

تغییرات ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی شمال اردبیل: رهیافتی برای تعیین الگوی زمین‌ساختی-ماگمایی شمال باختر ایران

علی لطفی بخش^{*}^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

چکیده

در محدوده شمال اردبیل (از نمین تا لاهورد) توالی متنوع و گسترده‌ای از فعالیت‌های ماگمایی بازی تا حدواسط و اسیدی از انوسن تا کواترنری رخنمون دارند. ترکیبات سنگی در این منطقه از گدازه‌های عمدتاً بازالتی همراه با گنبد‌های داسیتی و ریولیتی در محدوده نمین تا بازالت و آندزیت بازالتی در محدوده لاهورد متغیر است. بررسی ترکیب شیمیایی الیون در الیون بازالت‌ها نشان‌دهنده ترکیب فورستریتی آنها از ۶۷/۸ تا ۹۲/۷ است. همچنین کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسیدی بوده و پلاژیوکلازها ترکیب لابرادوریتی تا بیتونیتی دارند. پیگانه‌بلورهای (زنوکریست‌ها) گارنت موجود در گنبد‌های ریولیتی از نوع آلماندین می‌باشند. بررسی عناصر نادر خاکی در جریان‌های گدازه‌ای، قطعات سنگی و همچنین گنبد‌های داسیتی-ریولیتی منطقه نشانگر غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک به سنگین است. سنگ‌های مافیک-حدواسط منطقه سرشت شوشونیتی و برخی نیز کالک-آلکان با پتاسیم بالا و گنبد‌های داسیتی و ریولیتی سرشت آداکیتی نشان می‌دهند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های بازالتی-آندزیتی منطقه شمال اردبیل-لاهورد نشان‌دهنده تشکیل آنها از ذوب بخشی یک گوه گشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط رسوبات و سیالات حاصل از ورقه فروزانده در زون فروزانشی ایران طی انوسن است. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی گنبد‌های داسیتی-ریولیتی میوسن نشان‌دهنده منشأ گرفتن آنها از ذوب بخشی بخشی‌های زیرین پوسته قاره‌ای ستر شده ایران می‌باشد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۲۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

ژئوشیمی

پتروژنز

شوشونیتی

آداکیتی

نمین-لاهورد

۱- پیش‌نوشتار

به طور کلی منشأهای ماگمایی مختلفی برای ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فروزان‌ش پیشنهاد شده است که شامل صفحه اقیانوسی فروزانده شده متشکل از آهک‌های پلاژیک و یا رسوبات تخریبی نزدیک به قاره، پوسته اقیانوسی با ترکیب بازالتی و دگرسان شده، گوه گشته‌ای پریدوتیتی و لیتوسفر قاره‌ای بالای صفحه فروزانده شده (شامل پوسته قاره‌ای و گوه گشته لیتوسفری) می‌باشند (Jacques et al., 2013). نقش هر یک از این منشأهای مختلف در فواصل مختلف از درازگودال مرتبط با فروزان‌ش یعنی در مناطق کمان جلویی و پشت کمان ماگمایی اصلی می‌تواند متفاوت باشد. افزون بر این، ماگماتیسمی که پس از بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی و پس از برخورد بلوک‌های قاره‌ای (ماگماتیسم پس از برخورد) به وجود می‌آیند، بیشتر تابعی از ذوب بخشی گوه گشته لیتوسفری قاره‌ای و یا بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای می‌باشند (Billen and Arredondo, 2018; Ardila et al., 2019). یکی از مناطقی که در این رابطه می‌تواند مورد مطالعه قرار گیرد حاشیه فعال قاره‌ای سنوزوییک ایران است که مرتبط با فروزان‌ش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران می‌باشد. مطالعات اخیر نشان داده‌اند که ماگماتیسم سنوزوییک ایران در رابطه با فازهای

ماگمایی حجیم بوده که سبب شده مناطق وسیعی از ایران متحمل فعالیت‌های آذرین گسترده‌ای گردند (Verdel et al., 2011; Moghadam et al., 2018a). به طور کلی، نظر بر این است که پیدایش ماگماتیسم حجیم در ایران در طی انوسن در یک محیط کشتی در بالای صفحه فروزان‌ش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی حاصل شده است (Verdel et al., 2011). در این رابطه، عمده ماگماتیسم سنوزوییک-به‌ویژه انوسن-ایران در امتداد خط درز اصلی زاگرس با روند شمال باختر-جنوب خاور در ایران مرکزی ایجاد شده و تحت عنوان کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر شناخته می‌شود (شکل ۱). افزون بر گسترش زیاد سنگ‌های ماگمایی سنوزوییک در کمر بند ارومیه-دختر، پیدایش این سنگ‌های آذرین در بیشتر نقاط ایران از جمله شمال باختر نیز دارای گسترش شایان توجهی می‌باشد. این کمر بند ماگمایی در مناطق مختلفی از شمال باختر ایران از خوی تا تبریز و از اردبیل تا زنجان گسترش داشته و امتداد آن از سمت شمال خاور به نوار ماگمایی البرز مرکزی و همچنین از سمت شمال باختر به کمر بند ماگمایی ارمنستان می‌پیوندد. کمر بند ماگمایی شمال باختر ایران که تحت عنوان کمر بند ماگمایی البرز باختری-آذربایجان نیز شناخته می‌شود، دارای سنگ‌های ماگمایی مختلف با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت از

رخمون داشته و به توالی‌های آهک‌های کرتاسه میانی تا بالایی همراه با گدازه‌های مافیک تا اسیدی ختم می‌گردند (شکل ۱-B).

شروع توالی‌های سنوزویک در منطقه اردبیل با کنگلومراهای کرتاسه بالایی تا پالئوسن زیرین همراه با میان لایه‌هایی از سنگ آهک تا توف‌های سبز بوده که در بخش جنوب خاور نمین گسترش دارند. این توالی به تدریج تبدیل به توف‌ها-برش‌های آتشفشانی همراه با ماسه‌سنگ‌های توفی و توفیت‌ها تبدیل می‌گردند. عمده توالی‌های پالئوسن تا الیگوسن منطقه اردبیل شامل الیوین بازالت-بازالت تا آندزیت‌های پورفیری به همراه داسیت تا ایگنیمبریت می‌باشند که توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف با ترکیب گرانودیوریتی تا مونزونیتی و با سن الیگوسن آنها را قطع نموده است (Aghazadeh et al., 2011). سینیت‌ها و نفلین سینیت‌های ائوسن نیز در برخی موارد دارای همبری نفوذی با این سنگ‌ها می‌باشد (Ashrafi et al., 2018). افزون بر این توده‌های نیمه‌ژرف سونگون با سن الیگوسن (۲۸ میلیون سال) تا میوسن (۱۹ میلیون سال) نیز در منطقه شمال باختر ایران توالی‌های ماگمایی پالئوسن-ائوسن و آهک‌های کرتاسه بالایی را قطع نموده و حاوی کانی‌زایی مس-مولبدن-طلا می‌باشند (Aghazadeh et al., 2015). از دیگر واحدهای ماگمایی شمال باختر ایران به ویژه در منطقه اردبیل، گدازه‌های میوسن تا پلیوسن با ترکیب تراکی‌آندزیتی بوده که با همراهی توالی ستبری از ایگنیمبریت، بخش قدیمی سبلان را نیز تشکیل می‌دهند (Lechmann et al., 2018). در نهایت، جوان‌ترین سنگ‌های ماگمایی در این منطقه شامل الیوین بازالت‌ها- داسیت‌ها و ایگنیمبریت‌ها هستند که عمدتاً- به ویژه در کوه سبلان- با توف‌ها و جریان‌های لاهار همراه می‌باشند (Lechmann et al., 2018). مناطقی که در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته‌اند، شامل توالی‌های آتشفشانی منطقه نمین (تا عنبران) و شمال اردبیل تا لاهرود می‌باشند که در ادامه به صورت جزئی‌تر مورد بحث قرار می‌گردند.

۳-۱- منطقه نمین-عنبران

واحدهای مورد مطالعه در منطقه نمین-عنبران را گنبدی‌های داسیتی و ریولیتی به همراه گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی و پیروکلاستیک‌های همراه به سن ائوسن تشکیل می‌دهند. گنبدی‌های داسیتی-ریولیتی در داخل واحدهای شیلی ژوراسیک و آهک‌های کرتاسه تزریق شده و در یکی دو نقطه از اطراف این گنبدی‌ها می‌توان حاشیه تماس با این واحدها را مشاهده نمود (شکل ۲). ریولیت‌ها و داسیت‌های مورد مطالعه در برخی موارد دگرسان بوده و به اکسیدهای آهن و کائولینیت در نمونه دستی تبدیل شده‌اند، اما در برخی موارد نیز سالم و بدون هوازدگی شدید می‌باشند. در برخی نمونه‌های دستی، فنوکریست‌های فلدسپار و کوارتز قابل مشاهده بوده و در برخی موارد نادر نیز دارای بیگانه‌بلورهای گارنت هستند. سن دقیق این ریولیت‌ها به دلیل اینکه با واحدهای آتشفشانی نمین-عنبران دارای همبری نمی‌باشند، مجهول است. ترادف آتشفشانی ائوسن در منطقه نمین-عنبران شامل گدازه با ترکیب بازالتی و کمتر آندزیتی همراه با توالی ستبری از آذرآواری‌ها و اپی کلاستیک‌ها می‌باشند. سیل‌های بازالتی نیز در برخی موارد همراه این آذرآواری‌ها و اپی کلاستیک‌ها دیده می‌شوند. آذرآواری‌ها از توف‌های ریزدانه تا برش و آگلومراها در تغییر بوده و حجم برش‌ها و آگلومراهای آتشفشانی در مقایسه با توف‌های ریزدانه بسیار چشمگیر می‌باشد. قطعات سنگی داخل برش‌ها از پیروکسن بازالت‌های پورفیری با فنوکریست‌های درشت کلینوپیکس (۲ تا بیشتر از ۵ میلی‌متر) تا آندزیت‌های آفیریک تا کمی پورفیریتیک متغیر هستند. اپی کلاستیک‌های منطقه نمین-عنبران دارای توالی‌های ریزدانه تا درشت دانه بوده و در توالی‌های ریزدانه حجم مواد رسوبی ریزدانه بالا بوده و میزان قطعات سنگی آتشفشانی ریزدانه در آنها پایین است. در مقابل، در اپی کلاستیک‌های دانه درشت، میزان قطعات آتشفشانی بزرگ در حد قطعه سنگی بالا می‌باشد. نحوه قرارگیری اپی کلاستیک‌های دانه درشت و ریزدانه نسبت به یکدیگر نظم خاصی نداشته و مکرر تکرار شده و واحدهای مورد نظر ساختار لایه‌بندی ضعیف نشان می‌دهند.

جمله توالی‌های سنگ‌های آداکیتی-شوشونیتی تا فوق پتاسیک و حتی آلکالن تحت اشباع از سیلیس می‌باشد و دارای دامنه سنی از کرتاسه بالایی تا عهد حاضر هستند (Verdel et al., 2011; Moghadam et al., 2018a). منشأ و پیدایش این واحدهای ماگمایی شمال باختر ایران مورد بحث زمین‌شناسان متعددی بوده و سازوکارهای مختلفی برای تشکیل این سنگ‌ها پیشنهاد شده است. از جمله این سازوکارها می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: ۱- وجود یک سیستم فرورانشی بین کمربند ارومیه-دختر و کمربند البرز-آذربایجان با فرورانش به سمت شمال-شمال باختر (Aghazadeh et al., 2011) و ۲- وجود کشش فزاینده در بخش شمال-شمال باختر ایران مرکزی همراه با فرورانش ثوتتیس به زیر ایران در امتداد خط درز زاگرس و در نتیجه ماگماتیسم حجم در زمان سنوزویک (به‌ویژه ائوسن) در شمال-شمال باختر ایران ارومیه-دختر به عنوان جبهه ماگمایی در نظر گرفته شده در حالی که کمربند‌های ماگمایی البرز-آذربایجان به عنوان کمربند‌های ماگمایی پشت کمان فرض می‌گردند (شکل ۱-A).

