# بررسی شرایط تشکیل کلینتونیت در هاله دگرگونی تودهنفوذی حسن آباد (جنوبغرب یزد)

سمیرا زندیفر<sup>\*</sup>، محمدولی ولیزاده، محمدعلی برقی، داریوش اسماعیلی دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران szandifar@khayam.ut.ac.ir :مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: ۸۷/۳/۱۳

## چکیدہ

بررسی ترکیب کانیشناسی و نحوه تشکیل بلورهای کلینتونیت اسکارن حسنآباد در تعیین مسیر تحولی این اسکارن مفید میباشد. میکای 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 همزیست با کلینتونیت شامل کلسیت، کلینوپیروکسن، گارنت، فورستریت، اسپینل، وزوویانیت و ولاستونیت میباشد. دو نوع واکنش (Cop + Cr + Sp + H<sub>2</sub>O = Cl + Sp + H<sub>2</sub>O = Cl + Cc) بین فازهای مشاهدهشده موجب تشکیل کلینتونیتهای منطقه شدهاست که روابط فازی موجود، میدان پایداری کلینتونیت را در پتانسیل پائین CO2 و پتانسیل بالای Cp محدود میرکند. بهنظر میرسد جریان شارههای گرمابی غنی از فلونور در اطراف تودهآهکی از عوامل عمده تشکیل این کانی باشد. منبع اصلی تانده فلونور مذاب مرکند. بهنظر میرسد جریان شارههای گرمابی غنی از فلونور در اطراف تودهآهکی از عوامل عمده تشکیل این کانی باشد. منبع اصلی تکنده فلونور مذاب مرگاریت، میباشد. مدل پیشنهادی برای تشکیل کلینتونیتها و تحول اسکارن حسنآباد در محیط و در نتیجه تشکیل کلینتونیت به دلیل تبازی کینده فلونور در اطراف تودهآهکی از عوامل عمده تشکیل این کانی باشد. منبع اصلی تامین کننده فلونور مذاب مرگاریت، می باشد. 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 فلونور را در اکثر مناطق در ارتباط با تبلور در یک سیستم بسته را تجربه نموداند. در هاله دگرگونی حسنآباد دمای ۲۶۰–۶۵

واژه های کلیدی: کلینتونیت، فازهایهای همزیست، اسکارن، فلوئور، شرایط تشکیل، حسن آباد

### مقدمه

روستای حسن آباد در جنوب غربی زون ایران مرکزی و در فاصله ۸۰ کیلومتری شهرستان یزد قرار دارد. ناحیه مورد مطالعه بین طولهای جغرافیایی ٬۴۸،۳۱ ° ۵۳ تا ٬۵۱،۱۵ ° ۵۳ و عرضهای جغرافیایی ٬۲۷ ۳۰ °۳۱ تا ٬۹۷ ٬۳۲۰ °۳۱ 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 تقریبا ۲۰ متری از توده دیوریتی مشاهده شده است.

كلينتونيت يك ميكاى شكننده ترىاكتاهدرال كمياب با فرمول كلى MacKinney *et* ) Ca(Mg, Fe<sup>2+</sup>, F<sup>e3+</sup>, Al)<sub>3</sub> (Al, Si)<sub>4</sub> O<sub>10</sub>(OH,F, O)<sub>2</sub> (*al.*, 1988; Alietti *et al.* 1997 Bucher and Frey 1994; ) است. اين كانى مخصوصا در دگر گونى مجاورتى و اسكارنهاى كلسيم و منيزيمدار ( ;Woodford *et al.*, 2001 (Rice 1983; و تا اندازهاى در رودنگيتها ;Woodford *et al.*, 2001 (Rice 1983; مشهده مىشود. آكرمند و همكاران Dubinska *et al.*, 2004) براى اولين بار كلينتونيت سنگهاى (Ackermand *et al.* 1986) Cal+ Ol+ Cpx+ Spl+ Sph+

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 وکلینوهومیت در اکلوژیت که شامل مرمرهای UHPSU-LU ترن چین می شود، توصیف کردند.

