



## ار ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی های فلدسپار و بیو تیت در پهنه هی برشی شرق قروه (کردستان)

ashraf.torkian\*

گروه زمین شناسی، دانشگاه بولاق سینا، همدان

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

شی مورد بررسی در شرق قروه (کردستان) قرار دارد و از سنگ های گرانیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده است. در دگر شکل، پروتومیلوبنیت ها و میلوبنیت ها، در مناطق سنگین آباد، کوه گزگز و پلوس رکان مطالعه می شوند. بررسی های می دهند که فعالیت های زمین ساختی شامل میرمکیت، فلدسپار های قلیایی دوباره متبلور شده با لغزش، پلازیوکلائز- تزهای متبلور در شرایط دینامیکی، ارتوكلاز های پرتیتی، بلورهای فلدسپار با غنی شدگی قلیایی در حاشیه هی (بافت ۹۱.۱۹-Or) بوده اند. مقایسه داده های ژئوشیمیایی سنگ کل و سنگ اوپیه (پروتولیت) معلوم می دارد که نوسان- ناصر اصلی نظیر افزایش  $O_2$ - $MnO$ ،  $TiO_2$  و  $P_2O_5$  در پروتومیلوبنیت ها و میلوبنیت ها وجود دارند. هم چنین در ارتزی و پلازیوکلائز های دگرسان شده اند. این فرایندها نمونه هایی از فعالیت های شاره های گرمابی و باز بیر می شوند. فلدسپارها در سنگین آباد و کوه گزگز، سدی- پتانسی و در پلوس رکان سدی هستند. در مجموع، روابطی ریز ساختاری، بافتی، ژئوشیمی و شیمی، نقش پهنه هی شیر زون را در تشکیل این ویژگی ها تائید می کنند. بسیاری از روابط بین تشکیل ریز ساختارها با تنفس- کرنش و گرمابی ها را تائید کرده اند. بلورهای بیو تیت مورد بررسی با ( $FeO$ -۴۱.۴۲-۲۱.۴۲) پس از فرایندهای یاد شده تشکیل شده اند که احتمالاً حاصل گردش شاره های پسا ماگمایی با تولیت هستند. دمای تشکیل بیو تیت حدود ۵۵۰- ۷۵۰ درجه سانتی گراد است که با دمای دگر شکلی ریز ساختارها ۵.

پهنه هی برشی؛ شیمی کانی؛ ژئوشیمی؛ گرماب ها؛ میلوبنیت؛ پروتومیلوبنیت؛ پروتولیت؛ 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 ۵-۲) و خارجی [۱، ۹-۶] بوده است. منطقه هی مورد بررسی یعنی پهنه هی برشی شرق شهرستان قروه، در بخش شمال غربی نوار دگرگونی- ماغمایی سنندج- سیرجان و جنوب شرقی استان کردستان واقع شده است [۱۰].

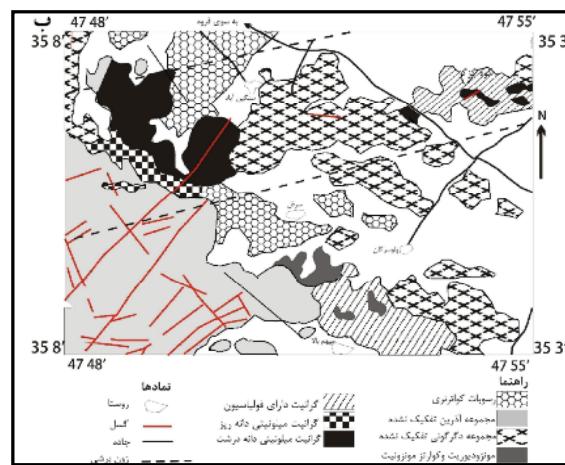
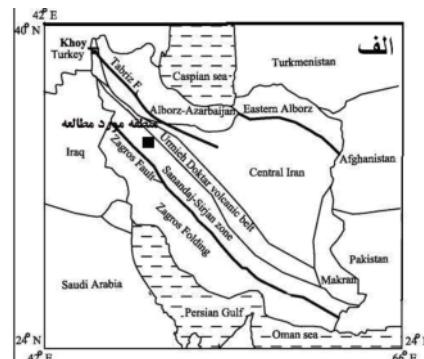
فوقانی قلمرو تغییرشکل های شکنا از جمله رشی (shear zone) هستند. این پهنه ها برای ذخیره هی دگر شکلی هستند که به مدن نامیده می شود. میلوبنیت ها معمولاً دارای کوبی و میکروسکوبی خاصی هستند که و تعیین شرایط زمین دما- فشار سنجی

(شکل ۱). بر اساس رده‌بندی [۱۴] در زیرزون با دگرگشل پیچیده‌ی سنتندر-سیرجان واقع شده است. دنباله‌ی چینه‌ای، در نیمه جنوبی قزوین-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 ۱۴۹-۱۵۷ میلیون سال، که با نام مجموعه پلوتونیک قزوین 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 فرارگیری در پهنه‌ی برشی دستخوش تغییر و شکل‌گیری آشکاری شد که در آن‌ها شواهد ایجاد پهنه‌ی برشی کاملاً مشهود است [۱۳].

در [۱۱] ویژگی‌های سنگ‌های دینامیکی قروه، را که منطقه‌ی مورد پژوهش بخشی از سی قرار داده‌اند. همچنین [۱۲] در رساله‌ی لور جزئی به بخشی از منطقه مورد بررسی سی آخرین بررسی‌ها در خصوص پهنه‌ی برشی بررسی سی به [۱۳] مربوط است. این مقاله سعی مختصری از ویژگی‌های ساختاری پهنه، به کیب شیمیایی سنگ کل و کانی‌های شاخص و فلدسپارهای نوع پلازیوکلаз و قلیایی

سی

سی بین طول‌های شرقی  $48^{\circ}$  تا  $55^{\circ}$  و عرض‌های شمالی  $35^{\circ}$  تا  $38^{\circ}$  قرار دارد



، ساختاری ایران (اقتباس از [۱۰]). موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی با مریع سیاه رنگ مشخص شده است. ب) نقشه‌ی زمین-پاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بر پایه‌ی [۱۵].

