

نبرد کلریتوید در متاپلیت‌ها و نقش فشار سیال‌ها: شواهدی از منطقه همدان، زون

سنندج - سیرجان، ایران

علی اکبر بهاری فر*

۱ دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، ابهر، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۲/۱۴

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۲۵

چکیده

کلریتوید، به عنوان یکی از کانی‌های دگرگونی متاپلیت‌ها در درجات پایین تا متوسط دگرگونی، در متاپلیت‌های منطقه همدان یافت نمی‌شود. مقایسه نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های همدان با معیارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتویددار، نشان می‌دهد که نمونه‌های همدان دارای ترکیب شیمیایی مساعد بوده‌اند. از آن جا که دما و فشار نیز در بسیاری از سنگ‌ها در محدوده پایداری کلریتوید است؛ ترکیب سیال، به عنوان تنها عامل مؤثر احتمالی، مد نظر قرار گرفت. بررسی‌ها نشان می‌دهد که به علت وجود گرافیت در متاپلیت‌های منطقه همدان، ترکیب سیال H_2O در این منطقه خالص نبوده و بیشترین مقدار مجاز آب در سیال‌های منطقه همدان، با توجه به دامنه تغییرات دما و فشار، در حدود ۰/۹ بوده است. به این ترتیب به نظر می‌رسد برای پیدایش کلریتوید، مقدار XH_2O سیال‌ها در زمان دگرگونی باید بیش از ۰/۹ باشد. احتمال دارد با اعمال محدودیت یادشده از نظر سیال، بسیاری از محدودیت‌های ژئوشیمیایی اعلام شده پیشین، منتفی شده و تناقض‌های موجود در معیارهای ژئوشیمیایی پیشین، برطرف شود.

کلیدواژه‌ها: کلریتوید، ترکیب شیمیایی کل سنگ، فشار سیال‌ها، متاپلیت، همدان

* نویسنده مسئول: علی اکبر بهاری فر

E-mail: Baharifar@gmail.com

۱- مقدمه

کلریتوید یکی از کانی‌های سنگ‌های دگرگونی با منشأ پلیتی، در درجات پایین تا متوسط دگرگونی است که به طور معمول حضور آن با محدودیت‌هایی همراه است. ترکیب شیمیایی مناسب، همواره به عنوان یکی از معیارهای اصلی پیدایش این کانی در متاپلیت‌ها عنوان شده بود (Halferdahl, 1961)؛ تا این که (Halferdahl, 1961) ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتویددار را به شرح زیر خلاصه نمود:

مقادیر مختلف SiO_2 ؛ مقدار آلومینیم بیش از مجموع عناصر مافیک ($Mg + Fe + Mn$)؛ وجود آلومینیم اضافی پس از محاسبه K_2O در ساختار مسکویت و بیوتیت، Na_2O در ساختار پاراگونیت یا آلبیت و CaO در ساختمان گارنت یا اپیدوت؛ مقدار $FeO + MnO$ بیش از MgO ؛ میزان $FeO + MnO$ بیش از Fe_2O_3 . به دنبال وی، (Hosehek, 1967) اشاره می‌کند که سنگ‌های کلریتویددار نسبت به سنگ‌های استارولیت‌دار، فقیرتر از کلسیم و قلیایی‌ها بوده و از آلومینیم غنی هستند و نیز نسبت Mg/Fe آنها پایین است. (Khoo, 1974) دریافت که معیارهای هوزک، راهنمای مناسبی برای تفکیک سنگ‌های کلریتویددار و سنگ‌های بدون کلریتوید نیست. (Deer et al., 1982) به نقش اکسایش توجه نموده و معتقدند که اگر نسبت اکسایش بیش از ۹۰ باشد، کلریتوید در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، تشکیل نخواهد شد. (Wang & Spear, 1991) میزان آهن کل سنگ را در پیدایش کلریتوید در کنار بیوتیت مؤثر می‌دانند و (Kohn & Spear, 1993) به نقش منگنز و کلسیم اشاره می‌کنند. (Whitney et al., 1996) یافته‌های پیشین (Wang & Spear, 1991) را تأیید کرده و همزمان، (Flinn et al., 1996) نیز یافته‌های پیشین (Khoo, 1974) را مورد تأیید قرار دادند. (Stuwe & Ehlers, 1997) نیز به میزان آلومینیم سنگ توجه نموده و مقدار آن را مهم می‌دانند. از نظر فشار و دما، دامنه پایداری کلریتوید به نسبت وسیع است، به طوری که از درجات پایین دگرگونی ظاهر شده و تا درجات بالا پایداری است (Deer et al., 1982). از نظر فشار نیز پایداری کلریتوید تا ۲۰ کیلو بار گزارش شده است (Gabriele et al., 2003; Wei & Song, 2008). از نظر جایگاه ژئودینامیکی دگرگونی، کلریتوید هم در دگرگونی کوهزایی و هم در دگرگونی‌های موضعی و مجاورتی دیده شده است (مانند؛ Flinn et al., 1996; Likhanov et al., 2001).

