

بررسی منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن زرجه‌بستان (شمال خاور قزوین) با استفاده از REE و HFSE

نوشته: کیمیا کلانتری*، علی کنعانیان*، عباس آسیابانها** و محسن الیاسی*

* دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران؛
** گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمین، قزوین، ایران.

Source and Tectonic Setting of Zarjebostan (NE of Qazvin) Paleogene Volcanic Rocks using REE and HFSE Elements

By: K. Kalantari* , A. Kananian* , A. Asiabanha** & M. Eliassi*

*School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

**Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۰۳/۰۲

چکیده

گدازه‌های بازی تا حد واسط پالئوژن البرز مرکزی، در شمال خاور شهر قزوین، از تراکی-آندزیت، تراکی-آندزی بازالتی و آندزی بازالتی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های منطقه، از لحاظ زمین‌شیمیایی، کلسیمی-قلیایی پرپتاسیم هستند. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE در نمونه‌ها و شباهت ترکیب شیمیایی آنها با گدازه‌هایی که در مناطق شاخص فرورانش تشکیل می‌شوند، احتمال شکل‌گیری سنگ‌های منطقه را در یک محیط فرورانشی تقویت می‌کند. به نظر می‌رسد فرایند فرورانش، تأثیر اندکی در تمرکز عناصر Y و Zr ، Ta ، Hf ، Sm ، Tb ، Nd ، Eu در سنگ‌های منطقه و در عوض تأثیر قابل ملاحظه‌ای در تمرکز عناصر Th ، U و تا اندازه‌ای La در نمونه‌ها داشته است. بالا بودن نسبت Ba/La ، Ba/Ta و La/Ta و پایین بودن مقدار TiO_2 در نمونه‌ها نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه در مناطق کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند. پراکندگی نمونه‌ها بر روی نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb و همراه بودن آنها با حجم وسیعی از توف‌های اسیدی، نشانه شکل‌گیری گدازه‌ها در حاشیه فعال قاره است.

کلید واژه‌ها: آندزیت، فرورانش، حاشیه فعال قاره، البرز.

Abstract

Paleogene basic to intermediate lava flows of Central Alborz, in the northeast of Qazvin city (Zarjebostan), include trachy-andesite, basaltic trachy-andesite and basaltic andesite. These volcanic rocks are high-K calc-alkaline rocks. Based on the high LILE/HFSE and LREE/HREE ratios and their similar composition to subduction volcanic rock suites; it seems that they have formed in a subduction zone. The subduction process has little effect on the concentration of Zr, Ta, Hf, Sm, Tb, Nd, Eu and Y elements, while it has strong influence on concentration of Th, U and La elements. Due to high Ba/La, Ba/Ta and La/Ta ratios and low TiO_2 content of lavas, they could be attributed to magmatic arc setting. Th/Yb vs. Ta/Yb diagrams and association of study suite with extensive volume of acidic tuffs, indicate that these rocks have been formed in an active continental margin.

Keywords: Andesite, Subduction, Active continental margin, Alborz.

۱- مقدمه

بر اساس این تقسیم‌بندی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به فازهای یک و دو رده‌بندی آنلز تعلق دارند. گدازه‌های فاز دو به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های آذر آواری فاز یک قرار گرفته‌اند.

Stalder (1971) و Annells et al. (1975) سن فعالیت‌های ماگمایی منطقه را بر مبنای روابط چینه‌شناسی حاکم بر سنگ‌های سازند کرج، به ائوسن - الیگوسن نسبت داده‌اند. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌های آذر آواری فاز یک منطقه (کلاتری، ۱۳۸۳؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۴)، سن گدازه‌های واقع بر روی توف‌ها، بعد از ائوسن و به احتمال زیاد الیگوسن است.

۳- سنگ‌نگاری گدازه‌ها

از بین روانه‌های گدازه موجود در مناطق زرجه‌بستان و جنوب باختر شکرناپ در مجموع ۷۷ مقطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفت. گدازه‌های مورد نظر در رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی، در محدوده تراکی-آندزیت، تراکی-آندزی بازالتی و آندزی بازالتی قرار می‌گیرند و در نمونه دستی به رنگ‌های صورتی تا سرخ هستند. بیشتر گدازه‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت میکرولیتیک پورفیری نشان می‌دهند و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر با زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر و سوزن‌های آپاتیت تشکیل شده‌اند. علاوه بر بافت میکرولیتیک پورفیری، برخی از سنگ‌های منطقه دارای بافت بادامکی هستند و حفره‌های آنها توسط کانی‌های ثانوی کوارتز، کلسیت و زئولیت پر شده است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در بیشتر نمونه‌ها بافت غربالی نشان می‌دهند. در برخی از پلاژیوکلازها زون‌بندی و در برخی دیگر حاشیه واکنشی و گردشده مورد مشاهده قرار می‌گیرد، که این نکته می‌تواند نشانه عدم تعادل میان بلورها با ماگمای دربرگیرنده آنها باشد (Shelley, 1993; Singer et al., 1993). علاوه بر بافت غربالی، بافت‌های گلومروپورفیری و پویکلیتیک نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن معمولاً حاوی میانبارهای ریز کانی‌های کدر (اپاک)، الیون‌های ایدنگزیتی، پیروکسن، پلاژیوکلاز و سوزن‌های آپاتیت به صورت بافت پویکلیتیک هستند.

درصد پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه، چه به صورت درشت‌بلور و چه در زمینه سنگ از سایر کانی‌ها بیشتر است. (Righter et al., 2001). بر این باورند که آب مانع پایداری کانی پلاژیوکلاز می‌شود. بنابراین فراوانی قابل توجه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های منطقه در کنار عدم حضور درشت‌بلور آمفیبول ممکن است نشانه تبلور سنگ‌ها از یک ماگمای کم

گدازه‌های منطقه فرورانش با تهی‌شدگی عناصر HFSE نسبت به عناصر LILE قابل تشخیص‌اند. منشأ این تهی‌شدگی می‌تواند به دلیل تأثیر سیال‌ها یا مواد مذاب حاصل از صفحه فرورانده بر روی گوه گوشته‌ای باشد (Green, 2006). سیال‌های آبدار طی ماگماتیسیم زون فرورانش، مسئول انتقال برخی از عناصر ناسازگار از پوسته فرورانده به پوسته قاره‌ای در ناحیه کمان هستند (Hermann et al., 2006).

عناصر LILE به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پایین، در فشار و دمای بالا به آسانی در سیال‌های آبدار حل شده و انتقال می‌یابند (Green & Pearson, 1986; Ryerson & Watson, 1987; Tatsumi & Eggins, 1995). در صورتی که میزان انحلال‌پذیری عناصر HFSE در سیال‌های آبدار پایین است (Tatsumi et al., 1986). این امر باعث می‌شود که در حین عمل ذوب بخشی یا از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته بر اثر متاسوماتیسیم سیال‌های آبدار از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شود (Green, 2006).

هدف این مقاله، بررسی شرایط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه‌بستان و تأثیر درجه ذوب بخشی گوشته بر روی اختصاصات زمین‌شیمیایی آنهاست. همچنین با استفاده از عناصر ناسازگار، محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی خواهد شد. به همین دلیل، از اطلاعات صحرائی، مطالعات سنگ‌نگاری و بویژه داده‌های زمین‌شیمیایی این گدازه‌ها در رسیدن به هدف بهره گرفته شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، در منطقه زرجه‌بستان، در ۲۵ تا ۳۵ کیلومتری شمال خاور قزوین رخنمون دارند. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد. در این شکل مکان‌های برداشت نمونه‌های مورد بررسی مشخص شده است.

محدوده مورد مطالعه از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی بخشی از زون البرز مرکزی (Stocklin, 1968) است. قدیمی‌ترین سنگ‌های این محدوده، سنگ‌های نوار آتشفشانی پالئوژن هستند که از نظر تقسیم‌بندی چینه‌شناسی، معادل سازند کرج است (Stalder, 1971; Annells et al., 1975). سنگ‌های آتشفشانی البرز مرکزی به سه فاز آتشفشانی قابل تقسیم است (Annells et al., 1975):

۱) توف‌های اسیدی و آندزیتی و گل‌سنگ‌های توفی با سن ائوسن.

۲) گدازه‌های بازی با سن الیگوسن.

۳) توف‌های آندزیتی شیشه‌ای با سن الیگوسن.

آب باشد.

۴- زمین‌شیمی

پس از مطالعات میکروسکوپی از بین سالم‌ترین گدازه‌های منطقه تعداد ۹ نمونه انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شد. در این نمونه‌ها، مقادیر کمی ۴۳ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گدازه‌های منطقه اندازه‌گیری شد (جدول ۱).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه در رده‌بندی (Le Maitre et al., 1989) در محدوده‌های تراکی-آندزیت، تراکی-آندزی بازالتی و آندزی بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۲). این نمونه‌ها با داشتن K_2O بین ۲/۲۷ تا ۴/۶ درصد وزنی، همگی در قلمرو سنگ‌های پریئاسیم (Le Maitre et al., 1989) واقع شده‌اند (شکل ۳).

مقدار MgO در سنگ‌های منطقه بین ۱/۱۵ تا ۴/۲۸ درصد وزنی است. کم بودن مقدار MgO و عناصر سازگار Ni، Co و Cr در نمونه‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک ماگمای اولیه متبلور نشده‌اند (J-teau & Maury, 1997).

در شکل ۴، فراوانی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد نظر نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت (Sun & McDonough, 1989) بهنجارسازی شده است. در این شکل علاوه بر غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک بی‌هنجاری منفی Eu نیز دیده می‌شود. میزان بی‌هنجاری Eu نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱۴۶ تا ۰/۱۸۶ است که یک بی‌هنجاری ضعیف به‌شمار می‌آید. در این شکل، الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در گدازه‌های مختلف کم و بیش با هم موازی است و سنگ‌های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. دو احتمال می‌توان برای غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE در نظر گرفت: یکی این که چون LREE ها تا حدی ناسازگارتر از HREE ها هستند (Krauskopf & Bird, 1976) ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE ها می‌شود این است که این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (Winter, 2001).

سنگ‌های منطقه در نمودار شکل ۵ نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) بهنجارسازی شده‌اند. در این شکل شاهد بی‌هنجاری‌های منفی Nb، P، Sr و Ti همراه با بی‌هنجاری مثبت K، Rb و Th و U هستیم.

