

fibrolite formation in the Chahghand gabbrodiorite contact aureole, NE Neyriz, Southern Iran

M. Moazzen¹, S. M. Homam², A. Ghaderi Zafreh¹

1. Department of Geology, University of Tabriz, 51669, Tabriz, Iran

2. Faculty of Earth Sciences, Damghan University of Basic Sciences, Damghan, Iran

Email: moazzen@tabrizu.ac.ir

(Received: 19/10/2005, received in revised form: 31/12/2005)

Abstract: Intrusion of the Chahghand gabbrodiorite in regionally metamorphosed rocks of the Sanandaj-Sirjan zone in NE of Neyriz has caused contact metamorphism. A variety of pelitic hornfelses are formed as a result of thermal metamorphism. Spatial distribution of minerals in the Chahghand aureole defines three mineralogical zones namely cordierite, andalusite and sillimanite zones. Study of metamorphic reactions and phase relations indicate a pressure of 2.5 to 3.5 kbar and temperature of 500-600 °C and ~700 °C for the andalusite and the sillimanite zones respectively. Apart from crystallization of prismatic sillimanite in the sillimanite zone, fibrolite is formed in the other zones. It seems that cation leaching and deformation were the major processes in the formation of fibrolite in the Chahghand aureole. Regarding appearance of fibrolite in altered rocks far from the igneous contact, fibrolite is not crystallized within the sillimanite stability field, but it may have crystallized at lower temperatures. Therefore considering fibrolite in the rocks equivalent to sillimanite existence and estimated pressure and temperature on this basis, at least the altered rocks within the thermal aureoles is fraught with some problems.

Keywords: *Contact metamorphism, Chahghand, Neyriz, pelitic hornfels, fibrolite.*



بررسی مسئله فیبرولیت و شرایط تشکیل آن در هاله دگرگون گابرویدیوریت چاه قند، شمال شرق نی‌ریز

محسن مؤذن^۱، سید مسعود همام^۲، علی قادری زفره^۱

۱ - گروه زمین شناسی، دانشگاه تبریز

۲ - دانشکده علوم زمین، دانشگاه علوم پایه دامغان

پست الکترونیکی: moazzen@tabrizu.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۴/۷/۲۷، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۴/۱۰/۱۰)

چکیده: نفوذ توده گابرویدیوریتی چاه قند در سنگهای دگرگون ناحیه‌ای زون سنندج- سیرجان در شمال شرق نی‌ریز باعث تشکیل هاله دگرگونی همبری شده است. هورنفلس‌های متنوع رسی حاصل این دگرگونی همبری هستند. توزیع کانیه‌ها در هاله چاه قند وجود سه زون کردیریت، آندالوزیت، و سیلیمانیت را نشان می‌دهد. بررسی واکنشهای دگرگونی و روابط فاز فشاری حدود ۲/۵ تا ۳/۵ کیلو بار و دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد برای زون آندالوزیت و دمای حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد برای زون سیلیمانیت را مشخص می‌کند. علاوه بر سیلیمانیت منشوری در زون سیلیمانیت، فیبرولیت در زون‌های دیگر تشکیل شده است. به نظر می‌رسد که شستشوی کاتیونی و دگرشکلی مهمترین عوامل تشکیل فیبرولیت در هاله دگرگونی همبری چاه قند باشند. با توجه به حضور فیبرولیت در سنگهای دگرسان دور از هاله، فیبرولیت در محدوده پایداری سیلیمانیت تشکیل نشده است بلکه در دمای پائین‌تری به وجود آمده است. با توجه به معادل دانستن حضور فیبرولیت در سنگها، با حضور سیلیمانیت به منظور تعیین دما و فشار دگرگونی، حداقل در سنگهای دگرسان هاله‌های دگرگونی همبری، با اشکال همراه است.

واژه‌های کلیدی: دگرگونی همبری - چاه قند - نی‌ریز - هورنفلس رسی - فیبرولیت.

مقدمه

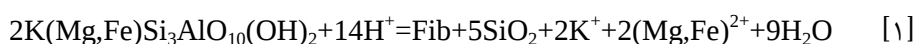
یکی از اهداف مطالعات سنگ‌شناسی دگرگون، تخمین دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگون است. با در دست داشتن دما و فشار دگرگونی می‌توان به نوع دگرگونی (برای مثال باروین، آبوکوما، باکان) پی برد و بدین ترتیب در مورد محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های دگرگون و در نتیجه در مورد تکوین پوسته زمین در منطقه مورد مطالعه نظر داد. راه‌های مختلفی برای تخمین دما و فشار سنگ‌های دگرگون وجود دارد. برای مثال می‌توان از محاسبات تعادل ترمودینامیکی، به کارگیری ایزوتوپ‌های پایدار، مطالعه شاره‌های درگیر و مطالعه سنگ‌شناسی و استفاده از شبکه‌های پتروژنتیکی نام برد. یکی از روش‌های ساده و مطمئن برای تعیین دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگون، استفاده از مطالعات سنگ‌شناسی است (برای مثال [۲۵]). کانی‌های مختلفی حدود دما و فشار تشکیل سنگ‌ها را نشان می‌دهند. برای مثال حضور ژادایت و کوارتز در سنگ حداقل فشار ۱۱ کیلو بار را نشان می‌دهد [۸] و یا حضور ارتوپروکسن و پتاسیم فلدسپار در سنگ‌های رسی دگرگون شده حداقل دمای 750°C را مشخص می‌کند [۲۶]. در بین کانی‌های دگرگون کانی‌های آلومینوسیلیکات (آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت) برای تخمین دما و فشار دگرگونی از اهمیت بسیاری برخوردارند. هر چند در مورد محل برخورد منحنی‌های واکنشی تشکیل دهنده این سه کانی و در نتیجه در مورد نقطه سه گانه متعادل آندالوزیت، سیلیمانیت، و کیانیت در نمودار دما و فشار برازش کاملی وجود ندارد، و دانشمندان مختلف محل این نقطه را متفاوت در نظر می‌گیرند (برای مثال [۲۹ و ۲۸ و ۲۳ و ۲۰ و ۱۸ و ۱۷ و ۱۱]). با این حال استفاده از این سه چندریخت برای شناسایی حدود دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، بسیار مهم است. مسئله‌ای که وجود دارد مسئله فیبرولیت است. برخی از محققین وجود فیبرولیت در سنگ‌های دگرگون را معادل حضور سیلیمانیت قلمداد کرده و در مورد دما (و فشار) تشکیل سنگ‌ها نظر داده‌اند. در این نوشتار با مروری بر کانی‌شناسی فیبرولیت به بررسی شرایط تشکیل آن در هاله دگرگونی همبری حاصل از نفوذ توده گابرویدیوریتی در منطقه چاه قند در شمال شرق نی‌ریز در استان فارس می‌پردازیم.

