

## شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیت آناتکسی شیرکوه، جنوب غرب یزد

مریم شیبی\*، داریوش اسماعیلی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

(دریافت مقاله: ۸۸/۵/۱۹، نسخه نهایی: ۸۸/۹/۸)

**چکیده:** باتولیت گرانیتوئیدی نوع S شیرکوه یزد از سه واحد اصلی گرانودیوریت، مونوزوگرانیت و لوکوگرانیت تشکیل شده است. جدایش کانی‌های رستیتی از آبگون اولیه که با تبلور جدایشی ادامه یافته است از مهم‌ترین عوامل تنوع ترکیبی مشاهده شده در باتولیت محسوب می‌شود. انبوهه‌هایی از بیوتیت‌های کوچک با محتوای  $X_{Mg}$  بالاتر، در مقایسه با بیوتیت‌های ورقه‌ای میزبان، برونوم-های سورمیکاسه؛ مجموعه‌ی کانیایی بیوتیت  $\pm$  سیلیمانیت؛ کردیریت با محتوای بسیار پایین  $Na_2O$  ( $< 0.5wt\%$ ) و مراکز یکنواخت و کلسیک پلاژیوکلاز از مهم‌ترین رستیت‌های شناخته شده در بخش‌های مافیک‌تر گرانیت شیرکوهند. به علاوه زیرکن، آپاتیت و موناژیت نیز که به صورت ادخال در بیوتیت یافت شده‌اند، می‌توانند به‌عنوان رستیت در نظر گرفته شوند. شواهد ژئوشیمیایی نیز همانند بررسی‌های سنگ‌شناختی حضور این کانی‌های رستیتی را تایید می‌کند. بر اساس این شواهد به نظر می‌رسد گرانیت شیرکوه از آناتکسی پوسته‌ی بالایی و اصولاً یا واکنش‌های شکست بیوتیت تشکیل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** رستیت، آناتکسی، گرانیت نوع S، ژئوشیمی، شیرکوه.

### مقدمه

صورتی روندهای خطی پدیدار می‌شوند که رستیت‌ها از نظر شیمیایی همگن باشند [۳]. مشاهده‌ی چنین فرایندی تقریباً برای حجم زیادی از گرانیت‌ها و ذوب غیر تعادلی محتمل در خاستگاه بعید به نظر می‌رسد [۶]. گرچه هنوز در تشخیص درست انواع کانی‌های رستیتی موجود در گرانیت‌های نوع S ابهام‌های بسیاری وجود دارد، ولی معمولاً به "هر ماده‌ی جامد در سنگ‌های درونی و بیرونی که باقی مانده‌ی ذوب در خاستگاه باشد" رستیت اطلاق می‌شود [۷]. با این حال، بسیاری از شواهد خاستگاه باقیمانده، طی تبلور دوباره و در نتیجه تعادل با گرانیت میزبان از بین می‌رود [۱]. رستیت‌های رایج در گرانیت‌های نوع S اساساً شامل قطعات بلورهای

در بسیاری از جایگاه‌های گرانیتی، روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر به مدل عدم اختلاط رستیتی نسبت داده شده‌اند [برای مثال: ۱ و ۲]. این مدل که اولین بار توسط [۱] ارائه شده است، بر پایه‌ی جدایش کانی‌های باقی مانده از خاستگاه آبگونی است و علی‌رغم اختلاف نظرهایی که بین پژوهشگران مختلف وجود دارد ولی تا به حال کاربرد زیادی داشته است. اگرچه پژوهشگران مختلف به نقش عدم اختلاط رستیت در سنگ‌زایی گرانیت‌های نوع S اعتقاد دارند [۳-۵]، ولی روند خطی مشاهده شده در بسیاری از جایگاه‌های گرانیتی را به فرایندهایی چون جدایش، انبوه شدن و اختلاط ماگمایی نیز وابسته می‌دانند. البته بر پایه‌ی این مدل، تنها در

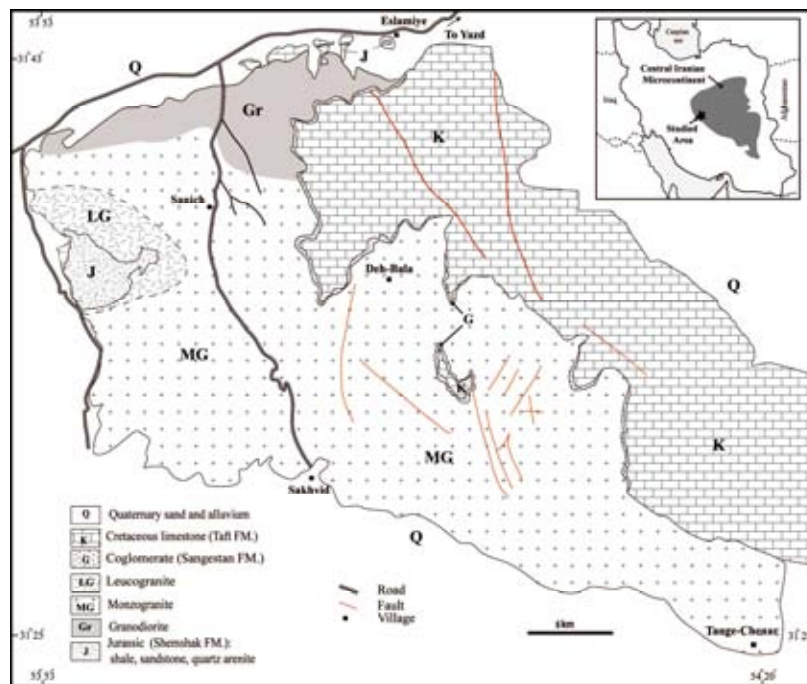
\* نویسنده مسئول، تلفن: ۹۸۴۴۴۴۴۴۴ (۹۹۹۹)، ۹۸+، نمابر: ۹۹۹۹۹۹۹۹ (۹۹۹۹)، پست الکترونیکی: marysheibi@khayam.ut.ac.ir

Layos در اسپانیا [۲] به طور مفصل بررسی شده است. در این مقاله انواع رستیت‌های موجود در گرانیت‌های آناتکسی نوع S شیرکوه در جنوب غرب یزد از نظر سنگ‌شناختی و شیمی کانیایی شناخته شده و تاثیرهای ژئوشیمیایی عدم اختلاط رستیتی در این باتولیت مورد بررسی قرار گرفته است.

#### ماهیت گرانیت شیرکوه و سنگ‌های میزبان

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه با سن ژوراسیک میانی درون بلوک یزد از خرده قاره‌ی ایران مرکزی تشکیل شده است (شکل ۱). به طور کلی این باتولیت از سه واحد اصلی گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و لوکوگرانیتی تشکیل شده است. این سنگ‌ها ریز بافت تا میان دانه بوده و از نظر کانی‌شناسی اساساً از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دگرگون مجاورتی در دو حاشیه‌ی شمالی و غربی باتولیت شیرکوه گسترش دارند. در حاشیه‌ی شمالی گرانودیوریت‌ها، واحدهای آواری سازندهای نایبند - شمشک را دگرگون و آن‌ها را به شیست و هورنفلس‌های کردیریت‌دار تبدیل کرده‌اند. در حاشیه‌ی غربی نیز واحد لوکوگرانیتی سازند شمشک و سازند نایبند را تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی وضعیفی قرار داده و مجموعه کانی‌های کوارتز، کلریت، مسکوویت را به وجود آورده است.

مافیک، پلاژیوکلاز با آرایش زناری دارای مراکز کلسیک، برونوم‌های رسوبی دیرگداز، کردیریت، بیوتیت‌های حاوی ادخال‌های سیلیمانیت و زیرکن‌های هستند می‌باشند [برای مثال: ۱]. بنابر نظر [۳] هیچ یک از این شواهد نمی‌توانند سرشتی رستیت باشد. برای مثال، اگر چه پلاژیوکلاز در چشمه‌ی پریدوتیتی گوشته‌ای پایدار نیست [۸]، ولی مراکز کلسیک در پلاژیوکلاز و منطقه‌بندی پیچیده در آن، در برخی از بازالت‌ها و گابروها که رستیت نمی‌تواند در آن‌ها حضور داشته باشد، مشاهده شده‌اند. همچنین فازهایی که نسبتاً زودتر در ماگما تشکیل شده‌اند می‌توانند انبوهه شده و به دلیل کاهش انرژی سطحی، لکه‌های مافیکی تشکیل دهند، از اینرو ضرورتاً نشان دهنده‌ی رستیت‌ها نیستند [۳]. برای آگاهی از تاثیرهای ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی، عدم اختلاط رستیت‌ها در گرانیت‌های نوع S لازم است به طور کامل تاثیرهای عدم اختلاط آن‌ها به خصوص در انواعی که حاوی حجم زیادی رستیت هستند تشریح شود. بررسی‌های ژئوشیمیایی باید روی عناصری صورت گیرد که با کانی‌های سازنده‌ی سنگ‌ها به ویژه عناصر اصلی و Sr، Rb، Ba کنترل می‌شود [۹]. حضور رستیت و تاثیرهای عدم اختلاط رستیت در بسیاری از گرانیت‌ها از جمله گرانودیوریت Cooma در استرالیا [۱۰] و گرانیت



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ یزد با اندکی تغییر).

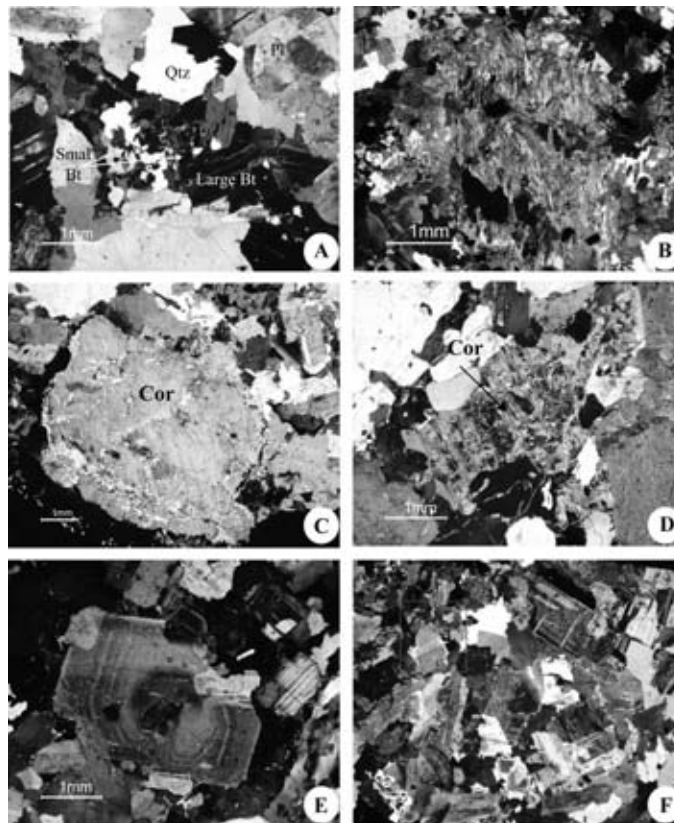
در حاشیه جنوبی به حدود ۱۴ درصد در مرکز می‌رسد. فلدسپار قلیایی فراوانی کمتری از پلاژیوکلاز داشته و همانند کوارتز از حاشیه (حدود ۵ درصد) به مرکز توده (حدود ۲۵٪) افزایش می‌یابد. بیشتر آن‌ها بی‌شکل بوده از توز با بافت پرتیتی را به نشان می‌دهد. بیوتیت به مقادیر متفاوتی حضور دارد به طوری که از ۲۴٪ در حاشیه شرقی به حدود ۸٪ در بخش‌های مرکزی باتولیت کاهش می‌یابد. این کانی به دو صورت برگه‌های مجزا و یا دانه‌های کوچک همراه با بیوتیت‌ها دیگر یا بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۲۸). بیشتر اذخال‌های آپاتیت، زیرکن و مونازیت در بیوتیت‌های نوع اول مشاهده می‌شود. کردیریت و گارنت از فرانتین کانی‌های فرعی هستند. اعضای فلسیک‌تر این واحد نزدیک به روستای سانچ و بین گرانودیوریت‌ها و لوکوگرانیت‌ها قرار گرفته‌اند. اگرچه در بررسی‌های صحرایی نمی‌توان مرز مشخصی بین دو قطب مافیک و فلسیک این واحد قائل شد، ولی این دو از نظر فراوانی و نوع کانی‌ها از یکدیگر قابل تشخیص‌اند. به عنوان مثال در سنگ‌های جدایشی این واحد، فراوانی مدی کوارتز و فلدسپار قلیایی به ترتیب به ۵۱٪ و ۱۹٪ افزایش، ولی پلاژیوکلاز به ۱۵ درصد کاهش یافته است (جدول ۱، نمونه SK.66). به علاوه موسکویت نیز به جای کردیریت حضور دارد. در واقع در آبگون‌های جدایشی تر فوگاسیته آب به حدی رسیده است که بلورهای کردیریت اولیه با ماگما واکنش کرده و موسکویت به‌وجود آمده است. این بدین معناست فشار که حداقل در اعضای فلسیک‌تر این سنگ‌های مونزگرانیتی به اندازه کافی بالاست تا موسکویت پایدار باشد. آندالوزیت تنها در دو نمونه و مجموعه کانیایی بیوتیت ± سیلیمانیت به‌صورت رستیت در اعضای مافیک‌تر این واحد تشخیص داده شده است (شکل ۲۸B). کلریت و پرهنیت نیز در راستای رخ‌های بیوتیت گسترش یافته‌اند.