شده‌اند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم-افزارهای GCDkit 2.1.1 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 گزگر اختبار شدند. این کانی‌ها در آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه ایالت واشینگتن، با استفاده از ریزپردازهای الکترونی مدل CAMECA SX50 تجزیه نقطه‌ای شدند. که ولتاژ شتابدهنده ۱۵KV، باریکه‌ی جریان nA ۲۰ 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.

هدفهای این پژوهش ضمن برداشت‌های اتیک صحرایی توأم با اندازه‌گیری‌های دقیق، برگوارگی و خطوارگی در پهنه‌ی برشی، و پتروفابریک [بافت سنگی] ۴۳ برش ارائه شده در این نوشتار را دربرداشته است. سنگ کل ۱۳ نمونه از پروتولیت و سنگ-درجه‌های متفاوت تغییرپذیری ساختاری، بر آزمایشگاه‌های دانشگاه ایالت واشینگتن کانسaran بینالود تهران به روش‌های ICP-یه شدند. در این نوشتار که بیشتر، تغییرات توجه بوده‌اند، به منظور رعایت حجم مقاله انه آن داده‌ها [۱۳] چشم‌پوشی شده و فقط تامین هدفهای مقاله، در جدول ۱ آورده

جدول ۱ داده‌های عناصر اصلی تجزیه‌ی سنگ کل برای سنگ‌های دگر‌شکل و پروتولیت آن‌ها.

(wt%) اکسیدهای	میانگین پروتولونیت	میانگین میلیونیت	میانگین پروتولیت‌ها
$\text{SiO}_2$	۷۱,۲۴	۷۱,۹۶	۷۶,۳۵
$\text{TiO}_2$	۰,۴۵	۰,۳۲	۰,۱۶
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۱۴,۱۶	۱۳,۹۶	۱۲,۵۵
$\text{FeO}$	۲,۴۰	۲,۱۲	۱,۳۲
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	۰,۴۶	۰,۳۸	۰,۲۳
$\text{MnO}$	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۱
$\text{MgO}$	۰,۸۶	۰,۸۱	۰,۴۳
$\text{CaO}$	۱,۹۴	۱,۹۷	۰,۳۸
$\text{Na}_2\text{O}$	۳,۴۴	۳,۶۳	۲,۷۲
$\text{K}_2\text{O}$	۲,۰۳	۳,۵۹	۴,۰۲
$\text{P}_2\text{O}_5$	۰,۲۳	۰,۱۴	۰,۰۴

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

Samples	3Pg21-49-core	3Pg21-50	3Pg21-51	3Pg21-52	3Pg21-53	3Pg21-54	3Pg21-55- ri
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	۰,۲۲	۰,۵	۸۴,۰۸	۹۱,۱۹	۹۱,۴۳	۹۱,۵۴

۱ سهم آنورتیت، آلبیت و ارتولکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای فلدسپارهای کوه گزگر و پلوسرکان.

Samples	4Pg21-56	4Pg21-57	4Pg21-58	4Pg21-59	Mg6-2-88	Mg6-2-89	Mg6-3
Location	Kohe-Gazgaz						
An	۱۴,۰۷	۲۲,۴۲	۲۶,۰۶	۳۲,۹۵	۰,۸۱	۰,۴۱	۰,۱۱
Ab	۸۵,۳۳	۷۶,۴۷	۷۳,۰۷	۶۶,۴۴	۹۸,۶۶	۹۹,۱۰	۹۹,۴
Or	۰,۵۹	۱,۱۰	۰,۸۷	۰,۷۲	۰,۵۳	۰,۴۹	۰,۴۱

سنگ‌ها هستند. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این گرانیت عبارتند از ۳۵ تا ۴۵ درصد کوارتز، ۲۰ تا ۳۰ درصد فلدسپار قلیایی (ارتوكلاز ± 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 قادر حاشیه‌های میرمکیتی هستند و فقط شکستگی‌هایی در کانی اخیر شکل گرفته‌اند (شکل ۲-ت). این ویژگی‌ها بر درجات بسیار پایین دگرشکلی دلالت دارد.

پرتوومیلونیت: در برش نازک از پرتوومیلونیت‌ها ماتریکس به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. ترکیب کلی پرتوومیلونیت‌ها نیز گرانیتی و تاحیدی گرانودیوریتی است. فلدسپارهای قلیایی در اندازه‌های خیلی-درشت (پورفیروکلاست) تا ریز و به صورت میکروکلین با مائل تارترن، 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 آندازه‌ی متوسط و دارای شکستگی، خمش و خاموشی موجی هستند. گاهی تعدادی از بیوتیت‌ها از ریزساختارهایی مانند شکستگی، خاموشی موجی، لغزش در سطح رخ و کینک‌شدنی برخوردارند. البته دور از انتظار نخواهد بود که ممکن است سهمی از بیوتیت‌ها به بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول-ها ( فقط در گرانودیوریت‌ها) تعلق داشته باشد. در برخی نمونه‌ها نیز مسکوویت‌های ماهی‌گون و قفسه کتابی یافت می‌شود.

