

پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب بم

عادل سرخوشی؛ دانشگاه زنجان

مهرجاق آقازاده*؛ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

علیرضا جوانشیر؛ دانشگاه تربیت مدرس

پذیرش ۹۴/۳/۲۳

دریافت ۹۳/۲/۲۱

چکیده

در شمال و شمال غرب شهرستان بم، فعالیت‌های آتشفشانی گسترده‌ای در زمان ائوسن رخ داده و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی به همراه نهشته‌های آذرآواری تشکیل شده‌اند. نهشته‌های ائوسن، به وسیله مجموعه دایک‌های مختلف قطع شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ماهیت ساب آکالن و کالک آکالن تا شوشونیتی و دایک‌ها ماهیت آکالن پتاسیک دارند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌ها، الگوی غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE را نشان می‌دهند که با الگوهای مربوط به سنگ‌های محیط‌های فرورانشی و پوسته فوقانی هماهنگ است. همچنین، نمونه‌های بررسی شده الگوی غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و نسبت‌های متغیری از $(La/Yb)_N$ را نشان می‌دهند. سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی، از تحول ماگمای ناشی از ذوب؛ منشأ گوشته اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده در شرایط فرورانش ایجاد شده‌اند که بعداً فرایند MASH را تحمل کرده‌اند. داسیت‌های منطقه، از ذوب‌بخشی منشأ مافیک آمفیبولیتی در پوسته زیرین ایجاد شده‌اند. در حالی که، سنگ‌های ریولیتی از ذوب‌بخشی منشأ متاگرایوک در پوسته نشأت گرفته‌اند. دایک‌های اولیوین بازالتی و بازالتی از ذوب‌بخشی کم‌تر از ۵ درصدی منشأ گارنت اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده به وسیله فرایندهای فرورانش ایجاد شده‌اند. ماگماتیسیم ائوسن، در منطقه بم، در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی، در محیطی آتشفشانی قوس قاره‌ای، ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، گوشته متاسوماتیسم شده، پتروژنز، ائوسن، بم.

مقدمه

مهم‌ترین ویژگی کمرندهای کوه‌زایی مرتبط با فرورانش حضور سنگ‌های آتشفشانی است که مشخصه عمومی آن‌ها غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار بزرگ‌یون (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان زیاد (HFSEs) است [۱]، [۲]، [۳]، [۴]، [۵]. هر چند که، در این کمرندها برتری با سنگ‌های آتشفشانی حدواسط از نوع آندزیت است، ولی حضور سنگ‌های بازیک و فلسیک به‌ویژه این آخری در محیط‌های کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای با فراوانی زیاد گزارش شده‌اند [۶]. در محیط کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای، ماگماتیسیم از منابع مختلفی نشأت می‌گیرد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: (۱) گوشته متاسوماتیسم شده با سیالات و مذاب‌های نشأت گرفته از پوسته اقیانوسی فرورونده و (۲) پوسته قاره‌ای بالایی، اهمیت چشم‌گیری دارند [۶]، [۷]. این امر پیچیدگی‌های تعیین منشأ انواع ماگماها در این محیط‌ها را

چندین برابر می‌کند. ماهیت ماگماها از تولییتی، کالک آلکالن تا شوشونیتی و آلکالن در کمرندهای آتشفشانی مختلف گزارش شده است که در محیط‌های کمان‌های قاره‌ای برتری با ماگماتیسم کالک آلکالن و شوشونیتی است.

هم‌گرایی صفحات ایران و عربی در اواخر مزوزوئیک و ادامه آن در اوایل سنوزوئیک سبب فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه ایران مرکزی شده است [۸]، [۹]، [۱۰]. این هم‌گرایی سبب ایجاد ماگماتیسم عظیمی در کمرندهای سنندج-سیرجان (در دوره مزوزوئیک) و ارومیه-دختر (در دوره ترشیاری) شده است [۹]. کمرند ارومیه-دختر میزبان ماگماتیسم عظیمی در دوره ترشیاری از نوع قوس قاره‌ای [۱۱] یا جزیره قوسی [۱۲] است. از نظر حجمی، عمده ماگماتیسم در دوره ائوسن رخ داده است. ماگماتیسم عظیم ائوسن در کمرند ارومیه-دختر به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس [۱۳] و یا ریفت‌شدگی [۱۴] نسبت داده شده است. در طول کمرند ماگماتیسم ترشیاری عمدتاً ماهیت کالک آلکالن را نشان می‌دهد. اما ماگماتیسم با ماهیت‌های آداکتی و شوشونیتی نیز از این کمرند گزارش شده است [۱۰]، [۱۵]، [۱۶]. اخیراً ماگماتیسم در این کمرند به کاهش شیب صفحه فرورانش نئوتتیس و جابه‌جایی ماگماتیسم از زون سنندج-سیرجان در مزوزوئیک به کمرند ارومیه-دختر در دوره ترشیاری [۹] و هم‌چنین شکستن و پارگی در صفحه فرورونده نئوتتیس در زمان ائوسن [۱۷] نسبت داده شده است.

منطقه بررسی شده در ۴۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان بم، بین طول‌های جغرافیایی ۶۰۳۵۰۰ تا ۶۱۲۰۰۰ شرقی و ۳۲۵۵۸۰۰ تا ۳۲۶۳۰۰ شمالی، واقع شده است (شکل ۱). محدوده مورد نظر، در بین اهالی شهر بم به نام خنج‌کاو نامیده می‌شود. این محدوده شامل بخشی از رشته کوه‌های واقع در شمال و شمال غرب بم با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی است (شکل ۱) و از مجموعه آتشفشانی کمپلکس هزار (کمرند کرمان) محسوب می‌شود. این مجموعه آتشفشانی، به صورت دگرشیب روی کنگلومرای کرمان با سن کرتاسه پایانی-پالئوسن واقع شده است از این رو، این مجموعه آتشفشانی به دوره ائوسن تعلق دارد. در این زون نهشته‌های آتشفشانی به صورت گدازه و آذرآواری رخمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت مافیک و اسیدی غالب است و نهشته‌های حدواسط فراوانی کم‌تری دارند. نهشته‌های اسیدی حجم عظیمی از رخمون‌های موجود در این زون را به خود اختصاص داده‌اند و برتری حجمی زیادی را دارند (شکل ۱). سنگ‌های مافیک به صورت روانه‌های گدازه‌ای با ترکیب بازالتی تا آندزیتی بازالتی با نهشته‌های اسیدی با ترکیب ریوداسیتی و عمدتاً با ماهیت آذرآواری همراه هستند. رخداد ناچیز نهشته‌های حدواسط آندزیتی در این زون اهمیت پترولوژیکی این زون را دو چندان می‌کند. در این تحقیق به پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی این زون، در منطقه خنج‌کاو، پرداخته خواهد شد. بر اساس مشاهدات صحرایی و تجزیه‌های ژئوشیمیایی، در باره ماهیت این سنگ‌ها و ژنز ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها بحث می‌شود.

روش پژوهش

برای بررسی دقیق منطقه، اقدام به تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ شد. در حین تحقیقات صحرایی، از رخمون‌های مختلف واحدهای موجود در منطقه تعداد ۱۰۰ نمونه برای بررسی‌های پتروگرافی برداشت شد. در حین برداشت نمونه‌ها، سعی شد که نمونه‌های سالم‌تر و فاقد دگرسانی برای بررسی‌های آزمایشگاهی برداشت شود. نمونه‌های برداشت شده، به آزمایشگاه ارسال و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد و سپس با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. بعد

از بررسی‌های میکروسکوپی و دسته‌بندی گروه‌های مختلف سنگی منطقه، تعداد ۱۴ نمونه سالم انتخاب و برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه GENALYSIS استرالیا فرستاده شدند و به روش XRF برای عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی تجزیه شدند (جدول ۱).

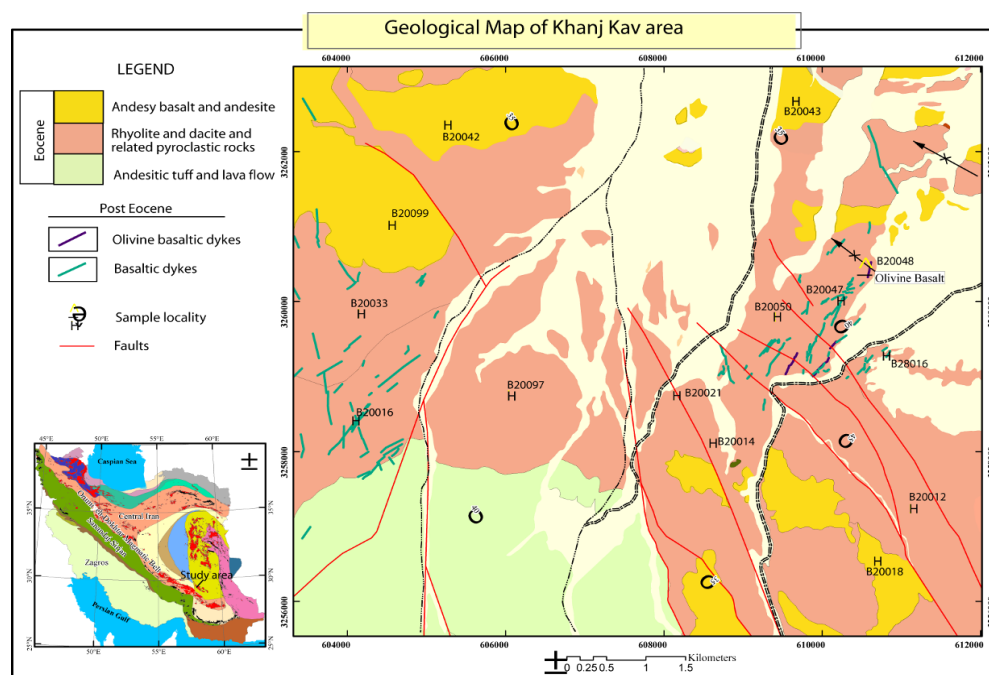
زمین‌شناسی

محدوده بررسی شده، در شمال غرب شهرستان بم واقع شده و بخشی از کمربند آتشفشانی شمال و شمال غرب بم را شامل می‌شود. این نهشته‌های آتشفشانی، بر اساس پژوهش‌های ناحیه‌ای و تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک مقیاس، به ائوسن نسبت داده شده‌اند، که به طور دگرشیب روی کنگلومرای کرمان قرار گرفته‌اند. بر اساس نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از محدوده بررسی شده (شکل ۱)، رخنمون‌های ائوسن موجود در منطقه، به دو دسته عمده آذرآواری و گدازه‌ای قابل تفکیک هستند. همچنین، این نهشته‌ها شامل دو ترم عمده مافیک و اسیدی هستند و نهشته‌های با ترکیب میانه در محدوده حجم کم‌تری دارند. نهشته‌های فوق، با دایک‌های متعددی قطع شده‌اند که این دایک‌ها به بعد از ائوسن نسبت داده می‌شوند.

