Petrological Journal

e-ISSN: 2322-2182

17th Year, No. 68, 2026, pp. 1-30

Petrological Journal

Research Article

Geochemistry and Metallogenic Significance of Pillow Lavas Associated with Cretaceous mafic intrusive bodies in the Arghash area, East of Sabzevar

Zahra Alaminia [1], Seyed Ali Mazhari [2]

[1] Associate Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, alaminia@um.ac.ir

[2]Associate Professor, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran, a.mazhari@hsu.ac.ir

[3]Associate Professor, Heavy Metals Research Center, University of Hakim Sabzevari, Sabzevar, Iran, a.mazhari@hsu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 31 May 2026
Accepted: 06 July 2026

Keywords
E-MORB
Pillow Lavas
Iat Intrusive Bodies
Submarine Hydrothermal Systems
Sabzevar Ophiolite

10.22108/ijp.2026.149131.1388

Introduction

The Sabzevar ophiolitic belt in northeastern Iran represents a significant remnant of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean and preserves a complex record of oceanic magmatism, subduction, and back-arc extension. Previous studies have shown that the belt comprises diverse mafic to felsic magmatic rocks generated under changing tectono-magmatic conditions during the Late Cretaceous. The belt also hosts several metallic mineral occurrences, including Cu–Ag volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits and hydrothermal Fe–Mn mineralization, which demonstrates a close association between submarine magmatism and hydrothermal metallogenesis. However, the older submarine volcanic rocks and the associated mafic intrusions in the Arghash area remain comparatively poorly constrained.

The Arghash area exposes well-preserved pillow lavas, mafic intrusive rocks, hydrothermally altered volcanic units, and localized mineralization, thereby providing an opportunity to investigate the relationship between magmatism, tectonic evolution, and submarine hydrothermal processes. This study aims to constrain the petrogenesis and tectonic setting of the volcanic and intrusive rocks, to identify their mantle sources, and to assess the metallogenic significance of the associated hydrothermal alteration and mineralization.

Methodology

The study integrates field, petrographic, and whole-rock geochemical data from 20 representative samples, including ten pillow lavas, nine mafic intrusive rocks, and a single diabasic dike. Sampling targeted relatively fresh outcrops to minimize the effects of alteration. Major- and trace-element concentrations were determined by X-ray fluorescence (XRF) at the University of Salzburg, Austria. Loss on ignition (LOI) was determined prior to analysis, and analytical accuracy and precision were monitored using international reference materials, with relative errors generally below 5%. Petrographic observations were integrated with major- and trace-element data, elemental ratios, and

✉ Corresponding Author

To cite this article: Alaminia, Z., Mazhari, S.A. (2026) Geochemistry and Metallogenic Significance of Pillow Lavas Associated with Cretaceous mafic intrusive bodies in the Arghash area, East of Sabzevar. Petrological Journal, 17(4), 1-30.

2322-2182/ © 2026 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open-access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

tectonic discrimination diagrams; particular emphasis was placed on relatively immobile elements to assess primary magmatic signatures.

Geology and Mineralization

The Sabzevar ophiolitic belt, along the northern margin of Central Iran, is interpreted as a remnant of a Neo-Tethyan oceanic basin that evolved from the Late Jurassic to the Late Cretaceous and closed during the Paleocene–Eocene. The ophiolitic assemblage includes mantle peridotites, gabbros, sheeted dikes, pillow basalts, volcano-sedimentary rocks, and intrusive complexes.

In the Arghash area, the Cretaceous succession comprises volcano-sedimentary rocks, pillow lavas, pyroclastic deposits, tectonized limestone blocks, and altered mafic intrusions. Well-developed pillow structures indicate a submarine eruptive setting, whereas diabasic dikes and mafic bodies locally crosscut the volcanic succession. Hydrothermal activity is evidenced by spilitization, chloritization, pyritization, malachite staining, sulfide oxidation, and possible fossil hydrothermal chimneys. A lens-shaped magnetite body also crops out near the contact between a mafic intrusion and the volcano-sedimentary sequence. The spatial association of these features indicates extensive hydrothermal fluid circulation and associated metal redistribution.

Discussion

The geochemical characteristics of the volcanic rocks and mafic intrusive bodies (including dikes) in the Arghash area indicate that these two groups were derived from distinct magmatic sources and experienced different evolutionary processes. The volcanic rocks display geochemical affinities to enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB) and ocean island basalt (OIB)-like compositions, characterized by enrichment in light rare earth elements (LREEs) and high field strength elements (HFSEs) such as Nb and Ti, as well as higher Zr/Ba ratios. These features suggest derivation from an enriched asthenospheric mantle source during the early stages of ocean-basin opening and extensional tectonic activity. In contrast, the intrusive rocks and associated dikes show arc-related geochemical signatures, including Nb and Ti depletion, enrichment in large ion lithophile elements (LILEs) such as Ba and Rb, and lower Ti/V and Zr/Ba ratios, indicating contributions from subduction-related fluids and from melting of a metasomatized lithospheric mantle source.

The tectono-magmatic discrimination diagrams and incompatible element ratios further support a complex evolutionary history for the Arghash magmatic system. The volcanic rocks plot mainly within the intraplate tholeiitic and E-MORB fields, suggesting formation in an extensional back-arc environment associated with asthenospheric upwelling and enriched mantle components. Conversely, the intrusive rocks exhibit characteristics comparable to island-arc tholeiites (IAT), reflecting magma generation in a supra-subduction zone setting. These contrasting geochemical signatures imply that the Arghash area records multiple magmatic episodes related to the evolution of the Sabzevar ophiolitic basin, including an early oceanic-spreading stage followed by subduction-related magmatism.

The geochemical and mineralogical evidence also indicates the development of a submarine hydrothermal system during the emplacement of the volcanic rocks. Chlorine enrichment, together with the presence of pyrite mineralization, malachite staining, and spilite-type alteration, reflects intense interaction between seawater and basaltic rocks under high fluid/rock ratios. These hydrothermal processes likely enhanced metal mobilization through chloride-bearing fluids and created favorable conditions for base-metal transport. Although the presence of widespread pyrite and hydrothermal alteration indicates active fluid circulation, the absence of massive sulfide mineralization suggests that the Arghash system did not evolve into a fully developed economically viable VMS deposit. Therefore, the area is interpreted as an immature or partially preserved submarine hydrothermal system in which metal leaching and dispersion occurred, but the conditions required for final sulfide accumulation were not completely achieved.

Conclusions

The integrated geological, petrographic, and geochemical data indicate that the Arghash area records a complex magmatic and hydrothermal evolution related to the development of the Sabzevar ophiolitic basin. The volcanic rocks exhibit E-MORB-like geochemical characteristics, reflecting their generation from an enriched asthenospheric mantle source during an extensional oceanic spreading stage, whereas the mafic intrusive rocks and dikes show arc-related signatures associated with a subduction-modified lithospheric mantle. Geochemical evidence, hydrothermal alteration, and mineralogical features such as chloritization, spilitization, pyritization, and malachite formation suggest the activity of a submarine hydrothermal system driven by fluid–rock interaction. Although these processes resulted in metal mobilization and dispersion, the absence of massive sulfide accumulation indicates that the system did not reach the mature stage of an economically viable VMS deposit. Therefore, the Arghash area is interpreted as a partially developed submarine hydrothermal system that preserves important evidence for ocean-basin evolution and hydrothermal mineralization processes.

Petrological Journal
e-ISSN: 2322-2182
17th Year, No. 68, 2026, pp. 1-30

Petrological Journal

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال هفدهم، شماره شصت و هشتم، ۱۴۰۵، ص. ۱-۳۰

مقالهٔ پژوهشی

زمین‌شیمی و اهمیت فلززایی گدازه‌های بالشی همراه با توده‌های درونی مافیک کرتاسه در منطقهٔ ارغش، خاور سبزوار

زهرا اعلمی نیا[۱]، سید علی مظهری[۲،۳]

[۱] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران، alaminia@um.ac.ir
[۲] دانشیار، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران، a.mazhari@hsu.ac.ir
[۳] دانشیار، هستهٔ پژوهشی فلزات سنگین، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران، a.mazhari@hsu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۰۳/۱۰
تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۴/۱۵

کلید واژه‌ها
گدازه‌های بالشی E-MORB
توده‌های درونی IAT
سامانه‌های گرمابی زیردریایی
افیولیت سبزوار

چکیده

منطقهٔ آرغش در بخش جنوبی پهنهٔ افیولیتی سبزوار، از مناطق مهم برای بررسی دگرگونی تکتونوماگمایی و پتانسیل کانه‌زایی در محیط‌های اقیانوسی دیرینه به‌شمار می‌رود. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌زایی و شواهد دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی و درونی با سن کرتاسه با هدف تعیین محیط پیدایش و ارزیابی ارتباط آن‌ها با سامانه‌های گرمابی زیردریایی بررسی شده است. داده‌های به‌دست‌آمده نشان می‌دهند گدازه‌های بالشی منطقه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانند بازالت‌های E-MORB دارند و از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده در یک محیط کششی وابسته به گسترش پوستهٔ اقیانوسی پدید آمده‌اند. در برابر، توده‌های درونی مافیک و دایک منطقه ویژگی‌های IAT نشان می‌دهند و گویای تأثیر بخش‌های فرورانشی در بازهٔ دگرگونی پهنه هستند. شواهد دگرسانی اسپیلیتی، پیریتی‌شدن گسترده، آغشتگی مالاکیت و ساختارهای دودکش‌مانند فسیلی نشان‌دهندهٔ فعالیت سامانه گرمابی زیردریایی و گردش سیال‌های گرمابی در پوستهٔ بازالتی است. با وجود این شواهد، نبود کانه‌زایی سولفید توده‌ای نشان می‌دهد سامانه گرمابی ارغش احتمالاً به مرحلهٔ تمرکز اقتصادی سولفیدها نرسیده است. این موضوع می‌تواند پیامد دگرگونی ناقص سامانه، نبود تمرکز کافی سیال‌های فلززای گرمابی یا نبود حفظ بخش کانساری سامانه باشد. داده‌های این پژوهش نشان می‌دهند بازالت‌های E-MORB می‌توانند در محیط‌های مناسب با سامانه‌های کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد یا VMS همراه باشند؛ اما پیدایش کانسار اقتصادی نیازمند دگرگونی کامل و تمرکز مؤثر سیال‌های کانه‌زاست.

10.22108/ijp.2026.149131.1388

مقدمه

اقیانوس تتیس‌جوان از گسترده‌ترین پهنه‌های اقیانوسی میان گندوانا و اوراسیا بوده است که دگرگونی آن با آغاز کافت‌زایی کرانهٔ شمالی گندوانا در دونین پسین-

نویسنده مسئول

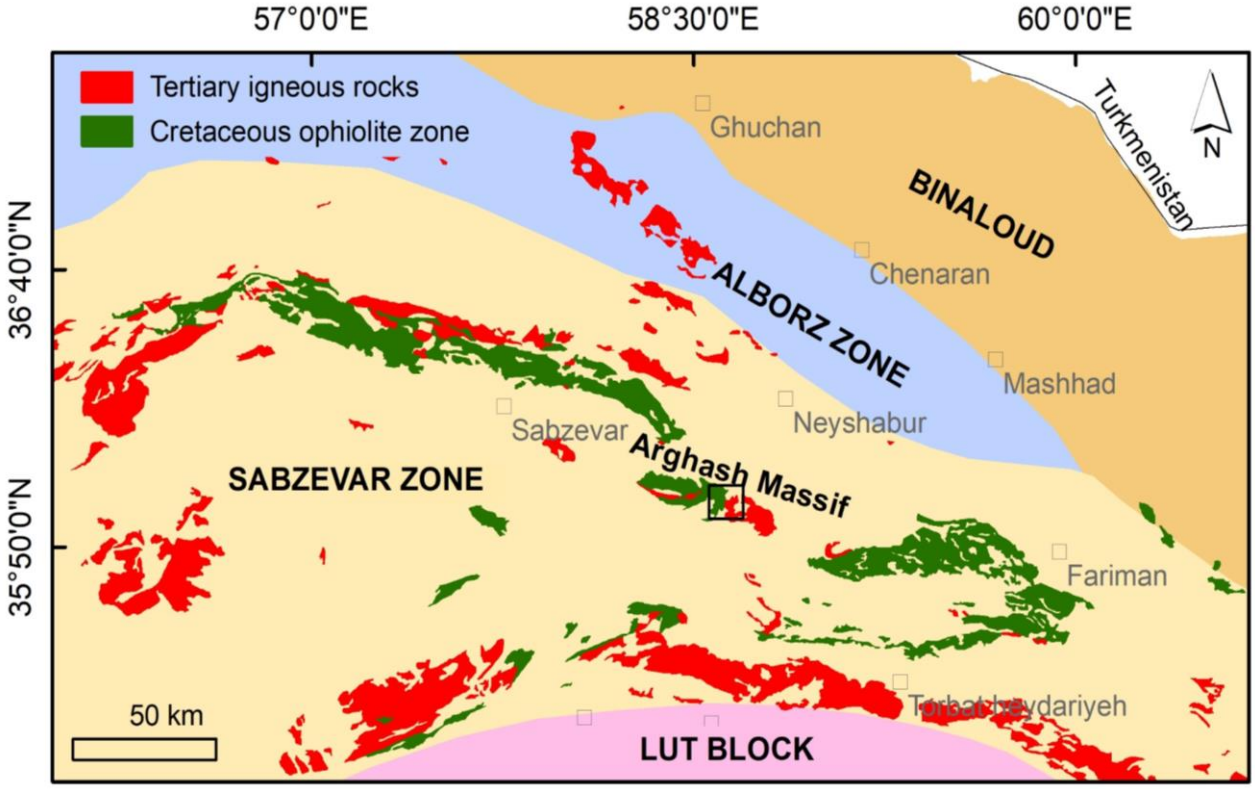
استناد به این مقاله: اعلمی نیا، ز.، مظهری، س.ع. (۱۴۰۵) زمین‌شیمی و اهمیت فلززایی گدازه‌های بالشی همراه با توده‌های درونی مافیک کرتاسه در منطقهٔ ارغش، خاور سبزوار. پترولوژی ۱۷ (۴)، ۱- ۳۰.

2322-2182/ © 2026 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open-access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

پرمین پیشین آغاز شده است (Jafari et al., 2023). بر پایهٔ بررسی‌های عرب‌زاده‌بنی‌اسعدی و همکاران (Arabzadeh Baniasadi et al., 2026)، فرورانش تتیس‌جوان زیر ایران مرکزی احتمالاً از تریاس پسین-ژوراسیک پیشین (نزدیک به ۱۸۰ میلیون سال) آغاز شده است؛ اما الگوهای کهن‌تر آغاز این فرایند را کرتاسه دانسته‌اند (Dilek and Flower, 2003; Moghadam et al., 2015; Dilek and Furnes, 2019; Kazemi et al., 2019). این فرایند تکتونوماگمایی در کرتاسهٔ پسین با فعالیت‌های کوهزایی زاگرس همراه شده است (Robertson, 2007, Robertson et al., 2013; Saccani et al., 2013) و در پایان به بسته‌شدن نامتقارن تتیس‌جوان انجامیده است؛ به‌گونه‌ای که نخست کرانهٔ شمالی در پالئوسن-ائوسن و سپس کرانهٔ جنوبی این اقیانوس در میوسن بسته شده است (Jafari et al., 2023).

