



بررسی رفتار ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی های فلدسپار و بیوتیت در پهنه هی برشی شرق قروه (کردستان)

اشرف ترکیان*

گروه زمین شناسی، دانشگاه بولعی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۱/۵/۱۴)

چکیده: پهنه هی برشی مورد بررسی در شرق قروه (کردستان) قرار دارد و از سنگ های گرانیتی و گرانو دیوریتی تشکیل شده است. در این مقاله سنگ های دگر شکل، پروتو میلونیت ها و میلونیت ها، در مناطق سنگین آباد، کوه گزگز و پلو سر کان مطالعه می شوند. بررسی های سنگ نگاری نشان می دهد که فعالیت های زمین ساختی شامل میر مکیت، فلدسپار های قلایایی دوباره متبلور شده با لغزش، پلازیو کلاز-های شکسته، کوارتز های متبلور در شرایط دینامیکی، ارتو کلاز های پرتیتی، بلور های فلدسپار با غنی شدگی قلایایی در حاشیه هی (بافت پوششی) با ترکیب $Or_{91.19}$ - P_2O_5 در فراوانی عناصر اصلی نظیر افزایش TiO_2 - MnO - CaO در پروتو میلونیت ها و میلونیت ها وجود دارند. هم چنین در پهنه های رگه های کوارتزی و پلازیو کلاز های دگر سان شده مشاهده شده اند. این فرایندها نمونه هایی از فعالیت های شاره های گرمابی و باز بودن سیستم تفسیر می شوند. فلدسپارها در سنگین آباد و کوه گزگز، سدی-پتاسی و در پلو سر کان سدی هستند. در مجموع، روابط صحرایی، ویژگی های ریز ساختاری، بافتی، ژئوشیمی و شیمی، نقش پهنه هی شیر زون را در تشکیل این ویژگی ها تأیید می کنند. بسیاری از پژوهشگران، بر ارتباط بین تشکیل ریز ساختارها با تنش-کرنش و گرمابی ها را تأیید کرده اند. بلور های بیوتیت مورد بررسی با $(FeO + MnO)_{\sum}$ حدود ۴۱٪-۴۲٪ پس از فرایندهای یاد شده تشکیل شده اند که احتمالاً حاصل گردش شاره های پسا ماقمایی با تولیت گرمایتی دیدی قروه هستند. دمای تشکیل بیوتیت حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه هی سانتی گراد است که با دمای دگر شکلی ریز ساختارها همخوانی خوبی دارد.

واژه های کلیدی: پهنه هی برشی، شیمی کانی، ژئوشیمی، گرماب ها، میلونیت، پروتو میلونیت، قروه، کردستان.

تغییرات ساختاری را در آن ها میسر می سازد. به اعتقاد [۱] این تغییرات با تغییرات شیمیایی همراهند. لذا از این دیدگاه نیز پهنه های برشی، کانون توجه بسیاری از زمین شناسان داخلی (برای مثال ۲-۵) و خارجی [۱، ۶-۹] بوده است.

منطقه هی مورد بررسی یعنی پهنه هی برشی شهرستان قروه، در بخش شمال غربی نوار دگرگونی-ماقمایی سندنج-سیرجان و جنوب شرقی استان کردستان واقع شده است [۱۰].

مقدمه

پوسته هی میانی و فوقانی قلمرو تغییر شکل های شکنا از جمله ایجاد پهنه های برشی (shear zone) هستند. این پهنه ها مکان های مناسبی برای ذخیره هی دگر شکلی هستند که به اصطلاح میلونیتی شدن نامیده می شود. میلونیت ها معمولاً دارای ساختار های مزو سکویی و میکرو سکویی خاصی هستند که تحلیل سینماتیکی و تعیین شرایط زمین دما- فشار سنجی

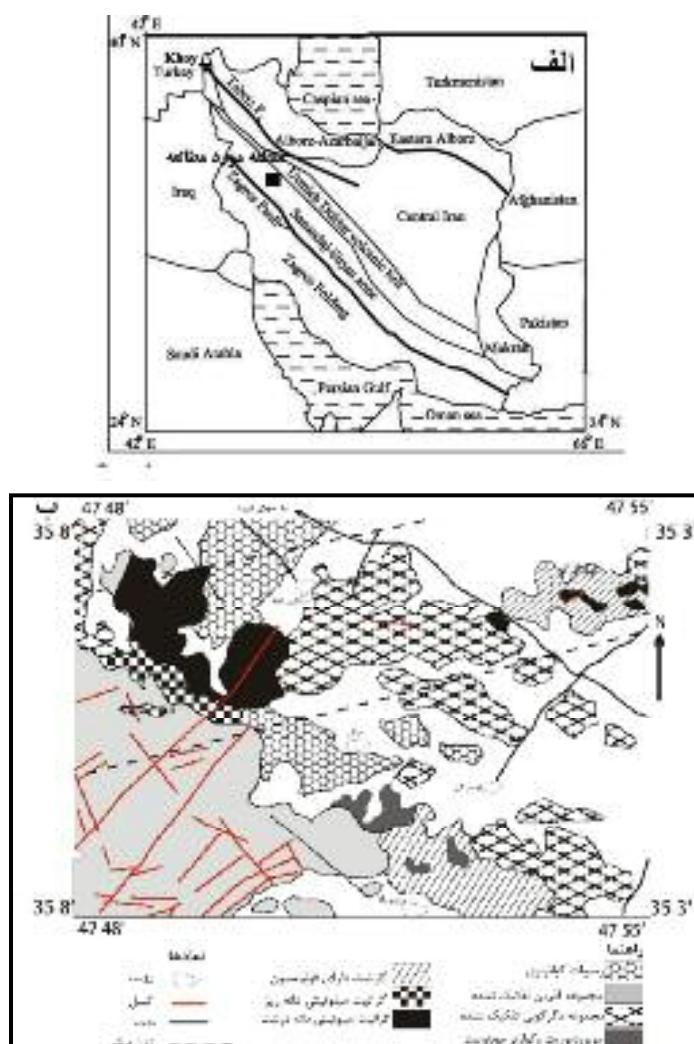
* نویسنده مسئول، تلفن نمابر: ۰۸۱۴۶۰۸۳۸۱، پست الکترونیکی: a-torkian@basu.ac.ir

(شکل ۱). بر اساس رده‌بندی [۱۴] در زیرزون با دگرگشکل پیچیده‌ی سنتندر-سیرجان واقع شده است. دنباله‌ی چینه‌ای، در نیمه جنوبی قروه- که منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از آن است- شامل سنگ‌های دگرگون وابسته به تریاس تا ژوراسیک و سنگ‌های نادگرگون ائوسن است. توده‌های نفوذی به سن ۱۵۷-۱۴۹ میلیون سال، که با نام مجموعه پلوتونیک قروه خوانده می‌شود، در سنگ‌های دگرگون تزریق شده و پیش از این توسط [۱۶، ۱۵، ۱۲] مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بخش قابل توجهی از این توده‌ها در بخش شمال شرق مجموعه فوق بر اثر دگرگونی دینامیکی و قرارگیری آشکاری شد که در آن‌ها شواهد ایجاد تغییر و شکل‌گیری آشکاری شد که در پهنه‌ی بشوش پهنه‌ی بررسی کاملاً مشهود است [۱۳].

حلمی و حسینی در [۱۱] ویژگی‌های سنگ‌های دینامیکی دگرگون گستره‌ی قروه، را که منطقه‌ی مورد پژوهش بخشی از آن است، مورد بررسی قرار داده‌اند. هم‌چنین [۱۲] در رساله‌ی دکتراخی خود به طور جزئی به بخشی از منطقه مورد بررسی اشاره کرده است اما آخرین بررسی‌ها در خصوص پهنه‌ی بررسی منطقه‌ی مورد بررسی به [۱۳] مربوط است. این مقاله سعی دارد ضمن معرفی مختصراً از ویژگی‌های ساختاری پهنه، به بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ کل و کانی‌های شاخص آن یعنی بیوتیت و فلدسپارهای نوع پلازیوکلاز و قلیایی پردازد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی بین طول‌های شرقی 47° تا 48° و 55° در عرض‌های شمالی 3° تا 8° و 35° قرار دارد



شکل ۱(الف) زون‌های ساختاری ایران (اقتباس از [۱۰]). موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی با مربع سیاه رنگ مشخص شده است. ب) نقشه‌ی زمین-شناسی منطقه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بر پایه‌ی [۱۵].