مروری بر مسئله فیبرولیت

واژه فیبرولیت برای فازهای سوزنی ریزدانه موجود در سنگ‌های رسی دگرگون شده با درجه متوسط و بالا به کار برده می‌شود [۱۸]. کریک و اسپیر [۱۶] بلورهای نازک‌تر از ۱۰ میکرون را فیبرولیت و بلورهای درشت‌تر را سیلیمانیت نامگذاری کرده‌اند. حضور فیبرولیت در سنگ‌های رسی دگرگون شده بیش از حضور سیلیمانیت است. وجود فیبرولیت در سنگ‌های رسی دگرگون ناحیه‌ای و دگرگون همبری بسیار گزارش شده است (برای مثال [۳۴، ۲۵، ۲۴، ۲۳، ۲۱، ۱۹، ۱۷، ۱۵، ۶، ۵]). برخی دیگر از محققین تفاوتی بین سیلیمانیت و فیبرولیت قائل نیستند و فرض می‌کنند که این دو میدان پایداری دمایی و فشاری یکسانی دارند. بدین ترتیب در برخی از مقاله‌ها اصطلاح سیلیمانیت به جای فیبرولیت به کار برده شده است. به نظر

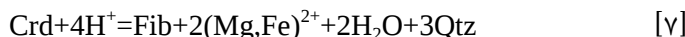
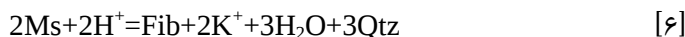
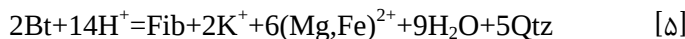
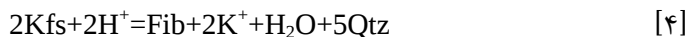
هولداوی [۱۴] این دو با هم تفاوت دارند و فیبرولیت را می‌توان یک پیش سیلیمانیت در نظر گرفت. به نظر وی فیبرولیت حاوی سیلیسیم اضافی و آب بوده و دارای بی‌نظمی شبکه‌ای است. در نتیجه فیبرولیت و سیلیمانیت را نمی‌توان در میدان پایدار دما و فشاری یکسانی در نظر گرفت. به نظر سالجه [۳۰] تفاوت زیادی بین گرمای ویژه فیبرولیت و سیلیمانیت وجود دارد و علت بالا بودن گرمای ویژه فیبرولیت نسبت به سیلیمانیت نقص شبکه این کانی و یا بیشتر بودن حاشیه‌های تماس دانه‌های فیبرولیت است. بر خلاف نظر هولداوی [۱۴] تجزیه دقیق فیبرولیت و سیلیمانیت با میکروپروب الکترونی نشان می‌دهد که تفاوت چندانی بین مقدار SiO_2 و Al_2O_3 فیبرولیت و سیلیمانیت وجود ندارد [۱۹]، ولی مقدار Fe_2O_3 و MgO فیبرولیت تفاوت دارد و امکان رشد بیوتیت‌های ریزدانه از فیبرولیت زیاد است [۱۸]. تعیین دقیق آب موجود در فیبرولیت چندان ساده نیست و ممکن است آب اندازه‌گیری شده حاصل آب میکاهای ریز همراه فیبرولیت باشد. مهمترین تفاوت سیلیمانیت و فیبرولیت تفاوت در درجه بی‌نظمی این دو کانی است. مقایسه حجم یاخته فیبرولیت و سیلیمانیت نشان می‌دهد که فیبرولیت بی‌نظمی بیشتری دارد. با توجه به تفاوت درجه بی‌نظمی به نظر می‌رسد که نمی‌توان فیبرولیت و سیلیمانیت را یکسان در نظر گرفت. ویل [۳۵] در مورد کانی‌های دیگر نشان داد که تفاوت در درجه بی‌نظمی باعث تفاوت فاحش در دما و فشار محاسبه شده می‌شود. به علت توصیف نادرست فیبرولیت و یا سیلیمانیت در سنگ‌های رسی و تفسیر نادرست بافتهای کانیایی در این سنگها و معادل دانستن فیبرولیت و سیلیمانیت، احتمالاً برخی مشکلات در تعیین شرایط دگرگونی به وجود می‌آید. بر اساس روابط بافتی ورنون و فلود [۳۳]، فیبرولیت‌ها را به دو دسته تقسیم کرده‌اند (۱) فیبرولیت‌های هماهنگ (harmonious) و فیبرولیت‌های ناهماهنگ (disharmonious). اصطلاح فیبرولیت هماهنگ هنگامی به کار می‌رود که مرز کانی‌های دیگر با فیبرولیت به خوبی دیده شود. این نوع فیبرولیت همزمان با دیگر کانی‌ها و از آغاز تبلور تا پایان آن با کانی‌های دیگر در سنگ حضور داشته است [۱۸]. اصطلاح فیبرولیت ناهماهنگ هنگامی به کار می‌رود که هیچ مرز آشکاری بین فیبرولیت و دیگر کانی‌ها وجود نداشته باشد. این فیبرولیت‌ها نشان دهنده رشد آنها بین دیگر کانیها در مراحل بعدی است. در این حالت سوزنهای فیبرولیت با کانی‌های دیگر احاطه شده و آرایش آن با ساختار اتمی بلورهای میزبان کنترل می‌شود. در این نوع فیبرولیت گاه تمرکز فیبرولیت در سایه‌های فشاری درشت بلورها یا چشم‌ها دیده می‌شود [۱۸]. پنج ساز و کار کلی در تشکیل فیبرولیت توسط محققین مختلف در نظر گرفته شده‌اند؛ فیبرولیتی شدن بیوتیت، شستشوی کاتیونی و تهی‌شدگی، متاسوماتیسم Al ، فیبرولیتی شدن در نتیجه دگرشکلی، و تشکیل فیبرولیت با واکنش بین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار. نظر به اهمیت این ساز و کارها می‌پردازیم به مرور کوتاهی در مورد هر یک از آنها.

