

پتروژنز و جایگاه تکتونیکی باتولیت بزمان، جنوب شرق ایران

لیلا واحدی*، مرتضی دلاوری، اصغر دولتی؛

دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی،
علی محمدی؛ دانشگاه صنعتی زوریخ (ETH-Zurich) سوییس

پذیرش ۹۵/۳/۱

دریافت ۹۴/۵/۲۶

چکیده

باتولیت بزمان در جنوب شرق ایران و در حاشیه جنوبی بلوک لوت قرار دارد. این مجموعه نفوذی با طیف سنگ‌شناسی آلکالی‌گرانیت، گرانیتوئید حدواسط (کوارتزومونونیت-کوارتزومونودیوریت-گرانودیوریت) و گابرو همراه با دایک‌های لوکوکرات (آپلیتی) در درون سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک بالایی نفوذ کرده و سبب ایجاد هاله دگرگونی در سنگ‌های پیرامون شده است. نسبت $A/NK > 1$ و $A/CNK < 1$ نشان‌دهنده ماهیت متآلومینوس گرانیتوئیدهاست. نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های بزمان (< 0.706) است که نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی نوع I است. از طرفی خصوصیات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی نیز نشان‌گر تیپ I باتولیت بزمان است. در نمودارهای هارکر روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی با حصول گرانیتوئیدها از طریق فرایند تفریق ماگمایی از گابروها سازگاری نداشته که این مسئله با آرایش الگوهای نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی نرمال شده نیز تأیید می‌شود. در نمودارهای چند عنصری نرمال شده، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Rb و K آنومالی مثبت داشته در حالی که عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Ti و Ta دارای آنومالی منفی هستند. با توجه به ژئوشیمی عناصر اصلی، مانند نسبت کم $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2)$ و $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ و نیز مقادیر زیاد $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ و $\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ ، گرانیتوئیدهای حدواسط منطقه شباهت زیادی به مذاب‌های بخشی حاصل از یک منشأ آمفیبولیتی/متابازالتی دارند. به علاوه مدل‌سازی عناصر کمیاب نیز نشان می‌دهد گرانیتوئیدهای حدواسط منطقه می‌تواند از ذوب بخشی دهیدراسیون بین ۱۰ تا ۳۰ درصد از یک منشأ آمفیبولیتی و با حضور مجموعه کانی‌های رستییتی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان حاصل شود. بر اساس اختصاصات شیمیایی، باتولیت بزمان در یک محیط قوس آتشفشانی (حاشیه فعال قاره‌ای) تشکیل شده است. از این رو، به نظر می‌رسد در زمان کرتاسه پسین، در موقعیت حاشیه جنوبی بلوک لوت یک حاشیه فعال وجود داشته که ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی شاخه‌ای از نفوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اورازیاست. طبق مدل جدیدی که در این تحقیق ارائه شده فرورانش یاد شده ممکن است متفاوت از فرورانش کنونی در منطقه مکران و در ارتباط با یک حوضه اقیانوسی در جنوب خرده قاره ایران مرکزی در موقعیت فرونشست جازموریان باشد.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید، تیپ I، قوس آتشفشانی، بزمان، ایران.

leila.vahedi@gmail.com

*نویسنده مسئول

مقدمه

جایگاه ساختاری ایران در نوار کوهزایی آلپ-همالیا و قرارگیری آن در منطقه اتصالی اورازیا و گندوانا سبب شده تا وقایع زمین‌شناسی مهمی از نظر چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی در ایران ثبت شود. تقریباً در طول پالئوزوئیک، پلیت ایران و عربی به صورت یک پارچه و منسجم است که با رسوبات خشکی تا فلات قاره‌ای پوشیده شده و ماگماتیسم و تحولات تکتونیکی چشم‌گیری را متحمل نشده است [۱]. طی مزوزوئیک ایران شاهد پلوتونیسم گسترده‌ای بوده است که از آن جمله می‌توان به نفوذی‌های متعدد زون سنندج-سیرجان شامل توده‌های گرانیتی الیگودرز [۲]، [۳]، بروجرد [۴]، دهنو [۵]، الوند [۶] و آستانه [۷] اشاره کرد. باتولیت بزمان که در جنوب غرب بزمان و شمال غربی ایرانشهر قرار دارد، مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نفوتتیس به‌زیر پلیت ایران در نظر گرفته شده است [۸]، [۹]، [۱۰]. از نظر پژوهش‌های چینه‌شناسی، سن باتولیت بزمان را بعد از تریاس و قبل از نئوژن بیان می‌کنند، زیرا این مجموعه نفوذی، سنگ‌آهک‌های پرمین (جمال) و تریاس (شتری) را قطع کرده و با لابه‌های قرمز قاره‌ای نئوژن پوشیده شده است [۸]، [۹]. نتیجه سن‌سنجی‌های ایزوتوپی متعددی که روی باتولیت بزمان انجام گرفته بیان‌گر سن کرتاسه پسین برای آن است. بربریان و همکاران [۹] این توده به‌روش Rb-Sr را ۷۴-۶۴ میلیون سال به‌دست آورده‌اند. چپو و همکاران [۱۱] نیز سن این سنگ‌ها را به‌روش U-Pb در محدوده ۸۱-۷۲ میلیون سال گزارش کرده‌اند. هم‌چنین کنراد و همکاران [۱۲] سن‌سنجی دیگری به‌روش K/Ar روی این توده انجام داده‌اند که سن ۷۹-۷۶ میلیون سال را نشان می‌دهد. باتولیت بزمان از نظر طیف‌های مختلف سنگ‌شناسی گستره‌ای از تیپ‌های بازیک (گابروها) تا حدواسط-اسیدی (شامل کوارتزموزنویت، کوارتزموزنودیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت) را شامل می‌شود. علیرغم وسعت زیاد این توده به استثناء پژوهش بربریان و همکاران [۹]، بررسی چندانی روی این توده از نظر مباحث ژئوشیمیایی صورت نگرفته است. هر چند بربریان [۱۳]، بربریان و بربریان [۸] و پورحسینی [۱۴] پژوهش‌هایی نیز روی این توده نفوذی انجام داده‌اند. هم‌چنین یکی از سؤالات مطرح در مورد این باتولیت جایگاه تشکیل آن است. از طرفی این توده در امتداد نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار داشته و عده‌ای آن را متعلق به این نوار می‌دانند [۱۱] و از طرف دیگر این توده در قوس ماگمایی مکران واقع شده و عده‌ای آن را منتسب به قوس ماگمایی مکران قلمداد کرده‌اند [۹]، [۱۰]. در این تحقیق سعی شده ضمن بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌ها و بحث ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده خاستگاه نکتونوماگمایی آن نیز بررسی شود.

مواد و روش‌ها

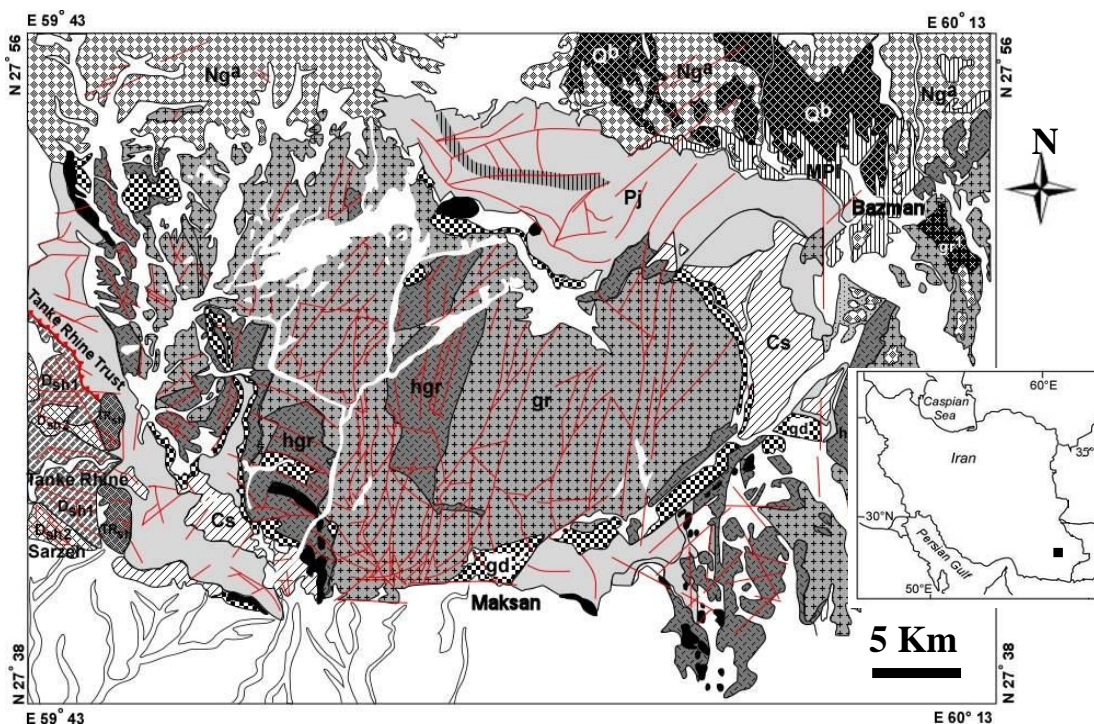
پس از نمونه‌برداری صحرائی و بررسی‌های پتروگرافی از بین **تعداد زیادی** از نمونه‌ها تعداد ۱۶ نمونه برای بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شد. این نمونه‌ها، که دربرگیرنده طیف‌های مختلف سنگی است، پس از خردایش در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی برای ادامه مراحل آماده‌سازی به مرکز فرآوری مواد معدنی ارسال شدند. در این مرکز نمونه با استفاده از آسیابی کارباید تنگستن پودر شدند که در همه مراحل، حساسیت‌های زیادی برای ممانعت از هرگونه آلودگی احتمالی اعمال شد. پودرهای تهیه شده برای انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، به آزمایشگاه دانشگاه

ETH^۱ (زوریخ- سوییس) ارسال و در آنجا به روش XRF و LA-ICP-MS، تجزیه شدند که نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است.

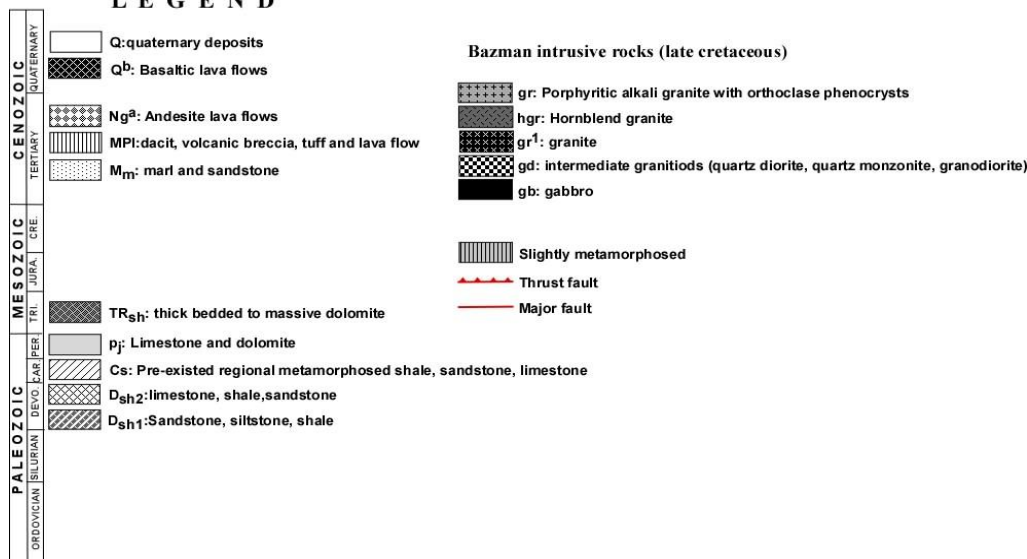
موقعیت زمین‌شناسی و روابط صحرایی

منطقه بررسی شده در پیوستگاه چندین پهنه ساختاری-رسوبی مهم سرزمین ایران از جمله بلوک لوت، زون پلوتونیک و ولکانیک ارومیه- دختر و مکران جای گرفته است [۱۵]. به‌طور کلی مختصات جغرافیایی آن شامل عرض ۲۷°۳۸' تا ۲۷°۵۶' شمالی و طول ۵۹°۴۳' تا ۶۰°۱۳' شرقی است (شکل ۱). سطح رخنمون باتولیت بزمان مساحتی بیش از ۵۰۰ کیلومترمربع دارد. از نظر روابط چینه‌شناختی، این توده به درون سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک بالایی نفوذ کرده است. در این منطقه قدیمی‌ترین واحد رسوبی، به سن دونین است که شامل ماسه‌سنگ، شیل، سیلت‌سنگ و سنگ آهک است (سازند شیشتو). روی این سازند، رسوبات شیلی، ماسه‌سنگ و سنگ آهک کربونیفر (هم‌ارز سازند سردر) قرار دارند. رسوبات پرمین که از سنگ‌آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لایه (هم‌ارز سازند جمال) تشکیل شده، به‌همراه لایه‌ای از کوارتز آرنایت قاعده‌ای، با ناپیوستگی روی واحدهای سنگی کربونیفر قرار گرفته است [۱۶]. بر اثر نفوذ باتولیت بزمان به درون سنگ‌های مجاور هاله نسبتاً توسعه یافته‌ای از مجموعه‌های اسکارن و هورنفلس تشکیل شده است. سازند سردر در همبری با توده نفوذی، به هورنفلس آندالوزیت‌دار، هورنفلس آندالوزیت-کردیریت‌دار و ماسه‌سنگ دگرگونه تبدیل شده است. سازند جمال نیز، در مجاورت با نفوذی‌های یاد شده به مرمر، مرمر فورستریت‌دار و مرمر فلوگوپیت‌دار تبدیل شده است. البته در این منطقه به‌وجود دگرگونی ناحیه‌ای در نهشته‌های قبل از پرمین و یک ناپیوستگی با واحدهای جوان‌تر نیز اشاره شده است که در این صورت ممکن است شاهدی بر عملکرد یک فاز کوهزایی باشد [۱۶]. ولی به‌دلیل تأثیرات دگرگونی مجاورتی و ضعیف شدن آثار دگرگونی‌های احتمالی قبلی به راحتی نمی‌توان در این باره اظهار نظر کرد.

