

بررسی بافت‌های اولیه و ثانویه در توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان همراه با تجدید نظر در سن جای‌گیری آن‌ها بر اساس روابط صحرایی و فسیل‌شناسی

مرتضی شریفی، موسی نقره‌نیا، ایرج نوربهبشت: دانشگاه اصفهان

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی شمال شرق گلپایگان در یک مجموعه دگرگونی تیپ باروین نفوذ کرده و در برخی نقاط موجب دگرگونی همبری در سنگ‌های مجاور خود شده‌اند. برخی از این توده‌ها در نمودار مثلثی QAP در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند. دایک‌های آپلیتی و پگماتییتی نیز در حاشیه توده‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های موجود در این گرانیتوئیدها در دو بخش شامل بافت‌های اولیه (۱. بافت گرانیتی، ۲. بافت پوئی کیلیتی، ۳. بافت گرانوفیری) و بافت‌های ثانویه (۱. هم‌رشدی‌های پرتیتی، ۲. میرمکیت، ۳. کلریتیراسیون، ۴. سریسیتیزاسیون، ۵. کائولینیزاسیون) بررسی شده‌اند. بررسی بافت و کانی‌شناسی گرانیتوئیدها از جمله دارا بودن درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم و نیز وجود زیرکن‌های گردشده در برخی از گرانیتوئیدهای بررسی شده احتمالاً می‌تواند بیان‌کننده یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S یا گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته‌ای باشد. اما وجود بافت گرانوفیری در برخی دیگر از گرانیتوئیدها از جمله تونالیت‌های منطقه نشان می‌دهد که این توده‌ها، از نوع پلاژیوگرانیت بوده، جزء گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با منشأ گوشته‌ای محسوب می‌شوند. همچنین وجود بافت میلونیتی در برخی دیگر از گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان که در شمال روستای ورزنه و شمال روستای اسفاجرد رخ‌نمون دارند، نشان می‌دهد این توده‌ها هم‌زمان با یک فاز کومزایی (لارامید) تشکیل شده‌اند. با توجه به بررسی‌های انجام شده بر اساس فسیل‌کوندونت به دست آمده از کالک شست‌های متبلور و همچنین آکریتارژ به دست آمده از اسلیت‌های منطقه. که برای اولین بار در زون سنندج-سیرجان معرفی می‌شوند، سن سنگ‌های متامورفیک که به پرکامبرین نسبت داده شده بود تجدید نظر شده است و متعلق به پالئوزوئیک دانسته شده است. همچنین سن گرانیتوئیدهای منطقه جوان‌تر از ژوراسیک پسین و قدیمی‌تر از الیگوسن تعیین شد. این نوشتار دلایل و شواهد تجدید نظر در سن جای‌گیری گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان را بر اساس روابط صحرایی و فسیل‌شناسی برای اولین بار در قالب یک مقاله ارائه می‌کند. بنابر این با بررسی بافت و تعیین سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان می‌توان نتیجه گرفت که این توده‌ها هم‌سن نبوده‌اند، بلکه برخی از این توده‌ها (گرانیتوئیدهای دارای بافت گرانوفیر یا گرانیتوئیدهای نوع I) در زمان ژوراسیک و اوائل کرتاسه در طی فرورانش و قبل از برخورد قاره‌ها به وجود آمده‌اند، برخی دیگر (گرانیتوئیدهای

واژه‌های کلیدی: بافت‌های اولیه، بافت‌های ثانویه، گرانیتوئید، گلپایگان، سن جای‌گیری

پذیرش ۸۶/۹/۱۱

دریافت ۸۵/۰۷/۲۱

دارای بافت میلونیتی) هم‌زمان با برخورد قاره‌ها در اواخر کرتاسه و هم‌زمان با پایان دگرشکلی‌ها، در پایان حوادث کومزایی تشکیل شده‌اند و در نهایت برخی از گرانیتوئیدها (اغلب گرانیتوئیدهای نوع S) در اواخر کرتاسه- پالئوسن پس از برخورد صفحه عربی با صفحه ایران به‌وجود آمده‌اند.

مقدمه

توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان حدوداً در ۲۷۰ کیلومتری جنوب غربی تهران واقع شده است که از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی- رسوبی ایران در زون سنندج- سیرجان، و از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان اصفهان و جنوب شرقی استان مرکزی قرار دارند.

در گذشته بخشی از این توده‌ها را پژوهندگان متعددی از جمله تیله و همکاران [۱]، اترودی [۲]، پایدار [۳]، ابراهیمی [۴]، شریفی [۵]، صبا [۶]، احمدی [۷] و رشیدنژاد [۸] از دیدگاه‌های گوناگون زمین شناختی بررسی کرده‌اند. اکثر پژوهندگانی که تا سال ۱۳۷۶ منطقه گلپایگان را بررسی کردند، سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را پرکامبرین در نظر گرفتند؛ اما با توجه به بررسی‌های فسیل شناسی و روابط صحرایی که برای اولین بار شریفی (۱۳۷۶) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد انجام داد، سن گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان جوان‌تر از ژوراسیک پسین و قدیمی‌تر از الیگوسن در نظر گرفته شده است [۵]. سپس این نتایج را رشید نژاد (۲۰۰۲) با استفاده از سن ایزوتوپی نمونه‌ها مورد تأیید قرار داد [۸].

گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان (از جمله گرانیتوئیدهای شمال روستای موته و شمال ورزنه) اغلب از نوع ساب آکالن و کالکو آکالن بوده، این توده‌ها اغلب جزء گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته قاره‌ای هستند و همچنین جزء گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای هم‌زمان با برخورد و پس از برخورد محسوب می‌شوند [۵].

روش تحقیق

پس از آشنایی با راه‌های ارتباطی در منطقه، واحدهای مختلف سنگی به‌طور کامل شناسایی شد. برای تعیین نحوه پراکنش و نیز تفکیک دقیق واحدهای لیتولوژی در کل منطقه عملیات نمونه‌برداری در امتداد بیست پیمایش اکثراً عمود بر امتداد لایه‌ها صورت گرفت و بیش از ۵۰۰ نمونه سنگی جهت تهیه مقطع نازک انتخاب شد. برای بررسی کونودونت‌ها، نمونه‌های سنگ‌های کربناته منطقه از جمله کالک شیبست‌ها را در اسید استیک رقیق قرار دادیم تا این‌که بخش‌های قابل حل به‌طور کامل در اسید حل شد. آنگاه مواد باقیمانده را بر روی الک‌های مخصوص (۱۵۰ مش) شستشو و خشک کردیم. چون کونودونت‌ها در اسید حل نمی‌شوند در این مواد باقی می‌مانند. از دستگاه میکروسکوپ الکترونی (SEM) مدل Stereoscan S360 ساخت کارخانه کمبریج انگلستان موجود در مرکز تحقیقات نسوز آذر اصفهان، به منظور آنالیز و همچنین تشخیص ساختمان دیواره کونودونت استفاده شده است.

برای تعیین شیمی عناصر اصلی و کم‌یاب نمونه‌های سنگی از روش تجزیه فلورسانس پرتوی X (XRF) با استفاده از دستگاه فیلیپس ۲۴۰۰ و قرص فشرده و همچنین از روش تجزیه طیف‌سنجی گسیل پلاسمای زوج القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه تجزیه‌ای ACME کانادا (ACME analytical laboratory Ltd, Canada) استفاده شده است. ده نمونه از آنالیزها ی استفاده شده در این تحقیق، مربوط به آقای دکتر پایدار است که با استفاده از دستگاه RFA (زیمنس SRS ۳۰۰) در مؤسسه کانی‌شناسی دانشگاه هامبورگ در کشور آلمان صورت گرفته است.