کمربند افیولیتی سبزوار که از بازمانده‌های شاخهٔ شمالی تتیس‌جوان است، نقش مهمی در بازسازی دگرگونی تکتونوماگمایی و فلززایی ایران دارد. برخی زمین‌شناسان، این مجموعه را پیامد پیدایش یک پهنهٔ اقیانوسی درون‌قاره‌ای روی پی‌سنگ کادومین ایران مرکزی و وابسته به فرایندهای کششی در پی فرورانش تتیس‌جوان می‌دانند (Jafari et al., 2023; Jafari and Ghasemi, 2023)؛ اما الگوهای دیگر، آن را یک پهنهٔ پشت‌کمانی کوتاه‌عمر با سن کرتاسه و پیامد تغییر زاویه فرورانش تفسیر می‌کنند. اگرچه در الگوی نخست، یک چرخهٔ ویلسونی بلندمدت (۱۸۵ تا ۵۵ میلیون سال پیش) برای این پهنه پیشنهاد شده است، اما شواهد رسوبی اندک است و حجم کم رادیولاریت‌ها بیشتر با پیدایش یک پهنهٔ کرانهٔ کوچک و کوتاه‌مدت در کرتاسه با الگو دوم سازگار است (Davoudzadeh, 1972; Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Moghadam et al., 2025; Mazhari and Bea, 2026). در الگوی پشت‌کمانی، بالاآمدگی گوشته، نازک‌شدگی سنگ‌کره و ذوب گوشته به پیدایش پوستهٔ اقیانوسی سبزوار انجامیده است و سپس با ورود مذاب‌های وابسته به فرورانش و MORB غنی‌شده دگرگون یافته است (Kazemi et al., 2019). داده‌های زمین‌زمان‌سنجی نشان می‌دهند بخش بزرگی از فرایندهای ماگمایی افیولیت سبزوار در بازهٔ زمانی نزدیک به ۹۰ تا ۱۱۰ میلیون سال پیش رخ داده است که گویای فعالیت فرایندهای فرورانشی و ماگماتیسم وابسته به کمان در کرتاسه است (Alaminia et al., 2013; Mazhari et al., 2019; Nasrabady et al., 2023; Jafari and Ghasemi, 2023). با این حال، شواهد دگرگونی درجه بالا و پیدایش گرانولیت‌ها در نزدیک به ۱۱۰ میلیون سال پیش، احتمال آغاز فرایندهای فرورانشی پیش از این زمان را مطرح می‌کند (Jafari and Ghasemi, 2023). تنوع زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی سبزوار، دربردارندهٔ ویژگی‌های میانه میان بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی (MORB)، بازالت‌های غنی‌شده همانند OIB و بازالت‌های وابسته به کمان جزیره‌ای، نشان‌دهندهٔ یک تاریخچهٔ پیچیده ماگمایی در پی تعامل فرایندهای کششی، فرورانش و دگرگونی پشت‌کمانی است (Noghreyan, 1982; Baroz et al., 1984; Shojaat et al., 2003; Moghadam et al., 2014; Nasrabady et al., 2023; Khalatbari Jafari et al., 2013a, 2013b). این تنوع ماگمایی و فرایندهای وابسته به آن، شرایط خوبی برای تمرکز عنصرهای فلزی و پیدایش کانه‌زایی‌های وابسته به فعالیت‌های بازالتی در افیولیت سبزوار فراهم کرده است. ازاین‌رو، کمربند افیولیتی سبزوار میزبان شمار چشمگیری از کانسارها و نشانه‌های معدنی فلزی است. برای نمونه، کانسارها و رخدادهای مس-نقره نوده، گرماب‌پایین، چون و اسبکشان، در واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی توسعه یافته‌اند که بیشتر دربردارندهٔ گدازه‌های تراکی‌آندزیتی در جنوب‌باختری پهنهٔ سبزوار هستند (Maghfouri et al., 2017; Tashi et al., 2021). بررسی‌های پیشین این کانه‌زایی‌ها را پیامد سامانه‌های سولفید توده‌ای آتشفشانی از گونهٔ مافیک-سیلیسی‌آواری در محیط‌های جزیرهٔ کمانی دانسته‌اند (Maghfouri et al., 2015; Tashi et al., 2017). افزون‌بر این، در کانسارهای منگنز سبزوار (گُفت، بنسبرد، چشمه فریزی، نوده، ذاکری، محمدآباد و چشمه سفید) که درون توف‌های مارنی-کربناته کرتاسه جای گرفته‌اند، شواهد بسیاری از فعالیت سامانه‌های گرمابی کف دریا، مانند بافت‌های لایه‌ای، توده‌ای و رگچه‌ای دیده می‌شود که گویای

پیدایش برون‌دم‌های آهن-منگنز در محیط‌های زیردریایی است (Hashempour et al., 2023). با وجود پژوهش‌های گسترده در زمینهٔ زمین‌شیمی دنبالهٔ افیولیتی سبزوار، تا کنون بررسی که به‌طور خاص به بررسی زمین‌شیمی سنگ‌های مافیک میزبان کانسارها و ارتباط آنها با فرایندهای کانه‌زایی پرداخته باشد، انجام نشده است. ازاین‌رو، این پژوهش با هدف پرکردن این شکاف مطالعاتی و پیوند میان ترکیب ماگما و گونه‌ی کانه‌سازی در این پهنه، تدوین شده است. در این میان، رخنمون گدازه‌های بالشی در منطقهٔ آرغش، در پهنهٔ سبزوار (شکل ۱)، فرصت خوبی برای بررسی فرایندهای ماگماتیسم زیردریایی و ارتباط آن با سامانه‌های گرمابی و کانه‌زایی فراهم می‌کند. حضور هم‌زمان این گدازه‌ها با شواهد دگرسانی و کانه‌زایی، اهمیت بررسی آنها از دیدگاه سنگ‌زایی و فلززایی را دوچندان می‌کند. اگرچه تا کنون بررسی‌های بسیاری روی گرانیتوییدهای کرتاسهٔ پسین، سنگ‌های آذرین سنوزوییک و سازوکار پیدایش کانسار طلای آرغش انجام شده است (Ashrafpour et al., 2012; Alaminia et al., 2013)، اما به سنگ‌های مافیک کهن‌تر که رخنمون اندکی در منطقه دارند، کمتر پرداخته شده است.



شکل ۱. جایگاه کمربند افیولیتی و پراکندگی سنگ‌های آذرین در پهنهٔ ساختاری سبزوار به‌همراه گسترهٔ مطالعاتی ارغش (برگرفته از: Alavi, 1991، Aghanabati, 2004).

Figure 1. Location of ophiolitic belt and distribution of igneous rocks in the Sabzevar structural zone, along with the Arghash study area (after Alavi, 1991; Aghanabati, 2004).

کانسار طلای ارغش از مهم‌ترین ذخایر طلای وابسته به محیط‌های پشت‌کمانی در شمال‌خاور ایران، با ذخیره قطعی نزدیک به ۳۴۸ هزار تن کانسنگ و میانگین عیار تقریبی یک گرم بر تن، جایگاه ویژه‌ای در فلززایی منطقه دارد (Alaminia et al., 2013). بر این پایه، این پژوهش با هدف بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی و توده‌های درونی مافیک همراه در منطقهٔ آرغش انجام شده است. اهداف اصلی این پژوهش تعیین ویژگی‌های

سـنگ‌زایی ماگمـا، تبیـین محـیط زمین‌سـاختی پیـدایش سـنگ‌ها و ارزیـابی ارتبـاط میـان ماگماتیسـم مافیـک، سامانه‌های گرمـابی زیردریـایی و فراینـدهای کانـه‌زایی در پهنهٔ افیولیتی سبزوار است.

روش انجام پژوهش

بـرای بررسـی فراینـدهای سـنگ‌زایی مجموعـه‌های ماگمایی، تعیین جایگاه زمین‌ساختی و ارزیـابی پتانسـیل فلززایی وابسته به ماگماتیسم زیردریایی در منطقهٔ ارغش، بررسـی جـامع زمین‌شـیمیایی روی گـدازه‌های بالشـی و توده‌های درونی مافیک همجوار انجام شد. در این راسـتا، ۲۰ نمونه سنگی (۱۰ نمونه از گدازه‌های بالشی، ۹ نمونـه از توده‌های درونی مافیـک و یـک نمونـه دایـک دیابـازی جوان‌تر که گدازه‌های بالشی را بریده اسـت؛ شـکل ۲-A) برای انجـام بررسـی‌های زمین‌شـیمیایی برگزیـده شـدند. نمونه‌ها از بخش‌هایی برداشت شدند که کمترین دگرسانی ثانویه را نشان می‌دادند تا ترکیب اولیه ماگمایی تا انـدازهٔ امکان حفظ شده باشد. تجزیه‌های شـیمیایی نمونـه‌ها بـا بـه‌کارگیری روش طیف‌سـنجی فلورسـانس پرتـو ایکـس (XRF) مـدل Bruker S4 Pioneer در دانشـگاه سالسبورگ اتریش انجام شد. ایـن دسـتگاه بـه لولـه آنـد رودیومی (Rh) با تـوان ۴ کیلـووات مجهـز بـود. پـیش از تجزیه، نمونه‌ها خردایش و پودر شده و برای تعیین مقدار افت حرارتی (LOI) به مدت یک ساعت در دمـای ۱۱۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد حـرارت داده شـدند. سـپس قرص‌هـای فشرده‌شـده از پـودر نمونـه‌ها تهیـه و بـرای انـدازه‌گیری عنصـرهای اصـلی و کمیـاب بـه‌کار بـرده شـدند. شـرایط اندازه‌گیری عنصرهای اصـلی به‌گونـه‌ای تنظـیم شـد کـه خطای نسبی دوسیگما برای اکسـید سیلیسـیم و اکسـید آلومینیم کمتر از ۱ درصد و برای دیگر اکسیدهای اصـلی با غلظت میان ۱ تا ۱۰ درصدوزنی کمتر از ۵ درصد باشد. برای انـدازه‌گیری عنصـرهای کمیـاب، شـرایط دسـتگاه و زمان شمارش تا بیشینهٔ توان دستگاه و زمـان ۴۰۰ ثانیـه برای هر عنصر بهینه شد تا آستانهٔ آشکارسازی کمتر از ۳ گـرم بـر تـن به‌دسـت آیـد. دقـت و درسـتی داده‌هـا بـا به‌کارگیری استانداردهای بین‌المللی کنترل شد و خطـای نسبی تجزیه‌ها کمتر از ۵ درصد برآورد شد.

زمین‌شناسی عمومی

کمربند افیولیتی سبزوار در شـمال‌خاور ایـران، میـان پهنهٔ البرز-کپه‌داغ در شمال و خردقارهٔ ایـران مرکـزی در جنوب جای دارد و گسل‌های میامی و درونه آن را از ایـن واحدهای ساختاری جدا می‌کنند (شکل ۱). بر پایهٔ الگوی پیشنهادیِ جعفـری و قاسـمی (Jafari and Ghasemi, 2023)، دگرگونی این پهنهٔ اقیانوسـی از ژوراسـیک آغـاز شـده اسـت و فعالیت‌هـای فرورانشـی و ماگمـایی آن تـا کرتاسهٔ پایانی (نزدیک به ۷۵ تا ۹۹ میلیون سـال پـیش) ادامـه یافتـه اسـت. در پایـان، فراینـدهای همگرایـی و برخوردی در مرز کرتاسه-پالئوسن به بسته‌شـدن پهنـه و نابودی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی آن انجامیده‌اند (Rossetti et al., 2010; Alaminia et al., 2013; Kazemi et al., 2019). بیشتر دگریختی‌های نئوژن نیز بـه فعالیت‌هـای درون‌قاره‌ای پس از برخورد وابسته هستند و ارتبـاطی بـا حیات پهنهٔ اقیانوسی ندارند (Boulin, 1991; Delaloye and Desmons, 1980; Rezaei et al., 2018; Brocker et al., 2021).

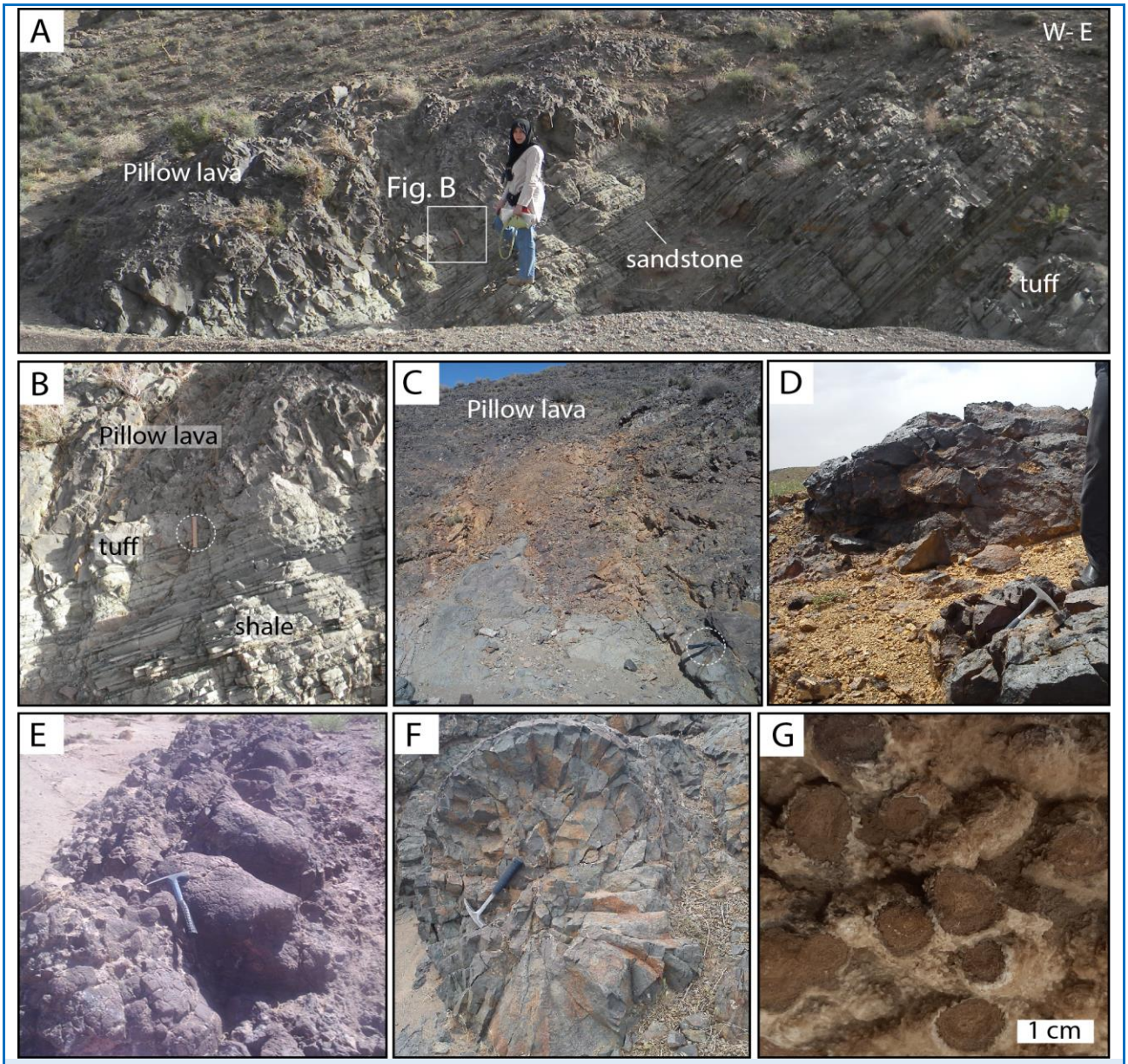
افیولیت سبزوار دربردارنـدهٔ دنبالـهٔ کمـابیش کـاملی از سـنگ‌های گوشـته‌ای (هرزبورگیـت، لرزولیـت، دونیـت و سرپانتینیت) و سـنگ‌های پوسـته‌ای (گـابرو، گابرونوریـت، دیوریت، دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی) است کـه نشان‌دهندهٔ پیدایش پوستهٔ اقیانوسی در یک محـیط فعـال تکتونوماگمـایی اسـت. از دیـدگاه زمین‌شـیمیایی، حضـور هم‌زمـان بازالت‌هـای تهی‌شـده N-MORB، بازالت‌هـای غنی‌شده E-MORB، بازالت‌های درون‌صفحه‌ای با ویژگـی OIB-like و بازالت‌هـای کمـان اقیانوسـی (IAT)، گویـای دگرگونی این مجموعه در یک محیط فرافرورانشی و تعامـل میان منـابع گونـاگون گوشـته‌ای اسـت (Shojaat et al., 2003; Moghadam et al., 2015; Bröcker et al., 2021). داده‌های بیواستراتیگرافی و میکروفسیل‌های درون آهک‌های پلاژیک کـه هم‌زمـانی پیـدایش ایـن سـنگ‌های ماگمـایی را نشـان می‌دهنـد گویـای فعالیـت هم‌زمـان

فرایندهای ماگمایی گوناگون در پهنهٔ سبزوار در کرتاسه هستند (Mazhari et al., 2019; Moghadam et al., 2025). همراهی این مجموعه با آهک‌های پلاژیک کرتاسهٔ پسین، رادیولاریت‌ها و واحدهای آذرآواری، جایگیری آن را در یک محیط دریایی از کم‌ژرفا تا ژرف نشان می‌دهد.