میلونیت‌ها: گرانیت میلونیتی در جنوب و جنوب‌شرقی سنگین-آباد (شکل ۲-الف)، شمال‌شرقی روستای پلوسکان و کوه گرگز بیرون زدگی دارد. پورفیروکلاست‌های درشت دانه در میلونیت‌ها نسبت به پرتوومیلونیت‌ها 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 بهن 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

### و سنگنگاری

ن شهرستان قزوین به اشکال مختلفی رخمنون ، نسبتاً کوچک عدسی‌شکل و پراکنده در گرگون و یا تیغه‌های نازک و دایک مانند آل بوده‌اند (شکل ۱). بررسی‌های صحرایی نفوذ گرانیت‌وئید در فارهای مختلفی صورت نر بین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه، ن شواهد ساختاری مناطق روشن‌تر هستند،

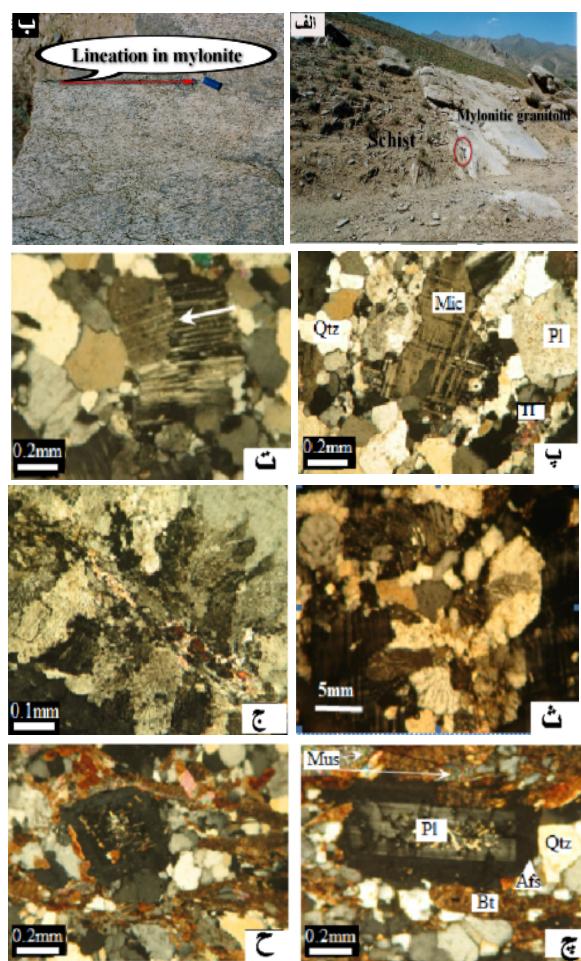
رد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌وئید (با متفاوتی از میکاها) و به لحاظ درجه‌ی قسمت‌های با کرنش بالا (میلونیت‌ها) و ش پایین (پرتوومیلونیت‌ها)، در یک پنهانی ؛ پنهانی فرعی، دیده می‌شوند. پرتوولیت، رشکلی بسیار ضعیف است و مبنای بررسی فثار ژووییمیابی لیتولوژیکی در رخمنون‌های ۲-الف، پلوسکان و کوه گرگز مورد بررسی سنگین آباد گسترش بیشتری دارد و در تنوعی از ریزساختارهای این پنهانه است که های عدسی و هم به صورت نفوذی‌های اارد.

گرانیت‌های مورد بررسی این منطقه بسیار مل کوارتز، پلازیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی روکلین است. کانی مافیک منحصرأ بیوتیت و درصد حجمی تقریبی ۵-۳٪ شامل تیتانیت، کسیده‌های آهن هستند. گستره‌ی نوسان‌های های این پنهانه در قلمرو گرانیت - گرانیت یست. داده‌های شیمیابی از سنگ‌کل نیز است. حال در ادامه به بیان کلی ویژگی‌های پرتوولیت، پرتوومیلونیت و میلونیت‌ها (شکل

در غرب روستای سنگین‌آباد و شمال‌شرق بیرون زدگی دارد که دستخوش دگرشکلی ه است. بر همین مبنای در این مقاله آن را کنیم. شکستگی و خاموشی موجی در ژیوکلاز و بیوتیت تنها آثار دگرشکلی در این

شرایط گوناگونی تشکیل می شود که یکی از آن ها مناطق برشی است که در آن ها گرمابها فعالند. در اطراف بلورهای درشت پلازیوکلаз سایه فشاری که حاصل انباشت دانه های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و دانه های دوباره تبلور یافته از خود بلور نیز وجود دارند (شکل ۲-ج).

البته گاهی در مسکوویت ها ساختار ماهی بیوتیت نیز در مواردی به کلریت تجزیه ر برخی سنگ های میلونیتی پلازیوکلازهای سپارهای قلیایی آن ها را در بر گرفته و بافت وجود آورده اند (شکل ۲-ج). این بافت در



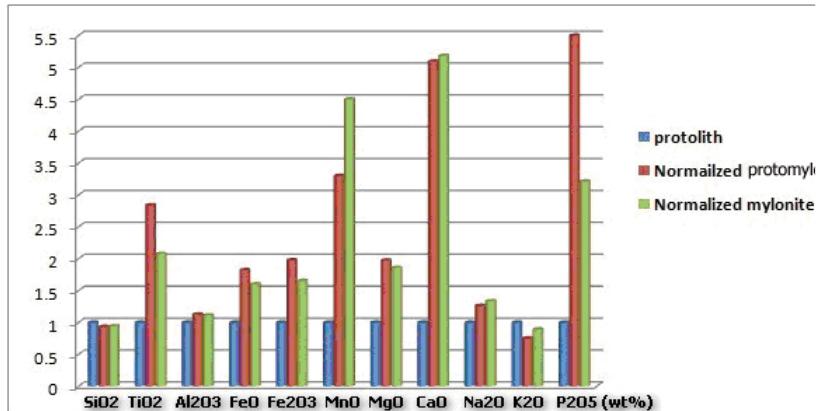
الف) مرز مشخص گرانیتوئیدهای میلونیتی و شیستهای مجاور سنگین آباد، ب) گرانیت میلونیتی سنگین آباد که در آن باصل از آرایش فلدسپارها نشان داده است، تصاویر میکروسکوپی در نور XPL پ) از ترکیب کانیایی پروتونیت گرانیتی، سنگی هایی در پلازیوکلاز به سبب حرکت های برشی، ث) میرمکیت های موجود در شکستگی های میکروکلین در سنگ های تشکیل میرمکیت و دانه جدید درون ارتوکلاز در میلونیت ها، ج) گرانوڈیوریت میلونیتی که در آن پلازیوکلازی با نواری از له شده است (بافت آنتی رایکیوی)، ح) علاوه بر وجود سایه فشاری، ریز بلورهای از بیوتیت تشکیل شده اند که اندازه ای ترکیت های اولیه در سنگ است. این بیوتیت ها در سایه فشاری پلازیوکلاز بوجود آمده و گاهی نیز در درون پلازیوکلاز دیده تصاری کانی ها؛ میکروکلین، Qtz: پلازیوکلاز، Pl: کوارتز، Bt: بیوتیت، Mus: میکروکلین، Afs: مسکوویت، Ti: فلدسپار قلیایی.