بی‌هنجاری منفی Sr (شکل ۵) و Eu (شکل ۴) می‌تواند مربوط به عدم مشارکت

پلاژیوکلاز در حین ذوب بخشی سنگ منشأ و یا تبلور پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در ماگمای والد سنگ‌های منطقه و فقیر شدن گدازه‌های مورد مطالعه از پلاژیوکلاز و سپس از Sr و Eu باشد. غنی‌شدگی عناصر Th و U در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند نشانه اضافه شدن رسوبات پلاژیوک و پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده به منبع ذوب شدگی باشد (Fan et al., 2003). از دیگر بی‌هنجاری‌های منفی شاخص در نمودارهای عنکبوتی، تهی‌شدگی شدید نمونه‌ها از عناصر Ta، Nb، Ti و بی‌هنجاری ضعیف Zr است. در واقع این بی‌هنجاری‌ها در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی مناطق کمان کلسیمی-قلیایی در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آیند (Mohamed et al., 2000). فرایند فرورانش نقش مؤثری در افزایش میزان نسبت LILE/HFSE دارد (Saunders et al., 1980 و Hole et al., 1984). همچنین بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE جزو علائم فرورانش محسوب می‌شود (Zanetti et al., 1999). به منظور بررسی نقش گوشته و صفحه فرورونده در تولید ماگمای مناطق فرورانش می‌توان از نمودارهای لگاریتمی Nb/Yb در برابر M/Yb استفاده کرد (Pearce & Peate, 1995؛ Pearce, 1983). در این نمودارها، حرف M، معرف عنصری است که با بررسی فراوانی آن در ماگما می‌توان به مشارکت زمین‌شیمیایی گوشته یا صفحه فرورونده پی برد. میزان انحراف و جابه‌جایی M از محدوده تعریف شده برای گوشته (آرایه گوشته‌ای Mantle Array) به نقش فرایند فرورانش یا درجه غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی گوشته بستگی دارد. محدوده همجوار آرایه گوشته‌ای، نشانه مشارکت فرایند فرورانش در تولید مذاب به اندازه حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد است. هر قدر فاصله نمونه‌ها از آرایه گوشته‌ای بیشتر شود، میزان مشارکت فرورانش در تولید آنها بیشتر است (Pearce, 1983؛ Pearce & Peate, 1995). همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، عناصر Nb، Ta، Hf، La، Sm، Tb، Nd، Zr، Eu و Y در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند و تنها دو عنصر Th و U خارج از محدوده آرایه گوشته‌ای واقع می‌شوند. در حقیقت ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه در مقایسه با ماگماهای مشتق از گوشته از Th و U غنی‌تر است و این مسئله می‌تواند نشانه مشارکت پوسته در تولید ماگما باشد. Machado et al. (2005). معتقدند که عنصر Th معمولاً توسط فرایند متاسوماتیسم در مناطق کمان به منبع گوشته‌ای اضافه شده و باعث بی‌هنجاری منفی Nb در ماگمای مناطق کمان می‌شود. عنصر La روندی نزدیک به حد بالایی آرایه گوشته‌ای نشان می‌دهد و مشخص می‌کند که فرورانش در انتقال این عنصر هم بی‌تأثیر نبوده است.

عناصر HFSE مانند Ta و Th معمولاً برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی

همگرا تشکیل می‌شوند و متعلق به سری ماگمایی کلسیمی-قلیایی هستند و گروه دوم انواع ناکوهزایی هستند که شامل ایسلندیت‌ها، هاوائی‌ایت‌ها و موژآریت‌های وابسته به بازالت‌های آلکالن مرتبط با ریف‌های قاره‌ای یا اقیانوسی و جزایر اقیانوسی می‌باشند (Middlemost, 1985). در شکل ۱۰ فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه با سنگ‌های آتشفشانی موجود در کوه‌های شمال داهینگان در شمال خاور چین مقایسه شده است. سنگ‌های این منطقه از ذوب بخشی سنگ‌هایی حاصل شده‌اند که خود در گذشته تحت تأثیر متاسوماتیسم سیال‌های آبدار حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی مغول-اختسک قرار گرفته‌اند (Fan et al., 2003). در این شکل همچنین از نمونه‌های منطقه دخان در مصر نیز که یک منطقه فرورانشی است (Moghazi, 2003)، به عنوان مرجع مقایسه استفاده شده است. همان‌طور که دیده می‌شود، الگوی تغییرات عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه، بسیار شبیه به سنگ‌های مناطق یاد شده است.

در شکل ۱۱ نمونه‌های منطقه با سنگ‌های آتشفشانی باختر آناتولی (Aldanmaz et al., 2000) که از نوع تراکی-آندزیت، تراکی-آندزی بازالتی و آندزیت است و ویژگی‌های سنگ‌های مناطق فرورانش را از خود نشان می‌دهند، مقایسه شده است. چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود نمونه‌های زرجه‌بستان از لحاظ فراوانی عناصر کم تحرک مانند La و Y ، Ti مشابه سنگ‌های باختر آناتولی بوده و در مقایسه با آنها از عناصر $LILE$ غنی‌شدگی کمتری دارند.

۶- بررسی ویژگی‌های کمان ماگمایی

سنگ‌های منطقه از لحاظ نسبت Ba/La ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مناطق کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند. این نسبت برای $NMORB$ بین ۴ تا ۱۰، برای $EMORB$ و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است (Wood, 1980). مقدار نسبت مذکور در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است (Macdonald et al., 2001). در گدازه‌های شمال خاور قزوین، همانند ماگمای مناطق کمان میزان این نسبت از ۱۷/۷۱ تا ۲۰/۵۱ در تغییر است. بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه گوشته توسط سیال‌های منطقه فرورانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرورانده شده به ماگما است (Hole, 1984).

نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰، از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای کمان به‌شمار می‌رود (Macdonald et al., 2001). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۵۴۰ تا ۱۲۲۲ است. بالا بودن نسبت La/Ta نیز از دیگر مشخصات مناطق کمان است (Trumbull et al., 1999) که در

در سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بازالت‌های مناطق فرورانش از Th در مقایسه با Ta غنی هستند (Pearce & Peate, 1995). سیال‌های حاصل از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده نقش مهمی را در انتقال عناصر بین صفحه و ماگمای تولید شده در کمان بازی می‌کنند (Gorton & Schandl, 2000). Pearce & Peate (1995) معتقدند که عناصر $HREE$ و $HFSE$ کم تحرک بوده و در صفحه فرورانده باقی می‌مانند، در حالی که عناصر $LILE$ و $LREE$ متحرک‌ترند و از طریق ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در منطقه فرورانش ملحق می‌شوند. Th یک عنصر $HFSE$ است و انتظار می‌رود که مانند عناصر کم تحرک عمل کند، اما در محیط‌های کمانی مانند عناصر متحرک رفتار می‌کند. این عنصر از مواد رسوبی صفحه فرورو حاصل می‌شود (Gorton & Schandl, 2000). معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی (که در آن پیروکسن‌ها و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی یا باقیمانده هستند) قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگما باشد. متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرایندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود منتقل کرده ولی Ta و Yb را با خود حمل نمی‌کنند. عامل دیگری که سبب بالا رفتن نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است؛ زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته‌ای (غیر از رخساره‌های گرانولیتی که Th پایین دارند) زیادتر است (Aldanmaz et al., 2000). نمونه‌های منطقه در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982 & 1983) در محدوده غنی‌شدگی از Th و تأثیر مواد فرورانشی تجمع پیدا کرده‌اند (شکل ۷) و مشخصات سنگ‌های کلسیمی-قلیایی حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهند.

چنانچه در شکل ۸ ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها بر روی نمودار مثلثی Irvine & Baragar (1971) روند خطی دارند و ویژگی‌های سنگ‌های کلسیمی-قلیایی را نشان می‌دهند. برای تعیین محیط زمین‌ساختی گدازه‌های منطقه از نمودار مثلثی Pearce & Cann (1973) استفاده شده است (شکل ۹). در این نمودار نیز سنگ‌های منطقه در محدوده C یعنی سنگ‌های کلسیمی-قلیایی جای گرفته‌اند.

۵- مقایسه سنگ‌های آتشفشانی منطقه با سنگ‌های مناطق فرورانش

سنگ‌های آتشفشانی حد واسط معمولاً به دو صورت زیر در طبیعت یافت می‌شوند: گروه اول آندزیت‌های کوهزایی هستند که در مرز صفحه‌های

است. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE را می‌توان از مشخصات مناطق فرورانش به‌شمار آورد. از طرفی نمودارهای M/Yb در برابر Nb/Yb بیانگر تأثیر اندک فرورانش در جابه‌جایی عناصر Zr، Ta، Hf، Sm، Eu، Nd، Tb و Y و در عوض تأثیر قابل ملاحظه آن بر روی جابه‌جایی عناصر U، Th و La بوده است. این مطلب با بی‌هنجاری‌های مثبت U، Th و La در نمودارهای عنکبوتی انطباق دارد. غنی‌شدگی شدید Th و U در نمودارهای عنکبوتی بیانگر مشارکت رسوبات پلاژیک یا اضافه شدن پوسته اقیانوسی دگرسان شده در منبع ذوب شدگی است. گدازه‌های منطقه از لحاظ فراوانی عناصر کمیاب با سنگ‌های موجود در کوه‌های داهینگان در شمال خاور چین، نمونه‌های منطقه دخان در مصر و سنگ‌های باختر آناتولی در ترکیه که معرف منطقه فرورانش هستند، شباهت دارند. بالا بودن نسبت Ba/La، Ba/Ta و La/Ta و پایین بودن مقدار TiO_2 در سنگ‌های منطقه از ویژگی‌های بارز سنگ‌های آذرین مناطق کمان به‌شمار می‌رود. پراکندگی نمونه‌ها بر روی نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb و همراهی آنها با حجم وسیع توف‌های اسیدی در منطقه، می‌تواند معرف شکل‌گیری آنها در حاشیه فعال قاره باشد.

مورد سنگ‌های منطقه صدق می‌کند.

میزان TiO_2 یکی از معیارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی گدازه‌ها است. در بازالت و آندزیت‌های مناطق کمان مقدار TiO_2 به ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می‌رود، این در حالی است که TiO_2 در سنگ‌های سایر محیط‌های زمین‌ساختی بیشتر از ۱۰ درصد وزنی است (Macdonald et al., 2001). یکی از مهم‌ترین تفاوت‌های سری‌های کلسیمی-قلیایی جزایر کمانی با حاشیه فعال قاره فراوانی زیاد سنگ‌های سیلیسی (داسیت و ریولیت) به صورت مواد آذرآواری در حاشیه قاره است (Rendeng et al., 2006). با توجه به همراهی گنبد‌های ریولیتی با گدازه‌های مورد مطالعه و همچنین گسترش چشم‌گیر توف‌های اسیدی در منطقه، به نظر می‌رسد که نمونه‌ها متعلق به حاشیه فعال قاره باشند.

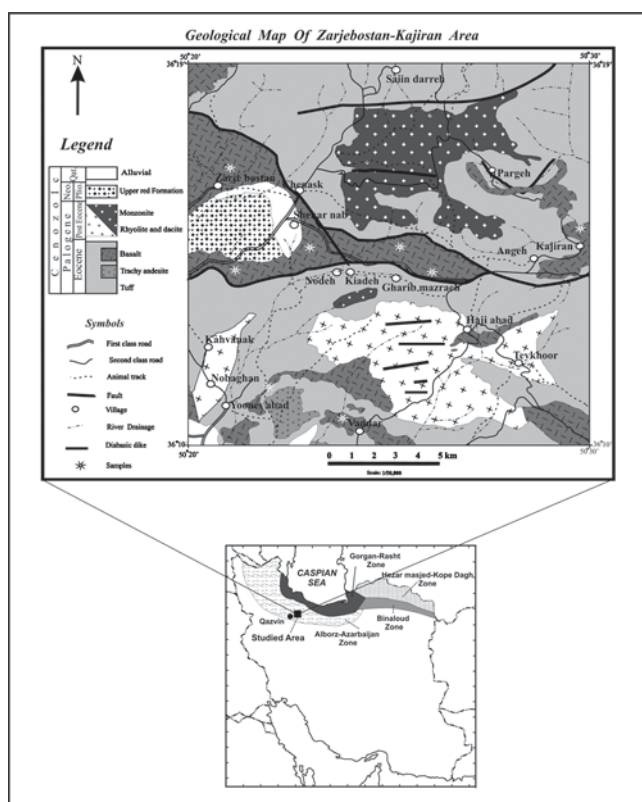
۷- نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد به‌دست آمده، ماگمای منطقه یک ماگمای تحول یافته و از نوع کلسیمی-قلیایی است. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بر روی نمودارهای عنکبوتی، حاکی از غنی‌شدگی گدازه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و خاکی کمیاب گدازه‌های

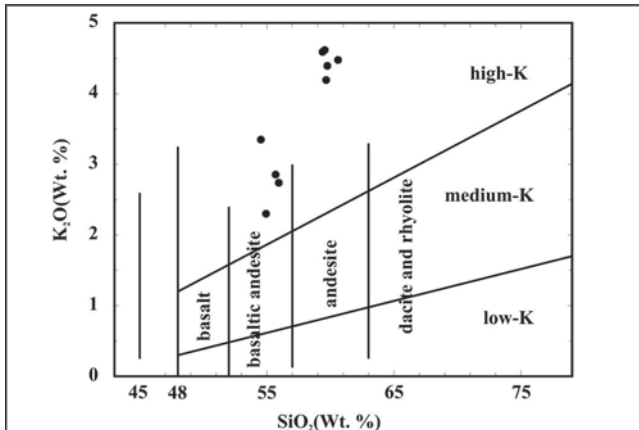
منطقه زرجه‌بستان که به روش ICP-MS در آزمایشگاه

ALS-Chemex کانادا تجزیه شیمیایی شده‌اند.

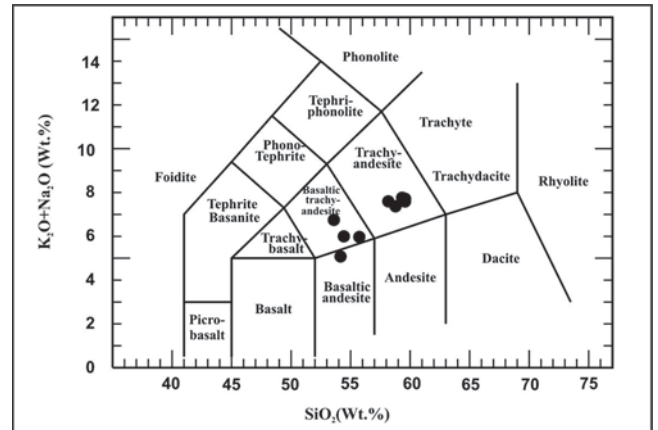


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰ محدوده مورد مطالعه (با تغییر اندک از Annells et al., 1975). ستاره‌ها، نقاط برداشت نمونه‌ها را نشان می‌دهد.

