مجله زمین‌شناسی اقتصادی
سال ۱۳۹۱، شماره ۲، (جلد ۴)
صفحه ۱۷۱ تا ۱۹۸

Journal of Economic Geology
2012- 2013, No. 2 (Vol. 4)
ISSN 2008-7306
Archive of SID

مروری بر ژئوشیمی و ایزوتوپ Rb/Sr و Sm/Nd توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی و ترشیاری: دیدگاهی نوین بر تکتونو- ماگماتیسم و کانی‌سازی این دوره زمانی ایران

محمدعلی جزی*، محمدحسن کریم‌پور، آزاده ملک‌زاده شفارودی

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۲/۲۱، پذیرش: ۱۳۹۱/۵/۹

چکیده

در دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی یکی از شدیدترین رخدادهای ماگماتیسم در ایران رخ داده است. از جمله توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی این دوره می‌توان به توده یا کمپلکس‌های نفوذی الیگودرز، الوند، آستانه، بروجرد، ملایر و چاه دزدان در زون سنندج- سیرجان، شیرکوه و آیرکان در زون ایران مرکزی و شاه کوه، سرخ کوه و کلاته آهنی در بلوک لوت اشاره کرد. اغلب این توده‌های نفوذی از نوع پرآلومینوس بوده و در سری کالک آلکالن پتاسیم بالا جای می‌گیرند. نسبت CaO/Na_2O (۰/۱۲-۸/۳۷) منشأ فقیر از رس را برای تولید ماگمای بیشترینهٔ این توده‌های نفوذی پیشنهاد می‌دارد. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شدگی چندانی نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) ندارند و الگوی نسبتاً مسطحی را نشان می‌دهند. همچنین در این نمودار عنصر Eu آنومالی منفی دارد که نشان‌دهنده شرایط احیایی تشکیل ماگما و یا منشأ گرفتن آن از عمق پایداری پلاژیوکلاز است. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای غنی شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K, Cs, Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La, Ce) و کاهیدگی عناصر Ba,Nb,Ta,Sr,Ti را نشان می‌دهد. مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ این توده‌ها بین ۰/۷۰۶۰۹ تا ۰/۷۱۹۳۸ و مقدار اولیه εNd آن منفی و بین ۶/۵۱- تا ۱/۱- در تغییر است که نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگما از پوسته قاره‌ای است. شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این توده‌های نفوذی را با منشأ پوسته قاره‌ای، تیپ S و حاصل از برخورد قاره‌ها معرفی می‌نماید. شواهد زمین‌شناسی همچون توقف در رسوب‌گذاری، دگرگونی ناحیه‌ای، جای‌گیری افیولیت و نیز کانه‌زایی مرتبط با زون برخورد قاره‌ها، تأییدی بر برخورد بین دو صفحه ایران و عربی در دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی است.

واژه‌های کلیدی: ژوراسیک میانی، گرانیتوئید تیپ S، ژئوشیمی و ایزوتوپ، برخورد قاره‌ای.

مقدمه

گرانیتوئیدها فراوانترین سنگهای آذرین درونی پوسته قاره‌ای هستند که به صورت باتولیت و استوک یافت می‌شوند. این سنگها تنوع وسیعی نشان می‌دهند ولی به‌طور کلی به چهار تیپ I, S, A, M تقسیم می‌شوند (جدول ۱). مقدار نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ در گرانیتوئیدهای نوع I پایین و بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۸ است. این مقدار منشأ گرفتن از یک منبع مافیک یکنواخت مانند جبه را تأیید می‌کند. نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ در نوع S با منشأ متاسدیمنت‌های پلیتی پوسته‌ای بالای ۰/۷۰۸ می‌باشد. به‌طور کلی تیپ‌های اصلی گرانیتوئیدها به طور تصادفی در محیطهای ژئودینامیکی مختلف گسترده نشده‌اند و شواهد روشنی از رابطه بین تیپ‌های گرانیتوئیدی و محیطهای ژئودینامیکی وجود دارد [۱]. در این مقاله خصوصیات ژئوشیمیایی- ایزوتوپی و منشأ توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ایران در زمان ژوراسیک میانی همچون توده‌های نفوذی الیگودرز، الوند، آستانه، بروجرد، ملایر و چاه دزدان در زون سنندج- سیرجان، شیرکوه و آیرکان در زون ایران مرکزی و شاه کوه، سرخ کوه و کلاته آهنی در بلوک لوت بررسی شده و با برخی دیگر از توده‌های مربوط به زمان قبل و بعد از این زمان که موقعیت تکتونیکی آن مشخص شده، مقایسه گردیده است. موقعیت توده‌های نفوذی مورد بحث در شکل شماره (۱) نشان داده شده است. از نتایج به‌دست آمده و نیز دیگر شواهد زمین‌شناسی، مدل تکتونیکی منطبق برای این زمان پیشنهاد شده است.

*مسؤول مکاتبات: jazi.mohamad@gmail.com

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱. خصوصیات انواع گرانیتوئیدها [۲] .

نوع گرانیتوئید	نوع I	نوع S	نوع M	نوع A
موقعیت تکتونیکی	زون فرورانش- زون تصادم قاره‌ها (کوه‌زایی)	زون تصادم قاره‌ها (کوه‌زایی)	زون گسترش همراه با افیولیت‌ها	نقاط داغ و ریفت درون قاره‌ای (غیر کوه‌زایی)
ژئوشیمی	نسبت K/Na کم Ca بالا حالت اکسیدان	نسبت K/Na بالا Ca و Na کم میزان Al بالا حالت احیایی	نسبت K/Na کم Ca و Na بالا حالت اکسیدان	غنی از k، Na، F و Zr Ca کم نسبت Mg/Fe بالا میزان Al کم
$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$	۱/۱ تا ۰/۵	>۱/۱	≤ ۰/۶	۱/۱ تا ۰/۹
منشأ ماگما	ماگمای کالک‌آلکالن	ذوب بخشی سنگهای پوسته قاره‌ای	تفریق ماگمای زون گسترش	ذوب بخشی سنگهای پوسته قاره‌ای

تاریخچه تکتونیکی

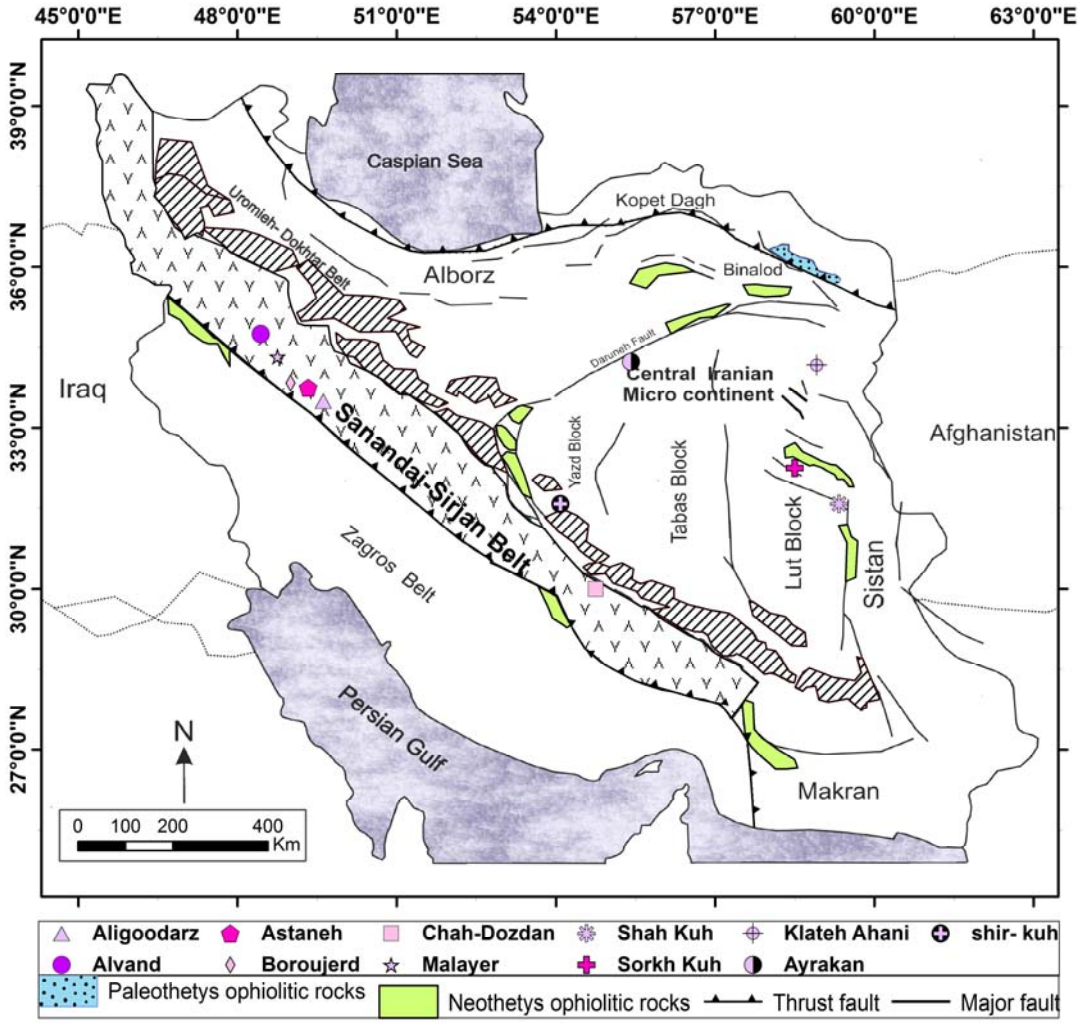
در طول پالئوزوئیک صفحه ایران و عربی به صورت یک واحد به‌هم چسبیده و منسجم بوده است. اوایل پالئوزوئیک صفحه ایران-عربی از صفحه توران جدا شده و اقیانوس پالئوتتیس شکل گرفته است. در زمان پالئوزوئیک بالایی صفحه ایران شروع به فاصله گرفتن از صفحه عربی کرده و در نتیجه اقیانوس نئوتتیس شروع به باز شدن کرده و همزمان اقیانوس پالئوتتیس شروع به بسته شدن نموده است. فرورانش اقیانوس پالئوتتیس به زیر صفحه توران موجب تشکیل کمربند ولکانیکی-پلوتونیکی در منطقه توران شده است (ذخایر مس- طلای پورفیری). در اثر حرکات روبه شمال، صفحه ایران و صفحه توران با یکدیگر برخوردکرده‌اند و در پایان تریاس بالایی، بسته شدن پالئوتتیس (به طور کامل اتفاق افتاده است) در ایران کامل شده بوده است [۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸]. باز شدگی ریفت و تولد اقیانوس نئوتتیس در زمان پرمین- تریاس بوده است، به‌طوری که از زمان تریاس پایانی به بعد، زمین‌شناسی دو طرف گسل اصلی زاگرس با یکدیگر تفاوت دارد [۹]. زمان شروع فرورانش در نئوتتیس مورد بحث است و توسط پژوهشگران مختلف زمانهایی مانند تریاس بالایی تا ژوراسیک ابتدایی یا ژوراسیک پایانی برای آن در نظر گرفته شده است [۱۰، ۱۱، ۱۲]. با توجه به محدود بودن سنگهای ماگمایی کالک الکالن زمان تریاس در زون سنندج- سیرجان [۱۵]، می‌توان زمان تریاس پایانی را برای شروع فرورانش پیشنهاد داد [۹]. زمان برخورد نهایی بین صفحات دو طرف نئوتتیس و از بین رفتن کامل این اقیانوس نیز از جمله مسائل مبهم در تکتونیک صفحه‌ای ایران است، به‌طوری که زمانهای ارائه شده برای این رخداد بازه زمانی از کرتاسه بالایی [۱۱] تا میوسن [۱۵] را در بر می‌گیرد و حتی توسط برخی از پژوهشگران زمان ارائه شده برای برخورد، پلیوسن است [۱۶]، با این حال شواهد نشان می‌دهد که برخورد اولیه و ابتدایی در ائوسن بالایی تا الیگوسن رخ داده است [۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰]. تاریخچه تکتونیکی بلوک لوت تا حدودی به ایران مرکزی شباهت دارد. این بلوک در اثر ریفتینگ در طی باز شدن نئوتتیس در زمان پرمین از قسمت شمالی گندوانا منشأ گرفته است [۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴]. در زمان تریاس بالایی بلوک لوت در نهایت به قاره اوراسیا اضافه شده است [۲۵، ۲۶]. در مقایسه با موقعیت کنونی، احتمالاً در طول ترشیاری، بلوک لوت یک چرخش ۳۰-۹۰ درجه در جهت عکس عقربه‌های ساعت را در اثر برخورد (هند و افغانستان) با اوراسیا متحمل شده است [۲۷]، از این رو مرز شرقی کنونی بلوک لوت می‌تواند نشانگر مرز جنوبی این بلوک در زمان مزوزوئیک باشد که به موازات حاشیه فعّال قرار داشته و اقیانوس نئوتتیس به زیر آن فرورانش می‌نموده است [۲۸].

زمین شناسی عمومی

سرزمین ایران توسط محققان مختلفی از نظررسوبی- ساختاری تقسیم‌بندی شده است. صفحه ایران شامل چندین واحد ساختاری است که به وسیله مرزهای گسلهای اصلی، تاریخچه دگرگونی و یا زمین درز با خصوصیات اقیانوسی تعیین شده‌اند [۲۹]. توده‌های ژوراسیک میانی مورد نظر در این بررسی در چند زون ساختاری قرار می‌گیرند که عمدتاً در زون سنندج-سیرجان و به تعداد کمتر در زون ایران مرکزی و بلوک لوت می‌باشند.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۱. پراکندگی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی مورد بررسی، شکل اولیه با تغییرات از [۱۱، ۱۳، ۱۴].

زون سنندج- سیرجان به صورت کمربند دگرگونی- پلوتونیکی دارای ۱۵۰۰ کیلومتر طول و عرض میانگین ۱۵۰ کیلومتر با امتداد NW-SE به موازات سیستم چین- تراست زاگرس قرار دارد. در اغلب دوران پالئوزوئیک زون سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و زاگرس تاریخچه مشابهی دارند و همگی قسمتی از گندوانا بوده‌اند [۳۰]. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک توالی رسوبی، دگرشیبیهای اصلی و چارچوب ساختاری زون سنندج- سیرجان شباهت زیادی با ایران مرکزی داشته و دارای مغایرت اساسی با زاگرس است [۳۱]. زون سنندج- سیرجان به عنوان واحد سنگی شناخته می‌شود که در طول عمر خود متحمل چندین فاز دگرشکلی، دگرگونی و ماگماتیسم شده است [۱۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳]. سنگهای دگرگونی در این زون شامل انواع شیست، مرمر و ماسه سنگ دگرگون شده با خاستگاه رسوبی، ولکانیک و نیز گنایس‌های گرانیتی می‌باشد. درجه دگرگونی از زیر شیست سبز تا آمفیبولیت بوده ولی درجه دگرگونی غالب شیست سبز است [۲۹].توده‌های نفوذی زیادی در این زون قرار گرفته که می‌توانند به صورت مجزا یا به طور معمول‌تر در حالت توده‌های مرکب یا کمپلکس دیده شوند. در نوع کمپلکس دو یا چندین توده نفوذی در مراحل و در زمانهای متفاوت در این زون نفوذ کرده‌اند. اندازه توده‌ها از کوچک و اندازه کمتر از ۱ کیلومتر مربع تا باتولیت‌های با چند صد کیلومتر مربع دیده می‌شوند. غالب توده‌ها در جهت NW-SE و به موازات روند ساختاری اصلی زاگرس قرار گرفته‌اند. از نظر سنی توده‌های گرانیتوئید از زمان نئوپروتروزوئیک تا ائوسن در این زون یافت شده است، با این حال اغلب توده‌های نفوذی به زمان ژوراسیک- پالئوسن نسبت داده شده‌اند. واحدهای چینه‌شناسی زون سنندج- سیرجان به جز در توالی دریایی تا قاره‌ای تریاس میانی- لیاس پایینی غالباً

www.SID.ir

Archive of SID

فاقد سنگهای ولکانیکی اند [۳۰] .بلوک لوت یکی از واحدهای اصلی تکتونو- استراتی‌گرافی در شرق ایران است که شواهد سکویی از نظر رسوب‌گذاری در تمام دوره پالئوزوئیک نشان می‌دهد. به سبب حرکات کوه‌زایی شدید در طول مزوزوئیک و ترشیاری، فرآیند شکستن و جدا شدگی در این پلت فرم رخ داده است که منجر به فعالیت مجدد خطواره‌هایی شده که ایران مرکزی را به بلوک‌های موزائیک شکلی تبدیل کرده است [۳۴]. این بلوک متشکل از سنگهای دگرگون شده قبل از ژوراسیک و رسوبات ژوراسیک بوده که به وسیله نسلهای مختلفی از سنگهای پلوتونیک و ولکانیک مورد نفوذ قرار گرفته است [۳۵]. فعالیت ماگمایی بلوک لوت از زمان ژوراسیک میانی آغاز شده و اوج آن در زمان ترشیاری بوده است [۳۶].

روش انجام پژوهش

این پژوهش براساس مطالعات کتابخانه‌ای و نقد و بررسی مطالعات پیشین صورت گرفته است. برای این منظور پس از جمع‌آوری و بررسی اطلاعات مربوط به تکتونیک صفحه‌ای ایران، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی مربوط به دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی ایران که تعیین سن مطلق شده‌اند، انتخاب گردید. این توده‌ها از نظر ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپهای Rb/Sr و Sm/Nd مورد بررسی قرار گرفتند و از نظر برخی خصوصیات زمین‌شناسی و ایزوتوپی با توده‌های نفوذی حاصل از برخورد پالئوتتیس و نیز توده‌های نفوذی حاصل فرورانش در کمربند ارومیه- دختر مقایسه شدند. در نهایت با استفاده از نتایج حاصل از این بررسیها و نیز دیگر شواهد زمین‌شناسی الگوی تکتونیکی منطبق بر این دوره زمانی پیشنهاد شده است.

