

Original Research Paper

Magma evolution and physicochemical conditions of the Ghohroud granitoid complex on mineral chemistry and thermobarometric data

Tayebeh Khaksar*¹ and Fariba Jamshidi²

¹ Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

² Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 July 15

Accepted: 2026 May 17

Available online: 2026 June 22

Keywords:

Mineral chemistry

Thermobarometry

Ghohroud granitoid rocks

Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc

Iran

ABSTRACT

The Ghohroud granitoid complex, located southwest of Kashan in the central part of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), mainly consists of granodiorite–tonalite rocks hosting mafic microgranular enclaves (MMEs) with compositions ranging from gabbrodiorite to tonalite. The main mineral assemblage includes amphibole, biotite, plagioclase, and alkali feldspar. Mineral chemistry indicates that plagioclase is andesine, amphiboles are Mg-rich hornblende, and biotites are also magnesium-rich. Amphiboles show relatively high $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ ratios, while magmatic ones are characterized by low total Al and $Fe/(Fe + Mg)$ ratios, suggesting crystallization under moderately oxidizing conditions. Oxygen fugacity (fO_2), calculated relative to the nickel–nickel oxide (NNO) buffer, ranges from 10^{-12} to 10^{-14} bar ($\Delta NNO + 1.23$) in tonalitic samples, and from 10^{-14} to 10^{-16} bar ($\Delta NNO + 0.34$) in granodioritic rocks and their associated enclaves. Thermobarometric calculations based on calcic amphiboles yield maximum pressures of about 4.39 kbar at 800 °C for tonalites, and around 3.89 kbar at 750 °C for granodiorites and their enclaves, corresponding to amphibole crystallization depths around ~12–16 km. Primary biotites in the Ghohroud granitoids crystallized slightly later, at 690–784 °C (average ~712 °C).

1. Introduction

Estimating the crystallization temperature, pressure, and oxygen fugacity (fO_2) from mineral chemistry provides a powerful tool for reconstructing the petrogenetic and geodynamic evolution of magmatic systems, particularly in convergent margins. Among ferromagnesian minerals, amphibole and biotite play a key role


in recording the physicochemical conditions of magma evolution, especially in calc-alkaline granitoids. The Early Miocene (~17–19 Ma) Ghohroud granitoid, located in the central part of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), represents a metaluminous, calc-alkaline intrusion emplaced during post-collisional magmatism.


* Corresponding author: Tayebeh Khaksar; Email: khaksar.tayebe3631@gmail.com

Citation:

Khaksar, T., and Jamshidi, F., 2026. Magma evolution and physicochemical conditions of the Ghohroud granitoid complex on mineral chemistry and thermobarometric data. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 36(2), 140, 67-84. <https://doi.org/10.22071/gsj.2026.533389.2209>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2026.533389.2209

 dor: 20.1001.1.10237429.1405.36.2.4.4



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

Investigating the thermobarometric and redox conditions of its crystallization provides important insights into magma evolution, crustal processes, and the tectonomagmatic environment of the central Iranian plateau following the Arabia–Eurasia collision.

2. Research methodology

Eleven representative samples from the tonalitic and granodioritic units, along with associated mafic microgranular enclaves (MMEs), were selected for detailed petrographic and mineral chemical analyses. Electron microprobe analyses (EPMA) were performed at Peking University using a JEOL JXA-8100 instrument operating at 15 kV and 20 nA. Amphibole and biotite compositions were used to apply various thermobarometric calibrations, including the amphibole thermobarometer of Ridolfi and Renzulli (2012) and Ridolfi (2021), the hornblende–plagioclase thermometer of Holland and Blundy (1994), and the Ti-in-biotite thermometer of Henry et al. (2005). Oxygen fugacity (fO_2) was estimated from Fe^{2+} – Fe^{3+} equilibria.

3. Results

Plagioclase in all units corresponds to andesine (An_{26-48}) and exhibits normal, reverse, and oscillatory zoning reflecting complex crystallization dynamics. Amphiboles are calcic, ranging from magnesio-hornblende to edenite, and commonly show euhedral forms with normal zoning. Estimated crystallization temperatures derived from amphibole thermometry vary between 771–845 °C in tonalite, 693–750 °C in granodiorite, and 722–812 °C in mafic microgranular enclaves (MMEs). Calculated pressures range from 3.34 to 4.71 kbar, corresponding to crystallization depths of approximately 12–16 km.

Biotites are Mg-rich and crystallized later than amphibole, at temperatures between 627 and 646 °C. Amphiboles display relatively high $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ ratios, whereas biotites are characterized by low total Al and restricted $Fe/(Fe + Mg)$ values. These features indicate relatively oxidizing conditions during crystallization. The calculated oxygen fugacity (fO_2) ranges from $\sim 10^{-11}$ to 10^{-16} bar, equivalent to ΔNNO values of +1.23 to +0.34. In classification and discrimination diagrams, both amphibole and biotite compositions fall within the calc-alkaline magma series, consistent with mineral assemblages typical of subduction-related magmatic systems.

4. Discussions

The chemical composition of amphiboles provides valuable constraints not only on pressure–temperature conditions but also on the composition of the parental magma and the tectonomagmatic environment (Leake, 1971; Molina et al., 2009). Thermobarometric calculations using the updated single-phase model of Ridolfi

(2021), based on an expanded experimental database, indicate crystallization pressures of 3.34–4.71 MPa and temperatures of 693–845 °C. These conditions correspond to amphibole crystallization depths of approximately 12–16 km.

In the Al^{VI} –KA (Ridolfi and Renzulli, 2012) and SiO_2 – TiO_2 (Droop, 1987) diagrams (Figure 9-a, b), the studied amphiboles plot within the calc-alkaline field. The observed positive correlation between Al^{IV} and total Al (Figure 9-c) suggests a magmatic rather than metamorphic origin (Hammarstrom and Zen, 1986). According to the classification of Coltorti et al. (2007), the relatively low TiO_2 and Na_2O contents of these amphiboles are consistent with subduction-related magmatism (S-Amph field; Figure 9d). Similarly, biotite compositions (FeO – MgO – Al_2O_3 ; Abdel-Rahman, 1994) fall within the calc-alkaline field (Figure 10-a, b), supporting their crystallization from an evolved arc magma under oxidizing conditions ($\Delta NNO = +1.6$ to $+2.2$). Mineral chemistry and thermobarometric results of the Ghohroud granitoid rocks, consistent with Khaksar et al. (2020), indicate that this complex has a calc-alkaline nature and was emplaced in a continental arc setting.

5. Conclusion

This study provides valuable mineral chemical and thermobarometric data on Early Miocene granitoids of the Ghohroud pluton in the central UDMA:

- The primary minerals include Mg-rich hornblende, Mg-rich biotite, and andesine plagioclase.
- The magnesium-rich hornblendes in the tonalites crystallized at temperatures ranging from 771 to 845 °C, with a predominant temperature of about 800 °C, under lithostatic pressures of 4.18–4.39 kbar. The hornblendes in the granodiorites crystallized at 693–750 °C (dominant at ~ 750 °C) and pressures of 3.34–3.89 kbar, while those in the associated enclaves formed at 722–812 °C and 3.84–4.71 kbar. Biotite crystals in these rocks crystallized at lower temperatures, with an average range of 627–646 °C.
- Analytical results indicate that magmatic amphiboles have high $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ ratios, and biotites show low total Al contents with a narrow range of $Fe/(Fe + Mg)$ ratios, suggesting relatively oxidizing conditions during the late stages of crystallization. The oxygen fugacity (fO_2) varies from 10^{-12} to 10^{-14} bar ($\Delta NNO + 1.23$) in tonalites and from 10^{-14} to 10^{-16} bar ($\Delta NNO + 0.34$) in granodiorites, indicating relatively oxidizing conditions during mineral crystallization. The crystallization depth of amphiboles during magma evolution ranged from approximately 12 to 16 km, reflecting dynamic conditions during magma crystallization.

Acknowledgments

The authors would like to express their sincere gratitude to Professor Shou-Giang Song and Professor Su Li from Peking University,

China, as well as the laboratory technicians of this university, for their support in conducting the electron microprobe analyses.

Special thanks are also extended to Tarbiat Modares University for providing the facilities that made this research possible.

تکامل ماگما و شرایط فیزیکوشیمیایی مجموعه گرانیتویدی قهرود بر پایه شیمی کانی و داده‌های دما-فشارسنجی

طیبه خاکسار* و فریبا جمشیدی^۲^۱ گروه پترولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور تهران، ایران

چکیده

مجموعه گرانیتویدی قهرود در جنوب‌باختر کاشان و در بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) قرار دارد. این مجموعه نفوذی با ترکیب عمده گرانودیوریت-توالیت میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب گابرویدیوریت تا توالیت می‌باشد. کانی‌شناسی اولیه در این سنگ‌ها شامل آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار است. نتایج حاصل از آنالیز شیمی کانی‌ها نشان می‌دهند که ترکیب پلاژیوکلازها از نوع آندزین، پتاسیم فلدسپار از نوع ارتوکلاز، آمفیبول‌ها شامل هورنبلند منیزیم‌دار، و بیوتیت‌ها از نوع منیزیم‌دار می‌باشند. آمفیبول‌ها نسبت بالایی از $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ دارند، در حالی که بیوتیت‌ها دارای مقادیر کم Al_{tot} و نسبت پایینی از $Fe/(Fe + Mg)$ هستند که نشان‌دهنده شرایط نسبتاً اکسیدان در هنگام تبلور آنهاست. فوگاسیته اکسیژن (fO_2) بین 10^{-12} تا 10^{-14} بار ($\Delta NNO + 1/23$)، بر اساس بافر (نیکل-اکسید نیکل) در نمونه‌های توالیتی و 10^{-14} تا 10^{-16} بار ($\Delta NNO + 1/34$) در نمونه‌های گرانودیوریتی و آنکلاو وابسته به آن متغیر است. نتایج دما-فشارسنجی بر پایه آمفیبول‌های کلسیم‌دار، فشار بیشینه حدود $4/39$ کیلو بار و دمای حدود 800 درجه سانتی‌گراد را در سنگ‌های توالیتی و نمونه آنکلاو، و فشار حدود $3/34$ کیلو بار و دمای حدود 750 درجه سانتی‌گراد را در گرانودیوریت‌ها نشان می‌دهد، که بیانگر شروع تبلور آمفیبول در این سنگ‌ها است. بیوتیت‌های اولیه در سنگ‌های گرانیتویدی قهرود، در دماهای 690 تا 784 درجه سانتی‌گراد (میانگین 712 درجه سانتی‌گراد) تبلور یافته‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۲/۲۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۵/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

شیمی کانی

دما-فشارسنجی

سنگ‌های گرانیتویدی قهرود

ایران مرکزی

کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر

ایران

۱- پیش‌نوشتار

اهمیت بالایی دارد و معمولاً با داده‌های صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری، آنالیزهای ژئوشیمیایی، بررسی‌های ساختاری و داده‌های سن‌سنجی ترکیب می‌شود. آمفیبول‌ها از کانی‌های کلیدی در گستره‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی به‌شمار می‌روند. دما-فشارسنجی (ترموبارومتري) مبتنی بر آمفیبول و کلینوپيروکسن از روش‌های متداول برای تعیین شرایط دما-فشار (P-T) در هنگام شروع تبلور آمفیبول و پیروکسن است (Putirka, 2008; Ridolfi et al., 2010). در سه دهه اخیر، زمین‌فشارسنجی (ژئوبارومتري) مبتنی بر مقدار Al در هورنبلند کاربرد گسترده‌ای در تعیین فشار تشکیل آمفیبول داشته است (Rutter et al., 1989; Anderson et al., 2008; Hossain et al., 2009). این اطلاعات برای درک تحول زمانی، مکانی و شیمیایی سیستم‌های

روش‌های دما-فشارسنجی (ترموبارومتري) نقش بسیار مهمی در درک بهتر فرایندهای زمین‌ساختی دارند که در شکل‌گیری و تکامل زمین‌شناسی مناطق مختلف موثرند (Szymanowski et al., 2017; Fanka et al., 2018). این روش‌ها بر پایه پتانسیل شیمیایی عناصر در کانی‌های سازنده سنگ بنا شده‌اند؛ عناصری که ترکیب آن‌ها تحت تاثیر شیمی مذاب و شرایط ترمودینامیکی حاکم بر هنگام تبلور قرار دارد (Abbott and Clarke, 1979; Helmy et al., 2004). از این رو، ویژگی‌های کانی‌شناسی سنگ‌ها اطلاعات ارزشمندی در مورد شرایط فیزیکوشیمیایی مانند دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) در زمان تبلور آن‌ها فراهم می‌سازد (Helmy et al., 2004). برآورد دقیق دما و فشار برای تفسیر سیر تکاملی زمین‌شناسی

* نویسنده مسئول: طیبه خاکسار؛ E-mail: khaksar.tayebe3631@gmail.com

ماخذنگاری:

خاکسار، ط. و جمشیدی، ف.، ۱۴۰۵، تکامل ماگما و شرایط فیزیکوشیمیایی مجموعه گرانیتویدی قهرود بر پایه شیمی کانی و داده‌های دما-فشارسنجی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۶(۲)، ۱۴۰-۱۴۷. <https://doi.org/10.22071/gsj.2026.533389.2209>

doi: 10.22071/gsj.2026.533389.2209



doi: 20.1001.1.10237429.1405.36.2.4.4

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/>)

به کار رفته شامل سیلیکای سنتزی برای سیلیسیم، اسپسارترین سنتزی برای منگنز، و کانی‌های طبیعی مانند ساندین برای پتاسیم، پیروپ برای منیزیم، آندراپیت برای آهن و کلسیم، آلیت برای سدیم و آلومینیم، و روتیل برای تیتان بود. مقدار آهن فریک (Fe³⁺) موجود در ترکیب کانی‌ها بر پایه روش محاسباتی ارائه شده توسط ریدولفی (Ridolfi, 2021) تعیین گردید.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- زمین‌شناسی عمومی

مجموعه گرانیتوئیدی قهرود در بخش مرکزی کمرند ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) واقع شده است. این کمرند ماگمایی در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی تیس جوان به زیر ایران مرکزی از اواخر مزوزویک تا سنوزویک شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Chiu et al., 2013; Agard et al., 2011). این پهنه به‌عنوان یکی از مهم‌ترین کمان‌های ماگمایی ایران، گستره وسیعی از فعالیت‌های آتشفشانی و پلوتونیک کالک‌آلکان را در طی پالئوژن تا نئوژن در بر می‌گیرد. فعالیت ماگمایی در UDMA در طی پالئوژن به اوج خود رسید و در نئوژن تداوم یافت، هرچند از شدت آن کاسته شد. در این بازه زمانی، طیفی از ماگماها شامل کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا، شوشنیتی، آداکتی و سنگ‌های آلکان گزارش شده است که بیانگر تغییرات در شرایط ژئودینامیکی و تحول رژیم فرورانش-برخوردی می‌باشد (درگاهی، ۱۳۸۶؛ Ahmadzadeh et al., 2010; Khaksar et al., 2020; Pang et al., 2013; Allen et al., 2013).

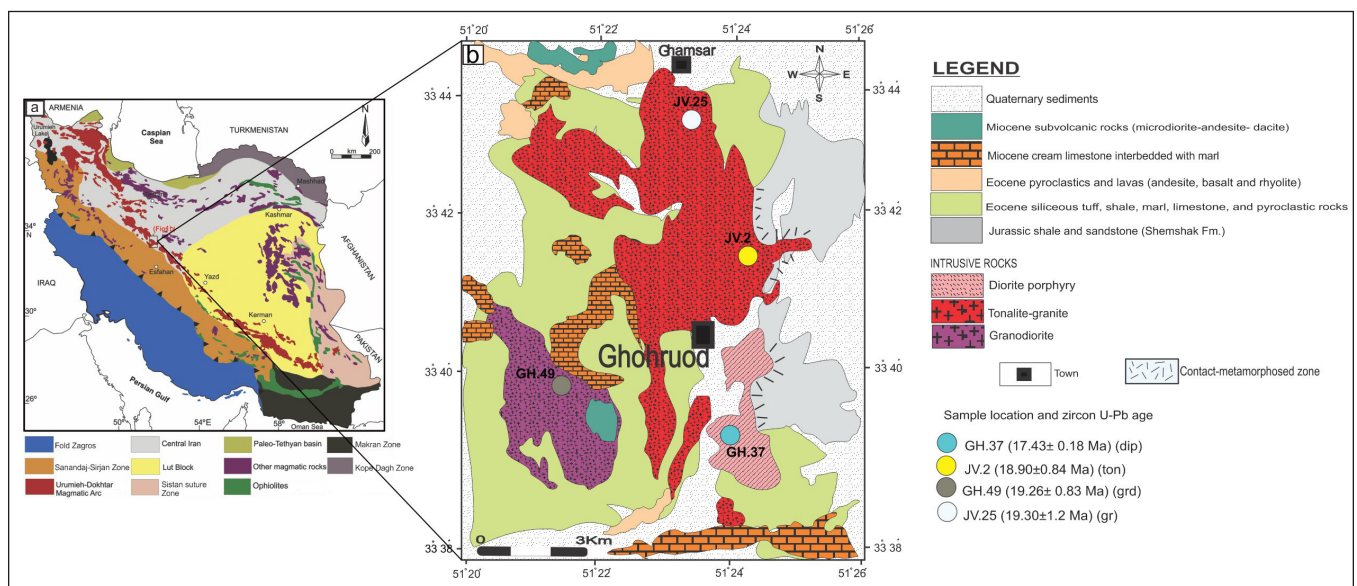
مجموعه گرانیتوئیدی قهرود که بین طول‌های جغرافیایی خاوری ۲۰' ۵۱° تا ۲۶' ۵۱° و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۵' ۳۳° تا ۳۸' ۳۳° و در شمال استان اصفهان (بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر) واقع شده است، مساحتی در حدود ۷۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد (شکل ۱-b). واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی به‌طور کلی به ۵ دسته تقسیم می‌شوند:

کوهزایی اهمیت ویژه‌ای دارد. بیوتیت نیز یکی دیگر از کانی‌های مهم آهن-منیزیم دار است که بیشتر در سنگ‌های حد واسط تا اسیدی دیده می‌شود. ترکیب بیوتیت به‌طور عمده از ویژگی‌های ماگما و شرایط فیزیکی-شیمیایی حاکم بر زمان تبلور آن تاثیر می‌پذیرد (Abdel-Rahman, 1994).

مجموعه گرانیتوئیدی قهرود با سن میوسن زیرین (۱۷-۱۹ میلیون سال) در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این مجموعه با ترکیب کالک‌آلکان، متاآلمین و غنی‌شدگی از LREE همراه با تهی‌شدگی نسبتی Nb، Ta، Ti و P، نشان‌دهنده خاستگاه مرتبط با فرورانش است (Khaksar et al., 2022). سنگ‌های گرانیتوئیدی قهرود دارای کانی‌های اصلی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. در این پژوهش، به‌منظور بررسی شرایط زمین‌ساختی موثر بر شکل‌گیری این سنگ‌ها در دوره میوسن، از داده‌های شیمی کانی‌ها، به‌ویژه ترکیب آمفیبول و بیوتیت، استفاده شده است. ترکیب این کانی‌ها برای برآورد شرایط دم-فشار (P-T)، نوع سری ماگمایی و روند تکامل ماگماهای شکل‌دهنده سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- روش پژوهش

یازده نمونه از سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی قهرود و آنکلاوهای وابسته برای بررسی کانی‌شناسی انتخاب شدند. مقاطع نازک این نمونه‌ها تهیه و صقل داده شده و تحت بررسی‌های میکروسکوپی کانی‌شناسی قرار گرفتند. نمونه‌های شاخص به کمک میکروپروپ الکترونی (EPMA) مدل JEOL JXA-8100 در دانشگاه پکن (چین) مورد تجزیه قرار گرفتند. در مجموع، ۶۹ نقطه از بلورهای آمفیبول، ۴۸ نقطه از بلورهای بیوتیت و ۱۱۶ نقطه از بلورهای پلاژیوکلاز مورد آنالیز قرار گرفت. شرایط کاری دستگاه شامل ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان پرتو ۲۰ نانوآمپر، و اندازه نقطه پرتو بین ۱ تا ۵ میکرومتر بود. در آنالیزهای روتین، زمان شمارش برای پیک هر عنصر ۲۰ ثانیه و برای پس‌زمینه ۵ ثانیه در نظر گرفته شد. استانداردهای



شکل ۱- (a) نقشه ساده شده ایران که واحدهای ساختاری اصلی و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است (Stocklin, 1968). (b) نقشه ساده شده زمین‌شناسی مجموعه گرانیتوئیدی قهرود (امامی و رادفر، ۱۳۷۲) که موقعیت نمونه‌های سن‌سنجی شده زیرکون به روش U-Pb برگرفته از خاکسار و همکاران (Khaksar et al., 2022) نشان داده شده است. علائم اختصاری سنگ‌ها: dip: دیوریت پورفیری؛ gr: گرانیت؛ grd: گرانودیوریت؛ ton: تونالیت.

Figure 1-a) Simplified map of Iran showing the main structural units and the location of the study area (Stocklin, 1968). b) The simplified geological map of the Ghohroud granitoid complex (Emami and Radfar, 2012), where the position of the zircon samples dated by the U-Pb method is taken from Khaksar et al. (2022). Abbreviations of rocks: dip: diorite porphyry; gr: granite; grd: granodiorite; ton: Tonalit.

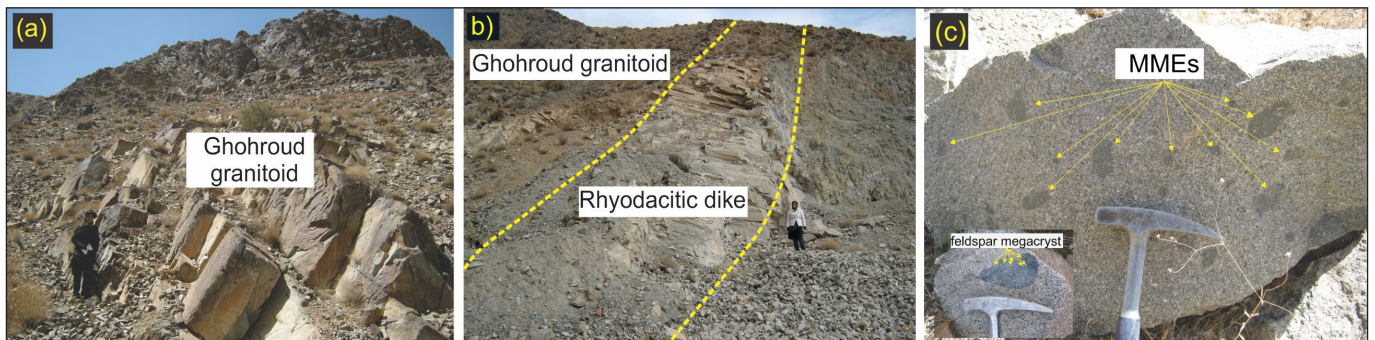
متوسط تا درشت دانه بوده و در برخی نمونه‌ها بافت پورفیروئیدی نیز مشاهده می‌شود. در حاشیه توده‌ها، کاهش اندازه دانه‌ها و توسعه بافت‌های ریزدانه‌تر قابل توجه است. رنگ این سنگ‌ها از سفید تا خاکستری روشن متغیر است (شکل ۲-۲). در برخی نواحی، توده‌های نفوذی اصلی توسط دایک‌ها و گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی با ترکیب داسیتی تا ریوداسیتی (میوسن میانی؛ حدود ۱۴/۵ میلیون سال؛ خاکسار و همکاران، در دست داوری) و نیز دایک‌های مافیک تا حدواسط با ترکیب دولریت تا بازالت آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۲-۲). ستبرای این دایک‌ها از چند سانتی‌متر تا چند متر متغیر بوده و اغلب دارای روند چیره جنوب‌باختری-شمال‌خاوری هستند که با روند گسل‌های ژرف منطقه همخوانی دارد.

بر پایه شواهد صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری، سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMEs) هستند. این آنکلاوها که فراوانی بیشتری در گرانودیوریت‌ها دارند، نسبت به سنگ میزبان ریزدانه‌تر بوده و بیشتر به صورت بیضوی تا نامنظم با قطر تقریبی ۱۰ تا ۵۰ سانتی‌متر مشاهده می‌شوند. تماس آن‌ها با سنگ میزبان به صورت تیز، گرد یا نامنظم است (شکل ۲-۲). از نظر ترکیب، آنکلاوها به طور عمده گابرو-دیوریتی بوده و در برخی موارد ترکیب تونالیتی نیز نشان می‌دهند.

توالی رسوبی ژوراسیک زیرین (سازند شمشک) شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و لایه‌های زغالی؛ توالی اتوسن زیرین شامل توف‌های سیلیسی، شیل، مارن و سنگ‌آهک؛ سنگ‌های آتشفشانی و پیروکلاستیک اتوسن بالایی با ترکیب آندزیت، بازالت و ربولیت؛ سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار اتوسن که به طور موضعی دچار دگرگونی مجاورتی و تشکیل اسکارن شده‌اند؛ واحدهای نیمه‌آتشفشانی میوسن شامل میکرودیوریت، آندزیت و داسیت.

توده‌های نفوذی میوسن، از جمله مجموعه گرانیتوئیدی قهرود، درون سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند و به طور موضعی موجب دگرگونی مجاورتی، تشکیل هورنفلس و اسکارن در سنگ‌های کربناته اطراف شده‌اند. مجموعه نفوذی قهرود به طور عمده از تونالیت تشکیل شده و گرانودیوریت‌ها به صورت توده‌ای مجزا در جنوب‌باختری توده تونالیتی رخنمون دارند. افزون بر این، یک توده دیوریت پورفیری در جنوب‌خاوری مجموعه و یک بخش کوچک گرانیتی در شمال توده تونالیتی با همبری مشخص دیده می‌شود. بر اساس داده‌های سن‌سنجی پیشین، این توده‌ها دارای سن میوسن زیرین (حدود ۱۷-۱۹ میلیون سال) هستند (Khaksar et al, 2020, 2022).

سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی قهرود به طور عمده دارای بافت گرانولار



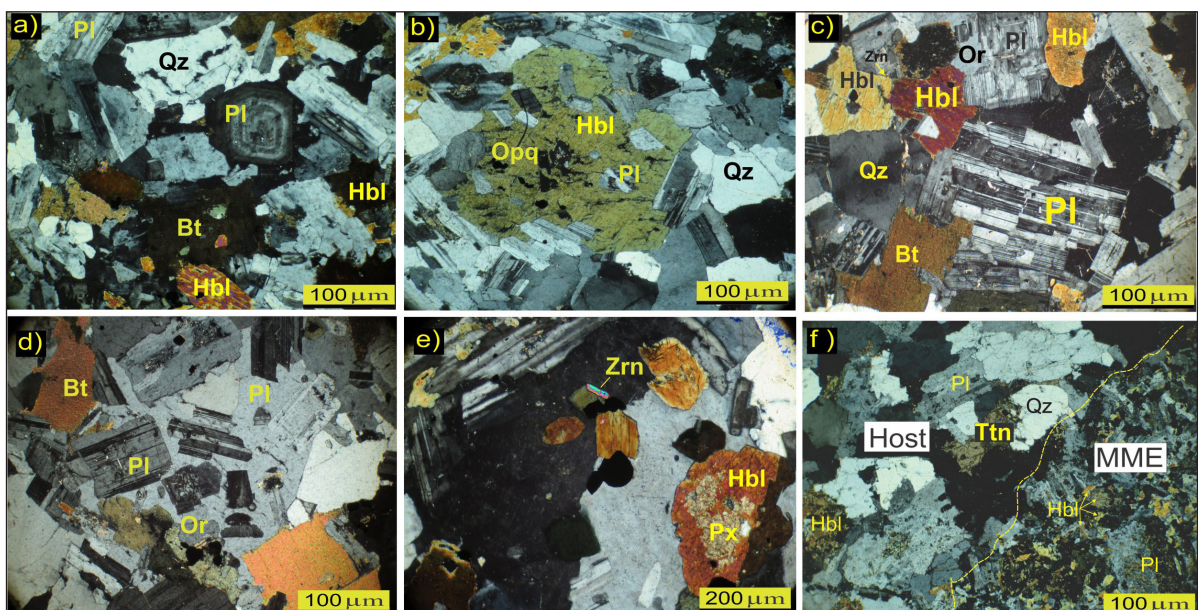
شکل ۲-۲) نمایی از سنگ‌های گرانودیوریتی قهرود و فرسایش بلوکی در این سنگ‌ها (دید عکس به سمت شمال)؛ (b) دایک ریوداسیتی موجود در تونالیت قهرود (دید عکس به سمت شمال خاور)؛ (c) پراکنندگی آنکلاوها از نظر فراوانی و اندازه در سنگ‌های گرانودیوریتی قهرود.

Figure 2- a) View of the Ghohroud granodiorites and blocky weathering in these rocks; b) Rhyodacitic dike within the Ghohroud tonalite (photograph looking NE); c) Distribution of enclaves in terms of abundance and size within the Ghohroud granodiorites.

فلدسپارها (پلاژیوکلاز و ارتوکلاز)، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، حاشیه‌های هورنبلند و بیوتیت تا حدی به کلریت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلاز نیز گاهی به سربست و اپیدوت جانشین شده است. افزون بر این، برخی پلاژیوکلازها بافت منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی (sieve texture) نشان می‌دهند. در بعضی نمونه‌ها، بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز، دربرگیرنده (inclusion) هورنبلند و/یا آپاتیت هستند و گاهی بلورهای کوچک‌تر پلاژیوکلاز درون کانی پتاسیم فلدسپار قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳). بلورهای درشت فلدسپار عمدتاً تمام‌بلور هستند، اما برخی از آن‌ها علائم حل‌شدگی حاشیه‌ای (resorption) و بافت غربالی دارند. زیرکن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۳). آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMEs) در این سنگ‌ها، بافتی به نسبت پورفیری دارند که با حضور بلورهای درشت بی‌شکل پلاژیوکلاز در زمینه‌ای با دانه‌بندی متوسط تاریخ مشخص می‌شود. زمینه شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند است (شکل ۳-۳).

۲-۳- سنگ‌نگاری

تونالیت‌های قهرود بافت دانه‌درشت و گرانولار دارند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل کوارتز، هورنبلند پلاژیوکلاز، بیوتیت و پتاسیم فلدسپار هستند. کانی‌های فرعی شامل مگنتیت، زیرکن و آپاتیت می‌باشند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی نوسانی (Oscillatory zoning) و برخی بلورهای هورنبلند بافت دوقلو (twinning) نشان می‌دهند (شکل ۳-۳). در موارد معدودی، پلاژیوکلازها دچار جایگزینی ناقص با کانی‌های ثانویه‌ای مانند سربست و کلریت شده‌اند. فنوکریست‌های هورنبلند منشوری و کشیده، بلورهای نیمه‌بلور تا تمام‌بلور هستند. برخی از بلورهای هورنبلند، بلورهای ریز پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر را درون خود محصور کرده‌اند (شکل ۳-۳). در حاشیه برخی بلورهای آمفیبول، شواهدی از دگرسانی به کلریت، اپیدوت، اکتینولیت و تیتانیت دیده می‌شود. بیوتیت به صورت فلس‌های قهوه‌ای ظاهر می‌شود که در برخی موارد در حاشیه به کلریت تبدیل شده است (شکل ۳-۳). گرانودیوریت‌ها دارای بافت گرانولار و دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند و از



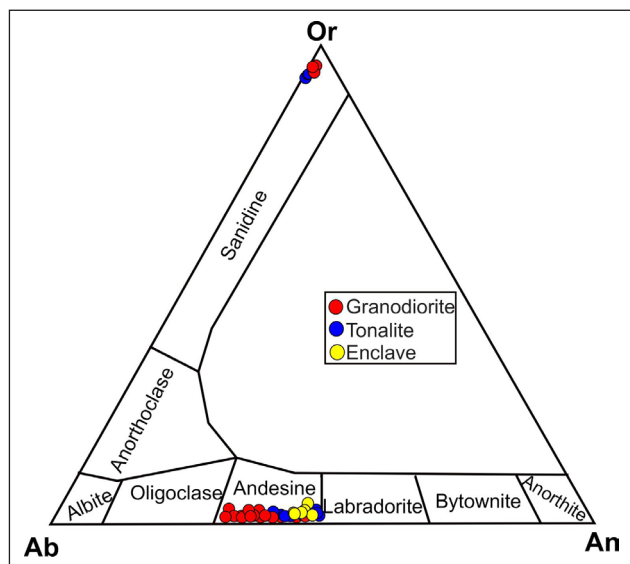
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از تونالیت (a-c) و گرانودیوریت‌های توده نفوذی قهرود (a, d-f). بافت گرانولار با حضور کانی‌های کوارتز، بیوتیت و آمفیبول و پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی. (b) کانی آمفیبول با ادخال‌های پلاژیوکلاز، آپاتیت و کانی کدر (اپک). (d) بلورهای کوچک تر پلاژیوکلاز درون کانی پتاسیم فلدسپار. (e) کانی فرعی زیرکن در گرانودیوریت‌های منطقه. (f) همبندی آشکار آنکلاو میکروگرانولار مافیک در میزبان گرانودیوریتی. (علائم اختصاری مربوط به نام کانی از وار- (Warr, 2021).

Figure 3. Micrographs of tonalite (a-c) and granitoid enclaves of the Ghohroud pluton (d-f). a) Granular texture featuring quartz, biotite, amphibole, and oscillatory zoned plagioclase. b) Amphibole with inclusions of plagioclase, opaque and apatite, d) Small plagioclase crystals within K-feldspar. e) Accessory zircon in the local granodiorites. f) Distinct contact between a microgranular mafic enclave and the granodioritic host. (Mineral abbreviations according to Warr, 2021).

در (An₄₀₋₄₈) و آلکالی فلدسپارها در محدوده ارتوکلاز (Or₉₀₋₉₂) قرار می‌گیرند. در نمونه‌های گرانودیوریتی نیز پلاژیوکلاز در محدوده آندزین (An₂₆₋₄₆) قرار دارد، در حالی که آلکالی فلدسپارها ترکیبی بین Or₉₃₋₉₅ دارند. در نتیجه، ترکیب پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها عمدتاً در محدوده آندزین قرار می‌گیرد. در نمونه آنکلاو نیز همانند سنگ میزبان، ترکیب کلیه پلاژیوکلازها در محدوده آندزین (An₄₂₋₄₈) قرار می‌گیرد.

۳-۳- شیمی کانی‌ها

—فلدسپارها: گزیده‌ای از نتایج به‌دست آمده از آنالیز ریزپردازنده الکترونی بر روی کانی‌های فلدسپار در جدول ۱ آورده شده است. پلاژیوکلازها که فراوان‌ترین کانی‌های سازنده سنگ در نمونه‌های مورد مطالعه هستند، بر اساس نمودار سه‌تایی Ab-An-Or (Deer et al., 1996) (شکل ۴)، در نمونه‌های تونالیتی در محدوده آندزین



شکل ۴- نمودار طبقه بندی Ab-Or-An برای ترکیب پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار نمونه‌های گرانیتویدی قهرود.

Figure 4. Ab-Or-An classification diagram for the composition of plagioclase and alkali feldspar of the Ghohroud granitoid.

جدول ۱- گزیده‌ای از نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های فلدسپار در نمونه‌های منطقه. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۸ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر اساس apfu (atoms per formula units)).

Table 1. Selections from the results of point analysis of feldspar minerals in samples of the region. Calculation of cations based on 8 oxygen atoms (oxides of main elements based on %wt weight percentage and cations based on atoms per formula units (apfu)).

Rock type	tonalite			granodiorie			enclave	
sample	JV-2-one-pl-2	JV-2-one-Kfs-2	JV-2-one-Kfs-4	JV-4-one-pl-1	JV-4-one-pl-2	JV-4-one-pl-3	GH.49.A.-plg6	GH.49.A.-plg7
Major oxides (Wt.%)								
SiO ₂	57.75	64.66	65.25	57.89	57.91	65.19	55.28	56.11
TiO ₂	0.03	0	0.09	0.07	0.04	0	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	26.57	17.93	18.18	26.32	26.52	18.26	27.79	27.54
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.06	0	0	0	0
FeO tot	0.16	0.08	0.09	0.17	0.15	0.11	0.24	0.32
MnO	0	0	0	0	0.07	0.07	0.04	0
NiO	0	0.04	0	0.01	0	0	0	0.02
MgO	0.01	0	0	0.03	0	0.01	0	0.04
CaO	9	0.03	0.02	8.36	8.71	0.01	10.49	11.04
Na ₂ O	6.31	1.07	1.08	6.51	6.6	1	5.51	5.68
K ₂ O	0.25	14.29	14.14	0.25	0.21	14.49	0.16	0.11
Total	100.08	98.1	98.85	99.67	100.21	99.14	99.55	100.87
Calculated mineral formulae (apfu)								
Si	2.59	3.02	3.02	2.60	2.59	3.01	2.50	2.51
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.40	0.99	0.99	1.39	1.40	0.99	1.48	1.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe tot	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.43	0.00	0.00	0.40	0.42	0.00	0.51	0.53
Na	0.55	0.10	0.10	0.57	0.57	0.09	0.48	0.49
K	0.01	0.85	0.87	0.01	0.01	0.86	0.01	0.01
Sum	4.99	4.96	4.98	4.99	5.00	4.97	5.00	5.01
XOr	2.26	92.94	92.84	2.29	1.88	93.51	1.47	0.97
XAb	57.05	6.96	7.09	59.51	59.11	6.45	50.48	50.22
XAn	40.69	0.10	0.07	38.21	39.01	0.03	48.05	48.81

گرانودیوریتی و آنکلاو ترکیب هورنبلند/ادنیت نشان می‌دهند (شکل ۵- a). در نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Si نیز، این آمفیبول‌ها در محدوده هورنبلندهای منیزیم‌دار قرار دارند (شکل ۵- b).

میگا (بیوتیت): مقدار میگای قهوه‌ای در هر دو نوع سنگ تونالیت و گرانودیوریت کمتر از آمفیبول است. گزیده‌ای ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. نسبت کاتیونی Mg/Fe به عنوان شاخصی برای تفکیک بیوتیت‌های منیزیم و آهن‌دار استفاده می‌گردد (Deer et al., 2013). در نمودار طبقه‌بندی بیوتیت بر اساس نسبت (Rieder et al., 1998) Si و $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ تمام نمونه‌ها در محدوده بیوتیت

آمفیبول: اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول بر روی نمونه‌های تونالیت و گرانودیوریت و همچنین یک نمونه آنکلاو انجام شد. گزیده ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در جدول ۲ ارائه شده و نمودارهای طبقه‌بندی آن‌ها در شکل ۵ آمده است.

آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها دارای مقادیر بالای CaO (۹/۶۷ تا ۱۴/۴۱ درصد وزنی)، MgO بالا (۹/۸۷ تا ۱۵/۵۶ درصد وزنی) و Na₂O پایین (۰/۱۱ تا ۱/۵۹ درصد وزنی) هستند که نشان‌دهنده ویژگی‌های شیمیایی آمفیبول‌های کلسیک (با $CaB \geq 1.5$ و $Na^+ < 0.5$) است (شکل ۵). بر اساس نمودار Si در برابر (Na+K) (Leake et al., 1997)، کلیه آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های تونالیتی،

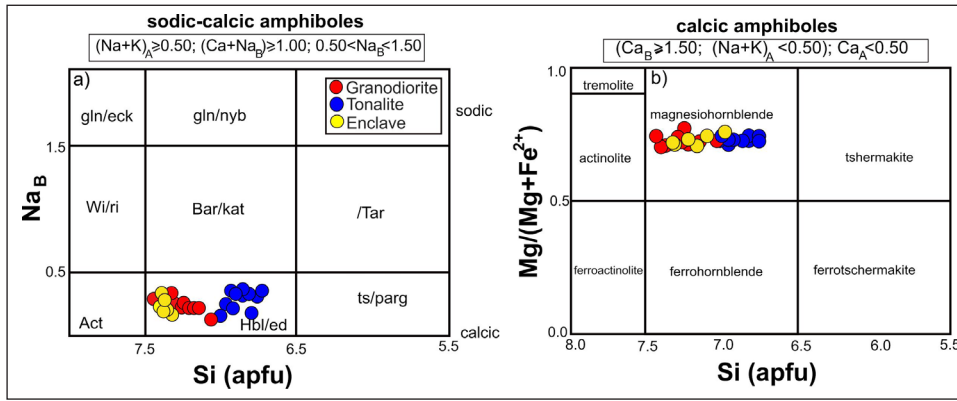
گرانودیوریتی تغییرات اندکی دارد، اما مقادیر این نسبت در تونالیت‌ها اندکی بیشتر از گرانودیوریت‌هاست. این تفاوت جزئی می‌تواند به دلیل پیشرفت تبلور و جدایش فازهای غنی از منیزیم (مانند بیوتیت و آمفیبول) از مذاب در مراحل اولیه تبلور باشد. جدایش این فازها موجب کاهش منیزیم و افزایش نسبی آهن در مذاب باقی‌مانده و در نتیجه افزایش جزئی نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در کانی‌های تونالیتی شده است.

قرار می‌گیرند (شکل ۶- a). در دیگر نمودارهای طبقه‌بندی بیوتیت (شکل ۶- b; (Speer, 1984) و (شکل ۶- c; Foster, 1960)، کلیه بیوتیت‌ها به‌عنوان بیوتیت‌های منیزیم‌دار شناسایی شده‌اند. در نمودار سه‌تایی $TiO_2-FeO-MgO$ (Nachit et al., 2005) (شکل ۶- d) که برای بررسی منشأ بیوتیت در سنگ‌های نفوذی به کار می‌رود، بیوتیت‌های گرانودیوریتی و تونالیتی در محدوده بیوتیت اولیه قرار دارند. نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در بلورهای هر دو گروه تونالیتی و

جدول ۲- گزیده‌ای از نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول در نمونه‌های مورد مطالعه. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر اساس apfu (atoms per formula units)).

Table 2. Selections from the results of spot analysis of amphibole minerals in the studied samples. Calculation of cations based on 23 oxygen atoms (oxides of main elements based on %wt and cations based on apfu (atoms per formula units)).

type Rock	tonalite			granodiorite			enclave	
	GH.39-amp6Line 1	GH.39-amp6Line 2	GH.39-amp6Line 3	JV-4-one-am-3	JV-4-one-am-4	JV-4-one-am-5	GH.49.A5-02	GH.49.A5-03
Major oxides (Wt.%)								
SiO ₂	46.73	47.57	46.72	42.93	44.31	44.18	42.97	44.09
TiO ₂	1.05	1.18	1.08	0.97	0.70	0.83	0.94	0.86
Al ₂ O ₃	10.31	11.16	9.83	11.33	11.23	10.74	11.26	11.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.10	0.00	0.00	0.03	0.03
FeO	14.43	15.08	17.19	20.20	19.35	19.56	18.87	18.91
MnO	0.62	0.64	0.57	0.19	0.25	0.17	0.26	0.21
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	10.86	10.91	10.02	8.82	8.68	9.64	9.06	9.27
CaO	11.67	9.85	10.36	10.69	10.88	10.92	11.00	11.09
Na ₂ O	1.31	1.45	1.41	1.40	1.31	1.33	1.43	1.44
K ₂ O	0.22	0.15	0.34	0.54	0.54	0.47	0.48	0.48
Total	97.20	97.99	97.58	97.17	97.25	97.85	96.32	97.58
Calculated mineral formulae (apfu)								
Si	6.78	6.96	6.91	7.33	7.43	7.25	8.10	7.82
Al ^{IV}	1.22	1.04	1.09	0.67	0.57	0.75	0.54	0.42
Al ^{VI}	0.04	0.16	0.19	0.11	0.06	0.06	0.20	0.28
Ti	0.11	0.13	0.12	0.04	0.05	0.08	0.02	0.02
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³	0.67	0.60	0.60	0.25	0.37	0.44	0.08	1.18
Fe ²	1.10	1.00	1.37	1.79	1.55	1.49	2.55	1.39
Mn	0.08	0.08	0.07	0.08	0.05	0.07	0.20	0.16
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.00	3.03	2.65	2.70	2.92	2.86	1.85	1.78
Ca	1.82	1.54	1.64	1.89	1.80	1.84	1.79	1.79
Na	0.30	0.20	0.20	0.22	0.08	0.14	0.21	0.21
K	0.04	0.03	0.06	0.12	0.05	0.07	0.01	0.00
Total	15.17	14.77	14.91	15.20	14.93	15.05	15.54	15.05



شکل ۵- نمودار طبقه بندی (a) آمفیبول‌های سدیک و (b) آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 1997).

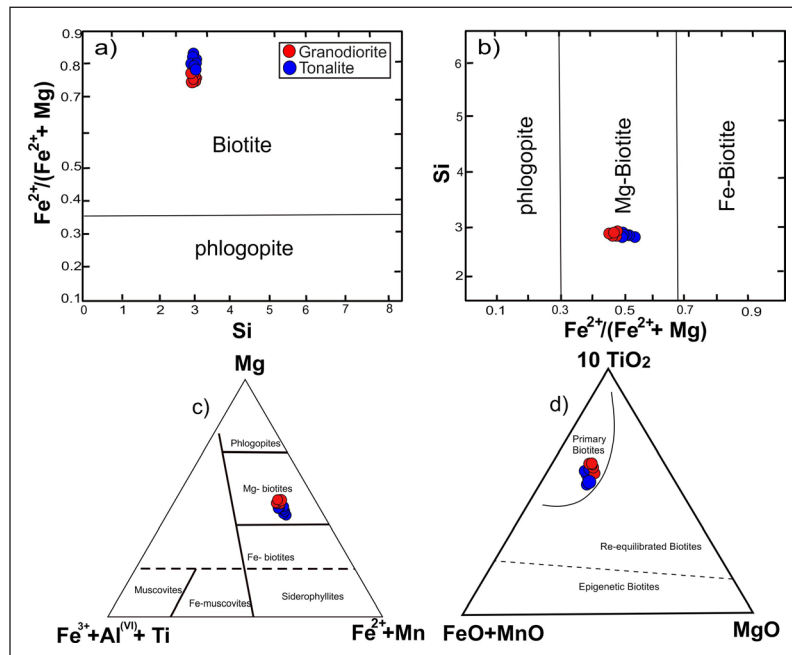
Figure 5. Classification diagram of a) sodic amphiboles and b) calcic amphiboles (Leake et al. 1997).

جدول ۳- گزیده‌ای از نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های بیوتیت در نمونه‌های مورد مطالعه. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر اساس (atoms per formula units) apfu).

Table 3. Selections of the results of point analysis of biotite minerals in the studied samples. Calculation of cations based on 22 oxygen atoms (oxides of main elements based on %wt weight percentage and cations based on atoms per formula units (apfu)).

Rock type	tonalite				granodiorite			
sample	GH.39-bi1	GH.39-bi2	GH.39-bi3	JV-2-one-4	JV-4-one-1	JV-4-one-2	JV-4-one-3	GH.49-bi4
Major oxides (wt%)								
SiO ₂	36.18	36.47	36.08	36.09	36.03	35.92	36.21	36.3
TiO ₂	4.65	4.34	4.33	3.82	4.39	4.39	4.35	4.29
Al ₂ O ₃	12.65	13.41	13.51	13.48	13.25	13	13.48	12.61
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0.01	0	0	0	0	0
FeO tot	19.12	19.13	19.4	20.09	21	20.69	19.29	20.1
MnO	0.18	0.3	0.3	0.31	0.33	0.32	0.33	0.27
NiO	0	0.06	0	0	0	0.13	0.06	0.05
MgO	11.22	10.64	10.63	11.08	10.44	10.84	10.67	11.26
CaO	0.06	0.09	0.17	0.05	0	0	0.13	0.01
Na ₂ O	0.14	0.19	0.12	0.1	0.08	0.07	0.11	0.13
K ₂ O	8.88	8.53	8.49	8.87	8.84	8.72	8.46	8.61
Total	93.99	93.67	93.12	92.36	92.53	92.53	92.53	92.53
Calculated mineral formulae (apfu)								
Si	2.81	2.83	2.80	2.79	2.79	2.79	2.81	2.81
Ti	0.27	0.25	0.25	0.22	0.26	0.26	0.25	0.25
Al	1.16	1.22	1.24	1.23	1.21	1.19	1.23	1.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.10	1.09	1.12	1.14	1.21	1.19	1.11	1.13
Fe3	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.14	0.17
Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	1.30	1.23	1.23	1.28	1.20	1.25	1.24	1.30
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02
K	0.90	0.88	0.89	0.82	0.87	0.83	0.87	0.89
Sum	7.75	7.75	7.76	7.76	7.78	7.74	7.78	7.79
Al(IV)	1.16	1.17	1.20	1.21	1.21	1.19	1.19	1.15
AL(VI)	0.36	0.05	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03
XMg**	0.54	0.53	0.52	0.53	0.50	0.51	0.53	0.53

*The XMg [XMg = Mg/(Mg + Fe)] value is mole fractions of Mg (Zhu and Sverjensky, 1992).



شکل ۶- a) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر Si (Rieder et al., 1998); b) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار Si در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Speer, 1984); c) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار سه‌تایی $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ (Foster, 1960); d) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار سه‌تایی $TiO_2-FeO-MgO$ (Nachit et al., 2005).

Figure 6- a) Biotite positions in the $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs. Si diagram (Rieder et al., 1998); b) Biotite positions in the Si vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ diagram (Speer, 1984); c) Biotite positions in the $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ ternary diagram (Foster, 1960); d) Biotite positions in the $TiO_2-FeO-MgO$ ternary diagram (Nachit et al., 2005).

۴- بحث

نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها در دماهای ۷۷۱-۸۴۵ درجه سانتی‌گراد، بیشتر حول و حوش ۸۵۰ درجه، و در فشار لیتواستاتیک ۴/۱۸-۴/۳۹ کیلوبار، عمدتاً در ۴/۴۰ کیلوبار، تبلور یافته‌اند (شکل‌های ۷- a و b). به‌طور مشابه، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی در دماهای ۶۹۳-۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، عمدتاً در ۷۰۰ درجه، و در فشارهای ۳/۳۴-۳/۸۹ کیلوبار تبلور یافته‌اند (شکل‌های ۷- b و c). در نمونه آنکلاو دمای تبلور آمفیبول حدود ۷۲۲-۸۱۲ درجه سانتی‌گراد، عمدتاً در ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشارهای ۳/۸۴-۴/۷۱ کیلوبار برآورد شده است. این داده‌ها به‌طور کلی فشار بیشینه‌ای حدود ۴/۳۹ کیلوبار در دمای ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های تونالیتی و آنکلاوها ۳/۸۳ کیلوبار در دمای ۷۴۰ درجه سانتی‌گراد برای گرانودیوریت‌ها را نشان می‌دهند که با ژرفای تبلور حدود ۱۲ - ۱۶ کیلومتر مطابق با رابطه فشار-ژرفا (Putirka et al., 2003) همخوانی دارد. فشار بالاتر برآورد شده برای آمفیبول در تونالیت‌ها می‌تواند بیانگر تبلور آمفیبول در فشار بالاتر و در نتیجه در بخش‌های ژرف‌تر پوسته نسبت به گرانودیوریت‌ها باشد. محتوای منیزیم در آمفیبول‌ها به‌عنوان شاخص کلیدی برای تخمین فوگاسیته نسبی اکسیژن (fO_2) و بافر نیکل-اکسید نیکل (NNO) عمل کرده و دیدگاهی درباره فوگاسیته کلی اکسیژن ماگماهای کالک‌آلکانل فراهم می‌کند (Ridolfi et al., 2008, 2010; Ridolfi, 2021). برای دو نوع سنگ در این مطالعه، fO_2 نسبی در بازه‌ای از هورنبلند منیزیم دار دما بالا (۸۴۵~) درجه سانتی‌گراد و $NNO+1/23$ تا دما پایین‌تر (۶۹۵~) درجه سانتی‌گراد و $NNO+0/34$ قرار دارد (شکل ۷- c، جدول ۴). این بازه با دامنه

آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن و پلاژیوکلاز به‌عنوان شاخص‌های ارزشمند برای تخمین شرایط تبلور، از جمله دما، فشار و حالت اکسیداسیون، به‌ویژه در آمفیبول‌های کلسیک با محتوای کلسیم بالا، شناخته شده‌اند (Ridolfi et al., 2010; Molina et al., 2015). در این مطالعه، هر دو نوع سنگ شامل آمفیبول‌های کلسیک (شکل ۵- b) و بیوتیت‌های اولیه می‌باشد. بنابراین، تمرکز این پژوهش بر تحلیل کمی آمفیبول‌ها به همراه داده‌های بیوتیت، برای استنتاج ویژگی‌های دما-فشارسنجی (ترموبارومتري) و تکامل ماگمایی این سنگ‌ها است.

۴-۱- دما-فشارسنجی آمفیبول و تخمین فوگاسیته اکسیژن (fO_2)

برآورد فشار بر اساس مقدار آلومینیم در آمفیبول‌ها، یکی از زمین-فشارسنج‌های قابل‌اطمینان برای تعیین ژرفای تبلور آمفیبول است (Vyhnał et al., 1991; Holland and Blundy, 1994; Ridolfi, 2021; Ridolfi et al., 2010). در این مطالعه، شرایط فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) آمفیبول‌ها با استفاده از مدل دما-فشارسنجی جدید ریدولفی (Ridolfi, 2021) محاسبه شده‌اند. این مدل بر پایه مجموعه‌ای از داده‌های تجربی با کیفیت بالا توسعه یافته و برای آمفیبول‌های کلسیک غنی از منیزیم که در تعادل با مذاب‌های کالک‌آلکانل یا آلکانل هستند. همچنین از صفحه گسترده ارائه‌شده در این پژوهش (Amp-TB2.xlsx) برای محاسبه و ارزیابی سازگاری ترکیب آمفیبول‌ها با داده‌های کالیبراسیون استفاده شده است. برای سنگ‌های تونالیتی قهرود، محاسبات مربوط به هورنبلند‌های منیزیم‌دار

2021)، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های تونالیتی، گرانودیوریتی و آنکلاوهای قهرود تحت فوگاسیته اکسیژن در بازه ۱۲-۱۰ تا ۱۴-۱۰ بار، ۱۲-۱۰ تا ۱۶-۱۰ بار و ۱۲-۱۰ تا ۱۵-۱۰ بار تبلور یافته‌اند (جدول ۲).

معمول فوگاسیته اکسیژن ماگماهای کالک‌آلکان که بین ۱- NNO تا ۳+ NNO است، تطابق دارد (Ridolfi et al., 2010, Ridolfi, 2021). با استفاده از تخمین‌های دما و فشار حاصل از دما-فشارسنجی آمفیبول (Ridolfi, 2021).

جدول ۴- نتایج محاسبات دما-فشارسنجی آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئید قهرود.

نکته: (T (°C)): دمای محاسبه شده با استفاده از زمین دماسنج آمفیبول؛ (P (kbar)): فشار محاسبه شده بر اساس Al موجود در آمفیبول ($P = 19.209 \times e(1.438 \times Al_{tot})$ ؛ NNO = فوگاسیته نسبی اکسیژن ($[NNO = 1.644 \times (Mg + Si/47 - [6]Al/9 - 1.3 \times [6]Ti + Fe^{3+}/3.7 + Fe^{2+}/5.2 - BCa/20 - ANa/2.8 + A/9.5)]$ ؛ $\log f/O_2 = \text{oxygen fugacity}$ ($[\log f/O_2 = -25018.7/(T + 273.15) + 12.981 + (0.046 \times P \times (Ridolfi, 2021)(10 - 1)/(T + 273.15) + (-0.5117 \times \ln(T + 273.15)) + NNO]$)؛ T1 = دما محاسبه شده برای هر P1(kbar) جفت هورنبلند-پلاژیوکلاز با استفاده از زمین دماسنج پلاژیوکلاز-هورنبلند (Blundy and Holland, 1990).

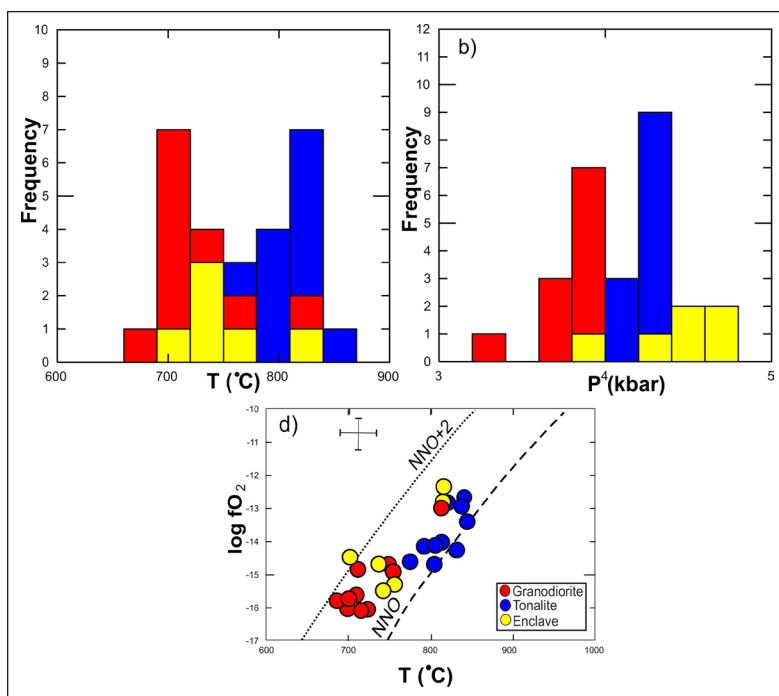
Table 4. The results of thermobarometric calculations of amphibole in the granitoid rocks of Ghohroud.

Note: (T (°C)): temperature calculated using amphibole geothermometer; (P (kbar)): pressure calculated based on the Al present in the amphibole ($P = 19.209 \times e(1.438 \times Al_{tot})$); NNO = relative oxygen fugacity ($[NNO = 1.644 \times (Mg + Si/47 - [6]Al/9 - 1.3 \times [6]Ti + Fe^{3+}/3.7 + Fe^{2+}/5.2 - BCa/20 - ANa/2.8 + A/9.5)]$); $\log f/O_2 = \text{oxygen fugacity}$ ($[\log f/O_2 = -25018.7/(T + 273.15) + 12.981 + (0.046 \times P \times (Ridolfi, 2021)(10 - 1)/(T + 273.15) + (-0.5117 \times \ln(T + 273.15)) + NNO]$); T1 = temperature calculated for each hornblende-plagioclase pair P1(kbar) using the plagioclase-hornblende geothermometer (Blundy and Holland, 1990).

Rock type	tonalite											
Sample number	GH.39-amp6Line 1	GH.39-amp6Line 2	GH.39-amp6Line 4	GH.39-amp6Line 5	JV-2-one-am-2	JV-2-one-am-3	JV-2-one-am-4	JV-2-one-am-5	JV-2-one-am-6	JV-2-one-am-7	JV-2-one-am-8	
Parameter												
T (°C)	816.82	837.28	809.66	800.68	788.47	816.82	801.99	771.31	831.82	845.88	833.90	
P(kbar)	4.29	4.23	4.28	4.18	4.32	4.19	4.29	4.21	4.18	4.30	4.39	
ΔNNO	1.57	1.65	1.24	1.04	1.21	1.57	1.05	0.93	1.33	1.23	1.51	
logfO ₂	-12.80	-12.74	-13.99	-14.66	-14.12	-12.80	-14.08	-14.58	-14.27	-13.50	-12.90	
T1	722.84	720.13	754.65	728.85	794.40	737.14	747.87	761.11	756.21	742.02	722.47	
P1(kbar)	5.34	5.46	5.12	5.14	4.48	4.15	4.95	4.86	4.83	5.10	5.24	

Rock type	granodiorite									
Sample number	JV-4-one-am-3	JV-4-one-am-4	JV-4-one-am-5	JV-4-one-am-6	GH.49-am-1	GH.49-am-2	GH.49-am-3	GH.49-am-4	GH.13-amp3-01	GH.13-amp3-02
Parameter										
T (°C)	695.47	698.60	719.85	811.14	693.22	706.01	711.91	745.16	696.94	750.91
P(kbar)	3.34	3.84	3.69	3.86	3.69	3.89	3.83	3.83	3.87	3.80
ΔNNO	0.34	0.93	-0.30	0.87	2.87	0.48	-0.14	0.44	0.61	0.08
logfO ₂	-16.00	-15.76	-16.01	-12.77	-14.52	-15.58	-16.05	-14.66	-15.69	-14.88
T1	654.82	606.87	643.14	682.30	695.16	692.21	530.48	686.37	717.97	683.59
P1(kbar)	5.24	6.27	6.70	5.39	6.31	6.25	6.14	6.62	5.11	5.88

Rock type	enclave					
Sample number	GH.49.A5-02	GH.49.A5-03	GH.49.A5-04	GH.49.A5-05	GH.49.A5-07	GH.49.A5-08
T (°C)	812.15	752.52	803.65	740.75	692.87	733.25
P(kbar)	3.84	4.59	4.54	4.60	4.65	4.71
ΔNNO	1.26	-0.37	2.53	-0.38	2.13	5.64
logfO ₂	-12.31	-15.26	-15.48	-15.55	-14.43	-14.65
T1	685.94	692.77	710.32	696.48	695.47	704.16
P1(kbar)	5.81	6.20	5.12	5.03	5.63	6.12



شکل ۷- a) نمودارهای فراوانی دما و b) نمودار فراوانی فشار تبلور آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئیدی قهرود و آنکلاو وابسته. c) موقعیت آمفیبول در نمودار $\log fO_2$ در برابر دما (Ridolfi, 2021).

Figure 7- a) Temperature frequency diagrams; b) Pressure frequency diagram for amphibole crystallization in Ghohroud granitoid rocks and associated enclaves; c) Amphibole stability/position in the $\log fO_2$ vs. temperature diagram (Ridolfi, 2021).

۴-۳- برآورد دمای تبلور و فوکاسیته اکسیژن بیوتیت

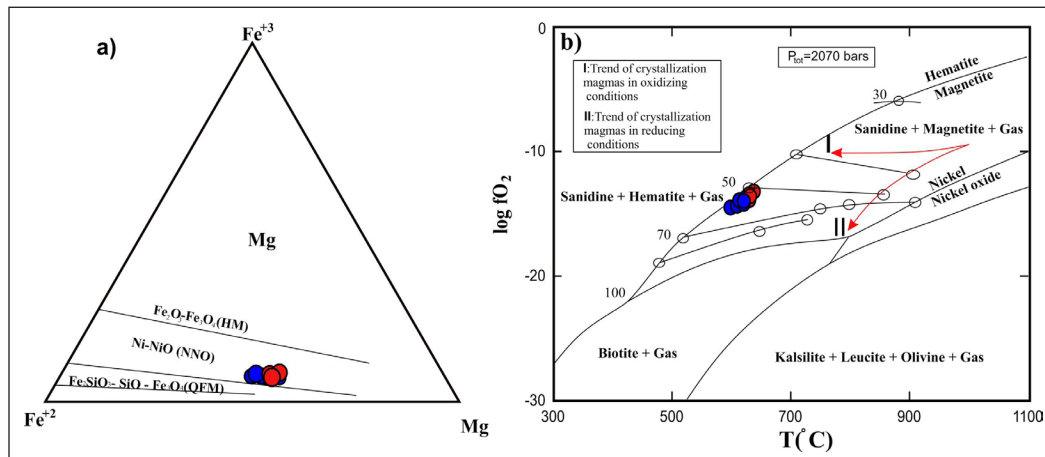
اگرچه غلظت تیتانیم در بیوتیت اغلب به‌عنوان دماسنج در سنگ‌های دگرگونی استفاده می‌شود و ارتباط نزدیکی با تغییرات دما در فشارهای بالا دارد، اما مطالعات اخیر نشان داده‌اند که در سنگ‌های آذرین نیز این عنصر تحت تاثیر فرایندهای ماگمایی قرار می‌گیرد (Henry et al., 2005). میزان Ti در بیوتیت طی فرایند تبلور بخشی و در اثر تبلور اولیه کانی‌های حامل Ti کاهش می‌یابد (Zhang et al., 2016). هنری و همکاران (Henry et al., 2005) دماسنجی بر پایه محتوای Ti برای بیوتیت در متابلیت‌ها پیشنهاد کردند که بعدها برای سنگ‌های آذرین نیز توسعه یافت. بر اساس این روش، دمای تبلور بیوتیت اولیه در نمونه‌های تونالیتی در حدود میانگین ۶۴۶ درجه سانتی‌گراد و برای نمونه‌های گرانودیوریتی در حدود میانگین ۶۲۷ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود که کمتر از دمای تبلور آمفیبول‌های همان سنگ‌هاست و نشان‌دهنده تبلور دیرتر بیوتیت نسبت به آمفیبول است.

مانند آمفیبول، مقادیر $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ و Mg در بیوتیت نیز می‌توانند برای برآورد فوکاسیته اکسیژن (fO_2) ماگما و سیالات مرتبط استفاده شوند (Wones and Eugster, 1965). در نمودار سه‌تایی $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg$ (شکل ۸-ا)، ترکیب بیوتیت در نمونه‌های مورد مطالعه نزدیک به خط بافر NNO قرار دارد و شرایط اکسیدان حاکم در هنگام تبلور این کانی را نشان می‌دهد که با داده‌های به‌دست‌آمده از آمفیبول نیز هم‌خوانی دارد. همچنین در نمودار لگاریتم fO_2 بر حسب دما در فشار $PH_2O = 2.07$ مگاپاسکال (شکل ۸-ب)، نمونه‌ها نزدیک به خط بافر NNO و بافر هماتیت-مگنتیت (HM) قرار گرفته‌اند که گویای شرایط نسبتاً اکسیدان در مراحل نهایی تبلور بیوتیت است.

۴-۲- دماسنجی (ترمومتری) هورنبلند-پلاژیوکلاز

بلاندی و هلند (Blundy and Holland, 1990) سه کالیبراسیون مختلف برای دماسنج (ترمومتر) آمفیبول-پلاژیوکلاز توسعه دادند که تمرکز آن‌ها بر تعادل‌های آمفیبول کلسیک بود، زیرا این دو کانی معمولاً در سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان به‌صورت هم‌زمان حضور دارند. آن‌ها ابتدا دماسنجی تجربی مبتنی بر واکنش ادنیت-ترمولیت را برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد ارائه کردند (Blundy and Holland, 1990). به دلیل برآوردهای دمایی بالا در برخی لیتولوژی‌ها، هلند و بلاندی (Holland and Blundy, 1994) این دماسنج را مجدد کالیبره کردند و دو زمین-دماسنج (ژئوترمومتر) معرفی نمودند: یکی برای سنگ‌های آذرین دارای کوارتز بر اساس واکنش ادنیت-ترمولیت و دیگری برای سنگ‌های آذرین دارا یا فاقد کوارتز بر اساس واکنش ادنیت-ریشتریت.

در این مطالعه ما از دماسنج ادنیت-ترمولیت برای تعیین دمای تبلور سنگ‌های گرانیتوئید قهرود استفاده کرده‌ایم. این دماسنج به‌طور خاص برای ماگماهای کالک‌آلکان کالیبره شده است که تعادل آمفیبول-پلاژیوکلاز در آن‌ها به‌خوبی محدود شده است. همچنین این روش از برآورد بیش از حد دما که ممکن است در ترمومتر ادنیت-ریشتریت در سیستم‌های آب‌دار نواحی میانی پوسته رخ دهد، جلوگیری می‌کند که با ژرفای تبلور استنباط شده ما سازگار است. نتایج ارائه شده در جدول ۴ (T1) برای مقایسه با دیگر کالیبراسیون‌ها آمده است. دماهای محاسبه شده برای تونالیت‌ها در محدوده ۷۲۰ تا ۷۹۴ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۷۴۴ درجه سانتی‌گراد) و برای سنگ‌های گرانودیوریتی در محدوده ۵۳۰ تا ۷۱۷ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد) و برای نمونه آنکلاو در حدود ۶۸۵ تا ۷۱۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۶۹۹ درجه سانتی‌گراد) قرار دارد.



شکل ۸- a) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار سه تایی Fe²⁺-Fe³⁺-Mg و b) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار log fO₂ در برابر دما (Wones and Eugster, 1965). پیکان‌های نشان دهنده روند تبلور ماگما در شرایط اکسیدان و احیا از دی‌آلبوکرک (De Albuquerque, 1973).

Figure 8- a) Biotites position in the Fe²⁺-Fe³⁺-Mg ternary diagram and b) Biotites position in the log fO₂ vs. temperature diagram (Wones and Eugster, 1965). Arrows indicate the crystallization trend of magma under oxidizing and reducing conditions from De Albuquerque (1973).

۴-۴- سری ماگمایی و تکامل ماگما

کل (شکل ۹-۲)، موقعیت این آمفیبول‌ها را در گستره ترکیب‌های ماگمایی (آذرین) نشان می‌دهد (Hammarstrom and Zen, 1986). بر پایه مطالعات کالتری و همکاران (Coltorti et al., 2007)، آمفیبول‌های تشکیل شده در محیط‌های داخل صفحه‌ای دارای مقادیر بالاتری از Na₂O و TiO₂ نسبت به آمفیبول‌های محیط‌های فرورانشی هستند؛ آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده مربوط به محیط‌های فرورانشی (S-Amph) جای می‌گیرند (شکل ۹-۳).

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها افزون بر برآورد شرایط فشار و دما، می‌تواند برای تعیین ترکیب ماگمای والد و محیط زمین‌ساختی-ماگمایی نیز به کار رود (Molina et al., 2009; Leake, 1971). ترکیب آمفیبول‌های موجود در گرانیتوید قهرود در نمودارهای تفکیکی Al^{VI} در برابر KA (Ridolfi and Renzulli, 2012) و SiO₂ در برابر TiO₂ (Droop, 1987) (شکل ۹-۳ و b) نشان می‌دهد که این کانی‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکان هستند. همچنین همبستگی مثبت و منظم بین Al^{IV} و Al^{VI}

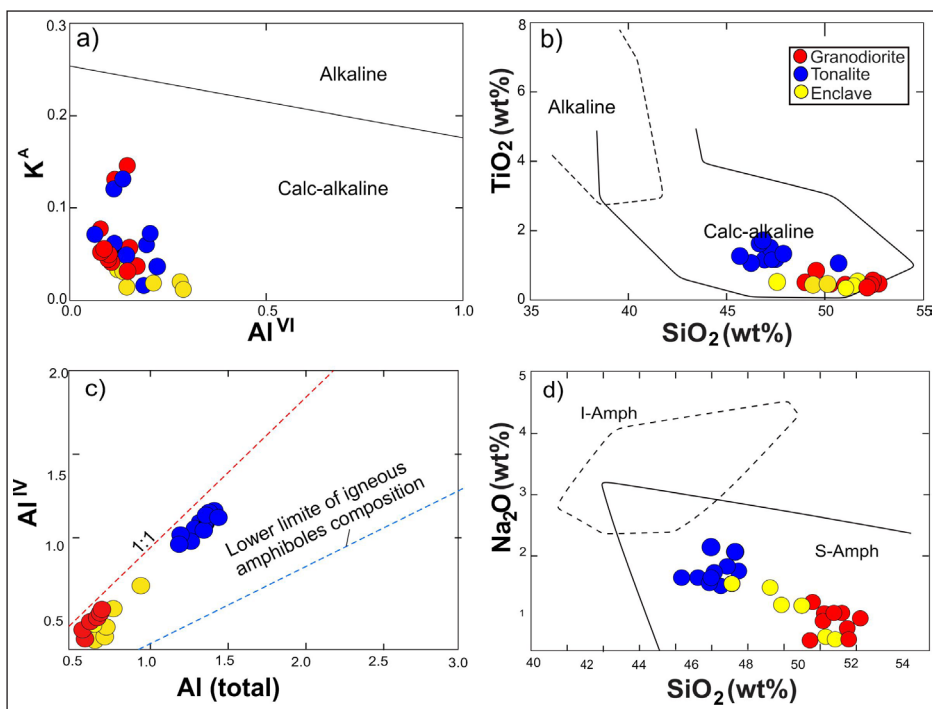
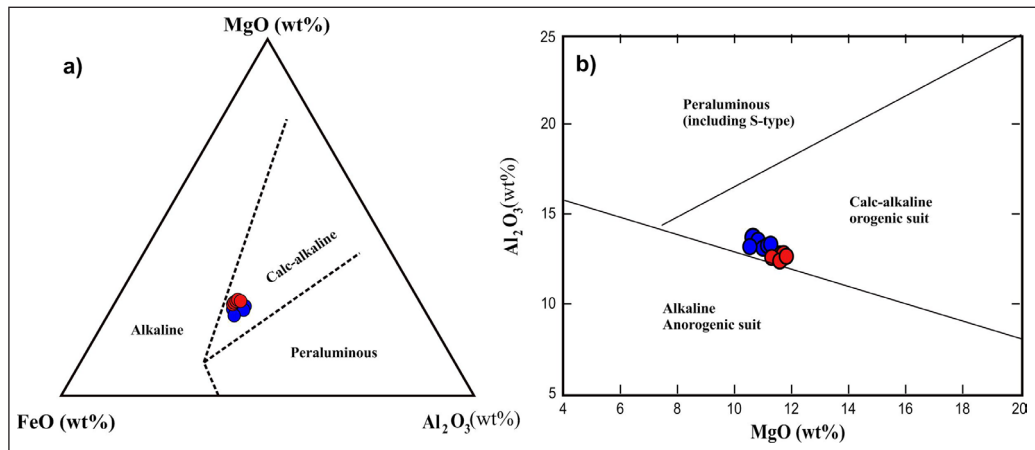


Figure 9- a) Al^{VI} vs. KA diagram (Ridolfi and Renzulli, 2012) and b) SiO₂ vs. TiO₂ discrimination diagram (Droop, 1987) for amphiboles of Ghohroud granitoids; c) Al^{IV} vs. Al_{tot} diagram to determine the magmatic series of amphiboles (Hammarstrom and Zen, 1986); d) Position of amphiboles in the SiO₂ vs. Na₂O variation diagram (Coltorti et al., 2007) (I-amph: Interplate and S-amph: Subduction).

شکل ۹-۳ a) نمودار Al^{VI} در برابر KA (Ridolfi and Renzulli, 2012) و b) تمایز SiO₂ در برابر TiO₂ (Droop, 1987) برای آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتویدی قهرود؛ c) نمودار Al^{IV} در برابر Al_{tot} جهت تعیین سری ماگمایی آمفیبول‌ها (Hammarstrom and Zen, 1986) (and Zen, 1986) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار تغییرات SiO₂ در برابر Na₂O (Coltorti et al., 2007) (I-amph: Interplate and S-amph: Subduction).



شکل ۱۰- نمودارهای تمایز بیوتیت در سری ماگمایی از عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994).

Figure 10. Biotite discrimination diagrams for the Abdal Rahman magmatic series (Abdel-Rahman, 1994).

هورنبلندهای منیزیم دار در تونالیت‌ها در دمای ۸۴۵ تا ۷۷۱ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند که دمای چیره حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد است. این کانی‌ها تحت فشار لیتواستاتیک ۴/۱۸ تا ۴/۳۹ کیلو بار تبلور یافته‌اند. هورنبلند منیزیم دار موجود در گرانودیوریت‌ها در دمای ۶۹۳-۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و دمای چیره ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳/۳۴ تا ۳/۸۹ کیلو بار و آنکلاو وابسته در دمای ۷۲۲ تا ۸۱۲ درجه و فشار ۳/۸۴ تا ۴/۷۱ کیلو بار متبلور شده است. همچنین کانی‌های بیوتیت در این سنگ‌ها به ترتیب، در دمای پایین‌تری برابر با میانگین ۶۲۷ تا ۶۴۶ درجه سانتی‌گراد تبلور یافته است.