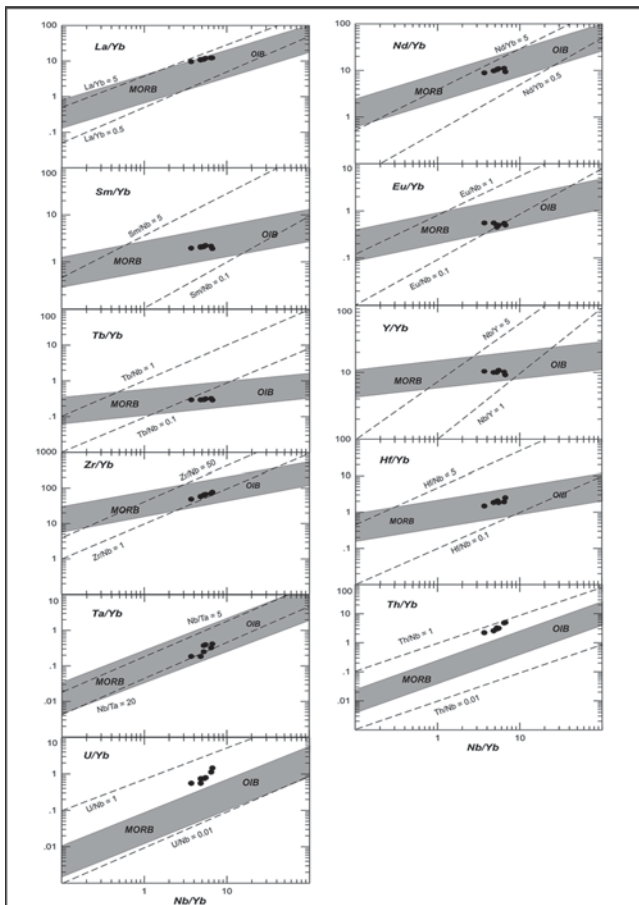
| Sample | K29 | K31 | K37 | K39 | K40 | K42 | K74 | K75 | S20 |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ (Wt%) | 58.17 | 59.33 | 58.77 | 55.73 | 54.43 | 54.15 | 53.57 | 59.39 | 59.57 |
| K ₂ O (Wt%) | 4.5 | 4.6 | 4.13 | 2.73 | 2.79 | 2.27 | 3.29 | 4.39 | 4.38 |
| Na ₂ O (Wt%) | 3.1 | 3.16 | 3.24 | 3.24 | 3.21 | 2.81 | 3.44 | 3.22 | 3.21 |
| Al ₂ O ₃ (Wt%) | 15.35 | 15.64 | 15.6 | 18.59 | 18.6 | 16.21 | 19.71 | 16.4 | 15.49 |
| MgO (Wt%) | 1.99 | 1.92 | 1.81 | 2.55 | 2.47 | 4.28 | 1.15 | 2.51 | 2.03 |
| MnO (Wt%) | 0.11 | 0.12 | 0.15 | 0.13 | 0.09 | 0.2 | 0.07 | 0.05 | 0.12 |
| CaO (Wt%) | 4.57 | 4.94 | 5.39 | 8.05 | 7.57 | 8.36 | 7.73 | 4.81 | 5.93 |
| FeO (Wt%) | 5.65 | 5.47 | 5.19 | 5.05 | 5.07 | 6.28 | 5.51 | 4.23 | 5.48 |
| Fe ₂ O ₃ (Wt%) | 8.44 | 8.24 | 7.78 | 7.39 | 7.36 | 9.09 | 7.99 | 6.37 | 8.27 |
| P ₂ O ₅ (Wt%) | 0.46 | 0.4 | 0.41 | 0.23 | 0.27 | 0.23 | 0.31 | 0.15 | 0.4 |
| TiO ₂ (Wt%) | 1.28 | 1.27 | 1.22 | 0.98 | 0.95 | 0.96 | 1.04 | 0.72 | 1.27 |
| La (ppm) | 45.5 | 45.5 | 45.5 | 30 | 29 | 26 | 38 | 29.5 | 44.5 |
| Ce (ppm) | 87.5 | 89 | 87.5 | 56.5 | 54.5 | 48 | 73 | 52 | 88 |
| Pr (ppm) | 10.9 | 10.8 | 10.8 | 6.8 | 6.7 | 6.1 | 8.8 | 6.4 | 10.7 |
| Nd (ppm) | 41.5 | 42 | 41.5 | 26.5 | 26.5 | 24 | 34.5 | 22.5 | 41.5 |
| Sm (ppm) | 8.6 | 8.4 | 8.5 | 5.7 | 5.5 | 5.3 | 6.7 | 4.6 | 8.4 |
| Eu (ppm) | 1.9 | 1.9 | 1.9 | 1.5 | 1.5 | 1.5 | 1.7 | 1.2 | 2 |
| Gd (ppm) | 8.7 | 8.4 | 8.8 | 5.6 | 5.5 | 5.5 | 6.7 | 4.7 | 8.6 |
| Tb (ppm) | 1.2 | 1.2 | 1.2 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 1 | 0.7 | 1.2 |
| Dy (ppm) | 7.2 | 7.2 | 7.2 | 4.7 | 4.6 | 5.1 | 5.7 | 3.7 | 7.2 |
| Ho (ppm) | 1.5 | 1.4 | 1.4 | 0.9 | 1 | 1 | 1.1 | 0.8 | 1.4 |
| Er (ppm) | 4.3 | 4.2 | 4.3 | 2.9 | 2.9 | 3.1 | 3.4 | 2.4 | 4.2 |
| Tm (ppm) | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.6 |
| Yb (ppm) | 4 | 3.9 | 3.8 | 2.7 | 2.7 | 2.7 | 3.1 | 2.4 | 4 |
| Lu (ppm) | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.6 |
| Cr (ppm) | 30 | 30 | 30 | 40 | 40 | 50 | 30 | 50 | 30 |
| V (ppm) | 165 | 185 | 170 | 205 | 195 | 255 | 225 | 150 | 170 |
| Co (ppm) | 19 | 17.5 | 18.5 | 20 | 17.5 | 26 | 17 | 19 | 16 |
| Ni (ppm) | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 20 | 15 | 35 | 10 |
| Rb (ppm) | 126.5 | 134 | 121 | 70.6 | 73.2 | 56.2 | 106 | 135.5 | 124 |
| Sr (ppm) | 339 | 366 | 401 | 553 | 550 | 470 | 574 | 424 | 369 |
| Ba (ppm) | 806 | 887 | 810 | 611 | 595 | 500 | 715 | 577 | 872 |
| Nb (ppm) | 21 | 21 | 21 | 13 | 13 | 10 | 20 | 16 | 21 |
| Ta (ppm) | 1 | 1.5 | 1.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 1 | 1 | 1.5 |
| Th (ppm) | 12 | 12 | 12 | 7 | 7 | 6 | 15 | 12 | 13 |
| U (ppm) | 3 | 3 | 3 | 2 | 1.5 | 1.5 | 3.5 | 3.5 | 3 |
| Zr (ppm) | 256 | 255 | 254 | 158 | 155.5 | 132 | 219 | 184.5 | 250 |
| Hf (ppm) | 8 | 8 | 7 | 5 | 5 | 4 | 6 | 6 | 8 |
| Y (ppm) | 40.5 | 40.5 | 41 | 27 | 27 | 28 | 31.5 | 22 | 40 |
| Zn (ppm) | 105 | 110 | 105 | 85 | 85 | 95 | 95 | 80 | 105 |
| Cs (ppm) | 1.7 | 2.2 | 2.9 | 1 | 0.9 | 1.1 | 1.5 | 3.7 | 2.4 |



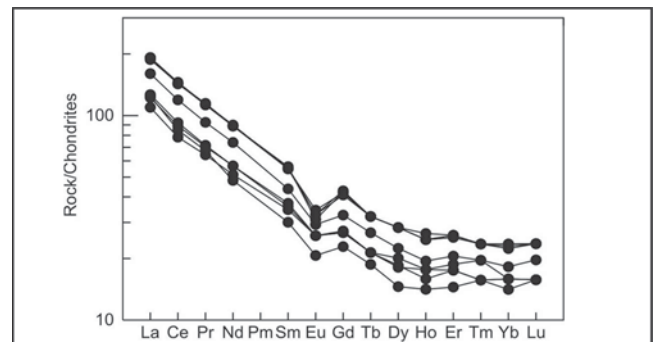
شکل ۳- نمونه‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 در محدوده پرتاسیم قرار می‌گیرند. (Le Maitre et al., 1989)



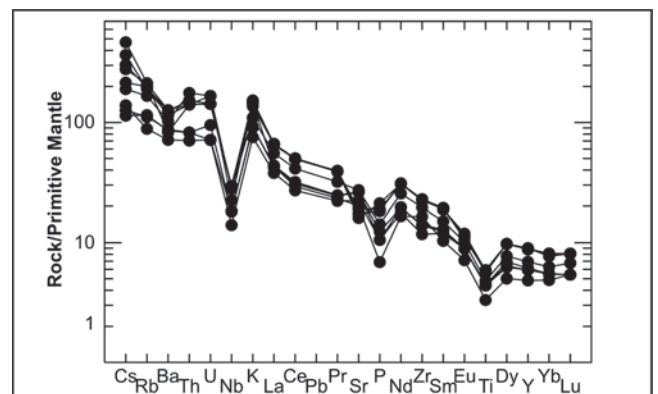
شکل ۲- نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس در محدوده‌های تراکی-آندزیت، تراکی-آندزی بازالتی و آندزی بازالتی قرار می‌گیرند. (Le Maitre et al., 1989)



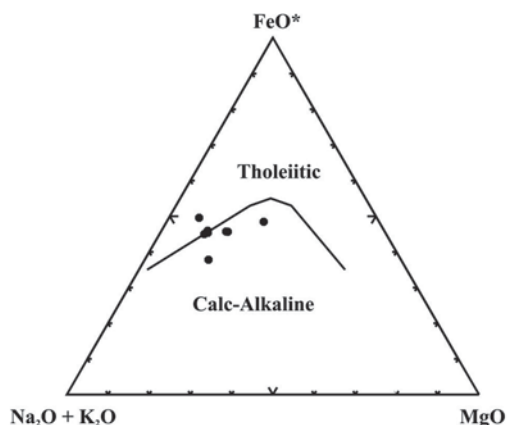
شکل ۶- نمودارهای لگاریتمی M/Yb در برابر Nb/Yb . در این نمودارها M ، معرف (۱) عناصر REE (Y, La, Nd, Sm, Eu, Yb) و (۲) عناصر HFSE (U, Zr, Hf, Ta, Th) است. محدوده‌های خاکستری نشان‌دهنده نسبت عناصر ناسازگار در بازالت‌های اقیانوسی (MORB و OIB) است (Green, 2006).



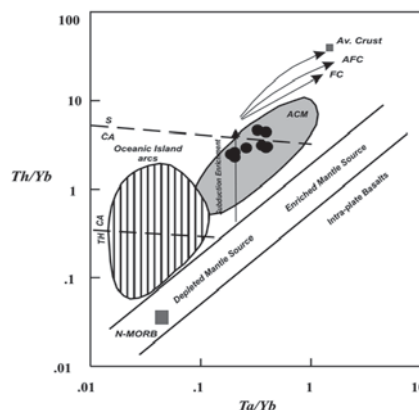
شکل ۴- غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE در مقایسه با HREE در نمودار پراکندگی عناصر خاکی کمیاب که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Sun & McDonough, 1989).



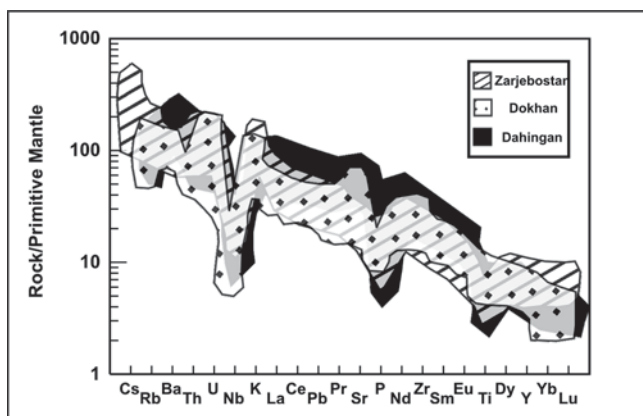
شکل ۵- الگوی پراکندگی عناصر در نمودار عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند، زیگزاگ است و از عناصر کمیاب سبک غنی‌شدگی نشان می‌دهد.



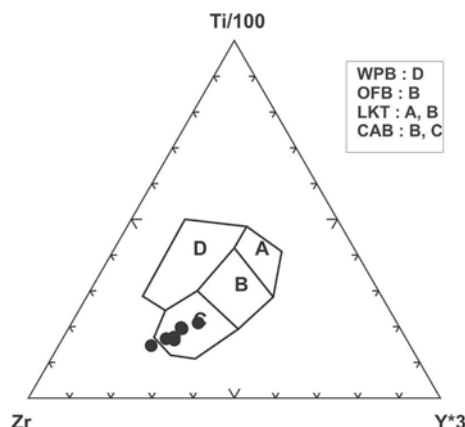
شکل ۸- نمودار AFM برای تفکیک سری‌های کلسیمی-قلیایی از تولیتی (Irvine & Baragar, 1971).



