



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2023.83035.1081



Petrography, Geochemistry, and Petrogenesis of Plutonic Rocks in Vineh Area, South of Central Alborz

Soudabeh Oruji¹, Somayeh Heidari², Amir Ali Tabbakh Shabani^{3*} , Morteza Delavari Koshan⁴ ¹ MSc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran² Ph.D. student, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran³ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran⁴ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 28 June 2023
Revised: 10 October 2023
Accepted: 14 October 2023

Keywords

Plutonic Rocks
Shoshonite
Arc Magmatism
Central Alborz
Vineh
Karaj

*Corresponding author

Amir Ali Tabbakh Shabani
✉ aatshabani@khu.ac.ir

ABSTRACT

The intrusive body in the south of Vineh, located in the north of Karaj city, is one of the several late Eocene plutons that intruded into the volcano-sedimentary Karaj Formation in the south of Central Alborz. This intrusive body comprises monzogabbro, monzodiorite, monzonite, and syenite with an alkaline shoshonitic nature and geochemically is cogenetic, evolved through fractional crystallization. The rocks are medium to coarse-grained with a dominant hypidiomorphic granular texture and consist of plagioclase, olivine, clinopyroxene, amphibole, orthoclase, and quartz. Titanite, apatite, biotite, and opaque occur as accessory minerals, whereas, epidote, chlorite, calcite, and iddingsite as secondary minerals. Geochemical data such as LREE enrichment relative to HREE, Pb positive anomaly, and depletion of Nb, Ta, Zr, Ti, as well as major, minor, and trace element data indicate that primary magma of these rocks formed in an active continental margin under the influence of Neo-Thetys subduction components beneath Central Iranian microplate. Alternatively, based on tectonic discrimination diagrams, the study of plutonic rocks is mainly attributed to the post-collision tectonic regime. Therefore, it seems that the magma originated from a low degree of partial melting (3 to 5 percent) of phlogopite-spinel peridotite source at a depth of about 60 to 65 km in an extensional back-arc basin as a result of slab rollback in the late Eocene, following the subduction of Neo-Thetys in Central Iran. The generated melt during the ascent underwent assimilation and fractional crystallization in lower depth magma chamber.

How to cite this article

Oruji, S., Heidari, S., Tabbakh Shabani, A.A. and Delavari Koshan, M., 2023. Petrography, Geochemistry, and Petrogenesis of Plutonic Rocks in Vineh Area, South of Central Alborz. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 115–136. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.83035.1081>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The intrusive body in the south of Vineh, located in the north of Karaj city, is one of the several Late Eocene bodies that intruded into the volcano-sedimentary Karaj Formation in the south of Central Alborz zone. The evolution of the Cenozoic Alborz Magmatic Arc Belt (AMAB) is regarded as the back arc of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB) which is related to the Neo-Tethys subduction and the continental collision between the Arabian and Eurasian plates (e.g., [Asiabanha and Foden, 2012](#); [Maghdour-Mashhour et al., 2015](#); [Sepidbar et al., 2021](#)). One of the most considerable episodes of magmatism in Iran was an extensive flare-up magmatism that developed principally in the UDMB and the AMAB throughout the Eocene-Oligocene ([Berberian and King, 1981](#); [Verdel et al., 2011](#); [Asiabanha and Foden, 2012](#)). This magmatism is distinguished by intermediate rock compositions from calc-alkaline to shoshonitic nature occurring in an extensional arc setting ([Verdel et al., 2011](#); [Agard et al., 2011](#); [Shafaii Moghadam et al., 2018](#)). In Central Alborz, several Late Eocene intrusive bodies intruded Karaj Formation such as Mobarakabad gabbro, Lavasan syenite, Shekarnab monzonite, and Karaj Dam basement gabbro to monzonite sill. In the south of Karaj Dam basement sill in Vineh village area, an outcrop of monzogabbro to syenite sill hosted by the Karaj Formation is investigated to clarify the petrological and geochemical characteristics. To achieve this purpose, field relationships, rock textures, and chemical analyses for different rock types are presented. The data and the findings of previous studies (e.g., [Asiabanha and Foden, 2012](#); [Maghdour-Mashhour et al., 2015](#); [Sepidbar et al., 2021](#)) are subsequently employed to infer the type of the geodynamic regime of the Alborz throughout the Cenozoic.

Regional geology

The study area is located in the north of Karaj city between the northern geographical latitude of 35° 51' 02" and 35° 54' 10", eastern longitude of 51° 00' 23" and 51° 03' 17", and geologically in southern-central Alborz structural zone ([Figure 1](#)). The dominant rock types in the area consist of basic lavas, tuffs, and clastic rocks accumulated from the Middle to Late Eocene, creating 3 to 5 km thick Karaj Formation in

Central Alborz ([Dedual, 1967](#)). The Karaj Formation in the study area was intruded by Vineh sill that seems to be coeval with the Karaj Dam basement sill during Late Eocene-Early Oligocene ([Maghdour-Mashhour et al., 2015](#)). The contact of the intrusion with country rocks is sharp in the field.

Method

Thirty rock specimens from different outcrops were collected from Vineh sill. Subsequently, based on field evidence and thin section petrography, 8 specimens were selected and analyzed by ICP-OES (major elements) and ICP-MS (trace elements) techniques at Zarazma Company. The accuracy of measurements was within 5% for major and 10%-15% for trace elements. [Table 1](#) shows the results of chemical analyses.

Results

Vineh intrusive rocks with mainly hypidiomorphic texture are composed essentially of plagioclase, clinopyroxene, and olivine as well as minor amphibole, biotite, and K-feldspar. In monzonite and syenite, amphibole, biotite, and K-feldspar are dominant in addition to plagioclase and clinopyroxene. Chlorite, calcite, epidote, and iddingsite are secondary minerals, whereas apatite, titanite, zircon, and opaque are minor. The rocks are porphyritic at the margin and have medium to coarse-grained equigranular texture in the center of the sill. The geochemistry of eight specimens plotted on the rock classification diagram of [Middlemost \(1994\)](#) shows monzodiorite, monzonite, and syenite ([Figure 5A](#)), and on the normative diagram of [Streckeisen and LeMaitre \(1979\)](#), monzogabbro, monzodiorite, monzonite, syenite, and alkali feldspar syenite ([Figure 5B](#)). This intrusive body with an alkaline shoshonitic affinity is geochemically cogenetic and evolved through fractional crystallization.

Discussion

Geochemical data show that the rocks are alkaline and shoshonitic in nature and the chondrite-normalized REEs diagram, exhibits LREE enrichment relative to HREEs. In the primitive mantle-normalized multi-element diagram ([Sun and McDonough, 1989](#)), the patterns of rocks show enrichment of LILE (e.g., Ba and Rb), Pb positive anomaly, and depletion of HFSE (Nb, Ta, Ti, Zr), the

outstanding characteristics of subduction-related magmatism. It seems that the magma originated from a low-degree partial melting (3 to 5 percent) of a phlogopite spinel-lherzolite mantle at a depth of 60 to 65 km in an extensional back-arc basin due to slab rollback following the subduction of Neo-Thetys beneath Central Iran. In other words, the parent magma formed as a result of fluids and sediments derived from the Neo-Tethys oceanic crust caused metasomatism of subcontinental lithospheric mantle followed by extension-related decompression melting of phlogopite spinel-lherzolite mantle by the

heat supplied by rising of the asthenosphere. The generated melt during the ascent underwent assimilation and fractional crystallization in lower depth magma chambers.

Acknowledgments

The authors are very grateful to the reviewers of the Journal of Economic Geology for their constructive ideas in improving the scientific structure of the article.



سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی توده نفوذی وینه، جنوب البرز مرکزی

سودابه اروجی^۱، سمیه حیدری^۲، امیرعلی طباطبائی شعبانی^{۳*}، مرتضی دلآوری کوشان^۴ ID^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۲ دانشجوی دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۴ دانشیار، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

توده نفوذی وینه، واقع در شمال شهرستان کرج یکی از چندین توده نفوذی جنوب البرز مرکزی در ائوسن پایانی است که در سازند رسوبی-آتشفشانی کرج نفوذ کرده است. این توده متشکل از چهار واحد سنگی مونزوگابرویی، مونزودیوریتی، مونزوتیتی و سینیتی است که از لحاظ زمین‌شیمیایی ماهیت آلکالن و شوشونیتی دارد و در نمودارهای زمین‌شیمیایی روندهای پیوستگی و خویشاوندی از راه تبلور تفریقی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیون، کلینوپیروکسن، آمفیبول، ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های فرعی آپاتیت، بیوتیت و کدر و ثانویه اپیدوت، کلریت، ایدنگزیت و کلسیت تشکیل شده‌اند و بافت غالب آنها هیپیدومورف گرانولار است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها نظیر غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE و آنومالی مثبت Pb و تهی‌شدگی عناصر Ta, Zr, Ti و Nb نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ‌ها به حاشیه فعال قاره‌ای است که تحت تأثیر مؤلفه‌های فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی بوده است. از طرفی بر اساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، سنگ‌های نفوذی منطقه به ماگماتیسزم حوضه کششی پشت کمان نسبت داده می‌شوند. بنابراین، چنین تصور می‌شود که ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی وینه از یک گوشته غنی‌شده یا متاسوماتیزه با ترکیب اسپینل لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی پایین (۳ تا ۵ درصد) در اعماق حدود ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری، تشکیل شده که در حین صعود به سطح زمین تحت تأثیر فرایند هضم و تبلور تفریقی در مخازن ماگمایی کم‌عمق جای‌گیری کرده است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۰۷

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۷/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۲۲

واژه‌های کلیدی

سنگ‌های پلوتونیک

شوشونیت

ماگماتیسزم کمانی

البرز مرکزی

وینه

کرج

نویسنده مسئول

امیرعلی طباطبائی شعبانی

aatshabani@khu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

اروجی، سودابه؛ حیدری، سمیه؛ طباطبائی شعبانی، امیرعلی و دلآوری کوشان، مرتضی، ۱۴۰۲. سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی توده نفوذی وینه، جنوب البرز مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۱۱۵-۱۳۶. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.83035.1081>

مقدمه

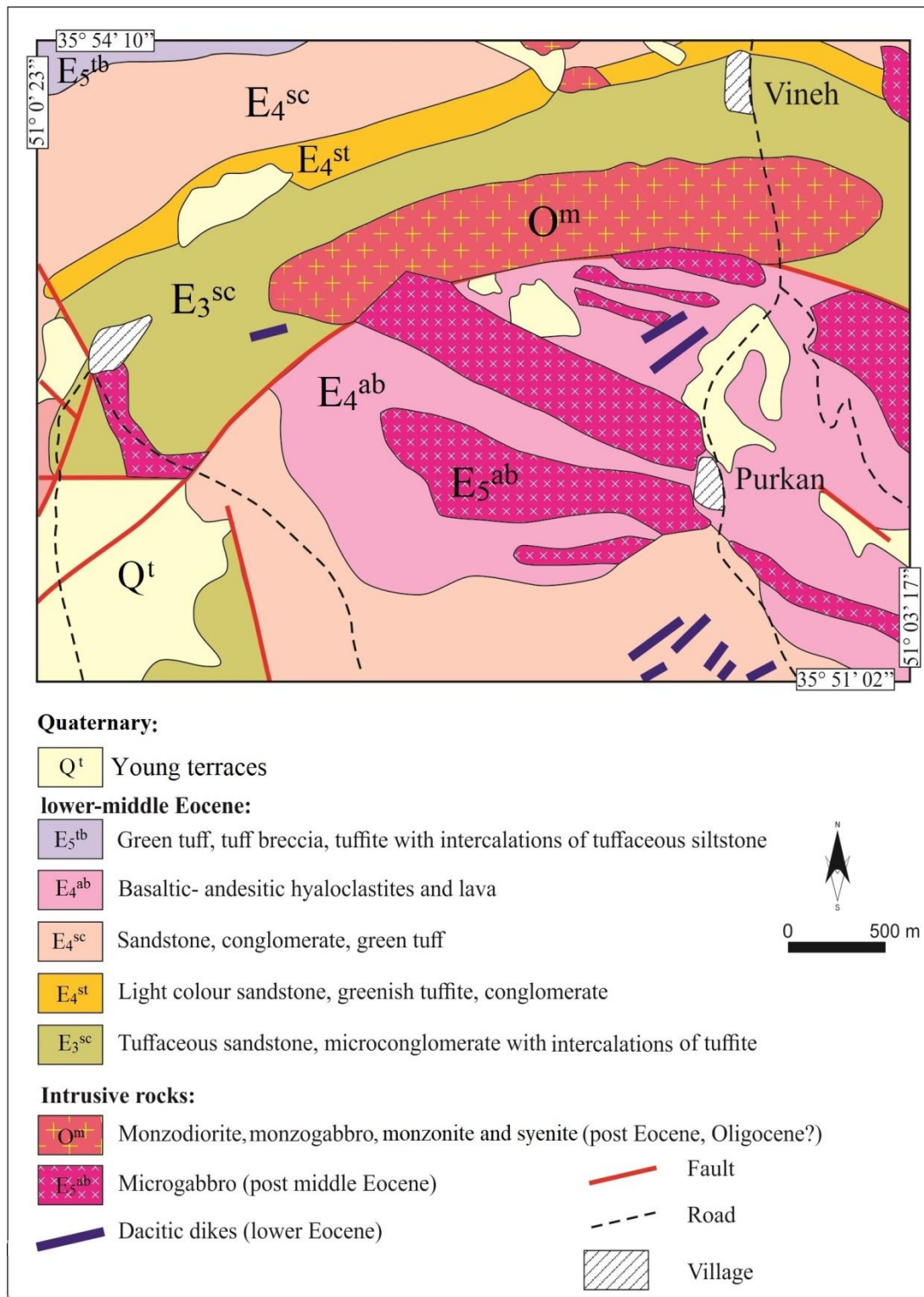
کمر بند ماگمایی البرز یک جزء ساختاری مهم در محدوده آلپ-همیالیا است که در فاصله ۲۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتری شمال زمین‌درز بیتلیس-زاگرس قرار دارد. سنگ‌های ماگمایی این مجموعه تنوعی از فوران‌های زیر دریایی کم‌عمق تا فوران‌های خشکی را نشان می‌دهند. (Asiabanha and Foden, 2012). یکی از مهم‌ترین رویدادهای تاریخ ماگمایی ایران، ماگماتیسیم گسترده ائوسن در مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر و کمر بند ماگمایی البرز است (Berberian and King, 1981; Verdel et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012). این فاز ماگمایی با سنگ‌های حدواسط با ماهیت کالک‌آلکالن تا پتاسیک مشخص می‌شود که در یک سامانه کمان / پشت کمان یا در محیط کشش کمانی رخ داده است (Allen et al., 2003; Hassanzadeh et al., 2011; Verdel et al., 2011; Agard et al., 2011; al., 2004). در جنوب البرز مرکزی، محصول این فوران‌ها سازند کرج است که در یک رژیم کششی نهشته‌شده است (Allen et al., 2003; Ballato et al., 2011). در ائوسن پایانی- الیگوسن، هم‌زمان با فاز کوه‌زایی پیرنه، نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر چین‌خورده و توده‌های آذرین نیمه عمیق، هم راستا با روند ساختاری ناحیه، جای گرفته‌اند (Alavi, 1996).

در البرز مرکزی توده‌های نفوذی متعددی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به توده‌های آذرین بنیان سد کرج، لواسان بزرگ، رودهن- مبارک‌آباد اشاره کرد. توده نفوذی بنیان سد کرج یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین توده‌های نفوذی جنوب البرز مرکزی است که در طول فاز ماگمایی ائوسن پایانی در سازند رسوبی- آتشفشانی کرج نفوذ کرده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های پتاسیم بالا شامل گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت و مونزونیت است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). البرز مرکزی از دیر باز مورد توجه و بررسی بسیاری از زمین‌شناسان بوده است (Dedual, 1967; Hassanzadeh et al., 2004; Ballato et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012; Maghdour-

Mashhour et al., 2015; Ashrafi et al., 2018; Shafaii Moghadam et al., 2018; Ahmadvand et al., 2020). در واقع، این بررسی در یک محدوده کوچک در راستای کارهای انجام‌شده قبلی برای درک روشن‌تر از نحوه توسعه و تکامل البرز مرکزی انجام‌شده است. بنابراین، در جنوب توده نفوذی بنیان سد کرج یعنی در جنوب وینه، رخنمونی از سنگ‌های پلوتونیک با ترکیب عمدتاً مونزوگابروی- مونزودیوریتی وجود دارد که بررسی تفصیلی از دیدگاه سنگ‌شناسی بر روی آنها انجام‌نشده است که موضوع این پژوهش است. این توده نفوذی که در نقشه به صورت آپوفیز و سیل است، به احتمال قوی هم‌زمان با توده نفوذی بنیان سد کرج در طول ائوسن پسین- الیگوسن پیشین در بین لایه‌های رسوبی- آتشفشانی توف‌های میانی و بالایی سازند کرج نفوذ کرده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (Amini and Emami, 1993) و در محدوده‌ای با عرض جغرافیایی "۵۱°۰۲'۳۵" تا "۵۴°۱۰'۵۴" شمالی و طول جغرافیایی "۵۱°۰۷'۲۳" تا "۵۱°۰۳'۱۷" شرقی واقع شده است (شکل ۱). این گستره، از نظر تقسیم‌بندی کشوری در شمال غرب استان تهران و شمال شرق شهرستان کرج قرار گرفته است و جزو نواحی کوهستانی جنوب البرز مرکزی به حساب می‌آید و در محدوده‌ای قرار گرفته که توسط اشتوکلین (Stocklin, 1974) پهنه ترشیری جنوبی نامیده شده است. دسترسی به محدوده مورد نظر از راه جاده کرج- چالوس و جاده فرعی منشعب‌شده از ابتدای جاده کرج- چالوس به سمت شرق امکان‌پذیر است. این جاده پس از عبور از روستاهای کندر، نمرک و پورکان در شمال به روستای وینه می‌پیوندد. واحد اصلی و گسترده لیتولوژی موجود در محدوده مورد بررسی، رخنمون‌های سنگی آتشفشانی- رسوبی سازند کرج به سن ائوسن پایینی- میانی است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده وینه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (Ammini and Emami, 1993)

Fig. 1. Geological map of Vineh area, modified from the 1:100,000 geological map of Tehran (Ammini and Emami, 1993)

صورت گدازه آشکار شده و در محیط رسوبی فعالیت به صورت انفجاری بوده است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). در ائوسن میانی تا پایانی، چندین توده نفوذی و دایک به داخل سازند کرج و سنگ‌های دیگر در البرز نفوذ کرده‌اند (Berberian and King, 1981). توده نفوذی بنیان سد کرج یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی است که در طول فاز ماگمایی ائوسن پایانی در سازند رسوبی - آتشفشانی کرج نفوذ کرده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های پتاسیم بالا با ترکیب گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت و مونزونیت است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). توده آذرین نفوذی وینه به صورت آپوفیز و سیل از دیگر توده‌های پلوتونیک منطقه شمال‌شرق کرج است که به احتمال هم‌زمان با توده نفوذی بنیان سد کرج در طول ائوسن - الیگوسن در بین لایه‌های رسوبی - آتشفشانی سازند کرج نفوذ کرده است (شکل ۲).

فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن در البرز و آذربایجان، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های دریایی است که به طور عمده سن ائوسن میانی دارند و در چینه‌شناسی ایران "سازند کرج" نامیده شده است (Dedual, 1967). این سازند با گسترشی از دامغان تا کوه‌های تالش (البرز مرکزی و غربی)، نشان‌دهنده تکاپوهای انفجاری شدید آتشفشان‌های زیردریایی در زمان ائوسن است که گاه تا ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد. از نظر خاستگاه، سازند کرج شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، رخساره‌های حدواسط (توفیت و ماسه سنگ‌های توفی) و رخساره‌های رسوبی (سنگ آهک و شیل) است. واحدهای آتشفشانی سازند کرج منحصر به ردیف‌های آذرآواری نیست. در این سازند می‌توان روانه‌های گدازه را با ویژگی‌ها و جایگاه چینه‌شناسی متفاوت دید. محدوده مورد بررسی شامل سنگ‌های آتشفشانی به طور عمده به شکل گدازه و نیز واحدهای آذرآواری (توف و توفیت) است. سنگ‌های این منطقه ضمن فعالیت در محیط ساحلی و دریایی کم‌کم و بیشتر قاره‌ای پدیدار شده‌اند که در محیط اخیر به

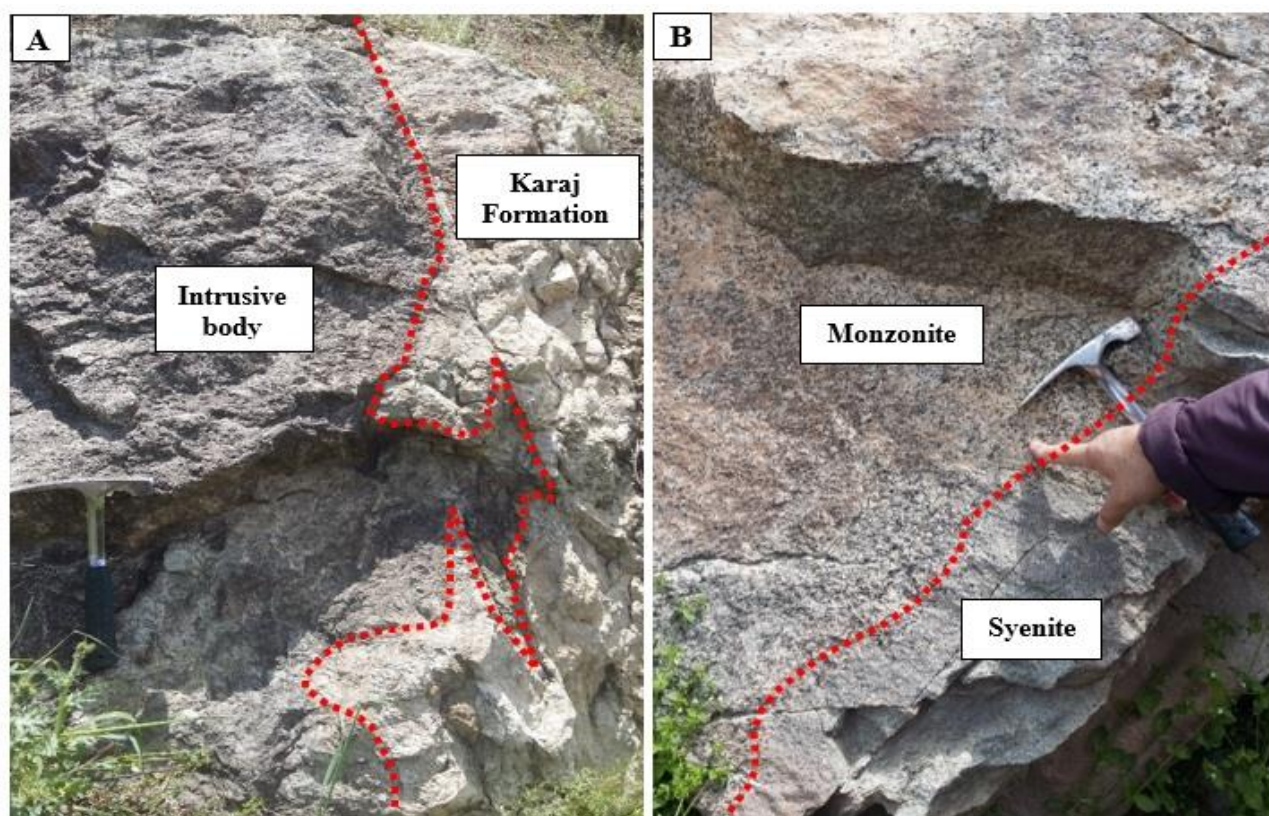


شکل ۲. نمایی از مرز توده نفوذی وینه و توف‌های توده‌ای ضخیم لایه سازند کرج (دید به سمت جنوب‌شرق)

Fig. 2. The view of the border of intrusive body of Vineh and the thick tuff layers of the Karaj Formation (view towards the southeast)

آذرین این توده از حاشیه پایینی (محل برخورد توده نفوذی با توف ضخیم لایه) به سمت مرکز، دارای تنوع دانه‌بندی از دانه‌ریز (در حاشیه انجماد سریع) تا متوسط تا درشت دانه به سمت مرکز توده هستند. مرز بین این سنگ‌ها تدریجی و در مواردی شارپ است (شکل ۳-ب).

توده یادشده به وضوح در میان توف‌های ضخیم لایه سازند کرج (عضو توف میانی) نفوذ کرده است (شکل ۳-ا). بررسی سنگ‌نگاری از محل تماس توده آذرین، مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت و اکتینولیت را در توف نشان می‌دهد که بر دگرگونی رخساره آلپیت-اپیدوت دلالت می‌کند. سنگ‌های



شکل ۳. ا: برخورد توده نفوذی وینه با توف میانی سازند کرج و ب: برخورد مشخص بخش سینیتی و مونزونیتی به صورت دو پالس ماگمایی مجزا

Fig. 3. A: The contact of Vineh intrusive body with middle tuff of Karaj Formation. **B:** The sharp contact of syenite with monzonite as two distinct magma pulses

نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، انتخاب شد. عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS و اکسیدهای اصلی ابتدا از طریق ذوب قلیایی آماده و بعد به روش ICP-OES در شرکت زرآما تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی در جدول ۱ ارائه شده است.

روش پژوهش

برای بررسی ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری توده نفوذی وینه، دو مرحله عملیات صحرایی انجام شد و ۳۰ نمونه سنگی برداشت شد. از میان این نمونه‌ها، ۲۵ مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه خوارزمی بررسی شد. با در نظر گرفتن موقعیت صحرایی و ویژگی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۸

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های توده نفوذی وینه، اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی، عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm نشان داده شده‌اند. نام سنگ‌ها بر پایه میدلموست (Middlemost 1994). Mz Di: مونزودیوریت، Mz: مونزونیت، Sy: سینیت

Table 1. The results of chemical analysis of the intrusive rocks of Vineh, major oxide elements are in weight percent, trace and rare earth elements in ppm. The rock name is based on Middlemost (1994). Mz Di: monzodiorite, Mz: monzonite, Sy: syenite

Sample	PU-1	PU-10	PU-14	V-16	V-17	PU-16	V-14	V-18
Rock	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz	Mz	Sy
SiO ₂	52.11	51.92	52.2	53.8	53.72	56.07	57.56	63.69
TiO ₂	1.00	0.98	1.04	1.09	1.01	1.30	1.09	0.83
Al ₂ O ₃	17.91	17.88	18.57	17.99	18.25	16.38	16.75	15.78
Fe ₂ O ₃	3.08	2.98	2.94	2.86	2.75	3.18	2.38	2.04
FeO	5.14	4.97	4.91	4.77	4.59	4.29	3.21	2.76
MnO	0.20	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13	0.16	0.12
MgO	3.78	4.10	3.39	2.86	2.84	2.18	1.66	0.88
CaO	6.81	7.62	6.92	7.38	7.42	4.54	5.14	1.91
Na ₂ O	3.54	3.44	3.38	3.37	3.52	4.84	3.6	4.93
K ₂ O	3.05	2.61	3.24	3.11	3.07	4.28	5.98	5.89
P ₂ O ₅	0.50	0.47	0.59	0.61	0.55	0.73	0.67	0.22
LOL	2.15	2.14	1.94	1.3	1.42	1.5	1.31	0.54
Total	99.26	99.28	99.29	99.31	99.30	99.42	99.51	99.59
Sc	19.6	21.3	18.7	18.3	18.6	19	17.2	12.8
V	191	206	184	177	179	173	115	34
Cr	64	78	49	39	38	33	26	24
Co	26.8	28.6	22.9	21.5	21.7	17.3	11.5	7.5
Ni	26	29	20	14	15	7.0	6.0	3.0
Rb	63	51	61	58	55	81	137	117
Sr	759	831	791	747	814	712	651	547
Y	25.2	25	27.3	29.2	29.3	38.6	41.2	40.6
Zr	67	51	18	69	79	44	42	29
Nb	14.6	17.1	17.3	21.5	18.5	16.9	24.7	30.7
Ta	0.82	0.91	1.01	0.94	0.99	0.86	1.06	1.02
Cs	1.3	1.1	1.1	1.1	1.1	0.7	1.1	0.9
Ba	759	682	786	705	996	867	1196	1043
Hf	2.22	1.93	1.38	2.26	2.43	1.83	1.82	1.83
Pb	14	18	23	17	48	13	36	36
La	25	25	27	29	29	39	39	42
Ce	47	45	47	54	55	71	77	75
Pr	5.5	5.19	5.88	6.48	6.38	8.18	9.25	8.61
Nd	22.8	21.7	24.5	26.2	26.2	34.2	37.7	32.9
Sm	4.79	4.45	4.97	5.25	5.2	7.0	7.5	6.48

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های توده نفوذی وینه، اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی، عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm نشان داده شده‌اند. نام سنگ‌ها بر پایه میدلموست (Middlemost 1994). Mz Di: مونزودیوریت، Mz: مونزونیت، Sy: سینیت

Table 1 (Continued). The results of chemical analysis of the intrusive rocks of Vineh, major oxide elements are in weight percent, trace and rare earth elements in ppm. The rock name is based on Middlemost (1994). Mz Di: monzodiorite, Mz: monzonite, Sy: syenite

Sample	PU-1	PU-10	PU-14	V-16	V-17	PU-16	V-14	V-18
Rock	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz	Mz	Sy
Be	1.8	1.9	1.6	2.0	2.0	2.6	2.9	3.7
Th	4.51	4.11	3.56	4.73	4.69	5.35	6.04	8.89
U	1.2	1.0	1.08	1.3	1.5	1.2	1.4	2.15
Eu	1.47	1.44	1.53	1.61	1.61	1.86	1.95	1.73
Gd	4.49	4.25	4.66	4.93	4.86	6.51	6.87	5.94
Tb	0.72	0.67	0.73	0.81	0.77	0.99	1.07	0.97
Dy	3.73	3.7	3.98	4.17	4.04	5.49	5.95	5.58
Er	2.46	2.35	2.61	2.66	2.62	3.33	3.72	3.55
Tm	0.33	0.31	0.35	0.36	0.35	0.44	0.5	0.5
Yb	2.8	2.6	2.9	2.5	2.2	3.1	3.2	2.86
Lu	0.34	0.32	0.34	0.36	0.34	0.44	0.5	0.5

آنجایی که آهن به صورت تفکیک نشده گزارش می‌شود، محاسبه آهن دو و سه ظرفیتی به روش میدلموست (Middlemost, 1989) تعیین شد.

افزون بر این، کانی‌های فرضی محاسبه شده به روش نرم CIPW نیز در جدول ۲ نشان داده شده است. نتایج به دست آمده پس از انجام اصلاحات لازم با استفاده از نرم‌افزارهای GCDKit ، Excel و رسم نمودارهای لازم، تحلیل و پردازش شدند. از

جدول ۲. نتایج محاسبه نرم CIPW نمونه‌های توده نفوذی وینه. Mz Di: مونزودیوریت، Mz: مونزونیت، Sy: سینیت

Table 2. Results of the CIPW norm calculation for the intrusive rocks of Vineh. Mz Di: monzodiorite, Mz: monzonite, Sy: syenite

Sample	PU-1	PU-10	PU-14	V-16	V-17	PU-16	V-14	V-18
Rock	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz	Mz	Sy
quartz	0.00	0.00	0.00	1.77	1.04	0.00	1.56	5.39
orthoclase	18.45	15.79	19.56	18.65	18.44	25.70	35.85	36.41
albite	30.66	29.79	29.21	28.93	30.27	41.62	30.90	41.98
anorthite	24.53	26.24	26.48	25.13	25.33	10.49	12.05	3.55
apatite	1.28	1.20	1.50	1.54	1.39	1.86	1.70	0.56
ilmenite	1.94	1.91	2.02	2.10	1.95	2.51	2.10	1.59
magnetite	2.17	2.12	2.09	2.04	1.96	2.04	1.55	1.30
diopside	5.55	7.68	3.85	6.64	7.01	6.32	7.84	3.86
hypersthene	9.23	10.62	11.31	12.60	12.15	5.07	6.05	5.36
olivine	5.51	4.03	3.36	0.00	0.00	3.85	0.00	0.00

سنگ‌نگاری

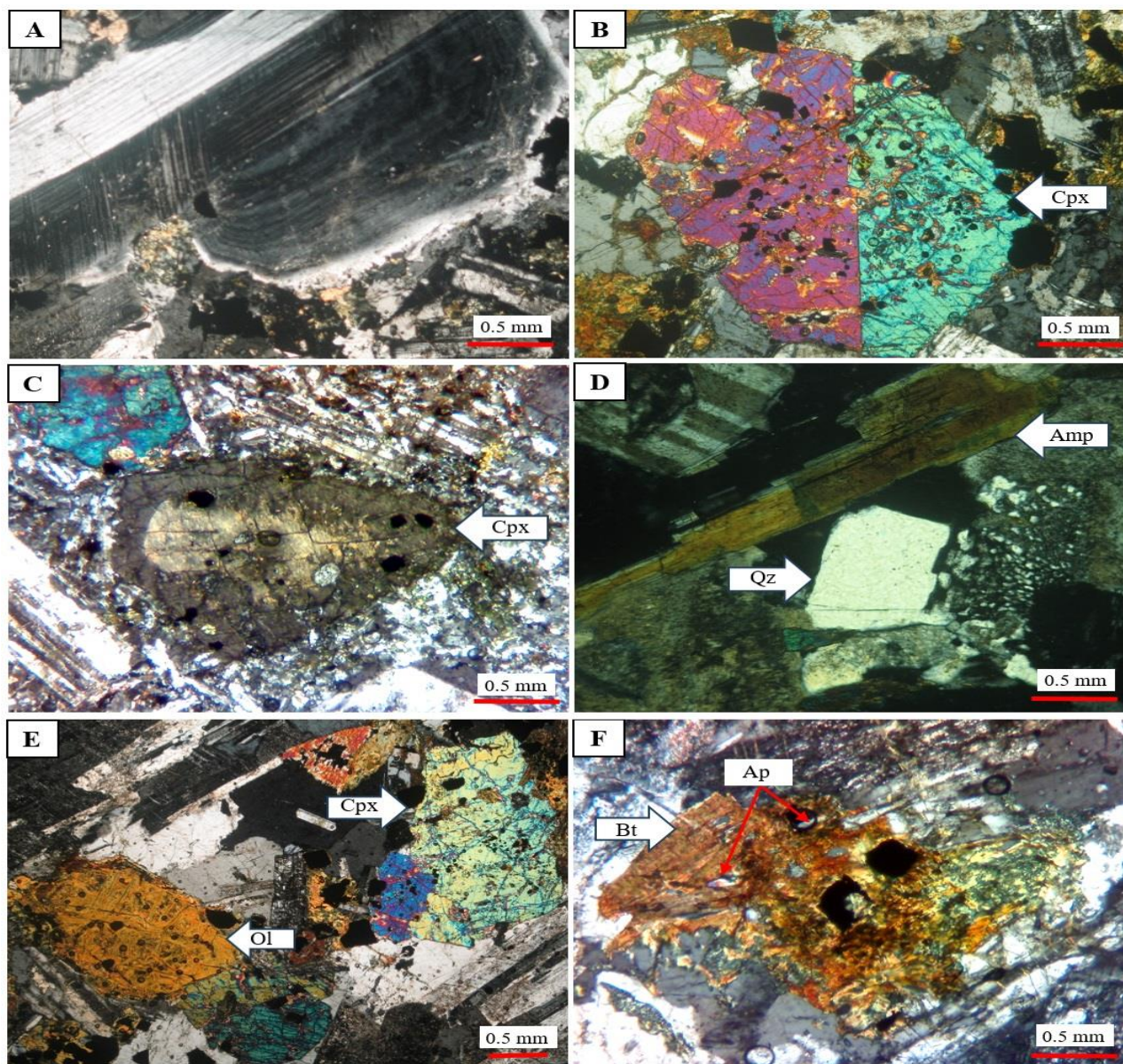
مقطع نازک از تمام بخش‌های سنگی توده آذرین نفوذی وینه تهیه و برای تجزیه و تحلیل مودال و بررسی‌های سنگ‌نگاری استفاده شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان داد که بیشتر نمونه‌ها تقریباً سالم و دگرسانی اندکی دارند. بر اساس مشاهده‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین این توده از حاشیه پایینی (محل برخورد توده نفوذی با توف ضخیم لایه) به سمت مرکز، شامل مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت است. بافت این سنگ‌ها در محل تماس با سنگ دیواره ریز دانه است؛ ولی به تدریج به سمت مرکز توده بافت آنها همسان‌دانه می‌شود. بافت غربالی و حاشیه‌های جذب و خورده شده در پلاژیوکلاز، پیروکسن و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول به عنوان بافت‌های نامتعادل در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۴-A، B، C و D). پلاژیوکلاز کانی غالب نمونه‌هاست که به صورت شکل دار و نیمه شکل دار و اندازه متغیر از کمتر از ۲ میلی‌متر، بین ۲ تا ۵ میلی‌متر و بیش از ۵ میلی‌متر دیده می‌شود و در برخی موارد این کانی به کلسیت و سریسیت دگرسان شده است. دانه‌های کلینوپیروکسن اندازه متوسط بین ۱ تا ۳ میلی‌متر دارند که به صورت بین دانه‌ای میان بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. برخی از این بلورها به صورت خودشکل ماکل دار دیده می‌شوند (شکل ۴-B). فلدسپار قلیایی در سنگ‌های مافیک بسیار کم است؛ ولی درصد آن به سمت سنگ‌های سینیتی افزایش می‌یابد. بلورهای فلدسپار قلیایی اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دارند و به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل بوده و اغلب به سریسیت دگرسان شده‌اند و سطح آنها کم و بیش به حالت ابری است. به طور کلی میزان بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های مونزوگابرویی و مونزودیوریتی (۵۵ تا ۶۰ درصد، کلینوپیروکسن ۱۴ تا ۲۲ درصد) و الوین (۸ تا ۱۲ درصد) حجمی است که به طور بخشی ایدنگستی شده و یا توسط کلسیت و کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۴-E) و دارای اندازه‌ی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر هستند. بیوتیت در نمونه‌های مونزوگابرویی به صورت درشت بلور بی‌شکل دگرسان‌شده به

کلریت دیده می‌شود (شکل ۴-F). بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های مونزونیت و سینیت (۴۵ درصد)، ارتوکلاز (۲۴ تا ۳۵ درصد) آمفیبول معمولاً به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه‌ی حدود ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر دیده می‌شود که در مواردی به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز در نمونه‌های مونزونیتی و سینیت دیده می‌شود و به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر و کمتر از ۵ درصد حجمی دیده می‌شود. این کانی دارای خاموشی موجی است و گاهی به صورت هم‌رشد با فلدسپارها متبلور شده و بافت گرانوفیری را نشان می‌دهد (شکل ۴-D). کانی کدر، آپاتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی هستند (کمتر از ۵ درصد)؛ در حالی که کلسیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن رایج‌ترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

زمین‌شیمی سنگ کل

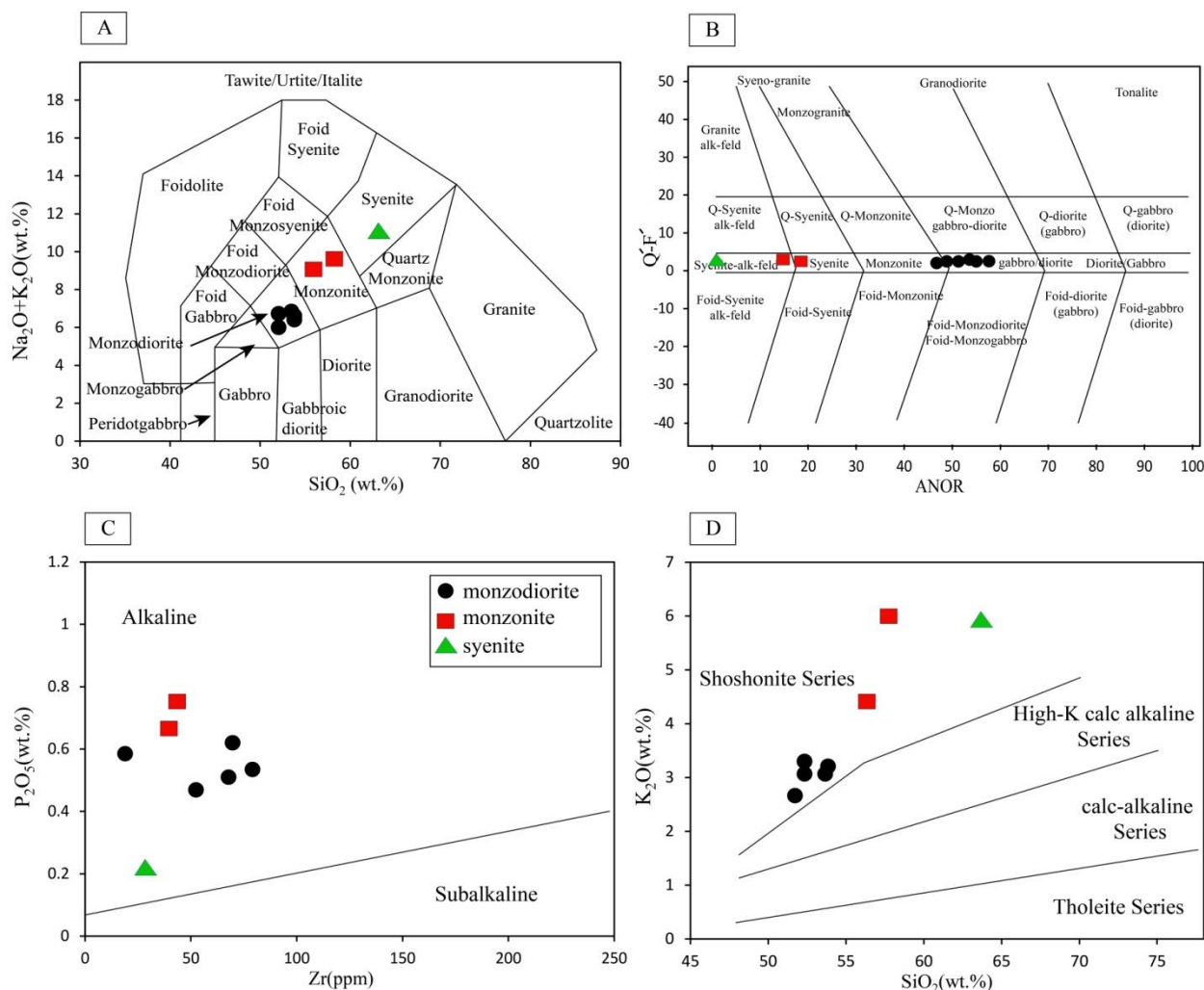
تجزیه شیمیایی سنگ‌های توده نفوذی وینه در نمودار میدلموست (Middlemost, 1994)، در محدوده‌های مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). همچنین، بر اساس طبقه‌بندی نورماتیو (جدول ۲)، اشتریکایزن و لومتر (Streckeisen and LeMaitre, 1979)، نمونه‌ها در محدوده مونزوگابرو-مونزودیوریت، مونزونیت، سینیت و آلکالی فلدسپار سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-B).

برای تعیین ماهیت ماگمایی، بر پایه مرز تقسیم‌بندی سری‌های آلکالن از سری ساب‌آلکالن (Winchester and Floyd, 1977)، سنگ‌های مورد بررسی، در محدوده آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۵-C). همچنین بر اساس تغییرات K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) که سنگ‌ها در چهار سری تولیتی، کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تقسیم می‌شوند، نمونه‌های توده نفوذی وینه در محدوده شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-D).



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی سنگ‌های توده نفوذی وینه (در نور XPL). A: نمایی از منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلاز در مونزوگابرو، B: بلور کلینوپیروکسن ماکل دار خودشکل در مونزوگابرو، C: نمایی از منطقه‌بندی بلور کلینوپیروکسن در مونزودیوریت، D: بافت گرانوفیری به همراه بلور آمفیبول در سینیت، E: بافت هیپیدیومورف گرانولار و بلورهای پلاژیوکلاز، الومین دگرسان‌شده و کلینوپیروکسن در مونزوگابرو و F: تصویری از بلور بیوتیت که به کلریت دگرسان‌شده، به همراه بلورهای سوزنی آپاتیت به صورت ادخال در آن در مونزوگابرو. علائم اختصاری کانیوها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Ap: آپاتیت، Ol: الومین).

Fig. 4. Micrographs of the intrusive rocks of Vineh (in XPL). A: Zoning of plagioclase crystal in monzogabbro, B: Twinned clinopyroxene euhedral crystal in monzogabbro, C: Zoning in clinopyroxene crystal in monzodiorite, D: Granophyric texture with amphibole crystal in syenite, E: Granular hypidiomorph texture with plagioclase, altered olivine, and clinopyroxene in monzogabbro, F: Biotite crystal altered to chlorite, acicular inclusions of apatite in microgabbro. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: clinopyroxene, Qz: quartz, Amp: amphibole, Bt: biotite, Ap: apatite, Ol: olivine).



شکل ۵. A: موقعیت نمونه‌های توده نفوذی وینه در طبقه بندی میدلموست (Middlemost 1994)، B: در نمودار طبقه‌بندی نورماتیو - (Q' (F') [ANOR] (Streckeisen and LeMaitre, 1979)، در این نمودار محور Y نشان‌دهنده درجه اشباع از سیلیس سنگ است که سنجشی از مقدار کوارتز $[Q = Q/(Q+Or+Ab+An)]$ و یا مقدار فلدسپاتوئید $[F = (Ne+Lc+Kp)/(Ne+Lc+Kp+Or+An+Ab)]$ است و محور X منعکس کننده تغییرات ترکیب فلدسپار $[ANOR = 100 * An/(Or+An)]$. ماهیت سنگ‌های مورد بررسی، C: در نمودار (Winchester and Floyd, 1977) و D: در نمودار (Peccerillo and Taylor, 1976)

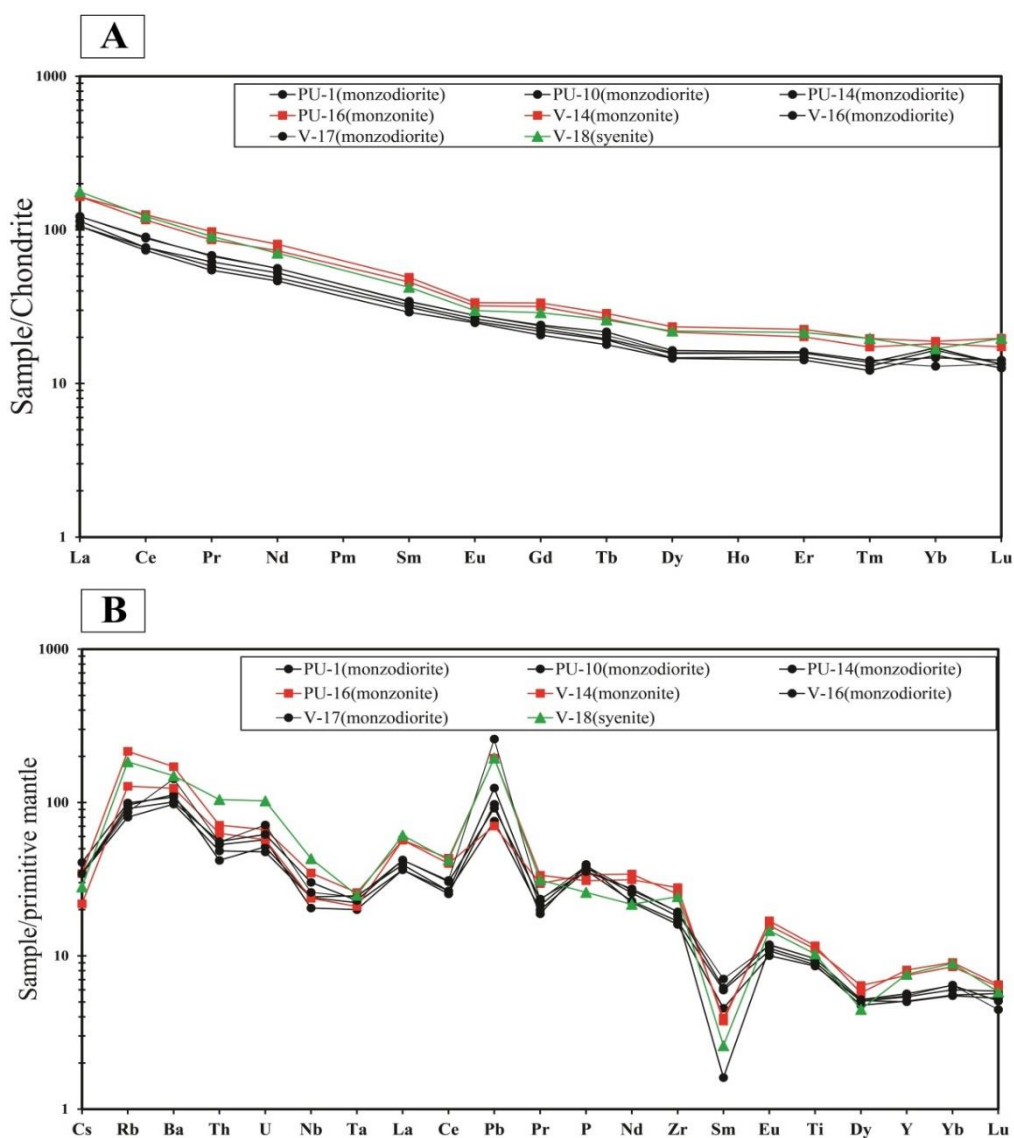
Fig. 5. A: The plot of Vineh intrusive samples in rock classification of Middlemost (1994), B: in [Q' (F') -ANOR] normative classification of (Streckeisen and LeMaitre, 1979), Y-axis indicates the rate of silica saturation $[Q=Q/(Q+Or+Ab+An)]$ and the sum of feldspatoid $[F=(Ne+Lc+Kp)/(Ne+Lc+Kp+Or+An+Ab)]$ and the X axis shows the composition of feldspar $[ANOR= 100 * An/(Or+An)]$. The nature of study rocks, C: in the diagram of Winchester and Floyd, (1977), and D: and in the diagram of Peccerillo and Taylor (1976)

بررسی عناصر نادر خاکی و کمیاب بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های نفوذی جنوب وینه در شکل ۶-A و B ارائه شده است. در نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به

بررسی عناصر نادر خاکی و کمیاب بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های نفوذی جنوب وینه در شکل ۶-A و B ارائه شده است. در نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به

درجه پایین ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004) و یا تشکیل ماگمای این سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد؛ زیرا که یکی از ویژگی‌های بارز مناطق فرورانش غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با عناصر HREE است.

کندریت (Boynton, 1984) (شکل ۶-۱)، نمونه‌های منطقه از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به مقادیر همین عناصر در کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. میزان پایین HREE نسبت به LREE می‌تواند به علت باقی‌ماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Rollinson, 1993)،



شکل ۶. A: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و B: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های توده نفوذی وینه (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6. A: Chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984), and B: and normalized primitive mantle multi-element diagram (Sun and McDonough, 1989) for the samples from Vineh intrusive body

یک منطقه نسبت داده شده است، که به طور چشم‌گیری به وسیله مواد پوسته‌ای آلاینش یافته باشند (Azer and Farahat, 2011).

جایگاه زمین‌ساختی

بر اساس نمودار نسبت Nb/Th در برابر Y (Jenner et al., 1991) که به منظور جداسازی محیط‌های مرتبط با بازالت‌های کمانی و دیگر محیط‌های وابسته به بازالت‌های غیر کمانی است، نمونه‌های بازیک و حد واسط توده نفوذی جنوب وینه تهی‌شدگی از عنصر نیوبیم و غنی‌شدگی از عنصر توریم نشان می‌دهند و بنابراین نسبت Nb/Th در این نمونه‌ها پایین و برابر با $3/2$ تا $4/6$ هستند. در نتیجه نمونه‌های بازیک تا حد واسط منطقه اغلب در قلمرو محیط‌های مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۷-۷). بر اساس نمودار تغییرات Y در برابر Zr بر گرفته از مولر و گروز (Muller and Groves, 1997) که برای جداکردن سنگ‌های پتاسیک محیط‌های درون صفحه‌ای از کمان‌های ماگمایی به کار می‌رود، تمامی نمونه‌های نفوذی منطقه جنوب وینه در محدوده کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۷-۸). بر اساس مقادیر Th- $Hf/3-Ta$ (Wood, 1980) که در تمایز محیط‌های تکتونوماگمایی بازالت‌های درون صفحه‌ای تولیتی و آلکالی از محیط‌های مورب نرمال و مورب غنی‌شده و همچنین محیط بازالت‌های کمان آتشفشانی است (شکل ۷-۹)، کلیه نمونه‌های بازیک توده نفوذی وینه در محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی ترسیم شده‌اند. همچنین در نمودار Y در مقابل نسبت La/Nb (Floyd et al., 1991)، نمونه‌های منطقه مورد بررسی در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۰).

بحث

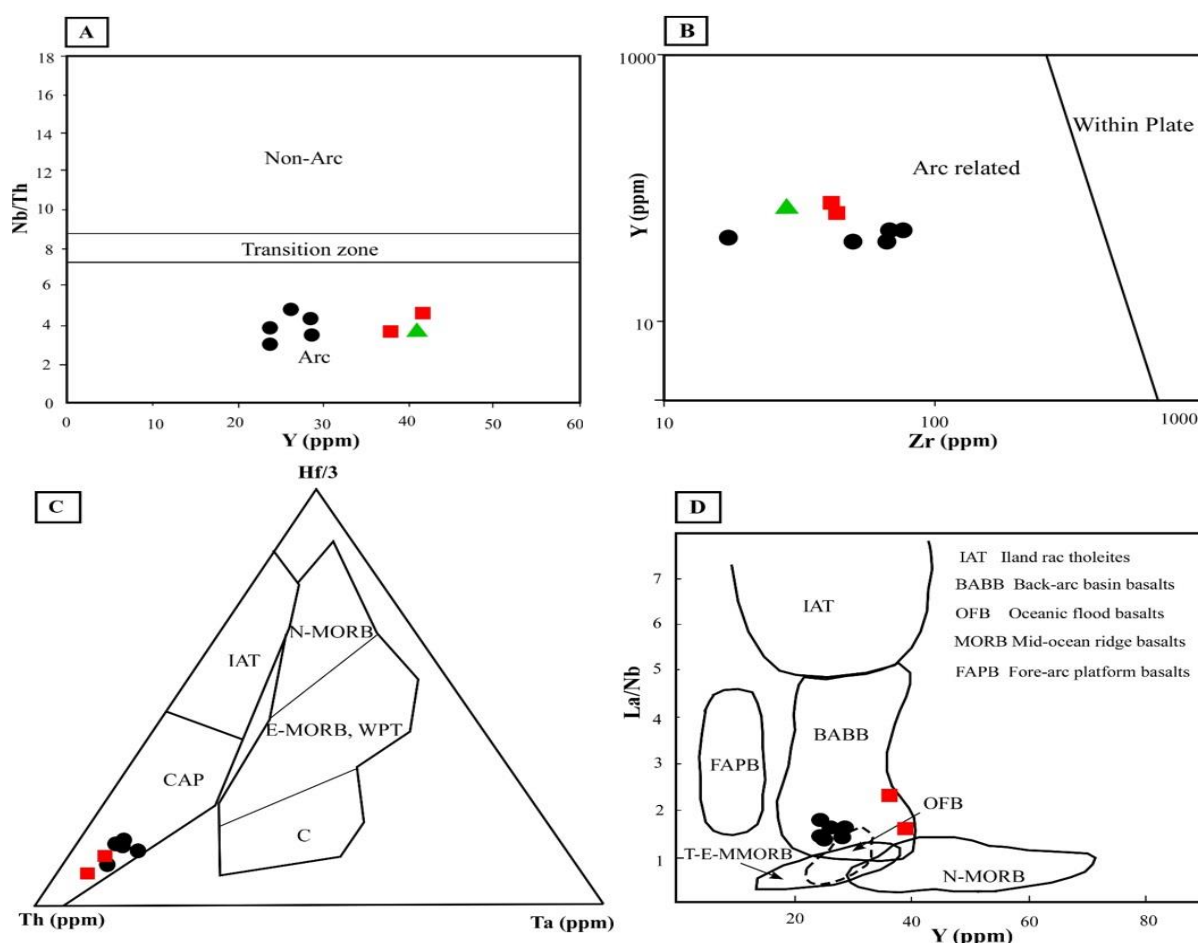
چنان‌که بیان‌شد نمونه‌های توده نفوذی وینه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شوشونیت‌ها را نشان می‌دهند. این نمونه‌ها دارای نسبت بالای K_2O/Na_2O ، تمرکز بالای عناصر ناسازگار با شعاع

بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده عمق نسبتاً زیاد منشأ ماگماست؛ زیرا عناصر HREE معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت درجه‌های ذوب‌بخشی پایین به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در خاستگاه از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs محسوب می‌شوند. از طرفی از آنجایی که LREEs نسبت به HREEs ناسازگارتر هستند، اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها سبب می‌شود LREEs تا حدی ناسازگارتر از HREEs باشند و بنابراین در مذاب تولیدشده، عناصر LREE غلظت بیشتری نسبت به عناصر سنگین داشته باشند. بنابراین در طی روند تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

همچنین در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۶-۸)، غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE مشاهده می‌شود. این الگوها تهی‌شدگی خفیف از عناصر Nb، Ti و Ta به همراه تهی‌شدگی شدید از Zr نشان می‌دهند که ویژگی ماگماتیسیم مرتبط با مناطق فرورانش است (Varol et al., 2014). رولینسون (Rollinson, 1993)، آنومالی منفی Ti و Nb را ویژگی بارز سنگ‌های پوسته‌ای و شرکت مواد پوسته در فرایندهای ماگمایی می‌داند. این الگوها همچنین از عناصر U، Ba، Sr، Rb و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر LILE (مانند U، Pb، Rb، Ba و Sr) در نمونه‌های توده نفوذی وینه را می‌توان به متاسوماتیسیم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آلاینش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای نسبت داد (Atherton and Gani, 2002). همچنین شاید بتوان غنی‌شدگی Pb در الگوهای نمونه‌های بررسی‌شده را به تأثیرهای متفاوت مواد پوسته‌ای نسبت داد (Varol et al., 2014)، به علاوه، غنی‌شدگی از Rb می‌تواند بیانگر آلاینش با مواد پوسته‌ای باشد (Coban et al., 2012). از طرفی تهی‌شدگی Ce در این الگوها قابل مشاهده است. تهی‌شدگی این عنصر به خاستگاه ماگمای مولد سنگ‌های

می‌رسد که ماگمای پدیدآورنده این سنگ‌ها مشابه با ماگمای ایجادشده در مناطق وابسته به فرورانش باشد که دارای غنی‌شدگی LILEs نسبت به HFSEs به وسیله فعالیت‌های متاسوماتیزم سیالات مشتق‌شده از اسلب فرورانشی با رسوبات کف اقیانوسی هستند (Cameron et al., 2003). از طرفی نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها نیز بیانگر تشکیل ماگمای پدیدآورنده آنها در مناطق فرورانش است.

یونی بالا، آنومالی منفی مشخص Nb، Zr و Ti (شکل ۶-B) و نسبت پایین Nb/La (۰/۰-۴۳/۷۴) هستند. همه این ویژگی‌ها به این نکته اشاره دارند که این نمونه‌ها از یک منشأ گوشته‌ای مثل N-MORB و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی مشتق نشده‌اند که اغلب دارای (Nb/La > 1) (Smith et al., 1999) و آنومالی مثبت Ti و Nb در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه هستند (Hofmann, 1997). در عوض، به نظر

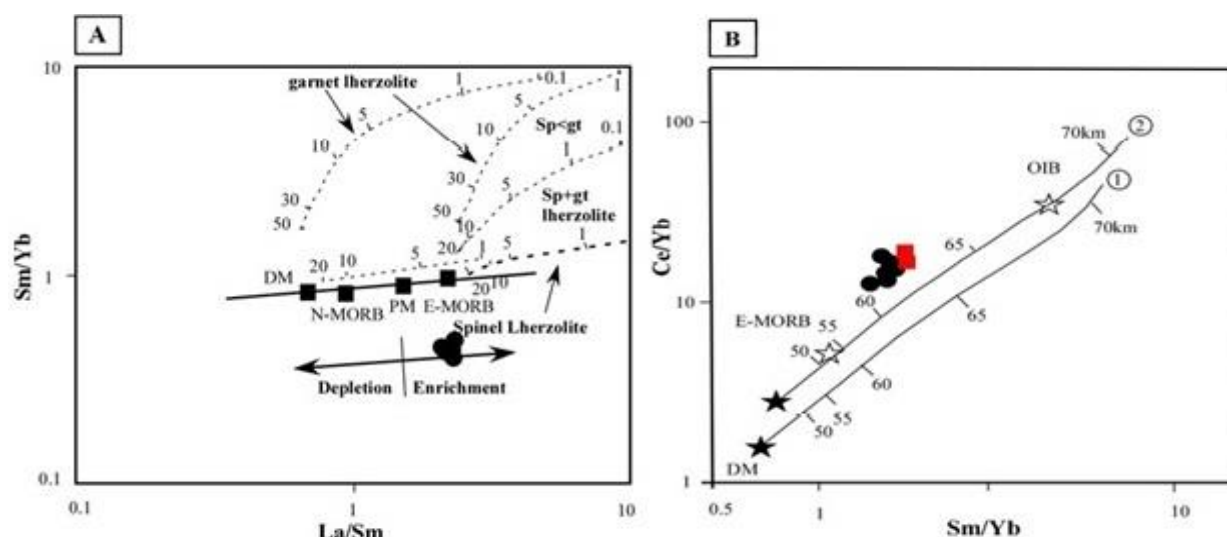


شکل ۷. موقعیت نمونه‌های توده نفوذی وینه در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی. A: بر اساس نسبت Nb/Th در برابر Y (Jenner et al., 1991)، B: بر اساس عناصر Zr در برابر Y (Muller and Groves, 1997)، C: نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) و D: نمودار Y در مقابل La/Nb (Floyd et al., 1991) در مقابل La/Nb (Floyd et al., 1991) متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی، C: نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) و D: نمودار Y در مقابل La/Nb (Floyd et al., 1991)

Fig. 7. The plot of study samples of Vineh intrusive body in the tectonic discrimination diagrams. A: Based on Nb/Th ratio versus Y (Jenner et al., 1991) Y, B: Zr versus Y (Muller and Groves, 1997). The plot of the basic samples of Vineh in the tectonic discrimination diagrams, C: Ternary diagram of Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980), and D: Y versus La/Nb diagram (Floyd et al., 1991)

در دو گوشته تهی شده و گوشته غنی شده محاسبه شده است، ماگمای مادر سنگ‌های مورد بررسی، از یک گوشته اسپینل لرزولیتی غنی شده و در اعماق بین ۶۰ تا ۶۵ کیلومتر به دست آمده است (شکل ۸-ب). چنان‌که با استفاده از نتایج بررسی نمودارهای عنکبوتی همچون غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مشاهده شد، می‌توان این‌گونه استدلال کرد که توده نفوذی وینه از ذوب‌بخشی حدود ۱ تا ۴ درصدی یک منشأ اسپینل لرزولیتی که در تماس با شماره‌های مشتق‌شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از عناصر کمیاب غنی شده، نشأت گرفته است.

از نمودار تغییرات نسبت‌های Sm/Yb در مقابل La/Sm برای توصیف و ارزیابی خاستگاه نمونه‌های مونزوگابرویی که مادر نمونه‌های حدواسط تا اسیدی هستند، استفاده شده است (شکل ۸-ا). بر اساس این نمودار، مونزوگابروهای منطقه در محدوده گوشته غنی شده یا متاسوماتیزه قرار گرفته‌اند و گواهِ منشأ اسپینل لرزولیتی با درجه ذوب‌بخشی حدود ۱ تا ۴ درصدی این سنگ‌هاست که مشابه با نتایج به دست آمده از توده بنیان سد کرج است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). در مدل‌سازی ارائه‌شده (La Fleche et al., 1998) که بر اساس ذوب‌بخشی



شکل ۸. A: تغییرات نسبت عناصر نادر خاکی در سنگ‌های توده نفوذی وینه بر حسب نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm. روند گوشته‌ای (Mantle array) در این شکل (خط ضخیم) توسط ترکیب گوشته تهی شده نوع مورب (DM) (McKenzie and O'Nions, 1991) و گوشته اولیه (PM) (Sun and McDonough, 1989) مشخص می‌شود. منحنی‌های ذوب‌بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت با ترکیب‌های گوشته تهی شده نوع مورب و گوشته اولیه (Aldanmaz et al., 2000)، خطوط و اعداد روی منحنی‌های ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای است. در این نمودار ترکیب N-MORB و E-MORB (Sun and McDonough, 1989) نیز آورده شده است و B: تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های نفوذی منطقه از یک گوشته اسپینل لرزولیتی در اعماق بین ۶۰-۶۵ km بر اساس مدل‌سازی است (La Fleche et al., 1998). مرز بین محدوده گارنت‌دار و اسپینل‌دار منطبق با عمق ۶۵ کیلومتر است.

Fig. 8. A: The variation of rare earth element ratios in the rocks of Vineh in the Sm/Yb versus La/Sm diagram. The mantle array in this figure (thick line) is characterized by the combination of the depleted mantle (DM) (McKenzie and O'Nions, 1991) and primitive mantle (PM) (Sun and McDonough, 1989). Partial melting curves are shown for spinel lherzolite and garnet lherzolite sources with depleted mantle compositions of oblique type and primary mantle (Aldanmaz et al., 2000). In addition, lines and numbers on the melting curves indicate the degree of partial melting for a mantle source. In addition, this diagram shows the composition of N-MORB and E-MORB (Sun and McDonough, 1989), and B: Generation of the parent magma is presented from the lherzolitic spinel mantle at the depths of 60-65 km, based on the modeling of La Fleche et al. (1998). The boundary between the garnet and spinel ranges corresponds to a depth of 65 km.

تکامل ژئودینامیکی

به طور قطع، ارائه مدل ژئودینامیکی مناسب و منطقی باید بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، شواهد زمین‌شناسی، صحرایی و واقعیت‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای و ناحیه‌ای صورت گیرد. به این منظور، در این بخش نظریه‌های ارائه‌شده در ارتباط با الگوی تکتونوماگمایی سایر مناطق هم‌جوار نیز مورد توجه قرار خواهد گرفت. با استفاده از اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی نمونه‌های توده نفوذی وینه در ارتباط با ماهیت و نوع ماگماتیسم و محیط زمین‌ساختی آنها در نمودارهای مورد استفاده مشخص شد که ۱- نمونه‌های این توده دارای ماهیت آلکالن و شوشونیتی هستند و ۲- محیط زمین‌ساختی آنها دو ویژگی متفاوت مناطق فرورانش و ماگماتیسم بازالت‌های حوضه پشت کمان را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه توده مورد بررسی جزو قلمرو ماگماتیسم ترشیری البرز مرکزی است، بنابراین از نظر محیط زمین‌ساختی با آنها در ارتباط است. لذا جا دارد که ابتدا نظریه‌های مختلف درباره علل ایجاد ماگماتیسم ترشیری البرز مرکزی را به بحث بگذاریم و سپس با توجه به ارائه الگوهای تکتونوماگمایی از پژوهشگران مختلف برای وابستگی منطقی این توده با جایگاه و خاستگاه تکتونوماگمایی البرز مرکزی، با توجه به نمودارهای ارائه‌شده و به دنبال آنها ضمن ارائه یک نتیجه کلی درباره محیط و موقعیت زمین‌ساختی آن به ارائه بهترین مدل زمین‌ساختی در ارتباط با ایجاد و منشأ این توده پردازیم.

بررسی‌های انجام شده بر روی سیل بنیان سد کرج توسط مقدور مشهور و همکاران (Maghdour-Mashhour et al., 2015)، نشان‌دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی گسترده منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها در اثر فرورانش است که این مستلزم فرورانش در یک مدت زمان طولانی است. در این مورد متاسوماتیسم در هنگام حرکت صفحه عربی از گندوانا به سمت اوراسیا (بسته‌شدن نئوتیس) به طور مؤثری از کرتاسه پایانی تا پالئوسن پایانی ترکیب عناصر کمیاب در گوه گوشته‌ای را تغییر می‌دهند؛ اما ماگماتیسم تا زمانی که کشش و ذوب در اثر کاهش فشار در ائوسن آغاز

شود، اتفاق نمی‌افتد. بنابراین ترکیب عناصر کمیاب شوشونیت‌های سیل بنیان سد کرج مربوط به ذوب حاصل از کاهش فشار در مناطق کششی است و در عین حال از یک سنگ منشأ متاسوماتیزه‌شده ناشی از فرورانش به وجود آمده است که باعث می‌شود تشخیص آنها از شوشونیت‌هایی که فقط در مناطق کمان به وجود می‌آیند، مشکل شود (Verdel et al., 2011). کشش زمین‌ساختی مورد بحث و ذوب حاصل از آن در ائوسن و در زمان عقب‌نشینی اسلب فرورانشی رخ داده است (Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011) و سازند کرج و توده‌های نفوذی آن در یک محیط پشت کمان به وجود آمده است (Ballato et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012).

پژوهش‌های انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی بخشی از ارومیه-دختر و البرز (Verdel et al., 2011) نشان داده‌اند که ماگماتیسم گسترده ائوسن با گرایش به سری ماگمایی کالک آلکالن، در الیگوسن جای خود را به ماگماتیسم با گرایش به سری آلکالن می‌دهد و دلیل این پدیده را تغییر از یک رژیم ژئودینامیکی فرورانش (فشارشی) به رژیم زمین‌ساختی کششی می‌دانند که دلیل آن را **عقب‌گرد صفحه** اقیانوسی فرورونده است. به این صورت که عقب‌گرد صفحه اقیانوسی نئوتیس در ائوسن موجب ایجاد یک محیط کششی شده و در اثر کاهش فشار ناشی از کشش، ذوب گوشته لیتوسفری که در قبل تحت تأثیر محلول‌های حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی دچار هیدراسیون شده بود، انجام شده است. از شواهد پشتیبانی‌کننده عقب‌گرد اسلب فرورانشی و زمین‌ساخت کششی در البرز در پژوهش‌های پیشین می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- ۱) کاهش نرخ فرورانش در ائوسن به دلیل کم‌شدن باز شدگی دریای هند که باعث عقب‌نشینی اسلب فرورانشی نئوتیس و در پی آن کشش زمین‌ساختی در ایران مرکزی شده است.
- ۲) شواهد چینه‌شناسی فرونشینی همراه آتشفشان در البرز در زمان ائوسن (Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011) و حضور رسوبات دریایی کم‌عمق بین لایه‌ای با توالی

2022). در مرحله بعدی شکست صفحه اقیانوسی فرورونده، جدایش لایه‌ای لیتوسفر گوشته‌ای و زمین ساخت کششی ایجاد شده در اثر عقب‌گرد صفحه اقیانوسی نئوتیس موجب ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای متاسوماتیسم شده به وسیله فرورانش شده است.

نتیجه‌گیری

توده نفوذی وینه شامل طیفی از سنگ‌های مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت است که احتمالاً هم‌زمان با توده نفوذی بنیان سد کرج در طول ائوسن-الیگوسن در بین لایه‌های رسوبی-آتشفشانی سازند کرج نفوذ کرده است. داده‌های زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی LREE را در مقایسه با HREE نشان می‌دهد همچنین تهی‌شدگی Ta, Zr, Nb و Ti نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه به حاشیه فعال قاره است. ماهیت شوشونیتی سنگ‌های نفوذی نشانه‌های مربوط به فرورانش واضح را نشان می‌دهد که در یک محیط پشت‌کمان کششی تشکیل شده‌اند. داده‌های عناصر کمیاب، یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه شده با ترکیب اسپینل لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی پایین در اعماق حدود ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری را به عنوان منشأ اصلی ماگما نشان می‌دهد.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

ولکانیک‌های پالئوژن (Berberian and King, 1981) و شواهد آتشفشان‌های زیر دریایی.

۳) همراهی سری رسوبی ولکانیک سازند کرج با گسل‌های نرمال (Shahidi et al., 2007)، توالی رسوبات و ولکانیک‌های سنوزوئیک در منطقه تالش آذربایجان که یک دوره تدریجی گذر از کشش به فشارش را در پایان ائوسن-اوایل الیگوسن نشان می‌دهند (Vincent et al., 2005). همچنین اطلاعات چینه‌شناسی و توضیح گسلش نرمال پالئوژن همراه با شواهد زمین‌شیمیایی و داده‌های ژئوکرونولوژیکی می‌توانند بیانگر یک کشش پوسته‌ای گسترده در ائوسن باشند. بنابراین، نازک شدن لیتوسفری ناشی از کشش به دنبال عقب‌گرد اسلب فرورانشی نئوتیس در اواخر ائوسن بهترین توضیح برای ذوب‌بخشی فشار پایین سنگ منشأ سیل بنیان سد کرج در اواخر ائوسن است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). چنین کشش زمین‌ساختی و عقب‌گرد اسلب فرورانشی با بالا آمدگی محلی آستنسفر و مهاجرت گسترده ولی تدریجی رو به بالای مرز لیتوسفر-آستنسفر دنبال می‌شود و باعث فراهم شدن حرارت لازم برای ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیزه شده، می‌شود که نتیجه آن تشکیل مذاب شوشونیتی است (Karsli et al., 2018).

پژوهش‌های انجام‌شده در مناطق هم‌جوار نیز نشان‌دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای این سنگ‌ها در اثر فرورانش است (Ashrafi et al., 2018; Shafaii Moghadam et al., 2018; Ahmadvand et al., 2020; Heidari et al.,

1. Zagros-Bitlis geosuture
2. Rare Earth
3. Alkaline Fusion
4. LREE
5. HREE
6. LILEs
7. OIBs
8. slab roll-back

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, M.J.R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ahmadvand, A., Ghorbani, M.R., Mokhtari, M.A.A., Chen, Y., Amidon, W., Santos, J.F. and Paydari, M., 2020. Lithospheric mantle, asthenosphere, slab and crustal contribution to petrogenesis of Eocene to Miocene volcanic rocks from the west Alborz Magmatic Assemblage, SE Ahar, Iran. *Geological Magazine*, 157(3): 1–32. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000527>
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102(1–2): 67–95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25(5): 659–672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)
- Amini, M. and Emami, H., 1993. Geological map of Tehran, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Ashrafi, N., Jahangiri, A., Hasebe, N. and Eby, N., 2018. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz- Azerbaijan magmatic belt, NW Iran. *Geochemistry*, 78(4): 432–461. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.10.004>
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Atherton, M.P. and Ghani, A.A., 2002. Slab Breakoff: A model for Caledonian, Late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62(3–4): 65–85. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00111-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00111-1)
- Azer, M.K. and Farahat, E.S., 2011. Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: A case of transition from late- to post-collisional magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(6): 1187–1203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.016>
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from Late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 123(1–2): 106–131. <http://dx.doi.org/10.1130/B30091.1>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, volume 2, pp.63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1–4): 21–50. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00304-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00304-9)
- Coban, H., Karacık, Z. and Ece, Ö., 2012. Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region. *Lithos*, 140–141: 119–141. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.006>
- Dedual, E., 1967. Zur Geology des mittleren und unteren Karaj Tales, zentral Elbourz (Iran). ETH University, Zurrich, Switzerland, 123 pp.
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L. and Gökçen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic

- mélange, south Turkey. *Chemical Geology* 89(3-4): 263–280.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90020-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90020-R)
- Hassanzadeh, J., Axen, G.J., Guest, B., Stockli, D.F. and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America Abstracts with program* 36(5): 434. Retrieved September 28, 2023, from https://scholar.google.com/citations?view_op=view_citation&hl=en&user=kze419gAAAAJ&start=100&pagesize=100&sortby=pubdate&citation_for_view=kze419gAAAAJ:5nxA0vEk-isC
- Heidari, S., Tabbakh Shabani, A.A., Hassanpour, Sh. and Maghdour-Mashhour, R., 2022. Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*: X, 8: 100–109. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109>
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219–229. <https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Jenner, G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T., 1991. Bay of islands and little port complexes, revisited age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction- zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28(10): 1635–1652.
<https://doi.org/10.1139/e91-146>
- Karsli, O., Aydin, F., Uysal, I., Dokuz, A., Kumral, M., Kandemir, R., Budakoglu, M. and Ketenci, M., 2018. Latest Cretaceous “A₂-type” granites in the Sakarya Zone, NE Turkey: Partial melting of mafic lower crust in response to roll-back of Neo-Tethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 302–303: 312–328.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.025>
- La Fleche, M.R., Camire, G. and Jenner, G.A., 1998. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada. *Chemical Geology*, 148(3-4): 115–136.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00002-3)
- Maghdour-Mashhour, R., Esmaeily, D., Tabbakh Shabani, A.A., Chiaradia, M. and Latypov, R., 2015. Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt. *Geochemistry*, 75(2): 237–260.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.03.001>
- McKenzie, D. and O’Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5): 1021–1091.
<https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26.
[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock systems. *Earth-Sciences Reviews* 37(3–4): 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 238 pp.
<http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-23051-1>
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
<https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, UK. 344 pp.
- Sepidbar, F., Orhan Karsli O., Palin R.M. and Casett, F., 2021. Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. *Lithos*, 400–401: 10640.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106401>
- Shafaii Moghadam, H., Griffin, W.L., Kirchenbauer, M., Garbe-Schonberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J.I., Stern, R.J., Ghorbani, G., Murphy, R., O’Reilly, S.Y., Arai, S.H. and Maghdour-Mashhour, R., 2018. Roll-Back, Extension and Mantle Upwelling Triggered Eocene Potassic Magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59 (7): 1417–1465.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- Shahidi, A., Barrier, E., Brunet, M.F., Saidi, A. and Muller, C., 2007. Tectonic evolution of Alborz since Mesozoic (Iran). European Geological Union (EGU) Conference, 9, 11074. Retrieved September 28, 2023, from https://www.researchgate.net/publication/258505594_Tectonic_Evolution_of_the_Alborz_in_Mesozoic_and_Cenozoic#fullTextFileContent

- Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D. and Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large- scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107(4): 433–448. <https://doi.org/10.1086/314355>
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0)
- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society of London, Special Publication 4: 213–234. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.12>
- Streckeisen, A.L. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136: 169–206. Retrieved September 28, 2023, from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8020382343>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in Ocean Basins* Geological Society of London, Special Publication 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T., Gourgaud, A. and Bellon, H., 2014. Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280: 14–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.014>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20. Retrieved September 28, 2023, from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2010TC002809>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the south Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117(11–12): 1513–1533. <https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)