کلینتونیتها از نظر کانیشناسی و پترولوژی 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 (Ice 1980) (Al/Si > 1) بعدادی از کانیهای کمیاب مانند بایتائیت (Bityite)، آناندیت (Anandite) و افزیت کمیاب مانند بایتائیت (Ephesite)، آناندیت (Ephesite) و افزیت (Ephesite) از لحاظ ساختاری با میکاهای شکننده تریاکتاهدرال Fe<sup>2+</sup>, Na, از لحاظ ساختاری با میکاهای شکننده تریاکتاهدرال مرتبط میباشند، اما وجود تعداد زیادی از کاتیونهایی مانند , Al Ba, Be, Li, براندیزیت متمایز میکند.

بررسی آنالیزهای گزارش شده از میکاهای شکننده، نشان داد که Ca, Mg, Al, Si کاتیونهای عمده آنها هستند. ترکیب شیمیایی میکاهای کلسیمدار تریاکتاهدرال تقریبا میتواند در سیستم -CaO



MgO- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- SiO<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>O فرار بگیرد. درمورد کلینتونیت غالبا ترکیب شیمیایی بخصوصی لازم است که بوسیله نسبت Al/Si بسیار بالا و Olesch and Seifert 1976; میشود زاد او Noe; Alietti et al. 1983; Ulmer 1983; Ackermand et al. 1986; Alietti et al. 1983; Ulmer 1983; Ackermand et al. 1986; Alietti et al. 2002). میکاهای کلسیمدار تریاکتاهدرال (Hintze 1897) بیان شدهاست، میکاهای کلسیمدار تریاکتاهدرال (Tschermak & Sipocz 1979) خاطر نشان کردند که در این خصوص نام کلینتونیت باید منحصرا بکار بردهشود کردند که در این خصوص نام کلینتونیت باید منحصرا بکار بردهشود کروه بسیار محدود است که امکان جدا شدن انواع چند کانی را زیرا تغییرپذیری در ترکیب شیمیایی و خصوصیات فیزیکی در این زیرا تغییرپذیری در ترکیب شیمیایی و خصوصیات فیزیکی در این نمیدهد. گفته دوم توسط تحقیقات بیشتر ساختاری (Forman 1951) تائید شده است.

در هاله دگرگونی مجاورتی منطقه ۴ (شکل ۱) اطراف توده نفوذی شمال شرق روستای حسن آباد یزد، محلول جامدی از کلینتونیت تا مارگاریت (افزیت) به طور موضعی در سنگهای آهکی ناخالص نزدیک کنتاکت با گرانودیوریتها مشاهده شدهاست. در اینجا دادههایی درخصوص مجموعه کانیها، شیمی بلور کلینتونیت، ارتباط کانیها و در نهایت منشا تشکیل کلینتونیت را ارائه می کنیم.

زمین شناسی منطقه اسکارن حسن آباد 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 گسلشی 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 جابه جا شدهاند. این فعالیت به علت قرارگیری آن در یک زون گسلی بین گسل اصلی دهشیر - بافت و گسل توران پشت - شمس آباد که یکی از گسلهای فرعی و منشعب از آن است بیش از مناطق مجاور می باشد. این پیکره گسلی متاثر از آخرین رخداد زمین ساختی آلپ بوده که پی آمد آن ولکانیسم به صورت گنبدهای آتشفشانی است (دهقان منشادی ۱۳۷۹).

قدیمی ترین سنگهایی که در این منطقه رخنمون دارند مربوط به کرتاسه بوده (آهک سازند تفت) و جوان ترین سنگها را آبرفتها و همچنین تراور تنهای عهد حاضر که هم اکنون نیز از چشمههای تراور تنساز در حال نهشته شدن است تشکیل می دهند (شکل ۱).

www.SID.ir

)

