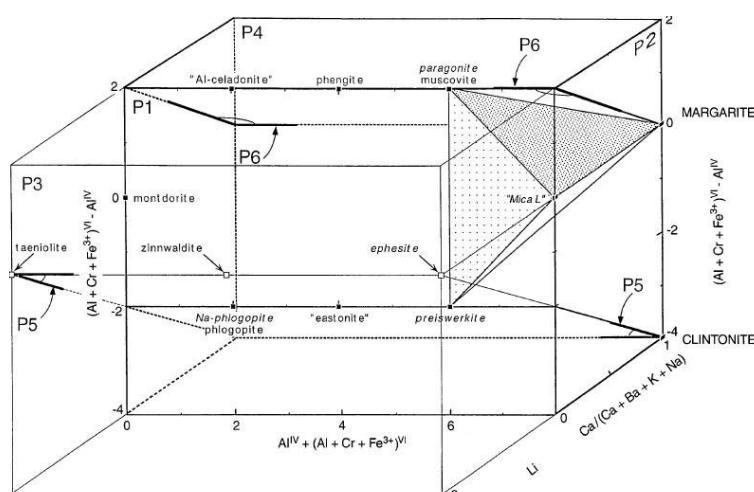
جامدی به کلسیم‌دار تری‌اکتاهدرال (کلینتونیت) می‌توانند محلول سمت میکاهای کلسیم‌دار دی‌اکتاهدرال (مارگاریت) داشته باشند. اولش (۱۹۷۵) به کمک بررسی‌های تجربی نشان داد که در دمای 55°C و فشار دو کیلوبار، میدان محلول جامد کلینتونیت از 1° بیشتر از $1/24^{\circ}\text{C}$ ، مقدار $1/17\text{Si}^{4+}$ تا $1/24^{\circ}\text{C}$ گسترش می‌یابد و در (برای 24°C درصد مولی) می‌شود (شکل ۳). در منطقه مورد مطالعه طبق جدول ۱ محلول جامدی از کلینتونیت به سمت مارگاریت سدیم‌دار مشاهده می‌گردد. مارگاریت بهترین نوع از میکای شکننده شناخته شده می‌باشد. فرمول مورد قبول آن به قرار زیر می‌باشد:

$$\text{CaAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})$$

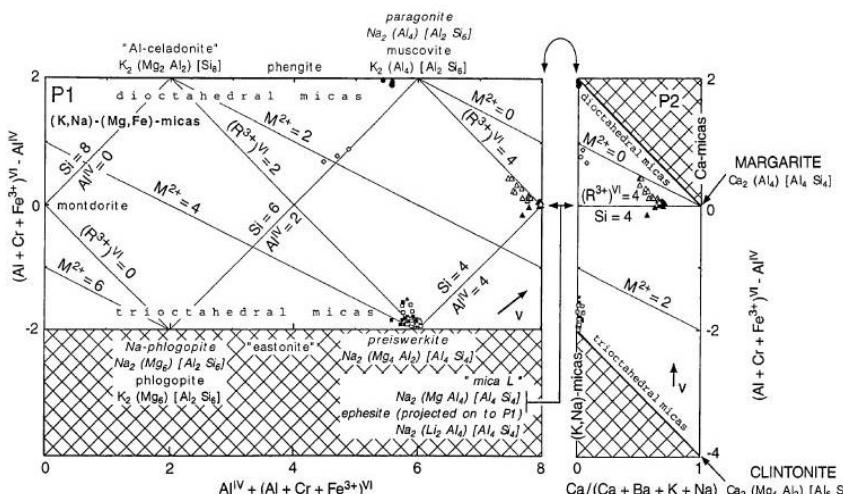
مطالعات زیادی تأیید می‌کنند که پاراژن‌های دارای وزوویانیت به سیالات غنی از آب منحصر می‌شوند (Valley et al. 1985; Labotka 1995 CO₂- Valley et al. 1988; Abart 1995 H₂O-SiO₂-Al₂O₃-MgO-CaO Valley et al. 1985) در یک آنالیز کیفی در سیستم $\text{X}_{\text{H}_2\text{O}} > 0.8$ توسط والی و همکاران (al. 1985) نشان داده شد که وزوویانیت در دماهای بالا در غیاب کوارتز و موقعیت‌های غنی از آب (P1) پایدار است. کانی‌های فرعی شامل تورمالین و اپک می‌باشند. پریت یوهدرال افسان در سرتاسر نمونه‌ها مشاهده می‌شود. از دیگر کانی‌های اپک می‌توان مالاکیت، کالکوپیریت و هماتیت را نام برد.

محلول جامد کلینتونیت-مارگاریت

ترکیبات میکا در شکل ۲ به صورت شماتیک عرضه شده است. میکاهای



شکل ۲: نمایش شماتیک ترکیبات میکا. ترکیبات میکا در فضای به شرح ذیل معرفی شده است: $(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}-\text{Al}^{\text{IV}}$; $(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$; $\text{X}_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Ba}+\text{Na}+\text{K})$; Li: $\text{Li}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}$. صفحه P1: میکاهای (K, Na)-(Mg, Fe²⁺). صفحه P2: میکاهای (K, Na)-Li. صفحه P3: میکاهای (K, Na)-(Mg, Fe²⁺)-(Al^{IV}, Al^V). صفحه P4: میکاهای (K, Na)-Li. صفحه P5: از عده میکاهای کلسیم‌دار. صفحه P6: از میکاهای دی‌اکتاهدرال. صفحه P1: عمودی به یکی از صفحات جلو بهطوری که از میان مارگاریت و میکای لیتیم‌دار می‌گذرد (شکل ۳). میکاهای کلسیم‌دار با کلمات درشت، میکاهای سدیم‌دار با کلمات کج و میکاهای پتاسیم‌دار با قلم عادی نوشته شده است (Godard & Smith, 1999).