در باتولیت بزمان طیفی از سنگ‌های مافیک تا اسیدی حضور دارند. از دیدگاه سنگ‌شناسی، بیش‌تر حجم توده از آلکالی‌گرانیت تشکیل شده که در بخش مرکزی توده رخنمون دارد. سنگ‌های گرانیتوئیدی حدواسط (کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و گرانودیوریت) در پیرامون توده اصلی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های مافیک (گابرو) نیز کم‌تر از ۵ درصد حجم توده‌های نفوذی را شامل شده و به‌نظر می‌رسد که نفوذ آن مقدم بر دیگر واحدهاست. مجموعه نفوذی بزمان، دارای ساخت حلقوی است و ویژگی‌های یک نفوذی زونه را نشان می‌دهد [۸]، [۹]. به‌طوری‌که معمولاً بخش حاشیه‌ای نسبت به بخش جوان‌تر داخلی زودتر نفوذ کرده و از سنگ‌های بازیک و حدواسط تشکیل یافته است و قسمت مرکزی آن از آلکالی‌گرانیت تشکیل شده است (شکل ۱). در بیش‌تر پلوتون‌های زونه به طرف مرکز، ویژگی‌های اسیدی افزایش پیدا می‌کند [۱۷]، [۱۸]، [۱۹]، [۲۰]، [۲۱]. به‌نظر می‌رسد که در مراحل پایانی جای‌گیری پلوتون و در پی تزریق شدن یک ماگمای بازالتی درون اتاق ماگمایی، ماگمای بازالتی به‌علت گرانش کم‌تر نسبت به یک ماگمای اسیدی، در قسمت بالایی اتاق ماگمایی قرار می‌گیرد و در اولین مرحله جای‌گیری ماگما، حباب‌های فراوانی از ماگمای مافیک ایجاد می‌شود که به سطوح بالاتر حرکت می‌کند. تخلیه پیوسته اتاق ماگمایی، پلوتون را تغذیه می‌کند و تزریق مکرر ماگما به هسته، سبب بالونی شدن پلوتون و ایجاد زون میانی می‌شود. با ادامه تزریق ماگما به هسته پلوتون، لایه سوم ماگمایی نیز تشکیل می‌شود [۱۹].



LEGEND



شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه بررسی شده به همراه تصحیحات که با تلفیق نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بزمان [۱۶] و مکسان [۱۵] رسم شده است

وگنرس [۲۲] این منطقه بندی را حاصل رقابت بین سرعت جای گزینی و سرد شدن ماگما و وجود مناطق تغذیه کننده ماگما در بخش های داخلی تر این توده می داند. اگر بسته ماگمایی به سرعت جای گزین شود، بسته های بعدی که در عمق جدایشی اند، با کنار زدن بسته قبلی در مرکز متمرکز می شوند و یک منطقه بندی عادی شامل حضور بخش های مافیک در حاشیه و بخش های فلسیک در مرکز ایجاد می شود. در مقابل، اگر سرعت جای گزینی آرام باشد و ماگما زمان کافی برای سرد شدن داشته باشد، پیش از ورود بسته ماگمایی جدید منجمد می شود و این بسته ماگمایی جدید نیروی کافی برای نفوذ در مرکز بسته منجمد شده قبلی را ندارد و در حاشیه های آن تزریق می شود. در نتیجه، یک

منطقه‌بندی وارون شامل حضور سنگ‌های مافیک در مرکز و سنگ‌های روشن در حاشیه ایجاد می‌شود [۲۳]. میکوشیبا و همکاران، [۲۱]، تبلور تفریقی ماگمای مادر مافیک با منشأ گوشته‌ای را عامل تولید زونینگ در پلوتون‌های دارای منطقه‌بندی می‌دانند. آن‌ها همچنین اعتقاد دارد که سنگ‌هایی که در هسته پلوتون حضور دارند، از ماگمای مادری مشتق شده که دارای آلودگی پوسته‌ای است و ذوب‌بخشی آن در شرایط خیلی آبدار رخ داده است. همچنین احتمال دارد که زوناسیون متحدالمرکز در نتیجه فرآیندهای اختلاط و هضم و تبلور تفریقی (AFC) [۱۷]، اختلاط ماگمایی [۲۴]، ورود دو پالس ماگمایی مجزا [۲۵] و تفریق در اتاق ماگمایی [۱۴] تشکیل شده باشد. باتولیت بزمان همراه سنگ‌های دربرگیرنده خود میزبان تعدادی دایک‌های لوکوکرات (آپلیتی) و مافیک است. دایک‌های لوکوکرات درون گابروها، گرانیتوئیدهای حدواسط و آلکالی‌گرانیت‌ها نفوذ کرده‌اند. مرز واضح دایک‌ها حاکی از دمای کم‌تر سنگ میزبان در زمان تزریق دایک‌ها و نمایان‌گر تشکیل آن‌ها بعد از جای‌گزینی و شکل‌گیری توده نفوذی اصلی در منطقه است. بر این اساس می‌توان گفت مجموعه نفوذی بزمان در یک زمان جای‌گیر نشده، بلکه تزریق آن در مراحل متوالی بوده است [۸].

پتروگرافی

توده نفوذی بزمان بر اساس کانی‌شناسی مودال دارای تنوعی از سنگ‌های فلسیک و مافیک شامل آلکالی‌گرانیت، گرانیتوئیدهای حدواسط (کوارتزومونزونیت، کوارتزومونزودیوریت، گرانودیوریت) و گابرو است (شکل a۲). محور این پژوهش بر گرانیتوئیدهای حدواسط، گابروها و دایک‌های لوکوکرات (آپلیتی) درون آن‌هاست. نتایج آنالیز مودال نمونه‌های بررسی شده در جدول ۱ ارائه شده است.

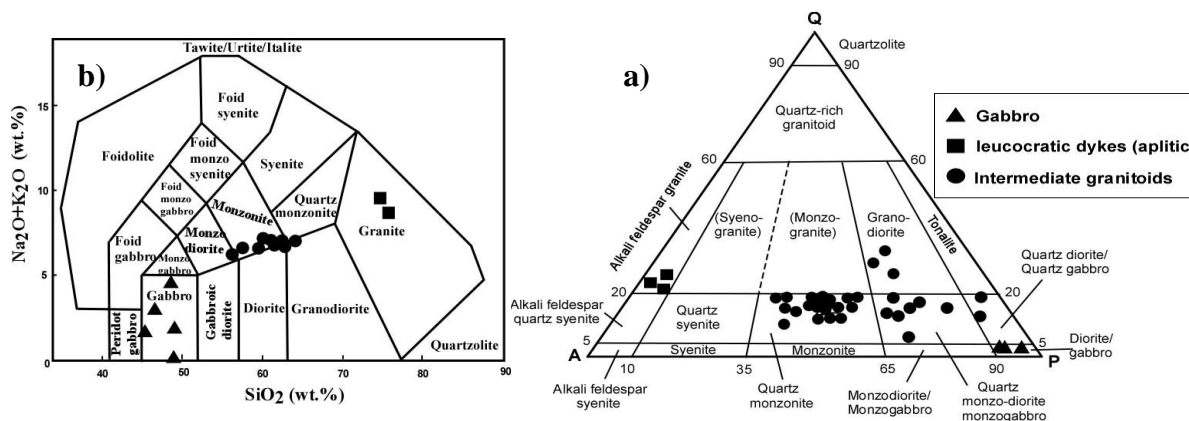
گابروها از نظر حجمی فراوانی زیادی نداشته و کم‌تر از ۵ درصد رخنمون‌های منطقه را شامل می‌شوند. آن‌ها ریز تا متوسط بلور هستند و اغلب بافت ساب‌هدرال گرانولار دارند. از نظر کانی‌شناسی گابروها شامل پلاژیوکلاز (۵۰-۲۰٪)، کلینوپیروکسن (۷۰-۳۵٪)، الیوین (۱۵٪)، آمفیبول (۱۰٪) و بیوتیت (۵٪) هستند. همچنین مقدار اکسیدهای آهن - تیتان تقریباً تا ۵ درصد نیز می‌رسد. در گابروها اسفن و اپیدوت نیز به‌صورت ثانویه وجود دارد. پلاژیوکلاز به‌طور کلی نیمه شکل‌دار و اندازه دانه‌ها کم‌تر از ۱ میلی‌متر است. کلینوپیروکسن بیش‌تر بی‌شکل است و اندازه بلورها کم‌تر از ۱ تا ۳ میلی‌متر است. در برخی نمونه‌های گابرویی ادخال‌های کلینوپیروکسن درون پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور کلینوپیروکسن پیش از پلاژیوکلاز است. این روند تبلور، از ویژگی‌های گابروهای کالک‌آلکالن قوس است. همچنین فراوانی مجموع کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و بیوتیت که گاه تا ۱۵ درصد گابروها را تشکیل می‌دهند، نشان‌گر آبدار بودن مذاب است. فشار زیاد آب در ماگمای آبدار توالی تبلور را تغییر داده و منجر به تبلور تأخیری پلاژیوکلاز می‌شود [۲۶]. به نظر مانتنر^۱ و همکاران [۲۷] و اگلر^۲ [۲۸] مقادیر زیاد آب (> ۳٪) تبلور پلاژیوکلاز را متوقف و باعث تبلور کلینوپیروکسن قبل از پلاژیوکلاز می‌شود. علاوه بر این، یک سری دایک‌ها و استوک‌های گابرویی وجود دارند که به درون گرانیتوئیدهای منطقه نفوذ کرده که متفاوت از توده‌های گابرویی اصلی است و معمولاً درصد حجمی کانی‌ها نیز در آن‌ها متفاوت است.

گرانیتوئیدهای حدواسط از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از پلاژیوکلاز (۴۰-۳۰٪)، کوارتز (۲۵-۱۰٪)، آلکالی‌فلدسپار (۳۵-۲۵٪)، کلینوپیروکسن (حدود ۱۰-۵٪)، آمفیبول (حدود ۱۵-۴٪) و بیوتیت (حدود ۱۰-۳٪) تشکیل شده‌اند.

1. Muntener
2. Egger

اندازه بلورها اغلب بین ۱ تا ۵ میلی‌متر است از این رو، بافت غالب این سنگ‌ها آن‌هدرال گرانولار متوسط است. پلاژیوکلازها عمدتاً ماکل پلی‌سنتیک و ندرتاً زونینگ نشان می‌دهند. نمونه‌ها دارای مقادیر متغیری از کانی‌های فرومنیزین هستند. به‌عنوان مثال در بسیاری نمونه‌ها فراوانی نسبی هورنبلند بالاتر از بیوتیت است و در برخی از آن‌ها فراوانی بیوتیت بیش‌تر است. در برخی موارد وجود بافت پوئی‌کلستیک در آمفیبول‌ها که در آن بلورهای آمفیبول، ادخال‌های پلاژیوکلاز را در برمی‌گیرند، بیان‌گر این است که این کانی تبلور تأخیری نسبت به پلاژیوکلاز دارد. در گرانیتوئیدهای حدواسط، در برخی موارد حضور هسته‌های کلینوپیروکسن درون آمفیبول نشان‌دهنده تشکیل آمفیبول در نتیجه تغییرات تأخیری کلینوپیروکسن است. اسفن، آپاتیت و زیرکن از جمله کانی‌های فرعی هستند که به‌طور معمول در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده نفوذی بزمان حضور دارند. در این میان فراوانی اسفن چشم‌گیر است و گاهی به بیش از ۱ درصد می‌رسد. از آن‌جاکه حضور معمول اسفن به گرانیتوئیدهای نوع I و کالک‌آلکانل زون‌های فرورانشی ارتباط داده شده [۲۹] از این رو، می‌توان از این کانی به‌عنوان ابزاری پترولوژیکی در بحث ژنز این سنگ‌ها استفاده کرد.

دایک‌های لوکوکرات (آپلیتی) در نمودار طبقه‌بندی مودال (شکل ۲ a) در محدوده آلکالی‌گرانیته قرار می‌گیرند. کانی‌شناسی مودال این سنگ‌ها شامل کوارتز (۲۰-۲۵٪)، آلکالی‌فلدسپار (۷۰-۷۵٪) و پلاژیوکلاز (۵-۱۰٪) است. در این سنگ‌ها به‌ندرت ممکن است بیوتیت نیز دیده شود. دایک‌های لوکوکرات ریز تا متوسط بلور هستند و فاقد کانی‌های فرومنیزین بوده و ظاهری کاملاً رنگ‌روشن دارند. بافت پرتیتی و میکروگرافیک در این سنگ‌ها به‌طور معمول دیده می‌شود.



