

## گرانیتوئید میلونیت‌های شمال خوی

حسین عزیزی، حسین معین‌وزیری و عبدالمجید یعقوب پور

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران

محمد محجل

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس

(دریافت: ۷۹/۹/۲۷؛ پذیرش: ۷۹/۱۱/۱۷)

### چکیده

گرانیتوئیدهای شمال‌خوی به شدت تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته و انواع ساختارهای ناشی از این دگرگونی در آنها بوجود آمده‌است. به دلیل ساختار میلونیتی، تا به حال از این سنگها به عنوان گنیس‌های پرکامبرین و گنیس‌های مزوزوئیک نامبرده می‌شده، اما مطالعات ما نشان می‌دهد که این سنگها گنیس نبوده بلکه گرانیتوئیدهای پرآلومین و از نوع S هستند که در یک زون برشی امتداد لغز راستبر نفوذ کرده‌اند. بعلاوه شواهد صحرایی و نشان می‌دهد که این گرانیتوئیدها سنگهای قدیمی‌تر از سازند قم (الیگوسن-میوسن) را در بعضی بخشها دگرگون کرده و به تبلور کردیریت در سنگ میزبان انجامیده‌است. همچنین هیچگونه اختلاف کانی‌شناسی، شیمیایی و ساختاری بین دو گروه از این سنگها که یکی به عنوان گنیس‌های پرکامبرین و دیگری بنام گنیس‌های کرتاسه فوقانی معرفی شده‌اند وجود ندارد. بلکه به نظر می‌رسد که هر دو هم سن و از یک ماگما بوده باشند.

واژه‌های کلیدی: خوی، میلونیت، گرانیتوئید، زون برشی، دگرگونی دینامیکی

## مقدمه

توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در کمریندهای کوه‌زایی و گوناگون مانند هرسینین مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Castro, 1986; Conti *et. al.*, 1998) فعالیت مداوم گسلها در چنین مناطقی باعث توسعه انواع ساختارهای دگرشکلی غیر همگن (انیزوتروپ) مانند برگواره و خطواره میلوئیتی در آنها می‌گردد. توسعه ساختارهای غیر همگن در این توده‌ها باعث تشخیص آنها از گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی و می‌گردد.

در ایران و ترکیه نیز توده‌های گرانیتوئیدی همزمان با دگرشکلی مشخص و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. به‌عنوان مثال می‌توان از گرانیتوئیدهای منطقه درود و ازنا در خرم‌آباد (Mohajjel, 1997) و شمال خوی (عزیزی و همکاران، ۱۳۷۹) و نیز ماسیو ماندرز در غرب ترکیه (Bozkurt and Park, 1997) اشاره کرد.

در شمال خوی توده‌های گرانیتوئید متعدد در راستای شمال غرب-جنوب شرق به داخل سنگهای دگرگونه (متابازیتی و متاسدیمنتی) تزریق شده‌اند، به نظر می‌رسد که زمان نفوذ آنها بعد از کرتاسه و قبل از الیگوسن-میوسن باشد. به دلیل توسعه ساختار میلوئیتی در این سنگها بویژه برگواره و خطواره میلوئیتی تاکنون از آنها به عنوان گنیس‌های پرکامبرین و گنیس‌های مزوزوئیک نام برده شده‌است (Gorashi and Arshadi, 1978). در این نوشتار عمدتاً، ساختارهای مختلف موجود در این گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی آنها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

## زمین شناسی عمومی

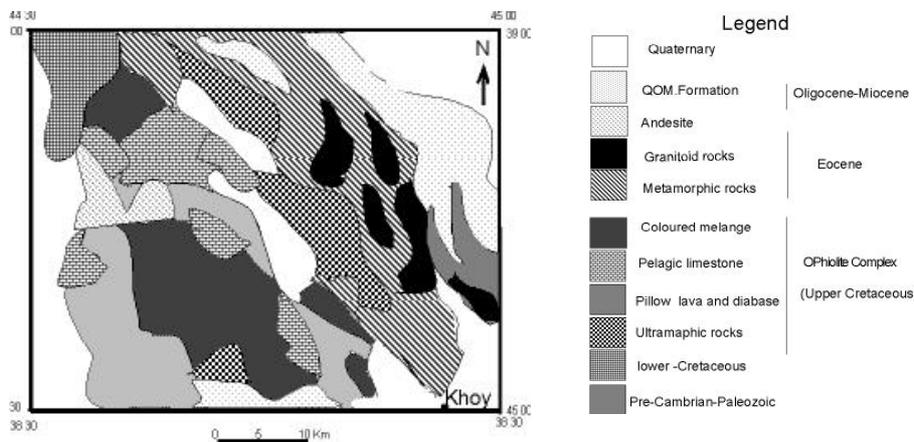
منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی و طول  $30^{\circ} 44'$  تا  $45^{\circ}$  شرقی و عرض  $30^{\circ} 38'$  تا  $39^{\circ}$  شمالی در شمالغرب ایران قرار دارد. بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران (Stocklin and Nabavi, 1972). در محدوده‌ای بین دو زون البرز غربی و آذربایجان (ایران مرکزی) و زون آمیزه رنگی شمالغرب ایران قرار می‌گیرد. در واقع منطقه مورد نظر مرز بین دو زون فوق به حساب می‌آید. از لحاظ چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگهای شمال خوی در قالب پنج گروه اصلی به ترتیب زیر قرار می‌گیرند (شکل ۱):

الف) سنگهای رسوبی دگرگون نشده با سن پرکامبرین (پروتروزوئیک فوقانی) و پالئوزوئیک تحتانی به ترتیب شامل سازندهای کهر، باروت، زایگون، لالون، میلا و آهکهای پرمین می‌باشند که در بخش شرق منطقه مورد مطالعه یعنی محدوده روستای قزلجه قرار گرفته‌اند. سنگهای با سن اردوویسین، سیلورین و کربنیفر در این منطقه گزارش نشده‌اند.

ب) مزوزوئیک زیرین و میانی (تریاس و ژوراسیک) در این منطقه وجود ندارد. اما سنگهای کرتاسه فوقانی در این منطقه گسترش فراوان دارند. مهمترین سنگهای کرتاسه فوقانی مجموعه افیولیتی و آمیزه رنگین شمال خوی است که بخش غربی منطقه را می‌سازد. این مجموعه از خوی تا ماکو ادامه داشته، سپس از آنجا به سمت جنوب شرق ترکیه کشیده شده‌است. این سنگها موضوع مطالعه بسیاری از محققین از جمله بیگلری (Biglari, 1975) حق‌بیگی (۱۳۷۲)؛ نیکروز (۱۳۷۵)؛ حسنی‌پاک و قاضی (Hassanipak&Ghazi, 2000) بوده است. بطوریکه این محققین به منشأ اقیانوسی بودن این سنگها معتقدند.

ج) سنگهای دگرگونه که بعد از سنگهای افیولیتی از لحاظ گسترش در درجه دوم اهمیت قرار دارند عمدتاً در مرز بین دو واحد الف و ب اشاره شده در بالا قرار می‌گیرند. در بعضی بخشها نظیر روستای قشلاق و خانقاه واحدهای اولترامافیک (مربوط به افیولیتها) بر روی این سنگها رانده شده‌اند. مطالعات انجام شده توسط نگارندگان حاکی از آن است که این مجموعه در دو گروه متابازیتی و متاسدیمنتی قرار می‌گیرد و درجه دگرگونی آنها از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت درجه بالا متغیر است.

د) توده های گرانیتوئیدی متعدد که به داخل مجموعه دگرگونی شمال خوی و سنگهای قدیمی تر از سازند قم تزریق شده‌اند و قطعات آنها در کنگلومرای قاعده سازند قم یافت می‌شود. ه) سنگهای رسوبی دگرگون نشده به سن الیگو میوسن (سازند قم) که با کنگلومرا شروع شده و به صورت دگرشیب تمامی واحدهای این منطقه را می‌پوشاند. این سازند ها و واحدهای سنگی آنها در شکل ۱ نشان داده شده‌است.



شکل ۱ - نقشه زمین‌شناسی منطقه خوی (نقل از قریشی و ارشدی، ۱۹۷۸) با کمی تغییرات.

### خصوصیات عمومی گرانیتوئید میلونیت ها

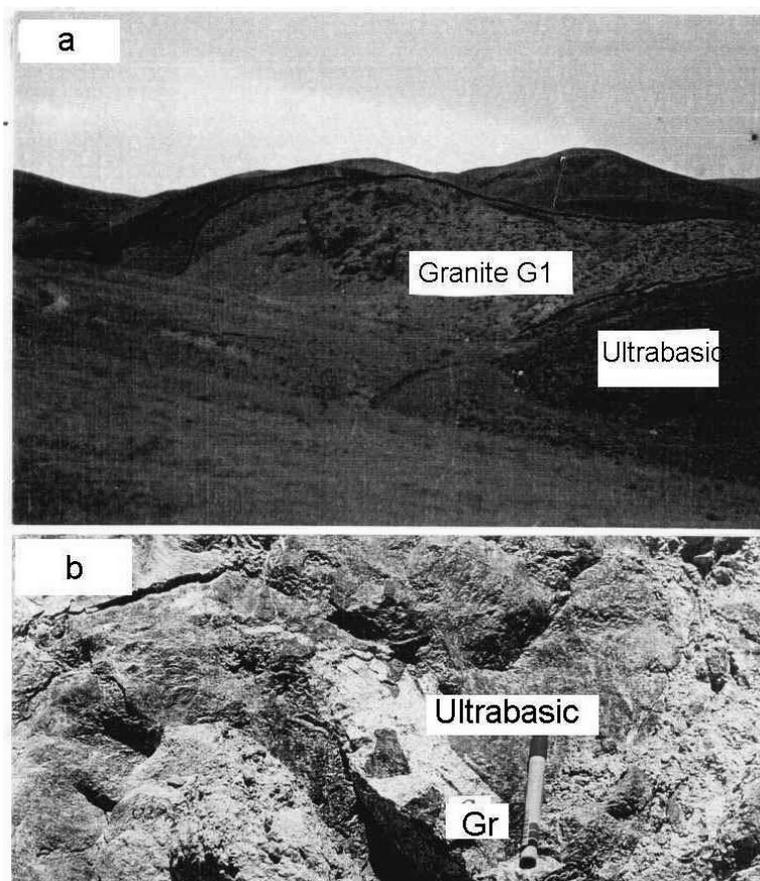
این سنگها دارای رنگ روشن بوده و در بعضی مناطق به قدری تجزیه و دگرسان شده‌اند که به خاکهای کشاورزی تبدیل گشته و مرفولوژی ملایمی را بوجود آورده‌اند. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که در بسیاری از مناطق، گرانیتوئیدها با ولکانیک‌های اسیدی (ریولیت تا داسیت) نیز همراه هستند و از لحاظ ساخت مرز مشخصی بین آنها دیده نمی‌شود. توده‌های گرانیتوئیدی ولکانیک‌های همراه آنها به شدت تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته‌اند. بطوریکه آثار دگرشکلی ناشی از زونهای شکنا و خمیری در آنها فراوان دیده می‌شود. گرانیتوئیدهای شمال خوی به اشکال مختلفی رخنمون دارند که از اهم آنها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- به صورت توده‌های نسبتاً بزرگ و کشیده در حد استوک تا باتولیت.
- به صورت عدسی‌های کوچک و پراکنده در داخل سنگهای میز بان.
- به صورت تیغه‌های نازک و دایک مانند.

این گرانیتوئیدها به داخل تمامی سنگهای منطقه از قبیل متاسدیمنتها، متابازیت‌ها، سنگهای رسوبی دگرگون نشده دوونین (بجز سازند قم) نفوذ کرده‌اند، تا جاییکه در بعضی مناطق (جنوب روستای قزلجه) آثار دگرگونی همبری که منجر به تبلور کردیریت گردیده در اطراف آنها دیده می‌شود. همچنین در نزدیکی جنوب روستای آچیدکه، قطعات اولترامافیکی مجموعه افیولیتی شمال خوی به صورت آنکلاو در داخل گرانیتوئیدها دیده می‌شود که نمونه‌ای از آن در شکل ۲ معرفی شده است.

مطالعات صحرایی و شواهد ساختاری از نفوذ مکرر این گرانیتوئیدها حکایت می‌کند. در کل سه فاز تزریق گرانیت تشخیص داده شده که آنها را تحت عنوان گرانیتوئیدهای نوع **G1**، **G2** و **G3** نامیده‌ایم. در بین آنها گرانیتوئیدهای نوع **G1** بیشترین گسترش را دارند بطوریکه بیش از ۹۰ درصد حجم کل گرانیتوئیدهای منطقه را می‌سازند. گرانیتوئیدهای نوع **G2** و **G1**، کاملاً تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته و انواع ساختارهای خاص زونهای برشی در آنها بوجود آمده‌است. اما در گرانیتوئیدهای **G3** که به صورت دایک به داخل گرانیتوئیدهای نوع **G1** و **G2** نفوذ کرده‌اند، دگرشکلی دینامیکی دیده نمی‌شود، بنابر این به نظر می‌رسد که جوانترین فاز گرانیت‌زایی و در منطقه بوده باشد (شکل ۳).

اختلاف گرانیتوئیدهای نوع **G1** با **G2** از یک طرف در اندازه دانه‌ها و از طرف دیگر در جهت برگوارگی آنها است. گرانیتوئیدهای نوع **G1** عمدتاً ریز دانه و با ولکانیک‌های اسیدی همراه هستند. گرانیتوئیدهای نوع **G2** عمدتاً درشت بلور بوده، اندازه مگاکریست‌های آلکالی

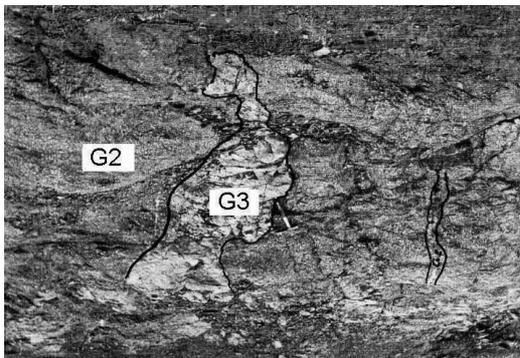


شکل ۲ - نفوذ توده های گرانیتوئیدی به داخل اولترامافیکهای شمال خوی  
 a. شمال شرق روستای کتنلو، b. جنوب غرب روستای آچیدکه

فلدسپار در آنها به دو سانتی‌متر می‌رسد. بعلاوه برگواره میلونیتی گرانیتوئیدهای نوع G1 عمدتاً دارای راستای NW است حال آنکه در گرانیتوئیدهای نوع G2 این برگواره در راستای NE قرار می‌گیرد. با توجه به محدود بودن وسعت گرانیتوئیدهای نوع G2 ممکن است تغییر جهت برگواره میلونیتی آنها ناشی از دو عامل زیر باشد :

الف) ممکن است گرانیتوئیدهای نوع G2 در شکستهای فرعی زونهای برشی نفوذ کرده باشند و ساختار آنها را به خود گرفته باشند.

