

معرفی فیبرولیت‌های منطقه قروه و شرایط تشکیل آنها

هادی عمرانی^{۱*}، محسن مؤید^۲، احمد جهانگیری^۲ و محسن مؤذن^۲

^{۱*} گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۲ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

سنگ‌های دگرگونی منطقه قروه، جنوب شرق سنندج، جزو زون دگرگونی سنندج - سیرجان است. جنوب این ناحیه دارای مجموعه‌ای از دگرگونی‌های ناحیه‌ای و دگرگونی‌های مجاورتی حاصل از نفوذ توده‌ها است. درجات دگرگونی مختلف، نفوذ توده‌ها و پروتولیت‌های گوناگون، سنگ‌های دگرگونی مختلفی را به وجود آورده‌اند. متاپلیت‌ها دارای دو نسل از کانی‌های آندالوزیت، کلدیریت و گارنت هستند که در پاسخ به دو مرحله نفوذ مجزا ایجاد شده‌اند. فیبرولیت به همراه آندالوزیت، گارنت، بیوتیت و مسکوویت در کنار توده نفوذی سرتیپ‌آباد برونزد دارد. مطالعات بافتی نشان می‌دهد که این فیبرولیت‌ها حاصل تاثیر فازهای نهایی ماگماتیسم است. رشد فیبرولیت‌ها بدون چین‌خوردگی و در همه جهات روی بیوتیت و آندالوزیت نشان می‌دهد که آنها در شرایط آرام تکتونیکی منطقه قروه به وجود آمده‌اند. مطالعات بافتی فیبرولیت‌ها نشان می‌دهد که از نوع ناهم‌انگ هستند. فیبرولیت‌ها غالباً روی بیوتیت‌ها و به مقدار کمتر در حاشیه و روی آندالوزیت رشد کرده‌اند. مطالعات فشار و دما سنجی فشار و دمایی کمتر از ۳ کیلو بار و ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را در زیر سیستم KMAH نشان می‌دهد. برخی مطالعات بافتی با ادامه رشد فیبرولیت‌ها بعد از تغییر شکل پلاستیک مطابق است.

واژه‌های کلیدی: قروه، دگرگونی، متاپلیت، فیبرولیت

مقدمه

دانه‌ریز دما بالای Al_2SiO_5 است. در طی دگرگونی وقتی به میدان پایداری سیلیمانیت نزدیک می‌شویم، فیبرولیت در محدوده پایداری کیانیت یا آندالوزیت تشکیل می‌شود. پیوستگی یکنواختی بین رشته‌های فیبرولیت و سیلیمانیت منشوری وجود دارد که نمی‌توان جدایش واضحی بین آنها بر اساس اندازه دانه و سرشت آن در نظر گرفت. توزیع انرژی پتانسیل مرز دانه‌ها نسبت به انرژی کل بررسی گردید (Hemingway et

سیلیمانیت رشته‌ای یا فیبرولیت در سال ۱۸۰۲ نامگذاری شد. مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهد، وقتی سرعت واکنش به دلیل واکنش فرا مرحله‌ای (یک واکنش در محدوده فراتر از حد معمول پایداری آن کانی) بالا است، سیلیمانیت به شکل فیبرولیت رشد می‌کند، زیرا انرژی سطحی وجه ۱۱۰ کم و نرخ رشدش سریع‌تر است (Lee et al., 1999). فیبرولیت، رشته‌های

سطحی فیبرولیت نسبت به انرژی آزاد کل باید اثری روی پایداری اولیه فیبرولیت در مقابل سیلیمانیت نداشته باشد. بدین ترتیب، ظهور فیبرولیت قبل از سیلیمانیت را نمی‌توان در تمام موارد با رشد نیمه‌پایدار یا همبافته توجیه کرد. پس، این احتمال بیشتر است که تشکیل فیبرولیت توسط فاکتورهای کنیتیک صورت گیرد.

زمین‌شناسی منطقه قروه

منطقه قروه در جنوب شرق سنندج در استان کردستان واقع شده است. این ناحیه جزئی از زون سنندج - سیرجان است (شکل ۱). دگرگونی به‌عنوان مهم‌ترین و بارزترین پدیده حاکم و به‌صورت دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی ظهور یافته است. علاوه بر این، ماگماتیسم و پدیده‌های وابسته نیز فعال و کارساز بوده و تاثیر بسزایی در سرنوشت زمین‌شناسی این منطقه داشته است. عملکرد عوامل یادشده مسائل بفرنج و پیچیده‌ای را در این قسمت از زون سنندج - سیرجان به‌وجود آورده است که حل آنها مستلزم تفکیک دقیق دگرگونی، ماگماتیسم و دگرشکلی‌های موجود در سنگ‌ها و تعیین قلمرو خاص هر یک از این وقایع است. برنوردهای موجود در این منطقه ادامه توالی‌های سنقر (بخش جنوبی قروه) است. از این رو، شباهت‌ها و همانندی‌هایی، به‌ویژه در اطراف مرز دو ورقه وجود دارد. نفوذ توده‌های مختلف در ناحیه قروه باعث از بین رفتن فسیل‌های شاخص در توالی‌های دگرگونی این منطقه شده است و به ناچار از یافته‌های مهم و کلیدی منطقه سنقر برای تعیین سن توالی‌های قروه استفاده شده است (حسینی، ۱۳۷۸).