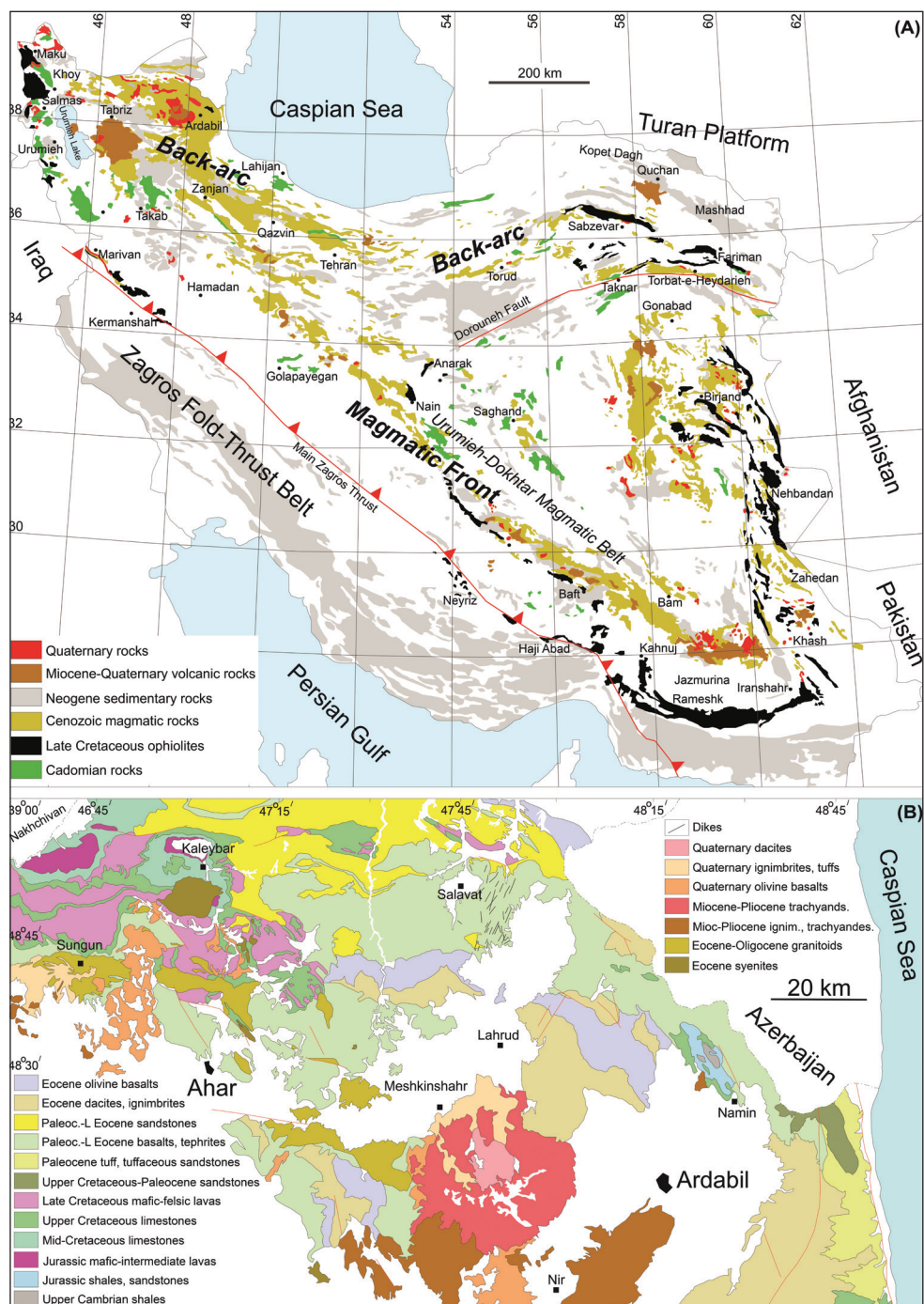
در منطقه شمال اردبیل-لاهرود و نمین توالی‌های ماگمایی با حجم زیاد مواد آذرآواری، گدازه‌های مافیک تا حد واسط به همراه ایگنیمبریت‌های ائوسن و توده‌های نفوذی گرانیتویدی میوسن و حتی گنبدی‌های ریولیتی-داسیتی تا تراکی‌آندزیتی جوان‌تر به سن میوسن تا کواترنری حضور داشته که ترکیب سنگ‌شناسی، سن و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از دیرباز مورد سؤال بوده‌اند. از آنجا که عوامل گوناگونی می‌توانند در ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی شمال باختر ایران (در یک مقیاس بزرگ) و سنگ‌های منطقه شمال اردبیل (در مقیاس منطقه‌ای) درگیر باشند، این مقاله با مطالعه سنگ‌های منطقه شمال خاور (نمین) تا شمال باختر اردبیل (به جز آتشفشان سبلان) سعی دارد تا با بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی-کمیاب و به‌ویژه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr و Nd و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها دلایل تنوع ژئوشیمیایی و عوامل درگیر در تشکیل این سنگ‌ها را بحث نموده و در مقیاس گسترده‌تر دلایل پیدایش و تنوع شیمیایی توالی‌های سنگی ائوسن تا میوسن شمال باختر ایران را نیز مورد بررسی قرار دهد. دامنه سنی و تشابه یا عدم تشابه سنی و نیز ارتباط یا عدم ارتباط ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و در نتیجه منشأ توالی‌های سنگی شمال باختر تا خاور اردبیل سوالات اصلی قابل مطرح هستند.

۲- روش پژوهش

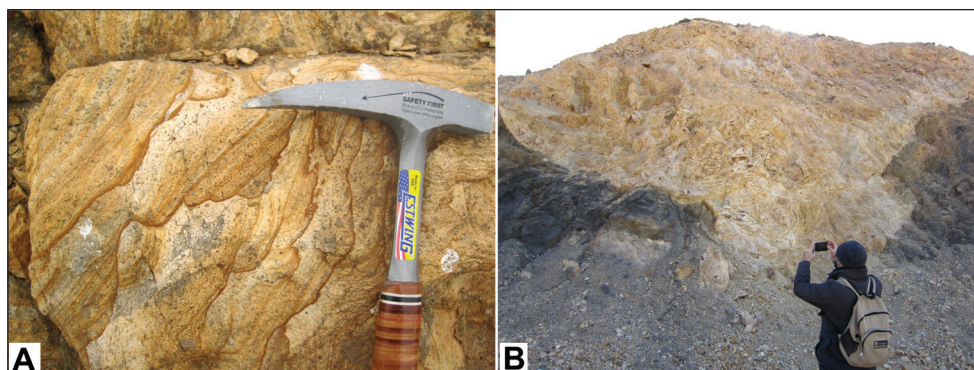
در این پژوهش، در طی چند مرحله عملیات صحرایی از تمامی واحدهای آتشفشانی نمونه‌برداری شد و نمونه‌های سالم جهت آنالیز عناصر اصلی و کمیاب کل سنگ به روش ICP-AES به آزمایشگاه ACME در کانادا ارسال گردید. حد تشخیص برای عناصر اصلی ۰/۰۱-۰/۰۴٪ و برای عناصر کمیاب ppm ۰/۵-۰/۱ است. تعدادی از نمونه‌ها نیز جهت تعیین ترکیب ایزوتوپی Sr و Nd به دانشگاه Aveiro در پرتغال با استفاده از طیف‌سنج جرمی Multi-Collector Thermal Ionization ارسال گردیدند. آنالیزهای میکروپروب برای سنجش ترکیب شیمیایی کانی‌ها با استفاده از دستگاه JXA-8100 در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک چین انجام شده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شمال خاور ایران (از محدوده آستارا تا باختر کلیر) (شکل شماره ۱-B) شامل شیل‌های دگرگون شده نئوپروتروزویک بالایی (سازند بایندر) است. افزون بر این سری‌های سنگی، توالی‌های دگرگونی کوه‌های صلوات شامل ماسه سنگ‌ها و شیل‌های دگرگون شده همراه با متابازالت‌ها نیز دارای دامنه سنی کربنفر بوده و گمان می‌شود مرتبط با ماگماتیسم پالئوتتیس به زیر ایران باشند (Moazzen et al., 2020). شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک همراه با میان لایه‌ها و گدازه‌های مافیک تا حدواسط ژوراسیک نیز در بخش باختر و جنوب خاور کلیر



شکل ۱- (A) موقعیت سنگ‌های ماگمایی سنوزویک کمرند ماگمایی ارومیه-دختر و کمرندهای ماگمایی پشت کمان در شمال و شمال باختر ایران؛ (B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شمال باختر ایران (با تغییرات از رحیم زاده و باباخانی، ۱۳۶۵).

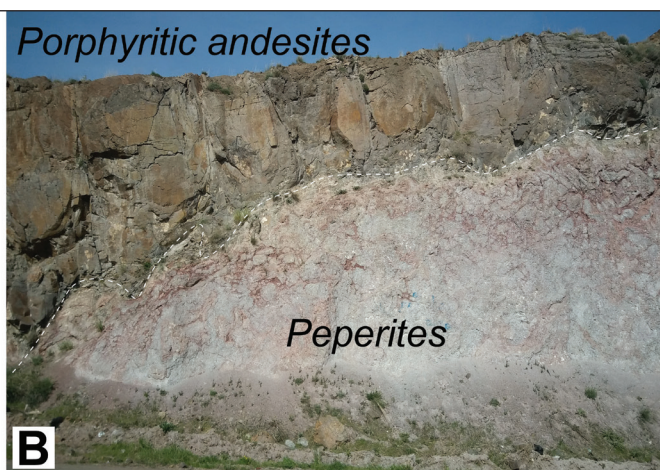


شکل ۲- (A) نمایی نزدیک از گنبد ریولیتی؛ (B) نفوذ توده ریولیتی به داخل شیل‌های ژوراسیک.

۳-۲- منطقه شمال اردبیل- لاهرود

واحدهای زیرین و بالایی آذرآواری احاطه می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی این منطقه، وجود لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ (با ستبرای ۱ تا ۵ متر) در میان گدازه‌های آندزیتی و بازالتی است که گاهی در محل تماس گدازه‌ها با ماسه سنگ‌های ستبر لایه زیرین، پیریت تشکیل شده (شکل ۳-۲). که شاهدهی بر فوران آتشفشان‌های این منطقه در آب‌های کم‌ژرفا است. از واحدهای دیگر این منطقه، می‌توان به داسیت‌ها و ایگنیمبریت‌ها اشاره نمود. داسیت‌ها دارای فنوکریست‌های ریزدانه ساینیدین بوده در حالی که ایگنیمبریت‌ها دارای فنوکریست‌های درشت ساینیدین به همراه فنوکریست‌های ریزدانه بیوتیت و فیام‌های درشت دانه و دارای جهت‌یابی می‌باشند.

سنگ‌های آتشفشانی در شمال اردبیل تا لاهرود شامل الیون‌بازالت‌های پورفیری با فنوکریست‌های درشت پیروکسن و الیون بوده که در برخی موارد همراه با بازالت‌های آفیریک هستند. این گدازه‌ها بیشتر با لایه‌هایی از سنگ‌های آذرآواری همراهی می‌شوند و در برخی محل‌ها، گدازه‌های یادشده به‌صورت میان‌لایه‌ای در داخل لایه‌های پیروکلاستیک‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۲). از دیگر واحدهای این منطقه، آندزیت‌های پورفیری با فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز (۴-۷ میلی‌متر) است که در برخی موارد با بازالت‌های آفیریک دارای تماس بوده و گاهی نیز توسط



شکل ۳-۲ (A) میان لایه‌های بازالتی در میان آذرآواری‌های (پیروکلاستیک‌ها) منطقه شمال اردبیل؛ (B) توالی آندزیت‌های پورفیری و پیریت‌های همراه در منطقه شمال اردبیل.

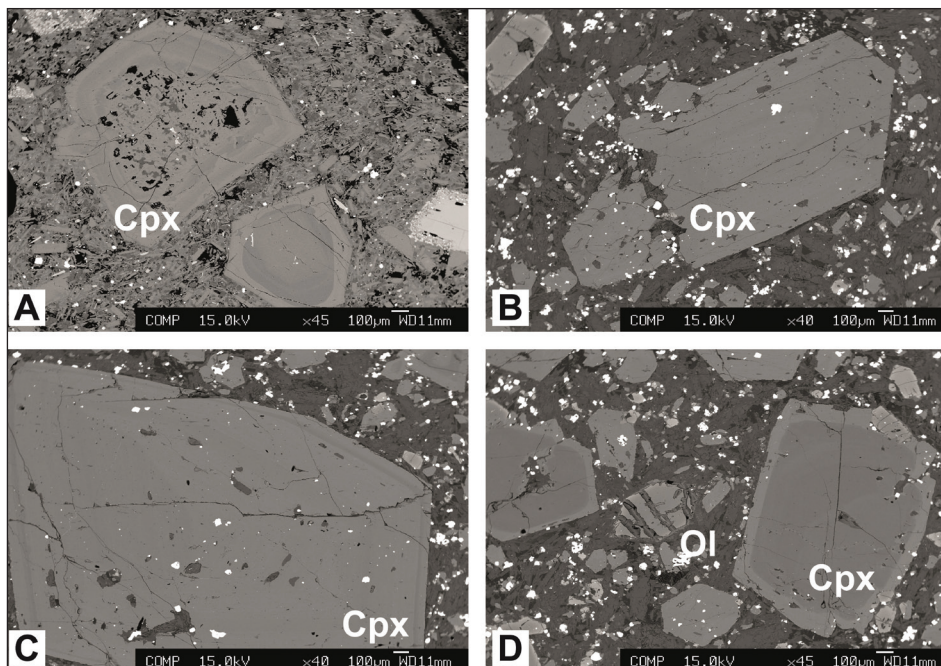
۴- سنگ‌نگاری

پلاژیوکلاز تنها در خمیره این سنگ‌ها دیده شده که با الیون‌ها و کلینوپیروکسن‌های ریزدانه همراه با اکسید آهن و فلدسپار پتاسیم‌دار همراهی می‌شوند. آندزیت‌ها دارای فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در خمیره‌ای متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز- فلدسپار پتاسیم هستند که همراه با شیشه‌های کلریتی شده و اکسید آهن و در برخی موارد آمفیبول‌های کلریتی شده دیده می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به سرسیت تا سوسوریت دگرسان شده‌اند. کلسیت و تیتانیت در این سنگ‌ها در اثر سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند.

واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه از سنگ‌های مافیک تا حدواسط-اسیدی در تغییر می‌باشند. داسیت‌ها و ریولیت‌ها در مقطع نازک دارای فنوکریست‌های ساینیدین و کوارتزهای خلیجی شکل در خمیره‌ای کریپتوکریستالین فلسیت تا خمیره ریزدانه متشکل از آلکالی فلدسپار و کوارتزهای ریزدانه هستند. بیگانه‌بلورهای خودشکل گارنت نیز به ندرت در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند. قطعات سنگی موجود در آذرآواری‌های منطقه نمین-عبران دارای ترکیب بازالتی تا آندزیتی بوده که بازالت‌ها دارای فنوکریست‌های درشت کلینوپیروکسن در خمیره شیشه‌ای دگرسان شده به کلریت همراه با میکروولیت‌های کلینوپیروکسن می‌باشند. سدومرف‌های اکسید آهنی به مقدار کمی در این سنگ‌ها دیده شده که احتمالاً بقایای الیون‌های ایدینگریتی شده می‌باشند. قطعات سنگی آندزیتی دارای مقدار کمی (در حدود ۴-۵ درصد حجمی) فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن در خمیره‌ای متشکل از شیشه دگرسان شده و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز هستند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها دارای منطقه‌بندی بوده و افزون بر این، در برخی موارد مرکز کانی دارای بافت غربالی است (شکل ۴-۲). جریان‌های بازالتی منطقه شمال اردبیل- لاهرود دارای فنوکریست‌های دانه درشت کلینوپیروکسن در خمیره‌ای متشکل از میکروولیت‌های کلینوپیرکسن- فلدسپار پتاسیمی و پلاژیوکلاز همراه با تیتانومگنتیت و شیشه کلریتی شده هستند. کلینوپیروکسن‌ها در برخی موارد فاقد منطقه‌بندی شاخص بوده (شکل ۴-۲B)، اما در برخی موارد، به‌ویژه در قسمت حاشیه کانی، دارای منطقه‌بندی می‌باشند (شکل ۴-۲C). کلینوپیروکسن‌ها دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و اکسید آهن هستند. الیون‌بازالت‌ها دارای فنوکریست‌های خودشکل و زونه کلینوپیروکسن همراه با فنوکریست‌ها تا میکروفنوکریست‌های الیون هستند (شکل ۴-۲D). میکروولیت‌های

۵- شیمی کانی‌ها

در این بخش، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، الیون و پلاژیوکلاز از قطعات سنگی داخل برش‌ها و همچنین گدازه‌ها و سیل‌های بازالتی اتوسن منطقه نمین- اردبیل به همراه ترکیب شیمیایی بیگانه‌بلورهای گارنت مورد بررسی قرار گرفته‌اند. الیون در الیون‌بازالت‌ها دارای فورستریت متغیر بوده و از ۶۷/۸ تا ۹۲/۷ در نوسان می‌باشد. میزان اکسید نیکل این الیون‌ها نیز از ۰/۱ تا ۰/۵ در تغییر است. هسته الیون‌ها دارای فورستریت بالا بوده و معمولاً حاشیه الیون‌ها دارای میزان فورستریت پایین‌تری است. این منشأ برای هسته‌های الیون با میزان فورستریت بالا در سنگ‌های پتاسیک و لامپروئیت‌های مدیترانه‌ای نیز پیشنهاد شده است (Prelević and Foley, 2007; Prelević et al., 2013) (جدول ۱). ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در گدازه‌های بازالتی، سیل‌های بازالتی و اولیون‌بازالت‌های شمال اردبیل و نمین-عبران در محدوده دیوپسید بوده (En=34-45, Wo=45-50, Fs=7-17) (جدول ۲ و شکل ۵) و دارای تغییرات قابل ملاحظه‌ای در عدد منیزیم (Mg#=67-86) می‌باشند.



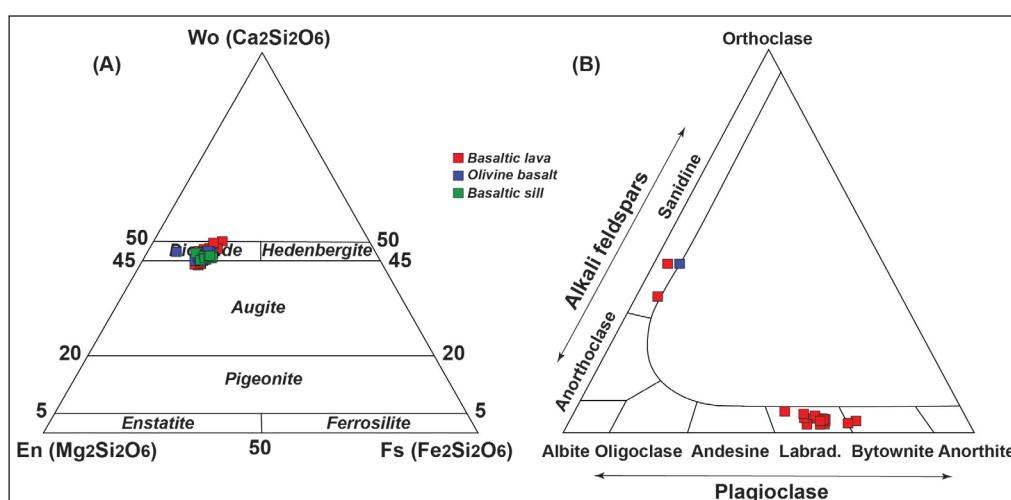
شکل ۴- A) کلینوپیروکسن‌های دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی در قطعات آندزیتی منطقه نمین-عنبران؛ B و C) کلینوپیروکسن‌های فاقد و دارای منطقه‌بندی همراه با خمیره متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز -آلکالی فلدسپار-کلینوپیروکسن و تیتانومگنتیت در بازالت‌های منطقه شمال اردبیل؛ D) فنوکریست‌های خودشکل کلینوپیروکسن و الوین همراه با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز-الوین و کلینوپیروکسن در الوین بازالت‌های منطقه شمال اردبیل.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی الوین‌های سنگ‌های مافیک

SiO ₂	۴۱/۹۷	۴۰/۵۴	۴۰/۲۱	۳۹/۵۳	۳۹/۵۶	۳۹/۷۲	۴۱/۷۹	۴۰/۷۱	۳۹/۵۰	۳۹/۴۱	۳۹/۳۹	۳۷/۹۹	۴۱/۰۶
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴
Cr ₂ O ₃	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۷
FeO	۷/۴۵	۱۲/۳۴	۱۹/۴۷	۱۵/۸۷	۱۷/۳۹	۲۰/۵۹	۷/۳۴	۱۲/۲۳	۲۱/۲۸	۲۱/۵۹	۲۱/۰۱	۲۷/۸۵	۱۳/۴۸
MnO	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۳۹	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۷۲	۰/۲۱
MgO	۴۹/۶۰	۴۷/۱۶	۴۱/۴۰	۴۳/۱۵	۴۲/۷۰	۳۹/۴۳	۵۰/۹۶	۴۶/۹۶	۳۸/۵۴	۳۸/۱۱	۳۸/۸۴	۳۳/۸۹	۴۴/۴۲
CaO	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۳۱	۰/۱۲
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
NiO	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۲۸	۰/۱۱	۰/۲۵
Total	۹۹/۷۶	۱۰۰/۷۰	۱۰۱/۸۲	۹۹/۳۴	۱۰۰/۴۷	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۸۶	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۲۰	۹۹/۹۷	۱۰۰/۲۵	۹۹/۹۲	۹۹/۶۴
Fo	۹۲/۲۳	۸۷/۲۰	۷۹/۱۳	۸۲/۹۰	۸۱/۴۰	۷۷/۳۵	۹۲/۵۲	۸۷/۲۵	۷۶/۳۵	۷۵/۸۸	۷۶/۶۹	۶۷/۷۹	۸۵/۴۵
Si	۱/۰۲	۱/۰۰	۱/۰۱	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۲	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۲
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۴۴	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۶۲	۰/۲۸
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰
Mg	۱/۷۹	۱/۷۳	۱/۵۵	۱/۶۳	۱/۶۱	۱/۵۱	۱/۸۳	۱/۷۳	۱/۴۸	۱/۴۷	۱/۴۹	۱/۳۱	۱/۶۵
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Total	۲/۹۸	۳/۰۰	۲/۹۹	۲/۹۹	۳/۰۰	۲/۹۸	۲/۹۹	۳/۰۰	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۷

جدول ۲- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مافیک-حدواسط

SiO ₂	۵۰/۲۳	۵۲/۳۴	۴۸/۶۸	۴۹/۳۸	۵۱/۹۵	۵۲/۲۹	۵۱/۷۰	۵۰/۶۲	۵۱/۰۰	۵۱/۳۹	۵۲/۱۰	۵۰/۴۳	۵۲/۱۵
TiO ₂	۰/۷۸	۰/۴۷	۱/۱۵	۰/۷۶	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۶۶	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۸۳	۰/۳۱
Al ₂ O ₃	۳/۶۷	۲/۴۲	۷/۸۸	۴/۲۶	۲/۳۹	۱/۹۶	۳/۸۹	۳/۹۱	۳/۶۲	۳/۵۶	۲/۸۰	۴/۶۳	۱/۹۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳
FeO	۸/۲۵	۷/۹۹	۹/۷۰	۹/۱۰	۷/۸۸	۷/۸۶	۸/۹۸	۸/۶۲	۸/۵۰	۸/۶۳	۷/۷۵	۸/۸۲	۷/۸۰
MnO	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۴۶	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۶	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۴۵
MgO	۱۳/۰۸	۱۳/۸۶	۱۱/۰۸	۱۲/۷۶	۱۴/۰۷	۱۴/۱۰	۱۲/۳۵	۱۲/۷۸	۱۲/۹۳	۱۳/۱۰	۱۴/۶۰	۱۳/۱۹	۱۴/۲۹
CaO	۲۲/۴۱	۲۲/۷۲	۲۲/۸۲	۲۳/۰۸	۲۲/۸۹	۲۲/۳۲	۲۲/۹۳	۲۲/۳۷	۲۲/۰۹	۲۲/۳۴	۲۱/۴۹	۲۱/۳۵	۲۲/۳۹
Na ₂ O	۰/۵۱	۰/۳۸	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۶۳	۰/۵۸	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۴۷	۰/۷۳	۰/۳۸
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۹۹/۳۶	۱۰۰/۶۶	۱۰۲/۲۳	۱۰۰/۳۷	۱۰۰/۶۶	۱۰۰/۰۹	۱۰۱/۶۸	۱۰۰/۱۴	۹۹/۸۷	۱۰۰/۷۹	۱۰۰/۲۹	۱۰۰/۵۰	۹۹/۷۷
Mg#	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۶۷	۰/۷۱	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۷۷
Cr#	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
En	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۱
Fs	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۳
Wo	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۶
Si	۱/۸۹	۱/۹۴	۱/۷۹	۱/۸۵	۱/۹۳	۱/۹۵	۱/۹۰	۱/۸۹	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۳	۱/۸۸	۱/۹۵
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
Al	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۰۹
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۲۴
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Mg	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۶۱	۰/۷۱	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۶۸	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۸۰	۰/۷۳	۰/۷۹
Ca	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۹۳	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۹۰
Na	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۲	۴/۰۵	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۳	۴/۰۲



شکل ۵- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن (A) و فلدسپارها (B) در سنگ‌های مورد مطالعه منطقه شمال اردبیل.

بازالت را نشان می‌دهد. ترکیب فلدسپارها در گدازه‌ها و سیل‌های بازالتی دارای ترکیب پلاژیوکلاز در حد لابرادوریت تا بیتونیت (An=52.1-70.6) است. در خمیره این سنگ‌ها آلکالی فلدسپار با ترکیب ساینیدین (Or=33.3-43.8) نیز دیده می‌شود

مطالعه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های الیوین بازالتی به سمت بازالتی نشانگر کاهش عدد منیزیم و کاهش میزان اکسید آلومینیم و سدیم می‌باشد که به‌خوبی تبلور همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در روند تفریقی از الیوین بازالت به سمت

در نوسان است. به طور کلی با افزایش میزان اکسید سیلیسیم از میزان اکسیدهای آهن، منیزیم و تیتان کاسته شده در صورتی که اکسیدهای سدیم، پتاسیم و آلومینیم دارای روند افزایشی می‌باشند. گنبد‌های اسیدی منطقه عنبران نیز دارای میزان اکسید سیلیسیم ۷۲/۹-۷۵/۶ و اکسید آلومینیم ۱۴/۷-۱۴/۹ هستند (جدول‌های ۵ و ۶). در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y ، سنگ‌های مافیک و حدواسط منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت تا آندزیت بازالتی و برخی نیز در محدوده تراکی آندزیت قرار می‌گیرند در حالی که رiolite‌ها به دلیل بالا بودن میزان عنصر زیرکیم و بسیار پایین بودن میزان اکسید تیتان گرایش به گدازه‌های فنولیتی را نشان می‌دهند. در نمودار Th در برابر Co سنگ‌های مافیک-حدواسط منطقه دارای ترکیب شوشونیتی و برخی نیز دارای ترکیب کالک-آلکالن با پتاسیم بالا هستند (شکل ۶).

(جدول ۳ و شکل ۵). گارنت در گنبد‌های ریولیتی منطقه، دارای ترکیب آلماندین با ترکیب شیمیایی $(Fe_{2.34-2.40}, Mn_{0.19-0.20}, Mg_{0.17-0.22}, Ca_{0.28-0.31})(Al_{1.82-1.86})(Si_{3.05-3.08}O_{12})$ می‌باشد (جدول ۴).

۶- ژئوشیمی

از نظر ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه، منطقه شمال اردبیل-لاهرود و نمین-عنبران شامل جریان‌های گدازه‌ای، سیل‌های درون آذرآواری‌ها و اپی کلاستیک‌ها و همچنین قطعات سنگی موجود در برش‌های آتشفشانی دارای ترکیب بازالتی تا آندزیتی با میزان اکسید سیلیسیم ۴۶/۲-۵۵/۸ (درصد وزنی) و اکسید آلومینیم ۱۳/۹-۱۹/۴ (درصد وزنی) می‌باشند. میزان اکسید منیزیم این سنگ‌ها از ۱/۴ تا ۹/۷

جدول ۳- ترکیب شیمیایی فلدسپارهای سنگ‌های بازی-حدواسط

SiO ₂	۵۵/۰۶	۵۳/۵۵	۵۲/۳۲	۵۰/۸۲	۵۰/۷۳	۵۳/۵۳	۵۳/۰۲	۵۲/۸۶	۵۲/۱۰	۶۲/۹۶	۵۱/۶۳	۵۱/۰۰	۵۱/۹۰
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۶
Al ₂ O ₃	۲۸/۵۶	۲۹/۷۱	۳۰/۲۵	۳۱/۱۷	۳۱/۶۳	۲۹/۰۳	۳۰/۳۳	۳۰/۲۵	۳۰/۸۱	۲۰/۳۶	۲۸/۸۷	۲۹/۵۳	۲۸/۷۰
Cr ₂ O ₃	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰
FeO	۰/۴۹	۰/۴۲	۰/۵۳	۰/۵۷	۰/۵۰	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۸۱	۰/۷۳	۰/۸۳
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱
MgO	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۰۶
CaO	۱۰/۷۰	۱۱/۶۴	۱۲/۳۸	۱۳/۷۴	۱۳/۸۹	۱۱/۳۸	۱۲/۰۲	۱۲/۱۰	۱۲/۹۲	۱/۵۳	۱۲/۵۳	۱۲/۹۷	۱۲/۳۷
Na ₂ O	۴/۸۵	۴/۳۹	۳/۸۹	۳/۲۷	۲/۹۵	۴/۲۴	۴/۰۳	۴/۰۰	۳/۹۱	۵/۵۰	۴/۰۲	۴/۰۳	۴/۵۸
K ₂ O	۰/۹۱	۰/۶۰	۰/۵۴	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۵۶	۰/۵۰	۷/۵۱	۰/۴۲	۰/۲۲	۰/۲۷
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۱۰۰/۹۷	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۲۷	۱۰۰/۳۴	۱۰۰/۵۴	۹۹/۶۹	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۷۳	۱۰۱/۱۸	۹۸/۷۲	۹۸/۶۱	۹۸/۶۴	۹۸/۸۰
An	۵۴/۹۷	۵۹/۴۰	۶۳/۷۶	۶۹/۹۳	۷۲/۲۶	۵۹/۷۱	۶۲/۲۶	۶۲/۵۶	۶۴/۶۰	۱۳/۲۹	۶۳/۲۶	۶۳/۹۹	۵۹/۸۹
Si	۲/۴۷	۲/۴۱	۲/۳۷	۲/۳۱	۲/۳۰	۲/۴۳	۲/۳۹	۲/۳۸	۲/۳۵	۲/۸۸	۲/۳۹	۲/۳۶	۲/۴۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۱/۵۱	۱/۵۸	۱/۶۲	۱/۶۷	۱/۶۹	۱/۵۶	۱/۶۱	۱/۶۱	۱/۶۴	۱/۱۰	۱/۵۷	۱/۶۱	۱/۵۶
Cr	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۵۱	۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۵۵	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۰۷	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۶۱
Na	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۴۹	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۴۱
K	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۴۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۴/۹۹	۴/۹۹	۵/۰۰	۵/۰۱	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۳

