

پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی) (شاهدی بر کافت‌زایی)

زری بلاغی، محمود صادقیان* و حبیب‌اله قاسمی
دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران

چکیده

در منطقه جنوب بهاباد واقع در شمال شرقی بافق، طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین درونی و خروجی، با ماهیت دوگانه رخنمون دارد. سنگ‌های آذرین درونی دارای ترکیبات گابرو تا گرانیت هستند. سنگ‌های خروجی شامل مجموعه آتشفشانی-رسوبی معروف به سری نارنگان بوده و تناوبی از بازالت و ریولیت، به همراه سنگ‌های آذرآواری، ماسه سنگ، دولومیت و تبخیری‌ها (گچ و نمک) را در بر می‌گیرند. این مجموعه ویژگی‌های محیط‌های رسوبی کم عمق و درون قاره‌ای را نشان می‌دهند. وجود فسیل آرکئوسپاتیید در افق‌های آهکی-دولومیتی و سن سنجی‌های پرتوزاد، سن این مجموعه را کامبرین زیرین نشان می‌دهند. سنگ‌های آذرین درونی غالباً به شکل استوک، دایک یا سیل جایگزین شده‌اند و مجموعه آتشفشانی-رسوبی (کامبرین زیرین) و رسوبات متعلق به کامبرین میانی-بالایی و اردوویسین را قطع کرده‌اند و به پالئوزوئیک زیرین نسبت داده می‌شوند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی گابروها و دیوریت‌ها از LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند و ماهیت آکالن درون ورقه‌ای دارند. سنگ‌های فلسیک (لوکوگرانیت‌ها و ریولیت‌ها) ویژگی‌های شاخص سنگ‌های پوسته‌ای را نشان می‌دهند. لوکوگرانیت‌ها در زمره گرانیتوئیدهای نوع H،I و A قرار می‌گیرند. کانه‌زایی‌های مگنتیت-آپاتیت، باریت، سرب و روی در این منطقه و مناطق همجوار (باقی-اسفوردی) حاصل این تحولات ماگمایی هستند.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، بافق، پالئوزوئیک زیرین، کافت‌زایی، ماگماتیسم آکالن

مقدمه

مساحت حوضه، در نهایت یک حوضه اقیانوسی کامل شکل می‌گیرد، ولی در صورت عدم گسترش حوضه و ناقص ماندن کافت، شواهد کافت‌زایی و ویژگی‌های بارز سنگ‌شناسی آن حفظ می‌شود. در محدوده ایران مرکزی، شواهدی از محیط‌های کششی کافت‌های درون

شکل‌گیری هر حوضه اقیانوسی از مرحله کافت قاره‌ای شروع شده، با تشکیل حوضه آتشفشانی-رسوبی کم عمق تا نیمه عمیق و فوران‌های آتشفشانی اسیدی و بازیک ادامه می‌یابد. در صورت افزایش عمق و

دارای سنی جوان تر از پرکامبرین بوده، متعلق به کامبرین- اردوویسین هستند. صادقیان (۱۳۸۶)، نوگل سادات (۱۳۸۶) و سبزه‌یی (۱۳۸۶) نیز در گزارش‌های خود، این سن را تأیید کرده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه جنوب بهاباد با وسعت تقریبی ۱۶۰ کیلومتر مربع در بین طول‌های جغرافیایی "۳۰' ۵۲" تا ۵۵° تا ۵۶° شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۰۰' ۴۵" تا ۳۱° شمالی در شمال شرقی بافق در استان یزد واقع شده است (شکل ۱).

در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، از جمله: ریولیت، داسیت، توف و ایگنمبریت به همراه گدازه‌های بازالتی- آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری با ماهیت توف سیلت‌استونی، توف ماسه‌سنگی، لیتیک توف، توف ریولیتی، توف سبز و گدازه‌های برشی شده رخنمون دارند. این سنگ‌ها به عنوان مجموعه تفکیک نشده سری نارینگان نامیده شده‌اند.

حضور فسیل آرکئوسیاتید در آهک‌های متعلق به این مجموعه، سن کامبرین زیرین را برای آن مشخص می‌کند (سبزه‌یی، ۱۳۸۶). سری نارینگان اولین بار توسط سبزه‌یی معرفی شده و نام خود را از روستای نارینگان اقتباس کرده است و اگر خواهیم آن را با نقشه‌ها و مدارک منتشر شده قبلی در این محدوده زمانی مقایسه کنیم، معادل سری ریزو است.

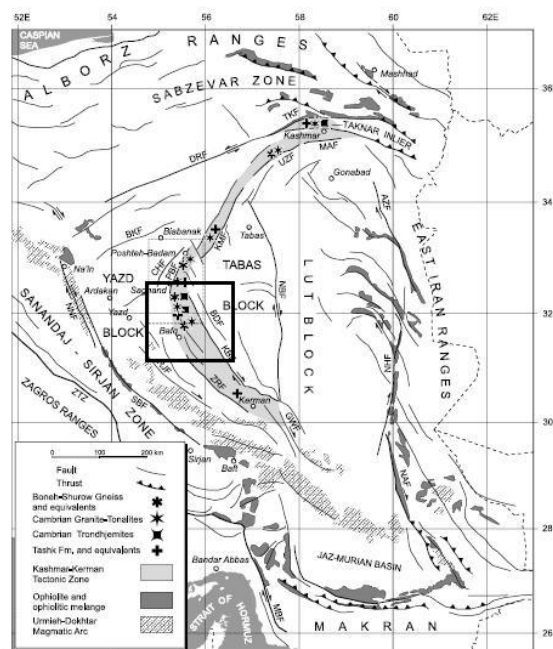
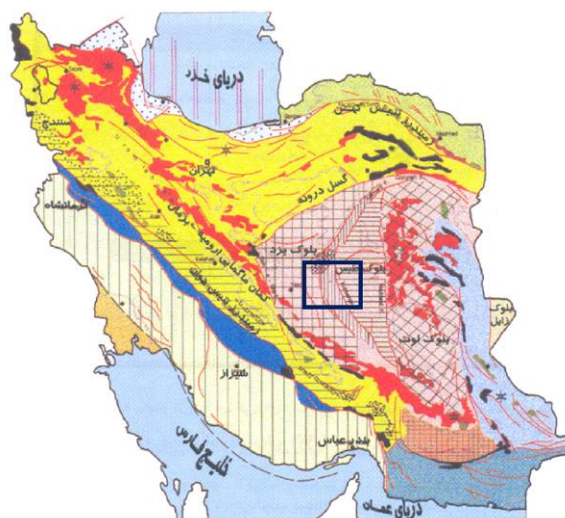
قاره‌ای که انشعابات از پروتوتیس بوده‌اند، در مناطق مختلف قابل مشاهده است. منطقه جنوب بهاباد در شمال شرقی بافق، از نظر تقسیمات ساختمانی در محدوده ایران مرکزی و در بلوک پشت بادام واقع شده است.

در این منطقه، شواهد کافت‌زایی پالئوزویک زیرین به خوبی نمود یافته است. به علاوه، مطالعه پترولوژی این منطقه، به خصوص از نظر بررسی حوضه آتشفشانی- رسوبی و فرایندهای تکتونیکی مؤثر بر مراحل اولیه شکل‌گیری آن و بازسازی تحولات زمین‌شناسی ایران دارای اهمیت بوده و به درک رخساره‌های آتشفشانی محیط‌های کشتی درون قاره‌ای و واکنش‌های متقابل پوسته و گوشته و فرایندهای مرتبط با آنها، از جمله صعود ماگمای گوشته‌ای، ذوب بخشی پوسته و اختلاط ماگمایی کمک زیادی می‌نماید.

در گذشته، منطقه مورد بحث و مناطق همجوار آن توسط محققان مختلفی، از جمله سهیلی و مهدوی (۱۳۷۰)، امینی و همکاران (۱۳۸۱)، مهدوی (۱۳۷۵)، سبزه‌یی (۱۳۸۶)، صادقیان (۱۳۸۶) و نوگل سادات (۱۳۸۶) به منظور تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و کنعانیان و همکاران (۱۳۷۶)، شریفی (۱۳۷۶)، موسوی ماکویی (۱۳۷۷)، امینی و همکاران (۱۳۸۲)، بلاغی (۱۳۸۷)، بلاغی و همکاران (۱۳۸۶ و ۱۳۸۷) از نظر پترولوژی و عسکری (۱۳۷۶)، موسوی نسب (۱۳۷۶)، فرخندی سرخابی (۱۳۷۸)، قادری و رضانی (۱۳۸۴)، مختاری و نفیسی (۱۳۸۴)، صادقی دعوتی و همکاران (۱۳۸۶)، بنیادی (۱۳۸۷) و Bonyadi و همکاران (۲۰۱۱) از جنبه کانه‌زایی و توان معدنی مطالعه شده است. اغلب این محققان، سنگ‌های این مناطق و کانه‌زایی‌های مرتبط با آنها را به پرکامبرین نسبت داده‌اند، ولی در راستای مطالعات صحرائی انجام شده در این مقاله، بر اساس روابط چینه‌شناسی، این سنگ‌ها

در محیط‌های کم‌عمق حاشیه فروافتادگی کافتی است. در بخش‌های عمیق‌تر، آهک و دولومیت بر جای گذاشته شده و در ضمن، سهم گدازه‌ها نیز بیشتر است. البته، در برخی موارد، سنگ‌های کربناته با سنگ‌های آتشفشانی رابطه جانبی بین‌انگشتی دارند که نشان‌دهنده وقوع فوران آتشفشانی به‌طور هم‌زمان با رسوب‌گذاری در این حوضه کم‌عمق است. این پدیده، از ویژگی‌های بارز محیط‌های کششی درون‌قاره‌ای است. فعالیت‌های آتشفشانی زیرآبی با کانه‌زایی منگنز، سرب و روی به‌صورت برون‌دمی همراه بوده است (اندیس منگنز دارستان در منطقه مورد مطالعه و کانسار سرب و روی کوشک و منگنز نارینگان در مناطق هم‌جوار). سنگ‌های نفوذی منطقه، دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، سینیت، گرانیت و گرانودیوریت هستند. گابروها و دیوریت‌ها غالباً به‌صورت توده‌های نفوذی کوچک و دایک رخمون دارند. این سنگ‌ها در مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی - رسوبی سری نارینگان و ماسه سنگ لالون و آهک و آهک‌های دولومیتی سازند کوه‌بنان (معادل میلا) نفوذ کرده‌اند (شکل ۲- الف).

