

Original Research Paper

Petrography and Chemistry of Mafic Minerals in Gabbroic Rocks and the Granodiorite Body of the Robat-Shahr Babak Region, Kerman

Sheida Akmal^{1*}, Abbas Moradian¹, Hamid Ahmadipour¹, and Massimo Tiepolo²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

² Department of Earth Sciences, Università Degli Studi Di Milano, Italy

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2024 September 02

Accepted: 2024 December 03

Available online: 2025 March 21

Keywords:

Gabbro

Chemistry of minerals

Tschemakite

Geothermometry

Sanandaj-Sirjan

Robat

Shahr Babak

ABSTRACT

The Robat-Shahr Babak region, located in Kerman Province, lies in the southeastern part of the Sanandaj-Sirjan Zone, southwest of Shahr Babak City, and north of the Shahr Babak granodiorite batholith. Intrusive bodies in this area include hornblende gabbros and granodiorites. The hornblende gabbros exhibit granular, intergranular, sieve, and corona textures, while the granodiorites predominantly display granular and granophyric textures. The occurrence of disequilibrium textures, such as sieve textures and zoning in plagioclase and pyroxene, reflects the influence of hydrous minerals and variations in water fugacity. Opaque mineral compositions range from magnetite-titanomagnetite (titanium-containing iron oxide) to a solid solution of ulvospinel. Biotite crystals are classified as magnesium biotites, and amphiboles are calcic, indicative of subduction-related environments. These minerals have less Na_2O and TiO_2 than intraplate environments.

1. Introduction

The studied area of Robat is located in the southeast of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic zone (Berberian and King, 1981, Mohajjel et al., 2003). Some researchers believe that the intrusive bodies of the Sanandaj-Sirjan zone were created from the subduction of the Neotethys under the central Iranian plate (Shahabpour, 2005). Mafic and ultramafic gabbroic rocks are

common in the Sanandaj-Sirjan zone (Fazlnia et al., 2013), and this zone was an active continental margin during the Mesozoic (Berberian and King, 1981).


Berberian and Berberian (1981) studied the intrusive bodies of this region, which have a combination of gabbro to granite, and only considering that they are covered with Cretaceous formations,


* Corresponding author: Sheida Akmal; E-mail: Sheidaakmal65@gmail.com

Citation:

Akmal, Sh., Moradian, A., Ahmadipour, H., and Tiepolo, M., 2025. Petrography and Chemistry of Mafic Minerals in Gabbroic Rocks and the Granodiorite Body of the Robat-Shahr Babak Region, Kerman. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 35(1), 135, 93-110. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.476607.2155>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2024.476607.2155

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.1.6.7



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

they thought these bodies as intrusive Jurassic known. According to the studies obtained by Fazlanıa et al. (2007), using the U-Pb method on zircon minerals, the age of the mafic-ultramafic body of Tale Pahlevanı has been determined to be 170.5 ± 1.9 Ma.

The studied area is located between the longitudes $54^{\circ} 34'$ to $54^{\circ} 43'$, and latitudes $29^{\circ} 56'$ to $29^{\circ} 58'$. The location of this area is shown on the map of Iran in Fig. 1- a and in the 1:250000 geological map of Neyriz from the Geological Organization of the country by Valeh and Alavi Tehrani (1985), in Fig. 1- b.

The purpose of this article is to study the chemistry of mafic minerals using microprobe analysis and thermometric studies to determine thermodynamic conditions (temperature, pressure, and oxygen fugacity), and to determine the tectonic-magmatic environment of the samples in the study area.

The studied area contains gabbro rocks and granodiorite body (Fig. 2-a). Tale Pahlevanı (Fig. 2- b), is the highest gabbro body, which is outcropped with a height of 1663 meters. In this region, hornblende gabbros are the most abundant (Fig. 2- c) and are in the form of domes and bodies (Fig. 2- d). Hornblende gabbros show granular texture and are highly tectonized and crushed. The intrusive body of granodiorite in this area, with a height of 1606 meters above sea level, has an outcrop along the gabbro bodies and between them (Fig. 2- e). These rocks are dark gray freshly broken surfaces. In these rocks, water penetrated through the joints and caused the granodiorites to be chemically eroded in the form of onion skin erosion (Fig. 2- f).

2. Research Methodology

After field studies and sampling, 70 thin sections and 3 polished sections were prepared from healthier samples. After preparing the thin sections, petrographic studies were carried out using a polarizing microscope at Shahid Bahonar University in Kerman. Then, the next stages of geochemical tests were carried out in Italy and at the University of Unimi (Universita Degli Studi Di Milano) on opaque minerals (12 points), biotite (10 points), and amphibole (21 points) present in the hornblende gabbros, and granodiorites of the study area microprobe analysis was done (Tables 1, 2, and 3). Chemical analysis of minerals was performed with a JEOL 8200 super probe (WDS) at an accelerating voltage of 15 kV and with a beam current of 5 nA, and then, by graphic and specialized software (Excel, CorelDRAW, Iqpet, Minpet) the processing and analysis of geochemical analyzes were performed, and the results of the analyzes were examined.

2.1. Petrography

Using the volume percentage of minerals, the exact name of the samples of the studied area was determined. IUGS classification diagrams from Streckeisen (1976) were used for their exact naming.

Based on petrographic studies, the samples of this area include hornblende gabbro (Fig. 3- a) and granodiorite (Fig. 3- b).

- **Hornblende gabbros:** these rocks have the main minerals plagioclase (54%), alkaline feldspar (5%), pyroxene (15%) and olivine (5%). Also, hornblende gabbros have secondary minerals of opaque, biotite, apatite, and secondary minerals of amphibole, chlorite, and calcite. These stones have granular and intergranular (Fig. 4- a), sieve (Fig. 4- a), and corona or marginal textures (Fig. 4- b). In the plagioclase and pyroxenes of the samples, imbalanced textures such as sieve texture and zoning are observed, which occur due to the presence of hydrous minerals in the samples and due to the change in water fugacity. Thus, in hydrous magmas, the release of water vapor with pressure reduction can cause the dissolution of crystals and form a sieve texture (Humphreys et al., 2006). In hornblende gabbros, plagioclases with a size of about 0.5 to 4.5 mm have an extinction angle of 30 degrees and are labradorite. Pyroxenes with a size of about 0.5 to 5 mm, have an extinction angle of 35 to 45 degrees and are clinopyroxene. In these rocks, pyroxene minerals are being transformed into amphibole minerals (Fig. 4. c).

- **Granodiorites:** These rocks have plagioclase (45%), alkaline feldspar (15%), quartz (20%), and pyroxene (3%) as the main minerals. Also, granodiorites have secondary minerals biotite, opaque, apatite, and secondary minerals amphibole, calcite, and chlorite. These rocks have granular (Fig. 4- d) and granophyric (Fig. 4- e) textures. In granodiorites, the extinction angle of plagioclase minerals is 30 to 38 degrees, which indicates that they are labradorite. Pyroxenes, with a size of 0.5 to 2.5 mm, have an extinction angle of 30 to 48 degrees and show the nature of clinopyroxene. In some parts of this rock, biotite minerals have turned into blue chlorite (Fig. 4. f).

2.2. Chemistry of minerals

A selection of the results obtained from microprobe analysis on opaque, biotite, and amphibole minerals in the samples can be seen (Tables 1, 2, and 3). opaques are visible as secondary minerals in sections of igneous rocks. In parts of opaque minerals, the amount of titanium and iron is high, which indicates that titanium can be substituted in crystalline defects (Mason and Moore, 1966) and form the mineral titanomagnetite (magnetite containing titanium). At high temperatures, the solubility of elements increases and during crystallization of magma, titanium is placed in a large amount in the magnetite mineral, but at low temperatures, due to the decrease in solubility, the amount of titanium element in the magnetite mineral decreases. As a result, this element is placed in crystal defects, holes, and fractures and creates a solid solution such as ulvospinel (Craig and Vaughan, 1994). Based on the triangular

diagram of the FeO-TiO₂-Fe₂O₃ solid system from Grant and West (1965), the composition of opaque minerals in the samples of this region varies from magnetite-titanomagnetite (iron-titanium oxide) to ulvospinel solid solution (Fig. 5).

The Mg/Fe cation ratio is used as an index to distinguish Mg and Fe biotites (Deer et al., 2013). In the diagram of Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) versus Si from Rieder et al. (1998), most of the biotites in the region are in the biotite range (Fig. 6- a), and based on the diagram of Si versus Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) from Speer, 1984, the biotites are Mg-bearing biotites (Fig. 6- b). In the triangular FeO-MgO-Al₂O₃ diagram of Fleet and Deer (2003), zone 1 belongs to biotite minerals with quartz and muscovite. Zone 2 is related to biotite minerals without other mafic minerals, and in zone 3, there are biotite minerals associated with pyroxene, olivine, and amphibole minerals. According to this diagram, the biotite minerals of the samples of the studied area are located in Zone 3, therefore, the location of these minerals in Zone 3 and the placement of biotite minerals along with minerals such as pyroxene, olivine, and amphibole also confirm the petrographic results (Fig. 6- c). Nachit et al. (2005), based on FeO, MnO, TiO₂, and MgO variation trends in micas, proposed a diagram to distinguish primary biotites from crystallized primary biotites and secondary biotites. According to this diagram, biotite minerals of hornblende gabbros of this region are in the range of primary crystallized biotites, and biotite minerals of granodiorites are located in the range of primary biotites (Fig. 6- d).

According to the diagram of B Na vs. B Na + B Ca from Leake et al. (1997), the amphibole minerals in the samples of the area are located in the range of calcic (Deer et al., 2013) and calcic amphiboles (Leake et al., 1997) are located (Fig. 7- a). Based on the diagram of Mg/Mg+Fe⁺² against Si from Leake et al. (1997), it can be seen that the amphibole minerals in hornblende gabbros are in the range of magnesian hornblende and tschermakite and the amphibole minerals of granodiorites are in the range of Magnesian hornblende and actinolite (Fig 7- b). According to the Na +Ca +K versus Si diagram from Sial et al. (1998), the amphibole minerals of the area samples are in the igneous range (Fig. 7- c).

3. Results and Discussions

3.1. Magmatic evolutions

Petrographic signs of sieve textures and zoning (early crystallization in magma) (Chatterjee et al., 2021), indicate disequilibrium conditions during magma solidification (Filipov and Janasi, 2008). Also, the corona or marginal texture in the samples of the region can be created for various reasons, which include: 1- due to changes in pressure, temperature, and chemical potential conditions (Dey et al., 2023), 2- in parts by fluids, during the stages Final crystallization or as a result of increased vapor pressure during the transfer of

magma to higher levels (Molina et al., 2009). These textures show a complex history of crystallization, deformation, and metamorphism (Barkov et al., 2023).

In the hornblende gabbros of this region, the pyroxene mineral is transformed into an amphibole mineral, and the alteration of pyroxene minerals and their transformation into amphiboles is called Oralityzation. The formation of Oralite depends on the activities of hydrothermal solutions that were probably created during the final phases of magma crystallization, or it is related to the activities of solutions that penetrated the rock after freezing. Also, the phenomenon of pyroxene Oralityzation is related to regional and thermal transformations or metasomatism processes (Deer et al., 2013). The replacement of pyroxene by amphibole is due to the presence of a vapor phase during crystallization (Mohammadi, 2020), which is true for samples from the region.

In mineral chemistry studies, biotites of hornblende gabbros are in the range of primary crystallized biotites (low TiO₂ content) and biotites of granodiorites are in the range of primary biotites (high TiO₂ content). The biotites that are placed in these two ranges are different from each other in terms of color, color, and shape. In this way, biotites with low amounts of TiO₂ have weak polychroism, and lighter color, while biotites with high amounts of TiO₂ contain strong polychroism, dark brown color, and self-form. The amount of Fe⁺³, Ti, and Mg has an effect on the color of these minerals, and brown and green biotites are usually rich in magnesium and are found in rocks associated with magmatic arcs (Lalonde, 1993).

3.2. Geothermometry of minerals

Based on the triangular diagram of the FeO-TiO₂-Fe₂O₃ solid system from Broska et al. (2003), the formation temperature of opaque minerals in the samples of the region is more than 600 degrees Celsius (Fig. 8).

Based on the diagram Ti vs. Mg/Mg+Fe⁺² from Henry et al. (2005), and the calculation of T in the following formula, the crystallization temperature of biotite minerals in the samples of the region has been obtained (Table 2).

$$T = \left(\left[\ln \left(\frac{\text{Ti}-a-c}{X_{\text{Mg}}^3} \right) / b \right]^{0.333} \right) \cdot T: 480-800^\circ\text{C}, \text{ Ti}: 0.04-0.6, X_{\text{Mg}}: 0.275-1 \quad a: 2.3594, b: 4.65e^{-0.9}, C: -1.728$$

According to this diagram, the crystallization temperature of biotite minerals in hornblende gabbros is around 658 to 703 degrees Celsius and the crystallization temperature of biotites in granodiorites is around 715 to 734 degrees Celsius (Fig. 9).

Using amphibole minerals is a common method for evaluating temperature, pressure, and oxygen fugacity. Because these minerals crystallize in all calc-alkaline infiltration bodies of acidic, intermediate, and basic compounds and are stable at high temperatures and pressures. Also, the chemical compositions of amphibole minerals change based on temperature, pressure, oxygen

fugacity, and the type of coexisting phases. For example, the amount of aluminum in amphibole minerals depends on the depth of crystallization and pressure (Hammarstrom and Zen, 1986), and the amount of titanium in hornblende has a direct relationship with temperature (Anderson and Smith, 1995).

According to the diagram of Al (IV) versus Ti from Helz (1973), the formation temperature of hornblende gabbro amphiboles is around 750°C and the formation temperature of amphibole minerals in granodiorites is 740°C (Fig. 10-a). Oxygen fugacity is one of the main factors in the creation of minerals in a rock, which depends on the conditions of the magma's tectonic environment. To evaluate oxygen fugacity, amphibole minerals $Al^{(IV)} > 0.75$ and $Fe(t)/(Fe(t)+Mg) > 0.3$ are suitable. Based on changes in oxygen fugacity and temperature, the pressure can be estimated. If the fugacity of oxygen is high, the pressure decreases (Anderson and Smith, 1995). In the diagram of $Fe(t)/(Fe(t)+Mg)$ versus $Al^{(IV)}$ from Anderson and Smith, 1995, the amphibole minerals of the samples of the studied area are located at high oxygen fugacity (Fig. 10- b).

3.3. Tectonic environment

According to the diagram of Na_2O vs. TiO_2 from Molina et al. (2009), the amphiboles of the samples of this area have a sub-alkaline characteristic (Fig. 11- a). The chemical composition of amphibole minerals can be used to determine different tectonic environments, especially the differentiation of subduction environments from intraplate environments. Amphiboles from subduction environments have lower Na_2O and TiO_2 than those from intraplate environments (Coltorti et al., 2007). According to the graph of Na_2O versus SiO_2 from Coltorti et al. (2007), the amphibole minerals of the samples of the studied area are located in the subduction zone (Fig. 11- b).

The studied area is located in the southeast of the Sanandaj-Sirjan zone, and this zone is the most turbulent and unstable structural zone in Iran (Dewey et al., 1986) and it was created for three reasons, which are: 1- subduction along the active margin of central Iran on the Northeastern border of Tethys. 2- Ophiolitic subduction along the Northeastern border of Tethys. 3- The continental collision of Central Iran and Arabia in the Miocene (Fazlnia, 2019). Many metamorphosed or non-metamorphosed intrusive bodies are located in different parts of this zone and among the metamorphosed rocks. In the southern part, there are more gabbro bodies than in the northern part. The age of the intrusive bodies in the Southern part of the Sanandaj-Sirjan zone is older (Triassic) than the Northern part

of this zone (Late Jurassic and Late Cretaceous) (Ghorbani et al., 2007). Accordingly, Talebian and Jackson (2004), believe that the subduction of the Southern part of the Sanandaj-Sirjan zone is more than its northern part.

The age of Tale Pahlevani is 170.5 ± 1.9 Ma. and the granodiorite batholith of Shahr Babak City is 164.3 ± 8.1 Ma. (Fazlnia et al., 2007). The granodiorite body of the region protrudes along the gabbro bodies and between them.

4. Conclusion

According to the studies conducted in the region and this article, the gabbros of the area are part of the precursor gabbros of the Shahr Babak granodiorite intrusive body, and the most important evidence of this claim are 1- The gabbros are linear and located on the margins of the granodiorites. 2- Granodiorite enclave is not seen in gabbros. 3: The age of gabbros is older than granodiorites. Therefore, it can be concluded that the gabbroic rocks of the studied area were replaced before the granodiorites and the granodiorites of this area are the youngest and last magmatic phase.

In plagioclase and pyroxene samples of the region, disequilibrium textures are observed during magma solidification, such as sieve textures and zoning. The presence of hydrous minerals in the samples of this region and the changes in the fugacity of water play an essential role in the stability and solubility of plagioclase and pyroxene minerals in magma, and these factors lead to the formation of sieve tissue by processes such as pressure reduction and the release of volatile substances.

In mineral chemistry studies, the composition of opaque minerals varies from magnetite-titanomagnetite (iron-titanium oxide) to a solid solution of ulvospinel. Biotites are magnesium biotites. Amphiboles are calcic amphiboles in the igneous, subalkaline range and are related to subduction. Amphiboles of hornblende gabbros are magnesium hornblende and tschermakite, and amphiboles of granodiorites are magnesium hornblende and actinolite.

Acknowledgments

I extend my gratitude to Dr. Marco Filippi for training the devices in the laboratory at the University of Milan, Italy, Dr. Gianluca Sessa and Mr. Andrea Risplendente, the laboratory technicians, and all members of the Department of Geology at the University of Milan. I express my gratitude to the Ministry of Science, Research and Technology of Iran for granting the study opportunity scholarship and the Shahid Bahonar University of Kerman.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های مافیک سنگ‌های گابرویی و توده گرانودیوریتی منطقه رباط - شهرابک، کرمان

شیدا اکملی*، عباس مرادیان^۱، حمید احمدی پور^۱ و ماسیمو تیپولو^۲^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران^۲ بخش علوم زمین، دانشگاه یونیمی میلان، ایتالیا

چکیده

منطقه رباط - شهرابک در استان کرمان، در جنوب‌خاور پهنه سنندج - سیرجان، جنوب‌باختر شهرستان شهرابک و در شمال باتولیت گرانودیوریت شهرستان شهرابک قرار دارد. برخی از توده‌های نفوذی در این منطقه، هورنبلند گابروها و گرانودیوریت‌ها می‌باشند. هورنبلند گابروها، دارای بافت‌های گرانولار، اینتر گرانولار، غربالی و کرونا هستند و گرانودیوریت‌ها، حاوی بافت‌های گرانولار و گرانوفیری می‌باشند. وجود بافت‌های عدم تعادل مانند بافت غربالی و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های نمونه‌ها، به دلیل حضور کانی‌های آب‌دار در آن‌ها و بر اثر تغییر فوگاسیته آب می‌باشد. ترکیب کانی‌های کدر (آپیک)، از مگنتیت - تیتانو مگنتیت (اکسید آهن - تیتان دار) تا محلول جامد الواسپنل تغییر می‌کند. بیوتیت‌ها، از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار و آمفیبول‌ها، از نوع آمفیبول‌های کلسیک و مرتبط با محیط‌های فرورانش می‌باشند. این کانی‌ها، Na_2O و TiO_2 کم‌تری نسبت به محیط‌های درون‌صفحه‌ای دارند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۱۳

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

گابرو

شیمی کانی‌ها

چرماکیت

زمین‌دماسنجی

سنندج - سیرجان

رباط

شهرابک

۱- پیش‌نوشتار

بربریان و بربریان (Berberian and Berberian, 1981) توده‌های نفوذی این منطقه که ترکیبی از گابرو تا گرانیت دارند را مطالعه کردند و تنها با توجه به پوشیده شدن آن‌ها با تشکیلات کرتاسه، این توده‌ها را جزو نفوذی‌های ژوراسیک دانسته‌اند. بر اساس مطالعات به دست آمده از فضل‌نیا و همکاران (Fazlnia et al., 2007) با استفاده از روش U-Pb بر روی کانی‌های زیرکن، سن توده مافیک - اولترامافیک تل‌پهلوانی $170 \pm 5 \times 10^6$ میلیون سال تعیین شده است.

منطقه مورد مطالعه، در بین طول‌های جغرافیایی $34^\circ 54'$ تا $33^\circ 43'$ و عرض‌های جغرافیایی $29^\circ 56'$ و $29^\circ 58'$ قرار دارد. موقعیت این منطقه، در نقشه ایران در شکل ۱-ا

منطقه مورد مطالعه رباط، در جنوب‌خاور پهنه دگرگونی - ماگمایی سنندج - سیرجان واقع می‌باشد. این پهنه، یکی از پهنه‌های مهم زمین‌ساختی کوهزاد زاگرس می‌باشد (Berberian and King, 1981, Mohajjel et al. 2003). برخی از پژوهشگران بر این باورند که توده‌های نفوذی پهنه سنندج - سیرجان از فرورانش تیس جوان به زیر صفحه ایران مرکزی ایجاد شده‌اند (Shahabpour, 2005). سنگ‌های گابرویی مافیک و اولترامافیک در پهنه سنندج - سیرجان متداول هستند (Fazlnia et al., 2013) و این پهنه، یک حاشیه فعال قاره‌ای در طول مزوزویک می‌باشد (Berberian and King, 1981).

* نویسنده مسئول: شیدا اکملی؛ E-mail: Sheidaakmali65@gmail.com

ماخذنگاری:

اکملی، ش.، مرادیان، ع.، احمدی پور، ح. و تیپولو، م.، ۱۴۰۴، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های مافیک سنگ‌های گابرویی و توده گرانودیوریتی منطقه رباط - شهرابک، کرمان. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۱)، ۹۳-۱۱۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.476607.2155>

doi: 10.22071/gsj.2024.476607.2155



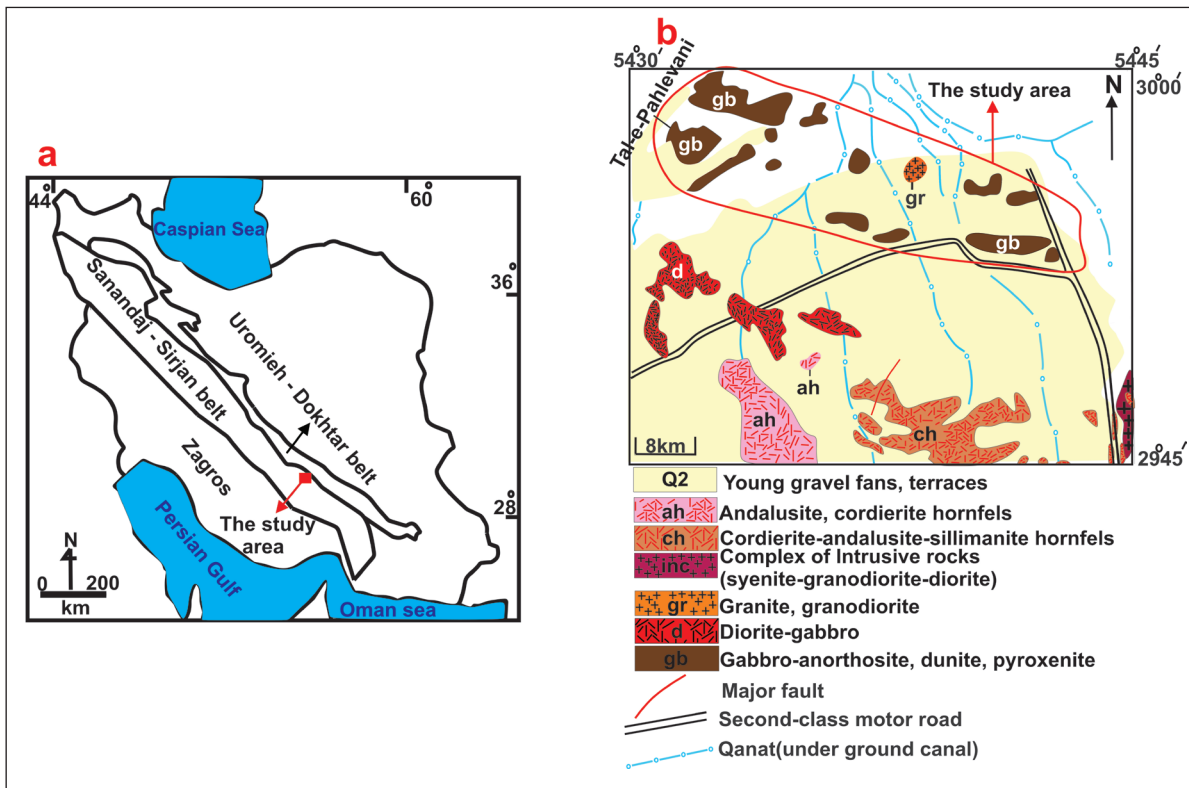
doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.1.6.7

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/>)

الکترونی و مطالعات داماسنجی جهت تعیین شرایط ترمودینامیکی (دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن) و تعیین محیط زمین‌ساختی-ماگمایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز از سازمان زمین‌شناسی کشور از واله و علوی تهرانی (Valeh and Alavi Tehrani, 1985) در شکل ۱-b نشان داده شده است. هدف از این نوشتار، مطالعه شیمی کانی‌های مافیک، با استفاده از آنالیز ریزپردازش



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران. (b) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه تغییر یافته زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز از سازمان زمین‌شناسی کشور (Valeh and Alavi Tehrani, 1985).

Figure 1- a) The location of the studied area on the map of Iran. b) The location of the studied area on the 1:250000 modified geological map of Neyriz from the Geological Organization of the country (Valeh and Alavi Tehrani, 1985).

۲- روش پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، از نمونه‌های سالم‌تر، تعداد ۷۰ مقطع نازک و ۳ مقطع صیقلی تهیه شد. پس از تهیه مقاطع نازک، مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه شهید باهنر کرمان، انجام گردید. سپس مراحل بعدی آزمایشات ژئوشیمیایی در کشور ایتالیا و در دانشگاه یونیمی (Universita Degli Studi Di Milano) انجام شد و بر روی کانی‌های کدر (آپک) (۱۲ نقطه)، بیوتیت (۱۰ نقطه) و آمفیبول (۲۱ نقطه) موجود در هورنبلند گابروها و گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه آنالیز ریزپردازش الکترونی صورت گرفت (جدول‌های ۱، ۲ و ۳). تجزیه و تحلیل شیمیایی کانی‌ها، با یک سوپر پروب JEOL 8200 (WDS) در ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و با جریان پرتو ۵ nA انجام شد و توسط نرم‌افزارهای گرافیکی و تخصصی (Excel، CorelDRAW، Iqpet، Minpet) پردازش و تحلیل آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام و نتایج آنالیزها، مورد بررسی قرار گرفت.

۱۶۶۳ متر رخمون دارد. در این منطقه، هورنبلند گابروها، بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۲-۲) و به صورت توده‌ای و گنبدی هستند (شکل ۲-۲). هورنبلند گابروها، بافت دانه‌ای نشان می‌دهند و به شدت تک‌توزیه و خرد شده می‌باشند. سطح تازه شکسته شده آن‌ها، به علت حضور کانی‌های آمفیبول، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه است و سطح هوازده این سنگ‌ها، به دلیل اکسیداسیون آهن، به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای می‌باشند. توده نفوذی گرانودیوریت این منطقه، با ارتفاع ۱۶۰۶ متر از سطح آب دریا، در امتداد توده‌های گابرویی و در بین آن‌ها، بیرون‌زدگی دارد (شکل ۲-۲). این سنگ‌ها، در سطح تازه شکسته شده به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شوند. در این سنگ‌ها، آب از درزه‌ها نفوذ کرده و باعث شده که گرانودیوریت‌ها به صورت فرسایش پوست‌پیزی از نوع شیمیایی فرسایش یابند (شکل ۲-۲).

۲-۳ سنگ‌نگاری

با استفاده از درصد حجمی کانی‌ها، نام دقیق نمونه‌های منطقه مورد مطالعه تعیین گردید و برای نام‌گذاری دقیق آن‌ها، از نمودارهای تقسیم‌بندی IUGS از اشتراک‌ایزن (Streckeisen, 1976) استفاده شد. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌های این منطقه، شامل هورنبلند گابرو (شکل ۳-۲) و گرانودیوریت (شکل ۳-۲) می‌باشد.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- محیط زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه، حاوی توده‌های گابرویی و توده‌های گرانودیوریتی می‌باشد (شکل ۲-۲). تل پهلوانی (شکل ۲-۲)، مرتفع‌ترین توده گابرویی است، که با ارتفاع

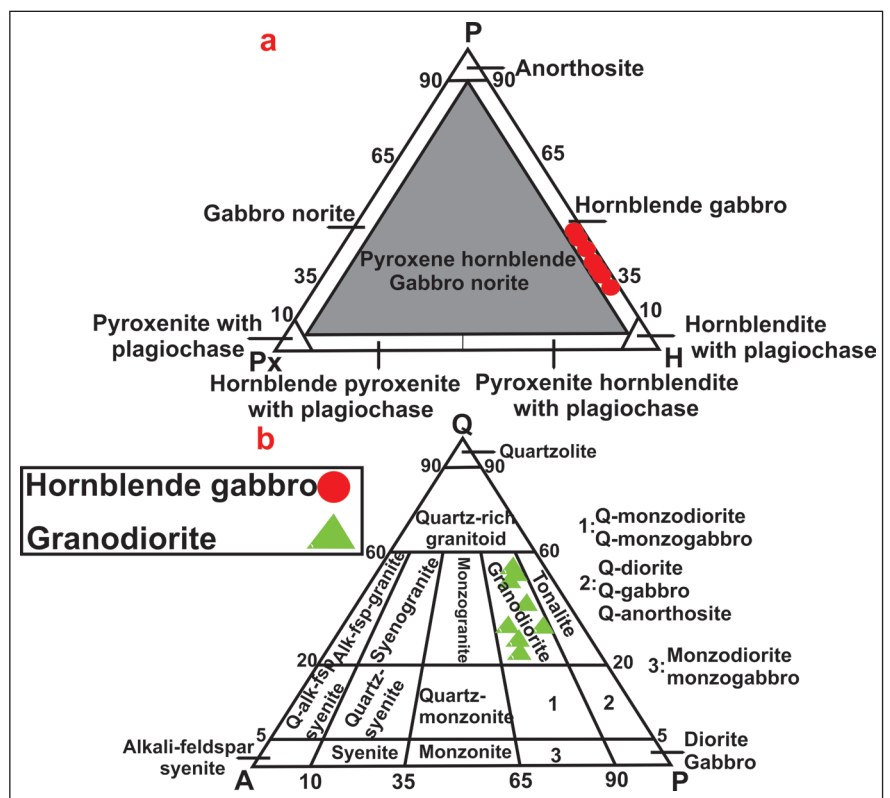


شکل ۲- (a) نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه. (b) نمایی از توده مافیک تل پهلوانی. (c) نمایی کلی از هورنبلند گابروها. (d) هورنبلند گابروهای توده‌ای و گرد شده. (e) رخمون کلی از توده گرانودیوریتی. (f) فرسایش پوست پیازی در گرانودیوریت.

Figure 2- a) The general view of the study area. b) The view of the Tale Pahlevani mafic mass. c) The general view of the hornblende gabbros. d) Massive and rounded hornblende gabbros. e) The general outcrop of the mass Granodiorite. f) Erosion of onion skin in granodiorite.

شکل ۳- نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی از اشتراک‌ایزن (Streckeisen, 1976). (a) موقعیت هورنبلند گابرویی منطقه مورد مطالعه در نمودار سنگ‌های آذرین درونی مافیک. (b) موقعیت گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی مدال QAP.

Figure 3. Classification diagrams of internal igneous rocks from Streckeisen (1976). a) The position of hornblende gabbro of the studied area in the diagram of internal igneous rocks Mafic. b) The position of granodiorite of the studied area in the classification diagram of the QAP medal.

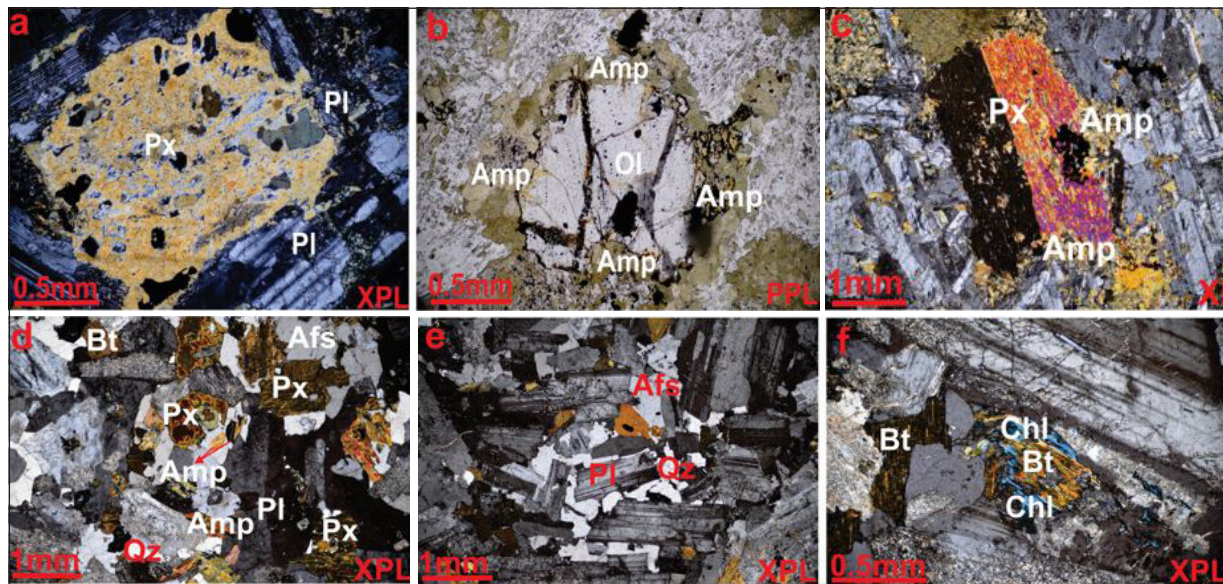


کلریت و کلسیت یافت می‌شوند که این کانی‌ها، از دگرسانی کانی‌های دیگر ایجاد شده‌اند. کانی‌های آمفیبول به صورت ریزدانه و در اندازه‌های ۰/۵ میلی‌متر سنگ را تشکیل می‌دهند.

— **گرانودیوریت‌ها:** این سنگ‌ها، کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۴۵٪)، فلدسپار آلکالن (۱۵٪)، کوارتز (۲۰٪) و پیروکسن (۳٪) دارند. همچنین، گرانودیوریت‌ها، دارای کانی‌های فرعی بیوتیت، کانی‌های کدر (آپک)، آپاتیت و کانی‌های ثانویه آمفیبول، کلسیت و کلریت می‌باشند. این سنگ‌ها، دارای بافت‌های گرانولار (شکل ۴-d) و گرانوفیری (شکل ۴-e) هستند. در گرانودیوریت‌ها، زاویه خاموشی کانی‌های پلاژیوکلاز، ۳۰ تا ۳۸ درجه می‌باشد که دلالت بر لابرادوریتی بودن آن‌ها دارد. فلدسپارهای آلکالن، در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر و کوارتزها، به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با حاشیه‌هایی نامنظم و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر وجود دارند. پیروکسن‌ها، با اندازه ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر، زاویه خاموشی ۳۰ تا ۴۸ درجه دارند و ماهیت کلینوپيروکسن نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها، کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، کانی‌های کدر (آپک) و آپاتیت هستند. بیوتیت‌ها، به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره و به صورت بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر در سنگ حضور دارند. در برخی قسمت‌های این سنگ، کانی‌های بیوتیت به کلریت آبی‌رنگ تبدیل شده‌اند (شکل ۴-f). در دماهای کم تا متوسط، کانی‌های بیوتیت به سهولت به کلریت تبدیل می‌شوند. در نتیجه، لایه‌های کلریت در اطراف بیوتیت‌ها مشاهده می‌شوند (Shelley, 1993). کانی‌های کدر، به اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر در سنگ یافت می‌شوند و آپاتیت‌ها، به صورت بسیار ریزدانه، در داخل کانی‌های دیگر وجود دارند.

— **هورنبلند گابروها:** این سنگ‌ها، کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۵۴٪)، فلدسپار آلکالن (۵٪)، پیروکسن (۱۵٪) و الیون (۵٪) دارند. همچنین، هورنبلند گابروها، دارای کانی‌های فرعی کدر (آپک)، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های ثانویه آمفیبول، کلریت و کلسیت می‌باشند. این سنگ‌ها، دارای بافت‌های گرانولار و اینترگرانولار (شکل ۴-a)، غربالی (شکل ۴-a) و کرونا یا حاشیه‌ای هستند (شکل ۴-b). در پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های نمونه‌ها، بافت‌های عدم تعادل مانند بافت غربالی و منطقه‌بندی مشاهده می‌شود که به سبب وجود کانی‌های آب‌دار در نمونه‌ها و بر اثر تغییر فوگاسیته آب رخ می‌دهد. به این صورت که در ماگماهای آب‌دار، آزاد شدن بخار آب با کاهش فشار می‌تواند سبب انحلال بلورها شده و بافت غربالی را تشکیل دهد (Humphreys et al., 2006).

در هورنبلند گابروها، پلاژیوکلازها با اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۴/۵ میلی‌متر، زاویه خاموشی ۳۰ درجه دارند و لابرادوریتی هستند. فلدسپارهای آلکالن، در اندازه تقریبی ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و الیون‌ها، به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر دارند. پیروکسن‌ها با اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر، زاویه خاموشی، ۳۵ تا ۴۵ درجه دارند و کلینوپيروکسن هستند. در این سنگ‌ها، کانی پیروکسن، در حال تبدیل به کانی آمفیبول می‌باشد (شکل ۴-c). کانی‌های کدر (آپک‌ها)، بی‌شکل و با اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، به صورت ادخال در بین کانی‌های دیگر و در زمینه وجود دارند. بیوتیت‌ها، به رنگ قهوه‌ای روشن و به صورت بی‌شکل، با اندازه‌ای در حدود ۰/۵ میلی‌متر در داخل و اطراف کانی‌ها مشاهده می‌گردد. آپاتیت‌ها، به شکل دانه‌ریز در داخل کانی‌های دیگر و در خمیره سنگ حضور دارند. در این سنگ‌ها، کانی‌های ثانویه‌ای مانند آمفیبول،



شکل ۴- a) بافت‌های اینترگرانولار و غربالی در هورنبلند گابروها. b) بافت کرونا در اطراف الیون هورنبلند گابروها. c) تبدیل پیروکسن به آمفیبول در هورنبلند گابروها. d) بافت گرانولار در گرانودیوریت‌ها. e) بافت گرانوفیر در گرانودیوریت‌ها. f) دگرسانی بیوتیت به کلریت آبی‌رنگ در گرانودیوریت‌ها. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010). (Pl: Plagioclase, Afs: Alkaline feldspar, Px: Pyroxene, Ol: Olivine, Bt: Biotite, Amp: Amphibole, Chl: Chlorite, Qz: Quartz).

Figure 4- a) Intergranular and sieve textures in hornblende gabbros. b) Corona texture around olivine in hornblende gabbros. c) Conversion of pyroxene to amphibole in hornblende gabbros. d) Granular texture in granodiorites. e) Granophyre texture in granodiorites. f) Alteration of biotite to blue chlorite in granodiorites. Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010). (Pl: Plagioclase, Afs: Alkaline feldspar, Px: Pyroxene, Ol: Olivine, Bt: Biotite, Amp: Amphibole, Chl: Chlorite, Qz: Quartz).

۳-۳- شیمی کانی‌ها

انحلال‌پذیری عناصر افزایش یافته و در هنگام تبلور ماگما، تیتانیم به میزان زیادی در کانی مگنتیت قرار می‌گیرد، اما در دماهای پایین، به‌علت کاهش قابلیت انحلال، میزان عنصر تیتانیم در کانی مگنتیت کاهش می‌یابد. در نتیجه، این عنصر، در نقایص بلوری، حفرات و شکستگی‌ها قرار گرفته و محلول جامدهایی مانند الواسپینل را ایجاد می‌کند (Craig and Vaughan, 1994). بر اساس نمودار مثلثی سیستم جامد FeO-TiO₂-Fe₂O₃ از گران و وست (Grant and West, 1965)، ترکیب کانی‌های کدر در نمونه‌های این منطقه، از مگنتیت - تیتانو مگنتیت (اکسید آهن - تیتان دار) تا محلول جامد الواسپینل تغییر می‌کند (شکل ۵).