بحث

گرانیتوئیدهای تیپ A منتسب به اولین مرحله از چرخه ویلسون یعنی کافت درون قاره‌ای می‌باشند [۱]. مطالعات انجام شده به روی توده نفوذی حسن رباط در مرکز زون سنندج- سیرجان نشان می‌دهد این توده از نوع گرانیتوئیدهای تیپ A است. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن سن ۲۸۸ میلیون سال برای این توده غیر کوهزاد درون قاره‌ای نشان می‌دهد که منطبق بر زمان پرمین پایینی می‌باشد [۲۹]. این سن به شکستگی اصلی ایران نسبت داده شده است که منجر به آغازی برای گسترش و بازشدگی پهنه نئوتتیس بین سنندج- سیرجان و زاگرس شده است [۲۹]. تریاس میانی تا پایانی از زمانهای بعدی ایجاد کننده ماگماتیسم در زون سنندج- سیرجان است. این دوره زمانی چندین توده کوچک و بزرگ گابرو و گرانیتوئید و نیز خروج جریانات تولئیتی را ایجاد نموده است. این فعالیتهای ماگمایی در ارتباط با فرآیندهای کششی ایجاد کننده پهنه نئوتتیس می‌باشند [۳۰]. با باز شدن پهنه نئوتتیس، صفحه ایران به سمت صفحه توران حرکت کرده است (بسته شدن پالئوتتیس). در نتیجه برخورد این دو صفحه در طی تریاس بالایی توده‌های نفوذی حاصل از برخورد تیپ S همچون کوه سنگی، ده‌نو و خواجه مراد در محل خط درز بین این دو زون حاصل گردیده‌اند [۳۷]. آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا در طول تریاس- ژوراسیک بوده است که به ایجاد رخداد دگرگونی سیمرین پیشین در جنوب- غرب سنندج- سیرجان [۱۱، ۱۵، ۳۸] و نیز جای‌گیری توده‌های نفوذی همچون باتولیت سیاه کوه در این زون انجامیده است [۱۵، ۳۹]. توده نفوذی سیاه کوه قدیمی‌ترین توده شناخته گرانیتوئیدی تیپ I مربوط به فرورانش نئوتتیس با سن ۱۹۹ میلیون سال مربوط به تریاس بالایی است [۱۲]. بعد از جای‌گیری توده نفوذی سیاه‌کوه، در دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی یکی از شدیدترین فعالیتهای ماگمایی ایران رخ داده است که باعث جای‌گیری تعداد زیادی توده نفوذی گرانیتوئیدی (از نوع حاصل از برخورد) شده است. جای‌گیری این توده‌ها اغلب در حاشیه فعال صفحات بوده و در زون سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و بلوک لوت مشاهده شده است. از جمله این توده‌های نفوذی می‌توان به توده یا کمپلکس‌های نفوذی الیگودرز، الوند، آستانه، بروجرد، ملایر و چاه دزدان در زون سنندج- سیرجان، شیرکوه و آیرکان در زون ایران مرکزی و شاه کوه، سرخ کوه و کلات آهنی در بلوک لوت اشاره کرد. از جمله دوره‌های بعدی فعالیت شدید ماگمایی ایران می‌توان به ماگماتیسم مرتبط با قوس دوره ترشیاری در کمربند ارومیه- دختر اشاره کرد [۴۰، ۴۱، ۴۲]. چندین توده نفوذی گرانیتوئیدی در کمربند ارومیه- دختر شناخته شده است. توده‌های نفوذی سیلیجرد، شایور داغ، نطنز ، سرچشمه و میدوک از جمله گرانیتوئیدهای این دوره در کمربند ارومیه- دختر می‌باشند. خلاصه‌ای از توده‌های نفوذی مورد بحث در این مقاله در جدول (۲) آورده شده است.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول۲. خلاصه‌ای از ویژگیهای توده‌های نفوذی مورد بحث به همراه مختصات جغرافیایی آن.

زمان زمین‌شناسی	رخداد زمین شناسی	عرض جغرافیایی		طول جغرافیایی		زون ساختاری	نام
		دقیقه	درجه	دقیقه	درجه		
پرمین ابتدایی	باز شدن اقیانوس نئوتتیس	۲۵	۳۳	۵۰	۵۰	سنندج-سیرجان	حسن رباط
تریاس بالایی	بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس	۱۶	۳۶	۳۳	۵۹	بینالود	کوه‌سنگی مشهد
تریاس بالایی	بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس	۲۱	۳۶	۲۵	۵۹	بینالود	ده‌نو مشهد
تریاس بالایی	بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس	۰۸	۳۶	۴۱	۵۹	بینالود	خواجه مراد مشهد
تریاس بالایی-ژوراسیک پایینی	شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس	۳۷	۲۸	۰۰	۵۷	سنندج-سیرجان	سیاه کوه
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۳۰	۳۳	۳۷	۴۹	سنندج-سیرجان	الیگودرز
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۴۵	۳۴	۲۶	۴۸	سنندج-سیرجان	الوند
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۴۵	۳۳	۲۰	۴۹	سنندج-سیرجان	آستانه
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۵۰	۳۳	۰۰	۴۹	سنندج-سیرجان	بروجرد
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۰۰	۳۰	۴۵	۵۴	سنندج-سیرجان	چاه دزدان
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۲۰	۳۴	۴۵	۴۸	سنندج-سیرجان	ملایر
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۳۵	۳۱	۲۰	۵۹	بلوک لوت	شاه کوه
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۱۵	۳۲	۳۰	۵۸	بلوک لوت	سرخ کوه
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۱۰	۳۴	۵۵	۵۸	بلوک لوت	کلات آهنی
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۱۴	۳۴	۲۵	۵۵	ایران مرکزی	آیرکان
ژوراسیک میانی	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	۳۵	۳۱	۰۵	۵۴	ایران مرکزی	شیر کوه
ترشیاری	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	۰۷	۳۵	۰۰	۵۰	کمربند ارومیه-دختر	سیلیجرد
ترشیاری	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	۴۰	۳۸	۵۰	۴۶	کمربند ارومیه-دختر	شایور داغ
ترشیاری	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	۳۰	۳۳	۵۱	۵۱	کمربند ارومیه-دختر	نطنز
ترشیاری	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	۵۶	۲۹	۵۲	۵۵	کمربند ارومیه-دختر	سرچشمه
ترشیاری	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	۲۰	۳۰	۱۰	۵۵	کمربند ارومیه-دختر	میدوک

www.SID.ir

Archive of SID

ژئوشیمی کل سنگ

عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی(REE) آنالیز شده سنگهای گرانیتوئیدی دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی در جدول (۳) آورده شده است. برای انتخاب نمونه‌های ژئوشیمیایی از نمونه‌های دارای سن مطلق و یا دارای داده ایزوتوپ Rb/Sr استفاده شده است و در غیر این صورت سعی گردیده نمونه‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی از یک تیپ سنگ‌شناسی و پترولوژیکی انتخاب شوند.

ژئوشیمی عناصر اصلی محتوای SiO_2 این گرانیتوئیدها از ۵۶/۳ تا ۷۶/۳ (با میانگین ۶۶/۵۹) درصد وزنی متغیر است (جدول ۳). نمودار($K_2O + Na_2O$) در مقابل (SiO_2) [۴۳]، نشان می‌دهد نمونه سنگهای گرانیتوئیدی ترسیم شده در این نمودار در محدوده‌های گرانیت،گرانودیوریت دیوریت قرار می‌گیرند. اغلب نمونه‌ها در محدوده سنگهای اسیدی تا حدواسط پراکنده شده‌اند (شکل ۲). در نمودار K_2O در مقابل SiO_2[۴۴]، نمونه‌های ترسیم شده اغلب در محدوده پتاسیم بالا قرار دارند، با این‌حال سه نمونه از توده الوند در محدوده پتاسیم پایین و از هر یک از توده‌های الوند، ملایر و آیرکان یک نمونه در محدوده شوشونیتی قرار گرفته است (شکل ۳).

در نمودار Villaseca و همکاران [۴۵]، دو محدوده اصلی پرآلومینوس و متاآلومینوس وجود دارد. محدوده پرآلومینوس خود به چهار زیر گروه تقسیم شده است: ۱) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس بالا (H-P) که گرانیت‌های تیپ S خاص این نوع هستند، ۲) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس متوسط (M-P)، ۳) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس پایین (L-P) و ۴) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس فلسیک بالا (F-P). توزیع نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی در این نمودار بدین صورت است: محدوده پرآلومینوس H-P نمونه‌هایی از الوند، ملایر، شاه کوه؛ در محدوده پرآلومینوس M-P نمونه‌هایی از الوند، بروجرد، الیگودرز، آستانه، سرخ کوه، کلات آهنی؛ در محدوده پرآلومینوس F-P نمونه‌هایی از الیگودرز، چاه دزدان، شیر کوه؛ در محدوده پرآلومینوس I-P نمونه‌هایی از الوند، شاه کوه و نهایتاً در محدوده متاآلومینوس نمونه‌های از الوند و ملایر قرار دارند. در این نمودار بیشتر نمونه‌ها در محدوده پرآلومینوس، در بالای خط جدا کننده I-S و در محدوده گرانیتوئیدهای تیپ S مشاهده می‌گردند (شکل ۴). Sylvestre [۵۶]، اعتقاد دارد که مذابهای تیپ S پرآلومینوس با منشأ غنی از رس (فقیر از پلاژیوکلاز) نسبت به مذاب تولید شده از منشأ فقیر از رس (غنی از پلاژیوکلاز) تمایل به نسبت پایین CaO/Na_2O (کمتر از ۰/۳) دارند. نسبت CaO/Na_2O برای توده‌های نفوذی دورهٔ ژوراسیک میانی بین ۰/۱۲ تا ۸/۳۷ بوده ولی در غالب نمونه‌ها این نسبت بالای ۰/۳ است (جدول ۴). نمونه‌های پلات شده در نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr غالباً در محدوده فقیر از رس (Clay-poor source) قرار می‌گیرند (شکل ۵).

ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر خاکی (REEs)

الگوهای نرمالیزه شده مربوط به عناصر فرعی و نادر خاکی (REEs) در شکلهای (۶) و (۷) آورده شده است. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت [۵۷]، الگوی نسبتاً مشابهی برای تمامی نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۶). عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی چندانی نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) ندارند و الگوی مسطحی را نشان می‌دهند. در این نمودار Eu برای اکثر توده‌ها، غیر از دو نمونه از توده بروجرد، آنومالی منفی نشان می‌دهد. نسبت *Eu/Eu به جز دو نمونه (B1A55, AD4 از توده بروجرد) منفی بوده و بین۰/۸۱ تا ۰/۱۸ متغیر است. آنومالی منفی Eu به دو دلیل اتفاق می‌افتد: ۱) کم بودن فوگاسیته اکسیژن چراکه Eu^{+2} درپلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات وارد می‌شود، ۲) جدایش فلدسپات‌ها چه به علت پدیده تفریق و چه به علت ذوب بخشی که در آن این کانیها در تفاله حاصل از ذوب باقی می‌ماند [۵۸]. غنی‌شدگی ضعیف عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان‌دهنده نبود گارنت در منشأ می‌باشد. از ناهنجاری منفی Eu و الگوی نسبتاً مسطح عناصر REE و نیز با توجه به پرآلومینوس بودن غالب نمونه‌ها، می‌توان انتظار داشت که هر دو دلیل ذکر شده برای ایجاد آنومالی منفی Eu در مورد این گرانیتوئیدها صدق می‌کند، به عبارت دیگر تشکیل ماگما در محیطی احیایی و با حضور فلدسپات به عنوان باقی‌مانده بوده است. نمودار عنکبوتی برخی عناصر فرعی و نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای (Lower Continental Crust) [۵۹]، در شکل (۷) ترسیم شده است. به طور کلی غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K, Cs, Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) مانند La, Ce مشاهده می‌شود و کاهیدگی عناصر Ba,Nb,Ta,Sr,Ti قابل تشخیص است.

www.SID.ir

جدول ۳. جدول آنالیز عناصر اصلی(برحسب %)، فرعی و REE (برحسب ppm) مربوط به توده‌های نفوذی دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی ایران.

۱- [۴۶]؛ ۲- [۴۷]؛ ۳- [۴۸]؛ ۴- [۴۹]؛ ۵- [۵۰]؛ ۶- [۵۱]؛ ۷- [۵۲]؛ ۸- [۳۴]؛ ۹- [۵۳]؛ ۱۰- [۵۴]؛ ۱۱- [۵۵].

Location	Aligoodarz [1]*		Alvand [2]							Astaneh [3]			Boroujerd [4]				
Rock type	Granodiorite	Granite	Granite				Leucocratic granitoids			Qtz-diorite			Qtz-diorite		Granodiorite		Monzogranite
Sampele No	AL 36	AL 58	SH147	SH237	SH219	SH72	SH186	SH201	SH243	Sa11	28	AS 5	G12	B2A31	AD4	B1A55	GM10
(%)																	
SiO_2	۶۵/۴	۷۳/۵	۶۷/۹۹	۶۸/۸	۷۰/۲۱	۶۹/۵	۵۹/۲	۶۸/۶۶	۷۲/۴۵	۵۷/۷۴	۶۱/۶۵	۶۲/۰۱	۵۶/۳	۵۸/۹	۵۹/۷	۶۰/۶	۷۰
TiO_2	۰/۵۸	۰/۰۶	۰/۵۹	۰/۶	۰/۴۲	۰/۳۷	۱/۲۸	۰/۱	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۵۴	۰/۹	۰/۷	۰/۶	۰/۷	۰/۳
Al_2O_3	۱۵/۶	۱۴/۶	۱۶/۴۸	۱۵/۵	۱۴/۹۴	۱۵/۵۳	۲۳/۷۹	۱۹/۹۳	۱۷/۲۲	۱۶/۶۱	۱۶/۵۸	۱۶/۸	۱۷/۱	۱۶/۲	۲۰/۲	۱۷/۵	۱۴/۱
FeO	۳/۲۴	۰/۹	۲/۴۴	۲/۸۴	۲/۰۲	۲/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۴/۳۳	۳/۷۵	۳/۳۱	۴/۸	۴/۲۶	۲/۵۸	۳/۹	۲/۱
Fe_2O_3	۲/۱۶	۰/۶	۱/۶۲	۱/۸۹	۱/۳۴	۱/۴۳	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۷	۲/۸۹	۲/۵	۲/۲۱	۳/۲	۲/۸۴	۱/۷۲	۲/۶	۱/۴
MnO	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱	۰	۰/۱	۰/۱
MgO	۱/۴	۰/۲	۱/۱۴	۱/۱۴	۰/۷۴	۱/۱۱	۰/۲۴	۰/۱۶	۰/۱	۴/۵۵	۳/۳۸	۲/۸۶	۵/۱	۴/۷	۱/۳	۱/۸	۰/۷
CaO	۳/۴	۱/۱	۱/۷۷	۱/۵۹	۱/۳۲	۲/۱۹	۶/۴	۳/۸۱	۴/۴۸	۶/۶۳	۵/۱۲	۵/۱۶	۶/۹	۵/۹	۵/۲	۴/۱	۲/۱
Na_2O	۲/۵	۳/۱	۳/۷۵	۲/۹۴	۳/۷	۳/۱۶	۷/۹۲	۷/۶۳	۵/۷۷	۲/۵۹	۲/۴۳	۲/۵۸	۲/۵	۲/۵	۳/۶	۲/۹	۲/۸
K_2O	۳/۱	۴/۵	۴/۵۲	۴/۴۸	۵/۴۹	۴/۵۸	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۱۹	۲/۰۲	۲/۵۳	۲/۴	۲/۱	۲	۳/۴	۳/۴	۴
P_2O_5	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۱
(ppm)																	
Ba	۳۲۹	۴۰۶	۵۵۷	۳۸۷	۴۳۳	۶۵۹	۵۶	۵۹	۶۰	۱۶۲	۲۸۶	۲۹۲	۳۵۵	۳۶۱	۱۱۵۰	۷۶۵	۴۰۴
Rb	۱۴۰	۱۶۶	۱۹۷	۲۰۲	۲۱۴	۱۶۶	۶	۱۰	۳	۸۷/۴	۸۶/۳	۹۵	۸۸/۲	۷۷/۴	۱۳۳/۵	۱۳۴/۵	۱۶۶/۵
Sr	۱۴۰	۱۴۶	۱۷۲	۱۱۵	۱۳۲	۲۵۷	۸۹۴	۶۴۷	۶۸۷	۱۴۲	۱۴۱	۱۶۰	۳۴۷	۲۳۱	۴۸۴	۳۳۸	۲۳۹
Zr	۱۸۰	۶۰	۲۶۶	۲۴۸	۳۰۹	۱۶۵	۴۱۵	۳۱۶	۳۴۲	۶۳	۹۱	۹۷	۱۶۱	۱۲۳	۳۴۱	۲۳۲	۱۳۷
Nb	۱۳/۶	۱۳/۷	۲۴	۲۳	۳۸	۰	۲۸	۰	۰	۱۱/۱	۸/۵۲	۹/۸۲	۱۲	۱۰	۱۵	۱۵	۱۱
Ni	۱۴		۸۷	۴۸	۸۴	۵۷	۴۱	۵۸	۵۹	۲۱	۱۶	۱۷	۷۵	۴۹	۱۰	۲۲	۱۲
Co	۱۰/۱	۱/۸	۰	۵	۰	۴	۰	۰	۰	۲۰/۵	۱۴	۱۵/۷	۲۷/۸	۲۳/۸	۸/۹	۱۲/۸	۵۳/۴
Zn	۹۰	۲۴	۴۰	۱۷۰	۲۳	۲۰	۱۴	۲	۰				۱۲۷	۵۸	۵۳	۵۸	۳۵
Cr	۴۰	۱۰	۲۱	۳۴	۱۶	۱۹	۵۵	۰	۱۴	۱۴۶	۷۸	۱۵۱	۳۶۰	۳۲۰	۱۰۰	۱۵۰	۲۰
La	۳۵/۹	۱۲/۹	۴۶	۴۱	۷۰	۴۸	۳۶	۸۸	۳۵	۲۹/۸	۱۵/۴	۲۰/۶	۲۷/۲	۱۶/۴	۶۴	۱۹/۵	۳۹/۷
Ce	۷۱/۸	۲۷	۱۰۷	۱۱۴	۱۳۰	۸۲	۵۷	۱۲۰	۰	۶۵/۳	۳۲/۶	۴۱/۵	۵۷/۶	۴۱/۵	۱۱۸/۵	۴۰/۸	۷۷/۴
Pr	۸/۵	۳/۳								۹/۷۸	۴/۱۷	۵/۱۱	۶/۷	۵/۷	۱۱/۶	۴/۱	۸/۳
Nd	۳۱/۱	۱۲/۵	۳۸	۳۵	۴۷	۳۲	۴۳	۴۰	۲۴	۳۳/۷	۱۵/۶	۱۸/۷	۲۵	۲۴	۳۸/۸	۱۵/۱	۲۸/۷
Sm	۶/۴	۳/۴	۸	۶	۱۰	۷	۵	۷	۴	۷/۹۲	۳/۴۹	۳/۸۴	۵	۵/۴	۶/۲	۲/۳	۵/۲
Eu	۱/۱	۰/۸	۱	۱۱	۱	۱	۲	۲	۲	۰/۸۷	۰/۸	۰/۹۴	۰/۴	۰/۸	۲/۲	۱/۳	۰/۵
Gd	۵/۹	۲/۷								۷/۷۷	۳/۳۲	۳/۵۹	۵/۱	۵/۳	۶/۳	۲/۲	۵/۱
Tb	۰/۸۳	۰/۳۳								۱/۶۲	۰/۵۸	۰/۶۳	۰/۷	۰/۸	۰/۸	۰/۲	۰/۷
Dy	۴/۵	۱/۳								۸/۴۸	۳/۵۵	۳/۷۵	۴/۳	۵/۱	۳/۶	۱/۱	۳/۹
Ho	۰/۹	۰/۲								۲/۰۸	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۸	۱	۰/۵	۰/۲	۰/۸
Er	۲/۶	۰/۵								۵/۲۷	۱/۹۸	۲/۰۱	۲/۶	۳/۲	۱/۲	۰/۷	۲/۲
Tm	۰/۳۶	۰/۰۷								۰/۸۸	۰/۲۹	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۳
Yb	۲/۵	۰/۴	۳	۴	۳	۳	۲	۱	۱	۴/۸۶	۱/۸۳	۱/۸۷	۲/۵	۳/۲	۰/۸	۰/۷	۲/۲
Lu	۰/۴	۰/۱								۰/۸۳	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۴	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۳
Y	۲۳/۲	۵/۵	۳۲	۳۸	۳۴	۲۶	۲۴	۱۶	۰	۴۲	۱۶/۹	۱۷/۷	۲۳/۴	۳۰/۲	۱۵	۶/۷	۲۱
Cs	۷/۳	۴/۹								۱۰/۶	۱۶/۶	۱۴	۵/۴	۴/۷	۴/۳	۵/۸	۶/۲
Ta	۱	۱/۳								۱/۴۴	۱/۲۴	۲/۵۳	۰/۹	۰/۹	۰/۸	۰/۹	۱/۴
Hf	۵/۳	۲/۵	۱۶	۲۳	۲۱	۲۴	۲۱	۲۴	۲۸	۱/۲۶	۲/۵۷	۱/۹۶	۵	۴	۹	۶	۴
Eu/Eu*	۰/۵۵	۰/۸۱								۰/۳۴	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۲۴	۰/۴۶	۱/۰۸	۱/۷۷	۰/۳
La_N/Yb_N	۹/۶۸	۲۱/۷۴								۴/۱۳	۵/۶۷	۷/۴۳	۷/۳۴	۳/۴۶	۵۳/۹۴	۱۸/۷۸	۱۲/۱۷

Archive of SID

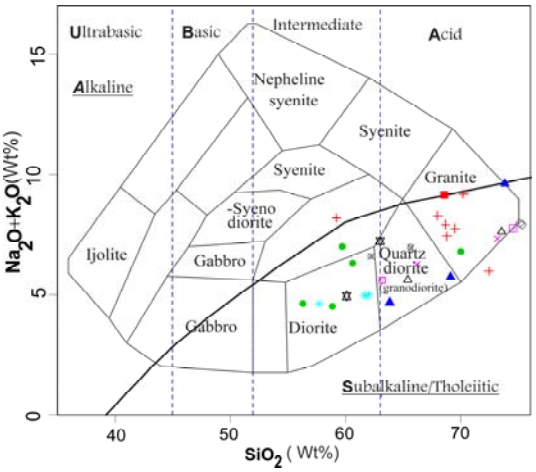
www.SID.ir

ادامه جدول (۳).

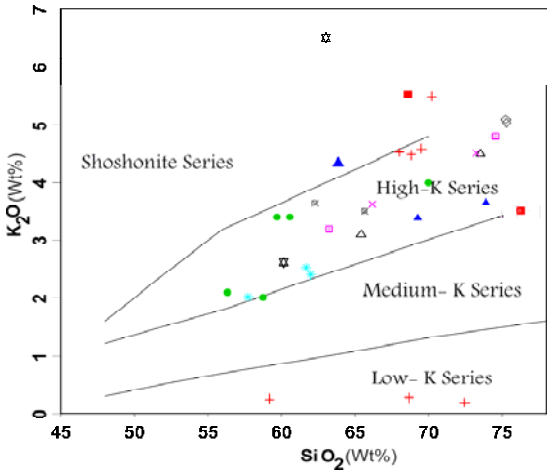
Location	Chah-Dozdan[5]		Malayer[6]			Shah Kuh[7]		Sorkh Kuh[8]		Klateh Ahani[9]		Ayrakan[10]		shir- kuh[11]	
Rock type	Granite		Syenogranite	Monzogranite	Granodiorite	Granodioritic	Syenogranite	Granodiorite		Biotite Granodiorite		Granite		Granodiorite	Leucogranite
							(%)								
Sampele No	187	189-E	61	80	56	97-11	97-63	208D	R 20	KC- 118	KC- 114	A 10	A 6	SK11	SK60
SiO_2	۷۳/۹	۷۴/۴۵	۷۳/۸۸	۶۹/۲۴	۶۳/۷۲	۶۶/۲	۷۳/۲	۶۰/۱۱	۶۲/۹۸	۶۲/۲۵	۶۵/۶۸	۶۸/۵	۷۶/۳	۶۳/۲	۷۴/۵۷
TiO_2	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۳۷	۰/۶	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۷۴	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۷۳	۰/۰۵
Al_2O_3	۱۴	۱۳/۸۵	۱۴/۱	۱۵/۴	۱۵/۹	۱۵/۳۳	۱۴/۰۴	۱۶/۲۱	۱۵/۸۱	۱۳/۳۵	۱۳/۲۹	۱۴/۹	۱۲/۳	۱۷/۱	۱۳/۱۴
FeO	۰/۶۶	۰/۷۲۶	۰/۲۸۸	۲/۱۲	۳/۲۲	۱/۹۱	۰/۶	۵/۵۲	۰/۲۲	۶/۳	۴/۷	۱/۲۱	۰/۶۹	۴/۳۰	۰/۶۲
Fe_2O_3	۰/۴۴	۰/۴۸۴	۰/۱۹۲	۱/۴۱	۲/۱۴	۳/۴۶	۲/۱۹	۰/۹۵	۳/۵۴	۲/۱۱	۱/۸۲	۱/۶۶	۰/۹۹	۲/۸۶	۰/۴۱
MnO	۰/۰۷	۰/۰۴	۰	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۰۴
MgO	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۷	۱/۲	۵/۰۱	۱/۷۹	۰/۴۵	۲/۷۹	۰/۴۲	۳/۲۵	۲/۳۸	۱/۶۲	۱/۲۸	۲/۰۶	۰/۱۴
CaO	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۳	۲/۳۲	۲/۰۱	۳/۹۵	۱/۸۶	۴/۸	۳/۵	۳/۳۶	۲/۱	۰/۹۸	۰/۶۳	۲/۷۷	۰/۵۸
Na_2O	۱/۸۲	۲/۹۵	۶	۲/۳۶	۰/۲۴	۲/۶۱	۲/۸۱	۲/۳۲	۰/۶۹	۲/۹۲	۳/۴۴	۳/۶۵	۳/۰۶	۲/۴	۲/۹۴
K_2O	۶/۲	۵/۰۵	۳/۶۶	۳/۰۴	۴/۳۷	۳/۶۳	۴/۵۱	۲/۶۲	۶/۵۱	۳/۶۵	۳/۵۱	۵/۵۳	۳/۵۱	۳/۱۹	۴/۸
P_2O_5	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۴۶	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱	۰/۱۶	۰/۱			۰/۱۷	۰/۱۲
							(ppm)								
Ba	۴۷	۴	۸۳	۴۳۳	۷۰	۵۳۵	۳۰۶	۳۸۲	۵۵۶	۲۵۶	۹۵۳	۸۷۲	۳۴۸	۳۹۳	۳۵
Rb	۱۴۴	۱۱۴	۲۶۸	۱۱۹	۸	۱۴۳	۱۸۲	۱۰۰	۲۴۶	۱۷۶	۱۲۱	۲۰۲	۱۹۹	۱۶۴	۲۵۵
Sr	۶/۲۸	۱۵/۰۴	۶۶	۳۱۷	۲۴۷	۳۲۰	۱۸۶	۲۱۰	۳۹	۲۰۱	۳۵۱		۶۰۶	۱۰۱	۱۸/۳
Zr	۵۵	۴۶				۱۷	۴۹	۱۳۰	۱۰۵	۱۲۴	۸۹			۱۵۷	۳۸
Nb	۳۲/۲	۴/۲۲				۱۱	۱۴			۱۲	۴/۵			۱۲/۲	۴/۸۵
Ni	۱/۰۸	۱/۶۲												۱۶	۷/۲۳
Co	۰٫۴۹	۱۰۰۲										۵	۲		
Zn												۵۵			
Cr	۰/۸۹	۲/۴۶												۹۸/۲	۴/۹۴
La	۰/۹۶	۷۶/۴۳				۴۱/۳۵	۳۸/۶	۳۹	۵۲	۲۹	۷/۴	۶۲/۹	۳۸/۴	۳۹/۷	۱۸/۸۴
Ce	۴/۱۲	۱/۴				۸۴/۷۲	۷۵/۲	۸۲	۲۹۱	۶۲/۴	۱۴/۳	۱۱۵	۸۲/۸	۷۴	۱۴/۴۴
Pr										۷/۰۷	۱/۵۲			۸/۳۱	۱/۷۶
Nd	۰/۹۷	۰/۴۵				۳۷/۳۲	۳۱/۰۸	۲۷		۲۶/۶	۶/۴	۳۶/۱	۲۵/۶	۳۲/۳	۶/۹۱
Sm	۰/۲۸	۱/۷۷				۶/۷۶	۵/۴۶			۵/۱۳	۱/۳۳	۷/۰۹	۵/۵۳	۶/۷۴	۲/۴۴
Eu	۰/۰۳	۰/۶۳				۱/۳۴	۰/۷۹			۰/۹۸	۰/۲۷	۰/۹۵	۰/۸۶	۱/۰۴	۰/۱۵
Gd	۰/۳۴	۰/۰۷				۶/۰۵	۴/۵۱			۴/۶۵	۱/۱۷	۳/۹۲	۵/۴۸	۶/۸۸	۲/۶۸
Tb	۰/۰۸	۰/۷۹										۰/۷۷	۰/۹۱	۰/۹	۰/۵۷
Dy	۰/۶۲	۰/۱۸				۵/۳۵	۳/۲۶			۴/۵۶	۰/۹۴	۴/۴۸	۶/۶	۵/۲۳	۳/۸۷
Ho	۰/۱۳	۱/۱۸										۰/۹۱	۱/۳۹	۰/۹۷	۰/۷
Er	۰/۴۳	۰/۲۳				۲/۸۲	۱/۶۵			۲/۶۶	۰/۴۹			۲/۶۳	۲/۰۷
Tm	۰/۰۹	۰/۶۵										۰/۴۲	۰/۵۹	۰/۱۵	۰/۱۲
Yb	۰/۶۹	۰/۱۱				۲/۸۲	۱/۴۳			۷/۴۹	۰/۴۲	۲/۵۴	۳/۹۱	۲/۱۷	۱/۹۱
Lu	۰/۱	۰/۸۴										۰/۴۱	۰/۸۵	۰/۳۴	۰/۲۶
Y	۳/۵۴	۶/۳۱								۲۷	۴/۶			۲۵/۵	۲۱/۲۵
Cs												۴/۶۷	۴/۴۸	۱۰/۵	۹/۸۴
Ta	۲/۱۶	۲/۲۳										۱/۱۲	۱/۳۸	۱/۵	۱/۶
Hf	۲/۳۷	۰/۱۳										۴/۶۴	۴/۷۲		
Eu/Eu*	۰/۲۴	۰/۳				۰/۶۴	۰/۴۹			۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۱۸
La_N/Yb_N	۱/۱۸	۱/۲۹				۹/۸۹	۱۸/۲			۲/۶۱	۱۱/۸۸	۱۶/۷	۶/۶۳	۱۲/۳۳	۶/۶۵

Archive of SID
www.SID.ir

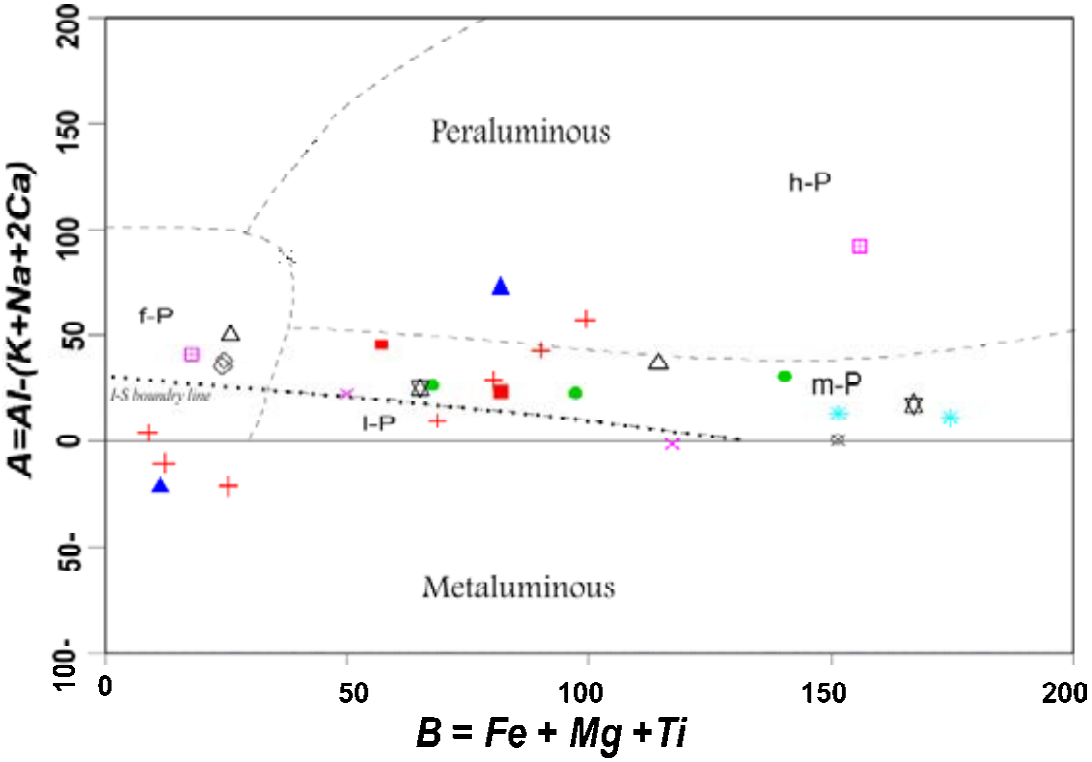
Archive of SID



شکل ۲. رده بندی TAS برای توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی [۴۳].



شکل ۳. نمودار SiO_2 در برابر K_2O [۴۴].



شکل ۴. نمودار Al-(K+Na+2Ca) در برابر Fe+Mg+Ti [۴۵]

راهنمای نمادهای شکل ۲ تا ۴ و توده‌های نفوذی مربوطه.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۴. نسبت CaO/Na_2O برای توده‌های نفوذی دورهٔ ژوراسیک میانی.

Location	Aligoodarz		Alvand							Astaneh			Boroujerd				
CaO	۳/۴	۱/۱	۱/۷۷	۱/۵۹	۱/۳۲	۲/۱۹	۶/۴	۳/۸۱	۴/۴۸	۶/۶۳	۵/۱۲	۵/۱۶	۶/۹	۵/۹	۵/۲	۴/۱	۲/۱
Na_2O	۲/۵	۳/۱	۳/۷۵	۲/۹۴	۳/۷	۳/۱۶	۷/۹۲	۷/۶۳	۵/۷۷	۲/۵۹	۲/۴۳	۲/۵۸	۲/۵	۲/۵	۳/۶	۲/۹	۲/۸
Cao/Na_2O	۱/۳۶	۰/۳۵	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۳۶	۰/۶۹	۰/۸۱	۰/۵	۰/۷۸	۲/۵۶	۲/۱۱	۲	۲/۷۶	۲/۳۶	۱/۴۴	۱/۴۱	۰/۷۵
Location	Chah-Dozdan		Malayer			Shah Kuh		Sorkh Kuh		Klateh Ahani		Ayrakan	Shir- kuh				
CaO	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۳	۲/۳۲	۲/۰۱	۳/۹۵	۱/۸۶	۴/۸	۳/۵	۳/۳۶	۲/۱	۰/۹۸	۰/۶۳	۲/۷۷		۰/۵۸	
Na_2O	۱/۸۲	۲/۹۵	۶	۲/۳۶	۰/۲۴	۲/۶۱	۲/۸۱	۲/۳۲	۰/۶۹	۲/۹۲	۳/۴۴	۳/۶۵	۳/۰۶	۲/۴		۲/۹۴	
Cao/Na_2O	۰/۴	۰/۲۴	۰/۱۲	۰/۹۸	۸/۳۸	۱/۵۱	۰/۶۶	۲/۰۷	۵/۰۷	۱/۱۵	۰/۶۱	۰/۲۷	۰/۲۱	۱/۱۵		۰/۲	

ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd

داده‌های سن‌سنجی بر پایه روش U-Pb, Rb-Sr, K-Ar و دیگر روشها و داده‌های ایزوتوپ Rb/Sr و Sm/Nd برای توده‌های نام برده شده در جدول شماره (۵) و شکل شماره (۸) آورده شده است.

