

بررسی شرایط تشکیل کلینتونیت در هاله دگرگونی توده نفوذی حسن آباد (جنوب غرب یزد)

سمیرا زندی فر*، محمدولی ولی زاده، محمدعلی برقی، داریوش اسماعیلی
 دانشکده زمین شناسی، 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 کانی شناسی و نحوه تشکیل بلورهای کلینتونیت اسکارن حسن آباد در تعیین مسیر تحولی این اسکارن مفید می باشد. میکای شکننده کلسیم دار تری اکتاهدرال (کلینتونیت) در آهک های دولومیتی دگرگون شده آلومینیم دار که نزدیک توده نفوذی حسن آباد رخمون دارند، مطالعه شده اند. از کلینتونیت به سمت مارگاریت سدیم دار محلول جامدی با مشارکت ضعیف تر مارگاریت مشاهده می گردد. طبق تحقیقات انجام شده، مارگاریت های موجود در این منطقه از تفکیک پلاژیوکلازها تشکیل شده اند. مجموعه کانیایی همزیست با کلینتونیت شامل کلسیت، کلینوپیروکسن، گارنت، فورستریت، اسپینل، وزوویانیت و ولاستونیت می باشد. دو نوع واکنش $(\text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{Fo} + \text{CO}_2)$ و $(\text{Fo} + \text{Cpx} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cli} + \text{CO}_2)$ بین فازهای مشاهده شده موجب تشکیل کلینتونیت های منطقه شده است که روابط فازی موجود، میدان پایداری کلینتونیت را در پتانسیل پائین CO_2 و پتانسیل بالای H_2O محدود می کند. به نظر می رسد جریان شارهای گرمایی غنی از فلئور در اطراف توده آهکی از عوامل عمده تشکیل این کانی باشد. منبع اصلی تامین کننده فلئور مذاب توده نفوذی و سیال هیدروترمال مرتبط با آن می باشد. کم شدن درصد وزنی Na, K, Si در محیط و در نتیجه تشکیل کلینتونیت به دلیل تجزیه پلاژیوکلاز به مارگاریت، می باشد. مدل پیشنهادی برای تشکیل کلینتونیت ها و تحول اسکارن حسن آباد بر این اصل استوار است که مجموعه کانی های منطقه، تبلور در یک سیستم باز همراه با جریان فلئور را در اکثر مناطق در ارتباط با تبلور در یک سیستم بسته را تجربه نموده اند. در هاله دگرگونی حسن آباد دمای ۶۲۰-۶۵۰ درجه سانتی گراد برای تشکیل کلینتونیت پیشنهاد می شود.

واژه های کلیدی: کلینتونیت، فازهای های همزیست، اسکارن، فلئور، شرایط تشکیل، حسن آباد

مقدمه

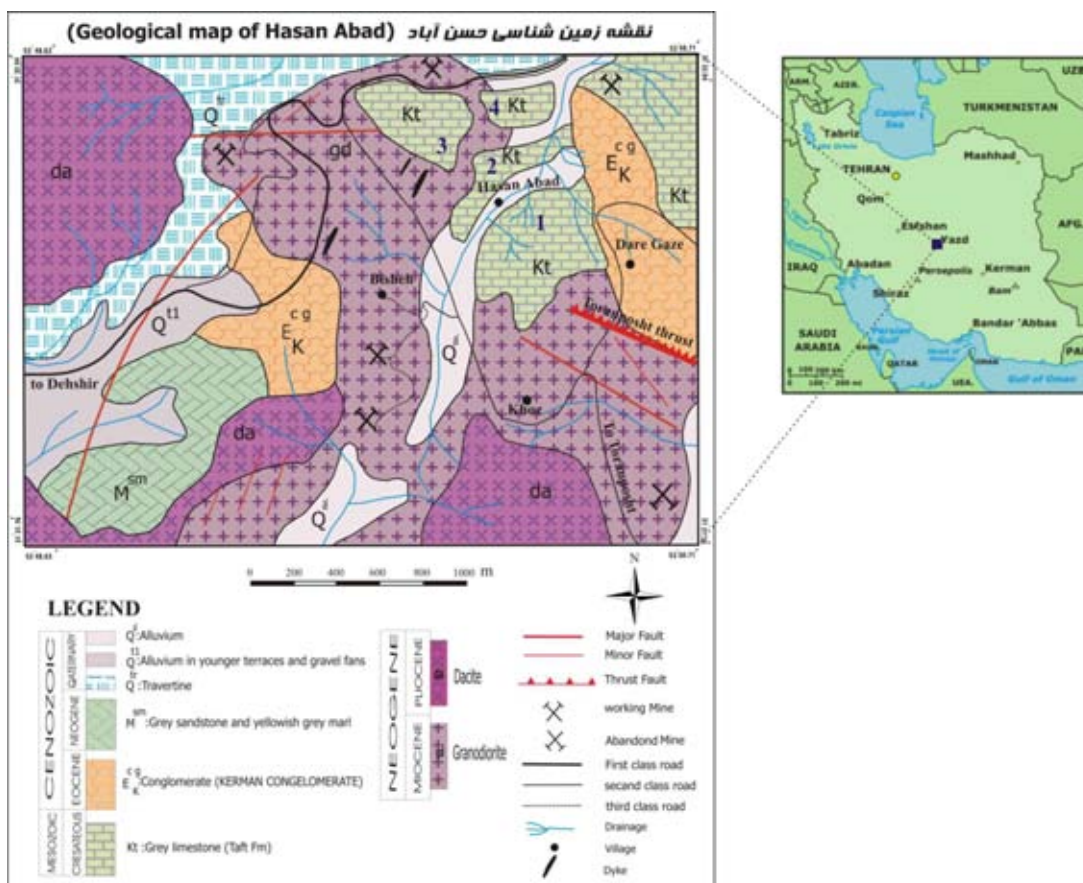
Chl گزارش کردند. چندی بعد کاتو و همکاران (Kato et al., 1997) کلینتونیت را در تعادل با گارنت اولیه و از هم رشدی بین دو کانی گارنت و کلینوهمومیت در اکلویت که شامل مرمراه های UHPSU-LU ترن چین می شود، توصیف کردند.