گزیده‌ای از نتایج به‌دست آمده از آنالیز ریزپردازش الکترونی بر روی کانی‌های کدر، بیوتیت و آمفیبول موجود در نمونه‌ها، مشاهده می‌گردد (جدول‌های ۱، ۲ و ۳). کانی‌های کدر، به‌صورت کانی‌های فرعی در مقاطع سنگ‌های آذرین نمایان هستند. در بخش‌هایی از کانی‌های کدر، مقدار تیتانیم و آهن بالا می‌باشد که گویای این امر است که تیتانیم می‌تواند در نقایص بلوری جایگزین شده (Mason and Moore, 1966) و کانی تیتانومگنتیت (مگنتیت دارای تیتانیم) را ایجاد کند. در دماهای بالا،

جدول ۱- گزیده‌ای از نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کدر (اُپک) در نمونه‌ها. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۳۲ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب apfu (atoms per formula units)).

Table 1. A selection of the spot analysis results of opaque minerals in the samples. The calculation of cations based on 32 oxygen atoms (Oxides of main elements based on wt% and cations based on apfu (atoms per formula units)).

Sample number & Analyzed points	RA1-1-A1-Opq-4	RA1-1-A3-Opq-14	RA1-1-A6-Opq-29	RA1-1-A8-Opq-35	RA1-6-A1-Opq-6	RA1-6-A7-Opq-22	RA1-6-A10-Opq-29	RA1-6-A14-Opq-40
Rock type	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite
SiO ₂	0.0525	0.0028	0.0087	0.0774	0.0721	0.0748	0.0937	0.0547
TiO ₂	1.3403	3.17	50.74	10.96	49.29	2.24	1.4663	1.2755
Al ₂ O ₃	0.6705	2.22	0.0462	2.42	0	1.3542	0.5541	1.344
Fe ₂ O ₃	67.587	61.331	0	45.06	0	64.457	67.245	66.622
FeO	33.502	34.591	47.58	40.633	46.03	33.919	33.4	33.151
MnO	0.0956	0.1799	3.04	1.1556	3.9	0.2935	0.1471	0.1516
MgO	0.0069	0.1418	0.0337	0.0988	0	0.0085	0.0172	0.065
CaO	0	0	0.0112	0	0.0835	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0.0532	0.0048	0.03	0	0
K ₂ O	0	0.0218	0	0	0	0	0.0024	0
Cr ₂ O ₃	0.4088	0.3347	0.0029	0.2094	0	0.1431	0.152	0.1543
Total oxides (wt%)	103.6636	101.993	101.4627	100.6674	99.3804	102.5201	103.0778	102.8181
OX	32	32	32	32	32	32	32	32
Si	0.016	0.001	0.003	0.023	0.022	0.022	0.028	0.016
Ti	0.298	0.709	11.356	2.462	11.259	0.502	0.328	0.285
Al	0.234	0.778	0.016	0.852	0	0.475	0.194	0.471
Fe ⁺²	8.287	8.602	11.839	10.149	11.689	8.446	8.311	8.234
Fe ⁺³	15.043	13.724	0	10.128	0	14.443	15.058	14.891
Mn	0.024	0.045	0.766	0.292	1.003	0.074	0.037	0.038
Mg	0.003	0.063	0.015	0.044	0	0.004	0.008	0.029
Ca	0	0	0.004	0	0.027	0	0	0
Na	0	0	0	0.018	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0.096	0.079	0.001	0.049	0	0.034	0.036	0.036
Total cations	24.001	24.001	24	24.017	24	24	24	24

جدول ۲- گزیده‌ای از نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های بیوتیت در نمونه‌ها. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (atoms per formula units) apfu).

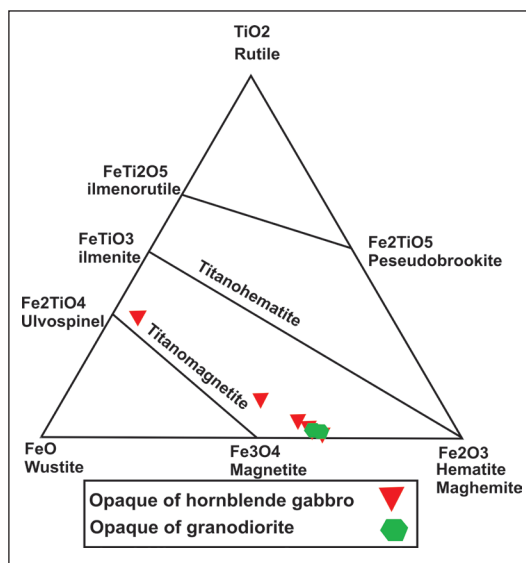
Table 2. A selection of the spot analysis results of biotite minerals in the samples. The calculation of cations based on 22 oxygen atoms (Oxides of main elements based on wt% and cations based on apfu (atoms per formula units)).

Sample number & Analyzed points	RA1-1-A5-Bt-21	RA1-1-A10-Bt-42	RA1-6-A3-Bt-11	RA1-6-A4-Bt-14	RA1-6-A6-Bt-18	RA1-6-A7-Bt-21	RA1-6-A9-Bt-27	RA1-6-A13-Bt-36
Rock type	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite
SiO ₂	37.05	35.17	37.19	37.41	37.39	37.06	37.79	37.26
TiO ₂	1.94	2.69	4.57	4.29	4.65	4.36	4.13	4.11
Al ₂ O ₃	15.86	15.86	13.39	13.07	13.27	13.34	13.22	13.77
FeO	14.56	15.9	23.18	23.07	22.64	22.79	22.85	23.46
MnO	0.0844	0.1325	0.2214	0.1113	0.1621	0.2165	0.1593	0.1804
MgO	16.99	15.9	10.4	10.56	10.4	10.38	10.87	10.17
CaO	0.0573	0.0741	0.0141	0.0093	0.05	0	0	0.0159
Na ₂ O	0.4916	0.3352	0.2255	0.2354	0.2967	0.1736	0.1865	0.1809
K ₂ O	7.37	6.89	8.61	8.42	8.38	8.65	8.64	8.57
Cr ₂ O ₃	0.0527	0.0165	0.0557	0	0.0224	0.072	0.0778	0.0114
Total oxides (wt%)	94.456	92.9683	97.8567	97.176	97.2612	97.0421	97.9236	97.7286
OX	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	5.513	5.358	5.618	5.673	5.654	5.635	5.671	5.63
Ti	0.214	0.311	0.517	0.491	0.527	0.502	0.469	0.463
Al	2.789	2.859	2.379	2.332	2.365	2.394	2.345	2.453
Fe ⁺²	1.814	2.024	2.932	2.923	2.864	2.895	2.867	2.969
Mn	0.009	0.018	0.027	0.018	0.018	0.027	0.018	0.027
Mg	3.762	3.609	2.342	2.386	2.345	2.347	2.434	2.288
Ca	0.009	0.009	0	0	0.009	0	0	0
Na	0.142	0.092	0.072	0.072	0.09	0.054	0.054	0.054
K	1.394	1.338	1.652	1.62	1.618	1.68	1.66	1.652
Cr	0	0	0	0	0	0	0.018	0
Total cations	15.646	15.618	15.539	15.515	15.49	15.534	15.536	15.536
Al ^(IV)	2.488	2.639	2.379	2.328	2.364	2.364	2.317	2.371
AAI ^(VI)	0.301	0.22	0	0.004	0.019	0.03	0.028	0.082
Bt (kbar)-Jiang_P et al., 2008-22-OX-Total Al	1.921	2.133	0.678	0.536	0.636	0.724	0.575	0.903
T_henry et al., 2005	657.791	702.854	730.739	724.638	734.013	727.436	719.925	714.738

جدول ۳- گزیده‌ای از نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول در نمونه‌ها. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (atoms per formula units) apfu).

Table 3. A selection of the spot analysis results of amphibole minerals in the samples. The calculation of cations based on 23 oxygen atoms (Oxides of main elements based on wt% and cations based on apfu (atoms per formula units)).

Sample number & Analyzed points	RA1-1-A3-Ampa-12	RA1-1-A5-Ampb-19	RA1-1-A5-Ampa-20	RA1-1-A6-Ampb-27	RA1-6-A1-Amp-5	RA1-6-A7-Amp-23	RA1-6-A9-Amp-26	RA1-6-A13-Amp-34
Rock type	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Hornblende gabbro	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite
SiO ₂	41.99	51.9	44.08	52.59	53.41	47.13	52.06	47.61
TiO ₂	0.6705	0.3443	0.8541	0.3935	0.152	1.0943	0.2382	1.2634
Al ₂ O ₃	13.5	4.41	11.22	3.34	1.7841	5.95	2.15	6.03
Fe ₂ O ₃	11.701	13.258	13.026	12.114	8.265	11.621	7.331	10.455
FeO	4.891	0	2.508	0.329	9.953	10.423	11.924	10.992
MnO	0.2352	0.3636	0.2873	0.3765	0.2994	0.477	0.731	0.4905
MgO	12.35	18.36	14.15	18.26	14.13	10.94	12.77	10.9
CaO	10.9	10.09	10.66	11.1	11.48	10.45	11.6	10.4
Na ₂ O	2.54	0.927	2.35	0.8012	0.341	1.2279	0.4118	1.2681
K ₂ O	0.2794	0.0959	0.3378	0.0677	0.1138	0.5503	0.1185	0.543
Cr ₂ O ₃	0.0403	0	0.0373	0.0237	0.0576	0	0	0.0124
Total oxides (wt%)	99.097	99.748	99.510	99.395	99.985	99.863	99.334	99.964
OX	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.069	7.101	6.283	7.291	7.586	6.873	7.527	6.923
Ti	0.073	0.035	0.092	0.041	0.016	0.12	0.026	0.138
Al	2.3	0.711	1.885	0.546	0.299	1.023	0.366	1.033
Fe ⁺²	0.591	0	0.299	0.038	1.182	1.271	1.442	1.337
Fe ⁺³	1.273	1.365	1.397	1.264	0.883	1.275	0.797	1.144
Mn	0.029	0.042	0.035	0.044	0.036	0.059	0.09	0.06
Mg	2.661	3.745	3.007	3.774	2.992	2.379	2.752	2.363
Ca	1.688	1.479	1.628	1.649	1.747	1.633	1.797	1.62
Na	0.712	0.246	0.649	0.215	0.094	0.347	0.115	0.357
K	0.052	0.017	0.061	0.012	0.021	0.102	0.022	0.101
Cr	0.005	0	0.004	0.003	0.006	0	0	0
Total cations	15.453	14.741	15.34	14.877	14.862	15.082	14.934	15.076
Al ^(IV)	1.931	0.711	1.717	0.546	0.299	1.023	0.366	1.033
Al ^(VI)	0.369	0	0.167	0	0	0	0	0
T	100	100	100	100	100	100	100	100



شکل ۵- موقعیت کانی‌های کدر (اُپک) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در نمودار مثلثی سیستم جامد $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ از گرانیت و وست (Grant and West, 1965).

Figure 5. The location of the opaque minerals of the studied area samples in the triangular diagram of the $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ solid system from Grant and West (1965).

گرانودیوریت‌ها، در محدوده‌های هورنبلندهای منیزیم‌دار و اکتینولیت قرار دارند (شکل ۷- b). بر اساس نمودار $Na+Ca+K$ در برابر Si از سیال و همکاران (Sial et al., 1998)، کانی‌های آمفیبول نمونه‌های منطقه، در محدوده آذرین قرار دارند (شکل ۷- c).

۴- بحث

۴-۱- تحولات ماگمایی

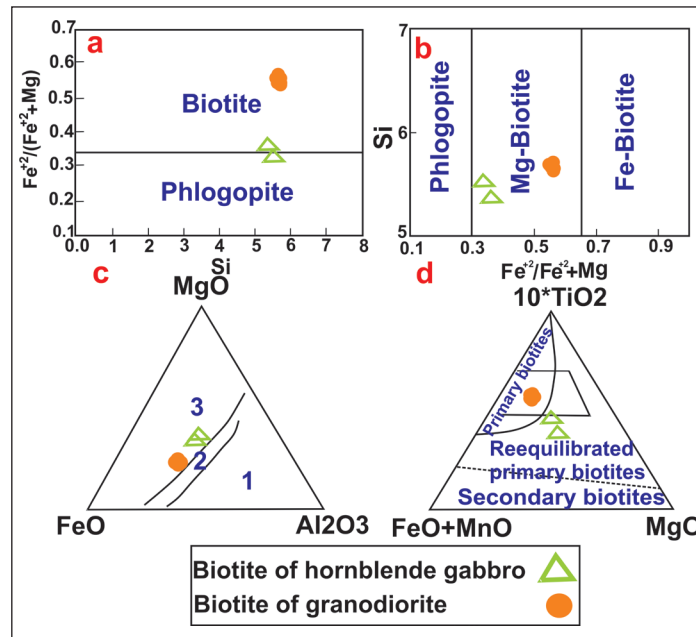
نشانه‌های سنگ‌نگاری بافت‌های غربالی و منطقه‌بندی (تبلور زود هنگام در ماگما) (Chatterjee et al., 2021)، بیانگر شرایط عدم تعادل در طول انجام ماگما هستند (Filipov and Janasi, 2008). همچنین، بافت کرونا یا حاشیه‌ای در نمونه‌های منطقه، می‌تواند به دلایل مختلفی ایجاد شود که عبارتند از: ۱- به علت تغییر شرایط فشار، دما و پتانسیل شیمیایی (Dey et al., 2023)، ۲- در بخش‌هایی به وسیله سیالات، در طی مراحل نهایی تبلور یا در نتیجه افزایش فشار بخار در طول انتقال ماگما به سطوح بالاتر ایجاد می‌شوند (Molina et al., 2009). این بافت‌ها، تاریخ پیچیده‌ای از تبلور، تغییر شکل و دگرگونی را نشان می‌دهند (Barkov et al., 2023).

در هورنبلندگابروهای این منطقه، کانی پروکسن، در حال تبدیل به کانی آمفیبول می‌باشد که دگرسانی کانی‌های پروکسن و تبدیل شدن آن‌ها به آمفیبول‌ها را اورالیتی شدن (اورالیتیزاسیون) گویند. ایجاد اورالیت، وابسته به فعالیت‌های محلول‌های گرمابی است که احتمالاً در طول فازهای انتهایی تبلور ماگما ایجاد شده‌اند و یا در ارتباط با فعالیت‌های محلول‌هایی است که پس از انجماد، به سنگ نفوذ کرده‌اند. همچنین، پدیده‌ی اورالیتی شدن پروکسن، به دگرگونی‌های ناحیه‌ای و حرارتی و یا فرایندهای متاسوماتیسمی ارتباط دارد (Deer et al., 2013). جانشین‌ی پروکسن به وسیله آمفیبول، به علت وجود فاز بخار در حین تبلور می‌باشد (محمدی، ۱۳۹۹) که این موضوع برای نمونه‌های منطقه، صادق است.

نسبت کاتیونی Mg/Fe ، به عنوان شاخصی برای تفکیک بیوتیت‌های منیزیم و آهن‌دار استفاده می‌گردد (Deer et al., 2013). در نمودار $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ در برابر Si (Rieder et al., 1998)، بیشتر بیوتیت‌های منطقه، در محدوده بیوتیت قرار دارند (شکل ۶- a) و بر اساس نمودار Si در برابر $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ از اسپیر (Speer, 1984)، بیوتیت‌ها، از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار می‌باشند (شکل ۶- b).

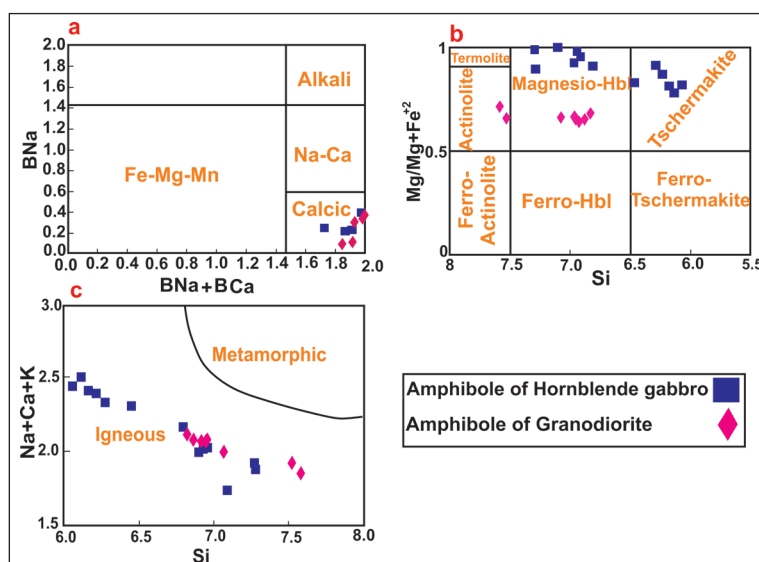
در نمودار مثلثی $FeO-MgO-Al_2O_3$ از فلیت و همکاران (Fleet et al., 2003)، ناحیه ۱ متعلق به کانی‌های بیوتیت همراه با کوارتز و مسکوویت است. ناحیه ۲ مربوط به کانی‌های بیوتیت بدون کانی‌های مافیک دیگر است و در ناحیه ۳، کانی‌های بیوتیتی قرار دارند که با اجتماعی از کانی‌های پروکسن، الیون و آمفیبول می‌باشند. بر اساس این نمودار، کانی‌های بیوتیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در ناحیه ۳ قرار دارند و از این رو، واقع شدن این کانی‌ها در محدوده ۳ و قرارگیری کانی‌های بیوتیت همراه با کانی‌هایی مانند پروکسن، الیون و آمفیبول، نتایج سنگ‌نگاری را نیز تایید می‌کند (شکل ۶- c). ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005)، بر اساس روند تغییرات MgO و $FeO \cdot MnO \cdot TiO_2$ در میکاها، نموداری برای تشخیص بیوتیت‌های اولیه از بیوتیت‌های اولیه تبلور یافته و بیوتیت‌های ثانویه پیشنهاد کرده‌اند. بر اساس این نمودار، کانی‌های بیوتیت هورنبلندگابروهای این منطقه، در محدوده بیوتیت‌های اولیه تبلور یافته قرار دارند و کانی‌های بیوتیت گرانودیوریت‌ها، در محدوده بیوتیت‌های اولیه واقع می‌باشند (شکل ۶- d).

بر اساس نمودار $BNa+BCa$ در برابر BNa از لیک و همکاران (Leake et al., 1997)، کانی‌های آمفیبول در نمونه‌های منطقه، در محدوده آمفیبول‌های کلسیم‌دار (Deer et al., 2013) و کلسیک (Leake et al., 1997) واقع می‌شوند (شکل ۷- a). بر اساس نمودار $Mg/Mg+Fe^{+2}$ در برابر Si از لیک و همکاران (Leake et al., 1997)، مشاهده می‌گردد که کانی‌های آمفیبول موجود در هورنبلندگابروها، در محدوده‌های هورنبلندهای منیزیم‌دار و چرماکیت و کانی‌های آمفیبول



شکل ۶- a) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر Si از ریدر و همکاران (Rieder et al., 1998). b) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار Si در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ از اسپیر (Speer, 1984). c) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار $FeO-MgO-Al_2O_3$ از فلیت و همکاران (Fleet et al., 2003). d) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار $FeO+MnO-10TiO_2-MgO$ از ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005).

Figure 6- a) The position of biotites in the diagram of $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs. Si from Rieder et al. (1998). b) The position of biotites in the diagram of Si vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ from Speer (1984). c) The position of biotites in the $FeO-MgO-Al_2O_3$ diagram from Fleet et al. (2003). d) The position of biotites in the $FeO+MnO-10TiO_2-MgO$ diagram from Nachit et al. (2005).



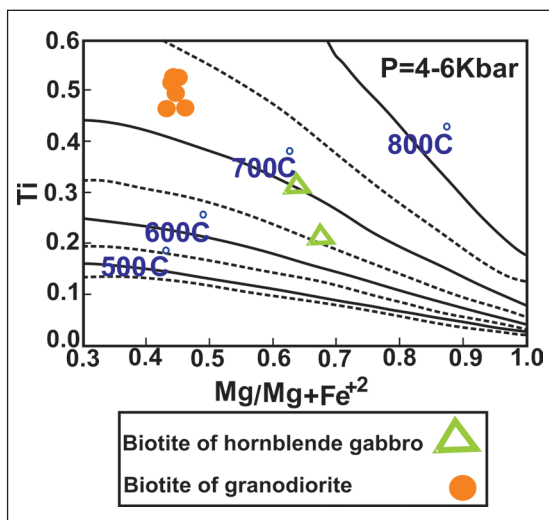
شکل ۷- a) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار BNa در برابر BNa+BCa از لیک و همکاران (Leake et al., 1997). B: محل قرارگیری یون‌های سدیم و کلسیم است. b) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار $Mg/Mg+Fe^{2+}$ در برابر Si از لیک و همکاران (Leake et al., 1997). c) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار Na+Ca+K در برابر Si از سیال (Sial et al., 1998).

Figure 7- a) The position of amphiboles in the diagram of BNa vs. BNa+BCa from Leake et al. (1997). B: the location of sodium and calcium ions. b) The position of amphiboles in the diagram of $Mg/Mg+Fe^{2+}$ vs. Si from Leake et al. (1997). c) The position of amphiboles in the diagram of Na+Ca+K vs. Si from Sial et al. (1998).

حدود ۶۵۸ تا ۷۰۳ درجه سانتی‌گراد و دمای تبلور بیوتیت‌های گرانودیوریت‌ها، در حدود ۷۱۵ تا ۷۳۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۹).

استفاده از کانی‌های آمفیبول، برای ارزیابی دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن روشی متداول است. زیرا این کانی‌ها، در همه توده‌های نفوذی کالک‌آلکانن ترکیب‌های اسیدی، حدواسط و بازی تبلور می‌یابند و در دماها و فشارهای بالا پایدار هستند. همچنین، ترکیبات شیمیایی کانی‌های آمفیبول، بر اساس دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و نوع فازهای همزیست تغییر می‌کنند. برای مثال، میزان آلومینیم کانی‌های آمفیبول، به ژرفای تبلور و فشار بستگی دارد (Hammarstrom and Zen, 1986) و میزان تیتانیم هورنبلند با دما رابطه مستقیمی دارد (Anderson and Smith, 1995). بر اساس نمودار $Al^{(IV)}$ در برابر Ti از هلز (Helz, 1973)، دمای تشکیل آمفیبول‌های هورنبلند گابروها، در حدود ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و دمای تشکیل کانی‌های آمفیبول موجود در گرانودیوریت‌ها، ۷۴۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۱۰-a).

فوگاسیته اکسیژن، یکی از فاکتورهای اصلی در ایجاد کانی‌های یک سنگ است که بستگی به شرایط محیط زمین‌ساختی ماگما دارد. جهت ارزیابی فوگاسیته اکسیژن، کانی‌های آمفیبول حاوی $Al^{(IV)} > 0.75$ و $Fe(t)/(Fe(t)+Mg) > 0.3$ مناسب هستند. بر اساس تغییرات فوگاسیته اکسیژن و درجه‌ی حرارت، می‌توان میزان فشار را تخمین زد. چنانچه اگر فوگاسیته اکسیژن، بالا باشد، فشار کاهش می‌یابد (Anderson and Smith, 1995). در نمودار $Fe(t)/(Fe(t)+Mg)$ در برابر $Al^{(IV)}$ از اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، کانی‌های آمفیبول نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در فوگاسیته بالای اکسیژن واقع شده‌اند (شکل ۱۰-b).



شکل ۹- موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار Ti در برابر $Mg/Mg+Fe^{+2}$ (Henry et al., 2005).

Figure 9. The location of biotites in Ti vs. $Mg/Mg+Fe^{+2}$ plot from Henry et al. (2005).

در بررسی‌های شیمی کانی‌ها، بیوتیت‌های هورنبلند گابروها، در محدوده بیوتیت‌های اولیه تبلور یافته (میزان TiO_2 کم) قرار دارند و بیوتیت‌های گرانودیوریت‌ها، در محدوده بیوتیت‌های اولیه (میزان TiO_2 بالا) واقع می‌شوند. بیوتیت‌هایی که در این دو محدوده قرار گرفته‌اند، از نظر چندرنگی، رنگ و شکل با یکدیگر متفاوت می‌باشند. به این صورت که بیوتیت‌های با میزان پایین TiO_2 ، دارای چندرنگی ضعیف، رنگ روشن‌تر هستند، در حالی که بیوتیت‌های با میزان بالای TiO_2 ، حاوی چندرنگی شدید، رنگ تیره متمایل به قهوه‌ای و خودشکل هستند. میزان Fe^{+3} ، Ti و Mg در رنگ این کانی‌ها تاثیر دارد و معمولاً بیوتیت‌های قهوه‌ای و سبز، غنی از منیزیم می‌باشند و در سنگ‌های مرتبط با کمان ماگمایی وجود دارند (Lalonde, 1993).

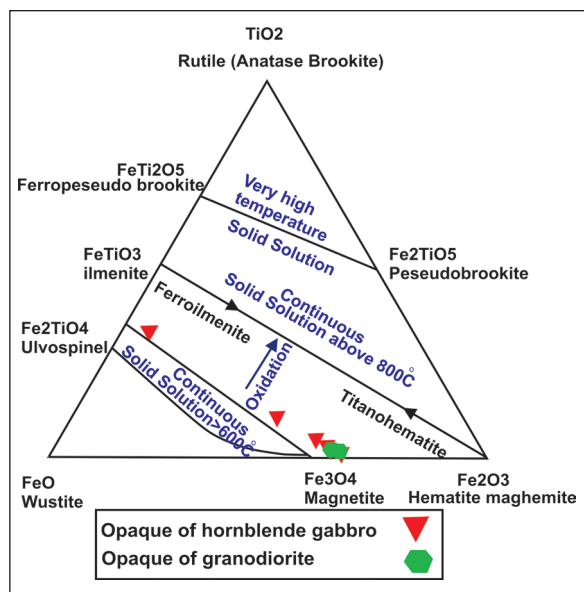
۴-۲- دماسنجی کانی‌ها

بر اساس نمودار مثلثی سیستم جامد $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ از بروسکا و همکاران (Broska et al., 2003)، دمای تشکیل کانی‌های کدر موجود در نمونه‌های منطقه، بیشتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۸).

بر اساس نمودار Ti در برابر $Mg/Mg+Fe^{+2}$ از هنری و همکاران (Henry et al., 2005) و محاسبه T در فرمول زیر، دمای تبلور کانی‌های بیوتیت در نمونه‌های منطقه، به دست آمده است (جدول ۲).

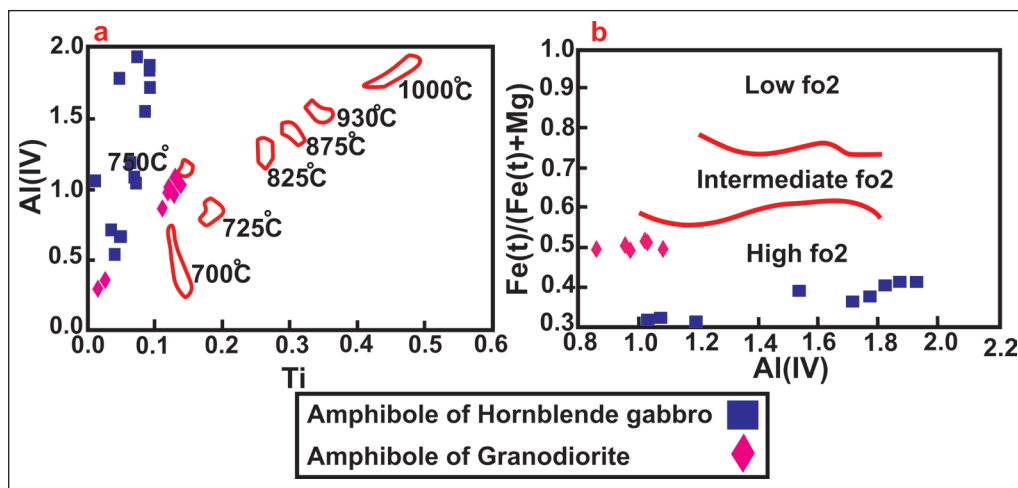
$$T = ([\ln (Ti) - a - c (X_{Mg})^3] / b),^{0.333} T: 480-800^{\circ}C, Ti: 0.04-0.6, X_{Mg}: 0.275-1, a: 2.3594, b: 4.65e^{-0.9}, c: -1.728$$

بر اساس این نمودار، دمای تبلور کانی‌های بیوتیت موجود در هورنبلند گابروها، در



شکل ۸- موقعیت کانی‌های کدر (اپک) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در نمودار مثلثی سیستم جامد $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ (Broska et al., 2003).

Figure 8. The location of the opaque minerals of the studied area samples in the triangular diagram of the $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ solid system from Broska et al. (2003).



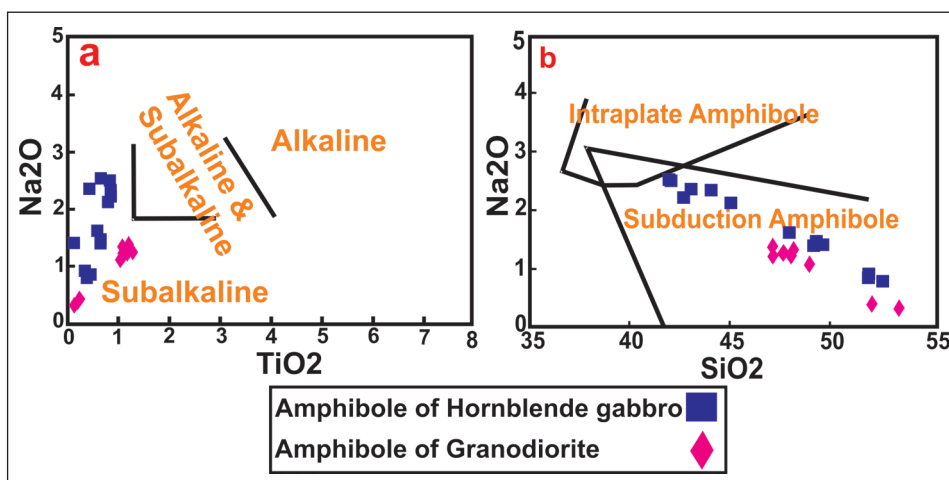
شکل ۱۰-۱۰) تعیین دمای تشکیل آمفیبول‌ها بر اساس نمودار تغییرات $Al^{(IV)}$ در برابر Ti از هلز (Helz, 1973). (b) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار $Fe(t)/(Fe(t)+Mg)$ در برابر $Al^{(IV)}$ از اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995).

Figure 10- a) Determination of the formation temperature of amphiboles based on the graph of changes of $Al^{(IV)}$ vs. Ti from Helz (1973). b) The position of amphiboles in the diagram of $Fe(t)/(Fe(t)+Mg)$ vs. $Al^{(IV)}$ from Anderson and Smith (1995).

مرکزی در مرز شمال‌خاوری تنیس. ۲- فرورانش افیولیتی در امتداد مرز شمال‌خاوری تنیس. ۳- برخورد قاره‌ای ایران مرکزی و عربستان در میوسن (Fazlnia, 2019). توده‌های نفوذی زیادی به شکل دگرشکل‌شده و یا دگرشکل‌نشده در قسمت‌های مختلف این پهنه و در بین سنگ‌های دگرگون‌شده قرار دارند. در قسمت جنوبی، توده‌های گابرویی نسبت به قسمت شمالی بیشتر است. سن توده‌های نفوذی در قسمت جنوبی پهنه سندج - سیرجان قدیمی‌تر (تریاس) از قسمت شمالی این پهنه (ژوراسیک پسین و کرتاسه پسین) است (قربانی و همکاران، ۱۳۸۶). بر این اساس طالبیان و جکسون (Talebian and Jackson, 2004) بر این باورند که فرورانش قسمت جنوبی پهنه سندج - سیرجان بیشتر از قسمت شمالی آن است. سن نفوذی‌های مافیک تل‌پهلوانی، $170/5 \pm 1/9$ میلیون سال و سن باتولیت گرانودیوریت شهرستان شهربابک، $164/3 \pm 8/1$ میلیون سال می‌باشد (Fazlnia et al., 2019). توده گرانودیوریتی منطقه، در امتداد توده‌های گابرویی و در بین آن‌ها، بیرون‌زدگی دارد.

۳-۴- محیط زمین‌ساختی

با توجه به نمودار Na_2O در برابر TiO_2 از مولینا و همکاران (Molina et al., 2009)، آمفیبول‌های نمونه‌های این منطقه، ویژگی‌های ساب‌آلکالن دارند (شکل ۱۱-۱۱). از ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول، می‌توان برای تعیین محیط‌های زمین‌ساختی مختلف به‌ویژه تمایز محیط‌های فرورانش از درون‌صفحه‌ای استفاده کرد. آمفیبول‌های مربوط به محیط‌های فرورانش، Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به محیط‌های درون‌صفحه‌ای دارند (Coltorti et al., 2007). بر اساس نمودار Na_2O در برابر SiO_2 از کالتوری و همکاران (Coltorti et al., 2007)، کانی‌های آمفیبول نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده فرورانش واقع شده‌اند (شکل ۱۱-۱۱). منطقه مورد مطالعه، در جنوب خاور پهنه سندج - سیرجان قرار دارد و این پهنه، پرتکاپوترین و ناآرام‌ترین پهنه ساختاری در ایران است (Dewey et al., 1986) و به سه علت ایجاد شده است که عبارتند از: ۱- فرورانش در راستای حاشیه فعال ایران



شکل ۱۱-۱۱) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار تغییرات Na_2O در برابر TiO_2 از مولینا و همکاران (Molina et al., 2009). (b) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار تغییرات Na_2O در برابر SiO_2 از کالتوری (Coltorti et al., 2007).

Figure 11- a) The position of amphiboles in the diagram of changes of Na_2O against TiO_2 from Molina et al. (2009). b) The position Amphibole in Na_2O versus SiO_2 variation plot from Coltorti et al. (2007).

۵- نتیجه‌گیری

در بررسی‌های شیمی کانی‌ها، ترکیب کانی‌های کدر، از مگنتیت - تیتانومگنتیت (اکسید آهن - تیتان دار) تا محلول جامد الواسینیل تغییر می‌کند. بیوتیت‌ها، از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار هستند. آمفیبول‌ها که از نوع آمفیبول‌های کلسیک و در محدوده آذرین، ساب‌آلکالین و مرتبط با فرورانش می‌باشند. آمفیبول‌های هورنبلند گابروها، از نوع هورنبلند‌های منیزیم‌دار و چرماکیت و آمفیبول‌های گرانودیوریت‌ها، از نوع هورنبلند‌های منیزیم‌دار و اکتینولیت می‌باشند.

سپاسگزاری

نگارندگان از دکتر مارکو فیلیپی برای آموزش دستگاه‌های موجود در آزمایشگاه دانشگاه میلان (ایتالیا)، دکتر جان لوکا سسا و آقای آندریا ریسپلندنته تکنسین‌های آزمایشگاه و تمام افراد بخش زمین‌شناسی دانشگاه میلان تشکر می‌نمایند. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران، نیز برای اعطای بورسیه فرصت مطالعاتی به نگارنده اول و دانشگاه شهید باهنر کرمان (ایران) سپاسگزاری می‌شود.

بر اساس مطالعات انجام‌شده در منطقه و این نوشتار، گابروهای منطقه، جزو گابروهای پیش‌قراول توده نفوذی گرانودیوریت شهر بابک می‌باشد و مهم‌ترین شواهد آن عبارتند از: ۱- گابروها به صورت خطی و در حاشیه گرانودیوریت‌ها قرار دارند. ۲- در گابروها، آنکلاوی از گرانودیوریت‌ها دیده نمی‌شود. ۳- سن گابروها قدیمی‌تر از گرانودیوریت‌ها می‌باشد. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه، پیش از گرانودیوریت‌ها جایگزین شده‌اند و گرانودیوریت‌های این منطقه، جوان‌ترین و آخرین فاز ماگمایی هستند.

در پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه، بافت‌های عدم تعادل در طول انجماد ماگما، مانند بافت‌های غربالی و منطقه‌بندی مشاهده می‌شود. وجود کانی‌های آب‌دار در نمونه‌های این منطقه و تغییرات فوگاسیته آب، بر پایداری و حلالیت کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در ماگما نقش اساسی دارد و این عوامل، به شکل‌گیری بافت غربالی توسط فرایندهایی مانند کاهش فشار و آزاد شدن مواد فرار می‌انجامد.

کتابنگاری

قربانی، م.، ابراهیمی، م. و وثوقی‌عابدینی، م.، مظفرزاده، ر.، ۱۳۸۶، ماگماتیسیم ترسیب - کواترنر در منطقه دهج، فصلنامه تخصصی زمین و منابع، سال اول، ۷۷-۸۹ ص. محمدی، ر.، ۱۳۹۹، ویژگی‌های زمین‌شیمی، محیط ژئودینامیکی و فرایندهای پترولوژیکی سنگ‌های دیوریت تا گابرویی کمپلکس نطنز، فصلنامه علمی پژوهشی زمین‌شناسی محیط زیست، سال چهاردهم، شماره ۲۵، پاییز ۹۹، ۶۹-۸۶ ص.

References

- Anderson, J. L., and Smith. D. R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American mineralogist*. 80(5-6). 549-559.
- Barkov, A. Y., Nikiforov, A. A., Martin, R. F., and Korolyuk, V. N., 2023. Corona-type textures in ultrabasic complexes of the Serpentinite Belt. *Kola Peninsula, Russia. Minerals*. 13(1). 115.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*. 3, 5-32.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*. 18(2). 210-265.
- Broska, I., Uher, P., and Ondrejka, M., 2003. Geochemical and mineralogical characterization of the Fe-Ti oxide paragenesis in the magmatic and hydrothermal systems. *Slovak Academy of Sciences. Web page: geol. sav. sk*.
- Craig, J. R., and Vaughan, D., 1994. *Ore microscopy and ore petrography*. 2nd edition. John Wiley and Sons, press. 434.
- Chatterjee, S., Bandyopadhyay, D., Takazawa, E., and Michibayashi, K., 2021. Orthopyroxene-magnetite symplectite in olivine gabbros from the lower crustal Oman Ophiolite: Oman Drilling Project, Hole GT2A. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 116(3). 170-175.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99(1-2). 68-84.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 2013. *An introduction to the rock-forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. 510 p.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C., and Şengör, A. M. C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society. London. Special Publications*. 19(1). 1-36.
- Dey, A., Choudhury, S. R., and Sengupta, P., 2023. Corona texture: a complex interplay of evolving PT conditions, equilibration volume and chemical potential landscape. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU-9403).
- Fazlnia, M., Moradian, A., Rezaei, K., Moazen, M., and Ali, P. S., 2007. Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating.

- Fazlnia, A., Schenk, V., Appel, P., and Alizade, A., 2013. Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj–Sirjan zone, Neyriz, Iran. *International Journal of Earth Sciences*. 102, 1403-1426.
- Fazlnia, A., 2019. Origin and magmatic evolution of the Quaternary syn-collision alkali basalts and related rocks from Salmas, northwestern Iran. *Lithos*, 344, 297-310.
- Filipov, M., and de Assis Janasi, V., 2008. The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography geochemistry and U-Pb dating. *Brazilian Journal of Geology*. 31(3), 341-348.
- Fleet, M. E., Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., (Eds.) 2003. *Rock-forming minerals: micas*. Geological Society of London.
- Grant, F. S., and West, G. F., 1965. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Companies.
- Ghorbani, M., Ebrahimi, M., and Vathoughi Abedini, M., Mozafarzadeh, R., 2007. *Tertiary-Quaternary magmatism in Dehaj region (In Persian)*. *Earth and Resources Quarterly*, first year, 77-89.
- Hammarstrom, J. M., and Zen, E. A., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*. 71(11-12), 1297-1313.
- Helz, R. T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14(2), 249-302.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., and Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American mineralogist*. 90(2-3). 316-328.
- Humphreys, M. C., Blundy, J. D., and Sparks, R. S. J., 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12), 2303-2334.
- Jiang, S. Y., Radvanec, M., Nakamura, E., Palmer, M., Kobayashi, K., Zhao, H. X., and Zhao, K. D., 2008. Chemical and boron isotopic variations of tourmaline in the Hnilec granite-related hydrothermal system, Slovakia: Constraints on magmatic and metamorphic fluid evolution. *Lithos*, 106(1-2), 1-11.
- Lalonde, A., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hefburn internal zone of Wopmay orogen. Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, 31, 203-217.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1), 219-246.
- Mason, B., and Moore, B., 1966. *Principles of Geochemistry*, 3rd edition, 329 p.
- 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(4), 397-412.
- Mohammadi, R., 2020. *Geochemical features, geodynamic environment, and petrological processes of diorite to gabbro rocks of Natanz complex (In Persian)*. *Environmental Geology Research Quarterly*, 14th year, No. 25, Fall 99, 69-86.
- Molina, J. F., Scarrow, J. H., Montero, P. G., and Bea, F., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98.
- Nachit, H., Ibhi, A., and Ohoud, M. B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. W., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*, 46, 586-595.
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*. 24(4), 405-417.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. (No Title).
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., and Cruz, M. J. M., 1998. Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 457-471.
- Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 299-356.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.

- Talebian, M., and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156(3), 506-526.
- Valeh, N., and Alavi Tehrani, N., 1985. Geological Survey of Iran. 1:250000 Neyriz Scale Map.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.