شده‌اند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم-افزارهای 2.1.1 GCDkit و Minpet انجام گرفت. در راستای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختار کانی‌ها در پهنه‌ی برشی ۱۴ نقطه از ۴ نمونه بیوتیت و ۲۵ نقطه از ۸ فلدسپار، از سه منطقه پلوسرکان، سنگین‌آباد و کوه گرگز انتخاب شدند. این کانی‌ها در آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه ایالت واشنگتن، با استفاده از ریزپردازندۀ الکترونی مدل CAMECA SX50 تجزیه نقطه‌ای شدند. که ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV، باریکه‌ی جریان ۰.۰ nA و با قطر باریکه‌ای برابر $2\text{ }\mu\text{m}$ به انجام رسید. نتایج حاصل از این آنالیزها نیز در جدول‌های ۲ و ۳ آمده‌اند. فرمول‌های ساختاری برای بیوتیت‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن و برای فلدسپارها براساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

روش کار

در جهت تامین هدف‌های این پژوهش ضمن برداشت‌های هدفمند و سیستماتیک صحراوی توام با اندازه‌گیری‌های دقیق، پارامترهایی مانند برگوارگی و خطوارگی در پهنه‌ی برشی، بررسی سنگ نگاری و پتروفابریک [بافت سنگی] ۴۳ برش نازک سنگ، نتایج ارائه شده در این نوشتار را دربرداشته است. برای بررسی شیمی سنگ‌کل ۱۳ نمونه از پروتولیت و سنگ‌های میلونیتی (با درجه‌های متفاوت تغییرپذیری ساختاری) انتخاب شده و در آزمایشگاه‌های دانشگاه ایالت واشنگتن ICP-MS و شرکت کانساران بینالود تهران به روش‌های XRF و تجزیه شدند. در این نوشتار که بیشتر، تغییرات عناصر اصلی مورد توجه بوده‌اند، به منظور رعایت حجم مقاله در این مجله، از ارائه آن داده‌ها [۱۳] چشم‌پوشی شده و فقط داده‌های وابسته به تامین هدف‌های مقاله، در جدول ۱ آورده

جدول ۱ داده‌های عناصر اصلی تجزیه‌ی سنگ‌کل برای سنگ‌های دگرشكل و پروتولیت آن‌ها.

(wt%) اکسیدهای	میانگین پروتومیلونیت‌ها	میانگین میلونیت	میانگین پروتولیت‌ها
SiO_2	۷۱,۲۴	۷۱,۹۶	۷۶,۳۵
TiO_2	۰,۴۵	۰,۳۲	۰,۱۶
Al_2O_3	۱۴,۱۶	۱۳,۹۶	۱۲,۵۵
FeO	۲,۴۰	۲,۱۲	۱,۳۲
Fe_2O_3	۰,۴۶	۰,۳۸	۰,۲۳
MnO	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۱
MgO	۰,۸۶	۰,۸۱	۰,۴۳
CaO	۱,۹۴	۱,۹۷	۰,۳۸
Na_2O	۳,۴۴	۳,۶۳	۲,۷۲
K_2O	۳,۰۳	۳,۵۹	۴,۰۲
P_2O_5	۰,۲۳	۰,۱۴	۰,۰۴

جدول ۲ سهم آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای فلدسپار کوه گرگز.

Samples	3Pg21-49-core	3Pg21-50	3Pg21-51	3Pg21-52	3Pg21-53	3Pg21-54	3Pg21-55- rim
Location	Kohe-Gazgaz						
An	۱۷,۸۲	۱۱,۵۷	۲۰,۰۴	۰,۵	۰,۱۵	۰,۱	۰,۱۵
Ab	۸۱,۴۱	۸۸,۱۱	۷۹,۴۷	۱۵,۴۲	۷,۹۴	۸,۴۷	۸,۳۱
Or	۰,۷۸	۰,۳۲	۰,۵	۸۴,۰۸	۹۱,۱۹	۹۱,۴۳	۹۱,۵۴

جدول ۳ سهم آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای فلدسپارهای کوه گرگز و پلوسرکان.

Samples	4Pg21-56	4Pg21-57	4Pg21-58	4Pg21-59	Mg6-2-88	Mg6-2-89	Mg6-2-90
Location	Kohe-Gazgaz				Poloserkan		
An	۱۴,۰۷	۲۲,۴۲	۲۶,۰۶	۳۲,۹۵	۰,۸۱	۰,۴۱	۰,۱۴
Ab	۸۵,۳۳	۷۶,۴۷	۷۳,۰۷	۶۶,۴۴	۹۸,۶۶	۹۹,۱۰	۹۹,۴۳
Or	۰,۵۹	۱,۱۰	۰,۸۷	۰,۷۲	۰,۵۳	۰,۴۹	۰,۴۴

سنگ‌ها هستند. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این گرانیت عبارتند از ۳۵ تا ۴۵ درصد کوارتز، ۲۰ تا ۳۰ درصد فلدسپار قلیایی (ارتوكلاز \pm میکروکلین)، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلازیوکلاز و ۵ درصد بیوتیت و کانی‌های کدر. شکل (۲-پ) نمونه‌ای از کوارتزهای دارای خاموشی موجی و پلازیوکلازهایی را نشان می‌دهد که فاقد حاشیه‌های میرمکیتی هستند و فقط شکستگی‌هایی در کانی اخیر شکل گرفته‌اند (شکل ۲-ت). این ویژگی‌ها بر درجات بسیار پایین دگرشکلی دلالت دارد.

پروتومیلوبنیت: در برش نازک از پروتومیلوبنیت‌ها ماتریکس به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. ترکیب کلی پروتومیلوبنیت‌ها نیز گرانیتی و تاحدی گرانوودیوریتی است. فلدسپارهای قلیایی در اندازه‌های خیلی-درشت (پورفیروکلاست) تا ریز و به صورت میکروکلین با ماکل تارتن، ارتوكلاز اغلب با بافت پرتیتی مشاهده می‌شود. میرمکیت این سنگ‌ها به فراوانی یافت می‌شود (شکل ۲-ث). کوارتز در اندازه‌های ریز تا متوسط متبلور شده‌است. کوارتز از ویژگی‌هایی مانند خاموشی موجی، خاموشی جاروبی، زیردانه، دانه جدید و تبلور مجدد از نوع برآمدگی BLG برخوردارند. پلازیوکلازها در اندازه‌ی متوسط و دارای شکستگی، خمش و خاموشی موجی هستند. گاهی تعدادی از بیوتیت‌ها از ریزساختارهایی مانند شکستگی، خاموشی موجی، لغزش در سطح رخ و کینکشدگی برخوردارند. البته دور از انتظار نخواهد بود که ممکن است سهمی از بیوتیت‌ها به بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول-ها (فقط در گرانوودیوریت‌ها) تعلق داشته باشد. در برخی نمونه‌ها نیز مسکوویت‌های ماهی‌گون و قفسه کتابی یافت می‌شود.

میلوبنیت‌ها: گرانیت میلوبنیتی در جنوب و جنوب‌شرقی سنگین‌آباد (شکل ۲-الف)، شمال‌شرقی روستای پلوسرکان و کوه گرگز بیرون زدگی دارد. پورفیروکلاستهای درشت دانه در میلوبنیت‌ها نسبت به پروتومیلوبنیت‌ها کمتر ولی زمینه‌ی ریزدانه سهم بیشتری دارد. سهم ماتریکس (خمیره) ۵۰ تا ۸۰ درصد متغیر است. بافت‌های متناسب با درجه‌ی دگرشکلی این سنگ عبارتند از میرمکیت (شکل ۲-ج)، ارتوكلاز با تبلور مجدد، میکروکلین‌هایی با آثار لغزش و بهم ریختگی، پلازیوکلازهای گرد و یا در برخی موارد پهن شده و شکسته، کوارتزهایی با تبلور دوباره‌ی دینامیکی. در این سنگ‌ها حجم میرمکیت کاهش یافته و پرتیت شعله‌ای دیده می‌شود. بیوتیت و مسکوویت در اندازه‌ی ریز-متوسط کانی‌های میکایی موجود در

مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری

گرانیت‌وئیدهای شرق شهرستان قزوین به اشکال مختلفی رخنمون دارند که توده‌های نسبتاً کوچک عدسی‌شکل و پراکنده در داخل سنگ‌های دگرگون و یا تیغه‌های نازک و دایک مانند مهم‌ترین این اشکال بوده‌اند (شکل ۱). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که نفوذ گرانیت‌وئید در فازهای مختلفی صورت پذیرفته است. در بین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه، گرانیت‌وئید که در آن شواهد ساختاری مناطق روشن‌تر هستند، انتخاب شده است.

