



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1152



Determination of physicochemical indicators of magma, tectonic setting and mineralization potential of the Cheshmeh Ghasaban gabbro massif, Hamedan

Adel Saki^{1*}, Milad Jahani², Maryam Dorani³

¹ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³ Ph.D., Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 11 May 2025
Revised: 17 November 2025
Accepted: 22 November 2025

Keywords

Mineral Chemistry
Geothermobarometry
Tectonic settings
Mineralization
Cheshmeh Ghasaban

*Corresponding author

Adel Saki
✉ adel_saki@scu.ac.ir

ABSTRACT

The formation and mineralization conditions of the Cheshmeh Gasaban gabbroic massif in Hamedan have been studied using the chemistry of biotite and clinopyroxene minerals. In terms of petrography, biotite, plagioclase, and clinopyroxene minerals are the most important rock-forming minerals, and amphibole, chlorite, muscovite, zircon, and sericite are visible as minor minerals in microscopic sections. The chemical composition of most of the biotites studied is in the range of coexistence with muscovite in calc-alkaline igneous rocks and is within the range of magnesian and primary biotites. The tectonic origin of the rocks in the studied area is related to the magmatic arc. The clinopyroxenes studied are also of the diopside type and are located in the Quad range. Based on geothermobarometric surveys, it can be said that the gabbro in question was formed at a temperature of over (691°C) and a pressure of about 0.7 MPa. Due to the low $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio, these rocks are subalkaline, and due to the low TiO_2 content, the magma forming the rock is in the calc-alkaline range. The mass in question is located in the orogenic zone and the nature of the magma is calc-alkaline. Considering the importance of halogens and their fundamental role in the transport of minerals and metals, the study of their chemistry in biotite shows that mineralization has not occurred in these masses due to the lack of chlorine and fluorine and the high Al^{T} content. These factors are among the most important reasons for the lack of fertility in the gabbros of Cheshmeh Gasaban in Hamedan.

How to cite this article

Saki, A., Jahani, M. and Dorani, M., 2025. Determination of physicochemical indicators of magma, tectonic setting and mineralization potential of the Cheshmeh Ghasaban gabbro massif, Hamedan. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 123–143. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1152>



©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Iran is a paradise for geology, with numerous metallic and non-metallic mineral resources. The country has multiple structural-sedimentary zones, one of which is the Sanandaj-Sirjan zone. In terms of dimensions, this zone has a length of approximately 1,500 kilometers and a width ranging from 150 to 200 kilometers. The orientation of this zone follows a northwest-southeast trend. In the Sanandaj-Sirjan zone, metamorphic phenomena, magmatism, and tectonic activities occur continuously and in harmony with globally recognized tectonic phases at their highest intensity. For this reason, this zone is considered the most unstable as the petrology of gabbroic rocks in Cheshmeh Qasaban, Hamadan, has been studied, but the ore mineralization of zinc has not been investigated. In other words, the most dynamic tectonic region in Iran. The Sanandaj-Sirjan zone can generally be divided into three sections: northern, central, and southern. The study area is located in the central part of this zone. In an earlier study gabbroic rocks of the Cheshmeh Ghasaban in north SSZ yield late-Jurassic U -Pb zircon SHRIMP ages of 166.5 ± 1.8 Ma. The aim of this paper is determined of mineralization using the minerals chemistry for the cheshmeh ghasaban rocks from hamedan, Iran. By analyzing the chemistry of these rocks, the physicochemical properties of the magma and its ore-forming potential have been examined.

Materials and Method

Major Element compositions of biotite, clinopyroxene and plagioclase in selected gabbroic were determined by EMPA (Jeol – JXA 8200) at Potsdam University, Germany, the operational conditions 20 Kv, accelerating voltage and 20 nA specimen current. The analytical spot diameter was set 1 μm . keeping the same current conditions. Natural and synthetic standard were used for calibration. Ferric iron contents in ferromagnesian minerals are calculated using stoichiometric criteria.

Results

The mineral chemistry of biotite and clinopyroxene from the Cheshmeh Ghasaban gabbro (Hamadan) was investigated to constrain geochemical evolution, tectonomagmatic setting, geothermobarometry, and

ore-forming potential. Biotites are predominantly magnesium-rich, low in Ti, and commonly coexist with muscovite within calc-alkaline igneous assemblages, consistent with a primary magmatic origin. Clinopyroxene compositions support an arc-related, calc-alkaline magmatic affinity. Halogen chemistry shows a clear deficiency of Cl; combined with high tetrahedral Al (Al^{T}) in biotite and low inferred fluid activity from biotite–hornblende chemistry, this precluded effective metal transport and hydrothermal mineralization. Overall, despite a tectonic setting favorable for arc magmatism, the Cheshmeh Ghasaban gabbro is geochemically infertile due to low halogen contents and limited fluid flux.

Discussion

The mafic rocks of Cheshmeh Ghasaban, Hamadan, are classified into two groups: olivine and gabbro. The absence of olivine crystals in the gabbros and the ratio of clinopyroxene and plagioclase minerals, from the perspective of their modal composition, represent the major differences between these two groups. The crystallization sequence of minerals in the gabbros of this region follows this order: olivine, clinopyroxene, plagioclase, phlogopite, brown amphibole, and biotite, which reflects their textural characteristics. Various methods have been proposed for examining the geomorphology of an intrusive body. One approach for assessing pressure-temperature (P-T) conditions in biotites is the method introduced by Henry et al. (2005), which has been employed to study the formation and crystallization conditions of the gabbroic intrusion. Factors such as the composition of the parent magma, the available foci, and the total amount of biotite present affect mineralization. To determine the type of mineralization, the relationships between Al^{T} and the molar ratio of $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ in biotite of various granitoids in Japan have been used, along with determining the phase type and comparing it with gabbroic rocks from Cheshmeh Ghasaban, Hamedan. Since the total aluminum content in biotite is more than 2.3, it is in the sterile range. Magmatic mixing and the amount of water in magma are also factors affecting mineralization. In general, the halogen content (F, Cl) of biotite can be used to investigate magmatic indicators and associated hydrothermal fluids.

Halogens, especially volatile elements F and Cl, play an important role in magmatic and hydrothermal mineralization systems. Therefore, it is of great importance to study and evaluate the fugacity of halogens in igneous and hydrothermal mineralization systems. In general, the halogen content (F,Cl) of biotite can be used to investigate magmatic

indicators and associated hydrothermal fluids. Halogens, especially volatile elements F and Cl, play an important role in magmatic and hydrothermal mineralization systems. Therefore, it is of great importance to study and evaluate the fugacity of halogens in igneous and hydrothermal mineralization systems.



تعیین شاخصه‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، جایگاه زمین‌ساختی و توان کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان

عادل ساکی^{۱*}، میلاد جهانی^۲، مریم درانی^۳

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۳ دکتری، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

شرایط تشکیل و کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان با استفاده از مطالعه شیمی کانی‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن مورد بررسی قرار گرفته است. از نظر سنگ‌نگاری، کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ هستند و آمفیبول، کلریت، مسکویت، زیرکن و سریسیت به صورت فرعی در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. ترکیب شیمیایی بیشتر بیوتیت‌های مورد بررسی در محدوده همزیست با مسکویت در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن واقع شده است و در محدوده بیوتیت‌های منیزیم‌دار و اولیه قرار می‌گیرند. خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ناحیه بررسی شده مرتبط با کمان ماگمایی است. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نیز از نوع دیوپسید بوده و در محدود Quad قرار می‌گیرند. بر اساس بررسی‌های زمین‌دما- فشارسنجی می‌توان گفت که گابروی مد نظر در دامای بالغ بر ۶۹۱ درجه سانتی‌گراد و فشاری حدود ۰/۷ مگا پاسکال تشکیل شده است. به علت پایین بودن نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، این سنگ‌ها ساب‌آلکالن بوده و به دلیل کم بودن میزان TiO_2 ، ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ در محدوده سری کالک‌آلکالن است. توده مد نظر در محدوده کوه‌زایی قرار گرفته و ماهیت ماگما از نوع کالک‌آلکالن است. با توجه به اهمیت هالوژن‌ها و نقش اساسی آنها در انتقال مواد معدنی و فلزها، بررسی شیمی آنها در بیوتیت نشان می‌دهد که به علت کمبود میزان کلر و فلوئور و بالا بودن میزان Al^{IV} در این توده‌ها کانه‌زایی رخ نداده است. این عوامل از مهم‌ترین دلایل عدم باروری در گابروهای چشمه قصابان همدان است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۲/۲۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۸/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۰۱

واژه‌های کلیدی

شیمی کانی
زمین‌دما- فشارسنجی
جایگاه زمین‌ساختی
کانه‌زایی
چشمه قصابان

نویسنده مسئول

عادل ساکی

adel_saki@scu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

ساکی، عادل؛ جهانی، میلاد و درانی، مریم، ۱۴۰۴. تعیین شاخصه‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، جایگاه زمین‌ساختی و توان کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان.

زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۱۲۳-۱۴۳. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1152>

مقدمه

از شیمی کانی‌های سیلیکاته می‌توان برای تکامل سیالات ماگمایی - گرمایی، تعیین موقعیت زمین‌ساختی و نحوه تشکیل توده‌های آذرین استفاده کرد. شیمی بیوتیت برای مشخص کردن ویژگی‌ها و شرایط ماگمایی سنگ میزبان با گستردگی مورد بررسی قرار گرفته است (Wones and Eugster, 1965; Nachiti et al., 2005). پژوهش‌های متعدد نشان می‌دهد که زمین‌شیمی بیوتیت اطلاعات خوبی پیرامون فرایند ذوب و شرایط ترمودینامیکی تبلور ماده مذاب آشکار می‌کند. ترکیب بیوتیت اغلب وابسته به ماهیت ماگمایی است که از آنها متبلور می‌شود و پتانسیل این کانی برای انعکاس ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما بالاست (Abdel-Rahman, 1994).

پژوهشگران نشان دادند که تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی برای پتروژنز در نظر گرفته شود (Ghorbani and Middlemost, 2000; Nazzareni et al., 2001; Avanzinelli et al., 2004; Zhu and Ogasowara, 2004). کلینوپیروکسن‌ها در بیشتر موارد در تعادل شیمیایی با ماگمای میزبان بوده و ترکیب‌های آنها اطلاعات مختلفی در مورد شرایط اتاقک ماگمایی و تحولات ماگما ارائه می‌کنند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های افیولیتی حتی در صورت تحمل دگرگونی خفیف نیز تغییر نمی‌کند (Hebert and Laurent, 1987). به عبارتی دیگر فگابروها اغلب حاوی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های اقیانوسی اصلی و کوچک، سامانه‌های حوضه‌های زون فرورانش جزایر کمائی و داخل صفحه‌های قاره‌ای یافت می‌شوند. (Miyashiro, 1975; Sun and Nesbitt, 1978, Saunders et al., 1980; Serri, 1981; Pearce et al., 1984). مقادیر اندکی از الیوین و اورتوپیروکسن نیز ممکن است در آن وجود داشته باشد. از سوی دیگر، گابرو معمولاً مقدار بسیار اندکی کوارتز در ترکیب خود دارد. میکاها و آمفیبول‌ها نیز دیگر کانی‌هایی هستند که اغلب در

گابروها وجود دارند. از روش‌های زمین‌دماسنجی می‌توان برای تعیین و شرایط تشکیل توده آذرین استفاده کرد. افراد مختلف روش‌های متفاوتی برای دماسنجی و فشارسنجی توده‌های آذرین بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت ارائه کرده‌اند که از بین آنها می‌توان به هنری و همکاران (Henry et al., 2005) و وو و چن (Wu and Chen, 2015) اشاره کرد که بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت، دما و فشار لازم را محاسبه می‌کنند. هدف از این پژوهش، بررسی شرایط تشکیل و نحوه کانه‌زایی سنگ‌های گابروی چشمه قصابان همدان بر اساس شیمی کانی‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن است.

زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد نظر از نظر جغرافیایی در ۳۴ درجه و ۵۱ دقیقه و ۴۰ ثانیه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۲۵ دقیقه و ۰۴ ثانیه طول شرقی واقع شده است. توده گابروی مورد بررسی در حوالی روستای چشمه قصابان واقع شده است که در ۱۵ کیلومتری شمال غربی همدان قرار دارد. منطقه مورد بررسی از نظر زمین‌شناسی در پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد (شکل ۱- A) که دارای یک روند گسسته شمال غربی - جنوب شرقی در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر طول و تا ۱۰۰ کیلومتر عرض دارد. این پهنه از نظر زمین‌ساختی در ناحیه شمال شرقی توسط کمان ماگمایی دختر ارومیه کمان و در جنوب غربی توسط زاگرس محدود می‌شود (Berberian and King, 1981).

این منطقه توسط سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی ژوراسیک مرتبط با دگرگونی منطقه‌ای، سنگ‌های رخساره شست سبز تا آمفیبولیت پوشیده شده است (Hassanzadeh and Wernicke, 2016).

به نظر می‌رسد از نظر اقتصادی قسمت شمالی پهنه سنندج - سیرجان پتانسیل ضعیف‌تری نسبت به بخش‌های میانی و جنوبی داشته باشد و به طور کلی ماگماتیسیم مافیک به ویژه در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان چندان پدیده رایجی نیست. محدوده همدان به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک

شکل ۱- C نمای سراسری جنوب غربی - شمال شرقی مجموعه پلوتونیک الوند را نشان می‌دهد.

روش مطالعه

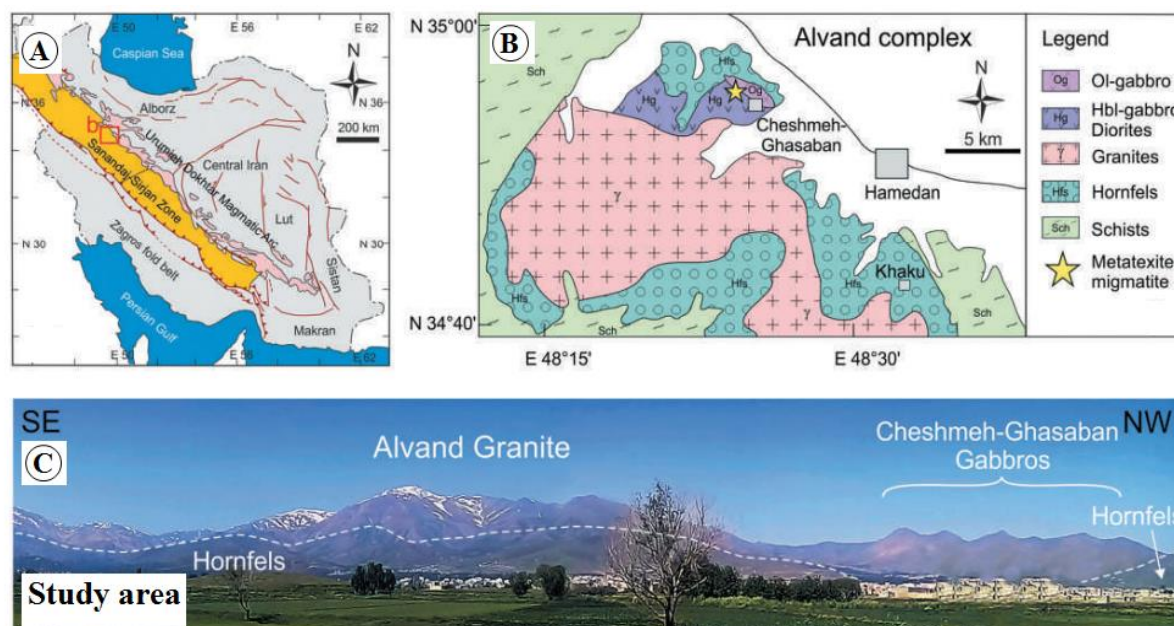
برای انجام بررسی شیمی کانی‌ها، تعداد ۹ مقطع نازک به آزمایشگاه زمین‌شیمی پژوهشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه پتسدام آلمان ارسال شد و به روش ریزپردازنده الکترونی توسط دستگاه JXA - 8200 JEOL با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ Kv، باریکه جریان ۲۰ nA، با قطر باریکه‌ای برابر ۱ μm و زمان شمارش بیشینه بیست ثانیه به صورت نقطه‌ای مورد تجزیه قرار گرفت و نتایج آن توسط نرم‌افزار MinDroop تحلیل شد. از شیمی هالوژن‌ها (F و Cl) نیز برای بررسی باروری و کانه‌زایی در بیوتیت‌های مورد بررسی استفاده شده است.

بحث و بررسی

سنگ‌نگاری

در نمونه دستی، کانی‌های بیوتیت و پلاژیو کلاز در متن سنگ دیده می‌شوند. علاوه بر این، دو کانی پیروکسن هم به عنوان یکی از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به شمار می‌رود. آمفیبول، کلریت، مسکویت، هماتیت، مگنیت و زیرکن کانی‌های فرعی هستند. چنان‌که در **شکل ۲- A** مشخص است، نمایی کلی از گابروهای منطقه مورد بررسی به نمایش در آمده است. **شکل ۲- B** نیز دورنمایی از رخنمون توده گابرویی را نشان می‌دهد. در **شکل ۲- C** کانی‌های کدر، کلینوپروکسن و بیوتیت را مشاهده می‌کنید. این کانی دارای بیرفرنژانس‌های متفاوتی است که به علت تفاوت در میزان آنورتیت آن است. در **شکل ۲- D** بیوتیت و کلینوپروکسن دیده می‌شود. در این شکل بیوتیت به صورت تمام شکل تشکیل شده است (**شکل ۲- F**). کلینوپروکسن اغلب به صورت نیمه شکل دار دیده می‌شود. این کانی دارای خاموشی مایل است. در مجاورت گابروها پلاژیوگرانیت‌ها دیده می‌شوند که دارای بافت میرمیکت هستند (**شکل ۲- E**).