الف) فیبرولیتی شدن بیوتیت: در بسیاری از سنگهای دگرگون ناحیه‌ای و همبری، همراهی نزدیک بیوتیت و فیبرولیت شناخته شده است [۲۱]. به نظر می‌آید که در این سنگها فیبرولیت از بیوتیت تشکیل شده است، هر چند فوستر [۱۰] اعتقاد دارد که بیوتیت و فیبرولیت همزمان رشد کرده و بیوتیت در رشد فیبرولیت به عنوان یک کاتالیزور عمل کرده است. با تأثیر فرایندهای متاسوماتیک و شسته شدن کاتیونهای بنیادی به وسیله شاره‌های اسیدی امکان تبدیل بیوتیت و سیلیمانیت به فیبرولیت وجود دارد [۳۲]. تغییر شکل کششی نیز می‌تواند باعث فیبرولیتی شدن بیوتیت شود [۱۸]. مدل انحلال فشاری در فرایند تبدیل بیوتیت به فیبرولیت، بسیار کارآمد است [۳۶]. در اثر فرایندهای متاسوماتیک بنابر واکنش زیر، بیوتیت به فیبرولیت تبدیل می‌شود:



در واکنش بالا Fib نشان دهنده فیبرولیت است.

ب) شستشوی کاتیونی و تهی‌شدگی: مطالعات نشان داده‌اند که فیبرولیت می‌تواند به علت تهی‌شدگی کاتیونی، کانیه‌های دیگری تشکیل شود. فیبرولیتی شدن بیوتیت را می‌توان از این دست به حساب آورد که در آن پتاسیم، منیزیم، آهن و OH از بیوتیت خارج شده و آهن موجود به صورت بلورهای مگنتیت به همراه فیبرولیت دیده می‌شود. در این ساز و کار با افزایش نسبت فیبرولیت به بیوتیت چند رنگی بیوتیت به شدت کاهش می‌یابد. واکنشهای دیگری که می‌توانند از کانیه‌های مختلف فیبرولیت تشکیل دهند به قرار زیر است ([۳۲]، علائم اختصاری نام کانیه‌ها از [۲۲] گرفته شده‌اند).

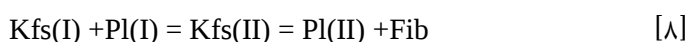


در بعضی از سنگها هم‌رشدی کوارتز و فیبرولیت نادر است که می‌تواند به دلیل تشکیل $Si(OH)_4$ به جای کوارتز و خارج شدن آن از محیط باشد. در برخی از هاله‌های دگرگون، فیبرولیت در رگه‌های کوچک تمرکز یافته است. چنین فیبرولیت‌هایی در اثر گرما و شاره‌های اسیدی در طول جایگیری توده نفوذی تشکیل شده‌اند و در نتیجه تهی‌شدگی کاتیونی به وجود نیامده‌اند. ممکن است اجزای تشکیل دهنده فیبرولیت به وسیله محلول‌هایی با منشاء خارجی (خارج از هاله) تأمین شده باشد.

پ) فیبرولیتی شدن به علت متاسوماتیسم Al : بررسیهای زیادی (۱۷ و ۱۸ و ۴) که در این زمینه صورت گرفته نشان داد که در موارد تشکیل فیبرولیت با نقل و انتقال قابل توجه Al صورت می گیرد. در جانشینی فیبرولیت به جای سیلیمانیت که در اطراف سیلیمانیت دیده می شود متاسوماتیسم Al عامل اصلی این تبدیل است. واکنش عکس نیز در برخی از هاله های دگرگونی همبری ثابت شده است، به طوریکه فیبرولیت از قبل تشکیل شده به علت افزایش دما به سیلیمانیت تبدیل شده است [۲۳]. این تبدیل نیز با متاسوماتیسم Al همراه است.

ت) فیبرولیتی شدن در اثر تغییر شکل: به نظر ورنون [۳۲] علت وجود چین های پیوسته در فیبرولیت های موجود در سنگ های رسی، درجه بالای تأثیر فشار دگرشکلی است. جا به جاییها و لغزشهای حاصل از دگرشکلی، انرژی آزاد را افزایش می دهد و بدین ترتیب فازهای با انرژی آزاد زیاد در شارح حل شده و با برج گذاشتن بار شارح فیبرولیت تشکیل می شود. مطالعات سنگ شناسی نشان می دهد که جانشینی فیبرولیت به جای بیوتیت و پتاسیم فلدسپار در نمونه های تحت فشار در محل، محور چین ها صورت می گیرد. می توان نتیجه گرفت که رشد این فیبرولیت ها همزمان با دگرشکلی بوده است.

ث) تشکیل فیبرولیت به علت واکنش بین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار: بنابر بررسیهای جدید، ساسی و همکاران [۳۱] نشان داده اند که در زئولیت های رسی دگرگون شده در تراکیت منطقه Euganean ایتالیا، فیبرولیت در پلاژیوکلاز تشکیل شده است. از آنجا که مقدار Al موجود در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیک و پتاسیم فلدسپار متفاوت است، با واکنش بین پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز موجود از قبل در اثر گرمای حاصل از گدازه تراکیتی (پیرومتامورفیسم)، پتاسیم فلدسپار جدید، پلاژیوکلاز جدید و فیبرولیت بنابر واکنش زیر تشکیل شده است:



به نظر می رسد که این ساز و کار برای تشکیل فیبرولیت محدود به دمای بسیار بالا باشد.

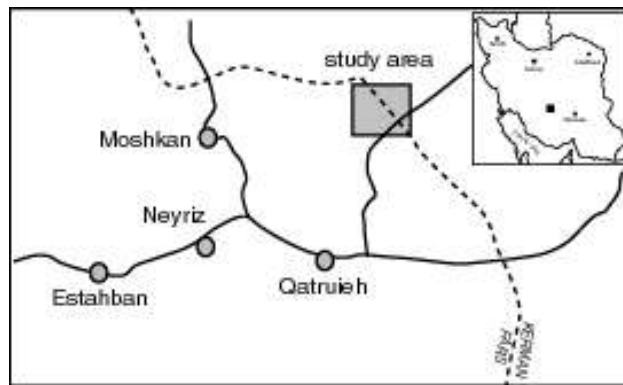
هاله دگرگونی همبری چاه قند

توده گابرویدیوریتی چاه قند در جنوب شرق روستای کرسفید و در شمال شرق نیریز واقع شده و بخشی از منطقه حفاظت شده بهرام گور است (شکل ۱). با نفوذ توده گابرویدیوریتی چاه قند در سنگهای دگرگونی زون سندنچ-سیرجان، هاله دگرگونی به ضخامت تقریبی ۵۰۰ متر تشکیل شده است. در اثر دگرگونی همبری انواع مختلف هورنفلس های مسکویت، بیوتیت، کردیریت، آندالوزیت، پتاسیم فلدسپار، و سیلیمانیت دار به وجود آمده اند. مجموعه کانیهای موجود در این هاله شباهت زیادی به کانیهای یافت شده در هاله دگرگونی گرانیات چاه دزدان [۱] دارد. با استفاده از مطالعات سنگ شناسی می توان پارائزهای سنگهای دگرگون در هاله چاه قند را به چهار دسته بزرگ تقسیم کرد، (۱) پارائزهای دارای مسکویت و بدون پتاسیم فلدسپار (۲) پارائزهای دارای مسکویت و پتاسیم فلدسپار، (۳) پارائزهای بدون مسکویت و

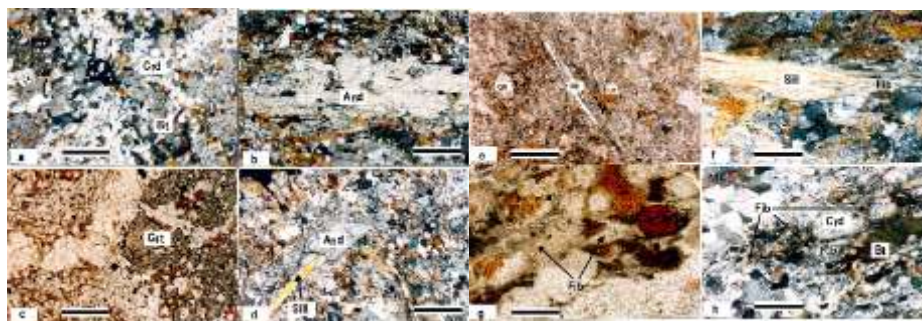
دارای پتاسیم فلدسپار و (۴) پاراژنهای دارای سیلیمانیت. این پاراژنرها همچنین دارای آندالوزیت، کردیریت، و بیوتیت به عنوان فازهای AFM هستند. فازهای غیر AFM شامل پلاژیوکلاز، ایلمنیت، آپاتیت و زیرکن هستند. برخی از نمونه‌های مطالعه شده دارای فیبرولیت هستند که در ادامه در مورد آن بیشتر بحث خواهیم کرد. سنگهای دارای مسکویت و بدون پتاسیم فلدسپار در بیرونی‌ترین بخش هاله همبری تشکیل شده و در بخش جنوبی منطقه دیده می‌شوند. مهمترین فرایند دگرگونی همبری مؤثر بر این سنگها رشد کانیه‌های بیوتیت و مسکویت و تشکیل کانی کردیریت است (شکل ۲a). گاهی کردیریت در این سنگها به پنیت تجزیه شده است. مجموعه کانی‌شناسی این سنگها عبارت است از کوارتز+بیوتیت+ مسکویت+کردیریت (به علاوه فازهای غیر AFM). هورنفلس‌های دارای مسکویت و پتاسیم فلدسپار نزدیکتر به توده قرار داشته و شامل کانیه‌های قبلی به علاوه آندالوزیت+ پتاسیم فلدسپار $\pm$ گارنت هستند (شکل‌های ۲b و ۲c). به نظر می‌رسد که گارنت موجود در این هورنفلس‌ها منشأ دگرگونی ناحیه‌ای دارند و احتمالاً در دگرگونی همبری به تعادل شیمیایی و ترمودینامیکی با کانیه‌های حاصل از دگرگونی همبری رسیده‌اند، زیرا گارنت‌ها سالم و بدون تجزیه‌شدگی یا بافتهای واکنشی هستند [۲]. حضور مسکویت و پتاسیم فلدسپار در این سنگها با بافت تعادلی نشان می‌دهد که به احتمال زیاد این سنگها از نظر شرایط دما و فشار تشکیل روی منحنی واکنشی تبدیل مسکویت به پتاسیم فلدسپار قرار داشته‌اند. با نزدیکتر شدن به توده مسکویت از بین رفته و تنها پتاسیم فلدسپار با سایر کانیه‌ها در حال تعادل است. کانیه‌های دیگر موجود در سنگهای دارای پتاسیم فلدسپار و بدون مسکویت عبارتند از کردیریت پوئی‌کیلوبلاستی با میانبراهایی از بیوتیت و کوارتز، آندالوزیت و بیوتیت. گارنت در برخی از نمونه‌های مطالعه شده دیده می‌شود. سیلیمانیت در سنگهای نزدیک به توده دیده می‌شود. در این سنگها سیلیمانیت به صورت منشوری است نه به شکل فیبرولیت (شکل‌های ۲d و ۲e). کانیه‌های عمده هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار شامل کوارتز+بیوتیت+پتاسیم فلدسپار+ آندالوزیت+ کردیریت+ سیلیمانیت $\pm$ گارنت است.

