

فعالیت ماگمایی بازی در حوضه کششی پشت کمائی ژوراسیک زیرین - میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی - جنوب البرز خاوری، شاهرود - دامغان

حبیب ا. قاسمی^۱، مجتبی رستمی حسوری^۲ و محمود صادقیان^۳

^۱استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۱۰

چکیده

حوضه ژوراسیک لبه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی و جنوب البرز خاوری در استان سمنان، دربردارنده سنگ‌های آذرین با ترکیب بازی متعلق به مراحل اولیه پیدایش و گسترش یک حوضه کششی پشت کمائی نابالغ در این زمان است. این سنگ‌های آذرین بازی، به هر دو شکل خروجی (بازالتی) و نفوذی (دایک، سیل و استوک‌های کوچک میکروگابرویی) در توالی رسوبی بخش زیرین سازند شمشک و معادل آن در پهنه ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارند. ماگماهای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان هستند و از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی، و از عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ماگماها، از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گویشته‌ای اسپینل پریدوتیتی (در زیر ایران مرکزی) و گارنت لزلولیتی (در زیر البرز خاوری)، در یک جایگاه زمین‌ساختی کششی پشت کمائی نابالغ، ناشی از فرورانش مایل سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی - ژوراسیک میانی حاصل شده و از راه سامانه‌های شکستگی و گسلش، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای رفته و به روش‌های مختلف درون حوضه‌های رسوبی کم‌ژرفای این پهنه‌ها جایگزین شده‌اند. این حوضه، در پشت کمان ماگمایی تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین ایران مرکزی و در نتیجه بروز حرکات کششی در پوسته قاره‌ای ایران مرکزی - البرز تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: فعالیت ماگمایی، حوضه کششی، پشت کمان، ژوراسیک، ایران مرکزی، البرز خاوری

E-mail: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

*نویسنده مسئول: حبیب ا. قاسمی

۱- پیش‌نوشتار

روند تکامل ژئودینامیکی پوسته قاره‌ای دارند (Srivastava, 2011). در البرز خاوری (شمال شاهرود تا دامغان)، در مناطق قشلاق، طرزه، تالو و کلاته‌رودبار، همانند ایران مرکزی، در بخش قاعده‌ای سازند شمشک یا درون این توالی، سنگ‌های آذرین بازی به شکل سیل، دایک، استوک‌های کوچک میکروگابرویی و همچنین به صورت روانه‌های بازالتی (مناطق چشمه‌علی، تویه‌دروار و شه‌میرزاد)، حضور دارند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). بررسی دقیق پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه، اهمیت بسیار زیادی در آگاهی از ژئودینامیک پوسته ایران در ژوراسیک زیرین - میانی دارد. تاکنون، مطالعات موردی پراکنده‌ای در قالب پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد روی سنگ‌های آذرین ژوراسیک زیرین - میانی بخش‌هایی از لبه شمالی ایران مرکزی و البرز خاوری انجام و بانک اطلاعاتی به نسبت خوبی از داده‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمی این سنگ‌ها فراهم شده است (مانند مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳). در این پژوهش، تلاش شده تا با تکیه بر این اطلاعات و جمع‌بندی آنها در یک بسته جامع، ماهیت ژئوشیمیایی، ویژگی‌های محل منبع و خاستگاه زمین‌ساختی این سنگ‌های ماگمایی روشن و مدل ژئودینامیکی مناسبی برای تشکیل آنها ارائه شود.

۲- زمین‌شناسی

درون سنگ‌های دگرگونی اواخر نئوپروتروزویک (اداکارن - کامبرین زیرین) و توالی رسوبی قاعده سازند معادل شمشک در لبه شمالی ایران مرکزی (مناطق دلبر، بند هزارچاه، میامی، رضاآباد، سفیدسنگ، دوچاه، ماجراد و شترکوه) (شکل‌های ۱ و ۲)، یک سری دایک‌های مافیک با سبترهای متغیر از چند سانتی‌متر تا چند متر و طول چند صد متر با روند خاوری - باختری تا شمال خاوری - جنوب باختری دیده می‌شوند (شکل ۳- الف). این دایک‌ها در رخنمون صحرایی دارای رنگ سبز تا خاکستری تیره و ساخت‌های آفائیتی و پورفیری هستند. وجود حاشیه انجماد سریع

به باور بسیاری از پژوهشگران، با آغاز فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی در تریاس بالایی (Berberian and King, 1981; Agard et al., 2005 and 2011; Chiu et al., 2013; Omrani et al., 2008; Shahabpour, 2005; Sepahi et al., 2014; Mehdipour and Moazzen, 2015) حوضه‌های کششی پشت کمائی نابالغ در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین - میانی در بخش‌های شمالی ایران مرکزی (عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴) و در جنوب البرز خاوری (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ Wilmsen et al., 2009) تشکیل شد. در این حوضه‌ها، سنگ‌های آذرین بازی که به هر دو صورت خروجی (بازالتی) و نفوذی (دایک، سیل و استوک‌های کوچک میکروگابرویی) دیده می‌شوند. این سنگ‌های آذرین بازی که دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای محیط‌های کششی پشت کمائی اولیه نابالغ هستند. در لبه شمالی ایران مرکزی (مناطق میامی، دلبر، شترکوه، بندهزارچاه، دوچاه، ماجراد، سفیدسنگ، رضاآباد و احمدآباد، در جنوب خاور شاهرود)، در بخش زیرین توالی رسوبی ژوراسیک زیرین (معادل سازند شمشک)، روانه‌های بازالتی، دایک‌ها و استوک‌های کوچک دیابازی - میکروگابرویی تا گابرویی و پگماتوئیدهای دیوریتی و گابرویی دیده می‌شوند. دسته دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی با روند خاوری - باختری تا شمال خاوری - جنوب باختری، مجموعه‌های آذرین - دگرگونی پرکامبرین و واحدهای رسوبی تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴). این دسته دایک‌های دیابازی، اطلاعات با ارزشی درباره کشش‌های بزرگ‌مقیاس در سنگ‌کره قاره‌ای ارائه می‌کنند. آنها، به‌عنوان مجراهای انتقال ماگما، ممکن است ویژگی‌های ماگماهای اولیه عبوری از این مجراها را حفظ کنند، زیرا کمتر تحت تأثیر پدیده هضم و آرایش قرار می‌گیرند (Peng, 2010). از این رو، اهمیت فراوانی در تفسیر

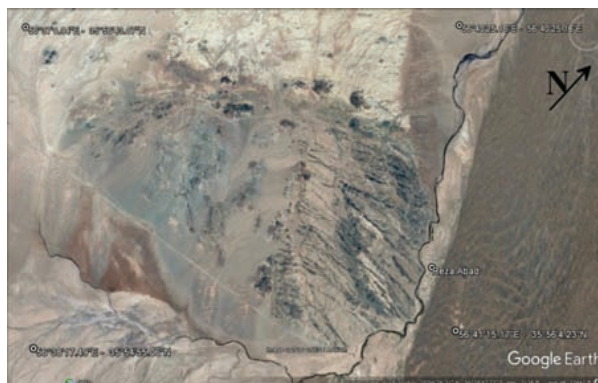
۳- روش پژوهش

رخنمون‌های صحرایی دگرگونی‌های پرکامبرین (اواخر نئوپروتروزوییک) ایران مرکزی در جنوب خاور شاهرود به همراه توالی‌های رسوبی ژوراسیک زیرین- میانی در این منطقه و در البرز خاوری حد فاصل دامغان- شاهرود مورد بررسی دقیق قرار گرفته و در مجموع بیش از ۲۵۰ نمونه سنگی از واحدهای آذرین ژوراسیک برداشت شده است. پس از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، در چند نوبت، ۶۲ نمونه با کمترین دگرسانی و بیشترین گوناگونی ترکیبی انتخاب و برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش‌های ICP-MS و ICP-AES در آزمایشگاه‌های ژئوشیمی ACME کانادا و Lab West استرالیا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند (دادپور، ۱۳۹۳؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ ابتهج، ۱۳۹۳).

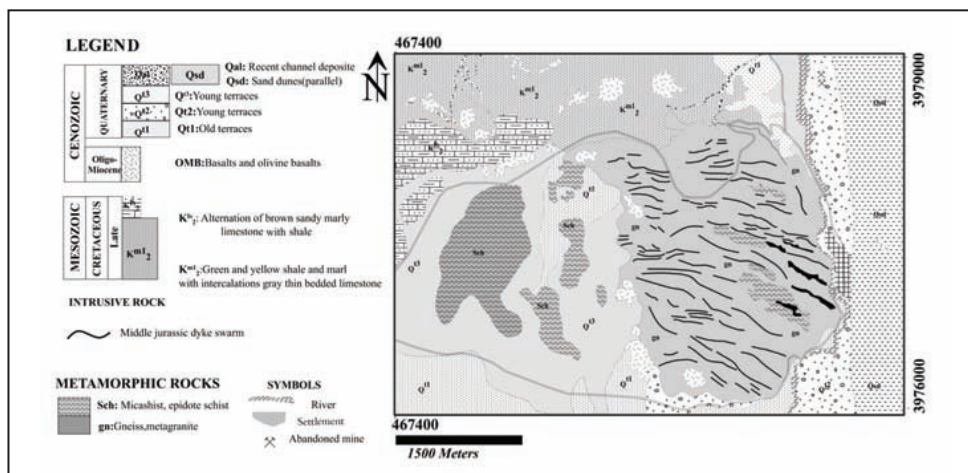
۴- سنگ‌نگاری

در مناطق قشلاق، تالو، کلاته رودبار و طرزه (البرز خاوری) سنگ‌های نفوذی دارای دامنه ترکیبی الیون‌گابرو، گابرو، دیوریت تا مونزونیت هستند. این سنگ‌ها ساخت‌ها و بافت‌های شاخص تفریق‌یافتگی مانند پگماتوئیدی شدن و تشکیل تجمعات سرشار از کانی‌های روشن به ویژه پلاژیوکلازهای بازیک تا حدواسط (لابرادوریت تا آندزین) را به نمایش گذاشته‌اند. سنگ‌های خروجی در مناطق چشمه‌علی و تویه‌دروار (شمال دامغان) و خاور سهل در جنوب شاهرود از نوع روانه‌های بازالتی هستند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲، دادپور، ۱۳۹۳). با توجه به توصیف سنگ‌نگاری کامل این واحدها توسط مقدسی (۱۳۸۲)، جمشیدی و قاسمی و جمشیدی (۱۳۹۰ و ۱۳۹۲)، در این نوشتار تنها به سنگ‌نگاری واحدهای سنگی آذرین ژوراسیک ایران مرکزی پرداخته می‌شود.