موزوئیک است. یکی از انواع توده‌های مافیک در این پهنه، گابروهای قلیایی هستند. گابروهای قلیایی و معادل بیرونی آنها می‌توانند به یکی از دو حالت زمین‌ساختی کششی ایجاد شوند؛ به نحوی که یا در نتیجه ذوب‌شدگی بی‌فشار شدن آدیاباتیک سست کره گوشته‌ای در حال بالا آمدن (پلوم گوشته‌ای) و یا در نتیجه ذوب‌شدگی سنگ کره گوشته‌ای به واسطه اختلال حرارتی به وجود می‌آید. مجموعه پلوتونیک الوند شامل سه نوع ماگمای مافیک تا حد واسط سازنده انواع گابرو تا دیوریت، ماگمای فلسیک سازنده انواع گرانودیوریت تا مونزوگرانیت و ماگمای فلسیک سازنده لوکوگرانیت‌هاست که طی چندین مرحله به درون سنگ‌های اطراف تزریق شده و سن این توده بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی به روش اورانیوم-سرب در کانی زیرکن ژوراسیک تشخیص داده شده است (Saki et al., 2020). کانی‌های اصلی در گابروهای چشمه قصابان همدان شامل الیون، کلینوپروکسن و پلاژیو کلاز و کانی‌های فرعی نیز آمفیبول، بیوتیت و ارتوپروکسن و کانی‌های کدر هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار است. سنگ مادر غالب سنگ‌های منطقه همدان توالی به نسبت ستبری از شیل و سیلتستون است و بخش‌های ماسه سنگی اعم از کوارتز آرنایت، آریکوز، گریوک و نیز بخش‌های مارنی به صورت میان‌لایه درون توالی اصلی وجود دارند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل: گارنت شیست، استارولیت آندالوزیت گارنت شیست و استارولیت سیلیمانیت گارنت شیست و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اطراف توده نفوذی الوند شامل: کوردیوریت شیست لکه‌دار، کوردیوریت هورنفلس و کوردیوریت آندالوزیت ± سیلیمانیت هورنفلس است. در این منطقه نفوذی‌ها شامل انواع متفاوتی از سنگ‌ها در سری‌های گابرویی درشت‌دانه تا متوسط دانه، گرانیت‌های پورفیری و گرانیتوئید لوکوکرات است (**شکل ۱- B** و **شکل ۱- C**). در واقع توده پلوتونیک الوند شامل سه مجموعه سنگی گابرو، گرانیت و لوکوگرانیت است (Saki et al., 2020). **شکل ۱- A**، نقشه زمین‌شناسی منطقه، **شکل ۱- B**، نقشه مجموعه پلوتونیک الوند و



شکل ۱. زمینه زمین‌شناسی A: نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران (بعد از اشراقی و محمودی قرایی (Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003)). زون سندج-سیرجان با رنگ زرد نشان داده شده است. دایره سرخ مجموعه پلتونیک الوند است. B: نقشه زمین‌شناسی مجموعه پلتونیک الوند (بعد از اشراقی و محمودی قرایی (Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003)، ساکی و همکاران (Saki et al., 2020)). ستاره زرد نشان‌دهنده میگماتیت متاتکسیت است و منطقه چشمه قصابان همدان را نشان می‌دهد و C: نمای سراسری جنوب غربی-شمال شرقی از مجموعه پلتونیک الوند، گرانیت الوند، گابروهای چشمه قصابان و هورنفلس‌های الوند هاله حرارتی نیز نشان داده شده است.

Fig. 1. Geological Context. A: Simplified geological map of Iran (after Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003). The Sanandaj-Sirjan zone is indicated in yellow. The red square is the Alvand plutonic complex, B: Geological map of the Alvand plutonic complex (after Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003; Saki et al., 2020). The yellow star indicates the studied metatexite migmatite and the sampling locality, and C: SE-NW panoramic view of the Alvand plutonic complex. Alvand granite, Cheshmeh Ghasaban gabbros and hornfels of the Alvand thermal aureole are also indicated.

شیمی کانی‌ها

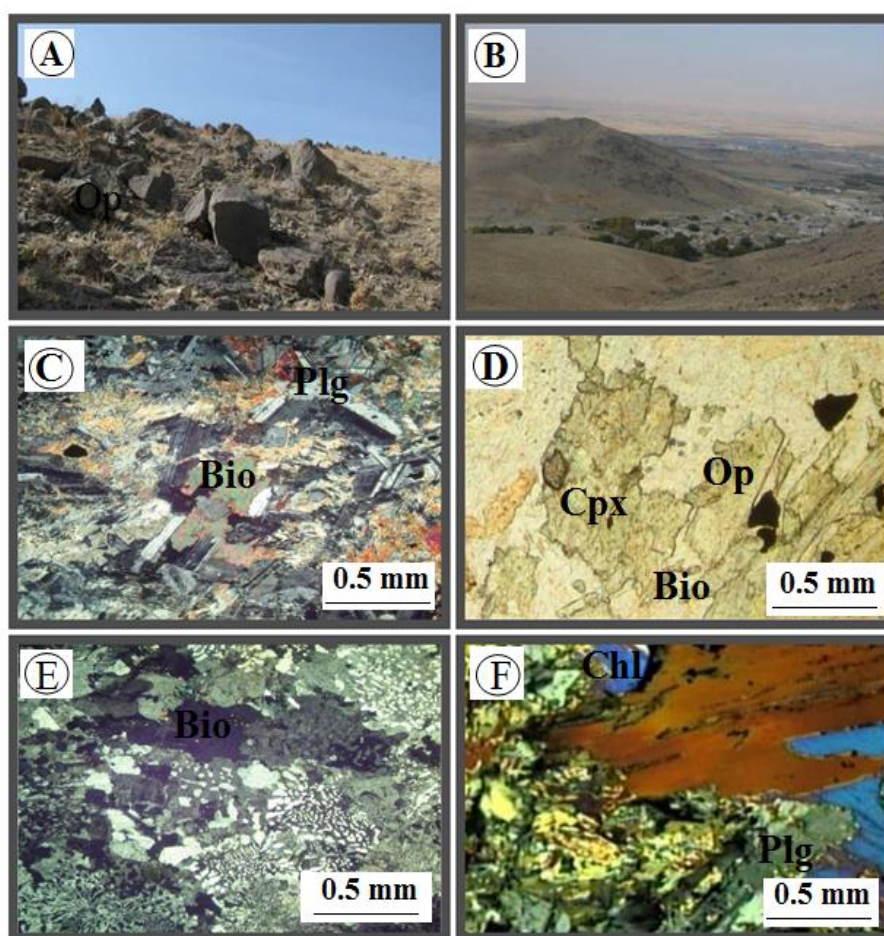
بیوتیت

(1960) که ترکیب بیوتیت‌ها را مورد بررسی قرار می‌دهد، بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی در محدوده بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-B). در شرایط اکسیدان بیوتیت، غنی از منیزیم خواهد بود و در نتیجه مگنتیت فراوانی حضور خواهد داشت؛ در صورتی که، اگر تبلور در شرایط احیا و با فوگاسیته پایین اکسیژن صورت گیرد، بیوتیت غنی از آهن تشکیل شده و مگنتیت کمیاب است. بنابراین با توجه به اینکه بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی از نوع منیزیم‌دار هستند، پس متعلق به شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن است. به منظور ارتباط بین هم‌یافت بیوتیت‌ها و ترکیب آنها از نمودار Al_2O_3 -FeOtot-MgO (شکل

ترکیب بیوتیت‌های گابروهای چشمه قصابان (جدول ۱)، چنان که از ریدر و همکاران (Rieder et al., 1998) (شکل ۳-A) نمایان است، در محدوده بیوتیت قرار گرفته است. در شکل ۳-B که تمایز بین بیوتیت و فلوگوپیت را نشان می‌دهد، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند (Deer et al., 1992). بررسی بیوتیت‌ها در شکل ۴-A، ویژگی اولیه بودن آنها را تأیید می‌کند. به طور کلی، مقدار Ti در بیوتیت‌های مورد بررسی قابل ملاحظه نیست. بر اساس پژوهش فوستر (Foster،

به سمت میدان سه، یعنی بیوتیت‌های همزیست با مسکویت متمایل شده است، ضمن آنکه باید اذعان داشت، غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزم به فوگاسیته اکسیژن در طول سرد شدن ماده مذاب بستگی دارد.