توالی چینه‌ای سنگ‌های موجود از پایین به بالا، شامل سنگ‌های دگرگونی تریاس، تریاس-ژوراسیک، ژوراسیک و سنگ‌های غیر دگرگون ائوسن است. در این ناحیه

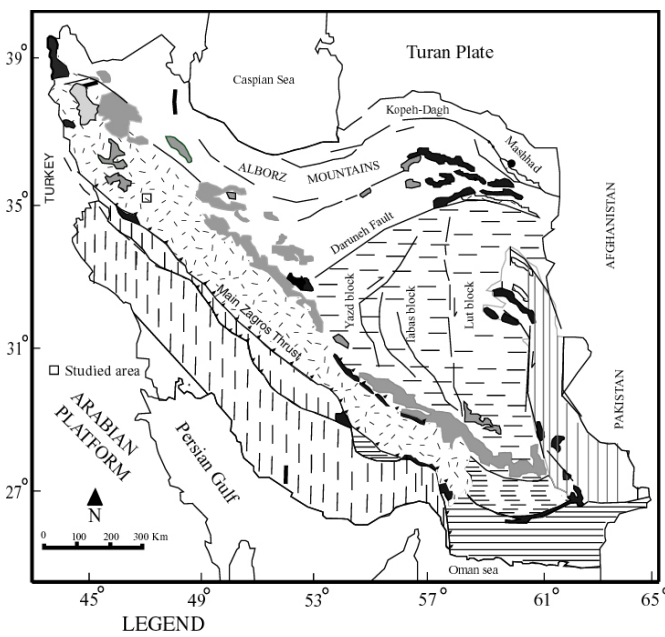
(Kerrick, 1990; al., 1991) و بلورهایی با قطر کمتر از $2\mu\text{m}$ به‌جای سیلیمانیت، فیبرولیت نامیده شد (Pattison, 1992; Kerrick, 1990). در طی این بررسی‌ها مشخص گردید که فیبرولیت انرژی آزاد مولی بالاتری نسبت به سیلیمانیت دانه درشت دارد. بررسی‌های کلی نشان داده است که فیبرولیت زودتر از سیلیمانیت ظاهر می‌شود و این مسأله با تعادلات ترمودینامیکی در تضاد است. در نتیجه مسأله فیبرولیت در طی یک دهه اخیر مورد بحث بوده است. یک فرض تشکیل فیبرولیت به‌صورت نیمه‌پایدار است.

ژئوترموتری گارنت - بیوتیت نشان داده است که فیبرولیت خارج از محدوده پایداری سیلیمانیت شکل می‌گیرد (Fleming, 1973; Kerrick, 1990). رشد همبافته که انرژی هسته‌بندی برای فیبرولیت را کاهش می‌دهد، فرض دیگری است که با مشاهدات گسترده پیشنهاد شده است. در این شرایط فیبرولیت به‌طور گسترده یک الگوی با قاعده و سه‌گوش منظم، درون برش‌های قاعده بیوتیت نشان می‌دهد (Chinner, 1961; Yardley, 1977).

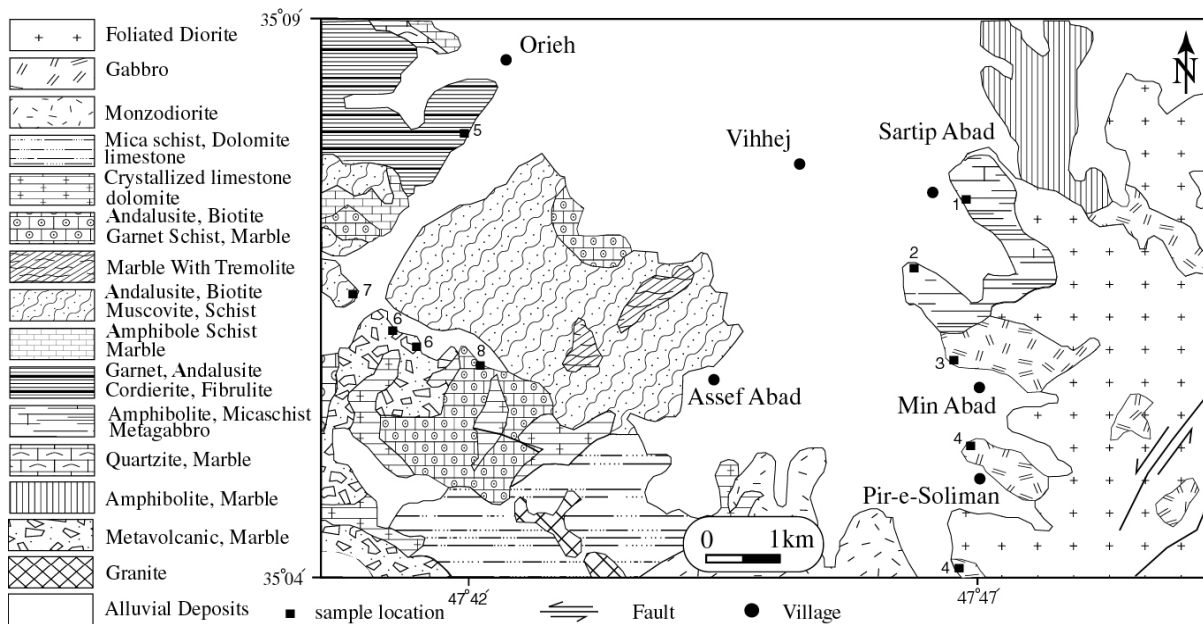
Kerrick (۱۹۹۰) پیشنهاد کرده است که فیبرولیت احتمالاً نظم مثلثی زنجیره Si و Al را از لایه‌های چهارگوش ساختار بیوتیت به ارث برده است، پس هسته‌بندی فیبرولیت روی بیوتیت راحت‌تر از هسته‌بندی بر روی آندالوزیت و کیانیت است (Sassi et al., 2004). در دمای بالاتر واکنش‌های آب‌زدایی بیوتیت و تشکیل پلی‌مورف Al_2SiO_5 انجام می‌گیرد. با توجه به پایین بودن انرژی پتانسیل هسته‌بندی فیبرولیت، این کانی به‌جای سیلیمانیت تشکیل می‌شود؛ هر چند، پیدایش فیبرولیت در طول ایزوگراد سیلیمانیت-کیانیت که بقایای ریز کیانیت دلالت بر جانشینی آن توسط فیبرولیت دارد، مطالعه شده است (Grambling, 1981). کلیه توضیحات ذکر شده آشکارا نشان می‌دهد که فیبرولیت به‌طور سیستماتیک قبل از سیلیمانیت (درجه دگرگونی پایین‌تر) تشکیل می‌گردد. پس توزیع انرژی