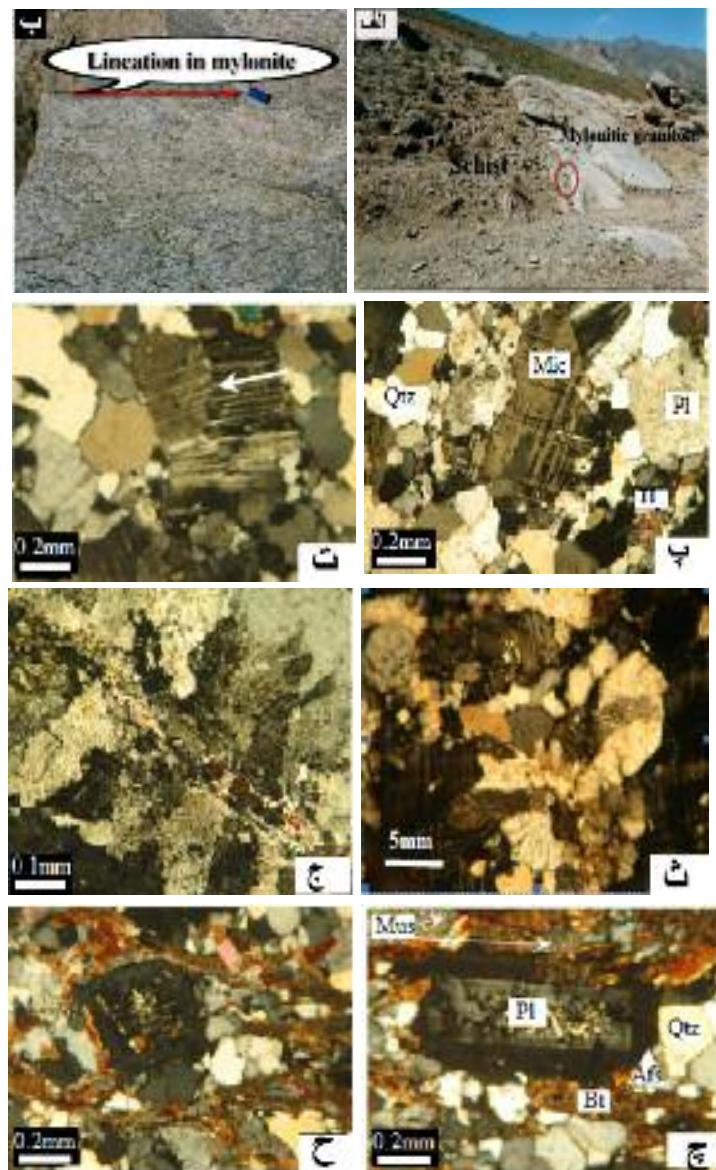
نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌وئید (با برخورداری نسبتاً متفاوتی از میکاها) و به لحاظ درجه‌ی دگرشکلی شامل قسمت‌های با کرنش بالا (میلوبنیت‌ها) و قسمت‌های با کرنش پایین (پروتومیلوبنیت‌ها)، در یک پهنه‌ی برشی اصلی و دو پهنه‌ی فرعی، دیده می‌شوند. پروتولیت، گرانیتی با آثار دگرشکلی بسیار ضعیف است و مبنای بررسی نوسان‌ها و تغییر رفتار ژئوشیمیایی پروتومیلوبنیت‌ها و میلوبنیت‌ها قرار گرفته است. این واحدهای لیتولوژیکی در رخنمون‌های سنگین‌آباد (شکل ۲-الف)، پلوسرکان و کوه گرگز مورد بررسی هستند. گرانیت سنگین‌آباد گسترش بیشتری دارد و در بردارنده‌ی انواع متنوعی از ریزساختارهای این پهنه است که هم به صورت توده‌های عدسی و هم به صورت نفوذی‌های دایک‌مانند برونزد دارد.

سنگ‌نگاری گرانیت‌های مورد بررسی این منطقه بسیار ساده و بیشتر شامل کوارتز، پلازیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی نوع ارتوكلاز و میکروکلین است. کانی مافیک منحصرأ بیوتیت و کانی‌های فرعی با درصد حجمی تقریبی ۵-۳٪ شامل تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای آهن هستند. گستره‌ی نوسان‌های ترکیبی گرانیت‌وئیدهای این پهنه در قلمرو گرانیت - گرانیت قلیایی تا گرانوودیوریت است. داده‌های شیمیایی از سنگ کل نیز ممید این نامگذاری است. حال در ادامه به بیان کلی ویژگی‌های سنگ‌نگاری این پروتولیت، پروتومیلوبنیت و میلوبنیت‌ها (شکل ۲-ب) می‌پردازیم.

پروتولیت: گرانیتی در غرب روستای سنگین‌آباد و شمال شرق روستای پلوسرکان بیرون زدگی دارد که دستخوش دگرشکلی بسیار ضعیفی شده است. بر همین مبنای در این مقاله آن را پروتولیت تلقی می‌کنیم. شکستگی و خاموشی موجی در بلورهای کوارتز، پلازیوکلاز و بیوتیت تنها آثار دگرشکلی در این

شرایط گوناگونی تشکیل می‌شود که یکی از آن‌ها مناطق برشی است که در آن‌ها گرمابها فعالند. در اطراف بلورهای درشت پلازیوکلاز سایه‌ی فشاری که حاصل انباشت دانه‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و دانه‌های دوباره تبلور یافته از خود بلور نیز وجود دارد (شکل ۲-ج).

میلونیت‌ها هستند، البته گاهی در مسکوویت‌ها ساختار ماهی- گون مشهود است بیویت نیز در مواردی به کلریت تجزیه شده‌است. گاهی در برخی سنگ‌های میلونیتی پلازیوکلازهای وجود دارند که فلدسپارهای قلیایی آن‌ها را در برگرفته و بافت آنتیراپاکیوی را بوجود آورده‌اند (شکل ۲-ج). این بافت در



شکل ۲ تصاویری از (الف) مرز مشخص گرانیتوئیدهای میلونیتی و شیستهای مجاور سنگین‌آباد، (ب) گرانیت میلونیتی سنگین‌آباد که در آن راستای خطوارهی حاصل از آرایش فلدسپارها نشان داده شده است، تصاویر میکروسکوپی در نور XPL (پ) از ترکیب کانیایی پروتولیت گرانیتی، (ت) پیدایش ریزشکستگی‌هایی در پلازیوکلاز به سبب حرکت‌های برشی، (ث) میرمکیت‌های موجود در شکستگی‌های میکروکلین در سنگ‌های پروتومیلونیتی، (ج) تشکیل میرمکیت و دانه جدید درون ارتوکلاز در میلونیت‌ها، (ج) گرانودیوریت میلونیتی که در آن پلازیوکلازی با نواری از فلدسپار قلیایی احاطه شده است (بافت آنتیراپاکیوی)، (ح) علاوه بر وجود سایه فشاری، ریز بلورهایی از بیوتیت تشکیل شده‌اند که اندازه‌ی آن‌ها بسیار کوچکتر از بیوتیت‌های اولیه در سنگ است. این بیوتیت‌ها در سایه‌ی فشاری پلازیوکلاز بوجود آمده و گاهی نیز در درون پلازیوکلاز دیده می‌شوند. علائم اختصاری کانی‌های Mus: میکروکلین، Qtz: کوارتز، Pl: پلازیوکلاز، Bt: بیوتیت، Afs: مسکوویت، Ti: تیتانیت.

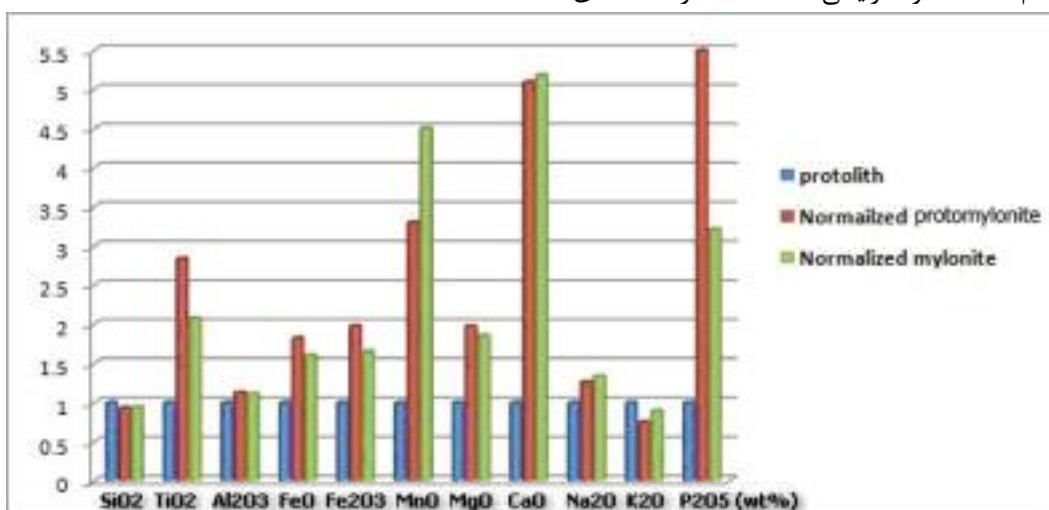
دارای دگرشکلی نزدیک ۵ برابر پروتولیت افزایش نشان می-دهد، مقدار این اکسید در هر دوی میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها یکسان است. فراوانی این اکسیدها احتمالاً باید به تشکیل بیشتر بلورهای تیتانیت و اپیدوت و جابجایی‌های عنصر در فرایندهای دگرنهادی وابسته باشد (شکل ۳).