شکل ۳: ترکیبات میکا. ترکیبات از فضاهای شکل ۲ در صفحات P1 و P2 کشیده شده است. (Godard & Smith, 1999)

جدول ۱: نتایج تجزیه الکترون میکروپرورب از کلینتونیت در اسکارن روتای حسن آباد- یزد توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Vega

شرکت متالوژی رازی.

Sample number	Clin	I-11	Clin	2-11	Clin	3-11	Clin	4-11	Clin	5-24	Clin	I-55	Clin 6-24
<i>SiO₂</i>	19.03		19.04		19.71		19.30		18.20		26.73		19.30
<i>Al₂O₃</i>	43.98		45.30		44.85		46.49		45.01		44.77		45.83
<i>CaO</i>	14.34		13.57		14.18		12.39		15.79		8.57		13.18
<i>MgO</i>	20.52		20.32		19.09		19.76		18.87		15.67		20.77
<i>Fe₂O₃</i>	0.82		1.24		1.00		0.49		0.35		1.79		0.81
<i>Na₂O</i>	0.29		0.52		1.16		1.16		0.47		0.65		0.35
<i>K₂O</i>	-		-		-		0.42		-		-		-
<i>Cr₂O₃</i>	-		-		-		-		1.31		1.56		1.17
<i>F</i>	2.2		1.9		0.45		0.51		2.4		1.84		1.78
<i>total</i>	101.18		101.89		100.44		100.52		102.4		101.58		103.19
<i>Si</i>	1.84		1.85		1.97		1.90		1.39		2.85		1.90
<i>Al^{IV}</i>	5.26		5.56		5.41		5.75		5.53		5.36		5.61
<i>Al^{VI}</i>	1.80		1.88		1.85		1.96		1.89		1.86		1.91
<i>Fe</i>	0.009		0.07		0.05		0.007		0.006		0.11		0.009
<i>Mg</i>	4.35		4.24		4.09		4.16		4.03		3.87		4.47
<i>Ca</i>	2.21		1.94		2.16		1.71		2.42		0.96		2.11
<i>K</i>	-		-		-		0.06		-		-		-
<i>Na</i>	0.077		0.81		0.95		0.93		0.80		0.86		0.78
<i>Cr</i>	-		-		-		-		0.26		0.46		0.12

توده نفوذی واقع می‌شود. مطالعات XRD، تصاویر SEM و همچنین نتایج آنالیزهای میکروپرورب وقوع این کانی را در اسکارن حسن آباد تائید می‌کنند (شکل ۴). این کانی به صورت دانه‌های کشیده یوهدرال با اندازه‌ای در حدود ۱-۲ mm تشکیل می‌گردد، و در بعضی از مناطق به شکل بلورهای پروانه‌ای است (شکل ۵). کلینتونیت به طور جهتدار شبیه تیغه باریک مورد مشاهده قرار می‌گیرد. در نور پلاریزه خاموشی مستقیم نشان می‌دهد. شکل ۶ موقعیت کلینتونیت‌های منطقه مورد مطالعه را در سیستم CaO (+Sr+BaO+Na₂O+K₂O)-MgO (+FeO+MnO)-Al₂O₃(+Fe₂O₃+TiO₂)-SiO₂-H₂O و CaO و H₂O در قطبها هستند. آنالیزهای میکروپرورب کلینتونیت مقادیر کمی از Si و نسبتی از Al^{IV}/Si را بین ۰.۰۵-۰.۲۵ (جدول ۱) آشکار می‌کند. ترکیب شیمیایی کلینتونیت دارای مقدار منیزیم ۰.۳۰-۰.۴۰ و مقدار سیلیسیم ۱/۳۹-۱/۸۵ می‌باشد. Al^{IV} نسبتاً کمتر (۰.۲۶-۰.۷۵) است، که نتیجه جانشینی^{IV}Al^{VI}Mg^{IV}Si^{VI}Al^{VI}Si/Al^{VI} است (Akhundov et al., 1961). آنالیزهای جهت مشخص شدن فرمول کانی بر اساس ۲۲ ظرفیت کاتیون محاسبه شدند (Steven 1947) می‌باشد. (Alietti et al., 1997; Mottana et al., 2002). نسبت Si/Al^{IV} کمتر (۰.۷۵-۰.۷۸) بیشتر از مقدار ایده‌آل آن (0.33) می‌باشد. مقدار Fe (۰.۰۷-۰.۱۱) و Na (۰.۰۷-۰.۱۱) پائین و متغیر است، که بیشترین مقدار آن در مرکز توده مشاهده شده است. تغییرات پتاسیم (۰.۰۶-۰.۰۷) و کروم (۰.۰۴-۰.۰۵) اندک است، و مقدار Mn و Ba هم کمتر از حد تعیین دستگاه است. در آنالیزهای کلینتونیت مقدار زیادی از فلور اثبات دیده می‌شود که این مقدار بالای فلور و نسبت Si/Al^{IV} این کانی مشابه کلینتونیت‌های غنی از فلور Mackinney پرتقال، نیویورک و ایالات متحده آمریکا می‌باشد (