دارای دگرشكلي نزديك ۵ برابر پروتوليت افزایش نشان می-دهد، مقدار اين اكسيد در هر دوی ميلونيتها و پروتوميلونيت-ها يکسان است. فراوانی اين اكسيدها احتمالاً باید به تشکيل بيشتر بلورهای تيتانیت و اپیدوت و جابجایی های عناصر در فرایندهای دگرنهادی وابسته باشد (شکل ۳).

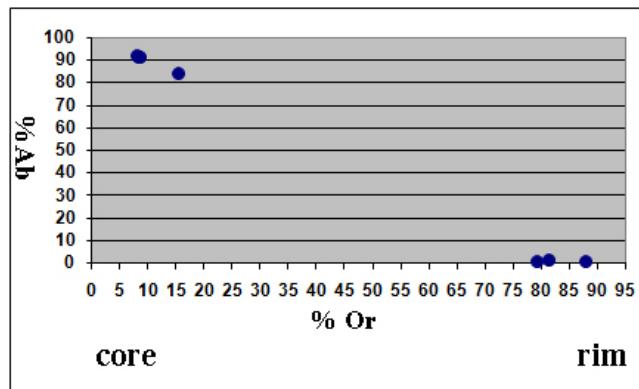
#### نتایج داده های شیمی کانی ها شیمی فلدسپارها

پلازیوکلاز و ارتوكلاز و میکروکلین به عنوان مهم ترین کانی های فلزیک، در تمامی واحدهای سنگی منطقه حضور دارند. داده های حاصل از تجزیه نقطعه ای از حاشیه به مرکز بلورها نشان می دهد (جدول ۲، نقاط 3pg21-49 تا 3pg21-55) گرانیت کوه گزگر دارای پلازیوکلازهایی با هسته های سدی است و در مجموع مقدار آنورتیت این پلازیوکلازها در هسته بین ۱۷/۸۲ تا ۲۰/۴ و مقدار آلبیت از ۷۹/۴۷ تا ۸۸/۱۱ متغیر بماند. حاشیه ای فلدسپارها بر عکس هسته ای آلبیتی، غنی از پاتاسیم (Or) (91.19 - 91.54) است (شکل ۴ و ۵). در برخی دیگر از فلدسپارهای کوه گزگر نیز ترکیب کلی پلازیوکلازها سدی است (شکل ۵) (جدول ۳، نقاط 21-56 تا 4pg 21-59). بنحوی که فراوانی آلبیت از درصد آنورتیت بیشتر است و مضافاً اینکه از مرکز به حاشیه نیز نوسان هایی در جهت افزایش آنورتیت دارد. سهم آنورتیت در ترکیب پلازیوکلاز این گونه فلدسپارها حداقل ۳۲/۹۵ درصد است. این گروه از فلدسپارها از ارتوكلاز بسیار کمی بین ۰/۵۹ تا ۱/۱۰ درصد برخوردارند (جدول ۳).

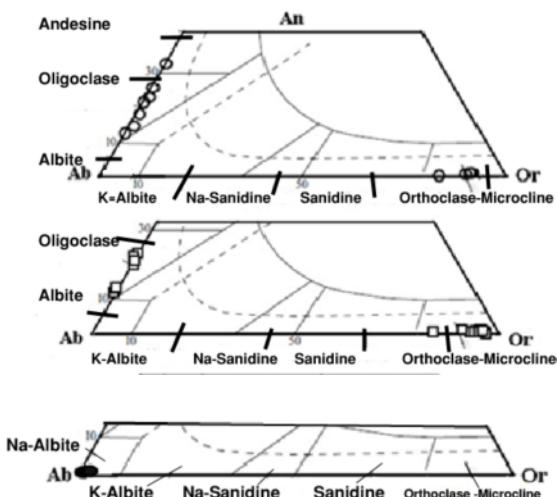
ی نمونه های مورد بررسی گرانیتی (گرانیت گرانودیوریت) است. این سنگها از سری I هستند. داده های ژئوشیمیایی برای مثال سر LIL و تهی شدگی از HFSE به همراه FeO/MgO و K<sub>2</sub>O/Rt<sub>t</sub> بیانگر ماگماتیسمی قاره ای آن هاست که از تبلور جدایی یک رپوسته زیرین حاصل شده اند [۱۳]. برای نوسان های ترکیب شیمیایی سنگ های تها و پروتومیلونیت (ها) نسبت به سنگ لیه ای بنام "پروتولیت" از روش ارائه شده در ، و در نمودار ستونی، فراوانی اکسیدهای سنگ با یکدیگر مقایسه شده است (شکل چنانکه مشهود است در پروتومیلونیت ها و K<sub>2</sub>O و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و SiO<sub>2</sub> ، Na<sub>2</sub>O و ، آهن، منیزیم و منگنز (که عنصر اخیر قابلیت صر بالا را دارد) نسبت به پروتولیت تقریباً به افته و در هر دو سنگ دگر شکل یافته اختلاف وجود ندارد. این موضوع به افزایش مقدار گها سازگار است. درصد TiO<sub>2</sub> و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> به پروتومیلونیت ها و میلونیت ها بالا رفته اند، و که فراوانی این اکسیدها در پروتومیلونیت ها مست. در شرایطی که CaO در سنگ های



فراوانی عناصر در پروتولیت، پروتومیلونیت و میلونیت در منطقه ای مورد بررسی، نمودارها بر مبنای روش مورد استفاده در [۱۷] دههای جدول ۱ تنظیم شده است.