استفاده شده است (Albuquerque, 1973). بر این اساس، بیشتر بیوتیت‌ها در محدوده همزیست با مسکویت در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۵-۸). البته تعداد اندکی از بیوتیت‌ها نیز توسط کانی‌های آهن و منیزیم‌دار احاطه شده‌اند. بیوتیت‌ها احتمالاً به علت سیرسیستی شدن و افزایش میزان Al_2O_3



شکل ۲. A: رخنمون سنگ‌های گابرویی منطقه چشمه قصابان همدان، B: نمایی کلی از سنگ‌های گابرویی منطقه چشمه قصابان همدان با در نظر گرفتن توپوگرافی منطقه، C: کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، D: کانی بیوتیت و پلاژیوکلاز در زیر نور پلاریزان، کانی‌های کدر به رنگ سیاه و کلینوپیروکسن نیز دیده می‌شوند. E: بافت میرمیکیت در پلاژیوگرانیت‌های مجاور گابروها و F: بیوتیت و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. علائم اختصاری از کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Bio: بیوتیت، Chl: کلریت، Op: کانی فلزی).

Fig. 2. A: Outcrops of the gabbroic rocks of Cheshmeh Ghasaban Hamadan, B: Topographical of gabbroic rocks of Cheshmeh Ghasaban Hamadan, C: Minerals of biotite and plagioclase, D: Biotite mineral and plagioclase in polarized light also can be seen, minerals of opaque and clinopyroxene, E: Mirmicite texture in the plagiogranite next to gabbro, and F: Biotite and Plagioclase. Abbreviation after Kretz (1983) (Cpx: Clinopyroxene, Plg: Plagioclase, Bio: Biotite, Chl: Chlorite, Op: opaque).

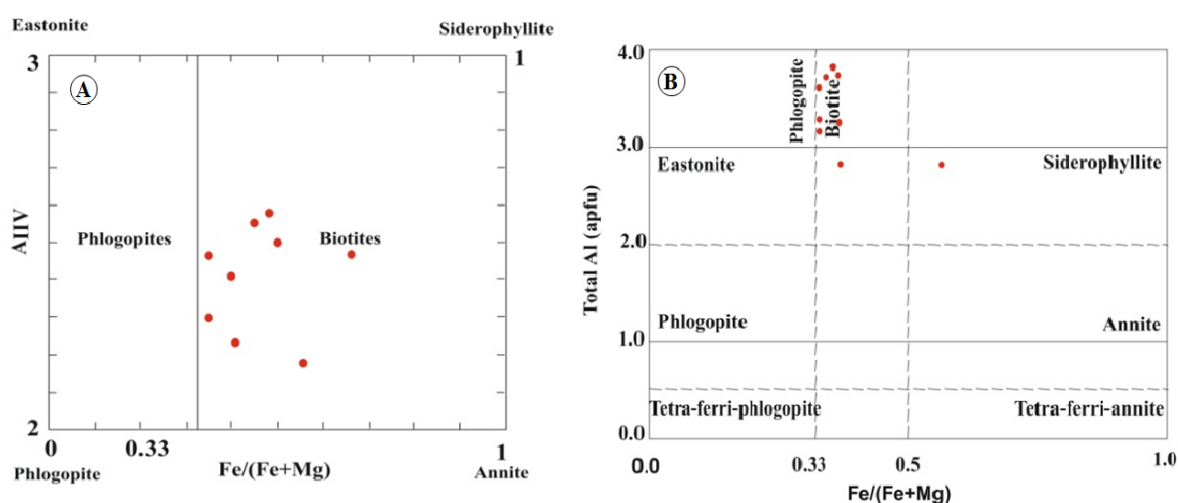
جدول ۱. تجزیه‌های معرف کانی بیوتیت چشمه قصابان، تعداد کاتیون‌ها بر اساس یازده اتم اکسیژن محاسبه شده است.

Table 1. Analysis of Cheshmeh Ghassaban biotite mineral, calculated number of cations based on 11 oxygen atom.

Mineral	Gs-1	Gs-2	Gs-3	Gs-4	Gs-5	Gs-6	Gs-7	Gs-8	Gs-9
Sample	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	34.9	37.4	37.1	36.7	37.3	37.2	36.5	32.2	39.00
TiO ₂	2.43	3.08	0.11	0.08	0.01	0.04	3.25	2.08	1.30
Al ₂ O ₃	14.37	16.59	18.95	19.46	18.66	20.11	20.20	20.09	21.99
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	21.20	16.05	14.88	14.72	15.17	23.33	17.43	20.78	12.49
MnO	0.04	0.03	0.06	0.03	0.04	0.14	0.06	0.07	0.01
MgO	10.1	14.76	16.88	16.47	16.46	17.95	13.40	15.65	18.49
CaO	0.02	0.00	0.00	0.04	0.33	0.04	0.17	0.07	0.00
Na ₂ O	0.22	0.18	0.31	0.33	0.28	0.00	0.20	0.09	0.38
K ₂ O	9.53	9.47	9.62	9.46	9.57	9.03	9.36	4.12	9.00
Totals	96.92	99.08	97.26	97.21	97.69	98.99	96.73	92.93	96.72
Cations per 11 oxygen atoms									
Si	1.025	2.738	2.686	2.670	2.821	2.197	3.546	3.263	1.600
Ti	0.054	0.169	0.006	0.004	0.001	0.002	0.238	0.158	0.174
Al	3.228	3.428	3.616	3.668	3.662	3.908	3.223	3.211	3.417
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(3+)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	0.520	0.980	0.901	0.895	0.959	1.571	0.416	1.759	1.857
Mn	0.001	0.002	0.004	0.002	0.003	0.010	0.005	0.006	0.002
Mg	1.442	1.607	1.821	1.786	1.854	2.154	1.941	2.361	4.901
Ca	0.001	0.000	0.000	0.003	0.027	0.003	0.018	0.008	0.000
Na	0.013	0.025	0.043	0.047	0.041	0.000	0.038	0.018	0.131
K	0.357	0.882	0.888	0.878	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Totals	11.44	9.83	9.56	9.95	9.36	9.84	9.42	9.78	11.08
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	1.000	1.00	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	1.000	1.00	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000
Na/(Na+K)	0.035	0.28	0.035	0.046	1.000	0.000	0.031	0.032	0.060
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.45	0.62	0.45	0.66	0.66	0.57	0.57	0.57	0.72

مطالعه شده بیوتیت با آمفیبول منیزم دار، پلاژیوکلاز و کانی‌های فلزی که مشخصه سنگ‌های کالک آلکالن مرتبط با پهمه فرورانش است دیده می‌شود. از سوی دیگر خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ناحیه بررسی شده مرتبط با قوس ماگمایی (مکانهای کوهزایی کالک آلکالن) است (شکل ۶).

به عبارتی دیگر در این ماگما تجزیه آب و آزاد شدن هیدروژن باعث غنی شدگی سیستم در اکسیژن در مرحله اولیه می‌شود لذا فراهم بودن اکسیژن سبب تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن (مگنتیت) می‌شود که به نوبه خود مانع تجمع آهن در مذاب کالک آلکالن شده و بیوتیت تقریباً غنی از منیزیم متبلور می‌گردد (شکل ۵-B) (Abdel-Rahman, 1994). از طرفی در مجموعه



شکل ۳. رده‌بندی بیوتیت‌های چشمه قصابان بر اساس A: ریدر و همکاران (Rieder et al., 1998) و B: دیر و همکاران (Deer et al., 1992)

Fig. 3. Cheshmeh Ghassaban Biotite classification based on A: Rieder et al. (1998), and B: Deer et al. (1992)

و همکاران (Morimoto et al., 1988)، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در قلمرو Quad قرا می‌گیرند (شکل ۶-B).