افزون بر آن؛ این کانی در دگرگونی پسرونده نیز تشکیل می‌شود (Deer et al., 1982)؛ (Stuwe & Ehlers, 1997).

با توجه به توضیحات بالا، می‌توان انتظار داشت که در دگرگونی درجه پایین تا متوسط، کلریتوید به عنوان یکی از کانی‌های متعارف متاپلیت‌ها حضور گسترده‌ای داشته باشد؛ اما گسترش این کانی در عمل بسیار محدود بوده و هنوز هم بررسی‌های مختلف، علت این مسئله را مورد توجه قرار می‌دهند.

در زون سنندج - سیرجان متاپلیت‌ها با درجات مختلف دگرگونی، گسترش دارند. حضور کلریتوید در بخش‌های جنوبی این زون و در ناحیه کوه تنبور سیرجان گزارش شده است (Moazzen, 2004)؛ اما در بخش‌های شمالی و بویژه در ناحیه همدان، به رغم گسترش وسیع سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال و مجاورتی با منشأ پلیتی، این کانی دیده نمی‌شود. اگر چه در مروری گذرا، نبود کلریتوید، به ترکیب شیمیایی نامناسب سنگ مادر نسبت داده شده است (بهاری فر، ۱۳۶۷؛ سپاهی گرو، ۱۳۷۹)، در اینجا با در نظر گرفتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرگونی منطقه، علت نبود کلریتوید را مورد بحث قرار می‌دهیم.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه همدان

منطقه همدان بخشی از زون سنندج - سیرجان (Stöcklin, 1968) به شمار می‌رود. زون سنندج - سیرجان در حدود ۱۳۰۰ کیلومتر طول داشته و منطقه همدان، در شمال باختری آن واقع است (شکل ۱-الف). محدوده همدان به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک مزوزویک است (Baharifar et al., 2004). گرانیتویدها، در بخش‌های گسترده‌ای رخنمون داشته و توسط سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و دیناموترمال، در بر گرفته شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیشترین حجم به متاپلیت‌ها اختصاص دارد (معین‌وزیری و بهاری فر، ۱۳۷۶). متاپلیت‌های این منطقه در دگرگونی دیناموترمال شامل اسلیت، فلیت، انواع شیست (با دست کم یکی از پورفایروبلاست‌های گارنت، آندالوزیت، استارولیت، سیلیمانیت) و در دگرگونی مجاورتی نیز شامل شیست

نیز توسط Khoo (1974) اشاره شده بود.

۳-۳. معیارهای Khoo (1974)

با بیان این مسئله که معیارهای Hosehek (1967) کارایی کافی ندارند، Khoo (1974) نمودار مثلی دیگری را پیشنهاد کرد که در آن سنگ‌های کلریتویددار از سنگ‌های بدون کلریتوید تفکیک شده‌اند. بر اساس معیارهای Khoo، حد ترکیبی سنگ‌های کلریتویددار، عبارت است از: $(0.77 + \text{FeO}) > \text{Al}_2\text{O}_3 > 12.15$ به نحوی که تمام مقادیر، مقادیر مولکولی بوده و $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3) = 100$ باشد (Flinn et al., 1996). شکل ۵ سنگ‌های منطقه همدان را در نمودار Khoo (1974) نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود؛ به استثنای دو نمونه که در خارج از محدوده ترکیبی بدون کلریتوید قرار گرفته‌اند، ۹۸/۷ درصد سنگ‌های منطقه در محدوده سنگ‌های کلریتویددار واقع می‌شوند.

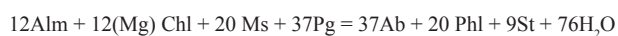
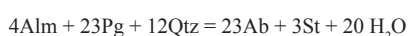
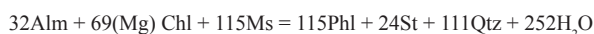
۳-۴. معیارهای دیگر

افزون بر معیارهای نامبرده در بالا، معیارهای دیگری نیز به عنوان ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتویددار، توسط پژوهشگران مختلف، مد نظر قرار گرفته که بیشتر موردی بوده و عمومیت معیارهای بالا را ندارند. (Deer et al. 1982) اشاره می‌کنند که در درجات پایین دگرگونی، نسبت اکسایش سنگ‌های کلریتویددار $(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (2\text{Fe}_2\text{O}_3 * 100)$ کمتر از ۸۵ تا ۹۰ است، در حالی که در سنگ‌های بدون کلریتوید، این نسبت بیش از ۹۰ است. نسبت اکسایش در سنگ‌های منطقه همدان کمتر از ۵۰ بوده و بنابراین، برای پیدایش کلریتوید مناسب هستند.