قدیمی‌ترین رخنمون‌های موجود در محدوده را نهشته‌های رسوبی - آتشفشانی ائوسن با ماهیت آذرآواری تشکیل می‌دهند که به صورت توالی ماسه سنگ، سیلتستون، توف آندزیتی و لاپیلی توف هستند (شکل ۱). بخش زیرین این نهشته‌ها مشخص نیست و در بخش بالایی به نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌ای اسیدی ختم می‌شوند. این نهشته‌ها رنگ قهوه‌ای تیره تا جگری را دارند. در بین نهشته‌های مذکور گدازه‌های آندزیتی تا تراکی آندزیتی و آندزیت بازالتی دیده می‌شوند. این گدازه‌ها معمولاً ضخامت کم‌تر از ۵ متر دارند. گدازه‌ها بافت پورفیری و میکروپورفیری دارند و با توجه به مقاومشان در مقابل فرسایش از سنگ‌های مجاور برجسته‌تر دیده می‌شوند. نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌های اسیدی، که ترکیب ریوداسیتی تا ریولیت دارند، با حجم عظیم در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲ a). نهشته‌های آذرآواری به صورت توف دانه‌ریز، ایگنیمبریت، لاپیلی توف و آگلومرا دیده می‌شوند. در داخل این نهشته‌ها قطعات سنگی مختلف با ترکیب عمومی داسیت تا ریولیت حضور دارند. سنگ‌های لاپیلی توف و ایگنیمبریت در این واحد برتری دارند. نهشته‌های ایگنیمبریتی ساخت جوش‌خورده داشته و به خوبی این ساخت را در خود حفظ کرده‌اند. در بین این نهشته‌های آذرآواری، لایه‌های گدازه با ترکیب ریوداسیتی رخنمون دارند که گاه لایه‌ها به صورت لنزهایی دیده می‌شوند که ابعاد حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر را دارند. رنگ عمومی این نهشته‌ها خاکستری روشن است و همانند محور آتشفشانی شمال و شمال غرب بم، عمده رخنمون‌های محدوده نیز به این واحد اسیدی تعلق دارد. گدازه‌های اسیدی بافت پورفیری و درشت بلورهایی از کوارتزهای خلیجی، فلدسپار و کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول با حواشی سوخته دارند. در داخل این نهشته‌ها گاه میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیت بازالتی دیده می‌شوند (شکل ۲ b). این میان لایه‌ها، در مقایسه با نهشته‌های اسیدی، حجم ناچیزی دارند. رنگ عمومی آن‌ها تیره است و بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و اولیوین ایدینگسیتی و کلینوپیروکسن دارند. هرچند که، در بخش بالایی سکانس آذرآواری در بخش‌هایی به صورت محدود، رخنمون‌هایی از سنگ‌های آهکی دیده می‌شوند؛ ولی این سنگ‌ها در همه جا حضور نداشته و پیش‌روی دریایی گسترده در منطقه را نشان نمی‌دهند. به نظر می‌رسد که، در بخش‌هایی به صورت محدود

این نهشته‌ها در یک محیط نیمه‌دریایی تشکیل شده‌اند. روی سکناس فوق نهشته‌های بازالتی و آندزیت بازالتی تا آندزیتی قرار دارند. این نهشته‌ها به صورت لایه‌های با ضخامت بیش از ۲۰ متر روی نهشته‌های قبلی قرار دارند (شکل ۲ C). گدازه‌های مذکور، سیاه‌رنگ تا خاکستری تیره‌اند و عموماً بافت میکروپورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و اولیوین‌های ایدینگسیتی شده دارند. واحد گدازه ای آخرین تظاهر ولکانیسم ائوسن در منطقه است.

در داخل نهشته‌های ائوسن، دایک‌های متعددی نفوذ کرده‌اند که می‌توان این دایک‌ها را به بعد از ائوسن نسبت داد (شکل ۱ و شکل ۲d). این دایک‌ها ترکیب بازالتی-دیابازی و اولیوین بازالتی دارند. دایک‌های با ترکیب اولیوین بازالتی جوان‌تر از دایک‌های بازالتی هستند و آن‌ها را قطع می‌کنند. دایک‌های بازالتی-دیابازی فراوانی چشم‌گیری، نسبت به دایک‌های اولیوین بازالتی، داشته و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. دایک‌های اولیوین بازالتی خاکستری تیره‌اند، و نسبت به دایک‌های بازالتی، با حضور اولیوین‌های فراوان در نمونه‌ی دستی قابل تشخیص هستند. ابعاد دایک‌ها از کم‌تر از یک متر تا بیش از ۱۰ متر عرض و طول آن‌ها تا ۲۰۰ متر و بیش‌تر دیده می‌شوند. روند دایک‌ها از شمال‌غرب-جنوب‌شرق تا شمال‌شرقی-جنوب‌غربی در تغییر است که منطبق بر روند شکستگی‌های موجود در منطقه است. این دایک‌ها حاشیه‌های انجماد سریع نشان می‌دهند و گاهی به صورت مجموعه‌های دایک در دایک دیده می‌شوند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده بررسی شده با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰

بررسی‌های زمین‌شناسی و صحرایی نشان می‌دهد که عمده ولکانیسم منطقه ماهیت آذرآواری دارد و فوران‌های عظیم با حالت انفجاری در دوره ائوسن در منطقه غالب بوده است که گاه با جریان‌های گدازه‌ای همراه شده است. البته در این بین، جریان‌های گدازه‌های مافیک در بخش بالایی سکناس برتری پیدا کرده است. در منطقه، ترم‌های اسیدی و بازیک برتری حجمی دارند با این حال، ترم‌های میانه نیز با حجم کم‌تری حضور دارند؛ ولی نسبت به زون کرمان که در جوار منطقه است، حجم سنگ‌های با ترکیب میانه آندزیتی در این زون کاهش یافته است.



شکل ۲. روابط صحرایی واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده بررسی شده، (a) رخنمون‌های گسترده سنگ‌های اسیدی در محدوده بررسی شده، (b) رخنمون سنگ‌های آندزیت بازالتی در بین سنگ‌های فلسیک، (c) توالی سنگ‌های رسوبی و آندزیتی در زیر و سنگ‌های فلسیک در بالای آن‌ها و سنگ‌های بازیک در بالاترین بخش توالی (d) دایک‌های بازالتی در بین نهشته‌های فلسیک در محدوده بررسی شده

پتروگرافی

چنان‌که ذکر شد، عمده رخنمون‌های سنگی موجود در محدوده شامل نهشته‌های آذرآواری، گدازه‌ای و دایک‌ها هستند. در ادامه، به تفصیل، به ویژگی‌های پتروگرافی هر یک از این واحدها می‌پردازیم.

سنگ‌های آذرآواری آندزیتی و آندزیت‌ها

قدیمی‌ترین رخنمون‌های موجود در منطقه را سنگ‌های آذرآواری آندزیتی و آندزیت‌ها تشکیل می‌دهند، که همراه با نهشته‌های رسوبی رخنمون دارند. نهشته‌های رسوبی، دامنه‌ای از سیلت سنگ تا توفیت و ماسه سنگ توفی نشان می‌دهند. همراه با این سنگ‌ها، رخنمون‌هایی از توف‌های آندزیتی دیده می‌شوند، که شامل قطعات سنگی با ترکیبی آندزیت به‌همراه قطعات شیشه‌ای دویتره شده و قطعات بلوری عمدتاً پلاژیوکلاز هستند. قطعات بلوری به‌طور بخشی با کانی‌های ثانویه مانند سرپسیت و کلسیت جای‌گزین شده‌اند. این سنگ‌ها زمینه کلریتی شده به همراه اکسیدهای آهن فراوان دارند.

در داخل واحد مذکور، میان لایه‌هایی از گدازه آندزیتی دیده می‌شوند که این سنگ‌ها بافت پورفیری و زمینه میکرولیتی دارند. پلاژیوکلاز کانی عمده سنگ است که به‌صورت فنوکریست و میکرولیت‌هایی در زمینه سنگ دیده

می‌شود (شکل ۳ a). بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ترکیبی و گاه حواشی تحلیل یافته دارند و با کانی‌های کلسیت و سریسیت و کلریت به‌طور بخشی و یا کاملاً جای‌گزین شده‌اند. در این سنگ‌ها کانی‌های مافیک عمدتاً شامل کلینوپروکسن و بیوتیت هستند. گاهی بیوتیت‌ها با کانی‌های اپاک از حاشیه جای‌گزین شده‌اند. در برخی مقاطع از این سنگ‌ها، آمفیبول از نوع هورنبلند اپاسیتی نیز دیده می‌شود. عمده زمین از میکروولیت‌های فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به‌همراه کانی‌های مافیک ذکر شده، شیشه کلریتی شده و کانی‌های اپاک تشکیل شده است.

سنگ‌های فلسیک

در محدوده بررسی شده، سنگ‌های فلسیک رخنمون گسترده‌ای دارند که شامل انواع آذرآواری و گدازه‌ای هستند. سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف، لاپیلی توف و آگلومرا هستند. نهشته‌های توفی عمدتاً از نوع لیتیک کریستال توف هستند و حاوی قطعات سنگی با ترکیب اسیدی و گاهی متوسط همراه با بلورهای فلدسپار و کوارتز هستند (شکل ۳ b). هم‌چنین قطعات کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول اپاسیتی نیز دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها سریسیتی‌شدن فلدسپارها، کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک و تبلور مجدد شیشه شایع است. لاپیلی توف‌ها شامل قطعات کانی‌های فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول اپاسیتی شده به‌همراه قطعات سنگی اسیدی هستند که برتری با قطعات سنگی اسیدی است. هم‌چنین در محدوده بررسی شده نهشته‌های سنگی مربوط به جریان خاکستر (Ash flow) به‌صورت توف‌های جوش‌خورده دیده می‌شوند. توف‌های جوش‌خورده در نمونه دستی به‌رنگ‌های قهوه‌ای و قرمز گوشتی دیده می‌شود. حالت جریان یافتگی در نمونه دستی قابل مشاهده است. وجود بلورهای شیری فلدسپار و قطعات شیشه‌ای کشیده از ویژگی‌های دیگر این سنگ‌ها است. در بعضی بخش‌های این واحد سنگی، لایه‌بندی نازک دیده می‌شود که رنگ و جنس لایه‌ها با هم فرق می‌کند. این تمایز لایه‌بندی عمدتاً به‌دلیل حضور اکسیدهای آهن مختلف در لایه‌ها در اثر درجه اکسیداسیون متفاوت ایجاد شده است.

از دیگر سنگ‌های آذرآواری منطقه، ایگنیمبریت‌ها هستند که ساخت ایگنیمبریتی در نمونه دستی نشان می‌دهند. از جمله بارزترین ویژگی‌های میکروسکوپی ایگنیمبریت‌ها، وجود بافت ائوتاکسیتی است (شکل ۳ c). زمینه سنگ، شیشه‌ای و ریزبلور است. ایگنیمبریت‌ها بافت جریان‌ی و جوش‌خورده در زیر میکروسکوپ نشان می‌دهند و حاوی قطعات شارد کشیده و تغییر شکل یافته هستند (شکل ۳ c). قطعات بلوری شامل فلدسپارهای پلاژیوکلاز و سانیدین، کوارتز و بیوتیت اپاسیتی شده هستند. در ایگنیمبریت‌ها، تجزیه فلدسپارها به کلسیت و سریسیت متداول است. ایگنیمبریت‌ها عموماً ترکیب ریولیتی دارند.

گدازه‌های اسیدی در زیر میکروسکوپ بافت پورفیری و زمینه فلسیتیک دارند (شکل ۳ d). بافت میکروولیتی نیز در برخی مقاطع دیده می‌شود. بلورهای درشت شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین و کانی‌های مافیک هورنبلند و بیوتیت هستند. درشت بلورها در یک زمینه‌ای از کانی‌های فوق، کوارتز، فلدسپار و شیشه تبلور یافته قرار دارند. پلاژیوکلازها عمدتاً منطقه‌بندی ترکیبی دارند و گاهی سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی پلاژیوکلازها عمدتاً ترکیب الیگوکلاز دارند. بلورهای آمفیبول و بیوتیت اغلب اپاسیتی هستند و گاهی با کلریت و کانی‌های ثانویه جای‌گزین شده‌اند (شکل ۳ d). کانی‌های کمیاب آپاتیت، زیرکن به‌همراه کانی‌های اپاک نیز در مقاطع دیده می‌شوند. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی و صحرایی، می‌توان گدازه‌های اسیدی را به انواع غنی از پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار

تقسیم‌بندی کرد. گدازه‌های غنی از پلاژیوکلاز ترکیب داسیتی دارند؛ در حالی که گدازه‌های غنی از آلکالی فلدسپار ترکیب ریولیتی را نشان می‌دهند.

آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌ها

آندزی بازالت‌ها و آندزیت‌ها بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری، میکرولیتی و آمیگدالوئیدال دارند. این سنگ‌ها عموماً فنوکریست‌هایی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اشکال دروغینی از اولیوین‌های ایدینگستی شده در زمینه‌ای از کانی‌های فوق و شیشه کلریتی و دویتره شده دارند (شکل ۳ e). در زمینه، کانی‌های اپاک با فراوانی زیاد دیده می‌شوند. میکرولیت‌های زمینه گاهی بافت جریانی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازهای فنوکریست عموماً منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند و این بلورها دامنه ترکیبی از بیتونیت تا آندزین دارند. این بلورها گاهی به‌طور بخشی سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز بافت غربالی دارند (شکل ۳ f). بلورهای کلینوپیروکسن عمدتاً ترکیب اوژیت دارند و گاهی با کلریت و کلسیت جای‌گزین شده‌اند. بلورهای اولیوین عمدتاً ایدینگستی شده هستند و با کانی‌های ثانویه سرپنتین، کلریت و کلسیت جای‌گزین شده‌اند. در برخی مقاطع نازک آمیگدال‌هایی پر شده از کلسیت، کلریت، سیلیس و اپیدوت دیده می‌شوند. در زمینه این سنگ‌ها کلریت و کربنات فراوان رشد کرده است.