بحث

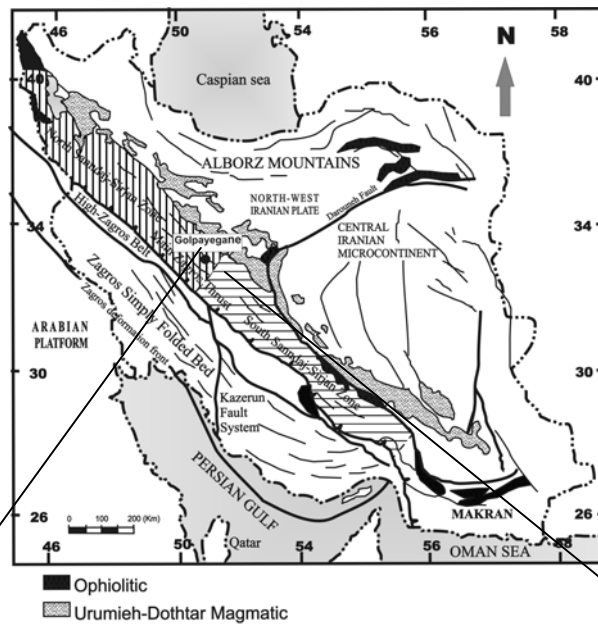
منطقه بررسی شده در شمال شرق گلپایگان واقع شده که از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختمان رسوبی ایران در زون سندانج- سیرجان و از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان اصفهان و جنوب شرقی استان مرکزی قرار دارد.

سنگ‌های دگرگونی منطقه بررسی شده در یک مجموعه دگرگونی تیپ باروین (دما فشار متوسط) تشکیل شده و تحت تأثیر پلی متامورفیسم واقع شده‌اند. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال گلپایگان شامل اسلیت، فیلیت، شیست (کلریت شیست، گارنت استروئید شیست، کلریت سربسیت شیست، کلریت مسکویت شیست، بیوتیت استروئید شیست، گارنت کیانیت شیست)، میلونیت گرانیت، میلونیت سینیت، آمفیبولیت، گنایس، مرمر، کوارتزیت، کلریتوئید هورنفلس و آندالوزیت هورنفلس هستند [۵].

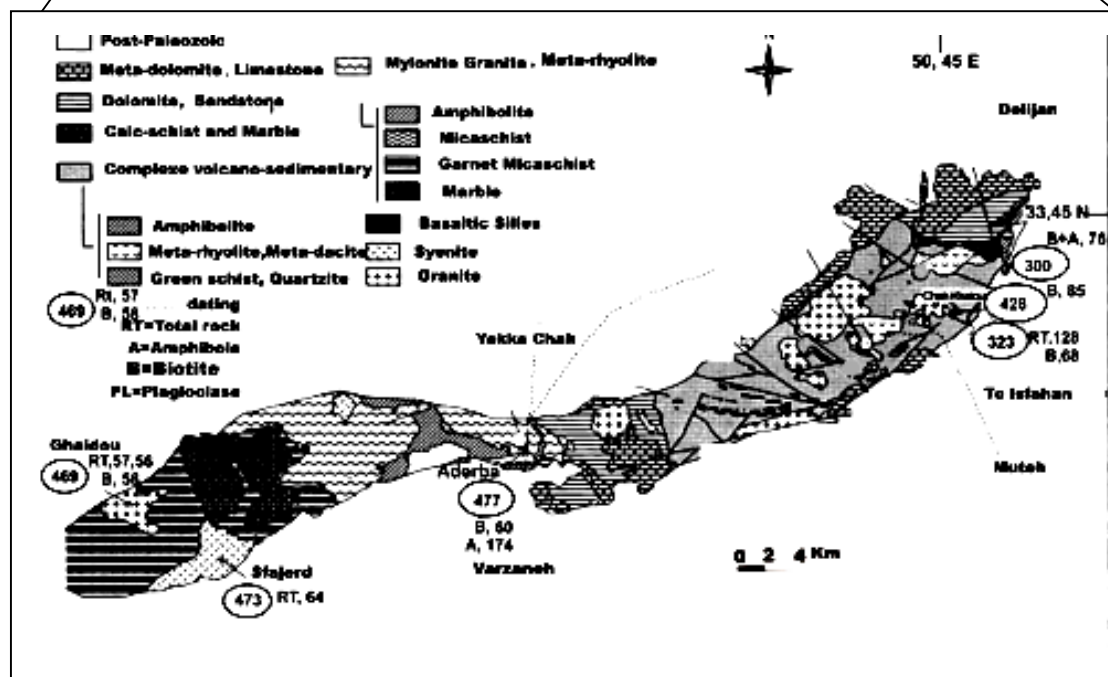
توده‌های گرانیتوئیدی شمال شرق گلپایگان در مجموعه دگرگونی یاد شده نفوذ کرده و در برخی نقاط موجب دگرگونی همبری در سنگ‌های مجاور خود شده‌اند. بر اساس نمودار مثلثی QAP [۹] که بر اساس کوارتز نورماتیتو، فلدسپات آلکالن نورماتیتو و پلاژیوکلاز نورماتیتو استوار است، این توده‌ها اغلب در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیتوئید غنی از کوارتز، مونزوگرانیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳). دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی نیز در حاشیه توده‌ها مشاهده می‌شود.

پتروگرافی

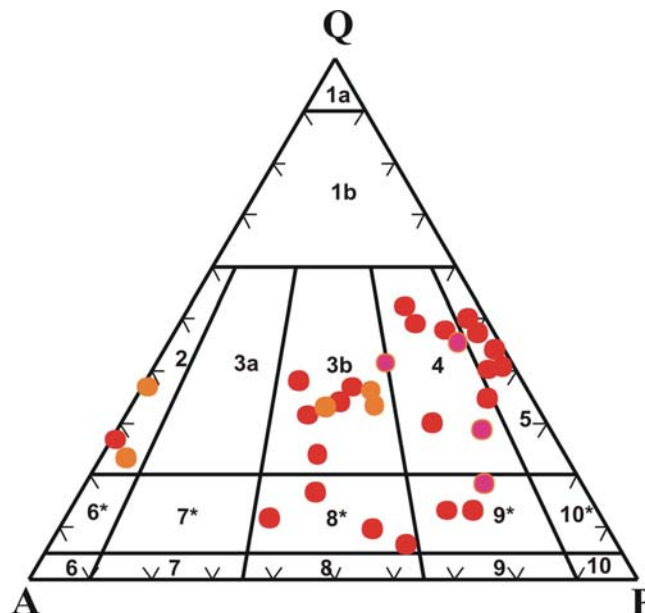
بزرگترین توده گرانیتوئیدی در منطقه که رخنمون آن حدود ۱۲ کیلومتر قطر دارد از نوع گرانیت است. در این توده، درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم غالباً به صورت پوئی کیلیتی کانی‌های دیگر از جمله پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌اند (این پدیده به صورت نادر در سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود) این‌که پلاژیوکلاز در مرکز فلدسپات پتاسیم متمرکز شده است نشان می‌دهد که ابتدا پلاژیوکلاز تشکیل شده است. البته همیشه این گونه بافت‌ها نباید نظم تبلوری نشان دهند و گاهی اوقات فلدسپات پتاسیم و کانی‌های موجود در آن تبلور همزمان دارند. فقط در جاهایی که انکلوژیون‌ها در مرکز فلدسپات پتاسیم متمرکز شده‌اند می‌توان قسمت‌های خارجی تر فلدسپات را به صورت تاخیری تفسیر کرد [۱۰].