واحد گرانودیوریتی با گسترشی در حدود ۵۰ کیلومتر مربع در حاشیه‌ی شمالی باتولیت قرار گرفته است و از اسلامیه به سمت غرب کشیده شده است (شکل ۱). پلاژیوکلازها (۲۰ تا ۴۱٪) بیشترین سهم کانیایی را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۱). کوارتز (۳۴ تا ۴۷٪) به‌صورت درشت بلورهایی با مقادیر کمتر فلدسپار پتاسیم (۱۲ تا ۱۴٪) همراه شده‌اند. بیوتیت با فراوانی ۱۰ تا ۲۵ درصد مهم‌ترین کانی مافیک تشکیل دهنده‌ی این واحد است که به دو صورت بیوتیت پهنه-ای و درشت‌دانه و انواع ریز دانه که با بیوتیت‌های درشت‌تر در بر گرفته شده‌اند، دیده می‌شوند. موسکویت اولیه، کردیریت، ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت، مونازیت، و مقادیر ناچیزی تورمالین کانی‌های فرعی این واحد را تشکیل می‌دهند. برونوم‌های سورمیکاسه با قطری بیشتر از ۱۰ سانتی‌متر، خطوارگی ترجیحی و بافت لپیدوبلاستی نشان داده و اساساً از بیوتیت، موسکویت و سیلیمانیت با مقادیر کمتر کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند. این برونوم‌ها نیز بیشتر در گرانودیوریت‌ها پراکنده شده‌اند.

واحد مونزگرانیتی گسترده‌ترین بخش سنگ‌های باتولیت شیرکوه را تشکیل دهند و از شمال روستای سانچ تا تنگه-ی چنار در جنوب شرقی گسترش یافته است. شباهت‌های کانی‌شناسی بسیاری بین این واحد و واحد گرانودیوریتی مشاهده شده است به‌طوری‌که این سنگ‌ها نیز از مجموعه کانیایی پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت، کردیریت، گارنت، موسکویت، تورمالین و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، مونازیت و کدر تشکیل شده‌اند. اعضای مافیک‌تر، بخش‌های شرقی‌تر را به خود اختصاص داده و به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. کوارتز به‌صورت بی‌شکل با فراوانی ۱۴ تا ۵۱ درصد از حاشیه باتولیت به مرکز افزایش می‌یابد. فراوانی پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز توده کاهش می‌یابد به گونه‌ای که از ۷۰ درصد

جدول ۱ نتایج آنالیز مدی و محاسبات بهنجار شده نمونه‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Igneous Facies	Granodiorite			Mesogranite										Leucogranite			
	S.K155	S.K23	S.K31	S.K100	S.K111	S.K116	S.K39	S.K74	S.K180	S.K137	S.K122	S.K50	S.K142	S.K66	S.K178	S.K19	S.K60
Total points	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
Modal																	
Plagioclase	41/3	20/0	20/0	20/0	19/3	20/0	20/3	21/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0
Quartz	24/3	20/3	17/3	14/3	14/0	17/0	21/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0
Al/Feldspar	12/3	0/0	14/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Biotite	10/0	20/0	10/0	0/0	20/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Cordierite	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Muscovite	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mesonorm																	
Orthoclase	4/3	0/0	4/3	14/0	12/0	12/0	10/0	12/0	12/0	12/0	12/0	12/0	12/0	12/0	12/0	12/0	12/0
Albite	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0
Anorthite	15/0	10/0	12/0	11/0	12/0	12/0	9/0	12/0	10/0	10/0	10/0	10/0	10/0	10/0	10/0	10/0	10/0
Quartz	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0	20/0
Apatite	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Ilmenite	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Biotite	10/0	20/0	10/0	0/0	20/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Corundum	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Sum	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0	90/0



شکل ۲ مجموعه‌ای از کانی‌های رستیتی مختلف که در بخش‌های مافیک‌تر باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه مشاهده شده است. (a) بیوتیت‌های ورقه‌ای بزرگ و تجمع بیوتیت‌های کوچک. (b) مجموعه بیوتیت  $\pm$  سیلیمانیت که به نظر می‌رسد بخش‌های دیر گداز باقی مانده و رستیتی هستند. (c) کردپریت نسبتاً سالم و (d) کردپریت دگرسان شده به مجموعه‌ای از کلریت و موسکویت (e و f) مراکز کلسیکتر بلورهای پلاژیوکلاز که دگرسان شده و به عنوان فاز رستیتی در نظر گرفته می‌شوند.

شدند. روش‌های آنالیز، و دقت دستگاه‌های یادشده در [۱۱] آورده شده‌اند. آنالیزهای کمی کانیایی ریزپردازنده‌ی الکترونی نیز در دانشگاه یاد شده با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل Cameca SX50 و انرژی ۱۵ keV، شدت جریان namp ۳۰ انجام شد. نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در جدول ۲ ارائه شده‌اند. میانگین شاخص اشباع از آلومنیوم در سنگ‌های مورد بررسی بیش از ۱/۱ بوده و بر اساس رده‌بندی [۱۲] جزء گرانیتهای به شدت پرآلومین محسوب می‌شوند. ماهیت نوع S این گرانیتهای با محتوای بالای کوندوم استاندارد آن‌ها که به بیش از ۵ درصد می‌رسد تایید می‌شود (جدول ۱). شکل ۳ تغییرات عناصر اصلی واحدهای مختلف سنگی نسبت به  $\text{SiO}_2$  را نشان می‌دهد که در آن محتوای سیلیس به ترتیب از واحد گراندیوریتی به سمت مونزوگرانیتهای و لوکوگرانیتهای افزایش

