

سنگ نگاری، ژئوشیمی، تعیین سن به روش U-Pb، ایزوتوپ‌های Sr-Nd و پتروژنز واحدهای آذرین منطقه جلمبادان، شمال باختری سبزوار

پونه اشیک^۱، آزاده ملکزاده شفارودی^{۲*} و محمدحسن کریم‌پور^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۶/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۲/۰۳

چکیده

منطقه جلمبادان در شمال باختر سبزوار، استان خراسان رضوی و در جنوب باختری کمر بند ماگمایی قوچان- سبزوار قرار دارد. زمین‌شناسی منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی- تراکی آندزیتی است که مورد نفوذ توده‌های نفوذی نیمه عمیق موزودپوریتی تا دیوریتی قرار گرفته‌اند. بافت این واحدها پورفیری است و عمدتاً شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، پیروکسن، هورنبلند و مگنتیت هستند. سن توده‌های نفوذی با استفاده از روش U-Pb در کانی زیرکن $44/7$ تا $45/2$ میلیون سال (اوسن میانی- لوتسین) تعیین شد. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که واحدهای آذرین منطقه از نوع کالک‌آلکانل هستند و در یک زون فرورانش تشکیل شده‌اند. غنی‌شدگی نسبی عناصر LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی عناصر K، Rb، Cs و Sr نسبت به Ti و Nb در همه نمونه‌ها دیده می‌شود. ناهنجاری Eu و مقدار نسبت Sr/Y نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری پلاژیوکلاز با حضور مقدار کم گارنت است. مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۳۷۰۸ تا ۰/۷۰۴۴۴۴)، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه (۰/۵۱۲۸۵۸ تا ۰/۵۱۲۹۳۳) و میزان $\epsilon\text{Nd I}$ (۵/۴۲ تا ۶/۸۸) در توده‌های نفوذی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی، نشان می‌دهد که منشأ ماگما از ذوب بخشی (۷ تا ۱۵ درصد برای توده‌های نفوذی و ۱۵ تا ۲۵ درصد برای سنگ‌های آتشفشانی) اسپینل‌لرذولیت گوه‌گوشته‌ای قرار گرفته بر روی صفحه اقیانوسی فرورانه شده بوده و ضمن حرکت به سمت بالا به مقدار بسیار اندک با پوسته قاره‌ای فوقانی آلوده شده است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌نگاری، سن سنجی، پتروژنز، جلمبادان، کمر بند ماگمایی قوچان- سبزوار.

***نویسنده مسئول:** آزاده ملکزاده شفارودی

E-mail: shafaroudi@um.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

فعالیت‌های ماگمایی ایران عمدتاً متعلق به سنوزویک است و به‌طور گسترده‌ای در کمر بند ارومیه- دختر، ناحیه البرز باختری، بلوک لوت در خاور و در پهنه سبزوار (شمال- شمال خاوری ایران) دیده می‌شود. این ماگماتیسیم عظیم مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس است. بررسی ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و نادرخاکی، ایزوتوپ‌های رادیوژنیک و تعیین سن دقیق سنگ‌های آذرین در قسمت‌های مختلف کمر بندهای ماگمایی ایران همواره مدنظر زمین‌شناسان ایرانی به ویژه متخصصین پتروژنی بوده است تا بتوان از تلفیق این اطلاعات، مدل ژئودینامیکی و زمین‌ساخت- ماگمایی نقاط مختلف ایران را به دست آورد. ناحیه جلمبادان در جنوب باختری کمر بند ماگمایی سنوزویک قوچان- سبزوار در شمال خاوری ایران قرار گرفته است (شکل ۱). این کمر بند ماگمایی به عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان و طول ۲۰۰ کیلومتر از فرومد تا نیشابور ادامه دارد، در افیولیت سبزوار و اطراف آن نفوذ کرده است و به سمت شمال تا کوه‌های البرز ادامه دارد (Alavi, 1991). در سال‌های اخیر، مطالعات ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین شمال شرق ایران منجر به شناسایی برخی از آنها به عنوان سنگ‌های آداکیتی (مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی جوان و داغ نئوتتیس) در کمر بند ماگمایی قوچان- سبزوار شده است (صالح‌نژاد، ۱۳۸۷؛ دهنوی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ نصرآبادی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱ و ۱۳۹۲؛ نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ شیرزادی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Rossetti et al., 2014؛ Jamshidi et al., 2015؛ ملکزاده شفارودی و همکاران، ۱۳۹۵). جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳) و (2015) Jamshidi et al. گنبد‌های آداکیتی پرسلیس با ترکیب آندزیت تا ریولیت را در باختر و شمال باختری سبزوار، مرتبط با ذوب بخشی یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانه شده به زیر لبه جنوبی پهنه البرز خاوری معرفی کرده‌اند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴) سن دقیق این واحدها را ۴۸ میلیون سال تعیین

کرده‌اند. همچنین Shirzadi et al. (2016) با کمک مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، به بررسی پتروژنز توده‌های نیمه‌عمیق نفوذ کرده در افیولیت سبزوار پرداختند. Shafaii Moghadam et al. (2016) ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی ولکانیسم اوسن زون ساختاری سبزوار را بررسی کرده و آن را در برخی قسمت‌ها از نوع آداکیتی و در بعضی بخش‌ها کالک‌آلکانل معمولی معرفی کردند. Ghiasvand et al. (2018) توده‌های نفوذی محدوده معدن فیروزه را کالک‌آلکانل و متاآلومین با سن $43/2$ تا $41/8$ میلیون سال، بر اساس روش اندازه‌گیری U-Pb در زیرکن تعیین کرده‌اند و آنها را مرتبط با زون فرورانش سبزوار می‌دانند.

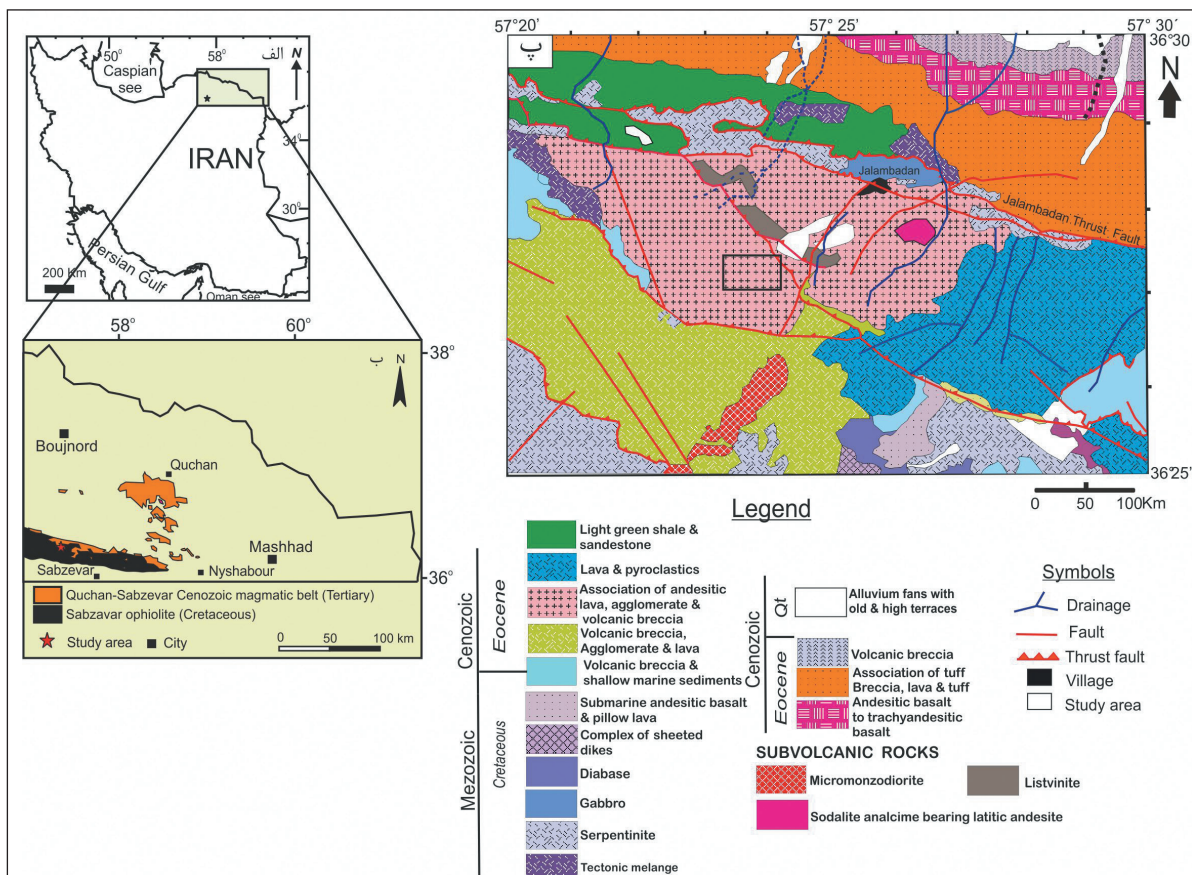
منطقه جلمبادان در ۳۲ کیلومتری شمال باختری سبزوار در استان خراسان رضوی، در فاصله طول‌های جغرافیایی $35^{\circ} 23'$ تا $57^{\circ} 24'$ و عرض‌های جغرافیایی $5^{\circ} 27'$ تا $27^{\circ} 05'$ و در جنوب باختری روستایی به همین نام قرار دارد. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و ژئوشیمی، احتمالاً یک رخداد کانی‌سازی طلا- مس پورفیری در این منطقه تشکیل شده است (اشبک و همکاران، ۱۳۹۷). در این پژوهش برای اولین بار سنگ‌نگاری و ژئوشیمی واحدهای آذرین منطقه جلمبادان و سن سنجی و ایزوتوپ Sr-Nd توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی مورد بررسی قرار می‌گیرد. بی‌شک همانند دیگر کمر بندهای ماگمایی، مطالعات سن سنجی و بررسی پتروژنتیکی بخش‌های مختلف این کمر بند، به ویژه قسمت‌های مرتبط با کانی‌سازی می‌تواند روزه مفیدی برای درک جایگاه زمین‌ساخت- ماگمایی و اکتشاف ذخایر معدنی وابسته به آنها باشد.