شکل ۲ (a) نمودار اشتريکایزن [۳۰] برای تقسیم‌بندی مودال سنگ‌های آذرین درونی و موقعیت نمونه‌های بررسی شده در آن، (b) نمودار مجموع عناصر آلکانل در مقابل سیلیس برای طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین [۳۱]

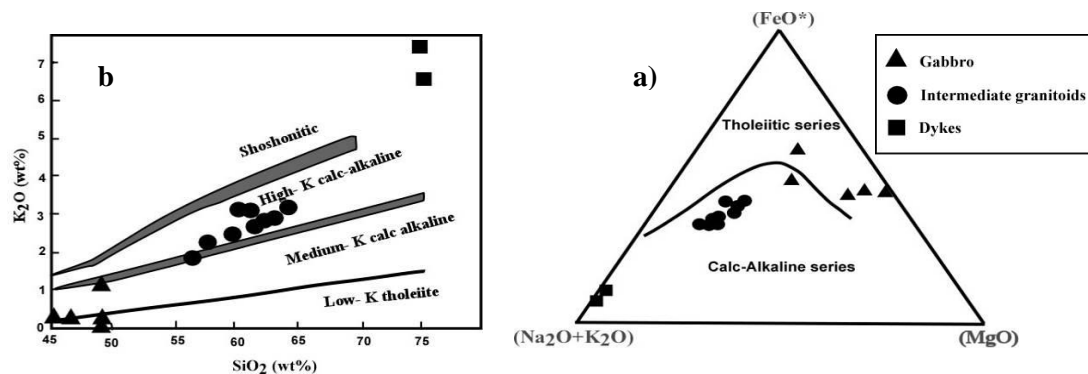
ژئوشیمی

از لحاظ ژئوشیمی سنگ کل، دامنه تغییرات SiO_2 در نمونه‌های بررسی شده بین ۴۴/۷۷ تا ۷۵/۳۱ درصد وزنی است (جدول ۲). توده‌های نفوذی منطقه از نظر تقسیم‌بندی شیمیایی در محدوده گرانیت (دایک‌های لوکوکرات)، مونزونیت تا کوارتز-مونزونیت، گرانودیوریت و گابرو قرار دارند (شکل ۲ b). در نمودار AFM [۳۲]، گرانیتوئیدها در قلمرو سری کالک‌آلکانل و گابروها در محدوده تولئی‌ایتی واقع می‌شوند (شکل ۳ a). هم‌چنین در نمودار K_2O مقابل SiO_2 [۳۳] نمونه‌ها در سه سری مختلف ماگمایی قرار می‌گیرند. سنگ‌های گابرویی در سری تولئی‌ایتی کم

پتاسیم، گرانیتوئیدهای حدواسط در سری کالک آلکالن پتاسیم بالا و دایک‌ها در سری شوشونیتی قرار دارند (شکل ۳ b). نسبت‌های $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ A/CNK و $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]$ A/NK در گرانیتوئیدهای حدواسط به ترتیب در حد ۰/۸۴ تا ۰/۹ و ۱/۶۸ تا ۲/۰۵ است. در دایک‌های لوکوکرات، A/NK و A/CNK به ترتیب از ۱ تا ۱/۰۱ و ۱/۱۸ تا ۱/۲ متغیر است. از این رو، گرانیتوئیدهای بررسی شده، از نظر درجه اشباع از آلومین در قلمرو گرانیتوئیدهای متاآلومینوس قرار می‌گیرند [۳۴].

جدول ۱. نتایج حاصل از شمارش مودال کانی‌ها در نمونه‌های آنالیز شده باتولیت بزمان (تمام اعداد بر حسب درصد حجمی است)

نام نمونه	ترکیب کانی‌شناسی (درصد حجمی)	سنگ‌شناسی
MDZ-98	پلاژیوکلاز (۵۰٪)؛ کلینوپیروکسن (۴۸٪)؛ بیوتیت (۱٪)	گابرو
MDZ-99	پلاژیوکلاز (۵۵٪)؛ کلینوپیروکسن (۳۵٪)؛ هورنبلند (۵٪)؛ بیوتیت (۲٪)	گابرو
MDZ-103	کلینوپیروکسن (۴۶٪)؛ پلاژیوکلاز (۴۶٪)؛ هورنبلند (۳٪)؛ بیوتیت (۳٪)	گابرو
MDZ-119	پلاژیوکلاز (۴۵٪)؛ کلینوپیروکسن (۲۵٪)؛ هورنبلند (۱۴٪)؛ بیوتیت (۱۰٪)؛ کوارتز (۲٪)	گابرو
MDZ-123	پلاژیوکلاز (۵۰٪)؛ کلینوپیروکسن (۲۰٪)؛ الیوین (۱۵٪)؛ بیوتیت (۱۰٪)؛ اکسید آهن - تیتان (۶٪)	الیوین گابرو
MDZ-104	پلاژیوکلاز (۳۳٪)؛ فلدسپات آلکالن (۲۸٪)؛ کوارتز (۱۰٪)؛ بیوتیت (۱۰٪)؛ هورنبلند (۸٪)؛ کلینوپیروکسن (۵٪)	کوارتز مونزونیت
MDZ-112	پلاژیوکلاز (۳۰٪)؛ فلدسپات آلکالن (۲۵٪)؛ کوارتز (۱۴٪)؛ هورنبلند (۱۲٪)؛ بیوتیت (۱۰٪)؛ کلینوپیروکسن (۳٪)	کوارتز مونزونیت
MDZ-118	پلاژیوکلاز (۳۴٪)؛ فلدسپات آلکالن (۲۳٪)؛ هورنبلند (۱۴٪)؛ کوارتز (۱۳٪)؛ بیوتیت (۷٪)؛ کلینوپیروکسن (۴٪)	کوارتز مونزونیت
MDZ-122	فلدسپات آلکالن (۳۸٪)؛ پلاژیوکلاز (۲۷٪)؛ کوارتز (۱۶٪)؛ بیوتیت (۸٪)؛ هورنبلند (۷٪)	کوارتز مونزونیت
MDZ-126	پلاژیوکلاز (۳۲٪)؛ فلدسپات آلکالن (۳۲٪)؛ کوارتز (۱۷٪)؛ هورنبلند (۱۰٪)؛ بیوتیت (۷٪)؛ کلینوپیروکسن (۲٪)	کوارتز مونزونیت
MDZ-129	پلاژیوکلاز (۵۴٪)؛ فلدسپات آلکالن (۱۶٪)؛ کوارتز (۱۴٪)؛ هورنبلند (۷٪)؛ بیوتیت (۷٪)؛ کلینوپیروکسن (۲٪)	کوارتز مونزودیوریت
MDZ-132	پلاژیوکلاز (۵۱٪)؛ فلدسپات آلکالن (۲۰٪)؛ کوارتز (۱۵٪)؛ بیوتیت (۶٪)؛ کلینوپیروکسن (۴٪)؛ هورنبلند (۴٪)	کوارتز مونزودیوریت
MDZ-139	پلاژیوکلاز (۴۲٪)؛ فلدسپات آلکالن (۱۹٪)؛ هورنبلند (۱۲٪)؛ کوارتز (۱۰٪)؛ بیوتیت (۱۰٪)	کوارتز مونزودیوریت
MDZ-95	پلاژیوکلاز (۶۱٪)؛ کوارتز (۱۵٪)؛ هورنبلند (۹٪)؛ بیوتیت (۴٪)؛ فلدسپات آلکالن (۴٪)؛ کلینوپیروکسن (۲٪)	کوارتز دیوریت
MDZ-107	فلدسپات آلکالن (۷۳٪)؛ کوارتز (۲۰٪)؛ پلاژیوکلاز (۶٪)	دایک‌های لوکوکرات (آپلیتی)
MDZ-116	فلدسپات آلکالن (۷۰٪)؛ کوارتز (۲۳٪)؛ پلاژیوکلاز (۵٪)؛ بیوتیت (۱٪)	دایک‌های لوکوکرات (آپلیتی)



شکل ۳. موقعیت سنگ‌های آذرین منطقه بزمان در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، (a) نمودار AFM [۳۲] برای تفکیک سری‌های تولئی‌ایتی و کالک آلکالن، (b) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 به منظور تعیین ماهیت ماگمایی [۳۲]

جدول ۲. آنالیز شیمیایی سنگ‌های پلوتونیک بزمان به روش ICP- MS و XRF
Gb: گابرو؛ Inter.g: گرانیتوئیدهای حدواسط؛ Dy: دایک‌های لوکوکرات (آلبیتی)

Sample	MDZ- 98	MDZ- 99	MDZ- 123	MDZ- 103	MDZ- 119	MDZ- 95	MDZ- 104	MDZ- 112	MDZ- 118	MDZ- 122	MDZ -126	MDZ -129	MDZ -132	MDZ -139	MDZ -107	MDZ -116
Rock	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Inter.g	Inter.gr	Inter.gr	Inter.gr	Inter.gr	Inter.	Inter.	Inter.	Inter.	Dy	Dy
XRF analyses (wt.%)																
SiO ₂	۴۸/۶۱	۴۸/۰۳	۴۴/۷۶	۴۵/۴۵	۴۸/۳۰	۶۱/۰۲	۶۲/۰۷	۵۹/۹۸	۵۶/۰۸	۶۳/۲۷	۵۹/۱۰	۶۰/۹۶	۶۲/۱۱	۵۷/۳۸	۷۴/۶۹	۷۲/۹۲
TiO ₂	۰/۵۶	۰/۶۳	۱/۱۸	۰/۹۹	۱/۲۷	۰/۸۸	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۸۲	۰/۵۵	۰/۷۴	۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۷۸	۰/۱۳	۰/۱۰
Al ₂ O ₃	۹/۵۵	۱۵/۹۴	۱۶/۰۸	۱۷/۸۵	۱۸/۸۸	۱۶/۱۳	۱۶/۵۳	۱۸/۲۵	۱۸/۶۸	۱۶/۴۸	۱۷/۳۴	۱۷/۰۹	۱۶/۸۵	۱۸/۱۵	۱۲/۹۶	۱۳/۳۰
Fe ₂ O ₃	۰/۵۶	۰/۹۳	۱/۴۲	۱/۴۴	۱/۲۹	۰/۹۲	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۸۸	۰/۶۰	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۸۷	۰/۱۶	۰/۱۱
FeO	۳/۷۴	۶/۲۲	۹/۴۶	۹/۶۰	۸/۶۲	۶/۱۰	۴/۲۴	۴/۳۸	۵/۸۹	۴/۰۲	۵/۱۹	۴/۶۳	۴/۴۶	۵/۸۲	۱/۰۴	۰/۷۰
MnO	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۲	۰/۰۱
MgO	۵/۰۱	۷/۲۵	۱۱/۳۷	۴/۵۱	۵/۸۶	۲/۷۲	۲/۴۲	۲/۲۸	۳/۲۷	۱/۸۸	۳/۰۸	۲/۴۸	۲/۲۹	۳/۱۶	۰/۳۰	۰/۲۱
CaO	۳۱/۰۲	۱۷/۰۵	۱۳/۷۹	۱۴/۷۷	۹/۹۳	۴/۸۴	۵/۲۱	۶/۱۲	۷/۲۴	۴/۷۳	۶/۲۴	۵/۷۳	۵/۴۳	۶/۶۳	۱/۰۹	۱/۱۳
Na ₂ O	۰/۱۱	۱/۶۱	۱/۳۳	۲/۶۸	۳/۳۹	۳/۸۰	۳/۸۳	۴/۰۴	۴/۳۲	۳/۷۸	۳/۹۵	۴/۰۵	۴/۰۲	۴/۲۷	۲/۳۲	۲/۱۰
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۲۳	۱/۱۳	۳/۰۷	۲/۸۵	۳/۱۱	۱/۸۶	۳/۱۴	۲/۴۶	۲/۶۷	۲/۸۴	۲/۲۵	۶/۴۵	۷/۲۳
P ₂ O ₅	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۳۸	۰/۲۵	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۰۳	۰/۰۲
LOI	۰/۸۲	۱/۸۲	۱/۰۱	۲/۰۴	۱/۰۶	۰/۱۱	۱/۱۳	۰/۴۴	۰/۸۵	۰/۵۳	۰/۹۹	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۱۶
Total	۱۰۰/۲۴	۹۹/۹۹	۹۹/۹۹	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۱۸	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۳	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۲۸	۹۹/۲۵	۱/۱	۹۹/۵۹	۹۹/۹۱	۱/۰۹	۹۹/۵۱	۹۷/۹۹
Mg#	۶۷/۷۹	۴۶/۶۶	۶۵/۳۶	۴۲/۴۷	۵۱/۶۲	۴۱/۱۹	۴۷/۲۷	۴۴/۹۷	۴۶/۵۸	۴۲/۳۴	۴۸/۲۵	۴۵/۶۴	۴۴/۶۵	۴۶/۰۳	۳۰/۹۰	۳۱/۸۴
XRF analyses (ppm)																
Cs	.	۱	.	.	.	۱۲	۲	۱	۱	۱	۳	۳	۴	۳	۱	۳
Zn	۱۰۸	۶۲	۸۴	۱۰۱	۹۶	۸۹	۵۶	۶۴	۷۴	۵۵	۷۵	۶۶	۶۶	۸۰	۱۴	۱۳
Cu	۷	۲۹	۳۴	۲۹	۵۶	۸۱۲	۲۳	۴۷	۱۱	۲۷	۵۳	۳۶	۳۳	۷۴	۱۴	۱۴۰
Sc	۱۲	۲۷	۴۴	۱۸	۲۶	۱۵	۱۲	۸	۱۶	۱۱	۱۳	۱۰	۱۲	۱۴	.	۱
Ga	۱۹	۲۵	۲۵	۳۰	۳۱	۲۸	۲۷	۲۹	۳۲	۲۷	۲۹	۲۸	۲۶	۳۰	۲۲	۲۰
Ni	۴۱	۱۴	۴۰	۶۲	۳۰	۲۰	۹	۳۸	۱۱	۱۱	۱۴	۷	۵	۱۷	۸	۱۳
Co	۱۵	۲۴	۳۶	۲۳	۳۰	۲۰	۱۳	۱۴	۱۸	۱۰	۱۸	۱۴	۱۱	۱۸	۴	۳
Cr	۸۹	۲۵	۳۵۵	۶۱	۳۸	۷۰	۵۰	۴۸	۴۲	۴۲	۵۲	۳۴	۵۲	۴۰	۴۸	۵۷
V	۸۳	۱۸۰	۲۹۰	۳۰۱	۲۶۴	۱۴۸	۱۱۳	۱۱۱	۱۵۲	۹۷	۱۴۱	۱۱۴	۱۱۵	۱۷۲	۲۴	۱۵
Rb	۱	۷	۷	۵	۲۷	۲۱۶	۹۷	۷۵	۵۸	۹۱	۸۶	۱۰۲	۸۸	۱۵۸	۱۵۸	۱۲۲
Ba	۱۰	۵۸	۶۰	۸۵	۲۳۸	۲۰۷	۳۹۷	۶۱۴	۲۸۸	۳۹۵	۳۴۷	۳۹۰	۳۳۶	۳۲۳	۳۷۱	۱۰۳۷
Th	۹	.	.	۱	۳۲	۱۰	۱	۴	۱۷	۱۱	۱۰	۱۵	۱۱	۳۰	۳۰	
Nb	۸	۲	۴	۲	۷	۲۳	۱۴	۱۱	۱۲	۱۶	۱۶	۱۴	۱۶	۱۴	۵	۶
La	۲۳	۱۴	۱۲	۱۲	۱۹	۱۶	۱۹	۱۹	۱۵	۱۹	۷	۱۴
Ce	۶۷	۳۷	۵۹	۷۶	۶۳	۱۲۱	۸۱	۶۶	۹۶	۸۳	۷۸	۷۷	۵۹	۶۰	.	۲۲
Pb	۱	۳	۲	۲	۴	۱۲	۶	۹	۵	۹	۱۲	۹	۱۲	۸	۱۰	۱۷
Sr	۵۶۰	۵۲۱	۳۹۴	۷۱۶	۵۶۱	۲۸۶	۴۰۲	۴۸۵	۵۳۲	۴۳۱	۵۱۱	۵۲۲	۴۵۲	۵۰۱	۲۷۱	۳۶۱
Nd	۳۰	۲۱	۲۸	۳۴	۲۹	۴۸	۳۵	۳۰	۴۰	۳۶	۳۴	۳۴	۲۸	۲۸	۹	۱۶
Zr	۱۷۴	۳۳	۳۸	۴۸	۹۷	۴۷۷	۱۹۶	۲۸۴	۲۵۶	۲۱۰	۱۵۴	۱۹۴	۱۶۶	۲۳۸	۶۵	۴۲
Y	۳۰	۱۵	۲۵	۱۶	۲۴	۳۴	۲۴	۱۹	۳۰	۲۵	۲۲	۲۳	۲۳	۲۶	۳	۵
LA-ICP-MS analyses (ppm)																
Rb	۰/۵۲۱	۴/۹۵	۴/۲۴۶	۳/۲۸۳	۲۵/۵۰۱	۳۳۹	۹۹/۴۸۹	۷۳/۲۶۵	۵۷/۴۲۲	۹۷/۱۸۱	۱/۸۷۷	۱/۵۲۹	۱/۸۸۸	۱/۸۲۸	۱/۲۰۱	۱/۶۶۵
Sr	۱/۸۴۵	۱/۶۳۹	۴/۱۲/۱۲۰	۷۴۰/۶۷۹	۵۹۳/۰۰۹	۱/۱۲۰	۴۴۳/۶۵۴	۴۹۵/۲۴۷	۵۶۳/۷۶۰	۴۵۵/۷۲۷	۳/۷۰	۱/۶۳۲	۱/۸۷۴	۱/۰۰۲	۱/۳۹۳	۱/۲۰۰
Y	۲۱/۹۸۹	۱۰/۴۸۷	۱۹/۱۹۳	۱۱/۹۴۳	۱۹/۷۳۸	۳۰/۷۲۰	۲۱/۴۲۳	۱۴/۴۸۳	۲۴/۲۹۴	۲۲/۶۳۳	۱/۵۲۲	۱/۵۳۳	۱/۰۰۷	۱/۵۸۳	۲/۵۶۳	۵/۹۰۳
Zr	۱/۶۸	۳۹/۷۶۰	۴۲/۶۹۷	۵۷/۸۸۲	۱۰۳/۱۷۹	۱/۰۵۸	۱۹۰/۳۹۰	۲۶۴/۴۵۲	۲۴۰/۹۳۷	۲۱۰/۷۱۴	۲/۱۵	۱/۹۹۸	۱/۳۰	۱/۸۶۲	۱/۵۹۸	۱/۵۹۸
Nb	۱۱/۱۶۴	۲/۶۶۶	۵/۱۰۳	۲/۳۰۴	۸/۴۱۷	۲۶/۰۴۵	۱۶/۸۲۸	۱۰/۹۲۱	۱۳/۹۳۴	۱۸/۱۲۰	۱/۲۱	۱/۴۸۶	۱/۸۳۴	۱/۶۶۸	۲/۸۵۵	۴/۳۰۹
La	۱۱/۹۷۴	۶/۶۱۵	۶/۹۲۱	۱۱/۴۱۸	۱۴/۴۶۵	۳۴/۴۹۹	۲۸/۲۵۸	۱۹/۹۴۳	۲۶/۴۸۰	۲۶/۸۸۴	۱/۵۵	۱/۵۲۱	۱/۶۶۴	۱/۶۶۴	۵/۱۴۹	۱۰۰۱
Ce	۴۷/۳۱۱	۱۶/۴۳۵	۱۸/۳۸۶	۲۵/۱۶۰	۳۴/۵۱۲	۷۵/۸۴۴	۶۰/۸۲۸	۴۱/۶۶۱	۵۸/۳۸۶	۵۹/۲۶۵	۱/۹۴	۱/۱۶	۱/۳۸۶	۱/۸۸۲	۸/۵۵۹	۱/۴۸۷
Pr	۵/۹۵۰	۲/۱۶۱	۲/۶۹۰	۳/۴۲۶	۴/۵۶۰	۹/۱۷۴	۶/۹۹۷	۵/۲۳۳	۷/۳۱۷	۶/۷۹۵	۶/۳۱۳	۶/۷۲۱	۶/۰۹۶	۶/۱۹۳	۱/۸۲۳	۳/۰۱۹
Nd	۲۴/۴۳۰	۱۰/۷۵۰	۱۲/۶۵۳	۱۴/۳۰۰	۱۹/۳۰۲	۳۴/۷۲۹	۲۷/۴۴۱	۱۸/۵۹۸	۲۸/۹۷۰	۲۴/۸۴۶	۱/۳۸	۱/۳۰	۱/۵۸۰	۱/۴۸۵	۲/۷۷۸	۱/۶۳۹
Sm	۴/۷۰۰	۲/۰۳۰	۳/۲۴۸	۲/۷۱۲	۳/۷۰۰	۶/۸۴۹	۴/۸۵۵	۳/۹۲۸	۵/۳۳۲	۴/۷۳۷	۳/۹۷۷	۴/۵۰۵	۴/۵۸۰	۴/۷۶۶	۰/۴۳۵	۲/۱۸۲
Eu	۰/۸۰۵	۰/۶۹۶	۰/۹۵۹	۰/۸۷۷	۱/۴۷۸	۱/۲۲۶	۱/۱۶۷	۱/۱۵۳	۱/۴۴۴	۱/۰۴۶	۱/۱۱۹	۰/۹۳۷	۰/۹۳۳	۱/۲۳۰	۰/۳۱۷	۰/۸۹۵
Gd	۴/۱۱۱	۲/۱۶۶	۳/۴۷۳	۲/۶۳۴	۴/۶۶۶	۶/۶۶۶	۴/۹۵۲	۳/۲۴۲	۴/۴۳۷	۴/۱۶۸	۴/۶۸۴	۴/۴۵۶	۳/۹۶۹	۴/۵۱۱	۰/۵۳۷	۱/۴۷۲
Tb	۰/۶۵۱	۰/۳۳۱	۰/۵۷۷	۰/۳۶۳	۰/۶۳۰	۰/۸۶۷	۰/۶۷۳	۰/۴۳۹	۰/۶۹۲	۰/۶۵۱	۰/۶۶۰	۰/۵۷۲	۰/۴۸۶	۰/۶۰۷	۱/۱۳۹	۰/۲۶۷
Dy	۴/۱۰۳	۲/۳۵۵	۴/۰۲۲	۲/۳۲۴	۳/۳۵۲	۵/۳۴۳	۳/۳۶۷	۲/۸۰۳	۴/۵۵۴	۳/۹۵۱	۳/۳۴۳	۳/۳۲۹	۳/۶۰۷	۳/۹۹۲	۰/۶۷۰	۰/۸۸۹
Ho	۰/۸۱۹	۰/۳۹۰	۰/۷۷۰	۰/۴۹۹	۰/۷۱۳	۱/۰۶۴	۰/۸۳۲	۰/۶۴۴	۰/۸۶۷	۰/۷۵۹	۰/۷۷۵	۰/۷۱۱	۰/۷۳۰	۰/۸۲۳	۰/۱۷۹	۰/۲۶۶
Er	۲/۴۷۳	۰/۹۱۱	۱/۸۹۷	۱/۲۶۶	۲/۴۳۱	۳/۲۷۳	۲/۶۹۰	۱/۵۰۴	۲/۷۳۶	۲/۲۶۲	۲/۲۷۷	۲/۱۳۰	۲/۳۴۵	۲/۶۸۱	۰/۸۰۳	۱/۵۵۵
Tm	۰/۳۲۹	۰/۱۶۷	۰/۲۹۳	۰/۱۷۵	۰/۳۱۸	۰/۴۸۰	۰/۲۸۲	۰/۲۰۴	۰/۲۴۴	۰/۲۶۹	۰/۳۰۱	۰/۳۱۳	۰/۴۳۶	۰/۱۲۱	۰/۳۳۷	
Yb	۲/۱۲۶	۰/۹۹۹	۲/۱۴۱	۰/۸۹۸	۱/۹۱۲	۳/۱۹۵	۲/۲۵۶	۱/۴۶۱	۲/۳۳۶	۲/۵۵۲	۲/۳۴۷	۲/۰۴۹	۲/۲۷۶	۱/۹۶۶	۱/۴۲۸	۲/۳۴۳
Lu	۰/۳۳۴	۰/۰۸۶	۰/۱۹۲	۰/۱۲۱	۰/۳۲۷	۰/۴۲۱	۰/۳۰۰	۰/۲۰۲	۰/۲۷۱	۰/۳۴۷	۰/۳۶					

در نمودارهای هارکر (شکل ۴) روند تغییرات عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 نمایش داده شده است. در این نمودارها یک ناپیوستگی در روند داده‌های نمونه‌های باتولیت بزمان دیده می‌شود. از طرفی روند خطی مورد انتظار از گابروها تا گرانیتوئیدهای حدواسط و دایک‌ها که با تحولات شیمیایی مذاب باقی‌مانده حاصل از تفریق ماگمایی سازگار باشد دیده نمی‌شود. در عین حال که در خود نمونه‌های گابرویی هم از نظر برخی عناصر مانند MgO ، CaO و Al_2O_3 ، TiO_2 ، FeO پراکندگی دیده می‌شود که ارتباط ژنتیک آن‌ها را مورد تردید قرار می‌دهد. در یکی از نمونه‌های گابرویی (MDZ-98) مقدار CaO (31.2 wt.%) بسیار زیاد است. این نمونه در صحرا در مجاورت مرم‌های دگرگونی قرار داشته و احتمال دارد که زیاد بودن مقدار کلسیم به علت هضم آهک یا دولومیت باشد. هم‌چنین در گابروها مقدار MgO تغییرات زیادی نشان می‌دهد. به‌طور مثال در نمونه (MDZ-123)، مقدار آن به $11/37$ درصد وزنی می‌رسد. ترکیب این سنگ الیوین گابرو است و زیاد بودن مقدار منیزیم آن به دلیل فراوانی مودال الیوین است. Al_2O_3 نیز تنوع زیادی داشته و از $9/55$ تا $18/88$ درصد تغییر می‌کند. با این حال، در گرانیتوئیدهای حدواسط روند تغییرات عناصر تقریباً خطی است و با فرایند تفریق ماگمایی سازگاری خوبی دارد. در این سنگ‌ها، با افزایش مقادیر SiO_2 ، اکسیدهای MgO ، FeO ، TiO_2 ، Al_2O_3 ، CaO ، P_2O_5 و MnO روند کاهشی دارند. این تغییرات را می‌توان با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و برخی کانی‌های فرومنیزین مانند کلینوپیروکسن و یا آمفیبول و نیز برخی فازهای فرعی مانند آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتان توجیه کرد. گذر از گرانیتوئیدهای حدواسط به سمت دایک‌های لوکوکرات مجدداً با یک ناپیوستگی همراه است. نمودار تغییرات عناصر کمیاب مانند Sr ، Zr ، Y و Nb در مقابل SiO_2 نیز تأیید کننده نتایج مذکور است و روند سازگار با تفریق ماگمایی را رد می‌کند. یکی از نکات قابل توجه این است که عناصر ناسازگاری مانند Y و Nb از گرانیتوئیدهای حدواسط به سمت دایک‌های لوکوکرات روند کاهشی دارند.