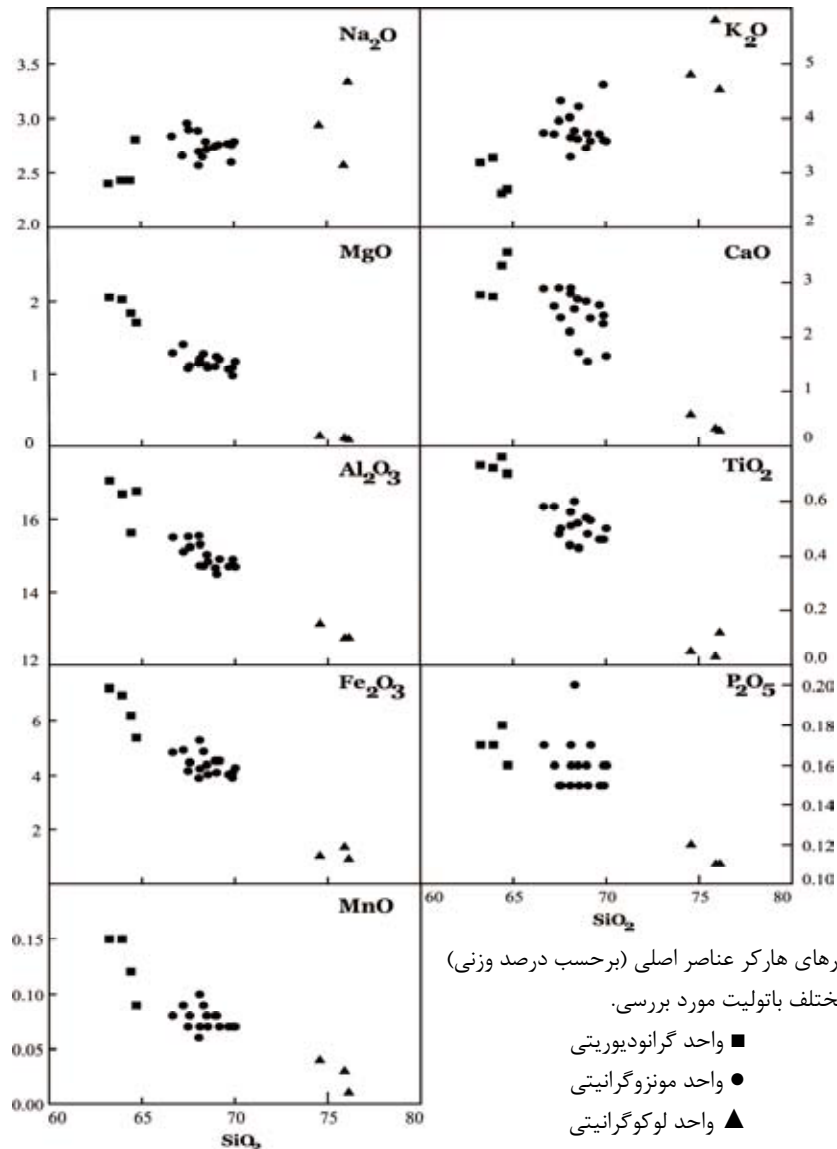
واحد لوکوگرانیتهای با رنگ سفید و نبود کانی‌های کدر از واحدهای دیگر متمایز شده و حاشیه غربی باتولیت شیرکوه را به خود اختصاص داده است. این واحد برخوردار از نسبتاً واضحی با مونزوگرانیتهای دارد، و اساساً از کوارتز (۳۳-۴۱٪)، فلدسپار پتاسیک (۴۵ تا ۵۳٪)، پلاژیوکلاز سدیک (۸-۱۲٪، جدول ۱) و به مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز اساساً از نوع سدیک با محتوای آلبیت بالاست. بافت گرانوفیر و حضور دو کانی موسکویت و تورمالین در این واحد دارای محتوای آب بالاتر را است.

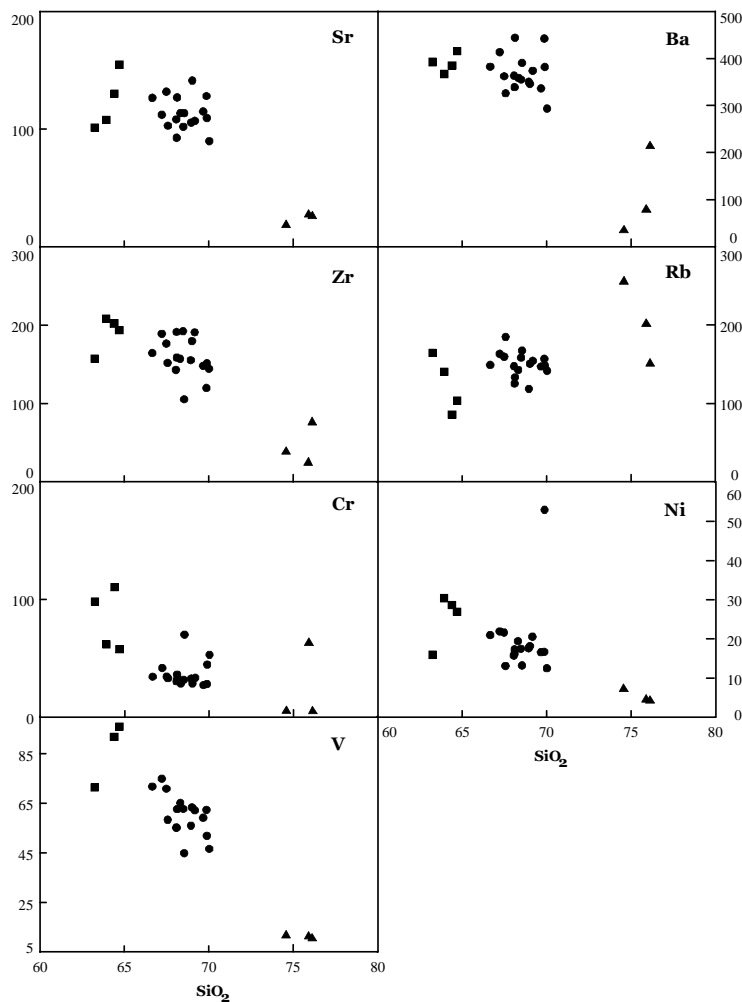
#### ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

آنالیزهای عناصر اصلی در «آزمایشگاه ژئوشیمی مرکز تحقیقات پتروگرافی و ژئوشیمی نانسی فرانسه» با استفاده از روش ICP-AES انجام شده است. عناصر کمیاب نیز با استفاده از دستگاه ICP-MS در دانشگاه پول ساباتییه فرانسه آنالیز

پرالومین آبگون از حلالیت کمی برخوردار است [۱۳]. بالاترین فراوانی Zr, Sr و Ba در سنگ‌های مافیک‌تر مشاهده می‌شود و به‌طور پیشرونده به سمت ترکیب‌های فلسیک‌تر از مقدار آن‌ها کاسته شده است (شکل ۴). از طرفی تبلور جدایشی در مرحله‌ی بعدی تکامل ماگمایی رخ داده است، زیرا محتوای Sr و Ba به ترتیب کمتر از ۷۰ و ۲۰۰ ppm شاخص سیستم‌های ماگمایی هستند که دستخوش چنین تبلور جدایشی شده‌اند [1]. بنابراین افزایش مقادیر Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Rb و کاهش مقادیر V, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در نمودارهای هارکر (شکل‌های ۳ و ۴) نیز مبین فرایند تبلور جدایشی است.

می‌یابد. گرانودیوریت‌ها بالاترین محتوای CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> و MnO را دارند. لوکوگرانیت‌ها بالاترین K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O و مونزوگرانیت‌ها ترکیبی حدواسط بین این دو را نشان می‌دهند. به‌طور کلی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر سه واحد با مجموعه کانی‌های مشاهده شده در آن‌ها همخوانی دارد (برای مثال گرانودیوریت‌ها از پلاژیوکلاز و بیوتیت و لوکوگرانیت‌ها از فلدسپار پتاسیم غنی هستند). محتوای P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> به‌طور مشخصی از ترکیب‌های مافیک‌تر به فلسیک‌تر کاهش می‌یابد. ترکیبات فلسیک‌تر تغییراتی مشابه گرانیت‌های با دمای پایین دارند، زیرا فسفر در چنین فلسیک





شکل ۴ نمودارهای هارکر عناصر کمیاب (بر حسب ppm). علامت‌ها شبیه شکل ۳ است.