ب) ممکن است فعالیت مکرر گسل ها بعد از تشکیل گرانیتوئیدها باعث چرخش و یا تغییر جهت برگواره گرانیتوئیدهای نوع G2 شده باشند.



شکل ۳ - گرانیتوئیدهای نوع G3 که به داخل گرانیتوئیدهای درشت بلور G2 نفوذ کرده‌اند (جنوب روستای قورول)

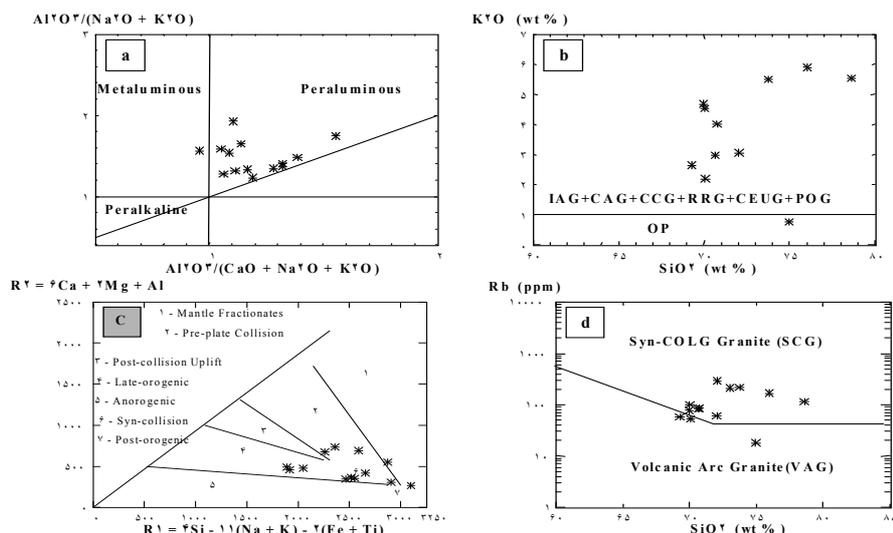
### پتروگرافی گرانیتوئیدها

پتروگرافی این سنگها بسیار ساده بوده و عمدتاً از کانیهای کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. به دلیل شدت دگرگونی دینامیکی، دانه‌شماری آنها به روش مدال غیر ممکن است. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی هر چند تغییر یافته، مشخص می‌گردد که این سنگها عمدتاً در محدوده گرانیت تا آلکالی گرانیت و بندرت گرانودیوریت و کوارتز سیینیت قرار می‌گیرند. کانیهای مافیک (بیوتیت  $\pm$  آمفیبول) در این سنگها ناچیز و مقدار آن بین صفر الی ۱۵ درصد حجم کل سنگ تغییر می‌کند. کانیهای نظیر زیرکن، گارنت، تورمالین و مگنتیت نیز به مقدار ناچیز در این سنگها وجود دارند. در جدول ۱ انواع کانیهای موجود در این سنگها با توجه به فراوانی آنها معرفی شده‌است.

### محیط تکتونوماگمایی و گرانیتوئیدها

حدود ۱۴ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی شمال خوی توسط دستگاه XRF در دانشگاه شهید بهشتی مورد تجزیه قرار گرفت (جدول ۲). با توجه به اینکه این گرانیتوئیدها به شدت میلونیتیزه هستند، سعی بر آن بوده که نمونه‌های انتخابی برای تجزیه از مناطقی که کمترین آثار دگرشکلی در آنها دیده می‌شود انتخاب شوند، تغییرات عناصر متحرک مانند پتاسیم و سدیم که در تقسیم بندی محیطهای مختلف گرانیتوئیدها مورد استفاده قرار می‌گیرند نمی‌توانند

نتیجه دقیقی را ارائه دهند. اما تغییرات نسبت آنها، همچنین مقادیر عناصر غیرمتحرک و عناصر کمیاب می‌توانند در تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها به ما کمک کنند. اما برای تعیین محیط تکتونیکی چنین گرانیتوئیدهای نمی‌توان به تنهایی از ترکیب شیمیایی استفاده کرد بلکه به پارامترهای ساختاری کانی‌شناسی این سنگها نیز باید توجه نمود. با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی بر اساس اندیس شند (Shand index) چون این گرانیتوئیدها در محاسبات نورم بین ۱ الی ۶ درصد کروندم می‌سازند از نوع پر آلومین می‌باشند (شکل ۴). از لحاظ موقعیت تکتونیکی مطابق رده بندی مانیاروپیکول (Maniar & piccoli, 1989)، باچلر و بودن (Batchelor & Boden, 1985)، پییرس و همکاران (Pearce et al., 1983) جز گرانیتوئیدهای مناطق برخوردی (شکل ۴) و بر اساس رده‌بندی چاپل و وایت (Chappell & White, 1984) جز گرانیتوئیدهای تیپ S قرار می‌گیرند. لازم به یاد آوری است که در بسیاری از این گرانیتوئیدها بقایای گارنت اولیه به صورت بلورهای کوچک در داخل بلورهای درشت فلدسپار دیده می‌شود. با توجه به شواهد فوق می‌توان گرانیتوئیدهای شمال خوی را متعلق به محیط‌های برخورد قاره‌ای دانست که بر اثر آتاکسی سنگهای پوسته در این منطقه بوجود آمده‌اند.



شکل ۴ - نمودارهای مختلف که در آن موقعیت گرانیتوئیدهای شمال خوی توسط ستاره نشان داده شده است.

a: نمودار شند را نشان می‌دهد که در آن گرانیتوئیدهای شمال خوی در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند.

b. تغییرات  $K_2O$  بر حسب  $SiO_2$  در نمودار مانیارو پیکولی (Maniar & picoli, 1989)، که در آن گرانیتوئیدهای شمال خوی در محدوده غیر پلاژیوگرانیت قرار می‌گیرند

c. نمودار باچلر و بودن (Batchelor & Boden, 1985) را نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای شمال خوی عمدتاً در محدوده گرانیتوئیدهای مناطق برخوردی قرار می‌گیرند.

d. نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، تغییرات Rb بر حسب  $SiO_2$  را نشان می‌دهد که مطابق آن گرانیتوئیدهای شمال خوی عمدتاً در محدوده گرانیتوئیدهای مناطق برخوردی قرار می‌گیرند.

\*در این نمودارها فقط نمونه گرانیته G400 است که با بقیه همخوانی ندارد که این نمونه مربوط به رگه‌های گرانیتوئیدی (تنالیت) در داخل آمفیبولیت‌ها می‌باشد (به متن مراجعه شود).

### ساختار گرانیتوئیدها

همانگونه که در مباحث قبلی مطرح شد. سنگهای گرانیتوئیدی شمال خوی به شدت تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته و در نتیجه، انواع ساختارهای ناشی از دگرگونی دینامیکی زونهای برشی خمیری شکنا در آنها شکل گرفته است. در این مبحث این ساختارها را در دو مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌دهیم.

## الف ( مقیاس ماکروسکوپی

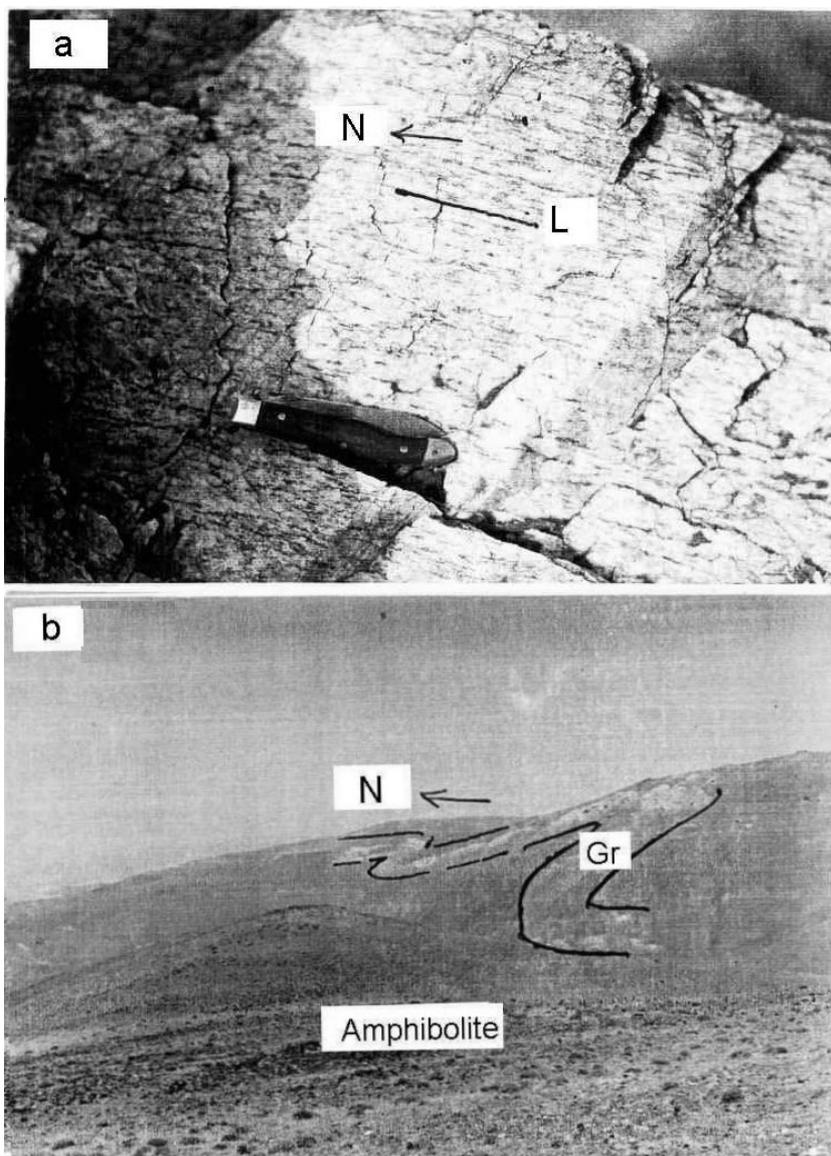
از مهمترین ساختارهای که در مقیاس ماکروسکوپی در این سنگها دیده می‌شود می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

الف-۱. برگواره میلونیتی: این برگواره یکی از ساختارهای اصلی در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه می‌باشد. معمولاً بر اثر همسو شدن میکاها (بیوتیت و مسکوویت) در این سنگها بوجود آمده‌است. اندازه‌گیری بیش از ۱۰۰ برگواره میلونیتی در این سنگها نشان می‌دهد که راستای اصلی آنها شمال غرب جنوب شرق است (N150).

الف-۲. خطواره ناشی از کشیدگی کانیها: کانیهای نظیر کوارتز و فلدسپار که مهمترین کانیهای تشکیل دهنده این گروه از سنگها می‌باشند کاملاً حالت کشیدگی پیدا کرده و باعث بوجود آمدن خطواره میلونیتی در گرانیتوئیدها گردیده‌اند. میل این خطواره خیلی کم و حداکثر ۱۵ درجه می‌باشد و راستای آن در امتداد شمال غرب-جنوب شرق قرار می‌گیرد، که امتداد آن با امتداد برگواره میلونیتی گرانیتوئیدها و نیز با امتداد برگواره میلونیتی در گابروهای شمال خوی (عزیزی و همکاران، ۱۳۷۸) و برگواره میلونیتی متابازیتها منطبق است (شکل ۵-ا).

الف-۳. چینهای Z شکل: در مناطقی که گرانیتوئیدها به صورت رگه و یا باندهای کوچک در داخل متابازیتها قرار دارند، گرانیتوئیدها متحمل چین خوردگیهای شده‌اند که نمونه‌های از آن در شکل ۵- b نشان داده شده‌است. سطوح محوری این چینها شبیه به چینهای ایزوکلینال است که سطوح محوری آنها با سطح افق زاویه بسیار کمی می‌سازند. معمولاً چین چینهایی و را متعلق به زونهای برشی می‌دانند (Passchier et al., 1990; Passchier & Trouw, 1996).

از ساختارهای مهم دیگری که در این سنگها در مقیاس مزوسکوپی و ماکروسکوپی دیده می‌شود ساختار چشمی فلدسپارها است که در آن میکاها کاملاً پیچ خورده و فلدسپارها را در بغل گرفته‌اند (آناستوموزینگ). همچنین ساختارهای خاص دگرگونی دینامیکی زونهای شکنا به صورت برش، پروتومیلونیت، حتی پزودوتاکی لیت در این سنگها عمومیت دارد.



شکل ۵. a: خطواره ناشی از کشیدگی کانیه‌های کوارتز و فلدسپار در گرانیتوئیدهای نوع G1 (غرب جاده خوی - عسگر آباد)، b: چین خوردگی Z شکل باندهای گرانیتوئیدی G1 در داخل آمفیبولیت‌ها (شمال آچیدکه)

### ب) مقیاس میکروسکوپی

از مهم‌ترین فابریک‌های دگرشکلی دینامیکی زونهای برشی در مقیاس میکروسکوپی در این سنگها می‌توان به انواع ساختارهای میکا ماهی، پرفیروکلاستهای پوششی نوع  $\delta$ ، چینهای ایزوکلینال،

خاموشی موجی در کوارتز، خمش ماکل در پرفیروکلاستهای فلدسپار، ساختارهای سنتتیک و انتی‌تتیک در پرفیروکلاستهای فلدسپار، ساختارهای C-S و شیرباندها فابریک پرتیتی در آلکالی فلدسپارها اشاره کرد بطوریکه در فلدسپارها رگچه‌های پرتیتی تقریباً در امتداد سطح S قرار گرفته‌اند و در تعیین جهت حرکت گسلها می‌تواند مفید باشند (Hippert, 1998) نمونه‌های از آنها در شکل ۶ نشان داده شده‌است.

### تعیین جهت حرکت برش

برای تعیین جهت حرکت گسلها تلاش ما بر این بوده کهاز مقاطع کاملاً شاخص و جهت‌دار استفاده شود. حدود ۱۵۰ مقطع نازک جهت‌دار در بخشهای مختلف برای تعیین جهت برش انتخاب گردید، نحوه برش این مقاطع عمود بر برگواره و موازی با خطواره میلونیتی بوده‌است. علاوه بر مقیاس میکروسکوپی در مقیاس مزوسکوپی و ماکروسکوپی نیز چینهای ایزوکلینال و چینهای Z شکل، جهت برگواره و خطواره میلونیتی و ارتباط برگواره میلونیتی با خطواره میلونیتی، همچنین زاویه بین گسلهای اصلی و فرعی نیز کاملاً مدنظر قرار گرفته است. مطابق این شواهد مشخص می‌گردد که راستای اصلی عملکرد زون برشی در این منطقه در جهت شمالغرب-جنوب شرق و حرکت آن از نوع امتداد لغز راستبر بوده‌است.

