Archive of SID

زمستان ۸۹، سال بیستم، شماره ۷۸، صفحه ۶۹ تا ۷۸

سنگ‌زایی سنگ‌های قلیایی جنوب املش در جنوب دریای خزر، شمال ایران

فاطمه زعیم‌نیا[۱]، علی کنعانیان[۱]* و مژگان صلواتی[۲]

[۱] دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۶/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۵/۱۹

چکیده

سنگ‌های قلیایی جنوب شهرستان املش، استان گیلان، به صورت توده‌های کوچک و پراکنده در داخل مجموعه سنگ‌های منسوب به کرتاسه در جنوب دریای خزر قرار دارند و از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ایران در زون گرگان- رشت واقع شده‌اند. این گروه از سنگ‌ها شامل حجم بزرگی از بازالت‌هایی با ریخت‌شناسی بالشی و گابروهای ریز تا درشت دانه همگن هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌های قلیایی شامل کلینوپیروکسن (نوع اوژیت)، پلاژیوکلاز و سوزن‌های کوچک آپاتیت هستند. سنگ‌های قلیایی آشکارا از LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و بی‌هنجاری مثبت Nb و Ti دارند و از لحاظ ژئوشیمیایی ویژگی‌های سنگ‌های ماگمایی با منشأ درون صفحه‌ای نوع جزایر اقیانوسی (OIB) را عرضه می‌کنند. با توجه به نسبت LREE/HREE و نسبت عناصر ناسازگار به نظر می‌رسد که این سنگ‌های قلیایی از یک گوشته گارنت لرزولیتی منشأ گرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های قلیایی، جزایر اقیانوسی،گارنت لرزولیت، املش، دریای خزر

***نویسنده مسئول:** علی کنعانیان

E-mail: kananian@khayam.ut.ac.ir

۱- مقدمه

سنگ‌هایی با ماهیت قلیایی هم داخل صفحات قاره‌ای و اقیانوسی و هم در حواشی فعال و غیر فعال قاره‌ها گزارش شده‌اند و در واقع در تمامی محیط‌های زمین‌ساختی بجز پشته‌های میان اقیانوسی وجود دارند (Zhao et al., 1995). ژئوشیمی خاص این سنگ‌ها که وابسته به محیط زمین‌ساختی تشکیل دهنده آنها است، ابزاری ارزشمند در شناسایی فرایندهای پوسته‌ای و گوشته‌ای مؤثر در تشکیل آنهاست (Upadhyay et al., 2006). وجود این سنگها در جزایر اقیانوسی حاکی از منشأگیری سنگ‌های قلیایی از گوشته است، هرچند، این دسته از سنگ‌ها همچنین می‌توانند تحت تأثیر مواد فرار و ناسازگار حاصل از فرورانش و یا در اثر تغییر فشار ناشی از گنبدی شدن پوسته نیز، ایجاد شوند (Juteau and Maury, 2003).

سنگ‌های قلیایی مورد مطالعه در این تحقیق، با ترکیب گابرویی و بازالتی، در خاور استان گیلان و جنوب دریای خزر واقع شده‌اند و به دلیل مشکلات مطالعاتی مانند پوشش گیاهی فراوان و رخنمون سنگی اندک تاکنون مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته‌اند. این منطقه در شمال گسل البرز و به عنوان بخشی از زون ساختاری گرگان- رشت در بخش شمالی البرز مرکزی واقع است. در نقشه‌های زمین‌ساختی اولیه اروپا، البرز به عنوان زون ژئوسنکلینال نوار چین‌خورده آلپی و در امتداد زون چین‌خورده قفقاز کوچک و شمال خاور ترکیه معرفی شده است (Stocklin, 1968). مر و مدبری (۱۳۸۰)، فرونشست خزر جنوبی را به عنوان یک سیستم کافت وامانده (Failled Rift) تعریف کرده‌اند که در امتداد زمین‌درز برخوردی تریاس قرار گرفته و تکامل آن احتمالاً به دلیل حرکات برخوردی کرتاسهٔ پسین (بسته شدن اقیانوس سوان - اکرا - قره‌داغ) پایان یافته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). به اعتقاد Berberian (1983) اقیانوس سوان-آکرا در طی کافت ژوراسیک بین ورقه ایران مرکزی و ورقه اروپا به وجود آمده است و فرورانش این پوسته اقیانوسی به زیر لبه قاره‌ای شمال قفقاز کوچک فعالیت آتشفشانی گسترده مربوط به فرورانش با قلیاییگی (آلکالینیتی) مختلف را در زمان‌های ژوراسیک و کرتاسه در قفقاز بزرگ و کوچک، شمال و شمال باختر ایران سبب شده است. بررسی‌های صحرایی حاکی از وجود سنگ‌های اولترامافیک، گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، واحد گابرو- دایک، دایک‌های ورقه‌ای، واحد دایک-گدازه، گدازه‌های بالشی و بالاخره تناوب گدازه بالشی با رسوبات پلاژیک در این منطقه است. این مجموعه برای نخستین بار توسط صلواتی (۱۳۸۰) به عنوان یک مجموعه افیولیتی معرفی شد (علامت ستاره در شکل ۱). در بسیاری از موارد سنگ‌های قلیایی درون صفحه‌ای به همراه توالی‌های افیولیتی فانروزوییک، مانند قبرس، عمان و نیوفوندلند گزارش شده‌اند (Tampson et al., 1997). سنگ‌های قلیایی همراه با مجموعه‌های افیولیتی گاهی با توالی افیولیتی همسن بوده و از نوع بازالت‌های درون صفحه‌ای به شمار می‌روند (Malpas et al., 1997) اما در برخی از افیولیت‌ها مانند افیولیت عمان، سنگ‌های قلیایی با ماهیتی متفاوت نسبت به سنگ‌های توالی اصلی افیولیتی، پس از تشکیل افیولیت به داخل آن تزریق شده‌اند (Lipparrd et al., 1986). به عنوان مثال مجموعه افیولیتی فولاد در جنوب نوار چین‌خورده دهلی در هند، به سن مزوپروتوزوییک حاوی دایک‌هایی با ماهیت قلیایی است که بر اساس شواهد صحرایی پس از تشکیل افیولیت فولاد به داخل آن تزریق شده‌اند (Shamim Khan et al., 2005). همچنین به همراه افیولیت بیسهیر در ترکیه نیز سنگ‌های آمفیبولیتی با ویژگی‌های قلیایی تا نیمه قلیایی مربوط به جزایر اقیانوسی به سن کرتاسه بالا دیده شده است که احتمالاً در یک جزیره اقیانوسی یا کوه دریایی در نزدیکی منطقه فرورانش ایجاد شده‌اند (Celik and Delaloy, 2006).

در این پژوهش سعی شده است با تلفیق نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی سنگ‌های قلیایی موجود در جنوب املش از توابع شهرستان رشت در استان گیلان، منشأ و موقعیت زمین‌ساختی این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گیرد. به این منظور پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، ۱۰ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌های گابرویی و بازالتی منطقه برای تعیین فراوانی عناصر اصلی و کمیاب به روش‌هایICP-AES و ICP-MS به آزمایشگاه ژئوشیمی مؤسسه ALS Chemex Ltd ونکوور کانادا، ارسال و مورد تجزیه قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

۲- موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه به وسعت ۶۷۰ کیلومترمربع با مختصات طول '۳۰ °۵۰ و '۰۳ °۵۰ خاوری و '۰۷ °۳۷ و '۵۱ °۳۶ شمالی، در جنوب و جنوب باختر شهرستان املش از توابع استان گیلان واقع شده است. از شمال به شهرستان لنگرود و از جنوب به بخش شمالی ارتفاعات رشته کوه البرز محدود است. گستره مورد نظر در بخش شمالی

www.SID.ir

Archive of SID

نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهار گوش قزوین- رشت (Anells et al., 1975) قرار گرفته و بخشی از فرونشست دریای مازندران (افتخارنژاد، ۱۳۵۹) را تشکیل می‌دهد (به نقل از درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

در مقاله حاضر برای تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی، مجموعه سنگی مورد نظر در سه منطقه، مورد مطالعه تفضیلی قرار گرفته است. این سه محل عبارتند از جنوب املش(در شمال محدوده مطالعاتی)، مناطق جواهرده و جواهردشت(در خاور) و مناطق امام، سمام و ملکوت (در باختر) که در نقشه زمین‌شناسی(شکل ۱) دیده می‌شود. این نقشه با استفاده از نقشه ۱:۲۵۰،۰۰۰ قزوین- رشت(Anells et al.,1975)، نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ لنگرود (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۸۲) و نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ جواهرده (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۸۳) تهیه شده است.

در منطقه مورد بحث سنگ‌هایی با ویژگی‌های قلیایی شامل گابروهای ایزوتروپ و گدازه‌های بالشی از مجموعه سنـــگ‌های منسوب به کرتاسه (Anells et al., 1975) در بین واحدهای بالایی مجموعه افیولیتی رخنمون دارند و در بخش‌های زیرین یعنی گابروهای لایه‌ای و اولترامافیک‌ها دیده نمی‌شوند. قابل توجه است که تشابه ظاهری سنگ‌های قلیایی با واحدهای اصلی مجموعه افیولیتی که ماهیت تولئیتی دارند، شناسایی آنها را در صحرا کمی مشکل نموده است ولی به کمک بررسی‌های دقیق میکروسکوپی و تجزیه‌های شیمیایی تشخیص این گروه از سنگ‌ها امکان‌پذیر است.

۳- سنگ‌نگاری

چنانچه در بخش پیش بیان شد سنگ‌های قلیایی موجود در منطقه به صورت گابرو ایزوتروپ و گدازه بالشی دیده می‌شوند. بر این اساس می‌توان این سنگ‌ها را از نظر سنگ‌نگاری در دو گروه کلی سنگ‌های نفوذی و خروجی مورد بررسی قرار داد.

۳-۱. سنگ‌های نفوذی

سنگ‌های نفوذی شامل گابروهای ایزوتروپ با بافت گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و نیمه افیتیک همراه با درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیرکسن با ترکیب $Wo_{۳۹}En_{۴۶}Fs_{۱۳}$ (بر اساس داده‌های ماکروپروپ) بوده و از لحاظ کانی‌شناسی از نوع اوژیت هستند (کنعانیان و همکاران،۱۳۸۳). کلینوپیروکسن‌ها دارای TiO_2 بالا (با میانگین ppm ۲/۰۵) هستند که با توجه به شواهد سنگ‌نگاری مانند رنگ قهوه‌ای مایل به بنفش و ماکل ساعت شنی از نوع تیتان اوژیت هستند. بیشتر این بلورها دارای زون‌بندی مشخص با حاشیه صورتی پررنگ و مرکز کم رنگ هستند (شکل۲-الف) که این اختلاف رنگ ناشی از بالاتر بودن میزان Ti در حاشیه آنها است. این ویژگی در تمامی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های قلیایی منطقه دیده می‌شود. این بلورها حدود ۲۴ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند.

بلورهای پلاژیوکلاز(An۶۴%) که اصلی‌ترین کانی سنگ به شمار می‌آیند (حدود ۶۶ درصد)، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با منطقه‌بندی عادی دیده می‌شوند. اندازه متوسط بلورهای یادشده حدود ۴ میلی‌متر است. پلاژیوکلازها به اپیدوت، کلریت و کلسیت، دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها در برخی از نمونه‌ها ساختار منطقه‌بندی (زون‌بندی) نشان می‌دهند (شکل۲- الف). از کانی‌های مهم دیگر در گابروها آپاتیت است (شکل ۲- ب) که با مقدار تقریبی ۵ تا ۱۰ درصد مقطع، به صورت سوزن‌هایی در کنار پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها قرار گرفته است. کانی‌های کدر شامل پیریت و تیتانومگنتیت نیز به مقدار ۳ تا ۴ درصد به صورت بی‌شکل و گاه میله‌ای شکل در همه مقاطع دیده می‌شوند.

۳-۲. سنگ‌های خروجی

این دسته از نوع گدازه‌های بالشی هستند. بازالت‌ها، بافت اینترگرانولار و پورفیری داشته و بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی آپاتیت در زمینه‌ای از همین کانی‌ها قرار دارند. پیروکسن موجود در بازالت‌ها نیز همانند گابروها از نوع کلینوپیروکسن اوژیت با ترکیب $Wo_{۴۲}En_{۴۳}Fs_{۱۴}$ (کنعانیان و همکاران،۱۳۸۳)، با TiO_2 بالا (۱/۳۶) و رنگ قهوه‌ای مایل به بنفش است. کلینوپیروکسن‌ها با این ویژگی‌ها هم در زمینه و هم به صورت درشت‌بلور در بازالت‌ها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازهای خودشکل و نیمه خودشکل (An۷۱%) به کلریت و اپیدوت دگرسان شده و گاه ساختمان منطقه‌ای نشان می‌دهند. کانی‌های کدر (پیریت، تیتانومگنتیت) و به مقدار کم آپاتیت نیز هم در زمینه و هم به صورت درشت بلور در این سنگ‌ها حضور دارند.

۴- شیمی سنگ کل

نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های قلیایی جنوب املش در جدول ۱ آمده است. میزان SiO_2 این سنگ‌های بین ۴۲ تا ۴۸ درصد، TiO_2 بین ۲/۷ تا ۳/۸ درصد و نسبت Ti/V بیش از ۵۰ است. این سنگ‌ها غنی از P_2O_5 (۰/۶-۰/۵) و TiO_2 و فقیر از CaO (۸/۲-۹/۷) و MgO (۳/۲-۴/۷) هستند. مقدار Mg# نمونه‌های گابرویی حدود ۰/۳۳ و در بازالت‌های منطقه در دو محدوده ۰/۵۵ و ۰/۳۳ متغیر است. این سنگ‌ها اعم از گابرو و بازالت از عناصر Ba (۳۵۰-۵۷۰)، Rb (۱۶-۳۸)، Zr(۱۳۸ - ۲۰۱)، Y(۱۶/۸- ۳۰) و Nb (۳۲/۶ - ۴۸/۹) غنی‌شدگی و از Cr (۲۰-۶۰) و Ni (۵-۴۸) تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

متعارف‌ترین نمودارهای شناسایی انواع مختلف سنگی، نمودارهایی است که تغییرات SiO_2 را در برابر مجموع قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O) رسم می‌کنند. شکل ۳- الف نمودار TAS مربوط به سنگ‌های آتشفشانی (Le Bas et al., 1986) را نشان می‌دهد. شکل ۳- ب که توسط Wilson (1989) برای رده‌بندی سنگ‌های نفوذی استفاده شده، بر اساس نموداری مشابه که توسط Cox et al. (1979) برای سنگ‌های آتشفشانی تهیه شده، رسم شده است. در هر دو نمودار خط جداکننده سری قلیایی از نیمه‌قلیایی به نقل از Irvin and Baragar (1971) است. نمونه‌های بالای این خط که دارای (Na_2O+K_2O) بیشتر هستند به نام "قلیایی" و نمونه‌های زیر این خط مربوط به سنگ‌های "نیمه‌قلیایی" می‌شود. چنانچه بیان شد بازالت‌ها و گابروهای قلیایی مورد بررسی متحمل دگرسانی یا دگرگونی گرمابی درجه ضعیف در حد رخساره شیست‌سبز شده‌اند. از آن جا که دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر می‌گذارد، به منظور تعیین منشأ و محیط زمین‌ساختی احتمالی سنگ‌های قلیایی منطقه املش از نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب و عناصر اصلی که در طی درجات کم دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند (مانند Ti, Zr, Y, Nb) استفاده شده است. بنابراین برای شناسایی دقیق‌تر ماهیت سنگ‌های مورد بررسی از نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) تصحیح شده توسط Pearce (1996) که سنگ‌ها را بر اساس آلکالینیتی و مراحل مختلف تحولشان رده‌بندی می‌کند (Dupuis et al., 2005)، استفاده کردیم (شکل۴). به دلیل آن که نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه با توجه به بافت، از مناطق کم ژرفا منشأ گرفته‌اند، می‌توان در رده‌بندی آنها از نمودارهای بازالتی نیز استفاده کرد. همه نمونه‌های مورد بررسی شامل گابرو و بازالت، تحول یافتگی کم با ماهیت قلیایی را نشان می‌دهند و چنانچه انتظار می‌رفت در بخش "بازالت قلیایی" قرار می‌گیرند.

نمونه‌های مورد بررسی در طرح بهنجارشده عناصر ناسازگار با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) همگی بی‌هنجاری مثبت Pb،Nb،Ba و Ti نشان

www.SID.ir

Archive of SID

می‌دهند (شکل۵). همچنین کلیه گابروها بی‌هنجاری مثبت Sr دارند. در طرح بهنجار شده با MORB (شکل آورده نشده) این سنگ‌ها هم نسبت به N-MORB و هم نسبت به E-MORB از عناصر Ba، Nb، Sr و Ti غنی‌شدگی نشان می‌دهند. طرح بهنجار شده با کندریت‌ها (Sun and McDonough, 1989– شکل۶) برای سنگ‌های قلیایی شیب منفی داشته یعنی غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند. بی‌هنجاری مثبت Eu در این نمونه‌ها دیده می‌شود.

نمودار P_2O_5 - TiO_2 - MnO (Mullen, 1983) که برای رده‌بندی بازالت‌ها با دامنه سیلیس ۵۴–۴۵% به کار می‌رود، به دلیل غیر حساس بودن عناصر Ti, Mn و P در برابر فرایندهای گرمابی و تقریباً غیر متحرک بودن این عناصر در دامنه حرارتی رخساره شیست‌سبز (Rollinson, 1993) نمودار مفیدی برای رده‌بندی سنگ‌های منطقه به شمار می‌رود. در این نمودار (شکل ۷– الف) سنگ‌های قلیایی مورد نظر در قلمرو OIA یعنی آلکالی بازالت‌های جزایر اقیانوسی، قرار می‌گیرند. همان طور که پیش‌تر اشاره شد این سنگ‌ها دارای کانی آپاتیت هستند و وجود آپاتیت می‌تواند دلیل فراوانی P_2O_5 نمونه‌ها در این نمودار باشد.