نرفته است (دمای بالاتر از ۸۳۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۷ کیلو بار [۱۵]).

مشاهده انبوه‌های نسبتاً بزرگی از بیوتیت‌های ریز دانه و مجموعه بیوتیت  $\pm$  سیلیمانیت در مشاهدات سنگ شناختی گرانودیوریت‌ها و بخش‌های مافیک‌تر واحد مونزوگرنیتی ما را بر آن داشت تا آن‌ها را از نظر کانی‌شناسی با انواع بیوتیت‌های درشت پهنه‌ای مقایسه کنیم. پس از آنالیزهای ریزپردازشی مشخص شد که محتوای  $Al^{IV}$  همه‌ی این بیوتیت‌ها بالا بوده (۳٫۲ تا ۶٫۲ اتم بر واحد فرمولی) و ویژگی روشن گرانیتهای پرآلومین [۱۶] را نشان می‌دهند (جدول ۲، شکل ۵). تفاوت عمده‌ای از نظر کانی‌شناسی بین بیوتیت‌های بزرگ و کوچک در واحد گرانودیوریتی تفاوت چشمگیری مشاهده نشد، و احتمالاً می‌توان آن را به تعادل دوباره‌ی بخشی یا کامل با

#### بحث و بررسی

##### رستیت‌های سورومیکاسه

بسته‌های غنی از بیوتیت معروف به برونوم‌های سورومیکاسه [۱۴] از آشنا ترین رستیت‌های موجود در گرانیتهای شیرکوه‌اند. این برونوم‌ها در واحد گرانودیوریتی بسیار رایج بوده و ترکیب و بافت آن‌ها از قطعات باقی‌مانده‌ی شیست‌های دیرگداز مجاور سنگ‌های خاستگاه است [۱۴]. این برونوم‌ها در حاشیه‌ی خود تبلور دوباره یافته‌اند و حاشیه‌های غنی از بیوتیت درشت دانه ایجاد کرده‌اند. دلیل احتمالی اینکه چرا این مقدار بیوتیت ذوب نشده و به صورت تفاله باقی مانده است اینست که دما در گرانیتهای یادشده از دمای لازم برای واکنش‌های شکست بیوتیت در مقیاس بزرگ و در غیاب شاره در سنگ‌های پهنه‌ای بالاتر

در گرانیت شیرکوه کردیریت از شکل‌دار تا بی‌شکل تغییر کرده و حاوی ادخال‌های کوارتز، بیوتیت‌های ریزدانه و کانی‌های کدر است (شکل ۲C). این کانی در بیشتر موارد به مجموعه‌ای از کلریت و موسکویت (پنی‌تی شدن) تبدیل شده است (شکل ۲D). محتوای  $\text{Na}_2\text{O}$  آن‌ها ( $< 0.5\text{wt}\%$ ) بسیار کمتر از کردیریت‌های ماگمایی شاخص بوده و بیشتر به کردیریت‌های دگرگونی و رستیته شباهت دارند (جدول ۲).

#### فازهای دیگر رستیته

کوارتز و پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌هایی هستند که می‌توانند در گرانیت‌های نوع S خاستگاه رستیته داشته باشند [برای مثال: ۲۱]. در خاستگاه هم‌هی گرانیت‌های دارای ترکیب کم آبگونی که در تعادل با کوارتز به علاوه فلدسپار تشکیل شده‌اند، کوارتز باید یک فاز رستیته باشد. هرچند که تشخیص آن دشوار است و به بررسی‌های کاتدولومینسانس نیاز دارد [۱].

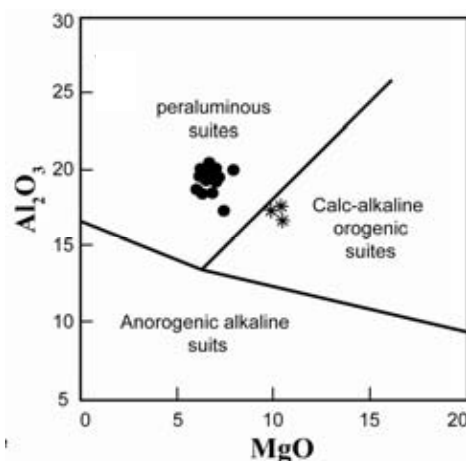
پلاژیوکلازهای رستیته به دلیل حضور مراکز کلسیک، حاشیه‌های گرد شده و یا بر اساس الگوی منطقه‌بندی پیچیده‌شان شناسایی می‌شوند [۲۲، ۲۳]. ناگفته نماند که این پدیده می‌تواند در پلاژیوکلازهایی که طی جدایش یا اختلاط ماگمایی تشکیل می‌شوند نیز مشاهده شوند [۵]. منطقه‌بندی پیچیده در پلاژیوکلاز در گرانیت‌های حاصل از آناتکسی نادر است. پلاژیوکلاز معمولاً هم‌رشدی کانسترال با فلدسپار پتاسیک نشان می‌دهد که به‌عنوان فاز تاخیری در نظر گرفته می‌شود. معمولاً پلاژیوکلازهای رستیته با ترکیب  $\text{An}_{55}$  تا  $\text{An}_{80}$  گزارش شده‌اند [۵] ولی محتوای آنورتیت پلاژیوکلاز در گرانیت‌های آناتکسی از  $\text{An}_{35}$  فراتر نمی‌رود، زیرا در سیستم  $(\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = \text{P}_{\text{total}})\text{Qz-Or-An-Ab-H}_2\text{O}$ ، ماگمایی که توانایی تبلور بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب  $\text{An}_{55}$  تا  $\text{An}_{80}$  را دارد، می‌تواند در تعادل با پلاژیوکلاز رستیته باشد.

نتایج حاصل از آنالیز پلاژیوکلازهای گرانیت شیرکوه در جدول ۳ ارائه شده‌اند. در واحد گرانودیوریتی، بلورهای پلاژیوکلازی وجود دارند که در آن مراکز کلسیک یکنواخت تا تقریباً یکنواخت است و در حاشیه به منطقه‌بندی عادی ختم می‌شوند (جدول ۳،  $\text{SK23}$ ،  $\text{An}_{47-31}$ ). بیشتر این مراکز حاشیه‌های خورده شده و یا گرد شده دارند که جذب بخشی را نشان می‌دهند (شکل ۲E). این مراکز به دلیل ترکیب یکنواخت‌شان فازهای رستیته در نظر گرفته می‌شوند [۱]. زیرکن، آپاتیت و مونازیت نیز می‌توانند به‌عنوان کانی‌های رستیته دیگر در گرانیت‌های آناتکسی در نظر گرفته شوند

سنگ‌های میزبان نسبت داد. ولی چنانکه انتظار می‌رفت ترکیب بیوتیت‌های کوچک و بزرگ در درون مونزوگرانیت‌ها از یکدیگر متفاوت بود به گونه‌ای که بیوتیت‌های کوچک دارای  $X_{\text{Mg}}$  بالاتری (۰.۴۴ تا ۰.۴۶) در مقایسه با بیوتیت‌های بزرگ میزبان (۰.۳۲ تا ۰.۳۷) بودند که حکایت از شرایط متفاوت تبلور این دو نوع بیوتیت دارد. بنابراین این انبوهه‌های کوچک را می‌توان به‌عنوان یکی دیگر از رستیته‌های شاخص اعضای مافیک مونزوگرانیت‌ها در نظر گرفت.

#### کردیریت با خاستگاه رستیته

اینکه کردیریت در گرانیت‌های پرآلمین یک فاز اولیه‌ی ماگمایی [برای مثال ۱۷] است یا به‌صورت رستیته از سنگ‌های خاستگاه به ارث رسیده است [۱۸] هنوز مورد بحث است. گرچه خود شکل‌بودن کردیریت ضرورتاً سرشتی ماگمایی بودن این کانی نیست [۱۹] ولی غالباً بافت ماگمایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که می‌تواند در گرانیت‌های پرآلمین جزء فازهای تاخیری محسوب شود [۱۷]. این کانی یا به‌صورت فاز ماگمایی کوتکتیک یا در نتیجه‌ی واکنش‌های ماگمایی پریکتیک در طول افزایش دما یا کاهش فشار و یا کاهش دما و یا کاهش فشار به وجود می‌آید [۲۰]. شواهد اصلی برای تشخیص کردیریت‌های ماگمایی و پریکتیکی ماگمایی شامل (۱) خود شکل بودن آن، (۲) عدم منطقه‌بندی، (۳) نبود ادخال، (۴) نسبت بالای  $\text{Na}_2\text{O}$  در آن‌ها ( $> 0.5\text{wt}\%$ ) [۲] در مقایسه با کردیریت‌های دگرگون و رستیته ( $< 0.5\text{wt}\%$ ) [۹] است.



شکل ۵ ترکیب بیوتیت‌های موجود در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۴). نمونه‌هایی که در قلمرو آهکی-قلیایی رسم شده‌اند به بیوتیت‌های ریزدانه در بخش‌های مافیک‌تر واحد مونزوگرانیتی وابسته‌اند.

جدول ۲ آنالیز عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Igneous facies	Granodiorites				Monzogranites												
	Sample	SK11	SK25	SK23	SK155	SK111	SK50	SK122	SK101	SK39	SK142	SK116	SK123	SK74	SK4	SK66	SK137
SiO <sub>2</sub>	57.74	57.37	51.81	51.70	55.74	57.77	57.84	57.87	54.01	54.01	54.91	54.71	54.71	54.14	54.21	54.51	55.01
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.77	0.76	0.70	0.94	0.94	0.84	0.90	0.81	0.91	0.91	0.91	0.91	0.87	0.87	0.91	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.07	19.00	14.77	14.74	14.01	14.17	14.07	14.00	14.00	14.00	14.07	14.07	14.07	14.00	14.01	14.01	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.97	7.97	7.94	8.73	4.87	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91
MnO	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74
MgO	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01	7.01
CaO	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97	7.97
Na <sub>2</sub> O	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10
K <sub>2</sub> O	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.77	0.77	0.74	0.74	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77
LOI	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00
Total	100.07	100.04	99.70	100.00	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97	99.97
A/CNK	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77	1.77
Rb	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17	114.17
Ba	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17	233.17
Sr	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70
Zr	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71
Ti	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71
Th	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71
U	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
V	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77
Cr	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77
Ni	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71

ادامه جدول ۲ ترکیب کم آنگون گرانیت‌های نوع S از وایت و چاپل (۱۹۷۷).

Igneous facies	Monzogranites					Leucogranites			S-type minimum melts
	Sample	SK180	SK100	SK105	SK128	SK8	SK60	SK19	
SiO <sub>2</sub>	55.97	55.76	55.85	55.84	57.07	54.87	54.70	55.17	54.77
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.86	0.86	0.86	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.87	14.87	14.87	14.87	14.87	14.87	14.87	14.87	14.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87
MnO	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77
MgO	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
CaO	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
Na <sub>2</sub> O	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
K <sub>2</sub> O	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77
LOI	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
Total	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01
A/CNK	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71
Rb	144.71	144.71	144.71	144.71	144.71	144.71	144.71	144.71	144.71
Ba	233.71	233.71	233.71	233.71	233.71	233.71	233.71	233.71	233.71
Sr	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70
Zr	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71	149.71
Ti	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71	224.71
Th	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71	23.71
U	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91	7.91
V	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77	91.77
Cr	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77	44.77
Ni	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71	14.71



جدول ۳ نتایج آنالیز ریز پردازش (wt%) کانی‌ها از واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Biotite	Granodiorite									Monzogranite					
	S.K.111		S.K.11				S.K.23			S.K.56				S.K.44	
	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio	Small Dio	Small Dio	Small Dio	Large Dio	Large Dio	Large Dio
SiO <sub>2</sub>	73.8	76	74.9	74.3	73.8	73.8	73.9	73.9	73.5	73.7	73.9	73.8	73.5	74.7	74.5
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.0	0.16	0.0	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.19	0.18	0.19	0.14	0.11	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	1.4	1.6	1.1	1.1	1.1	1.1	1.4	1.6	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
FeO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum Ox%	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XM <sub>B</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Plagioclase	Granodiorite								Monzogranite				Leucogranite			
	S.K.23								S.K.44		S.K.111		S.K.178			
	rim to core				core to rim				core	rim	core	rim	core	rim	Kf	
SiO <sub>2</sub>	53.9	61.6	61.9	61.6	61.5	61.7	61.1	61.5	61.7	56.9	61.6	57.8	61.9	57.8	58	57.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
An	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

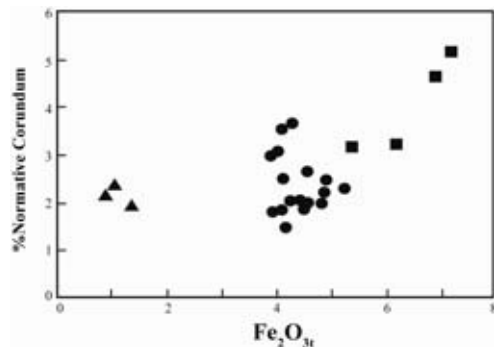
Cordierite	Granodiorite		Monzogranite	
	S.K.148		S.K.128	
	Sample no.		Sample no.	
SiO <sub>2</sub>		57.5		57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.0		0.0
FeO		0.0		0.0
MgO		0.0		0.0

می‌تواند در اثر فرایندهای مختلفی از جمله جدایش، هضم و تبلور جدایشی (AFC)، دمای ذوب بخشی و اختلاط ماگمایی روی دهد [۳، ۵]. با توجه به محتوای بالای رستیت و برونوم-ها، ویژگی‌ها در بخش‌های مافیک‌تر گرانیت شیرکوه که به احتمال قوی مانع جدایش فازهای تبلور یافته شده است، بعید به نظر می‌رسد که چنین روندهایی حاصل فرایند هضم و تبلور جدایشی باشد. اختلاط ماگمایی نیز نمی‌تواند برای مقادیر پایین CaO و Sr در گرانیت‌های شیرکوه با محتوای SiO<sub>2</sub> پایین در نظر گرفته شود. از طرف دیگر این احتمال که سنگ‌های مافیک‌تر باید از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای نوع S فلسیک با آبگون‌های عمیق‌تر پوسته یا گوشته‌ای به وجود آمده باشند رد می‌شود، زیرا بنابر نظر [۱۲] هرچه سنگ‌ها مافیک‌تر می‌شوند پراومین‌تر خواهند بود (شکل ۶، جداول ۱ و ۲). بر پایه‌ی مدل رستیت، ترکیب گرانیت خاستگاه باید بر روی این خط راست بین ترکیب کم آبگون و رستیت قرار گیرد. در هر حال، ترکیب آبگون اولیه تنها در صورتی می‌تواند تعیین شود که آن ترکیب به واسطه‌ی تبلور جدایشی و جدایش رستیت تغییر نکرده باشد. بر اساس این مدل، ترکیب خاستگاه

[۲۴] به این دلیل که پتانسیل آن‌ها برای تشکیل رستیت در بسیاری از کارهای تجربی [برای مثال: ۲۵ و ۲۴] و پردازشی یونی در طول کانی زیرکن که حاوی هسته‌های قدیمی هستند [۲۶] به اثبات رسیده است. در گرانیت‌های آناتکسی، آپاتیت، زیرکن و مونازیت می‌توانند به صورت ادخال‌هایی درون بیوتیت و درون ماتریس برونوم‌های سورمیکاسه یافت شوند و از اینرو حداقل بخشی از آنها رستیت‌اند. کارهای تجربی نشان داده است که آپاتیت با خاستگاه ماگمایی در گرانیت‌های پراآلومینوس می‌توانند تشکیل شوند که آبگون‌های سازنده‌ی آن‌ها دارای بیش از ۰٫۵ درصد وزنی P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> باشند [۲۷]. بدین ترتیب به احتمال قوی آپاتیت‌های موجود در باتولیت شیرکوه از نوع رستیت‌اند زیرا محتوای P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> کلیه سنگ‌های یاد شده کمتر از این مقدار است و مقدار آن‌ها نیز برخلاف روند افزایش مشاهده شده در گرانیت‌های نوع S از سنگ‌های مافیک به سمت فلسیک کاهش یافته است.

**نقش مدل رستیتی در تکامل باتولیت شیرکوه**

گرانیت شیر کوه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی روندی خطی نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ و ۴). چنین روندی



شکل ۶ نمودار کردوم بهنجار شده نسبت به آهن کل برای سنگ-های گرانیتوئیدی باتولیت شیرکوه. علامت‌ها شبیه شکل ۳ هستند.

#### برداشت

شیرکوه به طور گسترده از سنگ‌های مافیک غنی از بیوتیت و کردیریت و حاوی مقادیر قابل چشمگیری از کانی‌های رستیتی تا گرانیت‌های به شدت جدا شده‌ی فاقد رستیت را شامل می‌شوند. گرانیت‌های مافیک‌تر از کردوم استاندارد غنی هستند و انواع فلسیک از نظر ترکیبی نزدیک به آبگون‌های دمای کمینه‌ی رسم شده‌اند. تنوع ترکیبی مشاهده شده در ترکیب-های مافیک‌تر باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به دلیل درجات مختلف جدایش آبگون از رستیت در تعادل با ماگما و تغییرات موجود در ترکیبات فلسیک‌تر این جایگاه از تبلور جدایشی ناشی شده است. به‌طور کلی، مهم‌ترین رستیت‌های شناخته شده در بخش‌های مافیک‌تر باتولیت مورد بررسی شامل برونوم-های سورمیکاسه، بیوتیت‌های ریزدانه با محتوای  $X_{Mg}$  بالاتر در مقایسه با بیوتیت‌های میزبان، مجموعه کانیایی بیوتیت  $\pm$  سیلیمانیت؛ کردیریت، مراکز یکنواخت کلسیک در پلاژیوکلاز؛ ادخال‌های فراوان زیرکن، آپاتیت و مونازیت موروثی در بیوتیت‌هاست. با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی و نیز وجود فازهای رستیتی می‌توان ادعا کرد که گرانیت شیرکوه از آناتکسی پوسته‌ی بالایی و اساساً در اثر آزاد شدن آب به واسطه‌ی واکنش‌های شکست بیوتیت در دمای کمتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است.

معمولاً باتولیت‌ها از به هم پیوستن بسته‌های ماگمایی متفاوت از زون‌های تغذیه‌ای جداگانه تشکیل می‌شوند. از بررسی روابط صحرائی حاکم بر سه واحد اصلی تشکیل دهنده-ی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، درصد و نحوه‌ی پراکندگی کانی‌ها و نیز مدل ژئوشیمیایی ارائه شده برای آن‌ها می‌توان ترتیب و زمان نسبی بین جای‌گیری واحدهای مختلف را به ترتیب به واحد گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و لوکوگرانیتی نسبت داد.

آبگون که مافیک‌ترین گرانیت‌ها را تشکیل می‌دهد باید در راستای این تغییرات قرار داشته و بالاترین تمرکز رستیت را دارا باشد. بنابراین سنگ‌های گرانیتوئیدی که در حاشیه‌ی شمالی این باتولیت رخمون دارند دارای کمترین محتوای  $SiO_2$  و بیشترین سهم کانی‌های مافیک هستند ترکیبی نزدیک یا مشابه آبگون‌های اولیه این جایگاه را نشان می‌دهند. بنابراین روند خطی مشاهده شده بین گرانودیوریت‌ها تا لوکوگرانیت‌ها حاکی از روند عدم اختلاط رستیتی است که به راحتی در بسیاری از نمودارهای هارکر از جمله  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  قابل مشاهده است. کاهش پیشرونده‌ی فراوانی از  $Zr$  سنگ‌های مافیک‌تر به سمت ترکیب‌های فلسیک‌تر با این واقعیت هماهنگ است که بلورهای زیرکن در آبگونی که این گرانیت‌ها از آن به وجود آمده‌اند وجود داشته‌اند و یا حتی آبگون از زیرکن اشباع بوده است. اگرچه این موضوع با حضور مراکز زیرکن موروثی اثبات می‌شود ولی تاکنون گرانیتوئیدهای شیرکوه از این نظر مورد بررسی قرار نگرفته‌اند. کاهش فراوانی  $Ba$  و  $P_2O_5$  با افزایش محتوای  $SiO_2$  نشان می‌دهد که کانی-های بیوتیت و آپاتیت که به ترتیب حاوی مقادیر چشمگیری  $Ba$  و فسفر بوده‌اند به‌صورت رستیت وجود داشته‌اند (شکل ۴).

اگر ترکیب یک جایگاه گرانیتی کاملاً از طریق جدایش رستیت کنترل شده باشد، در آن صورت ترکیب آبگون برای تمامی عناصر روی محتوای  $SiO_2$  سنگ‌های فلسیک‌تر و برخوردار از آن عنصر با محور  $SiO_2$  قرار خواهد داشت (شکل ۴). در این موقعیت که "ترکیب کم آبگون" نامیده می‌شود، عناصری همچون  $MgO$  و  $P_2O_5$  محور  $SiO_2$  را نزدیک به آبگون هاپلوگرانیتی قطع می‌کنند. در نمودارهای تغییرات هارکر برای گرانیت‌های این منطقه روند  $MgO$ ،  $TiO_2$  و  $FeO$  محور  $SiO_2$  را در ۷۷ درصد وزنی قطع می‌کنند (شکل ۳). ترکیب هاپلوگرانیت [۱]. کم آبگون‌ها در گرانیت آناتکسی شیرکوه با لوکوگرانیت‌ها مشخص شده‌اند و ترکیبی نزدیک به ترکیب آبگون کمینه گرانیت‌های نوع S چاپل و وایت [۱] دارند (جدول ۲). بنابراین تغییر از رژیم غالب با جدایش رستیت تا رژیم تبلور جدایشی با تغییر در مقدار Sr پایین‌تر از ۷۰wt% که از روند برآورد شده در محتوای  $SiO_2$  پایین جدا می‌شود نشان داده شده است. افت ناگهانی در مقدار Sr به تبلور جدایشی فلدسپارها پیش از تشکیل سنگ‌های فلسیک‌تر می‌تواند نسبت داده شود. بنابراین در اینجا نیز همانند بسیاری از جایگاه‌های گرانیتی نوار چین خورده لاخلان تبلور جدایشی در مرحله‌ی بعدی تکامل ماگمایی رخ داده است.

[12] Chppell B. W., White A. J. R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh", Earth Sciences 83 (1992)1-26.

[13] Harrison, Watson, Hensen B.J., Green D.H., "Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high temperatures and pressures. Synthesis of experimental data and geological applications", Contrib. Mineral. Petrol. 38 (1984) 151- 166.

[14] Didier J., "The enclaves of the autochthonous granodiorites and quartz monzonites of the Velay massif in the French Massif Central. In: Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites", Developments in Petrology Series No. 3. 2. Elsevier, Amsterdam (1973) 27-56.

[15] Vielzeuf D., Holloway J. R., "Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system", Contrib. Mineral. Petrol. 98 (1988) 257-276.

[16] Dahlquist J. A., Rapela C. W., Baldo E. G, "Cordierite bearing S-Type granitoids in the Sierra de Chepes (Sierras Pampeanas): petrogenetic implications", J. South Am. Earth Sci. 20 (2005) 231-251.

[17] Bouloton J., "Mise en evidence de corditrite heritee deh terrains traverses dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc)", Can. J. Earth Sci. 29 (1992) 658-668.

[18] Clemens J. D., Wall. V. J., "Origin and crystallisation of some peraluminous (S-type) granitic magmas", Can. Mineral. 19 (1981) 111-131.

[19] Wybom D., Chappell B. W., "The petrogenetic significance of chemically related plutonic and volcanic rock units", Geol. Mag. 123 (1986) 619-628.

[20] Clarke D. B., "Cordierite in felsic igneous rocks: A synthesis", Mineral. Mag. 59 (1995) 311-325.

[21] White A. J. R., Chappell B. W., "Ultrametamorphism and granitoid genesis", Tectonophysics 43 (1977) 7-22.

[22] Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar Minerals. I. Crystal structures, physical, chemical and microstructural properties", Springer Verlag, Berlin (1988) 828 pp.

## مراجع

[1] Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", J. Petrol. 28 (1987) 1111-1138.

[2] Barbero L., Villaseca C., "The Layos Granite. Hercynian complex of Toledo (Spain): An example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area", Trans. R. Sot. Edinburgh Earth Sci. 83 (1992) 127-138.

[3] Wall V.J., Clemens J.D., Clarke D.B., "Models for granitoid evolution and source compositions", J. Geol. 95 (1987) 731-749.

[4] Clemens J.D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: A comment", I. Petrol. 30 (1989) 1313-1316.

[5] Bateman R., "The Center Pond pluton: The restite of the story (phase separation and melt evolution in granitoid genesis)", Comment. Am. J. Sci. 288 (1988) 282-287.

[6] Barbero L., Villaseca C., Rogers G., Brown P.E., "Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: An insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain", J. Geophys. Res. Solid Earth 100 (1995) 15745- 15765.

[7] Chappell B.W., White A.J.R., "Restite enclaves and the restite model". In: Didier, J. Barbarin, B. (Eds.), "Enclaves and Granite Petrology", Developments in Petrology, 13 (1991) Elsevier, Amsterdam, pp. 479-492.

[8] Vernon R.H., "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites", J. Proc. R. Sot. NSW 116 (1983) 77-103.

[9] Harris N.B.W., Inger S., "Trace element modelling of pelite-derived granites", Contrib. Mineral. Petrol. 110 (1992) 46-56.

[10] White A.J.R., Chappell B.W., "Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt", Trans. R. Sot. Edinburgh Earth Sci. 79 (1988) 169-181.

[11] Carignan J., Hild P., Mevelle G., Morel J., Yeghicheyan D., "Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH", Geostandard Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis 25, No 2-3 (2001) 187-198.

*effects in a variety of crustal magma types*", Earth Planet. Sci. Lett. 64 (1983) 295-304.

[26] Williams I. S., "Inherited zircon, a unique key to granites' protoliths: An ion probe study", Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 21 (1989) 361-362.

[27] Pichavant M., Montel J. M., Richard L.R., "Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model", Geochim. Cosmochim. Acta 56 (1992) 3855-3861.

[23] Holtz F., Barbey P., "Genesis of peraluminous granites. II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (North Portugal). Sequential melting vs. restite unmixing", J. Petrol. 32 (1991) 959-978.

[24] Montel J. M., Cheilletz A., "Nature and composition of restites in the Velay granite (France)", Terra Abstr. 1 (1989) 282.

[25] Watson E. B., Harrison T. M., "Zircon saturation revisited: temperature and composition