وجود رگه‌ها و عدسی‌های گرانیته با ترکیب کانی‌شناسی از نوع S (مسکویت و گارنت) توسط قادری و همکاران [۳] به عنوان شاهدی برای ذوب بخشی سنگهای رسی و نیمه‌رسی و تشکیل ماگمای گرانیته نوع S در نظر گرفته شده است.

فیبرولیت‌ها در هاله چاه‌قند در سنگهایی که تجزیه و هوازدگی زیادی را نشان می‌دهند دیده می‌شوند (شکل‌های ۲g و ۲h). کانیه‌های آهن و منیزیم دار مانند گارنت و کردیریت در این سنگها به شدت تجزیه شده و به کلریت و پنیت تبدیل شده‌اند. مسکویت و پتاسیم فلدسپار نیز سرسیتی شده و گاهی به کانیه‌های رسی تبدیل شده‌اند. این مشاهده دخالت هوازدگی و به بیان دیگر نقش شاره‌ها را در تشکیل فیبرولیت در سنگهای مطالعه شده نشان می‌دهد. فیبرولیت‌ها را بیوتیت در بر گرفته و به صورت رشته‌ای و سوزنی دیده می‌شوند.



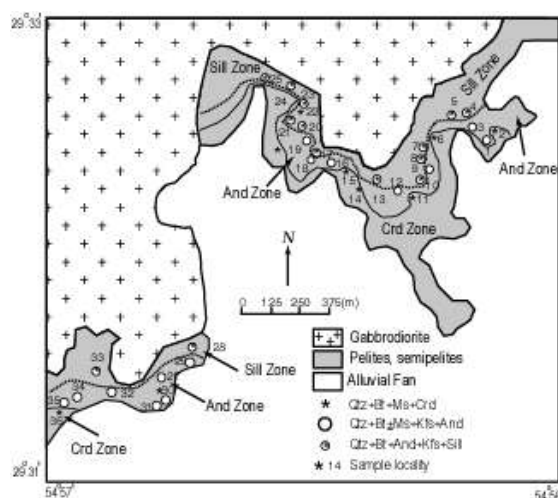
شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شمال شرق نیریز و راههای ارتباطی.



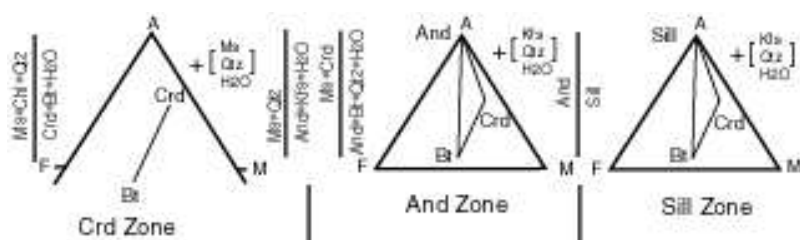
شکل ۲ عکسی از مقاطع میکروسکوپی منطقه چاه قند. (۲a) کاردیوریت درشت با میانبارهایی از کوارتز و بیوتیت (XPL). (۲b) آندالوزیت به صورت درشت بلور در هورنفلسهای زون آندالوزیت (XPL). (۲c) گارنت درشت با میانبارهایی از کوارتز در زون آندالوزیت (PPL). (۲d) آندالوزیت و سیلیمانیت منشوری در زون سیلیمانیت. توجه کنید که سیلیمانیت منشوری داخل آندالوزیت قرار گرفته است (XPL). (۲e) سیلیمانیت منشوری به همراه بیوتیت، کاردیوریت و کوارتز در زون سیلیمانیت (XPL). (۲f) سیلیمانیت در زون سیلیمانیت که در حاشیههای بلور به فیبرولیت تبدیل شده است (XPL). (۲g) هورنفلس دگرسان دارای فیبرولیت دسته علفی که به داخل کانیههای دیگر (بیشتر بیوتیت) نفوذ کرده است و از نوع ناهماهنگ است (PPL). (۲h) فیبرولیتهای دارای چین خوردگی بین بیوتیتها که به شکل ماهی است (XPL).

با توجه به توزیع کانیهها در حالت دگرگونی همبری چاهقند را می توان با سه زون کانی شناسی در نظر گرفت (شکل ۳) که عبارتند از زون بیوتیت-کاردیوریت، زون آندالوزیت و زون سیلیمانیت (بر اساس وجود سیلیمانیت منشوری نه فیبرولیت). سنگهای دارای فیبرولیت در هر سه زون دیده می شوند. به منظور بررسی روابط فازی در این سنگها در سیستم مدل KFMASH، از

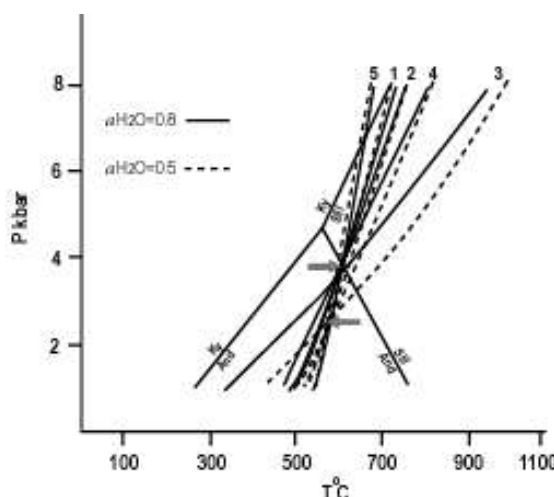
نمودارهای سازگار AFM با آب، کوارتز، مسکویت یا پتاسیم فلدسپار به عنوان فازهای اضافی استفاده شده است (شکل ۴). واکنشهای تشکیل دهنده کانیههای دگرگونی همبری با استفاده از آرایش خطوط ارتباطی در این نمودارهای سازگار نتیجه گرفته شده‌اند [۲]. رسم منحنی‌های واکنشی بر اساس واکنشهای حاصل از نمودارهای سازگار AFM و واکنشهای حاصل از برنامه کامپیوتری ترموکالک روی نمودار فشار و دما (PT) با استفاده از داده‌های ترمودینامیکی با سازگاری درونی [۲۷ و ۱۳ و ۱۲] و برنامه کامپیوتری ترموکالک در زیر سیستم KFASH، از سیستم کلی KFASH نشان می‌دهد (شکل ۵) که فشار تشکیل سنگهای همبری در هاله چاه‌قند بین ۲/۵ تا ۳/۵ کیلو بار و دمای تشکیل سنگها در زون آندالوزیت حدود ۵۸۰°C و در زون سیلیمانیت در حدود ۷۰۰°C بوده است.



شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی ساده شده بخش جنوبی هاله دگرگونی همبری چاه‌قند و توزیع زون‌های مختلف دگرگونی.



شکل ۴ نمودارهای سازگاری برای ارائه روابط فازی در زون‌های دگرگونی مطالعه شده در هاله چاه‌قند. واکنش‌های مشخص شده زون‌های دگرگونی را از هم جدا می‌کنند.



شکل ۵ نمایش واکنشهای نتیجه شده از نمودارهای سازگاری و برنامه ترموکالک در زیر سیستم KFASH از سیستم کلی KFMASH در زون آندالوزیت. خط پرها تعادلهای کانی‌شناسی با فرض قولیت آب معادل ۰/۸ و خط چین‌ها تعادلات کانی‌شناسی با فرض قولیت آب معادل ۰/۵ را نشان می‌دهند. دمای زون آندالوزیت 500°C تا 600°C و فشار حدود 2.5 تا 3.5 کیلو بار است. پیکانها محل برخورد منحنی‌های واکنشی را نشان می‌دهند. محاسبات مشابه برای زون سیلیمانیت را در دمای تقریبی 700°C نشان می‌دهند. شماره‌های روی منحنی‌های واکنشی واکنش‌های زیر را مشخص می‌سازند (بدون ضرایب موازنه):

- 1 $\text{Qtz} + \text{Ms} = \text{Kfs} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$
- 2 $\text{Qtz} + \text{Ms} + \text{Ann} = \text{Kfs} + \text{fCrd} + \text{H}_2\text{O}$
- 3 $\text{Ms} + \text{fCrd} = \text{Qtz} + \text{Ann} + \text{And}$
- 4 $\text{Qtz} + \text{Ann} + \text{And} = \text{Kfs} + \text{fCrd} + \text{H}_2\text{O}$
- 5 $\text{Ms} + \text{fCrd} = \text{Ann} + \text{Kfs} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$

فیبرولیت در هاله دگرگونی همبری چاه قند

چنانکه یادآور شدیم، فیبرولیت در سنگهای هوازده هاله همبری چاه قند مشاهده می‌شود. این فیبرولیتها به صورت دسته‌های سوزنی دیده می‌شوند که سمت‌گیری آنها تحت تأثیر شبکه بلوری کانیهای همبری است. این مشاهده، رشد فیبرولیت بعد از کانیهای همبری را نشان می‌دهد (شکل‌های ۲g و ۲h).

از آنجاکه فیبرولیت‌های مورد بررسی مرز مشخص و آشکاری بین خود و دیگر کانیه‌ها ندارند واز طرفی بدون سمت‌گیری و با تحت زوایای تصادفی با دیگر کانیه‌ها برخورد می‌کند و نیز مرز دیگر کانیه‌ها با حضور فیبرولیت کج نشده است، می‌توان آنها را جزء فیبرولیت‌های ناهماهنگ در نظر گرفت. هم‌رشدی بیوتیت، کردیریت، و گاهی سیلیمانیت (شکل ۲f) با فیبرولیت در منطقه، در زونهای کردیریت و سیلیمانیت دیده می‌شود. درصد مودال فیبرولیت در این دو زون متفاوت است به طوریکه در زون کردیریت مقدار فیبرولیت به ۱۰٪ مدال سنگ نیز می‌رسد ولی فراوانی آن در زون سیلیمانیت کمتر از ۵٪ مدال است. فیبرولیت در سنگهای زون کردیریت در اطراف و یا در درون بلورهای بیوتیت و کردیریت دیده می‌شود. گاهی این فیبرولیت‌ها دارای چینهای ریزی هستند، و درشت بلورهای بیوتیت در این زون به صورت فیبرولیتی شده دیده می‌شوند که با بلورهای سوزنی فیبرولیت در برگرفته شده‌اند. بیوتیتی که در این نمونه‌ها وجود دارد دارای پلی کروئیسیم ضعیف بوده و با مگنتیت همراهی می‌شود. می‌توان نتیجه گرفت که در نتیجه فیبرولیتی شدن بیوتیت، عضو نهایی آنیت به مگنتیت تبدیل شده و از شدت چند رنگی کاسته شده است.

هم‌رشدی بین فیبرولیت و سیلیمانیت در زون سیلیمانیت دیده می‌شود، به طوریکه سیلیمانیت منشوری در اطراف به فیبرولیت تبدیل شده است. احتمالاً با کاهش شدت دگرگونی، پس از سپری شدن اوج دگرگونی، سیلیمانیت به فیبرولیت تبدیل شده است.

بحث و بررسی

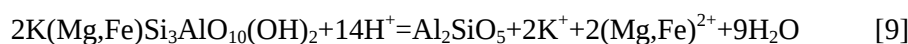
چگونگی تشکیل فیبرولیت در هاله چاه قند

با استفاده از ساز و کارهایی که در مورد چگونگی تشکیل فیبرولیت گفته شد و با توجه به شواهد ارائه شده، می‌توان دو ساز و کار در تشکیل فیبرولیت در هاله چاه قند را در نظر گرفت: (الف) تهی‌شدگی کاتیونی (ب) فیبرولیتی شدن در اثر تغییر شکل.