اوانی ارتوکلاز - آلبیت در پلازیوکلازی از منطقه‌ی کوه گرگز که در مرکز غنی از آلبیت و در حاشیه غنی از ارتوکلاز هستند.



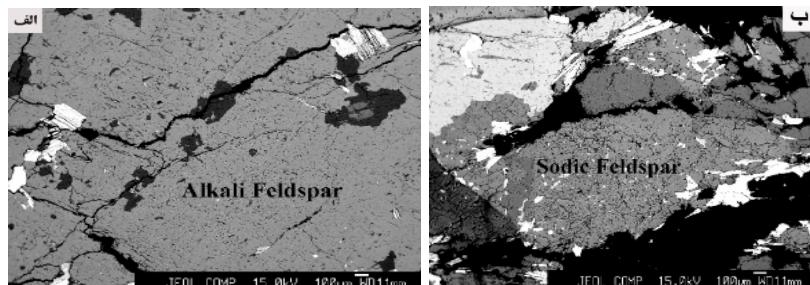
کیبی فلدسپارهای نمونه‌های مناطق مورد بررسی در نمودار An-Ab-Or (An: Andesine, Ab: Abundance, Or: Orthoclase) تاپر: پلوسرکان، مریع توخالی: سنگین‌آباد، گرگز:.

حاشیه از نظم خاصی پیروی نمی‌کند و پلازیوکلاز آن‌ها از نوع اولیگوکلاز است. چنین فلدسپارهایی با ارتوکلاز  $73 \pm 0$  درصد شکل گرفته‌اند.

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

سپارها ترکیب آلبیتی دارند و از فرمول کلی  $\text{An}_{0.14 - 0.81} \text{Ab}_{98.66 - 9.81} \text{Or}_{6.2 - 88.6}$  می‌کنند.

دو گروه فلدسپار وجود دارد. فلدسپارهای کلاز با  $\text{An}_{0 - 0.15} \text{Ab}_{4.49} \text{Or}_{84.03 - 95.41}$  ، جدول ۴، نقاط  $87-85$  و  $Ms_{71-78}$  یوکلاز غنی از سدیم (جدول ۴، نقاط  $2Ms$ ) که در آن‌ها برتری با آلبیت (بن ۶) است و تغییرات  $An$  در هسته و یا

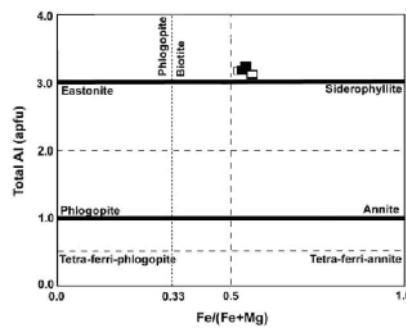
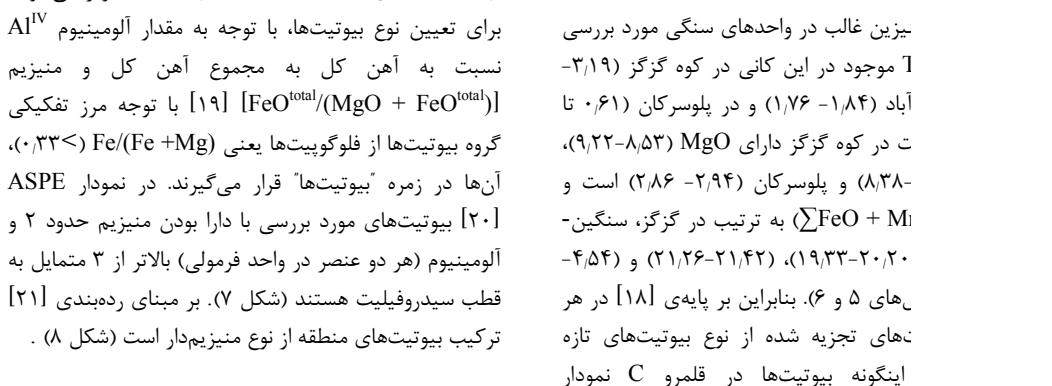


یکروسکوپ الکترونی (BSE) فلدسپارهایی از منطقهٔ سنتگین‌آباد. (الف) فلدسپارهای قلیابی سرشار از ارتوکلاز؛ (ب) آلبیت.

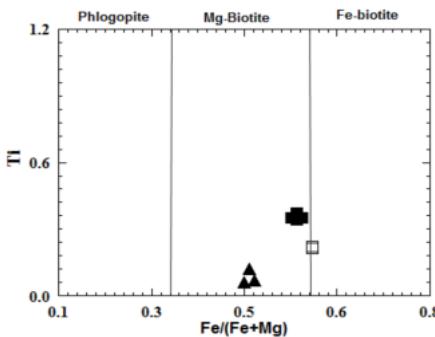
نیترات، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای سنتگین‌آباد. نیمرخ تجزیه این فلدسپارها مسیر ۴ مرکز یا برعکس را نشان نمی‌دهند.

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	
Location	Sangin Abad												
An	۰,۱۵	۰,۱	۰	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۰۵	۰	۰	۰	۰,۱	۲۰,۲۶	
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	
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	

نیترات، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای سنتگین‌آباد. نیمرخ تجزیه این فلدسپارها مسیر ۴ مرکز یا برعکس را نشان نمی‌دهند.



ر کل نسبت به  $(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}))$  بیانگر آنست که بیوتیت‌های مورد بررسی بیشتر ترکیب سیدروفیلیت دارند.



دی بیوتیت‌ها [۲۱] نشان می‌دهد که ترکیب بیوتیت‌ها در قلمرو منیزیم‌دار کسی به مرز آهن‌دارها تمایل دارد، مثلث: کوه گرگز، مربع توخالی: سنگین‌آباد.