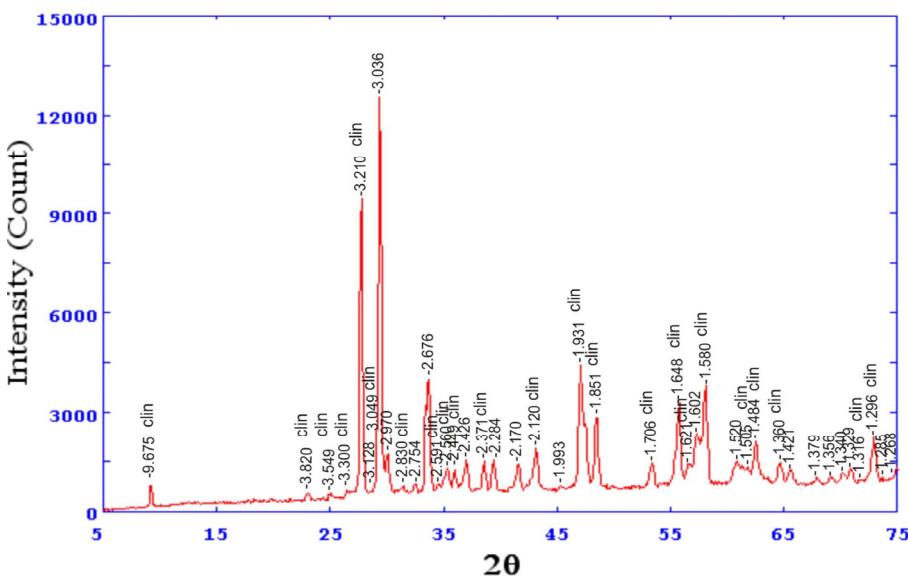
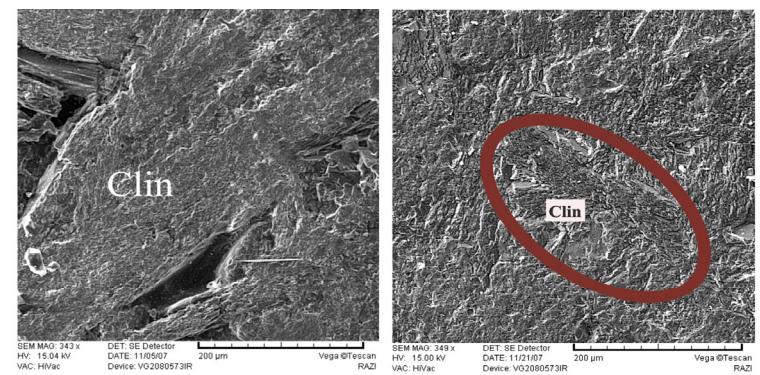
مارگاریت غالباً از طریق واکنش دگرگونی فیلوسیلیکات آبدار و کانی‌های کربنات در مجموعه هیدروترمال اصلی تشکیل می‌شود. خصوصیات نوری مارگاریت شبیه کلریت است. مارگاریت دارای CaO و Na₂O کمتر از پلازیوکلاز است. تجزیه پلازیوکلاز به مارگاریت می‌تواند کمشدن از Na₂O, K₂O, SiO₂ را توضیح دهد (Godard & Smith 1999).

ترکیب شیمیایی کلینتونیت

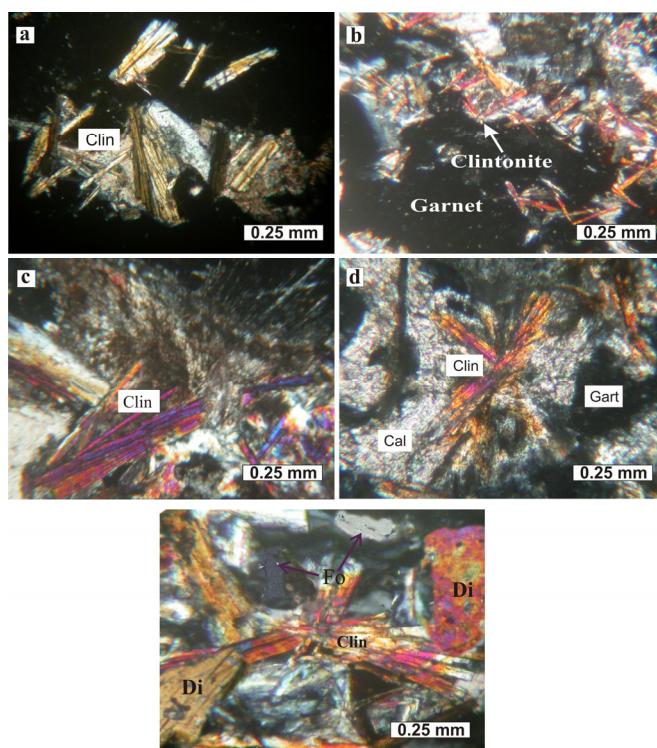
آنالیزهای شیمیایی نه چندان زیادی از کلینتونیت‌های مناطق مختلف دنیا گزارش شده است (Moinvaziri & Ahmadi 1992). تا قبل از مقاوم چرمک و سیپوز (۱۸۹۷) آنالیزهایی از این کانی ارائه نگردیده‌بود. شیمی بلور این کانی به تفصیل توسط Mackinney et al. (1988) مطالعه شده است.