زمین‌شناسی منطقهٔ ارغش

منطقهٔ ارغش، در پهنهٔ زمین‌ساختی سبزوار، مجموعه‌ای پیچیده و گوناگون از واحدهای آذرین درونی و بیرونی را در بر گرفته است که از دیدگاه سنی، گسترهٔ پرکامبرین تا نئوژن را نشان می‌دهند. کهن‌ترین واحد شناخته‌شده در این منطقه، تودهٔ هورنبلند دیوریتی با سن نزدیک به ۵۵۴ میلیون سال پیش (پروتروزوییک پسین) است (Alaminia et al., 2013) که می‌تواند بخشی از کمان ماگمایی وابسته به کرانهٔ شمالی گندوانا به‌شمار رود. رخنمون اندکی از آهک فوزولین‌دار پرمین در جنوب روستای ارغش دیده می‌شود که چه‌بسا گویای بازمانده‌هایی از پوشش رسوبی کهن‌تر پیش از دگرگونی پهنهٔ اقیانوسی سبزوار باشد (Alaminia et al., 2013). دنبالهٔ آتشفشانی-رسوبی کرتاسه در منطقهٔ ارغش به‌علت عملکرد زمین‌ساختی شدید، اسز چینه‌شناسی منظمِ برجا مستقل است و واحدهای آن مرزهای گسله و راندگی دارند. این دنباله دربردارندهٔ تناوبی از لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از توف، گدازه‌های بالشی و بلوک‌های آهکی تکتونیزه است (شکل ۲-A). مجموعهٔ بازالتی به‌طور هم‌شیب روی مجموعه آتشفشانی-رسوبی جای گرفته است و کنگلومرای پالئوسن با یک ناپیوستگی فرسایشی آن را می‌پوشاند. شواهد صحرایی گویای آنست که خروج گدازه‌ها در محیط زیرآبی روی داده است (شکل‌های ۲-E و ۲-F). بیشتر گدازه‌ها به رنگ سبز تا خاکستری، با ساخت بالشی هستند و به‌صورت ورقه‌های زمین‌ساختی با روند عمومی خاوری-باختری گسترش یافته‌اند (شکل ۲-A). گدازه‌های بالشی که معمولاً هندسه مدور تا بیضوی با قطر عرضی از ۳۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر دارند (شکل ۲-E)، ویژگی‌های فیزیکی روشنی دارند؛ مانند حضور یک پوستهٔ شیشه‌ای منجمدشده به ستبرای نزدیک به ۱/۵ تا ۴ سانتیمتر در سطح و یک بخش مرکزی توده‌ای همراه با درزه‌بندی شعاعی که در آن میزان و اندازهٔ شکستگی‌ها به‌سوی کرانه‌های بیرونی افزایش می‌یابد (شکل ۲-F). این سنگ‌ها به‌طور موضعی با دایک‌های دیابازی بریده شده‌اند که سن آن‌ها بر پایهٔ داده‌های پتاسیم-آرگون، در گسترهٔ ۷۷ تا ۸۱ میلیون سال پیش (کرتاسهٔ پسین) گزارش شده است (Lensch and Davoudzadeh, 1982). شواهد چندانی از دگرسانی اسپیلیتی (شکل ۲-B)، آغشتگی مالاکیت، پیریتی‌شدن و اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی در میان گدازه‌های بالشی دیده می‌شود (شکل‌های ۲-C و ۲-F).

حضور ساختارهایی همانند دودکش‌های گرمابی فسیلی با سطح مقطع بیش از ۳۰ سانتی‌متر نیز در برخی بخش‌ها همراه با برش‌هایی از گونه‌ی توف‌های نخودی دگرسان دیده می‌شود (شکل ۲-G) که می‌تواند نشان‌دهندهٔ فعالیت سامانه‌های گرمابی زیردریایی هم‌زمان با ماگماتیسم مافیک باشد. افزون‌بر واحدهای آتشفشانی، حجم چشمگیری از توده‌های درونی با گسترهٔ گستردهٔ ترکیبی مافیک تا فلسیک و سن کرتاسهٔ پسین (۹۳ میلیون سال پیش) در منطقه رخنمون دارند (Alaminia et al., 2013). اگرچه این توده‌های درونی در بررسی‌های پیشین به محیط‌های پشت‌کمانی نسبت داده شده بودند، اما هم‌زمانی آنها با گدازه‌های هم‌خاستگاه با سن ۹۸ تا ۱۱۰ میلیون سال پیش نشان می‌دهد این ماگماتیسم احتمالاً پیامد فرایندهای فرورانش درون‌اقیانوسی بوده است و گویای دگرگونی یک کمان جزیره‌ای فعال در پهنهٔ اقیانوسی سبزوار است (Jafari and Ghasemi, 2023). در بخش جنوبی روستای ارغش، رخنمون عدسی‌شکل کوچکی از کانه‌زایی مگنتیت در مرز میان توده‌های هورنبلند گرانیتوییدِ کرتاسهٔ پسین و دنبالهٔ آتشفشانی-رسوبی دیده می‌شود (شکل ۲-D).



شکل ۲. تصویرهای صحرایی و رخنمون‌های زمین‌شناسی منطقهٔ ارغش. **A**) دنبالهٔ آتشفشانی-رسوبی دربردارندهٔ گدازه‌های بالشی هم‌شیب با لایه‌های توف و شیل؛ **B**) نمای نزدیک از مرز دنبالهٔ آتشفشانی-رسوبی با گدازه‌های بالشی؛ **C**) نشانه‌هایی از اکسیداسیون سولفیدها در میان گدازه‌های بالشی؛ **D**) رخنمون عدسی‌شکل مگنتیت در دنبالهٔ آتشفشانی-رسوبی؛ **E**) نمای نزدیکی از ساختار گدازه‌های بالشی؛ **F**) حضور سولفیدهای اکسیدشده در متن گدازه‌های بالشی؛ **G**) نمای نزدیک از ساختار همانند اسموکر فسیلی با پوستهٔ روشن سیلیسی-کلسیتی؛ **H**) بلوک‌های آهکی تکتونیزه در همبری گدازه‌های بالشی در امتداد مرزهای گسلی خاوری-باختری.

Figure 2. Field photographs and geological outcrops of the Arghash area. **A**) The volcanic-sedimentary sequence includes pillow lavas that are conformable with tuff and shale layers; **B**) Close-up view of the boundary between the volcanic-sedimentary sequence and the pillow lavas; **C**) Evidence of sulfide oxidation within the pillow lavas; **D**) Lenticular magnetite outcrop within the volcanic-sedimentary sequence; **E**) Close-up view of the pillow lava structure; **F**) Presence of oxidized sulfides within the pillow lava matrix; **G**. Close-up view of a fossil smoker-like structure with a light-colored siliceous-calcite crust; **H**) Tectonized limestone blocks adjacent to pillow lavas along east–west-trending fault boundaries.



شکل ۲. ادامه.

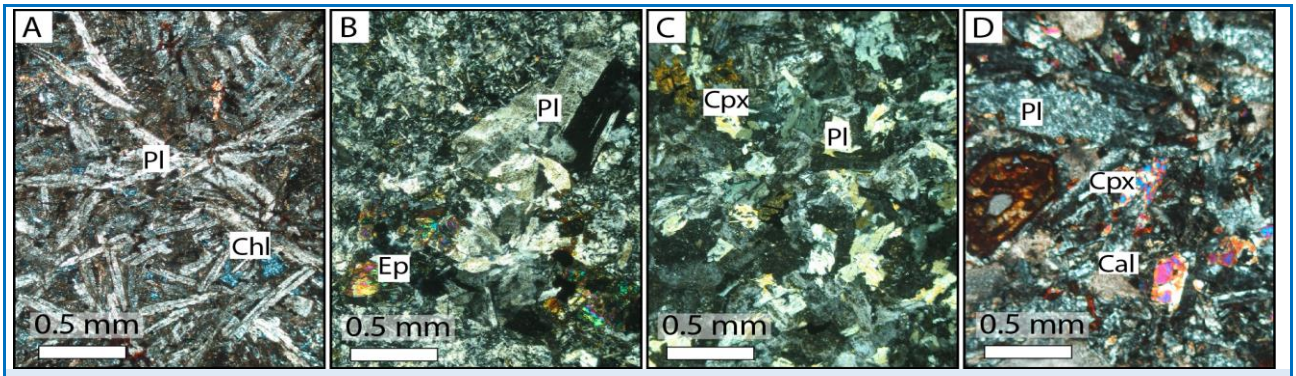
Figure 2. Continued.

از دیدگاه چینه‌شناسی و شواهد صحرایی، هیچ‌گونه نشانه‌ای از بریدگی یا نفوذ توده‌های درونی مافیک در واحدهای کهن‌تر، مانند مجموعه آتشفشانی-رسوبی کرتاسه، دیده نشده است. پایان کرتاسه با نهشت ناپیوسته کنگلومرای پالئوسن شناخته می‌شود که از قطعات و قلوه‌سنگ‌هایی از سنگ‌های بازالتی و گابرودیوریتی ساخته شده است. در پایان، همهٔ این واحدها با سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ائوسن-میوسن پوشیده شده‌اند که میزبان اصلی کانه‌زایی طلا-آنتیموان در منطقهٔ ارغش دانسته می‌شوند.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی و درونی کرتاسه در منطقهٔ ارغش تنوع چشمگیری از دیدگاه بافتی، دانه‌بندی و ترکیب کانی‌شناختی نشان می‌دهند. بیشتر گدازه‌های بالشی ترکیب بازالتی تا بازالت‌آندزیتی دارند و بر پایهٔ ویژگی‌های نوری دربردارندهٔ بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب احتمالاً لابرادوریت تا بایتونیت و کلینوپیروکسن‌های منشوری با ترکیب نزدیک به اوژیت تا دیوپسید هستند که در زمینهٔ شیشه‌ای تا میکرولیتی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۳-A و ۳-B). آرایش جهت‌دار میکرولیت‌ها و وجود بافت‌های جریانی، پیامد سردشدگی پرشتاب گدازه‌ها در محیط زیرآبی است. در برخی نمونه‌ها، بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و واریولیتی دیده می‌شود که گویای تبلور بخشی از کانی‌ها در آشیانهٔ ماگمایی پیش از فوران است. آندزیت‌های بالشی دربردارندهٔ پلاژیوکلازهای ریزدانه‌تر با ترکیب آندزین و بلورهای هورنبلند هستند و زمینهٔ آنها بیشتر ریزبلورین تا هیالومیکرولیتی است. همچنین، در برخی از این سنگ‌ها بافت حفره‌ای (وزیکولار) تا بادامکی (آمیگدالوییدال) دیده می‌شود که با کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، اپیدوت و گاه زئولیت پر شده است. دگرسانی‌های زئولیتی، کربناته و کلریتی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. مگنتیت از کانی‌های فرعی رایج در این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود.

توده‌های درونی مافیک از دیدگاه بافت دربردارندهٔ گونه‌های میکروگابرو تا گابرودیوریت هستند (شکل‌های ۴-C و ۴-D). کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و گاه هورنبلند. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و کشیده دیده می‌شوند و فضاهای میان‌بلوری (اینترگرانولار) با کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی مانند آمفیبول، آپاتیت و کانی‌های کدر پر شده است. در برخی مقاطع نازک، پلاژیوکلازها دچار جانشینی کربناته شده‌اند و کلینوپیروکسن‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند، این شواهد گویای تأثیر سیال‌های گرمابی پس از جایگیری است. دایک دیاباز بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک دارد و از پلاژیوکلازهای تیغه‌ای و کانی‌های مافیک (بیشتر کلینوپیروکسن) ساخته شده است. کانی‌های اولیه در پی دگرسانی گرمابی با کانی‌هایی مانند سریسیت و کربنات جایگزین شده‌اند و کانی‌های کدر نیز به مقدار کم دیده می‌شوند.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی گدازه‌های بالشی (**A-B**) و توده‌های درونی مافیک (**C-D**) منطقهٔ ارغش. **A**) بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن با بافت اینترگرانولار و واریولیتی؛ کلینوپیروکسن به‌طور موضعی به کلریت دگرسان شده‌اند؛ **B**) بافت گلومروپورفیری در گدازه‌های بالشی؛ **C**) دانه‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در توده میکروگابرودیوریتی؛ **D**) گابرو دربردارندهٔ پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، همراه با جانشینی موضعی پلاژیوکلازها با کربنات. همهٔ تصویرها در نور XPL گرفته شده‌اند. نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021).

Figure 3. Microscopic images of pillow lavas (**A-B**) and mafic intrusive rocks (**C-D**) from the Arghash area. **A**) The plagioclase and clinopyroxene crystals have an intergranular and variolitic texture, and the clinopyroxene has been locally altered to chlorite; **B**) Glomeroporphyritic texture in the pillow lavas; **C**) Plagioclase and clinopyroxene grains in the micro-gabbrodiorite body; **D**) Gabbro comprising plagioclase and clinopyroxene, accompanied by local replacement of plagioclase by carbonate. All images are under cross-polarized light (XPL). Mineral abbreviations are from Warr (2021).

نتایج زمین‌شیمی سنگ کل

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌کل برای عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب مربوط به ۱۰ نمونه گدازهٔ بالشی، ۹ نمونه تودهٔ مافیک و یک نمونهٔ دایک در جدول ۱ آورده شده است. نمونهٔ دایک مقدار SiO_2 برابر با ۵۵/۲۰ درصدوزنی، Al_2O_3 برابر با ۱۸/۹۶ درصدوزنی، MgO برابر با ۴/۵۸ درصدوزنی و CaO برابر با ۵/۳۰ درصدوزنی است. در توده‌های درونی مقدار SiO_2 از ۴۷/۱۰ تا ۵۵/۴۰ درصدوزنی و Al_2O_3 از ۱۵/۱۵ تا ۲۰/۲۰ درصدوزنی تغییر می‌کند؛ اما MgO و CaO به‌ترتیب در بازهٔ ۳/۲۷ تا ۷/۵۲ درصدوزنی و ۶/۰۷ تا ۱۲/۶۶ درصدوزنی جای دارند. گدازه‌های بالشی نسبت به توده‌های درونی گسترهٔ تغییرات زمین‌شیمیایی گسترده‌تری را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای‌که مقدار SiO_2 در آنها از ۴۲/۲۸ تا ۵۷/۰۳ درصدوزنی و مقدار Al_2O_3 از ۱۳/۲۹ تا ۱۸/۰۱ درصدوزنی متغیر است. مقدارهای MgO از ۵/۱۳ تا ۱۰/۴۳ درصدوزنی و CaO از ۷/۳۳ تا ۱۵/۱۲ درصدوزنی جای دارند. عنصرهای HFSE مانند La، Ce، Nb و Y نیز در همهٔ نمونه‌ها گسترهٔ تغییرات روشنی را نشان می‌دهند.

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند بیشتر نمونه‌ها دچار دگرسانی‌های کم‌دما شده‌اند. مقدارهای کمابیش بالای LOI در برخی نمونه‌ها (جدول ۱)، نیز گویای تأثیر این فرایندها بر ترکیب شیمیایی سنگ‌هاست. ازاین‌رو، برای ارزیابی دقیق ویژگی‌ها و رفتار زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های درونی در منطقهٔ ارغش، تمرکز اصلی بر عنصرهایی است که در برابر دگرسانی و دگرگونی‌های ضعیف، پایدار (نامتحرک) می‌مانند. بر پایهٔ بررسی‌های پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979)، این گروه دربردارندهٔ عنصرهای کمیاب ناسازگار (مانند Ti، P، Zr، Y، Sc، Nb) و همچنین، فلزات واسطه (مانند Ni، Co، Cr و V) است. Zr از عنصرهای HFS به‌شمار می‌رود و به‌دلیل تحرک بسیار اندک در بازهٔ دگرسانی، در سنگ‌های یادشده مناسب است (Talusani, 2010). در برابر، به باور همان پژوهشگران، عنصرهای اصلی و عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) بیشتر در بازهٔ فرایندهای دگرسانی تحرک بالایی دارند.

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی اکسیدهای اصلی و عنصرهای کمیاب در ترکیب سنگ‌کل گدازه‌های بالشی، توده‌های درونی مافیک و دایک در منطقهٔ ارغش.

Table 1. Whole-rock major and trace element geochemical data for pillow lavas, mafic intrusive bodies, and dikes of the Arghash region.