Wang & Spear (1991) نیز طی بررسی‌های خود به این نتیجه رسیده‌اند که چنانچه نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ در سنگ‌ها بیش از ۰/۶ باشد، کلریتوید می‌تواند با بیوتیت همزیست باشد. از آنجا که در سنگ‌های منطقه همدان بیوتیت فراوان بوده و پس از زون کلریت ظاهر شده و تا درجات بالا نیز پایدار است، احتمال دارد که گستردگی بیوتیت، مانع از پیدایش کلریتوید شده باشد؛ زیرا برخی از پژوهشگران معتقدند که کلریتوید در کنار بیوتیت پایدار نیست (Winkler, 1976). بررسی نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ در منطقه همدان نشان می‌دهد که این نسبت، از ۰/۵ تا ۰/۸ متغیر بوده و بسیاری از سنگ‌های منطقه همدان، دارای نسبتی بیش از ۰/۶ که توسط Wang & Spear (1991) و Whitney et al. (1996)، برای پایداری کلریتوید ضروری دانسته شده است، هستند. بنابراین از نظر ژئوشیمیایی امکان همزیستی کلریتوید و بیوتیت در بسیاری از سنگ‌های منطقه وجود داشته است.

۴-۴. بحث

از مباحث پیش می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به دامنه فشار و دمای دگرگونی و مقایسه با معیارهای ژئوشیمیایی، بسیاری از سنگ‌های منطقه همدان مستعد پیدایش کلریتوید در دگرگونی پیش‌رونده یا پسرونده بوده، اما در منطقه یاد شده، کلریتوید وجود نداشته و معادل دمای بالای آن، یعنی استارولیت، از واکنش‌های زیر تشکیل شده است (بهاری فر ۱۳۸۳):



گستردگی استارولیت که ترکیب شیمیایی مشابه با کلریتوید دارد، خود تأییدی بر ترکیب شیمیایی مناسب سنگ‌های منطقه است. از طرف دیگر، همپوشانی وسیع محدوده کلریتویددار و استارولیت‌دار در نمودارهای (Hosehek 1967) بیانگر این مسئله است که بسیاری از سنگ‌های کلریتویددار پس از آن به سنگ‌های استارولیت‌دار تبدیل می‌شوند. اما وجود استارولیت‌های فراوان و بدون دخالت

لکه‌دار، انواع هورنفلس و میگماتیت هستند. زون‌های کانی‌شناسی نقشه‌برداری شده در این ناحیه عبارتند از زون‌های کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، فیبرولیت و استارولیت در دگرگونی دیناموترمال و زون‌های بیوتیت، کلدیریت و سیلیکات آلومین در دگرگونی مجاورتی (شکل ۱-ب). جدول ۱ پراکندگی کانی‌های دگرگونی در زون‌های مختلف را نشان می‌دهد. با توجه به بررسی‌های ژئوترموبارومتری انجام شده (بهاری فر، ۱۳۸۳)، محدوده تغییرات دما از حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و تغییرات فشار نیز از ۲ تا ۶ کیلو بار است (شکل ۲).

۳-۳. بررسی نقش احتمالی ترکیب شیمیایی

همان‌گونه که اشاره شد و در جدول ۱ نیز دیده می‌شود، کلریتوید در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان وجود نداشته و در مقابل، استارولیت از فراوانی قابل توجهی برخوردار است. با توجه به دامنه تغییرات فشار و دما در منطقه همدان، نخستین دلیلی که می‌توان برای نبود کلریتوید حدس زد، نقش ترکیب شیمیایی سنگ مادر است، زیرا همان‌گونه که در مقدمه اشاره شد، ترکیب شیمیایی کل سنگ، نقش بسزایی در کنترل پیدایش و پایداری کلریتوید دارد. با توجه به این مسئله، معیارهایی که تاکنون توسط پژوهشگران مختلف به عنوان عوامل مؤثر بر پیدایش کلریتوید عنوان شده است، در مورد منطقه همدان بحث می‌شود. تجزیه‌های شیمیایی لازم برای بحث از بهاری فر (۱۳۷۶) و منابع موجود در آن استخراج شده است.

۳-۱. معیارهای Halferdahl (1961)

Halferdahl با بررسی تجزیه شیمیایی بیش از ۲۱۰ نمونه سنگ کلریتویددار، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتویددار را در ۵ هیستوگرام خلاصه کرد. برای مقایسه، نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های همدان بر روی هیستوگرام‌های یاد شده منتقل شده است (شکل ۳). بررسی‌ها نشان می‌دهد که در همه هیستوگرام‌ها، ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه همدان با ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتویددار همخوانی دارد. در هیستوگرام SiO_2 بیشترین فراوانی سیلیس در منطقه همدان، بین ۶۰ تا ۷۰ درصد است، اما همپوشانی به نسبت خوبی در سیلیس ۵۰ تا ۶۰ درصد بین سنگ‌های کلریتویددار و نمونه‌های منطقه همدان دیده می‌شود. از نظر مقادیر و نسبت‌های $\text{FeO} + \text{MnO} / \text{MgO}$ و $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})$ که کنترل‌کننده‌های مهمی به شمار می‌روند نیز همپوشانی خوبی میان سنگ‌های کلریتویددار و نمونه‌های منطقه همدان دیده می‌شود. در مجموع، هیستوگرام‌های یاد شده نشان می‌دهند که بسیاری از نمونه‌های منطقه همدان، آماده پیدایش کلریتوید بوده‌اند.

