

Original Research Paper

# The geology and petrology of volcanic rocks and a plagiogranite intrusive body in the Zaghdareh area, Esfandagheh-Faryab ophiolitic complex, southeast Iran

Seyed Mohsen Kashfi<sup>1</sup>, Saeed Alirezaei<sup>1\*</sup>, Mohammad Reza Hosseini<sup>2</sup> and Iraj Rasa<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Ehsan Mining Group, Tehran, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2022 August 13

Accepted: 2022 November 28

Available online: 2023 June 22

### Keywords:

Zaghdareh

Esfandagheh-Faryab ophiolite

Plagiogranite

Tonalite-trondhjemite

Sanandaj-Sirjan zone

## ABSTRACT

The Zaghdareh area in the Esfandagheh-Faryab ophiolitic complex, southern Sanandaj-Sirjan belt, embraces extensive outcrops of mafic-intermediate lava flows and a felsic intrusive body. The volcanic rocks are calc-alkaline to tholeiitic, metaluminous, and distinguished by depletions in light rare earth elements and relatively flat patterns for heavy rare earth elements in chondrite-normalized diagram; the  $(La/Yb)_N$  ratio is lower than unity for most samples. The chemical attributes for the Zaghdareh volcanic rocks are comparable to those developed in suprasubduction zones. The Zaghdareh intrusive body is distinguished by abundant plagioclase and quartz, and subordinate hornblende, phenocrysts in quartz-feldspar rich matrix. Representative samples from the intrusion plot in the trondhjemite-tonalite fields in the normative An-Ab-Or diagram. The intrusion is calc-alkaline to tholeiitic, peraluminous, and marked by enrichments in  $Na_2O$  and  $CaO$  and depletions in  $K_2O$ ,  $Rb$ , and most other LILEs, as well as low  $K_2O/Na_2O$  ratios, very low  $Rb/Sr$  ratio, and distinct depletions in light rare earth elements, which are typical of the oceanic plagiogranites. Results from this study and a comparison with other ophiolitic suites in Iran suggest that the occurrence of plagiogranites is a recurring feature associated with the development and evolution of ophiolitic suites in suprasubduction zones.

## 1. Introduction

Extensive outcrops of Upper Cretaceous intermediate-mafic volcanic rocks and a felsic intrusive body occur in the Zaghdareh area in the northern section of the Soghan-Abdasht ophiolitic suite of the Esfandagheh-Faryab ophiolite complex (EFOC), southeast Iran (Fig. 1). The oldest rocks include a series of metamorphosed mafic and ultramafic rocks and limestones, known as Baghat complex, occurring to the northwest of the study area (Fig. 2). Outcrops of Paleocene-Eocene flysch type sediments and pelagic

limestones occur to the south (Fig. 3). The area is known for historic copper mining records, distinguished by remains of old workings and numerous slag heaps (Fig. 8).

Recent studies on the mineral chemistry of the mafic-ultramafic rocks and the distribution of platinum group elements in the EFOC suggest that the parent magmas developed in a suprasubduction zone through partial melting of the mantle wedge (Ahmadipour et al., 2003; Peighambari et al., 2011;

\* Corresponding author: Saeed Alirezaei; E-mail: s-alirezaei@sbu.ac.ir

### Citation:

Kashfi, S.M., Alirezaei, S., Hosseini, M.R., and Rasa, I., 2023. The Geology and petrology of volcanic rocks and a plagiogranite intrusive body in the Zaghdareh area, Esfandagheh-Faryab ophiolitic complex, southeast Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 67-92. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.355828.2024>  
E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2022.355828.2024

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.10.9



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

Soltani-Nezhad et al., 2021). From the geochemistry of platinum group elements and chrome spinel in peridotites, Najafzadeh and Ahmadipour (2015) suggested that the Abdasht ultramafic complex developed from an arc-related magma of boninitic affinity.

The occurrence of plagiogranites has been reported from several other ophiolitic assemblages in Iran (e.g., Alizadeh et al., 2014; Golestani et al., 2014; Heidari et al., 2016), Oman (Amri et al., 1996), and elsewhere (e.g., Troodos, Chen et al., 2020; Muslim Bagh, Cox et al., 2019). In this research we investigate the petrogenesis and geological setting of intermediate-mafic volcanic rocks and a younger tonalite-trondhjemitic pluton of plagiogranite affinity in the Zaghdareh area.

The volcanic rocks are variably altered. A distinct feature in the area is the occurrence of a rock consisting dominantly of epidote and quartz. Such rocks, known as epidosite, develop in a variety of geological environments. They are well known in submarine hydrothermal systems, formed through interaction of seawater with mafic-intermediate volcanic and intrusive rocks (e.g., Seyfried et al., 1988; Alt, 1995). The epidositic zones represent the high-temperature reaction zones where ore-forming metals are leached to form volcanogenic massive sulfide deposits (e.g., Rona, 1988; Jowitt et al., 2012).

## 2. Research Methodology

This study is based on field work and inspection of rock types and their spatial relations in the Zaghdareh area and surroundings. Some 10 samples from the volcanic rocks and 8 samples from the felsic intrusive body were selected for chemical analysis, after inspection of over 50 microscopic thin sections from various rocks. Eight samples were analyzed in MSALABS, Toronto, Canada, using alkaline fusion and preparation of fused discs for XRF analysis major oxides, acid digestion of the discs for ICP-MS analysis of minor and trace elements. Ten samples were analyzed in the Zarazma Labs, Tehran, Iran, using the same technique as in the MSALABS for major oxides, and 4-acid dissolution of pulps for ICP-MS analysis of minor and trace elements. The data are presented in various discrimination diagrams to investigate the origin, evolution, and petrogenesis of the rocks.

## 3. Discussion and Results

The ophiolitic suite in the Zaghdareh area represents remnants of the Neotethyan oceanic lithosphere obducted onto the southern margin of the central Iran during the Africa-Arabia and Eurasia convergence. The suite consists of dismembered ultramafic units, basaltic, andesitic basalt and andesite lava flows, as well as bedded chert and pelagic limestones.

In the Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y diagram, the volcanic rocks plot in

the sub-alkaline basalt to andesitic basalt and andesite (Fig. 12A), and in the SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O diagram, the rocks plot in the tholeiitic to calc-alkaline domains (Fig. 13A). In the AFM diagram, most volcanic rocks plot in the calc-alkaline field and straddling the tholeiitic border (Fig. 13B). The volcanic rocks are mostly metaluminous. (Fig. 13C).

In primitive mantle-normalized diagram, the volcanic rocks display enrichments in large ion lithophile elements (LILE) including K, Rb, Ba, and Sr, as well as in U, and depletions in high field strength elements, HFSE (e.g., Nb, Ta, Zr, Ti) and heavy rare earth elements, HREE (Fig. 14A). In chondrite-normalized diagram, the rocks are distinguished by depletions in LREE and rather flat patterns for HREE (Fig. 14B). The (La/Yb)<sub>N</sub> ratio is below unity for most samples. The La abundance was reported below the instrumental detection limit of 1 ppm for most samples that was replaced by 0.5 ppm in the diagrams. The rocks display weakly negative to positive Eu anomalies (Eu/Eu\* = 0.86-1.2).

The chondrite-normalized REE patterns for the Zaghdareh volcanic rocks are most comparable to those from MORB settings (Fig. 14B). In the Zr vs Ti discrimination diagram (Pearce and Cann, 1973), the volcanic rocks plot in the island-arc tholeiite field (Fig. 15A). Plots of the samples in Nb/Yb vs. Th/Yb diagram (Pearce, 2008) suggest that the parent magmas developed in a normal to enriched MORB environment and interacted with crustal materials upon ascent and evolution (Fig. 15B). The relatively high MgO contents for the volcanic rocks (2.6 to 6.5 wt%) is indicative of a mantle source for the magmas (c.f. Griffin et al., 2009).

The Zaghdareh intrusive body is marked by abundant plagioclase and quartz, and subordinate hornblende and locally biotite, phenocrysts in a quartz-feldspar rich matrix. The texture varies from porphyritic to granular. In the normative An-Ab-Or diagram, samples from the intrusion plot in the trondhjemitic-tonalite fields (Fig. 13D). The intrusion is peraluminous, calc-alkaline to tholeiitic, and relatively enriched in Na<sub>2</sub>O and CaO, but depleted in K<sub>2</sub>O, Rb, and other LILEs, as well as in LREE.

Samples representing the felsic intrusion are marked by relatively low ΣREE (18.88 to 48.73 ppm). In primitive mantle-normalized diagram, the rocks display enrichments in certain LILE, as well as in U and Th, and depletions in the HFSE, Ti, Nb, Ta, Zr (Fig. 14C). In chondrite-normalized diagram, most samples are enriched in LREE relative to HREE (Fig. 14D). The samples further display weakly positive to negative Eu anomalies, with Eu/Eu\* = 0.75-1.1. The geochemical attributes of the Zaghdareh felsic intrusive body, including the relative enrichment in Na and Ca, but depleted in K, Rb, and other LILEs, as well as in LREE are typical of the oceanic plagiogranites, as reported by Amri et al. (1996); Koepke et al. (2004) and Rollinson (2009).

The occurrence of hornblende as a major component in the Zaghdareh pluton suggests crystallization from a hydrous magma (c.f. Beard, 1998; Koepke et al., 2002). Hornblende accounts for enrichments in HREE relative to MREE and concave REE patterns. This applies to the Zaghdareh pluton, as evident in Fig. 14D. Plots of the samples in the La vs SiO<sub>2</sub> diagram suggest that the parent magma originated directly through partial melting of a mafic oceanic crust, rather than fractional crystallization of a mantle-derived magma (Fig. 17A).

The ophiolitic suites can be subdivided into subduction-related, including suprasubduction zones and volcanic arcs, and subduction-unrelated, including rifted continental margins, mid-oceanic ridges and plume-related (Huang et al., 2015; Dilek and Furnes, 2017). The chemical attributes of the two groups

are reflected in the plagiogranite plutons associated with the two suites. Plots of the granitic samples in the (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/(FeO+MgO+TiO<sub>2</sub>) vs. TiO<sub>2</sub>+FeO+MgO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O diagram (Patino Douce, 1996) suggest an amphibolitic source area for the parent magma and provides further evidence in favor an altered oceanic crust as a possible source (Fig. 18). Enrichments in LILE relative to HREE and depletions in certain HFSE, as in the Zaghdareh felsic pluton (Fig. 14D) is consistent with partial melting of the former subduction-related ophiolite group. The genesis of plagiogranites in ophiolite suites is, however, a complicated, and cannot be easily explained by a single process (e.g., Rollinson, 2009). Radiogenic isotope systematics would help better understand the origin and evolution of plagiogranites, as in the Zaghdareh ophiolitic suite.

# زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی آتشفشانی و توده نفوذی پلاژیوگرانیته در ناحیه زاغ‌دره، کمپلکس افیولیتی اسفندقه-فاریاب، جنوب‌خاور ایران

سیدمحسن کشفی<sup>۱</sup>، سعید علیرضایی<sup>۱\*</sup>، محمدرضا حسینی<sup>۲</sup> و ایرج رساء<sup>۱</sup><sup>۱</sup>دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران<sup>۲</sup>آشرکت معدنی احسان پویا، تهران، ایران

## چکیده

ناحیه زاغ‌دره در مجموعه افیولیتی صوغان - آبدشت از کمپلکس آمیزه رنگین اسفندقه-فاریاب در جنوب‌خاوری زون سنندج-سیرجان، با رخنمون‌های گسترده از گدازه‌های مافیک-متوسط و یک توده نفوذی فلسیک معرفی می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی، کالک‌آلکان تا تولیتی و متالومین هستند و در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، تهی‌شدگی نسبی در عناصر خاکی کمیاب سبک و الگوی کمابیش تخت برای عناصر خاکی کمیاب سنگین به نمایش می‌گذارند؛ نسبت  $(La/Yb)_N$  برای بیشتر نمونه‌ها کمتر از یک است. سنگ‌های آتشفشانی زاغ‌دره، از نظر شیمیایی قابل مقایسه با مجموعه‌های آتشفشانی زون فرافروانش هستند. توده نفوذی زاغ‌دره، بافت چیره پورفیری دارد که با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز، و کمتر از آن هورنبلند، در خمیره‌ای کوارتز-فلدسپاتی خودنمایی می‌کند. نمونه‌های معرف از این توده، در نمودار نورماتو An-Ab-Or در محدوده تونالیت-ترونجمیت قرار می‌گیرند. توده نفوذی زاغ‌دره، کالک‌آلکان تا تولیتی و پرآلمین است و با غنی‌شدگی نسبی از  $Na_2O$  و  $CaO$  و تهی‌شدگی از  $K_2O$  و  $Rb$  و دیگر عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ، و همچنین نسبت پایین  $K_2O/Na_2O$  و نسبت بسیار پایین  $Rb/Sr$  و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک LREE مشخص می‌شود که از ویژگی‌های معمول پلاژیوگرانیته‌های اقیانوسی است. نتایج حاصل و مقایسه آن با دیگر مجموعه‌های افیولیتی نشان می‌دهد که رخداد توده‌های پلاژیوگرانیته با ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کمابیش مشابه، پدیده‌ای تکرار شونده در مجموعه‌های افیولیتی زون‌های فرافروانش و همبسته با فرایندهای موثر در زایش و تحول این مجموعه‌ها است.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۰۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

زاغ‌دره

افیولیت اسفندقه-فاریاب

پلاژیوگرانیته

تونالیت-ترونجمیت

زون سنندج-سیرجان

## ۱- پیش‌نوشتار

در حاشیه باختری ایران مرکزی گسترش دارد و با نام کمر بند ناین-بافت شناخته می‌شود (شکل ۱). منطقه زاغ‌دره (هدف این پژوهش) در مجموعه افیولیتی صوغان-آبدشت در کمپلکس افیولیتی اسفندقه-فاریاب در جنوب زون سنندج-سیرجان قرار دارد.

نخستین مطالعات زمین‌شناسی نوین در مجموعه افیولیتی صوغان-آبدشت به دهه ۱۹۷۰ میلادی بر می‌گردد، زمانی که زمین‌شناسان یوگسلاو در قالب قرارداد همکاری با سازمان زمین‌شناسی کشور نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ از استان کرمان تهیه کردند (Dimitrijevic, 1973). برخی از این نقشه‌ها در سال‌های بعد، توسط سازمان زمین‌شناسی ایران بازنگری شد. در سال‌های اخیر، مطالعاتی بر اساس شواهد زمین‌شناسی، شیمی کانی‌ها و توزیع فلزات گروه پلاتین به منظور آگاهی از خاستگاه

زون سنندج-سیرجان در باختر ایران میانی، با رخنمون‌های گسترده از مجموعه‌های دگرگونی و آذرین پرکامبرین-فانروزوییک و مجموعه‌های افیولیتی مشخص می‌شود. از ویژگی‌های این پهنه می‌توان به فراوانی نسبی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی پرکامبرین-مزوزوییک، دگرشکلی و دگرگونی وابسته به فازهای کوهزایی پان‌آفریکن، سیمردی و آلپی، و گسترش محدود سنگ‌های رسوبی ترشیری اشاره داشت (Stocklin, 1968; Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Mohajjel and Fergusson, 2003).

مجموعه‌ها یا آمیزه‌های افیولیتی باختر ایران مرکزی شامل دو کمر بند افیولیتی است که در زمین‌شناسی ایران با عنوان کمر بند بیرونی و کمر بند درونی شناخته می‌شوند (Stocklin, 1968). کمر بند بیرونی در مرز زاگرس و سنندج-سیرجان، شامل توالی افیولیتی کرمانشاه و نریز و کمپلکس افیولیتی اسفندقه-فاریاب است. کمر بند درونی

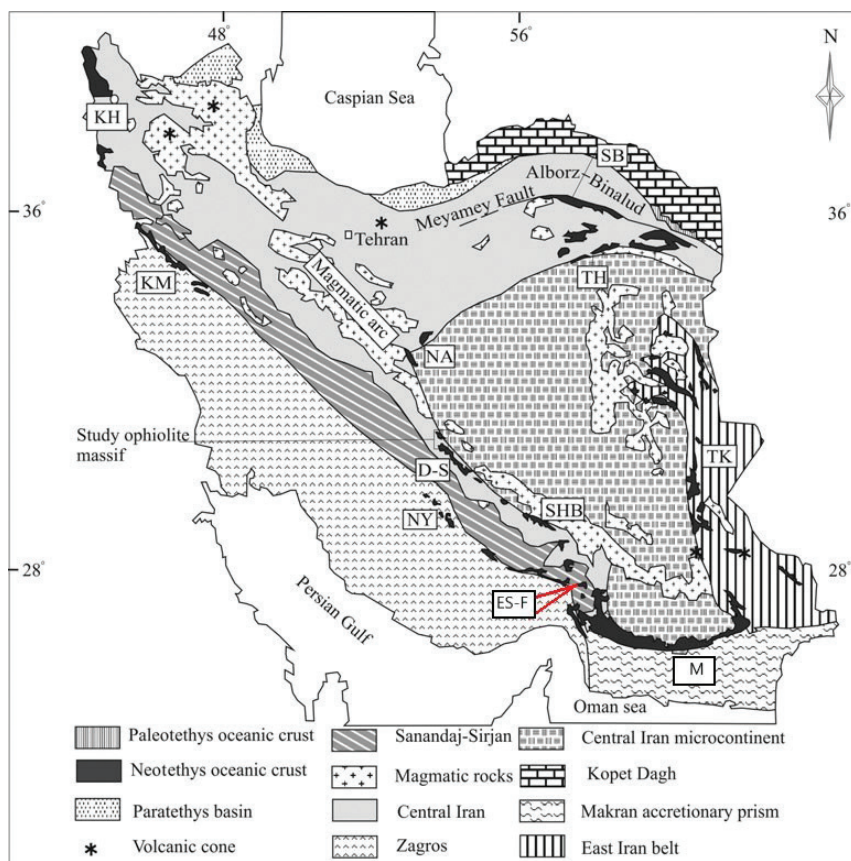
\* نویسنده مسئول: سعید علیرضایی؛ E-mail: s-alirezaei@sbu.ac.ir

## ماخذ تکاری:

کشفی، س.م.، علیرضایی، س.، حسینی، م.ح. و رساء، ا.، ۱۴۰۲، زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی آتشفشانی و توده نفوذی پلاژیوگرانیته در ناحیه زاغ‌دره، کمپلکس افیولیتی اسفندقه-فاریاب، جنوب‌خاور ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۲)، ۱۲۸، ۶۷-۹۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.355828.2024>

در منطقه زاغدره به منظور آگاهی از جایگاه زمین‌شناسی و همبستگی آنها بررسی شده است. توده‌های نفوذی پلاژیوگرانیته از برخی مجموعه‌های افیولیتی ایران گزارش شده است؛ برای مثال مجموعه افیولیتی بافت (گلستانی و همکاران، ۱۳۹۲)، مهریز (حدیری و همکاران، ۱۳۹۵) و نیریز (علیزاده و همکاران، ۱۳۹۱). آگاهی از ماهیت توده‌های نفوذی و همبستگی آنها با دیگر واحدهای سنگی، اهمیت زیادی در شناخت تحول مجموعه‌های افیولیتی دارد.

مجموعه‌های افیولیتی در منطقه اسفندقه - حاجی‌آباد انجام شده است (برای مثال: Ahmadipour et al., 2003; Peighambari et al., 2011; Soltani Nezhad et al., 2021). نتایج این مطالعات، حاکی از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای و جایگیری این مجموعه‌ها در یک پهنه فرافورانش است. در این پژوهش ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی واحدهای آتشفشانی و یک توده نفوذی فلسیک با ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی پلاژیوگرانیته‌ها



شکل ۱- پراکندگی مجموعه‌ها و کمپلکس‌های افیولیتی در ایران، با نمایش محل کمپلکس افیولیتی اسفندقه - فاریاب در جنوب سنندج - سیرجان.

Figure 1. Distribution of ophiolitic assemblages and complexes in Iran with the location of the Esfandagheh-Faryab ophiolitic complex in southern Sanandaj-Sirjan zone. Kh: Khoy, D-S: Dehshir, KM: Kermanshah, NA: Nain, NY: Neyriz, SB: Sabzevar, SHB: Shahr Babak, TH: Torbat Hydarieh, TK: Chehel Kureh, ES-F: Esfandagheh-Faryab, M: Makran.

## ۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای و منطقه‌ای

و شامل ردیفی از سنگ‌آهک و سنگ‌های مافیک و الترامافیک دگرگون شده است که به نام مجموعه باغات نامیده می‌شود (ناظم‌زاده و همکاران، ۱۳۷۵). سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی به سن کرتاسه و بخشی از سنگ‌های نفوذی منطقه به زون آمیزه افیولیتی تعلق دارند که با دو گسل سیاهکوه و آشین با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری محدود می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۹). این زون دربرگیرنده سنگ‌های حدواسط تا مافیک با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت و همین‌طور برونزدهایی از سنگ‌آهک پلاژیک است. رخنمون‌هایی از گرانیت - گرانودیوریت نیز در آمیزه افیولیتی وجود دارد (ناظم‌زاده و همکاران، ۱۳۷۵). کانسار مس زاغدره در یک توده نفوذی فلسیک و سنگ‌های آتشفشانی میزبان آن جای دارد. در ادامه ویژگی‌های واحدهای سنگی اصلی توصیف شده است.

منطقه زاغدره در ۳۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان کرمان و در ناحیه‌ای کوهستانی بین دشت ارزویه در جنوب‌باختر، دشت جیرفت در خاور و دشت بافت در شمال و شمال‌باختر قرار دارد (شکل ۲). از نظر تقسیمات زون‌های ساختاری ایران، این محدوده در بخش جنوب‌خاوری زون سنندج - سیرجان، در محدوده جنوب ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهمسر و شمال ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دولت‌آباد واقع شده است (شکل ۳). این منطقه به‌طور عمده با واحدهای پوسته‌ای مجموعه افیولیتی اسفندقه - فاریاب از کرتاسه بالایی پوشیده شده است که با همبری گسلی در کنار هم قرار گرفته‌اند (احمدی‌پور، ۱۳۷۹). یک توده نفوذی درون سنگ‌های آتشفشانی جای گرفته است که برای نخستین بار به عنوان بخشی از این افیولیت بررسی می‌شود. کهن‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی به سن پالئوزویک در شمال منطقه رخنمون دارد



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث از بخش جنوبی زون سنندج - سیرجان که موقعیت مجموعه افیولیتی صوغان-آبدشت، ذخیره کرومیت آبدشت و ذخیره مس زاغدره را نشان می‌دهد. به سوی شمال در باختر جیرفت، موقعیت کانسار سولفید توده‌ای مس سرگز در بازالت‌های ژوراسیک مشخص شده است. بخش شمال خاوری تصویر، بلندی‌های جبال بارز را نشان می‌دهد.

Figure 2. Google Earth satellite image of the southern part of the Sanandaj-Sirjan zone showing the location of the Soghan-Abdasht ophiolite complex, the Abdasht chromite deposit and the Zaghdareh copper deposit. To the north, in the west of Jiroft, the location of the Sargaz massive sulfide deposit hosted in Jurassic basalts. The northeast corner covers the Jabal Barez Ranges.

### ۲-۱- واحدهای $Pz^{1a}$ , $Pz^{1m}$ مجموعه باغات

این واحدها با سن عمومی پالئوزویک، کهن‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی و شامل تناوبی از مرمر ( $Pz^{1m}$ ) و سنگ‌های مافیک و الترامافیک دگرگونه ( $Pz^{1a}$ ) هستند که در شمال منطقه رخنمون دارند (شکل‌های ۳ و ۴-A). این واحدها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باغات (ناظم‌زاده و همکاران، ۱۳۷۵) به نام مجموعه باغات معرفی شده است. ارتباط این واحدها با سایر مجموعه‌های سنگی منطقه ناشناخته است. سنگ‌های مافیک و الترامافیک واحد  $Pz^{1a}$  که تا حد آمفیولیت دگرگون شده‌اند، در منطقه کوه سفیدخانی گسترش زیادی دارند (شکل ۴-A).

### ۲-۲- واحدهای دگرگونه SG

این واحدها بیشتر در جنوب خاوری ناحیه رخنمون دارند (شکل ۴-B)؛ شامل سریانتینیت، گلوکوفان-شیست، کالک‌شیست، مرمر و آمفیبول-شیست است و سن تریاس-ژوراسیک دارد. این واحدها با مرز گسلی در کنار واحدهای آمیزه رنگین قرار دارند و بخشی از مجموعه دگرگونه آشین هستند (سبزه‌ای، ۱۳۷۵).

### ۲-۳- مجموعه آمیزه رنگین CM

این مجموعه شامل آمیخته‌ای از گدازه‌های مافیک تا متوسط، اسپیلیت، کراتوفیر، چرت، رادیولاریت، شیل رادیولاریت‌دار، سنگ‌آهک پلاژیک و رسوبات فلیش گونه و بلوک‌های پراکنده از سنگ‌های اولترامافیک است (عزیزان و نادری، ۱۳۸۵). این مجموعه را بر اساس ترکیب سنگ‌شناسی به چند زیرمجموعه یا واحد جداگانه می‌توان تفکیک کرد.

- واحد  $CM^U$ : این واحد دربرگیرنده سنگ‌های اولترامافیک است و گسترش زیادی دارد (شکل ۴-A). ترکیب عمده این واحد هارزبورژیت است که به سریانتینیت به

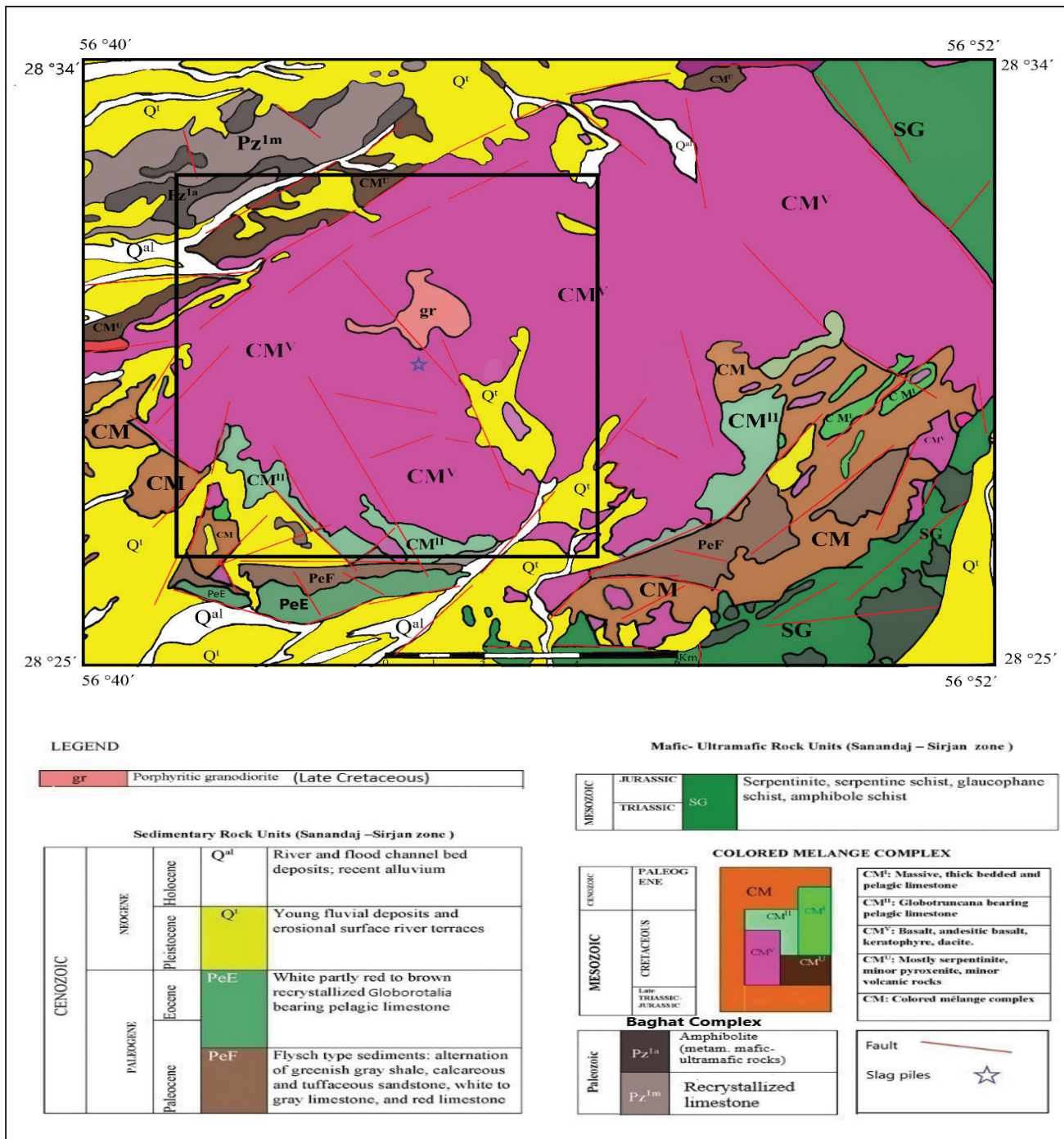
رنگ سبز خاکستری تا سبز تیره تبدیل شده است. منیزیت و هونتیت از محصولات دگرسانی سریانتینیت‌ها هستند که در بعضی از مناطق به صورت محدود در درز و شکاف‌ها دیده می‌شوند (ناظم‌زاده و رشیدی، ۱۳۸۵).

- واحد  $CM^V$ : این واحد شامل گدازه‌های بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی، اسپیلیت، کراتوفیر و هیالو کلاستیت، به همراه سنگ‌آهک پلاژیک، رادیولاریت و شیل رادیولاریت‌دار، بخش قابل تفکیک از مجموعه آمیزه رنگین است و گسترش زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد (شکل ۴-B-C). گدازه‌های بازالتی با بافت‌های بالشی و توده‌ای دیده می‌شوند (شکل ۵-A-B). بازالت بالشی در نمونه دستی دانه‌ریز و متراکم، و رنگ آن از خاکستری تیره تا مایل به قهوه‌ای و قرمز متغیر است. این سنگ بافت ریزدانه تا پورفیریکی، ساب‌افیتیکی و جریانی دارد. در بافت پورفیریکی، درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، بلورهای ریز پیروکسن و شیشه تحول یافته است. در برخی مناطق و به‌ویژه در بخش‌های بالایی در توالی سنگی، بازالت بالشی در تناوب با بازالت توده‌ای دیده می‌شود و سرانجام توسط بازالت توده‌ای پوشیده می‌شود که به نوبه خود در زیر واحد سنگ‌آهکی  $CM^{II}$  قرار دارد.

بازالت توده‌ای عموماً ریزدانه، اما به‌طور محلی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و کمتر از آن الیون است. بافت‌های اصلی شامل نهران‌بلور، ریزدانه، جریانی و پورفیریکی است. هر دو نوع بازالت کمابیش دگرسان شده‌اند و حاوی کانی‌های ثانویه کلریت، سریسیست، اپیدوت و کلسیت به صورت جانیشینی درشت‌بلورها و خمیره سنگ هستند. دگرسانی سیلیسی نیز به‌طور محلی به صورت جانیشینی کانی‌های سیلیکاتی و نیز رگچه‌های نامنظم کوارتز رخ داده است. دگرسانی بازالت‌ها گاه به‌گونه‌ای است که سنگ را می‌توان اسپیلیت نامید. در این حالت، دگرسانی سنگ

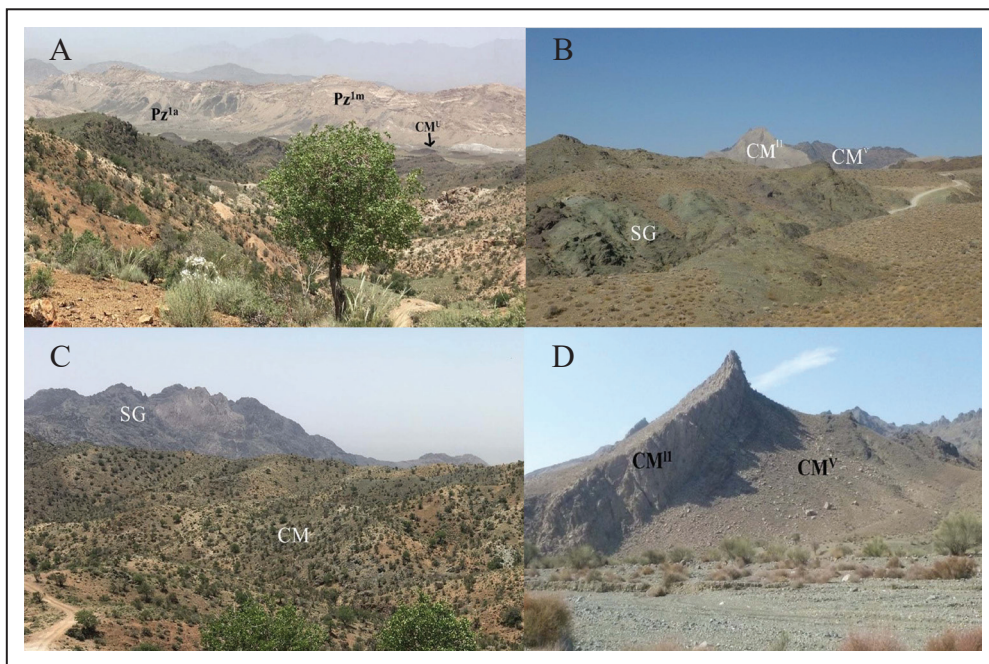
گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی گسترش زیادی در منطقه زاغدره دارند (شکل ۵- C). پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند از کانی‌های اصلی این گدازه‌ها است. رنگ سنگ در نمونه دستی خاکستری روشن تا تیره و بافت چیره آن پورفیریک است. ویژگی‌های میکروسکوپی این گدازه‌ها در بخش ۴ توصیف شده است.

اولیه فراگیر است و بلورهای پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک و همین‌طور خمیره ریزدانه و شیشه‌ای سنگ تا حد زیادی توسط آلپیت، کلریت، کلسیت و کمتر از آن اپیدوت جانشین شده است. بازالت اسپیلیتی حاوی حفره‌های آمیگدالی با منطقه‌بندی هم‌مرکز از سیلیس، کلریت، کلسیت و اپیدوت نیز است.



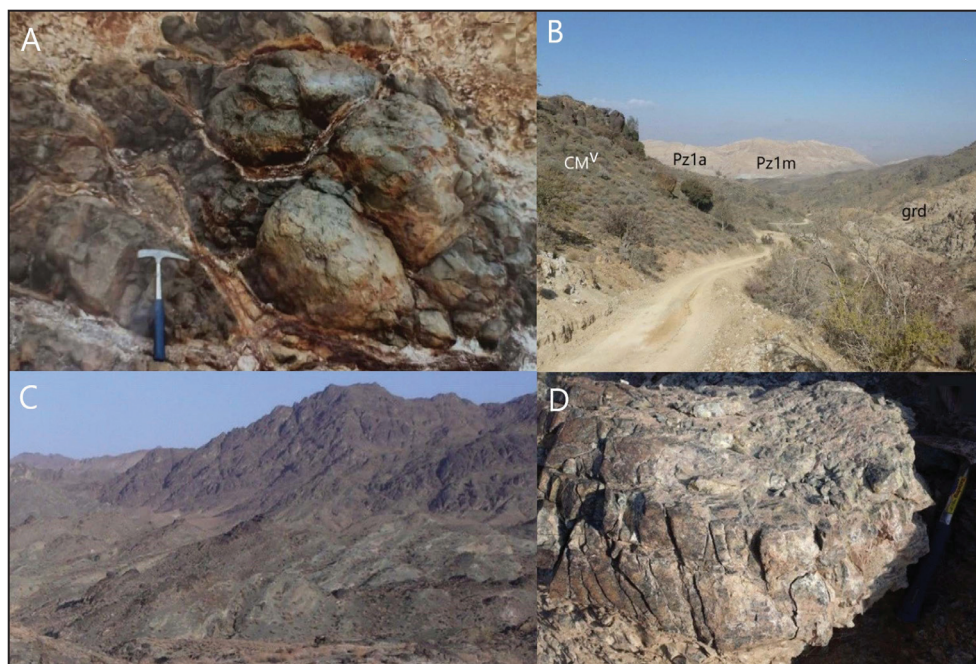
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی ناحیه زاغدره ساده شده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهرسد (نیمه بالایی، ناظم‌زاده و رشیدی، ۱۳۸۵) و دولت‌آباد (نیمه پایینی، عزیزان و نادری، ۱۳۸۵). کادر مربع میانی، محدوده نقشه زمین‌شناسی در شکل ۹ است.

Figure 3. Geological map of the Zaghdareh area; simplified from 1:100,000 geological maps of Dehsard (upper half, Nazemzadeh and Rashidi, 2007) and Dolatabad (lower half, Azizan and Naderi, 2007). The square shows the area of the geological map in Figure 9.



شکل ۴- نماهایی از رخنمون واحدهای سنگی در ناحیه زاغ دره. A) رخنمون مجموعه باغات ( $Pz^{1a}$ )، ( $Pz^{1m}$ ) و واحد اولترامافیک ( $CM^U$ )؛ دید به سوی شمال؛ B) واحد دگرگونی مجموعه آمیزه رنگین (SG)؛ دید به سوی شمال؛ C) رخنمونی از سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آمیزه رنگین نادگرگون واحد ( $CM^V$ ) و مجموعه آمیزه رنگین دگرگونه (SG)؛ دید به سوی جنوب‌باختر؛ D) نمایی از واحد کربناتی  $CM^{II}$  که با ناهم‌سویی فرسایشی روی سنگ‌های آتشفشانی واحد  $CM^V$  قرار دارد؛ دید به سوی شمال باختر.

Figure 4. Outcrops of rock units in Zaghdareh. A) Outcrop of the Baghat complex ( $Pz^{1m}$ ), ( $Pz^{1a}$ ) and the ultramafic unit ( $CM^U$ ); view to the north. B) Metamorphosed colored mélangé unit (SG); view to the north C) Outcrop of the unmetamorphosed volcanic rocks (unit  $CM^V$ ) and the metamorphosed colored mélangé complex (SG); view to the southwest; D) A view of the carbonate unit  $CM^{II}$  overlying the volcanic rocks of the  $CM^V$  unit with an erosional unconformity; view to the northwest.



شکل ۵- نماهایی از رخنمون واحدهای سنگی در ناحیه زاغدره. A) واحد بازالت بالشی؛ B) بازالت توده‌ای در شمال توده نفوذی زاغدره؛ C) گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی؛ دید به سوی شمال باختر؛ D) سنگ آتشفشانی به شدت دگرسان شده و غنی از کوارتز و اپیدوت.

Figure 5. Outcrops of rock units in Zaghdareh. A) Basaltic pillow lava; B) Massive basalt to the north of the Zaghdareh felsic intrusive body; C) Andesitic and basaltic andesite lava flow; view to the northwest; D) Highly altered volcanic rock rich in quartz and epidote.



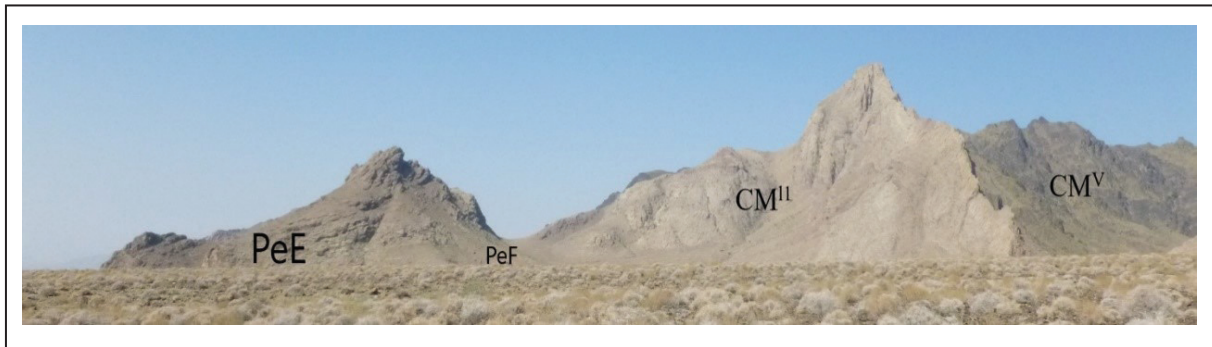
پلاژیک سترلا به تا توده‌ای و بلورین است (شکل ۶). بر پایه یافته‌های فسیلی، سن این واحد پالئوسن بالایی - ائوسن پایینی است (عزیزان و نادری، ۱۳۸۵). در واحد فلیشی PeF آثار زیستی برای تعیین سن یافت نشده، اما به سبب جای گرفتن در زیر واحد PeE سن احتمالی آن پالئوسن است (عزیزان و نادری، ۱۳۸۵).

**۴-۲- توده نفوذی گرانیتویدی gr**

واحد گرانیتویدی gr که میزبان بخشی از کانسنگ در زاغدره نیز است، در مجموعه آتشفشانی - رسوبی کرتاسه نفوذ کرده و باعث دگرگونی حرارتی و دگرسانی در سنگ‌های دربرگیرنده شده است (شکل ۷- A). این توده ترکیبی متغیر از کوارتز - دیوریت تا تونالیت دارد. از ویژگی‌های این توده در نمونه دستی وجود بلورهای درشت کوارتز و فلدسپار، همراه با هورنبلند، در خمیره‌ای کوارتز - فلدسپاتی است (شکل ۷- B). در محدوده کانی‌سازی مس زاغدره، این توده دستخوش دگرسانی سیلیسی شده است.

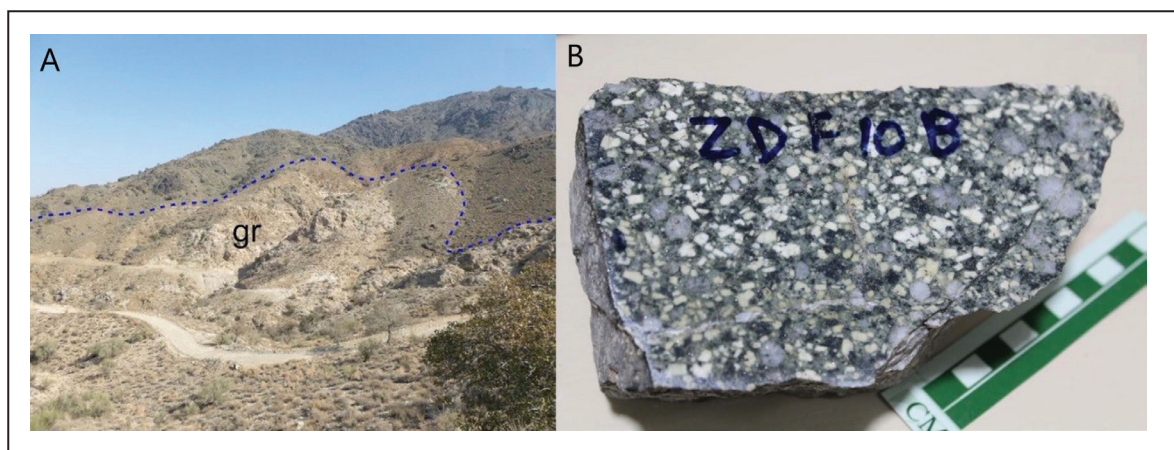
- واحدهای CM<sup>I</sup> و CM<sup>II</sup>: واحد CM<sup>I</sup> بیشتر از سنگ‌آهک بلورین به رنگ سفید، مایل به خاکستری و مایل به قرمز تشکیل شده است. یافته‌های میکروفسیل در نمونه‌هایی از بخش بالایی این واحد، سن چینه‌شناسی آن را ائوسن تا الیگوسن نشان می‌دهد (عزیزان و نادری، ۱۳۸۵). در منطقه زاغدره، یک واحد کربناتی دیگر، CM<sup>II</sup>، نیز قابل تفکیک است که با ناهمیشی فرسایشی روی واحد آتشفشانی CM<sup>V</sup> قرار دارد (شکل ۶). در بخش‌هایی از این واحد، گرهک‌ها و نوارهای چرت وجود دارد. ضخامت این واحد متغیر است و بیشینه آن به ۲۰۰ متر می‌رسد. رنگ عمومی این واحد خاکستری تا مایل به سفید است. در این واحد، آثار فسیلی شامل گونه‌هایی از Globotruncana و گونه‌های زیستی دیگر مشاهده شده است که سن کرتاسه بالایی (Maestrichtian) را پیشنهاد می‌کند (عزیزان و نادری، ۱۳۸۵).

- واحد فلیش PeF و واحد کربناتی PeE: واحد فلیش PeF شامل تناوب شیل، ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ آهکی، سنگ‌آهک و لایه‌های کنگلومرای بین‌سازندی است. همبری زیرین این واحد در بیشتر جاها گسلی است. واحد PeE سنگ‌آهک



شکل ۶- نمای از سنگ‌آهک پلاژیک کرتاسه (واحد CM<sup>II</sup>) بر روی واحد آتشفشانی CM<sup>V</sup>، همراه با واحد فلیش PeF و سنگ‌آهک پلاژیک PeE؛ جنوب زاغدره؛ دید به سوی شمال‌باختر.

Figure 6. A view of the Cretaceous pelagic limestone (CM<sup>II</sup> unit) overlying the CM<sup>V</sup> volcanic unit, associated with the flysch unit PeF and the pelagic limestone PeE; south of Zaghdareh; view to the northwest.



شکل ۷- A) رخنمون توده نفوذی گرانیتویدی زاغدره؛ دید به سوی شمال؛ B) نمونه دستی از توده نفوذی با بلورهای درشت کوارتز، فلدسپار و هورنبلند در خمیره ریزدانه.

Figure 7. A) Outcrop of the Zaghdareh granitoid intrusive body; view to the north; B) A hand specimen of the Zaghdareh intrusive body with coarse quartz, feldspar and hornblende crystals in a fine-grained matrix.

## ۲-۵- کواترنری

شواهد موجود، مانند مجموعه‌های سنگی و دگرسانی گرمایی، و لکه‌های فراوان مالاکیت بر سطح سرباره‌ها و آنالیز نمونه‌هایی از سرباره، نشان از معدنکاری مس دارد. فعالیت‌های اکتشافی اخیر در شمال کارهای قدیمی و سرباره‌های ذوب فلز، و به‌طور عمده در توده نفوذی متمرکز است (شکل ۹) که در رخنمون‌های سطحی با زون‌های سیلیسی و سریستی-رسی و کانی‌های اکسیدی و سولفیدی مس مشخص می‌شود.

نهشته‌های کواترنری در کوهپایه‌ها گسترش دارد و حاصل فرسایش ارتفاعات است. برخی از نهشته‌ها دربرگیرنده پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و برخی پادگانه‌های آبرفتی جدیدتر است. جنس اجزای سازنده این رسوبات متغیر و شامل قطعاتی از واحدهای سنگی گوناگون است. منطقه زاغدره از نظر ذخایر معدنی نیز مهم است و این با آثار کندوکاوهای زیرزمینی و تل‌های فراوان سرباره ذوب فلز پشتیبانی می‌شود (شکل ۸).



شکل ۸- نمایی از یک تل سرباره در منطقه زاغدره.

Figure 8. A slag heap in the Zaghdareh area.

## ۳- روش مطالعه

این مطالعه بر بازدیدها و برداشت‌های میدانی و مطالعات آزمایشگاهی نمونه‌های سطحی و زیرسطحی از واحدهای سنگی استوار است. پس از مطالعه تعداد ۵۰ مقطع میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی برای ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، ۸ نمونه از توده نفوذی و ۱۰ نمونه از گدازه‌های آندزیتی، بازالتی و آندزیت بازالتی برای آنالیز شیمی سنگ کل انتخاب شد (جدول ۱). از این میان، هشت نمونه در آزمایشگاه MSALABS در تورانتو، کانادا، با روش ذوب قلیایی و تهیه دیسک مذاب برای اکسیدهای اصلی با استفاده از تکنیک XRF، و انحلال چهار اسید دیسک مذاب برای آنالیز عناصر فرعی و کمیاب با تکنیک ICP-MS آنالیز شد. همچنین ۱۰ نمونه در آزمایشگاه زرآزما، تهران، با روش ذوب قلیایی برای اکسیدهای اصلی با روش XRF و انحلال چهار اسید برای عناصر فرعی و کمیاب با روش ICP-MS آنالیز شد.

دگرسانی شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز تاحدی سریستی و پیروکسن و هورنبلند، اورالیتی، کلریتی و کربناتی شده‌اند. رخنمون‌های پراکنده از یک سنگ سیلیسی-اپیدوتی در واحدهای آتشفشانی دیده می‌شود. فراوانی اپیدوت به طور محلی در حدی است که می‌توان سنگ را اپیدوسیت نامید. بخش‌های غنی از اپیدوت به صورت خطی توسعه یافته‌اند که می‌تواند حاکی از کنترل دگرسانی اپیدوتی توسط سیستم‌های شکستگی باشد. این سنگ در رخنمون طبیعی و در نمونه دستی سبز روشن تا تیره و مایل به قهوه‌ای تا خاکستری است (شکل ۵-D) و به‌طور عمده از کوارتز و اپیدوت تشکیل شده است (شکل ۱۰-F). بافت و کانی‌شناسی سنگ اولیه به‌طور محلی حفظ شده که نشان می‌دهد یک سنگ آتشفشانی مافیک تا متوسط بوده است. اپیدوسیت در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف، به ویژه در سیستم‌های گرمایی زیردریایی در اثر واکنش آب دریا با بازالت‌ها، گابروها و گاه پلاژیوگرانیت‌ها پدید می‌آید (Alt, 1995; Seyfried et al., 1988). تصور می‌شود زون‌های اپیدوسیتی معرف بخش‌هایی از سنگ بستر دریا است که تا مین‌کننده فلزات مختلف برای تشکیل ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد هستند (Jowitt et al., 2012; Rona, 1988; e.g.).

## ۴- سنگ‌نگاری واحدهای سنگی در منطقه زاغدره و پیرامون آن

### ۴-۱- سنگ‌های آتشفشانی

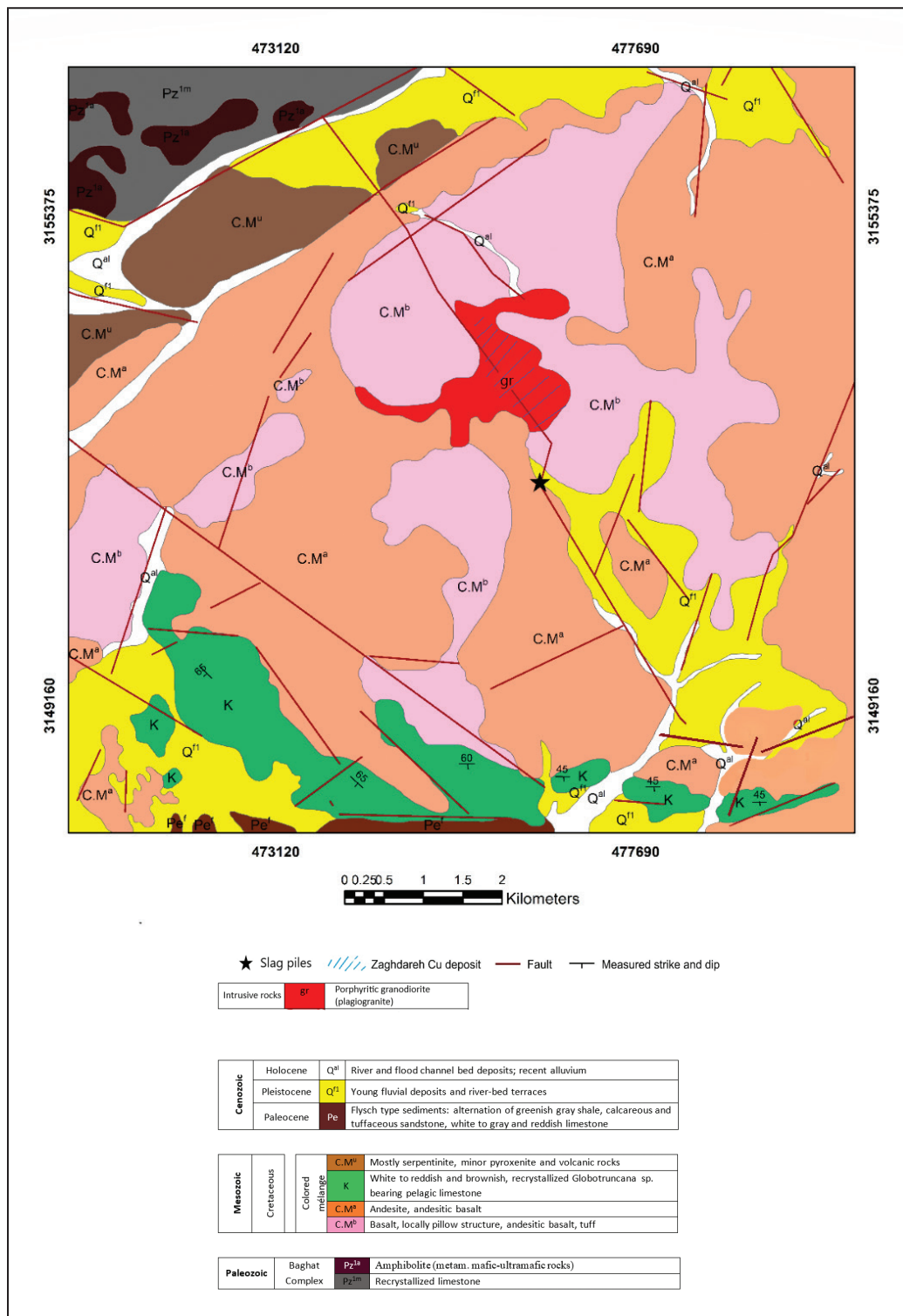
گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی گسترش زیادی در منطقه زاغدره دارند (شکل ۹). پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند از کانی‌های اصلی این گدازه‌ها است. رنگ سنگ در نمونه دستی خاکستری روشن تا تیره و بافت چیره آن پورفیریک است؛ بافت‌های میکرولیتی، جریانی و گلوبروپورفیریک نیز دیده می‌شود (شکل ۱۰-A، B و E). خمیره سنگ به‌طور محلی بافت اسفرولیتی نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از باز تبلور شیشه آتشفشانی باشد. این گدازه‌ها به طور محلی دارای آمیگدال‌های فراوان از سیلیس، زئولیت، کلریت، کلسیت و گاه اپیدوت هستند (شکل ۱۰-C، D). گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی نیز کمابیش دستخوش

### ۴-۲- توده نفوذی

یک توده نفوذی با رخنمون نزدیک به ۴ کیلومتر مربع در محدوده اکتشافی زاغدره رخنمون دارد (شکل ۹). رخنمون کوچکی نیز در بخش جنوبی محدوده دیده می‌شود. این توده نفوذی به طور عمده با حضور درشت‌بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل کوارتز و فلدسپار، و کمتر از آن هورنبلند، در خمیره کوارتز-فلدسپاتی ریزدانه مشخص می‌شود و بافت غالب آن پورفیری است (شکل‌های ۱۱-A، B و C).

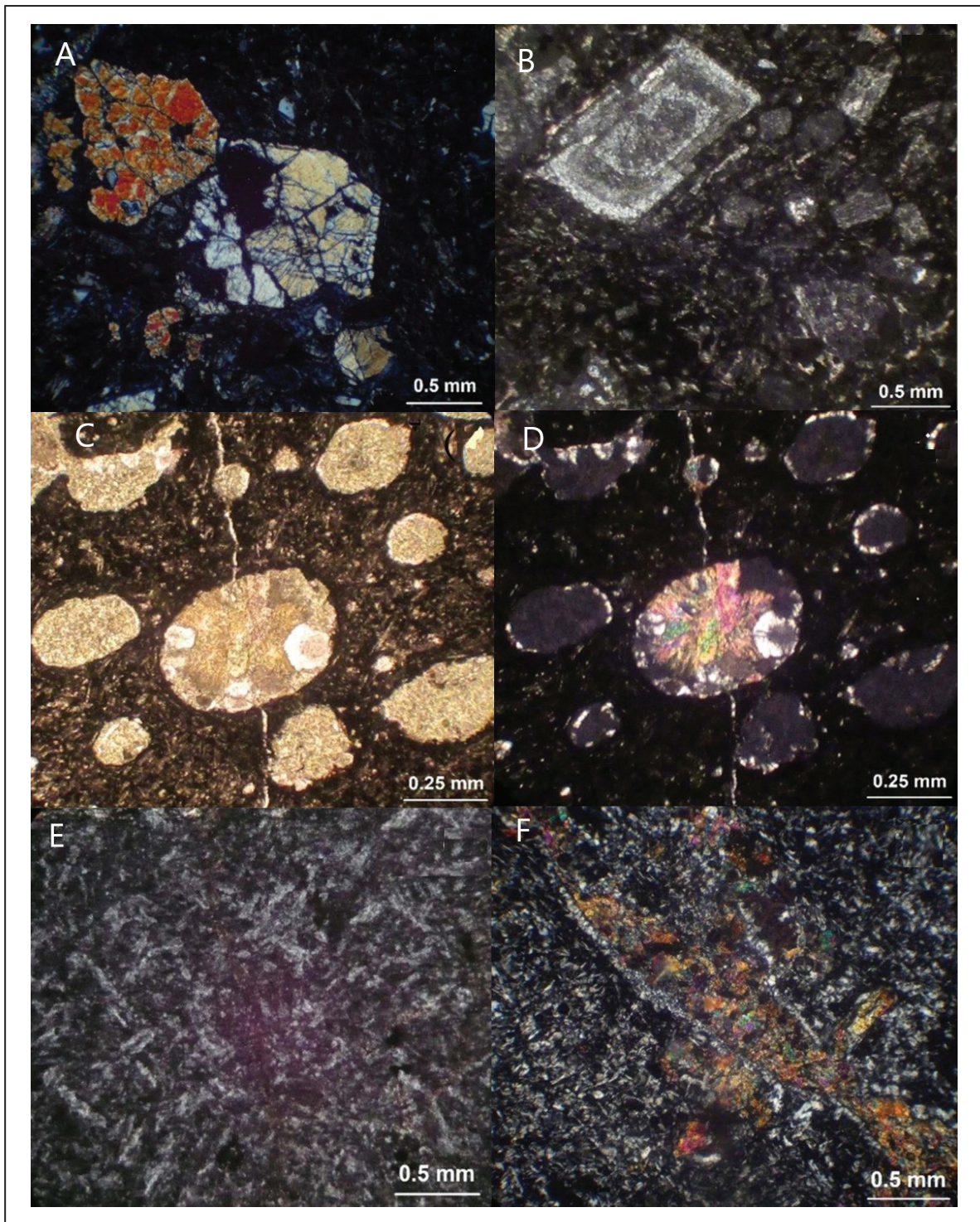
فلدسپارها تا حدی دستخوش دگرسانی سریستی و رسی شده‌اند. بلورهای هورنبلند در بخش‌های داخلی کمایش با کلریت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند. توده نفوذی زاغدره در نزدیکی زون‌های کانی‌سازی دستخوش دگرسانی سیلیسی و به طور محلی کربناتی شده و رگچه‌های کوارتز-سولفید در متن سنگ پدید آمده است (شکل ۱۱-D). با توجه به نسبت کانی‌های تشکیل‌دهنده اصلی، توده نفوذی زاغدره ترکیبی متغیر از تونالیت تا کوارتزیدوریت دارد.

این سنگ به‌طور عمده از پلاژیوکلاز (۳۰ - ۴۵ درصد ترکیب مودال)، کوارتز (۴۰-۵۰ درصد)، هورنبلند (۵-۱۰ درصد)، آلکالی فلدسپار (کمتر از ۵ درصد) و کانی‌های مات (حدود ۵ درصد؛ به‌طور عمده مگنتیت و مگنتیت مارتیتی) تشکیل شده است. اندکی بیوتیت به صورت بلورهای جداگانه و پراکنده و گاه در حاشیه هورنبلند دیده می‌شود که در حالت دوم محصول واکنش هورنبلند با سیال در مراحل پایانی تبلور است. از کانی‌های همراه می‌توان به زیرکن اشاره کرد.



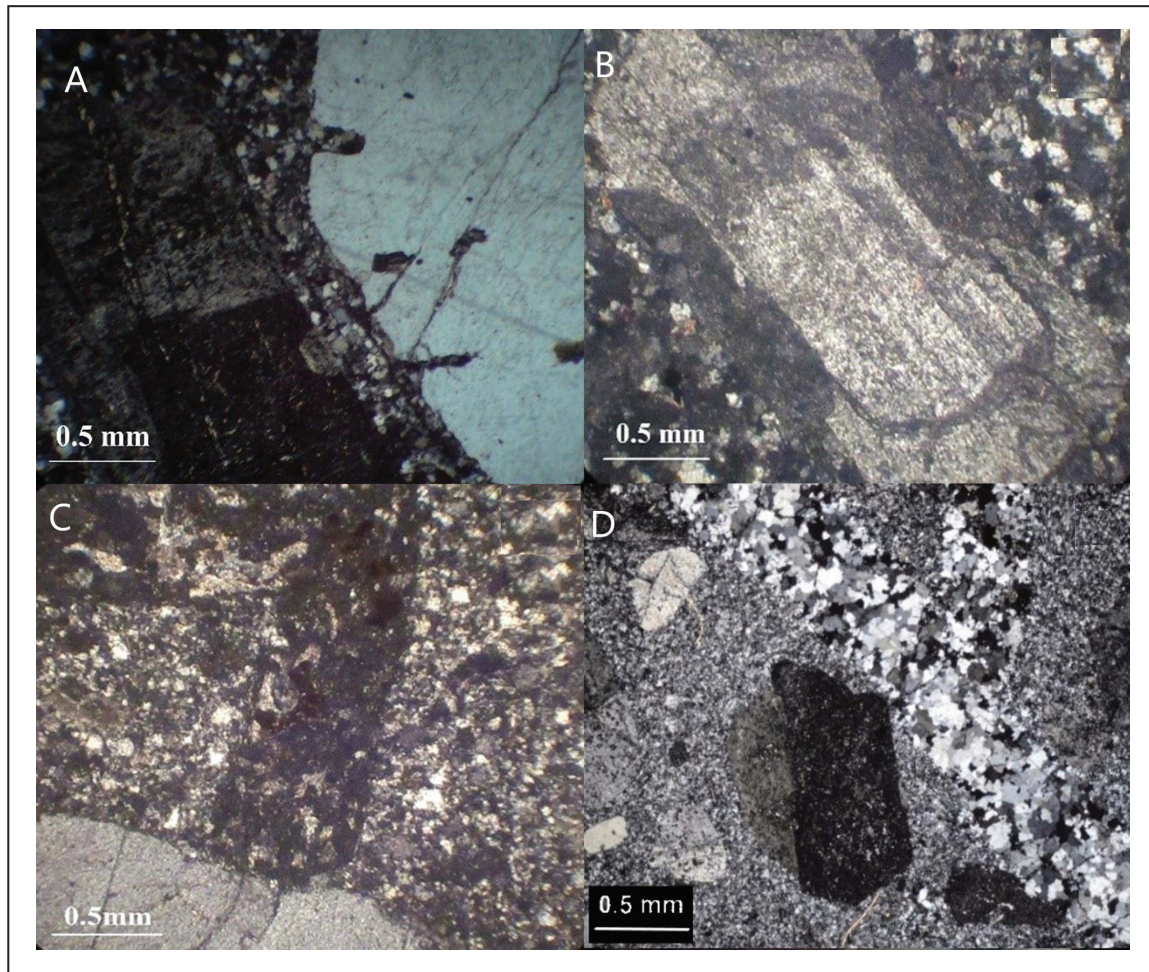
شکل ۹- نقشه زمین‌شناسی عمومی منطقه زاغدره. برگرفته از ناظم‌زاده و رشیدی (۱۳۸۵) و عزیزان و نادری (۱۳۸۵)، با تغییر.

Figure 9. A general geological map of the Zaghdareh; modified after Nazemzadeh and Rashidi (2007) and Azizan and Naderi (2007)



شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی در زاغدره. (A) درشت‌بلورهای کلینوپروکسن در خمیره‌ای از میکرولیت پلاژیوکلاز و شیشه تحول‌یافته در آندزیت بازالتی؛ XPL، نمونه KA1؛ (B) درشت‌بلور پلاژیوکلاز در خمیره‌ای ریزدانه و میکرولیتی در آندزیت. XPL؛ نمونه Vol-4؛ (C - D) بافت آمیگدالی در گدازه بازالتی. آمیگدال میانی از اپیدوت پر شده است و حاشیه سیلیسی دارد. آمیگدال‌های دیگر از سیلیس، زئولیت و کلریت پر شده‌اند که حاشیه سیلیسی در تصویر قابل تشخیص است. تصاویر به ترتیب در PPL و XPL؛ (E) بافت میکرولیتی با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در خمیره بسیار ریزدانه در آندزیت؛ XPL. نمونه BH5- 22m؛ (F) بازالت آندزیتی با دگرسانی اپیدوتی-سیلیسی؛ XPL، نمونه ZD-F8.

Figure 10. Microphotographs of volcanic rocks in Zaghdareh. A) Clinopyroxene phenocrysts in a matrix of fine-grained plagioclase and modified glass in basaltic andesite; XPL, sample KA1; B) Coarse-grained plagioclase in a fine-grained and microlitic matrix in andesite. XPL; sample Vol-4; C - D) Amygdaloidal texture in basaltic lava flow. The amygdule in the center is filled with epidote, with a silicic rim. Other amygdules are filled with silica, zeolite and chlorite; the silicic rims can be distinguished. Images in PPL and XPL, respectively; E) Microlitic texture with plagioclase microliths in a very fine-grained matrix in andesite; XPL. Sample BH5 -22m; F) Andesitic basalt with epidote-silica alteration; XPL, sample ZD-F8.



شکل ۱۱- تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی زاغ‌دره. (A) درشت بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در خمیره کوارتز-فلدسپاتی. نمونه GD-01، XPL؛ (B) درشت بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در خمیره کوارتز-فلدسپاتی؛ نمونه GD-02، XPL؛ (C) درشت بلور کوارتز و هورنبلند در خمیره کوارتز-فلدسپاتی. نمونه BH5-44؛ (D) بلورهای درشت کوارتز و فلدسپار با بافت گرانولار. XPL، نمونه ZDF-12

Figure 11. Microphotographs of the Zaghdareh felsic intrusive body. A) Quartz and plagioclase phenocrysts in quartz-feldspar matrix; sample GD-01, XPL; B) Plagioclase phenocrysts with chemical zoning in quartz-feldspar matrix; sample GD-02; XPL; C) Quartz and hornblende phenocrysts in quartz-feldspar matrix; sample BH5-44; XPL; D) Coarse-grained quartz and feldspar crystals with granular texture. XPL, sample ZDF-12.

## ۵- ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی

قرار می‌گیرند. در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $K_2O$  نمونه‌ها در محدوده سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان تا تولیتی پلات می‌شوند (شکل ۱۳- A)؛ در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان و در نزدیکی مرز با محدوده تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳- B). از نظر شاخص اشباع آلومینیم، سنگ‌های آتشفشانی منطقه، بیشتر در محدوده متالومینوس قرار دارند (شکل ۱۳- C).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های معرف از توده گرانیتوئیدی کامیاب مشابه است (جدول ۱). مقدار LOI بین ۲/۱۹ تا ۲/۹۳ درصد وزنی است که نشان از کمبود کانی‌های آبدار اولیه، مانند هورنبلند و بیوتیت، و کانی‌های دگرسانی مانند کلریت، سریست و کانی‌های رسی است. نمونه GD-03 با میزان LOI ۴/۵۷ درصد وزنی تاحدی دستخوش دگرسانی کربناتی و کلریتی شده است. نمونه‌ها به نسبت غنی از  $SiO_2$  (۶۸/۱۴ تا ۷۴/۴۹ درصد وزنی) و  $Na_2O$  (۲/۴۲ تا ۴/۵۰ درصد وزنی)، اما فقیر از  $K_2O$  (۰/۱۶ تا ۱/۵۲ درصد وزنی)،  $MgO$  (۱/۴۷ تا ۲/۱۹ درصد وزنی) و  $TiO_2$  (۰/۲۵ تا ۰/۳۸ درصد وزنی) هستند.

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های معرف از سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی در منطقه زاغ‌دره در جدول ۱ ارائه شده است. سنگ‌های آتشفشانی به‌طور عمده شامل گدازه‌های آندزیت‌بازالتی، آندزیت و بازالت است. فراوانی  $SiO_2$  در این سنگ‌ها بین ۶۲/۰۵ تا ۴۷/۵۸ درصد وزنی است. مقدار LOI بین ۲/۱۴ تا ۴/۷۸ درصد وزنی گزارش شده است. سنگ‌های آتشفشانی در مجموعه‌های فیولیتی به دلیل محیط جایگزینی و خمیره ریزدانه و شیشه‌ای، مستعد دگرسانی هستند. برای آنالیز ژئوشیمیایی، تا آنجا که ممکن بود از نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی استفاده شد. الگوهای توزیع کامیاب هم‌انگ عناصر در نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که دگرسانی ضعیف در برخی نمونه‌ها اثر چندانی بر شیمی اولیه سنگ نداشته است و نتیجه آنالیزها پذیرفتنی است.