Sample No.	ZP08	ZP01	ZP58	ZP02	ZP04	ZP10	ZP11	ZP19	ZP16	ZP37
Rock Type			dike				plutonic			
SiO_2	55.20	47.10	48.76	49.07	50.86	51.28	53.54	53.81	54.38	55.40
TiO_2	0.84	0.76	0.59	0.60	0.74	0.92	0.76	0.77	0.56	0.60
Al_2O_3	18.96	20.20	15.23	15.15	18.50	20.01	17.71	18.93	17.02	17.34
Fe_2O_3	6.70	5.99	4.86	6.54	7.61	7.28	7.30	6.74	6.49	6.93
MgO	4.58	7.52	3.45	4.02	3.55	3.27	3.81	3.60	4.66	4.03
CaO	5.30	9.36	12.66	12.09	6.07	11.55	9.22	9.08	9.10	7.22
Na_2O	3.76	3.58	4.91	4.30	4.98	2.88	3.44	4.50	3.86	4.03
K_2O	0.85	0.72	0.83	1.09	1.01	0.57	1.08	0.50	0.12	0.82
MnO	0.10	0.07	0.11	0.09	0.17	0.10	0.17	0.12	0.14	0.12
P_2O_5	0.31	0.17	0.14	0.15	0.29	0.12	0.27	0.40	0.17	0.16
SO_3	0.41	-	0.33	0.76	0.02	0.01	0.04	0.03	0.04	0.01
LOI	3.68	4.00	9.20	7.60	7.28	2.70	3.07	1.45	3.81	3.60
Total	100.29	99.47	100.74	100.70	101.05	100.67	100.37	100.41	100.30	100.24
Cl	84	-	-	-	-	-	-	137	-	-
Ba	214	92	289	693	530	112	215	210	77	163
Ce	15	15	12	-	25	20	34	18	4	3
Co	14.9	33	15	11	19	21	21	17	16	18
Cr	43	27	71	139	25	15	18	31	25	18
Ga	20	14	19	18	20	18	17	20	15	16
La	21.8	6	15	15	28	6	16	18	10	9
Nb	6.2	4	8	5	4	3	3.2	9	4	4
Nd	19.4	8	13	13	24	10	19	12	7	10
Ni	12.4	134	31	29	13	12	18	14	28	11
Pb	4	6	6	6	13	3	5	3	5	0.3
Rb	12	11	19	21	31	8	34	6	2	13
Sc	20.8	31	23	22	16	22	20	20	26	21
Sr	436	728	721	785	357	527	487	628	465	461
V	210.1	215	165	197	246	240	238	203	197	226
W	17	bdl	bdl	bdl	6	bdl	1	7	2	8
Y	23.7	13	19	12	17	11	19	29	16	15
Zn	66	bdl	58	bdl	107	bdl	-	52	33	45
Zr	68	68	103	67	96	46	97	91	66	73

جدول ۱. ادامه.
Table 1. continued

Sample No.	ZP26	ZP 05	ZP27	ZP12	ZP09	ZP07	ZP25	ZP06	ZP03	ZP24
Rock Type	Pillow lava									
SiO2	42.28	42.99	44.21	45.12	45.64	46.70	47.09	49.30	51.89	57.03
TiO_2	1.43	1.68	1.66	1.35	1.89	1.89	1.56	1.83	0.90	1.46
Al_2O_3	13.29	13.59	15.75	13.57	16.06	15.87	15.29	18.01	16.32	16.19
Fe_2O_3	8.85	9.08	10.27	8.73	9.32	9.55	9.26	8.89	8.04	7.99
MgO	6.88	6.15	7.30	6.22	9.30	10.43	6.10	5.13	6.86	6.34
CaO	12.31	15.12	7.80	13.03	8.07	7.70	8.09	8.30	7.33	8.71
Na_2O	3.15	2.64	3.22	3.44	3.35	3.06	3.58	3.55	3.02	3.33
K_2O	0.61	0.38	1.75	0.64	0.76	0.16	2.70	0.70	0.92	1.50
MnO	0.21	0.22	0.24	0.16	0.15	0.12	0.20	0.16	0.13	0.09
P_2O_5	0.13	0.19	0.28	0.13	0.30	0.35	0.33	0.26	0.14	0.28
SO_3	0.03	0.06	0.02	0.04	0.32	0.25	0.04	0.04	0.03	0.08
LOI	11.38	8.65	8.25	8.19	5.97	5.11	6.54	4.02	5.23	3.93
Total	100.50	100.69	100.72	100.59	100.82	100.94	100.75	99.13	100.78	100.86
Cl	68	7	36	48	63	77	57	31	35	140
Ba	141	58	169	99	49	57	315	227	162	143
Ce	17	27	40	13	44	38	25	34	7	28
Co	45	39	40	38	45	35	33	28	27	28
Cr	130	198	119	294	210	273	106	44	66	142
Ga	18	20	18	18	18	20	15	21	19	16
La	14	15	10	14	13	23	15	17	13	16
Nb	14	11	14	10	14	13	15	6	6	13
Nd	4	5	7	9	18	14	8	15	6	16
Ni	178	110	82	182	97	114	63	18	33	11
Pb	24	9	9	13	12	11	11	7	8	20
Rb	13	6	31	11	13	3	31	14	17	18
Sc	35	32	34	34	37	36	35	18	28	35
Sr	490	443	318	380	288	325	618	573	451	557
V	253	222	238	224	217	214	201	311	245	294
W	-	14	10	11	9	11	-	-	10	13
Y	29	35	28	28	37	34	28	22	22	29
Zn	79	83	142	105	82	109	116	78	75	71
Zr	153	184	195	124	221	216	206	91	105	189

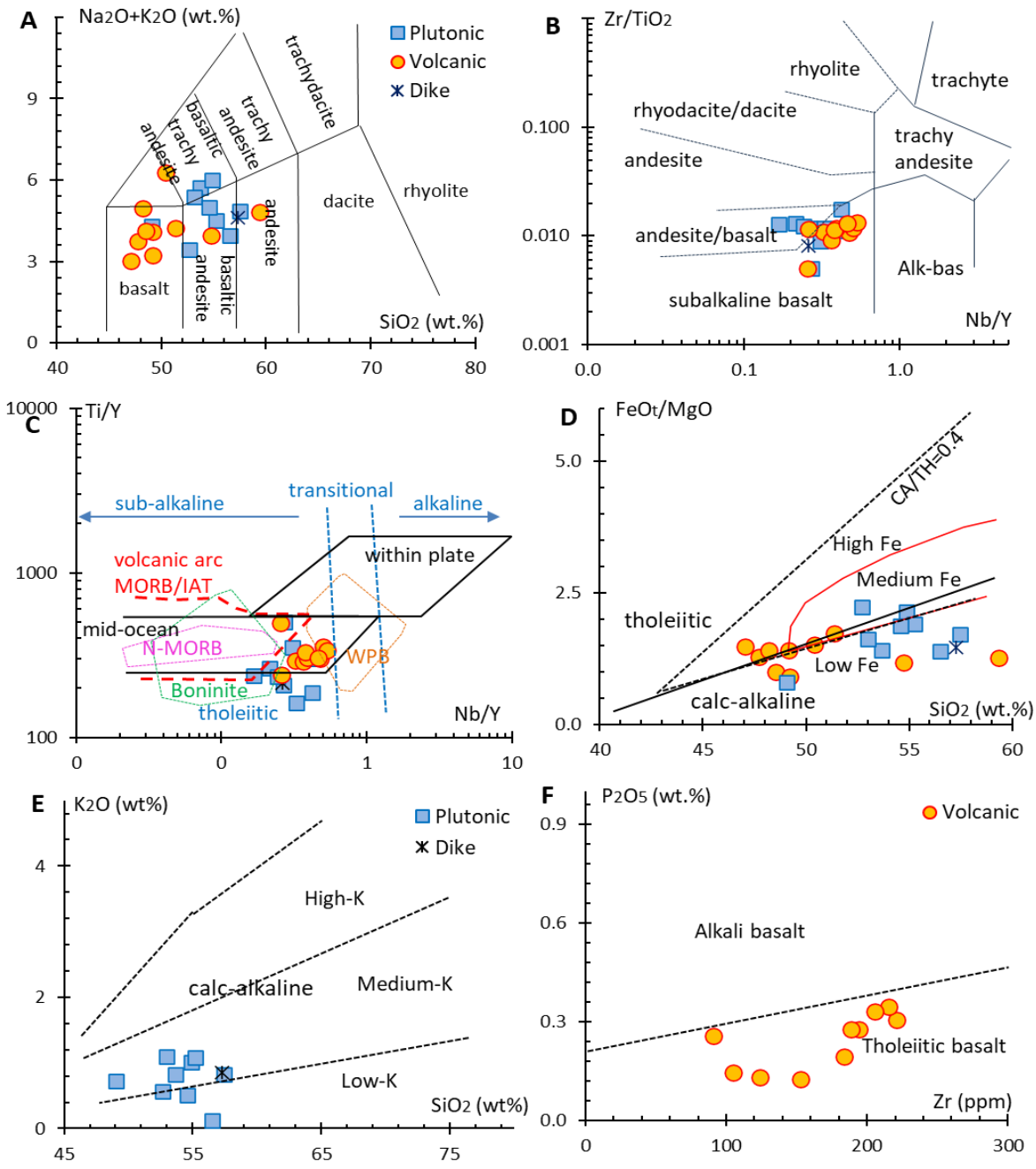
در این پژوهش، رسم نمودارهای تغییرات عنصرهای اصلی (مانند SiO_2، FeO، MgO، CaO) و عنصرهای متحرک (همانند Ba و Rb) در برابر عنصرهای نامتحرک (مانند Zr و Y)، جابه‌جایی و تحرک این عنصرها را در بسیاری از سنگ‌ها تأیید می‌کند. اگرچه طبق بررسی‌های چندانی عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) نیز مستعد تحرک در هنگام دگرسانی هستند (Rollinson, 1993)؛ اما در نمونه‌های بررسی‌شده، همبستگی خوبی میان برخی

عنصرهای LREE (مانند سریم، لانتانیم و نئودیمیم) و عنصرهای نامتحرک دیده شد. این همخوانی نشان می‌دهد عنصرهای LREE در فرایندهای دگرسانی در این منطقه، رفتار پایداری داشته‌اند. ازاین‌رو این عنصرها نیز برای تفسیرهای سنگ‌شناسی و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی به‌کار گرفته شدند. افزون‌بر این، از روند کلی تغییر ترکیب عنصرهای اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 برای تعیین تمایز میان گروه‌های گوناگون سنگ‌های ماگمایی در منطقهٔ ارغش به‌کار رفت که در ادامه به آنها پرداخته خواهد شد.

با توجه به تأثیر دگرسانی بر ترکیب شیمیایی نمونه‌ها، پیش از تفسیر داده‌های زمین‌شیمیایی، نخست مقدارهای مواد فرار (LOI) از ترکیب سنگ کل حذف شد و سپس مقدارهای اکسیدهای اصلی، به‌ویژه SiO_2 و Al_2O_3 بهنجار شد و محاسبات دوباره انجام شد. بر پایهٔ نمودار رده‌بندی SiO_2 در برابر مجموع اکسیدهای قلیایی (TAS)، بیشتر نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی در گسترهٔ بازالت جای می‌گیرند؛ اما سه نمونه در گستره‌های بازالت‌آندزیتی، بازالت تراکی‌آندزیتی و آندزیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-A). بیشتر نمونه‌های مربوط به توده‌های درونی (و دایک) در گسترهٔ بازالت‌آندزیتی جای دارند و شماری از آنها نیز به‌سوی گسترهٔ بازالت‌تراکی‌آندزیتی گرایش نشان می‌دهند. تنها یک نمونه از توده‌های درونی در گسترهٔ بازالت جای گرفته است (شکل ۴-A). برای بررسی دقیق‌تر سرشت ماگمایی نمونه‌ها، از نمودار تفکیکی Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 بهره گرفته شد. این نمودار بر پایهٔ عنصرهای کم‌تحرک استوار است و نسبت به تغییرات برخاسته از دگرسانی مقاومت بیشتری دارد. بر پایهٔ این نمودار، نمونه‌های آتشفشانی در گسترهٔ بازالت تا بازالت‌آندزیتی جای می‌گیرند که سرشت مافیک آنها را نشان می‌دهد. همچنین، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های درونی و دایک بیشتر در گسترهٔ بازالت‌آندزیتی تا بازالت جای گرفته‌اند که نشان‌دهندهٔ ترکیب مافیک تا اندازه‌ای دگرگون‌یافته این واحدهاست (شکل ۴-B). برای تعیین سری ماگمایی، نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y نیز به‌کار برده شد. بر پایهٔ این نمودار، همهٔ نمونه‌های آتشفشانی در گروه بازالت‌های تولهٔایتی ساب‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۴-C). در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر FeOt/MgO نمونه‌های گدازه‌های بالشی در گسترهٔ سری تولهٔایتی تا کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند، با این حال بیشتر نمونه‌ها گرایش آشکاری به‌سوی سری تولهٔایتی آهن‌دار نشان می‌دهند (شکل ۴-D). در برابر، سنگ‌های درونی (و دایک) بیشتر در گسترهٔ کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند و تنها دو نمونه از آنها در بخش تولهٔایتی پراکنده شده‌اند. همچنین، بر پایهٔ نمودار SiO_2 در برابر K_2O، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های درونی (و دایک) در گسترهٔ سری کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا تولهٔایتی جای می‌گیرند (شکل ۴-E). این ویژگی نشان‌دهندهٔ تفاوت در روند دگرگونی ماگمایی این سنگ‌ها نسبت به نمونه‌های آتشفشانی بازالتی است. در برابر، نمودار P_2O_5 در برابر Zr نشان می‌دهد همهٔ نمونه‌های آتشفشانی در گسترهٔ سری تولهٔایتی جای دارند (شکل ۴-F) که با سرشت مافیک و غنی‌شدگی آهن در این سنگ‌ها سازگار است.

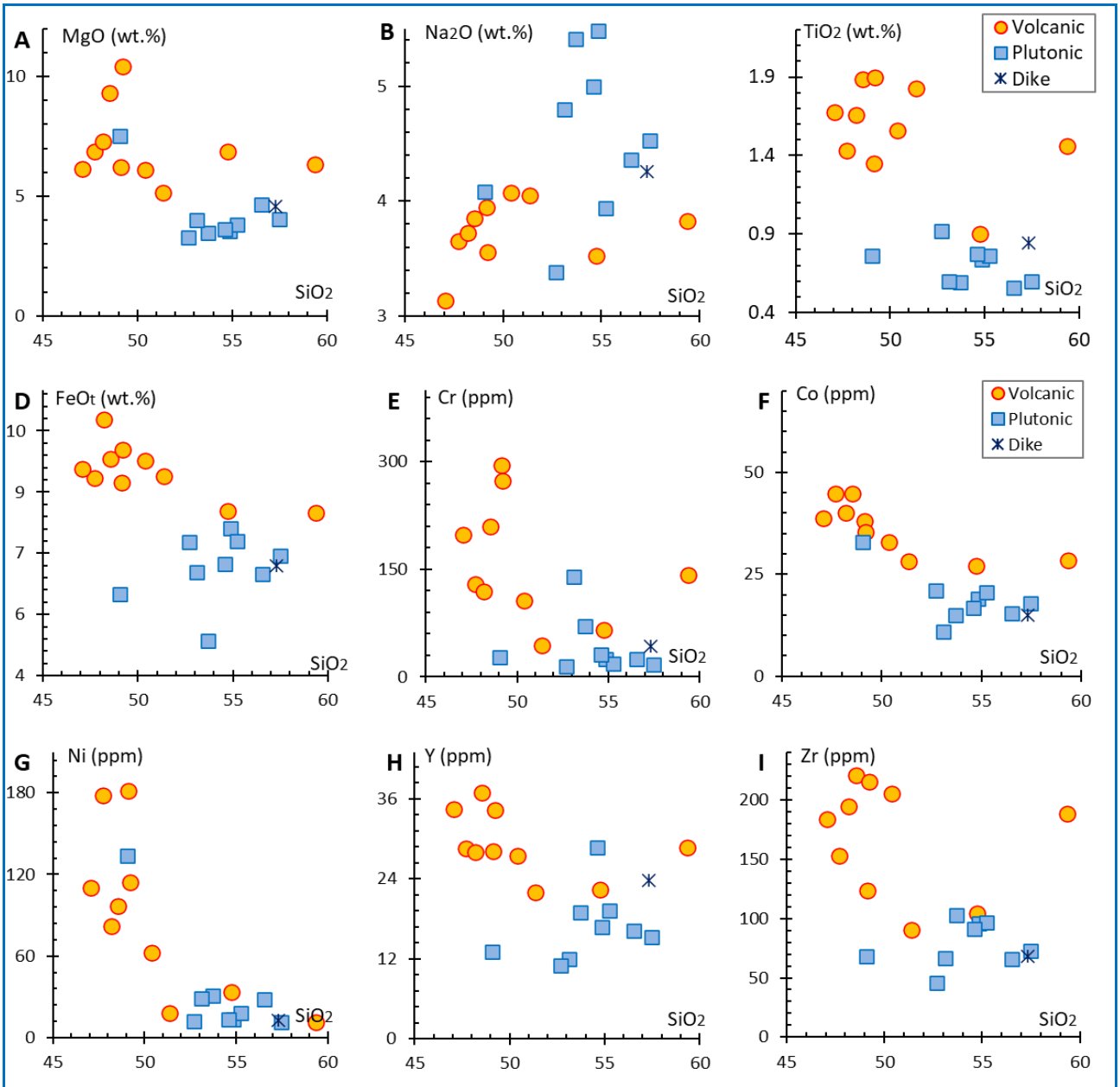
بحث

با توجه به اینکه فرایندهای دگرسانی پس از پیدایش سنگ‌ها در منطقهٔ ارغش رخ داده‌اند، به‌کارگیری نمودارهای دوتایی اکسیدهای اصلی در برابر عنصرهای اصلی و کمیاب برای تفسیرهای سنگ‌شناسی با محدودیت‌هایی همراه است. ازاین‌رو، در این بخش این نمودارها تنها با هدف مقایسه و شناسایی دو گروه اصلی سنگ‌های منطقهٔ ارغش (سنگ‌های درونی (و دایک) و سنگ‌های آتشفشانی (گدازه‌های بالشی))، به‌کار برده شده‌اند. بررسی تغییرات SiO_2 در برابر عنصرهای اصلی و کمیاب نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی و درونی در منطقهٔ ارغش رفتارهای زمین‌شیمیایی گوناگونی را ثبت کرده‌اند. این تفاوت در روند تغییرات عنصرها می‌تواند بازتابی از تفاوت در فرایندهای دگرگونی ماگما، میزان تبلور بخشی، درجه ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای و شرایط ژئودینامیکی پیدایش این سنگ‌ها باشد (Gibson, 2002; Winter, 2014).



شکل ۴. نام‌گذاری و تعیین سری گدازه‌های بالشی و توده‌های درونی منطقهٔ ارغش. **A**) نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌ها (Le Maitre, 2002)؛ **B**) نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)؛ **C**) نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y (Pearce, 1982; Saccani and Photiades, 2005)؛ **D**) نمودار تغییرات SiO₂ در برابر FeOt/MgO (با تغییراتی پس از میاشیرو (Miyashiro, 1975))؛ **E**) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های درونی و نمونه دایک در نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and Taylor 1976)؛ **F**) تعیین سرشت سنگ‌های بازالتی در نمودار Zr در برابر P₂O₅ (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 4. Classification and series determination of pillow lavas and intrusive bodies in the Arghash area. **A**) Total alkalis versus silica (TAS) diagram for chemical classification of rocks (Le Maitre, 2002); **B**) Logarithmic plot of Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977); **C**) Ti/Y versus Nb/Y diagram (Pearce, 1982; Saccani and Photiades, 2005); **D**) SiO₂ versus FeOt/MgO variation diagram (modified after Miyashiro, 1975); **E**) SiO₂ versus K₂O diagram (Peccerillo and Taylor 1976) for determining the magmatic series of intrusive rocks and dike samples; **F**) Zr versus P₂O₅ diagram for determining the nature of basaltic rocks (Winchester and Floyd, 1977).



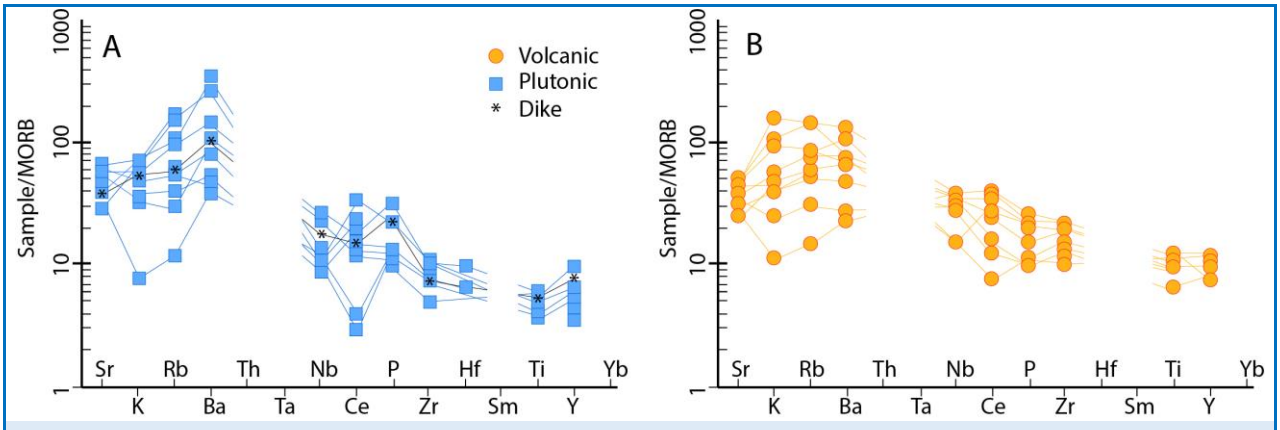
شکل ۵. نمودارهای تغییرات هارکر برای داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل نشان‌دهندهٔ رفتار برخی از اکسیدهای عنصرهای اصلی و فرعی در برابر SiO_2 در سنگ‌های آذرین منطقهٔ ارغش است.

Figure 5. Harker variation diagrams for whole-rock geochemical data showing the behavior of selected major and trace element oxides versus SiO_2 for igneous rocks from the Arghash area.

همان‌گونه‌که در شکل ۵ دیده می‌شود، بسیاری از نمونه‌های آتشفشانی نسبت به سنگ‌های درونی روندهای افزایشی یا کاهشی گوناگونی در تغییرات عنصرها نشان می‌دهند که می‌تواند گویای مسیرهای گوناگون دگرگونی ماگمایی و تاریخچهٔ سنگ‌زایی متمایز این دو گروه سنگی باشد. با توجه به الگوی عنصرهای کمیاب و عنصرهای ناسازگار بهنجارشده نسبت به ترکیب بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی (MORB)، تفاوت‌های زمین‌شیمیایی مشخصی میان سنگ‌های درونی (و دایک) و سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ ارغش دیده می‌شود (شکل ۶). الگوی پراکندگی این عنصرها در نمونه‌های مربوط به سنگ‌های درونی (و دایک) شیب مشخصی دارد و بیشتر غنی‌شدگی نسبی از عنصرهای لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) مانند Rb، K و Ba را نشان می‌دهند؛ اما عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr و Ti

در مقایسهٔ با MORB مقدارهای کمتر یا نزدیک به آن هستند (شکل ۶-A). این الگو، به‌ویژه تهی‌شدگی نسبی Nb و Ti، همراه با غنی‌شدگی عنصرهای متحرک، معمولاً به تأثیر بخش سیال‌ها یا مذاب‌های برخاسته از تختهٔ فرورونده در منبع ماگمایی نسبت داده می‌شود و می‌تواند نشان‌دهندهٔ مشارکت یک بخش فرورانشی در دگرگونی ماگماهای درونی باشد (Pearce and Norry, 1979; Saccani, 2015). همچنین، تغییرات چشمگیر در مقدارهای Ba، Ce و Ti در این سنگ‌ها گویای ناهمگنی منبع گوشته‌ای و یا نقش فرایندهای تبلور بخشی در دگرگونی این ماگماهاست (Hawkins, 1995; Rollinson and Pease, 2021). در برابر، گدازه‌های آتشفشانی (گدازه‌های بالشی) الگوی پراکندگی کمابیش یکنواخت و نزدیک به مسطحی را در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده نسبت به MORB نشان می‌دهند (شکل ۶-B). این سنگ‌ها در مقایسه با توده‌های درونی، غنی‌شدگی محدودتری در عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، K و Ba دارند؛ اما برخی عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr و Ti مقدارهای کمابیش بیشتر یا نزدیک به ترکیب MORB دارند. گدازه‌های تولهایتی منطقه مقدارهای کمابیش بالای TiO_2 (نزدیک به ۰/۹ تا ۱/۸۹ درصد) دارند و از برخی عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE)، مانند La و Ce غنی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. مقایسهٔ الگوی زمین‌شیمیایی این بازالت‌ها با سنگ‌های درونی، گرایش آنها به ترکیباتی همانند E-MORB و OIB-like را نشان می‌دهد و گویای مشارکت منبع گوشته‌ای غنی‌شده و احتمال حضور بخش سست‌کره‌ای در خاستگاه مذاب‌هاست (Saunders et al., 1988; Tatsumi and Eggins, 1995; Tatsumi and Kogiso, 2003; Pearce, 2003, 2014).

به‌طور کلی، ناهمخوانی الگوهای زمین‌شیمیایی میان سنگ‌های درونی (و دایک) و آتشفشانی گویای آنست که این دو گروه سنگی چه‌بسا از خاستگاه‌ها یا فرایندهای دگرگونی گوناگونی سرچشمه گرفته‌اند. این شواهد گویای فعالیت یک سامانهٔ ماگمایی چندمرحله‌ای در منطقهٔ ارغش هستند.



شکل ۶. نمودارهای عنکبوتی عنصرهای کمیاب سنگ‌های آذرین ارغش که به ترکیب MORB (Pearce, 1983) بهنجارشده است؛ **A**) الگوی عنصرهای کمیاب در توده‌های درونی؛ **B**. الگوی عنصرهای کمیاب در گدازه‌های بالشی.

Figure 6. MORB-normalized trace element spider diagrams (normalizing values from Pearce, 1983) for igneous rocks from the Arghash area. **A**. Trace element patterns for intrusive bodies; **B**. Trace element patterns for pillow lavas.

جایگاه زمین‌ساختی

افزون‌بر شواهد صحرایی و میدانی، داده‌های زمین‌شیمیایی ابزاری کارآمد برای تعیین محیط‌های تکتونوماگمایی و ارزیابی ویژگی‌های منبع گوشته‌ای بازالت‌ها به‌شمار می‌روند. با این حال، نمودارهای شناسایی زمین‌ساختی متداول، به‌ویژه در صورت به‌کارگیری انفرادی، همواره کارایی کافی را در تمایز دقیق بازالت‌ها ندارند؛ اما بهره‌گیری هم‌زمان از مجموعه‌ای از نمودارهای دو، سه یا چندمتغیره می‌تواند داده‌های معتبرتر و

قابل‌اعتمادتری را ارائه دهد (Saccani et al., 2015). در همین راستا، جایگاه زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه و توده‌های درونی (و دایک) متناظر در نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی ارزیابی شد. در نمودار سه‌تایی شناسایی Y–Zr–Nb، نمونه‌های آتشفشانی به‌طور متمرکز در قلمرو بازالت‌های درون‌صفحه‌ای تولهایتی (WPT) جانمایی شده‌اند، اما توده‌های درونی (و دایک) پراکندگی گسترده‌تری نشان می‌دهند و افزون‌بر گسترهٔ بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB)، بخشی از آنها به‌سوی گسترهٔ B گرایش یافته‌اند (شکل ۷-A). شناسایی بهتر محیط زمین‌ساختی در نمودار سه‌تایی Y–La–Nb وضوح بیشتری می‌یابد؛ به‌گونه‌ای‌که سنگ‌های آتشفشانی بیشتر در قلمروهای وابسته به محیط‌های پس از کوهزایی یا کششی[1] مایل به E-MORB جای می‌گیرند؛ اما توده‌های درونی به‌سوی بخش چپ نمودار یعنی قلمرو کوهزایی (دربردارندهٔ کمان‌های جزیره‌ای و کرانه‌های فعال قاره‌ای) با سرشت کالک‌آلکالن گرایش آشکاری نشان می‌دهند (شکل ۷-B). شناسایی محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها در نمودار دو متغیره La در برابر Nb شکل واضح‌تری به خود می‌گیرد؛ به‌گونه‌ای‌که نمونه‌های توده درونی (و دایک) با مقدارهای کمتر Nb (بیشتر میان ۳/۶ تا ۹/۴ گرم بر تن) کاملاً در قلمرو تولهایت‌های کمان جزیره‌ای تثبیت شده‌اند (شکل ۷-C). در سوی دیگر، سنگ‌های آتشفشانی با محتوای Nb بالاتر (از ۵ تا ۱۵/۶ گرم بر تن) به‌سوی راست نمودار جابه‌جا شده‌اند و در گسترهٔ بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی و بازالت‌های درون‌صفحه‌ای پراکنده شده‌اند. همچنین، نمودار V در برابر Ti که حساسیت بالایی به شرایط فوگاسیتهٔ اکسیژن و شناسایی محیط‌های کمان و پس‌کمان دارد (Shervais, 1982)، تفاوت غنی‌شدگی عنصرهای شدت میدان بالا (HFSE) را در این دو گروه نشان می‌دهد (شکل ۷-D). توده‌های درونی با مقدارهای کمتر Ti در گسترهٔ نسبت‌های Ti/V در نزدیک به ۱۰ تا ۲۰ جای گرفته‌اند و ویژگی‌های بارز بازالت‌های کمان جزیره‌ای مایل به پهنه‌های پس‌کمان نزدیک به کمان (IAT، BABB نزدیک به تختهٔ فرورو[2] و FAB) را به نمایش می‌گزارند. در برابر، گدازه‌های آتشفشانی با دارا بودن محتوای به مراتب بالاتر Ti و موقعیت در زون میان نسبت‌های Ti/V میان ۲۰ تا ۵۰، انطباق کاملی با قلمرو بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و پهنه‌های پس‌کمان دور از کمان (MORB، BAB دور از تختهٔ فرورو[3]، FAB) نشان می‌دهند. نمونه دایک منطقهٔ ارغش، در مرز انتقالی میان این سامانه‌ها جای دارد. آرایش و تمایز نمونه‌ها در نمودار دوتایی Zr در برابر Ti نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی با مقدارهای بالاتر Zr (از ۹۰/۸ تا ۲۲۰/۷ گرم بر تن) و TiO_2 (از ۰/۷۸ تا ۱/۸۹ درصدوزنی)، در گسترهٔ گدازه‌های درون‌صفحه‌ای و بخش بالایی بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی پراکنده شده‌اند؛ اما توده‌های درونی (و دایک) به‌علت محتوای کمتر Zr (از ۴۶ تا ۱۰۶/۱ گرم بر تن) و TiO_2 (از ۰/۳ تا ۱/۰۹ درصدوزنی)، به‌طور کامل در گسترهٔ گدازه‌های کمان جزیره‌ای و بخش پایینی بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی تثبیت شده‌اند (شکل ۷-E).

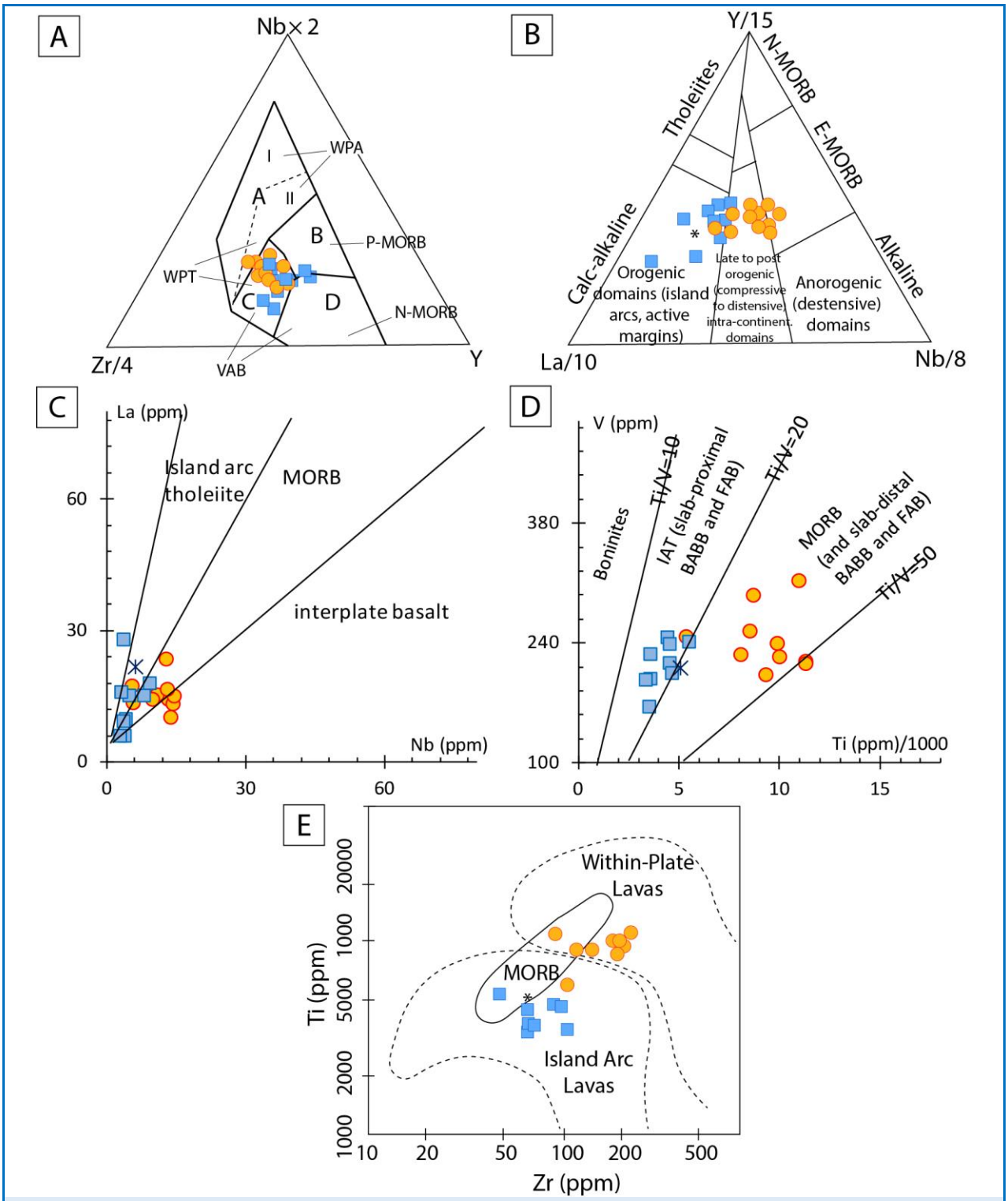
ارزیابی ویژگی‌های خاستگاه ماگما

ارزیابی ویژگی‌های منبع ماگمایی و فرایندهای دگرگونی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های درونی (و دایک) بررسی‌شده با به‌کارگیری ترکیبی از عنصرهای ناسازگار کم‌تحرک انجام شده است. در نمودار دوتایی نسبت‌های Zr/Y در برابر Nb/Y، هر دو گروه سنگی در مقایسه با گوشتهٔ اولیه، به‌سوی غنی‌شدگی منبع گرایش نشان می‌دهند (شکل ۸-A). با این حال، نمونه‌های آتشفشانی به‌علت داشتن نسبت‌های بالاتر Nb/Y و Zr/Y، در موقعیت غنی‌شده‌تری نسبت به سنگ‌های درونی جای گرفته‌اند که این ویژگی نشان‌دهندهٔ ناهمگنی یا درجات گوناگونی از غنی‌شدگی در خاستگاه گوشته‌ای آنهاست (Wilson and Downes, 2006; Deschamps et al., 2013; Stracke and Salters, 2025).

[1] Late to post orogenic domains

[2] slab-proximal BABB

[3] slab-distal BABB



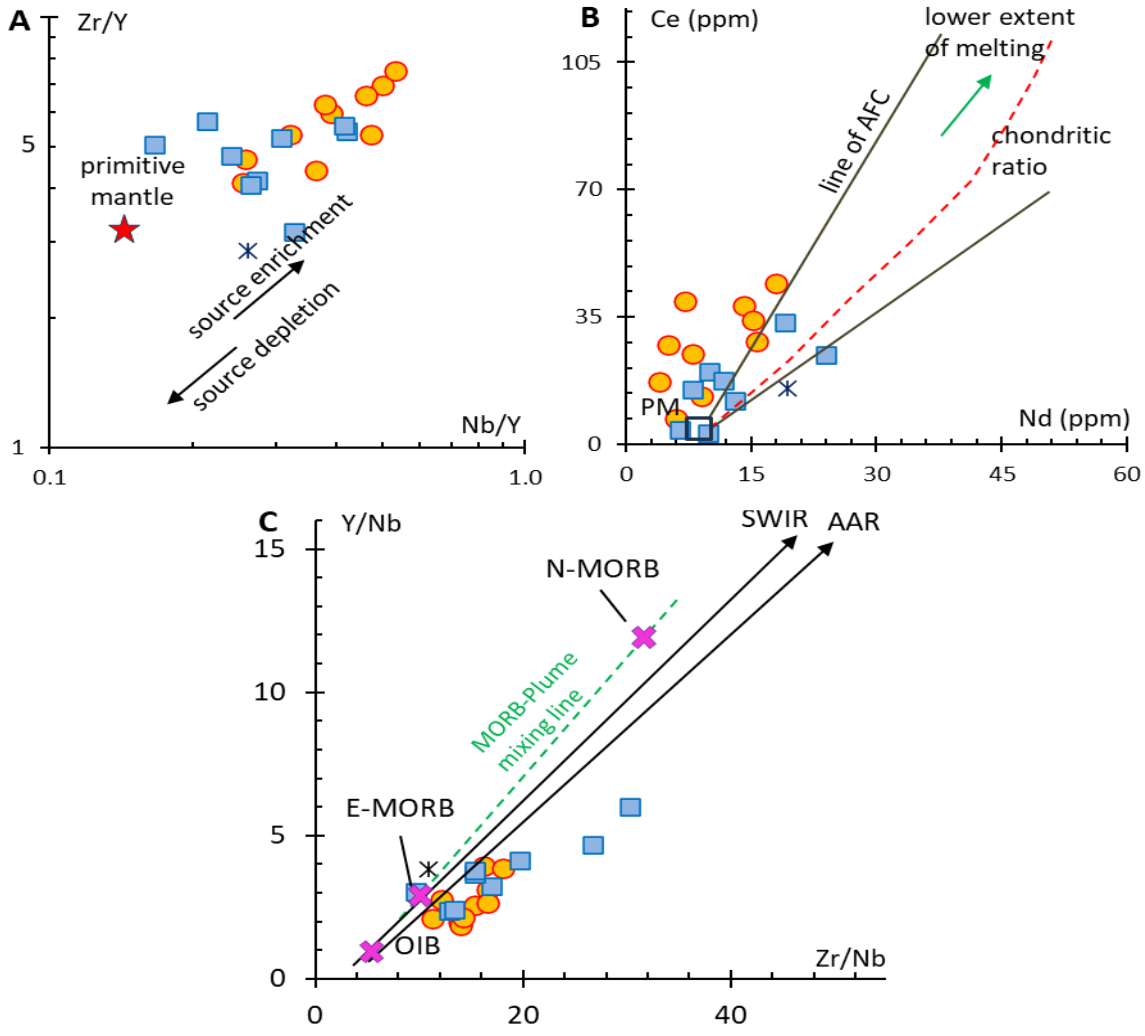
شکل ۷. ترکیب نمونه‌های گدازهٔ بالشی، تودهٔ درونی و دایک در نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی. **A**) نمودار سه‌تایی Zr-Nb-Y (Meschede, 1986)؛ **B**) نمودار سه‌تایی La-Y-Nb (Wood, 1980; Cabanis and Lecolle, 1989)؛ **C**) نمودار Nb در برابر La (Reichow et al., 2005)؛ **D**) نمودار Ti/1000 در برابر V (Shervais, 1982)؛ E) نمودار Zr در برابر Ti (Pearce, 1982).

Figure 7. Tectonic setting discrimination diagrams for pillow lava, intrusive body, and dike sample: **A**) Zr–Nb–Y ternary diagram (Meschede, 1986); **B**) Ternary La–Y–Nb diagram (Wood, 1980; Cabanis and Lecolle, 1989); **C**) Nb versus La diagram (Reichow et al., 2005); **D**) Ti/1000 versus V diagram (Shervais, 1982); **E**) Zr versus Ti diagram (Pearce, 1982).

در نمودار Ce در برابر Nd، الگوسازی فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی همراه با هضم پوسته آمیخته با تبلور تفریقی (AFC) بررسی شده است (شکل B-۹). نمونه‌های توده درونی (و دایک) بیشتر در نزدیکی منبع گوشته‌ای اولیه (PM) و در نزدیکی خط نسبت کندریتی[۴] متمرکز شده‌اند (شکل B-۹). در برابر، سنگ‌های آتشفشانی با داشتن مقدارهای بالاتر Ce و Nd و انحراف به‌سوی خط AFC، دچار فرایندهای جدایش بلوری بیشتر یا درجات کمتر ذوب‌بخشی [۵] شده‌اند که این پراکندگی با غنی‌شدگی بیشتر گدازه‌های آتشفشانی همخوانی دارد (شکل B-۹).

برای ردیابی دقیق‌تر سهم گوشته سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای در سنگ‌زایی این سنگ‌ها، نسبت Zr/Ba به‌عنوان شاخص زمین‌شیمیایی حساس ارزیابی شد. در نمونه‌های بررسی‌شده، مقدار این نسبت در بازالت‌های ارغش از ۰/۴ تا ۴/۶ و در توده‌های درونی (و دایک) از ۰/۱ تا ۰/۸ متغیر است (جدول ۱). بر پایهٔ دیدگاه‌های سنگ‌شناسی پیشین، مقدارهای کم نسبت Zr/Ba (نزدیک به ۰/۳ تا ۰/۵) بازتابی از خاستگاه سنگ‌کره‌ای و گویای مشارکت یک گوشته دگرنهادشده در پیدایش مذاب مادر است؛ اما افزایش این نسبت به مقدارهای بیشتر از ۰/۵، شاخصی از خاستگاه سست‌کره‌ای و سهم بزرگ یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده به‌شمار می‌رود (Menzies et al., 1991; Kürkcüoglu, 2010; Ganguly et al., 2022). بنابراین، انباشتگی و مقدارهای بالای این نسبت در نمونه‌های بازالتی، نقش بارز یک منبع سست‌کره‌ای غنی‌شده را در پیدایش ماگمای اولیه آنها آشکار می‌کند؛ اما افت این شاخص در توده‌های درونی (و دایک) گویای مشارکت ذوب‌های پدیدآمده از منبع سنگ‌کره‌ای دگرنهادشده است. افزون‌بر این، باروری منبع گوشته‌ای با بررسی نسبت Zr/Nb بررسی شد. این نسبت در بازالت‌ها بازهٔ ۱۱ تا ۱۸ و در توده‌های درونی (و دایک) بازهٔ گسترده‌تر ۱۰ تا ۳۰ را نشان می‌دهد (جدول ۱). این شاخص نقشی کلیدی در شناسایی ویژگی‌های غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی منبع ماگماهای بازالتی بازی می‌کند (Erlank and Kable, 1976; Pearce and Norry, 1979; Le Roex et al., 1983)؛ به‌گونه‌ای‌که مقدارهای بالاتر آن با آشیانه‌های گوشته‌ای تهی‌شده مانند N-MORB وابسته هستند و مقدارهای کمتر، حضور یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده یا تأثیر بخش‌های تنورهٔ ماگمایی[۶] را نشان می‌دهند. در همین راستا و برای بررسی دقیق‌تر فرایندهای آمیختگی ماگمایی و تعیین بخش‌های منبع گوشته‌ای، نمودار دوتایی نسبت‌های Y/Nb در برابر Zr/Nb به‌کار برده می‌شود (Le Roex et al., 1983; Saccani and Photiades, 2005b). در این نمودار، خطوط ترکیب‌های پایانی مربوط به بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی جنوب‌باختری اقیانوس هند (SWIR) و جنوب تودهٔ آمریکایی-جنوبگان (AAR) به‌همراه خط آمیختگی گوشتهٔ MORB و غنی‌شده[۷] به‌عنوان مراجع اصلی ترسیم شده‌اند. بر پایهٔ پراکندگی داده‌ها، سنگ‌های آتشفشانی منطقه با داشتن نسبت‌های Zr/Nb از ۱۰ تا ۲۰ و نسبت‌های کمی از Y/Nb (کمتر از ۵)، آرایش منظمی را در امتداد خطوط دگرگونی و در همبری بخش گوشته‌ای غنی‌شده E-MORB (بازالت پشتهٔ میان‌اقیانوسی غنی‌شده) و مایل به OIB (بازالت جزیره‌های اقیانوسی) نشان می‌دهند. تمرکز ترکیب این نمونه‌ها دقیقاً در فاز انتقالی غنی‌شدگی منبع جای دارد و هیچ‌یک از گدازه‌ها به‌سوی بخش تهی‌شده N-MORB (با نسبت‌های Y/Nb نزدیک به ۱۲) گراییده نشده‌اند (شکل C-۸). این الگو نشان می‌دهد خاستگاه ماگمای آتشفشانی منطقه تحت‌تأثیر یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده یا فرایندهای آمیختگی با بخش‌های غنی از عنصرهای ناسازگار بوده است. در برابر آن، سنگ‌های درونی رفتار زمین‌شیمیایی گوناگونی را نشان می‌دهند.

[4] chondritic ratio
[5] lower extent of melting
[6] plume
[7] MORB-Plume mixing line



شکل ۸. نمودارهای تشخیصی زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های درونی منطقهٔ ارغش. **A**) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y نشان‌دهندهٔ روندهای آمیختگی میان گوشته تهی‌شده و گوشته غنی‌شده (Wilson, 1989)؛ **B**) نمودار Nd در برابر Ce (Ahmad and Tarney, 1991). خط‌چین نشان‌دهندهٔ نسبت کندریت از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) برگرفته شده است؛ **C**) نمودار Zr/Nb در برابر Y/Nb برای بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و بازالت‌های بینابین آلکالن (Saccani and Photiades, 2005). ترکیب‌های بازالت‌های مدرن نوع N-MORB، E-MORB و بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی بر پایهٔ از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) نشان داده شده‌اند. پیکان‌ها نیز تغییرات ترکیبی بازالت‌های کف اقیانوس را به‌ترتیب در امتداد پشتهٔ جنوب‌باختری هند (SWIR) (داده‌ها از Le Roex et al., 1983) و پشتهٔ آمریکا-جنوبگان (AAR) (داده‌ها از Le Roex et al., 1985) نشان می‌دهند. نمادها همانند شکل ۷ است.

Figure 8. Geochemical discrimination diagrams for pillow lavas and intrusive rocks of the Arghash area. **A**) Zr/Y versus Nb/Y diagram showing mixing trends between depleted mantle and enriched mantle (Wilson, 1989). **B**) Nd versus Ce diagram (Ahmad and Tarney, 1991). The dashed line represents the chondritic ratio from Sun and McDonough (1989). **C**) Zr/Nb versus Y/Nb diagram for mid-ocean ridge basalts (MORB) and transitional alkaline basalts (Saccani and Photiades, 2005). The locations of modern N-MORB, E-MORB, and OIB compositions are shown based on Sun and McDonough (1989). The arrows indicate compositional trends of ocean-floor basalts, specifically from the Southwest Indian Ridge (SWIR) (Data from: Le Roex et al., 1983) and the American–Antarctic Ridge (AAR) (Data friom: Le Roex et al., 1985). The symbols are similar to Figure 7.

این نمونه‌ها بر خلاف گدازه‌های بالشی، پراکندگی متمرکزی ندارند و آرایش خطی کشیده‌تری را با گرایش به‌سوی مقدارهای بالاتر نسبت‌های Zr/Nb (تا نزدیک به ۳۰) و Y/Nb (تا نزدیک به ۶) نمایش می‌دهند (شکل ۹-C). این گستردگی و پراکندگی خطی که موازی با خطوط دگرگونی SWIR و AAR امتداد یافته است چه‌بسا نشان‌دهندهٔ تأثیر فرایندهای جدایش بلوری پیشرونده در ژرفای پایداری این توده‌ها و یا نرخ‌های متغیر درجات ذوب‌بخشی از یک منبع ناهمگن باشد (شکل ۹-C). بنابراین، این تباین رفتاری میان گدازه‌ها و توده‌های درونی هم‌ارز، گواهی بر تفاوت‌های دو گروه سنگی در رخدادهای دگرگونی، زمان‌بندی تزریق ماگما و میزان نرخ ذوب‌بخشی در سامانه ماگمایی منطقه است؛ ویژگی که نشان می‌دهد توده‌های درونی به‌علت پایداری بیشتر در آشیانه‌های ماگمایی ژرف‌تر، فرصت بیشتری برای ثبت فرایندهای آمیختگی صعودی و جدایش ماگمایی نسبت به فوران‌های پرشتاب گدازه‌های بالشی داشته‌اند.

مقایسهٔ یافته‌های ارغش با الگو دگرگونی پهنهٔ افیولیتی سبزوار

همخوانی زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی ارغش با مرحلهٔ بازشدگی اقیانوسی سبزوار

بر پایهٔ الگو دگرگونی پیشنهادی برای پهنهٔ افیولیتی سبزوار، بازالت‌های E-MORB این پهنه گویای مراحل آغازین بازشدگی اقیانوسی و برهم‌کنش سست‌کره در حال صعود با منابع گوشته‌ای غنی‌شده نوع OIB هستند (Kazemi et al., 2019; Jafari and Ghasemi, 2023). یافته‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده از گدازه‌های بالشی منطقهٔ ارغش همخوانی چشمگیری با این مرحله از دگرگونی پهنه نشان می‌دهند. غنی‌شدگی نسبی LREE (به‌ویژه La و Ce)، مقدارهای کمابیش بالای Nb و TiO_2 و نسبت‌های بالای Zr/Ba، همگی از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های نوع E-MORB هستند که در ارتباط با درجات کم ذوب‌بخشی از منابع گوشته‌ای بارور و حضور بخش‌های سست‌کرهٔ غنی‌شده پدید می‌آیند (Pearce, 2008; Saccani et al., 2013, Saccani, 2015). ترکیب این گدازه‌ها در نمودارهای شناسایی زمین‌ساختی، به‌ویژه گرایش آنها به گسترهٔ بازالت‌های درون‌صفحه‌ای تولهٔ‌ایتی (WPT)، با تفسیر آنها به‌عنوان محصول بازشدگی اقیانوسی همخوانی دارد. این الگو با الگوی پیشنهادیِ ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2015) و برای پهنهٔ سبزوار که در آن غنی‌شدگی HFSE و LREE در بازالت‌های E-MORB پیامد حضور بخش‌های پلومی یا گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده در بستر پهنهٔ پشت‌کمانی اولیه (Pearce and Stern, 2006; Moghadam et al., 2025) دانسته می‌شود، همسو است.

