Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

14th Year, No. 53, Spring 2023, pp. 1-26

Petrological Journal

Research Article

Evidence for magma mixing/mingling process in the plutonic intrusive bodies of Qorveh (Kurdistan Province): with emphasis on textural and geochemical characteristics

Seyedeh Azam Mousavi [1], Ashraf Torkian [2]✉

[1] Ph.D. Student (Petrology), Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, mousavi.azam1361@gmail.com

[2] Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, a-torkian@basu.ac.ir; geolator2000@yahoo.com

ARTICLE INFO

Received: 6 September 2021
Accepted: 14 May 2022

Keywords
Magma Mixing
Magma Mingling
Mafic Microgranular Enclaves
Host Rock
Qorveh
Kurdistan

20.1001.1.22285210.1402.14.1.1.6
10.22108/ijp.2022.130372.1251

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Qorveh batholith, in the N-Sanandaj-Sirjan Zone, comprises several gabbroic, dioritic and granitic masses intruded the Jurassic metamorphic assemblage (i.e., schist, amphibolite and marble). In spite of a number of studies which have been carried out on the various aspects of these rocks, but none of them has been studied the Mixing/Mingling model. Thus, the purpose of present study is to examine the development of the magmatic mixing process in the rocks under study based on geochemical data obtained from the enclaves and their host rocks as well as their field relationship.

Analytical Method

In order to study the geochemical properties of intrusive rocks, 10 samples of enclaves and their host rocks. The rock composition with the least amount of alteration was selected and sent to the Pennsylvania State University of (USA) to determine the amounts of major elements by ICP-AES method, and rare and rare earth elements by ICP-MS method.

Field observations

The enclaves, in the intrusive masses under study, are finer than that of their host rock. Therefore, they belong to the group of mafic fine-grained enclaves or microgranular mafic enclaves. (MMEs). The (MMEs) are in rounded and elliptical

✉ Corresponding Author

To cite this article: Mousavi, S. A. and Torkian, A. (2023) Evidence for magma mixing/mingling process in the plutonic intrusive bodies of Qorveh (Kurdistan Province): with emphasis on textural and geochemical characteristics. Petrological Journal, 14(1), 1-26.

shapes in the host rocks and generally they have a sharp contact with their host and are composed of igneous minerals .

Petrography

The host rocks include granite, granodiorite and monzonite, and the enclaves are dioritic and gabbroic in composition. There are similar minerals in the enclaves and their host rocks, but they often differ in the amount of minerals. They are mainly composed of mafic mineral and plagioclase. While their host rocks are characterized by smaller amounts of these minerals, the host rocks instead have higher amounts of quartz alkali feldspar. The transfer of plagioclase crystals at the common boundary of the enclave and the host rock is evidence of the magmatic mixing process in the nature of the intrusive masses studied. A number of enclaves contain megacrystals of feldspar potassium and quartz taken from the host rocks. This supports the formation of enclaves by mixing.

Geochemistry

Geochemical studies indicate that these rocks are metaluminous, belonging to calc-alkaline magma series, having I-type characteristics. In Harker diagrams, mafic enclaves have higher MgO, TiO_2, P_2O_5, Na2O, FeO(t), Al_2O_3, MnO and CaO contents than that of the host rocks, and lower K2O and SiO_2 contents. The higher contents of CaO, MgO and FeO(t) in the enclaves, compared to their host, confirms their more mafic nature, which is usually proportional to the higher contents of mafic minerals in the modal of the enclaves than that of the host. The enrichment of the studied enclaves in Co, Cr, Ni display that these rocks are globules of mafic magmas mingling to felsic type.

Discussion

According to field observations as well as petrographic studies, the effective factor in the evolution of magma forming intrusive masses has been mentioned as magmatic mixing. The presence of mafic fine-grained enclaves with evidence of disequilibrium textures such as feldspar with poikilitic texture, the presence of mafic masses and needle apatite, small blades-shaped plagioclase within large plagioclase or two types of plagioclases, and zoning all confirm magmatic mingling/ mixing processes. Considering that the magnesium number (Mg#) in the mantle is about 0.7 and the studied enclaves with a high magnesium number of 0.52-0.62 are evidence of the involvement of mantle-derived mafic magma. High values of Mg# in enclaves compared to their host rock (0.34-0.48) shows the mixing of magmas from the mantle with the crustal magmas. Magma mixing model has also been considered by geochemical differentiation diagrams. The trend of the samples is a curve and indicates that the effective process in magma evolution is most likely magmatic fusion. Numerous studies have shown that mafic microgranular enclaves are globules of a mantle derived mafic magma that crystallize rapidly in the injected felsic magma from the crust and, as a result, become more viscous, forming separated magmatic bubbles. In addition to the mentioned geochemical features, the enclaves are poor in LREE and LILE and enriched in Ti compared to the host rocks. Therefore, they seem to have originated from two different magmas and are placed together due to magmatic mixing.

Conclusion

The host rock units in the studied intrusions include granite, granodiorite, monzonite and gabbroic, dioritic enclaves. The constituent magma of this complex is in I- type, metaluminous and is in the calc-alkaline series. Based on the studies, the dominant process in the evolution of magmatic mixing. Some new findings include the presence of reversals in submerged slabs and the penetration of fleshy compounds. Which naturally have different temperatures and compositions compared to higher crustal horizon magmas, provides conditions for the occurrence and the development of the magmatic mixing process.

Acknowledgements

This paper is a part of the dissertation of the first author and therefore the authors acknowledge the financial support of the research assistant, Bu Ali Sina University.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
14th Year, No. 53, Spring 2023, pp. 1-26

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال چهاردهم، شماره پنجاه و سوم، بهار ۱۴۰۲، ص. ۱-۲۶

مقالهٔ پژوهشی

شواهدی برای فرایند آمیختگی/اختلاط ماگمایی در توده‌های آذرین درونی قروه (کردستان): با تاکید بر شاخص‌های بافتی و زمین‌شیمیایی

سیده اعظم موسوی [۱]، اشرف ترکیان [۲]✉

[۱] دانشجوی دکتری (پترولوژی)، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران، mousavi.azam1361@gmail.com
[۲] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران، a-torkian@basu.ac.ir; geolator2000@yahoo.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۰۸/۲۹
تاریخ پذیرش ۱۴۰۰/۱۲/۱۴

کلید واژه‌ها
اختلاط
آمیختگی
انکلاو میکروگرانولار مافیک
سنگ میزبان
قروه
کردستان

20.1001.1.22285210.1402.14.1.1.6
10.22108/ijp.2022.130372.1251

چکیده

توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده در شمال پهنهٔ سنندج- سیرجان و در استان کردستان برونزد دارند. در این مجموعه، توده‌های گرانیتی، گرانودیوریت و مونزونیت میزبان هستند و انکلاوهای درون آنها نیز ترکیب دیوریتی و گابرویی نشان می‌دهند. انکلاوها به شکل‌های گردشده و بیضوی در سنگ‌های میزبان پراکنده هستند. انکلاوها عموماً مرز ناگهانی با سنگ میزبان دارند و از مجموعه کانی‌های آذرین ساخته شده‌اند. حضور انکلاوهای ریزدانهٔ مافیک همراه با شواهدی از وجود بافت‌های ناتعادلی مانند فلدسپار با بافت‌های پویی‌کیلیتیک، حضور انبوهه‌های مافیک و آپاتیت‌های سوزنی، بلورهای پلاژیوکلاز کوچک جدا در پلاژیوکلازهای بزرگ یا حضور دو نسل پلاژیوکلاز، حالت منطقه‌بندی و حاشیهٔ انحلالی در پلاژیوکلاز، همگی آمیختگی ماگمایی را تأیید می‌کنند. بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند ماگمای سازنده این مجموعه از نوع I، متاآلومین و در سری کالک‌آلکالن است. با توجه به غنی‌شدگی انکلاوها از Cr، Ni، Co وHREE، خاستگاه انکلاوها گلبول‌هایی از ماگماهای مافیک است. همچنین، محتوای نسبتاً بالای #Mg در انکلاوها (۰/۶۲-۰/۵۲) نسبت به سنگ میزبان (۰/۴۸-۰/۳۴=#Mg)، خاستگاه ماگماهای گوشته‌ایی را محتمل‌تر می‌کند. افزون‌بر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یادشده، انکلاوها نسبت به سنگ‌های میزبان از LREE و LILE تهی‌شده و از تیتانیم غنی‌شده هستند، ازاین‌رو، گمان می‌رود انکلاوها از دو ماگمای مختلف خاستگاه گرفته‌اند و تنها به‌علت رخداد فرایند آمیختگی /اختلاط ماگمایی در کنار یکدیگر قرار گرفته باشند.

مقدمه

توده‌های آذرین درونی جنوب قروه در شمال پهنهٔ سنندج- سیرجان و در استان کردستان برونزد دارند. در این توده‌ها سنگ‌های میزبان گرانیت، گرانودیوریت و

✉نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: موسوی، س. ا.، ترکیان، ا. (۱۴۰۲) شواهدی برای فرایند آمیختگی/اختلاط ماگمایی در توده‌های آذرین بیرونی قروه (کردستان): با تاکید بر شاخص‌های بافتی و زمین‌شیمیایی. پترولوژی ۱۴(۱)، ۱-۲۶.

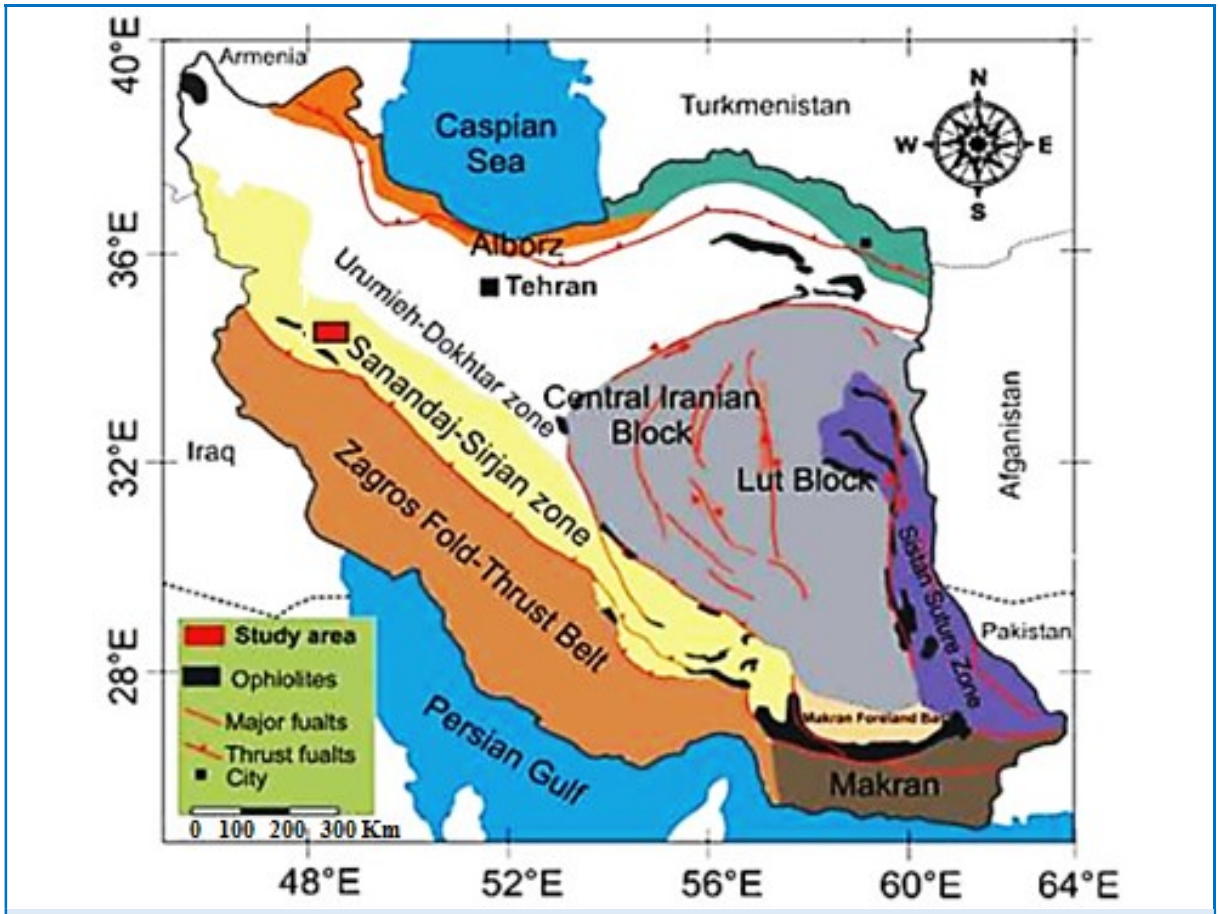
مونزونیت هستند و انکلاوها ترکیب دیوریتی و گابرویی دارند. بررسی انکلاوهای درون گرانیت‌ها، از موضوعات مهم در بررسی گرانیت‌هاست و اطلاعات ارزشمندی را دربارهٔ تحولات ماگمای مادر توده‌های آذرین درونی و اختلاط ماگمایی در اختیار می‌گذارند (Frost and Mahood, 1987; Holden et al., 1987; Eberz and Nicholls, 1988).

این مجموعه توسط پژوهشگران بسیاری، از دیدگاه‌های گوناگون بررسی شده است. محمودی و همکاران (Mahmoudi et al., 2011)، با به‌کارگیری روش اورانیم-سرب، سن پیدایش سنگ‌های مافیک و فلسیک منطقه را ژوراسیک بالایی به‌دست آورده‌اند. ترکیان (Torkian, 2011) با بررسی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوییدهای قروه این مجموعه را از نوع گرانیتوییدهای قوس-قاره‌ای دانسته‌اند. عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2015)، سنگ‌های مافیک کنگره و تقی‌آباد قروه را بررسی و دو محیط زمین‌ساختی جزیره‌های کمانی و پهنهٔ پشت کمان اقیانوسی را برای آنها پیشنهاد داده‌اند. ترکیان و فرمن (Torkian and Furman, 2015) حضور انکلاوهای مافیک در گرانیتوییدهای جنوب قروه را گواهی بر رخداد اختلاط ماگمایی در منطقه دانسته‌اند. یاجم و همکاران (Yajam et al., 2015)، محیط پشت کمان قاره‌ای را برای گرانیتوییدهای کنگرهٔ قروه با سن ۱±۱۴۱ میلیون سال پیش پیشنهاد داده‌اند که منطقهٔ بررسی‌شده در چهارگوش مطالعاتی این پژوهش نیز وجود دارد. عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) فرایند مهم در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما و پیدایش سنگ‌های اسیدی تا مافیک (در مناطق: تکیه، میهم و شیروانه) را اختلاط ماگمایی دانسته‌اند. شیرمحمدی و همکاران (Shirmohammadi te al., 2021) بررسی‌هایی روی ماگماهای گرانیتی نوع A منطقهٔ قروه انجام داده‌اند که وجود عقب‌گرد در تختهٔ فرورونده در رژیم زمین‌ساختی تاثیرگذار در پهنهٔ سنندج- سیرجان که گاه پیامد آن اختلاط ماگمایی است، را نیز منتفی ندانسته‌اند. موسوی و ترکیان (Mousavi and Torkian, 2021) برپایهٔ داده‌های ریزکاو الکترونی به‌دست‌آمده برای پلاژیوکلازهای درون انکلاوها و سنگ میزبان آنها، نشان دادند این کانی‌ها گاه منطقه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند و حتی به‌طور بخشی انحلال پیدا کرده و با آلکالی‌فلدسپار جایگزین شده‌اند که این ویژگی را نیز نشان‌دهندهٔ فرایند آمیختگی ماگمایی دانسته‌اند. گفتنی است اصطلاح اختلاط ماگمایی[1] به ترکیب‌شدن کامل دو ماگمای مافیک و فلسیک و در نتیجه حاصل‌شدن ماگمایی همگن با ترکیب حد واسط گفته می‌شود؛ اما آمیختگی ماگمایی[2] پیامد تقابل مکانیکی دو ماگمای مختلف است که هنوز برخی از ویژگی‌های نخستین خود را حفظ کرده‌اند (Vernon, 1990; Didier and Barbarin, 1991; Torkian, 2013). در بررسی‌های انجام‌شده پیشین در این مناطق تمرکز بیشتر روی انجام بررسی‌های سن‌سنجی و سنگ‌زایی به‌صورت محلی در یک یا دو منطقه از مناطق بررسی‌شدهٔ پژوهش بوده است. این مقاله به بررسی شواهد وابسته به آمیختگی/اختلاط ماگمایی در این توده‌ها پرداخته است و یافته‌های به‌دست‌آمده از بررسی روابط صحرایی، ویژگی‌های بافتی و داده‌های زمین‌شیمیایی در انکلاوها و سنگ‌های میزبان‌شان در این مقاله گزارش شده‌اند. همچنین، تمرکز اصلی این بررسی روی فرایندهای مؤثر در تحول ماگما در مناطق بیشتری (پیرسلیمان، کنگره، مجیدآباد، قورمه‌دره و شانه‌وره) از جنوب قروه است.

زمین‌شناسی و روابط صحرایی

مناطق بررسی شده در جنوب شهرستان قروه جای گرفته‌اند که بخشی از قلمروی بخش شمالی پهنهٔ سنندج-سیرجان به‌شمار می‌رود. پهنهٔ سنندج- سیرجان یک پهنهٔ ماگمایی-دگرگونی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است که با درازای بیشتر از ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰-۲۰۰ کیلومتر، میان پهنهٔ چین‌خورده-روراندهٔ زاگرس و پهنهٔ ماگمایی ارومیه-دختر جای گرفته است و از مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا بالا، به همراه چندین تودهٔ آذرین درونی با ترکیب بیشتر اسیدی تا حد واسط تشکیل شده است (Azizi et al., 2015) (شکل ۱)؛ هر چند توده‌های بازیک نیز به‌طور محلی این توده‌ها را همراهی می‌کنند (Molaei Yeganeh et al., 2018).

[1] Magma mixing
[2] Magma mingling

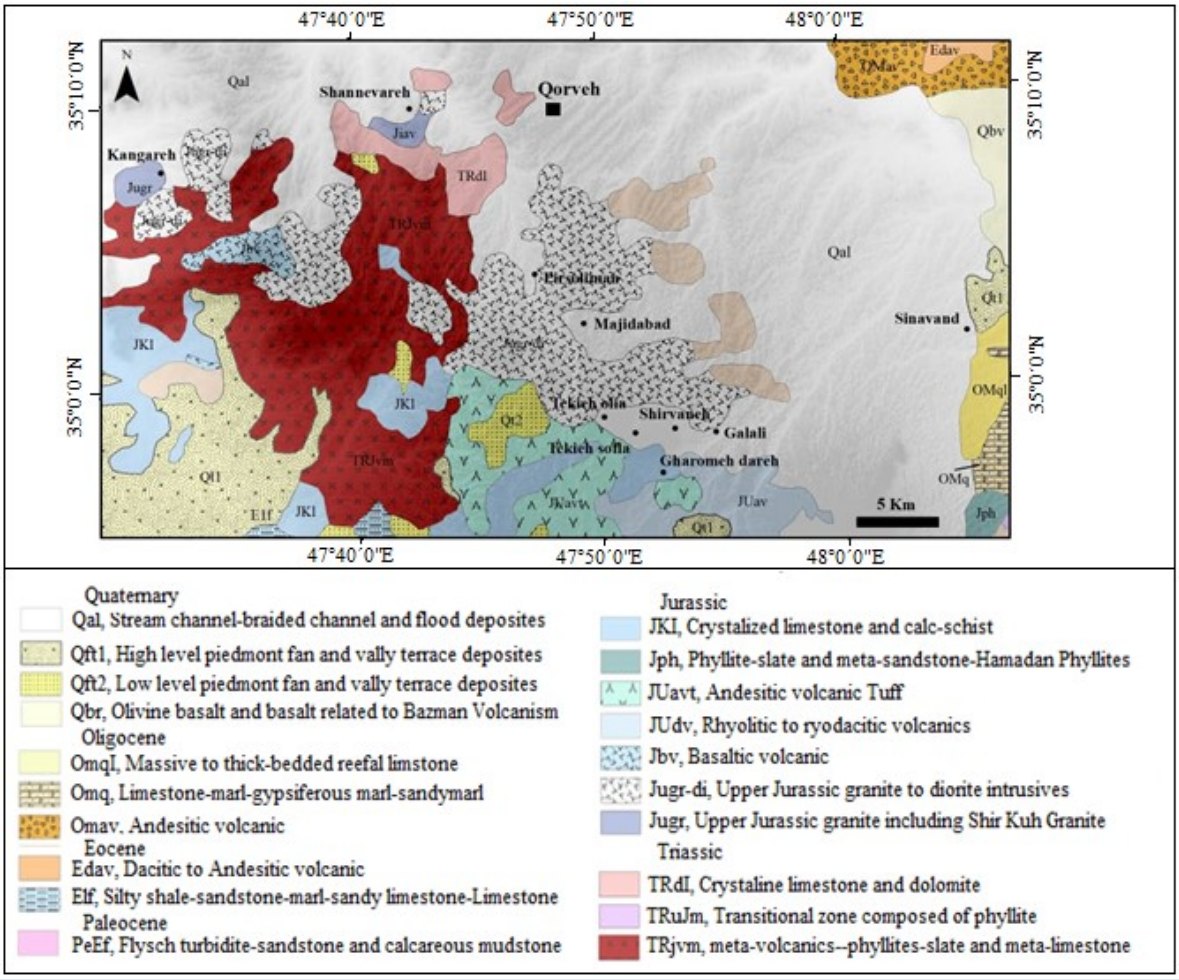


شکل ۱. نقشهٔ پهنه‌بندی زمین‌ساختی ایران (Stöcklin, 1968)، جایگاه منطقهٔ قروه با چهارگوش سرخ‌رنگ در پهنهٔ سنندج- سیرجان نشان داده شده است.

Figure 1. Map of tectonic units in the Iranian plateau (Stöcklin, 1968). The red square indicate location of Qorveh region in the Sanandaj-Sirjan zone.

سنگ‌های دگرگونی در پهنهٔ سنندج- سیرجان در بردارندهٔ انواع شیست‌ها، مرمرها و ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شدهٔ پدیدآمده از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی هستند (Shaikh Zakariaei and Monsef, 2010). توده‌های گرانیتوییدی درون کمپلکس دگرگونی ژوراسیک آغازین تا میانی نفوذ کرده‌اند و سنی برابر با ۱۷۰ تا ۱۴۰ میلیون سال پیش دارند (Mahmoudi et al., 2011). فراوانی و پراکندگی گرانیتوییدها در بخش شمالی پهنهٔ سنندج- سیرجان بسیار بیشتر و گسترده‌تر از بخش‌های دیگر آنست (Mohajjel and Fergosen, 2000). در باتولیت قروه که در بخش مرکزی پهنهٔ سنندج- سیرجان جای گرفته است توده‌هایی از جنس گابرو، دیوریت و گرانیت وجود دارند که در مجموعهٔ دگرگونی ژوراسیک (شیست، آمفیبولیت و مرمر) نفوذ کرده‌اند (Molaei Yeganeh et al., 2018; Azizi et al., 2020) (شکل ۲).

توده‌های آذرین بررسی‌شده شامل مجموعه‌های پیرسلیمان، مجیدآباد، کنگره، شانه‌وره و قورمه‌دره هستند. از دیدگاه جغرافیایی، مناطق یادشده در مرز استان‌های همدان، کردستان و کرمانشاه جای دارند. در این مناطق توده‌ها در اندازه‌های گوناگون و با ترکیب مافیک، حدواسط و فلسیک رخنمون نشان می‌دهند.



شکل ۲. نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ قروه (برپایهٔ نقشهٔ زمـین‌شناسـی قـروه تهیه‌شـده توسـط سـازمان زمین‌شناسـی کشـور (Hosseini, 1997)) و نمونه‌های بررسی‌شده در منطقهٔ کنگره، شانه‌وره، پیرسلیمان، مجیدآباد و قورمه‌دره.

Figure 2. Simplified geological map of the Qorveh (based on the geological map of Qhorveh by the Geological Survey of Iran (Hosseini, 1997)) and the studied samples from Kangareh, Shanevareh, Pirsoliman, Majidabad and Gormehdareh areas.

روش انجام پژوهش

بـرای بررسـی ویژگـی‌هـای زمین‌شـیمیایی سـنگ‌هـای توده‌هـای آذریـن درونـی مـار ۱۰ نمونـه از انکـلاو و سـنگ‌هـای میزبـان آنهـا برپایـهٔ تنـوع ترکیـب سـنگی و بـا کمتـرین میـزان دگرسـانی برگزیـده و بـرای تعیـین مقـدار عنصـرهای اصـلی بـه روش ICP-AES[3] و عنصـرهای کمیـاب و کمیـاب خـاکی بـه روش ICP-MS[4] بـه دانشـگاه ایـالتی پنسـیلوانیا (آمریکـا) فرسـتاده شـدند. در ایـن روش مقـدار ۰/۲ گـرم از پـودر سـنگ در لیتیم‌بـورات ($LiBO_2$) ذوب و سـپس در اسـید HNO_3 حـل مـی‌شـود. آسـتانهٔ آشکارسـازی عنصـرهای اصـلی ۰/۱ تـا ۰/۰۱ درصـدوزنی و بـرای عنصـرهای فرعـی ۰/۱ تـا ۱۰ppm گـزارش شـده اسـت. مقـدار LOI[5] بـرای هـر نمونـه پـس از حـرارت در کـوره بـا دمـای میـانگین ۹۰۰ درجـهٔ سـانتیگراد و برپایـهٔ اختلاف وزن آن بـا نمونـهٔ نخسـتین به‌دسـت آمـد. داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از آزمـایش‌هـا در جـدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. در پایـان، بـا نـرم‌افزارهـای سنگ‌شناسـی و گرافیـک

[3] Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy
[4] Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry
[5] loss on ignition

(Arc GIS, GCDkit 2.1.1, Petrograph, Excel) بـه ترسـیم نمودارهـا و سـپس تفسـیر ایـن نتـایج پرداختـه شـده اسـت. نـام اختصـاری کـانی‌هـا از ویتنـی و اوانـز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

جدول ۱. داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل برای سنگ‌های میزبان بررسی‌شده در قروه (اکسید عنصرها برپایهٔ wt%؛ عنصرها برپایهٔ ppm).
Table 1. Whole rock geochemical data for the studied host rocks in Qorveh (Oxides in wt%; elements in ppm).

Intrusive bodies	Shannevareh	Gharomeh dareh	Pirsoliman	Kangareh	Majidabad
Sample No.	A.Sh.13	A.G.7	A.P.27.H	A.K.10.H	A.M.18.H
Name	Monzonite	Monzonite	Granodiorite	Granite	Monzonite
Latitude (N)	35°09'06.0"	34°58'21.8"	35°03'50.9"	35°07'51.3"	35°02'47.7"
Longitude (E)	047°41'42.3"	047°52'56.2"	047°47'26.2"	047°31'50.2"	047°48'41.0"
SiO_2	60.7	63.6	66.7	70.4	60
TiO_2	0.84	1.18	0.37	0.27	0.6
Al_2O_3	17.5	15.6	14.8	15.7	19.6
$Fe_2O_3^T$	0.77	0.77	0.11	0.18	0.47
FeO	4.37	4.35	0.64	1.02	3.51
MgO	2.29	1.24	0.33	0.54	1.55
MnO	0.12	0.06	0.01	0.01	0.07
CaO	3.33	3.34	2.87	3.98	5.86
Na_2O	4.53	5.19	6.04	5.68	7.13
K_2O	3.01	3.38	0.47	1.64	0.41
P_2O_5	0.4	0.29	0.09	0.19	0.21
LOI	1.91	0.65	0.83	1.11	0.6
Sum	99.9	99.7	93.3	100.73	100
Mg#	0.48	0.34	0.48	0.48	0.44
Li	27.301	20.901	8.861	3.94	3.98
Rb	182	81.2	20.3	47.4	13.701
Cs	1.5	0.69	0.73	0.654	0.38
Sr	702	212	313	199	599
Ba	824	474	54	265	161
Sc	2.83	10.901	4.03	5.42	8.44
V	62.3	83.1	19.9	23.3	40.8
Cr	6.27	4.95	3.52	26.3	10.601
Co	12.3	15.3	12.6	37.5	15.601
Ni	4.63	5.771	4.171	13.6	7.46
Cu	26.5	2.85	3.75	38.101	5.15
Zn	76.601	16.5	15	19.9	51.801
Y	11.4	23.801	40.6	22.4	11.9
Nb	19.2	29.201	31.4	14.6	11.6
Ta	1.2	1.85	3.66	1.38	0.86
Zr	20.901	31.5	26.1	16.301	10.1
Hf	0.722	1.02	1.271	0.537	0.512
Mo	0.12	0.31	0.11	0.128	0.048
Cd	0.02	0.03	0.04	0.036	0.11
Sn	1.521	2.03	2.29	3.68	2.27
Sb	0.41	0.251	0.21	0.123	0.26
TI	0.91	0.15	0.11	0.224	0.084

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Intrusive bodies	Shannevareh	Gharomeh dareh	Pirsoliman	Kangareh	Majidabad
Sample No.	A.Sh.13	A.G.7	A.P.27.H	A.K.10.H	A.M.18.H
Name	Monzonite	Monzonite	Granodiorite	Granite	Monzonite
Latitude (N)	35°09'06.0"	34°58'21.8"	35°03'50.9"	35°07'51.3"	35°02'47.7"
Longitude (E)	047°41'42.3"	047°52'56.2"	047°47'26.2"	047°31'50.2"	047°48'41.0"
Pb	10.5	3.521	7.82	13.3	10
U	1.41	1.55	6.99	1.82	1.981
Th	5.88	6.71	34.8	14.3	23
La	22.8	22.701	69.9	25.2	78.601
Ce	41.801	45.901	133	52.6	130
Pr	4.701	5.42	12.901	5.84	11.9
Nd	16.9	21	43.901	21.7	36.1
Sm	2.96	4.39	7.62	4.801	4.46
Eu	1.13	1.61	1.44	1.19	1.61
Gd	2.45	4.26	6.91	4.54	3.22
Tb	0.35	0.67	1.05	0.733	0.401
Dy	1.881	3.86	6.19	4.24	1.991
Ho	0.38	0.791	1.28	0.771	0.4
Er	1.04	2.25	3.71	1.99	1.11
Tm	0.15	0.32	0.59	0.307	0.16
Yb	0.987	2.05	3.97	1.93	1.101
Lu	0.14	0.301	0.59	0.143	0.18
Mg#	0.48	0.34	0.48	0.48	0.44

جدول ۲. داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل برای انکلاوهای بررسی‌شده در قروه (اکسید عنصرها برپایهٔ wt%؛ عنصرها برپایهٔ ppm).

Table 2. Whole rock geochemical data for the studied enclaves in Qorveh (Oxides in wt%; elements in ppm).

Intrusive bodies	Majidabad	Shannevareh	Gharomeh dareh	Pirsoliman	Kangareh
Sample No.	A.M.18.E	A.Sh.12	A.G.6	A.P.27.E	A.K.10.E
Name	Gabbro	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite
Latitude (N)	35°02'47.7"	35°09'06.0"	34°58'21.8"	35°03'50.9"	35°07'51.3"
Longitude (E)	047°48'41.0"	047°41'42.3"	047°52'56.2"	047°47'26.2"	047°31'50.2"
SiO_2	46.6	52	55.3	54.7	49.8
TiO_2	2.01	1.34	0.92	0.97	1.27
Al_2O_3	15.5	17.5	16.6	15.7	16.2
$Fe_2O_3^T$	1.99	1.23	1.15	1.18	1.35
FeO	11.31	6.98	6.53	6.7	7.65
MgO	7	4.46	4.21	5.29	7.22
MnO	0.2	0.14	0.08	0.13	0.16
CaO	10.2	7.74	6.35	6.48	8.88
Na_2O	2.44	3.32	4.73	4.31	3.21
K_2O	1.15	1.65	1.98	0.99	0.97
P_2O_5	0.29	0.38	0.19	0.16	0.18
LOI	0.91	1.9	1.13	1.68	1.19
Sum	99.56	98.65	99.13	98.27	98.12

جدول ۲. ادامه.

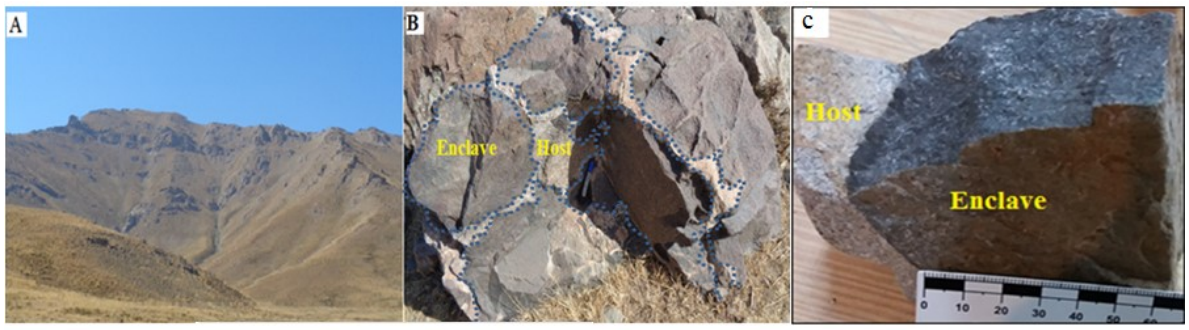
Table 2. Continued.

Intrusive bodies	Majidabad	Shannevareh	Gharomeh dareh	Pirsoliman	Kangareh
Sample No.	A.M.18.E	A.Sh.12	A.G.6	A.P.27.E	A.K.10.E
Name	Gabbro	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite
Latitude (N)	35°02'47.7"	35°09'06.0"	34°58'21.8"	35°03'50.9"	35°07'51.3"
Longitude (E)	047°48'41.0"	047°41'42.3"	047°52'56.2"	047°47'26.2"	047°31'50.2"
Mg#	0.52	0.53	0.53	0.58	0.62
Li	29.7	29.5	35.901	47.8	10.201
Rb	42.301	59.6	118	59.1	53.901
Cs	3.56	3.47	2.98	2.74	1.09
Sr	316	640	292	298	364
Ba	148	422	273	141	129
Sc	32.9	27.701	31.3	31.1	32.501
V	302	215	162	171	181
Cr	272	8.86	95.7	189	241
Co	43.701	31.7	25.4	37	43.201
Ni	58.7	15.6	20.901	48.901	49.5
Cu	32.4	33.501	3.21	22.8	27.2
Zn	115	84.501	32.3	87	82.3
Y	29.3	31.901	37.3	41	28
Nb	11	25.4	20.2	21.101	7.22
Ta	0.605	1.34	1.32	1.37	0.482
Zr	24.101	24.8	27.5	55.301	107
Hf	1.4	1.621	1.47	1.621	2.67
Mo	0.067	0.244	0.19	0.163	0.196
Cd	0.144	0.066	0.021	0.074	0.103
Sn	4.46	1.56	1.87	4.271	1.81
Sb	0.375	0.066	0.47	0.139	0.106
TI	0.254	0.324	0.24	0.303	0.2
Pb	5.25	6.03	2.93	5.661	5.431
U	0.341	1.75	1.75	1.61	0.62
Th	0.334	5.23	8.891	9.041	1.88
La	9.63	24.8	27.6	29.1	11.601
Ce	24.1	61.4	54.1	60.7	28
Pr	3.25	8.29	5.821	7.051	3.611
Nd	15.5	34.8	22	27.601	16.301
Sm	4.05	7.13	5.741	5.82	5
Eu	1.33	2.07	1.37	1.401	1.43
Gd	4.79	6.601	5.34	6.2	4.57
Tb	0.801	0.961	0.92	1.05	0.761
Dy	5.08	5.58	5.97	6.61	4.83
Ho	1.02	1.08	1.24	1.37	0.99
Er	2.84	2.93	3.63	3.94	2.79
Tm	0.378	0.479	0.51	0.546	0.481
Yb	2.51	2.54	3.501	3.71	2.53
Lu	0.442	0.326	0.52	0.553	0.288
Mg#	0.52	0.53	0.53	0.58	0.62

روابط صحرایی و آزمایشگاهی

در توده‌های آذرین درونی بررسی شده، انکلاوها همواره نسبت به سنگ میزبان خود تیره‌تر و دانه‌ریزتر هستند (شکل ۳- A) و ازاین‌رو، آنها را می‌توان در گروه انکلاوهای ریزدانه مافیک یا انکلاوهای میکروگرانولار مافیک جای داد. انکلاوها با شکل‌های نیمه‌گردشده، گرد و بیضوی دیده می‌شوند. ترکیب آنها بیشتر از نوع دیوریت و گابرو است که در سنگ میزبان خود پراکنده شده‌اند. سطوح تماس انکلاوهای مافیک در بخش‌های بررسی‌شده به‌صورت دندانه‌گون، نامنظم با حاشیهٔ سریع سردشده به‌خوبی نمایان است. انکلاوهایی که شکل نامنظم و سطوح تماس دندانه‌دار دارند، معمولاً نزدیک به محلی تشکیل می‌شوند که در آنجا فرایند اختلاط ماگمایی فعال بوده است (Troll et al., 2004; Perugini et al., 2004) (شکل ۳- B). مرز انکلاوها با سنگ میزبان واضح و شارپ[6] است و هالهٔ واکنشی میان آنها و سنگ در برگیرنده‌شان دیده نمی‌شود و به‌سختی از سنگ میزبان خود جدا می‌شوند (شکل ۳-C). بیشتر انکلاوها کروی‌شکل هستند و اندازهٔ آنها از چند میلیمتر تا ۴۰ سانتیمتر در نوسان است. در انکلاوها و سنگ میزبان‌شان کانی‌های مشابهی دیده می‌شوند؛ اما بیشتر از نظر مقدار کانی‌ها با یکدیگر تفاوت دارند. انکلاوها بیشتر از پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک ساخته شده‌اند؛ اما سنگ میزبان‌شان مقدارهای کمتری از این کانی‌ها را دارد و به‌جای آنها مقدارهای بیشتری از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در آنها دیده می‌شود.

[6] sharp



شکل ۳. A) دورنمایی از منطقه پیرسلیمان (دید رو به شمال)؛ **B**) فراوانی و پراکندگی انکلاو دیوریتی در سنگ میزبان گرانیتی دربرگیرندهٔ آنها؛ **C**) مرز مشخص میان سنگ میزبان گرانیتی و انکلاو گابرویی در نمونهٔ دستی.

Figure 3. A) Outcrops of the Pirsoliman body area; **B**) Close up of dioritic enclaves in the granitic host rock; **C**) Sharp contacts between granite host rock and gabbroic enclave in hand specimen.

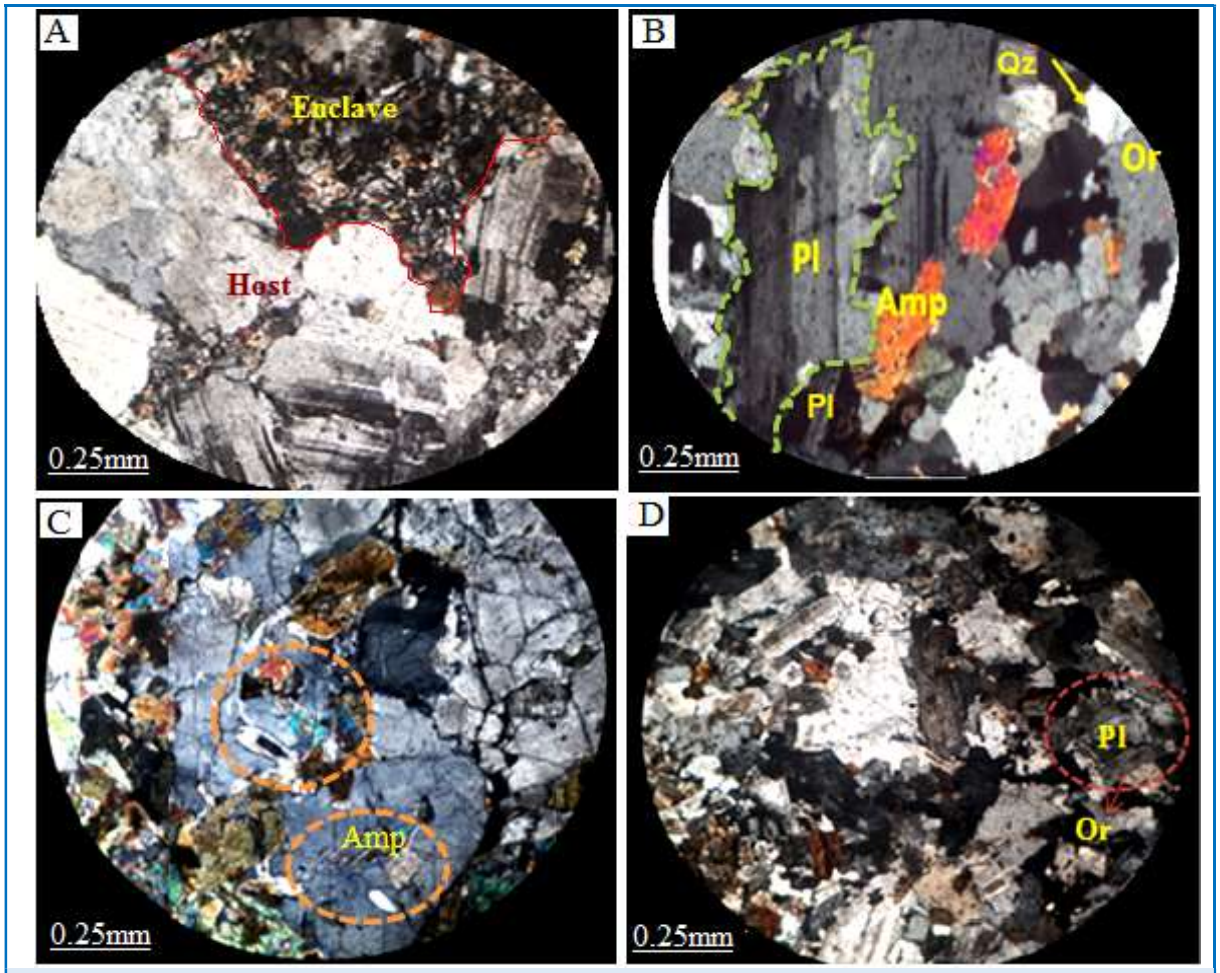
با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی انجام‌شده، توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده در منطقهٔ دامنه ترکیبی از گابرو، دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت دارند. سنگ‌نگاری واحدهای یادشده به شرح زیر است:

سنگ‌نگاری

الف- سنگ‌نگاری سنگ میزبان‌ها

گرانیت: گرانیت در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری روشن (لوکوکرات) و معمولاً دانه‌درشت است و بافت (گرانولار) دارد؛ اما در برخی بخش‌ها، بافت‌های پرتیتی، گرانوفیری، آنتی‌راپاکیوی و گاه پورفیرویید نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ ارتوکلاز و میکروکلین (۳۲-۵۰ درصدحجمی)، کوارتز (نزدیک به ۳۰ درصدحجمی)، پلاژیوکلاز (۲۵-۱۲ درصدحجمی)، آمفیبول (۱۰-۵ درصدحجمی)، بیوتیت (کمتر از ۱۰ درصدحجمی) هستند. زیرکن، اسفن و آپاتیت به‌صورت کانی‌های فرعی دیده می‌شوند. آلکالی‌فلدسپارها نسبت به دیگر کانی‌ها درشت‌بلورتر هستند و به سنگ بافت پورفیرویید می‌دهند. بافت گرانوفیر دیده‌شده حاصل هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در ژرفای کم است. این

بافت پیامد تبلور همزمان و سریع کوارتز و آلکالی‌فلدسپار از مذابی سیلیسی در نزدیکی نقطهٔ یوتکتیک و احتمالاً در حضور فاز غنی از آب است؛ اما گاهی تبلور این دو کانی از یک مذاب فوق سرد نیز باعث پیدایش این بافت می‌شود (Lowenstern et al., 1997). همچنین، وجود بافت پورفیرو‌ییدی در این سنگ نیز تبلور دو مرحله‌ای را نشان می‌دهد. برخی فنوکریست‌های درون انکلاوهای میکروگرانولار و سنگ‌های میزبان در سطح همبری میان آنها (مرز میان انکلاو و سنگ میزبان) واقع می‌شوند، مرز مضرس و زائده‌دار نیز میان سنگ میزبان گرانیتی و انکلاو (دیوریتی) دیده می‌شود (شکل ۴-A). پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و آمفیبول از مگاکریست‌های مرز سنگ‌های بررسی‌شده هستند که حالت منطقه‌بندی، حاشیهٔ انحلالی و تحلیل‌رفته در پلاژیوکلازها نیز در این سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-B).



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی سنگ‌های میزبان در توده‌های آذرین درونی منطقهٔ قروه (در XPL[۷])؛ **A**) وجود مرز مضرس و زائده‌دار در محل همبری انکلاو دیوریتی-سنگ میزبان گرانیتی در مقیاس میکروسکوپی؛ **B**) حاشیهٔ انحلالی و تحلیل‌رفته در پلاژیوکلازهای سنگ میزبان گرانیتی؛ **C**) بافت پویی‌کیلیتیک در سنگ میزبان گرانودیوریتی؛ **D**) بافت آنتی‌راپاکیوی در سنگ میزبان مونزونیتی.

Figure 4. Photomicrographs of host rocks in the studied intrusive bodies in XPL. **A**) irregular contact with apophyses into boundaries between dioritic enclave and host rock; **B**) Dissolved border in plagioclase in the granitic host; **C**) Poikilitic texture in the granodiorite host rock; **D**) Antirapakivi texture in the monzonitic host rock.

[7] Cross Polarized Light

گرانودیوریـت: گرانودیوریت در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تا سبز دیده می‌شود و از دیدگاه دانه‌بندی، متوسط تا دانه درشت است. بافت غالب در این سنگ، گرانولار است؛ اما گاهی بافت میرمکیتی در پلاژیوکلاز و بافت پرتیتی در اورتوکلاز و بافت پویی‌کلیتیک نیز دیده می‌شوند (شکل ۴- C). گرانودیوریت نیز با ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (۳۸-۳۳ درصدحجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۱۴-۱۲ درصدحجمی)، کوارتز (۲۷-۲۰ درصدحجمی)، بیوتیت (۱۰-۷ درصدحجمی) و آمفیبول (۷-۱۲ درصدحجمی) به حالت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و به‌صورت بلورهای درشت تا ریز دیده می‌شود. برخی آمفیبول‌ها به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. آپاتیت، اسفن و زیرکن از کانی‌های فرعی سازندهٔ این سنگ هستند. بلورهای اسفن به‌صورت پراکنده در نمونه‌ها دیده می‌شوند؛ اما بلورهای آپاتیت و زیرکن بیشتر در قالب میانبار درون دیگر کانی‌ها به‌ویژه پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شوند. دگرسانی و تجزیهٔ پلاژیوکلازها بیشتر موجب پیدایش کانی‌های ثانویه اپیدوت، سریسیت و کلریت شده است.

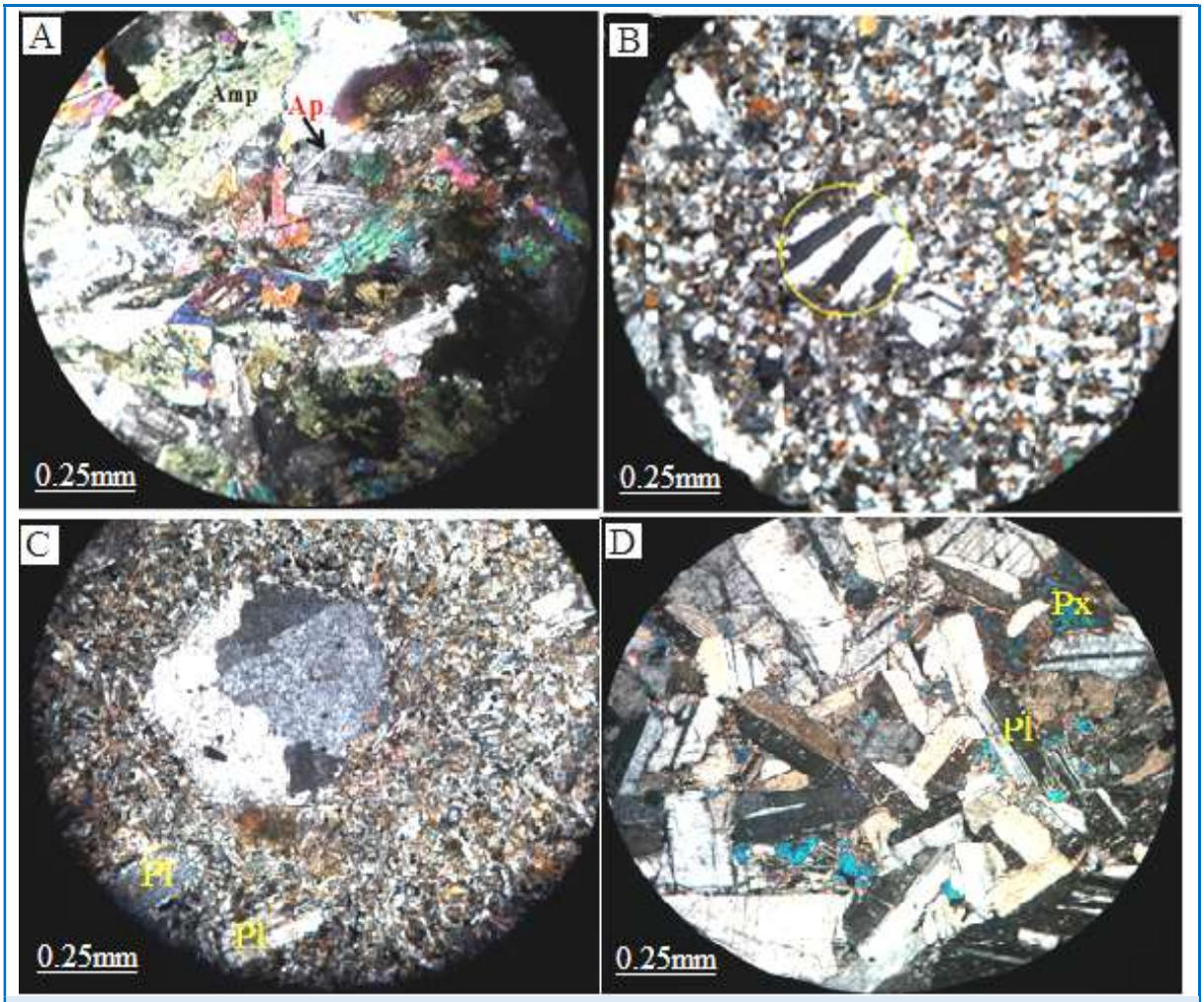
مونزونیـت: مونزونیت در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تا سبز و با بافت گرانولار دانه متوسط و ریزدانه و گاهی آنتی‌راپاکیوی دیده می‌شود (شکل ۴- D). کانی‌های اصلی این سنگ پلاژیوکلاز (۳۵-۳۳ درصدحجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۴۰-۳۵ درصدحجمی)، بیوتیت (۱۰-۷ درصدحجمی)، آمفیبول (۷-۵ درصدحجمی) و کوارتز (نزدیک به ۴ درصدحجمی) هستند. آپاتیت، اسفن و زیرکن از دیگر کانی‌های سازندهٔ این سنگ هستند. پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. آمفیبول‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و از نوع هورنبلند هستند. ویژگی بارز این واحد سنگی برابری تقریبی مقدار پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار است.

ب- سنگ‌نگاری انکلاوها

دیوریـت: رنگ دیوریت در نمونهٔ دستی به رنگ سبز تیره تا سبز خاکستری است. این واحد سنگی دانه‌بندی ریز تا متوسط بلور دارد. از دیدگاه ضریب رنگینی؛ این سنگ مزوکرات تا ملانوکرات است و بیشتر بافت میکروگرانولار نشان می‌دهد. پلاژیوکلاز (۵۹-۲۵ درصدحجمی)، آمفیبول (۲۱-۱۷ درصدحجمی)، کوارتز(۱۴-۲ درصدحجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۱۵-۶ درصدحجمی) و بیوتیت (۷-۲ درصدحجمی) از کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ هستند. اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای فلزی از کانی‌های جزیی به‌شمار می‌روند. سرسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه است و از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار پدید آمده است. کلریت‌ها نیز در پی دگرسانی آمفیبول و اپیدوت‌ها نیز از دگرسانی پلاژیوکلاز پدید آمده‌اند. آمفیبول در این سنگ‌ها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و از نوع هورنبلند و اکتینولیت (ثانویه) است. کلینوپیروکسن در این انکلاوها دیده نمی‌شود. نبود کلینوپیروکسن در انکلاوهای دیوریتی پیامد میدان پایداری آمفیبول و پلاژیوکلاز است که از رشد کلینوپیروکسن جلوگیری می‌کند (Blundy and Sparks, 1992). در این انکلاو آپاتیت به‌صورت سوزنی نیز دیده می‌شود (شکل ۵- A)، وجود فنوکریست‌های شکل‌دار و ماکل‌دار یا زونینگ‌دار پلاژیوکلاز درون انکلاو دیوریتی (شکل ۵- B)، گواهی بر خاستگاه آذرین آنهاست (Barbarin, 1990; Kananian et al., 2009). برخی انکلاوهای دیوریتی مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز دارند (شکل ۵- C).

گابرو: گابرو در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود. بافت غالب در این سنگ گرانولار است (شکل ۵- D). کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ پلاژیوکلاز (۵۵-۴۵ درصدحجمی)، پیروکسن (۳۵-۱۵ درصدحجمی)، الیوین (۱۰-۸ درصدحجمی) و آمفیبول (۸-۲ درصدحجمی) هستند. آپاتیت، زیرکن، اسفن و به‌ندرت بیوتیت به‌صورت کانی‌های فرعی دیده می‌شوند. بلورهای آمفیبول در نور پلاریزه موازی به

رنـگ سـبز تـا قهـوه‌ای تیـره و به‌صـورت بـی‌شـکل تـا نیمه‌شـکل‌دار دیـده مـی‌شـوند. بافـت پـویی‌کیلیتیـک و میانبارهـایی ماننـد بیوتیـت، زیـرکن، اسـفن و پلاژیـوکلاز نیز گاه در بلورهای آمفیبول دیده می‌شوند.

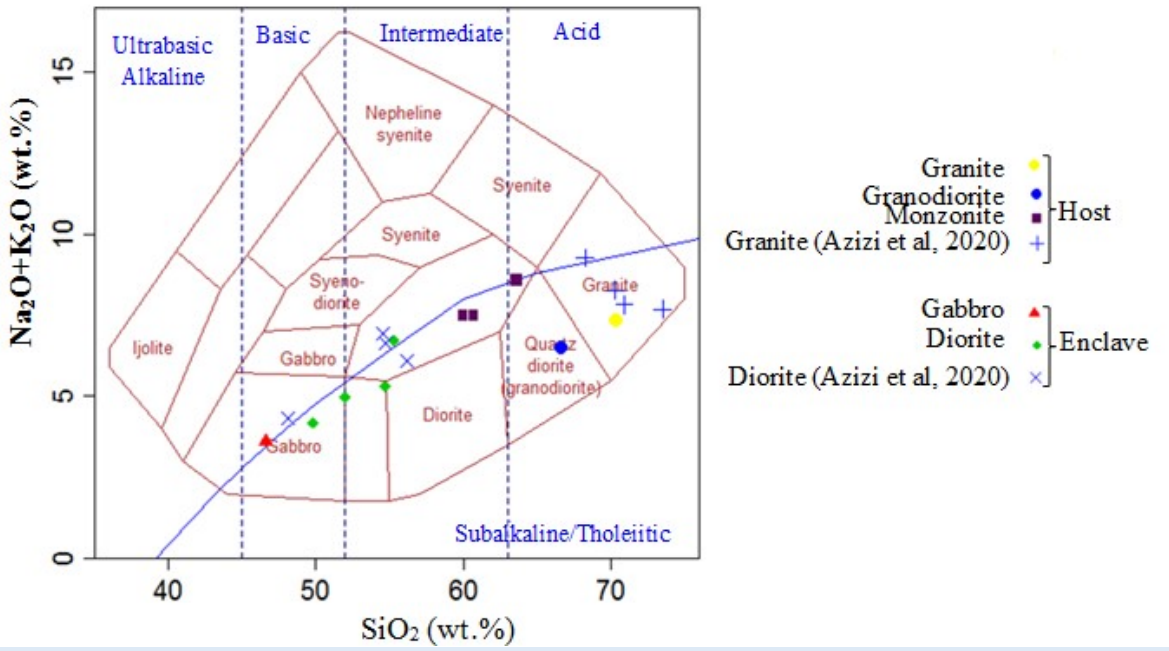


شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی انکلاوها در توده‌های آذرین قـروه (در XPL)؛ **A**) وجـود آپاتیـت سـوزنی در انکـلاو دیـوریتی؛ **B**) فنوکریسـت‌هـای پلاژیوکلاز ماکل‌دار در انکلاو دیوریتی؛ **C**) مگاکریست پتاسیم‌فلدسپار در انکلاو دیوریتی؛ **D**) بافت گرانولار در انکلاو گابرویی.

Figure 5. Photomicrographs of enclaves in the intrusive bodies of Qorveh (in XPL). **A**) Needles of apatite in the dioritic enclave; **B**) Plagioclase phenocrysts in the dioritic enclave; **C**) K- feldspar megacrysts in the dioritic enclave; **D**) Granular texture in the gabbroic enclave.

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی سـنگ‌کل برای توده‌های آذرین کنگره، شانه‌وره، پیرسلیمان، مجیـدآباد و قورمه‌دره در جـدول ۱ آورده شـده‌انـد. از دیـدگاه ترکیـب شیمیایی، در این توده‌ها بازهٔ SiO_2 از ۴۶/۶ (انکلاو) تا ۷۰/۴ (میزبـان) درصـدوزنی و Al_2O_3 از ۱۴/۸(انکـلاو) تـا ۱۹/۶ (میزبان) درصدوزنی است. برای نامگذاری شیمیایی از نمودار TAS بهره گرفته شـد. همان‌گونه‌کـه در ایـن نمـودار دیـده می‌شـود، نمونـه‌هـای سـنگ میزبـان در محـدودهٔ گرانیـت، مونزونیت، گرانودیوریت و انکلاوها نیز در محدودهٔ دیوریـت و گابرو جای گرفته‌اند. داده‌هـای به‌دسـت‌آمده بـا بررسـی‌های سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارند (شکل ۶).

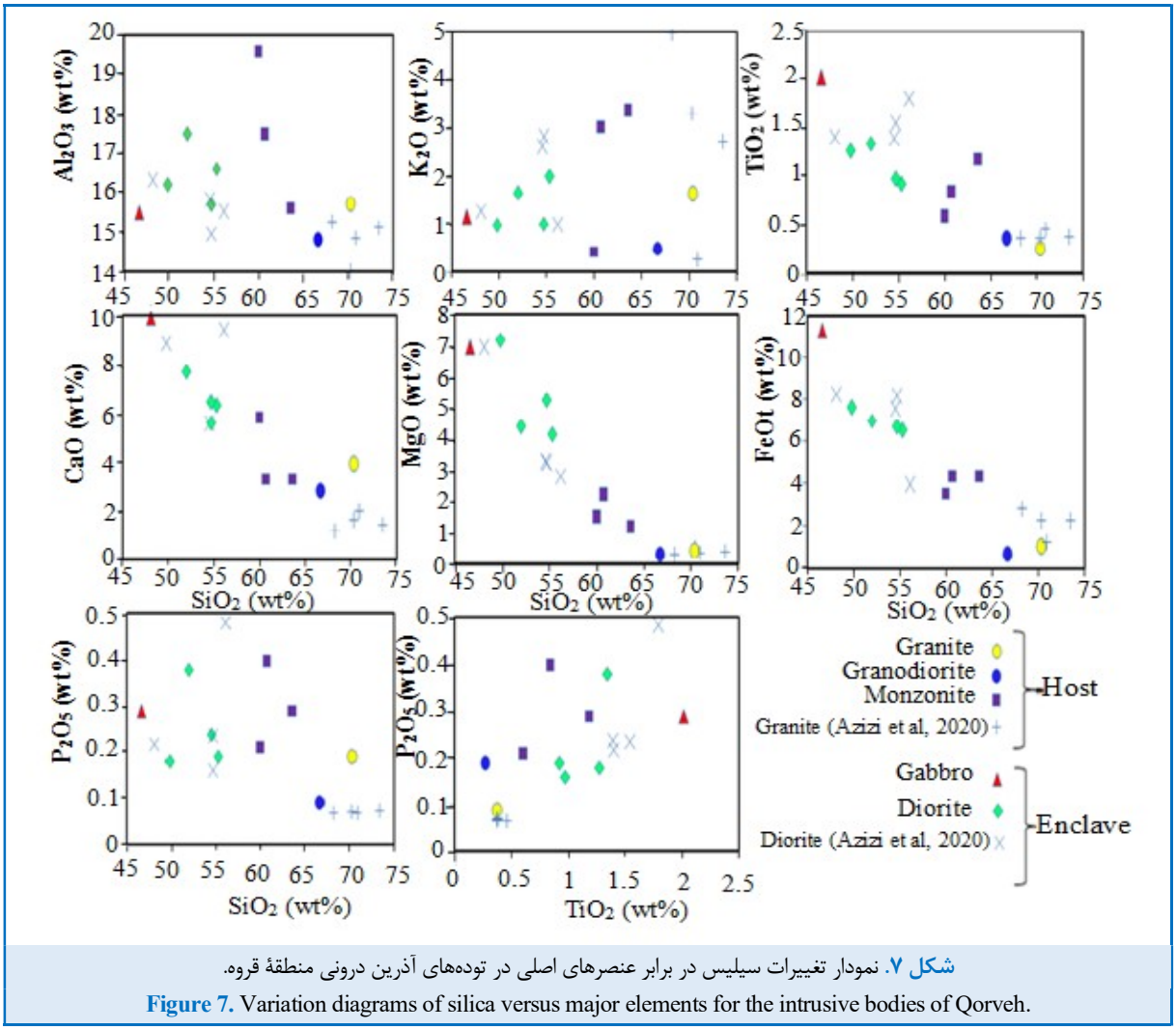


شکل ۶. نمودار رده‌بندی و نامگذاری زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق بررسی‌شده بر پایه مقدار درصدوزنی سیلیس در برابر مجموع عنصرهای آلکالن (Cox et al., 1979).

Figure 6. Geochemical classification diagram of igneous rocks of the studied areas based on the amount of silica versus total alkaline elements (Cox et al., 1979).

روندهای خطی برای اکسید عنصرهای اصلی در انکلاوها و میزبان یک ناپیوستگی ترکیبی نشان می‌دهند (شکل ۷). مقدار Al_2O_3 در سنگ‌های میزبان در برابر SiO_2 روند کاهشی و در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک روند افزایشی نشان می‌دهد. تغییرات P_2O_5 از تغییرات CaO پیروی می‌کند. در شکل ۷، به‌علت تبلور آپاتیت، روند P_2O_5 در برابر SiO_2 منفی است. میان TiO_2 و P_2O_5 همبستگی مثبت قوی و میان این اکسیدها با SiO_2 همبستگی منفی دیده می‌شود که از ویژگی‌های ماگماتیسم کالک‌آلکالن به‌شمار می‌رود (Chappell and White, 1974). در انکلاوهای مافیک محتوای MnO، Al_2O_3، $FeO_{(t)}$، Na_2O، P_2O_5، TiO_2، MgO و CaO بیشتر از سنگ‌های میزبان و محتوای K_2O و SiO_2 کمتر است (شکل ۷). محتوای بالاتر MgO، CaO و$FeO_{(t)}$ در انکلاوها در مقایسه با سنگ میزبان، سرشت مافیک‌تر آنها را نشان می‌دهد که معمولاً با محتوای بیشتر کانی‌های مافیک در مودال انکلاوها نسبت به سنگ میزبان متناسب است (Kumar and Pieru, 2010). روند نامشخص و پراکندهٔ K_2O دربرابر SiO_2 پیامد آلایش ماگمایی، دگرسانی و در کل به تحرک بالای این عنصرها دانسته می‌شود (Zorpi et al., 1991).

روند تغییرات عنصرهای فرعی در انکلاوها نسبت به سنگ میزبان طیف گسترده‌تری را نشان می‌دهد. با افزایش SiO_2 در نمونه‌ها، محتوای Th افزایش می‌یابد؛ اما Ni، Co و Cr کاهش پیدا می‌کند (شکل ۸). برپایهٔ بررسی‌های کومار و رینو (Kumar and Rino, 2006)، کاهش پیشروندهٔ مقدار Cr و Co از انکلاو به سنگ میزبان با افزایش SiO_2 نشان‌دهندهٔ خاستگاه مافیک‌تر انکلاوهای ماگمایی است. همچنین، ازآنجایی‌که انکلاوها از عنصرهای Cr، Co و Ni غنی هستند می‌توان پذیرفت که ماگمای سازنده انکلاوها، گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که به‌علت تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی چشمگیر نتوانسته‌اند به‌طور کامل با یکدیگر اختلاط پیدا کنند (Barbarin, 2005; Tahmasbi et al., 2011).



شکل ۷. نمودار تغییرات سیلیس در برابر عنصرهای اصلی در توده‌های آذرین درونی منطقهٔ قروه.

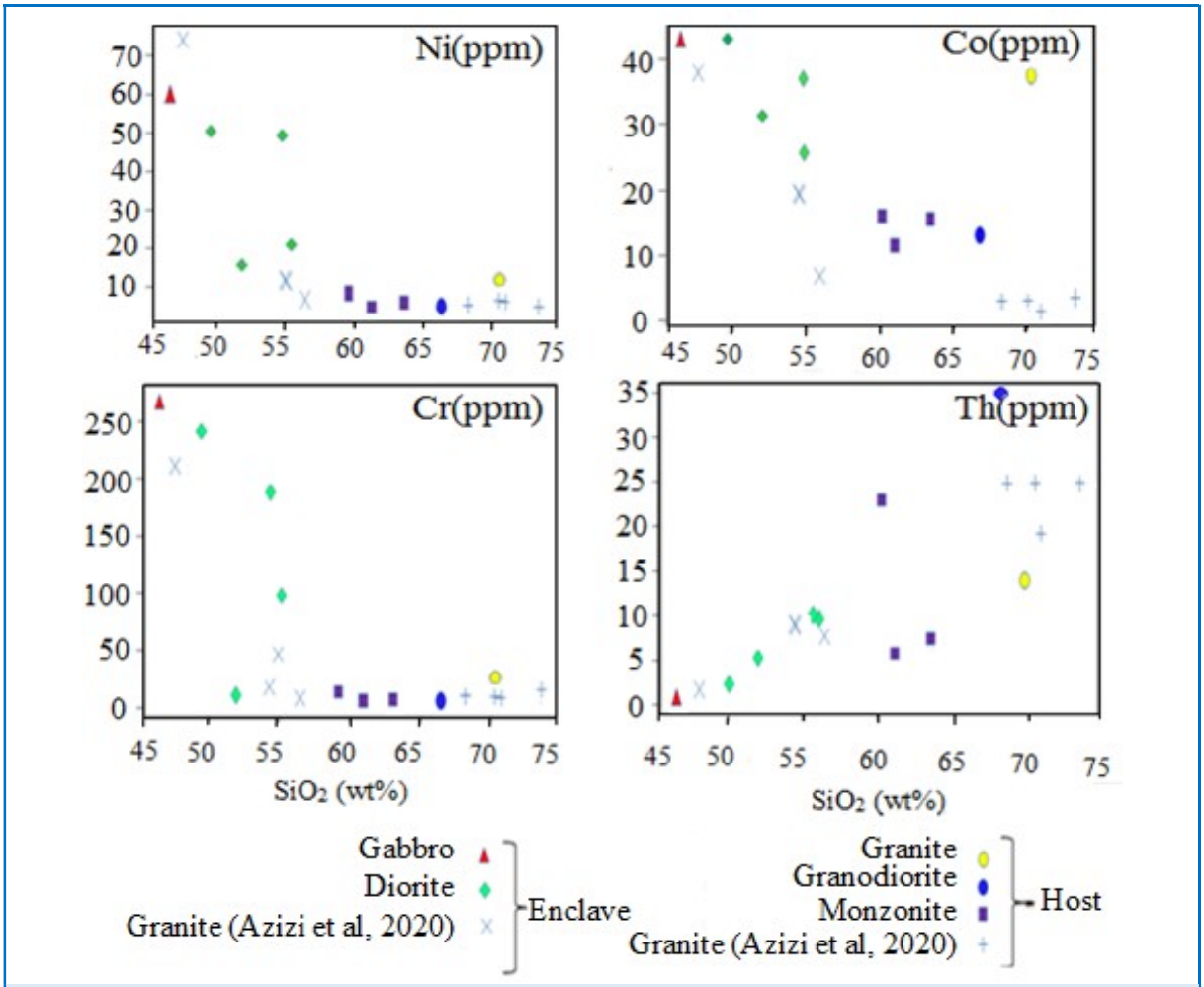
Figure 7. Variation diagrams of silica versus major elements for the intrusive bodies of Qorveh.

برپایهٔ نمودار شاخص اشباع از آلومینیم (Shand, 1943)، نمونه‌های منطقه سرشت متاآلومین نشان می‌دهند (شکل ۹- A). نمودار AFM می‌تواند سنگ‌های آذرین تولهٔ‌ایتی و کالک‌آلکالن را از یکدیگر جدا کند. برپایهٔ این نمودار، ماگمای سازندهٔ توده‌های آذرین بررسی‌شده از نوع کالک‌آلکالن است (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۹-B).

در نمودارهای بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (McDonough and Sun, 1995) و ترکیب کندریت (Boynton, 1984) (شکل ۱۰)، همهٔ نمونه‌ها غنی‌شدگی آشکاری در LILE[8] و LREE[9] نسبت به HFSE[10] و HREE[11] نشان می‌دهند. در نمودار عنصرهای خاکی بهنجارشده به ترکیب کندریت، سنگ‌های میزبان و انکلاوها محتوای بالایی از REE دارند و از LREE غنی‌شدگی دارند. الگوی HREE در هر دو جفت انکلاو و میزبان هموار است. در الگوی عنصرهای فرعی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه، سنگ‌های میزبان و انکلاوها غنی‌شدگی انتخابی از LILE (K و Th) و LREE نشان می‌دهند؛ اما انکلاوها از HFSE (P، Ti، Zr و Nb) تهی‌شده‌تر هستند.

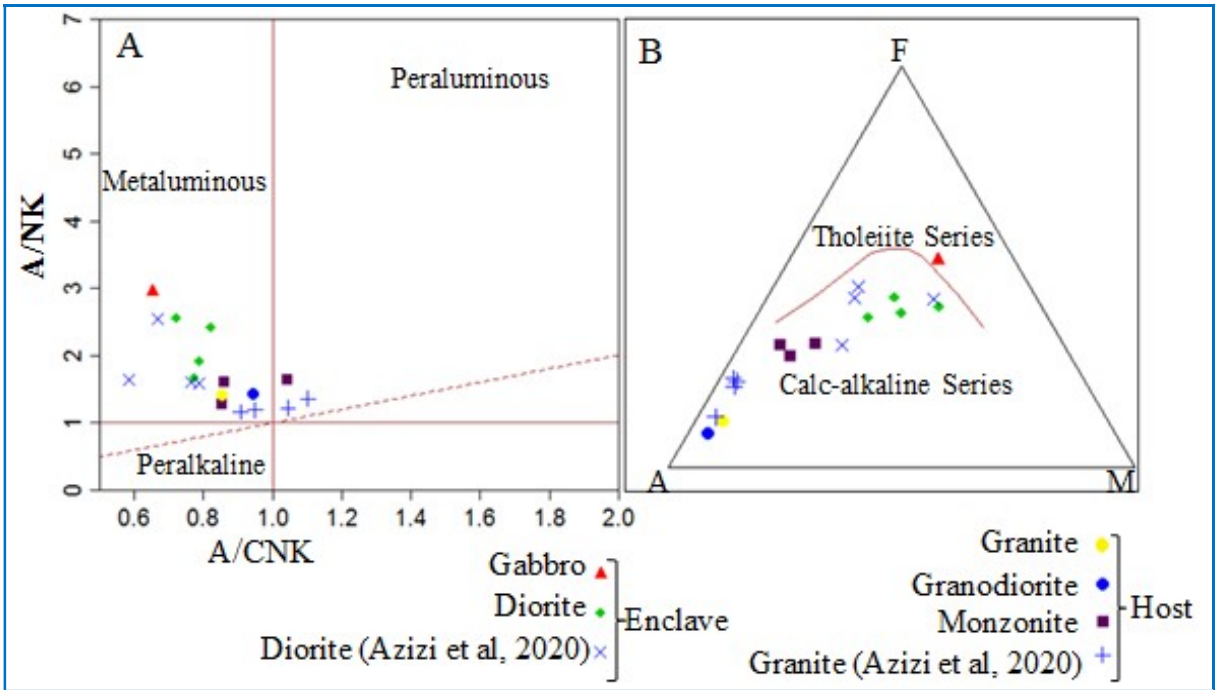
[8] Larg-Ion Lithophile Elements
[9] Light Rare Earth Elements
[10] High Field Strength Elements
[11] Heavy Rare Earth Elements

گاه فراوانی پتاسیم نشان‌دهندهٔ دخالت پوستهٔ قاره‌ای در پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های منطقه است (Wilson, 1989). سنگ‌های میزبان آنومالی منفی متوسط Nb، Ti و P دارند؛ اما انکلاوها نسبت به میزبان، آنومالی ضعیف‌تر P، Ti و Nb نشان می‌دهند (شکل ۱۰)، این الگوی توزیع همراه با آنومالی منفی P، Ti و Nb و غنی‌شدگی از عنصرهای U، Sr، K و Pb از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای کالک‌آلکالن (Winter, 2001) و محیط‌های مرتبط با فرورانش هستند (Chappell and White, 1974; Allen, 2009; Verdel et al., 2011). همچنین، فراوانی عنصرهای Th، U، Cs و K چه‌بسا نشان‌دهندهٔ دخالت پوستهٔ قاره‌ای در پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های منطقه باشد. مقادیر بالای عناصر Rb، Th و K و افت مقادیر Ti و Sr با مقادیر مربوط به مذاب‌های پوسته‌ای سازگار است و نشان‌دهندهٔ مقداری آلایش پوسته‌ای در جریان تحولات ماگمایی است (Ahmadi et al., 2007; Aliani et al., 2018). دلایلی برای آنومالی منفی Nb در سنگ‌های مورد بررسی بیان شده است از جمله متاسوماتیسم، تاثیر سیالات و مذاب‌های حاصل از ورقه فرورونده (Gill, 1981)، همچنین، این آنومالی نشان‌دهندهٔ شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Saunders et al., 1980; Kuster and Harms, 1998).



شکل ۸. نمودار تغییرات سیلیس دربرابر عنصرهای فرعی برای توده‌های آذرین درونی قروه.

Figure 8. Variation diagrams of silica versus trace elements for the intrusive bodies of Qorveh.



شکل ۹. تعیین سری ماگمایی و نامگذاری زمین‌شیمیایی نمونه‌های توده‌های آذرین درونی قروه در: **A**) نمودار شاخص اشباع از آلومینیم (Shand, 1943)؛ **B**) نمودار AFM برای تفکیک سری‌های ساب‌آلکالن (Irvine and Baragar, 1971).

Figure 9. Determination of magmatic series and geochemical of the intrusive bodies of Qorveh. **A**) Aluminum saturation index diagram (Shand, 1943); **B**) AFM diagram for discrimination of sub-alkaline series (Irvine and Baragar, 1971).

بحث

در میان انکلاوهای گونه‌اگون در سنگ‌های گرانیتوییدی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوان‌ترین و بحث‌انگیزترین گروه هستند (Silva et al., 2000; Barbarin, 2005). انکلاوها با ترکیبات، شکل‌های، اندازه‌ها و درجات سردشدن متفاوت در پلوتون‌های گرانیتوییدی دیده می‌شوند. دربارهٔ خاستگاه این انکلاوها سه فرضیه پتروژنتیک اصلی طرفداران بیشتری دارد:

۱. خاستگاه رستیت یا مواد به‌جامانده منبع که به‌صورت ذوب‌نشده به‌جای‌مانده‌اند؛

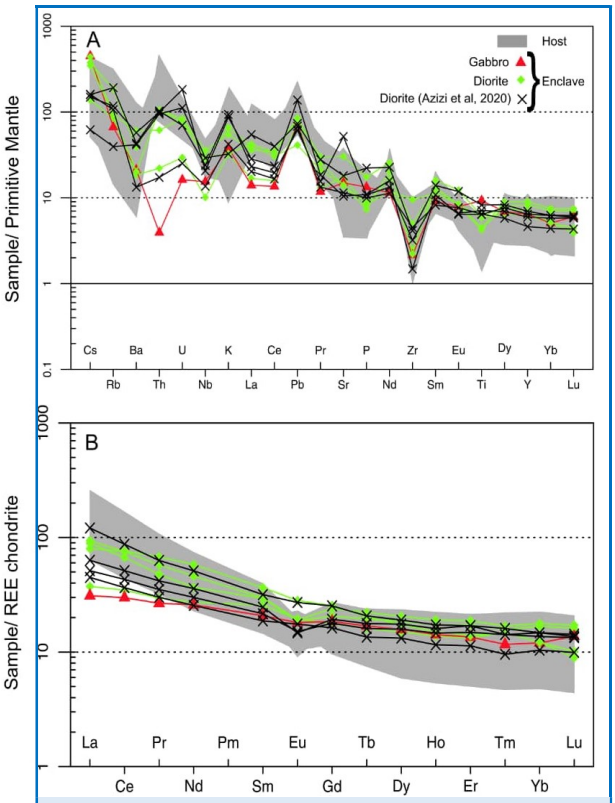
۲. خاستگاه کومولیت یا حاشیه انجماد سریع (تجمع ترجیحی مواد مافیک)؛

۳. اختلاط ماگمایی با تزریق گلبول‌هایی از ماگمای مافیک به درون ماگمای فلسیک میزبان.

نخستین الگو (الگوی رستیت)، به ورود قطعات جامد سنگ خاستگاه به‌عنوان انکلاو به درون ماگما دلالت دارد. حضور فابریک‌های رسوبی برجامانده یا دگرگونی از ویژگی‌های الگوی رستیت است؛ اما وجود بافت‌های آذرین در انکلاوهای بررسی‌شده با این الگو همخوانی ندارد (Wang et al., 2015). انکلاوهای رستیت بیشتر در گرانیتوییدهای نوع S دیده می‌شوند؛ اما گرانیتوییدهای بررسی‌شده از نوع I هستند. همچنین، در همهٔ انکلاوهایی که از آنها مقطع نازک گرفته شده است، هیچگونه شاهدی از دگرگونی و تجمع کانی‌های دیرگداز دیده نشد.

شاید فرضیه هم‌خاستگاه‌بودن برای انکلاوها به‌علت وجود مجموعه کانی‌های مشابه امکان‌پذیر باشد؛ اما نبود بافت‌های کومولیتی در انکلاوها چنین خاستگاهی را برای انکلاوها زیر سوال می‌برد. از سوی دیگر، نبود حاشیهٔ انجماد سریع و تفاوت اندازهٔ دانه‌ها در انکلاوها، خاستگاه حاشیهٔ انجماد سریع را رد می‌کند (Kumar et al., 2004). بررسی‌ها نشان می‌دهند انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، گلبول‌هایی از ماگمای مافیک

برخاسته از گوشته هستند که در ماگمای فلسیک حاصل از پوسته تزریق، به سرعت سرد و تا اندازه‌ای متبلور شده‌اند؛ ازاین‌رو، گرانروی[12] بالاتری دارند و حباب‌های ماگمایی مجزایی را پدید می‌آورند (Chen et al., 2009; Jiang et al., 2012; Jiang et al., 2013; Sarjoughian et al., 2018).



شکل ۱۰. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی قروه در **A**) نمودار عنکبوتی عنصرهای فرعی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ **B**) نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984).

Figure 10. Composition of intrusive rocks of Qorveh in **A**) Primitive mantle (McDonough and Sun, 1995) normalized diagram for the trace elements; **B**) Chondrite (Boynton, 1984) normalized diagram for the rare earth elements.

با توجه به ویژگی‌های صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، عامل مؤثر در تحول ماگمای سازندهٔ توده‌های آذرین درونی یادشده اختلاط ماگمایی دانسته شده است. در مناطق بررسی‌شده، ویژگی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی اختلاط ماگمایی در توده‌های آذرین درونی دیده می‌شوند. ویژگی‌های بافتی مانند فلدسپارهای پویی‌کیلیتیک (شکل ۴- C)، حواشی غبارآلود و تحلیل‌رفتهٔ باریکه‌های پلاژیوکلاز، حالت منطقه‌بندی و حاشیهٔ انحلالی پلاژیوکلاز (شکل ۴- B)، وجود آپاتیت‌های سوزنی در انکلاو دیوریتی (شکل ۵- A)، حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده‌های آذرین درونی مناطق بررسی‌شده همگی نشان‌دهندهٔ اختلاط ماگمای فلسیک و مافیک هستند. همچنین، انتقال بلورهای پلاژیوکلاز در مرز مشترک انکلاو و سنگ میزبان گواه فرایند اختلاط ماگمایی در سرشت توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده است. شماری از انکلاوها مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز دارند (شکل ۵- C) که از سنگ‌های میزبان گرفته شده‌اند. این ویژگی از پیدایش انکلاوها توسط اختلاط بیشتر حمایت می‌کند (Griffin et al., 2002). مرز مضرس و زائده‌دار در محل همبری انکلاو-سنگ میزبان در مقیاس میکروسکوپی (شکل ۴- A) نشان‌دهندهٔ مذاب‌بودن انکلاو در هنگام جایگیری در آشیانهٔ ماگمایی و گواهی بر اختلاط و آمیختگی ماگمایی دانسته می‌شود (Didier and Barbarin, 1991). انکلاوهای میکروگرانولار با مرزهای واضح و شارپ و نیز نبود بافت‌های دگرگونی یا رسوبی گواهی بر آمیزش ماگمای مافیک و فلسیک دانسته شده‌اند (Zorpi et al., 1989; Didier, 1991).

بافت پویی‌کیلیتیک: با توجه به کانی‌های آبدار در منطقه می‌توان گفت فشار بخار آب و افت سریع فشار در پیدایش بافت پویی‌کیلیتیک نقش داشته است (Hogan and Gilbert, 1995). از دیگر عوامل مؤثر در پیدایش این بافت می‌توان اختلاط ماگمایی و ورود مقادیر بسیاری سیال به آشیانهٔ ماگمایی را نام برد (Humphreys et al., 2006).

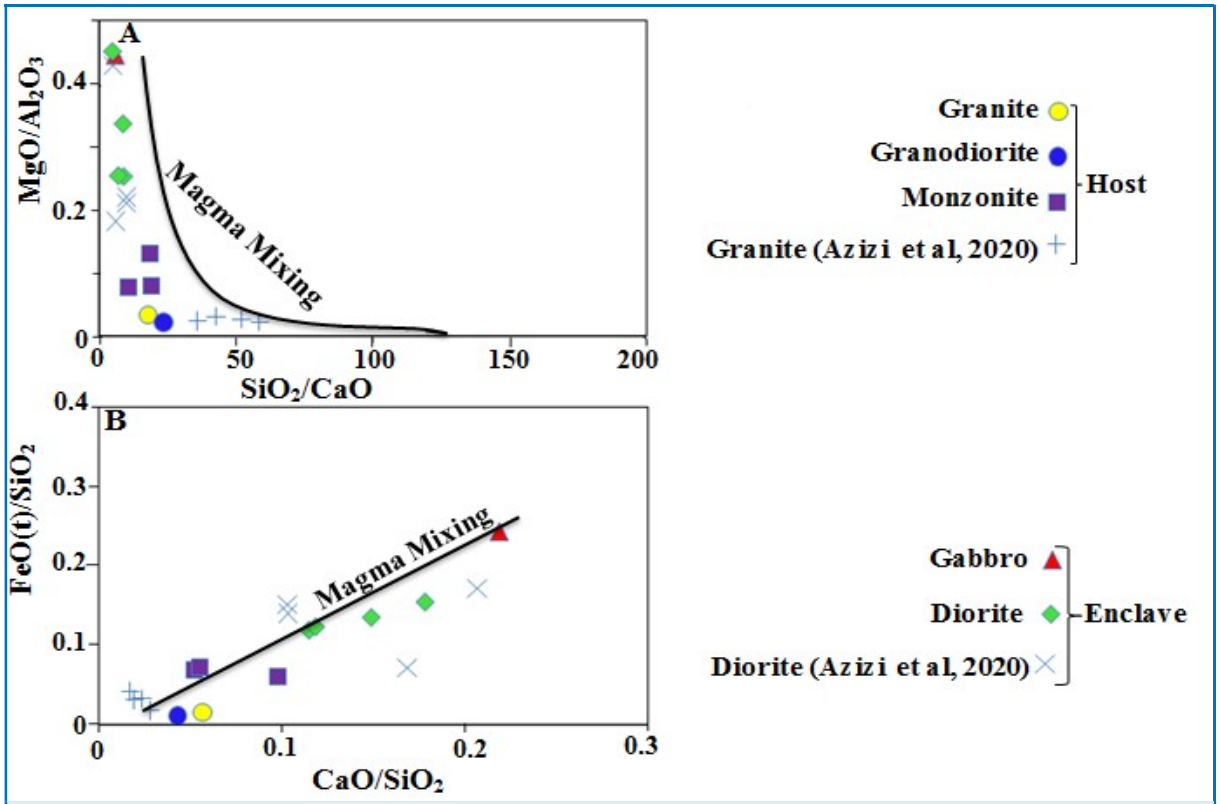
پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های متفاوتی دیده می‌شوند. حضور دو نسل پلاژیوکلاز در یک نمونه، از شواهد اختلاط ماگمایی به‌شمار می‌رود؛ به‌گونه‌ای‌که بلورهای کوچک پلاژیوکلاز مربوط به نسل دوم و بلورهای درشت

[12] viscosity

پلاژیوکلاز مربوط به نخستین نسل هستند. بلورهای نسل نخست دگرسانی و تحلیل‌رفتگی بیشتری نسبت به بلورهای نسل دوم دارند. ساخت منطقه‌ای در پلاژیوکلاز که در نمونه‌های بررسی‌شده دیده می‌شود نشان‌دهندهٔ تغییر در ترکیب شیمیایی کانی در زمان تبلور است. هرگونه تغییر در ترکیب ماگما باعث منطقه‌بندی می‌شود. نشانه‌های خوردگی در پلاژیوکلاز نشانهٔ نبود تعادل میان فنوکریست‌ها با مذاب به‌جای‌مانده است.

دربارهٔ رشد آپاتیت سوزنی نظرات بسیاری وجود دارد. به باور برخی، وجود آپاتیت سوزنی در انکلاوها پیامد تبلور سریع ماگماست. به باور دیدیر (Didier, 1987) شکل سوزنی آپاتیت پیامد اختلاط دو ماگمای مافیک و فلسیک است. وجود میانبارهایی از آپاتیت سوزنی‌شکل در انکلاوها (انکلاو دیوریتی) می‌تواند از شواهد اختلاط ماگمایی باشد. تبلور سریع گلبول‌هایی از ماگمای مافیک که در ماگمای کمابیش سردتر ماگمای فلسیک به دام افتاده‌اند، باعث شده است آپاتیت‌ها پیش از آنکه به‌صورت بلورهای منشوری قطور درآیند، شکل سوزنی به خود بگیرند (Furman and Spera, 1985; Baxter and Feely, 2002).

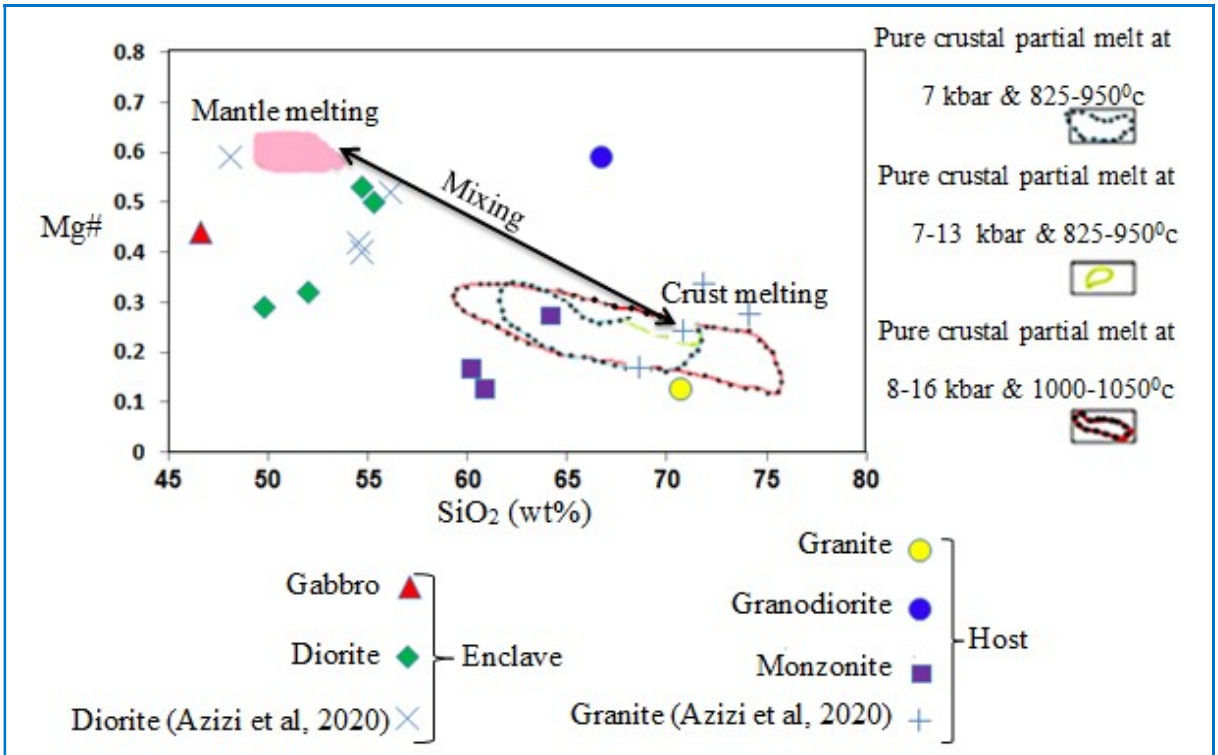
در ادامه با به‌کارگیری نمودارهای زمین‌شیمیایی، نقش اختلاط در پیدایش سنگ‌های منطقه آشکار می‌شود. در شکل ۱۱- A، روند نمونه‌ها به‌صورت یک منحنی است که نشان می‌دهد فرایند مؤثر در تحول ماگما به احتمال بالا آمیختگی ماگمایی بوده است. نتیجه حاصل از ترسیم ($FeO(t)/SiO_2$) در برابر (CaO/SiO_2) (شکل ۱۱- B)، نشان می‌دهد نمونه‌ها در روند اختلاط ماگمایی جای گرفته‌اند.



شکل ۱۱. الگوی اختلاط ماگمایی در نمودارهای متمایزکننده زمین‌شیمیایی. **A**) نمودار MgO/Al_2O_3 دربرابر SiO_2/CaO (Yang et al., 2015)؛ **B**) نمودار $FeO(t)/SiO_2$ دربرابر CaO/SiO_2 (Berzina et al., 2014).

Figure 11. Magma mixing model by the geochemical discrimination diagrams. **A**) MgO/Al_2O_3 versus SiO_2/CaO diagram (Yang et al, 2015); **B**) $FeO(t)/SiO_2$ versus CaO/SiO_2 diagram (Berzina et al, 2014).

با توجه به اینکه عدد منیزیم در گوشته نزدیک به ۰/۷ است (Wilson, 1989) و انکلاوهای بررسی‌شده با عدد منیزیم بالا ۰/۶۲-۰/۵۲ شواهدی از مشارکت ماگمای مافیک جداشده از گوشته است. مقدارهای بالای Mg# در انکلاوها نسبت به سنگ میزبان (۰/۴۸-۰/۳۴)، اختلاط ماگماهای حاصل از گوشته با ماگماهای حاصل از پوسته را نشان می‌دهد (شکل ۱۲).



شکل ۱۲. نمودار SiO_2 دربرابر Mg# (Patino Douce and Johnston, 1991). (Mg#= MgO/(MgO+FeO)).

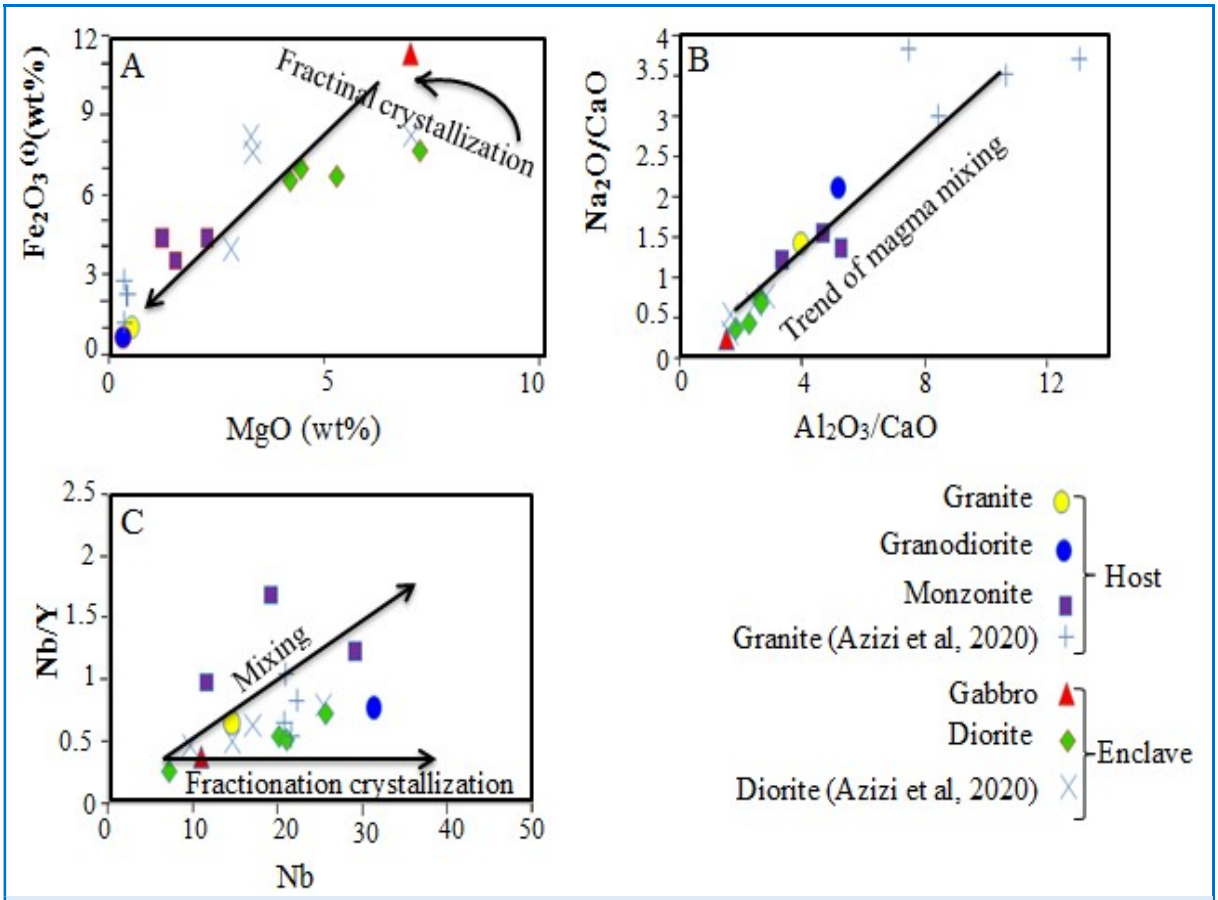
Figure 12. Mg# versus SiO_2 diagram (Patino Douce and Johnston, 1991) (Mg#= MgO/(MgO+FeO)).

الگوی اختلاط ماگما در نمودارهای متمایزکنندهٔ زمین‌شیمیایی نیز بررسی شده است. روند خطی نمونه‌ها در نمودارهای MgO دربرابر Fe_2O_3 و Al_2O_3/CaO دربرابر Na_2O/CaO نشان می‌دهد فرایند اختلاط ماگمایی در پیدایش توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده مؤثر بوده است (شکل‌های ۱۳- A و ۱۳- B). در نمودار Nb دربرابر Nb/Y روند اختلاط ماگمایی به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۱۳- C).

در مجموع بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ کل نشان می‌دهند انکلاوها با خاستگاه گوشته‌ای –پوسته‌ای و توزیع پراکنده در توده میزبان نشانهٔ فرایند اختلاط ماگمایی هستند. ازاین‌رو، پژوهش اخیر نیز در راستای پژوهش‌های پیشین (Torkian and Furman, 2015; Azizi et al., 2020) تأثیر فرایند اختلاط ماگمایی را در تحول ماگمایی توده‌های بررسی‌شده به اثبات رسانیده است.

برداشت

برپایهٔ پژوهش‌های انجام‌شده، واحدهای سنگی میزبان در توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده شامل گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت و انکلاوها دیوریت و گابرو هستند. ماگمای سازندهٔ این مجموعه از نوع I، متاآلومین و در سری کالک‌آلکالن جای می‌گیرد.



شکل ۱۳. الگوی اختلاط ماگما در نمودارهای متمایزکنندهٔ زمین‌شیمیایی: **A**) نمودار Fe_2O_3 دربرابر MgO (Zhou, 1994) ؛ **B**) نمودار Al_2O_3/CaO دربرابر Na_2O/CaO (Langmuir et al., 1978)؛ **C**) نمودار Nb دربرابر Nb/Y (McDermott et al., 2005).

Figure 13. Magma mixing model in the geochemical discrimination diagrams: **A**) Fe_2O_3 versus MgO diagram (Zhou, 1994); **B**) Na_2O/CaO versus Al_2O_3/CaO diagram (Langmuir et al, 1978); **C**) Nb versus Nb/Y diagram (McDermott et al, 2005).

برپایهٔ بررسی‌های انجام‌شده فرایند غالب در تحول ماگمایی توده‌های بررسی‌شده اختلاط ماگمایی است. شواهد سنگ‌نگاری، مانند بافت پویی‌کیلیتیک، لخته‌های مافیک، آپاتیت‌های سوزنی و حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نشان‌دهندهٔ نبود تعادل شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگما و دلالت بر فرایند آمیختگی ماگمایی دارند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک خاستگاه گوشته‌ای دارند و ماگمای سازنده آنها درون پوستهٔ زیرین تزریق شده و با ذوب سنگ‌های پوسته‌ای، ماگمای گرانیتوییدی را پدید آورده است. مقدار کم SiO_2 و مقدار بالای Mg# در انکلاوها اختلاط ماگماهای برخاسته از گوشته با ماگمای حاصل از پوسته را نشان می‌دهد. برخی یافته‌های جدید گویای عقب‌گردِ تختهٔ فرورونده و نفوذ ترکیب‌های گوشته‌ای هستند که طبیعتاً دما و ترکیب متفاوتی در مقایسه با ماگماهای افق‌های بالاتر پوسته‌ای دارند و شرایط را برای رخداد و توسعه فرایند اختلاط / آمیختگی ماگمایی فراهم می‌کند.

سپاس‌گزاری

این مقاله بخشی از نتایج پایان‌نامهٔ نگارندهٔ نخست است و ازاین‌رو، نگارندگان از معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه بوعلی‌سینا برای کمک مالی سپاس‌گزاری می‌کنند.

References

Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V., and Rahimpour Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 29, 859-877.

Aliani, F., Maanijou, M., Sabori, Z., and Miri, M. (2018) Petrology and geochemistry of some granitoid and intermediate rocks in southwest of the Qorveh area (Kurdistan). Iranian Journal of Petrological Journal, 33, 21-44 (in Persian with English Abstract).

Allen, M.B. (2009) Discussion on the Eocenebiomodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjane, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogeny. Journal of the Geological Society of London, 166, 981-982.

Azizi, H., Najari, M., Asahara, Y., Catlos, E., Shimizu, M., and Yamamoto, K. (2015) U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad ma bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic. Tectonophysics, 660, 47-64.

Azizi, H., Asahara, Y., Minami, M., and Anma, R. (2020) Sequential magma injection with range of mixing and mingling in late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran. Journal of Asia Earth Sciences, 200, 104469.

Barbarin, B. (1990) Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Geophysical Research, 95, 747-756.

Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos, 80, 155-177.

Baxter, S., and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway granite (Connemara Ireland). Mineralogy and Petrology, 76: 63-74.

Berzina, A.P., Berzina, A.N., and Gimon, V.O. (2014) Geochemical and Sr- Pd-Nd isotopic characteristics of the Shakhtama porphyry Mo-Cu system (Eastern Transbaikalia, Russia). Journal Asian Earth Sciences, 79, 655-665.

Blundy, J.D., and Sparks, R.S.J. (1992) Petrogenesis of mafic inclusions in granitic of the Adamello massif, Italy. Journal of Petrology, 33, 1039-1104.

Boynton, W.W. (1984) Geochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In P. Henderson, Ed., Rare Earth Element Geochemistry, 2, p. 89-92, Developments in Geochemistry, Elsevier, New York.

Chappell, B.W., and White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types: expanded abstract. Pacific Geology, 8, 173-174.

Chen, Y.D., Price, R.C., and White, A.J.R. (1989) Inclusions in S-type granites from Southeastern Australia. Journal of Petrology, 30, 1181-1218.

Chen, B., Chen, Z.C., and Jahn, B.M. (2009) Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. Lithos, 110, 343-358.

Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979) The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London, UK.

Didier, J. (1991) The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France. In J., Didier, Barbarin, Eds., Enclaves and Granite Petrology, 13, p. 47-61, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam.

Didier, J., and Barbarin, B. (1991) Conclusion: Enclaves and granite petrology, In J., Didier, B. Barbarin, Eds., 545-549, Enclaves and Granite Petrology Elsevier, Amsterdam.

Didier, J. (1987) Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of

granite magma. Geologische Rundscha, 76, 41-50.

Eberz, G.W., and Nicholls, I.A. (1988) Microgranitoids enclave from the Swift Creek Pluton SE Australia: Textural and physical constrains on the nature of magma mingling processes in the plutonic environments. Geologiche Rundschau, 77, 713-736.

Frost, T.P., and Mahood, G.A. (1987) Field, chemical, and physical constraints on mafic- felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada. Geological Society of America Bulletin, 9, 272-291.

Furman, T., and Spera, F.J. (1985) Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths, field and petrochemical relations of an usual dike complex at Eangle Peak Lake, Sequoia National Park, California, USA. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24: 151-178.

Gill, J.B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics, 392 p. Springer-Verlag, Berlin.

Griffin, W.L., Wang, K., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X.S., and Zhou, X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 61, 237-269.

Hogan, J.P., and Gilbert, M.C. (1995) The A type Mount Scott granite sheet: Importance of crustal magma traps. Journal of Geology Research, 100, 15779-15792.

Holden, P., Halliday, A.N., and Stephens, W.E. (1987) Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature, 330, 53-56.

Hosseini, M. (1997) Geological map of Qorveh (scale 1:100.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran.

Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D., Stephan, R., and Sparka, J. (2006) Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning. Journal of Petrology, 47(12), 2303-2334.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian. Journal of Earth Sciences, 8, 523-548 .

Jiang, Y.H., Jin, G.D., Liao, S.Y., Zhou, Q., and Zhao, P. (2012) Petrogenesis and tectonic implications of ultrapotassic microgranitoid enclaves in Late Triassic arc granitoids, Qinling orogen, central China. International Geology Review, 54, 208-226.

Jiang, Y.H., Jia, R.Y., Liu, Z, Liao, S.Y., Zhao, P., and Zhou, Q. (2013) Origin of Middle Triassic high-K calc-alkaline granitoids and their potassic microgranular enclaves from the western Kunlun orogen, northwest China: a record of the closure of Paleo-Tethys. Lithos, 156(159), 13-30

Kananian, A., Sarjoughian, F., and Ahmadian, J. (2009) Origin of Microgranular Enclaves in Kuh-e Dom Granodiorite Body, NE Ardestan. Petrological Journal, 1, 139-166 (in Persian with English Abstract).

Kumar, S., Rino, V., and Pal, A.B. (2004) Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India. Gondwana Research, 7, 539-548 .

Kumar, S., and Rino, V. (2006) Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India: evidence of magma mixing-mingling and chemical equilibration. Contributions to Mineralogy and Petrology, 152, 591-609.

Kumar, S., and Pieru, T. (2010) Petrography and major element geochemistry of microgranular enclaves and Neoproterozoic granitoids of South Khasi, Meghalaya: evidence of magma

mixing and alkali diffusion. Journal of Geological Society India, 76, 345-360.

Kuster, D., and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic east African orogen, Review. Lithos, 45, 177-195.

Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., and Hart, S.R. (1978) A general mixing equation with applications to icelandic basalts. Earth and Planetary Science Letters, 37, 380-392.

Lowenstern, J.B., Clynne, M.A., and Bullen, T.D. (1997) Comagmatic A-Type Granophyre and Rhyolite from the Alid Volcanic Center, Eritrea, Northeast Africa. Journal of Petrology, 38(12), 1707-1721.

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., and Mohajjel, M. (2011) U-P dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 41, 238-249.

McDermott, F., Delfin, F.G., Defant, M.J., Turner, S., and Maury, R. (2005) The petrogenesis of magmas from Mt. Bulusan and Mayon in the Bicol arc, the Philippines. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150, 652-670.

McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223-253.

Mohajjel, M., and Fergusson, C.L. (2000) Dextral transpression in late cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Structural Geology, 22, 1125-1139

Molaei Yeganeh, T., Torkian, A, Sepahi, A.A., and Christiansen, E.H. (2018) Petrogenesis of the Darvazeh mafic-intermediate intrusive bodies Qorveh, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Arabian Journal of Geosciences, 11(202), 1-20.

Mousavi, A., and Torkian, A. (2021) Geothermobarometry of Tekiyeh intrusive complex (south of Qorveh, Kurdistan Province): Constraint on using mineral chemistry of amphibole. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 29(4), 11-11 (in Persian).

Patino Douce, A.E., and Johnston, A.D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 107, 202-218 .

Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M., and Poli, G. (2004) Kinematic significance of morphological structures generated by mixing of magmas: a case study from Salina Island (Southern Italy). Earth and Planetary Science Letters, 222, 1051-1066.

Saunders, A.D., Tarney, J., and Weaver, S.D. (1980) Transverse geochemical variation across the Antractic Peninsula. Implication for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth and Planetary Science Letters, 46, 344-360.

Sarjoughian, F., Lentz, D., Kananian, A., Ao, S., and Xiao, W. (2018) Geochemical and isotopic constraints on the role of juvenile crust and magma mixing in the UDMA magmatism, Iran: evidence from mafic microgranular enclaves and cogenetic granitoids in the Zafarghand igneous complex. International Journal of Earth Sciences, 107, 1127-1151.

Shaikh Zakariaei, S.J., and Monsef, I. (2010) Mineralogy-petrofabric of metamorphic rocks in Ghorveh (northwest of Iran). Journal of Sciences (Islamic Azad University), 20(77), 203-220.

Shand, S.J. (1943) Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite, 360 p. John Wiley & Sons, New York.

Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Maanijou, M., and Torkian, A. (2021) Geochemistry and

Petrogenesis of south Qorveh A-type granitoids (northwest of Sanandaj-Sirjan): An evidence for active continental margin tensional tectonic. Petrological Journal, 43, 85-110 (in Persian with English Abstract).

Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R., and Whitehouse, M.J. (2000) Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. Lithos, 50, 153-170.

Stöcklin, J. (1968) Structural History and Tectonics of Iran. A review. American Association of Petroleum Geologists bulletin, 52(7), 1229-1258.

Tahmasbi, Z., Kalili, M., and Khalaji, A.A. (2011) Petrographical and geochemical characteristics of enclaves in Astaneh area (Southwest of Arak). Petrological Journal, 3, 31-46 (in Persian with English Abstract).

Torkian, A. (2011) Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan province, western Iran). Petrological Journal, 5, 49-66 (in Persian with English Abstract).

Torkian, A. (2013) Textural features and mineral chemistry in Qorveh Kurdistan plutonic assemblage evidence for the phenomenon of magma mixing/mingling. Petrological Journal, 2, 331-342 (in Persian with English Abstract).

Torkian, A., and Furman, T. (2015) The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Qorveh Granitoid Complex, northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen, 192, 2 117-133.

Treuil, M., and Joron, J.L. (1975) Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l, Afar et de la Dorsale Medioatlantique. Rendiconti della Società italiana di mineralogia e petrologia, 31, 125-174.

Troll, V.R., Donaldson, C.H., and Emeleus, C.H. (2004) Pre-eruptive magma mixing in intra-caldera ash-flow deposits of the Rum Igneous Centre, Scotland. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147, 722-739.

Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30(3), TC3008.

Vernon, R.H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranular enclave magmas: Microstructural Evidence. Journal of Geophysical Research, 95, 17849-17859.

Wang, H.Z., Chen, P.R., Sun, L.Q., Ling, H.F., Zhao, Y.D., and Lan, H.F. (2015) Magma mixing and crust-mantle interaction in Southeast China during the Early Cretaceous: Evidence from the Furongshan granite porphyry and mafic microgranular enclaves. Journal of Asian Earth Sciences, 111, 72-78.

Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95, 185-187.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: A global tectonic approach, 466 p. Unwin Hyman, London.

Winter, J.D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology, 697 p. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River.

Yang, H., Ge, W.C., Zhao, G.C., Dong, Y., Xu, W.L., Ji, Z., and Yu, J.J. (2015) Late Triassic intrusive complex in the Jidong region, Jiamusi-Khanka Block, NE China: Geochemistry, zircon U-Pb ages, Lu-Hf isotopes, and implications for magma mingling and mixing. Lithos, 224-225, 143-159.

Yajam, S., Monterro, P., Scarrow, J.H., Ghalamghash, J., Razavi, S. M.H., and Bea, F. (2015) The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran, SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence.

Geologica Acta, 13, 25-43.

Zhou, X.R. (1994) Hybridization in the genesis of granitoids. Earth Science Frontiers, 1-2, 87-97 .

Zorpi, M.J., Coulon, C., and Orisini, J.B. (1991) Hybridization between mafic and felsic magma in calc-alkaline granitoids a case study northern Sardina, Italy. Journal of Chemical Geology, 92, 42-86.

Zorpi, M.J., Coulon, C., Orisini, J.B., and Concirta, C. (1989) Magma mingling, zoning and emplacement in calk-alkaline granitoid plutons. Tectonophysics, 157, 315-326.