

Original Research Paper

Mineral chemistry and Geothermobarometry of metabasites from Meydanak area, North of Doroud, Sanandaj-Sirjan Zone

Nahid Sepidnameh¹, Alireza Davoudian Dehkordi^{1*}, and Nahid Shabanian Boroujeni¹

¹ Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, University of Shahrekord, Shahrekord, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 May 01

Accepted: 2025 July 08

Available online: 2025 September 23

Keywords:

Metabasite

Amphibole

Geothermobarometry

Metamorphism

Zhan

Sanandaj-Sirjan Zone

ABSTRACT

The Metabasites in the Meydanak area are exposed in the Doroud-Azna (Zhan) magmatic-metamorphic complex, which is part of the Sanandaj-Sirjan structural zone. The main minerals include amphibole, plagioclase, and quartz, with minor minerals such as chlorite, epidote, biotite, titanite, and opaque (mainly ilmenite). Plagioclase composition ranges from anorthite (2.69-36.07 %), albite (63.44-97.04 %), and orthoclase (0.18-0.49 %). Amphiboles are calcic, including magnesiohornblende and tschermakite. The temperature and pressure of the studied amphiboles are about 830-867 °C and 3.8-6.5 kbar, respectively. Additionally, the temperatures calculated from the plagioclase-amphibole pairs range between ~600 °C and 720 °C, indicating that the metamorphic environment of these rocks formed under moderate to high-temperature conditions. The pressures obtained with this method range from 5.1 to 6.7 kbar, indicating a depth of 18 to 24 km within the metamorphic environment of the middle and lower continental crust, equivalent to a geothermal gradient of approximately 30 °C/km. Therefore, the region's rocks have undergone upper amphibolite metamorphic facies at relatively high temperatures during a significant metamorphic event, resulting in the migmatization of the rocks.

1. Introduction

The area is part of the Azna-Dorud metamorphic complex, located 16 km northeast of Dorud (western Iran), with geographical coordinates between 49°3'56" to 49°17'55"E and 33°30'24" to 33°39'27"N. This area is a part of the 1:250,000-scale Khorramabad geological map (Berthier et al., 1992) and the 1:100,000-scale Shazand geological map (Sahandi et al., 2006). Structurally, it is a part of the Sanandaj-Sirjan Zone, which belongs to the


Zagros orogenic belt (Figure 1-a-b). The area has a complex and prolonged metamorphic history, experiencing multiple tectonic and deformational events in addition to metamorphism, with the main metamorphic phase occurring in the Jurassic (Davoudian et al., 2016). This metamorphism occurred through intra-continental subduction and slab break-off processes (Shabanian and Neubauer, 2024).


* Corresponding author: Alireza Davoudian Dehkordi; E-mail: alireza.davoudian@gmail.com

Citation:

Sepidnameh, N., Davoudian Dehkordi, A.R., and Shabanian Boroujeni, N., 2025. Mineral chemistry and Geothermobarometry of metabasites from Meydanak area, North of Doroud, Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(3), 137, 97-116. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.520526.2192>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2025.520526.2192

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.3.6.1



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

Mineralogy and chemical composition of minerals are key tools for understanding geological and metamorphic processes (Princivalle et al., 2000; Avanzinelli et al., 2004). Minerals such as plagioclase, amphibole, epidote, and ilmenite play a crucial role in interpreting the petrological evolution of the rocks, including their origin and formation conditions. The chemical composition of these minerals helps determine the temperature and pressure conditions of metamorphic and magmatic processes and the tectonic settings in which these rocks formed.

This study examines the chemical composition of minerals in the region's amphibolites and utilizes the data obtained to calculate metamorphic temperature and pressure conditions. By analyzing the chemistry of amphibole, plagioclase, epidote, and ilmenite, this research aims to provide detailed insights into the metamorphic processes that contributed to the formation of these rocks. These analyses are essential for better understanding of the geological history, tectonic events, and metamorphic evolution of the region, as part of the Zagros orogeny.

2. Research Methodology

This study was conducted based on geological maps, satellite imagery, field observations, petrography on thin sections, and mineral chemical analyses on selected samples from the Meydanak amphibolites. A total of 41 thin-section samples were prepared and studied. After petrographic observations, electron microprobe analyses (EPMA) were performed on polished thin sections at the Department of Geology, University of Salzburg, Austria, using a JEOL-JX860 system (equipped with three spectrometers and LiF, PET, and TAP crystals). The analysis was conducted under conditions of 15 kV accelerating voltage, with a counting time of 10 seconds for peaks and 3 seconds for the background. The point analysis accuracy for major element oxides was about 0.01%.

3. Results

The results of electron microprobe analysis (EPMA) of amphiboles in the Meydanak amphibolites are presented in Table 1. The normalization method $Si + Ti + Al + Fe + Mn = 13$ was used to calculate the structural formula of the amphiboles, as it provided the most accurate results (Cosca et al., 1989). The Fe^{2+} and Fe^{3+} values in the structural formula were determined using the methods of Droop (1987) and Leake et al. (1997).

Based on EPMA results, amphiboles from these metabasic rocks, according to the classification of Leake et al. (1997), which considers the type of elements present in the B-site of the crystal structure, fall within the group of calcic amphiboles (Figures 6-a and 6-b). The composition of calcic amphiboles reflects the composition of their host rock (Leake, 1978). To simplify amphibole classification, diagrams in Figure 2 were used (Leake et al., 1997).

According to the TSi vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ diagram (Leake et al., 1997), the amphiboles are classified as magnesio-hornblende and tschermakite (Figure 6-c). The $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratio in these amphiboles ranges from 0.54 to 0.67, indicating a higher MgO content relative to FeO in their structure (Table 1).

Based on the NBa vs. Si diagram (Leake et al., 1997), the EPMA results show that all analyzed amphiboles fall within the pargasite/tschermakite and hornblende/edenite fields (Figure 6-d). These compositions indicate diverse pressure-temperature conditions in the formation environment. In general, the presence of pargasite and tschermakite suggests higher temperature and pressure conditions, while hornblende and edenite represent a broader range of pressure-temperature conditions.

The chemical composition of amphiboles provides insights into their origin and tectonic setting. Generally, magmatic amphiboles have $Si < 7.3$, while those with $Si > 7.3$ result from subsolidus processes. Additionally, alkaline amphiboles contain higher Na_2O , TiO_2 , K_2O , and Al_2O_3 compared to sub-alkaline types.

According to the Si vs. (Ca+Na+K) diagram, all analyzed amphiboles fall within the primary amphibole field. The variations in Si (6.4 to 6.7) and total Ca+Na+K (2.1 to 2.3) indicate an igneous origin for them. The Al^{VI} vs. Al^{IV} diagram (Fleet and Barnett, 1978) also corresponds with this classification.

However, since these rocks have undergone metamorphism, the amphiboles are now considered metamorphic amphiboles. Therefore, caution is required when using igneous vs. metamorphic amphibole classification diagrams, as geological context is important and must be considered. In this region, the rocks have been entirely metamorphosed.

4. Discussions

The amphibolite rocks in the area, alongside orthogneisses, represent one of the most abundant metamorphic lithologies in the Meydanak region. Mineralogically, these rocks are composed predominantly of amphibole, plagioclase, and quartz. Chemical analyses of plagioclase samples reveal that the anorthite content ranges from 2.69 % to 36.07 %, albite from 63.44 % to 97.04 %, and orthoclase from 0.18 % to 0.49 %. These compositions reflect the metamorphic processes and tectonic history of the region. Variations in plagioclase chemistry indicate changes in the crystallization environment, likely influenced by fluctuations in temperature, pressure, and possibly the chemical composition of the surrounding medium.

Based on EPMA analyses, the amphiboles are classified as calcic amphiboles, specifically magnesio-hornblende and tschermakite. These mineral compositions suggest medium to high-temperature and medium-pressure conditions associated with magmatic and metamorphic processes. The estimated temperatures for peak

condition of metamorphism range from approximately 830°C to 867°C with pressures between 5.1 and 6.7 kbar (according to the method of Ridolfi et al. 2010), indicating high-grade metamorphism within the upper amphibolite to incipient granulite facies, likely driven by intense regional tectonic events.

Petrographic observations and P_s values reveal the presence of secondary epidote, specifically clinozoisite, which typically forms under low- to medium-grade metamorphic conditions. These epidotes reflect retrograde metamorphic processes following peak metamorphism in the geological history of these rocks.

The mineralogical evidence (presence of magnesio-hornblende and tschermakite) and analytical results collectively indicate that the area underwent significant tectono-metamorphic events, resulting in the formation and evolution of these rocks. Overall, the findings contribute to a better understanding of the metamorphic history, from peak high-grade amphibolite facies metamorphism to retrograde conditions corresponding to the greenschist facies, within the region.

Amphibolite rocks are one of the most abundant metamorphic rocks found alongside orthogneiss. The main minerals include amphibole, plagioclase, and quartz. The mineral chemistry of the plagioclase samples shows that the amounts of anorthite range from 2.69 to 36.07%. Additionally, the present epidotes are of the substitutional and clinopyroxene type, reflecting transformations following the peak of metamorphism. These compositions reflect the characteristics of metamorphic processes related to the geological history of the area.

The chemical composition of the amphiboles indicates

that all samples are classified as calcic amphiboles, including magnesio-hornblende and tschermakite. According to quantitative geothermobarometric results (Holland and Blundy, 1994), the estimated temperature for the peak condition of the metamorphism in the rocks is around 600 to 720 °C, while the pressure range is from 5.1 to 6.7 kbar, indicating a relatively high-grade metamorphic condition. This corresponds to an average peak geothermal gradient of 30 °C/Km during the metamorphism event. These results emphasize the significant metamorphic processes that have contributed to the formation and evolution of these rocks, aiding in clarifying the metamorphic evolution history within the tectonic framework of the region.

The metamorphic rocks of the region, including amphibolites of Meydanak in the North of Doroud, have undergone high-temperature amphibolite facies during an important metamorphism event.

5. Conclusion

The mineral chemistry of the amphiboles shows that these crystals are classified as magnesio-hornblende and tschermakite.

The estimated P–T conditions for the formation of the metamorphic rocks are $T = 600\text{--}720$ °C and $P = 5.1$ to 6.7 Kbar for high-temperature amphibolite facies.

Based on geothermobarometric calculations, an average peak geothermal gradient of 30 °C/Km has been proposed during the metamorphism event.

The high-grade metamorphic phase has been responsible for migmatization in the metabasic rocks.

شیمی کانیایی و زمین-دما-فشارسنجی متابازیت‌های ناحیه میدانک، شمال دورود، پهنه سنندج-سیرجان

ناهید سپیدنامه^۱، علیرضا داوودیان دهکردی^{۱*} و ناهید شبانیان بروجنی^۱^۱ دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

چکیده

توده‌های متابازیت ناحیه میدانک در مجموعه دگرگونی-ماگمایی درود-ازنا (ژان) رخمون دارند، که به عنوان بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان می‌باشند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های فرعی شامل کلریت، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر (اپاک) (عمدتاً ایلمنیت) هستند. پلاژیوکلازها دارای ترکیب آنورتیت (۲/۶۹-۳۶/۰۷ درصد)، آلپیت (۶۳/۴۴-۹۷/۰۴ درصد) هستند. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و شامل منیزوهورنبلند و چرماکیت‌اند. دما و فشار آمفیبول‌های مورد بررسی به ترتیب حدود ۸۳۰ تا ۸۶۷ درجه سانتی‌گراد و ۳/۸ تا ۶/۵ کیلو بار است. همچنین، در این پژوهش، دماهای محاسبه‌شده از زوج کانی‌های پلاژیوکلاز-آمفیبول، از ۶۷۴ تا ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است، این ویژگی‌ها نشان‌دهنده محیط دگرگونی سنگ‌های مورد بررسی در شرایط دمایی متوسط تا بالا است. همچنین، فشارهای به دست آمده با این روش در محدوده ۵/۱ تا ۶/۷ کیلو بار قرار دارد، که گویای ژرفای ۱۸ تا ۲۴ کیلومتری محیط دگرگونی در پوسته میانی و تحتانی معادل با شیب زمین گرمایی حدود ۳۰ °C/Km می‌باشد. بنابراین سنگ‌های متابازیت منطقه در طی یک حادثه مهم دگرگونی، رخساره دگرگونی آمفیبولیت فوقانی نسبتاً درجه حرارت بالا را تحمل کرده‌اند که به میگماتیته شدن آن‌ها انجامیده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۲/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۴/۱۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