برای تعیین محیط مختلف زمین‌ساختی بازالت‌های سالم درون صفحه‌ای (جزایر اقیانوسی و بازالت‌های طغیانی)، از نمودار مثلثی 3*Y-100-Zr/Ti می‌توان استفاده کرد (Pearce and Cann, 1973). عناصر Y- Ti-Zr در حین فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و متاسوماتیسم که سنگ‌های افیولیتی را تحت تأثیر قرار می‌دهند، کم و بیش بدون تغییر باقی می‌مانند به همین علت برای شناسایی خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده نیز مفیدند (Pearce and Cann,1973). سنگ‌های قلیایی جنوب املش با این که تا حدی دگرسانی شده‌اند در نمودارY/Ti/Zr همگی در قلمرو سنگ‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۷– ب). افزون‌بر این، همه نمونه‌ها به دلیل داشتن Nb بیش از ۳۰ ppm و داشتن Th به نسبت کم (حدود ۳ppm) در نمودار لگاریتمی تغییرات Nb در برابرNb/Th (Boztug et al., 2007) در قلمرو MORB+OIB قرار گرفته‌اند (شکل ۸– الف). در نمودار لگاریتمی تغییرات Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) نیز در محدوده سنگ‌های مشتق از گوشته غنی شده قرار می‌گیرند و شباهت‌هایی را با بازالت‌های قلیایی OIB نشان می‌دهند (شکل ۸– ب).

۵–بحث

سنگ‌های گابرویی و بازالتی با ماهیت قلیایی در جنوب املش با سنگ‌نگاری و ژئوشیمی خاص، در طرح بهنجارشده با کندریت (شکل ۶) روند مشابهی را نشان می‌دهند. با توجه به این نمودار و عدد منیزیم بازالت‌ها نسبت به گابروها می‌توان بیان نمود که بازالت‌ها تفریق بیشتری را نسبت به گابروها متحمل شده‌اند. این سنگ‌ها دارای P_2O_5 و TiO_2 بالا و MgO و SiO_2 پایین هستند و همچنین ازLREE ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶). افزون‌بر این، بازالت‌ها و گابروها از LILE چون K, Ba، Sr و HFSE مانند Nb و Ti (شکل ۵) غنی شده‌اند. همگی این شواهد گویای ایجاد این سنگ‌ها در محیط مشابه با جزایر اقیانوسی (OIB) است.

عناصر اصلی مانند Ti در طی ذوب شدگی کم و بیش نامتغیر باقی می‌ماند. فرایند ذوب‌شدگی در زیر جزایر اقیانوسی گوناگون بوده و به ستبرای سنگ‌کره روی آن بستگی دارد. سنگ‌کره اقیانوسی در محل تشکیل جزایر اقیانوسی در اصل به عنوان یک سد در برابر صعود مواد و عناصر از گوشته به سطح عمل می‌کند. بنابراین هرچه سنگ‌کره نازک‌تر باشد، میزان ذوب شدگی بیشتر و برعکس هرچه سنگ‌کره ستبرتر باشد میزان ذوب شدگی کمتر است (Prytulak & Elliot, 2007). با توجه به تحقیقات انجام شده توسط Elliott et al. (2007) بر روی جزایر اقیانوسی Azeros واقع در نزدیکی پشته میان اقیانوسی اطلس، میزان بالای TiO_2 در جزایر اقیانوسی مربوط به درجات کم ذوب‌شدگی در جزایر تشکیل شده در بالای سنگ‌کره ستبر است (Elliot, 2007). سنگ‌های قلیایی جنوب املش دارای تمرکز بالای Ti و بیشتر از OIB هستند که نشانگر ایجاد ماگمای والد سنگ‌ها در ژرفاهای بیشتر است (Yan and Zhao, 2008). در نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982)، کلیه نمونه‌ها در منطقه Ti/V بین ۵۰ تا ۱۰۰ قرار می‌گیرند (شکل ۹– الف). منطقه بین ۱۰–۲۰ مربوط به کمان، ۲۰–۵۰ مربوط به MORB و ۵۰–۱۰۰ مربوط به OIB است.

بر اساس شکل ۹– ب سنگ‌های قلیایی مورد مطالعه در نمودار La-Y/15-Nb/ 8 (Cabanis and Lecolle, 1989) در قلمرو بازالت‌های قلیایی کافت قرار می‌گیرند که این امر به دلیل میزان بالای Nb در این سنگ‌ها است. Nb و U دارای ضریب پراکندگی مشابهی در طی ذوب شدگی گوشته اقیانوسی هستند، پس می‌توان از نسبت Nb/U نیز برای تعیین منشأ سنگ‌ها استفاده کرد. میانگین نسبت Nb/U در سنگ‌های قلیایی مورد بررسی ۵۶ است که با نسبت میانگین آن در بازالت‌های مربوط به MORB و OIB که ۷ ±۴۷ است (Hoffman, 1988) مشابه است.

دگرسانی و آلودگی پوسته‌ای فرایندهای ثانویه‌ای هستند که می‌توانند بر ترکیب شیمیایی سنگ‌ها تأثیرگذار باشند. متغیرهای شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات مختلف آلودگی مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای مثال، سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند دارای نسبت‌های K/P > ۷ ، La/Ta> ۲۲ و La/Nb> ۱/۵ هستند(Hart et al., 1989; Abdel-Fattah, 2004). مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های قلیایی مطالعه شده (K/P= ۳/۵ - ۵/۸، La/Ta> ۱۰/۷ - ۱۲/۳ و La/Nb> ۰/۶۳ - ۰/۷۷) نشان می‌دهدکه تأثیر آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های مورد مطالعه بسیار ناچیز بوده است. افزون‌بر آن عناصر ناسازگاری مانند Th، Ta و Yb هم به عنوان معیاری برای تشخیص آلودگی پوسته‌ای در نظر گرفته می‌شوند. آلودگی پوسته‌ای بر Th بیشتر از Yb و Ta تأثیرگذار است، بنابراین نمونه‌هایی که آلودگی پوسته‌ای دارند مقدار Th/Yb بیشتری نشان می‌دهند (Moghazi, 2003). در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل۸– ب) سنگ‌های مورد مطالعه در ناحیه مربوط به OIB قرار می‌گیرند. این نسبت‌ها تقریباً مستقل از تبلور و ذوب بخشی بوده و بنابراین برای شناسایی منشأهای گوناگون و همچنین آلودگی پوسته‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند. ماگمای حاصل از گوشته تهی‌شده، MORB و سست‌کره غنی شده تولید کننده پلوم، همگی در قطر این نمودار قرار می‌گیرند. سنگ‌های آلوده شده با مواد حاصل از فرورانش با غنی‌شدگی از Th در برابر Ta و در نتیجه نسبت بالای Th/Yb در برابر Ta/Yb مشخص می‌شوند (Aldanmaz, 2000). با توجه به این نمودار و همچنین وجود بی‌هنجاری مثبت Nb و عدم تشابه نسبت‌های Ta/U (با میانگین ۳/۵) و La/Nb (با میانگین ۰/۷۰) در این سنگ‌ها در مقایسه با پوسته قاره‌ای به ترتیب با نسبت‌های ۱/۱ و ۱۲/۱ (Taylor and McLennan, 1995)، می‌توان اظهار نمود که این سنگ‌ها تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار نداشته‌اند. به این دلیل، شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های قلیایی جنوب املش فاقد آلودگی پوسته‌ای بوده و می‌توانند برای شناسایی ویژگی‌های منشأ گوشته‌ای مورد استفاده قرارگیرند.

با توجه به جدول ۲ (Xia et al., 2008) داده‌های مربوط به سنگ‌های قلیایی املش شباهت زیادی به میانگین OIB دارد. در این جدول OIT معرف تولئیت‌های جزایر اقیانوسی و OIAB معرف بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی است. همان‌طور که در این جدول دیده می‌شودنسبت‌های‌عناصر کمیاب‌مانندSr/Rb،Th/U،Th/Nb،Hf/Nb،Zr/Nb درسنگ‌های قلیایی جنوب املش مشابهت زیادی با بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی (OIAB) دارند.

سنگ‌های قلیایی شناخته شده دنیا ویژگی‌های ژئوشیمیایی متنوع دارند و از منابع ماگمایی متفاوتی سرچشمه می‌گیرند (Weaver, 1991; Gibson et al., 1997; Frey et al., 2000; Abdel-Fattah ,2004). Abdel-Fattah et al. (2004) نشان دادند

www.SID.ir

Archive of SID

که برخی از متغیرهای ژئوشیمیایی به منظور تشخیص نقش فرایندهای سنگ‌زایی مانند تبلور تفریقی و ذوب بخشی در روند تکاملی گدازه‌های مافیک مورد استفاده قرار می‌گیرند. در طی فرایند ذوب بخشی، نسبت‌های عنصری عناصر به شدت تا کمی ناسازگار (مانند Ba/Zr ، Ba/Y) با افزایش درجات ذوب بخشی، کاهش می‌یابند(Pankhurst, 1977) . شکل ۱۰- الف روندی خطی را برای نسبت‌های عنصری Ba/Y و Ba/Zr در برابر Ba نشان می‌دهند. تفریق نسبی این نسبت‌ها تابع درجات مختلف ذوب بخشی هستند. Hoernle and Schmincke (1993) نشان دادند که نسبت یک عنصر ناسازگار در برابر Al_2O_3 به طور مشخص با افزایش درجات ذوب بخشی، کاهش می‌یابد. روندهای خطی مثبت بین Zr/Al_2O_3 و Nb/Al_2O_3 در برابر P_2O_5/Al_2O_3 (شکل ۱۰- ب) گویای نقش اساسی ذوب بخشی در تولید شیمی ماگماهای قلیایی منطقه مورد مطالعه است.