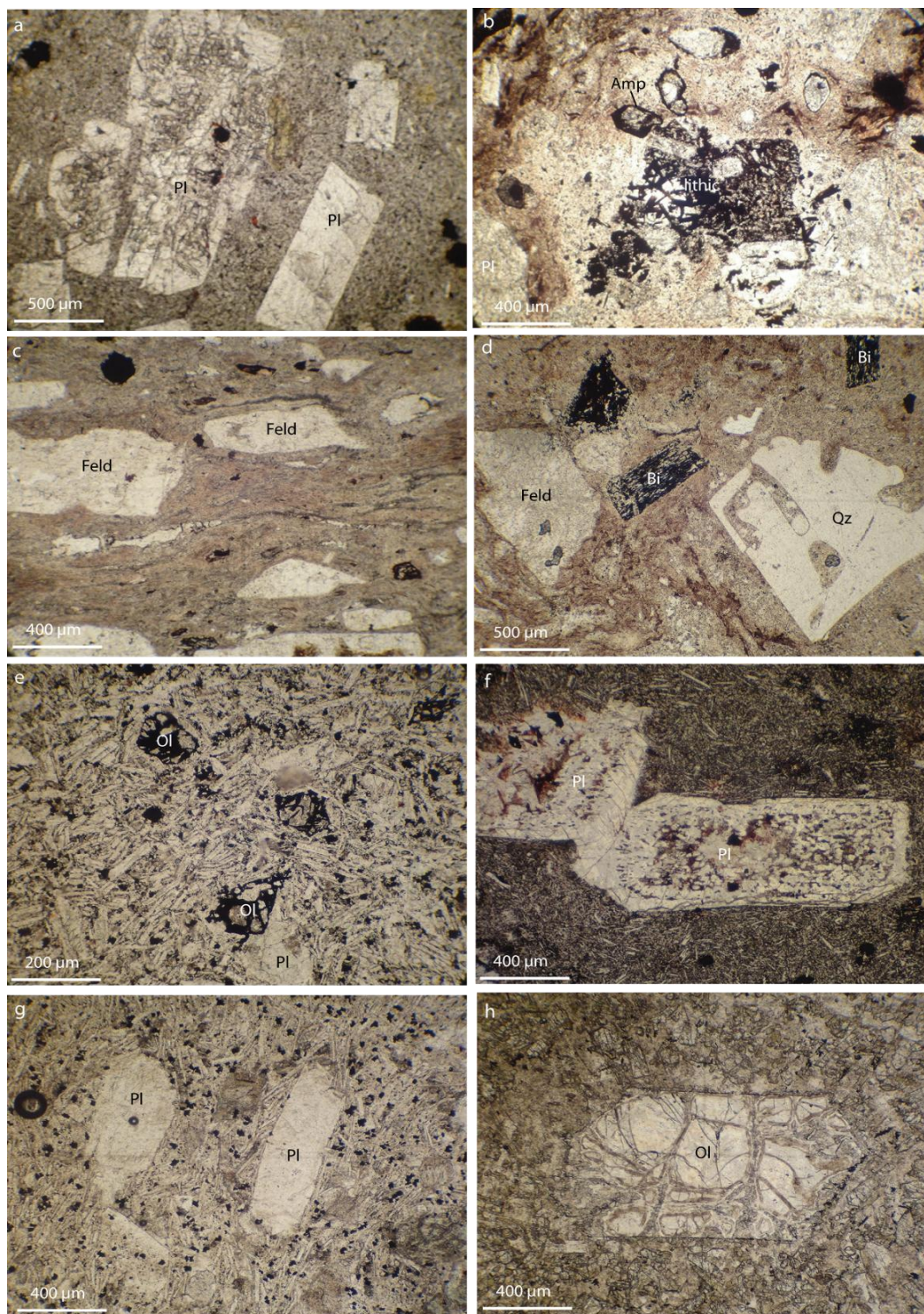
دایک‌ها

دایک‌ها به انواع بازالتی و اولیوین بازالتی قابل تفکیک هستند. دایک‌های بازالتی حاوی بافت پورفیری در زمینه‌ای میکرولیتی، اینترگرانولار و اینترسرتال هستند (شکل ۳ g). درشت بلورها عمدتاً شامل بلورهای پلاژیوکلاز هستند که در زمینه‌ای از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و شیشه کلریتی شده قرار دارند. پلاژیوکلازها عمدتاً غنی از مؤلفه آنورتیت بوده است و گاهی سوسوریتی هستند. مقاطع مربوط به این سنگ‌ها گاهی زمینه کربناتی و کلریتی دارند. این سنگ‌ها حاوی کانی‌های کمیاب آپاتیت و اپاک هستند.

دایک‌های اولیوین بازالتی حاوی درشت بلورهای اولیوین و کلینوپیروکسن در یک زمینه‌ای از بلورهای پلاژیوکلاز، اولیوین، کلینوپیروکسن و شیشه کربناتی و کلریتی هستند (شکل ۳ h). اولیوین‌ها با سرپنتین، کلریت و کلسیت جای‌گزین شده‌اند و فقط در بخش‌های مرکزی آثاری از این بلورها باقی‌مانده است. پلاژیوکلازها با سریسیت و کربنات جای‌گزین شده‌اند. کلریت و کربنات در این سنگ‌ها به‌طور ثانویه توسعه یافته است.

ژئوشیمی

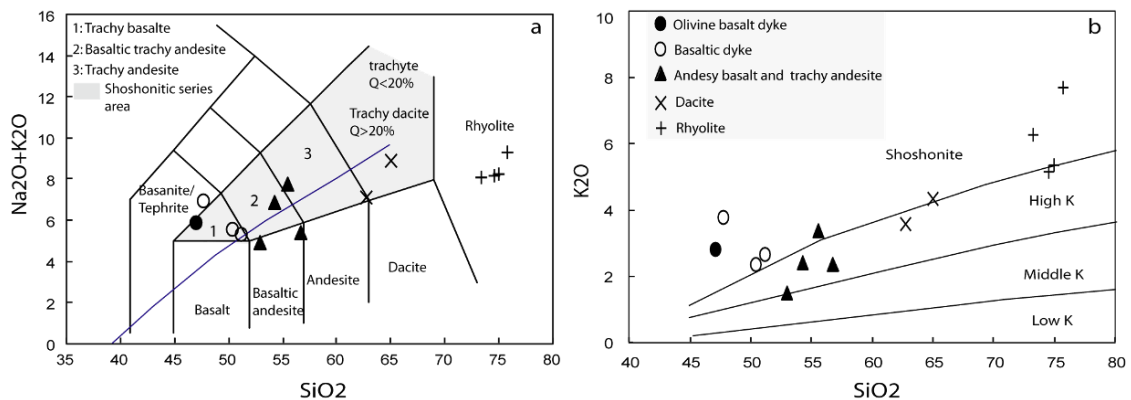
برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، تعداد ۱۴ نمونه از آن‌ها انتخاب و برای عناصر اصلی و کمیاب و نادر خاکی تجزیه شدند. نتایج تجزیه‌های نمونه‌های بررسی شده در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد چهار نمونه از ریولیت‌ها، دو نمونه از داسیت‌ها، چهار نمونه از آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌ها و سه نمونه از دایک‌های بازالتی و یک نمونه از دایک‌های اولیوین بازالتی تجزیه شدند. نمونه‌های بررسی شده دارای دامنه SiO_2 وسیعی هستند (۴۶-۷۵ wt%). به‌طوری‌که، در نمودار [۱۸] دامنه وسیعی از ترکیب تراکی بازالت، بازالت تا داسیت و ریولیت را نشان می‌دهند (شکل ۴ a). چنان‌که در این نمودار مشاهده می‌شود، اغلب نمونه‌های مربوط به سنگ‌های ائوسن ماهیت ساب آلکالن و کالک آلکالن دارند،



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای مختلف سنگی (a) گدازه‌های آندزیتی با بافت پورفیری و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، (b) سنگ‌های توفی با بافت آذرآواری و حاوی قطعات سنگی و قطعاتی از بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول اپاسیتی، (c) بافت ائوتاکسیتی در ایگنیمبریت‌ها، (d) گدازه‌های اسیدی با بلورهای بیوتیت سوخته و کوارتز و فلدسپار در زمینه فلسیتیک، (e) سنگ‌های آندزی بازالتی با فنوکریست اولیوین در زمینه ای بلورهای پلاژیوکلاز و شیشه کلریتی شده، (f) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز و زمینه متشکل از شیشه و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت‌ها، (g) بافت پورفیری در دایک‌های بازالتی با فنوکریست پلاژیوکلاز، (h) فنوکریست اولیوین در دایک‌های اولیوین بازالتی

در حالی که نمونه‌های دایک‌ها ماهیت آکالین نشان می‌دهند. اغلب نمونه‌ها، میزان MgO ، $Mg\#$ و عناصر سازگار کم‌تر از ماگماهای نشأت گرفته از گوشته دارند. این در حالی است که، نمونه تجزیه شده مربوط به اولیوین بازالت‌ها میزان MgO (۱۲,۲ wt %) و $Mg\#$ و عناصر سازگار ($Ni=183$) زیادی دارد که نشان‌گر تبلور از یک ماگمای اولیه گوشته‌ای است.

دایک‌های اولیوین بازالتی TiO_2 کم (۰,۶۴ wt %) دارند. در حالی که، دایک‌های بازالتی و گدازه‌های آندزیت بازالتی TiO_2 زیادی دارند (۱ الی ۱,۴ wt %) (جدول ۱). نمونه‌های بررسی شده، در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۱۹] عمدتاً در محدوده کالک آکالین پتاسیم زیاد قرار دارند (شکل ۴ b). این در حالی است که، دایک‌ها در محدوده شوشونیتی قرار دارند. نسبت K_2O/Na_2O در سنگ‌های مختلف متغیر است و در داسیت‌ها و ریولیت‌ها بیش از یک و در آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌ها اندک و کم‌تر از ۰/۷۵ و در دایک‌ها متغیر و بین ۰/۷ تا ۱/۱۷ در تغییر است (جدول ۱). در نمودارهای هارکر (شکل ۵) نمونه‌های بررسی شده، روندهای مختلفی نشان می‌دهند. به طوری که، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های فلسیک (ریولیت‌ها و داسیت‌ها) خارج از روندهای مربوط به نمونه‌های سنگ‌های مافیک آندزیتی و آندزیت بازالتی قرار دارند. این امر، به خصوص در نمودارهای عناصر ناسازگار و عناصر با پتانسیل یونی زیاد به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۵). چنان‌که در نمودارهای هارکر دیده می‌شود، دایک‌ها روندهایی کاملاً متمایز نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نشان می‌دهند. میزان LOI در نمونه‌های بررسی شده تقریباً کم است، ولی در دایک‌ها به دلیل تأثیر دگرسانی پروپیلیتی و دویتره شدن شیشه زمینه، میزان LOI زیاد است (۵-۱۰ wt%). به این دلیل، اکسیدهای اصلی برای استفاده در نمودارها به ۱۰۰ رسانده شده است. نمونه‌های مربوط به ریولیت‌ها و داسیت‌ها دارای نسبت $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ کم‌تر از ۱/۱ دارند و در محدوده سنگ‌های متآلومین قرار می‌گیرند (جدول ۱). حضور کانی‌های تیره هورنبلند و بیوتیت و کانی‌های مگنتیت و آپاتیت، نشان‌دهنده متآلومینوس بودن ریولیت‌ها و داسیت‌های بررسی شده است.