این ترکیبات دارای حاشیه انجماد سریع تیره رنگ بوده، به‌سمت داخل توده، بافت سنگ دانه درشت‌تر و رنگ آنها روشن‌تر می‌شود. ترکیبات دیوریتی از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. همراه با این سنگ‌ها، کانه‌زایی مالاکیت و کالکوپیریت صورت گرفته است. توف‌های ریولیتی و آهک‌های دولومیتی میزبان آنها تا حدودی متحمل دگرگونی مجاورتی شده، تغییر رنگ و از بین رفتن ساخت و بافت اولیه و تبلور مجدد آنها از شواهد این فرایند است. توده‌های کوچک سینیت به رنگ صورتی در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی سری نارینگان تزییق شده‌اند.



شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زون‌های ساختاری ایران، ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در زون تکتونیکی کاشمر - کرمان در ایران مرکزی (اقتباس از Ramezani و Tacker، ۲۰۰۳).

وجود سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازیک به‌همراه یکدیگر و نبودن ترکیبات حد واسط (آندزیت) بیانگر ماگماتیسیم دوگانه (بایمودال) شاخص حوضه‌های کافتی است. دوگانه بودن ترکیبات هم در سنگ‌های آتشفشانی و هم در توده‌های نفوذی، به خوبی نمایان است. حضور گچ در بخش‌هایی از منطقه نشان‌دهنده رسوب‌گذاری

۲- ب). این سنگ‌ها دارای رنگ روشن بوده و بسیار ریزدانه هستند. در مجاورت این لوکوگرانیت‌ها در اطراف روستاهای علی‌آباد و همیجان، کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت صورت گرفته است. بررسی روابط صحرایی این توده‌ها با سنگ‌های میزبان نشان می‌دهد که نفوذی‌های مورد مطالعه دارای سنی جوان‌تر از کامبرین بوده و به اردوویسین-سیلورین تعلق دارند.

موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر ماهواره‌ای، نقشه زون‌های ساختاری ایران در زون تکتونیک کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) در شکل ۱ و واحدهای سنگی ذکر شده در شکل ۳ نشان داده شده‌اند.

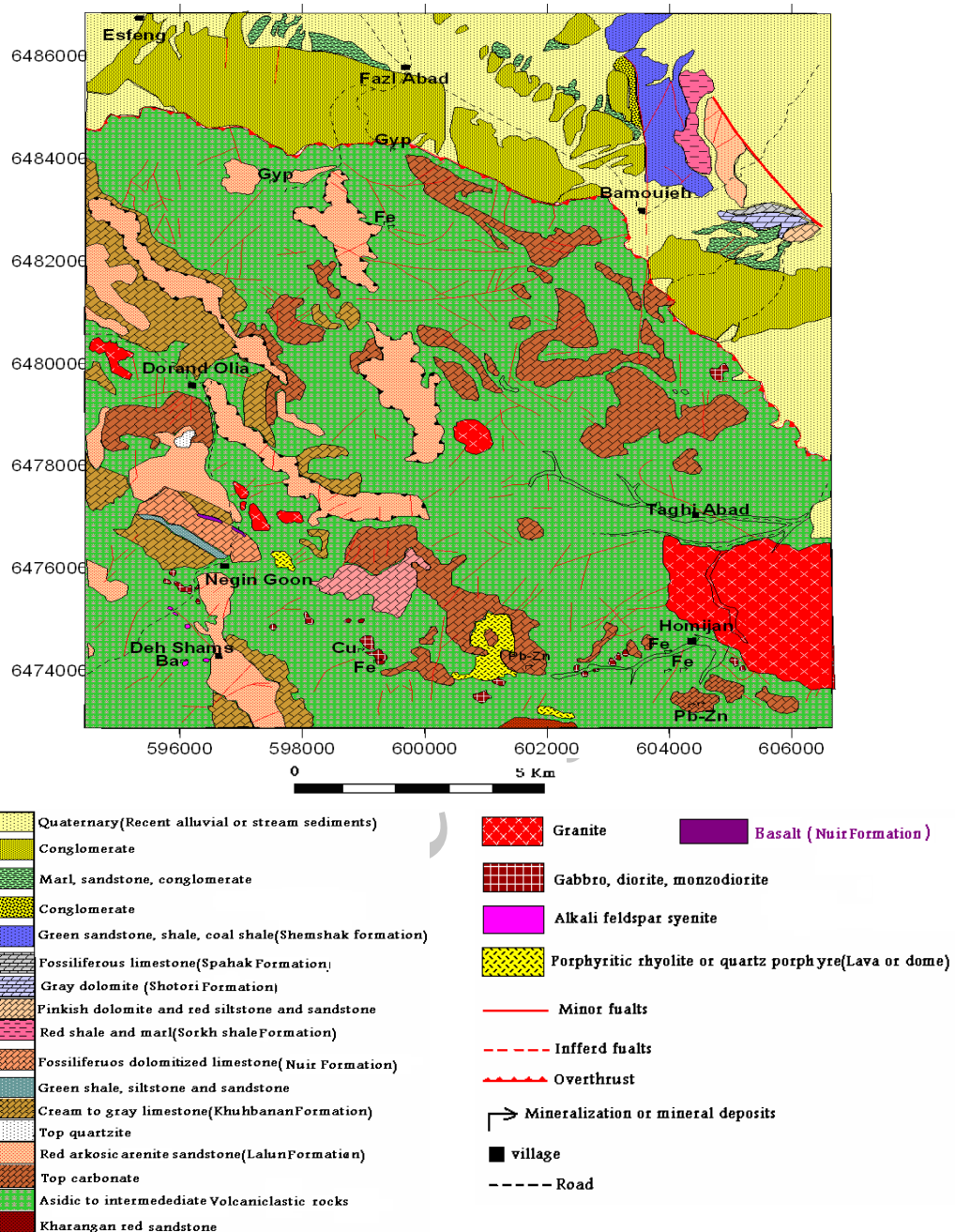
روش انجام پژوهش

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ (پارس‌کانی، ۱۳۸۸) و برداشت‌های زمین‌شناسی مرتبط با مطالعات صحرایی این مقاله، واحدهای سنگی آذربین مورد مطالعه در بیش از ۲۰۰ ایستگاه مورد بازدید صحرایی قرار گرفت و برای اهداف مختلف، مانند: پتروگرافی، مینرالوگرافی، XRD و آنالیز شیمی به تعداد کافی نمونه‌برداری انجام شد. از بین نمونه‌های مطالعه شده، تعداد ۲۰ نمونه سالم‌تر برای آنالیز شیمیایی (به روش ICP-MS) انتخاب و به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. نتایج آنالیز شیمی پس از حذف مواد فرار توسط نرم افزارهای مختلف مانند Excel و GCDkit پردازش و از آنها در تعبیر و تفسیرها استفاده شد.



شکل ۲- الف) دایک دیوریتی نفوذ کرده به درون توف‌های سفید رنگ سری ناریگان، ب) استوک گرانیتی رخنمون یافته در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی سری ناریگان

در نقاطی که سینیت‌ها در مجاورت دیوریت‌ها رخنمون دارند، تغییر رنگ تدریجی از سبز به سمت صورتی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده روند تفریقی از ترکیبات گابرو-دیوریتی به سمت سینیت‌هاست. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نیز این روند تفریقی را تأیید می‌کنند. در داخل سینیت‌ها و سنگ‌های میزبان آنها رگه‌هایی از باریت که کانه‌زایی مرتبط با ترکیبات مراحل انتهایی تفریق است مشاهده می‌شود. بخش اعظم توده‌های نفوذی مورد مطالعه، لوکوگرانیت‌ها هستند. این سنگ‌ها به صورت استوک و توده‌های بزرگ‌تر در قیاس با ترکیبات مافیک، در میان سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی سری ناریگان رخنمون دارند (شکل



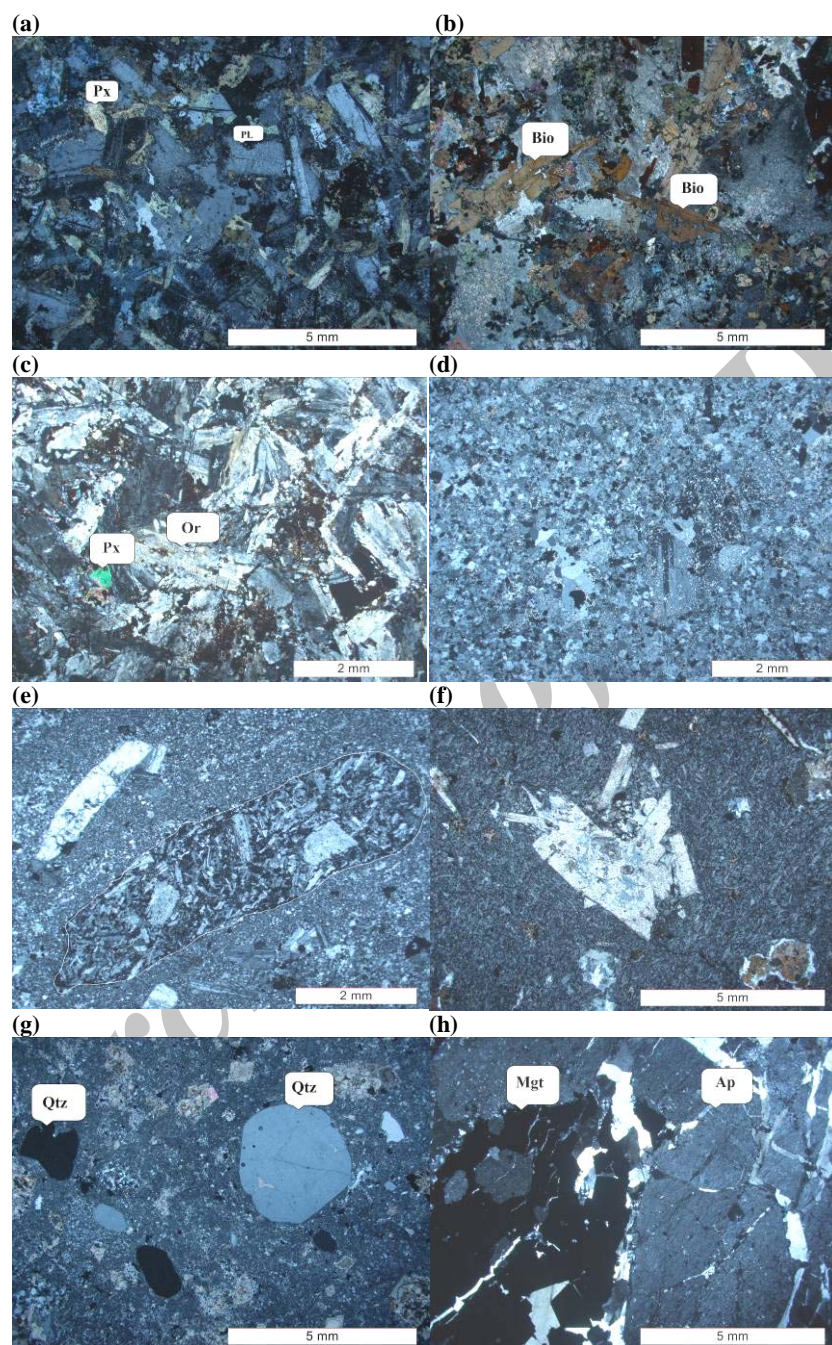
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ ساده شده منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ (پارس کانی، ۱۳۸۸). مختصات حاشیه نقشه بر حسب UTM است.

پتروگرافی

گرانودیوریت و سنگ‌های بیرونی شامل بازالت، ریولیت و سنگ‌های آذرآواری مربوطه هستند. گابروها و دیوریت‌ها، بافت‌های افیتیک، ساب‌افیتیک و گرانولار نشان می‌دهند. اوژیت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و به ندرت کوارتز

با توجه به ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان آنها را به دو دسته بیرونی و درونی تقسیم کرد. سنگ‌های درونی دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، سینیت، گرانیت و

و ارتوکلاز (کانی‌های اصلی) و آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت (کانی‌های فرعی) و کلسیت، اپیدوت و کلریت (کانی‌های ثانویه) در آنها یافت می‌شوند (شکل ۴- a).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی منتخب از گروه‌های سنگی مختلف مورد مطالعه (در نور پلاریزه متقاطع): (a) بافت افیتیک و ساب افیتیک همراه با کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز در نمونه گابرویی، (b) نمونه گابرو متاسوماتیسم شده که بیوتیت‌های دانه درشت حاصل از متاسوماتیسم پتاسیک در آن به‌وضوح مشاهده می‌شوند، (c) بافت گرانولار همراه با حضور بلورهای ارتوکلاز و اژیرین اوژیت در سینیت‌ها، (d) بافت میکروگرانولار و پورفیریویدی در لوکوگرانیت‌ها، (e) حضور آنکلاوی از سنگ‌های مافیک در داخل لوکوگرانیت‌ها، (f) بافت پورفیری، گلمروپورفیری، میکرولیتی پورفیری و آمیگدالویدی در بازالت‌ها، (g) فنوکریست‌های درشت کوارتز همراه با بافت خلیج خوردگی در ریولیت‌ها و (h) تصویری از حضور مگنتیت و آپاتیت به‌همراه کوارتز در سنگ‌های سازنده اندیس مگنتیت-آپاتیت همیجان

در جنوب کوه دوقله در محدوده‌ای به وسعت یک کیلومتر مربع، یک گنبد ریولیتی رخنمون دارد که هم‌ارز لوکوگرانیت‌ها محسوب می‌شود و فنوکریست‌های درشت کوارتز در آن قابل مشاهده است (شکل ۴- g). میزبان آن سنگ‌های آهکی دولومیتی یا دولومیتی سری نارینگان است.

در مجاورت سنگ‌های لوکوگرانیتی منطقه (در اطراف روستاهای علی‌آباد و همیجان)، کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت صورت گرفته که به‌نظر می‌رسد عناصر سازنده آنها از طریق تفریق ماگمایی و ایجاد سیالات غنی از عناصر آهن و فسفر تأمین شده‌است. در ضمن، تشکیل کانی‌های سیلیکاته، مانند: اپیدوت، کلریت و آکتینولیت‌های آبی رنگ رشته‌ای یا الیافی (در نمونه دستی) در سنگ‌های میزبان آتشفشانی - تخریبی، بیانگر آن است که بخشی از عناصر موجود در محلول‌های حاصل از مراحل نهایی تفریق ماگمایی با سنگ میزبان تبدلات شیمیایی انجام داده‌اند (شکل ۴- h).

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. در نمودار رده‌بندی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979) سنگ‌های درونی در محدوده گابرو، دیوریت، سینیت، گرانودیوریت و گرانیت و سنگ‌های بیرونی در محدوده بازالت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۵)، که با مشاهدات صحرایی و پتروگرافی همخوانی کامل دارد. مقدار SiO_2 در سنگ‌های مافیک در محدوده ۴۴ تا ۵۳ و در لوکوگرانیت‌ها در محدوده ۶۷ تا ۷۰ درصد وزنی تغییر می‌کند. مجموع آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در نمونه‌های مافیک در محدوده ۵/۴ تا ۸/۱۰ درصد وزنی است.

بسیاری از سنگ‌های گابرو- دیوریتی متحمل متاسوماتیسم پتاسیک شده‌اند که آثار آن به صورت خوردگی پلاژیوکلازها و ایجاد بافت صفحه شطرنجی در آنها، تشکیل پوششی از ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلازها، اسفن‌زایی کانی‌های کدر و تبدیل هورنبلند به بیوتیت و تشکیل بیوتیت‌های نوظهور متاسوماتیکی در نمونه‌های میکروسکوپی تجلی پیدا کرده است (شکل ۴- b).

تجمع موضعی ارتوکلاز در برخی از سنگ‌های گابرو/ دیوریتی نشان‌دهنده تفریق این سنگ‌ها و تحول آنها به سمت ترکیبات سینیتی است. ارتوکلاز پرتیتی و اژیرین اوژیت، کانی‌های اصلی سینیت‌ها هستند (شکل ۴- c)، ارتوکلازها غالباً کائولینیتی شده‌اند و دارای منظره کدر هستند.

در سنگ‌های لوکوگرانیتی، پلاژیوکلاز آلبیتی، کوارتز و ارتوکلاز از فراوانی زیادی برخوردارند. آلانیت کانی فرعی موجود در این سنگ‌هاست. لوکوگرانیت‌ها بافت‌های گرانولار، پورفیرویدی، میرمکتی و گرافیکی نشان می‌دهند (شکل ۴- d). حضور آنکلاو یا لخته‌هایی از پلاژیوکلاز، آپاتیت، مگنتیت و اسفن در لوکوگرانیت‌ها، از شواهد بارز اختلاط ماگمایی محسوب می‌شود و ارتباط و خویشاوندی آنها را با سنگ‌های مافیک نشان می‌دهد (شکل ۴- e).

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیوین و اوژیت به‌عنوان کانی‌های اصلی و آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی سنگ‌های بازالتی هستند که در خمیره‌ای از شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند. بافت‌های غالب در این سنگ‌ها، پورفیری، گلومروپورفیری، آمیگدالوئیدی و میکروولیتی هستند (شکل ۴- f).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های گرانیتی، گرانودیوریتی، بازالتی و ریولیتی

