

Research Article

## Mineral chemistry and thermobarometry of Marzroud-Nabijan intrusive rocks (SW Kaleyba, NW Iran)

Sadiqeh Sadri<sup>1</sup>, NasirAmel<sup>2</sup> , Mohssen Moayyed<sup>3</sup> 

<sup>1</sup> Ph.D. Student (Petrology), Department of Geology, Faculty Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, [ss.sadri@yahoo.com](mailto:ss.sadri@yahoo.com)

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, [n.amel@tabrizu.ac.ir](mailto:n.amel@tabrizu.ac.ir)

<sup>3</sup> Professor, Department of Geology, Faculty Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, [moayyed@tabrizu.ac.ir](mailto:moayyed@tabrizu.ac.ir)

### ARTICLE INFO

Received: 11 September 2024

Accepted: 16 November 2024

#### Keywords

Adakite

Andesite

Dacite

Slab melting

NW Iran



<https://doi.org/10.22108/ijp.2023.138455.1306>

### EXTENDED ABSTRACT

#### Introduction

The Marzroud- Nabijan intrusive rocks are located in the Alborz-Azarbaijan zone, NW Iran. The rocks intruded the Cretaceous volcanic and sedimentary rocks. The studies conducted in the study area were in the form of a master's thesis, and the study of mineral chemistry was not conducted.

#### Materials and methods

Folloing the field studies, and sampling of intrusions of Marzroud and Nabijan, four fresh (non-altered) samples were selected for Electron-probe microanalysis (EPMA) carried out at the Carleton University, Canada. The EPMA was performed using a Wavelength Dispersive X-ray (WDX)microprobe camera with an accelerating voltage of 20 kV and a beam current of 20 nA to determine the major elements in the minerals for thermal and pressure studies. The results of these analyses are presented in Tables 1 to 4. The obtained data were evaluated and analyzed using Excel software.

### Results and discussions

EPMA results of clinopyroxene from the study area are represented in Table 1. The clinopyroxenes in the studied samples fall into the iron-magnesium-calcium pyroxenes Quad field (Morimoto et al., 1988). The compositions for the clinopyroxene are demonstrated in terms of mole fraction of enstatite, ferrosilite, and wollastonite (Morimoto et al., 1988). In this diagram, the resulting data yielded chiefly diopside. In the diagram of  $\text{Na}+\text{Al}^{(\text{IV})}$  versus  $\text{Al}^{(\text{IV})}+2\text{Ti}+\text{Cr}$ , all analyzed pyroxenes exhibit a high oxygen fugacity range (Schweitzer et al., 1979).

Magma series is subdivided into sub-alkaline, alkaline, and peralkaline, using  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$  values in the chemical composition of pyroxenes (Le Bas, 1962). The samples of the study area fall within the subalkaline range. In the diagram of Ca vs. Ti+Cr, pyroxenes, the samples were plotted in the volcanic arcs (Dorais, 1990). In the Si versus Al diagram, all samples under study lie above the saturation line of the tetrahedral position ( $\text{Si}+\text{Al}=2$ ). This suggests that the tetrahedral sites in the clinopyroxene structure are completely occupied by Al and Si cations present in the pyroxene composition, and Ti cannot enter the pyroxene structure.

 Corresponding Author

**To cite this article:** Sadri, S., Amel, N., and Moayyed, M. (2024) Mineral chemistry and thermobarometry of Marzroud- Nabi jan intrusive rocks (SW Kaleybar, NW Iran). *Petrological Journal*, 15(3), 23-44.



One of the ferromagnesian minerals accompanying the felsic and intermediate rocks is biotite. Based on the EPMA results, as seen in [Figure A-6](#), the biotites in the gabbro-diorite of Marzrud belong to the primary biotite type. The composition of biotites in the gabbro-diorite of Marzrud is the range of biotite based on the  $Fe / Fe + Mg > 0.33$ . The magma series responsible for the formation of biotites are plotted within the calc-alkaline range in both study areas.

EPMA results of amphibole from the Marzroud and Nabijan are represented in [Figure 7-B](#). It shows amphiboles are actinolitic hornblende in Marzroud monzogranitic body, actinolite in Nabijan granodioritic body, and tschermakitic hornblende in Nabijan gabbroic body. In the diagram of Al versus  $Fe/Fe+Mg$ , all analyzed amphiboles exhibit a high oxygen fugacity range ([Helmy et al., 2004](#)) indicating the intrusive masses of the region were formed concerning convergent plate boundaries ([Anderson and Smith, 1995](#)). Amphiboles belongs to the calcic type based on  $Na_B < 0.5$ ,  $Ca > 1.3$  and  $(Ca+Na)_B \geq 1$  ([Leake et al., 1997](#)) pointing to the I – type granitoids nature. This is because type I granitoids contain a high content of CaO, leading to the crystallization of hornblende. All analyzed amphiboles are situated in the subalkaline range ([Molina et al., 2009](#)). In the Ti versus Al diagram, all amphiboles contain less than 0.5 cation Ti in their chemical formula. In the Ti versus Al diagram, all amphiboles contain less than 0.5 cation Ti in their chemical formula. The analyzed amphiboles from the Nabijan show that the amount of Ti and  $Al^{IV}$  is higher in gabbro amphiboles than in granodiorite amphiboles. The number of cations of Ti and  $Al^{IV}$  has a direct relationship with the rise in temperature in the formation time of minerals, also with the increase of Si in the crystallization system amount of  $Al^{IV}$  in the amphibole structure decreases. In the  $Mg+Fe$  versus  $Al^{IV}$  diagram, the analyzed samples exhibit a negative trend, indicating chemically controlled substitution.

The feldspar composition is andesine - labradorite in Marzroud gabbrodioritic rock, andesine and orthoclase in Marzroud monzogranitic rock. The feldspar is andesine and oligoclase in Nabijan granodiorite and labradorite to bytonite in the Nabijan gabbroic body.

The calculated emplacement pressure for the intrusive masses at the study areas, using the Al(total) value in the amphibole lattice, is approximately 0.8 kbar for Nabijan granodiorite and 0.5 kbar for Marzroud monzogranite ([Schmidt, 1992](#)). Due to the lack of paragenetic assemblage in Nabijan gabbro, the pressure corresponds to the crystallization depth of hornblende. The calculated pressure for the amphibole in gabbro is about 6.5 kbar, which corresponds to the pressure of hornblende crystallization during the hornblende gabbro formation. Thermometry of the intrusive masses was performed using the Ti content in amphibole ([Otten, 1984](#)) in granodiorite at Nabijan shows a temperature of 677°C, gabbro the Nabijan indicates about 992°C and monzogranite the Marzrud is 677.3°C.

### Conclusion

Based on the mineral chemistry of mafic intrusive masses at study area, the composition of clinopyroxenes is in the diopside range. Amphibole minerals are calcic in two areas. The Nabijan plutons amphibole are actinolite in granodiorite and tschermakitic hornblende in gabbro. The hornblende in Marzroud monzogranite is actinolite. The Marzroud gabbrodiorite biotites with  $Fe/(Fe+Mg) > 3$  are enriched in Mg. The feldspar composition is andesine - labradorite in Marzroud gabbrodiorite, andesine and K- feldspars in Marzroud monzogranitic rocks. The plagioclase composition is andesine and oligoclase in Nabijan granodiorite and labradorite to bytonite in Nabijan gabbroic body. The chemistry nature of the biotite, amphiboles, and pyroxenes under study indicates that this intrusion is calc-alkaline affinity crystallized in a subduction zone setting.

## شیمی کانی ها و دما-فشارسنجی توده‌های آذرین درونی مرز رود- نبی جان (جنوب‌باختری کلیر، شمال‌باختری ایران)

صدیقه صدری<sup>۱</sup>، نصیر عامل<sup>۲</sup> , محسن مؤید<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری (سنگ‌شناسی)، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، [ss.ssadri@yahoo.com](mailto:ss.ssadri@yahoo.com)

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، [n.amel@tabrizu.ac.ir](mailto:n.amel@tabrizu.ac.ir)

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، [moayyed@tabrizu.ac.ir](mailto:moayyed@tabrizu.ac.ir)

### چکیده

### اطلاعات مقاله

توده‌های آذرین درونی نبی‌جان و مرز رود به سن الیگوسن در جنوب‌باختری شهرستان کلیر، شمال‌باختری ایران و در پهنه البرز باختری- آذربایجان جای گرفته‌اند. توده‌های آذرین درونی منطقه درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه تزریق شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های منطقه مرز رود گابرو- دیوریت و مونزوگرانیت و در منطقه نبی‌جان گابرو و گرانودیوریت است. بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد ترکیب کلینوپیروکسن توده‌های مافیک منطقه نبی‌جان و مرز رود از نوع دیوپسید است. آمفیبول‌های هر دو منطقه در گروه کلسیک جای می‌گیرند. آمفیبول‌های توده گرانودیوریتی نبی‌جان از نوع اکتینولیت، گابرو نبی‌جان هورنبلند چرماکیتی و در مونزوگرانیت‌های منطقه مرز رود از نوع هورنبلند اکتینولیتی هستند. در بیوتیت‌های گابرودیوریت مرز رود نسبت  $Fe/(Fe+Mg) > 0.33$  است و از منیزیم سرشار هستند. ترکیب فلدسپار در توده گابرودیوریتی مرز رود، آندزین و لابرادوریت، در مونزوگرانیت مرز رود، آندزین به همراه ارتوکلاز، در گرانودیوریت نبی‌جان، آندزین- الیگوکلاز و در گابروی نبی‌جان، لابرادوریت تا بیوتیت است. با بهره‌گیری از شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و فلدسپارها دما و فشار پیدایش گرانودیوریت نبی‌جان برابر با  $677^{\circ}C$  و  $0.17 - 0.18$  کیلوبار، گابرو نبی‌جان برابر با  $992^{\circ}C$ ، مونزوگرانیت مرز رود برابر با  $677/3^{\circ}C$  و  $0.15 - 0.14$  کیلوبار به دست آمد. شیمی کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول نشان می‌دهد توده‌های آذرین درونی منطقه به سری کالک‌آلکان متعلق هستند و در محیط وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۴/۲۸

تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۸/۱۷

### کلید واژه‌ها

شیمی کان

مرز رود

نبی‌جان

البرز- آذربایجان

کلیر




10.22108/ijp.2023.138455.1306

### مقدمه

جای دارد. منطقه مرز رود و نبی‌جان در شمال‌باختری کشور، استان آذربایجان شرقی، جنوب‌باختری شهرستان کلیر جای گرفته است. توده‌های آذرین درونی منطقه مرز رود میان عرض‌های جغرافیایی  $38^{\circ}44'15''$  تا  $38^{\circ}47'$  شمالی و

بر پایه رده‌بندی ساختاری ایران ناحیه مرز رود- نبی‌جان در پهنه زمین‌ساختی البرز- آذربایجان (Nabavi, 1977)

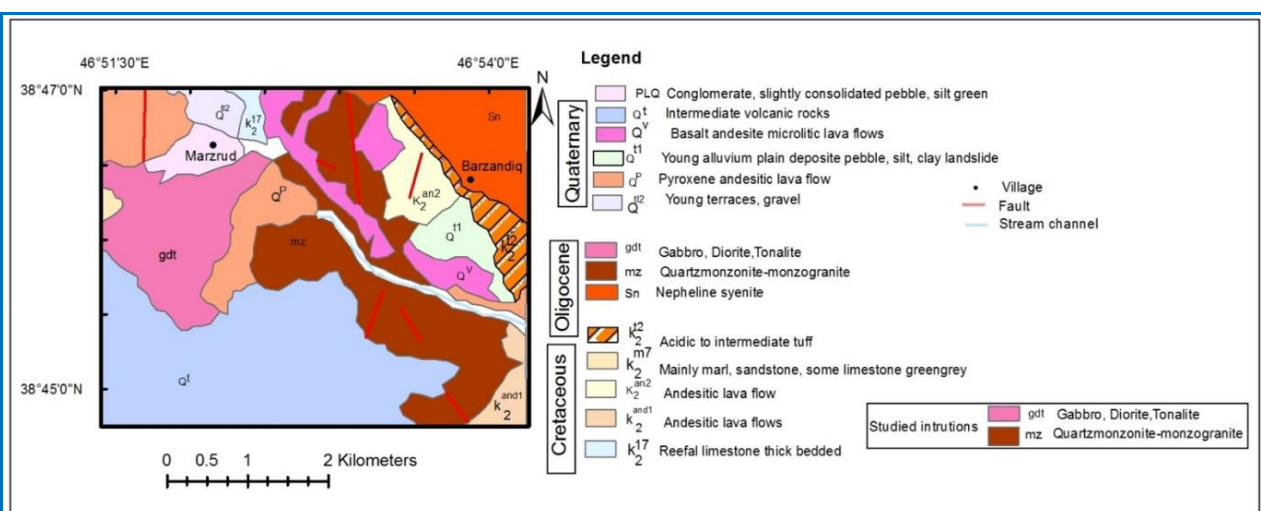
 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: صدیقی، صدیقه، عامل، نصیر، مؤید، محسن. (۱۴۰۳). شیمی کانی ها و دما-فشارسنجی توده های نفوذی مرز رود- نبی جان (جنوب غرب کلیر- شمال غرب ایران). پترولوژی، ۱۵(۳)، ۲۳-۴۴.