شکل ۴. (a) نمودار مجموع آکالی‌ها در مقابل سیلیس [۱۸] و موقعیت نمونه‌ها در این نمودار، (b) نمودار K_2O در مقابل سیلیس [۱۹] و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کالک آکالین و شوشونیتی

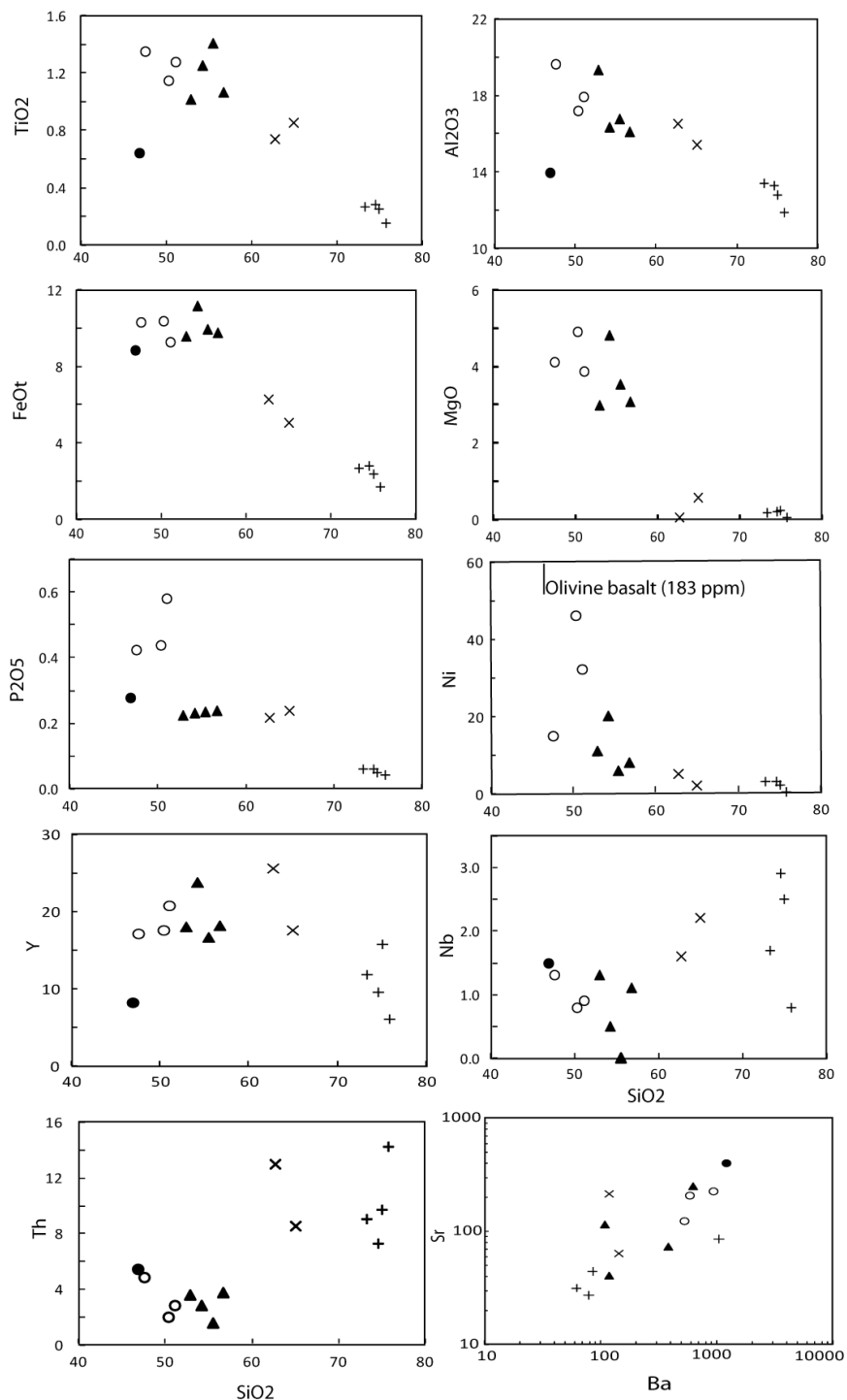
جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های بررسی شده از شمال شهرستان بم

نوع سنگ	Lower and upper limit	ریولیت	ریولیت	ریولیت	ریولیت	داسیت	داسیت
SiO ₂	۰.۱-۱۰۰	۷۲.۷۵	۷۴.۶۸	۴۳/۷۳	۷۱.۶۲	۵۹.۳۵	۶۲.۱۹
TiO ₂	۰.۱-۱۰۰	۰.۲۷	۰.۱۴	۰.۲۴	۰.۲۶	۰.۶۹	۰.۸۱
Al ₂ O ₃	۰.۱-۱۰۰	۱۲.۹۳	۱۱.۶۹	۱۲.۵۵	۱۳.۱	۱۵.۶۳	۱۴.۷۸
Fe ₂ O ₃ ^۱	۰.۱-۱۰۰	۳.۷۱	۱.۶۴	۲.۳۲	۳.۶۱	۵.۹۶	۴.۸۱
MgO	۰.۱-۱۰۰	۰.۳۱	۰.۰۶	۰.۲۴	۰.۱۸	۰.۰۶	۰.۵۴
MnO	۰.۱-۱۰۰	۰.۳	۰.۷	۰.۳	۰.۶	۰.۵۳	۰.۱
CaO	۰.۱-۱۰۰	۰.۵۷	۰.۹۱	۰.۹	۱.۸۱	۵.۴۳	۳.۶۳
Na ₂ O	۰.۱-۱۰۰	۳.۰۱	۱.۶۹	۲.۸۹	۱.۸۱	۳.۳۶	۴.۳۸
K ₂ O	۰.۱-۱۰۰	۴.۹۸	۷.۵۵	۵.۲۲	۶.۱۲	۳.۳۷	۴.۱۴
P ₂ O ₅	۰.۱-۱۰۰	۰.۵۱	۰.۳۱	۰.۴۱	۰.۰۶	۰.۲	۰.۲۲
LOI		۱.۰۶	۱.۰۷	۱.۵۹	۲.۳۳	۲.۳۴	۲.۵۵
ppm							
Sc	۱-۱۰۰۰۰	۴	۲	۴	۴	۲۴	۱۵
V	۲-۱۰۰۰۰	۲۲	۵	۲۲	۱۷	۱۴۴	۱۲۵
Cr	۲-۱۰۰۰۰	۱۴	۶	۹	۶	۶	۴
Co	۰.۲-۱۰۰۰۰	۱.۸	۰.۷	۱.۹	۲.۲	۱۰.۳	۳.۸
Ni	۲-۱۰۰۰۰	۳	۲	۲	۳	۵	۲
Cu	۰.۲-۱۰۰۰۰	۵	۳.۸	۳.۹	۵	۲۷.۸	۷.۹
Zn	۰.۲-۱۰۰۰۰	۲۲.۹	۵۳.۷	۳۷.۳	۹۹	۷۲	۱۱۸
Ga	۰.۰۵-۱۰۰۰۰	۳.۷۵	۲.۰۴	۳.۵۵	۵.۳۸	۶.۴۱	۲.۵۵
As	۰.۵-۱۰۰۰	۵.۳	۰.۹	۱۱.۶	۷.۷	۷.۷	۸
Rb	۰.۱-۱۰۰۰۰	۳۶.۵	۲۶.۱	۲۳.۳	۵۲.۸	۳۷.۶	۱۰.۶
Sr	۰.۱-۱۰۰۰۰	۳۱.۱	۸۴.۵	۴۳.۷	۲۷	۱۴۴	۱۱۹
Y	۰.۰۵-۱۰۰۰	۹.۶۲	۶.۰۳	۱۵.۸	۱۱.۸	۲۵.۵	۱۷.۵
Zr	۱-۱۰۰۰۰	۱۱	۴	۹	۵	۶۹	۳۷
Nb	۰.۵-۵۰۰	۲.۹	۰.۸	۲.۵	۱.۷	۱.۶	۲.۲
Cd	۰.۰۵-۱۰۰۰	۰.۰۶	۰.۲۶	۰.۰۷	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۳۹
Cs	۰.۱-۱۰۰۰	۳.۶	۰.۳	۲.۳	۸	۴.۷	۱.۱
Ba	۰.۲-۱۰۰۰۰	۶۳.۴	۱۰۶۰	۸۵.۵	۷۹.۷	۶۳.۶	۲۱۴
La	۰.۰۵-۱۰۰۰	۱۶.۴	۲۴.۴	۲۳.۳	۱۵.۹	۲۴.۵	۲۷.۱
Ce	۰.۱-۱۰۰۰	۳۵.۳	۴۸.۵	۴۷.۶	۳۵.۷	۵۶.۸	۶۰
Pr	۰.۰۵-۱۰۰۰	۷.۹۶	۵.۳۸	۷.۷۲	۷.۱۵	۶.۸۶	۸.۷۵
Nd	۰.۰۲-۱۰۰۰	۲۸.۸	۱۸.۳	۲۷.۸	۲۶.۲	۲۵.۲	۳۴
Sm	۰.۰۵-۱۰۰۰	۵.۶	۳.۲	۵.۹۵	۵.۱۹	۵.۰۴	۷.۰۴
Eu	۰.۰۲-۱۰۰۰	۰.۹	۰.۶	۱.۰۱	۰.۸۴	۱.۰۸	۱.۷۴
Gd	۰.۰۵-۱۰۰۰	۶.۴۹	۴.۱۵	۶.۶۱	۵.۴	۶.۳۳	۷.۳۲
Tb	۰.۰۲-۱۰۰۰	۰.۸۴	۰.۳۹	۰.۸۵	۰.۶۶	۰.۸۲	۱.۰۸
Dy	۰.۰۲-۱۰۰۰	۴.۹۳	۱.۴۹	۵.۱۴	۳.۶۴	۴.۸۳	۶.۲۲
Ho	۰.۰۲-۱۰۰۰	۱.۰۹	۰.۳۷	۱.۱۷	۰.۸۱	۱.۰۸	۱.۳۵
Er	۰.۰۵-۱۰۰۰	۳.۴۹	۹۷.۰	۳.۴۴	۲.۳۵	۳.۱۷	۳.۹۱
Tm	۰.۰۲-۱۰۰۰	۰.۵۶	۰.۱۴	۰.۵۵	۰.۴۱	۰.۵	۰.۶۳
Yb	۰.۰۵-۱۰۰۰	۳.۷۹	۰.۹۹	۳.۵۷	۲.۶۹	۳.۲۲	۳.۸۵
Lu	۰.۰۲-۱۰۰۰	۰.۵۸	۰.۱۴	۰.۵۷	۰.۴۳	۰.۵۲	۰.۶۳
Ta	۰.۱-۱۰۰۰	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۲
W	۰.۱-۱۰۰۰۰	۰.۳	۰.۵	۰.۵	۰.۶	۰.۵	۰.۶
Pb	۰.۲-۱۰۰۰۰	۱۶.۸	۸.۴	۳۰.۵	۲۹	۵.۱	۶۴.۳
Th	۰.۰۲-۱۰۰۰۰	۷.۲۶	۱۴.۲	۹.۷۲	۹.۰۱	۱۳	۸.۵۶
U	۰.۰۲-۱۰۰۰۰	۱.۸	۰.۸۴	۱.۰۶	۱.۴۱	۳.۷	۲.۲۵
Hf	۰.۰۲-۱۰۰۰	۰.۲۷	۰.۱۱	۰.۳۲	۰.۱۸	۱.۶۹	۱.۰۷
Sum REE		۱۱۶.۷	۱۰۸.۷۲	۱۳۴.۸۲	۱۰۷.۳۷	۱۳۹.۹۵	۱۶۳.۶۲
A/CNK		۱.۱۳	۰.۹۲	۱.۰۴	۱.۰۱	۰.۸۱	۰.۸
K ₂ O/Na ₂ O		۱.۶۵	۴.۴۴	۱.۸	۳.۳۸	۱	۰.۹۴
Total alkali		۸.۲	۹.۳۸	۸.۲۸	۸.۱۲	۷.۱۲	۸.۹۲
Mg# ^a		۰.۱۳	۰.۰۷	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۰۲	۰.۱۸
Eu/Eu* ^b		۰.۴۵	۰.۵	۰.۵۱	۰.۴۸	۰.۵۸	۰.۷۴
La _n /Yb _n		۲.۸۹	۱۶.۴۸	۴.۳۴	۳.۹۵	۵.۰۸	۴.۷

^a Mg# = mol MgO/(MgO + FeO).^b Eu* = √Eu/(Sm*Gd)

ادامه جدول ۱

نوع سنگ	آندزیت بازالت	آندزیت بازالت	آندزیت بازالت	آندزیت بازالت	دایک بازیگ	دایک بازیگ	دایک بازیگ	اولیوین بازالت
SiO ₂	۵۰.۹۱	۴۹.۲۶	۴۸.۷۲	۵۲.۱۳	۴۳.۵۲	۴۷.۱۳	۴۶.۳	۴۳.۴۶
TiO ₂	۱.۲۹	۱.۱۳	۰.۹۳	۰.۹۷	۱.۲۳	۱.۱۷	۱.۴	۰.۵۹
Al ₂ O ₃	۱۵.۴۱	۱۴.۸۵	۱۷.۸۲	۱۴.۷۷	۱۷.۹۸	۱۶.۶۵	۱۵.۷۳	۱۲.۹۳
Fe ₂ O ₃ ^۱	۱۴.۹	۱۰.۱۴	۸.۸۴	۸.۹۷	۹.۴۴	۸.۵۷	۹.۴۹	۸.۲۱
MgO	۳.۲۵	۴.۳۸	۲.۷۵	۲.۸۳	۳.۷۷	۳.۵۷	۴.۴۸	۱۱.۳۱
MnO	۰.۳۱	۰.۱۶	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۱.۶-
CaO	۴.۰۴	۴.۴۳	۸.۰۸	۶.۸۶	۸.۵۹	۹.۵۷	۸.۹۶	۱۰.۱۴
Na ₂ O	۴.۰۸	۴.۱۱	۳.۱۸	۲.۸۲	۲.۹۳	۲.۵۴	۲.۹۹	۲.۹۱
K ₂ O	۳.۰۹	۲.۱۶	۱.۳۶	۲.۱۶	۳.۴۴	۲.۴۱	۲.۱۲	۲.۶
P ₂ O ₅	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲	۰.۲۱	۰.۳۸	۰.۵۳	۰.۴	۰.۲۵
LOI	۵.۴۸	۴.۸۴	۱.۲۶	۳.۰۶	۱۰.۲۳	۸.۲۱	۱۰.۹	۹.۷۳
ppm								
Sc	۱۹	۲۲	۱۴	۲۲	۱۹	۲۵	۲۴	۱۰
V	۱۹۰	۲۴۹	۲۳۸	۲۸۵	۲۳۸	۲۳۷	۲۵۶	۱۷۹
Cr	۹	۹۰	۹	۱۲	۱۲	۶۴	۱۰.۸	۷۰
Co	۲۱.۸	۲۸.۴	۲۰.۳	۲۰.۸	۲۱	۲۱.۵	۲۵.۹	۲۸.۱
Ni	۶	۲۰	۱۱	۸	۱۵	۳۲	۴۶	۱۸۳
Cu	۱۲.۶	۳۲.۴	۸۰	۱۳.۶	۳۱.۴	۳۴.۶	۴۶.۶	۶۵.۱
Zn	۱۱۳	۱۱۷	۸۱.۴	۷۳.۸	۶۳	۱۱۲۰	۱۱۳	۶۸.۳
Ga	۱۴	۱۳	۱۰.۴	۸.۳	۹.۵	۱۱.۴	۹.۰۴	۸.۷۵
As	۸.۸	۵.۴	۱.۳	۴.۳	۲.۳	۳۸.۸	۱۱.۵	۲۳.۱
Rb	۲۳.۱	۶.۶	۶.۸	۱۷	۱۱۲	۳۷.۲	۴.۴	۶۱.۶
Sr	۶۲۲	۱۲۰	۳۸۶	۱۰.۸	۵۸۴	۵۳۰	۹۵۲	۱۲۳۰
Y	۱۶.۷	۳۳.۷	۱۸	۱۸.۲	۱۷.۱	۲۰.۷	۱۷.۶	۸.۱۵
Zr	۲۱	۱۹	۳۳	۳۱	۱۱۱	۲۰	۱۲	۲۴
Nb	۰.۵	۰.۵	۱.۳	۱.۱	۱.۳	۰.۹	۰.۸	۱.۸
Cd	۰.۳۵	۰.۰۷	۰.۲۷	۰.۱	۰.۱۳	۱.۵۱	۰.۶۲	۰.۱۵
Cs	۹.۳	۰.۹	۲.۵	۲.۳	۱۵.۷	۱۰.۱	۴.۶	۳۷۴
Ba	۲۵۰	۴۰.۱	۷۲.۳	۱۱۴	۲۰.۷	۱۲۲	۲۲۴	۳۹۶
La	۱۸.۲	۱۸.۲	۱۷.۴	۱۶.۷	۲۴.۲	۳۱.۸	۲۴.۸	۳۵.۲
Ce	۳۷.۶	۴۱.۲	۳۷.۵	۳۶.۵	۵۱.۲	۶۸.۴	۵۲.۱	۶۵.۴
Pr	۵.۳	۴.۱۹	۳.۳۸	۶.۳۴	۶.۵۹	۸.۳۸	۶.۳	۸.۹۳
Nd	۲۱.۹	۱۷.۸	۱۴	۲۵.۶	۲۶.۶	۳۳	۲۵	۳۰.۸
Sm	۵.۰۴	۴.۴۴	۳.۲۶	۵.۸۲	۵.۶۱	۶.۶۲	۵.۰۷	۴.۳۲
Eu	۱.۶۱	۱.۱۳	۰.۸۸	۱.۴۲	۱.۶۸	۱.۹	۱.۵۱	۱.۲
Gd	۵.۱۶	۴.۰۳	۳.۲۳	۵.۷۶	۵.۷۶	۶.۶۸	۵.۲۹	۰.۸۶
Tb	۰.۸۷	۰.۸۲	۰.۵۸	۱.۰۳	۰.۸۴	۰.۹۵	۰.۷۷	۰.۵۲
Dy	۵.۱	۴.۹۹	۳.۵۳	۶.۲۳	۴.۷۳	۵.۲۶	۴.۲۲	۲.۹۱
Ho	۱.۱	۱.۰۸	۰.۷۹	۱.۴	۱.۰۱	۱.۰۹	۰.۹۲	۰.۶۱
Er	۳.۰۶	۳.۰۵	۲.۲۸	۴.۰۵	۲.۸۸	۲.۹۹	۲.۵۶	۱.۶۹
Tm	۰.۴۶	۰.۴۵	۰.۳۵	۰.۶۴	۰.۴۳	۰.۴۵	۰.۳۸	۰.۲۶
Yb	۲.۸۵	۲.۷۲	۲.۱۲	۳.۸۹	۲.۶۱	۲.۷۵	۳.۹۲	۱.۵۷
Lu	۰.۴۴	۰.۴۱	۰.۳۵	۰.۶۵	۰.۴۴	۰.۴۶	۰.۳۹	۰.۲۷
Ta	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱
W	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۲	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲
Pb	۳۱	۱۱.۴	۵.۳	۱۷	۳۴.۶	۶۲.۹	۵۸.۵	۹.۷
Th	۱.۶	۲.۸۳	۳.۶۱	۳.۷۲	۴.۸۷	۲.۷۹	۲.۰۲	۵.۴۶
U	۰.۴۹	۱.۱۲	۱.۲۵	۱.۰۷	۱.۴۹	۰.۷۹	۰.۲۲	۱.۱۳
Hf	۰.۵۴	۰.۶۶	۰.۸۷	۱	۰.۳	۰.۴۹	۰.۲۱	۰.۴۱
Sum REE	۱۰۸.۶۹	۱۰۴.۵۱	۸۹.۶۵	۱۱۶.۳	۱۳۴.۵۸	۱۷۰.۷۳	۱۳۱.۸	۱۵۹.۷۶
A/CNK	۰.۸۸	۰.۸۶	۰.۸۳	۰.۷۵	۰.۷۴	۰.۶۸	۰.۶۶	۰.۴۹
K ₂ O/Na ₂ O	۰.۷۵	۰.۵۲	۰.۴۲	۰.۷۶	۱.۱۷	۰.۹۴	۰.۷۱	۰.۸۹
Total alkali	۷.۸۲	۶.۹۱	۴.۹۴	۵.۴۳	۶.۹۸	۵.۳۷	۵.۵۹	۵.۹۶
Mg# ^a	۰.۴۱	۰.۴۶	۰.۳۸	۰.۰۲	۰.۴۴	۰.۴۵	۰.۴۸	۰.۷۳
Eu/Eu ^{sb}	۰.۹۷	۰.۸۲	۰.۸۳	۰.۷۵	۰.۹	۰.۸۷	۰.۸۹	۰.۷۱
La _n /Yb _n	۴.۲۷	۴.۴۷	۵.۴۹	۲.۸۷	۶.۲	۷.۷۳	۶.۳۳	۱۴.۹۹



شکل ۵. نمودارهای هارکر و عناصر کمیاب در مقابل سیلیس و هم‌چنین استرانسیوم در مقابل باریوم. چنان‌که در این نمودارها دیده می‌شود، نمونه‌ها از روند تفریق پیروی نمی‌کنند. برای توضیحات به متن مراجعه شود. علائم همانند شکل ۴ است

در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های بررسی شده، غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE نشان می‌دهند و در اغلب نمونه‌ها، الگوی کوهانی شکل در فراوانی عناصر کمیاب، عادی‌سازی شده نسبت به گوشته اولیه، دیده می‌شود (شکل ۶). نمونه‌های مربوط به داسیت‌ها و ریولیت‌ها علاوه بر تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb, Ta,)

(Ti)، گودی‌هایی نیز در عناصر Sr و Ba و همچنین Zr نشان می‌دهند. نمونه‌های بررسی شده، غیر از اولیوین بازالت‌ها، آنومالی مثبت سرب نشان می‌دهند. همانند داسیت‌ها و ریولیت‌ها، الگوی عناصر در آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌ها، دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی گودی‌هایی در Nb-Ta و Zr نشان می‌دهند. نمونه‌های بررسی شده، غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند و نسبت $(La/Yb)_N$ در آن‌ها متغیر و زیاد است (جدول ۱). به‌طوری‌که، این نسبت در ریولیت‌ها بین ۲/۸ تا ۴/۳ (به‌غیر از یک نمونه که میزان زیاد ۱۶/۴ نشان می‌دهد) و در داسیت‌ها بین ۴/۷ الی ۰/۵ آندزیت‌ها و آندزیت بازالت‌ها مابین ۲/۸ الی ۵/۴، دایک‌های بازالتی بین ۶/۲ تا ۷/۷ و اولیوین بازالت‌ها ۱۴/۹ است. همچنین نسبت Eu/Eu^* در سنگ‌های مختلف بررسی شده، متفاوت است، به‌طوری‌که در ریولیت‌ها و داسیت‌ها به‌ترتیب ۰/۴۵-۰/۵۱ و ۰/۷۴-۰/۵۸، در آندزیت‌ها و آندزیت بازالت‌ها ۰/۷۵-۰/۹۷ و در بازالت‌ها ۰/۸۷-۰/۹ و در اولیوین بازالت‌ها ۰/۷۱ است (جدول ۱).

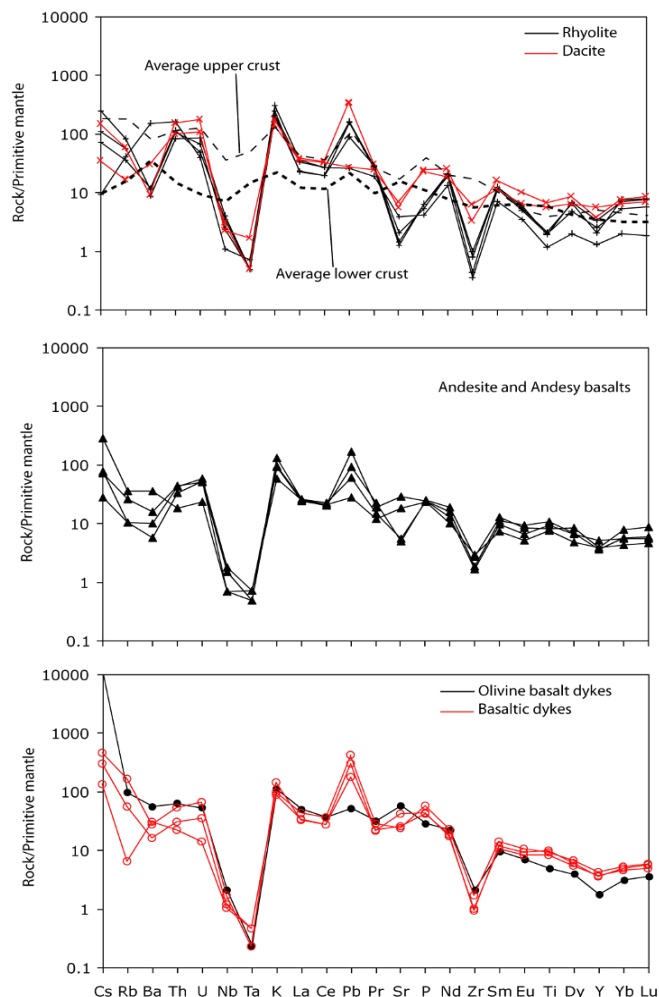
بحث

پتروژن

سنگ‌های بررسی شده، در واقع بخشی از ولکانیسم ایران مرکزی در زمان ترشیاری هستند. چنان‌که ذکر شد، رخنمون‌های سنگی منطقه شامل نهشته‌های وسیع آذرآواری و گدازه‌های فلسیک به‌همراه گدازه‌های بازیک و همچنین گدازه و آذرآواری‌های با ترکیب میانه هستند. این نهشته‌ها با دایک‌های بازیک بازالتی و اولیوین بازالتی قطع می‌شوند. نمونه‌های مربوط به ائوسن، بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیت کالک آکالن دارند. اغلب نمونه‌های بررسی شده، ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با محیط‌های فرورانشی و متأثر از پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند. این امر، به‌خصوص در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶)، با حضور آنومالی‌های منفی در Nb-Ta-Ti مشخص می‌شود. این سنگ‌ها، الگوی غنی‌شدگی از عناصر LILE و غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ‌های منطقه را می‌توان به‌واسطه غنی‌شدگی در منبع گوشته‌ای، درجه کم ذوب بخشی، تفریق بلوری و یا آلودگی پوسته‌ای توجیه کرد [۲۱]. پژوهش‌گرانی از جمله [۲۲] و [۲۳] بیان کرده‌اند که غنی‌شدگی از LILE در لیتوسفر گوشته‌ای و تهی‌شدگی از Ti و Nb به‌واسطه متاسوماتیسم با سیالات و مذاب‌هایی که از پوسته اقیانوسی و رسوبات همراه در حال فرورانش ناشی شده‌اند، به‌وجود می‌آید. در حقیقت، باقی‌ماندن Nb و Ti در کانی‌های مانند روتیل، تیتانومگنتیت، اسفن و ایلمنیت، می‌تواند باعث کمبود این عناصر در مذاب‌های آبدار شود [۲۴]، [۲۵]. خروج عناصر LILE قطعه فرورونده با مذاب و اضافه شدن آن‌ها به گوشته بالایی، موجب شکل‌گیری بخش متاسوماتیزه گوته گوشته‌ای بالای خود می‌شود [۲۱].