(الف) تهی‌شدگی کاتیونی: در سنگهای هوازده با فیبرولیت، مسکویت سرسیتی شده، تمام کردیریت‌های موجود به پنیت و بیوتیت‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند و در اطراف و یا در داخل درشت بلورهای بیوتیت و کردیریت اجتماع سوزی شکل فیبرولیت دیده می‌شود. با توجه به اینکه فیبرولیت‌ها با بیوتیت هم‌رشدی نشان می‌دهند، می‌توان فیبرولیتی شدن بیوتیت بوسیله تهی‌شدگی کاتیونی را در نظر گرفت. حضور کانیه‌های تیره ریزدانه (مگنتیت) نیز این مطلب را تایید می‌کند. می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های حاوی فیبرولیت که تمام کردیریت و بیوتیت آنها که تجزیه شده‌اند، تحت تأثیر یک هوازدگی گرمابی اسیدی بوده‌اند که در نتیجه عناصر پتاسیم، آهن و منیزیم از کانیه‌ها خارج شده و فیبرولیت به وجود آمده است. واکنشهای احتمالی

تشکیل فیبرولیت تحت تأثیر این ساز و کار واکنشها شماره ۵ و ۷ آمده در بخش معرفی فیبرولیت در این مقاله هستند. طی این واکنشها، کوارتز به وجود می‌آید. بدین ترتیب هم‌رشدی فیبرولیت و کوارتز در نمونه‌های مطالعه شده قابل توجیه است.

(ب) در برخی نمونه‌های د/رای فیبرولیت، بیوتیت حالت ماهی شکل از خود نشان می‌دهد (شکل‌های ۲g و ۲h) و در رشته‌های سوزنی فیبرولیت چینهای ریزی قابل مشاهده است که این دو نشان دهنده وجود نیروی فشاری است. وجود میکاهای کینک شده در این نمونه‌ها نشان دهنده تأثیر فشار بر این سنگهاست. اشکال خمیده یا چین خورده فیبرولیت در این سنگها نشان دهنده رشد فیبرولیت همزمان با تغییر شکل است. در اثر نیروهای فشاری که باعث تغییر شکل می‌شوند، نیروی شدید در امتداد صفحات بیوتیت به وجود آمده و در نتیجه آن پتانسیل شیمیایی بیوتیت افزایش یافته و بنابر واکنش زیر فیبرولیت به وجود می‌آید [۳۶ و ۱۵].



با توجه به اینکه فیبرولیت‌های به وجود آمده بدون حواشی مشخص در اطراف کانیه‌های دیگر قرار گرفته‌اند و به صورت دسته‌های موازی نیست بلکه به صورت کلافی در هم دیده می‌شود و معمولاً با زوایای زیاد به درون کانیه‌های دیگر نفوذ کرده‌اند، می‌توان گفت که از نوع ناهم‌انگاند. تمام این ویژگیها نشان دهنده رشد فیبرولیت همراه با تغییر شکل هستند.

در برخی نمونه‌ها سیلیمانیت از اطراف به فیبرولیت تبدیل شده است به طوریکه تراکم فیبرولیت‌های کوتاه سوزنی در کنار سیلیمانیت دیده می‌شود. بدیهی است که سیلیمانیت به وسیله فیبرولیت جایگزین شده است. با توجه به اینکه ضریب مدال $\frac{sill}{fib}$ در این مقاطع زیاد است، می‌توان نتیجه گرفت که شرایط پسروده دگرگونی که باعث تبدیل سیلیمانیت به فیبرولیت شده است، چندان مهم نبوده است.

برداشت

نفوذ توده گابرویدیوریتی چاه‌قند در سنگهایی که قبلاً در زون سنندج - سیرجان به صورت ناحیه‌ای دگرگون شده‌اند، باعث تشکیل هورنفلس‌های متنوع در هاله گرگونی شده است. این هورنفلس‌های رسی را می‌توان بر اساس وجود کانیه‌های مختلف به سه دسته دارای مسکویت و بدون پتاسیم فلدسپار، دارای مسکویت و پتاسیم فلدسپار و دارای پتاسیم فلدسپار و بدون مسکویت و یا به هورنفلس‌های دارای کردیریت، اندالوزیت و سیلیمانیت تقسیم کرد. مطالعه شرایط تشکیل دمایی و فشاری سنگها، نشان می‌دهد که فشار دگرگونی همبری در حدود ۲/۵ تا ۳/۵ کیلوبار و دما در زون آندالوزیت بین ۵۰۰°C تا ۶۰۰°C و برای زون سیلیمانیت حدود

۷۰۰°C بوده است. علاوه بر آندالوزیت و سیلیمانیت منشوری فیبرولیت‌های سوزنی و دسته علفی در سنگهای هر سه زون دیده می‌شود. شواهد بافتی نشان می‌دهند که این فیبرولیت‌ها از نوع ناهم‌هنگ بوده و در اثر شستشوی کاتیونی و یا تغییر شکل حاصل شده‌اند. در نمونه‌های معدودی کاهش دما و احتمالاً افزایش اثر شاره‌ها پس از اوج دگرگونی باعث تشکیل فیبرولیت در حاشیه‌های سیلیمانیت منشوری شده است. هر چند بسیاری از محققین در سنگهای دگرگونی همبری و دگرگونی ناحیه‌ای حضور فیبرولیت را معادل حضور سیلیمانیت دانسته و سپس به تعیین شرایط دگرگونی می‌پردازند، ولی بررسی‌ها نشان می‌دهد که حداقل در سنگهای دگرسان شده و تحت تأثیر شستشوی کاتیونی نمی‌توان وجود فیبرولیت را معادل وجود سیلیمانیت در نظر گرفت زیرا در هاله چاه قند فیبرولیت در فواصل متفاوت (دما و متفاوت) و حتی دور از توده‌ای دیده می‌شود که به وضوح در محدوده پایداری سیلیمانیت تشکیل نشده است.

تشکر و قدردانی

از اداره تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برای حمایت مالی از این پژوهش تشکر می‌کنیم. همچنین از هیئت تحریریه و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران قدردانی می‌شود.