الگوی عناصر نادر خاکی (REE) نرمال شده نسبت به کندریت [۳۵] در شکل (۵ a و b) نشان داده شده است. در نمونه‌های گابرویی، الگوها دارای یک شیب منفی هستند که نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است (شکل ۵ b). مقدار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ از $2/3$ تا $9/1$ ، $(\text{La}/\text{Sm})_N$ از $1/4$ تا $2/7$ و $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ از $1/7$ تا $3/4$ تغییر می‌کند. چنان‌که ملاحظه می‌شود، شکل الگوها با هم‌دیگر موازی نبوده و هم‌دیگر را قطع می‌کنند. این مسئله در تأیید نمودارهای هارکر و بر ژنر متفاوت گابروها اشاره دارد. نمونه (MDZ-123) الگوی تقریباً مسطح با کم‌ترین مقدار تفریق LREE/HREE با نسبت $[(\text{La}/\text{Yb})_N=2.3]$ را نشان داده در حالی که مقدار این نسبت در نمونه (MDZ-102) به حدود $9/1$ می‌رسد. مقدار $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ در بیش‌تر نمونه‌های گابرویی در محدوده $0/87$ تا $1/08$ قرار دارد که آنومالی Eu مهمی نشان نمی‌دهد. اگرچه، تنها در نمونه‌ای از گابروها (MDZ-98)، مقدار این نسبت $0/55$ است که نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu است. این نمونه در نزدیکی مرم‌های دگرگونی مجاورتی قرار داشته و با مقدار بسیار زیاد CaO (31.2 wt.%) مشخص می‌شود. در گرانیتوئیدهای حدواسط، نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_N$ بین $7/5$ تا $9/8$ است که حاکی از غنی‌شدگی نسبتاً زیاد LREE به HREE است. هم‌چنین نسبت (La/Sm) از $3/2$ تا $4/6$ و $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ از $1/9$ تا 3 است. این نسبت‌ها و محدوده تغییرات نسبتاً کم آن‌ها حاکی از غنی‌شدگی LREE/HREE و MREE/HREE نسبتاً یک‌سان در همه نمونه‌هاست. بنابراین به نوعی حاکی از هم‌خوان بودن الگوهای نرمال شده REE در گرانیتوئیدهای حدواسط است

(شکل ۵ a). تغییرات نسبت $(Eu/Eu^*)_N$ در گرانیئوئیدهای حدواسط در محدوده ۰/۵۵ تا ۰/۹۶ قرار دارد که نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu است. Eu عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق بلوری فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشأ در حین ذوب‌بخشی تفسیر می‌شود. در دایک‌های لوکوکرات، به‌طور کلی تمرکز REE از گرانیئوئیدهای حدواسط کم‌تراست (شکل ۵ a). از آن‌جا که این عناصر طی تفریق بلوری کانی‌های سنگ‌ساز مانند پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کلینوپیروکسن عنصری ناسازگار است و قاعدتاً باید در مذاب باقی‌مانده تمرکز پیدا کنند. بنابراین تمرکز کم‌تر آن‌ها در دایک‌های لوکوکرات نسبت به گرانیئوئیدهای حدواسط حصول مذاب سازنده آن‌ها بر اثر تبلور تفریقی کانی‌های یاد شده از مذاب سازنده گرانیئوئیدهای حدواسط را رد می‌کند. البته باید به خاطر داشت به دلیل ضریب تفریق بالای این عناصر در کانی‌های فرعی مانند اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت و موناژیت [۳۶]، [۳۷]، [۳۸]، تهی‌شدگی این عناصر در مذاب باقی‌مانده ممکن است نشان‌گر تبلور تفریقی کانی‌های فرعی یاد شده باشد.

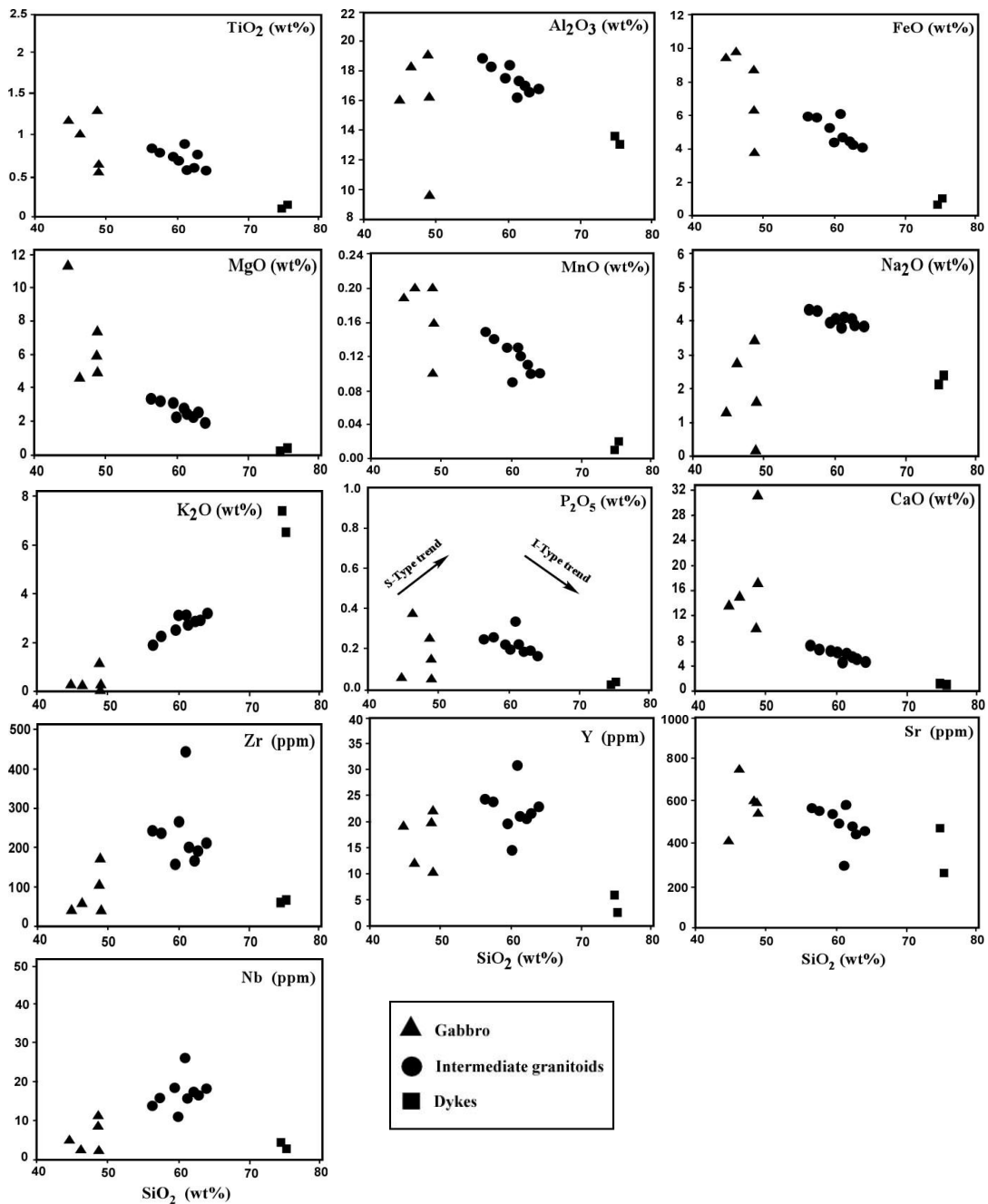
الگوی رفتاری عناصر در نمودار عنکبوتی نرمال شده نسبت به گوشته اولیه [۳۵] در شکل (۵ c و d) نشان داده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، گرانیئوئیدهای حدواسط و دایک‌های لوکوکرات از عناصر LILE مانند Rb و K نسبت به عناصر مجاور غنی‌شدگی نشان داده و از عناصر HFSE مانند Ta، Nb و Ti تهی‌شدگی دارند. این رفتار در دایک‌ها برجسته‌تر است به طوری که غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HREE در آن‌ها نسبت به گرانیئوئیدهای حدواسط شدیدتر است. در نمونه‌های گابرویی، یک آنومالی منفی ملایم در عناصر HFSE همانند Ta، Nb، Zr و Ti و آنومالی مثبت در عناصر LILE مانند K، Rb، Ba و نیز Th مشاهده می‌شود. چنان‌که ملاحظه می‌شود، ناهم‌سانی الگوها در این‌جا نیز در بین نمونه‌های گابرویی واضح است و یکی از گابروها که کلاً روند متفاوتی نسبت به سایر نمونه‌های گابرویی دارد. اگرچه در گابروها چندان شاخص نیست ولی این رفتار ژئوشیمیایی چه در گرانیئوئیدها و چه در گابروها به‌عنوان شاهدهی از ماگماتیسیم قوسی یا مرتبط با زون‌های فرورانش در نظر گرفته می‌شود [۳۹]، [۴۰].

بحث

۱. ارتباط ژنتیکی واحدهای مختلف

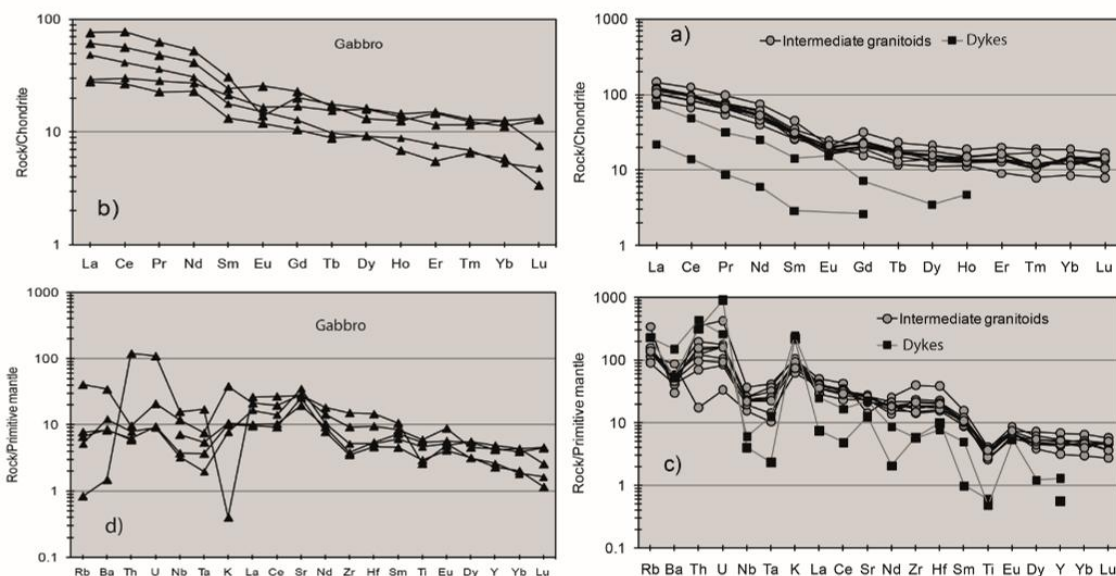
در نمودارهای هارکر (شکل ۴) پیوسته نبودن روند تغییرات چندان با تحولات ژئوشیمیایی ناشی از فرایند تفریق ماگمایی بین همه نمونه‌ها سازگار نیست. در گرانیئوئیدهای حدواسط ارتباط آن‌ها از طریق تبلور تفریقی امکان‌پذیر است ولی حصول دایک‌های لوکوکرات و گرانیئوئیدهای حدواسط از طریق تبلور تفریقی گابروها چندان منطقی به‌نظر نمی‌رسد. مثلاً در نمودارهای Y، Zr و Nb در برابر سیلیس (شکل ۴)، ارتباط نمونه‌های دایک‌های لوکوکرات با دیگر نمونه‌ها به‌راحتی از طریق تبلور تفریقی قابل تفسیر نیست، مگر این‌که در مسیر تحول به این مذاب‌ها برخی کانی‌های فرعی مانند زیرکن، آپاتیت، موناژیت و آلانیت نقش مهمی داشته باشند. دیگر شواهد ژئوشیمیایی و صحرائی نیز تأییدکننده این بحث است. در نمودار K_2O-SiO_2 ، گابروها، گرانیئوئیدهای حدواسط و دایک‌ها در سه سری متفاوت شامل تولئی‌ایتی، کالک‌آلکان پتاسیم-بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند. معمولاً تغییرات ژئوشیمیایی مربوط به فرایند تفریق ماگمایی منتهی به تغییرات درون یک سری می‌شود نه این‌که باعث افزایش زیاد میزان پتاسیم و تغییرات از

سری تولفی ایتی تا کالک آلکان و شوشونیتی شود. روی زمین نیز فراوانی گابروها بسیار اندک است. معمولاً در یک توالی از مذاب مادر به تیپ‌های تحول یافته‌تر انتظار بر این است که از نظر حجمی مذاب مادر بیش‌تر است و مجموعه‌های تحول یافته‌تر تقلیل یابند که این بر عکس نسبت حجمی گابروها و گرانیتوئیدهای حدواسط است. از روی نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی نیز نتایج فوق قابل استنباط است. در این نمودارها نیز ارتباط بین تیپ‌های مختلف سنگی با پدیده تبلور تفریقی هم‌خوانی چندانی ندارد، به‌ویژه این‌که در دایک‌ها تمرکز عناصر نادر خاکی نرمال شده نسبت به دیگر نمونه‌ها کم‌تر است. با این حال به‌نظر می‌رسد در درون گرانیتوئیدهای حدواسط، فرآیند تبلور تفریقی نقش مؤثری در تحول مذاب داشته است.



