

پتروژنز گرانیت مغانلو

نوشته: دکتر محمدولی ولی‌زاده * و داریوش اسماعیلی *

چکیده

گرانیت مغانلو در شمال شهر تکاب و شمال باختری شهر زنجان در مرز چهارگوش‌های تکاب - صائین قلعه و زنجان جای دارد. بخش مرکزی این گستره از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (بیش‌تر گنیس چشمی) تشکیل شده و گرانیت‌های مغانلو سنگ‌های دگرگونی را حلقه‌وار در بر گرفته و خود به همان نحو توسط گرانیت‌های سفید بدون کانی فرومنیزین گرانیت دوران-شاه بلاغی احاطه شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این گرانیت‌ها شامل کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز بوده و بیوتیت با مقادیر متوع که حداکثر مقدار آن به ۷ درصد وزنی می‌رسد تنها کانی فرومنیزین موجود در این سنگ‌ها می‌باشد. ماگمای سازنده گرانیت‌های مغانلو از نوع کالک آلکالن بوده و هرچند که در بررسی‌های صحرایی هیچ‌گونه حالات تدریجی و میگماتیسی شدن بین این گرانیت‌ها و گنیس‌های چشمی بخش مرکزی مشاهده نشده است اما براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بنظر می‌رسد که این گرانیت‌ها به گمان از ذوب بخشی گنیس‌ها - که در اعماق بیش‌تر و در قاعده گنیس‌ها رخ داده است - مشتق شده‌اند. دیاگرام‌های تعیین محیط تکنیکی نشان می‌دهند که گرانیت‌های مغانلو در یک مرحله بعد از کوهزایی (POC) بوجود آمده‌اند. و از آن‌جا که براساس شواهد صحرایی سن این گرانیت‌ها از گرانیت دوران قدیمی‌تر به‌نظر می‌رسد سایر این احتمال دارد در حادثه بعد از کوهزایی کاتانگایی حاصل شده‌اند.

مقدمه

Alavi et al. (1982) مجموعه این گرانیت‌ها را از تیپ گرانیت دوران معرفی نموده‌اند در حالی که ولی‌زاده و اسماعیلی (مجله علوم دانشگاه تهران، زیر چاپ) این گرانیت‌ها را به دو بخش متمایز شامل بیوتیت - گرانیت‌های مغانلو که در مجاورت بلافاصل سنگ‌های دگرگونی بخش مرکزی قرار دارند و گرانیت‌های سفید بدون کانی فرومنیزین دوران شاه- بلاغی که حلقه‌وار بیوتیت - گرانیت‌ها را در بر گرفته‌اند، تقسیم نموده‌اند. بحث و بررسی گرانیت‌های سفید بدون کانی فرومنیزین دوران شاه- بلاغی در مقاله مذکور عرضه شده و مشخص گردیده است که این گرانیت‌ها از نوع گرانیت‌های غیرکوهزایی (نوع A) بوده و به گمان در فاز کششی اینفراکامبرین بوجود آمده‌اند. در این نوشتار هدف اصلی بررسی بیوتیت - گرانیت‌های گستره مورد مطالعه می‌باشد و از آن‌جا که نزدیک‌ترین و بزرگ‌ترین روستا به این گرانیت‌ها، روستای مغانلو می‌باشد و از

گستره مورد بررسی در محدوده طول‌های جغرافیایی $52^{\circ}30'$ و 47° و $48^{\circ}54'$ و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}40'$ و $33^{\circ}16'$ شمالی در شمال تکاب و شمال باختری شهر زنجان جای دارد. قسمت اعظم این منطقه در ورقه ۱:۲۵۰,۰۰۰ تکاب صائین قلعه قرار دارد و فقط بخش کوچکی از آن در ورقه ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان و در ادامه کوه‌های سلطانیه واقع است (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بخش مرکزی این محدوده از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (بیش‌تر گنیس چشمی) تشکیل شده و سنگ‌های گرانیتی حلقه‌وار آن‌ها را دربر گرفته‌اند (شکل ۲).

Petrogenesis of the Moghanlu Granite

By: Dr M. V. Valizadeh * and D. Esmaili *

Abstract

The Moghanlu's Granite crop out in an area which is situated between $47^{\circ} 52' 30''$ and $48^{\circ} 5' 40''$ longitude and $36^{\circ} 36' 40''$ and $36^{\circ} 43' 16''$ and North latitude in the 1:250,000 Geological Map of Takab-Sainghalah.

The central part of this area is composed of high grade metamorphic rocks (mainly "augen gneiss") which encircles as a ring, the Moghanlu Granite. The latter itself has been surrounded by a white and ferro-magnesian minerals- free granite, known as the Doran- Shahboulaghi Granites.

These granites are composed of quartz, alkali- feldspars, plagioclase, and variable amount of biotite. Biotite which reaches at most 7% weight, is the only ferro- magnesian mineral present in these rocks.

The constituent magma of the Moghanlu Granite is calcalkaline. Although no field evidences for gradual changes between these granites and gneisses has been observed, but the geochemical and petrological investigations show that these granites are probably derived by fractional melting of the gneisses, that it may occur at depth in the base of the gneisses.

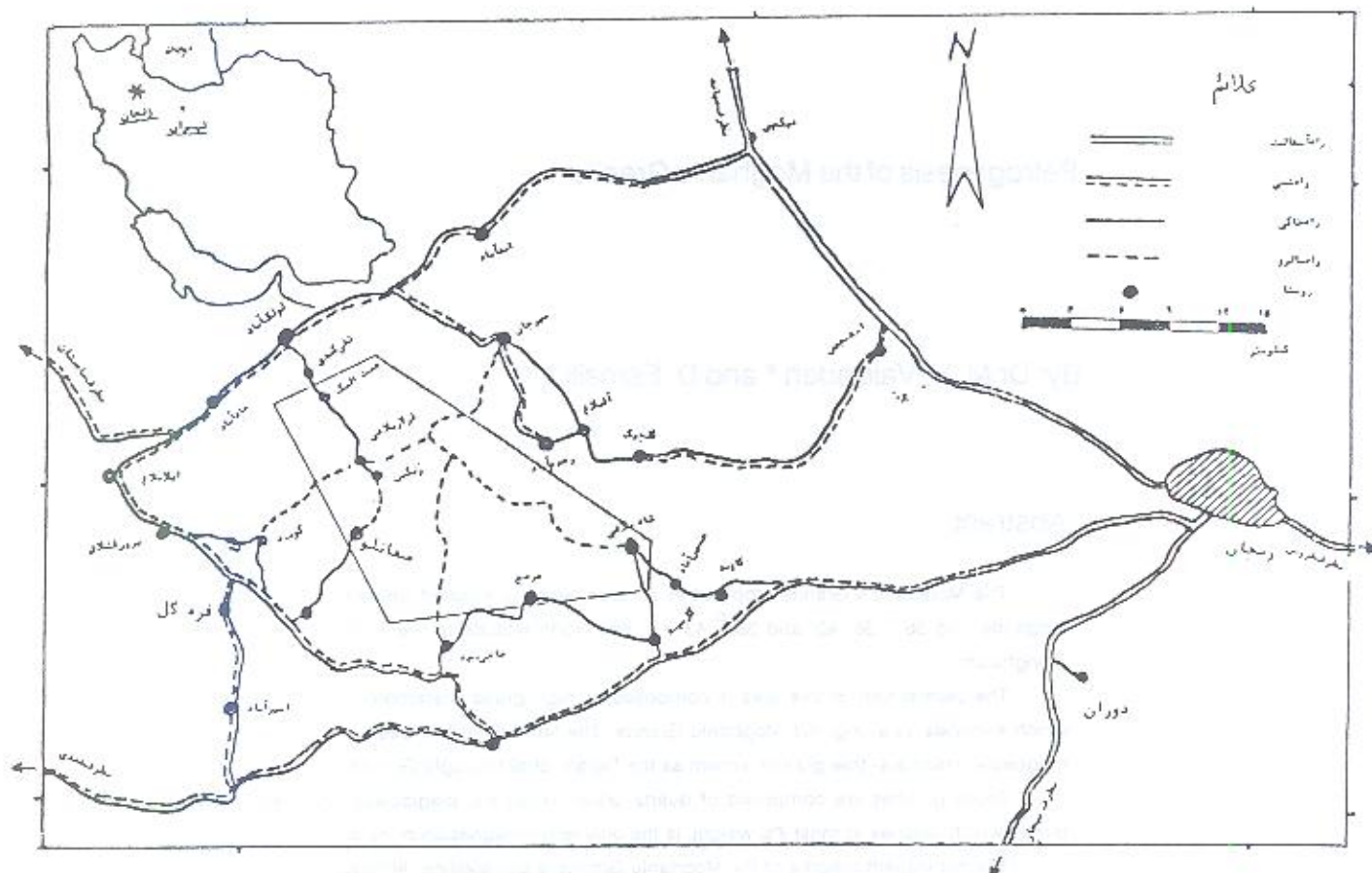
The diagrams pertaining to the tectonic setting, show that the Moghanlu's granites have been formed during post- orogenic stages, and as field evidences reveal, it is older than Doran's granite. It is concluded that, the Moghanlu's Granite has probably been formed in a post-Katangaian orogenic event.