منطقه جنوب بهاباد

Sample No.	BG-5-5	BG-19-2	BG-2-2	BG-8-2	BG-7-2	BA	BB-6-1	BB-6-6	BR-14-1
Rock Name	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	آندزی بازالت	آندزی بازالت	ریولیت
(wt%)									
SiO ₂	67.70	69.35	70.65	69.98	69.72	69.24	52.96	54.63	71.27
Al ₂ O ₃	20.62	18.40	17.38	17.27	16.96	19.79	18.27	15.40	17.17
FeO ^{total}	3.24	3.83	2.80	3.10	3.30	0.76	11.55	13.80	1.89
FeO	2.32	2.57	1.88	2.15	2.26	0.53	7.27	8.73	1.32
Fe ₂ O ₃	0.93	1.26	0.92	0.95	1.04	0.22	4.29	5.07	0.57
MgO	1.15	0.75	1.85	0.22	0.34	0.32	5.13	3.48	0.30
CaO	0.11	0.47	0.27	0.43	1.54	0.22	3.61	4.39	0.15
Na ₂ O	2.77	4.61	2.06	3.95	3.53	4.45	2.75	4.84	0.17
K ₂ O	4.12	2.17	4.66	4.71	4.19	4.76	2.81	0.98	8.92
TiO ₂	0.26	0.35	0.32	0.29	0.33	0.41	2.37	1.81	0.11
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.53	0.59	nd*
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.01
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.01	nd	nd
Total	100.03	99.99	100.05	100.03	99.98	100.0	100.01	99.97	100.00
L.O.I.									
	1.5	1.5	2	1.3	2.5	1	7.1	3.2	1.3
(ppm)									
Sc	9.00	11.00	10.00	9.00	10.00	9.00	35.00	23.00	6.00
Ba	420.0	166.0	279.0	454.0	286.0	545.0	122.0	133.0	483.0
Be	2.00	3.00	3.00	2.00	1.00	3.00	3.00	5.00	1.00
Co	2.20	0.80	2.00	1.30	0.90	0.60	6.80	9.70	0.30
Cs	1.00	0.70	1.40	0.40	0.80	0.60	0.70	0.20	0.60
Ga	19.00	20.60	16.40	18.30	19.00	24.00	22.00	19.00	18.20
Hf	8.60	9.80	9.00	7.90	9.70	12.00	8.60	13.80	7.10
Nb	12.90	13.20	11.70	11.50	14.70	18.30	19.30	28.50	10.40
Rb	94.50	80.30	109.6	128.1	123.9	150.2	65.60	16.50	72.80
Sn	1.00	9.00	3.00	4.00	3.00	5.00	2.00	3.00	2.00
Sr	37.40	30.20	28.50	37.20	45.70	42.80	71.70	76.90	25.90
Ta	0.90	0.90	0.80	0.90	1.00	1.10	1.00	1.50	0.90
Th	14.00	14.10	13.70	11.30	13.70	27.70	6.40	9.60	16.00
U	3.00	3.00	2.90	3.00	3.10	7.60	2.00	3.00	2.90
V	11.00	16.00	17.00	15.00	17.00	20.00	245.00	88.00	8.00
W	1.70	1.80	1.50	1.30	1.50	3.40	0.60	1.00	0.60
Zr	294.5	347.9	318.2	275.8	328.0	432.3	313.3	490.3	193.1
Y	54.60	29.90	50.40	32.30	47.20	116.5	62.40	83.10	56.00
Mo	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.10	0.20	2.60	0.10
Cu	0.80	0.40	0.40	0.30	0.60	2.20	2.30	17.40	0.50
Pb	0.90	0.70	1.10	0.60	1.30	1.00	1.00	0.90	3.00
Zn	9.00	4.00	9.00	4.00	4.00	4.00	18.00	19.00	7.00
Ni	1.10	0.80	1.30	0.60	1.50	0.50	13.30	1.90	0.60
As	1.00	1.30	3.00	1.40	0.50	2.10	0.50	0.70	0.50
Cd	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Sb	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20
Bi	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Ag	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10
Au (ppb)	24.90	32.80	11.50	7.10	20.90	18.70	29.00	5.60	46.10
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
La	39.00	14.50	44.30	29.60	38.10	80.00	41.30	26.30	7.80
Ce	81.30	31.10	95.50	65.30	90.10	177.3	97.00	65.00	17.90
Pr	10.71	3.97	12.00	8.28	12.07	22.75	13.69	9.48	2.62
Nd	41.80	15.00	45.60	32.00	49.10	89.30	60.00	41.70	9.80
Sm	8.50	3.70	9.01	6.57	9.03	17.92	12.99	10.19	2.46
Eu	1.05	0.67	1.17	0.78	1.05	2.33	2.85	2.05	0.51
Gd	8.75	4.51	8.28	5.35	8.17	18.38	12.83	12.76	4.85
Tb	1.56	0.84	1.39	0.89	1.34	3.33	2.00	2.30	1.23
Dy	9.36	4.94	8.37	5.04	7.66	20.20	11.43	14.32	8.80
Ho	1.94	1.07	1.75	1.15	1.63	4.16	2.27	3.02	2.02
Er	5.48	3.15	5.07	3.65	4.69	11.42	6.21	8.61	5.77
Tm	9.00	11.00	10.00	9.00	10.00	9.00	35.00	23.00	6.00
Yb	420.0	166.0	279.0	454.0	286.0	545.0	122.0	133.0	483.0
Lu	2.00	3.00	3.00	2.00	1.00	3.00	3.00	5.00	1.00

جدول ۲- مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و خاکی نادر (بر حسب ppm) گابروها، دیوریت‌ها و سینیت‌های مورد مطالعه (جمع اکسیدها (sum) پس از تصحیح و حذف مواد فرآر در نظر گرفته شده است).

Sample No.	BD-2	BD-17-2	BD-1-7	BD-18-1	BD-1-1	BD-13-2	BS-16-1	BS-16-2	BS-SY-1
Rock Name	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	دیوریت	سینیت	سینیت	سینیت
(wt%)									
SiO ₂	44.38	48.51	48.69	50.31	53.90	52.65	56.55	59.11	54.25
Al ₂ O ₃	14.33	16.46	22.06	20.26	15.90	17.48	25.54	21.27	28.80
FeO	10.12	8.39	5.44	5.05	6.46	7.14	1.15	1.12	2.18
Fe ₂ O ₃	4.25	4.11	2.99	2.73	2.71	3.79	0.44	0.40	0.81
MgO	7.73	5.57	7.85	4.59	5.48	5.81	0.09	0.09	0.18
CaO	7.42	5.34	3.69	9.31	4.50	3.78	4.75	5.59	1.35
Na ₂ O	3.09	4.44	3.73	5.21	4.69	5.83	5.60	6.02	6.28
K ₂ O	3.58	3.67	1.68	0.82	3.07	0.19	5.73	6.10	5.90
TiO ₂	3.74	2.69	3.15	1.35	2.40	2.43	0.06	0.07	0.07
P ₂ O ₅	1.18	0.65	0.64	0.28	0.81	0.69	0.07	0.12	0.05
MnO	0.17	0.17	0.05	0.09	0.09	0.13	0.05	0.11	0.10
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	nd*	nd	nd	nd
Sum	100.0	100.0	100.00	100.00	100.03	99.94	100.04	100.01	99.98
L.O.I.	1.90	3.60	3.60	3.40	3.60	2.90	4.40	4.90	2.90
(ppm)									
Sc	19.0	15.0	14.0	29.0	11.0	28.0	1.0	1.0	1.0
Ba	1399.0	956.0	122.0	499.0	433.0	76.0	136.0	155.0	239.0
Be	2.0	3.0	3.0	1.0	2.0	1.0	3.0	4/0	7.0
Co	49.7	32.6	21.2	23.8	28.0	28.1	0.6	0.9	0.9
Cs	2.1	1.1	2.7	1.3	2.9	0.4	0.7	0.5	3.3
Ga	22.7	20.9	23.7	19.0	25.8	21.7	31.3	28.8	33.1
Hf	11.0	11.8	9.2	4.0	11.4	7.0	26.1	25.6	15.3
Nb	96.4	104.2	58.3	7.0	81.0	13.1	188.2	217.2	75.5
Rb	87.4	87.6	52.4	21.5	66.7	6.2	179.8	154.1	190.1
Sn	4.0	3.0	2.0	1.0	5.0	1.0	8.0	5.0	6.0
Sr	1166.2	515.1	267.6	727.0	409.4	71.4	85.9	83.6	336.0
Ta	5.2	5.7	3.4	0.4	4.3	0.7	11.5	11.5	5.6
Th	11.8	10.8	5.9	3.9	8.3	4.8	29.8	29.2	14.3
U	2.6	2.7	1.7	0.7	2.2	0.9	5.6	5.7	4.3
V	187.0	146.0	138.0	213.0	104.0	224.0	8.0	8.0	8.0
W	1.6	1.8	2.7	0.9	3.2	0.7	2.6	6.8	2.1
Zr	448.6	478.5	347.5	136.3	458.3	257.9	1035.4	991.9	596.7
Y	33.3	33.0	23.4	22.6	21.3	62.0	44.9	41.0	12.5
Mo	1.3	1.0	2.6	0.1	1.8	0.1	0.5	0.3	3.5
Cu	35.7	22.3	3.8	10.5	22.8	1.3	2.5	5.0	4.3
Pb	12.4	9.6	9.4	2.9	5.3	2.6	2.5	14.9	17.6
Zn	113.0	117.0	98.0	16.0	105.0	44.0	9.0	8.0	55.0
Ni	98.3	64.1	98.0	16.1	118.3	5.3	0.3	0.3	0.4
As	1.7	1.3	1.5	1.0	3.2	1.0	0.5	0.8	0.9
La	81.4	79.0	52.2	16.7	74.6	35.7	189.6	180.4	75.4
Ce	167.6	155.6	110.2	37.0	132.6	91.5	330.3	318.4	131.7
Pr	20.42	18.23	14.57	5.16	16.16	14.44	33.79	34.36	12.78
Nd	76.9	65.3	58.5	22.6	61.0	66.6	98.7	105.7	38.8
Sm	13.24	10.56	10.6	4.61	12.19	13.66	12.99	12.93	4.89
Eu	3.93	2.99	3.42	1.58	4.03	3.44	2.01	1.93	0.80
Gd	10.7	8.21	8.92	4.31	7.23	13.34	9.28	9.33	3.35
Tb	1.47	1.28	1.26	0.72	1.20	2.06	1.45	1.37	0.54
Dy	6.96	6.27	5.59	4.05	5.09	11.62	8.08	7.36	2.39
Ho	1.25	1.18	0.87	0.83	0.69	2.31	1.55	1.44	0.47
Er	2.89	3.08	2.07	2.27	1.46	6.16	4.41	3.95	1.15
Tm	0.42	0.46	0.29	0.37	0.21	0.96	0.76	0.67	0.21
Yb	2.33	2.69	1.55	2.16	1.01	5.68	4.51	4.19	1.31
Lu	0.33	0.38	0.21	0.35	0.14	0.84	0.70	0.64	0.20

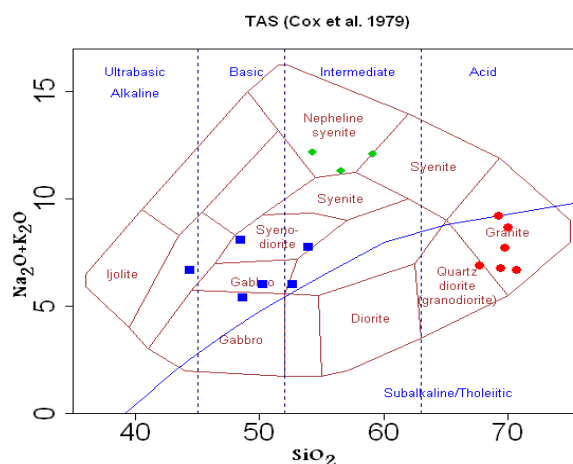
*nd = not determined

روند تفریقی بارزی بین نمونه‌های گابرو-دیوریتی و سینیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۶)، که مبین تفریق یافتن سینیت‌ها از ماگمای بازیک در مراحل نهایی تفریق است.