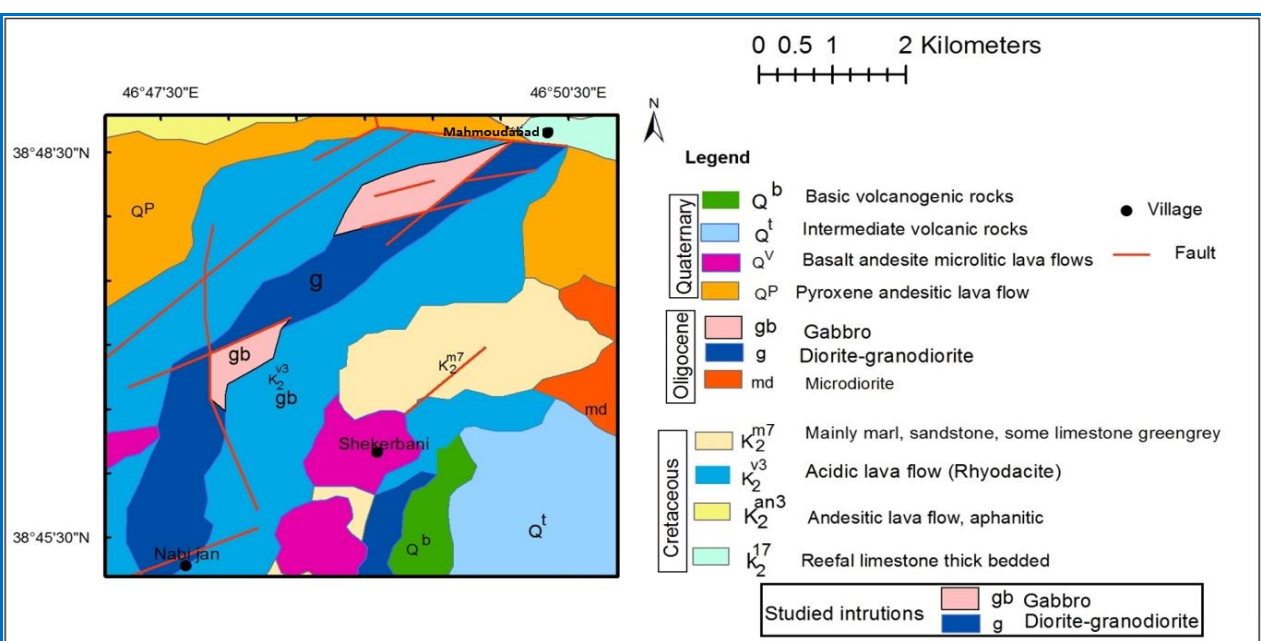
در منطقه مرز رود بوده‌اند که در آنها به بررسی سنگ‌شناسی توده‌های یادشده پرداخته شده است. بر این پایه، در این پژوهش تلاش شد با بررسی شیمی کانی‌های شاخص توده‌های آذرین درونی منطقه به شناسایی سری ماگمایی، محیط زمین‌ساختی، دما و فشار زمان پیدایش آنها پرداخته شود.

طول‌های جغرافیایی  $46^{\circ}51'20''$  تا  $46^{\circ}54'15''$  خاوری محدود شده است (شکل ۱). توده آذرین درونی نی‌جان میان عرض‌های جغرافیایی  $38^{\circ}45'$  تا  $38^{\circ}49'$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $46^{\circ}47'$  تا  $46^{\circ}51'$  خاوری محدود شده است (شکل ۲). پژوهش‌های سنگ‌شناسی در این ناحیه، در چارچوب پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد یزدانی ( Yazdani, 2005) در منطقه نی‌جان و سیمیا (Siymyab, 2007)



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره مطالعاتی منطقه مرز رود (برگرفته از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان (Mehrprou et al., 1993) با اندکی تغییرات).

Figure 1. Geological map of the study area in the Marzrud region (adopted from the 1:100, 000 map of Varzaqan (Mehrprou et al., 1993).



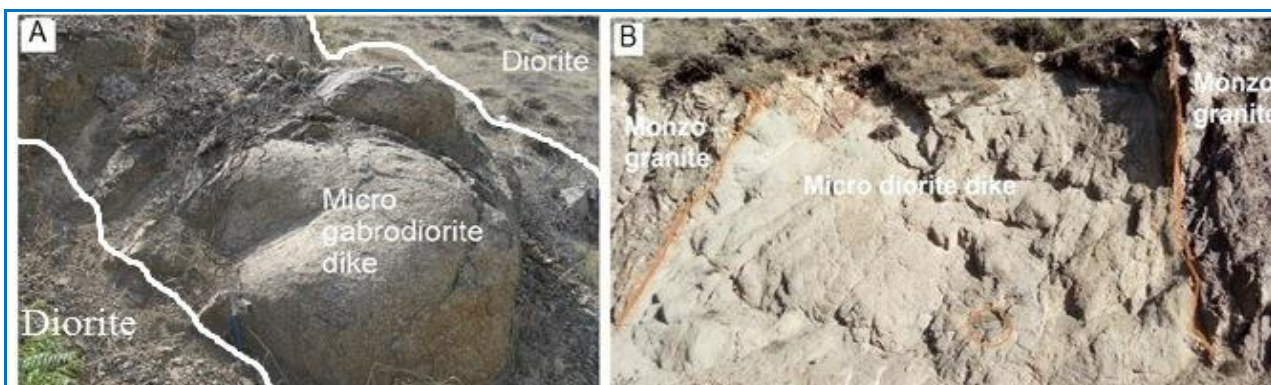
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره مطالعاتی منطقه نی‌جان (برگرفته از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان (Mehrprou et al., 1993) با اندکی تغییرات).

Figure 2. Geological map of the study area in the Nabijan region (adopted from the 1:100, 000 Varzaqan (Mehrprou et al., 1993).

رخنمون دارند. رخنمون دایک گابرودیوریتی درون توده دیوریتی (شکل ۳-۳A) نشان می‌دهد دایک گابرودیوریتی از توده دیوریتی جوان‌تر است. ترکیب سری کوارتز مونزونیت-مونزوگرانیت در بردارنده کوارتز مونزونیت تا مونزوگرانیت است. تنوع سنگی این سری در منطقه کم است. دایک‌های میکرودیوریتی توده کوارتز مونزونیت تا مونزوگرانیت را قطع کرده‌اند که نشان می‌دهد میکرودیوریت‌ها نسبت به توده‌های مونزوگرانیتهی جوان‌تر هستند (شکل ۳-۳B).

### زمین‌شناسی منطقه

توده‌های آذرین درونی مرز رود به صورت دو سری سنگی گابرودیوریت-دیوریت-تونالیت و کوارتز مونزونیت تا مونزوگرانیت در منطقه مرز رود رخنمون دارند. این دو توده را گدازه‌های آندزیت پیروکسن‌دار به سن کواترنری در پایین روستای مرز رود از هم جدا می‌کنند. سنگ‌های دیوریتی به صورت توده‌های آذرین درونی کوچک و دایک هستند و سنگ‌های با ترکیب گابرودیوریت و تونالیت به صورت دایک



شکل ۳. A) دایک میکروگابرودیوریت درون توده دیوریتی؛ B) دایک میکروگابرودیوریت مرز رود درون توده مونزوگرانیت.

**Figure 3. A)** Gabbrodioritic dike intruded the dioritic mass; **B)** The Marzrud Microdioritic dike intruded the Monzogranite.

درصدحجمی و آمفیبول ۵ تا ۱۰ درصدحجمی دارند. بافت غالب در گابروهای‌های منطقه نبی‌جان گرانولار است (شکل ۳-۴A). گرانودیوریت نبی‌جان در نمونه دستی دانه‌درشت، به رنگ روشن و با بافت گرانولار دیده می‌شود و در زیر میکروسکوپ در بردارنده کانی‌های اصلی کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی)، پلاژیوکلاز (نزدیک به ۴۰ تا ۴۵ درصدحجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی)، آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی) است. پلاژیوکلازها در اندازه‌های متوسط تا درشت بلور و با ماکل پلی‌سینتتیک و با منطقه‌بندی دیده می‌شوند (شکل ۳-۴B). گابرودیوریت‌های مرز رود بافت گرانولار و بافت ساب‌افیتیک دارند و پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های اصلی آنها به‌شمار می‌روند. کلینوپیروکسن‌ها فراوان‌ترین کانی مافیک در نمونه‌های گابرودیوریتی هستند (شکل ۳-۴C). مونزوگرانیت‌های مرز رود در نمونه دستی با رنگ روشن مایل به صورتی و دانه متوسط تا دانه‌ریز هستند. پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصدحجمی) با ماکل

### روش انجام پژوهش

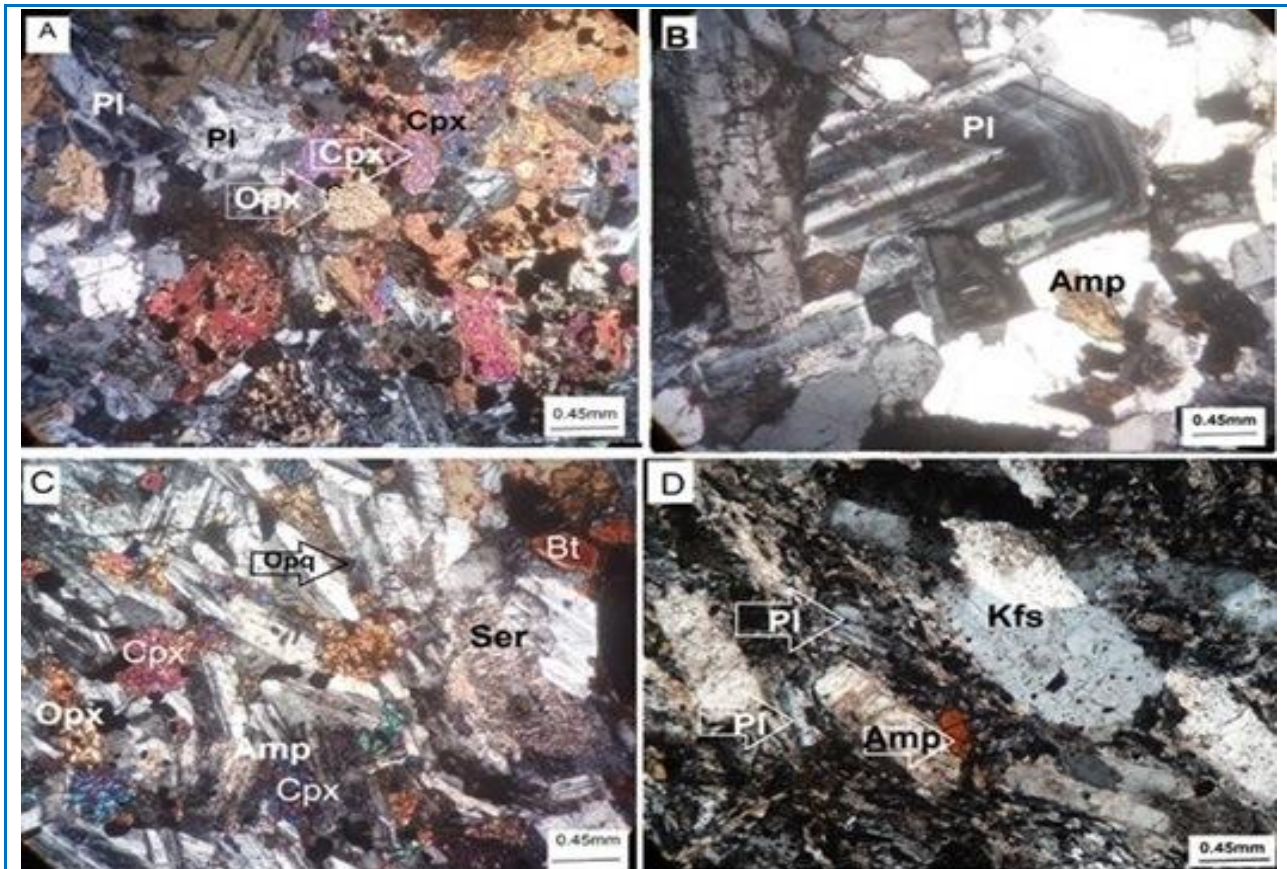
پس از بررسی‌های میدانی، نمونه‌برداری از توده‌های آذرین درونی مرز رود و نبی‌جان و بررسی سنگ‌نگاری آنها ۴ عدد از سالم‌ترین نمونه‌ها برای انجام بررسی‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برگزیده شدند. این نمونه‌ها به دانشگاه Carleton کانادا فرستاده شدند و با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی Cameca، روش WDX، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰kV، با شدت جریان ۲۰nA برای شناسایی عنصرهای اصلی کانی‌ها برای بررسی‌های دما و فشارسنجی تجزیه شدند. فرمول ساختاری کانی‌ها بر پایه داده‌های به‌دست‌آمده از این تجزیه‌ها در نرم افزار Excel به‌دست آورده شد.