جدول ۴- ترکیب شیمیایی بیگانه‌بلورهای گارنت گنبد‌های اسیدی

SiO ₂	۳۷/۵۷	۳۸/۰۳	۳۸/۰۰	۳۸/۱۷	۳۷/۸۳	۳۷/۹۵	۳۷/۹۲	۳۷/۳۰	۳۷/۸۲	۳۷/۷۶	۳۸/۰۰	۳۷/۹۴	۳۸/۰۱
TiO ₂	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۲۱
Al ₂ O ₃	۱۹/۳۷	۱۹/۴۵	۱۹/۲۹	۱۹/۳۲	۱۹/۴۵	۱۹/۴۷	۱۹/۳۰	۱۹/۰۶	۱۹/۵۴	۱۸/۹۶	۱۹/۳۹	۱۹/۴۹	۱۹/۲۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳
FeO	۳۵/۲۶	۳۴/۶۱	۳۴/۶۱	۳۵/۴۳	۳۵/۲۸	۳۴/۹۱	۳۴/۶۰	۳۴/۴۵	۳۵/۳۱	۳۵/۱۸	۳۵/۱۱	۳۴/۸۸	۳۴/۸۸
MnO	۲/۷۳	۲/۹۴	۲/۸۸	۲/۸۶	۲/۹۲	۲/۸۳	۲/۸۰	۲/۸۹	۲/۸۹	۲/۸۳	۲/۸۶	۲/۸۳	۲/۸۱
MgO	۱/۷۹	۱/۷۷	۱/۸۸	۱/۴۲	۱/۵۹	۱/۷۲	۱/۶۷	۱/۷۵	۱/۵۷	۱/۵۲	۱/۵۷	۱/۷۷	۱/۷۵
CaO	۳/۵۰	۳/۶۱	۳/۶۳	۳/۳۰	۳/۲۶	۳/۵۴	۳/۶۵	۳/۳۴	۳/۵۳	۳/۴۱	۳/۴۳	۳/۴۳	۳/۳۹
Na ₂ O	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۲
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۰۰/۴۹	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۶۱	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۶۲	۱۰۰/۵۶	۱۰۰/۱۳	۹۹/۰۵	۱۰۰/۸۷	۹۹/۸۹	۱۰۰/۵۴	۱۰۰/۵۰	۱۰۰/۳۵

ادامه جدول ۴

Mg#	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸
Si	۳/۰۵	۳/۰۷	۳/۰۷	۳/۰۸	۳/۰۶	۳/۰۷	۳/۰۸	۳/۰۶	۳/۰۵	۳/۰۸	۳/۰۷	۳/۰۷	۳/۰۸
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۴	۱/۸۶	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۴	۱/۸۶	۱/۸۲	۱/۸۵	۱/۸۶	۱/۸۴
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	۲/۳۹	۲/۳۴	۲/۳۴	۲/۳۹	۲/۴۰	۲/۳۶	۲/۳۵	۲/۳۷	۲/۳۸	۲/۴۰	۲/۳۸	۲/۳۶	۲/۳۶
Mn	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۹
Mg	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۱
Ca	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۹
Na	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۸/۰۲	۸/۰۰	۸/۰۰	۷/۹۹	۸/۰۰	۸/۰۰	۷/۹۹	۸/۰۰	۸/۰۰	۷/۹۸	۷/۹۹	۸/۰۰	۷/۹۹

جدول ۵- ترکیب شیمیایی کلی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

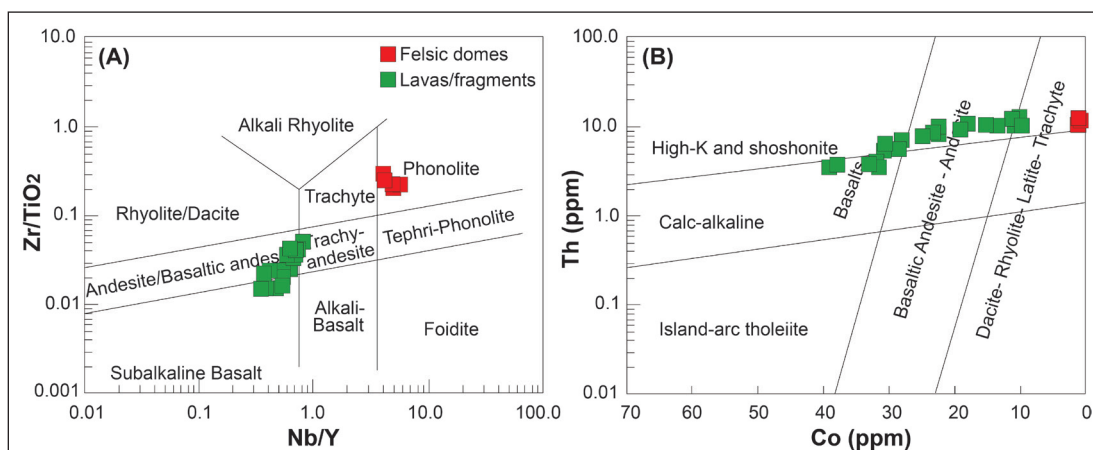
Samp.	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	BF-1	BF-2	BF-3	BF-4	AF-1	AF-2	OB-1	OB-2
SiO ₂	۷۲/۸۸	۷۲/۹۴	۷۳/۱۳	۷۲/۹۷	۷۵/۵۹	۵۲/۳۴	۵۱/۰۶	۴۷/۸۹	۴۶/۱۷	۵۵/۸۱	۵۳/۲۲	۴۷/۶۵	۴۷/۳۴
Al ₂ O ₃	۱۴/۹۱	۱۴/۶۶	۱۴/۷۵	۱۴/۸۵	۱۴/۹۶	۱۶/۵	۱۶/۹۲	۱۶/۷۸	۱۶/۱۹	۱۷/۱۷	۱۷/۸۹	۱۳/۹۸	۱۴/۰۹
Fe ₂ O ₃	۲/۴۶	۱/۹۹	۲/۲۴	۲/۲۸	۰/۲۸	۸/۴	۸/۴۲	۱۰/۵۱	۱۰/۱۵	۵/۸	۷/۷۲	۱۰/۰۴	۱۰/۰۹
MgO	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۳/۶۲	۳/۱۹	۵/۷۶	۴/۳۳	۱/۶۳	۲/۹۸	۹/۴۵	۹/۷۲
CaO	۰/۱۱	۰/۶۶	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۶	۷/۶۶	۷/۹۲	۸/۲۱	۶/۹۹	۵/۶۶	۵/۹۶	۱۰/۳۴	۱۰/۱۴
Na ₂ O	۲/۶۹	۲/۲۵	۲/۶۸	۲/۶	۲/۱۸	۳/۴	۳/۱۴	۳/۸۱	۵/۳۲	۳/۱۴	۴/۵۷	۲/۶	۲/۴۹
K ₂ O	۳/۳۵	۳/۲۲	۳/۴۲	۳/۴۲	۳/۴۷	۳/۶۹	۳/۲۹	۱/۷۱	۲/۴۵	۶/۳۵	۳/۳۳	۱/۷۹	۱/۸۵
TiO ₂	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۸۶	۰/۹۱	۱/۱	۱/۰۹	۰/۶۱	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۹۱
P ₂ O ₅	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۳۵	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۳
MnO	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	<۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۸
Cr ₂ O ₃	<۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	<۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	<۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	۰/۰۵۹	۰/۰۶۹
LOI	۳/۲	۳/۸	۳/۳	۳/۴	۳/۰	۲/۷	۴/۱	۳/۲	۶/۴	۳/۱	۲/۶	۲/۱	۲/۲
Total	۹۹/۹۳	۹۹/۹۳	۹۹/۹۳	۹۹/۹۳	۹۹/۹۴	۹۹/۷۲	۹۹/۷۳	۹۹/۷۲	۹۹/۷۶	۹۹/۷۹	۹۹/۷۷	۹۹/۶۵	۹۹/۶۲
Ba	۴۷۷	۴۳۴	۲۷۲	۲۷۱	۴۵۵	۶۰۸	۵۴۷	۴۷۳	۴۹۷	۶۸۶	۶۵۲	۵۷۸	۵۵۴
Hf	۳/۱	۳/۲	۳/۳	۳/۲	۳/۳	۳/۶	۳/۴	۲/۷	۲/۷	۳/۹	۴/۶	۲/۴	۲/۲
Nb	۱۶/۵	۱۴/۹	۱۶/۰	۱۵/۹	۱۵/۹	۱۵/۰	۱۳/۹	۱۲/۴	۱۱/۴	۱۶/۹	۱۹/۹	۷/۵	۷/۳
Rb	۹۵/۹	۸۱/۰	۹۶/۲	۹۲/۹	۷۹/۰	۱۱۳/۹	۸۹/۹	۲۱/۲	۶۳/۵	۱۸۲/۷	۷۵/۷	۷۷/۲	۵۶/۷
Sr	۲۱۶/۷	۲۷۳/۵	۲۰۹/۴	۲۰۲/۱	۱۹۹/۰	۸۹۷/۹	۸۰۴/۹	۶۶۷/۸	۵۴۷/۲	۷۶۲/۹	۶۴۲/۳	۷۸۹/۵	۹۴۷/۹
Ta	۱/۵	۱/۲	۱/۴	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۰/۸	۰/۸	۰/۶	۱/۰	۱/۳	۰/۵	۰/۵
Th	۱۱/۷	۱۰/۴	۱۰/۸	۱۰/۳	۱۱/۵	۹/۲	۸/۴	۶/۱	۵/۵	۱۱/۶	۱۰/۳	۳/۴	۳/۵
U	۳/۴	۲/۷	۳/۴	۲/۸	۲/۲	۴/۱	۱/۹	۱/۰	۱/۴	۲/۴	۲/۱	۰/۸	۰/۸
Zr	۹۵/۷	۹۴/۸	۱۰۳/۶	۹۷/۳	۱۰۲/۰	۱۴۷/۳	۱۳۲/۶	۱۰۶/۴	۱۰۲/۵	۱۷۴/۹	۱۸۵/۲	۷۸/۲	۷۸/۶
Y	۳/۹	۳/۱	۳/۹	۳/۳	۲/۷	۲۲/۴	۲۳/۴	۲۳/۳	۲۱/۸	۲۰/۳	۲۶/۵	۲۰/۲	۲۰/۷
La	۳۲/۷	۲۸/۷	۳۱/۶	۲۹/۴	۳۱/۱	۳۸/۰	۳۶/۵	۳۰/۲	۲۸/۷	۳۵/۲	۴۲/۲	۲۲/۸	۲۱/۹
Ce	۶۰/۴	۵۵/۱	۵۹/۹	۵۶/۱	۵۵/۳	۶۴/۷	۷۱/۴	۵۷/۰	۵۴/۴	۶۶/۳	۷۴/۲	۴۳/۴	۴۳/۷
Pr	۷/۲۶	۶/۴۵	۶/۹۵	۶/۵۸	۶/۷۸	۸/۴۷	۹/۱۶	۷/۶	۷/۳	۸/۲۸	۹/۶	۵/۹۷	۵/۹۱
Nd	۲۴/۴	۲۲/۱	۲۵/۰	۲۲/۹	۲۳/۰	۳۳/۲	۳۶/۸	۳۱/۴	۲۸/۹	۳۰/۵	۳۳/۳	۲۴/۰	۲۵/۳
Sm	۳/۹	۳/۲۸	۳/۵۹	۳/۴۸	۳/۴۹	۶/۰۸	۷/۳۶	۶/۵۸	۶/۱۹	۵/۷۳	۶/۸۲	۴/۹۸	۵/۱۷
Eu	۰/۸	۰/۵۵	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۶۴	۱/۷۵	۲/۱۱	۱/۹۳	۱/۷۸	۱/۵۷	۲/۰	۱/۵۴	۱/۵۲
Gd	۱/۹۷	۱/۶۹	۱/۸	۱/۹	۱/۸۱	۵/۶۱	۶/۵۲	۵/۹۸	۵/۶۲	۴/۹۷	۶/۲۴	۵/۰۹	۵/۱۶
Tb	۰/۲	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۷۴	۰/۸۸	۰/۸	۰/۷۷	۰/۶۹	۰/۸۹	۰/۷	۰/۷
Dy	۰/۷۲	۰/۵۹	۰/۷۲	۰/۶۵	۰/۵۳	۴/۱۰	۴/۷۱	۴/۵۱	۴/۱۳	۳/۷۳	۴/۹۸	۳/۸۵	۳/۷۸
Ho	۰/۱	۰/۰۸	۰/۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۸	۰/۸۹	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۷	۰/۹۸	۰/۷۹	۰/۷۵
Er	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۳	۰/۲۶	۰/۱۷	۲/۳۹	۲/۵۷	۲/۴۲	۲/۲۱	۲/۱۷	۲/۶۹	۲/۱۳	۲/۰۹
Tm	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۲۸
Yb	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۲۴	۲/۲۶	۲/۱۸	۲/۰۶	۱/۹	۲/۰۷	۲/۵۴	۱/۹۸	۱/۹۴
Lu	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۲۷	۰/۲۷

(R: rhyolite; BF: basaltic fragment; AF: andesitic fragment; OB: olivine basalt †ppm بر حسب و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب

جدول ۶- ترکیب شیمیایی کلی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

Samp.	BL-1	BL-2	BL-3	BL-4	BL-5	BL-6	BL-7	BL-8	AL-1	AL-2	AL-3	AL-4	AL-5
SiO ₂	۵۰/۰۳	۵۰/۶۷	۵۰/۲۰	۴۸/۰۶	۴۸/۶۸	۴۷/۷۵	۴۸/۸۰	۴۸/۶۷	۵۳/۷۵	۵۳/۹۱	۵۴/۸۵	۵۴/۸۸	۵۵/۱۲
Al ₂ O ₃	۱۷/۹۹	۱۸/۰۹	۱۸/۰۹	۱۶/۰۰	۱۵/۸۷	۱۵/۹۷	۱۶/۶۳	۱۶/۷۵	۱۷/۵۹	۱۷/۵۳	۱۹/۳۵	۱۷/۸۹	۱۹/۰۳
Fe ₂ O ₃	۹/۳۷	۸/۹۴	۸/۸۸	۱۰/۳	۱۰/۴۸	۱۰/۳۷	۹/۹۴	۹/۸۹	۷/۱۶	۷/۲۷	۵/۱	۵/۸۹	۵/۹۱
MgO	۳/۴۵	۳/۵	۳/۶۶	۶/۱۳	۶/۳	۶/۳۳	۴/۵۴	۴/۴۶	۱/۹۲	۱/۹	۱/۹۱	۱/۷۷	۱/۴۴
CaO	۸/۳۷	۸/۴	۸/۳۵	۱۰/۲۴	۱۰/۳۷	۱۰/۳۱	۹/۴۳	۹/۴۴	۶/۱۷	۶/۰۸	۴/۸۱	۴/۴۲	۴/۵
Na ₂ O	۴/۲۹	۴/۲۱	۴/۱۲	۲/۹۶	۲/۸۲	۲/۷۷	۳/۹۸	۳/۶۶	۳/۴۲	۳/۴۳	۳/۹۶	۴/۷۷	۴/۷۹
K ₂ O	۲/۴۸	۲/۴۸	۲/۵۴	۱/۹۴	۱/۹۱	۲/۱۸	۲/۵۱	۲/۷۲	۴/۲۱	۴/۱۴	۵/۶۲	۴/۸۴	۴/۶۸
TiO ₂	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۴	۱/۰۸	۱/۰۵	۱/۰۷	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۷۴	۰/۹۵	۰/۸۶
P ₂ O ₅	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۴۶	۰/۶۷	۰/۶۲
MnO	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۹
Cr ₂ O ₃	<۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	<۰/۰۰۲	۰/۰۰۴
LOI	۲/۰	۱/۷	۲/۱	۲/۲	۲/۴	۲/۳	۲/۲	۲/۵	۴/۲	۴/۱	۲/۸	۳/۳	۲/۶
Total	۹۹/۷۲	۹۹/۷۲	۹۹/۷۲	۹۹/۶۸	۹۹/۶۶	۹۹/۶۸	۹۹/۷۰	۹۹/۷۳	۹۹/۷۳	۹۹/۷۵	۹۹/۷۹	۹۹/۷۹	۹۹/۷۸
Ba	۵۶۶	۵۵۱	۵۶۳	۶۲۰	۶۰۲	۶۰۶	۶۹۲	۶۷۸	۵۶۶	۵۴۳	۱۰۱۰	۱۱۱۲	۱۰۲۲
Hf	۳/۲	۳/۵	۳/۳	۲/۴	۲/۶	۲/۷	۳/۱	۳/۰	۴/۲	۴/۰	۴/۱	۵/۰	۴/۴
Nb	۱۴/۷	۱۴/۰	۱۴/۱	۹/۴	۹/۲	۹/۰	۹/۱	۹/۵	۱۳/۹	۱۳/۷	۱۵/۰	۱۷/۴	۱۵/۷
Rb	۴۰/۵	۳۶/۶	۳۷/۸	۱۳۴/۹	۱۰۲/۳	۶۴/۴	۲۴/۰	۲۹/۷	۱۲۶/۴	۱۱۸/۷	۱۸۳/۹	۷۰/۴	۱۱۹/۵
Sr	۹۲۷/۳	۹۶۹/۶	۹۳۹/۳	۸۲۲/۴	۹۵۵/۰	۸۰۸/۲	۶۹۴/۸	۷۰۰/۵	۱۲۶۹/۰	۱۱۰۵/۴	۶۳۰/۶	۴۲۱/۸	۵۷۷/۷
Ta	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۱	۱/۰	۰/۹	۱/۰	۱/۰
Th	۸/۱	۸/۳	۷/۹	۳/۶	۳/۷	۳/۸	۶/۷	۶/۷	۹/۳	۹/۹	۹/۷	۱۱/۶	۹/۷
U	۱/۹	۱/۹	۱/۷	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۱/۸	۱/۹	۲/۳	۲/۳	۲/۷	۳/۵	۲/۲
Zr	۱۳۶/۱	۱۳۳/۶	۱۳۳/۶	۹۳/۳	۹۱/۳	۹۴/۴	۱۲۰/۱	۱۲۲/۰	۱۵۹/۳	۱۵۶/۱	۱۷۴/۰	۲۰۸/۴	۲۰۴/۹
Y	۲۵/۲	۲۵/۳	۲۵/۶	۲۲/۵	۲۲/۸	۲۲/۹	۲۳/۳	۲۲/۷	۲۴/۳	۲۳/۵	۲۱/۵	۲۵/۹	۲۴/۰
La	۳۸/۲	۳۸/۸	۳۸/۱	۲۵/۲	۲۴/۲	۲۵/۵	۲۸/۷	۲۹/۸	۳۵/۰	۳۵/۴	۳۲/۱	۳۷/۷	۳۳/۸
Ce	۷۴/۱	۷۲/۳	۷۳/۵	۴۹/۰	۴۸/۰	۴۸/۸	۵۶/۱	۵۶/۰	۶۵/۶	۶۴/۱	۵۸/۴	۷۰/۳	۶۴/۴
Pr	۹/۵۷	۹/۴۷	۹/۴۷	۶/۷۱	۶/۶	۶/۶۶	۷/۴۴	۷/۶۸	۸/۱۸	۸/۱	۷/۵۲	۹/۰۳	۸/۲۲
Nd	۳۸/۸	۳۷/۴	۳۶/۷	۲۷/۶	۲۷/۷	۲۷/۸	۳۰/۴	۳۱/۰	۳۰/۸	۲۹/۸	۲۸/۰	۳۴/۸	۳۲/۴
Sm	۷/۴۶	۷/۳	۷/۳۲	۵/۷	۵/۸۴	۵/۷۳	۶/۱۹	۶/۳۱	۵/۷۶	۵/۶۴	۵/۲۵	۶/۴۹	۵/۷۶
Eu	۲/۲۲	۲/۱۸	۲/۱۹	۱/۷۷	۱/۷	۱/۶۹	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۵۵	۱/۷	۱/۴۶	۱/۶۷	۱/۵۴
Gd	۶/۶۱	۶/۶۷	۶/۷۶	۵/۶۶	۵/۶۴	۵/۵۴	۶/۰۲	۵/۸۸	۵/۳	۵/۵۲	۴/۶۷	۶/۰۹	۵/۲۴
Tb	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۸۹	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۵	۰/۸۲	۰/۸	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۶۶	۰/۸۴	۰/۷۳
Dy	۴/۷۹	۴/۶۸	۴/۷۶	۴/۱۷	۴/۲۹	۴/۲۲	۴/۲۲	۴/۲۴	۴/۴۶	۴/۲۷	۳/۸۹	۴/۹۳	۴/۴۵
Ho	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۹۶	۰/۸۴	۰/۸	۰/۸۳	۰/۸	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۷۴	۰/۹۷	۰/۸۳
Er	۲/۴۷	۲/۶۶	۲/۴۸	۲/۴۴	۲/۳۷	۲/۵	۲/۲۵	۲/۲۶	۲/۵۷	۲/۵۴	۲/۲۳	۲/۸۴	۲/۵۶
Tm	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۴۱	۰/۳۷
Yb	۲/۳۶	۲/۲۲	۲/۳۵	۲/۱۸	۲/۱۵	۲/۰۹	۱/۹	۱/۹۸	۲/۴۹	۲/۴	۲/۲۲	۲/۷۹	۲/۳۱
Lu	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۴	۰/۳۷

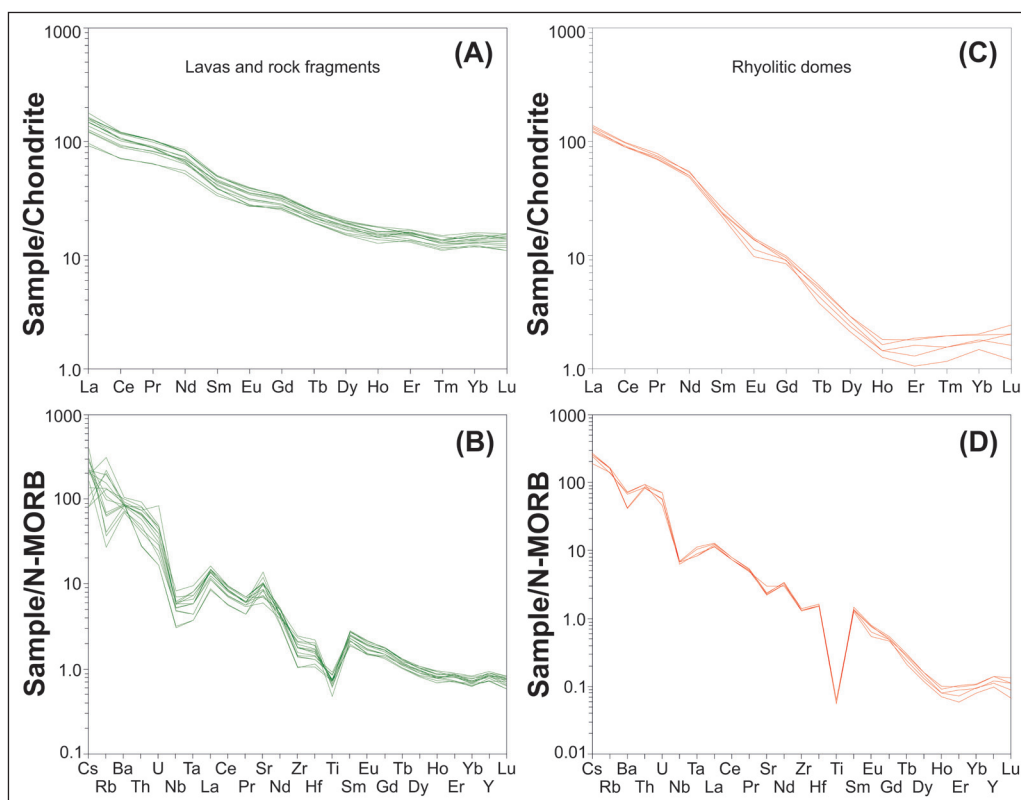
(BL: basaltic lava; AL: andesitic lava ؛ ppm بر حسب و کیمیا بر حسب (Hastie et al., 2007) Co برای Nb/Y)



شکل ۶- (A) نمودار در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977)؛ (B) و نمودار در برابر Co (Hastie et al., 2007) برای تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

پوسته‌ای است. افزون بر این، الگوی عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب تمامی این سنگ‌ها مشابه بوده و نشان دهنده منشأ گرفتن آنها از یک مذاب مادر واحد (برای مثال الیوین بازالت‌های با عدد منیزیم بالا) با درجات متغیری از تفریق شیمیایی می‌باشد. گنبد‌های داسیتی و ریولیتی منطقه عنبران نیز دارای روند غنی‌شدگی زیاد در عناصر نادر خاکی سبک به سنگین با نسبت $La_{(n)}/Yb_{(n)} = 65-88$ بوده و روند پرشیب الگوی عناصر نادر خاکی نشان دهنده سرشت آداکیتی این سنگ‌ها است (شکل ۷). افزون بر این، آنها دارای غنی‌شدگی در U، Th، Rb، Ba (برای مثال $Th_{(n)}/La_{(n)} = 7.1-7.7$) بوده در حالی که تهی‌شدگی در Nb نشان می‌دهند (برای مثال $Nb_{(n)}/La_{(n)} = 0.54-0.58$).

در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، سنگ‌های مورد مطالعه منطقه شمال اردبیل-لاهرود و نمین-عنبران شامل جریان‌های گدازه‌ای و قطعات سنگی موجود در برش‌های آتشفشانی، دارای روند غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک به سنگین و با نسبت $La_{(n)}/Yb_{(n)} = 7.6-11.9$ می‌باشند (شکل ۷). در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به مورب‌های تهی شده، این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی در U، Th، Rb، Ba (برای مثال $Th_{(n)}/La_{(n)} = 2.9-6.9$) هستند. در این نمودارها تهی‌شدگی در Ta و Nb و همچنین Ti نشان می‌دهند (برای مثال $Nb_{(n)}/La_{(n)} = 0.34-0.52$). این ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان دهنده منشأ گرفتن این سنگ‌ها از نواحی مرتبط با فروانش و یا مذاب اولیه آلوده با مواد



شکل ۷- نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (A-C) (Sun and McDonough, 1989) و عناصر کمیاب بهنجار شده به مورب‌های تهی شده (B-D) (Sun and McDonough, 1989) برای جریان‌های گدازه‌ای، قطعات سنگی و همچنین گنبد‌های داسیتی-ریولیتی.

۷- ژئوشیمی ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم

از نظر ایزوتوپ‌های Sr و Nd (مقادیر اولیه محاسبه شده نسبت به سن نسبی) سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی منطقه مورد مطالعه دارای میزان $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70452-0.70499$ و $\epsilon Nd = +0.5 - +2.1$ می‌باشند (جدول ۷ و شکل ۸). این سنگ‌ها مشابه با ترکیب ایزوتوپی گدازه‌های پتاسیک منطقه شمال لاهرود هستند. در مقابل، داسیت‌ها و ریولیت‌های آداکیتی منطقه عنبران دارای میزان $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70939-0.71037$ و $\epsilon Nd = -0.92$ تا -1.65 بوده و میزان بالای ایزوتوپ Sr در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از آلاش آنها در زمان جابجیری با واحدهای شیلی ژوراسیک (سنگ میزبان) باشد.

۸- پتروژنز

به طور کلی با توجه به نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به مورب‌های تهی‌شده، مشخص شد که سنگ‌های مافیک تا حد واسط (به سن نسبی ائوسن)

شمال اردبیل-لاهرود و نمین-عنبران شامل جریان‌های گدازه‌ای، سیل‌های درون آذرآواری‌ها و اپی‌کلاستیک‌ها و همچنین قطعات سنگی موجود در برش‌های آتشفشانی دارای تهی‌شدگی در عناصر Nb و Ta هستند. این ویژگی‌ها همراه با غنی‌شدگی در عناصر Rb، Th، U، Ba و عناصر نادر خاکی سبک می‌تواند نشان‌دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها در ارتباط با فروانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر فلات ایران در زمان ائوسن باشد. افزون بر این، گنبد‌های داسیتی و ریولیتی نیز دارای تهی‌شدگی در Nb بوده اما با توجه به اینکه احتمالاً این گنبد‌های آداکیتی جوان‌تر بوده و می‌توانند معادل آداکیت‌های سبلان به سن میوسن بالایی تا کواترنری باشند (Lechmann et al., 2018)، این احتمال وجود دارد که سن این گنبد‌ها نیز هم‌ارز بخشی از فعالیت آتشفشان سبلان باشند. در این صورت، این گنبد‌ها می‌توانند در یک محیط پس از برخورد شکل گرفته باشند. افزون بر تهی‌شدگی در Nb که ویژگی

اقیانوسی، منشأ گرفته و در ثانی، سنگ‌های مافیک و حدواسط و سنگ‌های داسیتی و ریولیتی دارای ترکیب مشابه با پوسته قاره‌ای هستند. با توجه به این که سنگ‌های مافیک و حدواسط دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی یکسان هستند (برای مثال داشتن الگوی مشابه در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به مورب‌های تهی‌شده)، به نظر می‌رسد که سنگ‌های حدواسط و بازالت‌های با میزان اکسید منیزیم پایین‌تر از مذاب‌های با ترکیب الیون بازالت‌های شمال اردبیل که میزان اکسید منیزیم بالاتری دارند (جدول ۵) در اثر تفریق بلورین به وجود آمده‌اند و در ثانی، این سنگ‌ها و یا در واقع مذاب‌های اولیه آنها یعنی مذاب‌هایی با ترکیب الیون بازالت‌ها از یک گوشته غنی شده مشابه با E-MORB (با توجه به نسبت Ta/Yb این سنگ‌ها) حاصل شده‌اند. در زیر به صورت جزئی‌تر به پیدایش سنگ‌های مورد نظر پرداخته می‌شود.

سنگ‌های مورد مطالعه است، سنگ‌های یاد شده در نمودارهای Rb در برابر Y+Nb و Yb+Ta و Nb در برابر Y و همچنین Ta در برابر Yb (شکل ۹)، دارای ترکیب مشابه با گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی مرتبط با زون‌های فرورانش می‌باشند. هر چند گنبد‌های داسیتی و ریولیتی تشابهات ژئوشیمیایی را با گرانیت‌های همزمان با برخورد نیز نشان می‌دهند.

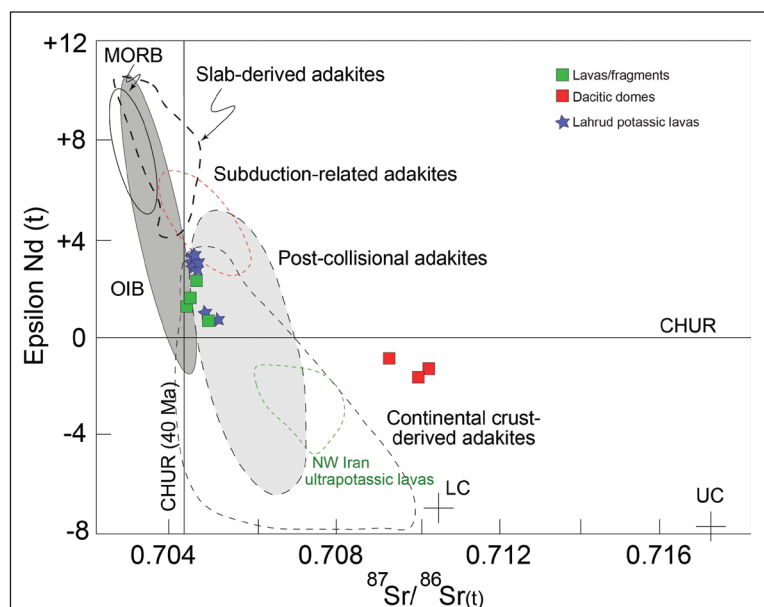
افزون بر این، در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (شکل ۱۰-A) سنگ‌های مورد نظر دارای سرشت ژئوشیمیایی مشابه با سنگ‌های مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای و با میزان تشکیل دهندگان فرورانش بالا می‌باشند. نمودار Nb/U در برابر Nb (شکل ۱۰-B) نیز بیانگر این امر است که اولاً سنگ‌های مافیک و حدواسط از یک منشأ غنی‌شده‌تر از منشأ گوشته‌ای بازالت‌های جزایر کمانی، اما نه به غنی‌شدگی بازالت‌های جزایر

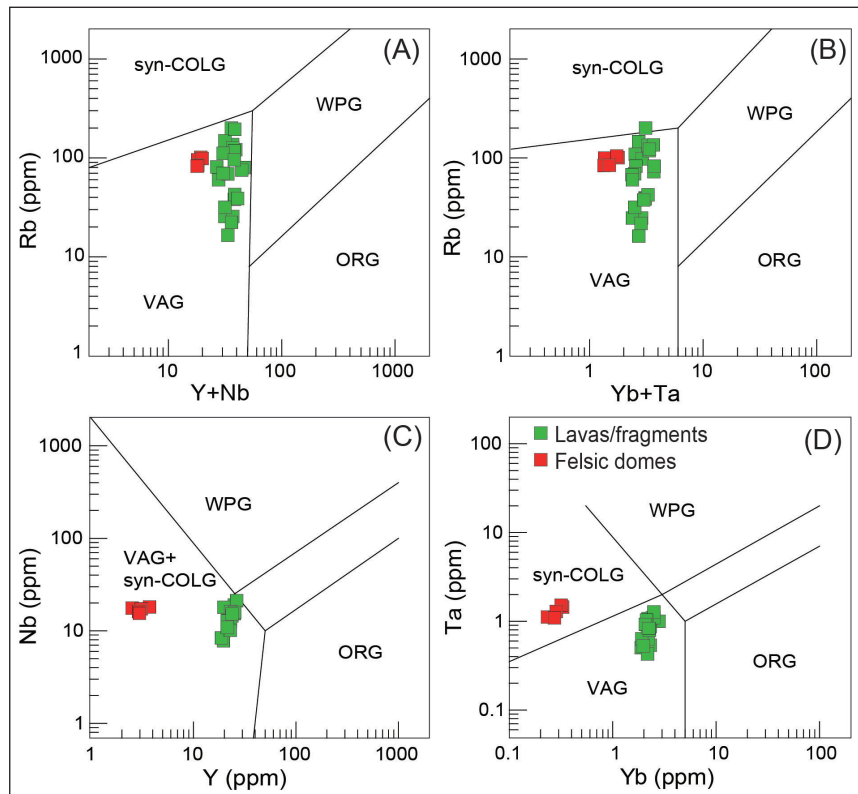
جدول ۷- ترکیب ایزوتوپی های Sr-Nd در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

Sample	R-2	R-3	R-5	BL-1	BL-2	OB-1	BL-7
Sr (ppm)	۲۷۴	۲۰۹	۱۹۹	۹۲۷	۹۷۰	۷۹۰	۶۹۵
Rb (ppm)	۸۱/۰	۹۶/۲	۷۹/۰	۴۰/۵	۳۶/۶	۷۷/۲	۲۴/۰
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	۰/۸۵۶	۱/۳۳۲	۱/۱۴۹	۰/۱۲۶	۰/۱۰۹	۰/۲۸۳	۰/۱۰۰
Error (2s)	۰/۰۲۴	۰/۰۳۸	۰/۰۳۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	۰/۷۱۰۳۳۴	۰/۷۱۰۷۴۶	۰/۷۰۹۷۲۴	۰/۷۰۴۵۸۷	۰/۷۰۴۵۹۷	۰/۷۰۴۸۵۸	۰/۷۰۵۰۴۹
Error (2s)	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۰۰۰۰۱۶	۰/۰۰۰۰۲۶	۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۰۲۴	۰/۰۰۰۰۱۶	۰/۰۰۰۰۲۳
Nd (ppm)	۲۲/۱	۲۵/۰	۲۳/۰	۳۸/۸	۳۷/۴	۲۴/۰	۳۰/۴
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	۰/۵۱۲۵۳۹	۰/۵۱۲۵۵۳	۰/۵۱۲۵۷۷	۰/۵۱۲۶۷۵	۰/۵۱۲۶۹۱	۰/۵۱۲۷۲۸	۰/۵۱۲۶۴۶
Error (2s)	۰/۰۰۰۰۱۵	۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۰۲۴	۰/۰۰۰۰۱۹	۰/۰۰۰۰۱۵	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۰۰۰۰۲۱
Sr/Sr(t)	۰/۷۱۰۰۹۱	۰/۷۱۰۳۶۷	۰/۷۰۹۳۹۸	۰/۷۰۴۵۱۵	۰/۷۰۴۵۳۵	۰/۷۰۴۶۹۸	۰/۷۰۴۹۹۲
SrUR(t)	۰/۷۰۴۴۷۷	۰/۷۰۴۴۷۷	۰/۷۰۴۴۷۷	۰/۷۰۴۴۵۳	۰/۷۰۴۴۵۳	۰/۷۰۴۴۵۳	۰/۷۰۴۴۵۳
eSr(t)	۷۹/۷	۸۳/۶۲	۶۹/۸۶	۰/۸۹	۱/۱۶	۳/۴۷	۷/۶۶
Nd/Nd(t)	۰/۵۱۲۵۲۸	۰/۵۱۲۵۴۲	۰/۵۱۲۵۶۵	۰/۵۱۲۶۴۴	۰/۵۱۲۶۶۰	۰/۵۱۲۶۹۵	۰/۵۱۲۶۱۳
NdChur(t)	۰/۵۱۲۶۱۲	۰/۵۱۲۶۱۲	۰/۵۱۲۶۱۲	۰/۵۱۲۵۸۷	۰/۵۱۲۵۸۷	۰/۵۱۲۵۸۷	۰/۵۱۲۵۸۷
eNd(t)	-۱/۶۵	-۱/۳۷	-۰/۹۲	۱/۲۱	۱/۴۴	۲/۱۲	۰/۵۲
tDM (Ma)	۶۶۳	۶۳۳	۶۲۹	۶۳۴	۶۲۱	۶۱۰	۷۲۳

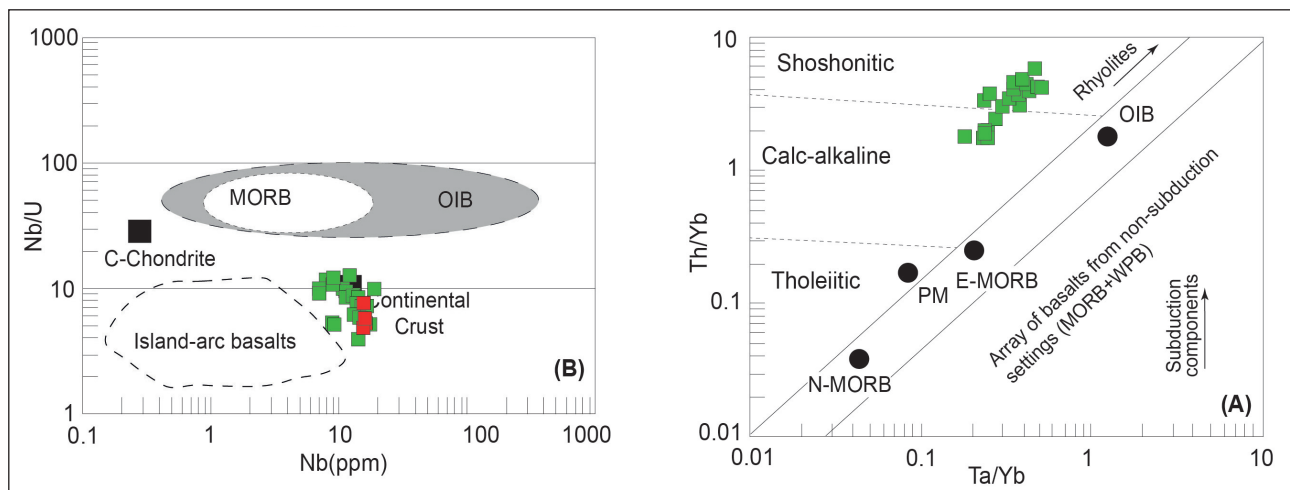
(R: rhyolite; BL: basaltic lava; OB: olivine basalt)

شکل ۸- ترکیب ایزوتوپی Sr-Nd سنگ‌های منطقه مورد مطالعه همراه با ترکیب ایزوتوپی گدازه‌های پتاسیک شمال لاهرود (Moghadam et al., 2018a)، گدازه‌های اولتراپتاسیک شمال باختر ایران (Pang et al., 2016)، آداکیت‌های مرتبط با فرورانش و آداکیت‌های مشتق شده از پوسته قاره‌ای زیرین (Defant et al., 1992) و آداکیت‌های پس از برخورد از (Zhao et al., 2009). ترکیب ایزوتوپی پوسته قاره‌ای بالایی (UC) و زیرین (LC) نیز برای مقایسه نشان داده شده‌است.





شکل ۹- نمودارهای Rb در برابر Y+Nb و Yb+Ta و Nb در برابر Y و همچنین Ta در برابر Yb (Pearce et al., 1984) برای تقسیم‌بندی زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه شمال اردبیل.

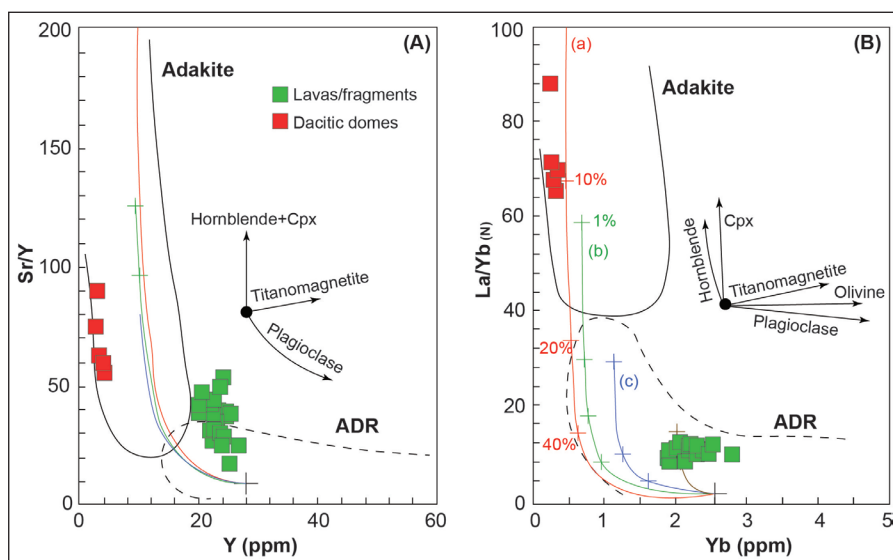


شکل ۱۰- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce and Peate, 1995) و نمودار Nb/U در برابر Nb (Kepezhinskas et al., 1996) برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ منطقه مورد مطالعه.

۸-۱- پتروژنز گنبد‌های ریولیتی و داسیتی

آداکیت‌ها چندین منشأ پیشنهاد شده است: ذوب بخشی بخش‌های ژرف صفحه اقیانوسی فروزانده شده و دگرگون شده در رخساره اکلوتیت (Defant et al., 1992; Martin, 1999)، ذوب بخشی بخش‌های ژرف پوسته قاره‌ای ستر شده (Zhao et al., 2008; Karsli et al., 2010) و یا تفریق شدید آمفیبول در پوسته زیرین و یا میانی (Rodríguez et al., 2007; Xu et al., 2015; Tang et al., 2017) که می‌توانند از مهم‌ترین منشأهای آداکیت‌ها در محیط‌های فروزانی سنوزویک باشند.

همان‌گونه که پیش‌تر عنوان شد، گنبد‌های داسیتی و ریولیتی منطقه عنبران بر اساس الگوی عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب دارای سرشت آداکیتی هستند. افزون بر این، نسبت Str/Y در برابر Y و همچنین نسبت $La_{(n)}/Yb_{(n)}$ در برابر $Yb_{(n)}$ (شکل ۱۱) نشان می‌دهد که گدازه‌های مافیک تا حدواسط منطقه شمال اردبیل دارای سرشت مشابه با گدازه‌های کمان‌های آتشفشانی (Andesite-dacite-rhyolite=ADR) بوده در حالی که گنبد‌های داسیتی و ریولیتی عنبران دارای سرشت آداکیتی می‌باشند. برای پیدایش



شکل ۱۱- نمودارهای Sr/Y در برابر Y و همچنین نسبت $La_{(n)}/Yb_{(n)}$ برای نشان دادن سرشت آداکیتی گنبد‌های داسیتی و ریولیتی عنبران. منحنی‌های قرمز، سبز، آبی و سیاه رنگ به ترتیب نشان دهنده ذوب بخشی منشأ اکلوزیتی، گارنت آمفیولیت با ۲۵ درصد حجمی گارنت، گارنت آمفیولیت با ۱۰ درصد گارنت و آمفیولیت است. (ADR: آندزیت-داسیت-ریولیت) (با تغییرات از دورماند و دفانت (Durmond and Defant, 1990)).

۸-۲- پتروژنز سنگ‌های بازالتی-آندزیتی

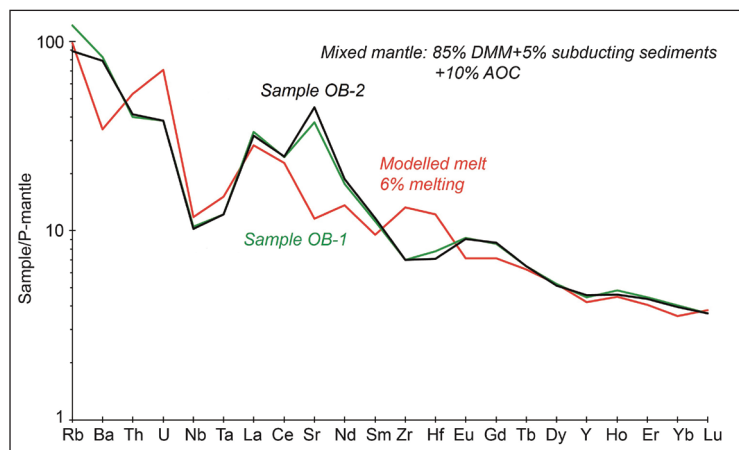
به نظر می‌رسد که پیدایش آندزیت‌ها و بازالت‌های تفریق یافته با اکسید منیزیم پایین منطقه شمال اردبیل حاصل تبلور بلورین مذاب‌هایی با ترکیب الیون بازالت‌ها باشد. بنابراین تعیین ژنر الیون بازالت‌ها با توجه به اینکه اکسید منیزیم این بازالت‌ها مشابه به مذاب‌های بازالتی مشتق شده از گوشته بالایی است، می‌تواند به ژنر سنگ‌های مافیک-حدواسط منطقه تعمیم داده شود. همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، ماگماهای حاشیه‌های فعال قاره‌ای می‌توانند از ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای مرتبط با فروزش و متاسوماتیسم شده توسط سیالات ورقه اقیانوسی دگرسان شده و یا مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی رسوبات بخش بالایی صفحه فروزانده حاصل شده باشند. با توجه به این که سن سنگ‌های بازالتی و آندزیتی منطقه شمال اردبیل ائوسن میانی است، این فرض که این سنگ‌ها در ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در یک رژیم مرتبط با فروزش حاصل شده باشند صحیح می‌باشد. بنابراین، برای پی بردن به ژنر سنگ‌های بازالتی-آندزیتی منطقه شمال اردبیل و با فرض الیون بازالت‌ها به عنوان ماگمای مادر و با داشتن ترکیب شیمیایی یک گوشته تهی شده و رسوبات و همچنین ترکیب شیمیایی پوسته اقیانوسی دگرسان شده می‌توان سازوکار شکل‌گیری این سنگ‌ها را بازسازی نمود.

بنابراین، به منظور بازسازی منشأ و شکل‌گیری الیون بازالت‌های شمال اردبیل از داده‌های پوسته اقیانوسی دگرسان شده، رسوبات تخریبی بالای صفحه اقیانوسی فروزانده شده و گوشته با ترکیب مورب استفاده شده است. ترکیب مدال کانی‌شناسی گوشته فرضی شامل ۴۵ درصد الیون، ۲۳ درصد اورتوپیروکسن، ۱۹ درصد کلینوپیروکسن، ۹ درصد آمفیول و ۴ درصد گارنت در نظر گرفته شده است (با توجه به عدم وجود بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای در شمال باختر ایران این یک گوشته بازسازی شده بر اساس ترکیب الیون بازالت‌ها). این داده‌ها همراه با ضریب شرکت‌پذیری کل (bulk partition coefficients) برای گوشته‌ای با ترکیب بالا از داده‌های ورکمن و هارت (Workman and Hart, 2005)؛ کیمورا و همکاران (Kimura et al., 2009)؛ ساگینور و همکاران (Saginer et al., 2013)؛ جاکويز و همکاران (Jacques et al., 2014) و ایوسون و همکاران (Iveson et al., 2018)

ذوب بخشی ورقه اقیانوسی در یک محیط فروزانی به دلیل اینکه گنبد‌های آداکیتی عنبران به سن احتمالی میوسن پس از بسته شدن اقیانوس نتوتیس و برخورد ورقه عربی با خرده‌قاره ایران در زمان الیگوسن زیرین (۳۴ میلیون سال) می‌باشد، نمی‌تواند برای منشأ آداکیت‌های عنبران در نظر گرفته شود. تفریق شدید آمفیول سازوکاری است که می‌تواند در مورد سرشت تقریباً آداکیتی برخی از سنگ‌های ماگمایی در نظر گرفته شود، اما بیشتر سنگ‌هایی که به این طریق تشکیل شده‌اند به دلیل اینکه از ماگمای شدیداً آب‌دار به وجود آمده‌اند، دارای فنوکریست‌های آمفیول و یا اتولیت‌ها یا بیگانه‌سنگ‌های (زنولیت) آمفیول-کلینوپیروکسن‌دار هستند (Farner and Lee, 2017). آداکیت‌های عنبران با توجه به حضور بیگانه‌بلورهای گارنت از نوع آلماندن به نظر می‌رسد که از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون شده در رخساره اکلوزیت در بخش‌های زیرین پوسته ایران تشکیل شده باشند. این فرضیه برای پیدایش این سنگ‌ها در زمان پس از برخورد بلوک عربی با ایران سازگاری دارد. افزون بر این، ویژگی‌های ایزوتوپی این سنگ‌ها نیز مشابه با ویژگی‌های ایزوتوپی آداکیت‌های مشتق شده از پوسته زیرین قاره‌ای است. با توجه به حجم زیاد ماگماتیسیم در زمان ائوسن، بخشی از ماگماهای بازالتی می‌تواند در بخش‌های ژرف پوسته زیرین متبلور شده و به یک مجموعه اکلوزیتی دگرگون شوند (Chiaradia, 2009). ذوب بخشی این سنگ‌ها می‌تواند ماگماهای آداکیتی ایجاد کند. با توجه به اینکه سن مدل Nd این ریولیت-داسیت‌ها بیشتر از ۶۰۰ میلیون سال است به نظر می‌رسد که این آداکیت‌ها می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌هایی که از تجمع مذاب‌های اواخر نئوپروتروزیوئیک در بخش‌های پوسته زیرین ایران (شمال گندوانا) حاصل شده‌اند به وجود آیند. با توجه به اینکه ماگماتیسیم اواخر نئوپروتروزیوئیک در ایران دارای گسترش شایان توجهی است (Moghadam et al., 2020)، این احتمال بیشتر تقویت می‌شود. سازوکار ذوب بخشی این سنگ‌ها می‌تواند در حد رخساره اکلوزیت و یا حد بالایی رخساره آمفیولیت گارنت-روتیل‌دار در درجه حرارت بیش از ۶۵۰ و فشار بیش از ۱/۵ گیگاپاسکال یعنی معادل ژرفای بیش از ۵۰ کیلومتری اتفاق افتاده باشد (Zhao et al., 2009).

از پوسته اقیانوسی دگرسان شده و با فرض حدود ۶ درصد ذوب تفریقی چنین گوشته متاسوماتیسم شده‌ای می‌توان مذابی مشابه با الیون بازالت‌های شمال اردبیل ایجاد نمود (شکل ۱۲).

استفاده شده است. با فرض گوشته‌ای با ترکیب بالا و همچنین مشارکت رسوبات و سیالات حاصل از پوسته اقیانوسی دگرسان شده با نسبت‌های ۸۵ درصد برای گوشته‌ای با ترکیب مورب، ۵ درصد برای رسوبات و ۱۰ درصد برای سیالات حاصل



شکل ۱۲- نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای الیون بازالت‌های شمال اردبیل و همچنین مذاب به دست آمده از مدل اختلاط گوشته به همراه رسوبات و سیالات حاصل از ورقه اقیانوسی فرورانده شده با فرض ۶ درصد ذوب بخشی.

(AOC: Altered Oceanic Crust; DMM: Depleted MORB Mantle).

۹- الگوی زمین‌ساختی-ماگمایی

داده‌های تعیین سن Ar-Ar و U-Pb بر روی سنگ‌های ماگمایی کمربند ارومیه-دختر و همچنین مجموعه‌های دگرگونی ایران مرکزی (نظیر ساغند) نشان داده‌اند که در زمان ۵۰ تا ۳۴ میلیون سال پیش یعنی در زمان ائوسن زیرین تا بالایی، فازهای کششی در فلات ایران شکل گرفته که این امر نه تنها سبب بالاآمدگی مجموعه‌های ماگمایی-دگرگونی پوسته زیرین-میانی (core-complex) از قسمت‌های ژرف زمین شده، بلکه سبب تشدید و گسترده شدن ماگماتیسم در سراسر فلات ایران شده است (Verdel et al., 2007; Kargaranbafghi et al., 2015). این امر سبب ماگماتیسم گسترده در نواحی کمان جلویی و پشت کمان شده که ماگماتیسم ائوسن شمال اردبیل می‌تواند مرتبط با این ماگماتیسم پشت کمان در نظر گرفته شود. از ۳۴ میلیون سال به بعد از شدت ماگماتیسم کاسته شده و از ۳۴ تا ۲۷ میلیون سال پیش و پس از برخورد، ماگماتیسم مرتبط با فرورانش به ماگماتیسم برخوردی تبدیل شده است. ماگماتیسم‌های میوسن و کواترنری ایران که در بخش‌های مختلف فلات ایران رخمون دارند در اثر سترشدگی پوسته ایران پس از برخورد و یا ذوب ناحیه‌ای بخش‌های مختلف گوشته زیرین ایجاد شده و دارای ترکیبات ژئوشیمیایی متنوعی از آداکیتی (همانند گنبد‌های آداکیتی عنبران) تا کالک-آلکالن و پتاسیک-اولتراپتاسیک و حتی آلکالن می‌باشند (برای مثال Salehi Najad et al., 2020; Omrani et al., 2008; Moghadam et al., 2018b; Sepidbar et al., 2019; Kheirkhah et al., 2020).

