

ژئوشیمی، پتروژنز و محیط زمین‌ساختی جریان‌های گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه، جنوب باختر رفسنجان

سید ضیا حسینی^{۱*}

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۲

چکیده

جریان‌های گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه، در جنوب باختر ناحیه رفسنجان و در بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون دارد. این سنگ‌ها دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت هستند و درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز \pm الیون \pm هورنبلند دارند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی جریان‌های گدازه‌های مافیک سرچشمه مشخص می‌کند که این گدازه‌ها ماهیت کالک‌آلکانل دارند و در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قرار گرفته‌اند. مقادیر پایین Cr، Ni و MgO در گدازه‌های بازالتی ائوسن سرچشمه نشانگر نقش تحول در ماگمای مادر آنهاست. الگوهای چندعنصره بهنجار شده با MORB این جریان‌های گدازه‌ای، غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند Sr، Rb، Ba و K و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Nb، Ta، Ti را نشان می‌دهند. الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کاندزیت در این سنگ‌ها نیز غنی‌شدگی به نسبت ضعیفی از عناصر LREE با نسبت $(La/Yb)_n < 3$ برای همه نمونه‌های سنگی نمایان می‌کند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی همچون نسبت $(La/Yb)_n < 2$ ، مقادیر Yb و همچنین نمودارهای سنگ‌شناسی بر پایه نسبت‌های عناصر کمیاب و خاکی کمیاب (مانند Ta/Yb، Nb/Y، Th/Y) مشخص می‌کند که گدازه‌های بازالتی ائوسن سرچشمه از یک گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیزه شده در ژرفای پایداری اسپینل به وجود آمده‌اند.

کلیدواژه‌ها: سرچشمه، ائوسن، بازالت، آندزیت، کالک‌آلکانل، حاشیه فعال قاره.

*نویسنده مسئول: سید ضیا حسینی

E-mail: z_hosseini@pnu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کمربند ماگمایی ارومیه-دختر بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد که از کمپلکس‌های آتشفشانی-رسوبی و توده‌های نفوذی متعلق به سنوزویک شکل یافته است. فعالیت ماگمایی روی داده در این نوار از ائوسن آغاز شده و تا کواترنری ادامه داشته و اوج فعالیت‌ها ماگمایی در ائوسن روی داده است (Berbrian & King, 1982; Alavi, 2004). فعالیت‌های سترگ آتشفشانی ائوسن این کمربند در ناحیه کرمان، کمپلکس‌های آتشفشانی-رسوبی بحر آسمان و رازک و هزار را به وجود آورده است که گاه سترای این کمپلکس‌ها تا ۶۰۰۰ متر نیز می‌رسد و از گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری و گاهی رسوبی همراه تشکیل شده‌اند (Dimitrijevic., 1973؛ ملکی، ۱۳۸۸؛ حسینی، ۱۳۸۸). فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر هم از نظر حجم فعالیت و هم از نظر چگونگی شکل‌گیری و منشأ اهمیت دارد؛ بویژه آنکه این فعالیت‌ها پس از جایگیری افیولیت‌های کرتاسه روی داده‌اند که بقایای پوسته اقیانوسی نوتتیس به شمار می‌روند؛ شناخت دقیق این فعالیت‌ها کمک شایانی به شناخت رخداد‌های زمین‌ساخت-ماگمایی مرتبط با فرورانش نوتتیس روی داده در ایران مرکزی و مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر در دوران سنوزویک خواهد داشت.

به همین منظور و برای شناخت بهتر محیط زمین‌ساختی تشکیل مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه سرچشمه در بخش مرکزی نوار ماگمایی کرمان و بخش جنوبی مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر انتخاب شد. این ناحیه محدوده به نسبت گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تا آندزیتی ائوسن و سنگ‌های آذرآواری همراه را در پیرامون توده نفوذی سرچشمه شامل می‌شود. در این پژوهش سعی شده با مطالعه سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی گدازه‌های مافیک (بازالت تا آندزیت) سرچشمه و با استناد به شواهد ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، چگونگی تشکیل و محیط زمین‌ساخت-ماگمایی این سنگ‌ها و ارتباطشان با فرورانش نوتتیس تعیین شود.

۲- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در ۵۰ کیلومتری جنوب باختر شهر رفسنجان و در میان طول‌های جغرافیایی ۵۰' ۵۵° تا ۵۶° ۵۲' ۲۹° و عرض‌های جغرافیایی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز شامل جای دارد و محدوده‌ای به ابعاد ۹ در ۱۳ کیلومتر را در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شامل می‌شود (شکل ۱). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سرچشمه شامل واحدهای گدازه‌ای و آذرآواری همراه هستند و گاه توالی سترگی را به وجود می‌آورند. این توالی‌ها در نتیجه فرایندهای ساختمانی و فازهای کوهزایی سنوزویک (جنش‌های آلپ پایانی) به‌ویژه در منطقه سریدون به‌صورت شیب‌دار و با شیب ۶۰ درجه روی یکدیگر قرار دارند. واحدهای گدازه‌ای در توالی‌ها، سترایی میان ۲ تا ۱۰ متر دارند و به رنگ سیاه تا خاکستری تیره با بافت‌های آفانتیک تا پورفیری دیده می‌شوند. در انواع پورفیری درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در سطوح سنگ‌ها دیده می‌شود. واحدهای پیروکلاستیکی نیز شامل آگلومرا، برش و توف‌های جوش‌خورده هستند و در میان واحدهای گدازه‌ای با سترای‌های مختلف دیده می‌شوند. در امتداد شکستگی‌ها با فعالیت سیال‌ها در سطوح برخی واحدهای گدازه‌ای و پیروکلاستیک‌ها کانی ثانویه اپیدوت شکل یافته است. توالی‌های آتشفشانی ائوسن گاه توسط توده‌های نفوذی الیگومیوسن و دایک‌ها نیز قطع می‌شوند. نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی الیگومیوسن سبب دگرگونی درجه پایین در حد رخساره اپیدوت هورنفلس در واحدهای گدازه‌ای شده است. همچنین دگرسانی پروپلیتیک و سیلیسی در نتیجه نفوذ سیال‌های حاصل از توده نفوذی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. با در نظر گرفتن واحدهای فسیل‌دار همراه و بررسی توالی‌های زمین‌شناسی منطقه و روابط سنگی می‌توان سن نسبی ائوسن را برای سنگ‌های مورد مطالعه در نظر گرفت (حسینی، ۱۳۹۴).

۳- روش انجام پژوهش

در پیمایش صحرایی روابط واحدهای سنگی موجود در منطقه، شناسایی و بیش

مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) برای سنگ‌های $LOI <$ 3 و نمودار رده‌بندی Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Pearce, 1996)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سرچشمه به انواع بازالت و آندزیت بازالتی و آندزیت رده‌بندی می‌شوند. در نمودار TAS، ۳ نمونه در محدوده تراکی آندزیت و تراکی بازالت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۳-الف و ب).

در نمودار Irvine & Baragar (1971) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه سرچشمه در محدوده ساب‌آلکالن و در نمودار AFM ماهیت کالک‌آلکالن نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-الف و ب).

بررسی نمودار تغییرات عناصر اصلی در گدازه‌های مافیک سرچشمه نشان می‌دهد CaO ، Al_2O_3 ، MgO و FeO با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابند و Na_2O با افزایش سیلیس افزایش می‌یابد. این تغییرات می‌تواند حاصل تفریق بلورهای الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز غنی از کلسیم در این سنگ‌ها باشد. مقادیر Cr (۲۰-۸۰ ppm) و Ni (۲۰-۴۰ ppm) در این سنگ‌ها نقش مؤثر تفریق بلوری و نیز تشکیل این سنگ‌ها از ماگمای تحول یافته را نشان می‌دهد. زیرا ماگماهای اولیه مشتق شده از گوشته مقادیر بالایی از MgO ، Cr و Ni دارند (Hall, 1996).