### سنگ‌نگاری

سنگ‌های گابروی نبی‌جان در نمونه دستی دانه‌ریز به رنگ خاکستری تا سیاه هستند. در زیر میکروسکوپ کانی فلسیک پلاژیوکلاز نزدیک به ۴۵ تا ۵۰ درصدحجمی و کانی‌های مافیک کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن ۳۵ تا ۴۰

و دانه ریز تا دانه متوسط دیده می‌شود. کانی‌های مافیک از نوع آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) در اندازه‌های متوسط تا ریز بلور وجود دارد. بافت پورفیرویدی و بافت جریان‌ی نیز به علت کم‌بودن ژرفای پیدایش در فاز آذرین درونی قدیمی سنگ‌های مونزوگرانیته دیده می‌شود (شکل ۴- D).

پلی‌سینتتیک و سرسیستی شده و در اندازه‌های متوسط تا ریز در سنگ‌های مونزوگرانیته دیده می‌شود. آلکالی‌فلدسپار (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی) از نوع ارتوز است و در اندازه‌های درشت تا متوسط در زمینه سنگ جای دارد و به کانی رسی دگرسان شده است. کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) به صورت بی‌شکل



**شکل ۴.** تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از (A) کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Pl) در گابروی نبی‌جان؛ (B) منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در گرانودیوریت نبی‌جان؛ (C) بافت ساب‌افیتیک و بلورهای کلینوپیروکسن در گابرویدیوریت مرز رود؛ (D) بافت پورفیرویدی به همراه آلکالی‌فلدسپار (Kfs)، پلاژیوکلاز و آمفیبول (Amp) در مونزوگرانیته مرز رود (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010)).

**Figure 4.** Photomicrographs of (A) clinopyroxene and plagioclase in the Nabijan gabbro; (B) Zoning in the Nabijan granodiorite plagioclase; (C) sub ophitic texture and clinopyroxene minerals in the Marzroud gabbro-diorite; (D) porphyritic texture and K-feldspar, plagioclase and amphibole minerals in the Marzroud monzogranite (Mineral abbreviations from: Whitney and Evans (2010)).

بر پایه ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون به دست آورده می‌شود (Vieten and Hamm, 1978) و فرمول عمومی آنها  $M_2M_1T_2O_6$  است.  $M_2$  کاتیون‌های جایگاه اکتاهدرا،  $M_1$  کاتیون‌های جایگاه منظم و T کاتیون‌های تتراهدرا است. چگونگی پر شدن مکان‌ها بدین گونه است که نخست جایگاه T، سپس  $M_1$  و پس از آن  $M_2$  پر می‌شود. در نمودار پیشنهادی

## نامگذاری شیمیایی کانی‌ها

### الف - پیروکسن

از دیدگاه سنگ‌شناختی کلینوپیروکسن‌ها اهمیت بسیاری دارند؛ زیرا ترکیب آنها بر پایه شیمی ماگمای سازنده آنها تغییر می‌کند و می‌تواند داده‌های ارزشمندی را درباره سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی ارائه دهد. فرمول ساختاری پیروکسن‌ها

جای می‌گیرند. در نمودار Si در برابر Al کمابیش همه نمونه‌ها در بالای خط اشباع جایگاه تتراهدر  $Si+Al=2$  جای گرفته است (شکل ۵- C). این شیوه جایگیری نشان می‌دهد جایگاه تتراهدری در ساختار کلینوپیروکسن‌ها در بیشتر نمونه‌ها با کاتیون‌های Si و  $Al^{IV}$  در ترکیب پیروکسن پر شده است. در همه نمونه‌ها مقدار  $Fe^{+3}$  در جایگاه تتراهدر صفر است. تنها چند نمونه مقدار بسیار کمی از  $Fe^{+3}$  در جایگاه تتراهدری دارند که نشان می‌دهد فشاربخشی ماگمای سازنده بالاست (جدول ۱).

موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988)، کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه در گستره پیروکسن‌های آهن- منیزیم-کلسیم‌دار (Quad) جای گرفته‌اند (شکل ۵- A) در این نمودار شاخص‌های J و Q به صورت  $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$  و  $J=2Na+R^{3+}$  ( $R^{3+}$ : Al,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Sc^{3+}$ ) می‌شوند. برای تفکیک دقیق‌تر پیروکسن‌های آهن- منیزیم-کلسیم‌دار منطقه از نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs بهره گرفته شد (شکل ۵- B). در این نمودار پیروکسن‌ها در گستره دیوپسید

**جدول ۱.** داده‌های ریزکاو الکترونی برای کانی کلینوپیروکسن (بر پایه wt%) به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۶ اتم اکسیژن (بر پایه apfu).

**Table 1.** EPMA analytical data of clinopyroxene (in wt%) and the calculated structural formula based on 23 oxygen atoms (in apfu).

Rock Type	Gabbro Diorite of Marzrud									
Sample No.	J-7-a	J-7-a	J-7-a	J-7-a	J-7-b	J-7-b	J-7-b	J-7-c	J-7-d	
Location	Core	In-mantle	Out-mantle	Rim	Core	Mantle	Rim	Rim	Rim	
SiO <sub>2</sub>	53.69	52.83	53.12	52.79	54.15	53.81	53.49	52.36	52.13	
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.41	0.26	0.32	0.23	0.21	0.22	0.25	0.29	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.11	1.59	1.19	1.36	0.88	1.01	1.05	1.01	1.15	
FeO	6.57	6.74	7.03	7.36	7.32	6.88	6.69	7.27	7.24	
MnO	0.56	0.52	0.67	0.58	0.67	0.69	0.62	0.7	0.61	
MgO	15.62	14.9	14.83	14.69	15.11	15.14	15.06	15.23	15.15	
CaO	22.34	22.41	22.75	22.12	22.34	22.3	22.47	22.3	22.31	
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.34	0.35	0.32	0.33	0.32	0.35	0.33	0.33	
K <sub>2</sub> O	<dl*	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	
NiO	0.11	0.09	0.12	0.1	0.08	0.11	0.12	0.08	0.11	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	
Total	100.53	99.85	100.34	99.67	101.14	100.47	100.08	99.53	99.31	
Si (T)	0.986	0.979	0.981	0.982	0.928	0.932	0.931	0.973	0.97	
Al (T)	0.014	0.021	0.019	0.018	0.072	0.068	0.069	0.026	0.02	
Fe <sup>+3</sup> (T)	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	
Sum T	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Al (M1)	0.019	0.027	0.013	0.024	0.151	0.144	0.137	0	0	
Fe <sup>+3</sup> (M1)	0.02	0.018	0.036	0.017	0.003	0.003	0.012	0.073	0.06	
Fe <sup>+2</sup> (M1)	0.164	0.175	0.168	0.193	0.175	0.167	0.157	0.139	0.14	
Mg (M1)	0.785742	0.764158	0.76982	0.752084	0.661153	0.675068	0.682276	0.777053	0.786369	
Ti (M1)	0.006	0.011	0.007	0.009	0.006	0.005	0.006	0.007	0.008	
Ni (M1)	0.0055	0.0045	0.006	0.005	0.004	0.0055	0.006	0.004	0.0055	
Sum (M1)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Fe <sup>+2</sup> (M2)	0.017	0.016	0.013	0.019	0.033	0.03	0.026	0.013	0.01	
Mg (M2)	0.069258	0.058842	0.04618	0.062916	0.109847	0.106932	0.099724	0.065947	0.053631	
Ca (M2)	0.879	0.889	0.9	0.882	0.82	0.828	0.838	0.888	0.89	
Na (M2)	0.022	0.024	0.025	0.023	0.022	0.022	0.024	0.024	0.02	
Mn (M2)	0.017	0.016	0.021	0.018	0.019	0.020	0.018	0.022	0.019	
Sum (M2)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	0.992	
En	0.446	0.432	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.45	0.45	
Fs	0.095	0.1	0.095	0.11	0.12	0.11	0.1	0.08	0.08	
Wo	0.459	0.467	0.474	0.46	0.46	0.46	0.47	0.47	0.47	

\* Below the detection limit

جدول ۱. ادامه.  
Table 1. Continued.

Rock Type	Gabbro Nabijan					
Sample No.	MA-4-a	MA-4-a	MA-4-a	MA-4-b	MA-4-c	MA-4-d
Location	Core	Mantle	Rim	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	52.5	53.26	53.31	53.01	52.89	52.55
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.06	0.05	0.1	0.17	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	0.41	0.38	0.54	0.94	0.93
FeO	7.32	7.89	7.74	7.24	7.94	8.02
MnO	0.63	0.59	0.73	0.69	0.72	0.68
MgO	13.79	13.39	13.53	13.91	14.1	13.96
CaO	23.84	24.57	24.1	24.05	22.69	22.81
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.21	0.29	0.27	0.3	0.27
K <sub>2</sub> O	<dl*	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
NiO	0.13	0.21	0.12	0.09	0.14	0.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	<dl	<dl	<dl	<dl	
Total	99.15	100.59	100.26	99.93	99.92	99.55
Si (T)	1.986	1.99	1.992	1.99	1.99	1.984
Al (T)	0.011	0.008	0.008	0.01	0.01	0.016
Fe <sup>+3</sup> (T)	0.003	0.002	0	0	0	0
Sum T	2	2	2	2	2	2
Al (M1)	0	0	0.002	0	0.01	0.008
Fe <sup>+3</sup> (M1)	0.042	0.031	0.032	0.04	0.03	0.034
Fe <sup>+2</sup> (M1)	0.181	0.211	0.205	0.18	0.21	0.203
Mg (M1)	0.7683	0.7458	0.7537	0.7726	0.7383	0.7434
Ti (M1)	0.002	0.002	0.001	0.003	0.005	0.005
Ni (M1)	0.0065	0.0105	0.006	0.0045	0.007	0.0065
Sum (M1)	1	1	1	1	1	1
Fe <sup>+2</sup> (M2)	0.004	0.001	0.004	0	0.02	0.014
Mg (M2)	0.0036	0	0	0.0073	0.0516	0.0355
Ca (M2)	0.96	0.979	0.961	0.96	0.91	0.915
Na (M2)	0.019	0.015	0.021	0.02	0.02	0.02
Mn (M2)	0.020	0.019	0.023	0.022	0.023	0.022
Sum (M2)	1.00	1.01	1.00	1.00	1.02	1.00
En	0.4	0.38	0.39	0.4	0.41	0.41
Fs	0.1	0.11	0.11	0.1	0.12	0.11
Wo	0.5	0.51	0.5	0.5	0.47	0.48

\* Below the detection limit

### پ- آمفیبول

برای به دست آوردن فرمول ساختاری آمفیبول‌ها روش (Leake et al., 1997) به کار برده شده است. با در نظر گرفتن فرمول عمومی آمفیبول‌ها به صورت A<sub>0</sub> E<sub>2</sub> G<sub>5</sub> T<sub>8</sub> O<sub>22</sub> (Z)<sub>2</sub>، جایگاه‌های ساختاری آمفیبول با عنصرهای زیر پر می‌شود (Leake et al., 1997).

