

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی ترسیری شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران)

آزاده ملکزاده شفارودی*، محمد حسن کریم‌پور و آرزو زارعی
گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال شهر فیروزه در استان خراسان رضوی قرار دارد و در جنوب شرقی کمان ماگمایی ترسیری قوچان - سبزوار قرار دارد. زمین‌شناسی منطقه دربردارنده گدازه‌هایی با ترکیب داسیت است که توده‌های عمیق و نیمه‌عمیق به صورت استوک هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و دایک گرانودیوریتی الیگوسن در آن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آذرین با واحدهای رسوبی جوان‌تر پوشیده شده‌اند. بافت واحد داسیتی، پورفیری تا گلوومروپورفیری، بیش‌تر با زمینه جریانی است و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار و هورنبلند مهم‌ترین سازنده‌های آن هستند. توده هورنبلند گرانودیوریت پورفیری، بافت پورفیری تا گلوومروپورفیری دارد و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار و هورنبلند را دربرمی‌گیرد، در حالی که توده گرانودیوریت، بافت گرانولار دارد و بدون هورنبلند است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، واحد آتشفشانی و توده‌های نفوذی اسیدی از نوع متآلومینوس و پتاسیم متوسط هستند و به گرانیتوئیدهای نوع I متعلق هستند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و عناصر LILE نسبت به HFSE تشکیل ماگما را در پهنه فرورانش تأیید می‌کند. مذاب آنها از ذوب‌بخشی آمفیبولیت گارنت‌دار (بین ۱۰ تا ۲۵ درصد) تشکیل شده است. مقادیر اکسیدهای اصلی، غنی‌شدگی عناصر LREE، ناهنجاری عمدتاً مثبت Eu، مقدار بالای Sr (بیش از ۴۹۹ گرم در تن) و مقدار کم Y (کم‌تر از ۱۳ گرم در تن) و Yb (کم‌تر از ۱/۴ گرم در تن) نشان می‌دهد که ماگمای این توده‌ها ماهیت ماگماهای آداکیتی پرسیلیس را دارند. سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی شمال شهر فیروزه احتمالاً از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده‌شده جوان و داغ نئوتیس سبزوار و گوه گوشته‌ای روی آن در حاشیه قاره توران تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، گرانیتوئید نوع I، شهر فیروزه، کمان ماگمایی قوچان - سبزوار، ایران

مقدمه

است (شکل ۱). این کمان ماگمایی با سن اوسن

تا پلیستوسن در افیولیت سبزوار و اطراف آن نفوذ کرده است و به سمت شمال تا کوه‌های البرز ادامه

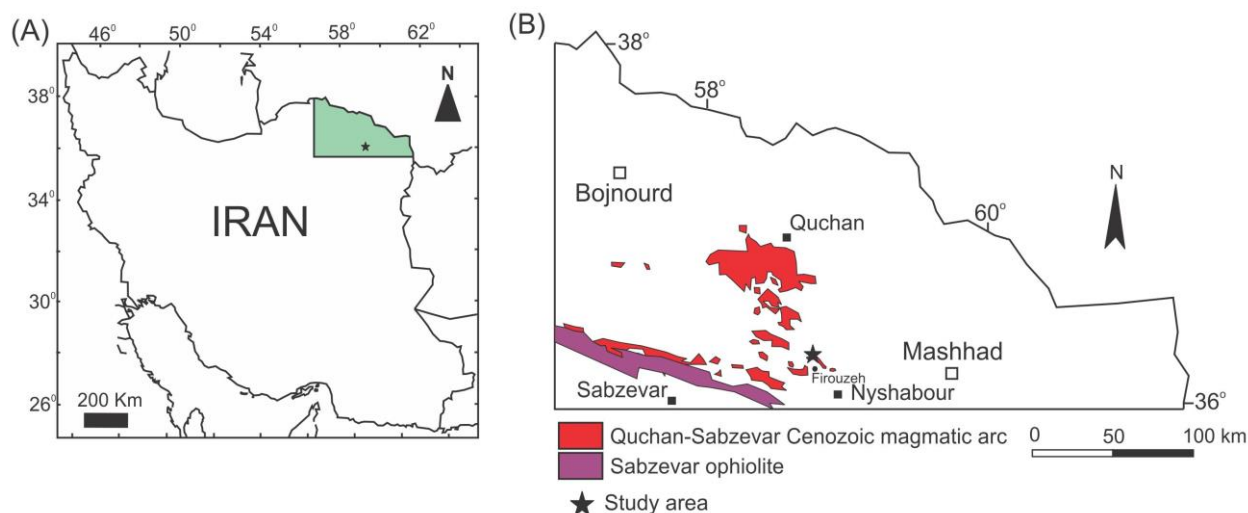
ناحیه شهر فیروزه در جنوب شرقی کمان

ماگمایی سنوزوییک قوچان - سبزوار قرار گرفته

* shafaroudi@um.ac.ir

ذوب‌بخشی ورقه‌ آقیانوسی فرورانده‌شده‌ جوان و داغ نئوتتیس سبزواری و گوه‌ گوشته‌ای روی آن است. Nasrabadi (۲۰۱۱، ۲۰۱۳) نیز سنگ‌های تونالیتی - ترونجمیتی و دایک‌های دیابازی داخل آنها را در منطقه‌ سلطان‌آباد (شمال‌شرقی سبزواری) با ذوب‌بخشی ورقه‌ آقیانوسی فرورانده‌شده و تشکیل مذاب آداکیتی در اعماق یک په‌نه‌ فرورانش داغ، مرتبط دانسته است. Jamshidi و همکاران (۲۰۱۴) گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس ائوسن فوقانی تا پلیوسن با ترکیب آندزیت تا ریولیت را در غرب و شمال غربی سبزواری با ذوب‌بخشی یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه‌ آقیانوسی فرورانده‌شده به زیر لبه‌ جنوبی په‌نه‌ البرز شرقی مرتبط کرده‌اند. منطقه‌ مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری شمال شهر فیروزه و در مجاورت روستای خانلق قرار دارد و میزبان کانی‌سازی آهن است (شکل ۱).

دارد (Alavi, 1991). بر اساس مطالعات Spies و همکاران (۱۹۸۳)، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کمان به سه گروه سنگ‌های آذرین حد واسط ائوسن، سنگ‌های اسیدی الیگوسن - پلیوسن و سنگ‌های آلکانل میوسن - پلیستوسن (آلکالی بازالت و شوشونیت) تقسیم می‌شود. از لحاظ ژئوشیمیایی، دو گروه اول واحدهای آذرین (سنگ‌های اسیدی و حد واسط) متا‌آلومینوس تا پرآلومینوس هستند و به سنگ‌های کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط متعلق هستند، در حالی که گروه سوم که مقدار کمتری از این کمان را تشکیل داده‌اند، ماهیت متا‌آلومینوس و آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. همه این واحدهای آذرین در یک په‌نه‌ فرورانش تشکیل شده‌اند (Spies et al., 1983). Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند سنگ‌های آتشفشانی نئوزن در جنوب قوچان، ماهیت ماگماتیسیم آداکیتی غنی از سیلیکا دارند که محصول آخرین مذاب‌های حاصل از



شکل ۱- (A) موقعیت جغرافیایی منطقه‌ شمال شهر فیروزه در شمال شرق ایران؛ (B) مجموعه‌ آتشفشانی - نفوذی ترسیری بین سبزواری و قوچان (تصویر اولی تغییر یافته از Sahandi و همکاران (۲۰۰۲)).

ژئوشیمی، پتروژنز و تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در گوشه‌ جنوب شرقی کمان ماگمایی قوچان - سبزواری است.

هیچ گونه مطالعات قبلی درباره‌ ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنزی سنگ‌های آذرین این منطقه وجود ندارد. هدف از این مطالعه بررسی

ماسه‌سنگ هستند با داسیت و با یک مرز معمولی در برخی نقاط پوشیده شده‌اند که نشان می‌دهد سنگ‌های آذرین منطقه به پس از ائوسن مربوط هستند. بنابراین، بر اساس نقش زمین‌شناسی نیشابور، سن واحدهای آذرین، الیگوسن در نظر گرفته شده است. داسیت رنگ خاکستری روشن و بافت پورفیری دارد و در نمونه دستی تنها درشت‌بلورهای هورنبلند دیده می‌شود.

سنگ‌های نفوذی نیز در طول یک گسل به شکل دایک با روند شرقی - غربی در جنوب منطقه رخنمون دارند (شکل ۲). این واحدها استوک هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و دایک گرانودیوریتی هستند. رگه‌های کانی‌سازی آهن که از بحث پژوهش حاضر، خارج هستند، در واحد هورنبلند گرانودیوریت پورفیری تشکیل شده‌اند و موجب دگرسانی پروپلیتیک و کم‌تر آرژیلیک در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی اطراف خود شده‌اند. واحد هورنبلند گرانودیوریت پورفیری خاکستری‌رنگ (شکل ۳ - B)، بافت پورفیری با زمینه دانه‌درشت دارد و حاشیه انجماد سریع در مرز آن دیده می‌شود، به طوری که به سمت داخل توده، بافت سنگ‌ها دانه‌درشت‌تر و رنگ آن روشن‌تر می‌شود. کوارتز، فلدسپارها و هورنبلند، کانی‌های درشت‌بلور آن را در نمونه دستی تشکیل می‌دهند. واحد گرانودیوریت به شکل دایکی کوچک در جنوب محدوده رخنمون دارد (شکل ۲). بافت آن در نمونه دستی گرانولار است و از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده است.