۵-۲. عناصر کمیاب

الگوی چندعنصره سنگ‌های مافیک ائوسن سرچشمه بهنجار شده با MORB، همانندی‌های زیادی با الگوی عناصر کمیاب بازالت‌های کالک‌آلکالن ارائه شده توسط Pearce (1982) دارد (شکل ۵). در این الگوها عناصر LILE مانند Sr ، Ba ، K و Rb و همچنین Th دارای غنی‌شدگی هستند. غنی‌شدگی عناصر Sr ، Ba ، K و Rb نتیجه تحرک بالای آنها در سیال‌های آبی منشأ گرفته از پوسته اقیانوسی فرورو و ورود آنها به گوشته است. همچنین فشار، دما و ترکیب سیال سبب شده تا Th به صورت عنصر متحرک در ناحیه منشأ این سنگ‌ها رفتار کند و غنی‌شدگی نشان دهد (Pearce, 1982; Dampar et al., 2008). همچنین عناصری مانند Ce ، P و Sm نیز با شدت کمتری غنی‌شدگی دارند. غنی‌شدگی از عناصر LILE در الگوی برخی از نمونه‌های بازالتی سرچشمه از الگوی میانگین بازالت‌های کالک‌آلکالن شدیدتر است. آندزیت‌ها نیز در همه عناصر نسبت به نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه و میانگین بازالت‌های کالک‌آلکالن، غنی‌شدگی بیشتری دارند و شدت بی‌هنجاری منفی Ti در الگوی آندزیت‌ها نیز شدیدتر است؛ این ویژگی‌ها نتیجه تفریق بیشتر در آندزیت‌هاست. دیگر عناصر نسبت به MORB فقیرشدگی نشان می‌دهند. این فقیرشدگی به درجه ذوب بخشی و باقی ماندن فازهای کمیاب مانند روتیل، اسفن و زیرکن در باقیمانده ذوب وابسته است. همچنین در این الگو، بی‌هنجاری منفی از عناصر Nb ، Ta و Ti نیز دیده می‌شود. بی‌هنجاری منفی این عناصر به دلیل داشتن پتانسیل یونی بالا و در نتیجه نامحلول بودن آنها در سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره فروروست (Pearce, 1982).

الگوی عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده با کندریت (Sun & McDonough, 1989) نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر خاکی سبک و سنگین در گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه است (شکل ۶). همچنین این الگو شیب نزولی ضعیفی دارد که غنی‌شدگی عناصر کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب سنگین (HREE) را نشان می‌دهند؛ به طوری که مقادیر $(La/Yb)_n$ در بازالت‌ها و آندزیت‌ها میان ۱ تا ۲ و برای آندزیت‌ها بیشتر از ۲ است. افزایش شیب الگوی عناصر کمیاب در آندزیت‌ها تفریق ماگمایی را نشان می‌دهد. زیرا تفاوت ضریب جدایش عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین در کانی‌های الیون و پیروکسن سبب افزایش نسبت عناصر خاکی کمیاب سبک به سنگین در مذاب‌های تحول یافته تر منطقه سرچشمه شده است. در الگوی عناصر خاکی کمیاب بازالت‌های ائوسن منطقه سرچشمه، یوروپیم در مجموع بدون بی‌هنجاری است. ولی آندزیت‌ها و آندزیت‌بازالت‌ها بی‌هنجاری منفی به نسبت ضعیفی از یوروپیم نشان می‌دهند. متوسط

از ۱۲۰ نمونه برای مطالعات میکروسکوپی برداشت شد. پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعات میکروسکوپی، ۲۶ نمونه برای تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی و کمیاب، انتخاب و به شرکت اکتلب کانادا فرستاده شد. برای تجزیه اکسیدهای اصلی، روش XRF و برای تجزیه عناصر فرعی و کمیاب، روش ICP-MS انتخاب و ۵۴ عنصر اصلی و جزئی آزمایش شد. دقت آزمایش برای تجزیه اکسیدهای سیلیس، آلومینیم، آهن، منیزیم، کلسیم، سدیم و فسفر ۰/۰۱ درصد و برای اکسیدهای تیتانیم و منگنز ۰/۰۰۱ درصد است. برای تفکیک FeO و Fe_2O_3 از آهن کل، از نمودار Le Maitre (1976) استفاده شد. نتایج تجزیه‌ها در جدول ۱ آمده است.

۴- سنگ‌نگاری

گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه در نمونه دستی دارای بافت‌های آفانتیک و پورفیری هستند و تنها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه دستی دیده می‌شوند. در مطالعه سنگ‌نگاری، گدازه‌های مافیک سرچشمه با در نظر گرفتن درصد و نوع درشت‌بلورها و ویژگی‌های بافتی آنها به ۳ گروه بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت رده‌بندی می‌شوند.

بازالت: این گونه سنگی از درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و گاه الیون تشکیل شده است. بافت چیره این سنگ‌ها پورفیری است ولی انواع آفانتیک نیز در آنها دیده می‌شود. درصد درشت‌بلورها از ۱۰ تا ۴۵ درصد حجمی سنگ در انواع مختلف این گروه سنگی تغییر می‌یابد. خمیره از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و ریزبلورهای پیروکسن و مگنتیت و گاه الیون تشکیل یافته است. درصد درشت‌بلورهای الیون در انواعی از این سنگ‌ها بیشتر از ۵ درصد حجمی است و بیشتر به سرپانتین و ایدینگزیت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازهای موجود در این گونه سنگی بدون بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند و با ابعاد ۲ تا ۵ میلی‌متر، تا ۳۰ درصد حجمی سنگ را می‌سازند و بیشتر تحت دگرسانی سائوسریتی قرار گرفته‌اند. کلینوپیروکسن‌ها تا ۱۰ درصد حجمی بازالت‌ها را شامل می‌شوند و ابعاد آنها کمتر از ۴ میلی‌متر است (شکل ۲).

آندزیت بازالتی: این گروه سنگی از درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و گاه آمفیبول و الیون در یک زمینه ریزبلور از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تشکیل یافته است. بافت چیره در این گونه سنگی گلومروپورفیری است و درصد حجمی درشت‌بلورها میان ۴۰ تا ۵۵ درصد حجمی سنگ تغییر می‌یابد. در آندزیت‌های بازالتی، درصد درشت‌بلورهای پیروکسن نزدیک به ۱۰ درصد حجمی سنگ است و بیشتر این درشت‌بلورها به اورالیت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها نیز تا ۴۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. در این گونه سنگی، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز را می‌توان در قالب سه گروه: دارای منطقه‌بندی، بدون منطقه‌بندی و انواع دارای بافت غربالی دید (شکل ۲).

آندزیت: در آندزیت‌ها بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و گاه تراکتیتی دیده می‌شود. این سنگ‌ها از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و گاه کلینوپیروکسن در یک زمینه متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه مقداری کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. درصد حجمی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به ۴۵ تا ۵۵ درصد حجمی سنگ نیز می‌رسد. پلاژیوکلازها به شکل تخته‌ای هستند و بافت‌های غیر تعادلی از جمله غربالی و منطقه‌بندی نوسانی نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۲).

۵- ژئوشیمی

۱-۵. عناصر اصلی

نتایج تجزیه شیمیایی حاصل از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سرچشمه در جدول ۱ ارائه شده است. این سنگ‌ها دارای مقادیر SiO_2 حدود ۴۷ تا ۵۷٪ Al_2O_3 به طور چیره بیش از ۱۷ و MgO کمتر از ۶/۵ درصد وزنی هستند. در نمودار رده‌بندی

ارتباط با عملکرد سیال‌های حاصل از فرورانش است؛ به طوری که Hofman (1997) و Seghedi et al. (2004) بر این باورند که نسبت‌های $Ce/Pb < 20$ و مقادیر بالای Pb در گدازه‌های بازالتی به دلیل ورود سرب به گوشته به وسیله سیال‌های فرورانشی روی می‌دهد. بررسی نمونه‌ها در نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb نشان می‌دهد گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه دارای ماهیت کالک‌آلکان هستند و با گدازه‌های بازالتی جنوب شیلی و نیو هیبرید همانندی زیادی دارند (شکل ۹) و منشأ آنها همانند با منشأ MORB، گوشته‌ای است که پیش‌تر دچار ذوب بخشی شده و در اثر ورود سیال‌های حاصل از صفحه فرورو، متاسوماتیزه و از عناصر LILE غنی شده است (شکل ۹-ب).