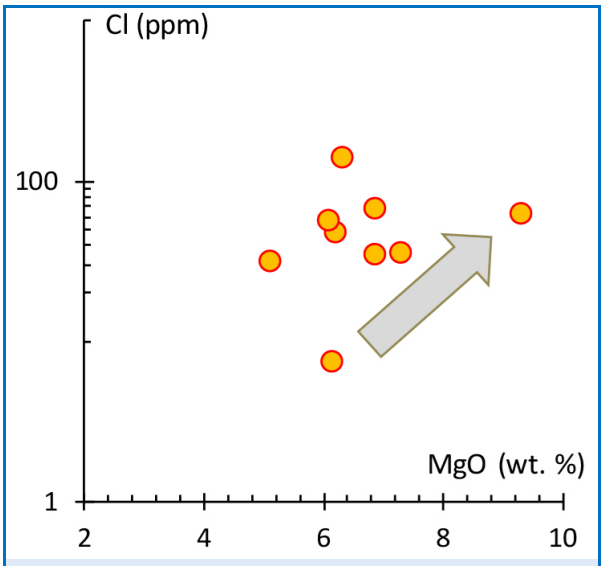
توده‌های درونی مافیک ارغش گویای مرحلهٔ فرورانشی (IAT) پهنهٔ سبزوار

توده‌های درونی مافیک منطقهٔ ارغش ویژگی زمین‌شیمیایی کاملاً گوناگونی را نشان می‌دهند که با توصیف نصرآبادی و همکاران (Nasrabadi et al., 2011) و جعفری و قاسمی (Jafari and Ghasemi, 2023) از ماگماهای IAT در پهنهٔ سبزوار همخوانی دارد. تهی‌شدگی مشخص Nb و Ti، نسبت‌های کم Ti/V، غنی‌شدگی نسبی Ba، Sr و نسبت‌های کم Zr/Ba، همگی ویژگی‌های بارز سنگ‌های تولهٔ‌ایتی-کالک‌آلکالن کمانی را با بخش فرورانشی برجسته تداعی می‌کنند. این بخش فرورانشی، که از راه سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورونده به غنی‌شدگی انتخابی LILE و تهی‌شدگی HFSE در گوهٔ گوشته‌ای می‌انجامد (Tatsumi, 1989; Stern, 2002)، با الگوی پیدایش ماگماهای IAT در پهنهٔ فرافرورانش (SSZ) سبزوار که در آن گوهٔ گوشته‌ای تهی‌شده توسط سیال‌های دگرنهادکننده تختهٔ بارور شده است، کاملاً همخوانی دارد (Moghadam et al., 2014; Saccani, 2015). این مقایسه نشان می‌دهد توده‌های درونی ارغش معادل همان ماگماهای نوع IAT هستند که در الگوی دگرگونی سبزوار پس از آغاز فرورانش پیشرونده درون‌اقیانوسی در کرتاسه پدید آمده‌اند.

شواهد زمین‌شیمیایی و گرمابی زیردریایی و پیامدهای پی‌جویی

گـدازه‌های بالشـی منطقـهٔ ارغـش بـر پایـهٔ الگوهـای پراکندگی عنصرهای کمیاب، نسبت‌های عنصرهای ناسازگار و جایگـاه آنهـا در نمودارهـای شناسـایی تکتونوماگمـایی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی هماننـد بازالت‌هـای E-MORB نشـان می‌دهنـد (شـکل‌های ۸ و ۹). ایـن ویژگـی گویـای پیدایش این بازالت‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده با مشـارکت بخـش سسـت‌کره‌ای در بـازهٔ مراحـل آغـازین بازشدگی اقیانوسی یا گسترش یک محیط کششی در پهنـهٔ سـبزوار اسـت. یافتـه‌های زمین‌شـیمیایی و کانی‌شناسـی به‌دسـت‌آمده از ایـن پـژوهش نشـان می‌دهـد هم‌زمـان بـا استقرار گدازه‌های بالشـی، سـامانه‌های گرمـابی زیردریـایی نقش فعالی در دگرگونی شیمیایی و کانه‌زایی منطقهٔ ارغش بـازی کرده‌انـد (شـکل ۲-A). بـر پایـهٔ داده‌هـای تجزیـه شـیمیایی، افـزایش غلظـت عنصـر کلـر (Cl) در برخـی نمونه‌های گدازه بالشی منطقهٔ ارغش افزایش یافته اسـت و به نزدیک به ۱۴۰ گرم بر تـن رسـیده اسـت. مقایسـهٔ ایـن مقدارهای با غلظت‌های اولیه سـنگ‌های بـازالتی (کمتـر از ۵۰ تا ۶۰ گرم بـر تـن در بازالت‌هـای E-MORB) گویـای یک فرایند غنی‌شدگی ثانویه در پی دگرگـونی سـامانه‌های گرمـابی اسـت (جـدول ۱) (Perfit et al., 2003). ایـن ناهنجـاری مثبـت کلـر، همـراه بـا شـواهد پیریتی‌شـدن، آغشـتگی مالاکیـت و دگرسـانی اسـپیلیتی (شـکل ۲-B)، گویای برهم‌کنش شدید با نسـبت سـیال بـه سـنگ بـالا و بلندمدت میان گدازه‌های بازالتی و آب دریا در محیط‌هـای کف اقیانوسی اسـت (Alt, 2004; Haase et al., 2007; De Ronde et al., 2011; Matabos et al., 2025).

افزون‌بر ایـن، وجـود همبسـتگی مثبـت و معنـی‌دار میـان MgO و Cl در این گدازه‌ها (شـکل ۱۰) نیـز نشـان‌دهندهٔ توسـعه دگرسـانی گرمـابی پیشـرفته و پیـدایش کانی‌هـای ثانویـه غنـی از منیـزیم ماننـد کلریـت و آمفیبـول اسـت (Kepezhinskas et al., 2026). در سامانه‌های سیال کف دریـا، چـرخش و نفـوذ مکـرر آب دریـا درون شـکاف‌های گدازه‌های داغ، منبع اصلی فراهم‌آوردن یون‌های Mg و Cl به‌شمار می‌رود. در دماهای بالا (عموماً بیش از ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجهٔ سانتیگراد)، واکنش‌های متقابل سیال-سنگ، شستشو و خروج کلسیم از شبکهٔ کانی‌های اولیـه سـنگ و در برابـر، ورود و تثبیت منیزیم سـیال در سـاختار کانی‌هـای ثانویـه دگرسانی را به‌دنبال دارد (Humphris and Thompson, 1978; Franklin et al., 2005; Haymon et al., 2008; Kang et al., 2025). در پی ایـن جابـه‌جایی‌های کاتیونی، سیال‌های گرمابی پدیدآمده به‌علت غنی‌شـدگی از کمپلکس‌های کلریدی فلزات، پتانسـیل بـالایی در انحـلال، انتقال و تمرکز فلزات پایـه دارنـد و شـرایط مناسـب بـرای پیدایش کانه‌زایی‌های سولفید توده‌ای زیردریـایی را فـراهم می‌کنند (Hannington et al., 2005).



شکل ۹. داده‌های تجزیهٔ نمونه‌های گدازه بالشی در نمـودار MgO در برابر Cl.

Figure 9. Analytical data of pillow lava samples in the MgO versus Cl diagram.

بـا وجـود شـواهد روشـن از فعالیـت گرمـابی، نبـود دیده‌شدن کانسار سولفید توده‌ای در ارغش نشـان می‌دهـد سامانه گرمابی منطقه احتمالاً به مرحلهٔ دگرگونی کامل یک سامانهٔ VMS اقتصادی نرسیده است. پیـدایش کانسـارهای سولفید تـوده‌ای نیازمنـد هم‌زمـانی مجموعـه‌ای از عوامـل دربردارندهٔ جریان پایدار و متمرکز سیال‌های گرمـابی، شـار گرمایی خوب، تأمین کـافی فلـزات، وجـود فضـای مناسـب برای انباشت سولفیدها و شرایط خوب برای حفظ کانسنگ پـس از پیـدایش اسـت (Hannington et al., 2011). بنابراین، حضور پیریت گسترده در ارغش را می‌توان بیشـتر نشانه‌ای از گذر سیال‌های گرمابی و واکـنش بـا سـنگ‌های بازالتی و توسعه یک سامانهٔ گرمابی فعال تفسـیر کـرد؛ نـه

الزاماً شاهدی قطعی برای پیدایش یک کانسار VMS کامل. یکی از تفسیرهای محتمل برای این وضعیت آنست که بخش‌های دیده‌شده در ارغش چه‌بسا گویای بخش تغذیه‌ای یک سامانهٔ گرمابی باشند؛ اما بخش اصلی رسوبی و انباشت‌شده سولفیدهای مس-روی در بخش‌های بالاتر یا جانبی سامانه جای دارد و یا در پی فرایندهای فرسایشی، دگرریختی و جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی بعدی حفظ نشده باشد. همانند این وضعیت در بسیاری از محیط‌های اقیانوسی و افیولیتی جهان دیده می‌شود که در آنها شواهد فعالیت گرمابی قوی وجود دارد؛ اما تنها بخش محدودی از سامانه‌ها به کانسارهای اقتصادی VMS تبدیل شده‌اند. در مجموع، داده‌های زمین‌شیمیایی و شواهد گرمابی منطقهٔ ارغش نشان می‌دهند پیدایش بازالت‌های E-MORB و فعالیت سامانه‌های گرمابی زیردریایی در یک محیط کششی وابسته به دگرگونی پهنهٔ سبزوار، شرایط اولیه لازم برای توسعهٔ یک سامانهٔ کانه‌زایی سولفیدی را فراهم کرده است. با این حال، نبود کانه‌زایی مس-سولفید در این منطقه احتمالاً پیامد محدودیت در دگرگونی و تمرکز پایانی سامانه، نبود تداوم جریان سیالات فلززای گرمابی، یا نبود حفظ بخش کانساری سامانه است. بنابراین، ارغش را می‌توان سامانهٔ گرمابی زیردریایی فعال، اما ناقص یا توسعه‌نیافته‌ای دانست که در آن فرایندهای انتقال و پراکندگی فلزات رخ داده‌اند؛ اما شرایط لازم برای پیدایش یک کانسار VMS اقتصادی در آن به‌طور کامل فراهم نشده است.

برداشت

بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌زایی و تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های درونی (و دایک) منطقهٔ ارغش نشان می‌دهند دگرگونی ماگمایی این بخش از پهنهٔ افیولیتی سبزوار تحت‌تأثیر تغییرات ژئودینامیکی وابسته به بازشدگی اقیانوسی، توسعه پهنهٔ پشت‌کمانی و آغاز فرایندهای فرورانشی بوده است. داده‌های زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی نشان می‌دهد این سنگ‌ها ویژگی‌های مشخص بازالت‌های E-MORB را دارند. این ویژگی‌ها گویای مشارکت منبعی گوشته‌ای و غنی‌شده با بخش سست‌کره‌ای و احتمالاً تأثیر فرایندهای غنی‌شدگی پیش از ذوب‌بخشی در پیدایش ماگمای مادر این بازالت‌هاست. جایگاه این سنگ‌ها در نمودارهای شناسایی زمین‌ساختی نیز نشان می‌دهد شیمی گدازه‌های بالشی ارغش با محیط‌های کششی، درون‌صفحه‌ای و مراحل آغازین بازشدگی اقیانوسی سازگار است و چه‌بسا گویای فعالیت ماگمایی وابسته به گسترش سنگ‌کره اقیانوسی در پهنهٔ سبزوار است. در برابر، توده‌های مافیک درونی (و دایک) منطقهٔ ارغش با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گوناگون و الگوهای همانند بازالت‌های کمان جزیره‌ای هستند. این ویژگی‌ها نشان‌دهندهٔ مشارکت بخش‌های فرورانشی در منبع ماگمایی و پیدایش این سنگ‌ها از گوشته‌ای دگرنهادشده توسط سیال‌های برخاسته از تختهٔ فرورونده است. بنابراین، هم‌زیستی فضایی بازالت‌های E-MORB و سنگ‌های مافیک IAT در ارغش نشان‌دهندهٔ تغییر تدریجی شرایط ژئودینامیکی از مرحله گسترش اقیانوسی به مرحله فعال‌شدن فرایندهای فرورانشی در دگرگونی پهنهٔ سبزوار است.

شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند هم‌زمان با پیدایش گدازه‌های بالشی، یک سامانهٔ گرمابی زیردریایی فعال در منطقه توسعه یافته است. وجود پیریتی‌شدن گسترده، دگرسانی اسپیلیتی، آغشتگی مالاکیت، افزایش نسبی کلر در برخی نمونه‌ها و ساختارهای دودکش‌مانند فسیلی گویای گردش سیالات گرمابی با نسبت سیال به سنگ بالا و واکنش شدید سیال-سنگ در پوستهٔ بازالتی است. این شواهد با الگوهای شناخته‌شده سامانه‌های گرمابی کف اقیانوسی و کانسارهای سولفید توده‌ای زیردریایی در محیط‌های MORB تا E-MORB، همانند افیولیت ترودوس در قبرس، سازگار است. با وجود توسعه فعالیت گرمابی، نبود کانه‌زایی سولفید توده‌ای در ارغش نشان می‌دهد سامانه گرمابی منطقه احتمالاً به مرحله دگرگونی کامل یک کانسار VMS اقتصادی نرسیده است. این موضوع را نمی‌توان صرفاً به سرشت E-MORB بازالت‌ها نسبت داد؛ زیرا نمونه‌های جهانی نشان داده‌اند که بازالت‌های MORB-like و E-MORB نمی‌توانند میزبان کانسارهای VMS باشند؛ بلکه نبود کانسنگ توده‌ای در ارغش احتمالاً پیامد ترکیبی از عواملی مانند نبود تمرکز

کافی جریان سیال‌های فلززای گرمابی، محدودیت در زمان فعالیت سامانه، نبود تله مناسب برای انباشت سولفیدها، یا جایگیری رخنمون‌های بررسی‌شده در بخش تغذیه‌ای سامانه‌ای گرمابی است. بنابراین، شواهد موجود بیشتر گویای توسعهٔ سامانهٔ گرمابی فعال، اما ناقص یا توسعه‌نیافته از دیدگاه پیدایش کانسار اقتصادی هستند. در مجموع، داده‌های این مطالعه نشان می‌دهند منطقهٔ ارغش تاریخچهٔ پیچیده تکتونوماگمایی را در پهنهٔ سبزوار ثبت کرده است که دربردارندهٔ مرحلهٔ بازشدگی اقیانوسی با تولید بازالت‌های E-MORB، گسترش ماگماتیسم وابسته به فرورانش با سرشت IAT و فعالیت سامانه‌های گرمابی زیردریایی بوده است. این یافته‌ها نشان می‌دهند ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی در محیط‌های افیولیتی باید بر پایهٔ ترکیبی از ویژگی‌های منبع ماگمایی، دگرگونی تکتونوماگمایی، شواهد دگرسانی و معماری سامانه گرمابی انجام شود و حضور بازالت‌های E-MORB به‌تنهایی نمی‌تواند عامل محدودکننده‌ای برای پتانسیل VMS دانسته شود.

سپاس‌گزاری

این پژوهش با پشتیبانی مالی دانشگاه فردوسی مشهد (طرح شماره ۶۶۲۵۱) انجام شده است. در اینجا مراتب سپاس‌گزاری صمیمانه خود را از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه ابراز می‌داریم. همچنین، از جناب آقای پروفسور فردریچ فینگر به‌سبب راهنمایی‌های ارزشمند در تفسیر نمودارها و انجام همهٔ تجزیه‌های آزمایشگاهی و تحلیلی صمیمانه سپاس‌گزار هستیم.

Reference

Aghanabati, S.A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran (586 p. In Persian).

Ahmad, T., and Tarney, J. (1991) Geochemistry and petrogenesis of Garhwal volcanics: implications for evolution of the north Indian lithosphere. Precambrian Research, 50(1-2), 69-88. https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90048-F

Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homam, S.M., and Finger, F. (2013) The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. International Journal of Earth Sciences, 102(6), 1603-1625. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0897-1

Alavi, M., (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103, 983–992. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2

Alt, J.C. (2004) Alteration of the upper oceanic crust: mineralogy, chemistry, and processes. Hydrogeology of the oceanic lithosphere, 1, 495-533.

