

Original Research paper

Petrogenesis of granitoids from Dalfard area (Northwest of Jiroft): Evidence of Volcanic arc tectonic setting in Urumieh–Dokhtar magmatic belt

Zeinab Rahmanian¹, Gholam Reza Ghadami^{1*}, Hamid Ahmadipour² and Mohammad Poosti¹

¹Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

²Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 June 27

Accepted: 2022 September 18

Available online: 2023 March 21

Keywords:

Jabale Barez

Quartz diorite

Urmieh–Dokhtar

Kerman province

Volcanic arc

ABSTRACT

Dalfard granitoids are located in the south-east of Kerman province and in the margins mainly include quartz diorite. Quartz diorites contain main minerals plagioclase, amphibole and biotite and this work reveals that the rocks in this area are I type granitoides and they belong to calc-alkaline magmatic series. The enrichment of LREE relative to HREE, high contents of LILE relative to HFSE and anomalies of Nb and Ti in spider diagrams show that the Dalfard quartzdiorites are formed in an arc setting environment. The $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ ratios (0.55 and 1.36 respectively) show that the parent magmas were formed by the partial melting of basaltic rocks of the lower crust and mantle fluids/melts also participated in their formation. Based on geochemical data such as $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})}$ and $\text{Th}/\text{Yb}_{(\text{N})}$ ratios (4.4 and 6.5 respectively), these magmas are related to pre-plate collision environment and formed in the mature Volcanic arc setting at a depth of about 40 km at the supra subduction zone of the Neothetys oceanic lithosphere and then, they ascent to the higher levels of the crust and passed fractional crystallization.

1.Introduction

Granitoids are formed as a result of complex processes such as subtraction, partial melting, digestion, etc., and are placed in different parts of the crust, and their geochemical nature and origin are evidence for the growth and evolution of the continental crust in considered (Ducea et al., 2015 and references there in). In addition, granitoids, depending on the specific tectonic environment in which they are formed, have their own mineralogical, geochemical and isotopic characteristics (Kemp et al., 2007). Therefore, understanding the origin and transformations of their constituent magmas can provide

valuable information to interpret the tectonic evolutions of the crust of each region.

One of these granitoid complexes is the Dalfard granitoid, which is located in the southern part of the Dehj-Sardoiyeh belt and is subjected to lithological investigations in this study. The said intrusive mass has a northwest-southeast trend that penetrated into the Eocene volcanic rocks.

2. Research method

In order to investigate the rocks of the study area, first library

* Corresponding author: Gholam Reza Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

Citation:

Rahmanian, Z., Ghadami, G.R., Ahmadipour, H., and Poosti, M., 2023. Petrogenesis of granitoids from Dalfard area (Northwest of Jiroft): Evidence of Volcanic arc tectonic setting in Urumieh–Dokhtar magmatic belt. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 123-142. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.349172.2010>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2022.349172.2010

 doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.6.3



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

studies were done, then field visits and sampling of the mentioned units, and after preparing thin sections, they were studied and finally 10 samples of Hadad rocks were collected. The infiltrated medium was sent to the SGS laboratory in Canada for chemical analysis and the main elements were analyzed by XRF method and minor and rare elements were analyzed by ICP-MS method (Table 2). In order to study the chemistry of plagioclase and amphibole minerals in quartz diorites studied at Yamagata University, Japan, they were spot analyzed by a JEOL-HX 8600 M electronic microprocessor under conditions of 15KV voltage and 20Na electric current (Table 1).

3. Geological environment and field relations

The Dalfard intrusive mass is located in the southeastern part of the Urmia-Dokhtar magmatic belt, which is named as the Dehj-Sardouei belt in Kerman province (Dimitrijevic, 1973) and is located on the geological maps of 1.250000 Bam and Sabzevaran. The desired mass is divided into two parts by the Dalfard fault (fig.1). The eastern outcrop is almost oval in shape and its long diameter is located along the northwest-southeast and it is 20 kilometers long and its total area is about 200 square kilometers.

The studied rocks have a surface and fresh gray color, and a group of dense joints with a dominant northwest-southeast trend can be seen in all their parts. Along some fractures and faults, epidote and calcite secondary minerals are formed (fig.3a). The margin of these masses shows the structure of porphyry and in them you can see large crystals of plagioclase and amphibole (with a size of up to 5 mm) in a finer grain field.

4. Lithography

Based on the modal values of minerals, these rocks include quartz-diorite and granodiorite. The stones in question in the hand sample are all crystalline and are characterized by mesocratic color index and light gray to dark gray color. Their characteristic texture is heterogeneous granular (fig.5-a) and they include the main minerals plagioclase, amphibole, biotite and quartz.

5. Chemistry of minerals

The chemical composition of a number of plagioclase and amphibole minerals in the Dalfard mass is shown in Table 1. Plagioclases are located in the Ab-An-Or ternary diagram in the range of labradorite (62.55 Or 0.45) (Ab 36.99 An) to andesine 62.55 Or 0.44) (Ab 54.06 An) (fig.6a). Chemical analysis of amphiboles in the studied rocks and Using the diagram (Leak et al., 1997) shows that their composition is magnesiohornblende (fig.6 b).

Geothermometric and geobarometry calculations on amphibole and plagioclase minerals in the studied rocks showed that the desired minerals in these rocks, at an average temperature of 725 degrees Celsius (according to the method of (Colombi, 1989) and a pressure of 1.5 to 2 2/2 kilobars (with the method of Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992) have been crystallized.

6. Geochemical composition of whole rock

The whole rock composition of the granitoid rocks of Dalfard Massif is shown in Table 2. The spectrum of SiO_2 in the studied rocks varies from 52 to 62% by weight. The amount of Al_2O_3 shows a relatively wide range (14.9 to 21.2) in harmony with the amount of silica. The amount of TiO_2 in these rocks changes from 0.55 to 0.85% by weight, and other oxides such as Na_2O (2.53 to 3.7% by weight) and K_2O (0.51 to 2.05% by weight), with increasing amount of silica, show a noticeable increase. The modal composition of the studied rocks is shown in fig.7a.

7. Discussion, Petrogenesis

The subtraction phenomenon can play an important role in the magmatic evolution of granitoids. The decreasing trends of oxides such as MgO , Feot, Al_2O_3 , and CaO with the increase of SiO_2 (fig.8) in Dalfard rocks can be due to the subtraction of iron and magnesium minerals such as biotite and hornblende, which is consistent with the petrographic evidence.

The involvement of upper crustal materials during emplacement can make this ratio slightly higher. Experimental works have shown that the partial melting of the basaltic rocks of the lower crust will create metaaluminous magmas, while the partial melting of the destructive crustal rocks of peraluminous granites. will make All the studied rocks are metaaluminous, have a weak Eu anomaly, and the pattern of HREE abundance in them is almost flat. All these evidences indicate that the main source of the forming magma is the basic rocks of the lower crust. The ratio of $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_t)$ (0.4 to 0.7) and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}_t)$ (1.2 to 1.52) in the studied samples is relatively low and shows that the mother magma They are derived from metabasaltic source rocks (Altherr et al., 2000). Geochemistry of whole rock shows that Dalfard granitoid is a part of Jabal-Barez type granitoids, whose age is attributed to Oligomiocene and penetrated into Eocene igneous complexes.

8. Conclusion

The studies conducted in this research showed that the Dalfard granitoid mass penetrated into the Eocene igneous rocks and

is of the type I granitoids. The created magma has ascended to the upper parts of the crust and has crystallized at higher levels while bearing crystal subtraction.

The enrichment of light rare earth elements compared to heavy rare earth elements, the high amount of LIL elements compared to HFS, and also the negative anomaly of Ti and Nb in the multi-element diagrams, show that the magmas forming Delfard quartzdiorites were created in the arc environment. The ratios of $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ (equal to 0.55 and 1.36, respectively) show that the primary magmas are

from partial melting of the basic rocks of the lower crust with the intervention of fluids and Mantle melts have been created.

Geochemical data such as La/Yb_N and Th/Yb_N ratios (equal to 4.4 and 6.5 respectively) and the geological position of Delfard granitoids indicate that the parent magmas are probably related to the previous environment. They have emerged from the collision and in the place of a mature volcanic arc at a depth of about 40 km above the subduction zone of the Neotethys lithosphere, and then they have climbed to higher levels and endured fractional crystallization.

پتروژن گرانیتویدهای دلفارد (شمال باختر جیرفت): شواهدی از وجود جایگاه کمان آتشفشانی در بخش جنوبی کمربند ارومیه - دختر

زینب رحمانیان^۱، غلامرضا قدمی^{۱*}، حمید احمدی پور^۲ و محمد پوستی^۱

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۲ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

گرانیتویدهای دلفارد در جنوب خاور استان کرمان قرار داشته و در حاشیه‌ها، ترکیب کوارتز دیوریتی دارند. کوارتز دیوریت‌ها شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند و مطالعات حاضر نشان می‌دهد این سنگ‌ها، گرانیتویدهای نوع I بوده و به سری ماگمایی کالکوالکالن تعلق دارند. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، بالا بودن مقدار عناصر LIL نسبت به HFS و همچنین بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در نمودارهای چند عنصری، نشان می‌دهد که ماگماهای سازنده کوارتز دیوریت‌های دلفارد در محیط کمان ایجاد شده‌اند. نسبت‌های $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ (به ترتیب برابر با ۰/۵۵ و ۱/۳۶) نشان می‌دهد که ماگماهای اولیه، از ذوب بخشی سنگ‌های بازیک پوسته زیرین و با دخالت سیالات و مذاب‌های گوشته‌ای به وجود آمده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی همچون نسبت‌های $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}$ و $\text{Th}/\text{Yb}_{(N)}$ (به ترتیب برابر با ۴/۴ و ۶/۵) و موقعیت زمین‌شناسی گرانیتویدهای دلفارد حاکی از این است که ماگماهای مادر، احتمالاً مربوط به محیط پیش از برخورد بوده و در جایگاه کمان آتشفشانی بالغ و در ژرفای حدود ۴۰ کیلومتری بالای پهنه فرورائش لیتوسفر نئوتتیس پدید آمده‌اند و سپس به سطوح بالاتر صعود و تبلور تفریقی را تحمل کرده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۲۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

جبال بارز

کوارتز دیوریت

ارومیه - دختر

استان کرمان

کمان آتشفشانی

۱- پیش‌نویس

گرانیتویدها در نتیجه فرایندهای پیچیده‌ای همچون تفریق، ذوب بخشی، هضم و غیره تشکیل شده و در بخش‌های مختلف پوسته، جای‌گیری می‌کنند و ماهیت ژئوشیمیایی و منشأ آنها، به عنوان شواهدی برای رشد و تحولات پوسته قاره‌ای در نظر گرفته می‌شود (Duce et al., 2015) و منابع موجود در آن). افزون بر این، گرانیتویدها، بسته به محیط زمین‌ساختی خاصی که در آن تشکیل می‌شوند، ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی خاص خود را دارا هستند (Kemp et al., 2007). بنابراین فهم منشأ و تحولات ماگماهای سازنده آنها می‌تواند اطلاعات با ارزشی را برای تفسیر تحولات زمین‌ساختی پوسته هر منطقه در اختیار قرار دهد.

در کمربند ماگمایی ارومیه دختر و به‌ویژه در بخش جنوب خاوری آن که در استان کرمان به نام نوار آتشفشانی- نفوذی دهج- ساردویی شناخته می‌شود، تعداد زیادی توده گرانیتویدی با ابعاد بسیار متفاوت دیده می‌شود که غالباً توسط پژوهشگران مختلف مطالعه شده و اطلاعات کاملی از آنها در دست

است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Nazarinia et al., 2020؛ Behpour et al., 2018). در گاهی و همکاران (Dargahi et al., 2010) به بررسی سه توده نفوذی در جنوب خاور کرمان پرداخته و مشخص کردند که این توده‌ها، ماهیت متآلومین تا کمی پراآلومین دارند و ترکیب آنها از آلکالن تا شوشونیتی متغیر است و باور دارند که این سنگ‌ها در محیط پس از برخورد به وجود آمده‌اند.

