

سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های دیزباد نیشابور

امین اله کمالی^{۱*}، هادی پیروج^۱، فرنود نعمتی^۲، علی عامری^۱ و محمد فدائیان^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زابل، زابل، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، اردبیل، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۸/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۶/۰۷

چکیده

محدوده مورد مطالعه در بخش جنوبی نقشه چارگوش طرهبه، در فاصله ۹۰ کیلومتری جنوب باختری مشهد قرار گرفته است. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بازالت قلیایی و تراکی‌آندزیت هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کم الیون و کانی‌های فرعی روتیل، اسفن، آپاتیت و بافت چیره آنها هیالومیکروپورفیری است. نمودارهای مختلف، سرشت ماگمای مولد را قلیایی (آلکالن) نشان می‌دهند. روند خطی بین Rb/Nb و K/Nb در سنگ‌های منطقه، می‌تواند نشان‌دهنده مخلوط شدن دو منبع گوشته سست کره‌ای (استوسفری) و سنگ کره‌ای (لیتوسفری) باشد. همچنین بی‌هنجاری مثبت Pb و غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد مطالعه نشانه آرایش پوسته‌ای است، پایین بودن SiO₂ و منیزیم بالا، به‌ویژه بی‌هنجاری منفی Nb، نقش بسیار مهمی در سنگ‌زایی (پتروژن) آلودگی پوسته‌ای دارند. محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها نشانگر بازالت‌های درون صفحه‌ای بوده و با توجه به وجود فسیل مرجان در رخساره‌های کربناتی - ماسه‌سنگی منطقه که متعلق به سن دونین است، می‌توان چنین استنباط کرد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محیط کم‌ژرفا طی فاز کالدونین فوران کرده‌اند.

کلید واژه‌ها: بازالت قلیایی، هیالومیکروپورفیری، بازالت‌های درون صفحه‌ای، کالدونین

نویسنده مسئول: امین اله کمالی

E-mail: am_kamali@tabrizu.ac.ir

۱- مقدمه

به تدریج ژرفای این حوضه افزایش یافته است. به دلیل موقعیت ویژه زمین‌شناسی، زون تدریجی بینالود، توالی نسبتاً ستبری از سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و آتشفشانی در آن وجود دارند. کهن‌ترین آنها به کامبرین تعلق دارد و جوان‌ترین آنها نهشته‌های آبرفتی و پادگانه‌های جوان است. به طور کلی، بیشترین فراوانی سنگ‌های منطقه را فیلیت‌های موسوم به فیلیت مشهد به خود اختصاص داده است و به طور عمده شامل فیلیت، کالک فیلیت، اسلیت، ماسه‌سنگ، کوارتزیت‌ها و آهک‌های میان‌لايه نازک هستند که اغلب کوه‌های بلند بینالود را ساخته‌اند. با توجه به سن سنجی‌های انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی مشهد، این سنگ‌های آتشفشانی مربوط به سیلورین بوده و رخساره‌های کربناتی - ماسه‌سنگی به دونین تعلق دارند (نعیمی قصابیان، زیر چاپ).

۲- مواد و روش‌ها

پس از مطالعات اولیه به منظور آشنایی با سنگ‌شناسی منطقه، کارهای صحرایی انجام شد. ۹۰ نمونه دستی برای مطالعات آزمایشگاهی و تهیه مقاطع میکروسکوپی و همچنین انجام تجزیه‌های شیمیایی جمع‌آوری شد. حدود ۴۰ مقطع نازک توسط شرکت کاوشکان در مشهد تهیه شد و پس از مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، ۹ عدد از نمونه‌های تقریباً سالم برای آنالیز به روش ICP-MS انتخاب و توسط شرکت کانپژوه به شرکت ALS-CHEMEX در کانادا ارسال گردید.

۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی منطقه شامل بازالت معمولی و بازالت الیون‌دار و پلاژیوکلازهای ریز تا متوسط دانه هستند و بیشتر به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل وجود دارند و ماکل پلی‌سینتیک و بافت غربالی دارند (شکل ۲-۱). الیون‌ها به مقدار کم و به صورت گرد و کوچک در سنگ ظاهر شده‌اند. اسفن به میزان زیادی در مقاطع مشاهده می‌شود و اغلب نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۲-۲). پیروکسن‌ها نیمه‌شکل‌دار، بی‌شکل هستند و به صورت درشت‌بلور (فوکریست) و میله‌ای در زمینه دیده می‌شوند. این درشت‌بلورها از نوع اوژیت هستند و در اثر

سنگ کره قاره‌ای نقش مهمی در جدایش مذاب‌های بازالتی در محیط‌های قاره‌ای نسبت به محیط‌های اقیانوسی دارد، وجود ترکیبات متنوع و گسترده بازالت‌های قاره‌ای (Zou et al., 2000; Ho et al., 2003; Zhang et al., 2005; Xu et al., 2005) می‌تواند شاخصی از تأثیر سنگ کره قاره‌ای بر ترکیب ماگماهای بازالتی باشد (Fitton et al., 1991). (Zhang et al., 1995; Okamura et al., 2005). از سوی دیگر، سنگ کره قاره‌ای به عنوان مانعی در راه عبور مذاب‌های بازالتی صعود آن از سست کره به سمت سنگ کره است، این نکته شاخصی از ژرفای نهایی ذوب شدن (Langmuir et al., 1992) و امکان آرایش پوسته‌ای است (Glazner & Farmer, 1992). از این رو، تحول ژئودینامیکی پوسته قاره‌ای می‌تواند نشانه‌هایی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ماگمایی مشتق شده از گوشته را نشان دهد (Zhang et al., 2002, 2003; Cvetkovic et al., 2004). (Hollanda et al., 2006). هدف اصلی این مقاله، بررسی شرایط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه دیزباد نیشابور و تأثیر آرایش پوسته‌ای بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنهاست. از اطلاعات صحرایی، سنگ‌نگاری و داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌توان برای رسیدن به هدف بهره گرفت.

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی ۵۹°۱۱' تا ۵۹°۱۶' طول خاوری و ۳۶°۷' تا ۳۶°۱۰' عرض شمالی است و در بخش جنوبی نقشه چارگوش (۱:۱۰۰۰۰۰) طرهبه (پورلطیفی، ۱۳۸۰) در فاصله ۹۰ کیلومتری جنوب باختری مشهد قرار گرفته است (شکل ۱). از نظر جغرافیایی، ارتفاعات بینالود، ادامه رشته کوه‌های البرز به‌شمار می‌آید، اما وجود برخی شباهت‌های رخساره‌ای و تأثیر چین‌خوردگی‌ها باعث شده تا بینالود را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز در نظر بگیرند (نبوی، ۱۳۵۵). روند اصلی لایه‌های سنگی و سازنده‌های موجود در منطقه شمال باختری - جنوب خاوری است که منطبق بر روند آلپی ایران است. آغاز فعالیت آتشفشانی در سنگ‌های سیلورین - دونین در محیط دریایی کم ژرفا (دارای فسیل مرجان) بوده است. اواخر پالئوزویک پسین، حوضه‌ای کم‌ژرفا متعلق به حاشیه قاره، منطقه را در بر گرفته و

می‌تواند از ذوب بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد پریدوتیت‌های گوشته بالایی تشکیل شود (Green and Ringwood, 1968, Green, 1973). درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند به تشکیل ماگمای بازالتی قلیایی منجر شود، که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان می‌دهد (Culler and Graf, 1980; Wass and Roger, 1984). یعنی با افزایش قلیایی‌نگی (آلکالینیت) به نسبت La/Sm افزوده و از نسبت Zr/Nb کاسته می‌شود (Hammer et al., 2006) و شیب منحنی کاهش می‌یابد، در نتیجه افزایش بیشتر La نسبت به Sm و نیز Nb نسبت به Zr برابر درجات مختلف ذوب است. به اعتقاد Srivastava and Singh (2004) با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و بعد از آن (درجات ذوب بخشی بیشتر از ۳۰ درصد) مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر خاکی کمیاب (REE) ایجاد کند. با توجه به این مطالب، می‌توان استنباط کرد که شیب الگوی عناصر خاکی کمیاب (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد که با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) کاسته می‌شود (Handerson, 1989; Rollinson, 1993). به وسیله نسبت‌های Ce_N/Yb_N و La_N/Sm_N ، La_N/Yb_N می‌توان درجه تفکیک و جدایش به ترتیب LREE و REE را تعیین کرد. این نسبت‌ها به ترتیب برای سنگ‌های مورد بررسی بین ۴/۳۷-۸/۰۶ و ۲/۰۴۷-۲/۴۲، ۵/۲۴-۹/۳۴۷ است. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده بالا بودن نسبت CO_2/H_2O است که بیانگر ژرفای زیاد تولید ماگما یعنی همان منشأ گارت لرزولیت است. غنی‌شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE می‌تواند در اثر دو عامل باشد، ۱) درجات کم ذوب بخشی (۲/۵ درصد) منبع گوشته‌ای. ۲) آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava & Singh, 2004). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند که در آنها عناصر K, Rb و Ba دارای بی‌هنجاری‌های متفاوت و متغیری هستند که نشان‌دهنده دگرسانی شدید این سنگ‌هاست (شکل ۸). الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های مافیک منطقه بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) به صورت موازی است (شکل ۸). به عقیده Wilson (1989) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها به صورت ثابت و پیوسته در یک سری تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه بر منشأ واحد و تبلور تفریقی به عنوان سازوکار تشکیل آنها دلالت دارد. شیب ملایم REE‌ها نسبت به کندریت نشان‌دهنده این موضوع است که سنگ‌های محدوده مورد مطالعه از نوع بازالت‌های قاره‌ای است (شکل ۹). به عبارت بهتر REE در این سنگ‌ها با افزایش عدد اتمی، فقیرشدگی نسبی بیشتری را نشان می‌دهد که از ویژگی‌های بازالت‌های قاره‌ای است (Mason & Moore, 1966). بر مبنای بهنجار کردن نمونه مورد مطالعه نسبت به MORB نشان‌دهنده بی‌هنجاری مثبت HFSE است که می‌تواند روند غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای (سست کره) باشد (Pearce et al., 1990).

۶- سنگ‌زایی (پتروژنز) سنگ‌های منطقه

در سال‌های اخیر اغلب سنگ‌شناسان بر این باورند که بیشتر سنگ‌ها از ماگمای والدی به وجود آمده‌اند که خود از ذوب بخشی گوشته تولید شده و تبلور جزء به جزء و دیگر فرایندهای تفریق تنها توانسته روند قلیایی سنگ‌های مادر را تشدید کند (Middlemost, 1987). بیشتر محققان معتقدند که بازالت‌ها از درجات مختلف ذوب بخشی پریدوتیت‌ها، پیروکسینیت‌ها و اکلوژیت‌ها در فشارهای مختلف ایجاد می‌شوند. Hall (1987) بازالت‌ها را بیشتر حاصل ذوب بخشی پریدوتیت‌ها می‌داند. ذوب بخشی یک پریدوتیت خاص با شرایط مختلف فشار و مواد فرار، می‌تواند انواع مختلف بازالت‌ها را تولید کند (Middlemost, 1987).

دگرسانی به اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۲-C)، بیوتیت به صورت دگرسان شده در مقاطع دیده می‌شود (شکل ۲-F)، در برخی نمونه‌ها با بافت میکروولیتی پورفیری، بافت غربالی مشاهده می‌شود که در برخی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آپاتیت و کلریت قابل مشاهده است (شکل ۲-D). پژوهشگران مختلف تشکیل بافت غربالی را در پلاژیوکلازها به افت سریع فشار (Nelson et al., 1992) آمیختگی ماگمایی و تغذیه انباشتگاه ماگمایی (Tsuchiyama et al., 1985) مرتبط می‌دانند. کوارتز به صورت ذرات ریز در زمینه این سنگ‌ها پراکنده است. کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های کدر، سرسیت، کلریت، کانی‌های رسی مانند کائولن که از دگرسانی پلاژیوکلازها و بیوتیت‌های سنگ به وجود آمده‌اند و روتیل نیز به میزان کم دیده می‌شود (شکل ۲-E). کلسیت که حاصل تجزیه پلاژیوکلازها است، به مقدار زیاد، رگه‌ها و حفره‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۲-C). در سنگ‌های آتشفشانی منطقه پلاژیوکلازهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل نشان‌دهنده حل شدن دوباره بلورهای پلاژیوکلاز در مذاب باقیمانده، به دلیل کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به ژرفاهای کمتر و تغییر دمای لیکیدوس است و پلاژیوکلازهایی که در ژرفاهای بیشتر تشکیل شده‌اند، در حین صعود ماگما حل شده و در نتیجه برخی درشت‌بلورها کمتر از دیگر درشت‌بلورها تحلیل رفته‌اند (Shelly, 1993).

کلسیت در رگه‌ها و حفره‌های همه سنگ‌های منطقه دیده می‌شود که بعداً وارد محیط شده است. پلاژیوکلازهای دارای حاشیه خورده شده و همچنین پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی، نشانگر تأثیر آرایش پوسته‌ای در این سنگ‌ها است (Conly et al., 2005). وجود اپیدوت را می‌توان به فرایند سوسوریتی شدن و فرایند دگرسانی پلاژیوکلاز مرتبط دانست که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت یا زویسیت تغییر می‌یابد و تشکیل بافت غربالی را می‌دهد، پلاژیوکلاز باقیمانده نیز از نوع آلپیت خواهد بود و همراه با اپیدوت و آلپیت، کلسیت و سرسیت نیز ایجاد می‌شود که در این سنگ‌ها دیده شده است (Shelly, 1993).