(

پراش پرتو ایکس (XRD) صورت پذیرفت. در این منطقه اندازه بلورها متوسط تا درشت بلور مي باشند. برخي از گارنت هايي كه ولاستونيت ها را احاطه کردهاند زونینگ نوسانی مشخصی را به نمایش می گذارند. 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 می باشد. بواسطه جهت گیری ترجیحی میکاها در این منطقه، لایه های 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 کانی شناسی با هم تشخیص داده شدهاست، که از کنتاکت به سمت سنگهای میزبان عبارتند از: ۱- زون ولاستونیت- گارنت (شامل مجموعه کانی های ولاستونیت-گارنت ديوپسيد كلينتونيت، كلسيت ، اسپينل، فورستريت) ۲- زون ولاستونيت-وزوويانيت (شامل مجموعه كانىهاى ولاستونيت+ وزوويانيت+ گارنت+ ديوپسيد+ كلسيت+ كلينتونيت+ مارگاريت+ اسپینل)، ۳- زون وزوویانیت- دیوپسید (شامل مجموعه کانیهای وزوويانيت+ ديوپسيد+ كلسيت+ گارنت+ اپيدوت) و ۴- زون وزوويانيت-اپيدوت (شامل مجموعه كانىهاى وزوويانيت+ اپيدوت+ كلسيت+ 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 گرمابی ادامه یافتهاست (زندیفر 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 انایزوتروپ 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 می شود (واکنش ۱).

2grossular + 3diopsid + 3anorthite + 7calcite+ 4H<sub>2</sub>O= vesuvianite  $+7CO_2$ (واكنش ١)

توالی رسوبی مزوزوئیک به وسیله کنگلومرا (کنگلومرای کرمان) و سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن پوشیده می شود ( & Zarasvandi Liaghat 2005). نهشتههای میوسن با رسوبات مارن و ماسهسنگ ریزدانه با رنگ عمومی ارغوانی آغاز میشود. پایان بخش 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 می باشند.

# 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 ۲۰۰ متر میباشند. تغییرپذیری وسعت هالههای دگرگونی اسکارن حسن آباد می تواند با توده نفوذی زیرین در ارتباط باشد و همچنین دما وفعالیت 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 برون اسکارن و هم درون اسکارن مشاهده شدهاست، اما عمدتا برون اسکارن میباشند. چهار توده آهکی که دستخوش دگرگونی مجاورتی قرار گرفتهاند در شکل ۱ با شماره مشخص شدهاند. توده ۱، ۲ و ۳ کاملا 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 گرانوبلاستیک است. تنوع کانی شناسی در آن محدود بوده و پاراژنز کانی های آن شامل: گارنت(گراسولار)+ دیوپسید+ اپیدوت میباشد و زونبندی خاصی در اینجا قابل تشخیص نیست. مناطق ۲ و۳ از تمام لحاظ شبیه هستند. نتيجه 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 ولاستونيت- گارنت(شامل مجموعه كانىهاى ولاستونى+ گارنت+ ديوپسيد+ كلسيت) زون ولاستونيت-وزوويانيت(شامل مجموعه كانى هاى ولاستونيت+ وزوويانيت+ گارنت+ ديوپسيد+ كلسيت)، زون وزوویانیت- دیوپسید(شامل مجموعه کانیهای وزوویانیت+ دیوپسید+ كلسيت+ گارنت+ اپيدوت) و زون وزوويانيت- اپيدوت(شامل مجموعه كانى هاى وزوويانيت+ اپيدوت+ كلسيت+ گارنت) مىباشند. شناسايى این کانی ها توسط مقاطع میکروسکوپی و مطالعات دقیق تر ۶۰ نمونه با

مطالعات زیادی تائید می کنند که پاراژنزهای دارای وزوویانیت به valley *et al.* 1985; Labotka ( می شوند ( 1985; Labotka ) میالات غنی از آب منحصر می شوند ( CO<sub>2</sub>- می معنی در سیستم -CO<sub>2</sub> SiO<sub>2</sub>- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- MgO- CaO Valley *et al.* 1988; Abart 1995 Valley *et al.* 1980 - CaO - SiO<sub>2</sub>- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- MgO- CaO ( *al.* 1985 - 200 - 20

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

محلول جامد كلينتونيت-مارگاريت

شکل ۲: نمایش شماتیک ترکیبات میکا. ترکیبات میکا در فضای به شرح ذیل معرفی شدهاست: X<sub>Ca</sub> = :۲۰ ما<sup>IV</sup>; (Al+Cr+Fe<sup>3+</sup>)<sup>VI</sup> + Al<sup>IV</sup>; X<sub>Ca</sub> = : نمایش شماتیک ترکیبات میکاهای کلسیمدار. صفحه P3 (K, Na)-La (K, Na)-La (K, Na)-(Mg,Fe<sup>2+</sup>). صفحه P4 از عمده میکاهای کلسیمدار. صفحه P5 از از از میکاهای کلسیمدار. صفحه P5 از از عمده میکاهای کلسیمدار. صفحه P5 از از میکاهای تریاکتاهدرال. صفحه P5 عمودی به یکی از صفحات جلو بهطوری که از میان مارگاریت و میکای لیتیمدار میکاهای تریاکتاهدرال. صفحه P6 از از میکاهای دیاکتاهدرال. صفحه P2 عمودی به یکی از صفحات جلو بهطوری که از میان مارگاریت و میکای لیتیمدار میکاهای تریاکتاهدرال. صفحه P6 از از میکاهای دیاکتاهدرال. صفحه P2 عمودی به یکی از صفحات جلو بهطوری که از میان مارگاریت و میکای لیتیمدار میگذرد (شکل ۳). میکاهای کلسیمدار با کلمات درشت، میکاهای سدیمدان با کلمات کج و میکاهای پتاسیمدار با قلم عادی نوشته شدهاست ( Smith, 1999).



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

www.SID.ir

(

Sample number	Clin	1-11	Clin	2-11	Clin	3-11	Clin	4-11	Clin	5-24	Clin	1-55	Clin 6-24
SiO2	19.03		19.04		19.71		19.30		18.20		26.73		19.30
Al2O3	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
Fe2O3	0.82		1.24		1.00		0.49		0.35		1.79		0.81
Na2O	0.29		0.52		1.16		1.16		0.47		0.65		0.35
K20	-		-		-		0.42		-		-		-
Cr203	-		-		-		-		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

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

VG2080573IR شركت متالوژی رازی.

مارگاریت غالبا 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 کموسیات نوری مارگاریت شبیه کلریت است. مارگاریت میتواند Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> کم شدن از Sodard & Smith را توضیح دهد ( Ma2O, K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>). (1999).

## تركيب شيميايي كلينتونيت

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 مشخصشدن فرمول کانی بر اساس ۲۲ ظرفیت کاتیون محاسبه شدند (Steven 1947). Sr, K, Na, Ba, Ca مواضع میان لایه ای نسبت داده می شوند، تمامی Si و بخشی از Al موقعیتهای تتراهدرال را اشغال میکنند و دیگر اتمها از جمله باقی مانده Al در موقعیتها اکتاهدرال جا داده می شوند.

 $Ca(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3 (Al, Si)_4$ فرمول ساده کلی این میکا Olesh 1975) میباشد  $O_{10}(OH, F, O)_2$ . درمنطقه مورد مطالعه این کانی در بخش داخلی هاله مجاورتی در فاصله ۲۰ متری از کنتاکت

توده نفوذي واقع مي شود. مطالعات XRD، تصاوير SEM و همچنين نتایج آنالیزهای میکروپروپ وقوع این کانی را در اسکارن حسنآباد تائید می کنند (شکل ۴). این کانی به صورت دانه های کشیده یوهدرال با اندازهای در حدود mm ۱-۲ mm تشکیل می گردد، ودر بعضی از مناطق به شکل بلورهای پروانهای است (شکل ۵). کلینتونیت به طور جهتدار شبیه تیغه باریک مورد مشاهده قرار می گیرد. در نور پلاریزه خاموشی مستقیم نشان میدهد. شکل ۶ موقعیت کلینتونیتهای منطقه مورد CaO (+Sr+BaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO مطالعه را در سیستم ، عرضه مې دارند، (+FeO+MnO)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>)-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (CaO و H2O و H2O و CaO) و CaO و میکروپروب کلینتونیت مقادیر کمی از Si و نسبتی از Al<sup>IV</sup>/Si را بین ۰٫۴۸ و ۰٫۲۵ (جدول ۱) آشکار می کند . ترکیب شیمیایی کلینتونیت دارای مقدار منیزیم ۴/۸۷ – ۴/۰۳ و مقدار سیلیسیم ۲/۸۵–۱/۳۹ می باشد. Al<sup>IV</sup> می باشد. <sup>IV</sup>Al  $^{VI}Mg$   $^{IV}Si^{VI}Al^{VI}$  کمتر (۵/۷۵ – ۵/۲۶) است، که نتیجه جانشینی (۵/۲۶ – ۵/۲۶) مى باشد (Alietti et al., 1997, Mottana et al., 2002). نسبت Si/Al (۸/۴۸ - ۰/۴۵) بیشتر از مقدار ایدهآل آن (Si/ Al<sup>IV</sup>=0.33) میباشد. مقدار Fe (۱/۱۱–۰/۰۰۹) و Na (۱/۱۹–۰/۰۹) پائین و متغییر است، که بیشترین مقدار آن در مرکز توده مشاهده شدهاست.

تغییرات پتاسیم (۰-۰/۰۶) و کروم (۰/۱۲- ۰/۱۴) اندک است، و مقدار Mn و Ba هم کمتر از حد تعیین دستگاه است. در آنالیزهای کلینتونیت مقدار زیادی از فلوئور دیده میشود که این مقدار بالای فلوئور و نسبت Si/Al این کانی مشابه کلینتونیتهای غنی از فلوئور کشور پرتقال، نیویورک و ایالات متحده آمریکا میباشد ( Mackinney





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



شکل ۶: موقعیت کلینتونیتهای منطقه مورد مطالعه در سیستم -CaO-MgO Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O با نمونه مورد مطالعه با دایره مشخص شدهاست.

1988). شکل ۷ ترکیبات همراه کلینوپپروکسن وکلینتونیت را نشانمیدهد که بر سطح SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO تصویر شدهاست. ترکیب شاخص کلینتونیت بر روی سمت چپ خطی که ترکیبات همزیست کلینوپیروکسن و اسپینل را به هم متصل میکند، واقع شدهاست. تغییرترکیبات میکاهای شکننده و کلینوپیروکسن اشاره بر حصول تعیرترکیبات میکاهای شکننده و کلینوپیروکسن اشاره بر حصول معادل شیمیایی و حرکت سه فاز Fo-Cpx-Mi بهصورت یک تابع تغییرپذیر (زیادشونده) دارد (مشابه آنچه که در ۳ فاز مثلثهای AFM مشاهده میشود) (Thompson 1957).



شکل ۷: ترکیبات همراه کلینوپیروکسن وکلینتونیت که بر یک قسمت از سطوح SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>0<sub>3</sub>-MgO تصور شدهاست. ;Di: diopside. Di: diopside.

منشا تشكيل كلينتونيت

(

كلينتونيت بهطور جهتدار تا تصادفي شبيه تيغههاي ۱-۲ ميليمتري باریک مشاهدهمی شود. زمانی که میکای شکننده فراوان باشد به سنگ در زير ميكروسكوپ يك بافت فلسى (پوشالي) مىدهد. كلينتونيت بوسیله یک زاویه نوری کوچک ( $2v_{\alpha} = 5^{\circ}$ ) وپلی کروئیسمی که از زاویه بیرنگ تا زاویه eta و  $\gamma$  قهوهای خیلی کمرنگ حرکت میکند، lphaمشخص مى شود. كلينو پيروكسن و به مقدار بسيار كم الوين (هوميت) 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 کانی های کلینتونیت ساز توسط افراد مختلف مثلا: ( & Olesch Seifert 1976; Zharikov & Khodorevskaya 1987). مطالعه شدهاست. اولش و سیفرت (۱۹۸۷) روابط فازی کلینتونیت را در سیستم CaO- MgO- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- SiO<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>O در فشار 0.2 Gpa در فشار اعلام کردند که شرایط تشکیل کلینتونیت در طبیعت محدوده دمایی ۰۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد و فشار X<sub>CO2</sub> با X<sub>CO2</sub> با X<sub>CO2</sub> کا تخمین زده می شود.