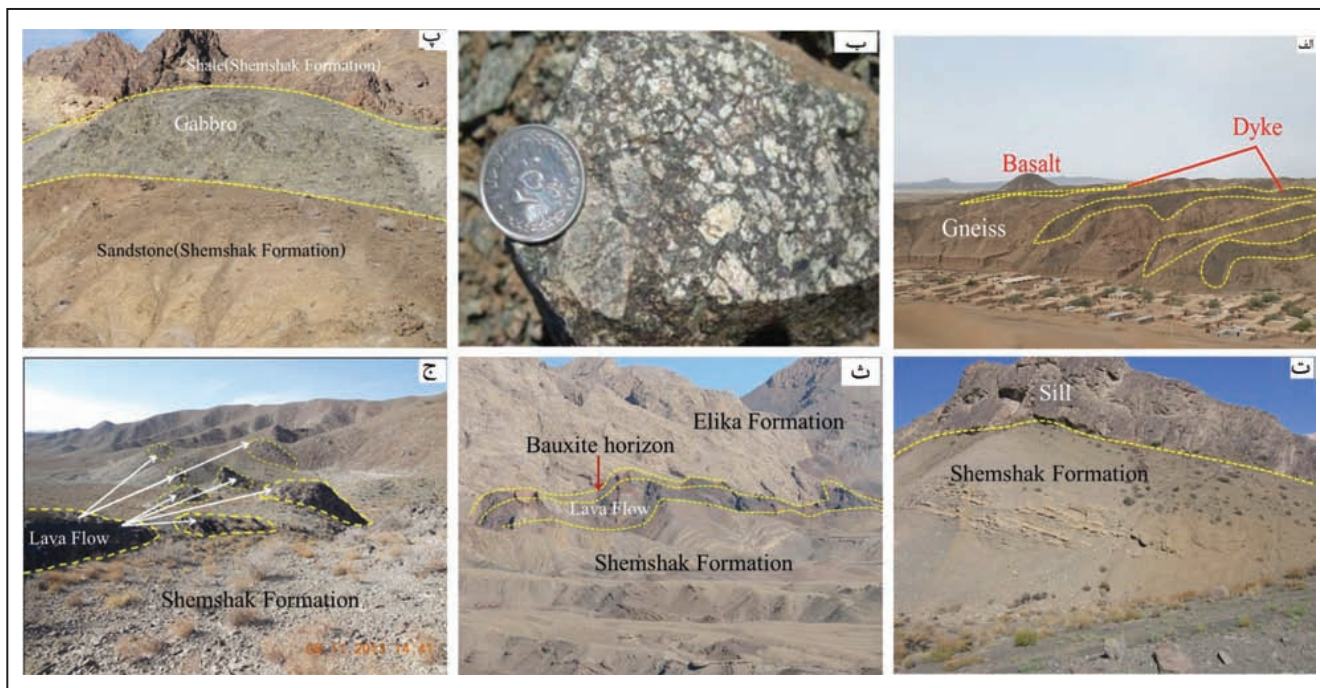
نیز از دیگر ویژگی‌های آنهاست. به‌طور کلی، این دایک‌ها در بخش حاشیه‌ای به شدت دانه‌ریز، شیشه‌ای و بدون درشت‌بلور هستند. این ویژگی‌ها بیانگر جایگیری ماگما در ژرفای کم است؛ در حالی که در بخش‌های داخلی‌تر به سوی مرکز دایک، بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز آشکارا دیده می‌شود (شکل ۳-ب). بر پایه روابط صحرایی، این دایک‌ها، سنگ‌های آذرین دگرگونی اواخر نئوپروتروزوییک و نهشته‌های رسوبی اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند؛ ولی آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک میانی- بالایی (معادل سازند دلچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند. بنابراین می‌توان سن اواخر ژوراسیک میانی را برای تریق آنها در نظر گرفت. مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb روی آپاتیت موجود در این دایک‌های میکروگابرویی در منطقه دلب، سن ژوراسیک میانی را برای آنها به اثبات رسانده است (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳). در همین مناطق، در سنگ‌های رسوبی ژوراسیک زیرین (سازند معادل شمشک)، روانه‌های بازالتی، دایک‌ها و استوک‌های کوچک دیابازی- میکروگابرویی نیز دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-ث و ج). ساخت‌های توده‌ای و گاهی بالشی و بادامکی، ناشی از حضور فراوان حفرات پر شده با کانی‌های ثانویه (کلریت، کلسیت و کوارتز)، از ویژگی‌های آشکار این روانه‌های گدازه است (دادپور، ۱۳۹۳). در پهنه البرز خاوری (شمال شاهرود تا دامغان)، همانند ایران مرکزی، درون سازند شمشک، سنگ‌های بازیک مشابهی به شکل استوک‌های کوچک، سیل، دایک و روانه‌های گدازه دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-پ و ت) (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). در شمال دامغان (چشمه‌علی و تویه‌دروار)، دست کم دو روانه گدازه بر روی افق‌های لائریتی- بوکسیتی سرخ رنگ موجود در مرز میان سازندهای کربناتی الیکا و تخریبی شمشک دیده می‌شوند (شکل ۳-ث). مقایسه روابط صحرایی این سنگ‌های بازیک در هر دو پهنه ایران مرکزی و البرز خاوری نشان می‌دهد که آنها در هر دو منطقه جایگاه چینه‌شناختی یکسانی دارند.



شکل ۱- تصویر هوایی از دسته‌دایک‌های دیابازی با روند تقریبی شمال باختری- جنوب خاوری در منطقه رضآباد در جنوب خاور شاهرود.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه رضآباد در جنوب خاور شاهرود.



شکل ۳- الف) دورنمایی از دسته دایک‌های دیابازی (به سن ژوراسیک میانی) قطع کننده واحد گنیسی (به سن پرکامبرین) در باختر روستای رضآباد (دید به سوی جنوب باختر)؛ ب) نمایی از پورفیری‌های درشت پلاژیوکلاز در بخش مرکزی همین دایک‌ها؛ پ) نمایی از نفوذ توده آذرین بازیک گابرویی در قاعده سازند شمشک در منطقه کلاته رودبار دامغان (دید به سوی شمال)؛ ت) نمایی از سیل گابرویی در منطقه طزره دامغان (دید به سوی شمال)؛ ث) نمایی از گدازه‌های بازالتی در مرز میان سازند شمشک و الیکا که روی افق بوکسیتی جای دارند (دید به سوی شمال خاور)؛ ج) نمایی از گدازه‌های بازالتی در میان سنگ‌های رسوبی معادل سازند شمشک در منطقه جمیل - سهل در جنوب خاور شاهرود (دید به سوی شمال).

۴-۱. سنگ‌های میکروگابرویی

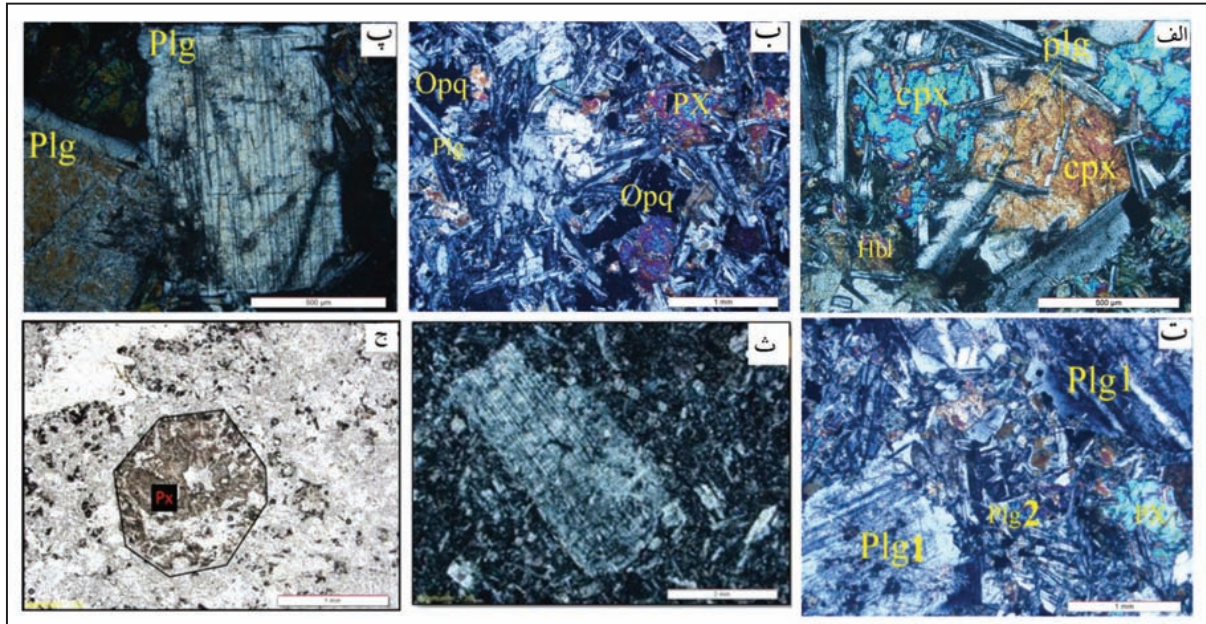
این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترگرانولار، افیتی، ساب‌افیتی، پورفیری و گلومروپورفیری هستند (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۳). از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها می‌توان به پلاژیوکلاز و پیروکسن (اوژیت) اشاره کرد. پلاژیوکلاز، بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیک به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور (میکرولیت) در زمینه این سنگ‌ها حضور دارد (شکل‌های ۴-۳ پ و ت). بیشتر پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی، منطقه‌بندی و برهم‌رشدی هستند و در بیشتر نمونه‌ها، درون درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن قرار دارند و به تشکیل بافت‌های افیتی و ساب‌افیتی منجر شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن به صورت غیر خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاه همراه با ماکل دوتایی و تکراری دیده می‌شوند. بر پایه زاویه خاموشی ترکیب اوژیتی دارند. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در کلینوپیروکسن‌ها، بافت افیتی و ساب‌افیتی است (شکل ۴-۳ الف). در بیشتر موارد، حضور آمفیبول ناشی از دگرسانی و آبیگری پیروکسن است و اصلی‌ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی آن شامل، آمفیبول، کلریت، همراه با مقداری اپیدوت، اسفن و اکسید آهن است. آپاتیت، اسفن و منیتیت، کانی‌های فرعی میکروگابروها هستند.

