



No. 1, 1385/2006 Spring & Summer



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 مسئلهٔ فیبرولیت و شرایط تشکیل آن در هالهٔ دگرگون گابرودیوریت چاه قند، شمال شرق نی‌ریز

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

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه علوم پایه دامغان

پست الکترونیکی: moazzzen@tabrizu.ac.ir

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

چکیده: نفوذ توده گابرودیوریتی چاه قند در سنگهای دگرگون ناحیه‌ای زون سنندج-سیرجان در شمال شرق نی‌ریز باعث تشکیل هالهٔ دگرگونی همبری شده است. هورنفلس‌های متنوع رسی حاصل این دگرگونی همبری هستند. توزیع کانیها در هالهٔ چاه قند وجود سه زون کردیریت، آندالوزیت، و سیلیمانیت را نشان می‌دهد. بررسی واکنشهای دگرگونی و روابط فازی فشاری حدود ۲/۵ تا ۳/۵ کیلوبار 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 هالهٔ دگرگونی همبری چاه قند باشند. با توجه به حضور فیبرولیت در سنگهای دگرسان دور از هاله، فیبرولیت در محدودهٔ 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

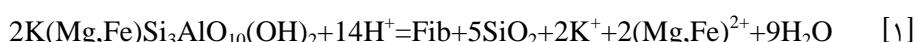
یکی از اهداف مطالعات سنگشناسی دگرگون، تخمین دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگون است. با در دست داشتن دما و فشار دگرگونی می‌توان به نوع دگرگونی (برای مثال بارووین، آبکوما، باکان) پی برد و بدین ترتیب در مورد محیط زمین ساختی تشکیل سنگ‌های دگرگون و در نتیجه در مورد تکوین پوسته زمین در منطقه مورد مطالعه نظر داد. 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 ژادیت و کوارتز در سنگ حداقل فشار ۱۱ کیلوبار را نشان می‌دهد [۸] و یا حضور ارتوپیروکسن و پیراسیم فلدسپار در سنگ‌های رسی دگرگون شده حداقل دمای 750°C را مشخص می‌کند [۲۶]. در بین کانی‌های دگرگون کانی‌های آلومینوسیلیکات (آندازیت، 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 تعادل 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 ۱۷ و ۱۱]) با این حال استفاده از این سه چندريخت 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 گابرودیوریتی در منطقه چاه قند در شمال شرقی ریز در استان فارس می‌پردازم.

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، ۱۴، ۱۳، ۱۲، ۱۱]) 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

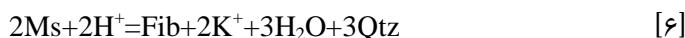
هولداوی [۱۴] این دو با هم تفاوت دارند و فیبرولیت را می‌توان یک پیش سیلیمانیت در نظر گرفت. به نظر وی فیبرولیت حاوی سیلیسیم اضافی و آب بوده و دارای بی‌نظمی شبکه‌ای است. در نتیجه فیبرولیت و سیلیمانیت را نمی‌توان در میدان پایدار دما و فشاری یکسانی در نظر گرفت. به نظر سالجه [۳۰] تفاوت زیادی بین گرمای ویژه 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 Fe_2O_3 و Al_2O_3 فیبرولیت و سیلیمانیت وجود ندارد [۱۹]. ولی مقدار MgO و Fe_2O_3 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 ناهمانگ (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 ناهمانگ 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 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 تهی شدگی: مطالعات نشان داده‌اند که فیبرولیت می‌تواند به علت تهی شدگی کاتیونی، کانیهای 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 کانیهای مختلف فیبرولیت تشکیل دهنند به قرار زیر است ([۳۲]، علائم اختصاری نام کانیها از [۲۲] گرفته شده‌اند).