اولش و سیفرت (۱۹۷۶) محدوده پایداری دمای بالای سریهای محلول جامد را تعیین کردند و نشان دادند که چنین میکاهایی میدان پایداری P-T نسبتا بالایی دارند. با توجه به این میدان پایداری T-P بالا، مولفین مزبور این چنین استنتاج کردند که پارامترهای اساسی تشکیل کلینتونیت، فشار سیال یا دما نمی باشد، بلکه یک ترکیب نسبتا خاص با حجم بالای  $P_2OI$  و مقدار اندک  $O_2$  نیاز است. کمیاب بودن این چنین ترکیباتی موجب شد تا نامبردگان اینگونه تصور نمایند 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 می میاید. و از سوی دیگر رایس (۱۹۷۶) پیشنهاد کرد که تشکیل کلینتونیت لزوما 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 می دهند.

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

واکنشهای پیوسته صرفا 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 (AI)، کلینتونیت و بخار را بیان میکنیم.

اگر ترکیب کلینتونیت نزدیک فورستریت در خط اتصال کلینوپیروکسن-اسپینل قرار بگیرد (Clin<sub>1</sub>؛ شکل ۸)، تشکیل آن توسط واکنش زیر تعریف می گردد.

 $Fo + Cpx + Cc + Sp + H_2O = Cli + CO_2$ (a)



موقعیت قرارگیری ۷ نمونه مورد مطالعه در این دیاگرام با مربع مشخص Mgo-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O موقعیت قرارگیری ۷ نمونه مورد مطالعه در این دیاگرام با مربع مشخص شدهاست. ?Qtz: quartz;Co: corundum;Do: dolomite;Fo: forsterite; Tr شدهاست. Spinel;Fo: forsterite; Tr: تحدوده محلول جامد (OH)ه: Spinel; Cte : chlorite [Mg<sub>2</sub>AL<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub> (OH) 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:

 $Cpx + Cc + Sp + H_2O = Cli + Fo + CO_2$  (b) واکنش b بهخصوص در دمای بیشتر از  $^{\circ}C_2$  به  $^{\circ}C_2$  وابسته است



(Rice 1977). همان طور که در شکل ۹ نشان دادهمی شود، روابط و خطهای ارتباطی شماتیک، نتیجه این دو واکنش ناپیوستهای هستند که به وضوح متفاوتند. با توجه به شکل ۸ و مطالب گفته شده، تشکیل کلینتونیتهای منطقه از دو واکنش فوق الذکر 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 پرتقال، ایالات متحده آمریکا و منطقه مولدانوبین (Franklin marble) در کانیهای موجود همزیست با کلینتونیت به صورت زیر میباشد (Moldanubian zone): مریرهای فرانکلین (Kearns *et al.* 1980) در کانیهای موجود مریرهای در کانیهای موجود (Chondrodite < Phogopite < Chondrodite

( )

در آهکهای حسنآباد هیچ کدام از کانیهای فلوئورزای نام برده وجود ندارند و کلینتونیت غنی از فلوئور ، از سیالات خارجی دارای فلوئور ، H<sub>2</sub>O ،Si در X<sub>CO2</sub> بالا متبلور می شوند. از طرفی این آهکها تركيبات لازم براى توليد كلينتونيت فقير از فلوئور را دارا مى باشند و پاراژنزهای مشاهده شده صرفا در سیالاتی که دارای پتانسیل شیمیایی نسبتا پائین CO<sub>2</sub> و یا پتانسیل شیمیایی بالای H<sub>2</sub>O هستند، پایدار میباشند. چنین وضعیتی به طور موضعی نزدیک کنتاکت تودهنفوذی جایی که سیالات غنی از CO<sub>2</sub> بر اثر اضافه شدن H<sub>2</sub>O از توده نفوذی رقیق می شوند، دیده شده اند. کلینتونیت می تواند 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، مى باشد. حضور يک سيال آبدار به دليل حضور ولاستونيت و وزوويانيت كاملا واضح مىباشد. هندسه نامرتب و بىقاعده كنتاكت همراه با تودههای نفوذی کوچک بین رسوبات دگرگون شده و گرانودیوریتهای ائوسن و همچنین وجود درز و شکافهای فراوان در منطقه احتمالا 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 می شود. در نهایت واکنشی که می توان برای تشکیل این کانی پیشنهاد کرد چنین است:



شکل ۹: (a) - موفعیت مثلثهای ۳ فازی ناشی از واکنش (b) Fo + Cpx + Cc + Sp + H<sub>2</sub>O = Cli + CO<sub>2</sub> وضعیت مثلثهای ۳ فازی ناشی از واکنش + Cpx + Cc (b) - وضعیت مثلثهای ۳ فازی ناشی از واکنش + Sp + H<sub>2</sub>O = Cli + Fo + CO<sub>2</sub>.

)

(

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

بر پایه محاسبات ییگر (۱۹۵۷) در حد فاصل کنتاکت با گرانودیوریت دما بین ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی گراد اعلام شدهاست. ارتباط چینهشناسی و ساختار خلاصه شده توسط رایس (۱۹۷۷) نشان میدهد که فشار لیتوستاتیکی کل در طول دگرگونی مجاورتی تقریبا ۱۰۰۰ بار میباشد. فقدان سودومورفهای پریکلاز و بروسیت دلالت بر یک دمای کمتر از ۶۵۰ درجه مینماید ( ۲۶۰-۶۵۰ درجه سانتی گراد) توسط ژئوترمومتری کلسیت- دولومیت مورد تائید قرار می گیرد و دمای بیشتر از ۶۰۰ درجه برای نمونههای نزدیک کنتاکت پیشنهاد می گردد (۱۹77 میباشد). با توجه به شباهت کانی شناسی کلینتونیتهای حسن آباد با مولدانوبین (دمای تشکیل کلینتونیتهای منطقه مولدانوبین ۶۲۰-۶۷۶ میباشد)، بهنظر میرسد که تشکیل کلینتونیتهای حسن آباد محدود به دمایی بین ع°۶۲۰-۶۰۰ میباشد.

### نتيجهگيرى

نفوذ توده گرانودیوریتی حسنآباد در سنگهای آهکی سازند تفت، موجب تشکیل اسکارنهای متنوعی در هاله دگرگونی شدهاست.

در اطراف روستای حسن آباد چهار دسته از این اسکارنها که تقریبا مشابه هم هستند، مشاهده می شوند. کلینتونیت به عنوان عضوی از مجموعه کانیایی هاله دگر گونی که صرفا در منطقه چهار دیده می شود به صورت همزیست با کانی های کلسیت، کلینوپیروکسن، گارنت، فورستریت و اسپینل وجود دارد و آنالیزهای میکروپروپ نشان می دهند که در این منطقه محلول جامدی از کلینتونیت به سمت مار گاریت

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

قوی ترین توضیح قابل قبول بر اساس دانش موجود در تحول اسکارن حسن آباد بر این اصل استوار است که مجموعه کانی های 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 کانی شناسی دگر گونی مجاورتی تودهنفوذی حسن آباد 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 می شود.

### 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. زندیفر س.، ولیزاده م..و، برقی م.ع.، اسماعیلی د. ۱۳۸۶: مطالعه پراکندگی اندازه بلورهای (CSD) گارنت در اسکارن روستای حسن آباد 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.
- Ackermand D., Herd R.K., Windley B.F. 1986: Clintonite of regional metamorphic origin, along the margin of the Fiskinaesset 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 lover Silesia Rodingites: Conestraints 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. 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 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: Fiuorine 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 Sprodglimmergrtppe. *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., Thampson 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-AL<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *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–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>. *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.