۸- نتیجه‌گیری

مجموعه آتشفشانی ائوسن منطقه سرچشمه شامل واحدهای گدازه‌ای و سنگ‌های آذرآواری است؛ واحدهای گدازه‌ای دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت هستند و از درشت‌بلورهای الیون، پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاه آمفیبول تشکیل شده‌اند. ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سرچشمه نیز طیف پیوسته‌ای از بازالت تا آندزیت با ماهیت کالک‌آلکان را نشان می‌دهد. بررسی روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها و همچنین مقادیر پایین MgO، Cr و Ni در بازالت‌های ائوسن سرچشمه نشان می‌دهند که ماگمای مادر این سنگ‌ها نسبت به ماگمای اولیه بازالتی تحول یافته باشد. در ابتدای تفریق بلورین در ماگمای اولیه با جدایش بلورهای الیون و سپس جدایش بلورهای الیون، کلیتاً پیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیک، انواع بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت را به وجود آمده است.

نمودارهای چندعنصره بهنجار شده با MORB در گدازه‌های مافیک ائوسن همانندی زیادی با میانگین بازالت‌های کالک‌آلکان دارند و در عناصر Sr، Ba، Rb و K از گروه LILE نسبت به عناصر HFSE غنی شده‌اند. این غنی‌شدگی در ارتباط با ورود سیال‌های حاصل از صفحه فرورو و تحرک بالای این عنصر است. بی‌هنجاری‌های منفی عناصر با قدرت یونی بالا مانند Ti، Nb و Ta می‌تواند به دلیل ابقای فازهای دارای این عناصر در صفحه فرورونده اقیانوسی و وارد نشدن آنها به گوشته توسط سیال‌ها باشد.

الگوی عناصر خاکی کمیاب نشان می‌دهد عناصر کمیاب نسبت به کندریت غنی‌شدگی دارند و الگوی آنها دارای شیب نزولی ضعیفی است که با غنی‌شدگی عناصر کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب سنگین (HREE) آشکار می‌شود. ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌ها و آندزیت‌های ائوسن سرچشمه از جمله غنی‌شدگی از عناصر Sr، Ba، Rb، K، Th و Pb و تهی‌شدگی از عناصر Ta و Nb و همچنین نمودارهای سنگ‌شناسی حاصل از نسبت‌های Ta/Yb، Nb/Y و Ba/La و نقش سیال‌ها و ترکیب‌های فرورانشی را در متاسوماتیزه کردن گوشته به وجود آورنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه سرچشمه آشکار می‌کند و با در نظر گرفتن نسبت $(La/Yb)_n > 2$ و مقادیر $Yb > 2ppm$ می‌توان گوشته سنگ‌کره‌ای را در ژرفای پایداری اسپینل به عنوان منشأ این سنگ‌ها پیشنهاد کرد. نمودارهای زمین‌ساختی نشان می‌دهند فعالیت آتشفشانی بازالتی- آندزیتی ائوسن سرچشمه در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره (کمان قاره‌ای) همانند آند رخداد داشته است. بنابراین با در نظر گرفتن رویدادهای زمین‌ساختی ایران مرکزی در ابتدای سنوزویک می‌توان گفت با وجود جای‌گیری افولیت‌ها در اواخر کرتاسه، فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس در سنوزویک به زیر میکرو قاره ایران متوقف نشده و فرورانش فعال پوسته اقیانوسی نوتیس در ائوسن و آزادسازی سیال‌های حاصل از پوسته فرورو، شرایط مناسب ذوب را در گوه گوشته فراهم کرده است و سبب بروز آتشفشانی در مناطقی همچون حاشیه ایران مرکزی و تشکیل مجموعه ماگمای ارومیه- دختر شده است.

نسبت Eu/Eu^* در آندزیت‌ها 0.83 ، در آندزیت‌های بازالت‌ها 0.94 و در بازالت‌های 1.03 است. این بی‌هنجاری منفی در ارتباط با تفریق بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک از بازالت‌ها به سوی آندزیت است (Magganas, 2002; Rollinson, 1993).

۶- محیط زمین‌ساختی

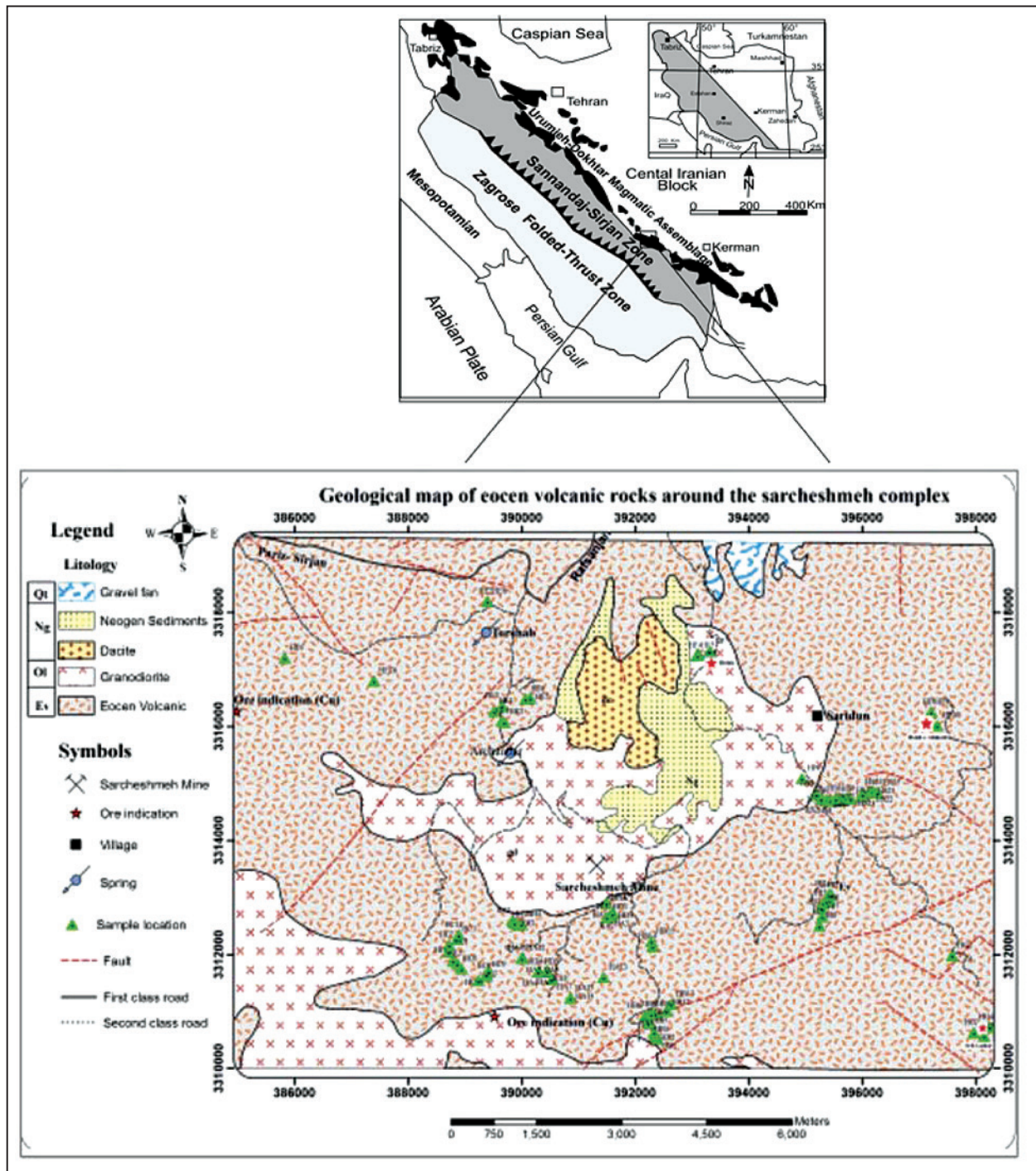
شواهد بسیاری همچون مقادیر پایین TiO_2 و بی‌هنجاری منفی Nb و Ta و همچنین غنی‌شدگی از عناصر LILE نشان می‌دهند بازالت‌ها و آندزیت‌های سرچشمه در یک محیط مرتبط با فرورانش شکل گرفته‌اند. نمودارهای زمین‌ساختی نیز تشکیل این سنگ‌ها را در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی نشان می‌دهد؛ از جمله در نمودار متمایز کننده بازالت‌های درون صفحه‌ای از بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای (Pearce & Gale, 1977) بازالت‌ها و آندزیت‌های ائوسن سرچشمه در محدوده بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای جای می‌گیرند (شکل ۷-الف). در نمودار مثلثی Wood (1980) که بر پایه مقادیر Th، Hf و Ta بنا شده است نیز گدازه‌های مافیک ائوسن منطقه سرچشمه در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی جانمایی می‌شوند (شکل ۷-ب). برای تعیین نوع کمان نیز نمودار Pearce (1983) به کار گرفته شده است. این نمودار که بر پایه Zr در برابر Zr/Y بنا شده است بازالت‌های کمان‌های اقیانوسی (جایی که تنها پوسته اقیانوسی در تشکیل کمان دخالت دارد) و بازالت‌های حاشیه فعال قاره‌ای را از یکدیگر متمایز می‌کند و همان‌گونه که در شکل ۷-پ دیده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند.