شکل ۴. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 باتولیت بزمان

به‌طور کلی قرار گرفتن سنگ‌ها در سری‌های مختلف، نحوه تغییرات عناصر در نمودارهای هارکر و نیز الگوی عناصر نادر خاکی و نمودارهای چند عنصری، مخالف رابطه ژنتیک بین گابروها و سنگ‌های فلسیک‌تر از طریق فرایند تبلور تفریقی است. با توجه به گستردگی طیف سنی باتولیت بزمان، رابطه صحرایی واحدهای مختلف و داده‌های ژئوشیمیایی به‌نظر می‌رسد که تشکیل باتولیت بزمان در چندین فاز ماگمایی انجام شده و این فازهای ماگمایی از نظر پتروژنتیک از هم متمایز هستند. این بحث در تعارض با نتایج پژوهش‌های قبلی است که بر هم‌منشأ بودن نفوذی‌ها در باتولیت بزمان اشاره کرده است [۹].



شکل ۵. نمودار عناصر نادر خاکی نرمال شده به کندریت [۳۵]، (a و b) نمودار چند عنصری نرمال شده نسبت به گوشته اولیه [۳۵] و (c و d) نمودار چند عنصری نرمال شده نسبت به گوشته اولیه [۳۵]

۲. منشأ مذاب

چنان‌که پیش‌تر گفته شد گرانیتوئیدهای بررسی شده در گروه I قرار می‌گیرند. در مورد منشأ این نوع از مذاب‌ها بحث‌های مختلفی شده است. در مناطق قوسی به‌ویژه قوس‌های قاره‌ای مذاب گوشته‌ای صعود کرده به‌دلیل اختلاف چگالی اغلب تمایل دارد که در زیر پوسته قاره‌ای تجمع یابد. این مذاب گوشته‌ای پس از انجماد یک سنگ گابرویی یا آمفیبولیتی را به‌وجود می‌آورد که ذوب مجدد این منشأ می‌تواند مذاب گرانیتوئیدی تیپ I را ایجاد کند [۴۱]، [۴۲]، [۴۳]، [۴۴]. به‌علاوه ماگمای بازالتی جای‌گزین شده در زیر پوسته می‌تواند منشأ گرمایی لازم برای ذوب پوسته تحتانی را نیز فراهم کند و این احتمال وجود دارد که ماگمای بازالتی تا حدی با ماگمای حاصل از ذوب پوسته مخلوط شود. گرانیتوئیدهای حاشیه صفحات مخرب معمولاً ویژگی‌های ژئوشیمیایی متغیری را نشان می‌دهند. این تغییرات ممکن است از تفاوت در شرایط ذوب بخشی [۴۵]، [۴۶]، ترکیب منشأ [۴۱]، [۴۴]، [۴۷]، [۴۸]، [۴۹] و یا میزان مشارکت پوسته در تولید مذاب [۲۴]، [۵۰]، [۵۱]، [۵۲] به‌وجود آید. کارهای تجربی زیادی در دهه‌های اخیر انجام شده که به بررسی ترکیب مذاب‌های تولید شده از منشأهای مختلف به‌عنوان مثال آمفیبولیت، متاپلیت و متاگروک پرداخته است [۴۵]، [۵۲]، [۵۳]، [۵۴]، [۵۵]، [۵۶]، [۵۷]، [۵۸]، [۵۹]. بر اساس این بررسی‌ها می‌توان شیمی سنگ‌های

گرانیتوئیدی را با مذاب‌های تجربی به‌دست آمده از منشأ‌های مختلف مقایسه کرد. اگرچه عوامل دیگری مانند درجه و یا شرایط ذوب بخشی ممکن است ترکیب مذاب را تحت تأثیر قرار دهد.

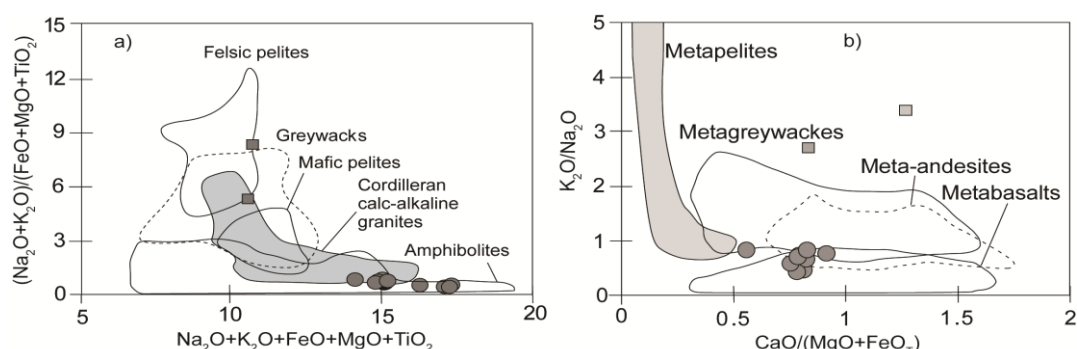
گرانیتوئیدهای بزمان کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند. رابرتز و کلمنس [۴۴] متذکر شدند که مذاب‌های بخشی حاصل از منشأ دارای ترکیب بازالتی تولئی‌ایتی، آلکالن و کالک‌آلکالن (آمفیبولیت)، K_2O کافی برای تولید سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا ندارند. از طرف دیگر، آمفیبولیت‌ها (آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی کالک‌آلکالن و کالک‌آلکالن پتاسیم بالای دگرگون شده) منشأ مناسب‌تری برای تولید مذاب‌های بخشی با ویژگی‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند.

کارهای تجربی نشان می‌دهد که تغییرات ترکیب منشأ ماگما می‌تواند برای تشخیص انواع مختلف گرانیتوئیدها استفاده شود. به‌عنوان مثال، مذاب‌های با منشأ آمفیبولیتی، غنی‌شدگی CaO و تهی‌شدگی K_2O نشان می‌دهند و مذاب‌های با منشأ غنی از میکا نسبت‌های بیش‌تر K_2O/Na_2O ، $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ و $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ را نشان می‌دهند [۴۱]، [۵۳]، [۵۵]. چنان‌که پاتینیودوس [۴۱] نشان داده است، مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب دهیدراسیون سنگ‌های دگرگونی میکادار (متاگربوک و متاپلیت) غنی از سیلیس هستند ($SiO_2 \geq 70 \text{ wt.}\%$). در باتولیت بزمان، گرانیتوئیدهای حدواسط که دارای فراوانی SiO_2 کم‌تر از ۶۴ درصد وزنی هستند با مذاب‌های بخشی حاصل از منشأ دگرگونه‌های میکادار متفاوت هستند. علاوه بر این، نسبت‌های کم $(Na_2O+K_2O)/(MgO+FeO+TiO_2)$ (شکل ۶ a)، K_2O/Na_2O (شکل ۶ b) و $Al_2O_3/(MgO+FeO+TiO_2)$ (نشان داده نشده)، همراه با مقادیر زیاد CaO/Al_2O_3 و $CaO+FeO+MgO+TiO_2$ حاکی از منشأ آمفیبولیتی است. ویژگی‌های ایزوتوپی گرانیتوئیدهای بزمان نیز مطابق با شیمی عناصر اصلی است. نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ در گرانیتوئیدهای حدواسط (دیوریت و گرانودیوریت) باتولیت بزمان در محدوده 0.7043 تا 0.7057 [۹] است. این تغییرات در قلمرو حد پایینی نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ گرانیتوئیدهای نوع I در حاشیه‌های فعال قاره قرار می‌گیرد. بنابراین نتایج ایزوتوپی، نقش غالب مواد مشتق شده از گوشته به‌همراه مقدار کم‌تری از مواد پوسته قاره‌ای را در تولید گرانیتوئیدهای حدواسط بزمان نشان می‌دهد. دایک‌های لوکوکرات با توجه به شیمی متفاوت آن‌ها در این‌جا نیز در قلمرو متمایزی قرار می‌گیرند و از نظر منشأ، متفاوت با گرانیتوئیدهای حدواسط هستند. البته این نکته را باید به‌خاطر داشت که در مورد دایک‌ها این نمودارها چندان صدق نمی‌کند. زیرا بعید است آن‌ها مذاب‌های اولیه باشند و بیش‌تر به‌نظر می‌رسد مذاب‌های تفریق یافته باشند. در تأیید این نظریه ملاحظه می‌شود که دایک‌ها نه تنها با منشأ متابازالتی/آمفیبولیتی بلکه با منشأ متاپلیتی و متاگربوکی نیز انطباق خوبی ندارند.

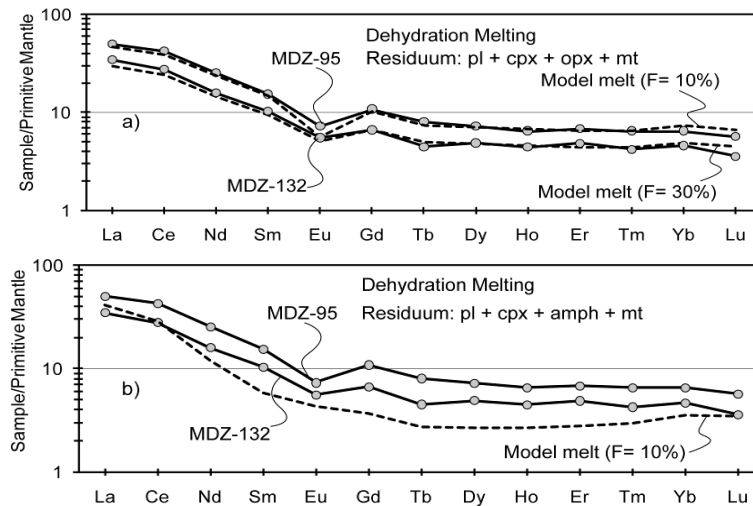
۳. مدل‌سازی ژئوشیمیایی عناصر کمیاب

ترکیب گرانیتوئیدهای بزمان با مذاب‌های مدل نشأت گرفته از یک منشأ آمفیبولیتی، مقایسه شده است. در مدل‌سازی انجام شده، از معادلات ذوب بخشی تعادلی استفاده شده که در این نوع فرایند ذوب، کانی‌ها متناسب با فراوانی حجمی خود در سنگ منشأ، در تولید مذاب شرکت می‌کنند. در این رابطه اگرچه فرایند ذوب غیرتعادلی واقعی‌تر است اما برای استفاده از آن لازم است که اطلاعاتی از شرایط و واکنش‌های ذوب وجود داشته باشد. برای انجام این مدل‌سازی، ترکیب سنگ منشأ مذاب بر اساس ترکیب پوسته تحتانی بازالتی در یک موقعیت حاشیه فعال قاره‌ای

مطابق با پژوهش بورگ و کلاین [۶۰] استفاده شده است. ضرایب تفریق عناصر نادر خاکی کمیاب نیز از بدارد [۶۱] اقتباس شده است که این داده‌ها برای آناتکسی یک منشأ متابازالتی و حصول مذاب تونالیتی مناسب است. کارهای تجربی روی ذوب آمفیبولیت نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و یک فاز اکسیدی (مگنتیت یا ایلمنیت) فازهای باقی‌مانده در طول ذوب دهیدراسیون آمفیبولیت در فشارهای پوسته‌ای هستند. تپر و همکاران [۴۲] پترولوژی باتولیت چیلیواک در شمال کاسکاد را بررسی و دو نوع رستیت را بر اساس داده‌های تجربی بیرد و لوفگرن [۶۲] معرفی کرده‌اند که تابع فوگاسیته H_2O است. در ذوب دهیدراسیون، ترکیب مودال رستیت متشکل از پلاژیوکلاز (۵۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۷٪)، ارتوپیروکسن (۱۴٪) و اکسیدهای Fe-Ti (۹٪) است. در فوگاسیته بیش‌تر H_2O ، آمفیبول در طول فرایند ذوب با ثبات خواهد بود و در رستیت باقی می‌ماند. در این حالت، مجموعه کانی‌های باقی‌مانده شامل آمفیبول (۲۵٪)، کلینوپیروکسن (۲۰٪)، پلاژیوکلاز (۴۰٪) و اکسیدهای Fe-Ti (۱۵٪) است. در مدل‌سازی تئوریک مورد بحث، از هر دو این مدل‌ها استفاده شده است (شکل ۷). چنان‌که مشاهده می‌شود، الگوهای REE نرمال شده گرانیتوئیدهای بزمان سازگار با مدل اول است که هیچ آمفیبول باقی‌مانده‌ای در منشأ وجود ندارد. زیرا حضور آمفیبول باقی‌مانده در منشأ سبب تهی‌شدگی MREE و یا تقعر الگوهای REE خواهد شد که با نمونه‌های بررسی شده سازگار نیست. علاوه بر این، هیچ کدام از نمونه‌های بزمان تهی‌شدگی HREE نشان نمی‌دهند که دلیلی بر وجود نداشتن گارنت در منشأ مذاب است، یا به عبارت دیگر، فشارهای پوسته‌ای زیر ۱۰ کیلوپار برای فرآیند ذوب است. در شکل ۷ الگوهای REE نرمال شده با گوشته اولیه دو نمونه از گرانیتوئیدهای حدواسط همراه با مذاب‌های مدل‌سازی شده که با ذوب دهیدراسیون آمفیبولیت تولید شده، ارائه شده است. این دو نمونه، MDZ-95 و MDZ-132 که به ترتیب بالاترین و پایین‌ترین میزان REE را نشان می‌دهند. چنان‌که مشاهده می‌شود، ترکیب REE گرانیتوئیدهای حدواسط تطابق خوبی با مذاب‌های بخشی تئوریک با درصدهای ذوب ۱۰ تا ۳۰٪ دارد. در شکل (۷- b) ترکیب نمونه‌های بزمان با مذاب‌های بخشی تئوریک که در تعادل با رستیت آب‌دار است (۲۵٪ آمفیبول در باقی‌مانده) نیز مقایسه شده است. در این مورد نه شکل الگوهای REE و نه میزان آن‌ها با مذاب مدل حتی در درصدهای ذوب بسیار کم نیز سازگار نیست ($F = 10\%$). بنابراین، بر اساس این مدل‌سازی گرانیتوئیدهای حدواسط بزمان می‌تواند با فرایند ذوب بخشی دهیدراسیون با نرخ ۱۰ تا ۳۰٪ از منشأ آمفیبولیت پوسته تحتانی تولید شده باشد.