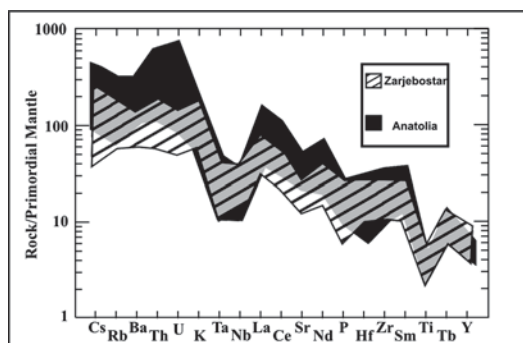
شکل ۷- نمودار لگاریتمی نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb (Wilson, 1989; Pearce, 1982, 1983). در این نمودار نمونه‌های منطقه زرجه‌بستان در محدوده حاشیه فعال قاره قرار گرفته‌اند و از نوع کلسیمی-قلیایی می‌باشند.



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب (Sun & McDonough, 1989) که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند. در این نمودار نمونه‌های منطقه با نمونه‌های شمال کوه‌های داهینگان در شمال خاور چین و نمونه‌های منطقه دخان در مصر مقایسه شده‌اند (داده‌ها از Fan et al., 2003 و Moghazi, 2003).



شکل ۹- نمودار مثلثی (Pearce & Cann, 1973) برای تفکیک بازالت‌های درون قاره‌ای (WPB)، بازالت‌های بستر اقیانوس (OFB)، تولیت‌های کم پتاسیم (LKT) و بازالت‌های کلسیمی-قلیایی (CAB).



شکل ۱۱- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه با نمونه‌های باختر آناتولی در ترکیه (Aldanmaz et al., 2000).

کتابنگاری

کلاتری، ک.، ۱۳۸۳- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه‌بستان- کجیران (قزوین)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
کنعانیان، ع.، کلاتری، ک. و آسیابانها ع. ۱۳۸۴- روند تحول ماگمایی در روانه‌های استراتوتئید شمال شرق زرجه‌بستان، قزوین، ایران. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۱: ۶۵-۸۷.

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, 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.
- Annels, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. & Davies, R.G., 1975- Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map 1:250000. GSI., 108p.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. & Lin, G., 2003- Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 121: 115-135.
- Gorton, M.P. & Schandl, E.S., 2000- From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc – related and within – plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38: 1065-1073.
- Green, N.L., 2006- Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87: 23-49.
- Green, T.H. & Pearson, N.J., 1986- Ti – rich accessory phase saturation in hydrous mafic – felsic compositions at high P, T. *Chemical Geology*, 54: 185-201.
- Hermann, J., Spandler, C., Hack, A. & V. Korsakov, A., 2006- Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. *Lithos*.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F. & Tarney, J., 1984- subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Cenozoic basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London*, 141: 453-472.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8: 523-548.
- Juteau, T. & Maury, R., 1997- *Geologie de la Croute Oceanique: Petrologie et Dynamique Endogenes*, 569p.
- Krauskopf, K.P. & Bird, D.K., 1976- *Introduction to geochemistry*. Mc Graw Hill, 788p.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre LeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A., & Zanettin, B., 1989- *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Science, Oxford. 193p.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. & Heath, E., 2001- The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*. 49: 1-76.
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale Jr., F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. & Urrutia, J.L., 2005- Geochemistry constrains of Mesozoic – Cenozoic calc – alkaline magmatism in South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*. 18: 407-425.
- Middlemost, E.A.K., 1985- *Magmas and magmatic rocks*. Longman. 440p.



- Moghazi, A.M., 2003- Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension. *Precambrian Research*. 125: 161-178.
- Mohamed, F.H., Moghazi, A.M. & Hassanen, M.A., 2000- Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Science*, 88: 764-777.
- Pearce, J.A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (eds.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, 525-48. Chichester: Wiley.
- 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, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Pearce, J.A. & Peate, D.W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review Earth and Planetary Science Letters* 23: 251-285.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. & Hirata, T., 2006- Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean–continent subduction preceding continent–continent Subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*. 28: 151-159.
- Righter, K. & Rosas-Elguera, J., 2001- Alkaline lavas in the volcanic front of Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of Ayulta and Tapalpa Volcanic Fields. *Journal of Petrology*, 42: 2333-2361.
- Ryerson, F.J. & Watson, E.B., 1987- Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 225-239.
- Saunders, A.D., Tarney, J. & Weaver, D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antractic Peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 344-360.
- Shelley, D., 1993- *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, 630p.
- Singer, S.B., Pearce, H.T., Kolisnik, M.A. & Myers, D.J., 1993- Plagioclase zoning in mid-Pleistocene lavas from the Segum volcanic center, central Aleutian arc, Alaska. *American Mineralogist*, 78: 143-157.
- Stalder, P., 1971- Magmatism tertiarie et subrecent entre Talegan et Alamout, Elbourz central (Iran): Schweiz. Min. Petr. Mitt. 51: 2-138.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* 52: 1229-1258.
- Sun, S.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 ocean basins*. Geological Society, London, Spec. Pub. 42: 313-345.
- Tatsumi, Y. & Eggins, S., 1995- *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, MA. 211p.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. & Nesbitt, R.W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiment and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 29: 293-309.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. & Siebel, W., 1999- Evidence



- for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Science*. 12: 135-155.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. London. 466p.
- Winter, J.D., 2001- *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697p.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Science*. 50: 11-30.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. & Vannuci, R., 1999- The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 134: 107-122.