۷- منشأ

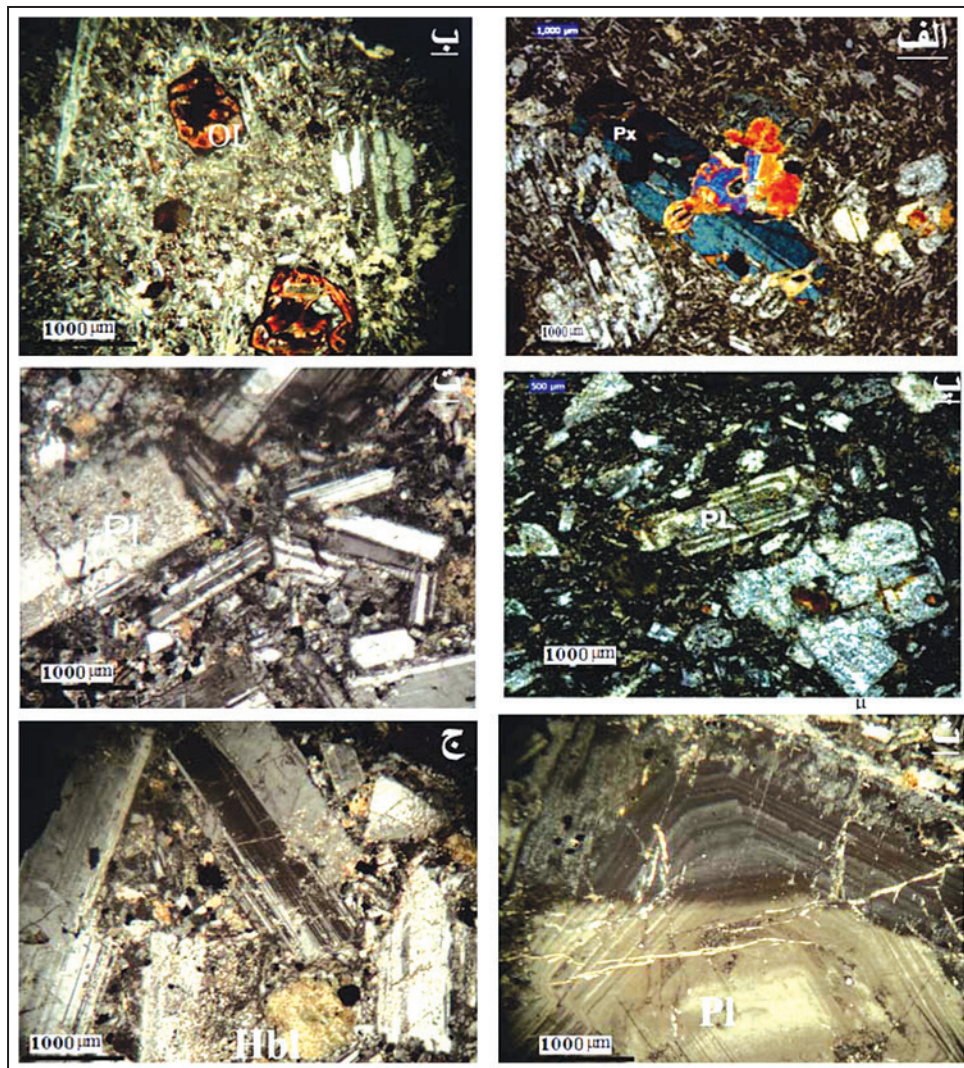
منشأ گدازه‌های بازالتی بیشتر به گوشته نسبت داده می‌شود اما در این میان ویژگی‌های گوشته از یک سو و شرایط ذوب بخشی از سوی دیگر نقش بسزایی در گوناگونی ترکیبی گدازه‌های بازالتی دارد (Hall, 1996). Bradshaw & Smith (1994) و Smith et al. (1999) از مقایسه عناصر HFSE در بازالت‌های با منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای دریافتند بازالت‌های با منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای نسبت Nb/La پایین‌تری در مقایسه با انواع با منشأ سست‌کره‌ای دارند. موقعیت بازالت‌های ائوسن سرچشمه و آندزیت‌های همراه در نمودار Nb/La در برابر La/Yb نیز یک گوشته سنگ‌کره‌ای را برای منشأ این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۸-ب). شیب الگوی عناصر REE بهنجار شده با کندریت و نسبت $(La/Yb)_n < 2$ و همچنین موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های مافیک ائوسن سرچشمه از یک منشأ گوشته‌ای در ژرفای پایداری اسپینل شکل گرفته‌اند و گارنت به عنوان فاز باقیمانده از ذوب در منشأ حضور نداشته است (شکل ۸-الف).

Conrey et al. (1997) و Hildreth & Moorbath (1988) نیز با توجه به سازگار بودن Yb در گارنت بر این باورند که بازالت‌های حاصل از ذوب گوشته در ژرفای پایداری گارنت مقادیر پایین‌تری از Yb دارند و پیشنهاد کردند بازالت‌های دارای $Yb < 2ppm$ از گوشته با ژرفای پایداری گارنت حاصل شده‌اند. مقادیر $Yb > 2ppm$ در بازالت‌های ائوسن سرچشمه و مقادیر بالای عناصر HREE، Y و Sc نیز نبود گارنت به عنوان فاز باقیمانده در منشأ این سنگ‌ها تأکید دارد.

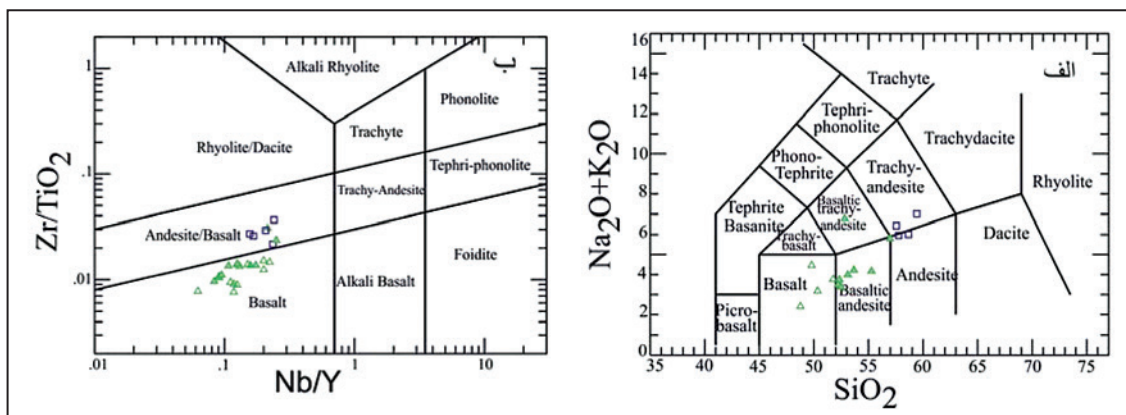
بررسی تغییرات نسبت‌های Ta/Yb، Nb/Y، Th/Y و Ce/Yb در نمونه‌های بازالتی- آندزیتی ائوسن سرچشمه و الگوی REE آنها نشان می‌دهد این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای شبیه به منشأ موب‌ها ولی متاسوماتیزه شده به وجود آمده‌اند. نسبت بالای Ba/La در نمودار Th/Nd در برابر Ba/La نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های حاصل از فرورانش در ماگمای گوشته‌ای به وجود آورنده سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۸-الف) همچنین نسبت پایین Ce/Pb در سنگ‌های ائوسن سرچشمه در



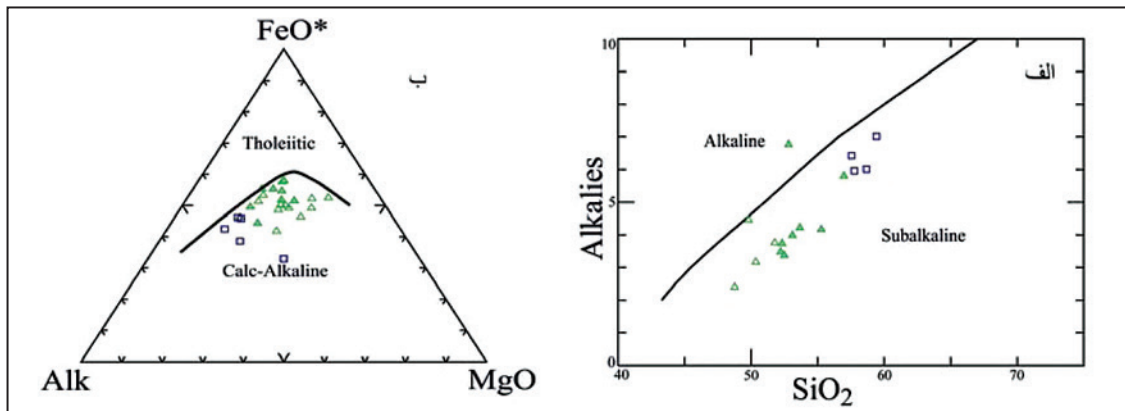
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت نمونه‌ها؛ برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز (Dimitrijevic, 1973).



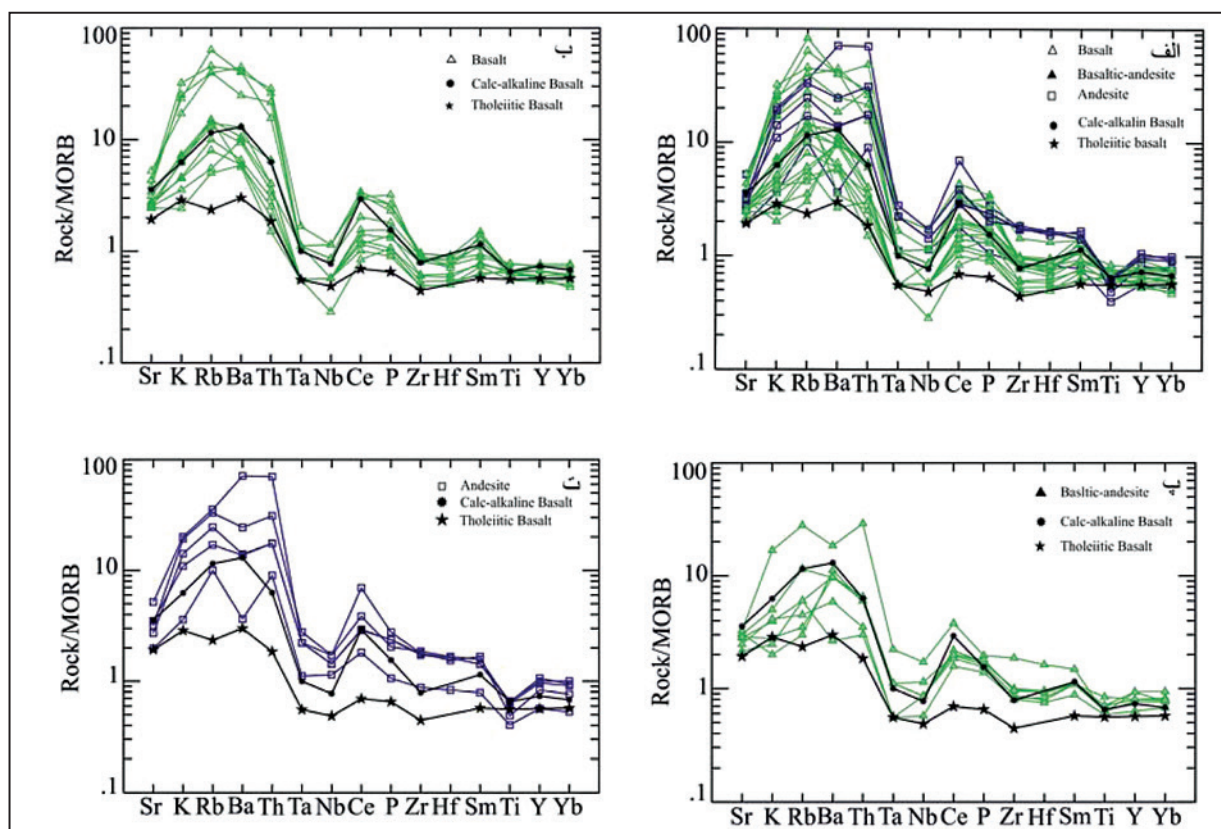
شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سرچشمه، الف و ب) الیون‌های ایدینگزیتی شده به همراه بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در بازالت‌ها؛ پ و ت) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در آندزیت‌های بازالتی؛ ج و ث) بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در آندزیت‌ها.



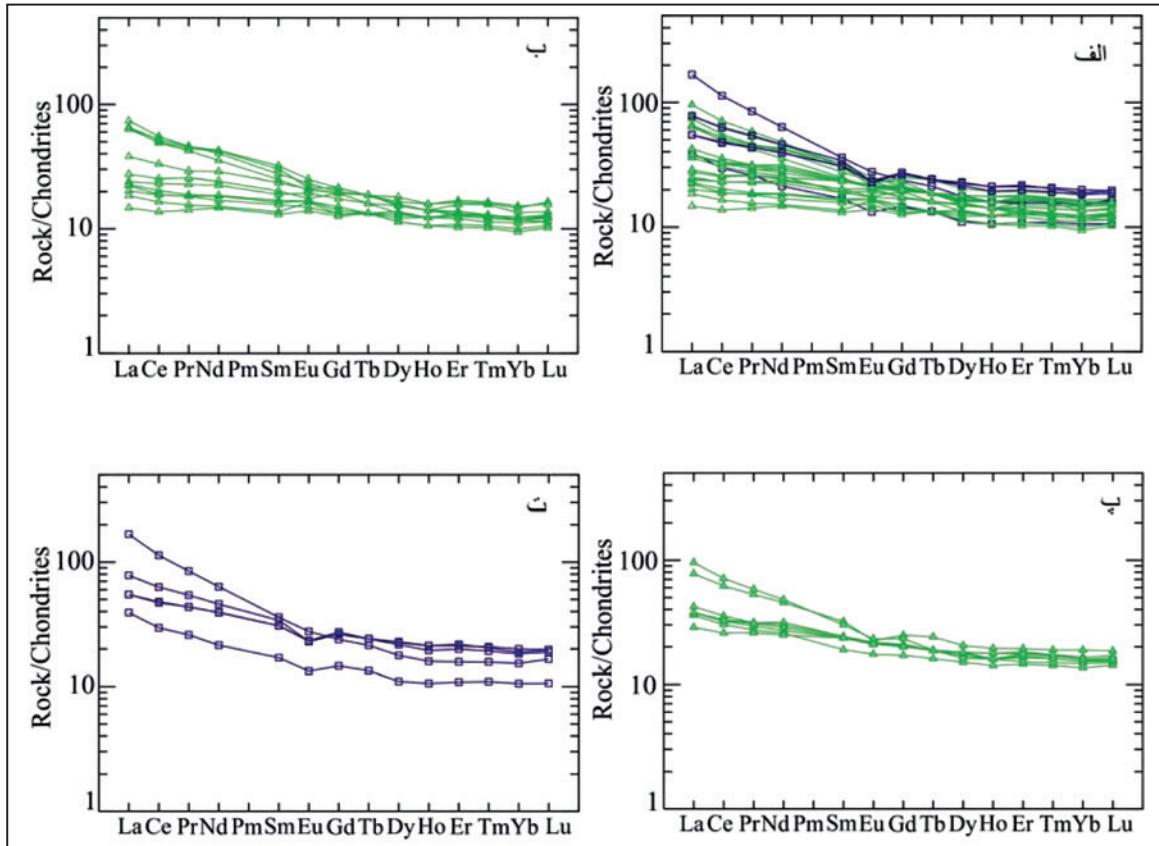
شکل ۳- نام‌گذاری ژئوشیمیایی گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه بر پایه: الف) نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986)؛ ب) نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Pearce, 1996).



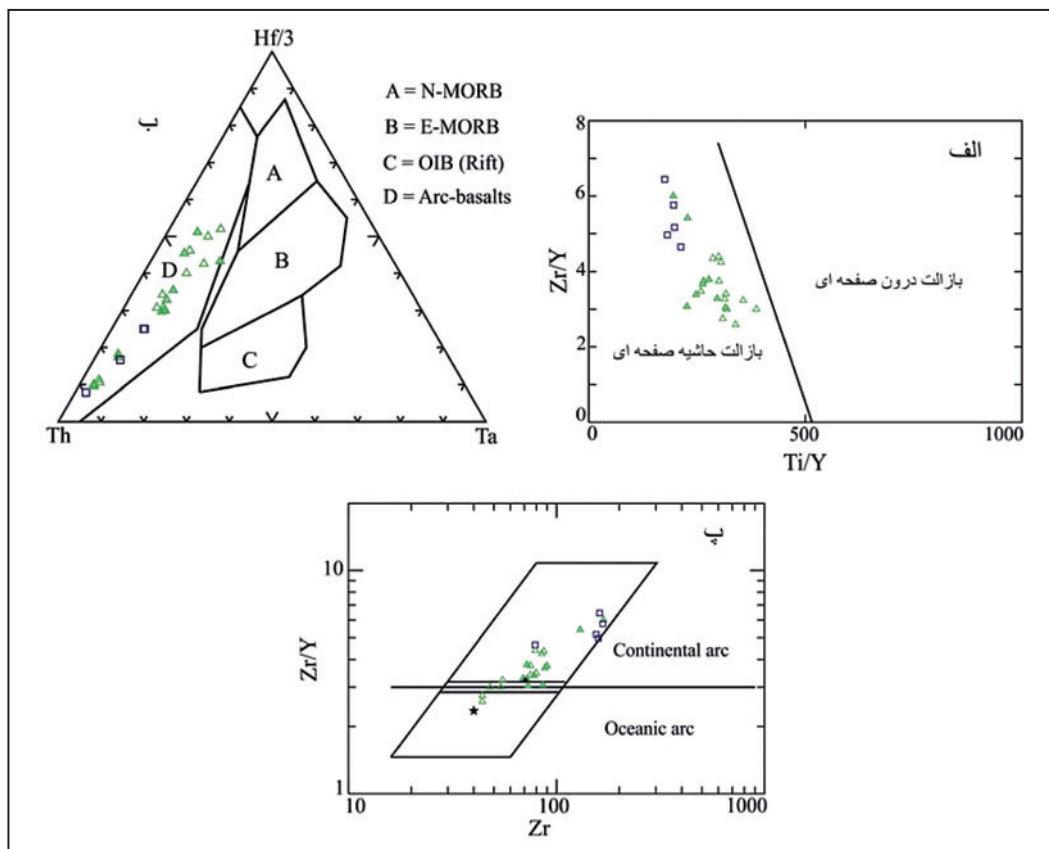
شکل ۴- تعیین ماهیت گدازه‌های مافیک انوسن سرچشمه بر پایه: الف) نمودار (Irvine & Baragar (1971) و ب) نمودار (Kuno (1968).



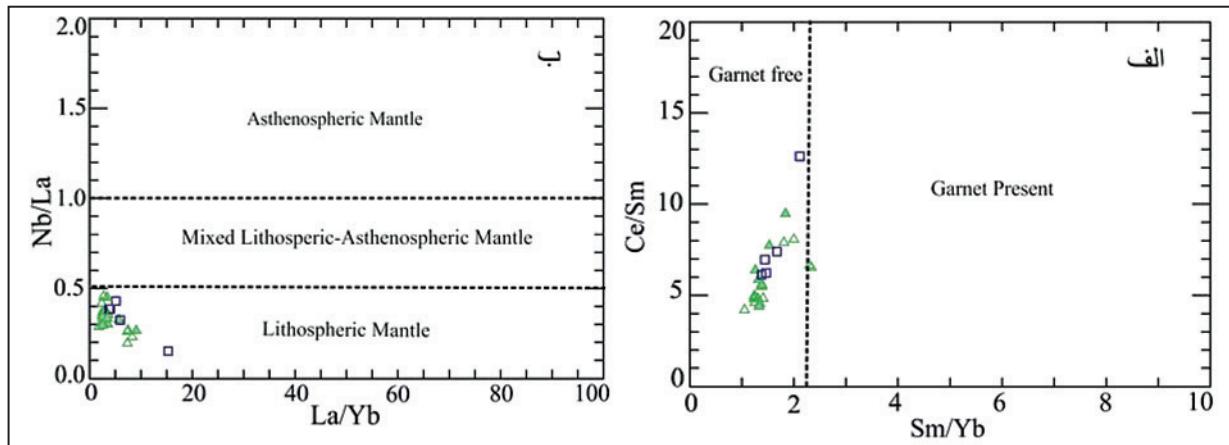
شکل ۵- الگوهای چندعنصره گدازه های مافیک سرچشمه بهنجار شده با MORB و مقایسه آنها با میانگین بازالت‌های کالک‌آلکالن (CAB) و توله‌ایتی (THB)؛ داده‌های MORB از Sun & McDonough (1989) و داده های میانگین CAB و THB از Pearce (1982) است.



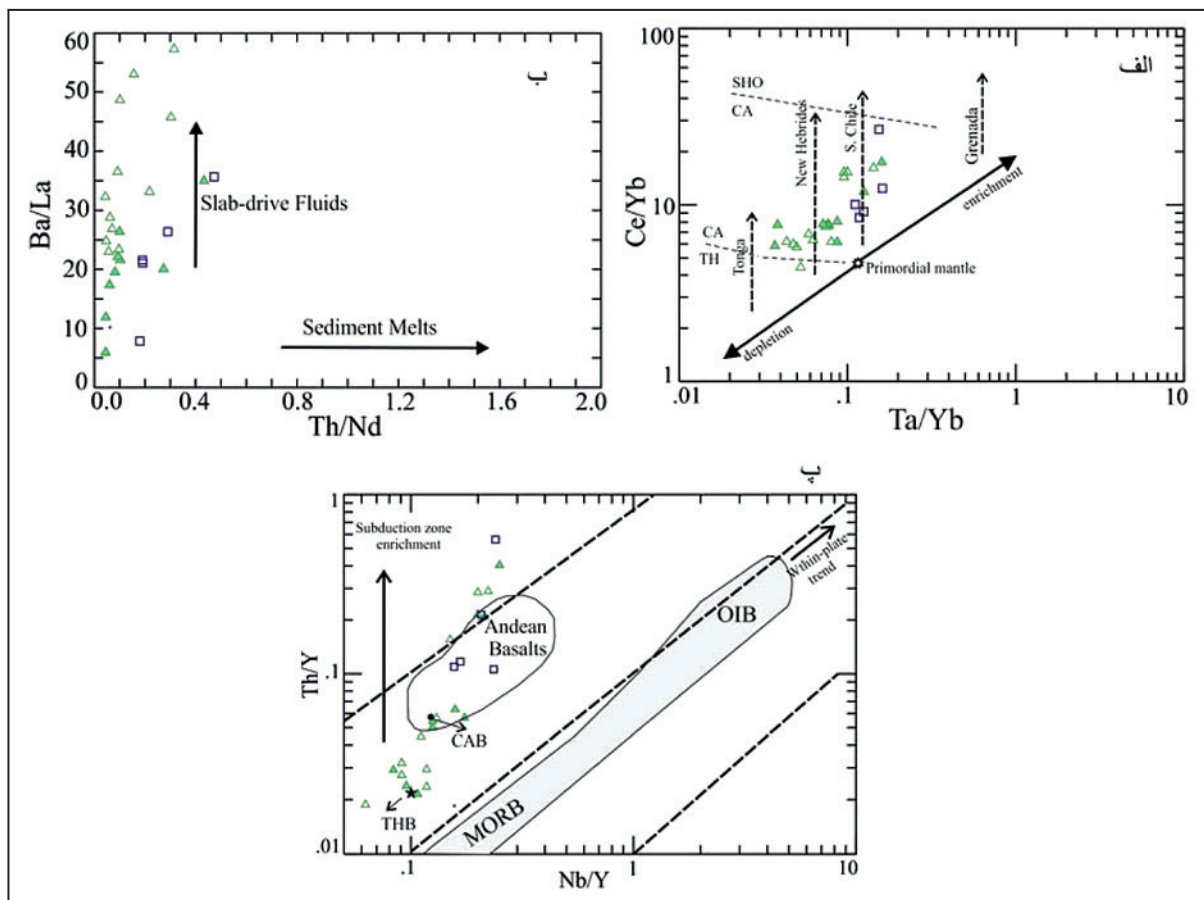
شکل ۶- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت (Sun & McDough (1989).



