

پترولوژی، ژئوشیمی و اهمیت ژئودینامیکی واحدهای آتشفشانی افیولیت‌های رباط، شهر بابک (استان کرمان)

مرضیه بیاتی^۱، حسن میرنژاد^{۱*}، محمد رهگشای^۲، یوسف وصالی^۱ و هادی شفایی مقدم^۳
^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۳ دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

چکیده

مجموعه افیولیتی رباط در امتداد پهنه گسلی ناین-بافت و در محدوده غربی بلوک لوت واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط مشتمل بر: بازالت‌های بالشی و گدازه‌های جریان و توده‌ای است که به انواع آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت و داسیت طبقه‌بندی می‌شود. نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ دارای دو گرایش توله‌ایتی و کالک‌آلکان است و در نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی در موقعیت‌های کمانی با خاستگاه فرافروانشی قرار می‌گیرد. مطالعه رفتارهای ژئوشیمیایی عناصر مختلف با نمودارهای سنگ‌زایشی دو منبع گوشته‌ای متفاوت برای زایش سنگ‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط پیشنهاد می‌دهد: الف) یک منبع گوشته‌ای که به میزان اندک تا متوسط تحت تأثیر سیالات یا مذاب‌های ناشی شده از ورقه فرورانش قرار گرفته و مسئول ایجاد سری‌های توله‌ایتی جزایر قوسی است و ب) منبع گوشته‌ای که به شدت تحت تأثیر مذاب‌های ناشی از ذوب رسوبات همراه ورقه فرورانش شده قرار گرفته و مسئول ایجاد سری‌های کالک‌آلکان است. به نظر می‌رسد که جایگیری این واحدهای آتشفشانی در میان توالی افیولیتی رباط در نتیجه فرآیندهای مرتبط با پدیده آغاز فرورانش و بالازدگی و ذوب بخشی استنوسفر غنی شده توسط رسوبات یا سیالات فرورانش کرده در منشأ همراه با تأثیر پدیده‌های بعدی مانند: تفریق و ذوب بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی باشد.

واژه‌های کلیدی: واحدهای آتشفشانی، فرورانش، افیولیت‌های رباط، شهر بابک، استان کرمان، بلوک لوت

مقدمه

(Arvin and Robinson, 1994). افیولیت‌های مزوزوئیک ایران که قطعات گسیخته شده‌ای از اقیانوس نئوتتیس را به نمایش می‌گذارد و طی تریاس بین اوراسیا و گندوانا توسعه یافته‌اند

افیولیت‌های ایران بر اساس سن و فراوانی به دو دسته افیولیت‌های پالئوزوئیک با فراوانی اندک و مزوزوئیک با فراوانی زیاد تقسیم‌بندی می‌شود

تکامل و سیر زمین پویایی ناوه اقیانوسی نائین-بافت، تا کنون واحدهای آتشفشانی رباط به طور دقیق تر مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند و هیچ داده ژئوشیمیایی قابل دسترس از این واحدها وجود ندارد. از این رو مطالعه سنگ‌های آتشفشانی رباط می‌تواند کمک شایانی به درک مراحل مختلف تکوین ژئودینامیکی کمر بند افیولیتی نائین-بافت نماید. مطالعه ویژگی ژئوشیمیایی واحدهای آتشفشانی کمر بند افیولیتی نائین-بافت توسط Ghazi و Hassanipak (۲۰۰۰)، Ghasemi و Talbot (۲۰۰۵) و Mehdipour و همکاران (۲۰۱۲) سبب شد تا بر اساس شباهت ژئوشیمیایی، پیدایش این سنگ‌ها را حاصل یک سیستم فرورانش میان اقیانوسی (جزایر کمانی) بدانند. مدل‌های ژئودینامیکی پیشنهادی به دلیل نبود ساختار کمان و رسوبات آتشفشان‌زاد و نبود پوسته ضخیم شده در کل کمر بند نائین-بافت سازگار با زایش آنها در یک محیط کمانی میان اقیانوسی نیست. هدف این پژوهش نیز استفاده از داده‌های زمین‌شناسی صحرایی و ژئوشیمیایی به منظور شناخت منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی در توالی افیولیتی رباط در قالب یک الگوی زمین‌ساختی جدید است که بتواند دانسته‌هایی جدید از ماهیت حوضه نائین-بافت و جایگاه آن نسبت به اقیانوس نئوتتیس ارائه نماید.

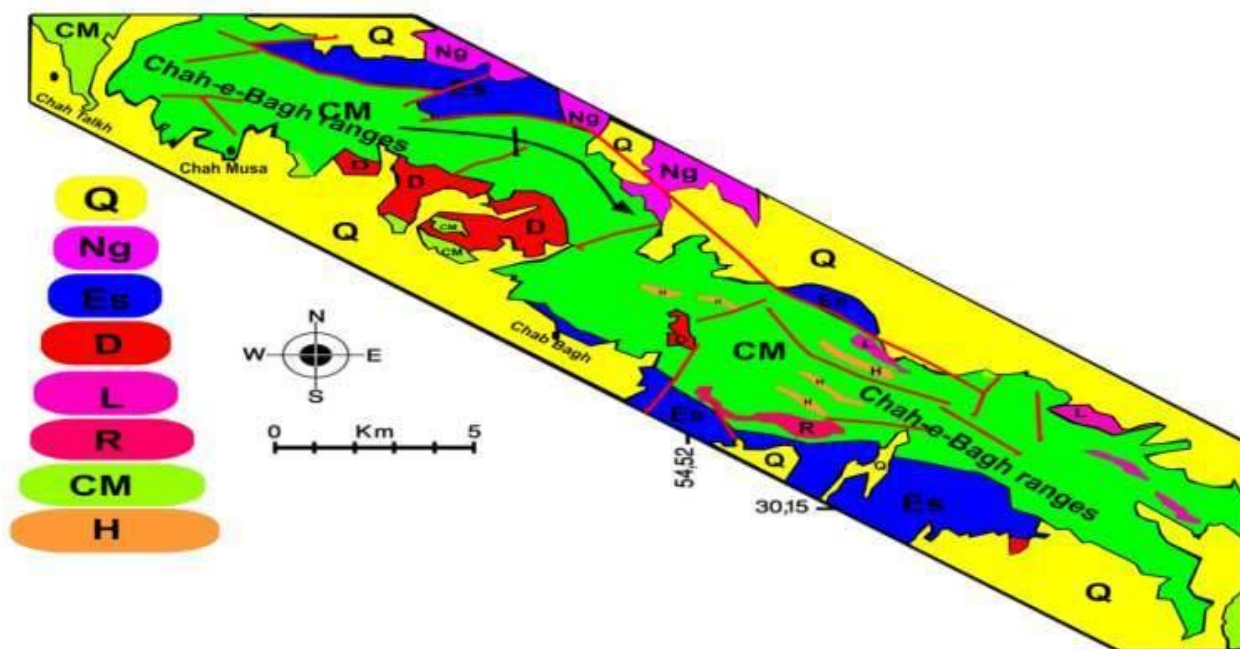
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان کرمان در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ رباط بین طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}30'$ تا $55^{\circ}00'$ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ}00'$ تا $30^{\circ}30'$ درجه شمالی واقع شده است. منطقه رباط شامل: دشت و پهنه بیابانی بزرگی با ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۱۸۰۰ متر است. اگر چه افیولیت‌های شهر بابک در مناطق دهج، کمرو و رباط رخنمون دارد اما حجم اصلی

(Sengor, 1990; Berberian and King, 1981) به طور گسترده‌ای در مناطق البرز (شرق گیلان، هشتچین، کلیبر و دشت مغان)، زاگرس، شرق ایران و مکران یافت می‌شوند و به صورت هلالی پهنه ایران مرکزی را احاطه نموده‌اند. نخستین بار Stocklin (۱۹۷۷) از واژه کمر بند افیولیتی محوری برای تقسیم‌بندی افیولیت‌های مزوزوئیک استفاده کرد و آن را به دو کمر بند خارجی (افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز) و داخلی (نائین-بافت، مکران، شرق ایران) تقسیم‌بندی نمود. کمر بند افیولیتی نائین-بافت به صورت نواری ناپیوسته در قسمت غربی پهنه ایران مرکزی قرار دارد و شامل: افیولیت‌های نائین، دهشیر، شهر بابک و بافت است. افیولیت‌های شهر بابک در نقاط دهج، رباط و کمرو برونزد دارد. افیولیت‌های منطقه رباط علاوه بر واحدهای اولترامافیک از سنگ‌های آتشفشانی مانند: بازالت‌های بالشی و گدازه‌های جریانی، توده‌ای آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت و داسیت و همچنین، چرت همراه با سنگ آهک‌های پلاژیک کرتاسه فوقانی تشکیل یافته‌اند. وجود این مجموعه آتشفشانی از بارزترین ویژگی‌های افیولیت‌های ناحیه رباط در مقایسه با دیگر برونزدهای افیولیتی کمر بند افیولیتی نائین-بافت است. الگوی‌های تکتونیکی متعددی برای سیر تکوین ناوه اقیانوسی نائین-بافت ارائه شده است. Agard و همکاران (۲۰۰۵) Shahabpour (۲۰۰۵)، Moghadam Shafaii و همکاران (۲۰۰۹) و Shirdashtzadeh و همکاران (۲۰۱۱) این نوار را به عنوان بقایای حوضه پشت کمانی و Desmons و Beccaluva (۱۹۸۳) و Ghazi و Hassanipak (۲۰۰۰) و آنرا به بقایای کمان آتشفشانی کرتاسه و Moghadam Shafaii و Stern (۲۰۱۱) به صورت بقایای قسمت پیش کمان اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته‌اند. بر خلاف اهمیت توالی‌های آتشفشانی موجود در سری افیولیتی نائین-بافت در تبیین

شکل گنبدهایی در اطراف این کمربند افیولیتی پراکندگی دارد. مهمترین عارضه ساختاری این پهنه، گسل چاه‌باغ است که در لبه شمال شرقی کوه چاه‌باغ قرار دارد و تشکیلات آمیزه رنگین را از واحدهای جوان‌تر جدا می‌کند (شکل ۱). در قسمت جنوب غربی این گسل، تشکیلات آمیزه رنگین به شکل یک طاق‌دیس نمود پیدا می‌کند که تنش‌های تکتونیکی حاصل از همگرایی صفحات قاره‌ای اوراسیا و آفریقا نسبت داده‌اند.

آنها در ناحیه رباط برونزد پیدا کرده‌اند. این افیولیت‌ها به شکل یک نوار باریک با روند شمال غرب-جنوب شرق بین سنگ‌های دگرگونی پهنه سنندج-سیرجان در جنوب-جنوب غرب و کمربند آذرین دهج-ساردوئیه در شمال-شمال شرق قرار گرفته و در راستایی موازی با گسل دهشیر-بافت در شمال بخش رباط گسترده‌تری دارد. واحدهای رسوبی جوان‌تر ائوسن بر روی این افیولیت‌ها نهشته شده یا با مرز گسله در کنار آن قرار گرفته‌اند. توده‌های آتشفشانی جوان نیز به



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی افیولیت‌های رباط (با تغییراتی از Dimitrijevic et al., 1973). H= هارزبورژیت، CM= برش و آگلومراهای مافیک، لایه‌ها و توده‌هایی از سنگ‌های دیابازی، آندزیتی، بازالتی که به طور محلی به وسیله لایه‌ها و دایک‌های ریولیتی قطع شده‌اند و همچنین، گدازه‌های بالشی و لایه‌های نازک سنگ آهک پلاژیک و چرت، R= لایه‌های ریولیتی، L= سنگ آهک‌های پلاژیک، D= پلوتون‌های گرانودیوریتی و دیوریتی، Es= ماسه‌سنگ‌های ائوسن، کنگلومرا به همراه سنگ آهک‌های حاوی نومولیت، Ng= کنگلومرا و آرنایت‌های نتوژن، Q= رسوبات کواترنری.

راندگی و ساخت‌های مختلف تکتونیکی از قبیل: سفره‌ها و چین‌های بزرگ شده است. تشکیلات آمیزه رنگین که قسمت اصلی محدوده کوه چاه‌باغ را تشکیل می‌دهد (شکل ۱) به طور کلی، از آگلومراهای رودیتیک بدون

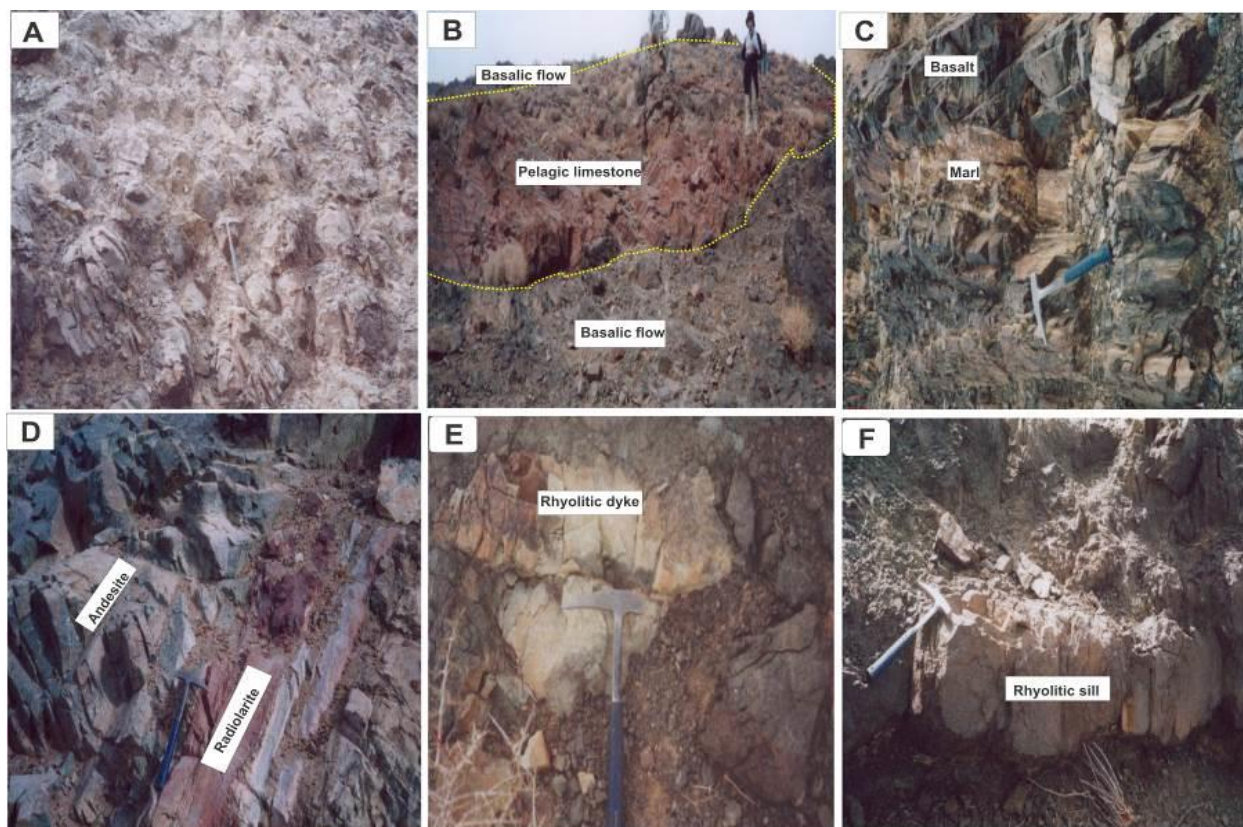
روابط صحرایی واحدهای تشکیل‌دهنده افیولیت ملانژهای رباط: مجموعه‌های افیولیتی رباط در امتداد گسل ناین-بافت رخنمون دارد و عملکرد این گسل و فعالیت‌های تکتونیکی قبلی باعث قطعه قطعه شدن،

بازالتی به رنگ سبز روشن تا سبز تیره هستند که اسپیلیتی شده‌اند (شکل ۲-A، B و C). آندزیت‌ها در مجموعه افیولیتی رباط به صورت بین لایه‌ای همراه با چرت‌ها، سنگ آهک‌های کرتاسه فوقانی یا دیابازها یا به صورت توده‌های کوچک همراه با بازالت‌ها و بازالت‌های آندزیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-D).

داسیت‌ها به همراه ریولیت‌ها و آندزیت‌ها مهم‌ترین و فراوان‌ترین سری‌های خروجی اسیدی مجموعه افیولیتی رباط را تشکیل می‌دهد و به صورت‌های مختلف مانند: دایک، سیل، رگه در درون واحدهای سنگی قبلی شامل (به ترتیب فراوانی): آندزیت‌ها، بازالت‌ها، برش‌ها تزریق شده‌اند. طول برخی از دایک‌های ریولیتی به بیش از یک کیلومتر نیز می‌رسد (شکل ۲-E و F).

لایه‌بندی مشخص و قابل تشخیص در رخنمون‌ها تشکیل یافته‌اند. قطعات آگلومراها یک ترکیب اسپیلیتی دارد و در قسمت‌هایی مشابه و مطابق با دیابازها و گابرو دیابازها هستند. در میان این آگلومراها، قطعات درشتی از دیاباز، بازالت، چرت، عدسی‌های به نسبت بزرگی از آهک، توده‌های کوچک‌تری از پیکریت، سرپانتینیت و سنگ‌هایی همچون: آلبیت‌گرانیت و کوارتزکراتوفیر دیده می‌شود. کوارتزکراتوفیر، آلبیت‌گرانیت و کوارتزدیوریت شاید جوان‌ترین محصولات تفریق‌یافته ماگماتیسیم باشد که با آمیزه‌های رنگین همراه شده‌اند.

واحدهای بازیک این مجموعه افیولیتی شامل: گدازه‌های بالشی، جریان‌های بازالتی توده‌ای و لایه‌های ریولیتی-دیابازی است. گدازه‌های جریان‌ی شامل: توالی‌های



شکل ۲-A) رخنمون گدازه‌های بالشی خرد و برشی شده افیولیت‌های رباط در منطقه چهارباغ. اندازه بالش‌ها بین ۲۰ تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است؛ B) لایه‌هایی از آهک‌های پلاژیک قرمز رنگ به صورت بین لایه‌ای در بین جریان‌های بازالتی توده‌های رباط؛ C) تناوب لایه‌های آهکی-مارنی سیلیسی همراه با لایه‌های گدازه‌های بازالتی-آندزیتی در افیولیت‌های رباط؛ D) تناوب لایه‌های رادیولاریت همراه با آندزیت‌های دارای مگاپورفیرهای فلدسپار؛ E و F) دایک و سیل ریولیتی در افیولیت‌های رباط.

روش انجام پژوهش

به دنبال بازدیدهای صحرائی، تعداد بیش از ۴۵ نمونه از واحدهای مختلف این توالی افیولیتی برداشت و پس از کنترل‌های پتروگرافی از بین سالم‌ترین نمونه‌ها، ۱۶ نمونه به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شد. با توجه به تنوع سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه از تمامی واحدهای مورد نظر تجزیه ژئوشیمیایی با روش ICP-AES برای عناصر اصلی و برخی عناصر فرعی و تجزیه ICP-MS برای برخی عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در مرکز ژئوشیمی استراسبورگ فرانسه انجام گرفت. دقت داده‌ها برای عناصر اصلی یک درصد و برای عناصر فرعی پنج درصد است. از داده‌های به دست آمده با نرم‌افزارهای Petroplot، Minpet، GCDkit، Excel و به منظور تفکیک روابط عنصری و منشأ سنگ‌های آتشفشانی استفاده شد.

پتروگرافی

به طور کلی، سکانس افیولیتی رباط از واحدهای سنگی شامل: پیل و لاوا، بازالت توده‌ای، هیالوکلاستیت، آندزیت، برش‌ها و آگلومرا، داسیت و ریولیت و گرانودیوریت تشکیل شده است. جریان و لایه بازالتی دارای فنوکریست‌ها همراه با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز است که با درجات مختلفی به کانی‌های رسی و سریسیت (در مواردی سوسوریت همراه با پیدایش اپیدوت، آلبیت‌های دانه‌ریز و تیتانیت) تبدیل شده است. کلینوپیروکسن از دیگر کانی‌های این سنگ بوده که به صورت فنوکریست (۰/۵ میلی‌متر) دیده می‌شود. دیاباز دارای فنوکریست‌های کشیده، منشوری‌شکل و دانه‌ریز (میانگین ۰/۵ میلی‌متر در طول) اکتینولیت است که بدون آرایش خاصی در سنگ پراکنده شده‌اند. تیغه‌های پلاژیوکلاز دانه‌ریز نیز در سنگ و در بین اکتینولیت‌ها پراکنده شده‌اند. آندزیت دارای فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز (۰/۵ تا یک میلی‌متر) و کلینوپیروکسن (با

طول یک تا دو میلی‌متر) است و خمیره از کانی‌های دانه‌ریز آلبیت و کوارتز (>۰/۱ میلی‌متر) تشکیل یافته است. تراکی‌آندزیت دارای فنوکریست‌های آمفیبول (ساب‌هدرال و یوهدرال) و کلینوپیروکسن است. در خمیره این سنگ، کانی‌های دانه‌ریز آلبیت و کوارتز به همراه کانی‌های ثانویه دیده می‌شود. داسیت دارای فنوکریست‌های به نسبت درشت پلاژیوکلاز (از ۰/۵ میلی‌متر تا سه میلی‌متر، میانگین یک تا ۱/۵ میلی‌متر) است که در مواردی به اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسانی شده‌اند. اپیدوت، کلسیت و کوارتز بخش اعظم زمینیه را تشکیل می‌دهد. در ریولیت (یا کوارتزکراتوفیرها) هم‌رشدی تیغه‌های کوچک آلبیت همراه با مجموعه‌های چند بلوره دانه‌ریز تا نهان‌بلور کوارتز به اضافه کلریت دیده می‌شود که این هم‌رشدی به صورت بافت اسفرولیتیک، حاشیه اسفرول‌ها را تشکیل داده و در مرکز آن کوارتزهای دانه‌ریز و چند بلوری دیده می‌شود.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه رباط در جدول ۱ آمده است. با توجه به نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (شکل ۳-A) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت، آندزیت‌بازالت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت واقع می‌شوند. علاوه بر این، از نمودار Th در برابر Co به منظور تفکیک گرایش ژئوشیمیایی سری‌های سنگی آتشفشانی افیولیت رباط استفاده شده که بیشتر واحدهای آتشفشانی افیولیت رباط دارای گرایش توله‌ایتی هستند (شکل ۳-B). از طرف دیگر، تراکی‌آندزیت‌ها و برخی از نمونه‌های بازالتی در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا یا شوشونیتی قرار می‌گیرند. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) همه نمونه‌ها غنی‌شدگی در عناصر درشت‌یون سنگ دوست

بازالت‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط به دو دسته تفکیک شده‌اند: الف) نمونه‌هایی که در محدوده توله‌ایت‌های قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند و ب) نمونه‌هایی که در محدوده سری‌های کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۵-B).

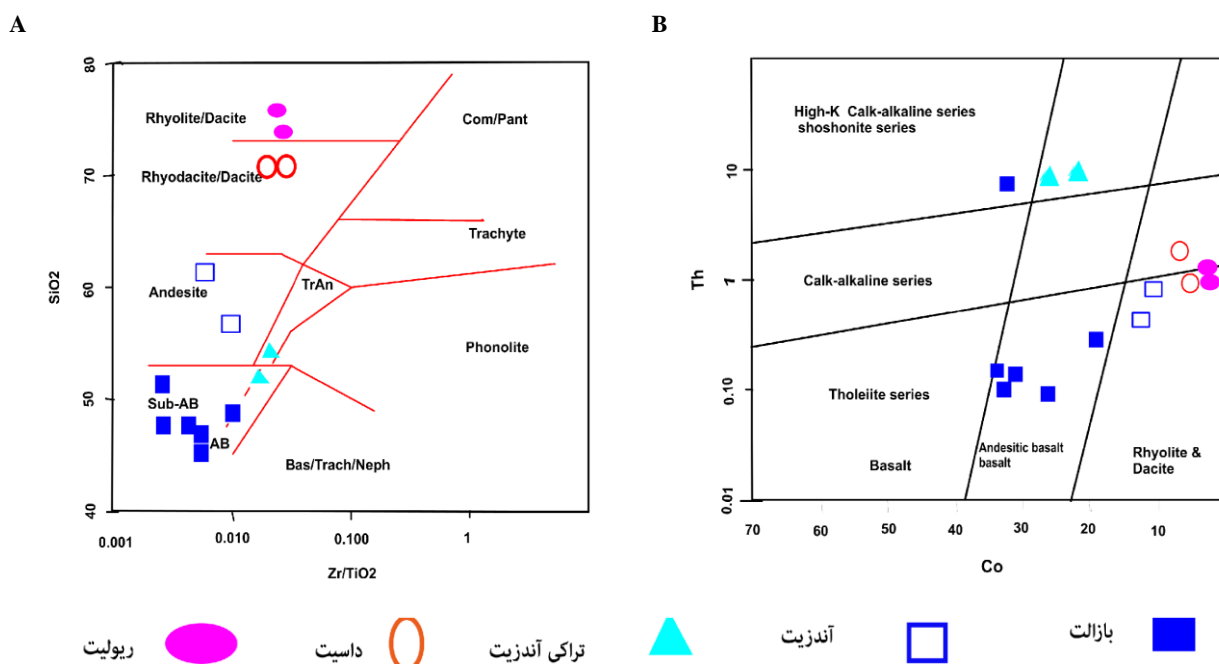
Whattam و همکاران (۲۰۰۴) این محدوده‌ها از دی‌اگرام را سوپراسابداکشن نامگذاری کرده و تمام نمونه‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط در آن واقع می‌شود. در نمودار V در مقابل Ti/1000، سنگ‌های بازالتی در محدوده سری‌های کالک‌آلکان قوس‌های آتشفشانی و بعضی از نمونه‌ها در مرز بین توله‌ایت قوس‌های آتشفشانی و سری‌های کالک‌آلکان کمانی قرار می‌گیرد (شکل ۵-C). در نمودار Nb در مقابل Y آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌های مجموعه افیولیتی رباط در محدوده سری‌های اسیدی مرتبط با قوس‌های آتشفشانی واقع می‌شود. در این دی‌اگرام علاوه بر داده‌های مرتبط با افیولیت‌های رباط، ترکیب سری‌های اسیدی افیولیت‌های ترودوس (Aldiss, 1978)، عمان (Alabaster *et al.*, 1982)، آنتالیا-ترکیه (Cocherie, 1978) و ترکیه (Floyd *et al.*, 1998) نیز برای مقایسه آورده شده‌اند و همان‌طور که مشهود است، پراکندگی نمونه‌های داسیتی و ریولیتی افیولیت‌های رباط، همانند پراکندگی سری‌های اسیدی افیولیت‌های تیتسی آنتالیا است (شکل ۵-D).

(LILE) مانند: Ba, Rb, Sr, Pb و U و تهی‌شدگی در عناصر شدت میدان بالا (HFES) مانند: Ta, Nb و Th را نسبت به گوشته اولیه آشکار می‌سازند. تراکی‌آندزیت‌ها و برخی از نمونه‌های بازالتی (دیابازها) دارای الگوی نزولی و منفی واضح‌تر و همچنین، غنی‌شدگی بیشتری در عناصر HFSE و تهی‌شدگی بیشتری از عناصر LILE هستند (شکل ۴-A). الگوهای به‌نچار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای واحدهای آتشفشانی افیولیت‌های رباط با الگوی تهی شده در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) برای بازالت‌ها، الگوی مسطح و آنومالی منفی Eu برای آندزیت‌ها، داسیت‌ها، ریولیت‌ها و الگوی غنی شده در LREE (مشابه با سری‌های کالک‌آلکان البته با تهی‌شدگی در Nb) برای تراکی‌آندزیت‌ها مشخص می‌شود (شکل ۴-B). به منظور تفکیک و تفسیر محیط ژئودینامیکی واحدهای آتشفشانی افیولیت‌های رباط از نمودارهای مثلثی Th-Hf/3-، Y/15-La/10-Nb/8، Nb/16 و نمودارهای دوتایی V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982) برای واحدهای بازالتی و نمودار Nb مقابل Y برای سنگ‌های اسیدی استفاده شد. در نمودار مثلثی Y/15-La/10-Nb/8 اغلب نمونه‌های بازالتی رباط در محدوده توله‌ایت‌های کمان‌های آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۵-A) و سه نمونه نیز در محدوده بازالت کالک‌آلکان قرار می‌گیرد. در نمودار Th-Hf/3-Nb/16،

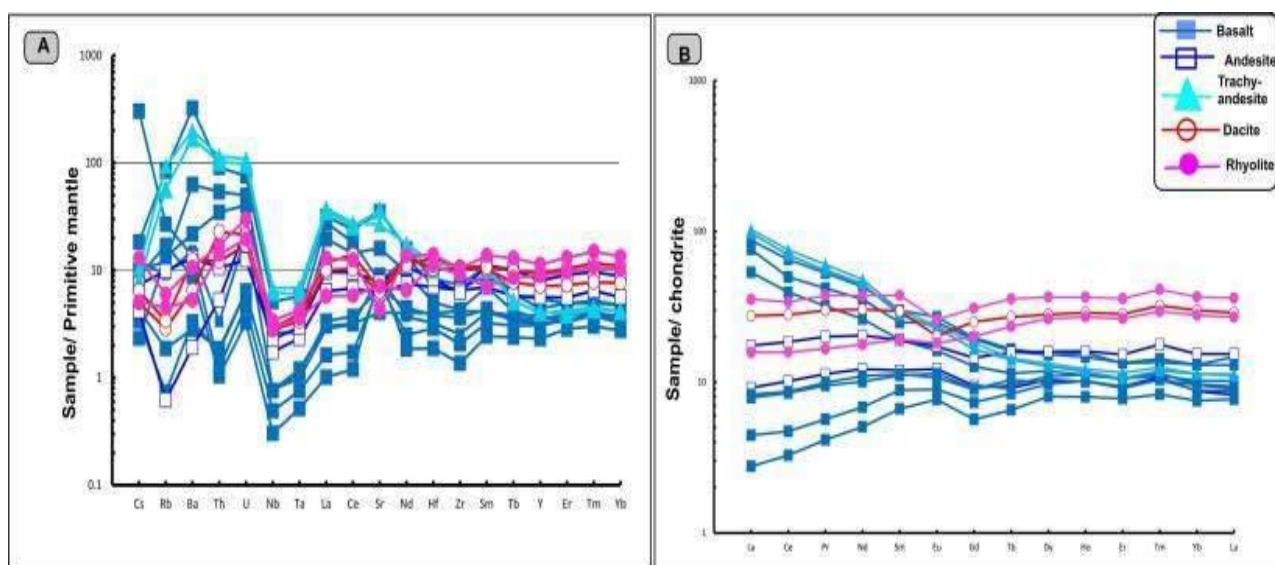
جدول ۱- غلظت عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (بر حسب قسمت در میلیون) سنگ‌های آتشفشانی مجموعه افیولیتی رباط

Sampl e	R06-2	R06-1	R06-14	R06-9	R05-6	R06-45	R06-24	R06-32	R06-13	R06-27	R06-29	R06-31	R06-28	R06-38	R06-25	R06-26
Rock	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	andesite	andesite	Trach-and	Trach-and	dacite	dacite	Rhyolite	Rhyolite
SiO ₂	45.5	46.7	46.4	47.5	53.7	48.8	47.4	50.9	56.8	61.3	54.1	51.8	70.7	70.8	75.9	73.7
Al ₂ O ₃	13.4	12.6	13.7	17.1	15.8	15.6	16	14.3	16.1	13.4	13.6	14.1	13.3	12.5	11.8	11.9
FeO _t	7.89	7.59	9.61	11.7	5.06	10.4	10.6	12.1	5.32	9.64	7.25	7.94	2.93	5.07	1.96	4.74
CaO	16.1	14.8	10	7.06	8.25	7.89	9.23	7.21	8.71	3.95	8.39	9.52	1.83	2.30	2.88	1.046
MgO	5.69	4.47	11.5	6.11	2.18	5.29	9.71	7.49	1.78	3.90	8.5	9.26	1.83	2.30	2.88	1.50
Na ₂ O	4.28	4.84	2.58	2.99	6.89	3.9	2.78	4.1	6.6	5.89	3.14	3.16	6.27	5.34	4.90	5.89
K ₂ O	0.049	0.043	0.846	1.79	0.822	3.07	0.603	0.793	0.036	0.469	2.96	1.89	0.175	0.105	0.238	0.294

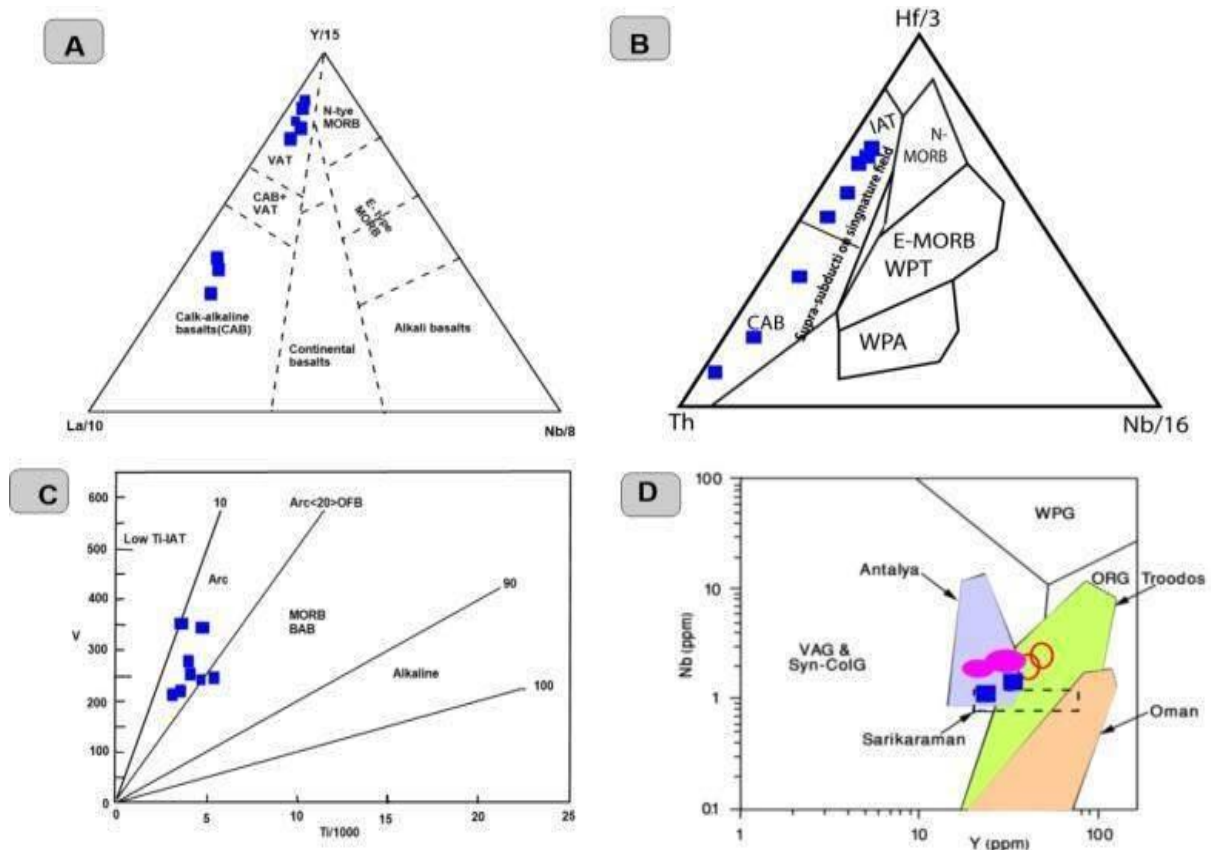
Sample	R06-2	R06-1	R06-14	R06-9	R05-6	R06-45	R06-24	R06-32	R06-13	R06-27	R06-29	R06-31	R06-28	R06-38	R06-25	R06-26
Rock	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	andesite	andesite	Trach-and	Trach-and	dacite	dacite	Rhyolite	Rhyolite
داده جدول ۱-...																
TiO ₂	0.697	0.835	2.58	0.792	6.89	0.775	0.637	0.577	0.674	1.10	0.554	0.007	0.405	0.540	0.396	0.400
MnO	0.124	0.109	0.189	0.212	0.078	0.169	0.168	0.163	0.077	0.080	0.139	0.157	0.045	0.097	0.023	0.009
P ₂ O ₅	0.052	0.081	0.137	0.026	0.18	0.309	0.046	0.02	0.157	0.518	0.407	0.382	0.103	0.138	0.079	0.073
LOI	6.94	6.73	4.25	4.52	5.40	3.63	2.46	1.52	2.46	3.88	1.58	3.94	3.51	1.28	1.55	1.04
Total	100.7	98.7	101.7	99.8	98.36	99.83	99.63	99.17	98.71	104.1	100.6	102.1	101	100.4	102.6	100.5
Ba	18.7	21.8	415	90.2	144	2124	100	58.4	12.6	86.4	1319	1118	43	82.5	34.7	70.2
Ce	6.22	5.31	24.2	2.89	30.50	40	5.20	2.01	11.4	16	46.2	42.9	23.2	17.2	9.70	20.9
Co	33.8	31.3	41.3	32.7	11.6	32	18.9	25.7	12.7	11.1	21.6	26.3	7.06	5.10	2.97	2.81
Cr	296	186	978	1.21	2	88.6	65.5	39.2	46	-	158	166	7	0.178	-	-
Dy	2.55	2.44	2.92	2.39	3.72	3.77	2.68	1.98	3.92	6.60	3.26	3.14	5	6.90	6.47	9.02
Er	1.50	1.46	1.69	1.50	2.14	2.15	1.68	1.24	2.44	3.98	1.85	1.70	3.17	4.53	4.22	5.74
Eu	0.689	0.602	0.913	0.505	1.400	1.52	0.643	0.433	0.972	1.53	1.33	1.28	0.854	1.14	1.02	1.46
Gd	1.88	1.788	2.53	1.46	3.840	3.93	1.80	1.13	2.89	5.12	3.64	3.30	4.489	5	4	6.15
Hf	1.08	1.13	1.42	0.816	2.07	2.37	0.914	0.533	1.98	2.34	3.30	2.87	2.91	3.67	3.13	3.96
Ho	0.550	0.555	0.605	0.556	0.856	0.800	0.612	0.436	0.878	1.44	0.668	0.639	1.11	1.58	1.48	2
La	2.18	1.96	12.7	1.05	18	20.6	1.87	0.655	4.15	6.26	24.4	23.1	7.67	6.53	3.73	8.41
Lu	0.203	0.215	0.25	0.222	0.362	0.320	0.231	0.190	0.378	0.568	0.278	0.273	0.466	0.709	0.665	0.889
Nb	0.498	0.499	1.758	0.324	1.930	3.36	0.517	0.200	1.143	1.496	4.48	4.13	1.88	1.832	1.895	2.24
Nd	5.59	5.02	12	3.12	16.20	19.7	4.61	2.31	9.33	13.5	21.9	20.6	16.3	13.9	8.14	17.1
Ni	87.8	63.8	196	8.14	5.5	28.3	35.6	14.2	12.3	-	35	35.8	10	-	0.223	0.128
Pb	1.80	1.11	548	1.87	2.87	14.5	3.88	0.797	4.65	1.07	18.6	23.8	-	3.51	1.83	1.66
Pr	1.05	0.924	2.97	0.527	3.900	4.91	0.881	0.385	1.86	2.59	5.60	5.14	3.62	2.77	1.54	3.49
Rb	1.12	0.439	7.27	16.2	8.010	50.3	5.47	10.2	0.371	5.90	56.1	34.1	1.71	2.04	2.69	3.57
Sc	33.2	40.1	28.9	39.8	15.4	24.8	36.6	49.1	16.9	25.9	17.3	19.8	11	14	16.5	16.6
Sm	1.77	1.68	2.83	1.31	3.68	4.43	1.64	0.986	2.82	4.52	4.44	4.15	4.15	4.38	2.85	5.57
Sn	0.447	1.41	0.704	0.357	4.35	1.64	1.32	0.922	2.46	1.12	1.14	3.71	-	1.01	2.32	1.15
Sr	135	80.3	319	149	156	696	179	178	121	154	529	716	132	126	142	85.6
Ta	0.041	0.044	0.096	0.028	0.140	0.211	0.036	0.019	0.086	0.109	0.225	0.220	0.145	0.125	0.133	0.158
Tb	0.330	0.375	0.413	0.303	0.579	0.600	0.345	0.236	0.570	1	0.519	0.507	0.766	0.976	0.845	1.29
Th	0.148	0.140	4.27	0.100	2.760	7.20	0.263	0.083	0.421	0.836	9.15	8.14	1.82	0.965	1.12	1.36
Tm	0.267	0.257	0.272	0.257	0.335	0.352	0.281	0.205	0.439	0.655	0.309	0.294	0.529	0.794	0.729	1.02
U	0.130	0.129	1.01	0.094	0.816	1.53	0.434	0.066	0.504	0.252	2.20	1.98	0.435	0.349	0.394	0.610
V	241	236	-	349	-	234	275	357	125	63.7	141	172	38	26.6	6.03	12.1
Y	13.9	16.1	15.1	13.2	23.4	18.9	15.1	9.94	24.2	34.4	17.1	17.7	31	40.4	38.1	48.7
Yb	1.40	1.42	1.65	1.54	2.10	2.10	1.56	1.21	2.47	3.89	1.83	1.83	3.35	4.83	4.48	5.93
Zn	41.3	43.3	76.6	76.9	21	69	34.5	21.6	41.1	8.29	61.8	74	23	62.2	0.907	0.727
Zr	38	43.9	45.1	21.6	69.3	76.4	26.8	14.3	68.5	65.4	113	106	108	112	95.5	109



شکل ۳- A) رده‌بندی سنگ‌های منطقه رباط در دی‌گرام SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) و B) نامگذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با نمودار Co در مقابل Th (Hastie *et al.*, 2007).



شکل ۴- A) الگوی‌های چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی رباط و B) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای سنگ‌های آتشفشانی افیولیت رباط.



شکل ۵- A) نمودار مثلثی Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989) سنگ‌های بازالتی موجود در توالی آتشفشانی رباط. بیشتر نمونه‌ها در محدوده توله‌ایت‌های کمان آتشفشانی واقع می‌شود؛ B) نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی Th-Hf/3-Nb/16 (Wood, 1980؛ Whattam *et al.*, 2004) برای سنگ‌های بازالتی موجود در افیولیت‌های رباط؛ C) نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی برای سنگ‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط بر اساس V در مقابل Ti (Shervais, 1982)؛ D) دیاگرام Nb در مقابل Y (با تغییرات از Pearce و همکاران، ۱۹۸۴). ریولیت‌ها، داسیت‌ها و آندزیت‌های مجموعه افیولیتی رباط در محدوده سری‌های اسیدی مرتبط با قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند. در این نمودار علاوه بر داده‌های مربوط به افیولیت‌های رباط، ترکیب سری‌های اسیدی افیولیت‌های ترودوس (Aldiss, 1978)، عمان (Alabaster *et al.*, 1982)، آنتالیا-ترکیه (Cocherie, 1978) و ترکیه (Floyd *et al.*, 1998) نیز برای مقایسه آورده شده است.

بحث

پتروژنز

تأثیر سیالات و مذاب‌های مشتق شده از صفحه فرورانش بر گوه‌گوشته‌ای را مشخص می‌سازد. آنومالی منفی Nb در دیاگرام چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه آشکارا یک محیط تکتونیکی از نوع سوپراسابداکشن را برای سنگ‌های آتشفشانی رباط نشان می‌دهد (شکل ۴-A). LREE به همراه غلظت به نسبت پایین REE در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت نشانگر

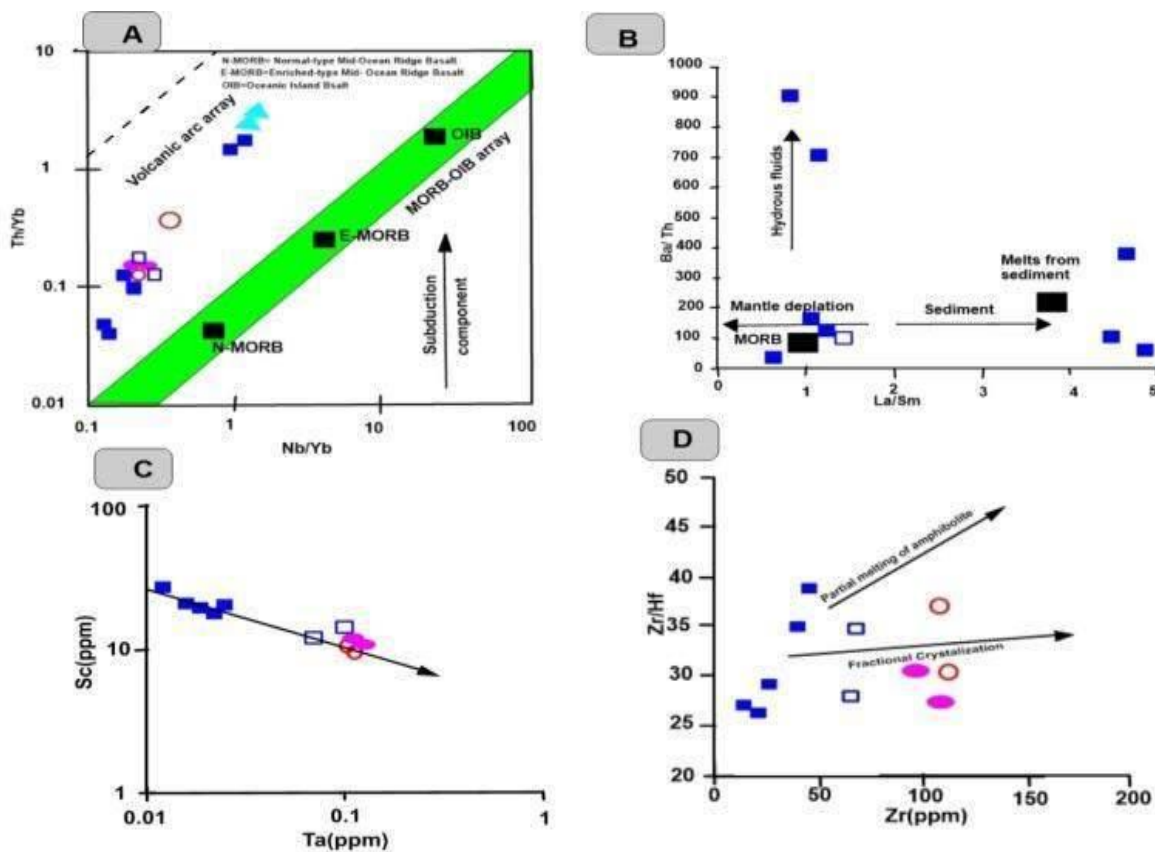
واحدهای آتشفشانی افیولیت‌های رباط از بازالت‌های بالشی و جریان‌ی، آندزیت‌بازالت‌ها، آندزیت، داسیت و ریولیت با ویژگی مشابه با توله‌ایت‌های جزایر قوسی و تراکی‌آندزیت و بازالت (دیپاز) با ماهیت کالک‌آلکان و شوشونیتی تشکیل شده‌اند. تهی‌شدگی توالی‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط از HFSE و غنی‌شدگی از LILE

نمودار، بیشتر نمونه‌های بازیک در توالی آتشفشانی رباط در محدوده گوشته تهی شده تا غنی شده با سیالات فرورانشی واقع می‌شود و در مقابل، نمونه‌های بازالتی (دیابازی) در محدوده گوشته غنی شده با رسوبات فرورانشی قرار می‌گیرد. بر اساس همین مطالعات رفتارهای ژئوشیمیایی عناصر مختلف دو منبع گوشته‌ای متفاوت برای سنگ‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط پیشنهاد می‌شود: الف) یک منبع گوشته‌ای که به میزان اندک تا متوسط تحت تأثیر سیالات یا مذاب‌های ناشی شده از ورقه فرورانش قرار گرفته و مسئول ایجاد سری‌های توله‌ایتی جزایر قوسی است و ب) منبع گوشته‌ای که به شدت تحت تأثیر مذاب‌های ناشی از ذوب رسوبات همراه ورقه فرورانش شده قرار گرفته و مسئول ایجاد سری‌های کالک‌آلکان (دیاباز، تراکی‌آندزیت) هستند. پیدایش توالی‌های اسیدی در بین واحدهای افیولیتی به تبلور بخشی (۸۰ درصد) بازالت‌های توله‌ایتی (Pearce *et al.*, 1995) یا ذوب بخشی بازالت‌های دگرسان شده و آبدار شامل آمفیبولیت‌ها (Tamura and Tatsumi, 2002) نسبت داده شده است. به منظور پی بردن به نقش تبلور تفریقی مذاب‌های بازالتی و آندزیتی در پیدایش سنگ‌های داسیتی و ریولیتی از نمودار Sc-Ta پیشنهادی توسط Treuil و Joron (۱۹۷۵) و همچنین، برای تفکیک نقش تبلور تفریقی از ذوب بخشی از نمودار Zr/Hf در مقابل Zr (Haase *et al.*, 2006) استفاده شد (شکل ۶-C و D). با توجه به شواهد به دست آمده از این نمودارها به نظر می‌رسد که در پیدایش واحدهای اسیدی‌تر علاوه بر تبلور تفریقی بازالت‌ها و آندزیت‌ها، فرآیندهای دیگری همچون: ذوب بخشی قسمت‌هایی از لیتوسفر اقیانوسی مانند: گابروهای ایزوتروپ آمفیبولیت‌دار، آمفیبولیت‌ها یا

ویژگی‌های بارز سری‌های توله‌ایتی جزایر کمانی و بونینیتی است. چنین ویژگی‌هایی در افیولیت‌های ساری‌کارمان در آناتولی مرکزی و افیولیت‌های منطقه آنتالیا به محیط تکتونیکی سوپراسابداکشن نسبت داده شده است (Yalviz *et al.*, 1996؛ Bagaci and Parlak, 2009). موقعیت نمونه‌های مطالعه شده در نمودار Th-Hf-Nb (شکل ۵-B) که در دو ناحیه توله‌ایت‌های جزایر کمانی و سری‌های کالک‌آلکان واقع شده‌اند، دلیل دیگری بر محیط سوپراسابداکشن است. در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Leat, *et al.*, 2004) که سنگ‌هایی با منشأ گوشته تهی شده (MORB) و گوشته غنی شده (OIB) را از هم تمایز می‌دهد (Pearce *et al.*, 1995) تقریباً بیشتر نمونه‌های رباط در قلمرو کمان آتشفشانی با دو منشأ مختلف واقع می‌شود و آشکارا ویژگی پهنه سوپراسابداکشنی با نسبت‌های بالایی از Th/Yb را نشان می‌دهد (شکل ۶-A). بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و با تکیه بر نمودارهای تمایز دهنده اشاره شده می‌توان دو منشأ متفاوت را از نظر زایشی در این محیط تکتونیکی برای واحدهای آتشفشانی افیولیت رباط در نظر گرفت: الف) منشأی که بازالت‌ها، آندزیت‌بازالت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها از ماگمای مادر توله‌ایتی را در یک محیط جزایر کمانی تولید کرده است و ب) منشأی که برخی بازالت‌ها (دیابازها) و تراکی‌آندزیت‌های کالک‌آلکان تا شوشونیتی را در یک محیط مرتبط با کمان ایجاد کرده است. نمودار Ba/Th در مقابل La/Sm برای شناسایی دو جزو مسئول در تنوع ترکیبی ماگماهای پهنه‌های فرورانش توسط Elliott (۲۰۰۳) پیشنهاد شده (شکل ۶-B) و ماگماهای با نسبت‌های Ba/Th پایین و La/Sm بالا به رسوبات ذوب شده در گوشته نسبت داده شده است. با توجه به این

میزان بالاتری از مشارکت رسوبات اقیانوسی را در منشأ خود نشان می‌دهد. در مقابل سری‌های توله‌ایتی (بیشتر نمونه‌ها) نشانگر مشتق شدن آنها از یک گوه گوشته‌ای غنی شده عناصر متحرک تحت تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرو رونده است.

هضم سنگ‌های پوسته‌ای نیز مؤثر بوده‌اند. به طور خلاصه، مطالعه سنگ‌های آتشفشانی افیولیت رباط نشانگر مشارکت هر دو جزو رسوبات و سیالات آزاد شده از صفحه فرو رو در محیط تکتونیکی از نوع سوپراسابداکشنی است. به طوری که سری‌های کالک‌آلکان (دیاباز و تراکی‌آندزیت)



شکل ۶- A) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Leat *et al.*, 2004) توالی‌های آتشفشانی در افیولیت‌های رباط. بیشتر واحدهای آتشفشانی افیولیت رباط نسبت Th/Yb بالایی دارند و در قلمرو کمان آتشفشانی با دو منشأ مختلف واقع می‌شوند؛ B) نمودار Ba/Th در مقابل La/Sm (Elliott, 2003) که در آن عناصری که توسط سیالات متحرک می‌شوند در محور X-Y قرار داده شده‌اند؛ C) نمودار لگاریتمی عنصر Sc در مقابل Ta به عنوان یک عنصر به شدت هیگروماگماتوفیل. در این نمودار ریولیت‌ها، داسیت‌ها، آندزیت‌ها و بازالت‌های دارای ماهیت توله‌ایتی قرار داده شده‌اند و نمونه‌های کالک‌آلکان حذف شده‌اند؛ D) نمودار نسبت‌های Zr/Hf در مقابل Zr (Haase *et al.*, 2006) سری‌های توله‌ایتی برای پی بردن به نقش تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای.

دهشیر (نائین-بافت) در کرانه غربی پهنه ایران مرکزی واقع شده‌اند و قسمتی از افیولیت‌های پیرامون پهنه ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند. چندین الگوی تکتونیکی برای نوار افیولیتی نائین-

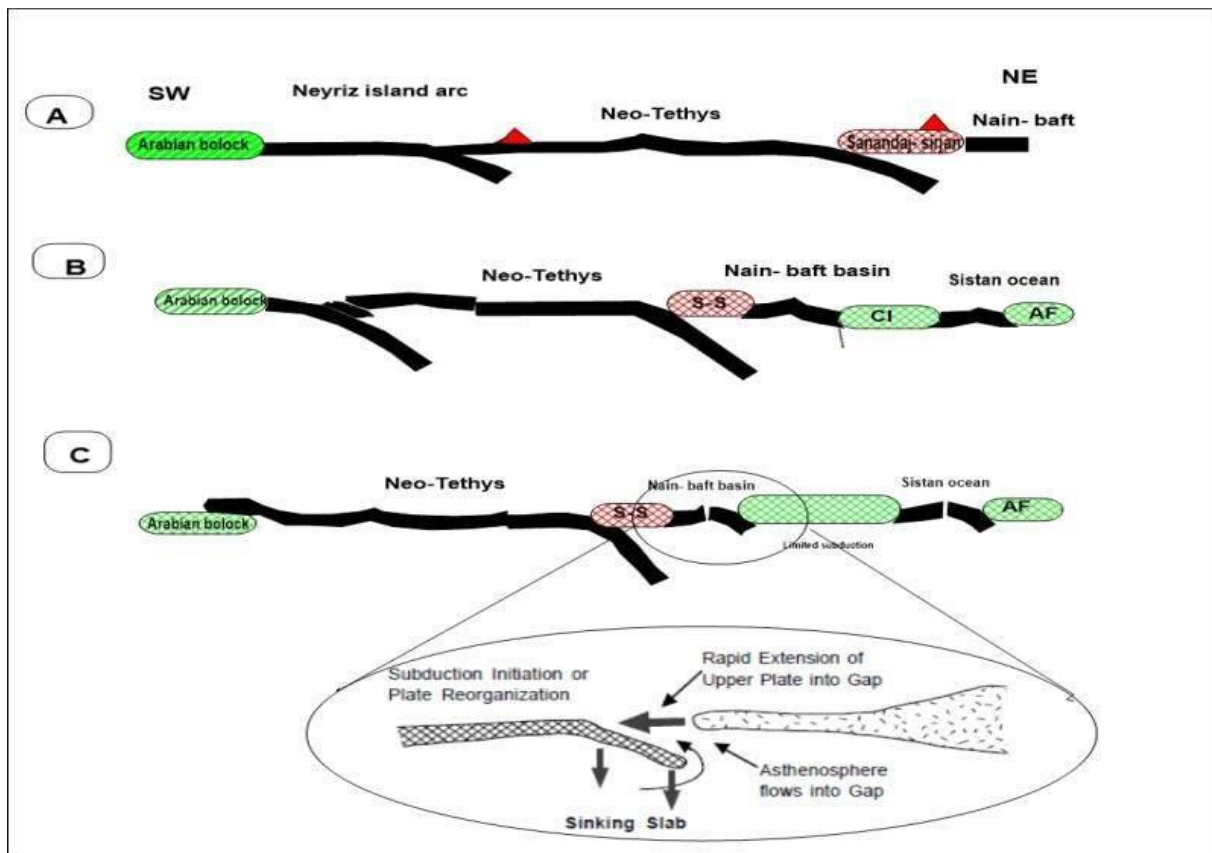
مدل تکتونیکی و خاستگاه ژئودینامیکی توالی‌های آتشفشانی رباط: افیولیت‌های رباط و سنگ‌های آتشفشانی همراه آن بخشی از کمر بند افیولیتی نائین-بافت هستند که در طول گسل

Talbot (۲۰۰۵) و Mehdi-pour و همکاران (۲۰۱۲) زایش این توالی‌های آتشفشانی را در یک محیط فرورانش میان اقیانوسی بدانند. مدل رایج شده توسط این پژوهشگران با ویژگی‌های زمین‌ساختی این حوضه اقیانوسی به ویژه ژئومتری فرورانش سازگار نیست. مدل آغاز فرورانش الگوی مناسبی برای افیولیت‌های شکل گرفته در یک محیط پیش‌کمانی در طول آغاز فرورانش است؛ به ویژه این که ماگماهای اولیه شبه مورب بوده که با گذشت زمان به طور افزایشی شبه کمان می‌شوند. این مدل با ویژگی‌های افیولیت‌های نائین-بافت و به ویژه منطقه مورد مطالعه منطبق است و با الگوی رایج شده توسط McCall (۱۹۸۵) سازگار است. در این مدل منطقه نائین-بافت به صورت حوضه پشت‌کمانی اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته شده است که از اواخر تریاس در اثر فرورانش نئوتتیس شروع به بازشدگی کرده، در اواخر ژوراسیک و کرتاسه پیشین به یک حوضه اقیانوسی تبدیل شده و از زمان کامپانین تا ماستریشین شروع به آغاز فرورفتگی در استنوسفر می‌کند. از آنجایی که ابعاد کوچک پوسته اقیانوسی فرورفتگی کامل نیست، McCall (۱۹۸۵) از آن به فرورانش کوچک یاد می‌کند (شکل ۷). مدل یاد شده به خوبی می‌تواند پیدایش واحدهای سنگی اسیدی را در توالی افیولیتی نیز توجیه کند و صرف شباهت ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های اسیدی با سنگ‌های جزایر کمانی نمی‌تواند شاهدهی بر وجود یک محیط فرورانش میان اقیانوسی باشد. علاوه بر آن، مطالعات کانی‌شناسی انجام شده توسط Shafaii Moghadam (۲۰۰۸) و Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۱۳) بر روی اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها و همچنین، پیروکسن موجود در لرزولیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب بیشتر آنها مشابه با اسپینل و پیروکسن موجود در

بافت رایج شده است. Agard و همکاران (۲۰۰۵)، Shahabpour (۲۰۰۵) و Moghadam و Shafaii و همکاران (۲۰۰۹) این نوار را به عنوان بقایای حوضه پشت‌کمانی کرتاسه پسین، Desmons و Beccaluva (۱۹۸۳) و Ghazi و Hassani-pak (۲۰۰۰) به بقایای کمان آتشفشانی کرتاسه و Shafaii Moghadam و Stern (۲۰۱۱) به صورت بقایای قسمت پیش‌کمان اقیانوس نئوتتیس معرفی نموده‌اند. بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی بحث شده، توالی‌های آتشفشانی افیولیت‌های رباط و ویژگی‌های شیمیایی مشابه با سنگ‌های آتشفشانی پهنه‌های سوپراسابداکشن موقعیت جزایر کمانی اولیه دارند و تفاوت‌های بارزی را با سنگ‌های ایجاد شده در پشته‌های میان اقیانوسی به نمایش می‌گذارند. چندین موقعیت تکتونیکی برای زایش توالی‌های دارای ویژگی‌های سوپراسابداکشنی پیشنهاد شده که شامل: الف) جزایر کمانی ریفتی شده، ب) حوضه‌های پیش‌کمانی و ج) حوضه‌های پشت‌کمانی است (Wallin and Metcalf., 1998). با توجه به ویژگی‌های ژئودینامیکی حوضه نائین-بافت و مدل پیشنهادی توسط Stern و Bloomer (۱۹۹۲) که پیشنهاد می‌کند افیولیت‌های سوپراسابداکشن به طور عموم در شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر استنوسفر ایجاد می‌شود، سازوکار مناسبی به نظر می‌رسد. این فرآیند باعث بالادگی استنوسفر مجاور لیتوسفر فرورو به ناحیه خلاً ایجاد شده در اثر فرورفتگی می‌شود. ذوب استنوسفر توسط سیالات ناشی از لیتوسفر فرورو نیز افزایش می‌یابد و نتیجه چنین فرآیندی ایجاد ماگماهای مادری است که تزریق آنها به درون توالی افیولیتی و اختلاط با ماگمای مورب باعث ایجاد توالی‌های آتشفشانی با ویژگی‌های شبیه جزایر کمانی می‌شود. شباهت افیولیت‌های حوضه نائین-بافت به جزایر کمانی باعث شد تا Ghasemi و

بافت بین پهنه‌های لوت و سنندج-سیرجان و فرورفتن لیتوسفر اقیانوسی در استنوسفر و به تبع آن بالازدگی استنوسفری که با ذوب استوسفر فوقانی در نتیجه افت فشار و تزریق مذاب به درون لیتوسفر اقیانوسی که با فرآیندهایی مانند ذوب بخشی قسمت‌هایی از لیتوسفر اقیانوسی و فرآیند تفریق همراه بوده، ایجاد شده‌اند.

حوضه‌های پشت کمانی و جلوی کمانی است. از این رو، با تکیه بر نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی می‌توان نتیجه گرفت که توالی‌های آتشفشانی رباط علی‌رغم شباهت ژئوشیمیایی به سنگ‌های جزایر کمانی، در یک محیط فرورانش میان اقیانوسی شکل نگرفته‌اند و زایش آنها تحت فشار قرار گرفتگی حوضه نائین-



شکل ۷- مدل ژئودینامیکی برای ایجاد حوضه اقیانوسی نائین-بافت که افیولیت‌های رباط بخشی از پوسته اقیانوسی مربوط به این حوضه است؛ (A) آغاز فرورانش به زیر پهنه سنندج-سیرجان در تریاس پسین و بازشدگی حوضه نائین-بافت؛ (B) ایجاد حوضه‌های پشت کمانی نائین-بافت و سیستان در ژوراسیک فوقانی-کرتاسه زیرین؛ (C) شروع فرورانش پوسته اقیانوسی نائین-بافت به زیر پهنه ایران مرکزی در کرتاسه فوقانی (اقتباس از McCall (۱۹۸۵) همراه با تغییرات).

تراکی‌اندزیت‌ها مشخص می‌شود. مرز بیشتر واحدهای این مجموعه افیولیتی تکتونیزه است و به سبب عملکرد گسل نائین-بافت و در نتیجه پهنه‌های برشی حاصله، سنگ‌های منطقه به شدت خرد شده هستند.

نتیجه‌گیری

واحدهای سنگی کرتاسه بالایی افیولیت‌های رباط با واحدهای آتشفشانی مافیک، جریان‌های ورقه‌ای بازالتی و دیابازی، دایک‌ها و لایه‌های ریولیتی، گدازه‌های آندزیتی و گدازه‌های بالشی،

که از تفریق بخشی مذاب‌های بازالتی ایجاد شده باشد و فرآیندهای دیگری همچون: ذوب بخشی گابروهای ایزوتروپ آمفیبول دار یا آمفیبولیت‌ها در تشکیل آنها نقش دارد. نمونه‌های آتشفشانی افیولیت رباط ویژگی‌های سوپراسابداکشن دارد که نشانگر تشکیل آنها در محیط مرتبط با آغاز فرورانش است.

سپاسگزاری

نگارندگان از جناب آقای دکتر محسن مؤید از دانشگاه تبریز به خاطر نظرات سازنده و کمک‌های بی‌دریغشان نهایت تشکر و قدردانی را دارند.

از مهم‌ترین ویژگی این مجموعه افیولیتی وجود سری‌های داسیتی و ریولیتی است که به صورت دایک، عدسی مانند یا لایه‌ای دیده می‌شود. از نظر ژئوشیمیایی برخی از واحدهای آتشفشانی افیولیت رباط دارای ویژگی‌های توله‌ایت‌های جزایر کمانی و برخی دارای ویژگی‌های سری‌های کالک‌آلکان است. این امر نشان‌دهنده مشارکت اجزای پوسته فرورانش شده به علاوه رسوبات همراه در ناحیه منشأ است. از نظر ژئوشیمیایی توالی‌های اسیدی موجود در افیولیت‌های رباط دارای گرایش به سری‌های اسیدی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی (و کمتر مرتبط با پشته‌های میان اقیانوسی) است. این سنگ‌ها به نظر نمی‌رسد

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science* 94: 401-419.
- Alabaster, T., Pearce, J. A. and Malpas, J. (1982) The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 81: 168-183.
- Aldiss, D. T. (1978) Granitic rocks of ophiolites. PhD thesis, Open University, Milton Keynes, United Kingdom, England.
- Arvin, M. and Robinson, P. T. (1994) Petrogenesis and tectonic setting of lava from Baft ophiolitic melange. southwest of Kerman. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31: 824-834.
- Bagaci, U. and Parlak, O. (2009) Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan subduction. *International Journal of Earth Sciences* 98: 387-405.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 5: 101-117.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus demelange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences* 309: 2023-2029.
- Cocherie, A. (1978) Geochemie des terres reres dans les granitoids. PhD thesis, Rennes University, Rennes, France.
- Desmons, J. and Beccaluva, L. (1983) Mid-oceanic ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: paleogeographic implication. *Chemical Geology* 39: 39-63.
- Dimitrijevic, M. D., Djordjevic, M. and Petrovic, Z. (1971) Explantory text of Robot. Geological Quadrangle map 1:100000, No. S6950. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Elliott, T. (2003). Tracers of the slab. In: *Inside the subduction factory* (Ed. Eiler, J.) 138: 23-45.

- American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 58: 1-11.
- Ghazi, A. and Hassanipak, A. A. (2000) Petrology and geochemistry of the Shahr-Babak ophiolite, Central Iran. *Geological Society of America, Special Paper* 349: 485-497.
- Haase, K. A. N., Stroncik, D., Garbe, S. and Stoffers, P. (2006) Formation of island arc dacite magmas by extreme crystal fractionation: an example from Brothers Seamount, Kermadec island arc (SW Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 316-330.
- Hastie, A. R., Keer, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Floyd, P., Yalniz, M. K. and Goncuoglu, M. C. (1998) Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolites plagiogranites, Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos* 42: 225-241.
- Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Miller, I. L., Barry, T. L. and Larter, R. D. (2004) Magma genesis and magma flow at a subduction slab edge: the south Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 17-35.
- McCall, G. J. H. (1985) East Iran project (north Makran & south Baluchestan) Report 57:635, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2012) Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolites (Central Iran): constraints on mantle wedge source evolution in oceanic back arc basin and a geodynamic model. *Tectonophysics* 574: 92-115.
- Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K. and Luff, I. W. (1995) Geochemical evidence for subduction fluxes mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich island arc. *Journal of Petrology* 36: 1073-1109.
- Pearce, J. A., Haris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Sengor, A. M. C. (1990) A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman. In: *The geology and tectonics of the Oman region* (Eds. Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A.C.) Special publication 49: 797-831. Geological Society, London.
- Shafaii Moghadam, H. (2008) The Nain-Baft ophiolitic belt: age, structure and origin. PhD. thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J. (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites : formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine* 148: 726-801.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Chiaradia, M. and Rahgoshay, M. (2013) Geochemistry and tectonic evolution of the late Cretaceous Gogher-Baft ophiolite, Central Iran. *Lithos* 168-169: 33-47.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch H., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2009) Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geosciences* 341: 1016-1028.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.

- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2011) Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélange (Isfahan province, Central Iran). *Ophioliti* 36: 191-205.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Stern, R. J. and Bloomer, S., H. (1992) Subduction zone infancy, example from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin* 104(12): 1621-1640.
- Stocklin, J. (1977) Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia; *Memoire Hors-Serie. Societe Geologique de France* 8: 333-353.
- Tamura, Y. and Tatsumi, Y. (2002) Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Petrology* 43: 1029-1047.
- Treuil, M. and Joron, J. L. (1975) Tilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. exemples de l'Afar et de la Dorsale medioatlantique. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 31: 125-174.
- Whattam, A. S., Malpas, G. J., Ali, R. J., Smith, M. J. and Hualo, C. (2004) Origin of the northland ophiolite, northern New Zealand: discussion of new data and reassessment of the model. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47: 383-389.
- Wallin, E. T. and Metcalf, R. V. (1998) Supra-subduction zone ophiolite formed in an extensional forearc, Trinity Terrane, Klamath mountains, California. *Journal of Geology* 106: 591-608.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Yalniz, K. M., Floyd, P. and Goncuoglu, M. C. (1996) Supra-subduction zone ophiolites of central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine* 60: 697-710.

Petrology, geochemistry and geodynamic importance of volcanic units in the Robat ophiolites, Shahr-e-Babak (Kerman province)

Marzieh Bayati¹, Hassan Mirnejad^{1*}, Mohammed Rahghoshay², Yusef Vesali¹ and Hadi Shafaii Moghadam³

¹ School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ School of Geology, Damghan University, Damghan, Iran

Abstract

The Robat ophiolite complex is located along the Nain- Baft fault and at the western margin of the Lut block. The volcanic rocks in the Robat ophiolites consisting of pillow lavas, lava flows and massive units that are classified as andesi-basalts, andesites, trachy-andesites, dacites and rhyolites. Geochemical results show that these rocks have tholeitic and calc -alkaline affinities and reside in supra-subduction related arc settings in tectonic discrimination diagrams. Studying the geochemical behavior of elements by using various petrogenetic diagrams suggest the occurrence of two different mantle sources for Robat volcanic rocks: 1) a mantle source which was affected slightly to moderately by slab fluids and/or melts and is responsible for arc island tholeitic series, 2) a mantle source which is highly effected by melts derived from melting of sediments associated with subducting slab, and is responsible for calc -alkaline series. It seems that the emplacement of the volcanic rocks in the Robat ophiolitic sequence was probably the result of processes related to the initial subduction process, upwelling and partial melting of subducted sediment and asthenospheric fluids in the source, along with differentiation and melting of portions of the oceanic crust.

Key words: Volcanic units, Subduction, Robat ophiolites, Shahr-e-Babak, Kerman province, Lut block

* mirnejad@khayam.ut.ac.ir