نتایج تحلیل هانشان می‌دهند که آمفیبول‌های ماگمایی دارای نسبت $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ بالا هستند و بیوتیت‌ها نیز دارای مقادیر کم Al کل و دامنه باریکی از نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ می‌باشند که بیانگر شرایط نسبتا اکسیدان در مراحل پایانی تبلور هستند. مقدار فوگاسیته اکسیژن (fO_2) در تونالیت‌ها بین ۱۰-۱۲ تا ۱۰-۱۴ بار ($\Delta NNO+1/23$) و در گرانودیوریت‌ها بین ۱۰-۱۲ تا ۱۰-۱۶ بار ($\Delta NNO+0/34$) متغیر است که بیانگر شرایط نسبتا اکسیدان در زمان تبلور کانی‌ها است. ژرفای تبلور آمفیبول‌ها در طی تکامل ماگما بین حدود ۱۲ تا ۱۶ کیلومتر متغیر بوده و بیانگر شرایط پویا در حین تبلور ماگما است، این ژرفا تنها بر اساس فشار محاسبه شده از ترکیب آمفیبول برآورد شده و معادل ژرفای منشأ ماگما نیست.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از پروفیسور شوگیانگ سونگ و پروفیسور سولی از دانشگاه پکن (Peking University) در کشور چین، و نیز تکنسین‌های آزمایشگاه این دانشگاه به دلیل پذیرش و انجام آنالیزهای میکروپروپ، صمیمانه قدردانی می‌کنند. همچنین از دانشگاه تربیت مدرس به دلیل فراهم‌سازی بستر انجام این پژوهش، و از داوران محترم مقاله به دلیل ارائه نظرات سازنده و ارزشمندشان سپاسگزاری می‌شود.

افزون بر این، عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994) نمودارهایی بر پایه غلظت FeO و Al_2O_3 و MgO برای تمایز سری‌های ماگمایی و محیط زمین‌ساختی ارائه داده است. بر اساس این نمودارها (شکل‌های ۱۰-a و b)، بیوتیت‌های موجود در نمونه‌های مطالعه شده، در گستره سری کالک‌آلکانل قرار می‌گیرند.

در مجموع، نتایج این مطالعه با یافته‌های پیشین گزارش شده برای توده گرانیتوئیدی قهرود (Khaksar et al., 2022; Ashja Ardalan et al, 2014)؛ بدر و همکاران، ۱۳۹۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۳) همخوانی داشته و ماهیت کالک‌آلکانل و جایگیری این مجموعه در محیط زمین‌ساختی-ماگمایی مرتبط با کمربند ماگمایی ارومیه-دختر را تایید می‌کند. پژوهش‌های پیشین انجام شده بیشتر بر شیمی کانی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده تمرکز داشته و مطالعات دما-فشارسنجی در این مجموعه محدود بوده و به‌طور عمده تنها بر پایه تحلیل کلتیوپروکسن موجود در آنکلاوهای دیوریتی توسط قاسمی و همکاران (۱۳۹۳) انجام شده است. در مقابل، مطالعه حاضر با انجام دما-فشارسنجی بر روی کانی‌های اصلی توده، شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول، و ارائه برآوردهای کمی فشار-دما، دیدگاه جامع‌تری از شرایط تبلور و تکامل ماگمایی توده قهرود ارائه می‌دهد.

۵- نتیجه‌گیری

مطالعات جامع شیمی کانی و دما-فشارسنجی سنگ‌های گرانیتوئیدی میوسن زیرین قهرود در بخش مرکزی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر (UDMA)، که شامل تونالیت، گرانودیوریت و آنکلاوهای وابسته به آن است، اطلاعات ارزشمندی از فرایندهای تکوین این سنگ‌ها ارائه می‌دهد:

- کانی‌های اصلی شناسایی شده شامل آمفیبول با ترکیب هورنبلند منیزیم دار، بیوتیت منیزیم دار، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین و پتاسیم فلدسپار با ترکیب ارتوکلاز هستند.

کتابنگاری

- امامی، م.، رادفر، ح.، ۱۳۷۲، نقشه زمین‌شناسی کاشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بدر، ا.، طباطبائی منش، م.، مکی‌زاده، م.ع.، هاشمی، م.، تقی‌پور، ب.، ۱۳۹۲، مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده نفوذی قهرود، مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره پانزدهم، صفحه ۹۷-۱۰۴.
- قاسمی، ع.، طباطبائی منش، م.، طباطبائی، س.ح.، ۱۳۹۳، پتروگرافی، شیمی کانی، دما- فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی آنکلاوهای حدواسط در توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان، مجله پترولوژی، سال پنجم، شماره بیستم، صفحه ۱۲۷-۱۴۶.
- درگاهی، س.، ۱۳۸۶، ماگماتیسیم پس از برخورد میوسن در منطقه سرچشمه شهربابک، شمال غرب کرمان: بررسی ایزوتوپی، آنالیز پتروژنتیک و الگوی ژئودینامیکی توده های نفوذی گرانیتوئیدی و نقش ماگماتیسیم آداکتیتی در توسعه کانی سازی مس. (پایان نامه دکتری). دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص ۳۱۰.

References

- Abbott, RN., and Clarke, DB., 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H_2O) 61. *Can. Min. J.* 17:549-560.
- Abdel-Rahman, AM., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35:525-541.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: A subduction dominated process. *Geological Magazine* 148:692-725 <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>.
- Ahmazadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D., and Mojtahedi, M., 2010. Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran. *J. Asian Earth Sci.* 39:37-50 <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2010.02.008>.
- Allen, MB., Kheirikhah, M., Neill, I., Emami, M., and McLeod, CL., 2013. Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran. *Journal of Petrology* 54:887-911.
- Anderson, JF., Barth, AP., Wooden, JL., and Mazdab, F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems, in Putirka, K.D., and Tepley, F.J., III, eds., *Minerals, inclusions and volcanic processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69:121-142.
- Ashja Ardalan, A., Khodadadi, M., Emami, M.H., Sheikh Zakariaie, J., Razavi, M.H., and Yazdi, A., 2014. Geochemistry and petrogenesis of granitoid pluton and enclaves in Ghohroud-Kashan. *Indian Journal of Fundamental and Applied Life Sciences*, ISSN:2231-6345.
- Badr, A., Tabatabai Menesh, M., Makkizazeh, M.A., Hashemi, M., Taghipour, B., 2012. *Mineralogical and geochemical studies of the Ghahrood intrusive mass, Petrology magazine, 4th year, 15th issue, page 104-97. (In Persian)*.
- Berberian, M., and King, GCP., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2):210-265.
- Blundy, JD., and Holland, TJB., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104:208-224.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-63:70-87.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M.O., Reilly, S.Y., and Powell, W., 2007. Amphiboles from supra-subduction and intraplate lithospheric mantle. *J. Aust. Lit.* 99:68-84.
- Dargahi, S., 2007. *Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh Shahrehabak region, NW of Kerman: Isotopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusives and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization. (Unpublished PhD thesis). Shahid Bahonar University of Kerman, (p. 310) (in Persian)*.
- De Albuquerque, C.A., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7), pp.1779-1802.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1996. *An Introduction to Rock-forming Minerals*. 17th Edition, Longman Ltd., London, pp.528.
- 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.
- 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.
- Emami, M., Radfar, J., 1993. *geological map of Kashan, scale 1:100000, Organization of Geology and Mineral Exploration of the country. (In Persian)*.
- Fanka, A., Tsunogae, T., Daorerk, V., Tsutsumi, Y., Takamura, Y., and Sutthirat, C., 2018. Petrochemistry and zircon U-Pb geochronology of granitic rocks in the Wang Nam Khiao area, Nakhon Ratchasima, Thailand: implications for petrogenesis and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* 157:92-118.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey, Professional Paper* 354-B:1-146.
- Ghasemi, A., Tabatabai Menesh, M., Tababaei, H., 2013. *petrography, mineral chemistry, temperature-pressure measurement and determination of magmatic series of intermediate enclaves in Ghahrud intrusive mass, south of Kashan, Journal of Petrology, 5th year, 20th issue, page 127-146. (In Persian)*.

- Hammarstrom, J.M., and Zen, E.A., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*, 71(11-12): 1297-1313.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., Mahallawi, M.M., and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *J. Afr. Earth Sci.* 38:255–268.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am. Mineral.* 90:316–328.
- Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433–447.
- Hossain, I., Tsunogae, T., and Rajesh, H.M., 2009. Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate. *Journal of Asian Earth Sciences* 34:731–739.
- Khaksar, T., Rashidnejad-Omran, N., Chen, F., Song, S.G., Li, S.Q., and Ghaderi, M., 2020. Zircon U-Pb ages and magmatic history of the Kashan Plutons in the Central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran. Evidence for Neotethyan subduction during Paleogene-Neogene: *Journal of Earth Science* 31(1):53–68.
- Khaksar, T., Rashidnejad-Omran, N., Li, S.Q., Song, S.G., Kananian, A., Chen, F., and Li, S., 2022. Geochronology and petrogenesis of granitoids and associated mafic enclaves from Ghohroud in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for magma mixing during the closure of the Neotethyan Ocean. *Geological Journal* p. 1–20.
- Leake, B.E., 1971. On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineral. Mag.* 38:389–407.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., 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. *J. Am. Mineral.* 82:1019–1037.
- Molina, J., Scarrow J., 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158:69-98.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., and Rodriguez, C., 2015. Fershtater, G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos* 232:286–305.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.I.H., and Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337:1415–1420.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Lin, Y.C., Lee, H.Y., Lo, C.H., and Khatib, M.M., 2013. Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of postcollisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. *Terra Nova* 25:405–413 <https://doi.org/10.1111/ter.1205>.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), *Minerals, inclusions and volcanic processes*. *Rev. J. Mineral. Geochem.* 69. pp. 61–120.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., and Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *J. Am. Mineral.* 88:1542–1554.
- 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., and Wones, D. R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*, 46, 586-595.
- Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contrib. J. Mineral. Petrol.* 163:877–895.
- Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., and Toulkeridis, T., 2008. The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176:94–106.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160:45–66.
- Ridolfi, F., 2021. Amp-TB2: An updated model for Calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*, 11, 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>.
- Rutter, M.J., Van der Laan, S.R., and Wyllie, P.J., 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: aluminum in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology* 17(10):897-900.
- Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 299-356.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 52:1229–1258.

- Szymanowski, D., Wotzlaw, J.F., Ellis, B.S., Bachmann, O., Guillong, M., and Quadt, A., 2017. Protracted near-solidus storage and pre-eruptive rejuvenation of large magma reservoirs. *Nat. Geosci.* 10 (10):777–782.
- Vyhnal, C.R., Mcsween, H.Y., and Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *J. Am. Mineral.* 76:176–188.
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), pp.291- 320. doi:10.1180/mgm.2021.43.
- Wones, D.R., and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *American Mineralogist* 50:1228–1272.
- Zhang, X., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, PR., Han, Y., Hou, W., and Xu, B., 2016. Tectonic evolution from subduction to arc-continent collision of the Junggar ocean: Constraints from U-Pb dating and Hf isotopes of detrital zircons from the North Tianshan belt, NW China. *Bulletin*, 128(3-4):644-660.
- Zhu, C., and Sverjensky, D.A., 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 56: 3435-3467. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90390-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90390-5).