متابازیت

آمفیبول

زمین-دما-فشارسنجی

دگرگونی

ژان

پهنه سنندج-سیرجان

۱- پیش‌نوشتار

(2016). این دگرگونی طی فرایند فرورانش درون قاره‌ای و شکست اسلب (slab) صورت گرفته (Shabanian and Neubauer, 2024). کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها به عنوان ابزارهای کلیدی در درک فرایندهای زمین‌شناسی و دگرگونی عمل می‌کنند (Princivalle et al., 2000; Avanzinelli et al., 2004). مطالعه کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، آمفیبول، اپیدوت و ایلمنیت نقش مهمی در تفسیر تاریخچه تحولات سنگ‌ها، از جمله منشأ و شرایط فیزیکی تشکیل آن‌ها دارد. شناخت ترکیب شیمیایی این کانی‌ها امکان تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر فرایندهای دگرگونی و محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌مادری که این سنگ‌ها در آن شکل گرفته‌اند را می‌دهد (Bucher and Grapes, 2011; Whitney and Evans, 2010; Holland and Powell, 1998). در این مطالعه، به بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود

منطقه مورد مطالعه بخشی از مجموعه دگرگونی ازنا-درود (۱۶ کیلومتری شمال-خاور درود، باختر ایران) که در مختصات جغرافیایی بین طول‌های خاوری ۳۳° ۵۶' تا ۳۳° ۳۰' ۲۴" و عرض‌های شمالی ۴۹° ۱۷' ۵۵" تا ۴۹° ۳۰' ۲۴" قرار دارد و از دیدگاه پهنه‌بندی ساختاری در سهندی (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) قرار دارد و کوه‌زاد زاگرس می‌باشد، قرار گرفته است (شکل‌های ۱- a-b). محدوده مورد مطالعه دارای پیشینه دگرگونی پیچیده و طولانی بوده و چندین رخداد زمین‌ساختی و دگرشکلی را افزون بر دگرگونی تجربه کرده که فاز اصلی آن مربوط به ژوراسیک می‌باشد (Davoudian et al.,

* نویسنده مسئول: علیرضا داوودیان دهکردی؛ E-mail: alireza.davoudian@gmail.com

ماخذنگاری:

سپیدنامه، ن.، داوودیان دهکردی، ع.ر. و شبانیان بروجنی، ن.، ۱۴۰۴، شیمی کانیایی و زمین-دما-فشارسنجی متابازیت‌های ناحیه میدانک، شمال دورود، پهنه سنندج-سیرجان. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۳)، ۹۷-۱۱۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.520526.2192>

doi: 10.22071/gsj.2025.520526.2192



doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.3.6.1

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/>)

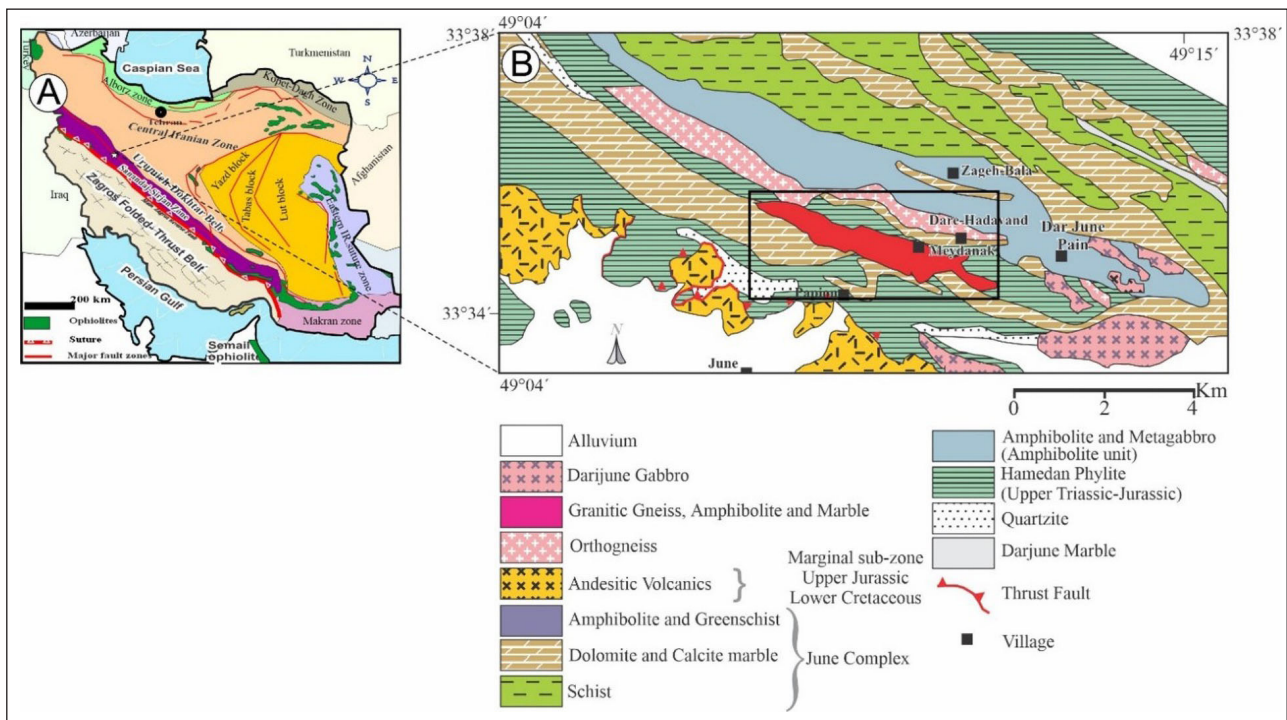
متاگرانیت‌ها (سن تبلور پروتولیت ۵۲۵ میلیون سال Shabaniyan et al., 2018) و متاگابرو دره هداوند (سن متوسط $3/7 \pm 14/6$ میلیون سال: Shakerardakani et al., 2015) از دگرگون شدن سنگ‌های اسید و بازی به ترتیب نشأت گرفته‌اند. بنابراین، ارتوگنایس‌ها قدیمی‌ترین واحدهای منطقه هستند که همراه با دیگر واحدهای منطقه در طول رخداد‌های بعدی دچار تحولات دگرگونی گوناگونی شده‌اند. توده‌های آمفیبولیتی به همراه ارتوگنایس‌های همیافت خود توسط گرانیتهای گنایس کربنیفر بالایی قطع شده‌اند (Shabaniyan et al., 2020؛ مرادی و همکاران، ۱۳۹۵) که این آمفیبولیت‌ها از نظر ماهیت ژئوشیمیایی گاهی ماهیت تولیتهی داشته و در یک محیط پشت کمان تشکیل شده‌اند (کولیوند، ۱۳۹۵). از نظر زمانی، پروتولیت سنگ‌های میدانک احتمالاً مشابه برخی از مناطق دگرگونی ایران مانند مجموعه تکاب در شمال‌باختر کشور (Saki, 2010) می‌باشد که به پی‌سنگ پرکامبرین ایران (به سن نوپروتروزوییک-کامبرین) تعلق داشته و طی رویداد کوهزایی پان‌آفریکن در حاشیه شمالی گندوانا و در ارتباط با تحولات اقیانوس پروتوتیس شکل گرفته‌اند.

رخمون سنگ‌های متابازیت میدانک به صورت آمفیبولیت به رنگ سبز تیره تا متمایل به سیاه دیده می‌شوند و در ظاهر به صورت میولیتی هستند (شکل ۲-ا). آمفیبولیت‌های میدانک معمولاً دارای خط‌واره و برگ‌واره مشخصی هستند (شکل ۲-ب) که بیانگر تاثیر یک فاز دگرشکلی شدید شکل‌پذیر و تشکیل فابریک‌های میولیتی در سنگ‌های منطقه می‌باشد. این آمفیبولیت‌ها همچنین شواهدی از میگماتیتهی شدن را نشان می‌دهند (شکل ۲-ج). بافت بیشتر این آمفیبولیت‌ها لپیدوگرانولبلاستیک بوده است و در اثر کشیدگی کانی‌ها نوعی جهت‌یافتگی ترجیحی در آن‌ها بوجود آمده است (شکل ۲-د).

(آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپیدوت و ایلمنیت) در آمفیبولیت‌های منطقه پرداخته شده و از داده‌های به‌دست‌آمده برای تعیین شرایط دما و فشار استفاده شده است تا اطلاعات دقیقی از فرایندهای دگرگونی مؤثر در تشکیل این سنگ‌ها ارائه دهد. این تحلیل‌ها می‌توانند نقش مهمی در روشن کردن پیشینه زمین‌شناسی منطقه و فرایندهای زمین‌ساختی و دگرگونی آن ایفا کنند.

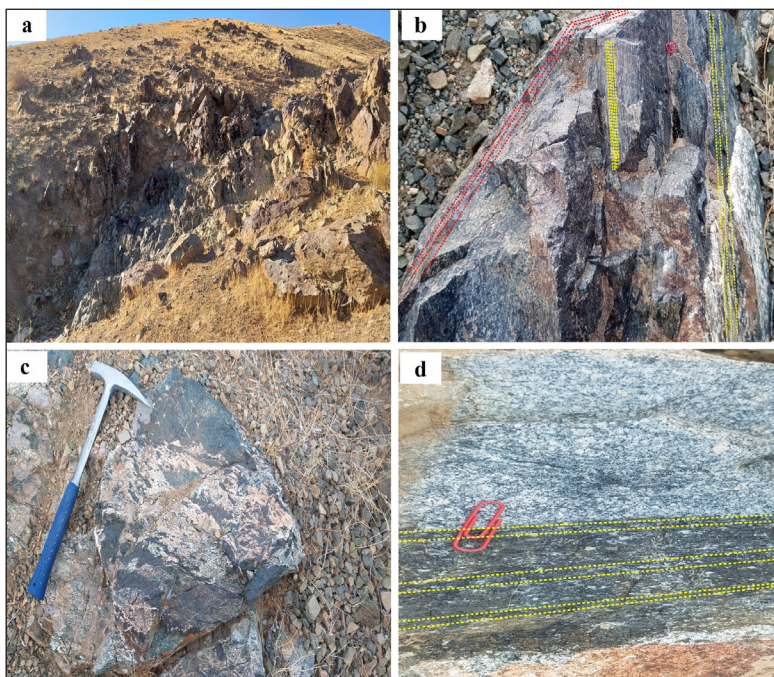
محدوده مورد مطالعه بخشی از مجموعه (کمپلکس) آذرین-دگرگونی درود-ازنا (ژان) است که شامل ارتوگنایس و سایر بخش‌های ناحیه به‌ویژه خاور روستای میدانک آمفیبولیت است (سهیلی، ۱۳۷۱) (شکل ۱). این مجموعه متحمل دگرگونی، ماگماتیسم و کوهزایی طی چندین فاز زمین‌ساختی شده است که حوادث زمان موزویک بیش از سایر حوادث از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. نخستین رخداد و حادثه مهم ماگمایی و زمین‌ساختی مربوط به فاز کوهزایی پان‌آفریکن - کادومین بوده که به تشکیل سنگ آذرین درونی و بیرونی منطقه به‌ویژه سنگ‌های گرانیتهی انجامیده است (Shabaniyan et al., 2018) که در فازهای بعدی متحمل دگرگونی شده‌اند و اکنون به صورت معادل‌های دگرگونی خود مانند ارتوگنایس و آمفیبولیت برنزد دارند.

براساس شواهد صحرایی، به‌طور کلی سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل شده رخمون یافته در منطقه مورد مطالعه را می‌توان با توجه به سنگ مادر آن‌ها به دو گروه با منشاها آذرین و رسوبی تقسیم کرد: دسته اول شامل آمفیبولیت و گرانیتهای گنایس میولیتی و دسته دوم، شیست‌ها و مرمرها هستند که آمفیبولیت‌های مورد مطالعه به‌صورت توده‌هایی همراه با توده گرانیتهای میولیتی شمال خاور معدن ژان بخش اصلی سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. ارتوگنایس‌ها (سن تبلور پروتولیت؛ ۵۸۸ میلیون سال: Shakerardakani et al., 2015)



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد بررسی بر روی نقشه زمین‌ساختاری ایران. (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از شابیانیان و همکاران (Shabaniyan et al., 2018).

Figure 1- a) The location of the area on the structural map of Iran. b) Geological map of the area taken from (modified after Shabaniyan et al., 2018).



شکل ۲- تصاویر صحرایی از آمفیبولیت‌های میدانک. (a) رخنمون توده‌ای آمفیبولیت‌های منطقه. (b) نمایی از خطوط‌وارگی (رنگ زرد) و برگ‌وارگی (رنگ قرمز) در آمفیبولیت‌های منطقه. (c) نمایی از میگماتیته شدن آمفیبولیت‌ها. (d) نمایی از جهت‌یافتگی ترجیحی در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه.

Figure 2- a) Field photos of Meydanak amphibolites. a) Outcrop of amphibolite body from the region. b) View of lineation (yellow) and foliation (red) in the amphibolites of the region. c) View of the migmatization in the amphibolites. d) View of preferred orientation in the amphibolites.

