

ماگماتیسیم بازیک قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهی بر کافت‌زایی پالئوتیس

حبیب‌الله قاسمی^(۱*) و مریم دیهیمی^۲

۱. دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود

۲. کارشناس ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۷

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۲۰

چکیده

در داخل نهشته‌های دونین البرز شرقی در شمال شاهرود، سنگ‌های آذرین بازیک فراوانی به شکل دایک‌ها و سیل‌های میکروگابرویی و روانه‌های متعدد بازالتی در سازندهای پادها و خوش‌بیلاق، رخمون دارند. حضور این سنگ‌های ماگمایی به صورت میان‌لایه‌ای در لایه‌های سیلیسی‌آواری، آهکی و دولومیتی سازندهای پادها و خوش‌بیلاق بیانگر ارتباط آن‌ها با رژیم زمین‌ساختی کششی نوع کافت درون‌قاره‌ای حاکم بر منطقه در این زمان در زون البرز شرقی است. وجود یک توالی رسوبی کافتی، غنی‌شدگی سنگ‌های آذرین از LREE، تهی‌شدگی نسبی آن‌ها از HREE، نبود ناهنجاری منفی از HFSE، مقادیر بالای P و Ti در این سنگ‌ها و موقعیت قرارگیری آن‌ها در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بیانگر ماهیت قلیایی، جایگاه درون ورقه‌قاره‌ای و منشأ گرفتن ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک گوشته غنی شده زیرلیتوسفری گارنت لرزولیتی در اعماق ۱۰۰-۱۱۰ کیلومتری است. این الگو نشانگر تداوم حرکات کششی مرتبط با بازشدن اقیانوس پالئوتیس در البرز شرقی در خلال پالئوزوئیک زیرین - میانی (اردوویسین - دونین) است.

واژه‌های کلیدی: ماگماتیسیم، دونین، البرز شرقی، کافت پالئوتیس، شاهرود.

مقدمه

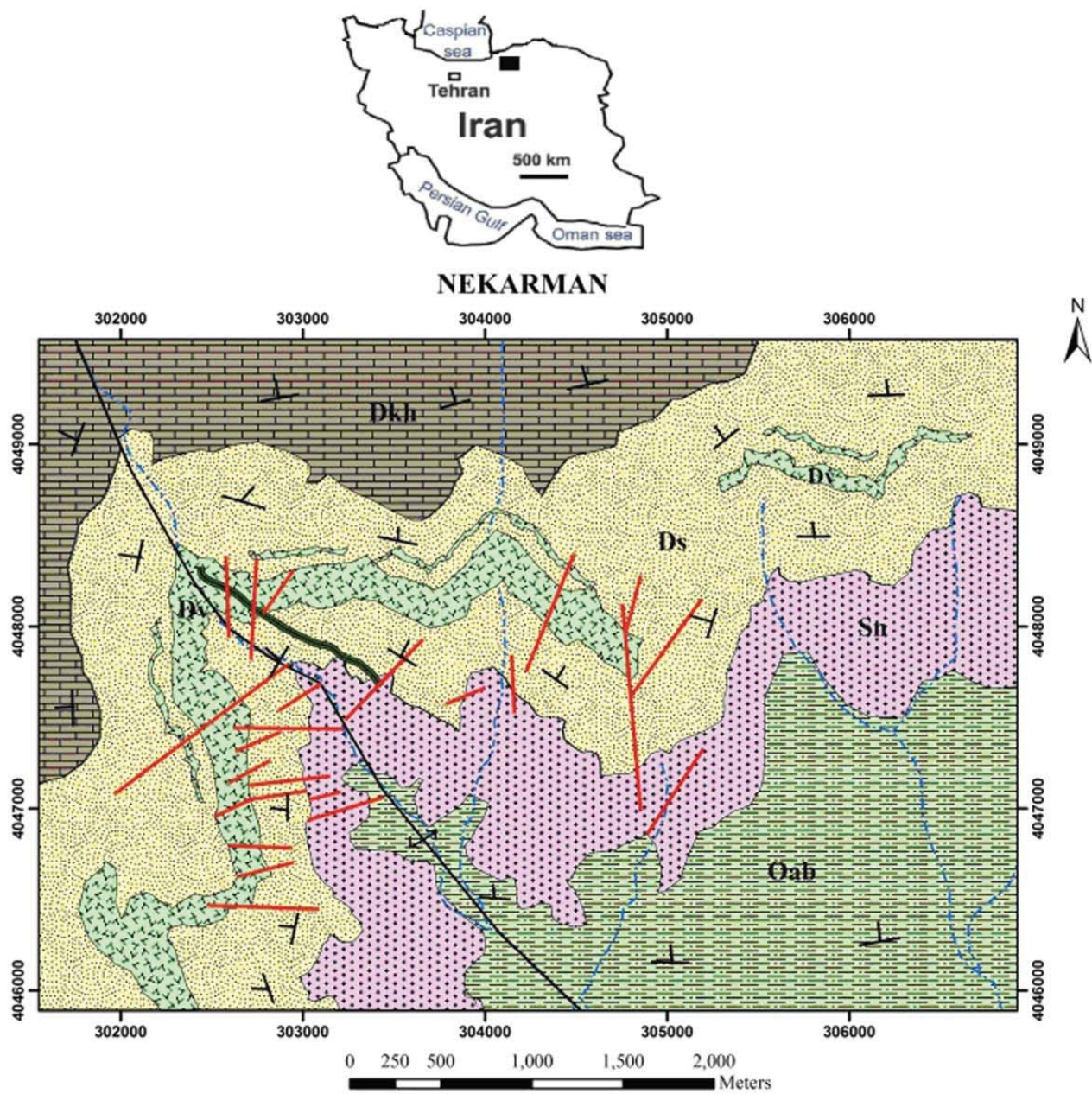
اردوویسین میانی تا دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان محصول مراحل کافت‌زایی اقیانوس پالئوتیس تفسیر شده است (Bagheri & Stampfli, 2008; Stampfli et al., 2002). لاسمی، ۱۳۷۹؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ Derakhshi and Ghasemi, 2013). ماگماتیسیم دونین البرز شرقی تاکنون مورد توجه و مطالعه قرار نگرفته است، به همین دلیل، در این تحقیق بر پایه شواهد صحرایی، سنگ‌شناختی و زمین‌شیمی بررسی شده است.

روش تحقیق

در این تحقیق پس از انجام بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری، تهیه مقاطع نازک و مطالعات دقیق سنگ نگاری، تعداد ۱۳ نمونه

در ایران، توالی‌های سنگی دونین در محل‌های محدودی رخمون دارند، اما خوش‌بختانه رخمون‌های کامل و گسترده‌ای از آن‌ها را می‌توان در البرز شرقی و مرکزی و همچنین در ایران مرکزی مشاهده کرد (Wendt et al., 2005). در منطقه مورد مطالعه در شمال شاهرود، توالی سنگی دونین شامل سازندهای پادها و خوش‌بیلاق است. بر اساس برخی از فسیل‌ها، سن دونین میانی - فوقانی برای سازند خوش‌بیلاق پیشنهاد شده و به همین دلیل، سازند پادها که در زیر آن و بر روی بازالت‌های سلطان‌میدان (به سن سیلورین) قرار دارد را متعلق به دونین زیرین - میانی دانسته‌اند (Aharipour et al., 2010). اما Ghavidel-Syooki (1994) بر اساس مطالعات دیرینه‌شناختی هر دو سازند پادها و خوش‌بیلاق را متعلق به دونین فوقانی دانسته است. ماگماتیسیم

* نویسنده مرتبط h-ghasemi@shahroodut.ac.ir



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال نکارمن که در آن گسترش واحدهای سنگی اردوویسین، سیلورین و دونین نشان داده شده است (دبیمی، ۱۳۹۱).

به‌صورت دایک‌ها و سیل‌های میکروگابروبی و چند روانه بازالتی دیده می‌شوند (شکل ۲). دایک‌ها و سیل‌ها در بسیاری از موارد به روانه‌های گدازه منتهی می‌شوند و در نتیجه می‌توان آن‌ها را مجاری تغذیه کننده روانه‌های بازالتی افق‌های بالاتر در نظر گرفت. محیط رسوب‌گذاری قاره‌ای و کم‌عمق سازند پادها، ضخامت قابل توجه و میان‌لایه بودن افق‌های آتشفشانی با واحدهای رسوبی نشان‌دهنده ارتباط آن‌ها به یک رژیم زمین‌ساختی کششی از نوع کافت درون‌قاره‌ای است که با ماگماتیسیم قلیایی منطقه سازگار است.

اهری پور (۱۳۸۹)، سازند خوش‌بیلاق را براساس لیتولوژی، ساختمان‌های رسوبی، ویژگی‌های میکروسکوپی و بافتی و نیز محتوای فسیلی در برش‌های مورد مطالعه در همین منطقه به ۵ توالی رخساره‌ای تقسیم کرده که در محیط‌های خشکی (رودخانه‌ای) تا دریایی (پلاتفرم کربناته نوع رمپ) نهشته شده‌اند. در سازند خوش‌بیلاق نیز سنگ‌های آذرین به شکل چند روانه بازالتی و سیل دیده می‌شوند (شکل ۲). برخی روانه‌های بازالتی دارای ساخت منشوری بسیار زیبایی هستند و ضخامت یکی از آن‌ها در شمال روستای میغان به حدود ۴۰ متر و در نکارمن به ۵۰ متر می‌رسد.

پتروگرافی

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که روانه‌های بازالتی موجود در سازندهای پادها و خوش بیلاق از نوع بازالت و الیوین بازالت و سیل‌ها و دایک‌ها از نوع میکروگابرو هستند.

بازالت‌ها

بافت بازالت‌ها از نوع میکروولیتی پورفیری، میکروولیتی، اینترسرتال، اینترگرانولار، افیتی، ساب‌افیتی و بادامکی است. در بافت بادامکی، حفرات معمولاً با کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت پر شده‌اند (شکل ۳). بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به‌صورت فنوکریست و میکروولیت و کلینوپیروکسن، از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نمونه‌های بازالتی منطقه می‌باشند. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین و کانی‌های اپک اشاره کرد. با مطالعه مقاطع صیقلی مشخص شد که کانی‌های اپک از نوع مگنتیت و پیریت هستند. الیوین به‌عنوان مستعدترین کانی برای دگرسانی شیمیایی، غالباً به‌طور کامل دگرسان شده و فقط قالب آن باقی مانده است. رنگ زرد مایل به نارنجی تا قرمز در امتداد شکستگی‌ها، نشان‌دهنده ایدنگسیته شدن بلورهای آن است.

الیوین بازالت‌ها

به دلیل بروز دگرسانی شدید در این سنگ‌ها، غالباً برداشت نمونه‌های سالم از آن‌ها دشوار است. دارای بافت‌های پورفیری با خمیره میکروولیتی و شیشه‌ای، گلمروپورفیری و بادامکی هستند (شکل ۴). بافت‌های پورفیری و گلمروپورفیری آن‌ها

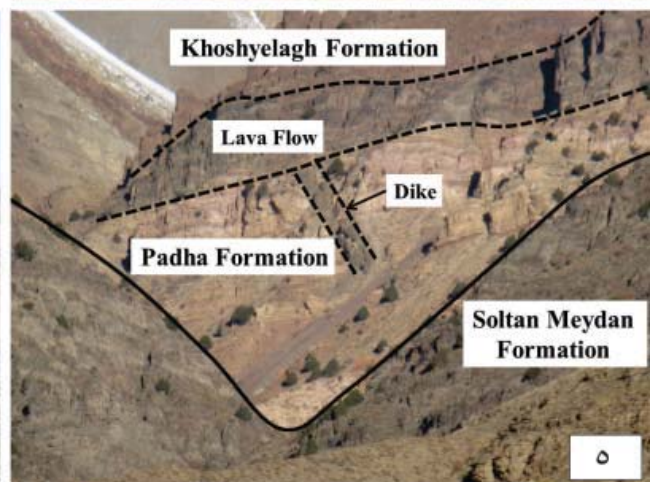
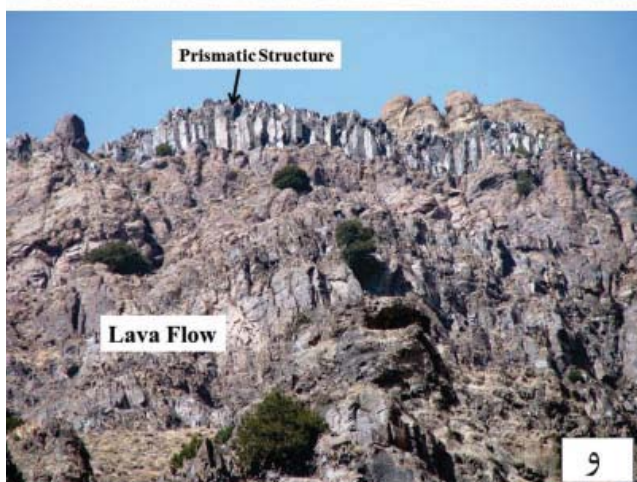
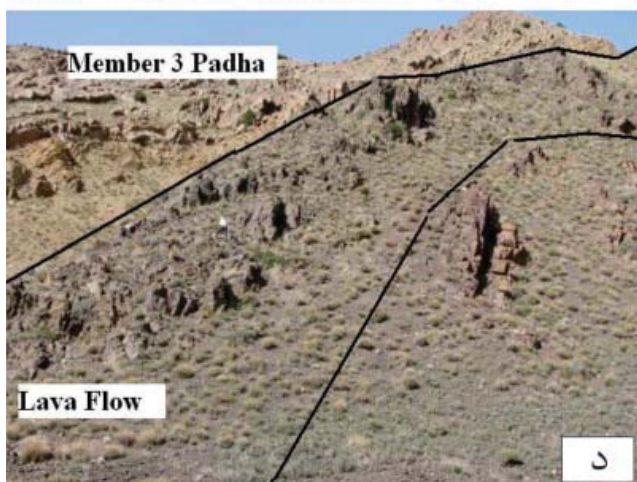
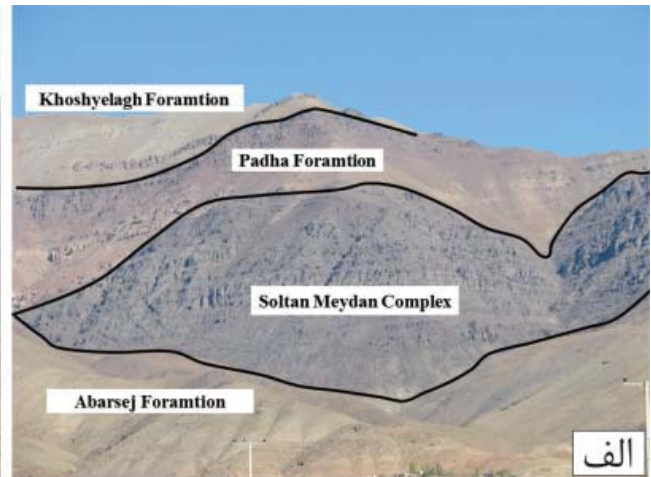
از سنگ‌های آذرین مربوطه با توجه به حداقل هوازدگی، انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (به روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn, Zr) و بسته ترکیبی با کد IMS95A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند (جدول ۱). نتایج حاصل، پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دوظرفیتی و سه ظرفیتی، در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

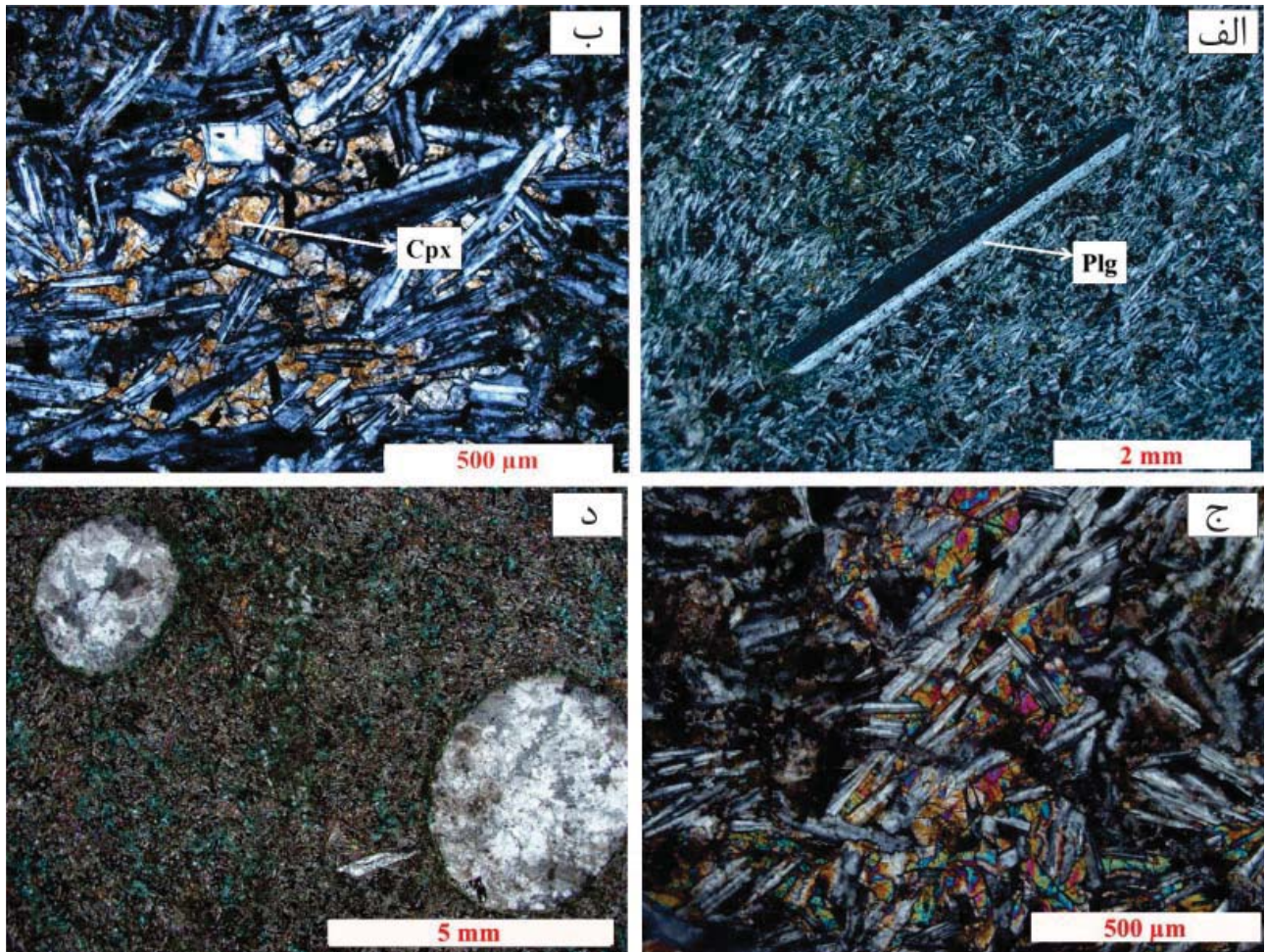
مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، در زون ساختاری البرز شرقی، در شمال شهرستان شاهرود در اطراف روستاهای نکارمن (در غرب)، میغان و قلعه نو خرقان (در مرکز) تا خوش‌بیلاق (در شرق) قرار دارند. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی گسترش سازندهای پالئوزوئیک زیرین-میانی در شمال نکارمن را نشان می‌دهد. توالی سنگی دونین در این مناطق شامل سازندهای پادها و خوش بیلاق است. سازند پادها، با یک افق کنگلومرای چندزادی متشکل از قطعات درشت و ریز بازالت‌های سلطان‌میدان و ماسه سنگ‌های سازند ابرسج، به طور ناپیوسته بر روی مجموعه بازالتی سلطان میدان به سن سیلورین قرار گرفته و با ناپیوستگی فرسایشی و هم‌شیب توسط سازند خوش بیلاق پوشیده شده است. اهری پور (۱۳۸۹) براساس مطالعات دقیق چینه‌شناختی و محیط رسوبی، سازند پادها را به سه عضو به شرح ذیل تقسیم کرده است:

عضو ۱- این عضو که عمدتاً شامل ارتو تا پارا کنگلومرای چندزادی قاعده‌ای است با ناپیوستگی بر روی بازالت‌های سازند سلطان میدان قرار می‌گیرد. بیشتر قطعات آن را بازالت‌های سلطان میدان تشکیل می‌دهند اما قطعات سیلتستونی و گل‌سنگی نیز دارد. به‌علاوه، سیلتستون قرمز، توف سبز و چند روانه بازالتی نیز به طور محلی در این عضو وجود دارد. عضو ۲- این عضو با یک ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی سفید رنگ بر روی کنگلومراها و روانه‌های بازالتی موجود در عضو ۱ قرار می‌گیرد و حاوی تناوب‌هایی از کوارتزآرنایت سفید، آرکوز، ماسه‌سنگ گروکی و شیل‌های قرمز است. عضو ۳- برخلاف دو عضو قبلی، علاوه بر سنگ‌های تخریبی سیلیسی، دارای میان‌لایه‌های کربناتی نیز می‌باشد. این میان‌لایه‌های کربناتی شامل کالکریت، دولوکریت، سنگ آهک نازک‌لایه حاوی فسیل دوکفه‌ای و استراکود و برش آهکی و دولومیتی است.

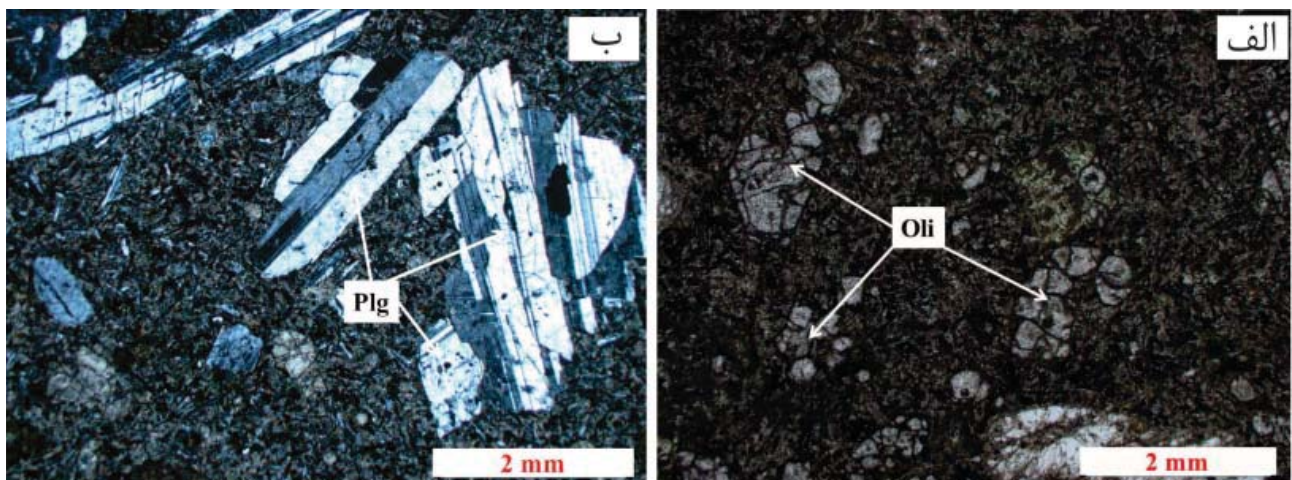
ترکیب سنگ‌شناسی و ساخت‌های رسوبی موجود در توالی مزبور نشان می‌دهند که سازند پادها در یک محیط کافتی درون قاره‌ای رسوب‌گذاری کرده و سه عضو آن به ترتیب در محیط‌های بادبزنی آبرفتی، نواحی دور از بادبزنی آبرفتی-دشت سیلابی و بالاخره در محیط حاشیه تا داخل دریاچه تشکیل شده‌اند (Aha-ripour et al., 2010). سنگ‌های آذرین موجود در این سازند



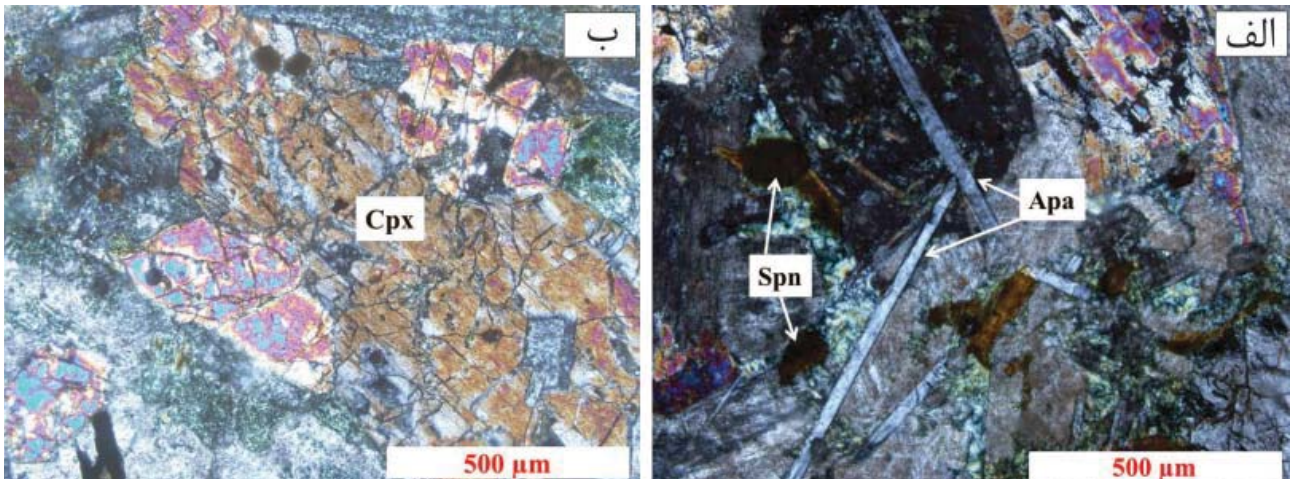
شکل ۲. الف) نمای دور از روابط چینه‌شناختی سازندهای پالئوزوئیک زیرین-میانی در شمال روستای نکارمن (دید به سوی شمال)، ب) نمای از قرارگیری عضوهای دوم و سوم سازند پادها بر روی مجموعه بازالتی سلطان میدان در شمال میغان (دید به سوی غرب)، ج) نمای نزدیک از عضو یک سازند پادها و کنگلومرای قاعده آن در دره تنگو در غرب نکارمن، د) یک روانه بازالتی در عضو دوم سازند پادها در شمال میغان، ه) یک روانه بازالتی و دایک تغذیه کننده آن در عضو دوم سازند پادها در دره تنگو در غرب نکارمن، و) نمای از وجود ساخت منشوری در یک روانه بازالتی در سازند خوش‌بیلاق در دره تنگو در غرب نکارمن.



شکل ۳. تصاویری از بافت‌های مشاهده شده در بازالت‌های منطقه. الف) پورفیری و جریان‌ی، ب) افیتی و ساب افیتی، ج) اینترگرانولار، د) بادامکی.



شکل ۴. الف) بافت پورفیری با خمیره میکروولیتی و شیشه‌ای متشکل از درشت بلورهای الومین، ب) بافت گلمروپورفیری متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های الومین‌بازالتی.



شکل ۵. الف) تصویر میکروسکوپی بافت اینترگرانولار یک دایک گابرویی موجود در سازند پادها، به همراه حضور کانی‌های فرعی آپاتیت و اسفن، ب) بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در حاشیه همین دایک.

اوژیت نشانگر وجود تیتان در آن‌ها و طبیعت قلیایی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه است. آپاتیت و اسفن به‌عنوان کانی فرعی مهم به مقدار فراوان در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شوند و ماهیت آلکان ماگما را تأیید می‌کنند. کانی‌های اپک این سنگ‌ها عمدتاً از نوع مگنتیت هستند.

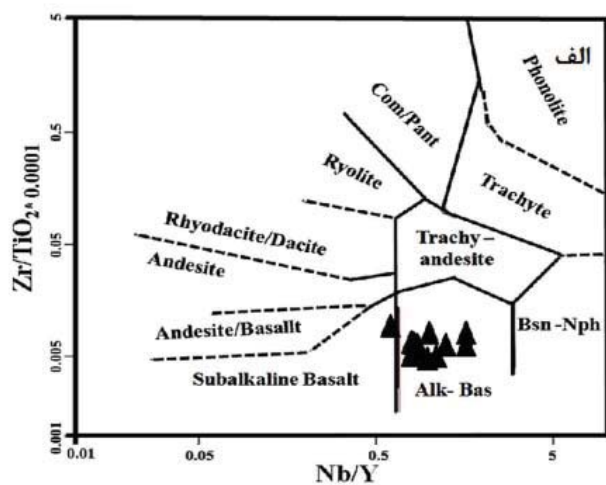
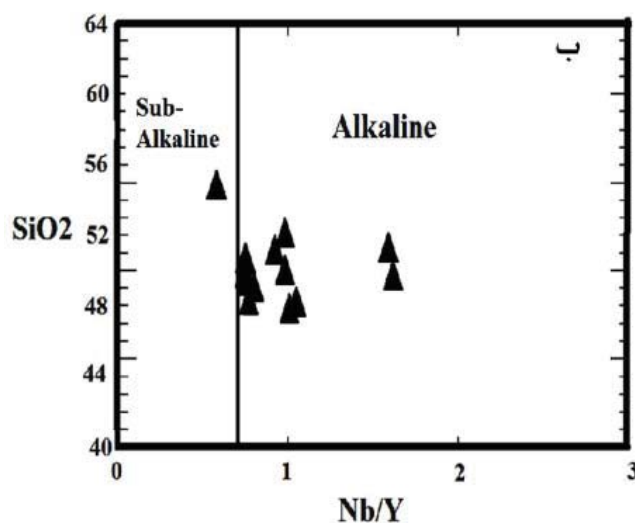
می‌تواند نشانه‌ای از تبلور چندمرحله‌ای (حداقل دو مرحله عمقی و سطحی) و بروز تبلور تفریقی در آشیانه ماگمایی باشد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن هستند. الیوین‌ها معمولاً به‌طور کامل دگرسان شده و توسط کانی‌های ثانویه جانشین شده‌اند و تنها قالب اولیه آن‌ها برجای مانده است.

ژئوشیمی و پتروژنز

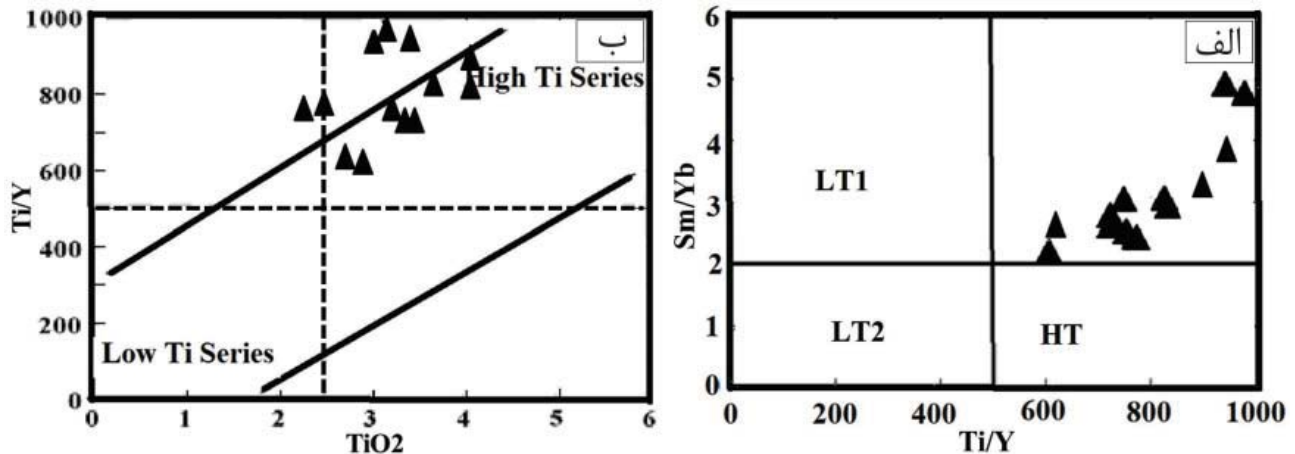
نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ها به همراه میانگین آن‌ها در جدول ۱ آمده است. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای رده‌بندی و تعیین سری ماگمایی (Winchester and Floyd (1977) همگی در گستره بازالت قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶). نسبت Ti/Y در مقابل TiO_2 ملاکی برای تشخیص نوع بازالت است (Xu et al., 2001). بر همین اساس، بازالت‌ها را می‌توان به دو گروه ترکیبی بازالت‌های تیتانیم بالا (HT) و تیتانیم پایین

میکروگابروها

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ‌های سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. بافت‌های پورفیری و اینترگرانولار در آن‌ها غالب هستند (شکل ۵). کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند. برخی از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن آن‌ها، اورالیتی شده‌اند. حضور آمفیبول سبز همراه با کلریت و اپیدوت محصول این نوع دگرسانی است. چندرنگی مشخص بلورهای



شکل ۶. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در الف) نمودار طبقه‌بندی، ب) نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی از Winchester and Floyd (1977).



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای طبقه‌بندی بازالت‌ها براساس مقدار تیتانیم از Zhou et al., (2008). (الف) نمودار Ti/Y در مقابل Sm/Yb، (ب) نمودار Ti/Y در مقابل TiO₂.

در جریان ذوب بخشی، مقادیر عناصر ناسازگار به شدت تغییر می‌کنند، ولی نسبت‌های تمرکز دو عنصر سازگار یا ناسازگار در جریان این فرایندها بدون تغییر باقی می‌ماند.

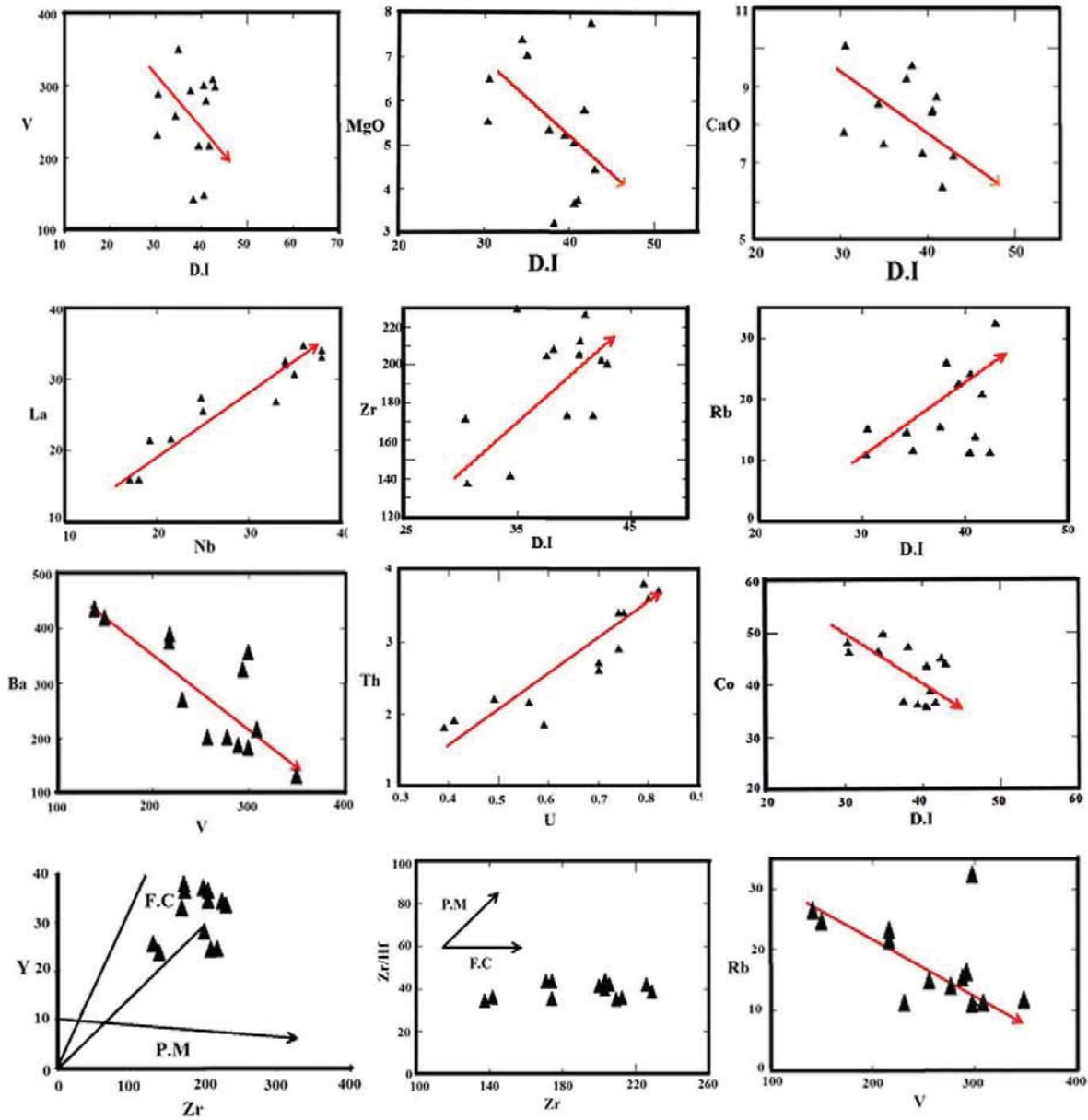
به عقیده بسیاری از سنگ‌شناسان اگر در یک سری سنگی هم ماگما، نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روندهای خطی و مثبت باشند و از مبدأ مختصات بگذرند و همچنین نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار آن سری نیز دارای روندهای خطی و منفی باشند، در این صورت می‌توان فرایند اصلی وابسته به تشکیل سنگ‌های سری یاد شده را تبلور تفریقی دانست (Rogers and Rayland, 1980; Rogers et al., 1984). بر همین اساس، تبلور تفریقی فرایند اصلی تحول ماگمایی در نمونه‌های مورد مطالعه بوده است (شکل ۸). بعلاوه، مقدار TiO₂ بالا و نسبت Fe₂O₃/MgO (بزرگتر از ۱) نیز نشان‌دهنده درجه بالای تبلور تفریقی است (Safonova et al., 2012) که در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود (جدول ۱).

به عقیده Wilson (1989) و Rollinson (1993) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین از طریق فرایند تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه بسته به رفتار شیمیایی گروهی عناصر کمیاب، باید مقادیر و نسبت‌های آن‌ها در آن مجموعه سنگی، بطور ثابت و پیوسته تغییر کند. برای بهنجارسازی نمونه‌ها از استانداردهای مرجع نظیر مقادیر کندریت (Thompson و Boynton (1984) و Sun and McDonough (1982) و مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough (1982) استفاده شده است (شکل ۹). طرح‌های بهنجار شده نمونه‌ها در این نمودارها نشان می‌دهند که: (۱) روندهای نمونه‌های مختلف تقریباً مشابه و به موازات یکدیگرند. (۲) عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) تا ۱۰۰ مرتبه و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) تا ۱۰ مرتبه نسبت به مقادیر کندریتی غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر غنی‌شدگی ۱۰ مرتبه‌ای عناصر سبک نسبت به انواع سنگین است. (۳) علی‌رغم سن زیاد نمونه‌ها و بروز فرایندهای هوازدگی در آن‌ها، موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز تأییدکننده نتایج بدست آمده در بخش‌های

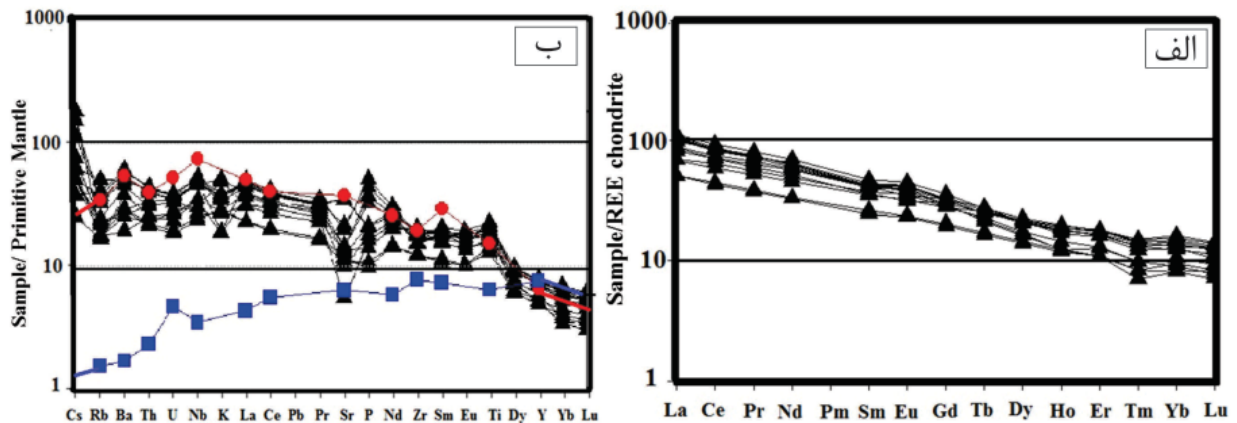
(LT) تقسیم کرد. بازالت‌های HT دارای نسبت $500Ti/Y < 500TiO_2$ و انواع LT دارای نسبت $500Ti/Y > 500TiO_2$ می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه TiO₂ بالایی دارند (میانگین ۲/۹۶) و نسبت Ti/Y آن‌ها بالاتر از ۵۰۰ (میانگین ۷۹۷) می‌باشد (جدول ۱) و به همین جهت در نمودارهای شکل ۷، همگی در میدان بازالت‌های تیتانیم بالا قرار گرفته‌اند.

به اعتقاد Lai et al., (2012) بازالت‌های تیتانیم بالا در اثر ذوب بخشی درجه پایین ستون‌های گوشته‌ای در حال صعود، در میدان پایداری گارنت و بازالت‌های تیتانیم پایین از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای یا از تبلور تفریقی ماگماهای پیکریتی به‌وجود آمده‌اند. اما به اعتقاد، Shellnutt and Jahn (2011) سنگ‌های بازالتی تیتانیم بالا و تیتانیم پایین هر دو احتمالاً از یک منشأ گوشته‌ای گارنت پریدوتیتی یکسان ولی با درجات متفاوت ذوب‌بخشی (تیتانیم بالا از درجه ذوب بخشی پایین و تیتانیم پایین از درجه ذوب بخشی بالا)، با یا بدون آرایش پوسته‌ای به‌وجود آمده‌اند.

اگرچه نمونه‌های مورد بررسی دارای ترکیب کم و بیش یکنواخت بازالتی هستند، اما به استثنای پراکندگی‌های اندک ناشی از جایجایی برخی از عناصر متحرک، در نمودارهای مختلف تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق، روند نزول خط مایع (روند تفریق) را بخوبی نشان می‌دهند (شکل ۸) که در نمودارهای عناصر سازگار، ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها در برابر یکدیگر یا در برابر برخی از اکسیدها نیز بخوبی نمایان است. در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی، عناصر با سازگاری زیاد (Zr, Nb, Y, Hf نظیر V, Cr, Ni و Co) در مراحل اولیه تفریق به‌صورت کانی مستقل و یا به‌صورت جانشینی به جای Fe و Mg در ساختمان فازهای درحال تبلور وارد می‌شوند و از ماگما جدا می‌گردند، لذا از تغییرات مقادیر این عناصر و همچنین عناصر HFS (مانند Th و Zr, Nb, Y, Hf) می‌توان به‌عنوان شاخص خوبی جهت تشخیص فرایند تفریق استفاده کرد (Magga-nas, 2002). در جریان تبلور تفریقی، مقادیر عناصر سازگار و



شکل ۸. نمودارهای مختلف برای نشان دادن نقش تبلور تفریقی در تحول ماگمایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.

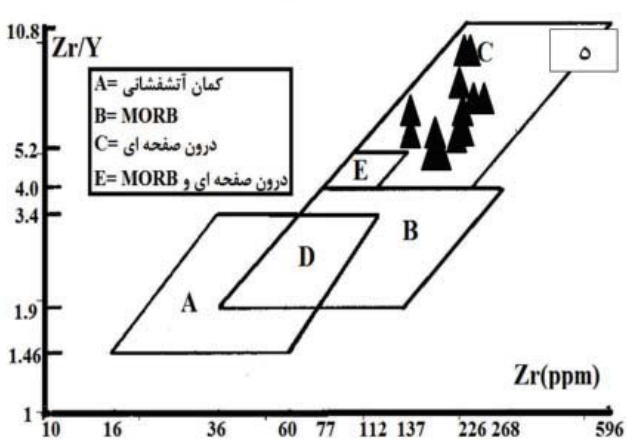
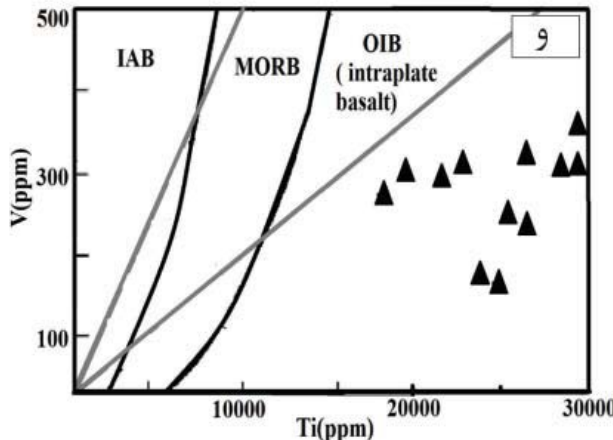
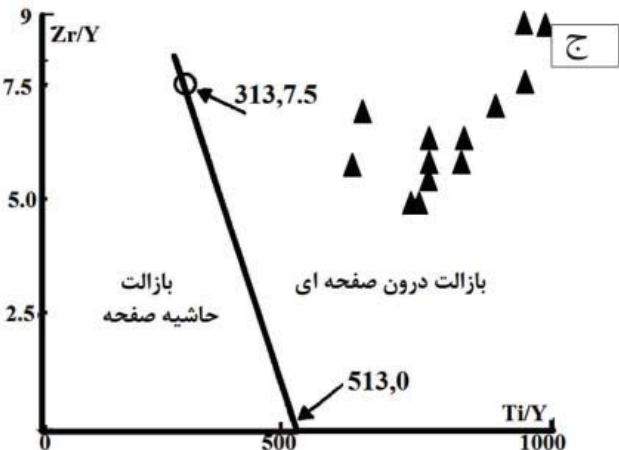
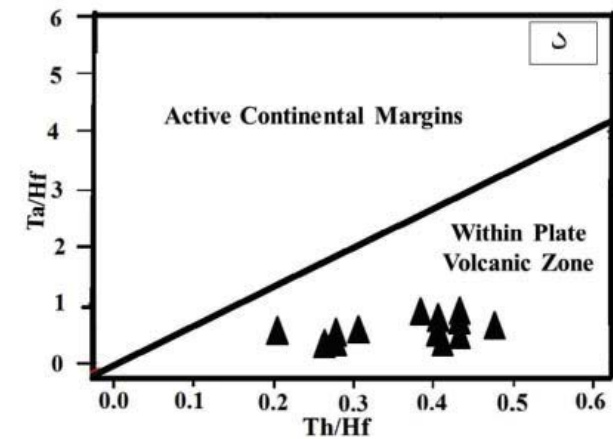
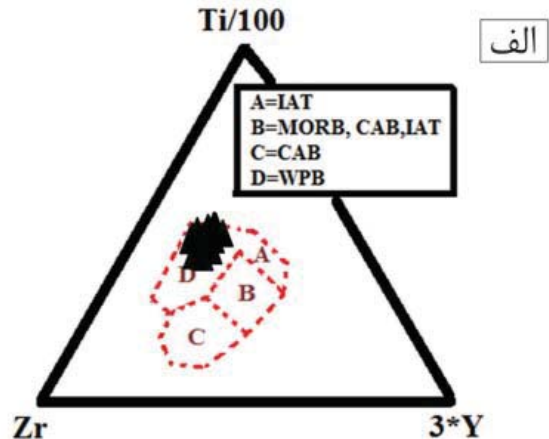
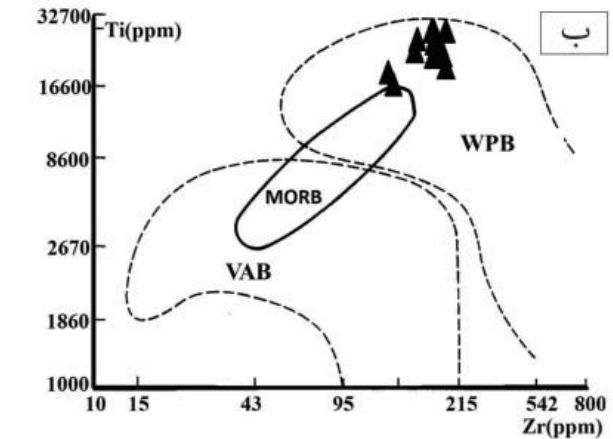


شکل ۹. نمودارهای بهنجارسازی شده نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از استانداردهای مرجع. الف) مقادیر کندریتی (Boynton (1984) ب) مقادیر گوشته اولیه Sun and McDonough (1989).

عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان منشأ گارنت لوزولیت باشد. زیرا در این اعماق زیاد، عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه کانی‌های روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و از ورود به داخل مذاب، باز می‌مانند.

در نمودارهای مختلف تعیین جایگاه زمین‌ساختی نیز تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون ورقه قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). نسبت Ba/La برای بازالت پشته میان‌اقیانوسی معمول (NMORB) بین ۴ تا ۱۰، برای بازالت پشته میان‌اقیانوسی غنی

قبلی مبنی بر منشأ واحد این سنگ‌ها و نقش تبلور تفریقی به‌عنوان سازوکار اصلی تشکیل آن‌ها است. نبود ناهنجاری مشخص Eu، بیانگر نقش کم‌اهمیت تفریق پلاژیوکلاز و یا حاکم بودن شرایط اکسیدان بر تبلور ماگما می‌باشد، زیرا شرایط اکسیدان از تشکیل یون Eu+2 و جانشینی آن به جای کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز جلوگیری می‌کند. در این صورت Eu به حالت Eu+3 در آمده و همانند دیگر REE‌های سه ظرفیتی عمل می‌کند. بالا بودن نسبت LREE/HREE می‌تواند نشان‌دهنده بالا بودن نسبت CO₂/H₂O

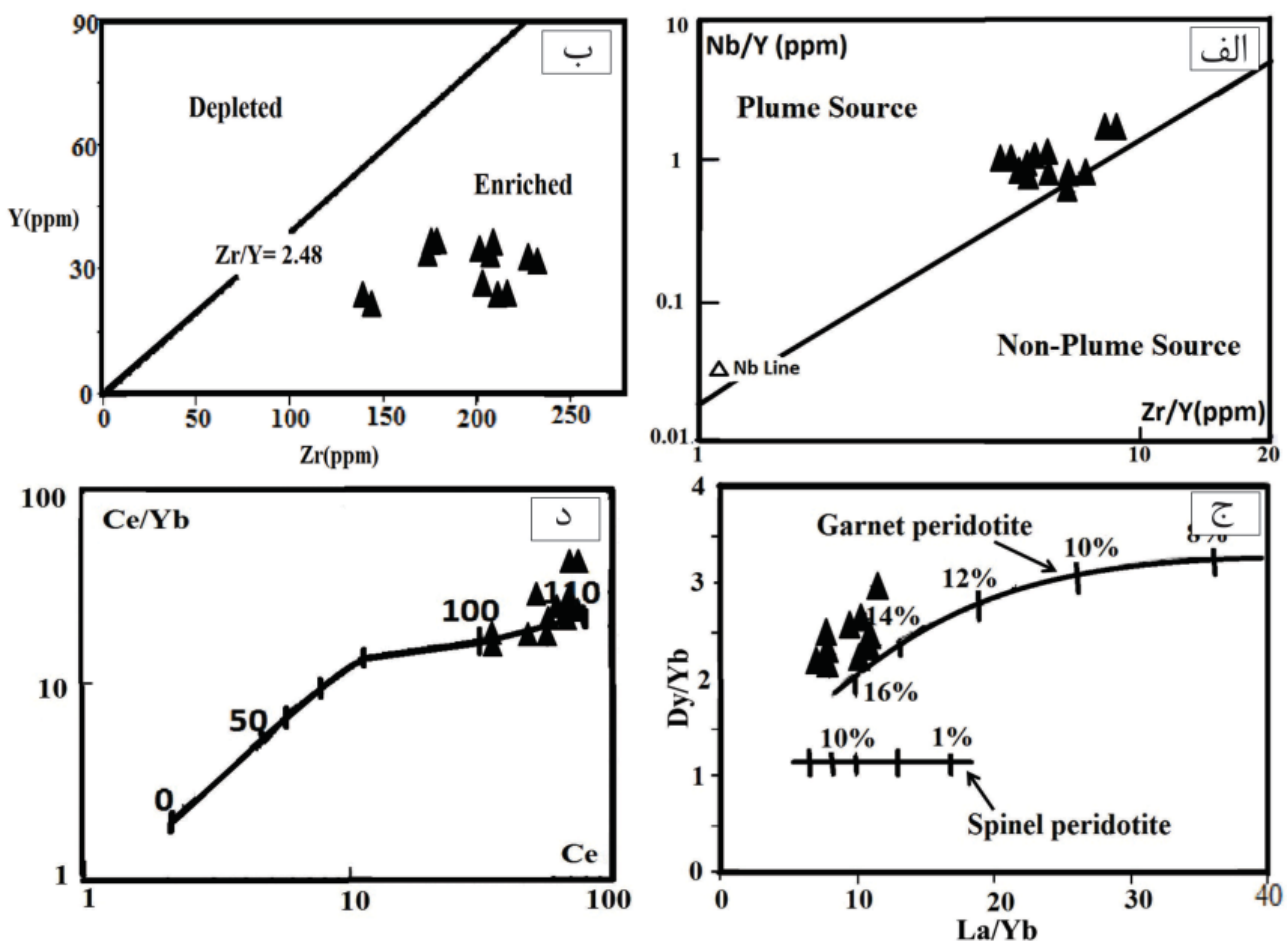


شکل ۱۰) موقعیت بازالت‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی از الف) (Pearce et al. (1977), ب) (Pearce (1982), ج) Pearce and Vermeesch (2006) و د) (Gale (1977), ه) (Pearce and Norry (1979), و ز) (Gorton and Schandl (2000).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با سن دونین، به‌طور محلی در برخی از مناطق گسترش سازنده‌های پادها و خوش‌بیلاق در البرز شرقی در شمال شاهرود دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای ترکیب کلی بازالتی بوده و الگوی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه آن‌ها نشانگر ماهیت قلیایی ماگمای گوشته‌ای سازنده این سنگ‌ها و نقش اساسی تبلور تفریقی در تحول ماگمایی آن‌ها می‌باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ها به همراه ارتباط نزدیک آن‌ها با توالی‌های سنگی کافی (سازند پادها)، نشان دهنده ارتباط آن‌ها با یک رژیم زمین‌ساختی کششی از نوع کافت درون‌قاره‌ای در زمان پالئوزوئیک زیرین - میانی در البرز شرقی است. حرکات کششی و فعالیت ماگمایی این کافت از اردوویسین بالایی شروع و تا دونین بالایی ادامه داشته و از این زمان به بعد حوضه اقیانوسی پالئوتتیس به‌طور کامل تشکیل شده است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته‌ای در حال صعود گارنت‌پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است.

شده (EMORB) و بیشتر بازالت‌های درون‌ورقه‌ای بین ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا (مناطق فرورانش) بیش از ۱۵ می‌باشد (Gill, 1981). در نمونه‌های مورد مطالعه، میانگین این نسبت برابر با ۱۰/۳۷ است که با بازالت‌های درون‌ورقه‌ای مطابقت دارد (جدول ۱). نسبت Zr/Sm نیز که در بازالت‌های درون‌صفحه‌ای معمولاً بیشتر از ۲۵ است (Zhang et al., 2012)، در نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین ۲۵/۷۶ است که با مقدار فوق‌همخوانی دارد (جدول ۱). همچنین، بازالت‌های قلیایی درون‌ورقه‌ای دارای فراوانی بیشتری از عناصر REE و LILE، HFSE هستند (Talusan, 2010; Gorryng et al., 2003) که در نمونه‌های مورد مطالعه نیز دیده می‌شود. در نمودار (Fitton et al., 1997)، نمونه‌ها در قلمرو یک منبع مرتبط با ستون گوشته‌ای (پلوم) (شکل ۱۱- الف) و در نمودار (Abu-Hamattah, 2005) در میدان گوشته غنی‌شده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱- ب). براساس شکل (۱۱- ج)، این گوشته از نوع گارنت لزلولیت بوده و در عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری (شکل ۱۱- د)، متحمل ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی شده است (شکل ۱۱- ج).



شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در الف) نمودار (Fitton et al., 1997)، ب) نمودار (Abu-Hamattah, 2005)، ج) نمودار (Ellam and Cox, 1991)، د) نمودار (Thirwall et al., 1994).

جدول ۱. الف. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (به درصد وزنی)، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (به قسمت در میلیون) نمونه‌های آذرین بازی دونین شمال شاهرود.

نمونه	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12	E-13	Avg.
SiO ₂	۴۵/۶۰	۴۷/۷۰	۴۴/۳۰	۴۶/۴۰	۴۵/۰۰	۴۷/۸۰	۴۴/۳۰	۴۷/۹۰	۴۶/۳۰	۴۶/۴۰	۴۶/۴۰	۴۵/۳۰	۵۰/۹۰	۴۶/۴۸
TiO ₂	۲/۸۶	۲/۸۴	۲/۹۶	۲/۱۰	۳/۴۲	۳/۱۳	۳/۶۸	۲/۷۳	۲/۳۲	۳/۱۶	۳/۶۶	۳/۱۴	۲/۵۴	۲/۹۶
Al ₂ O ₃	۱۵/۲۰	۱۵/۱۰	۱۳/۳۰	۱۴/۴۰	۱۳/۲۰	۱۳/۲۰	۱۳/۲۰	۱۳/۷۰	۱۴/۱۰	۱۳/۳۰	۱۴/۰۰	۱۴/۱۵	۱۳/۲۰	۱۳/۸۵
Fe ₂ O ₃	۱۱/۹۰	۱۲/۰۲	۱۶/۱۰	۱۰/۶۰	۱۳/۴۰	۱۲/۱۰	۱۴/۱۰	۱۳/۷۰	۱۱/۹۰	۱۳/۸۰	۱۱/۱۵	۱۴/۸۵	۱۱/۲۰	۱۲/۸۴
MnO	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۵۶	۰/۱۰	۰/۲۱	۰/۲۱
MgO	۲/۹۴	۳/۴۲	۵/۱۲	۶/۸۵	۵/۰۳	۵/۳۴	۴/۷۲	۴/۱۸	۶/۱۱	۴/۸۶	۶/۵۷	۷/۲۱	۳/۴۶	۵/۰۶
CaO	۸/۷۵	۷/۸۴	۷/۲۱	۷/۹۰	۸/۶۷	۵/۸۷	۷/۷۸	۶/۷۷	۹/۴۶	۶/۷۶	۶/۹۹	۲/۸۱	۸/۰۹	۷/۳۰
Na ₂ O	۳/۰۰	۳/۲۰	۲/۳۰	۳/۲۰	۳/۵۰	۳/۰۰	۴/۱۰	۳/۵۰	۲/۸۰	۳/۱۰	۲/۹۴	۳/۷۰	۲/۳۷	۳/۱۳
K ₂ O	۱/۰۹	۱/۰۳	۰/۵۲	۰/۸۰	۰/۹۸	۱/۰۳	۰/۵۴	۱/۴۶	۰/۷۸	۱/۰۹	۰/۸۰	۱/۳۷	۰/۷۵	۰/۹۴
P ₂ O ₅	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۶۶	۰/۲۲	۰/۹۲	۰/۷۵	۱/۰۵	۰/۳۷	۰/۲۰	۰/۷۶	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۵۲
LOI	۵/۲۷	۳/۲۶	۳/۷۵	۴/۵۷	۳/۱۲	۳/۹۳	۲/۵۷	۱/۷۶	۲/۵۲	۲/۹۶	۶/۶۳	۶/۲۵	۶/۵۰	۴/۰۸
Sum	۹۷/۱۰	۹۷/۱۰	۹۶/۴۰	۹۷/۳۰	۹۷/۵۰	۹۶/۲۰	۹۶/۲۰	۹۶/۳۰	۹۶/۸۰	۹۶/۳۰	۱۰۰/۰۰	۹۹/۳۰	۹۹/۶۰	۹۷/۴۰
Ni	۶۶	۶۲	۷۴	۶۹	۲۵	۱۲	۲۱	۲۳	۵۶	۱۰	۳۲	۲۸	۶۱	۴۱/۴۶
Co	۴۷/۰۰	۴۳/۴۰	۴۸/۰۰	۴۶/۳۰	۳۶/۷۰	۳۶/۴۰	۳۵/۷۰	۴۳/۹۰	۴۶/۲۰	۳۶/۱۰	۴۹/۶۰	۴۴/۹۰	۳۸/۷۰	۴۲/۵۰
V	۱۴۲	۱۴۸	۲۳۱	۲۵۷	۲۹۲	۲۱۶	۲۹۹	۲۹۷	۲۸۷	۲۱۶	۳۴۹	۳۰۷	۲۷۸	۲۵۵
Cu	۲۶	۳۰	۶۲	۱۳	۳۸	۳۸	۳۹	۸۴	۴۳	۳۴	۱۴۳	۱۲۲	۵۳	۵۵/۷۷
Zn	۳۱۶	۲۴۲	۱۷۲	۲۶۳	۲۸۸	۱۲۲	۲۷۲	۲۶۴	۲۵۸	۱۶۳	۵۰۶	۲۱۰	۲۰۶	۲۵۲/۵۰
Ga	۲۵	۲۵	۲۳	۲۰	۲۱	۲۲	۲۱	۲۲	۲۱	۲۲	۲۶/۵	۲۳/۱۰	۲۳	۲۲/۶۶
Cs	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۶۰	۰/۴۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۹۰	۱/۴۴	۰/۴۸	۰/۴۰	۰/۵۸
Rb	۲۵/۹۰	۲۴	۱۰/۷۰	۱۴/۴۰	۱۵/۳۰	۲۰/۷۰	۱۱/۱۰	۳۲/۴۰	۱۵	۲۲/۴۰	۱۱/۴۰	۱۱/۲۰	۱۳/۷۰	۱۷
Ba	۴۳۰	۴۱۰	۲۷۰	۲۰۰	۳۲۰	۳۷۰	۱۸۰	۳۵۰	۱۸۰	۳۸۰	۱۳۵	۲۰۸	۲۰۲	۲۷۹/۶۰
Sr	۷۳۰	۷۴۰	۳۱۰	۲۳۰	۴۶۰	۳۰۰	۴۲۰	۲۱۰	۲۵۰	۳۱۰	۲۷۱	۱۱۶	۲۸۶	۳۵۶/۴۰
Ta	۲/۴۰	۲/۴۰	۱/۶۰	۱/۲۰	۲/۳۰	۲/۱۰	۲/۱۰	۲/۱۰	۱/۱۰	۳/۳۰	۱/۶۰	۱/۴۰	۱/۲۰	۱/۹۰
Nb	۳۸	۳۸	۲۵	۱۷	۳۵	۳۴	۳۶	۳۳	۱۸	۳۴	۲۴/۸۰	۲۱/۵۰	۱۹/۲۰	۲۸/۷۳
Zr	۲۰۸	۲۱۲	۱۷۱	۱۴۱	۲۰۴	۱۷۳	۲۰۵	۲۰۰	۱۳۷	۱۷۳	۲۲۹	۲۰۲	۲۲۶	۱۹۰/۸۴
Hf	۶	۶	۴	۴	۵	۵	۵	۵	۴	۴	۵/۸۰	۵/۲۰	۵/۷۰	۴/۹۷
Th	۳/۷۰	۳/۸۰	۲/۲۰	۱/۸۰	۲/۶۰	۳/۴۰	۲/۷۰	۳/۶۰	۱/۹۰	۳/۴۰	۲/۱۵	۱/۸۴	۲/۹۰	۲/۷۷
U	۰/۸۲	۰/۷۹	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۷۰	۰/۷۵	۰/۷۰	۰/۸۰	۰/۴۱	۰/۷۴	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۷۴	۰/۶۵
La	۳۳	۳۴	۲۵/۴۰	۱۵/۸۰	۳۰/۶۰	۳۱/۹۰	۳۴/۶۰	۲۶/۸۰	۱۵/۸۰	۳۲/۴۰	۲۷/۳۰	۲۱/۵۰	۲۱/۳۰	۲۶/۹۵
Ce	۶۹/۴۰	۷۰/۷۰	۵۷/۴۰	۳۴/۹۰	۶۸/۹۰	۶۷	۷۵/۴۰	۵۷/۷۰	۳۵/۹۰	۶۷/۶۰	۶۰/۴۰	۵۲/۷۰	۴۷/۶۰	۵۸/۹۰
Pr	۹/۰۶	۹/۱۱	۷/۷۶	۴/۵۸	۹/۰۰	۸/۸۱	۹/۸۶	۷/۳۸	۴/۷۳	۸/۷۴	۸/۱۲	۶/۸۴	۶/۳۸	۷/۷۲

Nd	۳۸/۱۰	۳۷/۶۰	۳۴	۱۹/۷۰	۳۸/۹۰	۳۶/۱۰	۴۱/۹۰	۳۱/۴۰	۲۰	۳۶/۳۰	۳۵	۲۹/۴۰	۲۷/۴۰	۳۲/۷۵
Sm	۸/۲۰	۸/۲۰	۷/۹۰	۴/۸۰	۸/۶۰	۸/۳۰	۹/۲۰	۷	۵/۱۰	۸/۱۰	۸/۱۷	۷/۲۰	۶/۸۶	۷/۵۱
Eu	۲/۷۸	۲/۸۷	۲/۹۱	۱/۷۱	۳/۱۱	۳/۱۲	۳/۲۹	۲/۳۲	۱/۷۴	۳/۰۸	۲/۵۳	۲/۶۶	۲/۳۸	۲/۶۵
Gd	۷/۴۳	۷/۵۷	۸/۲۷	۵/۰۵	۸/۴۶	۸/۵۱	۹/۲۹	۷/۹۴	۵/۳۰	۸/۲۷	۸/۴۵	۷/۲۴	۷/۲۵	۷/۶۲
Tb	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۱۸	۰/۷۸	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۹	۱/۲۱	۰/۸۲	۱/۱۸	۱/۳۲	۱/۱۰	۱/۲۲	۱/۱۲
Dy	۵/۴۴	۵/۲۶	۶/۸۶	۴/۵۳	۶/۹۰	۷/۰۷	۷/۳۱	۷/۰۷	۴/۶۹	۶/۹۷	۶/۸۳	۵/۶۷	۶/۶۴	۶/۲۵
Ho	۰/۸۸	۰/۹۱	۱/۲۲	۰/۸۶	۱/۳۱	۱/۳۶	۱/۴۳	۱/۴۰	۰/۸۹	۱/۳۵	۱/۳۱	۱/۰۴	۱/۲۷	۱/۱۷
Er	۲/۲۹	۲/۳۰	۳/۳۷	۲/۳۱	۳/۴۵	۳/۷۱	۳/۷۲	۳/۸۰	۲/۶۷	۳/۷۲	۳/۳۹	۲/۷۶	۳/۴۷	۳/۱۵
Tm	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۴۰	۰/۲۷	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۴۶	۰/۳۹
Yb	۱/۷۰	۱/۷۰	۲/۷۰	۲	۲/۹۰	۳/۲۰	۳/۱۰	۳/۴۰	۲/۲۰	۳	۲/۵۹	۱/۹۰	۲/۷۷	۲/۵۵
Lu	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۴۰	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۶	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۴۱	۰/۳۵
Y	۲۳/۶۰	۲۴/۱۰	۳۱/۹۰	۲۲/۵۰	۳۳/۱۰	۳۴/۸۰	۳۵/۷۰	۳۵/۶۰	۲۴/۴۰	۳۵/۱۰	۳۲/۸۰	۲۶/۸۰	۳۲/۷۰	۳۰/۲۴

جدول ۱- ب- مقادیر برخی از نسبت‌های عنصری و اکسیدی مورد استفاده در نمونه‌های آذرین بازی دونین شمال شاهرود.

نمونه	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12	E-13
Fe ₂ O ₃ /MgO	۴/۰۵	۳/۵۰	۳/۱۴	۱/۵۵	۲/۶۶	۲/۲۷	۲/۹۹	۳/۲۸	۱/۹۵	۲/۸۴	۱/۷۵	۲/۰۶	۳/۰۶
Ti/Y	۹۸۸/۴۷	۹۴۱/۲۳	۷۵۰/۶۵	۷۵۵/۱۲	۸۲۱/۵۹	۷۳۰/۳۷	۸۲۵/۱۸	۶۰۸/۵۵	۷۵۷/۶۷	۷۲۳/۲۴	۸۹۵/۰۷	۹۴۵/۲۸	۶۲۵/۱۵
Ba/La	۱۳/۰۳	۱۲/۰۶	۱۰/۶۳	۱۲/۶۰	۱۰/۴۶	۱۱/۶۰	۵/۲۰	۱۳/۰۶	۱۱/۳۹	۱۱/۷۳	۴/۹۵	۹/۶۷	۹/۴۸
Zr/Sm	۲۵/۳۷	۲۵/۸۵	۲۱/۶۵	۲۹/۳۸	۲۳/۷۲	۲۰/۸۴	۲۲/۲۸	۲۸/۵۷	۲۶/۸۶	۲۱/۳۶	۲۸/۰۳	۲۸/۰۶	۳۲/۹۴
Nb/Y	۱/۶۱	۱/۵۸	۰/۷۸	۰/۷۶	۱/۰۶	۰/۹۸	۱/۰۱	۰/۹۳	۰/۷۴	۰/۹۷	۰/۷۶	۰/۸۰	۰/۵۹
Zr/Y	۸/۸۱	۸/۸۰	۵/۳۶	۶/۲۷	۶/۱۶	۴/۹۷	۵/۷۴	۵/۶۲	۵/۶۱	۴/۹۳	۶/۹۸	۷/۵۴	۶/۹۱
Zr/Hf	۳۴/۶۷	۳۵/۳۳	۴۲/۷۵	۳۵/۲۵	۴۰/۸۰	۳۴/۶۰	۴۱/۰۰	۴۰/۰۰	۳۴/۲۵	۴۳/۲۵	۳۹/۴۸	۳۸/۸۵	۳۹/۶۵
Th/Yb	۲/۱۸	۲/۲۴	۰/۸۱	۰/۹۰	۰/۹۰	۱/۰۶	۰/۸۷	۱/۰۶	۰/۸۶	۱/۱۳	۰/۸۳	۰/۹۷	۱/۰۵
Rb/Th	۷/۰۰	۶/۳۰	۴/۹۰	۸/۰۰	۵/۹۰	۶/۱۰	۴/۱۰	۹/۰۰	۷/۹۰	۶/۶۰	۵/۳۰	۶/۱۰	۴/۷
Ta/Yb	۱/۴۱	۱/۴۱	۰/۵۹	۰/۶۰	۰/۷۹	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۶۲	۰/۵۰	۱/۱۰	۰/۶۲	۰/۷۴	۰/۴۳
Nb/Yb	۲۲/۳۵	۲۲/۳۵	۹/۲۶	۸/۵۰	۱۲/۰۷	۱۰/۶۳	۱۱/۶۱	۹/۷۱	۸/۱۸	۱۱/۳۳	۹/۵۸	۱۱/۳۲	۶/۹۳
Ce/Yb	۴۰/۸۲	۴۱/۵۹	۲۱/۲۶	۱۷/۴۵	۲۳/۶۲	۲۰/۹۴	۲۴/۳۲	۱۶/۹۷	۱۶/۳۲	۲۲/۵۳	۲۳/۳۲	۲۷/۷۴	۱۷/۱۸
Dy/Yb	۳/۲۰	۳/۰۹	۲/۵۴	۲/۲۷	۲/۳۸	۲/۲۱	۲/۳۶	۲/۰۸	۲/۱۳	۲/۳۲	۲/۶۴	۲/۹۸	۲/۴۰
La/Yb	۱۹/۴۱	۲۰/۰۰	۹/۴۱	۷/۹۰	۱۰/۵۵	۹/۹۷	۱۱/۱۶	۷/۸۸	۷/۱۸	۱۰/۸۰	۱۰/۵۴	۱۱/۳۲	۷/۶۹
Zr/Nb	۵/۴۷	۵/۵۸	۶/۸۴	۸/۲۹	۵/۸۳	۵/۰۹	۵/۶۹	۶/۰۶	۷/۶۱	۵/۰۹	۹/۲۳	۹/۴۰	۱۱/۷۷
La/Nb	۰/۸۷	۰/۸۹	۱/۰۲	۰/۹۳	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۸۱	۰/۸۸	۰/۹۵	۱/۱۰	۱/۰۰	۱/۱۱
Nb/Ta	۱۵/۸۳	۱۵/۸۳	۱۵/۶۳	۱۴/۱۷	۱۵/۲۲	۱۶/۱۹	۱۷/۱۴	۱۵/۷۱	۱۶/۳۶	۱۰/۳۰	۱۵/۵	۱۵/۳۶	۱۶/۰۰
(La/Sm)N	۲/۵۳	۲/۶۱	۲/۰۲	۲/۰۷	۲/۲۴	۲/۴۲	۲/۳۷	۲/۴۱	۱/۹۵	۲/۵۲	۲/۱۰	۱/۸۸	۱/۹۵
(Tb/Yb)N	۲/۷۰	۲/۶۲	۱/۹۳	۱/۷۲	۱/۸۸	۱/۷۱	۱/۸۴	۱/۵۷	۱/۶۴	۱/۷۳	۲/۲۵	۲/۵۵	۱/۹۴

منابع

- tonic implications. *Tectonophysics* 451, 123-155.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Derakhshi, M. and Ghasemi, H., 2013. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geoscience* 6, 11. Doi 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Ellam, R.M. and Cox, K.G., 1991. An interpretation of Karoo picrate basalts in term of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and planetary science Letters* 105, 330-342.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S. and Taylor, R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153, 197-208.
- Ghavidel-Syooki, M., 1994. Biostratigraphy and paleobiogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains. *Iran Geological Survey Publication*, 168.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonic. Springer-Verlag, Berlin, 390.
- Gorrington, M., Singer, B., Gowers, J. and Kay, M., 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology* 193, 215-235.
- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38, 1065-1073.
- Lai, Sh., Qin, J., Li, Y., Li, S. and Santosh, M., 2012. Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 47, 216-230.
- Magganis, A.C., 2002. Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos* 65, 165-182.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121-132.
- Pearce, J.A. and Gale, G.H., 1977. Identification of - اهری پور، ر.، ۱۳۸۹. میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سنگ‌های رسوبی دونین (سازندهای پادها و خوش بیلاق). پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، ۱۳۸۹. پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی): شاهدهی بر کافت زایی. مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان، سال اول، ۴، ۶۴-۴۵.
- دیهیمی، م.، ۱۳۹۱. پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم بازیگ دونین در سازندهای پادها و خوش بیلاق در شمال شاهرود. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- قاسمی، ح.، درخشی، م.، ۱۳۸۷. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طیس، ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، ۲، ۲۲۴-۲۰۷.
- قاسمی، ح.، خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱. گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب غرب دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسیم محیط کشتی پالئوزوئیک زیرین (پالئوتتیس) البرز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، ۱، ۳۷۰-۳۴۷.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، طاهری، ع.، ۱۳۹۱. ژئوشیمی و سنگ‌زایی بازالت‌های سازند ابرسج (اردوویسین بالایی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله ژئوشیمی، سال اول، ۱، ۲۳-۱۲.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، ۱۳۹۲. محیط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌های آذرین سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، ۲، ۳۳۰-۳۱۹.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- Abu-Hamattah, Z.S.H., 2005. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 557-581.
- Aharipour, R., Moussavi, M.R., Mosaddegh, H. and Mistiaen, B., 2010. Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern - Alborz Mountains, NE Iran. *Facies* 56, 279-294.
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tec-

ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society Special Publication 7, 14-24.

- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69, 33-47.

- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (eds), *Andesites*. Wiley, Chichester, 525-548.

- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C., 1980. Trace elements in continental margin magmatism. Part 1. *Geological Society of American Bulletin* 91, 196-198.

- Rogers, J.J.W., Suayah, L.B. and Edwards, J.M., 1984. Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. *Geological Society of American Bulletin* 95, 1437-1445.

- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons, 325.

- Safonova, I.Yu., Simonov, V.A., Kurganaskaya, E.V., Obut, O.T., Romer, R.L. and Seltmann, R., 2012. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 49, 20-39.

- Shellnutt, J.G. and Jahn, B.M., 2011. Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial-compositional distribution of the Emeishan flood basalts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 199, 85-95.

- Stampfli, G.M., Raumer, J.F., and Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision, In: Martinez Catalan, J. R., Hatcher, R.D., Jr., Arenas, R. & Diaz Garcia, F. (Eds), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America, Special Paper 364, 263-280.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*. Geo-

logical Society of London, Special Publication 42, 313-345.

- Talusani, R.V.R., 2010. Bimodal tholeiitic and mildly alkali basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and Petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189, 278-290.

- Thirwall, F.M., Upton, B.J. and Jenkins, C., 1994. Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology* 35, 839-879.

- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18, 49-107.

- Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem* 7, Q06017. doi:10.1029/2005GC001092.

- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran, *Acta Geologica Polonica* 55, 31-97.

- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman & Hall, London, U.K. 466.

- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 249-287.

- Xu, Y.G., Chung, S.L., Jahn, B.M. and Wu, G.Y., 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos* 58, 145-168.

- Zhang, D., Zhou, T., Yuan, F.M., Jowitt, S., Fan, Y. and Liu, Sh., 2012. Source, evolution and emplacement of Permian Tarim Basalts: Evidence from U-Pb dating, Sr-Nd Pb-Hf isotope systematics and whole rock geochemistry of basalts from the Keping area, Xinjiang Uygur Autonomous region, northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences* 49, 175-190.

- Zhou, M.F., Arndt, N.T., Malpas, J., Wang, C.Y. and Kennedy, A.K., 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Lithos* 103, 352-368.