۰۴۲-۰۰۳۹ است (جدول‌های ۵ و ۶). در بیوتیت‌ها جانشینی‌هایی مشابه  $Ti + 2Al = Mg, Fe + 2Si$  و  $Mg, FeO + SiO_2 = Al_2O_3$  بین عناصر وجود دارد.

نای ۵ و ۶ مشاهده می‌شود مقدار [Mg / (Mg + Fe)] به ترتیب برای نمونه‌های کوه گرگز و Mg و برای گرانیت‌های پلوسر کان ۰۰۳۱ و ۰۰۲۹ و ۰۰۲۵.

جدول ۵ نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های کوه گرگز.

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 <sub>2</sub>	۳۶,۰۹	۳۵,۴۴	۳۵,۶۸	۳۵,۱۲	۳۵,۶۳	۳۵,۲۷	۳۵,۴۳
TiO <sub>2</sub>	۳,۱۹	۳	۳,۱۵	۳,۰۷	۳,۱۹	۲,۹۶	۳,۰۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۹
K <sub>2</sub> O	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	۲,۱۴	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	۰,۲۲۴	۰,۲۵	۰,۲۵	۰,۲۴۲	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	۱
Location	Sangin Abad				Poloserkhan		
SiO <sub>2</sub>	۳۵/۳۰	۳۵/۶۶	۳۵/۴۶	۳۵/۷۵	۴۹/۴۳	۴۹/۶۰	
TiO <sub>2</sub>	۱/۰	۱/۰	۱/۶	۱/۶	۰/۱	۰/۶۷	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۵۵	۱۶/۹۳	۱۶/۶۷	۱۶/۸۸	۲۷/۳۳	۲۷/۱۴	
FeO	۲۰/۸۷	۲۱/۰۶	۲۱/۰۳	۲۱/۰۴	۴/۳۱	۴/۵۳	
MnO	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۰۱	۰/۰۱	
MgO	۸/۴۲	۸/۵۷	۸/۳۸	۸/۳۲	۲/۹۴	۲/۸۶	
CaO	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۷	
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۹	
K <sub>2</sub> O	۸/۴۶	۸/۶۴	۸/۴۷	۸/۷۰	۷/۸۹	۸/۳۰	
Mg (Mg+Fe)	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۰۴۲	۰/۳۹	
Fe (Fe+Mg)	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۰۴۵	۰/۴۷	
Si	۵/۶۰	۵/۵۸	۵/۵۹	۵/۶۰	۶/۷۴	۶/۷۴	
Al IV	۲/۴۰	۲/۴۲	۲/۴۱	۲/۴۰	۱/۲۶	۱/۲۶	
Al VI	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۷۱	۳/۱۴	۳/۱۰	
Ti	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۰۶	۰/۰۷	
Fe	۲/۷۷	۲/۷۶	۲/۷۷	۲/۷۵	۰/۴۶	۰/۵۱	
Mn	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰	۰	
Mg	۱/۹۹	۲	۱/۹۷	۱/۹۶	۰/۶۰	۰/۵۸	
Ca	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	
Na	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	
K	۱/۷۱	۱/۷۳	۱/۷۰	۱/۷۴	۱/۳۷	۱/۴۴	
Al VI,IV	۰/۲۹۱	۰/۲۹۳	۰/۲۸۶	۰/۲۹۶	۲/۴۹۲	۲/۴۶	
Sum	۱۵/۵۰	۱۵/۵۱	۱۵/۵۱	۱۵/۵۱	۱۳/۷۰	۱۲/۷۶	

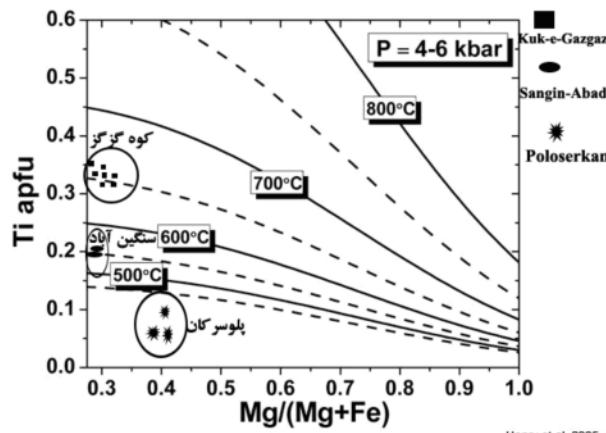
پلوسرکان می‌شوند. نتایج بررسی تغییرات رُوشیمیابی سنگ کل در مقایسه با سنگ اولیه (پروتولیت)، بیانگر آنست که در صد اکسیدهای سیلیسیم، آلومنیوم، نسبت به پروتولیت اصولاً نوسانی چشمگیری نداشته است ولی درصد اکسیدهای آهن، منیزیم و TiO<sub>2</sub> در میلیونیت و پروتومیلیونیت غالباً به میزان دو برابر افزایش نشان می‌دهند. بیشترین نقل و انتقالات عنصر در مقایسه با سنگ مادر به CaO، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> و MnO وابسته است.

هیبارد [۲۲] معتقد است وجود زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، 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 نوام با افزایش P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> و TiO<sub>2</sub> حاکی از تشکیل کانی‌هایی نظیر تیتانیت‌های ثانویه و اپیدوت مطابق با این استدلال باشد و یا افزایش درصد اکسیدهای آهن، منیزیم در میلیونیت و پروتومیلیونیت متاثر از فزونی یافتن مقدار بیوپتیت در این سنگ است.