کلینتونیت ها از نظر کانی شناسی و پترولوژی قابل توجه هستند، زیرا این کانی ها در سنگ های دگرگونه غنی از آلومینیم و کلسیم بوجود می آیند (Olesch 1975) و نسبت آلومینیم به سلیس آنها در سایت تتراهدرال بالا می باشد ($\text{Al/Si} > 1$) (Rice 1980). تعدادی از کانی های کمیاب مانند بایتائیت (Bityite)، آنادیت (Anandite) و افزیت (Ephesite) از لحاظ ساختاری با میکاهای شکننده تری اکتاهدرال مرتبط می باشند، اما وجود تعداد زیادی از کاتیون هایی مانند Fe^{2+} , Na, Ba, Be, Li, براندیزیت متمایز می کند.

بررسی آنالیزهای گزارش شده از میکاهای شکننده، نشان داد که Ca , Mg , Al , Si کاتیون های عمده آنها هستند. ترکیب شیمیایی میکاهای کلسیم دار تری اکتاهدرال تقریباً می تواند در سیستم $\text{CaO}-$

روستای حسن آباد در جنوب غربی زون ایران مرکزی و در فاصله ۸۰ کیلومتری شهرستان یزد قرار دارد. ناحیه مورد مطالعه بین طول های جغرافیایی $31^{\circ} 31'$ تا $32^{\circ} 48'$ و عرض های جغرافیایی $53^{\circ} 15'$ تا $53^{\circ} 51'$ 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 حسن آباد و به صورت پراکنده در فاصله تقریباً ۲۰ متری از توده دیوریتی مشاهده شده است.

کلینتونیت یک میکای شکننده تری اکتاهدرال کمیاب با فرمول کلی $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{O})_2$ (MacKinney et al., 1997; Alietti et al., 1988) است. این کانی مخصوصاً در دگرگونی مجاورتی و اسکارن های کلسیم و منیزیم دار (Bucher and Frey 1994; Woodford et al., 2001) و تا اندازه ای در رودنگیت ها (Rice 1983; Dubinska et al., 2004) مشاهده می شود. آکرمند و همکاران (Ackerman et al., 1986) برای اولین بار کلینتونیت سنگ های دگرگونی ناحیه ای را همراه با مجموعه $\text{Ca} + \text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Spl} + \text{Sph} +$



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه حسن آباد یزد.

زمین‌شناسی منطقه

اسکارن حسن‌آباد در اثر نفوذ توده گرانودیوریتی با سن میوسن مربوط به نوار ارومیه- دختر در آهک‌های کرتاسه ایجاد شده است. این نوار ماگمایی- متالوژنیک موازی نوار چین خوردگی- برخوردی زاگرس می باشد که در شمال شرقی این زون گسلی قرار دارد. ماگماتیسم 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 جابه‌جا 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 آلپ بوده که پی آمد آن ولکانیسم به‌صورت گنبد‌های آتشفشانی است (دهقان منشادی ۱۳۷۹).

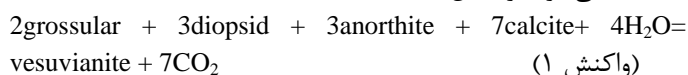
قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در این منطقه رخمون دارند مربوط به کرتاسه بوده (آهک سازند تفت) و جوان‌ترین سنگها را آبرفتها و همچنین تراورتن‌های عهد حاضر که هم‌اکنون نیز از چشمه‌های تراورتن‌ساز در حال نهشته شدن است تشکیل می‌دهند (شکل ۱).

در مورد کلیتونیت غالباً ترکیب $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ قرار بگیرد. شیمیایی خصوصی لازم است که بوسیله نسبت Al/Si بسیار بالا و اکتیویته 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 تری‌اکتاهدرال (Hintze 1897) بیان شده‌است، براندیزیت، کلیتونیت و زانتوفیلیت به طور گسترده‌ای به‌کاربرده می‌شوند. چرماک و سیپوز (Tschermak & Sipocz 1979) خاطر نشان کردند که در این خصوص نام کلیتونیت باید منحصر بکار برده‌شود 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 دگرگونی مجاورتی منطقه ۴ (شکل ۱) اطراف توده نفوذی شمال‌شرق روستای حسن‌آباد یزد، محلول جامدی از کلیتونیت تا مارگاریت (افزیت) به طور موضعی در سنگ‌های آهکی ناخالص نزدیک کنتاکت با گرانودیوریت‌ها مشاهده شده‌است. در اینجا داده‌هایی در خصوص مجموعه کانی‌ها، شیمی بلور کلیتونیت، ارتباط کانی‌ها و در نهایت منشا تشکیل کلیتونیت را ارائه می‌کنیم.