مراجع

- [۱] سبزه‌ئی م، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرسفید"، سازمان زمین‌شناسی کشور ۱۳۷۴.
- [۲] قادری زفره ع، "مطالعه پدیده‌های دگرگونی همبری در منطقه چاه‌قند، شمال‌شرق نیریز، استان فارس"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۳۱ ص ۱۳۸۳.
- [۳] قادری زفره ع، همام س. م، مؤذن م، مؤید م، "دگرگونی همبری و ذوب بخشی سنگهای رسی و نیمه رسی در هاله گابرویدیوریت چاه قند در شمال‌شرق نیریز"، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، شهریور ۱۳۸۳.
- [4] Ahmad R., Wilson C. J. L., "Uranium and boron distribution related to metamorphic microstructure", evidence for metamorphic fluidactivity. Contributions to Mineralogy and Petrology, 6, 24-32, 1981.
- [5] Alias G., Sandiford M., Hand M., Worley B., "The P-T record of synchronous magmatism, metamorphism and deformation at Petrel Cove", southern Adelaide Fold Belt. J. of Metamorphic Geology, 20, 351-363 2002.
- [6] Baxter E. F., Ague J. J., Depaolo D. J., "Prograde temperature-time evolution in Barrovian type-locality constrained by Sm/Nd garnet ages from

Glen Colva", Scotland. J. of the Geological Society of London, 159(1), 71-82 2002.

[7] Bish D. L., Burnham C.W., "*Rietveld refinement of crystal structure of fibrolitic sillimanite using neutron powder diffraction data*", American Mineralogist, 77, 374-379 1992.

[8] Bucher K., Frey M., "*Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer Verlag 1994.

[9] Flood R. H., Vernon R. H., "*The Cooma granodiorite, Australia: an example of in situ crustal anatexis*", Geology (6), 81-84 1978.

[10] Foster C. T., "*The role of biotite as a catalyst in reaction mechanism that foams fibrolite*", Geological and Mineralogical Association of Canada, Abstracts, 15, A40 1978.

[11] Hemingway B. S., Robie R. A., Howard T. E., Kerrick D. M., "*Heat capacity and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite and quartz and the Al_2SiO_5 phase diagram*" American Mineralogist, 76(9-10), 1597-1613 1991.

[12] Holland T. J. B., Powell R., "*An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: 2 data and results*", J. of Metamorphic Geology, 3(4), 343-370 1985.

[13] Holland T. J. B., Powell R., "*An enlarged and updated internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$* ", J. of Metamorphic Geology, 8, 89- 125 1990.

[14] Holdaway M. J., "*Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram*", American J. of science. 271, 97-131 1971.

[15] Homam S. M., Boyle A., Atherton M. P., "*Syn- to post-kinematic fibrolite-biotite intergrowth in the Ardara aureole, NW Ireland*", J. of Science Islamic Republic of Iran, 13(4), 327-337 2002.

[16] Kerrick D.M., Speer J.A., "*The role of minor element solid solution on the andalusite sillimanite equilibrium in meta pelites and per aluminous granitoids*", American J. of Science, 228, 159- 192 1988.

[17] Kerrick D.M., Woodsworth G.J., "*Aluminum silicates in the Mount Raleigh Pendant*", British Columbia. J. of metamorphic Geology 7, 547-563 1989.

[18] Kerrick D.M., "*The Al_2O_3 polymorphs*", Reviews in Mineralogy Mineralogical society of America. 22, 207-220 311-352 1990.

[19] Kerrick D. M., "*Overview of Contact metamorphism*", In: Contact metamorphism, Kerrick, D.M.(ed) Reviews in mineralogy (26) Mineralogical society of America 1991.

[20] Kerrick D. M., "*Dislocation strain energy in the Al_2SiO_5 polymorphs*", Physics and Chemistry of Minerals, 13(4) 221-226 1986.

- [21] Kerrick D. M., "*Fibrolite in contact aureoles of Donegal*", Ireland. American Mineralogist, 72(3-4), 240-254 1987.
- [22] Kretz R., "*Symbols For Rock Forming Mineral*", American mineralogist. 68, 227-279 1983.
- [23] Loomise T.P., "*Coexisting aluminum silicate phases in contact metamorphic aureole*", American Journal of science. 272, 933-945 1972b.
- [24] McGrew A. J., Peters M. T., Wright J. E., "*Thermobarometric constraints on the tectonothermal evolution of the East Humboldt Range metamorphic core complex*", Nevada. Geological Society of America Bulletin, 112(1), 45-60 2000.
- [25] Moazzen M., Modjarrad M. (in press), "*Contact metamorphism and crystal size distribution studies in the Shivar aureole*", NW Iran. Geological Journal.
- [26] Pattison D. R. M., Harte B., "*Petrography and mineral chemistry of pelites*", In: Equilibrium and kinetics in contact metamorphism: The Ballachulish Igneous Complex and its aureole. (eds. Voll, G., Topel, J., Pattison, D. R. M. and Seifert, F.). Springer-Verlag: Heidelberg 1991.
- [27] Powell R., Holland T.J.B., "*An internally consistent dataset with uncertainties and correlation: application to geo barometry, worked examples and a computer program*", J. of metamorphic Geology 6, 173-204 1988.
- [28] Richardson S.W., "*Kyanite-sillimanite relations*", Carnegie inst. Wash. Year Book ,65, 247-248 1967.
- [29] Richardson S.W., Gilbert M. C., Bell P.M., "*Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point*", American J. of Science. 267, 259-272 1969.
- [30] Salje E., "*Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: The influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al_2O_3 polymorphs*", American Mineralogist 71, 1366-1371 1969.
- [31] Sassi R., Mazzoli C., Spiess R., Cester T., "*Towards a better understanding of the fibrolite problem: the effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy*", J. of Petrology, 45(7), 1467-1479 2004.
- [32] Vernon R.H., "*Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelite*", J. of Metamorphic Geology, 5, 51-68 1987.
- [33] Vernon R. H., Flood R. H., "*Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 59, 227-235 1977.
- [34] White A. P., Hodges K. U., "*Pressure-temperature-time evolution of the central East Greenland Caledonides: quantitative constraints on crustal*

thickening and synorogenic extension", J. of Metamorphic Geology, 21, 875-897 2003.

[35] Will T. M., "*Phase equilibria in metamorphic rocks: thermodynamic background and petrological application*", Berlin; New York: Springer 1998.

[36] Wintsch R. P., "*Syn-tectonic oxidation*", American J. of Science, 281, 1223-1239 1981.