

Original Research Paper

Geochemistry of basaltic units in the colored *mélange* complex, east of Rudan (southeastern Iran): Implications for geodynamic evolution of the Neo-Tethys oceanic basin in the Makran region

Morteza Delavari*¹ and Fatemeh Tavakoli²

¹ Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 June 15

Accepted: 2025 September 23

Available online: 2025 December 22

Keywords:

Oceanic plateau basalt

Colored *mélange*

Ophiolite

Makran

ABSTRACT

The Rudan basalts, constituting a part of the western Makran colored *mélange* complex, exhibit a tholeiitic geochemical nature. These rocks display relatively flat rare earth element (REE) patterns, characterized by $(La/Yb)_N$ ratios ranging from 0.91 to 1.8, $(Sm/Yb)_N$ ratios between 0.96 and 1.55, and $(La/Sm)_N$ ratios from 0.90 to 1.33. This distinguishes them distinctly from Mid-Ocean Ridge Basalts (N-MORB and E-MORB) and Ocean Island Basalts (OIB). Furthermore, the geochemical characteristics of these rocks, particularly certain trace element ratios such as Nb/Y (0.05 to 0.17) and Nb/Zr (0.01 to 0.04), support their affinity with Oceanic Plateau Basalts (OPB). Fractional melting models, based on trace element concentrations, suggest that the parent magma was derived from 20 to 30% partial melting of a fertile spinel lherzolite mantle source. These findings indicate that the OPB basalts were a significant component of the Neo-Tethys oceanic crust within the Makran basin during the Late Cretaceous. The subduction and subsequent closure of this oceanic basin, located between the Lut and Arabian blocks, led to the obduction of parts of the oceanic lithosphere and the formation of the Makran Colored *Mélange* complex, comprising both ophiolitic and non-ophiolitic fragments, due to pre-Eocene tectonic processes.

1. Introduction

Iran is geologically situated in the central part of the Alpine-Himalayan orogenic belt. The Makran Zone in southeastern Iran formed due to the northward subduction of the Neotethys Ocean (Oman oceanic lithosphere) beneath the southern margin of Eurasia (Barbero et al., 2025; Burg, 2018). The structural domains of the Makran accretionary prism, from top to bottom (north to south),

include Northern Makran, Inner Makran, Outer Makran, and Coastal Makran. The Inner, Outer, and Coastal Makran developed due to subduction from the Eocene onward, whereas the Northern Makran region reflects pre-Eocene geodynamic evolution. The Northern Makran units include the Ganj Complex, Northern Ophiolites, Deyader high-pressure metamorphic complex, Bajgan-

* Corresponding author: Morteza Delavari; E-mail: delavari@khu.ac.ir

Citation:

Delavari, M., and Tavakoli, F., 2025. Geochemistry of basaltic units in the colored *mélange* complex, east of Rudan (southeastern Iran): Implications for geodynamic evolution of the Neo-Tethys oceanic basin in the Makran region. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(4), 138, 1-18. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.530425.2206>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2025.530425.2206

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.3.0



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

Durkan Complex, Sorkhband Complex, and Colored Mélange Complex. The Colored Mélange Complex consists of large blocks (meters to tens of meters in size) formed during the Cretaceous-Paleocene (Saccani et al., 2018). This study focuses on the basaltic units within the Colored Mélange Complex to the east of Rudan in western Makran.

The Colored Mélange in Northern Makran comprises diverse blocks of basalt, chert, limestone, serpentinite, peridotite, gabbro, shale, and metamorphosed volcanoclastic units, ranging from several meters to decimeters in size. The mélange is unconformably overlain by early Eocene deposits, indicating its pre-Eocene formation (Burg et al., 2013; Dolati, 2010). The Colored Mélange exhibits lithological diversity and can be subdivided into two units: Cm1 and Cm2. Cm1 predominantly consists of sedimentary rocks, including sandstone, limestone, phyllite, radiolarian chert, conglomerate, and calcareous shale, with minor igneous components. Cm2 is dominated by mafic rocks such as basalt, andesitic basalt, and pillow lavas, with minor pelagic sedimentary rocks and phyllite. Due to the abundance of volcanic components (ophiolitic basaltic fragments) in Cm2, fieldwork and sampling focused on this unit. The sedimentary units of Cm1 mainly comprise pelagic limestone and radiolarian chert. The pelagic limestone is distinctly light-colored, whereas the radiolarian chert appears red to reddish-brown. Contacts between these units are occasionally faulted or primary (stratigraphic). The basaltic units occur as massive and pillow lava flows, with thicknesses ranging from tens to hundreds of meters. Previous studies on radiolarian chert intercalations within the Colored Mélange suggest an Early to Late Cretaceous age (Late Hauterivian to Late Campanian) (Saccani et al., 2018).

2. Research methodology

After field sampling and microscopic examination, 14 minimally altered volcanic rock samples were selected for whole-rock geochemical analysis. Loss on Ignition (LOI) was determined by heating powdered samples at 1000°C and measuring mass difference. To obtain major elements, samples were fused with lithium metaborate, dissolved in dilute nitric acid, and analyzed via ICP-OES (detection limit ~0.05 wt.%). Trace Elements were determined by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) after microwave-assisted acid digestion (detection limit: 0.01–1 ppm). Quality Control involved using certified reference materials (CRMs) and repeated analyses to ensure accuracy. All analyses were performed at the Zarazma Laboratory in Tehran.

3. Results

3.1. Petrography

The basaltic samples exhibit significant textural diversity due to

varying cooling rates in different parts of the lava flows and pillows. Common textures include intergranular, intersertal, sub-ophitic, and vitrophyric. Plagioclase is the most abundant mineral, appearing as euhedral to subhedral microlites or elongated crystals (0.4–1 mm). Many crystals show alteration, disequilibrium features (e.g., sieve texture, dissolution rims), or skeletal growth. Clinopyroxene (5–10 vol%) occurs as subhedral to anhedral crystals (<1 mm), often altered to chlorite. Olivine is rarely preserved; when present, it is typically altered. Opaque minerals (Fe-Ti oxides) appear as fine-grained crystals (<0.2–0.5 mm) in the groundmass.

3.2. Geochemistry

Although samples with the least alteration were selected for chemical analysis whenever possible, the LOI values (1.29–4.52 wt%) indicate significant alteration in some samples. Based on the Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce, 1996) and Nb/Y vs. SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) diagrams, the samples plot in the subalkaline basalt field. The samples exhibit Mg# values ranging from 28.7 to 57.5 and FeO_T concentrations between 6.8 and 14.4 wt%. TiO₂ range from moderate to relatively high contents (1.5–3.3 wt%). The low concentrations of compatible elements such as Mg (2.37–7.3 wt%), Ni (20–117 ppm), Cr (36–189 ppm), and Sc (22–44.7 ppm), along with low Mg#, indicate melt evolution and significant deviation from primary melts. The (La/Yb)_n ratio ranges from 0.91 to 1.8, (Sm/Yb)_n from 0.96 to 1.55, and (La/Sm)_n from 0.90 to 1.33. The absence of significant heavy REE (HREE) depletion in chondrite-normalized REE patterns is inconsistent with a deep garnet lherzolite mantle source, distinguishing these basalts from enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB) and ocean island basalts (OIB). In primitive mantle-normalized multi-element diagrams, high-field-strength elements (HFSEs) such as REEs, Ti, Zr, Hf, and P show slight depletion compared to large-ion lithophile elements (LILEs). Some samples also exhibit negative Sr anomalies, likely due to fractional crystallization of plagioclase.

4. Discussions

4.1. Mantle source characteristics and tectonic setting

The geochemical features of the studied basaltic samples—such as the absence of negative HFSE anomalies (e.g., Zr, Ti, Hf) in primitive mantle-normalized diagrams—indicate that their magmatism is distinct from subduction-related magmatism. Additionally, based on trace element geochemistry, the rocks differ from N-MORB and E-MORB. Specifically, the Nb/Y (0.05–0.17), Th/Tb (0.28–0.89), and Ce/Y (0.5–0.61) ratios in these rocks are higher than those in N-MORB (Nb/Y = 0.08, Th/Tb = 0.17, Ce/Y = 0.27) but lower than in E-MORB (Nb/Y = 0.38, Th/Tb = 1.13, Ce/Y = 0.68), clearly highlighting these differences. The flat REE patterns, lacking significant LREE or HREE enrichment/depletion, along with

trace element ratios such as Zr/Nb and Nb/Th, resemble oceanic plateau basalts (OPB). The low Sm/Yb ratios (<2.5) further support a garnet-free spinel lherzolite mantle source (Çoban, 2007). The low concentrations of incompatible elements such as Zr (113–221 ppm) and Nb (2–6 ppm) suggest a relatively depleted mantle source (Abu-Hamatteh, 2005). Based on TiO₂/Yb and Nb/Yb ratios, the samples plot within the MORB array, indicating derivation from partial melting of a depleted spinel lherzolite mantle (Pearce, 2008). Partial melting modeling using La/Yb, Sm/Yb (Chen et al., 2013), and Nb/Y vs. Th (Saccani et al., 2018) suggests high-degree partial melting (25–30%) of a spinel lherzolite source. In the Zr/Nb vs. Nb/Th diagram (Condie, 2005), which discriminates between MORB, OIB, OPB, and arc basalts (ARC), the samples clearly fall within the OPB field due to their lower Zr/Nb ratios. Thus, the studied basalts belong to oceanic plateau basalts (OPB), where high-degree melting (due to elevated temperatures) of a fertile spinel lherzolite mantle generates large melt volumes, explaining massive basalt eruptions in oceanic settings and the formation of oceanic plateaus.

4.2. Tectonomagmatic scenario and regional interpretation

The geochemical data indicate that these rocks are subalkaline tholeiitic basalts, exhibiting tectonic affinities typical of oceanic plateau basalts (OPB). Radiolarite cherts interbedded with OPB in the Makran mélange indicate a Turonian to early Campanian age, suggesting Late Cretaceous oceanic plateau magmatism on an active oceanic plate (Saccani et al., 2018). The presence of enriched basalts (E-MORB, OPB, and alkaline basalts) in the colored mélange complex strongly indicates mantle plume activity during the Late Cretaceous in this segment of the Neo-Tethys (Barbero et al., 2025; Saccani et al., 2018). E-MORB, P-MORB, and alkaline basalts in the Makran zone may derive from partial melting of a heterogeneous mantle metasomatized by deep OIB components,

erupting at a plume-influenced mid-ocean ridge (Esmacili et al., 2019).

The Makran ophiolitic mélange formed due to northward subduction of a Neo-Tethyan branch beneath the southern Lut Block (Burg, 2018; McCall, 2002). The closure of this oceanic basin led to the obduction of oceanic lithosphere (ophiolitic fragments) and mélange formation. The geochemistry of the studied basalts in the western Makran suggests that OPB was a major component of the Neo-Tethyan oceanic crust during the Late Cretaceous. Their abundance in the study area supports this interpretation, though their prevalence in the mélange may also reflect preferential obduction.

5. Conclusion

Geochemical analysis of the basaltic units within the colored mélange complex east of Rudan reveals that these rocks are sub-alkaline tholeiitic basalts with affinities to oceanic plateau basalts (OPB). This is evidenced by their flat REE patterns, specific trace element ratios (e.g., Nb/Y, Nb/Zr), and their distinct composition, which differentiates them from mid-ocean ridge basalts (MORB) and ocean island basalts (OIB). The data indicate that the parent magma was generated by a high degree (20-30%) of partial melting of a fertile spinel lherzolite mantle source. These findings have significant implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethys oceanic basin in the Makran region. They demonstrate that oceanic plateau basalt was a major component of the Neo-Tethyan oceanic crust during the Late Cretaceous. The presence of these OPB units is interpreted as a result of mantle plume activity, which led to extensive basaltic volcanism and the formation of an oceanic plateau. Subsequently, the northward subduction and closure of this oceanic basin between the Lut and Arabian blocks led to the obduction of these oceanic fragments, incorporating them into the pre-Eocene Makran colored mélange complex.

ژئوشیمی واحدهای بازالتی مجموعه آمیزه رنگین در خاور رودان (جنوب خاور ایران): شواهدی از تحولات ژئودینامیکی حوضه اقیانوسی تیس جوان در منطقه مکران

مرتضی دلاوری*^۱ و فاطمه توکلی^۱^۱ گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

بازالت‌های خاور رودان بخشی از مجموعه آمیزه رنگین باختر مکران را تشکیل می‌دهند که از نظر ژئوشیمیایی دارای ماهیت تولنی‌ایتی هستند. این سنگ‌ها با دارا بودن نسبت‌های $(La/Yb)_N$ بین ۰/۹۱ تا ۱/۸، $(Sm/Yb)_N$ بین ۰/۹۶ تا ۱/۵۵ و $(La/Sm)_N$ بین ۰/۹۰ تا ۱/۳۳، الگوی به نسبت مسطحی از عناصر نادر خاکی را نشان می‌دهند که از این نظر، کاملاً از بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی (E-MORB و N-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) متمایز هستند. از سوی دیگر، ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها و به ویژه برخی نسبت‌های عناصر کمیاب همچون Nb/Y (۰/۰۵ تا ۰/۱۷) و Nb/Zr (۰/۰۱ تا ۰/۰۴) گویای تعلق آن‌ها به بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB) است. مدل‌سازی ذوب بخشی بر اساس تمرکز عناصر کمیاب نشان می‌دهد که ماگمای مادر از ۲۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی بارور مشتق شده است. این یافته‌ها گویای آن است که بازالت‌های OPB بخش مهمی از پوسته اقیانوسی تیس جوان در حوضه مکران طی کرتاسه پسین بوده‌اند. فرورانش و بسته شدن این حوضه اقیانوسی واقع بین بلوک‌های لوت و عربی، به فرارانش بخش‌هایی از سنگ کره (لیتوسفر) اقیانوسی و تشکیل مجموعه آمیزه رنگین مکران از قطعات افیولیتی و غیرافیولیتی در اثر فرایندهای زمین‌ساختی پیش از انوسن انجامیده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۳/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۰۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

بازالت فلات اقیانوسی

آمیزه رنگین

افیولیت

مکران

۱- پیش‌نوشتار

می‌شود رفتاری متفاوت نشان داده و در برابر فرورانش مقاومت کنند (Cloos, 1993). بررسی ژئوشیمیایی واحدهای آذرین، به ویژه بازالت‌ها، در مجموعه‌های آمیزه رنگین می‌تواند اطلاعات مهمی در مورد منشأ آن‌ها (پوسته اقیانوسی عادی، فلات اقیانوسی، یا سنگ‌های وابسته به کمان) و در نتیجه، بازسازی تاریخچه ژئودینامیکی حوضه‌های اقیانوسی قدیمی ارائه دهد (Saccani et al., 2018). با توجه به شواهد موجود در مکران شمالی مبنی بر حضور افیولیت‌های ژوراسیک-کرتاسه، مطالعه حاضر با تمرکز بر ژئوشیمی واحدهای بازالتی مجموعه آمیزه رنگین در خاور رودان، با هدف شناسایی جایگاه زمین‌ساختی اصلی این بازالت‌ها و پیامدهای آن برای تحولات ژئودینامیکی حوضه اقیانوسی تیس جوان در منطقه مکران انجام شده است.

پهنه مکران (شکل ۱-ا)، با روند خاوری-باختری و درازای حدود ۱۰۰۰ کیلومتر از سمت باختر به گسل میناب (در شمال تنگه هرمز) و از سمت خاور به گسل چمن-ارناچ‌نال (در باختر پاکستان) محدود می‌شود. این مجموعه برفرازی (Accretionary Prism)، که از جنوب خاوری ایران تا جنوب باختری پاکستان امتداد دارد، در صفحه فرافروانشی حاصل از فرورانش روبه سوی شمال اقیانوس تیس جوان (سنگ کره

در ژئودینامیک جهانی، فرایندهای فرورانش نقش مهمی در بازیافت مواد سنگ کره‌ای (لیتوسفری)، ماگماتیسیم و تکامل ورقه‌های زمین‌ساختی ایفا می‌کنند. با این حال، فرایند فرورانش تحت تاثیر پدیده‌های مختلف از جمله وجود فلات‌های اقیانوسی است. این فلات‌ها، توده‌های آذرین گسترده و ستبری هستند که بر روی پوسته اقیانوسی عادی تشکیل می‌شوند و معمولاً حاصل فوران‌های آتشفشانی عظیم مرتبط با نقاط داغ، شکل‌گیری توده‌های بزرگ ماگمایی یا فعالیت‌های غیرمعمول پشته‌های اقیانوسی هستند (Coffin and Eldholm, 1994; Floyd, 1989). بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPBs)، از نظر ژئوشیمیایی ویژگی‌های بینابینی از بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) از خود نشان می‌دهند. این بازالت‌ها، که در برخی بازه‌های زمانی از جمله رویداد گسترده ماگمایی کرتاسه فوران کرده‌اند، از طریق درجات بالای ذوب از یک منبع گوشته‌ای از نوع MORB با یک جزء غنی شده از نوع OIB مشتق می‌شوند (Floyd, 1989). از دیدگاه سنگ‌شناسی، بازالت‌های تشکیل‌دهنده فلات‌های اقیانوسی دارای ستبرای بیشتر و شناوری ذاتی بالاتر نسبت به پوسته اقیانوسی عادی هستند که سبب

* نویسنده مسئول: مرتضی دلاوری؛ E-mail: delavari@khu.ac.ir

ماخذنگاری:

دلاوری، م. و توکلی، ف.، ۱۴۰۴، ژئوشیمی واحدهای بازالتی مجموعه آمیزه رنگین در خاور رودان (جنوب خاور ایران): شواهدی از تحولات ژئودینامیکی حوضه اقیانوسی تیس جوان در منطقه مکران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۴)، ۱۳۸-۱. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.530425.2206>

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است. doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.3.0

doi: 10.22071/gsj.2025.530425.2206



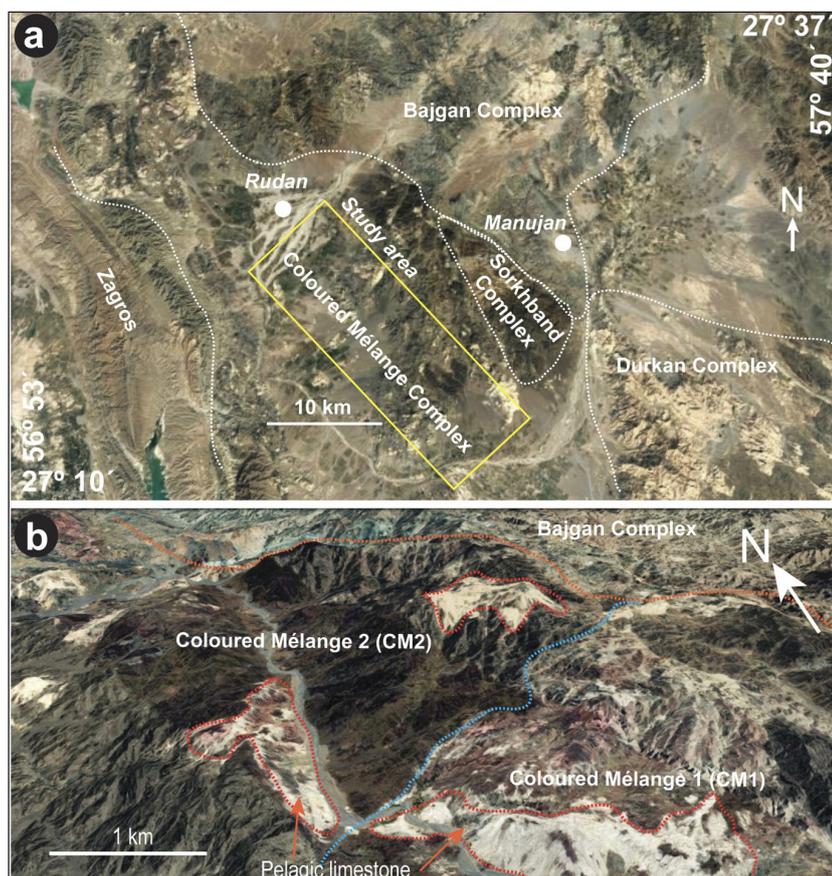
This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

شکل گیری این مجموعه پیش از ائوسن پیشین رخ داده است. از این رو، می توان چنین نتیجه گرفت که فرایندهای زمین ساختمانی منجر به پیدایش مجموعه آمیزه رنگین، در گستره زمانی میان پالئوسن پسین و ائوسن پیشین رخ داده است.

مجموعه آمیزه رنگین دارای تنوعی از سنگ های مختلف بوده و به دلیل تفاوت ماهیت و فراوانی سنگ ها، قابل تفکیک به دو بخش است (شکل ۱- b و شکل ۲- b). در تصاویر ماهواره ای نیز با توجه به تفاوت در ماهیت سنگ ها و رنگ در سطح رخنمون واحدهای آمیزه رنگین Cm1 و Cm2 کاملاً از هم تفکیک می شوند (شکل ۲- b). واحدهای آمیزه رنگین Cm1 بیشتر شامل سنگ های رسوبی شامل ماسه سنگ، سنگ آهک، فیلیت، چرت های رادیولاریتی، کنگلومرا، شیل آهکی و به طور جزئی سنگ های آذرین است. در حالی که واحدهای آمیزه رنگین Cm2 بیشتر شامل سنگ های بازیک شامل بازالت، آندزیت بازالت، گدازه های بالشی و به طور جزئی سنگ های رسوبی پلاژیک و فیلیت هستند. با توجه به فراوانی اجزای آتشفشانی (خرده بلوک های بازالتی افیولیتی) در واحد آمیزه رنگین Cm2 بیشترین تمرکز برای بررسی صحرایی و نمونه برداری بر روی این واحد بوده است. واحدهای رسوبی سنگ آهک پلاژیک و چرت رادیولاریتی دو جزء اصلی تشکیل دهنده واحد Cm1 هستند. در این مجموعه، واحدهای آهکی پلاژیک به رنگ کاملاً روشن متمایز هستند در حالی که چرت های رادیولاریتی به رنگ قرمز تا قرمز متمایل به قهوه ای دیده می شوند. همبری بین این واحدها گاه گسلی است و در مواردی نیز همبری چینه ساختمانی (اولیه) است. ستبرای واحدها از مقیاس متر و چندین متر تا بیش از ده ها متر متغیر است. در رخنمون های مربوط به واحد آمیزه رنگین در منطقه مورد مطالعه حجم واحدهای پریدوتیت-سریانیت نسبت به بازالت و واحدهای رسوبی کمتر است. برخی از رخنمون های پریدوتیتی دارای کانه زایی کرومیتی نیز می باشند. در مقایسه با واحدهای یادشده، حجم اجزای دگرگونی (آمفیولیت و شیست سبز) در مجموعه آمیزه رنگین کمتر است.

مجموعه آمیزه رنگین متشکل از بلوک های بزرگ با اندازه چند متر تا ده ها متر است که در زمان کرتاسه-پالئوسن تشکیل شده است (Saccani et al., 2018). این ملائز شامل انواع زیادی از سنگ های ولکانیک و متاولکانیک است که منشأ آن ها هم از صفحه اقیانوسی فرورونده و هم صفحه بالای پهنه فرورانش است (Saccani et al., 2018). در این پژوهش، به مطالعه بخشی از واحدهای بازالتی افیولیتی درون مجموعه آمیزه رنگین پرداخته شده و سنگ های بازالتی محدوده خاور رودان (شمال خاوری بندرعباس)، به عنوان بخشی از واحدهای آذرین درون مجموعه آمیزه رنگین باختر پهنه مکران، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته اند (شکل ۲). محدوده مورد مطالعه در حدود ۱۲۰ کیلومتری شمال خاوری بندرعباس واقع شده است. این منطقه بین طول های جغرافیایی ۱۵' ۵۷° تا ۲۷' ۵۷° خاوری و عرض های جغرافیایی ۱۲' ۲۷° تا ۳۰' ۲۷° شمالی قرار دارد. محدوده مورد نظر قسمتی از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب (Samimi Namin, 1983) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب (McCall, 1985) است.

مجموعه آمیزه رنگین در مکران شمالی شامل مجموعه ای از بلوک های مختلف بازالت، چرت، سنگ های آهکی، سریانیت، پریدوتیت، گابرو، شیل و واحدهای دگرگونی متاولکانیک با ابعاد چند متر تا چند دسی متر است. حضور سنگ های آهکی آلبین و سنگ آهک های اوایل پالئوسن در مجموعه آمیزه رنگین گزارش شده است (McCall, 1983). از سوی دیگر، مجموعه آمیزه رنگین توسط نهشته های ائوسن پیشین-میانی (اواخر ایپرزین تا لوتسین) به طور ناپیوسته پوشیده شده است (Burg et al., 2013; Dolati, 2010). حضور سنگ آهک های مربوط به کرتاسه پیشین و نیز اوایل پالئوسن، گویای آن است که منطقه مکران دست کم تا اواخر پالئوسن یک حوضه رسوبی فعال بوده و فرایند زمین ساختمانی تشکیل مجموعه آمیزه رنگین هنوز آغاز نشده بود. از سوی دیگر، پوشش ناپیوسته (دگرشیب) رسوبات ائوسن پیشین-میانی بر روی مجموعه آمیزه رنگین، آشکارا نشان می دهد که

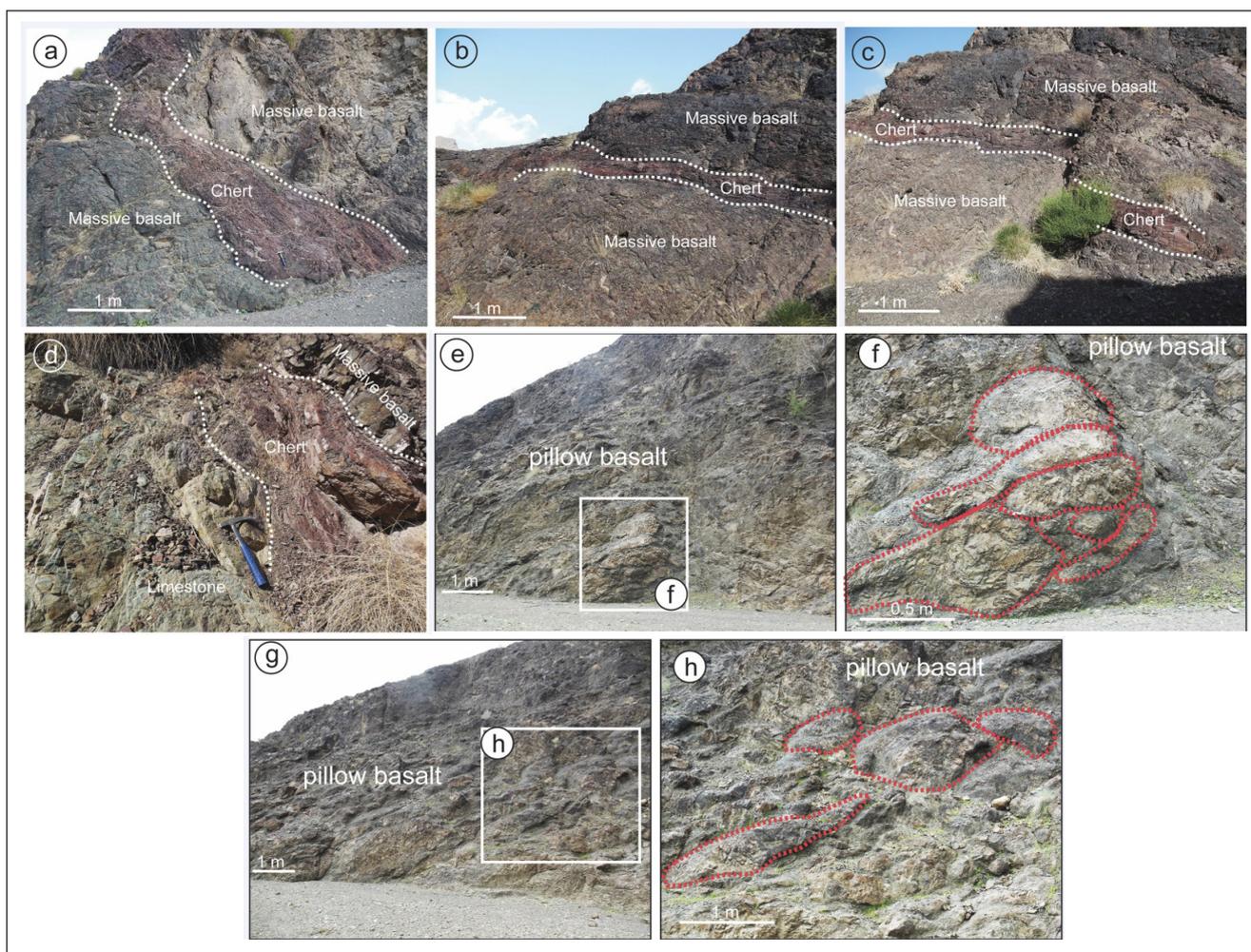


شکل ۲- a) تصویر ماهواره ای منطقه ماوهاره ای منطقه باختر مکران و موقعیت مجموعه آمیزه رنگین (مجموعه آمیزه رنگین) در ارتباط با مناطق اطراف. b) تصاویر ماهواره ای واحدهای آمیزه رنگین Cm1 و Cm2 که به دلیل تفاوت سنگ شناسی به طور کامل از هم مجزا می شوند.

Figure 2- a) Satellite image of the western Makran region, showing the location of the Colored Mélange complex in relation to the surrounding areas. b) Satellite images of the Colored Mélange Cm1 and Cm2, which are clearly distinct from each other due to differences in lithology.

جغین دیده می‌شوند. در این محدوده واحدهای بازالتی خواه به صورت توده‌ای یا به صورت بالشی از رخنمون به‌نسبت گسترده‌ای برخوردار هستند به‌گونه‌ای که برخی از بلوک‌ها گستره‌ای بالغ بر ۱۰ کیلومتر مربع دارند. بازالت‌ها از نظر ریخت‌شناسی نسبتاً فرسایش یافته هستند و تشکیل دهنده ارتفاعاتی هستند که بیشتر نسبت به بخش‌های دامنه و یا کف آبراهه‌ها کمتر از ۱۰۰ متر اختلاف ارتفاع دارند. در این موقعیت نیز همراه با واحدهای بازالتی گاه میان‌لایه‌های رسوبی از جنس چرت رادیولاریتی دیده می‌شود. حضور میان‌لایه‌های چرت رادیولاریتی با توجه به رنگ قرمز آن‌ها کاملاً متمایز هستند. در محدوده جغین رخنمون شایان توجهی از بازالت‌های بالشی دیده می‌شود که در سطح رخنمون با رنگ خاکستری متمایل به تیره تا قهوه‌ای و قهوه‌ای تیره بروزند دارند. اندازه بالش‌ها از کمتر از ۱ متر تا بیش از ۲ متر متغیر است (شکل‌های ۳-۳ تا ۳-۵). در مواردی رسوبات بین‌بالشی (interpillow sediments) گسترش زیادی ندارند که می‌تواند نشان‌دهنده نرخ نسبتاً زیاد فوران باشد. در محدوده جغین نیز گاه اجزای رسوبی همچون آهک پلاژیک گسترش زیادی در سطح رخنمون دارند. این سنگ‌ها، به دلیل مقاومت در برابر فرسایش در برخی موارد توپوگرافی‌های مرتفع منطقه را تشکیل داده‌اند. افزون بر آهک‌های پلاژیک و چرت‌های رادیولاریتی، میان‌لایه‌های رسوبی شیل و ماسه‌سنگی نیز همراه با بازالت‌ها وجود دارند. این سنگ‌ها در مقایسه با دیگر واحدهای توصیف شده، به نسبت حجم کمتری به خود اختصاص می‌دهند.

در شکل ۱-b، نقشه زمین‌شناسی منطقه و جایگاه نمونه‌های برداشت شده نمایش داده شده است. نمونه‌ها بیشتر در دو محدوده برداشت شده‌اند: ۱- محدوده کوه دیلم. ۲- محدوده جغین. در محدوده کوه دیلم، حجم شایان توجهی از واحدهای بازالتی رخنمون دارند. این واحدها که هم به صورت توده‌ای (ماسیو) و هم به صورت بالشی (پیلوبازالت) دیده می‌شوند گاه سبزی‌رنگ از چند ده متری تا بیش از چند صد متری دارند (شکل‌های ۳-a تا ۳-d). این سنگ‌ها در سطح رخنمون و نمونه دستی بافت متراکم تا حفره‌دار دارند و گاه محکم و در مواردی تک‌توزیه هستند. چرت‌های رادیولاریتی یکی دیگر از واحدهای رسوبی هستند که به طور متداول همراه با بازالت‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-a تا ۳-d). افق‌های چرتی بیشتر به صورت میان‌لایه با بازالت‌ها دیده می‌شوند و از این رو، همبری آن‌ها از نوع چینه‌شناختی و اولیه است. افق‌های چرتی سبزی‌رنگی متفاوتی دارند. در برخی موارد سبزی‌رنگ آن‌ها کمتر از ۱ متر است در حالی که گاه با سبزی‌رنگی چند متر و بیش از ده متر نیز دیده می‌شوند. برخی از این چرت‌های رادیولاریتی دارای محتوای فسیلی مناسب برای تعیین سن هستند. در مطالعات پیشین میان‌لایه‌های چرت رادیولاریتی همراه با بازالت‌ها در داخل مجموعه آمیزه رنگین از نظر فسیل‌شناسی بررسی شده و سن کرتاسه پیشین تا کرتاسه پسین (Saccani et al., Late Hauterivian to Late Campanian) به دست آمده است (2018). محدوده جغین شامل رخنمون‌هایی است که در شمال جاده منوجان به سمت



شکل ۳-۳ تا ۳-۵) نمای از رخنمون بازالت‌ها به همراه میان‌لایه‌های چرت رادیولاریتی در محدوده کوه دیلم. e تا h). نمای صحرایی از رخنمون‌های بازالت‌های بالشی (pillow basalt) در محدوده جغین. اندازه بالش‌ها (پیلوها) گاهی تا بیش از ۲ متر نیز می‌رسد.

Figure 3- a-d) Outcrops of basalts interbedded with radiolarite cherts in the Daylam Mountain area. e-h) Field views of pillow basalt in the Jaghin area. The size of the pillows can sometimes exceed 2 meters.

۲- روش پژوهش

این روش برای کلیه اکسیدها حدود ۰/۰۵ درصد وزنی برآورد گردید. افزون بر این، غلظت عناصر فرعی و کمیاب با استفاده از ICP-MS اندازه گیری شد. در این روش، انحلال نمونه‌ها با به کارگیری ترکیبی از اسیدهای مختلف و هضم مایکروویو انجام پذیرفت. حد تشخیص برای این عناصر در محدوده ۰/۰۱ تا ۱ پی پی ام (ppm) بود. برای اطمینان از دقت و صحت نتایج، از نمونه‌های استاندارد مرجع گواهی شده (CRM) و نمونه‌های مرجع (RM) استفاده شد. همچنین، نمونه‌های تکراری و نمونه‌های با نتایج از پیش تعیین شده به عنوان نمونه‌های ناشناخته مورد ارزیابی قرار گرفتند تا خطاهای سیستماتیک و تصادفی بررسی شوند. پس از تصحیح داده‌های مربوط به آهن کل و تفکیک FeO و Fe₂O₃ (Middlemost, 1989)، از نرم‌افزارهای Excel و Adobe Illustrator برای رسم نمودارها و نمایش گرافیکی نتایج استفاده شد.

در این مطالعه، پس از انجام نمونه برداری و بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی با کمترین میزان دگرسانی از واحد CM2 برای آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند (جدول‌های ۱ و ۲). آنالیز نمونه‌ها در آزمایشگاه زرآزمای تهران انجام گرفت. مقدار مواد فرار (LOI) با حرارت دهی مقدار مشخصی از پودر نمونه در کوره الکتریکی در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد و محاسبه اختلاف جرم پیش و پس از حرارت دهی تعیین گردید. مقدار LOI نمونه‌ها بین ۱/۳ تا ۴/۵ درصد وزنی نشان دهنده این است که در نمونه‌های انتخاب شده دگرسانی کم تا متوسط بوده ولی در حد معمول بازالت‌های اقیانوسی است (جدول ۱). سپس پودر نمونه‌ها با استفاده از لیتیم متابورات ذوب شده و در اسید نیتریک رقیق حل شدند. با استفاده از دستگاه ICP-OES غلظت اکسیدهای عناصر اصلی تعیین شد. حد تشخیص

جدول ۱-مقادیر اکسید عناصر اصلی برای سنگ‌های بازالتی مجموعه آمیزه رنگین در خاور رودان، باختر مکران. DL: آستانه تشخیص.

Table 1. Major element oxide contents of basaltic rocks of the colored mélange complex in east of Rudan, western Makran. DL: detection limit.

Sample	DL	MKM-														
		138	141	142	143	151	152	153	154	156	157	158	160	162	166	174*
ICP-OES (wt.%)																
SiO ₂	0.05	51.50	47.69	47.84	64.60	47.93	50.48	49.61	48.17	46.59	46.47	50.70	51.02	49.69	47.71	63.88
TiO ₂	0.05	2.68	3.28	3.23	1.51	2.23	1.55	1.58	2.04	2.06	2.22	1.74	1.73	1.89	2.00	1.52
Al ₂ O ₃	0.05	11.94	12.45	13.04	11.95	13.82	16.05	14.09	12.84	13.04	13.42	14.82	14.44	14.16	14.64	12.48
Fe ₂ O ₃	0.05	1.59	1.82	1.70	0.88	1.53	1.15	1.47	1.52	1.55	1.59	1.20	1.22	1.33	1.43	0.91
FeO	0.05	10.63	12.16	11.35	5.85	10.20	7.68	9.77	10.15	10.33	10.57	7.98	8.15	8.84	9.55	6.04
MnO	0.05	0.19	0.18	0.23	0.11	0.29	0.47	0.18	0.37	0.21	0.20	0.17	0.22	0.20	0.18	0.11
MgO	0.05	4.01	3.11	4.39	2.32	5.93	4.60	5.22	4.67	5.21	5.38	6.50	7.01	6.41	4.86	2.56
CaO	0.05	8.50	10.22	8.86	4.58	9.01	6.34	9.77	11.35	12.72	11.24	9.15	7.33	8.84	10.39	4.17
Na ₂ O	0.05	4.95	4.69	4.63	5.72	4.35	5.95	3.77	4.30	3.33	3.87	3.19	4.12	3.51	3.45	5.77
K ₂ O	0.05	0.08	<	<	<	<	0.17	0.32	<	0.07	<	0.32	0.40	0.33	0.69	0.05
P ₂ O ₅	0.05	0.27	0.38	0.33	0.37	0.21	0.16	0.15	0.19	0.19	0.19	0.13	0.13	0.15	0.21	0.38
LOI	0.05	2.27	2.42	2.93	1.29	3.26	4.52	2.80	3.13	3.46	3.59	3.12	3.28	3.38	3.79	1.42
Total		98.61	98.40	98.54	99.17	98.76	99.12	98.73	98.73	98.76	98.74	99.02	99.06	98.73	98.90	99.28
Mg#		37.2	28.7	37.8	38.4	47.7	48.5	45.6	41.9	44.2	44.4	56.1	57.5	53.2	44.4	40.0

MKM-174* is duplicate of MKM-143

جدول ۲-مقادیر عناصر کمیاب برای سنگ‌های بازالتی مجموعه آمیزه رنگین در خاور رودان، باختر مکران. DL: آستانه تشخیص.

Table 2. Trace element contents of basaltic rocks of the colored mélange complex in east of Rudan, western Makran. DL: detection limit.

Sample	DL	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	
		138	141	142	143	151	152	153	154	156	157	158	160	162	166	174*
ICP-MS (ppm)																
Zn	1	139	136	152	99	119	101	111	114	108	121	102	104	124	103	95
Cu	1	63	58	54	48	76	42	67	71	57	66	58	70	56	45	38
Sc	0.5	36.8	38	40.4	22.1	42.7	44.7	39.9	41.7	39.7	42.2	41	44.7	41.2	43.2	23.1
Ni	1	117	71	79	20	76	105	46	62	66	58	38	36	29	31	22
Co	1	37	32.8	41.1	14.7	43	39.5	37	38.1	38.8	40.9	38.4	44	37.5	35.7	19.1
Cr	1	120	91	116	36	133	189	118	131	121	111	118	94	95	148	34
V	1	361.5	379.5	357	223.5	448.5	400.5	475.5	342	354	361.5	460.5	469.5	483	472.5	216

ادامه جدول ۲- مقادیر عناصر کمیاب برای سنگ‌های بازالتی مجموعه آمیزه رنگین در خاور رودان، باختر مکران. DL: آستانه تشخیص.

Continued from Table 2. Trace element contents of basaltic rocks of the colored mélange complex in east of Rudan, western Makran. DL: detection limit.

Sample	DL	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-	MKM-
		138	141	142	143	151	152	153	154	156	157	158	160	162	166	174*
ICP-MS (ppm)																
Ba	1	30.16	187.92	15.08	78.88	26.68	70.76	452.4	42.92	45.24	32.48	41.76	62.64	26.68	51.04	31.32
Pb	1	11	4	4	14	3	13	4	3	9	3	2	11	8	4	14
Rb	1	12	12	12	6	12	36	36	12	12	6	24	42	18	96	6
Sr	1	109.08	95.64	120	60.72	108.6	285.6	184.8	108.24	95.4	108.48	230.4	218.4	126	214.8	90.6
Y	0.5	49.2	60.9	58.2	84.9	39.9	30.9	30	38.8	37.5	40.3	29.3	31.4	33.5	43.2	91.7
Zr	5	179.2	210	221.2	541.8	154	120.4	126	119	130.2	127.4	130.2	135.8	113.4	173.6	522.2
Nb	1			1.82	11.9	1.82	3.22	2.94					5.04	3.5	3.08	3.78
La	1	8.4	12	10.8	20.4	6	7.2	6	7.2	7.2	7.2	4.8	4.8	6	7.2	22.8
Ce	0.5	31.2	38.4	38.4	72	22.8	20.4	20.4	24	22.8	24	19.2	19.2	21.6	24	76.8
Pr	0.05	3.59	4.99	4.98	8.70	3.13	2.44	2.44	3.08	2.76	2.92	2.27	2.25	2.45	3.00	8.47
Nd	0.5	18.3	24.5	25	37.7	14.7	12.4	10.9	14.6	13.8	15.4	10.2	10.9	11.5	14.3	39.2
Sm	0.02	5.96	7.35	7.68	11.72	5.4	4.05	3.75	5.1	4.57	5.14	3.46	3.29	3.91	4.77	11.1
Eu	0.1	2.05	2.63	2.5	2.69	1.88	1.42	1.42	1.63	1.67	1.65	1.45	1.46	1.5	1.71	2.44
Gd	0.05	5.85	7.48	7.45	10.7	5.18	4.26	3.81	5.19	4.98	5.16	4.1	3.8	4.12	4.55	9.87
Tb	0.1	1.06	1.43	1.48	1.95	1.03	0.82	0.76	1.04	0.98	0.99	0.76	0.81	0.8	0.93	1.73
Dy	0.02	8.89	10.53	11.12	15.38	8.14	6.15	5.57	7.88	6.47	7.17	5.75	6.39	5.85	7.61	15.3
Er	0.05	6.36	7.66	7.75	10.98	5.6	3.97	4.44	5.1	4.9	4.77	3.89	3.98	3.67	5.13	10.35
Tm	0.1	0.72	0.89	0.97	1.34	0.7	0.56	0.52	0.8	0.59	0.62	0.54	0.51	0.51	0.66	1.3
Yb	0.05	5.6	6.6	6.4	8.4	4.6	3.5	3.9	4.5	4.4	4.7	3.7	3.8	4	4.9	9.1
Lu	0.1	0.91	1.05	1.08	1.55	0.91	0.53	0.55	0.72	0.7	0.66	0.55	0.53	0.57	0.69	1.5
Hf	0.5	4.95	5.53	6.3	12.21	4.68	3.85	3.55	3.19	4.21	3.78	3.67	3.3	2.81	4.08	10.71
Ta	0.1	0.13	0.15	0.19	0.67	0.13	0.41	0.29	0.11	<0.1	0.12	0.33	0.34	0.25	0.32	0.39
Th	0.1	0.56	0.67	0.64	1.43	0.4	0.23	0.68	0.44	0.36	0.34	0.34	0.31	0.27	0.42	1.28
U	0.1	0.2	0.2	0.2	0.5	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.5
FeOt		12.52	14.38	13.48	6.78	12.12	9.21	11.56	12.05	12.31	12.61	9.44	9.66	10.52	11.40	7.00
Nb/Y				0.03	0.14	0.05	0.10	0.10				0.17	0.11	0.09	0.09	0.06
Zr/Y		3.64	3.45	3.80	6.38	3.86	3.90	4.20	3.07	3.47	3.16	4.44	4.32	3.39	4.02	5.69
Zr/Ti		0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
Ta/Yb		0.02	0.02	0.03	0.08	0.03	0.12	0.07	0.02		0.03	0.09	0.09	0.06	0.07	0.04
Nb/Yb				0.28	1.42	0.40	0.92	0.75				1.36	0.92	0.77	0.77	0.65
Th/Yb		0.10	0.10	0.10	0.17	0.09	0.07	0.17	0.10	0.08	0.07	0.09	0.08	0.07	0.09	0.14
Eu/Eu*		1.05	1.07	1.00	0.72	1.07	1.04	1.14	0.96	1.06	0.97	1.17	1.26	1.13	1.11	0.70
(La/Sm) _N		0.91	1.05	0.91	1.12	0.72	1.15	1.03	0.91	1.02	0.90	0.90	0.94	0.99	0.97	1.33
(Sm/Yb) _N		1.18	1.24	1.33	1.55	1.30	1.29	1.07	1.26	1.15	1.22	1.04	0.96	1.09	1.08	1.36
(La/Yb) _N		1.08	1.30	1.21	1.74	0.94	1.48	1.10	1.15	1.17	1.10	0.93	0.91	1.08	1.05	1.80

MKM-174* is duplicate of MKM-143

۳- داده‌ها و اطلاعات

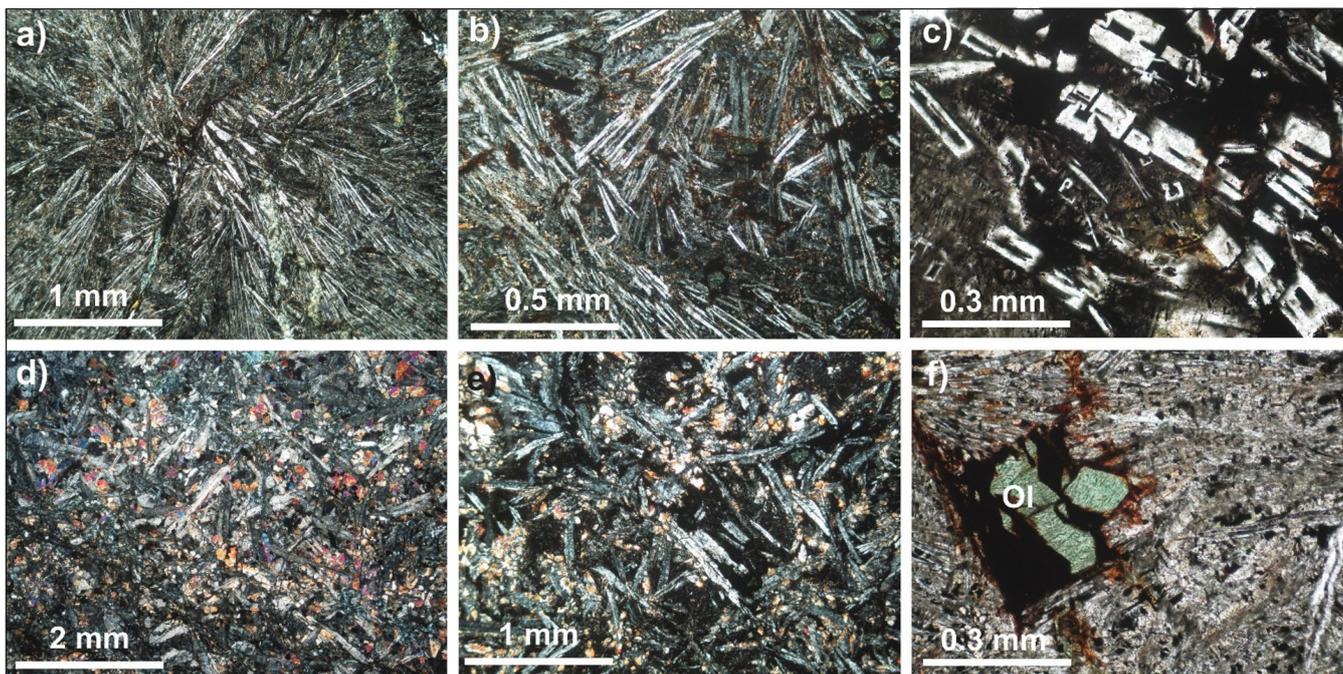
۳-۱- سنگ‌نگاری

افیتیک و ویتروفیریک اشاره کرد (شکل ۴). افزون بر پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن که جزو کانی‌های متداول بوده و به صورت فنوکریست تا میکروفنوکریست دیده می‌شوند، خمیره سنگ ممکن است بخشی توسط مواد کریستوکریستالین (شیشه) و بخشی توسط کانی‌های ریزبلور اشغال شود (بافت اینترسرتال). در چنین مواردی

نمونه‌های بازالتی منطقه با توجه به تنوع شرایط و سرعت سرد شدن متفاوت مذاب در بخش‌های میانی تا حاشیه‌ای روانه گدازه و بالش‌ها، دارای تنوع بافتی شایان توجهی هستند. از جمله بافت‌های متداول می‌توان به بافت‌های اینترسرتال، اینترگرانولار، ساب-

که سبب تشکیل مجموعه‌های اسفرولیتی یا بادبزی می‌شود (شکل‌های ۴-ا و b). این پدیده ناشی از سرد شدن سریع مذاب است و در بخش حاشیه‌ای روانه‌ها یا بالش‌های بازالتی متداول‌تر است. بدیهی است با نزدیک‌تر شدن به بخش حاشیه‌ای روانه بازالتی، سرعت سرد شدن گدازه بازالتی بیشتر بوده و حضور خمیره و تریک یا کریپتو کریستالین پررنگ‌تر خواهد بود. یکی دیگر از آثار سرد شدن خیلی سریع مذاب، شکل‌گیری پلاژیو کلازهای اسکلتی است (شکل ۴- c). در بخش‌های داخلی روانه‌ها که سرعت سرد شدن آهسته‌تری را تجربه کرده‌اند، خمیره دانه‌درشت‌تر و تا حدودی تمام‌متبلور (هلو کریستالین) شکل می‌گیرد (بافت اینترگرانولار) (شکل‌های ۴- d و e).

معمولاً شیشه و ریزبلورهای کانی‌های فرومنیزین فضای بین بلورهای کشیده و طویل پلاژیو کلاز که گاه رشد شعاعی دارند را پر می‌کنند (شکل‌های ۴- a و b). در مواردی نیز ممکن است خمیره سنگ هلو کریستالین و ریزبلور باشد که در آن کانی‌های فرومنیزین به ویژه کلینوپیروکسن و همچنین اکسیدهای آهن-تیتان فضای بین بلورهای پلاژیو کلاز را پر می‌کنند (شکل‌های ۴- d و e). در برخی حالات نیز کلینوپیروکسن در خمیره سنگ ممکن است رشد نموده و به صورت بخشی یا کامل میکرولیت‌های پلاژیو کلاز را احاطه نماید و بافت ساب‌افیتیک تشکیل شود. یکی از ویژگی‌های بافتی بازالت‌های اقیانوسی، رشد شعاعی بلورهای پلاژیو کلاز است



شکل ۴- a و b) بافت اینترسرتال در بازالت‌ها که در آن فضای بین میکرولیت‌های پلاژیو کلاز توسط کانی‌های فرومنیزین و شیشه پر شده است. c) بافت اسکلتی در پلاژیو کلاز که می‌تواند در شرایط سرد شدن خیلی سریع شکل گیرد. d و e) بافت اینترگرانولار که در آن فضای نامنظم بین میکرولیت‌های پلاژیو کلاز توسط کانی‌های فرومنیزین به ویژه کلینوپیروکسن پر شده است. f) قالب باقی‌مانده از یک فنوکریست کاملاً دگرسان شده الوین در بازالت‌ها.

Figure 4- a, b) Intersertal texture in basalts, where the spaces between plagioclase microlites are filled with ferromagnesian minerals and glass. c) Skeletal texture in plagioclase, which can form under extremely rapid cooling conditions. d, e) Intergranular texture, where the irregular spaces between plagioclase microlites are filled with ferromagnesian minerals, particularly clinopyroxene. f) Relic mold of a completely altered olivine phenocryst in basalts.

موارد کم و بیش دگرسانی نشان می‌دهند. محصول عمدتاً دگرسانی آن کانی‌های رسی یا سریست است و در مواردی کلسیتی شدن نیز دیده می‌شود. همچنین در برخی موارد این کانی دارای شواهد غیر تعادلی مانند بافت غربالی و تحلیل یافتگی یا حواشی انحلالی است. بافت اسکلتی نیز از جمله پدیده‌های متداول در بلورهای پلاژیو کلاز در تعدادی از نمونه‌هاست.

– **کلینوپیروکسن:** کلینوپیروکسن جزو مهم‌ترین کانی‌های فرومنیزین در بازالت‌های منطقه است که به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرند. این کانی به طور معمول ترکیب اوزیتی دارد. اندازه بلورها اغلب کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر است. در برخی نمونه‌ها این کانی به کلریت دگرسان شده است.

از دیدگاه کانی‌شناختی و فراوانی مودال کانی‌ها، پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی سازنده بازالت‌های منطقه مورد مطالعه هستند. الوین فراوانی شایان توجهی ندارد و مشاهده الوین‌های سالم به ندرت امکان‌پذیر است. گرچه در مواردی قالب‌هایی دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد مربوط به الوین باشند (شکل ۴- f). اکسیدهای آهن-تیتان نیز معمول‌ترین فاز فرعی در نمونه‌ها هستند. ویژگی‌های کانی‌شناسی این سنگ‌ها به قرار زیر است:

– **پلاژیو کلاز:** پلاژیو کلاز فراوان‌ترین کانی در بازالت‌های مورد مطالعه است که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به صورت‌های میکروفونوکریست، میکرولیت و بلورهای نازک و طویل با رشد منظم شعاعی یا رشد نامنظم دیده می‌شوند. این کانی گاهی تا بیش از نیمی از حجم سنگ را در بر می‌گیرد. اندازه یا طول بلورهای پلاژیو کلاز از ۰/۴ تا بیش از ۱ میلی‌متر متغیر است. بلورهای پلاژیو کلاز در بیشتر

داده‌های ژئوشیمیایی گویای ترکیب بازالتی نمونه‌ها و ماهیت ساب‌آلکان (تولتی ایتی) آن‌هاست. در این نمونه‌ها مقدار $Mg\#$ از ۲۸/۷ تا ۵۷/۵ متغیر است. همچنین تمرکز FeO_T بین ۶/۸ تا ۱۴/۴ درصد وزنی است. از طرفی تمرکز TiO_2 بین مقدار متوسط تا نسبتاً زیاد (۱/۵ تا ۳/۳ درصد وزنی) است. از نظر تمرکز عناصر آلکان، نمونه‌های بیشتر ماهیت سدیمی دارند چراکه مقدار K_2O (۰/۷ تا ۰/۱۷ درصد وزنی) در قیاس با مقدار Na_2O (۳/۲ تا ۵/۹۵ درصد وزنی) بسیار کمتر است. تمرکز پایین عناصر سازگار همچون Mg (۲/۳۷ تا ۷/۳ درصد وزنی)، Ni (۲۰ تا ۱۱۷ پی‌پی‌ام)، Cr (۳۶ تا ۱۸۹ پی‌پی‌ام) و Sc (۲۲ تا ۴۴/۷ پی‌پی‌ام) و پایین بودن $Mg\#$ نشان‌دهنده تحول مذاب و فاصله شایان توجه با مذاب‌های اولیه است (Wilson, 1989).

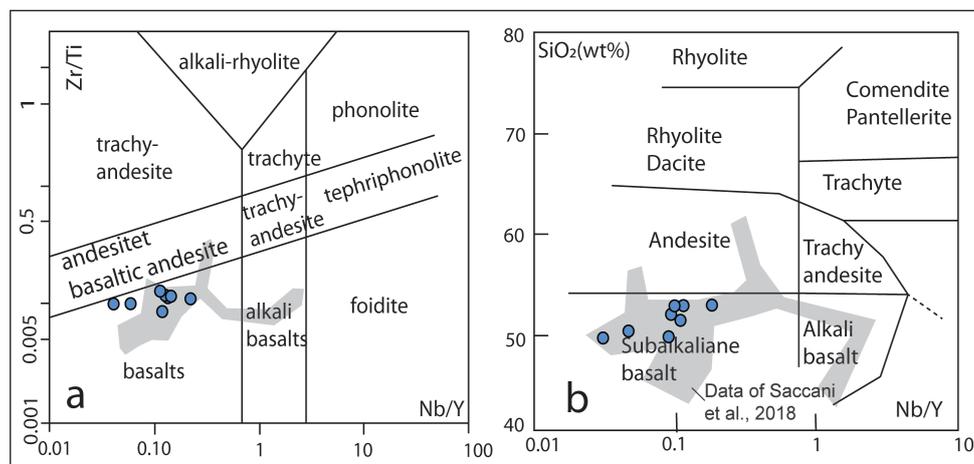
در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)، نسبت $(La/Yb)_N$ بین ۰/۹۱ تا ۱/۸، نسبت $(Sm/Yb)_N$ بین ۰/۹۶ تا ۱/۵۵ و نسبت $(La/Sm)_N$ بین ۰/۹۰ تا ۱/۳۳ تغییر می‌کنند. این نسبت‌ها نشان‌دهنده الگوی عناصر نادر خاکی به نسبت مسطح است (شکل ۶- a). نبود تهی‌شدگی شایان توجه عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) در الگوهای یاد شده با منشا گرفتن مذاب از گوشته ژرف گارنت‌لرزولیتی سازگاری ندارد و از این نظر بازالت‌های منطقه، کاملاً متمایز از بازالت‌های مورب غنی شده (E-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) هستند؛ چراکه E-MORB و OIB با نسبت بالای LREE/HREE و همچنین الگوی عناصر نادر خاکی پرشیب با شیب منفی مشخص می‌شوند. از سوی دیگر، نبود تهی‌شدگی LREE نسبت به HREE نیز سبب می‌شود که نمونه‌های بازالتی مطالعه شده مشابهت زیادی با مورب عادی (N-MORB) نداشته باشند. در N-MORB نسبت LREE/HREE کمتر از یک بوده و الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده آن‌ها یک شیب مثبت نشان می‌دهند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه (شکل ۶- b)، عناصر دارای قدرت میدان بالا (HFSE) همچون عناصر نادر خاکی، Ti ، Zr ، Hf و P نسبت به عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) یون بزرگ (LILE) قدری تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در برخی از نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی Str دیده می‌شود که به احتمال زیاد ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز است.

— **الیون:** الیون دیگر کانی فرومیزین قابل انتظار در سنگ‌های بازالتی است. گرچه همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد به ندرت ممکن است این کانی به صورت فنوکریست یا میکروفنوکریست سالم در نمونه‌های بازالتی منطقه دیده شود. در صورت حضور یا ممکن است کاملاً دگرسان شده باشد (دگرسانی به کلریت، سربانتین، ایدنگسیت یا کانی‌های کدر) یا این که از نظر فراوانی و اندازه بلورها مورد توجه نباشد.

— **کانی‌های کدر (اپک):** کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن-تیتان) از جمله کانی‌های فرعی معمول در سنگ‌های بازالتی منطقه هستند که به صورت ریز بلور در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. این کانی بیشتر در خمیره سنگ حضور داشته و به طور عموم اندازه کمتر از ۰/۵ تا ۰/۲ میلی‌متر دارند. حضور این کانی‌ها بیشتر در فضای بین بلورهای دیگر دیده می‌شود البته ممکن است به صورت ادخال در داخل کانی‌های دیگر نیز وجود داشته باشند. این کانی‌ها ممکن است منشا اولیه داشته باشند یعنی از مذاب متبلور شده باشند و یا ممکن است منشا ثانویه داشته و از دگرسانی کانی‌های فرومیزین مانند الیون و پیروکسن برجای مانده باشند. در برخی نمونه‌ها نیز کانی‌های کدر رشد سوزنی یا دندردیتی نشان می‌دهند.

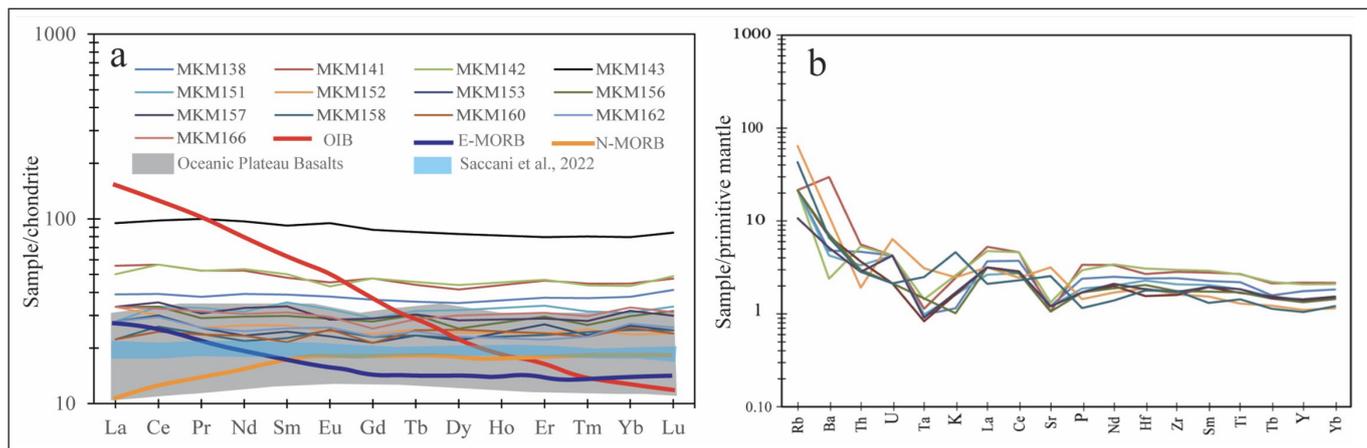
۳-۲- ژئوشیمی

اگرچه تا حد امکان تلاش شد که نمونه‌هایی با کمترین مقدار دگرسانی برای آنالیز شیمیایی انتخاب شوند، اما میزان LOI (۱/۲۹-۴/۵۲ درصد وزنی) نشانگر بالا بودن دگرسانی در برخی از نمونه‌هاست. بنابراین جهت اطمینان از درستی روش‌های رده‌بندی، از رده‌بندی‌های مبتنی بر داده‌های عناصر فرعی و کمیاب نامتحرک استفاده شده است؛ چرا که این عناصر از تحرک پایین برخوردارند، بنابراین تمرکز آن‌ها در سنگ کمتر تحت تاثیر فرایندهای ثانویه همچون هوازدگی و دگرسانی قرار می‌گیرد. در همین راستا، بر اساس تغییرات نسبت Nb/Y در برابر نسبت Zr/Ti (Pearce, 1996)، سنگ‌های منطقه در محدوده بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵- a). همچنین در نمودار طبقه‌بندی بر مبنای تغییرات نسبت Nb/Y در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) نیز نمونه‌ها در محدوده بازالت ساب‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۵- b). بنابراین



شکل ۵- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه. (a) نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Pearce, 1996). (b) نمودار SiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 5. Chemical classification of the studied rocks. a) Zr/Ti versus Nb/Y diagram (Pearce, 1996). b) SiO_2 versus Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977).



شکل ۶- (a) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). (b) نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). مقادیر OIB و N-MORB، E-MORB و همچنین Oceanic Plateau Basalts (Fitton and Godard, 2004; Hastie et al., 2008; Hauff et al., 2000) و بازالت‌های OPB مکران (Saccani et al., 2022) برای مقایسه آمده است.

Figure 6- a) Chondrite-normalized rare earth element (REE) pattern (Sun and McDonough, 1989). b) Primitive mantle-normalized multi-element diagram (Sun and McDonough, 1989). N-MORB, E-MORB, and OIB values (Sun and McDonough, 1989), as well as Oceanic Plateau Basalts (Fitton and Godard, 2004; Hastie et al., 2008; Hauff et al., 2000) and the Makran OPB (Saccani et al., 2022), are provided for comparison.

۴- بحث

۴-۱- ویژگی‌های منشا گوشته‌ای و شرایط ذوب بخشی

این سنگ‌هاست (Çoban, 2007). از این رو، یک منشا گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی می‌تواند به عنوان منشا گوشته احتمالی بازالت‌های منطقه در نظر گرفته شود. از سوی دیگر، تمرکز پایین عناصر ناسازگاری همچون Zr (۱۱۳-۲۲۱ ppm) و Nb (۲-۶ ppm) در بازالت‌های مورد مطالعه شواهدی بر منشا گوشته‌ای نسبتاً تهی شده است (Abu-Hamattah, 2005). افزون بر این که نسبت‌های TiO_2/Yb و Nb/Yb نیز می‌توانند گوشته تهی شده منشا مورب را از گوشته غنی منشا OIB متمایز نمایند. به این صورت که این نسبت‌ها در مذاب‌های نشات گرفته از گوشته منشا OIB مقدار بالاتری دارند (Pearce, 2008). در همین راستا، قرارگیری نمونه‌ها در آرایه مورب (شکل ۷) نشان می‌دهد که آن‌ها از ذوب بخشی یک گوشته نسبتاً تهی شده رخساره اسپینل لرزولیتی حاصل شده‌اند (Pearce, 2008).

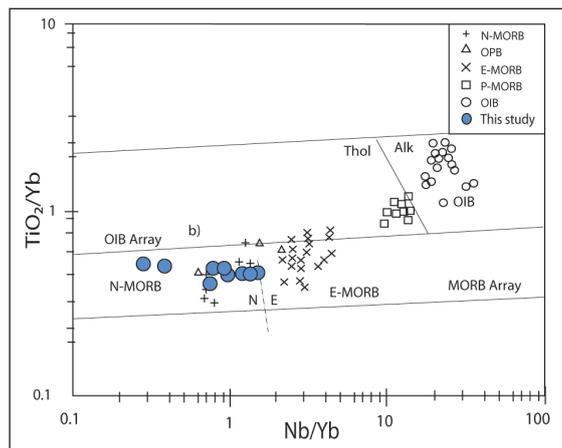
برای استنباط درجه ذوب بخشی منشا گوشته‌ای و همچنین کانی‌شناسی آن، از فراوانی نسبت عناصر کمیاب همچون Sm/Yb و La/Yb استفاده شده است (Chen et al., 2013). با توجه به تفاوت در شدت ناسازگاری این عناصر و همچنین سازگاری Yb در گارنت، بدیهی است این نسبت‌ها می‌توانند ردپایی از کانی‌شناسی منشا گوشته‌ای و همچنین درجه ذوب بخشی آن را منعکس سازند. به این صورت که حضور گارنت در گوشته می‌تواند سبب بالا رفتن این نسبت‌ها شده و از سوی دیگر، افزایش درجه ذوب بخشی سبب کاهش این نسبت‌ها شود. بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه با ذوب بخشی بالا (بین ۲۰ تا ۳۰ درصد) از یک گوشته اسپینل لرزولیتی سازگاری دارند (شکل ۸-ا). همچنین، در مدل‌سازی انجام شده بر اساس نسبت Nb/Y در برابر Th (شکل ۸-ب)، منشاهای گوشته‌ای مختلف از جمله گوشته رخساره اسپینل نوع DMM، گوشته اسپینل لرزولیت بارور، گوشته رخساره اسپینل نوع OIB و گوشته رخساره گارنت نوع OIB مورد بررسی قرار گرفته‌اند. افزون بر این، روندهای تبلور تفریقی و نوع کانی‌های تفریق شونده نیز نمایش داده شده‌اند. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، کلیه نمونه‌ها درصد شایان توجیهی از تحول ماگمایی را متحمل شده‌اند. با این حال بر اساس روند تبلور تفریقی یاد شده، اگر از تحول ماگمایی صرف‌نظر نموده و ترکیب ماگمای اولیه را ملاک عمل قرار دهیم، بیشتر نمونه‌ها با ذوب بخشی

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های بازالتی مجموعه آمیزه رنگین خاور رودان از جمله نبود بی‌هنجاری منفی عناصر HFS همچون Ti، Zr و Hf در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۶-ب)، ماگمای پدید آورنده این سنگ‌ها متمایز از ماگماتیسیم مرتبط با مناطق فرورانشی است. همچنین براساس ژئوشیمی کمیاب (شکل ۶-ا)، سنگ‌های منطقه با بازالت‌های N-MORB و E-MORB تفاوت دارند. به طور خاص، نسبت‌های Nb/Y (0.05-0.17) و Th/Tb (0.28-0.89)، Ce/Y (0.5-0.61) در سنگ‌های منطقه که بالاتر از نسبت‌های مشاهده شده در N-MORB ($Nb/Y = 0.08$, $Th/Tb = 0.17$, $Ce/Y = 0.27$) و کمتر از E-MORB ($Nb/Y = 0.38$, $Th/Tb = 1.13$, $Ce/Y = 0.68$) است، آشکارا نشانگر این تفاوت‌هاست. تفاوت‌های یاد شده همچون تمرکز بالاتر Th ، Nb و LREE در بازالت‌های منطقه در مقایسه با N-MORB نمی‌تواند تنها نتیجه میزان ذوب بخشی کمتر از یک گوشته منشا N-MORB یا در نتیجه تبلور تفریقی باشد، زیرا چنین فرایندهایی نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE را نسبت به ترکیب منشا به‌طور شایان توجیهی تغییر نمی‌دهند (Saccani et al., 2018). از سوی دیگر، الگوهای REE بسیار مسطح (شکل ۶-ا) که فاقد غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی مشخصی از عناصر LREE و HREE هستند، همزمان با برخی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب از جمله نسبت‌های Nb/Th و Zr/Nb ، نشانگر تشابه با بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB) است (Fitton and Godard, 2004; Hastie et al., 2008; Hauff et al., 2000). در مجموعه دگرگونی دیادر مکران شمالی، ترکیب شیمیایی سنگ اولیه (پروتولیت) بخشی از سنگ‌های دگرگونی (شیست آبی) و ویژگی‌های OPB نشان می‌دهند (Saccani et al., 2022). در این مورد نتیجه‌گیری شده است که منشا گوشته‌ای این سنگ‌ها از DMM غنی‌شده‌تر است.

نبود تهی‌شدگی HREE در سنگ‌های بازالتی منطقه نشان‌دهنده عدم حضور گارنت و حضور اسپینل در منشا گوشته‌ای این سنگ‌هاست. پایین بودن نسبت Sm/Yb (کمتر از ۲/۵) نیز یک شاهد ژئوشیمیایی برای عدم حضور گارنت در منشا گوشته‌ای

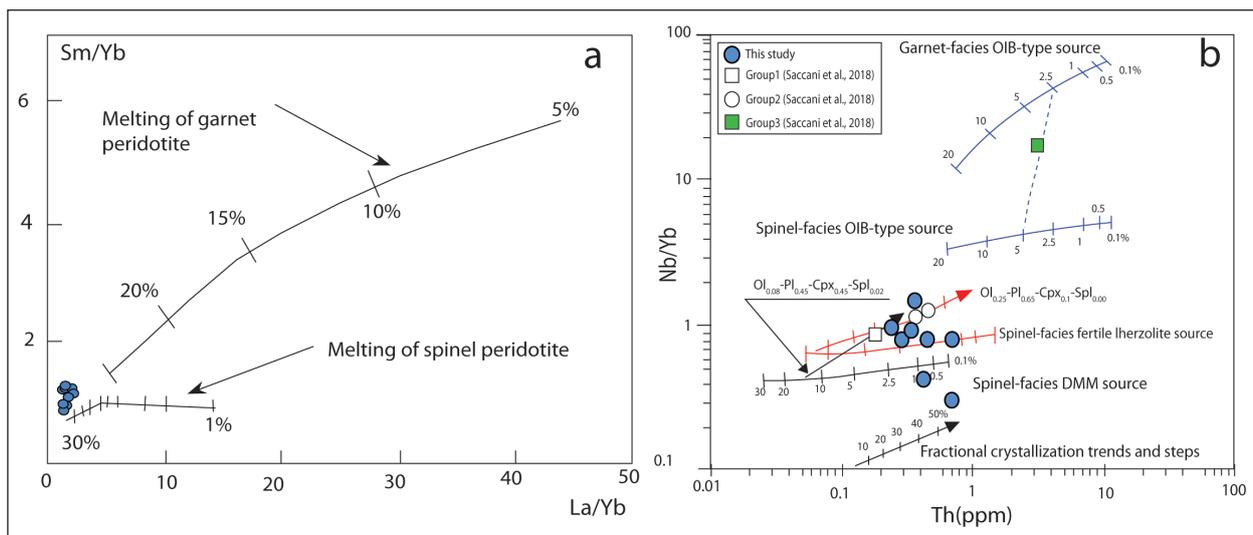
با دمای بالقوه بسیار بالا (بیش از ۱۵۰۰ درجه سانتی گراد) تحت تأثیر فعالیت یک پلوم گوشته‌ای بوده است (Fitton and Godard, 2004). بنابراین نتیجه می‌شود که نمونه‌های بازالتی مطالعه شده به بازالت‌های فلات‌های اقیانوسی (OPB) تعلق دارند که در آن‌ها ذوب بخشی درجه بالای (به دلیل دمای زیاد) یک منشا گوشته لرزولیتی بارور در رخساره اسپینل لرزولیت حجم زیادی از مذاب تولید می‌کند. این حجم زیاد مذاب توضیح دهنده فوران‌های عظیم بازالت در برخی نقاط از محیط‌های اقیانوسی است که در نهایت سبب شکل‌گیری «فلات‌های اقیانوسی» می‌شود.

بین ۲۰ تا ۳۰ درصد از یک گوشته اسپینل لرزولیتی بارور همخوانی دارند. بنابراین بر اساس این مدل‌سازی‌ها، نمونه‌های منطقه حاصل درصد ذوب بخشی بالا از یک گوشته اسپینل لرزولیتی هستند. چنین سناریویی در بازالت‌های فلات‌های اقیانوسی مورد اشاره قرار گرفته است. به طور مثال، در فلات اقیانوسی اوتونگ جاوا (OJP) مدل‌سازی ذوب بخشی بر مبنای عناصر ناسازگار، میزان بالای ذوب بخشی (حدود ۳۰ درصد) را نشان داده و این گونه تفسیر شده است که این درجه بالای ذوب، نشان‌دهنده کاهش فشار در زیر سنگ‌کره بسیار نازک و در نتیجه وجود گوشته‌ای



شکل ۷- قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در آرایه مورب بر اساس نمودار TiO_2/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008) که در آن نمونه‌های دیگری از مورب عادی (N-MORB)، مورب غنی (E-MORB)، مورب نوع پلوم (P-MORB)، بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) و بازالت فلات اقیانوسی (OPB) جهت مقایسه نمایش داده شده است (Saccani et al., 2022).

Figure 7. The studied samples plotted on the MORB array based on the TiO_2/Yb vs. Nb/Yb diagram (Pearce, 2008), where other samples from normal MORB (N-MORB), enriched MORB (E-MORB), plume-type MORB (P-MORB), oceanic island basalt (OIB), and oceanic plateau basalt (OPB) are also shown for comparison (Saccani et al., 2022).



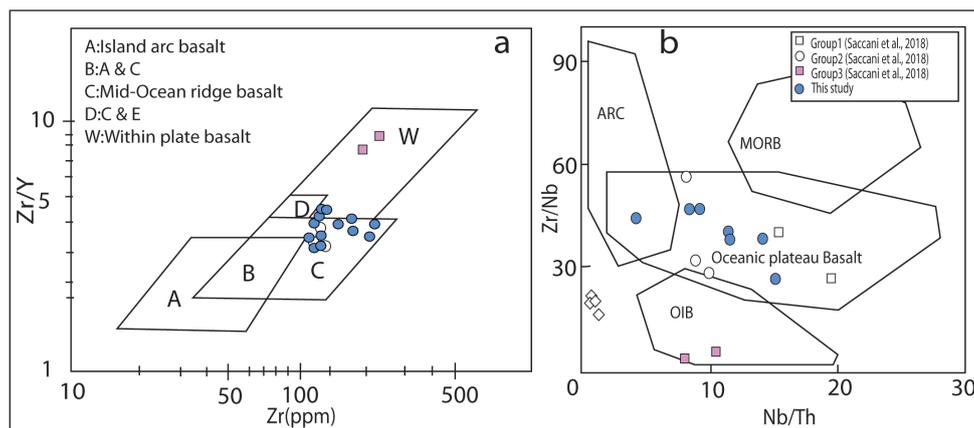
شکل ۸- مدل‌سازی فرایند ذوب بخشی بر اساس فراوانی عناصر کمیاب در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه. (a) نمودار La/Yb در برابر Sm/Yb (Chen et al., 2013). (b) نمودار Nb/Yb در برابر Th (Saccani et al., 2018).

Figure 8. Modeling the partial melting process based on trace element abundance in the studied basaltic rock. a) La/Yb vs. Sm/Yb diagram (Chen et al., 2013). b) Nb/Yb vs. Th diagram (Saccani et al., 2018).

۲-۴- جایگاه زمین‌ساختی

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های بازالتی بر اساس تمرکز عناصر کمیاب، ابتدا باید به نقش این عناصر در تفکیک و تمایز محیط‌های زمین‌ساختی مختلف اشاره کرد. در این میان به ویژه عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) به دلیل قابلیت تحرک پایین در طی فرایندهای دگرسانی و هوازدگی (مانند Nb, Ta, Th, Zr, Y)، برای تشخیص خاستگاه ماگمایی و تمایز محیط‌های زمین‌ساختی بسیار مفید هستند. در این خصوص، نمودارهای مختلفی برای بازالت‌ها ارائه شده است. از جمله این‌ها، نمودار نسبت Zr/Y در برابر Zr برای جهت تفکیک بین بازالت‌های MORB، بازالت‌های جزایر

کمانی و بازالت‌های درون صفحه‌ای است (Pearce and Norry, 1979). در این نمودار (شکل ۹-ا) نمونه‌های بازالتی منطقه در محدوده MORB قرار گرفته‌اند. با این حال، همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، تفاوت معنی‌داری بین بازالت‌های مورد پژوهش و MORB وجود دارد. در نمودار Zr/Nb در برابر Nb/Th که محدوده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB)، بازالت جزایر اقیانوسی (OIB)، بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB) و بازالت‌های قوسی (ARC) از هم تفکیک شده‌اند (Condie, 2005)، نمونه‌ها به دلیل نسبت پایین‌تر Zr/Nb آشکارا در محدوده OPB قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب).



شکل ۹- نمودارهای تمایز زمین‌ساختی. (a) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979). (b) نمودار Nb/Th در برابر Zr/Nb (Condie, 2005).

Figure 9. Tectonic setting discrimination diagrams. a) Zr vs. Zr/Y plot (Pearce and Norry, 1979). b) Nb/Th vs. Zr/Nb plot (Condie, 2005).

آن‌ها ویژگی‌های آشکار ماگماتیسیم بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB) را نشان می‌دهند. چرت‌های رادیولاریتی میان لایه با بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB) در مجموعه آمیزه رنگین مکران، سن توروین پیشین تا کمپانین پیشین را نشان داده‌اند. این بدان معناست که ماگماتیسیم فلات اقیانوسی در طی کرتاسه پسین در صفحه اقیانوسی فعال بوده است (Saccani et al., 2018). وجود بازالت‌های غنی‌شده، مانند OPB، MORB-E و بازالت‌های آلکالن در مجموعه آمیزه رنگین مکران، به‌طور قاطع نشان‌دهنده فعالیت پلوم گوشته‌ای در دوره کرتاسه پسین در این بخش از تیسس جوان است (Barbero et al., 2025; Saccani et al., 2018). بازالت‌های E-MORB، MORB-P و آلکالن در پهنه مکران می‌توانند از ذوب بخشی منشا ناهمگن گوشته‌ای که توسط اجزای OIB گوشته ژرف متاسوماتیسیم شده تشکیل شده باشند که در نهایت، در یک پشته میانی اقیانوسی که با پلوم گوشته‌ای تداخل داشته، فوران نمایند (Esmaeili et al., 2019).

تشکیل مجموعه آمیزه رنگین مکران مربوط به فرورانش به سمت شمال شاخه‌ای از اقیانوس تیسس جوان به زیر حاشیه جنوبی بلوک لوت است (Burg, 2018; McCall, 2002). مطالعات اخیر (Saccani et al., 2018) سنگ‌های ماگمایی مختلفی را در مجموعه آمیزه رنگین مکران نشان داده است. یک گروه شامل بازالت‌ها و آندزیت‌های مرتبط با مناطق فرورانشی است، در حالی که گروه دیگر غیرمرتبط با فرورانش بوده و شامل بازالت‌های پشته میان اقیانوسی، بازالت‌های فلات اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی است. وجود بازالت‌های فلات اقیانوسی نشان می‌دهد که این شاخه از تیسس جوان با گسترش یک فلات اقیانوسی در دوره کرتاسه پسین همراه

۳-۴- سناریوی زمین‌ساختی-ماگمایی و تفسیر ناحیه‌ای

در نمودارهای بالا (شکل‌های ۸-ب و ۹)، نمونه‌های مطالعه شده با نتایج مطالعات پیشین (Saccani et al., 2018) مقایسه شده‌اند. در این مطالعه ۳ گروه از بازالت‌های اقیانوسی شامل گروه ۱ (بازالت‌های N-MORB)، گروه ۲ (بازالت‌های فلات‌های اقیانوسی، OPB) و گروه ۳ (بازالت‌های آلکالن درون‌پلیتی) گزارش شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه همخوانی خوبی با نمونه‌های گروه ۲ (Saccani et al., 2018) نشان می‌دهند. در واقع وجود الگوهای REE مسطح، بسیار شبیه به مذاب‌های تولتی‌ایتی فلات اقیانوسی است که در مجموعه افیولیتی خاور جامائیکا (Hastie et al., 2008) و محیط‌های اقیانوسی جدید همچون اوتونگ جاوا (Fitton and Godard, 2004) مشاهده شده‌اند. از سوی دیگر، نسبت‌های عناصر کمیاب همچون Nb/Zr = 0.01-0.04 و Nb/Y = 0.05-0.17 بازالت‌های مطالعه شده، بسیار شبیه به مقادیر تولتی‌ایتی فلات اقیانوسی اوتونگ جاوا است (Nb/Y = 0.12-0.17; Nb/Zr = 0.05-0.06) و به‌طور شایان توجهی متفاوت از MORB-E (Nb/Y = 0.38; Nb/Zr = 0.11) و بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی (OIB) (Nb/Y = 1.66; Nb/Zr = 1.17) است.

همان‌گونه که اشاره شد، مجموعه بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در خاور رودان جزئی از مجموعه آمیزه رنگین باختر مکران است. با استفاده از اطلاعات به‌دست آمده از مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نمونه‌های بازالتی منطقه خاور رودان مشخص شد که از دیدگاه محیط زمین‌ساختی و ماهیت ماگماتیسیم، این سنگ‌ها اول این که دارای ماهیت ساب آلکالن نوع تولتی‌ایتی هستند. دوم، محیط زمین‌ساختی

۵- نتیجه گیری

بازالت‌های خاور رودان، به‌عنوان بخشی از سنگ‌های ماگمایی مجموعه‌ی آمیزه رنگین (کالرد ملانژ) در باختر پهنه مکران، از نظر ژئوشیمیایی دارای ماهیت تولتی‌ای هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، به‌ویژه غلظت عناصر نادر خاکی، نشان‌دهنده منشأ اسپینل لرزولیتی مذاب است. همچنین، تمرکز عناصر کمیاب، دلالت بر تعلق این بازالت‌ها به نوع فلات اقیانوسی (OPB) دارد. بر اساس مدل‌سازی فرایند ذوب بخشی، ماگمای مادر این سنگ‌ها از ذوب بخشی با درجه بالا (حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد) یک منشأ گوشته‌ای لرزولیتی بارور در رخساره اسپینل لرزولیت تشکیل شده است. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند که بازالت‌های نوع OPB یکی از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده پوسته اقیانوسی تیس جوان در حوضه مکران طی دوره کرتاسه پسین بوده‌اند. به‌نظر می‌رسد در نتیجه فرورانش و بسته شدن شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی تیس جوان که بین بلوک‌های قاره‌ای لوت و عربی قرار داشت، بخش‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی فرارانش یافته و در اثر فرایندهای زمین‌ساختی بعدی (پیش از ائوسن)، قطعات افیولیتی و غیرافیولیتی در هم آمیخته و مجموعه آمیزه رنگین را تشکیل داده‌اند.

بوده است. در مقابل، ماگماتیسیم فرورانشی بقایای یک کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند که در قلمرو جنوبی بلوک لوت از اوایل تا اواخر کرتاسه فعال بوده است. از این رو، به نظر می‌رسد بسته شدن حوضه اقیانوسی یاد شده که بین بلوک‌های قاره‌ای لوت و عربی قرار داشت، سبب فرارانش بخش‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی گردیده (قطعات افیولیتی) و در نهایت مجموعه آمیزه رنگین شکل گرفته است. با توجه به ترکیب شیمیایی مجموعه‌های ماگمایی درون مجموعه آمیزه رنگین که شامل انواع سنگ‌های آتشفشانی افیولیتی و غیرافیولیتی با ماهیت فرورانشی تا غیرفرورانشی است، مشخص می‌شود که قطعات یا بلوک‌های درون آمیزه رنگین دارای طیف مختلفی از ترکیبات بوده و در جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی شکل گرفته‌اند. اما با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه در مجموعه آمیزه رنگین باختر مکران (خاور رودان)، نکته مهمی که از پژوهش حاضر حاصل می‌شود این است که بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB) یکی از اجزای اصلی سازنده پوسته اقیانوسی تیس جوان در زمان کرتاسه بوده است. فراوانی این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه گویای این مطلب است. گرچه شاید یکی دیگر از دلایل فراوانی این سنگ‌ها در مجموعه آمیزه رنگین باختر مکران شانس بیشتر آن‌ها برای فرارانش بوده باشد.

References

- Abu-Hamattah, Z.S.H., 2005. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 557-581. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2004.05.006>.
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Langone, A., Pandolfi, L., Marroni, M., and Saccani, E., 2023a. New Geochemical and Age Data on the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): Implications for the Redefinition of Its Tectonic Setting of Formation from a Paleozoic Continental Basement to a Cretaceous Oceanic Domain, In: Çiner, A., Banerjee, S., Lucci, F., Radwan, A.E., Shah, A.A., Doronzo, D.M., Hamimi, Z., Bauer, W. (Eds.), *Recent Research on Sedimentology, Stratigraphy, Paleontology, Tectonics, Geochemistry, Volcanology and Petroleum Geology*. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 163-165. https://doi.org/10.1007/978-3-031-43222-4_35.
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Marroni, M., Catanzariti, R., and Pandolfi, L., 2020a. The Ganj Complex reinterpreted as a Late Cretaceous volcanic arc: Implications for the geodynamic evolution of the North Makran domain (southeast Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 195, 104306. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2020.104306>.
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Vahedi, L., Langone, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Zaccarini, F., and Saccani, E., 2020b. Early Cretaceous Plume–Ridge Interaction Recorded in the Band-e-Zeyarat Ophiolite (North Makran, Iran): New Constraints from Petrological, Mineral Chemistry, and Geochronological Data. *Minerals* 10, 1100. <https://doi.org/10.3390/min10121100>.
- Barbero, E., Di Rosa, M., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Zaccarini, F., Saccani, E., and Marroni, M., 2023b. Deformation history and processes during accretion of seamounts in subduction zones: The example of the Durkan Complex (Makran, SE Iran). *Geoscience Frontiers* 14, 101522. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101522>.
- Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Catanzariti, R., Luciani, V., Chiari, M., and Marroni, M., 2021a. The western Durkan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): A Late Cretaceous tectonically disrupted seamounts chain and its role in controlling deformation style. *Geoscience Frontiers* 12, 101106. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.12.001>.
- Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Catanzariti, R., and Marroni, M., 2023c. The journey of the Band-e-Zeyarat ophiolite (Makran Accretionary Wedge, SE Iran) from the mid-ocean ridge to the accretionary complex: new insights from its sedimentary cover and associated basaltic dykes and sills. *Journal of the Geological Society* 180, jgs2023-2043. doi:10.1144/jgs2023-043.
- Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Di Rosa, M., and Marroni, M., 2025. A review of Mesozoic geodynamic evolution of the North Makran (SE Iran): A tale of a Neo-Tethyan ocean vanished due to two coexisting subduction zones. *Gondwana Research*.

- Barbero, E., Zaccarini, F., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Marroni, M., and Pandolfi, L., 2021b. New evidence for Late Cretaceous plume-related seamounts in the Middle East sector of the Neo-Tethys: Constraints from geochemistry, petrology, and mineral chemistry of the magmatic rocks from the western Durkan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran). *Lithos* 396-397, 106228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106228>.
- Burg, J.-P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews* 185, 1210-1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>.
- Burg, J.-P., Dolati, A., Bernoulli, D., and Smit, J., 2013. structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran, In: Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., Lokier, S. (Eds.), *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 239-259.
- Chen, X., Shu, L., Santosh, M., and Zhao, X., 2013. Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia. *Lithos* 168–169, 48-66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.006>.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin* 105, 715-737
- Çoban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth-Science Reviews* 80, 219-238. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.08.006>.
- Coffin, M.F., and Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics* 32, 1-36
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79, 491-504. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.
- Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., and Saccani, E., 2016. Association of MORB And SSZ ophiolites along the shear zone between coloured melange and Bajgan complexes (North Makran, Iran): evidence from the Sorkhband area. *Ophioliti* 41, 21-34. <https://dx.doi.org/10.4454/ofioliti.v41i1.440>.
- Delavari, M., Mehrabi, B., Zelenski, M., Chaplygin, I., Nekrylov, N., Shakeri, A., and Taran, Y., 2022. The Bazman and Taftan volcanoes of southern Iran: Implications for along-arc geochemical variation and magma storage conditions above the Makran low-angle subduction zone. *Journal of Asian Earth Sciences* 233, 105259. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105259>.
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran. ETH Zurich.
- Dolati, A., and Burg, J.P., 2013. Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran, In: Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., Lokier, S. (Eds.), *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 261-277.
- Dorani, M., Arvin, M., Oberhänsli, R., and Dargahi, S., 2017. PT evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makran accretionary prism, south eastern Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry* 77, 459-475. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.004>.
- Esmacili, R., Xiao, W., Ebrahimi, M., Zhang, J.E., Zhang, Z., Abd El-Rahman, Y., Han, C., Wan, B., Ao, S., Song, D., Shahabi, S., and Aouizerat, A., 2019. Makran ophiolitic basalts (SE Iran) record Late Cretaceous Neotethys plume-ridge interaction. *International Geology Review*, 1-21. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1658232>.
- Farhoudi, G., and Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology* 5, 664-668. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5<664:MOIAPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<664:MOIAPA>2.0.CO;2).
- Fitton, J.G., and Godard, M., 2004. Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. 229, 151-178. doi:10.1144/GSL.SP.2004.229.01.10.
- Floyd, P., 1989. Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. Geological Society, London, Special Publications 42, 215-230
- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J., and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, 40Ar–39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics* 393, 175-196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035>.

- Hajimohammadi, F., Arvin, M., Dargahi, S., Jafari, M.K., and Pan, Y., 2025. Volcanic stratigraphy and vesicle analysis of pillow lavas in the North Makran complexes, southeastern Iran: Implications for emplacement depth of extrusive sequences. *Journal of Asian Earth Sciences* 291, 106649. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2025.106649>.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Mitchell, S.F., and Millar, I.L., 2008. Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica. *Lithos* 101, 323-343. doi:10.1016/j.lithos.2007.08.003.
- Hauff, F., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Alvarado, G., and Garbe-Schönberg, D., 2000. Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1.
- Hunziker, D., Burg, J.-P., Moulas, E., Reusser, E., and Omrani, J., 2017. Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the North Makran Blueschists, southeast Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 35, 871-895. doi: 10.1111/jmg.12259.
- Jacob, K.H., and Quittmeyer, R.L., 1979. The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. *Geodynamics of Pakistan* 305, 317.
- McCall, G.J.H., 1985. Explanatory text of the Minab quadrangle map: 1:250,000, No. J13. . Geological Survey of Iran, Tehran: 530 pp.
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. Geological Society, London, Special Publications 195, 147-204. doi: 10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10.
- Middlemost, E.A., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical geology* 77, 19-26
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Grégoire, M., Ceuleneer, G., 2019. The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust. *International Geology Review* 61, 1313-1339. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1507764>.
- Moslempour, M.E., Khalatbari-Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H., and Shahdadi, S., 2015. Petrology, geochemistry and tectonics of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. *Journal of the Geological Society of India* 85, 604-618.
- Najafzadeh, A., 2012. The Geochemistry of the Whole Rock and Platinum-group Elements in Pyroxenites of Sorkhband Ultramafic Complex, Southern Iran. *International Conference on Geological and Environmental Sciences IPCBEE, Singapore*.
- Pandolfi, L., Barbero, E., Marroni, M., Delavari, M., Dolati, A., Di Rosa, M., Frassi, C., Langone, A., Farina, F., MacDonald, C.S., and Saccani, E., 2021. The Bajgan Complex revealed as a Cretaceous ophiolite-bearing subduction complex: A key to unravel the geodynamics of Makran (southeast Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 222, 104965. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104965>.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. in Wyman, D.A., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- 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, 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Saccani, E., Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Brombin, V., Marroni, M., and Pandolfi, L., 2024. Geochemistry and magmatic petrology of meta-ophiolites from the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New insights on the nature of the Early Cretaceous Middle East Neotethys. *Journal of the Geological Society, jgs2024-2043*. <https://doi.org/10.1144/jgs2024-043>.
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M., and Barbero, E., 2018. New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). *Gondwana Research* 62, 306-327. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013>.
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Brombin, V., and Marroni, M., 2023. Geochemistry of volcanic rocks and dykes from the Remeshk-Mokhtarabad and Fannuj-Maskutan Ophiolites (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New constraints for magma generation in the Middle East neo-Tethys. *Geosystems and Geoenvironment* 2, 100140. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100140>.
- 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* 228, 105141. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105141>.
- Samimi Namin, M., 1983. Geological Map of Minab, 1:250,000 scale. Sheet J13. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

- Sepidbar, F., Lucci, F., Biabangard, H., Zaki Khedr, M., and Jiantang, P., 2020. Geochemistry and tectonic significance of the Fannuj-Maskutan SSZ-type ophiolite (Inner Makran, SE Iran). *International Geology Review* 62, 2077-2104. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753118>.
- Shafaii Moghadam, H., Arai, S., Griffin, W.L., Khedr, M.Z., Saccani, E., Henry, H., O'Reilly, S.Y., and Ghorbani, G., 2022. Geochemical variability among stratiform chromitites and ultramafic rocks from Western Makran, South Iran. *Lithos* 412-413, 106591. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106591>.
- Sun, S.-S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313-345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Springer.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).