۳-۲. معیارهای Hosehek (1967)

هوزک نیز معیارهای ژئوشیمیایی برای تفکیک سنگ‌های کلریتویددار ارائه نموده است. نامبرده در سه مثلث جداگانه، ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتویددار و استارولیت‌دار را بررسی کرده و نتیجه می‌گیرد که محدوده ترکیب شیمیایی این دو گروه از سنگ‌ها تا حد زیادی همپوشانی داشته، اما محدوده ترکیبی سنگ‌های کلریتویددار، محدودتر از سنگ‌های استارولیت‌دار است. وجود همپوشانی یاد شده، در عمل، استفاده از نمودارهای یاد شده را با مشکل مواجه می‌کند، زیرا نمونه‌های منطقه همدان به فراوانی استارولیت داشته، اما بدون کلریتوید هستند. به هر حال، سنگ‌های منطقه همدان در نمودارهای Hosehek نیز پیاده شده‌اند (شکل ۴). چنان که دیده می‌شود، بسیاری از سنگ‌های منطقه همدان در محدوده سنگ‌های کلریتویددار قرار می‌گیرند و بعضی از آنها خارج از محدوده استارولیت واقع می‌شوند. با توجه به گستردگی استارولیت در سنگ‌های منطقه، به نظر می‌رسد که محدوده‌های تعریف شده توسط Hosehek (1967) جواب‌های قانع‌کننده‌ای در مورد سنگ‌های کلریتویددار و استارولیت‌دار به دست نمی‌دهد. این مسئله پیش‌تر

دیگر در کنترل نوع سیال، فشار بخشی اکسیژن یا fO_2 است که یک متغیر غیر وابسته بوده و توسط هیچ بافری، تثبیت نمی‌شود (Ohmoto & Kerrick, 1977). با تغییرات فوگاسیته اکسیژن نیز مقدار نسبی سیال‌ها تغییر می‌کند، اما برای این که گرافیت پایدار باشد، لازم است که فوگاسیته اکسیژن کمتر از 10^{-22} باشد. نکته مهم، فشار واقعی H_2O و CO_2 است که به طور کلی قابل برآورد نیست، اما می‌توان فرض مناسبی در مورد آن اختیار کرد. بدین ترتیب که فرض شود واکنش‌های آب‌زدایی، ترکیب سیال را در حد بیشترین مقدار مجاز آب، ثابت نگه می‌دارند. این فرض، برای اهداف کاربردی معتبر است (Connolly, 1995). بر این اساس، در دما و فشار خاص، بیشترین مقدار X_{H_2O} مجاز، قابل محاسبه است. در شکل ۶ نتایج ترموبارومتري نمونه‌های همدان (بهاری‌فر، ۱۳۸۳) در نمودار (Ohmoto & Kerrick (1977) نشان داده شده است که مطابق آن، بیشترین مقدار مجاز آب در منطقه بین ۰/۷۵ و ۰/۹۰ است. بررسی‌های مسعودی و رضایی (۱۳۸۲) با مطالعه سیال‌های درگیر نیز نشان می‌دهد که در منطقه همدان گاز کربنیک در سیال‌های پگماتیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، همراه با آب وجود دارد.

۵- نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های انجام شده، گسترش فراوان استارولیت و نبود کلریتوید در سنگ‌های منطقه همدان، ناشی از تأثیر ترکیب شیمیایی کل سنگ و تغییرات فشار یا دما نیست، زیرا تمام موارد بالا برای پیدایش کلریتوید در بخش وسیعی از سنگ‌ها، مساعد بوده‌اند. با توجه به تجربیات پژوهشگران بسیار در مورد نقش فشار بخشی سیال‌هایی مانند H_2O و CO_2 ، به نظر می‌رسد که شرایط بافر QFM و بالا بودن X_{CO_2} یا X_{CH_4} در منطقه همدان که ناشی از حضور گرافیت در تمام متاپلیت‌هاست، عامل اصلی تشکیل نشدن کلریتوید در همدان است. نقش فشار سیال‌ها در تغییر محدوده پایداری کانی‌های مختلف در متاپلیت‌های منطقه، پیش‌تر نیز اشاره شده (بهاری‌فر، ۱۳۸۳) اما در مورد کلریتوید بحثی به میان نیامده بود.