آنالیزهای مشابه این که تنها فرمول ساختاری کانی را گزارش می‌کنند، رد شده‌اند (Akhundov et al., 1961). آنالیزها جهت مشخص شدن فرمول کانی بر اساس ۲۲ ظرفیت کاتیون محاسبه شدند (Steven 1947) می‌شوند، تمامی Si و بخشی از Al موقعیت‌های تراهدرال را اشغال می‌کنند و دیگر اتم‌ها از جمله باقی‌مانده Al در موقعیت‌ها اکتاہدرال جا داده می‌شوند.

فرمول ساده‌شده کلی این میکا₄(Al, Si)₄(Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al)₃O₁₀(OH, F, O)₂ می‌باشد (Olesh 1975). در منطقه مورد مطالعه این کانی در بخش داخلی هاله مجاورتی در فاصله ۲۰ متری از کنتراکت



شکل ۴: تصاویر SEM و دیاگرام XRD کلینیتونیت‌های منطقه مورد مطالعه (Clin: کلینیتونیت).



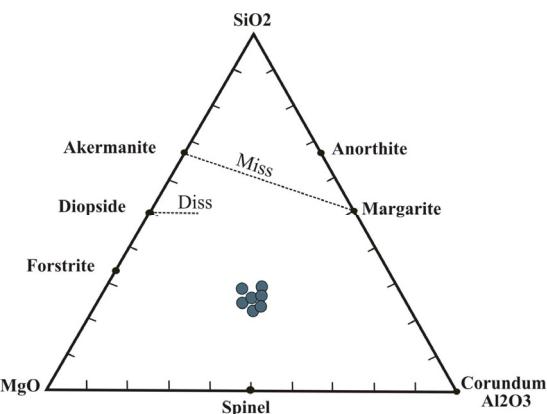
شکل ۵: تصاویر میکروسکوپ الکترونیکی از کلینیتونیت‌های منطقه حسن‌آباد بزد.

منشا تشکیل کلینتونیت

کلینتونیت به طور جهت دار تا تصادفی شبیه تیغه های ۲-۱ میلیمتری باریک مشاهده می شود. زمانی که میکای شکننده فراوان باشد به سنگ در زیر میکروسکوپ یک بافت فلسی (پوشالی) می دهد. کلینتونیت بوسیله یک زاویه نوری کوچک ($2v_a = 5^\circ$) و پلی کروئیسمی که از زاویه α بی رنگ تا زاویه β و γ قهوه ای خیلی کمرنگ حرکت می کند، مشخص می شود. کلینوپیروکسن و به مقدار بسیار کم الین (هومیت) به صورت درشت بلورهای خودریخت منشوری مرکب از دانه های سابه درال متعدد با خاموشی معمولی در منطقه دیده شده است. ارتباط بافتی مشاهده شده، اشاره بر این دارد که کلینتونیت بوسیله دگرگونی پیشرونده در تعادل با فازهای همراه تشکیل شده است. ارتباط فازها و واکنش کانی های کلینتونیت ساز توسط افراد مختلف مثلا: (Olesch & Seifert 1976; Zharikov & Khodorevskaya 1987 شده است. اولش و سی فرت (۱۹۸۷) روابط فازی کلینتونیت را در سیستم CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O در فشار 0.2 Gpa تعیین و اعلام کردند که شرایط تشکیل کلینتونیت در طبیعت محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد و فشار 0.2 Gpa با X_{CO_2} با ۰.۱-۰.۳ تخمین زده می شود.

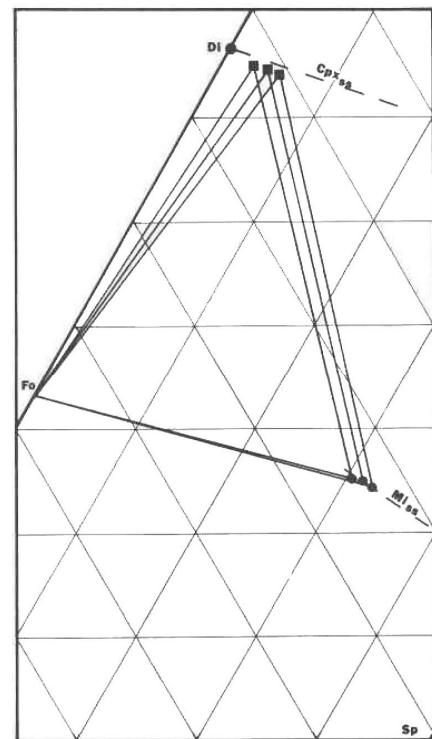
اولش و سی فرت (۱۹۷۶) محدوده پایداری دمای بالای سری های محلول جامد را تعیین کردند و نشان دادند که چنین میکا هایی میدان پایداری P-T نسبتاً بالایی دارند. با توجه به این میدان پایداری P-T بالا، مولفین مزبور این چنین استنتاج کردند که پارامترهای اساسی تشکیل کلینتونیت، فشار سیال یا دما نمی باشد، بلکه یک ترکیب نسبتاً خاص با حجم بالای Al₂O₃ و مقدار اندر SiO₂ نیاز است. کمیاب بودن این چنین ترکیباتی موجب شد تا نامبردگان اینگونه تصور نمایند کلینتونیت ها تنها در مواردی که بلوک اصلی توسط متاسوماتیسم دچار تغییر شود، بوجود می آیند. در نظر گرفتن چنین منشایی برای کلینتونیت ها، تشکیل آن ها را به کن tact با لافصل سنگ های آذرین نفوذی (اغلب مرتبط با اسکارن ها) محدود می نماید. و از سوی دیگر رایس (۱۹۷۶) پیشنهاد کرد که تشکیل کلینتونیت لزو ما وابسته به متاسوماتیسم نیست و این ترکیبات ویژه می توانند در رسوبات اصلی وجود داشته باشند، که البته به مقدار قابل توجهی واکنش های ایزو شیمیایی در سیالات غنی از H₂O رخ می دهند.

فازهای مشاهده شده همراه کلینتونیت در منطقه شامل، دیوپسید، اسپینل گارنت، کلیسیت، ولستونیت و فورستیت می باشد. ارتباط فازهای مشاهده شده هم توسط واکنش های پیوسته و هم ناپیوسته مشخص می شود (Thompson 1957; 1976). واکنش های ناپیوسته شامل فاز آشکار و نآشکار یا مجموعه فازی می شود، در صورتی که



شکل ۶: موقعیت کلینتونیت های منطقه مورد مطالعه در سیستم CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O ۷ نمونه مورد مطالعه با دایره مشخص شده است.

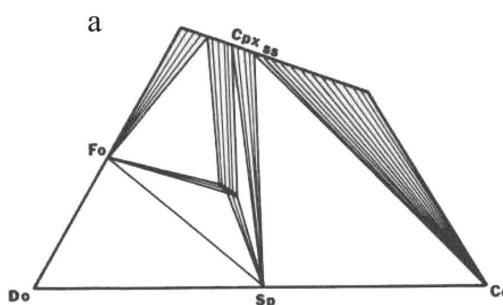
مشاهده می شود) (Thompson 1957). شکل ۷ ترکیبات همراه کلینوپیروکسن و کلینتونیت را نشان می دهد که بر سطح SiO₂-Al₂O₃-MgO تصویر شده است. ترکیب شاخص کلینتونیت بر روی سمت چپ خطی که ترکیبات هم زیست کلینوپیروکسن و اسپینل را به هم متصل می کند، واقع شده است. تغییر ترکیبات میکا های شکننده و کلینوپیروکسن اشاره بر حصول تعادل شیمیایی و حرکت سه فاز Fo-Cpx-Mi به صورت یک تابع تغییر پذیر (زیاد شونده) دارد (مشابه آنچه که در ۳ فاز مثلث های AFM مشاهده می شود).



شکل ۷: ترکیبات همراه کلینوپیروکسن و کلینتونیت که بر یک قسمت از سطوح SiO₂-Al₂O₃-MgO تصویر شده است. Fo: forsterite; Sp= MgAl-spinel; .Di: diopside;

(Rice 1977). همان‌طور که در شکل ۹ نشان داده‌می‌شود، روابط و خط‌های ارتباطی شماتیک، نتیجه این دو واکنش ناپیوسته‌ای هستند که به‌وضوح متفاوتند. با توجه به شکل ۸ و مطالب گفته شده، تشکیل کلینتونیت‌های منطقه از دو واکنش فوق‌الذکر تعییت می‌کنند. اما نکته‌ای که در اینجا لازم به ذکر است، وجود مقداری فلوئور در ترکیب شیمیایی کلینتونیت‌های منطقه می‌باشد. حضور مقادیر فلوئور در مرمرهای فرانکلین (Franklin marble)، کشور پرتغال، ایالات متحده آمریکا و منطقه مولدانوبین (Moldanubian zone) در کانی‌های موجود همزیست با کلینتونیت به صورت زیر می‌باشد (Kearns *et al.* 1980):