۲- روش پژوهش

این پژوهش بر اساس مطالعات نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، بازدید صحرایی، تهیه مقاطع نازک و مطالعه ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده آمفیبولیت‌های میدانک انجام گرفته است. در این پژوهش، تعداد ۴۱ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. پس از آماده‌سازی و مطالعات سنگ‌نگاری، بر روی مقاطع نازک صیقلی شده آنالیز الکترون میکروپروپ الکترونی (EPMA) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ اتریش با یک سیستم JEOL-JX860 (سه طیف‌سنج، بلورهای (Lif, PET, TAP) در شرایط 15kv و زمان شمارش ۱۰ ثانیه برای اوج و ۳ ثانیه برای زمینه انجام شد. دقت تجزیه نقطه‌ای برابر با یک صدم درصد برای اکسید عناصر اصلی بوده است.

۳- داده‌ها و اطلاعات و بحث

۳-۱- سنگ‌شناسی

بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری، بافت آمفیبولیت‌های میدانک، لیدوگرانوبلاستیک بوده، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز هستند. کلریت، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر (عمدتاً ایلمنیت) به‌عنوان کانی‌های فرعی وجود دارند. شواهد آشکار دگرشکلی مانند برگ‌وارگی، خطوط‌وارگی، چین‌خوردگی، خم‌شدگی، انحلال فشاری و تشکیل بلورهای ماهی‌گون آمفیبول، کوارتز و فلدسپار در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی از مقاطع برگ‌وارگی از نوع فضا‌دار با شکل ناهموار و حالت آناستاموزینگ، و برخی دیگر به‌صورت موازی هستند (شکل ۳- a). همچنین فابریک دگرشکلی کلیواژ باند برشی S-C نیز دیده می‌شود (شکل ۳- b).

۳-۱-۱- آمفیبول

کانی آمفیبول به‌عنوان کانی اصلی این سنگ‌ها بیشتر به‌حالت کشیده و جهت‌یافته با چندرنگی (پلئوکروئیسیم) سبز روشن-سبز تیره، از نظر اندازه، درشت‌دانه تا ریزدانه است. از ویژگی‌های این کانی می‌توان به ماکل ساده و خمیدگی بلور آمفیبول اشاره کرد (شکل‌های ۳- c-d). پورفیروکلاست آمفیبول در این سنگ‌ها دارای شکل کشیده با تقارن مونوکلینیک بوده که با نام آمفیبول ماهی‌گون نیز خوانده می‌شوند (Passchier and Trouw, 1996). این بلورهای آمفیبول‌ها به‌طور چیره در گروه‌های ماهی‌گون ۱ و ۵ قرار می‌گیرند (شکل‌های ۳- e-f) (Ten Grotenhuis et al., 2003). بلورهای آمفیبول در اثر تجزیه، به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند، و همچنین امتداد سطوح رخ (کلیواژ)، کانی تیتانیت نیز به‌وجود می‌آید (شکل‌های ۳- e, g). گاهی نیز بیوتیت به‌صورت برهم‌نهی (overprint) بر روی بلورهای آمفیبول قرار گرفته است که نشانه‌ای از تحول دگرگونی می‌باشد (شکل ۳- h).

۳-۱-۲- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی روشن در این سنگ‌ها با اندازه بلورهای ریز تا متوسط است که به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در بخش روشن این سنگ‌ها حضور دارند. در این بلورها خاموشی موجی و همچنین آثاری از شکستگی و پرشدگی از کانی کوارتز مشاهده می‌شود (شکل ۳- i). از دیگر ویژگی‌های شایان توجه این کانی، سرسیتی شدن، ماکل دگرشکلی (دگرریختی)، کارلسباد، پلی‌سنتیک با انتهای مخروطی، متقاطع، خمیده و پلکانی می‌باشد (شکل ۴- a). این بلورها بیشتر دارای فابریک‌های دگرشکلی می‌باشند (شکل ۴- b). همچنین در این بلورها مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع

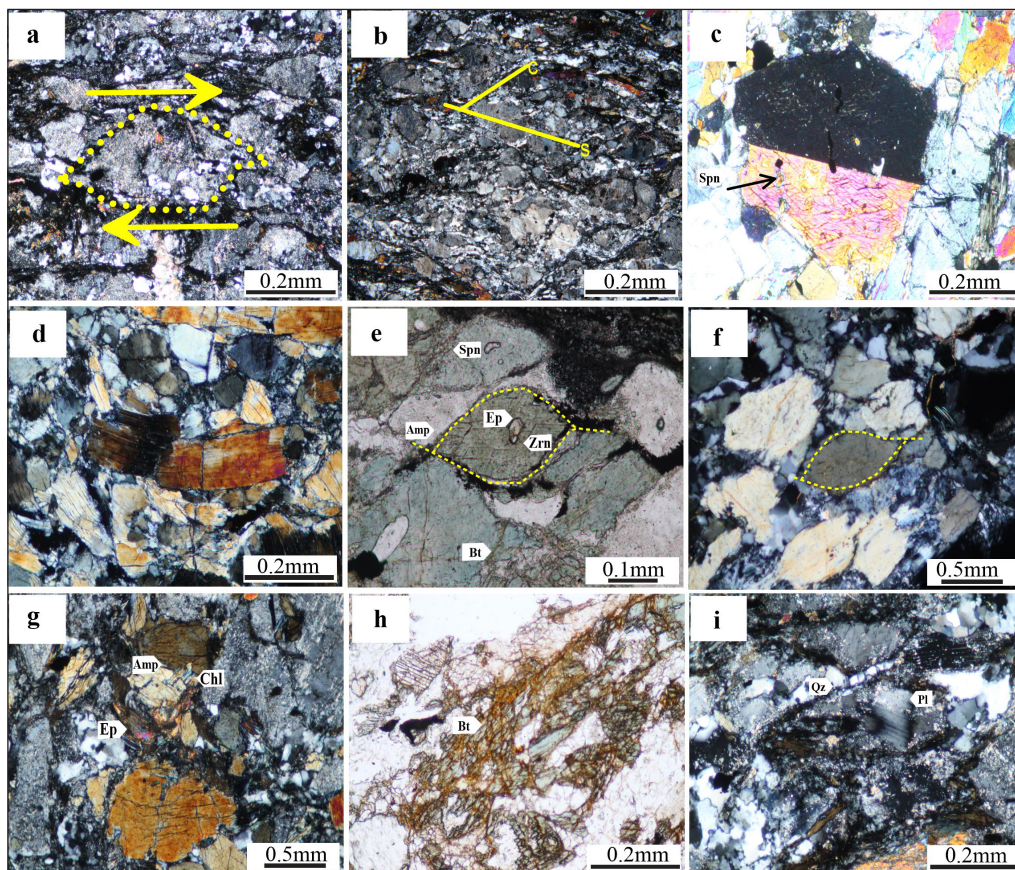
برای تحلیل تاریخچه دگرشکلی، بررسی تغییرات ریزساختاری ناشی از تغییر شکل دانه‌ها، و همچنین مطالعه تحولات هندسی و جهت‌گیری بلورها به‌شمار می‌روند؛ تغییراتی که غالباً با دگرگونی اندک یا بدون تغییر محسوس در ترکیب شیمیایی همراهاند (Guillope and Poirier, 1979).

از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به زیرکن (به‌صورت ادخال درون آمفیبول) (شکل ۳-ع)، آپاتیت، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر اشاره کرد. کلریت در این سنگ‌ها بیشتر به‌صورت بی‌شکل و از نوع پنین یافت می‌شود و می‌توان آن را نتیجه کلریتی شدن بلورهای آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها در نظر گرفت (شکل ۳-گ). تیتانیت می‌تواند به صورت اولیه و همچنین گاهی به صورت ثانویه وجود داشته باشد. تیتانیت اولیه به طور معمول خودشکل و در اندازه متوسط در سنگ دیده می‌شود در حالی که، تیتانیت ثانویه به شکل بلورهای ریز و بی‌شکل است و معمولاً کانی‌های کدر (ایلمنیت) را احاطه کرده‌اند (شکل ۴-ه). آپاتیت به‌صورت بلورهای میله‌ای شکل بوده که گاهی دارای شکستگی هستند (شکل ۴-ی).

مستطیلی شکل مشاهده می‌شود (شکل ۴-ج). برخی از این شواهد به عنوان نشانه‌ای از تاثیر دگرشکلی شدید بر این کانی می‌باشد.

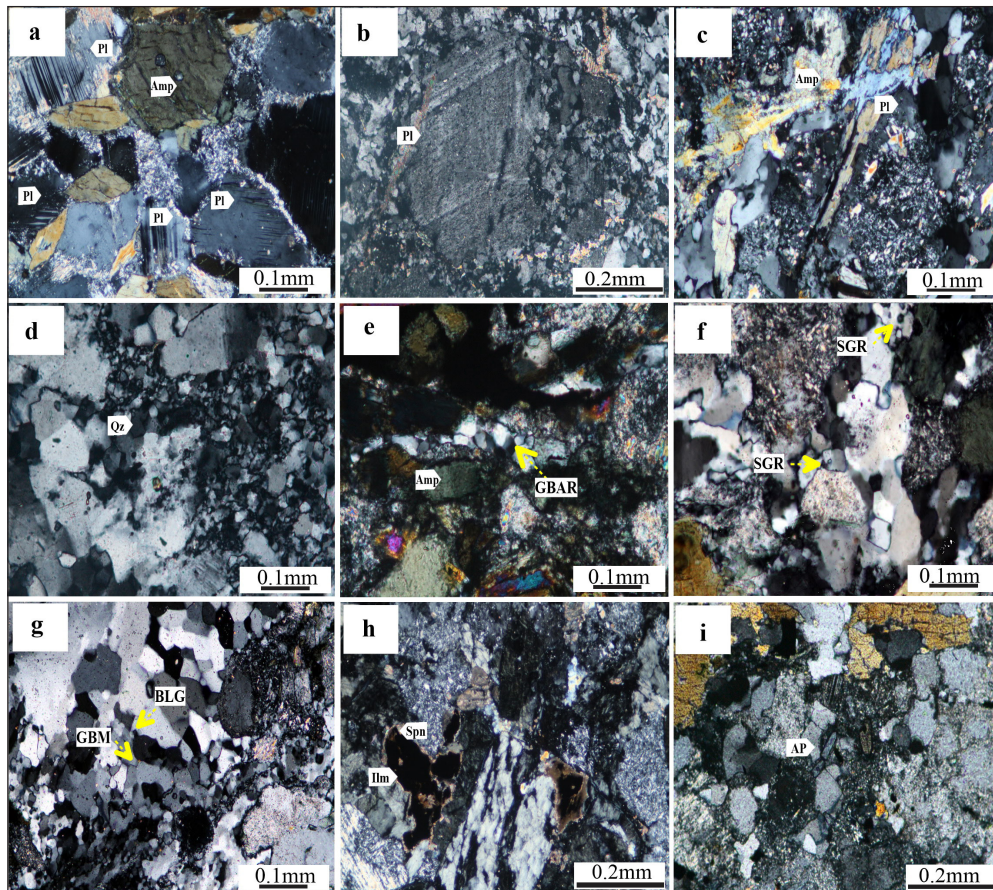
۳-۱-۳- کوارتز

کوارتز یکی از متشکلین با اندازه‌ها نسبتاً متغیر بوده که در بیشتر موارد خاموشی موجی نشان می‌دهند. گاهی بلورهای آن با زوایای ۱۲۰ درجه از نوع GBAR در کنار هم قرار می‌گیرند. (شکل‌های ۴-د و ۴-ه). همچنین در برخی از بلورهای کوارتز ریزساختارهای دگرشکلی ایجاد شده و تبلورهای مجدد مرز دانه‌ای کوارتز به‌صورت GBM، BLG و SGR مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۴-ف و ۴-گ). انتقال از اندازه بزرگ به دانه‌های ریز کوارتز ناشی از افزایش دگرشکلی و تبلور مجدد دینامیکی است (Law, 1987). سازوکارهای بازسازی و ریزساختارهای متنوع حاصل از تجدید تبلور در کانی کوارتز، به‌عنوان تابعی از شرایط دگرشکلی، نشان‌دهنده گسترش فرایند تجدید تبلور دینامیکی یا پلاستیکی در این کانی هستند. این فرایندها ابزار مؤثری



شکل ۳-ا) برگ‌وارگی فضا‌دار از نوع ناهموار (XPL)، ب) بافت کلیواژ باند برشی S-C (XPL)، ج) نمایی از ماکل ساده در بلور آمفیبول، بلورهای آمفیبول در مقطع عرضی با دو دسته رخ متقاطع (XPL)، د) بلورهای آمفیبول در مقطع طولی دارای یک دسته رخ، نمایی از خمیدگی بلور آمفیبول (XPL)، ه) نمایی از ماهی آمفیبول گروه ۱ (PPL)، ف) ماهی آمفیبول گروه ۵ (XPL)، گ) تجزیه بلور آمفیبول به کلریت و اپیدوت (XPL)، ه) نمای از بیوتیت بر روی کانی آمفیبول (PPL)، ی) خاموشی موجی در بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).