با توجه به بیشترین مقادیر مجاز X_{H_2O} در منطقه همدان، به نظر می‌رسد برای پیدایش و پایداری کلریتوید، میزان X_{H_2O} باید بیش از ۰/۹ باشد. با توجه به مطالب بالا، نوع سیال‌ها و فشار بخشی آنها، به اندازه ترکیب شیمیایی کل سنگ در پیدایش کلریتوید مهم است. همان گونه که در مقدمه اشاره شد، برای پیدایش کلریتوید، معیارهای ژئوشیمیایی بسیاری ارائه شده است که در بسیاری از موارد با یکدیگر متناقض هستند. به نظر می‌رسد دلیل وجود ابهامات متعدد در ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتویددار، عدم توجه کافی به ماهیت سیال است. احتمالاً در صورت وجود سیال‌های مناسب، بسیاری از محدودیت‌های اشاره شده از نظر ترکیب شیمیایی کل سنگ، حذف شده و کلریتوید، به صورت بالقوه می‌تواند مانند معادل دمای بالای آن یعنی استارولیت، در بسیاری از متاپلیت‌ها تشکیل شود. بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های کلریتوید و استارولیت نیز نشان می‌دهد که اگر چه هر دو کانی دارای ۴ عامل OH در فرمول ساختمانی خود هستند، اما درصد وزنی H_2O در کلریتوید در حدود هفت درصد و در استارولیت حدود دو درصد است که نشان می‌دهد کلریتوید بیشتر از استارولیت از X_{H_2O} سیال متأثر است. همین امر می‌تواند دلیلی بر حضور گسترده استارولیت در منطقه همدان در برابر نبود کلریتوید باشد.

سپاسگزاری

نگارنده از توضیحات داوران مقاله کمال تشکر را دارد. همچنین از دانشگاه پیام نور و پروژه ریاست مرکز ابهر، برای فراهم نمودن شرایط پژوهش و بررسی‌های یادشده، قدردانی می‌شود.

کلریتوید (مانند Phillips, 1987; Holdaway et al., 1982; Gibson & Wallmach, 1997; Azor & Balleve, 1995) نشان می‌دهد که به احتمال، عوامل دیگری نیز در پیدایش این دو کانی مؤثر هستند. هر چند پیش‌تر عنوان شده بود که چون نسبت آهن به منیزیم در کلریتوید بیشتر از استارولیت است (Albee, 1972)، بنابراین سنگ‌های کلریتویددار و سنگ‌های بدون کلریتوید-استارولیت‌دار دارای نسبت‌های متفاوت آهن به منیزیم هستند، ولی (Holdaway 1978) اعلام کرد که واکنش‌های درگیر در تشکیل کلریتوید و استارولیت، از نسبت اشاره شده متأثر نمی‌شوند، زیرا این نسبت در دو کانی می‌تواند بالاتر، پایین‌تر یا حتی مساوی باشد (مانند Grambling, 1981; Mengel & Rivers, 1994; Droop & Harte, 1995).

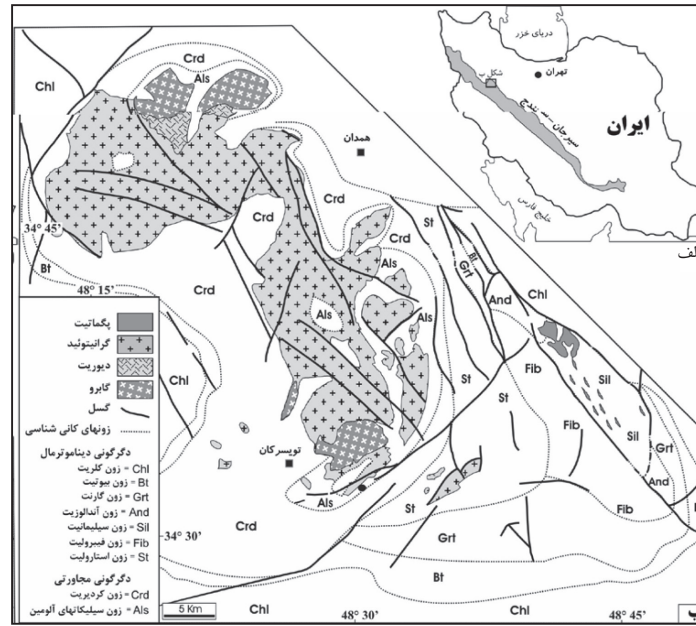
بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که معیارهای ژئوشیمیایی ارائه شده برای تشکیل کلریتوید در سنگ‌های متاپلیتی کافی نبوده و در تمامی مناطق جواب صحیح نمی‌دهد؛ بلکه عوامل دیگری وجود دارد که حتی در سنگ‌های دارای ترکیب شیمیایی آماده، مانند منطقه همدان، از تشکیل کلریتوید جلوگیری می‌کند و در مقابل، تشکیل استارولیت بدون دخالت کلریتوید را ممکن می‌سازد. از بین عوامل مؤثر بر دگرگونی، تنها می‌توان فشار بخشی سیال‌ها را مد نظر قرار داد، زیرا شرایط دیگر در منطقه همدان، فراهم بوده است.

۴-۱. نقش سیال‌ها در پیدایش و پایداری کلریتوید

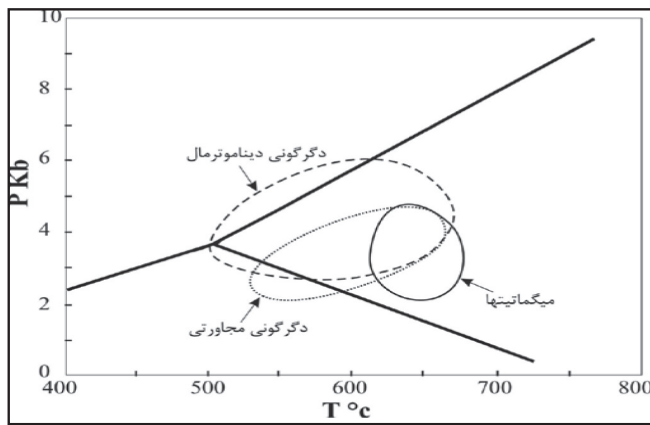
وجود مواد کربنی یا گرافیت، می‌تواند در تشکیل همبدها (پاراژن‌ها) یا محدوده پایداری کانی‌ها مؤثر باشد (مانند Connolly, 1995)، زیرا گرافیت به تولید گاز متان و دی‌اکسید کربن کمک می‌کند. تولید گازهای یادشده با مصرف آب همزمان بوده و فشار بخشی آب را کاهش می‌دهد، به همین دلیل، محیط گرافیت‌دار ویژگی‌های بافر QFM (کوارتز-فایالت-مگنتیت) را دارد. در چنین محیطی، فوگاسیته اکسیژن نقش بسیار مهمی در کنترل فشار بخشی آب و گاز کربنیک داشته و با کاهش آن، مقدار متان و گاز کربنیک بالا می‌رود (Connolly & Cesare, 1993; Garcia Casco & Torres Roldan, 1999). وجود گرافیت و کاهش فشار بخشی آب (X_{H_2O})، می‌تواند به ناپایداری کلریتوید منجر شود. (Holdaway (1978) این مسئله را در مورد نبود کلریتوید در شیب‌های Rincanada مؤثر می‌داند. (Ganguly and Newton (1968; Vidal et al. (1994) در مورد نقش فوگاسیته اکسیژن در پایداری کلریتوید بحث‌های مفصلی ارائه نموده‌اند. نتایج پژوهش‌ها نشان داده است که بالاترین حد پایداری کلریتوید و ترکیب آن، به میزان زیادی به نوع بافر و فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد، اما هیچ کدام از پژوهشگران بالا، حد پایینی پایداری کلریتوید و نقش بافرهای مختلف در پایداری کلریتوید را مد نظر قرار نداده‌اند. مروری بر داده‌های موجود نشان می‌دهد که به طور معمول نمونه‌های کلریتویددار، فاقد گرافیت یا مواد کربنی هستند (Halfordahl, 1961). (Frey (1978) نیز اشاره می‌کند که سنگ‌های مورد بررسی وی، پیش از رسیدن حرارت لازم برای پیدایش کلریتوید، دارای مواد کربنی بوده و ویژگی بافر QFM را داشته‌اند، اما در درجات بالا که کلریتوید آشکار می‌شود، شرایط تغییر کرده و افزون‌بر بالا رفتن مقدار آب در سیال، مقدار گاز کربنیک (X_{CO_2}) تا کمتر از ۰/۰۸ پایین آمده است.

۴-۲. سیال‌ها در منطقه همدان

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که همه متاپلیت‌های همدان دارای مواد کربنی هستند که در درجات بالا به صورت گرافیت در متن سنگ یا رگه‌های گرافیتی در درون هورنفلس‌ها (دره مرادیگ) و شیب‌ها (زمان آباد) دیده می‌شود. با توجه به پایداری گرافیت در کل متاپلیت‌ها و در درجات مختلف، می‌توان نتیجه گرفت که در منطقه‌ای مانند همدان، سیال‌های H_2O ، CO_2 ، CH_4 ، CO می‌توانند حضور داشته باشند. مقدار مؤثر کربن این سیال‌ها به دما و فشار کلی سنگ بستگی دارد. متغیر



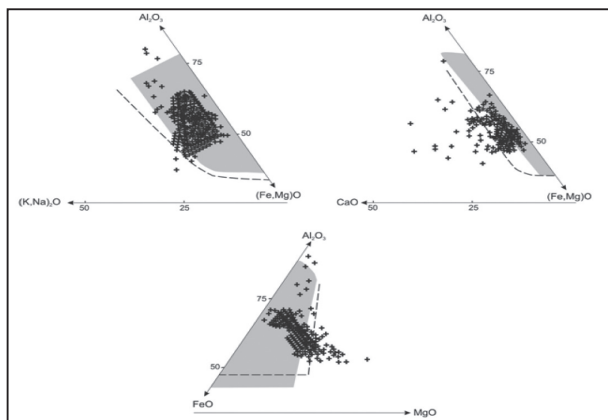
شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مطالعه شده در زون سنندج - سیرجان، ب) گسترش زون‌های کانی شناسی