مارن، سیلت استون و شیل‌های قرمز رنگ (شکل ۳ - A) با لنزهایی از ژئوپس به سن میوسن و به ضخامت ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر روی سنگ‌های آذرین الیگوسن قرار دارند (شکل ۲). Ghaemi و همکاران (۱۹۹۸) معتقدند که این رسوبات در یک محیط کولابی ته‌نشین شده‌اند. ریخت‌شناسی پست و تپه ماهوری و رنگ ویژه این واحد در بین سنگ‌های آذرین خاکستری‌رنگ که ارتفاعات خشن منطقه را به وجود آورده‌اند، آنها را از یک‌دیگر کاملاً متمایز می‌کند (شکل ۳ - A). آگلومرایی

بی‌شک همانند کمان‌های ماگمایی دیگر، بررسی بخش‌های مختلف این کمان نیز می‌تواند برای درک فرایندهای درگیر در ذوب پوسته و گوشته در مناطق فرورانش مفید باشد. هم‌چنین، شناسایی جایگاه تکتونوماگمایی مناطق مختلف این کمان در اکتشاف ذخایر معدنی وابسته به آنها نقش به‌سزایی دارد.

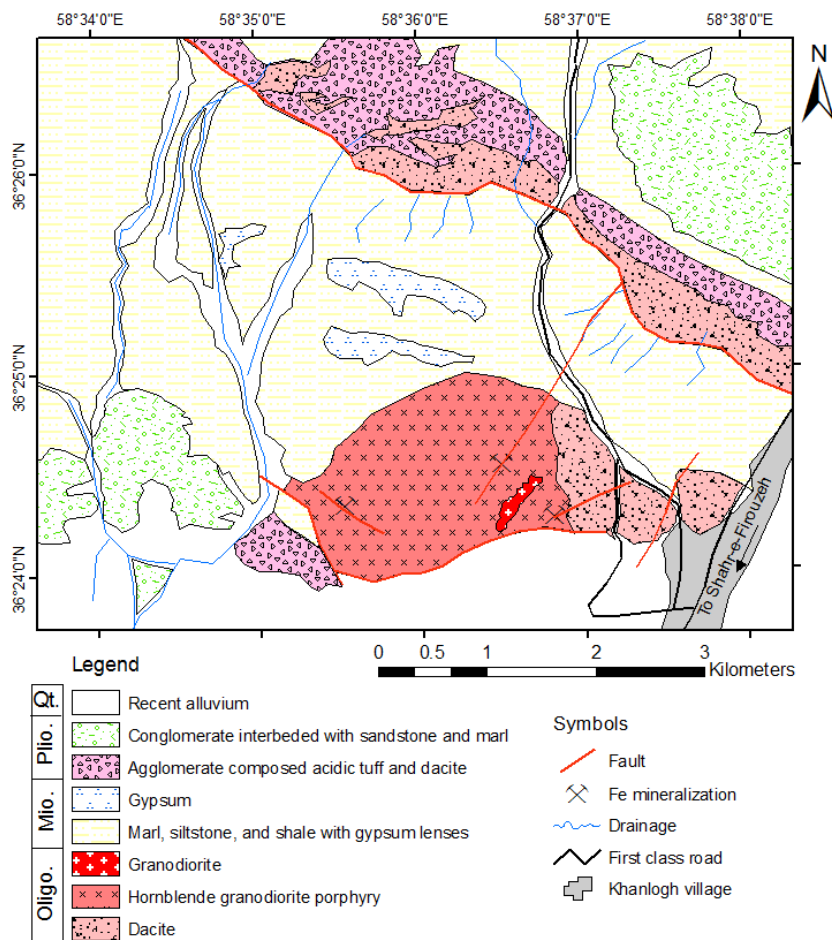
زمین‌شناسی منطقه

کمان ماگمایی سنوزویک فوچان - سبزوار به عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب فوچان و طول ۲۰۰ کیلومتر از فرومد تا نیشابور ادامه دارد و در حاشیه شمالی خردقاره ایران مرکزی قرار دارد. فعالیت‌های ماگمایی این نوار آتشفشانی - نفوذی از ائوسن (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) شروع شده است و تا پلیو - پلیستوسن (حدود ۲ میلیون سال قبل) ادامه داشته است (Spies et al., 1983). سن سنگ‌های آذرین این کمان از ائوسن در جنوب (در نزدیکی افیولیت سبزوار) تا پلیو - پلیستوسن به سمت شمال (جنوب فوچان) تغییر می‌کند.

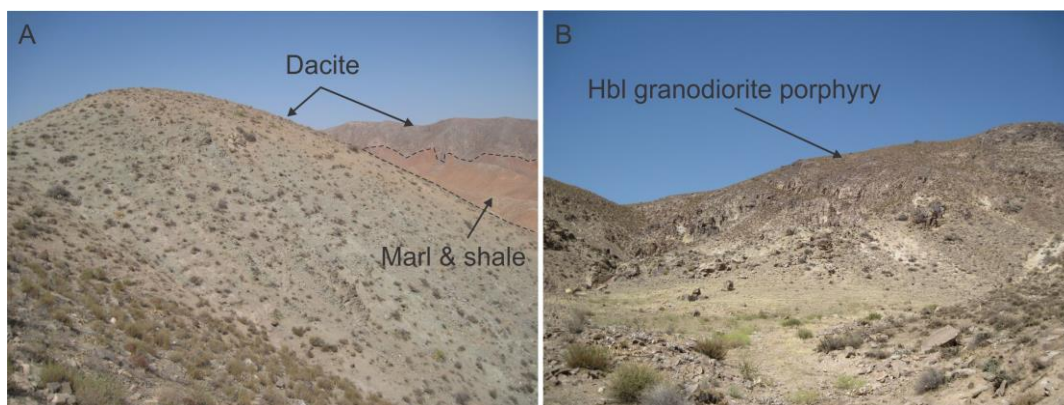
منطقه مورد مطالعه که در جنوب شرقی این کمان ماگمایی قرار دارد، در شمال غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور (Ghaemi et al., 1998) قرار دارد. بر اساس این نقشه همه واحدهای آذرین این محدوده، آندزیت تا داسیت معرفی شده‌اند. اما مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی این تحقیق نشان داد که توده‌های عمیق و نیمه‌عمیقی با ترکیب اسیدی نیز در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲). بر اساس روابط صحرائی، قدیم‌ترین سنگ منطقه، واحد داسیت است که با یک روند شمال غربی - جنوب شرقی در شمال و شرق ناحیه مورد مطالعه (کنار روستای خانلق) دیده می‌شود و مرز آن عمدتاً با واحدهای رسوبی اطراف گسلی است (شکل ۲ و شکل ۳ - A). توده‌های نفوذی اسیدی در آن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های رسوبی ائوسن که کنگلومرا و

پلیوسن می‌رسد. کنگلومرای پلیوسن با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و مارن نیز در شمال شرقی و جنوب غربی دیده می‌شود (شکل ۲). این کنگلومرا جورشدگی ضعیفی دارد.

تشکیل شده از قطعات توف اسیدی و داسیت در زیر واحد آتشفشانی داسیتی منطقه در شمال شرقی و شمال و به شکل رخنمون کوچکی در جنوب نقشه دیده می‌شود (شکل ۲) که بر اساس نقشه نیشابور سن آن به



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران).



شکل ۳- تصویرهای صحرایی از: (A) واحد داسیت خاکستری‌رنگ ارتفاع‌ساز و واحد مارن، سیلت استون و شیل کرمی - قرمز رنگ میوسن با ریخت‌شناسی تپه‌ماهوری؛ (B) استوک خاکستری‌رنگ هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (شمال شهر فیروزه، شمال شرقی ایران).

روش انجام پژوهش

برای تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه شهر فیروزه، ابتدا برداشت اطلاعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی در منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۴۰ کیلومتر مربع انجام شد. بیش از ۲۰۰ نمونه از سطح منطقه جمع‌آوری شدند که از میان آنها ۱۳۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شدند. نقشه زمین‌شناسی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. پس از مطالعات دقیق پتروگرافی، تعداد ۲۰ نمونه از واحدهای آذرین منطقه (۱۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و ۱۰ نمونه از توده‌های نفوذی) که حداقل دگرسانی را داشتند و یا کاملاً سالم بودند، برای بررسی‌های پترولوژیک انتخاب شدند. نمونه‌ها پس از خردایش و آماده‌سازی در شرکت تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمتیس شرق برای اکسیدهای اصلی با روش XRF تجزیه شدند و مقدار L.O.I. (Loss on ignition) آنها اندازه‌گیری شد. هم‌چنین، این نمونه‌ها برای تجزیه عناصر فرعی و خاکی نادر به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال و با روش MS-ICP تجزیه شدند. روش آماده‌سازی نمونه‌ها ذوب قلیایی با کد 4B03 بوده است. نتایج تجزیه با نرم‌افزار GCD.kit پردازش و از نمودارهای لازم پترولوژیکی برای تعبیر و تفسیرهای لازم استفاده شده است.