تریاس پایانی- ژوراسیک ابتدایی

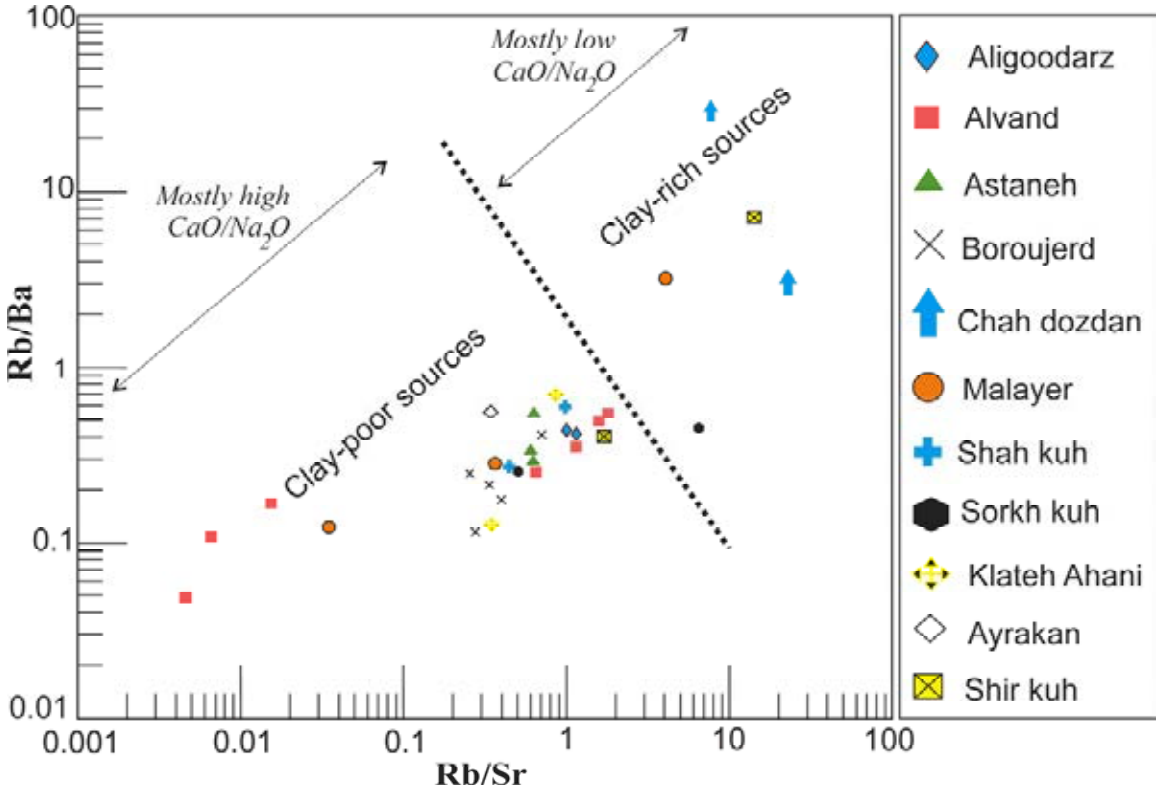
توده نفوذی سیاه‌کوه به عنوان یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی حاصل از فرورانش نئوتتیس دارای مقدار نسبت اولیه ایزوتوپ $^{143}Nd/^{144}Nd$ بین ۰/۵۱۲۴۷ تا ۰/۵۱۲۵۰ و مقدارمثبتی از εNd اولیه بین ۲/۴۵+ تا ۱/۸۱+ می‌باشد که نشان می‌دهد ماگما منشأ جبه و ذوب پوسته اقیانوسی دارد [۱۲].

ژوراسیک میانی

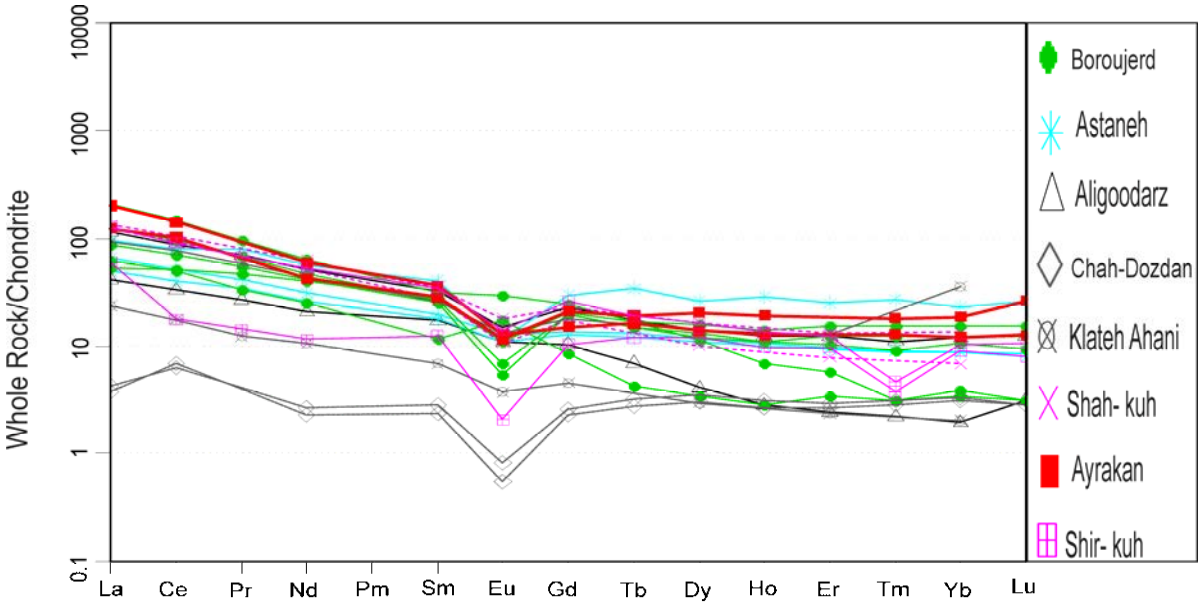
نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی به ترتیب بین ۰/۷۰۶۰۹ تا ۰/۷۱۹۳۸ و ۰/۵۱۲۰۹ تا ۰/۵۱۲۳۸ می‌باشد. مقادیر اولیه εNd در این تودهای نفوذی منفی بوده و بین ۶/۵۱- تا ۱/۱- در تغییر است (جدول ۵). این مقادیر نشان‌دهنده منشأ پوسته قاره‌ای برای ماگمای این توده‌های نفوذی است (شکل ۸). تنها استثنای مشاهده شده در این بین، مربوط به کمپلکس الوند است که مقادیر اولیه ایزوتوپ استرانسیوم توده گابرویی آن کاهش قابل توجهی دارد و همچنین مقادیر اولیه εNd آن مثبت است. از نظر سنی توده‌های نفوذی کمپلکس الوند از قدیم به جدید شامل توده گابرویی (۱۶۶ میلیون سال)، توده گرانیتی (۱۶۴ تا ۱۶۱ میلیون سال) و گرانیتوئید لوکوکراتیک (۱۵۴ میلیون سال) می‌باشد. با توجه به سن توده‌ها و نیز مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ و εNd می‌توان انتظار داشت که در زمان تشکیل توده گابرویی هنوز شرایط فرورانشی همانند شرایط تشکیل توده سیاه‌کوه در آن منطقه وجود داشته است. پس از تشکیل توده گابرویی شرایط زمین‌شناسی به‌کلی تغییر کرده است، به طوری که در توده‌های گرانیتی و گرانیتوئید لوکوکراتیک مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ افزایش چشمگیر داشته و مقادیر εNd نیز منفی گردیده است. این تغییرات حاصل از تفاوت در منشأ تشکیل ماگما بوده که این خود حاصل از تغییر در محیط تکتونیکی است، به طوری که در مورد کمپلکس الوند منشأ ماگما از جبه در یک محیط فرورانشی به منشأ پوسته قاره‌ای در یک محیط برخورد قاره‌ای تغییر کرده است. لازم به ذکر است که به دلایلی همچون ناهموار بودن لبه صفحات قاره‌ای زمان برخورد در همه جا یکسان و همزمان نبوده و در مناطق مختلف این زمان متغیر می‌باشد که این مسأله در کمپلکس الوند به‌خوبی مشاهده می‌گردد. نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای گرانیت در قاره‌های مختلف تغییرات زیادی نشان می‌دهد و محدوده‌ای از ۰/۷۰۵ تا ۰/۸۵۰ را در بر می‌گیرد [۷۲]. متغیر بودن مقدار اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ و εNd در گرانیت‌ها متأثر از دو دلیل است: ۱- تفاوت در سن پوسته‌های قاره‌ای، ۲- فرآیندهای مختلف اعمال شده بر پوسته قاره‌ای (همچون فرسایش، رسوب‌گذاری، آناتکسی و...) [۷۲].

www.SID.ir

Archive of SID



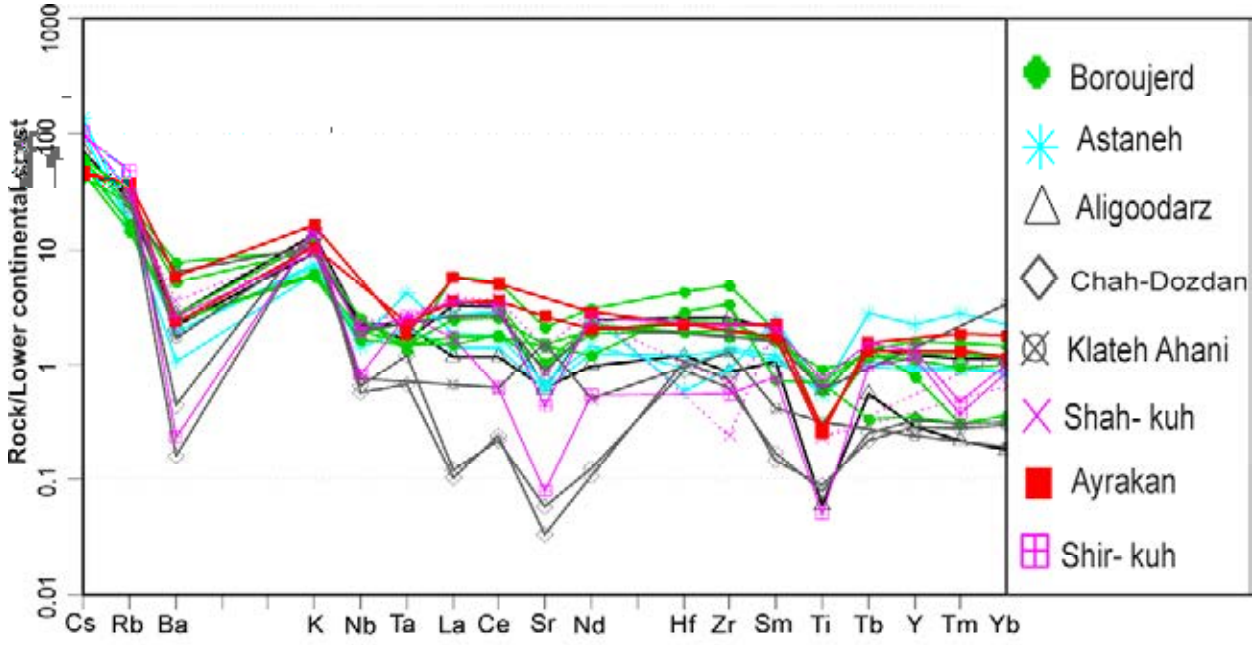
شکل ۵. نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba برای گرانیتوئیدهای پرآلومینوس (با اندکی تغییرات از [۵۶]).



شکل ۶. نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت (مقدار REE کندریت از [۵۷]).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۷. نمودار عنکبوتی برخی عناصر فرعی و نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به پوسته قاره‌ای تحتانی (مقدار پوسته قاره‌ای از [۵۹]).

به عنوان مثال قرارگیری سنگهای پوسته قاره‌ای در چرخه ذوب مجدد باعث افزایش مقدار اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ می‌شود. پوسته قاره‌ای ایران جزو پوسته‌های کم سن بوده [۷۲] و بنابراین گرانیتوئید منشأ گرفته از این پوسته نیز به نسبت گرانیتوئیدهای منشأ گرفته از پوسته‌های قدیمی‌تر از مقدار پایین‌تری از $^{87}Sr/^{86}Sr$ برخوردار می‌باشد، در نتیجه مقایسه مقادیر ایزوتوپی گرانیتوئیدهای صفحه ایران با دیگر نقاط جهان به نظر صحیح نمی‌باشد. با توجه به این نکته، بهترین راه مقایسه مقادیر ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd بین تیپ‌های گرانیتوئیدی در هر مکانی از پوسته کره زمین، استفاده از مقادیر ایزوتوپی مربوط به تیپ‌های گرانیتوئیدی همان مکان پوسته است. بر همین اساس در خصوص صفحه ایران از گرانیتوئیدهای برخوردی حاصل از بسته شدن پالئوتتیس به عنوان گرانیتوئیدهای تیپیک S و گرانیتوئیدهای کمربند ولکانیکی ایران مرکزی به عنوان گرانیتوئیدهای تیپیک I جهت مقایسه با گرانیتوئیدهای دورهٔ ژوراسیک میانی بهره برده شده است جدول (۵) (شکل ۸).

تریاس پایانی

گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد صفحه ایران و توران دارای نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ بین ۰/۷۰۷۹۴ تا ۰/۷۰۹۸۵ و مقدار εNd آن ۶/۶۳- و ۵/۹۰- می‌باشد. با توجه به این مقادیر، پوسته قاره‌ای به عنوان منشأ این توده‌های نفوذی در نظر گرفته شده است [۸].

ترشیاری

گرانیتوئیدهای حاصل از فرورانش صفحه نئوتتیس به زیر صفحه ایران در زون ولکانیکی ایران مرکزی دارای نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ بین ۰/۷۰۴۳۳ تا ۰/۷۰۵۷۹ و مقدار εNd بین ۳/۱۳+ تا ۰/۲۳+ می‌باشند. به طور کلی در این گرانیتوئیدها مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ پایین (کمتر از ۰/۷۰۶) و مقادیر εNd آن مثبت است که نشان می‌دهد این گرانیتوئیدها از پوسته قاره‌ای منشأ نگرفته‌اند. شباهت داده‌های اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ و εNd گرانیتوئیدهای دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی به گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد صفحه ایران و توران در محل زمین درز پالئوتتیس جالب توجه می‌باشد و سرگذشت مشابهی را برای این دو گروه از گرانیتوئید پیشنهاد می‌دارد، همچنین پیشنهاد می‌شود گرانیتوئیدهای دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی همانند گرانیتوئیدهای حاصل از بسته شدن پالئوتتیس از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. ارتباط سن و مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ و εNd به ترتیب در شکلهای (۹) و (۱۰) نشان داده شده است.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول۵. داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپ Rb/Sr و Sm/Nd مربوط به توده‌های نفوذی جدول شماره (۲).

Name of intrusion	Hassan Robat	Siah-Kuh				Alvand									
Structural zone	Sanandaj –Sirjan	Sanandaj-Sirjan				Sanandaj-Sirjan									
Longitude	50 50	57 00				48 26									
Latitude	33 25	28 37				34 45									
Rock type	Granite	Granodiorite	Granodiorite	Monzogranite	Alkali granite	Syenite	Gabbro			Granite			Leucocratic granitoids		
Sampele		MZ-2	MZ-6	MZ-8	MZ-15	MZ-3	SH102	SH104	SH110	SH147	SH237	SH219	SH72	SH186	SH201	SH243
Zircon U-Pb(Ma)	۲۸۸						۱۶۶	۱۶۶	۱۶۶	۱۶۳	۱۶۳	۱۶۱	۱۶۴	۱۵۴	۱۵۴	۱۵۴
K-Ar (Ma)																
Rb-Sr(Ma)																
other(Ma)		Nd isotope, ۱۹۹														
Rb(ppm)							۸۲/۵	۱۸۶/۶	۲۶	۲۱۸/۲	۲۴/۳	۲۴۵/۷	۱۱۳/۹	۱/۳	۱۲/۴	۲/۱
Sr(ppm)							۷۹۱/۹	۶۷۵/۴	۶۸۱/۱	۲۴۲/۹	۱۶۷/۱	۱۹۰/۱	۳۶۹/۲	۱۳۰/۳	۹۱۰/۶	۹۸/۵
$^{87}Rb/^{86}Sr$							۰/۳۰۱۴	۰/۷۹۹۱	۰/۱۱۰۴	۲/۶۰۰۷	۰/۶۲۰۶	۳/۷۴۲۲	۰/۸۹۲۷	۰/۰۲۹	۰/۰۴۹۶	۰/۰۶۰۹
$(^{87}Sr/^{86}Sr)$m							۰/۷۰۳۷۹	۰/۷۰۶۱۶	۰/۷۰۳۹۵	۰/۷۱۵۲۷	۰/۷۲۰۲۵	۰/۷۱۵۵۶	۰/۷۱۰۹۱	۰/۷۱۳۸۳	۰/۷۱۲۸۱	۰/۷۱۳۱۴
$(^{87}Sr/^{86}Sr)$ i							۰/۷۰۳۰۸	۰/۷۰۲۲۸	۰/۷۰۳۶۹	۰/۷۰۹۲۶	۰/۷۱۹۳۸	۰/۷۰۶۹۹	۰/۷۰۸۸۳	۰/۷۱۳۷۷	۰/۷۱۲۷۳	۰/۷۱۳۰۱
Sm (ppm)		۲/۶۰۴	۱/۴۳۹	۴/۷۶۴	۶	۲/۶۵۹	۲/۹	۵/۶	۳/۶	۹/۴	۱۱/۵	۷/۳	۵/۴	۴/۲	۴/۵	۱/۸
Nd (ppm)		۹/۱۴۱	۷/۲۸۲	۱۸/۱۶	۲۲	۶/۸۵۲	۱۲/۵	۲۸/۴	۱۵/۹	۵۸	۷۶/۴	۴۲	۳۰/۹	۱۹/۲	۳۷/۹	۸/۹
$^{147}Sm/^{144}Nd$		۰/۱۷۲۶	۰/۱۱۷۸	۰/۱۵۸۶	۰/۱۶۵	۰/۲۲۶۶	۰/۱۶۱۱	۰/۱۳۰۱	۰/۱۳۶۱	۰/۰۹۷۷	۰/۰۹۲۶	۰/۱۰۵۲	۰/۱۰۵۹	۰/۱۳۲۲	۰/۰۷۱۲	۰/۱۲۵۲
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$ m		۰/۵۱۲۷۰۹	۰/۵۱۲۶۴۵	۰/۵۱۲۷۱۳	۰/۵۱۲۶۸۹	۰/۵۱۲۷۷۹ ۸	۰/۵۱۲۷۲۶	۰/۵۱۲۷۱۵	۰/۵۱۲۷۲۴	۰/۵۱۲۶۱۶	۰/۵۱۲۳۵۷	۰/۵۱۲۶۸۶	۰/۵۱۲۳۶۶	۰/۵۱۲۳۴۶	۰/۵۱۲۳۲۳ ۱	۰/۵۱۲۳۸۶
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$i		۰/۵۱۲۶۴۸	۰/۵۱۲۶۹۱۶	۰/۵۱۲۵۰۶۵	۰/۵۱۲۶۴۶۱	۰/۵۱۲۷۹۴۲ ۵	۰/۵۱۲۵۷۳	۰/۵۱۲۵۸۵	۰/۵۱۲۵۹۲	۰/۵۱۲۳۱۲	۰/۵۱۲۳۵۷	۰/۵۱۲۳۷۵	۰/۵۱۲۲۵۲	۰/۵۱۲۲۱۱	۰/۵۱۲۲۱۵ ۹	۰/۵۱۲۲۶
εNd(t)		+۲	+۲/۱۵	+۲/۶۵	+۱/۸۱	+۲/۱۵	+۲/۹	+۳/۱	+۳/۳	-۲/۳	-۳/۳	-۱/۱	-۳/۶	-۶/۵	-۳/۵	-۳/۵
Refrence	[۳۹]	[۱۲]								[۴۷]						

www.SID.ir

Archive of SID

ادامه جدول۵.

Name of intrusion	Algoodarz		Astaneh			Boroujerd				Chah-Dozdan	Malayer				
Structural zone	Sanandaj-Sirjan		Sanandaj-Sirjan			Sanandaj-Sirjan				Sanandaj-Sirjan	Sanandaj-Sirjan				
Longitude	49 37		49 20			49 00				54 45	48 45				
Latitude	33 30		33 45			33 50				30 00	34 20				
Rock type	Granodiorite	Tonalite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Granodiorite	Qtz-diorite	Granodiorite	Qtz-diorite	Monzogranite	Granite	Qtz-Diorite	Syenogranite	Monzogranite	Granodiorite	Syenogranite	Granodiorite
Sampele			Sa11	28	AS	G12	AD4	B2A31	GM10		51	86	198	201	204	207
Zircon U-Pb(Ma)	۱۸۲ و ۱۷۲	۱۷۲	۱۷۰		۱۷۱	۱۷۰	۱۷۰	۱۷۰	۱۷۲	۱۶۴	۱۷۲	۱۸۳	۱۷۴	۱۸۷	۱۷۳	۱۷۰
K-Ar (Ma)																
Rb-Sr(Ma)																
other(Ma)																
Rb(ppm)			۸۷/۴	۸۶/۳	۱۲۶	۸۸/۲	۷۷/۴	۱۴۲/۵	۱۶۶/۵		۶۷	۷۰	۱۴۳	۱۰۷	۱۱۴	۱۱۹
Sr(ppm)			۱۴۲	۱۴۰/۹	۱۸۵/۵	۳۴۷	۳۲۱	۴۸۴	۲۲۹		۲۰۱	۲۴۰	۳۱۱	۲۹۴	۱۸۵	۳۰۴
$^{87}Rb/^{86}Sr$			۱/۷۸	۱/۷۷۲	۱/۹۷۴	۰/۲۲۵۲۵	۰/۹۶۹۵۳	۰/۷۹۸۰۳	۲/۱۶۱		۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۶۲	۰/۳۹
$(^{87}Sr/^{86}Sr)m$			۰/۷۱۲۷۲۶	۰/۷۱۲۲۲۱	۰/۷۱۳۰۰۷	۰/۷۰۷۸۵	۰/۷۰۹۷۶	۰/۷۰۸۵۶	۰/۷۰۹۳۶	۰/۷۱۱۱۴	۰/۷۱۰۹۲	۰/۷۱۱۶۴	۰/۷۱۱۰۳	۰/۷۱۲۰۱	۰/۷۱۵۲۸	۰/۷۱۱۷۲
$(87Sr/86Sr)i$			۰/۷۰۸۴۲	۰/۷۰۸۰۴	۰/۷۰۸۲۴	۰/۷۰۶۲	۰/۷۰۷۴	۰/۷۰۶۶	۰/۷۰۶۳		۰/۷۰۸۵۶	۰/۷۰۹۴۴	۰/۷۰۷۴۷	۰/۷۰۹۲۱	۰/۷۰۸۷	۰/۷۰۸۵۵
Sm (ppm)			۷/۹۲	۳/۶۹	۳/۸۸	۴/۸۴	۵/۵۹	۷/۷۴	۷/۷۲	۵/۹۷	۶/۲	۵/۹	۵/۳	۴/۶	۶/۱	۳/۷
Nd (ppm)			۳۳/۷۲	۱۵/۶	۱۶/۷	۲۲/۷۳	۲۴/۵	۵۲/۷۵	۵۱/۱۵	۳۱/۴۷	۲۵/۸	۲۱/۴	۲۶/۱	۲۵/۴	۲۲/۷	۲۷/۹
$^{147}Sm/^{144}Nd$			۰/۱۶۱۴	۰/۱۳۶۷	۰/۱۴۰۶	۰/۱۲۲۴	۰/۱۳۸	۰/۰۸۸۷	۰/۰۹۱۳	۰/۱۱۴۸	۰/۱۲۵۲	۰/۱۲۴۷	۰/۱۳۰۲	۰/۱۲۹۵	۰/۱۲۹۷	۰/۱۳۵۰
$(^{143}Nd/^{144}Nd)m$			۰/۵۱۲۲۰۱	۰/۵۱۲۲۵۶	۰/۵۱۲۲۸۲	۰/۵۱۲۲۷۷	۰/۵۱۲۴۱۱	۰/۵۱۲۲۴۴	۰/۵۱۲۳۲۵	۰/۵۱۲۲۲۹	۰/۵۱۲۲۴۲	۰/۵۱۲۲۳۸	۰/۵۱۲۲۳۱	۰/۵۱۲۲۴۲	۰/۵۱۲۲۲۴	۰/۵۱۲۲۲۷
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$			۰/۵۱۲۱۶۳	۰/۵۱۲۱۱	۰/۵۱۲۱۲۴	۰/۵۱۲۲۲۳	۰/۵۱۲۲۲۶	۰/۵۱۲۲۲۴	۰/۵۱۲۲۲۵	۰/۵۱۲۲۲۶	۰/۵۱۲۲۲۸	۰/۵۱۲۲۲۳	۰/۵۱۲۱۶	۰/۵۱۲۲۲۶	۰/۵۱۲۱۹	۰/۵۱۲۲۲۳
$\varepsilon Nd(t)$			۰/۵/۴	۰۶	۰/۵/۸	۰/۳/۶۲	۰/۳/۱۴	۰/۳/۵۳	۰/۳/۲۳	۰/۳/۰۲	۰/۲/۷	۰/۳/۴	۰/۴/۹	۰/۳/۶	۰/۴/۳	۰/۳/۷
Refrence	[۶۰]		[۲۸]			[۴۹]				[۵۰]	[۵۱]					

www.SID.ir

Archive of SID

ادامه جدول۵.

Name of intrusion	Malayer (cont.)		Shah Kuh			Sorkh Kuh			Khateh Ahani	Ayrakan	shir- kuh	Kuhsangi Mashhad	Dehnow Mashhad	Khajeh Mourad Mashhad	
Structural zone	Sanandaj-Sirjan		Lut block			Lut block			Lut block	Central Iran	Central Iran	Binalod	Binalod	Binalod	
Longitude	48 45		59 20			58 30			58 55	55 25	54 05	59 33	59 25	59 41	
Latitude	34 20		31 35			32 15			34 10	34 14	31 35	36 16	36 21	36 08	
Rock type	Tonalite	Monzogranite	Granodiritic	Granodiritic	Syenogranite	Syenogranite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Biotite granodiorite	Diorite	Aplite granite	Biotite muscovite granite
Sampele	208	209	97-11	97-93	97-63	SB-11	208D	208A	R 20	KL-7					
Zircon U-Pb(Ma)	۱۶۹	۱۶۲							۱۶۲			۲۱۷	۲۱۶	۲۰۵	۲۰۵
K-Ar (Ma)			۱۶۵	۱۶۵	۱۶۱	۱۶۱									
Rb-Sr(Ma)							۱۷۰	۱۶۵	۱۶۳		۱۷۶				
other(Ma)															
Rb(ppm)	۹۴	۱۲۹	۱۲۹	۱۶۲	۲۲۶	۱۹۹	۱۰۳	۱۰۴/۳	۲۵۳	۱۱۷		۹۵/۲	۱۰۰/۱	۲۱۰/۵	۲۳۵/۴
Sr(ppm)	۳۰۴	۲۷۰	۳۱۰	۳۱۷	۱۷۵	۱۶۵	۲۲۰	۲۱۳	۱۰۴	۱۵۴		۳۸۲	۴۳۸	۱۰۸	۱۴۹
$^{87}Rb/^{86}Sr$	۰/۳۱	۰/۵۱	۱/۲۰۴۰۷	۱/۲۱۷۵۵	۳/۷۳۸۶	۳/۶۹۱۳۴	۱/۳۵۶۹	۱/۴۱۷	۷/۰۶۲۲	۲/۱۹۵		۰/۷۱۹۸	۰/۶۶۰۹	۵/۶۱۵۵	۶/۵۶۹۵
$(^{87}Sr/^{86}Sr)$m	۰/۷۱۰۹۲	۰/۷۱۲۰۱	۰/۷۰۹۵۹۷	۰/۷۰۸۹۶۵	۰/۷۱۴۶۸۸	۰/۷۱۴۲۵	۰/۷۱۰۲۵	۰/۷۱۰۵۹	۰/۷۲۲۷۶	۰/۷۱۴۲		۰/۷۱۰۸۱	۰/۷۰۹۹۷	۰/۷۲۶۲۲	۰/۷۲۱۴۸
$(^{87}Sr/^{86}Sr)$i	۰/۷۰۸۷ ۷	۰/۷۰۸۵۸	۰/۷۰۶۸۴	۰/۷۰۶۲۲	۰/۷۰۶۰۹	۰/۷۰۶۴۶	۰/۷۰۷	۰/۷۰۷۳	۰/۷۰۶۵	۰/۷۰۹۱۳	۰/۷۱۵	۰/۷۰۸۵۹	۰/۷۰۷۹۴	۰/۷۰۹۸۵۳	۰/۷۰۸۱۶۱
Sm (ppm)	۷/۱	۲/۷	۶/۷۷	۶/۷۳	۵/۶	۴				۳/۸		۵/۷۵	۳/۸		
Nd (ppm)	۲۸/۴	۲۶/۶	۲۱/۰۴	۲۰/۶۶	۲۳/۳۵	۲۰/۹۵				۱۴/۲		۵/۳۲	۱۴/۲		
$^{147}Sm/^{144}Nd$	۰/۱۳۱۱	۰/۱۲۷۴								۰/۱۶۱۴		۰/۱۰۷	۰/۱۶۱۴		
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$ m	۰/۵۱۲۴۵	۰/۵۱۲۴۳	۰/۵۱۲۴۵۵	۰/۵۱۲۴۶	۰/۵۱۲۴۶	۰/۵۱۲۴۱۱				۰/۵۱۲۲۶۷		۰/۵۱۲۲۷۱	۰/۵۱۲۲۸۶		
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$i	۰/۵۱۲۳	۰/۵۱۲۱۹								۰/۵۱۲۰۹۵		۰/۵۱۲۰۱۹	۰/۵۱۲۰۵۹		
ε Nd(t)	-۲/۳	-۶/۶	-۲/۸۲	-۲/۲۵	-۲/۵۱	-۲/۵۲				-۶/۵۱		-۶/۶۳	-۵/۹		
Refrence	[۵], [61]		[۵۲]			[۶۲]			[۵۳]	[۶۳]	[۶۴]	[۸]	[۸]	[۲۷]	

www.SID.ir

Archive of SID

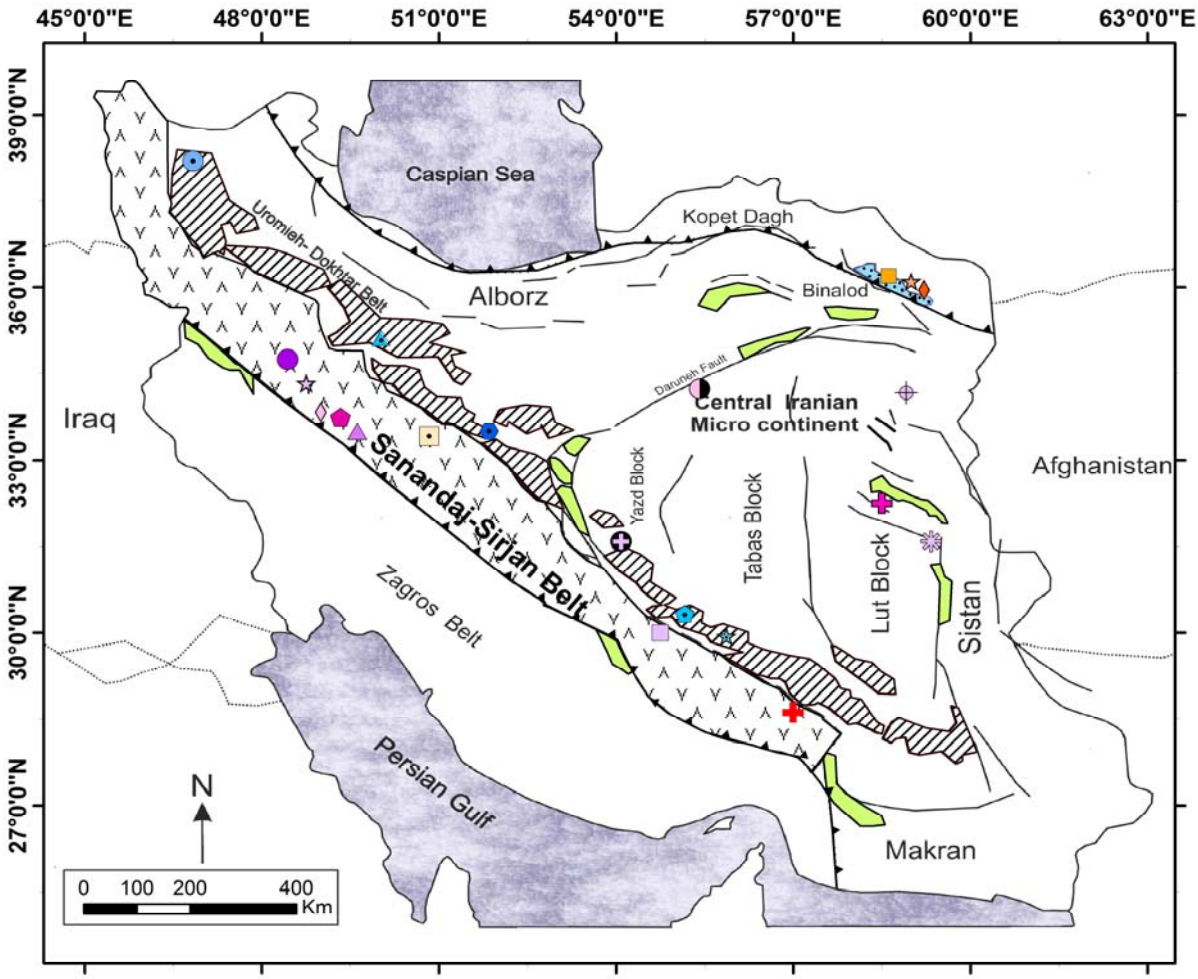
ادامه جدول ۵.