۴-۲. روانه‌های بازالتی

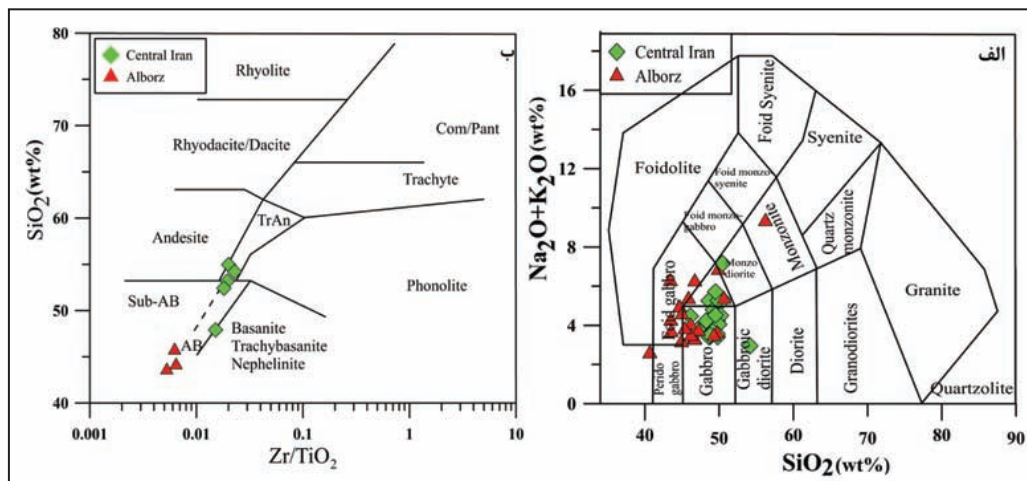
این سنگ‌ها دارای بافت‌های هیالومیکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی و گلومروپورفیری هستند. از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌توان به درشت‌بلورها و میکرولیت‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز اشاره کرد. بلورهای پلاژیوکلاز، بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل‌های پلی‌سنتیک و کارلسباد هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیشتر به اپیدوت و کلریت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۳ ث). بیشتر پلاژیوکلازها بافت غربالی و منطقه‌بندی دارند. در بسیاری از موارد، به دلیل عملکرد دگرسانی، تنها قالبی از درشت‌بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن در بازالت‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۳ ج). از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیون، آپاتیت و منیتیت اشاره کرد. وجود

۵- ژئوشیمی

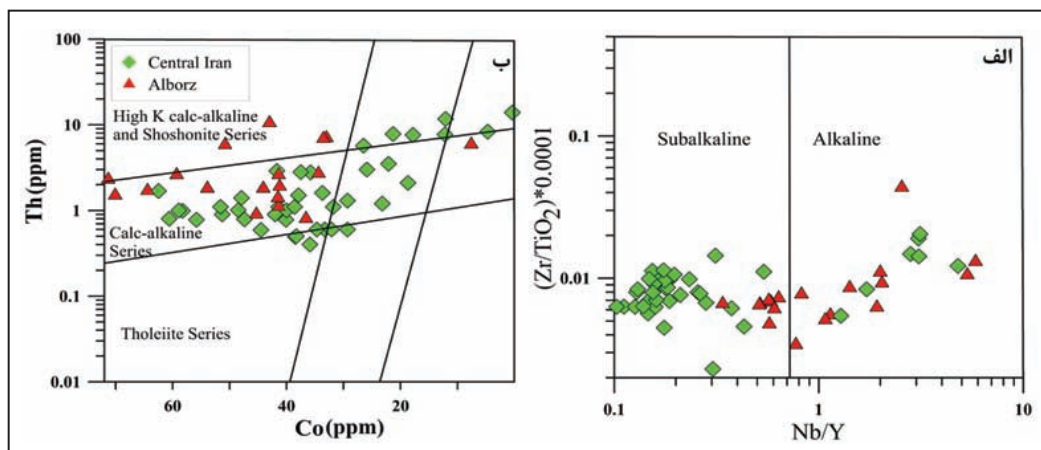
بر پایه نمودار رده‌بندی ژئوشیمیایی (Middlemost, 1994)، نمونه‌های نفوذی در محدوده گابرو، الیون گابرو، مونزودیوریت و مونزونیت، جای می‌گیرند (شکل ۵-۱ الف). با توجه به دگرسان بودن سنگ‌های آتشفشانی، از نمودار مبتنی بر عناصر کم‌تحرک مانند Ti, Nb, Zr و Y در رده‌بندی آنها استفاده شده است. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)، سنگ‌های آتشفشانی در قلمرو بازالت ساب‌آلکانل‌جانمایی می‌شوند (شکل ۵-۱ ب). از نمودار Nb/Y در برابر (Zr/TiO₂)*0.0001 (Winchester and Floyd, 1977) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های قلیایی (البرز) تا نیمه‌قلیایی (ایران مرکزی) جانمایی شده‌اند (شکل ۶-۱ الف). در نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) سنگ‌های مورد مطالعه در سری کلسیمی - قلیایی جای گرفته‌اند (شکل ۶-۱ ب). به منظور نشان دادن ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ارتباط نمونه‌های سنگی با یکدیگر، از نمودارهای دو متغیره عناصر کمیاب ناسازگار و سازگار استفاده شده است. Zr از عناصر HFS است و به دلیل تحرک بسیار کم در طی دگرسانی (Meng et al., 2012; Talusani, 2010) و نیز محدوده گسترده تغییرات آن در نمونه‌های سنگی مورد نظر، برای پی بردن به روند تحول ماگمایی در سنگ‌های مورد مطالعه مناسب است. تغییرات تمرکز عناصر ناسازگار Lu, Nd, Sm, Dy, Ce, La و Y و عناصر سازگار Ni و Co در برابر Zr به ترتیب روندهای مثبت و منفی دارند (شکل ۷) که نشانگر خویشاوندی سنگ‌های منطقه با یکدیگر است.



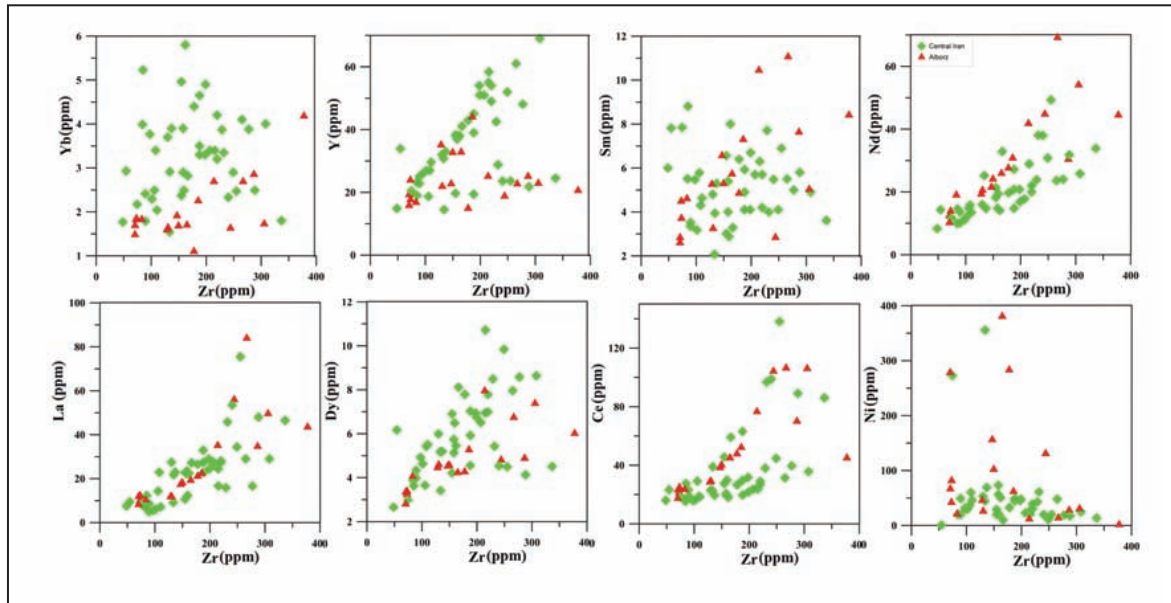
شکل ۴- الف) بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک (XPL)؛ ب) بافت اینترگرانولار همراه با کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز (XPL)؛ پ) ماگل پلی‌سنتیک در پلاژیوکلازها (XPL)؛ ت) وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی (XPL)؛ ث) درشت‌بلور پلاژیوکلاز در حال تبدیل به سریسیت در روانه‌های بازالتی (XPL)؛ ج) کلینوپروکسن اسکلتی در روانه‌های بازالتی که به‌طور کامل به کلریت و کلسیت دگرسان شده است (PPL).



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای: الف) $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) برای نمونه‌های گابرویی؛ ب) Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) برای نمونه‌های بازالتی.



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای: الف) Nb/Y در برابر $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ (Winchester and Floyd, 1977)؛ ب) Co در برابر Th (Hastie et al., 2007).



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در برابر Zr (بر حسب PPM).