بر اساس نظر [۲۶]، گدازه‌های مربوط به مناطق فرورانش با نسبت زیادی از LREE/HFSE و LILE/HFSE و بی‌هنجاری منفی Nb، Ta و گاهی بی‌هنجاری منفی در Zr و Ti و Hf مشخص می‌شوند. در نمودار Th/Yb مقابل Nb/Yb (شکل ۷ a)، نمونه‌های بررسی شده، در محدوده بالای آرایه گوشته‌ای قرار دارند. در این نمودار، نمونه‌های سنگ‌های فلسیک و مافیک و دایک‌ها در بالای آرایه گوشته‌ای، و در محدوده متأثر از فرایندهای

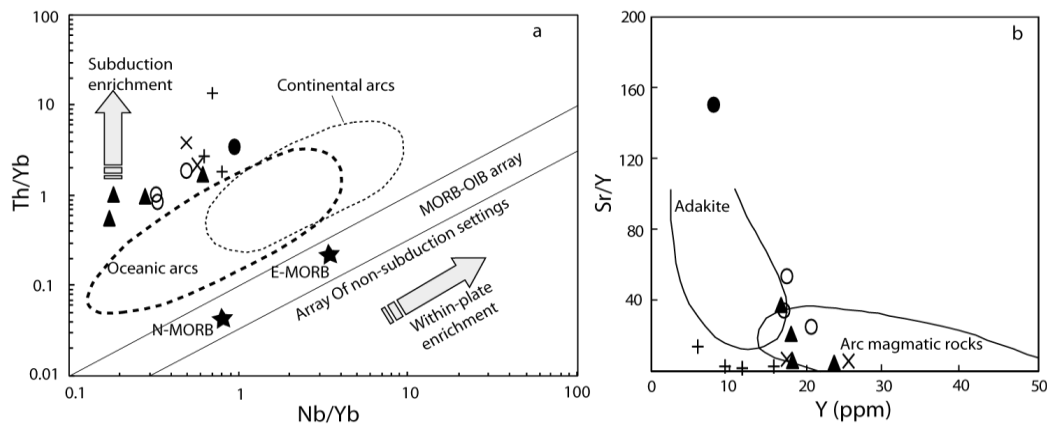
متاسوما تیسیم ناشی از فرورانش قرار دارند. در نمودار Sr/Y در مقابل Y ، نمونه‌های بررسی شده، ویژگی‌های ماگماهای نشأت گرفته در محیط‌های قوس آتشفشانی را دارند و در محدوده آداکیت‌ها قرار ندارند. در این نمودار، ریولیت‌ها میزان نسبت Sr/Y خیلی کم و Y کم دارند (شکل ۷ b). در ادامه به تفصیل به پتروژنز هر یک از سنگ‌های مختلف موجود در منطقه می‌پردازیم.



شکل ۶. نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های مختلف منطقه بررسی شده، مقادیر عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه و میانگین پوسته زیرین و بالایی برای مقایسه از [۲۰]

آندزیت‌ها و آندزیت بازالت‌ها

سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی به صورت روانه‌های گدازه‌ای و نهشته‌های پیروکلاستیک دیده می‌شوند. این سنگ‌ها ویژگی‌های ماگماهای فرورانشی را نشان می‌دهند (اشکال ۶ و ۷). در نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های فوق تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از عناصر LILE را نشان می‌دهند. چنان‌که در نمودارهای عنکبوتی نیز دیده می‌شود، این سنگ‌ها غنی‌شدگی از Pb نشان می‌دهد که شاخص ماگماهای نشأت گرفته از پوسته و زون‌های فرورانشی است. دامنه عناصر سازگار و $\#Mg$ (جدول ۱) این سنگ‌ها نشان‌گر این است که آن‌ها نمی‌توانند مستقیماً از گوشته ایجاد شوند. هم‌چنین، میزان دامنه SiO_2 آن‌ها بر خلاف این است که از منبع صرف پوسته‌ای ایجاد شوند.



شکل ۷. (a) نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb که نمونه‌های بررسی شده در منابع متأثر از فرایندهای فرورانشی قرار دارند. نمودار و محدوده‌ها از [۲۷]، (b) نمودار Sr/Y در مقابل Y ، نمونه‌های بررسی شده در محدوده مربوط به ماگماهای قوسی قرار دارند و ماهیت آداکیتی نشان نمی‌دهند. نمودار و محدوده‌ها از [۲۸]

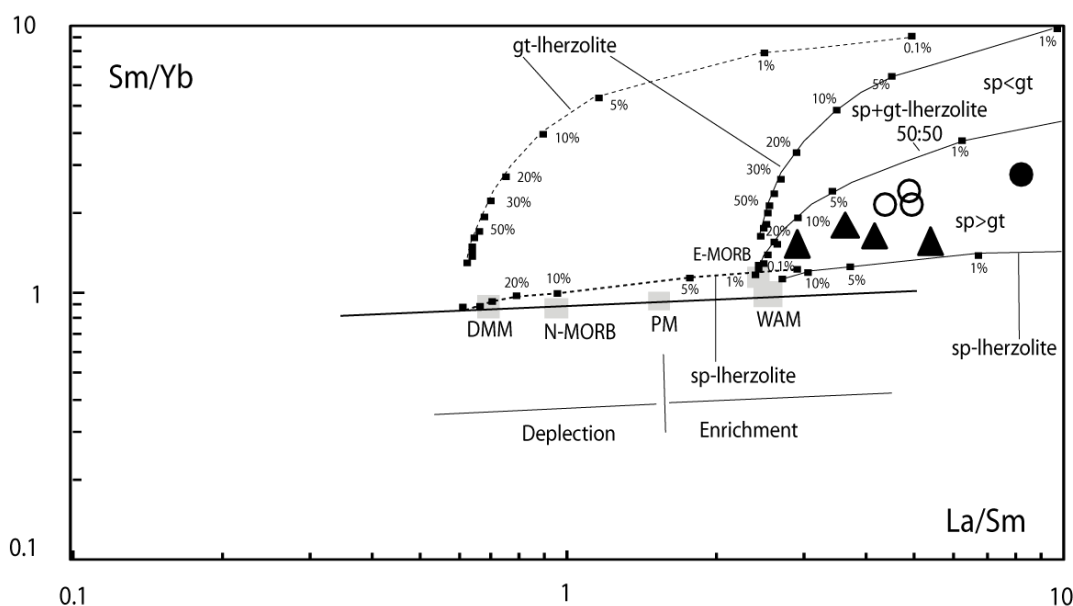
در محیط‌های فرورانشی، سنگ‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی می‌توانند از منابع مختلفی مانند ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین، تحول ماگماهای مافیک مشتق شده از گوشته متاسوماتیسم شده در طی فرایندهای AFC^1 و $MASH^2$ ایجاد شوند [۱]. دامنه SiO_2 در سنگ‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی مابین ۵۲ الی ۵۷ درصد است. ماگماهای با این میزان دامنه SiO_2 نمی‌توانند از منبع پوسته قاره‌ای زیرین و پوسته اقیانوسی فرورونده ایجاد شوند. در ضمن ماگماهای ایجاد شده از منبع پوسته اقیانوسی فرورونده ویژگی‌های آداکیتی نشان می‌دهند که سنگ‌های منطقه این ویژگی را ندارند. از این رو، سنگ‌های آندزیت بازالتی و آندزیتی بررسی شده می‌توانند از تحول ماگماهای گوشته‌ای طی فرایندهای AFC و $MASH$ ایجاد شوند. این چنین منشأی برای اغلب سنگ‌های آندزیتی در محیط‌های فرورانشی پیشنهاد شده است [۱]، [۲۹].

نمونه‌های آندزیتی دارای نسبت‌های La/Nb (< 2) و La/Th (< 7) که شاخص ماگماهای آندزیتی در زون‌های فرورانش هستند [۱]. چنان‌که از نمودارهای هارکر مربوط به این سنگ‌ها برمی‌آید (شکل ۵)، در حین صعود، ماگمای مربوط به سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی فرایند تفریق بلورین را تحمل کرده است. در اثر فرایند تفریق بلورین، کانی‌های اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز در مخازن ماگمایی پوسته‌ای از ماگمای مادر آن‌ها تبلور یافته‌اند. تفریق پلاژیوکلاز به واسطه نسبت کم Eu/Eu^* (۰/۷۵ الی ۰/۹۷) نیز قابل استنباط است. آنومالی منفی در $Nb-Ta$ ممکن است ناشی از باقی‌ماندن این عناصر در کانی‌های ذوب نشده گوشته [۳۰] و یا واکنش بین ماگمای اولیه با پریدوتیت گوشته‌ای باشد [۳۱]. تهی‌شدگی از Ti نیز ممکن است به‌وسیله تبلور کانی‌های حاوی اکسید آهن - تیتان کنترل شده باشد. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی ذکر شده در مورد این سنگ‌ها، ماگمای مادر آن‌ها از گوشته متاسوماتیسم شده، با فرایندهای فرورانش، ایجاد شده است. ماگمای ایجاد شده، در پوسته زیرین و در حین عبور از پوسته بالایی، فرایندهای تفریق و آلیش و احتمالاً اختلاط ماگمایی را تحمل کرده است.

برای ارزیابی کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای، از عنصر شدیداً ناسازگار La و کم‌تر ناسازگار Sm استفاده شده است. Sm و La به‌وسیله کانی‌شناسی منشأ گوشته‌ای (اسپینل و یا گارنت) تحت تأثیر قرار نمی‌گیرند؛ از

1. Assimilation Fractionation contamination
2. Melting-Assimilation-Storage-Homogenization

این رو، اطلاعاتی در مورد ترکیب شیمیایی کلی منشأ ارائه می‌دهند. در حالی که Yb ، به حضور و عدم حضور گارنت در منشأ وابستگی شدیدی دارد؛ از این رو، نسبت‌های عناصر مذکور می‌تواند اطلاعاتی در مورد ترکیب کانی‌شناسی منشأ و نیز میزان ذوب‌بخشی ارائه دهد. با این وصف، نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm ، برای ارزیابی کانی‌شناسی و درجه ذوب‌بخشی منشأ، ارزیابی شده است [۳۲]. در این نمودار، نمونه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی ائوسن در محدوده منشأ لرزولیت غنی از اسپینل قرار دارند (شکل ۸). اکثر نمونه‌ها در محدوده ۱-۱۰٪ درجه ذوب‌بخشی منشأ اسپینل لرزولیت قرار گرفته‌اند. از این رو، ماگمای اولیه آندزیت‌ها و آندزیت بازالت‌های ائوسن از ذوب‌بخشی یک منشأ اسپینل لرزولیت متاسوماتیسم شده با فرایندهای فرورانش نشأت گرفته است. ماگمای حاصل، سپس در حین صعود، فرایندهای $MASH$ و AFC را تجربه کرده است.



شکل ۸. Sm/Yb در مقابل La/Sm برای تعیین منشأ و کانی‌شناسی گوشته و درصد ذوب‌بخشی آندزیت بازالت‌ها و

دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی، نمودار پایه [۳۲]

داسیت‌ها

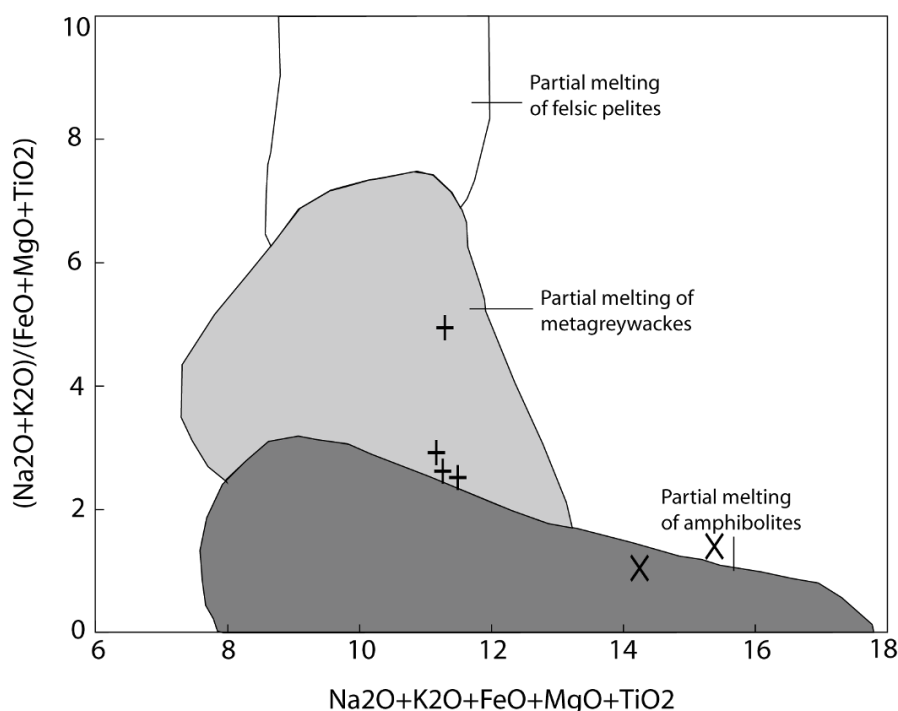
سنگ‌های داسیتی در منطقه همراه با سنگ‌های ریولیتی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها سرشت متالومین و ویژگی‌های سنگ‌های فلسیک نوع I را نشان می‌دهند. سنگ‌های داسیتی بررسی شده، می‌توانند از منشأهای مختلفی همانند ذوب‌بخشی پوسته زیرین، ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و یا از تحول ماگماهای آندزیتی و آندزیتی بازالتی ایجاد شوند. حجم محدود سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی در مقایسه با سنگ‌های فلسیک، مخالف فرضیه تشکیل ماگمای مربوط به سنگ‌های فلسیک از تحول ماگماهای مافیک است. این امر، از نمودارهای هارکر نیز قابل استنباط است. به طوری که، در اغلب نمودارهای هارکر، سنگ‌های داسیتی در ادامه روند تحول سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی قرار ندارند (شکل ۵).

میزان بالای عناصر آلکالی در داسیت‌ها (مابین ۷-۹ درصد)، برخلاف این است که آن‌ها از ذوب قطعه فرورانده شده ایجاد شوند. هم‌چنین، با توجه به دامنه MgO و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای داسیتی نمی‌تواند از ذوب مستقیم

گوشته ایجاد شود. شواهد تجربی ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای به‌وسیله [۳۳] اثبات کرد که ماگماهای نوع I کالک آلکالن پتاسیم بالا می‌توانند به‌وسیله ذوب‌بخشی سنگ‌های متوسط تا مافیک کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالای آبدار تشکیل شوند. ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای مانند آمفیبولیت، متاگری وک و متاپلیت منجر به تشکیل مذاب‌های متفاوت در شرایط ذوب متفاوت می‌شود [۳۴]، [۳۵]. در نمودار پیشنهاد شده برای تمایز پروتولیت منشأ، نمونه‌های داسیتی منطقه عمدتاً در محدوده سنگ‌های مافیک (مانند آمفیبولیت، متابازالت، متاتونالیت) پلات می‌شوند (شکل ۹).

ریولیت‌ها

چنان‌که ذکر شد، مهم‌ترین مدل‌های منشأیی برای تشکیل ماگماهای فلسیک در محیطی قوس آتشفشانی شامل دو گروه الف) فرآیندهای AFC [۳۶] و ب) ذوب‌بخشی پوسته زیرین بر اثر گرمای حاصل از ماگمای مافیک با منشأ عمیق‌تر یا گوشته‌ای است [۳۷]. حجم زیادی از رخنمون‌های موجود در محدوده بررسی شده را نهشته‌های آذرآاری و گدازه‌ای با ترکیب ریولیتی تشکیل می‌دهند. این حجم از سنگ‌های ریولیتی، نمی‌توانند از طریق فرایند تفریق بلورین ماگماهای مافیک و میانه موجود در منطقه حادث شوند. هم‌چنان‌که از نمودارهای هارکر (شکل ۵) بر می‌آید، این سنگ‌ها در ادامه روند تحول سنگ‌های داسیتی قرار ندارند. میزان SiO_2 بالا و غنی‌شدگی از عناصر ناسازگاری مانند Li ، Rb و Th سازگار با تشکیل سنگ‌های ریولیتی از طریق فرآیندهای AFC نیست. از این رو، برای مبحث پتروژن این سنگ‌ها باید به‌دنبال منابع دیگر بود.



شکل ۹. نمودار $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ برای

تعیین منشأ سنگ‌های ریولیتی و داسیتی، نمودار از [۳۴]

ریولیت‌ها ویژگی‌های ماگماهای کالک آلکالن را دارند و جزء ماگماهای فلسیک (گرانیتوئیدهای) نوع I هستند. از نظر اندیس شاند، این سنگ‌ها متآلومین تا پرآلومین هستند و در مرز بین این دو گروه قرار دارند. در نمودارهای عنکبوتی، عادی‌سازی شده نسبت به گوشته اولیه، ریولیت‌ها آنومالی منفی در Nb-Ta-Ti و Ba, Sr و P و آنومالی مثبت Pb نشان می‌دهند. نمونه‌های ریولیت‌ها نسبت Eu/Eu^* کم و بین ۰/۴۵-۰/۵۱ دارند. از این رو، این امر دلالت بر حضور پلاژیوکلاز در منشأ و یا جدایش این کانی در حین تفریق دارد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار La, Th, K و Ce، آنومالی منفی Nb و Ti، A/NK، بیش از یک و A/CNK کم‌تر از یک در سنگ‌های ریولیتی، با مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین هم‌خوانی بیش‌تری دارد. در نمودار شکل ۹، که برای تمایز پروتولیت منشأ سنگ‌های فلسیک ارائه شده، نمونه‌های مربوط به ریولیت‌ها در محدوده مذاب‌های مشتق شده از منشأ متاگریوک قرار دارند.

بنا بر پیشنهاد [۳۸]، غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K, Th, Rb و La و آنومالی منفی عناصر Ti, Nb, Sr و Ba بیان‌گر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است [۳۹]. همچنین [۴۰]، فراوانی عناصر LILE از قبیل Th, U, K, Rb, La و به‌همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Nb, Ti و Ta را به مذابی با منشأ پوسته قاره‌ای نسبت داده‌اند. برای تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای، می‌توان از نسبت عناصر کمیاب در نمونه‌ها استفاده کرد. بدین‌صورت که، نسبت‌های Nb/La و (La/Sm)_N در گوشته به‌ترتیب حدود ۰/۰۱ و ۱ [۲۰] و در پوسته به‌ترتیب در حدود ۰/۲۳ و ۰/۴۲۵ هستند [۴۱]. این نسبت‌ها در ریولیت‌های منطقه به‌ترتیب ۰/۰۳-۰/۱۷ و ۱/۸-۴/۷ در تغییر است که نشان‌گر این است که پوسته نقش اصلی در شکل‌گیری آن‌ها ایفا کرده است.

دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی

دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن را قطع می‌کنند و جوان‌تر از ائوسن هستند. دایک‌های بازالتی به‌وفور در منطقه دیده می‌شوند. در حالی‌که، دایک‌های اولیوین بازالتی با فراوانی کم در منطقه رخنمون دارند. در نمودار [۱۸]، دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی، در محدوده سنگ‌های آلکالن و به‌ترتیب در محدوده تراکی بازالت و بازالت قرار دارند. دایک‌های بازالتی میزان SiO_2 ۴۷ تا ۵۱ درصد نشان می‌دهند و میزان #Mg و عناصر سازگار در آن‌ها پایین‌تر از ماگماهایی است که مستقیماً از ذوب گوشته ایجاد شده‌اند (جدول ۱). از این رو، این سنگ‌ها دچار فرایند تفریق بلورین در حین صعود شده‌اند و ماگماهای اولیه نیستند.

اولیوین بازالت‌ها، در مقایسه با بازالت‌ها، میزان #Mg و MgO و مقادیر عناصر سازگار زیادی دارند و در محدوده ماگماهای نشأت گرفته از گوشته قرار می‌گیرند. همچنین، این سنگ‌ها میزان نفلین نرماتیو زیادی دارند (حدود ۱۵ درصد). در حالی‌که، در بازالت‌ها میزان نفلین نرماتیو کم است (کم‌تر از ۱۰ درصد). همچنین، در مقایسه با بازالت‌ها، اولیوین بازالت‌ها میزان TiO_2 , Al_2O_3 اندک دارند (جدول ۱ و شکل ۵). آنومالی منفی Nb-Ta، در نمودارهای عنکبوتی، نشان‌گر این است که ماگمای اولیه دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی از منبع گوشته متاسوماتیسم شده با فرایندهای فرورانشی ایجاد شده‌اند. این امر، در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb نیز مشهود است، به‌طوری‌که نمونه‌های بررسی شده در بخش بالایی آرایه گوشته‌ای و در محدوده منابع متأثر از فرایندهای فرورانشی قرار دارند (شکل ۷ a). در نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm، نمونه‌های مربوط به دایک‌ها از منبع گوشته لرزولیتی غنی شده

نشأت گرفته‌اند که میزان اسپینل در آن بیش‌تر از گارنت است. هم‌چنان که در این نمودار نیز مشهود است، ماگماهای مربوط به دایک‌های اولیوین بازالتی و بازالتی از ذوب کم‌تر از ۵ درصد یک منشأ گارنت اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده به‌وسیله فرایندهای فروانشی ایجاد شده‌اند (شکل ۸).

محیط تکتونیکی

کمر بند آتشفشانی شمال بم، موازی با کمر بند ماگمایی جبال بارز و با راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، از ابارق تا نرمانشیر ادامه دارد. ادامه شمال‌غربی این کمر بند آتشفشانی با گسل ناپیند بریده و قطع می‌شود. در بخش جنوب شرقی ادامه این کمر بند به دشت نرمانشیر ختم می‌شود و در ادامه احتمالاً به‌وسیله گسل کهورک بریده و قطع می‌شود. این گسل را ادامه جنوب‌غربی گسل نهبندان می‌توان محسوب کرد. کمر بند مذکور به فاصله ۵۰ کیلومتری شمال تا شمال شرق کمر بند جبال بارز قرار دارد. این دو کمر بند، به‌واسطه گسل شمال بم، از هم‌دیگر جدا می‌شوند که این گسل ادامه گسل ناپیند در نظر گرفته شده است. کمر بند آتشفشانی شمال بم حدود ۵۰ کیلومتر عرض و ۲۰۰ کیلومتر طول دارد و ماگماتیسیم گسترده‌ای را در طول ائوسن به‌همراه داشته است. نهشته‌های آتشفشانی ائوسن عمدتاً ماهیت مافیک و فلسیک دارند و ترم‌های میانه در آن‌ها فراوانی کم‌تری دارند. که در مقایسه با کمر بند جبال بارز ویژگی شاخص این کمر بند است. انواع دایک‌های بازالتی با سن بعد از ائوسن نهشته‌های آتشفشانی را قطع می‌کنند.