### سن گرانیتوئید میلونیتها

با توجه به اینکه متاسفانه تا به حال هیچگونه اندازه‌گیری رادیومتری برای تعیین سن این سنگها صورت نگرفته است، به همین دلیل سن آنها هنوز در پرده ابهام قرار دارد. اما باتوجه به شواهد چینه شناسی که توسط نگارندگان به دست آمده می‌توان سن نسبتاً جوانی را در حد ترشیر برای آنها در نظر گرفت زیرا:

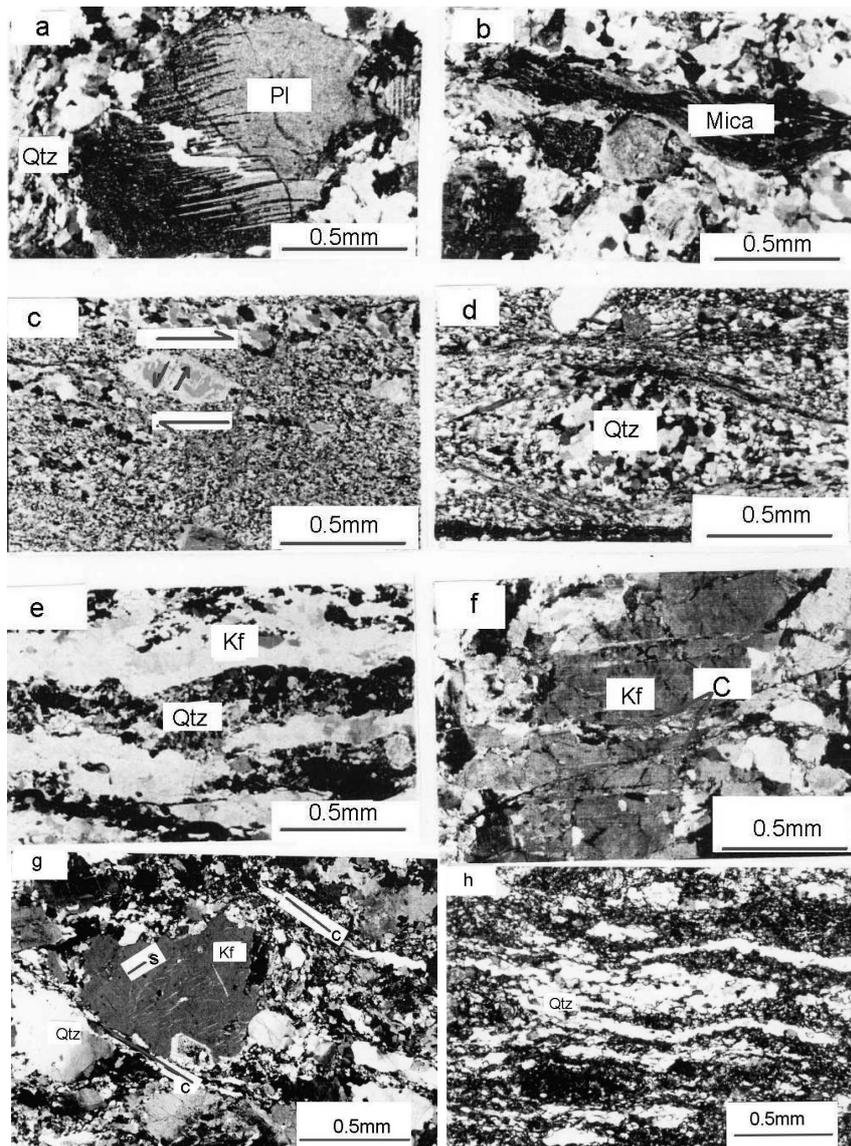
- قطعات گرانیتوئید میلونیتها به مقدار فراوان در کنگلومرای قاعده‌ای سازند قم (الیگوسن-میوسن) در منطقه زاغه و حیدرآباد دیده می‌شود و سازند قم به صورت دگرشیب بر روی این سنگها و سایر سنگهای دگرگون و غیر دگرگونه شمال خوی قرار گرفته است.
- نهشته‌های سیاه رنگ شیلی که از آنها به عنوان سازند کهر (پروتروزوئیک فوقانی) نامبرده شده‌است. معتقدند به صورت دگرشیب بر روی گنیس‌های پرکامبرین قرار گرفته‌اند (Biglari, 1975; Ghorashi & Arshadi, 1978). شواهد صحرائی و مطالعات دقیق‌تر توسط نگارندگان نشان می‌دهد که گرانیتوئیدها به داخل سازند کهر نفوذ کرده و حتی در محل تماس (جنوب روستای قزلجه) کردیریت متبلور شده‌است. همچنین شواهدی که نشان دهنده

دگرشیبی سازند کهر بر روی سنگهای زیرین خود باشد دیده نمی‌شود. بنابر این گرانیتوئید میلوئیتها نمی‌توانند سنی قدیمتر از سازند کهر داشته باشند و در نتیجه نمی‌توان آنها را متعلق به پرکامبرین دانست.

• گرانیتوئید میلوئیتها که قبلاً از آنها به عنوان دو گروه گنیس‌های پرکامبرین و گنیس‌های مزوزوئیک نامبرده شده (Ghorashi & Arshadi, 1978؛ رادفر و امینی، ۱۳۷۸)، هیچگونه اختلاف ساختاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از خود نشان نمی‌دهند و به نظر می‌رسد هر دو از یک ماگما بوده و در طی یک فرایند دگرشکلی (با جهت یکنواخت) تحت تأثیر قرار گرفته‌اند.

• گرانیتوئید میلوئیتها سنگهای اولترامافیکی مجموعه افیولیتی شمال خوی باسن رادیومتری ۹۶ میلیون سال (Hassanipak *et al.*, 1996) را قطع نموده‌اند و قطعاتی از سنگهای اولترامافیک را به صورت آنکلاو در خود دارند

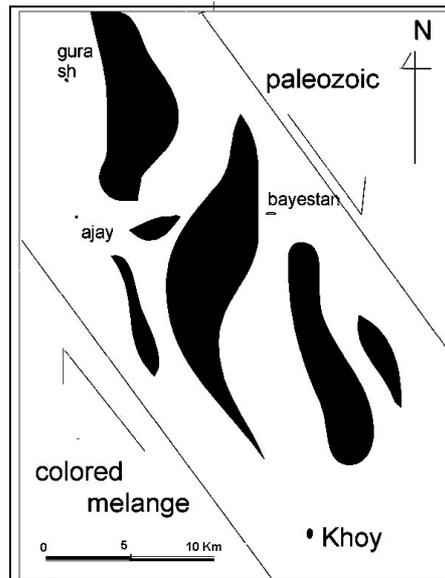
با توجه به این شواهد می‌توان سن گرانیتوئیدها را بعد از کرتاسه فوقانی و قبل از الیگوسن-میوسن (سازند قم) دانست. به عبارت دیگر این گرانیتوئیدها متعلق به ترشیری هستند که مشابه آنها در شمال غرب ایران فراوان است. اما به دلیل قرارگیری در یک زون برشی امتداد لغز ساختار میلوئیتی به خود گرفته‌اند.