عطاپور و آفتابی (Atapour and Aftabi, 2021) بر اساس یک بررسی ناحیه‌ای، در برخی از بخش‌های جنوبی کمربند ارومیه دختر در استان کرمان، با مطالعه بر روی توده‌های نفوذی، گرانیتویدهای جبال بارز با ماهیت کالکوالکالن، پتاسیم‌دار و شوشونیتی معرفی کردند و سن آنها را الیگومیوسن در نظر گرفته‌اند که در یک محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده است. این توده‌های گرانیتویدی با سن‌های متفاوتی وجود دارند. به‌طوری‌که سن کرتاسه بالایی (Chiu et al., 2013)، سن الیگوسن- میوسن (Shafiei et al., 2009; Asadi et al., 2014; Dimitrijevic, 1973) و میوسن پایینی (Conrad et al., 1977; Hassanzadeh, 1993) نیز مطرح شده است.

* نویسنده مسئول: غلامرضا قدمی؛ E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

ماخذ تکاری:

رحمانیان، ز.، قدمی، غ.، احمدی پور، ح. و پوستی، م.، ۱۴۰۲، پتروژن گرانیتویدهای دلفارد (شمال باختر جیرفت): شواهدی از وجود جایگاه کمان آتشفشانی در بخش جنوبی کمربند ارومیه- دختر. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۱)، ۱۲۷-۱۲۳. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.349172.2010>



doi: 10.22071/gsj.2022.349172.2010



dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.6.3

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



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

تهیه مقاطع نازک، مطالعه آنها انجام شد و سرانجام تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های حد واسط نفوذی برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال شد و عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۲). برای مطالعه شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در کوارتزیت‌های مورد مطالعه در دانشگاه یامگاتای ژاپن به وسیله یک ریزپردازنده الکترونی JEOL-HX 8600 M با شرایط ولتاژ 15KV و جریان الکتریکی 20Na تجزیه نقطه‌ای شدند (جدول ۱).

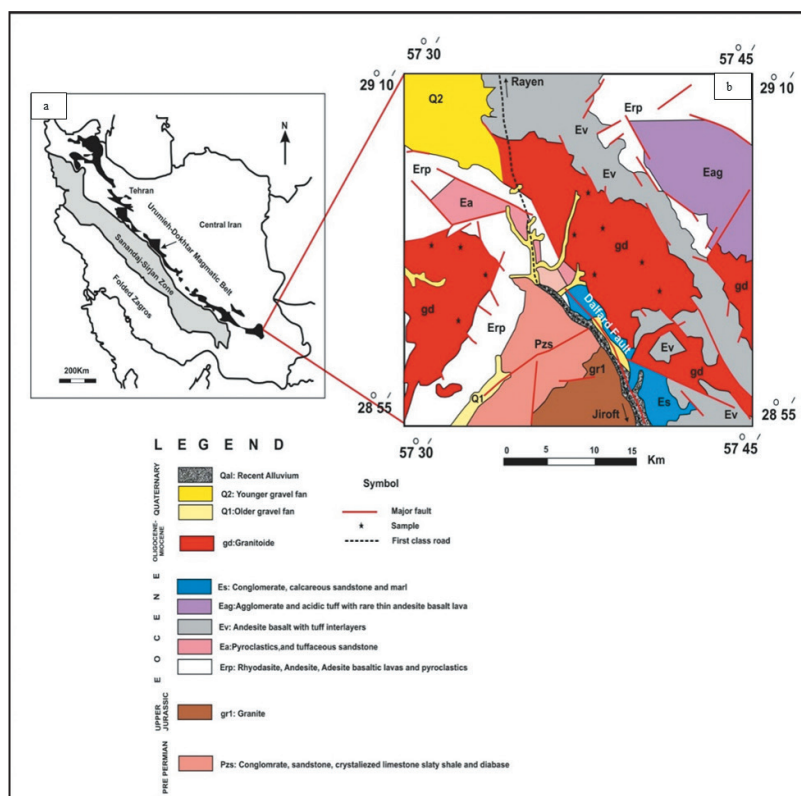
۳- محیط زمین‌شناسی و روابط صحرایی

توده نفوذی دلفارد در بخش جنوب خاور کمر بند ارومیه- دختر، که در استان کرمان به نام نوار دهج- ساردوییه نام‌گذاری شده (Dimitrijevic, 1973) قرار داشته و در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بم و سبزواریان واقع شده است. توده موردنظر توسط گسل دلفارد، به دو بخش تقسیم شده است (شکل ۱). رخنمون خاوری، تقریباً بیضی شکل است و قطر بلند آن در امتداد شمال باختر- جنوب خاور قرار گرفته و ۲۰ کیلومتر طول دارد و مساحت کلی آن، حدود ۲۰۰ کیلومتر مربع است. رخنمون باختری نیز مساحتی در حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع دارد. هر دو بخش، به درون سنگ‌های آتشفشانی (به سن اثوسن پایینی- میانی) با ترکیب چیره بازالتیک - آندزیت، بازالت و آندزیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته، نفوذ کرده و سن الیگوسن- میوسن را برای آن در نظر گرفته‌اند (درگاهی، ۱۳۸۶؛ Hassanzadeh, 1993) (شکل ۱).

یکی از این مجموعه‌های گرانیتویدی، گرانیتوید دلفارد است که در بخش جنوبی نوار دهج- ساردوییه قرار گرفته و دارای سن الیگوسن- میوسن است (نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزواریان) که در این مطالعه، مورد بررسی‌های سنگ‌شناسی قرار می‌گیرد. توده نفوذی یادشده، دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری است که به درون سنگ‌های آتشفشانی مربوط به اثوسن، نفوذ کرده است. هدف از این نوشتار، ارائه داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های گرانیتویدی دلفارد و استفاده از این داده‌ها برای پی بردن به منشأ ماگماهای سازنده سنگ‌ها و تحولات پتروژیکی آنهاست. از آنجایی که در نوار دهج- ساردوییه، مجموعه‌های گرانیتویدی مختلفی وجود دارد که در دو گروه مجموعه‌های جبال بارز و کوه پنج تقسیم‌بندی می‌شوند (Dimitrijevic, 1973)، نیاز است که گرانیتوید دلفارد از نظر سنگ‌شناختی مطالعه شود تا ضمن تعیین نوع و محیط زمین‌ساختی آن، اطلاعاتی نیز در مورد ماگماتیسم و تحولات پوسته در این بخش از ایران (در دوران سوم) در اختیار قرار گیرد. زیرا این مجموعه‌های گرانیتویدی در نوار دهج- ساردوییه، نشانه وجود یک فاز ماگمایی بسیار مهم در منطقه هستند و لازم است که ماهیت ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساخت- ماگمایی آنها به طور دقیق مطالعه شود.

۲- روش پژوهش

به منظور بررسی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای و سپس بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای یادشده صورت گرفت و پس از

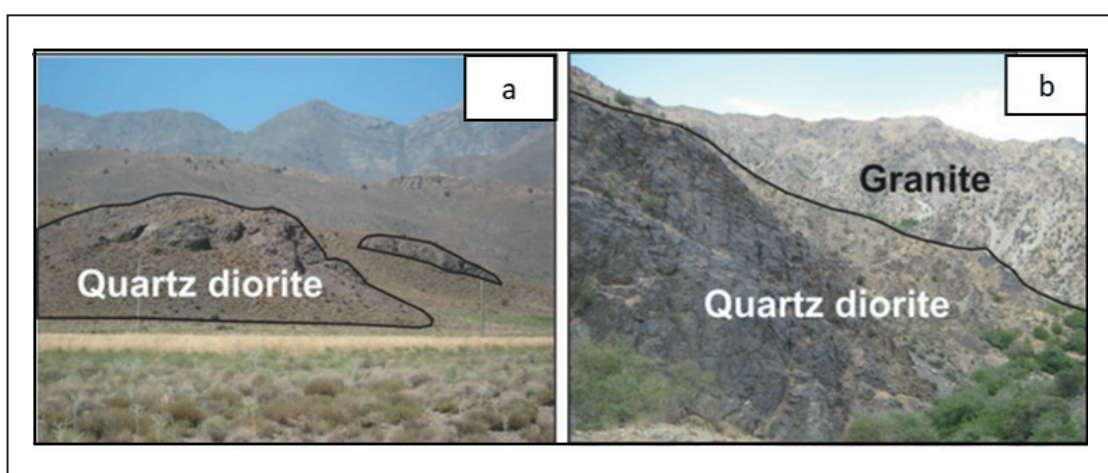


شکل ۱- a) موقعیت منطقه مورد مطالعه و کمر بند ارومیه- دختر در ایران؛ b) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بم (آق‌بائی و افتخارنژاد، ۱۳۷۳) و سبزواریان (باباخانی و علوی‌نایینی، ۱۳۷۱).

Figure 1. a) Location of the study area and Urmia-Dakhtar belt in Iran; b) Simplified geological map of the study area, adapted from 1:250,000 geological maps of Bam (Aghanbati and Iftikhar Nejad, 1373) and Sabzevaran (Babakhani and Alavi Naini, 1371).

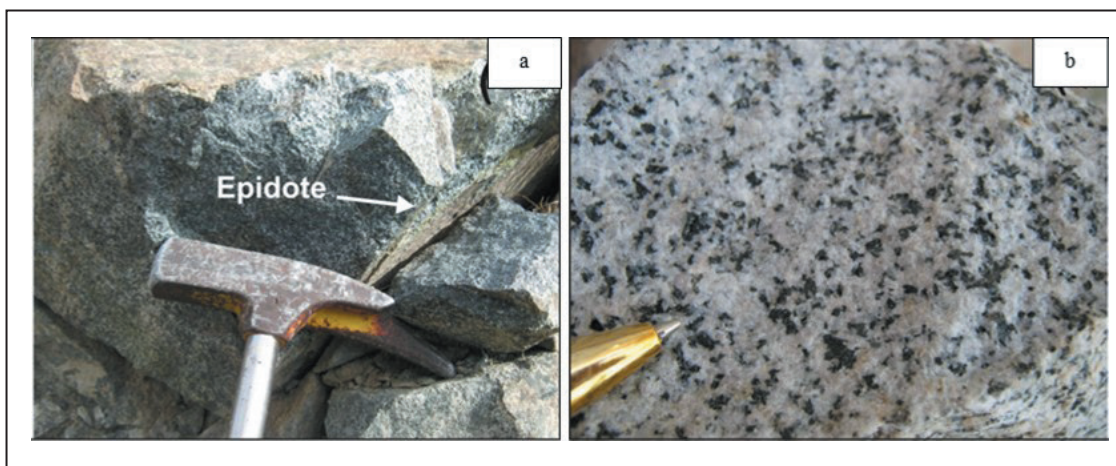
آنها دیده می‌شود. در امتداد برخی از شکستگی‌ها و گسل‌ها، کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۳- a). حاشیه این توده‌ها، ساخت پورفیری نشان می‌دهد و در آنها می‌توان بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول (با اندازه تا ۵ میلی‌متر) را در یک زمینه دانه ریزتر دید. قطعاتی از سنگ‌های میزبان که جنس آنها هورنفلس است، در حاشیه توده‌ها دیده می‌شود. سنگ‌های مورد مطالعه در صحرا با وجود کانی‌های درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول (با اندازه بیشینه ۵ میلی‌متر) و بیوتیت‌های براق (بیشینه ۴ میلی‌متر) مشخص می‌شوند. مقدار کانی‌های تیره در آنها تغییراتی نشان می‌دهد و رنگ سنگ‌ها، به همین دلیل از خاکستری تیره تا روشن تغییر می‌کند (شکل ۳- b). در این سنگ‌ها آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک گرد یا بیضی نیز دیده می‌شوند. این آنکلاوها حواشی مشخص و واضح دارند و اندکی مافیک‌تر از سنگ‌های میزبان هستند (شکل ۴).

منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری بسیار شکسته و گسلیده بوده و گسل دلفارد که دره دلفارد را نیز به وجود آورده است، به همراه شاخه‌های فرعی آن، باعث شکستگی‌ها و درزه‌های فراوان شده و به همین دلیل در این منطقه، بسیاری از مرزهای واحدها گسله است. از نظر سنگ‌شناسی، گرانیتویدی دلفارد، شامل دو بخش می‌باشد. یکی بخش مرکزی که شامل سنگ‌های گرانیتی است و دوم بخش حاشیه‌ای که ترکیب سنگ‌شناسی چیره آن کوارتز دیوریت است، اما دیوریت و گرانودیوریت نیز در آن دیده می‌شود. در بعضی نقاط، کوارتز دیوریت‌ها و دیوریت‌ها به صورت توده‌های مجزایی دیده می‌شوند که مرزشان با بخش گرانیتی گسله است (شکل ۲- a و b). مساحت این توده‌های مجزا گاهی به ۱ کیلومتر مربع می‌رسد و مطالعه حاضر بر روی همین بخش‌ها صورت گرفته است. سنگ‌های مورد مطالعه، رنگ سطحی و تازه خاکستری دارند و دسته درزه‌های متراکمی با روند چیره شمال باختر- جنوب خاور در همه نقاط



شکل ۲- (a) نمایی از واحدهای کوارتز دیوریتی منطقه مورد مطالعه؛ (b) نمایی از واحدهای کوارتز دیوریتی منطقه مورد مطالعه در مجاورت با توده‌های گرانیتی.

Figure 2. a) A view of the quartz diorite units of the study area; b) A view of the quartz diorite units of the study area in the vicinity of granite masses.



شکل ۳- (a) شکستگی‌های کوارتز دیوریت‌ها که به وسیله اپیدوت پر شده‌اند؛ (b) سطح تازه کوارتز دیوریت‌های مورد مطالعه.

Figure 3. a) Fractures of quartz diorites filled by epidote; b) Fresh surface of quartz diorites under study.



شکل ۴- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک گرد یا بیضوی در کوارتز دیوریت‌های مورد مطالعه.

Figure 4. Round or elliptical mafic microgranular enclaves in the studied quartz diorites.

۴- سنگ‌نگاری

بر اساس مقادیر مودال کانی‌ها، این سنگ‌ها شامل کوارتز دیوریت و گرانودیوریت هستند. سنگ‌های مورد نظر در نمونه دستی تمام بلورین هستند و با شاخص رنگی مزوکراتیک و رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره مشخص می‌شوند. بافت شاخص آنها گرانولار ناهمسان دانه است (شکل ۵- a) و شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز می‌باشند. در برخی نمونه‌ها که از حواشی توده‌ها برداشت شده، بافت پورفیروئیدی دیده می‌شود که در آن بلورهای درشت پلاژیوکلاز (با اندازه تا ۴ میلی‌متر) و آمفیبول در یک زمینه ریزدانه‌تر شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز و بیوتیت واقع شده‌اند. کلینوپیروکسن، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر به صورت فرعی در این سنگ‌ها وجود دارد.

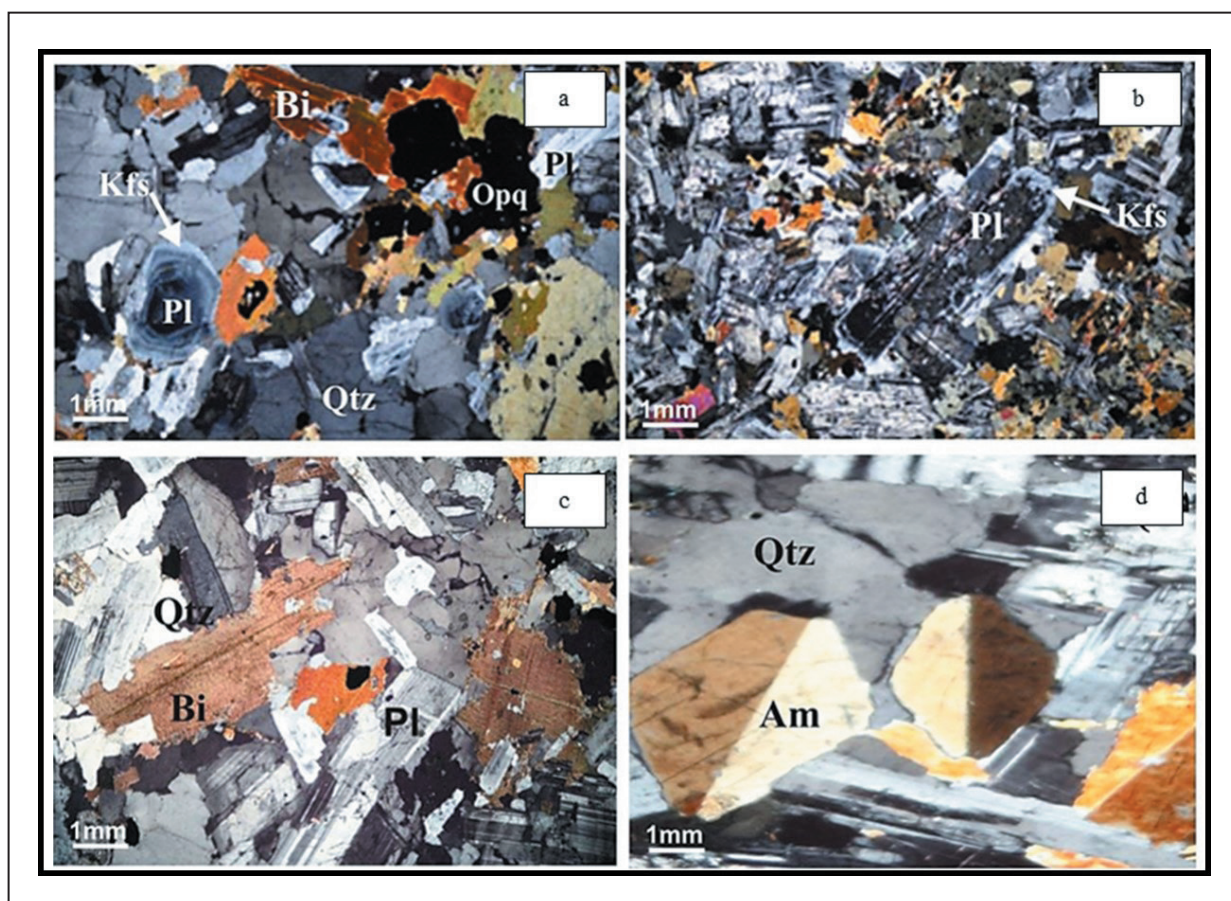
پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بیشترین حجم سنگ را تشکیل داده و مقدارش بین ۴۵ تا ۵۵ درصد حجمی تغییر می‌کند. به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده شده و اندازه آن حداکثر به ۵ میلی‌متر می‌رسد. ماکل پلی سنتیک و کارلسباد-آلیت دارد. برخی از آنها منطقه‌بندی نشان می‌دهند و در اطراف برخی دیگر، حاشیه‌ای از فلدسپار آلکالن تشکیل شده است (شکل ۵- a و b). بلورهای کوارتز بی شکل هستند و بین بلورهای دیگر را پر کرده‌اند. شکستگی‌های زیادی دارند و تعدادی نیز خاموشی موجی نشان می‌دهند (شکل ۵- c). مقدار کوارتز در نمونه‌های کوارتز دیوریتی بین ۸ تا ۱۵ درصد و در نمونه‌های گرانودیوریتی منطقه بین ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی تغییر می‌کند. فلدسپار آلکالن بین ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ‌های مورد مطالعه را ساخته و به دو شکل دیده می‌شود. یکی در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز، به صورت نوارهای باریک و دیگری به صورت بلورهای کوچک (به ابعاد بیشینه ۲ میلی‌متر) و بی شکل که در بین بلورهای دیگر قرار گرفته و بیشتر دگرسانی سریستی دارد. بیوتیت با بیشینه اندازه ۳ میلی‌متر به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و با چند رنگی قهوه‌ای دیده می‌شود و شامل اداخل‌های کانی‌های کدر و زیرکن بوده و حدود ۱۰ درصد این سنگ‌ها را ساخته‌اند. البته این کانی‌ها را می‌توان صورت ثانویه در اطراف

بلورهای آمفیبول یا در محل شکستگی‌های آنها نیز مشاهده کرد. کانی آمفیبول به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شود و چند رنگی سبز دارد. مقدار آن در گرانودیوریت‌ها تا ۱۰ درصد و در کوارتز دیوریت‌ها تا ۲۰ درصد حجمی می‌رسد. بیشینه اندازه آن ۵ میلی‌متر بوده و ماکل دوتایی نشان می‌دهد (شکل ۵- d). برخی از این کانی‌ها از کناره‌ها و از محل شکستگی‌ها در حال تبدیل به بیوتیت می‌باشند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک گرد یا بیضوی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و شامل بلورهای ریز پلاژیوکلاز و آمفیبول و کانی‌های کدر هستند. این آنکلاوها حواشی مشخص و واضح دارند و اندکی مافیک‌تر از سنگ‌های میزبان هستند.

۵- شیمی کانی‌ها

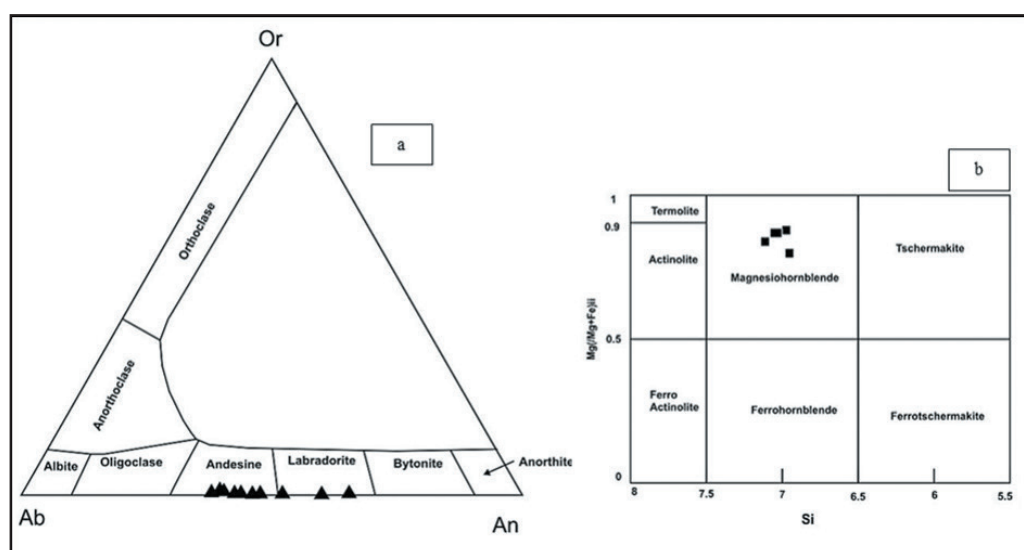
ترکیب شیمیایی تعدادی از کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول موجود در توده دلفارد، در جدول ۱ نشان داده شده است. پلاژیوکلازها در نمودار سه تایی Ab-An-Or محدود لابرادوریت ($Ab_{36.99}An_{62.55}Or_{0.45}$) تا آندزین ($Ab_{54.06}An_{62.55}Or_{0.44}$) قرار می‌گیرند (شکل ۶- a). تجزیه شیمیایی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه و استفاده از نمودار (Leak et al., 1997) نشان می‌دهد که ترکیب آنها مگنزیوهورنبلند است (شکل ۶- b).

محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی بر روی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه نشان داد که کانی‌های مورد نظر در این سنگ‌ها، در دمای میانگین ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد به روش کلومبیا (Colombi, 1989) و فشار ۱/۵ و ۲/۲ کیلو بار با روش‌های مختلف (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992) متبلور شده‌اند. با توجه به بافت سنگ‌ها، این شرایط می‌تواند منطبق بر موقعیت جایگیری و تبلور نهایی این توده‌ها باشد.



شکل ۵ - (a) بافت دانه‌ای ناهمسان‌دانه با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک و منطقه‌بندی - بیوتیت - کوارتز - آلکالی فلدسپار در کوارتز دیوریت‌ها؛ (b) حاشیه فلدسپار پتاسیم در اطراف پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت‌های دلفارد؛ (c) بلورهای پلاژیوکلاز - بیوتیت - کوارتز؛ (d) بلورهای کوارتز و آمفیبول با ماکل دوقلویی در گرانودیوریت‌ها (همه تصاویر در نور Xpl).

Figure 5. a) Heterogeneous grain texture with the presence of plagioclase minerals with polysynthetic mackel and zoning -biotite-quartz-alkali feldspar in quartzdiorites; b) Potassium feldspar rim around plagioclase in Delfard quartzdiorites; c) Plagioclase-biotite crystals Quartz; d) Quartz and amphibole crystals with twin mackle in granodiorites (all images in Xpl light).



شکل ۶ - (a) نمودار ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در نمودار Ab-An-Or (Deer et al., 1992)؛ (b) نمودار رده‌بندی آمفیبول در کوارتز دیوریت‌های دلفارد (Leake et al., 1997).

Figure 6. a) Chemical composition diagram of plagioclase in Ab-An-Or diagram (Deer et al., 1992); b) Classification diagram of amphibole in Delfard quartz diorites (Leake et al., 1997).

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای از پلاژیوکلازها (فرمول ساختاری آنها بر پایه ۸ اکسیژن) و آمفیبول‌ها (فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۳ اکسیژن) در کوارتز دیوریت‌های دلفارد (بر اساس درصد وزنی).

Table 1. Chemical analysis data of EMP plagioclases (base on 8 Oxygene) and amphiboles (base on 23 Oxygene) in Delfard quartz diorites.

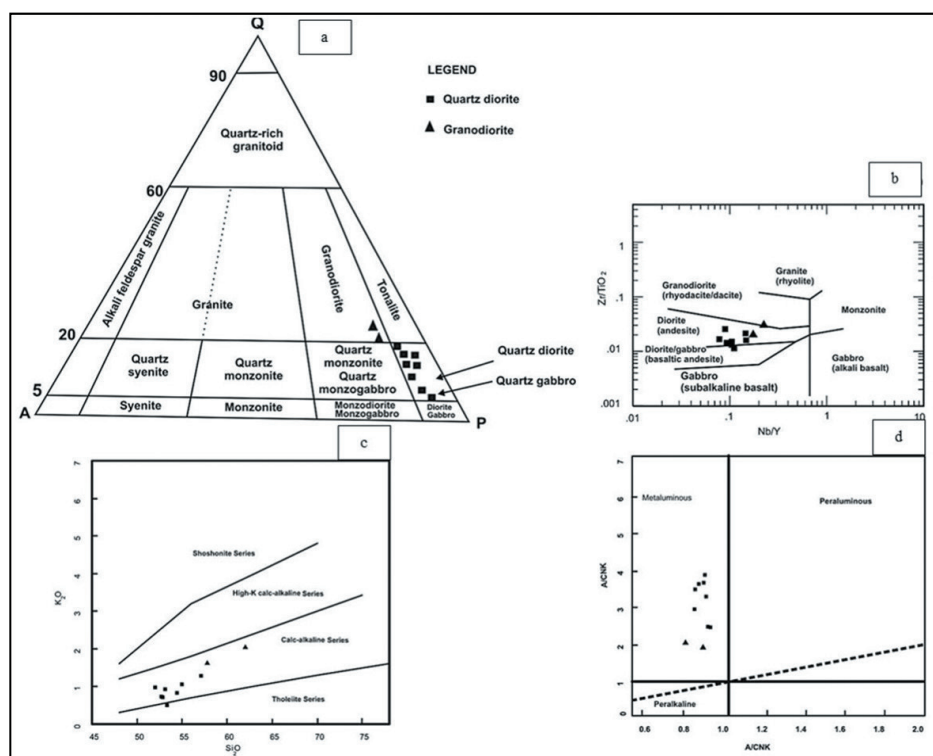
Sample	75	78	79	58	64	Sample	74	83	92	93	104
Representative compositions of plagioclases in the quartz diorites						Compositions of amphiboles in the quartz diorite					
SiO ₂	56.86	58.06	58.12	55.32	54.34	SiO ₂	49.27	50.53	48.94	50.24	49.59
TiO ₂	0	0.01	0.02	0.05	0	TiO ₂	1.64	1.33	0.95	0.96	1.14
Al ₂ O ₃	28.34	26.85	27.29	29.36	29.58	Al ₂ O ₃	7.4	6.39	5.55	6.25	7.04
FeO	0.14	0.15	0.16	0.23	0.26	FeO	11.81	12.08	12.13	12.33	12.28
MnO	0.04	0	0.03	0	0	MnO	0.42	0.49	0.6	0.54	0.35
MgO	0	0.01	0	0	0.02	MgO	15.2	16.01	15.17	15.77	15.5
CaO	10.67	9.02	9.58	12.21	12.54	CaO	12.16	11.57	11.45	11.39	11.1
NiO	0.01	0	0	0	0.02	NiO	0.07	0	0.02	0.07	0
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0.07	0.03	0.04	Cr ₂ O ₃	0.03	0	0	0.04	0.05
V ₂ O ₃	0	0	0	0.05	0.08	V ₂ O ₃	0.04	0.07	0.04	0.04	0
Na ₂ O	5.41	5.83	5.81	4.48	3.63	Na ₂ O	0.65	0.77	0.56	0.79	0.82
K ₂ O	0.09	0.08	0.08	0.06	0.09	K ₂ O	0.45	0.37	0.35	0.44	0.41
F	0	0	0	0.31	0	F	0	0	0	0.27	0.18
Cl	0.02	0.02	0.01	0.02	0	Cl	0.19	0.19	0.13	0.12	0.19
Total	101.57	100.03	101.17	101.97	100.6	Total	99.27	99.75	95.85	99.1	98.53
Si	2.517	2.593	2.574	2.455	2.439	Si	6.952	7.03	7.112	7.05	6.973
Al	1.479	1.414	1.425	1.536	1.565	Al	1.048	0.97	0.888	0.95	1.027
Ti	0	0	0.001	0.002	0	Al	0.182	0.077	0.062	0.084	0.14
Fe	0.005	0.005	0.006	0.008	0.01	Fe _(iii)	0.584	0.893	0.833	0.941	0.998
Mn	0.001	0	0.001	0	0	Ti	0.174	0.139	0.103	0.102	0.121
Mg	0	0.001	0	0	0.001	Cr	0.004	0	0	0.005	0.006
Ca	0.506	0.432	0.455	0.58	0.603	Fe _(ii)	0.81	0.512	0.641	0.506	0.446
Na	0.464	0.505	0.499	0.386	0.316	Mn	0.05	0.058	0.074	0.064	0.041
K	0.005	0.004	0.005	0.003	0.005	Mg	3.198	3.321	3.287	3.299	3.248
						Ca	1.837	1.725	1.782	1.712	1.672
Or	0.504	0.454	0.489	0.333	0.57	Na	0.177	0.206	0.158	0.214	0.223
Ab	47.625	53.652	52.077	39.801	34.192	K	0.08	0.065	0.064	0.078	0.074
An	51.872	45.894	47.434	59.866	65.238	Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.8	0.87	0.84	0.87	0.88

۶- ترکیب ژئوشیمیایی سنگ کل

نمودار SiO₂-K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۷- c)، سنگ‌های منطقه در سری کالکوآلکان قرار دارند. این نمونه‌ها در نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) در محدوده متآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۷- d) (Rollinson, 1996).

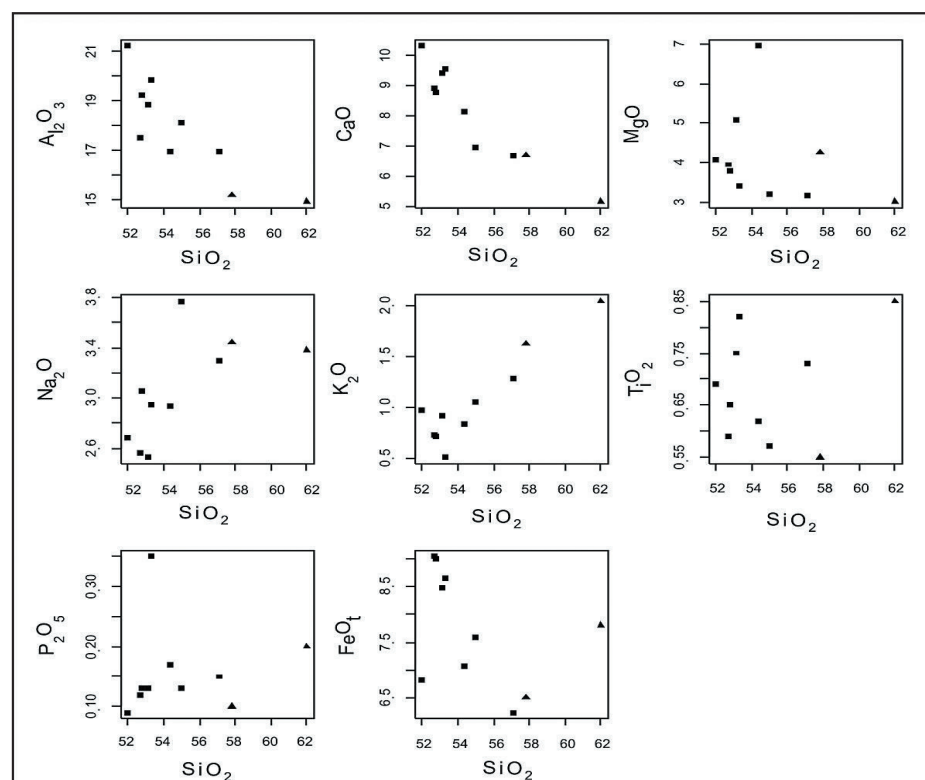
در نمودارهای تغییراتی (شکل ۸)، مقدار اکسیدهای سدیم، پتاسیم در سنگ‌های مورد مطالعه، با افزایش SiO₂ افزایش نشان داده و اکسیدهای منیزیم، کلسیم و آلومینیم کاهش نشان می‌دهند. داده‌های موجود در این نمودارها، یک طیف تفریق واضحی داشته و نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه خویشتاوند بوده و احتمالاً از ماگمای مشترکی به‌وجود آمده‌اند.

ترکیب سنگ کل سنگ‌های گرانیتوئیدی توده دلفارد در جدول ۲ آمده است. طیف SiO₂ در سنگ‌های مورد مطالعه بوده و از ۵۲ تا ۶۲ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار Al₂O₃ نیز هماهنگ با مقدار سیلیس، طیف نسبتاً گسترده‌ای را نشان می‌دهد (۱۴/۲ تا ۲۱/۲). مقدار TiO₂ در این سنگ‌ها از ۰/۵۵ تا ۰/۸۵ درصد وزنی تغییر می‌کند و اکسیدهای دیگری همچون Na₂O (۲/۵۳ تا ۳/۷ درصد وزنی) و K₂O (۰/۵۱ تا ۲/۰۵ درصد وزنی)، با افزایش مقدار سیلیس، افزایش محسوس نشان می‌دهند. ترکیب مودال سنگ‌های مورد مطالعه برحسب در شکل ۷- a آمده است. بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Zr/TiO₂-Nb/Y (شکل ۷- b) در محدوده دیوریت واقع می‌شوند. همچنین بر اساس



شکل ۷- (a) رده‌بندی مودال سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه (Le Maitre et al., 2002; Streckeisen, 1976); (b) رده‌بندی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه (Winchester and Floyd, 1977); (c) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه (Peccerillo and Taylor, 1976); (d) نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943).

Figure 7. a) Modal classification of intrusive rocks of the studied area (Le Maitre et al., 2002; Streckeisen, 1976); b) Classification of intrusive rocks of the studied area (Winchester and Floyd, 1977); c) Determination of magmatic series of intrusive rocks of the studied area (Peccerillo and Taylor, 1976); d) Chart of A/NK vs. A/CNK changes (Shand, 1943).



شکل ۸- نمودارهای تغییری اکسیدهای اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در برابر SiO₂ (Harker, 1909).

Figure 8. Change diagrams of the main oxides of the studied samples against SiO₂ (Harker, 1909).

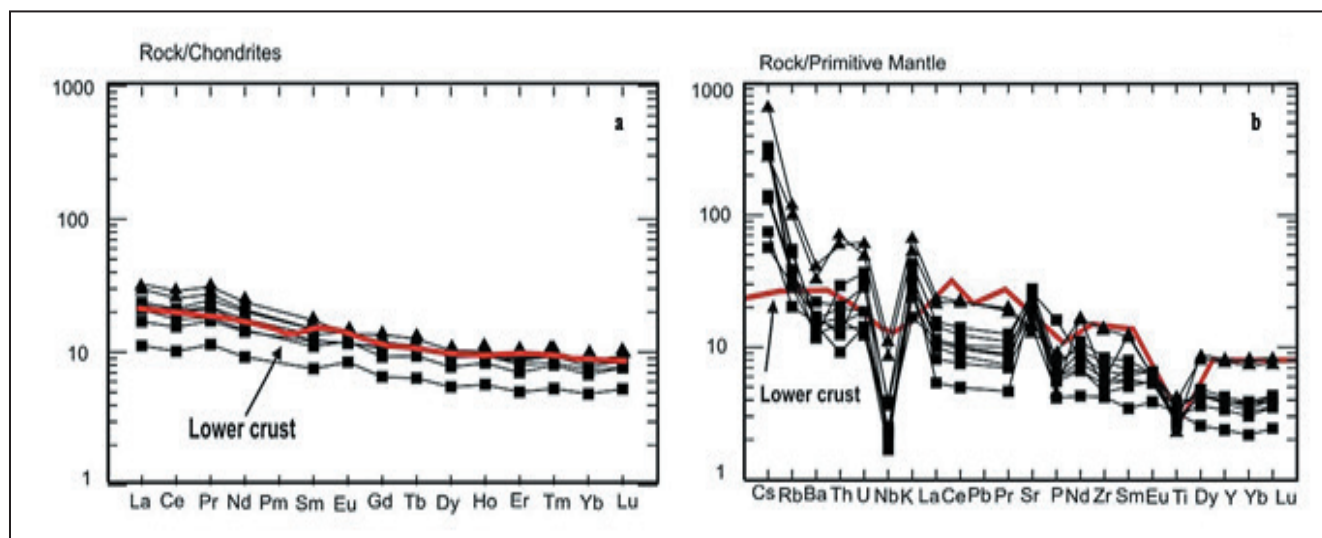
جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه (اکسیدهای اصلی بر اساس درصد وزنی و عناصر بر اساس بخش در میلیون).

Table 2. Chemical analysis data of the main oxides of the rock samples of the study area (main oxides based on weight percentage and elements based on parts per million).

Sample	171	230	209	213	214	226	262	286	290	296
Rock type	Granodiorite		Quartz diorite							
SiO ₂	62	57.8	53.3	53.1	52	52.8	52.7	55	57.1	54.4
Al ₂ O ₃	14.9	15.15	19.8	18.8	21.2	19.2	17.5	18.1	16.95	16.9
Fe ₂ O ₃	8.67	7.23	9.61	9.42	7.58	10	10.05	8.43	6.93	7.85
CaO	5.17	6.7	9.52	9.39	10.3	8.76	8.89	6.96	6.68	8.13
MgO	3.01	4.25	3.41	5.07	4.07	3.78	3.95	3.21	3.15	6.97
Na ₂ O	3.38	3.44	2.95	2.53	2.68	3.06	2.56	3.77	3.3	2.93
K ₂ O	2.05	1.63	0.51	0.92	0.97	0.72	0.73	1.06	1.29	0.83
Cr ₂ O ₃	<0.01	0.02	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
TiO ₂	0.85	0.55	0.82	0.75	0.69	0.65	0.59	0.57	0.73	0.62
MnO	0.16	0.21	0.16	0.19	0.13	0.19	0.2	0.16	0.12	0.17
P ₂ O ₅	0.2	0.1	0.35	0.13	0.09	0.13	0.12	0.13	0.15	0.17
SrO	0.03	0.03	0.06	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.06
BaO	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
LOI	0.63	1.67	1.06	1.55	1.43	1.11	2.41	1.39	1.82	1.39
Total	101.08	98.81	101.56	101.91	101.21	100.46	99.74	98.84	98.29	100.44
Ba	293	234	107	113.5	102.5	112.5	87.2	120	154	82.2
Ce	39.2	39.1	17.9	17.2	8.8	15.3	13.4	18.4	25	22
Cr	10	130	10	70	40	10	20	10	10	90
Cs	5.31	2.26	0.59	2.23	2.52	2.4	2.6	0.45	1.05	1.11
Cu	157	90	110	57	161	129	156	60	93	21
Dy	6.02	6.48	3.18	3.24	1.88	2.66	3.25	3.26	3.54	3.14
Er	3.75	4.04	1.82	1.99	1.13	1.58	2.05	2	2.07	1.92
Eu	1.01	1.01	1.1	0.9	0.65	0.93	0.9	1.09	1.06	1.08
Ga	15.8	14.6	18.1	15.9	15.9	20.6	18.6	20.4	18.6	16.1
Gd	5.64	6.28	3.28	3.03	1.8	2.55	2.95	3.31	3.75	3.22
Hf	4.4	2.2	2	1.8	1.3	1.4	1.7	2.5	2.7	1.8
Ho	1.35	1.42	0.66	0.7	0.4	0.58	0.71	0.65	0.71	0.65
La	16.7	14.9	7.9	7.5	3.7	6.9	5.6	7.8	10.7	9.9
Lu	0.56	0.62	0.26	0.29	0.18	0.26	0.28	0.3	0.32	0.31
Nb	8	6.2	1.8	1.7	1.2	1.6	1.4	1.6	2.8	2.6
Ni	6	34	6	26	22	5	9	8	8	71
Nd	22.1	23.1	11.2	10.5	5.8	9.3	9	12.7	15	13.2
Pr	5.21	5.45	2.45	2.38	1.28	2.03	1.93	2.76	3.47	3.05
Rb	77.5	64.6	12.9	32.7	35	24	18.3	18.7	22.1	24.6
Sm	5.35	5.57	2.74	2.49	1.53	2.24	2.46	3	3.53	3.04
Sn	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	275	296	547	409	486	534	369	464	520	582
Ta	0.5	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
Tb	0.97	1	0.52	0.5	0.3	0.44	0.52	0.52	0.59	0.53
Th	5.03	5.89	1.4	1.7	0.78	1.17	1.29	1.06	1.75	2.49
Tm	0.57	0.6	0.25	0.28	0.16	0.24	0.28	0.29	0.29	0.28
U	1.31	1.05	0.26	0.39	0.3	0.3	0.39	0.64	0.6	0.77
V	149	109	196	227	191	237	311	195	204	154
W	1	3	1	2	4	8	1	1	1	1
Y	35.6	37	17.1	18.3	10.8	15.3	17.9	17.8	19.2	17.6
Yb	3.54	3.83	1.62	1.72	1.07	1.49	1.86	1.83	1.9	1.9
Zr	154	64	74	64	47	51	59	87	93	59

گوشته اولیه (شکل ۹- b)، نمونه‌ها از عناصر LIL، همچون Rb، Cs، K، Th، U غنی شده و از عناصر HFS، همچون Nb، P، Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. الگوی فراوانی اغلب نمونه‌ها در شکل ۹- a و b، مشابه با پوسته زیرین (Rudnick and Gao, 2003) است که نشان می‌دهد احتمالاً منشأ ماگمای سازنده آنها به پوسته پایینی ارتباط دارد.

نمونه‌های گرانیتوئیدی دلفارد، در نمودارهای عناصر خاکی نادر که به کندریت هنجار شده‌اند، الگوی مشابهی دارند که نشانه هم منشأ بودن آنهاست (Kharbish, 2010; Gill, 1974) (شکل ۹- a). در این شکل غنی‌شدگی مشخص LREE نسبت به HREE دیده می‌شود (نسبت $La/Yb=4.40$) و یک بی‌هنجاری قابل اغماض Eu نیز وجود دارد. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به



شکل ۹- a) نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده براساس کندریت (Boynton et al., 1984); b) نمودار نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، بهنجار شده براساس گوشته اولیه (Sun and McD, 1989). خط قرمز پوسته پایینی ترکیبات مشابه با پوسته زیرین.

Figure 9. a) Spider diagram of the samples of the studied area normalized based on chondrite (Boynton et al., 1984); B) Diagram of samples of the studied area, normalized based on the primary mantle (Sun and McD, 1989). The red line of the lower crust has the same composition as the lower crust.

۷- بحث: پتروژن

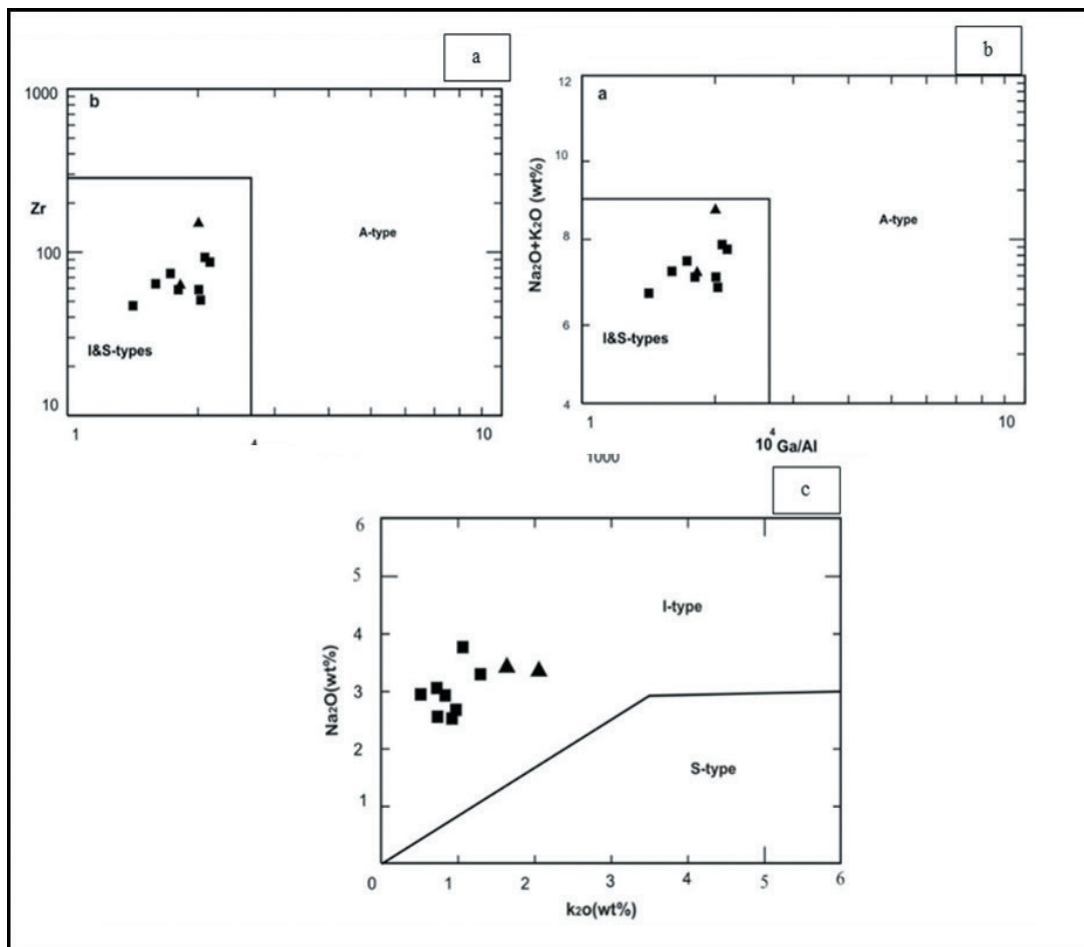
۷-۱- نوع ماگما

منفی از عناصر HFS (Nb, Ti) و بی‌هنجاری مثبت از LILE نشان می‌دهند که با ترکیب پوسته قاره‌ای زیرین (Rudnick and Gao, 2003) تطابق دارد و نشان می‌دهد که ماگمای مادر آنها می‌تواند محصول ذوب دوباره پوسته قاره‌ای زیرین باشد. نسبت‌های عنصری مانند $Nb/Ta_{(N)}$ می‌تواند در تشخیص آثار به جامانده از منطقه منشأ ماگما مفید باشند (Eby et al., 1998). ماگماهای پوسته زیرین و بالایی، نسبت‌های مشخصی از $Nb/Ta_{(N)}$ دارند (به ترتیب $۸/۳$ و $۱۳/۳$) (Rudnick and Gao, 2003). در سنگ‌های گرانیتوئیدی دلفارد، این نسبت به طور متوسط $۱۵/۱۵$ می‌باشد که کمی بیشتر از پوسته زیرین می‌باشد و به نظر می‌رسد که اثراتی از پوسته بالایی را نیز در خود دارد.

پدیده تفریق، نقش مهمی را می‌تواند در تحولات ماگمایی گرانیتوئیدها ایفا کند. روند‌های کاهشی اکسیدهایی همچون FeO ، Al_2O_3 و MgO و افزایش CaO با افزایش SiO_2 (شکل ۸) در سنگ‌های دلفارد می‌تواند به دلیل تفریق کانی‌های آهن و منیزیم داری مانند بیوتیت و هورنبلند باشد که با شواهد سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارد. اما از آنجایی که الگوهای REE در شکل ۹- a شیب زیادی ندارند ($La/Yb = 4.40$) به نظر می‌رسد که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تفریق شدیدی را تحمل نکرده است. در نمودارهای شکل ۱۱- a و b نیز این سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های تفریق نیافته قرار می‌گیرند و اغلب روند ذوب بخشی را نشان می‌دهند. هرچند که به نظر می‌رسد کمی تفریق پلاژیو کلاز در این ماگماها رخ داده است. زیرا نمودارهای شکل ۱۲- a و b نشان می‌دهند که نمونه‌های دلفارد ترکیب آداکیتی نداشته و مقدار کمی تفریق پلاژیو کلاز را تحمل کرده‌اند.

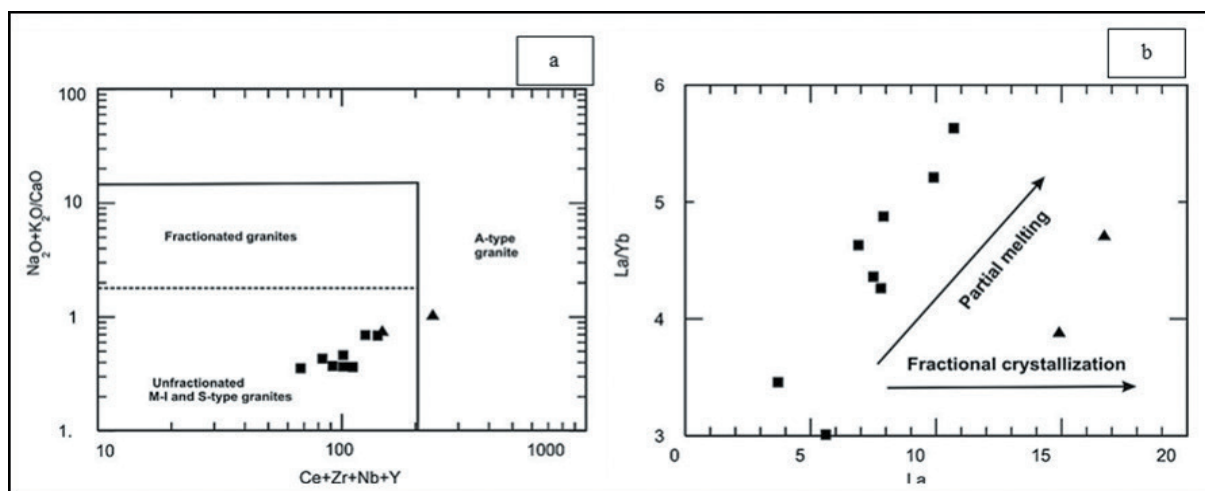
سنگ‌های گرانیتوئیدی معمولاً به انواع S، I و A تقسیم می‌شوند (Chappell and White, 1992; Whalen et al., 1987). سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، شامل کانی‌های پلاژیو کلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز بوده و تمام آنها متاآلمینوس هستند. این شواهد به همراه مقادیر پایین عناصر HFS در آنها ($Zr+Nb+Ce+Yb=101.796$ ppm) نشان‌دهنده این است که سنگ‌های مورد نظر، به گروه گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند (Chappell and White, 1974). قرارگیری نمونه‌های دلفارد در محدوده I در شکل‌های ۱۰- a و b این موضوع را تأیید می‌کند. به طور کلی، ۴ مدل برای تشکیل گرانیتوئیدهای نوع I در نظر می‌گیرند: ۱) هضم و تبلور تفریقی (AFC) یا تبلور تفریقی (FC) از ماگمای بازالتی مادر (Duchesne et al., 1998; Macpherson et al., 2006)، ۲) اختلاط ماگمایی بین ماگماهای فلسیک و بازیک (Danyushevsky et al., 2008; Streck et al., 2007)، ۳) ذوب بخشی درجه پایین لیتوسفر متاسوماتیزه (Jiang et al., 2006) و ۴) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای (Chung et al., 2003).

مقدار کم سنگ‌های مافیک در منطقه، نسبت به حجم عظیم گرانیتوئیدهای دلفارد نشان می‌دهد که مورد اول نمی‌تواند برای سنگ‌های مورد نظر کاربرد داشته باشد. ذوب بخشی درجه پایین لیتوسفر متاسوماتیزه نیز، سبب تولید ماگماهای شوشونیتی می‌شود (Jiang et al., 2006)، در حالی که سنگ‌های مورد مطالعه، به سری کالکوالکالن تعلق دارند. بنابراین به نظر می‌رسد که ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای را باید در تولید ماگماهای مادر سنگ‌های منطقه دخیل دانست. همان‌طوری که در شکل ۹- b دیده می‌شود، سنگ‌های منطقه، بی‌هنجاری‌های



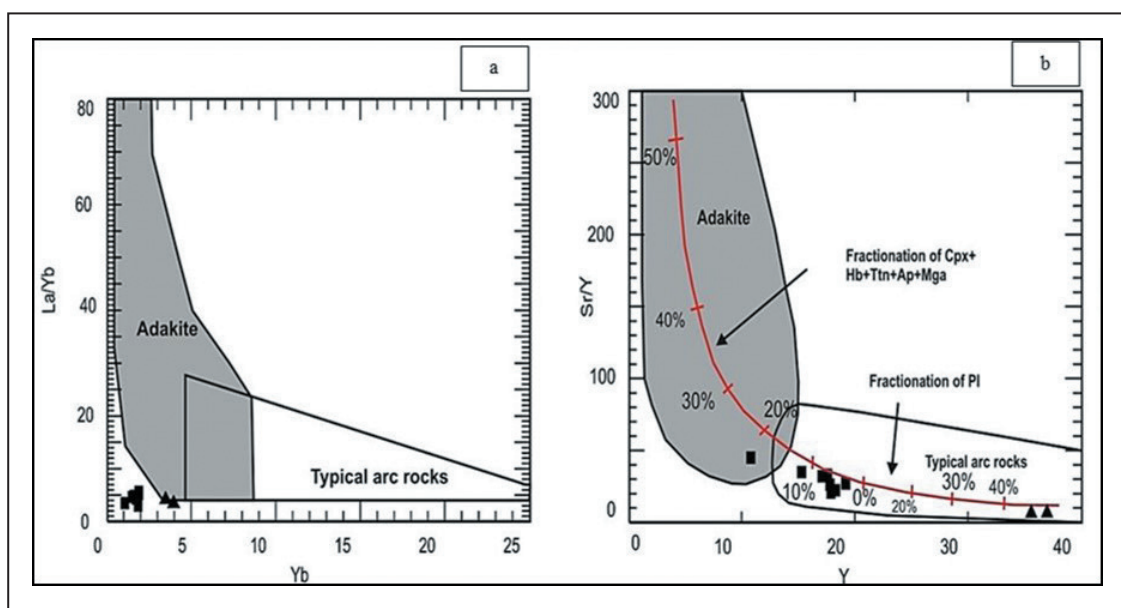
شکل ۱۰- a و b و c) نمودار تعیین انواع گرانیتویدهای I و S (Whalen et al., 1987)؛ c) نقل از چپل و وایت (Chappell and White, 1992). به طور کلی، ۴ مدل برای تشکیل گرانیتویدهای نوع I در نظر می گیرند: ۱) هضم و تبلور تفریقی (AFC) یا تبلور تفریقی (FC) از ماگمای بازالتی مادر (Duchesne et al., 1998; Macpherson et al., 2006)؛ ۲) اختلاط ماگمایی بین ماگماهای فلسیک و بازیک (Danyushevsky et al., 2008; Streck et al., 2007)؛ ۳) ذوب بخشی درجه پایین لیتوسفر متاسوماتیزه (Jiang et al., 2006) و ۴) ذوب بخشی سنگ های پوسته ای (Chung et al., 2003).

Figure 10. a, b, and c) diagram of determining the types of I, S, and A granitoids (Whalen et al., 1987); c) Quoting from (Chappell and White, 1992). In general, 4 models are considered for the formation of type I granitoids: 1) digestion and fractional crystallization (AFC) or fractional crystallization (FC) from the parent basaltic magma (Duchesne et al., 1998; Macpherson et al., 2006); 2) magmatic mixing between felsic and basic magmas (Danyushevsky et al., 2008; Streck et al., 2007); 3) partial melting of low grade metasomatized lithosphere (Jiang et al., 2006) and 4) partial melting of crustal rocks (Chung et al., 2003).



شکل ۱۱- (a) موقعیت نمونه‌های دلفارد را نشان می‌دهد که در محدوده گرانیتوئیدهای تفریق‌نیافته قرار می‌گیرند (Whalen et al., 1987)؛ (b) روند ترکیبی سنگ‌های دلفارد که در آن، نمونه اغلب در روند ذوب‌بخشی (Maniar and Piccoli, 1989) قرار می‌گیرند تا تبلور تفریقی.

Figure 11. a) shows the position of the Delfard samples that fall within the range of undegraded granitoids (Whalen et al., 1987); b) the compositional process of Delfard rocks, where the samples are often subjected to a process of partial melting (Maniar and Piccoli, 1989) rather than fractional crystallization.



شکل ۱۲- (a) موقعیت نمونه‌های دلفارد در نمودارهای $La/Yb-Yb$ و $Sr/Y-Y$ (Defant and Drummond, 1990) و (b) $Sr/Y-Y$ (Martin, 1986) که نشان می‌دهد نمونه‌ها ترکیب آداکیتی نداشته و کمی تفریق پلاژیوکلاز را تحمل کرده‌اند.

Figure 12. a) The position of Delfard samples in $La/Yb-Yb$ and b) $Sr/Y-Y$ diagrams (Defant and Drummond, 1990) and (Martin, 1986), which shows that the samples do not have adakite composition and have suffered some plagioclase fractionation.