شکل ۶. ترکیب مذاب‌های تولید شده با ذوب دهیدراسیون تجربی از لیتولوژی‌های مختلف که با ترکیب گرانیت‌های کالک‌آلکان کردیلرا و نمونه‌های بزمان مقایسه شده است. محدوده ذوب دهیدراسیون تجربی و گرانیت‌های کالک‌آلکان کردیلرا از (a) پاتینودوس [۴۱] و (b) از کیگوسوز و همکاران [۶۳] است

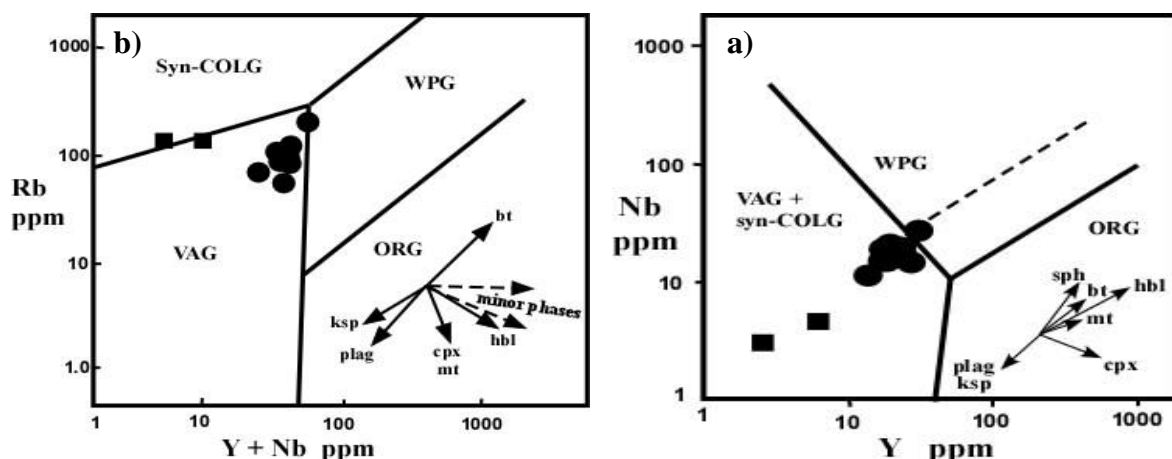


شکل ۷. الگوهای REE نرمال شده با گوشته اولیه [۳۵] گرانیتوئیدهای بزمان و مدل ذوب دهیدراسیون. ترکیب REE مذاب‌های بخشی تئوریک با استفاده از ترکیب اولیه پوسته تحتانی و فرایند ذوب بخشی تعادلی به دست آمده است. (a) الگوهای REE دو نمونه از گرانیتوئیدهای حدواسط (نمونه‌های MDZ-95 و MDZ-132) همراه با مذاب‌های مدل‌سازی شده با نرخ ذوب بخشی (F) ۱۰ تا ۳۰٪. مجموعه کانی‌های باقی‌مانده شامل پلاژیوکلاز (۵۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۷٪)، ارتوپیروکسن (۱۴٪) و مگنتیت (۹٪) است. (b) مقایسه الگوهای REE گرانیتوئیدهای حدواسط با مذاب‌های بخشی تئوریک. در این مورد، مذاب‌های مدل‌سازی شده توسط ذوب بخشی ۱۰٪ از یک منشأ حاوی آمفیبول باقی‌مانده (۲۵٪)، پلاژیوکلاز (۴۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۰٪) و مگنتیت (۱۵٪) تولید شده است.

جایگاه تکتونیکی

غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی‌شدگی از HFSE در نمونه‌های منطقه بیان‌گر ماگماتیسم مرتبط با قوس‌های آتشفشانی است که در اثر فرایندهای مرتبط با زون‌های فرورانش حاصل شده است [۶۴]، [۶۵]، [۶۶]. در چنین موقعیت‌هایی، غنی‌شدگی از LILE در نتیجه متاسوماتیسم منشأ گوشته‌ای زیرقوس با فاز سیال آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده تفسیر می‌شود [۴۰]، [۶۷]، [۶۸]. تهی‌شدگی HFSE نیز ممکن است به دلیل قابلیت انحلال کم‌تر HFSE در سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورونده نسبت به LILE و LREE باشد [۶۸]. دلایل دیگری نیز برای تهی‌شدگی HFSE بیان شده است. به‌طور مثال درجات بالای ذوب‌بخشی منشأ گوشته‌ای [۶۹]، پایداری برخی کانی‌ها (مانند روتیل، زیرکن و اسفن) در گوه گوشته‌ای، ذوب مجدد منشأ گوشته تهی‌شده [۳۹] و یا مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی [۷۰] از این موارد هستند.

برای تعیین جای‌گاه تکتونیکی گرانیت‌ها، در پژوهش‌های مختلف از شیمی عناصر کمیاب استفاده شده است [۶۴]، [۷۱]، [۷۲]، [۷۳]. یکی از این موارد استفاده از مقدار عناصر Nb، Y و Rb است. در نمودارهای Nb در مقابل Y و Rb در مقابل Y+Nb (شکل ۸a و b) تمامی نمونه‌های گرانیتوئیدی در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. هم‌چنین در نمودارهای سه متغیره $Hf-Rb/10-Ta \times 3$ و $Hf-Rb/30-Ta \times 3$ هریس و همکاران [۷۱] نیز نمونه‌های منطقه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۹a و b).

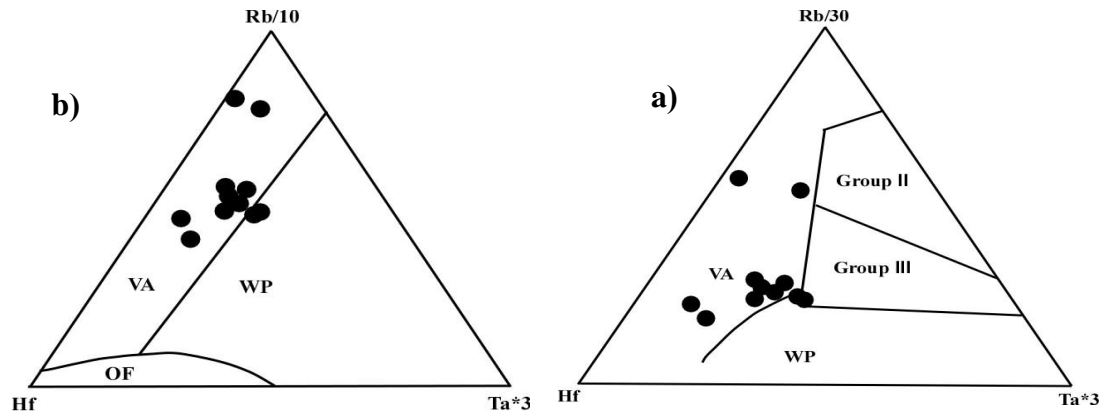


شکل ۸. نمودار متمایز کننده گرانیت‌ها از پیرس و همکاران [۶۴]. (a) نمودار Nb/Y ، (b) نمودار $Rb/(Y+Nb)$. تمام نمونه‌های مجموعه‌ی بررسی شده در هر دو نمودار در قلمرو قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (نمادها مانند شکل ۳)

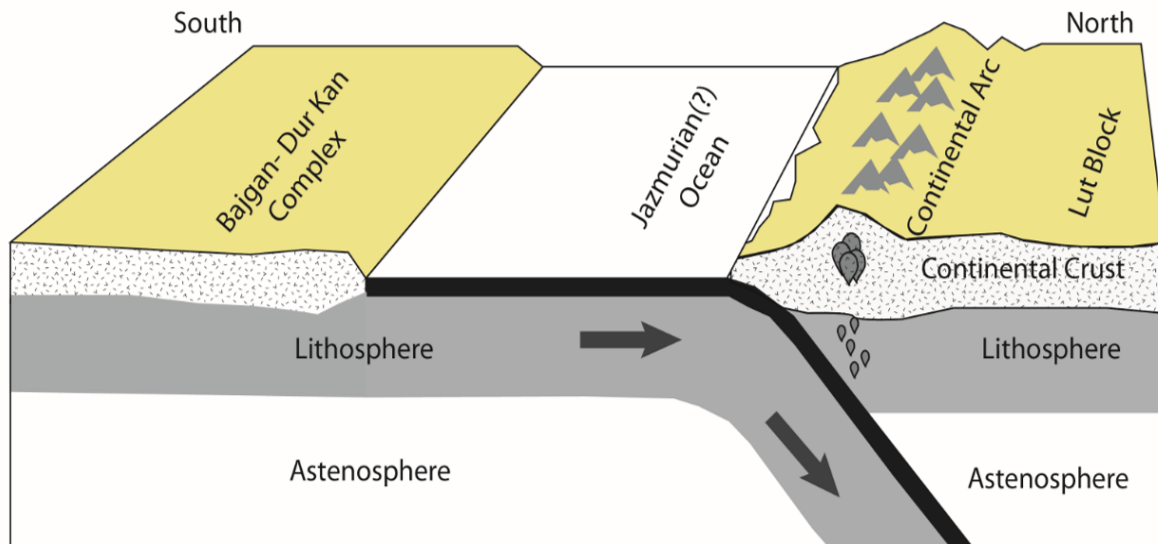
با توجه به موقعیت باتولیت بزمان در حاشیه قاره‌ای لوت جنوبی، وضعیت پالئوژئوگرافی و هم‌جواری اقیانوس نئوتتیس و خرده قاره ایران مرکزی می‌توان گفت که این توده نفوذی، حاصل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اورازیا (جنوب خرده قاره ایران) در زمان کرتاسه پسین است.

بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و مورفوتکتونیک منطقه مکران، مدل‌های مختلفی برای تحول تکتونیکی این منطقه در پژوهش‌های قبلی ارائه شده است ([۹]، [۷۴]، [۷۵]). بربریان و همکاران [۹] معتقدند که فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس، عامل ماگماتیسم حاشیه فعال جنوب بلوک لوت است که به صورت کمانی ماگمایی نوع آندی تا قوس چوقای^۱ در غرب پاکستان امتداد دارد. بر اساس نظر آن‌ها تشکیل این قوس ماگمایی در واقع نتیجه فرورانشی است که هنوز هم در منطقه مکران در حال انجام است. به‌طور مشابه، شهاب‌پور [۱۰] نیز ماگماتیسم لوت جنوبی را ناشی از یک زون فرورانش با شیب به سمت شمال می‌داند. طبق این مدل تغییرات شیب لیتوسفر فرورانده باعث تغییرات فضایی و زمانی ماگماتیسم در کرتاسه پسین و زمان‌های بعد از آن شده و فروافتادگی جازموریان نیز حاصل یک تکتونیسم کششی درون قوسی است. هر چند مک‌کال و کید [۷۴]، معتقد به وجود یک حوضه اقیانوسی بین بلوک لوت و میکروپلیت سندنج-سیرجان (کمپلکس باجگان-دورکان) هستند و احتمال فرورانش آن به زیر لوت را نیز محتمل دانسته‌اند. در پژوهشی که اخیراً انجام شده [۷۶] به‌وجود حوضه اقیانوسی بین بلوک لوت و کمپلکس باجگان-دورکان اشاره شده است. داده‌های ژئوفیزیکی نیز به حضور پوسته اقیانوسی در زیر فروافتادگی جازموریان اشاره دارد [۷۷]. شاید بتوان مجموعه‌های افیولیتی مکران را باقی‌مانده‌هایی از این حوضه اقیانوسی در نظر گرفت [۷۴]. به نظر ما به‌طور منطقی می‌توان قوس ماگمایی جنوب لوت را حاصل فرورانش این اقیانوس (اقیانوس جازموریان) در نظر گرفت (شکل ۱۰). اقیانوسی که بر اساس سن افیولیت‌های مکران [۷۸] حداقل از کرتاسه پیشین وجود داشته و پس از بسته شدن آثار آن به صورت افیولیت‌های شمال مکران رخنمون یافته است.