پتروگرافی سنگ‌های آذرین

داسیت: بافت آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و با بافت جریان‌ی است. حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی درشت‌بلور دیده می‌شود که دربردارنده ۳ تا ۵ درصد حجمی پلاژیوکلاز (الیگوکلاز)، ۲ تا ۳ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار (سانیدین)، ۴ تا ۵ درصد حجمی هورنبلند و ۱ تا ۲ درصد حجمی کوارتز است. کانی‌های تیره (کدر) که

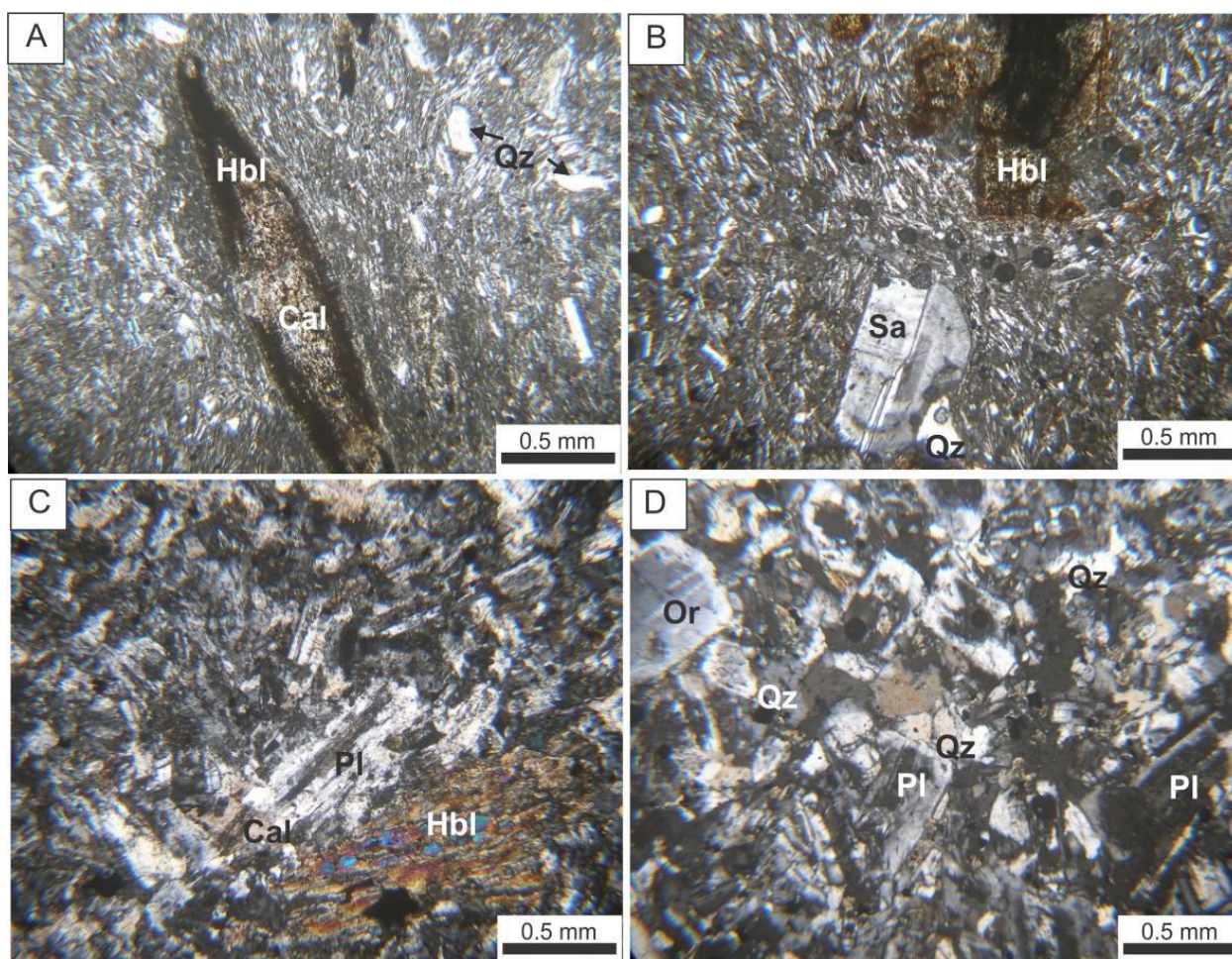
عمدتاً مگنتیت هستند به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بعضی در ابعاد ۰/۲ میلی‌متر در حد ۱ تا ۲ درصد حجمی مشاهده می‌شوند. زمینه سنگ، کوارتز، فلدسپارها و هورنبلند است. اپیدوت، کلریت و کلسیت مهم‌ترین کانی‌های ثانوی هستند. هورنبلندها گاهی به‌طور کامل به کلسیت، اکسید آهن و کلریت تجزیه شده‌اند. فلدسپارها نیز به کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۴- A و B).

هورنبلند گرانودیوریت پورفیری: بافت

آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌متوسط تا دانه‌درشت است. کانی‌ها دربردارنده حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی کوارتز، ۴۰ تا ۴۴ درصد حجمی پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین)، ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز) و ۴ تا ۶ درصد حجمی هورنبلند هستند. کانی تیره (کدر) آن مگنتیت است که به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بعضی در ابعاد ۰/۳ میلی‌متر در حد ۱ درصد مشاهده می‌شوند. زیرکن و آپاتیت، کانی‌های فرعی سنگ هستند. هورنبلندها گاهی به‌طور کامل به کلسیت، اپیدوت و کلریت و فلدسپارها گاهی به کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴- C).

گرانودیوریت: بافت آن هیپیدئومورف

گرانولار است. کانی‌های آن کوارتز (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی نوع الیگوکلاز - آندزین) هستند. کانی تیره (کدر) آن مگنتیت در حد ۱ تا ۲ درصد حجمی و کانی فرعی آن زیرکن است. مقادیر جزئی اپیدوت و کلسیت، مهم‌ترین کانی‌های ثانوی محصول تجزیه پلاژیوکلاز هستند. در مجموع، این واحد بسیار کم‌تر از هورنبلند گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده است (شکل ۴- D).



شکل ۴- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی واحدهای آذرین منطقه شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران). در نور XPL، (A) واحد داسیت با بافت پورفیری و زمینه دانه ریز، هورنبلند از حاشیه سوخته و از مرکز به کلسیت تبدیل شده است، (B) واحد داسیت با بافت پورفیری و زمینه جریان، (C) واحد هورنبلند گرانودیوریت پورفیری با درشت بلور پلاژیوکلاز و هورنبلند، (D) واحد گرانودیوریت با بافت هیپیدیمورف گرانولار (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰)).

ژئوشیمی واحدهای آذرین

نتایج تجزیه عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی شمال شهر فیروزه در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

اکسیدهای اصلی: مقدار SiO_2 توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از ۶۴/۴۳ تا ۶۹/۰۳ و سنگ‌های آتشفشانی از ۶۴/۵۷ تا

۶۹/۹۱ درصد وزنی متغیر است (جدول‌های ۱ و ۲). ترسیم نمونه‌های نفوذی در نمودار نامگذاری Middlemost و همکاران (۱۹۸۵) نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵- A). هم‌چنین، نمونه‌های واحد آتشفشانی در نمودار TAS (LeMaitre *et al.*, 2002) محدود داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۵- B).

جدول ۱- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر توده‌های نفوذی هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و گرانودیوریت شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) با روش XRF برای اکسیدهای اصلی (بر حسب wt.%) و ICP-MS برای عناصر فرعی و خاکی نادر (بر حسب ppm).

Sample No.	KH-44	KH-16	KH-25	KH-37	KH-17	KH-40	KH-21	KH-22	KH-1	KH-4
Location	58°36'13" 36°24'32"	58°35'51" 36°24'24"	58°36'50" 36°24'21"	58°36'37" 36°24'22"	58°35'53" 36°24'26"	58°36'21" 36°24'31"	58°35'56" 36°24'28"	58°35'55" 36°24'31"	58°35'37" 36°24'20"	58°35'38" 36°24'21"
SiO₂	65.55	64.64	66.07	66.27	64.51	64.95	64.43	66.06	69.03	68.21
TiO₂	0.32	0.35	0.31	0.29	0.28	0.31	0.30	0.30	0.34	0.30
Al₂O₃	14.84	14.76	15.77	15.82	14.76	15.27	14.15	14.72	15.45	15.40
FeOt	3.91	3.18	2.71	3.36	3.71	3.76	3.71	3.02	2.40	3.15
MnO	0.08	0.05	0.04	0.07	0.07	0.04	0.06	0.05	0.03	0.05
MgO	3.54	3.40	2.18	1.75	2.14	3.28	3.96	1.08	0.67	0.88
CaO	4.5	4.68	4.32	4.71	5.00	4.02	4.55	5.34	4.74	4.34
Na₂O	3.16	4.51	5.28	3.65	4.65	3.84	2.70	5.79	4.86	5.24
K₂O	1.58	0.8	1.17	1.32	1.92	0.94	1.99	1.15	1.29	1.45
P₂O₅	0.13	0.14	0.04	0.12	0.08	0.13	0.12	0.04	0.05	0.05
L.O.I.	2.23	3.29	1.94	2.54	2.76	3.32	3.91	2.32	0.99	0.79
Sum	99.84	99.8	99.83	99.9	99.88	99.86	99.88	99.87	99.85	99.86
Ba	244	166	202	178	197	171	237	176	193	229
Co	9	7	5	6	9	8	9	8	3	4
Cs	0.7	0.3	1.2	3.6	0.9	1.1	0.6	1.2	1.4	2.2
Ga	14	14	13	14	12	13	13	13	13	12
Hf	2.2	2	2.1	1.9	1.9	2.3	2	2.1	1.9	2.3
Nb	4.6	4.3	3.5	3.4	3	3.8	3.5	2.8	3	3.1
Rb	28	12	22	37	34	22	41	21	31	41
Sr	346	424	381	372	438	315	361	405	469	499
Ta	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2
Th	2.6	2.3	1.9	2.2	2	2.7	2.4	1.8	1.9	2.2
Zr	85	83	79	76	82	88	78	86	84	92
Y	9	7	6	7	7	7	9	9	5	8
La	10.2	9	5.8	8.6	8.3	9.9	11.5	5.8	6.8	6.6
Ce	18.5	16.5	11	15.8	13.7	18.3	19.7	10.8	13.1	11.7
Pr	2.01	1.77	1.37	1.68	1.61	1.98	2.09	1.25	1.52	1.51
Nd	7.3	7	5.8	6.4	6.4	7.4	7.7	5.8	6.2	6.9
Sm	1.51	1.41	1.28	1.33	1.36	1.56	1.42	1.30	1.31	1.66
Eu	0.42	0.48	0.41	0.46	0.43	0.43	0.49	0.4	0.41	0.47
Gd	1.43	1.31	1.20	1.37	1.29	1.34	1.45	1.51	1.19	1.57
Tb	0.25	0.21	0.21	0.22	0.20	0.22	0.23	0.27	0.19	0.25
Dy	1.46	1.19	1.18	1.12	1.16	1.22	1.34	1.66	1.12	1.40
Ho	0.29	0.24	0.24	0.26	0.23	0.27	0.29	0.34	0.21	0.26
Er	0.82	0.74	0.63	0.75	0.74	0.75	0.91	1.13	0.63	0.85
Tm	0.13	0.11	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.17	0.08	0.12
Yb	0.91	0.81	0.68	0.70	0.83	0.73	0.99	1.16	0.62	0.97
Lu	0.14	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.17	0.17	0.10	0.14
K₂O/Na₂O	0.5	0.18	0.22	0.36	0.41	0.24	0.74	0.20	0.27	0.28
Sr/Y	38.48	60.54	61.45	53.84	63.43	43.15	40.60	43.10	93.72	64.81
A/NK	2.2	1.8	1.6	2.18	1.5	2.1	2.2	1.4	1.7	1.5
A/CNK	0.97	0.85	0.9	0.98	0.8	1.05	0.95	0.73	0.88	0.87
MALI*	0.24	0.63	2.13	0.26	1.57	0.76	0.14	1.6	1.41	2.35
(La/Yb)_N	7.56	7.49	5.75	8.28	6.74	9.14	7.83	3.37	7.39	4.59
(Ce/Yb)_N	5.26	5.27	4.18	5.84	4.27	6.48	5.15	2.41	5.47	3.12
Eu/Eu*	0.87	1.08	1.01	1.04	0.99	0.91	1.04	0.87	1	0.89