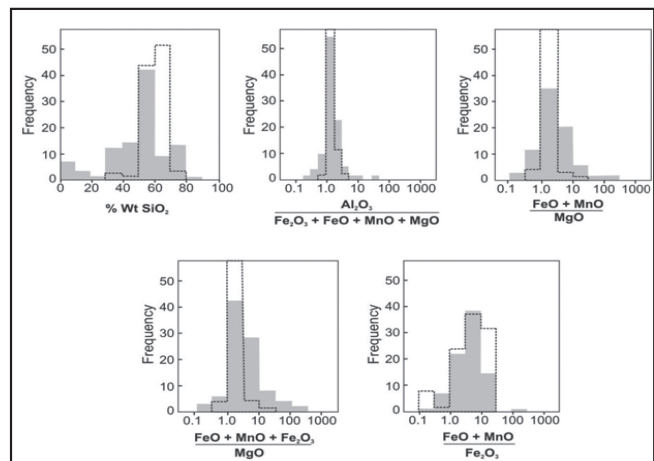
شکل ۲- تغییرات دما و فشار در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان (اقتباس با تغییر از بهاری‌فر، ۱۳۸۳).

جدول ۱- پراکندگی کانی‌های دگرگونی در زون‌های مختلف (اقتباس از بهاری‌فر، ۱۳۸۳)

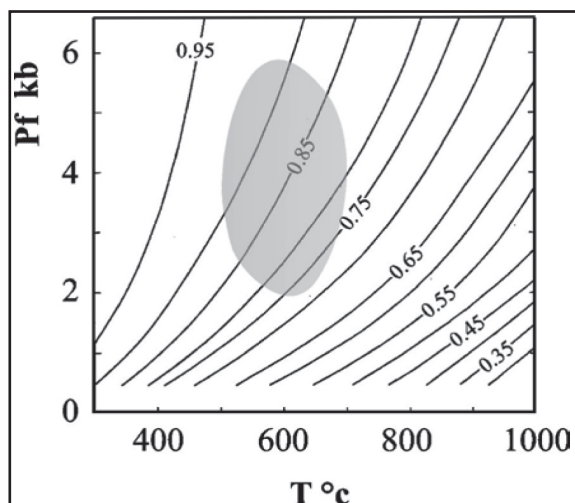
	Dynamothermal					Contact			Migmatites
	Grt	St	And	Fib	Sil	Cdr	Fib	Sil	
Chlorite									
Muscovite		Ms 1			Ms 2				
Biotite									
Garnet									
Staurolite		St 1		St 2					
Andalusite									
Fibrolite									
Sillimanite									
Cordierite						Crd 1			Crd 2
Spinel									



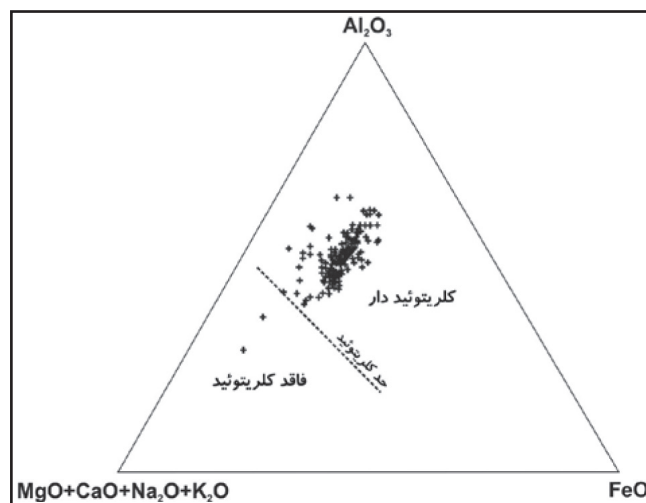
شکل ۴- مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتویددار (بخش خاکستری) و سنگ‌های استارولیت‌دار (خط چین) (Hosehek, 1967) با سنگ‌های منطقه همدان (علامت بعلاوه)



شکل ۳- ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتویددار بر مبنای هالفرداهل (بخش خاکستری) و موقعیت نمونه‌های منطقه همدان (خط چین)



شکل ۴- محدوده دما و فشار سنگ‌های همدان (بخش خاکستری) در نمودار Ohmoto & Kerrick (1977). اعداد نشان دهنده X_{H_2O} هستند.



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های منطقه همدان در نمودار (khoo (1974)

کتابنگاری

- بهاری فر، ع.، ۱۳۷۶ - نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۰۲ ص.
- بهاری فر، ع.، ۱۳۸۳ - پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، رساله دکترا، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۱۸ ص.
- سپاهی گرو، ع.، ۱۳۷۹ - پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مسعودی، ف.، رضایی، م.، ۱۳۸۲ - ماهیت سیال‌ها در زمان تشکیل پگماتیت‌های همدان. مجموعه مقالات هفتمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- معین وزیری، ح.، بهاری فر، ع.، ۱۳۷۶ - بررسی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. مجموعه مقالات اولین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