Arabzadeh Baniasadi, M.A., Ghasemi, H., Minnaert, C., Angiboust, S., Cambeses, A., Kahkhaei, M.R., Glodny, J., and Papadopoulou, L. (2026) Lower Jurassic heterogeneous arc magmatism sheds light on the early stages of Neotethyan subduction in the Zagros orogenic belt (Esfandaghe area, SE Iran) Lithos, 108382. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.108382

Ashrafpour, E., Ansdell, K.M., and Alirezaei, S. (2012) Hydrothermal fluid evolution and ore genesis in the Arghash epithermal gold prospect, northeastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 51, 30-44. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.01.020

Baroz, F., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M., and Rocci, G. (1984) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 358-388. https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/358

Boulin, J. (1991) Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. Tectonophysics, 196(3-4), 211-268. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90325-M

Bröcker, M., Omrani, H., Berndt, J., and Moslempour, M.E. (2021) Unravelling metamorphic ages of suture zone rocks from the Sabzevar and Makran areas (Iran): Robust age constraints for the larger Arabia–Eurasian collision zone. Journal of Metamorphic Geology, 39(9), 1099-1129.

https://doi.org/10.1111/jmg.12603

Cabanis, B., and Lecolle, M. (1989) The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2. Science de la Terre, 309, 20.

Davoudzadeh, M., (1972) Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran.

De Ronde, C.E., and Massoth, G.J., Butterfield, D.A., Christenson, B.W., Ishibashi, J., Ditchburn, R.G., and Takai, K. (2011) Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand. Mineralium Deposita, 46(5), 541-584. https://hdl.handle.net/102.100.100/582984

Delaloye, M., and Desmons, J. (1980) Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. Tectonophysics, 68(1-2), 83-111. https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90009-8

Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., and Hattori, K. (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. Lithos, 178, 96-127. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019

Dilek, Y., and Flower, M.F. (2003) Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.04

Dilek, Y., and Furnes, H. (2019) Tethyan ophiolites and Tethyan seaways. Journal of the Geological Society, 176(5), 899-912. https://doi.org/10.1144/jgs2019-129

Erlank, A.J., and Kable, E.J.D. (1976) The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45 N with particular reference to Zr/Nb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 54(4), 281-291.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G. (2005) Volcanogenic massive sulfide deposits. https://doi.org/10.5382/AV100.17

Ganguly, S., Verencar, A., Santosh, M., Saha, A., Li, S.S., and Arolkar, N. (2022) Relics of 2.6–2.5 Ga oceanic crust from the ultramafic-mafic complex of Goa, western India: Magmatic response to a progressive subduction system. Lithos, 430, 106855. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106855

Gibson, S.A. (2002) Best, MG and Christiansen, E.H. (2001) Igneous Petrology. 458 pp. Oxford: Blackwell Science. Price£ 29.50 (paperback). ISBN 0 865425418. Geol. Mag. 139, 2002. Geological Magazine, 139(2), 233-238. https://doi.org/10.1017/S0016756802216507

Haase, K.M., Petersen, S., Koschinsky, A., Seifert, R., Devey, C.W., Keir, R., Lackschewitz, K.S., Melchert, B., Perner, M., Schmale, O., Suling, J., Dubilier, N., Zielinski, F., Fretzdorff, S., Garbe-Schonberg, D., Westernstroer, U., German, C.R., Shank, T.M., Yoerger, D., Giere, O., Kuever, J., Marbler, H., Mawick, J., Mertens, C., Stober, U., Walter, M., Ostertag-Henning, C., Paulick, H., Peters, M., Strauss, H., Sander, S., Stecher, J., Warmuth, M., and Weber, S. (2007) Young volcanism and related hydrothermal activity at 5° S on the slow-spreading southern Mid-Atlantic Ridge. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8(11). https://doi.org/10.1029/2006GC001509

Hannington, M., Jamieson, J., Monecke, T., Petersen, S., and Beaulieu, S. (2011) The abundance of seafloor massive sulfide deposits. Geology, 39(12), 1155-1158. https://doi.org/10.1130/G32468.1

Hannington, M.D., De Ronde, C.E., and Petersen, S. (2005) Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. https://doi.org/10.5382/AV100.06

Hashempour, S. S., Maghfouri, S., Rastad, E., and Gonzalez, F. J. (2023) Mohammadabad Manganese deposit, southwest Sabzevar basin, Iran: evidence of sea-floor exhalation and geochemical studies in the late Cretaceous volcano-sedimentary sequence. Journal of Geochemical Exploration, 245, 107127. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107127

Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P. (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics, 35(3), pp.586-621. https://doi.org/10.1002/2015TC003926

Hawkins, J.W. (1995) Evolution of the Lau Basin: Insights from ODP leg 135. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific, Geophys. Monogr. Ser, 88, 125-173. https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1995GMS....88..125H/doi:10.1029/GM088p0125

Haymon, R.M., White, S.M., Baker, E.T., Anderson, P.G., Macdonald, K.C., and Resing, J.A. (2008) High-resolution surveys along the hot spot–affected Gálapagos Spreading Center: 3. Black smoker discoveries and the implications for geological controls on hydrothermal activity. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(12). https://doi.org/10.1029/2008GC002114

Humphris, S.E., and Thompson, G. (1978) Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42(1), 107-125. https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90221-1

Jafari, A., and Ghasemi, H. (2023) Geologic history of the Sabzevar oceanic Basin, NE Iran: An overview from continental rifting to obduction in the NeoTethys oceanic system. Journal of Asian Earth Sciences, 245, 105559. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105559

Jafari, A., Ao, S., Jamei, S., and Ghasemi, H. (2023) Evolution of the Zagros sector of Neo-Tethys: Tectonic and magmatic events that shaped its rifting, seafloor spreading and subduction history. Earth-Science Reviews, 241, 104419. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104419

Kang, D., Woo, J., and Kil, Y. (2025) Volcanic facies analysis of the Quaternary Hantangang Basalt, Korea: implications for lava flow field architecture and emplacement history. Bulletin of Volcanology, 87(12), 108. https://doi.org/10.1007/s00445-025-01902-4

Kazemi, Z., Ghasemi, H., Tilhac, R., Griffin, W., Moghadam, H.S., O'Reilly, S., and Mousivand, F. (2019) Late Cretaceous subduction-related magmatism on the southern edge of Sabzevar basin, NE Iran. Journal of the Geological Society, 176(3), 530-552. https://doi.org/10.1144/jgs2018-076

Kepezhinskas, P.K., Khanchuk, A.I., Berdnikov, N.V., and Krutikova, V.O. (2026) Adakites of the Andean Active Margin: Relationship with Anomalous Subduction Processes and Copper–Gold–Silver Mineralization. Russian Journal of Pacific Geology, 20(2), 123-137. https://doi.org/10.1134/S1819714025700678

Khalatbari Jafari, M., Babaie, H., and Gani, M. (2013b) Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 70–71, 209–230. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.015

Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A., and Mirzaie, M. (2013a) Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, NE Iran. Geological Magazine, 150, 862-884. https://doi.org/10.1017/S0016756812000933

Kürkcüoglu, B. (2010) Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidağ volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 37(1), 42-51. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.07.004

Le Maitre, R.W. (2002) Igneous Rocks a Classification And Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. 236 pp. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581.

Le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Erlank, A.J., Reid, A.M., Frey, F.A., and Hart, S.R. (1983) Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. Journal of Petrology, 24(3), 267-318. https://doi.org/10.1093/petrology/24.3.267

Le Roex, A.P., Dick, H.J., Reid, A.M., Frey, F.A., Erlank, A.J., and Hart, S.R. (1985) Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. Contributions to Mineralogy and Petrology, 90(4), 367-380.

Lensch, G., and Davoudzadeh, M. (1982) Ophiolites in Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte, 306-320. https://doi.org/10.1127/njgpm/1982/1982/306

Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., and Lin, Y. (2015) Nudeh Volcanogenic Massive Sulfide (VMS) Deposit, A Besshi- Type VMS Deposit, Southwest Sabzevar. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 24(94), 73-86. http://doi.org/10.22071/gsj.2015.42744

Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Choulet, F., and Ye, L. (2017) Geological and geochemical constraints on the Cheshmeh-Frezi volcanogenic stratiform manganese deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. Ore Geology Reviews, 89, 96-113. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.015

Matabos, M., Cannat, M., Ballu, V., Barreyre, T., Blandin, J., Castillo, A., Cathalot, C., Chavagnac, V., Chu, N.C., Colaco, W., Crawford, W., Escartin, J., Ferron, B., Fontaine, F., Gautier, L., Godfroy, A., Laes-Huon, A., Lanteri, N., Leau, H., Legrand, J., Leroux, R., Merceur, F., Rommevaux, C., Sarrazin, J., Vic, C., Van Iseghem, S., Zeppilli, D., and Sarradin, P.M. (2025) The EMSO-Azores deep-sea observatory: 15 years of multidisciplinary studies of the lucky strike hydrothermal system, from sub-seafloor to the water column. Journal of Sea Research, 102625. https://doi.org/10.1016/j.seares.2025.102625

Mazhari, S.A., Abhari, A., and Mazhari, S.N. (2019) Geochemical and environmental investigation of sewage-irrigated soils and crops of Sabzevar, NE of Iran. SN applied sciences, 1(9), 1065. https://doi.org/10.1007/s42452-019-1093-0

Mazhari, S.A., and Bea, F. (2026) Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of the Sabzevar ophiolitic complex based on whole rock geochemistry, zircon U–Pb geochronology, and zircon trace element composition in pillow lavas and sheeted dikes of the Sultanabad area. Petrological Journal, 17(2), 95-130. http://doi.org/10.22108/ijp.2026.148624.1385

Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M., and Ingram, G. (1991) Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B8), 13645-13671. https://doi.org/10.1029/91JB00556

Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical geology, 56(3-4), 207-218. https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5

Miyashiro, A. (1975) Petrology and plate tectonics. Reviews of Geophysics, 13(3), 94-98. https://doi.org/10.1029/RG013i003p00094

Moghadam, H.S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., and Ghorbani, G. (2014) Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. Lithos, 210, 224-241. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004

Moghadam, H.S., Li, X.H., Ling, X.X., Stern, R.J., Santos, J.F., Meinhold, G., Ghorbani, G., Shahabi, S., (2015) Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A-type granites and gabbronorites in NW Iran: geochronological and geochemical constraints. Lithos 212-215, 266–279. https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2014.11.009

Moghadam, H.S., Xiao, W., Dilek, Y., Ghorbani, G., Chiaradia, M., Santos, J.F., and Arai, S. (2025) Mineral, bulk rock, and isotope geochemistry of the Late Cretaceous Sabzevar ophiolite in NE Iran and the magmatic and tectonic evolution of a continental back-arc basin oceanic crust in the Mesozoic Tethyan orogenic belt. Geological Society of America Bulletin, 137(1-2), 649-681. https://doi.org/10.1130/B37690.1

Nasrabadi, T., Nabi Bidhendi, G., Karbassi, A., Grathwohl, P., and Mehrdadi, N. (2011) Impact of major organophosphate pesticides used in agriculture to surface water and sediment quality (Southern Caspian Sea basin, Haraz River) Environmental Earth Sciences, 63(4), 873-883. https://doi.org/10.1007/s12665-010-0757-2

Nasrabady, M., Shi, Y., Lustrino, M., and Rossetti, F. (2023) Geochemical and geochronological constraints on the origin of the Sabzevar ophiolites (NE Iran): forced far-field subduction

initiation in the upper-plate of the Neo-Tethys subduction zone. Geochemistry, 83(2), 125962. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2023.125962

Noghreyan, M.K. (1982) Evolution géochimique, minéralogique et structure d'un édifice ophiolitique singulier, le massif de Sabzevar (partie centrale), NE de 1'Iran. The'se e's sci. univ. de Nancy I, France; pp. 239

Pearce, J.A. (2003) Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.269

Pearce, J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100(1-4), 14-48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016

Pearce, J.A. (2014) Immobile element fingerprinting of ophiolites. Elements, 10(2), 101-108. https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101

Pearce, J.A., (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites. Wiley, Chichester, 525–548.

Pearce, J.A., (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, 230–249.

Pearce, J.A., and Norry, M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrology, 69(1), 33-47. https://doi.org/10.1007/BF00375192

Pearce, J.A., and Stern, R.J. (2006) Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions, 166, 63-86. https://doi.org/10.1029/166GM06

Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63–81. doi:10.1007/BF00384745

Perfit, M.R., Cann, J.R., Fornari, D.J., Engels, J., Smith, D.K., Ian Ridley, W., and Edwards, M.H. (2003) Interaction of sea water and lava during submarine eruptions at mid-ocean ridges. Nature, 426(6962), 62-65. https://doi.org/10.1038/nature02032

Reichow, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al'mukhamedov, A.I., and Medvedev, A.Y. (2005) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. Lithos 79, 425–452. https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2005Litho..79..425R/doi:10.1016/j.lithos.2004.09.011

Rezaei, Z., Noghreyan, M., and Saccani, E. (2018) Petrology and geochemistry of sheeted dikes and pillow lavas from the Sabzevar Ophiolitic Mélange (Northeast Iran): New constraints for the Late Cretaceous evolution of the Neo-Tethys oceanic basin between the Central Iranian microcontinent and Eurasia. Ofioliti, 43(2), 147-172. https://doi.org/10.4454/ofioliti.v43i2.513

Robertson, A., Parlak, O., Ustaömer, T., Taslı, K., İnan, N., Dumitrica, P., and Karaoğlan, F. (2013) Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. Geodinamica Acta, 26(3-4), 230-293. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877240

Robertson, A.H.F. (2007) Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions. https://doi.org/10.1144/SP282.15

Rollinson, H.R. (1993) A terrane interpretation of the Archaean Limpopo Belt. Geological Magazine, 130(6), 755-765. https://doi.org/10.1017/S001675680002313X

Rollinson, H.R., and Pease, V. (2021) Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes.

Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781108777834

Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M.H., and Vaziri, H.M. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova, 22(1), 26-34. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00912.x

Saccani, E. (2015) A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. Geoscience Frontiers, 6, 481-501. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006

Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L., and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. Gondwana Research, 24(1), 392-411. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.009

Saccani, E., and Photiades, A. (2005a) Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide–Hellenide ophiolitic mélanges. Island Arc, 14(4), 494-516. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00480.x

Saccani, E., and Photiades, A. (2005b) Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. Lithos, 73(3-4), 229-253. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.002

Saccani, E., Dilek, Y., Marroni, M., and Pandolfi, L. (2015) Continental margin ophiolites of Neotethys: Remnants of Ancient Ocean–Continent Transition Zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns. Episodes Journal of International Geoscience, 38(4), 230-249. https://doi.org/10.18814/epigsi/2015/v38i4/82418

Saunders, A.D., Norry, M.J., and Tarney, J. (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. Journal of Petrology, (1), 415-445. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415

Shervais, J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and planetary science letters, 59(1), 101-118. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0

Shojaat, B., Hassanipak, A., Mobasher, K., and Ghazi, A. (2003) Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21 (9) 1053–1067, https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00143-8

Stern, R.J. (2002) Subduction zones. Reviews of geophysics, 40(4), 3-1. https://doi.org/10.1029/2001RG000108

Stracke, A., and Salters, V.J. (2025) The role of peridotite for oceanic volcanism. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 26(8), e2025GC012463. https://doi.org/10.1029/2025GC012463

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(1), 313-345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Talusani, R.V. (2010) Bimodal tholeiitic and mildly alkalic basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and petrogenesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(3-4), 278-290. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.019

Tashi, M., Mousivand, F., and Ghasemi, H. (2017) Cu-Ag Besshi type volcanogenic massive sulfide mineralization in the Late Cretaceous volcano- sedimentary sequence: the case of Garmabe Paein deposit, southeast of Shahrood. Journal of Economic Geology, 9(1), 213-233. https://doi: 10.22067/econg.v9i1.43062

Tashi, M., Mousivand, F., Ghasemi, H., Maghfouri, S., Maslennikov, V., Peter, J.M., and Sadykov, S. A. (2021) Evolution of the Garmab-e-Paein native copper-rich volcanogenic massive sulfide deposit from northeast Iran: Insights from sulfur isotope and chlorite chemistry. Ore Geology Reviews, 138, 104345. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104345

Tatsumi, Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B4), 4697-4707. https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04697

Tatsumi, Y., and Eggins, S.M. (1995) Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, Cambridge, MA. 211 p.

Tatsumi, Y., and Kogiso, T. (2003) The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.219.01.03

Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320. http://dx.doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4

Wilson, M., and Downes, H. (2006) Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.09

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. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Winter, J.D. (2014) Principles of igneous and metamorphic petrology (V2). Harlow, UK: Pearson education. 738 p.

Wood, D.A. (1980) The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and planetary science letters, 50(1), 11-30. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8