۵- ژئوشیمی

به دلیل دگرسانی شدید سنگ‌های منطقه، سعی بر این شد تا نمونه‌های تقریباً سالم‌تری جمع‌آوری شود، اما برای اطمینان کامل از دگرسانی سعی شد تا از نمودارهای عناصر اصلی برای نامگذاری استفاده نشود. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه و همچنین تعیین سری ماگمایی، به منظور رده‌بندی و نامگذاری ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودار Nb/Y-Zr/TiO₂ (Floyd and Winchester, 1977) استفاده شده است. با توجه به این که عناصر Y, Nb, Ti, Zr جزو عناصر HFSE و نامتحرک هستند (Rollinson, 1993) می‌توانند در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی بسیار مفید باشند. با توجه به شکل ۳، سنگ‌های منطقه در محدوده بازالت قلیایی و دو نمونه نیز در محدوده تراکی آنس‌دزیت قرار می‌گیرند. براساس رده‌بندی SiO₂ در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) این نمونه‌ها در محدوده بازالت قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴). برای تعیین سری ماگمایی از نمودار TiO₂ در برابر Zr/(P₂O₅ * 10000) (Winchester and Floyd, 1976) که برای بازالت‌ها ارائه شده استفاده شد که بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار Y-Ti/Y - Zr/Ti (Pearce and Gale, 1977) بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای در محدوده A و بازالت‌های درون صفحه‌ای در محدوده B قرار دارند. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار دارند (شکل ۶). نمودار Zr-Ti (Pearce, 1982) نشان‌دهنده سه محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی (A)، MORB (B) و بازالت‌های درون صفحه‌ای (C) است که بر اساس این نمودار، بیشتر نمونه‌های موجود در محدوده C و دو نمونه در محدوده مشترک C و B قرار می‌گیرند (شکل ۷). نتایج آزمایش‌های تجربی نشان‌دهنده این است که ماگمای بازالتی نیمه‌قلیایی

استفاده می‌شود که این موارد در بخش سنگ‌نگاری به اثبات رسیده است. در شکل ۱۳ روند C بیانگر تبلور تفریقی همراه با هضم پوسته‌ای و روند M نشان‌دهنده مخلوط شدن آندزیت بازالتی و مذاب حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت است. در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با افزایش K نسبت K/Sr نیز افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم پوسته‌ای است (Price et al., 1999). نسبت‌های بین عناصر ناسازگار که عملاً تحت تأثیر فرایندهای تفریق بلوری و ذوب بخشی قرار نمی‌گیرند، می‌توانند نقش آرایش پوسته‌ای را با توجه به تغییرات ناحیه منبع ماگما روشن کنند (Conly et al., 2005). نسبت‌های عناصری مانند Nb/U و Ce/Pb برای بررسی رخداد آرایش پوسته‌ای مفید هستند، چرا که این عناصر طی ذوب بخشی یا تبلور بخشی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند و نسبت‌های آنها منعکس‌کننده این نسبت در منطقه منبع ماگماست (Hofman, 1988). میانگین نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) به ترتیب 25 ± 5 و 47 ± 7 هستند (Hofman et al., 1986) که به‌طور قابل توجهی بالاتر از مقدار نسبت‌های یاد شده برای میانگین پوسته قاره‌ای یا سنگ‌های آتشفشانی کمانی است (Taylor and McLennan, 1985). به عقیده Hofmann (1986) MORB و OIB دارای مقدار نسبتاً ثابت Ce/Pb (تقریباً ۲۵) بوده، در صورتی که به عقیده (Taylor and McLennan, 1985)، پوسته بالایی نسبت $Ce/Pb = 3/2$ و $Pb = 20$ دارد. منحنی بین این دو منطقه نشان‌دهنده متوسط نسبت Ce/Pb بین OIB و پوسته بالایی است که برای OIB، $Ce/Pb = 25/7$ و $Pb = 0/7$ می‌باشد (Norman and Garcia, 1999). بر اساس شکل ۱۴ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف این منحنی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده آرایش آنها با مواد پوسته‌ای است (Alici et al., 2002). Hofmann et al. (1986) نشان دادند که نسبت Pb/Ce در بازالت‌های اقیانوسی $0/041 \pm 0/009$ است، در حالی که در پوسته قاره‌ای این نسبت تقریباً $0/25$ است (Wolff et al., 2005). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای نسبت Pb/Ce $0/086$ تا $0/257$ هستند که نشان‌دهنده آرایش یافتن آنها با مواد پوسته‌ای است.

۸- مدل ژئودینامیکی پیشنهادی برای منطقه مورد مطالعه

با توجه به این که سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه از نوع بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای است و در نقشه $1:100000$ طبقه به عنوان گدازه‌های بالشی گزارش شده‌اند و همچنین با توجه به تعلق آنها به سیلورین و نکات زیر، می‌توان این سنگ‌ها را مرتبط با فعالیت‌های کشتی فاز کالدونین در ایران در نظر گرفت. وجود فسیل مرجان در رخساره‌های کربناتی - ماسه‌سنگ منطقه، نشان‌دهنده ژرفای کم آب در زمان دونین و فوران این سنگ‌ها در نواحی کم ژرفای آب است. با توجه به نوشته‌های (Afshar harb (1979) و منابع مختلف (درویش‌زاده، ۱۳۷۰؛ Berberian and King, 1981) سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب قلیایی و به‌طور عمده زیردریایی با سن اردوویسین - دونین در شمال و شمال خاوری ایران شامل بازالت‌های زیردریایی سازند قلی (سیلورین) بازالت‌های بخش زیرین سازند نیور و هم‌ارز آنها (بازالت سلطان‌میدان در دره میقان شاهرود و بازالت‌های ماسوله در البرز باختری) و غیره هستند. پورلیتی (۱۳۸۱) این سنگ‌های آتشفشانی را معادل سازندهای یاد شده می‌داند و درویش‌زاده (۱۳۷۰) تشکیل آنها را متعلق به کالدونین معرفی می‌کند. با توجه به سن سنجی‌های انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی مشهد این سنگ‌های آتشفشانی مربوط به سیلورین بوده و رخساره‌های کربناتی - ماسه‌سنگی به دونین تعلق دارند (نعیمی قصابیان، زیر چاپ).

۹- نتیجه‌گیری

سنگ‌های منطقه بر اساس نمودارهای عناصر فرعی بازالت قلیایی و دو نمونه

Mysen & Boettchen (1975) پریدوتیت‌های طبیعی را در فشارهای ۱۰-۱۵ کیلو بار با حضور آب و کربن دی‌اکسید ذوب کرده و دریافتند که با بزرگ‌تر شدن نسبت CO_2/H_2O مایع حاصل از حالت فوق اشباع از سیلیس تا تحت اشباع از سیلیس در تغییر است. در پدیده ذوب بخشی با پیشرفت مراحل ذوب بخشی عناصر خاکی کمیاب سبک به تدریج غنی می‌شوند و به سمت عناصر سنگین تر، این غنی‌شدگی به تدریج کم می‌شود. ولی در تفریق بلوری با پیشرفت تفریق، روند تقریباً موازی را نشان می‌دهد (Rollinson, 1993; Nelson, 2003). در پی تولید مذاب، فرایندهایی مانند تفریق بلوری، تجمع بلوری و هضم پوسته‌ای در طی گذر ماگما به سطح، می‌تواند طبیعت واقعی منبع ماگما را پنهان کند. بنابراین اثر این فرایندها بر روی ترکیب محصولات فوران یافته، باید پیش از آن که مدل‌های مربوط به زایش ماگما آزمایش شود، حذف شوند که این کار باعث می‌شود تا سنگ‌های مورد مطالعه کمترین تغییر را از زمان جدایش از منبع متحمل شوند (Machado et al., 2005).