در تمامی این نمودارها، نمونه‌های گابروی/دیوریتی و سینیت‌ها در امتداد روندی خطی قرار می‌گیرند و با افزایش مقدار SiO_2 یا تفریق یافتگی، مقادیر Na_2O ، Al_2O_3 و K_2O افزایش و FeO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 ، MgO و CaO کاهش می‌یابند. این وضعیت بیانگر تفریق گابرودیوریت‌ها به سمت سینیت‌ها و منشأ گرفتن آنها از یک منبع ماگمایی واحد است، اما بین نمونه‌های گرانیتی با نمونه‌های سینیتی و گابرویی وقفه ترکیبی بارزی وجود دارد که منشأ متفاوت آنها را نشان می‌دهد.

در مجموع، با بررسی دقیق‌تر نمودارهای هارکر میتوان نتیجه گرفت دو مجموعه سنگی در منطقه وجود دارد: یک گروه، سنگ‌های مافیک گابرو/دیوریتی با منشأ گوشته‌ای و سینیت‌ها که حاصل تفریق این مجموعه هستند و دیگری سنگ‌های اسیدی (لوکوگرانیت‌ها) که احتمالاً حاصل اختلاط ماگمای تفریق یافته مجموعه اول با مواد حاصل از ذوب پوسته سیالیک زیرین هستند. مهم‌ترین شاهد فرایند اختلاط ماگمایی، حضور لخته‌های مگنتیت، آپاتیت و آلانیت با منشأ گوشته‌ای در سنگ‌های لوکوگرانیتی است.

نمونه‌های گابروی-دیوریتی مورد مطالعه، در نمودار چند عنصری به‌هنجار شده به کندی (Nakamura, 1974) از عناصر LREE، غنی‌شدگی و از عناصر HREE، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نداشتن آنومالی Eu نشان‌دهنده آن است که تبلور پلاژیوکلاز کلسیک نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است (Ying *et al.*, 2007) نمونه‌های فلسیک (لوکوگرانیت‌ها)، از عناصر K، Ta، Ba، Nd، Ce، La، Rb و Th غنی‌شدگی و از عناصر Nb و Ti، P، Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷).

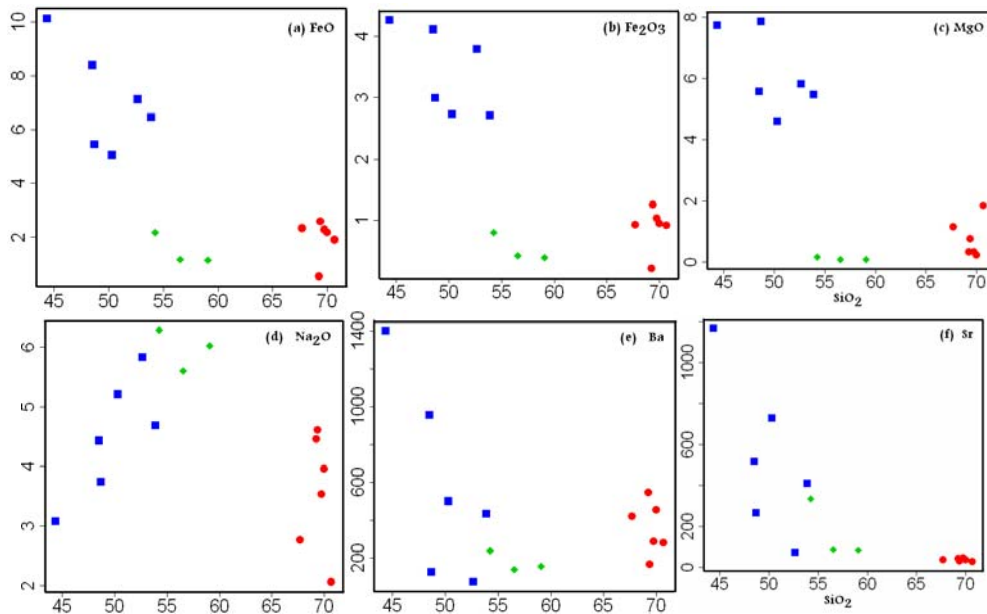


شکل ۵- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Cox *et al.*, 1979) برای نام‌گذاری نمونه‌های مورد مطالعه. علایم به‌کار رفته در نمودارها عبارتند از: گابرو - دیوریت (مربع)، سینیت (لوزی)، گرانیت (دایره)

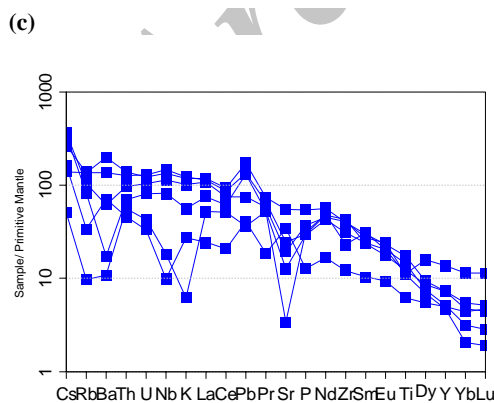
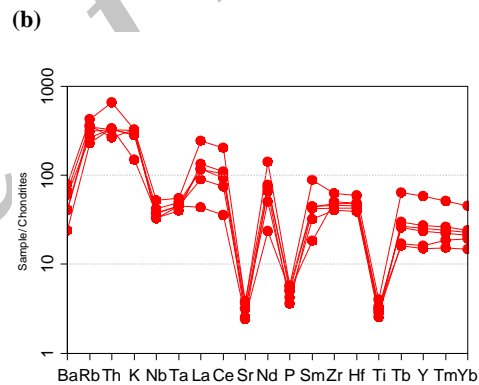
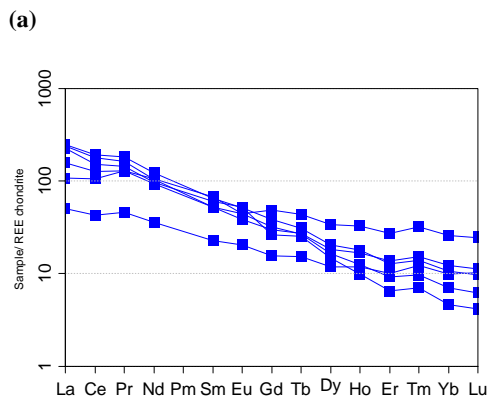
بالا بودن عناصر آلكالی در این نمونه‌ها، ناشی از تأثیر متاسوماتیسم و افزایش عناصر آلكالی در این سنگ‌هاست. مقدار K_2O سنگ‌های گابرو/دیوریتی، به‌ویژه گابروها از حد متعارف این سنگ‌ها بیشتر است و به‌نظر می‌رسد که ناشی از فرایند متاسوماتیسم و اضافه شدن پتاسیم به این سنگ‌ها باشد.

از شواهد افزایش K_2O ، تشکیل بیوتیت‌های متاسوماتیک نوظهور در این نمونه‌هاست که در نورم به‌صورت ارتوز ظاهر می‌شوند. افزایش سیالات حاوی K_2O و همچنین Na_2O با منشأ تفریق ماگمایی، به تشکیل ارتوکلاز و نفلین نورماتیو منجر شده است، به‌طوری که نمونه‌های گابروی در نورم خشک همگی دارای ارتوز نورماتیو و برخی از آنها دارای نفلین نورماتیو هستند، در حالی که در هیچ یک از نمونه‌های میکروسکوپی تهیه شده از این سنگ‌ها ارتوز و نفلین مشاهده نشده‌است.

پس از تصحیح نفلین و ارتوز نورماتیو و نام‌گذاری سنگ‌ها بر مبنای مقادیر نورم اصلاح شده، تمامی نمونه‌های مافیک در محدوده گابرو و دیوریت واقع شده‌اند. در نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب،



شکل ۶- نمودارهای تغییرات SiO_2 (درصد وزنی) در مقابل FeO ، Fe_2O_3 ، MgO و Na_2O (wt%) و Ba و Sr (بر حسب ppm)، (Harker, 1909)



شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه: (a) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای نمونه‌های گابروی/دیوریتی مورد مطالعه، (b) نمودار چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) برای نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه، (c) نمودار چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های گابروی-دیوریتی

نیز، آپاتیت از ماگما جدا شده و مجموعه‌های آپاتیت، هماتیت و مگنتیت به صورت کانسارهای مگنتیت - آپاتیت در حاشیه توده‌های گرانیتی تشکیل شده‌اند. لذا مطابق نظر (Wu *et al.*, 2003) فرض دوم منطقی‌تر به نظر می‌رسد. از جمله این کانسارها، می‌توان به اندیس معدنی مگنتیت - آپاتیت همیجان و علی‌آباد در منطقه بهاباد و اندیس مگنتیت - آپاتیت چغارت یا اسفوردی یا سایر نقاط دارای کانسارزایی مشابه اشاره کرد. تهنی‌شدگی بیش از حد Ti به نبودن کانی‌های تیتانیوم‌دار مربوط می‌شود.

به‌علاوه، این آنومالی ممکن است در ارتباط با فرایندهای پتروژنتیکی، مانند مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (Tchameni *et al.*, 2006; Almeida *et al.*, 2007). لذا می‌توان، ذوب‌بخشی از سنگ‌های آذرین پوسته تحتانی و یا تفریق ماگمای مافییک به‌همراه هضم و آلیایش پوسته‌ای را فرایندهای احتمالی مؤثر در تشکیل گرانیت‌ها دانست.

در نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (Cox *et al.*, 1979) سنگ‌های مافییک در محدوده آلکالن و سنگ‌های فلسیک در محدوده ساب‌آلکالن واقع می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی بازالتی نیز نزدیک مرز آلکالن - ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵). حضور فراوان آپاتیت در نمونه‌های گابرو/دیوریتی مورد مطالعه، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده ماگمای آلکالن سازنده این سنگ‌هاست.

در نمودار A/NK-ASI (Shand, 1943) لوکوگرانیت‌ها و ریولیت‌ها در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۸). قرارگیری این ترکیبات سنگی در محدوده پرآلومین ناشی از مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل این دسته از سنگ‌هاست.

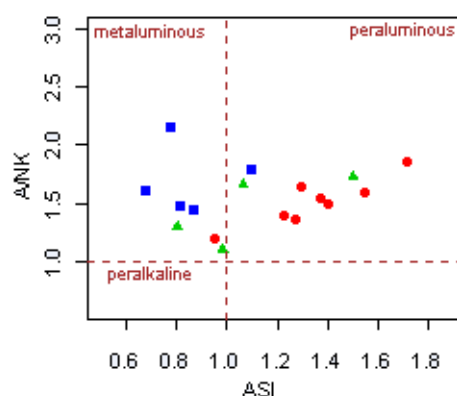
در مراحل انتهایی تفریق و تشکیل لوکوگرانیت‌ها، اختلاط و آلیایش ماگما با ماگمای حاصل از ذوب بخشی‌هایی از پوسته قاره‌ای زیرین صورت گرفته که به ایجاد تغییراتی در غلظت عناصر کمیاب منجر شده است.

از شواهد ذوب پوسته‌ای می‌توان به تمایل یافتن ترکیبات گرانیتی به ماهیت پرآلومین تا پرآلومین شدید، تفاوت قابل ملاحظه مقدار SiO_2 سنگ‌های گرانیتی (۶۷ تا ۷۰ درصد) با سایر سنگ‌های تفریق‌یافته از ماگماهای مافییک - حد واسط، به‌ویژه سینیت (۵۶/۳ درصد) اشاره کرد. لذا اختلاف ۱۰ تا ۱۵ درصدی مقدار SiO_2 و تا حدودی K_2O ، عامل ایجاد کننده وقفه ترکیبی بین این سنگ‌هاست. بنابراین، ماگمای تفریق‌یافته هم‌منشأ با گابرو/دیوریت‌ها و سینیت‌ها در بخش تحتانی پوسته، با مذاب حاصل از ذوب‌بخشی پوسته سیالیک (پوسته تحتانی)، اختلاط پیدا کرده و افزایش غیرعادی SiO_2 و K_2O را به‌همراه داشته است و در نتیجه، بر روی نمودارهای هارکر، وقفه ترکیبی به نمایش می‌گذارند (شکل ۶). به‌علاوه، ترکیبات گرانیتی در نمودارهای ژئوشیمیایی مستقیماً در ادامه روند تفریق قرار نمی‌گیرند.

تهنی‌شدگی لوکوگرانیت‌ها از Sr، با ترکیب پلاژیوکلازهای سدیک موجود در آنها سازگار است. میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازهای لوکوگرانیت‌ها (۶/۳ درصد)، نشان می‌دهد که آنها از نوع آلبیت هستند، لذا نمی‌توانند میزبان خوبی برای Sr باشند. آنومالی منفی P در این سنگ‌ها از ویژگی‌های لوکوگرانیت‌های نوع I است که از ذوب پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند (Chappell and White, 1992). به‌علاوه آنومالی منفی P، می‌تواند نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu *et al.*, 2003). در لوکوگرانیت‌های مورد مطالعه

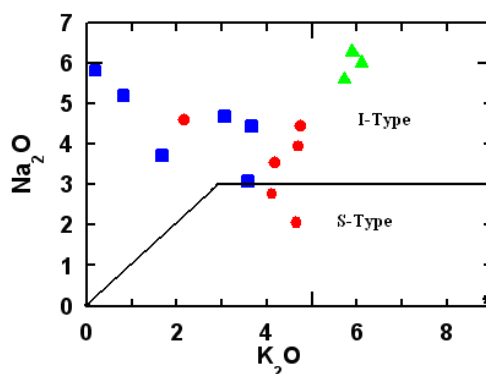
C_s برای انواع حاصل از ذوب پوسته فوقانی که همان گرانیتوئیدهای نوع S هستند و C_I برای انواع حاصل از ذوب پوسته زیرین یا ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده استفاده می‌شود که در واقع برخی از گرانیتوئیدهای نوع I هستند (Collins و Landenberger، ۱۹۹۶؛ ولی‌زاده و قاسمی، ۱۳۷۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ قاسمی و خان‌علی‌زاده، در حال چاپ).

در نهایت، با توجه به مجموع ملاحظات صحرایی و نمودارهای ژئوشیمیایی، می‌توان لوکوگرانیت‌های منطقه جنوب بهاباد را از نوع C_I و همچنین از نوع اختلاطی و دورگه H معرفی کرد. با توجه به شواهد صحرایی اختلاط ماگمایی (لخته‌هایی از کانی‌های منشأ گرفته از ماگمای مافیک) و با استناد به نمودارهای ضریب تفریق که نشان می‌دهند لوکوگرانیت‌ها نیز از روند تفریقی سنگ‌های مافیک تبعیت می‌کنند، می‌توان تشکیل این لوکوگرانیت‌ها را در ابتدا با ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای تحتانی (بر اثر جایگزینی ماگماهای مافیک در قاعده پوسته قاره‌ای) مرتبط دانست که در مراحل بعدی با تفریق ماگمای مافیک و اختلاط آن با مذاب فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی پوسته تحتانی همراه بوده است. با مقایسه سنگ‌های گرانیتی با معیارهای تقسیم‌بندی انواع لوکوگرانیت‌های نوع H (Castro, 1991)، می‌توان لوکوگرانیت‌های مورد مطالعه را از نوع لوکوگرانیت‌های هیبریدی و از گروه Hsm (سنگ‌هایی که سهم مشارکت منابع گوشته‌ای کمی بیشتر از سهم پوسته‌ای در آنهاست) دانست. این سنگ‌ها در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (Pearce, 1984)، در گروه WPG (گرانیت‌های درون صفحه‌ای) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰) و در نمودار (Whalen, 1987) (شکل ۱۱) در محدوده لوکوگرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند. بر اساس فرضیه‌های ژنتیکی متعددی که برای لوکوگرانیت‌های نوع A ارائه شده، می‌توان ژنز این گونه لوکوگرانیت‌ها را



شکل ۸- نمودار A/NK- ASI (shand, 1943) برای تعیین ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه

بر اساس نمودار Na₂O در مقابل (Chappel and White, 2001) K₂O (شکل ۹) نمونه‌های گرانیتی غالباً در محدوده لوکوگرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند و در نتیجه، سهم ماگمای حاصل از تفریق نسبت به ماگمای حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (پوسته تحتانی، C_I) بیشتر است و در واقع این لوکوگرانیت‌ها دارای ماهیت دورگه (هیبریدی H) هستند.



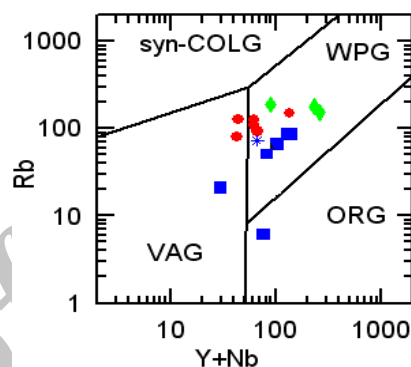
شکل ۹- نمودار Na₂O در مقابل K₂O (Chappell and White, 2001) برای تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

لذا این گرانیت‌ها از ذوب پوسته حاصل شده‌اند. گرانیتوئیدهای نوع I به‌عنوان نوع با منشأ آذرین، ممکن است از تفریق ماگماهای با منابع گوشته‌ای (نوع M) و یا از ذوب سنگ‌های آذرین پوسته زیرین حاصل شوند. بنابراین، واژه C برای گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته‌ای،

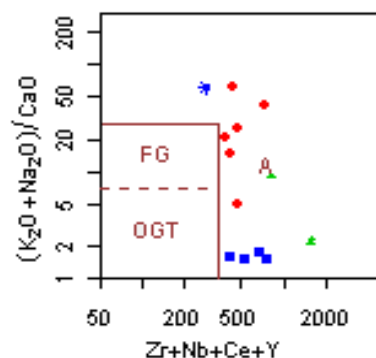
گدازه‌های بازالتی مشخص می‌شود و مرحله دوم در فاصله زمانی اواخر کامبرین- اوایل سیلورین صورت گرفته که با صعود ماگمای مافیک گوشته‌ای، توده‌های نفوذی به صورت دایک، استوک و سیل با ترکیبات گابرو، دیوریت، سینیت و لوکوگرانیت و گنبد‌های ریولیتی جایگزین شده‌اند. صعود ماگمای مافیک گوشته‌ای و گرمای ناشی از آن، باعث ذوب بخشی پوسته تحتانی شده است. همچنین بعضاً ماگمای فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته با مذاب‌های فلسیک مراحل انتهایی تفریق ماگمایی، اختلاط یافته است. شواهد این فرآیند در لوکوگرانیت‌ها، شامل لخته‌ها یا آنکلاوهای متشکل از پلاژیوکلاز، مگنتیت و آپاتیت، و کانه‌زایی قابل توجه (در حد قابل بهره‌برداری) مگنتیت و آپاتیت در حاشیه توده‌های لوکوگرانیتی است. پلوتونیسیم نیز ماهیت دوگانه دارد و ترکیبات مافیک (گابرو و دیوریت) و ترکیبات فلسیک (گرانیت و گنبد‌های ریولیتی) هر دو رخنمون یافته‌اند. این سنگ‌ها در مجموعه آتشفشانی- رسوبی سری نارینگان و سازندهای لالون و کوه‌بنان (معادل میلا) نفوذ کرده‌اند، لذا دارای سن بعد از کامبرین (اردوویسین- سیلورین) هستند.