Name of intrusion	Siljerd			Shaivar Dagh			Natanz			Sar Cheshmeh	Meidnk
Structural zone	Uromieh-Dokhtar Belt			Uromieh-Dokhtar Belt			Uromieh-Dokhtar Belt			Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt
Longitude	50 00			46 50			51 51			55 52	55 10
Latitude	35 07			38 40			33 30			29 56	30 20
Rock type	Diorite	Diorite	Syenogranite	Granodiorite	Monzonite	Monzodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite
Sampele	R.2.1	R.2.21	R.2.18	Sh-M1-15	Sh-M3-73	Sh-M3-130	202	203	203		
Zircon U-Pb(Ma)				۳۱	۲۵	۲۳				۱۳	۱۲۰۵
K-Ar (Ma)	۳۹										
Rb-Sr(Ma)											
other(Ma)							$^{40}Ar/^{39}Ar$, ۲۱- ۱۹				
Rb(ppm)	۳/۶۸	۳۱/۳۶	۱۲۵/۸۶	۱۰۶/۴	۱۲۱/۵	۷۲	۱۱۷	۸۰	۷۲		
Sr(ppm)	۴۰۱/۲۷	۲۹۸/۶۵	۴۳۰/۶۲	۵۸۶/۵	۶۸۳/۸	۱۱۱۳/۱	۱۷۰	۲۱۲	۲۳۰		
$^{87}Rb/^{86}Sr$	۰/۰۲۶۶	۰/۲۲۷۵	۰/۸۶۵۴	۰/۵۱۵	۰/۵۵۶۱	۰/۱۸۷					
$(^{87}Sr/^{86}Sr)$m				۰/۷۰۴۴۲۶	۰/۷۰۴۸۱۲	۰/۷۰۶۴۶۸	۰/۷۰۶۲۶۵	۰/۷۰۶۰۱۲	۰/۷۰۴۰۵۲		
$(^{87}Sr/^{86}Sr)$ i	۰/۷۰۴۷۶	۰/۷۰۵۱۷	۰/۷۰۶۹۶	۰/۷۰۴۶۱۴	۰/۷۰۴۲۴۶	۰/۷۰۶۲۳۹	۰/۷۰۵۷	۰/۷۰۵۷۰۳	۰/۷۰۵۷۹۹	۰/۷۰۶۷۰۲	۰/۷۰۴۵۵
Sm (ppm)				۴/۳	۹/۰۸	۱۰/۴۴	۲/۱۵	۲/۷۵	۲/۸۹		
Nd (ppm)				۲۶/۶۱	۵۲/۱۵	۵۷/۷۱	۹/۲۳	۱۱/۹۷	۱۳/۲		
$^{147}Sm/^{144}Nd$				۰/۰۹۷۹	۰/۱۰۵۳	۰/۱۰۹۴					
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$ m				۰/۵۱۲۷۸	۰/۵۱۲۷۵۵	۰/۵۱۲۷۶۶	۰/۵۱۲۶۵۸	۰/۵۱۲۶۴۲	۰/۵۱۲۶۷۳		
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$i				۰/۵۱۲۷۴۶	۰/۵۱۲۷۳۹	۰/۵۱۲۷۵۷	۰/۵۱۲۶۴	۰/۵۱۲۶۲۴	۰/۵۱۲۶۵۶	۰/۵۱۲۷۱۶	۰/۵۱۲۷۵
ε Nd(t)				+ ۲/۹	+ ۲/۵۸	+ ۳/۱۳	+ ۰/۵۴	+ ۰/۲۳	+ ۰/۸۵	+ ۱/۸۵	+ ۱/۸۴
Refrence	[۶۵] ,[۶۶]			[۶۷]			[۶۸], [۶۹]			[۷۰], [۷۱]	[۷۰], [۷۱]

* داده‌های با فرمت ایتالیک توسط نویسندگان این مقاله محاسبه شده‌اند

www.SID.ir

Archive of SID



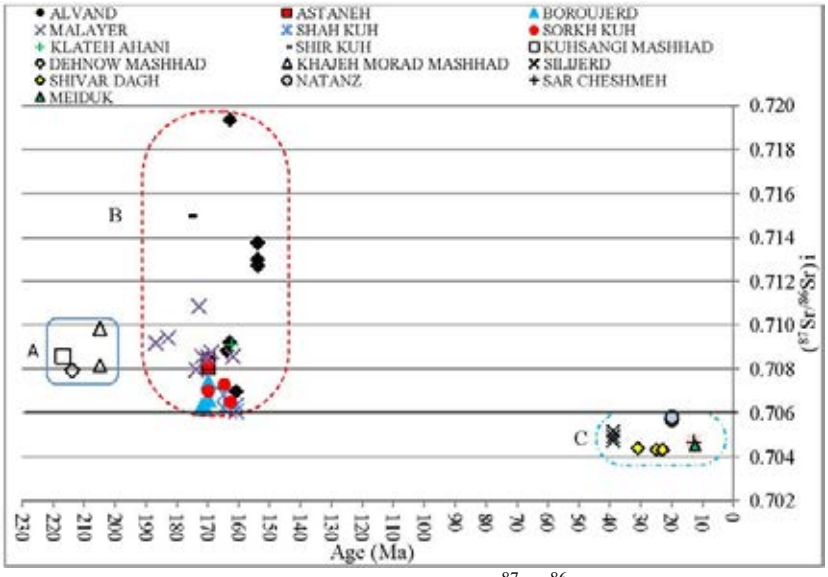
Symbol	Name of intrusion	Structural zone	Age	(87Sr/86Sr) i	ε Nd
	Hassan Robat	Sanandaj-Sirjan	288		
	Siah-Kuh	Sanandaj-Sirjan	199		(1.81 to 2.45)
	Aligoodarz	Sanandaj-Sirjan	182-172		
	Alvand	Sanandaj-Sirjan	163-154	0.70699 - 0.71938	(-1.1 to -4.5)
	Astaneh	Sanandaj-Sirjan	170	0.70804- 0.70842	(-5.4 to -6.0)
	Boroujerd	Sanandaj-Sirjan	172-170	0.70620- 0.7074	(-3.02 to -3.62)
	Chah-Dozdan	Sanandaj-Sirjan	164		
	Malayer	Sanandaj-Sirjan	187-162	0.70797- 0.71087	(- 2.3 to -4.9)
	Shah Kuh	Lut Block	165-161	0.70609- 0.70684	(- 2.25 to - 2.82)
	Sorkh Kuh	Lut Block	170-163	0.70650- 0.70730	
	Klateh Ahani	Lut Block	162	0.709131	(-6.51)
	Ayrakan	Central Iran	168		
	Shir- kuh	Central Iran	176	0.715	
	Kuhsangi Mashhad	Binalod	217	0.70859	(-6.63)
	Dehnow Mashhad	Binalod	214	0.70794	(-5.9)
	Khajeh Mourad Mashhad	Binalod	205	0.70816- 0.70985	
	Silijerd	Urumieh–Dokhtar Belt	39	0.70475- 0.70516	
	Shaivar Dagh	Urumieh–Dokhtar Belt	31-23	0.70433- 0.70441	(2.58 to 3.13)
	Natanz	Urumieh–Dokhtar Belt	21-19	0.70570- 0.70579	(0.23 to 0.85)
	Sar Cheshmeh	Urumieh–Dokhtar Belt	13	0.704702	1.85
	Meiduk	Urumieh–Dokhtar Belt	12.5	0.70455	1.84

Paleothetys ophiolitic rocks Neothetys ophiolitic rocks Thrust fault Major fault

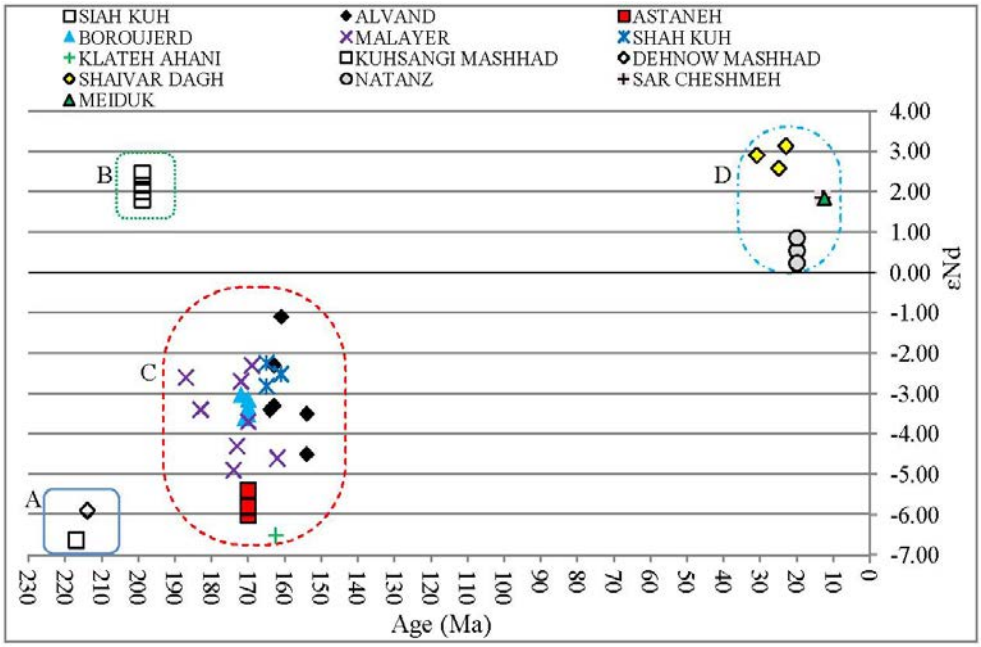
شکل ۸. موقعیت توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی و برخی از توده‌های قبل و بعد از آن در ایران همراه با داده‌های سن سنجی و ایزوتوپی شکل اولیه با تغییرات از [۱۱، ۱۳، ۱۴].

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۹. نمودار سن در برابر داده‌های اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی موجود در جدول شماره ۵. A: توده‌های مربوط به برخورد پالئوتتیس؛ B: توده‌های ژوراسیک میانی؛ C: توده‌های نفوذی حاصل از فرورانش در ترشیاری.



شکل ۱۰. نمودار سن در برابر داده‌های اولیه εNd برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی موجود در جدول شماره ۵. A: توده‌های مربوط به برخورد پالئوتتیس؛B: توده نفوذی آغازین فرورانش نئوتتیس (سیاه‌کوه): C: توده‌های ژوراسیک میانی؛ D: توده‌های نفوذی حاصل از فرورانش در ترشیاری.

در نمودار سن در برابر ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ شکل (۹)، گرانیتوئیدهای حاصل از بسته شدن پالئوتتیس و نیز ژوراسیک میانی مقادیر بالای ۰/۷۰۶ و گرانیت‌های فرورانشی ترشیاری مقادیر کمتر از ۰/۷۰۶ دارا می‌باشند. با توجه به این نمودار، می‌توان مقدار ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر با ۰/۷۰۶ را به عنوان مرز جداکننده گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته و جبه برای صفحه ایران پیشنهاد کرد. در نمودار سن در برابر εNd شکل (۱۰)، مقدار εNd برای گرانیتوئیدهای حاصل از فرورانش (توده نفوذی سیاه‌کوه و توده‌های نفوذی ترشیاری) مثبت و برای گرانیتوئیدهای تیپ برخوردی (حاصل از بسته شدن پالئوتتیس و ژوراسیک میانی) منفی می‌باشد. مقادیر مثبت منشأ جبه‌ای و مقادیر منفی منشأ پوسته‌ای را برای ماگما پیشنهاد می‌کند [۷۳].

www.SID.ir

Archive of SID

برخی از شواهد زمین‌شناسی رخداد برخورد تکتونیکی در دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی ایران

در صورت برخورد دو صفحه عربی و ایران، علاوه بر ماگماتیسم خاص این موقعیت تکتونیکی، از برخی شواهد دیگر زمین-شناسی نیز می‌توان جهت اثبات رخداد این پدیده کمک گرفت که برخی از این شواهد در زیر آورده شده است:

چینه شناسی

رخداد زمین‌ساختی سیمرین میانی (باتونین (Bathonian)) اولین بار توسط آقانباتی [۷۴]، آقانباتی و سعیدی [۷۵] برای زمان ژوراسیک میانی ایران معرفی گردیده است. بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک ایران گویای آن است که رویداد سیمرین میانی رویدادی کوه‌زاست که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جای‌گیری توده‌های نفوذی و حتی دگرگونی همراه بوده است [۶۳]. آقانباتی [۶۳] زمان رخداد سیمرین میانی را در همه جا یکسان ندانسته، اما سن جای‌گیری برخی از توده‌های نفوذی مرتبط با این رخداد را ۱۶۵ تا ۱۷۵ میلیون سال در نظر گرفته است. برخی از مهمترین تأثیرات رخداد سیمرین میانی بر زمین‌شناسی ایران شامل: توقف در رسوب‌گذاری، ایجاد فرابوم، جای‌گیری توده‌های نفوذی، تکاپوی آتشفشانی، دگرگونی و کانه‌زایی می‌باشد [۶۳].

دگرگونی و متامورفیسم

از نتایج عملکرد رویداد سیمرین میانی (در ژوراسیک میانی)، ایجاد دگرگونی در سنگهای تریاس زیرین- ژوراسیک میانی (گروه شمشک) و سنگهای کهن‌تر است [۶۳]. از جمله شواهد عملکرد این فاز دگرگونی در مناطق حاوی گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: در بلوک لوت دگرگونی ناحیه‌ای (کوه‌زایی ژوراسیک میانی) باعث تبدیل شیل و ماسه سنگ شمشک به اسلیت و کوارتزیت شده است. در زمان ژوراسیک میانی (۱۶۲-۱۶۵) توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی همچون شاه‌کوه، کلاته آهنی و سرخ‌کوه به داخل این اسلیت و کوارتزیت‌ها داخل شده‌اند [۳۶]. سن‌سنجی بیوتیت میکاشیست گارنت واقع در ۶۰ کیلومتری غرب و جنوب غربی نهبندان، به روش روبیدیم- استرونسیم، ۱۶۵ میلیون سال را نشان داده است [۷۶]، که با فاز سیمرین میانی هماهنگی دارد [۶۳]. محمودی و همکاران [۳۵] برای مجموعه دگرگونی ده‌سلم سن ۱۵۹ و ۱۶۳ میلیون سال را به دست آورده‌اند. توده نفوذی شاه‌کوه در این مجموعه دگرگونی نفوذ نموده است. رخداد دگرگونی ناحیه‌ای (با درجه آمفیبولیت متوسط) و ضخیم شدگی پوسته در مجموعه دگرگونی قوری (Qori Complex) در جنوب غرب زون سنندج- سیرجان بین ۱۸۷ (Zircon SHRIMP U–Pb) و ۱۸۰ (Monazite Pb CHIME U–Th total) میلیون سال ثبت شده است. توده نفوذی گرانیتوئیدی چاه‌دزدان در این میان مجموعه دگرگونی نفوذ کرده است [۷۷]. در منطقه همدان، قدیمی‌ترین سنگهای شناسایی شده در ستون چینه‌شناسی سن ما قبل ژوراسیک بالایی دارند و در حد متوسط تا شدید دگرگون شده‌اند. فسیل‌های شناسایی شده در این سنگها نشان‌دهنده سن ژوراسیک است و به‌ویژه فسیلهای اول ژوراسیک میانی در این سنگها دیده می‌شوند. بر روی این سنگهای دگرگونی ماسه‌سنگ و آهک غیر دگرگون با مرز ناپیوسته حرارتی (Thermal Discontinutiy) به سن ژوراسیک بالایی قرار گرفته است [۷۸]. وجود فسیل‌های اول ژوراسیک میانی در میان سنگهای دگرگون و پوشیده شدن توسط سنگهای غیر دگرگون ژوراسیک بالایی نشان می‌دهد که رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در حدود زمان ژوراسیک میانی در این ناحیه رخ داده است. توده نفوذی الوند با سن ژوراسیک میانی در سنگهای دگرگون این منطقه نفوذ کرده است. احدنژاد و همکاران [۷۹] در منطقه همدان، جای‌گیری سنگهای پلوتونیک ملایر را همزمان با دگرشکلی در مقیاس ناحیه‌ای و در یک محیط با استرین بالا دانسته‌اند.