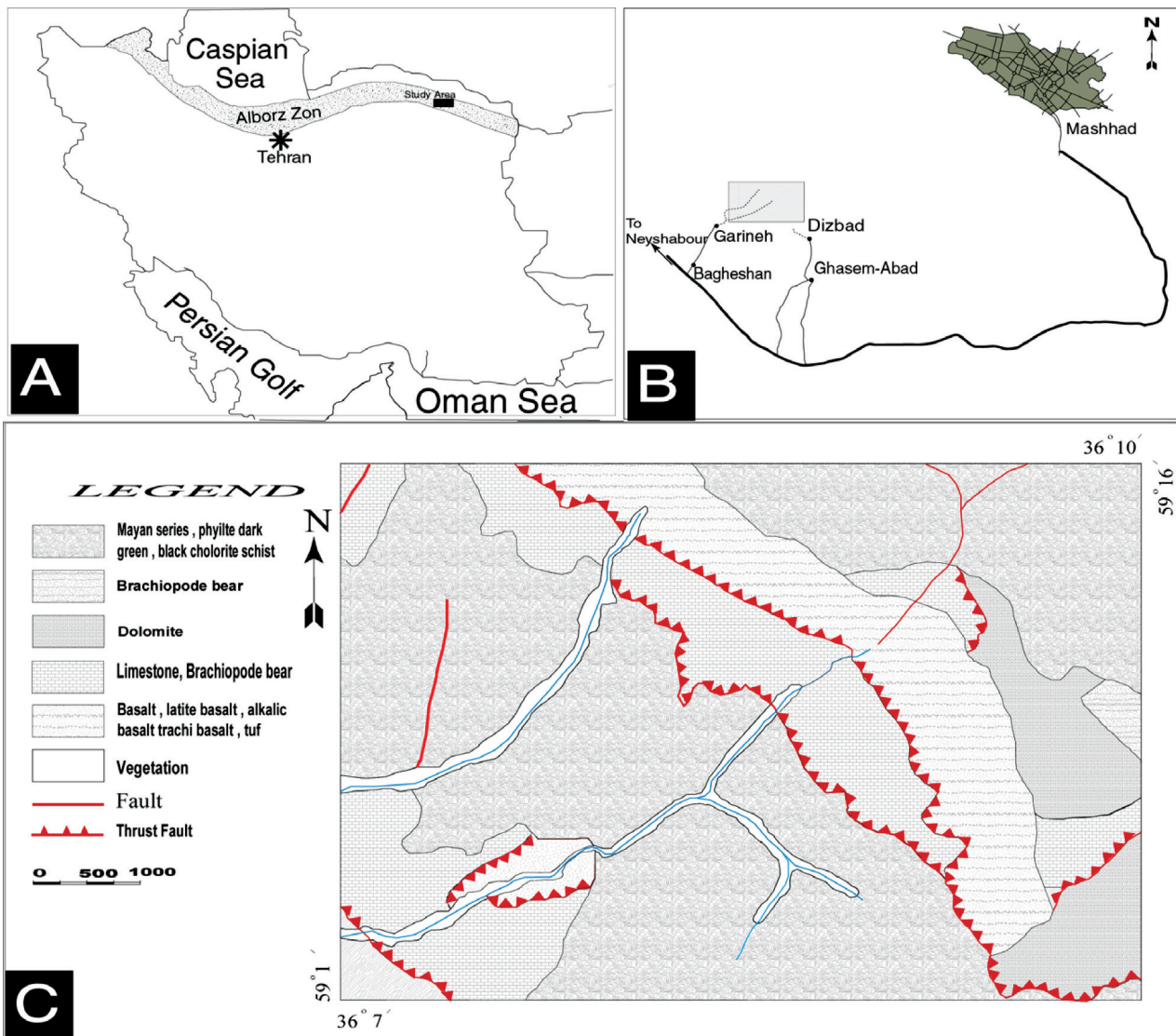
به‌طور کلی ماگماهای اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گواشته بالایی (الیون + ارتوپیروکسن + گارنت + اسپینل) قرار دارند، باید دارای مقادیر $Mg \# > 0/7$ ، $Ni = 1400 - 1500$ ppm، $Cr < 1000$ ppm و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰ درصد باشند (Glenn, 2004). با این حال، یک ماگمای بازیگد ممکن است به جای مشتق شدن از یک گواشته عادی از مناطقی با منشأ متاسوماتیزه مشتق شده باشد که این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت (Wilson, 1989). همچنین با افزایش تحول ماگمایی از میزان عدد منیزیم کاسته می‌شود. در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مقدار $Mg \#$ پایین و به‌طور متوسط در حدود $0/50$ است. مقدار $Ni = 21 - 130$ ppm و $Cr = 50 - 390$ ppm است. پس می‌توان نتیجه گرفت ماگمای سازنده این سنگ‌ها جزو ماگماهای اولیه و در حال تعادل با گواشته بالایی نبوده و پس از تشکیل در گواشته عادی متحمل تحولات ماگمایی شده و یا ماگمایی شده‌اند. برای نشان دادن نقش فرایند تبلور تفریقی در نمونه‌های مطالعه شده از نمودارهای زیر استفاده شده است. نمودار La در برابر La/Sm (Guo et al., 2003) نیز نشان‌دهنده تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های منطقه بوده (شکل ۱۰). همان‌گونه که مشاهده می‌شود در فرایند ذوب بخشی با افزایش مقدار La نسبت La/Sm افزایش می‌یابد و در فرایند تبلور جزء به جزء با افزایش مقدار La نسبت La/Sm ثابت باقی می‌ماند. در نمودار MgO در برابر SiO_2 مشاهده می‌شود که با افزایش SiO_2 در سنگ‌ها از مقدار MgO کاسته می‌شود، که این موضوع نشان‌دهنده تبلور جزء به جزء الیون و کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست (شکل ۱۱) (Zhu et al., 2007) و در نمودار MgO در برابر Ni با کاهش MgO یعنی افزایش تبلور، Ni کاهش یافته که این می‌تواند نشان‌دهنده تبلور جزء به جزء کلینوپیروکسن و الیون باشد (Guo et al., 2006) (شکل ۱۲).