همدان، دگرگونی‌های ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز برونزد دارند. سنگ‌های دگرگونی قروه شامل کلریت شیست، بیوتیت شیست، شیست‌های لکه‌ای، مرمرها و متابازیت‌ها هستند. پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه قروه، شامل گری‌واک‌ها، آهک‌ها، سنگ‌های بازیک، رسوبات رسی و نیمه‌رسی می‌باشند (عمرانی و همکاران، ۱۳۸۵).

توده‌های نفوذی متعددی برونزد دارند (مثل گابرو، دیوریت، گرانیت). این توده‌ها به دو دسته کلی، توده‌های دارای برگوارگی و توده‌های فاقد برگوارگی تقسیم می‌شوند. توده‌های نفوذی جوان شامل گرانیت، دیوریت و گابروها و فاقد برگوارگی هستند و توده‌های قدیمی‌تر که دارای برگوارگی‌اند، شامل گابرو، دیوریت، گابروی دیوریتی و گرانیت هستند که به صورت موضعی میلیونیزه نیز شده‌اند (عمرانی، ۱۳۸۴). بین قروه و



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت روستاها در جنوب قروه (محل برداشت نمونه‌ها بر روی نقشه نشان داده شده است).



تعیین پاراژنرها در منطقه قروه

در متاپلیت‌های قروه پاراژنرهای زیر مشخص گردید (عمرانی و همکاران، ۱۳۸۴) (علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz, ۱۹۸۳).

۱) Chl+Cal+Qtz

۲) Bt+Ms+Chl+Qtz

۳) Crd+Bt+Ms+Qtz

۴) And+Crd+Bt+Ms+Qtz

۵) And+Bt+Ms+Qtz

۶) Grt+Ms+Bt+Qtz

۷) Grt+And+Sil (Fib)+Bt+Ms+Qtz

همه این پاراژنرها دارای تورمالین، کانی‌های تیره، پلاژیوکلاز، زیرکن و آپاتیت به صورت کانی‌های فرعی هستند. پاراژنرهای مذکور را می‌توان به صورت زیر تقسیم بندی کرد:

۱) پاراژنرهای فاقد Grt + Crd + And

۲) پاراژنرهای دارای Crd + And

۳) پاراژنرهای دارای Grt و فاقد Crd + And

۴) پاراژنرهای دارای Fbl.

هر یک از این پاراژنرها را به اختصار توضیح می‌دهیم.

پاراژنر فاقد Grt + Crd + And:

این پاراژنر دارای کانی‌های کلریت، مسکوویت و بیوتیت است که دور از توده‌های نفوذی منطقه قروه برونزد دارند. این نمونه‌ها در ارتباط با دگرگونی ناحیه‌ای درجه ضعیف در جنوب قروه هستند.

پاراژنرهای دارای And-Crd:

کانی‌های آندالوزیت، کردیریت، بیوتیت و مسکوویت از جمله کانی‌های این پاراژنر هستند. اندازه کانی‌های

آندالوزیت حدود ۱ cm بوده، از نوع آندالوزیت‌های دارای ناخالصی گرافیتی (کیاستولیت) هستند. دو نسل آندالوزیت و کردیریت‌های سالم و تجزیه شده در کنار هم در نمونه‌های دارای این پاراژنر دیده می‌شوند.

پاراژنرهای دارای Grt و فاقد Crd+And:

در این نمونه‌ها علاوه بر گارنت، بیوتیت، مسکوویت یا کلریت و کوارتز دیده می‌شوند. گارنت‌ها بی‌شکل و توسط کانی‌های صفحه‌ای در بر گرفته شده‌اند. بیوتیت و مسکوویت دانه ریز هستند.

