

Magma source and the evolution of Early Paleozoic (Silurian) metavolcanic rocks of Maku area (northwest of Iran): An evidence for Paleotethys drifting

**Farzaneh Valinasab Zarnagh¹, Mohsen Moayyed^{2*}
Ahmad jahangiri² and Haji Hossein Azizi³**

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Department of Mine Engineering, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Abstract

A vast part of the Central Iranian and Alborz zones have affected by an extensional tectonic regime in the lower Paleozoic, especially the Silurian period. Due to some clear relation of lithological exposes, similar geochemical and mineralogical as well as the ages, we have compared the early Paleozoic basaltic rocks in the two key areas including Maku in the northwest and Soltan Maidan in the east of Iran. The geochemical properties demonstrate the alkaline nature and intra-plate extensional regime for these rocks. In the Maku area, despite the Soltan Maidan, magma differentiation and crustal contamination had a main role to produce different types of rocks from basalt to rhyolites. Whereas, in the Soltan Maidan, undifferentiated basaltic rocks were floated in a large area probably it infer the fast rises of parent magma comparing to that of the Maku area due to the violent detaching in continental lithosphere led to sudden decompression on the rising mantle plumes, providing conditions for extensive partial melting. This process more highlighted on the Paleotethys drifting rate getting slower from the east to the west. This finding more be useful to understand the Paleotethys evolution and also can explain the variety of ophiolite types along the Paleotethys suture zone in the northern Iran

Key words: alkaline basalts, Early Paleozoic, Paleotethys, Northwestern Iran

* moayyed@tabrizu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.121834.1166>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

خاستگاه و تحولات ماگمایی سنگ‌های متاولکانیک پالتوزویک زیرین (سیلورین) ماکو: نشانه‌ای از کافت‌زایی پالتوتیس (شمال‌باختری ایران)

فرزانه ولی‌نسب زرنق^۱، محسن مؤید^{۱*}، احمد جهانگیری^۱ و حاجی حسین عزیزی^۲

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

^۲ گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

چکیده

بخش گسترده‌ای از ایران مرکزی و البرز هنگام پالتوزویک زیرین، به‌ویژه سیلورین، تحت‌تأثیر نیروهای کششی بوده است. برپایه ویژگی‌های سنگ‌شناختی کمابیش یکسان و جایگاه زمین‌شناسی مشترک و شباهت‌های زمین‌شیمیایی یا کانی‌شناسی، بازالت‌های هم‌سن منطقه ماکو در شمال‌باختری و سلطان‌میدان در خاور ایران بررسی و مقایسه شدند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌ها نشان‌دهنده سرشت آکالن و محیط کششی درون‌صفحه‌ای آنهاست. برپایه سنگ‌نگاری، سرشت ماگما و محیط زمین‌ساختی می‌توان دریافت محیط پیدایش این سنگ‌ها، یکسان بوده است؛ اما فرایندهای مؤثر بر تغییر و تحول ماگما در دو منطقه یاد شده متفاوت بوده است. در منطقه ماکو، تبلوربخشی ماگمای نخستین همراه با آرایش مواد پوسته‌ای سنگ‌های گوناگونی از بازالت تا رiolیت را پدید آورده است؛ اما بازالت‌های سلطان‌میدان، ترکیب کمابیش یکنواختی دارند و فرایند تبلوربخشی نقش کمتری را در پیدایش آنها بازی کرده است. میزان برون‌ریزی مذاب‌های بازالتی سلطان‌میدان بسیار حجیم‌تر از منطقه ماکو بوده است. این حجم بزرگ از ماگمای بازالتی پیامد گسیختگی شدید سنگ‌کره قاره‌ای و کاهش ناگهانی فشار وارد بر ستون‌های گوشته‌ای در حال بالا آمدن و فراهم‌شدن شرایط لازم برای ذوب گسترده بوده است. با دانستن شواهد یادشده، سرعت کافتی‌شدن و در پی آن سرعت گسترش اقیانوس پالتوتیس از خاور به باختر کاهش داشته است و این نکته کلیدی برای تطابق و فهم تغییرات افیولیت‌های پالتوتیس از خاور تا باختر است.

واژه‌های کلیدی: بازالت‌های آکالن، پالتوزویک زیرین، پالتوتیس، شمال‌باختری ایران

مقدمه

مزوزویک و سنوزویک بسیار طولانی‌تر بوده است، اما

ماگماتیسم این زمان در گستره ایران کم‌حجم است. این

هرچند مدت زمان پالتوزویک نسبت به دوران

* moayyed@tabrizu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.121834.1166>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

حسولزکو، خرز، شورآغل و آغ گل برگزیده و برداشت‌های صحرایی از آنها انجام شد. داده‌های به‌دست‌آمده از این سنگ‌ها با سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان (مهم‌ترین، ستبرترین و حجیم‌ترین فوران سنگ‌های بازیک پالئوزویک پیشین) مقایسه شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی مناطق ماکو و سلطان‌میدان

مناطق بررسی‌شده (شکل ۱- A) در برگرفته سنگ‌های متاولکانیک بایمودال در شمال ماکو و سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان در شمال و شمال‌خاور شاهرود هستند. سنگ‌های ماگمایی پالئوزویک زیرین در ایران، در فریمان، رباط قره‌بیل، نیشابور، جام، دامغان، شاهرود، گرگان، عجب‌شیر و ماکو برونزد دارند (شکل ۱- B). برپایه رده‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران، منطقه ماکو و سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان به ترتیب در پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی و البرز (Stöcklin, 1968) (شکل ۱- A) و البرز- آذربایجان و البرز خاوری (Nabavi, 1976) جای دارند. در منطقه ماکو رخساره‌های مربوط به بخش‌های کم‌شیب و کم‌ژرفا حوضه‌های دریایی مربوط به دوران پالئوزویک، مانند سازندهای باروت، زاگون، لالون، میلا، شیل‌های اردوویسین، گدازه‌ها و توف‌های سیلورین، رخساره کربناته و ماسه‌سنگی دونین میانی- بالایی (هم‌ارز عضو A سازند جیروود و سازند خوش‌بیلاق)، سنگ‌های کربناته کربونیفر زیرین (سازند مبارک) و سنگ‌های کربناته پرمین گسترش دارند. وجود دو رخساره دونین میانی و بالایی (عضو A سازند جیروود) و کربونیفر زیرین (سازند مبارک) نشان‌دهنده وابستگی بیشتر این محدوده به پهنه زمین‌شناسی- ساختمانی البرز در دوران پالئوزویک است (Aminiazar and Abbasi, 2003). در بخش‌های شمال ماکو، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از سنگ‌های متاولکانیک اسیدی و بازیک بایمودال به‌همراه یکدیگر، در نزدیکی روستاهای عیسی‌خان، حسولزگو، حسوشکی، مولی، خرز، سارنج،

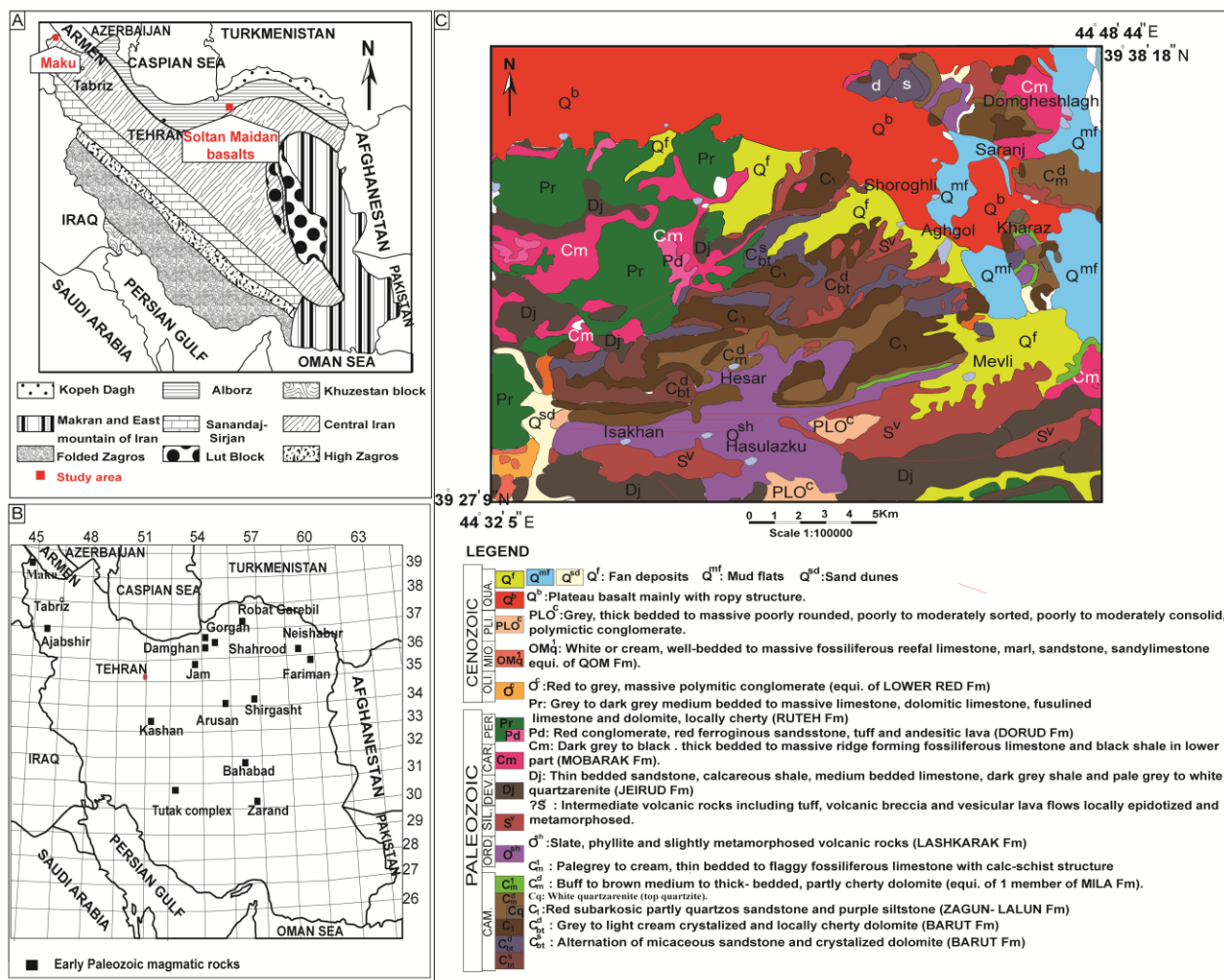
باور وجود دارد که در زمان پالئوزویک، آرامش نسبی بر سرزمین ایران حاکم بوده است (Aghanabati, 2004). شاید نبود نسبی سنگ‌های ماگمایی پالئوزویک پیامد نبود تأثیر فازهای کوهزایی و دربرابر آن، تشدید فعالیت‌های کافتی درون‌قاره‌ای در ایران بوده است.

ماگماتیسم کشتی اردوویسین- سیلورین در ایران از مباحث مهم در ایران است. ماگماتیسم پالئوزویک زیرین- میانی (اردوویسین- دونین) در البرز و بسیاری از بخش‌های ایران مرکزی، که در آن زمان سرزمین یک پارچه‌ای بوده‌اند، پیامد تکاپوهای ماگمایی در مراحل آغازین کافت‌زایی اقیانوس پالئوتتیس دانسته شده است (Stampfli, 1978; Berberian and King, 1981; Boulouin, 1991; Alavi, 1996; Ghasemi and Derakhshi, 2008; Balaghi et al., 2010; Salehian and Ghasemi, 2011; Sahami, 2012; Ghasemi and Khanalizadeh, 2012; Ghasemi and Kazemi, 2013; Moayyed, 2013; Derakhshi and Ghasemi, 2014, 2015; Ghasemi et al., 2013, 2015; Derakhshi et al., 2014, 2017).

حضور سنگ‌های ماگمایی با سرشت آکالن و انتقالی، از ویژگی‌های ماگماتیسم پالئوزویک زیرین، به‌ویژه اردوویسین تا دونین، در ایران است. این سنگ‌ها با سرشت آکالن تا تحولی درون‌صفحه‌ای مرتبط با کافت قاره‌ای در بخش‌های گوناگون ایران، به‌ویژه در پهنه البرز و ایران مرکزی برونزد دارند (Alavi- Na'ini, 1972; Fathi, 1998; Ahmadi, 2003; Mirlohi, 2008; Torabi, 2009; Ayati et al., 2010; Torabi and Hashemi, 2010; Ghasemi and Khanalizadeh, 2012; Balaghi et al., 2010; Kamali et al., 2011; Bayat and Torabi, 2012; Buchs et al., 2013; Torabi and Arai, 2013; Moayyed, 2013; Kazemi, 2013; Derakhshi and Ghasemi, 2014; Ghasemi et al., 2015; Derakhshi et al., 2015; Ghasemi and Dayhimi, 2015; Delavari et al., 2016; Vesali et al., 2018).

در این پژوهش برای بررسی دقیق ویژگی‌های خاستگاه و فرایندهای مؤثر بر سنگ‌های متاولکانیک بایمودال منطقه ماکو، پس از بازدیدهای دقیق صحرایی چند رخنمون در نزدیکی روستاهای عیسی‌خان،

شورآغل و آق‌گل برونزد دارند. این سنگ‌ها روی نقشه زمین‌شناسی با نماد S^v نشان داده شده‌اند (شکل ۱- C).



شکل ۱- A) رده‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (Stöcklin, 1968) و جایگاه مناطق بررسی شده روی آن؛ B) جایگاه سنگ‌های ماگمایی پالئوزویک زیرین در ایران؛ C) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساده‌شده منطقه بررسی شده برپایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ماکو (Aminiazar and Abbasi, 2003 و علی حاجی (Abbasi and Aminiazar, 2004)

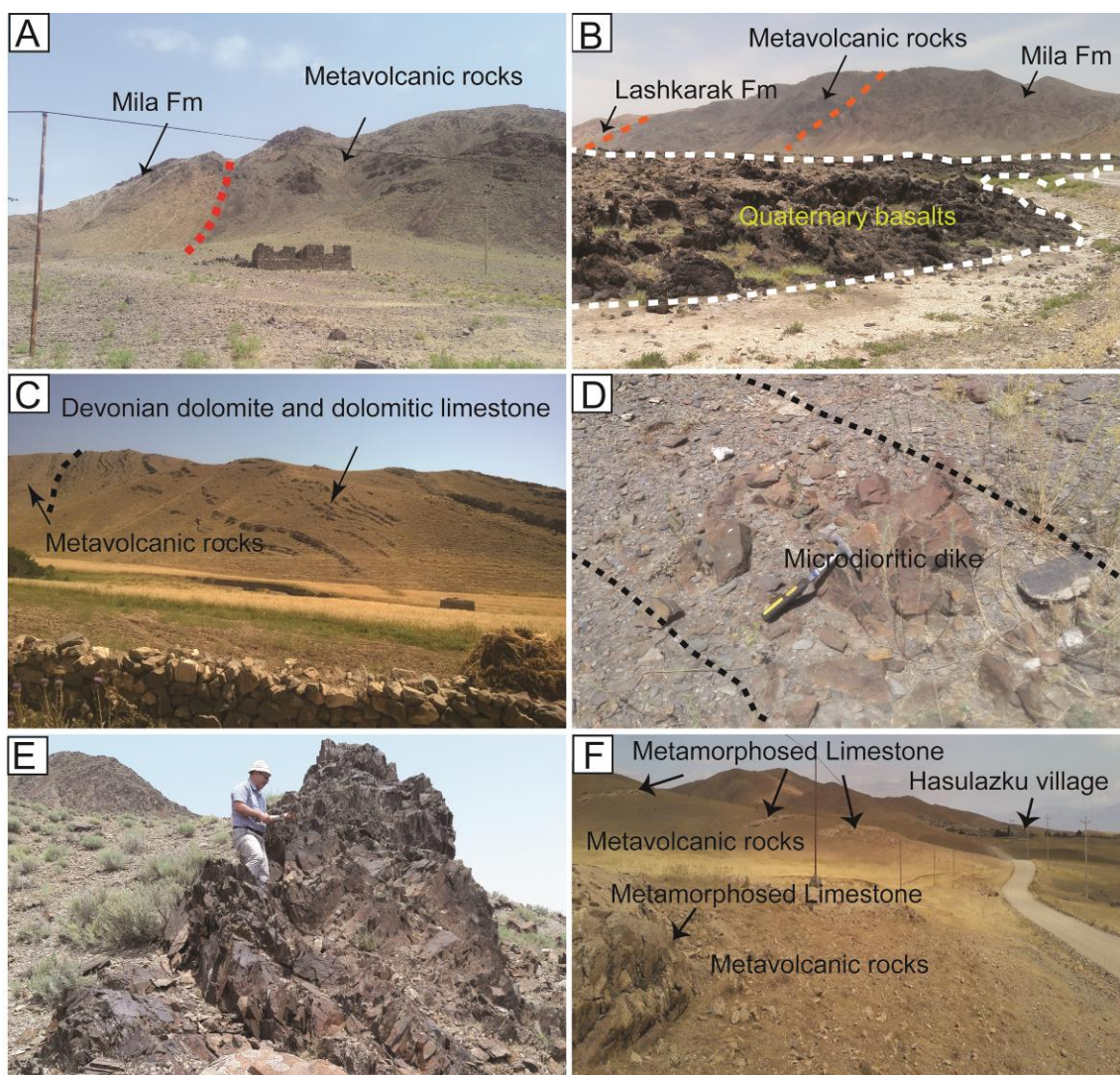
می‌شوند. در درون این مجموعه، دایک‌های میکرودیوریتی با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، در باختر روستای عیسی‌خان و گابرویدیوریتی با فنوکریست‌های آمفیبول، در شمال‌باختری روستای سارنج تزریق شده‌اند (شکل‌های ۲- D و ۲- E). دگرگونی در حد سطوح پایین رخساره شیست‌سبز، همه سنگ‌های آتشفشانی منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده است. در نزدیکی روستای حسولزکو، دگرگونی دینامیکی سنگ‌های متاولکانیک و رسوبی دگرگونی را

وجود سنگ‌های بازیک و اسیدی به‌همراه یکدیگر و نبود ترکیب‌های حد واسط نشان‌دهنده ماگماتیسم بایمودال است. گدازه‌های این واحد، واحدهای سنگی کامبرین (باروت، زاگون، لالون و میلا) و اردویسین (هم‌ارز لشگرک) را پوشانده‌اند. همچنین، به‌طور پیش‌رونده با ماسه‌سنگ‌های قاعده واحد دولومیتی‌شده دونین پوشیده می‌شوند (شکل‌های ۲- A، ۲- B و ۲- C). از این‌رو، این سنگ‌ها از دیدگاه چینه‌ای به سن سیلورین شمرده

برشی و میلونیتی کرده است.

سنگ‌های متاولکانیک در منطقه بررسی شده دچار دگرگونی در حد شیبست‌سبز و سیال‌های دگرسان‌کننده شده‌اند و تغییرات کانی‌شناسی در آنها رخ داده است. جایگزینی کانی‌های فرومنیزین با اپیدوت، آمفیبول، کلریت و اکسیدهای آهن و وجود رگه‌های با کانی‌های کوارتز، اپیدوت و کلسیت و گاه رگه‌های با کوارتز، کلریت و به مقدار

کم تورمالین از شمار این تغییرات هستند. این تغییرات نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های کلسیم و سیلیس‌دار پس از تبلور شمرده می‌شوند. افق‌های متاولکانیک در تناوب با رسوب‌های آهکی هستند (شکل ۲- F) و این افق‌ها در چند فاز پیاپی و با وقفه زمانی اندکی فوران کرده‌اند و رسوبگذاری رسوب‌های آهکی و آهک‌های ماسه‌ای در وقفه زمانی میان دو فوران متوالی روی داده است.



شکل ۲- A) همبری سازند میلا با سنگ‌های متاولکانیک اسیدی در نزدیکی روستای خرز (دید رو به شمال‌خاوری)؛ B) نمایی کلی از سازندهای میلا، لشکرک و سنگ‌های متاولکانیک با ترکیب بازیک (دید رو به شمال‌باختری)؛ C) برونزد سنگ‌های آهک دولومیتی دونین با جهت شیب لایه‌ها به‌سوی شمال که سنگ‌های متابازیک را پوشانده است (دید رو به شمال‌خاوری، در نزدیکی روستای عیسی‌خان)؛ D) برونزد دایک میکرودیوریتی نفوذکرده در میان سنگ‌های متابازیک نزدیک روستای عیسی‌خان با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری (دید رو به شمال)؛ E) برونزد دایک گابرویدیوریتی نفوذکرده درون سازند باروت (دید رو به شمال‌باختری)؛ F) دورنمایی از روستای حسولزگو و برونزد سنگ‌های متاولکانیک به‌همراه میان‌لایه‌های آهکی دگرگون‌شده در نزدیکی آن (دید رو به باختری)

ساخت‌های حفره‌ای پرشده و میان‌لایه‌های آهکی و آهکی- ماسه‌ای دگرگونه نشان‌دهندهٔ رخداد فعالیت ماگمایی در محیط آبی هستند. در این میان در لایه‌های آهکی دگرگونه فسیلی یافت نمی‌شود.

از دیدگاه جایگاه چینه‌شناسی، مجموعه بازالتی یا سازند سلطان‌میدان (Jenny, 1977) به‌طور همشیب روی سازند قلی جای گرفته و سازند پادو با ناپیوستگی فرسایشی آن را پوشانده است. مجموعهٔ بازالتی سلطان‌میدان از انباشتگی جریان‌های گدازه بازالتی، آگلومرا، توف و چندین لایهٔ نازک شیلی و کنگلومرای ساخته شده است که در دورهٔ فعالیت ماگمایی روی هم انباشته شده‌اند (Derakhshi et al., 2014; Derakhshi and Ghasemi, 2015). حجم ماگماتیسم در توالی‌های اردویسین تا دونین در پهنهٔ البرز خاوری به‌اندازه‌ای است که در برخی رخنمون‌ها، ستبرای سنگ‌های آتشفشانی به بیش‌تر از ۱۲۰۰ متر می‌رسد؛ به‌گونه‌ای که گویی شدیدترین فعالیت ماگمایی ایران در پالئوزویک زیرین تا میانی در این بخش از البرز رخ داده است (Derakhshi et al., 2014; Derakhshi and Ghasemi, 2015).

Derakhshi و همکاران (۲۰۱۴) رخنمون‌های این مجموعه در بخش‌های شمال‌خاوری تا شمال‌باختری شاهرود در چشمه‌سید، نکارمن، خوش‌یلاق تا تیل‌آباد و در شمال میغان را بررسی کرده‌اند. جریان‌های گدازه و دایک‌ها ترکیب بازیک دارند و درون این گدازه‌ها تکه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های سازند قلی به‌صورت انکلاو دیده می‌شوند. گدازه‌های یادشده، گاه بسیار پرحفره هستند و پرشدگی حفره‌های آنها به پیدایش بافت بادامکی انجامیده است. برپایهٔ گرانروی کم ماگمای بازالتی و همچنین، فراوانی و درشتی نسبی انکلاوها، انفجار ماگما در ژرفای کم درون حوضهٔ

رسوبی رخ داده است. شواهد صحرایی نشان می‌دهند برون‌ریزی گدازه‌ها در هر دو محیط خشکی و زیرآبی روی داده‌اند (Derakhshi et al., 2014; Derakhshi and Ghasemi, 2015). بازالت‌های منشوری در مناطق نکارمن و چشمه‌سید نشان‌دهندهٔ رخداد فعالیت ماگمایی در محیط خشکی است. ارتفاع این گدازه‌های منشوری گاه به بیش‌تر از ۲۰ متر می‌رسد و از سوی دیگر، وجود گدازه‌های بالشی در ناحیه خوش‌یلاق تا تیل‌آباد، ساخت‌های حفره‌ای پرشده با کانی‌های ثانویه (کلریست، اپیدوت، کوارتز و کلسیت)، هیدروکلاستیت‌ها، و نیز میان‌لایه‌های شیلی درون این توالی، نشان‌دهندهٔ رخداد بخشی از این فعالیت ماگمایی در محیط زیر آبی است (Derakhshi et al., 2014; Derakhshi and Ghasemi, 2015). دایک‌ها با کناره‌های انجماد سریع و مراکز تبلور، ترکیب بازیکی همانند بازالت‌های سلطان‌میدان دارند و این ویژگی نشان‌دهندهٔ ماگمای بجامانده در مجاری تغذیه‌کننده این فعالیت ماگمایی هستند (Derakhshi et al., 2014; Derakhshi and Ghasemi, 2015).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و تهیهٔ مقاطع نازک، برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماکو، شمار ۲۱ نمونه از سنگ‌های سالم و با کمترین دگرسانی برای انجام تجزیهٔ عنصرهای اصلی و فرعی در ترکیب سنگ کل، با همراهی شرکت زمین‌ریزکاوان به آزمایشگاه MSAnalytical کانادا فرستاده شدند. برای تجزیهٔ شیمیایی و اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی سنگ کل، در مرحلهٔ آماده‌سازی محلول‌ها، روش آمیختن ۵ گرم پودر ۱۸۰ مش نمونه‌ها با

لیتیم بورات در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و سپس انحلال در اسیدنیتریک به کار برده شد. سپس محلول در دمای ۶۰۰۰ درجه سانتیگراد و به صورت پلاسما با دستگاه ICP-OES خوانش انجام شد. غلظت اکسیدها به صورت کمی گزارش شد. در این روش، دقت سنجش کمی برای ارزیابی اکسیدهای اصلی از ۰/۰۱٪ است. همچنین، عنصرهای فرعی و کمیاب و عنصرهای REE پس از انجام فرایند آماده سازی مشابه با به کارگیری روش پرتوسنجی جرمی در دستگاه ICP-MS مجهز به پرتوسنج حرارتی X-1 و خطای بیشینه ۱۰ ppm اندازه گیری شدند. داده های به دست آمده در جدول های ۱ و ۲ آورده شده اند. همچنین، داده های زمین شیمیایی مربوط به سنگ های بازالتی سلطان میدان از Derakhshi و Ghasemi (۲۰۱۵) هستند. پس از تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی، و انجام تصحیحات لازم برای حذف مواد فرار و تعیین آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی، داده های زمین شیمیایی به دست آمده با نرم افزارهای گوناگونی مانند Excel و GCDkit پردازش شدند و سپس از آنها در تعبیر و تفسیرها استفاده شد.

سنگ نگاری

سنگ های ماگمایی مناطقی ماکو و سلطان میدان برپایه سرشت شان به دو گروه بازیک و اسیدی دسته بندی می شوند:

۱- سنگ های بازیک

۱-۱- سنگ های متابازیک ماکو

پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی های اصلی سازنده این سنگ ها هستند (شکل ۳- A). اندازه کانی ها و نسبت آنها در مقاطع گوناگون با یکدیگر

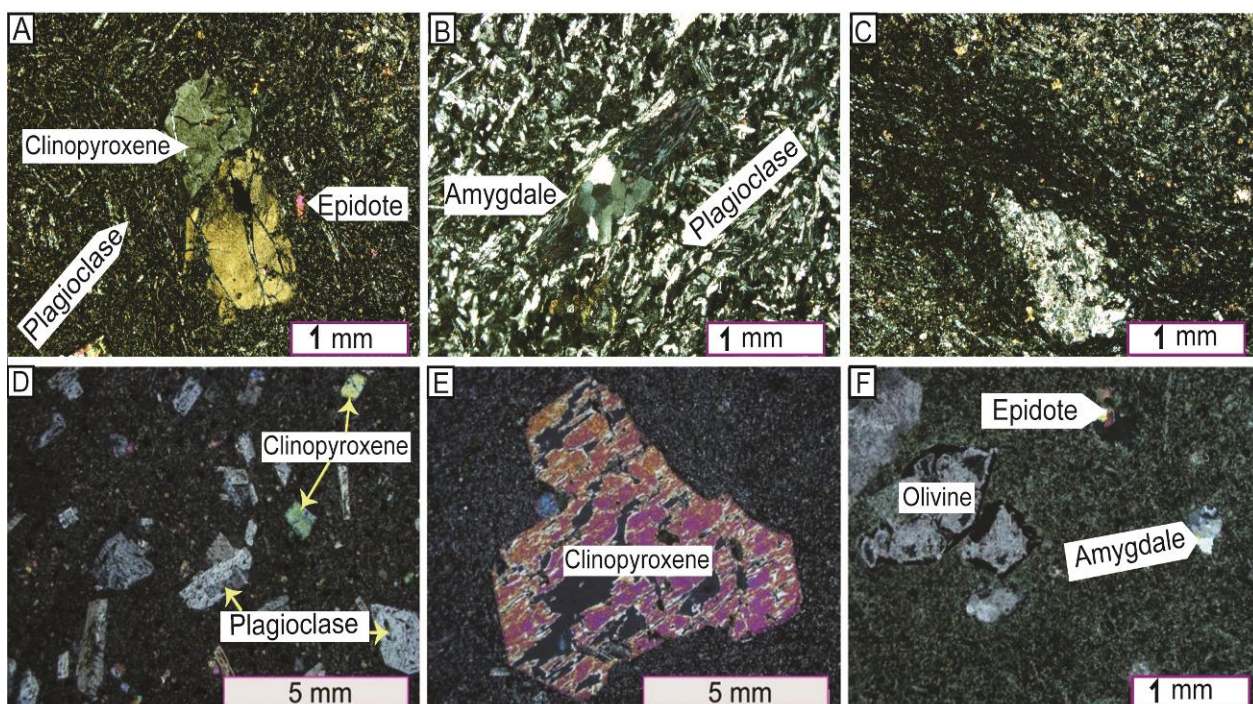
متفاوت است. کانی پلاژیوکلاز بیشتر به صورت میکروولیت در زمینه سنگ دیده می شود و شکل های فنوکریست آن در این سنگ ها محدود است (شکل ۳- A). کلینوپیروکسن به صورت درشت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل است (شکل ۳- A). پیروکسن ها دچار کمترین دگرسانی شده اند و عموماً از نوع اورتیت و تیتان اورتیت هستند و ارتوپیروکسن در آنها حضور ندارد. زمینه این سنگ ها از میکروولیت های ریز پلاژیوکلاز، دانه های ریز پیروکسن و کانه کدر ساخته شده است که در بیشتر موارد دگرسان شده اند. در برخی نمونه ها زمینه از شیشه ساخته شده است (شکل ۳- A). کانی های کلریت، اپیدوت، سرپانتین، آمفیبول، اسفن و کانه های کدر از مهم ترین کانی های دگرگونی این مجموعه هستند. برپایه کانی های دگرگونی و حالت برگوارگی، این سنگ ها در سطوح پایین رخساره شیست سبز قرار می گیرند (شکل ۳- B). افزون بر دگرگونی، در پی تأثیر سیال ها، سنگ های این مجموعه دگرسان نیز شده اند. کانی های کلریت، سریسیت، کلسیت، کوارتز، ایدنگزیت و کانی های کدر از مهم ترین کانی های دگرسانی این مجموعه هستند. کلریتی شدن و اپیدوتی شدن، به فراوانی در این سنگ ها رخ داده اند. مهم ترین بافت های بازالتهای منطقه، پورفیری با خمیره میکروولیتی- شیشه ای، جریان، اینترسرتال، سرییتی، گلومروپورفیری (که پیامد تجمع کانی های کلینوپیروکسن است) و آمیگدالوئیدال هستند (شکل ۳- C).

۱-۲- مجموعه بازالتی سلطان میدان

این سنگ ها ترکیب کمابیش یکنواخت بازالتی دارند. سنگ نگاری این مجموعه بازالتی نشان می دهد کانی های اصلی سازنده آن پلاژیوکلاز،

کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و کوارتز جانشین شده‌اند. مهم‌ترین بافت‌های بازالت‌های منطقه، پورفیری با خمیره میکرولیتی - شیشه‌ای، جریانی، پویی کیلیتیک، افیتیک، سابافیتیک، اینترسرتال، بادامکی و گلومروپورفیری هستند (Derakhshi et al., 2014; Derakhshi and Ghasemi, 2015) (شکل‌های D-۳ تا F-۳).

کلینوپیروکسن و الیوین هستند (شکل‌های D-۳ تا F-۳). البته نسبت کانی‌های اصلی در روانه‌های گوناگون با یکدیگر متفاوت است و الیوین در برخی از آنها حضور ندارد. پیروکسن‌ها بیشتر از نوع اوژیت و تیتان اوژیت هستند و ارتوپیروکسن در این سنگ‌ها حضور ندارد. پلاژیوکلازها دگرسان شده‌اند و بیشتر سوسوریتی و سریسیتی شده‌اند. الیوین‌ها همه با



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) سنگ‌های بازیک. (A) درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در زمینه میکرولیتی در متابازالت‌های ماکو؛ (B) بافت آمیگدالوئیدال و اینترسرتال در سنگ‌های متابازیک که فضای بین بلورهای Pl توسط شیشه و کانی‌های کدر پر شده است و حفره پر شده با کوارتز و کلریت؛ (C) جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های کدر و کلریت که در سنگ‌های متابازیک برگوارگی پدید آورده است؛ (D) درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز با بافت سریسیتی در بازالت‌های سلطان‌میدان؛ (E) بلور بسیار درشت و نیمه‌شکل‌دار اوژیت که در خمیره‌ای میکرولیتی - شیشه‌ای دیده می‌شود؛ (F) درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار الیوین که کاملاً با کلسیت و اکسید آهن جایگزین شده است. (تصویرهای A، B و C از سنگ‌های متابازیک ماکو و تصویرهای E، D و F از بازالت‌های سلطان‌میدان و برگرفته از Derakhshi و همکاران (۲۰۱۴) هستند)

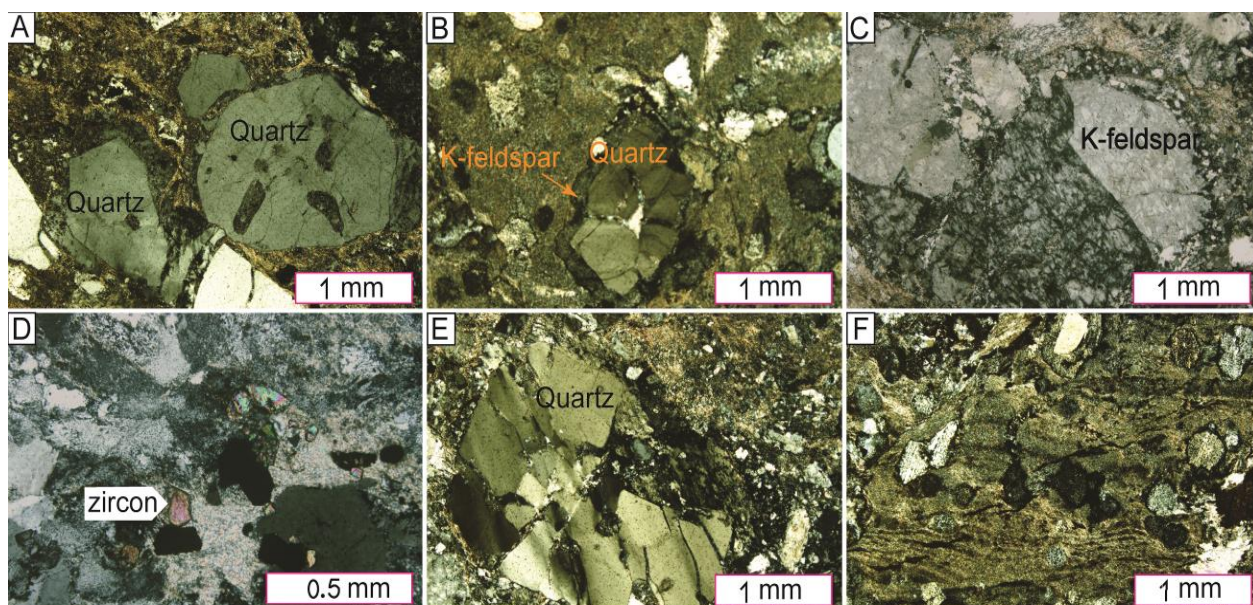
۲- سنگ‌های متاولکانیک اسیدی

سنگ‌های متاولکانیک اسیدی به‌همراه سنگ‌های متابازالتی در منطقه ماکو برونزد دارند. کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۴-۴-۴).

A تا C-۴). کوارتز هم به‌صورت فنوکریست و هم در زمینه به‌صورت ریزبلور روی داده است. فنوکریست‌های کوارتز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار با فراوانی ۲۵-۳۵ درصد حجمی در این سنگ‌ها یافت می‌شوند و در بیشتر آنها خوردگی خلیجی

کائولینیت و کربنات آهن دار تجزیه شده‌اند. کانی‌های تیره با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی، هم به صورت نخستین و هم ثانویه در سنگ یافت می‌شوند. شدت دگرسانی در این سنگ‌ها متوسط تا شدید است. سریسیت، کلریت، کانی‌های کربناته و کانی‌های تیره از کانی‌های دگرسانی گوناگون این سنگ‌ها هستند. کانی فرعی زیرکن در این سنگ‌ها به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار ریز دیده می‌شود (شکل ۴- D). بافت متاریولیت‌ها پورفیریک با خمیره ریزبلور و گاه با زمینه درشت‌بلور (شکل ۴- A) و هیالوپورفیریک است. در منطقه ماکو، دگرگونی دینامیکی کانی‌های زمینه، فنوکریست‌های کوارتز و فلدسپارهای زمینه را خرد کرده است. در پی دگرگونی دینامیکی، متاریولیت‌ها ساخت برشی و کاتاکلاستی نشان می‌دهند (شکل‌های ۴- E و ۴- F).

شکل به خوبی دیده می‌شود (شکل ۴- A). برخی بلورهای کوارتز خاموشی موجی نشان می‌دهند. همچنین، در حاشیه بیشتر آنها پتاسیم‌فلدسپار رشد کرده است (شکل ۴- B). پتاسیم‌فلدسپار هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزبلور در زمینه سنگ با فراوانی ۱۰-۲۰ درصد حجمی یافت می‌شود. فنوکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار به صورت نیمه‌شکل دار و گاه بی‌شکل با بافت پرتیتی در سنگ روی داده‌اند (شکل ۴- C). در نمونه دستی، کانی‌های درشت پتاسیم‌فلدسپار با چشم نامسلح دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها فلدسپارها به شدت سریسیتی شده‌اند. کانی پلاژیوکلاز به صورت میکروفنوکریست و به صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود و فراوانی کمتری نسبت به پتاسیم‌فلدسپار دارد (۵ تا ۱۰ درصد حجمی). بیشتر پلاژیوکلازها به مجموعه سریسیت،



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) سنگ‌های متاولکانیک اسیدی (متاریولیت‌ها) ماکو. (A) درشت بلورهای کوارتز با خوردگی خلیجی شکل در خمیره ریزبلور و شیشه‌ای؛ (B) رشد پتاسیم‌فلدسپار به دور درشت‌بلور کوارتز با خاموشی موجی؛ (C) درشت‌بلور پتاسیم‌فلدسپار با بافت پرتیتی با ماکل کارلسباد در خمیره ریزبلور؛ (D) کانی فرعی زیرکن در متاریولیت‌ها؛ (E) کوارتز با خاموشی موجی و شکسته‌شده در پی تأثیر تنش‌های دینامیکی؛ (F) متاریولیت‌های دگرریخته با ساخت برشی و کاتاکلاستی

زمین‌شیمی

نمودار رده‌بندی برپایه Nb/Y در برابر SiO_2 ، سنگ‌های بازیک منطقه ماکو در محدوده آلکالی‌بازالت و تراکی‌آندزیت و سنگ‌های اسیدی در محدوده کومندیت-پانتلریت و ریولیت و سنگ‌های سلطان‌میدان در محدوده آلکالی‌بازالت تا بازالت ساب‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۵). جایگیری نمونه‌ها در محدوده یادشده چه‌بسا نشان‌دهنده سرشت انتقالی تا آلکان آنهاست.

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی ۱۳ نمونه بازیک و ۸ نمونه اسیدی در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند. برای نام‌گذاری و بررسی سری ماگمایی سنگ‌های متاولکانیک منطقه به‌علت دگرگونی درجه پایین سنگ‌های ماکو و دگرسانی در سنگ‌ها، نمودارهای عنصرهای فرعی نام‌تحرک به‌کار برده شدند. در

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌های متابازیک ماکو پیش از انجام اصلاحات و حذف مواد فرار (اکسیدهای عنصرهای اصلی به درصدوزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب به ppm هستند)

Sample No.	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14
SiO ₂	46.22	49.12	52.12	47.68	46.32	44.57	45.59	45.69	50.97	51.41	44.32	44.28	48.65
TiO ₂	3.92	3.24	3.08	3.54	4.01	3.08	3.45	3.14	3.84	2.54	3.59	3.48	2.88
Al ₂ O ₃	13.24	14.28	15.02	13.49	13.15	13.63	15.94	13.93	13.43	16.76	15.78	13.93	16.22
Fe ₂ O _{3(T)}	14.08	13.12	12.68	14.28	13.54	12.84	14.47	134.3	13.81	10.3	13.92	14.71	11.37
MnO	0.18	0.24	0.26	0.16	0.25	0.27	0.28	0.3	0.21	0.12	0.17	0.24	0.20
MgO	8.14	6.25	4.42	6.35	9.08	8.63	6.30	9.18	4.36	3.65	6.06	6.33	5.11
CaO	8.42	6.25	4.32	5.78	7.74	8.55	6.55	9.55	4.66	4.13	5.31	9.59	2.65
Na ₂ O	3.12	3.62	4.08	3.12	3.08	3.03	3.34	2.47	4.52	4.29	3.30	2.44	7.24
K ₂ O	0.68	0.24	1.05	0.72	0.58	0.09	0.28	0.05	0.20	1.22	1.12	1.21	0.79
P ₂ O ₅	0.72	0.68	0.44	0.74	0.84	0.41	0.58	0.42	0.59	0.42	0.73	0.47	0.37
Ba	163.2	184.2	214.6	322.7	149.6	28.5	169.0	84.8	585.2	140.9	390.6	378.8	163.1
Rb	2.8	1.6	3.4	4.1	2.8	3.8	6.5	0.9	2.2	31.7	24.6	23.0	23.5
Sr	486.3	423.2	223.1	198.6	388.2	551.4	1055	512	104.5	45.8	365.9	374.1	102.7
Zr	132.8	145.6	177.4	182.1	134.8	102	155	128	180	155	96	120	107
Nb	32.4	38.6	40.4	42.6	48.2	35.3	44.7	31.9	42.5	31.12	34.7	33.6	26
Ni	148.4	162.6	98.4	174.2	186.5	161.5	67	166.3	4.3	12.9	72.5	60.7	34.7
Co	35.6	45.4	62.7	71.2	69.6	46.6	44.5	49	33.4	24.9	34.3	40.9	34
Th	2.68	3.24	4.18	3.88	2.94	2.53	4.58	2.59	3.58	6.35	4.9	4.39	1.88
Cr	68.6	45.4	82.5	47.4	54.8	439	43	445	0	0	161	62	62
La	28.2	24.5	29.8	31.2	35.6	23.7	36	23.4	34.8	30.8	29.5	25.2	18.7
Ce	62.8	56.4	74.6	72.5	67.4	53.8	76.6	53.7	74.1	64.1	64.5	58.6	42.1
Pr	7.22	6.94	8.32	9.12	9.31	6.84	9.09	6.82	9.19	7.8	8.01	7.33	5.4
Nd	28.41	26.54	32.45	35.8	36.71	28.5	35.4	27.7	37.5	31.1	33.3	30.6	23.7
Sm	3.82	4.23	4.58	3.82	4.02	3.29	4.24	3.12	4.98	3.89	4.14	3.83	2.74
Eu	1.68	2.15	2.36	1.68	2.32	1.7	2.01	1.53	2.32	1.58	2.19	2.01	1.43
Gd	6.54	7.28	6.32	8.45	6.94	6.34	7.26	6.1	8.31	6.69	7.25	6.97	5.79
Tb	0.98	1.03	1.24	0.89	1.34	0.91	1.09	0.9	1.25	1	1.08	1.04	0.88
Dy	4.88	4.56	6.32	5.82	6.08	4.78	5.89	4.94	6.91	5.72	5.77	5.63	4.76
Ho	0.98	1.21	1.35	0.94	1.42	0.88	1.09	0.87	1.22	1.02	1.04	1.02	0.87
Er	2.86	3.25	3.62	2.45	2.98	2.39	2.91	2.36	3.25	2.85	2.93	2.67	2.30
Tm	0.15	0.18	0.09	0.12	0.14	0.06	0.15	0.07	0.19	0.14	0.13	0.12	0.07
Yb	12.56	1.82	2.31	2.08	1.94	1.57	2.11	1.53	2.21	2.02	1.95	1.83	1.55
Lu	0.28	0.25	0.32	0.36	0.31	0.26	0.34	0.26	0.36	0.33	0.33	0.29	0.25
Y	28.2	26.4	27.8	25.3	24.8	22.8	27.2	23.1	31	26.9	27.4	25.3	22.1
Cs						0.24	0.21	0.03	0.13	0.91	1.01	0.57	0.8
Ta	1.6	1.8	1.5	1.6	1.8	1.6	1.8	1.5	1.8	1.4	1.7	1.7	1.3
Hf	5.17	6.4	7.1	5.9	6.8	5.3	6.9	5.5	8.1	6.7	5.4	6.6	4.8
Ga	168.2	174.6	158.4	196.1	188.3	20.3	20.7	20.8	23.7	22.1	17.6	21.5	19
Sc	32.5	29.8	24.2	22.6	33.7	33.9	22.1	34.3	19.4	16.8	19.9	30.1	26.1
U	0.86	0.94	0.75	0.92	0.84	0.65	0.96	0.59	0.9	1.43	0.61	0.66	0.57
V	298	321	308	332	286	319	250	324	273	203	255	331	270
Pb	28.6	30.7	32.6	38.2	25.6	44	52	31	38	58	53	48	18

جدول ۲- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌های متاریولیتی ماکو پیش از انجام اصلاحات و حذف مواد فرار (اکسیدهای عنصرهای اصلی به درصدوزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب به ppm هستند)

Sample No.	A1	A2	A3	A4	A5	VI- 19	VI- 26	VI- 36
SiO ₂	69.54	72.38	74.36	70.58	71.98	76.12	73.26	66.92
TiO ₂	0.74	0.52	0.42	0.63	0.58	0.31	0.65	0.41
Al ₂ O ₃	12.84	12.14	11.68	12.54	12.52	11.96	12.29	16.23
Fe ₂ O _{3(T)}	4.02	3.46	3.02	3.74	3.58	3.32	3.91	3.11
MnO	0.08	0.05	0.02	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02
MgO	0.62	0.41	0.35	0.36	0.33	0.22	1.03	0.22
CaO	1.32	0.84	0.63	0.92	0.76	0.05	0.74	1.03
Na ₂ O	4.83	3.38	3.54	4.16	3.58	2.1	4.8	4.78
K ₂ O	4.86	3.37	3.77	3.36	3.45	5.88	1.10	3.40
P ₂ O ₅	0.33	0.04	0.03	0.06	0.04	0.02	0.14	0.03
Ba	44.6	52.7	61.2	42.7	45.7		130.6	27
Rb	98.2	102.4	116.7	145.2	106.5	177.8	40.6	93.2
Sr	14.8	9.6	12.3	45.2	33.6	15.7	147.9	0
Zr	682.6	725.2	775.4	698.3	456.2	629	129	742
Nb	168.2	144.6	176.7	186.4	154.8	171.4	49.9	165.5
Ni	3.6	4.2	5.3	3.1	6.2	3.7	13.1	2.2
Co	1.6	0.8	1.1	0.9	1.3	0.8	6.4	1.9
Th	28.42	31.54	19.68	22.64	33.14	26.07	13.79	34.93
Cr	1.1	0.8	3.2	5.1	1.4	0	1.43	0
La	123.5	98.4	135.6	188.4	154.2	81.5	49.3	234
Ce	228.4	332.6	386.5	206.4	289.5	182.2	104.6	472.6
Pr	20.32	18.12	28.42	37.25	19.82	19.17	12.74	48.95
Nd	74.32	68.94	62.88	112.6	98.21	65	52.9	167
Sm	13.01	12.98	14.54	16.12	12.08	12.69	11.57	17.95
Eu	0.54	0.68	1.23	0.76	0.94	0.42	1.33	0.39
Gd	14.28	12.66	12.14	18.35	20.14	12.22	12.22	23.23
Tb	2.31	3.04	2.89	2.56	3.08	2.03	1.99	3.31
Dy	11.88	12.24	15.77	16.02	17.18	12.27	12.6	17.66
Ho	2.32	2.48	3.08	3.12	2.74	2.54	2.35	3.36
Er	6.92	7.24	8.36	9.15	6.88	7.99	6.59	9.78
Tm	0.92	1.06	1.12	0.98	1.22	1.18	0.93	1.04
Yb	6.02	5.98	7.14	7.26	6.48	7.96	5.39	8.2
Lu	1.12	0.98	0.86	1.18	1.03	1.19	0.8	1.25
Y	62.4	70.8	82.3	69.8	72.4	67.7	60.5	87.1
Cs						1.77	1.43	1.15
Ta	4.6	6.2	4.8	5.2	6.3	6	2.2	5.1
Hf	18.2	22.7	19.8	25.4	18.6	17.4	8.4	29.7
Ga	32.4	33.6	29.7	35.6	34.7	29.7	20.5	38.4
Sc	6.3	5.4	5.2	4.8	7.3	5.9	5.8	14.6
U	0.88	6.12	4.62	3.98	5.34	6.11	3.56	4.4
V	11	8	14	28	24	0	43	0
pb	98.6	122.4	62.8	72.6	145.2	165	89	124

حضور به نسبت بالای تیتانیم در سنگ‌های بازیک با مقدار میانگین ۲/۴۲ و ۳/۴۵ درصدوزنی به‌ترتیب در بازالت‌های سلطان‌میدان (Derakhshi and Ghasemi, 2015) و سنگ‌های بازیک ماکو، با سرشت آنها به‌طور کامل سازگار است.

برپایه نمودارهای متغیر اکسید-اکسید (Harker, 1909) (این نمودارها در مقاله آورده نشده است) و شکل ۵، سنگ‌های منطقه ماکو

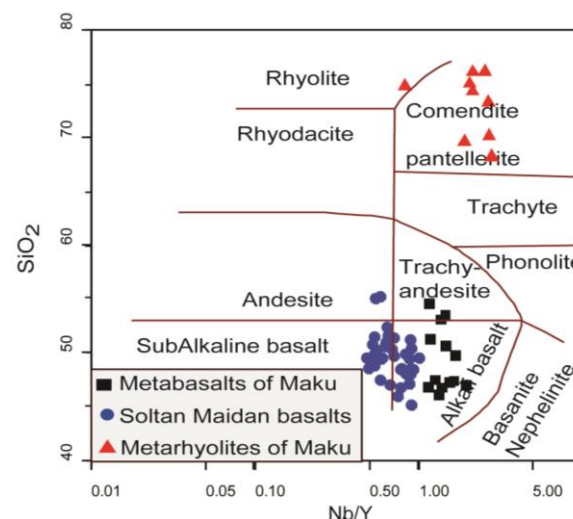
دو جایگاه اسیدی و بازیک را پر می‌کنند؛ اما یک نبود (Gap) میان دو سری دیده می‌شود و سری‌های حد واسط وجود ندارند. این نبود سنگ‌های حد واسط در سری سنگ‌های قاره‌ای یا جزیره‌ای اقیانوسی به نام وقفه دیلی شناخته می‌شود و سنگ‌شناس‌هایی مانند Boot و همکاران (Carmicheal, ۱۹۶۵)، (Chayes, ۱۹۶۳)، (Harris, ۱۹۶۳)، (Mukherjee, ۱۹۶۳)

(Best, 1982) (double diffusive convection) نامیژاکی به حالت مایع (liquid immiscibility) (Middlemost, 1987) و انتقال گازی (gaseous transfer) (Middlemost, 1987) پیشنهاد شده‌اند. عملکرد همه این پدیده‌ها به‌طور قطع یک نتیجه اصلی دارد و آن اینکه در بالای آشیانه ماگمایی، مذاب‌های سیلیکاته پراآلکان و در پایین آن مذاب‌های بازالتی به‌صورت دو مذاب کاملاً جدا از هم روی هم پدیدار می‌شوند. بی‌گمان جدایش بلوری در این پدیده‌ها نقش مهمی را دارد. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و وجود حباب‌های گازی که بافت آمیگدالوئیدال را در متابازالت‌های منطقه پدید آورده‌اند، ماگمای نخستین یک فاز سیال گازی داشته است. به احتمال بالا پدیده انتقال گازی نقش بسیار مؤثری در پدیداری پهنه‌بندی ترکیبی در آشیانه ماگمایی داشته است. پیامد برونریزی‌های این آشیانه‌ها، سنگ‌های آذرین بایمودال بازالتی-ریولیتی هستند. افزون‌بر آن، مقدار Al_2O_3 نمونه‌های بازیک کمابیش بالا و در بازه ۱۳/۹۸ تا ۱۷/۷۸ درصدوزنی است. مقدار Al_2O_3 بالا در بازالت‌ها نشان‌دهنده تبلور کانی‌های مافیک از مذاب نخستین سازنده آنها در فشارهای کمابیش بالاست (Yoder, 1976). این امر باعث تمرکز آلومینیم در مذاب بجامانده و تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود. این پدیده با تبلور بخشی سنگ‌های آلکان در فشارهای بالا، نبود سنگ‌های حد واسط و روی دادن پدیده انقطاع دیلی سازگار است.

زمین‌شیمی و پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های بازیک

الگوی بهنجارسازی عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های بررسی‌شده نسبت به مقادیر کندریتی

(۱۹۶۷) و (۱۹۶۹) Presnall آن را بحـث و بررسی کرده‌اند.



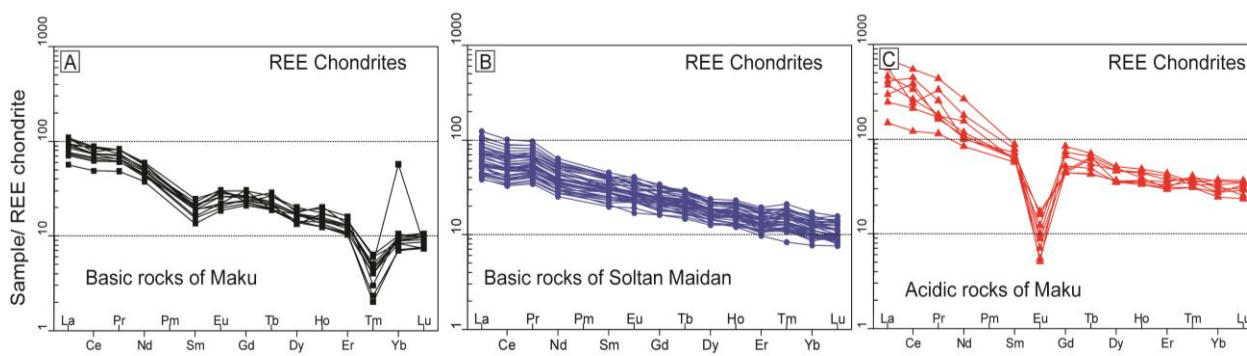
شکل ۵- رده‌بندی زمین‌شیمیایی نمونه‌های ماکو و سلطان‌میدان برپایه نمودار رده‌بندی Nb/Y در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)

بـه‌دنبال Daly (۱۹۲۵)، Chayes (۱۹۶۳)

نشان داد که سنگ‌های حد واسط میان بازالت‌ها و ریولیت و تراکیت در مجتمع‌های آتشفشانی اندک هستند. او این پدیده را پیامد سازوکارهای فوران دانسته است. فراوانی گازها و آزاد شدن آنها در مذاب‌های اسیدی کمک فراوانی به بالا آمدن و ریختن ماگماهای اسیدی می‌کند و بازالت‌ها نیز به‌علت دما و رقت بسیار آسان‌تر به سطح زمین می‌رسند؛ اما ماگماهای حد واسط گرانروی و وزن مخصوص بیشتری دارند (به‌علت مقدار درصد FeO بیشتر) و به‌علت جدایش بلوری در ژرفای بیشتر، دشوارتر به سطح زمین می‌رسند. درباره علل بایمودال بودن برونریزی‌ها و وقفه دیلی در محیط‌های کششی دیدگاه‌های بسیاری وجود دارد و افزون‌بر دیدگاه‌های یادشده، پدیده‌های فراوانی مانند اثر سورت (sorret effect) (McBriney, 1984)، همرفت یا انتشار مضاعف

نگهداشتن عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می‌دهد (Rollinson, 1993). نبود ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های بازیک، نشان‌دهنده مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز هنگام جدایش بلوری و یا بالابودن فوگاسیته اکسیژن است (Drake and Weill, 1975). قله تیز منفی Eu در سنگ‌های متاریولیتی چه‌بسا در ارتباط با جدایش و تبلور بخشی پلاژیوکلازهای کلسیک است (Rollinson, 1993).

(Nakamura, 1974) نشان‌دهنده غنی‌شدگی همه این عناصر نسبت به ترکیب کندریت است (شکل ۶). الگوی کمابیش مشابه نمونه‌های بررسی شده روی این نمودارها نشان‌دهنده شباهت‌هایی در زایش و تحول ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. بالابودن نسبت LREE/HREE چه‌بسا نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیته $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ و ژرفای بسیار برای پیدایش ماگما (یعنی حضور گارنت در محل خاستگاه) است؛ زیرا گارنت با



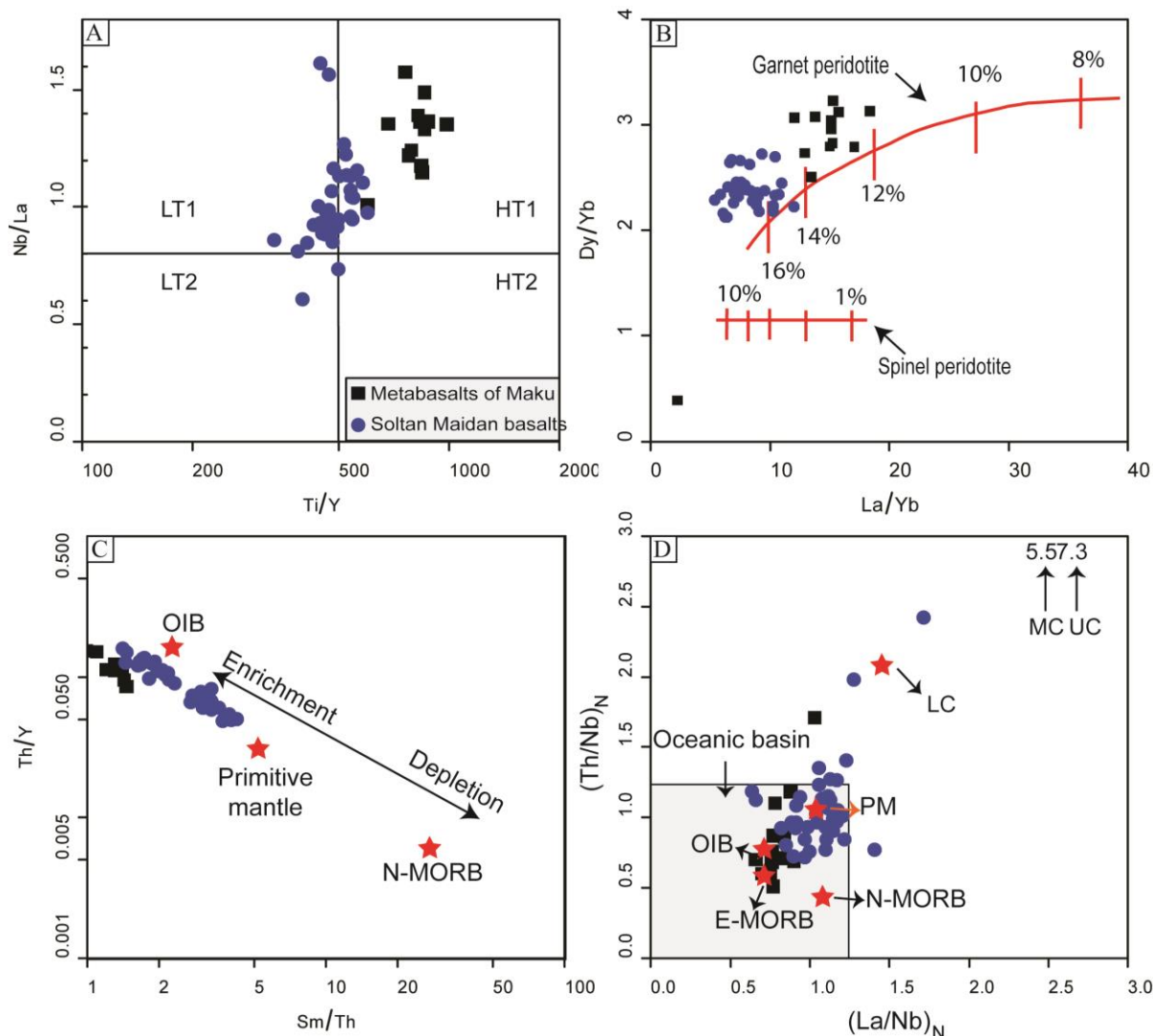
شکل ۶- نمودارهای بهنجار شده نمونه‌های ماگو و سلطان‌میدان بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)

ذوب‌بخشی درجه پایین یک ستون گوشته‌ای پدید می‌آیند؛ اما پیدایش گدازه‌های LT1 به دنبال درجات بالاتر ذوب‌بخشی در سطوح کم‌ژرفاتر روی می‌دهد. همچنین، به باور Reichow و همکاران (۲۰۰۵)، مذاب‌های بازالتی تیتانیم بالا، از یک خاستگاه گارنت‌دار در ژرفای بسیار پدید می‌آیند و پیدایش آنها پیامد دخالت مستقیم ستون گوشته‌ای دانسته شده است. برای بررسی درجه ذوب‌بخشی در خاستگاه بازالت‌های منطقه؛ نمودار نسبت La/Yb در برابر Dy/Yb به کار برده شد. برپایه این نمودار (شکل ۷-B)، نمونه‌های بررسی شده روی منحنی ذوب گارنت‌پریدوتیت با درجه ذوب‌بخشی ۱۲-۱۴ درصد برای بازالت‌های ماگو و ۱۴ تا بیش از ۱۶ درصد برای بازالت‌های

Xia و همکاران (۲۰۱۲) برپایه نسبت Ti/Y گدازه‌های بازیک را به دو گروه بازالت‌های Ti/Y بالا ($\text{Ti}/\text{Y} > 500$) و Ti/Y کم ($\text{Ti}/\text{Y} < 500$) دسته‌بندی کرده‌اند. همچنین، برپایه نسبت Nb/La (شاخص آلایش پوسته‌ای)، گدازه‌های HT و LT به ترتیب به گدازه‌های HT1 ($\text{Nb}/\text{La} > 0.85$) و HT2 ($\text{Nb}/\text{La} \leq 0.85$) و گدازه‌های LT1 ($\text{Nb}/\text{La} > 0.85$) و LT2 ($\text{Nb}/\text{La} \leq 0.85$) رده‌بندی شده‌اند. برپایه رده‌بندی Xia و همکاران (۲۰۱۲)، نمونه‌های بازالتی ماگو در محدوده بازالت‌های HT1 و نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان در محدوده بازالت‌های HT1 و LT1 جای می‌گیرند (شکل ۷-A). به باور ایشان، گدازه‌های HT1 در ژرفای زیاد و در پی

(شکل ۷- D). Pearce (۲۰۰۸) پیدایش MORB را پیامد ذوب گوشته بالایی تهی‌شده در ژرفای کم و پیدایش OIB را پیامد ذوب یک خاستگاه کمابیش غنی‌شده (شاید یک ستون گوشته‌ای در ژرفای بیشتر) دانسته است. همانندی‌های بسیاری میان ویژگی‌های عنصرهای ناسازگار و REE در بازالت‌های آلکالن بررسی‌شده و بازالت‌های OIB دیده می‌شوند که نشان‌دهنده خاستگاه گرفتن ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه از گوشته‌ای همانند گوشته خاستگاه OIB است.

سلطان‌میدان جای می‌گیرند. در نمودار Sm/Th در برابر Th/Y، سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده در مقایسه با بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی عادی (N-MORB)، دارای نسبت کم Sm/Th و نسبت بالای Th/Y هستند (شکل ۷- C). در این نمودار، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده خاستگاه غنی‌شده نوع OIB جای گرفته‌اند. همچنین، نمودار $(La/Nb)_N$ در برابر $(Th/Nb)_N$ نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده سست‌کره‌ای و بدون آرایش پوسته‌ای جدا شده‌اند

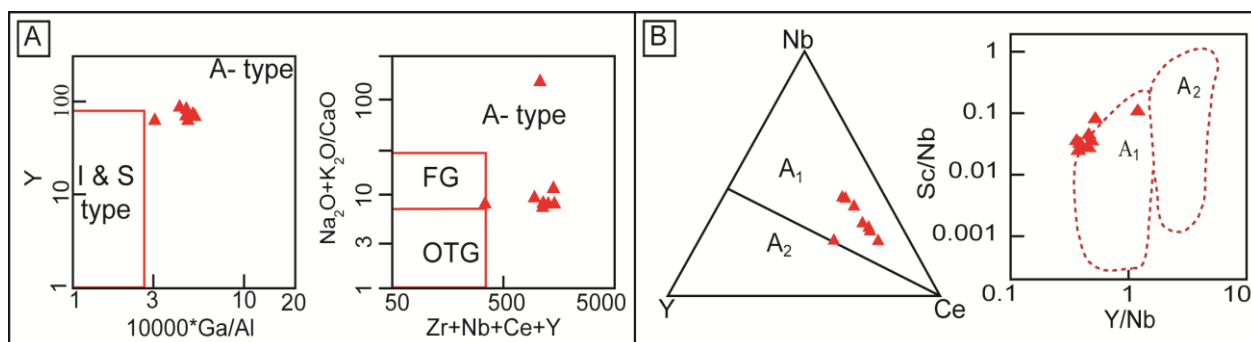


شکل ۷- ترکیب نمونه‌های ماکو و سلطان‌میدان در: (A) نمودار Ti/Y در برابر Nb/La (Xia et al., 2012); (B) La/Yb در برابر Dy/Yb (Thirwall et al., 1994); (C) Sm/Th در برابر Th/Y (Saunders et al., 1992); (D) نمودار $(La/Nb)_N$ در برابر $(Th/Nb)_N$ (Dai et al., 2011)

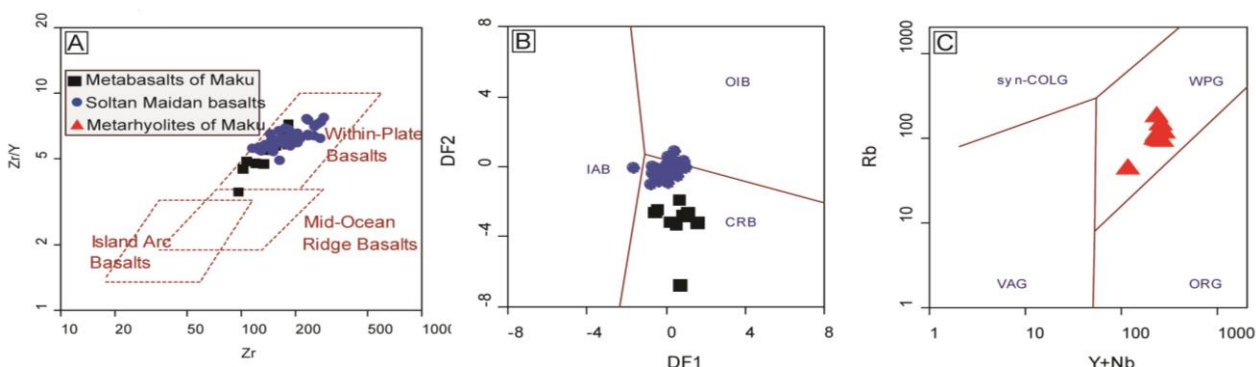
هنگام رویداد ماگماتیسم درون‌قاره‌ای جایگیر شده‌اند، پدید آمده‌اند (Eby, 1992). سنگ‌های گرانیتی نوع A_2 نسبت‌های عنصری متغیری دارند که از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت جزیره‌های کم‌انی تغییر می‌کنند (Eby, 1992). برپایه نمودارهای پیشنهادی Eby (۱۹۹۲)، متاریولیت‌های نوع A ماکو به انواع A_1 وابسته هستند (شکل ۸-B).

بیشتر نمونه‌های بازیک بررسی‌شده در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای و به‌طور ویژه در محیط کافت درون‌قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل‌های ۹-A و ۹-B).

برپایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و نمودارهای پیشنهادی Whalen و همکاران (۱۹۸۷)، نمونه‌های ریولیتی در گستره گرانیتوئیدهای (ریولیت‌های) نوع A جای می‌گیرند (شکل ۸-A). Eby (۱۹۹۲) گرانیت‌های A-type را برپایه شیمی به دو گروه A_1 و A_2 دسته‌بندی کرده است. نسبت‌های عنصری سنگ‌های گرانیتی نوع A_1 همانند بازالت جزیره‌های اقیانوسی هستند. این سنگ‌ها در پی جدایش بلوری ماگمای به‌دست‌آمده از منابعی با ترکیب مشابه با ترکیب محل منبع بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی که هنگام کافت درون‌قاره‌ای یا



شکل ۸- A) شناخت نوع سنگ‌های ریولیتی ماکو در نمودارهای پیشنهادی Whalen و همکاران (۱۹۸۷)؛ B) شناخت نوع‌های ریولیتی ماکو در نمودارهای پیشنهادی Eby (۱۹۹۲)



شکل ۹- ترکیب نمونه‌های ماکو و سلطان‌میدان در نمودارهای زمین‌ساختی: A) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979)؛ B) نمودار DF_2 در برابر DF_1 (Agrawal et al., 2008)؛ C) نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984)

$$DF_1 = 0.5533 \log (La/Th) + 0.2173 \log (Sm/Th) - 0.0969 \log (Yb/Th) + 2.0454 \log (Nb/Th) - 5.6305$$

$$DF_2 = -2.4498 \log (La/Th) + 4.8562 \log (Sm/Th) - 2.1240 \log (Yb/Th) - 0.1567 \log (Nb/Th) + 0.94$$

درون‌صفحه‌ای جایگیری کرده‌اند (شکل ۹-C). این محیط‌ها، با رژیم کششی حاکم بر لبه

نمودار پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) نشان می‌دهد متاریولیت‌های ماکو در یک محیط

شمال‌خاوری ابرقاره گندوانا و پیدایش کافت توران در اردوویسین- سیلورین (که سبب پیدایش اقیانوس پالتوتیس و جداشدن البرز از گندوانا شده است) همخوانی دارد. همچنین، با محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین به سن اردوویسین- سیلورین در دیگر بخش‌های ایران نیز همخوانی دارد (Ghasemi and Derakhshi, 2008; Ghasemi *et al.*, 2013; Ghasemi and Kazemi, 2013; Ghasemi *et al.*, 2015; Derakhshi and Ghasemi, 2015; Derakhshi *et al.*, 2015, 2017).

تغییر و تحولات ماگمایی

در کل، ماگماهای نخستین که با کانی‌شناسی شاخص گوشته بالایی (الیوین+ ارتوپیروکسن+ گارنت+ اسپینل) در تعادل هستند، باید مقدار MgO بیشتر از ۱۰ wt.%، $\#Mg$ بزرگ‌تر از ۰/۷، Ni بزرگ‌تر از ۳۰۰ ppm و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰ درصدوزنی داشته باشند (Glenn, 2004). با وجود این، یک ماگمای بازیک چه‌بسا به‌جای جداشدن از یک گوشته عادی از مناطقی با خاستگاه متاسوماتیسم‌شده جدا شده باشد که این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت (Wilson, 1989). همچنین، با افزایش تحول ماگمایی از میزان عدد منیزیم کاسته می‌شود. در سنگ‌های متابازیک مناطق بررسی‌شده، مقدار MgO برای سنگ‌های بازالتی ماکو و سلطان‌میدان به‌ترتیب برابر با ۴/۵۴ تا ۹/۳۹ (با میانگین ۶/۶۹) و ۲/۸ تا ۱۰/۱ (با میانگین ۵/۳۲) درصدوزنی است. مقدار Ni به‌ترتیب برابر ۴/۳ تا ۱۸۶/۵ و ۶ تا ۲۱۸ بخش در میلیون است. پس ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ماگماهای نخستین و در حال تعادل با گوشته عادی نبوده است و پس از پیدایش در گوشته عادی و یا

متاسوماتیسم‌شده دچار تحولات ماگمایی شده است. یکی از اهداف بنیادین در بررسی سنگ‌زایی سنگ‌های آذرین اینست که ویژگی‌های خاستگاه ماگما برپایه مذاب‌های بخشی اولیه جداشده در عمق و سیر تحولی آن در هنگام بالآمدن بررسی شود (Wilson, 1989). سنگ‌های منطقه بررسی‌شده سرشت آلکالن نشان می‌دهند. بحث درباره سنگ‌زایی سنگ‌های آلکالن در برگیرنده پیچیده‌ترین مباحث دانش سنگ‌شناسی است. با به‌کارگیری داده‌های زمین‌شیمیایی و نمودارهای گوناگون، تأثیر فرایندهای مؤثر بر تحولات ماگمایی مانند تبلوربخشی، ذوب‌بخشی، فرایندهای AFC و هضم و آرایش پوسته‌ای بر سنگ‌های مناطق بررسی‌شده بررسی خواهد شد. سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان از دیدگاه ترکیبی تقریباً یکنواخت هستند و ترکیب بازیک دارند. ازاین‌رو، گمان می‌رود فرایندهای تغییر و تحولات ماگمایی بر آن تأثیر چندانی ندارد؛ اما در منطقه ماکو سنگ‌های بازیک به‌همراه سنگ‌های اسیدی برونزد دارند. سنگ‌های بازیک و اسیدی از دیدگاه پیدایش به یگدیگر وابسته هستند (Moayyed *et al.*, in Press).

فرایند تبلوربخشی یکی از عوامل مؤثر در تحولات ماگمایی و پیدایش سنگ‌های گوناگون منطقه ماکو است. در نمودار SiO_2 در برابر CaO/Al_2O_3 برای سنگ‌های ماکو همخوانی منفی دیده می‌شود (شکل ۱۰- A). کاهش بالای CaO/Al_2O_3 با افزایش SiO_2 از سوی بازالت به ریولیت، پدیده جدایش پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Kabeto *et al.*, 2009)؛ اما در سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان هیچ همخوانی میان CaO/Al_2O_3 و SiO_2 دیده نمی‌شود. افزون‌بر آن Eu در سنگ‌های بازیک ماکو آنومالی مثبت و در سنگ‌های اسیدی

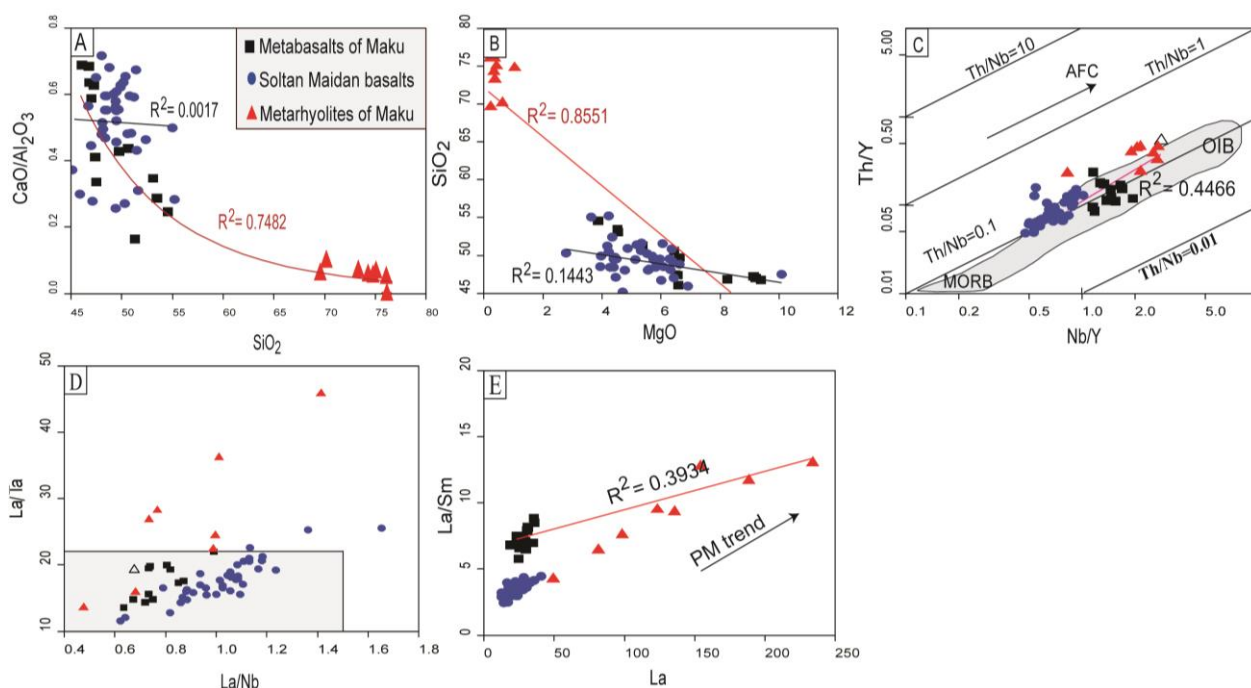
آنومالی شدید منفی نشان می‌دهد. این ویژگی نشان‌دهنده جدایش بلورین شدید پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی است. همچنین، در نمودار MgO در برابر SiO_2 دیده می‌شود که در سنگ‌های ماکو با افزایش SiO_2 در سنگ‌ها از مقدار MgO کاسته می‌شود. این پدیده نشان‌دهنده تبلوربخشی الیوین و کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست (شکل ۱۰-B). در سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان کاهش اندک در مقدار MgO با افزایش SiO_2 نشان‌دهنده جدایش کم الیوین و کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست. از این رو، تبلوربخشی در تحول سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان چندان مؤثر نبوده است. در کنار تبلوربخشی، هضم مواد پوسته‌ای در ماگما اهمیت ویژه‌ای در تکامل و تحول ماگمای سازنده سنگ‌ها دارد. برای تعیین نقش AFC (آلایش پوسته‌ای و تبلوربخشی) در تحول نمونه‌های بررسی‌شده، نمودارهای نسبت‌های عنصرهای کمیاب به کار برده شد. در نمودار Th/Y در برابر Nb/Y به صورت لگاریتمی از Pearce (۱۹۸۳) سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده آرایه گوشته‌ای جای می‌گیرند و خاستگاه گوشته غنی‌شده را نشان می‌دهند. این نمونه‌ها از روند AFC پیروی می‌کنند. همان‌گونه که نمودارهای یادشده نشان می‌دهند، فرایند AFC نقش مؤثری در تحول سنگ‌های منطقه ماکو و سلطان‌میدان داشته است.

ماگماهای صعودکننده‌ای که از گوشته جدا شده‌اند، شاید در هر مرحله از بالا آمدن با هضم سنگ‌های دیواره خود آلوده شوند. برای بررسی میزان آلایش پوسته‌ای و نقش آن در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های بررسی‌شده، نسبت‌های پیشنهادی Hart و همکاران (۱۹۸۹) بر پایه عنصرهای کمیاب به کار برده شد. بر این

پایه، نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نشان‌دهنده آلایش ماگما با ترکیب‌های پوسته‌ای است (شکل ۱۰-D). کم‌تر بودن این نسبت‌ها از مقادارهای پیشنهادشده برای ماگماهای بازالتی این مناطق نشان‌دهنده روی‌ندادن آلایش یا آلایش بسیار ناچیز ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی‌شده با ترکیب‌های پوسته هنگام بالا آمدن است؛ اما سنگ‌های ریولیتی نسبت‌های La/Ta بالایی دارند. از آنجایی که آلایش ماگمای ریولیتی با مواد پوسته‌ای احتمال ندارد، این نسبت بالا و ناهنجاری‌های پوسته‌ای بیشتر پیامد نقش خاستگاه غنی‌شده و درجه جدایش بلوری بالا بوده است. به باور Dai و همکاران (۲۰۱۱)، در ماگماهای جداشده از گوشته نسبت Lu/Yb کم است (میانگین: ۰/۱۴ - ۰/۱۵)؛ اما این نسبت در پوسته قاره‌ای بیشتر است (نزدیک به ۰/۱۶ - ۰/۱۸). میانگین نسبت Lu/Yb در سنگ‌های بازیک ماکو و سلطان‌میدان به ترتیب نزدیک به ۰/۱۴ و ۰/۱۴۳ و در سنگ‌های اسیدی نزدیک به ۰/۱۵۶ است. این مقادارها نشان‌دهنده جداشدن ماگمای سازنده سنگ‌های بازیک از یک خاستگاه گوشته‌ای، بدون آلایش پوسته‌ای است. همچنین، این مقادارها نشان می‌دهند سنگ‌های اسیدی از یک خاستگاه غنی‌شده و درجه جدایش بلوری بالا پدید آمده‌اند.

برای بررسی نقش پدیده ذوب‌بخشی در تکامل و تحول ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی‌شده، نمودار La در برابر La/Sm به کار برده شد. بر پایه این نمودار، پدیده ذوب‌بخشی نیز در پیدایش سنگ‌های منطقه به‌ویژه سنگ‌های اسیدی، مؤثر بوده است (شکل ۱۰-E)؛ اما ذوب‌بخشی به‌تنهایی نمی‌تواند مقدار گوناگونی

سنگی را پدید نمی‌آورد و عامل اصلی گوناگونی سنگی در منطقه پدیده جدایش بلوری است.



شکل ۱۰- ترکیب نمونه‌های ماکو و سلطان‌میدان در: (A) نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Kabeto et al., 2009); (B) نمودار درصدوزنی MgO در برابر SiO_2 (Zhu et al., 2007); (C) نمودار Nb/Y در برابر Th/Y برای سنگ‌های بررسی شده در مقایسه با ترکیب پیشنهادی (Pearce ۱۹۸۳) برای بازالت‌های میان‌اقیانوسی و بازالت‌های جزیره‌ای اقیانوسی؛ (D) نمودار La/Nb در برابر La/Ta (Hart et al., 1989); (E) نمودار La/Sm در برابر La (Fan et al., 2003)

سازنده سنگ‌های بازالتی منطقه ماکو و سلطان‌میدان از یک خاستگاه غنی شده سرچشمه گرفته‌اند.

برداشت

برپایه ویژگی‌های سنگ‌شناختی کمابیش یکسان، سنگ‌های بازیگ و جایگاه زمین‌شناسی مشترک و همانندی‌های بسیار سنگ‌های بازیگ منطقه ماکو (در پهنه البرز- آذربایجان) و بازالت‌های سلطان‌میدان (در پهنه البرز خاوری) بررسی و مقایسه شدند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند مقدار بالای LREE و HFSE و Ti نشان‌دهنده سرشت آلکان و جایگاه درون‌صفحه‌ای سنگ‌های بازیگ بررسی شده هستند. برپایه سرشت روابط سنگ‌نگاری، سن پیدایش، سرشت ماگما، پهنه زمین‌ساختی، محیط پیدایش این سنگ‌ها، یکسان بوده

سرشت آلکان و میزان بالای LREE و HFSE در سنگ‌های مناطق بررسی شده نشان می‌دهند ماگمای سازنده این سنگ‌ها از خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده‌ای خاستگاه گرفته است. برای شناخت میزان غنی‌شدگی این خاستگاه، نسبت‌های Zr/Y و Zr/Nb (برپایه مقادارهای پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹)) به کار برده شدند. به باور Sun و McDonough (۱۹۸۹)، نسبت‌های Zr/Y بیشتر از ۲/۴۶ و Zr/Nb کمتر از ۱۵/۷۱ جداکننده خاستگاه‌های غنی‌شده و تهی‌شده هستند. از این رو، نسبت‌های Zr/Y برابر ۳/۵۰ تا ۸/۵۱ و ۴/۸۸ تا ۷/۶۸ به ترتیب برای سنگ‌های بازالتی ماکو و سلطان‌میدان و Zr/Nb برابر ۲/۵۴ تا ۴/۹۸ و ۶/۳۳ تا ۱۱/۳۸ به ترتیب برای سنگ‌های بازالتی ماکو و سلطان‌میدان نشان می‌دهند ماگمای

و به مراحل آغازین فرایند کافت‌زایی شمال ابرقاره گندوانا در اردوئیسین-سیلورین و پیدایش اقیانوس پالئوتتیس مربوط بوده است. البته فرایندهای مؤثر بر تغییر و تحول ماگما در دو منطقه یادشده متفاوت هستند. در منطقه ماکو، ماگما در آشیانه ماگمایی دچار تبلوربخشی شده و جدایش کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز از ماگمای نخستین همراه با آرایش با مواد پوسته‌ای پیدایش ریولیت‌های A-type وابسته به محیط کافتی را به دنبال داشته است. در منطقه سلطان‌میدان، ریولیت‌ها و سنگ‌های فلسیک کمتر حضور دارند و یا اصلاً وجود ندارند و در شمال‌باختری ایران در عجب‌شیر و ماکو دیده می‌شوند. این پدیده پیامد نرخ گسترش متفاوت در حرکات آغازین کافت پالئوتتیس است؛ به گونه‌ای که در منطقه

شمال‌خاوری به‌علت سرعت گسترش بالا و شدت حرکات کششی، بازالت‌های با خاستگاه گوشته‌ای فرصت جدایش بلوری در ژرفا را نداشته‌اند و به سرعت بالا آمده و فوران کرده‌اند؛ ازاین‌رو، انقطاع دلیلی به‌ندرت دیده می‌شود. اما در شمال‌باختری و به‌سوی باختر کافت پالئوتتیس، به‌علت سرعت اندک گسترش و شدت کم حرکات کششی، ماگمای بازالتی فرصت تبلوربخشی در ژرفا را پیدا کرده است و ازاین‌رو، ترم‌های جدایش‌یافته‌ی اسیدی پدیدار شده‌اند. با دانستن شواهد یادشده تصور می‌شود سرعت کافتی‌شدن و در پی آن، سرعت گسترش اقیانوس پالئوتتیس از خاور به باختر کاهش یافته است. این نکته کلیدی است که برای تطابق و فهم تغییرات افیولیت‌های پالئوتتیس از خاور تا باختر به‌کار برده می‌شود.

منابع

- Abbasi, S. and Aminiazar, R. (2004) Geological map of Alihaji 1:100000, series sheet 4969, Geological Survey and Mineral Exploration, Tehran, Iran.
- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review* 50(12): 1057-1079.
- Ahmadi, A. (2003) Petrography, petrogenesis and geochemistry of metamorphic rocks of tootak complex. Ph. D. thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1- 33.
- Alavi-Naini, M. (1972) Etude géologique de la région de Djam (Nord de l'Iran central). Ph.D. dissertation, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Aminiazar, R. and Abbasi, S. (2003) Geological map of Maku 1:100000, series sheet 4968, Geological Survey and Mineral Exploration, Tehran, Iran.
- Ayati, F., Khalili, M., Noghreyan, M. and Mackizade, M. A. (2010) The Silurian magmatism in the Abyane-Soh area (Kashan-Central Iran). *Journal of Science, University of Tehran* 35(4): 21- 31 (in Persian).
- Balaghi, Z., Sadegheian, M. and Ghasemi, H. (2010) Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks , south of Bahabad (Bafq, Central Iran): Implication for rifting. *Iranian Journal of Petrology* 1(4): 45- 64 (in Persian).
- Bayat, F. and Torabi, G. (2012) Petrology of metabasalts of south Arusan (northeast of Esfahan). *Journal of Economic Geology* 2(4): 271- 284 (in Persian).
- Berberian, F. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran.

- Canadian Journal of Earth Science 5: 101- 117.
- Best, M. G. (1982) Igneous and metamorphic petrology. Freeman, San Francisco, US.
- Boot, B., Croasdale, R. and Walker, G. P. L. (1978) A quantitative study of five Thousand years of volcanism on Sao Miguel. Azores. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 288: 271- 319.
- Boulin, J. (1991) Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. Tectonophysics 196: 211- 268.
- Buchs, D. M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J. and Arculus, R. (2013) Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. Lithos 172: 267- 287.
- Carmicheal, I. S. E. (1965) Trachytes and their feldspar phenocrysts. Mineralogical Magazine 34: 107- 25.
- Chayes, F. (1963) Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. Journal of Geophysical Research 68: 1519- 1534.
- Dai, J., Wang, Ch., Hebert, R., Li, Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezard, R. and Wei, Y. (2011) Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys? Gondwana Research 19: 232- 243.
- Daly, R. A. (1925) The geology of Ascension island. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences 60(1): 3- 80.
- Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A. and Rostami, F. (2016) The Permian volcanics of central Alborz: implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. Ofioliti 41(2): 59- 74.
- Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2015) Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geoscience 8(2): 849- 866.
- Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2014) Ordovician-Devonian magmatism in the north of Shahrood: Implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz. Iranian Journal of Petrology 5(18): 105- 122 (in Persian).
- Derakhshi, M., Ghasemi, H. and Toksoy Koksall, F. (2015) Mineral chemistry and thermo-barometry of Sultan Maidan basalts. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23(2): 257- 268 (in Persian).
- Derakhshi, M., Ghasemi, H. and Sahami, T. (2014) Geology and petrology of the Soltan Maydan basaltic complex in North-Northeast of Shahrud, Eastern Alborz, North of Iran. Journal of Geosciences, 23(19): 63- 76 (in Persian).
- Derakhshi, M., Ghasemi, H. and Miao, L. (2017) Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana. Geochemistry 77(1): 131- 145.
- Drake, M. J. and Weill, D. F. (1975) Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta 39: 689- 712.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology 20(7): 641- 644.
- Fan, W. M., Guo, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. Journal of Volcanology and Geothermal Research 121(1): 115- 135.
- Fathi, T. (1998) Petrological and geochemical investigations of volcanic rocks of lower peleozeic age in northeast Iran (Shahrud, Robat-e-Gharabil, and Bojnurd regions). M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

- Ghasemi, H. and Dayhimi, M. (2015) Devonian Alkaline Basic Magmatism in Eastern Alborz, North of Shahrood: Evidence for Paleotethys Rifting. *Iranian Journal of Geology* 32: 19-32 (in Persian).
- Ghasemi, H. and Derakhshi, M. (2008) Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 16(2): 207-224 (in Persian).
- Ghasemi, H. and Kazemi, Z. (2013) Tectonic setting and source characteristics of the Abarsej formation igneous rocks (upper Ordovician), eastern Alborz, north of Shahrood. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21(2): 319-330 (in Persian).
- Ghasemi, H. and Khanalizadeh, R. (2012) Toye-Darvar A-type granitoid southwest of Damghan: constraints on the Paleotethyan extensional basin of lower Paleozoic in Alborz. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20(1): 3-24 (in Persian).
- Ghasemi, H., Kazemi, Z. and Salehian, S. (2015) Comparison of the mafic igneous rocks from the Ghelli formation (upper Ordovician) and the Gorgan schists in the eastern Alborz zone. *Journal of Geosciences* 24(96): 263- 276 (in Persian).
- Ghasemi, H., Kazemi, Z. and Taheri, A. (2013) Geochemistry and petrogenesis of Abarsej formation basalts (upper Ordovician), Eastern Alborz, North Shahrood. *Journal of Geochemistry* 1(1): 12- 23 (in Persian).
- Glenn, A. G. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 511- 527.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, Landon, UK.
- Harris, P. G. (1963) Comments a paper by F. Chayes, "Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association". *Journal of Geophysical Research*, 68(17): 5103-7.
- Hart, W. K., WoldeGabriel, G., Walter, R. C. and Mertzman, S. A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94(B6): 7731-7748.
- Jenny, J. (1977) Percambrian et paleozoique en ferieure, del Elburz oriental enre Aliabad et Shahrood, Iran du inrod-east. *Eclogae geologica helvetiae* 70(3): 761- 770
- Kabeto, K. Sawada, Y and Roser, B. (2009) Compositional differences between felsic volcanic rocks from the margin and center of the northern main Ethiopian Rift. *Momona Ethiopian Journal of Science* 1: 4-35.
- Kamali, A., Pirvaj, H., Nemati, F., Ameri, A. and Fadaian, M. (2011) Petrology and Tectonic setting of basalts of Dizabad of Neishabur. *Journal of Geosciences* 21(84): 119- 128 (in Persian).
- Kazemi, Z. (2013) Petrology, geochemistry and characteristics of source's of Ordovician igneous rocks in Abarsaj formation, Shahrood. M.Sc. thesis, Shahrood University of Thechnology, Shahrood, Iran (in Persian).
- McBriney A. R. (1984) *Igneous petrology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, US.
- Middlemost E. A. K. (1987) *Magmas and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman, London, UK.
- Mirlohi, A. (2008) Petrology and geotectinic setting of early Paleozoic basalts of Jahagh valley (east of Ghohrud village, south of Kashan). M.Sc. thesis, university of Esfahan, Esfahan, Iran (in Persian).
- Moayyed, M. (2013) Petrography and petrology of A-type rhyolites of Ghaleh-Chay (Ajabshir, East-Azerbaijan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21(3): 403- 416 (in Persian).
- Moayyed, M., Valinasabzarnagh, F., Jahangiri, A. and Azizi, H. (in press). Petrography and petrology of early Paleozoic bimodal metavolcanic rocks in north of Maku, North West of Iran. *Journal of Geosciences*, DOI: 10.22071/gsj.2020.196325.1693.
- Mukherjee, A. (1967) Role of fractional crystallization in the descent: basalt-trachyte. *Contributions to*

- Mineralogy and Petrology 16: 139- 48.
- Nabavi, M. H. (1976) An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(5): 757- 775.
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14- 48
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(1): 33- 47.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology* 25: 956- 983.
- Pearce, J. A. (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230–249. Shiva, Nantwich, UK.
- Presnall, D. C. (1969) The geometrical analysis of partial fusion. *American Journal of Science*, 267: 1178- 1194.
- Reichow, M., Saunders, A., White, R., Al'Mukhamedov, A. and Medvedev, A. (2005) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79: 425- 452.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, US.
- Sahami, T. (2012) Geology and petrogenesis of Soltan Maidan basalts in Negarman and Abarsej areas, north of Shahrood. M.Sc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Salehian, S. and Ghasemi, H. (2011) Petrology and geochemistry of mafic igneous rocks in Gorgan schist. 16th Iranian Conference of Crystallography and Mineralogy, Golestan University, Golestan, Iran (in Persian).
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plume lithosphere interactions. In: *Magmatism and the cause of continental breakup* (Eds. Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. J.) Special Publication, 68: 41- 60. Geological Society of London, UK.
- Stampfli, G. M. (1978) Étude Géologique Générale de l'Elburz Oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran NE. Ph.D. these. Genève, l'Université de Genève, Switzerland.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229- 1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunderson, A. D. and Norry, M. J.). Geological Society, London 42(1): 313- 345.
- Thirwall, F. M., Upton, B. J. and Jenkins, C. (1994) Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology* 35: 839- 879.
- Torabi, G. (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in north-east of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwanaland. *Comptes Rendus Geoscience* 341(1): 85- 94.
- Torabi, G. and Hashemi, F. (2010) Petrology of Devonian basalts from Pol-e-Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan). *Iranian Journal of Petrology* 1(3): 29- 46 (in Persian).
- Torabi, G. and Arai, S. (2013) Back-arc Paleo-Tethys related blueschist from Central Iran, south of Chupanan, Isfahan Province. *Petrology* 21(4): 393- 407.

- Vesali, Y., Esmaeili, D. and Sepidbar, F. (2018) Petrology, geochemistry and tectonic setting of alkaline mafic rocks in the Jalal Abad area in the NW of Zarand (Kerman Province): Evidence for Paleo-Tethys rifting in the Central Iran. *Iranian Journal of Petrology* 9(33): 1-20 (in Persian).
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407- 419.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hymen, London, UK.
- 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- 342.
- Xia, L., Xia, Z., Xu, X., Li, X. and Ma, Z. (2012) Mide Late Neop roterozoic rift-related volcanic rocks in China: Geological records of rifting and break-up of Rodinia. *Geoscince Frontiers* 3(4): 375- 399.
- Yoder, H. S. Jr. (1976) *Generation of basaltic magma*. National Academy of Sciences, Washington D. C., US.
- Zhu, D., Pan, G., Mo, X., Liao, Z., Jiang, X., Wang, L. and Zhao, Z. (2007) Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume-lithosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 29 320- 335.