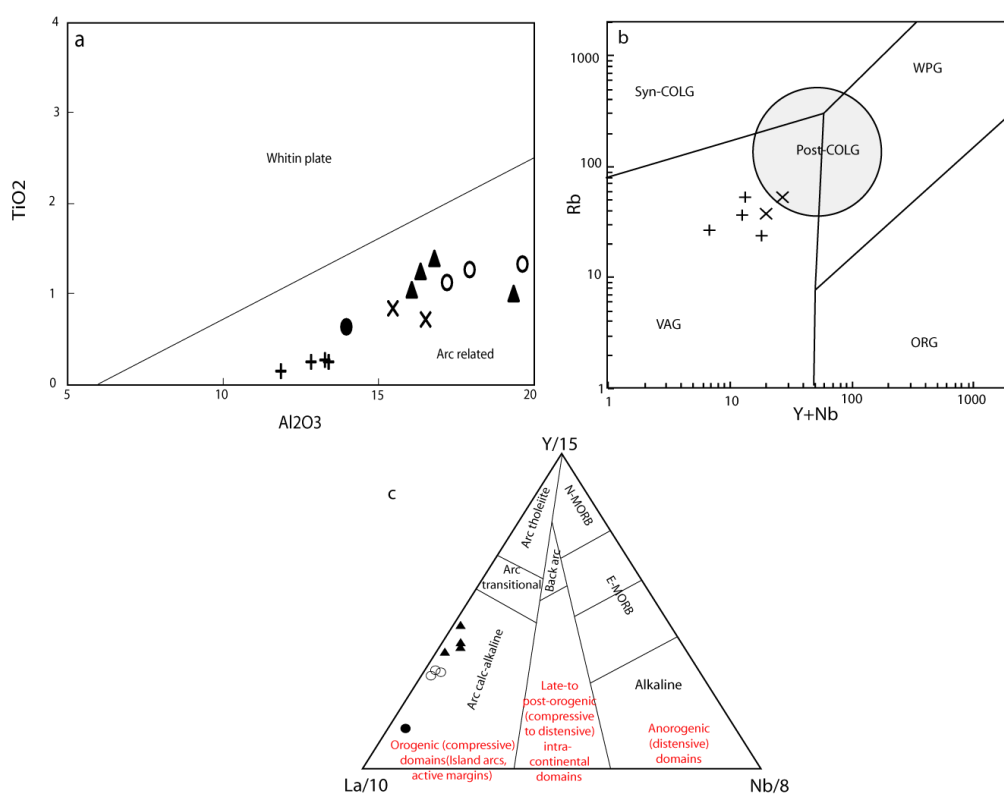
در نمودارهای تمایز تکتونیکی که برای سنگ‌های مافیک و دایک‌ها و هم‌چنین سنگ‌های فلسیک ترسیم شده است عموماً سنگ‌های منطقه در محیط قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. در نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 از [۴۲]، تمام نمونه‌های بررسی شده مربوط به سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها در محیط‌های قوسی قرار دارند (شکل ۱۰ a).

برای تعیین جای‌گاه تکتونیکی سنگ‌های اسیدی (گرانیتوئیدها)، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است [۴۳]، [۴۴]، ولی قابل استفاده‌ترین آن‌ها نمودارهایی هستند که براساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازگی طراحی شده باشد. چنان‌چه در شکل ۱۰ b ملاحظه می‌شود، نمونه‌های ریولیت‌ها و داسیت‌ها در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. در نمودار Rb در مقابل Y+Nb، که برای تمایز محیط تکتونیکی سنگ‌های اسیدی ارائه شده است [۴۳]، [۴۳]، نمونه‌های مربوط به ریولیت‌ها و داسیت‌های منطقه در محیط قوس آتشفشانی قرار دارند. چنان‌که در شکل ۱۰ c نیز مشخص است، نسبت‌های زیاد La/Yb و Th/Yb در نمونه‌های ریولیت‌های منطقه، با شکل‌گیری آن‌ها در محیط تکتونیکی حاشیه فعال انطباق دارد.

برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های مافیک، نمودارهایی که از عناصر کم‌تر متحرک و غیرمتحرک در آن‌ها استفاده شده باشد. کاربرد بهتری دارند به این منظور از نمودار مثلثی La/10-Nb/8-Y/15 [۴۵]، که برای سنگ‌های بازالتی کاربرد دارد، استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌های آندزیت بازالتی و آندزیتی مربوط به ائوسن و دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی منطقه در محدوده بازالتهای مناطق قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ c).

با توجه به مطالب مذکور، تاریخچه تکتونیکی منطقه را می‌توان این‌چنین بازسازی کرد. فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش جنوبی بلوک کویر لوت و ایران مرکزی همانند سایر بخش‌های کمر بند ارومیه-دختر، باعث رخداد ماگماتیسیم عظیمی در ائوسن و بعد از ائوسن شده است. سیالات و مذاب‌های حاصل از آب‌زدایی و ذوب پوسته

اقیانوسی و رسوبات فرورونده سبب متاسوماتیسم گوشته بالایی شده است. ذوب این گوشته متاسوماتیسم شده سبب ایجاد ماگماهای بازیک با ویژگی زون‌های فرورانشی شده است. این مذاب‌ها در حین صعود به سمت بالا دچار تحول شده‌اند. همچنین، در این مرحله، در تحول ماگماها احتمالاً فرایند MASH¹ [۴۶] نیز نقش به‌سزایی داشته است. در اثر این فرایندها، ماگماهای بازیک حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده به انواع ماگماهای آندزیتی و آندزیت بازالتی متحول شده‌اند. انباشته شدن مذاب‌های مافیک در مرز بین گوشته و پوسته و افزایش گرادیان زمین گرمایی، سبب ذوب پوسته زیرین آمفیبولیتی و سنگ‌های متاگزیوک شده است. مذاب‌های حاصل به ترتیب ایجاد ماگماهای داسیتی و ریولیتی را کرده است. بعد از ائوسن، به دلیل برخورد صفحات قاره‌ای و آشفستگی‌های دمایی ناشی از آن، گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیتی در درجات متفاوت ذوب شده است و در نتیجه ماگماهای مربوط به انواع دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی ایجاد شده‌اند.



شکل ۱. نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های بررسی شده، (a) در نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ، نمونه‌های بررسی شده در محدوده قوس قرار دارند، (b) در نمودار Rb در مقابل $Y+Nb$ ، نمونه‌های ریولیتی و داسیتی در محدوده سنگ‌های فلسیک مربوط به قوس قرار دارند، (c) در نمودار مثلثی $Y/15-Nb/8-La/10$ ، نمونه‌های آندزیت بازالتی و دایک‌ها در محدوده سنگ‌های کالک آلکالن مربوط به محیط‌های کوه‌زایی و قوس قاره‌ای قرار دارند. نمودارها به ترتیب از [۴۲]، [۴۳]، [۴۴]، [۴۵]

نتیجه‌گیری

کمبرند آتشفشانی شمال بم، در دوره ائوسن و بعد از آن ماگماتیسم گسترده‌ای را تحمل کرده است. در این کمربند، انواع سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اسیدی و بازیک و همچنین کم‌تر سنگ‌های با ترکیب میانه در

زمان ائوسن تشکیل شده‌اند. سنگ‌های اسیدی دامنه ترکیبی از داسیت تا ریولیت را دارند. سنگ‌های ائوسن، به‌وسیله دایک‌های با ترکیب بازالتی و اولیوین بازالتی قطع می‌شوند.

نمونه‌های بررسی شده دامنه ترکیبی از بازالت و بازانیت تا ریولیت را نشان می‌دهند. اغلب نمونه‌های بررسی شده، به غیر از دایک‌ها، ماهیت ساب آکالن و کالک آکالن دارند. سنگ‌های بررسی شده، در نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE را نشان می‌دهند. ریولیت‌ها و داسیت‌ها ماهیت متا آلومین دارند و قابل مقایسه با ماگماهای فلسیک نوع I هستند.

براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مختلف بررسی شده، از منابع مختلف گوشته‌ای و پوسته‌ای نشأت گرفته‌اند. سنگ‌های ریولیتی از منشأ متاگرایوک در پوسته و داسیت‌ها از منشأ آمفیبولیت در پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند. سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی از تحول ماگمای نشأت گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده در اثر فرایندهای AFC و MASH ایجاد شده‌اند. دایک‌های بازالتی و اولیوین بازالتی از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیتی در اثر درجات ذوب بخشی متفاوت ایجاد شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در محیطی تکتونیک قوس آتشفشانی تشکیل شده‌اند.

منابع

1. Gill J.B., "Orogenic Andesites and plate Tectonics", Springer, New York (1981).
2. Tatsumi Y., "Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones", Journal of Geophysical Research 94 (1989) 697-707.
3. Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., Mc-Dermott F., "Mantle and slab contributions in arc magmas", Annu Rev. Earth Planet. Sci., 21 (1993) 175-204.
4. Arculus R.J., "Aspects of magma genesis in arcs", Lithos 33 (1994) 189-208.
5. Pears J.A., Peate D.W., "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas", Annul Review of earth and planetary Sciences Letter 23 (1995) 251-285.
6. Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Unwind Hyman London, (1989).
7. Lustrino M., Marjorie W., "The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province", Earth-Science Reviews 81 (2007) 1-65.
8. Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burke, C.L. Drake, (Eds.)", The Geology of Continental Margins, Springer, New York (1974) 873-887.
9. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spkman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine (2011) 1-34.

10. Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt", NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, *Lithos* 180-181 (2013) 109-127.
11. Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran, in Zagros, Hindukush, Hymalaya", geodynamic evolution. In: (eds) Gupta H and Delany F, American Geophysical Union, *Geodynamics Series* 3(1981) 5-32.
12. Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (2005) 405-417.
13. Alavi M., "Tectonic of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretations", *Tectonophysics*, 229 (1994)211-238.
14. Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., "Alkali character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation", *Geol. Rundsch*, 73 (1984) 917-932.
15. Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., "Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland, The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran", *Geological Magazine* 148 (2011) 980-1008.
16. Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106 (2008) 380-398.
17. Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 26 (2006) 683-693.
18. Le Maitre R.W.A., "Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell, Oxford (1989).
19. Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area", Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58 (1976) 63-81.
20. Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantel composition and processes, In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds)", *Magmatism in ocean basin Geology Society Special Publication London* 42 (1989) 313-345.
21. Alici P., Temel A., Gourgaud A., Kieffer G., Gundogdu M.N., "Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Golcuk area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85 (1998) 423-46.

22. Fitton J.G., James D., Leeman W.P., "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", *Journal of Geophysical Research* 96 (1991) 13693-13711.
23. Thompson R.A., Johnson C.M., Mehnert H.H., "Oligocene basaltic volcanism of the northern Rio Grande rift: Sun Luis Hills Colorado", *Journal of geophysical research*, 96 (1991) 13577-13592
24. Ringwood A.E., "Slab-Mantle interactions: Petrogenesis of intra plate magmas and structure of the upper mantle", *Chemical Geology* 82 (1990) 187-207.
25. Sanders H.L., Grassle J.F., Hampson G.R., Morse L.S., Garner-Price S., Jones C.C., "Anatomy of an oil spill: long-term effects from the grounding of the barge Florida off West Falmouth", *Massachusetts, J. mar. Res.* 38 (1980) 265-380.
26. Castillo P.R., "An overview of adakite petrogenesis", *Chinese Science Bulletin* 51(2006) 257-268.
27. Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 123 (1994) 251-285.
28. Defant M.J., Drummond M.S., "Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc", *Geology* 21 (1993) 547-550.
29. Askren D.R., Roden M.F., Whitney J.A., "Petrogenesis of tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the western USA", *Journal of Petrology* 38 (1997) 1021-1046.
30. McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of continental lithospheric mantle, In: Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths", Meyer, H.O.A. and Leonardos, O.H. (Editors), *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro*, 1 (1991) 478-485.
31. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn J.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 Planet. Sci. Lett.* 120 (1993) 111-133.
32. Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102 (2000) 67-95.
33. Roberts M.P., Clemens J.D., "The origin of high potassium, calc-alkaline", I-type granitoids, *Geology* 21(1993) 825-828.

34. Patino Douce A.E., "Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts", *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci* 87 (1996) 11-21.
35. Patino Douce A.E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*", Geological Society, London, Special Publications 168 (1999) 55-75.
36. Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama", *Crater Lake, Oregon, Contribution to Mineralogy and Petrology* 98 (1988) 224-256.
37. Guffanti M., Clyne M.A., Muffler L.J.P., "Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust", *Journal of Geophysical Research* 101 (1996) 148-227.
38. Chappell B.W., White A.J.R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83 (1992) 1-26.
39. Thuy Nguyen T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Van Long T., "Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam", *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (2004) 467-482.
40. Taylor S.R., McLennan S.M., "The Continental Crust: its Composition and Evolution", Blackwell, Oxford (1985).
41. Weaver B.L., Tarney J., "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", *Nature* 310 (1984) 575-577.
42. Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer-Verlag (1997).
43. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
44. Forster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B., "An evaluation of the Rb vs. (Y+ Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks", *Lithos* 40 (1997) 261-293.
45. Cabanis B., Lecolle M., "The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination", *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 309 (1989) 2023-2029 (in French with an English abstract).
46. Hildreth W., Moorbath S., "Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98 (1988) 455-489.