پاراژنرهای دارای Fbl:

این پاراژنرها دارای آندالوزیت، گارنت، بیوتیت، مسکوویت هستند. همراه این کانی‌ها، فیبرولیت و دو نسل بیوتیت در نمونه‌های دارای این پاراژنر دیده می‌شود. با استفاده از نرم افزار ترموکالک (Holland and Powell, 1985) حداکثر دما و فشار برای اوج دگرگونی مجاورتی منطقه قروه در زیر سیستم KMAH کمتر از ۳ کیلو بار و ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است (شکل ۲a). تمام پاراژنرهای ذکر شده دارای کوارتز هستند.

تشکیل فیبرولیت

مکانیزم‌های تشکیل فیبرولیت دلالت بر نرخ رشد سریع به دلیل واکنش فرا مرحله‌ای دارد. واکنش تک‌متغیره در سیستم کیانیت- آندالوزیت- سیلیمانیت کند است زیرا احتیاج به گسیختگی پیوندهای محکم Si-O و Al-O دارد و نیروهای کنترل کننده کوچک هستند. اگر بلورهای فیبرولیت در طی دگرگونی جانشین می‌کها شوند، هسته‌بندی ممکن در مرز دانه‌های میکا به واسطه سد انرژی پایین تر در مقایسه با

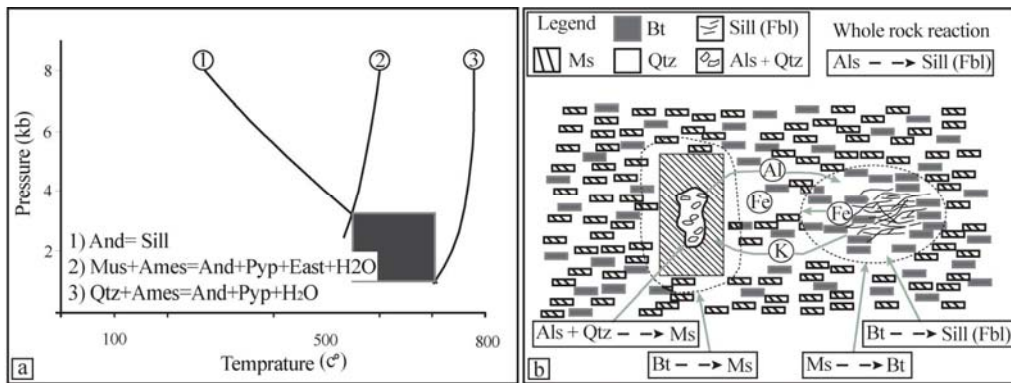
(Williams, 1985)

در عوض، اصطلاح فیبرولیت ناهماهنگ هنگامی به کار برده می‌شود که هیچ مرز و ارتباط آشکاری بین فیبرولیت و دیگر کانی‌ها وجود ندارد. وجود این فیبرولیت‌ها نشان‌دهندهٔ رشد آنها بین دیگر فازها در مراحل بعدی است. در این حالت، رشته‌های نازک فیبرولیت که به وسیله کانی‌های دیگر احاطه شده، ترتیب هندسی منظمی را نشان می‌دهند (Homam *et al.*, 2002)

فیبرولیت در هاله‌های دگرگونی بر خلاف سیلیمانیت که محدود به سنگ‌های مجاور با توده است در فاصله دورتری از تماس با توده دیده می‌شود و مقدار فراوانی فیبرولیت در جهت تماس با توده افزایش پیدا می‌کند (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۵؛ جعفری و همکاران، ۱۳۸۵؛ Homam *et al.*, 2002)

هسته‌بندی یک بلور مجزا در زمینه رخ می‌دهد (Lee *et al.*, 1999). این هسته‌بندی با رشته‌های بی‌شمار در مناطق میکروسکوپی نشان می‌دهد که انرژی فعال‌سازی برای هسته‌بندی فیبرولیت کم بوده است (Cesare *et al.*, 2002; Vernon and Flood, 1985)

فیبرولیت‌ها را بر اساس روابط بافتی به دو دسته فیبرولیت‌های هماهنگ (Harmonious fibrolite) و فیبرولیت‌های ناهماهنگ (Disharmonious fibrolite) تقسیم‌بندی کرده‌اند. هر گاه مرز کانی‌های مجاور با فیبرولیت به صورت آشکار و واضح باشد، اصطلاح فیبرولیت هماهنگ به کار برده می‌شود. این فیبرولیت ویژگی‌های بافتی تعادلی را از خود نشان می‌دهد و نشان‌دهنده این مطلب است که فیبرولیت هم‌زمان با دیگر کانی‌ها از ابتدای تبلور تا خاتمه تبلور با دیگر کانی‌ها حضور داشته است (Grambling and



شکل ۲- (a) دما و فشار به دست آمده از اعضای انتهایی غنی از منیزیم و (b) مکانیزم تشکیل فیبرولیت از بیوتیت.