References

- Albee, A. L., 1972- Metamorphism of pelitic schist, reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 83:3249-3268
- Azor, A., Balleve, M., 1997- Low Pressure metamorphism in the Sierra Albarrana Area (Variscan Belt, Iberian Massif). *J. Pet.*, 38:35-64.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H., Pique, A., 2004-The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *C.R. Geoscience*, 336.
- Connolly, J. A. D., 1995- Phase diagram methods for graphitic rocks and application to the system C-O-H-FeO- TiO₂- SiO₂. *Cont. Min. Pet.*, 119:94-116.
- Connolly, J. A. D., Cesare, B., 1993- C-O-H-S fluid compositions and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *J. Met. Geo.*, 11: 379-388.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1982- *Rock-Forming Minerals, 1A: Orthosilicates* (2nd ed.), John Willy and Sons. 919p.
- Droop, G. T. R., Harte, B., 1995- The effect of Mn on the phase relations of medium-grade pelites: Constraints from natural assemblages on petrogenetic grid topology. *J. Petrology*, 36: 1549-1578
- Flinn, D., Key, R. M., Khoo, T. T., 1996- The chloritoid schists of Shetland and their thermal metamorphism. *Scottish J. Geology*, 32: 67-82
- Frey, M., 1978- Progressive Low grade metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *J. Petrology*, 19:95 135.
- Gabriele, P., Ballèvre, M., Jaillard, E., Hernandez, J., 2003- Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): a key eclogite-facies assemblage. *European J. Min.*, 15:977-989
- Ganguly, J. and Newton, R. C., 1968- Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petr.*, 9,444-466.
- Ganguly, J., 1968- Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O₂. *Amer. J. Sd.*, 266, 277-298.
- Ganguly, J., 1969- Chloritoid stability and related parageneses; theory, experiments, and applications. *Amer. J. Sc.*, 267, 910-944.
- Garcia Casco, A., Torres Roldan, R. L., 1999- Natural metastable reactions involving garnet, staurolite and cordierite: implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic-Rif Belt. *Cont. Min. Pet.*, 136: 131-153.
- Gibson, R. L., Wallmach, T., 1995- Low pressure high temperature metamorphism in the Verdefort Dome, South Africa: anticlockwise pressure temperature path followed by rapid decompression. *Geol. J.*, 30: 319 331.
- Grambling, J. A., 1981- Kyanite, andalusite, sillimanite, and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico. *Am. Min.*, 66: 702-722.
- Halferdahl, L. B., 1961- Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Pet.*, 2:49- 135.
- Holdaway, M. J., 1978- Significance of chloritoid bearing and staurolite bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, 89:1404 1414.
- Holdaway, M. J., Guidotti, C. V., Novak, J. M. and Henry, W. E., 1982- Polymetamorphism in medium to high grade pelitic metamorphic rocks, west central Maine. *Geol. Soc. America Bull.*, 93:572-584.

- Hosehek, C., 1967- Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Min. Petr.*, 14:123- 162.
- Khoo, T. T., 1974- The mineralogy, petrology and geochemistry of regional and thermal Dunrossness Phyllites from south Mainland, Shetland. University of Liverpool, Ph.D. thesis (unpublished).
- Kohn, M. J., Spear, F.S., 1993- Phase equilibria of margarite-bearing schists and chloritoid+hornblence rocks from western New Hampshire, U. S. A. *J. Pet.*, 34: 631-651.
- Likhanov, I. I., Reverdatto V. V., Sheplev V. S., Vershinin A. E., Kozlov P. S., 2001- Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos*, 58: 55-80.
- Mengel, F., Rivers, T., 1994- Metamorphism of pelitic rocks in the Paleoproterozoic Ramah Group, Saglek area, Northern Labrador: mineral reactions, P-T conditions and influence of bulk composition. *Can. Min.*
- Moazzen, M., 2004- Chlorite-Chloritoid-Garnet Equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirsan metamorphic belt, Southern Iran, *Iranian J. Science & Technology, Transaction A*, 28: 65-78
- Ohmoto, H., Kerrick, D., 1977- Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Am. J. Sci.*, 277: 1013-1044.
- Phillips, G. N., 1987- The metamorphism of the Witwatersrand gold fields. *J. Met. Geo*, 5:307-22
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. *AAPG Bull.*, 52: 1229-1258.
- Stuwe, K., Ehlers, K., 1997- Multiple metamorphic events at Broken Hill, Australia. Evidence from Chloritoid-bearing paragenesis in the Nine-mile region. *J. Pet.*, 38:1167-1186.
- Vidal, O., Theye, T., Chopin, C., 1994- Experimental study of chloritoid stability at high pressure and various FO₂ conditions. *Cont. Min. Pet.*, 118:256-270.
- Wang, P., Spear, F. S., 1991- A feild and thoritcal analysis of garnet + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from the tri-state (MA,CT, NY) area, USA. *Cont. Min. Pet.*, 106: 217-235
- Wei, C. J., Song, S. G., 2008- Chloritoid–glaucophane schist in the north Qilian orogen, NW China: phase equilibria and P–T path from garnet zonation. *J. Met. Geology*, 26: 301-316
- Whitney, D. L., Mechum, T. A., Kuehner, S. M., Dilek, Y. R., 1996- Progressive metamorphism of peletic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism. *J. Met. Geol.*, 14: 163 181.
- Winkler, H. G. F., 1976- Petrogenises of metamorphic rocks, 3rd Edition, New York, 334 p.