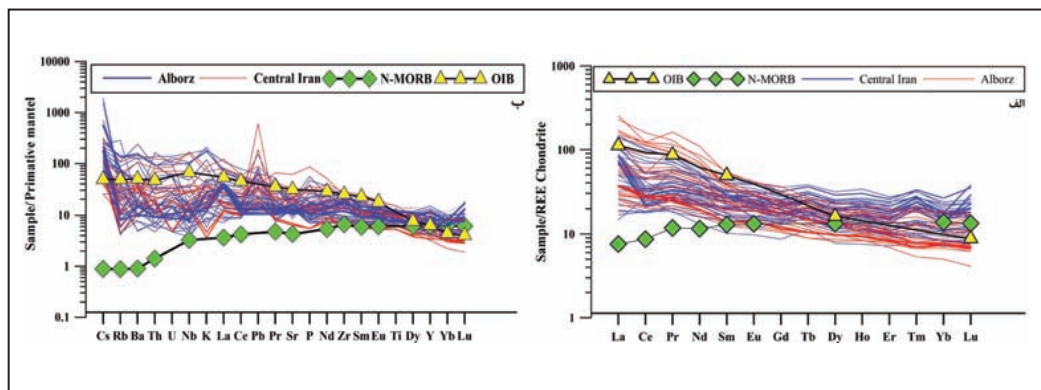
گوه گوشته‌ای تعدیل شده روی (بالای) پهنه فرورانش (Taylor and Martinez, 2003) و ماگمای سازنده سنگ‌های پهنه البرز، از ذوب بخشی گوشته تعدیل نشده زیر سنگ کره قاره‌ای دور از پهنه فرورانش، تشکیل شده است (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴) (شکل ۱۶). همچنین در نمونه‌های البرز در مقایسه با ایران مرکزی، تهی‌شدگی بیشتری از HREEs دیده می‌شود (شکل‌های ۸- الف و ب) که بیانگر ژرفای بیشتر تشکیل ماگما و حضور گارنت در محل منشأ است (ذوب در محدوده پایداری گارنت لرزولیت؛ Clague and Frey, 1982). در جریان ذوب بخشی گوشته، عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در گارنت متمرکز می‌شوند و مقدار آن‌ها در مذاب کاهش می‌یابد و در نتیجه، شیب زیادی در الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نمونه‌ها ایجاد می‌شود (Lentz, 1998). (Haase et al. (2004). بر این باورند که تفریق بالای عناصر HREE با نسبت $(Dy/Yb)_D \approx 1/6$ ، نشانه حضور گارنت در ناحیه منشأ است. این نسبت در سنگ‌های لبه شمالی ایران مرکزی و البرز به‌طور میانگین $1/21$ و $1/69$ است، که به ترتیب نشان‌دهنده نبود و حضور گارنت، در این مناطق است. همچنین در نمودار در محل منبع تولید مذاب، طراحی شده است، بیشتر نمونه‌های ایران مرکزی و البرز خاوری به ترتیب در محدوده گوشته‌های بدون گارنت و گارنت دار، قرار می‌گیرند (شکل ۹- الف).

در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) و چند عنصری بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های مورد مطالعه، همگی دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و همچنین غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) هستند (شکل‌های ۸- الف و ب). همچنین، الگوهای پراکندگی عناصر خاکی کمیاب و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه با الگوهای این عناصر در مورب عادی یا نرمال (N-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB مقایسه شده است (Sun and McDonough, 1989). بر پایه این نمودارها، الگوهای بهنجار شده نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، شباهت‌های زیادی با الگوی OIB دارند.

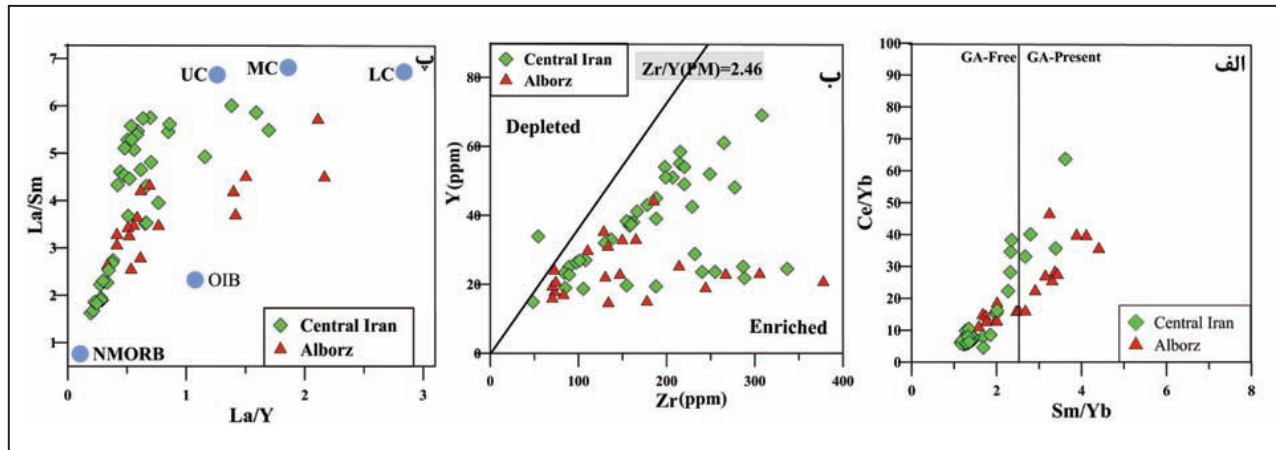
۶- بحث

۶-۱. ویژگی‌های گوشته محل منبع

در نمودارهای بهنجار شده با گوشته اولیه و کندریت (شکل‌های ۸- الف و ب)، تقریباً همه نمونه‌های ایران مرکزی و البرز خاوری، غنی‌شدگی شدید از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند که نشانگر منشأگیری این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای دگرنهاد است. در نمونه‌های ایران مرکزی، تهی‌شدگی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb دیده می‌شود که یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با کمان‌های قاره‌ای است. اما در نمونه‌های البرز، ناهنجاری منفی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb، Ti و Zr دیده نمی‌شود. این امر می‌تواند نشانگر آن باشد که ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی، از ذوب بخشی



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای بهنجار شده با: الف) کندریت (Nakamura, 1974)؛ ب) گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای: الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)؛ ب) Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989)؛ پ) تعیین ویژگی‌های منشأ نمونه‌ها با استفاده از نمودار La/Sm در برابر La/Y (مقادیر پوسته بالایی UC) از Taylor and McLennan (1981)؛ پوسته قاره‌ای زیرین (LC) و میانگین پوسته قاره‌ای (MC) از Weaver and Tarney (1984)؛ میانگین N-MORB از Saunders and Tarney (1984)؛ میانگین OIB از Sun (1980).

بیشتر در نزدیکی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت و نمونه‌های ایران مرکزی متمایل به منحنی ذوب اسپینل لرزولیتی جای می‌گیرند. ژرفای به دست آمده برای محل ذوب ماگمای مادر با استفاده از نمودار Ce/Yb نسبت به Ce (Ehlan, 1992) 80 ± 10 تا 100 کیلومتر است (شکل ۱۰- پ). در این نمودارها، سنگ‌های منطقه البرز خاوری در مقایسه با ایران مرکزی، درجه ذوب بخشی کمتر و ژرفای بیشتری دارند. با توجه به سوی فرورانش نوتیس به زیر ایران مرکزی، ماگمای سازنده سنگ‌های مافیک در زیر صفحه البرز خاوری نسبت به ایران مرکزی از ژرفای بیشتری منشأ گرفته‌اند و به دلیل درجه ذوب بخشی پایین‌تر، ماهیت آلکالن‌تر دارند (حسینی، ۱۳۹۴).

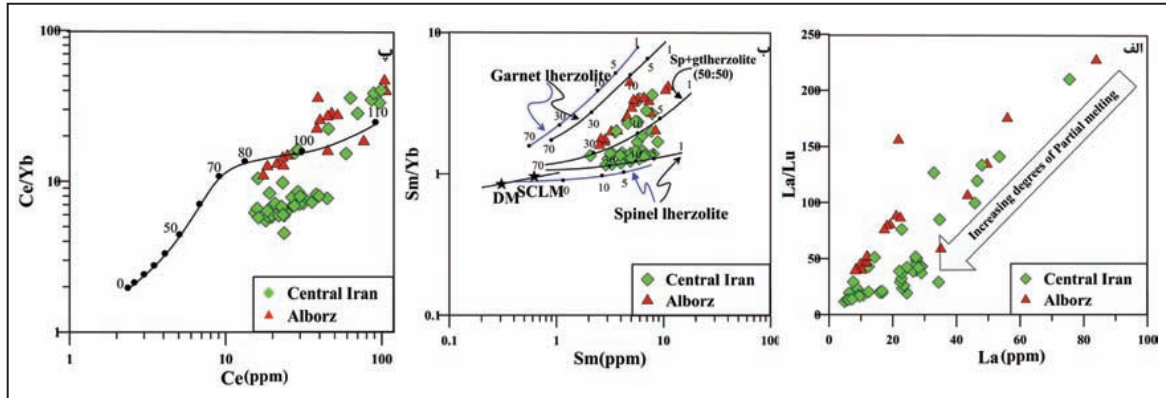
۶-۳. فرایندهای آشیانه ماگمایی

– بررسی نقش تبلور تفریقی: به‌طور کلی، ماگمای اولیه متعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته بالایی (الیون + ارتوپروکسن + گارنت + اسپینل)، باید دارای مقادیر Cr کمتر از 500 ppm و Ni کمتر از 150 ppm باشد (Glenn, 2004). در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مقدار Cr بین 200 تا 800 ppm و Ni بین 150 تا 230 ppm است. پس می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، ماگمای اولیه نبوده و پس از تشکیل در گوشته، دچار تحولات ماگمایی بعدی شده است. نمودار Mg در برابر Ni (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002) به خوبی این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۱۱- الف). مقدار بسیار پایین Ni و Cr نشانگر تبلور تفریقی الیون از ماگمای اولیه است. برای تعیین نقش فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار بسیار مفید است (Aldanmaz et al., 2000). نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودار تغییرات عناصر کمیاب سازگار- ناسازگار (Th در برابر Co)، روندی کاهشی دارد و در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و نسبت‌های آنها برابر هم (Zr به U ، Ba به Hf ، Ba به Ba/Zr و La به La/Yb) در برابر La ، روند افزایشی دارند (شکل ۱۲). به باور Rollinson (1993) این روندها بیانگر نقش تبلور تفریقی به عنوان فرایند اصلی در تحولات ماگمایی هستند. همچنین، نمودار Th/Nb در برابر SiO_2 (He et al., 2010) نشان‌دهنده نقش تبلور تفریقی همراه با آلاش پوسته‌ای در تحول سنگ‌های منطقه است (شکل ۱۱- ب). در نمودارهای بهنجار شده با گوشته اولیه و کندریت، نبود بی‌هنجاری منفی Eu نشانگر مهم نبودن نقش تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تحول ماگما و یا تفریق این کانی در شرایط فشار پایین است (Hosseini et al., 2009).

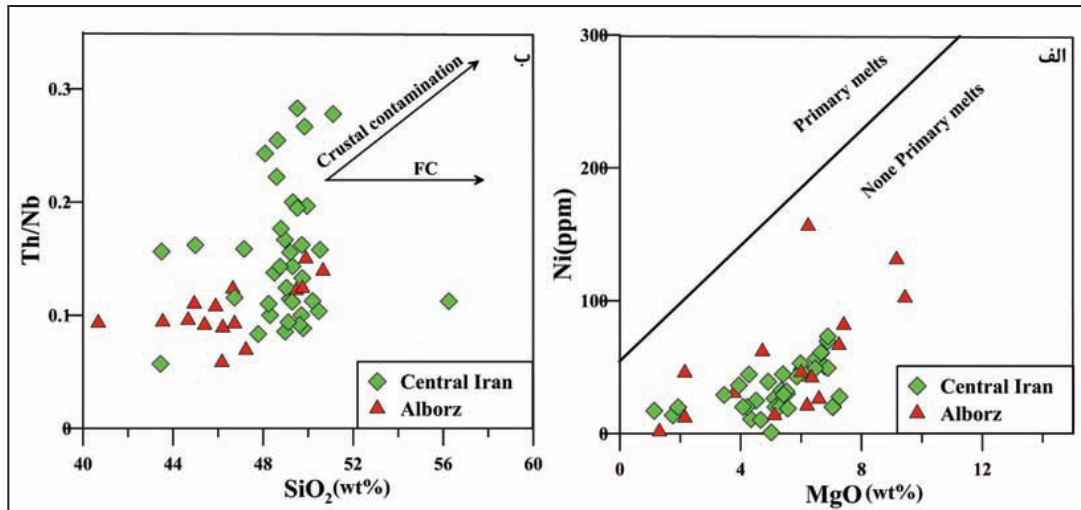
این امر بیانگر ژرفای بیشتر محل منبع ماگما در نمونه‌های البرز خاوری و تشکیل آن در گوشته گارنت- لرزولیتی است؛ در حالی که نمونه‌های ایران مرکزی، بر محل منبع‌های کم‌ژرفا تر اسپینل- لرزولیتی، منطبق هستند. ستبرای بیشتر پوسته قاره‌ای مسیر عبور مذاب، سبب آلاش بیشتر ماگمای بازالتی و غنی‌شدگی بیشتر آن از LILE می‌شود (Verma, 2009) که با ویژگی‌های نمونه‌های البرز منطبق است. Reichow et al. (2005) بر این باورند که عناصر Zr و Nb در خلال تبلور تفریقی الیون، پروکسن، مگنتیت و پلاژیوکلاز، در ماگماهای مافیک، رفتار ناسازگار دارند و به دلیل تحرک بسیار پایین، حتی در درجه‌های بالای دگرسانی مفید هستند (Widdowson et al., 2000). بنابراین نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشأ هستند. به باور Sun and McDonough (1989)، نسبت Zr به Y بیشتر از $2/46$ بیانگر منشأگیری ماگما از یک منبع غنی شده است. این نسبت، در نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین $5/9$ است که نشان‌دهنده یک محل منشأ گوشته‌ای غنی شده است (شکل ۹- ب). در نمودار La/Sm نسبت به La/Y که برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی شده است؛ نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نزدیک به محل منشأ غنی شده جای می‌گیرند. همچنین تمایلی به سوی پوسته بالایی دارند که می‌تواند تأییدی بر نقش آلاش پوسته‌ای در تحول ماگمایی این سنگ‌ها باشد (شکل ۹- پ).

۶-۲. درجه و ژرفای ذوب بخشی

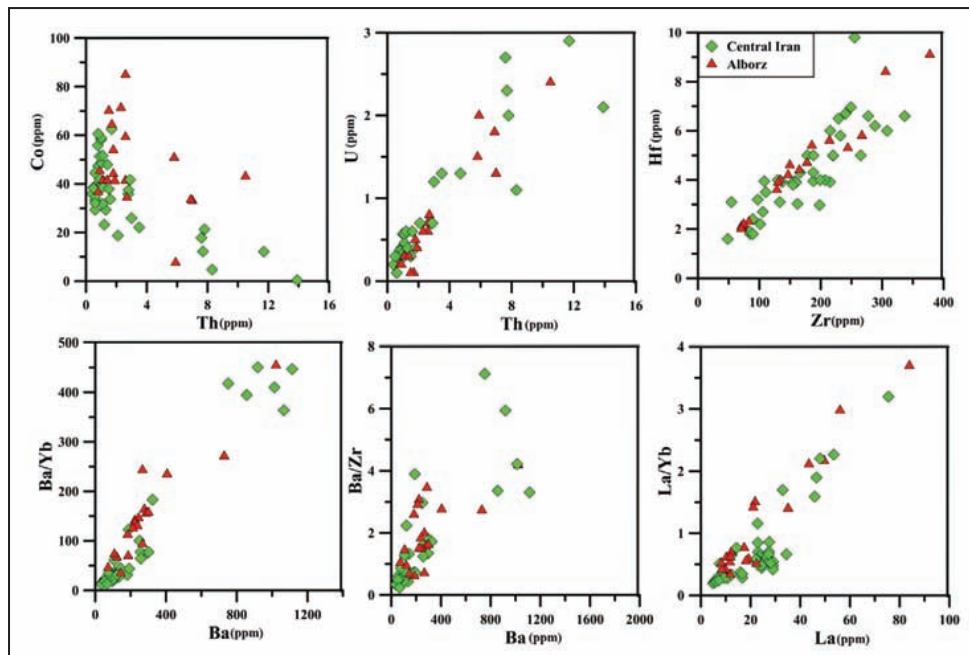
از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به‌طور گسترده برای تعیین درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (Rollinson, 1993; Furman, 2007; Zhao and Zhou, 2007). شواهد حاکی از منشأگیری ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز)، از یک محل منبع غنی شده و نیز تغییرات درجه ذوب بخشی در هنگام شکل‌گیری ماگمای تشکیل‌دهنده آن‌هاست. در نمودار تغییرات La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002) که برای تشخیص تغییرات درجه ذوب- بخشی طراحی شده است؛ نمونه‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز) دارای روند منفی هستند (شکل ۱۰- الف). به‌طوری که کاهش تدریجی نسبت La/Lu در این نمونه‌ها، بیانگر افزایش درجه ذوب بخشی و در واقع، افزایش شیب منحنی‌های بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه و کندریت است. بر پایه نمودار Sm/Yb نسبت به Sm (Li and Chen, 2014) که بیانگر تغییرات درجه ذوب بخشی در دو خاستگاه اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است؛ اگر چه سنگ‌های مورد مطالعه روی منحنی ذوب اسپینل- گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصد جای می‌گیرند (شکل ۱۰- ب)؛ نمونه‌های البرز



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) La/Lu در برابر La برای تشخیص تغییرات درجه ذوب بخشی (Lustrino et al., 2002)؛ ب) Sm/Yb در برابر Sm برای تعیین درجه ذوب بخشی (Li and Chen, 2014) بیانگر این است که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی (در زیر ایران مرکزی) و گارنت لرزولیتی (در زیر البرز خاوری) حاصل شده است؛ پ) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) بیانگر ژرفای منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه در ژرفای ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری است.



شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از غیر اولیه (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002)؛ ب) تغییرات Th/Nb در برابر SiO_2 برای تفکیک نقش تبلور تفریقی از آرایش پوسته‌ای.

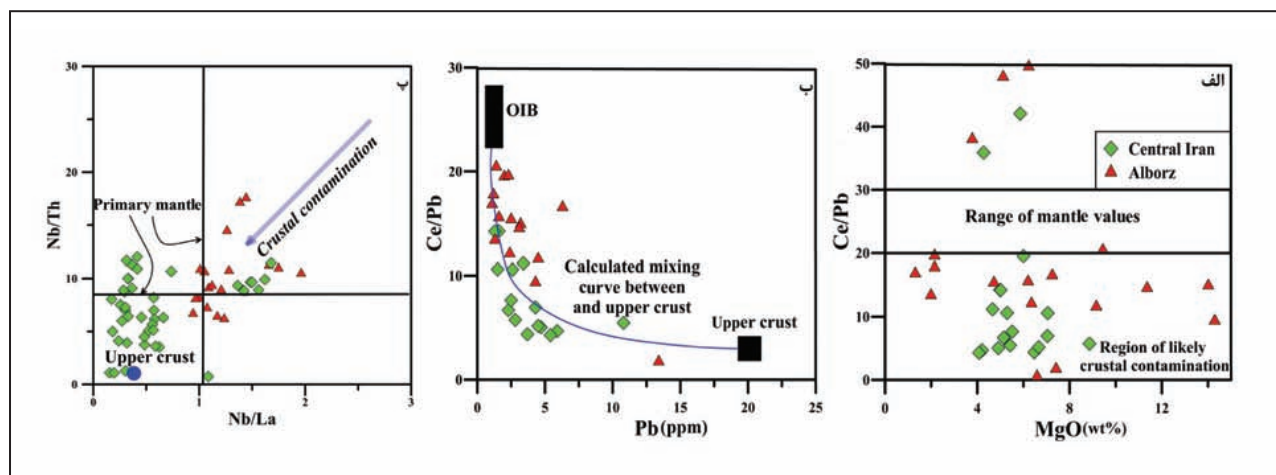


شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- سازگار، ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های آنها در برابر هم.

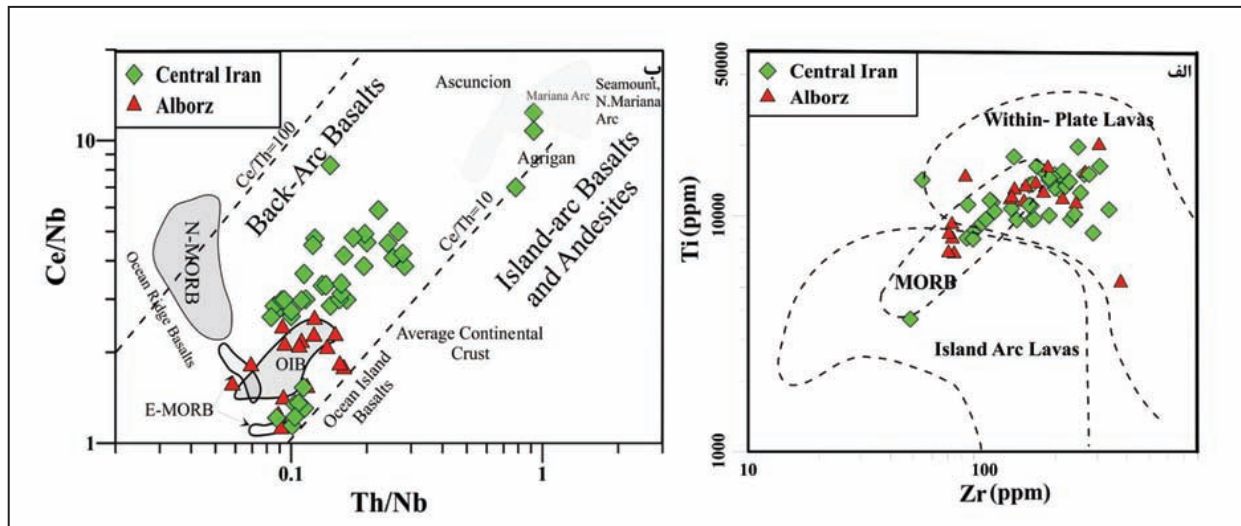
۶-۴. بررسی محیط زمین ساختی

به منظور تشخیص جایگاه زمین ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین ساختی مبتنی بر عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1982) نمونه‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز) بیشتر در قلمرو بازالت‌های درون ورقه‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۴- الف). برای تعیین دقیق‌تر محیط زمین ساختی، از نمودارهای Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafri and Sheikh, 2013؛ شکل ۱۴- ب)، در برابر Ti/Zr (Li et al., 2013) و V/Ti (الف) و Zr (Bagas et al., 2008) (شکل ۱۵- الف) استفاده شده است. بر پایه این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز) عموماً در محدوده محیط‌های کششی پشت کمان جای گرفته‌اند (شکل‌های ۱۴ و ۱۵). جایگاه پشت کماتی این سنگ‌ها، با جایگاه زمین ساختی این بخش از ایران در زمان تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین- میانی، کاملاً سازگار است. امروزه پژوهشگران مختلف، حوضه فروافتاده ژوراسیک زیرین- میانی لبه شمالی ایران مرکزی- البرز خاوری را به عنوان یک حوضه کششی پشت کماتی اولیه نابالغ، در نظر گرفته‌اند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاخی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاخی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ Wilmsen et al., 2009). تکامل زمین ساختی بخش ایرانی کمر بند کوهزایی آلپ- هیمالیا، بازتابی از برهم کنش میان صفحه‌های آفریقایی- عربی و اوراسیایی در طول فانروزویک است که با تکرار چرخه‌ای پدیده‌های کافت زایی، ایجاد حوضه‌های اقیانوسی، فرورانش سنگ کره اقیانوسی، گسترش حاشیه‌های فعال قاره‌ای، برخورد قاره- قاره و زمین ساخت پس از برخوردی همراه است (Berberian and King, 1981; Verdel, 2009; Takin, 1972; Stöcklin, 1968؛ بیانی و همکاران، ۱۳۹۵).

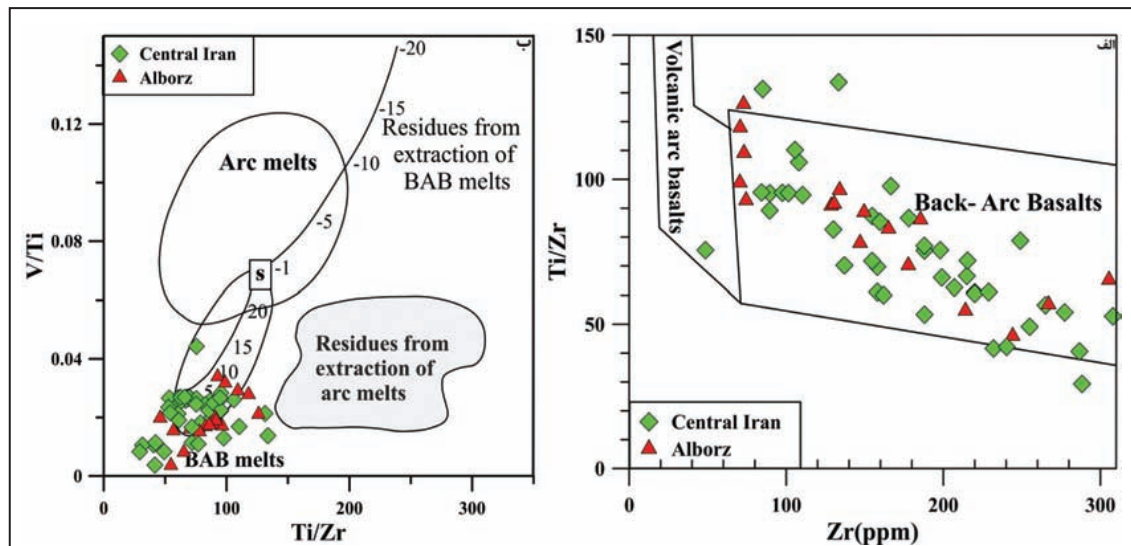
– بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای: شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی شامل پایین بودن نسبت Ce/Pb و بالا بودن نسبت Th/U است. زیرا Pb و Th در مواد پوسته‌ای متمرکز هستند و طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند. بنابراین، نسبت‌های آنها بازتاب‌دهنده این نسبت در محل منبع ماگماست (Hofmann, 1988). طبق نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007) بیشتر نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته جای می‌گیرند (شکل ۱۳- الف). میانگین نسبت Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) تقریباً ۲۵ است (Hofmann et al., 1986) که به طور قابل توجهی، بالاتر از مقدار نسبت یاد شده برای میانگین پوسته قاره‌ای است ($Ce/Pb = 3/2$ و $Pb = 20$) (Taylor and McLennan, 1985). منحنی میان این دو منطقه نشان‌دهنده محدوده‌های OIB ($Ce/Pb = 25/7$ و $Pb = 20$) و پوسته بالایی ($Ce/Pb = 3/2$ و $Pb = 20$) است (Norman and Garcia, 1999). بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در پیرامون این منحنی جای می‌گیرند (Alici et al., 2002) (شکل ۱۳- ب). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه باشد. به باور Xu et al., (2015) غنی‌شدگی محل منبع گوشته‌ای و آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی به‌طور قابل توجهی سبب افزایش میزان LREE و LILE و کاهش نسبت‌های HFSE/LILE یا HFSE/LREE در ماگما می‌شود. میانگین نسبت‌های Nb/U، Nb/Th، Nb/La برای سنگ‌های مورد مطالعه، به ترتیب ۸، ۳۲ و ۰/۸ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه ($Nb/U = 34$ ، $Nb/Th = 8/4$ ، $Nb/La = 1/04$) (Sun and McDonough, 1989) کمتر هستند و از آرایش ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالا آمدن خبر می‌دهد (شکل ۱۴- پ). نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نیز نشان‌دهنده آرایش ماگما با ترکیبات پوسته قاره‌ای است (Hart et al., 1989). این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین به ترتیب ۱/۹۷ و ۴۲/۷ است و آغشتگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد.



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات الف) در نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007) نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند؛ ب) Ce/Pb در برابر Pb (Alici et al., 2002) نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است؛ پ) Nb/Th در برابر Nb/La (Xu et al., 2015) بیانگر آرایش ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالا آمدن است.



شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) Ti در برابر Zr (Pearce, 1982)؛ ب) Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafri and Sheikh, 2013).



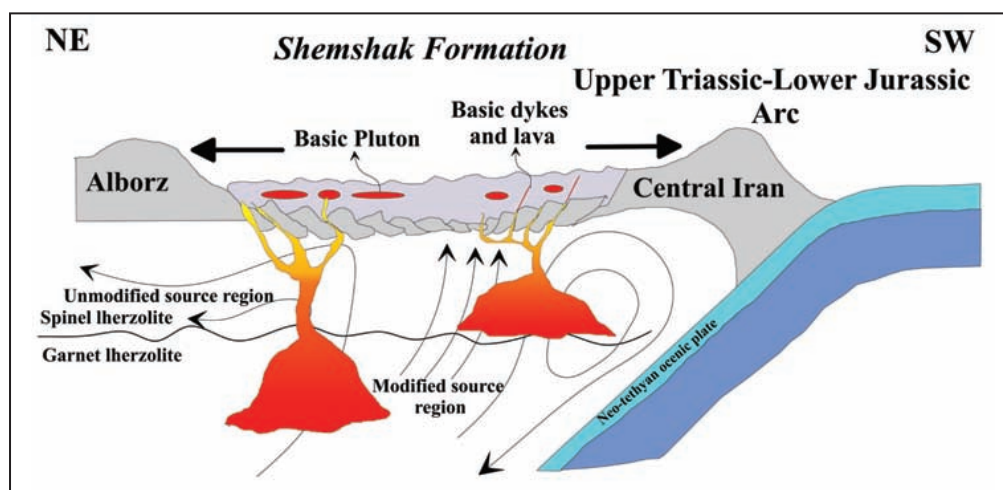
شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)؛ ب) V/Ti در برابر Ti/Zr (Li et al., 2013).

اقیانوسی نوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن (پهنه سنندج- سیرجان) در زمان تریاس (Arvin et al., 2007; Bagheri and Stampfli, 2008; Wilmsen et al., 2009) سبب شکل‌گیری حاشیه فعال قاره‌ای از نوع آندی و فعالیت ماگمایی کالک‌آلکانل مزوزوییک (کمان ماگمایی ژوراسیک) در پهنه سنندج- سیرجان شد (Berberian and King, 1981; Agard et al., 2005 and 2011; Chiu et al., 2013; Omrani et al., 2008; Shahabpour, 2005; Sepahi et al., 2014; Mehdipour and Moazzen, 2015). وجود فعالیت ماگمایی نوع کمانی در پهنه سنندج- سیرجان (از تریاس بالایی تا کرتاسه) با حضور توف‌ها و جریان‌های گدازه‌ای به سن تریاس بالایی در نواحی آباد و اقلید، حضور توف‌ها و جریان‌های گدازه آتشفشانی به سن ژوراسیک زیرین - کرتاسه زیرین در نواحی سیرجان، نهاوند، حاجی‌آباد، اسفندقه، ارزویه، خبر، باغات، بروجرد و ده‌بید، حضور توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به سن ژوراسیک میانی در نواحی قره‌ه، آستانه، لوند، صوفی‌آباد، الیگودرز، ملایر، کلاه‌قاسی، سرگز، چاه‌گز، و توف‌ها و جریان‌های گدازه‌ای به سن کرتاسه در مناطق چالقان، هوشک و دشت‌ور مشخص می‌شود (Dimitrijevic, 1973; Berberian and Nogol, 1974).