پراش پرتو ایکس (XRD) صورت پذیرفت. در این منطقه اندازه بلورها متوسط تا درشت بلور می‌باشند. 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 فیسیلی و یا پرکننده 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 (افزیت) می‌باشند. در اینجا نیز چهار زون مشابه مناطق ۲ و ۳ و با اختلاف اندک در ترکیب کانی‌شناسی با هم تشخیص داده شده‌است، که از کنتاکت به سمت سنگ‌های میزبان 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+ 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 نسبتا درشت می‌باشد. ولاستونیت در محل کنتاکت 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 گروسولار-آندرادیت می‌باشد و با تغییر در ترکیب آبگون‌های گرمایی ادامه یافته‌است (زندفر 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 از ایزوتروپ و درشت‌بلور می‌شود. کلینوپیروکسن‌های موجود با دانه‌های سابهدرال (بیشتر از ۱۰۰ میکرون) محلول جامدی از هدنبرژیت-دیوپسید را نشان می‌دهند. وزوویانیت فراوانی زیادی در این منطقه دارد و در بعضی از موارد جانشین گارنت‌های درشت‌بلور نزدیک کنتاکت می‌شود (واکنش ۱).



توالی رسوبی مزوزوئیک به وسیله کنگلومرا (کنگلومرای کرمان) و سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن پوشیده می‌شود (Zarasvandi & Liaghat 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، کوارتزیدیوریت 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، متاسندستون و اسکارن را بوجود آورده‌است. گستردگی هاله‌های دگرگونی مجاورتی اطراف این توده‌های نفوذی متغییر بوده و در حد چندین سانتی‌متر تا ۷۰۰ متر می‌باشند. تغییرپذیری وسعت هاله‌های دگرگونی اسکارن حسن‌آباد می‌تواند با توده نفوذی زیرین در ارتباط باشد و همچنین دما و فعالیت سیال در سنگ‌های اطراف اسکارن می‌تواند دلایلی برای این تغییر پذیری باشند (Timon et al. 2007). این اسکارن‌ها در چهار منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. پارائز کانی‌ها در هر منطقه تا اندازه‌ای با مناطق دیگر متفاوت است. در این منطقه هم برون اسکارن و هم درون اسکارن مشاهده شده‌است، اما عمدتاً برون اسکارن می‌باشند. 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 دولومیتی می‌باشد.

در منطقه ۱ هاله دگرگونی مجاورتی دارای گسترش زیاد می‌باشد. بلورها دانه‌ریز و انهدرال تا سابهدرال هستند و بافت آن گرانوبلاستیک است. تنوع کانی‌شناسی در آن محدود بوده و پارائز 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 کنتاکت با توده نفوذی به سمت سنگ‌های میزبان عبارتند از:

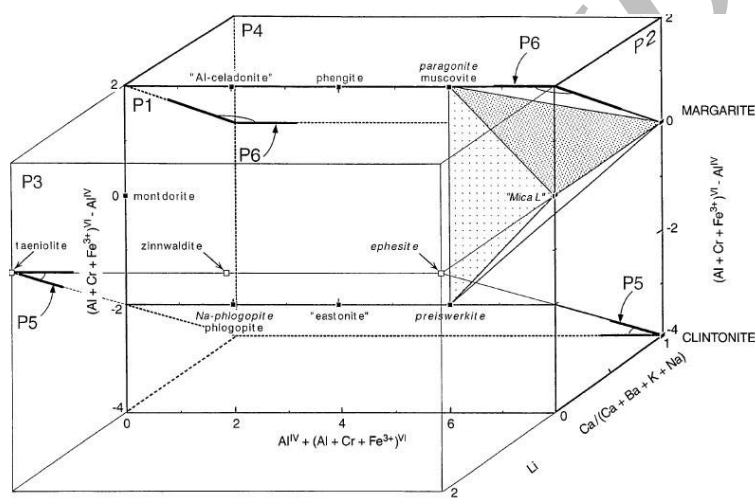
زون ولاستونیت- گارنت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونی+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت) زون ولاستونیت-وزوویانیت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت+ وزوویانیت+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت)، زون وزوویانیت- دیوپسید (شامل مجموعه کانی‌های وزوویانیت+ دیوپسید+ کلسیت+ گارنت+ اپیدوت) و زون وزوویانیت- اپیدوت (شامل مجموعه کانی‌های وزوویانیت+ اپیدوت+ کلسیت+ گارنت) می‌باشند. شناسایی این کانی‌ها توسط مقاطع میکروسکوپی و مطالعات دقیق تر 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 $Si^{4+} = 550^{\circ}$ و فشار دو کیلوبار، میدان محلول جامد کلینتونیت از $1/17Si^{4+}$ تا بیشتر از $1/24 Si^{4+}$ ، مقدار Si^{4+} گسترش می‌یابد و در (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: $CaAl_2 (Al_2 Si_2) O_{10} (OH)$