۱۰- نتیجه‌گیری

ماگماتیسم شمال اردبیل-لاهرود شامل منطقه نمین-عنبران دارای توالی‌های گدازهای بازالتی (و الیون بازالتی) تا آندزیتی به همراه آذرآواری‌ها و اپی‌کلاستیک‌های ائوسن است. قطعات سنگی موجود در آذرآواری‌ها نیز دارای ترکیبات بازالتی تا آندزیتی بوده و این مجموعه توسط سیل‌های بازالتی قطع شده‌اند. افزون بر این توالی‌های

بایستی توجه داشت که در چنین مدل‌هایی معمولاً میزان عنصر Lu و تطابق آن با نمونه‌های مورد نظر مبنای درجه ذوب بخشی قرار می‌گیرد (Duggen et al., 2007). البته مذاب ایجاد شده با چنین ترکیب و درجه ذوبی دارای تفاوت‌هایی در برخی عناصر با دو نمونه الیون بازالت‌های منطقه شمال اردبیل (OB در جدول ۵) می‌باشد. برای مثال، الیون بازالت‌ها دارای میزان Sr (و حتی Ba) بالاتری نسبت به مذاب مدل هستند که به دلیل حضور میکروولیت‌های فلدسپار در خمیره آنها است. افزون بر این، مذاب مدل دارای مقادیر بالاتری Zr-Hf و U-Th می‌باشد که بالاتر بودن آنها می‌تواند به دلیل حضور میزان بالاتری از U و Th در رسوبات قاره‌ای باشد که برای این مدل استفاده شده است. همچنین بالاتر بودن میزان Hf و Zr می‌تواند به رژیم گرمایی صفحه فرورانده شده و در نتیجه ذوب بیشتر و کامل تر رسوبات روی صفحه فرورانده شده نسبت داده شود (Duggen et al., 2007). با توجه به اینکه این دو عنصر می‌توانند در کانی زیرکن تجمع پیدا نمایند و این کانی در رسوبات تخریبی بخش‌های بالایی صفحه فرورانده شده در مناطق فرورانشی که نزدیک به قاره هستند بیشتر است، رژیم گرمایی داغ تر زون فرورانش می‌تواند سبب ذوب این کانی و در نتیجه بی‌هنجاری دو عنصر Zr و Hf در مذاب‌های حاصل گردد. افزون بر این، نسبت ایزوتوپی گوشته متاسوماتیسم شده‌ای که در اینجا مدل‌سازی شده، دارای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70390$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51285$ می‌باشد که متفاوت تر از ترکیب ایزوتوپی الیون بازالت‌های شمال اردبیل است (برای مثال نمونه OB-1 در جدول ۷ دارای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70470$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51270$ می‌باشد) و بنابراین به نظر می‌رسد که گوشته بالایی زیر شمال اردبیل یک نوع گوشته غنی شده (نسبت به گوشته مورب استفاده شده در مدل) است که این امر با توجه به نسبت بالای Nb/Yb در گدازه‌های بازالتی قابل استنباط می‌باشد. در نهایت، با توجه به عدم وجود بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای و رسوبات فرورانده شده و بنابراین فقدان داده‌های ژئوشیمیایی برای این دو جزء در گیر در مدل، به نظر می‌رسد که بهترین مدل با توجه به وضعیت زمین‌ساختی-ماگمایی منطقه در زمان ائوسن مدل ارائه شده در بالا باشد.

ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های بازالتی-آندزیتی منطقه شمال اردبیل-لاهرود به همراه مدل‌سازی ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در اثر ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط رسوبات و سیالات حاصل از ورقه فروزانده شده در زون فروزانشی ایران در زمان اتوسن حاصل شده‌اند.

سپاسگزاری

این مقاله از حمایت مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه محقق اردبیلی برخوردار بوده است؛ بنابراین، به این وسیله از مسئولان مربوطه و همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم فصلنامه علوم زمین سپاسگزاری می‌گردد.

سنگی، در منطقه نمین-عبران گنبد‌های داسیتی-ریولیتی در داخل رسوبات ژوراسیک-کرتاسه رخمون داشته و به نظر می‌رسد که دارای سن میوسن باشند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌ها-الیون بازالت‌ها و آندزیت‌ها به همراه قطعات بازالتی-آندزیتی داخل آذرآواری‌ها نشان دهنده ترکیب کالک-آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده در حالی که داسیت‌ها دارای ویژگی‌های آداکیتی می‌باشند. حضور بیگانه‌بلورهای گارنت در گنبد‌های داسیتی-ریولیتی منطقه عبران همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این سنگ‌ها در کنار سن احتمالی این گنبد‌ها که پس از برخورد بلوک عربی با ایران است، نشان‌دهنده منشأ آداکیت‌ها از ذوب بخشی بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای ستر شده ایران می‌باشد. افزون بر این، ویژگی‌های

کتابنگاری

رحیم‌زاده، ف. و باباخانی، ع.ر.، ۱۳۶۵، نقشه زمین‌شناسی اردبیل، مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dag plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148, 980-1000, doi: 10.1017/S0016756811000380.
- Aghazadeh, M., Hou, Z.Q., Badrzadeh, Z., and Zhou, L.M., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70, 385-406, doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.03.003.
- Allen, M.B., and Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, 52-58, doi: 10.1016/j.palaeo.2008.04.021.
- Ardila, A.M.M., Paterson, S.R., Memeti, V., Parada, M.A., and Molina, P.G., 2019. Mantle driven cretaceous flare-ups in Cordilleran arcs. *Lithos*, 326, 19-27, doi: 10.1016/j.lithos.2018.12.007.
- Ashrafi, N., Hasebe, N., and Jahangiri, A., 2018. Cooling history and exhumation of the Nepheline Syenites, NW Iran: Constraints from Apatite fission track. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 10, 109-120.
- Billen, M.I., and Arredondo, K.M., 2018. Decoupling of plate-asthenosphere motion caused by non-linear viscosity during slab folding in the transition zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 281, 17-30, doi: 10.1016/j.pepi.2018.04.011.
- Chiaradia, M., 2009. Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador). *Chemical Geology*, 265, 468-487, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.05.014.
- Defant, M., Jackson, T., Drummond, M.d., De Boer, J., Bellon, H., Feigenson, M., Maury, R., and Stewart, R., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of the Geological Society*, 149, 569-57, doi: 10.1144/gsjgs.149.4.0569.
- Drummond, M.S., and Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95, 21503-21521, doi: 10.1029/JB095iB13p21503.
- Duggen, S., Portnyagin, M., Baker, J., Ulfbeck, D., Hoernle, K., Garbe-Schonberg, D., and Grassineau, N., 2007. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 71, 452-480, doi: 10.1016/j.gca.2006.09.018.
- Farner, M.J., and Lee, C.-T.A., 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. *Earth and Planetary Science Letters*, 470, 96-107, doi: 10.1016/j.epsl.2017.04.025.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357, doi: 10.1093/petrology/egm062.
- Iveson, A.A., Rowe, M.C., Webster, J.D., and Neill, O.K., 2018. Amphibole-, Clinopyroxene- and Plagioclase-Melt Partitioning of Trace and Economic Metals in Halogen-Bearing Rhyodacitic Melts. *Journal of Petrology*, 59, 1579-1604, doi: 10.1039/petrology/egy072.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Hauff, F., Wehrmann, H., Garbe-Schönberg, D., van den Bogaard, P., Bindeman, I., and Lara, L.E., 2013. Across-arc geochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5-38.0 S): constraints on mantle wedge and slab input compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 123, 218-243, doi: 10.1016/j.gca.2013.05.016.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I., and Lara, L.E., 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38-43 degrees S): The role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*, 371, 27-45, doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.01.015.

- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., and Genser, J., 2015. Rapid Eocene extension in the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Constraints from Ar-40/Ar-39 dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, 156-168, doi: 10.1016/j.jseas.2015.03.010.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydin, F., Kandemir, R., and Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114, 109-120, doi: 10.1016/j.lithos.2009.08.003.
- Kepezhinskas, P., Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 60, 1217-1229, doi: 10.1016/0016-7037(96)00001-4.
- Kheirkhah, M., Neill, I., Allen, M.B., Emami, M.H., and Ghadimi, A.S., 2020. Distinct sources for high-K and adakitic magmatism in SE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 196, 104355, doi: 10.1016/j.jseas.2020.104355.
- Kimura, J.-I., Hacker, B.R., van Keken, P.E., Kawabata, H., Yoshida, T., and Stern, R.J., 2009. Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, n/a-n/a, doi: 10.1029/2008gc002217.
- Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guillong, M., and Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 304, 311-328, doi: 10.1016/j.lithos.2018.01.030.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411-429, doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0.
- Moazzen, M., Salimi, Z., Rolland, Y., Bröcker, M., and Hajialioghli, R., 2020. Protolith nature and P-T evolution of Variscan metamorphic rocks from the Allahyarlu complex, NW Iran. *Geological Magazine*, 157(11), 1853-1876, doi: 10.1017/S0016756820000102.
- Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Kirchenbaur, M., Garbe-Schönberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J.-I., Stern, R.J., Ghorbani, G., Murphy, R., Y O'Reilly, S., Aria, S., and Maghdour-Manshour, R., 2018a. Roll-Back, Extension and Mantle Upwelling Triggered Eocene Potassic Magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59, 1417-1465, doi: 10.1093/petrology/egy067.
- Moghadam, H.S., Li, Q.-L., Griffin, W.L., Stern, R.J., Ishizuka, O., Henry, H., Lucci, F., O'Reilly, S Y., and Ghorbani, G., 2020. Repeated magmatic buildup and deep "hot zones" in continental evolution: The Cadomian crust of Iran: *Earth and Planetary Science Letters*, 531, doi: 10.1016/j.epsl.2019.115989.
- Moghadam, M.C., Tahmasbi, Z., Ahmadi-Khalaji, A., and Santos, J.F., 2018b. Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole rock chemistry and Sr-Nd isotopes. *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 78, 58-77, doi: 10.1016/j.chemer.2017.11.004.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Verges, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380-398, doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.008.
- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Li, X.-H., Lee, H.-Y., Lin, T.-H., and Chiu, H.-Y., 2016. New age and geochemical constraints on the origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia-Eurasia collision zone. *Lithos*, 264, 348-359, doi: 10.1016/j.lithos.2016.08.042.
- Pearce, J.A., and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285, doi: 10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983, doi: 10.1093/petrology/25.4.956.
- Prelević, D., and Foley, F.S., 2007. Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1-2), 120-135, doi: 10.1016/j.epsl.2007.01.018.
- Prelević, D., Jacob, D.E., and Foley, S.F., 2013. Recycling plus: a new recipe for the formation of Alpine-Himalayan orogenic mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 187-197, doi: 10.1016/j.epsl.2012.11.135.
- Rodríguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., and Leeman, W., 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longavi volcano (36° 2 S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology*, 48, 2033-2061, doi: 10.1093/Petrology/egm049.
- Saginer, I., Gazel, E., Condie, C., and Carr, M.J., 2013. Evolution of geochemical variations along the Central American volcanic front. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14, 4504-4522, doi: 10.1002/ggge.20259.
- Salehi Nejad, H., Ahmadipour, H., Moinsadeh, H., Moradian, A., and Santos, J.F., 2020. Geochemistry and petrogenesis of Raviz-Shanabad intrusions (SE UDMB): an evidence for Late Eocene magmatism. *International Geology Review*, 1-18, doi: 10.1080/00206814.2020.1728585.
- Sepidbar, F., Ao, S., Palin, R.M., Li, Q.-L., and Zhang, Z., 2019. Origin, age and petrogenesis of barren (low-grade) granitoids from the Bezenjan-Bardsir magmatic complex, southeast of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 104, 132-147, doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.10.008.
- Sun, S.-S., McDonough, W.-s., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological society, London, special publications*, 42, 313-345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

- Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Nozaem, R., Calzolari, G., Madanipour, S., and Salvini, F., 2017. The Post-Eocene Evolution of the Doruneh Fault Region (Central Iran): The Intraplate Response to the Reorganization of the Arabia-Eurasia Collision Zone. *Tectonics*, 36, 3038-3064, doi: 10.1002/2017tc004595.
- Tang, G.J., Wang, Q., Wyman, D.A., Chung, S.L., Chen, H.Y., and Zhao, Z.H., 2017. Genesis of pristine adakitic magmas by lower crustal melting: A perspective from amphibole composition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 1934-1948, doi: 10.1002/2016jb013678.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3), doi:10.1029/2010TC002809.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., and Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 961-977, doi: 10.1130/b26102.1.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343, doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.
- Workman, R.K., and Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231, 53-72, doi: 10.1016/j.epsl.2004.12.005.
- Xu, W.-C., Zhang, H.-F., Luo, B.-j., Guo, L., and Yang, H., 2015. Adakite-like geochemical signature produced by amphibole-dominated fractionation of arc magmas: An example from the Late Cretaceous magmatism in Gangdese belt, south Tibet. *Lithos*, 232, 197-210, doi: 10.1016/j.lithos.2015.07.001.
- Zhao, Z., Mo, X., Dilek, Y., Niu, Y., DePaolo, D.J., Robinson, P.T., Zhu, D.-C., Sun, C., Dong, G., Zhou, S., Luo, Z., and Hou, Z., 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos*, 113, 190-212, doi: 10.1016/j.lithos.2009.02.004.
- Zhao, Z., Xiong, X., Wang, Q., Wyman, D., Bao, Z., Bai, Z., and Qiao, Y., 2008. Underplating-related adakites in Xinjiang tianshan, China. *Lithos*, 102, 374-391, doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.008.

Original Research Paper

Geochemical variation and petrogenesis of magmatic rocks in the north of Ardabil: Implications for determination of the tectonomagmatic pattern of northwestern Iran

Ali Lotfi Bakhsh¹*¹ Department of Geology, Faculty of Science, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 January 12

Accepted: 2022 March 19

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Geochemistry

Petrogenesis

Shoshonitic

Adakitic

Namin-Lahroud

ABSTRACT

In the north of Ardabil (from Namin to Lahroud) there are widespread sequences of Eocene and Quaternary mafic to intermediate and felsic magmatic activities with different compositions. The composition of these rocks varies from basaltic lavas as well as dacitic and rhyolitic domes in Namin to basalt and basaltic andesite in Lahroud area. The chemical composition of olivine from olivine basaltic lavas indicates a forsterite composition changing from 67.8 to 92.7. Clinopyroxenes show diopside composition whereas plagioclase has labradorite to bytownite composition. Garnet xenocrysts in the rhyolitic domes have an almandine composition. These rocks are characterized by the enrichment in LREEs compared to the HREEs. Mafic-intermediate rocks show shoshonitic to high-K calc-alkaline composition whereas dacitic and rhyolitic domes show adakitic signature. Geochemical and isotopic characteristics of basaltic-andesitic rocks indicate their genesis are related to the partial melting of a metasomatized mantle wedge, re-fertilized by sediments and fluids from the subducting slab in the Eocene subduction zone of Iran. The geochemical and isotopic signatures of dacitic-rhyolitic domes indicate their origin from partial melting of the lower parts of the thickened continental crust of Iran.

* Corresponding author: Ali Lotfi Bakhsh; E-mail: lotfibakhsh@uma.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.324411.1972

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.14.0