۲- زمین‌شناسی

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه جلمبادان در مقیاس ناحیه‌ای، مجموعه سنگ‌های افیولیت سبزوار و عمدتاً شامل ملائز، سرپانتینیت، گابرو، دیاپاز، دایک‌های صفحه‌ای و بازالت آندزیتی زیردریایی و بازالت بالشی است. همچنین مجموعه‌ای از سنگ‌های

گسترده‌ترین واحدهای آذرین پسا فیولیتی در ناحیه مورد مطالعه هستند (شکل ۱-پ). همچنین واحد میکروموزودپوریتی در جنوب محدوده مورد مطالعه رخنمون دارد که سن دقیق آن مشخص نیست؛ اما در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده و جوان‌تر از آنهاست. جوان‌ترین واحدهای سنگی در مقیاس ناحیه‌ای نیز واحد مخروط افکنه و پادگانه‌های قدیمی و مرتفع کواترنری است (شکل ۱-پ) (بحرودی و عمرانی، ۱۳۷۷). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بحرودی و عمرانی، ۱۳۷۷)، واحدهای سنگی در محدوده مورد مطالعه فقط گدازه‌های آندزیتی، آگلومرا و برش آتشفشانی هستند (شکل ۱-پ)، در حالی که مطالعات این پروژه نشان می‌دهد که علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی نیمه عمیق حدواسط نیز رخنمون قابل توجهی دارند (شکل ۲). بخش اعظم منطقه از گدازه‌های آندزیتی تا تراکی آندزیتی پوشیده شده است که عمدتاً با مورفولوژی صخره‌ساز و رنگ خاکستری تیره تا سبز تیره (بر اثر دگرسانی پروپلیتیک) در صحرا مشخص می‌شوند. بافت آن پورفیری بوده و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بعضاً کانی‌های آهن و منیزیم دار دگرسان شده را می‌توان در آنها تشخیص داد. واحد آندزیت که رخنمون آن در شمال خاوری منطقه دیده می‌شود، با رنگ خاکستری روشن در مناطق با دگرسانی کمتر، از دیگر واحدهای آتشفشانی متمایز می‌شود. مرز این واحد در شمال و جنوب گسلی است و توده‌های نفوذی مونزودپوریتی تا دیوریتی در آن نفوذ کرده‌اند. یک دایک دیوریتی با امتداد شمالی-جنوبی و طول تقریباً ۴۰ متر نیز در داخل این واحد مشاهده می‌شود (شکل ۲). واحدهای آتشفشانی منطقه جلمبادان از جنوب بر روی واحدهای سرپانتینیته شده فیولیت‌های سبزوار رانده شده‌اند و از شمال نیز توسط گسل اصلی با روند شمال غربی-جنوب شرقی کنترل می‌شوند.

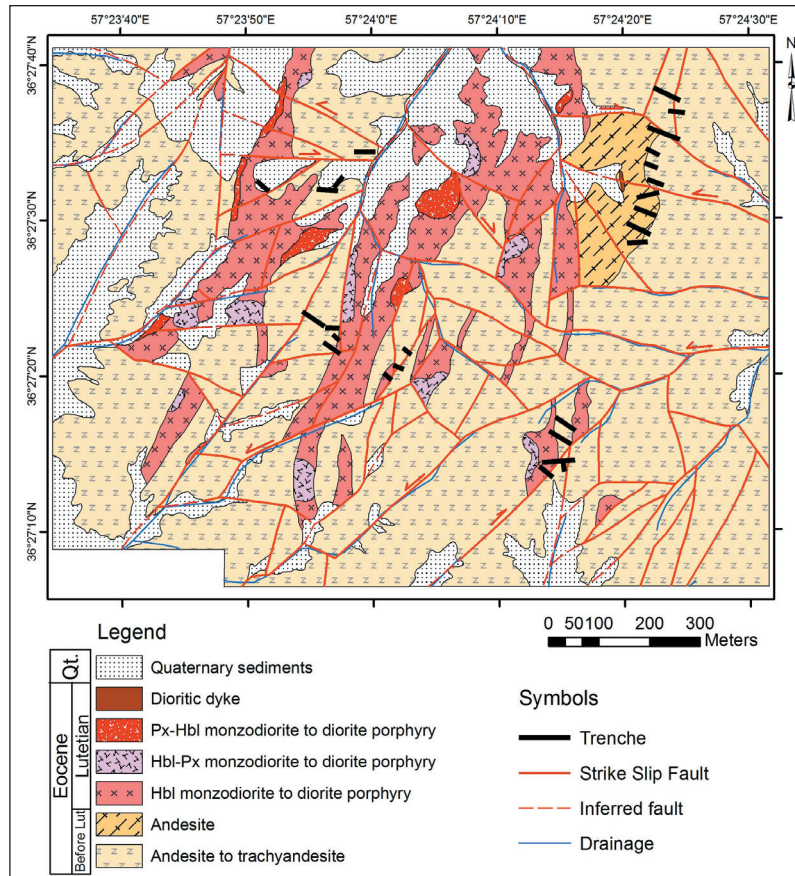
آتشفشانی-رسوبی زیردریایی کرتاسه-پالئوسن در جنوب خاور و باختر ناحیه رخنمون دارند که مربوط به بخش‌های فوقانی مجموعه افیولیتی و عمدتاً شامل برش آتشفشانی همراه با میان‌لایه‌های شیل است (شکل ۱-پ). مجموعه افیولیتی سبزوار در واقع بقایایی از حوضه‌های اقیانوسی باریک شمال خردقاره ایران مرکزی است (حوضه اقیانوسی سبزوار) که به صورت حوضه پشت قوس و در نتیجه زمین‌ساخت کششی حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به وجود آمده و با از بین رفتن نوتیس و برخورد صفحه عربی با خردقاره ایران مرکزی، حوضه اقیانوسی سبزوار بسته و افیولیت‌های سبزوار جایگزین شده‌اند (Bagheri and Stampfli, 2008; Shafaii Moghadam et al., 2009; Rossetti et al., 2010; Nasrabadi et al., 2011). پس از جایگیری مجموعه افیولیتی سبزوار و ادامه فرورانش، فعالیت‌های ماگمایی از اوایل انوسن آغاز شده و به دلیل تدوام فرورانش پوسته اقیانوسی و هضم آن، آخرین فراورده‌های ماگمایی آن تا پلیو-پلیوستوسن فوران داشته است (Spies et al., 1983). مطالعات اخیر با بررسی ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی بین قوچان و سبزوار به وجود شاخص‌های آداکتی آن پی برده و خاستگاه آنها را ذوب بخشی اسلب اقیانوسی فرورو دانسته‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ نصرآبادی، ۱۳۹۰؛ نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ شیرزادی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Rossetti et al., 2014؛ Jamshidi et al., 2015؛ Shafaii Moghadam et al., 2016). هر چند (۱۳۹۵). Ghiasvand et al. (2018) نشان دادند که همه ماگماتیسیم این محدوده ماهیت آداکتی نداشته و در برخی نقاط نیز کالک آلکانل است. گدازه‌های آندزیتی، برش آتشفشانی، آگلومرا، آندزیت‌بازالت تا تراکی آندزیت و توف‌های انوسن،



شکل ۱- الف) موقعیت کمر بند ماگمایی قوچان-سبزوار و منطقه جلمبادان در شمال خاوری ایران؛ ب) نقشه ساده شده کمر بند ماگمایی قوچان-سبزوار و موقعیت جلمبادان در مجاورت افیولیت سبزوار (برگرفته از نقشه پراکنده گی سنگ‌های آذرین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)؛ پ) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بحرودی و عمرانی، ۱۳۷۷) و محدوده منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ بر روی آن.

زمینه ریزیلور است و بر پایه حضور و مقدار کانی های آهن و منیزیم دار به سه واحد هورنبلندمونزودیوریت تا دیوریت پورفیری، هورنبلند- پیروکسن مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری و پیروکسن- هورنبلندمونزودیوریت تا دیوریت پورفیری قابل تفکیک هستند. واحد هورنبلندمونزودیوریت تا دیوریت پورفیری گسترده ترین و مهم ترین توده نفوذی منطقه است (شکل ۲).

توده های نفوذی نیمه عمیق منطقه جلمبادان ترکیب مونزودیوریتی تا دیوریتی دارند و به شکل استوک و دایک در واحدهای آتشفشانی آندزیتی- تراکی آندزیتی نفوذ کرده اند (شکل ۳). گسل های راستالغز در برخی نقاط منجر به جابه جایی توده ها شده اند. مورفولوژی این توده ها خشن و صخره ساز بوده و بر اساس نوع دگرسانی رنگ آنها در بخش های مختلف منطقه متغیر است. بافت این توده ها پورفیری با



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه جلمبادان (شرکت معدنی رادین معدن ایران، ۱۳۹۳ با تصحیحات).



شکل ۳- تصویر صحرایی نفوذ نیمه عمیق به شکل دایک و با رنگ روشن در واحد آتشفشانی خاکستری- سبز و هاله دگرگونی مجاورتی اطراف آن (دید به شمال باختر).

(مرکز CODES) در استرالیا صورت گرفته است. بخشی از بهترین زیرکن‌ها، جدا شده و بر روی یک پلاک اپاکسی به قطر یک اینچ چیده و صیقل داده شده است. پس از مطالعه زیرکن‌ها در نور عبوری و انعکاسی، تصویر CL برای انتخاب مکان‌های مناسب برای آنالیز گرفته شده است. زیرکن GJ1 به عنوان استاندارد استفاده شده است. همچنین جهت تعیین منشأ توده‌های نفوذی منطقه، تجزیه ایزوتوپ رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd توسط دستگاه NuPlasma HR DSN-100 و روش MC-ICP-MS در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه Capetown آفریقای جنوبی بر روی ۴ نمونه انجام شده است. برای اندازه‌گیری مقدار ایزوتوپ Sr از نمونه استاندارد NIST SRM987 با مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با ۰/۷۱۰۲۵۵ و برای آنالیز ایزوتوپ Nd از نمونه استاندارد JNdi-1 با مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برابر با ۰/۵۱۲۱۱۵ استفاده شد (Tanaka et al., 2000; Miková and Denková, 2007).

۴- سنگ‌نگاری

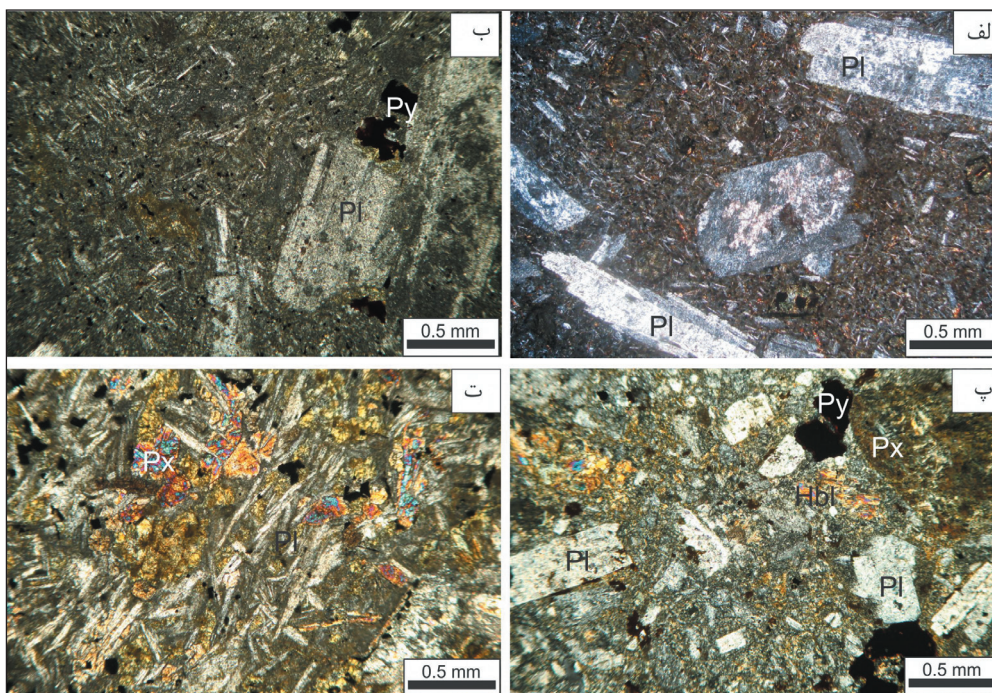
۴-۱. واحدهای آندزیتی-تراکی آندزیتی

بافت این واحدها پورفیری تا گلوپورپورفیری با خمیره ریزبلور تا متوسط و گاه تراکیتی است. ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی درشت‌بلور از مشخصات این واحدهاست که عمدتاً پلاژیوکلاز و بسیار کمتر فلدسپار پتاسیم هستند. در بخش‌هایی آثار هورنبلندهای سوخته (۳ تا ۴ درصد) نیز دیده می‌شود. خمیره این سنگ‌ها عمدتاً از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر (مگنتیت) و کانی‌های ثانویه تشکیل شده است (شکل‌های ۴-الف و ب). کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، کانی‌های رسی و سرسیت، کانی‌های ثانویه مهم هستند.

پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن اغلب تجزیه شده به کانی‌های رسی، کلسیت، کلریت و اپیدوت مهم‌ترین کانی‌های این توده‌ها هستند. آنکلاو یا رستیت همراه با واحدهای آذرین منطقه دیده نشده است. مرز بین توده‌های نفوذی و واحدهای آتشفشانی عمدتاً زمین‌ساختی است، به طوری که ساختارهای میلویتی و برشی دیده می‌شود. اما در برخی نقاط مرز عادی وجود دارد و منجر به تشکیل هاله دگرگونی با ضخامت حداکثر ۲۰ متر شده است. هاله دگرگونی عمدتاً با تشکیل کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های آتشفشانی اطراف توده مشخص می‌شود. بررسی گسل‌ها و درز و شکستگی‌های منطقه نشان می‌دهد که روند غالب آنها شمال‌شرقی-جنوب غربی است. هر چند که شکستگی‌هایی با روند شمال-جنوب، خاوری-باختری و شمال باختری - جنوب خاوری نیز وجود دارد (شرکت رادین معدن ایرانیان، ۱۳۹۳).

۳- روش مطالعه

در مجموع حدود ۱۵۰ نمونه جمع‌آوری و از آنها ۸۳ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS مورد تصحیح قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق پتروگرافی، ۶ نمونه از توده‌های نفوذی و ۳ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی کمتر دگرسان برای مطالعات سنگ‌شناسی انتخاب شد. این نمونه‌ها برای اکسیدهای اصلی در مرکز تحقیقات مواد معدنی ایران به روش XRF و برای عناصر فرعی و نادر خاکی در آزمایشگاه ACME کانادا به روش ICP-MS (کد LF100) با روش آماده‌سازی ذوب قلیایی مورد تجزیه قرار گرفتند. مطالعات سن سنجی به روش U-Pb در کانی زیرکن با استفاده از دستگاه Laser-Ablation quadruple ICP-MS بر روی دو نمونه از توده‌های نفوذی مونزودیوریتی تا دیوریتی در دانشگاه تاسمانیا



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه جلمبادان. الف) بافت پورفیری با خمیره تراکیتی در واحد آندزیتی تا تراکی آندزیتی. درشت‌بلورهای فلدسپار که به کلسیت آتره شده‌اند؛ ب) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در واحد آندزیت همراه با کانی‌سازی پراکنده پیریت؛ پ) بافت پورفیری با خمیره نسبتاً ریزبلور در توده مونزودیوریتی تا دیوریتی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند همراه با کانی‌سازی پیریت پراکنده؛ ت) توده مونزودیوریتی تا دیوریتی با بافت پورفیری با خمیره درشت‌بلور که شبیه به بافت هیپیدومورف گرانولار به نظر می‌رسد (همه عکس‌ها در XPL گرفته شده است) (Pl = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن، Hbl = هورنبلند، Py = پیریت (Whitney and Evans, 2010)).

نمونه‌هایی با حداقل دگرسانی سعی شد تا برای جلوگیری از هرگونه خطا و احتیاط بیشتر در تفسیرها، عمدتاً از نمودارهایی استفاده شود که برپایه عناصر فرعی یا نادر خاکی هستند. نتایج آنالیز توده‌های نفوذی و آتشفشانی منطقه در جدول ۱ ارائه شده است.

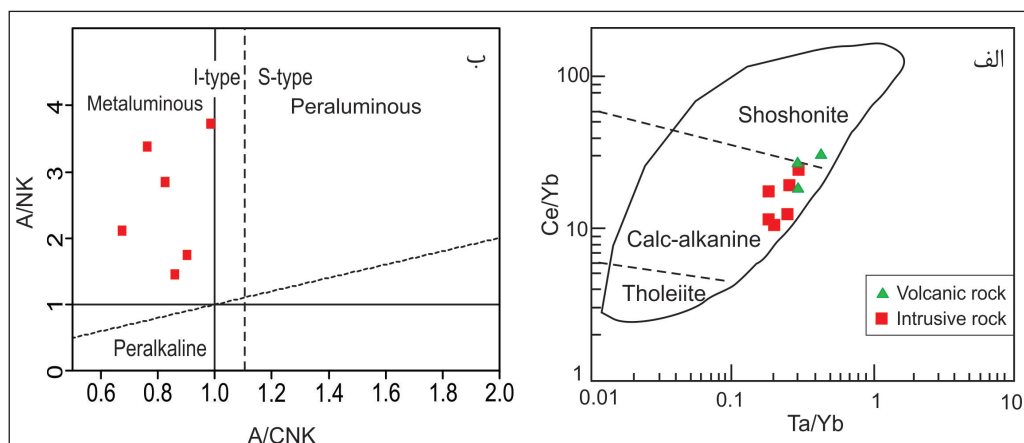
مقدار SiO_2 توده‌های نفوذی بین ۴۷/۴۳ تا ۵۶/۸۶ درصد و سنگ‌های آتشفشانی بین ۵۶/۰۲ تا ۶۴/۶۱ درصد متغیر است (جدول ۱). بر اساس مقادیر Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (Siddiqui et al., 2007) (شکل ۵- الف)، عمده نمونه‌ها از نوع کالک‌آلکانل هستند. برای تعیین میزان اشباع‌پذیری توده‌های نفوذی از آلومینیم، از نمودار دوتایی نسبت‌های مولار $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ یا A/NK در مقابل $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ یا A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) استفاده شد که همه نمونه‌ها در موقعیت مت‌آلومین قرار گرفتند (شکل ۵- ب). برپایه پیشنهاد Chappell and White (2001) توده‌های گرانیتی نوع I دارای مقادیر A/CNK کمتر از ۱/۱ و گرانیتوئیدهای نوع S دارای A/CNK بیش از ۱/۱ هستند. از این لحاظ نیز توده‌های نفوذی مونوزودیوریتی تا دیوریتی جلمبادان در محدوده گرانیتوئیدهای I (سری اکسیدان) قرار می‌گیرند (شکل ۵- ب). این موضوع با حضور کانی‌های مانند پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و کانی فرعی مگنتیت تأیید می‌شود.

۴-۲. توده‌های مونوزودیوریتی تا دیوریتی

بافت آنها عمدتاً پورفیریتیک با خمیره متوسط تا درشت‌بلور و گاهی هیدرومورف گرانولار است. درصد درشت‌بلورها از ۲۵ تا ۴۵ درصد در بخش‌های مختلف متغیر است. پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی تشکیل دهنده این واحدهاست که مقدار آن گاهی تا ۶۰ درصد می‌رسد. فلدسپار پتاسیم بین ۵ تا حداکثر ۱۵ درصد متغیر است. پیروکسن و هورنبلند مهم‌ترین کانی‌های آهن و منیزیم‌دار این توده‌ها هستند که مقدار آنها در قسمت‌های مختلف در تغییر است و در برخی نقاط فقط هورنبلند دیده می‌شود. پیروکسن بین ۲ تا ۱۵ درصد و هورنبلند بین ۵ تا ۱۰ درصد در بخش‌های مختلف مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۴- پ و ت) و در اغلب نقاط به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسید آهن (بین ۲۰ تا ۲۵ درصد) تجزیه شده‌اند. در برخی نمونه‌ها کانی بیوتیت در حد کمتر از ۲ درصد نیز دیده شده است. کانی‌های کدر (مگنتیت)، زیرکن و آپاتیت مهم‌ترین کانی‌های فرعی هستند.

۵- ژئوشیمی واحدهای آذرین

با توجه به گستردگی دگرسانی در محدوده مورد مطالعه، به ویژه حضور کانی‌های ثانویه مانند کانی رسی، سرسیت و کوارتز ثانویه در سنگ‌ها، پس از انتخاب



شکل ۵- الف) تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی جلمبادان بر اساس مقدار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb در نمودار (Siddiqui et al., 2007)؛ ب) موقعیت توده‌های نفوذی در نمودار (Maniar and Piccoli, 1989) در محدوده مت‌آلومین. مرز جداکننده گرانیتوئیدهای نوع I از S توسط Chappell and White (2001) ارائه شده است که همه نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند.

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (%) و عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) واحدهای آذرین جلمبادان.

نوع سنگ*	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲	۲	۲
شماره نمونه	JM20	JM21	JM23	JM28	JM3.1	JM4.1	JMI	JMJ	JMK
طول جغرافیایی	۵۷° ۲۴' ۰۲"	۵۷° ۲۳' ۴۹"	۵۷° ۲۴' ۰۷"	۵۷° ۲۴' ۰۰"	۵۷° ۲۳' ۵۶"	۵۷° ۲۳' ۵۱"	۵۷° ۲۴' ۱۹"	۵۷° ۲۴' ۳۰"	۵۷° ۲۳' ۵۰"
عرض جغرافیایی	۳۶° ۲۷' ۱۸"	۳۶° ۲۷' ۲۲"	۳۶° ۲۷' ۱۷"	۳۶° ۲۷' ۲۱"	۳۶° ۲۷' ۲۰"	۳۶° ۲۷' ۲۶"	۳۶° ۲۷' ۳۰"	۳۶° ۲۷' ۲۸"	۳۶° ۲۷' ۲۰"
SiO_2	۵۱/۲۹	۵۱/۲۹	۵۶/۰۶	۵۶/۸۶	۵۵/۰۹	۴۷/۴۳	۵۶/۰۲	۶۴/۶۱	۶۰/۰۳
TiO_2	۲/۱۸	۲/۱۵	۰/۷	۱/۵	۰/۷۸	۱/۴۳	۱/۰۴	۰/۶۹	۰/۷۷
Al_2O_3	۱۴/۴۱	۱۴/۴۸	۱۶/۶۱	۱۵/۴۱	۱۷/۰۴	۱۵/۹۵	۱۶	۱۶/۳۲	۱۶/۹۶
FeOt	۱۱/۰۲	۱۱	۷/۱۴	۸	۸/۲۱	۱۴/۵۵	۷/۴۵	۴/۲۷	۶/۹۷
MgO	۴/۱۵	۴/۱۹	۳/۷۶	۳/۰۴	۳/۸۷	۶/۵۷	۴/۲۷	۳/۳۶	۱/۹
MnO	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۵

ادامه جدول ۱

نوع سنگ*	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲
شماره نمونه	JM20	JM21	JM23	JM28	JM3.1	JM4.1	JMI	JMJ	JMK
طول جغرافیایی	۵۷° ۲۴' ۰۲"	۵۷° ۲۳' ۴۹"	۵۷° ۲۴' ۰۷"	۵۷° ۲۴' ۰۰"	۵۷° ۲۳' ۵۶"	۵۷° ۲۳' ۵۱"	۵۷° ۲۴' ۱۹"	۵۷° ۲۴' ۳۰"	۵۷° ۲۳' ۵۰"
عرض جغرافیایی	۳۶° ۲۷' ۱۸"	۳۶° ۲۷' ۲۲"	۳۶° ۲۷' ۱۷"	۳۶° ۲۷' ۲۱"	۳۶° ۲۷' ۲۰"	۳۶° ۲۷' ۲۶"	۳۶° ۲۷' ۳۰"	۳۶° ۲۷' ۲۸"	۳۶° ۲۷' ۲۰"
CaO	۸/۰۵	۸/۰۷	۷/۸۵	۴/۰۴	۵/۰۴	۶/۵۴	۵/۶۲	۳/۷۴	۵/۷۸
Na ₂ O	۰/۹	۲/۵۳	۲/۵۳	۳/۸۹	۴/۷۱	۰/۹	۴/۵	۴/۱۴	۳/۷۳
K ₂ O	۲/۵۸	۲/۴۹	۱/۵۴	۳/۵۸	۱/۸۵	۲/۵۹	۲/۳۳	۱/۲۲	۲/۳۲
P ₂ O ₅	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۷۲	۰/۳۶	۰/۲۹	۰/۵۷	۰/۳	۰/۳۹
L.O.I	۵/۸۵	۳/۰۴	۳/۲۵	۲/۶۹	۲/۹۱	۴/۶۶	۳/۰۶	۲/۰۸	۱/۲۲
Total	۱۰۰/۹۶	۹۹/۸۵	۱۰۰	۹۹/۷۸	۱۰۰	۱۰۰/۹۶	۱۰۰/۹۸	۱۰۰/۳۷	۱۰۰/۱۶
Ba	۱۰/۹	۱۴/۹	۲۰/۰	۳۶/۰	۲۴/۲	۱۹/۹	۲۲/۶	۲۵/۴	۲۴/۹
Co	۲۲/۱	۲۸/۲	۱۵/۴	۱۲/۸	۱۶/۴	۲۰/۷	۲۰/۵	۱۵/۷	۱۷/۱
Cs	۰/۵	۳/۲	۰/۱	۱/۱	۱/۶	۱	۲/۰	۱/۵	۱/۶
Ga	۱۵/۹	۱۵/۱	۱۷/۴	۱۵	۱۶/۵	۱۴/۷	۱۷/۴	۱۷/۹	۱۶/۳
Hf	۳	۴/۳	۳/۴	۷/۴	۳/۶	۲/۶	۳/۲	۲/۹	۴/۰
Nb	۶/۹	۸/۹	۶	۱۴/۹	۶/۶	۵/۳	۷/۶	۶/۸	۸/۴
Rb	۱۶/۷	۳۷/۱	۱۸	۶۶/۸	۲۳/۹	۱۷/۸	۳۶/۹	۳۰/۹	۴۷/۴
Sr	۴۰/۷	۳۵۷/۱	۷۴۴/۲	۲۸۰/۵	۷۲۹	۳۰۷/۹	۵۱۲	۵۷۰/۱	۵۹۵/۵
Ta	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۱	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۶
Th	۲	۲/۴	۳	۶	۲/۵	۱/۱	۲/۹	۳/۴	۳/۶
U	۰/۴	۰/۷	۰/۸	۱/۸	۰/۹	۰/۴	۰/۷	۱/۲	۱/۳
V	۱۸۷	۲۱۵	۱۰۲	۹۹	۱۰۲	۱۷۸	۱۵۱	۸۳	۱۱۸
Zr	۱۲۸/۶	۱۸۶/۸	۱۴۳/۳	۳۳۷/۵	۱۵۲/۱	۱۱۳/۶	۱۳۰/۳	۱۱۸/۴	۱۷۷/۶
Y	۱۸/۹	۲۶/۳	۱۹/۲	۳۰/۳	۱۷/۶	۱۹/۵	۱۶/۳	۱۰/۷	۱۷/۵
La	۱۱/۶	۱۵/۳	۱۷	۲۷/۷	۱۵/۱	۸/۷	۱۲/۸	۱۱/۹	۱۷/۲
Ce	۲۴/۷	۳۲/۵	۳۲/۷	۵۷/۶	۳۰/۳	۱۹/۸	۲۵/۸	۲۲/۵	۳۴/۹
Pr	۳/۲۳	۴/۳۶	۴/۲۲	۶/۹۱	۳/۸۱	۲/۶۷	۳/۱۹	۲/۷۱	۴/۲۵
Nd	۱۴	۱۸/۱	۱۶/۹	۲۷/۴	۱۵/۵	۱۱/۸	۱۳/۴	۱۰/۷	۱۷/۱
Sm	۳/۳۲	۴/۲۰	۳/۴۳	۵/۳۹	۳/۲۰	۲/۷۶	۲/۹۴	۲/۲۲	۳/۳۵
Eu	۱/۱۹	۱/۳۴	۱/۱۰	۱/۴۴	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۰۰	۰/۷۲	۱/۰۷
Gd	۳/۶۲	۴/۸۰	۳/۵۰	۵/۵۳	۳/۲۸	۳/۴۵	۳/۰۳	۲/۱۲	۳/۵۲
Tb	۰/۵۹	۰/۷۷	۰/۵۴	۰/۸۹	۰/۴۹	۰/۵۸	۰/۴۹	۰/۳۴	۰/۵۴
Dy	۳/۵۸	۴/۶۲	۳/۲۸	۵/۴۳	۳/۱۲	۳/۴۹	۲/۸۹	۲/۰۵	۳/۳۷
Ho	۰/۷۳	۰/۹۵	۰/۷۰	۱/۱۴	۰/۶۴	۰/۷۴	۰/۶۰	۰/۴۰	۰/۶۴
Er	۲/۲۰	۲/۸۶	۲	۳/۱۶	۱/۸۳	۲/۱۲	۱/۶۸	۱/۱۱	۱/۷۹
Tm	۰/۳۲	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۴۸	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۲۸
Yb	۲/۰۲	۲/۷۷	۲/۲۱	۳/۱۹	۱/۸۳	۱/۹۰	۱/۶۷	۱/۰۷	۱/۸۱
Lu	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۲۸
Yb _N	۹/۶۷	۱۳/۲۵	۱۰/۵۷	۱۵/۲۶	۸/۷۶	۹/۰۹	۷/۹۹	۵/۱۲	۸/۶۶
Eu/Eu*	۱/۰۵	۰/۹۱	۰/۹۷	۰/۸۱	۱/۰۲	۱/۰۸	۱/۰۲	۱/۰۱	۰/۹۵
(La/Yb) _N	۳/۸۷	۳/۷۲	۵/۱۹	۵/۸۵	۵/۵۶	۳/۰۹	۵/۱۷	۷/۵۰	۶/۴۱
Dy/Yb	۱/۷۷	۱/۶۶	۱/۴۸	۱/۷۰	۱/۷۰	۱/۸۳	۱/۷۳	۱/۹۱	۱/۸۶

۱* - توده نفوذی مونوزدیوریتی تا دیوریتی ۲- واحدهای آتشفشانی آندزیتی تا تراکی آندزیتی

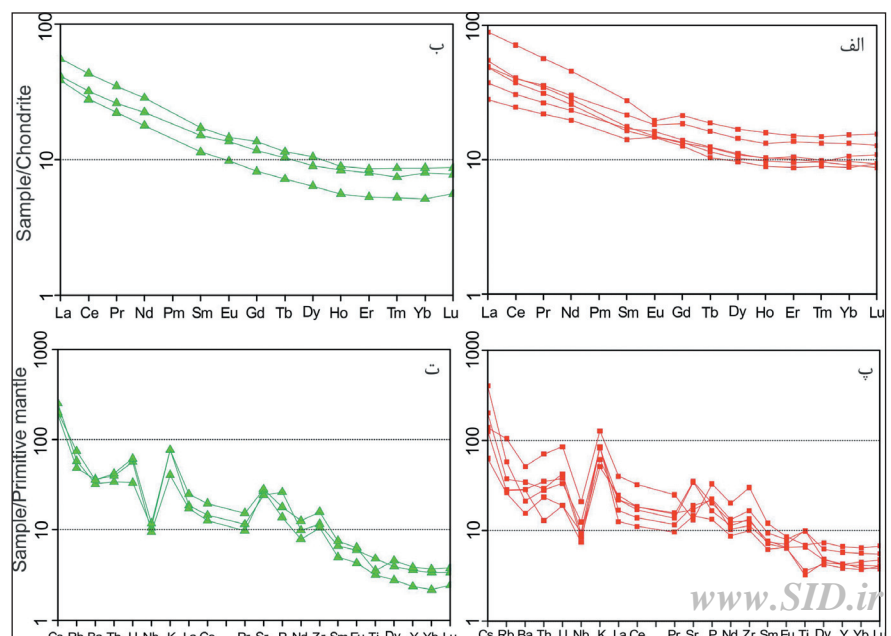
منفی Eu می‌تواند از ویژگی‌های ماگمای کالک آلکان و وابسته به فرورانش و بیانگر حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه ماگما باشد (Yang and Li, 2008). کاهیدگی بیشتر عناصر HREE در سنگ‌های آتشفشانی نسبت به توده‌های نفوذی جلمبادان (شکل‌های ۶-الف و ب) همراه با نسبت $(La/Yb)_N$ بالاتر آنها (بین ۵/۱۷ تا ۷/۵) و مقدار ناهنجاری Eu مثبت‌تر، منشأ گرفتن واحدهای آتشفشانی از عمق بیشتر و حضور بیشتر کانی‌گارت در باقیمانده را نشان می‌دهد.

غلظت عناصر LILE تابعی از نحوه رفتار فاز سیال است؛ در صورتی که غلظت عناصر HFSE به وسیله شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور/ مذاب که در حین تشکیل سنگ صورت می‌گیرد، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه جلمبادان در شکل‌های ۶-پ و ت نشان داده شده است. غنی‌شدگی از عناصر LILE (Sr, K, Rb, Cs) نسبت به عناصر HFSE (Nb, Ti, Y) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود. چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی مربوط به مناطق کمان هستند که شکلگیری آنها با گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده، فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای در ارتباط است (Chashchin et al., 2016; Yu et al., 2016). این ویژگی عناصر کمیاب ماگماهای کمان می‌تواند در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در پوسته فرورونده به درون گوشته بالای آن و رخداد متاسوماتیسم به وجود آید (Borg et al., 1997; Seghedi et al., 2001). غلظت عناصر متحرک نظیر Sr, Cs و Ba تابع فاز سیال است، در حالی که میزان عناصر کم تحرک توسط شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور- مایع در زمان شکل‌گیری سنگ، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). LILE نسبت به HFSE قابلیت انحلال بیشتری در سیالات دارند (Machado et al., 2005; Yang and Li, 2008). در مناطق فرورانش، سیالات آزاد شده از بخش بالایی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (Borg et al., 1997). آنومالی منفی Nb نیز می‌تواند ناشی از آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای در حین صعود یا جایگزینی و یا غنی‌شدگی به وسیله سیالات در منطقه فرورانش باشد (Sun and MacDonough, 1989). آنومالی منفی Nb و Ti در نمونه‌های اسیدی و حدواسط از خصلت‌های مناطق فرورانش است (Pearce, 2008; Kuscü and Genel, 2010). همچنین آنومالی منفی Ba در فازهای اسیدی می‌تواند بیانگر تفریق فلدسپارها (Arslan and Aslan, 2006) و یا نقش پوسته قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی باشد (Kuscü and Genel, 2010).

عناصر REE جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال و در طول فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمالی نسبتاً غیر متحرک هستند (Rollinson, 1993). بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند منشأ آذرین سنگ‌ها را ثابت کند. نمودار عناصر نادر خاکی توده‌های مونوزودیوریتی تا دیوریتی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه جلمبادان که نسبت به کندریت نرمالیزه شده (Boynton, 1985) یک غنی‌شدگی متوسط در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دارد که روند نسبتاً مسطح را نشان می‌دهند (شکل‌های ۶-الف و ب). نسبت $(La/Yb)_N$ پایین توده‌های نفوذی بین ۳/۰۹ تا ۵/۸۵ و سنگ‌های آتشفشانی بین ۵/۱۷ تا ۷/۵ این مسئله را تأیید می‌کند (جدول ۱). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص ماگمای تشکیل شده در زون فرورانش است (Marchev et al., 2004; Pearce, 2008; Helvacı et al., 2009; Zulkarnain, 2009; Asiabanha et al., 2012). هر چند غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به عوامل دیگری مانند آرایش ماگما توسط سنگ‌های پوسته‌ای و درجه پایین ذوب بخشی منبع گوشته‌ای (Almeida et al., 2007) نیز بستگی دارد. همچنین کاهیدگی الگوی عناصر نادر خاکی از چپ به راست و غنی‌شدگی عناصر LREE از مشخصات ماگماهای کالک آلکان است (Castillo, 2006).

نسبت Sr/Y عمدتاً به وسیله فراوانی نسبی گارت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در باقیمانده کنترل می‌شود؛ به طوری که میزان بالای گارت و مقادیر پایین آمفیبول و پلاژیوکلاز در باقیمانده سبب ایجاد نسبت Sr/Y بالا در مذاب می‌شود (Geng et al., 2009). نسبت Sr/Y در توده‌های نفوذی جلمبادان بین ۹/۲ تا ۴۱/۴ و در سنگ‌های آتشفشانی بین ۳۴ تا ۵۳/۳ است. همچنین به اعتقاد (Peters et al., 2008) و (Özdemir (2011) محتوای LREE (نظیر La) در مذاب به ذوب بخشی گارت یا اسپینل پریدوتیت بستگی دارد و نسبت La/Yb وابسته به درجات متغیر ذوب است. مذاب‌های رخساره گارت نسبت به مذاب‌های رخساره اسپینل، نسبت‌های بالاتری از La/Yb ایجاد می‌کنند. این موارد بیانگر حضور کم کانی گارت در باقیمانده منشأ توده‌های نفوذی و وجود بیشتر این کانی در باقیمانده منشأ سنگ‌های آتشفشانی است. به عبارتی سنگ‌های آتشفشانی از عمق بیشتری نسبت به توده‌های نفوذی منشأ گرفته‌اند. این امر، با مقادیر Eu/Eu^* ۰/۸۱ تا ۱/۰۸ در توده‌های نفوذی و ۰/۹۵ تا ۱/۰۲ در سنگ‌های آتشفشانی همخوانی دارد (جدول ۱). به طوری که در مجموع مقدار Eu/Eu^* در واحدهای آتشفشانی بیشتر است. تهی‌شدگی نسبی Eu گویای تبلور تفریقی آلکالی‌فلدسپار در سنگ‌های منطقه است. همچنین وجود آنومالی

شکل ۶-الف) نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت توده‌های نفوذی جلمبادان (اطلاعات کندریت از Boynton (1985)؛ ب) نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت سنگ‌های آتشفشانی جلمبادان (اطلاعات کندریت از Boynton (1985)؛ پ) نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به گوشته اولیه توده‌های نفوذی جلمبادان (Sun and McDonough, 1989)؛ ت) نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به گوشته اولیه سنگ‌های آتشفشانی جلمبادان (Sun and McDonough 1989).



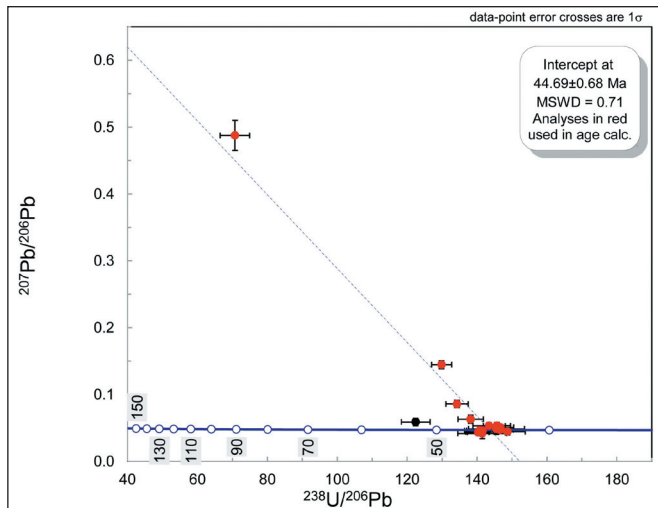
۶- سن سنجی

کرده‌اند. از طرفی نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژن است. زیرا به‌طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است (Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002; Williams, 2001). این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از ۲/۳۹ بوده که نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی زیرکن‌هاست (جدول ۲). این ویژگی همراه با تحمل حرارتی بالای زیرکن اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین دانست (Cherniak and Watson, 2000).

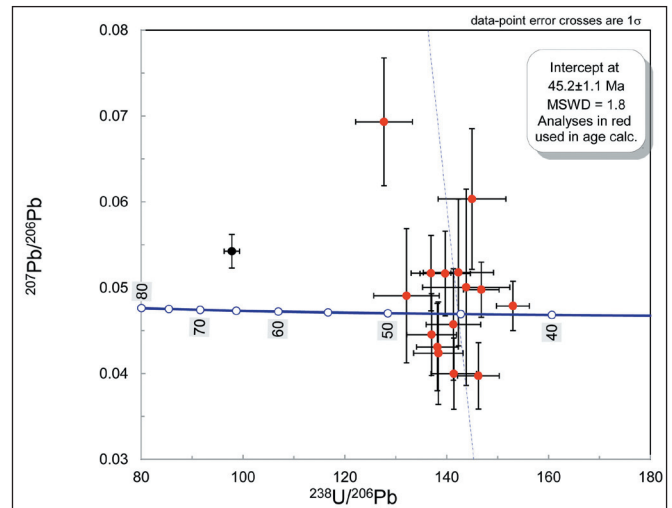
از نمونه‌های برداشت شده از توده‌های مونزودیوریتی تا دیوریتی مرتبط با کانی‌سازی منطقه جلمبادان بعد از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، دو نمونه برای سن سنجی انتخاب شد. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در جدول ۲ و شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده است. بر پایه ۳۲ نقطه اندازه‌گیری روی دانه‌های زیرکن در نمونه JM23 و JM20، سن توده نفوذی به ترتیب برابر با ۴۵/۲ و ۴۴/۷ میلیون سال محاسبه شد (جدول ۲ و شکل‌های ۷ و ۸). بدین ترتیب توده‌های نفوذی مونزودیوریتی تا دیوریتی در ائوسن میانی (Lutetian) در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی نفوذ

جدول ۲- نتایج حاصل از سن سنجی به روش U-Pb در کانی زیرکن در دو نمونه از توده‌های نفوذی جلمبادان.

نقاط	U	Th	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	سن (%)	±
JM23									
1	۹۲	۴۲	۲/۱۹	۰/۰۱۴۱	۰/۰۳۹۵	۰/۰۴۸۷۶	۷۰/۷۴	۴/۲۴	۹۰
2	۹۱	۳۸	۲/۳۹	۰/۰۰۶۷	۰/۰۰۲۰	۰/۰۴۴۴۶	۱۴۸/۷۱	۵/۰۸	۴۳
3	۴۶۸	۴۰۶	۱/۱۵	۰/۰۰۷۷	۰/۰۰۴۹	۰/۱۴۴۶	۱۲۹/۸۶	۲/۸۹	۴۹
4	۲۰۸	۱۳۲	۱/۵۷	۰/۰۰۶۸	۰/۰۰۲۳	۰/۰۵۰۹	۱۴۶/۷۱	۳/۸۰	۴۴
5	۱۳۲	۸۵	۱/۵۵	۰/۰۰۶۹	۰/۰۰۲۱	۰/۰۵۳۳	۱۴۵/۶۸	۳/۸۸	۴۴
6	۱۷۴	۹۲	۱/۸۹	۰/۰۰۶۸	۰/۰۰۲۱	۰/۰۴۷۴	۱۴۶/۵۴	۳/۸۷	۴۴
7	۳۵۲	۲۵۷	۱/۳۶	۰/۰۰۶۹	۰/۰۰۲۳	۰/۰۴۸۵	۱۴۵/۵۶	۸/۰۲	۴۴
8	۱۳۵	۸۵	۱/۵۸	۰/۰۰۷۰	۰/۰۰۲۱	۰/۰۵۳۱	۱۴۳/۴۴	۴/۶۱	۴۵
9	۱۱۰	۵۱	۲/۱۵	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۷	۰/۰۴۶۰	۱۴۱/۶۴	۵/۲۳	۴۵
10	۱۰۴	۴۸	۲/۱۶	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۱۹	۰/۰۴۱۸	۱۴۱/۵۰	۷/۰۱	۴۵
11	۲۸۵	۲۳۱	۱/۲۳	۰/۰۰۷۴	۰/۰۰۳۱	۰/۰۸۵۸	۱۳۴/۲۹	۳/۱۸	۴۸
12	۲۶۳	۱۷۳	۱/۵۲	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۲	۰/۰۴۴۰	۱۴۱/۱۵	۴/۳۷	۴۶
13	۲۹۹	۲۲۸	۱/۳۱	۰/۰۰۷۲	۰/۰۰۲۵	۰/۰۶۳۰	۱۳۸/۱۸	۳/۶۳	۴۶
14	۲۰۵	۱۲۱	۱/۶۹	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۵	۰/۰۴۶۲	۱۴۰/۸۲	۳/۸۸	۴۶
15	۲۲۹	۱۳۷	۱/۶۷	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۳	۰/۰۴۳۳	۱۴۰/۳۱	۳/۱۰	۴۶
16	۹۱	۴۶	۱/۹۷	۰/۰۰۸۲	۰/۰۰۲۶	۰/۰۵۸۸	۱۲۲/۴۶	۴/۱۱	۵۲
JM20									
1	۲۹۷	۳۹۵	۰/۷۵	۰/۰۰۶۵	۰/۰۰۲۲	۰/۰۴۷۹	۱۵۳/۰۱	۳/۲۳	۴۲
2	۶۹	۳۴	۲/۰۲	۰/۰۰۶۹	۰/۰۰۳۰	۰/۰۶۰۳	۱۴۴/۹۶	۶/۶۵	۴۴
3	۳۰۸	۲۱۴	۱/۴۳	۰/۰۰۶۸	۰/۰۰۲۴	۰/۰۴۹۸	۱۴۶/۷۹	۳/۵۱	۴۴
4	۱۸۰	۹۵	۱/۸۹	۰/۰۰۶۸	۰/۰۰۲۲	۰/۰۳۹۷	۱۴۶/۲۳	۴/۰۹	۴۴
5	۴۴	۲۲	۲/۰۰	۰/۰۰۷۰	۰/۰۰۲۰	۰/۰۵۰۰	۱۴۳/۸۴	۸/۵۵	۴۵
6	۷۸	۳۳	۲/۳۶	۰/۰۰۷۰	۰/۰۰۲۶	۰/۰۵۱۸	۱۴۲/۳۰	۶/۸۸	۴۵
7	۳۹۹	۴۰۷	۰/۹۸	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۳	۰/۰۴۰۰	۱۴۱/۴۰	۴/۴۴	۴۵
8	۸۲	۴۰	۲/۰۵	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۲	۰/۰۴۵۷	۱۴۱/۳۲	۵/۳۴	۴۵
9	۱۴۴	۸۰	۱/۸۰	۰/۰۰۷۲	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۱۶	۱۳۹/۷۱	۴/۹۵	۴۶
10	۱۰۰	۴۹	۲/۰۴	۰/۰۰۷۲	۰/۰۰۲۴	۰/۰۴۲۴	۱۳۸/۳۷	۴/۸۴	۴۶
11	۱۲۹	۵۹	۲/۱۸	۰/۰۰۷۲	۰/۰۰۲۴	۰/۰۴۳۱	۱۳۸/۱۷	۴/۱۰	۴۶
12	۱۵۴	۸۹	۱/۷۳	۰/۰۰۷۳	۰/۰۰۲۳	۰/۰۵۱۷	۱۳۶/۹۲	۳/۹۰	۴۷
13	۲۷۹	۲۵۵	۱/۰۹	۰/۰۰۷۳	۰/۰۰۲۲	۰/۰۴۴۵	۱۳۷/۰۴	۴/۸۹	۴۷
14	۷۹	۴۴	۱/۷۹	۰/۰۰۷۶	۰/۰۰۲۶	۰/۰۴۹۱	۱۳۲/۱۱	۶/۴۳	۴۹
15	۷۳	۶۸	۱/۰۷	۰/۰۰۷۸	۰/۰۰۳۱	۰/۰۶۹۳	۱۲۷/۶۹	۵/۵۸	۵۰
16	۴۶۶	۲۳۹	۱/۵۹	۰/۰۱۰۲	۰/۰۰۳۶	۰/۰۵۴۲	۹۷/۸۲	۱/۴۹	۶۶



شکل ۸- نمودار کنکوردیا برای زیرکن های سن سنجی شده به روش U-Pb، برای توده نفوذی جلمبادان (JM23).



شکل ۷- نمودار کنکوردیا برای زیرکن های سن سنجی شده به روش U-Pb، برای توده نفوذی جلمبادان (JM20).

جلمبادان، موقعیت این توده‌ها در روی خط و سمت راست محدوده آرایه گوشته‌ای و منطبق بر محدوده بازالت‌های جزایر قوسی (IAB) است. این مسئله نشان می‌دهد که ماگما از گوه گوشته‌ای قرار گرفته بر روی صفحه فرورانده منشأ گرفته است و ضمن صعود کمترین آلودگی ممکن را با پوسته فوقانی داشته است (شکل ۹). کانی‌شناسی (حضور کانی‌های پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت) و ژئوشیمی توده‌ها (کالک‌آلکانل متآلومین و نسبت ایزوتوپ‌های رادیوژنیک) نیز نشان دهنده ماهیت گرانیتیویدهای سری مگنتیت (اکسیدان) نوع I تشکیل شده در زون فرورانش است.

۷- ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd توده‌های نفوذی

مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در منطقه جلمبادان با تجزیه نمونه کل سنگ و با توجه به میانگین سن به دست آمده از زیرکن در جدول ۲ به دست آمده است. در توده‌های مونوزودیوریتی تا دیوریتی با توجه به میانگین سن ۴۵ میلیون سال نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین 0.703708 تا 0.704444 و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بین 0.512858 تا 0.512933 است (جدول‌های ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ اولیه $\epsilon\text{Nd I}$ توده‌ها نیز $5/42$ تا $6/88$ به دست آمد (جدول ۴). با توجه به مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه کمتر از 0.704 ، مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ حدود 0.5129 و $\epsilon\text{Nd I}$ بیشتر از ۵ به دست آمده برای توده‌های نفوذی

جدول ۳- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr توده‌های نفوذی جلمبادان.

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$ (2σ)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Average Age (Ma)	
0.703708	0.703816	۳۰۸	۱۸	۴۵	JM 4.1
0.703784	0.703845	۷۲۹	۲۴	۴۵	JM3.1
0.704444	0.704518	۴۰۰	۱۶	۴۵	JM23
0.703718	0.703796	۴۰۳	۱۷	۴۵	JM20

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd توده‌های نفوذی جلمبادان.

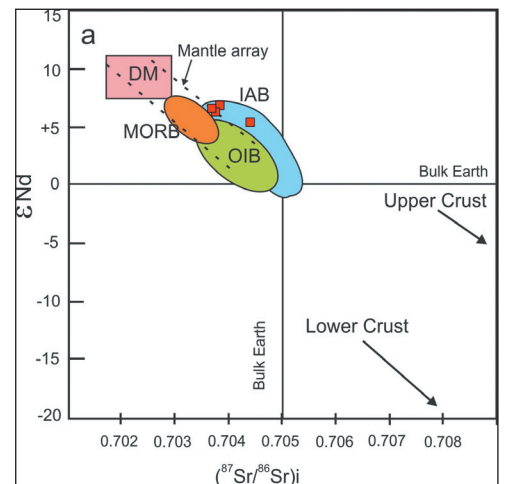
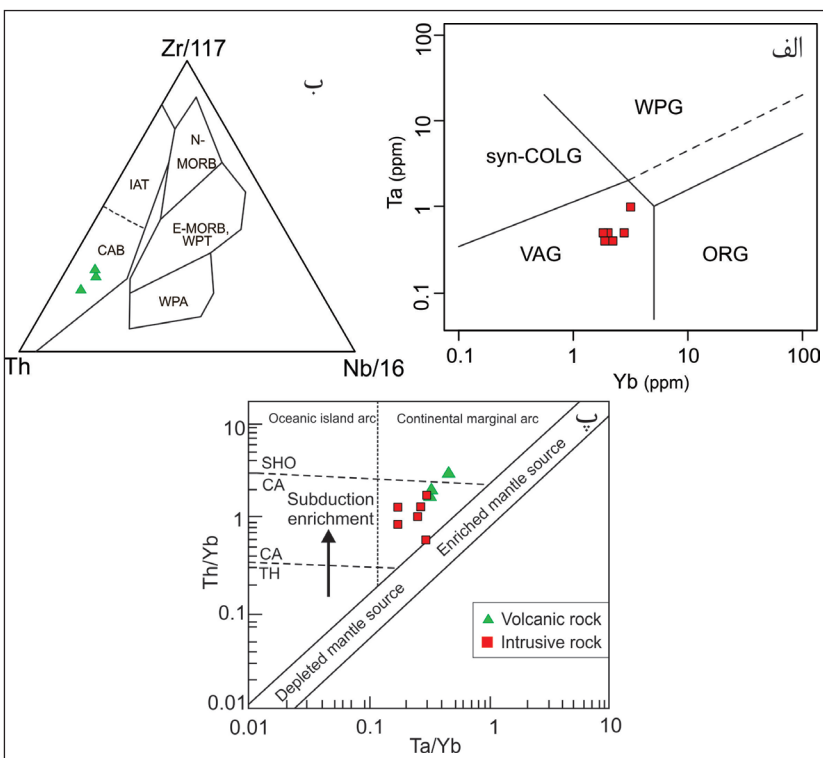
ϵNd	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$ (2σ)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Average Age (Ma)	
$6/84$	0.512930	0.512975	۱۲	۳	۴۵	JM 4.1
$6/67$	0.512922	0.512961	۱۶	$3/5$	۴۵	JM3.1
$5/42$	0.512858	0.512906	۱۳	$3/5$	۴۵	JM23
$6/88$	0.512933	0.512971	۱۴	۳	۴۵	JM20

۸- بحث

۸-۱. موقعیت تکتونیکی

از نمودارهایی بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در فرایندهای دگرسانی، برای ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه جلمبادان استفاده شد. توده‌های نفوذی جلمبادان در نمودار Ta در مقابل Yb (Pearce et al., 1984)، در محیط گرانیتوئیدهای کمر بند ماگمایی پهنه فرورانش قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-الف). همچنین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی در نمودار (Wood, 1980) Th-Zr/117-Nb/16، کمر بند قاره‌ای است (شکل ۱۰-ب). نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 2008) نیز موقعیت تکتونیکی واحدهای آذرین جلمبادان را کمر بند ماگمایی حاشیه قاره نشان می‌دهد (شکل ۱۰-پ). در این نمودار، عناصر کمیاب Ta و Th نسبت به Yb سنجیده می‌شود تا تغییرات شیمیایی ناحیه منشأ شامل غنی‌شدگی، آرایش پوسته‌ای و تفریق بلوری مشخص شود. وجود

غیریکنواختی در منشأ، مقادیر Ta و Th را به‌طور یکسان تحت تأثیر قرار می‌دهد و ترکیب گوشته نسبت به گوشته اولیه 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 منطقه مورد مطالعه از قلمرو گوشته‌ای به سمت مقادیر بیشتر جابه‌جا شده است (شکل ۹-پ). این تغییر ترکیبی به فرایندهای وابسته به فرورانش نسبت داده می‌شود (Helvacı et al., 2009). سیالات متاسوماتیک ممکن است شامل سیال آبدار یا مذاب‌های بخشی اولیه حاصل از رسوبات و یا پوسته بازالتی فرورانده شده به گوه گوشته‌ای باشند که سبب پایین آوردن سالیدوس گوشته، ذوب بخشی و تولید ماگما می‌شوند (Harangi et al., 2007; Holang et al., 2011). بنابراین سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی جلمبادان، احتمالاً از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده در اثر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده تشکیل شده‌اند.



شکل ۹- موقعیت قرارگیری توده‌های نفوذی منطقه جلمبادان بر مبنای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به ϵNd (نمودار اولیه از Zindler and Hart (1986)).

شکل ۱۰-الف) موقعیت توده‌های نفوذی جلمبادان در نمودار (Pearce et al., 1984) =VAG گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، =WPG گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، =ORG گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، =syn-COLG گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها؛ (ب) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی جلمبادان در نمودار (Wood, 1980) Th-Nb/16-Zr/117 =CAB، بازالت‌های کمان قاره‌ای، =IAT بازالت‌های تولییتی جزایر قوسی، =WPA بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای، =WPT بازالت‌های تولییتی درون صفحه‌ای، =MORB بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی؛ (پ) موقعیت واحدهای آذرین جلمبادان در نمودار (Pearce, 2008) Ta/Yb در مقابل Th/Yb =TH تولییتی، =CA کالک آلکان، =SHO شوشونیتی.

(Shabani et al., 2012). با پیوستن کمر بند ماگمایی به لبه جنوبی ورقه شمالی (البرز خاوری)، فعالیت‌های ماگمایی دارای طبیعت کالک‌آلکانل حاشیه قاره‌ای شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). از ائوسن فوقانی-الیگوسن به بعد فرآورده‌های فورانی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس ماهیت آداکتی پیدا کرده و به شکل گنبد‌های نیمه‌عمیق در مجموعه افیولیتی سبزوار و توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن-الیگوسن و حتی میوسن ظاهر شده‌اند (صالح‌نژاد، ۱۳۸۷؛ قاسمی و همکاران،

در ائوسن با بسته شدن اقیانوس نوتتیس سبزوار و برخورد کمر بند ماگمایی با لبه جنوبی البرز خاوری و در نتیجه فرارنده شدن درازگودال اقیانوسی و بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی بر روی لبه جنوبی البرز، مجموعه افیولیتی و کمر بند ماگمایی تشکیل شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ امینی و خان‌ناظر، ۱۳۷۹؛ Rossetti et al., 2010). فعالیت‌های ماگماتیکی از ائوسن میانی-فوقانی (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) شروع شده و تا پایان پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) ادامه داشته است

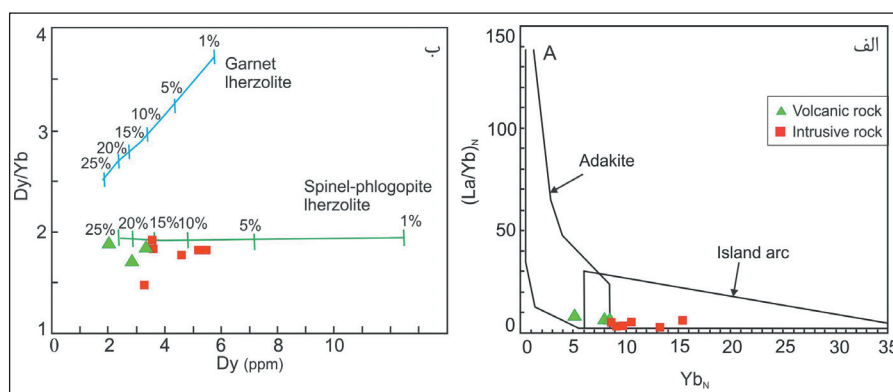
غالب نمونه‌ها به دلیل داشتن $(La/Yb)_N$ پایین (مقدار $3/09$ تا $5/85$ در توده‌های نفوذی و $5/17$ تا $7/5$ در سنگ‌های آتشفشانی) و Yb_N نسبتاً بالا ($8/76$ تا $15/26$ در توده‌های نفوذی و $5/12$ تا $8/66$ در سنگ‌های آتشفشانی)، ماهیت آداکیتی ندارند (شکل ۱۱-الف). ماگماهای کالک آلکالن در زون فرورانش، معمولاً به وسیله ذوب بخشی پریدوتیت گوه گوشته‌ای تولید می‌شوند که تحت تأثیر سیالات آزاد شده از صفحه اقیانوسی فرورانده شده قرار گرفته باشد. در حالی که ماگماهای آداکیتی از ذوب بخشی خود صفحه اقیانوسی فرورانده شده تولید شده‌اند (Tatsumi and Takahashi, 2006). از آنجایی که سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی منطقه جلمبادان ماهیت آداکیتی ندارند، لذا اولین نظریه برای آنها محتمل تر است و داده ایزوتوپ‌های Sr-Nd نیز آن را تأیید می‌کند. بنابراین فعالیت ماگمایی کالک آلکالن جلمبادان در اثر ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده در اثر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، در فرورانش ورقه اقیانوسی نوتتیس سبزوار تشکیل شده است. ماهیت کالک آلکالن واحدهای آذرین ائوسن جلمبادان با نتایج به دست آمده از مطالعات قبلی توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، (Shafaii Moghadam et al., 2016) و Ghiasvand et al. (2018) بر روی واحدهای ائوسن این کمربند ماگمایی هماهنگی دارد. همچنین عمق، ترکیب شیمیایی و درجه ذوب بخشی گوشته می‌تواند به وسیله عناصر نادر خاکی و نسبت‌های آنها (مثلاً Dy/Yb ، Sm/Yb یا La/Yb) مشخص شود. برای مثال نسبت Dy/Yb در ماگمای مشتق شده از گارنت لزلولیت بیش از $2/5$ و این مقدار برای ماگماهای مشتق شده از اسپینل لزلولیت کمتر از 2 است (Duggen et al., 2005; Jiang et al., 2009). در توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی جلمبادان مقدار Dy به ترتیب بین $3/12$ تا $5/43$ و $2/05$ تا $3/37$ گرم در تن و نسبت Dy/Yb بین $1/48$ تا $1/83$ و $1/73$ تا $1/91$ متغیر است (جدول ۱). در نمودار Dy/Yb در مقابل Dy (Arslan et al., 2013)، ذوب بخشی ۷ تا ۱۵ درصد و ۱۵ تا بیش از ۲۵ درصد اسپینل لزلولیت به ترتیب باعث تولید ماگمای کالک آلکالن برای توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه جلمبادان شده است (شکل ۱۱-ب). این موضوع با الگوی عناصر نادر خاکی، مقدار نسبت $(La/Yb)_N$ و مقدار تانهجاری Eu این واحدهای آذرین هماهنگی دارد.

۱۳۸۹). با تداوم فرورانش به سمت شمال ورقه اقیانوسی جبهه ماگماتیسیم آداکیتی نیز در نئوژن به سمت شمال (جنوب قوچان) مهاجرت کرده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Shabanian et al., 2012). اگر چه اخیراً (Shafaii Moghadam et al., 2016) فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن زون ساختاری سبزوار را نیز در برخی قسمت‌ها از نوع آداکیتی دانسته‌اند.

۸-۲. منشأ و پتروژنز

میانگین نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در ماگماهای برخاسته از گوه گوشته‌ای مناطق فرورانش معمولاً $0/7025$ است (Zindler and Hart, 1986؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳). مقادیر اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0/703708$ تا $0/704444$) و $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($0/512858$ تا $0/512933$) و میزان $\epsilon Nd I$ ($5/42$ تا $6/88$) در توده‌های نفوذی منطقه جلمبادان، منشأ گرفتن ماگما از گوه گوشته قرار گرفته بر روی صفحه فرورانده شده را نشان می‌دهد که ضمن صعود، مقدار بار پوسته فوقانی آلودگی پیدا کرده است. این مقادیر با نسبت‌های ایزوتوپی به دست آمده $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه برابر با $0/7035$ تا $0/7057$ و میانگین $0/7045$ توسط محققین قبلی (Baumann et al., 1983؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Shafaii Moghadam et al., 2016) در همین کمربند ماگمایی هماهنگی دارد.

Baumann et al. (1983) بر این عقیده 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 کالک آلکالن بازی می‌کند. سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی منطقه جلمبادان عمدتاً دارای نسبت Sr/Y پایین (به ترتیب بین $31/4$ تا 34 و بین $9/2$ تا $38/7$) هستند که بیانگر حضور کم گارنت و وجود آمفیبول و پلاژیوکلاز در باقیمانده است. فقط در یک نمونه از توده‌های نفوذی و یک نمونه از سنگ‌های آتشفشانی مقدار Sr/Y به بیش از 40 رسیده است که نشان می‌دهد در منشأ آنها مقدار گارنت باقیمانده مقداری بیشتر بوده است. نانهجاری Eu از منفی (بین $0/81$ تا $0/97$) تا اندکی مثبت (تا $1/08$) متغیر است که مثبت شدن نانهجاری Eu با افزایش مقدار Sr/Y در نمونه و حضور مقدار بیشتر گارنت در باقیمانده هماهنگی دارد. همچنین در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N



شکل ۱۱- الف) موقعیت قرارگیری سنگ‌های آذرین منطقه جلمبادان در نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N (الف) و نمودار Dy/Yb در مقابل Dy (ب) برای تعیین منشأ واحدهای آذرین. (Defant and Drummond, 1990)؛ (Arslan et al., 2013)

۹- نتیجه گیری

می‌دهد که این واحدها ماهیت کالک آلکالن دارند. واحدهای مونزودوریتی-دیوریتی متالومین و از نوع گرانیتوئیدهای اکسیدان نوع I هستند. همچنین الگوی عناصر نادر خاکی و غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE همه واحدهای آذرین منطقه حکایت از تشکیل ماگما در پهنه فرورانش دارد. نانهجاری Eu و مقدار نسبت Sr/Y نشان

توده‌های نفوذی مونزودوریتی-دیوریتی جلمبادان با سن $44/7$ تا $45/2$ میلیون سال (Lutetian) در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی-تراکی آندزیتی منطقه جلمبادان نفوذ کرده و منجر به تشکیل یک دگرسانی وسیع و نانهجاری طلا و مس (خارج از بحث مقاله) شده‌اند. ترکیب شیمیایی توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی جلمبادان نشان

ماگمایی قوچان- سبزوار قطعاً کمک شایانی به درک بهتر شرایط زمین ساخت- ماگمایی و جغرافیای دیرینه ناحیه‌ای در آینده خواهد کرد.

سپاسگزاری

این پروژه در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳۱۶۴۲/۳ مورخ ۱۳۹۳/۴/۱۴ در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. از مدیرعامل و کارکنان محترم شرکت رادین معدن ایرانیان به علت همکاری‌های لازم و همچنین از سازمان توسعه و نوسازی معدن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای حمایت مالی و از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به خاطر انجام برخی از آنالیزها سپاسگزاری می‌شود.

دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری پلاژیوکلاز با حضور مقدار کم گارنت است. مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۳۷۰۸ تا ۰/۷۰۴۴۴۴)، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه (۰/۵۱۲۸۵۸ تا ۰/۵۱۲۹۳۳)، میزان $\epsilon\text{Nd I}$ (۵/۴۲ تا ۶/۸۸) و میزان Dy و Yb در توده‌های نفوذی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی، نشان می‌دهد که منشأ ماگما از ذوب بخشی (۷ تا ۱۵ درصد برای توده‌های نفوذی و ۱۵ تا بیش از ۲۵ درصد برای سنگ‌های آتشفشانی) اسپینل لرزولیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده در اثر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده بوده و ضمن صعود به سمت بالا بسیار اندک با پوسته قاره‌ای فوقانی آلوده شده است. سن سنجی و بررسی پتروژن سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی کمربند

کتابنگاری

- اشبک، پ.، ملکزاده سفارودی، آ. و کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۹۷- رخداد کانی‌سازی طلا \pm مس منطقه جلمبادان، شمال غربی سبزوار: زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و ژئوشیمی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۲۶، شماره ۱، صص. ۳۱ تا ۴۶.
- امینی، ب. و خان‌ناظر، ن. ح.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مشکان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بحرودی، ا. و عمرانی، ج. ح.، ۱۳۷۷- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ باشتین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و صادقیان، م. ح.، ۱۳۹۳- سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پساافولیتی سبزوار، مجله پتروژنی، جلد ۵، شماره ۱۷، صص. ۵۱ تا ۶۸.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و میانی، ل.، ۱۳۹۴- سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس پساافولیتی سبزوار، مجله پتروژنی، جلد ۶، شماره ۲۳، صص. ۱۲۱ تا ۱۳۸.
- دهنوی، ن.، ۱۳۸۹- پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین ناحیه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانی‌سازی آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
- شرکت معدنی رادین معدن ایرانیان، ۱۳۹۳- گزارش پایان عملیات اکتشاف در محدوده جلمبادان، ۴۶۹ ص.
- شیرزادی، ع.، نصرآبادی، م.، آسیابانها، ع. و شیخ‌ذکریایی، س. ح.، ۱۳۹۴- سنگ‌زایی، ژئوشیمی و کانی‌شناسی ماگماتیزم انوسن نوار افیولیتی شمال سبزوار، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۲۳، شماره ۴، صص. ۶۷۳ تا ۶۸۸.
- صالح‌نژاد، ح.، ۱۳۸۷- بررسی پتروژنی و ژئوشیمی گنبد‌های نیمه‌عمیق ناحیه باشتین (شمال غربی سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
- قاسمی، ح.، صادقیان، ح.، خانعلی‌زاده، ع. و تنها، ع.، ۱۳۸۹- سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن پرتو سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نوژن، جنوب قوچان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۱۸، شماره ۳، صص. ۳۴۷ تا ۳۶۸.
- ملکزاده سفارودی، آ.، کریم‌پور، م. ح. و زارعی، ا.، ۱۳۹۵- سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه تکنوتیک سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی ترشیاری شمال شهر فیروزه، شمال شرقی ایران، مجله پتروژنی، جلد ۷، شماره ۲۵، صص. ۱۵۷ تا ۱۷۵.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۰- پیدایش کانی‌های غیرمعمول در ترونجمیت‌های منطقه سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار): شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما، مجله پتروژنی، جلد ۲، شماره ۵، صص. ۱۱۳ تا ۱۳۲.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۱- دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار) با نگرش ویژه به هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌ها، مجله پتروژنی، جلد ۳، شماره ۹، صص. ۸۷ تا ۱۰۶.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۲- پتروژن دایک‌های هورنبلندی جنوب غرب سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار)، مجله پتروژنی، جلد ۴، شماره ۱۳، صص. ۹۹ تا ۱۱۷.
- نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، س. م. ح. و محجل، م. ح.، ۱۳۹۳- پتروژن توده‌های نفوذی آداکیتی نوار افیولیتی شمال خاوری سبزوار، فصلنامه علوم زمین، جلد ۲۴، شماره ۹۴، صص. ۱۸۳ تا ۱۹۶.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bullitan, V.103, pp.983- 992.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collisional volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, V.102, pp.67- 95.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C., 2007- Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana shield. Precambrian Research, V.15, pp.69- 97.
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006- Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, V.27, pp.177- 193.
- Arslan, M., Temizel, T., Abdioglu, E., Kolayli, H., Yucel, C., Boztu, D. and Sen, C., 2013- ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of postcollisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): implications for magma evolution in extension-induced origin. Contributions to Mineralogy and Petrology, V.166, pp.113- 142.

- 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*, V.45, pp.79- 94.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, V.451, pp.123- 155.
- Baumann, A., Spies, O. and Lensch, G., 1983- Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran. In: Almassi, A. (ed.), *Geodynamic project (geotraverse) in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, pp.267- 276.
- 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*, V.35, pp.425- 452.
- Boynton, W. V., 1985- Cosmochemistry of the rare earth elements, *Meteorite studies*, in: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2)*, Elsevier, Amsterdam, pp.1115- 1522.
- Castillo, P. R. 2006- An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, V.51, pp.257-268.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, V.48, pp.489- 500.
- Chashchin, A. A., Sorokin, A. A., Lebedev, V. A. and Blokhin, M. G., 2016- Age, Main Geochemical Characteristics, and Sources of Late Cenozoic Volcanic Rocks in the Udurchukan Volcanic Area (Amur Region). *Tikhookeanskaya*, V.35, pp.3- 13.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B., 2000- Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, V.172, pp.5- 24.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, V.347, pp.662- 665.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P. and Garbe-Schönberg, D., 2005- Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, V.46, pp.1155- 1201.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. J., Xian, W. S., Zhao, G. C., Zhang, L. F., Wong, K. and Wu, F. Y., 2009- Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction. *Chemical Geology*, V.266, pp.364- 389.
- Ghiasvand, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Hidarian Shahri, M. R., 2018- Age and origin of subvolcanic rocks from NE Iran: Link between magmatic “flare-up” and mineralization. *Chemi der Erde-Gheochemistry*, V.78, pp.254- 267.
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmeling, K., 2007- Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, V.48, pp.2261- 2287.
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009- Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V.185, pp.181- 202.
- Holang, 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*, V.200, pp.255- 266.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015- Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. *Solid Earth*, V.6, pp.49- 72.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Dai, B. Z., Liao, S. Y., Zhao, K. D. and Ling, H. F., 2009- Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, V.107, pp.185- 204.
- Kuscu, G. G. and Geneli, F., 2010- Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekey volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, V.99, pp.593- 621.
- 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*, V.82, pp.435- 453.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, V.101, pp.635- 643.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R., 2004- Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, V.393, pp.301- 328.
- Míková, J. and Denková, P., 2007- Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples. *Journal of Geosciences*, V.52, pp.221- 226.
- Nasrabad, M., Rossetti, F., Theye, T. and Vignaroli, G., 2011- Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). *Solid Earth*, V.3, pp.477- 526.
- Özdemir, Y., 2011- Volcanostratigraphy and petrogenesis of Süphan stratovolcano. A thesis submitted to the graduate school of natural and applied sciences of Middle East Technical University, in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of philosophy in geological engineering, 279p.

- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, V.100, pp.14- 48.
- 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*, V.25, pp. 956- 983.
- 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*, V.102 (1-2), pp.295- 315.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation, Harlow, UK, Longman, 352 p.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Theye, T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F. and Vignaroli, G., 2014- Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: the late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin*, V.126, pp.317- 343.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S. M. H. and Moin Vaziri, H., 2010- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran. *Terra Nova*, V.22, pp.26- 34.
- Rubatto, D., 2002- Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, V.184, pp.123- 138.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S., 2001- Zircon, and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V.140, pp.458- 468.
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskey, Z., Thirlwall, M. F., Szakacs, A., Prychodko, M. and Matthey, D., 2001- Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos*, V.57, pp.237- 262.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier O., 2012- Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and eastern Turkey. *Tectonics*, V.31, pp.3013- 3042.
- Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Lopez Martinez, M., Ghorbani, Gh. and Nasrabad, M., 2016- The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, V.248-251, pp.517- 535.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009- Significance of Nain– Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience*, V.341, pp.1016- 1028.
- Shirzadi, A., Sheykhzakyayyi, S. J., Asiabanha, A., Nasrabad, M. and Harris, C., 2016- Mineralogical constrains on the petrogenesis of subvolcanic intrusions in Sabzevar ophiolite (NE Iran). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, V.11, pp.221- 234.
- Siddiqui, R. H., Asif Khan, M. and Qasim, J. 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*, V.40, pp.1-23.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A., 1983- Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan, NE Iran. in: Almassi, A. (ed.), Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, V.51, pp.247- 266.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean: Basins*. The Geological Society of London, special publication, V.42.
- Tanaka, T., Togashi, Sh., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, Sh., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M. and Dragusanu, C., 2000- JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, V.168, pp.279- 281.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T., 2006- Operation of subduction factory and production of andesite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, V.101, pp.145- 153.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, V.95, pp.185- 187.
- Williams, I. S., 2001- Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, V.48, pp.557- 580.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letter*, V.50, pp.11- 30.
- Yang, W. and Li, Sh., 2008- Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, V.102, pp.88- 117.
- Yu, Q., Ge, W. C., Zhang, J., Zhao, G. C., Zhang, Y. L. and Yang, H., 2016- Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implication of Late Paleozoic Volcanic Rocks from the Dashizhai Formation in Inner Mongolia, Ne China. *Gondwana Research*, V.47, pp.164- 177.
- Zindler, A. and Hart, S. R., 1986- Chemical geodynamics. *Anniversary Reviews of Earth Planetary Sciences*, V.14, pp.493- 571.
- Zulkarnain, I., 2009- Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication. *Jurnal Geologi Indonesia*, V.4 (2), pp.117- 131.

Petrography, geochemistry, U-Pb dating, Sr-Nd isotopes, and petrogenesis of Jalambadan igneous rocks, NW Sabzevar

P. Eshbak¹, A. Malekzadeh Shafaroudi^{2*} and M. H. Karimpour³

¹Ph.D Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

²Associate Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 2017 August 23

Accepted: 2018 April 23

Abstract

Jalambadan area is located northwestern Sabzevar, Khorasan Razavi province, and southwestern Quchan-Sabzevar magmatic belt. Geology of the area includes of andesitic-trachyanesitic volcanic rocks, which is intruded by monzodioritic to dioritic subvolcanic intrusive rocks. The texture of igneous rocks is porphyry and the main minerals are plagioclase, alkali feldspar, pyroxene, hornblende, and magnetite. Age of intrusive rocks determined 44.7 to 45.2 Ma (Middle Eocene-Lutetian), using zircon U-Pb method. Geochemically, igneous rocks of the area are calc-alkaline and were formed at subduction zone. Relatively, enrichment in LREE relative to HREE and enrichment of K, Rb, Cs, and Sr relative to Ti and Nb elements are observed in all of samples. Eu anomaly and Sr/Y ratios can be attributed to the presence of residual plagioclase and a few garnet in a source. (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (0.703708 to 0.704444), (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i (0.512858 to 0.512933), and εNd 1 (5.42 to 6.88) values of intrusions and geochemical signatures of volcanic rocks indicate magma is driven from partial melting (7-5% for intrusions and 15-25% for volcanic rocks) of spinel lherzolite mantle wedge above subducted slab, which is assimilated slightly with upper continental crust very little.

Keywords: Petrography, Dating, Petrogenesis, Jalambadan, Quchan-Sabzevar magmatic belt

For Persian Version see pages 167 to 180

*Corresponding author: A. Malekzadeh Shafaroudi; E-mail: shafaroudi@um.ac.ir