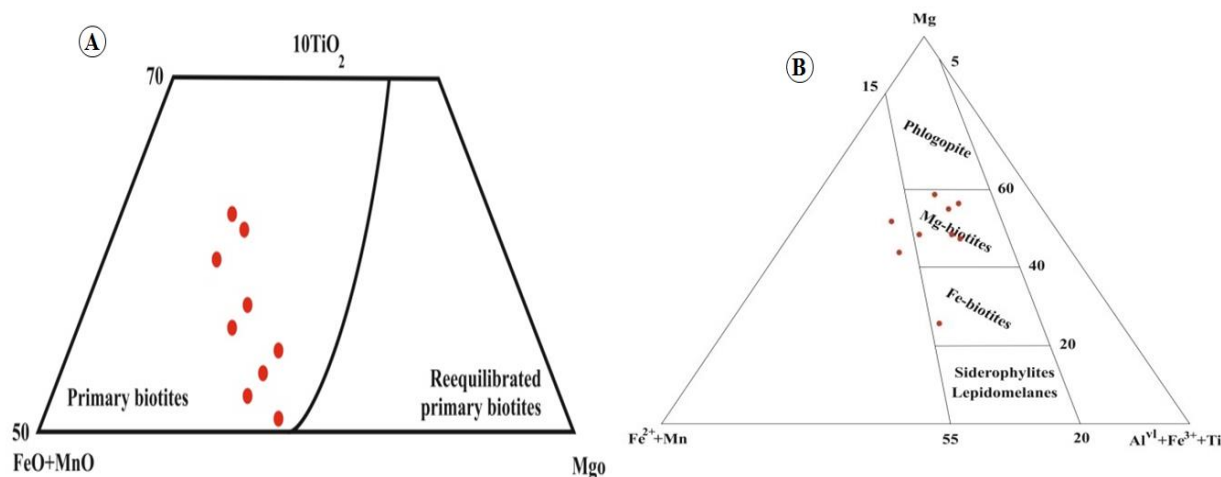
زمین‌دما- فشارسنجی

یکی از روش‌های مهم در زمین-دماسنجی، استفاده از میزان Ti موجود در کانی بیوتیت است. بر این اساس، هنری و همکاران (Henry et al., 2005) و وو و چن (Wu and Chen, 2015)، دو روش برای تعیین دما و فشار معرفی کردند. بر اساس هنری و همکاران (Henry et al., 2005)، توده مد نظر به طور میانگین در ۷۱۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (جدول ۳). ضمن آنکه با توجه به وو و چن (Wu and Chen, 2015) می‌توان اذعان

شیمی کلینوپیروکسن

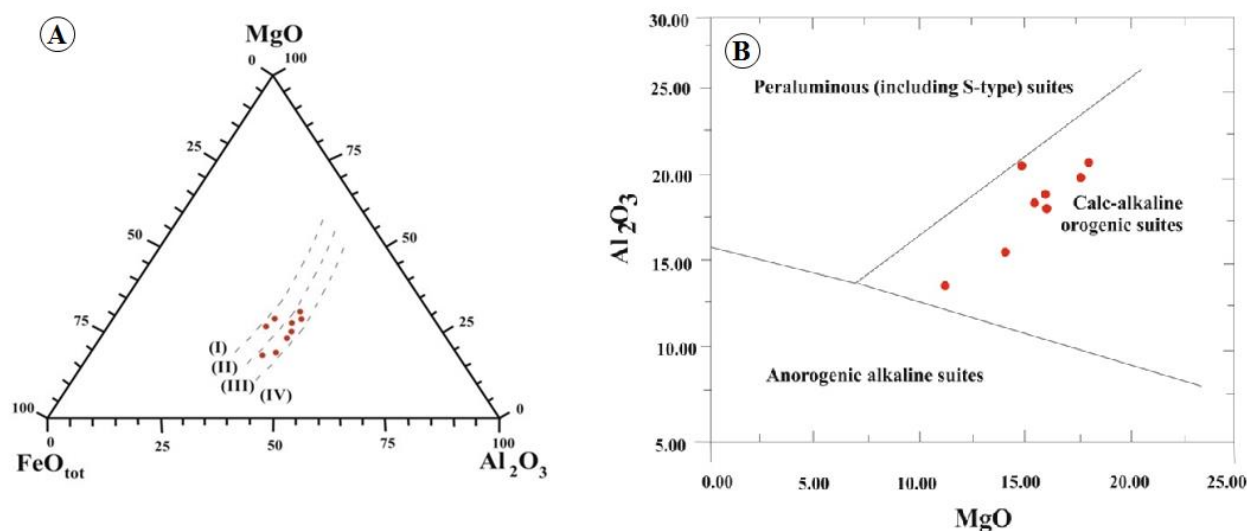
پیروکسن از جمله کانی‌های شاخصی است که اطلاعات ارزشمندی در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد؛ بنابراین با اتکای به داده‌های آن می‌توان به موقعیت زمین‌ساختی، دما و فشاربخشی اکسیژن و ماهیت ماگما پی‌برد. پیروکسن‌ها بر اساس نمودار J-Q به چهار دسته پیروکسن‌های سدیک، پیروکسن‌های سدیک-کلسیک، پیروکسن‌های آهن-منیزیم و پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شوند (Morimoto et al., 1988). نتایج ریزپردازنده الکترونی و تحلیل داده‌های حاصل از آن (جدول ۲) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید بوده (شکل ۶-A) (Morimoto et al., 1988) و با توجه به نمودار موریموتو

داشت که دمای مورد نظر ۶۹۱ درجه سانتی گراد و فشاری بالغ بر ۰/۷ مگا پاسکال بوده که نتایج آن در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است.



شکل ۴. A: ترکیب بیوتیت‌های چشمه قصابان در نمودار نیچت و همکاران (Nachit et al., 2005) و B: توزیع ترکیب میکاهای چشمه قصابان روی نمودار سه تایی آلپوکیورکو (Albuquerque, 1973) (Al_2O_3 - FeO^{tot} - MgO)

Fig. 4. A: Composition of Cheshmeh Ghassaban biotites in graph (Nachit et al., 2005), and B: Composition of Cheshmeh Ghassaban micas on the triple graphs (Albuquerque, 1973) (Al_2O_3 - FeO^{tot} - MgO)



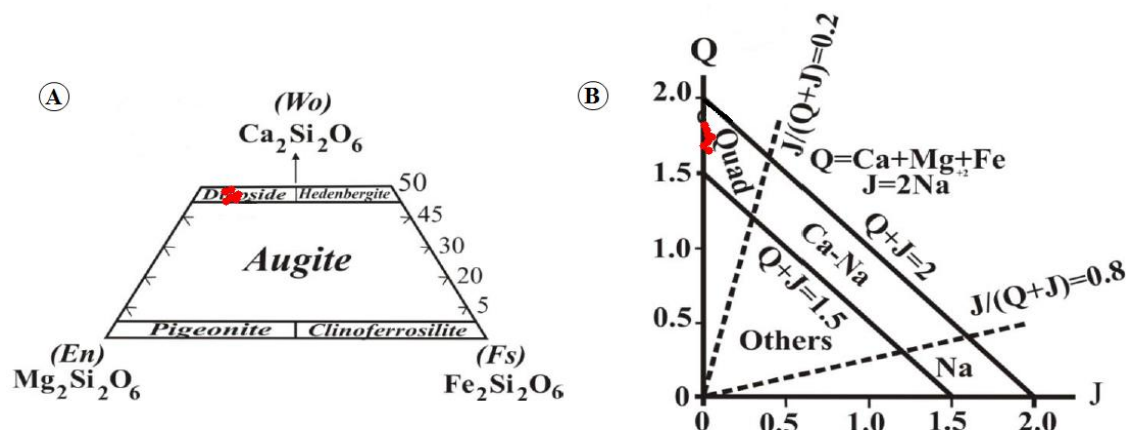
شکل ۵. A: ترکیب بیوتیت‌های چشمه قصابان در نمودار فوستر (Foster., 1960) و B: موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های چشمه قصابان در نمودار تکتونوماگمایی

Fig. 5. A: Composition of Cheshmeh Ghassaban biotites in graph from Foster (1960), and B: plot of studied Cheshmeh Ghassaban biotites in tectono-magmatic graph

جدول ۲. تجزیه‌های معرف کانی پیروکسن چشمه قصابان، تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس ۱۶ اکسیژن محاسبه شده است.

Table 2. Analysis of pyroxene mineral Cheshmeh Ghassaban area, calculated number of cations based on 6 atoms.

Mineral	Gs-1	Gs9-2	Gs-3	Gs4	Gs-5	Gs-6	Gs-7
Sample	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px
SiO ₂	52.7	50.0	51.5	55.04	53.4	52.6	53.6
TiO ₂	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	0.33	0.47	1.58	0.76	0.14	0.15	0.42
Cr ₂ O ₃	0.03	23.0	0.17	0.90	0.01	0.00	0.03
FeO	7.56	6.48	7.29	22.28	8.58	9.22	17.9
MnO	0.25	0.15	0.19	0.69	0.33	0.32	0.49
MgO	14.5	14.5	14.6	19.53	14.3	13.7	20.3
CaO	24.9	23.0	24.8	0.90	24.6	24.7	3.24
Na ₂ O	0.07	0.58	0.09	0.08	0.07	0.12	0.47
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Totals	100	100	100	99.34	100	100	99
Cations per 8 oxygen atoms							
Si	1.97	1.60	1.57	2.040	1.97	1.97	1.65
Ti	0.00	0.02	0.06	0.000	0.00	0.00	0.03
Al	0.01	0.16	0.05	0.033	0.00	0.00	0.42
Cr	0.01	0.52	0.04	0.026	0.00	0.00	0.03
Fe ⁽³⁺⁾	0.23	0.17	0.18	0.69	0.26	0.28	0.32
Fe ⁽²⁺⁾	0.00	0.00	0.00	0.022	0.01	0.01	0.09
Mn	0.79	0.68	0.65	1.07	0.79	0.758	0.70
Mg	0.98	0.77	0.79	0.36	0.97	0.97	0.95
Ca	0.53	0.57	0.50	0.60	0.50	0.90	0.50
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.976	1.600	1.574	2.040	1.973	1.978	1.04
Totals	4.01	4.02	3.83	3.93	4.02	4.02	5.12
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.81	0.87	0.49	0.54	0.81	0.77	0.63
Fe ₂ /(Fe ₂ +Mg)	0.76	0.55	3.6	1.29	0.703	0.765	0.76
Al/(Al+Fe ₃ +Cr)	0.204	0.203	0.132	0.234	0.072	0.089	0.58