دما پایین‌تر نسبت داده شده است (Charles and Foster, 1991). انتخاب بین فرآیندهای ایزوشیمیایی (سیستم بسته) و متاسوماتیک (سیستم باز) تولیدکننده فیبرولیت از بیوتیت در سنگ‌ها، مستلزم پیدا کردن واکنش‌های محلی است که بیوتیت تولید می‌کنند. به طور کلی، مصرف بیوتیت برای تشکیل فیبرولیت به آسانی قابل تشخیص است، چون این کانی می‌تواند

برخی از محققان تشکیل سیلیمانیت در سنگ‌های رسی را در ارتباط با متاسوماتیسم گسترده، مثل شستشوی بیوتیت در نتیجه نفوذ مواد فرار اسیدی می‌دانند و برخی دیگر از محققان تشکیل فیبرولیت را در توازن با تشکیل بیوتیت در ناحیه‌ای دیگر از سنگ می‌دانند. این فرآیند مستلزم بسته بودن سیستم (بدون مواد فرار) است و رشد فیبرولیت نیز به شکستن مجموعه کانی‌های

ث) فیبرولیتی شدن به دلیل افزایش دما (جعفری و همکاران، ۱۳۸۵).
در طی هر یک از مراحل ذکر شده، فیبرولیت می‌تواند از تمام کانی‌های Al بالا تحت شرایط مطلوب تشکیل شود. از جمله کانی‌هایی که می‌توانند به فیبرولیت تبدیل شوند، می‌توان آلومینوسیلیکات‌ها، بیوتیت، مسکوویت، گارنت و پلاژیوکلاز را نام برد.

فیبرولیت‌های ناحیه قره

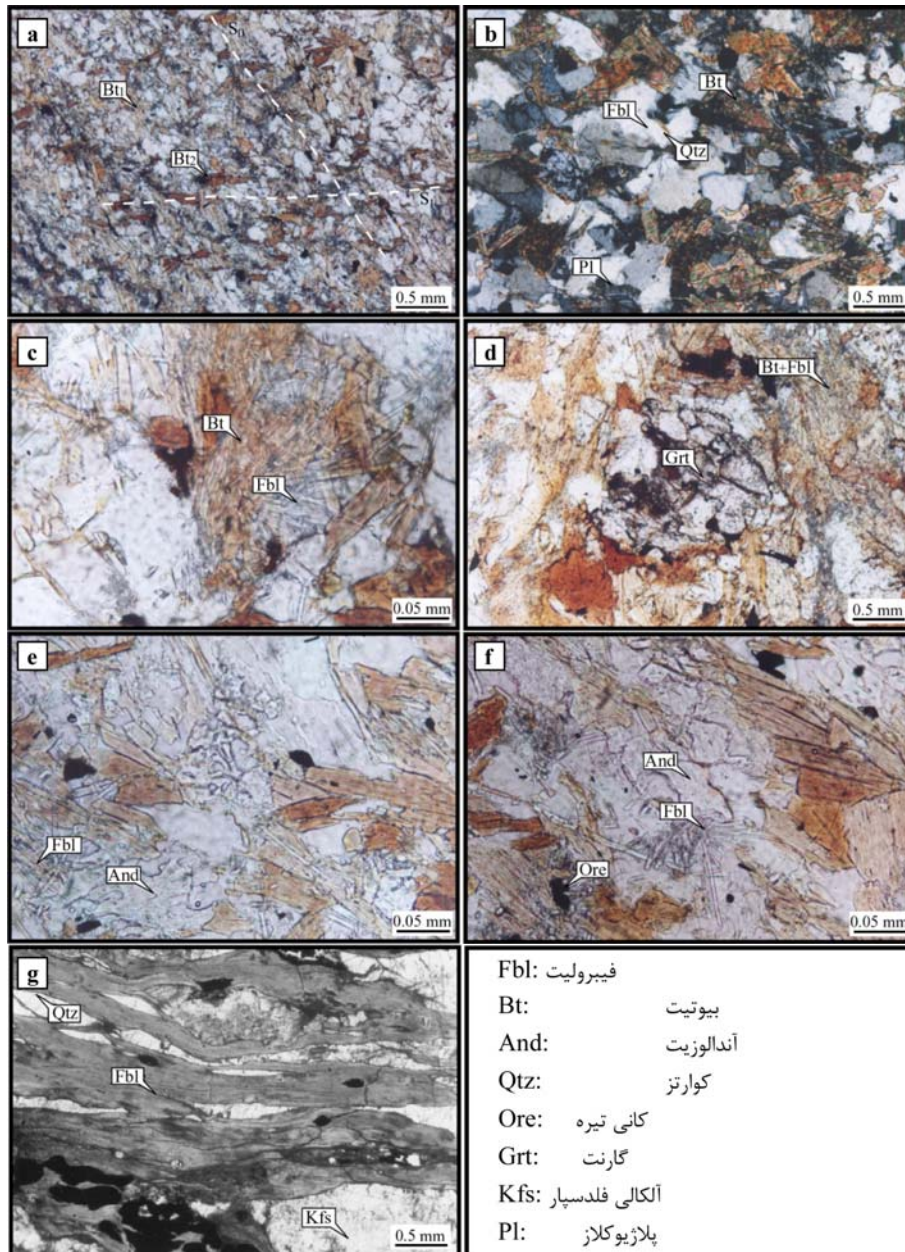
فیبرولیت‌های قره به دلایل زیر از نوع ناهم‌هنگ است (شکل ۳):
الف) مرز بین فیبرولیت و دیگر کانی‌ها دارای زوایای تصادفی است (شکل ۳a و ۳b)؛
ب) مرز کانی‌ها به واسطه حضور فیبرولیت کج شده نیست و اشکال کانی‌ها حفظ شده است؛
پ) فیبرولیت‌هایی که در حواشی کانی‌ها به داخل کانی‌ها نفوذ کرده، با مرز کانی زاویه نسبتاً زیادی می‌سازد (شکل ۳b)؛
ت) فیبرولیت به صورت دسته‌های شعاعی شیب‌توزیته را قطع می‌کند (شکل ۳c)؛
ث) در بر گرفته شدن برخی کانی‌ها مثل گارنت و پلاژیوکلاز، نشان‌دهنده رشد فیبرولیت بعد از کانی‌های دیگر است (شکل ۳d)؛
ج) رشد فیبرولیت‌ها در تمام جهات، روی بیوتیت و آندالوزیت‌ها (شکل ۳e)؛
چ) عدم چین خوردگی در بلورهای فیبرولیت نشان‌دهنده رشد پس از تکتونیک آنها است (شکل ۳f).
ح) در شکل ۳g تصویری از فیبرولیت‌های هم‌هنگ ناحیه Ronda (غرب Betics) برای مقایسه آن با فیبرولیت‌های ناهم‌هنگ قره نشان داده شده است.

مستقیماً جانشین بیوتیت شود، اما تشخیص تولید بیوتیت مشکل است، چون این کانی به واسطه مصرف فازهای پراکنده در زمینه حاوی بیوتیت در اطراف سیلیمانیت رشد می‌کند.

شکل ۲b واکنش سنگ کل تغییر و تبدیل پلی‌مورف کیانیت به سیلیمانیت را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، مقادیر زیادی از کانی‌های صفحه‌ای (بیوتیت و مسکوویت) در این نمونه وجود دارد که به‌طور محلی فراوانی آنها متفاوت است. در این شرایط کانی‌های صفحه‌ای به‌عنوان کاتالیزور این واکنش عمل می‌کنند. واکنش محلی منجر به رشد فیبرولیت از بیوتیت و جانشینی کیانیت توسط مسکوویت می‌شود که این فرآیند ساختارهای مجزایی را تولید می‌کند که به آسانی قابل تشخیص هستند. این واکنش‌های محلی ساختارهای نیمه‌پایداری تولید می‌کنند که تشخیص آنها مشکل است. فرآیند تبدیل کیانیت به فیبرولیت با از دست دادن Fe همراه است. این مسأله نشان می‌دهد که دست کم بخشی از این تغییر و تبدیل در ارتباط با فرآیندهای متاسوماتیسم بوده است و تنها به تغییر دما و فشار سیستم وابسته نیست (Charles and Foster, 1991).

پنج فاکتور کلی برای تشکیل فیبرولیت پیشنهاد شده است:

الف) فیبرولیتی شدن به دلیل شستشوی کاتیونی و تهی‌شدگی (Kerrick, 1990)؛
ب) فیبرولیتی شدن به علت واکنش بین پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم (Sassi et al., 2004)؛
پ) فیبرولیتی شدن به علت متاسوماتیسم Al (Kerrick, 1990)؛
ت) فیبرولیتی شدن به دلیل تغییر شکل (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۵؛ Homam et al., 2002)؛



شکل ۳- نمایش تصاویر میکروسکوپی فیبرولیت‌های منطقه قروه.

هورنفلس‌های رسی و نیمه‌رسی شامل آندالوزیت، کردیریت و گارنت است. اثر دگرگونی ناحیه‌ای دوم روی این پاراژنز تجزیه‌شدگی گسترده در آنهاست. به طوری که آندالوزیت‌ها به سریسیت، و کردیریت‌ها به پینیت تبدیل شده و گارنت‌ها نیز از اطراف تحلیل رفته‌اند. از جمله آثار دیگر این فاز،

مکانیسم تشکیل فیبرولیت در قروه و مقایسه آن

با فیبرولیت‌های چاه قند و اوریل (ایرلند)

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، توده‌های نفوذی در جنوب قروه به دو دسته قدیمی (دارای برگوارگی) و جدیدتر (فاقد برگوارگی) تقسیم می‌شوند. در مرحله اول نفوذ کانی‌های شاخص در

می‌گیرند. از جمله شواهد رشد هم‌زمان با حرکات تکتونیکی، جهت‌یافتگی فیبرولیت‌ها در زون‌های تغییرشکلی بالا و در برگرفتن پورفیروبلاست‌های آندالوزیت، استارولیت و پلاژیوکلازها است. در مطالعه فیبرولیت‌های قروه مشخص گردید که این کانی‌ها از شواهد بافتی ذکر شده تبعیت نمی‌کنند. این فیبرولیت‌ها روی بیوتیت و در مرز کانی‌ها رشد کرده‌اند.

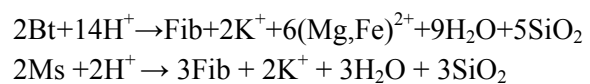
از جمله مطالعات دیگر روی فیبرولیت‌ها می‌توان به مطالعات مؤذن و همکاران (۱۳۸۵) اشاره کرد که به مطالعه فیبرولیت‌ها و نحوه تشکیل آنها در منطقه چاه قند پرداخته‌اند. آنها در این مطالعه دو مکانیزم کلی برای تشکیل فیبرولیت در نظر گرفته‌اند: الف) تهی‌شدگی کاتیونی؛ ب) فیبرولیتی‌شدن در اثر تغییر شکل.