نتایج داده‌های شیمی کانی‌ها شیمی فلدسپارها

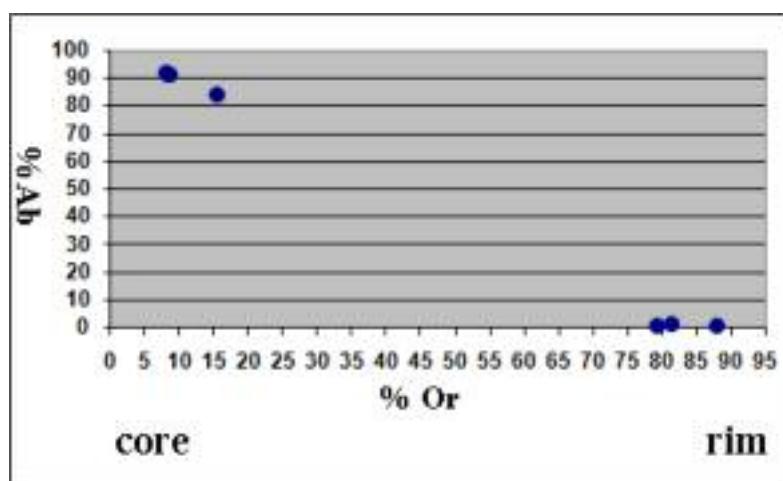
پلازیوکلاز و ارتوکلاز و میکروکلین به عنوان مهم‌ترین کانی‌های فلزیک، در تمامی واحدهای سنگی منطقه حضور دارند. داده‌های حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای از حاشیه به مرکز بلورها نشان می‌دهد (جدول ۲، نقاط 3pg21-49 تا 3pg21-55) گرانیت کوه گزگز دارای پلازیوکلازهایی با هسته‌های سدی است و در مجموع مقدار آنورتیت این پلازیوکلازها در هسته بین ۱۷/۸۲ تا ۲۰/۰۴ و مقدار آلبیت از ۷۹/۴۷ تا ۸۸/۱۱ متغیر بماند. حاشیه‌ی فلدسپارها بر عکس هسته‌ی آلبیتی، غنی از پاتاسیم Or (شکل ۴ و ۵). در برخی دیگر از فلدسپارهای کوه گزگز نیز ترکیب کلی پلازیوکلازها سدی است (شکل ۵) (جدول ۳، نقاط 21-56 تا 4pg 21-59). بححوی که فراوانی آلبیت از درصد آنورتیت بیشتر است و مضافاً اینکه از مرکز به حاشیه نیز نوسان‌هایی در جهت افزایش آنورتیت دارد. سهم آنورتیت در ترکیب پلازیوکلاز این گونه فلدسپارها حدکثر ۳۲/۹۵ درصد است. این گروه از فلدسپارها از ارتوکلاز بسیار کمی بین ۰/۵۹ تا ۱/۱۰ درصد برخوردارند (جدول ۳).

شیمی سنگ کل

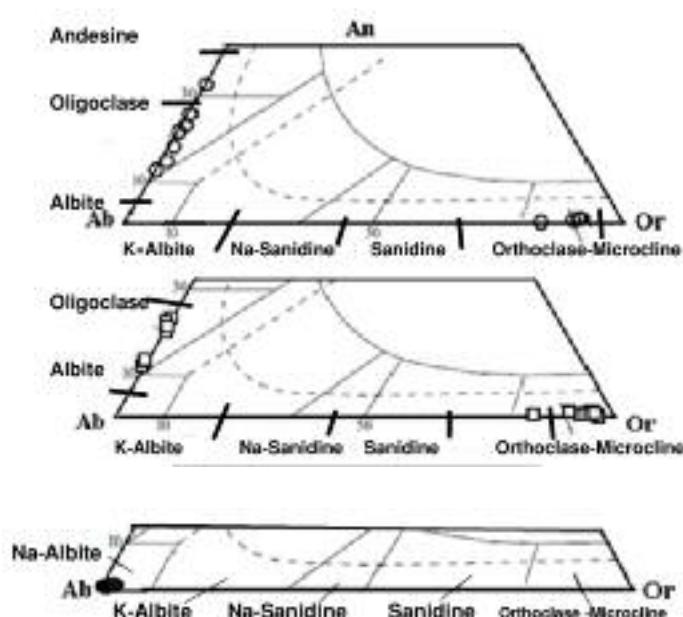
ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد بررسی گرانیتی (گرانیت تا کمی به سمت گرانوپیوریت) است. این سنگ‌ها از سری گرانیت‌وئیدهای نوع I هستند. داده‌های ژئوشیمیایی برای مثال غنی‌شدگی از عنصر LIL و تهی‌شدگی از HFSE به همراه نسبت‌های بالای K_2O/Rb و FeO/MgO بیانگر ماقاماتیسم نوع I کمان حاشیه‌ی قاره‌ای آن‌هاست که از بلور جدایشی یک مذاب متا‌آلومین در پوسته‌ی زیرین حاصل شده‌اند [۱۳]. برای بررسی تغییرات و نوسان‌های ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرشکل (میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها) نسبت به سنگ شناسی منفرد و اولیه‌ای بنام "پروتولیت" از روش ارائه شده در [۱۷] استفاده شد و در نمودار ستونی، فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی هر سه سنگ با یکدیگر مقایسه شده است (شکل ۳ و جدول ۱). چنانکه مشهود است در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها درصد SiO_2 ، Al_2O_3 و Na_2O و حتی K_2O نسبت به پروتولیت نوسان جشمگیری نشان نمی‌دهد. فراوانی ترکیب‌های اکسید آهن، منیزیم و منگنز (که عنصر اخیر قابلیت جایگزینی با دو عنصر بالا را دارد) نسبت به پروتولیت تقریباً به یک میزان فزونی یافته و در هر دو سنگ دگرشکل یافته اختلاف زیاد و قابل توجهی وجود ندارد. این موضوع به افزایش مقدار بیوتیت در این سنگ‌ها سازگار است. درصد TiO_2 و P_2O_5 به طور محسوسی در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها بالارفته‌اند، و این در حالیست که فراوانی این اکسیدها در پروتومیلونیت‌ها حتی بیشتر هم هست. در شرایطی که CaO در سنگ‌های



شکل ۳ نمودارهای فراوانی عناصر در پروتولیت، پروتومیلونیت و میلونیت در منطقه‌ی مورد بررسی، نمودارها بر مبنای روش مورد استفاده در [۱۷] ترسیم و بر اساس داده‌های جدول ۱ تنظیم شده است.



شکل ۴ نمودار فراوانی ارتوکلاز - آلبیت در پلاژیوکلازی از منطقه‌ی کوه گرگز که در مرکز غنی از آلبیت و در حاشیه غنی از ارتوکلاز هستند.



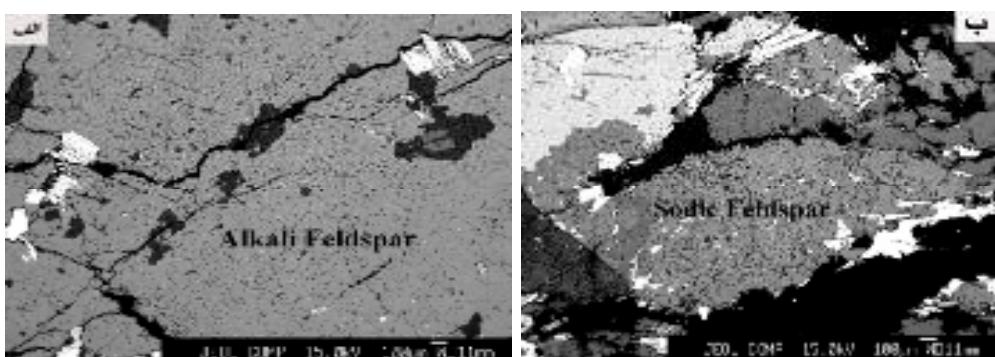
شکل ۵ موقعیت ترکیبی فلدسپارهای نمونه‌های مناطق مورد بررسی در نمودار An-Ab-Or؛ دایره‌ی توپر: پلوسرکان، مربع توخالی: سنگین‌آباد، دایره‌ی توخالی: کوه گرگز.

حاشیه از نظم خاصی پیروی نمی‌کند و پلاژیوکلاز آن‌ها از نوع اولیگوکلاز است. چنین فلدسپارهایی با ارتوکلاز ۰.۷۳ درصد شکل گرفته‌اند.

لذا در مجموع در پهنه‌ی برشی مورد بررسی ترکیب فلدسپارهای کوه گرگز و سنگین‌آباد هر دو سدی - پتاسی و برای پلوسرکان تنها سدیک و در قطب آلبیت متمرکز است. که در نمودار مثلثی An-Ab-Or نیز به خوبی دیده می‌شود (شکل ۵).

در پلوسرکان فلدسپارها ترکیب آلبیتی دارند و از فرمول کلی $\text{An}_{0.14 - 0.81} \text{Ab}_{98.66 - 99.43} \text{Or}_{0.44 - 0.53}$ (جدول ۳، نقاط ۶-۲-۸۸-۹۰).

در سنگین‌آباد نیز دو گروه فلدسپار وجود دارد. فلدسپارهای قلیایی غنی از ارتوکلاز با $\text{An}_{0 - 0.15} \text{Ab}_{4.49} \text{Or}_{84.03 - 95.41}$ (شکل ۶ الف، جدول ۴، نقاط ۱۵-۹۷-۷۱-۷۸) و فلدسپارهای پلاژیوکلاز غنی از سدیم (جدول ۴، نقاط ۲Ms-87-85-Ms-87-85-2Ms) که در آن‌ها برتری با آلبیت (بین ۷۹-۸۱ (شکل ۶ ب) است و تغییرات An در هسته و یا ۷۷-۷۹-۷۹-۷۹ درصد) درصد) است و تغییرات An در هسته و یا



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) فلدسپارهایی از منطقه‌ی سنگین‌آباد. (الف) فلدسپارهای قلیایی سرشار از ارتوکلاز؛ (ب) فلدسپارهای غنی از آلبیت.

جدول ۴ سهم آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای سنگین‌آباد. نیمرخ تجزیه این فلدسپارها مسیر مشخصی از حاشیه به مرکز یا بر عکس را نشان نمی‌دهند.

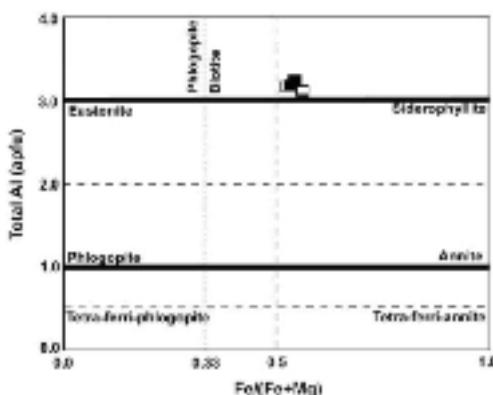
Samples	Ms 87	Ms 86	Ms 85	Ms 71	Ms 72	Ms 73	Ms 74	Ms 75	Ms 76	Ms 77	Ms 78	2 Ms 79	2 Ms 80	2 Ms 81
Location	Sangin Abad			Sangin Abad						Sangin Abad				
An	۰,۱۵	۰,۱	۰	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۰۵	۰	۰	۰	۰,۱	۲۰,۲۶	۲۵,۳	۲۱,۴۹
Ab	۵,۴۶	۶,۴۲	۵,۰۶	۵,۷۵	۶,۳۶	۴,۴۹	۵,۰۷	۴,۸	۴,۹۴	۱۵,۹۷	۸,۷۸	۷۹,۰۲	۷۳,۹۹	۷۷,۷۹
Or	۹۴,۳۹	۹۳,۴۸	۹۴,۹۴	۹۴,۱۵	۹۳,۵۴	۹۵,۴۱	۹۴,۸۸	۹۱,۵۱	۹۱,۵۱	۹۵,۰۶	۹۱,۱۴	۰,۷۲	۰,۷۲	۰,۷۱

شیمی بیوتیت $\{(\text{TiO}_2 \times 10) + \text{MgO} + \text{FeO}^*\}$ [۱۸] تصویر می‌شوند.

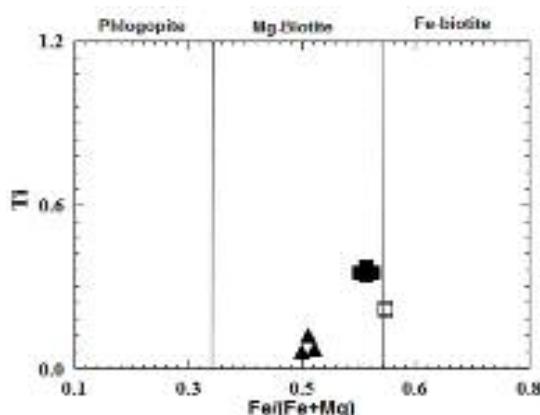
برای تعیین نوع بیوتیتها، با توجه به مقدار آلومینیوم Al^{IV} نسبت به آهن کل به مجموع آهن کل و منیزیم $[\text{FeO}^{\text{total}} / (\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{total}})]$ [۱۹] با توجه مرز تفکیکی $(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) < ۰,۳۳)$ گروه بیوتیتها از فلوجوپیت‌ها یعنی $(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > ۰,۳۳)$ آن‌ها در زمرة "بیوتیتها" قرار می‌گیرند. در نمودار ASPE [۲۰] بیوتیتها مورد بررسی با دارا بودن منیزیم حدود ۲ و آلومینیوم (هر دو عنصر در واحد فرمولی) بالاتر از ۳ متمایل به قطب سیدروفیلیت هستند (شکل ۷). بر مبنای رده‌بندی [۲۱] ترکیب بیوتیتها منطقه‌ی از نوع منیزیم‌دار است (شکل ۸).

شیمی بیوتیت

بیوتیت کانی فرومینیزین غالب در واحدهای سنگی مورد بررسی است. مقدار TiO_2 موجود در این کانی در کوه گزگز (۳/۱۹)، در سنگین‌آباد (۱,۸۴-۲,۹۶)، در پلوسرکان (۰,۶۱-۱,۱۵) است. بیوتیت در کوه گزگز دارای MgO (۹,۲۲-۸,۵۳)، سنگین‌آباد (۸,۳۸-۸,۵۷) و پلوسرکان (۲,۸۶-۲,۹۴) است و مقدار $(\sum \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{FeO}^*$ به ترتیب در گزگز، سنگین‌آباد و پلوسرکان (۰,۲۰-۰,۲۰)، (۱۹,۳۳-۲۰,۲۰)، (۲۱,۲۶-۲۱,۴۲) و (۴,۵۴-۴,۱۳) است (جدول‌های ۵ و ۶). بنابراین بر پایه‌ی [۱۸] در هر سه منطقه بیوتیتها تجزیه شده از نوع بیوتیتها تازه تشکیل هستند. اینگونه بیوتیتها در قلمرو C نمودار



شکل ۷ نمودار Al کل نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ [۲۰] بیانگر آنست که بیوتیتها مورد بررسی بیشتر ترکیب سیدروفیلیت دارند.



شکل ۸ نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها [۲۱] نشان می‌دهد که ترکیب بیوتیت‌ها در قلمرو منیزیم‌دار کمی به مرز آهن‌دارها تمایل دارند، مثلث: پلوسرکان، مربع توپر: کوه گزگز، مربع توحالی: سنگین‌آباد.

۰,۴۲-۰,۳۹ است (جدول‌های ۵ و ۶). در بیوتیت‌ها جانشینی‌هایی مشابه $Ti + 2Al = Mg$, $Fe + 2Si = Mg$, $(Mg, Fe)O + SiO_2 = Al_2O_3$ بین عناصر وجود دارد.

چنانکه در جدول‌های ۵ و ۶ مشاهده می‌شود مقدار $[Mg / (Mg + Fe)]^{\#}$ به ترتیب برای نمونه‌های کوه گزگز و سنگین‌آباد ۰,۳۱-۰,۳۲ و ۰,۲۹ و برای گرانیت‌های پلوسرکان

جدول ۵ نتایج حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای بیوتیت‌های کوه گزگز.

Sample	pg-21-1	pg-21-2	pg-21-3	pg-21-1a	Pg-21-2a	pg-21-3a	pg-2-4a
Location	Kohe-Gazgaz						
SiO_2	۳۶,۰۹	۳۵,۴۴	۳۵,۶۸	۳۵,۱۲	۳۵,۶۳	۳۵,۲۷	۳۵,۴۳
TiO_2	۳,۱۹	۳	۳,۱۵	۳,۰۷	۳,۱۹	۲,۹۶	۳,۰۵
Al_2O_3	۱۷,۹	۱۸,۰۳	۱۷,۷۹	۱۷,۵۲	۱۷,۶۲	۱۷,۵۳	۱۷,۶
FeO	۱۹,۸۳	۱۹,۱۲	۱۹,۹۳	۱۹,۶۷	۱۹,۸۸	۱۹,۷۶	۱۹,۶
MnO	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۲۷	۰,۲۲	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۲۵
MgO	۸,۹۸	۸,۵۳	۸,۹۷	۸,۹۹	۹,۰۵	۹,۱۲	۹,۲۲
CaO	۰,۰۲	۰,۱۴	۰	۰,۱	۰	۰,۰۳	۰,۰۷
Na_2O	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۹
K_2O	۹,۹۷	۸,۳	۱۰	۹,۲۹	۹,۸۷	۹,۷۱	۹,۸
$Mg/(Mg+Fe)$	۰,۳۱	۰,۳۱	۰,۳۱	۰,۳۱	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۳۲
$Fe/(Fe+Mg)$	۰,۵۵	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۵۵	۰,۵۵	۰,۵۵	۰,۵۴
Si	۵,۴۷	۵,۵۰	۵,۴۴	۵,۴۴	۵,۴۵	۵,۴۴	۵,۴۴
Al IV	۲,۵۳	۲,۵۰	۲,۵۶	۲,۵۶	۲,۵۵	۲,۵۶	۲,۵۶
Al VI	۰,۶۶	۰,۸۱	۰,۶۴	۰,۶۴	۰,۶۲	۰,۶۳	۰,۶۲
Ti	۰,۳۶	۰,۳۵	۰,۳۶	۰,۳۶	۰,۳۷	۰,۳۴	۰,۳۵
Fe	۲,۵۱	۲,۴۸	۲,۵۴	۲,۵۵	۲,۵۴	۲,۵۵	۲,۵۲
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳
Mg	۲,۰۳	۱,۹۷	۲,۰۴	۲,۰۸	۲,۰۶	۲,۱۰	۲,۱۱
Ca	۰	۰,۰۲	۰	۰,۰۲	۰	۰	۰,۰۱
Na	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳
K	۱,۹۳	۱,۶۴	۱,۹۵	۱,۸۴	۱,۹۲	۱,۹۱	۱,۹۲
Al VI/IV	۰,۲۶۱	۰,۳۲۴	۰,۲۵	۰,۲۵	۰,۲۴۳	۰,۲۴۳	۰,۲۴۲
Sum	۱۵,۵۴	۱۵,۳۲	۱۵,۵۸	۱۵,۵۳	۱۵,۵۷	۱۵,۵۹	۱۵,۵۹

جدول ۶ نتایج حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای بیوپتیت‌های سنگین‌آباد و پلوسرکان.

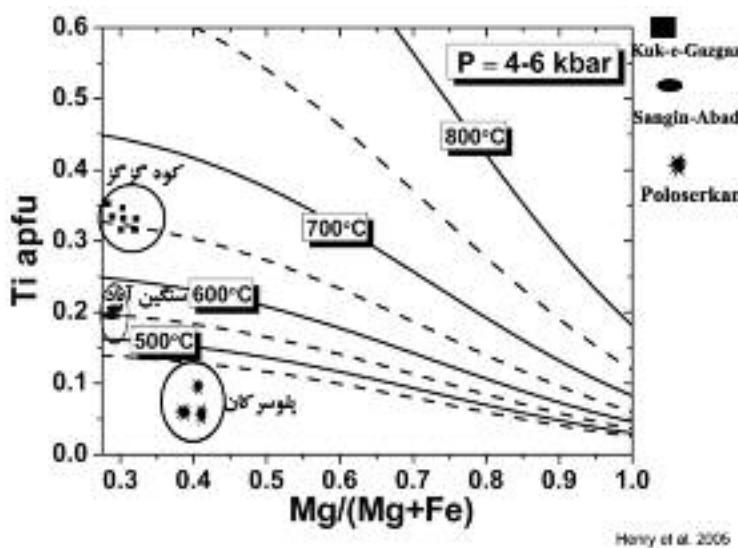
sample	ms-2-3-1	ms-2-3-2	ms-2-3-3	ms-2-3-4	mg-6-2-1	mg-6-2-2	mg-6-2-3
Location	Sangin Abad				Poloserkan		
SiO ₂	۳۵,۳۰	۳۵,۶۶	۳۵,۴۶	۳۵,۷۵	۴۹,۴۲	۴۹,۶۰	۴۸,۱۲
TiO ₂	۱,۸۰	۱,۸۰	۱,۷۶	۱,۸۴	۰,۶۱	۰,۶۷	۱,۱۵
Al ₂ O ₃	۱۶,۵۵	۱۶,۹۳	۱۶,۶۷	۱۶,۸۸	۲۷,۳۳	۲۷,۲۴	۲۵,۲۶
FeO	۲۰,۸۷	۲۱,۰۶	۲۱,۰۳	۲۱,۰۴	۴,۳۱	۴,۵۳	۴,۳۰
MnO	۰,۳۹	۰,۳۵	۰,۳۸	۰,۳۸	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
MgO	۸,۴۲	۸,۵۷	۸,۳۸	۸,۴۲	۲,۹۴	۲,۸۶	۲,۹۲
CaO	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۵۹	۰,۳۰	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۹
Na ₂ O	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۲۳
K ₂ O	۸,۴۶	۸,۶۴	۸,۴۷	۸,۷۰	۷,۸۹	۸,۳۰	۸,۲۱
Mg/(Mg+Fe)	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۴۲	۰,۳۹	۰,۴۰
Fe/(Fe+Mg)	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۴۵	۰,۴۷	۰,۴۵
Si	۵۶۰	۵۵۸	۵۵۹	۵۶۰	۶,۷۴	۶,۷۴	۶,۷۸
Al IV	۲,۴۰	۲,۴۲	۲,۴۱	۲,۴۰	۱,۲۶	۱,۲۶	۱,۲۲
AlVI	۰,۷۰	۰,۷۱	۰,۶۹	۰,۷۱	۳,۱۴	۳,۱۰	۲,۹۸
Ti	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۱۲
Fe	۲,۷۷	۲,۷۶	۲,۷۷	۲,۷۵	۰,۴۶	۰,۵۱	۰,۵۱
Mn	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰	۰	۰
Mg	۱,۹۹	۲	۱,۹۷	۱,۹۶	۰,۶۰	۰,۵۸	۰,۶۱
Ca	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Na	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۶
K	۱,۷۱	۱,۷۳	۱,۷۰	۱,۷۴	۱,۳۷	۱,۴۴	۱,۴۸
Al VI,IV	۰,۲۹۱	۰,۲۹۳	۰,۲۸۶	۰,۲۹۶	۲,۴۹۲	۲,۴۶	۲,۴۴
Sum	۱۵,۵۰	۱۵,۵۱	۱۵,۵۱	۱۵,۵۱	۱۳,۷۰	۱۳,۷۶	۱۳,۷۷

پلوسرکان می‌شوند. نتایج بررسی تغییرات ژئوشیمیایی سنگ کل در مقایسه با سنگ اولیه (پروتولیت)، بیانگر آنست که در صد اکسیدهای سیلیسیم، آلومینیوم، نسبت به پروتولیت اصولاً نوسانی چشمگیری نداشته است ولی درصد اکسیدهای آهن، منیزیم و TiO₂ در میللونیت و پروتومیللونیت غالباً به میزان دو برابر افزایش نشان می‌دهند. بیشترین نقل و انتقالات عناصر در مقایسه با سنگ مادر به CaO, P₂O₅ و MnO وابسته است. هیبارد [۲۲] معتقد است وجود زوئیزیت، کلینیوزوئیزیت، اپیدوت و کلریت بدون شواهد تجزیه‌ی کانی، احتمالاً دال بر تاثیر فرایندهای وابسته با دگرنهادی باشد که فعالیت‌های زمین ساختی زمینه را برای این فرایند آماده ساخته‌اند. بنظر می‌رسد فراوانی CaO توان با افزایش P₂O₅ و TiO₂ حاکی از تشکیل کانی‌هایی نظیر تیتانیت‌های ثانویه و اپیدوت مطابق با این استدلال باشد و یا افزایش درصد اکسیدهای آهن، منیزیم در میللونیت و پروتومیللونیت متاثر از فزونی یافتن مقدار بیوپتیت در این سنگ‌هاست.

زمین-دماسنجی با استفاده از تیتان در بیوپتیت از داده‌های تجزیه‌ی نقطه‌ای بیوپتیت‌ها استفاده دیگری نیز صورت گرفته و آن بکارگیری آن‌ها در تعیین دماست. بر اساس نمودار و محاسبات پیشنهادی [۲۲] دمای بیوپتیت در سنگ‌های دربردارنده آن‌ها مشخص شد. چنانکه شکل ۹ نشان می‌دهد دما در بیوپتیتها در سنگ‌های پروتومیللونیتی پلوسرکان زیر ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و در سنگین‌آباد و کوه گزگز در میللونیت‌ها به ترتیب ۶۵۰-۵۵۰ و ۷۵۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد است. این دما به فشار بین ۴ تا ۶ کیلوبار وابسته است. از طرفی با کمک شواهد ریزساختاری کانی‌ها در این پهنه برشی، دمای دگرشکلی برآورد شده است [۱۳] که با دمای تشکیل بیوپتیتها اختلاف کمی دارد.

بحث و بررسی

سنگ‌های دگرشکل‌یافته‌ی پهنه‌ی برشی با درجات متغیری از تغییرشکل و مورد بررسی این مقاله هستند که شامل پروتومیللونیت‌ها و میللونیت‌های سنگین‌آباد، کوه گزگز و



شکل ۹ نمودار تعیین دما با استفاده از بیوتیت‌ها [۲۲] در مناطق کوه گزگز، سنگین‌آباد و پلوسرکان.

گونه توجیهی یادآور می‌شود که هفت فرضیه {از [۲۳، ۲۴] تا [۲۷]} برای تشکیل این بافت ارائه شده است. چنانچه در شرح میللونیتها و پروتومیللونیتها نیز عنوان شد آثار عملکرد دگرشکلی و تنش در این سنگ کاملاً مشهود است که برای مثال نمونه‌هایی از آن عبارتند از میرمکیت، آکالی فلدسپارهای مجددًا متبلور شده و توأم با لغزش، پلاژیوکلازهای شکسته و کوارتزهای متبلور در شرایط دینامیکی. منگون و همکاران در [۹] و تسونومی و همکاران [۲۵] تشکیل و هسته‌بندی میرمکیت را در متاگرانیت‌ها مطالعه نموده و معتقدند که این ریز ساختار حاصل تاثیر توام استرس/استرین و تزریق سیال در طی فعالیت‌های تغییرشکل‌ساز می‌باشد. از طرفی [۲۶] وجود میرمکیت را مرتبط با گسترش ترجیحی بلورهای آکالی فلدسپار و متأثر از جریانات و فعل و افعال شیمیایی متاسوماتیسم کننده (دگر نهادساز) دانسته که کاهش حجم در محلهای تنش بالا را بدنبال خواهد داشت. حتی به اعتقاد نامبردگان تقارن داخلی منوکلینیکی تیغه‌های کوارتز را نیز می‌توان در راستای تعیین نوع برش استفاده کرد. با تکیه بر استدلال بالا برای پیدایش میرمکیت‌هایی از این نوع، جابه‌جایی عناصر سدیم و کلسیم کفایت می‌کند و لذا گرچه در پروتومیللونیت و میللونیتها سدیم و پتاسیم در مقایسه با محتوی این عناصر در پروتولیت تغییرات کمی را داراست اما افزایش بسیار قابل توجه کلسیم و کاهش پتاسیم در سنگ‌های دگرشکل فوق تشکیل این بافت را ممکن است طبق واکنش زیر توجیه نماید. این موضوع خود شاهدی بر باز بودن سیستم است:

پر واضح است که این تغییر ترکیب کانیایی نمونه‌ها، ناشی از وجود شرایط مناسب برای نقل و انتقالات آبگون‌های دگرنهادساز است. طبیعی است که تاثیر فعالیت‌های زمین ساختی حاکم بر منطقه را نمی‌توان بر این جایه‌جایی‌ها نادیده انگاشت. منبع تامین کننده چنین شاره‌هایی احتمالاً خود باتولیت گرانیت‌وئیدی قروه باشد که پس از جایگیری و انجماد بخش عمده‌ای از این مجموعه و تکامل گرمابها و نفوذ آن‌ها در سنگ‌های دیگر، سبب پیدایش نشانه‌ها و آثار فعالیت‌های گرمابی‌هایی مشهود در منطقه مورد مطالعه [۱۲] و پهنه سندنج سیرجان [۲۴] شده است. پیدایش رگه‌های کوارتزی که در فضاهای به وجود آمده از دگرشکل‌ها و نیز وجود برخی دگرسانی‌ها در کانی‌هایی مانند پلاژیوکلازها و حتی بیوتیت‌هایی که به کلریت تبدیل شده‌اند، شواهد روشنی از رفتار در سیستم باز گرانیت‌وئیدهای دگرشکل و فعل بودن گرمابی‌ها پس از شکل‌گیری و انجماد این باتولیت است [۸].

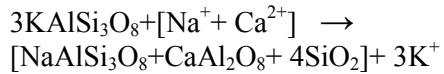
علاوه بر تغییر و نوسان در فراوانی کانیایی میللونیت‌ها و پروتومیللونیت‌ها در مقایسه با پروتولیت گرانیتی، لازم به یادآوری است که بین دگرشکلی و فراوانی برخی از شواهد ریزساختاری (میکروسکپی) نیز پیوندی وجود دارد که نقش پهنه‌های برشی را در تسهیل و فراهم نمودن زمینه شکل‌گیری برخی از آن‌ها تأیید می‌کند [۲۵]. در این پهنه از وجود میرمکیت برای اثبات این پیوند بهره می‌گیریم و قبل از هر

به وجود آمده‌اند. بر اساس شواهد صحرایی این سنگ‌ها شامل پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌هاست که در مناطق سنگین‌آباد، کوه گزگز و پلوسرکان در دست بررسی‌اند.

گذشته از روابط و مشاهدات صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع این سنگ‌ها نیز ریزساختارهای بسیاری وابسته به پدیده‌ی میلونیتی شدن نشان می‌دهند. شواهد عملکرد دگرشکلی و تنش در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها کاملاً مشهود است. برخی از آن‌ها شامل میرمکیت، قلیایی شکسته و کوارتزهای متبلور شده در شرایط دینامیکی است. نتایج بررسی تغییرات رئوشیمیایی سنگ کل در مقایسه با سنگ اولیه (پروتولیت)، نشان‌دهنده‌ی تغییر در برخی عناصر اصلی است که ناشی از نقل و انتقالات عنصر از طریق محلول‌های دگرنهادساز است. البته طبیعی است که نقش فعالیت‌های زمین ساختی موجود بر منطقه را نمی‌توان در این تبادلات نادیده انگاشت. لذا وجود رگه‌های کوارتزی و نیز دگرسانی‌های کانی‌ها (پلاژیوکلازها و بیوتیت) شواهد قطعی در رفتار در سیستم باز گرانیت‌وئیدهای دگرشکل‌اند.

علاوه بر تغییر و نوسان در فراوانی کانی‌ای در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها در مقایسه با پروتولیت گرانیتی، باید اضافه کرد که بین دگرشکلی و فراوانی برخی از شواهد ریزساختاری نیز پیوندی وجود دارد که نقش پهنه‌های برشی را در تسهیل شکل‌گیری برخی از آن‌ها تأیید می‌کند. محققینی که بر رابطه‌ی تشکیل ریز ساختارها با تاثیر همگام تنش / کرنش و شاره‌های گرمایی بررسی‌هایی داشته‌اند معتقد‌ند هسته‌بندی و تشکیل میرمکیت با گسترش قلیایی‌فلدسپارها وابسته‌اند. این رخداد با کاهش حجم در محل‌های با تنش بالا همراه خواهد بود. علاوه بر میرمکیت پیدایش ارتوكلازهای پرتیتی و فلدسپارهای پوشش‌دار نیز گویای این ارتباط است.

فلدسپارهای پوشش‌دار نیز گویای این ارتباط است. بیوتیت‌های مورد تجزیه با برخورداری از $(\Sigma \text{FeO} + \text{MnO})$ حدود ۴۱۳-۴۲/۴۲ و بر پایه‌ی نمودار ناشیت و همکاران از نوع بیوتیت‌های تازه‌تشکیل هستند. چنین بیوتیت‌هایی ممکن است نتیجه جایگزینی بخشی یا کامل کانی‌های فرومیزین یا رشد همبافته (epitaxic growth) روی بیوتیت‌های قبلی و یا



بررسی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های این پژوهش در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها بیانگر آنست که ارتوكلازها اغلب پرتیتی هستند. این موضوع علاوه بر اینکه گرایش فلدسپارها را به داشتن ترکیبی قلیایی (در مقایسه با ترکیب سدی-کلسیک پلاژیوکلازی) نشان می‌دهد، حکایت از تاثیر پارامترهای جنبشی به جای پارامترهای بلورشناسی بر شکل‌گیری و فراوانی بیشتر پرتیت‌ها دارد. بنابراین با تکیه بر [۲۷] به نظر می‌رسد که فرایند آزادسازی جدایشی باشد، تابع تبادلات کاتیونی (پرتیت-های جانشینی) در حضور شاره‌های فراهم شده از فعالیت‌های زمین‌ساختی، بوده است. در همین ارتباط بایستی اضافه کرد که در پرتیت‌های جانشینی، Na و Ca آزاد شده از پلاژیوکلاز تجزیه شده، جانشین K آزاد شده از فلدسپار قلیایی شده و به این ترتیب فلدسپار قلیایی دارای رگچه‌های باریکی از آلبیت است. در جریان این واکنش‌ها به طور جانبی اپیدوت، تیتانیت و مسکوویت (سریسیت) هم تشکیل می‌شوند.

از این گذشته داده‌های شیمیی بلورهای فلدسپار (برای مثال فلدسپارهای کوه گزگز) بر غنی بودن حاشیه آن‌ها از مواد قلیایی دلالت دارد که در آن‌ها بطور محسوسی حاشیه‌ی فلدسپار، بر عکس هسته‌آلبیتی، سرشار از پتاسیم است. این فلدسپارها دارای بافت پوششی از جنس ارتوكلازهایی با ترکیب (Or_{91.19}-Or_{91.54}) هستند که گویای تحرک پذیری قلیایی‌ها در چنین محیط‌های فعالی است. مقایسه دمای تشکیل بیوتیت‌ها با کمک میزان تیتانیم موجود در بیوتیت‌ها و دمای دگرشکلی حاصل از بررسی ریزساختارها قلمروهای تقریباً قابل انطباقی را نشان می‌دهند.

برداشت

سنگ‌های دگرشکل پهنه برشی شرق قروه، در بخش شمال-غرب کمربند ماقمایی-دگرگونی سندج-سیرجان شامل گرانیت‌وئیدهایی با ترکیب گرانیتی تا کمی متمایل به گرانوڈیوریتی است. در این پهنه متأثر از فعالیت‌های زمین ساختی، سنگ‌های دگرشکل با درجات متغیری از تغییر شکلی

بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۴۶۱ تا ۴۷۰.

[6] Rossi M., Rolland Y., Vidal O., Cox S.F., "Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont- Balnc granite (French- Italian Alps). In: High Strain Zones: Structure and Physical Properties.Bruhn, D. and Burlini, L.", Geological society of London, Special Publications, 245 (2005), 373-396.

[7] Rolland Y., Cox S., Boullier A. "Rare and trace element mobility in mid- crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (W-Alps)", Earth and Planetary Science Letters 214, (2003) 203-219.

[8] Passarelli C.R., McReath I., Basei M.A. S., Siga Jr O., Neto M.C.C., "Heterogeneity in syntectonic granitoids emplaced in a major shear zone,southern Brazil", Journal of South American Earth Sciences, 32 (4), (2011), 369-378.

[9] Menegon L., Pennacchion G., Stunit H., "Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites", Journal of metamorphic geology 24, (24), 553-568.

[10] Stocklin J., Nabavi M., "Tectonic Map of Iran", Geological Survey of Iran, (1972).

[۱۱] حلمی ف.، حسینی م.، "ویژگی‌های دگرگونی دینامیک و زمین‌شناسی گستره قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، (۱۳۷۶) ۹۹ صفحه.

[۱۲] ترکیان ا.، "بررسی ماقماتیسم توده گرانیتی در منطقه قروه (کردستان)"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷)، ۱۳۵ صفحه.

[۱۳] رضایی م.، "مطالعه سنگ‌های میلیونی و جهت‌یافته جنوب‌شرق قروه (کردستان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوزی، دانشگاه بولی‌سینا، ۱۶۸ صفحه.

[۱۴] مجلل م.، سهندی م.ر.، "تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هشتم، (۱۳۷۸) شماره ۳۱-۳۲.

حاصل تبلور مجدد در حفره‌ها و یا ترک‌ها باشند. گردش شاره‌های تاخیری و یا پسا ماقمایی با تولیت گرانیتی‌بودی قروه سهم قابل توجهی در تبلور و تشکیل کانیها و یا تغییر بافت آن‌ها داشته است. داده‌های فراوانی Ti در بیوتیت‌ها نیز بیانگر دمای قابل مقایسه‌ای با دمای تغییرات تشکیل ساختارها در پهنه‌ی برشی است.

قدرتدانی

نویسنده بر خود لازم می‌داند از همفکری سرکار خانم دکتر لیلی ایزدی‌کیان، مساعدت مسئولین محترم مجله و نیز دقت-نظر و پیشنهادات داوران محترم تشکر نماید.

مراجع

- [1] Frisicale M.C., Martinez F.J., Dimieri L.V., Dristas J.A., " Micro structural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina", Journal of South American Earth Sciences 19, (2005) 433-444.
- [۲] داویدیان دهکردی ع، "شیمی کانیها و شرایط فشار-دمای تبلور توده‌های گرانیتی‌بودی حاشیه رودخانه زاینده رود، پهنه برشی شما شهرکرد با تکریشی ویژه به حضور اپیدوت ماقمایی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۴۹۵ تا ۵۱۰.

[۳] مسعودی ف.، مجلل م.، شاکر اردکانی ف.، "بررسی تغییرات شیمیایی و ساختاری و تعیین حرارت در یک دگرشکلی پیش‌رونده: شواهدی از پهنه برشی زرین، اردکان"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال نوزدهم، شماره ۷۳ (۱۳۸۸) صفحه ۱۱ تا ۱۶.

[۴] رحیمی ب.، علی‌زاده ح.، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون‌های برشی شکل پذیر در توده گرانیتی‌بودی ده نو-غرب مشهد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۳۹۷-۴۰۸.

[۵] شبانیان بروجنی ن.، داویدیان دهکردی ع، خلیلی م.، خدامی م.، "شواهد بافتی وجود شرایط دینامیکی در حین و پس از تبلور گنایس‌های دیناموماقماتیک قلعه دز-ازنا"، مجله

- [22] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomason J.A., "The Ti-subsitution surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.
- [23] Hibbard M. J., "Petrography to Petrogenesis". Englewood Cliffs (1995) Macmillan Pub Co., 608 p.
- [۲۴] شیخی ف، اعلمی نیاز، طباخ شعبانی اع، "زمین-دمای سنجی اسکارن‌های سرانجیک (جنوب غرب قروه، کردستان)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۲، (۱۳۹۱)، صفحه ۳۴۳ تا ۳۵۴.
- [25] Tsurumi J., Hosonuma H., Kanagawa K., "Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplite mylonite along the Hatagawa shear zone of NE -Japan", Journal of structural geology 25 (2003), 557-574.
- [26] Simpson C., Wintsch R.P., "Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite", Journal of metamorphism geology 70 (1989) 261-275.
- [۲۷] آسیابان‌ها ع، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، (۱۳۷۴)، صفحه ۶۳۰.
- [۱۵] حسینی م، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی (۱۳۷۶).
- [16] Torkian A., Khalili M., Sepahi A.A., "Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 185(2),(2008) 131–142.
- [17] Hippert J.F., Hongn F.D., "Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition ", Journal of structural geology 20(11), (1998) 1435-1448.
- [18] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites", C. R. Geoscience 337 (2005) 1415–1420.
- [19] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals (2nd Ed.) Longman Group UK Limited", Essex (1992), 699 p.
- [20] Speer J.A., "Mica in igneous rocks, In: Micas, Bailey, S.W. (Ed.), Mineralogical Society of America", Review in mineralogy, 13, (1984) 299-356.
- [21] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral Micas", U.S. Geological Survey Paper 354-B, (1960) 1 –49.