



مقاله پژوهشی

ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه، شمال غرب اصفهان

شهزاد شرافت* و زهرا حیدری فطرت

گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۱/۳۱، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۱۸

چکیده

برون‌زدهای آتشفشانی جنوب شرق میمه، در لبه غربی کمان ماگمایی ارومیه دختر و ۸۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها با طیف ترکیبی بازیک تا حدواسط دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون، آمفیبول و بیوتیت و بافت‌های میکروولیتی پورفیری و حفره‌ای هستند. غنی‌شدگی عناصر LIL در مقایسه با HFSEs به ویژه Nb و Ti همراه با روند کاهشی شیب تغییرات عناصر کمیاب این سنگ‌ها، از ویژگی‌های شاخص ماگماتیسیم مناطق فرورانشی است. بر اساس نمودارهای محیط زمین‌ساختی، نمونه‌ها در گستره حاشیه قاره پهنه‌های فرورانشی جای گرفته‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای اولیه از یک خاستگاه گوشته‌ای با ماهیت گارنت لرزولیتی که قبلاً توسط سیالات ناشی از ورقه فرورو غنی شده، پدید آمده است. به نظر می‌رسد فرورانش مداوم حجم بالای پوسته سرد اقیانوسی به داخل گوشته حین هم‌گرایی ورقه‌های ایران-عربستان، باعث برهم زدن ترازهای حرارتی گوشته شده و در نتیجه این آشفته‌گی، گوشته با فاز باقی‌مانده گارنت و نرخ ذوب‌بخشی پایین، ذوب شده و ماگمای آلکالن را به وجود آورده است. تفریق و آرایش پوسته‌ای ماگمای داغ بازیک حین صعود و جای‌گیری آن در پوسته، سنگ‌های حدواسط با ماهیت کالک آلکالن را پدید آورده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط، حاشیه فعال قاره، میمه، کمان ماگمایی ارومیه- دختر

مقدمه

ایران مرکزی است که از تریاس پسین- ژوراسیک پیشین شروع شده و تا کرتاسه پسین- پالئوسن ادامه یافته است (Davoudzadeh et al., 1981; Berberian and King, 1981). برخی از پژوهشگران، بسته شدن نئوتیس را به الیگوسن (Agard et al., 2005) و میوسن (Allen et al., 2004) نسبت داده‌اند. کمان ماگمایی ارومیه- دختر و سندج- سیرجان، بخش‌هایی از کوه‌زاد زاگرس هستند که در حاشیه

منطقه مورد پژوهش در حاشیه غربی زون ساختاری ایران مرکزی و مرز کمان ماگمایی ارومیه- دختر با سندج- سیرجان واقع شده است و بین طول‌های جغرافیایی ۵۱°۱۸' تا ۵۱°۲۰' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۳°۱۸' تا ۳۳°۲۳' شمالی قرار دارد. کمان ماگمایی ارومیه- دختر بخشی از کوه‌زاد زاگرس در پهنه برخوردی ایران- عربستان و پیامد فرورانش نئوتیس به زیر

جنوب شرق میمه و ۸۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان واقع شده و بخشی از ماگماتیسیم لبه غربی کمان ماگمایی ارومیه دختر را تشکیل داده‌اند. سن رخنمون‌های سنگی منطقه از تریاس تا عهد حاضر بوده و به علت نبودهای چینه‌ای فراوان، از گوناگونی چندانی برخوردار نیستند (Vahdati Daneshmand, 2006). کهن‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه، نهشته‌های شیل ماسه‌سنگی سازند نایبند به سن تریاس بالایی هستند که هسته طاقدیسی با روند شرقی- غربی را تشکیل داده‌اند. سنگ‌های کربناته کرتاسه زیرین با یک واحد کنگلومرایی و ماسه‌سنگی پیش‌رونده بر روی نهشته‌های تریاس بالایی قرار گرفته و به سوی بالا به تناوبی از شیل، مارن و سنگ‌های آهکی نازک لایه تبدیل می‌شوند. سنوزوئیک در منطقه با حرکت‌های کوه‌زایی لارامید و تشکیل کنگلومرا و ماسه‌سنگ پالئوسن آغاز و با فعالیت‌های آتشفشانی شدید در نیمه اول دوران سوم ادامه یافته است.

بیشتر نهشته‌های فاصله زمانی پلیوسن- کواترنری را کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی آگلومرایی تشکیل داده‌اند. در پلیوسن و شاید میوسن بالایی بخش شمال شرقی ناحیه، منطقه پرفراز و نشیبی بوده که در آن دو نوع نهشته گذاشته شده است؛ کنگلومرا و از سوی دیگر توف و گدازه‌های داسیت- آندزیتی که بر روی افق‌های مختلف الیگومیوسن و همچنین لایه‌های ائوسن قرار گرفته‌اند. این نهشته‌ها که جزو پلیوسن به شمار آمده و شاید تا کواترنری نیز ادامه یافته‌اند و سپس نهشته‌های آبرفتی کواترنری، پهنه گسترده‌ای را در محدوده به خود اختصاص داده‌اند. در بخش‌های بسیار محدود از منطقه، توده‌های کوچکی از سنگ‌های آتشفشانی گنبدی شکل به چشم می‌خورد که سنگ‌های کرتاسه زیرین را قطع کرده و شاید در ارتباط با تکاپوهای آتشفشانی اتریشی و یا لارامید باشند (شکل ۱). رسوبات اطراف این توده‌ها تا حدودی تغییر حالت داده و دگرگون شده‌اند. این سنگ‌ها با ترکیب حدواسط تا بازیک، متشکل از کانی‌های پیروکسن (احتمالاً اوژیت)، آمفیبول، پلاژیو کلاز، به ندرت الیوین و کانی‌های فرعی شامل کانی کدر، روتیل و آاناتاز بوده و به طیف سنگی بازالت تا آندزیت

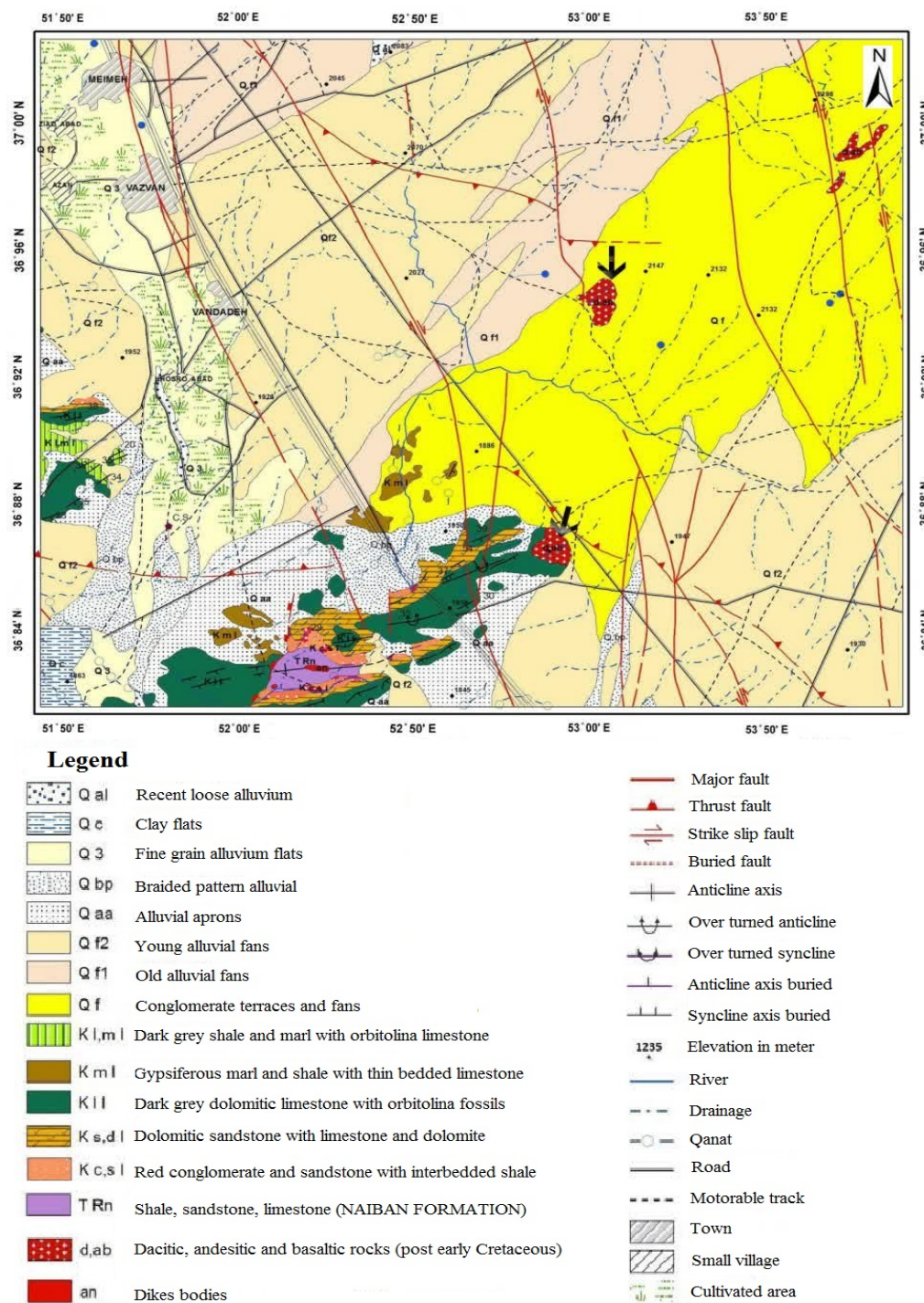
فعال قاره‌ای جای داشته‌اند. شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک پیشین تا کرتاسه و نفوذی‌های اواخر تریاس تا ژوراسیک در پهنه سنندج- سیرجان، پیامد فرورانش در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای در مزوزوئیک است (Babaie et al., 2008; Azizi and Jahangiri, 2001)؛ در حالی که پهنه ارومیه- دختر جایگاه فعالیت‌های پرتکاپوی ماگمایی (Mohajjel et al., 2003) و بخشی از ایالت ماگمایی وسیعی است که در ارتباط با فرایندهای زمین‌ساختی پس از برخورد شکل گرفته و ماگماتیسیم آن از ائوسن با فعالیت شدید آتشفشانی شروع شده و تا کواترنری ادامه یافته است (Alavi, 2004; Ghasemi and Talbot, 2006). بررسی‌های انجام شده پیرامون سنگ‌های ماگمایی حوالی محدوده مورد پژوهش (Ghasemi and Tabatabaei Maneshm, 2015; Sayari, 2019; Ghadirpour et al., 2016; Sharifi, 2016) نشان‌دهنده اهمیت خاص این منطقه به عنوان بخشی از کوه‌زاد زاگرس است. تاکنون داده‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه ارائه نشده و تنها پیشینه پژوهشی موجود، حاصل بررسی‌های انجام شده در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (Amidi and Zahedi, 1991) و ۱:۱۰۰۰۰۰ میمه (Vahdati Daneshmand, 2006) است. به باور عمیدی و زاهدی (Amidi and Zahedi, 1991)، توده‌های آتشفشانی از جنس تراکی آندزیت به سن میوسن- پلیوسن هستند؛ در حالی که وحدتی دانشمند (Vahdati Daneshmand, 2006) ترکیب این سنگ‌ها را داسیت، آندزیت و بازالت و سن آنها را پس از کرتاسه پیشین می‌داند. این پژوهش با توجه به اهمیت بررسی سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در تکمیل داده‌های زمین‌شناسی در بخش میانی کمربند کوه‌زایی زاگرس و برای تعیین ویژگی‌های سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی، زمین‌ساختی و پتروژنز این سنگ‌ها انجام شده است.

زمین‌شناسی عمومی

سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش در فاصله ۱۵ کیلومتری

دایک رخنمون‌یافته و نهشته‌های سازند ناینبد را قطع و تا حدودی دگرگون کرده‌اند.

بازالتی و آندزیت تعلق دارند. پراکندگی این سنگ‌ها منحصر به بخش میانی منطقه است. این توده‌ها در بعضی نقاط به صورت



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بر گرفته از چهار گوش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میمه (Vahdati Daneshmand, 2006)

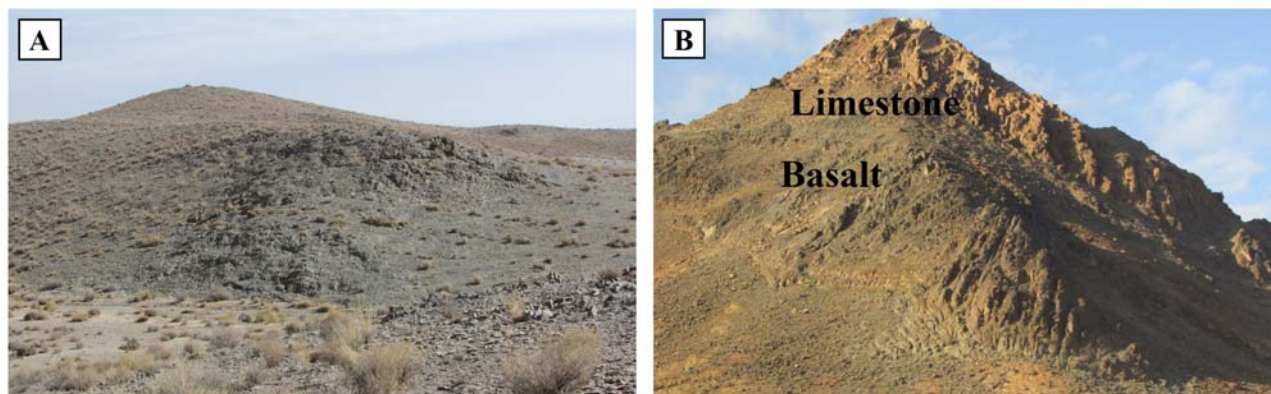
Fig. 1. Simplified geological map of the studied area taken from 1/100000 Maimeh Geological Quadrangle, (Vahdati Daneshmand, 2006)

روش مطالعه

در راستای دستیابی به اهداف پژوهش، پس از جمع‌آوری اطلاعات و بررسی مقدماتی و تعیین مسیرهای پیمایش، بازدیدهای میدانی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های آذرین انجام شد و ۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی محدوده تهیه و مورد بررسی دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفت. برای انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی، ۷ نمونه معرف واحدهای موجود در منطقه با کمترین دگرسانی انتخاب و برای انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. در نهایت، داده‌های به دست آمده از بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی با یکدیگر تلفیق و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، واحدهای سنگی منطقه به شکل توده‌های گنبدی و تپه‌ماهورهای کم‌ارتفاع و در دو طیف ترکیبی بازیک تا حدواسط شامل بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت برونزد یافته‌اند. مهم‌ترین ویژگی صحرایی نمونه‌های مورد بررسی رنگ خاکستری تا سبز تیره (شکل ۲-A و B) و بافت ریزدانه، آفائیتیک و حفره‌دار است. سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش در سه قسمت برونزد دارند. رخنمون جنوبی، صخره‌ساز و مرتفع بوده و در مجاورت آهک‌های اریتولین‌دار کرتاسه زیرین قرار گرفته‌اند؛ در حالی که دو توده شمالی و شمال‌شرقی در میان دشت برونزد یافته‌اند. توده جنوبی بیشتر بازالتی و ترکیب توده‌های شمالی و شمال‌شرقی به آندزیت و آندزیت بازالتی متمایل است.



شکل ۲. تصویرهای صحرایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه. A: رخنمون سنگ‌های آندزیتی (دید به سمت جنوب) و B: نمای کلی از مجاورت بازالت و سنگ‌های کرتاسه زیرین (دید به سمت غرب)

Fig. 2. Field photographs of the southeast Maimeh volcanic rocks. A: Outcrop of andesitic rocks (look toward the south), and B: General view of the contact of basalt and Lower Cretaceous limestone (look toward the west)

درشت‌بلورهای خودشکل و نیمه‌شکل‌دار یا بلورهای ریز در زمینه سنگ دیده شده است و اجتماع آنها بافت گلومروپورفیری به وجود آورده است. پلاژیوکلاز با فراوانی ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی، اغلب به صورت میکروولیت و گاهی درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل تکراری و منطقه‌بندی بوده و گاهی کمی گرد شده و در

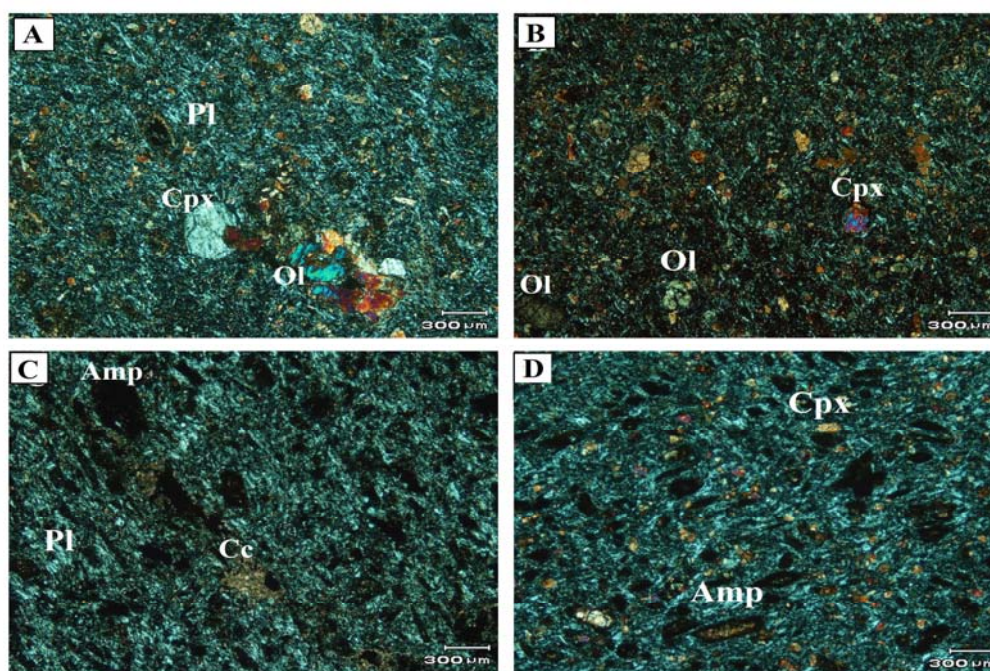
بازالت: بازالت‌ها بسیار ریزبلور، دارای بافت پورفیری، جریانی، حفره‌ای و بادامکی بوده و دربردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های کدر در زمینه شیشه‌ای هستند (شکل ۳-A و B). یکی از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها، کلینوپیروکسن از نوع احتمالاً اوژیت است که بین ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی را شامل شده و به صورت

آندزیت‌های بازالتی، هورنبلند بیشتر و کلینوپیروکسن کمتری داشته و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و مقادیر کم کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. وجود درشت‌بلورهای هورنبلند می‌تواند دلیلی بر ماگماتیسیم آبدار در محیط کمان ماگمایی باشد (Poma et al., 2004). درشت‌بلورهای هورنبلند اپاسیته (نیمه تا کاملاً اپاسیته) و پلاژیوکلاز در آندزیت‌ها، در زمینه‌ای متشکل از فلدسپات‌های ریز و شیشه قرار گرفته‌اند (شکل ۳-D). فنوکریست‌های بیوتیت، بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار را تشکیل می‌دهند.

برخی موارد متحمل دگرسانی کربناتی شده‌اند. درشت‌بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار الیون در بازالت‌ها در حاشیه به ایدنگزیت تجزیه شده‌اند. در زمینه بازالت‌ها، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه ریزبلورهای پیروکسن، الیون و کانی‌های کدر دیده می‌شوند.

آندزیت‌های بازالتی با فنوکریست‌های هورنبلند، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای متشکل از پلاژیوکلاز، مگنتیت و شیشه شناسایی می‌شوند (شکل ۳-C). این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری و میکروولیتی پورفیری هستند.

آندزیت‌ها: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه میکروولیتی و شیشه‌ای هستند. آندزیت‌ها در مقایسه با



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه در نور قطبیده متقاطع. A: بافت گلومروپورفیری و زمینه میکروولیتی در بازالت، B: میکروفنوکریست کلینوپیروکسن و الیون در زمینه شیشه‌ای بازالت، C: آمفیبول اپاسیته شده در آندزیت با بافت جریان‌ی و D: آندزیت‌بازالتی متشکل از میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Pl: plagioclase, Amp: amphibole, Cc: calcite).

Fig. 3. Microphotographs of the volcanic rocks in the southeast of Maimeh in crossed polarized light. A: Glomeroporphyritic texture with microlithic groundmass in basalt, B: Clinopyroxene and olivine microphenocrysts in the glassy groundmass of basalt, C: Opacitized amphibole in andesite with trachytic texture, and D: Basaltic andesite with clinopyroxene and amphibole microphenocrysts. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Pl: plagioclase, Amp: amphibole, Cc: calcite).

نسبت $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ به SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (Peccerillo and Taylor, 1976)، سنگ‌های آتشفشانی بازیک در محدوده آلکالن و نمونه‌های حدواسط در گستره ساب‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۵-A و B). برای تعیین سرشت ماگمایی، از تغییرات نسبت SiO_2 به $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - (\text{K}_2\text{O})$ (Xie et al., 2012). در نمودار نسبت SiO_2 در مقابل A.R. سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه در مجاورت مرز محدوده‌های آلکالن و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-C). چنان‌که در هر سه نمودار آشکار است، سنگ‌های بازیک طبیعت آلکالن و سنگ‌های حدواسط طبیعت کالک‌آلکالن (و نزدیک به مرز آلکالن) نشان می‌دهند.

شکل ۶، نمودارهای بهنجار شده سنگ‌های مورد پژوهش را نشان می‌دهد. تشابه و هم‌روندی الگوهای عناصر کمیاب از نظر تمرکز نسبی عناصر در بازالت‌ها و آندزیت‌ها، نشان‌دهنده وابستگی زایشی و خاستگاه یکسان نمونه‌هاست (Wilson, 1989). در تمامی نمودارها، عناصر ناسازگار، غنی‌شدگی چشمگیری نسبت به گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند. در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، عناصر ناسازگار با شدت میدان بالا^۱ و عناصر لیتوفیل درشت یون^۲ فراوانی متفاوتی دارند. فراوانی عناصر ناسازگار بی‌تحرک HFSE (نظیر Zr, Nb, Hf, Ti, Y و HREE) در ماگما به تمرکز این عناصر در خاستگاه گوشته‌ای وابسته است؛ در حالی‌که عناصر ناسازگار متحرک LILE (همچون U, Th, Ba, Rb) تحت تأثیر سیالات، در خاستگاه گوشته‌ای با درجه‌های مختلفی غنی می‌شوند. همه سنگ‌های مورد بررسی از عناصر لیتوفیل درشت یون LILE (به ویژه Sr, Ba, Rb, K, U و Th) غنی و از عناصر HFSE (به خصوص Nb, P و Ti) تهی شده‌اند (شکل ۶-A).

اپاسیته شدن کانی‌های آبدار بیوتیت و آمفیبول حین برون‌ریزی ماگما و به سبب خروج گاز در نتیجه کم‌شدن فشار حین صعود ماگما به سطح زمین (Winter, 2001)، مواجهه با اکسیژن هوا حین فوران و تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی مانند تغییر دما و فشار بخار آب رخ می‌دهد (Plechov et al., 2008). هرچه ضخامت حاشیه اپاسیته در کانی‌های آبدار بیشتر باشد، صعود ماگما با سرعت کمتری صورت گرفته است (Kawabata and Shuto, 2005). کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. شواهد پتروگرافی در سنگ‌های مورد بررسی، بیانگر حوادث ضمن تبلور و عدم تعادل به سبب تغییر فشار، دما، مواد فرار به ویژه آب و ترکیب مذاب هستند.

ژئوشیمی

برای بررسی ماهیت شیمیایی سنگ‌های مورد پژوهش، ۷ نمونه مورد تجزیه قرار گرفتند که داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی آنها در جدول ۱ آورده شده‌اند. از نظر ترکیبی، بازه تغییرات SiO_2 در نمونه‌ها، محدود ۵۱/۰۶ تا ۵۸/۸۴ درصد و Na_2O از ۳/۸۹ تا ۴/۷۹ و K_2O از ۱/۸۸ تا ۲/۹۲ درصد وزنی متغیر است. مقدار اکسیدهای MgO ، FeO و CaO به ترتیب در گستره ۱/۵۱-۴/۰۱، ۷/۲۳-۳/۴۳ و ۸/۶۵-۵/۱۰ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار LOI نمونه‌ها از ۱/۶ تا ۳/۸ متغیر و در نمونه‌های آندزیتی به سبب وجود کانی‌های آبدار آمفیبول و بیوتیت بیش از بازالت‌هاست. سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش در نمودار رده‌بندی شیمیایی مجموع قلیایی‌ها در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986)، در گستره تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی (شکل ۴-A) و در نمودار رده‌بندی بر مبنای عنصرهای نامتحرک Zr/TiO_2 برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، در محدوده آلکالی بازالت و تراکی آندزیت واقع شده‌اند (شکل ۴-B). شناخت سرشت ماگمایی سنگ‌ها، اهمیت زیادی در بازسازی سرگذشت و محیط زمین‌ساختی پیشین آنها دارد. بر پایه نمودار

1. HFSE
2. LILE

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه به روش ICP-MS (عناصر اصلی بر حسب wt.% و عناصر کمیاب بر حسب ppm)

Table 1. Chemical analysis results of the southeast Maimeh volcanic rocks using ICP-MS method (major elements in wt.% and trace elements in ppm)

Sample	SM-19	SM-24	SM-14	NS-14	NS-3	NS-40	NS-32
	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Basaltic andesite	Basalt	Basalt
SiO₂	58.84	58.74	58.23	55.36	52.21	51.96	51.06
TiO₂	0.62	0.62	0.60	0.89	1.13	1.13	1.15
Al₂O₃	15.94	16.06	15.74	16.40	15.93	16.10	15.48
Fe₂O₃	2.62	1.50	1.47	1.75	2.28	2.23	2.31
FeO	1.51	2.60	2.55	3.03	3.96	3.87	4.01
MnO	0.05	0.06	0.07	0.08	0.10	0.09	0.10
MgO	4.07	4.09	3.43	3.50	6.26	6.69	7.23
CaO	5.10	5.15	6.20	8.16	8.65	6.80	8.45
Na₂O	4.19	4.22	4.27	4.79	4.60	3.89	4.31
K₂O	2.52	2.51	2.61	2.72	1.88	2.92	2.27
P₂O₅	0.33	0.34	0.34	0.46	0.52	0.51	0.58
Cr₂O₃	0.023	0.021	0.022	0.009	0.029	0.023	0.033
LOI	3.5	3.5	3.8	2.2	1.6	2.9	2.1
Total	99.74	99.75	99.75	99.73	99.66	99.67	99.60
Ni	82	80	83	56	125	110	141
Co	17.7	17.8	16.3	18.8	28.9	27.4	30.7
V	82	83	76	97	134	133	143
Sn	1	1	1	2	1	1	2
W	0.7	1.1	1.0	0.5	1.0	1.1	1.6
Rb	80.0	77.6	78.8	74.7	19.6	76.0	53.8
Cs	1.1	1.6	1.7	1.3	10.1	0.8	1.9
Ba	1070	899	1158	905	875	1260	836
Sr	937.0	892.9	937.8	1141.0	1177.5	997.5	1478.9
Ga	15.8	15.4	15.6	16.0	16.9	17.5	16.9
Ta	0.9	0.8	0.7	0.9	1.1	1.0	1.3
Nb	15.0	14.5	13.8	15.8	20.7	18.3	23.1
Hf	4.1	4.2	4.2	4.2	4.4	4.6	4.5
Zr	176.8	172.8	166.3	167.2	186.0	185.5	186.2
Y	11.1	9.9	10.1	10.6	13.0	14.0	12.5
Th	13.6	13.9	12.9	12.8	12.0	12.2	12.4
U	6.4	5.8	5.5	4.2	4.0	3.8	4.2
La	42.0	41.0	40.7	44.3	52.5	50.4	55.0

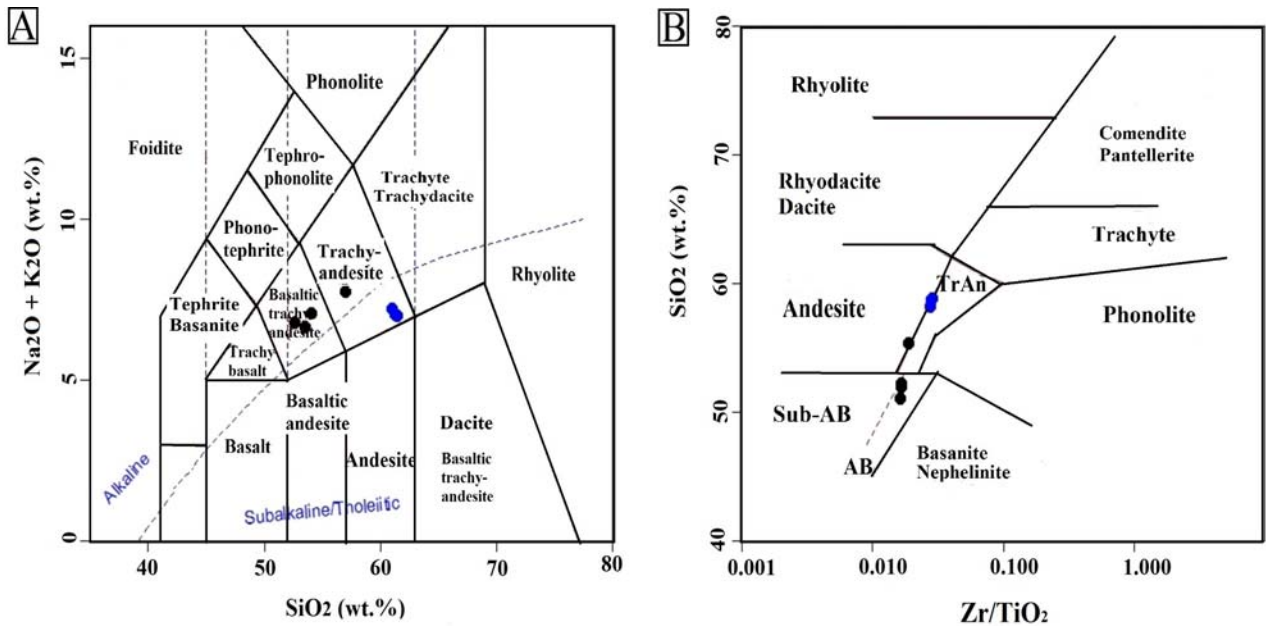
ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه به روش ICP-MS (عناصر اصلی بر حسب wt.% و عناصر کمیاب بر حسب ppm)

Table 1 (Continued). Chemical analysis results of the southeast Maimeh volcanic rocks using ICP-MS method (major elements in wt.% and trace elements in ppm)

Sample	SM-19	SM-24	SM-14	NS-14	NS-3	NS-40	NS-32
	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Basaltic andesite	Basalt	Basalt
Ce	76.9	74.8	72.1	82.2	95.4	96.0	101.9
Pr	8.27	7.92	7.85	8.78	10.31	10.24	10.68
Nd	28.8	28.3	28.0	31.8	38.3	38.1	39.3
Sm	4.62	4.50	4.47	4.77	6.00	5.98	6.18
Eu	1.19	1.14	1.23	1.29	1.63	1.57	1.62
Sc	9	9	9	9	13	13	14
Gd	3.25	3.26	3.31	3.45	4.54	4.61	4.36
Tb	0.43	0.42	0.39	0.43	0.57	0.59	0.55
Dy	2.09	1.95	2.03	2.25	2.75	2.91	2.79
Ho	0.37	0.35	0.37	0.38	0.47	0.49	0.48
Be	5	2	4	4	2	1	3
Er	1.02	1.17	1.01	0.98	1.48	1.50	1.24
Tm	0.14	0.13	0.13	0.14	0.19	0.19	0.17
Yb	0.90	0.90	0.92	0.87	1.06	1.20	1.13
Lu	0.14	0.14	0.12	0.13	0.16	0.17	0.15
La _N /Sm _N	5.59	5.60	5.60	5.71	5.38	5.18	5.47
La _N /Yb _N	33.11	30.37	29.49	33.95	33.02	28.00	32.45

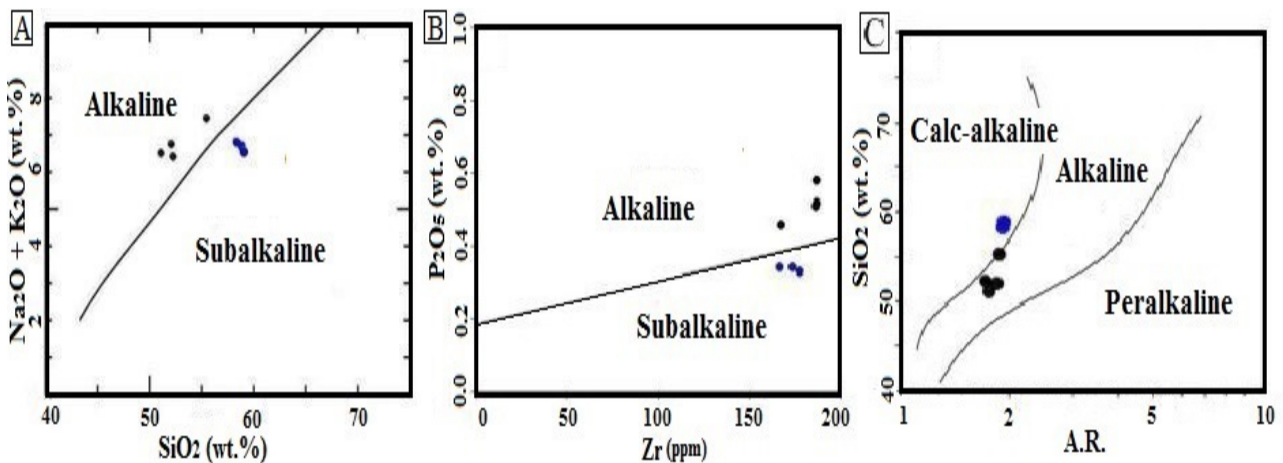
تعیین و تفکیک دقیق موقعیت زمین‌ساختی منطقه، از نسبت‌های عناصر کمیاب بهره‌گیری می‌شود. در اصل، نسبت‌های عناصر Ba/La و Ba/Nb در کمان‌های قاره‌ای، از مناطق کششی و مناطق پشت کمان بالاتر و به ترتیب بیشتر از ۳ و ۲۸ است (MacDonald et al., 2001). در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، نسبت‌های یادشده به ترتیب برابر ۱۵/۲۰ تا ۲۸/۴۵ و ۳۶/۱۹ تا ۸۳/۹۱ Ba/La و Ba/Nb است که از مقادیر مربوط به مناطق کششی و پشت کمان بالاتر و نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی کمان قاره‌ای است.

الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجارشده به کندریت (Nakamura, 1974) در سنگ‌های مورد بررسی، روندی شیب‌دار با غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را به نمایش می‌گذارد (شکل ۶-B). تهی‌شدگی HFSE و HREE همراه با غنی‌شدگی LILE و LREE در نمودارهای بهنجارشده سنگ‌های آتشفشانی نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نشان‌دهنده وابستگی آنها به یک محیط فرورانشی است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه، وابستگی این سنگ‌ها به محیط فرورانش را نشان می‌دهند. برای



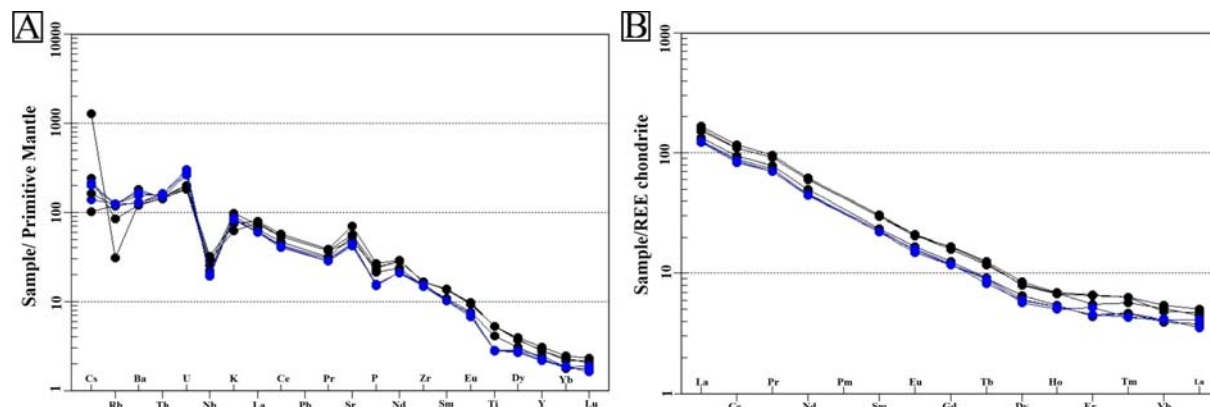
شکل ۴. نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه. A: نمودار مجموع آلکالی به سیلیس (Le Bas et al., 1986) و B: نمودار تقسیم‌بندی بر اساس نسبت Zr/TiO_2 به SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

Fig. 4. Classification diagrams for the volcanic rocks from southeast of Maimeh, A: Total alkali versus silica diagram (Le Bas et al. 1986), and B: Classification diagram based on the silica versus Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977), basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.



شکل ۵. نمودارهای شناسایی سرشت ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه. A: نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)، B: نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (Peccerillo and Taylor, 1976) و C: نمودار SiO_2 در مقابل اندیس A.R. (Xie et al., 2012)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

Fig. 5. Magmatic affinity discrimination diagrams of the southeast Maimeh volcanic rocks. A: $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 diagram (Irvine and Baragar, 1971), B: P_2O_5 versus Zr diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), and C: SiO_2 versus A.R. index diagram (Xie et al., 2012), basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.

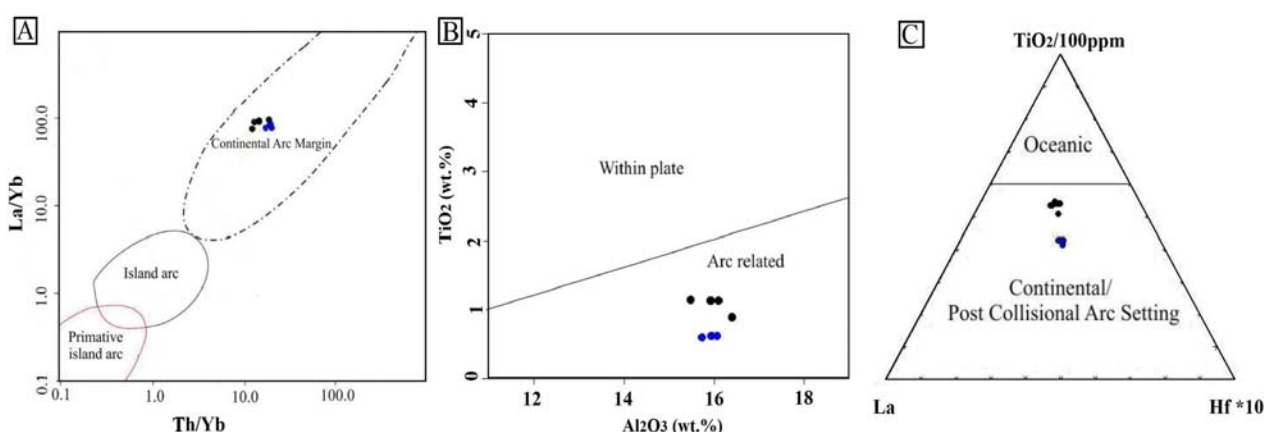


شکل ۶. A: نمودار عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌شرق میمه بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و B: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌شرق میمه، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

Fig. 6. A: Primitive mantle-normalized trace elements spider diagram (Sun and McDonough, 1989) of the southeast Maimeh volcanic rocks, and B: chondrite normalized REE pattern (Nakamura, 1974) for the southeast Maimeh volcanic rocks, basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.

Groves, 1997) نیز نمونه‌های مورد پژوهش در گستره حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل B-7 و C). با توجه به موارد یاد شده، محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌شرق میمه یک حاشیه فعال قاره‌ای است که در مناطق وابسته به فرایندهای فرورانش شکل می‌گیرد.

از نمودار نسبت La/Yb به Th/Yb (Condie, 1989) نیز می‌توان برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی استفاده کرد (شکل A-7). نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار، جایگاه زمین‌ساختی کمان حاشیه فعال قاره را اشغال می‌کنند. در نمودار TiO_2 به Al_2O_3 (Müller et al., 1992) و نمودار مثلثی $La-TiO_2/100-Hf*10$ (Müller and



شکل ۷. نمودارهای تمایز جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌شرق میمه. A: نمودار نسبت La/Yb به Th/Yb (Condie, 1989)، B: نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Müller et al., 1992) و C: نمودار $La-TiO_2/100-Hf*10$ (Müller and Groves, 1997)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

Fig. 7. Tectonomagmatic discrimination diagrams for the southeast Maimeh volcanic rocks. A: La/Yb versus Th/Yb diagram (Condie, 1989), B: TiO_2 versus Al_2O_3 (Müller et al., 1992), and C: $La-TiO_2/100-Hf*10$ diagram (Müller and Groves, 1997), basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.

بحث

سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش به سن پس از کرتاسه پیشین در لبه غربی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و مرز آن با پهنه سنندج-سیرجان قرار گرفته‌اند و دارای لیتولوژی بازالتی تا آندزیتی و رخنمون‌های تپه‌ماهوری تا گنبدی هستند. وجود شواهد پتروگرافی نظیر بافت میکرولیتی، منطفه‌بندی و اپاسیته‌شدن کانی‌ها نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌های آتشفشانی در شرایط فوران خشکی است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، سرشت ماگمایی سنگ‌ها آلکالن تا کالک آلکالن بوده و ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با محیط‌های فرورانش را به نمایش می‌گذارند. این موضوع به ویژه به واسطه الگوی فراوانی عناصر فرعی و کمیاب قابل اثبات است. غنی‌شدگی از LILE به همراه تهی‌شدگی از HFSE به ویژه Nb و Ti از ویژگی‌های شاخص ماگماتیسیم مناطق کمانی (Pearce, 1982; Woodhead et al., 1993) و ناشی از فرایندهای مرتبط با فرورانش است. در چنین موقعیت‌هایی، غنی‌شدگی از LILE و عناصر آلکالن به متاسوماتیسیم خاستگاه گوشته‌ای به وسیله مذاب‌ها و سیالات مشتق از لیتوسفر اقیانوسی فرورو (Tatsumi et al., 1986; Kelemen et al., 1993) نسبت داده می‌شود؛ در حالی که تهی‌شدگی از HFSE با قابلیت انحلال کمتر این عناصر در سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورو، ماندگاری کانی‌های حاوی این عناصر (نظیر روتیل، زیرکن و اسفن) در گوه گوشته‌ای (Murphy, 2006)، درجه ذوب‌بخشی خاستگاه (Mikoshiba et al., 2004)، تهی‌شدگی خاستگاه در ذوب پیشین (Ewart and Hawkesworth, 1987) و مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای (Harris et al., 1986) قابل تفسیر است. بی‌هنجاری منفی Nb اغلب از تهی‌شدگی خاستگاه، تأثیر سیالات زون فرورانش بر منابع گوشته‌ای (Soesoo, 2000) و یا آرایش پوسته‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Reichow et al., 2005) ناشی می‌شود. غنی‌شدن از Th و U احتمالاً به سبب آلودگی پوسته‌ای و یا از ویژگی‌های خاستگاه (Kuscu and Geneli, 2010) و یا به دلیل مشارکت رسوبات پلاژیک

یا پوسته اقیانوسی دگرسان در خاستگاه ماگماست (Fan et al., 2003).

تفریق و تفکیک شدید عناصر کمیاب سبک از سنگین ($La_N/Yb_N = 28-33.95$) در نمودار بهنجار شده با کندریت به پایداری گارنت در خاستگاه (MacDonald et al., 2001)، آرایش با مواد پوسته‌ای (Sirvastava and Singh, 2004) و یا تأثیر سیالات حاصل از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورو (Winter, 2001) نسبت داده شده است. غنی‌شدگی از Sr و فقدان بی‌هنجاری Eu نشان‌دهنده نبود پلاژیوکلاز در خاستگاه یا درگیر شدن آن در فرایند ذوب است (Arslan and Aslan, 2006). تهی‌شدگی نزدیک به ده برابری Y و Yb، با توجه به سازگاری این عناصر با شبکه گارنت، با ماندگاری این کانی در خاستگاه قابل توجیه است (Kampunzu et al., 2003).

نمودارهای ترسیم شده برای سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش، محیط تشکیل آنها را کمان آتشفشانی حاشیه قاره وابسته به محیط فرورانشی نشان می‌دهد. سنگ‌های بازالتی و آندزیتی در محیط فرورانش از ذوب خاستگاه‌های متفاوتی نظیر پوسته اقیانوسی فرورو، پوسته قاره‌ای زیرین و گوشته دگر نهاد به وجود می‌آیند (Gill, 1981). ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورو، ماگمایی حدواسط تا اسیدی با ویژگی آداکیتی به وجود می‌آورد که سنگ‌های منطفه این ویژگی را ندارند. ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای، تشکیل ماگمایی با نسبت بالای Nb/Ta را سبب می‌شود (Stolz et al., 1996). بالابودن نسبت Nb/Ta در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی (۱۶/۷ تا ۱۹/۷)، شاخص ماگمای مشتق شده از خاستگاه گوشته‌ای است. بنابراین سنگ‌های بازالتی و آندزیتی محدوده مورد پژوهش احتمالاً از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای که در نتیجه تماس با سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورو از عناصر کمیاب غنی شده، منشأ گرفته است. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار نسبت Ta/Yb در مقابل Th/Yb این تفسیر را تأیید می‌کند (شکل ۸-A). در اصل، تغییرات نسبت عناصر کمیاب Ta و Th به Yb، تغییرات شیمیایی ناحیه خاستگاه شامل غنی‌شدگی،

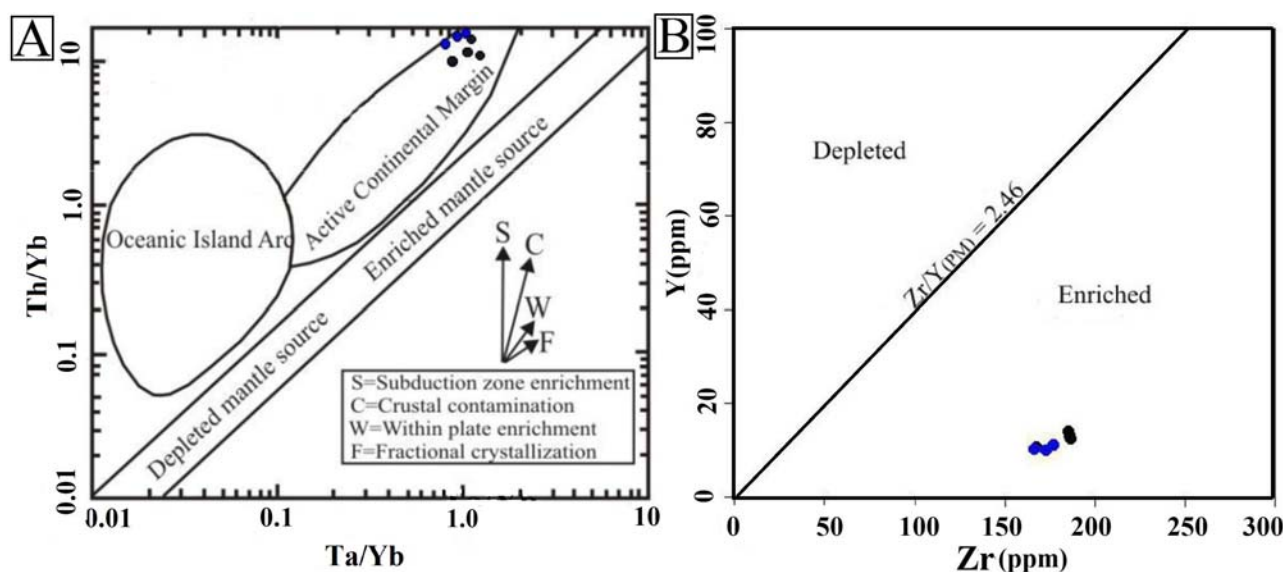
دگرنهادی گوشته طی فرایندهای فرورانش و آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهد (Aldanmaz et al., 2000). فرایندهای غنی‌شدگی، با افزایش Th و Ta همراه هستند و معمولاً در مناطق فرورانشی میزان افزایش Th بیشتر از Ta است (Saccani et al., 2010). وجود غیریکنواختی در خاستگاه، مقادیر Ta و Th را به طور یکسان تحت تأثیر قرار داده است و ترکیب گوشته نسبت به گوشته اولیه در نمودار، در راستای یک شیب واحد به سمت نسبت‌های بالاتر یا پایین‌تر Ta/Yb و Th/Yb جابه‌جا می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). جابه‌جایی نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb به سمت مقادیر بیشتر که در سنگ‌های آتشفشانی منطقه قابل مشاهده است، نشان‌دهنده فرایندهای وابسته به فرورانش است (Helvacı et al., 2009). بالابودن Th، نتیجه واکنش متقابل ماگمای در حال صعود با پوسته قاره‌ای است.

از دیدگاه فراوانی LILE و LREE، ترکیب سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده همانند ماگماهای جدایش‌یافته از گوشته غنی شده است. با استفاده از نسبت عناصر ناسازگار، می‌توان غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای (ناشی از دگرنهادی شدید یا نرخ پایین ذوب‌بخشی) را تشخیص داد (Abu-Hamattah, 2005). به دلیل تحرک بسیار پایین عناصر ناسازگار Zr و Y، بهره‌گیری از این عناصر برای تعیین ترکیب خاستگاه، بسیار مفید است (Mitchell and Widdowson, 2000; Widdowson et al., 1991). بالابودن نسبت Zr/Y در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی (۱۷/۴۵ - ۱۳/۲۵) نسبت به گوشته اولیه (۲/۴۶)، نشان از وجود یک خاستگاه غنی شده دارد (شکل B-۸). بالابودن نسبت Ce/Yb (>۱۵) نیز نشان‌دهنده وجود ماگمای کمانی غنی شده (Juteau and Maury, 1997) است. بالابودن این نسبت در نتیجه درجه پایین ذوب‌بخشی، مشارکت رسوبات صفحه فرورو در تولید مذاب و یا میزان برهم‌کنش مذاب گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای و ماندگاری گارنت در خاستگاه نیز رخ می‌دهد (Mattsson and Oskarsson, 2005). میانگین این نسبت در سنگ‌های مورد پژوهش برابر ۸۶

و همانند ماگماهای نشأت‌گرفته از کمان‌های غنی شده است. برای تعیین ترکیب خاستگاه، علاوه بر نمودارهای عنکبوتی از نسبت‌های Sm/Yb نیز می‌توان استفاده کرد. از دیدگاه فراوانی Sm و Yb، ذوب‌بخشی یک خاستگاه گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ تولید می‌کند. با توجه به اینکه نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت‌های Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ (به طور متوسط ۵/۲۳) هستند، حضور گارنت در خاستگاه آشکار است. درجه ذوب‌بخشی و سرشت خاستگاه ماگما، با مقایسه ترکیب سنگ‌های آتشفشانی و ترکیب ماگماهای منشأ گرفته از ذوب لرزولیت گارنت‌دار، قابل تعیین است. برای جدایش خاستگاه اسپینل لرزولیتی از گارنت لرزولیتی، از نمودار Rb/Yb در مقابل Rb (Ozdemir et al., 2006) استفاده شد. روند سنگ‌های منطقه در نمودار (شکل A-۹)، بر منحنی ذوب گارنت لرزولیت منطبق بوده و بیانگر درجه ذوب‌بخشی پایین خاستگاه (<۵) برای تولید ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست. نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm (Bezard et al., 2011) سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش را حاصل ذوب‌بخشی درجه پایین (زیر ۱ درصد) خاستگاه گوشته‌ای با ترکیب کلینوپیروکسن - گارنت لرزولیت معرفی می‌کند (شکل B-۹). به باور پژوهشگران، پهنه انتقال از اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت در عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری (Ellam, 1992) یا ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته بالایی قرار دارد (Mckenzie and O'Nions, 1991). از آنجا که شواهد ژئوشیمیایی، حضور گارنت در خاستگاه ماگمای مولد سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد، خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها دست‌کم در عمق ۷۰ کیلومتری قرار گرفته است. عمق یادشده با عمق شکل‌گیری ماگماهای آلکالن سازگار است؛ زیرا تشکیل ماگماهای آلکالن به ذوب‌بخشی درجه پایین بخش‌های عمیق گوشته (عمق بیش از ۶۰ کیلومتر) نسبت‌داده شده است و گوشته در چنین عمقی ترکیب گارنت لرزولیتی دارد (Wilson and Downes, 1991). درجه پایین ذوب‌بخشی خاستگاه، با سرشت ماگمایی آلکالن تا کالک آلکالن نمونه‌ها و شیب نسبتاً

و بالا قرار می‌گیرند (Douce, 1999). سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای مقادیر متوسط نسبت یادشده (۱/۴۵ تا ۲/۸۶) بوده و در محدوده بین فشار بالا و پایین قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده برهم‌کنش گوشته- پوسته حین تشکیل آنهاست.

تند نمودارهای عنکبوتی کاملاً سازگار است. به باور گنگ و همکاران (Geng et al., 2009)، مذاب‌های تشکیل‌شده در فشار بالا، دارای نسبت بالای $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ هستند؛ در حالی که مذاب‌های حاصل از برهم‌کنش گوشته و پوسته بین منحنی‌های فشار پایین



شکل ۸. A: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb در سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه (Pearce, 1982) و B: نمودار تفکیک‌خاستگاه غنی‌شده بر اساس نسبت Y به Zr (Abu-Hamattah, 2005) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب میمه بر اساس داده‌های سان و مک‌دوناف (McDonough, 1989)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

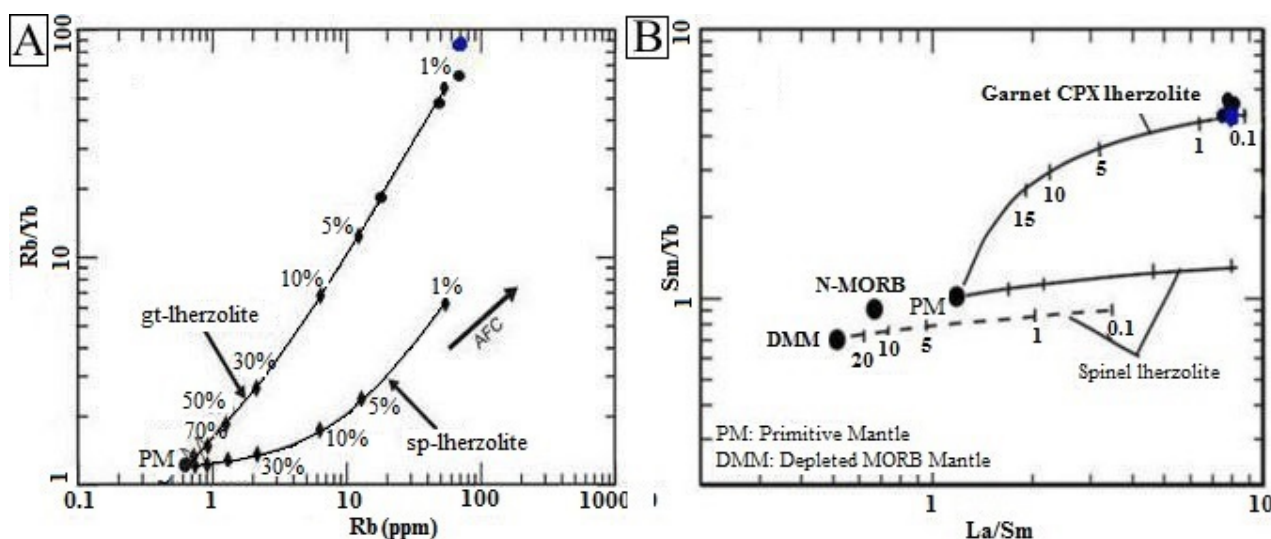
Fig. 8. Ta/Yb versus Th/Yb diagram in the southeast Maimeh volcanic rocks (Pearce, 1982), and B: discriminate enriched source area diagram based on Y versus Zr diagram (Abu-Hamattah, 2005) for the southeast Maimeh volcanic rocks based on Sun and McDonough data (1989), basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.

برای شناسایی عوامل مؤثر بر تحولات ماگمایی، از نسبت‌ها و نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب استفاده شد. بررسی نقش تبلور در تحول ماگمایی با بهره‌گیری از نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل MgO و نسبت Al_2O_3/CaO به SiO_2 امکان‌پذیر است. عدم تغییر در مقدار Al_2O_3 هم‌زمان با پیشرفت تفریق (و کاهش مقدار MgO) در نمودار دوتایی Al_2O_3 در مقابل MgO بیانگر عدم تأثیر قابل توجه تفریق پلاژیوکلاز بر تحول ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه است

سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه طیف ترکیبی از بازالت تا تراکی‌آندزیت دارند و از یک ماگمای واحد منشأ گرفته‌اند. بی‌هنجاری مثبت و مشخص عناصر Sr و Ba به همراه بی‌هنجاری منفی عناصر Ni و Cr در الگوهای بهنجارشده نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند نشانه وقوع فرایندهای تفریق بلورین و آرایش پوسته‌ای باشد (Reichew et al., 2005). ضمن آنکه غنی‌شدگی از Sr, K, Cs, U, Th, Zr نقش پدیده آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهد.

تغییرات عمده‌ای در نسبت Al_2O_3/CaO ایجاد می‌کنند. از آنجا که امکان ایجاد تغییر در نسبت یادشده به وسیله پلاژیوکلاز بسیار کم است (Le Roux, 2000)، تبلور پلاژیوکلاز تأثیر چندانی بر تغییر Al_2O_3/CaO نداشته و این نسبت همگام با تفریق کلینوپیروکسن افزایش یافته است. بنابراین تبلور کلینوپیروکسن نقش اساسی در تحول سنگ‌های آتشفشانی داشته است.

(شکل ۱۰-A). بر پایه نمودار تغییرات نسبت Al_2O_3/CaO در مقابل SiO_2 (Dicheng et al., 2007)، همگام با روند تفریق و افزایش مقدار SiO_2 ، نسبت Al_2O_3/CaO نیز افزایش می‌یابد (شکل ۱۰-B). با توجه به اینکه عناصر Al و Ca در ساختار الومین جایگاهی ندارند، تبلور الومین قادر نخواهد بود تغییری در نسبت Al_2O_3/CaO ایجاد کند. کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دو میزبان مهم عناصر Al و Ca بوده و تبلور آنها



شکل ۹. A: جایگاه سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه در نمودار دوتایی Rb/Yb در مقابل Rb (Ozdemir et al., 2006) و B: نمودار نسبت Sm/Yb در مقابل La/Sm در سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه (Bezard et al., 2011)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

Fig. 9. A: Position of the southeast Maimeh volcanic rocks in Rb/Yb versus Rb binary diagram (Ozdemir et al., 2006), and B: Sm/Yb versus La/Sm diagram for the southeast Maimeh volcanic rocks (Bezard et al., 2011), basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.

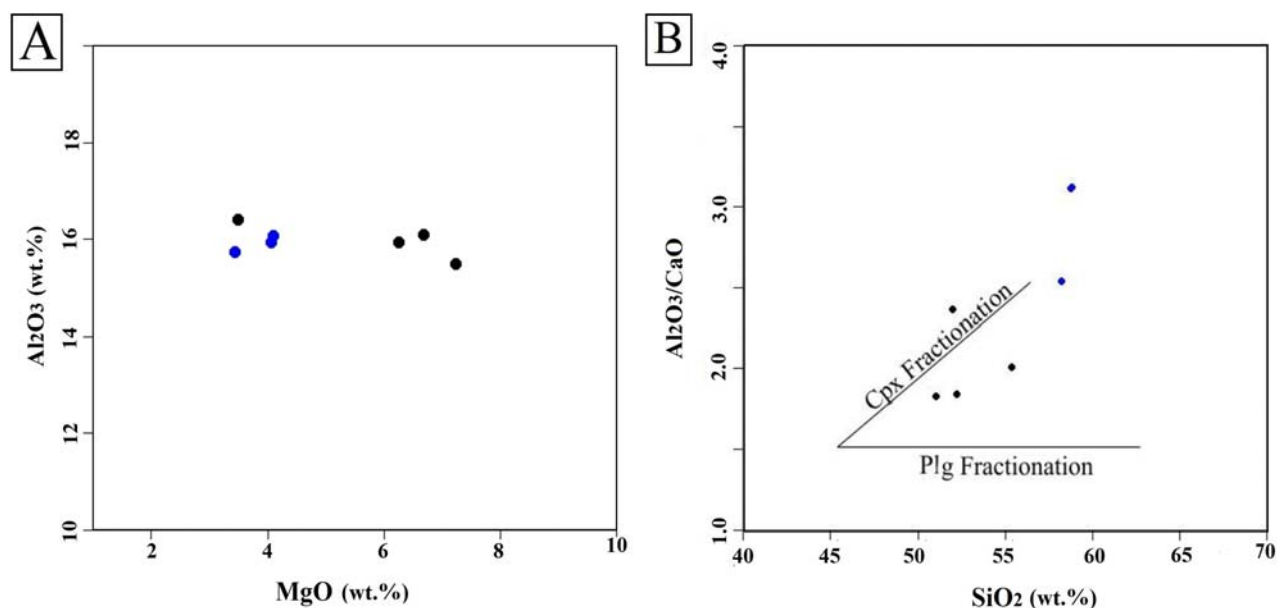
تشکیل آنها باشد.

مقادیر بالای Th (با میانگین فراوانی ۱۳ در سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش) نیز می‌تواند حاصل واکنش متقابل ماگمای صعودکننده با سنگ‌های پوسته‌ای (Kuscu and Geneli, 2010) و رخداد فرایندهای تبلور تفریقی و آرایش باشد. غنی‌شدگی عناصر کمیاب سبک نیز می‌تواند در نتیجه آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای پدید آید (Hirschmann, 1992).

تشخیص آلودگی پوسته‌ای ماگما با استفاده از نسبت عناصر ناسازگار نظیر La/Nb و U/Nb امکان‌پذیر است (Pang et al., 2013). میانگین نسبت Nb/U و Nb/La در پوسته قاره‌ای به ترتیب معادل ۴/۴ و ۰/۳۹ است (Rudnick and Gao, 2003). مقادیر این نسبت‌ها برای سنگ‌های آتشفشانی به ترتیب ۲/۳-۵/۵ و ۰/۴۲-۰/۳۴ و به مقادیر یادشده برای پوسته قاره‌ای نزدیک است که می‌تواند بیانگر رخداد آلودگی پوسته‌ای حین

صحه می‌گذارد؛ ولی با توجه به ماهیت آلکالن نمونه‌ها، می‌تواند دلالت بر ذوب‌بخشی درجه پایین خاستگاه گشته‌ای باشد.

مقایسه میانگین نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های پوسته‌ای (Sirvastava and Singh, 2004) ($\approx 4/25$) با سنگ‌های مورد بررسی ($5/5$)، با وجودی که بر آرایش پوسته‌ای ماگما



شکل ۱۰. A: نمودار Al_2O_3 نسبت به MgO در سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه و B: نمودار نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ به SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی جنوب میمه (Dicheng et al., 2007)، بازالت‌ها و آندزیت‌ها به ترتیب با دایره سیاه و دایره آبی نشان داده شده‌اند.

Fig. 10. Al_2O_3 versus MgO diagram for the southeast Maimeh volcanic rocks, and B: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ versus SiO_2 diagram for the southeast Maimeh volcanic rocks (Dicheng et al., 2007), basalts and andesites are shown with black with blue circle respectively.

آرایش پوسته‌ای اغلب حین توقف ماگما در آشیانه ماگمایی و سپری کردن مراحل تبلور تفریقی رخ داده و نتیجه آن تشکیل سنگ‌های حدواسط آندزیت‌بازالتی و آندزیتی است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند به احتمال نزدیک به یقین، گوشته اولیه خاستگاه تحت تأثیر سیالات ره‌اشده از آب‌زدایی صفحه فرورو، دچار متاسوماتیسم و از LREE غنی شده است. برهم خوردن ترازهای حرارتی گوشته، ذوب‌بخشی درجه پایین خاستگاه و تشکیل ماگمای آلکالن را سبب شده و ماگمای اولیه حین صعود به سطح، با پشت سر گذاشتن فرایندهای AFC، سنگ‌های حدواسط کالک‌آلکالن را به وجود آورده است.

چنان‌که بیان شد، فرایندهای تفریق بلورین و آرایش پوسته‌ای، نقشی مهم در تحول ماگمای مولد سنگ‌های منطقه داشته‌اند. تغییر سرشت ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از آلکالن به کالک‌آلکالن را می‌توان به وقوع فرایندهای AFC در این سنگ‌ها نسبت داد. بازالت‌های منطقه در نتیجه پایین بودن نرخ ذوب‌بخشی خاستگاه گشته‌ای ایجاد شده‌اند. پایین بودن درجه ذوب‌بخشی، احتمالاً در نتیجه آشفتگی ترازهای حرارتی گوشته به واسطه فرورانش مداوم حجم بالای پوسته سرد اقیانوسی به داخل گوشته ایجاد شده است (Liu et al., 2019). سنگ‌های بازالتی به سبب نرخ صعود بسیار بالا و انجماد سریع، درصد آرایش ماگمایی نسبتاً پایین دارند.

بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، الگوی بارز ماگماهای مناطق فرورانش را به نمایش می‌گذارد. علاوه بر این، تهی‌شدگی HREE نسبت به LREE در تمامی نمونه‌ها، دلیلی بر ماندگاری گارنت در خاستگاه مذاب است. در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، محیط کمان حاشیه قاره را نشان می‌دهند. بررسی ماهیت خاستگاه بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی و مدل‌سازی سنگ‌شناختی، نشان‌دهنده ماگمایی است که در یک محیط فرورانشی و از ذوب‌بخشی درجه پایین یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی شده به وسیله سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورو به وجود آمده است. مدل‌سازی ژئوشیمیایی و برخی نسبت‌های شاخص عناصر ناسازگار نشان می‌دهد که هنگام شکل‌گیری نمونه‌های حدواسط، فرایند آلاینش همراه با تفریق در جریان بوده و تغییر ماهیت ماگما از آلکالن به کالک‌آلکالن را سبب شده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سرگذشت زمین‌شناسی این بخش از ایران، ضمن تأیید تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش، با چگونگی و علت وقوع ماگماتیسم در پهنه ارومیه- دختر همخوانی دارد.

با تلفیق شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی به نظر می‌رسد که تشکیل سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران باشد. بررسی نسبت‌های عناصر و نمودارهای متعدد، تأثیر فرآیند تفریق بلورین در تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش را نشان می‌دهند؛ اما نقش آلاینش پوسته‌ای و تأثیر مؤلفه‌های فرورانش بر خاستگاه گوشته‌ای را نیز نمی‌توان نادیده گرفت.

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق میمه با گستره ترکیبی آندزیت تا بازالت دارای بافت پورفیری و گاه حفره‌ای بوده و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیون، آمفیبول و بیوتیت آنها در زمینه شیشه‌ای تا میکروولیتی قرار گرفته‌اند. ژئوشیمی سنگ کل، بیانگر سرشت آلکالن تا کالک‌آلکالن این سنگ‌هاست. شباهت ژئوشیمیایی قابل توجه سنگ‌های بازالتی آلکالن و آندزیتی کالک‌آلکالن از نظر فراوانی و روند عناصر کمیاب، نشان از رابطه خویشاوندی و خاستگاه واحد آنها دارد. غنی‌شدگی LREE و LILE در نمودارهای چندعنصری و کمیاب

References

- Abu-Hamattah, Z.S.H., 2005. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: Geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(4): 557–581.
<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2004.05.006>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
<http://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20.
<http://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1–2): 67–95.
[http://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](http://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Allen, M.B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-

- term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23(2): 1–16. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>
- Amidi, S.M. and Zahedi, M., 1991. The Geological map of Kashan, Scale 1:250000, No. F7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2): 177–193. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.002>
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4–5): 178–190. <http://doi.org/10.1016/j.jog.2007.11.001>
- Babaie, H.A., Ghazi, A.M., Babaei, A., La Tour, T.E. and Hassanipak, A.A., 2001. Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(1–2): 61–76. [http://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00012-2](http://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00012-2)
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <http://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bezard, R., Hebert, R., Wang, C., Dostal, J., Dai, J. and Zhong, H., 2011. Petrology and geochemistry of the Xiugugabu ophiolitic massif, western Yarlung Zangbo suture zone, Tibet. *Lithos*, 125(1–2): 347–367. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.019>
- Condie, K., 1989. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, Oxford, 476 pp.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East Iran microplate. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Monatshefte*, 3: 180–192. <http://doi.org/10.1127/njgpm/1981/1981/180>
- Dicheng, Z., Guitang, P., Xuanxue, M., Zhongli, L., Xinsheng, J., Liquan, W. and Zhidan, 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(2–3): 320–335. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.12.004>
- Douce, A.E.P., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, J.C. Fernández, C. Fernandez and J.L. Vigneresse (Editors), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London Publications, Special Publication 168, London, pp. 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.0>
- Ellam, R.M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2): 153–156. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2)
- Ewart, A. and Hawkesworth, C.J., 1987. The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: Interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. *Journal of Petrology*, 28(3): 495–530. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/28.3.495>
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J. and 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(1–2): 115–135. [http://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](http://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Ghadirpour, M., Ahmadian, J., Sherafat, S. and Mackizadeh, M.A., 2019. Petrogenesis of Tarq-Mazdeh volcanic rocks based on clinopyroxene chemistry (south of Natanz, Urumieh-Dokhtar volcanic belt). *Journal of Economic Geology*, 11(2): 305–320. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.116077.1126>
- Ghasemi, A. and Tabatabaei Manesh, S.M. 2015. Geochemistry and petrogenesis of Ghohroud igneous complex (Urumieh–Dokhtar zone): Evidence for Neotethyan subduction during the Neogene. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(11): 9599–9623. <http://doi.org/10.1007/s12517-015-1883-7>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new scenario for the Sanandaj–Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390 pp.
- Geng, Q.R., Sun, Z.M., Pan, G.T. and Zhu, D.C., 2009. Origin of the Gangdise (Transhimalaya)

- Permian arc in southern Tibet: Stratigraphic and volcanic geochemical constraints. *Island Arc*, 18: 467–487. <http://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00664.x>
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds) collision tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67–81. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3): 181–202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016>
- Hirschmann, M., 1992. Origin of the transgressive granophyres from the layered series of the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1–3): 185–207. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90140-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90140-9)
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Juteau, T. and Maury, R. (translated by Darvishzadeh, A.), 1997. *Geologie de la Croute Oceanique: Petrologie et Dynamique Endogenes*. Tehran University Press, Tehran, 568 pp.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: Evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71(2–4): 431–460. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00125-7)
- Kawabata, H. and Shuto, K., 2005. Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: Implications for Archean TTG formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(4): 241–271. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.08.013>
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3–4): 111–134. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90234-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z)
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Roux, P.J. 2002. Crystallization processes beneath the southern Mid-Atlantic ridge (40–55° S), evidence for high-pressure initiation of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(5): 318–332. <http://doi.org/10.1007/s00410-001-0312-y>
- Liu, H., Sun, W.D, Zartman, R. and Tang, M., 2019. Continuous plate subduction marked by the rise of alkali magmatism 2.1 billion years ago. *Nature Communications*, 10(1): 3408. <http://doi.org/10.1038/s41467-019-11329-z>
- MacDonald, R., Hawakesworth, C.J. and Heath, E., 2001. The lesser Antilles volcanic chain: a study of arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49(4): 17–26. [http://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00069-0](http://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0)
- Mattsson, H.B. and Oskarsson, N., 2005. Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(3–4): 245–267. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.004>

- McKenzie, D. and O' Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5): 1021–1091. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Mikoshiha, M., Kanisawa, S., Matsuhisa, Y. and Togashi, S., 2004. Geochemical and isotopic characteristics of the Cretaceous Orikabe plutonic complex, Kitakami Mountains, Japan: Magmatic evolution in a zoned pluton and significance of a subduction-related mafic parental magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4): 433–449. <http://doi.org/10.1007/s00410-003-0512-8>
- Mitchell, C.H. and Widdowson, M., 1991. A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications. *Journal of the Geological Society*, 148(3): 495–505. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.3.0495>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Müller, D. and Groves, D.L., 1997. Potassic igneous rock and associated gold-copper mineralization. Springer International Publishing, Switzerland, 311 pp.
- Müller, D. Rock, N.M.S. and Groves, D.L., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: A pilot study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46(4): 259–289. <http://doi.org/10.1007/bf01173568>
- Murphy, J.B., 2006. Igneous rocks association 7. Arc Magmatism I: relationship between subduction and magma genesis. *Geoscience Canada*, 33(4): 145–167. Retrieved December, 2018 from <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/10222>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Ozdemir, Y., Karaoglu, O., Tolluohlu, A.U. and Gulec, N., 2006. Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrat stratovolcano (East Anatolian High Plateau), the most recent post collisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology*, 226(3–4): 189–221. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.020>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180: 234–251. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. John Wiley and Sons, New York, pp. 525–548.
- Plechov, P.Y., Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D. and Dirksen, O.V., 2008. Opacitization conditions of hornblende in Bezymyannyi volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16(1): 19–35. <http://doi.org/10.1134/S0869591108010025>
- Peccerillo A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–91. <http://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B. and Koukharsky, M., 2004. The Sierra de Macon, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(7): 587–697. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.10.002>
- Reichow, M., Saunders, A.D., White, R.V., Al'Mukhamedov, A.I. and Medvedev, A.Y., 2005. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: An extension of the Permo Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79(3–4): 425–452. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.011>
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–64. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication

- for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117(1–4): 209–228. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016>
- Sayari, M. and Sharifi, M., 2016. Application of clinopyroxene chemistry to interpret the physical conditions of ascending magma, a case study of Eocene volcanic rocks in the Ghohrud area (north of Isfahan). *Journal of Economic Geology*, 8(1): 61–78. (in Persian with English abstract) <http://doi.org/10.22067/econg.v8i1.38857>
- Soesoo, A., 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: An example from the Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 135–149. <http://doi.org/10.1144/jgs.157.1.135>
- Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettel, B. and Hofmann, A.W., 1996. Fluid and melt related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island arc basalt. *Geology*, 24(7): 587–590. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0587:FAMREI>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0587:FAMREI>2.3.CO;2)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean basins*. Geological Society of London Publications, Special Publication 42, London, pp. 313–345. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nestutt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1–4): 293–309. [http://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](http://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1)
- Sirvastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0)
- Vahdati Daneshmand, F., 2006. Geological map of Maimeh, Scale 1:100000, Sheet No. 6256. Geological Survey of Iran. Tehran, Iran.
- Widdowson, M., Pringle, M.S. and Fernandez, O.A., 2000. A post K-T boundary (Early Palaeocene) age for Deccan type feeder dykes, Goa, India. *Journal of Petrology*, 41(7): 1177–1194. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1177>
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer, Netherlands, 466 pp.
- Wilson, M. and Downes, H. 1991. Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in western and central Europe. *Journal of Petrology*, 32(4): 811–849. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.4.811>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1997. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(4): 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 796 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491–504. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90078-N](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90078-N)
- Xie, J., Yang, X., Sun, W. and Du, J., 2012. Early Cretaceous dioritic rocks in the Tongling region, eastern China: Implications for the tectonic settings. *Lithos*, 150: 49–61. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.008>

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

**How to cite this article**

Sherafat, Sh. and Heidari Fetrat, Z., 2021. Geochemistry and tectonic setting of extrusive rocks in the southeast of Maimeh, northwest of Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 13(3): 579–599. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.86474>



Geochemistry and tectonic setting of extrusive rocks in the southeast of Maimeh, northwest of Isfahan

Shahzad Sherafat* and Zahra Heidari Fetrat

Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Submitted: Apr. 19, 2020

Accepted: Nov. 08, 2020

Keywords: *Basic to intermediate volcanic rocks, Active continental margin, Maimeh, Urumieh- Dokhtar magmatic arc*

Introduction

The studied area is situated 15 km away from the southwest of Maimeh at the western part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc. This zone is a part of the Zagros orogenic belt formed due to the subduction of the Neo-Tethyan oceanic crust under the Central Iran block. The magmatic activity in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc has begun in Eocene (Alavi, 2004) and continued until Quaternary (Ghasemi and Talbot, 2006). In the middle part of the studied area, several outcrops of the post-Early Cretaceous volcanic rocks with basaltic to andesitic composition have been seen (Vahdati Daneshmand, 2006). Until now, no petrological and geochemical data about these rocks are present. Therefore, in this study, petrographic and the geochemical features of these rocks are discussed in detail. This study aims to reveal a better understanding of the petrology and petrogenesis of volcanic rocks in the southeast of Maimeh and the middle part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc as a part of the Zagros orogenic belt.

Materials and methods

To reach the goal of the research, after collecting basic information using geological maps and works done in the study area, all volcanic outcrops systematically sampled, and more than 50 fresh samples were chosen and studied. Afterward, seven samples were chosen for geochemical analyses by using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at the ACME Laboratories,

Vancouver, Canada. The results of chemical analyses are listed in table 1.

Discussion

Based on the field observations, the volcanic rocks have basaltic to andesitic composition with plagioclase, clinopyroxene, olivine, amphibole, biotite, and opaque microphenocrysts. Clinopyroxene (probably augite) is the main minerals as phenocrysts and small mineral in the groundmass. Olivine phenocryst has undergone limited alteration to iddingsite and amphiboles show burned margin. Opacitization in amphibole occurs due to a decrease in water pressure with magma rising or as a result of the increase in temperature (Plechov et al., 2008). These rocks have microlithic porphyry, glomeroporphyry and vesicular textures. According to geochemical analysis, intermediate rocks have calc-alkaline nature and basalt is alkaline. They display enrichment in LILEs (Rb, Ba, K, Sr, U, and Th) relative to HFSEs (especially Nb, Ti, and P) and coherent REE patterns characterized by enrichment in LREEs relative to HREEs without negative Eu anomaly. These features are characteristics of subduction-related magmatism (Woodhead et al., 1993). U and Th enrichment may be due to crustal contamination (Kuscu and Geneli, 2010) or the addition of pelagic sediments and/or altered oceanic crust to the source of magma (Fan et al., 2003). The tectonic discrimination diagrams show an active continental arc setting for these rocks. Geochemical evidence shows that the volcanic

*Corresponding author Email: sh_sherafat@yahoo.com; sh_sherafat@pnu.ac.ir

DOI: <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.86474>

rocks were originated from low degree partial melting (<0.1) of the enriched mantle with Cpx-garnet lherzolitic composition in 80 km depth. Mantle enrichment is due to the addition of aqueous fluids derived from dehydration of the subducted oceanic crust. It seems that the continuous subduction of cooled oceanic crust into the mantle along with convergence between Arabia and Central Iran plates led to low degree partial melting of the mantle and producing alkaline magmas. The ascending parental magma was differentiated and undergone AFC processes until rising from the crust. In these processes, the alkaline basalt under the influence of fractional crystallization and crustal contamination turned into intermediate compositions of calc-alkaline andesite. It seems that these rocks were formed from the subduction of Neo-Tethyan oceanic crust under the Iranian microplate in an arc magmatic zone.

Results

The post-Early Cretaceous volcanic rocks in the southeast of Maimeh is situated in the western part of Urumied-Dokhtar magmatic arc and includes most basic to intermediate associations. The rocks have the porphyritic texture with basalt to andesite composition and are characterized by alkaline to calc-alkaline affinity and enrichment in LIL elements (Rb, Ba, Th, U and ...) relative to HFSE with negative Ti and Nb anomalies and highly differentiated pattern of rare earth elements, as evident in spider diagrams normalized to primitive mantle and chondrite. The significant features are mainly a result of subduction-related magmatism. Tectonomagmatic diagrams suggest an arc-related tectonic setting for these rocks. Based on the geochemical evidence, the volcanic rocks originated from low degrees (>1) partial melting of a garnet-lherzolitic mantle source that enriched by slab-derived fluids. The magma has undergone AFC processes during ascending and alkaline affinity changed to calc-alkaline nature. The volcanic rocks occurred as a result of the subduction of the Neo-Tethyan oceanic crust

beneath the Central Iran microplate.

References

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20. <http://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J. and 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(1–2): 115–135. [http://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](http://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Ghasemi, A. and Tabatabaei Manesh, S.M. 2015. Geochemistry and petrogenesis of Ghohroud igneous complex (Urumieh–Dokhtar zone): Evidence for Neotethyan subduction during the Neogene. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(11): 9599–9623. <http://doi.org/10.1007/s12517-015-1883-7>
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- Plechov, P.Y., Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D. and Dirksen, O.V., 2008. Opacitization conditions of hornblende in Bezymyannyi volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16(1): 19–35. <http://doi.org/10.1134/S0869591108010025>
- Vahdati Daneshmand, F., 2006. Geological map of Maimeh, Scale 1:100000, Sheet No. 6256. Geological Survey of Iran. Tehran, Iran.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491–504. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90078-N](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90078-N)