به‌منظور نام‌گذاری این سنگ‌ها از نمودار نسبت  $Nb/Y$  در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977) استفاده شد که بر پایه عناصر فرعی و کمیاب نسبتاً ناپویا (immobile) در فرایندهای دگرسانی است (شکل ۱۲- A). در این نمودار، نمونه‌های آتشفشانی در محدوده آندزیت تا بازالت آندزیتی و بازالت ساب‌آلکان

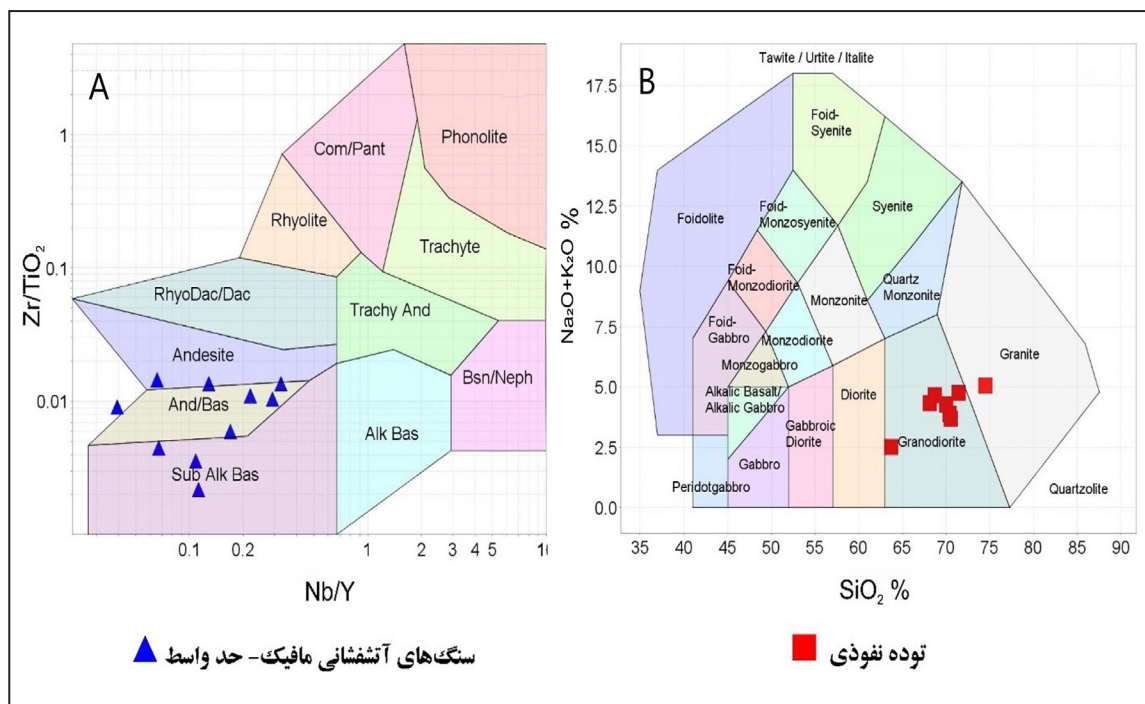
در مقایسه با عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti, Zr, Nb, Ta و عناصر خاکی کمیاب (REE) دیده می‌شود (شکل ۱۴-ا). در نمودار توزیع عناصر خاکی کمیاب، که نسبت به مقادیر کندریتی بهنجار شده است، تهی‌شدگی در لانتانوم و سریم و الگوی کمابیش تخت برای دیگر عناصر خاکی کمیاب دیده می‌شود (شکل ۱۴-ب). نسبت  $(La/Yb)_N$  برای بیشتر نمونه‌ها کمتر از یک است (بین ۰/۰۸ تا ۰/۶۸). فراوانی لانتانوم در بیشتر نمونه‌ها کمتر از حد تشخیص دستگاهی (۱ ppm) است که در رسم نمودار با مقدار نصف آن جایگزین شده است. همچنین این سنگ‌ها بی‌هنجاری ضعیف منفی تا مثبت Eu نشان می‌دهند  $(Eu/Eu^* = 0.86 - 1.2)$ .

نمونه‌های معرف توده نفوذی، با مقدار  $\Sigma REE$  به نسبت پایین (بین ۱۸/۸ تا ۴۸/۷۳ پی‌پی‌ام) مشخص می‌شوند. در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه، غنی‌شدگی نسبی در عناصر LILE و اورانیم و تهی‌شدگی در عناصر HFSE مانند Ti, Zr, Nb, Ta دیده می‌شود (شکل ۱۴-ج). در نمودار بهنجار شده به کندریت، بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دارند  $(La/Yb)_N = 1.68 - 3.13$ . همچنین، بی‌هنجاری منفی تا مثبت ضعیف Eu دیده می‌شود  $(Eu/Eu^* = 0.75 - 1.1)$  (شکل ۱۴-د).

فراوانی CaO از ۱/۱۵ تا ۳/۱۴ درصد وزنی متغیر است، به جز یک نمونه با مقدار CaO برابر با ۵/۳۶ درصد وزنی. این نمونه حاوی کمترین مقدار سیلیس (۶۳/۷۴ درصد وزنی) و بالاترین مقدار  $FeO_1$  و MgO (به ترتیب ۵/۸۷ و ۰/۳ درصد وزنی) است و از این نظر معرف تفریق پیشین یا اولیه ماگمای مادر است. این نمونه به دلیل فراوانی بیشتر کانی مافیک، دگرسانی بیشتری نیز متحمل شده است.

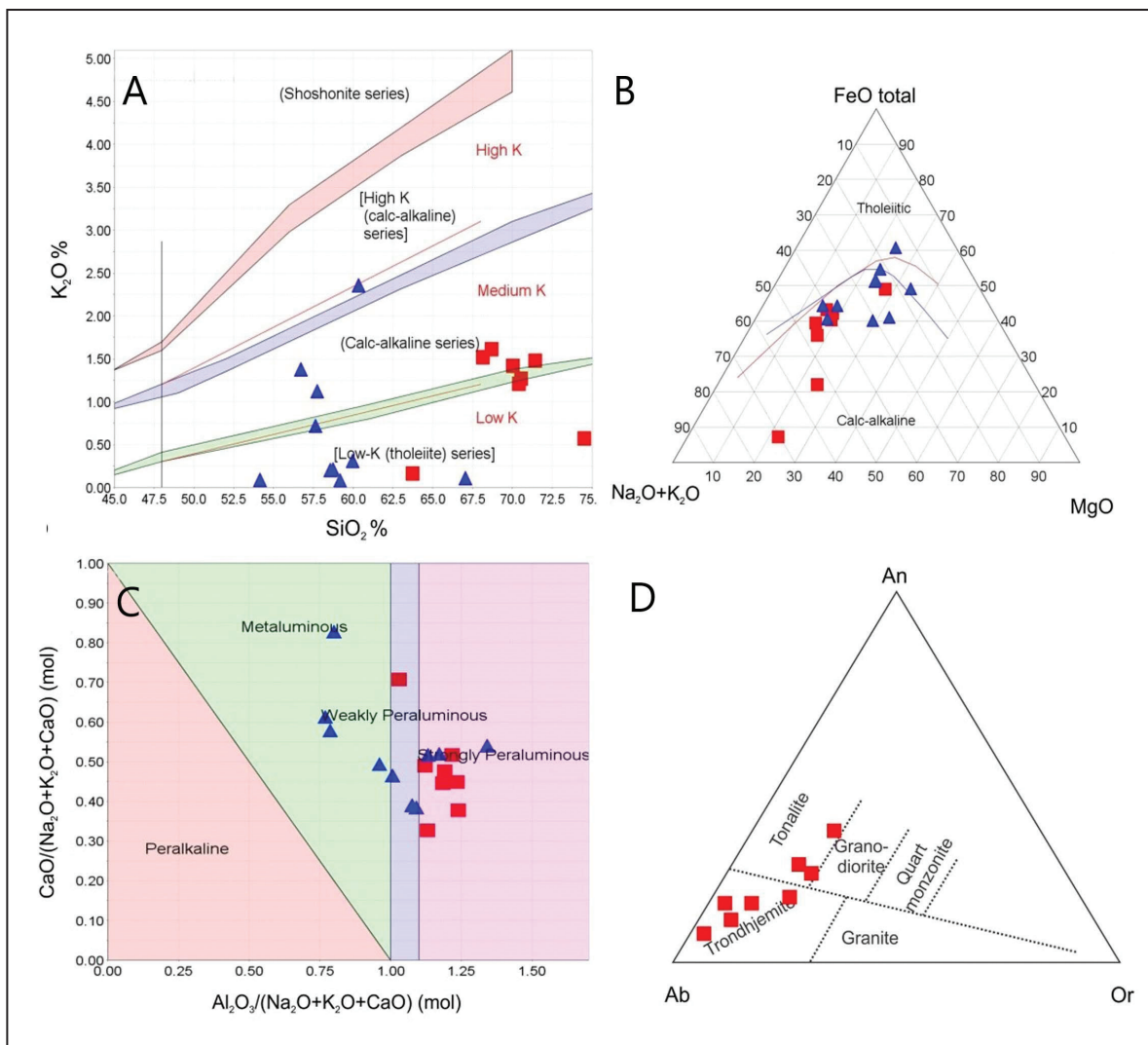
نمونه‌های معرف توده نفوذی، در نمودار مجموع  $Na_2O + K_2O$  در برابر  $SiO_2$  در محدوده گرانیت و گرانودیوریت (شکل ۱۲-ب) و در نمودار رده‌بندی نورماتیو انورتیت-آلیت-ارتوکلاز در محدوده ترونجمیت-تونالیت جای می‌گیرند (شکل ۱۳-د) که کانی‌شناسی توده نفوذی، با نامگذاری دوم هماهنگ‌تر است. نمونه‌ها در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  در محدوده تولیتی تا کالک‌آلکانل (شکل ۱۳-ا) و در نمودار AFM در محدوده کالک‌آلکانل جانمایی می‌شوند (شکل ۱۳-ب). در نمودار شاخص اشباع آلومین (Barton and Young, 2002) بیشتر نمونه‌ها در محدوده پراآلمین قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ج).

برای سنگ‌های آتشفشانی، در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه غنی‌شدگی نسبی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) و همین‌طور اورانیم و توریم



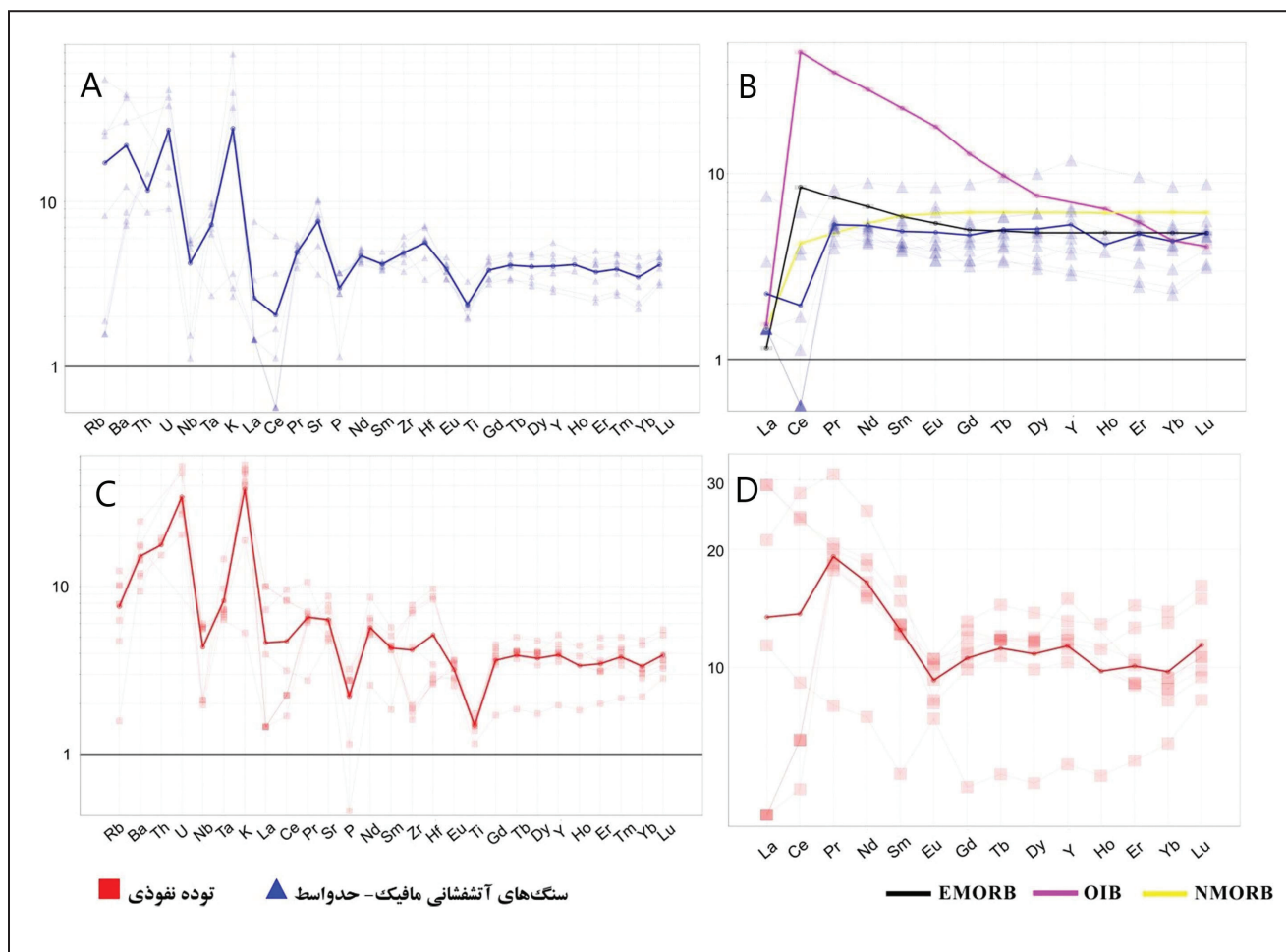
شکل ۱۲-ا) نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی در منطقه زاغدره در نمودار  $Nb/Y$  در برابر  $Zr/TiO_2$  از وینچستر و فلوید (Winchester and Floyd, 1977); ب) نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی در نمودار  $Na_2O + K_2O$  در برابر  $SiO_2$  از میدلموست (Middlemost, 1994).

Figure 12. A) Plots of volcanic rocks in the  $Nb/Y$  vs  $Zr/TiO_2$  diagram of Winchester and Floyd (1977); B) Plots of intrusive rocks in the  $Na_2O + K_2O$  vs  $SiO_2$  diagram of Middlemost (1994).



شکل ۱۳- جانمایی نمونه‌های معرف سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه زاغدره در نمودارهای تفکیک سنگ‌های آذرین: A) نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Gill, 1981)؛ B) نمودار AFM؛ منحنی مرزی آبی‌رنگ از ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971)، منحنی مرزی قرمز رنگ از کونو (Kuno, 1968)؛ C) نمودار شاخص اشباع آلومینیم (Barton and Young, 2002)؛ D) نمودار نورماتیو آنورتیت- ارتوکلاز- آلبیت (O'Connor, 1965).

Figure 13. Plots of the Zaghdareh volcanic and intrusive rocks in discrimination diagrams for igneous rocks: A)  $K_2O$  vs  $SiO_2$  diagram (Gill, 1981); B) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); the red boundary line after Kuno (1968); C) Aluminum saturation index diagram (Barton and Young, 2002); D) Feldspar normative An-Or-Ab diagram (O'Connor, 1965).



شکل ۱۴- نمودارهای چندعنصری و عناصر نادر خاکی، بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، برای سنگ‌های آتشفشانی (A و B) و توده نفوذی (C و D) زاغدره. داده‌های OIB و N-MORB از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) برای مقایسه پلات شده است. خط‌های آبی و قرمز در شکل‌های A-B و C-D معرف مقدار میانگین است. داده‌های بهنجارسازی گوشته اولیه و کندریت به ترتیب از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) و مکدوناف و سان (McDonough and Sun, 1995).

Figure 14. Primitive mantle- and chondrite-normalized multi-elements and rare earth elements diagrams for the Zaghdareh volcanic rocks (A-B) and intrusive body (C-D). OIB, N-MORB and E-MORB data from Sun and McDonough (1989) are plotted for comparison. The blue and red lines represent the mean values. Normalization values for primitive mantle and chondrite from Sun and McDonough (1989) and McDonough and Sun (1995), respectively



جدول ۱- آنالیز سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی مافیک- حدواسط و توده نفوذی زاغدره

Table 1. whole rock analysis of the Zaghdareh mafic-intermediate volcanic rock and the intrusive body

Intrusive body (Plagiornite)								
Sample	GD01	GD02	GD03	GD04	GD05	ZDF10A	ZDF10B	BH16
SiO <sub>2</sub>	71.43	68.14	63.74	68.7	70.03	70.52	70.39	74.49
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.33	0.38	0.33	0.30	0.32	0.32	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.00	14.28	14.20	14.50	13.76	13.50	12.82	13.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	5.13	5.87	4.01	4.17	4.36	4.25	0.58
CaO	2.35	3.14	5.36	3.00	3.31	3.15	2.56	2.15
MgO	2.19	1.75	3.00	1.76	1.47	1.70	1.79	1.61
K <sub>2</sub> O	1.48	1.52	0.16	1.61	1.42	1.27	1.21	0.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.06	Nd	0.05	0.06	0.05	0.01
MnO	Nd	0.12	0.25	0.12	0.09	0.12	0.07	0.01
Na <sub>2</sub> O	3.30	2.82	2.35	3.06	2.87	2.42	2.68	4.50
LOI	2.57	2.64	4.57	2.93	2.54	2.53	2.60	2.19
Ba	121.00	124.00	84.00	100.00	172.00	101.80	65.40	81.00
Ce	17.00	3.00	4.00	4.00	4.00	14.80	14.60	5.60
Co	5.70	24.00	20.40	22.40	12.20	10.10	20.80	1.30
Cs	0.50	0.50	0.50	0.60	0.50	0.33	0.29	0.12
Cr	6.00	6.00	34.00	5.00	2.00	14.00	10.00	10.00
Dy	2.82	3.03	2.98	2.96	2.51	2.95	3.50	1.29
Er	1.49	1.51	1.68	1.73	1.51	2.09	2.38	0.96
Eu	0.48	0.54	0.61	0.58	0.47	0.59	0.61	0.43
Gd	2.56	2.12	2.29	2.23	2.03	2.45	2.69	1.02
Hf	0.87	0.83	1.06	0.81	0.92	2.70	2.60	3.00
In	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	Nd	Nd	Nd
La	5.00	1.00	1.00	1.00	1.00	6.90	6.90	2.70
Ho	nd	Nd	nd	Nd	Nd	0.63	0.73	0.30
Li	4.00	4.00	5.00	4.00	5.00	Nd	Nd	Nd
Lu	0.25	0.27	0.29	0.27	0.24	0.38	0.41	0.21
Nb	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	1.50	1.50	1.40
Nd	11.70	7.00	7.10	7.70	7.30	8.50	8.80	3.50
Ni	6.00	4.00	16.00	3.00	4.00	4.50	3.10	3.50
Pr	2.95	1.73	1.75	1.82	1.68	1.90	1.96	0.76
Rb	5.00	4.00	1.00	5.00	3.00	6.50	7.90	6.40
S	Nd	nd	285	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
Sc	16.80	14.40	21.60	14.90	11.10	Nd	Nd	Nd
Sm	2.54	1.86	1.97	1.97	1.87	1.96	2.26	0.82
Sr	110.40	150.50	185.50	129.60	164.00	130.90	103.80	99.50
Ta	0.28	0.30	0.26	0.27	0.29	0.40	0.60	0.30
Tb	0.44	0.44	0.44	0.45	0.40	0.44	0.54	0.20
Te	0.14	0.21	0.10	0.10	0.10	Nd	Nd	Nd
Th	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	1.57	1.66	1.31
Tl	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	Nd	Nd	ND
Tm	0.27	0.28	0.31	0.30	0.25	0.32	0.37	0.16
U	Nd	1.10	0.60	0.57	1.00	0.70	0.66	0.43
V	112	95	142	89	81	83	78	47
Y	17.50	18.50	23.50	19.10	16.20	18.10	20.60	8.90
Yb	1.50	1.60	1.50	1.60	1.40	2.21	2.36	1.09
Zr	18.00	20.00	49.00	21.00	22.00	81.00	78.00	87.00

ادامه جدول ۱-۱

Table 1. Continue.

Mafic – intermediate volcanic rocks										
Sample	VOL01	VOL02	VOL03	VOL04	VOL05	VOL06	KA1	EP01	EP06	EP07
SiO <sub>2</sub>	58.74	58.55	59.97	57.75	56.72	60.33	57.62	59.17	67.03	54.14
TiO <sub>2</sub>	1.61	1.60	1.10	0.51	0.51	0.49	0.53	0.43	0.42	0.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.44	13.42	12.50	16.58	16.35	15.85	13.92	15.67	13.77	14.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.81	10.99	12.26	6.53	6.96	6.40	7.81	6.67	5.86	10.87
CaO	2.68	2.60	2.77	4.04	6.62	4.03	6.10	8.92	3.89	3.74
MgO	4.58	4.60	4.43	4.25	2.07	2.50	5.61	4.15	2.17	4.24
K <sub>2</sub> O	0.21	0.20	0.31	1.12	1.38	2.36	0.72	0.08	0.11	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.19	0.37	Nd	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08
MnO	0.11	0.11	0.13	0.98	0.16	0.17	0.14	0.15	0.12	0.22
Na <sub>2</sub> O	4.49	4.47	2.40	3.39	4.42	3.56	3.78	1.99	4.34	3.79
LOI	3.14	3.26	3.68	4.78	4.71	4.15	3.89	4.55	2.14	4.52
Ba	40.00	41.00	36.00	298.00	213.00	312.00	86.30	53.20	60.00	50.00
Ce	1.00	1.00	7.00	2.00	1.00	3.00	6.50	11.00	1.00	1.00
Co	19.80	19.40	24.90	31.60	23.60	23.60	26.40	19.30	14.50	31.80
Cs	0.50	0.50	0.50	1.20	1.60	3.00	0.05	0.17	0.50	0.50
Cr	1.00	6.00	10.00	25.00	35.00	30.00	221.00	27.00	12.00	3.00
Dy	4.52	4.47	7.34	2.26	2.39	2.58	3.54	3.01	3.62	3.38
Er	2.81	2.68	4.61	1.18	1.26	1.58	2.41	2.00	2.12	1.98
Eu	1.11	1.04	1.42	0.70	0.57	0.57	0.63	0.63	0.69	0.77
Gd	3.28	3.17	5.23	1.88	2.03	2.01	2.58	2.29	2.74	2.51
Hf	1.29	1.38	1.35	2.14	1.78	1.85	1.80	2.20	1.04	1.40
In	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	Nd	Nd	0.50	0.50
La	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.30	5.20	1.00	1.00
Ho	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	0.74	0.62	Nd	Nd
Li	8.00	8.00	6.00	46.00	16.00	17.00	Nd	Nd	5.00	9.00
Lu	0.41	0.36	0.65	0.23	0.24	0.29	0.37	0.34	0.33	0.34
Nb	3.20	3.20	3.60	Nd	Nd	Nd	0.80	1.10	3.30	3.70
Nd	7.30	7.00	12.10	6.30	5.70	6.70	5.80	7.10	6.90	6.00
Ni	5.00	5.00	10.00	35.00	14.00	12.00	29.80	9.70	7.00	2.00
Pr	1.45	1.41	2.27	1.41	1.36	1.50	1.09	1.54	1.41	1.20
Rb	1.00	1.00	1.00	16.00	17.00	35.00	5.20	1.20	1.00	1.00
S	57.00	62.00	Nd	55.00	Nd	Nd	Nd	Nd	714	13297
Sc	33.10	34.60	29.60	30.10	26.00	27.20	Nd	Nd	21.20	36.90
Sm	2.48	2.40	3.77	1.72	1.69	1.79	1.91	1.80	2.20	1.89
Sr	118.90	104.30	78.90	162.20	211.00	165.50	114.00	76.20	215.70	175.40
Ta	0.26	0.28	0.21	0.34	0.28	0.38	0.30	0.40	0.11	0.26
Tb	0.63	0.63	1.04	0.37	0.36	0.43	0.51	0.44	0.52	0.47
Te	0.17	0.10	0.34	0.20	0.24	0.18	Nd	Nd	0.10	0.33
Th	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	0.73	1.26	Nd	Nd
Tl	0.10	0.10	0.10	0.69	0.41	0.59	Nd	Nd	0.10	0.10
Tm	0.44	0.42	0.66	0.20	0.21	0.27	0.36	0.31	0.35	0.32
U	Nd	Nd	0.30	0.90	0.80	0.34	0.19	0.27	0.50	1.00
V	182	278	270	223	218	181	191	154	98	271
Y	28.50	29.50	53.60	12.90	13.70	18.20	20.40	16.70	25.70	21.90
Yb	2.60	2.50	4.20	1.10	1.20	1.50	2.28	2.04	2.00	1.90
Zr	35.00	57.00	49.00	69.00	53.00	54.00	48.00	62.00	57.00	42.00

## ۶- پتروژنز و محیط زمین‌ساختی

(۱ تا ۷/۹ پی‌پی‌ام) و دیگر عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ، نسبت بسیار پایین Rb/Sr (۰/۰۰۵ تا ۰/۰۷۶) و تهی‌شدگی از REE، از بسیاری از توده‌های پلاژیوگرانیته اقیانوسی گزارش شده است (برای مثال: Xu et al., 2017; Rollinson, 2009; Wu et al., 2018; Torabi et al., 2019; Chen et al., 2020).

واژگان «پلاژیوگرانیته اقیانوسی» به سنگ‌های فلسیک، مانند دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت و ترونجمیت اشاره دارد که در مجموعه‌های افیولیتی و پوسته‌های اقیانوسی یافت می‌شوند (Coleman and Peterman, 1975; Coleman and Donato, 1979; Nakamura, et al., 2007). این سنگ‌ها حدود یک درصد حجمی پوسته پایینی اقیانوس‌ها را تشکیل می‌دهند و بیشتر در قالب نفوذی‌های تاخیری در مجموعه‌های گابرویی نفوذ کرده‌اند (Dick et al., 2000; Koepke et al., 2007). این سنگ‌های فلسیک دارای ترکیب غالب پلاژیوکلاز و کوارتز به همراه مقدار جزئی کانی‌های فرومنیزین و فازهای فرعی هستند و از نظر شیمیایی با مقادیر بالای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{CaO}$  و مقدار پایین  $\text{K}_2\text{O}$  مشخص می‌شوند (Coleman and Donato, 1979; Freund et al., 2014; Nurlu et al., 2018; Wu et al., 2018; Torabi et al., 2019; Chen et al., 2020).

برخی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده پلاژیوگرانیته زاغ دره، از جمله غنی‌شدگی در LREE با تعریف اولیه از پلاژیوگرانیته‌ها (Coleman and Peterman, 1975) سازگار نیست. با این وجود، پلاژیوگرانیته‌هایی با این ویژگی ژئوشیمیایی قبلاً گزارش شده است (Milovanovic et al., 2012; Kakar et al., 2014). این شواهد با محیط زمین‌ساختی فرافورانش که برای افیولیت‌های اسفندقه-حاجی آباد ارائه شده، سازگار است (Ahmadipour et al., 2003; Peighambari et al., 2011; Soltani Nezhad et al., 2021). از این رو، توده نفوذی فلسیک در محدوده زاغدره را می‌توان به عنوان پلاژیوگرانیته رده‌بندی کرد.

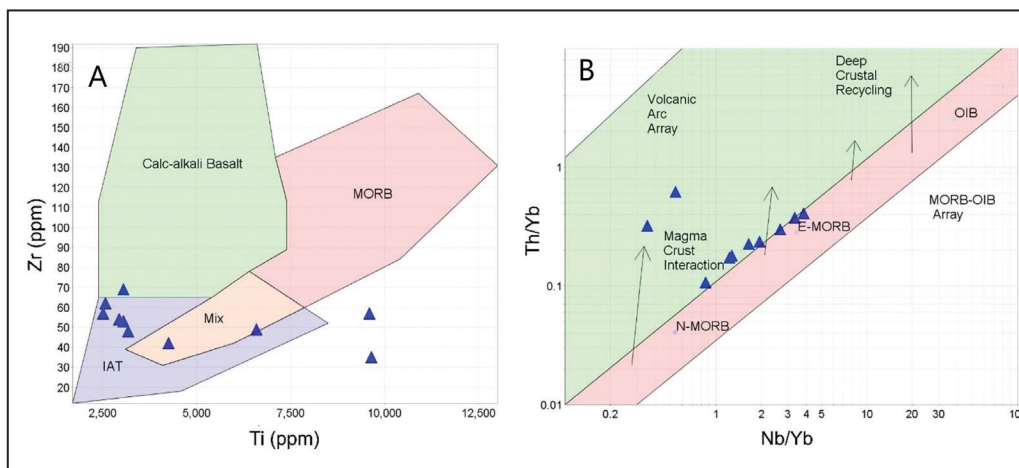
برای تعیین محیط زمین‌ساختی از نمودار Y در برابر Nb (Pearce et al., 1984) استفاده شد که محدوده گرانیتویدهای کمان‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد را نشان می‌دهد (شکل ۱۶-A). این موقعیت با محیط زمین‌ساختی گزارش شده برای پلاژیوگرانیته‌های همراه با مجموعه‌های افیولیتی مهریز (حیدری و همکاران، ۱۳۹۵) و بافت (گلستانی و همکاران، ۱۳۹۲) قابل مقایسه است.

در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه، تفاوت چشمگیری در توزیع عناصر LILE و LREE در برخی سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود که می‌تواند از یک سو ناشی از تفاوت در ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌ها و از سوی دیگر ناشی از تحرک بالای این عناصر در فرایندهای دگرسانی باشد (c.f., Middleburg et al., 1988). با این وجود، روند کلی در این نمودار نشانگر غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE است که هماهنگ با ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با محیط کمان آتشفشانی است (c.f. Allen, 2009; Chappell and White, 1974).

مقایسه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی زاغدره با بازالت‌های پشته میان اقیانوسی نرمال و غنی‌شده (E-MORB و N-MORB) و همین‌طور بازالت‌های جزایر اقیانوسی (شکل ۱۴-B) نمایانگر شباهت آنها با محیط MORB است. در نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی بر اساس فراوانی Ti در برابر Zr (Pearce and Cann, 1973)، نمونه‌های معرف واحد آتشفشانی در محدوده تولیت‌های جزایر کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-A).

به منظور بررسی منشأ اولیه و روند تکامل ماگمای تشکیل دهنده، از نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008) استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌ها ویژگی ماگماهای تشکیل شده در محیط بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نرمال و تا حدی غنی‌شده را نشان می‌دهند که ضمن تکامل با پوسته برهم کنش داشته است (شکل ۱۵-B). بالا بودن میزان MgO در سنگ‌های آتشفشانی (۲/۶ تا ۶/۵ wt.%) نشانگر نقش منبع گوشته‌ای است (برای مثال Griffin et al., 2009). از سوی دیگر، نبود تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و میزان پایین  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  (میانگین ۰/۳۰) نشان دهنده منشأ این سنگ‌ها در ژرفای کمتر از محدوده پایداری گارنت (کمتر از ۷۰ کیلومتر) است (Dokuz et al., 2006).

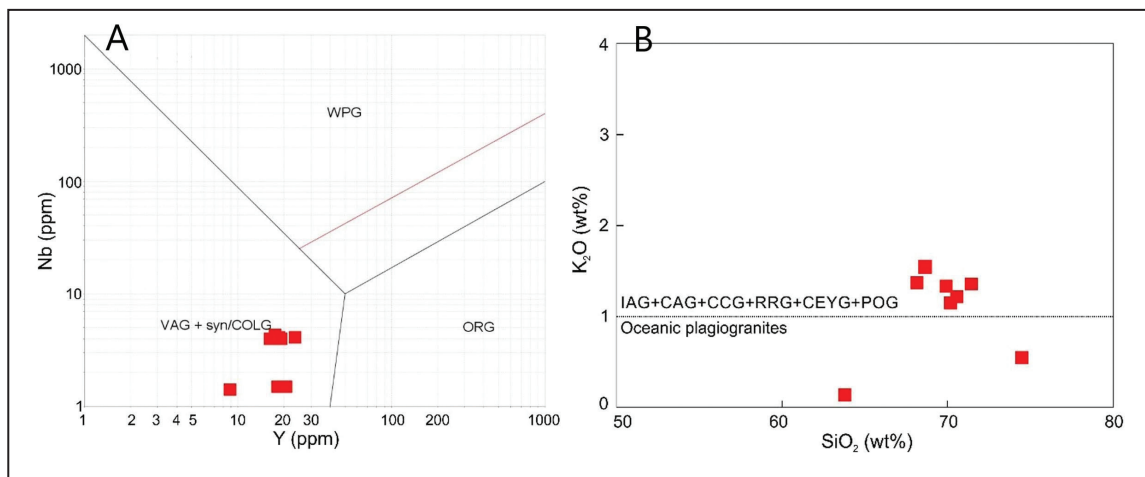
نمونه‌های معرف توده نفوذی زاغدره، در نمودار نورماتیو An-Ab-Or در محدوده ترونجمیت-تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-D). از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی، این توده‌ها را می‌توان با پلاژیوگرانیته‌ها مقایسه کرد. ویژگی‌هایی چون بالا بودن  $\text{Na}_2\text{O}$  (۲/۴۲ تا ۵/۵۸ درصد وزنی)، پایین بودن نسبی  $\text{K}_2\text{O}$  (۰/۱۹ تا ۱/۵۲ درصد وزنی) و نسبت‌های پایین  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (۰/۰۷ تا ۰/۵۳)، تهی‌شدگی از Rb



شکل ۱۵- A) جانیمایی سنگ‌های آتشفشانی زاغدره در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی و منشأ مذاب و روند تکامل آن با استفاده از فراوانی Ti در برابر Zr (Pearce and Cann, 1973) و B) Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008).

Figure 15. Plots of the Zaghdareh volcanic rocks in the tectonic discrimination diagram and origin and evolution of the melts. A) Ti vs. Zr (Pearce and Cann, 1973); B) Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008).

IAT: Island-Arc Tholeiite; MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt; N-MORB: Normal Mid-Ocean Ridge Basalt; E-MORB: Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt; OIB: Ocean Island Basalt.



شکل ۱۶- جانمایی نمونه‌های معرف توده نفوذی زاغ دره در: (A) نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر اساس Y در برابر Nb (Pearce et al., 1984); (B) نمودار تفکیک پلاژیوگرنیت‌های اقیانوسی از گرانیت‌های جایگاه‌های دیگر بر اساس SiO<sub>2</sub> در برابر K<sub>2</sub>O (Maniar and Piccoli, 1989).

Figure 16. Plots of representative samples from the Zaghdareh intrusive body in: A) Nb vs. Y tectonic discrimination diagram for granitoids (Pearce et al., 1984); B) SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O diagram to distinguish oceanic plagiogranites from other types of granitoids (Maniar and Piccoli, 1989).

آذرین فلسیک استفاده کرد. به هنگام تبلور تفریقی و جدایش زیرکن، نسبت Zr/Hf به طور چشمگیری در مذاب باقی‌مانده کاهش می‌یابد. نسبت‌های بالای Zr/Hf (۲۰/۷ تا ۴۶/۲) برای پلاژیوگرنیت‌های زاغدره نشانگر عدم نقش موثر تبلور تفریقی در تشکیل این سنگ‌ها است (Hu et al., 2021). در پلاژیوگرنیت‌هایی که از تبلور تفریقی ماگمای بازالتی تشکیل می‌شوند، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و احتمالاً آمفیبول طی تفریق از ماگما جدا می‌شوند. تبلور پلاژیوکلاز بصورت ترجیحی Eu را نسبت به دیگر REE‌ها از ماگمای اولیه جدا می‌کند و موجب بی‌هنجاری منفی Eu در ماگمای باقی‌مانده می‌شود (Guo et al., 2007). در پلاژیوگرنیت زاغدره، بی‌هنجاری منفی بارزی از Eu مشاهده نمی‌شود (Eu/Eu\* = 0.75 - 1.1).

برپایه طبقه‌بندی دیلک و فرنس (Dilek and Furnes, 2017)، افیولیت‌ها را می‌توان به دو گروه افیولیت‌های وابسته به فرورانش، شامل زون فرافروانش و کمان آتشفشانی (Huang et al., 2015) و افیولیت‌های نوابسته به فرورانش، شامل حاشیه کافتی قاره‌ای، پشته‌های میان اقیانوسی و افیولیت‌های نوع پلوم (plume) دسته‌بندی کرد. پراکندگی عناصر ردیاب سنگ‌های مافیک در این دو دسته افیولیت تفاوت‌هایی نشان می‌دهد و ویژگی‌های شیمیایی این سنگ‌ها در پلاژیوگرنیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی آنها قابل ردیابی است.

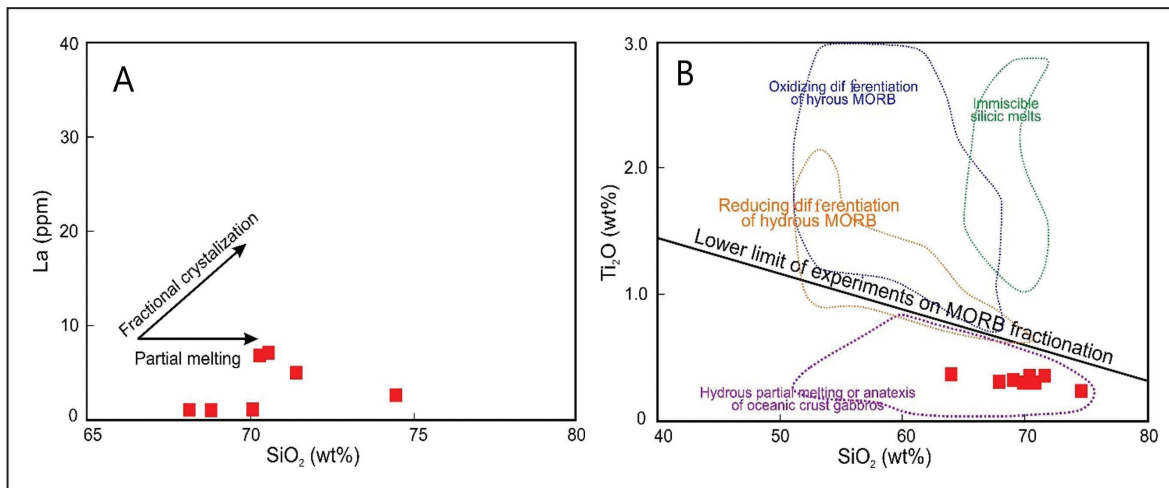
با استفاده از نمودار  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  در برابر  $\text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  می‌توان تا حدی به منشأ توده نفوذی فلسیک مورد مطالعه پی برد (شکل ۱۸). با توجه به این نمودار، توده نفوذی پلاژیوگرنیتی زاغدره از ذوب سنگ‌های آمفیبولیتی منشأ گرفته است و این، ارتباط این توده نفوذی با پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده را تایید می‌کند. از این رو، پلاژیوگرنیت زاغدره را می‌توان حاصل ذوب‌بخشی گروه اول، یعنی افیولیت‌های همبسته با فرورانش دانست. این منبع با ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده نفوذی نیز هماهنگ است. با این وجود، زایش پلاژیوگرنیت‌ها در مجموعه‌های افیولیتی پیچیده است و نمی‌توان آن را تنها به یک فرایند نسبت داد (e.g., Rollinson, 2009). مطالعات ایزوتوپی می‌تواند به شناخت دقیق‌تر منشأ و تکامل پلاژیوگرنیت‌ها در محدوده زاغدره کمک کند.

منشأ پلاژیوگرنیت‌ها و شرایط تشکیل آنها از دیرباز مورد بحث و بررسی بوده است. برخی نظرات در مورد منشأ آنها بر تبلور تفریقی از ماگماهای بازالتی در فشار پایین تاکید دارد (Coleman and Peterman, 1975; Niu et al., 2002). برخی دیگر از مطالعات نشان داده که مذاب اولیه این توده‌های نفوذی می‌تواند از ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی آبدار در زون‌های پُرش اقیانوسی حاصل شده باشند (Flagler and Spray, 1991; Amri et al., 1996). نتیجه مطالعات اخیر با نظریه دوم هماهنگی بیشتری دارد (Koepke et al., 2004, 2007; France et al., 2010; Erdmann et al., 2015).

وجود آمفیبول حاکی از نقش آب در تشکیل این سنگ‌ها است (Beard, 1998; Koepke et al., 2002). با این وجود نمی‌توان استدلال کرد که آیا آمفیبول محصول تبلور تفریقی یا ذوب بخشی پوسته اقیانوسی مافیک است. برای این منظور می‌توان از نسبت غنی‌شدگی برخی عناصر در برابر سیلیس بهره برد. در ماگماهای سیلیسی که از تبلور تفریقی حاصل می‌شوند، محتوای SiO<sub>2</sub> با La یا Yb مطابقت دارد (Brophy, 2009). در مورد پلاژیوگرنیت زاغدره، مقدار SiO<sub>2</sub> در برابر La روند مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی را نشان می‌دهد (شکل ۱۷-A) و با نظریه دوم در مورد منشأ پلاژیوگرنیت‌ها سازگار است.

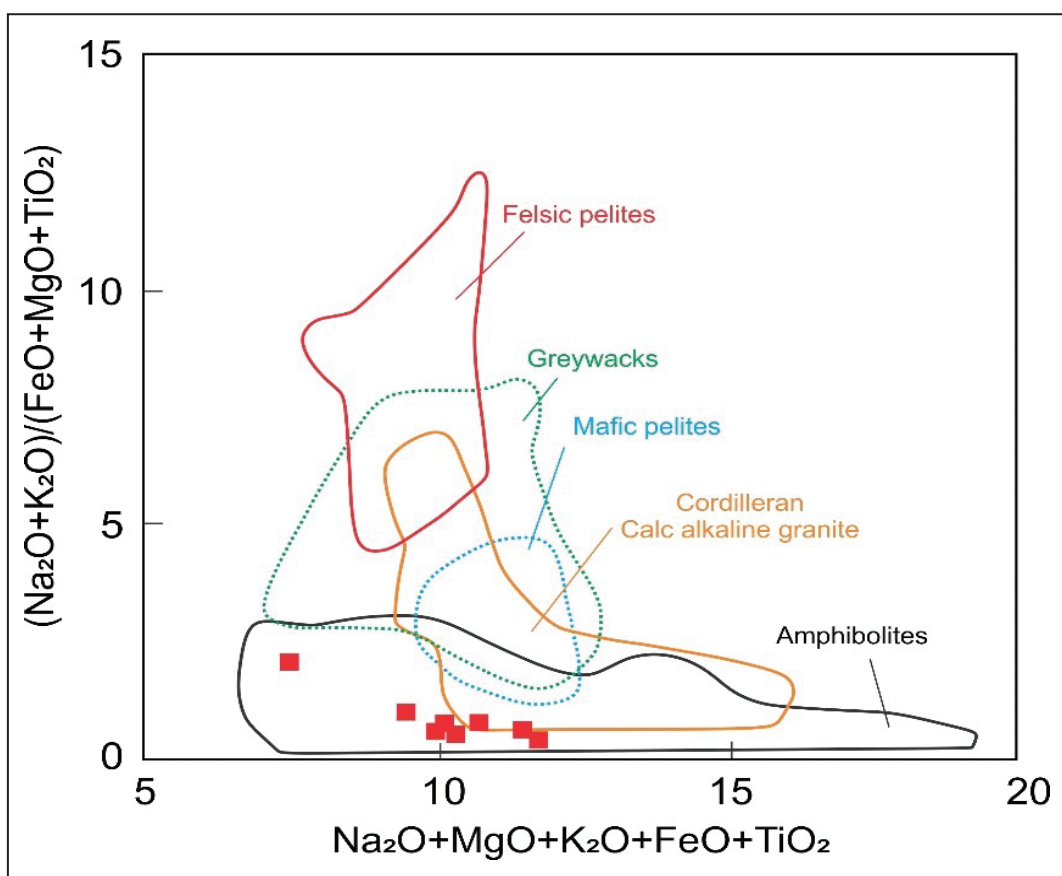
محتوای TiO<sub>2</sub> را می‌توان به عنوان یک ویژگی کلیدی برای تمایز پلاژیوگرنیت‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته آبدار اقیانوسی (<1% TiO<sub>2</sub>) از پلاژیوگرنیت‌های حاصل از تبلور تفریقی بازالت‌های میان اقیانوسی (MORBs) استفاده کرد. پایین بودن TiO<sub>2</sub> ناشی از مقادیر پایین تیتانیم در سنگ اولیه گابرویی در پوسته اقیانوسی است (Koepke et al., 2004, 2007; France et al., 2010; Cox et al., 2019). پلاژیوگرنیت زاغدره محتوای TiO<sub>2</sub> پایین دارند (۰/۲۱ تا ۰/۴۳ درصد وزنی) و در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی مافیک قرار می‌گیرند (شکل ۱۷-B). به عنوان مقایسه می‌توان به پلاژیوگرنیت‌های مسلم‌باغ پاکستان با TiO<sub>2</sub> کمتر از ۰/۴ درصد وزنی اشاره داشت که منشأ ذوب بخشی سنگ‌های مافیک برای آنها معرفی شده است (Cox et al., 2019).

از رفتار عناصر HFSE نیز می‌توان به عنوان ابزار شناسایی منشأ و تحول سنگ‌های



شکل ۱۷- جانمایی نمونه‌های معرف توده نفوذی (پلاژیوگرانیت) زاغدره در (A) نمودار La در برابر SiO<sub>2</sub> (Brophy, 2009) برای تشخیص روند تحول ماگما؛ (ب) نمودار TiO<sub>2</sub> در برابر SiO<sub>2</sub> به منظور شناسایی منشأ توده نفوذی. خط مرزی نشانگر حد پایین شرایط تجربی (آزمایشگاهی) تفریق مورب MORB است (Koepke et al., 2007).

Figure 17. Plots of the Zaghdareh plagiogranite in: A) La vs. SiO<sub>2</sub> discrimination diagram (Brophy, 2009) for evolution trend of the magma; B) TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> diagram for the origin of the parent magma (Koepke et al., 2007).



شکل ۱۸- جانمایی نمونه‌های توده نفوذی (پلاژیوگرانیت) زاغدره در نمودار تفکیک منشأ سنگ‌های فلسیک (Patino Douce, 1996) بر اساس فراوانی و نسبت عناصر اصلی.

Figure 18. Plots of representative samples from the Zaghdareh plagiogranite in the discrimination diagram for the source area of felsic rocks using major oxides abundances and ratios (Patino Douce, 1996).

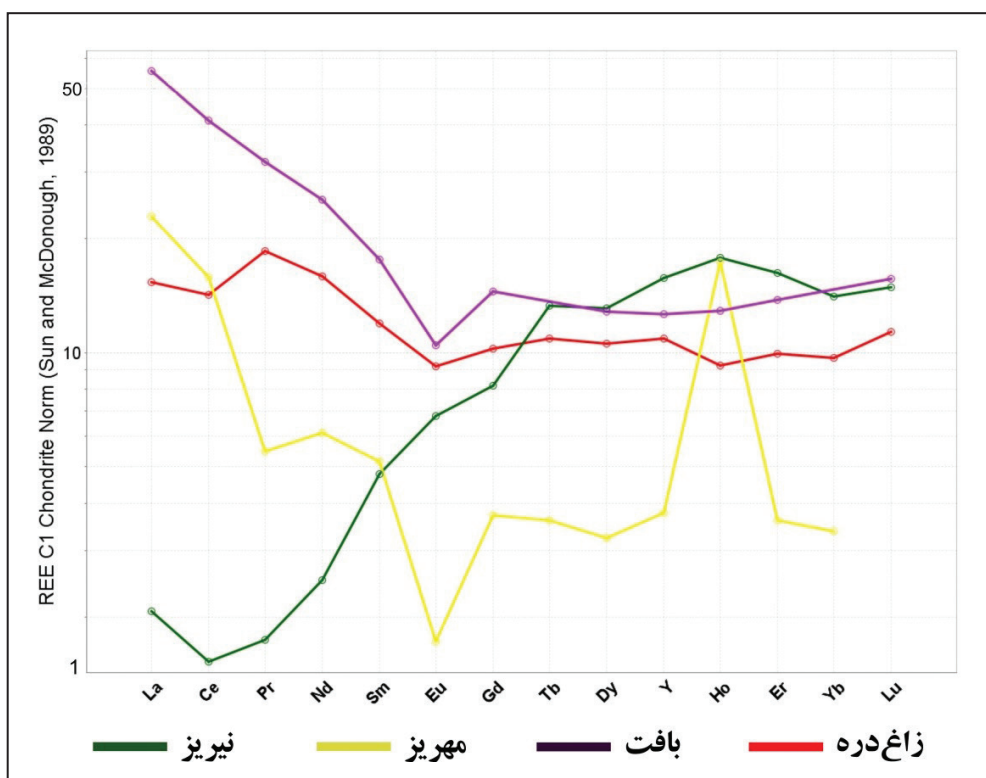
## ۷- مقایسه توده نفوذی زاغدره با توده‌های پلاژیوگرانیتی در دیگر مجموعه‌های افیولیتی ایران

Eu در مقایسه با دیگر عناصر خاکی کمیاب در مذاب باقیمانده و تفریق یافته تر متمرکز می‌شود. علیزاده و همکاران (۱۳۹۱) بر این باورند که الگوی REE در پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز، شباهت زیادی به الگوی این عناصر در مجموعه افیولیتی عمان دارد که از ذوب یک منبع گوشته‌ای تهی شده هارزبورژیتی منشا گرفته است.

در نمودار به‌هنجار شده پلاژیوگرانیت‌های مهریز نسبت به کندریت، غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. حیدری و همکاران (۱۳۹۵) بر این باورند که فرایند ذوب بخشی عامل اصلی تشکیل این پلاژیوگرانیت‌ها است. بر این پایه، تراوش آب از راه گسل‌ها و شکستگی‌ها در جایگاه درحال گسترش پشت کمان و مرتبط با فرورانش ثوتتیس، سبب دگرسانی گرمایی و آبرگیری توالی افیولیتی در بخش‌های زیرین، ذوب‌بخشی و تولید مذاب پلاژیوگرانیتی شده است. با توجه به شکل ۱۹ توزیع عناصر خاکی نادر در توده نفوذی زاغدره، الگوی کمابیش مشابه با پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیت ملانژ بافت به نمایش می‌گذارد و بی‌هنجاری مثبت Eu در آن حاصل تعادل هورنبلند/مذاب است و می‌توان منبع هورنبلند- گابرویی یا آمفیبولیتی برای آن در نظر گرفت.

پلاژیوگرانیت‌ها از برخی دیگر از مجموعه‌های افیولیتی ایران، از جمله بافت، نیریز و مهریز نیز گزارش شده‌اند. در نمودار به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، پلاژیوگرانیت‌های افیولیت ملانژ بافت، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (La-Sm) الگوی کمابیش تخت برای عناصر خاکی سنگین (Gd-Lu) و میزان متغیری از ناهنجاری Eu به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۹). غنی‌شدگی ضعیف به همراه الگوی تقریباً مسطح به ویژه در عناصر نادر خاکی سنگین، می‌تواند به ژرفای کم ذوب بخشی برای تولید ماگمای این سنگ‌ها (Rapp et al., 1991) و یا مشارکت آمفیبول در تشکیل ماگما وابسته باشد (Lopez-Escobar, 1974). آمفیبول توان نگهداری عناصر نادر خاکی سنگین را دارد و با مشارکت در ذوب بخشی میزان این عناصر را در ماگما افزایش می‌دهد.

در نمودار به‌هنجار شده پلاژیوگرانیت‌های نیریز نسبت به کندریت، تهی‌شدگی شدید در LREE در مقایسه با HREE به همراه بی‌هنجاری منفی در Eu را می‌توان با تفریق وسیع پلاژیوکلاز از مذاب‌هایی نه چندان تفریق یافته توضیح داد. بی‌هنجاری مثبت Eu در ترونجیمیت‌ها نمی‌تواند نتیجه تبلور و انباشت پیشین فلدسپارها باشد، بلکه احتمالاً حاصل تعادل هورنبلند/مذاب است که به هنگام جدایش هورنبلند،



شکل ۱۹- مقایسه الگوی عناصر خاکی نادر توده نفوذی زاغدره با توده‌های پلاژیوگرانیتی در مجموعه‌های افیولیت- ملانژ بافت (گولستانی و همکاران، ۱۳۹۲)، مهریز (حیدری و همکاران، ۱۳۹۵) و نیریز (علیزاده و همکاران، ۱۳۹۱). مقادیر نرمال‌سازی از مکدوناف و سان (McDonough and Sun, 1995). در این نمودار، همه آنالیزها و همین‌طور میانگین برای هر توده پلاژیوگرانیتی دیده می‌شود.