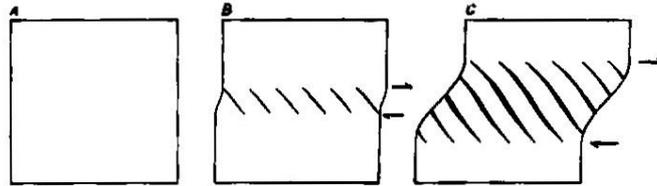
شکل ۶ - انواع ساختارهای میکروسکوپی دگرگونی دینامیکی در گرانیتوئیدها  
 a: خمش ماکل در فلدسپارها b: ساختار میکاماهی c: ساختار انتی تئیک در فلدسپارها  
 d: تبلور مجدد دینامیکی در بلورهای کوارتز و حالت اناستوموزینگ میکاها در اطراف آن  
 e: نوار شدن باندهای کوارتز و فلدسپار در گرانیتوئید میلوئیتها  
 f: شکسته شدن درشت بلورهای فلدسپار و توسعه سطوح برشی C در آنها  
 g: توسعه رگچه‌های پرتیتی موازی سطوح S در درشت بلورهای آلکالی فلدسپار  
 h: چین خوردگی ایزوکلینال در باندهای کوارتزی در گرانیتوئید میلوئیتها

## بحث

با توجه به اطلاعات حاصله از مطالعه گرانیتوئیدها بویژه پارامترهای ریزساختاری آنها مشخص می‌گردد که ساختارهای حاصله هم از نوع دمای بالا و هم از نوع دمای پایین می‌باشند. بطوریکه از مهمترین ساختارهای دمای بالا می‌توان به خمش ماکل در پلاژیوکلازها، چین خوردگی باندهای کوارتز و فلدسپاری، کشیدگی و نواری شدن فلدسپارها، ساختارهای پرفیرو کلاستی نامتقارن نوع  $\delta$  در بسیاری از آکالی فلدسپارها، چین‌های بزرگ مقیاس در گرانیتوئیدها بدون چین خوردگی سنگهای درون‌گیر اشاره کرد. از مهمترین ساختارهای دمای پایین در این سنگها می‌توان به برشها، خرد شدن دینامیکی فلدسپار و کوارتز، خاموشی موجی در کوارتز و غیره اشاره کرد. چین‌های  $Z$  شکل و ایزوکلینال در بسیاری از رگه‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی، همگی از همزمان بودن نفوذ این گرانیتوئیدها با دگر شکلی منطقه حکایت می‌کنند. وجود توده‌های گرانیتوئیدی همزمان با دگرشکلی در ایران و ترکیه که به اشتباه آنها را گنیسه‌های پرکامبرین نامیده‌اند توسط محققین به اثبات رسیده‌است. برای مثال گرانیتوئید میلونیت‌های جوان ازنا و دورود در ایران (Mohajjel, 1997) و گرانیتوئید میلونیت‌های جوان ماسیومندرز (Bozkurt & Park, 1997) غرب ترکیه که قبلاً آنها را گنیسه‌های پرکامبرین نامیده‌اند. نکته جالب اینکه تمامی سنگهای گرانیتوئیدی به صورت کشیده دیده می‌شوند (شکل ۷) و دارای یک جهت نسبتاً ثابت در راستای شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند. در توده‌های بزرگتر بخش مرکزی حالت بادکرده داشته و بالها نسبتاً کشیده شده‌اند بطوریکه ساختار پرفیروکلاست نامتقارن نوع  $\delta$  را بخود گرفته است (توده گرانیتوئیدی آق درق - آل قویروق). در این توده‌ها بعضی از بخشها (در مقیاس کوچکتر) به صورت چین‌های  $Z$  شکل در آمده‌اند. داده‌های ماهواره‌ای TM لندست نسل دوم و پردازش آنها با نرم افزار **ERMAPPER**، کشیدگی توده‌های گرانیتوئید را تایید می‌کند. چنین کشیدگی‌های همراه با ساختارهای حاصله در گرانیتوئیدها همگی از قرار گیری توده‌های گرانیتوئید در یک زون برشی راستبر حکایت می‌کنند. با توجه به مدل رمزی (Ramsay, 1967) در مورد زونهای برشی راستبر (شکل ۸)، مشخص می‌گردد که در شمال‌خوی بر اثر حرکت بلوکها در امتداد گسل‌های امتداد لغز یک سری شکستگیهای موازی، با زاویه ۴۵ درجه (یا بیشتر) نسبت به جهت برش اصلی حاصل شده که محل مناسبی برای نفوذ ماگماهای گرانیتوئیدی بوده‌است.



شکل ۷ - گسترش و پراکندگی توده های گرانیتوئیدی در شمال خوی



شکل ۸ - گسترش شکستگی‌ها در یک زون برشی راستبر با ادامه استرین  
A. قبل از دگرشکلی B و C بعد از دگرشکلی

#### نتیجه

با توجه به موارد یاد شده، چنین استنباط می‌گردد که بر اثر برخورد ورقه عربی با آذربایجان در کرتاسه فوقانی یا بعد از آن، در محل برخورد، گرادیان زمین گرمایی بالا رفته و به دنبال آن مذاب‌های گرانیتی غنی از آلومین تشکیل شده‌اند. با ادامه فشار ناشی از ورقه عربی از سمت جنوب غرب، گسل‌های منطقه عمدتاً به صورت راستبر حرکت نموده که در پی آن محل مناسبی برای نفوذ مذاب‌های گرانیتی بوجود آمده‌است. فعالیت مداوم این گسلها نفوذ ماگمای گرانیتی را در شکستگی‌ها کنترل نموده و در نتیجه کانیهای موجود در این گرانیت‌ها جهت دار شده و ساختار میلوئیتی پیدا کرده‌اند.

جدول ۱: ترکیب کانی‌شناسی مدال گرانیتوئید میلونیت‌های شمال‌خوی.

Qtz=کوارتز؛ Pl = پلاژیوکلاز؛ Bt = بیوتیت؛ Kf = پتاسیم فلدسپار؛ Ms = مسکوویت؛ Ep = اپیدوت؛ Amp = آمفیبول  
Chl = کلریت؛ Tur = تورمالین؛ Zr = زیرکن؛ Mag = مگنتیت؛ Grt = گارنت؛ Cal = کلسیت.

x = بیش از ۵ درصد ؛ t = کمتر از ۵ درصد

نمونه	Qtz	Pl	Kf	Bt	Ms	Ep	Amp	Chl	Tur	Zr	Mag	Grt	cal
HP34	x	x	x		x								
HP37	x	x	x										
G113	x	x	x	x									
G114	x	x	x						t			t	
G116	x	x	x										
G207	x	x	x					t					t
G220	x	x	x		x								t
G415	x		x		x					t			
G417	x		x										
G411	x	x	x	x						t			
G400	x	x	x										
G424	x	x	x			t							
G426	x	x	x										
G506	x	x	x			t							
G514	x	x	x	x		t		t			t		t
G515	x	x	x	x	x								
AM3	x	x	x	x						t			
AM34	x	x	x		x	t		t					
AM35	x	x	x		x	t		t					
AM36	x	x	x		x	t							
AM38	x	x	x		x	t					t		
AM43	x	x	x				t				t		
AM45	x	x	x	x									
AM47	x	x	x	x			t						
AM58	x	x	x	x									
AM54	x	x	x	x				t		t			
AM55/1	x			x				t		t			
AM58	x			x				t		t			
AM66	x			x				t					
AM73	x				x	t							
AM81	x	x	x		x			t					
AM98	x	x	x	x	x								t
AM110	x		x			t							t
AM120	x	x	x										t
AM124	x	x	x										
AM125	x		x										
AM134	x	x	x	x		t							
AS1	x	x	x		x								
AS2	x	x	x		x								
RA14	x	x	x										
RA16	x	x	x		x								
RA19	x	x	x		x	t							
RA22	x	x	x	x									
B1	x	x	x	x						t	t		
B4	x	x	x	x	x					t			

B5	x	x	x		x								
----	---	---	---	--	---	--	--	--	--	--	--	--	--

جدول ۲. ترکیب شیمیایی ۱۴ نمونه از گرانیتوئیدهای شمال خوی که توسط دستگاه XRF در دانشگاه شهید بهشتی تجزیه شده رانشان می‌دهد. اکسیدها بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm معرفی شده‌اند.

جدول ۲. ترکیب شیمیایی ۱۴ نمونه از گرانیتوئیدهای شمال خوی

نمونه	B4	B5	AM36	AM73	G400	G411	K18
SiO <sub>2</sub>	۶۹.۹۷	۷۲.۰۵	۷۰.۷۰	۷۰.۶۶	۷۴.۹۸	۸۸.۱۹	۷۰.۷۶
TiO <sub>2</sub>	۰.۱۷	۰.۰۶	۰.۱۳	۰.۲۷	۰.۱۱	۰.۳۴	۰.۰۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶.۷۱	۱۶.۶۸	۱۸.۱۵	۱۶.۸۳	۱۴.۹۴	۵.۲۵	۱۶.۴۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ج	۱.۲۵	۰.۵۸	۱.۲۰	۱.۶۷	۰.۷۰	۱.۸۵	۰.۹۱
MnO	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳
MgO	۰.۵۴	۰.۲۶	۰.۶۵	۱.۸۱	۰.۴۲	۱.۰۲	۰.۳۳
CaO	۰.۹۷	۱.۳۸	۲.۷۱	۲.۹۷	۲.۲۲	۱.۱۱	۱.۴۱
Na <sub>2</sub> O	۴.۵۴	۵.۶۷	۵.۲۵	۴.۴۸	۵.۳۹	۱.۴۵	۵.۲۲
K <sub>2</sub> O	۴.۶۸	۳.۰۷	۲.۲۰	۲.۹۹	۰.۷۸	۰.۲۱	۴.۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۰۳	۰.۲۳	۰.۰۴
total	۹۸.۹۳	۹۹.۷۰	۱۰۱.۱۷	۱۰۱.۸۶	۹۹.۵۹	۹۹.۷۷	۹۹.۲۸
Cr	۵۷	۱۸۰	۵۶	۷۴	۶۳	۱۷۹	۶۶
Ni	۶	۶	۶	۲۱	۸	۱۱۸	۸
Co	۶	۴	۴	۴	۳	۱۵	۶
V	۲۲	۸	۱۵	۲۹	۱۶	۷۵۰	۱۰
Cu	۵	۷	۷	۳	۷	۳۸	۴
Pb	۲۱	۱۳	۱۳	۱۴	۲	۴	۱۳
Zn	۲۳	۱۱	۱۰	۲۱	۸۸	۹	۸
W	۵	۰	۴	۲	۰	۲	۱۱
S	۴	۷	۳	۱	۴	۵	۸
Rb	۷۸	۶۱	۵۳	۸۴	۱۸	۱۱	۸۶
Ba	۹۳۵	۰	۵۱۷	۵۳۳	۳۴۱	۱۰۰	۸۹۹
Sr	۴۱۵	۸۳۴	۳۹۳	۲۱۷	۴۲۱	۱۶	۱۵۸
Hf	۵	۰	۵	۱۰	۴	۵	۳
Zr	۹۹	۶۵	۱۰۰	۱۲۶	۹۱	۱۰۷	۸۰
Y	۲	۶	۱	۸	۶	۲۰	۲
Th	۲	۵	۴	۶	۴	۵	۱۹
U	۱	۲	۷	۲	۲	۵	۱۰
La	۶	۶	۱۵	۲	۱۴	۴۲	۰
Ce	۲۴	۱	۳۵	۳۴	۴	۶۹	۲۲
Nd	۱۳	۷	۱۲	۰	۷	۱۹	۲
F	۱۵۶	۳۳	۱۳۰	۱۴۱	۵۲	۳۳	۱۰۴

نمونه	B4	B5	AM36	AM73	G400	G411	K18
SiO <sub>2</sub>	۶۹.۹۷	۷۲.۰۵	۷۰.۷۰	۷۰.۶۶	۷۴.۹۸	۸۸.۱۹	۷۰.۷۶
TiO <sub>2</sub>	۰.۱۷	۰.۰۶	۰.۱۳	۰.۲۷	۰.۱۱	۰.۳۴	۰.۰۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶.۷۱	۱۶.۶۸	۱۸.۱۵	۱۶.۸۳	۱۴.۹۴	۵.۲۵	۱۶.۴۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ج	۱.۲۵	۰.۵۸	۱.۲۰	۱.۶۷	۰.۷۰	۱.۸۵	۰.۹۱
MnO	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳
MgO	۰.۵۴	۰.۲۶	۰.۶۵	۱.۸۱	۰.۴۲	۱.۰۲	۰.۳۳
CaO	۰.۹۷	۱.۲۸	۲.۷۱	۲.۹۷	۲.۲۲	۱.۱۱	۱.۴۱
Na <sub>2</sub> O	۴.۵۴	۵.۶۷	۵.۲۵	۴.۴۸	۵.۳۹	۱.۴۵	۵.۲۲
K <sub>2</sub> O	۴.۶۸	۳.۰۷	۲.۲۰	۲.۹۹	۰.۷۸	۰.۳۱	۴.۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۰۳	۰.۲۳	۰.۰۴
total	۹۸.۹۳	۹۹.۷۰	۱۰۱.۱۷	۱۰۱.۸۶	۹۹.۵۹	۹۹.۷۷	۹۹.۲۸
Cr	۵۷	۱۸۰	۵۶	۷۴	۶۳	۱۷۹	۶۶
Ni	۶	۶	۶	۲۱	۸	۱۱۸	۸
Co	۶	۴	۴	۴	۳	۱۵	۶
V	۲۲	۸	۱۵	۲۹	۱۶	۷۵۰	۱۰
Cu	۵	۷	۷	۳	۷	۳۸	۴
Pb	۲۱	۱۳	۱۳	۱۴	۲	۴	۱۳
Zn	۲۳	۱۱	۱۰	۲۱	۸۸	۹	۸
W	۵	۰	۴	۲	۰	۲	۱۱
S	۴	۷	۳	۱	۴	۵	۸
Rb	۷۸	۶۱	۵۳	۸۴	۱۸	۱۱	۸۶
Ba	۹۳۵	۰	۵۱۷	۵۳۳	۳۴۱	۱۰۰	۸۹۹
Sr	۴۱۵	۸۳۴	۳۹۳	۲۱۷	۴۲۱	۱۶	۱۵۸
Hf	۵	۰	۵	۱۰	۴	۵	۳
Zr	۹۹	۶۵	۱۰۰	۱۲۶	۹۱	۱۰۷	۸۰
Cl	۶۴	۵۶	۴۰	۴	۱۳۶	۷۶	۸۵

ادامه جدول ۲.

