

تأثیر فرآیندهای دگرسانی گرمایی بر ترکیب شیمیایی بخش خروجی مجموعه افیولیتی مریوان-پالنگان، زاگرس، غرب ایران

آزاد کریمی*، علی احمدی، عبدالرضا پرتابیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۶/۹/۱۱، نسخه نهایی: ۹۷/۱/۱۸)

چکیده: یکی از شاخص‌ترین موارد تأثیر فرآیندهای دگرسانی بر زمین‌شیمی مورد افیولیت‌هاست. مجموعه افیولیتی مریوان-پالنگان بخشی از افیولیت‌های نئوتیس در رشته‌کوه زاگرس است که در غرب ایران و در استان کردستان واقع شده‌است. نمونه‌های مورد بررسی شامل کانی‌های ثانویه چون کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت، زئولیت‌ها و به مقدار کمتر کلسیت و هیدروکسیدهای آهن به صورت رگه، حفره و شکستگی‌های پر شونده و فازهای جانیشینی هستند. تغییرات تراکم عناصر نسبت به مقدار مواد فرار (LOI)، بهنجارسازی نمونه‌ها نسبت به نمونه سالم در منطقه مورد بررسی و نمونه استاندارد، و مدل‌سازی عناصر پایستار نشان می‌دهد که تغییرات تراکم عناصر بسته به شدت دگرسانی متفاوت است، به گونه‌ای که تراکم عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) مانند K، Cs، Rb و Ba و نیز افزایش قابل توجهی نشان داده‌است. اکسیدهای CaO و FeO نسبتاً تهی شده‌اند. عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی ناچیزی نشان می‌دهند، در حالیکه عناصر خاکی نادر میانه (MREE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تقریباً ثابت مانده‌اند. بنابراین در ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بخش خروجی مجموعه افیولیتی مریوان-پالنگان، تأثیر دگرسانی بر تغییرات تراکم عناصر به ویژه LILE، CaO، FeO و نیز LREE‌ها را باید در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی؛ بازالت؛ مدل سازی؛ پشته میان اقیانوسی؛ تتیس؛ افیولیت؛ زاگرس.

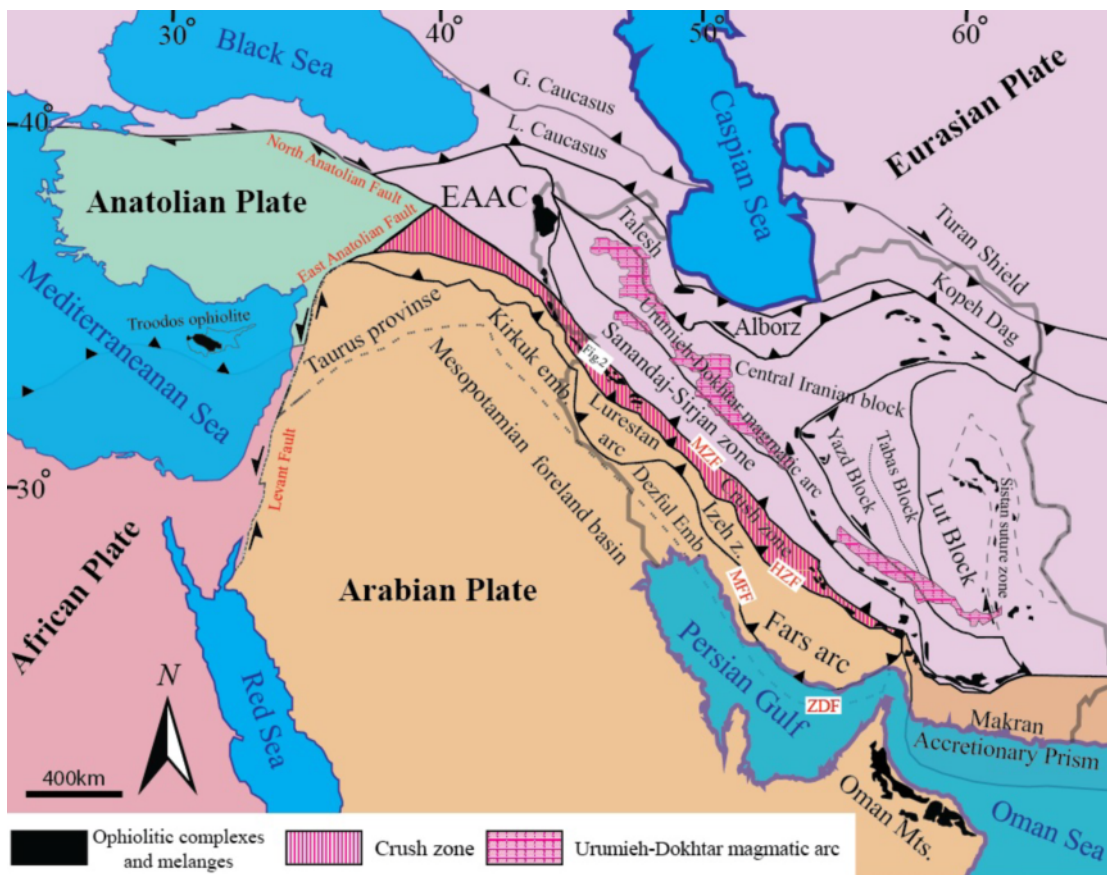
مقدمه

شیمیایی، به‌ویژه در سنگ‌هایی که بیشتر دستخوش فرآیندهای ثانویه شده‌اند، یاری رساند. مهم‌ترین سیستم تبادل شیمیایی و گرمایی در کره زمین مربوط به سیستم گرمایی موجود در پوسته اقیانوسی است. این موتور تبدالی معمولاً در محل تشکیل پوسته اقیانوسی جدید در پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه‌های پشت کمانی [۱، ۲]، جزایر کمانی درون اقیانوسی [۲] و آتشفشان‌های درون صفحه‌ای موجود در پوسته اقیانوسی [۳] شکل می‌گیرد. با تشکیل پوسته اقیانوسی، موتور گرمایی شروع به تبادل ماده [۴]، [۵] و انرژی [۶، ۷] بین دو مخزن زمین‌شیمیایی سنگ‌کره اقیانوسی و آب کره می‌کند. تبادل ماده یا به عبارت دیگر تبادل

بررسی‌های زمین‌شیمیایی بخش مهمی از پژوهش‌های زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی است. روش‌های نوین تجزیه‌ای نیز داده‌های زمین‌شیمیایی دقیقی را ارائه می‌دهند. البته با وجود اطمینان از دقت و درستی داده‌های زمین‌شیمیایی، اغلب این دغدغه برای پژوهشگران وجود دارد که آیا نمونه‌های مورد بررسی دستخوش فرآیندهای ثانویه بعدی مانند دگرسانی گرمایی و هوازدگی شده‌اند یا خیر و اینکه اگر جواب مثبت است، این فرآیندها بر چه عنصر یا عناصری تأثیر گذاشته‌اند. بنابراین شناسایی عناصر حساس به فرآیندهای ثانویه در هر پژوهش می‌تواند به تجزیه و تحلیل صحیح و رسیدن به نتایج منطقی در بررسی‌های زمین-

پوسته اقیانوسی به محض تشکیل در اثر فرآیندهای دگرسانی و تبدالی با آب دریا تغییر ماهیت می‌دهد [۴، ۵]. ضخامت ۱ کیلومتر بالایی پوسته اقیانوسی که بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده است به سمت پایین به مجموعه دایک‌های صفحه‌ای تغییر می‌یابد. این دو بخش دارای تخلخل بالا بوده و از این‌رو فرآیندهای دگرسانی در این دو گستره قابل توجه است. رخساره‌های دگرگونی با افزایش عمق از رخساره ژئولیتی به شیبست سبز و سرانجام به رخساره آمفیبولیت تغییر می‌یابد. این تغییرات بیانگر افزایش دما است که به دگرگونی گرمایی پوسته اقیانوسی مشهور است. دگرسانی پوسته اقیانوسی از روی نمونه‌های برآمده از مغزه‌های حفاری و افیولیت‌ها به خوبی بررسی شده است [۱۳، ۱۴]، اما افیولیت‌ها به دلیل ثبت عملکرد فرآیندهای موثر در سیستم‌های گرمایی چون ساختار پوسته، نفوذپذیری و ارتباط منبع گرمایی با پیرامون خود می‌توانند اهمیت ویژه‌ای داشته باشند [۱۵].

شیمیایی بین این دو مخزن به صورت تغییر در ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌کره اقیانوسی و ظهور کانی‌های ثانویه نمود می‌کند [۴، ۸-۱۲]. از این رو افیولیت‌ها به عنوان بازمانده پوسته اقیانوسی قدیمی یکی از مهمترین موارد برای بررسی فرآیندهای ثانویه به شمار می‌روند. در این پژوهش تأثیر فرآیندهای گرمایی بر تغییر ترکیب کانی‌شناسی و ظهور کانی‌های ثانویه و نیز تغییر ترکیب شیمیایی ناشی از این فرآیندها در بخش خروجی مجموعه افیولیت‌های مریوان-پالنگان که بیشتر متشکل از سنگ‌های بازالتی است، بررسی شده‌است. با این کار، عناصری که در اثر فرآیندهای گرمایی بین سنگ و آب مبادله شده‌اند، مشخص می‌شود و می‌توان این عناصر را در تحلیل‌های زمین‌شیمیایی بعدی حذف کرده یا با احتیاط به کار برد. مجموعه افیولیتی مریوان-پالنگان به عنوان بخشی از افیولیت‌های زاگرس که بازمانده اقیانوس نئوتتیس هستند، در غرب ایران و در استان کردستان واقع شده‌اند (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه ساده شده زمین‌ساختی ایران به همراه صفحات زمین‌ساختی اوراسیا، عربستان، آفریقا و آناتولی. برگرفته از مراجع [۱۶-۲۲] با تغییرات منطقه مورد بررسی با مستطیل سفید رنگ در شکل ۲ نشان داده شده‌است.

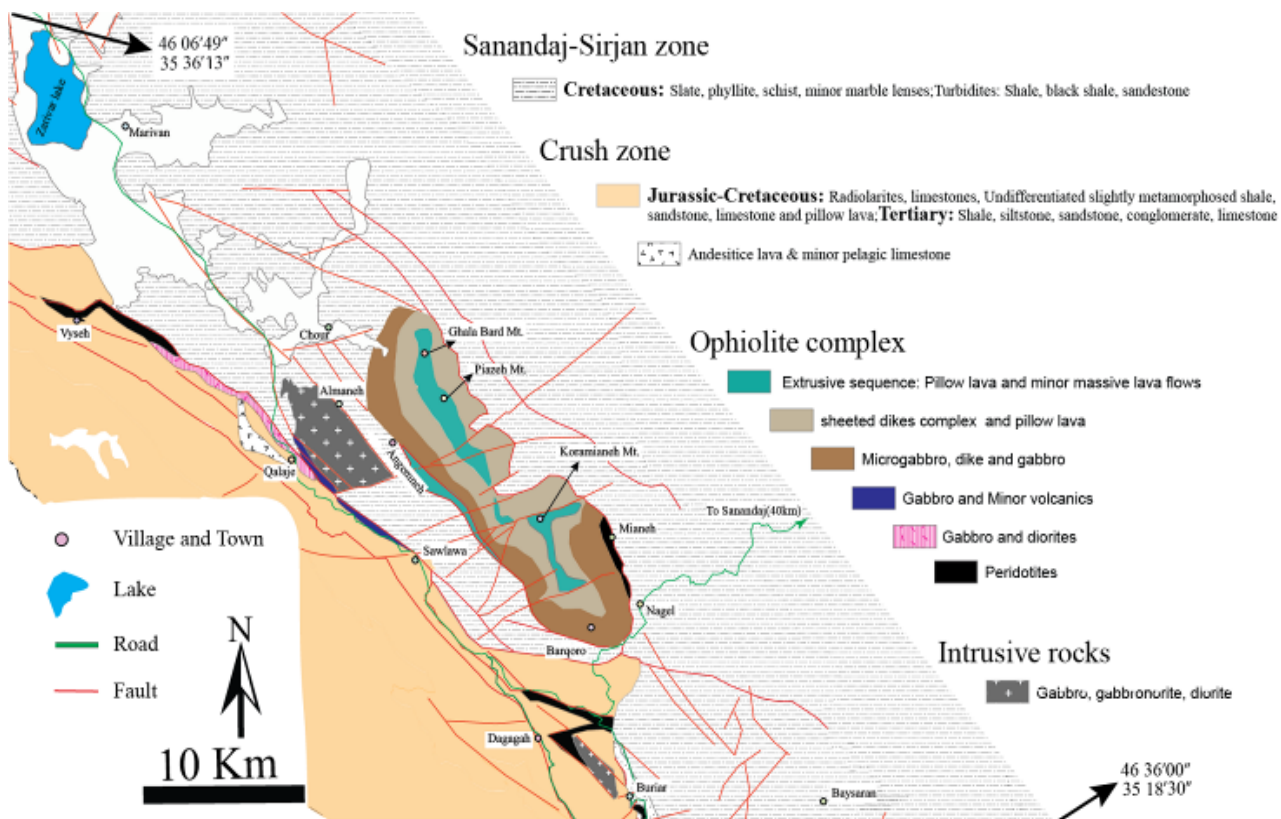
روش کار

در این پژوهش، از میان ۳۱۳ نمونه برداشت شده از کل مجموعه افیولیتی تعداد ۳۰۰ مقطع میکروسکوپی تهیه شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی ۲۲ نمونه مافیک برای تجزیه انتخاب و به آزمایشگاه خدمات تجزیه‌ای Met-Solve در کشور کانادا فرستاده شد. برای این کار، نمونه‌ها نخست توسط آسیاب حلقه‌ای لرزان در حد ۲۰۰ مش خرد شد. پس از آن با تهیه قرص فشرده برای طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو X (XRF) اکسیدهای عناصر اصلی تجزیه شدند. از میان عناصر کمیاب، Ni، Co، Sc و Pb به صورت انحلال ۴ اسید آماده‌سازی شده و به روش طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) مورد تجزیه شدند. دیگر عناصر کمیاب به صورت گدازش با متابورات لیتیم (LiBO₃) آماده شده و به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شدند.

زمین‌شناسی عمومی افیولیت‌های مریوان - پالنگان

افیولیت‌های مریوان-پالنگان بخشی از افیولیت‌های تتیسی هستند که در شمال غربی زاگرس قرار گرفته‌اند (شکل ۱) و افیولیت‌های کردستان نیز نامیده شده‌اند [۲۳، ۲۴]. این سنگ‌ها در راستای روراندگی تراست اصلی زاگرس و بین افیولیت‌های کرمانشاه [۲۵-۲۹] در ایران و افیولیت‌های پنجوین در عراق رخنمون دارند (شکل ۱). این افیولیت از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در پهنه خرد شده [۱۶، ۳۰]، پهنه روراندگی [۱۷] یا پهنه زمین‌درز زاگرس [۱۸، ۱۹] واقع شده‌اند.

این مجموعه افیولیتی توسط سنگ‌های دگرگونی اسلیت، فیلیت، شیست، اسکارن و هورنفلس‌های دگرگونی سنندج-سیرجان در بر گرفته شده‌است و به ترتیب از پایین به بالا از سنگ‌های فرامافیک، گابروها، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای و بازالت‌های بالشی تشکیل شده‌است (شکل‌های ۲ و ۳).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از مراجع [۳۱، ۳۲] با اندکی تغییرات.

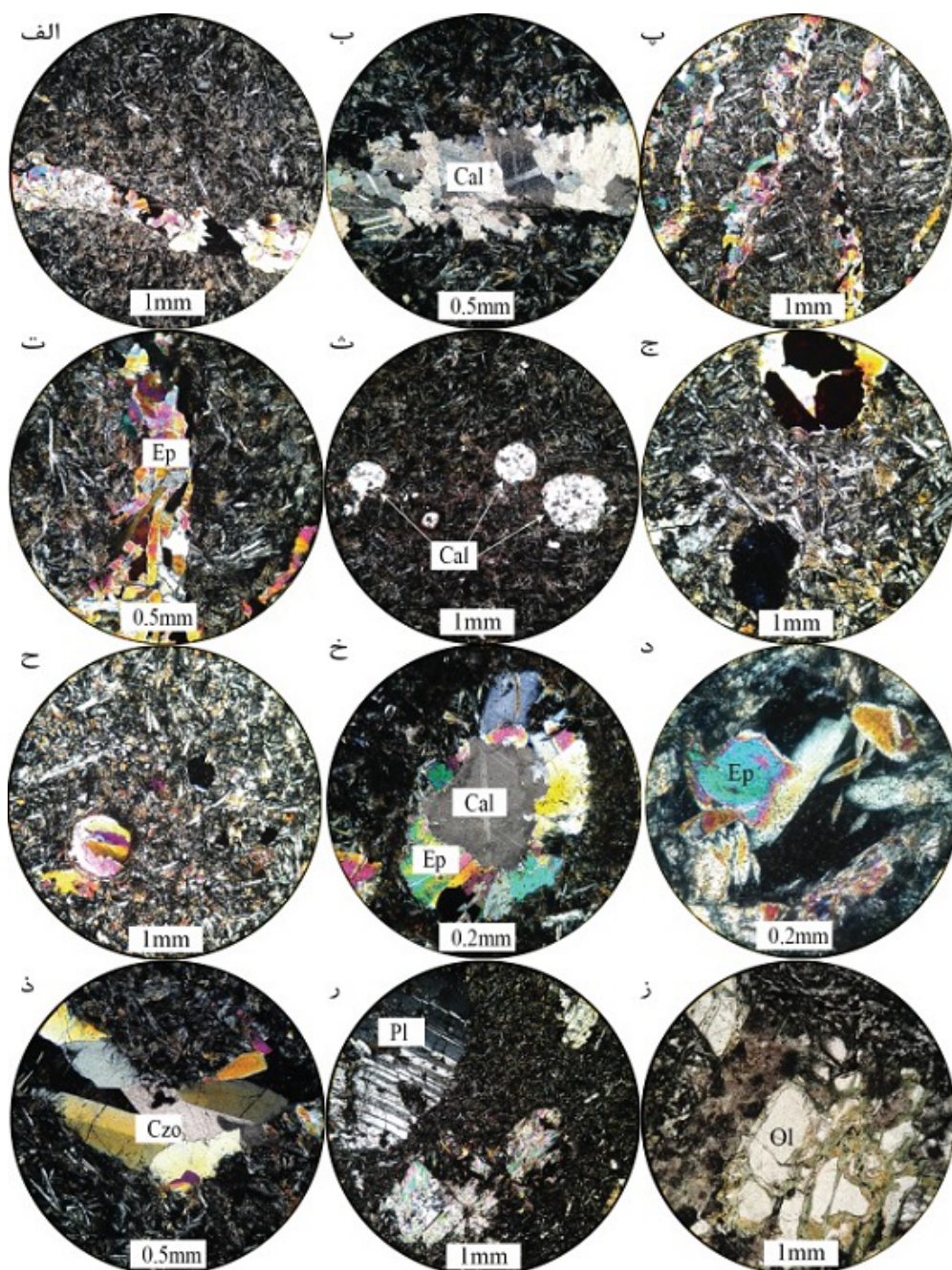


شکل ۳ تصویر صحرایی افیولیت مورد بررسی (الف) نمایی کلی از وضعیت قرارگیری واحدهای تشکیل دهنده مجموعه افیولیتی در منطقه. (ب) نمایی نزدیک از توده‌های گابرویی. (پ) دسته دایک‌های صفحه‌ای با روند موازی و نزدیک به قائم؛ ارتفاع درخت ۳ متر است. (ت) نمایی نزدیک از ساخت‌های بالشی که قطر بالش‌ها در برخی موارد به بیش از ۲ متر نیز می‌رسد.

سنگ‌نگاری و شواهد دگرسانی

به طور کلی، مجموعه افیولیتی مورد بررسی دستخوش دگرسانی خفیف تا شدید شده است. شدت دگرسانی از بخش فرامافیک به سمت بخش بازالتی کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که بخش فرامافیکی درجه شدیدی از سرپانتینی شدن را نشان می‌دهد، درحالی‌که شواهد میکروسکوپی بیانگر آن است که بسیاری از نمونه‌های بازالتی ممکن است دچار دگرسانی خفیفی شده باشند. شواهد دگرسانی به صورت حضور فازهای ثانویه به جای کانی‌های اولیه، زمینه ریزبلور، شیشه و نیز پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها دیده شده‌اند (شکل ۴). کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت، و زئولیت‌ها فازهای ثانویه اصلی هستند. کلسیت و هیدروکسیدهای آهن نیز به صورت فاز ثانویه فرعی مشاهده شده‌اند. این کانی‌های ثانویه به صورت رگه (شکل‌های ۴ الف-ت)، حفره (شکل‌های ۴ ث-خ)، و شکستگی‌های پر شونده (شکل‌های ۴ خ، د) و فازهای جانیشینی (شکل‌های ۴ د، ر) در مقاطع میکروسکوپی دیده شده‌اند. حضور اپیدوت، کلریت، کلسیت و سیلیس بیانگر دگرگونی رخساره شیبست سبز [۴] و شاخص دگرگونی پوسته اقیانوسی است [۵، ۱۰].

سنگ‌های فرامافیک به صورت عدسی شکل و در راستای رواندگی زاگرس رخنمون دارند و از آنجا که به منطقه گسلی محدود هستند، در بیشتر موارد کاملاً خرد و اغلب به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. نمونه‌های کمتر تجزیه شده آن‌ها شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت هستند. گابروها نیز که نسبت به دو بخش بالایی رخنمون کمتری دارند، از گابروهای کومه‌ای درشت بلور در قسمت زیرین شروع شده و با گذر از گابروهای متوسط‌بلور به گابورهای ریزبلور و سرانجام به مجموعه دایک‌های صفحه‌ای تغییر می‌یابند. کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها نیز در بیشتر موارد به کانی‌های ثانویه تبدیل شده‌اند. مجموعه دایک‌های صفحه‌ای از گسترده‌ترین بخش افیولیت‌های مورد بررسی هستند که به صورت دایک‌های موازی تا تقریباً موازی و به حالت قائم تا نزدیک به قائم رخنمون دارند (شکل ۳). بازالت‌های بالشی بالاترین بخش مجموعه افیولیتی را تشکیل داده‌اند. ضخامت بالش‌ها متنوع است و در برخی موارد به ۲ متر نیز می‌رسد (شکل ۳).



شکل ۴ تصویر مقاطع میکروسکوپی از شواهد دگرسانی در بازالت‌های مجموعه افیولیتی مریوان-پالنگان. الف، ب و ت رگه پر شده توسط اپیدوت. ب) رگه پر شده توسط کلسیت، ث) حفره‌های پر شده توسط کلسیت، (ث)، کلریت (ج)، اپیدوت (ح)، کلسیت و اپیدوت (خ)، اپیدوت (خ) و کلینوزئیت، جانشینی پلاژیوکلاز (ر) و الیون (ز) توسط کانی‌های ثانویه. (Cal): کلسیت، (Ep): اپیدوت، (Czo): کلینوزئیت، (Pl): پلاژیوکلاز، (Ol): الیون.

نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر محیط زمین‌ساختی در پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل شده‌اند. تغییرات تراکم عناصر اصلی، فرعی و LOI نسبت به درصد کانی‌های ثانویه، یکی از نخستین راه‌های بررسی تأثیر فرآیندهای ثانویه بر زمین‌شیمی نمونه‌های مورد بررسی است.

شیمی سنگ کل

داده‌های عناصر اصلی و کمیاب مربوط به تجزیه نمونه‌های بازالتی در جدول ۱ آورده شده‌است. سنگ‌های مورد بررسی بازالت نوع بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و بیشتر از نوع تولیتی هستند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نیز

روش‌های بررسی تأثیر فرآیندهای ثانویه بر ترکیب شیمیایی توضیح داده می‌شود.

اما از آنجا که سعی ما در انتخاب نمونه‌های با کمترین آثار دگرسانی بوده است، شاید نتوان به درستی این روش را برای نمونه‌های مورد بررسی به کار برد. بنابراین در ادامه دیگر

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر جزئی (بر حسب ppm) در بازالت‌ها.

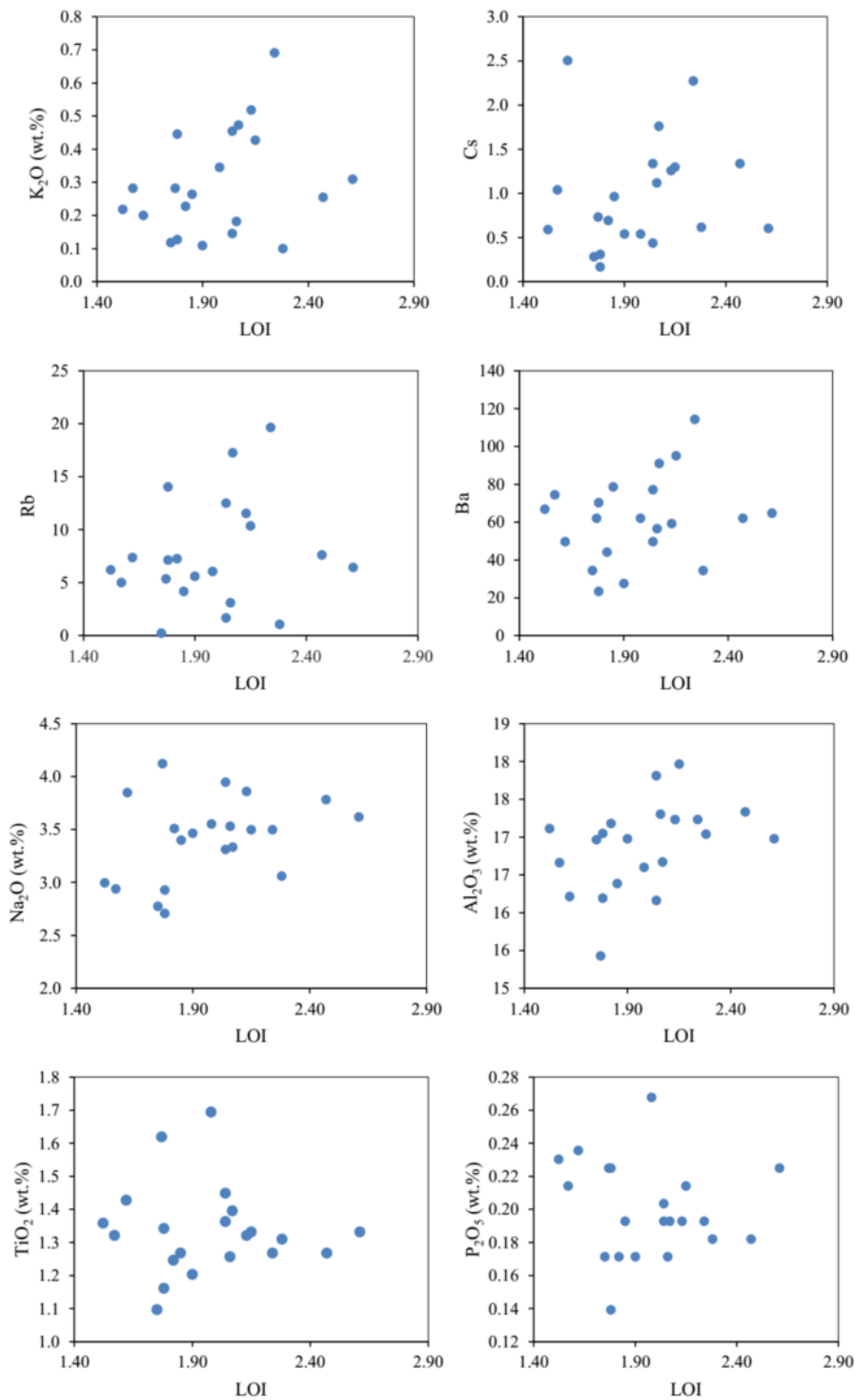
نمونه	MA-2	D-1	D-3	D-4	D-5	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6
SiO ₂	۴۹٫۲۵	۴۹٫۷۹	۵۰٫۹۵	۵۰٫۰۰	۴۹٫۹۲	۵۱٫۲۵	۵۰٫۴۰	۵۰٫۰۲	۵۰٫۰۰	۴۹٫۴۰	۴۹٫۴۹
TiO ₂	۱٫۷۰	۱٫۲۸	۱٫۳۲	۱٫۲۷	۱٫۱۱	۱٫۳۴	۱٫۳۶	۱٫۲۶	۱٫۲۱	۱٫۳۵	۱٫۲۸
Al ₂ O ₃	۱۶٫۶۲	۱۶٫۹۴	۱۶٫۸۰	۱۶٫۴۴	۱۷٫۱۲	۱۷٫۱۴	۱۷٫۰۷	۱۷٫۴۰	۱۷٫۰۶	۱۸٫۲۵	۱۷٫۴۵
Fe ₂ O ₃	۳٫۲۰	۲٫۷۹	۲٫۸۰	۲٫۷۸	۲٫۶۲	۲٫۸۶	۲٫۸۵	۲٫۷۸	۲٫۷۲	۲٫۸۸	۲٫۷۹
FeO	۶٫۶۴	۶٫۳۰	۵٫۶۱	۶٫۳۸	۵٫۹۱	۵٫۷۱	۵٫۷۸	۶٫۱۱	۵٫۹۸	۵٫۶۳	۵٫۸۲
MgO	۶٫۹۷	۷٫۴۱	۷٫۳۵	۷٫۷۷	۷٫۸۱	۶٫۷۷	۷٫۱۵	۷٫۱۸	۷٫۹۳	۷٫۲۷	۷٫۷۹
CaO	۱۱٫۳۱	۱۱٫۱۸	۱۱٫۴۸	۱۱٫۳۵	۱۲٫۳۰	۱۰٫۶۲	۱۱٫۸۳	۱۱٫۱۴	۱۱٫۲۰	۱۰٫۸۸	۱۱٫۰۰
Na ₂ O	۳٫۵۶	۳٫۳۴	۲٫۸۹	۳٫۴۱	۲٫۸۰	۳٫۶۵	۲٫۹۹	۳٫۵۵	۳٫۴۸	۳٫۵۵	۳٫۸۱
K ₂ O	۰٫۳۵	۰٫۶۷	۰٫۴۴	۰٫۲۶	۰٫۱۲	۰٫۳۱	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۱۱	۰٫۴۳	۰٫۲۶
P ₂ O ₅	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۱۸
مجموع	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰
Lol	۱٫۹۸	۱٫۷۵	۱٫۷۸	۱٫۸۵	۱٫۷۵	۲٫۶۱	۱٫۵۲	۱٫۸۲	۱٫۹۰	۲٫۱۵	۲٫۴۷
Cs	۰٫۵۴	۱٫۴۶	۰٫۱۷	۰٫۹۶	۰٫۲۸	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۶۹	۰٫۵۴	۱٫۳۰	۱٫۳۴
Ba	۶۲٫۰۰	۷۴٫۴۰	۷۰٫۲۷	۷۸٫۵۴	۳۴٫۴۵	۶۴٫۷۶	۶۶٫۸۲	۴۴٫۰۹	۲۷٫۵۶	۹۵٫۰۷	۶۲٫۰۰
Rb	۶٫۰۷	۱۷٫۲۶	۱۴٫۰۴	۴٫۱۷	۰٫۲۴	۶٫۴۳	۶٫۲۲	۷٫۲۶	۵٫۵۹	۱۰٫۳۵	۷٫۶۲
Sr	۲۱۴	۱۷۴	۲۳۳	۲۰۸	۱۸۳	۲۰۷	۲۶۲	۲۰۳	۲۰۰	۲۲۶	۲۰۶
Th	۰٫۴۸	۰٫۳۸	۰٫۷۸	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۵۳	۰٫۵۲
U	۰٫۳۴	۰٫۱۴	۰٫۳۶	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۲۳
Pb	۲٫۱۷	۲٫۲۷	۲٫۷۱	۱٫۶۲	۱٫۱۹	۲٫۴۹	۲٫۷۶	۱٫۴۱	۱٫۴۱	۳٫۱۴	۱٫۳۰
Sc	۳۳٫۰۲	۳۴٫۱۰	۳۱٫۰۵	۳۴٫۰۰	۳۲٫۹۲	۳۱٫۱۵	۳۱٫۶۴	۳۲٫۶۳	۳۱٫۰۵	۳۱٫۰۵	۳۱٫۲۵
V	۲۵۱	۲۳۴	۲۵۴	۲۲۸	۲۲۲	۲۱۰	۲۱۲	۲۱۳	۲۲۷	۲۱۷	۲۱۹
Cr	۲۶۲	۳۵۱	۳۸۷	۳۲۳	۳۶۶	۳۲۳	۳۱۴	۳۳۳	۳۴۹	۲۶۹	۳۱۷
Co	۴۵	۴۹	۴۴	۵۰	۵۱	۴۷	۴۶	۵۵	۴۹	۴۸	۵۰
Ni	۱۰۷	۹۳	۱۰۰	۸۰	۱۱۷	۱۰۵	۱۰۵	۱۰۹	۱۱۲	۱۰۹	۱۱۱
Hf	۳٫۶۱	۲٫۹۹	۳٫۱۱	۲٫۳۷	۱٫۸۷	۳٫۱۱	۲٫۹۳	۲٫۴۹	۲٫۶۱	۲٫۹۹	۲٫۹۹
Ta	۰٫۴۴	۰٫۷۳	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۲۹	۰٫۵۸	۰٫۴۴
Zr	۱۴۰	۱۳۷	۱۳۰	۱۲۶	۱۰۰	۱۴۴	۱۳۶	۱۲۶	۱۱۳	۱۳۴	۱۲۲
Nb	۵۵۰	۹٫۱۷	۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۰	۹٫۶۲	۹٫۱۷	۵۵۰	۱۲٫۸۳	۹٫۱۷
La	۷٫۱۶	۵٫۰۲	۱۱٫۱۶	۷٫۳۵	۵٫۳۹	۸٫۳۷	۸٫۹۳	۴٫۴۶	۴٫۳۷	۷٫۱۶	۵٫۷۷
Ce	۲۰٫۹۴	۱۳٫۷۱	۲۴٫۹۸	۱۶٫۲۶	۱۳٫۸۲	۲۱٫۰۴	۲۱٫۸۱	۱۳٫۵۰	۱۲٫۲۲	۱۷٫۲۲	۱۶٫۳۷
Pr	۳٫۱۰	۲٫۰۸	۳٫۳۷	۲٫۲۰	۱٫۹۵	۲٫۶۵	۲٫۸۵	۲٫۲۱	۱٫۷۴	۲٫۳۴	۲٫۳۹
Nd	۱۵٫۶۶	۱۰٫۳۳	۱۳٫۳۶	۱۰٫۳۳	۹٫۰۸	۱۲٫۷۴	۱۳٫۴۷	۱۱٫۲۷	۹٫۷۱	۱۲٫۱۱	۱۱٫۶۹
Sm	۴٫۷۵	۳٫۳۷	۳٫۷۵	۳٫۳۱	۲٫۷۴	۴٫۳۱	۳٫۸۲	۳٫۰۷	۲٫۷۸	۳٫۶۰	۳٫۳۰
Eu	۱٫۳۷	۱٫۱۴	۱٫۳۵	۱٫۰۸	۰٫۹۱	۱٫۲۸	۱٫۱۵	۰٫۹۹	۱٫۰۴	۱٫۲۷	۱٫۱۱
Gd	۵٫۸۴	۴٫۱۰	۴٫۷۱	۴٫۷۷	۳٫۶۰	۴٫۵۹	۴٫۲۴	۴٫۳۸	۳٫۰۳	۴٫۶۷	۴٫۵۳
Dy	۷٫۰۹	۵٫۹۲	۵٫۰۰	۵٫۰۶	۴٫۴۶	۴٫۹۰	۵٫۵۶	۴٫۸۷	۴٫۹۶	۵٫۹۸	۵٫۴۷
Ho	۱٫۳۶	۱٫۰۶	۱٫۰۱	۱٫۱۷	۰٫۷۷	۰٫۸۳	۱٫۱۴	۱٫۲۶	۰٫۹۴	۰٫۸۹	۱٫۰۹
Y	۳۰٫۸۸	۲۴٫۲۵	۲۱٫۵۰	۲۱٫۶۹	۱۹٫۰۴	۲۲٫۶۴	۲۳٫۲۱	۲۳٫۰۲	۲۰٫۸۴	۲۲٫۵۴	۲۲٫۴۵
Er	۳٫۹۸	۳٫۵۴	۳٫۰۵	۲٫۸۸	۲٫۴۶	۳٫۴۲	۳٫۵۰	۳٫۲۱	۲٫۶۹	۳٫۲۷	۳٫۲۴
Tm	۰٫۶۲	۰٫۵۶	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۳	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۳۹	۰٫۴۳	۰٫۴۲
Yb	۳٫۷۸	۲٫۸۶	۲٫۹۷	۲٫۷۸	۲٫۴۵	۲٫۵۱	۲٫۵۴	۲٫۹۰	۲٫۵۵	۲٫۶۲	۲٫۸۶
Lu	۰٫۶۰	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۳۸

ادامه جدول ۱

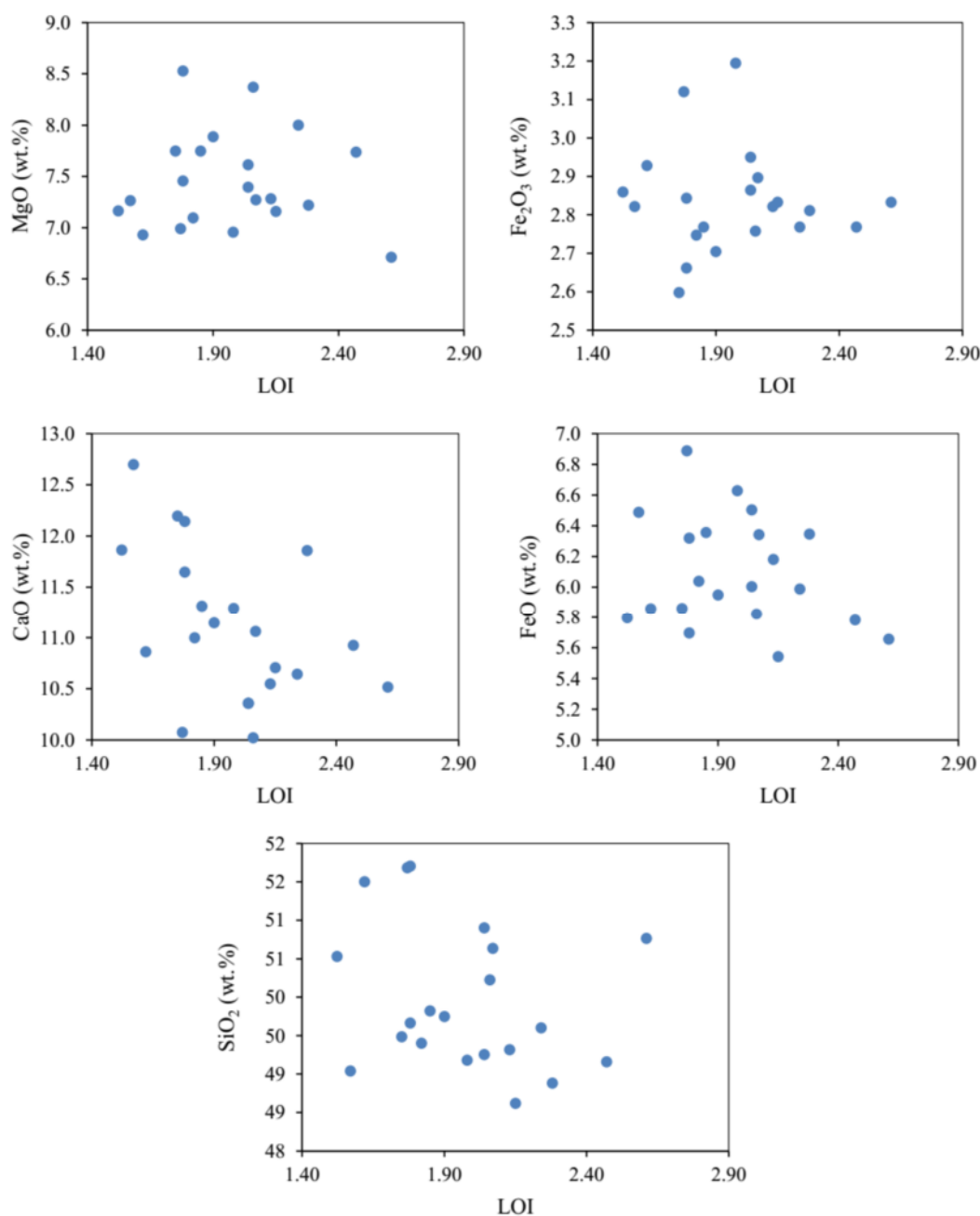
نمونه	P-7	P-8	P-10	P-12	P-14	P-15	P1-6	P-17	P-19	P-21	P-22
SiO ₂	۵۱٫۴۳	۴۹٫۴۰	۵۰٫۷۱	۴۹٫۷۷	۴۹٫۱۲	۵۱٫۳۷	۵۰٫۴۳	۴۹٫۶۰	۵۰٫۳۴	۴۹٫۶۰	۴۹٫۶۸
TiO ₂	۱٫۴۳	۱٫۳۲	۱٫۴۴	۱٫۱۶	۱٫۳۲	۱٫۶۱	۱٫۳۹	۱٫۲۷	۱٫۲۶	۱٫۳۳	۱٫۳۸
Al ₂ O ₃	۱۶٫۱۹	۱۷٫۲۲	۱۶٫۱۰	۱۶٫۲۳	۱۶٫۶۹	۱۵٫۳۴	۱۶٫۶۰	۱۷٫۲۳	۱۷٫۳۴	۱۷٫۳۳	۱۷٫۹۷
Fe ₂ O ₃	۲٫۹۲	۲٫۸۴	۲٫۹۴	۲٫۶۷	۲٫۸۳	۳٫۱۰	۲٫۸۸	۲٫۷۷	۲٫۷۶	۲٫۸۴	۲٫۸۹
FeO	۵٫۸۵	۶٫۴۱	۶٫۴۸	۶٫۳۳	۶٫۵۰	۶٫۸۵	۶٫۳۲	۵٫۹۹	۵٫۸۴	۶٫۲۲	۶٫۰۶
MgO	۶٫۹۲	۷٫۳۰	۷٫۵۸	۸٫۵۵	۷٫۲۷	۶٫۹۵	۷٫۲۴	۸٫۰۰	۸٫۳۹	۷٫۳۲	۷٫۴۶
CaO	۱۰٫۸۵	۱۱٫۹۸	۱۰٫۳۲	۱۲٫۱۷	۱۲٫۷۲	۱۰٫۰۲	۱۱٫۰۲	۱۰٫۶۴	۱۰٫۰۵	۱۰٫۶۱	۱۰٫۴۵
Na ₂ O	۳٫۸۴	۳٫۰۹	۳٫۹۳	۲٫۷۱	۲٫۹۴	۴٫۱۰	۳٫۳۲	۳٫۵۰	۳٫۵۴	۳٫۸۸	۳٫۳۴
K ₂ O	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۴۷	۰٫۶۹	۰٫۱۸	۰٫۵۲	۰٫۴۶
P ₂ O ₅	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۹
مجموع	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰
Lol	۱٫۶۲	۲٫۲۸	۲٫۰۴	۱٫۷۸	۱٫۵۷	۱٫۷۷	۲٫۰۷	۲٫۲۴	۲٫۰۶	۲٫۱۳	۲٫۰۴
Cs	۲٫۵۰	۰٫۶۲	۱٫۳۴	۰٫۳۱	۱٫۰۴	۰٫۷۳	۱٫۷۶	۲٫۲۷	۱٫۱۲	۱٫۲۶	۰٫۴۴
Ba	۴۹٫۶۰	۳۴٫۴۵	۴۹٫۶۰	۲۳٫۴۲	۷۴٫۴۰	۶۲٫۰۰	۹۰٫۹۴	۱۱۴٫۳۶	۵۶٫۴۹	۵۹٫۲۵	۷۷٫۱۶
Rb	۷٫۳۸	۱٫۰۷	۱٫۶۷	۷٫۱۴	۵۰۰	۵٫۳۶	۱۷٫۲۶	۱۹٫۶۴	۳٫۰۹	۱۱٫۵۴	۱۲٫۵۰
Sr	۲۵۶	۲۴۹	۲۸۲	۱۳۲	۲۰۹	۱۹۶	۲۰۱	۲۱۳	۲۰۶	۲۱۱	۲۰۶
Th	۰٫۸۰	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۲۴	۰٫۷۱	۰٫۲۹	۰٫۴۴	۰٫۵۷	۰٫۴۲	۰٫۳۵	۰٫۳۹
U	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۳۰	۰٫۲۰	۰٫۱۷	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۰
Pb	۲٫۱۷	۱٫۸۴	۱٫۷۳	۱٫۳۰	۱٫۱۹	۱٫۴۱	۱٫۹۵	۱٫۵۲	۱٫۰۸	۰٫۹۷	۰٫۷۶
Sc	۳۳٫۰۲	۳۵٫۴۸	۳۸٫۰۳	۲۸٫۹۹	۳۵٫۲۸	۳۷٫۱۵	۳۵٫۷۷	۳۰٫۸۶	۳۲٫۲۳	۳۲٫۱۳	۳۴٫۸۹
V	۲۱۷	۲۵۸	۲۳۵	۲۲۳	۲۳۴	۲۴۸	۲۳۷	۲۰۷	۲۵۲	۲۰۸	۲۲۴
Cr	۳۲۳	۴۳۴	۲۵۳	۳۲۹	۳۴۰	۲۱۴	۳۵۱	۲۶۳	۴۰۵	۲۹۵	۲۴۲
Co	۴۷	۵۰	۵۴	۴۶	۴۶	۵۰	۴۹	۴۹	۴۹	۴۹	۴۷
Ni	۸۴	۱۱۴	۸۷	۱۳۲	۹۷	۶۵	۹۱	۱۰۶	۱۴۹	۱۱۱	۱۳۳
Hf	۳٫۱۱	۲٫۷۴	۳٫۴۹	۲٫۱۲	۲٫۳۷	۲٫۹۹	۲٫۸۶	۲٫۶۱	۱٫۹۹	۲٫۴۹	۲٫۶۱
Ta	۰٫۲۹	۰٫۴۴	۰٫۵۸	۰٫۲۹	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۱٫۱۶
Zr	۱۶۲	۱۲۶	۱۴۱	۱۰۱	۱۰۷	۱۳۴	۱۱۲	۱۱۷	۱۰۱	۱۳۴	۱۴۱
Nb	۲۰٫۱۷	۱۸٫۲۳	۱۴٫۶۷	۱٫۸۳	۷٫۳۳	۷٫۳۳	۵۵۰	۱۱٫۰۰	۱٫۸۳	۹٫۱۷	۱۴٫۶۷
La	۹٫۴۹	۵٫۳۰	۶٫۸۸	۲٫۷۹	۸٫۶۵	۶٫۷۹	۶٫۰۵	۱۸٫۶۰	۶٫۴۲	۱۰٫۱۴	۵٫۶۷
Ce	۲۳٫۳۸	۱۳٫۹۲	۱۸٫۰۷	۱۰٫۱۰	۱۸٫۸۱	۱۷٫۳۲	۱۵٫۹۴	۴۰٫۳۹	۱۵٫۹۴	۲۳٫۷۰	۱۷٫۶۴
Pr	۲٫۹۳	۱٫۹۰	۲٫۵۵	۱٫۵۶	۲٫۵۶	۲٫۸۸	۲٫۲۸	۴٫۶۶	۲٫۳۴	۳٫۱۳	۲٫۷۸
Nd	۱۳٫۳۶	۱۰٫۲۳	۱۲٫۶۳	۸٫۷۷	۱۱٫۴۸	۱۳٫۸۸	۱۲٫۱۱	۱۸٫۰۶	۱۱٫۰۷	۱۳٫۹۹	۱۲٫۷۴
Sm	۳٫۹۴	۳٫۲۹	۴٫۰۶	۳٫۲۲	۳٫۵۱	۴٫۳۲	۴٫۰۰	۴٫۳۹	۳٫۳۶	۴٫۲۲	۴٫۰۷
Eu	۱٫۲۰	۱٫۲۷	۱٫۱۴	۱٫۰۳	۱٫۱۸	۱٫۶۶	۱٫۰۵	۱٫۰۸	۱٫۱۲	۱٫۰۵	۱٫۱۲
Gd	۴٫۸۱	۴٫۲۲	۴٫۴۹	۴٫۵۸	۳٫۷۲	۵٫۱۷	۴٫۵۹	۴٫۵۳	۴٫۴۳	۴٫۵۱	۴٫۷۸
Dy	۵٫۴۹	۴٫۶۸	۵٫۹۵	۵٫۳۳	۵٫۲۴	۶٫۶۱	۶٫۰۵	۵٫۷۱	۴٫۸۴	۶٫۱۱	۵٫۵۳
Ho	۱٫۲۵	۱٫۱۲	۱٫۱۲	۰٫۹۵	۱٫۰۴	۱٫۳۷	۱٫۱۷	۰٫۹۸	۱٫۰۹	۱٫۲۱	۱٫۱۱
Y	۲۴٫۵۳	۲۲٫۰۷	۲۴٫۴۴	۲۳٫۹۶	۲۳٫۴۰	۲۹٫۹۳	۲۳٫۶۸	۲۲٫۱۶	۲۳٫۹۶	۲۵٫۴۸	۲۴٫۱۵
Er	۳٫۴۱	۳٫۲۹	۳٫۵۰	۲٫۷۹	۳٫۱۰	۴٫۵۳	۳٫۴۱	۳٫۰۴	۳٫۴۱	۳٫۷۲	۳٫۲۴
Tm	۰٫۴۳	۰٫۴۰	۰٫۵۰	۰٫۵۶	۰٫۴۷	۰٫۶۵	۰٫۵۵	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۵۴	۰٫۴۸
Yb	۲٫۸۲	۳٫۱۰	۳٫۶۹	۲٫۷۳	۲٫۷۲	۳٫۳۲	۳٫۳۸	۲٫۵۲	۳٫۱۱	۲٫۷۹	۲٫۷۴
Lu	۰٫۴۸	۰٫۴۳	۰٫۵۳	۰٫۲۸	۰٫۴۲	۰٫۵۰	۰٫۴۶	۰٫۳۶	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۵۱

بررسی از این عناصر باشد. اکسیدهایی مانند P_2O_5 ، TiO_2 ، MgO و Fe_2O_3 تقریباً یک روند ثابت را نشان می دهند (شکل ۵). برعکس، CaO ، FeO و SiO_2 تاحدودی همخوانی منفی با LOI دارند (شکل ۵) که می تواند بیانگر شسته شدن این عناصر از محیط سنگی توسط سیال های گرمابی باشد.

تغییرات تراکم عناصر نسبت به LOI یکی دیگر از روش های بررسی تأثیر فرآیندهای ثانویه بر زمین شیمی یک مجموعه سنگی است (شکل ۵). همخوانی مثبت بین LOI و Al_2O_3 ، Ba ، Rb ، Cs ، K_2O می تواند بیانگر تأثیر حضور کانی های ثانویه در غنی شدگی جزئی نمونه های مورد



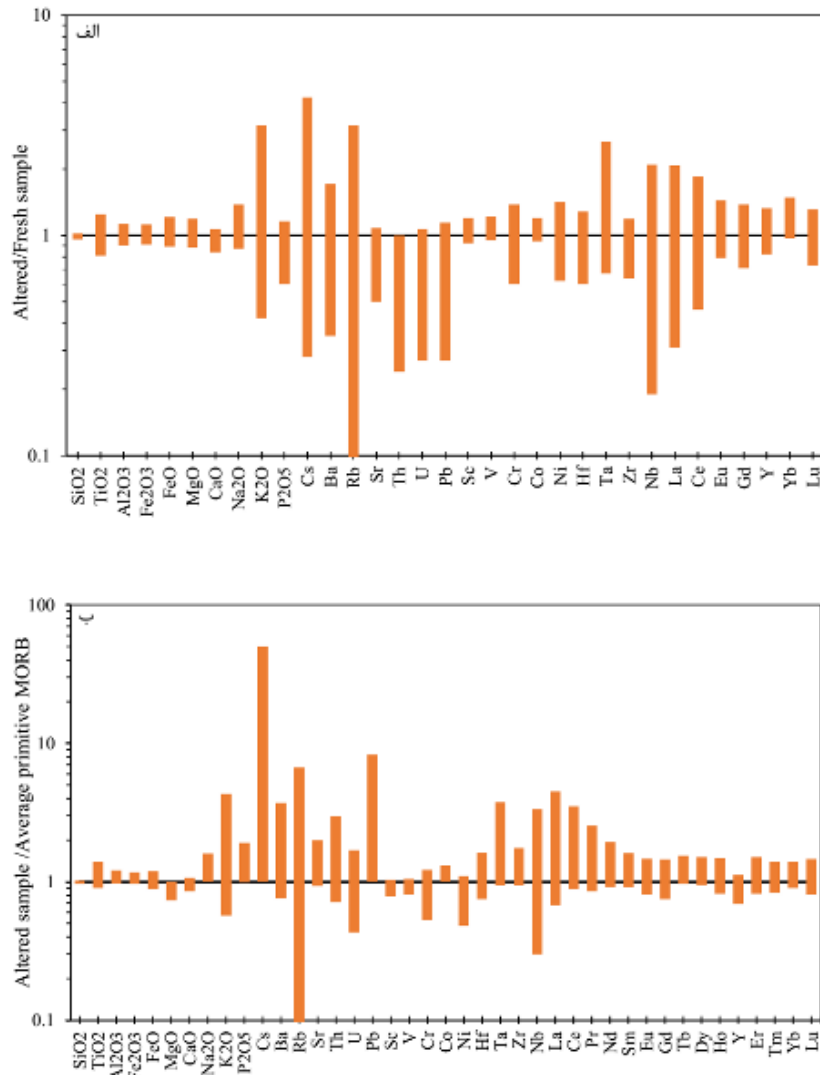
شکل ۵ تغییرات عناصر منتخب نسبت به LOI به عنوان شاخصی از دگرسانی در بازالت های مجموعه افیولیتی منطقه.



ادامه شکل ۵

شکل ۶ ب را به ویژه برای عناصری مانند K_2O , Cs, Ba و Rb نشان داده‌است. بنابراین می‌توان گفت که احتمالاً نمونه‌هایی که نسبت به بقیه شواهد دگرسانی بیشتری در مقاطع میکروسکوپی نشان داده‌اند از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) چون K, Cs, Rb و Ba غنی‌ترند. به عبارت دیگر، تأثیر فرایندهای دگرسانی بیشتر روی غنی‌شدگی عناصر نام برده بوده‌است.

شکل ۶ الف نیز مقایسه نمونه‌های مورد بررسی با یک نمونه تقریباً سالم از منطقه است. دیده می‌شود که گستره تغییرات در عناصری چون K_2O , Cs, Ba, Rb, Ta, Nb, La, Ce و Ta حدی Na_2O , Sr, Th, U, Pb بیشتر از بقیه عناصر است. برای اطمینان و تأیید نتایج بیان شده در بالا، نمونه‌های مورد بررسی نسبت به میانگین MORB اولیه [۳۳] به‌نجار شده‌اند (شکل ۶ ب). این مقایسه نیز تقریباً نتایجی شبیه نتایج به دست آمده از



شکل ۶ نمودار بهنجارش نمونه‌ها نسبت به نمونه نسبتاً سالم در منطقه (الف) و نمونه استاندارد (ب).

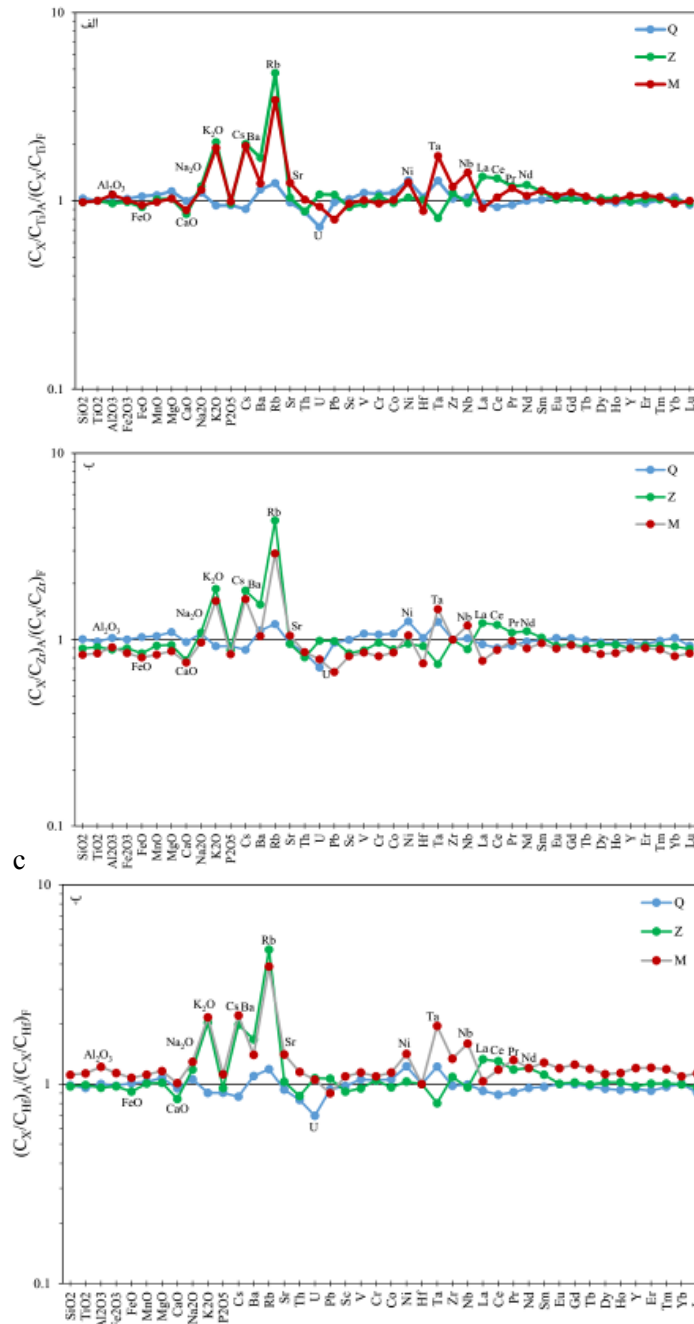
بحث و بررسی

همزمان با تشکیل پوسته اقیانوسی در پشته‌های میان اقیانوسی فرآیندهای دگرسانی و تبادل ماگماها و سنگ‌ها با آب دریا آغاز می‌شود [۴، ۵] که ممکن است طی این فرآیندها عناصری بین پوسته اقیانوسی و آب دریا مبادله شوند. فراوانی و توزیع ناهمگن فازهای درشت بلور در سنگ‌ها می‌تواند باعث اختلاف در شدت دگرسانی و بنابراین ایجاد خطا در برآورد تغییرات تراکم عناصر در اثر فرآیندهای دگرسانی شود [۳۴]. به همین دلیل در اینجا نمونه‌های ریز بلور و شیشه‌ای و با کمترین مقدار درشت بلور برای تجزیه انتخاب شده‌اند. از طرف دیگر رفتار عناصر مختلف در مقابل دگرسانی متفاوت است [برای مثال، ۳۵-۳۷]. حضور کانی‌های ثانویه چون اپیدوت، کلریت، و زئولیت‌ها نیز می‌تواند دلیلی بر تأثیر دگرسانی و تغییرات تراکم در بعضی از عناصر به‌ویژه عناصر متحرک در شرایط دگرسانی

گرماپی باشد. بنابراین به منظور ارزیابی تغییرات تراکم عناصر ناشی از تأثیر فرآیندهای دگرسانی می‌توان از نسبت‌های نمونه دگرسان شده به نمونه سالم استفاده کرد [۳۸]. به دلیل غیرمتحرک بودن Ti طی دگرسانی گرماپی [برای مثال، ۳۹، ۴۰] از این عنصر می‌توان برای بهنجارش استفاده کرد [۳۴، ۴۱]. از این رو ژانگ و همکارش [۳۸] مدلی به صورت $(C_X/C_{Ti})_A / (C_X/C_{Ti})_F$ ارائه دادند که C_{Ti} و C_X به ترتیب نشان دهنده تراکم عناصر X و Ti و A و F بیانگر نسبت‌های C_X/C_{Ti} به ترتیب در نمونه‌های دگرسان و سالم هستند. از آنجا که منطقه مورد بررسی شامل سه کوه متصل به هم به نام‌های قلعه‌برد، پیازه و کوره‌میانه است، برای بررسی مدل نام برده نخست نمونه‌های دگرسان شده و تقریباً سالم برای هر کوه به طور جداگانه در نظر گرفته شده و میانگین آن‌ها محاسبه شد. سپس مقدار نسبت $(C_X/C_{Ti})_A / (C_X/C_{Ti})_F$ برای هر کوه به

میانه نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). در بین اکسیدهای عناصر اصلی فقط CaO و FeO نسبتاً تهی شده‌اند (شکل ۷ الف) که می‌تواند بیانگر شسته شدن این عناصر از محیط سنگی و ورود آن‌ها به سیال گرمایی باشد. HREEها تقریباً یک روند ثابت نشان می‌دهند که بیانگر عدم تحرک این عناصر است، در حالیکه LREE و Nb و Ta تا حدی غنی شده‌اند (شکل ۷ الف).

دست آمد. داده‌های محاسبه شده از این مدل در شکل ۷ الف آورده شده‌است. چنان که پیداست تغییرات این نسبت در کوه قلعه‌برد نسبت به کوه‌های پیازه و کوره‌میانه کمتر است. همچنین این شکل نشان می‌دهد که عناصر متحرکی مانند Na_2O ، K_2O ، Cs ، Ba و Rb مهم‌ترین عناصری هستند که دستخوش فرایندهای ثانویه قرار شده‌اند، به طوری که این عناصر غنی‌شدگی قابل توجهی، به ویژه در دو کوه پیازه و کوره



شکل ۷ نمودارهای مدل سازی و بهنجارش عناصر اصلی و جزئی نسبت به عناصر بایستار (الف) Ti، (ب) Zr، و (پ) Hf. علایم Q، Z، M و به ترتیب علامت اختصاری مربوط به نمونه‌های سه کوه قلعه‌برد، پیازه و کوره‌میانه هستند.

- [2] Bird P., "An updated digital model of plate boundaries", *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4 (2003) No: 3, Paper number 1027.
- [3] Cheminee J.L., Stoffers P., McMurtry G., Richnow H., Puteanus D., Sedwick P., "Gas-rich submarine exhalations during the 1989 eruption of Macdonald Seamount", *Earth and Planetary Science Letters* 107 (1991) 318-327.
- [4] Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R., "Hydrothermal alteration of a 1km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interaction", *Journal of Geophysical Research* 91 (1986) 10309-35.
- [5] Alt J.C., "Alteration of the upper oceanic crust: mineralogy, chemistry, and processes", In: Davis E.E., Elderfield H., (Editors), *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, Cambridge University Press, Cambridge (2004) 495-533.
- [6] Sleep N.H., "Hydrothermal circulation, anhydrite precipitation, and thermal structure at ridge axes", *Journal of Geophysical Research* 96 (1991) 2375-2387.
- [7] Stein C.A., Stein S., "Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow", *Journal of Geophysical Research* 99 (1994) 3081-3095.
- [8] Bideau D., Hebert R., Hekinian R., Cannat M., "Metamorphism of deep-seated rocks from the Garrett Ultrafast transform (East Pacific rise near 13250S)", *Journal of Geophysical Research* 96 (1991) 10079-1009.
- [9] Kelley D.S., Gillis K.M., Thompson G., "Fluid evolution in submarine magma-hydrothermal systems at the Mid-Atlantic Ridge", *Journal of Geophysical Research* 98 (1993) 19579-19596.
- [10] Alt J.C., "Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems", In: Humphris S.E., Zierenberg R.A., Mullineaux L.S., Thomson R.E., (Editors) *Seafloor hydrothermal systems*, Geophysical monograph, American Geophysical Union, Washington, DC (1995) 85-114.
- [11] Gillis K.M., "Controls on hydrothermal alteration in a section of fast-spreading oceanic

برای ارزیابی بیشتر و اطمینان از نتایج به دست آمده، عناصر پایستار دیگری نیز مدل سازی شدند. با بهنجارش نمونه‌ها نسبت به عناصر پایستار چون Zr و Hf نتایج تقریباً مشابهی به دست آمد (شکل‌های ۷ ب، پ). که می‌تواند بیانگر تحرک و غنی شدگی عناصر LILE، تا حدی LREE، Ta و Nb و تهی شدگی نسبی CaO و FeO در منطقه باشد.

برداشت

یکی از مهمترین مناطقی که می‌توان شواهد میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی مربوط با دگرسانی گرمایی را بررسی کرد پوسته اقیانوسی قدیمی یا به عبارت دیگر افیولیت‌هاست. بررسی بازالت‌های مجموعه افیولیتی مریوان - پالنگان در گستره سه کوه قلعه‌برد، پیازه و کوره‌میانه نشان داد که وجود کانی‌های ثانویه در بررسی مقاطع میکروسکوپی بیانگر تأثیر فرآیندهای ثانویه در منطقه است. کانی‌های ثانویه به صورت رگه، حفره، شکستگی‌های پر شونده و فازهای جانیشینی بوده و اغلب شامل کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت، زئولیت، کلسیت و هیدروکسیدهای آهن هستند.

در بررسی آثار دگرسانی بر زمین‌شیمی سنگ‌های بازالتی منطقه، تغییرات عناصر نسبت به LOI و بهنجارش نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده و میانگین MORB اولیه همه بیانگر تحرک و غنی شدگی عناصری چون Na₂O، K₂O، Cs، Ba و Rb هستند.

بررسی مدل بهنجارش نسبت به عناصر نامتحرک در شرایط دگرسانی گرمایی مانند Ti، Zr و Hf نیز بیانگر تحرک عناصر LILE و تا حدی LREE، Nb، Ta، Ni، Co، Cr، V، Sc، U، Pb، Th و Sr و عدم تحرک HREE، MREE، Hf، Zr، Ti، Si، Mg، Mn و P بوده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از مسؤولین محترم آزمایشگاه Met-Solve Analytical Services Inc. در کشور کانادا به خاطر همکاری در تجزیه نمونه‌ها کمال تشکر و قدردانی را دارند. همچنین از دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی به خاطر فراهم آوردن امکانات جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی سپاسگزارند.

مراجع

- [1] Parsons B., "The rates of plate creation and consumption", *Geophysical Journal international* 67 (1981) 437-448.

formation of the proto-Zagros foreland basin, Lorestan Province, SW Iran", Geological Society of America Bulletin 121 (2009) 963-978.

[21] Homke S., Vergés J., Van Der Beek P., Fernández M., Saura E., Barbero L., Badics B., Labrin E., "Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: evidence for a long-lived orogeny", Basin Research 22 (2010) 659-680.

[22] Whitechurch Hubert et al. "Evidence for Paleocene-Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back-arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction", Lithos 182 (2013) 11-32.

[23] Ali S.A., Buckman S., Aswad K., Jones B., Ismail S., Nutman A., Recognition of Late Cretaceous Hasanbag ophiolite-arc rocks in the Kurdistan Region of the Iraqi Zagros suture zone: A missing link in the paleogeography of the closing Neotethys Ocean", Lithosphere 4 (2012) 395-410.

[24] Moghadam H.S., Stern R.J. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites", Journal of Asian Earth Sciences 100 (2015) 31-59.

[25] Amini S., Moradpour N., Zareii Sahamieh R., "Petrography, geochemistry and petrology of the South Sahneh Ophiolite Complex (NE Kermanshah)", (in Farsi). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 13 (2007) 225-246.

[26] Mousavi S.A., Aliani F., Maanijou M., Sepahi A.A., "Petrography and geochemistry of pillow lavas and related mafic, intermediate and felsic rocks in ophiolitic sequence of Sahneh-Harsin (north east of Kermanshah)", (in Farsi). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 21 (2013) 253-266.

[27] Torkian A., Daraeezadeh Z., Aliani F., Noghreyan M., "Application of geochemical data for determining tectonic setting of the diabasic dykes in the Kermanshah ophiolite; Sahneh-Harsin area", (in Farsi). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 21 (2013) 331-342.

[28] Zareii Sahamieh R., Moradpour A. "Geochemistry and petrology of the Harsin-Sahneh ophiolitic complex (NE Kermanshah-West of Iran): Implication for the tectonic of Southern Neotethys", (in Farsi). Iranian Journal of

crust", Earth and Planetary Science Letters 134 (1995) 473-489.

[12] Manning C.E., Weston P.E., Mahon K.I., Rapid high-temperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep", Earth and Planetary Science Letters 144 (1996) 123-132.

[13] Staudigel H., Plank T., White W., Schmincke H.U., Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP sites 417 and 418", In: Bebout G.E., Scholl D.W., Kirby S.H., Platt J.P., (Editors), Subduction top to bottom, American Geophysical Union, Geophysical Monograph series, Washington, DC 96(1996) 19-38.

[14] Staudigel H., Tauxe L., Gee J.S., Bogaard P., Haspels J., Kale G., Leenders A., Meijer P., Swaak B., Tuin M., Van Soest M.C., Verdurmen E.A.T., Zevenhuizen A., Geochemistry and intrusive directions in sheeted dikes in the Troodos Ophiolite: Implications for Mid-Ocean Ridge Spreading Centers", Geochemistry Geophysics Geosystems 1 (1999) Paper number 1999GC000001.

[15] Cann P.J., Gillis K., Hydrothermal insights from the Troodos ophiolite, Cyprus", In: Davis E.E., Elderfield. H., (Editors), Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere, Cambridge University Press, Cambridge (2004) 274-310

[16] Alavi M., Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

[17] Stöcklin J., Structural history and tectonics of Iran: a review", AAPG Bulletin 52 (1968) 1229-1258.

[18] Berberian M., King G., Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences 18 (1981) 210-265.

[19] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692-725.

[20] Homke S., Vergés J., Serra-Kiel J., Bernaola G., Sharp I., Garcés M., Montero-Verdú I., Karpuz R., Goodarzi M.H., "Late Cretaceous-Paleocene

Treatise on Geochemistry. second edn. Elsevier 4 (2014) 583-606.

[35] Hart S.R., "K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts", Earth and Planetary Science Letters 6 (1969) 295-303.

[36] Humphris S.E., Thompson C., "Trace element mobility during hydrothermal of oceanic basalts", Geochimica et Cosmochimica Acta 42 (1978) 127-136.

[37] Nicollet C., Andriambololona D.R., "Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks", Chemical Geology 28 (1980) 79-90.

[38] Zhang G.L., Smith-Duque C., "Seafloor basalt alteration and chemical change in the ultra thinly sedimented South Pacific", Geochemistry Geophysics Geosystems 15 (2014) 3066-3080.

[39] Bach W., Alt J.C., Niu Y. S., Humphris E., Erzinger J., Dick H.J.B., "The geochemical consequences of late stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735 (Leg 176)", Geochim. Cosmochim. Acta 65 (2001) 3267-3287.

[40] Paul H.J., Gillis K. M., Coggon R. M., Teagle D.A.H., "ODP Site 1224: A missing link in the investigation of seafloor weathering", Geochemistry Geophysics Geosystems 7 (2006) Paper number Q02003.

[41] Teagle D.A.H., Alt J.C., "Hydrothermal Alteration of Basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge", Economic Geology 99 (2004) 561-584.

Crystallography and mineralogy 23 (2015) 331-344.

[29] Sudi Ajirlu M, Hajialioghli R, Moazzen M., "Mineral chemistry and Tectonic setting of diabasic dykes of Kamyaran ophiolite complex, Western Iran", (in Farsi). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 25 (2017) 609-618.

[30] Wells A.J., *The crush zone of the Iranian Zagros mountains, and its implications*, Geological magazine 106 (1969) 385-394.

[31] Allahyari K., Sacconi E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", Journal of Asian Earth Sciences 79 (2014) 312-328.

[32] Sabzehei M., Gourabjiri A., Eslamdoust F., "Geological map of Paweh and West Paweh 1/100000 scale", Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian) (2010).

[33] Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene AR., "One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust", In: Treatise on Geochemistry. second edn. Elsevier 4 (2014) 749-805.

[34] Staudigel H., "Chemical fluxes from hydrothermal alteration of the oceanic crust", In: