



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

Chemical composition of biotite in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid stock, Baft, Kerman: Evidence for tectonic setting and physicochemical conditions of magma emplacement and crystallization

Mahboubeh Arabzadeh Baniasadi¹, Habibollah Ghasemi^{2*}, Samuel Angiboust³, Mehdi Rezaei Kahkhaei⁴, Papadopoulou Lambrini⁵

1. PhD Student, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran.

2. Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran.

3. Professor, Earth Sciences Department, Ecole Normale Supérieure de Lyon, France.

4. Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran.

5. Assistant Professor, Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University, Greece.

Article info

Article history

Received: 17 February 2024

Accepted: 23 February 2024

Keywords:

Biotite chemistry, granitoid, Early Jurassic, Gowd-e-Howz, Kerman.



Abstract

The Early Jurassic (≈ 180 Ma) Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid stock is located in the southern part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, southeast of Iran in Kerman Province. This granitoid stock is intruded into the Upper Paleozoic metamorphic and Triassic igneous-sedimentary rocks and covered by Jurassic rock units and Lower Cretaceous limestones. The main part of the stock is granodiorite with medium- to coarse-grained anhedral granular texture and mineral assemblage of amphibole, biotite, plagioclase, alkali feldspar, and quartz. Biotite, as one of the main ferromagnesian minerals of this body, has primary igneous origin and iron rich composition. The different magmatic series and tectonic discrimination diagrams indicate that the magma was of subduction zone-related I-type calc-alkaline series, crystallized under medium to high oxygen fugacity, and equilibrated at temperatures and pressures of 589 to 875 °C and 0.45 to 2.27 kbar, respectively, during magma emplacement in the crust.

Introduction

The Lower Jurassic Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid Massif (≈ 180 Ma) is located in the southern part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone in the southeast of Baft, south of Kerman which is considered as one of the most important magmatic features of Late Triassic subduction initiation of Neotethys ocean (Arvin et al., 2007; Jafari et al., 2023). Despite some studies on this stock and cross-cutting dikes (e.g., Malekizadeh, 2000; Arvin et al., 2007; Ghanbarzadeh, 2011), data on mineral chemistry and physicochemical conditions of magma emplacement and crystallization are lacking.

Using the chemical composition of minerals to estimate the physicochemical conditions of crystallization of magmatic bodies and their eventual emplacement in the crust is one of the important topics in igneous petrology (Li et al., 2019; Wang et al., 2021; Wieser et al., 2023). Biotite is one of the most important ferromagnesian minerals of granitoids, whose chemical composition can be used to infer magmatic series of parental melt, physicochemical conditions of crystallization (temperature, pressure and oxygen fugacity), tectonic setting and potential of mineralization (Wones and Eugster, 1965; Deer et al., 1992; Abdel-

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.103233>

*Corresponding author: Habibollah Ghasemi; E-mail: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

How to cite this article: Arabzadeh Baniasadi, M., Ghasemi, H., Angiboust, S., Rezaei Kahkhaei, M., Lambrini, P., 2024. Chemical composition of biotite in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid stock, Baft, Kerman: Evidence for tectonic setting and physicochemical conditions of magma emplacement and crystallization. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(2), 197- 224. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.103233>



Rahman, 1994; Nachit et al., 2005; Henry et al., 2005; Anderson et al., 2008; Karimpour et al., 2011; Li et al., 2019; Azadbakht et al., 2020; Khosravi et al., 2021; Kumar and Ashok, 2023). Oxygen fugacity (fO_2) is a fundamental thermodynamic property governing the redox potential in solid Earth systems such as magma chambers. In particular, during magma evolution, the fO_2 controls the valence states of multivalent elements (e.g., Fe, Cu, Eu, Au, V, S, and C), which in turn controls their crystal/melt partitioning and solubility in silicate magmas. This is particularly crucial for ore mineralization in magmatic-hydrothermal systems and speciation of volatiles during magma degassing (Li et al., 2019). In this paper, the chemical composition of biotites in the granodiorite part of the Gowd-e-Howz granitoid stock was used by the Geo- fO_2 software (Li et al., 2019) to calculate the P-T- fO_2 conditions of magma crystallization. The data were also used to infer the magma origin and tectonic setting.

Materials and Methods

More than 200 hand specimens were collected from the Gowd-e-Howz granitoid stock, associated dikes and the host rocks during field surveys. Thin section and polished thin section preparation and petrographic examination were carried out in the laboratory of Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran. 14 samples from the different parts of the stock including 2 granodiorite samples were selected for mineral chemical analysis. The in situ analyses of biotites and feldspars in granodiorite sample MH-21 were carried out at GFZ Potsdam, Germany, using a JEOL-JXA 8230 microprobe equipped with five WDS. The operating conditions were as follows: 15 kV accelerating voltage, 20 nA beam current and

10 s counting time on peak position for Si, K, Cr, Na, P or 20 s counting time for Al, Ca, Fe, Mn, Mg, Ti, F, Cl. Detection limits are 0.02–0.9 wt.%. The structural formula of biotite and feldspar was calculated using an excel spreadsheet. The Fe^{3+} content in biotite was calculated according to Droop (1987). The MH-6 sample was also examined using a JEOL JSM-6390LV scanning electron microscope (SEM) equipped with an OXFORD INCA 300 energy dispersive system (EDS) and a wavelength dispersive spectrometer (WDS) (INCAWave, Oxford) (Oxford Instruments Ltd., Abingdon, UK) at the Laboratory of Electron Microscopy, Aristotle University of Thessaloniki, Greece. The operating conditions were a 20 kV accelerating voltage and 0.4 mA probe current, 80 s analysis time, and 1 μm beam diameter. For SEM observations, the sample was coated with carbon – average thickness of 200 Å – using a JEOL-4X vacuum evaporator. The results were processed and plotted by excel spreadsheets, Geo- fO_2 and Grapher Softwares.

Geology and Petrography

The Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid stock is located in the southern part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic-magmatic zone in the 60 km southeast of Baft, south of Kerman, SE Iran (Fig. 1). This elongated and ellipsoidal intrusion with approximately east-west elongation is mapped as the Late Triassic granitoid intrusion on the 1/250000 geological map sheet of Hadji-Abad (Sabzehei et al., 1993) and as the post Cretaceous granitoid intrusion on the 1/100000 geological map sheet of Dehsard (Bezar) (Nazemzadeh and Rashid, 2006). Based on the geological map (Sabzehei et al., 1993), whole rock Rb-Sr dating (≈ 199 Ma; Arvin et al., 2007) and zircon U-Pb dating (≈ 180 Ma; Arabzadeh

Baniyadi et al., 2024), the Gowd-e-Howz granitoid is Early Jurassic in age. Our detailed field studies also show that the granitoid body was intruded into the Upper Paleozoic Sargaz-Abshour metamorphic complex (mainly composed of amphibolite, marble and schists) and the Triassic igneous-sedimentary rocks while it was covered by the Lower Jurassic terrigenous rocks and the Lower Cretaceous limestones.

The Gowd-e-Howz granitoid is mainly composed of granodiorite associated with lesser amount of gabbro-diorite, quartz diorite, quartz monzonite, monzodiorite-monzonite, alkali feldspar granite as well as aplite and pegmatite veins. Field relationships show that the dark-colored gabbro-diorite containing quartz diorite to quartz monzonite veins was the first phase of intrusion followed by grey-colored granodiorite as the main body of the Gowd-e-Howz granitoid stock. The granodiorite contains mafic microgranular enclaves (Didier and Barbarin, 1991) or mafic microgranitoid enclaves (Vernon, 1984) (MMEs) with diorite, monzodiorite and monzonite compositions indicating the younger age of the granodiorite phase. The third phase was a gray to pink color granite-alkali granite that intruded into the granodiorite (Fig. 2). Finally, the quartz monzonite dikes cut the entire Gowd-e-Howz granitoid stock and extend into the Lower Jurassic rocks. It seems that these dikes were feeder channels of Jurassic dacitic-rhyolitic rocks.

The Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granodiorite is generally characterized by anhedral granular texture, with a few samples showing micrographic and antiperthitic textures. Major minerals include quartz (~20%), alkali feldspar (~20%), plagioclase (~30%), amphibole (~20%), and biotite

(~10%). The minor minerals include apatite, zircon, and opaque, and secondary minerals are sericite, chlorite, and clays (Fig. 3).

Discussion

Chemical composition of the rock-forming minerals have been analyzed to study the petrogenesis and physicochemical conditions of crystallization and final emplacement of the Gowd-e-Howz granitoid intrusion. In this paper, we presented the biotite data. Biotite as one of the main ferromagnesian minerals of the Gowd-e-Howz granodiorite has primary magmatic origin, mostly with ferrobio-tite composition, oxidant, I (magnetite) type and belongs to the calc-alkaline volcanic arc magmatic series. Applying the geothermobarometric calculation methods based on the Ti-Al contents of biotite by Geo-fO₂ specialized software (Henry et al., 2005; Li et al., 2019) and excel spreadsheet (Luhr et al., 1984), indicate closure temperatures of 676 to 706 °C and 589 to 875 °C, at pressures of 0.45 to 2.27 kbar, equivalent to pressures of 1.7-8.5 km depth for final emplacement of the granodiorite in the upper crust. Petrographic evidence and oxygen fugacity estimation methods also show medium to high oxygen fugacity conditions during magma crystallization.

Conclusion

Biotite as one of the main ferromagnesian rock-forming minerals of the granodiorites of the Gowd-e-Howz granitoid massif, contain important information about the physicochemical conditions of crystallization, oxygen fugacity, magmatic series and geotectonic setting of magma genesis. The in situ chemical analysis of the biotites shows that they are of primary magmatic type with ferrous composition and belong to oxidizing condition, calc-alkaline, I (magnetite) type subduction zone magmatic arcs.






Geothermobarometric estimations based on Ti-Al contents of biotite showed that the magma crystallization was occurred under the medium to high oxygen fugacity and final equilibration temperatures of biotites were 589 to 875 °C at pressures of 0.45 to 2.27 kbar during emplacement into the upper crust.

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35 (2), 525–541.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 121–142.
- Arabzadeh Baniasadi, M., Ghasemi, H., Angiboust, S., Rezaei Kahkhaei, M., Minnaert-Thefo, C., 2024. Physicochemical conditions of crystallisation based on the composition of amphibole-Plagioclase pair in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid, Baft, Kerman. *Petrological Journal*, Isfahan University Press, Iran. (In Persian).
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474–489.
- Azadbakht, Z., Lentz, D.R., McFarlane, C.R.M., Whalen, J.B., 2020. Using magmatic biotite chemistry to differentiate barren and mineralized Silurian–Devonian granitoids of New Brunswick, Canada. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 175.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Sussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman Ltd. 528 p.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites-nomenclature. In: J. Didier, B. Barbarin (Editors), *Enclaves and granite petrology: Developments in Petrology*. Elsevier, Amsterdam 19–24.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435.
- Ghanbarzadeh, N., 2011. Geochemistry, petrology and origin of the intermediate and asidic dykes in the Deh Sard area, SE Baft, Kerman. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. (In Persian)
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist* 90(2-3), 316–328.
- Jafari, A., Ao, S., Jamei, S., Ghasemi, H., 2023. Evolution of the Zagros sector of Neo-Tethys: Tectonic and magmatic events that shaped its rifting, seafloor spreading and subduction history. *Earth-Science Reviews* 241, 104419.
- Karimpour, M.H., Stern, C. R., Mouradi, M., 2011. Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Mahabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(4), 89–100. (In Persian).
- Khosravi, M., Christiansen, E.H., Rajabzadeh, M.A., 2021. Chemistry of rock-forming silicate and sulfide minerals in the granitoids and volcanic rocks of the Zefreh porphyry Cu–Mo deposit, central Iran: implications for crystallization, alteration, and mineralization potential. *Ore Geology Reviews* 134.
- Kumar, A.A., Ashok, Ch., 2023. Geochemistry and mineral chemistry of the armoor granitoids, eastern dharwar craton: implications for the redox conditions and tectono-magmatic environment. *Acta Geochimica* 43(2).
- Li, W., Cheng, Y., Yang, Z., 2019. Geo-fO₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20(5), 2542–2555.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S., Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 23(1-2), 69–108.
- Malekizadeh, A., 2000. Geochemistry and petrogenesis of the Siyah Kouh granite batholith. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. (In Persian)
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, El.-H., Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337(16), 1415–1420.
- Nazemzadeh, M., Rashid, A., 2006. Geological map of the Dehsard (Bezard), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran. Sheet No, 7347.

- Sabzehei, M., Houshmandzadeh, A., Berberian, M., Nowgole Sadat, M.A.A., Alavi Tehrani, N., Majidi, B., Nazemzadeh, M., Azizan, H., Roshan Ravan, J., 1998. Geological map of Hadji Abad, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Vernon, R. H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309, 438-9.
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, Ch., Zhang, Zh., Pan, R., Marxer, F., Zhang, H., 2021. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy* 33, 621–637.
- Wieser, P. E., Kent, A. J. R., Till, C. B., Donovan, J., Neave, D. A., Blatter, D. L., Krawczynski, M. J., 2023. Barometers Behaving Badly I: Assessing the Influence of Analytical and Experimental Uncertainty on Clinopyroxene Thermobarometry Calculations at Crustal Conditions. *Journal of Petrology* 64, 1–27.
- Wones, D.R., Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50(1): 1228–1272.

CRedit authorship contribution statement

	Conceptualization, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Writing - Original Draft
Mahboubeh Arabzadeh Baniasadi	
	Conceptualization, Methodology, Software, Validation, Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation, Writing - Review & Editing, Supervision, Project administration, Funding acquisition
Habibollah Ghasemi	
	Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation, Funding acquisition
Samuel Angiboust	
	Software, Formal analysis, Investigation, Data Curation
Mehdi Rezaei Kahkhaei	
	Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation, Funding acquisition
Papadopoulou Lambrini	



ترکیب شیمیایی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی گودحوض (سیاه کوه)، بافت، کرمان: شاهدهی بر جایگاه تکتونیکی و شرایط فیزیکوشیمیایی جایگزینی و تبلور ماگما محبوبه عربزاده بنی‌اسدی^{۱*}، حبیب‌ا. قاسمی^۲، ساموئل آنگی‌بوست^۳، مهدی رضایی کهخایی^۴، لامبرینی پاپادوپولو^۵

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران.
۲. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران.
۳. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لیون، فرانسه.
۴. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران.
۵. استادیار، گروه کانی‌شناسی - پترولوژی - زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه آریستوتل، تسالونیک، یونان.

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۲۸ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۰۴	استوک گرانیتوئیدی گودحوض به سن ژوراسیک پیشین (حدود ۱۸۰ میلیون سال پیش) در جنوب نوار دگرگونی سندرچ- سیرجان در جنوب خاور ایران در استان کرمان واقع شده است. این استوک گرانیتوئیدی در سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک بالایی و سنگ‌های آذرین- رسوبی تریاس نفوذ کرده است و توسط توالی سنگی ژوراسیک و سنگ‌آهک‌های کرتاسه زیرین پوشیده شده است. بخش اصلی توده ترکیب گرانودیوریتی دارد و دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل متوسط تا درشت‌دانه متشکل از آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکان و کوارتز است. بیوتیت به عنوان یکی از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار اصلی این توده دارای منشأ اولیه آذرین و ترکیب آهن‌دار است. نمودارهای مختلف تمایز سری ماگمایی و محیط تکتونیکی نشانگر آن است که ماگمای سازنده این توده از نوع اسری کالک‌آلکان مناطق فرورانش بوده که در شرایط گریزندگی متوسط تا بالای اکسیژن متبلور و دماها و فشارهای بسته‌شدن و تعادل بیوتیت‌های آن در زمان جایگزینی در پوسته برابر با ۵۸۹ تا ۸۷۵ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۰/۴۵ تا ۲/۲۷ کیلوبار بوده است.
واژه‌های کلیدی شیمی بیوتیت، گرانیتوئید، ژوراسیک پیشین، گودحوض، کرمان.	



مقدمه
اختراع مایکروپروب در دهه ۶۰ میلادی برای آنالیز نقطه‌ای ترکیب مواد به ویژه کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها، تحولی شگرف در علم مواد و زمین‌شناسی به ویژه پترولوژی ایجاد کرد. معمولاً شیمی کانی‌ها بازتابی از شیمی ماگمای در حال تبلور است و همسان با ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، از شیمی کانی‌ها نیز می‌توان به بررسی مسائل اساسی تکوین و تحول ماگماها پرداخت. بیوتیت، یکی از فراوان‌ترین کانی‌های تیره آهن و منیزیم‌دار سنگ‌های

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.103233>

*نویسنده مسئول: حبیب‌ا. قاسمی h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

استناد به این مقاله: عربزاده بنی‌اسدی، م.، قاسمی، ح.، آنگی‌بوست، س.، رضایی کهخایی، م.، پاپادوپولو، ل. (۱۴۰۲). ترکیب شیمیایی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی گودحوض (سیاه کوه)، بافت، کرمان: شاهدهی بر جایگاه تکتونیکی و شرایط فیزیکوشیمیایی جایگزینی و تبلور ماگما. مجله علوم زمین خوارزمی، جلد ۹، شماره ۲، صفحه ۱۹۷ تا ۲۲۴. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.103233>



نرم افزارهای ترسیمی نظیر گرافر برای رسم نمودارهای مورد نیاز استفاده شده است. استوک گرانیتوئیدی گودحوض یا سیاه کوه به سن ژوراسیک پیشین (حدود ۱۸۰ میلیون سال) در بخش جنوبی پهنه دگرگونی- ماگمایی سندج- سیرجان در جنوب خاور بافت در جنوب کرمان قرار دارد. سابقه مطالعات پیشین این توده و دایک‌های موجود در آن، شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ حاجی‌آباد (Sabzehei et al., 1993) و ۱/۱۰۰۰۰۰ دهرسد (Nazemzadeh and Rashid, 2006) و دو مطالعه در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عناوین ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتی سیاه کوه (Malekizadeh, 2000) و ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های حدواسط- اسیدی موجود در منطقه دهرسد (Ghanbarzadeh, 2011) است. همچنین یک مقاله ارزشمند (Arvin et al., 2007) نیز در باره این توده انتشار یافته است. با این حال در مورد شیمی کانی‌های سازنده توده تاکنون مطالعه‌ای صورت نگرفته است. عرب‌زاده بنی‌اسدی (Arabzadeh Baniasadi, in perss) این توده را با رویکردی تازه و با استفاده از داده‌های ژئوشیمی سنگ‌کل، شیمی کانی، شیمی ایزوتوپی و سن‌سنجی به روش اورانیم- سرب بر روی کانی زیرکن مورد بررسی قرار داده است. در این مقاله برای اولین بار به کاربرد ترکیب شیمیایی بیوتیت در بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور و جایگزینی، تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل و پتانسیل کانه‌زایی

گرانیتوئیدی با فرمول $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH,F,Cl)_4$ است که در مکان X کاتیون‌های بین لایه‌ای بزرگ مانند Ca, Na, K و همچنین عناصر کمیاب Cs, Rb, Ba، در مکان اکتاندری Y یا موقعیت‌های M_1 و M_2 عمدتاً کاتیون‌های Mg, Fe^{2+} و به مقادیر خیلی کمتر عناصر دیگری نظیر Li, Ti, Cr, Mn, Fe^{3+} و در مکان تترائدری Z عناصر Si یا Al و در مقادیر خیلی کم عناصر Fe^{3+} و Ti قرار می‌گیرند (Deer et al., 1992; Uchida et al., 2007). در حال حاضر از ترکیب شیمیایی بیوتیت برای پی‌بردن به طبیعت شیمیایی ماگما (Deer et al., 1992; Nachit et al., 2005)، ماهیت ماگما و شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور و جایگزینی آن (Wones and Eugster, 1965; Luhr et al., 1984; Nachit et al., 2005; Henry et al., 2005; Anderson et al., 2008; Li et al., 2019) تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل (Abdel-Rahman, 1994) و گروه‌بندی زایشی گرانیتوئیدها و پتانسیل کانه‌زایی آن‌ها (Jiang et al., 2002; Uchida et al., 2007; Karimpour et al., 2011; Villaseca et al., 2017) استفاده می‌شود. در این مقاله از نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض در محیط نرم‌افزار اختصاصی $Geo-fO_2$ (Li et al., 2019) و صفحه گسترده اکسل برای برآورد ماهیت ماگما و پارامترهای فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور و جایگزینی آن (دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن) و تعیین محیط زمین‌ساختی زایش ماگما و همچنین از

ماگمای گرانودیوریتی سازنده بخش اصلی این توده پرداخته شده است.

روش انجام پژوهش

پس از انجام مطالعات و برداشتهای دقیق صحرایی، تهیه نقشه زمین‌شناسی، تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی و انجام مطالعات سنگ‌نگاری، نمونه‌های مناسب معرف واحدهای سنگی مختلف منطقه انتخاب و آنالیز شیمیایی کانی‌های موجود در ۱۴ نمونه در آزمایشگاه‌های میکروپروب دانشگاه‌های پتسدام کشور آلمان و آریستوتل کشور یونان انجام شده است. آنالیز شیمیایی بیوتیت‌ها و فلدسپارهای موجود در نمونه گرانودیوریتی MH-21 در کشور آلمان با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL JXA-8230 با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV، جریان پرتوی 20 nA، زمان شمارش ۱۰ ثانیه برای عناصر Si, K, Cr, Na, P و ۲۰ ثانیه برای عناصر Al, Ca, Fe, Mn, Mg, Ti, F, Cl با حدود تشخیص ۰.۲٪ تا ۹٪ درصد وزنی و نمونه MH-6 در کشور یونان با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL JSM-6390LV با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV، جریان پرتوی 0.4 mA، زمان شمارش ۸۰ ثانیه انجام شده است (جداول ۱ و ۲). تعداد اکسیژن‌ها و کاتیون‌های مورد محاسبه در فرمول ساختاری بیوتیت به ترتیب ۲۲ و ۸ و برای فلدسپار ۸ و ۵ بوده است و از روش دروپ (Droop 1987) برای جداسازی مقادیر Fe^{+2} و Fe^{+3} در بیوتیت استفاده شده است (جداول ۱ و ۲). البته در محاسبات دما-فشارسنجی و تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط

نرم افزار Geo-fO₂ (Li et al., 2019)، مقادیر Fe^{+2} و Fe^{+3} براساس روش Richard (1995) تفکیک شده است.

زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی گود حوض یا سیاه کوه از یک بخش کوچک مافیک- حدواسط گابرویدیوریتی، یک بخش اصلی گرانودیوریتی و یک بخش کوچک تفریق یافته‌های گرانیتی-آلکالی گرانیتی تشکیل شده که در ۶۰ کیلومتری جنوب خاور بافت (۲۵۰ کیلومتری جنوب کرمان)، در ناحیه عمومی اسفندقه واقع شده است (شکل ۱). این توده در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ حاجی‌آباد (Sabzehei et al., 1993) و ۱/۱۰۰۰۰۰ دهرسد (Nazemzadeh and Rashid, 2006) قرار دارد. نام این توده در نقشه حاجی‌آباد و از نام سیاه‌کوه واقع در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب باختری این توده برگرفته شده است. سیاه‌کوه از یک مجموعه سنگی کاملاً تیره رنگ متشکل از افیولیت ملانژهای کرتاسه بالایی تشکیل شده که یک توده کوچک گرانیتی (به نام زاغ دره) به سن پس از کرتاسه در آن نفوذ کرده است (Kashfi et al., 2023). از آنجا که سن و ماهیت توده‌های گودحوض و زاغ دره متفاوت است و به دلیل قرارگیری روستای گودحوض دقیقاً بر روی توده گرانیتی مورد مطالعه، تصمیم گرفته شد که از نام مناسب‌تر گودحوض برای معرفی این توده استفاده شود. براساس نقشه زمین‌شناسی حاجی‌آباد (Sabzehei et al., 1993)، واحدهای سنگی میزبان توده گودحوض متعلق به پالئوزوئیک بالایی بوده و سن توده نیز

تریاس پسین است. اما براساس نقشه زمین‌شناسی دهسرد (Nazemzadeh and Rashid, 2006)، واحدهای سنگی میزبان توده گودحوض، متعلق به ژوراسیک و کرتاسه پسین هستند و در نتیجه، سن توده به بعد از کرتاسه پسین یعنی سنوزوئیک نسبت داده شده است. این تشخیص، احتمالاً به دلیل مشاهده نفوذ توده گرانیتی زاغ دره در افیولیت‌ملانژهای کرتاسه و مشابه پنداشتن آن با توده گودحوض بوده است.

اما بررسی‌های دقیق صحرایی این پژوهش نشان می‌دهند که این توده به صورت یک استوک نسبتاً بزرگ بیضوی شکل کشیده با روند تقریبی خاوری-باختری در داخل سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک بالایی و سنگ‌های آذرین-رسوبی تریاس برونزد دارد (شکل ۱). این توده در مرز جنوبی و با سطح تماس نفوذی کاملاً مشخص به درون مجموعه‌های آذرین-دگرگونی پالئوزوئیک بالایی سرگز-آبشور (Sabzehei et al., 1993; Asadi et al., 2023a, b) نفوذ کرده است و قطعاتی از آن‌ها را به شکل زینولیت دربر گرفته است. سن پالئوزوئیک بالایی (کربونیفر) سنگ‌های آذرین و دگرگونی این مجموعه‌ها در مطالعات قبلی روشن شده است (Ghasemi, 2000, Ghasemi et al., 2002, 2004; Moghadam et al., 2017; Asadi et al., 2022, 2023 a, b). در مرز شمالی، این توده به درون یک سری سنگی آتشفشانی-رسوبی متشکل از شیل، ماسه‌سنگ، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و آذرآواری‌های وابسته به سن تریاس نفوذ کرده است (Arabzadeh

ترکیب شیمیایی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی ...

تریاس با مرز عادی در زیر توالی تخریبی تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین (معادل گروه شمشک) قرار دارند که عمدتاً شامل کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل، سنگ‌آهک خاکستری تیره‌رنگ فسیل‌دار، گدازه‌های ریولیتی/داسیتی و آذرآواری‌های وابسته و دایک‌های ریولیتی/داسیتی هستند. برخلاف نوشته‌های موجود در شرح برگه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دهسرد (Nazemzadeh and Rashid, 2006)، هیچ اثری از نفوذ توده گرانیتی گودحوض به داخل سری تخریبی معادل شمشک دیده نمی‌شود و لذا از دیدگاه بررسی‌های صحرایی نیز سن توده نمی‌تواند بعد از ژوراسیک باشد. البته، سن-سنجی ایزوتوپی به روش اورانیوم-سرب بر روی زیرکن‌های جدا شده از دو نمونه گرانودیوریتی و گرانیتی توده نیز بیانگر سن حدود ۱۸۰ میلیون سال آن است که با یافته‌های صحرایی و سن ایزوتوپی حدود ۱۹۹ میلیون سال اعلام شده براساس ایزوکرون سنگ کل Rb-Sr (Arvin et al., 2007) کاملاً سازگار است (Arabzadeh Baniasadi et al., 2024).

اولین فاز تزریقی توده شامل جایگزینی ماگمای مافیک-حدواسط گابرویدیوریتی بوده که در حاشیه جنوبی توده در محل تماس با دگرگونه‌های پالئوزوئیک بالایی به صورت سنگ‌های کاملاً تیره‌رنگ ریزدانه تا تفریق یافته‌های دانه‌درشت حاوی بلورهای روشن پلاژیوکلاز و آمفیبول رخنمون دارد. سنگ‌های این فاز به صورت انکلاو در فاز دوم و اصلی گرانودیوریتی شناورند (شکل ۲- a). دومین فاز

تریاس پسین است. اما براساس نقشه زمین‌شناسی دهسرد (Nazemzadeh and Rashid, 2006)، واحدهای سنگی میزبان توده گودحوض، متعلق به ژوراسیک و کرتاسه پسین هستند و در نتیجه، سن توده به بعد از کرتاسه پسین یعنی سنوزوئیک نسبت داده شده است. این تشخیص، احتمالاً به دلیل مشاهده نفوذ توده گرانیتی زاغ دره در افیولیت‌ملانژهای کرتاسه و مشابه پنداشتن آن با توده گودحوض بوده است.

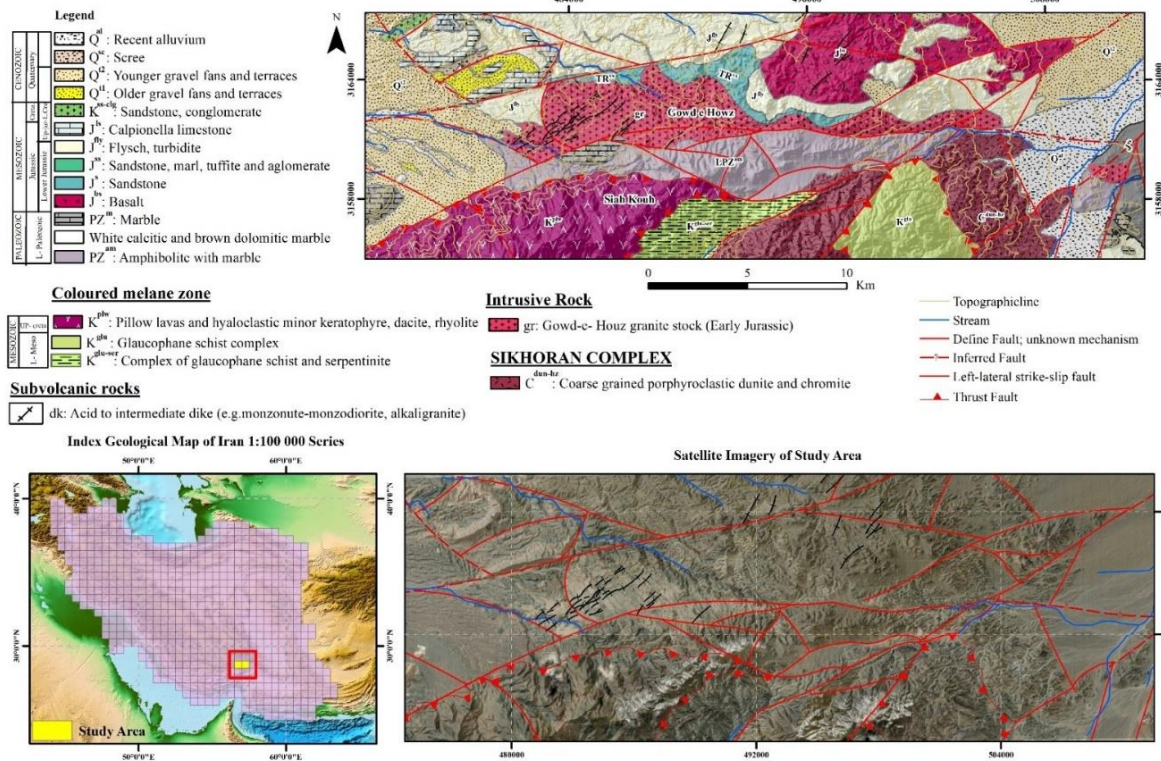
اما بررسی‌های دقیق صحرایی این پژوهش نشان می‌دهند که این توده به صورت یک استوک نسبتاً بزرگ بیضوی شکل کشیده با روند تقریبی خاوری-باختری در داخل سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک بالایی و سنگ‌های آذرین-رسوبی تریاس برونزد دارد (شکل ۱). این توده در مرز جنوبی و با سطح تماس نفوذی کاملاً مشخص به درون مجموعه‌های آذرین-دگرگونی پالئوزوئیک بالایی سرگز-آبشور (Sabzehei et al., 1993; Asadi et al., 2023a, b) نفوذ کرده است و قطعاتی از آن‌ها را به شکل زینولیت دربر گرفته است. سن پالئوزوئیک بالایی (کربونیفر) سنگ‌های آذرین و دگرگونی این مجموعه‌ها در مطالعات قبلی روشن شده است (Ghasemi, 2000, Ghasemi et al., 2002, 2004; Moghadam et al., 2017; Asadi et al., 2022, 2023 a, b). در مرز شمالی، این توده به درون یک سری سنگی آتشفشانی-رسوبی متشکل از شیل، ماسه‌سنگ، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و آذرآواری‌های وابسته به سن تریاس نفوذ کرده است (Arabzadeh

دایک تا بخش زیرین واحدهای ژوراسیک دیده می‌شوند و در نهایت به گدازه‌های ریولیتی/ داسیتی درون واحدهای ژوراسیک ختم می‌شوند.

سنگ‌نگاری

توده گرانیتوئیدی گودحوض دارای تنوع سنگی بوده و شامل طیفی از گابرو-دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت است. در این بین، بخش گرانودیوریتی حجم اصلی توده را تشکیل می‌دهد. گرانودیوریت‌ها به عنوان سازنده اصلی توده گودحوض دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل تا نیمه خودشکل متوسط تا درشت دانه متشکل از آمفیبول (حدود ۲۰ درصد)، بیوتیت (حدود ۱۰ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۳۰ درصد)، آلکالی فلدسپار (حدود ۲۰ درصد) و کوارتز (حدود ۲۰ درصد) هستند (شکل ۳). بیوتیت، به شکل ورقه‌های نیمه خودشکل ریز تا درشت ۵ میلی‌متری به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ متمایل به سبز است که حاکی از طبیعت آهن‌دار آن است که در آن، ادخال‌های کانی فلزی (مگنتیت)، زیرکن و آپاتیت به همراه آمفیبول دیده می‌شود. بسیاری از آن‌ها کلریتی شده‌اند و مقادیر کمی نیز سالم هستند. کلریتی و اپیدوتی شدن آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها و سوسوریتی، سریسیتی و کائولینیتی شدن فلدسپارها از دگرسانی‌های شایع در گرانودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض است.

تزریقی شامل جایگیری توده بزرگ اصلی گرانودیوریتی گودحوض در داخل بخش دیوریتی قبلی است. گرانودیوریت‌ها از انکلاوهای ریز و درشت میکروگرانولار مافیک (Didier and barbarin, 1991) یا میکروگرانیتوئیدی مافیک (Vernon, 1984) (Mafic Microgranular/Microgranitoid) (Enclaves, MMEs) سرشار هستند. بیشتر این انکلاوها، بخش‌های گسیخته شده فاز مافیک- حدواسط قبلی (گابرودیوریتی فاز اول) و برخی نیز انکلاوهایی از جنس حاشیه‌های انجماد سریع خود (اتولیت) هستند. سومین فاز نفوذی شامل تزیق توده روشن گرانیتی دانه‌درشت به درون بخش‌های دیوریتی (شکل ۲- b) و گرانودیوریتی قبلی است. انکلاوهایی از فاز گرانودیوریتی در فاز گرانیتی دیده می‌شوند (شکل ۲- c). بخش‌های تفریقی ماگمای گرانیتی به صورت رگه- رگچه‌ها و دایک‌های صورتی روشن آپلیتی- پگماتییتی (شکل ۲- d) به فراوانی در دیگر بخش‌ها از جمله گرانیت‌ها دیده می‌شوند. آخرین فاز ماگمایی منطقه نیز دایک‌های بزرگ و غالباً موازی تیره رنگ دانه‌ریز با حاشیه‌های انجماد سریع شیشه‌ای با ترکیب کوارتز مونزونیتی است (شکل ۱) که با روند غالب شمال خاوری- جنوب باختری، توده گرانیتوئیدی گودحوض را قطع کرده‌اند (Arabzadeh Baniasadi et al., 2024). به نظر می‌رسد که این دایک‌ها، مجاری تغذیه کننده گدازه‌ها و دایک‌های اسیدی موجود در سنگ‌های رسوبی تخریبی ژوراسیک زیرین در منطقه باشند، زیرا به صورت



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی گودحوض (سیاه کوه) که با برخی اصلاحات از نقشه‌های زمین‌شناسی حاجی‌آباد (Sabzehei et al., 1993) و دهسرد (Nazemzadeh and Rashid, 2006) ترسیم شده است به همراه نقشه ایندکس ایران و همچنین تصویر ماهواره‌ای حاوی خطواره‌های گسلی.

Fig. 1. Geological map of the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid intrusion. Modified after the geological maps of Hajjiabad (Sabzehei et al., 1993) and Dehsard (Nazemzadeh and Rashid, 2006), along with the index map of Iran and satellite image including fault lineations.

بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های گودحوض (جدول ۱) در نمودارهای رده‌بندی میکاها (Foster, 1965; Speer, 1984, Deer et al., 1992; Tischendorf et al., 1997; Nachit et al., 2005) قلمرو بیوتیت‌های اولیه (شکل ۴-۱) و آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲, ۳, ۴, ۵) که با رنگ قهوه‌ای متمایل به سبز آن‌ها در مقاطع میکروسکوپی همخوانی دارد. معمولاً بیوتیت‌های واقع در قلمرو ماگمایی اولیه در این نمودار، خودشکل هستند و متعلق به توده‌های ماگمایی نابارور و بیوتیت‌های واقع در قلمروهای

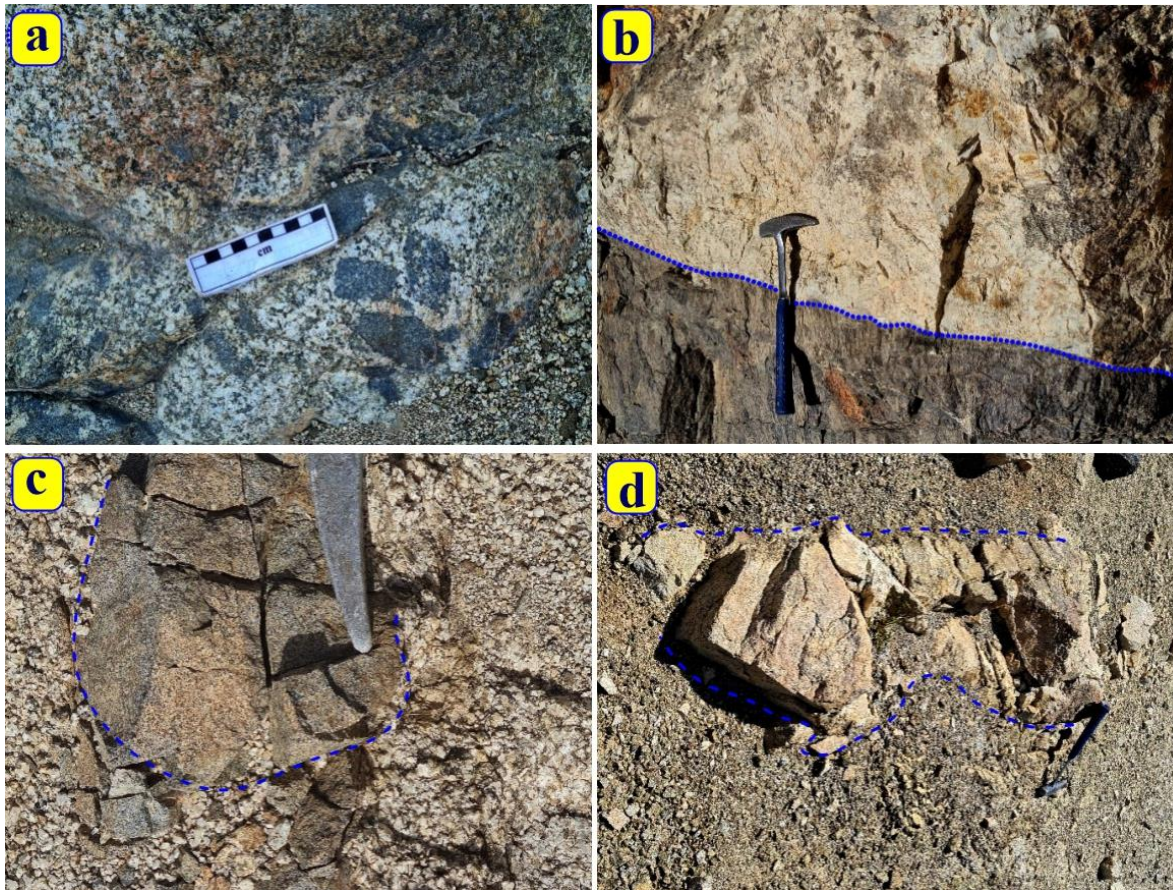
بحث

شیمی بیوتیت

ترکیب بیوتیت در سنگ‌های آذرین متأثر از ترکیب ماگمای والد بوده و بین چهار عضو انتهایی منیزیم‌دار (فلوگوپیت)، آهن‌دار (آنیت) و آلومینیم‌دارهای ایستونیت-سیدروفیلیت (شکل ۴-۳) متغیر است؛ به طوری که در سنگ‌های مافیک معمولاً از نوع فلوگوپیت و در سنگ‌های فلسیک (گرانیتی) از نوع آنیت می‌باشد (Abrecht and Hewitt, 1988).

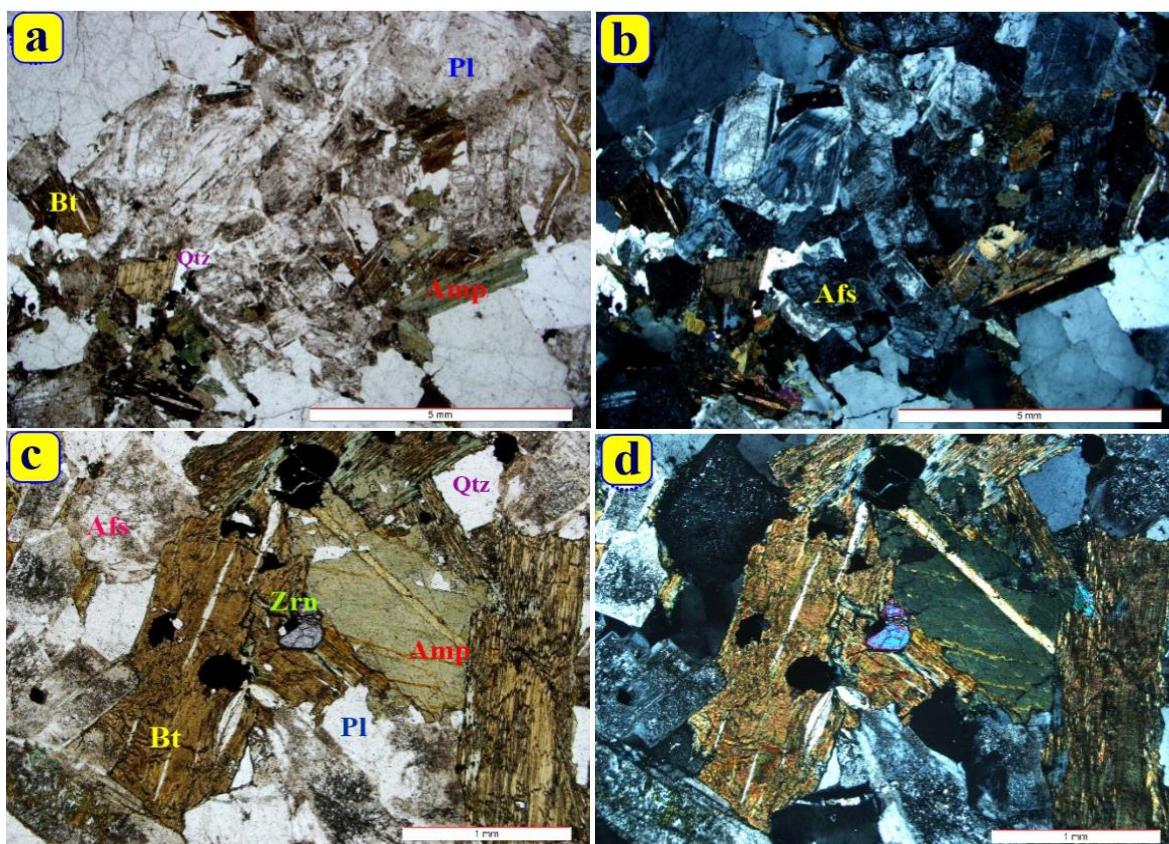
به ذکر است که در توده‌های آذرین درونی از جمله گرانیتوئیدها، اغلب کانی‌ها از جمله بیوتیت، نیمه خودشکل هستند و انواع خودشکل بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند.

ثانویه و تعادل دوباره یافته این نمودار، معمولاً ناخودشکل و از نوع جانشینی می‌باشند که در اثر فرایندهای دگرسانی صورت گرفته بر توده‌های بارور (نظیر دگرسانی پتاسیک) ایجاد می‌شوند. البته لازم



شکل ۲- تصاویر صحرایی از روابط فازهای نفوذی توده گرانیتوئیدی گودحوض. (a) حضور انکلاو دیوریتی در داخل بخش گرانودیوریتی. (b) نفوذ فاز گرانیتی به درون فاز دیوریتی. (c) حضور انکلاو گرانودیوریتی در داخل بخش گرانیتی. (d) نمای نزدیک از تزریق فاز سوم گرانیتی و فاز آپلیتی-پگماتیتی در داخل فاز دوم گرانودیوریتی.

Fig. 2. Field photographs of the intrusive phase relations in the Gowd-e-Howz granitoid. a) The presence of the dioritic enclave in the granodiorite host rock. b) Intrusion of the granitic phase into the dioritic phase. c) The presence of the granodioritic enclave in the granite host rock. d) Close-up view of intrusion of the third granitic and aplitic-pegmatitic phase into the second granodioritic phase.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی در نورهای PPL و XPL از گرانودیوریت‌های توده گودحوض. (a) بافت دانه‌ای متشکل از آمفیبول (Amp)، پلاژیوکلاز (Pl) آلکالی فلدسپار (Afs)، بیوتیت (Bt) نیمه خودشکل و کوارتز (Qtz) در نور PPL. (b) همان نمونه در نور XPL. (c) بافت دانه‌ای متشکل از آمفیبول (Amp)، پلاژیوکلاز (Pl) آلکالی فلدسپار (Afs)، بیوتیت (Bt)، زیرکن (Zrn) و کوارتز (Qtz) در نور PPL. (d) همان نمونه در نور XPL. علائم اختصاری کانی‌ها از [Whitney and Evans \(2010\)](#).

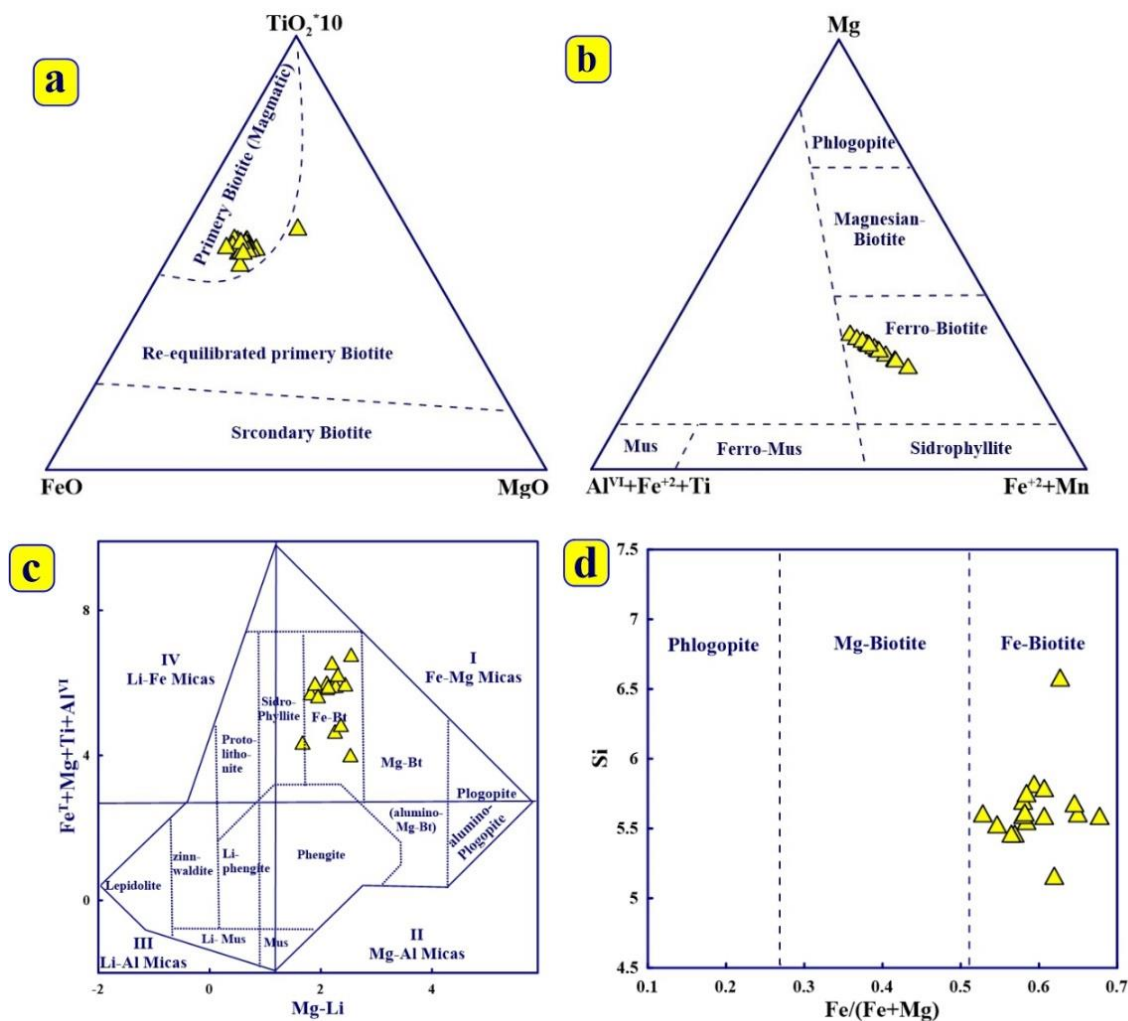
Fig. 3. Photomicrographs of the Gowd-e-Howz granodiorites in the PPL and XPL lights. a) Granular texture composed of amphibole (Amp), plagioclase (Pl), alkali feldspar (Afs), subhedral biotite (Bt) and quartz (Qtz) in the PPL. b) The same sample in XPL. c) Granular texture composed of amphibole (Amp), plagioclase (Pl), alkali feldspar (Afs), biotite (Bt), zircon (Zrn) and quartz (Qtz) in PPL. d) The same sample in XPL. The minerals abbreviations from [Whitney and Evans \(2010\)](#).

آهن‌دار کم تیتانیوم خواهد بود، اما در ماگماهای مافیک و اولترامافیک از نوع منیزیم‌دار فلوگوپیتی و تیتانیوم بالا می‌باشد ([Nachit et al, 1985; Abrecht](#) and [Hewitt, 1988](#)). بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های گودحوض نیز این ویژگی آهن‌دار کم تیتانیوم با منشأ برهمکنشی ماگمای گوشته‌ای-

در گرانودیوریت‌های توده گودحوض نیز بیوتیت-ها از نوع نیمه خودشکل هستند. در توالی واکنشی باون که ترتیب تبلور کانی‌های آذرین از ماگمای والد را نشان می‌دهد، بیوتیت معمولاً از میانه توالی و همگام با تبلور هورنبلند و پلاژیوکلاز حدواسط (آندزین- الیگوکلاز) تا مراحل نهایی تبلور قطب فلسیک متبلور می‌شود و در نتیجه، بیشتر از نوع

پوسته‌ای (شکل ۴-f) و همراهی با پلاژیوکلاز

حدواسط (شکل ۴-g) را نشان می‌دهند



شکل ۴- ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها و فلدسپارهای گرانودیوریت‌های گودحوض در نمودارهای مختلف. (a) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار طبقه‌بندی ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005). (b) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار طبقه‌بندی فوستر (Foster, 1960). (c) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار طبقه‌بندی تیشندورف و همکاران (Tischendorf et al., 1997). (d) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار طبقه‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1992). (e) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار طبقه‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1992). (f) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار تعیین منشأ بیوتیت زائو و همکاران (Zhao et al., 2012). (g) موقعیت فلدسپارها در نمودار طبقه‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1992).

Fig. 4. Chemical composition of biotites and feldspars of the Gowd-e-Howz granodiorite in different diagrams. a) Plot of biotite composition in triangular diagram of Nachit et al., (2005). b) Plot of biotite composition in classification diagram of Foster (1960). c) Plot of biotite composition in classification diagram of Tischendorf et al., (1997). d) Plot of biotite composition in classification diagram of Deer et al., (1992). e) Plot of biotite composition in classification diagram of Deer et al., (1992). f) Plot of biotite composition in discrimination diagram of Zhao et al., (2012). g) Plot of feldspar composition in classification diagram of Deer et al., (1992).

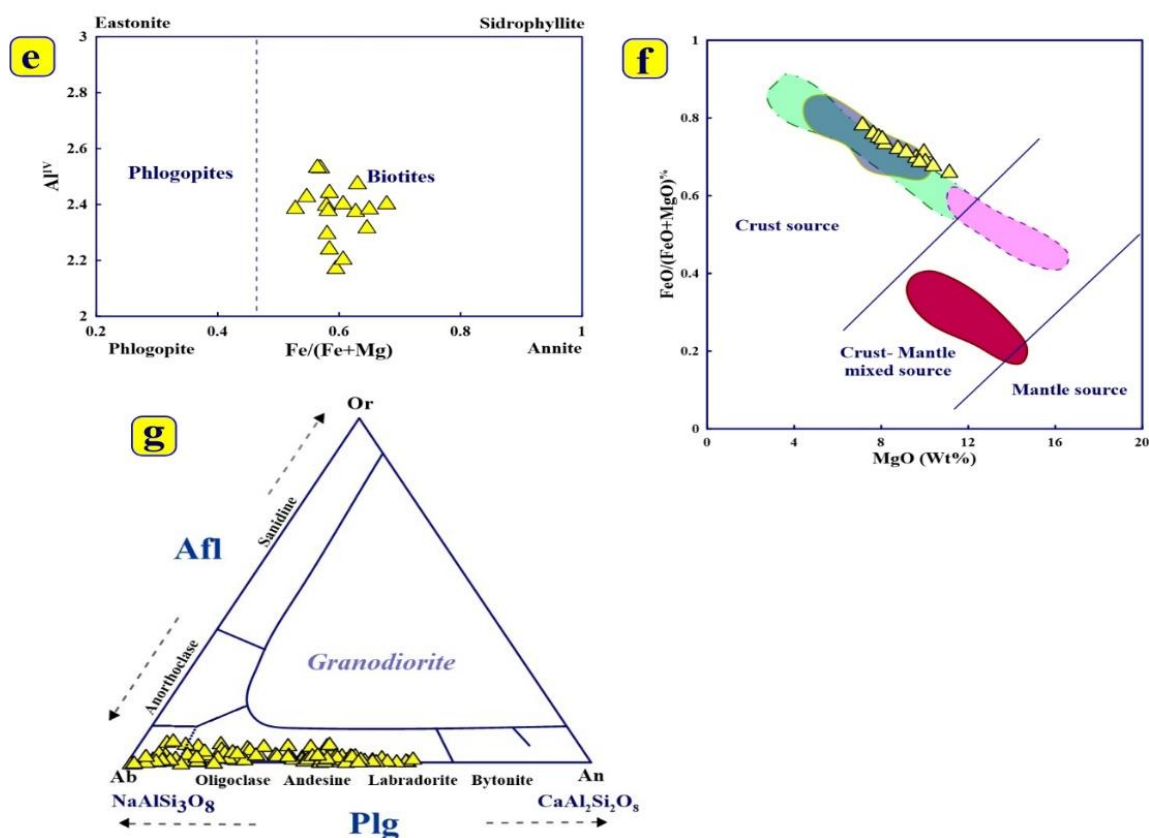


Fig. 4. Continued

شکل ۴- ادامه

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی بیوتیت‌های گرانودیوریت گودحوض براساس ۲۲ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون و نتایج زمین دما-فشارسنجی آن‌ها.

Table 1. Results of chemical analysis of biotite from the Gowd-e-Howz granodiorite based on 22 oxygens and 8 cations and thermobarometry results.

Mineral	MH-21					
	Biotite					
SiO ₂	35.83	35.71	35.91	36.23	35.98	35.69
TiO ₂	3.47	3.86	3.47	3.64	3.70	3.65
Al ₂ O ₃	14.68	13.90	14.01	14.62	13.02	13.40
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00
FeO	25.20	25.67	24.96	24.65	26.11	26.83
MnO	0.34	0.35	0.31	0.29	1.04	0.75
MgO	9.05	7.78	9.09	9.16	8.04	7.16
CaO	0.39	0.17	0.10	0.32	0.45	0.28
Na ₂ O	0.02	0.10	0.11	0.22	0.29	0.42
K ₂ O	6.74	7.22	7.12	7.13	8.43	7.70
F	0.10	0.09	0.21	0.00	0.00	0.00
Cl	0.05	0.17	0.20	0.02	0.00	0.00
Total	96.17	95.02	95.52	96.35	97.06	95.88
Si	6.58	5.61	5.59	5.16	5.68	5.59
Ti	0.74	0.46	0.41	0.57	0.28	0.47
Al	3.40	2.57	2.57	2.85	2.53	2.52

Cr	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe ^{tot}	4.29	3.37	3.25	1.89	3.60	1.13
Mn	0.06	0.05	0.04	0.01	0.14	0.10
Mg	2.55	1.82	2.11	3.47	1.89	1.67
Ca	0.54	0.03	0.02	0.05	0.08	0.05
Na	0.01	0.03	0.03	0.07	0.09	0.13
K	0.69	1.45	1.41	1.51	1.70	1.54
Fe ³⁺	0.10	0.10	0.20	0.10	0.11	0.12
Fe ²⁺	4.29	3.37	3.25	1.89	3.45	3.52
Al ^{IV}	2.38	2.39	2.41	2.84	2.32	2.41
Al ^{VI}	0.06	0.06	0.09	0.06	0.10	0.07
Mg/(Fe+Mg)	0.37	0.35	0.39	0.65	0.35	0.32
Fe/(Fe+Mg)	0.63	0.65	0.61	0.35	0.65	0.68
logfO ₂	-16.88	-16.90	-16.85	-16.58	-16.97	-17.16
Depth(km)	8.56	4.46	4.41	8.20	2.61	3.60
Uchida et al., (2007) P	3.77	1.27	1.26	2.11	1.14	1.11
Henry et al., (2005) T°C	706.15	701.70	689.29	751.73	695.86	692.12
Luhr et al., 1984T °C	700.10	659.69	649.21	875.24	607.51	657.88
Li et al., (2019) P	2.27	1.18	1.17	2.17	0.69	0.95
Sample	MH-6					
Mineral	Biotite					
SiO ₂	35.61	36.74	36.11	35.18	36.70	35.61
TiO ₂	3.09	3.77	3.79	3.61	3.52	3.47
Al ₂ O ₃	13.57	13.59	13.49	14.34	13.62	13.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	24.21	23.59	23.66	23.12	22.15	22.63
MnO	0.33	0.14	0.43	0.91	0.42	0.56
MgO	9.68	9.58	9.63	9.81	11.11	10.52
CaO	0.79	0.76	0.35	0.24	0.47	0.87
Na ₂ O	0.06	0.29	0.04	0.32	0.00	0.34
K ₂ O	8.47	8.59	8.26	8.18	8.21	8.55
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.81	97.05	95.75	95.72	96.21	95.86
Si	5.55	5.70	5.60	5.46	5.61	5.53
Ti	0.36	0.44	0.44	0.42	0.40	0.41
Al	3.01	2.47	2.58	2.74	3.50	2.54
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{tot}	1.01	3.20	3.21	3.14	0.91	3.07
Mn	0.04	0.02	0.06	0.12	0.05	0.07
Mg	2.25	2.22	2.23	2.27	2.53	2.43
Ca	0.13	0.00	0.06	0.04	0.08	0.14
Na	0.02	0.09	0.01	0.10	0.00	0.10
K	1.69	1.70	1.63	1.62	1.60	1.69
Fe ³⁺	0.10	0.12	0.20	0.12	0.10	0.11
Fe ²⁺	3.16	3.06	3.07	3.00	2.83	2.94
Al ^{IV}	2.45	2.30	2.40	2.54	2.39	2.43
Al ^{VI}	0.04	0.06	0.06	0.09	0.06	0.06
Mg/(Fe+Mg)	0.35	0.32	0.42	0.42	0.42	0.43
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.58	0.58	0.57	0.53	0.55
logfO ₂	-16.98	-17.16	-17.05	-16.69	-16.54	-16.44
Depth (km)	2.61	3.60	3.84	3.37	3.37	5.23
Uchida et al., (2007) P	2.59	0.94	1.27	1.79	4.08	1.18
Henry et al., (2005) T°C	695.86	692.12	676.56	703.67	705.62	700.61

Luhr et al., 1984 T °C	638.92	668.51	668.99	665.27	667.87	662.53
Li et al., (2019) P	0.69	0.95	1.02	0.89	0.89	1.39
Sample	MH-6					
Mineral	Biotite					
SiO ₂	36.18	35.04	37.61	37.62	37.05	
TiO ₂	3.66	3.51	3.41	3.56	3.56	
Al ₂ O ₃	13.25	13.82	12.79	12.92	13.28	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	23.51	23.52	24.11	23.29	24.95	
MnO	0.33	0.38	0.49	0.54	0.26	
MgO	9.49	10.18	9.24	8.47	9.97	
CaO	0.70	0.54	0.10	0.15	0.15	
Na ₂ O	0.21	0.00	0.00	0.25	0.33	
K ₂ O	8.51	8.70	8.24	8.95	8.23	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	95.84	95.68	95.99	95.74	97.79	
Si	5.62	5.46	5.82	5.79	5.75	
Ti	0.43	0.41	0.35	0.41	0.20	
Al	3.09	3.06	2.44	2.46	2.54	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe _{tot}	3.88	0.00	3.26	3.15	3.39	
Mn	0.04	0.05	0.06	0.07	0.03	
Mg	2.20	2.36	2.13	1.94	2.31	
Ca	0.12	0.09	0.02	0.02	0.00	
Na	0.06	0.00	0.00	0.08	0.10	
K	1.69	1.73	1.63	1.76	1.63	
Fe ³⁺	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	
Fe ²⁺	3.05	3.07	3.12	3.00	3.24	
Al ^{IV}	2.38	2.54	2.18	2.21	2.25	
Al ^{VI}	0.04	0.06	0.16	0.13	0.18	
Mg/(Fe+Mg)	0.47	0.45	0.42	0.44	0.41	
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.56	0.59	0.61	0.58	
logfO ₂	-16.35	-16.51	-16.70	-16.54	-16.94	
Depth (km)	3.25	3.24	3.07	4.34	1.71	
Uchida et al., (2007) P	2.82	2.74	0.86	0.94	1.17	
Henry et al., (2005) T °C	700.75	698.98	701.13	698.27	687.31	
Luhr et al., 1984T °C	664.50	658.84	637.11	662.00	588.86	
Li et al., (2019)P	0.86	0.86	0.81	1.15	0.45	

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌های استوک گرانیتوئیدی گودحوض براساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون.

Table 2. Results of chemical analysis of plagioclase from the Gowd-e-Howz granodiorite based on 8 oxygens and 5 cations.

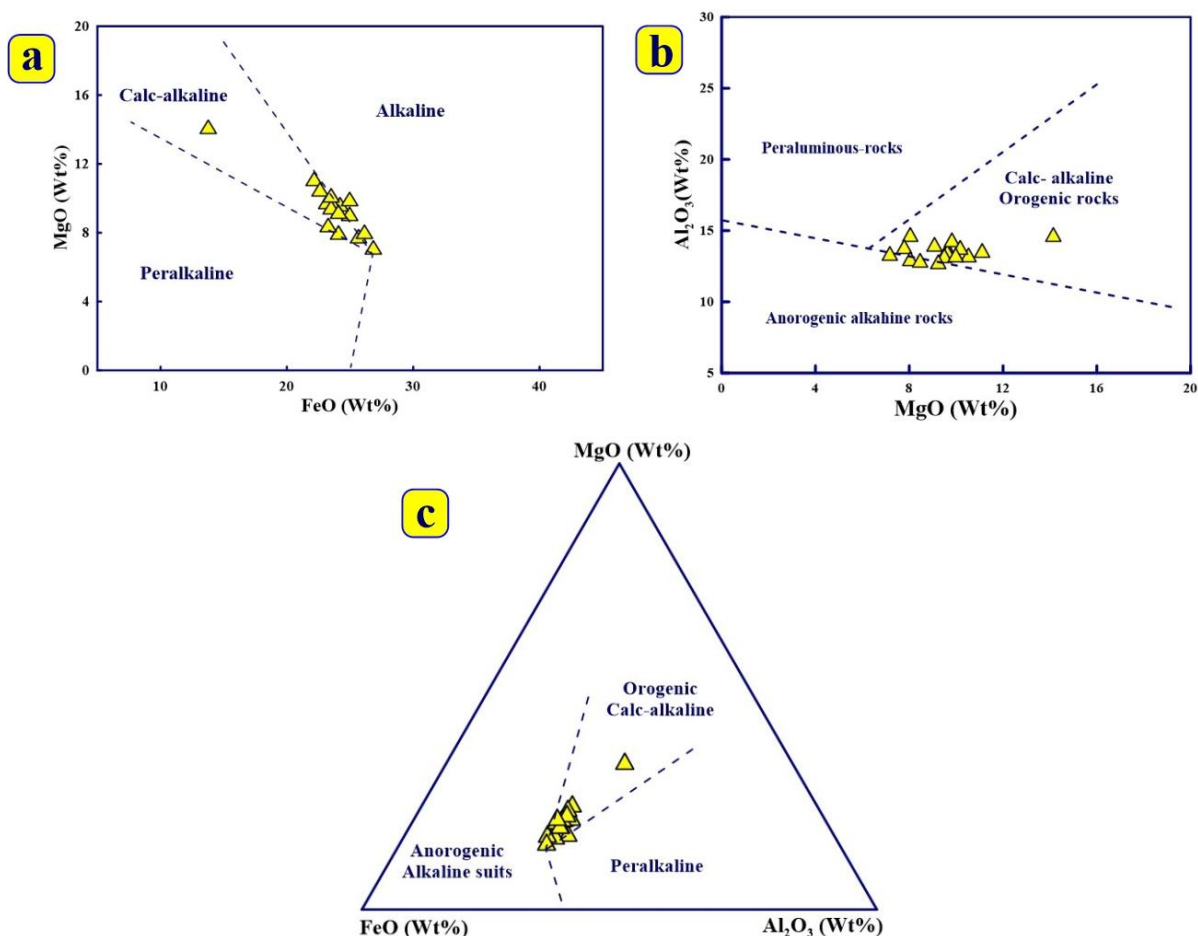
Sample	MH-21									
Mineral	Plagioclase									
SiO ₂	65.52	55.61	59.23	59.55	56.91	55.76	56.80	65.30	64.50	61.52
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.81	27.74	26.51	24.31	28.17	28.52	26.91	21.59	22.72	25.37
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
FeO	0.01	0.20	0.17	0.12	0.14	0.20	0.27	0.13	0.15	0.18
MnO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00

CaO	1.27	8.84	6.05	5.77	7.50	9.33	7.59	2.01	2.62	4.47
Na ₂ O	10.45	6.28	7.30	8.12	6.94	5.87	6.97	9.85	9.46	8.57
K ₂ O	0.07	0.17	0.45	0.38	0.32	0.18	0.21	0.12	0.44	0.49
Sum	99.18	98.86	99.75	98.27	99.98	99.88	98.79	99.04	99.89	100.61
Si	2.90	2.52	2.65	2.69	2.54	2.51	2.57	2.91	2.85	2.71
Al	1.14	1.48	1.40	1.29	1.48	1.51	1.43	1.13	1.18	1.32
Ca	0.06	0.43	0.29	0.28	0.36	0.45	0.37	0.10	0.12	0.21
Na	0.90	0.55	0.63	0.71	0.60	0.51	0.61	0.85	0.81	0.73
K	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
An	0.06	0.43	0.31	0.28	0.37	0.46	0.37	0.10	0.13	0.22
Ab	0.93	0.56	0.67	0.70	0.61	0.53	0.62	0.89	0.84	0.75
Or	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03
Sample	MH-6									
Mineral	Plagioclase									
SiO ₂	55.66	56.90	57.38	57.43	62.03	63.65	63.45	66.63	62.25	65.80
Al ₂ O ₃	27.72	27.34	26.78	26.57	23.48	22.57	22.35	20.52	22.94	20.93
FeO	0.26	0.28	0.34	0.33	0.46	0.08	0.53	0.39	0.81	0.42
CaO	9.94	9.37	8.87	8.64	4.98	3.66	3.85	1.46	4.69	2.09
Na ₂ O	5.68	6.28	6.45	6.51	8.35	8.97	9.04	10.63	8.87	9.91
K ₂ O	0.39	0.11	0.24	0.32	0.82	1.01	0.73	0.47	0.23	1.00
Sum	99.65	100.28	100.07	99.80	100.13	99.95	99.96	100.10	99.79	100.14
Si	2.51	2.55	2.57	2.58	2.76	2.82	2.81	2.93	2.77	2.90
Al	1.48	1.44	1.42	1.41	1.23	1.18	1.17	1.06	1.20	1.09
Ca	0.48	0.45	0.43	0.42	0.24	0.17	0.18	0.07	0.22	0.10
Na	0.50	0.54	0.56	0.57	0.72	0.77	0.78	0.91	0.77	0.85
K	0.02	0.01	0.01	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.01	0.06
An	48.04	44.92	42.57	41.52	23.62	17.36	18.25	6.85	22.32	9.84
Ab	49.70	54.47	56.04	56.62	71.74	76.96	77.60	90.54	76.40	84.57
Or	2.26	0.61	1.39	1.86	4.65	5.69	4.14	2.61	1.28	5.59

بیوتیت‌ها معرفی شده است (Abdel-Rahman, 1994). ترکیب بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های گودحوض در این نمودارها بیانگر ماهیت کالک‌آلکان سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی کمان ماگمایی فرفرورانشی است (شکل ۵).

تعیین ماهیت ماگما، محیط تکتونیکی و پتانسیل کانه‌زایی

بررسی‌های مختلف نشان داده است که سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل مذاب به خوبی در ترکیب بیوتیت‌ها منعکس می‌گردد. بنابراین، نمودارهای مختلفی جهت تعیین نوع سری ماگمایی و محیط تکتونیکی مذاب از روی ترکیب شیمیایی



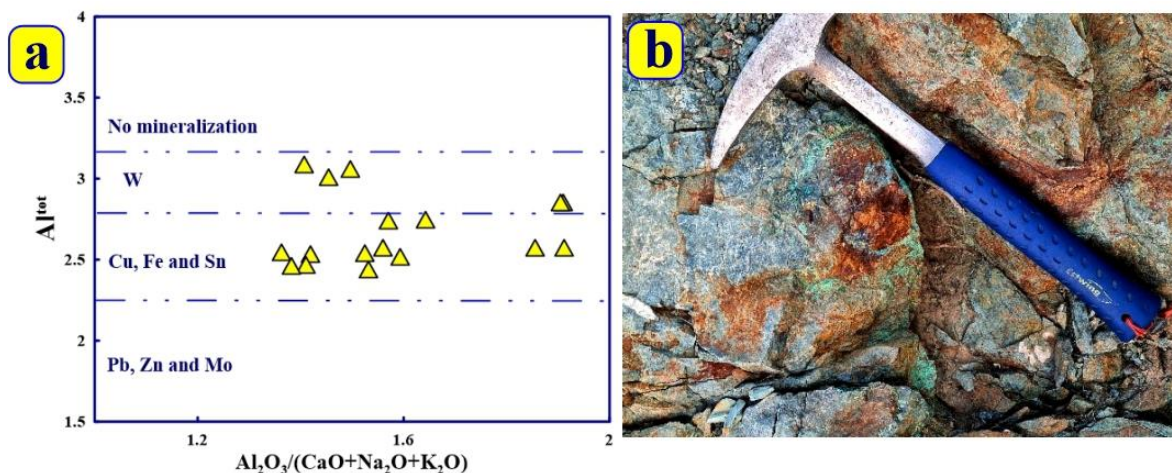
شکل ۵- ترکیب بیوتیت‌های گرانودیوریت‌های گودحوض در نمودارهای تمایز سری‌های ماگمایی و محیط تکتونیکی (Abdel-Rahman, 1994).

Fig. 5. Chemical composition of biotite from the Gowd-e-Howz granodiorite in the magmatic series and tectonic setting discrimination diagrams (Abdel-Rahman, 1994).

2002). در این نمودار محدوده A بیانگر گرانیت‌های آلکالن غیرکوهزایی، محدوده I مربوط به گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن کوهزایی و قلمرو SH مربوط به سنگ‌های شوشونیتی است. در این نمودار نیز نمونه‌های گودحوض در محدوده سری I قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ب). در نمودار $Fe\#$ در برابر آلومینیم کل (Al^{IV+VI}) (Anderson et al., 2008) نیز نمونه‌های گودحوض در قلمرو سری مگنتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ج). در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2

همچنین برای تشخیص منشأ گرانیت‌ها نیز نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است. به عنوان مثال، نمودار Fe^{2+} در برابر Fe^{3+} برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و S استفاده شده است (Villaseca et al., 2017). طبق انتظار، در این نمودار نمونه‌های توده گودحوض در امتداد روند سری I قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ا). نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر آلومینیم تتراندی (Al^{IV}) نیز برای تفکیک انواع زایشی گرانیت‌ها ارائه شده است (Jiang et al.,

شکستگی‌های این سنگ‌ها نیز تأییدی بر حضور فازهای سولفیدی مس‌دار در سنگ و پتانسیل محتمل کانه‌زایی مس در آن است.



شکل 7- a) نمودار $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ سنگ کل در برابر آلومینیم کل (Al^{tot}) بیوتیت‌های گرانودیوریت گود حوض (Uchida et al., 2007). b) حضور رگه‌های مالاکیته به عنوان نشانه‌ای از پتانسیل کانه‌زایی مس در توده گرانیتوئیدی گودحوض.

Fig. 7. a) A/CNK (whole rock) vs. Al^{tot} of biotite from the Gowd-e-Howz granodiorite (Uchida et al., 2007). b) The presence of malachite veins as an indicator of Cu mineralization potential of Gowd-e-Howz granitoid body.

شرایط احیایی حاکم بر تبلور بیوتیت در ماگمای والد

هستند (Azadbakht et al., 2020; Kumar and

Ashok, 2023). بیوتیت‌های موجود در

گرانودیوریت‌های توده گودحوض دارای رنگ قهوه‌ای

متمایل به سبز و ادخال‌های مگنتیت بوده که شرایط

اکسیدان حاکم بر تبلور بیوتیت در ماگمای

گرانودیوریتی والد را نشان می‌دهند. برآورد گریزندگی

اکسیژن در بیوتیت با فرض جانشینی تعادلی Mg و

Fe در ترکیب محلول جامد بیوتیت آنیتی - فلوگوپیتی

انجام می‌گیرد. بر اساس مقدار نسبت

$Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ دو روند متضاد در گریزندگی

اکسیژن و دما تشخیص داده شده است (Wones and

Eugster, 1965) که شامل: الف) روند اکسیداسیون،

که در آن با کاهش دما (یعنی پیشرفت تبلور ماگما)،

تعیین گریزندگی (فوکاسیته) اکسیژن ماگمای

والد بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت را می‌توان برای بررسی

متغیرهای فیزیکوشیمیایی (دما، فشار و گریزندگی

اکسیژن) حاکم بر ماگمای والد استفاده کرد (Wones

and Eugster, 1965; Henry et al., 2005; Uchida

et al., 2007; Babazadeh et al., 2019; Azadbakht et al., 2020; Khosravi et al., 2021;

Kumar and Ashok, 2023). به علاوه، رنگ بیوتیت

نیز نشانه‌ای از گریزندگی اکسیژن حاکم بر ماگمای

والد است، به گونه‌ای که بیوتیت‌های قهوه‌ای متمایل

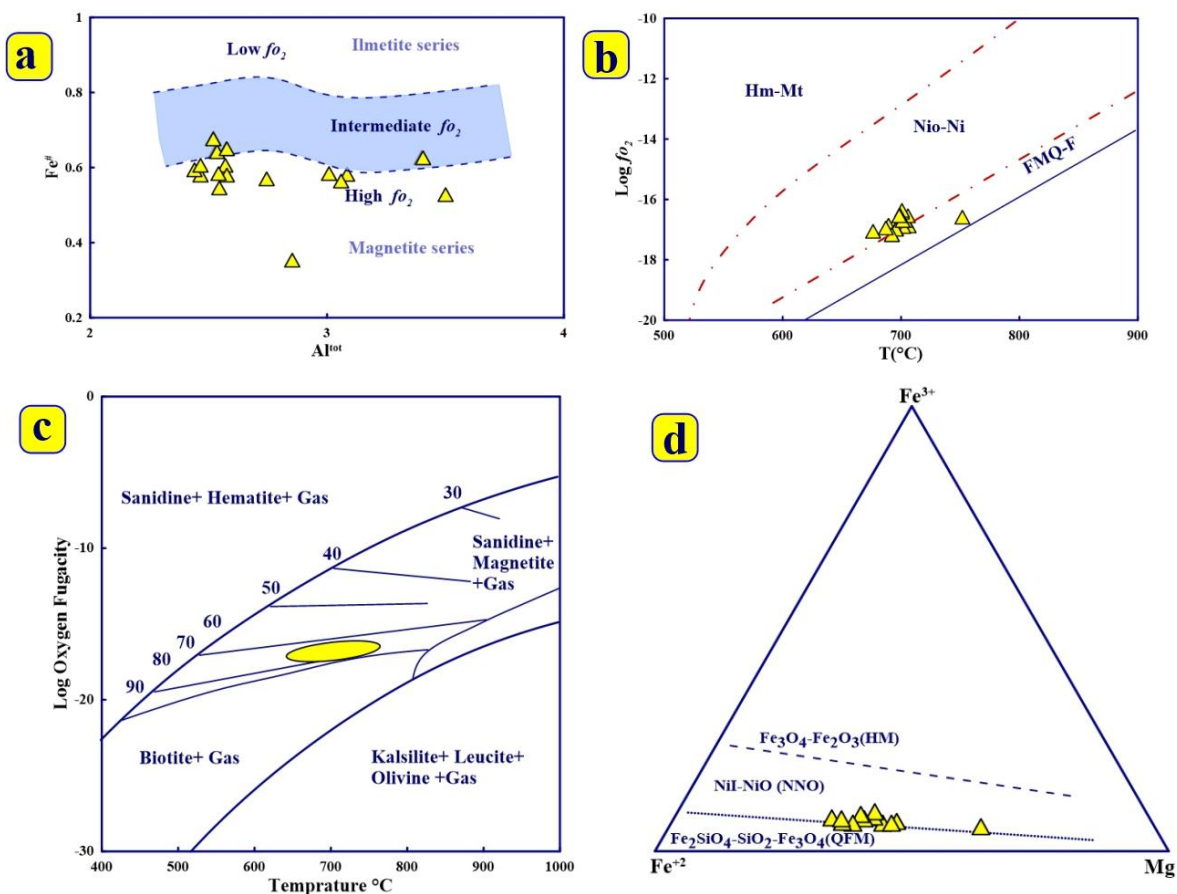
به سبز (فقیر از Al و Ti و سرشار از Mg و Fe^{3+})

نشانه شرایط اکسیدی و بیوتیت‌های قهوه‌ای متمایل

به قرمز در توده‌های گرانیتی قلع و تنگستن‌دار نشانه

بیوتیت افزایش یابد. پس، عدد بالای منیزیم در بیوتیت، شاخص مقدار بالای گریزندگی اکسیژن است (Wones and Eguster, 1965; Wones, 1980). تصویر کردن ترکیب بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های توده گودحوض در نمودارهای مربوطه (شکل ۸) نشانگر تشکیل آن‌ها در شرایط گریزندگی متوسط به بالای اکسیژن و در نتیجه، ماهیت متاآلومین، کالک‌آلکان نوع I و سری مگنتیتی گرانودیوریت در بردارنده آن است. حضور مگنتیت فراوان در داخل بیوتیت‌ها (شکل ۳-c، d)، نیز شاهدی بر این امر است. مقادیر گریزندگی اکسیژن (fO_2) براساس ترکیب بیوتیت در گرانودیوریت‌های توده گودحوض به روش هنری و همکاران (Henry et al., 2005) در محیط محیط نرم افزار اختصاصی Geo- fO_2 (Li et al., 2019) محاسبه شده و در نمودارهای مختلف ترسیم شده است (شکل ۸). این پارامتر، در نمودار عدد آهن ($Fe\#$) در مقابل آلومینیم کل (Al^{tot}) (Anderson et al., 2008) در طیف مقادیر متوسط به بالا (شکل ۸-a) قرار می‌گیرد. همچنین، مقادیر عددی آن در طیف 16.35- تا 17.16- در محدوده بافر Ni-NiO (NNO) و نزدیک به خط مرزی بافر فایالیت- مگنتیت- کوارتز قرار می‌گیرد (شکل ۸-b، c و جدول ۱) که نشانگر فوگاسیته متوسط است.

بیوتیت به طور فزاینده از منیزیم سرشارتر می‌شود. این پدیده در مورد بیوتیت‌های مورد مطالعه ما صادق نیست. (ب) روند احیاء، که در آن بیوتیت به طور فزاینده از آهن سرشارتر می‌شود و منطبق بر ترکیب بیوتیت‌های توده گودحوض است. در نتیجه، سرشاری بیوتیت از آهن یا منیزیم در خلال انجماد و تبلور ماگما به گریزندگی اکسیژن بستگی دارد، به گونه‌ای که در شرایط اکسیدان، بیوتیت از منیزیم سرشار خواهد بود و در نتیجه، مگنتیت فراوانی در سنگ متبلور خواهد شد (سری مگنتیت که حاوی کانی‌های مگنتیت، ایلمنیت، هماتیت، پیریت، اسفن، اپیدوت و بیوتیت‌های با نسبت Mg/Fe بالا است). برعکس، تبلور مذاب تحت شرایط احیاء (گریزندگی پایین اکسیژن)، به تشکیل بیوتیت سرشار از آهن می‌انجامد (Castro and Stephen, 1992) و فاز آهن‌دار از نوع ایلمنیت خواهد بود (سری ایلمنیت که حاوی کانی-های ایلمنیت، مسکوویت، گرافیت و بیوتیت‌های با نسبت Mg/Fe پایین است). بر همین اساس نیز، گرانیتوئیدها به دو سری مگنتیت (I) و ایلمنیت (S) تقسیم‌بندی شده‌اند (Ishihara 1977). با افزایش گریزندگی اکسیژن مذاب (fO_2)، نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} آن افزایش می‌یابد. این امر سبب می‌شود که مقادیر کمتری Fe^{2+} و برعکس مقادیر بیشتری Mg در ساختار بیوتیت وارد شود و در نتیجه، عدد منیزیم



شکل ۸- موقعیت بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های توده گودحوض در نمودارهای مختلف تعیین گریزندگی اکسیژن. (a) نمودار عدد آهن (Fe#) در مقابل آلومینیوم کل (Al^{tot}) (Anderson et al., 2008). (b, c) نمودار $\log fO_2 - T$ (Wones and Eguster, 1965; Wones, 1980). (d) نمودار سه تایی $Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg$ (Wones and Eguster, 1965).

Fig. 8. Plots of biotites of the Gowd-e-Howz granodiorites in oxygen fugacity determination diagrams. a) Al^{tot} vs. Fe# plot (Anderson et al., 2008). b, c) $\log fO_2 - T$ plot (Wones and Eguster 1965; Wones, 1980). d) Ternary $Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg$ plot (Wones and Eguster, 1965).

مورد سنگ‌های دگرگونی و آذرین نفوذی که به آرامی متبلور و در طی زمان‌های طولانی به آهستگی سرد می‌شوند، این دماها به معنی دمای تبلور نیست و دمای بسته‌شدن سیستم کانی برای نقل و انتقالات تبدیلی کاتیون‌هاست. معادله دماسنجی مربوطه به قرار زیر است:

$$T(^{\circ}K) = 838 / (1.0337 - Ti/F^{e2+}) \quad (1)$$

دما- فشارسنجی

میزان Ti و نسبت Ti/Fe^{2+} در بیوتیت به دما حساس است و به همین دلیل از آن به عنوان یک دماسنج مطمئن در سنگ‌های آذرین و دگرگونی حاوی بیوتیت استفاده شده است (Luhr et al., 1984). لازم به ذکر است که جز در مورد سنگ‌های آتشفشانی که به سرعت متبلور می‌شوند و دمای تبلور و بسته‌شدن سیستم کانی‌ها تقریباً یکسان است، در

درجه سانتی‌گراد را برای بسته شدن سیستم کانی نشان داده است (شکل ۹-ب).

همانند آمفیبول‌ها، فشارسنجی بیوتیت‌ها نیز براساس میزان آلومینیم کل (Al^T) موجود در این کانی قابل انجام است (Uchida et al., 2007). بر این اساس، همانند کانی آمفیبول که در آن رابطه مستقیمی بین میزان آلومینیوم کل و فشار حاکم بر تبلور وجود دارد، در مورد بیوتیت نیز رابطه مستقیمی بین افزایش فشار حاکم بر ماگمای در حال تبلور و میزان آلومینیم کل بیوتیت وجود دارد. بنابراین، رابطه ذیل برای برآورد میزان فشار تبلور بیوتیت ارائه شده است:

$$P(kb) = 3.03 \times Al^T - 6.53 (\pm 0.33) \quad (3)$$

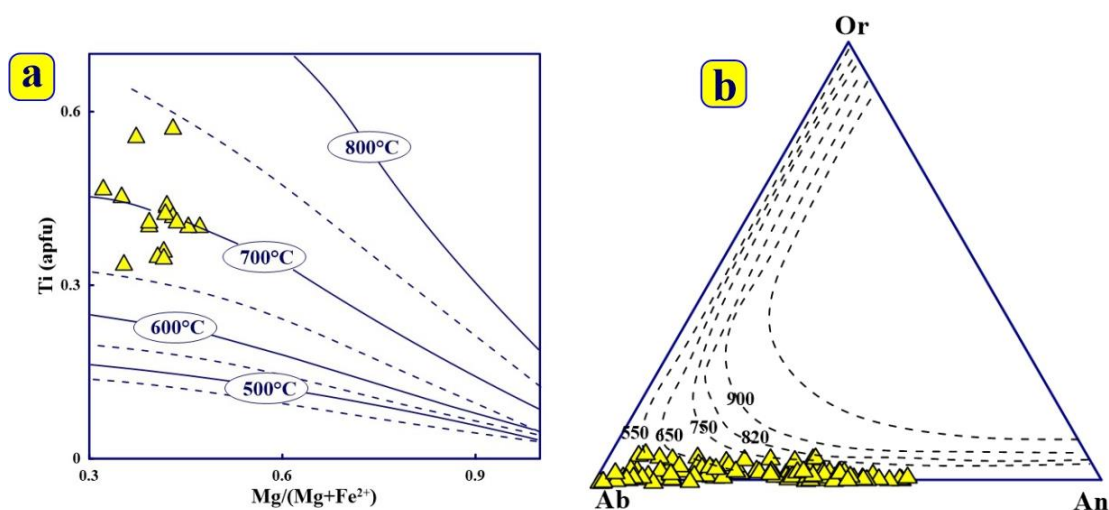
این روش نیز در محیط نرم افزار Geo- fO_2 (Li et al., 2019) برای بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های توده گودحوض استفاده شده و فشارهای ۰/۴۵ تا ۲/۲۷ کیلو بار معادل با فشار اعماق ۱/۷ تا ۸/۵ کیلومتری پوسته را ارائه داده است (جدول ۱) که البته همانند دما، این فشار نیز بیانگر فشار حاکم بر بیوتیت در زمان بسته شدن سیستم آن در هنگام جایگزینی توده ماگمایی در پوسته است.

قرار دادن داده‌های مربوط به بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض در این معادله، دماهای ۵۸۹ تا ۸۷۵ درجه سانتی‌گراد را برای بسته شدن سیستم کانی نشان داده است (جدول ۱).

دیگر رابطه زمین دماسنجی (Henry et al., 2005) به صورت ذیل است:

$$T = ([\ln(Ti)-a-c(X_{Mg})^3]/b)^{0.333} \quad (2)$$

در رابطه بالا، دما (T) بر حسب درجه سانتی‌گراد، Ti مقدار اتم Ti در واحد فرمول (apfu) بیوتیت، X_{Mg} برابر با نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ در ترکیب بیوتیت و مقادیر ثابت ضرایب معادله نیز شامل $a=-2.3594$ ، $b=4.6482e^{-9}$ و $c=-1.728$ است. این رابطه برای مقادیر X_{Mg} برابر با ۰/۲۷ تا ۱ و مقادیر Ti برابر با ۰/۴ تا ۰/۶ و دماهای ۴۸۰ تا ۸۱۰ درجه سانتی-گراد معتبر است. این روش در محیط نرم افزار Geo- fO_2 (Li et al., 2019) برای بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های توده گودحوض استفاده شده و دماهای ۶۷۶ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد را برای بسته شدن سیستم کانی ارائه داده است (جدول ۱ و شکل ۹-ا). دماسنجی براساس ترکیب فلدسپارهای موجود در همین نمونه‌ها نیز دماهای ۶۷۶ تا ۷۰۶



شکل ۹- بیوتیت‌ها و فلدسپارهای موجود در گرانودیوریت‌های توده گودحوض در نمودارهای دماسنجی. (a) نمودار $Ti-Mg \neq$ برای دماسنجی بیوتیت‌ها (Henry et al., 2005). (b) نمودار سه تایی Or-Ab-An برای دماسنجی فلدسپارها (Anderson, 1997).

Fig. 9. Biotites and feldspars of the Gowd-e-Howz granodiorites in thermometry diagrams. a) Ti-Mg \neq diagram for biotite thermometry (Henry et al., 2005). b) Or-Ab-An ternary diagram for feldspar thermometry (Anderson, 1997).

نتیجه‌گیری

بافر فایالیت- مگنتیت- کوارتز رخ داده و دماهای بسته شدن و برقراری تعادل نهایی در بیوتیت در ۵۸۹ تا ۸۷۵ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۰/۴۵ تا ۲/۲۷ کیلوبار در پوسته بالایی رخ داده است.

سپاس‌گزاری

این مقاله بخشی از نتایج پایان نامه دکتری نویسنده اول تحت عنوان "سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی گودحوض بافت، جنوب کرمان" است که با پشتیبانی مالی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نویسندگان مقاله از دانشگاه صنعتی شاهرود، کارکنان آزمایشگاه‌های میکروپروب دانشگاه‌های پتسدام آلمان و آریستوتل یونان و داوران فرهیخته مجله علوم زمین خوارزمی بابت ارائه راهنمایی‌های ارزنده و اصلاح نسخه اولیه مقاله سپاس‌گزارند.

بیوتیت به عنوان یکی از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار اصلی بخش گرانودیوریتی توده گرانیتوئیدی گودحوض حاوی اطلاعات ارزشمندی در باره شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی توده ماگمایی، گریزندگی اکسیژن، سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل ماگماست. آنالیز نقطه‌ای بیوتیت‌های توده گودحوض نشان داد که آن‌ها از نوع ماگمایی اولیه و ، ترکیب بیوتیت آهن‌دار بوده و متعلق به شرایط نسبتاً اکسیدان و سری کالک‌آلکالن نوع I کمان‌های ماگمایی فرورانش هستند. برآوردهای زمین‌دما-فشارسنجی انجام شده براساس محتوای Ti-Al موجود در بیوتیت‌ها نشان داد که تبلور ماگما در شرایط گریزندگی متوسط به بالای اکسیژن، در محدوده بافر Ni-NiO (NNO) و نزدیک به خط مرزی

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35 (2), 525–541.
- Abrecht, J., Hewitt, D.A., 1988. Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite. *American Mineralogist* 73(11–12), 1275–1284.
- Anderson, J.L., 1997. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science, Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87, 125–138.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 121–142.
- Arabzadeh Baniasadi, M., Ghasemi, H., Angiboust, S., Rezaei Kakhaei, M., Minnaert-Thefo, C., 2024. Physicochemical conditions of crystallization based on the composition of amphibole-Plagioclase pair in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid, Baft, Kerman. *Petrological Journal, Isfahan University Press, Iran*. (In Persian).
- Arabzadeh Baniasadi, M., (in press). Petrogenesis of the Gowd-e-Howz granitoid pluton, Baft, south of Kerman. PhD Thesis in Geology-Petrology, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran. (In Persian).
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474–489.
- Asadi, S.A.A., Ghasemi, H., Mobasheri, M., 2022. Mineral chemistry of Cr-spinel in the Sargaz-Abshour ultramafic-mafic intrusion, SE of Iran: an implication to the tectonic setting of the intrusion. *Geosciences*, 32(126), 103–118. (In Persian)
- Asadi, S.A.A., Ghasemi, H., Mobasheri, M., 2023a. Olivine chemistry as a petrogenetic index for genesis of Sargaz-Abshur ultramafic-mafic Intrusion, SE Baft, Kerman. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 31(1), 31–44. (In Persian)
- Asadi, S.A.A., Ghasemi, H., Sepidbar, F., Mobasheri, M., Shi, Y., Palin, R. M., 2023b. A polygenetic origin for the Sikhoran ultramafic-mafic complex in South Iran. *Lithos* 456–457, 107336.
- Azadbakht, Z., Lentz, D.R., McFarlane, C.R.M., Whalen, J.B., 2020. Using magmatic biotite chemistry to differentiate barren and mineralized Silurian–Devonian granitoids of New Brunswick, Canada. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 175(7), 69.
- Babazadeh, S., Furman, T., Cottle, J.M., 2019. Magma chamber evolution of the Ardestan pluton, Central Iran: evidence from mineral chemistry, zircon composition and crystal size distribution. *Mineralogical Magazine* 83(6), 763–780.
- Castro, A., Stephens, W.E., 1992. Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Canadian Mineralogist* 30(4), 1093–1112.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Sussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman Ltd. 528 p.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites-nomenclature. In: J. Didier, B. Barbarin (Editors), *Enclaves and granite petrology: Developments in Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 19–24.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey Professional Paper, Washington, 49 pp.
- Ghanbarzadeh, N., 2011. Geochemistry, petrology and origin of the intermediate and acidic dykes in the Deh Sard area, SE Baft, Kerman. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.
- Ghasemi, H., 2000. Petrology, geochemistry and mineral resources of Sikhoran ultramafic-mafic complex, southeastern, Iran. PhD Thesis in Geology-Petrology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. (In Persian)
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Ricou, L.E., 2002. The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (Central Iran): A polygenetic ophiolite complex. *Comptes Rendus Geoscience* 334, 431–438.
- Ghasemi, H., Sabzehei, M., Juteau, T., Bellon, H., Emami, M.H., 2004. Radiometric age of mafic parts and metamorphic hosts of Sikhoran ultramafic-mafic complex, southeastern Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 11(51–52), 58–67. (In Persian).

- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist* 90(2-3), 316-328.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series. *Mining Geology* 27, 293-305.
- Jafari, A., Ao, S., Jamei, S., Ghasemi, H., 2023. Evolution of the Zagros sector of Neo-Tethys: Tectonic and magmatic events that shaped its rifting, seafloor spreading and subduction history. *Earth-Science Reviews* 241, 104419.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J., Yang, W.Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63(3-4), 165-187.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Mouradi, M., 2011. Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheslugh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(4), 89-100. (In Persian)
- Kashfi, S. M., Alirezaei, S., Hosseini, M. R., Rasa, I., 2023. The geology and petrology of volcanic rocks and a plagiogranite intrusive body in the Zaghdareh area, Esfandagheh-Faryab ophiolitic complex, southeast Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 33 (2), 128: 67-92.
- Khosravi, M., Christiansen, E.H., Rajabzadeh, M.A., 2021. Chemistry of rock-forming silicate and sulfide minerals in the granitoids and volcanic rocks of the Zefreh porphyry Cu-Mo deposit, central Iran: implications for crystallization, alteration, and mineralization potential. *Ore Geology Reviews* 134.
- Kumar, A.A., Ashok, Ch., 2023. Geochemistry and mineral chemistry of the armor granitoids, eastern dharwar craton: implications for the redox conditions and tectono-magmatic environment. *Acta Geochimica* 43(2).
- Li, W., Cheng, Y., and Yang, Z., 2019. Geo-fO₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(5), 2542-2555.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S., Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 23(1-2), 69-108.
- Malekizadeh, A., 2000. Geochemistry and petrogenesis of the Siyah Kouh granite batholith. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. (In Persian)
- Moghadam, H. S., Brocker, M., Griffin, W. L., Li, X. H Chen, R. X., O'Reilly, S. Y., 2017. Subduction, high-P metamorphism and collision fingerprints in SW Iran: Constraints from zircon U-Pb and mica Rb-Sr geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem* 18, 306-332.
- Nachit, H., Razafmahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comp Rendus Del'acad Des Sciences* 301, 813-818.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, El.-H., Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337(16), 1415-1420.
- Nazemzadeh, M., Rashid, A., 2006. Geological map of the Dehsard (Bezar), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran. Sheet No, 7347.
- Richard L.R., 1995. Minpet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. Minpet Geological Software, Quebec, Canada.
- Sabzehei, M., Houshmandzadeh, A., Berberian, M., Nowgole Sadat, M.A.A., Alavi Tehrani, N., Majidi, B., Nazemzadeh, M., Azizan, H., Roshan Ravan, J., 1998. Geological map of Hadji Abad, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Speer, J.A. 1984. Micas in Igneous Rocks. In: Bailey, S.W., Ed., *Micas, Reviews in Mineralogy* 13, Mineralogical Society of America, Washington DC, 299-356.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B.F. Orster, H.J., Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61(409): 809-834.
- Uchida, E., Endo, S., Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology* 57(1): 47-56.
- Vernon, R. H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309, 438-9.
- Villaseca, C., Ruiz-Martínez, V.C., Pe'rez-Soba, C., 2017. Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and

- the redox state of magma. *Geologica Acta* 15(4), 379–394.
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, Ch., Zhang, Zh., Pan, R., Marxer, F., Zhang, H., 2021. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy* 33, 621–637.
- Wieser, P. E., Kent, A. J. R., Till, C. B., Donovan, J., Neave, D. A., Blatter, D. L., Krawczynski, M. J., 2023. Barometers Behaving Badly I: Assessing the Influence of Analytical and Experimental Uncertainty on Clinopyroxene Thermobarometry Calculations at Crustal Conditions. *Journal of Petrology* 64, 1–27.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wones, D.R., Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50(1), 1228–1272.
- Wones, D.R., 1980. Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. *American Mineralogist* 65, 411–437.
- Zhao, K., Jiang, S., Yang, S., Dai, B., Lu, J., 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. *Gondwana Research* 22, 310–324.