شکل ۱. نقشه واحدهای تکتونیکی ایران همراه با موقعیت منطقه بررسی شده در زون سهند- سیرجان.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال شرق گلیایگان همراه با تعیین سن ایزوتوپی برخی از نمونه‌ها [سن گرانیات قیدو = (Ma) ۵۷، میلونیت گرانیات ورزنه = (Ma) ۶۰، گرانیات چاه خاتون = (Ma) ۱۲۸، متابازالت = (Ma) ۸۵ و کمپلکس ولکانوسدیمتر = (Ma) ۷۶ میلیون سال قبل]، اقتباس از رشیدنژاد [۸]. همراه با برخی تصحیحات سنگ‌شناسی.



شکل ۳. بر اساس نمودار مثلثی QAPF (لومتر، ۱۹۸۹) گرانیتوئیدهای منطقه گلپایگان اغلب در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند. در نمودار مثلثی فوق، محدوده ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، به ترتیب شامل آکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت (a = سینوگرانیت و b = مونزوگرانیت)، گرانودیوریت، تونالیت، آکالی فلدسپار سینیت، سینیت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و دیوریت (یا گابرو یا آنورتوزیت) هستند. نمونه‌های ستاره دار بین ۵ تا ۲۰ درصد حاوی کوارتزند و لذا کوارتز به اسم آنها افزوده می‌شود.

کانی شناسی

کانی‌های اصلی در سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان شامل میکروکلین، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل مسکویت، کلریت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپاک هستند. به علت آلتراسیون در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلاز به سریسیست، کلسیت و به مقدار کمتر اپیدوت تجزیه شده است. از ویژگی‌های عمده این سنگ‌ها کمبود و یا فقدان کانی‌های مافیک است.

در گرانیت‌های منطقه شمال گلپایگان، کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز شکل‌دار هستند. بلورهای فلدسپات پتاسیم که به صورت میکروکلین و ارتوز مشاهده می‌شوند، شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و بالاخره کوارتز کاملاً بی‌شکل است. در این نمونه‌ها کوارتز دارای خاموشی موجی شدیدی است که معمولاً به صورت اجتماعی از دانه‌های خرد شده و کوچک در کنار یکدیگر چفت شده‌اند. پاشیر (۱۹۹۸) وجود شکستگی‌ها، خاموشی موجی و مرزهای چفت شده موجود در بین بلورهای کوارتز را به دگرشکلی تکتونیکی بعد از تبلور نسبت داده است [۱۱]. پلاژیوکلازها در قسمت شمال شرقی منطقه، حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند که در بعضی از توده‌های آپلیتی مقدار آن به بیش از ۸۰ درصد می‌رسد؛ برای مثال گرانیت‌های دره ریزآب و دره آب باریک را می‌توان نام برد. پلاژیوکلازها اغلب نیمه شکل‌دار و دارای ماکل تکراری هستند و در هیچ یک از مقاطع حالت منطقه‌بندی مشاهده نشد.

بافت

بافت‌های موجود در گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان را در دو بخش شامل بافت‌های اولیه و بافت‌های ثانویه بررسی خواهیم کرد.

الف بافت‌های اولیه

بافت‌های اولیه در سنگ‌های گرانیتی به سه گروه کلی تقسیم می‌شوند که هر سه در منطقه شمال گلپایگان مشاهده می‌شوند و شامل: ۱. بافت گرانیتی ۲. بافت پوئی کیلیتیک و ۳. بافت گرانوفیری‌اند.

۱. **بافت گرانیتی:** بزرگترین رخمون توده گرانیتوئیدی در منطقه شمال شرق گلپایگان از نوع گرانیت بوده و دارای بافت گرانیتی است. بافت گرانیتی، آخرین مرحله به هم چسبیدن ذرات است که در انتهای تبلور، مخلوطی از ذرات کم و بیش هم‌شکل و هم‌اندازه با شکل‌های مختلف صفحه‌ای، شکل‌دار و بی‌شکل به هم می‌چسبند (شکل ۴).

بافت گرانیتی معمولاً در گرانیت‌های هیپرسولوس موجود در مناطق آتشفشانی یافت می‌شوند. بافت مزبور نشان‌گر رشد سریع و توام کوارتز و فلدسپات آلکالن هیپرسولوس است. این حالت با رشد مستقل بلورهای کوارتز و فلدسپات که به آرامی سرد می‌شوند و خاص توده‌های نفوذی است فرق دارد.

۲. **بافت پوئی کیلیتیک:** در بزرگترین توده گرانیتی منطقه که در شمال روستای مویه رخمون دارد بافت پوئی کیلیتیک مشاهده می‌شود. در توده گرانیتی فوق مگاکریست‌ها یا فنوکریست‌های فلدسپات پتاسیم فراوان هستند (شکل ۵). در گرانیت یاد شده کانی‌های فلدسپات پتاسیم به نحوی رشد کرده‌اند که چند کانی دیگر از جمله پلاژیوکلاز را در برگرفته‌اند. عواملی که می‌تواند موجب در برگرفتن پلاژیوکلاز شده باشد، عبارتند از رشد سریع (احتمالاً با یک جبهه رشد نا منظم) و کاهش متقابل در انرژی سطحی، این پدیده موقعی به وجود می‌آید که پلاژیوکلاز به یک سطح بلوری جذب شود. بافت پوئی کیلیتیک نشان‌گر پایدارترین گونه‌ها نیست. در گرانیت‌های فوق، با استفاده از بافت پوئی کیلیتیک، روند تبلور را می‌توان تعیین کرد؛ بدین ترتیب که کانی پلاژیوکلاز که آن را فلدسپات پتاسیک در برگرفته است زودتر متبلور شده است (شکل ۵).

۳. **بافت گرانوفیری:** مطلوب‌ترین بافت گرانوفیری در گرانیتوئیدهای شمال غرب روستای مویه مشاهده می‌شود که به صورت توده‌ای کشیده و باریک است. این توده در اصل یک لویکوگرانیت است که مسکویت تنها کانی میکایی آن است که به مقدار کم وجود دارد. در این توده فلدسپات آلکالن و کوارتز با هم متبلور شده و بافت گرانوفیر را ایجاد کرده‌اند. این هم‌رشدی گرانوفیری، به صورت بلور شاخه مانند کوارتز در یک بلور فلدسپات است (شکل ۶).

در توده مورد نظر، فلدسپات شکل بلوری کامل دارد و ذرات کوارتز به صورت یک یا دو بلورشاخه مانند کاملاً مشخصی در اطراف آن تشکیل شده‌اند. ذرات کوارتز در مقطع نازک به شکل زاویه‌دار، مثلثی یا شبیه خط منحنی هستند که در توده گرانیتی شمال شرق منطقه موته در دره ریز آب مشاهده می‌شوند (شکل ۷). گرانیت‌هایی که در نزدیکی سطح زمین جای‌گزین می‌شوند و بعضاً با ولکانیسم بازالتی همراهند، سریع‌تر و در فشار پایین‌تر متبلور می‌شوند. بنا بر این در فلدسپات آلکالن آن‌ها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و فلدسپات تقریباً هم‌زمان متبلور می‌شوند و لذا بافت گرانوفیری ایجاد می‌شود. همچنین در مواردی که در هنگام تشکیل گرانیت‌ها، مواد فرار از صحنه عمل خارج شوند، مثلاً در امتداد شکستگی‌ها، در چنین شرایطی بلورها به طور جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند، بلکه رشد هم‌زمان کوارتز و فلدسپات آلکالن باعث پدید آمدن هم‌رشدی گرانوفیری می‌شود [۱۲]، [۱۳].

ب. بافت‌های ثانویه در گرانیتوئیدها

بافت‌های ثانویه در سنگ‌های گرانیتی به سه گروه کلی تقسیم می‌شوند:

گروه اول- بافت‌هایی که در طی سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شوند و تغییرات عمده‌ای در کانی‌شناسی آن‌ها به وجود نمی‌آید.