۷- آرایش پوسته‌ای

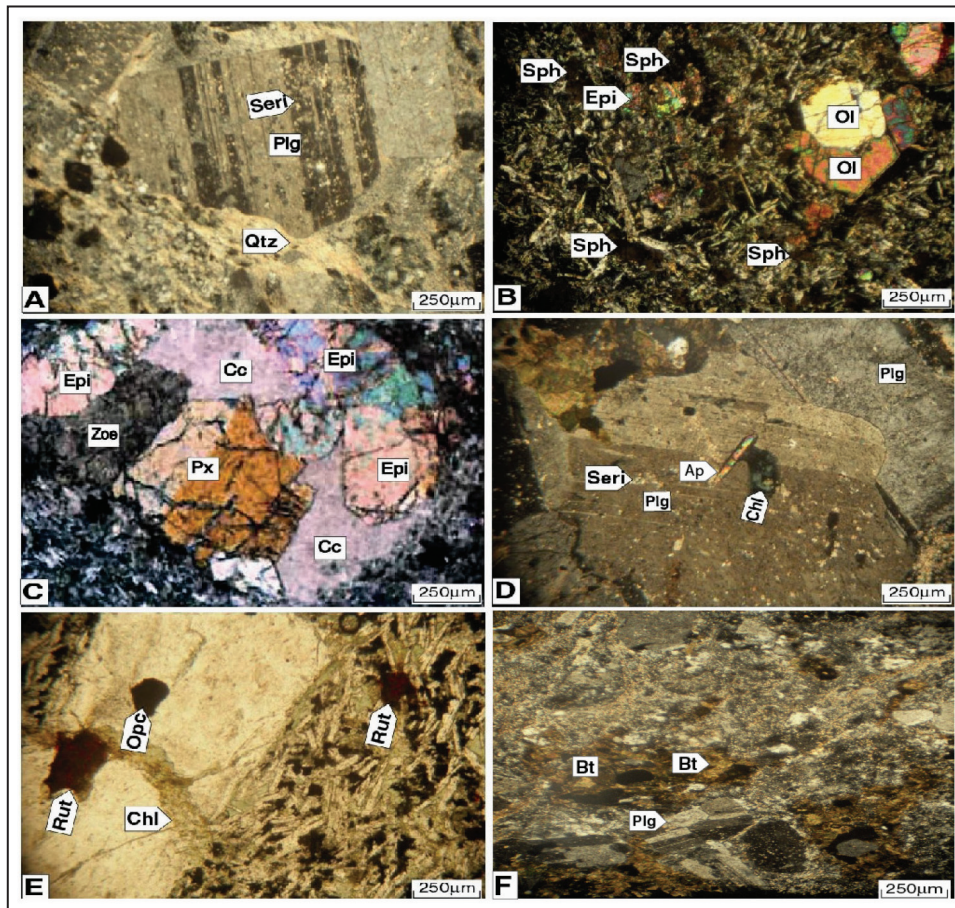
بی‌هنجاری مثبت Pb و غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد مطالعه نشانه آرایش پوسته‌ای هستند، پایین بودن SiO_2 و منیزیم بالا به‌ویژه بی‌هنجاری منفی Nb نقش بسیار مهمی در سنگ زایی (پتروژنز) و آلودگی پوسته‌ای دارند (Jun Yan et al., 2008). شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای شامل پایین بودن Ce/Pb و بالا بودن نسبت Th/U است زیرا Pb و Th در مواد پوسته‌ای متمرکز می‌شوند و بالا بودن مقدار قابل ملاحظه در مواد گواشته‌ای هستند. نسبت Ce/Pb پوسته بالایی $3/7$ است (Rudnic and Gao, 2004) در صورتی که این نسبت در نمونه‌های منطقه، گستره‌ای بین $3/88$ تا $7/84$ دارند. نسبت Th/U در پوسته بالایی در حدود $3/8$ است (Rudnic and Gao, 2004) و در نمونه‌های مورد مطالعه $3/97$ تا $6/12$ است. بر اساس مقادیر گفته شده، می‌توان در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر آلودگی پوسته‌ای در حین بالا آمدن ماگما تأکید کرد. از شواهد سنگ‌نگاری مانند حاشیه خورده شده دانه‌ها یا منطقه‌بندی در درشت‌بلورها، به‌طور معمول برای ارزیابی آرایش پوسته‌ای

باشد. پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی، تأثیر آلیایش پوسته‌ای در این سنگ‌ها را بیان می‌کند. با کاهش MgO، SiO₂ افزایش و Ni کاهش می‌یابد که تبلور جزء به جزء الومین و کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد. افزایش K/Sr در برابر افزایش K حاکی از تبلور تفریقی همراه با هضم پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است. در نمودار Ce/Pb-Pb سنگ‌های منطقه در اطراف منحنی بین بازالت‌های جزایر اقیانوسی و پوسته بالایی قرار می‌گیرند که بیانگر آلیایش آنها با مواد پوسته‌ای است. با توجه به سن‌سنجی‌های انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی سازندهای محدوده مورد مطالعه را می‌توان مرتبط با فاز کالدونین در نظر گرفت.

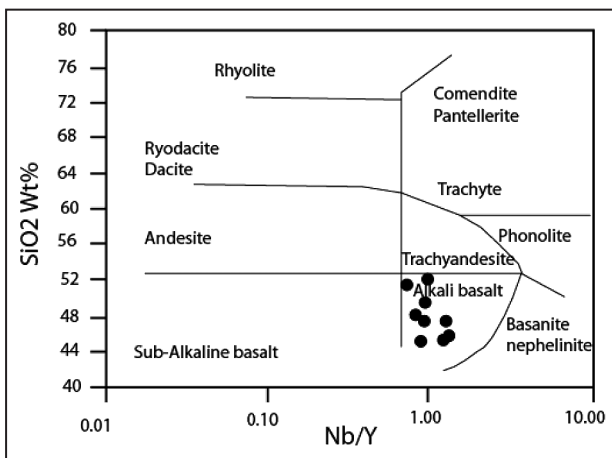
نیز تراکی آندزیت می‌باشند. بر اساس نمودارهای تعیین سری ماگمایی، سرشت ماگمای مولد سنگ‌های منطقه قلیایی تشخیص داده شد. با توجه به نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی، بازالت‌های منطقه از نوع درون قاره‌ای هستند. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه که در آن عناصر بی‌هنجاری‌های متفاوتی دارند، نشان‌دهنده دگرسانی این سنگ‌هاست. عناصر HFSE نیز در این نمودارها غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیان‌کننده منشأ گوشته غنی‌شده است. روند خطی بین Rb/Nb و K/Nb در سنگ‌های منطقه می‌تواند بیانگر مخلوط شدن دو منبع گوشته‌ای سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای



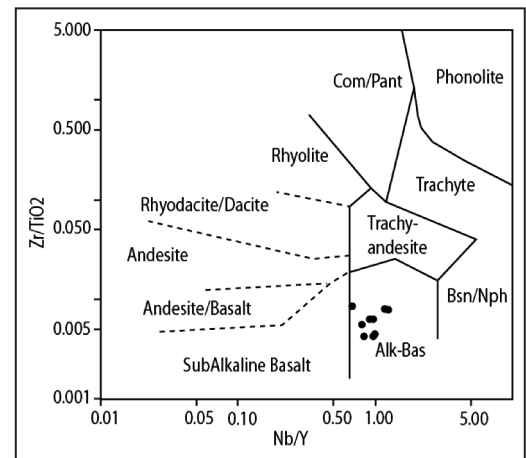
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه



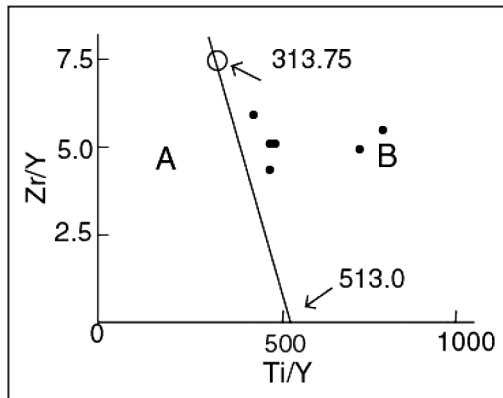
شکل ۲- (A) پلاژیوکلاز سریسیتی شده با حاشیه خورده شده، در زمینه کوارتز دیده می شود. (B) پلاژیوکلاز با بافت غربالی حاوی اپیدوت و کلریت، در زمینه سنگ اسفنج دیده می شود. (C) پیروکسن، اپیدوت، زویسیت، کلسیت. (D) میانبار (انکلوزیون) آپاتیت داخل پلاژیوکلاز. (E) روتیل، کانی کدر (اوپک)، کلریت. (F) بیوتیت و پلاژیوکلاز.



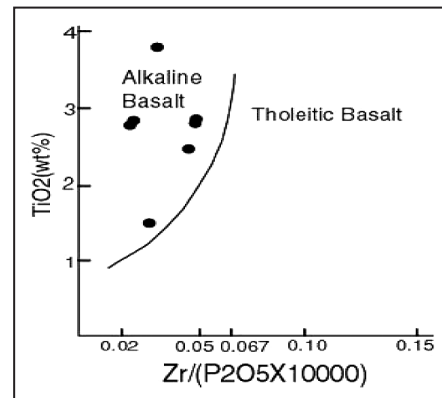
شکل ۴- نمودار $Nb/Y - SiO_2$ (Floyd and Winchester, 1977)



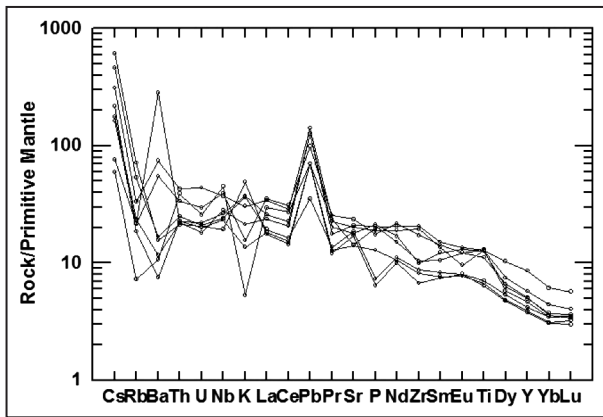
شکل ۳- نمودار $Nb/Y - Zr/TiO_2$ (Floyd and Winchester, 1977)



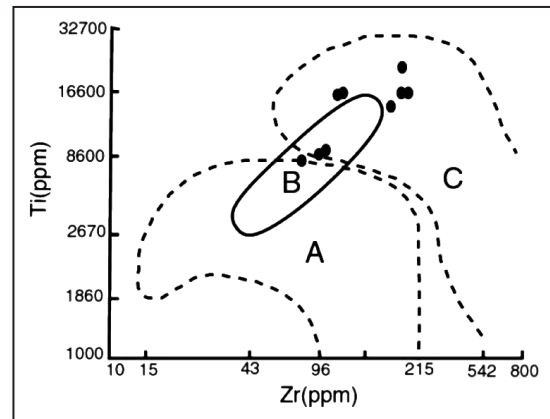
شکل ۶- نمودار Zr/Y-Ti/Y (Pearce and Gale, 1977)



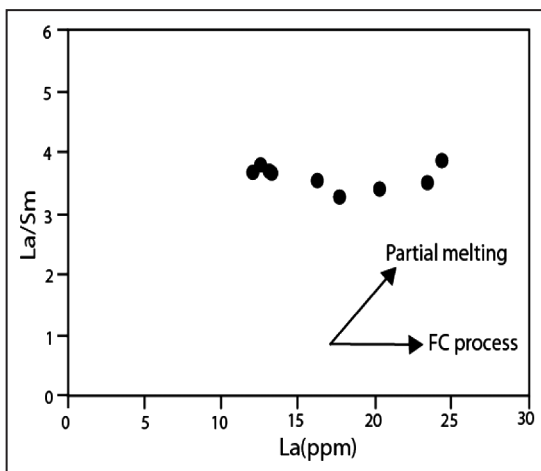
شکل ۵- نمودار TiO₂ در برابر Zr/(P₂O₅ * 10000) (Winchester and Floyd, 1976)



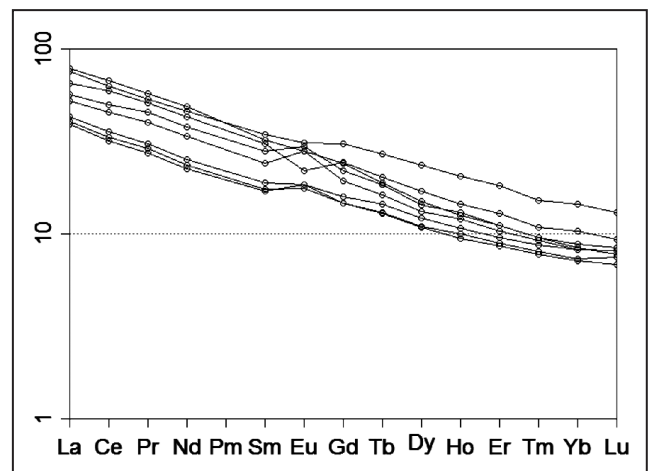
شکل ۸- نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



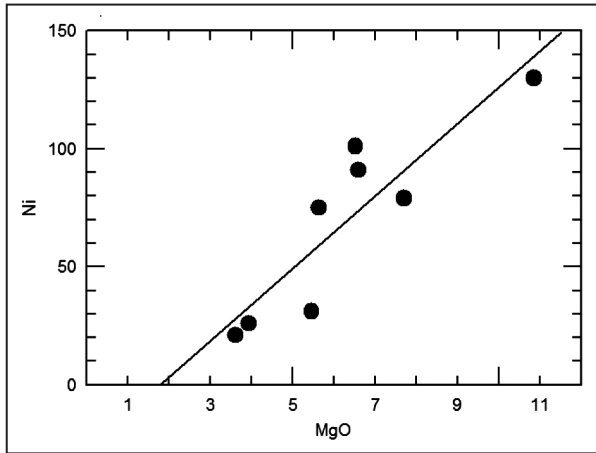
شکل ۷- نمودار Zr-Ti (Pearce, 1982)



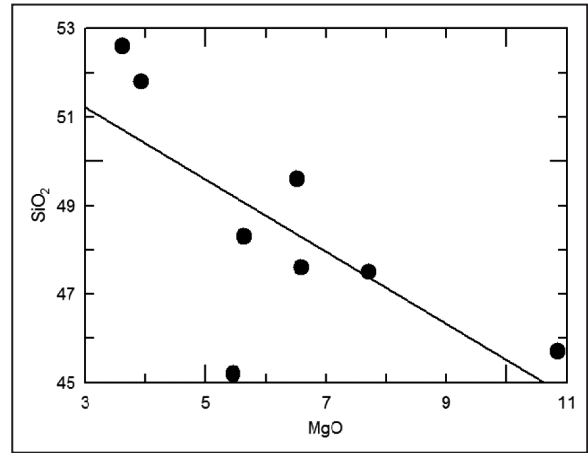
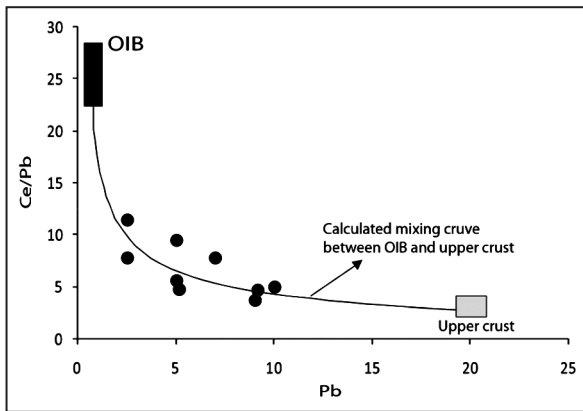
شکل ۱۰- نمودار La در برابر La/Sm (Guo et al., 2003)



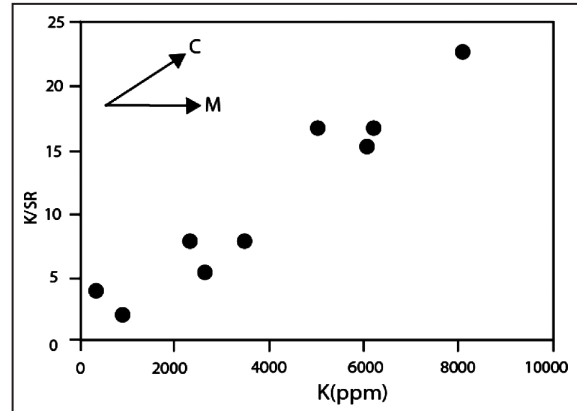
شکل ۹- نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)



شکل ۱۲- نمودار Mg در برابر Ni (Guo et al., 2006).


 شکل ۱۱- نمودار MgO در برابر SiO₂ (Zhu et al., 2007).


شکل ۱۴- نمودار Pb در برابر Ce/Pb (Alici et al., 2002).



شکل ۱۳- نمودار K در برابر K/Sr (Price et al., 1999).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه دیزباد نیشابور به روش ICP-MS

ICP-MS											
Element	Samples	N18	N31	N3	N5	MJ3	MJ4	MJ6	AF7	AF14	
SiO ₂	%	43.3	51.8	47.5	45.7	48.3	49.6	47.6	52.6	45.2	
Al ₂ O ₃	%	12.9	13.2	16.45	13.35	14.2	14.85	14.05	14.45	15.75	
Fe ₂ O ₃	%	5.25	4.3	4.29	3.93	2.88	2.95	3.04	4.3	4.24	
FeO	%	21.05	9.8	6.46	8.02	7.62	7.3	8.61	3.99	9.31	
CaO	%	1	6.81	3.31	6.54	7.58	6.96	5.99	7.56	7.71	
MgO	%	2.85	3.93	7.71	10.85	5.64	6.52	6.59	3.62	5.46	
Na ₂ O	%	5.8	3.08	5.02	3.78	3.2	4.08	3.4	5.23	3.08	
K ₂ O	%	0.06	0.92	0.16	0.47	1.47	0.41	1.1	0.64	1.12	
Cr ₂ O ₃	%	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	
TiO ₂	%	3.75	2.8	2.79	2.43	1.38	1.45	1.54	2.8	2.74	
MnO	%	0.13	0.21	0.17	0.21	0.1	0.09	0.11	0.18	0.23	
P ₂ O ₅	%	0.61	0.43	0.41	0.38	0.14	0.28	0.16	0.45	0.46	
SrO	%	0.01	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	
BaO	%	0.005	0.02	0.005	0.01	0.01	0.005	0.01	0.01	0.23	

ادامه جدول ۱

ICP-MS										
Element	Samples	N18	N31	N3	N5	MJ3	MJ4	MJ6	AF7	AF14
LOI	%	0.87	2.32	5.03	3.53	3.26	3.48	2.78	2.76	3.5
Total	%	97.6	99.7	99.4	99.3	95.8	98	95.1	98.7	99.1
Ag	ppm	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	12
Ba	ppm	29.2	519	75	385	109.5	52.5	116.5	81.3	1980
Ce	ppm	19.8	51.1	47.9	54.9	25.6	27	28.9	36.7	40.2
Co	ppm	28.1	37.9	61.6	52	38.6	34.5	36.1	22.9	53.3
Cr	ppm	50	70	90	180	140	390	250	70	60
Cs	ppm	0.11	2.45	0.47	1.29	4.83	1.71	3.66	1.39	0.6
Cu	ppm	2.5	14	2.5	2.5	67	17	29	16	37
Dy	ppm	18.05	7.56	5.48	4.84	3.47	3.53	3.93	4.24	4.61
Er	ppm	7.98	3.82	2.72	2.34	1.81	1.87	2.01	2.16	2.34
Eu	ppm	2.09	2.28	1.61	2.06	1.35	1.3	1.35	2.06	2.19
Ga	ppm	29.8	22.9	24.7	18.4	20	19.2	19.4	15.8	20.1
Gd	ppm	11.5	8	6.31	6.22	3.78	3.79	4.1	5.01	5.68
Hf	ppm	5.7	5.8	5.4	4.8	2.2	2.6	2.8	3.2	3.2
Ho	ppm	3.53	1.47	1.04	0.9	0.68	0.72	0.77	0.86	0.94
La	ppm	8	23.4	20.3	24.4	12.1	12.6	13.3	16.3	17.7
Lu	ppm	0.54	0.42	0.3	0.25	0.22	0.24	0.26	0.26	0.27
Mo	ppm	1	3	1	1	1	1	1	2	2
Nb	ppm	30.4	26.5	32	28.2	13.8	16.7	17.2	20.2	18.8
Nd	ppm	13.1	27.7	25.7	29.3	13.5	14.2	15.1	20.3	22.8
Ni	ppm	59	26	79	130	75	101	91	21	31
Pb	ppm	2.5	10	5	7	5	5	2.5	9	9
Pr	ppm	2.75	6.54	6.21	7.04	3.34	3.52	3.76	4.89	5.55
Rb	ppm	1.2	21.1	4.6	13.6	45.2	11.8	33.9	14.9	13.8
Sm	ppm	4.99	6.7	6.01	6.31	3.31	3.39	3.67	4.68	5.44
Sn	ppm	1	2	2	1	1	1	1	1	2
Sr	ppm	85.3	298	428	495	358	297	389	441	376
Ta	ppm	2.2	1.8	2.3	2	0.9	1.1	1.2	1.3	1.3
Tb	ppm	2.55	1.28	0.96	0.9	0.61	0.62	0.69	0.77	0.88
Th	ppm	2.45	3.63	3.31	2.87	1.8	1.94	2.12	1.87	1.92
Tl	ppm	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Tm	ppm	0.89	0.49	0.35	0.31	0.25	0.26	0.28	0.3	0.31
U	ppm	0.88	0.92	0.54	0.62	0.43	0.42	0.44	0.38	0.46
V	ppm	486	321	250	259	289	236	287	271	324
W	ppm	1	3	3	1	3	2	2	2	3
Y	ppm	93.8	38.9	26	23	17.2	17.8	19	21.1	22.5
Yb	ppm	4.63	3.01	2.17	1.76	1.5	1.53	1.71	1.71	1.84
Zn	ppm	79	176	167	201	76	74	128	157	216
Zr	ppm	221	231	217	192	75	91	97	116	111
Mg#		0.35	0.47	0.64	0.73	0.66	0.68	0.68	0.45	0.56

کتابنگاری

- پورلطیفی و همکاران، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طر قبه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰- زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز (وابسته به موسسه انتشارات امیرکبیر).
- نبوی، م.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نعمتی، ف.، ۱۳۸۸- مطالعه سنگهای آتشفشانی شمال غرب روستای دیزباد - نیشابور، شمال شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز
- نعمی قصابیان، ن.، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ گریه در حال چاپ، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Afshar Harb, A., 1979- The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northeast Iran. Ph.D. Thesis, Univ of London, UK.
- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., 2002- Pb- Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115 487-510.
- Berberian, M. & King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18: 210-256.
- Boynton, W.V., 1984- Geochemistry of rare earth element meteorite studies in Henderson, P.(ED.), rare earth element geochemistry. Elsevier, New York, PP 63-114
- Conly, A. G., Brenan, J. M., Bellon, H., Scott, S. D., 2005- Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalí'a Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142 303–341.
- Cullers, R.L., Graf, T.L., 1984- Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultra basic rocks. In: Henderson, P., (ED.), rare earth elements Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, PP.237-247.
- Cvetkovic, V., Prelevic, D., Downes, H., Jovanovic, M., Vaselli, O., Pecskey, Z., 2004- Origin and geodynamic significance of Tertiary postcollisional basaltic magmatism in Serbia (central Balkan Peninsula). *Lithos* 73, 161–186.
- Fitton, J.G., James, D., Leeman, W.P., 1991- Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional
- Glazner, M., Farmer, G.L., 1992- Production of isotopic variability in continental basalts by cryptic crustal contamination, *Science* 255, 72–74.
- Glenn, A.G., 2004- the influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contrib Mineral petrol.* 147:511-527.
- Green, D.H., 1973- Experimental mantle studies on a model upper mantle composition under water saturated and water unsaturated conditions. *Earth and Planetary Science letters* 19,37-53.
- Green, D.H., Ringwood, A.E., 1968- Genesis of the calc – Alkaline igneous Rock Suite Contributions to mineralogy and petrology. 18,105-162.
- Guo, Z., Wilson, M., Jiaqi, L & Qian, M., 2006- Post-collisional, Potassic and Ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on Characteristics of the Mantle Source, Geodynamic Setting and Uplift Mechanisms., *Journal of Petrology*, vol.47. 6. pp 1177–1220.
- Guo, F., Fan, W., Wang, Y. & Gelin., 2003- Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, Eastern China: Characterizing the lost Lithospheric mantle beneath the north China Block. *Geochemical Journal*, Vol.37. PP 63 to 77
- Hall, A., 1987- *Igneous petrology*, Longman, 573P.
- Henderson, P., 1989- Rare earth element geochemistry. Third edition, Elsevier. 510p.
- Hammer, J.E., Coombs, M.L., Shamberger, P.J., Kimura, J.I., 2006- Submarine silver in North Kona: A window in to the early magmatic and growth history Hualalai Volcan, Hawaii, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 151,157-188.
- Ho, K.S., Chen, J.C., Lo, C.H., Zhao, H.L., 2003- ⁴⁰Ar–³⁹Ar dating and geochemical characteristics of late Cenozoic basaltic rocks from the Zhejiang-Fujian region, SE China: eruption ages, magma evolution and petrogenesis. *Chemical Geology* 197, 287–318.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. & White, W. M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 33–45.
- Hofmann, A.W., 1988- Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297– 314.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliverira, D.C., Jardim de Sa, E.F., 2006- Lithosphere –asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr–Nd–Pb isotopic evidence. *Lithos* 86, 34–49.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M., Plank, T., 1992- Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, J.P., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Geophysics Monogr Series, vol. 71, AGU (American Geophysics Union), Washington, DC, pp. 183–280.
- 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 constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica, *Journal of South American Earth Sciences* No,18. PP: 407–425.
- Mason, B. H., Moore, C. B., 1966- *Principles of Geochemistry*.
- Middlemost, E.A.K., 1987- *Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology*, Longman group limited.
- Mysen, B.O. & Boettchen, A. L., 1975- Melting of a hydrous mantle. I phase relations of natural peridotite at high pressures and hydrogen, *J. Petr.* 16, 520- 93.
- Nelson, S. T. and Montana, A., 1992- Sieve Textural plagioclase in volcanic rocks. North eastern New Mexico. *Geological Society of American Bulletin*.
- Nelson, S.A., 2003- Magmatic differentiation, Chemical variation in rock suite, *Geology* 212 petrology.

- Norman, M.D., Garcia, M.O., 1999- Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 27- 44.
- Okamura, S., Arculus, R.J., Martynov, Y.A., 2005- Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere. *Journal of Petrology* 46, 221–253.
- Pearce, J.A. & Gale, G.H., 1977- Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of association igneous host rocks. *Geol. Soc. Spect. Publ.*, 7, 14- 24.
- Pearce, J.A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Trope R. S. (ed.), Andesite*. Wiley , Chichester, pp. 525 - 548.
- Pearce, J.A., Bender, J. F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. & Mitchell, J.G., 1990- Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 189-229.
- Price, R. C., Stewart, R.B., Woodhead, J. D., Smith, I. E. M., 1999- Petrogenesis of High-K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand *Journal of Petrology*, volume 40, number 1, pages 167-197
- Rollinson, H.R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK 1st edition. 352p.
- Rudnic, R.L., Gao, S., 2004- Composition of the continental crust. In: Rudnic, R.L. (Ed.), *Treatise on Geochemistry, The Crust*. Elsevier Pergamon.
- Shelly, D., 1993- *Igneous and metamorphic rocks under microscope* Chapman and Hall, Cambridge. 444.
- Srivastava, R.K., Singh, R.K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Jurnal of Asia Earth sciences* 23(2004)373-389.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematicsof oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J.(eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol.Soc. London. Spec. Pub.42, pp. 313-345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985- *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1–312.
- Tsuchiyama, 1985- Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside- albite- anorthite ang origin of dusty plagioclase in andesites, *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 89, pp. 1-16;
- Wass, S.Y., Roger, N.W., 1980- Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochem. Cosmochim. Acta*44,1811-1823.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*, Unwin Hymen, London, 466 pp.
- Winchester, J.A. & Floyd P.A., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 459- 469.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 459- 469.
- Wolff, J. A., Rowe, M. C., Teasdale, R., Gardner, J. N., Ramos, F. C., Heikoop., C. E., 2005- Petrogenesis of Pre-caldera Mafic Lavas, Jemez Mountains Volcanic Field (New Mexico, USA) *Journal of Petrology*, volume 46, number 2, pages 407-439.
- Xu, Y.G., Ma, J.L., Frey, F.A., Feigenson, M.D., Liu, J.F., 2005- Role of Lithosphere –asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. *Chemical Geology* 224, 247–271.
- Yan, J., Chen, J. F., Xu, X. S., 2008- Geochemistry of Cretaceous mafic rocks from the Lower Yangtze region, eastern China: Characteristics and evolution of the lithospheric mantle, *Journal of Asian Earth Sciences* 33 177–193.
- Zhang, H.F., Sun, M., Zhou, X.H., Fan, W.M., Zhai, M.G., Yin, J.F., 2002- Mesozoic lithosphere destruction beneath the North ChinaCraton: evidence from Major-, trace-element and Sr–Nd–Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144, 241–253.
- Zhang, H.F., Sun, M., Zhou, X.H., Zhou, M.F., Fan, W.M., Zheng, J.P., 2003- Secoular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 4373–4387.
- Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R.N., Thirlwall, M.F., Menzies, M.A., 1995- Potassic volcanic-rocks in Ne China – Geochemical Constraints on Mantle Source and Magma Genesis. *Journal of Petrology* 36, 1275–1303.
- Zhang, W.H., Han, B.F., Du, W., Liu, Z.Q., 2005- Characteristics of mantle source for Jining Cenozoic basalts from southern Inner Mongolia: evidence from element and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry. *Acta Petrologica Sinica* 21, 1569–1582 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, D., Pan, G., Mo, X., Liao, Z., Jiang, X., Wang, L., Zhao, Z., 2007- Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume–lithosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 29 320–335.
- Zou, H.B., Zindler, A., Xu, X.S., Qi, Q., 2000- Major, trace element, and Nd, Sr and. Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE Cha: mantle sources, regional variations and tectonic significance. *Chemical Geology* 171, 33–47.