تعیین سن‌های پراکنده‌ای که توسط برخی محققان انجام شده نیز این سن را تأیید می‌کند. نمونه‌های آتشفشانی این مجموعه به روش اورانیم- سرب تعیین سن شده و سن $527/9 \pm 1$ میلیون سال را نشان داده‌اند (Ramezani and Tucker, 2003). بنابراین، واحد آتشفشانی- رسوبی ایران مرکزی، سن کامبرین آغازین داشته، متعلق به پرکامبرین نیست. فرخندی سرخابی و همکاران (۱۳۷۸)، سن رادیومتری کانی‌زایی آهن- آپاتیت منطقه بافق را بسیار جوان‌تر از پرکامبرین و به اردوویسین (۴۸۰-۴۳۰ میلیون سال) نسبت داده‌اند که با شواهد چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه کاملاً مطابقت دارد.

در نتیجه ورود و دخالت ماگمای منشأ گرفته از گوشته فوقانی، ذوب بخشی پوسته تحتانی و هضم آن در ماگما در نظر گرفت که در طی این فرآیند، یک ماگمای دورگه (هیبرید) و غنی از عناصر LILE ایجاد می‌شود. این ماگما نسبت به ماگمای اولیه از توانایی زیادی برای تولید حجم‌های عظیم گرانیتی در طی تبلور تفریقی برخوردار است (Middlemost, 1985).



شکل ۱۰- نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984) برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه

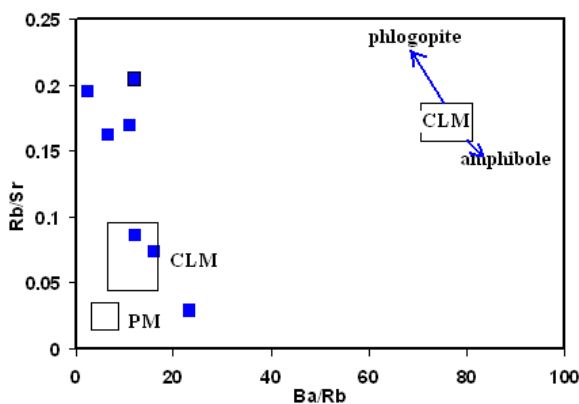


شکل ۱۱- نمودار $(Na_2O+K_2O)/CaO$ در مقابل $Zr+Nb+Ce+Y$ (Whalen et al., 1987) برای تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

بحث

شواهد صحرایی نشان می‌دهند که کشش‌های ناشی از کافت‌زایی در منطقه در دو مرحله صورت گرفته است: مرحله اول در کامبرین زیرین با نازک شدگی پوسته و فوران‌های اسیدی و اندکی بعد خروج

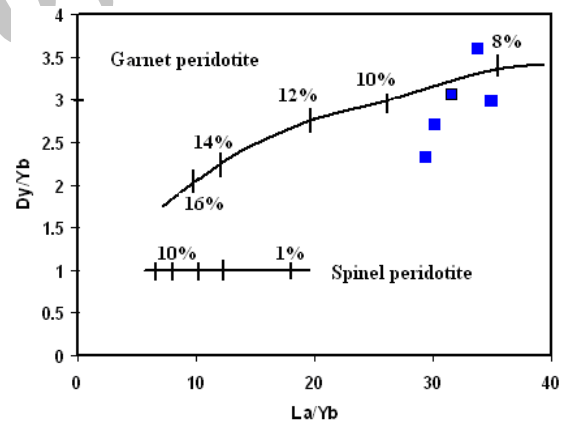
تهی‌شدگی سنگ‌های مافیک از Sr حضور آمفیبول را رد می‌کند (Karmalker *et al.*, 2005). لذا با توجه به آنومالی منفی Sr در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۷)، حضور آمفیبول در منشأ منفی شده و غنی‌شدگی آنها از Rb و K تأییدی بر حضور فلوگوپیت در منشأ است. نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (Thirwall *et al.*, 1994; Bogard *et al.*, 2003) نیز این منشأ را نشان می‌دهد (شکل ۱۳).



شکل ۱۳- نمودار نسبت Rb/Sr در مقابل Ba/Rb برای تشخیص حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ سنگ‌های مافیک مورد مطالعه

حضور فلوگوپیت در منشأ، نشان‌دهنده متاسوماتیسم گوشته‌ای است. به‌علاوه، متاسوماتیسم در محل استقرار توده‌ها نیز رخ داده است. این فرایند با وفور کانی‌های غنی از K و Na نظیر بیوتیت و ارتوکلاز و کانی‌های غنی از عناصر نادر خاکی مانند: آپاتیت و آلانیت تأیید می‌شود. در ضمن، تبدیل پلاژیوکلاز به ارتوکلاز و میرمکیت‌زایی از شواهد دیگری هستند که متاسوماتیسم را تأیید می‌کنند و در سنگ‌های مورد مطالعه مشاهده شده است. در مجموع، بر اساس نتایج به‌دست آمده در این مطالعه می‌توان الگوی تکتونوماگمایی مناسبی برای سنگ‌های منطقه جنوب بهاباد ارائه کرد (شکل ۱۴).

نسبت LREE/HREE در سنگ‌های مافیک نشان می‌دهد که منبع ماگمایی آنها از ذوب‌بخشی درجات پایین تا متوسط گوشته نشأت گرفته است. به‌طور کلی، غنی‌شدگی از LREE را می‌توان به دو عامل درجات ذوب‌بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد. در اینجا، ماهیت آلکان نمونه‌های مافیک مورد مطالعه، بیانگر درجات ذوب‌بخشی پایین گوشته در تشکیل ماگماست. تهی‌شدگی سنگ‌ها از HREE حضور گارنت در منبع را نشان می‌دهد. لذا ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب‌بخشی درجات پایین منبع غنی‌شده گارنت-پریدوتیتی در اعماق بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری از گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای غنی شده منشأ گرفته است (شکل ۱۲).

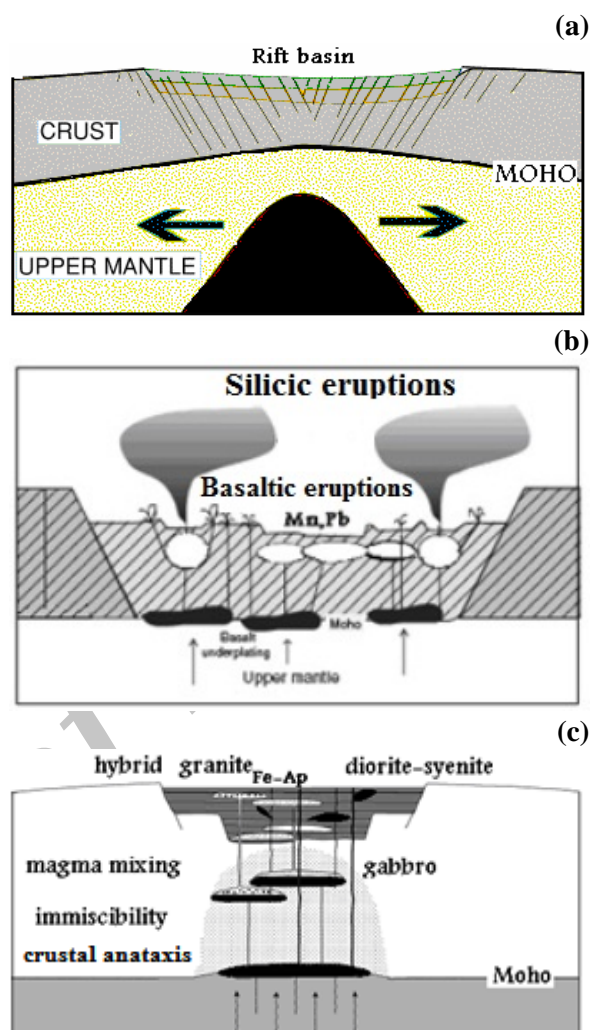


شکل ۱۲- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (Thirwall *et al.*, 1994; Bogard *et al.*, 2003) برای تعیین درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ

نقش مؤثر محلول‌های متاسوماتیسم کننده در سنگ‌های منطقه و کانه‌زایی مرتبط با این سیالات نشان می‌دهد که منبع گوشته‌ای ماگما متحمل متاسوماتیسم نوع پتاسیک شده و فاز آبدار موجود در آن فلوگوپیت بوده است. این فاز، میزبان عناصر کمیاب ناسازگار بوده و به غنی‌شدگی منبع از LILE منجر شده است.

ماهیت پرآلومین داشته، در زمره گرانیت‌های نوع I-Type و A-Type و همچنین، H-Type قرار می‌گیرند. سنگ‌های گرانیتی از تفریق ماگمای آلکالن مافیک سازنده گابرو/دیوریت‌ها ایجاد شده که با نفوذ ماگمای مافیک به قاعده پوسته تحتانی و ذوب بخش‌هایی از آن، مواد فلسیک پوسته‌ای نیز در تشکیل آنها مشارکت داشته است. در واقع، ساز و کار مؤثر در تشکیل این لوکوگرانیت‌ها، تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای (AFC) بوده که به تشکیل ماگمای هیبریدی سازنده این توده‌ها منجر شده است. در ارتباط با سنگ‌های منطقه کانه‌زایی‌های مختلفی، از جمله مگنتیت، آپاتیت، آکتینولیت و باریت صورت گرفته است که ناشی از ماهیت آلکالن و غنی از مواد فرار ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه در یک محیط کافت درون‌قاره‌ای است.

محققان قبلی، فعالیت‌های آتشفشانی، ماگماتیسم و کانه‌زایی‌های مرتبط با آنها را در بسیاری از مناطق ایران مرکزی، از جمله بافق و اسفوردی، را به پرکامبرین نسبت داده‌اند، ولی در مطالعات انجام شده در راستای این تحقیق و همچنین با استناد به گزارش‌های تفصیلی و شرح نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اخیر و تعیین سن‌های انجام شده، می‌توان سن این سنگ‌ها را جوان‌تر از پرکامبرین - کامبرین در نظر گرفت. از آنجا که توده‌های نفوذی مورد مطالعه، غالباً سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کامبرین و سازنده‌های لالون و میلا را قطع کرده‌اند، لذا دارای سنی جوان‌تر از کامبرین هستند. اگر فعالیت‌های بازالتی قاعده سیلورین را نیز ادامه همین فعالیت‌های ماگمایی به حساب آوریم، می‌توان دوره انجام فعالیت‌های ماگمایی منطقه را در فاصله زمانی پس از کامبرین تا حداقل آغاز سیلورین، یا به عبارتی، اواخر اردوویسین - اوایل سیلورین در نظر گرفت.



شکل ۱۴ - مدل تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه: (a) کشیدگی و نازک‌شدگی پوسته بر اثر صعود پلوم گوشته‌ای (مرحله آغازین کافت‌زایی)، (b) ایجاد حوضه آتشفشانی - رسوبی کم‌عمق تا عمیق و فوران‌های آتشفشانی دوگانه (اسیدی و بازیک) به همراه کانه‌زایی منگنز و سرب زیردریایی، (c) رژیم کششی مجدد و نفوذ ماگمای آلکالن به قاعده پوسته، تفریق آن و اختلاط با مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی پوسته و ایجاد لوکوگرانیت‌های دورگه. در این مرحله کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت نیز در اطراف سنگ‌های تفریق‌یافته صورت گرفته است.

نتیجه‌گیری

با استناد به ویژگی‌های صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نمونه‌های مافیک گابرو/دیوریتی منطقه ماهیت آلکالن درون ورقه‌ای و نمونه‌های گرانیتی،

سپاسگزاری

می‌کنیم. از ریاست محترم شورای شهر بهاباد، آقای سید محمود میرابوالقاسمی نیز صمیمانه تشکر می‌نماییم.

از مدیریت محترم شرکت پارس‌کانی که در راستای تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ امکانات ارزشمندی برای ما فراهم نمودند، تشکر و قدردانی

منابع

- امینی، ب.، پشت‌کوهی، م. و رشید، ح. (۱۳۸۲) ماگماتیسیم پروتوزویک و پالئوزویک در ناحیه بافق و ارتباط آن با کانی‌زایی آهن. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- امینی، ب.، پشت‌کوهی، م. و رشید، ح. (۱۳۸۱) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ورقه بافق. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بلاغی، ز. (۱۳۸۷) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (باقی، یزد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و خان‌علی‌زاده، ع. (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (باقی- یزد). شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۷) منشأ و پتروژن گرانیتهای منطقه جنوب بهاباد (شمال شرقی بافق، ایران مرکزی). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، مناطق نفت خیز جنوب، اهواز.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۷) بررسی شواهد متاسوماتیسیم پتاسیک در توده‌های گابرویی منطقه جنوب بهاباد (شمال شرق بافق، ایران مرکزی). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، مناطق نفت خیز جنوب، اهواز.
- بنیادی، ز.، ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز ناریگان، بافق، استان یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز.
- دهقانی، ه.، (۱۳۷۷) ژئوشیمی و منشأ کانسار اسفوردی بافق. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز.
- سبزه‌یی، م.، (۱۳۸۶) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد. (چاپ نشده).
- سهیلی، م.، مهدوی، م. (۱۳۷۰) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ورقه شماره ۷۱۵۳.
- شریفی، آ. (۱۳۷۶) بررسی گرانیتهای ایران مرکزی، نواحی اسفوردی- زیرگان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- شریفی، آ. (۱۳۷۶) مطالعه تحرک و توزیع دوباره عناصر اصلی و کمیاب بر اساس تعادل جرم در توده سینیتی آرش. اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- صادقی دعوتی، و.، حسن‌زاده، ج. و علیرضایی، س. (۱۳۸۶) کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت ناحیه بافق؛ رابطه زمانی، مکانی و ژئوشیمیایی با ماگماتیسیم گرانیتهای رسوبی کامبرین آغازی. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- صادقیان، م. (۱۳۸۶) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ. (چاپ نشده).
- فرخندی‌سرخابی، ک. (۱۳۷۸) پراکندگی عناصر نادر خاکی و نیوبیم در کانسارهای آهن آپاتیتی منطقه بافق. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.

- قادری، م. و رضانی، ج. (۱۳۸۴) کانی‌سازی آهن- فسفات کامبرین در ناحیه معدنی بافق، شرق ایران مرکزی، یافته‌های جدید از تعیین سن به روش اورانیم - سرب. بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی، ح. و خان‌علی‌زاده، ع. (۱۳۸۹) گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزویک زیرین البرز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (در حال چاپ).
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، کرد، م. و خان‌علی‌زاده، ع. (۱۳۸۸) سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هفدهم، شماره چهارم، صفحات ۵۵۱-۵۷۸.
- کنعانیان، ع.، درویش‌زاده، ع. و اسماعیلی، د. (۱۳۷۶) ماگماتیسم مرتبط با ریفت در شمال شرق اردکان. اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- مختاری، م. ع. ا. و نفیسی، ر. (۱۳۸۴) ژئوشیمی عناصر نادر خاکی کانسارهای آهن- آپاتیت ناحیه بافق و مقایسه آن با ژئوشیمی توده‌های سینیتی مجاور و منشأ احتمالی آنها. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- موسوی‌ماکویی، ع. (۱۳۷۷) بررسی پتروژئولوژی گرانیت نارینگان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- موسوی‌ماکویی، ع. (۱۳۷۹) معرفی توده گرانیتی نارینگان به‌عنوان گرانیت نوع I تفریق یافته با ویژگی‌هایی از گرانیت نوع A. چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- موسوی‌نسب، ز. (۱۳۷۶) ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن چغارت، بافق- یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.
- مهدوی، م. ا. (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ورقه شماره ۷۲۵۳.
- نوگل‌سادات، ع. (۱۳۸۶) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هریسک. (چاپ نشده).
- ولی‌زاده، م. و قاسمی، ح. (۱۳۷۲) پتروژنز توده گرانیتوئیدی بوبین- میاندشت، جنوب شرقی الیگودرز. فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۷: ۷۴-۸۳.
- Almeida, M. E., Macambira M. J. B., Oliveira E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155: 69-97.
- Bogard P. J. F. and Warner, G. (2003) Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology* 44, 569-602.
- Bonyadi, Z., Davidson, G. J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban., F. (2011) Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology* 281(3-4): 253-269.
- Castro A., Movenov-ventas, I. De La Rosa, J. D. (1991) H- type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite- type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews* 31: 237-253.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S- type granites in the Lachlan fold belt. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh sciences* 83.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhursts, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen & Co., London.

- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology.* Longman Group U. K.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of petrology* 25: 956-83.
- Ramezani J. and Tacker R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American journal of science* 303: 622-665.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits.* Thomas Murby & Co., London.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J. (Eds): *Magmatism in oceanic basins.* Geological Society of London Special Publication 42: 313-345.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A. A. and Toteu, S. F. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44: 511-529.
- Thirwall, F. M., Upton, B. J., Jenkins, C. (1994) Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology*, 35, 839-879.
- Thompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18, 49-107.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X. and Liu, X. (2007) Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi province, Western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. *Lithos* 98: 45-66.

Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (Bafq, Central Iran): Implication for Rifting

Zari Balaghi, Mahmoud Sadegheian *, Habibollah Ghasemi

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Semnan, Iran

Abstract

The extensive spectrum of intrusive and extrusive igneous rocks with bimodal nature have exposed in the south of Bahabad area, northeast of Bafq. The intrusive igneous rocks are gabbro to granitic composition. The extrusive rocks compose of volcanosedimentary complex, known as Narigan series, alternation of basalt and rhyolite associated with pyroclastic rocks, sandstone, dolomite and evaporates (gypsum and halite). This complex displays features of shallow sedimentary and within plate environments. The presence of *Archeocyatide* fossil in the Limestone - dolomitic horizons and radiometric dating confirm Lower Cambrian age for this complex. The intrusive rocks mainly emplaced in the form of stock, dyke or sill intruded into the volcanosedimentary complex (Lower Cambrian) and Middle-Upper Cambrian and Ordovician deposits, therefore, these rocks are referred to Lower Paleozoic. According to the geochemical data, gabbros and diorites are enriched in LREE and depleted in HREE and indicate alkaline within plate nature. The felsic rocks (leucogranites and rhyolites) indicate typical characteristics of crustal rocks. The leucogranites belong to I, H and A-Type granites. The magnetite, apatite, barite, lead and zinc mineralization in this area and adjacent regions (Bafq-Bahabad) are resulted from these magmatic evolutions.

Key words: Central Iran, Bafq, Lower Paleozoic, Rifting, Alkaline magmatism

* sadeghianm1386@yahoo.com