Figure 3. Spaced foliation of rough type (XPL), b) S-C shear band cleavage texture (XPL), c) View of simple twinning in an amphibole crystal. Amphibole crystals with two sets of intersecting cleavages in the plane of perpendicular to the c-axis, d) Amphibole crystals with a set of cleavages in a plane of parallel to the c-axis, showing the curvature of the amphibole crystal (XPL), e) View of Amphibole fish, group 1 (PPL), f) fish amphibole, Group 5 (XPL), g) The alteration of amphibole crystal into epidote and chlorite (XPL), h) View of overprint biotite on amphibole mineral (PPL), i) undulous extinction in plagioclase crystals (XPL).



شکل ۴- (a) سریسیته شدن پلاژیوکلاز، ماکل دگرشکلی (دگرریختی) در پلاژیوکلاز، ماکل تکراری با انتهای نوک تیز و پلکانی (XPL)، (b) نمایی از ماکل دگرشکلی (دگرریختی) در بلور پلاژیوکلاز (XPL)، (c) مهاجرت مرز دانه‌ای به صورت مستطیلی شکل بین کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز (XPL). (d) نمایی از خاموشی موجی در بلورهای کوارتز، (e) تصویری از خاموشی تخت شطرنجی در بلورهای کوارتز، بلورهای کوارتز با زاویه ۱۲۰ از نوع GBAR (XPL)، (f) ریزدانه‌های ایجاد شده در اطراف دانه‌های کوارتز قدیمی، (g) دانه‌های جدید کوارتز که در اثر تجدید تبلور دینامیکی (GBM) ایجاد شده‌اند، باز تبلور با برآمدگی در مرز بلورها (XPL)، (h) تصویری از تیتانیت که ایلمنیت را احاطه کرده است (XPL)، (i) ادخال آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).

Figure 4- a) Sericitization of plagioclase, deformation twin in plagioclase, polysynthetic twin with sharp and as stepped, b) View of deformation twin in a plagioclase crystal (XPL), c) Rectangular grain boundary migration between amphibole and plagioclase minerals (XPL), d) View of undulous extinction in quartz crystals, e) Microphotograph of chequerboard extinction in quartz crystals, quartz crystals with 120° angle of GBAR type (XPL), f) New fine-grains formed around older quartz grains (XPL), g) New quartz grains formed by dynamic recrystallization (GBM), recrystallization with bulging at crystal boundaries (XPL), h) Titanite surrounds ilmenite (XPL), i) Apatite inclusions in plagioclase crystals (XPL).

۲-۳- شیمی کانیاپی

۳-۲-۱- آمفیبول

در آمفیبولیت‌ها، بر اساس تقسیم‌بندی این کانیاپی‌ها و با توجه به نوع عناصری که در سایت B ساختمان بلوری حضور دارند (Leake et al., 1997)، در گروه آمفیبول‌های کلسیک واقع می‌شوند (شکل‌های ۵- a - b). ترکیب آمفیبول کلسیک، انعکاسی از ترکیب سنگ در برگیرنده آن است (Leake, 1978). به منظور ساده کردن طبقه‌بندی آمفیبول‌ها از نمودارهای لیک و همکاران (Leake et al., 1997) (شکل‌های ۵- c - d) استفاده شده است (Leake et al., 1997). با توجه به نمودار TSi در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Leake et al., 1997)، آمفیبول‌ها از انواع منیزوهورنبلند و چرماکیت tschermakite می‌باشند (شکل ۵- c). نسبت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در آمفیبول‌ها از ۰/۵۴ تا ۰/۶۷ در تغییر است که نشان‌دهنده بالا بودن میزان MgO نسبت به FeO

نتایج آنالیز میکروپروب الکترونی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آمفیبولیت میدانک در جدول ۱ درج شده است. برای محاسبه فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها، از روش بهنجارسازی 13 که بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها ارائه می‌دهد، استفاده شده است (Cosca et al., 1991). همچنین تفکیک مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری آمفیبول به روش دروپ (Droop, 1987) و لیک (Leake et al., 1997) انجام شده است. بر پایه نتایج آنالیز الکترون میکروپروب الکترونی (EPMA)، آمفیبول‌های موجود

نمایانگر شرایط متنوع فشار و دما در محیط تشکیل این آمفیبول‌ها هستند، به‌طور کلی حضور پارگازیت و چرماکیت دلالت بر دما و فشار بالاتر و هورنلند و ادنیت بر شرایط دما و فشار گسترده‌تری دارد (Ernst and Liu, 1998; Brown, 2007; Hawthorne and Oberti, 1977).

در ساختارهای آمفیبول‌های منطقه می‌باشد (جدول ۱). بر اساس نمودار NBa در برابر Si ارائه‌شده توسط لیک و همکاران (Leake et al., 1997) نتایج آنالیز آمفیبول‌های کلسیک این مطالعه نشان می‌دهد که تمام نمونه‌ها در محدوده پارگازیت/چرماکیت و هورنلند/ادنیت قرار دارند (شکل ۵-d). این ترکیبات

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروپ تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آمفیبولیتی میدانک براساس ۱۳ کاتیون.

Table 1. Results of electron microprobe analyses of amphiboles from the amphibolite rocks of Meydanak, based on 13 cations.

| Sample | N18-2-1_1 | N18-2-1_5 | N18-2-1_10 | N18-2-1_13 | N18-2-1_20 | N18-2-1_21 | N18-2-1_22 | N18-2-1_24 | N18-2-1_26 | N18-2-1_28 |
|---|-----------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| SiO ₂ | 44.36 | 44.90 | 43.08 | 44.79 | 44.31 | 42.93 | 44.64 | 43.65 | 44.82 | 42.97 |
| TiO ₂ | 0.81 | 0.76 | 0.70 | 0.76 | 0.70 | 0.97 | 0.84 | 0.72 | 0.71 | 0.94 |
| Al ₂ O ₃ | 11.24 | 10.25 | 10.84 | 10.37 | 11.23 | 11.33 | 10.86 | 10.98 | 9.83 | 11.26 |
| FeO | 19.20 | 18.40 | 19.90 | 18.32 | 19.35 | 20.20 | 18.08 | 18.97 | 18.25 | 18.87 |
| MnO | 0.25 | 0.28 | 0.25 | 0.21 | 0.25 | 0.19 | 0.25 | 0.22 | 0.22 | 0.26 |
| MgO | 9.13 | 9.65 | 9.57 | 9.63 | 8.68 | 8.82 | 9.61 | 9.69 | 10.02 | 9.06 |
| CaO | 10.99 | 10.93 | 10.30 | 10.95 | 10.88 | 10.69 | 11.10 | 10.85 | 11.06 | 11.00 |
| Na ₂ O | 1.27 | 1.42 | 1.23 | 1.31 | 1.31 | 1.40 | 1.33 | 1.35 | 1.44 | 1.43 |
| K ₂ O | 0.52 | 0.43 | 0.44 | 0.49 | 0.54 | 0.54 | 0.50 | 0.49 | 0.41 | 0.48 |
| TOTAL | 97.76 | 97.03 | 96.32 | 96.82 | 97.28 | 97.07 | 97.20 | 96.92 | 96.77 | 96.27 |
| Si | 6.58 | 6.69 | 6.47 | 6.69 | 6.62 | 6.43 | 6.64 | 6.51 | 6.69 | 6.48 |
| Ti | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.11 |
| Al | 1.96 | 1.80 | 1.92 | 1.83 | 1.98 | 2.00 | 1.90 | 1.93 | 1.73 | 2.00 |
| Fe(iii) | 0.63 | 0.56 | 0.92 | 0.56 | 0.56 | 0.83 | 0.55 | 0.83 | 0.60 | 0.69 |
| Fe(ii) | 1.75 | 1.73 | 1.58 | 1.73 | 1.86 | 1.70 | 1.70 | 1.54 | 1.68 | 1.69 |
| Mn | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| Mg | 2.02 | 2.14 | 2.14 | 2.14 | 1.93 | 1.97 | 2.13 | 2.15 | 2.23 | 2.04 |
| Ca | 1.75 | 1.75 | 1.66 | 1.75 | 1.74 | 1.72 | 1.77 | 1.73 | 1.77 | 1.78 |
| Na | 0.37 | 0.41 | 0.36 | 0.38 | 0.38 | 0.41 | 0.38 | 0.39 | 0.42 | 0.42 |
| K | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.09 |
| TOTAL | 15.20 | 15.23 | 15.08 | 15.21 | 15.21 | 15.21 | 15.24 | 15.20 | 15.26 | 15.28 |
| Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺) | 0.65 | 0.68 | 0.42 | 0.68 | 0.69 | 0.57 | 0.69 | 0.56 | 0.67 | 0.66 |
| Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) | 0.35 | 0.32 | 0.58 | 0.32 | 0.31 | 0.43 | 0.31 | 0.44 | 0.33 | 0.34 |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | 0.57 | 0.58 | 0.67 | 0.58 | 0.54 | 0.58 | 0.58 | 0.62 | 0.59 | 0.57 |
| Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +6[Al]) | 0.63 | 0.62 | 0.83 | 0.61 | 0.57 | 0.73 | 0.57 | 0.72 | 0.65 | 0.64 |
| T | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 |
| Si | 6.55 | 6.67 | 6.40 | 6.66 | 6.59 | 6.40 | 6.62 | 6.48 | 6.67 | 6.46 |
| Al (iv) | 1.42 | 1.31 | 1.53 | 1.31 | 1.38 | 1.57 | 1.36 | 1.49 | 1.31 | 1.52 |
| C | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 |
| Al (vi) | 0.54 | 0.49 | 0.39 | 0.51 | 0.59 | 0.44 | 0.54 | 0.43 | 0.42 | 0.48 |
| Ti | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.11 |
| Fe(iii) | 0.84 | 0.74 | 1.43 | 0.74 | 0.75 | 1.07 | 0.69 | 1.04 | 0.75 | 0.81 |
| Fe(ii) | 1.53 | 1.55 | 1.04 | 1.54 | 1.65 | 1.44 | 1.55 | 1.32 | 1.52 | 1.56 |
| Mn | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| Mg | 2.01 | 2.14 | 2.12 | 2.13 | 1.92 | 1.96 | 2.12 | 2.14 | 2.22 | 2.03 |
| B | 2.00 | 2.00 | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| Ca | 1.74 | 1.74 | 1.64 | 1.74 | 1.73 | 1.71 | 1.76 | 1.72 | 1.76 | 1.77 |
| Na | 0.26 | 0.26 | 0.35 | 0.26 | 0.27 | 0.29 | 0.24 | 0.28 | 0.24 | 0.23 |

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروپ تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آمفیبولیتی میدانک براساس ۱۳ کاتیون.

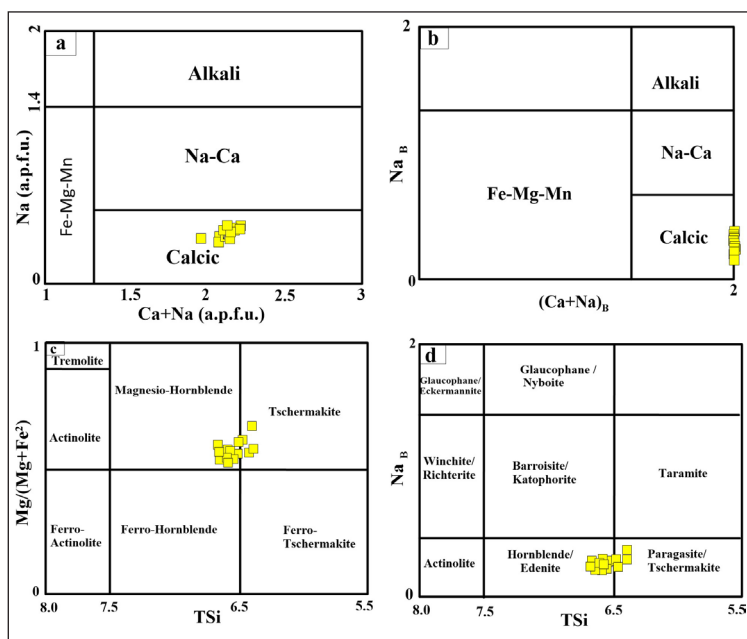
Continued from Table 1. Results of electron microprobe analyses of amphiboles from the amphibolite rocks of Meydanak, based on 13 cations.

| Sample | N18-2-1_1 | N18-2-1_5 | N18-2-1_10 | N18-2-1_13 | N18-2-1_20 | N18-2-1_21 | N18-2-1_22 | N18-2-1_24 | N18-2-1_26 | N18-2-1_28 |
|-----------------------|-----------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| A | 0.20 | 0.23 | 0.08 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.24 | 0.20 | 0.26 | 0.28 |
| Na | 0.10 | 0.15 | 0.00 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.18 | 0.19 |
| K | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.09 |
| Fe(iii) | 0.84 | 0.74 | 1.43 | 0.74 | 0.75 | 1.07 | 0.69 | 1.04 | 0.75 | 0.81 |
| Fe(ii) | 1.53 | 1.55 | 1.04 | 1.54 | 1.65 | 1.44 | 1.55 | 1.32 | 1.52 | 1.56 |
| FeT | 2.37 | 2.28 | 2.47 | 2.28 | 2.41 | 2.52 | 2.24 | 2.35 | 2.27 | 2.37 |
| Mg | 2.01 | 2.14 | 2.12 | 2.13 | 1.92 | 1.96 | 2.12 | 2.14 | 2.22 | 2.03 |
| P (Kbar) ¹ | 6.29 | 5.53 | 6.02 | 5.64 | 6.36 | 6.47 | 6.01 | 6.12 | 5.20 | 6.49 |
| P (Kbar) ² | 4.81 | 4.13 | 4.56 | 4.23 | 4.87 | 4.96 | 4.56 | 4.66 | 3.84 | 4.98 |
| Si* | 7.87 | 7.99 | 7.87 | 7.97 | 7.91 | 7.78 | 7.89 | 7.83 | 7.99 | 7.75 |
| T (°C) ³ | 848.99 | 831.30 | 848.82 | 833.06 | 843.25 | 861.84 | 846.31 | 855.37 | 830.20 | 867.47 |

1: P (Schmidt, 1992), $P(\pm 0.6Kb) = -3.01 + 4.76Al^T$

2: P (Johnson & Rutherford, 1989), $P(\pm 0.5Kbar) = -3.46 + 4.23Al^T$

3: T °C (Ridolfi et al., 2010)



شکل ۵- تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (Leake et al., 1997).

Figure 5. Classification of amphiboles and positions of the samples (Leake et al., 1997).

آمفیبول‌های دارای ماهیت آلکالن در مقایسه با آمفیبول‌های با ماهیت ساب‌آلکالن، مقدار Al_2O_3 ، Na_2O ، TiO_2 ، K_2O بالاتری دارند (Molina et al., 2009; Tiepolo et al., 2011).

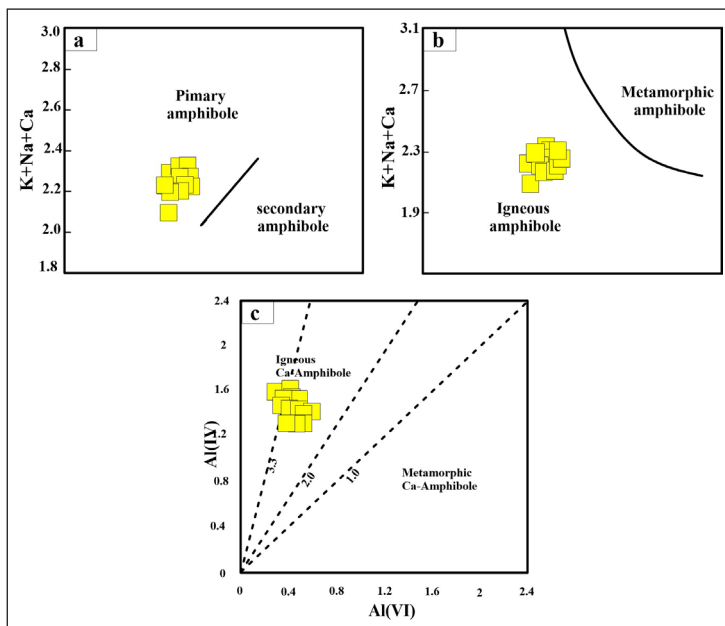
بر اساس نمودارهای Si در برابر (Ca+Na+K) (Keeditse et al., 2016) تمام آمفیبول‌های آنالیز شده در محدوده آمفیبول‌های اولیه قرار می‌گیرند (شکل ۶- a).

۳-۲-۲- ماهیت آمفیبول‌های مورد مطالعه

برای بررسی منشأ و محیط زمین‌ساختی آمفیبول‌ها می‌توان از ترکیب شیمیایی آن‌ها بهره برد. به طور کلی، مقدار سیلیسیم در آمفیبول‌های ماگمایی پایین‌تر از ۷/۳ است، در حالی که آمفیبول‌های با Si بالاتر از ۷/۳ بر اثر فرایندهای ساب‌سالییدوس حاصل شده‌اند (Chivas, 1982; Hendry et al., 1985; Agemar et al., 1999). افزون بر این،

دگرگون شده‌اند، این آمفیبول‌ها نیز اکنون دگرگونی به‌شمار می‌روند. بنابراین استفاده از این نوع نمودارهای تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی بایستی با احتیاط صورت گیرد و به وضعیت زمین‌شناسی منطقه و سنگ‌های همیافت هم دقت شود، به گونه‌ای که در این منطقه سنگ‌ها کاملاً دگرگون بوده و بنابراین بلورهای آمفیبول نیز اکنون آمفیبول دگرگونی به‌شمار می‌روند.

بر اساس تغییرات Si (۶/۴ تا ۶/۷) و مجموع Ca، Na و K (۲/۱ تا ۲/۳) نمونه‌های آمفیبول در آمفیبولیت‌های منطقه از نوع آذرین هستند (شکل ۶- b). همچنین، برپایه نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} که تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است (Fleet and Barnett, 1978)، آمفیبول‌های این منطقه ظاهراً دارای منشا آذرین هستند (شکل ۶- c)، اما از آنجایی که این سنگ‌ها آمفیبولیت بوده و تا درجات نسبتاً بالایی



شکل ۶- a و b) نمودار Si (a.p.f.u.) در برابر K+Na+Ca (Keeditse et al., 2016). c) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} که تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است (Fleet and Barnett, 1978).

Figure 6- a and b) Si (a.p.f.u.) versus K+Na+Ca diagram (Keeditse et al., 2016). c) the samples on the Al^{VI} vs Al^{IV} diagram, which discriminates between igneous from metamorphic amphiboles (Fleet and Barnett, 1978).

مانند Ti و Al نسبت به دما حساس هستند، به گونه‌ای که دما سبب افزایش مقدار تیتانیم و Al^{IV} می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986). به ازای هر ۱۰۰ درجه افزایش دما، تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار Al^{IV} اضافه می‌گردد. همچنین افزایش دما سبب جانشینی Al به جای Si در موقعیت تتراندری آمفیبول کلسیک می‌شود، حال آن که افزایش فشار به جایگزینی Fe+Mg در موقعیت اکتاندری می‌انجامد (Anderson and Smith, 1995). بنابراین، با افزایش فشار یا دما، Al_2O_3 موجود در آمفیبول افزایش می‌یابد (Moody et al., 1983). همچنین با بالا رفتن دما، تیتانیم وارد موقعیت اکتاندری می‌شود، درحالی که با افزایش فشار این قانون معتبر نیست، چرا که شعاع یونی Ti بزرگ‌تر از Al است (Thompson, 1981).

افزایش مقدار Ti به‌طور معمول به افزایش دما مرتبط است؛ زیرا Ti در دماهای بالاتر راحت‌تر در ساختار آمفیبول وارد می‌شود. بنابراین، مقدار تیتانیم در آمفیبول‌های کلسیک رابطه مستقیم با افزایش دما و رابطه معکوس با افزایش فشار دارد (Ernst and Liu, 1998; Hawthorne and Oberti, 2007; Ridolfi and Renzulli, 2012). با افزایش دما، جانشینی ادنیت بیشتر می‌شود و آمفیبول‌ها، سدیک‌تر و آلومینیم‌دارتر می‌شوند (Pal et al., 2001). جانشینی‌های صورت گرفته در

۳-۲-۳- تخمین فوگاسیته اکسیژن

بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل را برآورد کرد، مقدار Fe^{3+} و Al^{IV} در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها با فوگاسیته اکسیژن ارتباط مستقیم دارد، به طوری که با افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط، میزان نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} بیشتری در شبکه آمفیبول جانشین می‌شود (Stein and Dietl, 2001). از سوی دیگر، هرچه نسبت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در ترکیب شیمیایی آمفیبول بیشتر باشد، نشان‌دهنده میزان فوگاسیته اکسیژن پایین محیط است (Anderson and Smith, 1995; Scaillet and Evans, 1999). با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، محیط از نظر فوگاسیته اکسیژن به ۳ بخش فوگاسیته پایین، متوسط و بالا تقسیم‌بندی شده است (Anderson and Smith, 1995). با توجه به شکل ۷، نمونه‌های آمفیبول مورد مطالعه به‌طور چیره از فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالایی برخوردارند.

۳-۲-۴- محاسبات دما- فشارسنجی

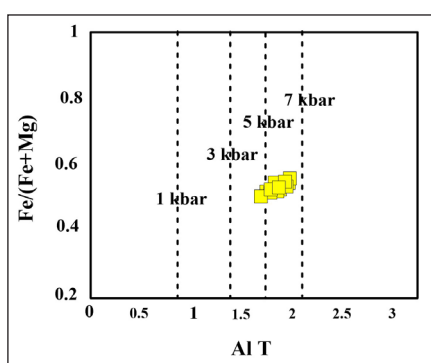
آمفیبول‌ها به دلیل محدوده پایداری گسترده، مناسب‌ترین کانی برای بررسی‌های زمین-دما-فشارسنجی به‌شمار می‌روند (Zhang et al., 2006). مقادیر کاتیون‌هایی

فشار تخمین زده شده با فشار محاسبه شده با روش اشمیت همخوانی خوبی دارد. همچنین می‌توان از شیمی آمفیبول برای تخمین دما تبلور با استفاده از روش دماسنجی (ترموتری) ریدولفی (Ridolfi et al., 2010) استفاده نمود که در آن Si^* ترمومتر حساس است. با این روش شاخص (ابند کس) سیلیکون Si^* ، دما با استفاده از روش زیر تخمین زده می‌شود.

$$T = -151.487Si^* + 2.041$$

$$Si^* = Si + \frac{^{4}Al}{15} - 2\frac{^{4}Ti}{^{6}Al/2} - \frac{^{6}Ti}{1.8} + (Fe^{3+}/9) + (Fe^{2+}/3.3) + (Mg/26) + \frac{^{B}Ca}{5} + \frac{^{B}Na}{1.3} - \frac{^{A}Na}{15} - \frac{^{A}}{2.3}$$

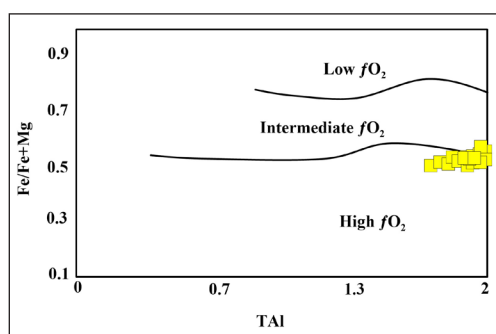
بر این اساس، دمای محاسبه شده برای آمفیبول‌های مورد بررسی حدود ۸۳۰ تا ۸۶۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۲).



شکل ۸- تخمین فشار بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد مطالعه (Schmith, 1992).

Figure 8. Pressure estimation based on the chemical composition of the amphiboles (Schmith, 1992).

آمفیبول‌ها، موجب شده تا با استفاده از مقادیر Al و Ti موجود در آن‌ها، بتوان شرایط تبلور این کانی و سنگ‌های میزبان را ارزیابی کرد. بر این اساس، پژوهشگران زیادی برای محاسبات دما-فشارسنجی از طریق ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، روابطی را ارائه کرده‌اند که بر پایه معادلات ترمودینامیکی استوارند (Ernst and Liu, 1998; Schmidt, 1992). نتایج محاسبه فشار حاکم بر تبلور کانی آمفیبول در جدول ۲ بر اساس دو روش جانسون و رودرفورد (Johnson and Rutherford, 1989) و اشمیت (Schmith, 1992) ارائه شده است. این نتایج اختلاف اندکی با یکدیگر دارند و محاسبه فشار از روش اشمیت، مقادیر بالاتری را نشان می‌دهد و این روش منطقی‌تر است. افزون بر این، اشمیت (Schmith, 1992)، نموداری برای اندازه‌گیری مقدار فشار با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها طراحی کرده که در شکل ۸ ارائه شده است. با توجه به این نمودار،



شکل ۷- فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (Anderson and Smith, 1995).

Figure 7. Oxygen fugacity using the chemical composition of amphiboles (Anderson and Smith, 1995).

جدول ۲- محاسبه P و T دگرگونی با تلفیق دو روش زمین-دماسنجی (Holland and Blundy, 1994) و زمین-فشارسنجی (Anderson and Smith, 1995) به همراه محاسبه متوسط ژرفا و گرادیان زمین‌گرمایی.

Table 2. Calculation of T and P of metamorphism by combining two methods of geothermometry (Holland and Blundy, 1994) and geobarometry (Anderson and Smith, 1995) along with calculation of average depth and geothermal gradient.

| | Mineral | | T (°C) | P (Kbar) | Depth (Km) | geothermal gradient °C/Km |
|---------|-------------|------------|--------|----------|------------|---------------------------|
| | Plagioclase | Amphibole | | | | |
| 1 | N18-2-1_2 | N18-2-1_1 | 683.1 | 6.2 | 22.1 | 30.8 |
| 2 | N18-2-1_4 | N18-2-1_10 | 595.0 | 6.7 | 23.9 | 24.9 |
| 3 | N18-2-1_17 | N18-2-1_21 | 720.1 | 5.8 | 20.7 | 34.8 |
| 4 | N18-2-1_25 | N18-2-1_26 | 686.4 | 5.1 | 18.2 | 37.7 |
| average | | | 674.3 | 5.9 | 21.1 | 32.3 |
| Min | | | 595.0 | 5.1 | 18.2 | 24.9 |
| Max | | | 720.1 | 6.7 | 23.9 | 37.7 |

نتایج به‌دست آمده از این روش‌ها در جدول ۲ ارائه شده‌اند و نشان‌دهنده ارتباط دقیق بین ترکیب شیمیایی آمفیبول و پلاژیوکلاز با شرایط دما و فشار در حین تشکیل سنگ می‌باشند.

به طور کلی میزان TiO_2 بلورهای آمفیبول بین ۰/۷ تا ۰/۹۷ درصد وزنی بوده و بر مبنای آن میزان Ti نیز از ۰/۰۸ تا ۰/۱۱ (apfu) متغیر است. میزان Ti با افزایش درجه دگرگونی بیشتر می‌شود. در نمودار شکل ۹ (Liao et al., 2021) که در برابر Ti محتوی بلورهای آمفیبول می‌باشد. آمفیبول‌های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده رخساره آمفیبولیت درجه بالا قرار می‌گیرند.

۳-۲-۵- پلاژیوکلاز

فرمول ساختاری میانگین پلاژیوکلازها بر اساس داده‌های میکروپروب و با فرض ۸ اتم اکسیژن در واحد فرمولی (a.p.f.u) محاسبه شده است. نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب و ترکیب ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آمده است که بر این اساس این کانی در منطقه مورد مطالعه ترکیب حدواسط و اسیدی دارد و ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها در محدوده آلپیت-آندزین در نوسان است (شکل ۱۰). مقدار CaO پلاژیوکلازها بین ۰/۶۰ تا ۷/۵۹، مقدار Na_2O آن بین ۷/۳۷ تا ۱۱/۸۹، Al_2O_3 از ۲۰/۰۹ تا ۲۶/۰۳ بر حسب درصد وزنی متغیر است (جدول ۳). همچنین نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که مقادیر آنورتیت از ۲/۶۹ تا ۳۶/۰۷، آلپیت از ۶۳/۴۴ تا ۹۷/۰۴ و ارتوکلاز از ۰/۱۸ تا ۰/۴۹ تغییر می‌کند.

زمین-دماسنجی مبتنی بر جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز شامل دو روش هالند و بلاندی (Holland and Blundy, 1994) و اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995) است که بر مبنای مطالعه روابط شیمیایی بین هورنبلند و پلاژیوکلاز عمل می‌کند.

فرمول فشار: (Anderson and Smith, 1995)

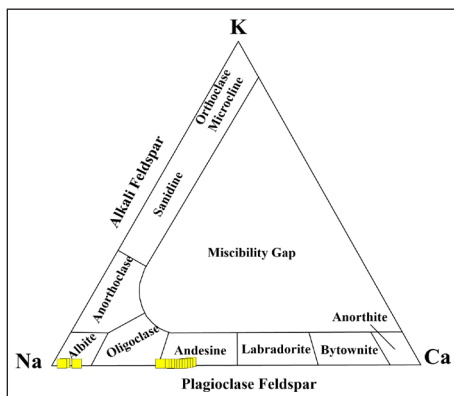
$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76Al_{Tot} - 3.01 - \{ [T(^{\circ}C) - 675] / 85 \} \{ 0.530Al_{Tot} + 0.005294 [T(^{\circ}C) / 675] \}$$

این فرمول به کاربر امکان می‌دهد تا با داشتن دما و مقادیر آلومینیم در ترکیب آمفیبول، فشار تشکیل سنگ را با دقت ۰/۶ کیلو بار محاسبه کند.

فرمول دما: (Holland and Blundy, 1994)

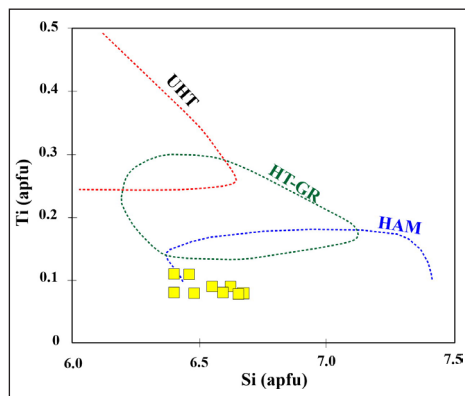
$$T [\pm 40C] = \frac{76.95 + 0.79[kbar] + Yab + 39.4X_{Na}^A + 22.4X_K^A + (41.5 - 2.89P[kbar])X_{Al}^{M2}}{-0.0650 - RLn\left(\frac{27X_{Fe}^A X_{Si}^{AT1} X_{Ab}^{plag}}{265X_{Na}^A X_{Al}^{T1}}\right)}$$

این روش ژئوترموتری برای دامنه دمایی بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد مناسب بوده و دقت بالایی در این بازه دمایی دارد (Holland and Blundy, 1994). در پژوهش حاضر، دماهای محاسبه شده بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است، که نشان‌دهنده این است که محیط دگرگونی مربوط به این سنگ‌ها در شرایط دمایی متوسط تا بالا تشکیل شده است. همچنین، فشارهای به‌دست آمده با استفاده از این روش در محدوده ۵ تا ۸ کیلو بار قرار دارد، که می‌تواند گویای ژرفای متوسط تا زیاد محیط دگرگونی باشد.



شکل ۱۰- نمایش ترکیب فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار مثلثی ارتوز-آلپیت-آنورتیت (Deer et al., 1991).

Figure 10. Diagram showing the composition of feldspars from the study area on the orthoclase-albite-anorthite ternary plot (Deer et al., 1991).



شکل ۹- نمودار Si در برابر Ti از آمفیبول‌های مطالعه شده با مرزهای رخساره آمفیبولیت درجه بالا (HAM)، رخساره گرانولیت دما بالا (HT-GR) و رخساره گرانولیت خیلی دما بالا (UHT) که در آن آمفیبول‌ها به‌طور عمده در محدوده رخساره آمفیبولیت درجه بالا قرار می‌گیرند.

Figure 9. Si vs. Ti plot (Liao et al., 2021) of the amphiboles with high-grade amphibolite (HAM), high-temperature granulite (HT-GR) and ultra-high-temperature granulite (UHT) facies boundaries, in which the amphiboles are mainly plotted within the high-grade amphibolite facies field.

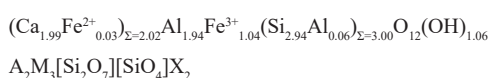
جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای (EPMA) فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن.

Table 3. Results of EPM analyses of feldspars from the study area, along with calculation of their structural formula based on 8 oxygen atoms.

| Wt.% oxides | N18_2 | N18_3 | N18_4 | N18_7 | N18_8 | N18_9 | N18_17 | N18_18 | N18_19 | N18_25 | N18_27 | N18_7 | N18_9 | N18_10 | N18_12 |
|--|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 58.87 | 58.50 | 67.00 | 59.86 | 58.41 | 58.09 | 59.47 | 68.10 | 67.76 | 59.76 | 57.12 | 59.28 | 58.91 | 60.57 | 60.56 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 25.55 | 25.83 | 21.20 | 25.22 | 26.03 | 25.80 | 24.89 | 20.29 | 20.09 | 24.82 | 25.47 | 24.76 | 25.22 | 24.23 | 24.92 |
| FeO | 0.14 | 0.09 | 0.29 | 0.08 | 0.02 | 0.04 | 0.13 | 0.06 | 0.11 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.10 | 0.03 | 0.09 |
| CaO | 6.94 | 7.23 | 1.46 | 6.37 | 7.33 | 7.36 | 6.34 | 0.60 | 0.61 | 6.58 | 7.59 | 7.11 | 7.19 | 6.04 | 6.31 |
| Na ₂ O | 7.73 | 7.65 | 11.34 | 8.12 | 7.51 | 7.53 | 8.04 | 11.89 | 11.73 | 8.06 | 7.37 | 7.93 | 7.72 | 8.44 | 8.35 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| TOTAL | 99.32 | 99.37 | 101.36 | 99.74 | 99.36 | 98.89 | 98.95 | 101.02 | 100.35 | 99.33 | 97.69 | 99.20 | 99.21 | 99.38 | 100.31 |
| Formula units based on 8 oxygen atoms | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 10.58 | 10.52 | 11.63 | 10.70 | 10.50 | 10.50 | 10.71 | 11.82 | 11.84 | 10.72 | 10.47 | 10.68 | 10.61 | 10.85 | 10.76 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al | 5.41 | 5.47 | 4.34 | 5.31 | 5.51 | 5.50 | 5.28 | 4.15 | 4.14 | 5.25 | 5.50 | 5.25 | 5.35 | 5.11 | 5.22 |
| Fe(ii) | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 |
| Ca | 1.34 | 1.39 | 0.27 | 1.22 | 1.41 | 1.42 | 1.22 | 0.11 | 0.11 | 1.27 | 1.49 | 1.37 | 1.39 | 1.16 | 1.20 |
| Na | 2.69 | 2.67 | 3.82 | 2.81 | 2.62 | 2.64 | 2.81 | 4.00 | 3.97 | 2.80 | 2.62 | 2.77 | 2.69 | 2.93 | 2.87 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| TOTAL | 20.06 | 20.08 | 20.11 | 20.06 | 20.06 | 20.08 | 20.05 | 20.11 | 20.09 | 20.06 | 20.10 | 20.09 | 20.07 | 20.07 | 20.08 |
| Formula units based on 8 oxygen atoms | | | | | | | | | | | | | | | |
| An | 33.08 | 34.20 | 6.62 | 30.11 | 34.94 | 34.94 | 30.30 | 2.69 | 2.78 | 31.00 | 36.07 | 33.06 | 33.90 | 28.27 | 29.40 |
| Ab | 66.69 | 65.49 | 93.07 | 69.51 | 64.75 | 64.68 | 69.50 | 97.04 | 96.99 | 68.67 | 63.44 | 66.75 | 65.81 | 71.43 | 70.33 |
| Or | 0.23 | 0.31 | 0.31 | 0.38 | 0.32 | 0.37 | 0.20 | 0.26 | 0.23 | 0.33 | 0.49 | 0.18 | 0.29 | 0.30 | 0.28 |

۳-۲-۶- ایدوت

فرمول ایدوت بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲/۵ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۴).
فرمول کلی ایدوت به صورت زیر است:



A=Ca, REE + Y, Sr, Mn, Pb, M=Al, Fe, Mn, Mg, V, Cr, and X=O, OH, and F

تمام آهن در ترکیب ایدوت‌های آنالیز شده به عنوان آهن سه ظرفیتی در نظر گرفته شده‌اند. دیر و همکاران (Deer et al., 1991) معتقد است برای اعضای منوکلینیک Fe-Al از گروه ایدوت، فهرست اسامی قابل پذیرشی وجود ندارد. بر این اساس در گروه ایدوت‌ها اعضای منوکلینیک Fe-Al بر اساس درصد پیستاسیت (%Ps) بررسی می‌شوند. بیشتر پژوهشگران (Deer et al., 1991; Franz and Lieb-scher, 2004; Grapes and Hoskin, 2004) در تغییر است را با نام ایدوت Ca₂Fe₃Si₃O₁₂(OH) آن‌ها از ۱۵ تا ۳۳ درصد مولی در تغییر است را با نام ایدوت می‌شناسند. تشخیص نوری سری‌های کلینوزویتیز-ایدوت با ترکیب ۱۵ درصد مولی مشکل است و در نبود آنالیز شیمیایی، فقط بر اساس رنگ و چندرنگی می‌توان آن‌ها را از یکدیگر تشخیص داد، ولی اگر ترکیب کانی شناخته شود، به صورت تئوری از درصد پیستاسیت استفاده می‌شود (Armbruster et al., 2006). همچنین در تشخیص نوع ایدوت از مقدار Ps به دلیل اینکه معیارهای شیمیایی نسبت به معیارهای بافتی قابل اعتمادتر هستند، استفاده می‌کنند: $Ps = 100 * Fe^{2+} / (Fe^{3+} + Al)$.

ایدوت‌های اولیه معمولاً مقادیر Ps ۲۳ تا ۲۹ درصد دارند (Zen and Hammarstrom, 1984)، در صورتی که انواعی که جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند دارای مقادیر Ps از صفر تا ۲۴ درصد هستند (Brandon et al., 1996). ایدوت-

های محدوده مورد مطالعه دارای مقادیر Ps ۸ تا ۹ درصد هستند. بنابراین با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و مقادیر Ps، ایدوت‌ها از نوع جانشینی به‌شمار می‌روند. همچنین بر اساس نمودار مثلثی $Mn^{3+}-Al^{3+}-Fe^{3+}$ ، ایدوت‌های محدوده مورد مطالعه از نوع کلینوزویتیز هستند (شکل ۱۱).

۳-۲-۷- ایلمنیت

بررسی آنالیز الکترون مایکروپروپ بر روی بلورهای ایلمنیت برای بررسی وجود احتمالی نسل‌های مختلف این کانی و تغییرات ترکیب آن انجام شد. نتایج آنالیز نشان می‌دهند مقدار اکسید تیتانیم (TiO₂) از ۵۰/۴۰ تا ۵۲/۱۸ (میانگین = ۵۱/۵۱) درصد وزنی، مقادیر FeO از ۴۶/۵ تا ۴۸/۴ (میانگین = ۴۷/۴) درصد وزنی و اکسید منگنز (MnO) از ۱/۴۶ تا ۱/۸۴ (میانگین = ۱/۶۷) درصد وزنی تغییر می‌کند (جدول ۵). مقادیر $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ نیز از ۰/۹۰ تا ۰/۹۶ در تغییر است (جدول ۵). ترکیب اکسیدهای آهن- تیتانیم‌دار در نمونه‌های محدوده مورد مطالعه بر روی نمودار مثلثی FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (Deer et al., 1991) ترسیم شده است (شکل ۱۲- a). مهم‌ترین عناصری که در شبکه بلوری ایلمنیت جانشین شده‌اند، منگنز (Mn^{2+}) و منیزیم (Mg^{2+}) هستند (جدول ۵). این عناصر به دلیل شباهت شعاع یونی و بار الکتریکی، جایگزین یون Fe^{2+} در موقعیت اکتاهدال شبکه ایلمنیت شده‌اند (Deer et al., 1991; Chakhmouradian, 1996). این جانشینی‌ها بیانگر پایداری نسبی ساختار ایلمنیت در شرایط متغیر دما و اکسیژن موجود در محیط تبلور هستند (Haggerty, 1991). مقادیر FeO با اکسیدهای تیتانیم و منگنز همبستگی بالایی را در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۲- b-c).

در نمودار پترزنتیکی فشار- دما (شکل ۱۳- a) که در آن محدوده‌های پایداری

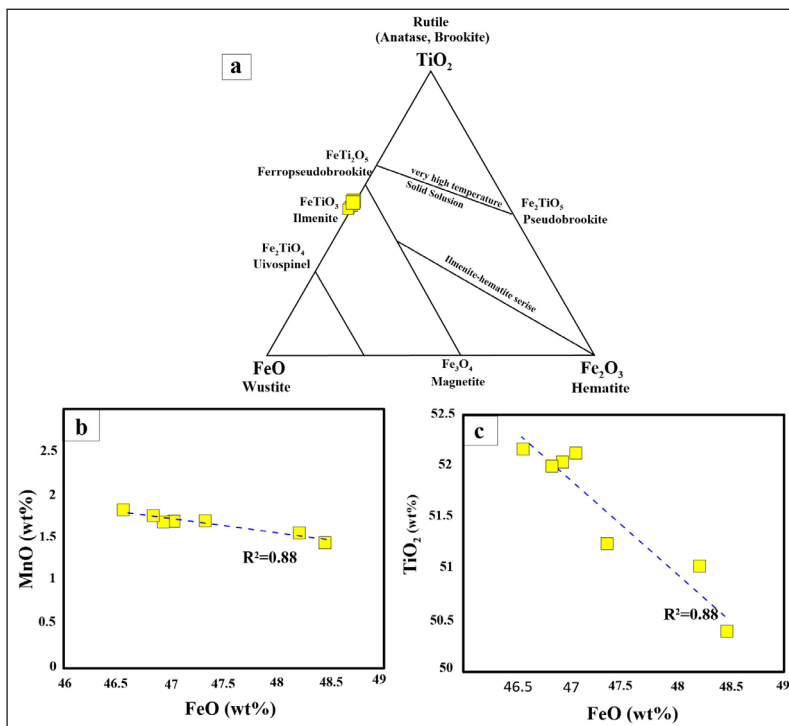
دارد. از سوی دیگر، بر اساس شکل ۱۳-ب شیب زمین گرمایی در اوج دگرگونی که در منطقه رخ داده است، حدود ۳۰ درجه سانتی گراد به ازای هر کیلومتر افزایش ژرفا بوده است که منطبق با مرز بین دگرگونی نوع باروین و نوع بوچان می‌باشد. این بالا بودن شیب زمین گرمایی نیز شاهد دیگری بر علت میگماتیته شدن و رخداد پدیده ذوب بخشی در این سنگ‌ها می‌باشد.

رخساره‌های آمفیبولیت، اپیدوت آمفیبولیت و گرانولیت (همراه با گارنت گرانولیت) نشان داده شده است، نتایج به دست آمده بر اساس زمین-دما-فشارسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز در محدوده رخساره آمفیبولیت و عمدتاً در محدوده آمفیبولیت حاوی مذاب قرار می‌گیرند. این نتایج با شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری که دلالت بر میگماتیته شدن این آمفیبولیت‌ها دارد (سپیدنامه و همکاران، ۱۴۰۳)، کاملاً همخوانی

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای اپیدوت‌های مورد مطالعه به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

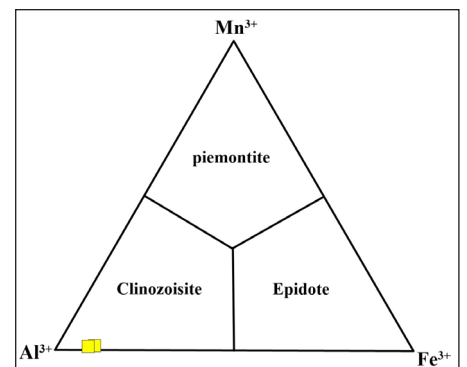
Table 4. Results of EMP analyses of the epidotes along with calculation of their structural formula.

| Sample | N18-11 | N18-12 | Cations based on 25 oxygen | Sample | N18-11 | N18-12 |
|--------------------------------|--------|--------|----------------------------|----------|--------|--------|
| SiO ₂ | 38.61 | 38.544 | | Si | 6.28 | 6.32 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.00 | | Ti | 0.01 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 28.03 | 27.383 | | Al | 5.37 | 5.30 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.37 | 8.615 | | Fe (iii) | 0.45 | 0.53 |
| MnO | 0.02 | 0.072 | | Mn | 0.00 | 0.01 |
| MgO | 0.00 | 0.022 | | Mg | 0.00 | 0.01 |
| CaO | 22.47 | 21.953 | | Ca | 3.91 | 3.86 |
| SrO | 0.00 | 0.00 | | Sr | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.01 | | Na | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | K | 0.00 | 0.00 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.027 | 0.019 | TOTAL | 16.03 | 16.03 | |
| Total | 96.587 | 96.618 | | | | |



شکل ۱۲- (a) موقعیت قرارگیری ترکیب بلورهای ایلمنیت مورد بررسی در نمودار FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (Deer et al., 1991). (b) نمودار همبستگی FeO vs. MnO. (c) نمودار همبستگی FeO vs. TiO₂.

Figure 12- a) The composition of the ilmenite crystals on the FeO-Fe₂O₃-TiO₂ diagram (Deer et al., 1991). b) Correlation diagram of FeO vs. MnO c) Correlation diagram of FeO vs. TiO₂.



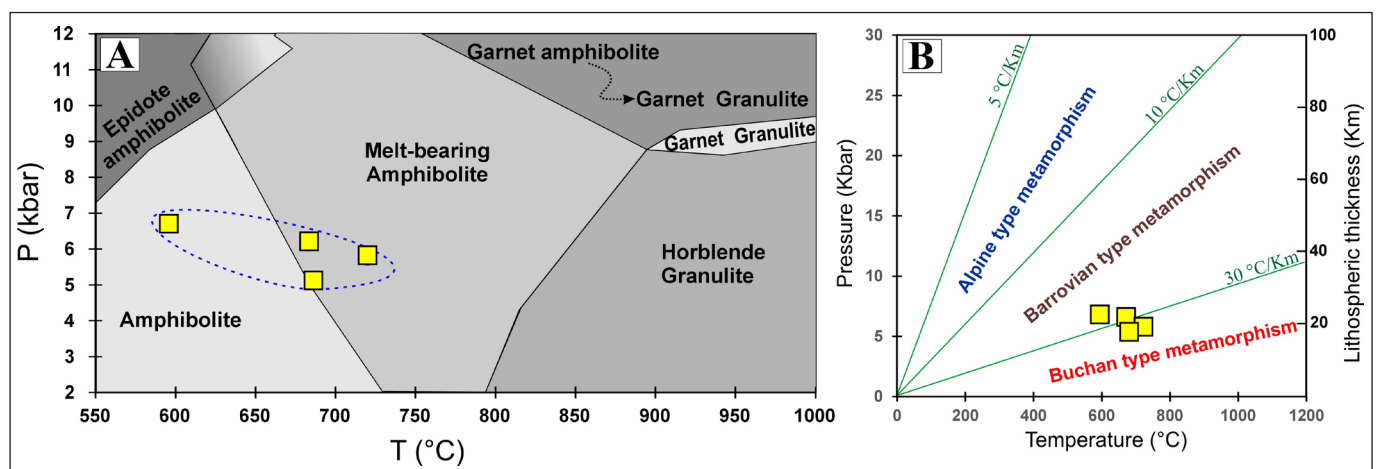
شکل ۱۱- نمودار نشان دهنده ترکیب کانی‌های گروه اپیدوت (Franz and Liebscher, 2004; Armbruster et al., 2006).

Figure 11. Diagram showing the composition of epidote group minerals (Franz and Liebscher, 2004; Armbruster et al., 2006).

جدول ۵- نتایج آنالیز اکسیدهای آهن تیتانیم‌دار (ایلمنیت) مورد مطالعه به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

Table 5. Results of the EMP analyses of the Ti-Fe oxides (ilmenite) along with the calculation of their structural formula.

| | N18_6 | N18_15 | N18_16 | N18_23 | N18_2 | N18_6 | N18_15 |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 |
| TiO ₂ | 52.15 | 52.18 | 51.97 | 52.05 | 51.04 | 51.26 | 50.40 |
| Al ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| FeO | 47.03 | 46.54 | 46.82 | 46.92 | 48.19 | 47.31 | 48.43 |
| MnO | 1.70 | 1.84 | 1.80 | 1.66 | 1.57 | 1.70 | 1.46 |
| MgO | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.06 |
| CaO | 0.01 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.09 | 0.05 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| TOTAL | 101.03 | 100.71 | 100.76 | 100.78 | 101.01 | 100.47 | 100.38 |
| Formula units are based on 6 oxygen atoms. | | | | | | | |
| Si | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ti | 1.96 | 1.96 | 1.96 | 1.96 | 1.91 | 1.93 | 1.90 |
| Al | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe (iii) | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.17 | 0.13 | 0.20 |
| Fe (ii) | 1.88 | 1.88 | 1.87 | 1.88 | 1.84 | 1.85 | 1.84 |
| Mn | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.06 |
| Mg | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| TOTAL | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Fe/Fe+Mg | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| Fe (ii) | 1.88 | 1.88 | 1.87 | 1.88 | 1.84 | 1.85 | 1.84 |
| Fe (iii) | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.17 | 0.13 | 0.20 |
| Fe ² /(Fe ² +Fe ³) | 0.96 | 0.96 | 0.96 | 0.96 | 0.91 | 0.93 | 0.90 |
| Fe ³ /(Fe ³ +Fe ²) | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.09 | 0.07 | 0.10 |



شکل ۱۳- (a) نمودار فشار - دما برای تفکیک رخساره‌های دگرگونی در سنگ‌های با ماهیت آذرین مافییک (Bartoli et al., 2024)، نمونه‌ها در محدوده رخساره آمفیبولیت و آمفیبولیت حاوی مذاب قرار می‌گیرند. (b) موقعیت نتایج به‌دست آمده بر روی نمودار شیب زمین گرمایی.

Figure 13- a) Pressure-temperature diagram for showing metamorphic facies in the rocks with mafic igneous source (Bartoli et al., 2024), samples are plotted in the range of amphibolite and melt-bearing amphibolite facies. b) The P-T results on geothermal gradient diagram.

۴- نتیجه‌گیری

و سنگ‌نگاری که دلالت بر میگماتی شدن این آمفیبولیت‌ها دارد، همخوانی دارد. همچنین شیب زمین گرمایی در اوج دگرگونی حدود ۳۰ درجه سانتی‌گراد به ازای هر کیلومتر افزایش ژرفا است که گویای میگماتی شدن و رخداد پدیده ذوب بخشی در این سنگ‌ها می‌باشد.

افزون بر این، مطالعات سنگ‌نگاری و مقادیر Ps نشان می‌دهند که اپیدوت‌های موجود در این نمونه‌ها از نوع اپیدوت‌های جانشینی و از نوع کلینوزوئیت هستند. این نوع اپیدوت‌ها، که بیشتر در شرایط دگرگونی کم تا متوسط تشکیل می‌شوند، منعکس‌کننده تحولات پس از اوج دگرگونی در طول تاریخ زمین‌شناسی سنگ‌ها و عموماً شرایط سیر قهقرایی دگرگونی هستند. نوع آمفیبول‌ها (منیزوهورنبلند، چرماکیت، معرف دما و فشار بالا، مشخص‌کننده رخساره آمفیبولیت) و نتایج به‌دست آمده تأکیدی بر این موضوع است که منطقه تحت تأثیر فرایند دگرگونی شایان توجهی قرار گرفته که به تشکیل و تحول این کانی‌ها و سنگ‌ها انجامیده است. این نتایج به طور کلی به روشن شدن پیشینه تحولات دگرگونی از اوج رخساره آمفیبولیت و سپس شرایط قهقرایی رخساره شیب سبز در چارچوب موقعیت زمین‌ساختی منطقه کمک می‌کنند.

سنگ‌های آمفیبولیت به عنوان یکی از فراوان‌ترین سنگ‌های دگرگونی در ناحیه میدانک به همراه ارتوگنایس بوده که از نظر کانی‌شناسی دارای آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز به عنوان کانی‌های اصلی می‌باشند. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که مقادیر آنورتیت از ۲/۶۹ تا ۳۶/۰۷ درصد، آلپیت از ۶۳/۴۴ تا ۹۷/۰۴ درصد و ارتوکلاز از ۰/۱۸ تا ۰/۴۹ درصد متغیر است. همچنین، ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها بر اساس نمودارهای تفکیک‌کننده با بهره‌گیری از داده‌های آنالیز EPMA تأیید می‌کند که تمامی نمونه‌های آمفیبول از نوع آمفیبول‌های کلسیک بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها شامل منیزوهورنبلند و چرماکیت است. این ترکیبات بازتابی از محیط‌های دما بالا و فشار متوسط تا بالا در طی فرایندهای ماگمایی و دگرگونی هستند. براساس نتایج به‌دست آمده، دمای تخمین‌زده‌شده برای تشکیل این سنگ‌های دگرگونی در حدود ۸۳۰ تا ۸۶۷ درجه سانتی‌گراد و فشار در محدوده ۵/۱ تا ۶/۷ کیلو بار است. این مقادیر نشان‌دهنده شرایط دگرگونی درجه بالای این سنگ‌ها در محدوده رخساره آمفیبولیت فوقانی (تا ابتدای گرانولیت؛ عمدتاً در محدوده آمفیبولیت حاوی مذاب) هستند که به‌احتمال تحت تأثیر رخداد‌های زمین‌ساختی و دگرگونی شدید ناحیه‌ای شکل گرفته‌اند. این نتایج با شواهد صحرایی

کتابنگاری

- سپیدنامه، ن.، داودیان دهکردی، ع. ر.، شبانیان، ن.، عزیزی، ح.، ۱۴۰۳، رابطه زمانی بین دگرشکلی و شکل‌گیری میگماتیت‌های متابازیت ناحیه میدانک، شمال درود، پهنه سندج-سیرجان، فصلنامه زمین‌ساخت، ۷(۲۶)، ۶۵-۸۴. <https://doi.org/10.22077/JT.2025.8266.1188>.
- سهنی، م.، رادفر، ج.، حسینی دوست، ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵، نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ شازند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۵۸۵۷.
- سهیلی، م.، جعفریان، م.، ب.، عبدالهی، م. ر.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی ورقه الیگودرز، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- کولیوند، س.، ۱۳۹۵، ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آمفیبولیتی پیر عباد، شمال شرق ازنا، پهنه سندج-سیرجان، پژوهش‌های دانش زمین، سال هشتم، شماره ۳۲ زمستان، ۱۳۹۶، صفحات ۱۶-۳۲. https://esrj.sbu.ac.ir/article_96479.html
- مرادی، آ.، شبانیان بروجنی، ن.، داودیان دهکردی، ع. ر.، ۱۳۹۵، عوامل کنترل‌کننده تبلور تورمالین توده گرانیت-گنایس میونی شمال شرق معدن ژان (استان لرستان)، پهنه سندج-سیرجان، فصلنامه زمین‌شناسی اقتصادی، دوره ۸، شماره ۲. <https://sid.ir/paper/180460/fa>.

References

- Agemar, T., Wörner, G., and Heumann, A., 1999. Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136(4), pp.331-344. <https://doi.org/10.1007/s004100050542>.
- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American mineralogist*, 80(5-6), pp.549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-615>.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gier'e, R., Heuss- Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., and Pan, Y., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur. J. Mineral.* 18, 551-567. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0551>.
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, 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), pp.41-69. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.007>.
- Bartoli, O., Carvalho, B.B., and Farina, F., 2024. Effectiveness of Ti-in-amphibole thermometry and performance of different thermometers across lower continental crust up to UHT metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 179(6), p.65. <https://doi.org/10.1007/s00410-024-02149-6>.
- Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P., N.I.O.C., Sahandi, M. R., Jafarian, M. B., Hajmolla Ali, A., and Soheili, M., 1992. Geological map of Khorramabad, Geological quadrangle map No. D7, Geological survey of Iran.
- Brandon, A., Creaser, R., and Chacko, T., 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science* 271, 1845-1848. <https://doi.org/10.1126/science.271.5257.1845>.
- Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18(1), pp.53-72. <https://doi.org/10.1093/petrology/18.1.53>.

- Bucher, K., and Grapes, R. 2011. Metamorphism of Politic Rocks (Metapelites). In: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5_7.
- Chakhmouradian, A.R., 1996. On the development of niobium and rare-earth minerals in monticellite-calcite carbonatite of the Oka Complex, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 34(2), pp.479-484. <https://doi.org/10.3749/canmin.34.2.479>.
- Chivas, A.R., 1982. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization: Part I. Mafic silicates from the Koloula igneous complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(4), pp.389-403. <https://doi.org/10.1007/BF00375201>.
- Cosca, M. A., Essene, E. J., Geissman, J. W., Simmons, W. B., and Coates, D. A., 1989. Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming. *American Mineralogist*, 74(1-2), pp. 85-100. <http://dx.doi.org/10.1127/ejm/10/5/1003>.
- Cosca, M.A., Essene, E.J., and Bowman, J.R., 1991. Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: Implications for normalizations, calculated H₂O activities, and thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, pp.472-484. <https://doi.org/10.1007/BF00303451>.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., and Shabaniyan, N., 2016. 40Ar/39Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny”, *Gondwana Research* 37, 216- 240. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013>.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1991. An introduction to the rock-forming minerals. 17th, Longman, Ltd, 528 p. <https://doi.org/10.1180/DHZ>.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, 51(361), pp.431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>.
- Ernst, W.G., and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American mineralogist*, 83(9-10), pp.952-969. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>.
- Fleet M. E., and Barnett R. L., 1978. “Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario”, *The Canadian Mineralogist*, 16 (1978) 527-532.
- Franz, G., and Liebscher, A., 2004. Physical and chemical properties of the epidote Minerals: an introduction. *Rev. Mineral. Geochem.* 56, 1–81. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.56.1.1>.
- Grapes, R.H., and Hoskin, P.W., 2004. Epidote group minerals in low–medium pressure metamorphic terranes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56(1), pp.301-345. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.56.1.301>.
- Guillope, M., and Poirier, J.P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B10), pp.5557-5567. <https://doi.org/10.1029/JB084iB10p05557>.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide textures-a mini-atlas. *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*, 25, pp.129-219. <https://doi.org/10.1515/9781501508684-009>.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71, 1297-1313. <https://doi.org/10.2138/am-1986-11-1219>.
- Hawthorne, F.C., and Oberti, R., 2007. The crystal chemistry of amphiboles. In *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67, 125–172. <https://doi.org/10.1515/9781501508523-002>.
- Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P., and Reed, S.J.B., 1985. Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, pp.317-329. <https://doi.org/10.1007/BF00381554>.
- Holland, T. J. B., and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- 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, pp.433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>.
- Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989. “Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks”, *Geology* 17, 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2).
- Keeditse, M., Rajesh, H. M., Belyanin, G. A., Fukuyama, M., Tsunogae, T., 2016. “Primary magmatic amphibole in Archaean meta-pyroxenite from the central zone of the Limpopo Complex, South Africa”, *S. Afr. J. Geol.*, 119, 607-622. <https://doi.org/10.2113/gssajg.119.4.607>.
- Kolivand, S., 2017. *Geochemical characteristics of amphibolite rocks of Pir Ebad area, northeast of Azna, Sanandaj–Sirjan Zone. Earth Science Research Journal (Pajouheshhaye Daneshe Zamin)*, 8(32), pp. 16-32. (In Persian) https://esrj.sbu.ac.ir/article_96479.html.
- Law, R.D., 1987. Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine Thrust zone at the Stack of Glencoul, northern Assynt. *Journal of Structural Geology*, 9(7), pp.819-833. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90083-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90083-6).
- Leake, B. E., 1978. “Nomenclature of amphiboles”, *American Mineralogist.*, 63, 1023-1052. http://www.minsocam.org/ammin/AM63/AM63_1023.pdf.

- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., 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., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. W. J., and Youzhi, G., 1997. "Report Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246. http://rruff.info/rruff_1.0/uploads/CM35_219.pdf.
- Liao, Y., Wei, C., and Rehman, H.U., 2021. Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist*, 106(2), pp.180-191. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7409>.
- Molina, J. F., Scarrow, J. H., and Montero, P. G., 2009. "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0371-4>.
- Moody, J. B., Meyer, D., and Jenkins, J. E., 1983. "Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems", *American Journal of Science*, 283, 48-92. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.1.48>.
- Moradi, A., Shabaniyan Boroujeni, N., and Davoudian Dehkordi, A. R., 2016. *Controlling factors on tourmaline crystallization in mylonitic granite-gneiss bodies in northeast of Jan mine (Lorestan Province), Sanandaj-Sirjan Zone. Journal of Economic Geology*, 8(2). (In Persian) <https://sid.ir/paper/180460/fa>.
- Pal, N., Pal, D., Mishra, B., and Meyer, F., 2001. "The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India", *Mineralogy and Petrology*, 72, 281-304. <https://doi.org/10.1007/s007100170020>.
- Passchier, C. W., and Trouw, R. A., 1996. *Microtectonics*, second ed. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>.
- Princivalle, F., Tirone, M., and Comin-Chiaramonti, P., 2000. Clinopyroxenes from metasomatized spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications. *Mineralogy and Petrology*, 70, pp.25-35. <https://doi.org/10.1007/s007100070011>.
- Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* 160, 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>.
- Sahandi, M., Radfar, J., Hoseinidoust, J., and Mohajel, M., 2006. *Geological Map of Shazand, Scale 1:100,000, Sheet No. 5857. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (In Persian)*.
- Saki, A., 2010. "Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks." *Gondwana research* 17, no. 4: 704-714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.008>.
- Scaillet, B., and Evans, B. W., 1999. "The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of the dacite magma", *Journal of Petrology*, 40, 381-411. <https://doi.org/10.1093/ptro/40.3.381>.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 110, 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Sepidnameh, N., Davoudian Dehkordi, A. R., Shabaniyan, N., and Azizi, H., 2024. *Temporal relationship between deformation and migmatite formation of metabasic rocks in the Meydanak area, north Doroud, Sanandaj-Sirjan Zone. Journal of Tectonics*, 7(26), pp. 65-84. (In Persian) <https://doi.org/10.22077/JT.2025.8266.1188>.
- Shabaniyan, N., and Neubauer, F., 2024. From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, p.106153. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2024.106153>.
- Shabaniyan, N., Davoudian, A.R., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Genser, J., Dong, Y., and Lee, J.K., 2020. Petrogenesis of the Carboniferous Ghaleh-Dezh metagranite, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: constraints from new zircon U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and Sr-Nd isotopes. *Geological Magazine*, 157(11), 1823-1852. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000096>.
- Shabaniyan, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., and Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306, pp.41-60. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037>.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B., and Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): laser-ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics*, 647, pp.146-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.020>.

- Soheili, M., Jafarian, M. B., and Abdollahi, M. R., 1992. *Geological Map of Aligudarz, Scale 1:100,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (In Persian)*.
- Stein, E., and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and petrology*, 72, pp.185-207. <https://doi.org/10.1007/s007100170033>.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., and Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372(1-2), pp.1-21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00231-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00231-2).
- Thompson, J. B., 1981. "An introduction to the mineralogy and petrology of the biopyriboles", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 9, 141-188. <https://doi.org/10.1515/9781501508219-007>.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R., and Langone, A., 2011. "High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy) ", *Journal of Petrology*, 52, 1011-1045. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr016>.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Zen, E.A., and Hammarstrom, J. M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12, 515-518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12 2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<2.0.co;2).
- Zhang, S., Zhao, Y., and Song, B., 2006. "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block", *Mineralogy and Petrology* 87, 123-141. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0116-2>.