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

ب) فیبرولیتی شدن به علت متاسوماتیسم Al: بررسیهای زیادی ([۱۷ و ۴۰]) که در این زمینه صورت گرفته نشان داد که در موارد تشکیل فیبرولیت با نقل و انتقال قابل توجه Al صورت می‌گیرد. در جانشینی فیبرولیت به جای سیلیمانیت که در اطراف سیلیمانیت دیده می‌شود متاسوماتیسم Al عامل اصلی این تبدیل است. واکنش عکس نیز در برخی از هاله‌های دگرگونی همبry 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 چین‌های پیوسته در فیبرولیت‌های موجود در سنگ‌های رسی، درجه بالای تأثیر فشار دگرگشکلی است. جا به جائیها و لغزش‌های حاصل از دگرگشکلی، انرژی آزاد را افزایش می‌دهد و بدین ترتیب فازهای با انرژی آزاد زیاد در شاره حل شده و با برجایگذاشتن بار شاره فیبرولیت تشکیل می‌شود. مطالعات سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که جانشینی فیبرولیت به جای بیوتیت و پتاسیم فلدسپار در نمونه‌های تحت فشار در محل، محور چین‌ها صورت می‌گیرد. می‌توان نتیجه گرفت که رشد این فیبرولیتها همزمان با دگرگشکلی بوده است.

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

$$Kfs(I) + Pl(I) = Kfs(II) = Pl(II) + Fib \quad [۸]$$

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

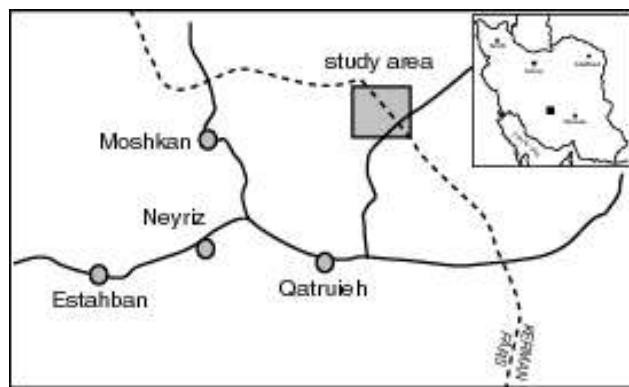
هالة دگرگونی همبry چاه قند

توده گابرودیوریتی 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 گابرودیوریتی چاه قند در سنگ‌های دگرگونی زون سنندج-سیرجان، هاله دگرگونی به ضخامت تقریبی ۵۰۰ متر تشکیل شده است. در اثر دگرگونی همبry انواع مختلف هورنفلس‌های مسکویت، بیوتیت، کردیریت، آندالوزیت، پتاسیم فلدسپار، و سیلیمانیت‌دار به وجود آمده‌اند. مجموعه کانیهای موجود در این هاله شباهت زیادی به کانیهای یافت شده در هاله دگرگونی گرانیت چاه دزدان [۱] دارد. با استفاده از مطالعات سنگ‌شناسی می‌توان پاراژنرهای سنگ‌های دگرگون در هاله چاه قند را به چهار دسته بزرگ تقسیم کرد، (۱) پاراژنرهای دارای مسکویت و بدون پتاسیم فلدسپار (۲) پاراژنرهای دارای مسکویت و پتاسیم فلدسپار، (۳) پاراژنرهای بدون مسکویت و

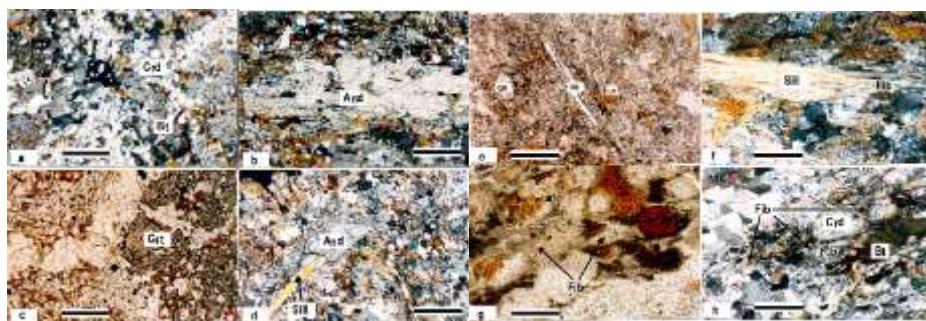
دارای پتاسیم فلدسپار و (۴) پاراژنزاها دارای سیلیمانیت. این پاراژنزاها همچنین دارای آندالوزیت، کردیریت، و بیوتیت به عنوان فازهای AFM هستند. فازهای غیر AFM شامل پلازیوکلаз، ایلمنیت، آپاتیت و زیرکن هستند. برخی از نمونه‌های مطالعه شده دارای فیبرولیت هستند که در ادامه در مورد آن بیشتر بحث خواهیم کرد. سنگهای دارای مسکویت و بدون پتاسیم فلدسپار در بیرونی ترین بخش هالة همبrijی تشکیل شده و در بخش جنوبی منطقه دیده می‌شوند. مهمترین فرایند دگرگونی همبrijی مؤثر بر این سنگها رشد کانیهای 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 کانیهای 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 همبrijی به تعادل شیمیایی و ترمودینامیکی با کانیهای حاصل از دگرگونی همبrijی رسیده‌اند، زیرا گارنت‌ها سالم و بدون تجزیه شدگی 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 کانیهای در حال تعادل است. کانیهای دیگر موجود در سنگهای دارای پتاسیم فلدسپار و بدون مسکویت عبارتند از کردیریت پوئی کیلوپلاستی با میانبارهایی 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). کانیهای عمدۀ هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار شامل کوارتز+بیوتیت+پتاسیم فلدسپار+آندالوزیت+کردیریت+سیلیمانیت \pm گارنت است.

وجود رگه‌ها و عدسی‌های گرانیتی 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 مagmaی گرانیتی نوع S در نظر گرفته شده است.

فیبرولیت‌ها در هالة چاهقند در سنگهایی که تجزیه و هوازدگی زیادی را نشان می‌دهند دیده می‌شوند (شکل‌های ۲g و ۲h). کانیهای آهن و منیزیم دار مانند گارنت و کردیریت در این سنگها به شدت تجزیه شده و به کلریت و پنیت تبدیل شده‌اند. مشاهده دخالت هوازدگی و به سریسیتی شده و گاهی به کانیهای 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 رشتہ‌ای و سوزنی دیده می‌شوند.



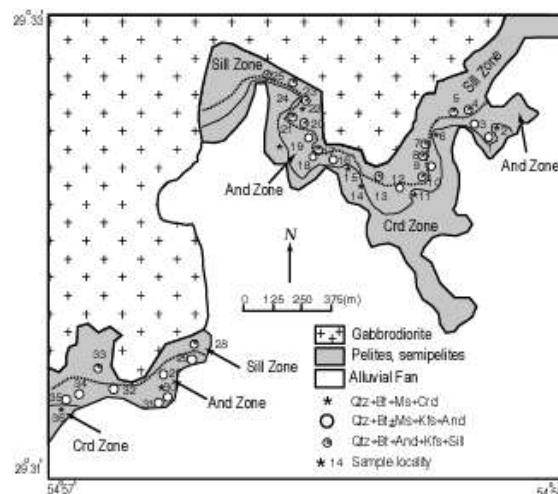
شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شمال شرق نی‌ریز و راههای ارتباطی.



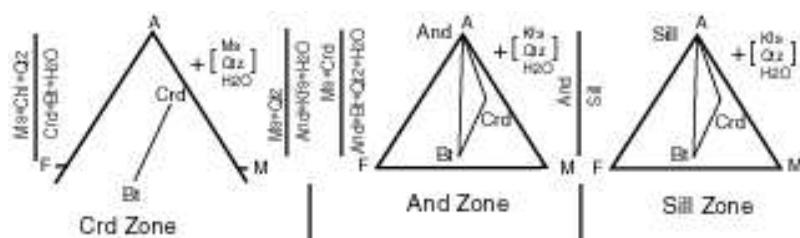
شکل ۲ عکسی از مقاطع میکروسکوپی منطقه چاه قند. ۲a) کردیوریت درشت با میانبارهایی از کوارتز و بیوتیت (XPL). ۲b) آندالوزیت به صورت درشت بلور در هورنفلس‌های زون آندالوزیت (XPL). ۲c) آندالوزیت و سیلیمانیت منشوری گارنت درشت با میانبارهایی از کوارتز در زون آندالوزیت (PPL). ۲d) آندالوزیت و سیلیمانیت منشوری در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

با توجه به توزیع کانیها در هاله دگرگونی همیری چاه‌قند را می‌توان با سه زون کانی‌شناسی در نظر گرفت (شکل ۳) که عبارتند از زون بیوتیت-کردیوریت، زون آندالوزیت و زون سیلیمانیت (بر اساس وجود سیلیمانیت منشوری نه فیبرولیت). سنگهای دارای فیبرولیت در هر سه زون دیده می‌شوند. به منظور بررسی روابط فازی در این سنگها در سیستم مدل KFMASH، از

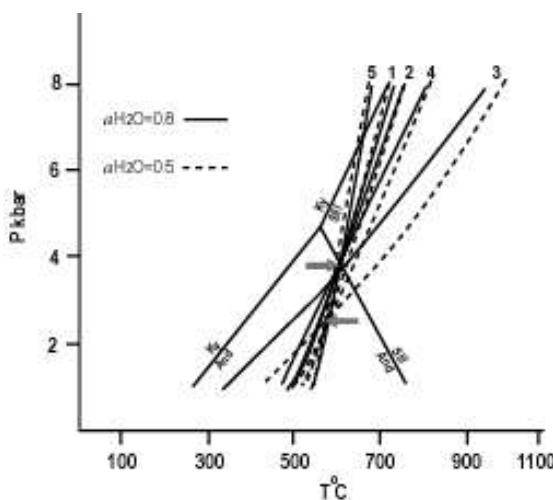
نمودارهای سازگار AFM با آب، کوارتز، مسکویت یا پتاسیم فلدسپار به عنوان فازهای اضافی استفاده شده است (شکل ۴). واکنشهای تشکیل دهنده کانیهای دگرگونی همبrij با استفاده از آرایش خطوط ارتباطی در این نمودارهای سازگار نتیجه گرفته شده‌اند [۲]. رسم منحنی‌های واکنشی بر اساس واکنشهای حاصل از نمودارهای سازگار AFM و واکنشهای حاصل از برنامه کامپیوتری ترمومالک روی نمودار فشار و دما (PT) با استفاده از داده‌های ترمودینامیکی با سازگاری درونی [۲۷ و ۱۳ و ۱۲] و برنامه کامپیوتری ترمومالک در زیر سیستم KFASH، از سیستم کلی KFMASH نشان می‌دهد (شکل ۵) که فشار تشکیل سنگهای همبrij در هاله چاهه‌قند بین ۲/۵ تا ۳/۵ کیلوبار 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 چاهنده.



شکل ۵ نمایش واکنشهای نتیجه شده از نمودارهای سازگاری و برنامه ترموکالک در زیر سیستم KFMASH از سیستم کلی KFMASH در زون آندالوزیت. خط پرها تعادلهای کانی‌شناسی با فرض قولیت آب معادل ۰,۵ و خط چین‌ها تعادلات کانی‌شناسی با فرض قولیت آب معادل ۰,۸ را نشان می‌دهند. دمای زون آندالوزیت 500°C تا 600°C و فشار حدود ۲,۵ تا ۳,۵ کیلوبار 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 موازن):

- 1 Qtz+Ms = Kfs+And+H₂O
- 2 Qtz+Ms+Ann = Kfs+fCrd+H₂O
- 3 Ms+fCrd = Qtz+Ann+And
- 4 Qtz+Ann+And = Kfs+fCrd=H₂O
- 5 Ms+fCrd = Ann+Kfs+And+H₂O

فیبرولیت در هالة دگرگونی همبری چاه قند

چنانکه یادآور شدیم، فیبرولیت در سنگهای هوازده هالة 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 کانیها ندارند واز طرفی بدون سمتگیری و با تحت زوایای تصادفی با دیگر کانیها برخورد می‌کند و نیز مرز دیگر کانیها 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٪ مدل سنگ نیز می‌رسد ولی فراوانی آن در زون سیلیمانیت کمتر از ۵٪ مدل 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 کروئیسم 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 هالة 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 هالة چاه قند را در نظر گرفت:

(الف) تهی شدگی کاتیونی (ب) فیبرولیتی شدن در اثر تغییر شکل.

(الف) تهی شدگی 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 تهی شدگی کاتیونی را در نظر گرفت. حضور کانیهای 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 کانیها 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 دارای فیبرولیت، بیویتیت حالت ماهی شکل از خود نشان می‌دهد (شکل‌های ۲g و ۲h) و در رشتلهای سوزنی فیبرولیت چینهای ریزی قابل مشاهده است که این دو نشان دهنده وجود نیروی فشارشی است. وجود میکاهای کینک شده در این نمونه‌ها نشان دهنده تأثیر فشار بر این سنگهای است. اشکال خمیده یا چین خورده فیبرولیت در این سنگها نشان دهنده رشد فیبرولیت همزمان با تغییر شکل است. در اثر نیروهای فشارشی که باعث تغییر شکل می‌شوند، نیروی شدید در امتداد صفحات بیویتیت به وجود آمده و در نتیجه آن پتانسیل شیمیابی بیویت افزایش یافته و بنابر واکنش زیر فیبرولیت به وجود می‌آید [۳۶ و ۱۵].



با توجه به اینکه فیبرولیتها به وجود آمده بدون حواشی مشخص در اطراف کانیهای دیگر قرار گرفته‌اند و به صورت دسته‌های موازی نیست بلکه به صورت کلافی در هم دیده می‌شود و معمولاً با زوایای زیاد به درون کانیهای دیگر نفوذ کرده‌اند، می‌توان گفت که از نوع ناهماهنگ‌اند. 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 فیبرولیتها کوتاه سوزنی در کنار سیلیمانیت دیده می‌شود. بدیهی است که سیلیمانیت به وسیله فیبرولیت جایگزین شده است. با توجه با اینکه ضربه مدار sill/fib در این مقاطع زیاد است، می‌توان نتیجه گرفت که شرایط پسروندۀ دگرگونی که باعث تبدیل سیلیمانیت به فیبرولیت شده است، چندان مهم نبوده است.

برداشت

نفوذ توده گابرو دیوریتی 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 کانیهای مختلف به سه دسته دارای مسکویت و بدون پتابسیم فلدسپار، دارای مسکویت و پتابسیم فلدسپار و دارای پتابسیم فلدسپار و بدون مسکویت و یا به هورنفلس‌های دارای کردیریت، اندازویت و سیلیمانیت تقسیم کرد. مطالعه شرایط تشکیل دمایی و فشاری سنگها، نشان می‌دهد که فشار دگرگونی همبrij 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 ناهماهنگ بوده و در اثر شستشوی کاتیونی و یا تغییر شکل حاصل شده‌اند. در نمونه‌های معده‌دی 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 می‌پردازنند، 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 (دماهی 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 قادردانی می‌شود.

مراجع

- [۱] سبزهئی م., "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ کرسفید"، سازمان زمین‌شناسی کشور . ۱۳۷۴
- [۲] قادری زفره ع., "مطالعه پدیدهای دگرگونی همبری در منطقه چاه‌قند، شمال‌شرق نی‌ریز، استان فارس"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۳۸۳ ص ۱۳۱
- [۳] قادری زفره ع.. همام س. م., مؤذن م., مؤید م., "دگرگونی همبری و ذوب بخشی سنگهای رسی و نیمه رسی در هاله گابرو‌دیوریت چاه قند در شمال‌شرق نی‌ریز"، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شهریور، 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 Perology, 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 forms 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 $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2$ ", 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-silimanite relations", Carnegie inst. Wash. Year Book ,65, 247-248 1967.
- [29] Richardson S.W., Gilbert M. C., Bell P.M., "Expremental determination of kyanite-andalusite and andalucite-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., "Towrds 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 evolutionof 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.