

Research Article

Mineral chemistry and thermobarometry of gabbroic rocks from the Pargéh area (NE Qazvin): A key for understanding the crystallization conditions

Nahid Naseri¹, Reza Zarei Sahamieh² , Matthew Leybourne³
Anderson Costa dos Santos⁴, Ahmad Ahmadi Khalaji⁵

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, mrs.naseri67@gmail.com

² Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, zareir@lu.ac.ir

³ Professor, Queen's Faculty for Isotope Research, Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada K7L 3N6, m.leybourne@queensu.ca

⁴ Professor, Rio de Janeiro State University (UERJ), Geology Faculty, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea (DMPI), Brazil, andcostasantos@gmail.com

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, khalagi2002@yahoo.com

ARTICLE INFO

Received: 04 June 2023
Accepted: 07 August 2023

Keywords

Mineral chemistry
Geothermobarometry
Tectonic setting
Central Alborz
Iran



 10.22108/ijp.2023.137922.1303

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Mineral chemistry data as well as petrography provide a comprehensive picture of magma crystallization conditions that support the conclusions based on geochemical data. In addition, the chemical composition of minerals such as clinopyroxene, olivine, biotite, feldspar, and Fe-Ti oxides reflect physicochemical parameters (pressure, temperature, and oxygen fugacity), crystal growth history, and melt origin. The pressure, temperature and oxygen fugacity parameters are estimated from chemical data of various rock-forming minerals to provide information regarding the crystallization of magmas. The essential purposes of present study are to determine the physicochemical conditions (temperature and pressure), to identify the tectonic environment and to propose an emplacement model for Pargéh mafic magmas formation.

Regional Geology

The Pargéh area is a part of the Central Alborz Magmatic Belt (AMB) (Figure 1). There are

extensive magmatic sections in this zone including the Cenozoic calc-alkaline and alkaline (potassic) magmatism generated in an arc and back-arc setting in an extensional environment (post collision). This

 Corresponding Author

To cite this article: Naseri, N., Zarei Sahamieh, R., Leybourne, M., Costa dos Santos, A., Ahmadi Khalaji, A. (2024) Mineral chemistry and thermobarometry of gabbroic rocks from the Pargéh area (NE Qazvin): A key for understanding the crystallization conditions. *Petrological Journal*, 15(1), 59-84.

belt is mainly composed of Upper Precambrian to Eocene sedimentary and volcanic sequences intruded by Mesozoic to Cenozoic plutons, in the central and western parts of the belt. The igneous rocks of the north and northeast of Qazvin were formed during three volcanic phases, of which only two phases can be seen in the study area. These Late Eocene-Oligo-Miocene plutonic rocks are related to post-collisional magmatic activities originated in back-arc extensional basins and have calc-alkaline to high-potassium shoshonitic characteristics. According to U–Pb dating, the age of the syenite and monzonite rocks is Late Eocene. But the exact age of the Pargéh gabbroic rocks is not known, considering that these intrusions were injected into Eocene tuffs, they are Late Eocene and possibly Oligocene.

Analytical Methods

The main minerals were analyzed by an electron microprobe at the Queen's Facility for Isotope Research (QFIR), Queens University, Kingston, Canada. Operating conditions were as follows: the acceleration voltage was 15 kV, the beam current was 20 nA, and the diameter of the probe was 3 μm (Tables 1 to 6).

Petrography

Field and petrographic observation show that most of the Pargéh pluton is monzogabbro and olivine gabbros make up only a small part of the pluton. Olivine gabbro is a medium- to coarse-grained mesocratic-melanocratic rock. Olivine gabbro and monzogabbro are texturally varied. In both samples, intergranular, poikilitic, sub-ophitic and granular textures were identified. Olivine gabbro are dominated by olivine (20-25%vol), clinopyroxene (15-20 %vol), plagioclase (50-55 %vol), biotite (~ 5 %vol) and K-feldspar (~ 5 %vol). Accessory minerals include apatite and Fe-Ti oxides. Monzogabbros are characterized by a high proportion of plagioclase (55-60 %vol) and clinopyroxene (20-25 %vol), biotite (5-10%vol) and K-feldspar (8-10%vol). Fe-Ti oxides and apatite are common accessory minerals in monzogabbros.

Discussion

Based on research on the distribution of Ti in silicates and oxides of magmatic rocks, Verhoogen (1962) proposed that the crystallization temperature of clinopyroxene is positively correlated with its Ti content. Therefore, the higher clinopyroxene,

crystallization temperature, the more Ti clinopyroxene likely to contain. The TiO_2 content of clinopyroxenes in olivine gabbros is slightly higher than that of monzogabbros, pointing to the clinopyroxenes in olivine gabbro having a relatively higher crystallization temperature compared to that of clinopyroxenes in monzogabbro. In the 9-A and B diagram, all the samples are in the range of alkaline basalt, so the parental magma can be an alkaline magma. As mentioned above, clinopyroxenes have high amounts of Al and Ti, consistent with the evolution of an alkaline magma. High amounts of calcium in the studied clinopyroxenes indicate that the parental magma may have an alkaline nature. This tectonic setting discrimination diagram can distinguish basaltic clinopyroxenes from volcanic arc basalt (VAB), ocean floor basalt (OFB), intraplate tholeiite (WPT) and intraplate alkaline environments (WPA). In the F1-F2 tectonic environment discrimination diagram, all the study samples fall within the range of volcanic arc basalts (VAB+OFB), which shows that these rocks are probably formed in a volcanic arc and arc-related tectonic setting environment. In general, all tectonic discrimination diagrams based on clinopyroxene chemistry indicate an arc-related environment for the parental magma.

Conclusion

The mafic rocks of Pargéh are composed of olivine gabbro and monzogabbro which are characterized by the presence of olivine, plagioclase, clinopyroxene, biotite and K-feldspar. The mineral chemistry results show the role of fractional crystallization as the main process in the formation of the parental magma of the rocks under study. The chemical features of clinopyroxenes point that the parental magma must belong to a silica under-saturated alkaline series, characterized by high temperature, low pressure, low Si and high Ca contents possibly formed in a volcanic arc tectonic setting environment. As the examined thermobarometers data show, the olivine gabbros generated at higher temperature and pressure than that of monzogabbros indicating that the olivine gabbros probably crystallized at a greater depth.

شیمی کانی و دما فشارسنجی سنگ‌های گابرویی پرگه (شمال خاوری قزوین): کلیدی برای شناخت شرایط تبلور

ناهید ناصری^۱، رضا زارعی سهامیه^۲ , متیو لیبورن^۳
آندرسون کاستادوس سانتوس^۴، احمد احمدی خلجی^۵

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، mrs.nasari67@gmail.com

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، zareir@lu.ac.ir

^۳ استاد، گروه علوم زمین‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی، دانشگاه کوپینز، کینگستون، کانادا، m.leybourne@queensu.ca

^۴ استاد، گروه پترولوژی و کانی‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ریودنایرو، ریودنایرو، برزیل، andcostasantos@gmail.com

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، khalagi2002@yahoo.com

چکیده

اطلاعات مقاله

از دیدگاه سنگ‌شناسی، توده آذرین درونی پرگه از الیون گابرو و مونزوگابرو با بافت اینترگرانولار، گرانولار و سابافیتیک ساخته شده است. کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار، آپاتیت و کانی کدر از کانی‌های سازنده مونزوگابروها هستند. الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار، آپاتیت و کانی کدر از کانی‌های سازنده الیون‌گابروها به‌شمار می‌روند. داده‌های شیمی کانی نشان می‌دهند این ماگماها در آشیانه‌های ماگمایی پوسته ژرف دچار تبلور بخشی شده‌اند. چندین دماسنج برای برآورد دما و فشار تبلور ماگماهای مافیک پرگه به‌کار گرفته شد. دما فشارسنجی کلینوپیروکسن، دمای تبلور ۱۰۵۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱ تا ۳ کیلو بار را برای مونزوگابرو و دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۹۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴ تا ۹ کیلو بار را برای الیون‌گابروها نشان داد. بر پایه این داده‌ها، دما و فشارهای تبلور الیون‌گابروها بالاتر از مونزوگابرو است و نشان می‌دهد تبلور آنها در ژرفای بیشتری روی داده است. بر پایه نتایج شیمی کانی، ماگمای مادر سنگ‌های مافیک پرگه به سری آلکان تعلق دارد که با دمای بالا و فشار کم شناخته می‌شود. نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی کلینوپیروکسن نشان می‌دهند ماگمای مادر در پهنه زمین‌ساختی وابسته به کمان آتشفشانی پدید آمده است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۳/۱۴

تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۴/۱۶

کلید واژه‌ها

شیمی کانی
زمین دما فشارسنجی
محیط زمین‌ساختی
البرز مرکزی
ایران



doi 10.22108/ijp.2023.137922.1303

ماگما و شیمی ماگما بسیار بستگی دارد. تغییر در ترکیب و ساختار کانی‌ها نشان‌دهنده تغییر در محیط پیدایش آنهاست؛ از این‌رو، از ویژگی کانی‌ها می‌توان

مقدمه

ترکیب کانی‌های سنگ‌های آذرین به محیط تبلور

 نویسنده مسئول

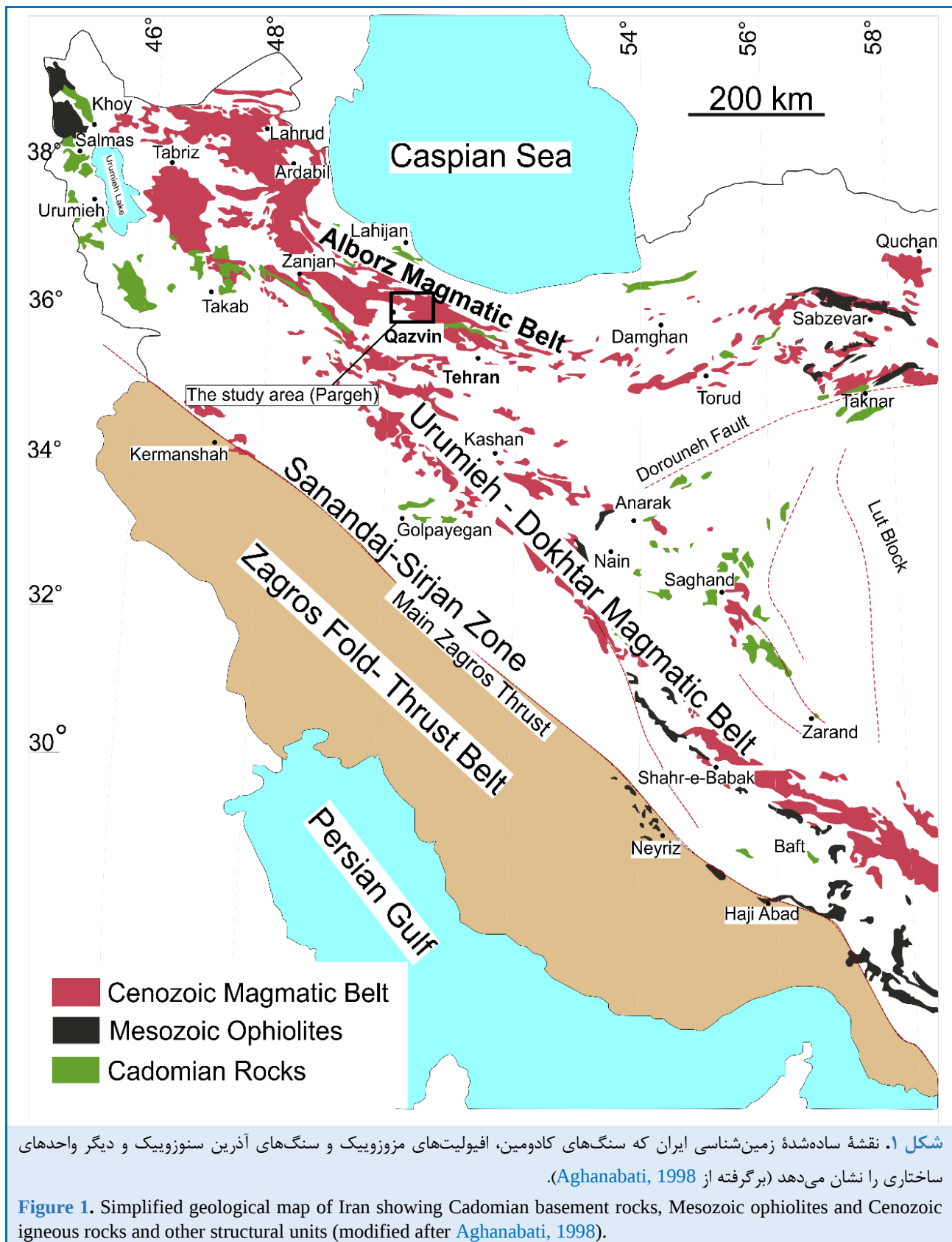
استناد به این مقاله: ناصری، ن.، زارعی سهامیه، ر.، لیبورن، م.، کاستادوس سانتوس، آ.، احمدی خلجی، ا. (۱۴۰۳) شیمی کانی و دما فشارسنجی سنگ‌های گابرویی پرگه (شمال خاوری قزوین): کلیدی برای شناخت شرایط تبلور. پترولوژی ۱۵(۱)، ۵۹-۸۴.

فیزیکوشیمیایی (دما و فشار)، تعیین محیط زمین‌ساختی و ارائه یک الگوی تبلور کلی برای ماگماهای مافیک بررسی شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه پرگه بخشی از کمربند ماگمایی البرز مرکزی (شکل ۱) با طول جغرافیایی $50^{\circ}15'20''$ تا $50^{\circ}25'50''$ و عرض جغرافیایی $36^{\circ}15'06''$ تا $36^{\circ}25'48''$ شمالی است (شکل ۲). در راستای این پهنه، فرایندهای ژئودینامیکی گوناگونی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی پدیدآمده هنگام تکامل سنگ‌کره در دوره پس از برخورد را هدایت می‌کنند. پس از برخورد در تریاس، فشردگی درون‌قاره‌ای در امتداد اقیانوس پالئوتتیس آغاز شد و در البرز مرکزی، دوران مزوزویک با تجمع رسوب‌های کربناته آواری آغاز شده و با رسوب‌های زغال‌دار سازند شمشک در تریاس پسین ادامه یافته است (Berberian, 1983). در البرز مرکزی، فازهای کششی، شکاف‌های منطقه‌ای را پدید آورده‌اند که فعالیت آتشفشانی و آذرین درونی را در پی داشت (Berberian, 1983). توده‌های آذرین درونی و بیرونی گسترده‌ای در این ناحیه وجود دارد (Agard, 2011). این سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی سرشت کالک‌آلکالن و آلکالن (پتاسیک) دارند و در محیط کمان و پشت کمان و در یک محیط کششی (پس از برخورد) پدید آمده‌اند (Asiabanha and Foden, 2012; Castro et al., 2013). این کمربند بیشتر از توالی‌های رسوبی و آتشفشانی پرکامبرین بالایی تا ائوسن ساخته شده است که توده‌های مزوزویک تا سنوزویک در بخش‌های مرکزی و باختری آن نفوذ کرده‌اند (Aghazadeh et al., 2010, 2011). سنگ‌های آذرین شمال و شمال‌خاوری قزوین در سه فاز آتشفشانی پدید آمده‌اند که تنها دو فاز آن در منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند. آنلز و همکاران (Annels et al., 1975) نخستین بررسی‌های چینه‌شناسی و رده‌بندی سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی پالئوژن در البرز را در منطقه طالقان و قزوین انجام داده‌اند.

برای بررسی سنگ‌زایی کانی و سازوکار تکامل ماگما بهره برد (Zhang, 2005). داده‌های شیمی کانی و همچنین، سنگ‌نگاری، تصویری جامع از شرایط تبلور ماگما ارائه می‌دهند که از یافته‌های به‌دست‌آمده بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی پشتیبانی می‌کند. افزون‌بر این، ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن، الیوین، بیوتیت، فلدسپار و اکسیدهای Fe-Ti پارامترهای فیزیکوشیمیایی (فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن)، تاریخچه رشد بلورها و خاستگاه مذاب را نشان می‌دهند (Abbott, 1985; Speer, 1987). برآورد پارامترهای فشار (P)، دما (T) و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) بر پایه شیمی کانی‌های گوناگون، اطلاعاتی درباره تبلور ماگماها در اختیار می‌گذارند. کاربرد الگوهای دمافشارسنجی بر پایه ترکیب کانی-مذاب، کانی-کانی و تک کانی ابزار توانمندی برای بررسی رفتار سیستم‌های ماگمایی و محدود کردن تکامل آنها از سطوح پوسته ژرف به سطوح کم ژرفاست (Feng and Zhu, 2018; Bardelli et al., 2023). در دهه‌های اخیر، بسیاری از الگوهای دمافشارسنجی برای برآورد شرایط فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب هورنبلند (Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994; Ridolfi, 2010; Nimis, 1995; Nimis and Ulmer, 1998; Nimis and Taylor, 2008; Putirka, 2008) و بیوتیت (Li and Zhang, 2020) پیشنهاد شده‌اند. تا کنون بررسی‌های بسیاری در ارتباط با شناخت خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی قزوین انجام شده است (مانند Asiabanha et al., 2009)؛ اما بررسی چندانی پیرامون ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و به‌ویژه کانی‌شناسی سنگ‌های مافیک پرگه انجام نشده است. داده‌های کانی‌شناسی و ارزیابی زمین دمافشار-سنجی برای نخستین‌بار انجام شده است و در این پژوهش، داده‌های شیمی کانی سنگ‌های الیوین‌گابرو و مونزوگابرویی منطقه پرگه برای بررسی شرایط



(Nabatian et al., 2014) جدیدترین رویداد آذرین درونی وابسته به فروورانش در این پهنه نزدیک به ۵۳ میلیون سال پیش و جدیدترین رویداد آذرین درونی پسابرخوردی نزدیک به ۴۰ میلیون سال پیش رخ داده‌اند و نازک شدن پوسته در البرز باختری در ۵۳ تا ۴۰ میلیون سال پیش روی داده است. آنلز و همکاران (Annels et al., 1975) نشان دادند در شمال‌خاوری قزوین، پس از پالئوژن پسین، توده‌های آذرین درونی بسیاری در سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن تزریق شد که توده پرگه نیز یکی از آنها به شمار می‌رود (شکل ۲).

رخنمون این سنگ‌ها در شکل‌های A-۳ و B-۳ دیده می‌شود. بر پایه سن‌سنجی U-Pb زیرکن، سن سنگ‌های سینیت و مونزونیت این منطقه ائوسن پسین است (Sepidbar et al., 2019). تا کنون سن‌سنجی روی سنگ‌های مافیک پرگه انجام نشده است؛ اما از آن جایی که این توده آذرین درونی درون توف‌های ائوسن تزریق شده‌است، چه‌بسا به سن ائوسن پسین و یا الیگوسن باشند.

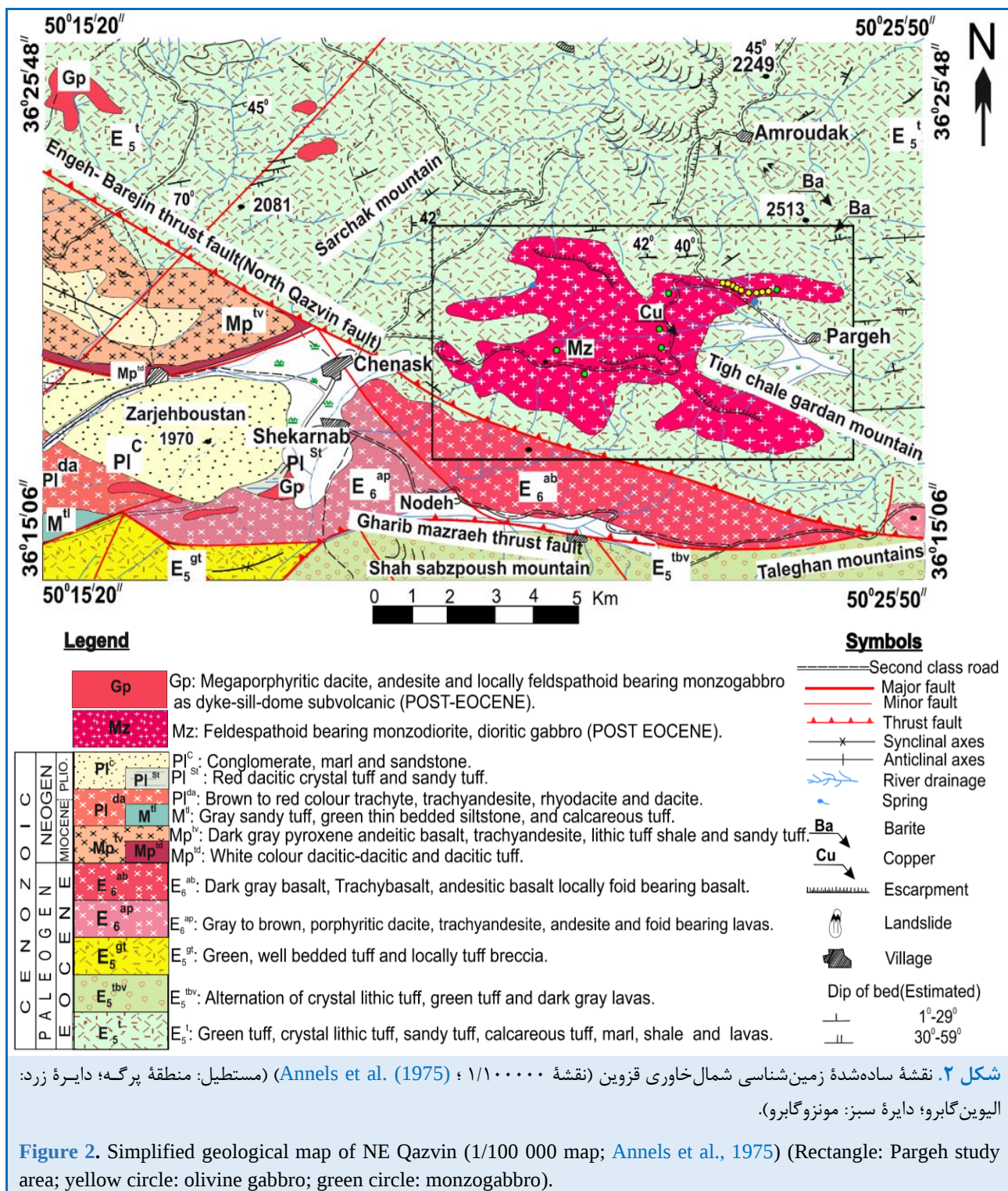
روش انجام پژوهش

نزدیک به ۱۰۰ نمونه از سنگ‌های الیوین‌گابرو و مونزوگابرویی منطقه پرگه گردآوری شد و مقاطع نازک آنها ساخته شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی از میان این نمونه‌ها، شمار ۷ نمونه برای ساخت مقطع نازک صیقلی برگزیده شدند (۵ مقطع از نمونه‌های الیوین‌گابرو و ۲ مقطع از نمونه‌های مونزوگابرو). برای بررسی شیمی کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها ۲۹ نقطه الیوین، ۴۵ نقطه پلاژیوکلاز، ۴۳ نقطه کلینوپیروکسن، ۴۰ نقطه بیوتیت، ۴۴ نقطه مگنتیت و ۳۸ نقطه ایلمنیت از هر دو نمونه سنگی با یک ریزکوالکترونی در مرکز تحقیقات ایزوتوپی (QFIR) دانشگاه کوئینز کانادا با شرایط عملیاتی، ولتاژ شتاب ۱۵ کیلو ولت، جریان پرتو ۲۰ نانو آمپر و قطر پروب ۳ میکرون تجزیه موردی شدند. گزیده‌ای از داده‌های تجزیه کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۶ آورده شده است.

سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن را به سه فاز آتشفشانی مربوط می‌دانند و سنگ‌شناسی خاصی را برای هر یک شناسایی کرده‌اند؛ به گونه‌ای که فاز ۱ (ائوسن) بیشتر دربردارنده توف‌های اسیدی و آندزیتی و گل‌سنگ‌های توفی است و فازهای دوم و سوم (الیگوسن) به ترتیب گدازه‌های بازیک و گدازه‌های حد واسط-اسیدی را دربر دارند. به گفته آنلز و همکاران (Annels et al., 1975)، فازهای دوم و سوم در الیگوسن پدیدار شدند و در مجموع نشان‌دهنده محیط کششی و شدت فعالیت البرز در این زمان هستند. در منطقه پرگه، سنگ‌های آذرین قدیمی‌تر از پالئوژن رخنمون ندارند (Annels et al., 1975). ماگماتیسیم در کمر بند ماگمایی البرز مرکزی، به‌ویژه از ائوسن تا الیگوسن، یک رویداد شوشونیتی است که با باتولیت‌های گرانیتی-سینیتی-گابرویی شناخته می‌شود (Castro et al., 2013; Nabatian et al., 2014). در مقایسه با رخدادهای گسترده سنگ‌های کالک‌آلکال و شوشونیتی فراشاخ ائوسن-الیگوسن، گمان می‌رود در سراسر پهنه البرز مرکزی، سنگ‌های شوشونیتی، آلکال و زیراشباع کمیاب باشند. در آغاز الیگوسن فعالیت ماگمایی به صورت توده‌های آذرین درونی فراوان با ترکیب‌های مختلف در بیشتر بخش‌های پهنه البرز و آذربایجان (مانند توده‌های آذرین درونی در اطراف تهران، قزوین، تاکستان و زنجان) دیده می‌شوند که عموماً سنگ‌های سینیتی، مونزونیتی و گرانودیوریتی هستند. این سنگ‌های پلوتونیک ائوسن پسین-الیگوسن به فعالیت‌های ماگمایی پس از برخورد مربوط هستند که در پهنه‌های کششی پشت‌کمان پدید آمده‌اند و ویژگی‌های کالک‌آلکال تا آلکال پتاسیم بالا نشان می‌دهند (Sepidbar et al., 2021; Castro et al., 2013). به باور نباتیان و همکاران (Nabatian et al., 2016)، یک رژیم زمین‌ساختی کششی در قزوین حاکم بوده است. چندین فرایند برای این محیط کششی البرز پیشنهاد شده است، مانند پسگرد تخته آقیانوسی فرورو^۱ (Verdel, 2011)، محیط پشت‌کمان^۲ و بالاآمدن پسابرخوردی (Asiabanha and Foden, 2012; Castro et al., 2013; Nabatian et al., 2014). بر پایه بررسی‌های نباتیان و همکاران

¹ Slab roll back

² Back-arc



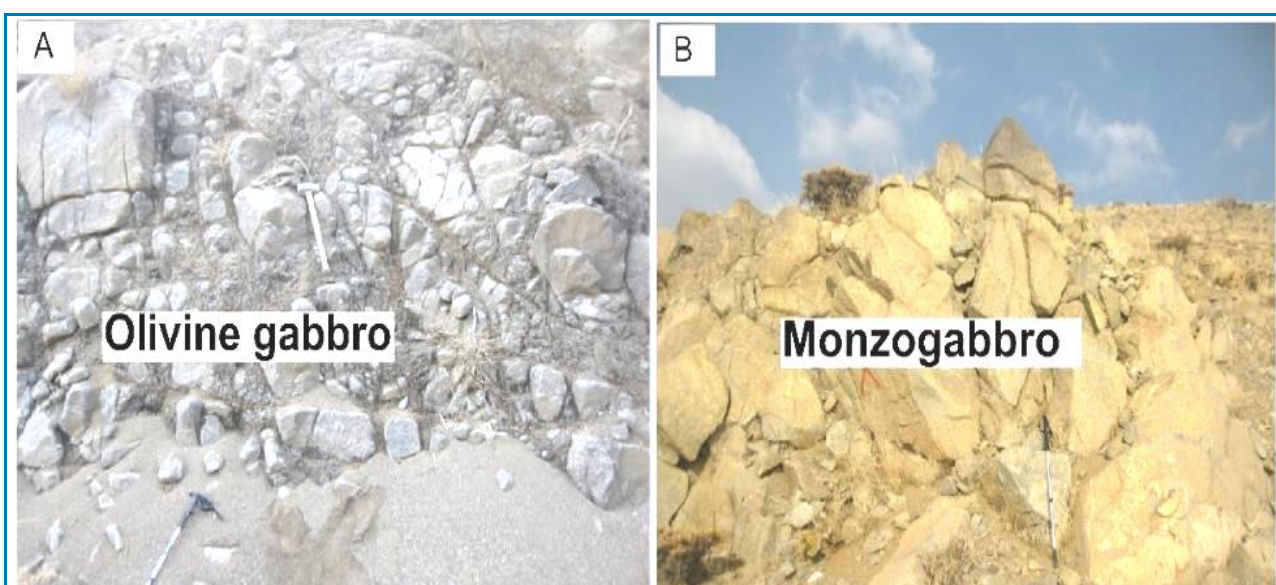
سنگی مزوکرات-ملانوکرات دانه متوسط تا درشت دانه است. الیوین گابرو و مونزوگابروها از دیدگاه بافتی متنوع هستند. بافت‌های اینترگرانولار، پویی کیلیتیک، ساب‌افیتیک (شکل ۴-۱) و گرانولار (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۳)

سنگ‌شناسی

بررسی‌های میدانی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند بیشتر توده پرگه مونزوگابرویی است و الیوین گابروها تنها بخش کوچکی از توده را تشکیل می‌دهند. الیوین گابرو

به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار هستند که گاهی بلورهای کوچک و گرد الیوین را به صورت میانبار در خود نگه داشته اند. در برخی پلاژیوکلازها منطقه بندی دیده می شود (شکل ۴-د). کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکل دار تا بی شکل با ماکل ساده و پلی سینتیک دیده می شوند (شکل ۴-ع). افزون بر این، پلاژیوکلازها بلورهای کلینوپیروکسن و الیوین را فراگرفته اند و بافت پویی کیلیتیک را پدید آورده اند.

۴-ج) در هر دو نمونه شناسایی شدند. نمونه های الیوین گابرو دربردارنده کانی های الیوین (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۵۵ درصد حجمی)، بیوتیت (نزدیک به ۵ درصد حجمی) و پتاسیم فلدسپار (حدود ۵ درصد حجمی) هستند. الیوین ها بلورهای گرد نیمه شکل دار تا بی شکل با شکستگی های نامنظم هستند (شکل های ۴-ا و ۴-ب) و برجستگی بالایی از خود نشان می دهند. پلاژیوکلاز نیز

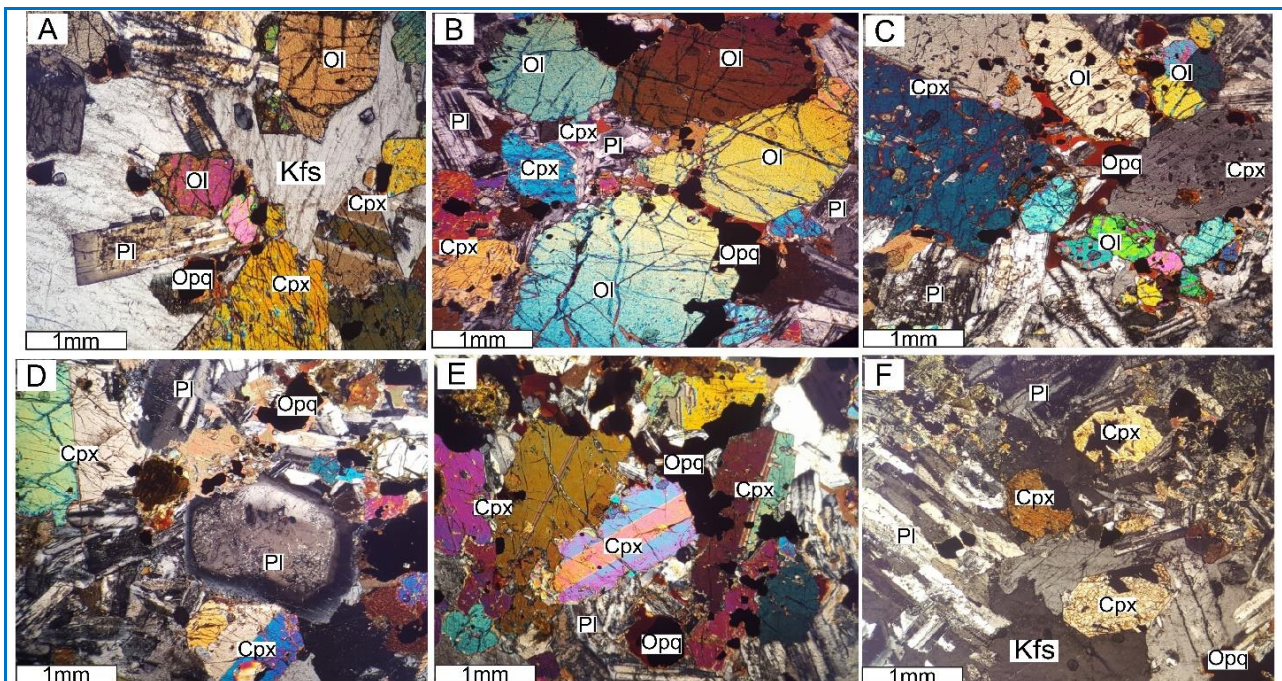


شکل ۳. رخنمون صحرایی سنگ های گابرویی پرگه (A) الیوین گابرو؛ (B) مونزوگابرو.

Figure 3. Field outcrops of the Pargah gabbroic rocks A) Olivine gabbro; B) Monzogabbro.

کلینوپیروکسن شکل دار (شکل ۴-ف) تا نیمه شکل دار (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی) با ترکیب دیوپسید، کانی مافیک اصلی در همه سنگ های یادشده است. در کلینوپیروکسن های این نمونه سنگی نیز بافت پویی کیلیتیک و ماکل ساده دیده می شود. کلریتی شدن در بیوتیت و اورالیتی شدن در کلینوپیروکسن دیده می شود. همچنین، این سنگ ها پتاسیم فلدسپار پراکنده نیز دارند. سریسیت و اپیدوت جانشین برخی پلاژیوکلازها شده اند. اکسیدهای آهن - تیتانیم و آپاتیت از کانی های فرعی رایج در مونزوگابروها به شمار می روند. ایلمنیت و مگنتیت در فضاهای میان کانی های اصلی نیز یافت می شوند. شکل ۵ هم رشدی ایلمنیت و مگنتیت را نشان داده است.

کانی های فرعی شامل آپاتیت و اکسیدهای آهن - تیتانیم هستند. ایلمنیت و مگنتیت در نزدیکی و در راستای مرزهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دیده می شوند (شکل ۴). مونزوگابروها با نسبت بالایی از پلاژیوکلاز (۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) و پتاسیم فلدسپار (۸ تا ۱۰ درصد حجمی) شناخته می شوند. بلورهای پلاژیوکلاز مونزوگابروها نیز، شکل دار تا نیمه شکل دار، دانه متوسط (۱ تا ۵ میلیمتر) هستند و منطقه بندی نشان می دهند. بیوتیت کمتر از کلینوپیروکسن دیده می شود و نزدیک به ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را دربر می گیرد. بلورهای



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های گابرویی پَرگه (در XPL): **A)** بافت ساب‌افیتیک در الیوین‌گابروها؛ **B)** تجمع کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در الیوین‌گابرو با بافت گرانولار؛ **C)** بافت گرانولار و حضور درشت بلورهای کلینوپیروکسن در نمونه الیوین‌گابرویی؛ **D)** منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در نمونه الیوین‌گابرو؛ **E)** ماکل ساده و پلی‌سینتیک کلینوپیروکسن در نمونه الیوین‌گابرو؛ **F)** بافت اینترگرانولار و حضور کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار در نمونه مونزوگابرو (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از [Whitney and Evans \(2010\)](#)).

Figure 4. Photomicrographs of the investigated Pargah rocks (in XPL): **A)** Sub-ophitic texture in olivine gabbros; **B)** Accumulation of olivine, clinopyroxene and plagioclase minerals in olivine gabbro with granular texture; **C)** Granular texture and the presence of large clinopyroxene crystals in gabbroic olivine sample; **D)** plagioclase zoning in olivine gabbro sample; **E)** Clinopyroxene twinning and polysynthetic twinning in olivine gabbro sample; **F)** Intergranular texture and presence of euhedral clinopyroxenes in monzogabbro sample (Abbreviations from [Whitney and Evans, 2010](#)).

الیوین‌های سنگ‌های گابرویی مقدار بالایی از $Mg\#$ [100.Mg/(Mg+Fe²⁺)] (۵۶/۸۰ تا ۶۳/۸۸) و NiO (۰/۰۲ تا ۰/۰۷ درصدوزنی) را نشان می‌دهند. با کاهش Fo از مقدار NiO کاسته شده است و بر پایه نمودار NiO در برابر Fo (شکل ۶-ب)، در محدوده انباشته‌های اقیانوسی جای می‌گیرند. مقدار فورستريت بیشتر از ۵۰ درصد از ویژگی‌های گابروهای اقیانوسی انباشتی یا توده‌ای است ([Hebert, 1991](#)). رابطه خطی فورستريت الیوین با MnO و NiO (شکل ۶-ج) در این سنگ‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده روند تبلور بخشی ماگما باشد ([Yellappa et al., 2019](#)).

شیمی کانی

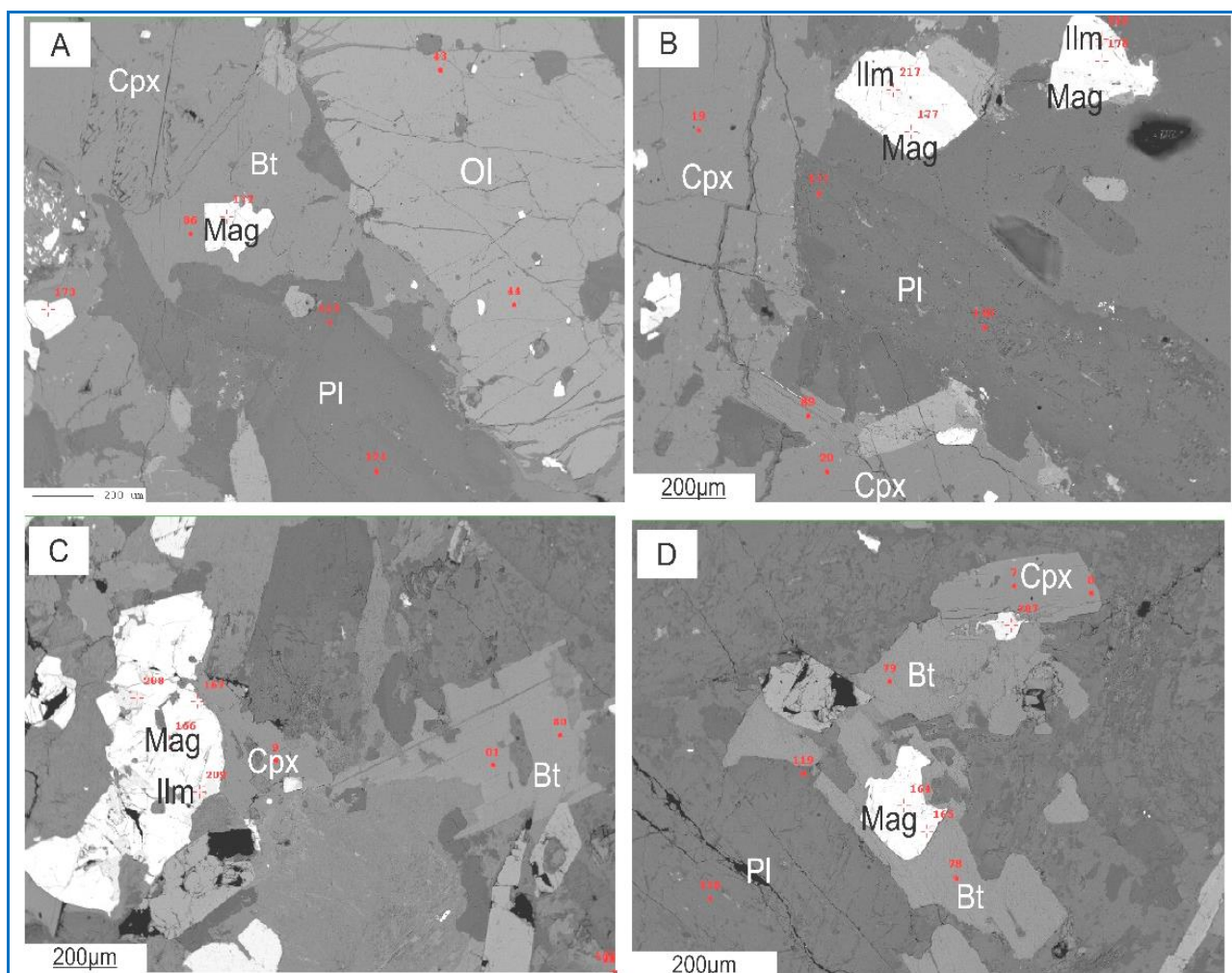
الیوین

ترکیب الیوین‌ها در سنگ‌های گابرویی در جدول ۱ آورده شده است. در الیوین‌گابروها، الیوین تفاوت ترکیبی مشخصی را نشان نمی‌دهد. محتوای فورستريت (Mg₂SiO₄) از Fo₅₆ تا Fo₆₃ متغیر است. محتوای FeO از ۳۱ تا ۳۶ درصدوزنی و سیلیس از ۳۵/۴۲ تا ۳۶/۵۶ درصدوزنی متغیر است. بر پایه نمودار (Mg/(Mg+Fe²⁺)) در برابر Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) الیوین‌ها در محدوده هیالوسیدريت جای می‌گیرند (شکل ۶-ا).

کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن در سنگ‌های الیون‌گابرو و مونزوگابرو تنوع ترکیبی بالایی را نشان نمی‌دهد و بیشتر در محدوده دیوپسید جای می‌گیرد. برخی از آنها نیز در محدوده اوزیت هستند (شکل ۷-۸) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در محدوده $Wo_{41-47}En_{33-41}Fs_{14-27}$ جای دارد (جدول ۲). در الیون‌گابرو، بلورهای کلینوپیروکسن غلظت‌های متغیر Al مقدار Ti از $0.30 - 0.10$ apfu / متغیر است (جدول ۲). در صدوزنی کروم در بیشتر کلینوپیروکسن‌های یادشده برابر با صفر است.

کلینوپیروکسن در سنگ‌های الیون‌گابرو و مونزوگابرو تنوع ترکیبی بالایی را نشان نمی‌دهد و بیشتر در محدوده دیوپسید جای می‌گیرد. برخی از آنها نیز در محدوده اوزیت هستند (شکل ۷-۸) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در محدوده $Wo_{41-47}En_{33-41}Fs_{14-27}$ جای دارد (جدول ۲). در الیون‌گابرو، بلورهای کلینوپیروکسن غلظت‌های متغیر Al مقدار Ti از $0.30 - 0.10$ apfu / متغیر است (جدول ۲). در صدوزنی کروم در بیشتر کلینوپیروکسن‌های یادشده برابر با صفر است.



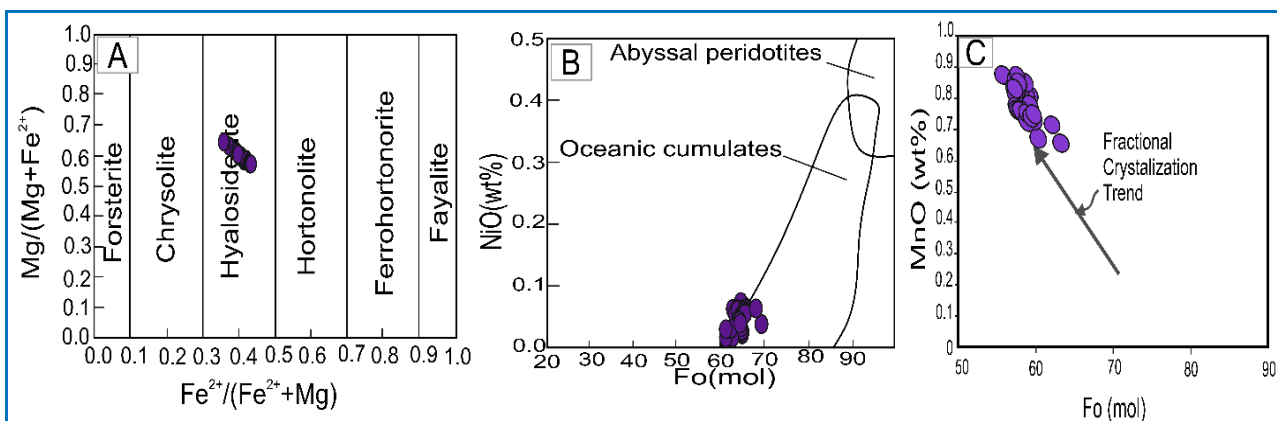
شکل ۴. تصاویرهای BSE سنگ‌های الیون‌گابرو و مونزوگابرو پَرگه (A) تجمع الیون، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و بیوتیت در الیون‌گابرو؛ (B) کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، مگنتیت و ایلمنیت در الیون‌گابرو؛ (C) بیوتیت، کلینوپیروکسن و هم‌رشدی مگنتیت و ایلمنیت در نمونه مونزوگابرو؛ (D) پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و مگنتیت در نمونه مونزوگابرو (شماره‌های تجزیه نقطه‌ای EPMA با نقطه سرخ نشان داده شده‌اند).

Figure 4. Back-scattered electron images of the Pargheh olivine gabbro and monzogabbro rocks: **A)** Accumulation of olivine, plagioclase, clinopyroxene, and biotite in the olivine gabbro; **B)** Clinopyroxene, plagioclase, magnetite, and ilmenite in the olivine gabbro; **C)** Biotite and clinopyroxene and intergrown of magnetite and ilmenite in the monzogabbro sample; **D)** Plagioclase, biotite, clinopyroxene, and magnetite in the monzogabbro sample (The red dots correspond to the EPMA analytical point numbers).

جدول ۱. گزیده‌ای از داده‌های اکسید عناصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) برای الیوین در سنگ‌های الیوین‌گابرویی پرگه و فرمول‌های ساختاری (بر پایه apfu) و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده بر پایه ۴ اکسیژن.

Table 1. Representative data of major element oxides for olivine in the Pargheh olivine gabbroic rocks and the calculated structural formulae (in apfu) and end members (in mole%) based on 4 oxygens.

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	35.94	35.91	36.08	36.06	35.83	35.64	35.52	35.95	35.88	36.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	34.05	34.22	34.69	34.10	34.20	34.88	35.07	35.28	35.62	35.07
MnO	0.78	0.74	0.78	0.77	0.82	0.79	0.80	0.81	0.79	0.83
MgO	28.68	28.29	27.68	28.29	28.69	28.11	28.13	28.03	27.57	27.82
NiO	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.06	0.05
CaO	0.17	0.17	0.15	0.17	0.14	0.13	0.10	0.13	0.12	0.16
Total	99.71	99.38	99.41	99.46	99.72	99.62	99.68	100.22	100.06	99.95
Si ⁴⁺	0.998	1.001	1.007	1.004	0.996	0.995	0.992	0.998	1.000	1.002
Al ³⁺	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.791	0.798	0.810	0.794	0.795	0.815	0.819	0.819	0.830	0.816
Mn ²⁺	0.018	0.017	0.018	0.018	0.019	0.019	0.019	0.019	0.019	0.020
Mg ²⁺	1.187	1.176	1.152	1.174	1.189	1.170	1.172	1.160	1.146	1.154
Ni ²⁺	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Ca ²⁺	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005
Cation Sum	3.002	2.998	2.993	2.996	3.004	3.004	3.007	3.001	3.000	2.998
Fo	59.32	58.90	58.04	58.96	58.89	58.30	58.20	57.94	57.33	57.86
Fa	39.51	39.97	40.80	39.87	39.93	40.58	40.71	40.91	41.55	40.92
Mg#	60.02	59.57	58.72	59.66	59.92	58.96	58.84	58.61	57.98	58.58



شکل ۶. ترکیب الیوین‌ها در سنگ‌های گابرویی پرگه روی **A** نمودار $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ در برابر $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (Deer et al., 2013); **B** نمودار تغییرات Fo در برابر NiO (Elthon et al., 1992); **C** نمودار تغییرات Fo در برابر MnO (Tamayo, 1998).

Figure 6. Composition of olivines in the Pargheh gabbroic rocks in **A**) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ versus $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ diagram (Deer et al., 2013); **B**) Fo versus NiO diagram (Elthon et al., 1992); **C**) MnO versus Fo Diagram of (Tamayo, 1998).

جدول ۲. گزیده‌ای از داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های گابرویی پرگه و فرمول‌های ساختاری (بر پایه apfu) و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

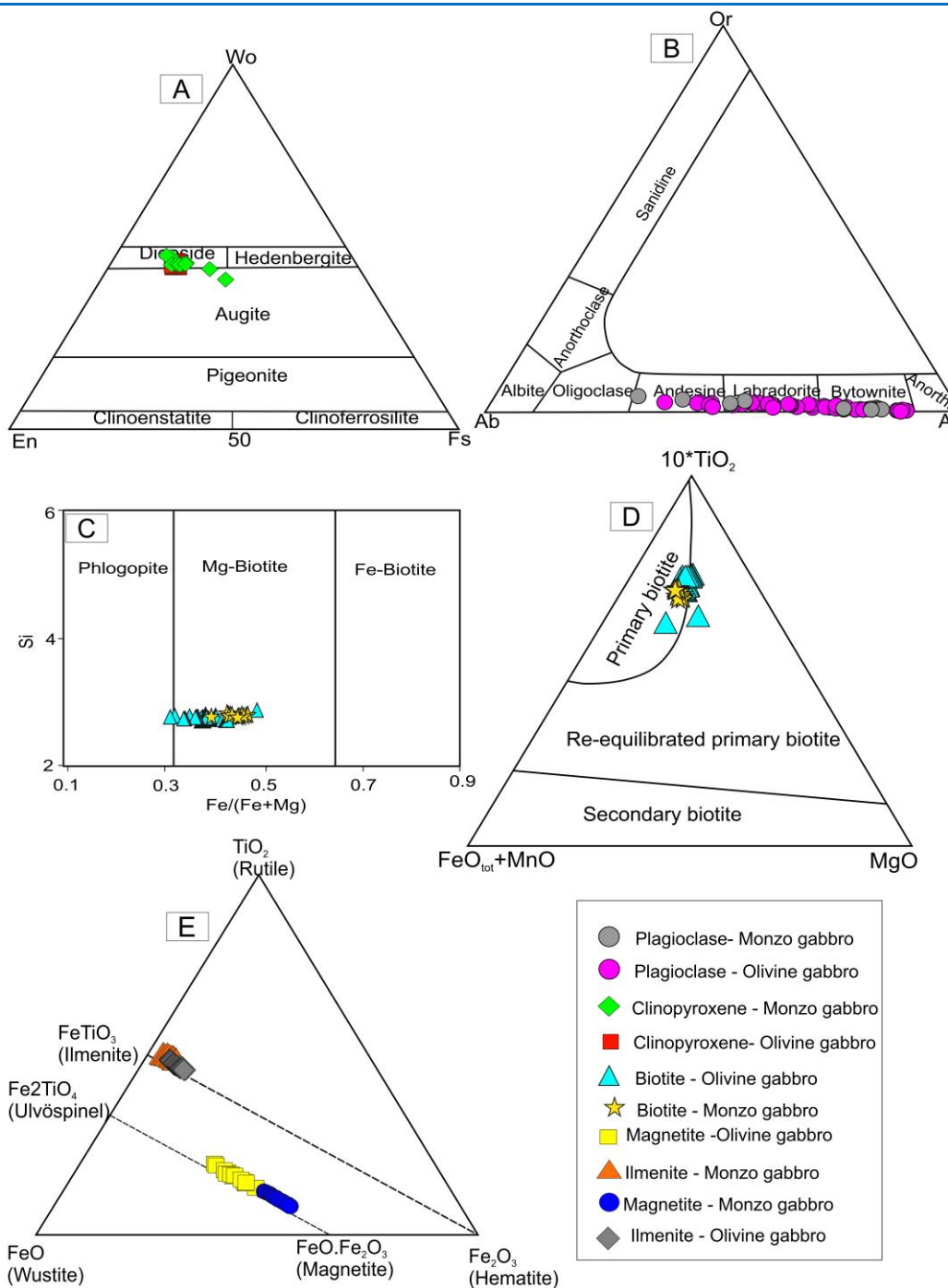
Table 2. Representative data of major element oxides (in wt%) for clinopyroxene in the Parghe gabbroic rocks and the calculated structural formula (in apfu) and end members (in mole%) based on 6 oxygens.

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rock Type	Monzogabbro					Olivine gabbro				
	core	rim	core	rim	core	core	rim	core	core	Rim
SiO ₂	51.23	51.14	51.92	51.54	52.00	50.26	51.50	50.84	50.59	51.06
Al ₂ O ₃	2.77	2.60	1.95	1.14	2.15	3.70	2.56	3.27	3.42	3.30
TiO ₂	0.94	0.93	0.71	0.42	0.80	1.12	0.92	1.08	1.06	1.13
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01
FeO	8.65	9.45	10.28	13.63	9.76	8.88	8.88	9.43	8.71	9.11
MnO	0.27	0.29	0.35	0.59	0.35	0.23	0.26	0.24	0.24	0.24
MgO	14.00	13.51	12.85	11.17	13.38	13.63	13.68	13.60	13.45	13.60
CaO	21.55	21.63	21.52	20.80	21.36	21.79	21.43	21.06	21.55	21.70
Na ₂ O	0.35	0.36	0.38	0.46	0.36	0.32	0.39	0.40	0.37	0.33
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	99.78	99.90	99.95	99.76	100.16	99.95	99.62	99.95	99.39	100.48
Si ⁴⁺	1.915	1.917	1.949	1.969	1.942	1.880	1.928	1.901	1.899	1.899
Al ³⁺	0.122	0.115	0.086	0.051	0.095	0.163	0.113	0.144	0.151	0.145
Ti ⁴⁺	0.026	0.026	0.020	0.012	0.022	0.031	0.026	0.030	0.030	0.032
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.270	0.296	0.323	0.436	0.305	0.278	0.278	0.295	0.273	0.283
Mn ²⁺	0.009	0.009	0.011	0.019	0.011	0.007	0.008	0.008	0.008	0.008
Mg ²⁺	0.780	0.755	0.719	0.636	0.745	0.760	0.763	0.758	0.753	0.754
Ca ²⁺	0.863	0.869	0.866	0.851	0.855	0.874	0.860	0.844	0.867	0.865
Na ⁺	0.026	0.026	0.027	0.034	0.026	0.024	0.028	0.029	0.027	0.024
K ⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.031	0.025	0.035	0.016	0.036	0.035	0.039	0.040	0.046	0.039
Al ^{IV}	0.090	0.089	0.051	0.035	0.058	0.128	0.074	0.104	0.105	0.105
Cation Sum	4.011	4.013	4.001	4.010	4.001	4.018	4.004	4.010	4.009	4.009
Wo	45.10	45.25	45.40	44.27	44.88	45.69	45.22	44.48	45.79	45.46
En	40.77	39.32	37.72	33.08	39.12	39.77	40.16	39.97	39.76	39.64
Fs	14.13	15.43	16.88	22.65	16.01	14.54	14.62	15.55	14.45	14.90
Mg#	74.26	71.81	69.02	59.36	70.96	73.24	73.30	72.00	73.35	72.69

پلاژیوکلاز

درصدوزنی در نوسان است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های الیوین‌گابرو و مونزوگابرویی پرگه از آندزین تا بیتونیت متفاوت است. سازنده‌های پایانی (آلبیت-آنورتیت-ارتوکلاز) در الیوین‌گابرو متغیر است (An: ۸۸/۳۸-۱۷/۴۴؛ Ab: ۶۰/۹۹-۱۱/۱۵؛ Or: ۲/۵۲-۰/۴۷) (جدول ۳). ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های مونزوگابرو از آنورتیت ۳۹/۸۶ تا ۸۲/۷۹ درصدوزنی متغیر است و میزان آلبیت و ارتوکلاز به‌ترتیب برابر با ۶۵/۷۰-۱۶/۶۸ و ۴-۰/۵۳ است (شکل ۷-B).

پلاژیوکلاز در الیوین‌گابرو مقدار کمابیش بالایی از Al₂O₃ (۱۱/۹۷-۲۷/۳۴ درصدوزنی)، CaO (۰/۶۶-۷/۱۷ درصدوزنی) و مقدار کمابیش کمی K₂O (۰/۴۴-۰/۰۸ درصدوزنی) دارد. مقدار Al₂O₃ (۳۳/۶۸-۲۵/۱ درصدوزنی) CaO (۱۶/۷۱-۶/۴۰ درصدوزنی) در پلاژیوکلاز درون مونزوگابروها نسبت به الیوین‌گابروها کمتر و محتوای K₂O (۰/۰۹-۰/۷۱ wt.%) آنها بیشتر هستند. مقدار Na₂O در هر دو نمونه سنگی از ۱ تا ۷



شکل ۷. نمودارهای رده‌بندی کانی‌ها در نمونه سنگ الیوین‌گابرو و مونزوگابروهای پَرگه (A) نمودار رده‌بندی En-Wo-Fs برای کلینوپروکسن‌ها (Morimoto, 1988); (B) نمودار رده‌بندی سه‌تایی بلورهای فلدسپار (Deer et al., 1992); (C) نمودار رده‌بندی میکاها (Foster, 1960); (D) نمودار سه‌تایی $10.\text{TiO}_2$ -($\text{FeO}(\text{t})+\text{MnO}$)- MgO برای بلورهای بیوتیت (Nachit et al., 2005); (E) نمودار رده‌بندی TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 برای بلورهای ایلمنیت و مگنتیت (Parat et al., 2005).

Figure 7. Classification diagram of minerals in both samples of the Pargah olivine gabbro and monzogabbros (A) En-Wo-Fs diagram for classification of clinopyroxenes (Morimoto, 1988); (B) Ternary plot for classification of feldspars (Deer et al., 1992); (C) Classification diagram of micas (Foster, 1960); (D) $10*\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}(\text{t})$ + MnO - MgO ternary diagram for classification of biotites (Nachit et al., 2005); (E) TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 diagram for classification of ilmenite and magnetite (after Parat et al., 2005).

جدول ۳. گزیده‌ای از داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) برای پلاژیوکلازهای درون سنگ‌های گابرویی پرگه، به‌همراه فرمول ساختاری (بر پایه apfu و ۸ اکسیژن) و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن.

Table 3. Representative data of major element oxides (in wt%) for plagioclase in the Pargeh gabbroic rocks and the calculated structural formula (in apfu, based on 8 oxygens) and end members (in mole%).

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rock Type	Monzogabbro					Olivine gabbro				
	core	rim	core	rim	core	Core	rim	core	rim	Core
SiO ₂	50.21	53.47	51.12	49.34	54.75	45.66	55.87	46.20	57.12	49.33
Al ₂ O ₃	31.49	29.66	30.98	32.45	28.76	34.37	27.72	34.22	27.11	32.51
FeO	0.52	0.46	0.52	0.44	0.50	0.50	0.31	0.70	0.49	0.52
CaO	14.32	12.12	13.52	14.77	10.92	17.66	9.56	17.47	9.13	15.18
Na ₂ O	3.12	4.45	3.41	2.93	4.98	1.38	5.84	1.49	6.12	2.72
K ₂ O	0.25	0.36	0.36	0.15	0.53	0.08	0.31	0.08	0.39	0.13
Total	99.91	100.52	99.90	100.08	100.45	99.65	99.61	100.14	100.37	100.39
Si ⁴⁺	2.295	2.413	2.331	2.253	2.466	2.114	2.524	2.128	2.559	2.248
Al ³⁺	1.696	1.577	1.665	1.746	1.526	1.875	1.476	1.858	1.432	1.746
Fe ²⁺	0.020	0.017	0.020	0.017	0.019	0.019	0.012	0.027	0.018	0.020
Ca ²⁺	0.701	0.586	0.661	0.723	0.527	0.876	0.463	0.862	0.438	0.741
Na ⁺	0.276	0.389	0.301	0.260	0.435	0.124	0.511	0.133	0.532	0.240
K ⁺	0.014	0.021	0.021	0.009	0.030	0.005	0.018	0.005	0.023	0.008
Cation Sum	5.002	5.004	4.998	5.008	5.004	5.013	5.003	5.012	5.002	5.003
An	70.67	58.83	67.20	72.94	53.11	87.20	46.64	86.22	44.17	74.94
Ab	27.86	39.09	30.67	26.18	43.83	12.33	51.56	13.31	53.58	24.30
Or	1.47	2.08	2.13	0.88	3.07	0.47	1.80	0.47	2.25	0.76

بیوتیت

مونزوگابرو برابر با ۵۳ تا ۶۰ است که این مقدار نسبت به عدد منیزیم در بیوتیت‌های الیوین‌گابرو (Mg#): ۵۸-۶۸ کمتر است. برپایه نامگذاری میکاها (Speer, 1984; Deer et al., 1992)، این بیوتیت‌ها طیفی از ترکیب‌های بیوتیت غنی از منیزیم را نشان می‌دهند (شکل ۶-۷). بر پایه ترکیب شیمیایی بیوتیت، ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005) نمودار سه‌تایی 10.TiO₂-(FeO+MnO)-MgO را به‌عنوان ابزار کمی برای شناخت بیوتیت ماگمایی اولیه، بیوتیت تعادل دوباره‌یافته و بیوتیت ثانویه پیشنهاد کردند. بر پایه محتوای FeO، MnO، MgO، TiO₂ و Al^{VI} آنها، این بیوتیت‌ها، بیوتیت ماگمایی اولیه هستند. با توجه به نمودار یادشده (شکل ۶-۷)، بیشتر بیوتیت‌ها در گستره ترکیبی بیوتیت اولیه ماگمایی جای می‌گیرند.

بیوتیت در هر دو گروه سنگی الیوین‌گابرو و مونزوگابروهای پرگه یافت می‌شود (شکل‌های ۷-۷ و ۷-۷D). فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای بیوتیت‌های الیوین‌گابرو (Si: ۲/۷۶ - ۲/۸۸ apfu، Fe: ۰/۸۳ - ۰/۸۴ apfu، Al: ۱/۰۹ - ۱/۲۳ apfu، Mg: ۱/۴۱ - ۱/۷۸ apfu، K: ۰/۸۴ - ۰/۹۱ apfu) در جدول ۴ آورده شده است. بیوتیت‌های مونزوگابرو روند کمابیش ثابتی از (۲/۷۵ - ۲/۷۹ apfu) و همچنین، مقدار چشمگیری از Fe (۱/۱۴ - ۱/۱۰ apfu) را نشان می‌دهند که این مقدار بیشتر از مقدار آهن بیوتیت در الیوین‌گابرو است. مقدار Mg، Al و K در مونزوگابرو تا اندازه‌ای همانند نمونه‌های الیوین‌گابرو است (جدول ۴).

عدد منیزیم (Mg#) در ترکیب شیمی بیوتیت‌های

جدول ۴. گزیده‌ای از داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) برای بیوتیت‌های درون سنگ‌های گابرویی پرگه، به همراه فرمول ساختاری (بر پایه apfu) به دست آمده بر پایه ۱۱ اکسیژن.

Table 4. Representative data of major element oxides (in wt%) for biotite in the Pargah gabbroic rocks and the calculated structural formula (in apfu) based on 11 oxygens.

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rock Type	Monzogabbro					Olivine gabbro				
	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	Core
SiO ₂	36.80	36.90	37.59	37.08	37.25	37.81	37.64	37.42	37.97	37.65
Al ₂ O ₃	13.30	13.38	13.33	13.60	13.49	13.50	13.62	13.66	13.44	13.56
TiO ₂	6.39	5.87	6.58	6.66	6.53	7.28	6.51	6.90	6.12	6.43
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
FeO	18.11	16.88	17.95	17.64	17.62	15.51	14.66	15.04	14.26	14.98
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18	0.13	0.07	0.08	0.08	0.09
MgO	11.37	12.46	11.75	11.96	11.87	13.31	14.08	13.36	14.61	14.21
CaO	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.06
BaO	0.04	0.02	0.04	0.10	0.00	0.16	0.14	0.09	0.00	0.09
Na ₂ O	0.68	0.70	0.75	0.72	0.74	0.60	0.50	0.60	0.58	0.47
K ₂ O	8.97	9.01	9.02	9.03	9.00	9.10	9.13	9.03	9.29	9.38
F	2.95	3.00	2.84	2.56	2.66	0.59	0.63	0.80	0.85	0.67
Cl	0.16	0.07	0.06	0.06	0.06	0.10	0.13	0.08	0.14	0.12
Si ⁴⁺	2.784	2.787	2.796	2.765	2.783	2.776	2.782	2.774	2.799	2.774
Al ³⁺	1.186	1.192	1.169	1.195	1.188	1.168	1.186	1.194	1.168	1.177
Ti ⁴⁺	0.364	0.334	0.368	0.374	0.367	0.402	0.362	0.385	0.340	0.356
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe ²⁺	1.146	1.066	1.117	1.100	1.101	0.952	0.906	0.933	0.879	0.923
Mn ²⁺	0.011	0.011	0.010	0.010	0.011	0.008	0.004	0.005	0.005	0.006
Mg ²⁺	1.282	1.403	1.303	1.330	1.322	1.457	1.551	1.477	1.606	1.561
Ca ²⁺	0.003	0.004	0.005	0.005	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.005
Ba ²⁺	0.001	0.001	0.001	0.003	0.000	0.005	0.004	0.003	0.000	0.003
Na ⁺	0.099	0.103	0.108	0.104	0.108	0.085	0.071	0.086	0.082	0.067
K ⁺	0.866	0.869	0.856	0.860	0.857	0.852	0.861	0.854	0.874	0.882
F ⁻	0.706	0.716	0.668	0.603	0.628	0.136	0.147	0.188	0.197	0.157
Cl ⁻	0.021	0.008	0.008	0.008	0.007	0.013	0.016	0.010	0.017	0.015
OH ⁻	1.273	1.275	1.324	1.389	1.365	1.851	1.836	1.802	1.786	1.828
Cation Sum	7.742	7.769	7.733	7.745	7.739	7.707	7.729	7.714	7.755	7.755
Mg#	52.80	56.82	53.85	54.72	54.57	60.47	63.12	61.30	64.62	62.83

مگنتیت

درصدوزنی و MgO (۰/۰۱ - ۰/۲۳ درصدوزنی) کمتری

نسبت به الیون گابرو دارد (جدول ۵).

این مقادارها در الیون گابرو به ترتیب عبارتند از: مقدار FeO (۳۷/۱۷ - ۴۲/۰۰ درصدوزنی)، TiO₂ (۸/۳۱ - ۱۲/۱۹ درصدوزنی)، Fe₂O₃ (۴۲/۹۰ - ۵۰/۰۵ درصدوزنی) و MgO (۰/۲۲ - ۱/۲۴ درصدوزنی). مقدار Al₂O₃ در نمونه‌های الیون گابرو برابر با ۱/۴۱ تا ۲/۶۰ درصدوزنی و MnO از ۰/۳۵ تا ۱/۰۱ درصدوزنی است (شکل ۷- E).

بلورهای مگنتیت و ایلمنیت متوسط تا ریزدانه هستند (شکل ۵). در هر دو گروه سنگی الیون گابرو و مونزوگابرو، همزیستی مگنتیت و ایلمنیت دیده می‌شود. مگنتیت در نمونه‌های مونزوگابرو مقادیر FeO (۴۰/۷۴ - ۴۶/۲۳ درصدوزنی)، MnO (۰/۶۵ - ۱/۷۳ درصدوزنی) و TiO₂ (۱۲/۷۵ - ۱۸/۲۷ درصدوزنی) بیشتر و مقدار Fe₂O₃ (۲۷/۶۵ - ۳۹/۶۲۰ درصدوزنی) و Al₂O₃ (۱/۱۳ - ۱/۹۹

جدول ۵. گزیده‌ای از داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) برای مگنتیت‌های درون سنگ‌های گابرویی پرگه، به همراه فرمول ساختاری (بر پایه apfu) به دست آمده بر پایه ۴ اکسیژن.

Table 5. Representative data of major element oxides (in wt%) for magnetite in the Pargheh gabbroic rocks and the calculated structural formula (in apfu) based on 4 oxygens.

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rock Type	Monzogabbro					Olivine gabbro				
	core	rim	core	rim	rim	core	rim	core	rim	Core
SiO ₂	0.06	0.07	0.06	0.05	0.14	0.05	0.05	0.03	0.06	0.04
TiO ₂	18.27	16.23	16.92	14.95	16.67	9.86	10.46	9.85	12.19	9.93
Al ₂ O ₃	1.99	1.70	1.37	1.64	1.56	1.48	1.79	1.80	1.60	2.12
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.03	0.05	0.03	0.23	0.19	0.32	0.19	0.24
V ₂ O ₃	0.47	0.47	0.49	0.60	0.41	0.92	0.75	0.90	0.67	0.82
Fe ₂ O ₃	28.08	32.75	31.73	35.20	31.46	46.94	45.59	46.41	42.89	46.19
FeO	46.23	44.38	45.28	43.28	44.63	38.86	39.08	38.73	40.64	38.30
MnO	0.75	0.89	0.65	0.84	0.79	0.86	0.51	0.64	0.76	0.46
MgO	0.04	0.07	0.01	0.01	0.02	0.40	0.79	0.54	0.77	0.99
ZnO	0.18	0.15	0.12	0.16	0.18	0.09	0.10	0.14	0.11	0.13
NiO	0.04	0.00	0.02	0.03	0.02	0.04	0.07	0.05	0.04	0.06
CaO	0.03	0.00	0.01	0.00	0.12	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Total	96.15	96.75	96.70	96.81	96.04	99.74	99.38	99.43	99.93	99.30
Si ⁴⁺	0.002	0.003	0.002	0.002	0.005	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001
Ti ⁴⁺	0.534	0.473	0.494	0.436	0.490	0.280	0.297	0.280	0.344	0.281
Al ³⁺	0.091	0.078	0.063	0.075	0.072	0.066	0.080	0.080	0.071	0.094
V ³⁺	0.015	0.015	0.015	0.019	0.013	0.028	0.023	0.027	0.020	0.025
Fe ³⁺	0.821	0.955	0.927	1.028	0.924	1.335	1.294	1.320	1.211	1.309
Fe ²⁺	1.502	1.438	1.470	1.405	1.457	1.228	1.233	1.224	1.275	1.206
Mn ²⁺	0.025	0.029	0.021	0.028	0.026	0.028	0.016	0.020	0.024	0.015
Mg ²⁺	0.002	0.004	0.000	0.000	0.001	0.022	0.045	0.030	0.043	0.055
Zn ²⁺	0.005	0.004	0.004	0.005	0.005	0.002	0.003	0.004	0.003	0.004
Ni ²⁺	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002
Ca ²⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

ایلمنیت

مونزوگابروها نیز مقدار TiO₂ برابر با ۴۸/۳۵ تا ۵۰/۴۳ درصدوزنی، مقدار FeO بالاتر (از ۴۳/۰۱ تا ۴۰/۸۵ درصدوزنی) و مقدار MnO ۰/۷۷ تا ۱/۳۹ درصدوزنی) و مقدار MgO کمتری (۰/۱-۲۱/۸۹ درصدوزنی) نسبت به الیوین گابرو نشان می‌دهند. محتوای Al₂O₃ در الیوین گابرو و مونزوگابرو همانند است و از ۰/۰۴ تا ۰/۰۸ درصدوزنی در نوسان است (جدول ۶).

ایلمنیت در الیوین گابروها و مونزوگابروها بسیار رایج است (شکل ۵). در ایلمنیت‌های الیوین گابرو مقدار TiO₂ برابر با ۴۷/۱۶ تا ۵۰/۷۹ درصدوزنی، FeO برابر با ۳۸/۲۱ تا ۴۱/۹۳ درصدوزنی است. مقدار MgO و MnO آنها بالاست و به ترتیب برابر با ۰/۹۱ تا ۲/۹۴ درصدوزنی و ۰/۷۵۶ تا ۱ درصدوزنی است. در

جدول ۶. گزیده‌ای از داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و فرمول‌های ساختاری به‌دست‌آمده (بر پایه ۳ اتم اکسیژن) برای ایلمنیت‌های درون سنگ‌های گابرویی پرگه.

Table 6. Representative data of major element oxides (in wt%) and calculated structural formulae (in apfu, based on 3 oxygen atoms) for the ilmenite in the Pargah gabbroic rocks.

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sample No.	Monzogabbro					Olivine gabbro				
	rim	core	core	rim	core	core	rim	core	rim	Core
SiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	49.90	49.70	49.69	49.42	50.43	48.44	49.89	49.02	48.88	48.96
Al ₂ O ₃	0.07	0.08	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.07	0.05
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03	0.01	0.05
V ₂ O ₃	0.03	0.10	0.06	0.07	0.01	0.15	0.08	0.09	0.09	0.12
Fe ₂ O ₃	5.17	6.11	4.95	4.91	4.00	8.35	7.31	8.64	8.97	7.38
FeO	42.59	42.46	43.01	42.75	42.92	40.64	39.56	39.20	38.37	41.44
MnO	0.93	0.87	1.05	1.39	1.25	1.35	1.04	0.85	0.90	1.01
MgO	0.84	0.82	0.42	0.21	0.77	0.91	2.42	2.29	2.69	0.95
Nb ₂ O ₅	0.11	0.08	0.09	0.06	0.16	0.06	0.04	0.03	0.07	0.09
Total	99.68	100.24	99.33	98.87	99.62	99.99	100.44	100.23	100.07	100.07
Nb ⁵⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Si ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ti ⁴⁺	0.947	0.938	0.950	0.950	0.958	0.917	0.929	0.916	0.913	0.926
Al ³⁺	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
V ³⁺	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe ³⁺	0.098	0.115	0.095	0.094	0.076	0.158	0.136	0.162	0.168	0.140
Fe ²⁺	0.898	0.891	0.914	0.914	0.906	0.856	0.819	0.814	0.796	0.871
Mn ²⁺	0.020	0.019	0.023	0.030	0.027	0.029	0.022	0.018	0.019	0.021
Mg ²⁺	0.032	0.031	0.016	0.008	0.029	0.034	0.089	0.085	0.099	0.036
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

زمین‌دما فشارسنجی

زمین‌دما-فشارسنجی‌هایی که برای ارزیابی شرایط تبلور (دما و فشار) سنگ‌های گابرویی پرگه به کار برده شده‌اند عبارتند از: زمین‌دما-فشارسنج‌های الیوین-مذاب (Putirka, 2008)، کلینوپیروکسن-مذاب (Putirka, 2008)، تک کلینوپیروکسن (Putirka, 2008)، کلینوپیروکسن (Soesoo, 1997)، فشارسنجی کلینوپیروکسن (Sun et al., 2020) و پلاژیوکلاز (Furhrman and Lindsley, 1988). زمین‌دماسنج الیوین - مذاب پیشنهادی نشان می‌دهد که دمای تبلور الیوین‌ها برای نمونه‌های الیوین‌گابرو نزدیک به ۱۳۹۳ تا

۱۴۸۹ درجه سانتیگراد (میانگین: ۱۴۴۲ درجه سانتیگراد) است (جدول ۷). در برآورد دما و فشار بر پایه ترکیب کانی کلینوپیروکسن، دماسنج‌ها دمای تبلور کمی یکنواخت را با فشارهای متفاوت نشان دادند (میانگین دما و فشارهای به‌دست‌آمده در جدول ۷ آورده شده است). نمونه‌های مونزوگابرویی نیز دمای ۱۰۵۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد (میانگین: ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد) و فشارهای ۱ تا ۴/۱۴ کیلوبار (میانگین: ۲/۷۵ کیلوبار) را نشان می‌دهند. نمونه‌های الیوین‌گابرو دمای ۱۱۱۰ تا ۱۲۹۰ درجه سانتیگراد (میانگین ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد) و فشارهای ۳ تا ۱۲ کیلوبار (میانگین: ۹ کیلوبار) را بیان می‌کنند. دماها

بررسی سرشت ماگما و جایگاه زمین‌ساختی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن

واس (Wass, 1979)، با توجه به ترکیب شیمیایی و ویژگی‌های ساختاری، کلینوپیروکسن‌ها را به چهار گروه دسته‌بندی کرد:

(۱) دیوپسید کروم‌دار (Cr-diopside) در بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای یافت می‌شود و همیشه بافتی سازگار با خاستگاه دگرگونی دارد. مقدار SiO_2 و Cr_2O_3 آن کمابیش بالا، TiO_2 کم و Al_2O_3 متوسط است.

(۲) اوژیت آل دار (Al-augite) که در بیگانه‌سنگ‌هایی با ترکیب بازالتی دیده می‌شود و از ذوب گوشته و منطقه گوشته-پوسته پدید آمده‌اند. این اوژیت‌های آل دار، به علت متعادل شدن در درجات مختلف ساب‌سالیدوس ساختارهای گوناگونی مانند بافت‌های آذرین تغییر یافته و ساختارهای دگرگونی دارند.

(۳) اوژیت آل دار: به صورت مگاکریست‌های جداگانه یا درون بیگانه‌سنگ‌هایی که از ماگمایی بازالتی آلکالن اولیه، در فشار بالا متبلور شده‌اند دانسته می‌شوند و احتمالاً همزمان با رویدادهای ماگمایی پیدایش سنگ میزبان است. حاشیه‌های واکنشی خاکستری-سفید معمولاً در پیرامون قطعات پیروکسن گرد یا زاویه‌دار پدید می‌آیند.

(۴) نوع چهارم کلینوپیروکسن که در فشار کم متبلور شده است، به آسانی از سه نوع دیگر شناخته می‌شود. این نوع کلینوپیروکسن بلورهای کوچک و شکل‌داری دارد و روابط واکنشی و حاشیه‌ای نشان نمی‌دهد. مهم‌ترین ویژگی این گروه از کلینوپیروکسن‌ها نسبت بالای آل است که در جایگاه چهار وجهی جای می‌گیرد و با نسبت $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ شناخته می‌شود.

نسبت $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ کلینوپیروکسن‌ها از ۲/۵ تا ۶/۵۰ در نوسان است. از این‌رو، با در نظر گرفتن این

با دمای تعادل که بر پایه روش سوئسو (Soesoo, 1997) در نمودار شکل A-۸ (۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد) به دست آمده است، همخوانی دارند. فشارهای به دست آمده از روش پوتیرکا (Putirka, 2008) با نمودار شکل B-۸ همخوانی دارد. افزون بر این، زمین‌دماسنج فلدسپار (Furhrman and Lindsley, 1988) برای ارزیابی دمای تبلور پلاژیوکلاز در نمونه‌های الیوین‌گابرو و مونزوگابروی پرگه به کار برده شده است. نمودار زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز (شکل D-۸) نشان می‌دهد دمای تبلور آنها نزدیک به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد است. فشار و دمای تبلور نمونه‌های الیوین‌گابروی نسبت به مونزوگابروها بیشتر است که چه‌بسا گویای ژرفای تبلور بسیار و یا نزدیک بودن به خاستگاه ماگماست.

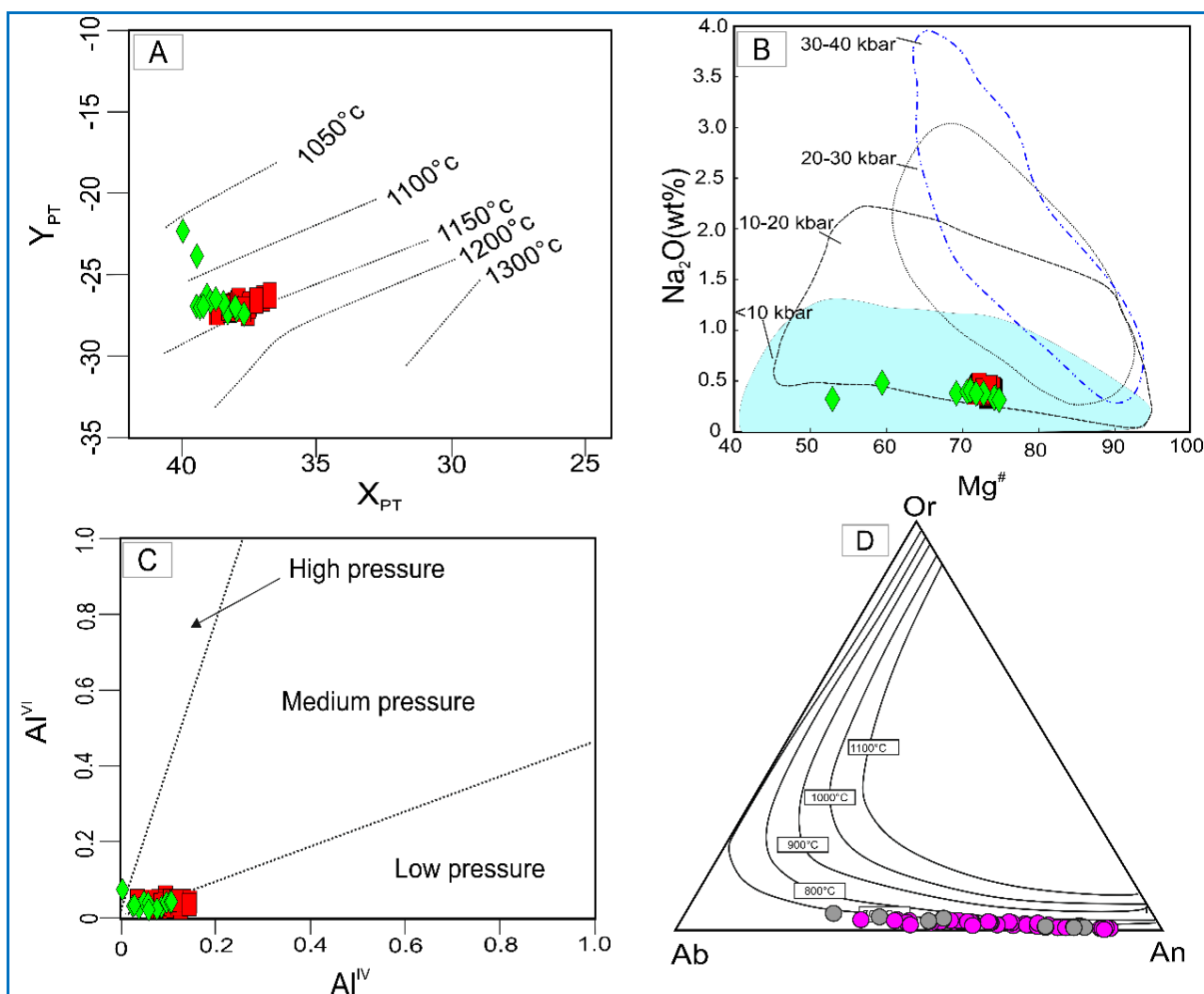
جدول ۷. مقایسه فشار (kbar) و دما (°C) به دست آمده برای مونزوگابروها و الیوین‌گابروهای پرگه.

Table 7. Comparison of calculated pressure (kbar) and temperature (°C) for the Parghe monzogabbros and olivine gabbros.

	Max. T (°C)	Min. T (°C)	Mean T (°C)
Clinopyroxene-only thermobarometer (Putirka, 2008)			
Equation 32d (thermometer)			
Olivine gabbro	1259	1188	1215
Monzogabbro	1151	1118	1136
Equation 32b (barometer)			
Olivine gabbro	9.72	4.50	7.16
Monzogabbro	3.59	1	2.18
Clinopyroxene-liquid thermobarometer (Putirka, 2008)			
Equation 33 (thermometer)			
Olivine gabbro	1298	1117	1241
Monzogabbro	1110	1050	1092
Equation 30 (barometer)			
Olivine gabbro	12.52	3.09	9.27
Monzogabbro	4.14	1.46	3.15
Olivine-liquid thermobarometer (Putirka, 2008)			
Equation 22 (thermometer)			
Olivine gabbro	1489	1393	1442

می‌کند (Kushiro, 1968; Tang et al., 2017). کلینوپیروکسن‌های پدیدآمده از ماگماهای توله‌ایتی فرااشباع نسبت Si/Al بالایی دارند؛ اما آنهایی که از بازالت آلکالن زیراشباع (اشباع نشده) پدید آمده‌اند، نسبت Si/Al کمتری دارند (Kushiro, 1968; Wass, 1979).

اطلاعات و ویژگی‌های کانی‌شناسی، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی احتمالاً به نوع چهارم متعلق هستند و در فشار کم-متوسط متبلور شده‌اند (شکل‌های B-۸ و C-۸). باور بر این است که محتوای Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌های متبلور شده از ماگما را بیشتر محتوای SiO_2 ماگما کنترل



شکل ۸. A) نمودار X_{PT} - Y_{PT} برای برآورد دمای پیروکسن‌ها (Soesoo, 1997)؛ B) نمودار Na_2O در برابر $Mg\#$ (Sun et al., 2020)؛ C) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Aoki and Kushiro, 1968)؛ D) نمودار سه‌تایی آل‌بیت-آرتوز-آنورتیت برای برآورد دمای فلدسپار (Furhrman and Lindsley, 1988) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷)

Figure 8. A) X_{PT} - Y_{PT} diagram for estimating formation temperature of pyroxenes (Soesoo, 1997); B) Na_2O versus $Mg\#$ diagram (Sun et al., 2020); C) Al^{VI} versus Al^{IV} plot (Aoki and Kushiro, 1968); D) Ab-An-Or ternary diagram (Furhrman and Lindsley, 1988) for feldspar thermometry (Symbols as in Figure 7).

کلینوپیروکسن‌های یادشده Al_2O_3 (۱ تا ۴/۳۴ درصدوزنی) و محتوای SiO_2 کم است و این ویژگی‌ها

در کل، محتوای Al_2O_3 در دیوپسید برابر با ۱ تا ۳ درصدوزنی است (Lai et al., 2005). در

آلکال باشد.

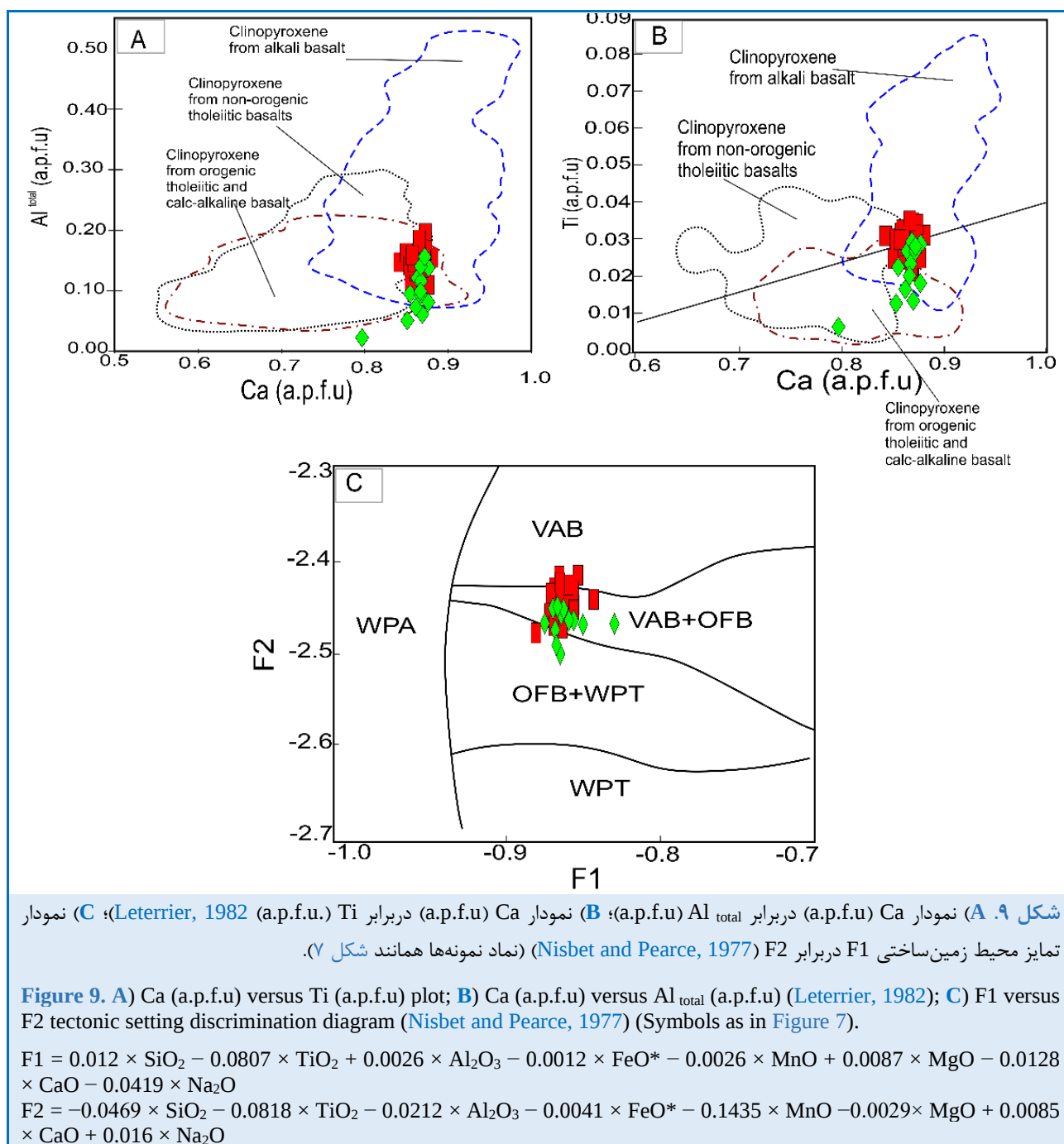
همان گونه که گفته شد، کِلینوپیروکسن ها مقدار Al و Ti بالای دارند که با روند تکامل یک ماگمای آلکالین سازگار است. نیسبت و پیرس (Nisbet and Pearce, 1977) نمودار تمایز F1-F2 کِلینوپیروکسن ها را بر پایه ترکیب اکسیدهای اصلی کِلینوپیروکسن برای تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ میزبان پیشنهاد کردند. این نمودار تمایز محیط زمین ساختی می تواند کِلینوپیروکسن های بازالتی را از بازالت کمان آتشفشانی (VAB)، بازالت کف اقیانوس (OFB)، توله ایت درون صفحه ای (WPT) و محیط های آلکالین درون صفحه ای (WPA) جدا کنند (Nisbet and Pearce, 1977). در نمودار شناسایی محیط زمین ساختی F1-F2 (شکل ۹-C) همه نمونه ها در محدوده بازالت های کمان آتشفشانی (VAB+OFB) جای می گیرند که نشان می دهد این سنگ ها شاید در پهنه زمین ساختی همانند بازالت های کمان آتشفشانی و وابسته به کمان پدید آمده باشند. در کل، همه نمودارهای تمایز زمین ساختی بر پایه شیمی کِلینوپیروکسن محیطی وابسته به کمان را برای ماگمای مادر نشان می دهند و گمان می رود سنگ های بررسی شده در یک محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی وابسته به فروانش پدید آمده باشند.

الگوی سنگ زایی برای شرایط تبلور مونوزوگابروها و الیون گابروهای پرگه

برای پیدایش مونوزوگابروها و الیون گابروهای پرگه، یک الگوی نمادین سنگ زایی (شکل ۱۰) در نظر گرفته شد. احتمالاً ناهنجاری حرارتی ناشی از بالا آمدن سست کره باعث ذوب گوشته سنگ کره ای دگر نهاد زیر قاره ای^۲ شده است؛ به این گونه که پسگرد تخته فرورو با نازک شدگی سنگ کره و پیدایش پنجره های زمین ساختی همراه بوده است و گوشته سست کره ای می تواند از راه آنها بالا بیاید.

نشان می دهند این کِلینوپیروکسن ها از ماگمای بازالتی آلکالین زیر اشباع پدید آمده اند. به باور گیب (Gibb, 1973)، هنگامی که ماگما از سیلیس اشباع نشده باشد، کِلینوپیروکسن ها تر از کلسیم غنی هستند. کِلینوپیروکسن های بررسی شده نیز محتوای کلسیم بالا و نسبت $Ca/(Ca+Mg+Fe)$ برابر با ۰/۴۱ - ۰/۴۶ نشان می دهند. این نسبت ها نشان می دهد کِلینوپیروکسن ها از ماگمایی کم سیلیس متبلور شده اند. در پیروکسن، نسبت Al وابستگی بالایی با دما و فشار دارد (Morimoto, 1988)، دمای بالا و فشار کم باعث نسبت کم آلومینیم (Al^{IV}) می شود، در برابر، دمای کم و فشار بالا به دنبال نسبت بالایی از آلومینیم (Al^{VI}) است (Sherafat et al., 2012). این نکته درباره کِلینوپیروکسن های یاد شده صدق می کند و مقدار Al^{IV} این کِلینوپیروکسن ها کم و از ۰/۰۳ تا ۰/۱۵ متغیر است و می تواند نشان دهنده دمای بالا و فشار کم باشد. تامپسون (Thompson, 1974) پیشنهاد کرد محتوای Al^{VI} با افزایش فشار افزایش می یابد. در کِلینوپیروکسن های بررسی شده مقدار Al^{VI} برابر با ۰/۰۲ تا ۰/۳۷ است. در مقایسه با داده های تجربی تامپسون (Thompson, 1974)، این نتایج نشان دهنده فشارهای زیر ۱۰ کیلو بار در نمونه های بررسی شده است و در نمودارهای تمایز Al^{VI} در برابر Al^{IV} (شکل های ۸-B و ۸-C)، همه نمونه ها در بازه فشار کم تا متوسط ترسیم می شوند. بر پایه تحقیقات روی توزیع Ti در سیلیکات ها و اکسیدهای سنگ های ماگمایی، ورهوگن (Verhoogen, 1962) پیشنهاد کرد دمای تبلور کِلینوپیروکسن با محتوای Ti آن همبستگی مثبت دارد. از این رو، هر چه دمای تبلور کِلینوپیروکسن بالاتر باشد، چه بسا کِلینوپیروکسن تیتانیم بیشتری دارد. محتوای TiO_2 در کِلینوپیروکسن های الیون گابروها کمی بیشتر از مونوزوگابروهاست که نشان می دهد کِلینوپیروکسن های سنگ های الیون گابرو در برابر کِلینوپیروکسن های مونوزوگابرو دمای تبلور کمابیش بالایی دارند. در نمودار (شکل های ۹-A و ۹-B) همه نمونه ها در محدوده بازالت آلکالین جای دارند، پس ماگمای مادر می تواند ماگمایی

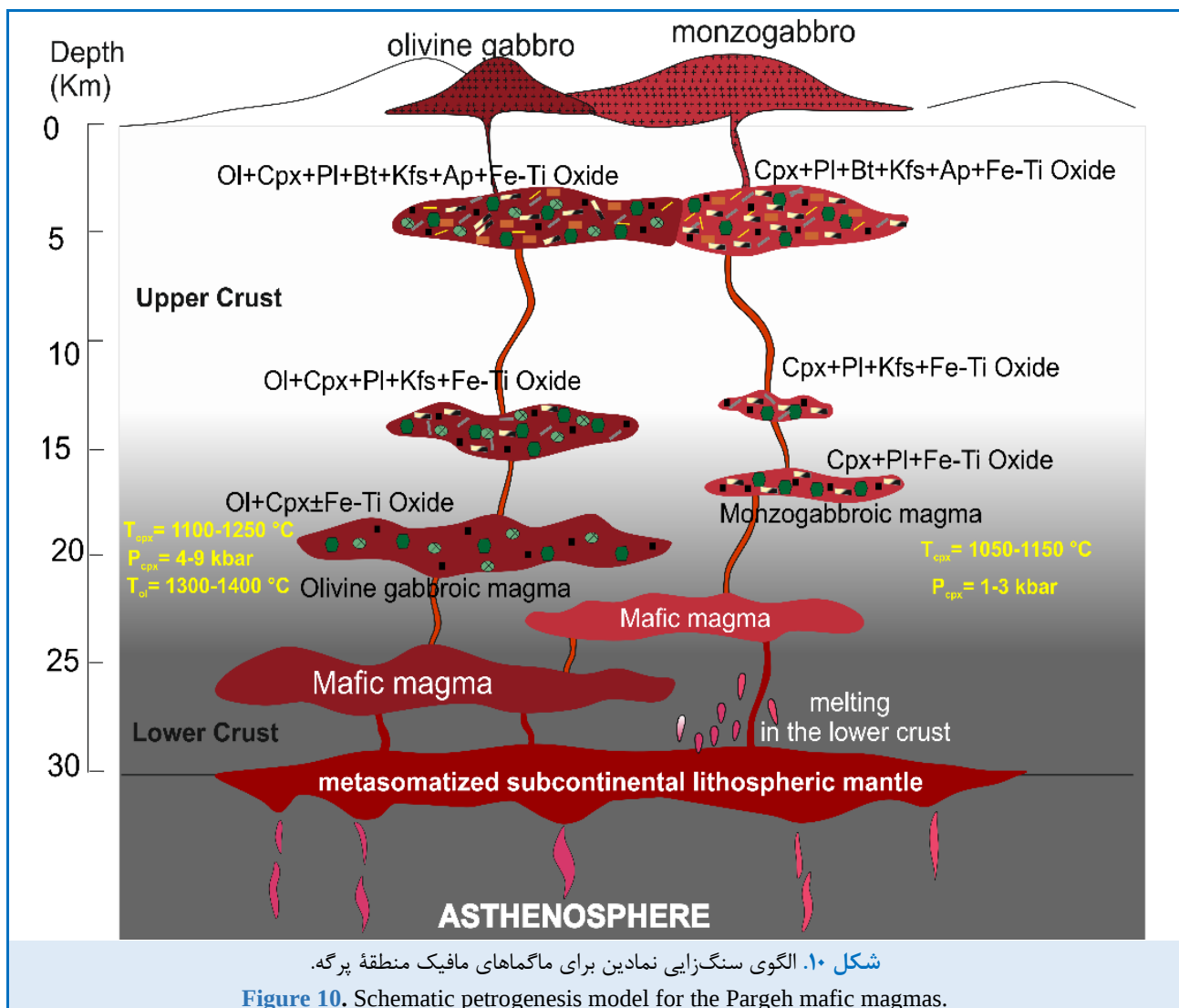
³ Metasomatized subcontinental lithospheric mantle



خنک‌شدن تکامل می‌یابد و یک زنجیره ترکیبی از مذاب پدید می‌آورد. در الگوی نمادین شکل ۱۰، ماگمای حوضچه‌ای در قاعده پوسته (پوسته زیرین) پدید آمده است و توانسته است گرما را به پوسته منتقل کند و هضم بیشتر مواد پوسته‌ای و تجمع الیون، پیروکسن، کانی‌های کدر و پلاژیوکلاز را برای پیدایش این سنگ‌های گابرویی اجازه دهد.

پس بالا آمدن سست کره داغ، گرمای لازم برای آغاز ذوب را فراهم می‌کند و ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای دگر نهاد زیرقاره‌ای^۴ (SCLM) مذاب‌های مافیک پرگه را پدید می‌آورد و این مذاب شاید دچار فرایندهای تکامل ماگمایی مانند تبلور بخشی شده باشد. تبلور بخشی پدیده رایج در سیستم ماگمایی است که با آن ماگمای مافیک با

⁴ Subcontinental Lithospheric Mantle



سنگ‌ها متوسط بلور تا درشت بلور هستند و اساساً از کانی‌های اصلی الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و پتاسیم‌فلدسپار ساخته شده‌اند. الیوین‌ها از نوع هیالوسیدریت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید-اوپتیت و پلاژیوکلازها از نظر ترکیبی میان آندزین تا بیتونیت هستند. داده‌های شیمی کانی نقش تبلوربخشی را به‌عنوان فرایند اصلی در پیدایش ماگمای مادر این سنگ‌ها نشان می‌دهد.

ویژگی‌های شیمی کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد ماگمای مادر باید به سری آلکان زیراشباع از سیلیس تعلق داشته باشد که با دمای بالا، فشار کم، مقدار سیلیس کم و مقدار کلسیم بالا شناخته

با صعود ماگما کانی‌هایی مانند بیوتیت، آپاتیت و در پایان پتاسیم‌فلدسپار متبلور می‌شوند. از سوی دیگر، با ذوب پوسته در اثر گرما و همچنین، در اثر تبلوربخشی، آشیانه ماگمای مونزونیتی نیز پدید آمده است. در پی آن، ماگمای مونزوگابرویی در شرایط تبلور کم فشار و کم دما و بی حضور الیوین پدید آمده است؛ اما ماگمای الیوین‌گابرویی در شرایط تبلور دمای بالا و فشار کم-متوسط با حضور کانی‌های الیوین+ کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز + پتاسیم‌فلدسپار+ بیوتیت+ مگنتیت+ ایلمنیت پدید آمده است (شکل ۱۰).

برداشت

بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی، الیوین‌گابرو و مونزوگابرو از سنگ‌های مافیک پرگه هستند. این

می‌شود و چه بسا در پهنه زمین‌ساختی کششی وابسته به کمان آتشفشانی پدید آمده است. در دما فشارسنجی‌های انجام‌شده، دما و فشار بالاتر الیون گابروها نسبت به مونزوگابروها نشان‌دهنده اینست که شاید الیون گابروها در ژرفای بیشتری متبلور شده باشند.

References

- Abbott, R.N. (1985) Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *The Canadian Mineralogist*, 23, 553–561.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692–725. <http://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences Journal*, 7, 29–30.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148, 980–1008. <http://doi.org/10.1017/S0016756811000380>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N.R., Emami, M.H., Moinvaziri, H., and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(5), 199–219. <http://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.01.002>
- Annels, R.N., Arturton, R.S., Bazley, R.A.B., Davis, R.C., Hamed, M., Rahimzadeh, F., and Rashtian, K. (1975) Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map, 94 pp. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Aoki, K.I., and Kushiro, I. (1968) Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 326–337. <http://doi.org/10.1007/BF00399694>
- Asiabanha A., Ghasemi H., and Meshkin M. (2009) Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 186, 201–214. <http://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0144>
- Asiabanha, A., and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148, 98–111. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Bardelli, L., Suzaño, N., Amosio, M., Báez, W., Becchio, R., Viramonte, J., and Lucci, F. (2023) Comparing the biotite and amphibole single-mineral thermobarometric models: A case study from the Cordillera de San Buenaventura volcanic rocks, Puna plateau of Central Andes (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 127, 104–406. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104406>
- Berberian, M. (1983) The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163–183. <http://doi.org/10.1139/e83-015>
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Chichorro, M. (2013) Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180, 109–127. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1992) An Introduction to the rock forming Minerals, second edition, 696 p. Pearson Prentice Hall, London.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (2013) An introduction to the rock forming minerals, 506 p. Longman Scientific and Technical, London. <http://doi.org/10.1180/dhz>
- Elthon, D., Stewart, M., and Ross, D.K. (1992) Compositional trends of minerals in oceanic cumulates.

- Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B11), 15189–15199. <http://doi.org/10.1029/92JB01187>
- Feng, W., and Zhu, Y. (2018) Decoding magma storage and pre-eruptive processes in the plumbing system beneath early Carboniferous arc volcanoes of southwestern Tianshan, Northwest China. *Lithos*, 322, 362–375. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.030>
- Foster, M.D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas., Professional Paper 354B, 1–49. Geological Survey, Washington.
- Furhman, M.L., and Lindsley, D.H. (1988) Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73(3–4), 201–215.
- Gibb, F.G.F. (1973) The Zoned Clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *Journal of Petrology*, 14, 203–230. <http://doi.org/10.1093/petrology/14.2.203>
- Hebert, R., Constantin, M., and Robinson, P.T. (1991) Primary mineralogy of Leg 118 gabbroic rocks and their place in the spectrum of oceanic mafic igneous rocks, 118, 3–20. *Proceeding of the ocean Drilling Program, Scientific Results*.
- Holland, T., and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–447. <http://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Kushiro, L. (1968) Si±Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258, 548–554. <https://doi.org/10.2475/ajs.258.8.548>
- Lai, S.C., Qin, J.F., and Li, Y.F. (2005) Trace element geochemistry and classification of the clinopyroxene in Cenozoic trachybasalt from north Qiangtang area, Tibetan Plateau. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 25, 611–616.
- 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 paleovolcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139–154. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](http://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Li, X., Zhang, C., Behrens, H., and Holtz, F. (2020) Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*, 105371, 356–357. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371>
- Morimoto, M., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535–550. <http://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S-Y., von Quadt, A., and Bernroider, M. (2014) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187, 324–345. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>
- Nabatian, G., Giang, SY., Honarmand, M., and Neubauer, F. (2016) Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom–Olya pluton, Alborz magmatic belt. *Lithos*, 244, 43–58. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.020>
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.A., and Ohoud, M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415–1420. <http://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nimis, P. (1995) A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 115–125. <http://doi.org/10.1007/s004100050093>
- Nimis, P., and Taylor, W.R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541–554. <http://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Nimis, P., and Ulmer, P. (1998) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks, Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems: *Contributions to*

- Mineralogy and Petrology, 133, 122–135. <http://doi.org/10.1007/s004100050442>
- Nisbet, E.G., and Pearce, J.A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 149–160. <http://doi.org/10.1007/BF00398776>
- Parat, F., Dungan, M.A., and Lipman, P.W. (2005) Contemporaneous Trachyandesitic and Calc-alkaline Volcanism of the Huerto Andesite, San Juan Volcanic Field, Colorado, USA. Journal of Petrology, 46, 859–891. <http://doi.org/10.1093/petrology/egi003>
- Putirka, K. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, 61–120. <http://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, 45–66. <http://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Schmidt, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure, An experimental calibration of the Alin-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304–310. <http://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Sepidbar, F., Karsli, O., Palin, R.M., and Federic Casetta, F. (2021) Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. Lithos, 400–401, 106401. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106401>
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Zhang, L., Li, J.W., Jinlong, M., Stern, R.J., and Lin, C. (2019) Across-arc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran. Lithos, 344–345, 280–296. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.022>
- Sherafat, S., Yavuz, Y., Noorbehesht, I., and Yildirim, D.K. (2012) Mineral chemistry of Plio-Quaternary subvolcanic rocks, southwest Yazd Province, Iran. International Geology Review, 54, 1497–1531. <http://doi.org/10.1080/00206814.2011.644748>
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. GFF, 119, 55–60. <http://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- Speer, J.A. (1984) Micas in igneous rocks. In Bailey, S.W. Ed., Micas, 13, 299–356. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, <http://doi.org/10.1515/9781501508820-013>
- Speer, J.A. (1987) Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt=biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. American Mineralogist, 72, 863–878.
- Sun, P., Niu, Y., Guo, P., Duan, M., Wang, X., Gong, H., and Xiao, Y. (2020) The lithospheric thickness control on the compositional variation of continental intraplate basalts: A demonstration using the Cenozoic basalts and clinopyroxene megacrysts from Eastern China. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125.3, e2019JB019315. <http://doi.org/10.1029/2019JB019315>
- Tamayo, Jr, R.A. (1998) Petrology and mineral chemistry of a back-arc upper mantle suite: Example from the Camarines Norte Ophiolite complex, South Luzon. Journal of the Geological Society of the Philippines, 51, 1–23.
- Tang, D.M., Qin, K.Z., Chen, B., Ma, Y.J., Guo, H., and Evans, N.J. (2017) Mineral chemistry and genesis of the Permian Cihai and Cinan magnetite deposits, Beishan, NW China. Ore Geology Reviews, 86, 79–99. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.019>
- Thompson, R.N. (1974) Some High-Pressure Pyroxenes. Mineralogical Magazine, 39, 768–787. <http://doi.org/10.1180/minmag.1974.039.307.04>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30, TC3008. <http://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Verhoogen, J. (1962) Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. American

- Journal of Science, 260, 211–220. <http://doi.org/10.2475/ajs.260.3.211>
- Wass, S.Y. (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, 2, 115–132. [http://doi.org/10.1016/0024-4937\(79\)90043-4](http://doi.org/10.1016/0024-4937(79)90043-4)
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187. <http://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yellappa, T., Santosh, M., Manju, S. (2019) The mafic–ultramafic complex of Salem, southern India: An analogue for Neoproterozoic Alaskan-type complex. *Geological Journal*, 54, 1–24. <http://doi.org/10.1002/gj.3460>
- Zhang, Z.C., Xiao, X.C., Wang, J., and Luo, Z. (2005) Mineral chemistry of the Pulu Cenozoic volcanic rocks in the west Kunlun Mountains and its constraints on the magmatic processes. *Acta Mineralogica Sinica*, 25, 237–248 (In Chinese with English Abstract).