1. Chagai arc



شکل ۹. نمودارهای $Hf-Rb/30-Ta \times 3$ و $Hf-Rb/10-Ta \times 3$ متمایزکننده محیط تکتونیکی گرانیت‌ها [۷۱]. میدان‌های WP: گرانیتوئیدهای درون صفحات، VA: گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، OF: گرانیتوئیدهای پشته اقیانوسی و Group II: گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد و Group III: گرانیتوئیدهای پس از برخورد را نشان می‌دهد. چنان‌که مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند



شکل ۱۰. مدل تکتونیکی شماتیک که نشان‌دهنده فرورانش اقیانوس جازموریان (?) به سمت شمال و تشکیل باتولیت بزمان در قوس قاره‌ای جنوب لوت در زمان کرتاسه پسین است

نتیجه‌گیری

باتولیت بزمان، به سن کرتاسه پسین دارای طیف ترکیبی سنگ‌های مافیک (گابرو) تا فلسیک (گرانیتوئیدهای حدواسط و آلکالی‌گرانیت) و دایک‌های لوکوکرات (آپلیت) است. این مجموعه نفوذی دارای ساختار زونه است به طوری که قسمت اصلی توده از آلکالی‌گرانیت و بخش‌های حاشیه‌ای از گابرو و گرانیتوئیدهای حدواسط تشکیل شده است. از نظر شیمیایی، گابروها در سری تولنی‌یتی، گرانیتوئیدهای حدواسط در سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و دایک‌های لوکوکرات در سری شوشونیتی قرار می‌گیرند. به‌علاوه گرانیتوئیدهای بررسی شده ماهیت متآلومین داشته و ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آن‌ها با گرانیتوئیدهای تیپ I انطباق دارد. ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی

نشان می‌دهد که تیپ‌های مختلف سنگی مانند گابروها، گرانیتوئیدهای حدواسط و آپلیت‌ها را نمی‌توان منحصرأ از طریق فرایند تفریق ماگمایی به هم منتسب دانست. با توجه به ژئوشیمی عناصر اصلی، گرانیتوئیدهای حدواسط شباهت زیادی به مذاب‌های بخشی حاصل از یک منشأ آمفیبولیتی / متابازالتی دارند. به علاوه مدل‌سازی عناصر کمیاب نیز نشان می‌دهد گرانیتوئیدهای حدواسط منطقه می‌تواند از ذوب بخشی دهیدراسیون بین ۱۰ تا ۳۰ درصد از یک منشأ آمفیبولیتی و با حضور مجموعه کانی‌های رستیتی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان حاصل شود. با توجه به وضعیت پالئوژئوگرافی و هم‌جواری اقیانوس نئوتتیس و خرده قاره ایران مرکزی می‌توان گفت که باتولیت بزمان، حاصل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش شاخه‌ای از لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اورازیا (جنوب بلوک لوت) در زمان کرتاسه پسین است. این لیتوسفر اقیانوسی ممکن است حوضه اقیانوسی حاشیه‌ای در برگیرنده ایران مرکزی در زمان کرتاسه (اقیانوس جازموریان) باشد و لزوماً مربوط به حوضه‌ای نیست که فرورانش آن در حال حاضر نیز در جنوب مکران ادامه دارد.

منابع

1. Berberian M., King G.C.P., "Toward a Paleogeography and Tectonic evolution of Iran", *Can. J. Earth Sci.*, 18 (1981) 210-265.
2. Esna-Ashari A., Valizadeh M.V., Soltani A., Sepahi A.A., "Petrology and geochemistry of Aligoodarz granitoid, Western Iran: implications for petrogenetic relation with Boroujerd and Dehno granitoids", *J Geope* 1(2) (2011) 67-86.
3. Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 43 (2012) 11-22.
4. Ahmadi Khalaji A., Tahmasbi Z., Zarei Sahamieh R., "Petrography and Mineral Chemistry of the Boroujerd Pluton (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran)", *Journal of Applied Sciences*, 9 (2009) 843-853.
5. Rajaieh M., Khalili M., Richards I., "The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Dehno Complex, Sanandaj-Sirjan belt, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (2010) 24-36.
6. Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi Abedini M., "Geochemistry and U-Pb Zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (2010) 668-683.

7. Tahmasbi Z., Castro A., Khalili M., Ahmadi Khalaji A., de la Rosa J., "Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (2010) 81-96.
8. Berberian F., Berberian M., "Tectono- Plutonic Episodes in Iran", *Geodynamics Series*, 3. American Geophysical Union, (1981) 5-32.
9. Berberian F., Muir I.D., Pankhrst R.J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean- type Plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of the Geological Society of London*, 139 (1982) 605-614.
10. Shahabpour J., "Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran", *Island Arc*, 19 (2010) 676-689.
11. Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Lizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros Orogeny", *Lithos*, 162-163 (2013) 70- 87.
12. Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M., "Tertiary and Quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetic, isotopic and structural data", *Tectonophysics*, 75 (1981) T11-T17.
13. Berberian F., "Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman complex", unpublished Ph.D. Thesis, University of Cambridge (1981) 300.
۱۴. پورحسینی فاطمه، "پژوهشی در منشأ توده‌های آذرین ایران زمین: بررسی ژرف توده‌های نفوذی نطنز و بزمان"، (گزارش شماره ۵۳) پایان‌نامه دکترا، دپارتمان علوم زمین دانشگاه کمبریج انگلیس (۱۳۶۲).
۱۵. وحدتی دانشمند فرهاد، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مکسان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۲۰۰۴).
۱۶. سهندی محمد رضا، پاداشی مجید، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بزمان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۲۰۰۵).
17. Stephens W.E., Whitley J., Thirlwall M., Halliday A., "The Criffell zoned pluton: correlated behaviour of rare earth element abundances with isotopic systems", *Contrib Mineral Petrol*, 89 (1985) 226-238.
18. Courrioux G., "Oblique diapirism: the criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland)", *Journal of Structural Geology*, 9 (1987) 313-330.
19. Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B., Cocirta C., "Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons", *Tectonophysics*, 157 (1989) 315-329.
20. Paterson S.R., Fowler T.K., "Re- examining pluton emplacement processes", *Journal of Structural Geology*, 15, No. 2 (1993) 191-206.

21. Mikoshiba M., Kanisawa S., Matsuhisa Y., Togashi S., "Geochemical and isotopic characteristics of the Cretaceous Orikabe Plutonic Complex, Kitakami Mountains, Japan: magmatic evolution in a zoned pluton and significance of a subduction-related mafic parental magma", *Contrib Mineral Petrol*, 146 (2004) 433-449.
22. Vigneresse J.L., "A new paradigm for granite generation", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95 (2004) 11-22.
- ۲۳- قاسمی حبیب‌ا...، صادقیان محمود، کرد مالک، خانعلی‌زاده علیرضا، "سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان"، جنوب شرق ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۱۳۸۸).
24. Reid J.B., Evans O.C., Fates D.G., "Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California", *Earth and Planetary Science Letters*, 66 (1983) 243-261.
25. Bateman R., "The zoned Bruinbun granitoid pluton and its aureole", *Journal of the Geological Society of Australia*, 29 (1982) 253-265.
26. Sisson T.W., Grove T.L., "Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism", *Contrib Mineral Petrol*, 113 (1993) 143-166.
27. Müntener O., Kelemen P., Grove T., "The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study", *Contrib Mineral Petrol*, 141 (2001) 643-658.
28. Egger D.H., "Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34 (1972) 261-271.
29. Barbarin B., "Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting", *Geological Journal*, 25 (1990) 227-238.
30. Streckeisen A., "Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks", *Geologische Rundschau*, Bd, 63 (1974) 773-786.
31. Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/ igneous rock system", *Earth-Science Reviews*, 37 (1994) 215- 224.
32. Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rock", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (1971) 523-548.
33. Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", *Lithos*, 22 (1989) 247-263.
34. Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America Bulletin*, 101 (1989) 635-643.

35. Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publication, 42 (1989) 313-345.
36. Brooks C., Henderson P., Rønsbo J., "Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, Northern Ireland", Mineral Mag, 44 (1981) 157-160.
37. Gromet L.P., Silver L.T., "Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications", Geochimica et Cosmochimica Acta, 47 (1983) 925-939.
38. Miller C.F., Mittlefehldt D.W., "Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas", Geology, 10 (1982) 129-133.
39. Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries" (1982) 525-548.
40. Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23 (1995) 251-285.
41. Patiño Douce A.E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas", Geological Society, London, Special Publications, 168 (1999) 55-75.
42. Tepper J., Nelson B., Bergantz G., Irving A., "Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", Contributions to Mineralogy and Petrology, 113 (1993) 333-351.
43. Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F., "Voluminous granitic magmas from common basaltic sources", Contributions to Mineralogy and Petrology, 148 (2005) 635-661.
44. Roberts M.P., Clemens J.D., "Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids", Geology, 21 (1993) 825-828.
45. Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling", Journal of Petrology, 36 (1995) 891-931.
46. Wickham S.M., "The segregation and emplacement of granitic magmas", Journal of the Geological Society, 144 (1987) 281-297.
47. Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C., "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources", J. geol. Soc. London, 141 (1984) 413-426.

48. Kamei A., Miyake Y., Owada M., Kimura J.I., "A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, southwest Japan arc", *Lithos*, 112 (2009) 615-625.
49. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R., "Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization", *Lithos*, 45 (1998) 1-28.
50. Jung S., Masberg P., Mihm D., Hoernes S., "Partial melting of diverse crustal sources- Constraints from Sr-Nd-O isotope compositions of quartz diorite- granodiorite- leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia)", *Lithos*, 111 (2009) 236-251.
51. Li Sh., Wang T., Wilde S.A., Tong Y., "Evolution, source and tectonic significance of Early Mesozoic granitoid magmatism in the Central Asian Orogenic Belt (central segment)", *Earth-Science Reviews*, 126 (2013) 206-234.
52. Patiño Douce A.E., McCarthy T.C., "Melting of Crustal Rocks During Continental Collision and Subduction", *Petrology and Structural Geology*, 10 (1998) 27-55.
53. Gardien V., Thompson A.B., Grujic D., Ulmer P., "Experimental melting of biotite+ plagioclase+quartz± muscovite assemblages and implications for crustal melting", *Journal of Geophysical Research*, 100 (1995) 581-15.
54. Patiño Douce A., Johnston A.D., "Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107 (1991) 202-218.
55. Patiño Douce A.E., Beard J.S., "Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar", *Journal of Petrology*, 36 (1995) 707-738.
56. Patiño Douce A.E., Beard J.S., "Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe Ratio on Dehydration Melting of Model Metagreywackes", *Journal of Petrology*, 37 (1996) 999-1024.
57. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F., "Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities", *Precambrian Research*, 51 (1991) 1-25.
58. Skjerlie K.P., Johnston A.D., "Vapour-Absent Melting from 10 to 20 kbar of Crustal Rocks that Contain Multiple Hydrous Phases: Implications for Anatexis in the Deep to Very Deep Continental Crust and Active Continental Margins", *Journal of Petrology*, 37 (1996) 661-691.
59. Stevens G., Clemens J.D., Droop G.T.R., "Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths", *Contrib Mineral Petrol*, 128 (1997) 352-370.

60. Borg L.E., Clyne M.A., "The Petrogenesis of Felsic Calc-alkaline Magmas from the Southernmost Cascades, California: Origin by Partial Melting of Basaltic Lower Crust", *Journal of Petrology*, 39 (1998) 1197-1222.
61. Bédard J.H., "A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (2006) 1188-1214.
62. Beard J.S., Lofgren G.E., "Dehydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb", *Journal of Petrology*, 32 (1991) 365-401.
63. Kaygusuz A., Siebel W., Sen C., Satir M., "Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey", *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 97 (2008) 739-764.
64. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace Element Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks", *Journal of petrology*, 25 (1984) 956-983.
65. Wilson M., "Igneous petrogenesis: A global tectonic approach", Unwin Hyman, London (1989) 466.
66. Pearce J., "Sources and settings of granitic rocks", *Episodes*, 19, No. 4 (1996).
67. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T., "Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle", *Earth and Planetary Science*, 120 (1993) 111-134.
68. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., "Chemical Characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29 (1986) 293-309.
69. Woodhead J., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge", *Earth and Planetary Science Letters*, 114(1993) 491-504.
70. Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman, New York (1993) 352.
71. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism", Geological Society, London, Special Publications, 19 (1986) 67-81.
72. Sylvester P., "Post-collisional strongly peraluminous granites", *Lithos*, 45 (1998) 29-44.

73. Rogers J.J.W., Greenberg J.K., "Late- Orogenic, Post-Orogenic, and Anorogenic granites: Distinction by Major-element and Trace-element chemistry and possible origins", *The Journal of Geology*, 98 (1990) 291-309.
74. McCall G.J.H., Kidd R.G.W., "The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present", *Geological Society, London, Special Publications*, 10 (1) (1982) 387-397.
75. Sengor A.M.C., Altiner D., Cin A., Ustaomer T., Hsu K.J., "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land", In: M.G. Audley- Charles, and A.E. Hallam. (Editors), *Gondwana and Tethys. Geological Society, London, Special Publication* (1988) 119-181.
76. Hunziker D., Burg J.P., Bouilhol P., Quadt A., "Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran", *Tectonics*, 34 (2015) 571-593.
77. Namaki L., Gholami A., Hafizi M.A., "Edge-preserved 2-D inversion of magnetic data: an application to the Makran arc-trench complex", *Geophysical Journal International*, 184 (2011) 1058-1068.
78. Ghazi A.M., Hassanipak A.A., Mahoney J.J., Duncan R.A., "Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran", *Tectonophysics*, 393 (2004) 175-196.