گروه دوم- بافت‌هایی که در اثر فعالیت‌های گرمایی جدیدتر حاصل می‌شوند و تغییراتی در کانی‌های اصلی سنگ آن‌ها به وجود نمی‌آید.

گروه سوم- بافت‌هایی که نشان‌گر وجود استرین در خلال تغییر شکل هستند.

بافت‌های ثانویه در گروه اول

شامل پرتیت در فلدسپات پتاسیم، توسعه حاشیه‌های تبادل مواد در مرزهای فلدسپات پتاسیم، میرمکیت و تولید و درشت شدن ماکل مشبک در میکروکلین است.

۱. **هم‌رشدی‌های پرتیتی:** در شمال شرق منطقه گلپایگان، بزرگ‌ترین توده گرانیتی منطقه در شمال روستای موته و همچنین سینیت‌های شمال اسفاجرد در شمال گلپایگان بافت‌های بسیار زیبای پرتیت و مزوپرتیت را به نمایش می‌گذارند. سرد شدن آرام و آهسته باعث می‌شود دو فازی که با هم رشد کرده‌اند از یکدیگر جدا شوند. اختلاطناپذیری فازهای سرشار از سدیم و سرشار از پتاسیم در فلدسپات آلکالن نسبتاً ساده است و از این رو وقوع پدیده هم‌رشدی پرتیتی، بسیار معمول است. اصولاً تفکیک پتاسیم و سدیم نسبت به تحرک آلومینیم و سیلیسیم در هم‌رشدی‌ها بیشتر قابل مشاهده است. بر اثر این عمل عناصر سدیم و پتاسیم مجدداً متحرک و از هم جدا می‌شوند ولی عناصر آلومینیم و سیلیسیم که پیوند قوی برقرار می‌کنند، این گونه نیستند [۱۴]. بنا بر این فازهای در هم رشد کرده و یکنواخت (یعنی شبکه‌های دو فاز که کم و بیش با هم موازی هستند) می‌توانند به راحتی از هم جدا شوند. پارسنز و براون (۱۹۸۴) پرتیت‌های درشت را به

فعالیت‌های گرمایی جدیدتر در دماهای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد نسبت داده‌اند [۱۵]. ولی مؤلفان دیگر پرتیت‌های درشت را به فعالیت‌های جای‌گزینی ربط داده‌اند [۱۶]. به علاوه، ممکن است استرین تکنونیکي باعث اختلاط ناپذیری شود و بر جهت یافتگی ترجیحی تیغه‌های پرتیت اثر گذارد. در اغلب پرتیت‌های درشت، جای‌گزینی متقابلی در سیستم‌های بسته صورت می‌گیرد؛ یعنی پرتیت‌های موجود بدون تغییر زیاد در ترکیب شیمیایی درشت شده‌اند. ولی در یک سیستم باز به علت چرخش محلول‌ها تغییرات شیمیایی بارزی به وجود می‌آید، پرتیت‌های درشت در پگماتیت‌ها این گونه به وجود آمده‌اند [۱۴]. در منطقه بررسی شده می‌توان از محصولات اختلاط ناپذیری، هم‌رشدی‌های پرتیتی را نام برد که در اشکال ۸ و ۹ قابل مشاهده‌اند. معمولاً با پیشرفت عمل سرد شدن، اختلاط ناپذیری نیز رخ می‌دهد.

۲. **میرمکیت:** هم‌رشدی کرمی شکل کوارتز در پلاژیوکلاز است که با جای‌گزینی فلدسپات پتاسیم با سیالات کلسیم و سدیم‌دار تشکیل می‌شود [۱۷]. بر اساس این نظریه محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار با فلدسپات پتاسیک واکنش دارند و در نتیجه میرمکیت می‌تواند تشکیل شود. به عبارت دیگر میرمکیت نوعی سیمپلکتیت و نام کلی برای محصولات هم‌رشدی ریزدانه‌ای است که در خلال واکنش ثانویه و جای‌گزینی ایجاد می‌شوند. گاهی اوقات این پدیده را به تبلور اوتکتیک نیز نسبت می‌دهند. میرمکیت، هم‌رشدی شاخه شاخه مانند کوارتز در یک بلور پلاژیوکلاز است. یکی از ویژگی‌های این بافت آن است که جهت یافتگی شبکه‌های بلوری در میله‌های کوارتز مجاور هم، یکی است. میرمکیت‌ها را می‌توان در حاشیه فلدسپات سرشار از پتاسیم موجود در گرانیت‌ها و گنیس‌های گرانیتی یافت [۱۷]، [۱۸]. معمولاً میرمکیت‌ها میکروسکوپی‌اند و عمدتاً در حاشیه کانی‌های اولیه یافت می‌شوند. این بافت در گرانیت‌های دره بید در منطقه موته مشاهده می‌شود (شکل ۱۰).

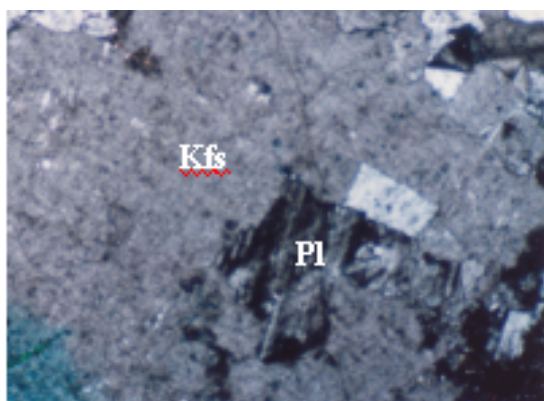
میرمکیت‌ها از مرز دانه به سمت داخل رشد می‌کنند و جای‌گزین فلدسپات پتاسیک می‌شوند و میله‌های کوارتز در آن جهت شاخه شاخه می‌شوند. در مورد نحوه تشکیل میرمکیت بحث و جدل زیادی وجود دارد، ولی پذیرفتنی‌ترین نظریه از آن بک [۱۹] است [۱۲].

بر اساس این نظریه، محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار، بر اساس رابطه‌های (۱) و (۲) به صورت آتی با فلدسپات پتاسیک واکنش دارند:

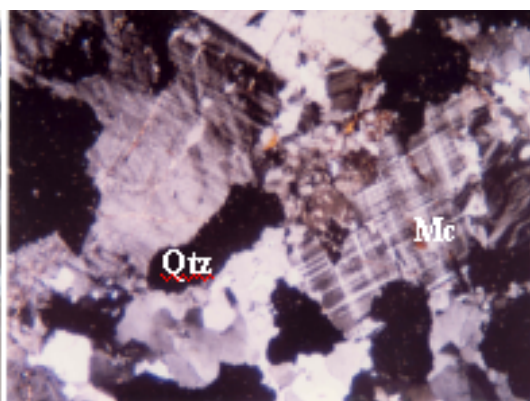


(فلدسپات پتاسیک) (میرمکیت)

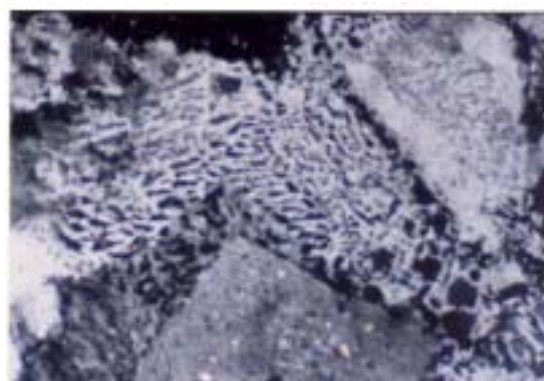
مقاوت بودن نسبت Al/Si در فلدسپات پتاسیم و کلسیم، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود. به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات هم‌رشدی میکروسکوپی تشکیل می‌دهد.



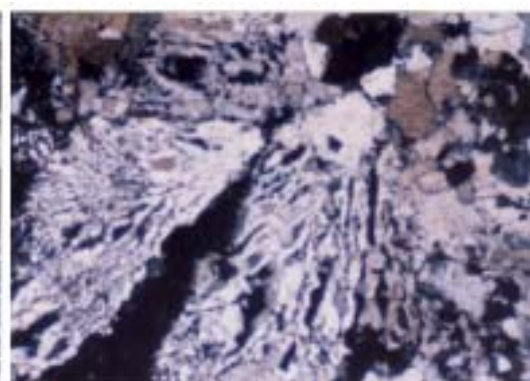
شکل ۵. تصویر بافت پوئی کلینی که در آن فلدسپات پتاسیک پلاژیوکلاز را در بر گرفته است ($\times 100.XPL$)
 فلدسپات پتاسیک = Kfs و پلاژیوکلاز = Pl



شکل ۴. تصویر بافت گرانیتی در شمال معدن سنجده در منطقه موته ($\times 25.XPL$).
 کوآرتز = Qtz و میکروکلین = Mc



شکل ۷. نمایش بافت گرانوفیر در گرانیت‌های دره ریز آب در شمال شرق گلپایگان ($\times 100.XPL$)



شکل ۶. نمایش بافت گرانوفیر در گرانیت‌های شمال شرق گلپایگان ($\times 100.XPL$)



شکل ۹. هم‌رشدی‌های پرتیتی (سرد شدن و اختلاط ناپذیری) در گرانیت‌های شمال موته ($\times 100.XPL$).
 فلدسپات پتاسیک = Kfs و آلبیت = Ab



شکل ۸. نمایش بافت پرتیت (هم‌رشدی آلبیت و فلدسپات پتاسیک) در توده گرانیتی شمال موته ($\times 100.XPL$).
 فلدسپات پتاسیک = Kfs و آلبیت = Ab

جایی‌که در پلاژیوکلاز دگرسان شده Ca, Na, Al و Si باقیمانده با نسبت‌های نامناسب هستند، میرمکیت تشکیل می‌شود تا فقط به صورت پلاژیوکلاز تجدید تبلور یابد. در اکثر جاها همان‌طور که پتاسیم وارد می‌شود راه‌هایی در دسترس هستند که به Ca, Na, Al اجازه می‌دهند که از پلاژیوکلاز خارج شوند. اما اگر راه‌هایی برای خارج کردن Ca, Na, Al در دسترس نباشد، آنگاه نسبت‌های باقیمانده این عناصر نسبت به Si اضافی در شبکه باعث می‌شوند که Si اضافی، یا به صورت ورمیکول‌های کوارتز در میرمکیت یا به شکل انکلوزیون‌های کوارتز در فلدسپات پتاسیم در میرمکیت شبی (ghost) متبلور شوند. در میرمکیت شبی Na و Ca بیشتر با پتاسیم جانشین می‌شوند. اما به طور محلی بیشتر از Al که شبکه اصلی پلاژیوکلاز را تشکیل می‌دهد ممکن است Si اضافی هنوز باقی بماند به طوری که نمی‌تواند در داخل ساختمان فلدسپات پتاسیک قرار گیرد [۲۰]. جایی‌که Ca جانشین شده بین دو مرکز جای‌گزینی ($K-K$ یا $K-Na$) به دام می‌افتد، میرمکیت تشکیل می‌شود. مثلاً بین دو بلور رشد یافته فلدسپات پتاسیم یا بین یک بلور پلاژیوکلاز دو باره تبلور یافته سدیک، میرمکیت تشکیل می‌شود.

از آن‌جا که کلسیم به دو اتم آلومینیوم در ساختمان‌ش نیاز دارد، در صورتی که پتاسیم و سدیم فقط به یک اتم احتیاج دارند، بنا بر این جایی‌که کلسیم وجود دارد، سیلیس اضافی باقی می‌ماند و در نتیجه ورمیکول‌ها یا ادخال‌های کوارتز را تشکیل می‌دهد [۲۰]، [۱۸].

بافت‌های ثانویه در گروه دوم

شامل دگرسانی‌هایی مثل کلریتیزاسیون بیوتیت و هورنبلند، سریسیتیزاسیون، سوسوریتیزاسیون و کانولینیتیزاسیون فلدسپات هستند. این تغییرات منعکس‌کننده وجود آب در شرایط رخساره شیبست سبز یا پایین‌تر از آن است [۱۲].

۱. کلریتیزاسیون: در دمای پایین تا متوسط، بیوتیت به راحتی به کلریت تبدیل می‌شود. فرآورده حاصل مجموعه‌ای از لایه‌های کلریت است که در بین لایه‌های بیوتیت قبلی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱). اگلگون و بنفیلد (۱۹۸۵) برای کلریتیزاسیون در گرانیته (در دمای ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد) واکنش آتی (۳) را پیشنهاد کرده‌اند [۲۱].

(۳)
$$= 0.5O_2 + H^+ 1/46 + آب 1/64 + آنورتیت 0.21 + بیوتیت 1$$

$$K^+ 1/46 + منیتیت 0.02 + کوارتز 0.63 + مسکویت 0.56 + اپیدوت 0.10 + تیتانیت 0.11 + کلریت 0.46$$

یون K^+ آزاد شده از بیوتیت باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می‌شود که تمام این‌ها به صورت مخلوط با هم، در سیلیکات‌های صفحه‌ای (بیوتیت و کلریت) قرار گرفته‌اند. در طی واکنش مزبور، منیزیم حفظ می‌شود و دو لایه بیوتیت تبدیل به یک لایه کلریت می‌شود.

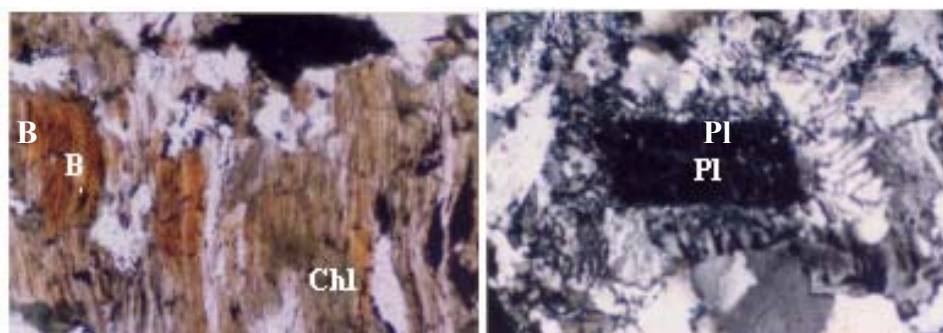
۲. **سریسیتیزاسیون:** نشان دهنده آکالی بودن پلاژیوکلاز و تأثیر محلول‌های گرمابی است. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سریسیتیزاسیون فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشند. یک منبع مهم K^+ همان فرآیند کلریتیزاسیون بیوتیت است که قبلاً مورد بحث قرار گرفت؛ در نتیجه این عمل K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند. در سیستم‌های هیدروترمالی ممکن است نشت کلی یون‌ها آن قدر زیاد باشد که علاوه بر سریسیتیزاسیون، متاسوماتیسم پتاسیک نیز رخ دهد. عمل انتشار، سرعت فرآیند سریسیتیزاسیون را کنترل می‌کند، به طوری که انجام واکنش به محلول‌های موجود و K^+ بستگی دارد؛ ولی محصولات واکنشی فقط در محل‌های واکنش رشد می‌کنند (مثلاً در مناطق به خصوصی در پلاژیوکلاز)، زیرا تحرک آلومینیوم و سیلیسیم نسبتاً کم است.

۳. **کائولینیزاسیون:** این فرآیند بیش‌تر بر فلدسپات پتاسیم اثر می‌گذارد و معمولاً محصولات حاصله، آن قدر ریزدانه‌اند که ماده کاملاً دگرسان شده، در مقطع نازک، ظاهری بی‌شکل، خاکستری و غالباً تیره دارد. این دگرسانی‌های معمولی که در هنگام سرد شدن یا دگرگونی بعدی و یا حوادث هیدروترمالی رخ می‌دهند. با ورود آب و پراکندگی مجدد و یا خروج پتاسیم، سدیم و کلسیم و دیگر تغییرات همراه هستند. بعضی از سنگ‌های گرانیتی متحمل تغییرات شیمیایی شدیدتری می‌شوند که خود حاصل عمل‌کرد محلول‌های ماگمایی باقیمانده سرشار از عناصری است که در کانی‌های معمولی سازنده این سنگ‌ها یافت نمی‌شوند.

بافت‌های ثانویه در گروه سوم

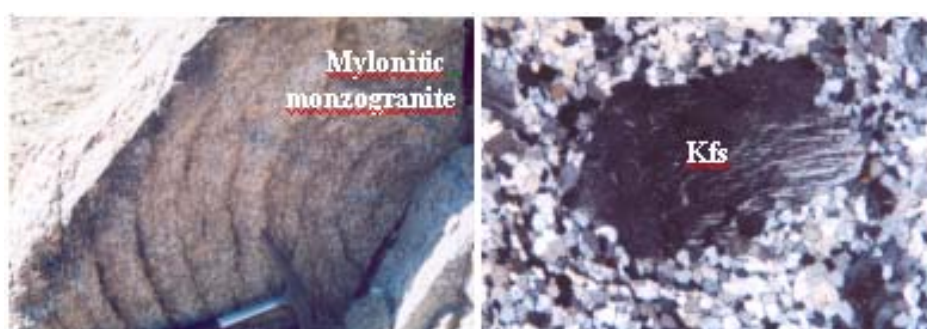
نشان دهنده این است که این کانی‌ها به اثرات استرین مربوط می‌شوند. ماکل‌بندی‌های ثانویه در پلاژیوکلاز و ماکل‌بندی مشبک در میکروکلین، استرین بسیار خفیفی را تحمل کرده‌اند. اگر استرین خفیف باشد، تنها اثرات قابل مشاهده شامل خاموشی نوسانی در کوارتز بین دانه‌ای و کج شدگی‌های جزئی در میکا است. میکاها به راحتی کج می‌شوند و کوارتز در شرایط بسیار گسترده‌ای، با مکانیسم‌های جابه‌جایی/ لغزشی، رفتار پلاستیکی پیدا می‌کند. روبان‌های کوارتز و تجدید تبلور ریزدانه کوارتز، مشخص‌کننده تغییر شکل‌های شدیدتر است که در این حالت، زون‌های کوارتز طولی شده، در اطراف فلدسپات‌های مقاوم‌تر پیچ و تاب می‌خورند و یک ساخت چشمی به وجود می‌آورند. در عین حال میکاها کاملاً کج می‌شوند.

اگر استرین در ذرات کانی‌ها، واضح و شدید باشد، به آن سنگ میلونیت گرانیت می‌گویند [۱۱]. میلونیت کوارتز مونوزودیوریت در شمال روستای اسفاجرد (شکل ۱۲) و میلونیت مونزوگرانیت در شمال روستای ورزنه (شکل ۱۳) در شمال شرق گلپایگان مشاهده می‌گردند. ممکن است همگام با بالآمدن دیابیری گرانیتوئیدها، استرین نیز تشدید شود و اثرات آن در حاشیه‌های توده نفوذی متمرکز شود. یا ممکن است گرانیتوئیدها در محیطی تکتونیکی فعال تشکیل شده باشند که در این صورت متحمل تغییر شکل بسیار گسترده‌ای می‌شوند. همچنین ممکن است دیگر اثرات استرین، تحت تأثیر حوادث تکتونیکی بعد از جای‌گیری قرار گیرند که کاملاً مستقل عمل می‌کنند.



شکل ۱۱. پدیده کلریتی شدن بیوتیت در گرانیت ماته (100.PPL). کلریت = Chl و بیوتیت = Bt

شکل ۱۰. نمایش بافت میرمکیت در گرانیت دره بید در منطقه ماته (100.XPL). پلاژیوکلاز = Pl



شکل ۱۳. تصویر چین خوردگی حاصل از اثرات استرین در میلونیت مونزوگرانیت شمال ورزنه.

شکل ۱۲. بافت میلونیتی در کوارتز مونزوادیوریت شمال اسفاجرد (25. XPL). فلدسپات پتاسیک = Kfs

بررسی بافت و کانی‌شناسی گرانیتوئیدها از جمله دارا بودن درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم و نیز وجود زیرکن‌های گردشده در منطقه بررسی شده می‌تواند بیان‌کننده یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S یا گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته‌ای باشد. وایت و چاپل (۱۹۸۸) بیان می‌کنند یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S احتمالاً زیرکن‌های گردشده است که بقایای دیرگداز رسوبات مادر هستند [۲۲]. بنا بر این برخی از گرانیتوئیدهای منطقه جزء گرانیتوئیدهای نوع S هستند. اما حضور بافت گرانوفیری در برخی از تونالیت‌های منطقه نشان می‌دهد که این توده‌ها، از نوع پلاژیوگرانیت بوده، جزء گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با منشأ گوشته‌ای هستند. همچنین حضور بافت میلونیتی در برخی دیگر از گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان که در شمال روستای ورزنه و شمال روستای اسفاجرد رخ‌نمون دارند، نشان می‌دهد این توده‌ها هم‌زمان با یک فاز کومزایی (لارامید) تشکیل شده‌اند.

تعیین سن جای‌گیری گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان

اکثر پژوهندگانی که منطقه گلپایگان را بررسی کرده‌اند سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را پرکامبرین در نظر گرفته‌اند. این نوشتار دلایل رد سن پرکامبرین برای این توده‌ها و دست یافتن به سن جای‌گزینی جوان‌تر

از ژوراسیک پسین و قدیمی‌تر از الیگوسن را با استفاده از روابط صحرایی و فسیل‌شناسی به صورت آتی ارائه می‌کند:

۱. بر اساس فسیل کونودونت که برای اولین بار در کالک شیست‌های متبلور زون سندانج-سیرجان در سنگ‌های دگرگون شده موته به دست آمده (اشکال ۱۴، ۱۵ و ۱۶) سن سنگ‌های در برگیرنده این گرانیتوئیدها نمی‌تواند متعلق به پرکامبرین باشد زیرا اولاً کونودونت‌ها اصولاً متعلق به پالئوزوئیک هستند (از نظر زمانی تا دوره تریاس نیز دیده می‌شوند) و در پر کامبرین مشاهده نشده‌اند؛ ثانیاً گرانیتوئیدها، سنگ‌های دگرگون شده را قطع کرده و در بعضی نقاط از جمله دره اشکی، دره چاه موش، دره آب باریک و دربند شور بر اثر دگرگونی مجاورتی هورنفلس ایجاد کرده‌اند (اشکال ۱۷ و ۱۸).

۲. بر اثر فسیل آکریتاژ به‌دست آمده (*Baltisphaeridium sp.*) از اسلیت‌های منتسب به پرکامبرین در دره ریز آب، سن اردوئیسین زیرین را می‌توان برای سنگ‌های فوق در نظر گرفت (شکل ۱۷). بنا بر این سنگ‌های دگرگونی در برگیرنده گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان که به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند [۱] نمی‌توانند متعلق به پرکامبرین باشند. لذا می‌توان نتیجه گرفت گرانیتوئیدهای موته پس از اردوئیسین تشکیل شده‌اند.

۳. علوی ناییبی (۱۳۷۰) بیان می‌کند که در طول دوران پالئوزوئیک ایران، هیچ گونه کومزایی همراه با چین‌خوردگی متامورفیزم و پلوتونیزم مشاهده نمی‌شود [۲۳] و همچنین بیش‌تر زمین‌شناسان معتقدند در پالئوزوئیک میانی ایران فقط حرکات اپیروژنیک (کالدونین و هرسی نین) وجود داشته است و لذا توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان نمی‌توانند متعلق به پالئوزوئیک باشند (لازم به ذکر است گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان اغلب از نوع همزمان با برخورد و پس از کومزایی بوده [۲۴] و با یک فاز کومزایی همراهند).

۴. در توده‌های مجاور دولومیت‌های پرمین در کوه یوخلو و همچنین در اطراف توده نفوذی گرانیتی در دره چاه موش ماگماهای گرانیتی بر روی گابروها اثر متاسوماتیکی داشته و این اثرات گاهی آن چنان پیشرفته است که سنگ‌های حدواسطی مانند بیوتیت دیوریت بر اثر واکنش ماگماهای گرانیتی و سنگ‌های گابرویی (آمفیبولیت‌ها) به وجود آمده است (شکل ۲۰). به‌خصوص آن که شواهدی هم در دست است که نشان می‌دهد گرانیت‌ها به احتمال قوی محصول ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای بر اثر هجوم ماگمای بازالتی‌اند [۵].

با توجه به اثر متاسوماتیکی ماگمای گرانیتی بر روی متاگابروها می‌توان نتیجه گرفت گابروها قبل از گرانیت‌ها به وجود آمده‌اند. همچنین با توجه به نفوذ ماگمای بازالتی در دولومیت‌های پرمین، می‌توان نتیجه گرفت توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان پس از پرمین تشکیل شده‌اند؛ زیرا پدیده‌های متاسوماتیکی به صور گوناگون در اطراف توده‌های فوق دیده می‌شوند. یکی از آشکارترین پدیده‌هایی که در این زمینه وجود دارد پدیده فلدسپات‌زایی است. این پدیده در اطراف توده‌های گرانیتی موته مشاهده می‌شود (شکل ۲۱).



شکل ۱۵. دو عضو فسیل کنودونت که از پهلوی به هم چسبیده‌اند در کوه یوخلو شمال موته (40.PPL). $\times$

شکل ۱۴. فسیل کنودونت در کالک شیبست‌های شمال موته که به روش اسید شویی جدا شده است (40.PPL). $\times$



شکل ۱۶. تصویر SEM از دهانه دو عضو کنودونت که از پهلوی به هم چسبیده‌اند.



شکل ۱۹. پدیده سیلیسی شدن در هورنفلس‌های دربند شور در شمال گلپایگان (100.XPL). $\times$

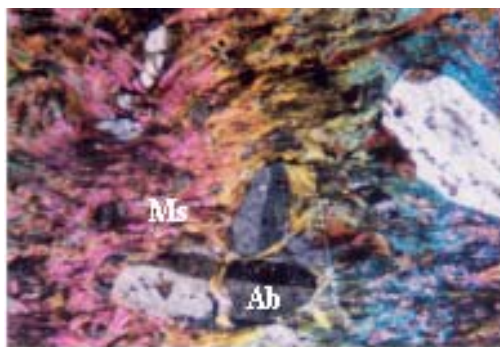
شکل ۱۸. هورنفلس در سمت راست و گرانیت در سمت چپ تصویر قرار دارد (25.XPL). $\times$

۵. یکی از فازهای مهم کومزایی که در زون سنندج- سیرجان قابل شناسایی است فاز کیمیرین پسین است [۲۵]، [۲۶]، که در سنگ‌های دربرگیرنده گرانیتوئیدها (میکاشیست‌ها، متاریولیت‌ها و متاداسیت‌های منطقه) مشاهده شده است، اما در گرانیتوئیدها مشاهده نمی‌شود. همچنین بررسی رزیدیاگرام‌های مربوط به گرانیتوئیدهای

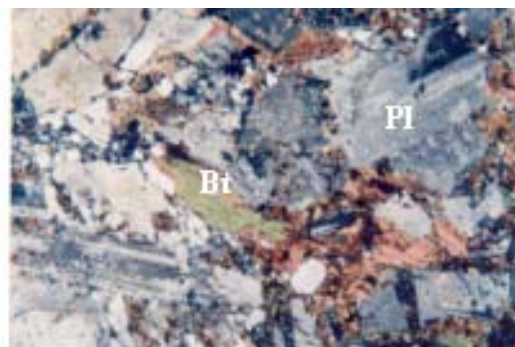
موت و سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها و نیز بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که گرانیتوئیدها تحت تأثیر تعداد کمتری از فازهای کوزایی قرار گرفته‌اند و از آنجا که قدیمی‌ترین فاز کوزایی که در منطقه عمل کرده است فاز کوزایی کیمیرین پسین است [۶]، [۷] ولی گرانیتوئیدها از این فاز متأثر نشده و به طور کلی دگرگون نشده‌اند. بنا بر این توده‌های یاد شده جوان‌تر از فاز کیمیرین پسین (ژوراسیک پسین- کرتاسه آغازین) هستند.

۶. بررسی فابریک‌های میلونیتی در برخی از توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان، از جمله میلونیت گرانیت‌های شمال ورزنه [۶] و میلونیت کوارتز مونزونیت‌های شمال اسفاجرد [۷] نشان می‌دهد که این توده‌ها تحت تأثیر فاز کوزایی اواخر کرتاسه- پالئوسن (لارامید) قرار گرفته و هم‌زمان با آن تشکیل شده‌اند.

۷. در شمال منطقه موت به طرف گل‌چشمه در قاعده سنگ‌های الیگوسن (۳۷ میلیون سال قبل) قطعات گرانیتوئیدهای موت مشاهده می‌شود که نشان می‌دهد این گرانیتوئیدها قبل از الیگوسن تشکیل شده‌اند همچنین گرانیتوئیدهای مزبور در هیچ‌جا سنگ‌های دوران سوم را قطع نکرده‌اند. بنا بر این، توده‌های یاد شده قدیمی‌تر از الیگوسن هستند.



شکل ۲۱. فلدسپات زایی در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی در داخل شیبست‌ها (پدیده متاسوماتیک) فلدسپات مسکویت را به صورت پوئی کلیتیک در بر گرفته است (×25.XPL). موسکویت =



شکل ۲۰. اثر متاسوماتیکی حاصل از ماگمای گرانیتی بر روی گابروها باعث تشکیل سنگ‌های حد واسطی مانند بیوتیت دیوریت گردیده است (×25.XPL). پلاژیوکلاز = Pl و بیوتیت = Bt

نتیجه‌گیری

بررسی گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان (شمال روستای موت، شمال ورزنه و شمال اسفاجرد) در نمودار متلثی QAP نشان می‌دهد که این توده‌ها اغلب در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند. دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی نیز در حاشیه توده‌ها مشاهده می‌شود.