نمونه	HP37	GZ12	Q3	Q5	Q6	Q9	Q11
SiO <sub>2</sub>	۷۶.۰۲	۷۳.۷	۶۹.۲۹	۷۲.۰۹	۷۳.۰۲	۷۸.۶۱	۷۰.۰۳
TiO <sub>2</sub>	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۶۲	۰.۱۱	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۵۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳.۴۸	۱۴.۹۸	۱۳.۷	۱۵.۳۷	۱۴.۸۰	۱۱.۹۵	۱۵.۱۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ج	۱.۱۵	۱.۴۰	۴.۲۸	۱.۲۰	۱.۲۴	۱.۱۴	۴.۵۹
MnO	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۵
MgO	۰.۳۹	۰.۳۳	۱.۹۴	۰.۵۱	۰.۵۰	۰.۲۳	۱.۱۵
CaO	۰.۲۱	۰.۳۱	۳.۰۶	۰.۳۸	۰.۳۷	۰.۱۹	۰.۵۶
Na <sub>2</sub> O	۲.۰۹	۳.۱۵	۳.۵۸	۰.۶۵	۱.۲۹	۲.۲۶	۲.۲۸
K <sub>2</sub> O	۵.۹	۵.۵	۲.۶۵	۸.۶۱	۷.۷۷	۵.۵۳	۴.۵۳

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۰۵	۰.۱۱	۰.۲۴	۰.۳۳	۰.۲۵	۰.۰۴	۰.۳۴
total	۹۹.۴۴	۹۹.۶۶	۹۹.۴۳	۹۹.۲۶	۹۹.۴۳	۱۰۰.۱۳	۹۹.۲۱
Cr	۱۳۹	۴	۱۶۰	۱۶۱	۵۳	۴	۴۱
Ni	۵	۷	۱۲	۶	۷	۳	۱۱
Co	۱	۳	۱۱	۹	۸	۷	۱۳
V	۱۸	۱۵	۸۳	۱۰	۱۶	۱۴	۴۳
Cu	۳	۱	۱۵	۵	۱	۸	۲
Pb	۱	۲	۱۳	۶	۶	۶	۲
Zn	۱۴	۱۱	۶۰	۱۳	۱۰	۴	۴۶
W	۱۴	۲۳	۴	۷	۱۲	۸	۴
S	۱۲۷	۶	۳	۵	۵	۶۹۳	۱
Rb	۱۶۸	۲۱۵	۵۷	۲۹۲	۲۱۰	۱۱۴	۱۰۱
Ba	۱۲۲۱	۱۰۷۹	۲۳۳۰	۷۱۴	۱۰۷۱	۱۲۱۷	۱۰۸۵
Sr	۱۲	۱۶	۳۴۲	۱۰	۱۹	۲۲	۳۰
Hf	۳	۵	۶	۶	۴	۴	-
Zr	۱۱۸	۱۱۹	۱۹۹	۸۷	۱۰۶	۱۵۳	۳۰۸
Y	۴۸	۳۲	۳۷	۱۳	۱۵	۳۱	۴۵
Th	۱۶	۱۴	۲۱	۳	۵	۱۲	۱۲
U	۲	۳	۶	۸	۱	۲	۱
La	۶۰	۳۶	۴۹	۶	۵	۲۸	۴۹
Ce	۱۴۳	۵۷	۲۹	۱۵	۵	۱۷	۱۰۵
Nd	۴۳	۱۷	۱۸	۷	۷	۸	۳۸
F	۹۴۱	۱۵۹۴	۴۷۰	۵۵۲	۱۱۵۰	۱۸۲	۶۶
Cl	۶۸	۱۰	۶۶	۳۰	۵۴	۴۲	۸۵

## Reference

- Batchelor, R.A., Boden, P., (1985) *Petrogenetic interpretation of granitoid rock series, Using multi cationic parameters*. Chem.Geology. **48**, 43-55.
- Biglari, P., (1975) *Petrographische untersushunggenin der umgebung der chromitt lager statte von Khoy in NW-Azabajan*. Aachen uni.123 P.
- Bozkut, E., Park, R.G., (1997) *Microstructures of deformed grains in the augen gneisses in southern Menderes Massive (Western Turkey) and their tectonic significance*. Geologische Rundschau. **86**, 103-109.
- Castro, A., (1986) *Structural pattern ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt*. Journal of Structural Geology. **8**, 633-645.

- Conti, P., Funeda, A., and Cerabal, N., (1998) *Mylonitic development in the Hercynian, Basement of Sardinia (Italy)*. Journal of Structural Geology. **20**, 121-133.
- Hassanipak, A.A., Ghazi, A.M., Wampler, (1996) *Geochemistry, petrology and preliminary K/Ar ages of Khoy Ophiolite complex*, NW Iran. Implication for Tethyan tectonics. EOS. Amer. Geophys. Union. **78**, 836.
- Hassanipak, A.A., Ghazi, M., (2000) *Petrology, geochemistry and tectonic setting in khoy ophiolite, NW Iran. implication for Tethyan tectonics*. Journal of Asian Earth Science. **18**, 109-121.
- Hippert, J.F., (1998) *Breakdown of feldspar, volume grains and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone*. Journal of Structural Geology. **20**, 175-183.
- Maniar, P., Piccoli, P.M., (1989) *Tectonic discrimination of granitoids*. Geo. Soc. of American Bulletin. **101**, 635-643.
- Mohajjel, M., (1997) *Structure and tectonic evolution of Paleozoic and Mesozoic rocks, Sanandaj - Sirjan zone Western Iran*. Ph.D. Thesis, Wollongong Uni. New South Wyels. Australia.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A., (1990) *Field geology of high grade gneiss* Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., (1996) *Microtectonics*. Springer, 692 p.
- Passchier, C.W., Williams, P.R., (1996) *Conflicting shear sense indicators in shear Zone; the problem of non-ideal sections*. Journal of Structural Geology. **18**, 1281- 1284.
- Pearce J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A., (1984) *Trace element Discrimination Diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*, Journal of Petrology. **25**, 956-983.
- Ramsay, J.G., (1967) *Folds and Fracturing of rocks*. McGraw-Hill. 568 p.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., (1983) *Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belts southeasten Austaria*. Geology Soc. Am. **159**, 21-34.

حق بیگی، ع. (۱۳۷۵) *پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت ملانترهای شمال خوی*، رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه باهنر کرمان، ۱۷۴ صفحه.

رادفر، ج. و امینی، ب. (۳۷۸) *نقشه زمین شناسی ورقه خوی*. مقیاس: ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

عزیزی، حسین (۱۳۷۹) *پترولوژی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونه شمال خوی*، رساله دوره دکتری دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ۲۵۵.

عزیزی، حسین، معین‌وزیری، حسین و محجل، محمد (۱۳۷۸) بررسی ریز ساختمانی گابروهای میلونیت‌های شمال خوی (آذربایجان غربی) و کاربرد آن در زونهای برشی، هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، تهران، ۷۱۷، ۷۲۱ الی ۷۲۱.

عزیزی، حسین، معین‌وزیری، حسین، محجل، محمد و یعقوب‌پور، عبدالحمید (۱۳۷۹) گرانیت میلونیت‌های سنوزوئیک یا گنیسهای پرکامبرین در شمال خوی، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تبریز، ۵۹۲ الی ۵۹۴.

قریشی، م. و ارشدی، س. (۱۹۷۸) نقشه زمین‌شناسی چهارگوش خوی، مقیاس: ۱/۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور.

نیکروز، ر. (۱۳۷۶) پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت ملانژهای شمال خوی، رساله کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، ۲۱۰.