*MALI= Modified Alkali Lime Index (Na₂O+K₂O-CaO)

جدول ۲- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر واحد داسیت شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) با روش XRF برای اکسیدهای اصلی (بر حسب wt.%) و ICP-MS برای عناصر فرعی و خاکی نادر (بر حسب ppm).

Sample No.	KH-80	D1	D2	V5	KH-79	KH-77	KH-73	KH-84	KH-91	V4
Location	58°37'22" 36°24'17"	58°36'18" 36°26'02"	58°35'56" 36°26'07"	58°37'34" 36°25'12"	58°37'24" 36°24'18"	58°37'20" 36°24'23"	58°37'12" 36°24'23"	58°37'14" 36°24'15"	58°37'31" 36°24'13"	58°36'35" 36°25'57"
SiO ₂	69.91	65.93	65.92	66.81	68.30	65.91	64.57	68.68	69.62	66.54
TiO ₂	0.42	0.58	0.57	0.56	0.35	0.51	0.63	0.39	0.34	0.56
Al ₂ O ₃	13.78	14.24	14.30	14.17	14.98	14.12	13.94	13.88	13.75	14.53
FeO _t	3.48	4.83	4.82	4.72	3.05	4.23	4.63	3.28	3.00	4.74
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.08	0.04	0.03
MgO	0.98	0.97	1.10	1.03	1.24	2.16	2.27	1.70	1.14	1.11
CaO	3.50	5.83	5.13	4.96	3.23	4.16	5.13	2.96	3.51	4.98
Na ₂ O	3.39	3.36	3.47	3.47	3.90	3.25	3.22	3.24	3.48	3.43
K ₂ O	1.74	1.67	1.64	1.60	1.76	1.72	1.70	2.01	1.77	1.62
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.23	0.21	0.16	0.24	0.27	0.16	0.18	0.20
L.O.I	2.43	2.19	2.63	2.28	2.82	3.47	3.43	3.46	3.01	2.09
Sum	99.86	99.83	99.85	99.85	99.83	99.83	99.83	99.84	99.84	99.83
Ba	293	286	296	278	301	302	314	321	301	287
Co	4	11	8	7	3	6	9	5	3	7
Cs	0.6	0.3	0.6	0.7	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5
Ga	15	14	14	15	14	13	15	14	14	14
Hf	3	3.1	3.1	3.2	3.1	3.3	2.9	3	3	3.1
Nb	12.4	8.6	9.1	8.8	13	12.2	13	12.6	12.7	9
Rb	33	28	31	31	31	30	30	32	33	32
Sr	509	487	522	504	480	511	579	483	485	527
Ta	1	0.7	0.5	0.6	0.9	0.9	0.9	1	1	0.6
Th	5.5	3.9	4.2	4	5.3	5	4.8	5.6	5.3	3.8
Zr	136	131	139	136	133	135	141	134	132	140
Y	11	12	12	12	10	11	13	9	8	13
La	22.4	19	20.6	19.7	22.6	22.1	22.8	22.7	21.7	20.2
Ce	37.1	33.8	35.7	33.6	38.1	37.5	39.6	38.9	36.3	33
Pr	4.07	3.57	3.81	3.8	3.79	3.96	4.33	3.93	3.8	3.72
Nd	15.2	12.8	14.2	14.6	13.1	13.6	16.6	13.3	13.4	13.6
Sm	2.43	2.58	2.67	2.71	2.05	2.47	2.85	2.15	2.14	2.53
Eu	0.73	0.79	0.82	0.77	0.63	0.79	0.92	0.73	0.7	0.77
Gd	2.11	2.48	2.44	2.40	1.81	2.25	2.51	1.85	1.83	2.55
Tb	0.3	0.37	0.38	0.37	0.25	0.33	0.36	0.29	0.26	0.37
Dy	1.74	2.28	2.25	2.13	1.48	1.99	2.24	1.66	1.5	2.2
Ho	0.35	0.38	0.46	0.44	0.29	0.38	0.47	0.32	0.32	0.42
Er	1.14	1.19	1.13	1.26	0.92	1.16	1.39	1.01	1.04	1.28
Tm	0.16	0.2	0.19	0.18	0.16	0.18	0.19	0.15	0.14	0.19
Yb	1.17	1.23	1.25	1.23	1.08	1.20	1.38	1.13	1.05	1.30
Lu	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.21	0.16	0.16	0.19
K ₂ O/Na ₂ O	0.51	0.50	0.47	0.46	0.45	0.53	0.53	0.62	0.51	0.47
Sr/Y	48.51	40.6	43.47	43.79	48.46	45.23	43.18	54.21	59.16	42.19
A/NK	1.7	1.9	1.8	1.9	1.7	1.9	2	1.8	1.8	2
A/CNK	1	0.8	0.83	0.85	1.06	0.97	0.83	1.08	0.98	0.89
MALI*	1.63	-0.8	-0.02	0.11	2.43	0.81	-0.21	2.29	1.74	0.07
(La/Yb) _N	12.91	10.41	11.11	10.8	14.11	12.42	11.14	13.54	13.93	10.48
(Ce/Yb) _N	8.20	7.11	7.39	7.07	9.13	8.08	7.42	8.9	8.94	6.57
Eu/Eu*	0.99	0.95	0.98	0.92	1	1.02	1.05	1.12	1.08	0.93

*MALI= Modified Alkali Lime Index (Na₂O+K₂O-CaO)

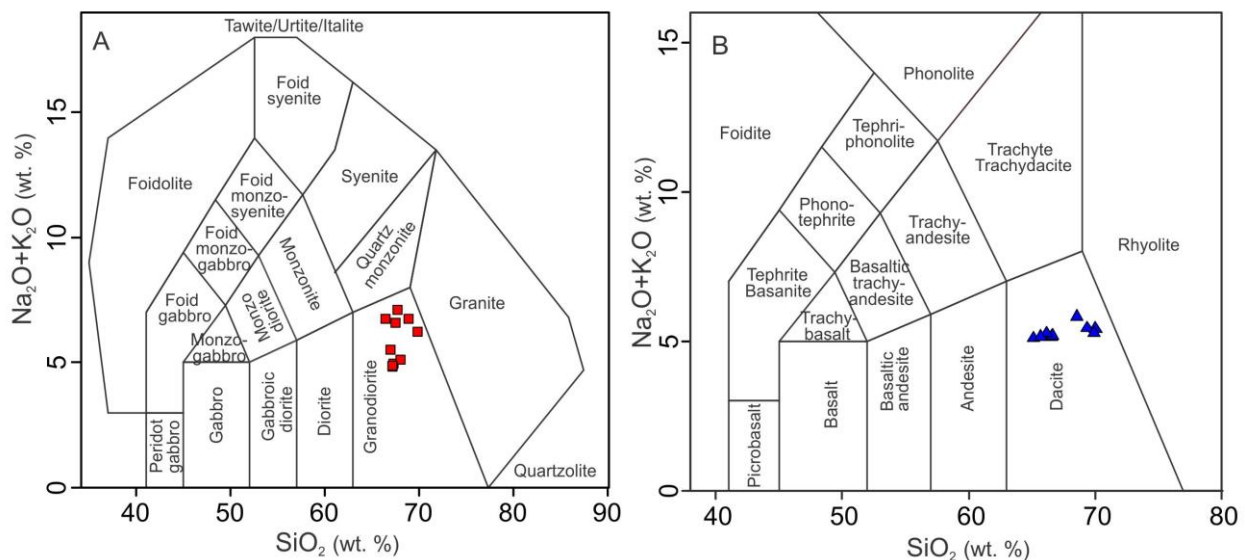
۱/۰۳ و برای سنگ‌های آتشفشانی بین ۰/۸ تا ۱/۱ است) (شکل ۶- B).

هم‌چنین، بر اساس مقدار Fe_2O_3/Fe_2O_3+MgO و SiO_2 در نمودار Frost و Frost (۲۰۰۸)، همه نمونه‌ها از نوع منیزیمی هستند (شکل ۶- C). در نمودار دیگر SiO_2 Na_2O+K_2O-CaO (اندیس MALI) در برابر SiO_2 (Frost and Frost, 2008)، همه نمونه‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه مورد مطالعه در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۶- D).

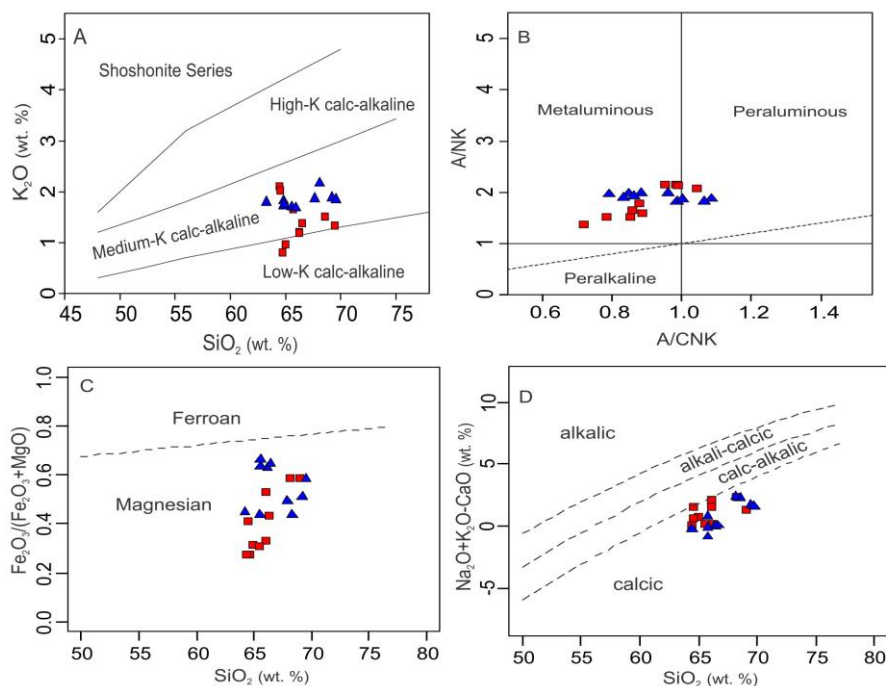
قرارگرفتن نمونه‌های نفوذی و آتشفشانی در نمودارهای Na_2O در برابر K_2O ، A/CNK در برابر SiO_2 و CaO در برابر Fe_2O_3 که مرز گرانیتوئیدهای I و S را جدا می‌کند، نشان می‌دهد که همه واحدهای آذرین منطقه شهر فیروزه از نوع گرانیتوئیدهای I هستند (شکل‌های ۷- A تا C).

مقدار K_2O واحدهای هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و گرانودیوریت از ۰/۸ تا ۲ درصد وزنی و مقدار نسبت K_2O/Na_2O آنها از ۰/۱۸ تا ۰/۴۱ متغیر است، در حالی که درصد K_2O در واحد داسیت بین ۱/۶ تا ۲ درصد وزنی و نسبت K_2O/Na_2O بین ۰/۴۵ تا ۰/۶۲ درصد وزنی است (جدول‌های ۱ و ۲). بر اساس نمودارهای K_2O برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، بیشتر نمونه‌ها از نوع کالک‌آلکان پتاسیم متوسط هستند (شکل ۶- A).

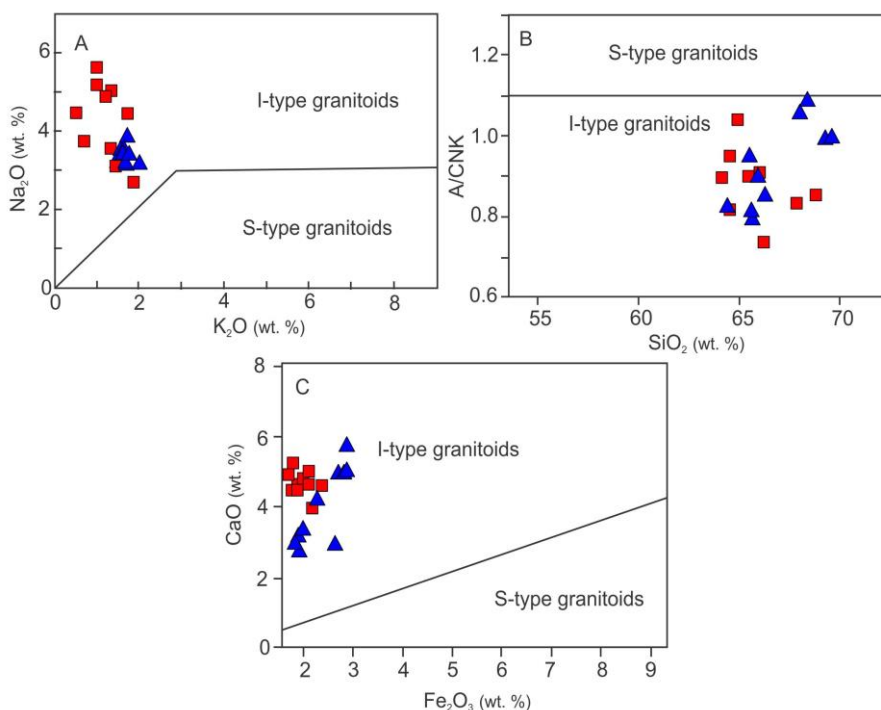
بر مبنای نمودار نسبت مولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O در برابر $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ یا A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1947)، نمونه‌های نفوذی و آتشفشانی بیش‌تر متا‌آلومینوس و کم‌تر پرآلومینوس هستند (A/CNK) برای سنگ‌های نفوذی بین ۰/۷ تا



شکل ۵- A) موقعیت توده‌های نفوذی شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) در نمودار نامگذاری Middlemost و همکاران (۱۹۸۵)؛ B) موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شمال شهر فیروزه در نمودار TAS (LeMaitre et al., 2002).



شکل ۶- موقعیت ترکیبی توده‌های نفوذی و آتشفشانی شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) در: (A) نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (B) نمودار A/NK - A/CNK (Shand, 1947)؛ (C) نمودار Fe₂O₃/Fe₂O₃+MgO در برابر SiO₂ (Frost and Frost, 2008)؛ (D) نمودار Na₂O+K₂O-CaO در برابر SiO₂ (Frost and Frost, 2008). مربع قرمز، نمونه‌های نفوذی و مثلث آبی، نمونه‌های آتشفشانی است.



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های نفوذی و آتشفشانی شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) در: (A) نمودار Na₂O در برابر K₂O، مرز جداکننده گرانیتوئیدهای نوع S و I در Na₂O=3% (Chappell and White, 2001)؛ (B) نمودار A/CNK در برابر SiO₂ (Chappell and White, 1974)؛ (C) نمودار CaO در برابر Fe₂O₃ (Chappell and White, 2001). مربع قرمز، نمونه‌های نفوذی و مثلث آبی، نمونه‌های آتشفشانی است.

کانی‌های Nb-Ti دار (مانند روتیل و ایلمنیت) در باقی‌ماندهٔ ماگمای مادر در محل مخزن باشد (Martin, 1999; Reagan and Gill, 1989; Pearce and Parkinson, 1993). هم‌چنین، مقادیر Nb می‌تواند نشان‌دهندهٔ تهی‌شدگی رخدادهٔ قبلی در سنگ‌های مخزن گوشته باشد (Walker *et al.*, 1997; Gust *et al.*, 2001). ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌ها می‌تواند در نتیجهٔ جداسدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu *et al.*, 2003).

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کم‌تری در معرض هوازدگی و دگرسانی‌های هیدروترمالی قرار می‌گیرند، بنابراین، الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از خاستگاه آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Rollinson, 1993; Boynton, 1985). نمودار عناصر خاکی نادر (REE) در نمونه‌های گرانودیوریتی و واحد داسیتی که نسبت به کندریت نرمالیزه شده است، یک غنی‌شدگی نسبتاً شدید در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهد که مقدار غنی‌شدگی در واحد آتشفشانی به‌طور کاملاً واضحی بیش‌تر است (شکل‌های ۸- C و D). غنی‌شدگی بیش‌تر عناصر LREE در واحد داسیتی با بالاتر بودن نسبت $(La/Yb)_N$ (بین ۱۰/۴۱ تا ۱۳/۹۳) و $(Ce/Yb)_N$ (بین ۶/۵۷ تا ۹/۱۳) در مقایسه با واحدهای گرانودیوریتی (به ترتیب بین ۳/۳۷ تا ۹/۱۴ و ۲/۴۱ تا ۶/۴۸) نیز تأیید می‌شود (جدول‌های ۱ و ۲). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص مذاب‌های تشکیل‌شده در پهنهٔ فرورانش است (Asiabanha *et al.*, 2012; Helvacı *et al.*, 2009; Zulkarnain, 2009; Nicholson *et al.*, 2004).

الگوی عناصر REE و پایین‌بودن نسبی نسبت $(La/Yb)_N$ (۳/۳۷ تا ۱۳/۹۳) در همهٔ نمونه‌ها کم‌بودن مقدار گارنت را در ناحیهٔ خاستگاه اثبات می‌کند. به‌نظر Peters و همکاران (۲۰۰۸) محتوای LREE (مانند La)

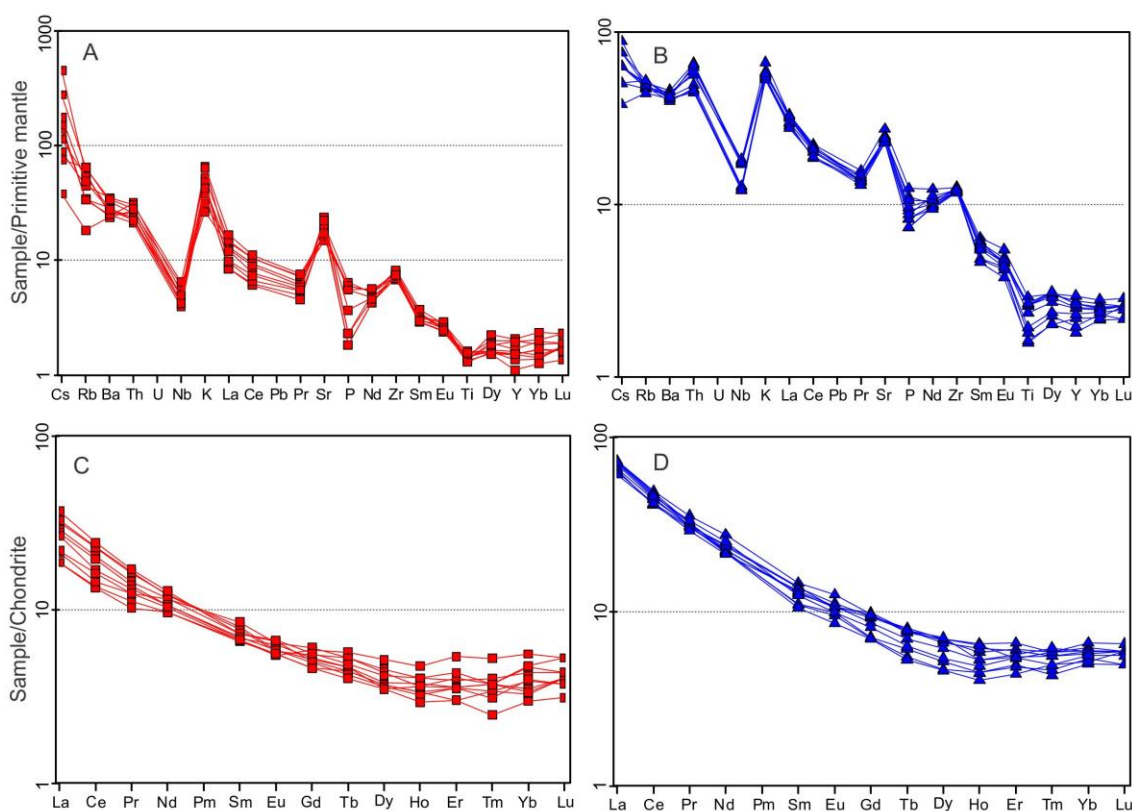
عناصر فرعی و خاکی نادر: عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)، عناصر ناسازگار و متحرکی هستند، در حالی که عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) و برخی از عناصر متحوّلی در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عناصر سازگار و تقریباً نامتحرکی هستند. غلظت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ، تابعی از فاز شاری است، در حالی که غلظت عناصر واسطه با شدت میدان بالا تابعی از شیمی سنگ خاستگاه و فرایندهای ذوب - تبلور است (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر خاکی نادر نرمالیزه‌شده نسبت به گوشتهٔ اولی برای توده‌های گرانودیوریتی و واحد آتشفشانی داسیتی در شکل‌های ۸- A و B نشان داده شده است.

غنی‌شدگی در عناصر LILE (K, Rb, Ba, Cs) و عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه آنها دارند، مثل Th نسبت به عناصر HFSE (Ti, Nb, Zr, Y) در همهٔ نمونه‌ها نسبت به گوشتهٔ اولی دیده می‌شود (شکل‌های ۸- A و B). غنی‌شدگی در عناصر LILE نسبت به HFSE نشان‌دهندهٔ مذاب مرتبط با مناطق فرورانش است (Wilson, 2007; Seghedi *et al.*, 2001; Rollinson, 1993; Pearce, 1983; Gill, 1981). LILE قابلیت انحلال بیش‌تری از عناصر HFSE در سیالات دارند (Machado *et al.*, 2005; Yang and Li, 2008).

بنابراین، در مناطق فرورانش، سیالات آزادشده از بخش بالایی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند به گوهٔ گوشته‌ای افزوده می‌شوند (Borg *et al.*, 1997). احتمال این که عناصر HFSE در مرحله‌هایی مانند روتیل و یا ایلمنیت وارد شوند، بسیار زیاد است که این مطلب به‌وجود ورقهٔ فرورانده‌شده اشاره می‌کند (Ryerson and Watson, 1987). مقادیر پایین Ti و Nb می‌تواند نتیجهٔ وجود اکسیدهای Fe-Ti یا

ماگماهایی با نسبت بالای $(Ce/Yb)_N$ ، ماگما از عمق زیاد (گستره پایداری گارنت) و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton *et al.*, 1995). با توجه به جدول‌های ۱ و ۲ مقدار $(Ce/Yb)_N$ نمونه‌های نفوذی و آتشفشانی کم‌تر از ۹/۱۳ است. مقدار نسبت Eu/Eu^* نیز در توده‌های نفوذی منطقه بین ۰/۸۷ تا ۱/۰۸ و در واحد داسیتی بین ۰/۹۲ تا ۱/۱۲ متغیر است (جدول‌های ۱ و ۲). در مجموع، ناهنجاری Eu اغلب مثبت است.

در مذاب به ذوب‌بخشی گارنت یا اسپینل پریدوتیت و نسبت $(La/Yb)_N$ به درجات متغیر ذوب بستگی دارد. مذاب‌های رخساره گارنت نسبت به مذاب‌های رخساره اسپینل، نسبت‌های بالاتری از $(La/Yb)_N$ را ایجاد می‌کنند. نسبت $(Ce/Yb)_N$ نیز می‌تواند نشان‌دهنده عمق و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار کم این نسبت گویای این است که ماگما از قسمت‌های بالایی گوشته (عمق کم) یا نرخ ذوب زیاد ریشه گرفته است. در برابر



شکل ۸- نمودار نرمالیزه‌شده برخی عناصر فرعی و خاکی نادر نسبت به ترکیب گوشته اولی برای توده‌های نفوذی (A) و واحد آتشفشانی (B) شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) (مقادیر ترکیب گوشته اولی از McDonough و Sun (۱۹۸۹)). نرمالیزه کردن عناصر نادر خاکی نسبت به ترکیب کندریت برای توده‌های نفوذی (C) و واحد آتشفشانی (D) شهر فیروزه (مقادیر ترکیب کندریت از Boynton (۱۹۸۵)).

آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) است (شکل‌های ۹- A و B). هم‌چنین، نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb (Helvacı *et al.*, 2009; Siddiqui *et al.*, 2007;) نیز موقعیت تکتونیکی واحدهای نفوذی و آتشفشانی شهر فیروزه را به صورت حاشیه فعال قاره

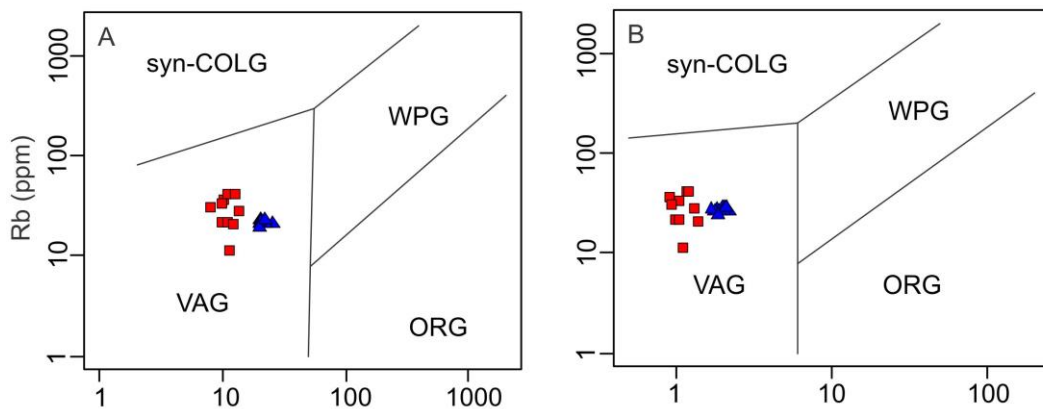
بحث

جایگاه تکتونیکی: بر اساس مقدار عناصر Nb، Yb، Rb، Y و Ta در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، موقعیت تکتونیکی تشکیل توده‌های گرانودیوریتی و واحد آتشفشانی داسیتی، کمربندهای

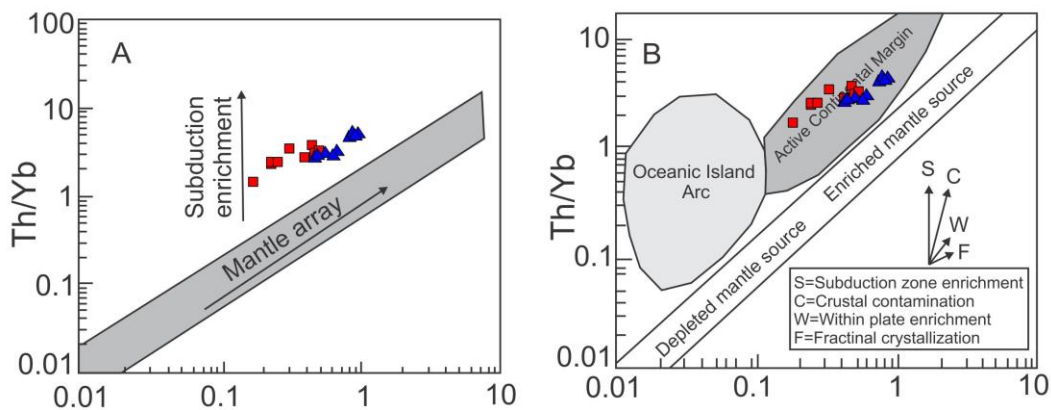
مورد مطالعه از محدوده گوسه‌های به سمت مقادیر بیش‌تر جابه‌جا شده است (شکل‌های ۱۰-A و B). این تغییر ترکیبی به فرایندهای وابسته به فرورانش نسبت داده می‌شود (Helvacı *et al.*, 2009). شارهای متاسوماتیک ممکن است سیال آبدار یا مذاب‌های بخشی اولی حاصل از رسوبات و یا پوسته بازالتی فرورانده شده به گوه گوسه‌های را شامل شود که موجب پایین آوردن سالی‌دوس گوسه، ذوب بخشی و تولید ماگما می‌شود (Harangi *et al.*, 2007; Hoang *et al.*, 2011). بنابراین، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی شهر فیروزه احتمالاً از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوسه‌های روی آن تشکیل شده‌اند.

نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۰-A و B). در این نمودارها، عناصر کمیاب Ta و Th نسبت به Yb سنجیده می‌شود تا تغییرات شیمیایی ناحیه خاستگاه که غنی‌شدگی، آرایش پوسته‌ای و تفریق بلوری است، مشخص شود. تغییرات نسبت Ta/Yb و Th/Yb بیان‌کننده تغییرات خاستگاه است.

گیرکنواختی در خاستگاه، مقادیر Ta و Th را به‌طور یکسان در تأثیر قرار داده است و ترکیب گوسه نسبت به گوسه اولی در راستای یک شیب واحد به سمت نسبت‌های بالاتر یا پایین‌تر Ta/Yb و Th/Yb جابه‌جا می‌شود (Aldanmaz *et al.*, 2000). نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb همه نمونه‌های نفوذی و آتشفشانی منطقه



شکل ۹- موقعیت توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی منطقه شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴). VAG = گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG = گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، syn-COLG = گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها، مربع قرمز، نمونه‌های نفوذی و مثلث آبی، نمونه‌های آتشفشانی است.



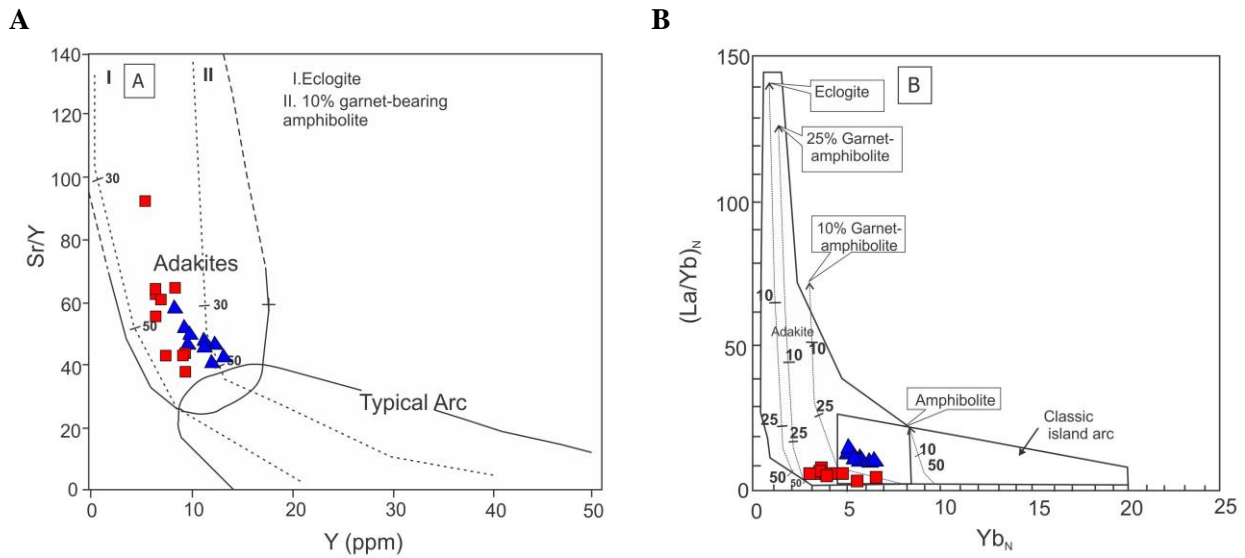
شکل ۱۰- موقعیت توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی منطقه شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) در نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb (Helvacı *et al.*, 2009; Siddiqui *et al.*, 2007; Pearce, 1983). مربع قرمز، نمونه‌های نفوذی و مثلث آبی، نمونه‌های آتشفشانی است.

یک گیگاپاسکال و حرارت ۸۵۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد است (Prouteau *et al.*, 2001; Rapp and Watson, 1995). ماگماهای آداکیتی اغلب در پهنه‌های فرورانش و به‌ویژه جایی که قطعه فرورانده شده جوان باشد (پهنه‌های فرورانش جوان یا فرورانش پوسته اقیانوسی جوان) تشکیل می‌شوند (Martin, 1999; Defant and Drummond, 1990)، هر چند که تشکیل آنها در نتیجه ذوب بخشی پوسته زیرین بازالتی ضخیم شده (Xu *et al.*, 2002)، ذوب پوسته زیرین هضم شده در گوشته لیتوسفری (Gao *et al.*, 2004) و ذوب مواد بازالتی در فشار معادل با ضخیم‌شدگی پوسته (بیش از ۴۰ کیلومتر) (Rapp *et al.*, 1999) نیز بیان شده است. Baumann و همکاران (۱۹۸۳) نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولی را در بخش‌های مختلف سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان ترسیری در کمان ماگمایی قوچان - سبزوار، تحلیل و مقدار آن را بین ۰/۷۰۳۵ تا ۰/۷۰۶۰ و حداکثر بین ۰/۷۰۴۰ و ۰/۷۰۵۲ (میانگین ۰/۷۰۴۶) تعیین کردند. آنها بیان کردند که دی‌هیدراسیون یک پوسته اقیانوسی با ذوب بخشی گوته‌ای بالایی یک پهنه فرورانش بدون دخالت پوسته قاره‌ای سیالیک، این ماگماتیسم را تشکیل داده است. هم‌چنین، آنها معتقد بودند که تنوع در ترکیب ایزوتوپ استرانسیم ممکن است در نتیجه ناهمگنی گوشته و درجه متفاوت تبلور بخشی باشد که نقش مهمی در تشکیل ماگمای کالک‌آلکان دارد. در مجموع، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی اسیدی شمال شهر فیروزه نشان می‌دهد که این فعالیت ماگمایی کالک‌آلکان بر اثر ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزوار و گوته گوشته‌ای روی آن و در حاشیه قاره توران تشکیل شده است.

پتروژنز و مقایسه با ماگماهای آداکیتی: ویژگی ژئوشیمیایی نمونه‌های نفوذی و واحد آتشفشانی شمال شهر فیروزه با ماگماهای آداکیتی در جدول ۳ مقایسه شده است. مقدار نسبت Sr/Y نمونه‌های نفوذی و واحد آتشفشانی به ترتیب بین ۳۸/۴۸ تا ۹۳/۷۲ و ۴۰/۶ تا ۵۹/۱۶ است. هم‌چنین، میزان Y نیز در نمونه‌های نفوذی، کم‌تر از ۹/۴ و در واحد داسیتی، کم‌تر از ۱۳/۴ گرم در تن است (جدول‌های ۱ و ۲). موقعیت نمونه‌ها در نمودار Sr/Y در برابر Y بیان‌کننده این است که ماگمای این توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی ماهیت ماگماهای آداکیتی را دارد (شکل ۱۱ - A).

دیاگرام $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در برابر Yb_N (Martin, 1995) نیز نشان می‌دهد که به علت مقدار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ نمونه‌ها (تا ۹/۱۴ در نمونه‌های نفوذی و ۱۴/۱۱ در داسیت) و میزان Yb_N (بین ۲/۹۷ تا ۵/۵۵ در نمونه‌های نفوذی و بین ۵/۰۲ تا ۶/۶ در داسیت) این واحدها در مرز مشترک ماگماهای کالک‌آلکان معمولی با آداکیتی تا محیط آداکیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ - B). بر اساس این نمودار، توده‌های نفوذی و واحد داسیتی شمال شهر فیروزه می‌توانند از ذوب بخشی آمفیبولیتی که بین ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت داشته است، تشکیل شده باشند (شکل ۱۱ - B).

علاوه بر مقدار نسبت Sr/Y بالا و Yb_N کم، ویژگی‌های دیگر نمونه‌ها نیز مانند مقدار SiO_2 ، Al_2O_3 ، K_2O و MgO ، نبودن ناهنجاری منفی Eu و غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به HREE شباهت زیادی به آداکیت‌ها دارد (جدول ۳). هم‌چنین، در مقایسه با آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس از نوع ماگماهای آداکیتی پرسیلیس هستند (جدول ۴). مذاب‌های آداکیتی معمولاً از ذوب بخشی سنگ‌های گارنت‌دار حاصل می‌شوند (Macpherson *et al.*, 2006) و این کانی مرحله باقی‌مانده حاضر در فشار بیش‌تر یا مساوی



شکل ۱۱- A) توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی منطقه شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) در نمودار Sr/Y در برابر Y در محدوده ترکیبی آداکیت قرار می‌گیرند (Defant and Drummond, 1990); B) توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی منطقه شهر فیروزه در نمودار ترکیبی $(La/Yb)_N$ و Yb_N (Martin, 1995) در محیط آداکیت قرار می‌گیرند. مربع قرمز، نمونه‌های نفوذی و مثلث آبی، نمونه‌های آتشفشانی است. مربع قرمز، نمونه‌های نفوذی و مثلث آبی، نمونه‌های آتشفشانی است.

جدول ۳- مقایسه میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) با ماگماهای آداکیتی (Castillo, 2006; Martin et al., 2005; Rollinson and Tarney, 2005; Martin, 1999; Defant and Drummond, 1990; Castillo, 2006; Moyon, 2009).

میانگین واحد داسیتی	میانگین توده‌های نفوذی	میانگین آداکیت‌ها
67.22%	65.97%	$SiO_2 \geq 56\%$
14.17%	15.1%	$Al_2O_3 \geq 15\%$
1.37%	2.28%	$MgO < 3\%$
3.42%	4.37%	$3.5\% \leq Na_2O \leq 7.5\%$
0.51	0.34	$K_2O/Na_2O \sim 0.42$
480	315	$Sr > 400$ ppm
Low HREE	Low HREE	Low HREE
Mostly positive anomaly of Eu	Mostly positive anomaly of Eu	Positive anomaly of Eu
$(La/Yb)_N > 10.41$	$(La/Yb)_N > 3.37$	$(La/Yb)_N > 10$
$Yb \leq 1.38$ ppm	$Yb \leq 1.16$ ppm	$Yb \leq 1.8$ ppm
$Y \leq 12.5$ ppm	$Y \leq 9.4$ ppm	$Y \leq 18$ ppm
-	-	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i < 0.7045$

جدول ۴- مقایسه میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی و واحد آتشفشانی شمال شهر فیروزه (شمال شرقی ایران) با ماگماهای آداکیتی پرسیلیس و کم‌سیلیس (Martin et al., 2005).

میانگین واحد داسیتی	میانگین توده‌های نفوذی	میانگین آداکیت‌های کم‌سیلیس	میانگین آداکیت‌های پرسیلیس
67.22%	65.97%	$SiO_2 < 60\%$	$SiO_2 > 60\%$
$MgO = 0.97-2.27\%$	$MgO = 0.67-3.96\%$	$MgO = 4-9\%$	$MgO = 0.5-4\%$
$CaO + Na_2O < 9.19\%$	$CaO + Na_2O < 11.13\%$	$CaO + Na_2O > 10\%$	$CaO + Na_2O < 11\%$
$Sr < 579$ ppm	$Sr < 499$ ppm	$Sr > 1000$ ppm	$Sr < 1100$ ppm
$TiO_2 < 0.34\%$	$TiO_2 < 0.28\%$	$TiO_2 > 3\%$	$TiO_2 < 0.9\%$

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و توده‌های نفوذی گرانودیوریتی شمال شهر فیروزه با سن الیگوسن از نوع متاآلومینوس و پتاسیم متوسط و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) متعلق هستند.

غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و عناصر LILE نسبت به HFSE و نیز مقدار عناصر Nb، Yb، Th، Rb، Y نشان می‌دهد که موقعیت تکتونیکی تشکیل مذاب آنها، پهنه فرورانش است. مذاب واحد آتشفشانی و توده‌های نفوذی اسیدی از ذوب‌بخشی آمفیبولیت گارنت‌دار (بین ۱۰ تا ۲۵ درصد) تشکیل شده است. مقادیر اکسیدهای اصلی، غنی‌شدگی نسبتاً شدید عناصر LREE نسبت به HREE، ناهنجاری عمدتاً مثبت Eu، مقدار بالای Sr (بیش از ۴۹۹ گرم در تن)،

مقدار Y (کم‌تر از ۱۳ گرم در تن) و Yb (کم‌تر از ۱/۴ گرم در تن) کم نشان می‌دهد که ماگمای این توده‌ها ماهیت ماگماهای آداکیتی به‌ویژه نوع پرسیلیس را دارند. سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی شمال شهر فیروزه احتمالاً از ذوب‌بخشی ورقه آقیانوسی فرورانده‌شده جوان و داغ نئوتیس سبزوار و گوه‌گوشته‌ای روی آن تشکیل شده است.

سپاس‌گزاری

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲۸۶۷۳/۲ در تاریخ ۱۳۹۲/۹/۱۲ انجام شده است. از شرکت تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمیس شرق برای انجام تجزیه XRF تشکر می‌شود.

منابع

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of American Bulletin* 103: 983–992.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67–95.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J. M., Kananian, A. and Rahimi G. (2012) Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 45: 79–94.
- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran. In: *Geodynamic project (geotraverse) in Iran* (Ed. Almassi, A.) 267–276. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Borg, L. E., Clynne, M. A. and Bullen, T. D. (1997) The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascade Range. *Canadian Mineralogist* 35: 425–452.
- Boynnton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115–152. Elsevier, Amsterdam.
- Castillo, R. P. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51: 258–268.
- Castillo, R. P. (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos* 134: 304–316.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173–174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489–500.

- Cotton, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. (1995) Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115–138.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662–665.
- Frost, B. R. and Frost, C. D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49: 1955–1969.
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., Liu, X. M., Liu, Y. S., Xu, W. L., Lin, W. L., Ayers, J., Wang, X. C. and Wang, Q. H. (2004) Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature* 432: 892–897.
- Ghaemi, F., Ghaemi, F. and Hosseini, K. (1998) Explanatory text of Neyshabour. Geological Quadrangle Map 1:100,000, No.7762, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 18: 347–368 (In Persian).
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1997) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347–365.
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmelin, K. (2007) Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene Calc-alkaline volcanic rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 48 (12): 2261–2287.
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel B. (2009) Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185: 181–202.
- Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I. (2011) Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 200: 255–266.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Petrology* 5(17): 51-68 (in Persian).
- LeMaitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A. R. (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Machado, A. T., Chemale, Jr. F., Conceicao, R. V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O. and Schmus, W. R. V. (2005) Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos* 82: 435-453.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 581- 593.
- Martin, H. (1995) The Achaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: *The achaeon crustal evolution* (Ed. Condie, K. C.) 205-259. Elsevier, Amsterdam.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411–429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTTG) and sanukitoid: relationships and some implications for

- crustal evolution. *Lithos* 79:1-24.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London.
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Nasrabadi, M. (2011) Genesis of unusual mineral assemblage in the trondhjemites of Soltan Abad area (NE Sabzevar): evidences of crystallization and emplacement conditions of magma. *Petrology* 2(5): 113-132 (in Persian).
- Nasrabadi, M. (2013) Petrogenesis of hornblenditic dykes from southwest Soltan Abad (NE Sabzevar). *Petrology* 4 (13): 99-117 (in Persian).
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian- Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131: 295–306.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249, Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: *Magmatic Processes in Plate Tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Albaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) special publication 76: 373–403. Geological Society, London.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Peters, T. J., Menzies, M., Thirlwall, M. and Kyle, P. (2008) Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA – melt formation in garnet- and spinel facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary. *Lithos* 102 (1-2): 295–315.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R. (2001) Evidence for mantle metasomatism by hydrous silica melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410: 197-200.
- Rapp, P. R., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S. (1999) Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust– mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891–931.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanites in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619–4633.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London.
- Rollinson, H. R. and Tarney, J. (2005) Adakites- the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos* 79: 61-81.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225–239.
- Sahandi, M. R., Soheily, M., Sadeghi, M., Delavar, S. T. and Jafari Rad, A. (2002) *Geological Quadrangle Map of Iran 1:1,000,000*. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskey, Z., Thirlwall, M. F., Szakacs, A., Prychodko, M. and Matthey, D. (2001)

- Magma genesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos* 57: 237–262.
- Shand, S. J. (1947) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits. 3rd edition, Hafner, New York.
- Siddiqui, R. H., Asif Khan, M. and Qasim-Jan, M. (2007) Geochemistry and petrogenesis of the Miocene alkaline and sub-alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu-Mo-Au deposits. *Journal of Himalayan Earth Sciences* 40: 1–23.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A. (1983) Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan/NE-Iran. In: Geodynamic project (geotraverse) in Iran (Ed. Almassi, A.) 247–266. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean: Basins*. (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) special publications 42: 313–345. Geological Society, London.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D. (2001) Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 533–543.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Wilson, M. (2007) *Igneous Petrogenesis*. Springer, Verlag, Berlin.
- 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.
- Xu, J. F., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* 30: 1111–1114.
- Yang, W. and Li, S. (2008) Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos* 102: 88–117.
- Zulkarnain, I. (2009) Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina regency area, North Sumatra, Indonesia and its tectonic implication. *Journal of Geology Indonesia* 4(2): 117–131.

Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Tertiary volcanic and intrusive rocks in the north of Shahr-e-Firouzeh (northeast of Iran)

Azadeh Malekzadeh Shafaroudi *, **Mohammad Hassan Karimpour** and **Arezoo Zarei**
Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The study area is located in 15 km of the north of Shahr-e-Firouzeh in Khorasan Razavi province. The area is situated in the southeast of Quchan-Sabzevar arc magmatic. Lithology of the district includes dacitic lavas, which are intruded by Oligocene porphyritic hornblende granodioritic stock and granodioritic dike as subvolcanic and plutonic rocks. Igneous rocks were overlapped by younger sedimentary rocks. The texture of dacitic unit is porphyritic to glomeroporphyritic with flow groundmass. Quartz, plagioclase, K-feldspar, and hornblende are the main minerals. The texture of hornblende granodiorite porphyry is porphyritic to glomeroporphyritic and plagioclase, K-feldspar, hornblende, and quartz are the common minerals, whereas granodiorite unit is granular and hornblende is not present. Based on geochemical studies, the acidic volcanic and intrusive rocks show metaluminous and medium-K nature. These rocks belong to the I-type granitoid. Enrichment of LREE versus HREE and enrichment of LILE and depletion in HFSE indicate magma formed in subduction zone. The melt originated from partial melting of amphibolite with 10 to 25% garnet. Based on the average amount of major oxides, enrichment of LREE, mostly positive Eu anomaly, high Sr (up to 499 ppm), and low Y (<13 ppm) and Yb (<1.4 ppm) contents, the magma show silica-rich adakitic nature. The intrusive and volcanic rocks of the northern Shahr-e-Firouzeh were generated by partial melting of Sabzevar Neotethyan young and hot subducted oceanic crust and mantle wedge in the continental margin of the Turan plate.

Key words: Geochemistry, I-type granitoid, Shahr-e-Firouzeh, Quchan-Sabzevar magmatic arc, Iran

* shafaroudi@um.ac.ir