#### ۱ استفاده از تیتان در بیوپتیت

ی تقطه‌ای بیوپتیت‌ها استفاده دیگری نیز بکارگیری آن‌ها در تعیین دماست. بر اساس پیشنهادی [۲۲] دمای بیوپتیت در سنگ‌های شخص شد. چنانکه شکل ۹ نشان می‌دهد در سنگ‌های پروتومیلیونیتی پلوسرکان زیر تی‌گراد و در سنگین‌آباد و کوه گزگز در ب ۵۵۰-۶۵۰ و ۶۵۰-۷۵۰ درجه سانتی‌گراد شار بین ۴ تا ۶ کیلوبار وابسته است. از طرفی زساخترای کانی‌ها در این پهنه برشی، دمای مده است [۱۳] که با دمای تشکیل بیوپتیت‌ها

یافته‌ی پهنه‌ی برشی با درجات متغیری از د بررسی این مقاله هستند که شامل میلیونیت‌های سنگین‌آباد، کوه گزگز و



شکل ۹ نمودار تعیین دما با استفاده از بیوپتیت‌ها [۲۲] در مناطق کوه گرگز، سنگین آباد و پلوسرکان.

گونه توجیهی پادآور می‌شود که هفت فرضیه {از [۲۳، ۲۴، ۲۵] تا [۲۷]} برای تشکیل این بافت ارائه شده است. چنانچه در شرح میلینیت‌ها و پروتومیلینیت‌ها 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 مجدداً متبلورشده و توأم با لغزش، پلازیوکلارهای 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 مرتب با گسترش ترجیحی بلورهای آکالی‌فلدسبار و متاثر از جریانات و فعل و انفعالات شیمیایی متاسوماتیسم کننده (دگر نهادساز) دانسته که کاهش حجم در محلهای تنش بالا را بدنبال خواهد داشت. حتی به اعتقاد نامبرگان 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 پروتومیلینیت و میلینیت‌ها 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:

که این تغییر ترکیب کانیایی نمونه‌ها، ناشی مناسب برای نقل و انتقالات آبگون‌های طبیعی است که تاثیر فعالیت‌های زمین سطقه را نمی‌توان بر این جابه‌جایی‌ها نادیده بین‌کننده‌ی چنین شاره‌هایی احتمالاً خودی قروه باشد که پس از جایگیری و انجاماد این مجموعه و تکامل گرمابها و نفوذ آن‌ها، سبب پیدایش نشانه‌ها و آثار فعالیت‌های ید در منطقه مورد مطالعه [۱۲] و پنهانه [۲۴] شده است. پیدایش رگه‌های غاهای به وجود آمده از دگرشکل‌ها و نیز سانی‌ها در کانی‌هایی مانند پلازیوکلارها و که به کلریت تبدیل شده‌اند، شواهد روشنی ه باز گرانیت‌وئیدهای دگرشکل و فعل بودن بکل‌گیری و انجاماد این باتولیت است [۸].

و نوسان در فراوانی کانیایی میلینیت‌ها و ر مقایسه با پروتولیت گرانیتی، لازم به بین دگرشکلی و فراوانی برخی از شواهد روسکپی نیز پیوندی وجود دارد که نقش در تسهیل و فراهم نمودن زمینه شکل‌گیری بید می‌کند [۲۵]. در این پنهانه از وجود این پیوند بهره می‌گیریم و قبل از هر

[TB]Comment: شماره منبع این باشد.

[TB]Comment: شماره منبع این باشد.

[TB]Comment: شماره منبع این باشد.

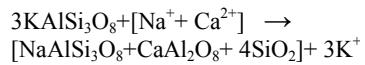
[ENR]Comment: سرکار خانم قوامی ظاهرا به مقداری از من در نسخه ارسالی برای پروف از قلم افتاده است. انجع که در این کامنت قرار دارد مطابقت داده و کمیودهای آن را اضافه گاید. رفرانسها را همین اعداد بماند. این متن کاملاً درست است. با همین ترکیب و توشتار علمی بماند، اما ویراستاری آن به سلطفه شما خواهد بود.

به وجود آمده‌اند. بر اساس شواهد صحرایی این سنگ‌ها شامل پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌هاست که در مناطق سنگین‌آباد، کوه گزگر و پلورسکان 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 تنفس در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها کاملاً مشهود است. برخی از آن‌ها شامل میرمکیت، قلیایی فلدسپارهای دوباره متبلورشده و توأم با لغزش، پلازیوکلазهای شکسته و کوارتزهای متبلور شده در شرایط دینامیکی است. نتایج بررسی تغییرات رُؤشی‌میایی سنگ کل در مقایسه با سنگ اولیه (پروتولیت)، نشان‌دهنده تغییر در برخی عناصر اصلی است که ناشی از نقل و انتقالات عنصر از طریق محلول-های دگرنهادساز است. البته طبیعی است که نقش فعالیت‌های زمین ساختی موجود بر منطقه را نمی‌توان در این تبدلات نادیده انگاشت. لذا وجود رگه‌های کوارتزی و نیز دگرسانی‌های کانی‌ها (پلازیوکلازها و بیوپیت) شواهد قطعی در رفتار در سیستم باز گرانیت‌ویدهای دگرشکل‌اند.

علاوه بر تغییر و نوسان در فراوانی کانیایی 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 پنهنه‌های 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 قلیایی فلدسپارها وابسته‌اند. این رخداد با کاهش حجم در محلهای با تنفس بالا همراه خواهد بود. علاوه بر میرمکیت پیدایش ارتوکلازهای پرتیتی و فلدسپارهای پوشش‌دار نیز گویای این ارتباط است.

بیوپیت‌های مورد تجهیز با برخورداری از  $(\sum \text{FeO} + \text{MnO})$  حدود ۴/۱۳ - ۲۱/۴۲ و بر پایه‌ی نمودار ناشیت و همکاران از نوع بیوپیت‌های تازه‌تشکیل هستند. چنین بیوپیت‌هایی ممکن است نتیجه جایگزینی بخشی یا کامل کانی‌های فرومیزین یا رشد همبافتة (epitaxic growth) روی بیوپیت‌های قبلی و یا



میکروسکوپی نمونه‌های این پژوهش در میلونیت‌ها بیانگر آنست که ارتوکلازها اغلب ن، موضوع علاوه بر اینکه گرایش فلدسپارها را قلیایی (در مقایسه با ترکیب سدی-کلسیک ن می‌دهد، حکایت از تاثیر پارامترهای رامترهای بلورشناسی بر شکل‌گیری و فراوانی ۰. بنابراین با تکیه بر [۲۷] به نظر می‌رسد پرتیت در این میلونیت‌ها، به جای آن که تابع ندایشی باشد، تابع تبدلات کاتیونی (پرتیت-).

حضور شاره‌های فراهم شده از فعالیت‌های

است. در همین ارتباط بایستی اضافه کرد

جانشینی، Na و Ca آزاد شده از پلازیوکلاز

بن K آزاد شده از فلدسپار قلیایی شده و به

ر قلیایی دارای رگجه‌های باریکی از آلیت

ن واکنش‌ها به طور جانی اپیدوت، تیتانیت و

مت) هم تشکیل می‌شوند.

داده‌های شیمی بلورهای فلدسپار (برای مثال

گزگز) بر غنی بودن حاشیه آن‌ها از مواد

د که در آن‌ها بطور محسوسی حاشیه‌ی

هسته آلیتی، سرشار از پتانسیم است. این

فت پوششی از جنس ارتوکلازهای با ترکیب

هستند که گویای حرکت‌پذیری قلیایی‌ها در

فعالی است. مقایسه دمای تشکیل بیوپیت‌ها

انیم موجود در بیوپیت‌ها و دمای دگرشکلی

یزساختارها قلمروهای تقریباً قابل انطباقی را

ل پنهنه برشی شرق قزوین، در بخش شمال-

گمایی-دگرگونی سنندج- سیرجان شامل

ترکیب گرانیتی تا کمی متمایل به

، در این پنهنه متأثر از فعالیت‌های زمین

، دگرشکل با درجات متفاوت از تغییرشکلی

- بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، ۴۷۰ تا ۴۶۱ صفحه (۱۳۸۹).
- [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. Brühn, 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) صفحه ۹۹.
- [۱۲] ترکیان ا.، "بررسی مانگانیسم توده گرانیتی پوریتی منطقه قروه (کردستان)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷)، صفحه ۱۳۵.
- [۱۳] رضایی م.، "مطالعه سنگ‌های میلیونیتی و جهت‌یافته جنوب‌شرق قروه (کردستان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولولوژی، دانشگاه بولعلی سینا، صفحه ۱۶۸.
- [۱۴] مجلل م.، سهندی م.ر.، "تمکaml تکتونیکی پهنه سنندج-سیبرجان 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 صفحه ۳۱-۳۲.
- در حفره‌ها و یا ترک‌ها باشند. گردش شاره-پسا مانگانیتی با تولیت گرانیتی‌پوریتی قروه سهم بلور و تشکیل کانیها و یا تغییر بافت آن‌ها ای فراوانی Ti در بیوتیت‌ها نیز بیانگر دمای دمای تغییرات تشکیل ساختارها در پهنه‌ی
- لازم می‌داند از همفکری سرکار خانم دکتر ساعدت مسئولین محترم مجله و نیز دقت-اوران محترم تشکر نماید.
- [1] Friscale M.C., Martinez F.J., Dristas J.A., "Micro structural and conditions of the Azul megashare: Buenos Aires province, Argentina South American Earth Sciences 19, 444.
- دی ع.، "شیمی کانیها و شرایط فشار-دمای پیتویتی حاشیه رودخانه زاینده رود، پهنه‌ی، با تکریشی ویژه به حضور اپیدوت مانگانیتی؛ کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، ۴۹ تا ۵۱.
- ، مجلل م.، شاکر اردکانی ف.، "بررسی و ساختاری و تعیین حرارت در یک مده: شواهدی از پهنه برشی زرین، اردکان، ن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، شماره ۷۳ (۱۳۸۸) صفحه ۱۱ تا ۱۶.
- علی‌زاده ح.، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و زون‌های برشی شکل پذیر در توده و-غرب مشهد"، مجله بلورشناسی و کانی-هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۳۹۷-۳۹۷.
- جنی ن.، داودیان دهکردی ع.، خلیلی م.، باقی وجود شرایط دینامیکی در حین و سهای دینامومانگانیک قلعه دز-آزان، مجله

**Comment [B5]:** [23] Hibbard, M. J. "Petrography to Petrogenesis". Englewood Cliffs (1995) Macmillan Pub Co., 608 p.

**Comment [B6]:** [26] Simpson C., Wintsch R.P., "Evidence for deformation-induced  $K$ -feldspar replacement by myrmekite", Journal of metamorphism geology 70 (1989) 261-275.

- "نقشه زمین‌شناسی ۱: چهارگوش نشناسی و اکتشاف معدنی" (۱۳۷۶).
- [23] Hibbard M. J., "Petrography to Petrogenesis". Englewood Cliffs (1995) Macmillan Pub Co., 608 p.]
- [۲۴] شیخی ف., اعلمی‌نیاز ز., طباخ شعبانی اع., "زمین-دمای سنگی اسکارن‌های سرانجیک (جنوب غرب قزوین، کردستان)", مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۲، ۳۵۴ تا ۳۴۳ (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 نگرگونی", (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، صفحه ۶۳۰، (۱۳۷۴).
- [16] Torkian A., Khalili M., "Petrology and geochemistry of the alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sirjan Zone, western Iran", Neues Mineralogie Abhandlungen 185(2) 142.
- [17] Hippert J.F., Hongn F.D., "Mechanisms in the mylonite transition", Journal of structural geology 19 (1998) 1435-1448.
- [18] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., "Discrimination between primary biotites, reequilibrated biotites and pseudomorphs after biotites", C. R. Geoscience 337 (2005) 1425-1432.
- [19] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock-Forming Minerals", Longman Group UK Limited, Essex, 1992.
- [20] Speer J.A., "Mica in igneous rocks", Bailey, S.W. (Ed.), Mineralogical Society of America, Review in mineralogy, 1983, 356.
- [21] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", Geological Survey Paper 354-B, (1983).
- [22] Henry D.J., Guidotti C.V., "The Ti-subsitution surface for