

Research Article

Modeling of contribution of the Late Cretaceous-Miocene sediments of the Makran accretionary wedge to the petrogenesis of basalts from Makran volcanic arc, SE Iran

Ali Ahmadi , Mostafa Ghomashi ², Zahra Firouzkouhi ³, Marzieh Rastay Zahedan ⁴

¹ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, Email: aahmadi@science.usb.ac.ir

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, Email: mostafa_ghomashi@yahoo.com

³ Ph.D. of Geochemistry, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, Email: zahrafiroozkoohi@gmail.com

⁴ M.Sc. of Geochemistry, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, Email: m.rastaeef@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 20 November 2023

Accepted: 03 March 2024

Keywords

Makran

Basalt

Sediment recycling

Mixing models

Accretionary wedge

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Makran geological province of SE Iran is an east-west trending mountain range related to the Cretaceous-to-recent subduction of the Indian oceanic lithosphere beneath the southeastern edge of the Eurasian plate (McCall, 1997; Saccani et al., 2022). Makran subduction zone from north to south is composed of remnants of Neo-Tethys oceanic crust, and the Late Cretaceous-Miocene sediments called Makran accretionary wedge (Figure 1). Volcanic fields of Shamsavar, Bazman, West of Khash and Taftan are located north of Makran and have been considered as a subduction related volcanic arc (Dupuy and Dostal, 1978; Moinevaziri, 1985; Biabangard and Moradian, 2008; Saadat and Stern, 2011; Pang et al., 2014).

More than 3 kilometers of mainly clastic sedimentary rocks have been subducted beneath the southeastern edge of the Eurasian plate (Kukowsky et al., 2001). Geochemical characteristics of the more primary basalts from the Makran arc indicate that sediments may have caused mantle source enrichment in the Makran subduction zone (Saadat and Stern, 2011). Quantitative approach to the contribution of subducting sediments to the enrichment of the source of basalts in such a voluminous accretionary prism is hard to attain. However, it is assumed here that subduction of sediments is at least one of the enrichment agents of mantle wedge beneath the Makran subduction zone.



 [10.22108/ijp.2024.141650.1336](https://doi.org/10.22108/ijp.2024.141650.1336)

In this study, chemical composition of Late Cretaceous-Miocene claystones of turbidite sequences

from the Fanouj-Bent area are compared with the chemical composition of sediments from other active

 Corresponding Author

To cite this article: Ahmadi, A., Ghomashi, M., Firouzkouhi, Z., Rastay Zahedan, M. (2024) Modeling of contribution of the Late Cretaceous-Miocene sediments of the Makran accretionary wedge to the petrogenesis of basalts from Makran volcanic arc, SE Iran. *Petrological Journal*, 15(2), 105-128.

subduction trenches. They are also deployed to construct binary melt-sediment mixing models in order to evaluate the postulated sediment contribution to the petrogenesis of the Makran basalts. Sedimentary rocks from the Fanouj–Bent area are the oldest among the Makran turbidites, and are thought to be representative of the most viably-recycled sediments in the mantle source of the Makran volcanic arc. Composition of near primary basalts from Makran volcanic arc (MVA) are then compared with the composition of various binary mixtures between a model basaltic melt and sediment-derived melts and fluids.

Regional Geology

The Late Cretaceous-Eocene (Mohammadi et al, 2016) deep marine turbidite sediments in this area are exposed together with the ophiolitic rocks of the oceanic crust of the Neotethys remnants (Figures 2A and 2B) and limestone (McCall, 1997). The younger Oligocene and Miocene turbidites include thick sequences of sandstone-claystone that were deposited in deep marine, continental slope, and delta environment in the course of evolution of the Makran accretionary wedge (Figures 2C, 2D).

Volcanic rocks of MVA are mainly of andesitic and dacitic composition. The Bazman and Taftan stratovolcanoes are composed mainly of dacitic and andesitic pyroclastic rocks and lava flows. Basalts of MVA are: 1) volcanic centers of Shahsavaran which are shields volcanoes composed mainly of thin basaltic lavas (Figures 2E and 2F), 2) numerous monogenic satellite cinder cones scattered around the main Bazman volcano, and 3) cinder cones of west of Kash. Takhte Rostam is a basaltic center located on the southern flank of Taftan volcano.

Analytical methods

Major and trace element analyses for 2 claystone samples and 6 basaltic samples were performed using X-ray Fluorescence (XRF) spectrometry, and ICP-MS, respectively, at Acme Lab™, Canada. The 6 other claystone samples were analyzed for major and trace elements using XRF and ICP-OES methods in Central Lab of Isfahan University. Three samples of BCR-1 geostandard and three samples of an in-house standard were analyzed simultaneously in both labs, as unknown, to calculate accuracy and precision of the analyses. Table 1 shows geochemical data for the claystone and basaltic samples.

Discussion

In spidergrams normalized to continental crust (Figure 7), the claystone samples are enriched in Cs, Rb, Th, U, Ta, Nb, K, Pb, Zr, and Hf and depleted in Ba, and Sr relative to the GLOSS II. These samples seem to be the most enriched sediments among all oceanic trenches of active subduction zones. The quantity of mobile elements in the claystones is comparable to those of the

basaltic samples, but the Sr, Ba and Rb amounts are not consonant. Claystone samples are characterized by depletion in Sr (Ave: 171 ppm) and Ba (Ave: 213 ppm), and remarkable enrichment in Rb (Ave: 185 ppm). Compared to claystone samples, the contents of Sr, Ba and Rb in coastal Makran sample (CM) are more comparable to those of the basaltic samples. These similarities suggest that the coastal sediments may have accompanied the Late Cretaceous-Miocene clastic sediments in the mantle enrichment process.


The geochemical evidence provided so far for island arc magmas are indicative of the presence and the influence of slab-fluids within and/or from the subducting slabs (Johnson and Plank, 1999; Nakamura and Iwamori, 2009; Schmidt and Poli, 2014; Turner and Langmuir, 2022). Below the solidus temperatures Rb, Sr, Ba, and Pb show more mobility, while at the solidus temperature Th and Be are notably partitioned into the melt rather than fluids (Johnson and Plank, 1999).

To evaluate the rate of sediment contribution as a melt (Figure 8) or fluid (Figure 9) in magma generation, two models have been provided in this study. The three end member compositions for calculation of the non-modal batch melting models (Shaw, 1970) are: (1) a near-primary basaltic composition calculated from 15% partial melting of a spinel-lherzolite (MM), (2) average composition of 15% melting of claystone samples (Av.C), and (3) 15% melting of the coastal Makran sample of Jarrard and Lyle (1991). Finally, the binary mixing models between the basaltic MM and the other two end members are compared with the composition of Makran basalts.

Th/Yb, Th/Ce, La/Sm, and Sr/Nd ratios are used to show the sediment contribution to the composition of the basaltic samples. Variations of Th/Ce versus Th/Yb ratios and Sm/Yb versus log Th/Yb ratios in basaltic samples show relative consistency with MM-Av.C binary mixing trend (Figure 8). Using these ratios, the sediment melt contribution rate is determined to be up to 10%.

To evaluate the effects of fluids rising from the sediments, in addition to MM, 3 other end members are deployed as: (1) the average composition of 15% fluid released from the claystone samples at 650°C (2) the average composition of 55% fluid released from the claystone samples at 700°C, and (3) 15% fluid released from the coastal Makran sample at 650°C. Binary mixing between MM and about 10% to more than 50% fluid derived from the coastal Makran sample at 650°C (Figure 9), is fairly comparable to the variations of Rb/Nd versus Ba/La and Rb/La versus Sr/Nd ratios. In addition, Elevated Sr/Nd, Ba/La and somehow Ce/Pb ratios are indicative of the contribution of slab derived fluids to the petrogenesis of the basalts. In all calculations, partition coefficients, D values, are taken from Johnson and Plank (1999).

الگوسازی نقش رسوبات کرتاسهٔ پسین - میوسن منشور برافزایشی مکران در پیدایش بازالت‌های کمان آتشفشانی مکران، جنوب‌خاوری ایران

علی احمدی , مصطفی قماش^۲، زهرا فیروزکوهی^۳، مرضیه راستای زاهدان^۴

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، aahmadi@scinece.usb.ac.ir

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، mostafa_ghomashi@yahoo.com

^۳ دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، zahrafirozkoohi@gmail.com

^۴ کارشناسی‌ارشد ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، m.rastaeef@gmail.com

چکیده

اطلاعات مقاله

سنگ‌های رسوبی کرتاسهٔ پسین-میوسن محدوده فنوج-بنت، در منشور برافزایشی مکران، جنوب‌خاوری ایران، بیشتر از توالی‌های فلدسپاتیک گری‌وکی و رس‌سنگ ساخته شده‌اند. رس‌سنگ‌های مکران از غنی‌شده‌ترین سنگ‌های رسوبی در پهنه‌های فرورانشی فعال زمین به‌شمار می‌روند؛ اما در مقایسه با ترکیب رسوبات در حال فرورانش زمین از Sr و Ba فقیر هستند. بازالت‌های کمان آتشفشانی مکران نیز از بیشتر عنصرهای LILE، Th و Pb غنی‌شدگی چشمگیری نشان می‌دهند؛ اما از Rb تا اندازه‌ای تهی شده‌اند. مقدار Ba، Sr و Rb در نمونه‌های ساحلی مکران در مقایسه با دیگر رس‌سنگ‌های بررسی شده، به نمونه‌های بازالتی نزدیک‌تر است. میزان مشارکت رسوبات در ماگمازایی مکران با آزمون دو انگارهٔ ذوب رسوبات و خروج سیال از رس‌سنگ‌ها و رسوبات بخش ساحلی مکران الگوسازی شده است. نتایج الگوسازی‌های ذوب رس‌سنگ و آمیختگی آن با بازالت اولیه حاصل از ذوب درجه پایین گوشته اسپینل‌رزولیتی، بر پایهٔ نسبت‌های Th/Ce، Th/Yb و Sr/Nd، مشارکت کمتر از ۱۰٪ مذاب رسوبات در ماگمازایی را نشان می‌دهد. همچنین، نتایج به‌دست‌آمده از الگوسازی‌های آمیختگی سیال خروجی از رس‌سنگ‌ها با بازالت اولیه، بر پایهٔ نسبت‌های Sr/Nd، Ba/La و Rb/La و Rb/Nd مشارکت نزدیک به ۱۰ تا ۵۰٪ سیال خروجی از رسوبات را نشان می‌دهند. همچنین، افزایش نسبت‌های Sr/Nd و تا اندازه‌ای Ce/Pb گویای مشارکت سیال حاصل از دگرگونی لبهٔ فرورو در ماگمازایی است.

تاریخ دریافت

تاریخ پذیرش

کلید واژه‌ها

مکران

بازالت


مشارکت رسوبات
الگوهای آمیختگی
منشور برافزایشی

doi 10.22108/ijp.2024.141650.1336

واحدهای رسوبی، آتشفشانی و بقایای پوستهٔ اقیانوسی
نئوتتیس تشکیل شده است و حاصل فرورانش بخش
به‌جاماندهٔ پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبهٔ جنوب‌خاوری

مقدمه

پهنهٔ فرورانشی مکران در شمال سواحل دریای عمان، از

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: احمدی، ع.، قماش، م.، فیروزکوهی، ز. و راستای زاهدان، م. (۱۴۰۳) الگوسازی نقش رسوباتی کرتاسهٔ پسین-میوسن منشور برافزایشی مکران در پیدایش بازالت‌های کمان آتشفشانی مکران، جنوب‌خاوری ایران. پتروژئولوژی، ۱۵(۲)، ۱۰۵-۱۲۸.

در مجموعه آتشفشانی شاهسواران را نشان‌دهنده مشارکت رسوبات روی لبه فرورونده دانسته‌اند. فیروزکوهی (Firouzkouhi, 2017a) غنی‌شدگی بازالت‌های کمان ماگمایی مکران از عنصرهای LIL را پیامد ترکیبی از سه عامل درجه پایین ذوب‌بخشی، سیال‌های برخاسته از لبه و ذوب رسوبات فرورونده دانسته است. این پژوهش‌ها بی‌آنکه ترکیب زمین‌شیمیایی رسوبات منشور برافزایشی در نظر گرفته شود، انجام شده‌اند.

از ترکیب زمین‌شیمیایی رسوبات منشور برافزایشی مکران داده چندان در دسترس نیست. تنها داده زمین‌شیمیایی در دسترس از توالی رسوبی منشور برافزایشی مکران، از تجزیه مغزه‌های حفاری بخش ساحلی مکران پاکستان است که پلانک و لانگ مویر (Plank and Langmuir, 1998) از جرارد و لایل (Jarrard and Lyle, 1991) آن را نقل کرده است. این نمونه از گودال اقیانوسی برداشته شده است و در این نوشتار از آن با نام نمونه ساحلی مکران^۲ یاد شده‌است. از این رو، یکی از اهداف این پژوهش، ارائه ترکیب زمین‌شیمیایی رسوبات آواری ریزدانه منشور برافزایشی مکران و مقایسه آن با دیگر رسوبات فرورانشی فعال است. آواری‌های ریزدانه از آنجایی مورد توجه هستند که آخرین محصولات حمل و دگرسانی رسوبات هستند و ترکیب آنها می‌تواند نماینده خاستگاه و همچنین، رسوبات گوناگون پدیدآمده در حوضه رسوبی باشد (Rudnick and Gao, 2003). همچنین، تجزیه رسوبات آواری ریزدانه نسبت به ماسه‌سنگ، این امکان را می‌دهد که با شمار کمتری تجزیه زمین‌شیمیایی، اطلاعات جامع‌تری از ترکیب متوسط رسوبات منطقه به‌دست آورد.

با توجه به اینکه غلظت عنصرهای LIL مانند Sr, Ba, Rb و Pb در رسوبات فرورونده از مقدار گوشته‌ای (تا بیش از ۱۰۰ برابر) و مقدار آنها در NMORB (تا بیش از ۵۰ برابر) بسیار بیشتر است، مشارکت مقدار اندکی رسوبات در ماگمازایی پهنه‌های فرورانش می‌تواند غنی‌شدگی چشمگیری را در ماگمای حاصل پدید آورد. از این رو، ترکیب

سنگ‌کره قاره‌ای اوراسیاست (Dolati, 2010; Sacconi et al., 2022). منشور برافزایشی مکران گستردگی چشمگیری دارد (Critelli et al., 1990); به‌گونه‌ای که از سواحل دریای عمان در جنوب، تا فروافتادگی جازموریان در شمال ادامه می‌یابد و از خاور به گسل چمن در پاکستان و از باختر به گسل میناب می‌رسد (Stocklin, 1977). در شمال منشور برافزایشی مکران مجموعه‌های آتشفشانی شاهسواران، بزمان، باختر خاش و تفتان، یک نوار منقطع ماگمایی را پدید آورده‌اند (شکل ۱-۱) که کمان ماگمایی حاصل از فرورانش در نظر گرفته می‌شود (Dupuy and Dostal, 1978; Moinevaziri, 1985; Biabangard and Moradian, 2008; Saadat and Stern, 2011; Pang et al., 2014). در پهنه فرورانشی مکران بیش از ۳ کیلومتر رسوبات بیشتر آواری به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا، رانده^۱ شده است (Plank and Langmuir, 1998; Kukowsky et al., 2001). از این رو، این پرسش مطرح می‌شود که آیا می‌توان سرنخی از ورود این رسوبات به گوشته و مشارکت آنها در پیدایش بازالت‌های شمال مکران دید؟ با توجه به زیرراندن شدن حجم بزرگ رسوبات در جبهه فرورانش، پیش‌بینی عملکرد رسوبات و رفتار دینامیکی آنها چالشی جدی به‌شمار می‌رود؛ اما می‌توان گفت هرچه میزان مشارکت این رسوبات در ماگمازایی بیشتر بوده باشد، ماگمای حاصل از فرورانش در کمان آتشفشانی مکران از عنصرهای متحرک غنی‌تر خواهد بود.

پژوهش‌های بسیاری پیرامون مشارکت رسوبات در ماگمازایی پهنه‌های فرورانشی انجام شده‌است (برای نمونه: Plank and Langmuir, 1993; Johnson and Plank, 1999; Hoang et al., 2011). در پهنه مکران نیز به موضوع مشارکت رسوبات در پیدایش کمان ماگمایی پرداخته شده است. جعفریان (Jafarian, 2011) ماگماهای آتشفشان بزمان را متعلق به خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده در اثر مشارکت رسوبات و نیز آب برخاسته از لبه فرورونده دانسته است. سعادت و استرن (Saadat and Stern, 2011)، شواهد حاصل از بررسی نسبت‌های ایزوتوپی سرب

² Coastal Makran Sample: CM

¹ underplate

جنوبی این مجموعه نیز آمیزهٔ افیولیتی، شامل پریدوتیت و مرمر به سن کرتاسهٔ پسین و سنگ‌های بیشتر آواری به سن کرتاسهٔ پسین-ائوسن با ریخت‌شناسی مرتفع گسترده شده‌اند (شکل ۲، B). مک‌کال (McCall, 1997) از این مجموعه با نام پهنهٔ ژرفنای اقیانوسی یاد کرده است. این پهنه حجم چشمگیری از سنگ‌های کربناتی دگرگون‌شده (مرمر) روشن‌رنگ دارد که روی پریدوتیت‌های گوشته‌ای جای گرفته‌اند. افرون بر مرمرهای روشن‌رنگ، توالی‌های گسترده و ضخیمی از آواری‌های ریزدانه و ماسه‌سنگ سرخ‌رنگ (شکل ۲-B)، با بلوک‌های بیگانه آهک‌های میکرایتی مربوط به آمیزهٔ افیولیتی دیده می‌شوند. همچنین، در جنوب افیولیت‌های مکران سنگ‌های کربناتی میکرایتی به پهنای کمتر از ۲ کیلومتر، دیده می‌شوند. مک‌کال (McCall, 1997) این واحد را کربنات پیش‌کمانی نامیده است.

توربیدایت‌های پالئوژن تا میوسن در محدودهٔ فنوج-بنت متشکل از لایه‌های ماسه‌سنگ و آواری‌های ریزدانه هستند و کم‌کم از شمال به جنوب، حجم واحدهای آواری ریزدانه نسبت به ماسه‌سنگ‌ها بیشتر می‌شود و با افزایش سازنده کربناتی، کم‌کم ماهیت ماری به خود می‌گیرند. در واحدهای آواری ریزدانه، تورق‌های هم‌روند با سطح لایه‌بندی دیده می‌شوند (برای نمونه: شکل ۲-C). در برخی لایه‌های ماسه‌سنگی ساختمان‌های رسوبی پیش از رسوب‌گذاری مانند قالب‌های فلوت^۳، هم‌زمان با رسوب‌گذاری مانند ریپل‌مارک (برای نمونه: شکل ۲-D) و پس از رسوب‌گذاری مانند قالب‌های وزنی دیده شده‌اند. این سنگ‌ها بخشی از واحدهای توربیدایتی میوسن منشور برافزایشی هستند و در محدودهٔ کمابیش باریکی به پهنای کمتر از ۲ کیلومتر گسترده شده‌اند. سنگ‌های ریزدانه‌تر برگوارگی دارند و برگوارگی در آنها هم‌شیب و هم‌روند با سطح لایه‌بندی است. می‌توان گفت نسبت حجمی ماسه‌سنگ به رس سنگ در این زیرپهنه نزدیک به ۱ به ۲۰ است.

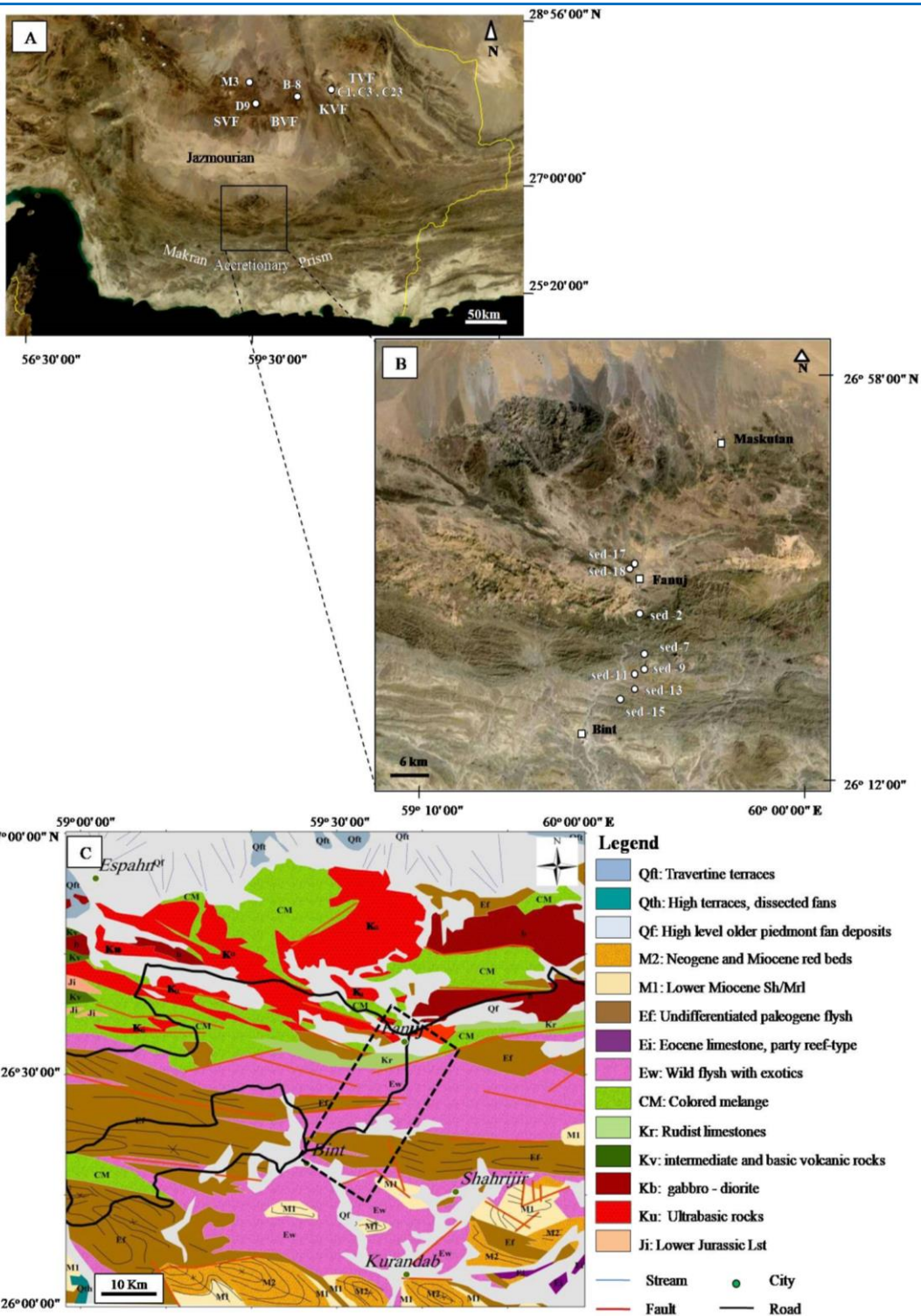
زمین‌شیمیایی چند نمونهٔ بازالتی از آتشفشان‌های شمال مکران در این پژوهش آورده شده است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها به‌طور خلاصه بررسی شده و شباهت‌ها و تفاوت‌های آنها با نمونه‌های رسوبی به‌ویژه در عنصرهای بسیار متحرک و امکان مشارکت رسوبات در پیدایش بازالت‌ها بحث شده است. افزون‌براین، با کمک الگوسازی ذوب و اختلاط، دو انگارهٔ مشارکت رسوبات مکران به‌صورت مذاب و یا مشارکت سیالات برخاسته از آنها در پیدایش بازالت‌ها بررسی شده است.

انتخاب برش فنوج-بنت (شکل ۱-B) در این پژوهش با این فرض انجام شده است که اگر رسوب‌های منشور برافزایشی مکران در ماگمازایی سنوزوییک پسین شمال مکران نقش داشته‌اند، بهترین رسوب‌ها برای بررسی میزان مشارکت آنها، قدیمی‌ترین آنها هستند؛ زیرا مدت زمان لازم برای ورود به محیط گوشته و ظهور در ماگماهای کمان آتشفشانی مکران را داشته‌اند. از این‌رو، رس‌سنگ‌های آمیزهٔ افیولیتی فنوج (Huber, 1977) و واحدهای رس‌سنگ از توالی‌های توربیدایتی، پالئوژن تا میوسن نمونه‌برداری و تجزیه شدند. هرچند، داده‌های عنصرهای کمیاب به اندازهٔ داده‌های ایزوتوپی برای تعیین میزان مشارکت رسوب در فرایند ماگمازایی راهبردی نخواهند بود، اما گاهی برای شناخت کامل‌تر فرایندهای ماگمایی در پهنهٔ مکران در این بررسی مورد توجه قرار گرفته‌اند. گفتنی است هدف این پژوهش بررسی سنگ‌زایی بازالت‌ها نیست و از این‌رو، بر تفاوت‌ها و شباهت‌های نمونه‌های بازالتی تاکید نشده است، بلکه تنوع نسبی در زمین‌شیمی نمونه‌ها با هدف این پژوهش هماهنگی دارد.

زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های رسوبی بررسی شده در این پژوهش، در محدوده‌ای از شمال‌خاوری فنوج تا بنت (شکل ۱) نمونه‌برداری شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر شامل واحدهای فلیشی یا توربیدایتی آمیخته در مجموعهٔ آمیزهٔ رنگین و نیز توربیدایت‌های پالئوژن تا میوسن منشور برافزایشی مکران هستند (شکل‌های ۱-B و ۱-C). در شمال پهنهٔ مکران، واحدهای پریدوتیتی همراه با بازالت‌های بالشی، گابرو و رادیولاریت جای گرفته‌اند (شکل ۲-A). در بخش

³ flute casts



شکل ۱. A) تصویر ماهواره‌ای پهنه مکران و کمان آتشفشانی در جنوب‌خاوری ایران. محدوده نقشه زمین‌شناسی، میدان‌های آتشفشانی شاهسواران (SVF)، بزمان (BVF)، باخترخاش (KVF) و تفتان (TVF) (محل تقریبی نمونه‌های بازالتی در تصویر ماهواره‌ای نمایش داده شده‌اند)؛ B) جایگاه جغرافیایی نمونه‌های رس‌سنگی تجزیه‌شده؛ C) نقشه زمین‌شناسی بخشی از منشور برافزایشی مکران را نشان می‌دهد (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ هابر (Huber, 1977). محدوده رسوبات نمونه‌برداری شده با خط چین نشان داده شده است).

Figure 1. A) Satellite image showing geological setting of the Makran range, SE Iran and Shahsavaran (SVF), Bazman (BVF), west of Khash (KVF) and Taftan volcanic fields in the north of Makran accretionary prism (The location of analyzed basaltic samples are shown); **B)** Location of the analysed claystones; **C)** Geological map of Fanouj-Bint area (based on 1:1000000 geological map of Huber (1977). rectangular dashed line shows the location of sedimentary samples).

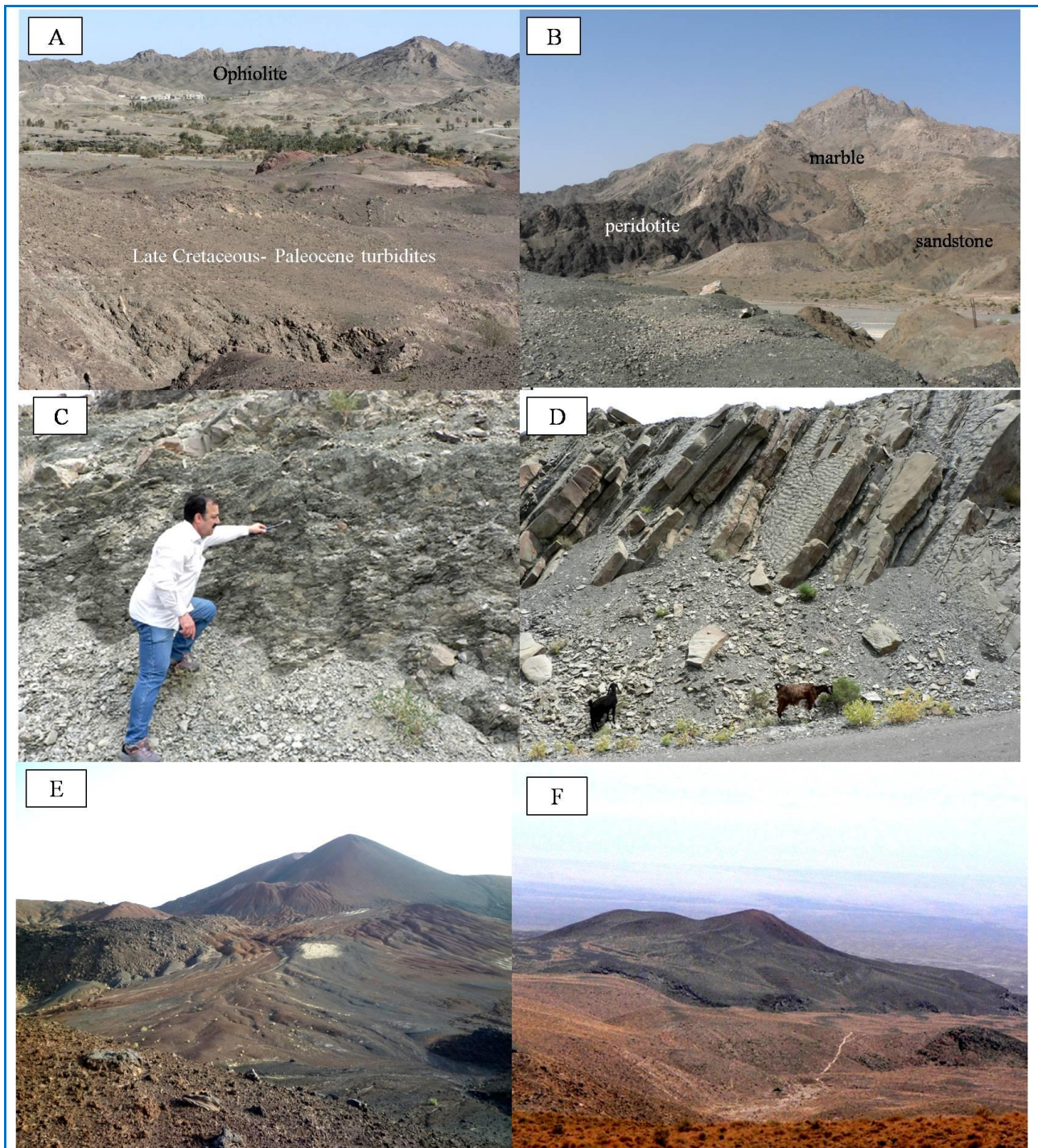
از چهار میدان آتشفشانی شاهسواران، بزمان، باختر خاش و تفتان در شمال پهنهٔ مکران، دو میدان شاهسواران و بزمان، در شمال فرونشست جازموریان و دو میدان چاه سالار و تفتان، در بخش جنوبی پهنهٔ زمین درز سیستان جای گرفته‌اند (شکل ۱-۱). این میدان‌های آتشفشانی دربردارندهٔ مجموعه‌ای از سنگ‌های آندزیتی، داسیتی، بازالتی و ریولیتی متعلق به سری کالک‌آلکان هستند. حجم آندزیت و داسیت خروجی در کمان ماگمایی به مقدار چشمگیری از بازالت‌ها بیشتر است. دو میدان آتشفشانی تفتان و بزمان، استراتوولکان‌هایی بزرگ با حجم عظیمی از گدازه و مواد آذرآواری و با ترکیب بیشتر آندزیتی و داسیتی هستند. بیشتر سنگ‌های با ترکیب بازالتی در میدان‌های آتشفشانی شاهسواران و باختر خاش (Firouzkouhi et al., 2017b) و در قالب آتشفشان‌های بازالتی متعدد و کوچک تک‌زاد (مخروط سیندر) یافت می‌شوند (شکل‌های ۲-۱ و ۲-۲). افزون‌براین، از آتشفشان‌های بازالتی تک‌زاد اطراف قلهٔ بزمان، حجم چشمگیری بازالت بیرون ریخته است. همچنین، در میدان آتشفشانی تفتان، آتشفشان بازالتی تخت‌رستم در دامنه‌های جنوبی تفتان، از معدود مراکز خروج گدازهٔ بازالتی در این میدان به‌شمار می‌رود. به این ترتیب می‌توان گفت حجم گدازه‌های بازالتی خروجی در طول کمان از باختر به خاور، کاهش چشمگیری می‌یابد.

سنگ نگاری

بر پایهٔ بررسی مقاطع میکروسکوپی و رده‌بندی پیکارد (Picard, 1971) آواری‌های ریزدانه منطقه بیشتر در گروه رس‌سنگ جای می‌گیرند. در برخی نمونه‌ها، دانه‌های میکا و به‌طور اندک فلدسپار و کوارتز نیز شناسایی شدند. همچنین، در یک نمونه فسیل‌های پلاژیک به سن ائوسن پیشین نیز دیده شدند. دیگر نمونه‌ها از نوع سیلت‌ستون بوده‌اند. در این پژوهش، نمونه‌های رس‌سنگ برای تجزیهٔ زمین‌شیمیایی برگزیده شده‌اند.

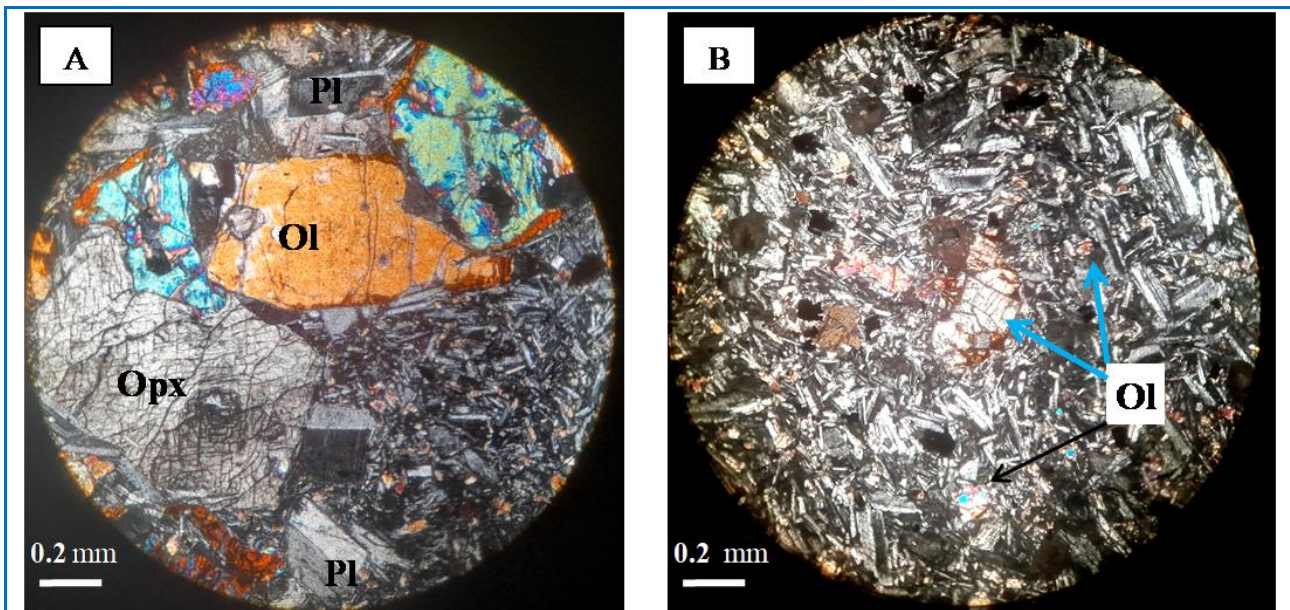
بر پایهٔ بررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌های ماسه‌سنگی، مانند بسیاری از ماسه‌سنگ‌های توربیدیتی، رسیدگی کانی‌شناختی و بافتی نارس نشان می‌دهند. بر پایهٔ رده‌بندی پتی جان و همکاران (Pettijohn et al., 1987)، این نمونه‌ها در گروه فلدسپاتیک گری‌وکی جای می‌گیرند. دانه‌های فلدسپار را می‌توان از انواع پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار شناسایی کرد. در برخی نمونه‌ها، فلدسپارها به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. همچنین، گلاکونیت در شماری از نمونه‌ها دیده شده است. از دیگر کانی‌های فرعی می‌توان میکاهای نوع مسکوویت، بیوتیت و کلریت را نام برد. زمینه در این نمونه‌ها از سیلت دانه‌ریز و رس ساخته شده است.

بیشتر بازالت‌های بررسی‌شده ریزدانه و متشکل از ۵ تا ۱۵ درصد حجمی فنوکریست (پلاژیوکلاز، الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن) در زمینه ریزبلور تا شیشه‌ای هستند. پلاژیوکلاز (۵-۱۰ درصد حجمی)، الیوین (۲-۱۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن (۲ تا ۵ درصد حجمی) فنوکریست‌های غالب سنگ را تشکیل می‌دهند. هرچند ارتوپیروکسن به‌صورت فنوکریست در زمینه برخی سنگ‌ها دیده می‌شود، الیوین در بیشتر نمونه‌ها فنوکریست اصلی است (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲) و مگر شمار کمی از نمونه‌ها، در بیشتر نمونه‌ها حاشیه‌های ایدینگزیتی دارد. لخته‌های گلومروپرفیریک از پلاژیوکلاز، الیوین و ارتوپیروکسن در برخی نمونه‌ها پدید آمده‌اند (شکل ۳-۱). افزون‌بر شیشهٔ بازالتی که در زمینهٔ نمونه‌های مختلف با مقادیر متفاوتی پدید آمده است، میکروولیت‌های فلدسپار، ارتوپیروکسن، اکسیدهای آهن و تیتانیم و کلینوپیروکسن و در شمار اندکی از نمونه‌ها، الیوین به‌همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. بافت این سنگ‌ها عموماً پورفیری تا میکروپورفیری است و در زمینهٔ آنها بیشتر بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال، جریان‌ی و در شمار اندکی از سنگ‌ها بافت گلومروپورفیری به‌چشم می‌خورند.



شکل ۲. A) واحدهای توربیدیتی کرتاسه-پسین - پالئوژن به صورت آمیزه در واحدهای افیولیتی (دید رو به باختر)؛ **B)** روابط صحرایی واحدهای کربناتی، پریدوتیت و ماسه‌سنگ‌ها (دید رو به خاور)؛ **C)** واحدهای رس‌سنگ توربیدیتی میوسن؛ **D)** تناوبی از واحدهای ماسه سنگی با آواری ریزدانه توربیدیتی به سن میوسن. در سطح زیرین بیشتر لایه‌های ماسه‌سنگی، قالب‌های فلوت دیده می‌شوند؛ **E)** مخروط تک‌زاد بازالتی از میدان آتشفشانی شاهسواران (دید رو به شمال)؛ **F)** مخروط تک‌زاد بازالتی از میدان آتشفشانی باختر خاش (دید رو به جنوب).

Figure 2. A) Late- Cretaceous- Paleogene turbidites in ophiolitic mélangé (westward view); **B)** Field relation of carbonate, peridotite and sandstones in ophiolitic mélangé (eastward view); **C)** Miocene turbidite claystones; **D)** Miocene sandstone-claystone sequence. The flute casts are at the lower surface of almost all sandstone layers; **E)** The basaltic cinder cone, from Shahsavaran magmatic field (northward view); **F)** The basaltic cinder cone, from west of khash magmatic field (southward view).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از دو نمونه بازالتی در نور XPL. (A) اجتماع فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، ریزبلورهای الیوین، منیتیت و شیشه؛ (B) فنوکریست‌های الیوین در زمینه‌ای متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و الیوین. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانس (Whitney and Evans, 2010) گرفته شده‌است.

Figure 3. Photomicrographs of 2 basaltic samples in XPL. **A)** Phenocrysts of olivine, orthopyroxene, and plagioclase in a groundmass of plagioclase laths, granular olivine, magnetite, and glass; **B)** Olivine phenocrysts in a fine-grained groundmass of olivine and plagioclase. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010).

شاخص رسوبی مختلف امکان‌پذیر شود. جدول ۱ مقدار اکسید عنصرهای اصلی را پس از تصحیح مقدار، با در نظر گرفتن صحت تجزیه‌ها و به صد رساندن بدون دخالت مقدار LOI نشان می‌دهد. افزون بر عنصرهای اصلی، ۶ نمونه رس‌سنگی، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان به روش ICP-OES تجزیه شدند. همراه هر دو گروه نمونه‌ها، نمونهٔ استاندارد به صورت ناشناس تجزیه شد.

مقدار عنصرهای RE, LIL, HFS و دیگر عنصرهای کمیاب ۶ نمونه رس‌سنگی، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان به روش ICP-OES و ۲ نمونه (sed-17 و sed-18) به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه شده و در جدول ۱ آورده شده است. افزون بر نمونه‌های رسوبی، ۶ نمونهٔ بازالتی از کمان آتشفشانی مکران نیز در آزمایشگاه ACME، تجزیه شده‌اند. برای تعیین صحت و دقت این تجزیه‌ها نیز، ۳ نمونه استاندارد BCR1 به صورت ناشناس همراه آنها تجزیه شد.

روش انجام پژوهش

از میان نمونه‌های سیلیسی آواری ریزدانهٔ دارای برگوارگی که در ردهٔ رس‌سنگ‌ها جای دارند، ۸ نمونه برای تعیین ترکیب شیمیایی انتخاب شدند. این نمونه‌ها در سازمان زمین‌شناسی در هاون تنگستن کرباید پودر شدند. تجزیهٔ شیمیایی ۶ نمونه به روش XRF، برای تعیین مقدار عنصرهای اصلی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان و ۲ نمونه در آزمایشگاه ACME کانادا انجام شد. برای بررسی صحت^۴ داده‌ها، یک نمونه استاندارد داخلی با ترکیب آندزیتی به صورت ناشناس همراه با نمونه‌ها تجزیه شد. با توجه به بالابودن مقدار LOI در سنگ‌های رسوبی، مقدار اکسید عنصرهای اصلی بدون در نظر گرفتن LOI به دست آورده شد تا مقایسهٔ ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌ها با ترکیبات

⁴ Accuracy

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی به روش XRF و ICP-MS.

Table 1. XRF and ICP-MS analytical data of the studied rocks.

	sed-2**	sed-7	sed-9	sed-11	sed-13	sed-15	sed-17
XRF (Wt. %)							
SiO ₂	52.95	59.52	57.91	56.77	56.72	58.00	65.95
TiO ₂	0.71	0.72	0.77	0.8	0.81	0.84	0.72
Al ₂ O ₃	16.70	18.39	17.61	18.68	18.63	20.10	16.23
Fe ₂ O ₃	6.09	7.57	7.38	8.29	8.44	7.87	7.58
MgO	5.82	5.29	4.83	4.65	4.56	4.43	3.23
MnO	0.06	0.07	0.06	0.08	0.09	0.06	0.13
CaO	12.71	3.69	5.97	5.93	5.95	3.56	1.00
Na ₂ O	0.65	0.98	1.21	0.71	0.72	0.84	0.94
K ₂ O	4.21	3.65	4.16	3.99	3.99	4.19	4.06
P ₂ O ₅	0.01	0.11	0.1	0.1	0.1	0.11	0.14
LOI	13.06	7.40	9.35	9.84	10.18	8.45	6.42
Sum*	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ICP-MS (ppm)							
Cs	16.11	13.15	13.20	13.32	13.15	13.58	8.75
Rb	221.33	188.36	196.60	193.24	189.11	272.31	109.9
Ba	190.79	173.23	146.46	194.74	178.56	420.30	205.6
Sr	209.61	114.53	207.72	268.30	226.30	153.30	78
Th	20.92	18.33	15.51	13.95	12.45	26.32	8.88
U	2.81	2.54	2.56	2.33	2.96	3.54	1.41
Pb	29	34	32	30	28	30	32
Nb	13.01	10.95	11.17	10.84	14.28	17.56	10.6
Hf	6.17	6.33	6.02	5.56	6.15	6.64	3.5
Zr	228.07	236.16	231.30	186.01	215.09	236.16	115
Ta	1.25	1.13	1.13	1.13	1.29	1.38	1.1
La	30.81	30.04	24.03	25.56	35.46	45.25	36.1
Ce	67.74	67.50	54.51	56.60	74.78	93.10	66.4
Pr	7.34	7.41	5.96	6.19	8.80	9.91	8.74
Nd	30.78	30.53	24.52	25.55	32.56	39.98	34.3
Sm	5.64	5.63	4.74	4.90	6.14	7.48	7.09
Eu	1.01	1.10	0.99	1.01	1.17	1.39	1.57
Gd	4.91	5.03	4.25	4.33	4.29	6.26	6.42
Tb	0.65	0.67	0.57	0.58	0.56	0.81	1.03
Dy	3.99	4.21	3.67	3.83	4.39	5.09	5.95
Ho	0.88	0.94	0.83	0.84	0.83	1.08	1.2
Er	2.85	3.08	2.70	2.78	2.68	3.39	3.36
Tm	0.48	0.52	0.48	0.49	0.45	0.63	0.52
Yb	2.84	2.93	2.70	2.70	3.12	3.35	3.08
Lu	0.46	0.51	0.46	0.47	0.55	0.57	0.47
Y	26.28	28.30	24.26	24.85	29.53	33.41	32.30
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-

* داده‌ها بدون در نظر گرفتن مقدار LOI به صد رسیده‌اند.

** ۸ نمونه سمت چپ جدول که با پیشوند sed نامگذاری شده‌اند، رسوبی و ۶ نمونه دیگر بازالت هستند.

* The sums of the major oxides of the claystones are calculated to 100%, volatile free.

**8 samples on the left side of the table with prefix "sed" are sedimentary and the other 6 samples are basalt.

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی به روش XRF و ICP-MS.

Table 1. XRF and ICP-MS analytical data of the studied rocks.

	sed-18	CH-1	CH-3	CH-23	BB-8	Mj-5	DM-9
XRF (Wt. %)							
SiO ₂	62.79	49.57	51.18	51.13	51.5	50.19	51.74
TiO ₂	0.72	1.24	0.78	1.06	0.77	0.8	0.92
Al ₂ O ₃	17.30	17.28	17.54	17.98	17.01	18.1	17.58
Fe ₂ O ₃	7.57	8.57	7.47	7.9	6.92	8.34	8.26
MgO	4.24	7.38	8.23	6.48	6.06	8.18	6.93
MnO	0.1	0.138	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15
CaO	2.32	9.69	9.44	9.08	10.33	9.82	9.12
Na ₂ O	0.96	4.02	3.38	3.62	3.64	3.35	3.6
K ₂ O	3.86	0.97	0.63	0.96	0.79	0.69	0.94
P ₂ O ₅	0.12	0.37	0.17	0.28	0.21	0.17	0.32
LOI	6.91	0.5	0.51	0.62	2.63	0.39	0.27
Sum*	100.00	99.79	99.55	99.31	100.05	100.23	99.94
ICP-MS (ppm)							
Cs	6.32	0.5	0.4	1.2	0.7	0.1	0.4
Rb	115.5	16.9	11.4	23.2	14	7.8	15.3
Ba	198.3	356	280	246	262	126	583
Sr	111	1331	814	538	534	492	747
Th	7.52	4.1	2.5	3.6	2.3	1.5	4.8
U	2.31	0.9	0.5	0.7	0.7	0.3	1
Pb	30	9.15	4.43	8.72	5.53	6.03	7.63
Nb	10.85	9.81	4.84	10.28	5.22	4.37	8.78
Hf	3.2	3.85	2.87	2.94	2.44	2.22	3.24
Zr	118	152.8	104	122.2	95.4	84.4	131.5
Ta	1.1	0.6	0.3	0.6	0.3	0.3	0.5
La	32.5	25.4	12.8	17.5	11.9	9.9	26.6
Ce	62.3	57.67	29.73	37.26	25.27	22.44	56.85
Pr	7.53	7.0	3.5	4.6	3.2	2.9	6.9
Nd	32.7	26.4	13.7	18.4	13.6	12.6	27.6
Sm	6.05	4.9	2.8	3.9	2.7	2.6	5.3
Eu	1.34	1.5	1	1.4	1.1	0.9	1.4
Gd	5.34	2.0	3.6	3.9	2.9	3.2	4
Tb	0.95	0.6	0.5	0.7	0.5	0.6	0.6
Dy	5.12	3.3	3.4	3.9	2.6	3.0	3.7
Ho	1.12	0.7	0.7	0.9	0.6	0.6	0.8
Er	3.23	2.0	2	2.5	1.8	1.8	2.2
Tm	0.48	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4
Yb	2.85	2.1	1.9	2.4	1.6	2.1	2.2
Lu	0.42	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3
Y	32.60	21.3	19.3	23.2	16.4	17.9	22.2
Cr	–	220	231	154	138	164	223
Ni	–	125	170	174	85.8	112	104

رده‌بندی شیمیایی نمونه‌های رسوبی و آذرین به‌کار برده شده‌اند. بر پایهٔ جدول ۱، مقدار SiO₂ در نمونه‌های رسوبی

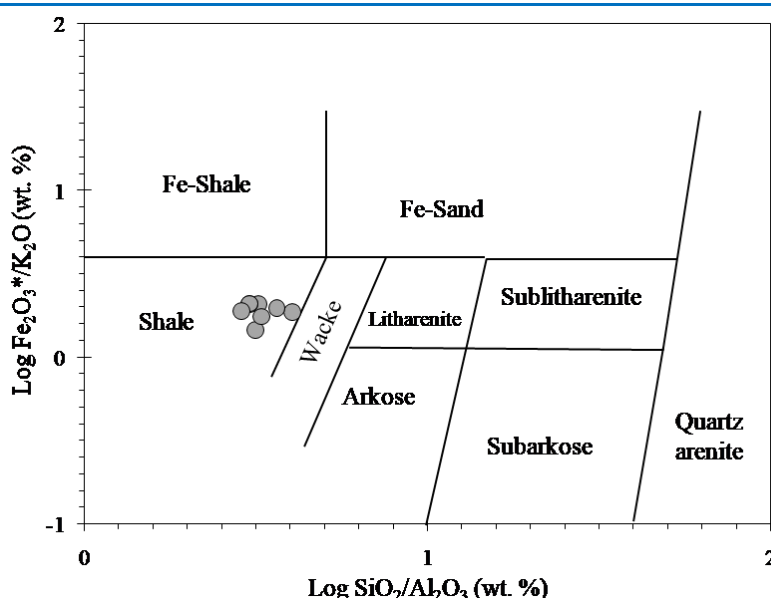
عنصرهای اصلی

در این پژوهش، اکسیدهای عنصرهای اصلی تنها برای

درصدوزنی وزنی تغییر می‌کند و میانگین آن برابر با ۴/۰۱ درصدوزنی است.

شکل ۴ جایگاه نمونه‌های رسوبی مورد بررسی در نمودار رده‌بندی ماسه‌سنگ و شیل‌های سیلیسی آواری بر پایه مقدار $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ در برابر $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ را نشان می‌دهد. در نمودار یادشده، شیل‌ها سنگ‌هایی با کمترین مقدار نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ هستند. نمونه‌های سیلیسی آواری ریز دانه مورد بررسی در این نمودار در محدوده شیل جای گرفته‌اند.

(sed-2 تا sed-18) مورد بررسی از ۵۲/۹۵ تا ۶۵/۹۵ درصدوزنی وزنی تغییر می‌کند و به‌طور میانگین برابر با ۵۸/۸۳ درصدوزنی است. بازه تغییرات Al_2O_3 بین ۱۶/۲۳ و ۱۷/۹۶ درصدوزنی وزنی بوده و میانگین آن برابر با ۱۷/۹۶ درصدوزنی است. مقدار آهن کل در نمونه‌ها به‌صورت Fe_2O_3 گزارش شده‌است. کل آهن در نمونه‌های رسوبی به‌صورت ۳ ظرفیتی در نظر گرفته شده است. مقدار Fe_2O_3^* در نمونه‌های مورد مطالعه، در بازه ۶/۰۹ تا ۸/۲۹ درصدوزنی وزنی متغیر است و میانگین آن برابر با ۷/۶۰ درصدوزنی است. مقدار K_2O در نمونه‌های مورد بررسی از ۳/۶۵ و ۴/۱۹



شکل ۴. رده‌بندی شیمیایی هرون (Herron, 1988) برای ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های آواری.

Figure 4. Chemical ternary plot for classification of sandstones and shales (Herron, 1988).

درصدوزنی) و شاخص قلیایی^۵ در این بازالت‌ها آنها را در گروه بازالت‌های آلومینیم بالا (کالک‌آلکان) جای می‌دهد (Middlemost, 1975) (شکل ۵-B). همچنین، این بازالت‌ها با توجه به مقدار $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (۴/۰۱ تا ۴/۹۹ درصدوزنی)، MgO و Fe_2O_3 (۶/۹۲ تا ۸/۵۷ درصدوزنی)، در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۵-C).

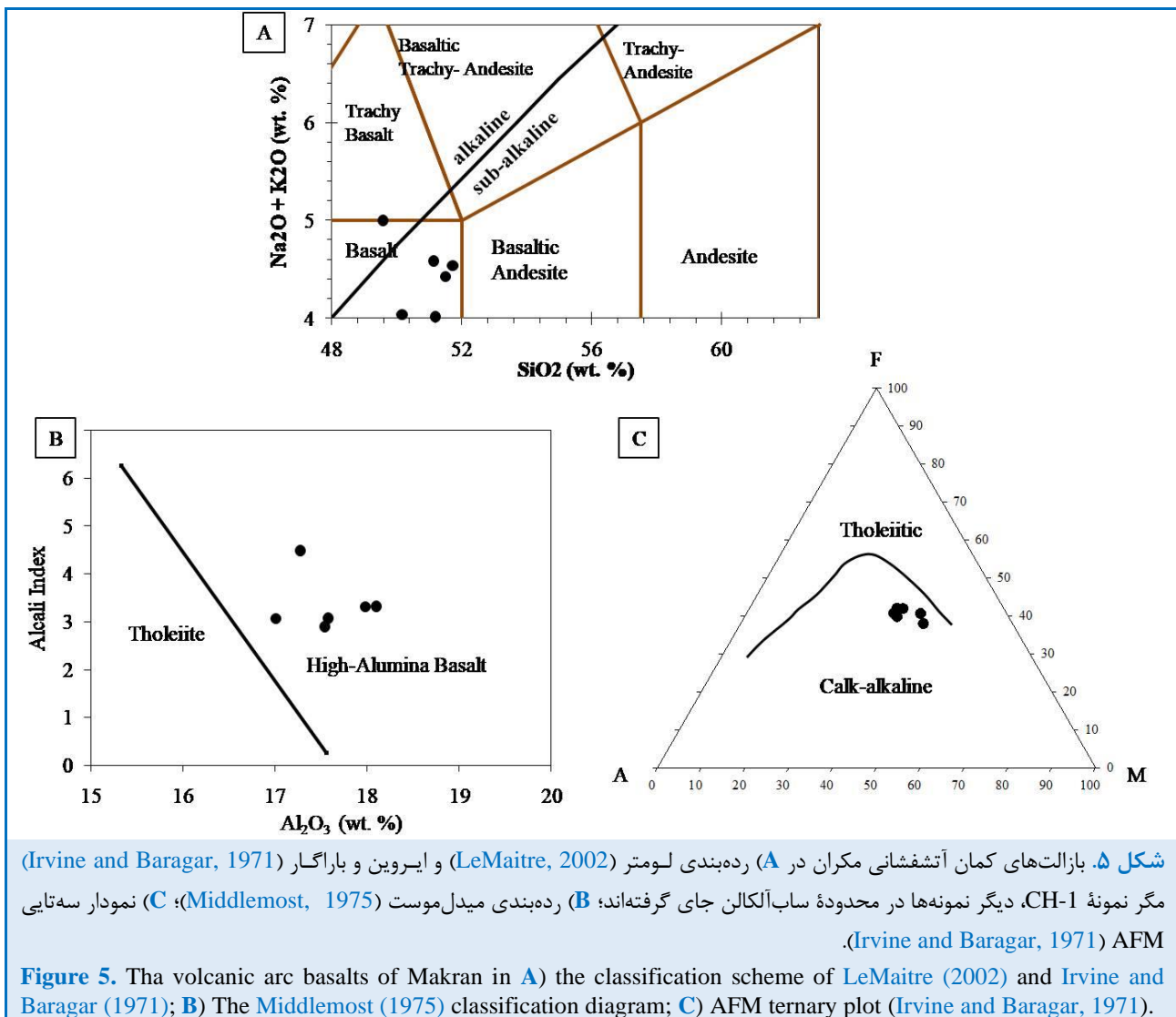
بر پایه تعریف وایت (White, 2013) بازالت‌های اولیه

نمونه‌های آذرین بررسی شده در این پژوهش بر پایه رده‌بندی پیشنهادی لومتر (LeMaitre, 2002)، با $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ کمتر از ۵ درصدوزنی و SiO_2 کمتر از ۵۲/۵ درصدوزنی در محدوده بازالت جای می‌گیرند (شکل ۵-A). همچنین، بر پایه رده‌بندی اروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971)، نمونه‌ها (مگر نمونه CH-1) در محدوده ساب‌آلکان جای می‌گیرند. مقدار MgO در بازالت‌ها بیشتر از ۶ درصدوزنی (از ۶/۰۶ تا ۸/۲۳ درصدوزنی؛ میانگین: ۷/۲۱ درصدوزنی) است. از این‌رو، می‌توان آنها را بیشتر بازالت‌های با ترکیب نزدیک به اولیه به‌شمار آورد. مقدار Al_2O_3 (۱۷/۰۱ تا ۱۸/۱ درصدوزنی وزنی؛ میانگین: ۱۷/۵۸)

⁵ alkali index

درصدوزنی دارند. همچنین، مقدار Cr (۱۳۸-۲۳۱ ppm) و Ni (۸۶-۱۴۴ ppm) در نمونه‌های یادشده از مقدارهای پیشنهادی برای بازالت‌های اولیه کمتر است. چنین بازالتی ترکیب زمین‌شیمیایی نزدیک به ترکیب بازالت‌های اولیه (White, 2013) دارد که چه‌بسا دچار تفریق ناچیزی شده باشند. این بازالت‌ها تحول چندانی نیافته‌اند و جدایش بلورین و آلیش احتمالی در زمین‌شیمی آنها تغییرات بنیادینی نداده است.

عدد منیزیم برابر با ۶۸ تا ۷۵، SiO_2 کمتر از ۵۰ درصدوزنی، Ni برابر با ۴۰۰-۵۰۰ ppm و Cr بیشتر از ۱۰۰۰ ppm دارند. بازالت‌های بررسی شده در این پژوهش از میان بیشتر از ۴۰ نمونهٔ بازالتی تجزیه شده از سراسر کمان آتشفشانی مکران، برگزیده شده‌اند و مافیک‌ترین نمونه‌های بازالتی کمان آتشفشانی مکران به‌شمار می‌روند. نمونه‌های بازالتی یادشده مقدار عدد منیزیم برابر با ۶۳/۳ تا ۶۹/۸ و مقدار SiO_2 برابر با ۵۰/۱۹ تا ۵۱/۷۹



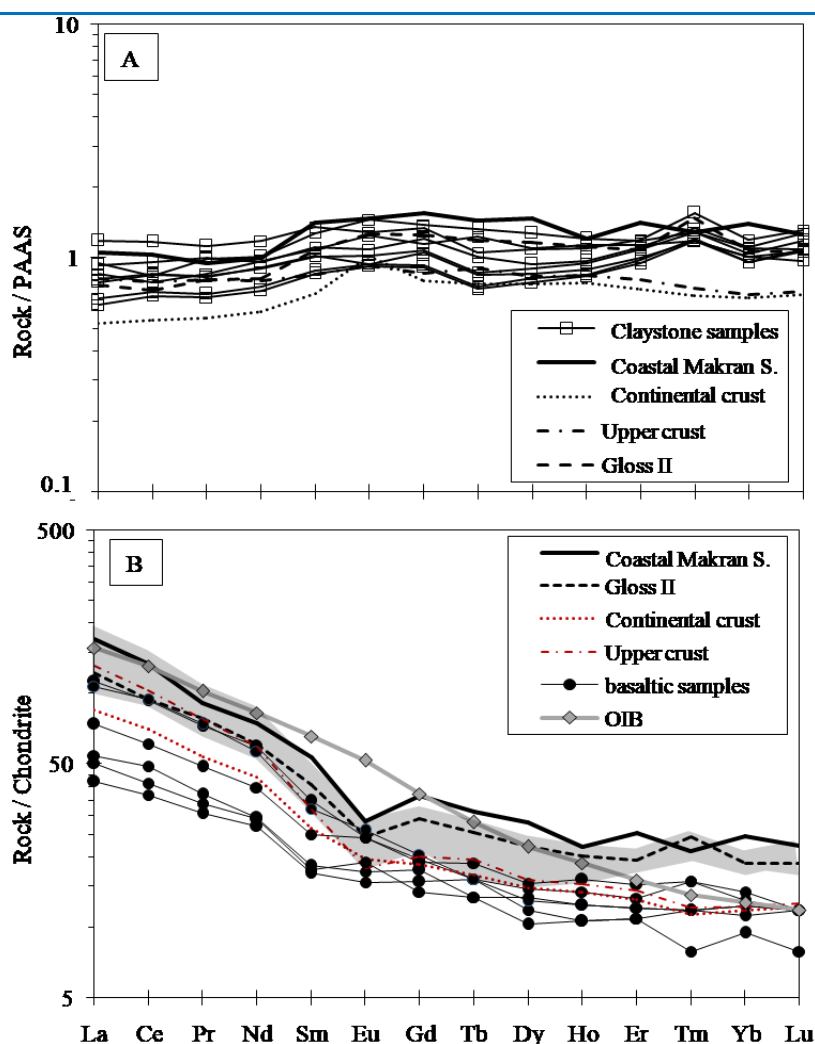
کندریت C1 (McDonough and Sun, 1995) به‌نجار شده‌اند. در این نمودارها ترکیب GLOSS II (Plank, 2014)، OIB (Sun and McDonough, 1989)، میانگین پوستهٔ قاره‌ای (McLennan, 1989) و میانگین پوستهٔ

عنصرهای کمیاب

شکل‌های A-۶ و B-۶، الگوی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در رس‌سنگ‌ها را نشان می‌دهد که به ترکیب PAAS یا شیل پساآرکنن استرالیا (McLennan, 1989) و

می‌دهند که می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌شدگی ترکیب میانگین خاستگاه آنها از HREE باشد. همچنین، همه نمونه‌ها ناهنجاری منفی چشمگیری از Eu (۰/۷۰ تا ۰/۵۷) دارند که با توجه به بررسی‌های انجام‌شده پیرامون فرایندهای مرتبط با خاستگاه رس‌سنگ‌ها، چه‌بسا به مشارکت ترکیبات آذرین فلسیک در پیدایش آنها بستگی داشته باشد (Rastay, 2020).

بالایی (Rudnick and Gao, 2003) و نمونه ساحلی مکران (Jarrard and Lyle, 1991) برای مقایسه نشان داده شده‌اند. بر پایه شکل ۶-۱، رس‌سنگ‌ها الگوی کمابیش افقی و نزدیک به ترکیب شیل PAA دارند. همچنین، چنان‌چه در هر دو نمودار دیده می‌شود، این رس‌سنگ‌ها الگویی همانند GLOSSII دارند و در مقایسه با پوسته بالایی و پوسته قاره‌ای از عنصرهای HREE غنی‌شدگی بیشتری نشان



شکل ۶. A) عنصرهای نادر خاکی در رس‌سنگ‌ها که به ترکیب PAAS (McLennan, 1989) بهنجار شده‌اند؛ B) عنصرهای خاکی کمیاب در نمونه‌های بازالتی که به ترکیب کندریت C1 (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند. سطح خاکستری رنگ، ترکیب رس‌سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد. ترکیب GLOSS II (Plank, 2014)، پوسته بالایی (McLennan, 1989)، پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003)، بازالت جزیره‌های کمانی (Sun and McDonough, 1989) و نمونه ساحلی مکران (Jarrard and Lyle, 1991) برای مقایسه نشان داده شده‌اند.

Figure 6. A) REE abundances in claystones, normalized to PAAS composition (McLennan, 1989); B) Chondrite-normalized REE pattern for basaltic samples (McDonough and Sun, 1995). The gray area represents the REE content of claystones. The compositions of GLOSS II (Plank, 2014), upper crust (McLennan, 1989), continental crust (Rudnick and Gao, 2003), OIB (Sun and McDonough, 1989), and the coastal Makran sample (Jarrard and Lyle, 1991) are plotted for comparison.

رس سنگ‌ها به صورت محدودهٔ خاکستری رنگ و نمونهٔ ساحلی مکران برای مقایسه در نمودار نشان داده شده‌اند. بر پایهٔ این نمودارها بازالت‌های یادشده از عنصرهای LILE و Th غنی شده‌اند و از عنصرهای HFSE فقیر شده‌اند که اینها از ویژگی‌های شاخص ماگماهای کمانی به‌شمار می‌آیند. مقدار Th در نمونه‌های بازالتی از ۱/۵ تا ۴/۸ ppm (میانگین: ۳/۱۴ ppm) تغییر می‌کند و نزدیک به مقدار آن در OIB (۴ ppm) است؛ اما از NMORB (۰/۱۲ ppm) بسیار غنی‌تر است. همچنین، این بازالت‌ها از Sr (میانگین: برابر با ۷۴۲ ppm) و Pb غنی‌شدگی چشمگیری نشان می‌دهند؛ اما از Rb کمابیش تهی شده‌اند (میانگین: ۱۵ ppm).

بازالت‌ها و رس سنگ‌ها سرشت زمین‌شیمیایی کاملاً متمایزی دارند و چنانکه انتظار می‌رود غنی‌شدگی از Th، Cs و Rb در رس سنگ‌ها بسیار بیشتر از نمونه‌های بازالتی است (جدول ۱). مقدار Th، در نمونه‌های رس سنگی مورد بررسی از ۷/۵ تا ۲۶/۳ ppm تغییر می‌کند و به‌طور میانگین برابر با ۱۵/۵ ppm است. مقدار میانگین Cs و Rb در رس سنگ‌های بررسی‌شده به ترتیب برابر با ۱۲/۲ و ۱۸۵/۸ ppm و در نمونه‌های بازالتی به ترتیب برابر با ۱/۶۳ و ۱۴/۸ ppm است. مقدار Ba در بازالت‌ها و رس سنگ‌ها نزدیک به یکدیگر است اما در رس سنگ‌ها الگوی تهی‌شده و در بازالت‌ها الگوی غنی‌شده نشان می‌دهد. محتوای Ba در نمونه‌های بازالتی به‌طور میانگین ۳۴۱ ppm و بیش از ۲۰ برابر N-MORB و در رس سنگ‌ها به‌طور میانگین ۲۱۳ ppm است (شکل B-۷).

بازالت‌های کمانی مقدار چشمگیری پلاژیوکلاز، چه به‌صورت فنوکریست و چه به‌صورت میکروولیت‌های سازندهٔ زمینه دارند و غنی‌شدگی از Sr (نزدیک به ۶۰۰ ppm) از ویژگی‌های شاخص ماگماهای کمانی است (White, 2013). با وجود این، مقدار Sr در بازالت‌های بررسی‌شده نسبت به دیگر کمان‌های ماگمایی تا بیشتر از ۵ برابر غنی‌شده‌تر است (Firouzkouhi, 2017a). همچنین، بازالت‌های کمان مکران از نظر Ba نیز از شمار غنی‌شده‌ترین کمان‌های ماگمایی زمین هستند. این میزان غنی‌شدگی افزون‌بر رسوبات آواری، می‌تواند پیامد جریان سیال‌های آبگین حاصل از دگرگونی بخش بازالتی لبهٔ فرورونده، در گوهٔ

با توجه به شکل B-۶ نمونه‌های بازالتی همانند الگوی مورد انتظار برای ماگماهای کمانی، از عنصرهای LREE نسبت به HREE غنی شده‌اند. نسبت La/Yb در این نمونه‌ها از ۳/۳۸ تا ۸/۶۷ متغیر و به‌طور میانگین برابر با ۶/۰۲ است. عنصرهای HREE در این بازالت‌ها الگوی کمابیش همواری نشان می‌دهند و نابهنجاری منفی چندانی در Yb دیده نمی‌شود که این ویژگی می‌تواند گواه کمبود یا نبود گارنت در گوشتهٔ خاستگاه این بازالت‌ها باشد.

الگوی تغییرات عنصرهای MREE نیز در این بازالت‌ها بدون تهی‌شدگی است و گویای نبود جدایش بلورین کلینوپیروکسن دارد. مقدار آنومالی Eu در نمونه‌های بازالتی به‌طور میانگین برابر با ۱/۰۱ است که نشان‌دهندهٔ نبود جدایش بلورین پلاژیوکلاز است.

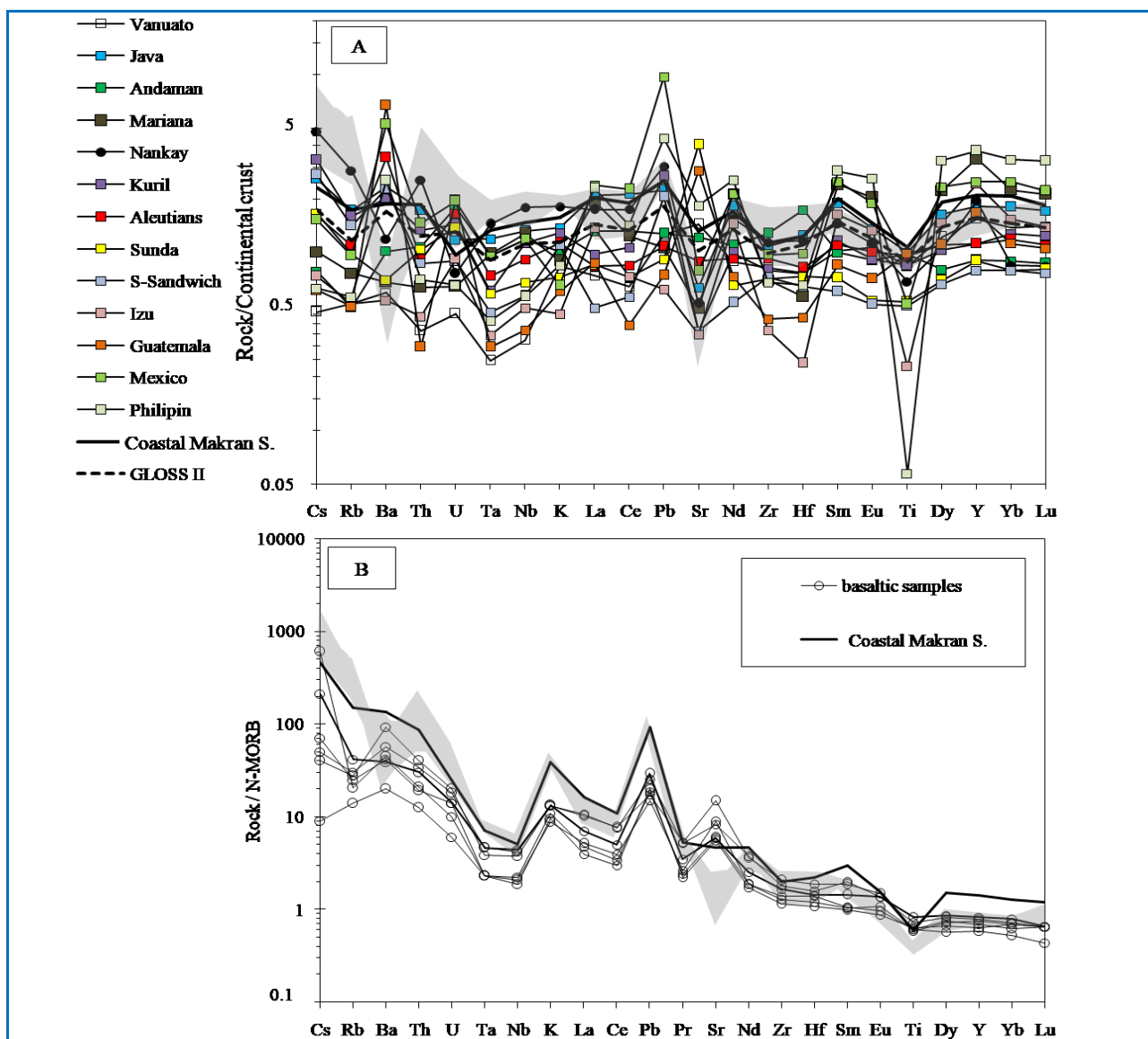
شکل A-۷ نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب پوستهٔ قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) را برای نمونه‌های رس سنگی نشان می‌دهد که با ترکیب رسوبات منشورهای برافزایشی پهنه‌های فرورانشی فعال و شاخص، مقایسه شده است. محدودهٔ خاکستری رنگ نشان‌دهندهٔ ترکیب رس سنگ‌های یادشده است. افزون‌بر این نمونه‌ها، ترکیب نمونهٔ ساحلی مکران و GLOSSII برای مقایسه در نمودار نمایش داده شده‌اند. بر پایهٔ این نمودارها رس سنگ‌های مکران از نظر فراوانی عنصرهای متحرک، از شمار غنی‌شده‌ترین رسوبات منشورهای برافزایشی فعال هستند؛ اما از Ba (میانگین: ۲۱۳ ppm) و تا اندازه‌ای از Sr (میانگین: ۱۷۱ ppm) فقیر شده‌اند. تهی‌شدگی از Sr و Ba از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کلی نهشته‌های آواری است که رس سنگ‌های بررسی‌شده نیز اینگونه هستند. مقدار Sr و Ba در رسوبات حاصل از فعالیت‌های گرمایی و یا بیوژنیک افزایش می‌یابد (Plank, 2014)؛ اما در نهشته‌های آواری این عنصرها غنی‌شدگی کمتری نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که مقدار Sr در ترکیب متوسط شیل از ۱۰۰ تا ۲۰۰ و مقدار Ba در رسوبات بیشتر آواری گودال اقیانوسی نانکایی (شکل A-۷) نزدیک به ۳۰۰ ppm است (Plank, 2014).

شکل B-۷ نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) در بازالت‌های یادشده را نشان می‌دهد. همچنین، محدودهٔ ترکیبی

مقایسه با نمونه‌های رس‌سنگی، بیشتر است؛ زیرا، مقدار کربنات بیشتری دارد (Plank and Langmuir, 1998). در این پژوهش، برای الگوسازی‌های ذوب رسوبات و مشارکت سیالات خروجی از آنها، افزون بر نمونه‌های رس‌سنگی، نمونه‌ی ساحلی مکران نیز به کار گرفته شده و در نمودارها نشان داده شده است.

گوشته‌ای باشد (Pang et al., 2014; Turner and Langmuir, 2022).

مقدار Ba (میانگین: ۸۵۱ ppm) و Rb (میانگین: ۸۴/۴ ppm) در نمونه‌ی ساحلی مکران نسبت به مقدار آنها در رس‌سنگ‌های بررسی‌شده بیشتر است. همچنین، میزان غنی‌شدگی از Sr در نمونه‌ی ساحلی مکران (۴۲۲ ppm) در



شکل ۷. A) نمودارهای عنکبوتی رس‌سنگ‌های بهنجار شده به ترکیب پوست‌قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) در مقایسه با رسوبات جبهه‌ی فرورانش پهنه‌های فرورانشی فعال شاخص (Plank, 2014؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های بازالتی. ترکیب رس‌سنگ‌های منطقه در محدوده‌ی خاکستری رنگ نشان داده شده است. ترکیب نمونه‌ی ساحلی مکران (Jarrard and Lyle, 1991) در هر دو نمودار دیده می‌شود.

Figure 7. A) Spidergram of claystones normalized to continental crust (Rudnick and Gao, 2003) in comparison with the sediments from active subduction zones (Plank and Langmuir, 1998). B) Spidergram for basaltic samples normalized to NMORB (Sun and McDonough, 1989). The gray shade is representative of the composition of clay stones. Shown for comparison is the coastal Makran sample and GLOSS II.

بحث

بررسی‌هایی که روی سرشت سیال‌های آبگین یا سیال‌های بحرانی آزاد شده از لبهٔ فرورونده انجام گرفته‌اند نشان می‌دهند این سیال‌ها می‌توانند محلول‌های آبگین، مذاب‌های آبگین و یا مخلوطی از هر دو آنها باشند (مانند: Nakamora and Iwamory, 2009; Schmidt and Poli, 2014; Turner and Langmuir, 2022). محلول‌های آبگین حاصل از واکنش‌های دگرگونی لبهٔ فرورونده هستند که در دمایی کمتر از دمای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای آزاد می‌شوند (Hawkesworth et al., 1993). درحالی‌که، مذاب‌های آبگین در دماهای بیشتر از دمای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای از لبه آزاد می‌شوند (Zheng et al., 2019). در شرایط دما و فشار گوشتهٔ زیرین کمان ماگمایی (فشار نزدیک به ۳/۵ گیگاپاسکال و دمای ۸۰۰ تا ۱۳۰۰ درجهٔ سانتیگراد) این دو محلول به‌طور کامل اختلاط پیدا می‌کنند و سیال‌های فوق بحرانی را پدید می‌آورند (Schmidt and Poli, 2014; Zheng et al., 2019).

یافته‌های جانسون و پلانک (Johnson and Plank, 1999)، نشان می‌دهند غنی‌شدگی از Th و Be پیامد فرایند ذوب رسوبات است؛ اما غنی‌شدگی از عنصرهای LIL مانند Rb, Sr, Ba, Pb، حاصل سیالات خروجی از رسوبات، در دماهای کمتر از دمای ذوب است. در پژوهش‌های گوناگون نسبت‌هایی مانند Ba/Th, Ba/Nb, Ba/La, Rb/La (مانند: Cameron et al., 2002; Hoang et al., 2011) را نسبت‌های نشان‌دهندهٔ مشارکت فازهای آبدار در نظر می‌گیرند. همچنین، افزایش نسبت‌های Th/Ce, Th/Yb و Sr/Nd (Hawkesworth et al., 1993; Elliott, 2003) و نیز نسبت La/Sm (Kelemen et al., 2014) را پیامد ذوب رسوبات در ماگماتیسم پهنه‌های فرورانش دانسته‌اند. با توجه به جوان بودن پهنهٔ فرورانشی مکران در آغاز فرورانش در کرتاسهٔ پسین و همچنین، آغاز فرورانش دوباره در الیگوسن (McCall, 1997) می‌توان انگارهٔ داغ‌بودن لبهٔ فرورونده (Falloon et al., 2008) و امکان ذوب رسوبات روی لبهٔ فرورونده را در این دو برههٔ زمانی مد نظر قرار داد. از این‌رو،

در این پژوهش، الگوسازی هر دو انگارهٔ مشارکت رس سنگ‌ها به‌صورت مذاب و سیال خروجی از آنها در پیدایش بازالت‌های شمال مکران انجام شده است.

ذوب‌بخشی رسوبات

تأثیر ذوب رسوبات مکران در غنی‌شدگی بازالت‌های شمال مکران با در نظر گرفتن نسبت‌های Th/Ce, Th/Yb, Sr/Nd و Sm/Yb در مذاب حاصل از ذوب نمونه‌های رس سنگی کرتاسه و نمونهٔ ساحلی مکران الگوسازی شده است. برای تعیین ترکیب مذاب حاصل از ذوب رسوبات، الگوی ذوب‌بخشی غیر مدال (Shaw, 1970) به کار برده شد. جانسون و پلانک (Johnson and Plank, 1999) مقدار ذوب رسوبات را از ۱۲ تا ۲۶٪ در نظر گرفته‌اند. در این پژوهش، محاسبات بر پایهٔ ۱۵٪ ذوب رسوبات انجام شده است (F=۰/۱۵). مقدارهای D از نتایج به‌دست‌آمده توسط جانسون و پلانک (Johnson and Plank, 1999)، برای مذاب حاصل از یک ترکیب رسی از بخش‌های ژرف دریا در فشار ۲ GPa و دمای ۸۰۰ درجهٔ سانتیگراد برگرفته شده‌اند. ترکیب به‌دست‌آمده از ذوب نمونه‌های رس سنگی و نمونهٔ ساحلی مکران با یک ترکیب بازالتی اولیه مخلوط شده است و ترکیب حاصل، با نمونه‌های بازالتی بررسی شده مقایسه شده است. ترکیب بازالتی اولیه با اعمال ۱۵٪ ذوب‌بخشی غیر مدال (Shaw, 1970)، بر یک گوشتهٔ اسپینل لرزولیتی بر پایهٔ ترکیب PM به‌دست آمده است. از آنجایی که در نمونه‌های بازالتی در این پژوهش، عنصر Yb، تهی‌شدگی نشان نمی‌دهند و گمان نمی‌رود در ترکیب گوشته گارنت وجود داشته باشد، ترکیب گوشته اسپینل لرزولیتی در نظر گرفته شد. در ادامه از ترکیب بازالتی اولیه با نام MM^۶، از ترکیب میانگین مذاب حاصل از ذوب رس سنگ‌ها، با نام Av.C^۷ و از ترکیب مذاب حاصل از ذوب نمونهٔ ساحلی مکران با نام CMm^۸، یاد خواهد شد.

همچنین، ترکیب بازالت اولیه با Mg# برابر با ۷۲ از

⁶ mantle melt

⁷ average of claystone melt

⁸ melt of coastal Makran sample

همانند است. اگرچه مقدار نسبت Sm/Yb در ترکیب MM نسبت به نمونه‌های بازالتی مکران کمی کمتر است. در دو نمودار یادشده، روند آمیختگی دو ترکیب MM و CMm، نتایج کمابیش همانندی دارد.

بر پایه نمودار شکل ۸-C، نمونه‌های بازالتی مکران مقدار Sr/Nd بیشتری نسبت به ترکیب MM دارند و از این‌رو، روند آمیختگی MM با Av.C با نمونه‌های بازالتی مکران فاصله دارد. از سوی دیگر، تغییرات نسبت Sr/Nd در برابر Th/Yb در الگوی آمیختگی MM با CMm، روندی کمابیش همانند روند تغییرات در نمونه‌های بازالتی مکران را نشان می‌دهند. همچنین، روند افزایش Sr/Nd در پی مشارکت سیالات خروجی از لبه فرورونده با به‌کارگیری ترکیب پیشنهادی راستیونی و همکاران (Rustioni et al., 2019) در نمودار شکل ۸-C نشان داده شده است. بر پایه این شکل، افزایش Sr/Nd در نمونه‌های بازالتی مکران می‌تواند هم با مشارکت سیالات برخاسته از لبه فرورونده و هم مشارکت بیشتر مذاب حاصل از رسوبات ساحلی مکران در ارتباط باشد.

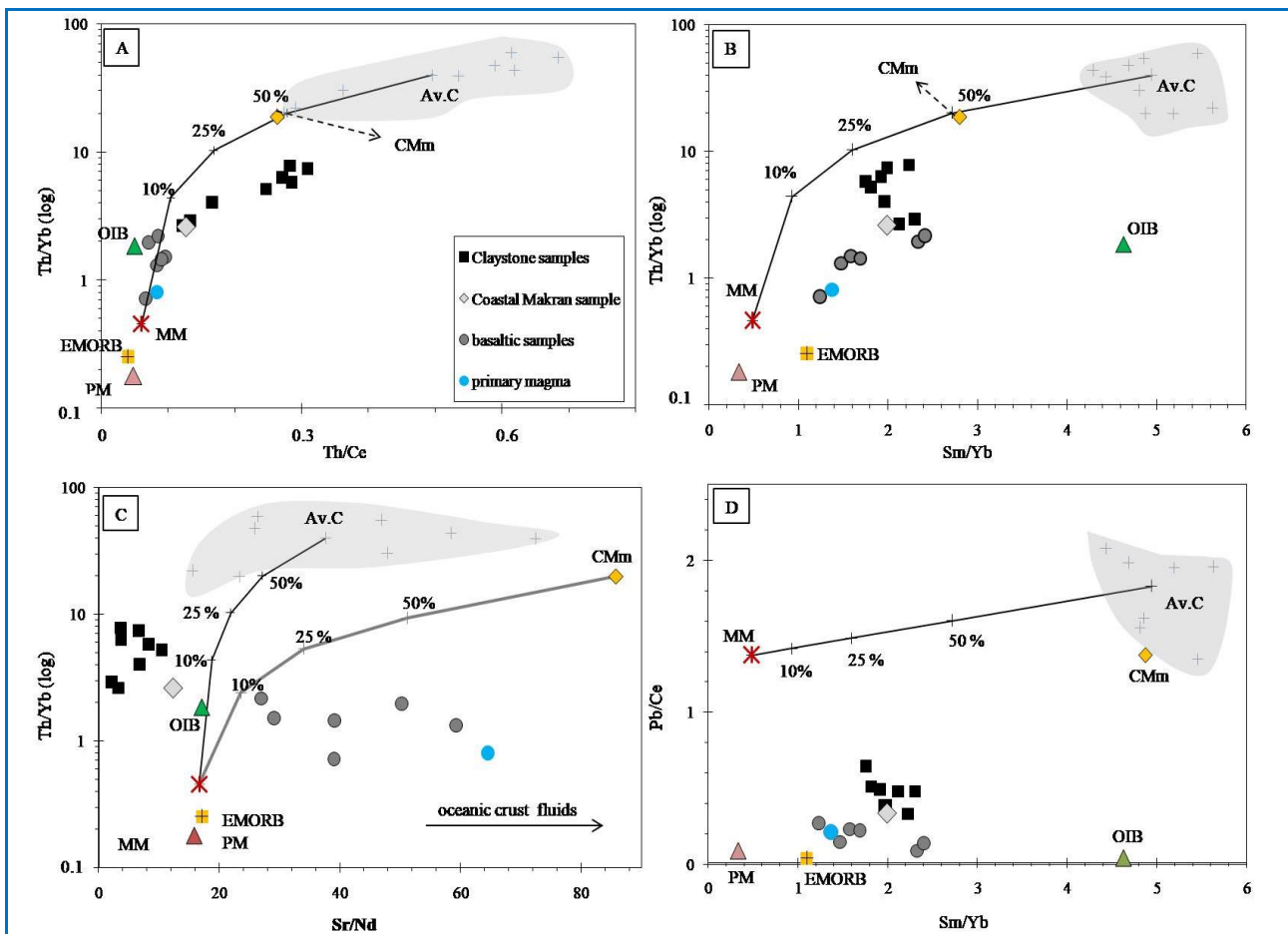
شکل ۸-D تغییرات نسبت Sm/Yb در برابر Pb/Ce را نشان می‌دهد. مقدار نسبت Pb/Ce در ترکیب MM در مقایسه با نمونه‌های بازالتی مکران بیشتر است و روند آمیختگی MM و Av.C با نمونه‌های بازالتی مکران هیچگونه همخوانی ندارد. با توجه به مقدار D ناچیز عنصر Pb (White, 2013) در کانی‌های گوشته اسپینل لرزولیتی، این عنصر در الگوهای ذوب‌بخشی گوشته بسیار افزایش می‌یابد (۳۴ppm) و به مقداری نزدیک به مقدار Pb در رس‌سنگ‌های بررسی‌شده مکران (میانگین: ۳۰/۵۸ppm) می‌رسد. بر پایه یافته‌های جانسون و پلانک (Johnson and Plank, 1999)، Pb در دماهای کمتر از دمای ذوب به فاز سیال وارد می‌شود. همچنین، بیومایز و همکاران و ژنگ (Beumais et al., 2013; Zheng, 2019) فراوانی عنصرهای Pb و Ba را پیامد آبدی سنگ‌کره فرورونده در دماهای کم دانسته‌اند. نتایج الگوسازی در این نمودارها نیز نشان می‌دهد ذوب رسوبات به‌تنهایی نمی‌تواند مقدار Pb در نمونه‌های بازالتی مکران را با اطمینان توجیه کند.

برونیاپی ترکیب بازالت‌های شمال مکران به‌دست آمده است و محتوای عنصرهای کمیاب در چنین ماگمایی که اولیه در نظر گرفته می‌شود، به‌دست آورده شده است. این بازالت در نمودارها با نام ماگمای اولیه^۹ نشان داده شده است؛ اما با توجه به آنکه نسبت‌های به‌کاررفته در این بررسی تحت‌تأثیر جدایش بلورین قرار نمی‌گیرند، در نمودارها این ترکیب به نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده شباهت بسیاری دارد و تغییری در نتایج الگو پدید نمی‌آورد.

شکل ۸ نسبت‌های Th/Ce، Th/Yb، Sm/Yb و Sr/Nd در رس‌سنگ‌ها و نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده در مقایسه با Av.C و MM را نشان می‌دهد. ترکیب مذاب‌های حاصل از ذوب رس‌سنگ‌های بررسی‌شده در این پژوهش، به‌صورت محدوده‌های خاکستری رنگ در نمودارهای شکل ۸ نشان داده شده است. افزون‌بر این، ترکیب PM، EMORB و نیز CM، برای مقایسه در نمودارها نشان داده شده است. نسبت Th به REE‌ها در سنگ‌زایی سنگ‌های ماگمایی کمانی به‌عنوان گواهی بر ذوب رسوبات به‌کار برده می‌شود؛ زیرا Th در هنگام ذوب رسوبات نسبت به عنصرهای REE به‌شدت دچار جدایش بلورین می‌شود (Brenan et al., 1995). از آنجایی که نسبت Sm/Yb به ترکیب گوشته‌خاستگاه وابسته است و نیز نسبت Sr/Nd به‌علت فراوانی Sr در بازالت‌های بررسی‌شده بالاست و در جریان فرایند ذوب‌بخشی Sr نسبت به Nd دچار جدایش بلورین شدید می‌شود، این نسبت‌ها انتخاب شده‌اند.

بر پایه شکل ۸-A، مقدار نسبت‌های Th/Yb و Th/Ce در ترکیب MM و نمونه‌های بازالتی مکران نزدیک هستند. افزون‌بر این، روند آمیختگی MM و Av.C با بازالت‌ها همخوانی چشمگیری دارد و مشارکت نزدیک به ۱۰ درصد Av.C را نشان می‌دهد. مقدار نسبت‌های Th/Yb و Th/Ce در ترکیب MM و نمونه‌های بازالتی مکران نزدیک هستند. شکل ۸-B تغییرات نسبت Sm/Yb در برابر log Th/Yb را نشان می‌دهد. روند تغییرات ترکیب بازالت‌ها در این نمودار با روند به‌دست‌آمده برای آمیختگی MM و Av.C بسیار

^۹ primary magma



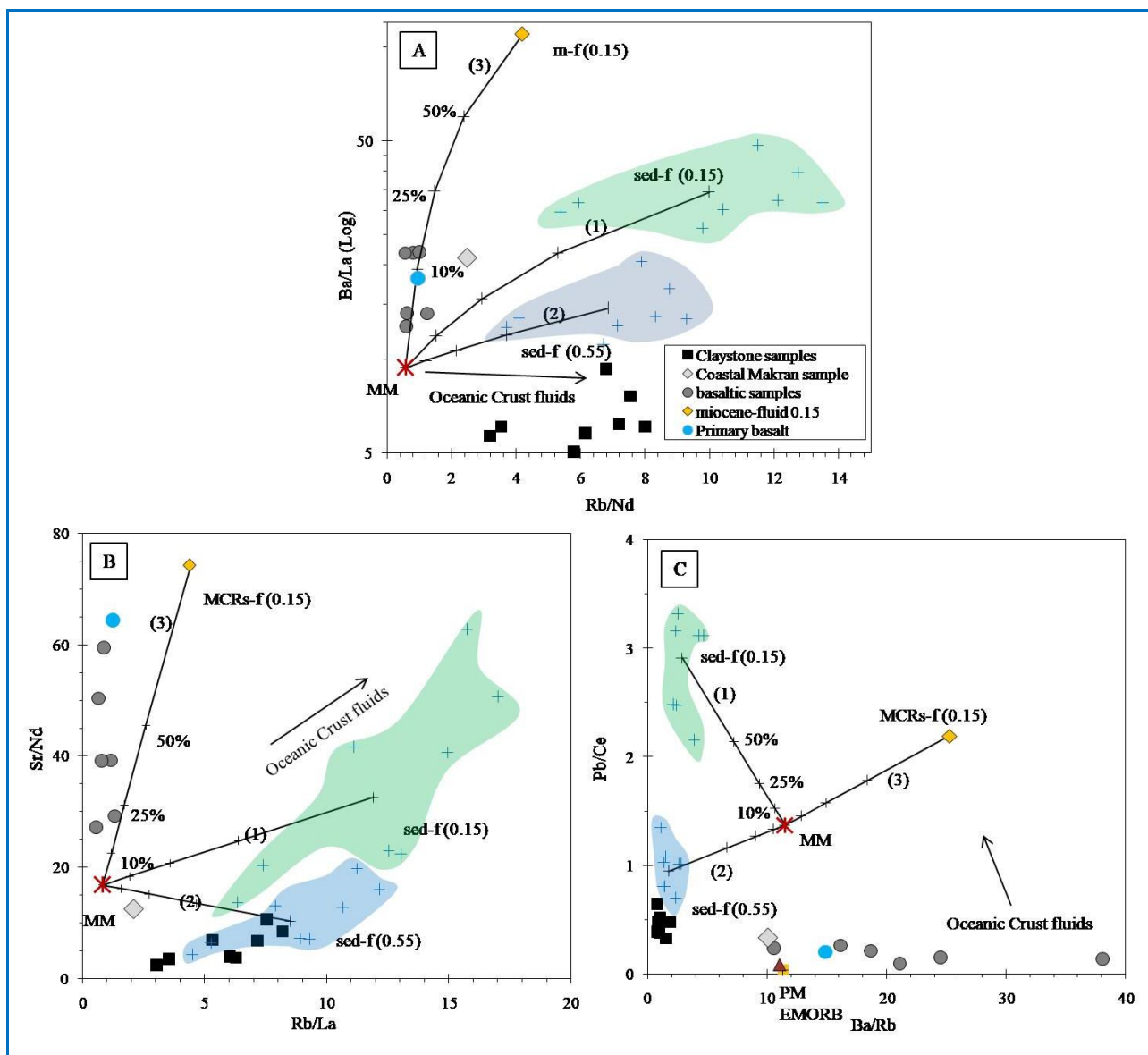
شکل ۸. مقادیر نسبت‌های Th/Yb ، Th/Ce ، Sr/Nd و Sm/Yb در رس‌سنگ‌ها، MM ، CMm و روند آمیختگی آن با $Av.C$ ، همچنین، سه ترکیب PM ، OIB و $EMORB$ ، برای مقایسه. **A**) نسبت Th/Ce در برابر $logTh/Yb$ در نمونه‌های بازالتی مکران شباهت بسیاری با MM و روند آمیختگی آن با $Av.C$ دارد؛ **B**) الگوی کلی تغییرات نسبت‌های Sm/Yb و $logTh/Yb$ در نمونه‌های بازالتی و روند آمیختگی با MM شباهت نسبی دارد؛ **C**) نسبت Sr/Nd در برابر $logTh/Yb$ در نمونه‌های بازالتی با روند آمیختگی MM و مذاب حاصل از نمونهٔ ساحلی مکران (CMm)، شباهت نسبی دارند. تغییرات این دو نسبت در نمونه‌های بازالتی مکران با روند تغییرات بر اثر مشارکت سیالات برخاسته از لبهٔ فرورونده هماهنگی دارد؛ **D**) مقدار نسبت Pb/Ce در ترکیب MM در مقایسه با نمونه‌های بازالتی مکران بسیار بیشتر است و روند اختلاط MM و $Av.C$ با بازالت‌های مکران هیچگونه همخوانی ندارد. محدودهٔ خاکستری رنگ، ترکیب حاصل از ۱۵٪ ذوب‌بخشی غیرمدال رس‌سنگ‌ها را نشان می‌دهد.

Figure 8. Th/Yb ، Th/Ce ، La/Sm ، and Sr/Nd values in claystones، CMm ، MM ، binary mixing path of $MM-Av.C$ ، PM ، OIB and $EMORB$ are shown for comparison. **A**) Variation of Th/Ce versus Th/Yb in basaltic samples is consistent with $MM-Av.C$ binary mixing trend; **B**) Variation trend of Sm/Yb versus $logTh/Yb$ showing a relative correlation between basalts and the trends of $MM-Av.C$ mixing model; **C**) Sr/Nd versus $logTh/Yb$ of basaltic samples are almost consistent with the trend of $MM-CMm$ mixing model. Variation of the ratios in the basaltic samples are in agreement with variation caused by slab-derived fluids; **D**) Pb/Ce values in basaltic samples are remarkably higher than MM ; and the plots of Sm/Yb versus Pb/Ce show no systematic correlation with hypothetical mixing curve between MM and $Av.C$. The gray fields in the diagrams show calculated compositions for 15% non modal fractional melting of claystones.

از این‌رو، تغییرات عنصرهای Sr ، Ba ، Rb و Pb در ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی گوشته و آمیختگی آن با سیال خروجی از لبهٔ فرورونده بررسی شده است.

سیالات آبدین

در دماهای کمتر از دماهای سالیدوس، عنصرهای Sr ، Ba ، Pb و Rb بیشترین تحرک را نشان می‌دهند (Johnson and Plank, 2002).



شکل ۹. نمودارهای نشان‌دهنده آمیختگی ترکیب MM با سیالات خروجی از رس‌سنگ‌ها و نمونه ساحلی مکران. ترکیب سیالات خروجی از نمونه‌های رسوبی با کمک مقادیر D به‌دست‌آمده توسط جانسون و پلانک (Johnson and Plank, 1999) برای سیال خروجی در دمای 650°C ، برابر با $F = 0.15$ و در دمای 700°C ، برابر با $F = 0.55$ (sed-f: 0.55) به‌دست آورده شده است؛ **(A)** نسبت Rb/Nd در برابر Ba/La در نمونه‌های بازالتی با مشارکت نزدیک به ۱۰٪ سیال خروجی از نمونه ساحلی مکران (CM- f: 0.15)، بیشترین همخوانی را دارد؛ **(B)** نسبت Rb/La در برابر Sr/Nd در نمونه‌های بازالتی مکران در همخوانی نسبی با الگوی به‌دست‌آمده برای آمیختگی MM با نزدیک به ۵۰٪ سیال خروجی از نمونه ساحلی مکران (CM- f: 0.15) هستند؛ **(C)** نسبت Ba/Rb در برابر Pb/Ce در نمونه‌های بازالتی با هیچ یک از مقادیر آمیختگی به‌دست‌آمده همخوانی ندارد. روند تغییرات در پی مشارکت سیالات برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورونده در شکل‌ها نشان داده شده است.

Figure 9. Diagrams for showing the mixing trends between MM and critical fluids derived from claystones and coastal Makran sample. Composition of hydrous fluids derived from subducted sediment are calculated using D values at 650°C , F_d is 0.15 (sed-f: 0.15), and at 700°C , F is 0.55 (sed-f:0.55) determined by Johnson and Plank (1999). **(A)** Binary mixing between MM and about 10% fluid derived from coastal Makran sample (CM- f: 0.15) is consistent with the variation of Rb/Nd and Ba/La ratios of studied basalts; **(B)** Binary mixing between MM and fluid derived from coastal Makran sample (CM- f: 0.15) is almost consistent with the variation of Rb/La and Sr/Nd ratios of the studied basalts; **(C)** Variations of Ba/Rb versus Pb/Ce show no systematic correlation with any of the calculated mixing trends. The trends caused by contribution of slab-derived fluids are also shown.

نمونه‌ای همانند نمونهٔ ساحلی مکران در نظر گرفته شود، افزایش دو نسبت Ba/La و Sr/Nd در بازالت‌ها به ترتیب با نزدیک به ۱۰ و بیشتر از ۵۰٪ مشارکت سیال توجیه‌شدنی است. بنابراین، میان نتایج به‌دست‌آمده از این دو نمودار هماهنگی وجود ندارد.

شکل ۹-۲ تغییرات Ba/Rb در برابر Pb/Ce را نشان می‌دهد. نسبت Ba/Rb در نمونه‌های بازالتی از رس‌سنگ‌ها و ترکیب به‌دست‌آمده برای سیالات خروجی از آنها بیشتر است و افزون‌تر این، در بازهٔ وسیع‌تری تغییر می‌کند. همچنین، نسبت Pb/Ce در بازالت‌های مکران از مقدار آن در ترکیب MM کمتر است. روند آمیختگی MM نیز با سیالات خروجی از رس‌سنگ‌ها و هم سیال خروجی از نمونهٔ مکران به‌صورت سه روند فرضی در شکل نشان داده شده است که هیچ‌یک با ترکیب بازالت‌های مکران همخوانی کامل ندارد؛ اما نسبت Pb/Ce در بازالت‌های مکران روند افزایشی ضعیفی نشان می‌دهد که می‌توان آن را به مشارکت سیالات خروجی از رسوبات و یا سیالات برخاسته از لبهٔ فرورونده در پیدایش بازالت‌های مکران نسبت داد.

برداشت

در بررسی‌های میکروسکوپی، واحدهای آواری ریزدانه بیشتر در گروه‌های رس‌سنگ و برخی در گروه سیلستون و بر پایهٔ داده‌های تجزیهٔ شیمیایی و رده‌بندی شیمیایی در ردهٔ شیل جای می‌گیرند. رس‌سنگ‌های بررسی‌شده در مقایسه با دیگر رسوبات گودال‌های اقیانوسی در پهنه‌های فرورانشی از غنی‌شده‌ترین رسوبات گودال‌های اقیانوسی زمین هستند؛ اما از Ba و Sr به مقدار چشمگیری فقیر شده‌اند.

مقدار عنصرهای متحرک در رس‌سنگ‌ها و بازالت‌های نزدیک به اولیه از کمان آتشفشانی مکران شباهت کلی دارد، اما عنصرهای Ba و Sr در نمونه‌های بازالتی از رس‌سنگ‌ها غنی‌شده‌تر هستند؛ اما برخلاف غنی‌شدگی رس‌سنگ‌ها از Rb ، این عنصر در بازالت‌های شمال مکران، ناهنجاری منفی چشمگیری نشان می‌دهد. مقدار Ba ، Rb و Sr در نمونهٔ ساحلی مکران با مقدار آن در بازالت‌های شمال مکران شباهت بیشتری دارد که می‌تواند نشان‌دهندهٔ

ترکیب سیالات خروجی از نمونه‌های رسوبی با به‌کارگیری مقادیر D به‌دست‌آمده (Johnson and Plank, 1999) برای سیال برخاسته از رسوب رسی مناطق ژرف در دمای $650^{\circ}C$ ، F برابر با $(sed-f: 0.15) \cdot 0.15$ و دمای $700^{\circ}C$ ، F برابر با $(sed-f: 0.55) \cdot 0.55$ به‌دست آمده است. مقدار F نشان‌دهندهٔ نسبت جرمی سیال آزادشده از نمونهٔ رسوبی فرضی بوده است. این مقادیر به‌صورت جداگانه بر رس‌سنگ‌ها اعمال شدند و ترکیب سیال به‌دست‌آمده، در نمودارهای شکل ۸ نشان داده شدند.

روند آمیختگی MM با ترکیب متوسط سیال برای F برابر با $(sed-f: 0.15) \cdot 0.15$ و $(sed-f: 0.55) \cdot 0.55$ ، به ترتیب با شماره‌های ۱ و ۲ و روند آمیختگی با سیال خروجی از نمونهٔ ساحلی مکران ($MCR-f: 0.15$) با شماره ۳ در نمودارها نشان داده شده است. برای محاسبهٔ ترکیب سیال خروجی از رابطهٔ ذوب مرحله‌ای مدال بهره گرفته شده است؛ زیرا در این‌گونه روابط، سه متغیر شامل ترکیب اولیه، مقدار D و F به‌کار برده می‌شوند که دو متغیر D و F در شرایط ویژه دما و فشار خروج سیالات از رسوبات به‌دست آمده‌اند. از این‌رو، معادلات ذوب می‌تواند برای سیال خروجی نیز معتبر باشد.

نمودارهای شکل ۹، مقادیر نسبت‌های Rb/Nd در برابر Ba/La ، Rb/La در برابر Sr/Nd و نیز Ba/Rb در برابر Pb/Ce در رس‌سنگ و بازالت‌های مکران، MM و CM سیالات حاصل از رس‌سنگ‌ها را نشان می‌دهند. عنصرهای La ، Nd و Ce که عنصرهای کمابیش سازگار ($D > 1/5$) هستند در این نسبت‌ها به‌کار برده شده‌اند. Rb در مقایسه با عنصرهای Nd و La ناسازگارتر است و از این‌رو، نسبت‌های Rb/La و Rb/Nd در دو نمودار A و B به‌کار رفته‌اند.

چنان‌چه در شکل‌های ۹- A و ۹- B دیده می‌شود نسبت‌های Rb/La و Rb/Nd در بازالت‌های مکران به نسبت دیگر ترکیبات تغییرات ناچیزی نشان می‌دهند و در عوض دو نسبت Sr/Nd و Ba/La در نمونه‌های بازالتی در بازهٔ وسیعی در تغییر هستند و یک الگوی عمودی در نمودار پدید آورده‌اند. این الگو با روند به‌دست‌آمده برای آمیختگی ترکیب MM و سیالات خروجی از رس‌سنگ‌ها هماهنگی ندارد؛ اما اگر آمیختگی MM با سیال خروجی از

عنصرهای Ba و تا اندازه‌های Sr و Pb و تغییرات Rb را می‌توان با آمیختگی سیال حاصل از ترکیبی مشابه نمونه ساحلی مکران با مذابی مانند MM توجیه کرد. افزون‌بر سیالات خروجی از رسوبات، سیالات برخاسته از پوسته اقیانوسی دگرگون‌شده در هنگام فرورانش، می‌تواند در تغییر نسبت‌های Rb/La، Sr/Nd و تا اندازه‌های Pb/Ce نقش داشته باشد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از داوران مجله پترولوژی برای بررسی و تصحیح نوشتار بسیار سپاس‌گزار هستند.

مشارکت بیشتر رسوبات ساحلی مکران در پیدایش کمان آتشفشانی مکران باشد.

در مجموع، الگوسازی دو انگاره مشارکت مذاب و یا سیال خروجی از رس‌سنگ‌های مکران در پیدایش بازالت‌های شمال مکران، چه از دیدگاه مقدار سیال یا مذاب ورودی و چه از دیدگاه ترکیب رسوبات مشارکت‌کرده در فرایند آمیختگی نتایج هماهنگی ارائه نمی‌کنند؛ اما می‌توان گفت غنی‌شدگی از Th در نمونه‌های بازالتی گویای مشارکت کمتر از ۱۰٪ مذاب حاصل از ترکیبی مشابه رس‌سنگ‌های بررسی شده و مذابی با ترکیب مشابه MM است. همچنین، افزایش

References

- Beaumais, A., Chazot, G., Dosso, L., and Bertrand, H. (2013) Temporal source evolution and crustal contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 264, 72-84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.07.005>
- Biabangard, H. and Moradian, A. (2008) Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, south east of Iran. *Chinese Journal of Geochemistry*, 27, 356-369. <https://doi.org/10.1007/s11631-008-0356-z>
- Brenan, J. M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., and Phinney, D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3331-3350. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00215-L](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00215-L)
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.C., Patino, L.C., Matias, O., and Feigenson, M.D. (2002) Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 21-50. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00304-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00304-9)
- Critelli, S., DeRosa, R., and Platt, J.P. (1990) Sandstone detrital modes in the Makran Accretionary Wedge, Southwest Pakistan: Implications for tectonic setting and long-distance turbidite transportation. *Sedimentary Geology*, 68, 241-260. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90013-J](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90013-J)
- Dolati, A. (2010) Stratigraphy, structural geology and low temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran, 300 p. Ph.D. Thesis, Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), Zürich, Switzerland. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-006226348>
- Dupuy, C. and Dostal, J. (1978) Geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks from southeastern Iran (Kouh-e-Shahsavaran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 363-373. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(78\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90022-7)
- Elliott, T. (2003) Tracers of the slab. *Geophysical Monograph Series*, 138, 23-45. <https://doi.org/10.1029/138GM03>
- Falloon, T.J., Danyushevski, L.V., Crawford, A.J., Meffre, S., Woodhead, J.D., and Bloomer A. (2008) Boninites and Adakites from the Northern Termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 49, 697-715. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm080>
- Firouzkouhi, Z. (2017a) Geochemical Characterization and Interpretation of Late Cenozoic volcanism in north of Iranian Makran. 300p. Ph.D. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Firouzkouhi, Z., Ahmadi, A., Moinevaziri, H., Moridi Farimani, A.A., and Lentz, D.R. (2017b) Geochemical characterization of basalts from west of Khash (SE Iran): an approach to the nature of

- the mantle source. *Iranian Journal of Petrology*, 30, 99-118. <http://doi.org/10.22108/IJP.2017.81996>
- Folk, R. (1974) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 190 p., Texas, USA.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Gallagher, K., and McDermott, F. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001135>
- Herron, M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Coreor Log Data. *Journal of Sedimentary Research*, 58:820-829. <https://doi.org/10.1306/212f8e77-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Hoang, N., Itoh, J., and Miyagi, L. (2011) Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, 255–266. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.02.004>
- Huber, H. (1977) *Geological Map of Iran: 1, 000, 000 (with back-notes): Sheet 6, SE Iran*, National Iranian Oil Company, Tehran.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jafarian, A.R. (2011) Geochemical signatures of Bazman Volcano: Evidence from Makran subduction Zone, Southeast Iran. *Geophysical Research Abstracts*, 13, 470-471.
- Jarrard, R.D. Lyle, M. (1991) High-resolution geochemical variations at sites 723, 728, and 731: A comparison of X-ray fluorescence and geochemical logs. *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results* 117, 473–498. <http://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.117.174.1991>
- Johnson, M.C. and Plank, T. (1999) Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, 1-26. <https://doi.org/10.1029/1999GC000014>
- Kelemen, P.B., Hanghoj, K., and Greene, A.R. (2014) One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*, 4, 749-805. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03035-8>
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., VonRad, U., Husen, S., and Flueh, E.R. (2001) Morphotectonic and mechanics of the central Makran accretionary wedge of Pakistan. *Marine Geology*, 173, 1–9. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00167-5)
- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A., and Quidelleur, X. (2012) Martinique: a clear case for sediment melting and slab dehydration as a function of distance to the trench. *Journal of Petrology*, 53, 2441-2464. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs055>
- LeMaitre, R.W. (2002) *Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms*, 236p. Cambridge University Press, New York.
- McCall, G.J.H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 15, 517–531. [https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(97\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. (1995) The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McLennan, S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In Lipin, B.R. and McKay, G.A. (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Reviews in Mineralogy*, 21, 169-200. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-010>
- Middlemost, E.A. (1975) The basalt clan. *Earth Science Review*, 11, 337-364.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Winkler, W., Ruh, J., and Von Quadt, A. (2016) Detrital zircon and provenance analysis of Late Cretaceous–Miocene on shore Iranian Makran strata: Implications for the tectonic setting. *Geological Survey of America bulletin*, <https://doi.org/10.1130/B31361.1>
- Moinevaziri, H. (1985) *Volcanism Tertiare et Quaternaire en Iran*, These d'Etat: Orsay University.
- Nakamora, H. and Iwamory, H. (2009) Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Research*, 16, 431–445. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.05.004>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Chiu, H.U., and Hua, X. (2014) On the magmatic record of

- the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 2151–2169. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.12.006>
- Pettijohn, F.J. Potter, P., and Siever, R. (1987) *Sand and Sandstone*, 553p. 2nd edition Springer-Verlag, New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>
- Picard, M. (1971) Classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of sedimentary Petrology*, 41, 179-195. <https://doi.org/10.1306/74d7221b-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Plank, T. (2014) The Chemical Composition of Subducting Sediments. In Holland H.D. and Turekian K.K. Ed., *Treatise on Geochemistry*, p. 607-629. Elsevier. Oxford. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
- Plank, T. and Langmuir, C.H. (1993) Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362, 739–743. <https://doi.org/10.1038/362739a0>
- Plank, T. and Langmuir, C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325–394. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)
- Rastay, M. (2020) Petrography and Geochemical characteristic of sedimentary rocks from Fanuj-Bint, Makran accretionary prism, SE Iran. 146p. MsC. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan Iran (in Persian).
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise of Geochemistry*, 3, 1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Rustioni, G., Audetat, A., and Keppler, H. (2019) Experimental evidence for fluid-induced melting in subduction zones. *Geochemical Perspectives Letters*, 11, 49-54. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.1925>
- Saadat, S. and Stern, C.R. (2011) Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125, 607–619. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.014>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Tassinari, R., and Marroni, M. (2022) Geochemistry of basaltic blueschists from the Deyader Metamorphic Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New constraints for magma generation in the Makran sector of the Neo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 181, <https://doi.org/10.1144/jgs2024-043>
- Schmidt, M.W. and Poli, S. (2014) Devolatilization during subduction. *Treatise on Geochemistry*, 4, 669-701. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00321-1>
- Shaw, D.M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Stocklin, J. (1977) Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia, in *Libre alamemoirede Albert Felixde Lapparent: Societe Geologique de france, Memoire shors series*, no 8, p. 333-353.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special publications*, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Turner, S. Langmuir, C.H. (2022) Sediment and ocean crust both melt at subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117424>
- White, W.M. (2013) *Geochemistry*, 668p. Wiley-Blackwell, California, USA. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000708>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zheng, Y.F. (2019) Subduction zone Geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10, 1223-1254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>