شکل ۷- جانمایی گدازه‌های مافیک ائوسن سرچشمه در نمودارهای زمین‌ساختی: الف) نمودار متمایز کننده بازالت‌های درون صفحه‌ای از دیگر بازالت‌ها (Pearce & Gale (1977)؛ ب) نمودار مثلثی Th, Hf, Ta و (Wood, 1980)؛ ج) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce, 1983).



شکل ۸- بررسی کانی‌شناسی و ژرفای منشأ بر پایه نمودار: الف) Coban (2007)؛ ب) Bradshaw & Smith (1994).



شکل ۹- موقعیت گدازه‌های مافیک انوسن سرچشمه در نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb و مقایسه با بازالت‌های جنوب شیلی و ... (Pearce, 1982)؛ ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Th/Nd در برابر Ba/La؛ پ) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Nb/Y در برابر Th/Y و مقایسه آنها با بازالت‌های آند (Sen, 2004).

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی (% wt) و فرعی (ppm) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه سرچشمه که به ترتیب به روش XR و ICP-MS به دست آمده‌اند.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sample	HS- 6	HS- 16	HS- 17	HS- 18	HS- 21	HS- 22	HS- 23	HS- 24	HS- 25	HB- 4	HB- 5	HB- 11	HB- 14
SiO ₂	57.27	51.61	53.14	48.8	47.21	48.06	49.25	51.84	51.81	47.96	48.82	49.58	48.69
Al ₂ O ₃	14.01	18.95	17.49	18	18.27	19.78	18.85	18.02	18.57	16.48	16.85	16.54	17.19
Fe ₂ O ₃	6.03	8.75	8.7	9.77	9.87	8.75	8.39	9.35	9.52	9.34	9.24	9.87	9.42
MnO	0.165	0.154	0.169	0.181	0.169	0.158	0.16	0.159	0.159	0.127	0.137	0.177	0.211
MgO	5.87	2.59	3.82	5.58	6.34	4.06	2.85	3.23	3.74	5.83	5.96	6.24	4.53
CaO	7.68	9.82	7.77	10.48	11.6	10.48	9.19	8.7	8.62	6.94	7.8	8.64	7.7
Na ₂ O	5.34	3.51	3.72	2.56	1.98	3.3	3.79	3.51	3.48	2.07	3.47	2.96	4.39
K ₂ O	0.53	0.73	0.29	0.51	0.35	1	1.03	0.57	0.41	4.53	0.88	0.64	0.65
TiO ₂	0.59	0.925	0.846	0.929	0.932	0.797	0.942	1.018	1.035	0.964	0.974	0.969	1.084
P ₂ O ₅	0.13	0.19	0.18	0.13	0.11	0.12	0.21	0.2	0.2	0.26	0.12	0.16	0.15
LOI	2.82	3.61	2.38	2.14	2.44	2.23	4.52	1.97	2.54	4.15	4.36	2.83	4.72
Sc	18	26	24	34	36	27	25	27	27	30	33	34	30
Be	< 1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	1	1	1	< 1	< 1	< 1
V	141	218	206	276	297	241	220	252	253	276	286	271	295
Ba	73	192	224	197	118	258	210	197	195	822	113	119	131
Sr	236	362	369	302	293	410	374	337	343	519	324	334	312
Y	17	23	19	18	17	16	23	24	24	20	16	17	22
Zr	79	78	72	54	44	44	80	88	90	85	48	55	72
Cr	250	< 20	30	60	100	30	20	< 20	20	120	80	60	40
Co	22	19	25	32	36	25	20	21	21	30	30	33	26
Ni	130	< 20	< 20	30	40	< 20	< 20	< 20	< 20	40	40	40	< 20
Cu	< 10	50	30	120	100	50	20	280	20	120	40	90	20
Zn	110	150	130	90	90	90	180	110	130	70	50	80	140
Ga	13	19	19	18	17	18	19	19	19	17	17	17	18
Ge	1	1	2	2	2	2	1	2	2	1	2	2	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	12	6	< 5	< 5
Rb	20	23	6	11	10	28	30	12	7	91	30	16	20
Nb	4	4	3	2	2	2	3	3	3	3	1	2	2
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	< 1	1	1	< 1	< 1	< 1	1	1	1	1	< 1	< 1	1
Sb	0.9	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	< 0.5	0.5	0.7	0.7	< 0.5	0.6
Cs	< 0.5	0.8	< 0.5	0.5	0.8	1.2	1	0.7	0.5	3.3	4	3.5	5.7
La	9.3	8.9	8.5	5.4	4.4	5.3	9	8.9	10	15.5	3.5	4.8	5.7
Ce	18.1	19.7	18.5	12.5	10.1	11.6	20.2	20.3	21.7	32	8.4	11.5	14.2
Pr	2.46	2.79	2.6	1.79	1.48	1.74	2.76	2.98	2.96	4.34	1.35	1.75	2.17
Nd	10	12.6	12	8.7	7.1	7.9	13.4	14	14.7	19.9	6.9	8.6	10.5
Sm	2.6	3.6	2.9	2.6	2.1	2.4	3.6	3.7	3.7	4.9	2	2.5	2.9
Eu	0.77	1.23	1.01	0.97	0.95	0.87	1.22	1.26	1.23	1.45	0.81	0.97	1.13
Gd	3	4.2	3.5	3.1	2.7	2.7	4	4.3	4.2	4.4	2.6	2.9	3.6
Tb	0.5	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.6
Dy	2.8	4.3	3.8	3.5	2.9	2.9	4.6	4.6	4.6	3.9	3.1	3.3	3.9
Ho	0.6	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.9	0.9	1	0.8	0.7	0.7	0.8
Er	1.8	2.7	2.4	2.2	1.7	1.8	2.8	2.9	3	2.2	2	2.1	2.6
Tm	0.28	0.41	0.36	0.33	0.26	0.27	0.42	0.43	0.44	0.32	0.29	0.33	0.4
Yb	1.8	2.6	2.3	2.1	1.6	1.7	2.6	2.7	2.8	2.1	1.9	2	2.3

ادامه جدول ۱

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sample	HS- 6	HS- 16	HS- 17	HS- 18	HS- 21	HS- 22	HS- 23	HS- 24	HS- 25	HB- 4	HB- 5	HB- 11	HB- 14
Lu	0.27	0.41	0.36	0.31	0.26	0.27	0.4	0.41	0.43	0.31	0.29	0.31	0.35
Hf	2	1.9	1.8	1.4	1.2	1.2	2	2.2	2.3	2.2	1.3	1.5	1.8
Ta	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
W	< 1	1	< 1	1	< 1	1	2	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1
Tl	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	< 0.1	0.6	0.3	0.2	0.3
Pb	7	7	< 5	< 5	< 5	6	8	11	5	7	< 5	< 5	8
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	1.8	1.3	1.2	0.8	0.5	0.8	1.3	1.3	1.2	3.1	0.3	0.4	0.6
U	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	1.1	0.1	0.1	0.2