و میانه آن سنگ‌های دگرگونی، یکسان بوده و کم و بیش هیچ گونه تغییری در شدت دگرگونی مشاهده نمی‌شود و بیوتیت - گرانیت‌های مغانلو مانند یک حلقه، سنگ‌های دگرگونی بخش مرکزی را در بر گرفته‌اند (شکل ۲). مقدار بیوتیت در این گرانیت‌ها متنوع و با افزایش فاصله از مرز آن‌ها با گنیس‌های چشمی و نزدیک شدن به گرانیت دوران مجاورشان کاسته می‌شود، به طوری که گرانیت‌هایی که در مجاورت بلا فصل گنیس‌های چشمی قرار دارند ممکن است تا ۷ درصد بیوتیت داشته باشند، در حالی که مقدار بیوتیت در گرانیت‌های مجاور گرانیت‌های سفید دوران حتی ممکن است به کمتر از یک درصد برسد مرز بیوتیت - گرانیت‌ها با گنیس‌های چشمی به طور کامل واضح است و حداقل در رخ‌نمون‌های مورد مشاهده هیچ گونه مرز تدریجی و میگماتیستی شدن مشاهده نشده است. شواهد صحرایی و پتروگرافی حکایت از آن دارند که سن

طرفی بیش‌ترین بررسی‌ها در این منطقه صورت گرفته است، بنابراین نام مغانلو برای معرفی آن انتخاب شده است. این نوشتار نتیجه بررسی‌های صحرایی، مطالعات مقاطع نازک میکروسکوپی و آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه است که هزینه آن توسط شورای پژوهشی دانشگاه تهران و در قالب طرح تحقیقاتی «بررسی ژئوشیمیایی توده‌های پلوتونیک و ولکانیک قدیمی ایران»، تامین شده است که موجب سپاس‌گزاری فراوان می‌باشد.

بحث

چنان‌که ذکر شد بخش مرکزی گستره مورد بررسی از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (بیش‌تر گنیس چشمی) تشکیل شده است. شدت دگرگونی در بخش‌های مختلف این سنگ‌ها چون، حاشیه



شکل ۱- راه‌های ارتباطی منطقه مافقو- موقعیت نقشه زمین‌شناسی مافقو (شکل ۲) در این نقشه بوسیله کادر مشخص شده است.

بافت چشمی ساده بوده و کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و بیوتیت کانی‌های اصلی و زیرکن، آپاتیت، اسفن، و به مقدار کمتری آلانیت، روتیل و کانی‌های اپیک، کانی‌های فرعی آن‌ها را تشکیل می‌دهند نکته قابل توجه نبود هرگونه کانی دگرگونی از انواع آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت در این سنگ‌ها می‌باشد که به گمان به خاستگاه غیرپلیتی این سنگ‌ها مربوط می‌باشد یادآوری می‌شود که این سنگ‌ها نیز آلتراسیون شدیدی را تحمل نموده به طوری که پلاژیوکلازها بیش‌تر به سریسیت، اپیدوت و کلریت، و بیوتیت نیز کم و بیش به کلریت تجزیه شده است.

ب- بیوتیت - گرانیت‌ها

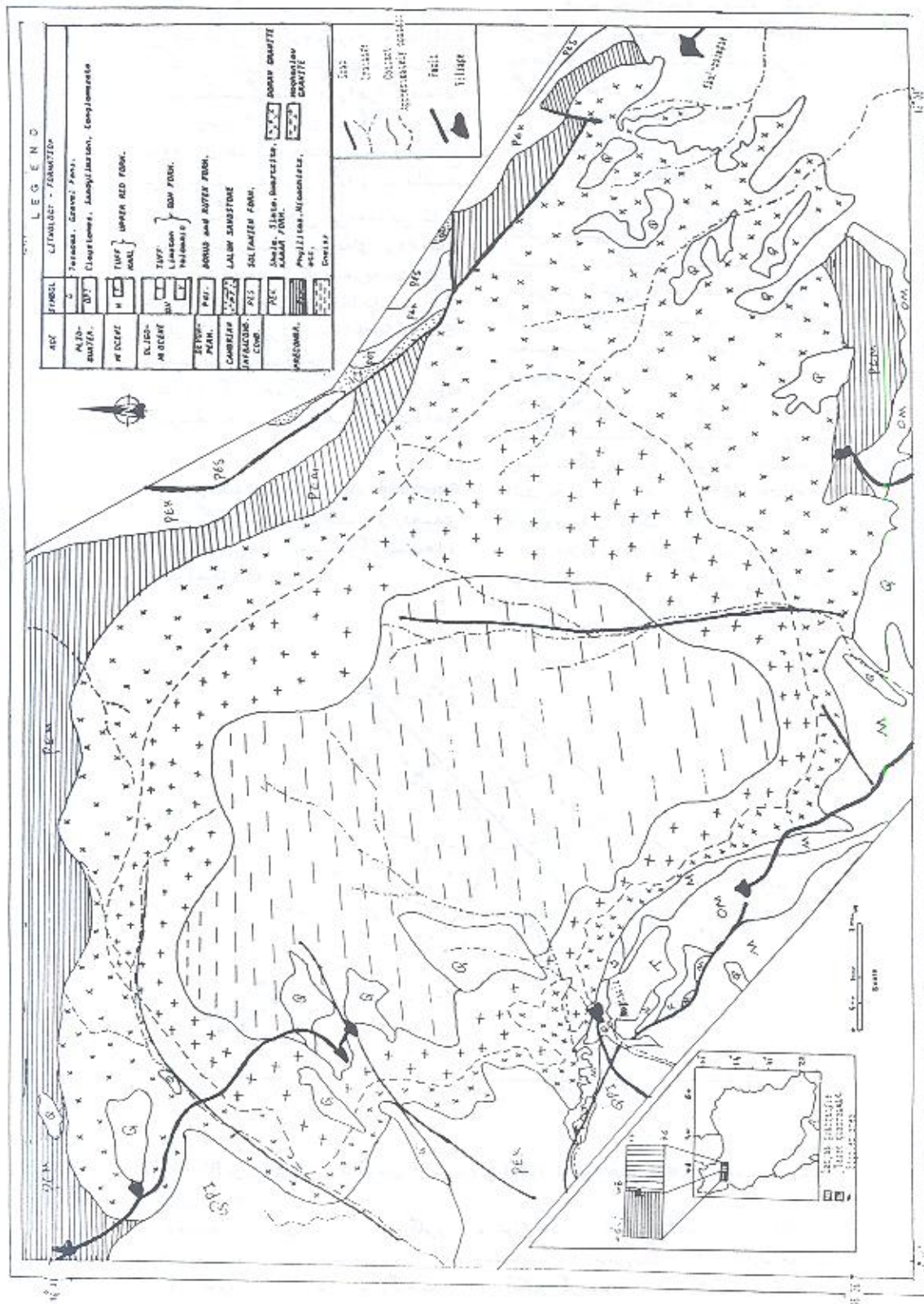
این سنگ‌ها در رخ‌نمون‌های صحرایی آلتراسیون کم و بیش شدیدی را از خود نشان می‌دهند. رنگ نمونه دستی آن‌ها صورتی تا گلی رنگ بوده و دارای ساخت دانه‌ای می‌باشند بیوتیت - گرانیت‌ها در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانولار بوده و کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. تنها کانی فرومنیزین موجود در این گرانیت‌ها بیوتیت است که مقدار آن

نسبی بیوتیت گرانیت‌ها از گرانیت سفید و بدون کانی فرومنیزین دوران بیش‌تر است، ولی اظهار نظر قطعی در این مورد فقط با تعیین سن مطلق امکان‌پذیر می‌باشد در این مورد باید توجه داشت که به دلیل کمبود شدید رویدیم به خصوص در گرانیت دوران تعیین سن به روش رادیومتری $Rb-Sr$ امکان‌پذیر نیست و بایستی روش‌های دیگری را انتخاب و تجربه نمود در این جا لازم است ابتدا به طور مختصر پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی و بیوتیت - گرانیت‌ها را شرح دهیم و سپس به پتروژنز گرانیت‌ها و ارتباط بین آن‌ها با سنگ‌های دگرگونی پردازیم.

الف - سنگ‌های دگرگونی

حجم اصلی این سنگ‌ها از گنیس چشمی تشکیل شده است و در بین آن‌ها رگه‌ها و لایه‌هایی از آمفیبولیت، گنیس آمفیبولیک و میکاشیست به طور موضعی دیده می‌شود. حالت لیتاز در نمونه‌های دستی گنیس‌ها مشهود بوده و چشم‌های پلاژیوکلاز با چشم غیرمسلح قابل مشاهده است که اندازه این چشم‌ها گاهی به ۲ سانتی‌متر هم می‌رسد گنیس‌های چشمی در مقاطع نازک میکروسکوپی دارای

GEOLOGICAL MAP OF MOGHANLU AREA



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی مناطق- این نقشه براساس نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ اسماعیلی (۱۳۷۱) تهیه شده است.

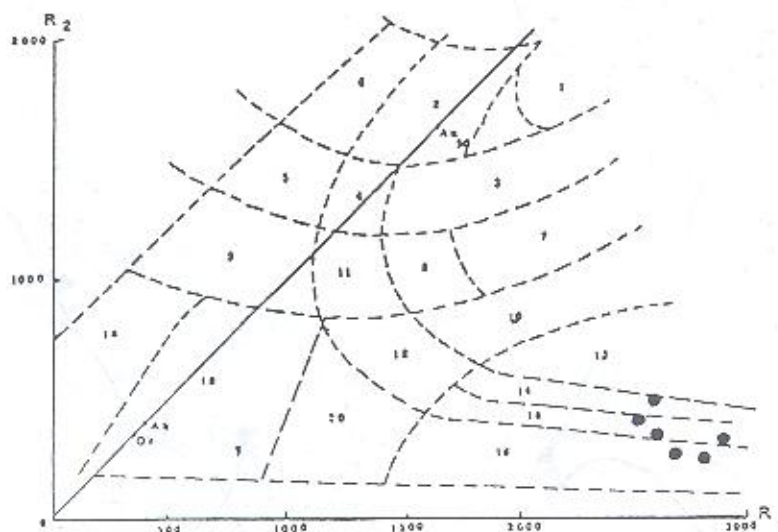
چنان که ملاحظه می شود ترکیبات کانی شناسی بیوتیت - گرانیت ها و گنیس های چشمی تا حدودی با هم قابل مقایسه می باشند به طوری که حتی ممکن است این شک را ایجاد نماید که شاید گنیس ها خود از همین گرانیت های دگرگون شده باشند.

اما چنان که خواهیم دید بررسی ها و شواهد ژئوشیمیایی عکس این مطلب را تایید می کند. دایک های لامپروفیری و دولریتی چندی این توده نفوذی و سنگ های دگرگونی بخش مرکزی را قطع نموده اند. این دایک ها در نمونه دستی دارای رنگ سبز تیره بوده و کانی های سوزنی شکل آمفیبول کم و بیش با چشم غیر مسلح در آن ها قابل تشخیص است. این دایک ها به صورت رگه های نامنظم به ضخامت چند سانتی متر تا حدود ۵ متر مشاهده می شوند. یافت میکروسکوپی آن ها ایدیومورفیک بوده و آمفیبول و پلاژیوکلاز از کانی های اصلی آن ها محسوب می شوند. آمفیبول از نوع هورنبلند می باشد و به صورت فنوکریستال های اتومورف و ساب اتومورف دیده می شود. پلاژیوکلازها به طور کامل تجزیه شده و طی پدیده سوسوریتیزاسیون تبدیل به کلسیت، سریسیت، اپیدوت، زونزیت و کلینوزونزیت شده که زمینه سنگ را تشکیل می دهند با توجه به رده بندی (Rock 1977) و اشتربکایزن (۱۹۸۰) (در Middlemost 1987) این سنگ ها در گروه لامپروفیرهای کالک آلکانی (عادی) قرار می گیرند.

علاوه بر دایک های لامپروفیری یاد شده، رگه هایی با ترکیب مونزونیتی نیز این توده نفوذی را قطع نموده اند. این رگه ها گاهی به

متنوع و بین ۱ تا ۷ درصد تغییر می کنند. کوارتز حدود ۳۰ درصد کانی های سنگ را تشکیل می دهد. شکل آن گزونیومورف و اندازه آن به ۶ میلی متر می رسد. این کانی دارای خاموشی موجی است و رگچه های کوارتز نفوذی نیز شکستگی های آن را فرا گرفته اند. فلدسپات آلکان حدود ۴۲ درصد کانی های سنگ را به خود اختصاص داده و به طور عمده دارای طبیعت پرتیتی بوده و از نوع اورتوزیریت و میکروکلین پرتیت رشته ای و رگه ای می باشند. پلاژیوکلاز حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می دهد. این کانی متحمل تجزیه شده و سریسیت و سوسوریت (مجموعه ای از دانه های کلسیت، اپیدوت، سریسیت و آلکیت) محصول این تجزیه می باشند. پلاژیوکلاز در بعضی از مقاطع یک حالت چین خوردگی مانند را از خود نشان می دهند که حکایت از تاثیر یک برش ساده (Simple Shear) را دارند. بیوتیت تنها کانی فرومنیزین این سنگ ها است و مقدار آن بین ۱ الی ۷ درصد تغییر می کند. این کانی ممکن است سالم و بدون تجزیه باشد، ولی در بیش تر نمونه ها به کلریت، اسفن و اکسید آهن تجزیه شده است.

