Petrography and Geochemistry of ophiolitic basalts from Marivan- Palangan region (Zagros, western Iran)

Azad Karimi, Ali Ahmadi * and Abdolreza Partabian
Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract
Magmatic evolution, partial melting and petrogenesis of the basaltic rocks from Marivan-Palangan ophiolite suite, Zagros suture zone, western Iran have been studied. Basaltic rocks mostly exhibit pillow structures and have remarkable outcrops in the crustal succession of the Marivan-Palangan ophiolite. Based on petrographic and geochemical criteria, two distinct rock types are recognized. Regarding the chemical classifications, both types are basalt. The results of CIPW norm calculations reveal their olivine tholeiitic (abyssal tholeiitic) nature. They also belong to the tholeiitic magma series close to the transitional type. The high Ti contents of the basalts are indicative of the High-Ti affinity of the ophiolites. Fractionation of variable amounts of olivine, plagioclase and clinopyroxene is inferred from variation diagrams, particularly for the type two rocks. Although both rock types resemble the E-MORB on the multi-element diagrams, they are remarkably distinct regarding the HREE and MREE contents. Partial melting models suggest that the basalts have been originated after 5-25% (type 1) and 15-25% (type 2) partial melting of a spinel lherzolite mantle source. Besides, Sm/Nd, Ce/Sm, Sm/Yb and La/Yb ratios of the samples are close to an EMII-type enriched mantle; that may be indicative of contribution of EMII-type components to the petrogenesis of the magmas. It is concluded in this research that variable degrees of partial melting of a spinel peridotite mantle source, combined with the contribution of EMII-type components generated the enriched nature of the ophiolite-related basalts in this part of the Neo-Tethyan realm.

Key words: basalt, MORB, ophiolite, Neo-Tethys, Marivan- Palangan, Zagros

* aahmadi@science.usb.ac.ir

پترولوژی، سال دهم، شماره سی و هفتم، بهار ۱۳۹۸، صفحه ۷۵-۹۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۹/۲۰ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۱۱/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۱۹

مقاله پژوهشی

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی بازالت‌های افیولیتی منطقهٔ مریوان- پالنگان (زاگرس، باختر ایران)

آزاد کریمی، علی احمدی * و عبدالرضا پرتابیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

فرایندهای تکامل ماگمایی، ذوب‌بخشی و سنگ خاستگاهِ بازالت‌های مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان در پهنهٔ زمین‌درز زاگرس در باختر ایران بررسی شدند. سنگ‌های بازالتی رخنمون چشمگیری در توالی پوسته‌ای افیولیت مریوان- پالنگان دارند و ساخت آنها بیشتر بالشی است. از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی و شیمیایی دو گروه سنگی در منطقه قابل تفکیک است. برپایهٔ رده‌بندی شیمیایی، هر دو گروه بازالت هستند. نورم CIPW به‌دست‌آمده نشان می‌دهد همهٔ آنها الیوین تولهایت (تولهایت آبیسال) هستند. از دیدگاه سری ماگمای نیز سری تولهایت تا نزدیک به تحولی را نشان داده‌اند. همچنین، برپایهٔ مقدار TiO_2، از نوع افیولیت‌های Ti بالا هستند. تفریق مقدارهای متغیری از الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از روی نمودارهای فِنِر به‌ویژه برای نمونه‌های گروه دوم دیده می‌شود. هرچند نمونه‌های هر دو گروه در نمودارهای چندعنصری به E-MORB شباهت دارند، اما از دیدگاه HREE و MREE تمایز چشمگیری نشان می‌دهند. الگوهای ذوب درجه‌های متفاوت ذوب‌بخشی از یک خاستگاه لرزولیت اسپینل‌دار (۵ تا ۲۵ درصد برای گروه نخست و ۱۵ تا ۲۵ درصد برای گروه دوم) را نشان می‌دهند. همچنین، نسبت‌های Sm/Nd، Ce/Sm، Sm/Yb و La/Yb در نمونه‌ها به مقدارهای گوشته غنی‌شده نوع دوم (EMII) نزدیک هستند. ازاین‌رو، چه‌بسا سرشت غنی‌شده بازالت‌های منطقه پیامد مشارکت سازنده‌های نوع EMII در خاستگاه ماگماست. در این پژوهش چنین نتیجه‌گیری شده است که درجه‌های متغیر ذوب‌بخشی یک خاستگاه اسپینل‌پریدوتیتی و مشارکت سازنده‌گان نوع EMII، به پیدایش سرشت غنی‌شده بازالت‌های افیولیتی این بخش از بوم‌های نئوتتیس انجامیده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت، مورب، افیولیت، نئوتتیس، مریوان- پالنگان، زاگرس

مقدمه

افیولیت‌ها سنگ‌کرهٔ اقیانوسی کهن هستند که در پی فرایندهای زمین‌ساختی در قاره‌ها جایگزین شده‌اند (Coleman, 1977; Nicolas, 1989; Pearce, 2014). از یک سو، فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی عامل مهمی در فعالیت‌های آتشفشانی

* aahmadi@science.usb.ac.ir

کمان‌های ماگمایی است و بر ترکیب ماگماهای کمان آتشفشانی تأثیر مهمی دارد (White, 1989) و از سوی دیگر، فرورانش آن به بخش‌های ژرف‌تر گوشته از مهم‌ترین سازوکارهای بازگشت مواد به درون گوشته و خاستگاه برخی نقاط داغ و ناهمگنی‌های گسترده در آن است (White, ۱۹۸۶). بررسی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نه تنها به درک چگونگی تحولات سیستم‌های ماگمایی زمین کمک می‌کند، بلکه با ارائه شواهدی از وجود حوضه‌های اقیانوسی قدیمی، در شناخت تحولات زمین‌ساختی و جغرافیای دیرینه نقش مهمی دارد (Bédard, 2014; Dilek and Furnes, 2014). ازاین‌رو، شناخت درست ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نقش محوری در تبیین و توضیح فرایندهای زمین‌شیمیایی کل زمین دارد. از مهم‌ترین و در دسترس‌ترین راه برای ارزیابی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی بررسی افیولیت‌هاست.

گسل زاگرس محل برخورد شاخه جنوبی نئوتتیس به‌شمار می‌رود و با گذر از جنوب ترکیه و شمال‌باختری ایران تا دریای عمان ادامه دارد (Berberian and King, 1981; Dilek and Flower, 2003; Dilek and Furnes, 2009). بازشدن این شاخه از نئوتتیس، در پرمین آغاز شده و در تریاس به بیشترین گسترش خود رسیده است (Moinevaziri et al., 2008). فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی (اوراسیا)، در پی جابجایی رو به شمال قارهٔ آفریقا، از تریاس پسین - ژوراسیک آغاز و در کرتاسه پسین (Alavi, 2004) بسته شده است. برخورد نهایی در ائوسن میانی (Agard et al., ۲۰۰۵)، یا ائوسن- الیگوسن (مانند: Allen and Armstrong, 2008)، یا الیگوسن (مانند: Pirouz et al., 2107) یا میوسن (Mohajjel et al., 2003; Azizi and Moinevaziri, 2009) و یا میوسن پسین- پلیوسن پیشین (مانند: Zhang et al., ۲۰۱۷) رخ داده است. در پایان و در نتیجهٔ این فرورانش، افیولیت‌های زاگرس، در زمان کرتاسه پسین- پالئوسن جایگزین شده‌اند و پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر هم‌روند با زاگرس پدید آمده است (مانند: Berberian and King, 1981; Agard et al., 2005; Dilek et al., 2010).

افیولیت‌های زاگرس به دو گروه کمربند افیولیتی زاگرس درونی و بیرونی رده‌بندی شده‌اند (Shafaii- Moghadam and Stern, 2011). هرچند که برپایهٔ اجماع عمومی، افیولیت‌های زاگرس تکامل زمین‌شناختی نئوتتیس را از زمان پیدایش ریفت تا بسته‌شدن پایانی نشان می‌دهند (Shafaie- Moghadam and Stern, 2015)؛ اما هنوز دیدگاه‌های متفاوتی دربارهٔ چگونگی این تکامل در زاگرس به‌ویژه زمان بسته‌شدن و برخورد پایانی آن وجود دارد (مانند: Alizadeh et al., ۲۰۱۳; Nouri et al., 2015; Moradpour et al., ۲۰۱۷; Aliani and Daraeezadeh, 2018; Mahmoudi et al., 2018; Monsef et al., 2018; Nouri et al., 2018). یکی از ویژگی‌ها متمایز افیولیت‌های منطقه مریوان- پالنگان رخنمون افیولیت‌های جوان به سن ائوسن پسین است (Rahimzadeh et al., 2014) که به‌ندرت هم‌ارز آنها در دیگر رخنمون‌های افیولیت‌های نئوتتیس یافت می‌شود (Shafaie- Moghadam and Stern, ۲۰۱۵). با توجه به جوان‌بودن این سنگ‌ها، بررسی آنها تا اندازه‌ای به زمان بسته‌شدن و برخورد پایانی نئوتتیس کمک می‌کند.

ازآنجایی‌که بازالت‌ها به‌علت خاستگاه‌گرفتن از گوشته از بهترین نمونه‌ها برای پی‌بردن به

ویژگی‌های شیمیایی گوشته و تحولات سنگ‌شناسی آن هستند (Hess, 1989)، بررسی بازالت‌های مجموعهٔ افیولیتی منطقه مریوان- پالنگان ضروری است. بررسی بنیادی روی مجموعهٔ افیولیتی منطقه مریوان- پالنگان به تازگی آغاز شده است (Rahimzadeh et al., ۲۰۱۳; Allahyari et al., 2014; Saccani et al., ۲۰۱۴). پژوهشگران یادشده این افیولیت‌ها را به‌نام افیولیت‌های سروآباد (سه‌ول‌آوا) می‌شناسند. آنها افزون‌بر بررسی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی، یک الگوی تکتونوماگمایی برای مجموعه افیولیت سروآباد پیشنهاد داده‌اند (Allahyari et al., 2014; Saccani et al., 2014). برپایهٔ الگوی یادشده مشارکت سازنده‌های OIB در خاستگاه بازالت‌های با سرشت غنی‌شده منطقه نقش داشته است. ازاین‌رو، در این پژوهش به بررسی تنوع ترکیب شیمیایی بازالت‌های مجموعهٔ افیولیتی منطقه مریوان- پالنگان و نقش فرایندهای ماگمایی (مانند: ذوب‌بخشی و تبلوربخشی) در پیدایش تنوع در این سنگ‌ها پرداخته شده است.

از یک سو، این بررسی به شناخت فرایندهای ماگمایی در پشته‌های میان‌اقیانوسی کمک می‌کند. از سوی دیگر، در ادامه و تکمیل بررسی‌های پیشین افزون‌بر فراهم‌آوردن داده‌های زمین‌شیمیایی بیشتر برای این بخش از افیولیت‌های زاگرس خارجی و در تأیید سرشت E-MORB نشان داده‌شده در بررسی‌های پیشین، افزون‌بر نشان‌دادن تنوع نمونه‌های بازالتی منطقه (حداقل دو گروه)، از احتمال مشارکت سازنده‌های EMII در سنگ خاستگاه بازالت‌های افیولیت‌های تتیسی خبر می‌دهد.

روش انجام پژوهش

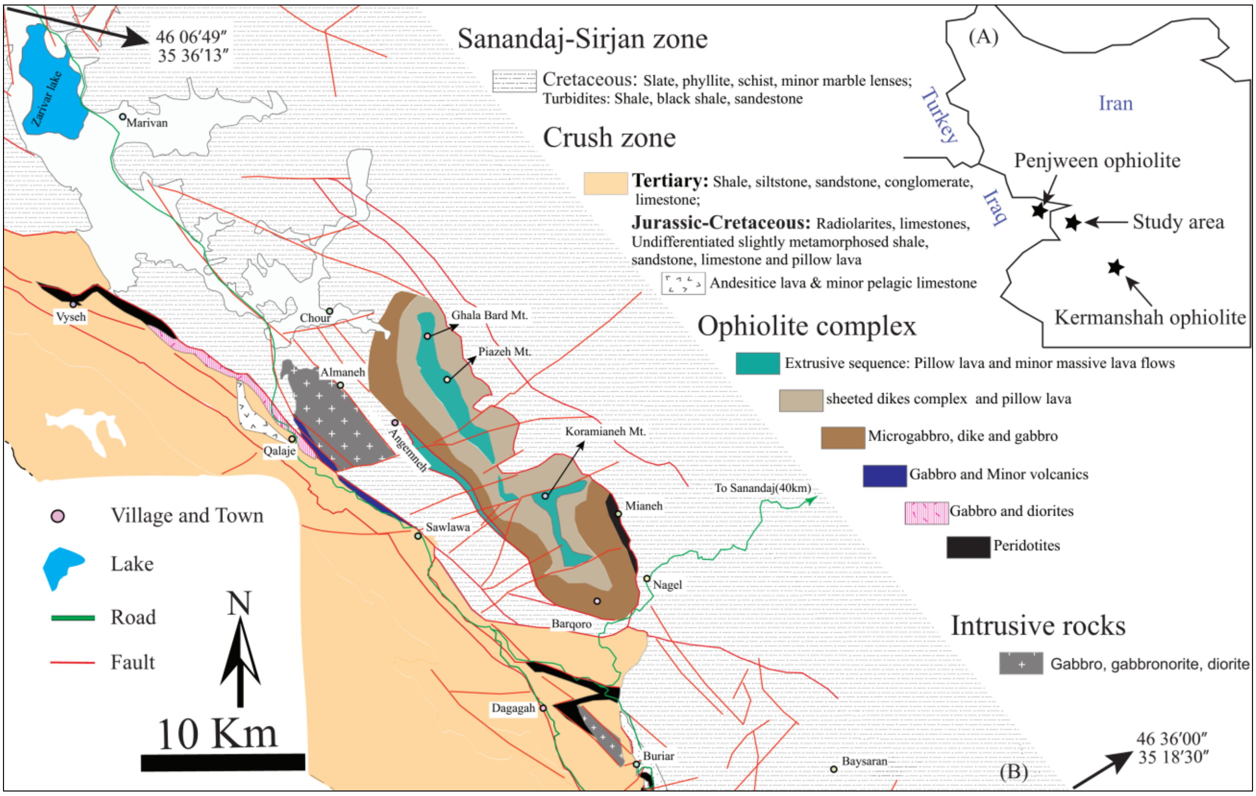
در این پژوهش پس از بررسی نقشه و گزارش‌های نخستین، بررسی‌های پیشین، هنگام بازدیدهای صحرایی و برداشت اطلاعات گوناگونی از ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ساختاری واحدهای سنگی، از همهٔ سنگ‌های مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان برپایهٔ تنوع سنگ‌شناسی نمونه‌برداری شد. پس از تهیه و بررسی مقطع‌های میکروسکوپی، شمار ۱۶ نمونهٔ کمابیش سالم که نشانه‌های دگرسانی نداشته‌اند برای تجزیه برگزیده شدند. تجزیهٔ شیمیایی اکسیدهای عنصرهای اصلی به روش XRF و عنصرهای کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه Met-Solve Analytical Services Inc. در کانادا انجام گرفت. شمار ۶ نمونه استاندارد TD-1 (Dunn and Stringer, 1990) برای ارزیابی دقت (precision) و صحت (accuracy) داده‌ها به‌طور ناشناس تجزیه شدند. انحراف از معیار ۲σ میانگین آماری (Jeffrey, ۱۹۷۵) برای تعیین دقت به‌کار برده شد. برپایهٔ این روش ارزیابی دقت برای عنصرهای اصلی بهتر از ۰/۰۸ درصد، برای LILEها ۷/۵ درصد، برای HFSEها ۷ درصد و برای REEها و فلزهای پایه ۴ درصد بود. صحت (Jenner, 1996) برای عنصرهای اصلی نیز بهتر از ۶/۵ درصد، ۱۱ درصد برای LILEها، ۱۵ درصد برای HFSEها، ۶ درصد برای REEها و ۱۵ درصد برای فلزهای پایه بود.

زمین‌شناسی منطقه

محدودهٔ بررسی‌شده در این پژوهش بخشی از افیولیت‌های کردستان (Shafaie-

Moghadam and Stern, 2015) در کمربند افیولیتی زاگرس خارجی (Shafaii-Moghadam and Stern, 2011) به‌شمار می‌رود.

افیولیت‌های کردستان در ادامه افیولیت‌های کرمانشاه از شهرستان کامیاران آغاز شده‌اند و با گذر از شهرستان‌های سروآباد و مریوان به افیولیت‌های پنجوین در شمال خاوری عراق می‌رسند (شکل‌های ۱- A و ۱- B).
پژوهشگران پیشین افیولیت‌های بررسی‌شده را افیولیت‌های پیازه (Sabzehei et al., 2010)، افیولیت‌های سه‌ول آوا یا سروآباد (Saccani et al., 2014) و افیولیت‌های کردستان (Shafaie-Moghadam and Stern, 2015) نامگذاری کرده‌اند. در این پژوهش، آنها، با نام «افیولیت‌های منطقهٔ مریوان-پالنگان» نامگذاری شده‌اند. این مجموعهٔ افیولیتی به دو بخشِ کمپلکس چور- نگل و پریدوتیت‌های سرپانتینیتی‌شده رده‌بندی می‌شوند. کمپلکس چور- نگل با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در راستای روراندگی اصلی زاگرس و به درازا و پهنای نزدیک به ۲۳ و ۵ کیلومتر است و با سنگ‌های دگرگونی پهنهٔ سنندج- سیرجان دربر گرفته شده است (شکل ۱- B). کمپلکس یادشده نشان‌دهندهٔ یک توالی ناکامل افیولیتی است که به‌ترتیب از بالا به پایین دربردارندهٔ سنگ‌های مافیک بیرونی، دسته دایک‌های صفحه‌ای، گابروها و سنگ‌های الترامافیک است (شکل ۱- B).



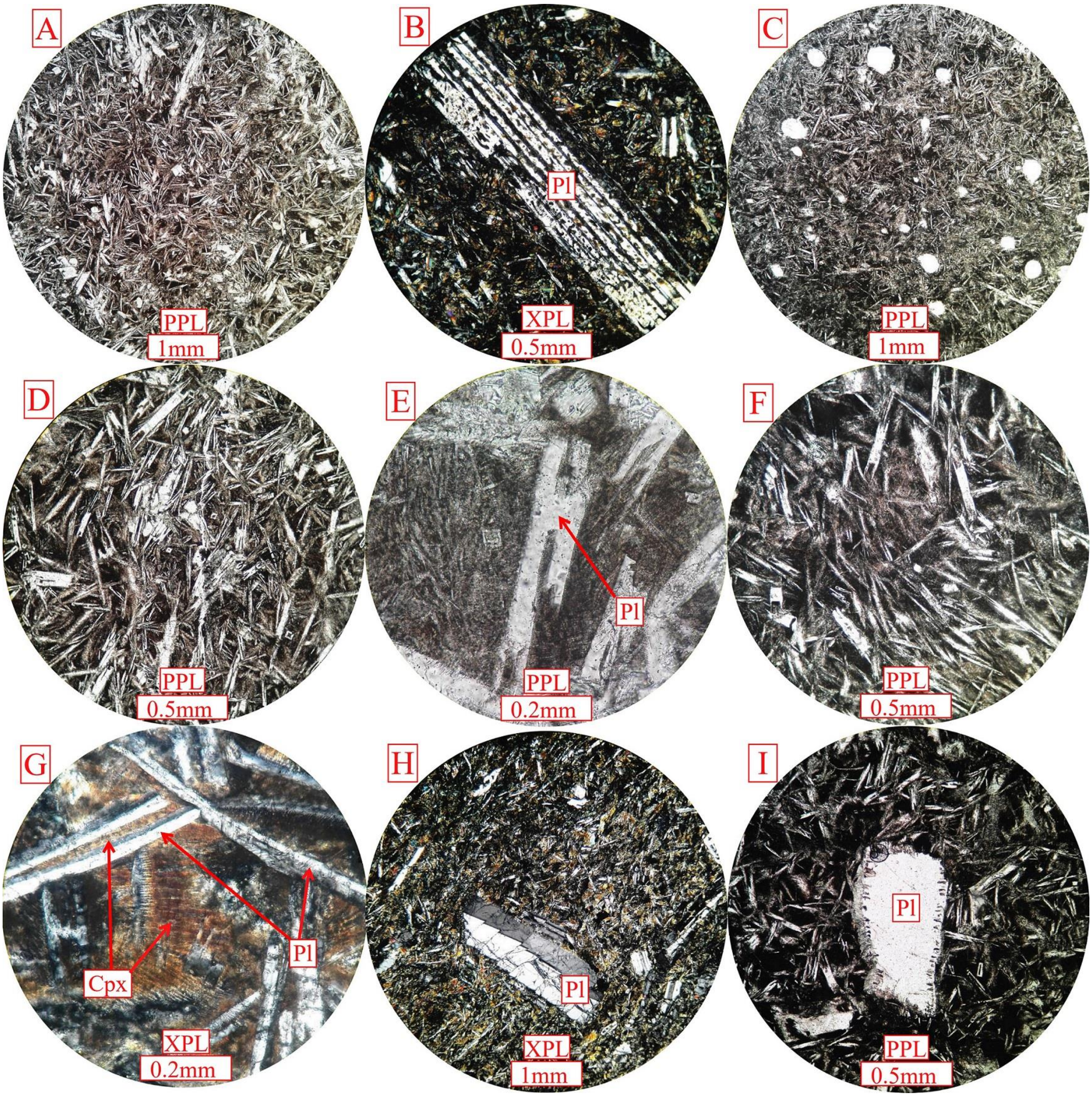
شکل ۱- نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ مریوان- پالنگان (زاگرس، باختر ایران) برپایهٔ بررسی‌های پیشین (Sabzehei et al., 2010; Allahyari et al., 2014). همان‌گونه‌که در شکل دیده می‌شود توالی سنگ‌های آذرین بیرونی بیشتر در بالاترین تراز ارتفاعی کمپلکس چور- نگل (که شامل سه قلهٔ کوره‌میانه، پیازه و قله‌بردر است) رخنمون یافته‌اند.

بیشتر پریدوتیت‌های سرپانتینیتی‌شده به‌صورت رخنمون‌های کوچک مقیاس -چند ده متر تا چند صد متر- در راستای گسل‌های تراستی منطقه ردیابی می‌شوند (شکل ۱). بیشتر سنگ‌های مافیک بیرونی بررسی‌شده در این پژوهش در بالاترین تراز ارتفاعی کمپلکس چور- نگل رخنمون دارند (شکل ۱). این سنگ‌ها بیشتر ساخت بالشی نشان می‌دهند (شکل‌های ۲- A و B)؛ هرچند به ندرت گدازه‌های با ساختار تکه‌تکه‌ای (blocky) و ضخامت کم نیز در منطقه دیده شده‌اند (شکل ۲- C). گدازه‌های بالشی از دیدگاه شکل و اندازه گوناگون هستند (شکل ۲- B). قطر بالش‌ها گاه به بیشتر از ۲ متر نیز می‌رسد (شکل ۲- A).

شکل ۲- رخنمون سنگ‌های بازالتی که به‌صورت ساخت‌های بالشی گوناگون (A و B) و گدازه‌های غیر بالشی (C) در منطقه دیده می‌شوند (در شکل C، روانهٔ بازالتی با ساخت تکه‌تکه‌ای (blocky) دیده می‌شود)

سنگ‌نگاری بخش بازالتی مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان

سنگ‌های مافیک بیرونی در افیولیت‌های مریوان- پالنگان از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی متنوع هستند. بیشتر این سنگ‌ها بافت اَفیریک (شکل ۳- A) و به‌ندرت بافت پورفیری (شکل ۳- B) نشان می‌دهند. همچنین، گاه بافت حفره‌ای نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۳- C). میکرولیت‌های پلاژیوکلاز مهم‌ترین فاز سازنده در بازالت‌های بالشی با بافت آفیریک هستند. این بلورها ویژگی‌های میکروسکوپی گوناگونی مانند شکل سوزنی، دم‌پرستویی (شکل ۳- D)، اسکلتی (شکل ۳- E) و گاه حالت جریانی (شکل ۳- F) نشان می‌دهند. فضای میان میکرولیت‌ها با بلورهای ریز و فیبری‌شکلِ کلینوپیروکسن پر شده است (شکل ۳- G). در نمونه‌های پورفیری، میانبارهای فراوان در برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بافت غربالی را پدید آورده است (شکل ۳- B). همچنین، نشانه‌هایی از شکستگی و حاشیهٔ خورده‌شده نیز در برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل‌های ۳- H و ۳- I). برخی سنگ‌های مافیک منطقه نشانه‌های متنوعی از دگرسانی را نیز نشان داده‌اند. بررسی نشانه‌های دگرسانی در آنها نشان‌دهندهٔ حضور کانی‌های ثانویه مانند کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت و به مقدار کمتر کلسیت و هیدروکسیدهای آهن به‌صورت رگه، حفره (شکل ۳- C) و شکستگی‌های پرشونده و فازهای جانشینی است.



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی بازالت‌های منطقه مریوان- پالنگان. A) بازالت با بافت آفریک؛ B) بافت پورفیری با فنوکریست پلاژیوکلاز که میانبارهای شیشه در آن بافت غربالی را پدید آورده است؛ C) بافت حفره‌ای پرشده با کانی‌های ثانویه؛ D) بافت آفریک با میکرولیت‌های سوزنی و دم‌پرستوی؛ E) میکرولیت پلاژیوکلاز با حالت اسکلتی؛ F) میکرولیت‌های با حالت جریانی؛ G) پرشدن فضای میان میکرولیت‌ها توسط بلورهای ریز و فیبری کلینوپیروکسن؛ H) شکستگی‌های در بلورهای پلاژیوکلاز؛ I) پلاژیوکلاز دارای حاشیه واکنشی (مقیاس و حالت نوری PPL (Plain Polarized Light) و XPL (Crossed Polarized Light) در پایین تصویرها آورده شده است)

زمین‌شیمی

برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌های با کمترین نشانه‌های دگرسانی برای تجزیه برگزیده شدند.

داده‌های تجزیهٔ عنصرهای اصلی، به‌همراه محاسبه نورم CIPW و داده‌های عنصرهای کمیاب به‌ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیهٔ عنصرهای اصلی و محاسبه نورم CIPW در بازالت‌های منطقه مریوان- پالنگان (($Mg\#=100*Mg/(Mg+Fe^{2+})$)

Sample No.	۷۲	۸۵	۱۳	۲۲	۳۳	۱۰۲	۴۹	۵۸
SiO_2	49.38	50.75	50.5	51.68	48.59	49.58	50.73	50.18
TiO_2	1.29	1.31	1.38	1.36	1.3	1.26	1.24	1.27
Al_2O_3	16.82	17.02	17.12	16.94	18	17.25	15.8	17.28
Fe_2O_3	2.75	2.85	2.87	2.83	2.81	2.76	2.75	2.77
FeO	6.26	5.71	5.79	5.69	5.56	6.02	6.48	5.79
MnO	0.14	0.12	0.14	0.12	0.12	0.14	0.13	0.12
MgO	7.34	6.73	7.2	7.51	7.15	8.01	8.09	8.41
CaO	10.98	10.64	11.9	11.55	10.69	10.63	12.25	10.03
Na_2O	3.34	3.59	3.02	2.89	3.51	3.52	2.69	3.54
K_2O	0.65	0.29	0.23	0.43	0.45	0.71	0.36	0.19
P_2O_5	0.19	0.24	0.24	0.21	0.22	0.2	0.17	0.16
Total	99.14	99.25	100.39	101.21	98.4	100.08	100.69	99.74
Lol	1.76	2.59	1.49	1.75	2.2	2.22	1.52	2.08
Mg#	67.64	67.75	68.91	70.17	69.63	70.34	69.00	72.14
C.I.P.W.								
Apatite (Ap)	0.45	0.57	0.57	0.50	0.52	0.47	0.40	0.38
Ilmenite (Il)	2.45	2.49	2.62	2.58	2.47	2.39	2.36	2.41
Orthoclase (Or)	3.84	1.71	1.36	2.54	2.66	4.20	2.13	1.12
Albite (Ab)	28.15	30.38	25.55	24.45	28.82	27.66	22.76	29.95
Nepheline (Ne)	0.06	0	0	0	0.48	1.15	0	0
Anorthite (An)	28.98	29.47	32.48	31.98	32.03	29.17	29.97	30.70
Magnetite (Mt)	3.99	4.13	4.16	4.10	4.076	4.00	3.99	4.02
Diopside (Di)	19.52	17.47	20.05	19.18	15.68	17.86	23.88	14.41
Hypersthene (Hy)	0	9.15	11.20	15.61	0	0	11.94	7.18
Olivine (Ol)	11.72	3.90	2.42	0	11.69	13.20	3.28	9.58
Quartz (Q)	0	0	0	0.27	0	0	0	0
Sum	99.16	99.27	100.41	101.23	98.42	100.10	100.71	99.76

جدول ۱- ادامه

Sample No.	۶۳	۱۱۳	۱۲۳	۱۳۱	۱۴۰	۱۵۸	۱۷۶	۱۹۴
SiO_2	49.51	49.57	49.1	49.68	49.22	51.7	50.305	50.46
TiO_2	1.12	1.11	1.29	1.41	1.7	1.59	1.5825	1.645
$Al2O_3$	16.98	18.99	16.69	16.28	16.62	15.44	16.25	16.03
Fe_2O_3	2.62	2.6	2.84	3.01	3.21	3.15	3.1225	3.18
FeO	5.87	5.21	6.51	6.89	6.6	6.88	6.8375	6.74
MnO	0.13	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.1475	0.155
MgO	7.77	6.31	7.25	6.99	6.95	7.01	6.8625	6.98
CaO	12.22	12.72	12.73	12.39	11.31	10.11	11.41	10.71
Na_2O	2.81	2.94	2.96	2.59	3.56	3.99	3.3675	3.775
K_2O	0.11	0.17	0.27	0.19	0.34	0.31	0.245	0.325
P_2O_5	0.18	0.17	0.2	0.2	0.25	0.22	0.225	0.235
Total	99.32	99.91	99.97	99.77	99.91	100.56	100.36	100.24
Lol	1.74	1.43	1.61	1.41	1.96	1.8	1.57	1.88
Mg#	70.24	68.34	66.50	64.39	65.24	64.49	64.15	64.86
C.I.P.W.								
Apatite (Ap)	0.43	0.40	0.47	0.47	0.59	0.52	0.53	0.56
Ilmenite (Il)	2.13	2.11	2.45	2.68	3.23	3.02	3.01	3.13
Orthoclase (Or)	0.65	1.01	1.60	1.12	2.01	1.83	1.45	1.92
Albite (Ab)	23.78	24.88	25.05	21.92	29.57	33.76	28.50	31.94
Nepheline (Ne)	0	0	0	0	0.30	0	0	0
Anorthite (An)	33.39	38.12	31.46	32.23	28.37	23.30	28.50	25.83
Magnetite (Mt)	3.80	3.77	4.12	4.37	4.66	4.57	4.53	4.61
Diopside (Di)	20.92	19.18	24.50	22.57	21.02	20.51	21.50	20.76
Hypersthene (Hy)	8.91	5.71	0.93	13.99	0	7.32	7.18	3.19
Olivine (Ol)	5.34	4.76	9.41	0.45	10.20	5.74	5.18	8.31
Quartz (Q)	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	99.34	99.93	99.99	99.79	99.93	100.58	100.38	100.26

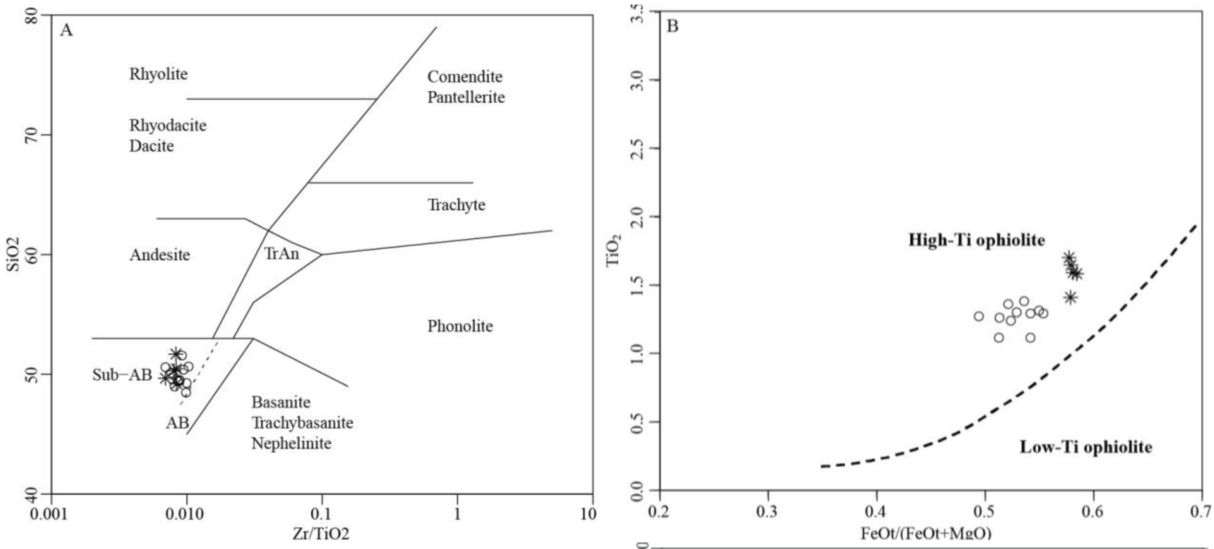
جدول ۲- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای کمیاب در بازالت‌های منطقه مریوان- پالنگان (برپایهٔ ppm)

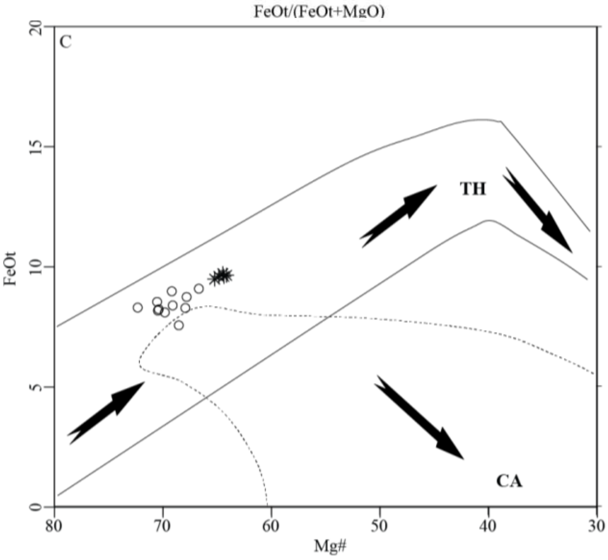
Sample No.	۷۲	۸۵	۱۱۳	۲۲	۳۳	۱۰۲	۴۹	۵۸
Cs	1.47	0.59	0.61	0.18	1.32	2.3	0.5	1.14
Ba	73.91	65	67.02	70	95	113	74.51	57.03
Rb	17.3	6.4	6.24	13.9	10.41	19.6	5.41	3.11
Sr	176	210	265	229	229	215	144	208
Th	0.37	0.83	0.82	0.8	0.5	0.6	0.35	0.44
U	0.15	0.34	0.36	0.35	0.19	0.29	0.19	0.25
Pb	2.3	2.51	2.75	2.69	3.15	1.5	1.22	1.11
Sc	33.95	31.21	31.66	31.1	31.1	30.1	36.02	32.13
V	236	211	213	257	219	211	223	255
Cr	355	325	317	388	272	263	386	407
Co	48	47	49	46	49	50	51	50
Ni	90	106	109	102	110	108	103	151
Hf	3.1	2.99	2.97	2.99	3	2.88	2.51	2.70
Ta	0.72	0.62	0.46	0.45	0.61	0.3	0.43	0.33
Zr	135	143	138	132	135	115	91	103
Nb	10	11.03	10	11.02	12.9	10.97	4	7
La	5.05	8.41	10	11.2	7.2	13	4.51	6.51
Ce	14.03	21	22.01	25.02	17.2	30	12.1	16.03
Pr	2.13	2.71	2.87	3.41	2.36	4	2.01	2.29
Nd	9.99	13.03	13.5	13.4	12.09	17.98	9.44	10.98
Sm	3.38	4.25	3.83	3.74	3.69	4.4	2.71	3.38
Eu	1.14	1.3	1.16	1.33	1.3	1.1	1.01	1.09
Gd	4.09	4.62	4.28	4.68	4.7	4.55	4.35	4.39
Tb	0.9	0.7	0.87	0.77	0.7	0.84	0.7	0.79
Dy	5.94	4.99	5.61	5.03	6	5.75	5.76	4.91
Ho	1.07	0.82	1.17	1.03	0.94	1.02	1.09	1.11
Y	24.3	23.01	23.18	21.55	22.5	22.09	22.4	24.15
Er	3.53	3.39	3.52	3.1	3.29	3.1	3.3	3.39
Tm	0.57	0.44	0.48	0.49	0.42	0.5	0.42	0.47
Yb	2.89	2.5	2.52	3.02	2.59	2.55	2.81	3.14
Lu	0.45	0.4	0.45	0.39	0.39	0.38	0.44	0.45

جدول ۲- ادامه

Sample No.	۶۳	۱۱۳	۱۲۳	۱۳۱	۱۴۰	۱۵۸	۱۷۶	۱۹۴
Cs	0.31	0.65	1.02	0.32	0.55	0.69	0.525	0.62
Ba	34.51	34.46	74.39	34.44	62	63.1	48.1625	62.55
Rb	0.25	1.21	5.23	2.11	6.03	5.3	3.42	5.665
Sr	185	189	211	181	215	200	196.75	207.5
Th	0.51	0.23	0.69	0.42	0.49	0.3	0.3925	0.395
U	0.12	0.11	0.26	0.18	0.33	0.21	0.23	0.27
Pb	1.19	1.2	1.18	2.1	2.15	1.44	1.795	1.795
Sc	33.02	28.96	35.33	37.71	32.9	37	35.655	34.95
V	224	203	236	248	253	251	245	252
Cr	368	299	338	191	259	218	224.5	238.5
Co	49	44	45	53	46	52	49.75	49
Ni	115	90	99	65	111	68	81	89.5
Hf	2.66	2.60	2.75	2.69	3.6	3	3.22	3.3
Ta	0.42	0.47	0.61	0.44	0.45	0.43	0.4	0.44
Zr	101	100	111	98	143	132	127	137.5
Nb	11	4.05	7.42	9.52	5.6	7.36	6.97	6.48
La	5.44	3.37	8.7	5.28	7.13	6.81	6.565	6.97
Ce	13.91	12.11	18.92	15.77	21.1	17.41	18.0775	19.255
Pr	2.03	1.66	2.54	2.56	3.13	2.91	2.8525	3.02
Nd	9.11	8.62	11.52	11.13	16.02	13.93	13.6025	14.975
Sm	2.75	3.41	3.49	3.42	4.81	4.35	4.2475	4.58
Eu	0.95	1.14	1.2	1.19	1.36	1.71	1.4	1.535
Gd	3.64	3.98	3.74	5	5.92	5.21	5.4375	5.565
Tb	0.68	0.74	0.79	0.88	1.06	1.02	1.01	1.04
Dy	4.51	4.84	5.3	5.99	6.98	6.65	6.615	6.815
Ho	0.79	0.85	1.04	1.22	1.38	1.35	1.285	1.365
Y	18.99	22.03	24.02	26.73	30.91	29.89	29.14	30.4
Er	2.52	2.94	3.14	3.54	4.02	4.64	4.085	4.33
Tm	0.5	0.43	0.49	0.51	0.65	0.63	0.6025	0.64
Yb	2.5	2.47	2.75	3.32	3.79	3.29	3.4475	3.54
Lu	0.41	0.32	0.41	0.56	0.58	0.48	0.53	0.53

در کل، نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده در این پژوهش از دیدگاه ویژگی‌های بافتی و ترکیب شیمیایی دست‌کم در دو گروه جای می‌گیرند. گروه نخست (با نماد دایره توخالی) ساخت بالشی دارد و معمولاً بافت آفریک نشان می‌دهد؛ اما گروه دوم (با نماد ستاره) بیشتر روانه‌های بازالتی غیر بالشی هستند که بافت پورفیری نشان می‌دهند. از دیدگاه شیمیایی، تمایز آشکاری در محتوای HREE و MREE میان دو گروه دیده می‌شود. از دیدگاه رده‌بندی شیمیایی، همهٔ نمونه‌ها در محدوده بازالت جای گرفته‌اند (شکل ۴- A).





شکل ۴- جایگاه بازالت‌های منطقه مریوان- پالنگان در: A) نمودار رده‌بندی Zr/TiO_2 دربرابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار رده‌بندی افیولیت‌ها برپایهٔ میزان FeOt/(FeOt+MgO) دربرابر TiO_2 (Serri, 1981)؛ C) شناسایی سری ماگمایی بازالت‌های مجموعهٔ افیولیتی برپایهٔ #Mg دربرابر FeOt (Brotolotti et al., 2004) (CA: کالک‌آلکالن؛ TH: تولهایت؛ نمونه‌های گروه نخست با نماد دایره توخالی و گروه دوم با نماد ستاره نشان داده شده‌اند)

به‌علت تأثیر فرایندهای ثانویه ناشی از واکنش با آب دریا و رسوب‌های سیلیسی، این سنگ‌ها چه‌بسا تا بیشتر از ۲ درصد نفلین یا کوارتز نورماتیو داشته باشند (Williams et al., 1982). ازاین‌رو، داده‌های به‌دست‌آمده از محاسبه نورم CIPW و نمودار چهاروجهی بازالت‌ها (Yoder and Tilley, 1962) (نشان داده نشده است) برای نمونه‌های بررسی‌شده نشان می‌دهند بیشتر آنها در گروه الیوین تولهایت (نمودار سه‌تایی الیوین- دیوپسید- هیپرستن) جای می‌گیرند. مقدار کوارتز نورماتیو در یک نمونه ۰/۲۷ درصد است و مقدارهای نفلین نورماتیو در چهار نمونه به‌ترتیب ۰/۰۶، ۰/۳۰، ۰/۴۸، ۱/۱۵ درصد

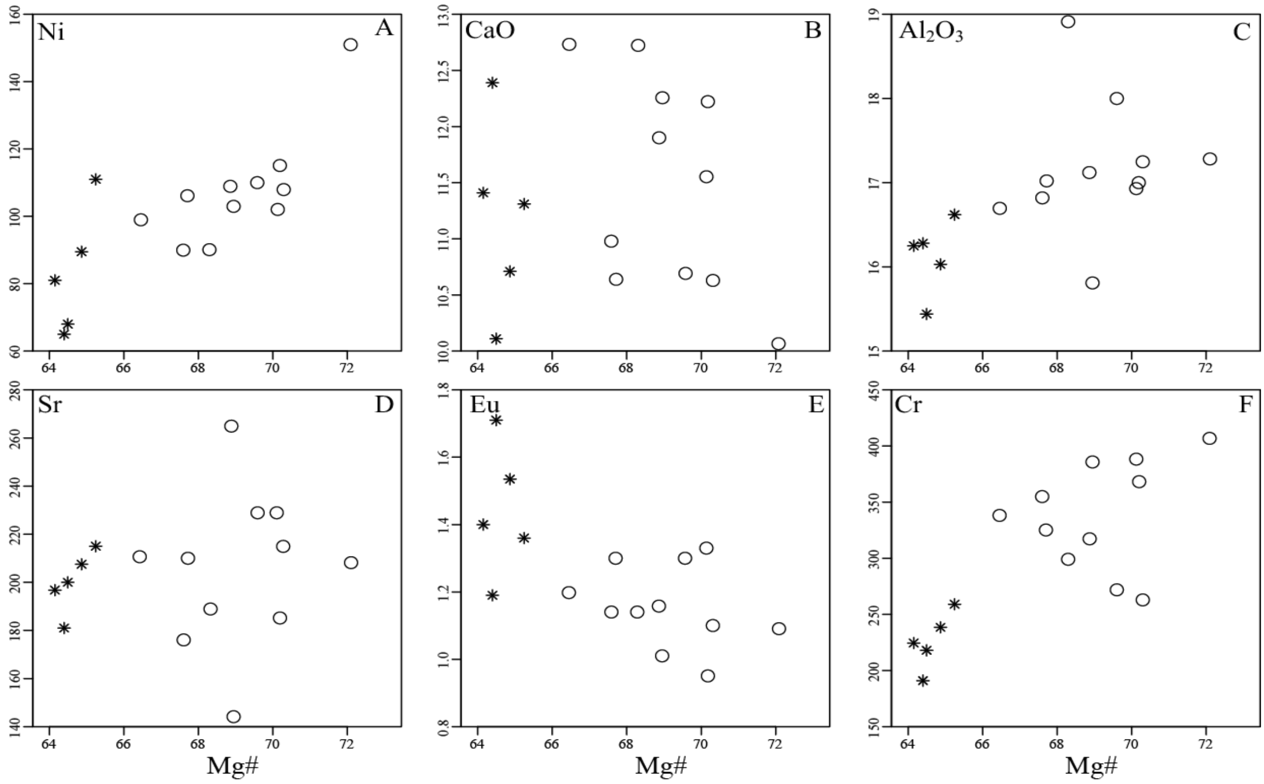
است (جدول ۱) که از همهٔ این مقدارها چشم‌پوشی می‌شود. پس به گفتهٔ دیگر، همهٔ نمونه‌ها الیوین‌تولهایت هستند (جدول ۱). همچنین، بررسی مقدار TiO_2 نشان می‌دهد نمونه‌ها در افیولیت‌های نوع Ti بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۴- B). از دیدگاه سری ماگمایی نیز این سنگ‌ها سرشت تولهایت تا نزدیک به تحولی نشان می‌دهند (شکل ۴- C).

همان‌گونه که در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است، گسترهٔ تغییرات در بسیاری از عنصرهای اصلی کوچک است. برای نمونه، SiO_2 برابربا ۴۸/۵۹ تا ۵۱/۷۰، TiO_2 برابربا ۱/۱۱ تا ۱/۷۰، MgO برابربا ۶/۳۱ تا ۸/۴۱ و CaO برابربا ۱۰/۰۳ تا ۱۲/۷۳ درصدوزنی هستند. گسترهٔ تغییرات برخی عنصرهای کمیاب مانند Ni، Cr و Sr به‌ترتیب، شاخصی برای تبلور الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز به‌شمار می‌رود. برای نمونه، Sr از ۱۴۴ تا ۲۶۵، Eu از ۰/۹۵ تا ۱/۷۱، Cr از ۱۹۱ تا ۴۰۷ و Ni از ۶۵ تا ۱۵۱ پی‌پی‌ام در تغییر هستند. دامنهٔ تغییرات عدد منیزم ($Mg\#=100\times Mg/(Mg+Fe)$) نیز در نمونه‌های بررسی‌شده برابربا ۶۴ تا ۷۲ است. کم‌بودن مقدار عنصرهایی مانند Sr، Eu، Cr و Ni در نمونه‌های با #Mg کمتر از ۶۶ (گروه دوم) در مقایسه با نمونه‌های با #Mg بیشتر از ۶۶ (جدول‌های ۱ و ۲) چه‌بسا نشان‌دهندهٔ تأثیر تبلوربخشی بر ترکیب شیمیایی نمونه‌های یادشده باشد.

بحث

تبلوربخشی

اگرچه مقدار #Mg در بیشتر نمونه‌ها بالاست (۶۴/۱۵- ۷۲/۱۴)، اما همان‌گونه‌که گفته شد مقدارهای کم‌ابیش کمِ برخی عنصرها (به‌ویژه عنصرهای سازگار مانند Ni، Cr، Co و حتی اکسید MgO) نشان‌دهندهٔ تأثیر تبلوربخشی در آشیانه (های) ماگمایی مربوطه است، این نکته به‌ویژه دربارهٔ نمونه‌های گروه دوم درست است. الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و به‌ندرت اورتوپیروکسن از کانی‌های رایج در تفریق‌بخشی پشته‌های میان‌اقیانوسی هستند (Dilek and Furnes, 2014). برای ارزیابی تفریق احتمالی کانی‌های یادشده، نمودار تغییرات برخی عنصرها دربرابر #Mg آورده شده است (شکل ۵). روند کاهشی Ni با کاهش #Mg آشکارا نشان‌دهندهٔ جدایش بلورینِ الیوین از ماگمای مادر سنگ‌های بررسی‌شده است (شکل ۵- A). تغییرات CaO دربرابر #Mg روند روشنی نشان نمی‌دهند (شکل ۵- B)؛ اما با کاهش #Mg، Al_2O_3 روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۵- C). ازاین‌رو، عنصرهایی مانند Sr و Eu، برای ارزیابی جدایش بلورینِ پلاژیوکلاز (شکل‌های ۵- D و E) و Cr برای ارزیابی جدایش بلورینِ کلینوپیروکسن به‌کار برده شده‌اند (شکل ۵- F). برپایهٔ بررسی تغییرات Sr و Eu، جدایش بلورینِ پلاژیوکلاز بیشتر در نمونه‌های گروه دوم رخ داده است. این یافته‌ها با بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های یادشده سازگار است؛ زیرا بیشتر آنها بافت پورفیری نشان داده‌اند (شکل‌های ۳- B، ۳- H و ۳- I). بررسی تغییرات Cr دربرابر #Mg نشان می‌دهد نمونه‌های گروه دوم افزون‌بر جدایش بلورینِ پلاژیوکلاز، دچار جدایش بلورینِ کلینوپیروکسن نیز شده‌اند (شکل ۵- F). همچنین، بخشی از نمونه‌های گروه نخست نیز روند کاهشی با کاهش #Mg نشان می‌دهند و این نکته چه‌بسا نشان‌دهندهٔ جدایش بلورینِ کلینوپیروکسن در این نمونه‌هاست.



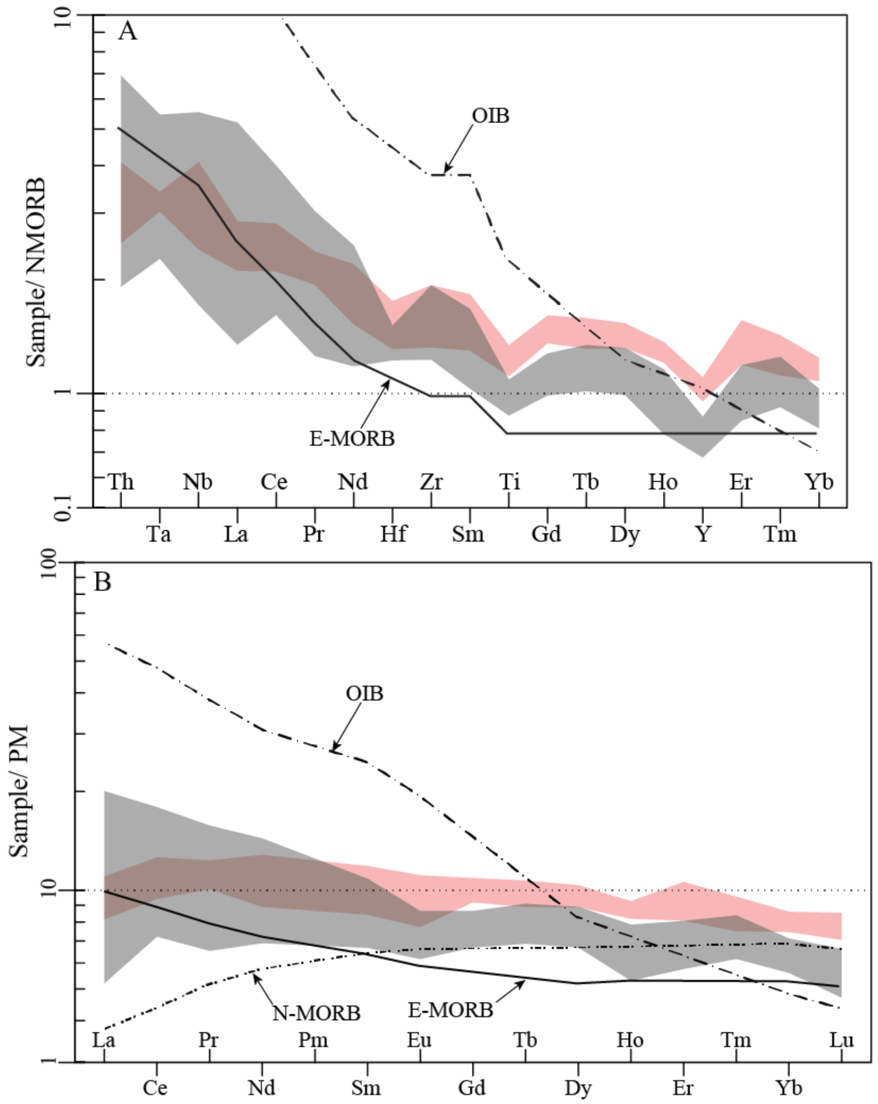
شکل ۵- موقعیت بازالت‌های مجموعهٔ افیولیتی منطقهٔ مریوان- پالنگان در نمودارهای فنر اکسیدهای عنصرهای اصلی و عنصرهای کمیاب و تأثیر جدایش بلورینِ الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بر ماگمای خاستگاه نمونه‌های بازالتی (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

نمودارهای چندعنصری

ازآنجایی‌که نشانه‌هایی از دگرسانی در سنگ‌های منطقهٔ مریوان- پالنگان دیده شده است، برای کاهش تأثیر دگرسانی در تفسیرهای زمین‌شیمیای، به بررسی زمین‌شیمی عنصرهای نامتحرک (Pearce, 2014) در نمودارهای عنکبوتی پرداخته می‌شود (شکل ۶- A). در نمودار عنکبوتی داده‌ها به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند. همچنین، داده‌های E-MORB و OIB (Sun and McDonough, ۱۹۸۹) نیز برای مقایسه آورده شده‌اند (شکل ۶- A). در کل، همهٔ نمونه‌ها در Y و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، مگر دو عنصر یادشده، دربارهٔ بیشتر عنصرهای نامتحرک، به‌ویژه عنصرهای HFSE نسبت به N-MORB غنی‌شدگی دیده می‌شود و الگوی تغییرات ترکیب نمونه‌ها نزدیک به E-MORB است (شکل ۶- A). الگوی REE نمونه‌ها دربرابر ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده است (شکل ۶- B). شناخت نمونه‌های گروه نخست از گروه دوم در نمودارهای عنکبوتی و REE نیز دیده شده است (شکل ۶). این تمایز در الگوی REE به‌ویژه عنصرهای MREE و HREE آشکارتر است (شکل ۶- B).

الگوی REE در همهٔ نمونه‌های هر گروه کمابیش موازی است و در آن غنی‌شدگی ناچیزی از LREE دربرابر MREE و HREE دیده می‌شود. همچنین، در الگوی REE گروه نخست، در LREEها روند شیب‌دار و MREEها و HREE روند کمابیش هموار نشان می‌دهد؛ اما روند عنصرها برای گروه دوم، کمابیش هموار است (شکل ۶- B). ازآن‌جایی‌که الگوی REE برای یک مجموعهٔ سنگی که از یک خاستگاه برخاسته باشند نباید تفکیک چشمگیری میان نمونه‌ها نشان

دهد، پس تفکیک نمونه‌ها به دو گروه و نیز الگوی کمابیش گسترده میان نمونه‌های هر گروه نشان‌دهندهٔ فرایندهای ماگمایی گوناگون در تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده است. به گفتهٔ دیگر، نقش ذوب‌بخشی و تبلوربخشی در پیدایش این تنوع مؤثر بوده است. همانگونه‌که در بالا گفته شد نمونه‌های با Mg# کم (<۶۶) نشانه‌هایی از جدایش بلورینِ پلاژیوکلاز و تا اندازه‌ای کلینوپیروکسن نشان داده‌اند و بیشتر این نمونه‌ها در گروه دوم جای دارند. به گفتهٔ دیگر، عامل جدایش بلورین از فاکتورهای مهم تنوع الگوی REE، به‌ویژه در نمونه‌های گروه دوم، بوده است. دربرابر، برای بیشتر نمونه‌های گروه نخست، به‌ویژه نمونه‌هایی که در نمودارهای فنر از روند تفریق کانی‌ها پیروی نکرده‌اند، تنوع الگوی REE شاید در ارتباط با ویژگی‌های خاستگاه (مانند: ترکیب خاستگاه و درجهٔ ذوب‌بخشی) باشد.



شکل ۶- A) نمودار عنکبوتی تغییرات عنصرهای نامتحرک بهنجارشده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989)؛ B) الگوی REE بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (McDonough and Sun, 1995) (داده‌های N-MORB، E-MORB و OIB (Sun and McDonough, 1989) نیز برای مقایسه آورده شده‌اند؛ محدودهٔ تغییرات در نمونه‌ها: گروه نخست: رنگ خاکستری؛ گروه دوم: رنگ سرخ)

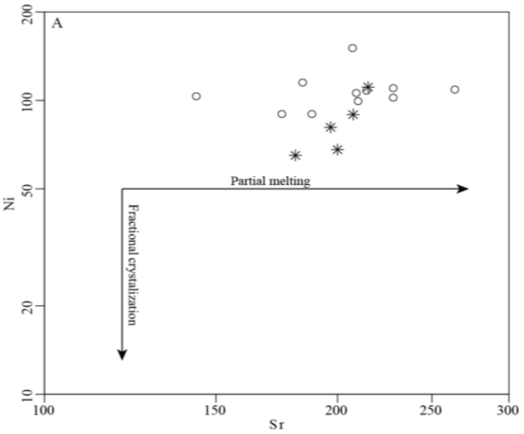
ذوب‌بخشی

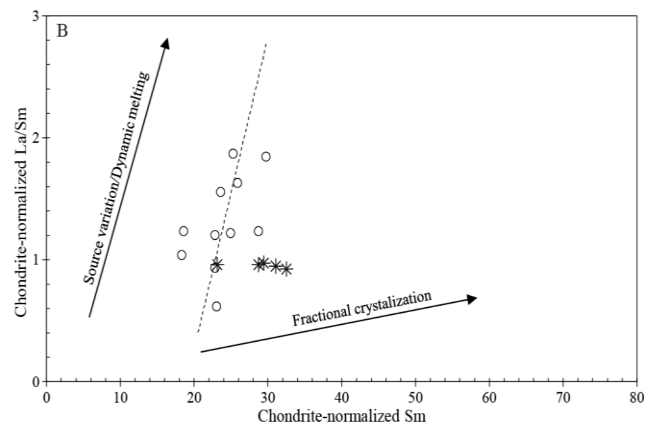
برپایهٔ آنچه گفته شد، تبلور و تفریق از عوامل تنوع ترکیب شیمیایی، دست‌کم در بخشی از نمونه‌های بررسی‌شده بوده‌اند. از آنجایی‌که در پشته‌های میان‌اقیانوسی، خاستگاه ماگماها در ژرفای کم و از یک گوشتهٔ لرزولیتی در رخساره اسپینل‌دار دانسته می‌شود، پس چه‌بسا سه عامل اصلی بر تنوع پیدایش ماگما در چنین گوشته‌ای مؤثر هستند:

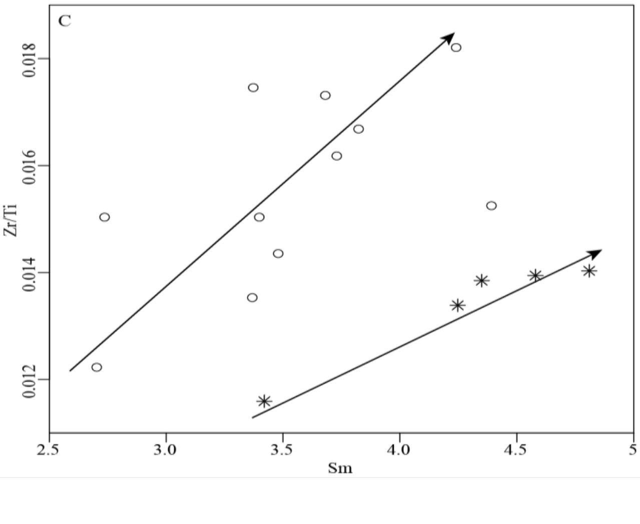
- عامل نخست، نرخ ذوب‌بخشی متفاوت از گوشتهٔ اسپینل‌دار است؛
- عامل دوم افزوده‌شدن سازنده‌های گوشته‌ای دیگر یا به عبارتی آمیختگی ماگمایی خاستگاه با مخزن‌های زمین‌شیمیایی گوناگون (مانند: EM1، EM2، HIMU) است؛
- عامل سوم بالاآمدن گوشتهٔ گارنت‌دار و پیدایش ماگما از آن است.

در ادامه به بحث و بررسیِ هر کدام از عوامل یادشده پرداخته می‌شود.

عنصرهای ناسازگار از ابزارهای سودمند برای بررسی فرایندهای ذوب‌بخشی به‌شمار می‌روند (Allègre and Minster,1978; Minester and Allègre, 1978). بررسی تغییرات عنصر ناسازگار Sr دربرابر Ni (شکل ۷- A) نشان داده است بیشتر نمونه‌ها از روند ذوب‌بخشی پیروی کرده‌اند؛ با وجود این، نمونه‌های گروه دوم تا اندازه‌ای روند تفریق را دنبال کرده‌اند و تأثیر تفریق در آنها دیده می‌شود. تغییرات Sm دربرابر La/Sm نیز با نتیجهٔ بالا سازگار است و تأثیر نوع خاستگاه یا میزان ذوب‌بخشی در پیدایش تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۷- B).







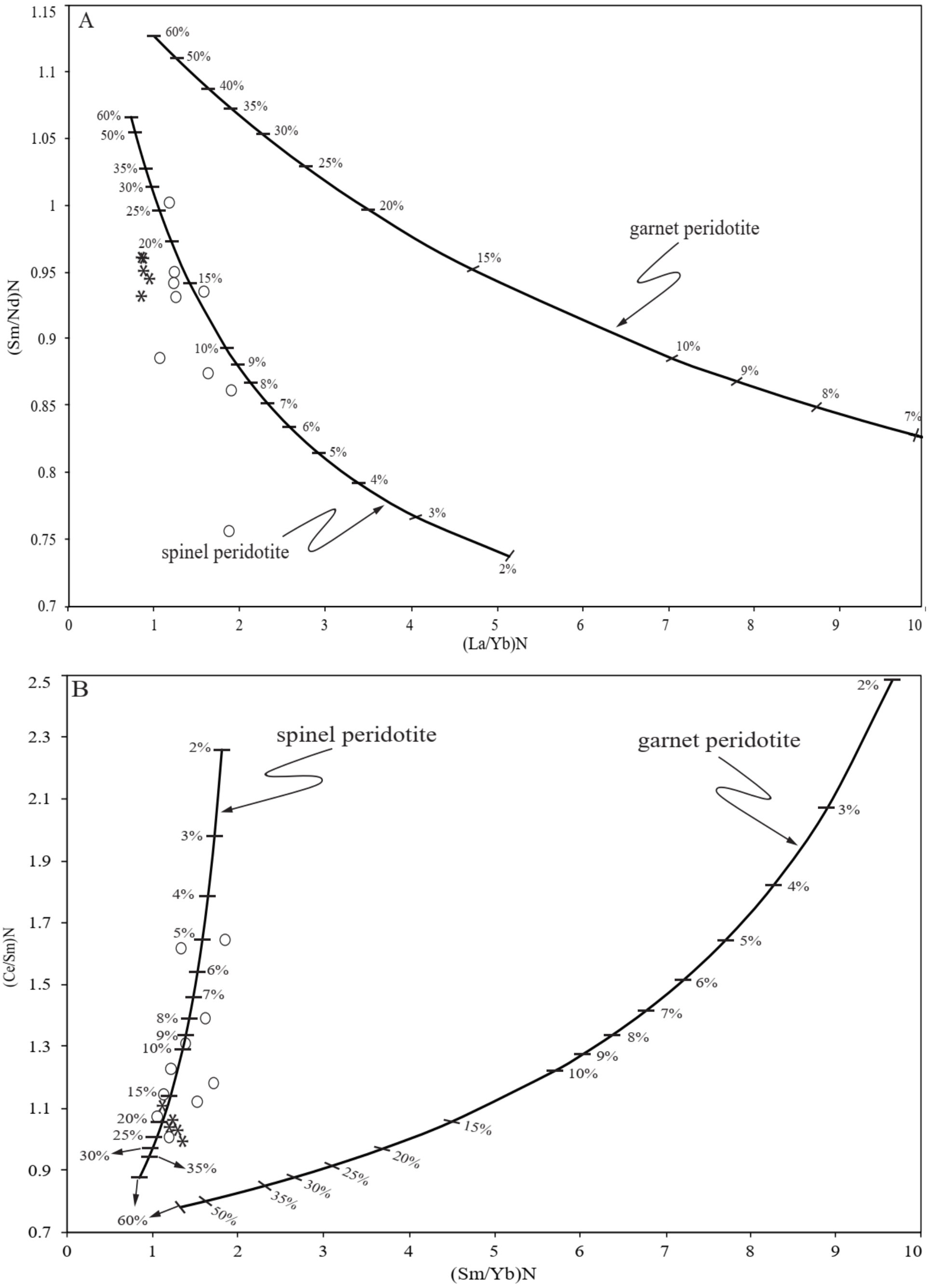
شکل ۷- A، B) بررسی تأثیر فرایندهای تفریق و ذوب‌بخشی با استفاده از عنصرهای سازگار و ناسازگار برای نمونه‌های گروه نخست (دایره) و گروه دوم (ستاره) نشان‌دهندهٔ رفتار فرایند ذوب‌بخشی در تغییرات ترکیب شیمیایی نمونه‌های بازالتی منطقه به‌ویژه نمونه‌های گروه نخست است؛ C) جای‌گرفتن نمونه‌ها در دو روند غالب نشان‌دهندهٔ ویژگی‌های متفاوت (ترکیب کانی‌شناختی و یا درصد ذوب‌بخشی) در خاستگاه دو گروه سنگی بررسی‌شده است.

عنصرهای Zr و Ti از عنصرهای به‌شدت ناسازگار هنگام فرایند ذوب گوشته هستند (Woodhead et al., 1993). صرف نظر از اکسیدهای Fe-Ti و کانی زیرکن، تفریق فازهای سیلیکاته تأثیر چندانی در نسبت این عنصرها ندارد؛ ازاین‌رو، این عنصرها برای بررسی خاستگاه و درجۀ ذوب‌بخشی آن به‌کار برده می‌شوند (Woodhead et al., 1993). بررسی تغییرات Sm دربرابر Zr/Ti دو روند غالب برای نمونه‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد (شکل ۷- C). این روندها تا اندازۀ بسیاری، نمونه‌های گروه نخست را از دوم جدا کرده است. به گفتۀ دیگر، جای‌گرفتن نمونه‌ها در دو روند متفاوت شاید نشان‌دهندۀ ویژگی‌های متفاوت خاستگاه مانند درجۀ ذوب‌بخشی متفاوت و یا تفاوت ترکیب شیمیایی- کانی‌شناختی خاستگاه این سنگ‌ها باشد.

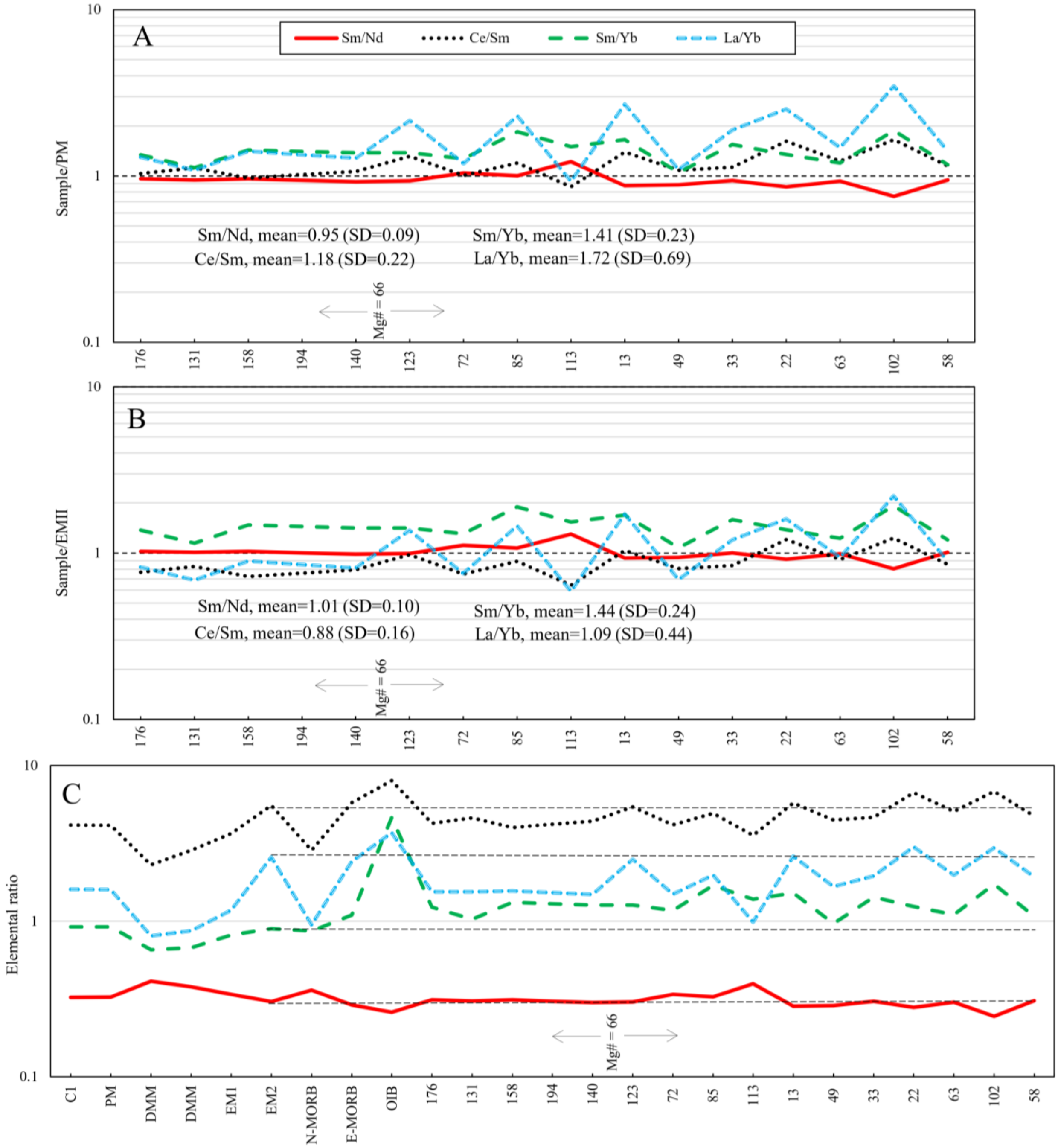
برای بررسی نوع خاستگاه و درجۀ ذوب‌بخشی ماگمای مادر نمونه‌های بررسی‌شده الگوسازی ذوب دسته‌ای غیرمدال (Shaw, ۱۹۷۰) برای پریدوتیت اسپینل‌دار (Kinzler, ۱۹۹۷) و گارنت‌دار (Walter, 1998) با به‌کاربردن ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) و ضریب توزیع مذاب- کانی عنصرها در سیستم‌های بازالتی (White, 2013) انجام شد (شکل‌های ۸- A و ۸- B). از یک سو، داده‌های به‌دست‌آمده از الگوسازی نشان‌دهندۀ خاستگاه‌گرفتن ماگمای نمونه‌های بررسی‌شده از پریدوتیت اسپینل‌دار است و نقش گارنت در خاستگاه این سنگ‌ها ناچیز است. از سوی دیگر، برپایۀ الگوسازی یادشده، درجه‌های ذوب‌بخشی متفاوتی (تقریباً برابربا ۵ تا ۲۵ درصد) برای نمونه‌های بررسی‌شده به‌دست آمد (شکل ۸). دامنه تغییرات درجۀ ذوب‌بخشی در نمونه‌های گروه دوم محدود است (برابربا ۱۵ تا ۲۵ درصد)؛ اما نمونه‌های گروه نخست دامنۀ گسترده‌ای از ۵ تا ۲۵ درصد درجۀ ذوب‌بخشی را نشان داده‌اند. این ویژگی با نتایج پیشین سازگار است و نشان‌دهندۀ تأثیر ذوب‌بخشی به‌عنوان عامل مهمی در تنوع ترکیب شیمیایی بازالت‌های مجموعۀ افیولیتی بررسی‌شده به‌ویژه در سنگ‌های گروه نخست است.

محاسبه نسبت‌های به‌کاررفته در الگوسازی یادشده و مقایسه آن با چند مخزن زمین‌شیمیایی در شکل ۹ آورده شده است. نمونه‌ها به‌ترتیب افزایش Mg# از چپ به راست مرتب شده‌اند (شکل ۹). همان‌گونه‌که در شکل ۹ دیده می‌شود دامنۀ تغییرات در نسبت‌های یادشده برای نمونه‌های گروه دوم (Mg# کمتر از ۶۶) کمتر است و به‌سوی نمونه‌های با Mg# بیشتر از ۶۶ (گروه نخست) دامنۀ تغییرات در این نسبت‌ها افزایش می‌یابد. چنین تغییراتی دور از انتظار است؛ زیرا نمونه‌های گروه دوم که جدایش بلورین بیشتری را پشت سر گذاشته‌اند و مقدار REE در آنها بیشتر است. ازاین‌رو، انتظار می‌رفت دامنۀ تغییرات نسبت‌های یادشده در آنها بیشتر باشد. همچنین، تغییرات درصد ذوب‌بخشی بالا (۱۵ تا ۲۵ درصد) احتمال اینکه غنی‌شدگی الگوی REE در نمونه‌های گروه دوم بیشتر تحت‌تأثیر فرایند ذوب‌بخشی (مانند: درجه‌های ذوب‌بخشی کم) باشد را منتفی ساخته است. دربرابر افزایش دامنۀ تغییرات نسبت‌های یادشده در نمونه‌های گروه نخست که شاید ترکیبی نزدیک به ماگمای نخستین دارند می‌تواند نشان‌دهندۀ تأثیر یک

عامل بیرونی در ترکیب خاستگاه آنها باشد. مقایسه نسبت‌های یادشده در نمونه‌های بررسی‌شده با مخزن‌های زمین‌شیمیایی گوناگون نشان داده است که این نسبت‌ها بیشتر با EMII نزدیک هستند (شکل‌های ۹- B و ۹- C). به گفتهٔ دیگر، می‌توان گفت که شاید سازنده‌های EMII در افزایش نسبت‌های عنصری یادشده به‌ویژه در نمونه‌های با #Mg بالاتر از ۶۶ (گروه نخست) نقش داشته‌اند.



شکل ۸- داده‌های به‌دست‌آمده از الگوسازی ذوب دسته‌ای غیرمدال (Shaw, 1970) که دامنهٔ ذوب‌بخشی برابربا ۵ تا ۲۵ درجه را برای سنگ‌ها بازالتی بررسی‌شده نشان می‌دهد. دامنهٔ تغییرات ذوب‌بخشی در سنگ‌های گروه نخست (دایره) بیشتر از سنگ‌های گروه دوم (ستاره) است (نماد N در نسبت‌ها نشان‌دهندهٔ بهنجارسازی به ترکیب کندریت C1 (McDonough and Sun, 1995) است)



شکل ۹- تغییرات نسبت‌های عنصری به‌کاررفته در الگوسازی ذوب‌بخشی در سنگ‌های بازالتی منطقهٔ مریوان- پالنگان. A) تغییرات نسبت‌های عنصری بهنجارشده به ترکیب PM یا primitive mantle (McDonough and Sun, 1995)؛ B) تغییرات نسبت‌های بهنجارشده به ترکیب EMII (Workman et al., 2004)؛ C) مقایسه نسبت‌های عنصری در نمونه‌های بازالتی با نمونه‌های مرجع که نشان‌دهندهٔ نزدیکی نسبت‌های عنصری نمونه‌های بررسی‌شده با EMII (خط‌چین افقی) است. داده‌های C1 (McDonough and Sun, 1995)، DMM (Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005)، EMI (Willbold and Stracke, 2006) و N-MORB، E-MORB و OIB (Sun and McDonough, 1989) نیز برای مقایسه آورده شده است. نمونه‌های بررسی‌شده از چپ به راست به‌ترتیب افزایش #Mg آورده شده‌اند (نماد نمونه‌ها در شکل‌های B و C همانند A است؛ میانگین و انحراف معیار (SD) نسبت‌ها نیز نشان داده شده است)

سرشت غنی‌شده بازالت‌های افیولیت‌های تتیسی در آلبانی، یونان، ترکیه و ایران تأیید شده است و عموماً به سهیم‌بودن ترکیب‌های OIB یا (MORB نوع پلوم) در ترکیب خاستگاه بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی وابسته دانسته شده است (مانند: Saccani et al., 2003; Bartolotti et al., ۲۰۰۴; Bortolotti et al., 2018). تغییر سرشت بازالت‌های افیولیت آلبانی از باختر به خاور به‌سوی ترکیب‌های غنی‌تر به‌صورت: (۱) خاستگاه‌گرفتن این سنگ‌ها از خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده‌ای که به‌طور فزاینده تحت‌تأثیر سیال‌های مرتبط با فرورانش بوده است (Dilek et al., 2005) و یا (۲) برهمکنش میان سست‌کرهٔ نوع MORB و خاستگاه گوشته‌ای نوع OIB (Bartolotti et al., ۲۰۰۴) دانسته شده است. سرشت غنی‌شده بازالت‌های نوع MORB در شبه جزیره آرگولس یونان به خاستگاه گوشته‌ای اولیه‌ای که با ترکیب‌های نوع OIB غنی شده است وابسته دانسته شده است (Saccani et al., 2003). برپایهٔ زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب و ترکیب‌های ایزوتوپی سنگ‌های غنی‌شده یونان Pe-Piper (۱۹۹۸) پیشنهاد کرده است خاستگاهی گوشته‌ای با سازندهٔ HIMU، جداشده از یک پلوم، تغییر ترکیب‌های MORB را به‌دنبال داشته است. سنگ‌های بازالتی پهنهٔ زمین‌درز ازمیز- آنکارا (Göncüoglu et al., 2010) و ملانژ آنکارا (Bortolotti et al., 2018) در ترکیه، از نوع MORB غنی‌شده و MORB نوع پلوم هستند و نشانه‌هایی از تأثیر گارنت در خاستگاه را نشان می‌دهند. در بررسی‌های یادشده، سرشت غنی‌شدگی متنوع در همهٔ این بازالت‌ها را این‌گونه تفسیر کرده‌اند که این سنگ‌ها در محیط پشته‌های میان‌اقیانوسی و از ذوب‌بخشی خاستگاهی گوشته‌ای ناهمگن و دگرسان‌شده با ترکیب‌های OIB پدید آمده‌اند. ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های آتشفشانی افیولیت‌های کرمانشاه نیز ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با OIB را نشان داده است (Saccani et al., 2013). به گفته این پژوهشگران، ماگماهای غنی‌شده هنگام درجه‌های کم ذوب‌بخشی از خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده خاستگاه گرفته‌اند که سپس با ترکیب‌های نوع OIB دگرسان شده است.

Saccani و همکاران (۲۰۱۴) هنگام بررسی بخشی از مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان، الگوی زمین‌ساختی را پیشنهاد کرده‌اند که برپایهٔ آن بازشدن بخش جنوبی اقیانوس نئوتتیس با بالاآمدگی گوشتهٔ سست‌کره‌ای همراه بوده است؛ این عامل منجر به درجه‌های متفاوت ذوب‌بخشی در ژرفای مختلف و اختلاط یا برهمکنش‌های بعدی میان مذاب‌های پدیدآمده شده است. چنین الگویی چه‌بسا تا اندازه‌ای نقش ترکیب‌های OIB در پیدایش بازالت‌های غنی‌شده مرتبط با افیولیت را نه‌تنها برای نمونه‌های بررسی‌شده، بلکه شاید برای افیولیت‌هایی مانند ترکیه و منطقهٔ مدیترانه نیز توضیح دهد. الگوی یادشده همچنین، وجود سنگ‌های بازالتی با مشخصه تأثیر گارنت در خاستگاه در برخی پهنه‌های افیولیتی (مانند: کرمانشاه یا ملانژ آنکارا) را نیز می‌تواند توجیه کند. ازاین‌رو، داده‌های به‌دست‌آمده برای نمونه‌های بررسی‌شده نیز تا اندازهٔ بسیاری، با این الگو سازگار هستند و در تأیید این الگو چه‌بسا چنین نتیجه گرفته بشود که سنگ‌های بررسی‌شده با سرشت غنی‌شدگی متفاوت، شاید در پی درجه‌های ذوب‌بخشی متفاوت از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده برخاسته باشند.

نتیجه‌گیری

مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان توالی افیولیتی ناکاملی است که بخش آتشفشانی و مجموعه دسته دایک‌های دیابازی در آن به‌خوبی گسترش پیدا کرده‌اند. بررسی بخش آتشفشانی مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان نشان می‌دهد سنگ‌ها بازالتی هستند و ساخت آنها بالشی و به مقدار کمتر تکه‌تکه‌ای (blocky) است. بافت آفریک و پورفیری از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلاز فنوکریست رایج در سنگ‌های با بافت پورفیری است. از دیدگاه رده‌بندی شیمیایی، سنگ‌های بررسی‌شده بازالت هستند. نتایج محاسبه نورم CIPW نشان‌دهندهٔ تعلق بازالت‌های بررسی‌شده به گروه الیوین تولهایت (تولهایت آبیسال) است که تا اندازه‌ای به سری‌های تحولی نزدیک هستند. این سنگ‌ها از دیدگاه مقدار TiO_2 در محدودهٔ مربوط به افیولیت‌های Ti بالا جای دارند. برپایهٔ تمایز در ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و بافتی، دو گروه سنگی در منطقه بررسی‌شده شناسایی شدند. گروه نخست از دیدگاه بافتی بیشتر آفریک هستند؛ اما گروه دوم بیشتر بافت پورفیری نشان داده‌اند. الگوسازی زمین‌شیمیایی ذوب‌بخشی نشان می‌دهد بازالت‌های هر دو گروه از یک خاستگاه پریدوتیت رخساره اسپینل‌دار پدید آمده‌اند؛ با این تفاوت که دامنه تغییرات درصد ذوب‌بخشی در گروه نخست از ۵ تا ۲۵ درصد و در گروه دوم از ۱۵ تا ۲۵ در تغییر است.

همچنین، شواهد میکروسکوپی و بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهندهٔ تفریق الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن از ماگمای خاستگاه به‌ویژه برای نمونه‌های گروه دوم است. به گفتهٔ دیگر، تغییرات ترکیب شیمیایی در نمونه‌های گروه نخست بیشتر تابع تغییرات ذوب‌بخشی است؛ اما در تنوع ترکیب نمونه‌های گروه دوم هر دو عامل ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی نقش داشته‌اند. سرشت غنی‌شدهٔ بازالت‌های مجموعهٔ افیولیتی مریوان- پالنگان نشان‌دهندهٔ احتمال مشارکت سازنده‌های EMII در سنگ خاستگاه آنهاست. ازاین‌رو، درکل، سه عامل در پیدایش تنوع ترکیب شیمیایی سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده دخیل دانسته می‌شوند. این عوامل به‌ترتیب اهمیت عبارتند از: (۱) درجه‌های گوناگون ذوب‌بخشی؛ (۲) تبلور و تفریق کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن؛ (۳) مشارکت سازنده‌های غنی‌شده (مانند: سازنده‌های EMII) در ماگمای خاستگاه بازالت‌های بررسی‌شده.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از دانشکده علوم دانشگاه خوارزمی برای فراهم‌آوردن امکان ساخت مقطع‌های میکروسکوپی و آزمایشگاه Met-Solve Analytical Services برای تجزیهٔ نمونه‌ها سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از داورهای گرامی که با پیشنهادهای سازنده خود کمک بسیاری به بهبود نوشتار کرده‌اند، سپاس‌گزارند.

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 sciences 94(3): 401-419.

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.

Aliani, F. and Daraeezadeh, Z. (2018) Whole-rock chemistry of isotropic gabbros from the Kermanshah ophiolite: Evidence for petrological and source region characteristics of ophiolitic and it's tectonic setting. Iranian Journal of Petrology 8(32): 145-166 (in Persian).

Alizadeh, E., Arvin, M. and Dargahi, S. (2013) Geochemistry and petrogenesis of plagiogranites in the Neyriz ophiolitic sequence, Iran: Constraints on their origin. Iranian Journal of Petrology 3(12): 1-14 (in Persian).

Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B. and Zeda, O. (2014) 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: 312-328.

Allegre, C. and Minster, J. (1978) Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth and Planetary Science Letters 38(1): 1-25.

Allen, M. B. and Armstrong, H. A. (2008) Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 265(1-2): 52-58.

Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47(4): 167-179.

Bédard, J. H. (2014) Ophiolites: perspectives from fieldwork in the Appalachians. Elements 10(2): 87-88.

Berberian, M. and King, G. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18(2): 210-265.

Bortolotti, V., Chiari, M., Göncüoglu, M. C., Principi, G., Saccani, E., Tekin, U. K. and Tassinari, R. (2018) The Jurassic–Early Cretaceous basalt–chert association in the ophiolites of the Ankara Mélange, east of Ankara, Turkey: age and geochemistry. Geological Magazine 155(2): 451-478.

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G. and Saccani, E. (2004) An update of the Jurassic ophiolites and associated calc-alkaline rocks in the South Apuseni Mountains (western Romania). Ofioliti 29(1): 5-18.

Coleman, R. G. (1977) Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? 1st edition, Springer, Verlag, Berlin.

Dilek, Y. and Flower, M. F. (2003) Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. Geological Society, London, Special Publications 218(1): 43-68.

Dilek, Y. and Furnes, H. (2009) Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. Lithos 113(1-2): 1-20.

Dilek, Y. and Furnes, H. (2014) Ophiolites and their origins. Elements 10(2): 93-100.

Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, Ş. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. International Geology Review 52(4-6): 536-578.

Dilek, Y., Shallo, M. and Furnes, H. (2005) Rift-drift, seafloor spreading, and subduction tectonics of Albanian ophiolites. International Geology Review 47(2): 147-176.

Dunn, T. and Stringer, P. (1990) Petrology and petrogenesis of the Ministers Island dike, southwest New Brunswick, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology 105(1): 55-65.

Göncüoglu, M. C., Sayit, K. and Tekin, U. K. (2010) Oceanization of the northern Neotethys: geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the Izmir–Ankara suture belt, NW Turkey. Lithos 116(1-2): 175-187.

Hess, P. (1989) Origins of Igneous Rocks. 1st edition, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, US.

Jeffrey, P. G. (1975) Chemical Methods of Rock Analysis. 2nd edition, Pergamon Press, Oxford, England.

Jenner, G. A. (1996) Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration (Ed. Wyman D. A.) 12: 51-77. Geological Association of Canada, Short Course Notes Winnipeg, Manitoba, Canada.

Kinzler, R. J. (1997) Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid- ocean ridge basalt petrogenesis. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 102(B1): 853-874.

Mahmoudi, S., Vaisy Nya, A. and Mokhtari, M. (2018) Mineral chemistry and geothermobarometry of gabbroic dykes of the Garmab Ophiolite sequence (Northeast of Kamyaran). Iranian Journal of Petrology 9(3): 121-146 (in Persian).

McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. Chemical Geology 120(3-4): 223-253.

Minster, J. and Allegre, C. (1978) Systematic use of trace elements in igneous processes. Contributions to Mineralogy and Petrology 68(1): 37-52.

Mohajjel, M., Fergusson, C. and Sahandi, M. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21(4): 397-412.

Moinevaziri, H., Azizi, H., Mehrabi, B. and Izadi, F. (2008) Oligocene magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh-Marivan area): evidences for the second Neotethyan subduction occurrence in the Paleogene. Journal of Science, University of Tehran 34: 113-122 (in Persian).

Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeili, R. and Xiao, W. (2018) Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). Gondwana Research 62: 287-305.

Moradpour, A., Sahamieh, R. Z., Khalaji, A. A. and Sarikhani, R. (2017) Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys. Journal of Geosciences 62(3): 165-186.

Nicolas, A. (1989) Structural Studies of Ophiolites and Dynamics of Ocean Lithosphere. 1st edition, Kluwer Academic, Boston.

Nouri, F., Asahara, Y., Azizi, H. and Tsuboi, M. (2018) Petrogenesis of the Harsin–Sahneh serpentinized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux. Geological Magazine Cambridge University Press.

Nouri, F., Azizi, H. and Rashidnejad Omran, N. (2015) Magma signification and geothermobarometry of Vanako gabbro, southeast Sahneh, using the pyroxene and plagioclase composition. Iranian Journal of Petrology 6(24): 131-150 (in Persian).

Pearce, J. A. (2014) Immobile element fingerprinting of ophiolites. Elements 10(2): 101-108.

Pe-Piper, G. (1998) The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. Geological Magazine 135(3): 331-348.

Pirouz, M., Avouac, J. P., Hassanzadeh, J., Kirschvink, J. L. and Bahroudi, A. (2017) Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening. Earth and Planetary Science Letters 477: 168-182.

Rahimzadeh, B., Hasanzadeh, J. and Masoudi, F. (2014) Geochemistry and dating of gabbros associated with Sawlava ophiolites- NW Iran. Materials and Energy 13: 877- 896 (in Persian).

Rahimzadeh, B., Masoudi, F., Moinvaziri, H. and Allahyari, K. (2013) Petrography, petrogenesis and geodynamic of Sawlava ophiolitic complex, NW of Iran. Iranian Journal of Petrology 4(14): 93-114 (in Persian).

Sabzehei, M., Gourabjiri, A. and Eslamdoust, F. (2010) Geological Map of Paweh and West Paweh 1/100.000, Geological survey of Iran, Tehran.

Saccani, E., Allahyari, K. and Rahimzadeh, B. (2014) Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. Tectonophysics 621: 132-147.

Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. Gondwana Research 24(1): 392-411.

Saccani, E., Padoa, E. and Photiades, A. (2003) Triassic mid-ocean ridge basalts from the Argolis Peninsula (Greece): new constraints for the early oceanization phases of the Neo-Tethyan Pindos basin. Geological Society, London, Special Publications 218(1): 109-127.

Salters, V. J. and Stracke, A. (2004) Composition of the depleted mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5: Q05B07.

Serri, G. (1981) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes. A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth and Planetary Science Letters 52(1): 203-212.

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

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(5-6): 762-801.

Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta 34(2): 237-243.

Sun, S. S. and McDonough, W. S. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313-345.

Walter, M. J. (1998) Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. Journal of petrology 39(1): 29-60.

White, W. M. (1989) Geochemical Evidence for Crust-To-Mantle Recycling in Subduction Zones. In: Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones (Eds. Hart S.R. and Gülen L.) NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences) 258: 43-58. Springer, Dordrecht.

White, W. M. (2013) Geochemistry. 1st edition, John Wiley and Sons, New York, US.

White, W. M. and Bernard, D. (1986) Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace element constraints. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 91(B6): 5927-5941.

Willbold, M. and Stracke, A. (2006) Trace element composition of mantle end- members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7(4): Q04004.

Williams, H. Turner, F. J. and Gilbert, C. M. (1982) Petrography-An introduction to the study of rocks in thin sections. 2nd edition, W. H. Freeman and Company, San Francisco.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-343.

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.

Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science Letters 231(1): 53-72.

Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K., Blusztajn, J., Kurz, M. and Staudigel, H. (2004) Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end- member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5(4): Q04008.

Yoder, J. H. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology 3(3): 342-532.

Zhang, Z., Xiao, W., Majidifard, M. R., Zhu, R., Wan, B., Ao, S., Chen, L., Rezaeian, M. and Esmaeili, R. (2017) Detrital zircon provenance analysis in the Zagros Orogen, SW Iran: implications for the amalgamation history of the Neo-Tethys. International Journal of Earth Sciences 106(4): 1223-1238.