شکل ۶. A و B: موقعیت کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان در نمودارهای طبقه‌بندی (Q - J) و مثلثی (Wo - En - Fs) پیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988)

Fig. 6. A and B: Composition of gabbroic rocks clinopyroxenes of Cheshmeh Ghasabene Hamadan in classification diagram (Q - J) and triangular (Wo - En - Fs) pyroxenes (Morimoto et al., 1988)

جدول ۳. زمین‌دما- فشارسنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت وو چن (Wu and Chen, 2015) منطقه چشمه قصابان

Table 3. Geothermobarometry based on Ti available in biotite (Wu and Chen, 2015) Cheshmeh Ghassaban area

Sample	P Gp	T (C)
Gs29-1	0.7	672
Gs29-2	0.7	568
Gs29-3	0.7	756
Gs29-4	0.7	578
Gs29-5	0.7	678
Gs29-7	0.7	774
Gs29-7	0.7	690
Gs29-8	0.7	724
Gs29-9	0.7	740

جدول ۴. زمین‌دما سنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت (Henry et al., 2005) منطقه چشمه قصابان

Table 4. Geothermobarometry based on Ti available in biotite (Henry et al., 2005) Cheshmeh Ghassaban area

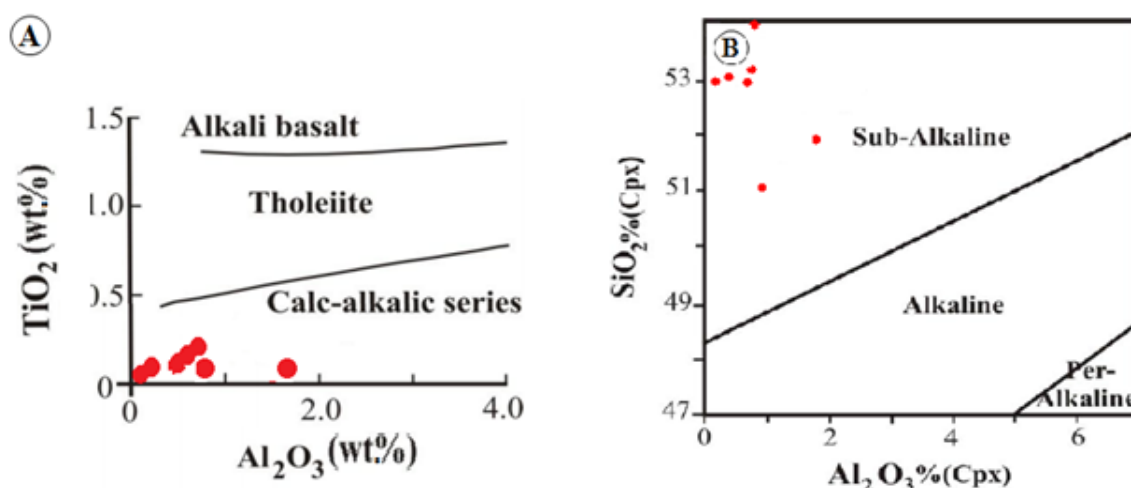
Simple	T (C), XAl(M1)	T (C) XAl(M2)
Gs29-1	705	767
Gs29-2	688	674
Gs29-3	657	655
Gs29-4	657	689
Gs29-5	736	786
Gs29-6	626	690
Gs29-7	696	715

سنگ‌های منطقه در قلمرو ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۷-۷). (A) و ماهیت ماگمای مورد نظر جزو سری کالک‌آلکالن محسوب می‌شود (شکل ۷-۷B).

تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از شیمی کلینوپروکسن

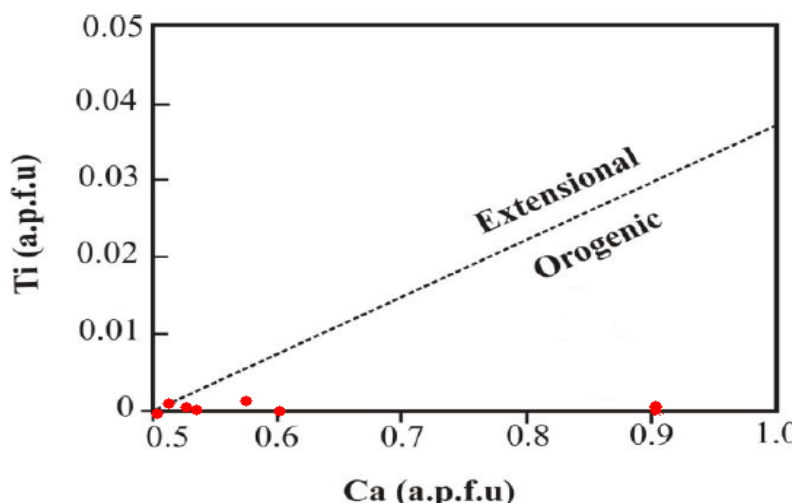
یکی از مزایای استفاده از شیمی کلینوپروکسن، به کارگیری داده‌های به دست آمده از آن برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی است. پژوهشگران مختلف از این روش با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن استفاده کردند. سان و بیرتراند (Sun and Bertrund, 1991) نموداری را ارائه کردند که بر اساس مقدار Ca و Ti در محدوده غیر کوه‌زایی و در صورتی که نمونه‌ها دارای مقادیر بالای Ca باشند، در محدوده کوه‌زایی قرار می‌گیرند. بنابراین با توجه به نمودار سان و بیرتراند (Sun and Bertrund, 1991) و مقادیر مناسب Ca و اندک بودن Ti نمونه‌ها در محدوده کوه‌زایی قرار می‌گیرند (شکل ۸).

تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کلینوپروکسن پژوهشگرانی مانند لی‌باس (Le Bas., 1962) و نیسبت و پیرس (Nisbet and Pearce., 1977) معتقدند که ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها تابع ترکیب شیمیایی سری ماگمایی سنگ میزبان آنهاست؛ بنابراین، این امر بر اهمیت کاربرد کانی کلینوپروکسن در تعبیر و تفسیر سنگ‌نگاری اضافه می‌کند. بر اساس لی‌باس (Le Bas., 1962) عناصری مانند SiO_2 ، Al_2O_3 و TiO_2 نقش تعیین‌کننده‌ای در سرنوشت و ماهیت ماگماها دارند؛ چون مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پروکسن به درجه الکالیت بستگی دارد. بر همین اساس با توجه به مقادیر Al_2O_3 در برابر SiO_2 موجود در کلینوپروکسن‌ها می‌توان سه دسته ماگمایی پرآلکالن، آلکالن و ساب‌آلکالن را از یکدیگر تفکیک کرد و بر اساس نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 موجود در این کانی سه دسته ماگمایی آلکالن، تولیتی و کالک‌آلکالن از یکدیگر قابل تفکیک هستند. بر این اساس، با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های پروکسن در نمودارهای یادشده ترکیب ماگمای سازنده



شکل ۷. A: نمودار موقعیت زمین‌ساختی کلینوپروکسن‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان (Sun and Bertrund, 1991) و B: نمودار موقعیت زمین‌ساختی کلینوپروکسن‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان (Sun and Bertrund, 1991)

Fig. 7. A: Tectonically setting of gabbroic rocks base of clinopyroxenes composition (Sun and Bertrund, 1991), and B: Tectonically setting of gabbroic rocks base of clinopyroxenes composition (Sun and Bertrund, 1991)



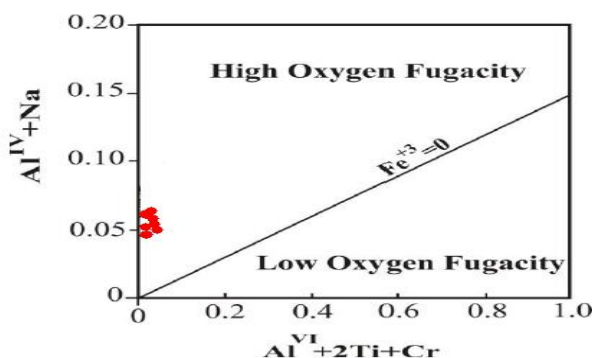
شکل ۸. نمودار موقعیت زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان (Sun and Bertrund, 1991)

Fig. 8. Tectonically setting of gabbroic rocks base of clinopyroxenes composition (Sun and Bertrund, 1991)

تعیین فوگاسیته اکسیژن

پژوهشگران بسیاری معتقدند که فوگاسیته اکسیژن عاملی مؤثر در کنترل فرایندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است؛ چرا که فوگاسیته اکسیژن در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور تأثیر بسیاری دارد. فوگاسیته اکسیژن (fO_2) مؤلفه زمین‌شناسی مهمی است که روی پایداری کانی‌ها، تکامل ماگماها و فرایندهای کانه‌ساز تأثیر می‌گذارد. روش‌های گوناگونی برای تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما توسط پژوهشگران ارائه شده است که عبارتند از: الف-نسبت Fe^{+3}/Fe^{+2} سنگ کل (Blevin, 2004)، ب- تعادل کانی‌ها که معمول‌ترین آنها جفت کانی مگنتیت-ایلمنیت، تعادل در پیروکسن‌ها (Lepage, 2003) و علاوه بر آن از ترکیب آمفیبول به عنوان یک اکسی بارومتر بر اساس ارتباط تجربی بین فوگاسیته اکسیژن و شاخص منیزیم است. عناصر نادر خاکی در سنگ‌ها و کانی‌ها، ترکیب شیمیایی نسبی سنگ کل که در این روش از عناصر کمیاب غیر وابسته به توانایی اکسایش-احیا مثل Yb و Sc استفاده می‌شود (Laubier et al., 2014). به اعتقاد پژوهشگران، مقدار Fe^{+3} محیط تشکیل سنگ‌ها به فشاربخشی اکسیژن وابسته است و میزان آن توسط نمودار تغییرات

$Al^{IV}+Na$ در مقابل $Al^{VI}+2Ti+Cr$ تعیین می‌شود (Ottonello et al., 2001; Botcharnikov et al., 2005, Moretti, 2005). بنابراین برای تعیین مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های حاوی کلینوپیروکسن، از نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ استفاده می‌شود (Schweitzer et al., 1979). این نمودار بر اساس موازنه Al تتراهدردی و Al و Cl اکتاهدردی تنظیم شده است. آهن در ترکیب پیروکسن‌ها می‌تواند جایگزین عناصری نظیر Cr، Ti و Al در موقعیت اکتاهدردی شود؛ لذا فراوانی آهن در پیروکسن‌ها به میزان Al بستگی دارد و تابع موازنه Al در دو موقعیت تتراهدردی و اکتاهدردی است. بنابراین هر اندازه که تتراهدردی افزایش یابد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به موقعیت اکتاهدردی بیشتر می‌شود؛ ولی پیروکسن‌هایی که در نمودار مربوطه بالای خط $Fe^{+3}=0$ گرفته‌اند، در شرایط فشاربخشی بالای اکسیژن متبلور شده‌اند و هر اندازه فاصله قرارگیری نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد، بیانگر تبلور نمونه‌ها در فوگاسیته بالاتری از اکسیژن است (Cameron and Papike, 1981). بر اساس شکل ۹، فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور بالا بوده است.



شکل ۹. تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن های سنگ‌های گابرویی با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Schweitzer et al., 1979) چشمه قصابان

Fig. 9. Estimation of Oxygen fugacity for clinopyroxenes formation in the Cheshmeh Ghassaban gabbroic rocks, by chemical Composition of pyroxene (Schweitzer et al., 1979)

هورنبلند به قدر کافی نبوده و به طور اساسی، ماگما از آب کافی برخوردار نیست (Saki et al., 2020) که این مورد نیز می‌تواند به نبود کانه‌زایی کمک کند. در این پژوهش نبود کانه‌زایی در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان بر اساس شیمی هالوژن‌ها و میزان Al^T موجود در بیوتیت بررسی می‌شود.

کانه‌زایی بر اساس ترکیب بیوتیت و شیمی هالوژن‌ها

بررسی شیمی هالوژن‌ها اطلاعات با ارزشی درباره ترکیب و تحرک سیالات گرمایی در حین و پس از جای‌گیری توده‌های آذرین مرتبط با کانه‌زایی گرمایی می‌دهد. برای بیوتیت‌های گرانیتی و مطالعه کانه‌زایی آن، روشی متکی بر بررسی شیمی هالوژن‌ها ارائه شده است که با توجه به آن می‌توان باروری آن توده را تخمین زد. بنابراین، بر اساس آن، با توجه به علت میزان اندک کلر در ساختار بیوتیت کانه‌زایی اتفاق نیفتاده است؛ زیرا بررسی هالوژن‌هایی مانند کلر و فلور می‌تواند کانه‌زایی را تأیید کند (شکل ۱۰-A). این دو عنصر به عنوان کمپلکس در انتقال فلزها نقش بسیار مهمی را ایفا کرده و حضور اندک آنها در ساختار شیمیایی بیوتیت یکی از مهم‌ترین دلایل عدم باروری و کانه‌زایی در گابروهای چشمه قصابان همدان است.

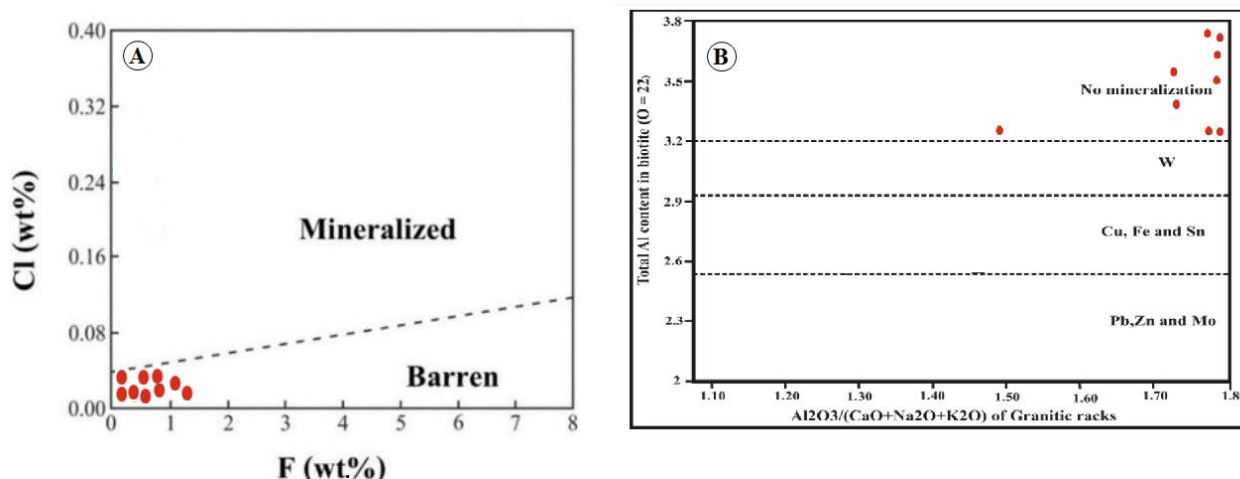
توان کانه‌زایی

عواملی مانند ترکیب ماگمای مادر و فرایند تبلور تفریقی آن، فوگاسیته اکسیژن و حضور ترکیب‌های فرار از جمله عوامل مهم در توان کانه‌زایی توده‌های مافیک هستند (Pang et al., 2008). ماگمای غنی از Fe و Ti با فرایند تبلور، نهشته‌های اکسیدی آهن و تیتانیوم را تشکیل می‌دهد؛ بنابراین میزان پایین Ti موجود در ماگمای سازنده سنگ، یکی از دلایل نبود کانه‌زایی است که با توجه به جدول ۱ این ادعا مورد تأیید است. بررسی روند تغییرات غلظت Fe و Ti در ترکیب پلاژیوکلازهای توده گابرویی چشمه قصابان نشان می‌دهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگ‌ها در راستای غنی‌شدگی مذاب از این عناصر معدنی نبوده است (Saki et al., 2020). بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و نیز روند کند سرد شدن ماگما، به تهی‌شدن ماگما از آهن طی تبلور پلاژیوکلاز منجر شده است. گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان بالاست (شکل ۹) که همین امر یکی از دلایل نبود کانه‌زایی در منطقه مورد بررسی است. علاوه بر این، مشتق‌شدن از یک منشأ تهی از آهن، می‌تواند از دیگر عوامل دخیل در نبود کانه‌زایی آهن ماگمایی در الوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان باشد (Saki et al., 2020). به علاوه میزان آب مذاب برای تبلور

نقش آلومینیم کل برای تعیین نوع کانه‌زایی

برای تعیین نوع کانه‌زایی از روابط بین Al^T و نسبت مولی $Mg/(Mg+Fe)$ در بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای متعدد ژاپن همراه با مشخص کردن نوع فلز (شکل ۱۰) و مقایسه آن با گابروی چشمه قصابان همدان استفاده شده است. با افزایش عمق تشکیل سنگ، مقدار Al^T نیز افزایش می‌یابد که از آن به عنوان یک راهنما برای برآورد فشار سنگ‌شدگی استفاده می‌شود. با توجه نسبت Al^T به $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$ می‌توان باروری و نوع کانه-

زایی یک توده گرانیتوئیدی را مشخص کرد. بر اساس شکل ۱۰- B، میزان Al^T در کانسارهای سرب، روی و مولیبدن پایین‌تر از مقدار آن در کانسارهای مس، آهن، قلع و تنگستن است و هرگاه میزان Al^T در بیوتیت‌ها به بالای ۳/۲ برسد، می‌توان انتظار عدم کانه‌زایی را داشت؛ بنابراین با توجه به شکل ۱۰-B و مقدار بالای Al^T در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان کانه‌زایی رخ‌نداده است و به دلیل عدم توان باروری در محدوده سنگ‌های عقیم قرار می‌گیرد (شکل ۱۰-B).



شکل ۱۰. A: تفکیک بیوتیت‌های عقیم از بارور با استفاده از نمودار تغییرات درصد وزنی فلوئور در برابر کلر در بیوتیت‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان و B: رابطه ضریب اشباع آلومینیم $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$ و مقدار Al^T بیوتیت برای تعیین چگونگی کانی‌سازی احتمالی (Uchida et al., 2007)

Fig. 10. A: Separation of mineralized biotite using weighing percent changes F against Cl in biotites of gabbroic rocks, and Relationship between the aluminum saturation coefficient $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$ and the Al^T value of biotite to determine the possible mineralization (Uchida et al., 2007)

نتیجه‌گیری

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید بوده و در محدوده Quad قرار دارند. کلینوپیروکسن‌ها دارای موقعیت ساب‌آلکالین بوده و از نظر سری‌های ماگمایی در محدوده کالک‌آلکالین قرار می‌گیرند. با توجه به بررسی انجام‌شده روی کلینوپیروکسن‌ها و کمبود میزان Ca در برابر Ti می‌توان گفت که موقعیت زمین‌ساختی توده گابرویی در محدوده کوه‌زایی

بر اساس بررسی انجام‌شده، بیوتیت‌ها از نوع اولیه و منیزیم‌دار هستند و موقعیت قرارگیری بیوتیت‌ها از نظر جایگاه تکتونوماگمایی از نوع کالک‌آلکالین است. از نظر تمایز بین بیوتیت و فلوگوپیت، تمام نمونه‌ها در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند. بیشتر بیوتیت‌ها در قلمرو همزیست با مسکویت‌ها هستند.

و فوگاسیته بالای اکسیژن نیز از عوامل اثرگذار بر عدم باروری توده گابرویی مد نظر بوده است. این عوامل از مهم‌ترین دلایل عدم باروری در گابروهای چشمه قصابان همدان است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

است. با توجه به بررسی زمین‌دما - فشارسنجی بر حسب میزان Ti موجود در بیوتیت، می‌توان گفت که توده مد نظر در محدوده دمایی ۶۹۱ درجه سانتی‌گراد و فشاری بالغ بر ۰/۷ مگاپاسکال تشکیل شده است. با توجه به اهمیت هالوژن‌ها و نقش اساسی آنها در انتقال مواد معدنی و فلزها، بررسی شیمی‌ها در بیوتیت نشان می‌دهد که به علت کمبود میزان کلر و فلوئور و بالا بودن میزان Al^T در این توده‌ها کانه‌زایی رخ نداده است. عدم اختلاط ماگمایی

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Albuquerque, C.A.R. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7): 1779–1802. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90163-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90163-4)
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S., Conticelli, S. and Conticelli, S., 2004. Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos*, 73(1–2): 41–69. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.007>
- Berberian, M. and King, G., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of Eastern Australia: Implications for gold- rich ore system. *Resource Geology*, 54(3): 241–252. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x>
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro- basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(21): 5071–5085. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.04.023>
- Cameron, M. and Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, 66(1–2): 1–50. Retrieved July 19, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/66/1-2/1/41210/Structural-and-chemical-variations-in-pyroxenes?redirectedFrom=fulltext>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An Introduction to the rock-forming minerals. Longman, 528 pp.
- Eshraghi, S.A. and Mahmoudi Gharai, M., 2003. Geological map of Iran 1:100.000 Sheet 5659 “Tuyserkan”. Geological Survey of Iran, Teheran, 1 sheet.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas, United States Geological Survey Professional Paper 354-B, pp. 11–49. Retrieved July 19, 2025 from <https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf>
- Ghorbani, M.R. and Middlemost, E.A.K., 2000. Geochemistry of pyroxene inclusions from the Warrumbungle Volcano, New South Wales, Australia. *American Mineralogist*, 85 (10): 1349–1367. <https://doi.org/10.2138/am-2000-1003>
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B., 2016, The neotethyan sanadaj– Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin–arc transitions. *Tectonics*, 35(3): 586–621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>
- Hebert, R. and Laurent, R., 1987. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: G.J. Malpas and E.M. Moores (Editors), *Troodos 1987 ophiolites and oceanic lithosphere*, pp. 149–163. Retrieved July 19, 2025 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1582543024110115456>
- 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. *American Mineralogist*, 90(1): 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1–2): 277–279.
- Laubier, M., Grove, T.L. and Langmuir, C.H., 2014. Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: An experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions. *Earth and Planetary Science Letters*, 392: 265–278. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.053>
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267–288. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>
- Lepage, L.D., 2003. ILMAT: An excel worksheet for ilmenite- magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*, 29(5): 673–678. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00042-6)
- Miyashiro, A., 1975. Classification characteristics and origin of ophiolites. *The Journal of Geology*, 83(2): 249–281. <https://doi.org/10.1086/628085>
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of

- silicate melts. *Annals of Geophysics*, 48(4–5): 583–608. <https://doi.org/10.4401/ag-3221>
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine*, 52(367): 535–555. Retrieved July 19, 2025 from https://www.persee.fr/doc/bulmi_0180-9210_1988_num_111_5_8099
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Geomaterials (Mineralogy)*, *Copmtes Rendus, Geoscience* 337(16): 1415–1420. Retrieved July 19, 2025 from <https://comptes-rendus.academie-sciences.fr/geoscience/articles/en/10.1016/j.crte.2005.09.002/>
- Nazzareni, S., Molin, G., Peccerillo, A. and Zanazzi, P.F., 2001. Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 63: 73–82. <https://doi.org/10.1007/s004450100125>
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 149–160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- Ottonello, G., Moretti, R., Marini, L. and Zuccolini, M.V., 2001. Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: A thermochemical model. *Chemical Geology*, 174(1–3): 157–179. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00314-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00314-4)
- Pang, K.N., Zhou, M.F., Lindsley, D., Zhao, D. and Malpas, J., 2008. Origin of Fe–Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua intrusion, SW China ", *Journal of Petrology*, 49(2): 295–313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells, (Editors), *Marginal Basin Geology*. *Geology Society Special Public London*, 16: 77–94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., 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. *Mineralogical Magazine*, 36(2): 267–279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>
- Saki, A., Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Jahani, M. and Dorani, M., 2020. Study of mineral chemistry, geothermobarometry and tectonic setting of gabbroic rocks from north-west Hamedan, Iran. *Quarterly Iranian Journal of Geology*, 14(53): 109–121. (in Persian with English abstract) Retrieved July 19, 2025 from <http://geology.saminattech.ir/en/Article/9787>
- Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G. and Wood, D.A., 1980. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. In: A. Panayiotou, (Editor). *Ophiolite, Geology Survey Department Cyprus*, pp. 193–204. Retrieved July 19, 2025 from <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8120264487>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5–6): 501–513. Retrieved July 19, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/64/5-6/501/41015/Statistical-analysis-of-clinopyroxenes-from-deep>
- Serri, G., 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(1): 203–212. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90221-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90221-1)
- Sun, C.M. and Bertrand, J., 1991. Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan province, China): Petrogenetic and geotectonic implications. *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 71(2): 243–259. <https://doi.org/10.5169/seals-54360>
- Sun, S.S. and Nesbitt, R.W., 1978. Geochemical characteristics of midocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letter*, 44(1): 119–138. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90013-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90013-X)
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits. *Resource Geology*, 57(1) 47–56.

<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>

Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50(9): 1228–1272. Retrieved July 19, 2025 from

<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/50/9/1228/540155/Stability-of-biotite-experiment-theory-and>

Wu, C.M. and Chen, H.X., 2015. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-

bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*, 60(1): 116–121. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y>

Zhu, Y.F. and Ogasawara, Y., 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokche NAPV UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5): 517–527.

[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00091-9](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00091-9)