بیوتیت - گرانیت های مغانلو در رده بندی مودال (Streckeisen 1976) در رده آلکالی گرانیت ها و سینیوگرانیت ها و هم چنین در رده بندی شیمیایی (De la Roche et al. 1980) نیز در رده سینیوگرانیت ها و آلکالی گرانیت ها قرار می گیرند. (شکل ۳).



شکل ۳- دیاگرام R1-R2 برای طبقه بندی سنگ های آذرین درونی (De la Roche et al. 1980) و موقعیت نمونه های بیوتیت - گرانیت های مغانلو بر روی آن.
قلمروها: ۱- گابروئوریت ۲- الیون گابرو ۳- گابرو ۴- مونزوگابرو ۵- سینیوگابرو ۶- آلکالی گابرو ۷- دیوریت ۸- مونزو دیوریت ۹- سینیو دیوریت ۱۰- تونالیت ۱۱- مونزونیت ۱۲- کوارتز مونزونیت ۱۳- گرانو دیوریت ۱۴- مونزو گرانیت ۱۵- سینیو گرانیت ۱۶- آلکالی گرانیت ۱۷- اسکیت ۱۸- تغلین سینییت ۱۹- سینییت ۲۰- کوارتز سینییت

ژئوتیکی می باشند.

بیوتیت - گرانیت‌ها در دیاگرام مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (Middlemost, 1991) در قلمرو سری ماگمایی سیلیسی و ترکیب شیمیایی گنیس‌های چشمی در قلمرو ساب آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴).

گنیس‌ها کم و بیش دارای مشخصات شیمیایی یکنواختی بوده و مقدار SiO_2 آن‌ها به طور متوسط حدود ۶۹/۵ درصد می باشد. مقدار SiO_2 در گرانیت‌ها زیاده‌تر و به طور متوسط حدود ۷۵ درصد وزنی آن‌ها را تشکیل می‌دهد. تغییرات $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 , CaO , نیز در گنیس‌ها و گرانیت‌ها با توجه به تغییرات مقدار SiO_2 آن‌ها منطقی به نظر می‌رسد، به طوری که مقادیر $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, CaO در گرانیت‌ها نسبت به گنیس‌ها افزایش و مقدار $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ در آن‌ها کاهش نشان می‌دهد (شکل ۵). هرچند که نمی‌توان در خصوص طبیعت اورتو یا پارا بودن این گنیس‌ها اظهار نظر نمود، ولی این احتمال که آن‌ها به سبب دگرگونی بیوتیت - گرانیت‌های مغالو حاصل شده باشند بعید به نظر رسیده و برعکس منطقی‌تر است که تصور شود گرانیت‌ها در نتیجه ذوب بخشی گنیس‌ها حاصل شده باشند.

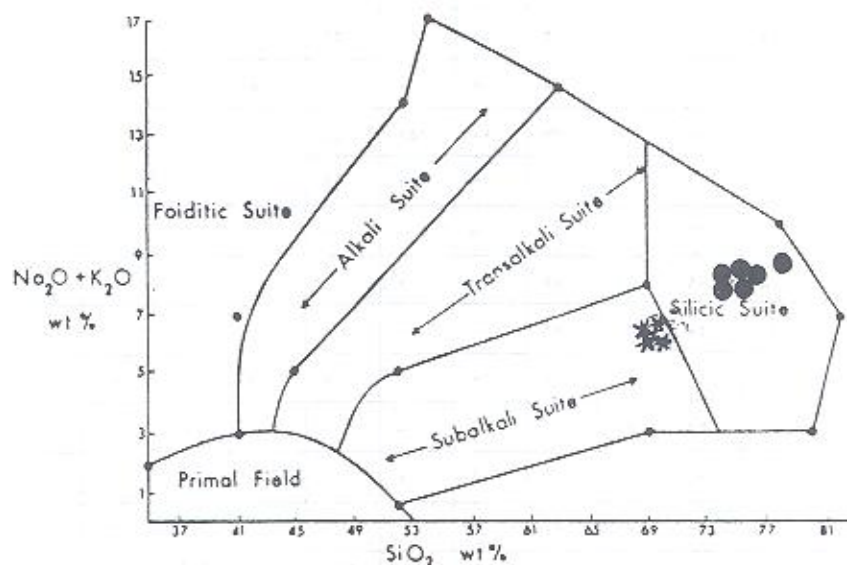
بررسی نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب نیز تا حدودی نشانگر قرابت بین گرانیت‌ها و گنیس‌ها است. این قرابت در جهت تایید دگرگون شدن گرانیت‌های مغالو و تشکیل گنیس‌های بخش مرکزی محدوده مورد مطالعه نبوده بلکه بیش‌تر نشانه ذوب بخشی گنیس‌ها و مشتق شدن گرانیت‌های مغالو از آن‌ها است.

صورت‌دهی‌های کوچکی در سطح زمین ظاهر می‌شوند. این رگه‌ها نسبتاً فراوان بوده و رنگ نمونه دستی آن‌ها روشن و به ظاهر فاقد کانی فرومینزین می‌باشند. فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی آن‌ها را تشکیل داده و به سبب تحمل تکتونیک و تاثیر دگرگونی، زمینه سنگ به سریسیت تبدیل شده است. کوارتز، کلسیت و بیوتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

هم‌چنین در شمال و شمال خاوری روستای مغالو رگه‌ها و رگچه‌های آنتیموان‌دار به ضخامت ۰/۱ تا ۲ متر در این گرانیت‌ها دیده می‌شوند. بسیاری از این رگه‌ها به دلیل شیب توپوگرافی تند منطقه و حمل رسوبات تخریبی به طور طبیعی از نظر دور مانده‌اند. رگه‌ها و رگچه‌های مذکور بیش‌تر در بیوتیت - گرانیت‌ها و به مقدار کم‌تر در گرانیت دوران منطقه یافت می‌شوند. این رگه و رگچه‌ها در بسیاری موارد در مجاورت بلافصل با دایک‌های مونزونیتی قرار دارند و به نظر می‌رسد با آن‌ها در ارتباط باشند.

ژئوشیمی و پترولوژی

نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌هایی از بیوتیت گرانیت‌ها و گنیس‌های چشمی مغالو در جدول (۱) آورده شده است. اکسیدهای عناصر اصلی به روش شیمی مرطوب در آزمایشگاه شیمی سازمان زمین‌شناسی کشور و عناصر کمیاب به روش XRF در سازمان انرژی اتمی اندازه‌گیری شده است. برپایه نتایج این آنالیزها، دیاگرام‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی مختلف نشان می‌دهند که ماگمای سازنده بیوتیت - گرانیت‌ها از نوع کالک آلکالن بوده و به گمان با گنیس‌های چشمی بخش مرکزی دارای ارتباط

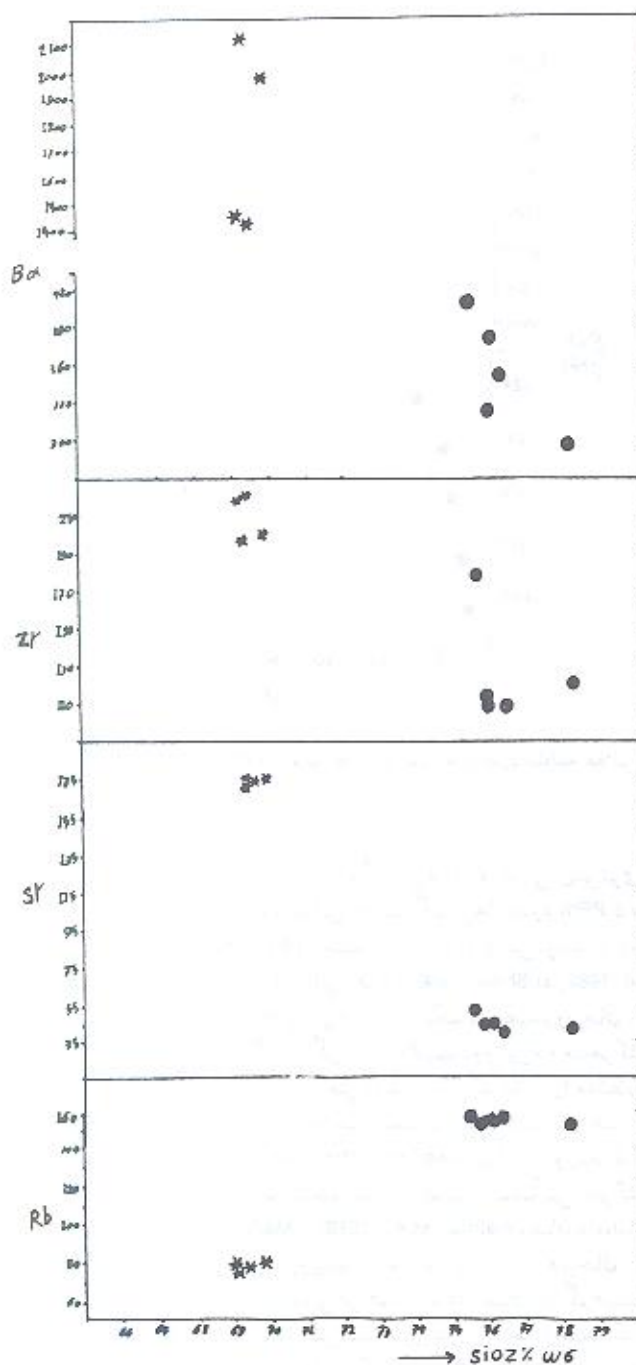


شکل ۴- دیاگرام ساده شده TAS (مجموع آلکالن در مقابل سیلیس) که قلمرو سری‌های سیلیسی، ساب آلکالن، ترانس آلکالن، و فوئیدیونیک را از هم مجزا می‌سازد (Middlemost, 1991) و موقعیت نمونه‌های بیوتیت - گرانیت و گنیس‌های مغالو بر روی آنه
● بیوتیت - گرانیت
* گنیس

جدول شماره ۱- نتایج آنالیزهای شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (درصدوزنی) و عناصر کمیاب (برحسب PPM)

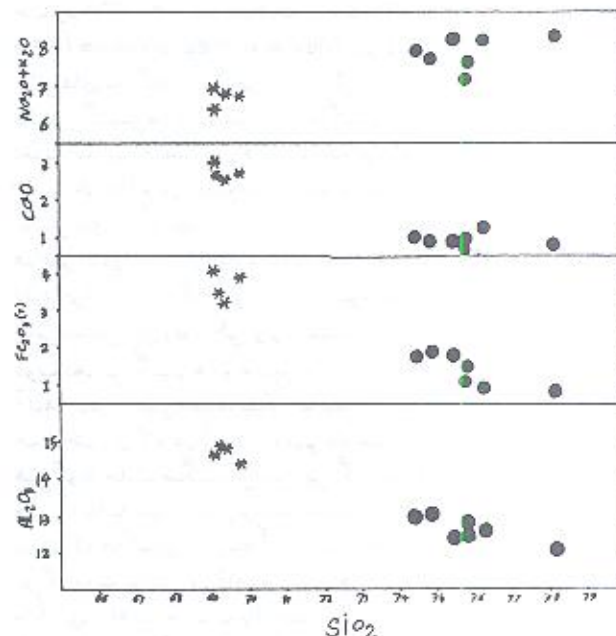
	[*] I.H. 20	[*] I.H. 52	[*] I.H. 97	[*] I.H. 98	^{**} I.H. V. 22	^{**} I.H. 70	^{**} I.H. 107	^{**} I.H. 11.2	[*] I.H. 55	^{**} I.H. 25	^{**} I.H. 218	^{**} I.H. 222
SiO ₂	۶۹/۴	۶۹	۶۹/۱۷	۶۹/۷	۷۵/۵	۷۶/۱۷	۷۵/۹	۷۵/۹	۷۸/۱	۵۱	۷۴/۹	۷۴/۵
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۶	۰/۵	۰/۴۷	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۱	۱/۲	۰/۰۷	۰/۰۹
Al ₂ O ₃	۱۴/۸	۱۴/۷	۱۴/۹	۱۴/۵	۱۲/۲۱	۱۲/۶	۱۲/۵	۱۲/۱۸	۱۲/۱	۱۷	۱۳/۱	۱۳/۰۱
Fe ₂ O ₃	۴	۴/۱	۳/۲۴	۳/۹	۱/۸۱	۰/۹۵	۱/۱	۱/۴	۰/۸۷	۸/۵	۱/۹۲	۱/۸۵
MnO	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۱
MgO	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۸۵	۰/۷۷	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۹	۷/۱	۰/۰۹	۰/۰۵
CaO	۳/۰۵	۳	۲/۷	۲/۸	۰/۸۷	۱/۲۷	۰/۷	۰/۹	۰/۳۸	۶/۲	۰/۹	۱/۰۱
Na ₂ O	۳/۳۱	۳/۴	۳/۲۴	۳/۱۲	۳/۸۹	۳/۸۱	۳/۲	۳/۴	۳/۹	۳/۸	۳/۶۲	۳/۸۲
K ₂ O	۲/۹۵	۳/۰۱	۳/۶	۳/۶۳	۴/۲۸	۴/۳۶	۳/۹	۴/۳	۴/۲۹	۲/۸	۴/۱۳	۴/۱۲
P ₂ O ₅	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۲
LoI	۱/۲	۱/۰۶	۱/۲۴	۱/۲	۱/۱	۰/۱	۱/۲	۰/۹۲	۱/۰۱	۳/۰۸	۱/۱	۱/۱
Yb	۸	۶	۵	۴	۲۲	۲۴	۲۴	۱۸	۲۵	—	—	—
Zr	۲۲۰	۲۱۷	۱۹۵	۱۹۹	۱۸۱	۱۱۱	۱۱۴	۱۱۲	۱۲۴	—	—	—
Y	۲۹	۲۸	۲۵	۲۵	۲۱	۲۰	۱۲	۱۴	۱۸	۱۵	—	—
Sr	۱۷۸	۱۷۳	۱۷۴	۱۷۲	۵۵	۴۵	۴۲	۴۵	۴۰	—	—	—
Hf	۱	۰	۰	۰	۷	۶	۵	۶	۶	—	—	—
Rb	۷۷	۷۶	۷۵	۷۷	۱۶۰	۱۵۶	۱۵۸	۱۶۰	۱۵۲	—	—	—
Tb	۷	۹	۱۵	۱۳	۱۶	۱۷	۱۶	۱۸	۲۰	—	—	—
Pb	۱۴	۱۳	۱۶	۱۸	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	۱۸	۱۹	۱۷	۱۷	۱۰	۱۱	۹	۱۱	۹	۵	—	—
Zn	۵۰	۴۸	۴۲	۴۴	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	۱۰	۱۳	۱۱	۱۰	۱۶	۱۲	۱۰	۹	۱۴	—	—	—
Ce	۳۸	۴۲	۷۰	۶۴	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	۱۳	۱۱	۱۰	۸	۵	۶	—	—	—	۱۳	—	—
V	۷۲	۶۸	۵۷	۵۴	۹	۱۱	۱۲	۱۱	۱۴	—	—	—
Ba	۱۴۱۰	۱۴۴۵	۲۱۳۰	۱۹۷۰	۲۱۰	۲۵۰	۳۲۰	۳۸۰	۲۹۵	۳۵۰	—	—
La	۲۸	۲۹	۳۰	۴۵	—	—	—	—	—	—	—	—

* گنیس های مغالو، ** گرانیت های مغالو، *** دایک لامپروفیری مغالو



شکل ۶- دیاگرام تغییرات عناصر کمیاب Ba و Zr, Sr, Rb در مقابل SiO_2 .
علامت مشابه شکل ۵ می باشد

می توانند به مقدار فراوانی در ساختمان بیوتیت متمرکز شوند. بنابراین با توجه به بالا بودن مقادیر پلاژیوکلاز و بیوتیت در گنیس ها نسبت به گرانیت ها تغییرات Ba و Sr قابل توجهی می باشد



شکل ۵- دیاگرام اکید- اکید Harker (1909) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.
علامت: • گرانیت متانلو، * گنیس متانلو

در شکل ۶ تغییرات عناصر کمیاب Ba, Sr, Rb و Zr بر حسب SiO_2 تصویر شده است. این دیاگرام ها نه تنها مفایریتی با تصور ذوب بخشی گنیس ها و تشکیل گرانیت ها از آن ها نشان نمی دهند، بلکه بیش تر مؤید این امر می باشند با توجه به جدول شماره (۱) از مقایسه عناصر کمیاب گرانیت ها و گنیس ها بیشترین تفاوتی که بین این عناصر در سنگ های مزبور دیده می شود مربوط به باریم، روبیدیم و استرانسیم است به طوری که مقدار Sr و به ویژه Ba در گنیس ها بالا و مقدار Rb در آن ها نسبت به گرانیت ها پایین می باشد. با وجود این، یک بررسی اجمالی نشان می دهد که نسبت $\frac{Sr}{Ba}$ در گنیس ها به طور متوسط (۰/۱۱۰) و در گرانیت ها (۰/۱۱۲) می باشد، بنابراین، این نسبت در گرانیت ها و گنیس ها کم و بیش برابر بوده و می تواند حکایت از ارتباط ژنتیکی آن ها داشته باشد. در شکل (۷) نیز تغییرات نسبت باریم در مقابل استرانسیم در گنیس ها و گرانیت ها به نمایش در آمده است. چنان که ملاحظه می شود این تغییرات به خصوص در گرانیت ها یک نمودار کم و بیش خطی را به نمایش می گذارد که در آن با افزایش استرانسیم، باریم نیز افزایش نشان می دهد. بالا بودن مقادیر Sr و Ba در گنیس ها نسبت به گرانیت ها با توجه به نحوه جانمایی این عناصر در کانی های مختلف قابل توجهی است. باریم با شعاع یونی (۱/۴۴ Å) و استرانسیم با شعاع یونی (۱/۱۸ Å) می تواند جانشین کلسیم با شعاع یونی (۱/۰۸ Å) و بارالکتریکی مشابه شده و در شبکه پلاژیوکلازها وارد شوند. در این حالت تغییرات باریم و استرانسیم با تغییرات Al_2O_3 نسبت مستقیم دارند که در مجموعه نمونه های مورد مطالعه این رابطه برقرار است. این عناصر همچنین

حدود ۱۳۰ PPM می‌باشد از دید White and Chappell (1977) و (1978) Condie (در Vidal et al. 1982) زیرکنیم بیش‌تر در ساختمان کانی‌های دیرگداز مثل زیرکن تمرکز می‌یابد، بنابراین با تصور ذوب بخشی گنیس‌ها و مشتق شدن ماگمای سازنده گرانیت‌ها از آن‌ها تغییرات این عنصر نیز قابل توجیه می‌باشد به‌هرحال هرچند که اظهارنظر قاطع در خصوص ارتباط یا عدم ارتباط ژنتیکی گرانیت‌ها با گنیس‌های مورد مطالعه نیاز به بررسی‌های ایزوتوپی و مطالعات دقیق عناصر کمیاب (REE) دارد که در شرایط و با امکانات حاضر انجام آن‌ها برای نگارندگان مقاله مقدور نبود، ولی با وجود این بررسی‌های کانی‌شناسی، پترولوژیکی و ژئوشیمیایی نیز نه تنها مغایرتی با تصور ذوب بخشی گنیس‌ها و مشتق شدن ماگمای سازنده گرانیت‌ها از آن‌ها نشان نمی‌دهند، بلکه تایید کننده آن نیز می‌باشند البته همان‌طوری که در گذشته نیز یاد شد در بررسی‌های صحرایی هیچ‌گونه حالت میگماتیسی بین این گرانیت‌ها و گنیس‌ها دیده نشد و مرز آن‌ها به‌طور کامل واضح است و در این خصوص تصور ما این است که ماگمای سازنده گرانیت‌ها نابرجا بوده و به گمان پس از این که ذوب بخشی در قاعده گنیس‌ها در ژرفای بیش‌تر رخ داده است ماگمای حاصل به سمت بالا صعود نموده و اطراف قسمت‌های فوقانی گنیس‌ها جایگزین شده است در این صورت عدم وجود حالات تدریجی و میگماتیسی نیز قابل توجیه می‌باشد

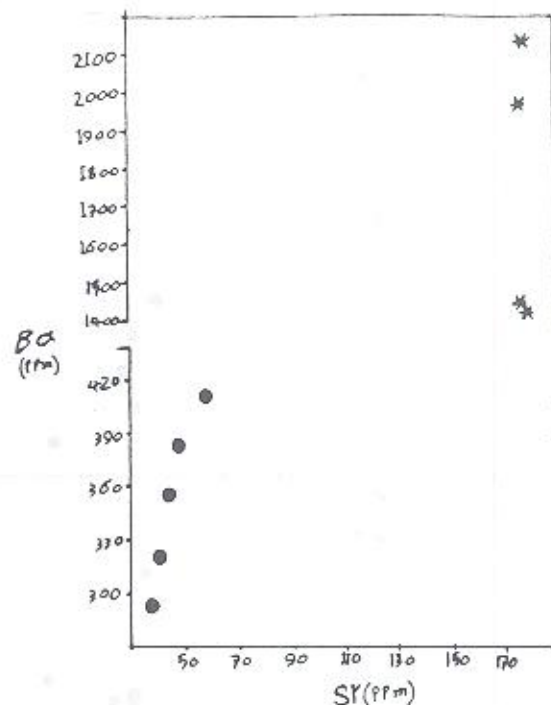
ج- محیط تکتونیکی گرانیت مغالو

در گذشته نه چندان دور رده‌بندی سنگ‌های گرانیتی براساس ترازهای جایگزینی در پوسته قاره‌ای به عنوان معیارهای تعیین کننده اپی‌زون (Epizone)، مزوزون (Mesozone)، کاتازون (Catazone) استوار بوده است (برای نمونه Walton 1955). بعدها به این امر پی برده شد که برخی از گرانیتوئیدها در یک محیط قاره‌ای به وجود آمده‌اند و در نتیجه دانسته شد که این گرانیت‌ها از منشأ گوشته‌ای هستند، که خود جایگاه مهمی در رده‌بندی منشأ گرانیتوئیدها دارند. در هر صورت روشن است که گرانیت‌ها بیش‌تر در ساختمان پوسته‌ای شرکت می‌نمایند و از این رو مطالعات اخیر بر روی گرانیتوئیدها در درک طبیعت و تحول پوسته قاره‌ای بسیار مفید بوده است. به نظر می‌رسد که معیار مهم در رده‌بندی جدید گرانیتوئیدها عبارت از جایگاه تکتونیکی آن‌ها باشد در این خصوص گرانیتوئیدها به دو گروه اصلی نوع کوهزایی [گرانیتوئیدهایی که در قاره‌ها و در امتداد نوارهای چین‌خورده تشکیل می‌شوند]، و غیرکوهزایی [گرانیتوئیدهایی که در ارتباط با مراحل بالا آمدگی (Uplift) و ایجاد کافت (rift) به وجود می‌آیند]، تقسیم می‌شوند.

Chappell and White (1974) منشأ گرانیتوئیدهای کوهزایی را به دو گروه S و I ربط داده و نوع S را حاصل ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی یا دگرگونی و نوع I را حاصل تفریق ماگمای بازالتی دانسته‌اند.

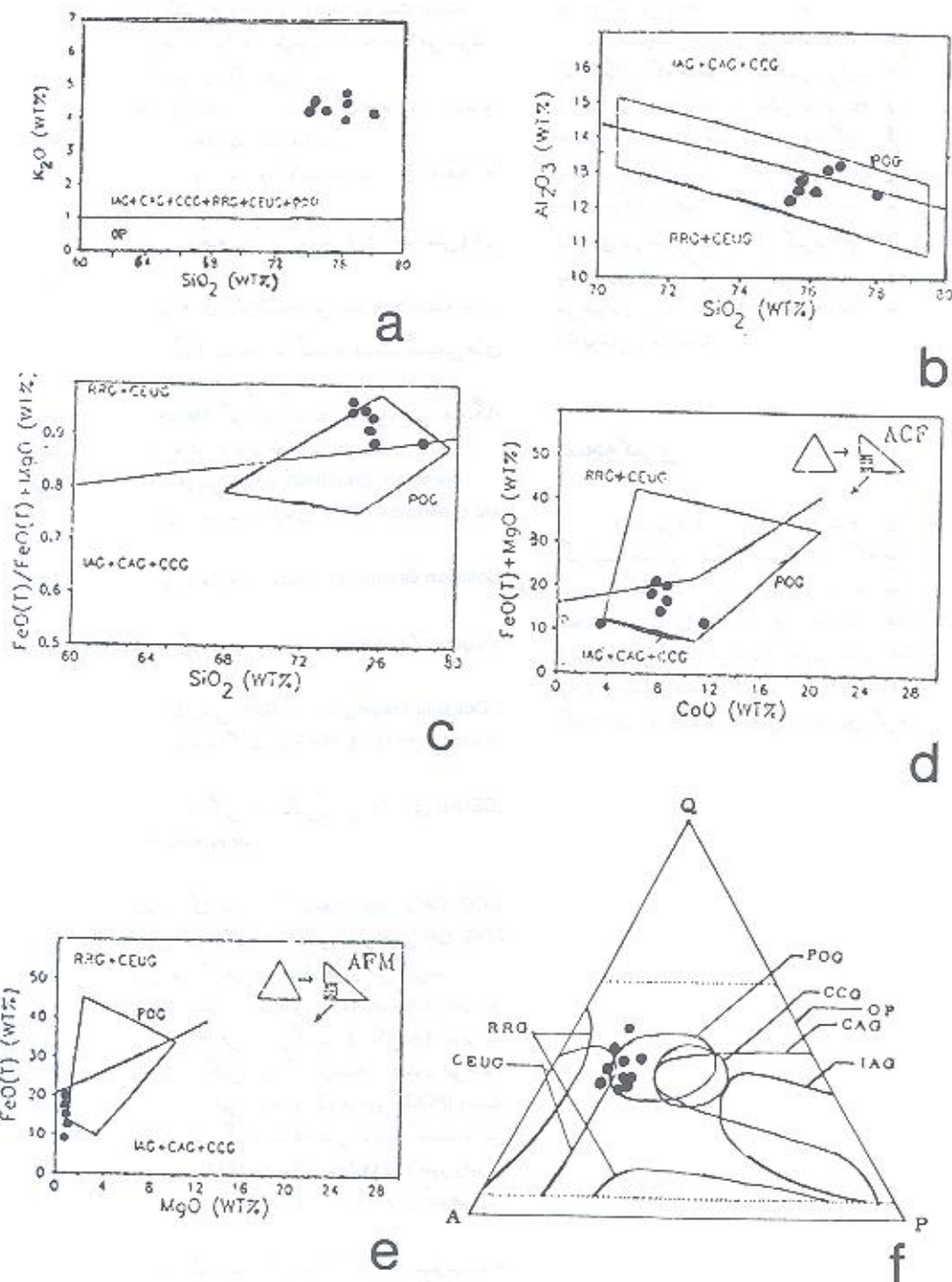
در رده‌بندی (1974) Chappell and White، پیوستگی - گرانیت‌های مغالو با داشتن مشخصات زیر در گروه گرانیت‌های کوهزایی نوع S قرار می‌گیرند:

۱- این گرانیت‌ها با گابرو همراه نیستند



شکل ۷- دیاگرام تغییرات Ba در مقابل Sr برای نمونه‌های مورد مطالعه. علامت مشابه شکل ۵ می‌باشد.

رویدیم در گرانیت‌ها نسبت به گنیس‌ها از فراوانی بیش‌تری برخوردار است، به طوری که میانگین آن در گنیس‌ها حدود ۷۵ PPM و در گرانیت‌ها حدود ۱۵۵ PPM است. این موضوع می‌تواند به دو صورت توجیه شود: یکی این که بنابر آنچه Shaw (1968) (در Vidal et al. 1982) نشان داده افزایش Rb را در ارتباط با یک فاز هیدروترمال و انتقال سیال در تاریخ شکل‌گیری گرانیت بدانیم، دوم این که متحرک بودن Rb و خروج آن در اولین مراحل ذوب از سنگ مادر را مدنظر قرار دهیم. البته این سوال که آیا عناصر کمیاب متحرکند یا نه هنوز هم بسیار بحث برانگیز است، Green et al. (1972) براین باورند که عناصر کمیاب حتی در درجات شدید دگرگونی اساساً بی‌تحرک هستند، اما Martin et al. (1978) و Helman et al. (1979) نشان داده‌اند که ممکن است REE ها و نیز رویدیم متحرک باشند. به‌هرحال با توجه به عدم وجود شواهد کافی مبنی بر عملکرد فاز سیال در گرانیت مغالو به گمان بالا بودن Rb در گرانیت‌ها را در ارتباط با متحرک بودن این عنصر تصور می‌نماییم. وابستگی Rb به K نیز خود می‌تواند دلیلی مبنی بر افزایش Rb در گرانیت‌ها نسبت به گنیس‌های مورد مطالعه باشد، زیرا در مراحل اولیه، ذوب بخشی کانی‌های روشن مانند کوارتز و فلدسپات‌ها اولین کانی‌هایی می‌باشند که شروع به ذوب شدن می‌نمایند و شاید به همین دلیل و با توجه به بالا بودن مقدار K₂O در گرانیت‌ها نسبت به گنیس‌ها تغییرات Rb نیز قابل توجیه باشد. از دیگر عناصر کمیاب مهم مورد بحث زیرکنیم (Zr) است. مقدار متوسط این عنصر در گنیس‌ها حدود ۲۰۵ PPM و در گرانیت‌ها



شکل ۸- دیاگرام‌های مختلف جهت تفکیک محیط نکتونیک گرانیتوئیدها (مانیاریوئیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های گرانیتی منالو بر روی آن (دیاگرام‌های a, b, c, d, e بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی و دیاگرام f بر اساس نتایج آنالیز مودال [کوارتز (Q)، آلکالی فلدسپات (A) و پلاژیوکلاز (P)] پایه گذاری شده است)

پدیده‌گشی بوجود آمده است.

همچنین شاید بتوان به قید احتیاط رخداد بعد از کوهزایی کاتانگایی که منجر به تشکیل بیوتیت - گرانیت‌های مغالو شده است را هم‌ارز رویداد پان آفریکن میانی* در سیر عربستان - نوبیان (1981 Gass) در نظر گرفت. از این دیدگاه سکانس‌های رسوبی - ولکانیک پان آفریکن میانی در اثر هجوم چندین توده پلوتونیک همزمان با تکتونیک و بعد از تکتونیک تحت تأثیر واقع شده‌اند و این توده‌های نفوذی در حین یا بعد از کوهزایی پان آفریکن رخ داده‌اند لازم به یادآوری است که این مقایسه تنها به صورت یک احتمال عنوان می‌شود و برای اثبات آن نیاز به اطلاعات کامل‌تر از جمله تعیین سن رادیومتری می‌باشد.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های پتروگرافی، پترولوژیکی و ژئوشیمیایی بر روی گرانیت مغالو آشکار نموده است که ماگمای سازنده این گرانیت‌ها از نوع کالک آلکان بوده و به احتمال از ذوب بخشی گنیس‌های بخش مرکزی آن محدوده حاصل شده‌اند. همچنین برپایه شواهد ژئوشیمیایی و دیاگرام‌های تعیین محیط تکتونیک، این گرانیت‌ها طی یک رخداد بعد از کوهزایی (Post orogenic) و به گمان پس از فاز کوهزایی کاتانگایی و قبل از تزریق گرانیت دوران بوجود آمده‌اند.

- ۲- فاقد هورنبلند بوده و کانی فرومنیزین آن‌ها بیوتیت است.
 - ۳- ترکیب شیمیایی آن‌ها به انواع سیلیس بالا محدود می‌شود.
 - ۴- مقدار Na_2O آن‌ها کم‌تر از K_2O می‌باشد.
 - ۵- به صورت توده‌نفوذی با حجم کوچک وجود دارند و سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با آن‌ها دیده نشده است.
 - ۶- فاقد پیروکسن هستند و اسفن و آلانیت نیز در آن‌ها به صورت اولیه دیده نمی‌شود.
 - ۷- سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (گنیس‌های چشمی) در مجاورت آن‌ها قرار دارد.
- افزون بر آن چنان که در بررسی‌های ژئوشیمیایی نیز ملاحظه شد، سنگ‌های اولیه و خاستگاه این گرانیت‌ها به گمان همان گنیس‌های چشمی بخش مرکزی گستره مورد بررسی می‌باشند.
- هم‌چنین (Maniar and Piccoli 1989) گرانیتوئیدها را براساس جایگاه تکتونیک آن‌ها به هفت گروه به شرح زیر تقسیم نموده‌اند:
- ۱- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG) Island arc granitoids;
 - ۲- گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای (CAG) arc granitoids;
 - Continental
 - ۳- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG) Collision Granitoids;
 - Continental
 - ۴- گرانیتوئیدهای بعد از کوهزایی (POG) orogenic Granitoids;
 - Post
 - ۵- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) Oceanic Plagiogranites;
 - ۶- گرانیتوئیدهای وابسته به کافت (RRG) related granitoids;
 - Rift
 - ۷- گرانیتوئیدهای بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG) Continental Epirogenic Uplift Granitoids.

از میان گروه‌های هفت گانه بالا گروه‌های CAG, IAG, CCG, POG, در رده گرانیتوئیدهای کوهزایی (OG) و گروه‌های RRG, OP, CEUG, در رده گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی (AG) قرار می‌گیرند.

برپایه این رده‌بندی بیوتیت - گرانیت‌های مغالو در رده گرانیت‌های بعد از کوهزایی (POG) قرار می‌گیرند (شکل ۸). بنابراین الگوی تکتونوماگمایی که برای تشکیل این گرانیت‌ها تصور می‌شود عبارت از یک مکانیسم گرانیت‌زایی بعد از کوهزایی (POG) است. نفوذ دایک‌های لامپروفیری در این گرانیت‌ها نیز تایید کننده این مکانیسم است، زیرا که بنا به ایده Rock (1977) دایک‌های لامپروفیری در مراحل پایانی فاز کوهزایی و در ارتباط با مرحله بعد از کوهزایی تشکیل می‌شود.

از طرفی بنا به آنچه که گذشت اگر بپذیریم که بیوتیت - گرانیت‌های مغالو - براساس شواهد صحرایی و پتروگرافی - قدیمی‌تر از گرانیت دوران باشند، باید سن بیوتیت - گرانیت‌های مغالو را به پرکامبرین نسبت دهیم. به این ترتیب تصور می‌شود که تشکیل این گرانیت‌ها به گمان در ارتباط با فاز کوهزایی کاتانگایی بوده و در مرحله بعد از کوهزایی این فاز شکل گرفته است. بدیهی است از دیدگاه ولی‌زاده و اسماعیلی (مجله علوم دانشگاه تهران - زیر چاپ) گرانیت دوران پس از پایان پدیده کوهزایی و چیره شدن

* رخدادهای پروتروزوییک بالایی در عربستان تحت عنوان پان آفریکن نام‌گذاری شده و آن را به سه دوره‌اصلی پان آفریکن زیرین، پان آفریکن میانی و پان آفریکن بالایی تقسیم نموده‌اند (گاس، ۱۹۸۱).



اسماعیلی داریوش، (۱۳۷۱) بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین دوران و مغانلو (مناطق زنجان و تکاب)، پایان نامه کارشناسی ارشد ۲۹۱ صفحه- دانشکده علوم دانشگاه تهران.
اسماعیلی داریوش، پتروگرافی و پتروژنز گرانیت دوران، مجله علوم دانشگاه تهران - زیر چاپ.

References

- Alavi, M. Hajian, J., Amidi, M. Bolurchi, H., 1982- Geology of Takab- Saein Qaleh: Explanatory note of 1: 250,000 Map of Takab. Geological Survey of Iran. Report No. 50.
- Chappell, B. W. and White, A.J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 173- 174.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grand- Claude, P. and Marchel, M., 1980- A classification of Volcanic and Plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses, its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183- 210.
- Gass, I. G., 1981- Pan African (Upper proterozoic) plate Tectonics of the Arabian- Nubian shield in precambrian plate Tectonic in A., Kroner ed, *Precambrian plate tectonic* Elsevier, P. 387- 405.
- Green T. H., Brunfelt A. O. and Heiek K. S., 1972- Rare earth element distribution and K/Rb ratio in granulites, mangerites and anorthositcs, Loften- Verstraalen. Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36: 241- 257.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen, London. 348 pp.
- Hellman P. L., Smith R. E. and, Henderson p. 1979- The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. petrol.* 71: 23- 24.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M., 1989- Tectonic Discrimination of granitoids, *Geol. Sco. Am. Bull.* 101: 635- 642.
- Martin R. F., Whitley J. E. and Wooley A. R., 1978- An investigation of rare- earth mobility: Fenitized quartzites, Borraian, Complex, N. W. Scotland. *Contrib Mineral. petrol.* 66: 69- 73.
- Middlemost, E. A. K., 1987- Magmas and magamatie rocks. Longman.
- Middlemost, E. A. K., 1991- Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth. Sci. Rev.* 31: 73- 87.
- Rock, N. M. S., 1977- The Nature and origin of lamprophyres: some Definitions, Distinctions, and Derivations, *Earth- Sciences Rev.* 13, 123- 169.
- Vidal, PH., Cocherie, A. and Lefort, p., 1982- Geochemcial investigation of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal), *Geochimica et Cosmochica Acta*, Vol. 46, pp. 2279-2292.
- Walton, M., 1955- The emplacement of granite. *J. Sci.* 253: 1-18.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1977- Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics.* 43: 7- 22.

* گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه تهران

* Department of Geology,
Faculty of Science,
Tehran University.