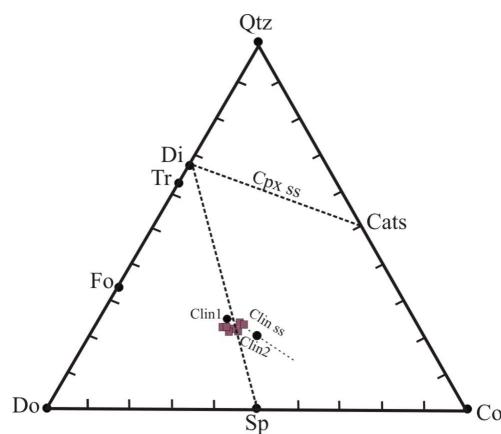
$X_F \text{ Clintonite} < \text{Phlogopite} < \text{Pargasite} < \text{Chondrodite}$
در آهک‌های حسن‌آباد هیچ کدام از کانی‌های فلوئوری نام برده وجود ندارند و کلینتونیت غنی از فلوئور، از سیالات خارجی دارای فلوئور، Si، O در X_{CO_2} بالا متبلور می‌شوند. از طرفی این آهک‌ها ترکیبات لازم برای تولید کلینتونیت فقیر از فلوئور را دارا می‌باشند و پاراژن‌های مشاهده شده صرفاً در سیالاتی که دارای پتانسیل شیمیایی نسبتاً پائین CO_2 و یا پتانسیل شیمیایی بالای H_2O هستند، پایدار می‌باشند. چنین وضعیتی به طور موضعی نزدیک کن tact توده‌نفوذی جایی که سیالات غنی از CO_2 بر اثر اضافه شدن H_2O از توده‌نفوذی رقیق می‌شوند، دیده شده‌اند. کلینتونیت می‌تواند در سنگ‌های کربناته ناخالص در طول یک دگرگونی مجاورتی با فشار پائین و متاسوماتیسم تشکیل شود، که مستلزم ورود فلوئور و واکنش با سیلیکات‌های موجود، می‌باشد. حضور یک سیال آبدار به دلیل حضور لاستونیت و وزوویانیت کاملاً واضح می‌باشد. هندسه نامرتب و بی‌قاعده کن tact همراه با توده‌های نفوذی کوچک بین رسوبات دگرگون شده و گرانودیوریت‌های آئوسن و همچنین وجود درز و شکاف‌های فراوان در منطقه احتمالاً به صورت مسیری برای چرخش سیال مناسب هستند. در نهایت با توجه به ترکیب مدل و ارتباط‌های بافتی مجموعه کانی‌های منطقه، مدل تبلور در یک سیستم باز را که در آن جریان فلوئور را در اکثر مناطق در یک سیستم بسته انجام گرفته، برای تشکیل کلینتونیت‌های حسن‌آباد، پیشنهاد می‌شود. در نهایت واکنشی که می‌توان برای تشکیل این کانی پیشنهاد کرد چنین است:



شکل ۹: (a) - موضعیت مثلث‌های ۳ فازی ناشی از واکنش $\text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{CO}_2$ و (b) - موضعیت مثلث‌های ۳ فازی ناشی از واکنش $\text{Fo} + \text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{FO} + \text{CO}_2$.

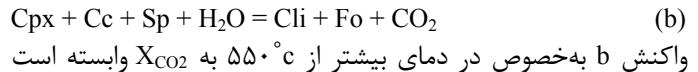
واکنش‌های پیوسته صرفاً شامل تغییرات در ترکیب فاز است یعنی به‌طور سنگ‌شناختی یک تغییر در خصوصیات مرتبط فازها را با تغییر درجه دگرگونی نشان می‌دهند. با توجه به فرمول ارائه شده برای عضو انتهایی کلینتونیت، امکان وجود دو مدل واکنش بین فازهای مشاهده شده وجود دارد. برای روشن ساختن این نکته، واکنش‌های ممکن بین فازهای کلسیت، فورستریت، کلینوپیروکسن، اسپینل (به عنوان منبع Al)، کلینتونیت و بخار را بیان می‌کنیم.

اگر ترکیب کلینتونیت نزدیک فورستریت در خط اتصال کلینوپیروکسن-اسپینل قرار بگیرد (Clin₁؛ شکل ۸)، تشکیل آن توسط واکنش زیر تعریف می‌گردد.

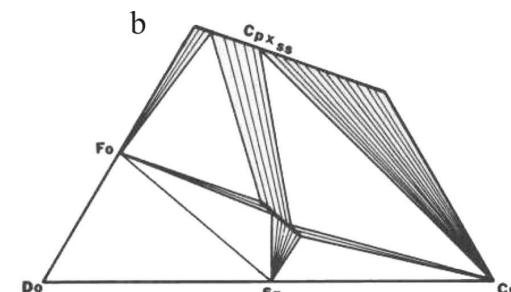


شکل ۸: ترکیب فازهای مدل در سیستم .CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O موقعیت قرارگیری ۷ نمونه مورد مطالعه در این دیاگرام با مربع مشخص شده است. Qtz: quartz; Co: corundum; Do: dolomite; Fo: forsterite; Tr: tremolite; Di: diopside; Cats: calcium Tschermak's pyroxene; Sp = MgAl₂Si₃O₁₀ (OH)₈; Clin_{ss}: spinel; Cte : chlorite [Mg₂Al₂Si₃O₁₀ (OH)₈] کلینتونیت.

از طرف دیگر اگر ترکیب کلینتونیت در سمت راست خط ارتباطی کلینوپیروکسن-اسپینل واقع شود (Clin₂؛ شکل ۸)، واکنش تشکیل کلینتونیت به قرار زیر می‌باشد:



واکنش b به خصوص در دمای بیشتر از 550°C به X_{CO_2} وابسته است



شکل ۹: (a) - موضعیت مثلث‌های ۳ فازی ناشی از واکنش $\text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{CO}_2$ و (b) - موضعیت مثلث‌های ۳ فازی ناشی از واکنش $\text{Fo} + \text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{FO} + \text{CO}_2$.

سدیمدار مشاهده می‌شود، که این مارگاریت‌ها از تفكیک پلاژیوکلاز‌ها تشکیل شده‌اند. واکنش‌های ناپیوسته بین فازهای موجود ناشی از یک توپولوژی فضایی H_2O و CO_2 می‌باشد، که میدان پایداری کلینتونیت را به طور نسبی در پتانسیل پائین CO_2 و پتانسیل بالای H_2O محدود می‌کند. اکتیویته فلور به نظر فاکتور عمدۀ کنترل‌کننده، تشکیل کلینتونیت در کنار فاکتورهای عمدۀ مانند نسبت کم Al / Si و K / Na می‌باشد. وجود فلور به احتمال زیاد به چرخش شاره‌های گرمابی در اطراف توده‌آهکی وابسته است. باز شدن شکستگی‌های سنگ موجب افزایش جریان سیال گردیده و خود به عنوان مسیر اولیه عبور شاره گرمابی عمل نموده است. تجزیه پلاژیوکلاز به مارگاریت می‌تواند تهی‌شدن از Na_2O و به دنبال آن K_2O و SiO_2 را توضیح دهد.

قوی‌ترین توضیح قابل قبول بر اساس دانش موجود در تحول اسکارن حسن‌آباد بر این اصل استوار است که مجموعه کانی‌های منطقه تبلور در یک سیستم باز از لحظه جریان فلور را در اکثر مناطق در ارتباط با تبلور در یک سیستم بسته تجربه کرده‌اند.

قدرتانی: این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "بررسی کانی‌شناسی دگرگونی مجاورتی توده‌نفوذی حسن‌آباد یزد" است، که با پشتیبانی مالی معاونت محترم پژوهشی پرdis علوم دانشگاه تهران انجام شد، همچنین در انجام این پژوهش از نقطه نظرهای ارزشمند آفای مهندس روح‌شهریار عضو هیئت علمی سابق دانشگاه تهران نیز استفاده شده است، که بدینوسیله از آنان سپاسگزاری می‌شود.

$$2Di + Cc + 6Sp + 3(F) Fluid = 3Cclin + Fo + CO_2$$

بر پایه محاسبات بیگر (۱۹۵۷) در حد فاصل کن tact که با گرانودیوریت دما بین ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد اعلام شده است. ارتباط چینه‌شناسی و ساختار خلاصه شده توسط رایس (۱۹۷۷) نشان می‌دهد که فشار لیتوستاتیکی کل در طول دگرگونی مجاورتی تقریباً ۱۰۰۰ بار می‌باشد. فقدان سودومorf‌های پریکلاز و بروسیت دلالت بر یک دما کمتر از ۶۵ درجه می‌نماید (Greenwood 1967, ۱۹۷۵). این طیف دما کن tact (۶۰۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) توسط ژئوترمتری کلسیت- دولومیت مورد تأیید قرار می‌گیرد و دما بیشتر از ۶۰۰ درجه برای نمونه‌های نزدیک کن tact پیشنهاد می‌گردد (Rice 1977). با توجه به شباهت کانی‌شناسی کلینتونیت‌های حسن‌آباد با مولدانوبین (دامای تشکیل کلینتونیت‌های منطقه مولدانوبین ۶۲۰-۶۷۰ می‌باشد)، به نظر می‌رسد که تشکیل کلینتونیت‌های حسن‌آباد محدود به دمایی بین ۶۵۰-۶۲۰ درجه می‌باشد.

نتیجه‌گیری

نفوذ توده گرانودیوریتی حسن‌آباد در سنگ‌های آهکی سازند تفت، موجب تشکیل اسکارن‌های متنوعی در هاله دگرگونی شده است. در اطراف روستای حسن‌آباد چهار دسته از این اسکارن‌ها که تقریباً مشابه هم هستند، مشاهده می‌شوند. کلینتونیت به عنوان عضوی از مجموعه کانی‌یی هاله دگرگونی که صرفاً در منطقه چهار دیده می‌شود به صورت همزیست با کانی‌های کلسیت، کلینوپیروکسن، گارنت، فورستریت و اسپینل وجود دارد و آنالیزهای میکروپروری نشان می‌دهند که در این منطقه محلول جامدی از کلینتونیت به سمت مارگاریت

منابع:

- دهقان منشادی ب. ۱۳۷۹: مطالعه پترولوجی و ژئوشیمی ماجماتیسم و دگرگونی منطقه دره زرشک - توران پشت، جنوب غربی یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران.
- زنده‌فر س، ولی‌زاده م..و، برقی م..ع، اسماعیلی د. ۱۳۸۶: مطالعه پراکندگی اندازه بلورهای (CSD) گارنت در اسکارن روستای حسن‌آباد یزد. یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، مشهد، تابستان ۱۳۸۶.
- Abart R. 1995: Phase equilibrium and stable isotope constraints on the formation of metasomatic garnet-vesuvianite veins (SW Adamello, N Italy). *Contrib Mineral Petrol.* **122**: 116–133.
- Ackermann D., Herd R.K., Windley B.F. 1986: Clintonite of regional metamorphic origin, along the margin of the Fiskinaessel complex, West Greenland, N. *Jb. Miner.Abh.* **155**: 39-51.
- Akhundov Y.A., Mamedov K.S., Belov, N.V. 1961: Crystal structure of brandisite. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR.* **137**: 167-170
- Alietti E., Brigatti M.F., Poopi L. 1997: Clintonite-IM: Crystal chemistry and its relationships to closely associate Al-rich phlogopite. *American Mineralogist.* **82**: 936-945.
- Berberian M., King G.C.P. 1981: Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences.* **18**: 210–265.
- Bucher K., Frey M., 1994: Metamorphism of Dolomites and Limestones, in: Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verl., Berlin- Heidelberg- New York*, 171-189.
- Dubinska E., Bylina P., Kozlowski A. 2004: Garnets from lower Silesia Rodingites: Constraints from their chemistry. *Mineralogical Soc of Poland.* **24**: 135-138
- Forman S.A. 1951: X anthophyllite. *Am. Mineral.* **36**: 450-457.
- Godard G. Smith D. 1999: Preiswerkite and Na-(Mg,Fe)-margarite in eclogites. *Contrib Mineral Petrol.* **136**: 20 - 32

- Greenwood H.J. 1967: Mineral equilibria in the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. In P. H. Abelson, ED. *Researcheins Geochemistry*. **2:** 542-547.
- Greenwood H.J. 1975: Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *Am. J. Sci.* **275:** 573-594.
- Hintze C. 1897: Handbuch der Mineralogie. Bd. 2, Silikate and Titanate. Verl von Veit, Leipzig. 1841 p.
- Jaeger J.C. 1957: The temperaturein the neighborhood of a cooling intrusive sheelm. *Am. J. Sci.* **255:** 306-318.
- Kato T., Enami E., Zhai M. 1997: Ultra- high- pressure (UHP) marble and eclogite in the Su-Lu UHP terrane Eastern China . *J.Metamorph. Geol.* **15:**169-182.
- Kearns L.E., Kite L.E., Leavens P.B., Nelen J.A. 1980: Fluorine distribution in the hydrous silicate minerals of the Franklin marble Orange country, New York. *Amer. Mineral.* **65:** 557-562.
- Koch. G. 1935: Chemische und physikalisch-optische Zusammenhdnge innerhalb der Sprodglimmergruppe. *Chemi.e der Erde.* **9:** 453-463.
- Labotka T.C., Nabelek P.I., Papike J.J., Hover-Granath V.C., Laul J.C. 1988: Effects of contact metamorphism on the chemistry of calcareous rocks in The Big Horse Limestone member, Notch peak, Utah. *Am Mineral.* **73:** 1095-1110.
- MacKinney J.A., Mora C.I., Bailey S.W. 1988: Structure and crystal chemistry of clintonite. *American Mineralogist.* **73:** 365-375.
- Moinvaziri H., Ahmadi A. 1992: Development de clintonite dans Mn skarn d Esfahan (Iran). C.R.AC. Paris t 314, serie **II:** 85-91.
- Mottana A., Sassi F.P., Thompson J.B., Guggenheim S. 2002: Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology- *Review in mineralogy.* **46:** 499.
- Olesch M. 1975: Synthesisa nd solid solubility of trioctahedral brittle micas in the system CaO-MgO-AL₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am.Mineral.* **60:** 188-199.
- Olesch M., Seifert F. 1976: Stability and phase relations of trioctahedracl alcium brittle micas (clintonitegroup). *J. Petrol.* **17:** 291-314.
- Rice J.M. 1977: Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* **59:** 237-25.
- Rice J.M. 1980: Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones. Part II. Calculated stability of chondrodite and norbergite. *Contrib Mineral Petr.* **75:** 205-223.
- Rice J.M. 1983: Metamorphism of rodingites: part 1. Phase relations in a portion of the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–CO₂. *Am.j. sci.* **283A:**121-150.
- Steven R.E. 1947: A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. U.S Geol. *Suru. Bull.* **950:** 101-119.
- Thompson A.B. 1957: The graphical analysis of mineral assemblageins pelitic schistsl. *Am. Mineral.* **42:** 841-858.
- Thompson A.B. 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Predictiono f P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.* **276:** 40t-424.
- Timon S.M., Moro1. M.C., Cembranos M.L., Fernandez A., Crespo J.L. 2007: Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain). *Mineralogy and Petrology.* **90:** 109-140.
- Tschermak G., Sipocz L. 1879: Die Clintonitgruppe. *Z. Kristallogr.* **3:** 496-515.
- Ulmer P. 1983: Monticellite-clintonite bearing assemblages at the southern border of the Adamello-Massif- Redic. Soc. Ital. *Mineral. Petrol.* **38:** 617-628.
- Valley J.W., Peacor D.R., Bowman J.R., Essene E.J., Allard M.J. 1985: Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications for phase equilibria in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–CO₂. *J Metamorph Geol.* **3:** 137-153.
- Woodford D.T., Sisson V.B., Leeman W.P., 2001: Boron metasomatism of the Alta stock contact aureole, Utah: Evedence from borates, mineral chemistry, and geochemistry. *Amer. Mineral.* **86:**513-533.
- Zarasvandi A., Liaghat S. 2005: Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran. *International Geology Review.* **47:** 620-646
- Zharikov V.A. Khodorevskaya L.I. 1987: An experimental study of reactions of the Clintonite origin Dokl. Akad. Nauk. SSSR, *Earth science sections.* **294:** 952-955.