از ویژگی‌های عمده این گرانیتوئیدها کمبود و یا فقدان کانی‌های مافیک است. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل میکروکلین، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل مسکویت، آمفیبول، کلریت،

اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپاک هستند. بافت‌های اولیه در این گرانیتوئیدها شامل سه گروه کلی (۱). بافت گرانیتی ۲. بافت پوئی کیلیتی (۳. بافت گرانوفیری) و بافت‌های ثانویه شامل (۱). هم‌رشدی‌های پرتیتی ۲. میرمکیت ۳. کلریتیزاسیون ۴. سربیسیتیزاسیون ۵. کائولینیزاسیون و ۶. میلونیتیزاسیون) هستند. وجود بافت گرانیتی در سنگ‌های منطقه بررسی شده نشان‌گر رشد سریع و توام کوارتز و فلدسپات آلکالن هیپرسولوس است که معمولاً در گرانیت‌های هیپرسولوس موجود در مناطق آتشفشانی یافت می‌شوند. بررسی بافت گرانوفیری در توانالیت‌ها نشان می‌دهد که برخی از این گرانیتوئیدها از نوع پلاژیوگرانیت بوده، جزء گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با منشأ گوشته‌ای محسوب می‌شوند. همچنین بررسی بافت‌های میلونیتی در میلونیت گرانیت ورزنه و کوارتز مونزونیت اسفاجرد نشان می‌دهد این توده‌ها هم‌زمان با تغییر شکل در اواخر کومزایی کرتاسه- پالئوسن (هم‌زمان با فاز لارامید) تشکیل شده‌اند [۶].

با توجه به بررسی‌های انجام شده بر اساس فسیل کونودونت به دست آمده از کالک شیست‌های متبلور و همچنین آکریتارژ (*Baltisphaeridium* sp.) به دست آمده از اسلیت‌های منطقه، سن سنگ‌های دگرگون شده که به پرکامبرین نسبت داده شده بود تجدید نظر شد و متعلق به پالئو زوئیک دانسته شد. از آنجا که گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان به صورت توده‌های کوچک و بزرگ در داخل سنگ‌های دگرگونه منطقه نفوذ کرده و در برخی موارد موجب دگرگونی همبری در سنگ‌های مجاور خود شده‌اند و نیز نظر به اینکه در طول دوران پالئو زوئیک ایران تا کنون هیچ گونه شواهدی دال بر کومزایی همراه با چین خوردگی، متامورفیسم و پلوتونیسم مشاهده نشده است [۲۴] و همچنین گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان اغلب از نوع هم‌زمان با برخورد بوده و لذا با یک فاز کومزایی همراهند و از طرف دیگر قدیمی‌ترین فاز کومزایی که در زون سنجندج- سیرجان (از جمله منطقه بررسی شده) عمل کرده است، فاز کیمیرین پسین است [۲۵]، [۲۶]. ولی گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان تحت تأثیر این فاز قرار نگرفته و به طور کلی دگرگون نشده‌اند. بنا بر این توده‌های فوق جوانتر از فاز کیمیرین پسین (ژوراسیک پسین- کرتاسه) هستند. از طرف دیگر این توده‌ها قدیمی‌تر از الیگوسن هستند زیرا قطعات گرانیتوئیدهای گلپایگان در کنگلومرای قاعده سنگ‌های الیگوسن در شمال منطقه بررسی شده مشاهده می‌شود و نیز گرانیتوئیدهای مزبور در هیچ جا سنگ‌های دوران سوم را قطع نکرده‌اند.

تشکر و قدردانی

بدین‌وسیله از مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان به واسطه حمایت مالی از این تحقیق و نیز آقایان دکتر مهدی یزدی و دکتر قویدل سیوکی برای بررسی فسیل شناسی تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

1. O. Thiele, M. Alavi, R. Assefi, A. Hushmand-zadeh, K. Seyd-emami and M. Zahedi, Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1/250000, Geological Survey of Iran (1966) 24.

۲. سیروس اترودی، بررسی‌های پتروگرافی و پترولوژی گرانیت‌های موته و حسن رباط(در محدوده ورقه چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰ گلیپایگان) ، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران(۱۳۶۶) ۱۵۷ صفحه .
3. H. Paidar-Saravi, Petrographisch-Lagerstättenkundliche Untersuchungen an goldführenden Gestein en im Muthe-Gebiet im westen Vom Zentraliran Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg (1989) 174.
۴. محمد ابراهیمی، بررسی زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال گلیپایگان و منطقه مرق- چشمه سفید، رساله فوق لیسانس، دانشکده علوم، دانشگاه تهران(۱۳۷۰) ۲۳۵ صفحه.
۵. مرتضی شریفی، زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه شمال شرق گلیپایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان(۱۳۷۶) ۲۵۷ صفحه.
۶. علی اکبر صبا، تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی هم‌زمان با دگرشکلی در شمال ورزنه(شمال خاورگلیپایگان) پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس(۱۳۷۸) ۱۰۱ صفحه.
۷. قاسم احمدی، دگرشکلی‌های چند مرحله ای در منطقه شمال گلیپایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس(۱۳۷۸) ۱۳۲ صفحه.
8. N. Rachidnejad-Omran, Petrology and geochemistry of meta volcano-sedimentary and plutonic rocks of Muteh area with special respect to genesis of gold mineralization, South Delijan, SSW of Tehran, Iran, Thesis, University of Tarbiat Modarres (2002)420 (Unpublished).
9. R.W. Le Maitre(ed.) A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford (1989) 193.
10. R.H. Flood and R.H. Vernon, Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. Lithos, Volume 21(1988) 237-245.
11. C.W. Passchier and R.A.J. Trouw Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York(1998) 289.
12. D. Shelley, Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hal (1993) 445.
13. A. Essaifi, R. Capdevila and J.L. Lagarde, Metasomatic trondhjemites and tonalites, examples in central Jebilet(Hercynian, Morocco). Journal of African Earth Sciences, Volume 39, Issues 3-5 (2004) 369-374.

14. J.V. Smith and W.L. Brown, Feldspar minerals, 2nd edn(Vol. 1) Springer-Berlin, Berlin (1988) 828.
15. I. Parsonst and W.L. Brown, Feldspars and the thermal history of igneous rocks. NATO Advanced study instate series C, 137 (1984) 317-371.
16. R. Martine, L. Parsons and I. Parsons, Microtextural controls of weathering of perthitic alkali feldspars, *Geochimica et cosmochimica Acta*, Volume 59, Issue 21(1995) 4465-4488.
17. L.G. Collins, Origin of myrmekite and metasomatic granite: Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, No. 1(1997) <http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised1.htm>.
18. J. Zachar and T.M. Toth, Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom dome(Pannonian basin, SE Hungary), Part I.; Myrmekite formation theories, *Acta Mineralogica Petrographica*, Szeged, Volume 42 (2001) 33-37.
19. F. Becke, Über Myrmekit. *Mineralogie und Petrographie, Mitteilungen*, Volume 27(1908) 377-390.
20. L.G. Collins, Replacement of primary plagioclase by secondary K-feldspar and myrmekite; Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic internet publication, No. 2(1996) <http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised1.htm>.
21. R.A. Eggleton and J.F. Banfield, The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogy*, Volume 70 (1985) 902-910.
22. A.J.R. White, and B.W Chappell, Some supracrustal(S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 79 (1988) 169-181.
۲۳. منصور علوی نائینی، پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۰) ۵۸۶ صفحه.
۲۴. مرتضی شریفی، تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای ماته بر اساس عناصر اصلی و عناصر نادر، خلاصه مقالات دهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران(۱۳۷۸) صفحات ۲۲۰-۲۱۹.
۲۵. محمد محجل و محمدرضا سهندی، تکامل تکتونیکی پهنه سندنجد- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌ای جدید در آن، مجله علوم زمین، سال هشتم، شماره ۳۱-۳۲(۱۳۷۸) صفحه ۴۹-۲۸.
26. M. Mohajjel, Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia (1997) (unpublished).