جای‌گیری افیولیت

در محل خط درز زاگرس چندین توده افیولیت دیده می‌شود که حاصل برخورد قاره‌ای بین صفحه آفریقا- عربی و ایران است [۸۰]. کمربند افیولیتی نیریز- کرمانشاه از این جمله می‌باشد که در طول زاگرس به‌روی حاشیه جنوبی زون سنندج- سیرجان فرارانش کرده است [۸۱]. اکثر محققان سن جای‌گیری این کمربند افیولیتی را کرتاسه بالایی در نظر گرفته‌اند [۱۱، ۳۰، ۸۱، ۸۲]، با وجود این سن دیگری نیز برای جای‌گیری افیولیت‌های این کمربند پیشنهاد شده که قابل تأمل است. تعیین سن به دست آمده به روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ توسط Haynes و Reynolds [۸۳]، نشان می‌دهد که صفحه اقیانوسی نئوتتیس در دو مرحله گسسته

www.SID.ir

Archive of SID

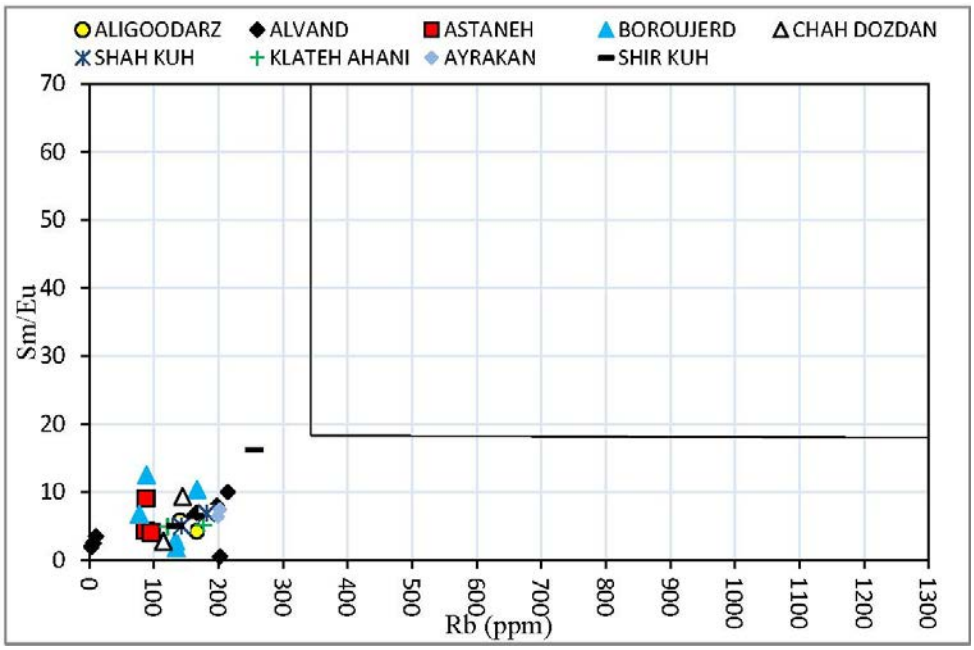
و به طور تکتونیکی در زاگرس و مکران جای‌گیری شده است: مرحله اول در ژوراسیک میانی (۱۷۰~ میلیون سال) و مرحله دوم کرتاسه بالایی (۸۹~ و ۹۷~ میلیون سال)، همچنین آمفیبولیت‌های مرتبط با مجموعه افیولیت‌های دگرگون شده منطقه نیریز توسط ادیب [۸۴]، بررسی شده است. تعیین سن انجام شده دو سری سن ژوراسیک میانی (۱۷۰ میلیون سال) و کرتاسه بالایی (۸۹ میلیون سال) نشان می‌دهند. با توجه به این مطالب در کمربند افیولیتی زاگرس دو گروه کلی سنی ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی قابل مشاهده است. حضور دو سن متفاوت در این کمربند احتمالاً به دو دلیل باشد: ۱) جای‌گیری افیولیت‌ها در خط درز زاگرس طی دو زمان متفاوت (ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی)، ۲) با توجه به این‌که تعیین سنها عمدتاً به روش K-Ar و Ar- Ar انجام شده‌اند و این روش به دگرگون شدن سنگها حساس است [۷۲]، احتمال این می‌رود که بخشی از افیولیت‌های جای‌گزین شده در ژوراسیک میانی، در زمان کرتاسه بالایی در اثر اعمال فشار حاصل از جای‌گیر شدن افیولیت‌های کرتاسه بالایی دچار تغییر سن شده‌اند و در واقع سن دگرگونی را از خود نشان می‌دهند نه سن جای‌گیر شدن را. به هر حال این کمربند افیولیتی از نظر سن‌سنجی نیازمند بررسی بیشتر است.

کانه‌زایی

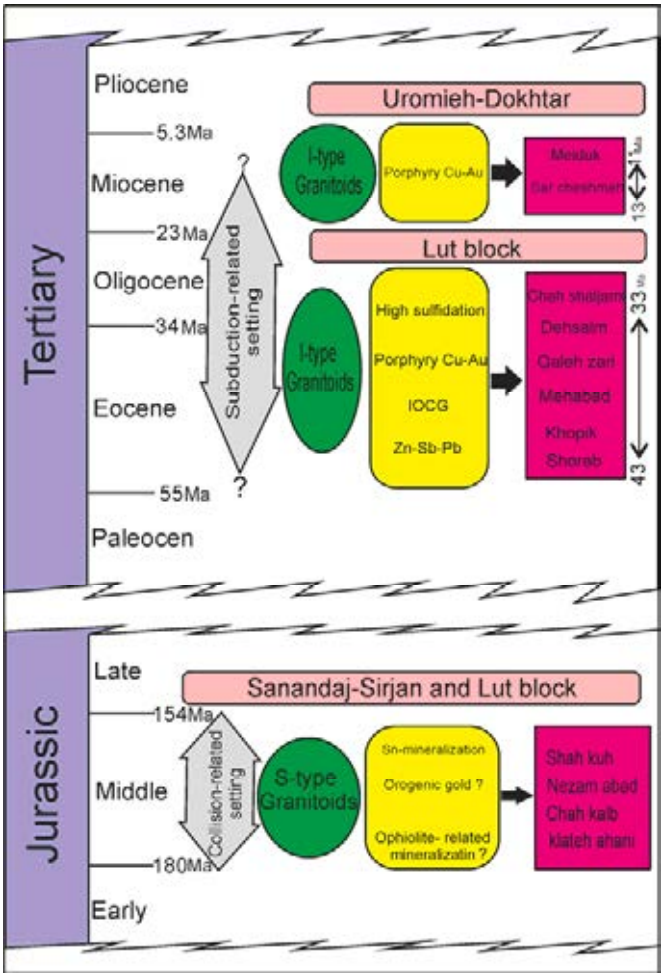
محیطهای برخورد قاره‌ای (Continental Collision Environments) قابل تقسیم به سه زیر گروه تکتونیکی یا زمین‌شناسی هستند که عبارتند از: ۱) توالی افزاینده، کمربند چین- تراست، ۲) گرانیتوئیدهای برخوردی، ۳) پوسته اقیانوسی فرارانده شده یا افیولیت‌ها. در محیط اول کانی‌زایی طلای مزوترمال کوه‌زاد، در محیط دوم استوک‌ورک، اسکارن، گرایزن و پگماتیت با کانه‌زایی Sn,W,Li,Bi,Be,U(Nb,Ta) و در محیط سوم کانه‌زایی سولفید توده‌ای قبرس و کرومیت پودیفرم قابل مشاهده می‌باشند [۸۵]. در مورد کانه‌زایی همراه با گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی ایران، می‌توان به چندین کانه‌زایی قلع و تنگستن اشاره کرد: کانسار قلع شاه‌کوه (توده نفوذی شاه‌کوه)، کانسار تنگستن نظام‌آباد (توده نفوذی آستانه)، کانسار چاه‌کلب (توده نفوذی شاه‌کوه)، نشانه معدنی ده‌سلم (توده نفوذی شاه‌کوه) [۸۶، ۸۷] و کانه‌زایی تازه اکتشاف شده کلات‌آهنی [۸۸]. به‌طور کلی تاکنون ذخیره بزرگ و قابل توجهی از نظر قلع و تنگستن همراه با گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی ایران مشاهده نشده است. بررسی توان کانی‌سازی توده گرانیتی ملاطالب (الیگودرز)، با استفاده از ویژگیهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهد این توده فاقد کانه‌زایی بوده و در رده گرانیتوئیدهای عقیم قرار می‌گیرد [۸۹]. همچنین مطالعات انجام شده بر روی گرانیتوئیدهای تیپ S حاصل از بسته شدن پالئوتتیس همچون کوه‌سنگی، خواجه‌مراد و وکیل‌آباد نشان می‌دهد این گرانیت‌ها در رده فاقد کانه‌زایی قرار می‌گیرند [۹۰]. در نمودارRb در برابر Sm/Eu گرانیتوئیدهای برخوردی تیپ S زمان ژوراسیک میانی، برخوردی پالئوتتیس ایران و توده‌های کانه‌زا از دیگر نقاط جهان ترسیم شده است (شکل ۱۱). همان‌طور که در شکل (۱۱) مشاهده می‌شود، توده‌های ژوراسیک میانی در محدوده گرانیت‌های کانه‌زای قلع قرار نمی‌گیرند. نکته قابل توجه از نظر کانه‌زایی گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی این است که هیچ‌گونه آثاری از کانه‌زایی مس پورفیری که شاخص محیط حاشیه فعّال فرورانشی در یک محیط همگراست [۹۱]، در بین این تودهای نفوذی مشاهده نشده است. این موضوع خود می‌تواند دلیلی بر تفاوت اساسی از نظر محیط تکتونیکی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی با گرانیتوئیدهای حاوی کانی‌زایی مس پورفیری در کمربند ماگمایی ترشیاری ارومیه- دختر و بلوک لوت باشد (شکل ۱۲). در شکل شماره (۱۲) به خوبی تأثیر محیط تکتونیکی بر ماگماتیسم و نوع کانی‌سازی در برخی زون‌های ساختاری مختلف ایران به همراه مثالهایی از این کانی‌سازیها قابل مشاهده است. لازم به ذکر است این شکل فقط جهت مقایسه زمانها (ژوراسیک میانی و ترشیاری)و مکانهای یاد شده (زون سنندج- سیرجان، بلوک لوت و کمربند ارومیه- دختر) ترسیم شده و دیگر نقاط و مکانها بررسی نشده است. از جمله دیگر کانسارهای مرتبط با گرانیتوئیدها می‌توان به کانه‌زایی اورانیوم چشمه‌شتری آیرکان اشاره کرد. منشأ اورانیوم در این کانه‌زایی به توده نفوذی آیرکان نسبت داده شده است [۹۲]. افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه از جمله مناطق اولویت‌دار کرم در ایران بوده که از جمله کانسارهای این کمربند افیولیتی کانسار خواجه جمالی نیریز می‌باشد [۸۶]، با وجود این تعلق این کانسار به افیولیت‌های جای‌گزین شده در ژوراسیک میانی یا زمانهای بعدی نیاز به بررسی دقیق سن‌سنجی دارد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۱. نمودار Rb در برابر Sm/Eu برای گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی و گرانیتوئیدهای حاوی کانه‌زایی قلع در دیگر نقاط جهان [۹۰].



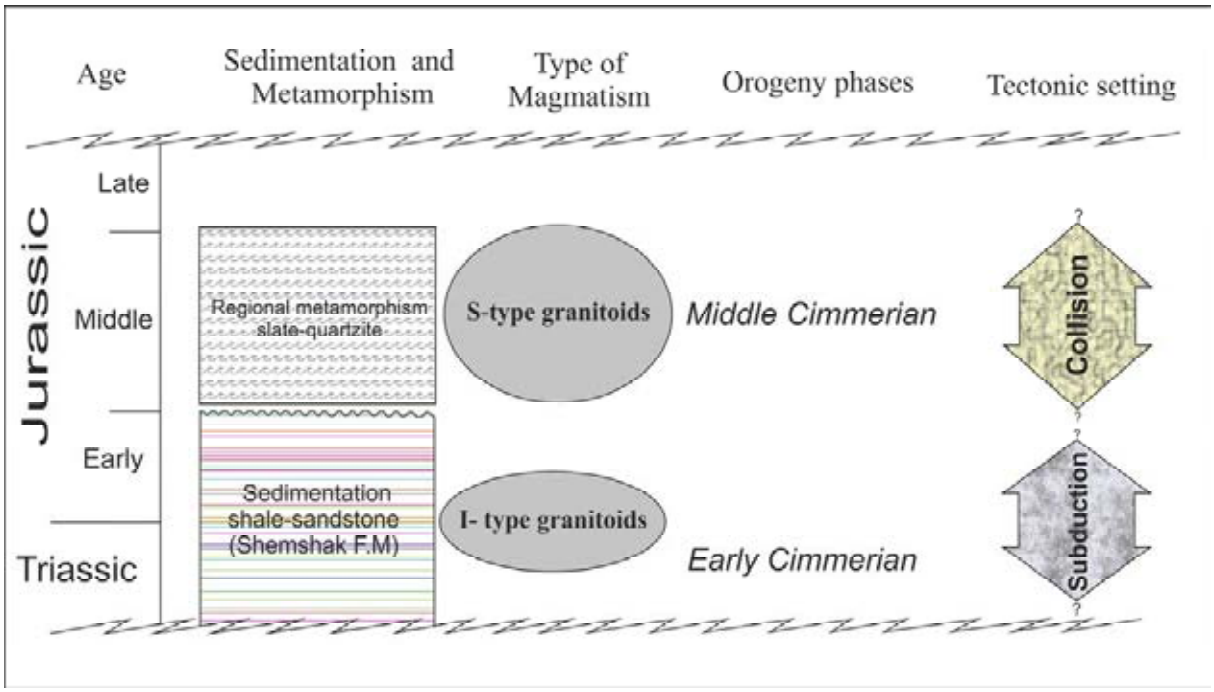
شکل ۱۲. مقایسه ماگماتیسم و کانی‌سازی دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی و ترشیاری.

www.SID.ir

Archive of SID

بحث و نتیجه‌گیری

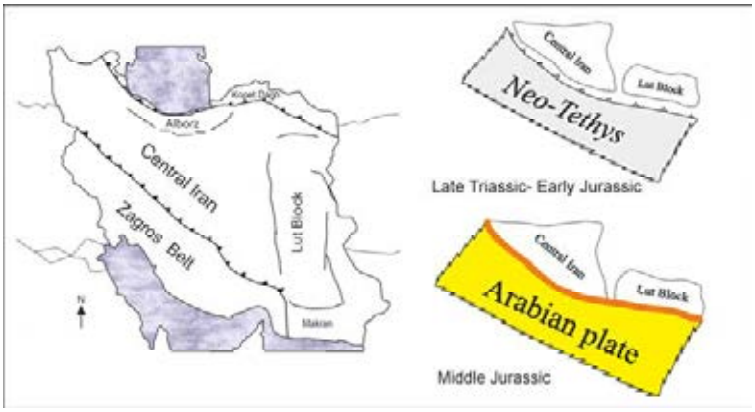
در دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی یکی از شدیدترین فعالیت‌های ماگمایی ایران رخ داده است که جای‌گیری تعداد زیادی توده نفوذی را در پی داشته است. این توده‌ها اغلب در حاشیه صفحات و در زون سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و بلوک لوت قابل مشاهده‌اند. از نظر ژئوشیمی اغلب این توده‌ها از نوع پرآلومینوس هستند. نسبت CaO/Na_2O در اکثر نمونه‌ها بالای۰/۳ است که منشأ فقیر از رس (حضور پلاژیوکلاز) را برای تولید مذاب پرآلومینوس تیپ S پیشنهاد می‌دارد [۸۶]. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت [۸۶]، عنصر Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد و نسبت Eu/Eu* در اغلب نمونه‌ها زیر ۱ است که نشان‌دهنده شرایط احیایی تشکیل ماگما و یا منشأ گرفتن آن از عمق پایداری پلاژیوکلاز است. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K,Cs,Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (La, Ce) (LREE) و کاهیدگی عناصر Ba,Nb,Ta,Sr,Ti را نشان می‌دهد. مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ این توده‌ها بین ۰/۷۰۶۰۹ تا ۰/۷۱۹۳۸ و مقدار اولیه εNd آن منفی بوده و بین ۶/۵۱- تا۱/۱- در تغییر است که منشأ قاره‌ای را برای تولید ماگما پیشنهاد می‌کند. در مقایسه با توده‌های تیپ S حاصل از برخورد پالئوتتیس در زون بینالود و توده‌های تیپ I فرورانشی در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر، مقادیر ایزوتوپی توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی شباهت زیادی با توده‌های تیپ S برخوردی پالئوتتیس در زون بینالود نشان می‌دهند. دورهٔ زمانی ژوراسیک میانی دوره ویژه‌ای از نظر تکتونیک- ماگماتیسم به نظر می‌رسد، به طوری که علاوه بر نوع ماگماتیسم این دوره زمانی شواهد زمین‌شناسی نیز تأییدی بر رخداد کوه‌زایی و برخورد دو قاره با یکدیگر است. توقف در رسوب‌گذاری، دگرگونی ناحیه‌ای، جای‌گیری افیولیت و کانه‌زایی مرتبط با موقعیت برخورد از شواهد تأیید کننده برخورد صفحه ایران و عربستان می‌باشد (شکل ۱۳). مدل احتمالی وضعیت صفحات و موقعیت تکتونیکی جای‌گیری برخی از توده‌های نفوذی در شکل (۱۴) و (۱۵) آورده شده است. پیش از این بررسی، بسیاری از این توده‌های ژوراسیک میانی در تحقیقات گذشته به عنوان تیپ S شناخته شده بوده‌اند، همچون شاه‌کوه [۳۶]، سرخ‌کوه [۳۶]، کلاته‌آهنی [۵۳]، الیگودرز (ملاطالب) [۸۹]، الوند [۹۳]، چاه‌دزدان [۵۰]، آیرکان [۵۴] و شیرکوه [۵۵]؛ با وجود این به نظر می‌رسد توجیه موقعیت تکتونیکی در برخی از این پژوهشها با مشکلاتی روبه‌رو بوده است.



شکل ۱۳. نمودار نشان‌دهنده زمان و موقعیت تکتونیکی ژوراسیک میانی ایران.

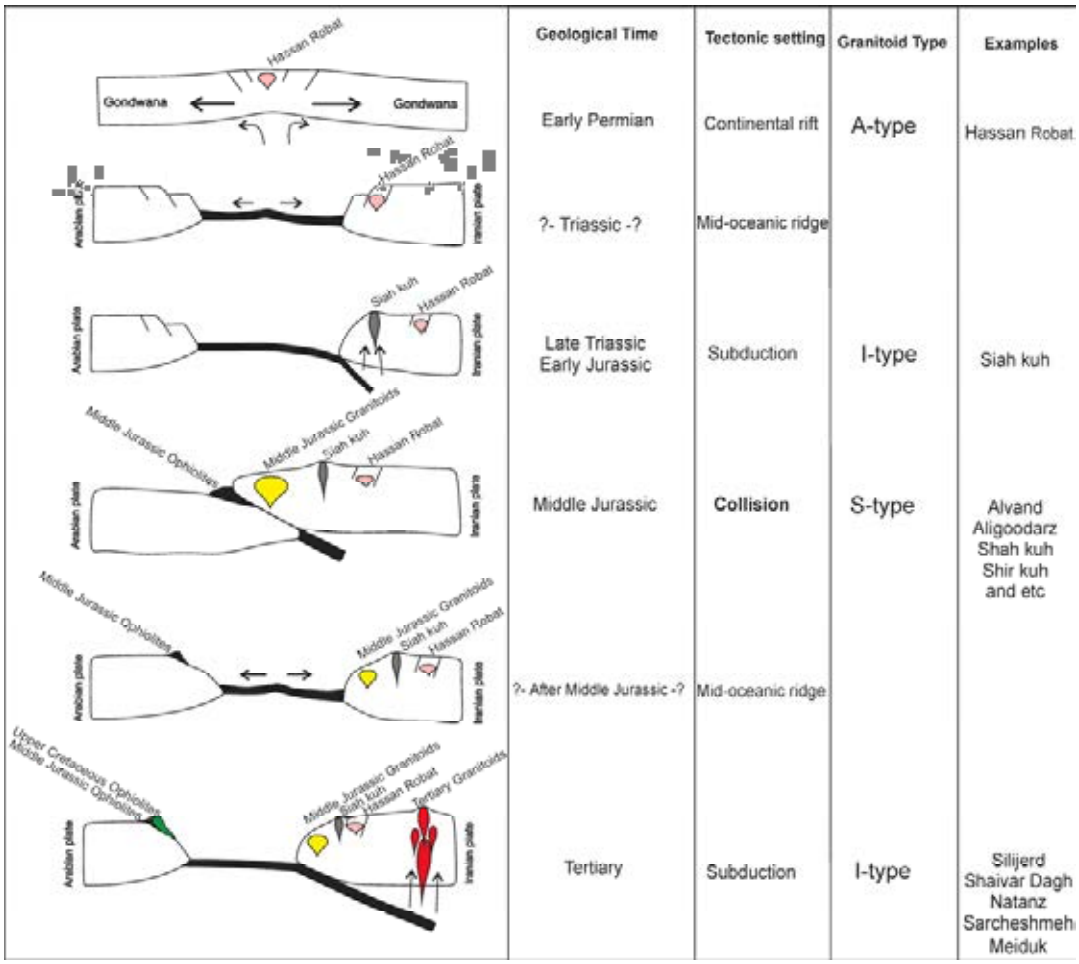
www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۴. شکل شماتیک مربوط وضعیت صفحات تکتونیکی نسبت به هم در زمان قبل و همزمان با ژوراسیک میانی ایران.

با توجه به هم‌یافت بودن افیولیت‌های با سن ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی درون کمربند افیولیتی نیریز ـ کرمانشاه، احتمالاً مرحله اول بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ژوراسیک میانی بوده و باز شدن مجدد و برخورد دوباره آن نیز در همین خط درز صورت گرفته است، چراکه افیولیت‌های کرتاسه بالایی نیز در همین کمربند دیده می‌شوند (شکل ۱۵). به لحاظ موقعیت تکتونیکی برخوردی این مناطق، دیدگاههای اکتشافی نیز باید بر این اساس طرح‌ریزی گردند. با توجه به این مسأله پتانسیل کانه‌زایی قلع، تنگستن، طلای نوع کوه‌زایی، سولفید توده‌ای نوع قبرس و کرومیت نوع آلپی در این مناطق برخوردی دور از دسترس نیست، کما این‌که برخی از آنها مورد اکتشاف و بهره‌برداری نیز قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۵. وضعیت تکتونو ـ ماگماتیسم گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی و مراحل تکتونیکی قبل و بعد از این دورهٔ زمانی.

www.SID.ir

Archive of SID

منابع

[1] Barbarin B., *"A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments"*, Lithos 46 (1999) 605–626.

[2] Harris N. B., Pearce J. A., Tindle A. G, *"Geochemical characteristics of collision zone magmatism"*, In Coward M. P. and Reis, A. C., (eds), collision tectonics Spec. Publ. Geol. Soc 19 (1986) 67-81.

[3] Stampfli G. M., Pillevuit A., *"An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm"*, In: J. Dercourt, L.E. Ricou, and B. Vrielinck (Eds.), Atla Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Gauthier- Villars, Paris (1993) 55–62.

[4] Stampfli G. M., Marcoux J., Baud A., *"Tethyan margins in space and time"*, In: Channell, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.) Paleogeography and paleoceanography of Tethys Palaeogeography, Palaeoclimatology. Palaeoecology 87 (1991) 373–410.

[5] Davoudzadeh M., Schmidt K., *"A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran"*, Neues Jahrbuch fur Geol Palaeontol Abhteilungen 168 (1984) 182–207.

[6] Stampfli G. M., *"The intra-alpine terrain: a Paleo-Tethyan remnant in the alpine variscides"*, Eclogae Geologicae Helvetiae 89 (1) (1996) 13–42.

[7] Stampfli G. M., *"Tethyan oceans"*, In E. Bozkurt, J. A. Winchester and J. D. A. Piper. Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area, Geological Society of London, Special Publication 173 (2000) 1–23.

[8] Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L., *"Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences. 37 (2010) 384-393.

[9] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine. (2011) doi:10.1017/S001675681100046X.

[10] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi, M.R., *"Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397–412.

[11] Berberian M., King G. C. P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.

[12] Arvin M., Pan Y. M., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., *"Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of neotethys subduction"*, Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 474-489.

[13] Ruttner A., Stöcklin J., *"Geological map of Iran, scale 1:1000,000"*, Geological Survey of Iran, (1967).

[14] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East, scale 1:2,900,000"*, Geological Survey of Iran, (1991).

[15] Berberian F., Berberian M., *"Tectono-plutonic episodes in Iran"*, In: Delany F.M., Gupta, H.K. (Eds.), Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution American Geophysical Union Geodynamics Series 3 (1981) 5-32.

[16] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review"*, American Association of Petroleum Geology Bulletin 52 (1968) 1229-1258.

[17] Jolivet L., Faccenna C., *"Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision"*, Tectonics 19 (2000) 1095-106.

[18] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation"*, International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401-419.

[19] Vincent S. J., Allen M. B., Ismail-zadeh A. D., Flecker R., Foland K. A., Simmons, M. D., *"Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region"*, Geological Society of America Bulletin 117 (2005) 1513-33.

[20] Ballato P., Mulch A., Landgraf A., Strecker M. R., Dalconi M. C., Friedrich A., Tabatabei S.H., *"Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran"*, Earth and Planetary Science Letters 300 (2010) 125-38.

[21] Crawford A. R., *"Iran continental drift and plate tectonics"*, 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Sect. 3 (1972) 106.112.

[22] Stampfli G. M., Borel G. D., *"A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones"*, Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.

www.SID.ir

Archive of SID

K., Walker J. D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Tectonophysics 451 (2008) 1-4, 71-96.

[34] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., *"Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran"*, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 357-383.

[35] Mahmoudi S., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., *"Magmatic and metamorphic history of the Deh–Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U–Pb geochronology"*, International Journal of Earth Sciences 99 (2010) 11153–11165.

[36] Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L, Saadat S, Malekezadeh A., *"Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran"*, Journal Geopersia. 1 (1) (2011) 19-36.

[37] Karimpour M. H., Farmer L., Ashouri C. Saadat S., *"Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran"*, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran (17) 2 (2006) 127-145.

[38] Hooper R. J., Baron I., Hatcher J. R D., Agah S., *"The development of the southern Tethyan margin in Iran after the breakup of Gondwana: implications of the Zagros hydrocarbon province"*, Geosciences 4 (1994) 72-85.

[39] Sabzehei M., "*Geological Quadrangle Map of Iran, No. 12, Hajiabad, 1:250,000"*, Geological Survey of Iran, (1994).

[40] Forster H., Fesefeldt K., Kursten M., *"Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt"*, In: 24th International Geology Congress, Section 2 (1972) 198–210.

[41] Jung D., Kursten M., Tarkian M., *"Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate"*, In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), Afar between continental and oceanic rifting. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart (1976) 175–181.

[42] Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J., Berberian M., *"Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran"*, Journal of the Geological Society 139 (1982) 605-614.

[23] Ramezani J., Tucker R. D., *"The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for gondwana tectonics"*, American Journal of Science 303 (2003) 622-665.

[24] Golonka J., *"Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic"*, Tectonophysics 381 (2004) 235-273.

[25] Saidi A., Brunet M. F., Ricou I. E., *"Continental accretion of the Iran Block to the Eurasia as seen from late Paleozoic to early Cretaceous subsidence curves"*, Geodinamica Acta (10) 5 (1997) 189-208.

[26] Bagheri B., Stampfli G. M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications"*, Tectonophysics 451 (2008) 123-155.

[27] Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Pechersky D. M., Sibuet J. C., *"Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic"*, Tectonophysics 123 (1986) 37-82.

[28] Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbortshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O.,Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Biju-Duval B., *"Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias"*, Tectonophysics 123 (1986) 241–315.

[29] Alirezaei S., Hassanzadeh J., *"Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran"*, Lithos. (2011) http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015 .

[30] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations"*, Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

[31] Tillman J. E., Poosti A., Rossello S., Eckert, A., *"Structural evolution of Sanandaj- Sirjan Ranges near Esfahan, Iran"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 65 (1981) 674-687.

[32] Mohajjel M., Fergusson C. L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Structural Geology 22 (2000) 1125-1139.

[33] Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Schmitt A.

www.SID.ir

Archive of SID

[43] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., *"The Interpretation of Igneous Rocks"*, George Allen and Unwin, (1979) London.
[44] Peccerillo A., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamaonu area, North Turkey"*, Contrib Mineral Petrol 58 (1976) 63-81.
[45] Villaseca C., Barbero L., Herreros V., *"A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts"*, Trans Roy Soc Edinb, Earth Sci 89 (1998) 113-119.
[46] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., Valizadeh M. V., *"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 (2011) 195-216.
[47] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vousoughi Abedini M., *"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 (2010) 668-683.
[48] Tahmasbi Z., Castro A., Khalili M., Ahmadi Khalaji A., Rosa J. D. L., *"Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 81–96
[49] Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj– Sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859-877.
[50] Fazlnia A., Moradian A., Alipour S., *"Synchronous activity of two kinds of magmas, anorthosite and S-type granite, in the Chah-Dozdan intrusion, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP U–Pb and monazite CHIME U–Th–total Pb dating"*, Earth and Life 2 (2007) 24-44.
[51] Ahadnejad V., Hirt A. M., Valizadeh M. V., Jaberi-Bokani S. , *"The ammonium content in the Malayer igneous and metamorphic rocks (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran)"*, Geologica Carpathica (62) 2 (2011) 171-180.
[52] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M. V., Moore F., Cotton J., *"Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization"*, Journal of Asian Earth Sciences 25 (2005) 961-980.
[۵۳] مرادی‌نقندر م.، کریم‌پور م.ح.، فارمر ج.ل.، استرن چ.، *"ژئوشیمی ایزوتوپهای Sm-Nd و Rb-Sr سن‌سنجی زیرکن و پتروژنز باتولیت گرانودیورتی-گرانیتی نجم آباد، گناباد"*، مجله زمین‌شناسی اقتصادی شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۱۲۷-۱۴۵.
[۵۴] بهارزاده ح.، ترابی ق.، احمدیان ج.، ابراهیمیان ز.، *"ژئوشیمی توده نفوذی ایرکان، دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن"*، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۳۲ (۱۳۸۷) ص ۱۳-۳۲.
[55] Shibi M., Esmaeily D., Nedelec A., Bouchez J. L., Kananian A., *"Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite,southwest Yazd, Central Iran"*, Island Arc 19 (2010) 292-312.
[56] Sylvester P. J., *"Post-collisional strongly peraluminous granites"*, Lithos 45 (1998) 29-44.
[57] Boynton W. V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies"*, In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry. Elsevier (1984) 63-114.
[58] Rollinson H. R., "*Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation"*, Longman Scientific and Technical, (1993) New York.
[59] Taylor S. R., McLennan S. M., *"The geochemical evolution of the continental crust"*, Reviews in Geophysics 33 (1995) 241-265.
[60] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., Wernicke B. P., Achmitt A. K., Axen G., Horton B., *"Middle Jurassic flare-up and cretaceous magmatic lull in the central Sanandaj-Sirjan arc, Iran"*, analogy with the southwestern United States. GSA Annual Meeting, United States, (2009)
[61] Esmaeily D., Bellon H., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Juteau T., *"The Shah-Kuh granite in Eastern Iran: a detailed chronology"*, Comptes Rendus Ge´oscience (2004) (submitted for publication).
[62] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., *"Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran, Ministry of mines and metals"*, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 285-336.
[۶۳] آقانباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۳).
[64] Forster H., *"Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran"*, Journal of Geological Society of London 135 (1978) 443- 455.

www.SID.ir

Archive of SID

[65] Caillat C., Dehlavi P., Martel-Jantin B., *"Geologie de la region de Saveh Iran Contribution a l'etude du volcanism et du plutonism tertiares de la zone de l'Iran central"*, These de doctorat de specialities, (1978).

[۶۶] قاسمی ح.، رمضانی ا.، خانعلی‌زاده ع.ر.، *"سنگ شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی ـ ماگمایی توده آذرین نفوذی سلیجرد، شمال‌غرب ساوه"*، مجله علوم‌زمین، شماره ۱۷ (۱۳۸۷) ص ۶۸-۸۵.

[67] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., *"Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran"*, Geological Magazine 148 (5–6) (2011) 980-1008.

[68] Berberian M., *"Generalized tectonic map of Iran"*, In: Berberian, M., (Ed.), Continental Deformation in the Iranian Plateau. Geological Survey of Iran, Report No. 52, (1983) Tehran.

[69] Haschke M., Ahmadian J., Murata M., McDonald I., *"Copper Mineralization Prevented by Arc-Root Delamination during Alpine-Himalayan Collision in Central Iran"*, Economic Geology 105 (2010) 855-865.

[70] Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., *"Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran"*, Mineralium Deposita 44 (2009) 265-283.

[71] McInnes B. I. A., Evans N. J., Fu F. Q., Garwin S., *"Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits"*, Rev Mineral Geochem 58 (2005) 467-498.

[72] Allegre C. J., *"Isotope Geology"*, Cambridge University Press. New York, (2008).

[73] White W. M., *"Geochemistry"*, John-Hopkins University Press. Baltimore, (1997).

[74] Aghanabati S., *"Etude geologique de la region de Kalmard (W. Tabas)"*, These Doctorat d'Etat : No. A.D.11. 623 (1975) Gronoble, France.

[۷۵] آقانباتی ع.، سعیدی ع.، *"معرفی حرکات باتونین (ژوراسیک میانی) در ایران مرکزی"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران (۱۳۶۰).

[76] Crawford A. R., *"A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India"*, Mémoire hors Série de la Société Géologique de France 8 (1977) 251-260.

[77] Fazlnia A., Schenk V., Straaten F. V. D., Mirmohammadi M., *"Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran"*, Lithos 112(2009) 413-433.

[78] Baharifar A., Moinevaziri H., Bellon H., Piqué A., *"The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj–Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events"*, Comptes Rendus Geoscience 336 (2004) 1443-1452.

[79] Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R., Rezaei-Kahkhaei M., *"Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran"*, Neu. Jb. Geol. Palaont. Abh. 261/1 (2011) 61-75.

[80] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., *"Geochemistry and petrology of subalkaline and alkaline extrusives of Kermanshah ophiolite, Zagros suture zone, SW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 17 (1999) 319-332.

[81] Stocklin J., *"Possible ancient continental margins in Iran"*, In: Burk, C. A., Drake, C. L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin (1974) 873-887.

[82] Alavi M., *"Tectonostratigraphic evolution of the Zagros ides of Iran"*, Geology 8 (1980) 144-149.

[83] Haynes S. J., Reynolds P. H., *"Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement"*, Nature 283 (1980) 561-563.

[84] Adib D., *"Geology of the metamorphic complex at the southwestern margin of the central-eastern Iranian micro plate (Neyriz area)"*, Neues Jahrb. Geol. Palaontol., Abh. 156 (1978) 393-409.

[85] Pirajno F., *"Hydrothermal Processes and Mineral Systems"*, Springer Science, (2009).

[۸۶] قربانی م.، *"دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۱).

[۸۷] اسماعیلی د.، محمدی ح.، حق نظر م.، *"مقایسهٔ ترکیب شیمیایی تورمالین در رگه‌های کوارتز ـتورمالین قلع و تنگستن دار مناطق شاه‌کوه(شرق ایران) و نظام‌آباد(غرب ایران)"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ص ۳۴۵-۳۵۶.

[۸۸] کریم‌پور م.ح.، مرادی‌نقندر م.، *"دگرسانی، کانی‌سازی و اکتشافات ژئوشیمیایی (رسوبات رودخانه و نمونه‌های سنگی)*

www.SID.ir

Archive of SID

شرق نجم‌آباد (گناباد)"، مجله زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۳ (۱۳۸۹) ص ۶۱-۷۲.

[۸۹] باقریان س.، درویشی ا.، موذن م.، خاکزاد ا.، *"بررسی توان کانی‌سازی توده گرانیتی ملاطالب، با استفاده از ویژگیهای ژئوشیمیایی"*، فصل نامه علوم زمین، شماره ۵۸ (۱۳۸۴) ص ۱۵۸-۱۶۵.

[۹۰] کریم‌پور م.ح.، *"استفاده از نسبتهای Ce/Yb , Rb-F Sm/Eu, Rb/Sr,به منظور تشخیص و تفکیک گرانیتهای S که دارای پتانسیل قلع هستند"*، فصل نامه علوم زمین، شماره۲۹-۳۰ (۱۳۷۷) ص ۲-۱۶.

[91] Sillitoe R. H., *"A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits"*, Economic Geology 67 (1972) 184-197.

[۹۲] اسماعیلی وردنجانی ا.، شمسی‌پور دهکردی ر.، پازند ک.، رهی د.، *" مطالعات هیدرو ژئوشیمیایی و پرتوسنجی مواد رادیواکتیو در مناطق آبرکان و چشمه‌شتری(شمال شرق استان اصفهان) "*، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۱۴۷-۱۶۳.

[93] Sepahi A. A., *"Tepology and petrogenesis of granitic rocks in the Sananadaj- Sirjan metamorphic belt, Iran with emphasis on the Alvand plotonic complex"*, Neu. Jb. Geol. Palaont. Abh 247/3 (2008) 295-312.

www.SID.ir