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Sample	HB- 15	HE- 3	HE- 6	HE- 7	HE- 9	HE- 10	HI- 1	HI- 2	HI- 7	HH- 1	HH- 4	HA- 10	HF- 10
SiO ₂	49.86	58.18	56.14	49	51.17	46.79	56.7	46.43	56.5	51.5	51.06	51.6	55.59
Al ₂ O ₃	17.66	16.96	16.71	17.36	17.24	16.4	18.06	16.83	17.4	20.14	18.62	18.19	17.14
Fe ₂ O ₃ (T)	10.35	7.07	8.81	10.88	8.88	8.76	7.45	10.56	7.97	9.44	8.06	10.55	6.96
MnO	0.211	0.17	0.152	0.109	0.148	0.193	0.156	0.204	0.16	0.1	0.177	0.174	0.136
MgO	5.06	2.25	2.9	3.6	4.09	2.92	2.58	5.51	2.57	3.3	4.06	3.72	3.42
CaO	6.37	5.36	6.98	9.94	7.49	9.48	6.11	8.5	6.04	9.52	10.75	9.26	4.35
Na ₂ O	3.97	3.91	3.23	2.17	2.49	3.35	4.24	2.59	4.23	2.67	2.92	3.08	4.36
K ₂ O	0.94	2.96	2.48	3.41	4.07	3.49	1.61	2.42	2.08	0.76	0.36	0.61	2.76
TiO ₂	1.113	0.717	0.899	0.935	0.885	0.834	0.975	0.947	0.953	1.026	1.031	1.247	0.91
P ₂ O ₅	0.18	0.33	0.24	0.31	0.41	0.3	0.28	0.37	0.28	0.16	0.21	0.17	0.24
LOI	3.44	1.48	2.38	2.99	2.74	8.36	2.54	6.55	2.62	1.46	2.57	1.29	4.29
Sc	33	13	23	31	23	24	22	34	23	25	27	32	23
Be	< 1	2	1	3	3	2	1	2	1	< 1	1	< 1	2
V	291	105	187	288	229	230	162	299	165	245	277	337	169
Ba	187	1419	369	800	794	888	274	497	280	70	53	118	488
Sr	290	623	392	522	519	456	421	628	326	305	257	297	383
Y	22	25	28	20	24	18	30	20	32	21	28	24	29
Zr	75	161	168	87	130	79	155	75	159	69	86	73	167
Cr	40	30	40	40	40	40	< 20	40	< 20	30	30	30	40
Co	31	12	18	30	25	18	17	34	17	20	29	25	20
Ni	< 20	< 20	< 20	20	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	20	30	< 10	50	270	< 10	70	160	70	40	90	30	10
Zn	130	80	120	90	80	60	100	80	80	30	80	90	130
Ga	18	17	18	17	19	14	19	17	19	19	19	19	16
Ge	1	2	2	2	2	1	1	1	1	1	2	2	2
As	< 5	< 5	6	6	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	26	71	56	127	165	79	34	80	49	43	12	9	66
Nb	2	6	6	4	6	4	5	4	5	2	3	2	6
Mo	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2
Ag	< 0.5	0.8	0.7	< 0.5	0.5	< 0.5	0.7	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.8
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	1	2	1	2	1	1	2	2	2	1	2	1	2
Sb	< 0.5	< 0.5	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.5	0.7	0.5	0.9	< 0.5	1.1
Cs	3.2	1.2	2.5	1.8	3.7	3.2	1.3	3.2	3.4	2.2	3.6	1.2	1.8
La	6.5	39.8	18.4	17.5	22.7	15.5	13	15	13	5.9	9	6.8	18.5
Ce	15.4	69.4	37.9	33.9	43.5	30	28.8	30.5	29.3	14.1	20	15.8	38.5

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Sample	HB- 15	HE- 3	HE- 6	HE- 7	HE- 9	HE- 10	HI- 1	HI- 2	HI- 7	HH- 1	HH- 4	HA- 10	HF- 10
Pr	2.43	8.05	5.02	4.37	5.53	4.01	4.14	4.19	4.13	2.2	2.92	2.46	5.15
Nd	11.3	29.6	21.2	18.8	22.4	16.5	18.3	19.7	18.4	11	13.4	11.6	21.4
Sm	3.1	5.5	4.9	4.2	4.6	3.8	4.7	4.6	4.7	3.1	3.6	3.6	5.2
Eu	1.02	1.6	1.3	1.35	1.34	1.2	1.34	1.25	1.35	1.18	1.21	1.22	1.33
Gd	4	4.9	5.1	4.1	4.8	4	5.4	4.4	5.6	3.6	4.3	4.1	5.4
Tb	0.7	0.8	0.9	0.7	0.7	0.6	0.9	0.7	0.9	0.6	0.7	0.7	0.9
Dy	4.2	4.5	5.2	4	4.1	3.4	5.7	3.9	5.8	3.9	4.5	4.6	5.5
Ho	0.9	0.9	1.1	0.8	0.9	0.7	1.2	0.8	1.2	0.8	0.9	1	1.1
Er	2.7	2.6	3.2	2.3	2.5	2.2	3.5	2.1	3.6	2.4	2.8	2.9	3.3
Tm	0.41	0.4	0.48	0.33	0.38	0.32	0.53	0.31	0.52	0.36	0.41	0.44	0.49
Yb	2.5	2.6	3.2	2.1	2.5	2.1	3.4	2	3.2	2.3	2.6	2.7	3.1
Lu	0.42	0.42	0.47	0.33	0.38	0.32	0.5	0.29	0.5	0.35	0.39	0.4	0.48
Hf	2	3.7	3.9	2.1	3.2	1.8	3.9	1.7	3.9	1.6	2.2	2	4
Ta	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.4	0.2	0.4	0.2	0.1	0.1	0.5
W	< 1	1	1	2	3	1	1	2	< 1	2	< 1	< 1	2
Tl	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.2	0.5	0.4	1	0.3	0.2	0.3
Pb	< 5	21	7	17	18	18	14	9	< 5	< 5	6	< 5	13
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.9	1.7	< 0.4	< 0.4
Th	0.7	14	5.8	5.7	9.7	5.2	3.5	4.3	3.5	0.5	0.6	0.7	6.2
U	0.2	2.5	1.7	2.2	3.9	1.9	1.2	2.3	1.1	0.2	0.2	0.2	1.8

کتابنگاری

- حسینی، س. ض.، ۱۳۸۸- کانی شناسی، ژئوشیمی و تحولات پتروژنتیکی ولکانیسم پس از تصادم پلیستوسن، شمال- شمال شرق شهربابک، پایان نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۵۰ ص.
- حسینی، م.، ۱۳۹۴- پتروگرافی، ژئوشیمی و خاستگاه تکنونیک سنگ‌های آتشفشانی اوسن اطراف توده معدنی سرچشمه کرمان و ارتباط آن با کانی‌زایی مس، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه پیام نور، ۱۶۸ ص.
- ملکی، ل.، ۱۳۸۸- پترولوژی و آتشفشان‌شناسی مجموعه هزار جنوب شرق راین، کرمان، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۸۰ ص.

References

- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, American journal of science, v. 304, p. 1-20.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Can. J. Earth Sci., 18: 210-265.
- Bradshaw, T. K. & Smith, E. I., 1994- Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. Journal of Volcaology and Geothermal Research 63, 165-82.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension- related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia, Earth-Sci. Reviews, 80: 219-238.
- Conrey, R. M., Sherrod, D. R., Hooper, P. R. & Sawanson, D. A., 1997- Diverse primitive magmas in cascade arc. Northern Oregon Southern Washington, Can. minerl. 35: 367-396.
- Dampare, S. B., Shibata, T., Asiedu, D. K., Osae, S. & Banoeng-Yakubo, B., 2008- Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implication. Percambrian Res., 162: 403-423.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman Region. G.S.A., Rep. No. Yu/52.
- Hall, A., 1996- Igneous petrology. Second edition, Longman, London, 537 pp.
- Hildreth, W. & Moorbath, S., 1988- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: Contrib. Mineral. Petrol., 98: 455-489.

- Hofmann, A. W., 1997- Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8: 523-548.
- Kuno, H., 1968- Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H., Poldervaart, A. (eds.), *Basalts*, Vol. 2. John Wiley and Sons, pp. 623-668.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W. & Streckeisen, R., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R. W., 1976- Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classification, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 181-9.
- Magganas, A. C., 2002- Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos* 65: 165-182.
- Pearce, J. A. & Gale, G. H., 1977- Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7: 14-24.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C. J., & Norry, M. J., (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva, 230-249.
- Pearce, J. A., 1996- A user's guide to basalt discrimination diagrams. In trace element geochemistry of volcanic rocks applications for massive sulfide exploration. *Geol. Assoc. Canada short course notes* 12: 79-113.
- Rollinson, H., 1993- *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*: Harlow, Longman, UK.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakacs, A., Mason, P. R. D., Thirlwall, M. F., Rosu, E., Pecskey, Z., Marton, E. & Panaiotu, C., 2004- Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72:117-146.
- Sen, P. A., Temel, A. & Gourgaud, A., 2004- Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism :a case study of central and eastern Anatolia. *Geology Mag.*, 141, 81-98.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. & Wang, K., 1999- Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107: 433-448.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., (Eds.), *magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, 42: 313-345.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 11-30.