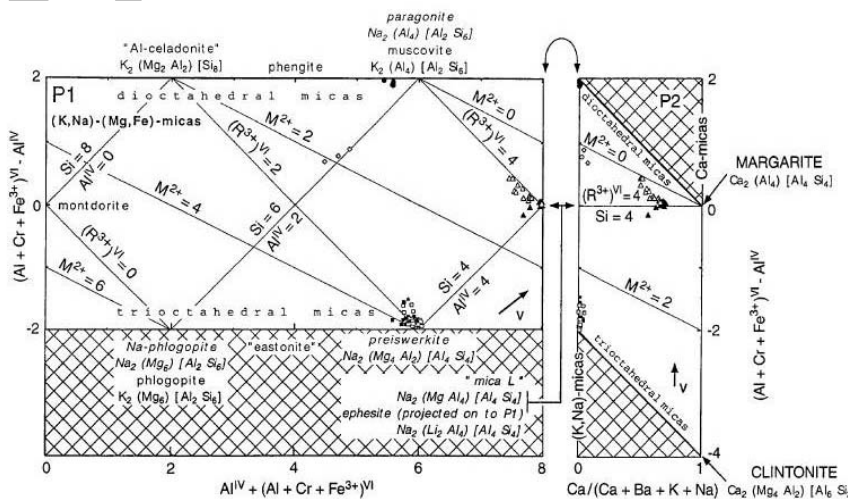
مطالعات زیادی تأیید می‌کنند که پاراژنهای دارای وزوویانیت به سیالات غنی از آب منحصر می‌شوند (Valley et al. 1985; Labotka et al. 1988; Abart 1995) در یک آنالیز کیفی در سیستم $CO_2-H_2O-SiO_2-Al_2O_3-MgO-CaO$ توسط والی و همکاران (Valley et al. 1985) نشان داده شد که وزوویانیت در دماهای بالا در غیاب کوارتز و موقعیت‌های غنی از آب ($X_{H_2O} > 0.8$) پایدار است. کانی‌های فرعی شامل تورمالین و اپیک می‌باشند. پیریت یوهدرال افشان در سرتاسر نمونه‌ها مشاهده می‌شود. از دیگر کانی‌های اپیک 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 شده‌است: $(Al+Cr+Fe^{3+})^{VI}-Al^{IV}$; $(Al+Cr+Fe^{3+})^{VI} + Al^{IV}$; $X_{Ca} = Ca/(Ca+Ba+Na+K)$; Li صفحه P1: میکاهای $(K, Na)-(Mg, Fe^{2+})$. صفحه P3: میکاهای $(K, Na)-Li$. صفحه P4: از عمده میکاهای کلسیم‌دار. صفحه P5: از میکاهای تری‌اکتاهدرال. صفحه P6: از میکاهای دی‌اکتاهدرال. صفحه P2: عمودی به یکی از صفحات جلو به طوری 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 شده‌است (Godard & Smith, 1999).



شکل ۳: ترکیبات میکا. ترکیبات از فضاهای P1 و P2 کشیده شده‌است. (Godard & Smith, 1999).

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

VG2080573IR شرکت متالوژی رازی.

Sample number	Clin	1-11	Clin	2-11	Clin	3-11	Clin	4-11	Clin	5-24	Clin	1-55	Clin	6-24
SiO ₂	19.03	19.04	19.71	19.30	18.20	26.73	19.30							
Al ₂ O ₃	43.98	45.30	44.85	46.49	45.01	44.77	45.83							
CaO	14.34	13.57	14.18	12.39	15.79	8.57	13.18							
MgO	20.52	20.32	19.09	19.76	18.87	15.67	20.77							
Fe ₂ O ₃	0.82	1.24	1.00	0.49	0.35	1.79	0.81							
Na ₂ O	0.29	0.52	1.16	1.16	0.47	0.65	0.35							
K ₂ O	-	-	-	0.42	-	-	-							
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	1.31	1.56	1.17							
F	2.2	1.9	0.45	0.51	2.4	1.84	1.78							
total	101.18	101.89	100.44	100.52	102.4	101.58	103.19							
Si	1.84	1.85	1.97	1.90	1.39	2.85	1.90							
Al ^{IV}	5.26	5.56	5.41	5.75	5.53	5.36	5.61							
Al ^{VI}	1.80	1.88	1.85	1.96	1.89	1.86	1.91							
Fe	0.009	0.07	0.05	0.007	0.006	0.11	0.009							
Mg	4.35	4.24	4.09	4.16	4.03	3.87	4.47							
Ca	2.21	1.94	2.16	1.71	2.42	0.96	2.11							
K	-	-	-	0.06	-	-	-							
Na	0.077	0.81	0.95	0.93	0.80	0.86	0.78							
Cr	-	-	-	-	0.26	0.46	0.12							

توده نفوذی واقع می‌شود. مطالعات XRD، تصاویر SEM و همچنین نتایج آنالیزهای میکروپروپ وقوع این کانی را در اسکارن حسن آباد تأیید 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 پلورهای 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-Al₂O₃(+Fe₂O₃+TiO₂)-SiO₂-H₂O (+FeO+MnO) عرضه می‌دارند، مقادیر کمی از Si و نسبتی از Al^{IV}/Si را بین ۰٫۴۸ و ۰٫۲۵ (جدول ۱) آشکار می‌کند. ترکیب شیمیایی کلینتونیت دارای مقدار منیزیم ۴/۰۳-۴/۸۷ و مقدار سیلیسیم ۱/۳۹-۲/۸۵ می‌باشد. Al^{IV} نسبتاً کمتر (۵/۲۶-۵/۷۵) است، که نتیجه جانشینی ^{IV}Al^{VI}Mg^{IV}Si^{VI}Al^{VI} می‌باشد (Alietti et al., 1997, Mottana et al., 2002). نسبت Si/Al (۰/۴۸-۰/۲۵) بیشتر از مقدار ایده‌آل آن (Si/Al^{IV}=0.33) می‌باشد. مقدار Fe (۰/۰۹-۱/۱۱) و Na (۰/۰۷-۰/۹۵) پائین و متغییر است، که بیشترین مقدار آن در مرکز توده مشاهده شده‌است.

تغییرات پتاسیم (۰/۰۶-۰) و کروم (۰/۱۲-۰/۴۶) اندک است، و مقدار Mn و Ba هم کمتر از حد تعیین دستگاه است. در آنالیزهای کلینتونیت مقدار زیادی از فلئوئر دیده می‌شود که این مقدار بالای فلئوئر و نسبت Si/Al این کانی مشابه کلینتونیت‌های غنی از فلئوئر کشور پرتقال، نیویورک و ایالات متحده آمریکا می‌باشد (Mackinney

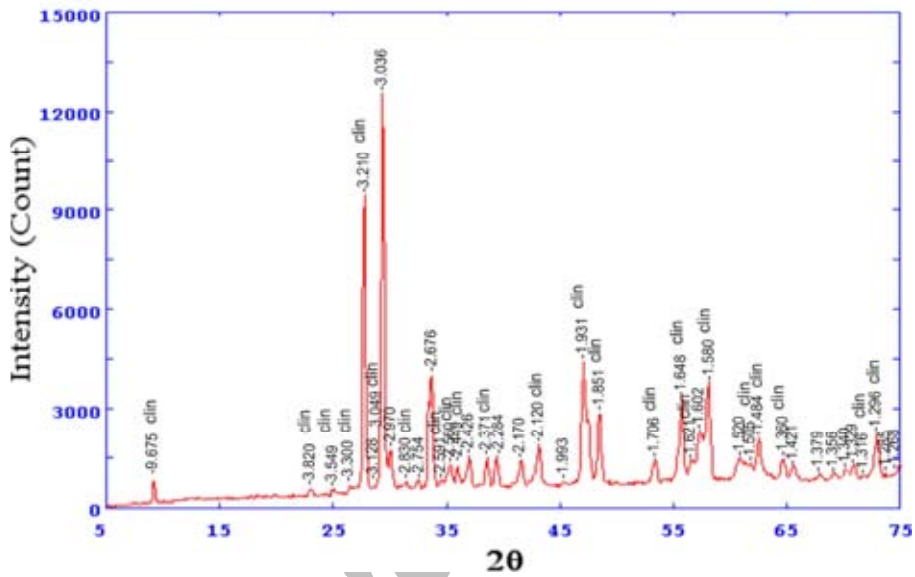
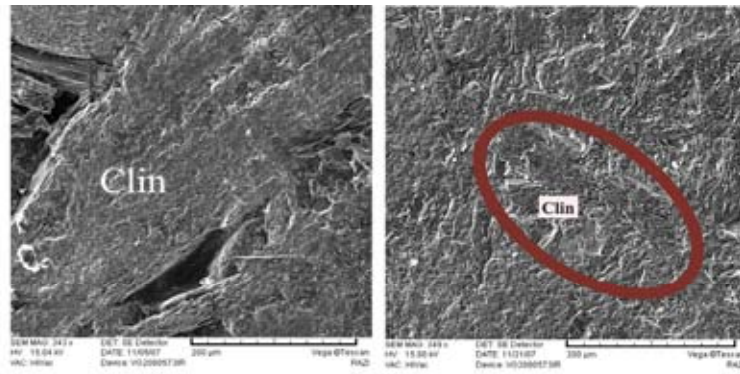
مارگاریت غالباً از طریق واکنش دگرگونی فیلوسیلیکات آبدار و کانی‌های کربنات در مجموعه هیدروترمال اصلی تشکیل می‌شود. خصوصیات نوری مارگاریت شبیه کلریت است. مارگاریت دارای CaO و Na₂O کمتر از پلاژیوکلاز است. تجزیه پلاژیوکلاز به مارگاریت می‌تواند کم‌شدن از Na₂O، K₂O، SiO₂ را توضیح دهد (Godard & Smith 1999).

ترکیب شیمیایی کلینتونیت

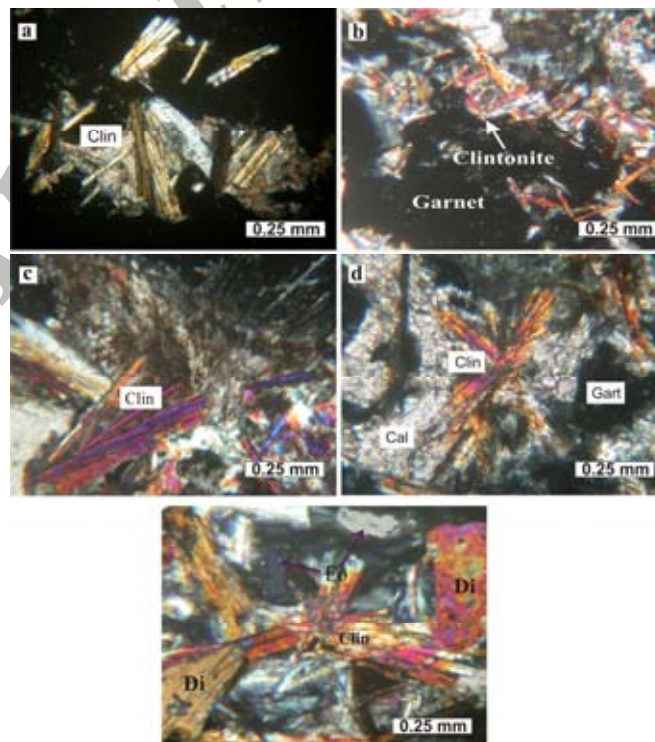
آنالیزهای شیمیایی نه چندان زیادی از کلینتونیت‌های مناطق مختلف دنیا گزارش شده‌است (Moinvaziri & Ahmadi 1992). تا قبل از مقاله چرماک و سیپوز (۱۸۹۷) آنالیزهایی از این کانی ارائه نگردیده‌بود. شیمی بلور این کانی به تفصیل توسط (Mackinney et al 1988) مطالعه شده‌است.

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). Sr, K, Na, Ba, Ca به مواضع میان‌لایه‌ای نسبت داده می‌شوند، تمامی Si و بخشی از Al موقعیت‌های تتراهدرال را اشغال می‌کنند و دیگر اتم‌ها از جمله باقی‌مانده Al در موقعیت‌ها اکتاهدرال جا داده می‌شوند.

فرمول ساده‌شده کلی این میکا $Ca(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3(Al, Si)_4O_{10}(OH, F, O)_2$ می‌باشد (Olesh 1975). در منطقه مورد مطالعه این کانی در بخش داخلی هاله مجاورتی در فاصله ۲۰ متری از کنتاکت



شکل ۴: تصاویر SEM و دیاگرام XRD کلینتونیت‌های منطقه مورد مطالعه (Clin: کلینتونیت).



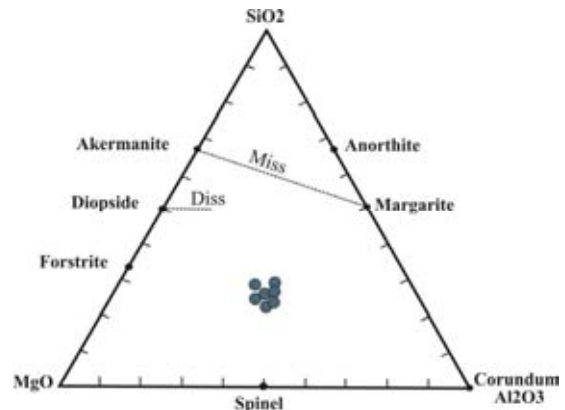
شکل ۵: تصاویر میکروسکوپ الکترونیکی از کلینتونیت‌های منطقه حسن آباد یزد.

منشا تشکیل کلینتونیت

کلینتونیت به‌طور جهت‌دار تا تصادفی شبیه تیغه‌های ۱-۲ میلی‌متری باریک مشاهده می‌شود. زمانی که میکای شکننده فراوان باشد به سنگ در زیر میکروسکوپ یک بافت فلسی (پوشالی) می‌دهد. کلینتونیت بوسیله یک زاویه نوری کوچک ($2v_a = 5^\circ$) و پلی کروئیمی که از زاویه α بی‌رنگ تا زاویه β و γ قهوه‌ای خیلی کم‌رنگ حرکت می‌کند، مشخص می‌شود. کلینوپیروکسن و به مقدار بسیار کم الوین (هومیت) به صورت درشت‌بلورهای خودریخت منشوری مرکب از دانه‌های سابه‌درال متعدد با خاموشی معمولی در منطقه دیده شده‌است. ارتباط بافتی مشاهده شده، اشاره بر این دارد که کلینتونیت بوسیله دگرگونی پیشرونده در تعادل با فازهای همراه تشکیل شده‌است. ارتباط فازها و واکنش کانی‌های کلینتونیت ساز توسط افراد مختلف مثلاً: (Olesch & Seifert 1976; Zharikov & Khodorevskaya 1987) مطالعه شده‌است. اولش و سی‌فرت (۱۹۸۷) روابط فازی کلینتونیت را در سیستم $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ در فشار 0.2 Gpa تعیین و اعلام کردند که شرایط تشکیل کلینتونیت در طبیعت محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار 0.2 Gpa با X_{CO_2} 0.1-0.3 تخمین زده می‌شود.

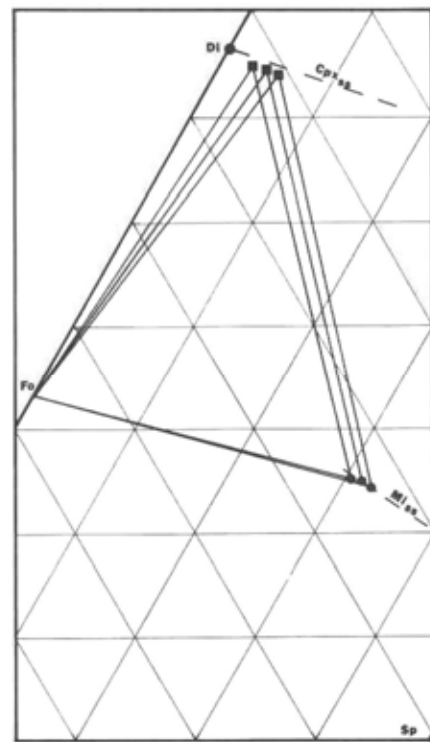
اولش و سی‌فرت (۱۹۷۶) محدوده پایداری دمای بالای سری‌های محلول جامد را تعیین کردند و نشان دادند که چنین میکاهایی میدان پایداری P-T نسبتاً بالایی دارند. با توجه به این میدان پایداری P-T بالا، مولفین مزبور این چنین استنتاج کردند که پارامترهای اساسی تشکیل کلینتونیت، فشار سیال یا دما نمی‌باشد، بلکه یک ترکیب نسبتاً خاص با حجم بالای Al_2O_3 و مقدار اندک SiO_2 نیاز است. کمیاب بودن این چنین ترکیباتی موجب شد تا نامبردگان اینگونه تصور نمایند کلینتونیت‌ها تنها در مواردی که بلوک اصلی توسط متاسوماتیسم دچار تغییر شود، بوجود می‌آیند. در نظر گرفتن چنین منشایی برای کلینتونیت‌ها، تشکیل آن‌ها را به کنتاکت بلافصل سنگ‌های آذرین نفوذی (اغلب مرتبط با اسکارن‌ها) محدود می‌نماید. و از سوی دیگر رایس (۱۹۷۶) پیشنهاد کرد که تشکیل کلینتونیت لزوماً وابسته به متاسوماتیسم نیست و این ترکیبات ویژه می‌توانند در رسوبات اصلی وجود داشته باشند، که البته به مقدار قابل توجهی واکنش‌های ایزوشیمیایی در سیالات غنی از H_2O رخ می‌دهند.

فازهای مشاهده شده همراه کلینتونیت در منطقه شامل، دیوپسید، اسپینل گارنت، کلسیت، ولاستونیت و فورستریت می‌باشد. ارتباط فازهای مشاهده شده هم توسط واکنش‌های پیوسته و هم ناپیوسته مشخص می‌شود (Thompson 1957; 1976). واکنش‌های ناپیوسته شامل فاز آشکار و ناآشکار یا مجموعه فازی می‌شود، در صورتیکه



شکل ۶: موقعیت کلینتونیت‌های منطقه مورد مطالعه در سیستم $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. نمونه مورد مطالعه با دایره مشخص شده‌است.

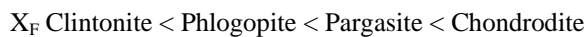
شکل ۷ ترکیبات همراه کلینوپیروکسن و کلینتونیت را نشان می‌دهد که بر سطح $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ تصویر شده‌است. ترکیب شاخص کلینتونیت بر روی سمت چپ خطی که ترکیبات همزیست کلینوپیروکسن و اسپینل را به هم متصل می‌کند، واقع شده‌است. تغییر ترکیبات میکاهای شکننده و کلینوپیروکسن اشاره بر حصول تعادل شیمیایی و حرکت سه فاز Fo-Cpx-Mi به صورت یک تابع تغییرپذیر (زیادشونده) دارد (مشابه آنچه که در ۳ فاز مثلث‌های AFM مشاهده می‌شود) (Thompson 1957).



شکل ۷: ترکیبات همراه کلینوپیروکسن و کلینتونیت که بر یک قسمت از سطوح $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ تصور شده‌است. Fo: forsterite; Sp= MgAl-spinel;

Di: diopside;

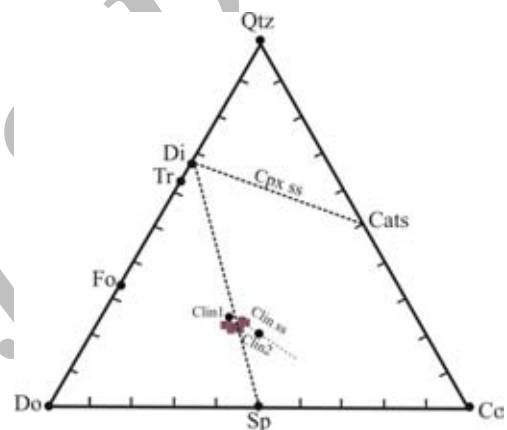
(Rice 1977). همان‌طور که در شکل ۹ نشان داده می‌شود، روابط و خط‌های ارتباطی شماتیک، نتیجه این دو واکنش ناپیوسته‌ای هستند که به‌وضوح متفاوتند. با توجه به شکل ۸ و مطالب گفته شده، تشکیل کلینتونیت‌های منطقه از دو واکنش فوق‌الذکر تبعیت می‌کنند. اما نکته‌ای که در اینجا لازم به ذکر است، وجود مقداری فلوئور در 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):



در آهک‌های حسن‌آباد هیچ کدام از کانی‌های فلوئورزای نام برده وجود ندارند و کلینتونیت غنی از فلوئور، از سیالات خارجی دارای فلوئور، Si، H₂O در X_{CO2} بالا متبلور می‌شوند. از طرفی این آهک‌ها ترکیبات لازم برای تولید کلینتونیت فقیر از فلوئور را دارا می‌باشند و پارائزهای مشاهده شده صرفاً در سیالاتی که دارای پتانسیل شیمیایی نسبتاً پائین CO₂ و یا پتانسیل شیمیایی بالای H₂O هستند، پایدار می‌باشند. چنین وضعیتی به طور موضعی نزدیک کنتاکت توده‌نفوذی جایی که سیالات غنی از CO₂ بر اثر اضافه شدن H₂O 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 ولاستونیت و وزوویانیت کاملاً واضح می‌باشد. هندسه نامرتب و بی‌قاعده کنتاکت همراه با توده‌های نفوذی کوچک بین رسوبات دگرگون شده و گرانودیوریت‌های ائوسن و همچنین وجود درز و شکاف‌های فراوان در منطقه احتمالاً به صورت مسیری برای چرخش سیال مناسب هستند. در نهایت با توجه به ترکیب مدال 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:

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.

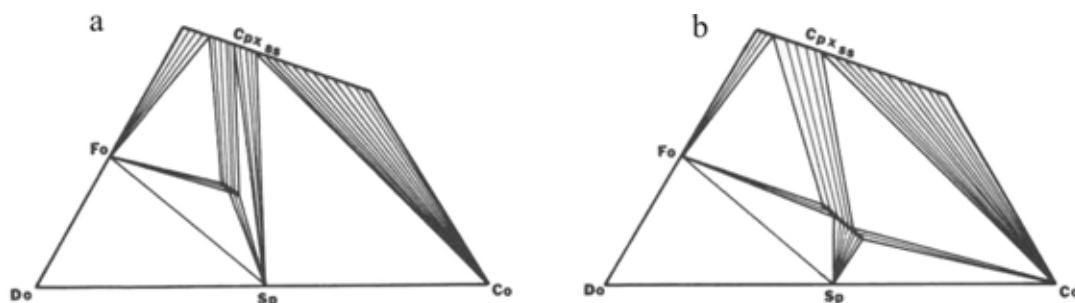


شکل ۸: ترکیب فازهای مدال در سیستم CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. موقعیت قرارگیری ۷ نمونه مورد مطالعه در این دیاگرام با مربع مشخص شده است. Qtz: quartz; Co: corundum; Do: dolomite; Fo: forsterite; Tr: tremolite; Di: diopside; Cats: calcium Tschermak's pyroxene; Sp = MgAl-₂ spinel; Clin_{ss}: spinel; Cte: chlorite [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 به‌خصوص در دمای بیشتر از ۵۵۰°C به X_{CO2} وابسته است



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

سدیم‌دار مشاهده می‌شود، که این مارگاریت‌ها از تفکیک 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 فلوئور به نظر فاکتور عمده کنترل‌کننده، تشکیل کلینتونیت در کنار فاکتورهای عمده مانند نسبت کم Si / Al و اکتیویته پائین Na و K می‌باشد. وجود فلوئور به احتمال زیاد به چرخش شاره‌های گرمایی در اطراف توده‌آهکی وابسته است. باز شدن شکستگی‌های سنگ موجب افزایش جریان سیال گردیده و خود به‌عنوان مسیر اولیه عبور شاره گرمایی عمل نموده‌است. تجزیه پلاژیوکلاز به مارگاریت می‌تواند تهی شدن 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 لحاظ جریان فلوئور را در اکثر مناطق در ارتباط با تبلور در یک سیستم بسته تجربه کرده‌اند.

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



بر پایه محاسبات بیگر (۱۹۵۷) در حد فاصل کنتاکت با گرانودیوریت دما بین ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد اعلام شده‌است. ارتباط چینه‌شناسی و ساختار خلاصه شده توسط رایس (۱۹۷۷) نشان می‌دهد که فشار لیتوستاتیکی کل در طول دگرگونی مجاورتی تقریباً ۱۰۰۰ بار می‌باشد. فقدان سودومورف‌های پریکلاز و بروسیت دلالت بر یک دمای کمتر از ۶۵۰ درجه می‌نماید (Greenwood 1967, Greenwood 1975). این طیف دمای کنتاکت (۶۰۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) توسط ژئوترموتری کلسیت- دولومیت مورد تأیید قرار می‌گیرد و دمای بیشتر از ۶۰۰ درجه برای نمونه‌های نزدیک کنتاکت پیشنهاد می‌گردد (Rice 1977). با توجه به شباهت کانی‌شناسی کلینتونیت‌های حسن‌آباد با مولدانوبین (دمای تشکیل کلینتونیت‌های منطقه مولدانوبین ۶۲۰-۶۷۰ می‌باشد)، به نظر می‌رسد که تشکیل کلینتونیت‌های حسن‌آباد محدود به دمایی بین ۶۲۰-۶۵۰°C می‌باشد.

نتیجه‌گیری

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

منابع:

- دهقان منشادی ب. ۱۳۷۹: مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم و دگرگونی منطقه دره زرشک - توران پشت، جنوب غربی یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران.
- زندفر س.، ولی‌زاده م.، 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 Fiskinaeset 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., Kozłowski 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 $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. In P. H. Abelson, ED. *Researches 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 temperature in the neighborhood of a cooling intrusive shealm. *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 Sprodglimmergrtpe. *Chemie 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., Thampson J.B., Guggenheim S. 2002: Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology- *Review in mineralogy.* **46**: 499.
- Olesch M. 1975: Synthesis and solid solubility of trioctahedral brittle micas in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am. Mineral.* **60**: 188-199.
- Olesch M., Seifert F. 1976: Stability and phase relations of trioctahedral calcium 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 $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$. *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 assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.* **42**: 841-858.
- Thompson A.B. 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.* **276**: 401-424.
- Timon S.M., Morol. M.C., Cembranos M.L., Fernandez 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 $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$. *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: Evidence 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.