A=Na, K

E=Na, Li, Ca, Mn, Fe<sup>2+</sup>, Mg

G=Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Al, Fe<sup>3+</sup>, Ti

T=Si, Al

Z= OH, F, CL

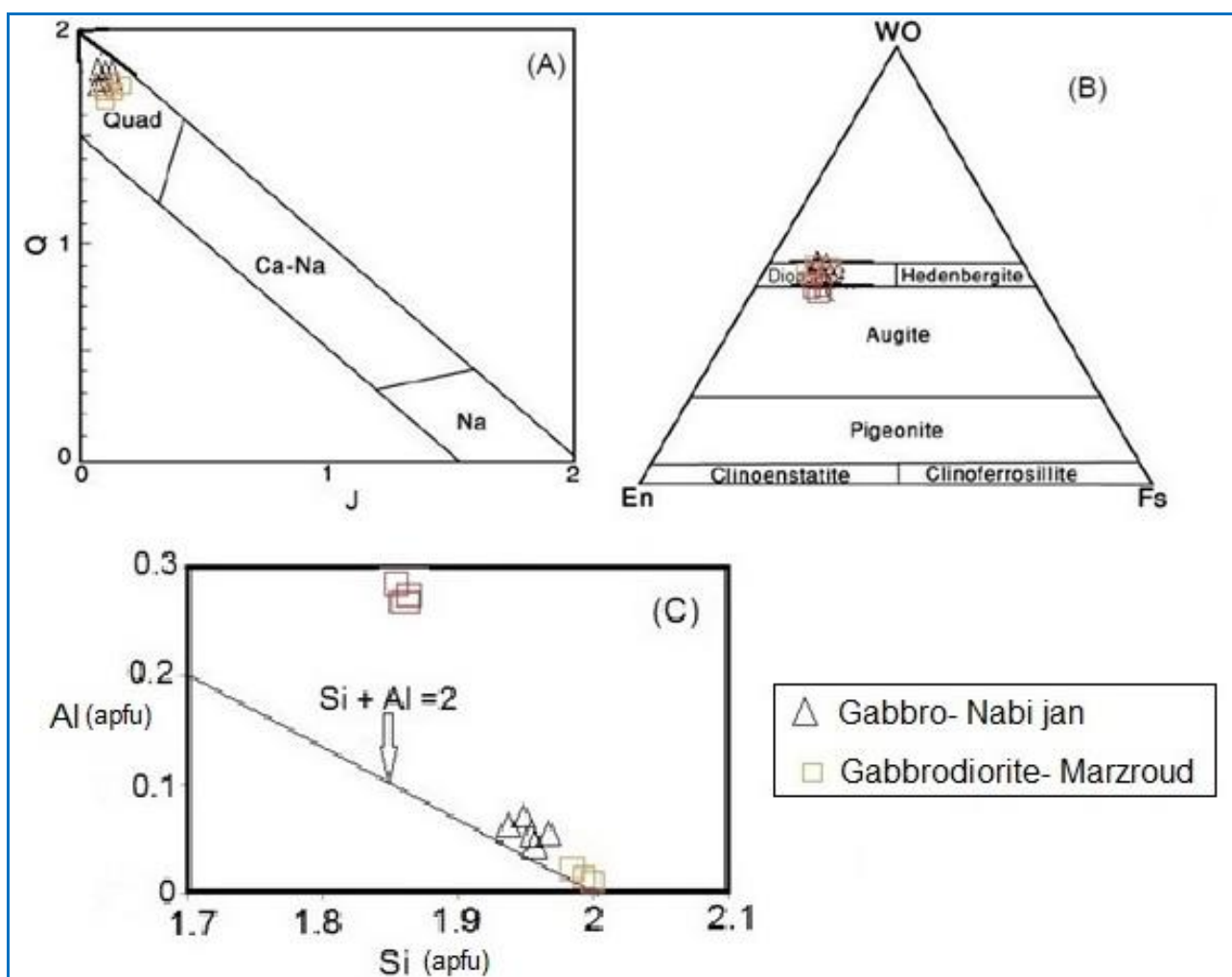
### ب- بیوتیت

ترکیب فیلوسیلیکات‌های گابرویدیورت مرز رود در نمودار Al<sup>T</sup> در برابر Fe/Fe+Mg در میان قطب سیدروفیلیت و قطب استونیت جای گرفته‌اند و بر پایه مقدار  $Fe/Fe+Mg > 0.33$  در گستره بیوتیت جای می‌گیرند (شکل ۶-۱). بر پایه داده‌های ریزکوالکترونی (جدول ۲) و نمودار سه‌تایی (TiO<sub>2</sub>-(FeO+MnO)-MgO، بیوتیت‌های گابرویدیورت مرز رود از نوع بیوتیت‌های نخستین هستند (شکل ۶-۲).



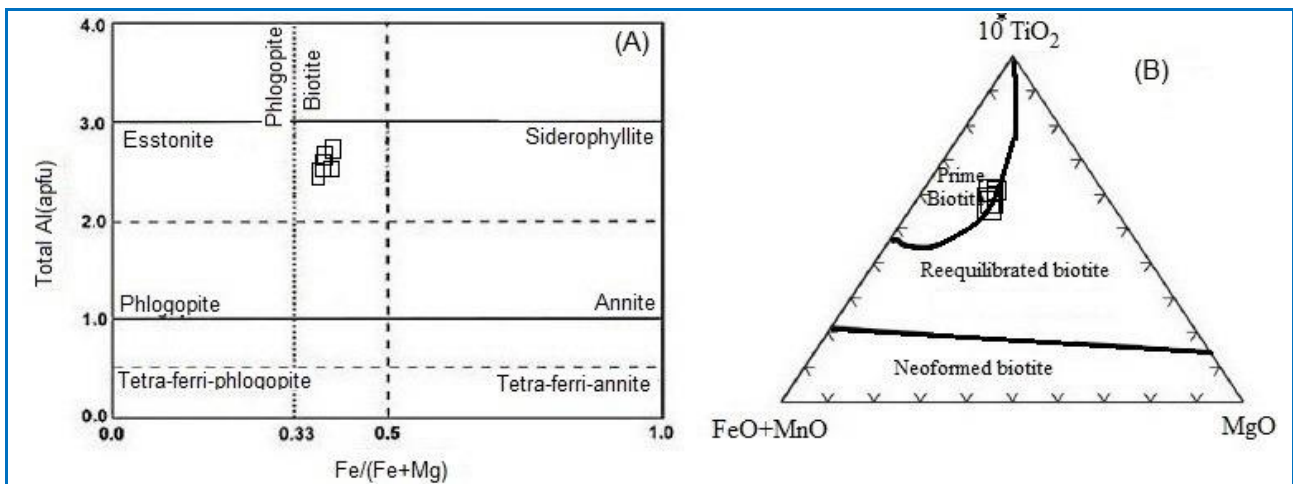
بالا است و به تبلور هورنبلند منجر می‌شود. در نمودار  $(Mg/(Mg+Fe^{2+}))$  در برابر Si، نمونه‌های مونوزوگرانییتی مرز رود از نوع هورنبلند اکتینولیتی، نمونه‌های گرانودیوریتی نابی‌جان از نوع اکتینولیت و نمونه‌های گابروبی نابی‌جان از نوع هورنبلند چرماکیتی هستند (شکل B-۷).

بر پایه  $(Ca+Na)_B \geq 1$  و  $Ca > 1/3$ ،  $Na_B < 0.5$  (Leake et al., 1997) (جدول ۳؛ شکل A-۷) آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه از نوع کلسیک هستند. نمودار آمفیبول‌های کلسیک نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه به گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند (Stein and Dietl, 2001)؛ زیرا مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I



شکل ۵. رده‌بندی پیروکس‌ها در (A) نمودار Q-J (Mormoto et al., 1988)؛ (B) نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Mormoto et al., 1988)؛ (C) نمودار اندازه‌گیری میزان اشباع‌شدگی از Si و Al در جایگاه چهاروجهی در کلینوپروکسن‌ها

**Figure 5.** Classification of different types of pyroxene in **A**) Q-J diagram (Mormoto et al., 1988); **B**) Wo-En-Fs ternary diagram (Mormoto et al., 1988); **C**) Determining of Si and Al saturation in the tetrahedral site if clinopyroxenes.



شکل ۶. A) شناسایی ترکیب میکاها بر پایه تغییرات کل Al در برابر  $Fe/Fe+Mg$  (Deer et al., 1991; Rieder et al., 1998); B) بیوتیت‌ها به سه گروه بیوتیت‌های نخستین، بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌های بازتبلور یافته (Nachit et al., 2005).

Figure 6. A) Appointment composition of micas with changing Total Al versus  $Fe/Fe+Mg$  (Deer et al., 1991; Rieder et al., 1998); B) Biotites classification to primary, secondary, and neofomed biotites (Nachit et al., 2005).

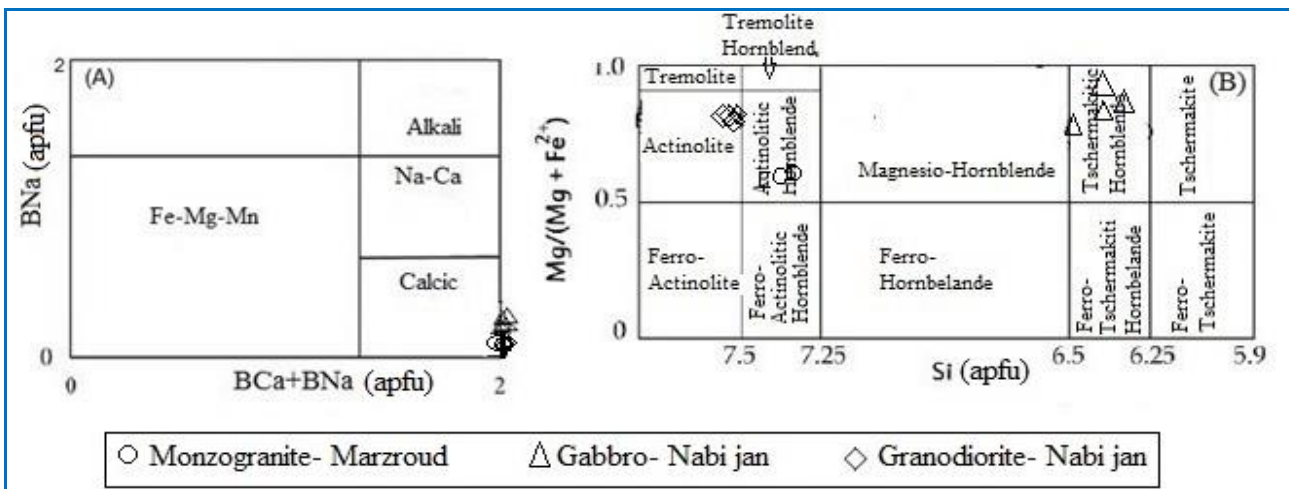
جدول ۲. داده‌های ریزکاو الکترونی برای کانی بیوتیت (بر پایه wt%) به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن (بر پایه apfu).

Table 2. EPMA analytical data of biotite (in wt%) and the calculated structural formula based on 22 oxygen atoms (in apfu).

Rock Type	Gabbro diorite Marzroud					
Sample	J-7	J-7	J-7	J-7	J-7	J-7
Location	Rim	Core	Core	Rim	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	36.93	36.58	36.69	36.89	36.69	36.50
TiO <sub>2</sub>	5.49	5.55	5.64	5.48	5.54	5.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.72	13.70	13.69	13.61	13.90	13.95
FeO <sup>t</sup>	14.38	14.62	14.35	14.34	14.87	14.73
MnO	0.29	0.23	0.23	0.22	0.36	0.30
MgO	14.94	14.69	14.75	14.92	14.79	14.80
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.17	0.21	0.19	0.23	0.25
K <sub>2</sub> O	9.64	9.65	9.68	9.56	9.48	9.41
Total	95.62	95.17	95.23	95.23	95.87	95.38
Si	5.52	5.50	5.51	5.53	5.48	5.47
Al <sup>IV</sup>	2.42	2.43	2.42	2.4	2.45	2.47
Ti	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06
Sum-z	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	0	0	0	0	0	0
Ti	0.56	0.56	0.57	0.55	0.55	0.55
Fe <sup>+2</sup>	1.8	1.84	1.8	1.8	1.86	1.85
Mn	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
Mg	3.33	3.29	3.3	3.33	3.29	3.31
Na	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07
K	1.84	1.84	1.84	1.83	1.81	1.8
Total	15.61	15.61	15.6	15.59	15.61	15.62
Fe/Fe+Mg	0.35	0.36	0.35	0.35	0.36	0.358
Fe+Mg	5.13	5.13	5.1	5.13	5.15	5.16
Mg/Mg+Fe	0.65	0.64	0.647	0.65	0.64	0.641

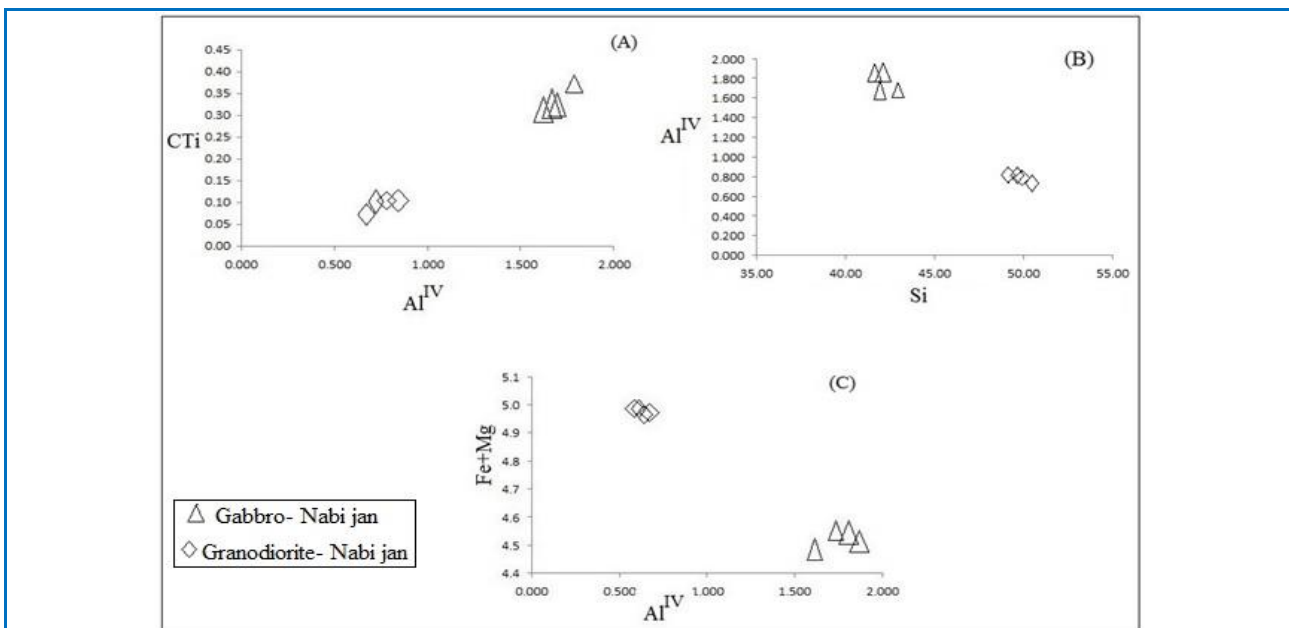
در نمودار تغییرات Ti در برابر  $Al^{IV}$ ، همه آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۵ کاتیون Ti در فرمول ساختاری خود دارند (شکل ۸-۸). آمفیبول‌های درون گرانودیوریت مقدار  $Al^{IV}$  و Ti کمتری نسبت به آمفیبول‌های درون گابرو دارند. مقدار کاتیون‌های Ti و  $Al^{IV}$  در سیستم تبلور با افزایش دمای پیدایش کانی، رابطه مستقیم دارد. همچنین، با افزایش Si در سیستم تبلور مقدار  $Al^{IV}$

در این صورت جانشینی از نوع ادنیتی خواهد بود.



شکل ۷. نمودارهای رده‌بندی کلی آمفیبول‌ها (A) نمودار BCa+BNa در برابر BNa (Leake et al., 1997); (B) نمودار Si در برابر  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  (Leake et al., 1997).

Figure 7. Amphibole classification diagram (A) BCa+BNa versus BNa diagram (Leake et al., 1997); (B) Si versus  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  diagram (Leake et al., 1997).



شکل ۸. (A) تغییرات  $Al^{IV}$  در برابر CTi در آمفیبول‌ها؛ (B) تغییرات  $Al^{IV}$  در برابر Si؛ (C) نمودار تغییرات Fe+Mg در برابر  $Al^{IV}$ .

Figure 8. (A)  $Al^{IV}$  versus CTi diagram for in amphibole; (B)  $Al^{IV}$  versus Si diagram; (C) Fe+Mg versus  $Al^{IV}$  diagram.

**جدول ۳.** داده‌های ریزکاو الکترونی برای کانی آمفیبول (بر پایه wt%) به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن (بر پایه (apfu).

**Table 3.** EPMA analytical data of amphibole (in wt%) and the calculated structural formula based on 23 oxygen atoms (in apfu).

Rock Type	Gabbro Nabijan				Granodiorite Nabijan				Monzogranite Marzruod	
Sample No.	MA-4	MA-4	MA-4	MA-4	M-6-1	M-6-2	M-6-3	M-6-4	K-6	K-6
Location	Core	Inner mantle	Outer mantle	Rim	Core	Inner mantle	Outer mantle	Rim	Core	Core
SiO <sub>2</sub>	42.63	42.30	41.78	42.06	49.91	49.56	50.31	49.94	48.65	47.29
TiO <sub>2</sub>	3.02	3.24	3.55	3.08	0.94	0.98	0.90	0.95	0.73	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.08	11.12	11.11	10.69	4.48	4.67	4.37	4.52	3.29	4.91
FeO	12.08	12.35	11.92	13.08	11.09	11.08	11.04	10.87	11.91	10.52
MnO	0.37	0.50	0.46	0.47	1.02	1.18	0.99	1.25	1.69	0.96
MgO	12.92	13.23	13.05	12.36	16.00	15.88	16.15	16.17	9.67	10.36
CaO	12.10	11.68	11.65	12.05	11.57	11.52	11.62	11.47	22.25	22.58
Na <sub>2</sub> O	1.77	2.07	2.02	1.74	1.04	1.03	0.97	0.98	1.11	0.85
K <sub>2</sub> O	0.66	0.67	0.62	0.61	0.40	0.41	0.39	0.39	<dl	<dl
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
Total	96.76	97.27	96.32	96.33	96.60	96.42	96.90	96.73	99.41	98.86
T Si	6.323	6.226	6.218	6.304	7.218	7.18	7.244	7.194	8.018	7.775
TAl <sup>(IV)</sup>	1.677	1.774	1.782	1.696	0.763	0.798	0.741	0.768	0.000	0.225
TFe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.022	0.014	0.038	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0	0	0	0.000	0.000
T-Sum	8.000	8.000	8.000	8.000	8	8	8	8	8.018	8.000
C Al <sup>(VI)</sup>	0.260	0.154	0.167	0.192	0	0	0	0	0.640	0.727
CTi	0.336	0.359	0.397	0.348	0.102	0.106	0.097	0.103	0.091	0.154
CFe <sup>+3</sup>	0.261	0.502	0.408	0.320	0.626	0.665	0.633	0.714	0.000	0.000
CCr	0.004	0.004	0.000	0.000	0	0	0	0	0.000	0.000
CMg	2.857	2.902	2.895	2.761	3.45	3.428	3.466	3.473	2.375	2.539
CFe <sup>+2</sup>	1.237	1.018	1.075	1.319	0.696	0.655	0.682	0.558	1.641	1.446
CMn	0.046	0.062	0.058	0.060	0.125	0.145	0.121	0.152	0.235	0.133
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0	0	0	0.018	0.000
C-Sum	5.000	5.000	5.000	5.000	5	5	5	5	5.000	5.000
B Ca	1.922	1.841	1.857	1.934	1.793	1.788	1.793	1.77	2.000	2.000
BNa	0.078	0.159	0.143	0.066	0.207	0.212	0.207	0.23	0.000	0.000
B-Sum	2.000	2.000	2.000	2.000	2	2	2	2	2.000	2.000
A Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0	0	0	1.909	1.977
ANa	0.432	0.431	0.440	0.439	0.085	0.078	0.064	0.044	0.354	0.270
AK	0.125	0.125	0.117	0.116	0.073	0.075	0.071	0.072	0.000	0.000
A-Sum	0.557	0.556	0.557	0.555	0.158	0.153	0.135	0.116	2.263	2.247
Mg/Fe(t)+Mg	0.655	0.656	0.661	0.628	0.720	0.719	0.723	0.725		

### ت - فلدسپارها

فلدسپارها در همه واحدهای سنگی منطقه وجود دارند که به صورت پلاژیوکلاز در سنگهای بازیک و به صورت پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در سنگهای حد واسط تا اسیدی نمود دارند. داده‌های ریزکاو الکترونی فلدسپارها در (جدول ۴) آمده است. (Deer et al., 1991) برای نامگذاری فلدسپارها از نمودار آلیت (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>:Ab) تا آنورتیت (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>:An)

ارتوکلاز (KAISi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>:Or) بهره‌گیری کرده‌اند. بر پایه این رده‌بندی، فلدسپار در سنگهای گابرویدیوریت مرزود از نوع پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت)، در سنگهای مونوزوگرانیته مرزود از نوع پلاژیوکلاز (آندزین) و ارتوکلاز، در سنگهای گرانودیوریتی نبی‌جان از نوع پلاژیوکلاز (آندزین-الیگولاکلاز) و در سنگهای گابرویی از نوع لابرادوریت تا بیتونیت است (شکل‌های A-۹ و B-۹).

**جدول ۴.** داده‌های ریزکاو الکترونی برای کانی فلدسپار (بر پایه wt%) به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن (بر پایه (apfu)).

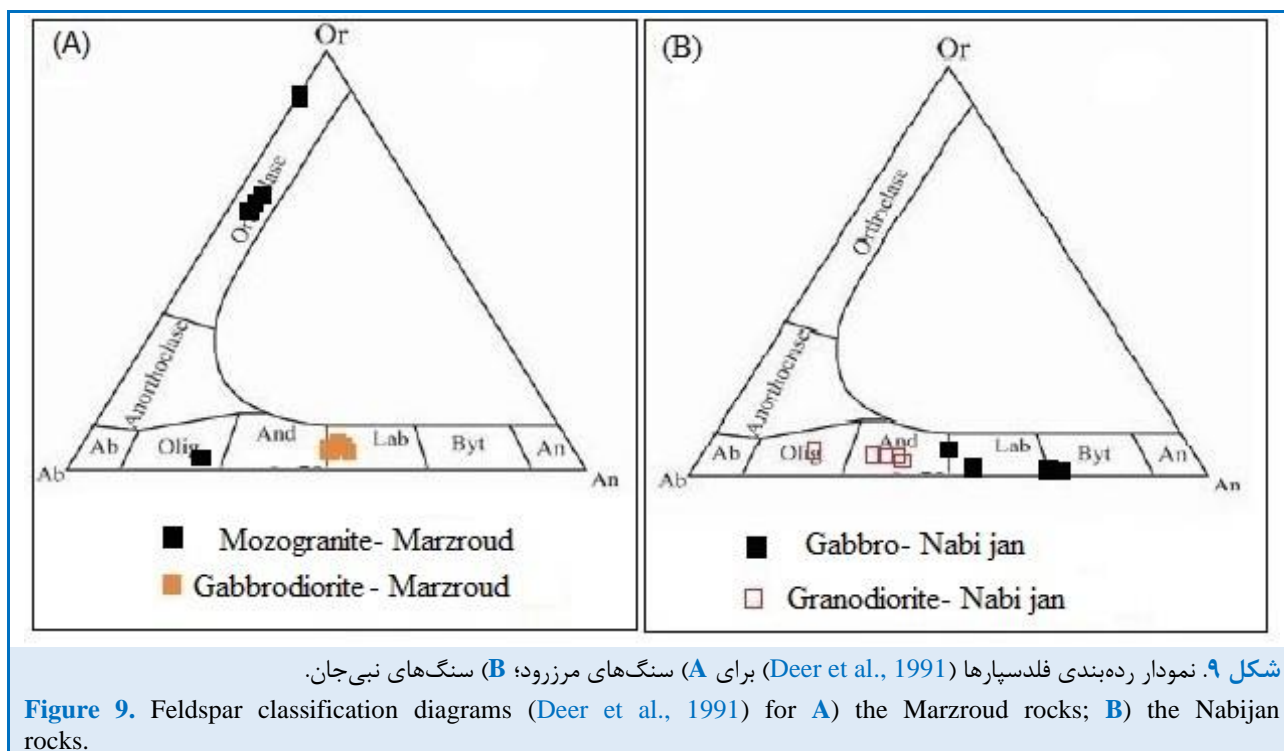
**Table 4.** EPMA analytical data of feldspar (in wt%) and the calculated structural formula based on 8 oxygen atoms (in apfu).

Rock Type	Gabbrodiorite Marzroud					Monzogranite Marzroud					
	Sample No.	J-7-1-a	J-7-2-a	J-7-3-b	J-7-b	J-7-b	K-6-a	K-6-b	K-6-c	K-6-c	K-6-c
Location	Rim	Core	Core	Mantle	Rim	Rim	Rim	Rim	Rim	Core	Rim
SiO <sub>2</sub>	55.85	55.53	54.94	54.84	55.95	57.89	65.24	65.06	66.39	65.11	
TiO <sub>2</sub>	0.04	<dl	0.04	0.06	0.03	<dl	0.04	0.04	0.04	<dl	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.06	28.35	28.89	28.52	28.22	26.02	19.38	19.45	19.27	18.56	
FeO	0.49	0.39	0.41	0.44	0.34	0.52	0.3	0.28	0.36	0.14	
MnO	0.09	0.14	0.18	0.08	0.15	0.14	0.13	0.13	0.18	0.14	
MgO	0.03	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	
CaO	10.43	10.83	10.94	10.64	10.03	7.78	0.57	0.47	0.52	<dl	
Na <sub>2</sub> O	5.62	5.43	5.29	5.58	5.69	7.32	4.68	4.7	4.78	0.44	
K <sub>2</sub> O	0.3	0.33	0.3	0.31	0.33	0.13	9.8	10.04	9.62	16.33	
Total	100.91	101.03	101.01	100.5	100.77	99.84	100.14	100.17	101.16	100.71	
Si	10.007	9.949	9.844	9.827	10.026	10.373	11.832	11.8	12.042	11.809	
Ti	0.006	0	0.006	0.009	0.004	0	0.005	0.006	0.005	0	
Al	5.926	5.985	6.101	6.021	5.96	5.496	4.142	4.158	4.12	3.967	
Fe <sup>+3</sup>	0.061	0.059	0.049	0.066	0.01	0.078	0.021	0.036	0	0.02	
Fe <sup>+2</sup>	0.013	0	0.012	0	0.041	0	0.025	0.006	0.055	0	
Ca	2.002	2.079	2.099	2.043	1.926	1.494	0.11	0.092	0.1	0	
Na	1.951	1.887	1.836	1.938	1.975	2.544	1.646	1.654	1.679	0.154	
K	0.068	0.074	0.069	0.07	0.077	0.029	2.268	2.322	2.226	3.778	
Total	20.02	20.03	20.016	19.975	20.018	20.013	20.049	20.073	20.227	19.728	
An	49.79	51.46	52.43	50.44	48.42	36.73	2.74	2.26	2.5	0	
Ab	48.51	46.7	45.86	47.82	49.66	62.56	40.9	40.66	41.92	3.92	
Or	1.7	1.84	1.71	1.74	1.92	0.71	56.36	57.08	55.57	96.08	

جدول ۴. ادامه.

**Table 4.** Continued.

Rock Type	Gabbro Nabijan					Granodiorite Nabijan				
	Sample No.	MA-4	MA-4	MA-4	MA-4	M-8	M-8	M-8	M-8	M-8
Location	Rim	Core	Core	Mantle	Rim	In-Core	Out-Core	In-Mantle	Out-Mantle	Rim
SiO <sub>2</sub>	54.83	50.61	51.42	50.20	55.71	63.14	57.77	57.75	56.81	56.77
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	<dl	0.03	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.59	31.17	30.67	31.60	27.87	23.00	26.99	26.26	27.33	27.13
FeO	0.31	0.64	0.51	0.43	0.27	0.29	0.39	0.44	0.34	0.38
MnO	0.18	0.16	0.12	0.13	0.15	0.15	0.14	0.19	0.16	0.22
MgO	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
CaO	10.61	13.71	13.29	14.14	10.06	4.41	8.75	8.13	9.06	8.87
Na <sub>2</sub> O	5.39	3.71	4.00	3.58	5.83	8.97	6.61	6.88	6.35	6.48
K <sub>2</sub> O	0.15	0.16	0.11	0.12	0.21	0.60	0.29	0.41	0.36	0.38
Total	100.08	100.19	100.16	100.24	100.10	100.58	100.96	100.06	100.43	100.27
Si	9.83	9.07	9.21	9.00	9.98	11.16	10.21	10.21	10.05	10.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	6.04	6.58	6.48	6.67	5.89	4.74	5.62	5.47	5.69	5.65
Fe <sup>+3</sup>	0.05	0.10	0.08	0.07	0.04	0.04	0.06	0.07	0.05	0.06
Fe <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.04	2.63	2.55	2.72	1.93	0.84	1.66	1.54	1.72	1.68
Na	1.87	1.29	1.39	1.25	2.02	3.08	2.27	2.36	2.18	2.22
K	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.14	0.06	0.09	0.08	0.09
Total	19.85	19.71	19.74	19.72	19.91	20.05	19.89	19.74	19.76	19.74
An	51.67	66.52	64.29	68.10	48.24	20.65	41.51	38.60	43.16	42.13
Ab	47.46	32.54	35.06	31.21	50.57	75.98	56.82	59.10	54.80	55.70
Or	0.87	0.94	0.65	0.69	1.19	3.37	1.61	2.30	2.04	2.17



آلکالن و پراآلکالن را از هم جدا کرده است. بر پایه نمودار پیشنهادی لوباس (Le Bas 1962) نمونه‌های منطقه در گستره ساب‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۱۰-۱-۱۰). در نمودار تغییرات  $Ca+Na$  در برابر  $Ti$  کالینوپروکسن‌ها در گستره کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند (شکل ۱۰-۱-۱۰).

#### برآورد فشاربخشی اکسیژن در محیط پیدایش کانی‌های پیروکسن و آمفیبول

برای برآورد و اندازه‌گیری میزان فشاربخشی اکسیژن در زمان پیدایش پیروکسن‌ها از نمودار پیشنهادی شوایتزر و همکاران (Schweitzer et al., 1979) بهره گرفته شد (شکل ۱۱-۱-۱۰). این نمودار نشان‌دهنده فشاربخشی بالاتر اکسیژن در زمان پیدایش پیروکسن‌هاست.

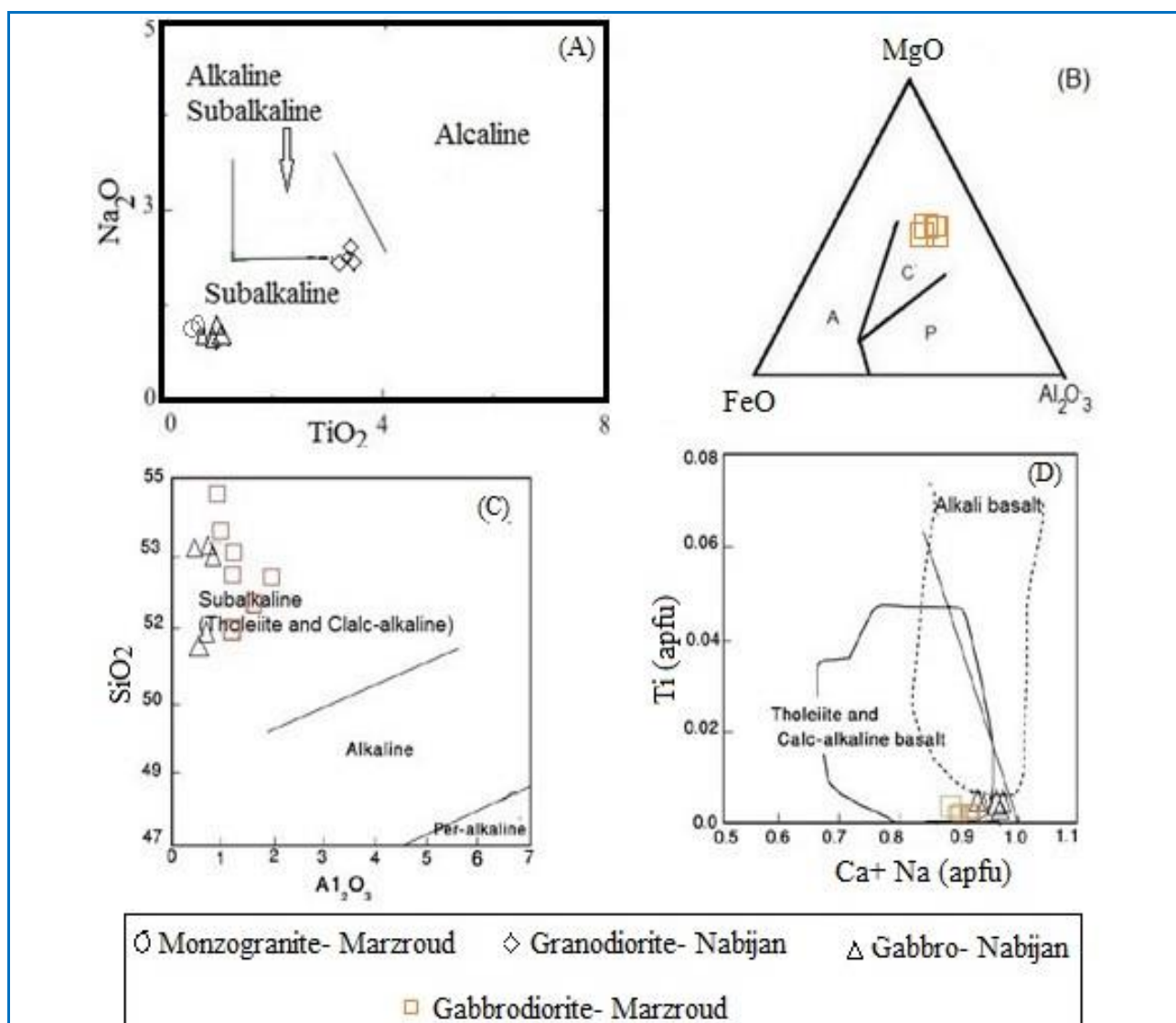
یکی دیگر از روش‌های ارزیابی فشاربخشی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی بررسی ترکیب آمفیبول است. در نمودار  $Al^{IV}$  در برابر  $Fe/Fe+Mg$  همه آمفیبول‌های تجزیه‌شده در گستره فشاربخشی بالای اکسیژن جای گرفته‌اند (شکل ۱۱-۱-۱۰). فشاربخشی بالای اکسیژن نشان می‌دهد توده‌های آذرین درونی منطقه در پیوند با مرز ورقه‌های همگرا ساخته شده‌اند (Anderson and Smith, 1995).

#### تعیین سری ماگمای سنگ‌های منطقه بر پایه شیمی کانی‌ها

برای شناسایی سری ماگمای سازنده آمفیبول‌ها از نمودار دو متغیره  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  بهره گرفته شده است. همه نمونه‌های تجزیه شده در گستره ساب‌آلکالن جای می‌گیرند (Molina et al., 2009) (شکل ۱۰-۱-۱۰).

برای شناسایی سری ماگمای سازنده بیوتیت‌ها از اکسیدهای عنصرهای اصلی  $MgO$ ،  $Al_2O_3$  و  $FeO$  بهره گرفته شد. بر این پایه، سه سری ماگمایی برای گرانیتوئیدها سه شده‌اند. در این نمودار سنگ‌های مختلف از گرانیتوئیدهای آلکالن وابسته به محیط‌های کششی غیر کوهزایی، سنگ‌های پراآلومین و برآمده از ذوب پوسته قاره‌ای در محیط‌های برخوردی و سنگ‌های کالک‌آلکالن کوهزایی وابسته به فرورانش کرانه قاره‌ای از هم جدا شده‌اند (Abdel Rahman, 1994). در این نمودار بیوتیت‌های گابرودیوریت مرز رود در گستره کالک‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۱۰-۱-۱۰).

با بهره‌گیری از مقادیر  $Al_2O_3$  و  $SiO_2$  در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی ساب‌آلکالن،



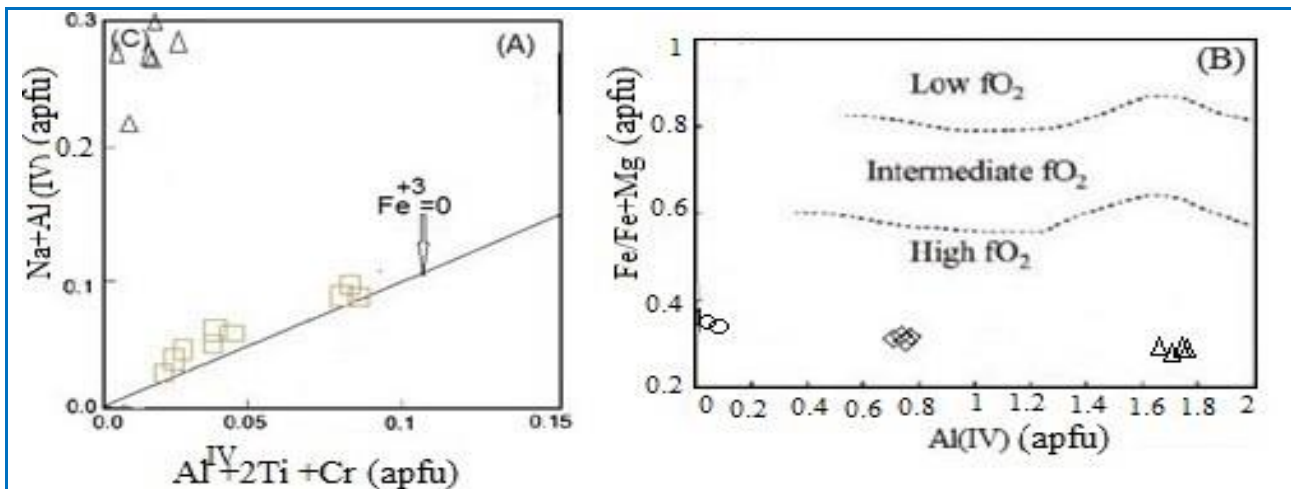
شکل ۱۰. شناسایی سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه با بهره‌گیری از ترکیب (A) آمفیبول (Molina et al., 2009)؛ (B) بیوتیت (گستره A: آلکان غیر کوهزایی؛ P: سنگ‌های پرآلومین؛ C: سنگ‌های کالک‌آلکان (Abdel Rahman, 1994)؛ (C) کلینوپیروکسن (Le Base, 1962)؛ (D) کلینوپیروکسن (Leterrier et al., 1982).

**Figure 10.** Discrimination diagram for the tectonic environment magmatic series of studied rocks based on the composition of (A) amphibole (Molina et al., 2009); (B) biotite (A: anorogenic alkaline; B: peraluminous rock; C: calc-alkaline rocks; Abdel Rahman, 1994); (C) clinopyroxene (Le Base, 1962); (D) clinopyroxene (Leterrier et al. 1982).

آمفیبول افزون بر فشار، به دما و فشاربخشی اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست نیز بستگی دارد (Hammarstrom and Zen, 1989). با توجه به پارامترهای یادشده و میزان Al(total)، پژوهشگران روابط بسیاری را برای اندازه‌گیری فشار پیدایش سنگ‌های آذرین پیشنهاد کرده‌اند که یکی از پذیرفتنی‌ترین آنها رابطه پیشنهادی اشمیت (Schmidt, 1992) است.

### فشارسنجی و ژرفاسنجی

برای فشارسنجی توده‌های آذرین درونی منطقه از ترکیب شیمیایی آمفیبول و کلینوپیروکسن بهره گرفته شد. با توجه به اینکه میزان آلومینیم در شبکه آمفیبول وابستگی نزدیکی با فشار پیدایش آنها دارد، بیشتر از آمفیبول‌ها برای اندازه‌گیری فشار حاکم بر محیط تبلور ماگما بهره‌گیری می‌شود. بررسی‌ها نشان داده‌اند ترکیب



شکل ۱۱. اندازه‌گیری فشاربخشی اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیکروکسن‌ها در برابر  $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$  (Schweitzer et al., 1979)؛ نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در برابر  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  (Helmy et al., 2004) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۱۰ است) (Figure 11. Oxygen fugacity in the clinopyroxenes crystallization environment based on A)  $\text{Al}^{\text{IV}}+2\text{Ti}+\text{Cr}$  versus  $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$  diagram; B)  $\text{Al}^{\text{IV}}$  versus  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  diagram (Helmy et al., 2004) (Symbols are the same as Figure 10).

صورت کم‌بودن فشاربخشی اکسیژن  $\text{Fe}^{+2}$  در ساختار هورنبلند جای می‌گیرد و باعث افزایش  $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$  و  $\text{Mg}/\text{Fe}^{+2}$  در آمفیبول می‌شود و در نتیجه  $\text{Mg}$  به همراه  $\text{Al}$  وارد شبکه چرمک می‌شود و فشاربخشی اکسیژن کم باعث افزایش مقدار واقعی  $\text{Al}^{\text{total}}$  در آمفیبول می‌شود (Stein and Dietl, 2001)؛

۳- باید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا کناره اکتینولیتی دارند چشم‌پوشی کرد؛ زیرا شاید اکتینولیت در فاز زیر خط انجماد و در پی دگرسانی پیروکسن و هورنبلند ساخته شود (Helmy et al., 2004)؛

۴- هورنبلند باید دگرسانی نداشته باشد (Stein and Dietl, 2001; Helmy et al., 2004)؛

۵- شمار کاتیون‌های  $\text{Si} \leq 7/5$  و  $\text{Ca} \geq 1/5$  باشد (Hammarstrom and Zen, 1986)؛

۶- در توده‌های آذرین درونی کالک‌آلکان با آمفیبول کلسیک می‌توان آن را به کار برد (Stein and Dietl, 2001)؛

۷- پلاژیوکلاز و ارتوکلاز همزیست با آمفیبول کلسیک به ترتیب باید آنورتیت ۲۳ تا ۳۵ درصد و  $\text{K}$  بالا داشته باشند. چون آنورتیت بالا و  $\text{K}$  کم افزایش  $\text{Al}$  کل را به دنبال دارد (Anderson and Smith, 1995).

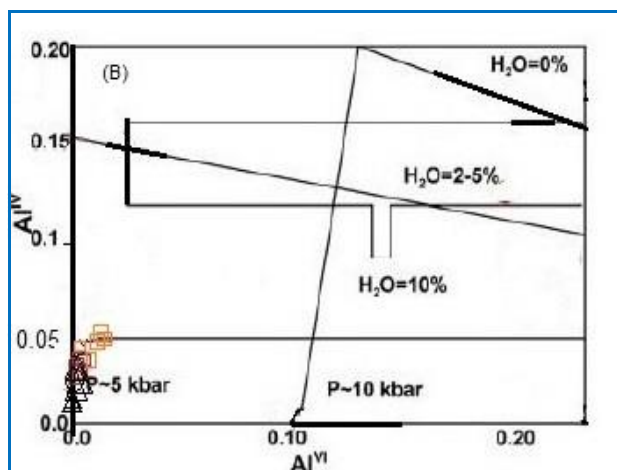
برای فشارسنجی توده‌های آذرین درونی منطقه نخست  $\text{Al}^{\text{total}}$  در شبکه آمفیبول‌های توده‌های آذرین

هورنبلندی که در شرایط فشاربخشی بالای اکسیژن تبلور یافته است، نسبت به هورنبلندی که در شرایط فشاربخشی کم اکسیژن تبلور یافته است، نتایج بهتر و پذیرفتنی‌تری را برای داماسنجی و فشارسنجی نشان می‌دهد (Hammarstrom and Zen, 1989). فشارسنج  $\text{Al}$  در هورنبلند برای اندازه‌گیری فشار تبلور و ژرفای جایگیری سنگ‌ها به کار می‌رود؛ اما بهره‌گیری از این روش در سنگ‌های آذرین درونی کالک‌آلکان به برقراری شرایط زیر وابسته است:

- ۱- سنگ مجموعه کانی‌های کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتت، منیتیت یا ایلمنیت را به صورت کانی‌های همایند داشته باشد (Stein and Dietl, 2001). نبود مجموعه کانی‌های همایند یادشده نشان می‌دهد فشار به دست آمده گویای ژرفایی است که هورنبلند متبلور شده است تا فشاری که توده آذرین درونی متبلور شده است. بودن این مجموعه کانی‌ها نشان‌دهنده تبلور در شرایط زیر خط انجماد<sup>۱</sup> است و فشار اندازه‌گیری شده، فشار برآمده از تبلور ماگماست؛
- ۲- فشاربخشی اکسیژن کمابیش بالاست و رابطه  $\text{Fe}^{\text{total}}/\text{Fe}^{\text{total}}+\text{Mg} < 0.16$  در آمفیبول‌ها برپاست.

<sup>1</sup> subsolidus





شکل ۱۳. اندازه‌گیری میزان آب ماگما و فشار زمان تبلور کلینوپروکسن‌ها در نمودار  $Al^{VI}$  در برابر  $Al^{IV}$  (Helz, 1973) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۱۰ است)

**Figure 13.** Magma water and pressure during the clinopyroxenes crystallization in  $Al^{VI}$  versus  $Al^{IV}$  diagram (Helz, 1973) (Symbols are the same as Figure 10).

### دماسنجی

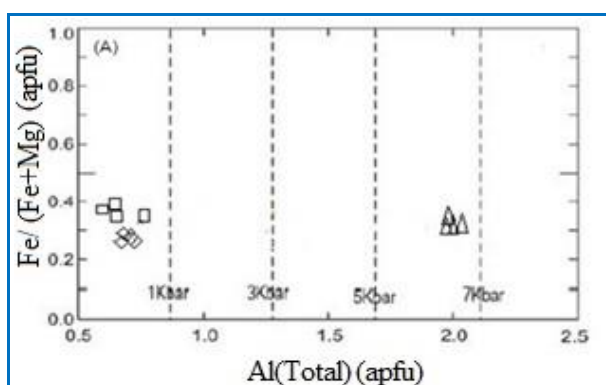
آمفیبول‌ها در بازه گسترده‌ای از دما و فشار پدید می‌آیند (Blundy and Holland, 1990). برای دماسنجی توده‌های منطقه از روش دماسنجی بر پایه مقدار  $Ti$  در آمفیبول بهره گرفته شد. دماسنجی توده‌های آذرین درونی بر پایه مقدار  $Ti$  در آمفیبول و بر پایه رابطه پیشنهادی اوتن (Oتن, 1984؛  $T(°C) = 547 + 1204 * (Ti \text{ total})$ ) انجام شد که نتایج آن در جدول ۵ آورده شده‌اند.

### بررسی پهنه‌بندی کانی‌ها

در نیمرخ خطی، تغییرات شیمیایی بلور با منطقه‌بندی آمفیبول گرانودیوریت نبی‌جان (شکل ۱۵-۱۵A)، و بلور با منطقه‌بندی آمفیبول در گابروی نبی‌جان (شکل ۱۵-۱۵B) نشان داده شده است. مقدار  $Mg/Fe^{T+Mg}$ ،  $TiO_2$ ،  $Fe/Fe+MgO$ ،  $Al_2O_3$  و  $SiO_2$  از مرکز به کناره بلور گابرو و گرانودیوریت حالت نوسانی دارد که چه‌بسا پیامد تغییرات گرما و فشاربخشی ماگمای آشیانه ماگمایی در هنگام تبلور کانی آمفیبول و نیز پیامد آلودگی با مواد پوسته‌ای در زمینه باشد.

درونی اندازه‌گیری می‌شود. سپس بر پایه رابطه پیشنهادی اشمیت (Schmidt, 1992)  $P(Kbar) = -3.01 + 4.76Al^{(total)}$ ؛ فشار جایگیری توده‌های آذرین درونی منطقه به دست آورده می‌شود. فشار جایگیری توده گرانودیوریتی نبی‌جان نزدیک به ۰/۸ کیلوبار و برای مونزوگرانیت مرزرو برابر با ۰/۵ کیلوبار است (جدول ۵) و در توده گابرویی نبی‌جان نبود مجموعه کانی‌های همایند یادشده نشان می‌دهد فشار به دست آمده بیشتر نشان‌دهنده ژرفایی است که هورنبلند متبلور شده است تا فشاری که توده آذرین درونی متبلور شده است. فشار به دست آمده برای آمفیبول در گابروی نبی‌جان برابر با ۶/۵ کیلوبار می‌شود که به فشار زمان تبلور هورنبلند مربوط است. نتایج فشارسنجی بر پایه نمودار  $Al^{(total)}$  در برابر  $Fe_{total}/(Mg+Fe_{total})$  در جدول ۵ و شکل ۱۲ آورده شده‌اند.

همچنین، پراکندگی  $Al$  در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپروکسن‌ها معیاری برای به دست آوردن میزان آب ماگما و فشار جایگیری سنگ‌های آذرین است (Helz, 1973). با بهره‌گیری از این روش، فشاری کمتر از ۵ کیلوبار برای تبلور کلینوپروکسن‌ها اندازه‌گیری شده است (شکل ۱۳).



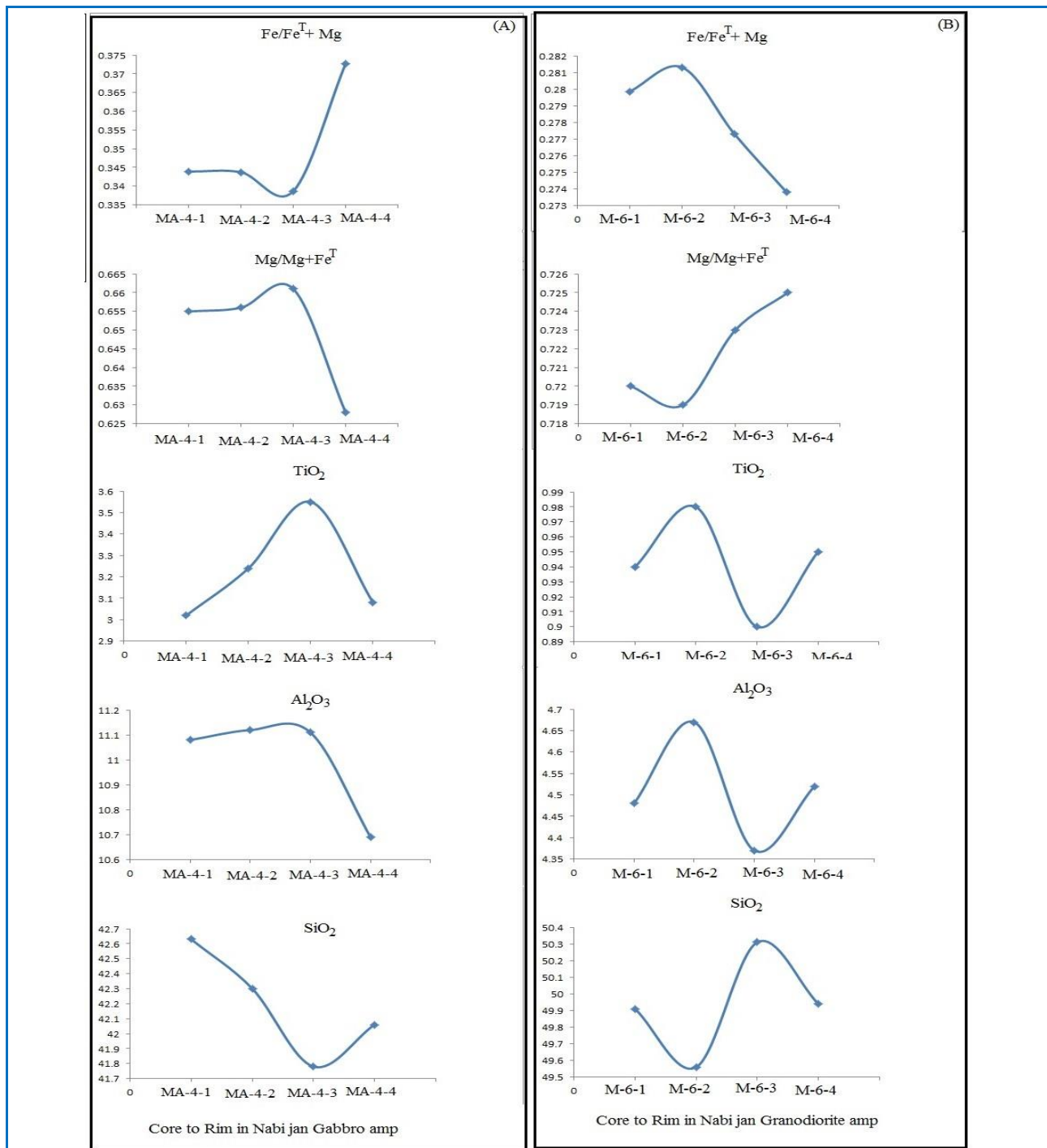
شکل ۱۲. فشارسنجی در هنگام تبلور آمفیبول در نمودار  $Al^{(Total)}$  در برابر  $Fe/(Fe+Mg)$  (Schmidt, 1992) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۱۰ است)

**Figure 12.** Amphibole crystallization barometry in  $Al^{(Total)}$  versus  $Fe/(Fe+Mg)$  diagram (Schmidt, 1992) (Symbols are the same as Figure 10).

جدول ۵. چکیده نتایج دماسنجی و فشارسنجی توده‌های آذرین درونی منطقه نبی‌جان و مرز رود.

Table 5. Thermometry and barometry results for the igneous rocks of Nabijan and Marzrud regions.

Region	Nabi jan		Marzroud
Rock Type	Granodiorite	Gabbro	Monzogranite-
Barometry method	Fe/Fe <sup>T</sup> +Mg versus Al (Schmidt, 1992)	P(Kbar)=0.7	P(Kbar)=0.5
	Al in amphibole (Schmidt, 1992)	P(Kbar)=0.851	P(Kbar)=0.45
Thermometry method	Ti (Ottens, 1984)	T(°C)=677	T(°C)=992.12
			T(°C)=677.3

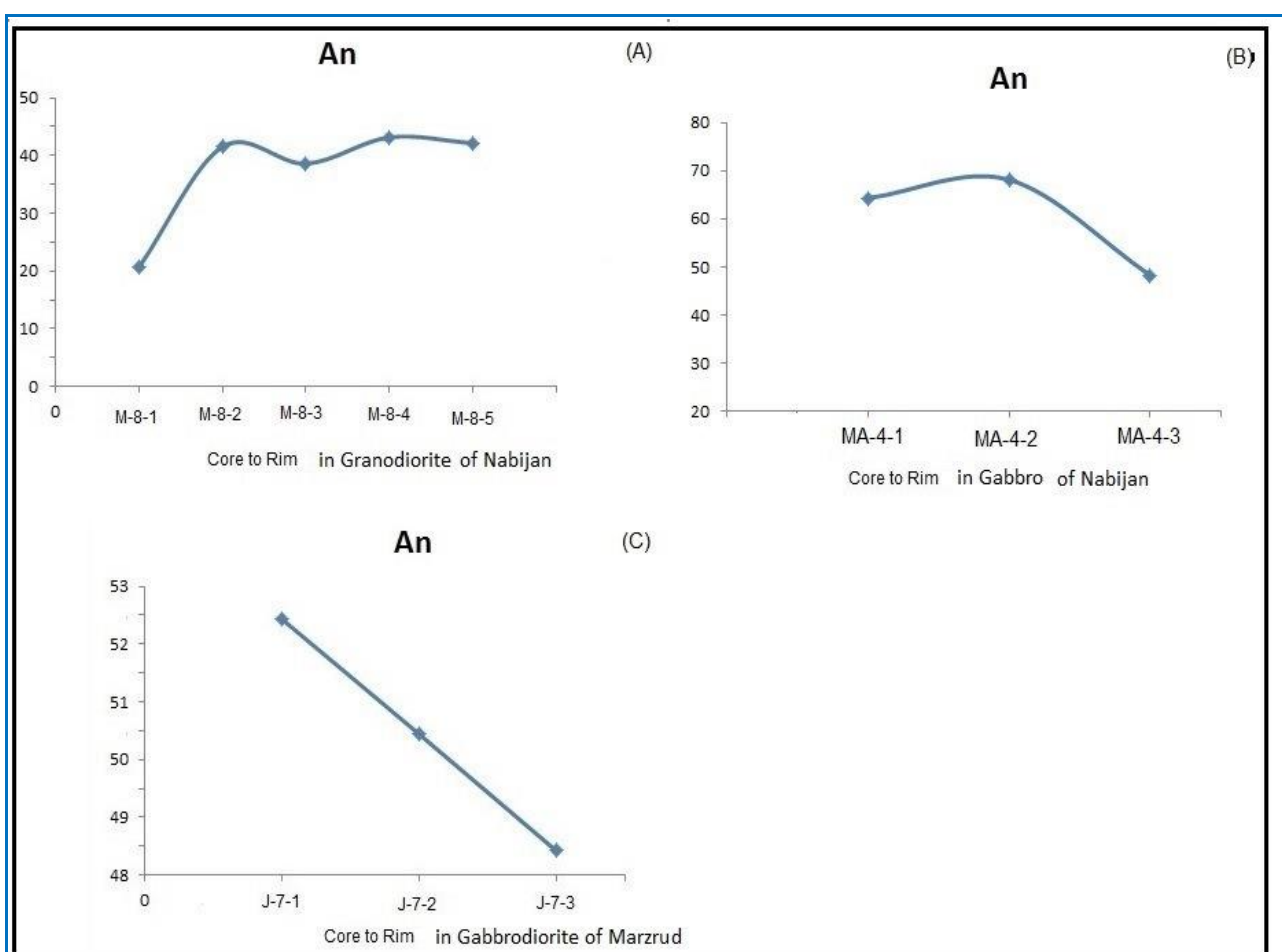


شکل ۱۵. نیمرخ خطی تغییرات شیمیایی کانی آمفیبول در (A) توده گرانودیوریت نبی‌جان؛ (B) گابروی نبی‌جان.

Figure 15. Chemical composition profile for the amphibole in the (A) Nabijan granodiorite; (B) Nabijan gabbro.

رشد بلور است. زمانی که بلور وارد مرحله جدیدی از تبلور می‌شود. در لایه جدید در حال پیدایش، تمرکز یون‌ها کاهش می‌یابد و جایگاه آن با دیگر یون‌های درون ماگما مصرف می‌شود (Winter, 2001). وجود منطقه‌بندی نشان‌دهنده نبود تعادل در سیستم ماگمایی هنگام تبلور و یا پیامد تغییر در سرعت رشد بلور است (Dobosi and Forder, 1992). منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلاز گابرودیوریت مرزروده می‌تواند به درجه انتشار یون‌ها بستگی داشته باشد.

تجزیه ریزکاو الکترونی از مرکز به کناره در پلاژیوکلاز گرانودیوریت و دیوریت نی‌جان منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۱۶- B و A) و در گابرودیوریت مرزروده منطقه‌بندی عادی (شکل ۱۶- C) را نشان می‌دهد. منطقه‌بندی نوسانی در بلورهای پلاژیوکلاز گرانودیوریت و گابرو نی‌جان نشان می‌دهد گرما و فشاربخشی آشیانه ماگمایی در هنگام تبلور کانی پلاژیوکلاز نوسانی بوده است. از موارد منطقه‌بندی در کانی‌ها، رابطه میان درجه انتشار یون‌ها در ماگماها و میزان



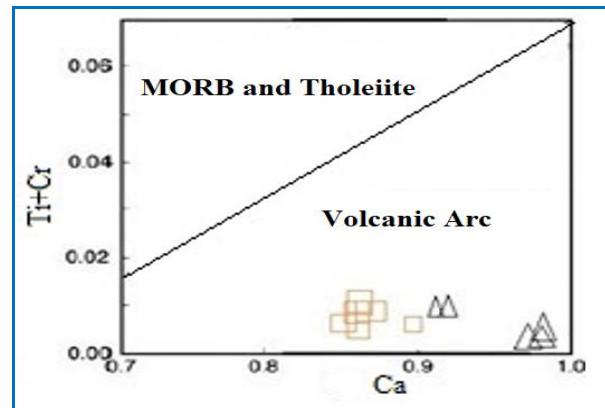
شکل ۱۶. نیمرخ خطی ترکیب شیمیایی کانی پلاژیوکلاز در (A) گرانودیوریت نی‌جان؛ (B) گابرو نی‌جان؛ (C) گابرودیوریت مرزروده  
**Figure 16.** Chemical composition profile for the plagioclase in the (A) Nabijan granodiorite; (B) Nabijan gabbro; (C) Marzroud gabbrodiortite

زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌ها بدهد (Le Bas, 1962). در نمودار Ca در برابر Ti+Cr پیروکسن‌ها در گستره کمان‌های آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۱۷).

#### محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها بر پایه شیمی کانی

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها پیرو ترکیب شیمیایی و محیط پیدایش ماگمای سازنده آنهاست و می‌تواند داده‌های ارزشمندی را درباره محیط

دیوپسید است. آمفیبول‌های هر دو منطقه در گروه کلسیک جای گرفته‌اند و در شرایط فشاربخشی بالای اکسیژن پدید آمده‌اند. ترکیب بیوتیت‌های گابرویدیوت مرز رود در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار جای می‌گیرد. در سنگ‌های گابرویدیوت مرز رود فلدسپار ترکیب پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت) و در سنگ‌های مونزوگرانیته مرز رود ترکیب پلاژیوکلاز (آندزین) و ارتوکلاز، در گرانودیوت نبی‌جان ترکیب پلاژیوکلاز (آندزین-الیگوکلاز) و در گابرو (لابرادوریت تا بیتونیت) دارد. بر پایه شیمی کانی آمفیبول دما و فشار پیدایش گرانودیوت نبی‌جان برابر با  $677^{\circ}\text{C}$  و  $0.17 - 0.85$  کیلوبار، گابرو نبی‌جان برابر با  $992^{\circ}\text{C}$ ،  $0.45 - 0.5$  کیلوبار مونزوگرانیته مرز رود برابر با  $677/3^{\circ}\text{C}$  و  $0.45 - 0.5$  کیلوبار به‌دست آمد. شیمی کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول نشان می‌دهد توده‌های آذرین درونی منطقه به سری کالک‌آلکان متعلق هستند و در محیط وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند.



شکل ۱۷. A) شناسایی محیط زمین‌ساختی کلینوپروکسن‌ها در نمودار Ca در برابر Ti+Cr (Dorais, 1990) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۱۰ است).

Figure 17. A) Determination of tectonic environment of clinopyroxene in Ca versus Ti+Cr diagram (Dorais, 1990) (Symbols are the same as Figure 10).

### برداشت

بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد ترکیب پیروکسن‌های سنگ‌های منطقه نبی‌جان و مرز رود از نوع

### References

- Abdel-Rahman, A.M. (1994) Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541. <https://doi.org/10.1093/Petrology/35.2.525>
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and  $f_{\text{O}_2}$  on the Al in hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Blundy J. D. and Holland T.B. (1990) Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224. <https://doi.org/10.1007/BF00348957>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1991) *An introduction to the Rock-forming minerals*, 528p. Longman, London.
- Dobosi, G. and Fordor, F.V. (1992) magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from Greencore clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. *Lithos*, 28, 133-150. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90028](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90028)
- Dorais, M.J., Whitney, J.A., and Roden, M.F. (1990) Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain Complete New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rock. *American Mineralogist*, 75, 1092-1105.
- Hammarstrom, J. M., and Zen, E. A. (1989) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogists*, 71, 1297-1313.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F.E.I., Mahallawi, M.M., Ali, S.M. (2004) Pressure, temperature, and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Science*, 38, 255-268. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.002>
- Helz, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at  $\text{PH}_2\text{O}=5\text{KBar}$  as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 17, 139-193. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>

- Ishihara, S. (1977) The Magnetite- Series and Ilmenite-Series Granitic rock. *Mining Geology*, 27, 293-350. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Le Bas, M.J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288. <https://doi.org/10.2475/AJS.267>
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Sciences*, 59, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Lindsley, D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493. <https://doi.org/10.4236/Ojpp.2012.21003>
- Mehrpour, M., Aminifazl, A., and Radfar, J. (1993) Geology map of Varzaghan, Scale 1:100000. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G., and Bea, F. (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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98. <https://doi.org/10.1007/S00410.008-0371-4>
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15>
- Nabavi, M.H. (1977) Introduction of Geology of Iran. Geological Organization of Iran, Tehran, Iran.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.I.H., and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Otten, M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artssijallet gabbros and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 185-199.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, 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. *The Canadian Mineralogist* 36, 905-912. <https://ijcm.ir/article-1-1332-fa.html>
- Schmidt, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E. (1979) statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501-13.
- Sgarbi, B.A. Gaspar, J.C., and Valence, J.C. (2000) Clinopyroxene from Brazilian kamafugites. *Lithos*, 53, 101-116. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00071-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00071-6)
- Siymyab, P. (2007) Petrography, and Petrology of south Marzroud intrusions with a reference to its economic potential). M.Sc. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran [In Persian].
- Spear, F.S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, 281, 697-734. <https://doi.org/10.2475/ajs.281.6.697>
- 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, 185-207. <https://doi.org/10.1007/s007100170033>

- Vieten, K. and Hamm, H.M. (1978) Additional notes on the calculation of the crystal-chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe<sup>3+</sup> from microprobe analyses. *Monatshefte, Journal of Geosciences*, 71-83.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winter, J.D. (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, 697p. Prentice Hall, Hoboken, New Jersey.
- Yazdani, M. (2005) The study of Petrography and Petrology of Nabijan intrusion (SE Kaleybar). M.Sc. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran [In Persian].