طبق مدل اول، فیبرولیت‌ها در سنگ‌های هوازده تشکیل شده است. در این نمونه‌ها، تأثیر محلول‌های گرمایی باعث تجزیه مسکوویت و بیوتیت‌ها به فیبرولیت شده است. در نمونه‌هایی که آثار تغییرشکل شدید (مثل کج‌شدگی بیوتیت‌ها) در آنها مشهود است، تشکیل فیبرولیت در ارتباط با تغییر شکل در نظر گرفته شده است (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۵).

هنگام تبدیل آندالوزیت به فیبرولیت بر اثر حضور سیالات معمولاً سرسیتی‌شدن آندالوزیت نیز رخ می‌دهد (Glen, 1979). فیبرولیت‌های قروه به‌صورت دسته‌جاری در بین کانی‌ها و بر روی بیوتیت‌ها دیده می‌شوند. فیبرولیت به‌طور ناقص جانشین آندالوزیت نیز شده است و همان‌طور که ذکر شد، با توجه به این که فیبرولیت‌ها با

میلونیتی‌شدن توده‌های دیوریتی، گابرویی و گرانیتی است (عمرانی، ۱۳۸۴).

با نفوذ توده‌های بعد از تکتونیک، نسل جدیدی از کانی‌های آندالوزیت، کردیریت، گارنت و همچنین فیبرولیت در متاپلیت‌ها به‌وجود آمده است. کانی‌های کاملاً سالم در کنار کانی‌های تجزیه شده نشان‌دهنده رشد آنها در فاز دوم نفوذ است. فیبرولیت‌ها در نتیجه نفوذ سیالات حاصل از این توده‌ها به‌وجود آمده است. این فرآیند باعث تجزیه بیوتیت و تبدیل آنها به فیبرولیت شده است. فیبرولیت‌ها غالباً روی میکاها هسته‌بندی کرده، ظهور آنها روی آندالوزیت و در اطرف آن کمتر دیده می‌شود. وجود فیبرولیت‌ها بر روی کانی بیوتیت به دلیل تهی‌شدگی کاتیونی است. نمونه‌های حاوی فیبرولیت احتمالاً تحت‌تأثیر دگرسانی گرمایی اسیدی بوده‌اند (در امتداد رگه‌ها) که در نتیجه آن عناصر K , Fe , Mg , OH از کانی‌ها خارج و فیبرولیت به‌وجود می‌آید. واکنش‌های احتمالی تشکیل فیبرولیت‌های قروه تحت‌تأثیر این فرآیند، عبارت هستند از:



همان‌طور که در این واکنش‌ها نیز مشاهده می‌شود هم‌رشدی فیبرولیت و کوارتز اتفاق می‌افتد. رشد فیبرولیت در تمام جهات ثابت‌کننده تشکیل آنها بعد از تکتونیک و در شرایط تکتونیکی آرام منطقه است.

Homam و همکاران (۲۰۰۲) کوه فیبرولیت‌های منطقه اوریل، شمال غرب ایرلند را مطالعه کرده‌اند، هم‌رشدی فیبرولیت‌ها با بیوتیت‌ها را هم‌زمان و بعد از حرکات جنبشی در نظر

کانی‌های مجاور خود مرز آشکار و مشخصی ندارند و بدون جهت‌یافتگی و تحت زوایای تصادفی با دیگر کانی‌ها برخورد می‌نمایند، جزء فیبرولیت‌های ناهماهنگ است. این کانی‌ها بیشتر در امتداد رگه‌ها تشکیل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

نفوذ دو نسل توده‌های آذرین در جنوب قروه، دو نسل آندالوزیت، گارنت و کردیریت حاصل کرده است. وجود کانی‌های شکل‌دار و سالم در کنار کانی‌های تجزیه‌شده (مثل تبدیل آندالوزیت به سرسیت) گواه این مطلب است. اوج دگرگونی در جنوب منطقه قروه که در نتیجه نفوذ توده‌های جوان در این منطقه صورت گرفته، شامل گارنت، آندالوزیت، بیوتیت و مسکوویت است. با بررسی‌های میکروسکوپی صورت گرفته، مشخص گردید که فیبرولیت‌ها در نتیجه نفوذ توده‌ها و سیالات حاصل از آنها تشکیل شده (سیستم باز) و از نوع ناهماهنگ هستند. رشد فیبرولیت‌ها در همه جهات حاکی از تشکیل آنها در شرایط تکتونیکی آرام منطقه است. هسته‌بندی گسترده فیبرولیت‌ها روی بیوتیت در حضور آندالوزیت نشان‌دهنده این مطلب است که فیبرولیت‌ها بر روی میکاها نسبت به آلومینیوسیلیکات‌ها آسان‌تر هسته‌بندی می‌کنند.

سپاسگزاری

به این وسیله، نگارنده لازم می‌داند از زحمات معاون محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز، به‌خاطر حمایت مالی ایشان و آقایان دکتر مؤید و دکتر جهانگیری، به‌خاطر کمک‌های علمی آنها تشکر و قدردانی نماید. همچنین بر خود فرض می‌دانم از اهالی روستاهای ویهج و اوریه و حسین‌آباد به‌خاطر کمک‌هایشان به‌هنگام کارهای صحرایی سپاسگزاری نمایم.

منابع

جعفری، س. ر.، مانی‌کاشانی، س. و سپاهی، ع. ا. (۱۳۸۵) معمای فیبرولیت: مطالعه رویداد و تغییرات فیبرولیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک ناحیه همدان. بیست و پنجمین همایش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

حسینی، م. (۱۳۷۸) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰. قروه. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عمرانی، ه. (۱۳۸۴) بررسی دگرشکلی و دگرگونی‌های جنوب و جنوب‌غرب قروه. استان کردستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ایران.

عمرانی، ه.، مؤذن، م.، مؤید، م. و جهانگیری، ا. (۱۳۸۵) بررسی‌های پترولوژیکی سنگ‌های دگرگونی قروه. دهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

عمرانی، ه.، مؤذن، م.، مؤید، م. و جهانگیری، ا. (۱۳۸۴) معرفی کانی‌شناسی و روابط پترولوژیکی متاپلیت‌ها در منطقه قروه. سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

مؤذن، م.، همام، س. م. و قادری، ز. ع. (۱۳۸۵) بررسی مسأله فیبرولیت و شرایط تشکیل آن در هاله دگرگون گابرویدیوریت چاه قند، شمال شرق نیریز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۴ (۱): ۱۱۳ - ۱۲۸.

Cesare, B., Gomez-Pugnaire, M. T., Sanchez - Navas, A. and Groberty, B. (2002) Andalusite - sillimanite replacement (Mazarron - SE Spain): microstructural and TEM study. *American Mineralogist* 87: 433-444.

Charles, T. and Foster, J. R. (1991) The role

- Islamic Republic of Iran 13(4): 327-337.
- Kerrick, D. M. (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *American Mineralogist* 72(3-4): 240-254.
- Kerrick, D. M. (1990) The Al₂O₃ polymorphs, *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical society of America 22: 207-221.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lee, P. R., Jillian, R., Banfield, F., Derrill, F. and Kerrick, M. (1999) TEM investigation of Lewiston, Idaho, fibrolite: Microstructure and grain boundary energetic. *American Mineralogist* 84: 152-159.
- Pattison, D. R. M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland. *Journal of Geology* 100: 423-446.
- Sassi, R., Mazzoli, C., Spiess, R. and Cester, T. (2004) Towards a better understanding of the fibrolite problem: the effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy. *Journal of Petrology* 45(7): 1467-1479.
- Vernon, R. H. and Flood, R. H. (1977) Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 59: 227-235.
- Yardley, B. W. D. (1977) The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 53-58.
- of biotite as a catalyst in reaction mechanism that form sillimanite. *Canadian Mineralogist* 29: 943-963.
- Chinner, G. A. (1961) The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *Journal of Petrology* 2: 312-323.
- Fleming, P. D. (1973) Mg-Fe distribution between coexisting garnet and biotite and the status of fibrolite in the andalusite-staurolite zone of the Mt. Lofty Ranges, South Australia. *Geological Magazine* 100: 477-482.
- Glen, R. A. (1979) Evidence for cyclic reactions between andalusite, sericite and sillimanite, mount Franks area, Willyama complex, N.S.W., *Tectonophysics* 58(1-2): 97-112.
- Grambling, J. A. (1981) Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblage in the Truchas Peaks region, New Mexico. *American Mineralogist* 66: 702-722.
- Grambling, J. A. and Williams, M. L. (1985) The effects of Fe³⁺ and Mn³⁺ on aluminum silicate phase relations in North-Central New Mexico, U.S.A., *Journal of Petrology* 26: 324-354.
- Hemingway, B. S., Robie, R. A., Howard, T. E. and Kerrick D. M. (1991) Heat capacity and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite and quartz and the Al₂SiO₅ phase diagram. *American Mineralogist* 79(9-10): 1597-1613.
- Holland, T. J. B. and Powell, R. (1985) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: 2: Data and results. *Journal of Metamorphic Geology* 3(4): 343-370.
- Homam, S. M., Boyle, A. and Atherton, M. P. (2002) Syn- to post-kinematic fibrolite-biotite intergrowth in the Ardara aureole, NW Ireland. *Journal of Science*

Introducing the Ghorveh fibrolites and their formation condition

Hadi Omrani^{1*}, Mohsen Moayyed², Ahmad Jahangiri² and Mohsen Moazzen²

¹ Department of Geology, Faculty of Natural Earth Science, University of Golestan, Gorgan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Natural Earth Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The metamorphic rocks of the Ghorveh area, southeast of Sanandaj, are classified as a part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. South of Ghorveh includes an assemblage of regional and contact metamorphic rocks as a result of intrusion of igneous plutons. Different types of metamorphic rocks are produced in this regard. Metapelites have two generations of andalusite, cordierite and garnet produced by two distinct contacts metamorphism. Fibrolites are associated with andalusite, garnet, biotite and muscovite near Sartip Abad intrusion. Fibrolite growth without deformation and randomly on biotite and andalusite shows that fibrolites have formed at the latest stage of intrusion phase in this area. The textural studies of fibrolites show that they are of disharmonious type. Thermobarometry shows pressure and temperature lower than 3 Kb and 700°C in KMAASH sub-system, respectively. Some textural evidence are consistent with continuation of fibrolite growth after ductile deformation.

Key words: Ghorveh, Metamorphism, Metapelite, Fibrolite