Figure 19. Comparison of the rare earth elements distribution pattern of the Zaghdareh intrusive body with those in plagiogranite bodies in the ophiolite-melange complexes of Baft (Golestani et al., 2013), Mehriz (Heidari et al., 2015) and Neiriz (Alizadeh et al., 2015); normalization values from McDonough and Sun, (1995). All the analyzed samples and also the average for each plagiogranite body is indicated.

## ۹- نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی ناحیه زاغدره در بخش جنوبی کمر بند افیولیتی بیرونی ایران مرکزی و جنوب‌خاوری زون سندج- سیرجان شامل بخش‌های بازمانده از پوسته اقیانوسی نئوتتیس است که طی همگرایی ورق‌های آفریقایی/عربی و اوراسیا و بسته شدن نئوتتیس بر حاشیه جنوبی ایران مرکزی رانده شده است. از نظر سنگ‌شناسی، این مجموعه شامل بخش‌های اولترامافیک و گدازه‌های بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی است که در بخش بالایی خود با توالی‌های رسوبی شامل نهشته‌های چرت لایه‌لایه و سنگ آهک پلاژیوک گلوبوترونکانادار همراه است.

الگوی پراکندگی عناصر برای سنگ‌های آتشفشانی در منطقه زاغدره، با محیط MORB شباهت دارد و در نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی بر اساس فراوانی Ti در برابر Zr این سنگ‌ها در محدوده تولیت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند. نمونه‌های معرف توده گرانیته‌ییدی در محدوده زاغدره، غنی از پلاژیوکلاز و کوارتز هستند و در نمودار نورماتیو An-Ab-Or، در محدوده ترونجمیت- تونالیت قرار می‌گیرند. از نظر ترکیب شیمیایی، این توده نفوذی به نسبت غنی از  $\text{Na}_2\text{O}$  (۲/۴۲ تا ۵/۵۸٪) و تهی از  $\text{K}_2\text{O}$  (۰/۱۹ تا ۱/۷۶٪)، Rb (۱ تا ۷/۹ پی‌پی‌ام) و دیگر عناصر لیتوفیل با

شعاع یونی بزرگ است و با نسبت‌های پایین  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (۰/۰۷ تا ۰/۵۳) و بسیار پایین Rb/Sr (۰/۰۰۵ تا ۰/۰۷۶) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی مشخص می‌شود. توده نفوذی زاغدره از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی با توده‌های پلاژیوگرانیته که حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک- اولترامافیک دگرگونه در زون‌های فرورانش هستند قابل مقایسه است. این نوع پلاژیوگرانیته از عمان (Rollinson, 2009) و ترودوس قبرس (Marien et al., 2019) و همین‌طور از مجموعه‌های افیولیتی بافت، نیریز و نائین در ایران گزارش شده است.

## سپاسگزاری

بازدید از منطقه و نمونه‌برداری بدون حمایت آقایان مهندس ضیایی و دکتر سالمی مسئولین محترم معدن زاغدره و آقای مهندس حسینی‌نژاد مدیریت محترم اداره کل صنعت معدن و تجارت استان کرمان ممکن نبود؛ بدین وسیله از ایشان قدردانی می‌نمایم. سپاسگزار داوران محترم برای راهنمایی‌های ارزشمند ایشان و آقای دکتر مرادیان استاد محترم دانشگاه شهید باهنر کرمان برای راهنمایی و کمک‌های بی‌دریغ وی هستیم.

## کتابنگاری

- احمدی پور، ح.، ۱۳۷۹، پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس‌های اولترامافیک-مافیک صوغان، آبدشت، شمال غرب دولت آباد بافت، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- حیدری، خ.، نصرآبادی، م. و نوزعیم، ر.، ۱۳۹۵، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های پلاژیوگرانیتهی موجود در متاکابروهای مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جنوب غرب یزد)، مجله علوم زمین خوارزمی، شماره ۱، ۱۳-۲۰.
- عزیزان، ح. و نادری، ن.، ۱۳۸۵، نقشه زمین‌شناسی دولت آباد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علیزاده، ا.، آروین، م. و درگاهی، س.، ۱۳۹۱، زمین‌شناسی و پتروژنز پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز- ایران: با تأکیدی بر منشا آنها، مجله علمی- پژوهشی پترولوژی، سال سوم، شماره دوازدهم، زمستان ۱۳۹۱، ۱-۱۴.
- گلستانی، م.، درگاهی، س. و آروین، م.، ۱۳۹۲، منشا پلاژیوگرانیتهای و گابروهای افیولیت ملائز بافت؛ واقع در جنوب غرب کرمان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره ۴، ۶۲۵-۶۳۶.
- ناظم‌زاده، م. و رشیدی، ع.، ۱۳۸۵، نقشه زمین‌شناسی دهرسد (بزار)، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ناظم‌زاده، م.، روشن‌روان، ح. و عزیزان، ح.، ۱۳۷۵، نقشه زمین‌شناسی باغات، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۵، نقشه زمین‌شناسی حاجی آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Ahmadipour, H., 2000. *Petrology and Geochemistry of Soghan Ultramafic- Mafic complex, Abdasht, North-West Dowlat abad, Baft, Tarbiat Modarres University, Ph.D. Thesis. (in persian)*
- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E., and Emami, M.H., 2003. Soghan complex as an evidence for paleospreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-east Iran), *Journal of sciences, Islamic republic of Iran*, 14(2), 157-172.
- Alizadeh, E., Arvin, M., and Dargah, S., 2014. *Origin of plagiogranites and gabbros in the Baft ophiolitic mélange; southwest of Kerman*. *www.ijcm.ir* 2014; 21 (4) :625-636 URL: <http://ijcm.ir/article-1-268-fa.html>. (in persian)
- Azizan, H., and Naderi, M., 2007. *Geological map of Dowlat Abad, 1: 100000. Geological survey of Iran. (in persian)*
- Allen, M. B., 2009. Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros Orogen, *Journal of the Geological Society*, 166, 53-69.
- Amri, I., Benoit, M., and Ceuleneer, G., 1996. Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman Ophiolite, *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 177-194. DOI: 10.1016/0012-821X(95)00233-3.
- Alt, J. C., 1995. Sulfur isotopic profile through the oceanic crust: Sulfur mobility and seawater-crustal sulfur exchange during hydrothermal alteration, *Geology*, 23 (7). 585-588. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0585:SIPTTO>2.3.CO;2.
- Barton, M.D., and Young, S., 2002. Non-pegmatitic deposits of beryllium: mineralogy, geology, phase equilibria and origin. In E.S. Grew (ed.), *Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 50, 591-691. DOI:10.2138/rmg.2002.50.14.
- Beard, J.S., 1998. Polygenetic tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) magmatism in the Smartville complex, northern California with a note on LILE depletion in plagiogranites, *Mineral Petrol*, 64, 15-45. DOI:10.1007/BF01226562.
- Brophy, J.G., 2009. La-SiO<sub>2</sub> and Yb-SiO<sub>2</sub> systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 158, 99. DOI:10.1007/s00410-008-0372-3.
- Chappell, B., and White, A., 1974. Two contrasting granite types, *Pacific geology* 8(2), 173-174.
- Chen, Y.H., Niu, Y.L., Shen, F.Y., Gao, Y.J., and Wang, X.H., 2020. New U-Pb zircon age and petrogenesis of the plagiogranite, Troodos ophiolite, Cyprus, *Lithos* 362-363, 105472. DOI:10.1016/j.lithos.2020.105472.
- Coleman, R. G., and Donato, M. M., 1979. Oceanic plagiogranite revisited, in: Barker, F. (Ed.), *trondhjemites, dacites, and related rocks*, Elsevier, Amsterdam, 149-168. doi:10.1016/b978-0-444-41765-7.50010-1.
- Coleman, R. G., and Peterman, Z. E., 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research* 80, 1099-1108. <https://doi.org/10.1029/JB080i008p01099>.
- Cox, D., Kerr, A.C., Hastie, A.R., and Ishaq Kakar, M., 2019. Petrogenesis of plagiogranites in the Muslim Bagh Ophiolite, Pakistan: implications for the generation of Archaean continental crust, *Geological Magazine* 156, 874-888. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756818000250>.
- Dick, H. J. B., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., and Haggas, S., 2000. A long in situ section of the lower crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge, *Earth and Planetary Science Letters* 179, 31-51.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2017. Geochemical characterization of intermediate to silicic rocks in the global ophiolite record. *ACTA. Geol. Sin-Engl*. 91, 8-9. DOI:10.1111/1755-6724.13151.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report No. 52, 334pp.*
- Dokuz, A. E., Tanyolu, S., and Genç, S., 2006. A mantle-and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex.» *International Journal of Earth Sciences* 95(3), 370-394. DOI: 10.1007/s00531-005-0046-6.



- Erdmann, M., Fischer, L. A., France, L., Zhang, C., Godard, M., and Koepke, J., 2015. Anatexis at the roof of an oceanic magma chamber at IODP Site 1256 (equatorial Pacific): an experimental study, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169, 1–28. DOI:10.1007/s00410-015-1136-5.
- Flagler, P.A., and Spray, J.G., 1991. Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones, *Geology* 19 (1), 70–73. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0070:GOPBAA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0070:GOPBAA>2.3.CO;2).
- France, L., Koepke, J., Ildefonse, B., Cichy, S. B., and Deschamps, F., 2010. Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 683-704. DOI:10.1007/s00410-010-0502-6.
- Freund, S., Haase, K.M., Keith, M., Beier, C., and Garbe-Schönberg, D., 2014. Constraints on the formation of geochemically variable plagiogranite intrusions in the Troodos ophiolite, Cyprus. *Contrib. Miner. Petrol.* 167 (2), 978. DOI:10.1007/s00410-014-0978-6.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, 394 pp. Springer-Verlag Berlin· Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>.
- Golestani, M., Dargahi, S., Arvin, M., 2014. *Origin of plagiogranites and gabbros in the Baft ophiolitic mélange; southwest of Kerman*. *www.ijcm.ir* 2014; 21 (4) :625-636. (in persian)
- Guo, Z. M., Wilson, J., and Liu, 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust, *Lithos* 96(1-2), 205-224. DOI:10.1016/j.lithos.2006.09.011.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Afonso, J. C., and Begg, G. C., 2009. The Composition and Evolution of Lithospheric Mantle: A Re-evaluation and its Tectonic Implications, *J. Petrol.* 2009, 50, 1185–1204. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn033>.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B. P., 2016. The Neotethyan Sanandaj–Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35, 586–621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>.
- Heidari, K., Nasrabadi, M., Nozaem, R., and Gholizadeh, K., 2016. *Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of plagiogranitic intrusions from ophiolitic complex of southern Mehriz (SW Yazd)*. *Journal title* 2016; 2 (1) :13-32 URL: <http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2548-fa.html>. (in persian)
- Huang, F., Xu, J., Chen, J., Kang, Z., and Dong, Y., 2015. Early Jurassic volcanic rocks from the Yeba formation and Sangri group: products of continental marginal arc and intraoceanic arc during the subduction of Neo- Tethys Ocean. *Acta Petrol. Sin.* 31, 2089–2100.
- Irvine, T. W., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences* 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jowitz, S.M., Keays, R.R., Jackson, P.G., Hoggart, C.R., and Green, A.H., 2012. Mineralogical and geochemical controls on the formation of the Woods Point dike swarm, Victoria, Australia: Evidence from the Morning Star dike and implications for sourcing of Au within orogenic gold systems: *Economic Geology*, 107, 251–273. 10.2113/econgeo.107.2.251.
- Kakar, M. I., Kerr, A. C., Mahmood, K., Collins, A. S., Khan, M., and McDonald, I., 2014. Supra-subduction zone tectonic setting of the Muslim Bagh Ophiolite, northwestern Pakistan: Insights from geochemistry and petrology, *Lithos* 202–203, 190–206. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.029>.
- Koepke, J., Seidel, E., and Kreuzer, H., 2002. Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean, *Lithos* 65:183–203. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00165-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00165-2).
- Koepke, J., Feig, S. T., Snow, J., and Freise, M., 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 414–432. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0511-9>.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S. T., and Holtz, F., 2007. The formation of SiO<sub>2</sub>-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 67–84. DOI:10.1007/s00410-006-0135-y.
- Lopez-Escobar, L., 1974. *Plutonic and volcanic rocks from Central Chile (33o-42oS): geochemical evidence regarding their petrogenesis*, Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, 270 p. <http://hdl.handle.net/1721.1/54244>.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2).
- Marien, C.S., Hoffmann, J.E., Garbe-Schönberg, C.D., and Münker, C., 2019. Petrogenesis of plagiogranites from the Troodos Ophiolite complex, Cyprus. *Contrib. Mineral. Petrol.* 174 (4), 35. DOI:10.1007/s00410-019-1569-3.
- McDonough, W.F., and Sun, S. S., 1995. Composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120: 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Middlemost, E. A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system, *Earth-Science Rev.* 37 (3-4): 215-224. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Middleburg, J. J., Van der Weijden, C. H., and Woittiez, J. R. W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68, 253-273. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90025-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90025-3).

- Milovanovic, D., Sreckovic-Batocanin, D., Savic, M., and Popovic, D., 2012. Petrology of plagiogranite from Sjenica, Dinaridic Ophiolite Belt (southwestern Serbia), *Geologica Carpathica* 63, 97–106. DOI: <https://doi.org/10.2478/v10096-012-0008-4>.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary Convergence and Continental Collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Najafzadeh, A., and Ahmadzadeh, H., 2015. *Geochemistry of Platinum-group elements and mineral composition in chromitites and associated rocks from the Abdasht ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran. 2015. Ore Geology Reviews* 75. DOI: 10.1016/j.oregeorev. 12.018
- Nazemzade, M., and Rashidi, A., 2007. *Geological map of Dehsard (Bezar), 1: 100000. Geological survey of Iran. (in persian)*
- Nazemzade, M., Roshanravan, j., and Azizan, H., 1996. *Geological map of Baghat, 1: 100000. Geological survey of Iran. (in persian)*
- Niu, Y.L., Gilmore, T., Mackie, S., Greig, A., and Bach, W., 2002. Mineral chemistry, wholerock compositions, and petrogenesis of leg 176 gabbros: Data and discussion, *Proc. ODP Sci. Results* 176, 1–60. DOI:10.2973/odp.proc.sr.176.011.2002.
- Nurlu, N., Türkmen, S., Simsek, G., and Stepanov, A.S., 2018. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology constrains late Cretaceous plagiogranite intrusions in Mersin ophiolite complex (southern Turkey), *Arabian J. Geosci.* 11, 745. DOI:10.1007/s12517-018-4120-3.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. US Geological Survey, 525B, B79-B84.
- Patino Douce, A. E., 1996. Effects of pressure and H<sub>2</sub>O contents on the composition of primary crustal melts, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 11-21.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4): 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Pearce, J. A., and Cann, J.R., 1973. the classic Ti-Zr-Y diagram of Pearce and Cann (1973).
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Peigambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H.G., and Faliran, D., 2011. Evidence for multistage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, South-eastern Iran, *Ore Geology Reviews*, 39, 245- 264, DOI:10.1016/j.oregeorev.2011.03.004.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., and Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalities, *Precambrian, Res.*, 51, 1-25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O).
- Rollinson, H., 2009. New models for the genesis of plagiogranites in the Oman Ophiolite, *Lithos* 112, 603–614. DOI:10.1016/j.lithos.2009.06.006.
- Rona, P. A., 1988. Hydrothermal Mineralization at Oceanic Ridges. *Can. Mineral.* 26, 431–465.
- Sabzeie, M., 1996. *Geological map of Haji Abad, 1: 250,000. Geological survey of Iran. (in persian)*
- Seyfried, W.E., Berndt, M E., and Seewald, J.S., 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot-spring fluids and composition of the oceanic crust. *Journal Canadian Mineralogist*. Pages (from-to)787-804.
- Soltani-Nezhad, M., Ahmadipour, H., Moradian, A., Zahedi, A., and Nakashima, K., 2021. Investigation of Petrological Characteristics of The Upper Mantle in Hadji-Abad Ophiolitic Complex (South of Iran): Based on Mineral Chemistry, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 32(2): 143-157. <https://doi.org/10.22059/jsciences.2020.303150.1007530>.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Sun, S. S., and McDonough, W. S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345. DOI:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Torabi, G., Morishita, T., and Arai, S., 2019. Two types of plagiogranite from Mesozoic Ashin Ophiolite (Central Iran): a mark of tectonic setting change from Jurassic to Cretaceous, *Geotectonics*, 53 (1), 110–124. DOI:10.1134/S0016852119010084.
- Winchester, J., and Floyd, P., 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](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Wu, H., Li, C., Yu, Y.P., and Chen, J.W., 2018. Age, origin, and geodynamic significance of high-Al plagiogranites in the Labuco area of central Tibet, *Lithosphere*, 10 (2), 351–363. <https://doi.org/10.1130/L711.1>.
- Xu, Y., Liu, C.Z., Chen, Y.I., Guo, S., Wang, J.G., and Sein, K., 2017. Petrogenesis and tectonic implications of gabbro and plagiogranite intrusions in mantle peridotites of the Myitkyina ophiolite, Myanmar, *Lithos*, 284-285, 180–193. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.04.014.