در شکل ۱۱ برای تعیین مشخصات منبع ماگمایی سنگ‌های قلیایی مطالعه شده، به استفاده از نسبت‌های عناصر به بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی منشأ و درجه ذوب بخشی سنگ‌های قلیایی منطقه پرداخته‌ایم. از آن جا که سنگ‌های مورد بحث از یک گوشته به نسبت غنی‌شده مشتق شده‌اند (شکل ۸- الف)، برای ارزیابی درجه ذوب بخشی گوشته منشأ آنها، با ترکیب متوسط گوشته را لرزولیتی در نظر گرفته و روندهای مختلف ذوب بخشی را بر روی نمودار تغییرات La/Sm در برابر Sm/Yb مورد بررسی قرار داده‌ایم (شکل۱۱). نسبت La/Sm تحت تأثیر کانی‌شناسی منشأ تغییر نمی‌کند و بنابراین اطلاعات جامعی را از ترکیب ژئوشیمیایی منشأ در اختیار ما قرار می‌دهد. نسبت Sm/Yb، به عنوان نسبت یک عنصر ناسازگار به یک عنصر سازگار برای گارنت، برای شناسایی کانی‌شناسی منشأ و درجه ذوب بخشی مورد استفاده قرار می‌گیرد. شکل ۱۱ روند تغییر این نسبت‌ها را در درجات مختلف ذوب بخشی گارنت- لرزولیت و اسپینل- لرزولیت نشان می‌دهد. وقتی یک اسپینل- لرزولیت تحت تأثیر ذوب بخشی قرار می‌گیرد، گوشته و مذاب تولیدی دارای نسبت Sm/Yb مشابه هستند، در حالی که نسبت La/Sm با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش می‌یابد (Aldanmas et al., 2000). با توجه به شکل ۱۱ سنگ‌های قلیایی جنوب املش در زیر منحنی گارنت- لرزولیت و بالای منحنی گارنت- اسپینل- لرزولیت قرار می‌گیرند. در این ناحیه چنانچه در شکل مشخص شده است میزان گارنت بیشتر از اسپینل است. طبق این مدل سنگ‌های قلیایی مورد مطالعه می‌توانند در نتیجه ذوب بخشی بین ۱ تا ۴ درصدی گارنت- اسپینل- لرزولیت دارای گارنت بیشتر از اسپینل حاصل شده باشند. داده‌های REE سنگ‌های قلیایی بررسی شده نیز منشأ این سنگ‌ها را زون گارنت- لرزولیت پیشنهاد می‌کند. از آن‌جا که ضریب پراکندگی عناصر HREE در گارنت بالاست، در نتیجه جدایش گارنت از ماگما سبب کاهش شدید میزان HREE می‌شود، بنابراین نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد (McKenzie & O'Nions,1991; Abdel-Fattah, 2004). حضور گارنت به صورت فاز باقیمانده در ماگمای منشأ به کمک نسبت $(Tb/Yb)_N$ قابل تشخیص است (Abdel-Fattah ,2004; Moghazi, 2003). در سنگ‌های قلیایی بررسی شده نسبت (Tb/Yb)N بین ۱/۶۴ تا ۲/۰۳ متغیر است که با مقادیر این نسبت در سنگ‌های قلیایی هوایی (Tb/Yb= ۲/۴۵-۱/۸۵; Frey et al.,2000) که به نظر می‌رسد از یک منبع گارنت لرزولیتی منشأ گرفته‌اند (Frey et al., 2000; McKenzie and O'Nions, 1991) قابل مقایسه است. این مطلب نشان می‌دهد که ژرفای تشکیل ماگمای مولد این سنگ‌ها دست کم ۸۰ Km بوده است.

تفریق نسبی HFSE ویژگی عمومی در بازالت‌های قلیایی اقیانوسی و قاره‌ای است (اسکاتلند Smedley,1988 ؛ OIB آتلانتیک: Weaver et al., 1987؛ دریای شمال: Latin et al.,1990). تصور می‌شود که این امر تابعی از مقدار گارنت و کلینوپیروکسن باقی مانده در منبع گوشته‌ای باشد که خود نتیجه‌ای از درجات مختلف ذوب بخشی است (Moghazi, 2003). بر اساس داده‌های موجود از سنگ‌های قلیایی مورد مطالعه، این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای سست کره‌ای دارای گارنت ایجاد شده‌اند.

سنگ‌های سازنده‌ی افیولیت‌ها از نظر زمین‌ساختی می‌توانند در پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) یا در مجموعه‌های فرافرورانشی (Supra-subduction) تشکیل شوند (Mehrab khan et al., 2007). نتایج بررسی‌های ژئوشیمیایی در افیولیت‌های ایران نشان‌دهنده تشکیل آنها در پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و یا جزایر کمانی (IAT- محیط سوپراسابداکشن) است (Rahgoshay et al., 2007; Moazzen et al., 2006; Shahabpour, 2005; Ghazi et al., 2004; Shojaat et al., 2003; Ghazi et al., 2003; Babaei et al., 2001; Banaei et al., 2001; Hassanipak and Ghazi, 2000). در محیط‌های سوپراسابداکشن افزون‌بر سنگ‌های تولئیتی امکان تشکیل سنگ‌های قلیایی نیز وجود دارد (Beccaluva et al., 2004). همراهی توده‌های تولئیتی و قلیایی در تعداد زیادی از مجموعه‌های افیولیتی محیط‌های سوپراسابداکشن گزارش شده است (Bağci and Parlak, 2007; Beccaluva et al., 2004; Nicholson et al., 2000) و در این مجموعه‌ها سنگ‌های تولئیتی با سنگ‌های قلیایی همراه شده‌اند که ویژگی‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهند (Bağci and Parlak, 2007; Beccaluva et al., 2004; Nicholson et al., 2000; Malpas et al., 1997; Lippard et al., 1986). بر اساس بررسی‌های انجام شده در منطقه، مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر نیز ماهیت سوپراسابداکشن دارد (صلواتی، ۱۳۸۷). با توجه به این که برخی از گدازه‌های بالشی موجود در منطقه نیز ماهیت قلیایی دارند و همچنین اثری از تزریق سنگ‌های قلیایی در درون سنگ‌های آهکی واقع بر روی گدازه‌های بالشی و یا حتی واحدهای جوان‌تر دیده نمی‌شود، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها همزمان با واحدهای اصلی توالی افیولیتی تشکیل شده باشند. سنگ‌های قلیایی درون صفحه‌ای در دیگر مجموعه‌های افیولیتی ایران همچون بافت (Arvin and Robinson, 1994) و کرمانشاه (Ghazi & Hassanipak, 1999) نیز گزارش شده‌اند که در هر دوی این مناطق ایجاد این سنگ‌ها به جزایر اقیانوسی نسبت داده شده است. مشابه این سنگ‌ها در ارمنستان نیز دیده شده است (Galoyan et al., 2007). مدل‌های زمین‌ساختی گوناگونی برای همراهی سنگ‌های قلیایی با مجموعه‌های افیولیتی ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به حضور یک پلوم در محل تشکیل افیولیت (Tankut et al., 1998)، بالاآمدگی باقیمانده یک فلات قاره‌ای در میان سیستم افیولیتی (Galoyan et al., 2008)، فرورانش یک پشته اقیانوسی (Bağci and parlak, 2007)، ماگماتیسم تأخیری حاصل از پنجره سست‌کره که از خلال شکستگی تخته فرورنده (Slab breakoff) خارج شده است (Bağci and parlak, 2007; Shervias, 2000; Keskin et al., 2008) اشاره نمود.

Berberian (1983); Stampfli & Borel (2001) منطقه جنوب دریای خزر را یک حوضه پشت کمان معرفی می‌نمایند. بربریان حوضه یادشده را با فرورانش اقیانوس سوان-آکرا- قره‌داغ مرتبط می‌داند در حالی که به نظر اشتامپلی منطقه مورد نظر بخشی از زمین درز ازمیر-آنکارا است که به سمت خاور در شمال ایران ادامه یافته است. از نظر وی زمین‌درز ازمیر-آنکارا مربوط به بسته شدن اقیانوسی به همین نام است که همراه با اقیانوس واردار به صورت یک حوضه پشت کمان در ادامه روند فرورانش نئوتتیس در شمال ترکیه و ایران تشکیل شده است. در شمال باختر منطقه مورد مطالعه و در خارج از مرزهای ایران زمین‌درز مربوط به بسته شدن اقیانوس قدیمی سوان- اکرا- قره داغ گزارش شده (Galoyan et al., 2007) که ادامه آن در ایران توسط Berberian (1983) گزارش شده است. به نظر وی جنوب دریای خزر حوضه پشت کمان این زمین‌درز است. در امتداد این زمین درز سنگ‌های قلیایی در بخش‌های

www.SID.ir

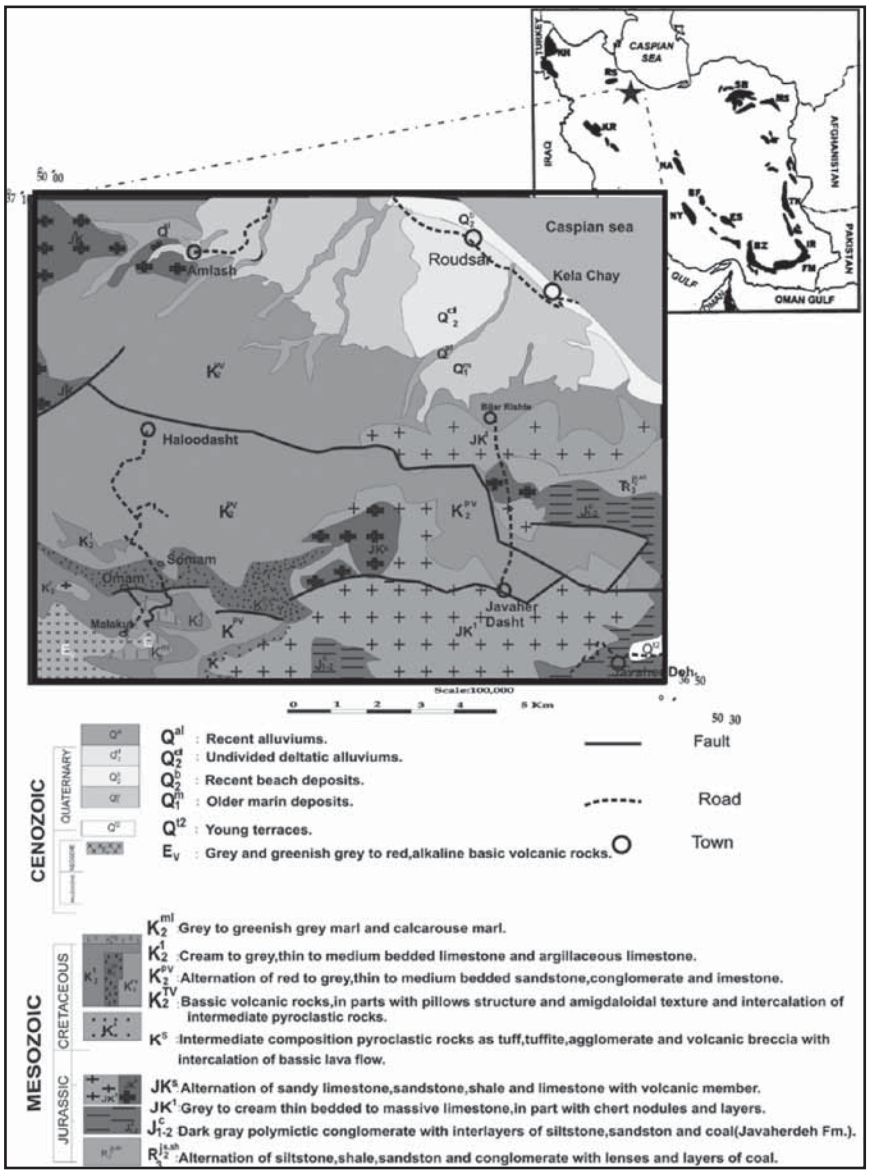
Archive of SID

مختلف گزارش شده است (Berberian, 1983; Dehghani and Makris, 1983؛ برقی، ۱۳۸۴). پژوهش‌های انجام شده توسط این پژوهشگران نشان می‌دهد که پس از بسته شدن اقیانوس سوان- اکرا- قره‌داغ شکستگی‌های ژرف ناشی از کشش محلی پس از برخورد، سبب ایجاد ماگماتیسم قلیایی در مناطق برخوردی شده است. در مورد فعالیت ماگماتیسم قلیایی در جنوب املش به نظر می‌رسد که ایجاد شکستگی‌های ژرف همزمان و پیش از جایگیری مجموعه افیولیتی مورد بحث، توانسته ماگمای قلیایی گاه با ریخت‌شناسی بالشی را تولید کند. به هر حال یاد آوری می‌نماید که انتخاب هر یک از مدل‌های یادشده افزون‌بر این که نیازمند جمع‌آوری اطلاعات ایزوتوپی جامع از سنگ‌های مورد مطالعه است، مستلزم تکمیل اطلاعات زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای از مناطق اطراف نیز است.

۶- نتیجه‌گیری

سنگ‌های قلیایی جنوب املش واقع در جنوب دریای خزر، شامل گابروهای همگن و بازالت‌هایی با ریخت‌شناسی بالشی بوده و دارای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن نوع تیتان اوژیت و آپاتیت هستند. بر اساس نتایج ژئوشیمیایی، سنگ‌های قلیایی جنوب املش از P_2O_5 و TiO_2 غنی شدگی نشان می‌دهند که به ترتیب به دلیل وجود آپاتیت و تیتان اوژیت در این سنگ‌ها است.

با توجه به نمودارهای عنکبوتی، این سنگ‌ها از LILE مانند Sr ، Eu و Ba غنی شده‌اند که این امر به تمرکز پلاژیوکلاز مربوط است. شیب منفی در نمودار بهنجارشده با کندریت تهی‌شدگی از HREE نسبت به LREE را نشان می‌دهد که حضور گارنت در منشأ این سنگ‌ها را پیشنهاد می‌کند. نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نیز نشان دهنده یک گوشته گارنت- لرزولیتی به عنوان منشأ این سنگ‌ها است. نسبت‌های عناصر کمیاب مانند Ta/Yb ، Th/Yb و U/Ta نشانگر این مطلب است که این سنگ‌ها فاقد آلودگی پوسته‌ای هستند. کلیه ویژگی‌های عناصر اصلی و کمیاب مطالعه شده در سنگ‌های قلیایی جنوب املش، نشاگر ماگمایی با ویژگی‌های جزایر اقیانوسی (OIB) به عنوان والد سنگ‌های قلیایی موجود در جنوب املش هستند.



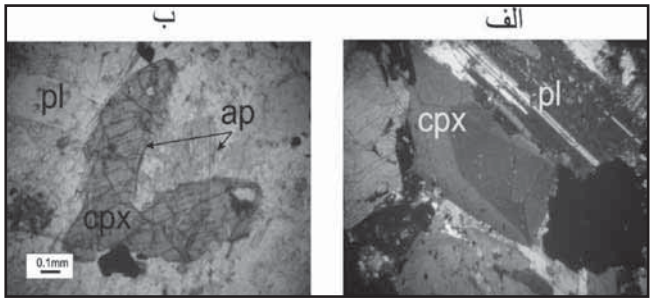
شکل۱- پراکندگی افیولیت‌های مربوط به نئوتتیس در ایران زمین (به نقل از Dilek & Delaloy, 1992). RS = افیولیت رشت، ★ = افیولیت املش. به همراه نقشه زمین شناسی مجموعه افیولیتی املش.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های قلیایی منطقه املش به روش ICP

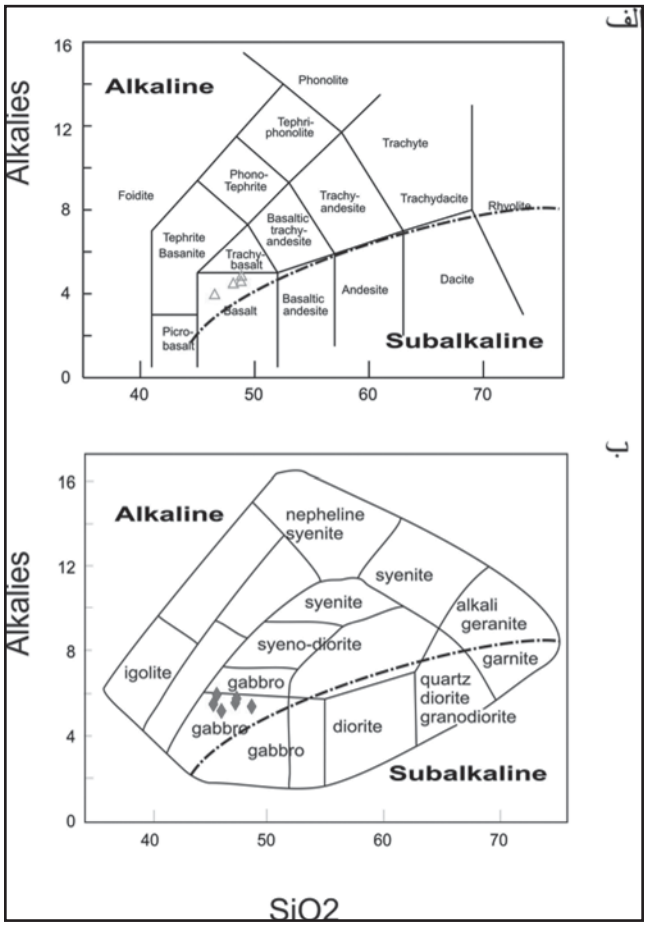
	گابرو						بازالت			
	G13-1	G13-2	G-14	GO-17	GSH-17	149	BT-22	SM20	SM23B	SY80
SiO2	47.1	45.5	47.2	48.5	45.2	45.9	48.7	48.1	48.85	46.5
Al2O3	18.45	18.05	16.4	16.15	14.8	15.5	14.7	15.15	15.1	13.65
Fe2O3	9.68	10.45	11.8	11.7	12.9	13.3	12.2	12.98	12.36	14.75
CaO	9.41	9.29	8.57	8.71	8.5	8.28	8.64	8.92	8.05	9.7
MgO	3.2	3.29	3.65	3.65	4.21	4.27	3.41	3.84	3.59	4.73
Na2O	4.08	4.55	3.99	3.59	4.03	3.88	2.92	2.98	3.04	2.68
K2O	1.5	1.42	1.8	1.82	1.49	1.32	1.6	1.48	1.73	1.22
TiO2	2.79	3.31	3.29	3.35	3.82	3.75	3.16	3.37	3.37	3.44
MnO	0.14	0.13	0.16	0.16	0.18	0.16	0.13	0.18	0.18	0.25
P2O5	0.58	0.57	0.57	0.62	0.61	0.57	0.56	0.56	0.59	0.59
LOI	3.07	3.55	2.41	2.07	3.98	3.23	2.05	2.06	2.64	2.26
Total	100.0	100.1	99.8	100.3	99.7	100.2	98.1	99.62	99.5	99.8
Ba	430	392	578	540	471	448	456	485	460	348
Ce	48.7	47.8	57.4	69	60.5	58.9	65.9	68	69	64.8
Co	25.3	27.3	32.1	32	36	39.5	35.1	33	37	42
Cr	60	20	60	30	40	30	50	50	27	30
Cs	0.36	0.26	0.28	0.36	0.65	0.48	0.09			0.13
Cu	18	13	78	41	66	71	44			109
Dy	3.99	3.98	4.96	5.26	5.15	5.3	6.3	5.85	6.05	6.29
Eu	2.25	2.27	2.48	2.55	2.48	2.57	2.91	2.75	2.8	2.79
Hf	3.7	3.7	4.7	5.4	4.9	4.5	5.4			5.6
Ho	0.7	0.68	0.91	0.95	0.9	0.86	1.09			1.1
La	25.1	24.3	29	34.2	30.7	27.8	31.6	33.5	36	30.5
Lu	0.17	0.17	0.23	0.24	0.24	0.24	0.31			0.3
Nb	32.6	33.6	41.8	48.9	43.6	43.5	45.3	46	47	42.3
Nd	24.5	24.6	29.1	33.1	31.1	30.9	36.8	38.5	40	34.6
Ni	8	<5	24	18	29	40	22	21	24	48
Rb	34.3	29.8	38.7	34.4	26.7	23.5	26.7	18	32	22.4
Sm	5.34	5.52	6.59	7.23	6.93	6.97	8.21	8.3	8.5	7.82
Sr	1035	983	1295	968	917	882	662	700	690	553
Ta	2.1	2.1	2.4	2.9	2.5	2.6	2.7			2.5
Th	2.9	2.52	2.94	3.85	2.99	2.7	3.76	3.6	3.75	2.84
U	0.61	0.55	0.62	1.36	0.65	0.66	0.92			0.71
V	165	193	203	210	251	270	224	240	250	266
Y	16.8	17.3	22.2	23.9	22.9	23	25.8	28	30	28.2
Yb	1.27	1.3	1.64	1.77	1.7	1.66	2.25	2.21	2.3	2.16
Zn	108	115	128	129	148	131	150			154
Zr	138	138	168	201	180	176	194	200	200	183
#Mg	33.58	32.77	32.31	32.22	33.13	32.52	30.87	55.93	55.21	33.07



شکل ۲- الف) منطقه‌بندی در تیتان- اوژیت. ب) سوزن‌های آپاتیت در کنار پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن. PL=پلاژیوکلاز، CPX =کلینوپیروکسن،AP=آپاتیت (علائم به نقل از Kretz , 1983).

جدول ۲- مقایسه سنگ‌های قلیایی موجود در جنوب املش با MORB و OIB. داده‌های MORB و OIB از Wilson (1989).

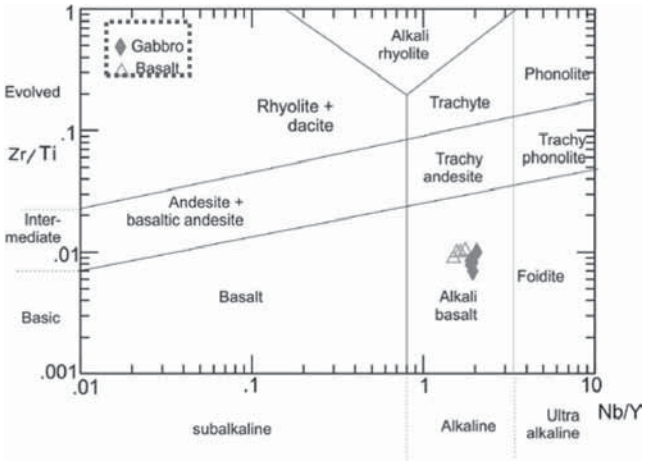
		OIB	Amlash		
	MORB	OIT	OIAB	gabbro	Basalt
Ba(ppm)	5-50	70-200	200-1400	476	437
Sr(ppm)	90-200	150-400	400-4000	1013	651
Rb(ppm)	<5	5-12	15-400	31	24
Zr(ppm)	15-150	5-25	20-60	166	177
Th/U	2	3-5		4.2	4.08
Th/Nb		<0.1		0.07	0.07
Hf/Nb		<8		0.11	0.11
Zr/Nb	12-22	5.8		4.1	4.3
Sr/Rb	127	20-70		32	27



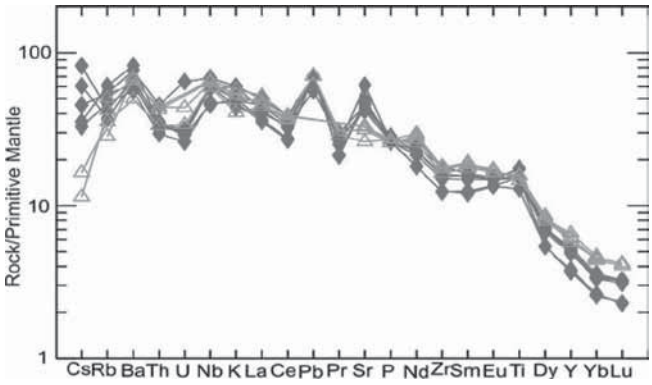
شکل ۳- نمودار تغییرات SiO_2 در برابر مجموع قلیایی‌ها $(K_2O+ Na_2O)$ الف) Le Bas et al. (1986) برای بازالت‌ها (مثلث توخالی) ب) Wilson (1989) برای گابروها (لوزی توپر)

www.SID.ir

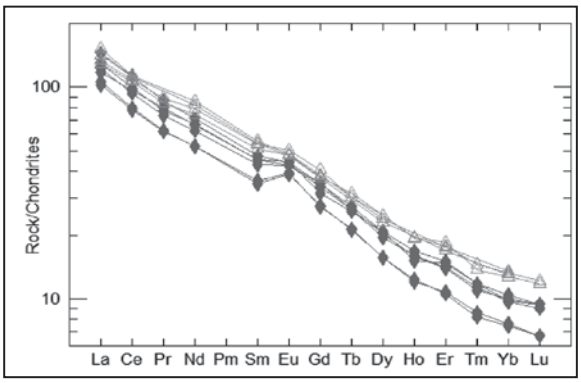
Archive of SID



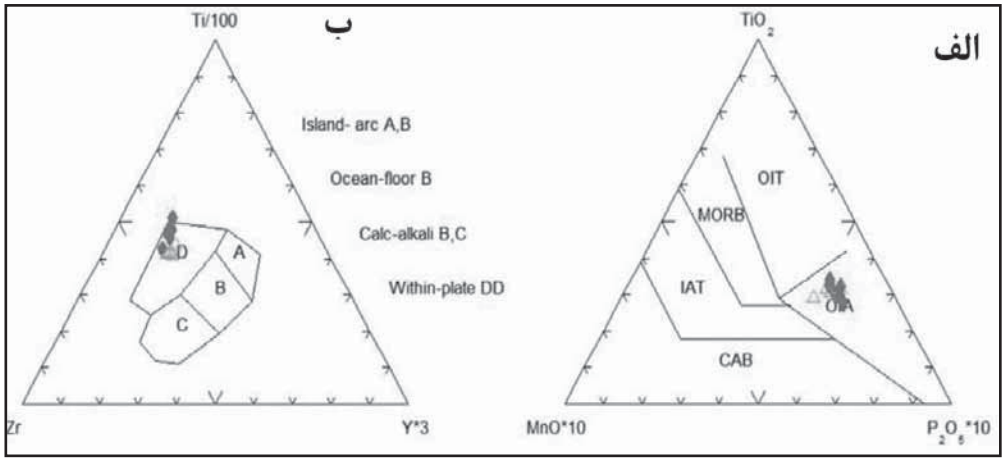
شکل۴- نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd,1977)؛ تصحیح شده توسط Pearce(1996).



شکل ۵- طرح بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) علائم مشابه با شکل ۳.



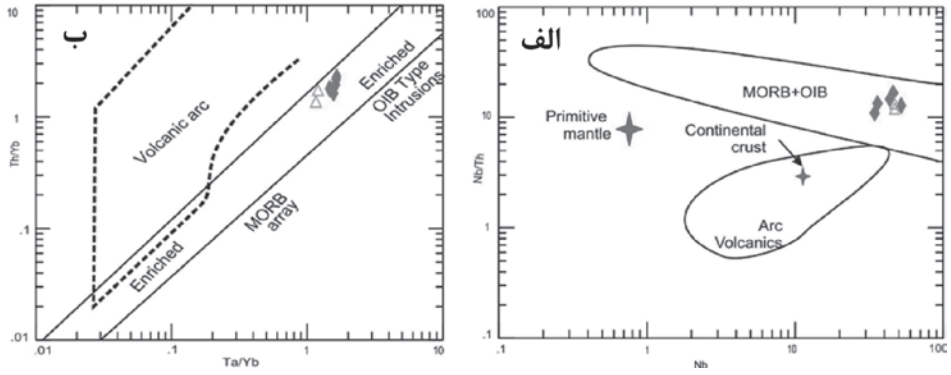
شکل۶- طرح بهنجار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989)، علائم مشابه شکل ۳.



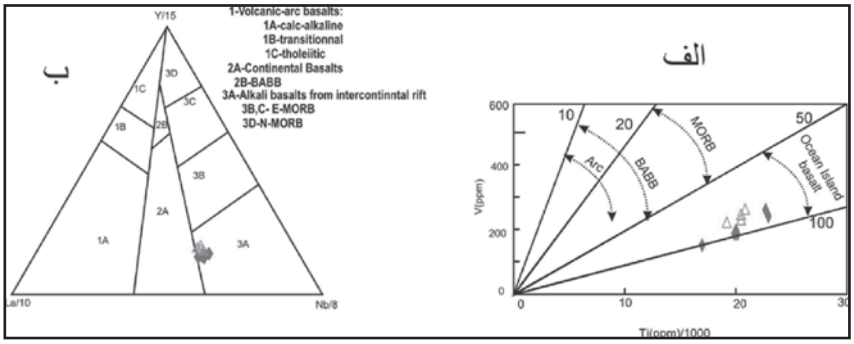
شکل ۷- الف) نمودار $MnO - TiO_2 - P2O_5$ (Mullen, 1983) ب) Y-Ti-Zr (Pearce and Cann, 1973). علائم مشابه شکل ۳.

www.SID.ir

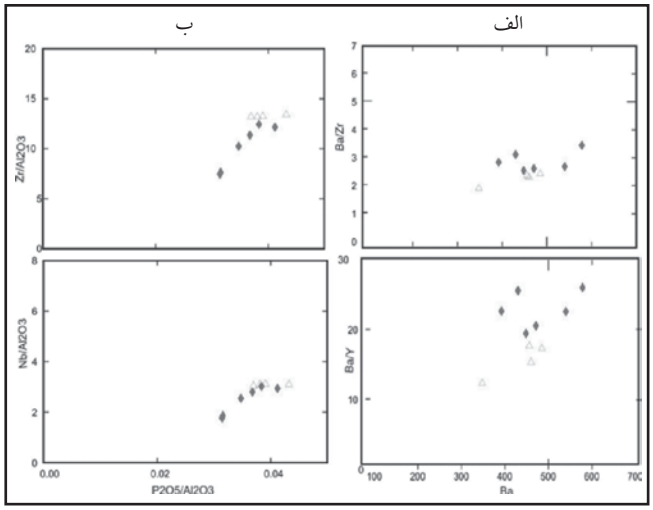
Archive of SID



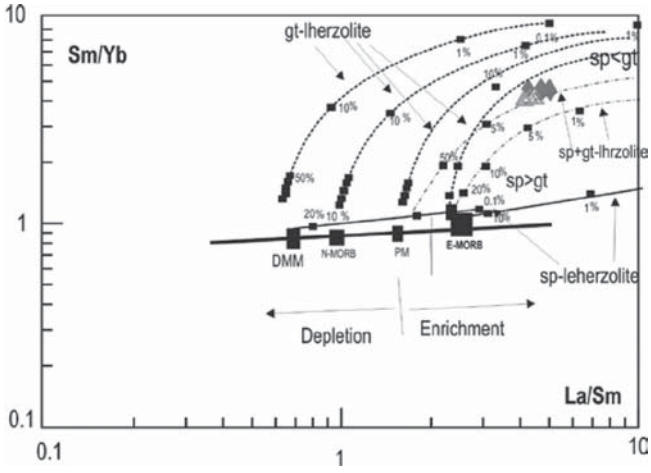
شکل۸- الف) نمودار Nb در برابر Nb/Th (Boztug et al., 2006). ب) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) . علائم مشابه شکل ۳.



شکل ۹-الف) نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982) ب) نمودار La - Y/15 - Nb/ 8 Cabanis and Lecolle, 1989) به نقل از Galoyan et al.,2007) علائم مشابه شکل۳.



شکل۱۰- الف) روندی خطی نسبت‌های عنصری Ba/Y و Ba/zr در برابر Ba. ب) روندهای خطی مثبت بین Zr/Al_2O_3 و Nb/Al_2O_3 در برابر P_2O_5/Al_2O_3 نشانه فرایند ذوب بخشی در ایجاد تنوع شیمیایی (Hoernle and Schmincke, 1993) در ترکیب سنگ‌های قلیایی منطقه. علائم مشابه شکل ۳.



شکل ۱۱- نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm: منحنی‌های ذوب شامل معادله ذوب بخشی پیمانه‌ای به نقل از Show (1970) و روش پیشنهادی Albarede (1995) است. منحنی‌های ذوب برای اسپینل- لرزولیت و گارنت- لرزولیت با ترکیب مدال Ol0.53+Opx0.27+Cpx0.17+Sp0.03 و Ol0.60+Opx0.20+Cpx0.10+Gt0.10 رسم شده است. ضریب پراکندگی کانی- ماتریس از McKenzie and O'Nions(1991). اطلاعات مربوط به PM (primitive Mantle)، N-MORB، E-MORB از Sun and McDonough (1989) است (Aldanmas et al., 2000).

www.SID.ir

Archive of SID

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲.

برقی، ق.، ۱۳۸۴- بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی ولکانیکهای شمال اردبیل، رساله دکتری، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۷۳ صفحه.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، وزارت صنایع و معادن، ۱۳۸۲ -نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ جواهرده، بهارفیروزی، شفیعی، اژدری، کریمی و پیروز. شماره نقشه:۶۰۶۳. کارتوگرافی: حدادان

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، وزارت صنایع و معادن ، ۱۳۸۳- نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ لنگرود، رحمتی و موسوی . شماره نقشه:۶۰۶۴. کارتوگرافی: حدادان.

صلواتی، م.، ۱۳۸۰- بررسی زمین شناسی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی منطقه جنوب املش، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. دانشکده علوم، ۱۵۹ صفحه.

صلواتی، م.، ۱۳۸۷- پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی شرق گیلان، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۴۱ صفحه.

کنعانیان، ع.، صلواتی، م.، اسماعیلی، د.، آسیابانها، ع.، ۱۳۸۳- شیمی-کانی شناسی کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین منطقه املش (شمال ایران).مجله علوم دانشگاه تهران، ۲،صفحات ۲۴۵-۲۲۹.

درویش زاده، ع.، ۱۳۷۱- زمین شناسی ایران، انتشارات ندا، ۹۰۱ صفحه.

مر، ف. و مدبری، س.، ۱۳۸۰- راهنمای کانی‌شناسی، مرکز نشر دانشگاهی، ۴۲۰ صفحه.

References

Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A. M. and Nassar, P. E., 2004- Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological Magazine, Cambridge University Press 141: 545-563

Aldanmaza, E., Pearcea, J. A., Thirlwallb, M. F., Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 67-95

Anells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A., Davis, R.G., 1975- Expalnatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangle map, 1:250,000. Geological sourvey of Iran, E3 and E4, 94p

Arvin, M., Robinson, P. T., 1994- The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, southwest of Kerman, Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 31, 824–834.

Babaiea, H. A., Ghazia, A. M., Babaeib, A., La Toura T. E. and Hassanipak, A. A., 2001- Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. J. Asian Earth Sci. 19: 61-76

Bağci, U. & Parlak, O., 2007- Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. Int J Earth Sci (Geol Rundsch)

Beccaluva, L., Coltorita, M., Giuntab, G., Siena, F., 2004- Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subdaction complexs in relation ti the suprasubduction mode. Thectonophysics 393, 163-174.

Berberian, M., 1983- The southern Caspian:A compression floored by a traped modified oceanic crust.Canadian Earth Science 20,163-183

Boztug, D., Ercin, A. I., Kurucelik, M. K., Goc, D., Komur, I., Iskenderoglu, A., 2007- Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 27, 286–302

Cabanis, M., Lecolle, M., 1989- Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des se´ries volcaniques et la mise en e´vidence des processus de me´lange et/ou de contamination crustale, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 309, 2023–2029

Dehghani, G. A., Markis, J., 1983- The gravity field and structure of Iran, in Geodynamic project (geotravers) in iran. G. S. Report No. 51, 51-68.

Dilek, Y., Delaloye, M., 1992- Structure of the Kizildag ophiolite, a slowspread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. Geology 20, 19–22.

Dupuis, C., He´bert, R., Dubois-Cote, V., Wang, C. S., Li, Y. L, Li, Z. J., 2005- Petrology and geochemistry of mafic rocks from me´lange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet. Chemical Geology 214 , 287– 308

Elliott, T., Blichert-Toft, J., Heumann, A., Koetsier, G., Forjaz, V., 2007- The origin of enriched mantle beneath Sao Miguel, Azores. Geochim. Cosmochim. Acta 71, 219–240.

Frey, F. A., Clague, D., Mahoney, J. J. and Sinton, J. M., 2000- Volcanism at the edge of the Hawaiian plume: petrogenesis of submarine alkalic lavas from the North Arch Volvcanic Field. Journal of Petrology. 41: 667-91.

Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Melkonyan, R., 2007- Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). C. R. Geoscience 339, 482–492

Ghazi, A. M., Pessagno, E. A., Hassanipak, A. A., Kariminia, S. M., Duncan, R. A. and Babaie, H. A., 2003- Biostratigraphic zonation and 40Ar/39Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. Palaeogeography,Palaeocl imatology, Palaeoecology. 193: 311-323

Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahoney, J. J. and Duncan, R. A., 2004- Geochemical characteristics, 40Ar–39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. Tectonophysics. 393: 175– 196

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Weska, R. K., Dickin, A. P. and Leonardos, O. H., 1997- Late Cretaceouse rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology. 126: 303-14.

Hart, W. K., WoldeGabrie, G., Walter, R. C. and Mertzman, S. A., 1989- Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. Journal of Geophysical Research. 94: 7731-48.

Hassanipak, A. A. and Ghazi, A. M., 2000- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. J. Asian Earth Sci. 18: 109-121

Hoernle, K. and Schmincke, H. U., 1993- The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. Journal of Petrology. 34: 599-626.

Hofmann, A. W., 1988- Chemical differentiation of the Earth: therelationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90, 297–314.

Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences., 8, 523-548.

www.SID.ir

Archive of SID

Juteau, T. & Maury, R., 2003- The Oceanic Crust, from acceretion to mantle recycling. Springer. 390p.
Keskin, M., Can Genç, S., Tüysüz, O., 2008- Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab reakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. Lithos.
Kretz, R., 1983- Symbols for rock forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.
Latin, D. M., Dixon, J. E. and Fitton, J. G., 1990- Rift-related magmatism in the North Sea basin. In: Blundell, D.J. and Gibbs, D.J. (Eds.) Tectonic evolution of the North Sea Rifts, Oxford, UK: Oxford Science Publications, Clarendon Press, pp. 102-44.
Lippard, S. J., Shelton, A. W. and Gass, I. G., 1986- The ophiolites of northern Oman. Geol. Soc. London Mem., v. 11, p.178.
Malpas, J., Xenophontos, C. and Williams, D., 1992- The Aiya Varvara Formation of S.W. Cyprus: a product of complex collisional tectonics. Tectonophys., v. 212, pp. 193-211.
McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. J. Petrol. 32, 1021±1991.
Mehrab Khan, Kerr, A. C., Mahmood, K h., 2008- Formation and tectonic evolution of the Cretaceous–Jurassic Muslim Bagh ophiolitic complex, Pakistan: Implications for the composite tectonic setting of ophiolites.Journal of Asian Earth Sciences, 31, 112-127
Moazzen, M., Modjarrad, M. and Zarrinkoub, M. H., 2006- Mineral chemistry, petrogenesis and P–T conditions of formation of harzburgitic peridotites from south of Birjand, Eastern Iran. J. A sian Earth Sci. xx: 1–11
Moghazi, A. M., 2003- Geochemistry of a Tertiary continental basalt suite, Red Sea costal plain, Egypt: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. Geological Magezine. 140 (1): 11-21.
Mullen, E. D., 1983- Mn0/Ti02/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implication for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62, 53–62.
Nicholson, K. N., Black, P. M., Picard, C., 2000- Geochemistry and Tectonic significance of Tangihua ophiolite complex, New Zealand. Tectonophysics, 321, 1-5.
Pankhurst, R. J., 1977- Open system fractionation and incompatible element variations in basalts. Nature , 268: 36-38.
Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva. Cheshire, UK, pp. 230-249.
Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planetary Science Letters 19, 290–300.
Prytulak, J., Elliott, T., 2007- TiO2 enrichment in ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 263 , 388–403
Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H. and Pirasteh, S., 2007- The distinctive trace elements signature of the less-evolved MORB materials in the south of Birjand ophiolites. Iranian J. crystall. mineral. 1: 219-230.
Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation
Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. J. Asian Earth Sci. 24: 405–417
Shamim Khan, M., Smith, T. E., Raza, M., Huang, J., 2005- Geology, Geochemistry and Tectonic Significance of Maficultramafic Rocks of Mesoproterozoic Phulad Ophiolite Suite of South Delhi Fold Belt, NW Indian Shield. Gondwana Research, 8, 553-566.
Shervais, J. W., 1982- Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters 59, 101–118.
Shojaat, B., Hassanipaka, A. A., Mobasher, K., Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran.Journal of Asian Earth Sciences 21, 1053–1067.
Smedley, P. L., 1988- The geochemistry of Dinantian volcanism in south Kintyre and the evidence for provincialism in the Southern Scottish mantle. Contribution mineralogy and petrology,99: 374-384.
Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2001- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth Planet. Sci. Lett. 196, 17–33.
Stocklin, J., 1968- Structural History and Tectonics of Iran: a Review. The American association of petrolume geologisys bulletin. 52, 1229- 1258
Sun, S., McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Oceans Basins. Geological Society of London Special Publication , 313–345.
Tankut, A., Dile, Y., önen, P., 1998- Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85. 265–284.
Taylor, S. R., McLennan, S., 1995- The geochemical composition of the continental crust. Reviews of Geophysics 33, 241–265.
Thompson, M. G., Malpas, J. and Smith, I. E. M., 1997- The geochemistry of tholeiitic and alkalic plutonic suites within Northland ophiolite, northern New Zealand: magmatism in a back arc basin. Chem. Geol., 142, 213-239.
Upadhyay, D., Jahn-Awe, S., Pin, C., Paquette, J. L., Braun, I., 2006- Neoproterozoic alkaline magmatism at Sivamalai, southern India. Gondwana Research 10, 156-166.
Weaver, B. L., 1991- The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. Erth and Planetary Science Letters. 104: 381-97.
Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J. and Joron, J. L., 1987- Geochemistry of oceanic island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. Geological Society of London. 30: 253-267.
Wilson, G., 1989- A systematic revision of the deep-sea subfamily Lipomerinae of the isopod crustacean family Munnopsidae. Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography 27:1-138
Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20, 325–342.
Xia, B., Chen, G., Wang, R., Wang, Q., 2008- Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet. Jornal of Asian Earth Science.
Yan, J., Zhao, J. X., 2008- Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction. Journal of Asian Earth Sciences, 33, 106-121.
Zhao, J. X., Shiraishi, K., Ellis, D. J., Sheraton, J. W., 1995- Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenite magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 1363–1382.

www.SID.ir

Petrogenesis of Southern Amlash Alkaline Rocks in the South Caspian Sea, North of Iran

Archive of SID

F. Zaeimnia[1], A. Kananian[1*] & M. Salavaty [2]

[1]Faculty of Geology, College of Science, Tehran University, Tehran, Iran

[2] Department of Geology, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

Received: 2008 August 25 Accepted: 2009 August 10

Abstract

South Amlash alkaline rocks, located in south of Caspian Sea, occur like small and discrete bodies within the Cretaceous igneous rock association which is a small part of Gorgan-Rasht tectonic zone. These rocks crop out as large-volume pillow lavas and homogeneous fine- to coarse- grained gabbros and are essentially composed of Clinopyroxene (augite), plagioclase and relatively abundant small apatite needles. Geochemical data clearly identifies an enrichment of LREE and positive anomalies of Nb and Ti suggesting an intra-plate ocean island (OIB) tectonic setting. Considering the LREE/HREE ratio and some of other incompatible element contents, it seems that the alkaline rocks are probably derived from a garnet lehrzolitic mantle.

Keywords: Alkaline Rocks, Ocean Island, Garnet Lehrzolit, Amlash, Caspian Sea

For Persian Version see pages 69 to 78

* Corresponding author: A. Kananian; E-mail: kananian@khayam.ut.ac.ir

www.SID.ir