۲-۷- خاستگاه ماگمایی

پوسته‌ای (۱۴-۱۰)، (Sun and McDonough, 1989) نزدیک است. البته دخالت مواد پوسته بالایی در هنگام جایگیری می‌تواند باعث شود که این نسبت کمی بالاتر رود. کارهای تجربی نشان داده که ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی پوسته زیرین، ماگماهای متآلومینوس را ایجاد خواهد کرد، در حالی که ذوب‌بخشی سنگ‌های تخریبی پوسته‌ای گرانیت‌های پرآلومینوس را خواهد ساخت. تمام سنگ‌های مورد مطالعه، متآلومینوس هستند، بی‌هنجاری ضعیف Eu دارند و الگوی فراوانی HREE در آنها تقریباً مسطح است. همه این شواهد نشانه این است که منشأ اصلی

داده‌های ژئوشیمی سنگ کل، سنگ‌های کوارتز دیریتی مورد مطالعه نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها، مقدار Sr نسبتاً پایین است (۲۷۵ تا ۵۸۲ درصد وزنی)، نسبت $Sr/Y_{(N)}$ نیز کم (۲۵/۶۷) بوده و نسبت $La/Yb_{(N)}$ نیز پایین است (۴/۴۰) و به همین دلایل این سنگ‌ها، از آداکیت‌ها متمایز می‌شوند (شکل ۱۱- a و b؛ Defant and Drummond, 1990). مقدار Ba در مقایسه با Rb و Th کم بوده و این می‌تواند از مشخصات منشأ پوسته‌ای باشد. همچنین نسبت Yb/Ta_N در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۱۲ تا ۱۸ تغییر می‌کند و متوسط آن ۱۵/۵ است که به مقادیر

اما در ائوسن، فعالیت‌های آذرین در آن به اوج خود می‌رسد (Stocklin, 1974). برای تشکیل این کمریند، نظرات متفاوتی ارائه شده است. عمیدی (Amidi et al., 1984) و سبزه‌ای (Sabzehei, 1994) مدل ریفتی، قاسمی و تالبوت (Ghasemi and Talbot, 2006) مدل پس از برخورد، حسن‌زاده (Hasanzadeh, 1993) و چپو و همکاران (Chiu et al., 2013) مدل حاشیه قاره، شهاب‌پور (Shahbpour, 2007) مدل کمان آتشفشانی و حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2017) جزایر کمانی را برای این کمریند ارائه دادند. در نوار دهج-ساردویه، تعداد زیادی مجموعه گرانیتوئیدی رخمون دارند که در مجموع آنها را به تیپ جبال بارز و کوه پنج تقسیم کرده‌اند (Dimitrijevic, 1973). موقعیت جغرافیایی، ساخت و بافت سنگ‌ها و ژئوشیمی سنگ کل، نشان می‌دهد که گرانیتوئید دلفارد، جزئی از گرانیتوئیدهای تیپ جبال بارز است که سن آنها به الیگوسن-میوسن نسبت داده شده و به درون مجموعه‌های آذرین ائوسن نفوذ کرده‌اند.

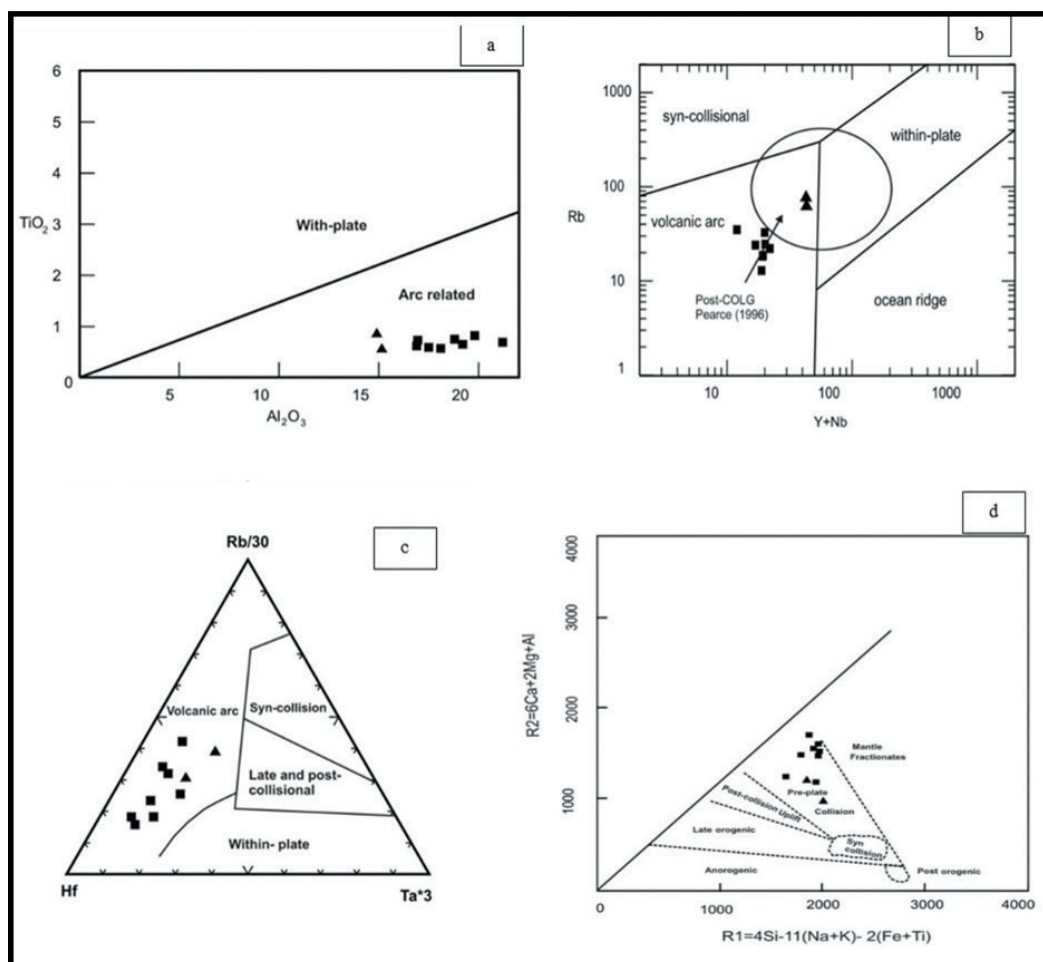
غنی‌شدگی از LILE مانند (Rb و K)، تهی‌شدگی از HFSE و نسبت پایین $Sr/Y_{(N)}$ (متوسط ۲۵/۶۷) و نسبت بالای $Th/Yb_{(N)}$ (۰/۹۸)، بی‌هنجاری منفی Nb, Ti, P در سنگ‌های دلفارد، نشانه این است که این سنگ‌ها، به کمان تعلق دارند (Goss and Kay, 2009). در نمودار $Al_2O_3-TiO_2$ مولر و گروز (Muller and Groves, 1997) (شکل ۱۳-ا)، سنگ‌های دلفارد در محدود مرتبط با کمان قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد، آنها با فروورانش لیتوسفر نئوتیس ارتباط دارند. در نمودار Y+Nb-Rb و نمودار Hf-Ta*3-Rb/30 (Harris et al., 1986) شکل ۱۳-ا و b، تمامی نمونه‌های دلفارد در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. بنابراین به نظر می‌رسد که ماگماهای مادر کوآرتزدیوریت‌های این منطقه در یک محیط کمان آتشفشانی به وجود آمده‌اند. همچنین، نمونه‌های دلفارد، در نمودار R1-R2 شکل ۱۳-ا، در محدوده پیش از برخورد صفحه‌ای (pre-plate collision) قرار می‌گیرند در محیط‌های کمان آتشفشانی، چنانچه ستبرای پوسته بیشتر از ۳۵ کیلومتر بشود، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی می‌توانند در آن به وجود آیند (Shahabpour, 2007). این توده‌ها، از ذوب پوسته زیرین ایجاد شده و اثراتی از ماگماهای گوشته‌ای را نیز در خود دارند. برای این که بتوان احتمال و میزان مشارکت سیالات و مذاب‌های گوشته‌ای را در منطقه تشکیل ماگماهای مادر سنگ‌های دلفارد بررسی کرد، از نمودارهای شکل ۱۴ استفاده شد. همان‌گونه که در شکل ۱۴-ا دیده می‌شود، به نظر می‌رسد که هم اجزای سیال و هم مذاب‌های حاصل از فروورانش، در تشکیل ماگماهای مادر مشارکت داشته‌اند (Batchelor and Bowden, 1985) و نمودار شکل ۱۴-ب نشان می‌دهد که میزان این مشارکت کمتر از ۵ درصد بوده است.

ماگمای سازنده، سنگ‌های بازیک پوسته زیرین است. نسبت $CaO/(MgO+FeO_1)$ (۰/۴ تا ۰/۷) و $Al_2O_3/(MgO+FeO_1)$ (۱/۵۲ تا ۱/۲) در نمونه‌های مورد مطالعه، نسبتاً پایین است و نشان می‌دهد که ماگمای مادر آنها از سنگ منشأ متابازالتی سرچشمه گرفته است (Altherr et al., 2000). افزون بر این، مذاب‌های حاصل از سنگ‌های بازالتی پوسته‌ای، معمولاً #Mg پایینی دارند (حدود ۴۰) (Rapp et al., 1999)، ولی در ماگماهای گوشته‌ای، #Mg بالاتر (حدود ۶۰) است. این معیار نیز نشان می‌دهد که ماگماهای مادر سنگ‌های دلفارد، به احتمال زیاد در پوسته زیرین تشکیل شده‌اند. هرچند که وجود مقادیر کمی آنکلاو مافیک میکروگرانولار در آنها، اثرات حرارتی و شیمیایی گوشته را نیز نشان می‌دهد، اما شواهد ژئوشیمیایی یاد شده حاکی از آن است که حجم زیادی از ماگماهای گوشته‌ای، در تشکیل ماگمای مادر، درگیر نشده است. مطالعات نشان داده که چنانچه گارنت در فاز تقاله باقی‌مانده باشد، ماگمای حاصل از ذوب بخشی بایستی الگوی REE بسیار تفریق یافته‌ای را نشان دهد (Pertermann et al., 2004). زیرا گارنت، HREE را در خود نگه داشته و ماگما، از این عناصر تهی می‌شود. در صورتی که در سنگ‌های دلفارد الگوی HREE تقریباً مسطح است، الگوی REE تفریق شدید نداشته و نسبت $Gd/Yb_{(N)}$ (۱/۷۴) پایین است. همین‌طور نسبت پایین $La/Yb_{(N)}$ (۴/۷-۴/۸) در سنگ‌های دلفارد نشان می‌دهد که فشار در منطقه منشأ ماگماهای مادر، پایین بوده است (ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتری) و گارنت حضور نداشته است (Pertermann et al., 2004). کارهای تجربی نشان دادند که سنگ‌های سیلیسی مانند گرانیتوئیدهای نوع I می‌توانند در فشار ۷-۸ کیلو بار ایجاد شوند. بنابراین می‌توان گفت که احتمالاً ماگمای مادر سنگ‌های منطقه، در محل تشکیل با آمفیول و پلازیوکلاز در تعادل بوده است (Sisson et al., 2005).

آنکلاوهای مافیک میکروگرانولار در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، گرد شده و ریزدانه‌اند و می‌توانند نشانه اختلاط ماگمایی باشند (Weinberg et al., 2006). این آنکلاوها با حواشی مشخص، زمانی به وجود می‌آیند که در زمان ذوب بخشی، ماگمای مافیک‌تر به درون ماگمای فلسیک‌تر تزریق شود. ریزبلور بودن آنها، وجود آپاتیت، مرزهای مشخص و حالت گرد یا بیضوی، می‌تواند نشانه اختلاط حجم کمی از ماگمای مافیک‌تر (احتمالاً گوشته‌ای) با ماگمای سیلیسی‌تر پوسته‌ای باشد (Weinberg et al., 2006).

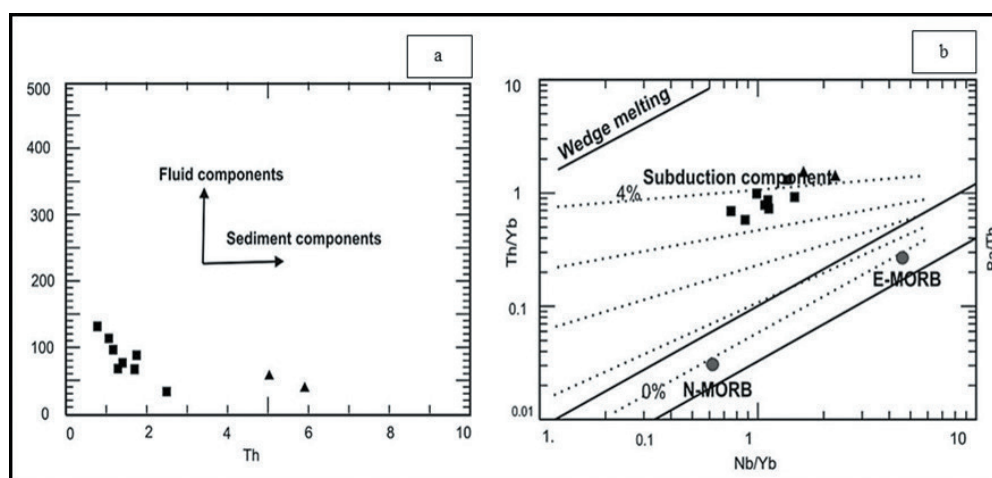
۷-۳- محیط زمین‌ساختی

کمریند ارومیه-دختر و نوار و آتشفشانی-نفوذی دهج-ساردویه که مجموعه گرانیتوئیدی دلفارد در آن واقع شده، جزئی از منطقه تئیس بوده و شامل سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی به سن کرتاسه بالایی (Chiu et al., 2013) تا کواترنری می‌باشند،



شکل ۱۳ - نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی دلفارد. (a) نمودار Al_2O_3 - TiO_2 (Muller and Groves, 1997); (b) نمودار $Y+Nb$ - Rb (Pearce et al., 2008); (c) نمودار $Hf-Ta^*3$ - $Rb/30$ (Harris et al., 1986); (d) نمودار $R1-R2$ (Batchelor and Bowden, 1985).

Figure 13. a) Diagrams for determining the tectonic location of Delfard intrusive mass. a) Al_2O_3 - TiO_2 diagram (Muller and Groves, 1997); b) $Y+Nb$ - Rb diagram (Pearce et al., 2008); c) $Hf-Ta^*3$ - $Rb/30$ diagram (Harris et al., 1986); d) $R1-R2$ diagram (Batchelor and Bowden, 1985).



شکل ۱۴- (a و b) نمودار تغییرات Ba/Th - Th و Th/Yb - Nb/Yb که نشان‌دهنده میزان مشارکت اجزای سیال و مذاب‌های حاصل از فروانش، در تشکیل ماگمای مادر گرانیتوید دلفارد است (Pearce et al., 2008).

Figure 14. a and b) Ba/Th - Th and Th/Yb - Nb/Yb variation diagram, which shows the contribution of subduction fluid components and melts in the formation of Delfard granitoid parent magma (Pearce et al., 2008).

۸- نتیجه گیری

مطالعات انجام شده در این پژوهش نشان داد که توده گرانیتوئیدی دلفارد، به درون سنگ‌های آذرین ائوسن نفوذ کرده و از نوع گرانیتوئیدهای نوع I است. این توده احتمالاً در یک محیط کمان و در جایگاه کمان آتشفشانی بالغ، در پوسته زیرین تشکیل شده و اثراتی از مذاب‌ها و سیالات گوشته‌ای را نیز در خود دارد. به نظر می‌رسد که ماگماهای بازیک گوشته‌ای، به درون بخش زیرین پوسته تحتانی صعود کرده و سبب افزایش دما در این بخش شده است. فاز سیال به همراه حرارت ناشی از نفوذ ماگمای بازیک به این بخش پوسته، سبب ذوب بخشی پوسته تحتانی شده و احتمالاً با مشارکت مذاب‌ها و سیالات گوشته‌ای،

ماگمایی با ترکیب کوارتز دیوریتی و از نوع کالکوالکالن ایجاد کرده است. ماگمای ایجاد شده، به بخش‌های بالایی پوسته صعود کرده و ضمن تحمل تفریق بلورین، در ترازهای بالاتر متبلور شده است. بر اساس محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی انجام شده بر روی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه مشخص شد که کانی‌های مورد نظر در این سنگ‌ها، در دمای میانگین ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱/۵ تا ۲/۲ کیلو بار متبلور شده‌اند که با توجه به بافت سنگ‌ها، این شرایط می‌تواند منطبق بر موقعیت جایگیری و تبلور نهایی این توده‌ها باشد.

کتابنگاری

آفانباتی، س.ع. و افتخارزاد، ج.، ۱۳۷۳، نقشه زمین‌شناسی بم، ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

باباخانی، ع. و علوی‌نایینی، م.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی سبزواران، ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

درگاهی، س.، ۱۳۸۶، ماگماتیسیم پس از تصادم میوسن در گستره سرچشمه- شهر بابک، شمال غرب کرمان: بررسی داده‌های ایزوتوپی، تحلیل پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده‌های گرانیتوئیدی و نقش ماگماتیسیم آداکیتی در توسعه کانه زایی مس. رساله دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۱۰ ص.

رسولی، ج.، قربانی، م. و احدنژاد، و.، ۱۳۹۴، سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)، فصلنامه علوم زمین، تابستان ۱۳۹۴، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، ص ۱۶-۳. <https://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.4166>

References

- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., and Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51–73. doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917–932. doi.org/10.1007/BF01820882.
- Asadi, S., Moore, F., and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the Southeastern part of the central Iranian volcanoplutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth Sci. Rev.* 138, 25–46. doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001.
- Atapour, H., and Aftabi, A., 2021. Petrogeochemical evolution of calcalkaline, shoshonitic and adakitic Atapour magmatism associated with Kerman Cenozoic arc porphyry copper mineralization, southeastern Iran: A review. 398–399. *Lithos*, 398–399. doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106261.
- Batchelor, R.A., and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters: *Chemical Geology*, 48, 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
- Chapple, B.W., and White, A.J.R., 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Trans. R.Soc. Edinb. *Earth SCIENCE* 83, 1–26. doi.org/10.1017/S0263593300007720.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, V. 162–163, P. 70–87. doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006.
- Chung, S.L., Liu, D.Y., Ji, J.Q., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo, C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., and Zhang, Q., 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31, 1021–1024. doi:10.1130/G19796.1.
- Colombi, A., 1989. *Metamorphism et geochemie des roches mafiques des Alpes ouest- centrales (Geoprofil viege Domonossola- Locarno)*. Memoires de Geologie, Lausanne, France.
- Conrad, G., Conrad, J., and Girod, M., 1977. Les formation continentals Tertiaries et Quaternaries du bloc du Lout, Iran: importance du plutonism et du volcanisme. *Mem. H. Ser. Soc. Geol. France* 8, 53–75. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90272-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90272-9).
- Danyushevsky, L.V., Falloon, T.J., Crawford, A.J., Tetroeva, S.A., Leslie, R.L., and Verbeeten, A., 2008. High-Mg adakites from Kadavu Island Group, Fiji, southwest Pacific: evidence for the mantle origin of adakite parental melts. *Geology* 36, 499–502. doi:10.1130/G24349A.1.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian– Eurasian continental collision. *Lithos* 115(1–4): 190–204. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.002>.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665. doi.org/10.1038/347662a0.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Sarduiyeh geological map. Iran Geological Survey. <https://gsi.ir/fa/map>.
- Ducea, M.N., Saleeby, J. B., and Bergantz, G., 2015. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 10–1. doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049.
- Duchesne, J.C., Berza, I.T., Liegeois, J.P., and Auwera, J.V., 1998. Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania). *Lithos* 45, 281–303. doi:10.1016/S0024-4937(98)00036-X.
- Eby, G.N., Woolley, A.R., Din, V., and Platt, G., 1998. Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenite: Kasungu–Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi. *Journal of Petrology* 39, 1405–1424. doi.org/10.1093/ptro/39.8.1405.

- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2006. A new scenario for the SanandajSirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683– 693. doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003.
- Gill, J. B., 1974. Role of under trust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. *Contr. Mineralogy and Petrology*. 43, 29-45. doi:10.1007/BF00384650.
- Goss, A.R., and Kay, S.M., 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28 S, ~68 W). *Earth Planet Sci. Lett.* 279, 97–109. doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.035.
- Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71 (11-12): 1297-1313.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A.G., and Tindle, A.G., 1986, *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*, Geological Society, London, Special Publications ,19: 67-81. doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04 p67-81.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province). Ph.D. thesis, Univ of California, Los Angeles, 204p.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., and Sisson, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72(3-4): 231-239. <http://www.minsocam.org/MSA/AmMin/TOC>.
- Hosseini, M.H., Ghaderi, M., Alirezaei, S., and Weidong, S., 2017. Geological characteristics and geochronology of the Takht-e-Gonbad copper deposit, SE Iran: A variant of porphyry type deposits, *Ore Geology Reviews*, Volume 86, June 2017, Pages 440-458, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.003>.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., and Dai, B.Z., 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 617–633. doi:10.1016/j.epsl.2005.11.023.
- Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J. M., Gray, C.M., and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science* 315, 980–983. doi.org/10.1126/science.1136154.
- Kharbush, S. H., 2010. Geochimistry and magmatic setting of Wadi EL-Markh island-arc gabbro-diorite, Central Eastern Desert, Egypt. *Cheie der Erdo*. 70, 257-266. doi.org/10.1016/j.chemer.2009.12.007.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., and Keller, J., 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. doi.org/10.1017/CBO9780511535581.
- Leak, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.C., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kish, H.J., Krivovicher, V.G., Linthout, K., Laird, J., and Mandario, J., 1997. Nomenclature of amphiboles», Report of the subcommittee on amphiboles of International Mineralogical Association. *Mineralogical Magazine*, Volume 61 , Issue 405, pp. 295 - 310. doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 581–593. doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 635–643. doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO; 2.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756 . doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14%3C753:EOSAGG%3E2.0.CO;2.
- Muller, D., and Groves, D.I., 1994. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Springer-Verlag, 241p.
- Muller, D., and Groves, D. I., 1997. Pottassic igneous and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, 241pp.
- Nazarinia, A., Mortazavi, M., Arvin, M., Hu, R., Zhao, Ch., and Poosti, M., 2020. U-Pb zircon dating, Sr-Nd isotope and petrogenesis of Sarduiyeh granitoid in SE of the UDMA, Iran: implication for the source origin and magmatic evolution. *International Geology Review*. 62, 13-14. doi.org/10.1080/00206814.2018.1514668.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoun area, northern Turkey. *Contr. Mineralogy and Petrology*. 58, 63-81. org/10.1007/BF00384745.

- Pertermann, M., Hirschmann, M.M., Hametner, K., Günther, D., and Schmidt, M.W., 2004. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica- rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *G-cubed* 5, 297–391. doi.org/10.1029/2003GC000638.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., and Norman, M.D., 1999. Applegate, reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 38 Gpa. *Chem. Geol.* 160, 335–356. doi:10.1016/S0009-2541(99)00106-0.
- Rollinson, H. R., 1996. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, interpretation*. Longman. Singapore, 325p.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*, 3. Elsevier–Pergamon, Oxford, pp. 1–64. doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4.
- Sabzehei, M., 1994. Geological Quadrangle Map of Iran, No. 12, Hajiabad, 1:250 000, First compilation by Berberian, M. and Final compilation and revision by Sabzehei, M., Geological Survey of Iran.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110(2-3): 304-310. doi:10.1007/BF00310745.
- Shafiei, B., Haschke, M., and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran. *Mineral. Deposita* 44, 265–283. doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30(5): 652-665. doi: 10.1016/j.jseaes.2020.104555.
- Shand, S. J., 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites. doi.org/10.1086/625564.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B., and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148, 635–661. doi: 10.1007/s00410-004-0632-9.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 873–887. doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64.
- Streck, M.J., Leeman, W.P., and Chesley, J., 2007. High-magnesian andesite from Mount Shasta: a product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt. *Geology* 35, 351–354. doi: 10.1130/G24099C.1.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33. doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313– 345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Weinberg, R.F., 2006. Melt segregation structures in granitic pluton. *Geology* 34, 305–308. doi.org/10.1130/G22406.1.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.* 95, 407–419. doi.org/10.1007/BF00402202.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 235-343. doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2.