در طول دوره زمانی کربنیفر- پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی، اقیانوس پالتوتتیس در شمال ایران شروع به بسته شدن کرد و در تریاس رخداد برخورد قاره‌ای صورت گرفت (Berberian and King, 1981). در اثر حرکات فشارشی ناشی از برخورد بسته شدن پایانی اقیانوس پالتوتتیس در تریاس میانی- بالایی (رخداد کوهزایی سیمیرین، پیشین) ارتفاعات مهمی در شمال ایران شکل گرفت که فرسایش این ارتفاعات به تشکیل نهشته‌های مولاسی سیلیکاته- آواری گروه شمشک در بخش‌های گسترده‌ای از مرکز و شمال ایران انجامید (Seyed Emami, 2003; Fürsich et al., 2009). در پی بسته شدن اقیانوس پالتوتتیس در طول کربنیفر- تریاس، حوضه اقیانوسی نوتتیس در جنوب ایران مرکزی در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی شروع به باز شدن کرد (Ghasemi and Talbot, 2006; Ricou, 1974). قاسمی و طاهری، (۱۳۸۳). رسوبات تریاس بالایی- ژوراسیک که در امتداد حاشیه فعال ایران مرکزی و حاشیه غیر فعال قاره‌ای صفحه عربی یا زاگرس تشکیل شده‌اند؛ نخستین شواهد رسوبی یک محیط اقیانوسی حقیقی هستند (Berberian and King, 1981). فرورانش سنگ-کره

Wang et al. (2007). به باور (Fürsich et al., 2009). بازگشتی پسته سنگ کره‌ای، به گسترش فعالیت‌های ماگمایی درون صفحه‌ای در طول حاشیه غیرفعال گندوانا انجامیده است. کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالاآمدگی گوشته داغ سست کره‌ای، سبب ذوب بخشی گوشته سنگ کره‌ای زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب بازالتی شده است که از راه گسل‌های کششی محلی، به سوی سطح زمین بالا آمده‌اند. با توجه به سن 152 ± 35 میلیون سال برای این سنگ‌ها در منطقه دلب (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳)، احتمالاً ماگماهای بازیگ در یک حوضه کششی پشت کماتی اولیه نابالغ در شمال ایران مرکزی- البرز خاوری تشکیل و جایگزین شده‌اند. تشکیل این حوضه، ناشی از فروانش مایل صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی در زمان تریاس بالایی- ژوراسیک میانی بوده است. با توجه به تهی‌شدگی نمونه‌های ایران مرکزی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb و نبود بی‌هنجاری منفی از عناصر HFSEs به‌ویژه Zr، P، Nb، Ti در نمونه‌های البرز، احتمالاً ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی، از ذوب بخشی درجه بالاتر گوه گوشته‌ای تعدیل شده اسپینل-لرزلیتی روی صفحه فرورونده و ماگمای سازنده سنگ‌های پهنه البرز، از ذوب بخشی درجه پایین‌تر گوشته تعدیل نشده گارنت لرزلیتی زیر سنگ کره قاره‌ای دور از محل فروانش، تشکیل شده است. ماگماهای حاصل از ذوب بخشی این منابع، از راه فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های عادی، خود را به سطح رسانده و در هنگام حرکت به ترازهای بالاتر، دچار فرایندهای سنگ‌شناختی مختلف مانند تفریق، آمیختگی، هضم و آرایش پسته‌ای شده و به‌صورت روانه‌های بازالتی، دایک یا توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ میکروگابرویی تا گابرویدی درون توالی رسوبی سازند شمشک و معادل‌های آن در ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک میانی تزریق شده‌اند (شکل ۱۶).

Sabzehi, 1974; Taraz, 1974; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Alric and Mahmoudi et al., 2011; Fazlnia et al., 2007 and 2009; Mousivand et al., 2012; Chiu et al., 2013; Esna-Ashari et al., 2011 and 2012; احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۹۴؛ منصف و همکاران، ۱۳۸۹). نخستین تکاپوهای ماگمایی نوع کماتی در این پهنه به عنوان کمان مزوزویک در تریاس به سن 199 ± 30 میلیون سال پیش (Arvin et al., 2007; Chiu et al., 2013) و همچنین 191 ± 12 میلیون سال پیش (Mousivand et al., 2012; Chiu et al., 2013) شروع شد و در ژوراسیک پیشین تا پسین (۱۷۶ تا ۱۴۴ میلیون سال پیش) با یک اوج فعالیت در ۱۶۵ میلیون سال پیش به‌صورت گسترده ادامه یافت که امروزه به‌صورت توده‌های نفوذی و واحدهای آتشفشانی در سرتاسر این پهنه قابل دیده می‌شود (توده‌های گرانیتویدی قروه به سن ۱۴۹ تا ۱۵۷، صوفی‌آباد به سن ۱۴۴ تا ۱۴۹، الوند همدان به سن ۱۵۳ تا ۱۶۷، بروجرد به سن ۱۶۹ تا ۱۷۲، آستانه به سن ۱۶۸، چاه‌دزدان در نیریز به سن ۱۶۴ تا ۱۷۳، قوری در نیریز به سن ۱۴۷، شمال سامان به سن ۱۸۲ میلیون سال و سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد به سن ۱۴۸ تا ۱۶۹ میلیون سال پیش) (Azizi et al., 2011; Tahmasbi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011; Fazlnia et al., 2007 and 2009; Mousivand et al., 2012; Chiu et al., 2013 Esna-Ashari et al., 2011 and 2012; Mahmoudi et al.; طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۹؛ نعیم‌امامی و خلیلی، ۱۳۹۳؛ بیاتی و همکاران، ۱۳۹۵؛ حسینی و احمدی، ۱۳۹۵؛ ترکیان و همکاران، ۱۳۹۳). تقریباً در همین زمان یک حوضه کششی پشت کماتی درون رسوبات مولاسی شمشک، در شمال ایران (البرز جنوبی- شمال ایران مرکزی)، در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی تشکیل و گسترش یافته است (شکل ۸) (فاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ Wilmsen et al., 2009).



شکل ۱۶- الگوی زمین‌ساختی نمادین نشان دادن چگونگی زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشته‌ای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشت کماتی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی- البرز جنوبی در زمان ژوراسیک میانی.

۷- نتیجه‌گیری

اولیه نابالغ جای می‌گیرند. ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گوشته‌ای اسپینل-لرزلیتی (در زیر ایران مرکزی) و گارنت لرزلیتی (در زیر البرز خاوری) در ژرفای ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، حاصل و در جریان بالاآمدگی به سطح، دچار فرایندهای تبلور تفریقی و آرایش پسته‌ای شده‌اند.

دایک‌های دیابازی قطع‌کننده مجموعه‌های آذرین- دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی و روانه‌های بازالتی و توده‌های نفوذی موجود در واحدهای رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین بخش قاعده‌ای سازند شمشک در مناطق البرز خاوری و ایران مرکزی، ماهیت کالک‌آلکالن دارند و در نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی در میدان بازالت‌های محیط‌های کششی پشت کمان

کتابنگاری

- ابتهاج، م.، ۱۳۹۳- پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دبابازی منطقه باختر بند هزارچاه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- احمدی خلجی، ا.، طهماسبی، ز.، رحمانی، س. و بصیری، س.، ۱۳۹۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی خاور نهاوند (پهنه سندج- سیرجان)، پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و سوم، ص. ۱ تا ۲۶.
- اصغرزاده، ز.، ۱۳۹۲- زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دبابازی منطقه دلبر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی اینالو، ز.، ۱۳۹۳- پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، محجل، م. و جای، م.، ۱۳۹۳- کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه‌ی دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص. ۴۷۱ تا ۴۸۴.
- بیاتی، م.، اسماعیلی، د.، فدوی، ف.، وصالی، ی. و مقدور مشهور، ر.، ۱۳۹۵- سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه ژئودینامیک توده گرانیتوئیدی کلاه قاضی (جنوب باختری اصفهان)، پترولوژی، سال هفتم، شماره بیست و ششم، ص. ۴۵ تا ۶۴.
- ترکیان، ا.، محبی، خ. و سپاهی، ع.، ۱۳۹۳- پترولوژی نفوذی‌های گابرو-دیوریتی در کوه پریشان، جنوب قروه استان کردستان)، پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و سوم، ص. ۲۷ تا ۴۴.
- جمشیدی، خ.، ۱۳۸۹- مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز خاوری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- حسینی، ب. و احمدی، ا.، ۱۳۹۵- ژئوشیمی و سن سنجی اورانیم- سرب سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال سامان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره صدم، ص. ۱۰۹ تا ۱۲۰.
- حسینی، س. ح.، ۱۳۹۴- پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، رساله دکترا، پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، س. ح.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲- سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی اجتماعات دایکی دبابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه (جنوب خاور شاهرود) شاهی بر ماگماتیسیم سیمیرین میانی، مجله ژئوشیمی، سال اول، شماره چهارم، ص. ۳۱۷ تا ۳۰۹.
- دادپور، م.، ۱۳۹۳- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل در خاور سهل (جنوب خاور شاهرود) و جایگاه ژئودینامیکی آنها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طهماسبی، ز.، خلیلی، م.، احمدی خلجی، ا. و مکی‌زاده، م. ع.، ۱۳۸۹- پروژن توده گرانیتوئیدی جنوب شازند (جنوب باختر اراک)، پترولوژی، سال اول، شماره اول، ص. ۸۷ تا ۱۰۲.
- طهماسبی، ز.، میراسماعیلی، م.، احمدی خلجی، ا. و سپه‌وند، ف.، ۱۳۹۳- پترولوژی، ژئوشیمی و شیمی کانی سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی و انکلاوها در شیرمزد تپه (جنوب باختر اراک)، پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و دوم، ص. ۱۳۷ تا ۱۵۶.
- عزیزی، م.، ۱۳۹۱- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز خاوری، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره چهارم، ص. ۶۹۹ تا ۷۱۴.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲- بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز خاوری، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص. ۱۷ تا ۲۹.
- قاسمی، ح. و طاهری، ع.، ۱۳۸۳- شواهدی تازه از آغاز کافت‌زایی نئوتیس در ایران، مجله علوم و فنون دانشگاه صنعتی شاهرود، شماره دوم، ص. ۱۷ تا ۲۶.
- مقدسی، ص.، ۱۳۸۲- پترولوژی، پروژن و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز خاوری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- منصف، ا.، رهگشای، م. و وایت چرچ، ه.، ۱۳۸۹- تحولات پروژنتیک در توالی‌های ماگماتیک ژوراسیک نواحی حسین آباد- حاجی آباد در کمربند سندج- سیرجان (جنوب ایران)، پترولوژی، سال اول، شماره چهارم، ص. ۸۹ تا ۱۱۲.
- نعم امامی، س. و خلیلی، م.، ۱۳۹۳- سن‌سنجی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شمال شهر کرد با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی ژوراسیک در پهنه سندج- سیرجان، پترولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، ص. ۱ تا ۱۴.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94: 401-19.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W. Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692-725.
- Ahadnejad, V., Valizadeh, M. V., Deevsalar, R. and Rezaei-Kahkhaei, M., 2011- Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 261(1): 61-75
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science* 29(5): 859-877.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 102: 67-95.
- Alici, P., Temel, A. and Gourgau, A., 2002- Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of volcanology and geothermal research* 115(3): 487-510.
- Alric, G. and Virlogeux, D., 1977- Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh Bid-Bavanat, Chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran. Thèse 3ème cycle, université scientifique et médicale de Grenoble, France.

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474-489.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S. L., 2011- Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi Abad area, Sanandaj- Sirjan zone, NW Iran. *Chemie der Erde* 71: 363-376.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A., Maidment, D. and Huston, D. L., 2008- An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia, *Precambrian Research* 166: 168-184.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian journal of Earth Science* 5: 101-117.
- Berberian, M. and Nogol, M., 1974- Preliminary explanation text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps, 1/100000 from the Hajiabad quadrangle map). Geological Survey of Iran, internal report.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y., 2013- Zircon U- Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Clague, D. A. and Frey, F. A., 1982- Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Journal of Petrology* 23: 447-504.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extensionrelated provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *EarthScience Reviews* 80: 219-238.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman. Geological Survey of Iran, No. 72.
- Ellam, R. M., 1992- Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20:153- 156.
- Emami, S. N. and Eliasi, Z., 2014- the study of parental rock of Jurassic dolerites of volcano-sedimentary belt in north of Sharekor. *Petrology* 5(19): 21-36.
- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J. and Valizadeh, M. V., 2011- Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineralogy and Petrology* 101: 195-216.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A., 2012- Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 43(1): 11-22.
- Fazlnia, A., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. and Alipour, S., 2007- Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan Batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 18: 221-237.
- Fazlnia, A., Schenk, V., Van der Straaten, F. and Mirmohammadi, M., 2009- Petrology, geochemistry, and geochronology of trondjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos* 112(3): 413-433.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48: 147-160.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009- The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. Geological Society, London, Special Publications 312 (1): 189-203.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6): 683-693.
- George, R. M. and Rogers, N. W., 2002- Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 286-304.
- George, R. M. and Rogers, N. W., 2002- Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 286-304.
- Glenn, A. G., 2004- The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 511-527.
- Haase, K. M., Goldschmidt, B. and Garbe-Schonb, G. D., 2004- Petrogenesis of tertiary continental interplate lava from the Westerwald rigion, Germany, *Journal of petrology* 45:883-905.
- Hart, W. K., Woldegabriel, G., Walter, R. C. and Mertzman, S. A., 1989- Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94(B6): 7731-7748.
- 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(12): 2341-2357.

- He, Q., Xiao, L., Balta, B., Gao, R. and Chen, J., 2010- Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes. *Lithos* 119: 91-107.
- Hofmann, A. W., 1988- Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90(3): 297-314.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, W., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79(1-2): 33-45.
- Hosseini, S. Z., Arvin, M., Oberhansli, R. and Dargahi, S., 2009- Geochemistry and tectonic setting of pleistocene basaltic lava flows in the shahre-babak area, NW of Kerman Iran: Implication for the Evolution of urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage, *Journal of sciences. Islamic Republic of Iran* 20 (4):331-342.
- Jafri, S. H. and Sheikh, J. M., 2013- Geochemistry of pillow basalts from Bompoka, Andaman–Nicobar Islands, Bay of Bengal, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 64: 27–37.
- Lentz, D. R., 1998- Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews* 12: 289-327.
- Li, B., Bagas, L., Gallardo, L. A., Said, N., Diwu, C. and McCuaig, T. C., 2013- Back-arc and post-collisional volcanism in the Palaeoproterozoic Granites-Tanami Orogen, Australia. *Precambrian Research* 224: 570 – 587.
- Li, Z. and Chen, B., 2014- Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic meta-basalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research* 255: 653-667.
- Lustrino, M., Melluso, L. and Morra, V., 2002- The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). *Lithos* 63: 83-113.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011 - U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Science* 41: 238-249.
- Mehdipour, G. J. and Moazzen, M., 2015- geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. *Turkish Journal of earth Sciences* 24: 513-528.
- Meng, L., Li, Z. X., Chen, H., Li, X. H. and Wang, X. C., 2012- Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model. *Lithos* 132: 127-140.
- Middlemost, A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215–224.
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J. M., Mohajjel, M., Zaw, K. and Emami, M. H., 2012- Age and tectonic setting of the Bavanat Cu-Zn-Ag Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran. *Mineralium Deposita* 47(8): 911-931.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Norman, M. D. and Garcia, M. O., 1999- Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letters* 168(1): 27-44.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, Chichester: 525-548, ISBN 0 471 28034 8.
- Peng, P., 2010- Reconstruction and interpretation of giant mafic dyke swarms: a case study of 1.78 Ga magmatism in the North China craton. *Geological Society, London, Special Publications* 338: 163-178.
- Reichow, M. K., Saunders, A., White, R., Al'Mukhamedov, A. and Medvedev, A. Y., 2005- Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79(3): 425-452.
- Ricou, L. E., 1974- L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution des Zagrides. Thesis, Université Paris-Sud, Orsay.
- Rollinson, H. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons, 352p.
- Sabzehei, M., 1974- Les mélanges ophiolitiques de la région d'Sfandagheh (Iran méridional), Etude pétrologique et Structurale, Interprétation dans le cadre Iranien. Ph. D. thesis, Université de Grenoble, France.
- Saunders, A. D. and Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds), *Marginal basin geology*, Special Publication of the Geological Society, London 16: 59-67.
- Sepahi, A. A., Shahbazi, H., Siebel, W. and Ranin, A., 2014- Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton. *Geochronometria* 41(3): 207-215.
- Seyed-Emami, K., 2003- Triassic in Iran. *Journal of Facies* 48: 91–106.

- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(4): 405-417.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(6): 668-683.
- Strivastava, R. K., 2011- Dyke swarms: Keys for Geodynamic Interpretation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 611pp.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Sun, S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A. D., Norry M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London, Spec 42: 313-345.
- Sun, S. S., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 297(1431): 409-445. DOI: 10.1098/rsta.1980.0224.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Khalaji, A. A. and de la Rosa, J., 2010- Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(3): 81-96.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235: 147-150.
- Talusani, V. R. 2010- Bimodal tholeiitic and mildly alkali basalts from Bhirarea, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and petrogenesis *Journal of Volcanology Geothermal Research* 189: 278-290.
- Taraz, H., 1974- Geology of the Surmaq-Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran. Geological Survey of Iran.
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003- Back - arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 210: 481-497.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 312pp.
- Varekamp, J., Hesse, A. and Mandeville, C., 2010- Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of volcanology and geothermal research* 197(1): 313-328.
- Verdel, C., 2009- Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena, California USA.
- Verma, S. P., 2009- Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical, the open *Geology journal* 3: 8-29.
- Wang, Z., Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G. and Zhang, S., 2007- Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning. *Lithos* 96: 543-566.
- Weaver, B. L. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575 – 577.
- Widdowson, M., Pringle, M. and Fernandez, O., 2000- A post K-T boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India. *Journal of Petrology* 41(7): 1177-1194.
- Wilmsen, M., Fursich, F., Syed- Emami, K., Majidifard, M. and Taheri, J., 2009- The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland, *Terra Nova* 21: 211-218.
- 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.
- Xu, X., Song, S., Su, L., Li, Z., Niu, Y. and Allen, M. B., 2015- The 600- 580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian - Qaidam block and SE Australia, and the reconstruction of East Gondwana. *Precambrian Research* 257: 47-64.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F., 2007- Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzhihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction - related metasomatism in the upper mantle. *Journal of Precambrian Research* 152:27-47.

Basic magmatism in extensional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic at the Northern edge of Central Iran South of Eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan

H. Ghasemi^{1*}, M. Rostami Hossuri² and M. Sadeghian³

¹Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

²Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 2016 October 01

Accepted: 2017 June 03

Abstract

The Lower Jurassic basin of northern margin of central Iran structural zone and south of eastern Alborz in Semnan province, contains igneous rocks with basic composition, belonging to early stages of occurrence and development of an immature extensional back arc basin at this time. These basic igneous rocks cropped out in at the base of Shemshak Formation and its equivalent in central Iran Structural zone, in the form of extrusive (basaltic rocks) and intrusive (dike, sill and microgabbroic small stocks) rocks. Magma forming of these rocks have had calc – alkaline nature and was enriched in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) and also was depleted in heavy rare earth elements (HREE). The mentioned magmas was, originated from 5 to 30% partial melting of the spinel peridotitic (below the central Iran) and garnet lherzolitic (below the Eastern Alborz) mantle plumes in an immature extensional back arc basin tectonic setting due to oblique subduction of Neothethyan oceanic lithosphere beneath the central Iran structural zone at late Triassic to middle Jurassic time, and were ascending to upper levels of continental crust by fault and fracture systems and emplaced in shallow sedimentary basins of these zones in different ways. This basin was formed in the behind of the upper Triassic – Lower Jurassic magmatic arc of central Iran and due to initiation of extensional movements in the continental crust of central Iran and Alborz.

Keywords: Magmatism, Extensional Basin, Back-arc, Jurassic, Central Iran, Eastern Alborz

For Persian Version see pages 123 to 136

*Corresponding author: H. Ghasemi; E-mail: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir