



Petrology and geochemistry of Eocene volcanic rocks from southeast of Khur (Isfahan province, Central Iran)

Paniz Shadman¹ , Ghodrat Torabi^{2*}

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 05 February 2021

Revised: 03 October 2021

Accepted: 17 October 2021

Keywords

Petrology
volcanic rocks
Eocene
Khur
Isfahan
Central Iran Microcontinent

*Corresponding author

Ghodrat Torabi
✉ torabighodrat@sci.ui.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Subduction-related magmas are characterized by enrichment of large ion lithophile elements (LILEs), light rare earth elements (LREEs) and depletion in high field strength elements (HFSEs) (Harangi et al., 2007). These geochemical signatures of magmatic rocks are commonly explained by the addition of hydrous fluids from subducting oceanic lithosphere combined with the flux of melts from subducted sediments to the mantle wedge, lowering the mantle solidus and leading to magma generation (Aydoğançakır, 2016).

Asthenospheric mantle, subcontinental lithospheric mantle and/or lower crust may be the principal source of these rocks (Eyuboglu et al., 2018). In addition, magma differentiation processes, such as fractional crystallization, crustal contamination, and magma mixing may also play an important role in the genesis of these rocks.

This research study presents new petrological and geochemical data from the volcanic rocks with NW–SE trending, which are situated in the northwestern margin of the Central –East Iranian Microcontinent (CEIM) (south-east of Khur, Isfahan Province) which have been formed during the peak activity of Eocene. Study of this typical small volume subduction-related magmatism will be useful in understanding the origin and geological evolution of the Central Iran in Cenozoic.

Analytical Methods

The petrographic investigations on Eocene volcanic rocks from the SE of Khur area were carried out with an optical microscope (Olympus-BH2) in the petrology Laboratory of the University of Isfahan, Iran.

How to cite this article

Shadman, P. and Torabi, Gh., 2022. Petrology and geochemistry of Eocene volcanic rocks from southeast of Khur (Isfahan province, Central Iran). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 157–184. (in Persian with English abstract)

<https://dx.doi.org/10.22067/econg.2021.68731.1007>



©2022 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.

Major and trace element concentrations of samples from whole- rocks were obtained by a combination of inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy (ICP-AES) at the Als Chemex Laboratory of Ireland. The chemical compositions of 4 samples (B865, B866, B867, and B868) were determined by Neutron Activation Analysis (NAA) in the Isfahan Activation Center. The detection limit was 0.01% for all major element oxides and 0.01 ppm for rare earth elements. Mineral abbreviations were adopted from [Whitney and Evans \(2010\)](#).

Results and Discussion

Eocene volcanic rocks with trachy-basalt and trachy-basaltic andesite composition are exposed in the northwestern part of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) (SE of Khur, Isfahan Province, Central Iran). These rocks which have a dominant northwest-southeast trend crosscut the Cretaceous sedimentary rocks.

Petrography and mineral chemistry analyses indicate that the predominant rock-forming minerals of volcanic rocks are olivine, plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene. Phenocrysts set in a fine to medium grained matrix of the same minerals plus sanidine with minor amounts of opaque minerals. Secondary minerals are chlorite and calcite. The most common textures of these rocks are porphyritic, microlitic porphyritic, poikilitic and glomeroporphyritic.

Geochemical analyses of whole rock samples show that these rocks have been enriched in alkalis and

large ion lithophile elements (Cs, K, Rb, Sr, Ba.), and have been depleted in high field strength elements (HFSE) (Ta, Nb, Ti). All samples indicate moderate to high fractionation in LREE patterns. These geochemical signatures point out to the subduction-related calc-alkaline nature of these rocks and their similarity to volcanic rocks of continental arcs or convergent margins ([Yu et al., 2017](#)).

Pb enrichment and low values of Nb/La, Nb/U and Ce/Pb ratios reveal that crustal contamination has played an important role in magma evolution ([Srivastava and Singh, 2004](#); [Furman, 2007](#)).

The large volume of hydrous fluids coming from the subducted slab rather than sediments have caused enrichment and metasomatism of the subcontinental lithospheric mantle source.

The geochemical characteristics of the studied rocks suggest that the parental magma have been derived from partial melting of a metasomatized spinel lherzolite of lithospheric mantle, which was previously modified by dehydration of a subducting slab. The tectonic environment, in which these rocks were formed has probably been a volcanic arc.

Subduction of oceanic crust around the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) is the most reasonable mechanism which can be used to explain enrichment in volatiles of the mantle, and the calc-alkaline magmatism of the study area in Eocene times.

Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan for financial supports.



پترولوژی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب شرق خور (استان اصفهان، ایران مرکزی)

پانید شادمان^۱، قدرت ترابی^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۷	سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی در جنوب شرق شهر خور (استان اصفهان) در راستا و نزدیک گسل ترکمنی - اوردیپ، رخنمون خوبی دارند. این منطقه در زون ساختاری خرد قاره ایران مرکزی و حاشیه شرقی بلوک یزد واقع شده است. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیریتیک، میکرولیتیک پورفیریتیک، پوئی کیلیتیک و گلوپورفیریتیک است. الومین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها بوده که به صورت فلو کریست دیده می‌شوند. این سنگ‌ها کالک آلکالن هستند. در این منطقه علاوه بر گدازه‌ها، نهشته‌های آذرآواری که اغلب شامل توف است، نیز وجود دارند. تشکیل افق بنتونیتی منطقه خور، محصول دگرسانی این توف‌هاست. الگوی عناصر مختلف بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از عناصر گروه HFS (نظیر Ta، Ti، Nb) است که از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با فرورانش است. الگوهای بسیار مشابه این سنگ‌ها از نظر عناصر نادر خاکی و ناسازگار در نمودارهای بهنجار سازی، گویای پتروژنز یکسان این سنگ‌هاست. محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی احتمالاً یک کمان ماگمایی وابسته به فرورانش در حاشیه خرد قاره ایران مرکزی بوده است. ویژگی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه احتمالاً در اثر ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه شده در بالای اسلب فرورونده ایجاد شده و محصول ذوب بخشی یک اسپینل لرزولیت گوشته لیتوسفری بوده است.
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۷/۱۱	
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۲۵	
واژه‌های کلیدی	
پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن خور اصفهان خرد قاره ایران مرکزی	
نویسنده مسئول	
قدرت ترابی torabighodrat@sci.ui.ac.ir	

استناد به این مقاله

شادمان، پانید و ترابی، قدرت، ۱۴۰۱. پترولوژی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب شرق خور (استان اصفهان، ایران مرکزی). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۱): ۱۵۷-۱۸۴

۱۸۴. <https://dx.doi.org/10.22067/econg.2021.68731.1007>

مقدمه

یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های کمربندهای کوهزایی مرتبط با فرورانش، حضور سنگ‌های آتشفشانی است که ویژگی عمومی آنها غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار سنگ دوست بزرگ یون^۱ و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان زیاد^۲ است (Harangi et al., 2007). گوه‌گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورانده، رسوبات فرورانده، پوسته قاره‌ای و شیب فرورانش از اجزاء اصلی کنترل‌کننده این نوع ماگماتیسم در کمان‌های ماگمایی (Martin et al., 2005; Aydınçakır, 2016; Eyuboglu et al., 2018) هستند. افزون بر آن، فرایندهای متفاوتی مانند آب‌زدایی قطعه فرورونده، جریان گوشته سست کره‌ای، ذوب‌بخشی، تفریق بلوری و آلایش و اختلاط ماگمایی می‌توانند بر تکامل این ماگماها موثر باشند (Wilson, 1989). به همین دلیل، شناخت فرایندها و سازوکارهای رویداد فعالیت ماگمایی در پهنه‌های فرورانشی پیچیده می‌شود.

ایران به عنوان بخشی از ناحیه مرکزی-باختری سامانه کوهزایی آلپ-همالیا در غرب آسیا با تاریخچه زمین‌ساختی متفاوت به دلیل هم‌گرایی صفحه ایران و عربستان (Takin, 1972; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Dercourt et al., 1986; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Shahabpour, 2007) دارای فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای (به صورت خروجی و نفوذی) به ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است که بی‌شک در زمان ائوسن بیشترین فعالیت‌های ولکانیسم رخ داده است (Dilek et al., 2010). محصول این فعالیت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری فراوان در مناطق مختلف ایران از جمله بخش‌های مرکزی آن است (Lechmann et al., 2018; Ghalamghash et al., 2019; Zheira et al., 2020; Jamshidzai et al., 2021; Salari et al., 2021; Yousefi et al., 2021) (شکل ۱).

با توجه به رخداد فعالیت‌های آتشفشانی در حاشیه‌ها و درون خرد قاره ایران مرکزی و حضور پهنه‌های افیولیتی و افیولیت آمیزه‌ای در همراهی با آنها (مانند افیولیت‌های ناین و عشین) می‌توان آنها

را کمان ماگمایی مجزا، باریک و کوچک مرتبط با زون‌های فرورانش در نظر گرفت (Rajabi and Torabi, 2012). نقشه‌های زمین‌شناسی و ماگمایی، شدت و اهمیت این رخداد را به خوبی منعکس کرده‌اند و نشان می‌دهند که ماگماتیسم گسترده دوران سنوزوئیک در سراسر پهنه ایران زمین به طور نامنظمی توزیع شده است؛ به گونه‌ای که کمان‌های آتشفشانی-نفوذی متعددی را می‌توان در سراسر آن متصور شد که شکل‌گیری آنها نمی‌تواند تنها حاصل فعال‌بودن فقط یک زون فرورانش در ایران باشد (شکل ۱).

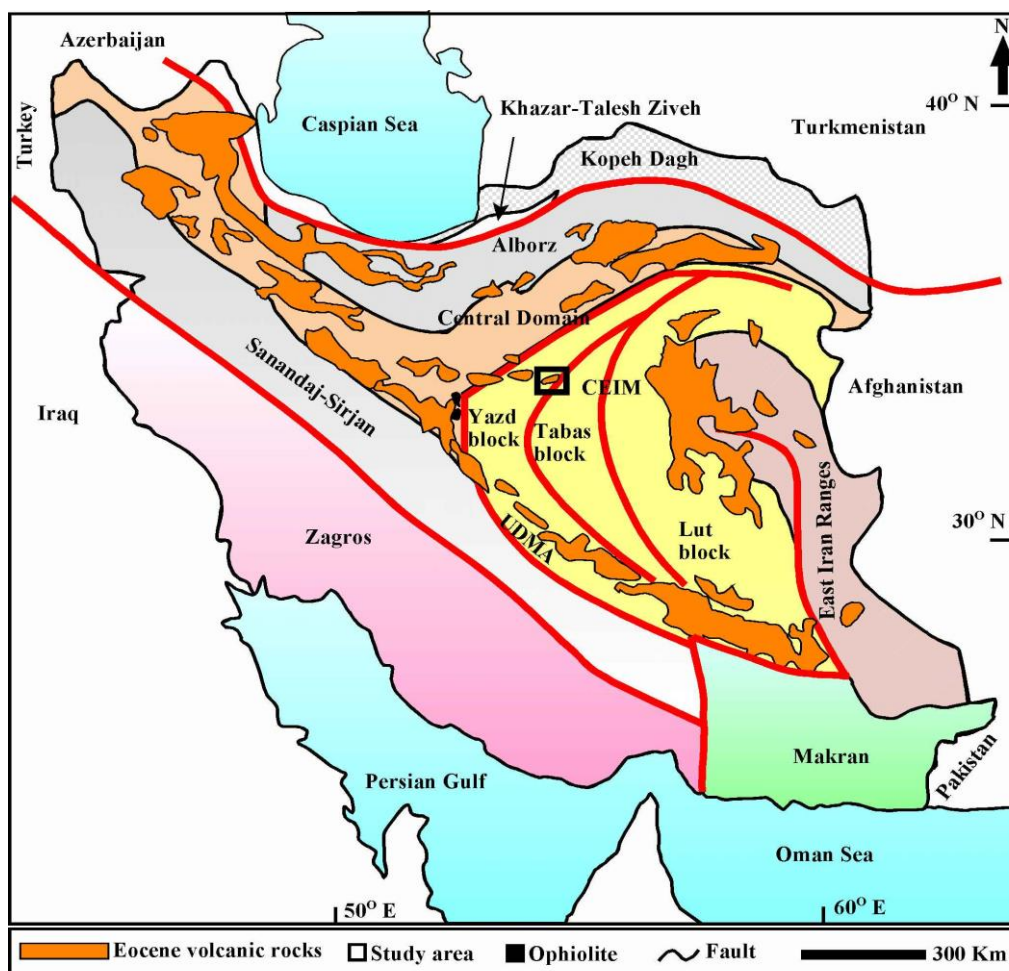
منطقه مورد بررسی بخشی از پهنه ایران مرکزی است که در جنوب شرق شهر خور (شهرستان خور و بیابانک، بخش شمال شرقی استان اصفهان)، بین طول‌های جغرافیایی ۱۵°۵۵' تا ۵۵°۳۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۰°۳۳' تا ۳۳°۴۵' شمالی واقع شده است (شکل ۲).

تاکنون چندین پژوهش بر روی زمین‌شناسی این ناحیه از ایران مرکزی انجام شده است که از آن جمله می‌توان به پژوهش‌های باقری و استامفلی (Bagheri and Stampfli, 2008)، بهادران و همکاران (Bahadoran et al., 2008)، ترابی و شیردشت‌زاده (Torabi and Shirdashtzadeh, 2009)، احمدیان و همکاران (Ahmadian et al., 2009)، شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2010)، ترابی (Torabi, 2011)، رجبی و ترابی (Rajabi and Torabi, 2012)، محمودآبادی و همکاران (Mahmoudabadi et al., 2012)، ترابی و همکاران (Torabi et al., 2014)، سرگزی و همکاران (Sargazi et al., 2019) اشاره کرد.

با توجه به گسترش ولکانیسم ائوسن در ایران مرکزی و همراهی آنها با کانی‌زایی بسیار متنوع، بررسی سنگ‌های آتشفشانی این بخش از ایران می‌تواند در شناخت فرایندهای زمین‌شناسی و درک بهتر فرایندهای پترولوژیکی سنوزوئیک و تحولات پس از ولکانیسم مؤثر باشد. از آنجایی که این منطقه در مرز بین دو بلوک مهم ساختاری یزد (ناین) و پشت بادام، و همچنین در نزدیکی

منطقه به عنوان بخشی از فعالیت ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران مرکزی دارای اهمیت فراوان است.

محل تلاقی گسل‌های مهمی همچون چاپدون، پشت بادام و ترکمنی - اوردی قرار دارد، بررسی سنگ‌شناسی واحدهای این



شکل ۱. نقشه ساده شده مهم ترین واحدهای ساختاری سرزمین ایران و رخنمون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، برگرفته از ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2018) با کمی تغییرات

Fig. 1. Simplified geological map of the main structural units of Iran and the main exposures of the Eocene volcanic rocks (Saccani et al., 2018, slightly changed)

تکوین سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرقی خور و همچنین منشأ و جایگاه زمین ساختی آنها مورد بررسی قرار گیرد که در رابطه با شناخت فعالیت‌های ماگمایی و توانایی اقتصادی بلوک یزد و پشت بادام راه گشا خواهد بود.

با این حال، تاکنون بررسی‌های گسترده‌ای بر روی سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی این بخش از خرد قاره شرق - ایران مرکزی انجام نشده است. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از شواهد سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته، عوامل مؤثر در تشکیل و

زمین‌شناسی عمومی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق شهر خور (شمال شرق استان اصفهان)، جزئی از زون ساختاری ایران مرکزی (Alavi, 1991) و زیر زون انارک-خور به حساب می‌آید (Aistov et al., 1984). این منطقه بخشی از خرد قاره شرق-ایران مرکزی^۳ بوده و در حاشیه شرقی بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱). منطقه خور از نظر چینه‌شناسی، فراوانی سنگ‌های آتشفشانی و کانسازسازی دارای اهمیت قابل توجه بوده و از نظر زمین‌ساختی دارای گذشته پیچیده‌ای است (Nosouhian et al., 2016). کانساز بنتونیتی منطقه خور از ذخایر بارز منطقه به حساب می‌آید. بیشتر ذخایر بنتونیتی ایران در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک است (Malek Mahmoudi et al., 2013).

رخمون‌های سنگی منطقه بیشتر متعلق به مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده و اغلب دارای روند شمال غرب- جنوب شرق هستند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای موجود در منطقه را سنگ‌های رسوبی کرتاسه تشکیل می‌دهند. این رسوبات شامل سنگ آهک، ماسه سنگ، ماسه سنگ آهکی، اسلیت، شیل و کنگلومرا هستند. مجموعه‌های سنگی مزوزوئیک در منطقه خور گسترش زیادی داشته و از قدیم به جدید شامل سازندهای نقره، شاه کوه، بیابانک، میرزا، بازیا، دبرسو، هفت هومن و فرخی است (Aistov et al., 1984). بخش وسیعی از واحدهای سنگی ائوسن منطقه را واحدهای آتشفشانی تشکیل می‌دهند که بر بستر کنگلومرای دره انجیر قرار دارند و معادل کنگلومرای کرمان است. لیتولوژی این سازند شامل کنگلومرای خاکستری رنگ، ماسه سنگ، مارن و در بخش زیرین، ماسه سنگ قرمز رنگ، مارن، مادستون، کنگلومرا و سنگ آهک است (Aistov et al., 1984). در بخش بالایی ائوسن زیرین و روی سازند دره انجیر، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار دارند (شکل ۲). تراکی بازالت‌ها و تراکی آندزیت‌های بازالتی دامنه شمالی کوه طشتاب به صورت جریانی از گدازه دارای ساخت توده‌ای و متراکم بوده که از نظر ساخت و رنگ از

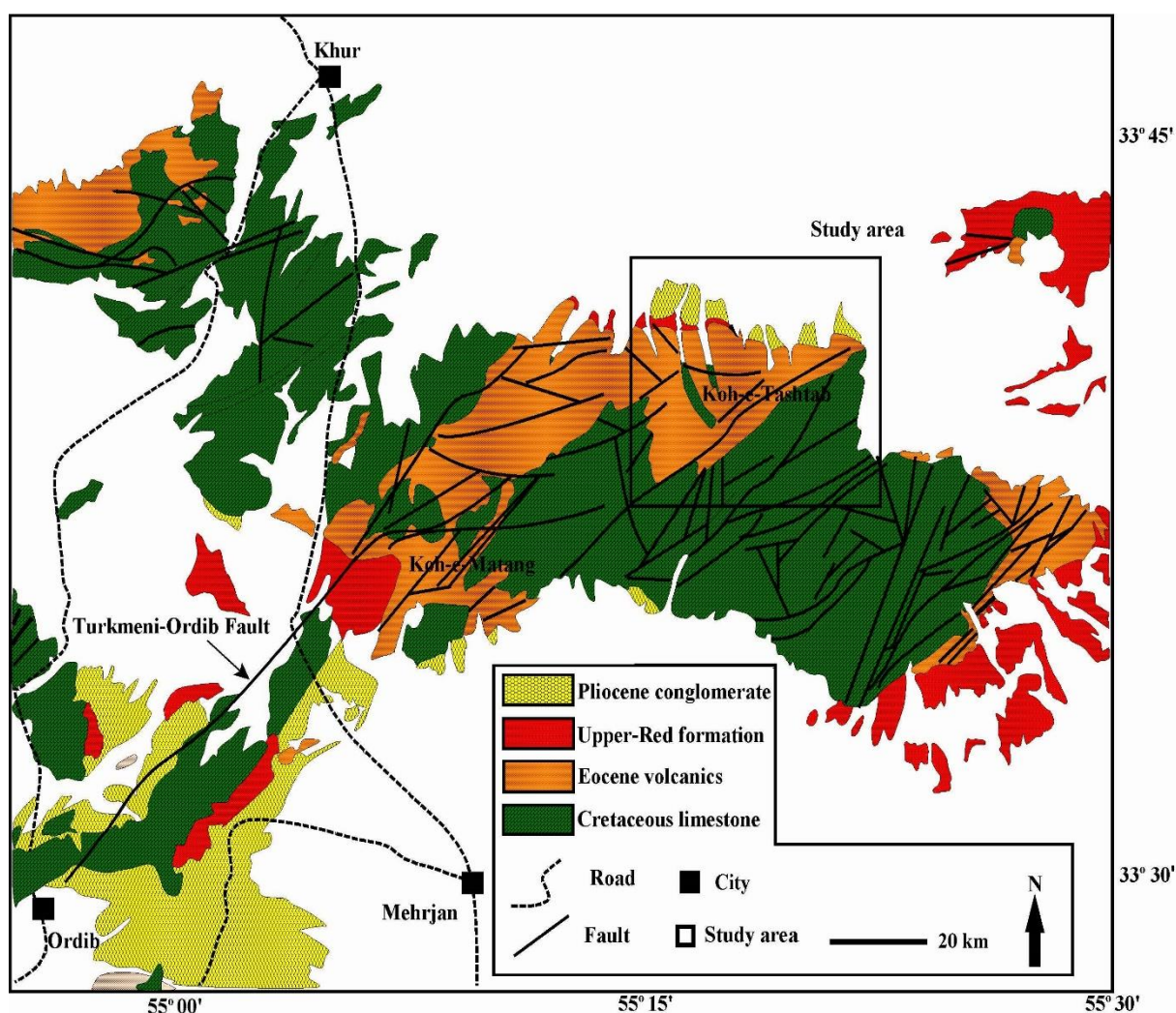
سنگ‌های اطراف قابل تشخیص است (شکل ۳-A و B). توف‌ها از مهم‌ترین واحدهای آذر آواری منطقه هستند که در اثر دگرسانی این سنگ‌ها، افق بنتونیتی خور شکل گرفته است (شکل ۳-A). علاوه بر بنتونیت‌ها، برون‌زدهای گسترده‌ای از ترکیب‌های سیلیسی به شکل آگات و ژئود، ژاسپروئید و رگه‌های سیلیسی در سنگ‌های آتشفشانی در امتداد گسل‌ها قابل مشاهده هستند (Malek Mahmoudi and Khalili, 2014).

در این منطقه، واحدهای آتشفشانی ائوسن به دلیل جابه‌جایی زیاد توسط گسل‌ها به طور کامل به هم ریخته‌اند. بررسی‌های صحرایی منطقه نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، واحدهای کرتاسه را قطع کرده و توسط رسوبات سازند قرمز بالایی (رس، مارن گچ‌دار همراه با ماسه سنگ و کنگلومرا)، کنگلومرای پلیوسن و رسوبات آبرفتی کوتاه‌تر پوشیده شده‌اند. بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه، توسط پادگانه‌های آبرفتی با ارتفاع زیاد و رسوبات گراولی کوتاه‌تری پوشیده شده‌اند که در خارج از منطقه مورد بررسی، پهنه گسترده‌ای را اشغال کرده و جوان‌ترین سازندهای منطقه را به وجود آورده‌اند (شکل ۲).

گسل‌ها نقش قابل توجهی در تحولات ماگمایی و زمین‌ساختی این منطقه ایفا کرده‌اند. از گسل‌های اصلی منطقه می‌توان به گسل ترکمنی-اوردیب، چاپدوننی و بیاضه اشاره کرد. این گسل‌ها اغلب مرتبط با کوه‌زایی آلپی هستند (Almasian, 1997). رخمون‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه بیشتر از روند این گسل‌ها پیروی می‌کنند (شکل ۲). گسل‌های فرعی منطقه سرشاخه‌هایی از گسل‌های اصلی یادشده هستند. فعالیت‌های گسل‌های اصلی و قدیمی ناحیه (ترکمنی-اوردیب، چاپدوننی، پشت بادام و درونه) در ائوسن سبب ایجاد فروزمین (گرابن) خور و فرازمین (هورست) کلمرد شده است (Reichert, 2007). وقوع راندگی‌های بزرگ در ناحیه به ویژه شکل‌گیری و بالا آمدن ارتفاعات جنوب شرق خور حاصل عملکرد سامانه فشارشی در ناحیه بوده است. گسل ترکمنی-اوردیب (نزدیک‌ترین گسل به منطقه مورد بررسی) که در مرز جنوبی و شرقی ماسیو انارک-خور قرار دارد، در

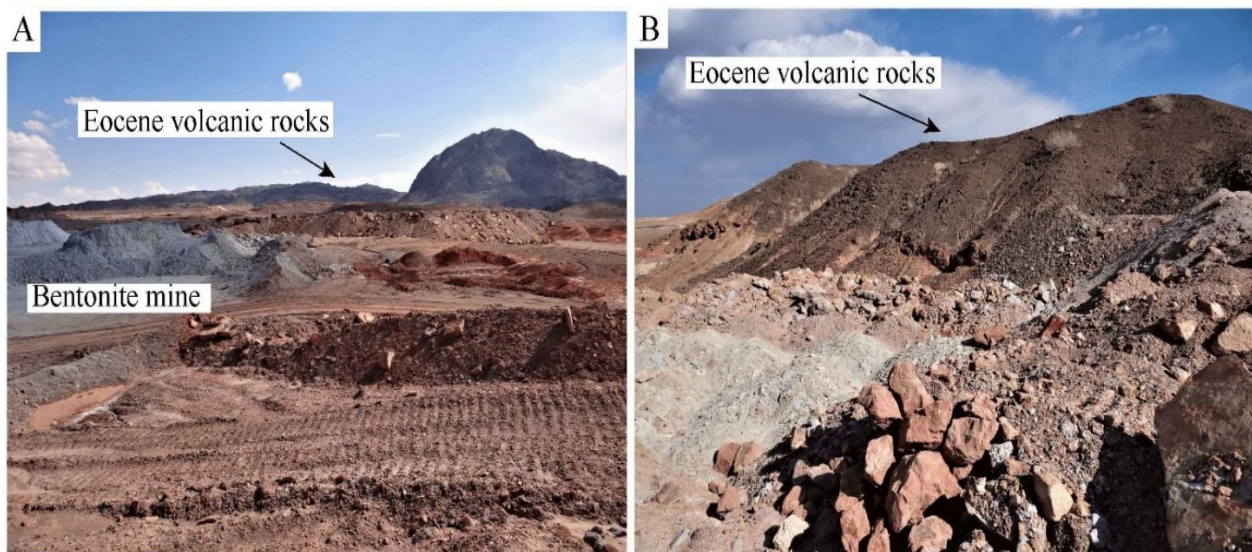
تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه خور با استفاده از روش K-Ar، اعداد ۴۸ و ۵۴ میلیون سال را ارائه داده است که بیانگر ائوسن زیرین است (Aistov et al., 1984). روابط صحرایی و همچنین شباهت پتروگرافی این سنگ‌ها با دایک‌های ائوسن شمال شهر خور (Torabi et al., 2014) سن ائوسن را برای آنها تأیید می‌کند.

بخش‌های شمال شرقی (منطقه مورد بررسی) حالت دم‌اسبی پیدا کرده است (Almasian, 1997). شاخه شاخه شدن این گسل باعث گسترش دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و تشکیل بتونیت در شمال مهرجان (کوه متنگ) و کوه طشتاب شده است. به طور کلی، وضعیت ریخت‌شناسی منطقه نیز در اثر عملکرد گسل‌ها ایجاد شده است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه جنوب شرق خور (شمال شرق استان اصفهان) بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خور، برگرفته از آستو و همکاران (Aistov et al., 1984) با کمی تغییرات

Fig. 2. Simplified geological map of the SE of Khur (NE of Isfahan Province); adapted from 1/100000 geological map of Khur (Aistov et al., 1984; Slightly changed)



شکل ۳. A: نمای کلی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در مجاورت معدن بنتونیت خور و B: نمایی نزدیک از سنگ‌های آتشفشانی در جنوب شرق منطقه خور

Fig. 3. A: Overview of the Eocene volcanic rocks adjacent to the Khur bentonite mine and B: Close view from the Eocene volcanic rocks in the southeast of Khur area

روش مطالعه

پس از انجام بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی ائوسن، تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی، سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی آنها توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus-BH2 در دانشگاه اصفهان انجام شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۲ نمونه با کمترین میزان دگرسانی و بیشترین تنوع ترکیبی انتخاب و با استفاده از روش‌های ICP-MS^۴ برای عنصرهای کمیاب و نادر خاکی و ICP-AES^۵ برای عنصرهای اصلی در آزمایشگاه Als chemex ایرلند تجزیه شدند. چهار نمونه سنگ کل نیز که نام آنها در جدول آنالیزها با حرف B شروع شده است، در مرکز تکنولوژی هسته‌ای اصفهان با روش فعال‌سازی نوترونی آنالیز شده‌اند. حد تشخیص دستگاه برای آنالیز عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد وزنی و برای عناصر فرعی و نادر خاکی ۰/۰۱ ppm بوده است. خطای آنالیز برای عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر کمتر از ۲ درصد است. علائم اختصاری به کار رفته

برای نام‌کانی‌ها در تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است. داده‌های شیمیایی مربوط به نمونه‌های سنگ کل مورد بررسی در جدول ۱ آمده است.

پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی برداشت شده از جنوب شرق خور اغلب تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی با رنگ خاکستری تیره تا سیاه و دارای ساخت توده‌ای و متراکم هستند. حفره‌های حاصل از خروج گازها در هنگام فوران را در برخی موارد می‌توان مشاهده کرد که اندازه این حفره‌ها تا ۴ میلی‌متر هم می‌رسد. این حفره‌ها در اغلب موارد توسط کانی‌هایی نظیر کلسیت، کلریت و کوارتز پر شده و ساخت بادامکی را ایجاد کرده‌اند. وجود ساخت حفره‌دار نشان از میزان قابل توجه سیال موجود در ماگماست (Barker, 1983).

جدول ۱. ترکیب زمین شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع در جنوب شرق منطقه خور (عناصر اصلی بر حسب wt.%, عناصر فرعی و نادر خاکی بر حسب ppm)

Table 1. Whole rock geochemical compositions of the Eocene volcanic rocks from SE of Khur area (major elements in wt.%, trace and rare earth elements in ppm)

Sample	S12	S13	S15	S16	S17	S18	S19	S20
SiO₂	51.80	53.20	52.40	52.60	52.00	53.00	52.70	52.90
TiO₂	0.89	0.91	0.89	0.89	0.89	0.90	0.89	0.91
Al₂O₃	14.35	14.80	14.75	14.65	14.50	14.75	14.65	14.80
Fe₂O₃^T	8.40	8.97	8.39	8.41	8.32	8.52	8.28	8.80
MnO	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
MgO	5.88	5.75	5.82	5.80	5.69	6.04	5.63	5.43
CaO	8.14	8.47	8.13	8.10	8.06	8.21	8.23	8.25
Na₂O	2.74	2.80	2.80	2.81	2.78	2.80	2.83	2.83
K₂O	2.59	2.70	2.66	2.69	2.66	2.69	2.67	2.69
P₂O₅	0.40	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42
LOI	3.27	3.01	2.68	2.88	2.63	2.46	2.78	2.54
Total	98.77	101.33	99.23	99.54	98.24	100.08	99.36	99.85
Cr	150	140	130	140	130	140	130	150
Ni	44	44	43	43	42	46	41	42
Co	28	29	28	27	29	28	28	28
Sc	25	24	24	24	25	26	25	25
V	194	196	189	189	190	194	189	219
Cu	141	135	104	55	114	126	58	72
Pb	14	12	12	12	11	16	12	14
Zn	76	83	76	78	76	78	74	77
Sn	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	2.00
W	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	4.00
Mo	2.00	2.00	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00
As	10.00	9.00	6.00	6.00	5.00	8.00	15.00	10.00
Rb	67	69	67	69	68	67	68	75

ادامه جدول ۱. ترکیب زمین شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع در جنوب شرق منطقه خور (عناصر اصلی بر حسب wt.%, عناصر فرعی و نادر خاکی بر حسب ppm)

Table 1 (Continued). Whole rock geochemical compositions of the Eocene volcanic rocks from SE of Khur area (major elements in wt.%, trace and rare earth elements in ppm)

Sample	S12	S13	S15	S16	S17	S18	S19	S20
Cs	4.30	4.34	3.52	3.21	3.50	3.70	4.25	4.64
Ba	460	480	466	474	463	483	464	512
Sr	729	776	759	765	750	772	782	837
Ga	15	17	16	16	16	15	16	18
Li	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	10.00	10.00	20.00
Ta	0.30	0.30	0.20	0.20	0.20	0.30	0.30	0.30
Nb	4.5	4.7	4.4	4.3	4.6	4.4	4.5	4.8
Hf	3.50	3.40	3.60	3.60	3.30	3.60	3.70	3.70
Zr	125	132	128	132	128	128	126	147
Y	17	17	17	18	17	17	17	20
Th	4.87	4.87	4.93	4.98	4.86	4.72	4.99	5.39
U	1.26	1.41	1.42	1.42	1.48	1.43	1.31	1.54
La	17.40	18.60	18.20	18.90	18.30	18.80	18.00	20.10
Ce	39.00	40.50	40.00	40.70	40.20	41.40	38.90	44.60
Pr	4.91	5.18	5.07	5.08	5.04	5.07	4.93	5.63
Nd	21.50	22.70	21.80	22.20	21.20	22.00	21.80	24.30
Sm	4.42	4.48	4.68	4.52	4.59	4.99	4.98	4.92
Eu	1.37	1.29	1.37	1.41	1.36	1.37	1.46	1.55
Gd	4.01	4.21	4.24	4.01	4.24	4.25	4.05	4.59
Tb	0.49	0.58	0.52	0.56	0.53	0.53	0.52	0.60
Dy	3.29	3.31	3.15	3.43	3.11	2.99	3.08	3.52
Ho	0.60	0.60	0.52	0.57	0.60	0.55	0.60	0.64
Er	1.66	1.84	1.77	1.89	1.93	1.66	1.77	1.98
Tm	0.21	0.23	0.22	0.20	0.19	0.18	0.16	0.18
Yb	1.48	1.54	1.44	1.46	1.60	1.45	1.53	1.71

ادامه جدول ۱. ترکیب زمین شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع در جنوب شرق منطقه خور (عناصر اصلی بر حسب wt.%, عناصر فرعی و نادر خاکی بر حسب ppm)

Table 1 (Continued). Whole rock geochemical compositions of the Eocene volcanic rocks from SE of Khur area (major elements in wt.%, trace and rare earth elements in ppm)

Sample	S21	S22	S23	S25	B865	B866	B867	B868
SiO₂	52.40	51.90	52.80	52.00	52.07	54.91	54.84	52.49
TiO₂	0.90	0.89	0.90	0.89	0.92	0.88	0.90	0.91
Al₂O₃	15.25	15.15	15.35	15.20	15.59	16.47	16.39	15.83
Fe₂O₃^T	8.44	8.55	8.44	8.45	7.96	7.00	7.28	7.77
MnO	0.14	0.13	0.14	0.13	0.10	0.10	0.09	0.10
MgO	5.65	5.49	5.65	5.49	5.52	3.44	3.47	5.25
CaO	8.16	8.15	8.50	8.17	8.76	8.71	8.86	8.54
Na₂O	3.00	2.98	2.99	2.95	2.99	2.89	2.92	3.04
K₂O	2.80	2.77	2.81	2.79	2.90	3.03	3.10	3.11
P₂O₅	0.43	0.42	0.44	0.42	0.41	0.39	0.37	0.40
LOI	2.77	2.51	2.49	2.91	3.40	2.79	2.35	2.97
Total	100.09	99.08	100.67	99.55	100.62	100.60	100.57	100.4
Cr	130	130	140	140	160	104	96	157
Ni	41	43	42	41	41	35	32	39
Co	28	28	28	27	-	-	-	-
Sc	25	25	26	25	29	24	24	28
V	211	212	218	231	231	214	212	227
Cu	48	56	64	97	53	76	68	77
Pb	9	11	14	12	12	14	14	12
Zn	76	77	77	77	79	76	75	70
Sn	2.00	2.00	2.00	2.00	-	-	-	-
W	2.00	2.00	1.00	1.00	-	-	-	-
Mo	2.00	2.00	2.00	1.00	-	-	-	-
As	17.00	15.00	10.00	14.00	-	-	-	-
Rb	66	66	69	70	56	75	74	59
Cs	4.81	5.27	5.48	5.02	4.16	1.91	2.12	4.11

ادامه جدول ۱. ترکیب زمین شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع در جنوب شرق منطقه خور (عناصر اصلی بر حسب wt.%, عناصر فرعی و نادر خاکی بر حسب ppm)

Table 1 (Continued). Whole rock geochemical compositions of the Eocene volcanic rocks from SE of Khur area (major elements in wt.%, trace and rare earth elements in ppm)

Sample	S21	S22	S23	S25	B865	B866	B867	B868
Ba	475	476	516	503	527	494	503	515
Sr	785	822	884	873	903	1056	1009	920
Ga	16	17	17	18	19	18	16	21
Li	20.00	10.00	10.00	20.00	-	-	-	-
Ta	0.40	0.30	0.30	0.30	0.36	0.43	0.41	0.38
Nb	6.3	4.8	5.3	5.2	5.2	5.6	5.8	5.3
Hf	3.40	3.20	3.40	3.30	3.41	3.62	3.71	3.50
Zr	117	117	121	126	118	127	133	124
Y	18	18	19	19	19	20	20	20
Th	5.19	4.73	5.02	5.13	5.66	5.90	5.98	5.72
U	1.47	1.40	1.37	1.46	1.32	1.70	1.55	1.64
La	19.50	18.40	19.50	19.90	22.05	20.93	21.33	22.57
Ce	42.00	40.40	43.40	42.20	44.78	42.50	43.54	45.36
Pr	5.52	5.13	5.47	5.37	5.90	5.41	5.72	5.75
Nd	24.30	22.60	24.20	24.30	24.05	22.24	22.44	23.46
Sm	4.87	5.22	5.33	5.49	5.29	4.97	5.11	5.18
Eu	1.51	1.35	1.38	1.46	1.56	1.38	1.47	1.55
Gd	4.72	4.22	4.44	4.27	4.80	4.41	4.58	4.70
Tb	0.73	0.65	0.69	0.65	0.73	0.67	0.66	0.74
Dy	3.33	3.16	3.35	3.26	3.91	3.83	4.02	3.97
Ho	0.71	0.72	0.69	0.71	0.78	0.75	0.77	0.76
Er	1.83	1.84	2.01	1.90	2.04	1.98	2.00	2.08
Tm	0.26	0.26	0.28	0.29	0.27	0.28	0.29	0.27
Yb	1.76	1.78	1.66	1.82	1.79	1.80	1.82	1.84
Lu	0.31	0.28	0.26	0.24	0.29	0.28	0.27	0.28

بافت‌های اصلی این سنگ‌ها پورفیریتیک، میکرولیتیک پورفیریتیک و پوئی کیلیتیک است. از دیگر بافت‌های مشاهده شده می‌توان به بافت گلوپورپورفیریتیک، کرونا و غربالی اشاره کرد. بافت اینترگرانولار در پی همراهی بلورهای ریزپروکسن و پلاژیوکلاز نیز در زمینه سنگ دیده می‌شود.

پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، ارتوپروکسن و الیون کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها بوده و به صورت فنو کریست دیده می‌شوند. این فنو کریست‌ها در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، پروکسن، الیون، سانیدین و کانی‌های کدر قرار دارند (شکل ۴-۴A). کلریت و کلسیت کانی‌های ثانویه هستند.

پلاژیوکلاز به صورت درشت‌بلور و میکرولیت‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بزرگی تا ۳ میلی‌متر، فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. بر پایه زاویه خاموشی، این کانی‌ها در محدوده لابرادوریت قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازها با سطوح بلوری سالم و گاه بافت غربالی مشاهده می‌شوند. بافت غربالی مشاهده شده در برخی بلورها می‌تواند در اثر کاهش فشار یا رخداد آرایش ماگمایی در هنگام صعود ماگما حاصل شود. همچنین ورود مقادیر زیادی سیال به مخزن ماگمایی که به علت‌های مختلف رخ می‌دهد نیز تغییرات فشار سیالات را در پی دارد که به تشکیل بافت غربالی منجر می‌شود. این امر نشان‌دهنده وجود یک سامانه باز در حین تبلور است (Humphreys et al., 2006). حاشیه برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای خوردگی است که می‌توان آن را به تغییرات فشار و عدم تعادل شیمیایی هنگام خروج گدازه نسبت داد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در مواردی دارای منطقه‌بندی واضح هستند. در بعضی از بلورها ماکل پلی سینتتیک دیده می‌شود و در مواردی بر اثر تحمل تنش ماکل‌ها شکسته شده و جابه‌جایی در آنها دیده می‌شود.

کلینوپروکسن‌ها به صورت درشت‌بلور، ریزبلور، اغلب شکل‌دار، و دارای ماکل نواری هستند. بزرگی این فنو کریست‌ها تا ۳ میلی‌متر نیز می‌رسد. انباشتگی بلورهای کلینوپروکسن پیدایش بافت

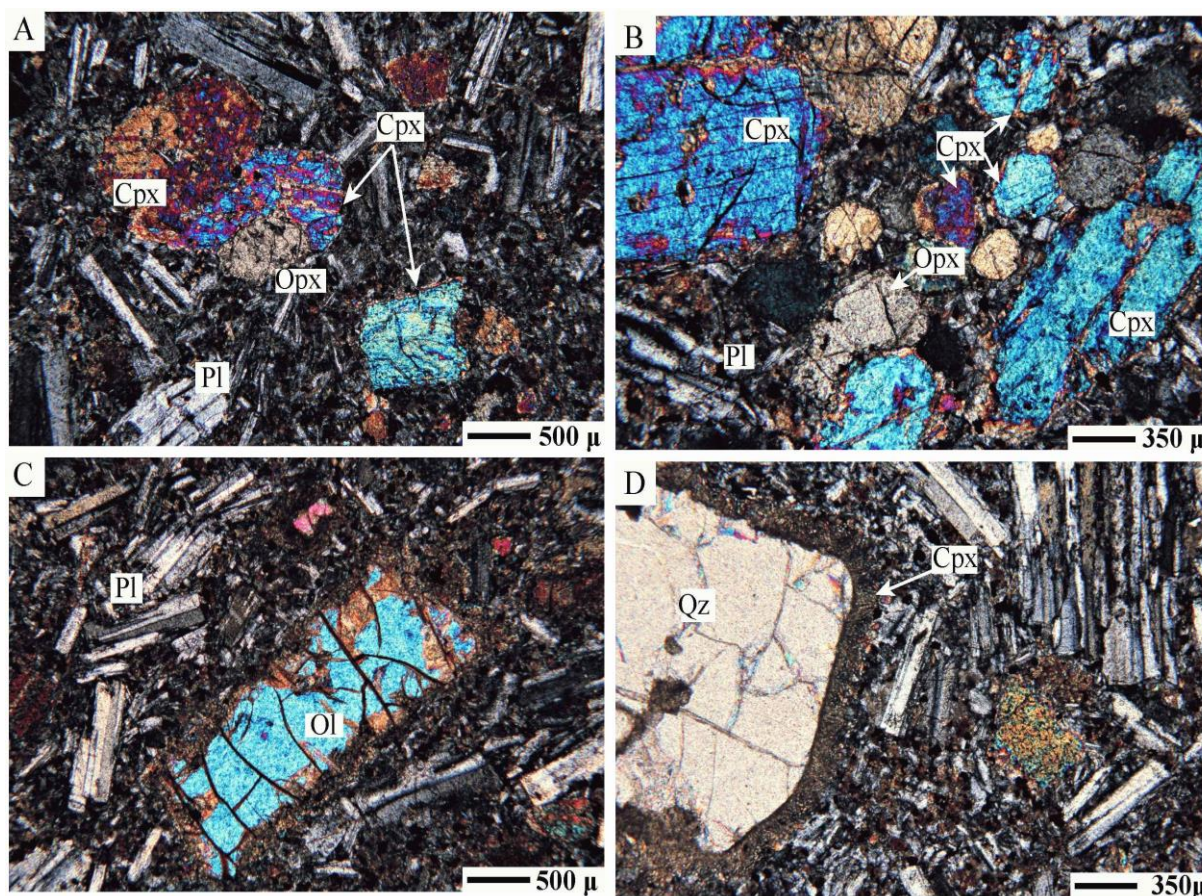
گلوپورپورفیریتیک را به دنبال داشته است (شکل ۴-۴B). این بافت حاصل انباشتگی درشت‌بلورهای پروکسن گاه همراه با الیون در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، پروکسن و کانی‌های کدر است. بلورها هنگام بالا آمدن ماگما با یکدیگر برخورد می‌کنند و چنانچه شبکه بلوری آنها با یکدیگر موازی باشد و یا در جهت ماکلی مناسب قرار گیرند، به یکدیگر می‌چسبند و گلوپورول‌ها را پدید می‌آورند (Shelley, 1993). برخی از کلینوپروکسن‌ها به صورت حاشیه واکنشی در اطراف الیون (شکل ۴-۴C) و در مواردی به صورت تیغه‌هایی در زمینه و پرکننده فضای بین درشت‌بلورها وجود دارند. این بلورها در برابر بلورهای دیگر دگرسانی و تجزیه کمتری نشان می‌دهند؛ اما گاه دارای خوردگی هستند. شکستگی‌های فراوان، خوردگی و گردشگی موجود در کلینوپروکسن پی‌آمد برداشته شدن فشار ناشی از صعود ماگماست (Renjith, 2014).

ارتوپروکسن‌ها در برخی مقاطع به صورت درشت‌بلورهای ضربدری شکل دیده می‌شود. بافت غربالی در برخی درشت‌بلورهای ارتوپروکسن قابل مشاهده است. برخی ارتوپروکسن‌ها دارای هم‌رشدی با پلاژیوکلاز هستند. در برخی نمونه‌ها مقدار ارتوپروکسن اندک است یا به ندرت مشاهده می‌شود. ارتوپروکسن‌ها گاه به صورت گلوپورول چند کانیایی با الیون و کلینوپروکسن مشاهده می‌شود.

الیون با بزرگی تا ۰/۵ میلی‌متر، ۲ تا ۵ درصد حجمی فنو کریست‌ها را به خود اختصاص می‌دهد و به صورت تک بلور، بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با حاشیه واکنشی کلینوپروکسن و بلورهای با آثار خوردگی خلیجی وجود دارند. رخداد خوردگی خلیجی در برخی الیون‌ها می‌تواند ناشی از هضم و تحلیل رفتن بلور در مذاب اطراف در اثر تغییر شرایط پایدار به نیمه پایدار باشد. همچنین، خوردگی می‌تواند ناشی از رشد نیمه پایدار اولیه باشد. به طور کلی، تغییراتی که می‌تواند بر روی بلورهای الیون تأثیر گذاشته و باعث ذوب و خوردگی در آن شود یا ناشی از کاهش فشار و یا افزایش حرارت حاصل از

بررسی پتروگرافی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها در حین صعود، بلورهای بیگانه‌ای از کوارتز را در مسیر حرکت با خود حمل کرده و به سطح زمین آورده است. بافت واکنشی اطراف این زون کریست‌ها و ایجاد کلینوپیروکسن‌های واکنشی نشان می‌دهد که این کوارتزها با زمینه سنگ در تعادل نیستند (شکل ۴- D).

مذاب جدید است (Pichler and Schmitt-Riegraf, 1997). برخی از الیوین‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند؛ به گونه‌ای که قالب کانی اولیه قابل تشخیص است. کانی‌های کدر موجود در این سنگ‌ها با استفاده از بررسی‌های مینرالوگرافی (نور انعکاسی) از نوع مگنتیت و ایلمنیت تشخیص داده شدند.



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی منطقه جنوب شرق خور در نور پلاریزه متقاطع (XPL)، A: فنو کریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در خمیره‌ای از همین کانی‌ها، سانیدین و مگنتیت. بافت پورفیریتیک مشخص است، B: بافت گلوبروپورفیریتیک و پورفیریتیک، C: فنو کریست الیوین و بافت پورفیریتیک و D: کلینوپیروکسن‌های واکنشی اطراف زون کریست کوارتز، بافت کرونا و بافت پورفیریتیک. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Ol: الیوین، Qz: کوارتز).

Fig. 4. Microphotographs of the Eocene volcanic rocks from SE of the Khur area in the crossed-polarized light (XPL), A: Plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene phenocrysts in a matrix of the same minerals, sanidine and magnetite. Porphyritic texture is evident, B: Porphyritic and glomeroporphyritic textures, C: Olivine phenocryst and porphyritic texture, and D: Reactionitic clinopyroxene around the quartz xenocryst, corona and porphyritic textures. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Cpx: Clinopyroxene, Opx: Orthopyroxene, Ol: Olivine, Qz: Quartz).

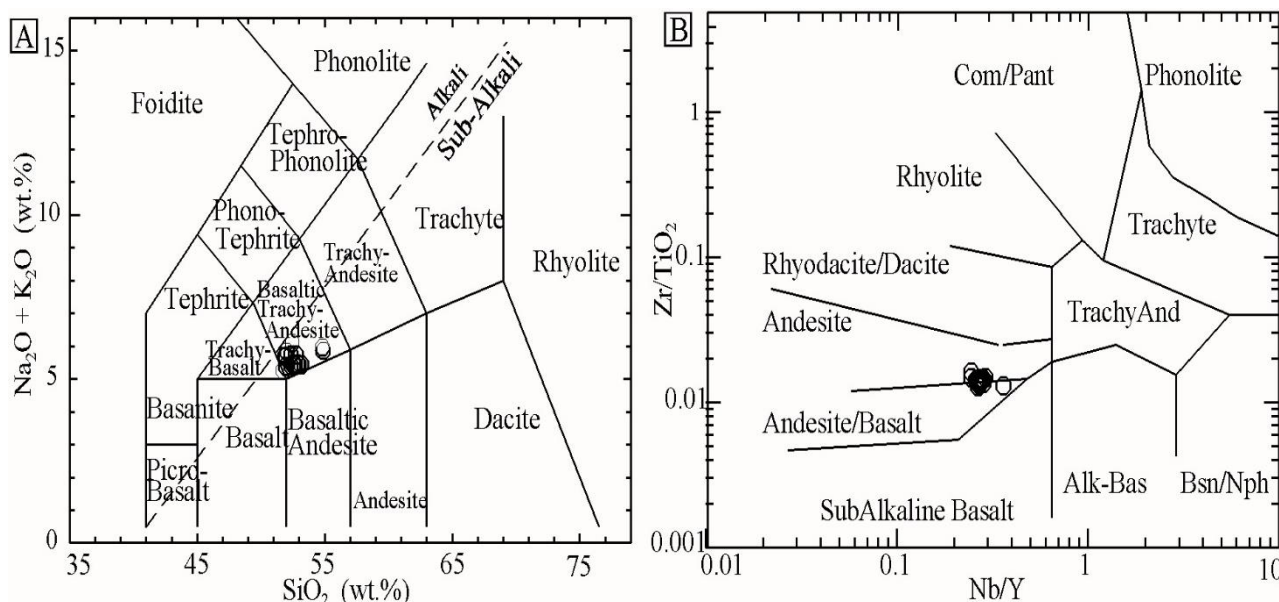
اغلب موارد نسبت $Na_2O/K_2O > 1$ است. مقدار LOI این سنگ‌ها (۲/۳۵ تا ۳/۴۰ درصد وزنی) اندازه‌گیری شده که ناشی از وجود کانی ثانویه نظیر کلریت و کلسیت است. برای نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی از نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی (Na_2O+K_2O) (Le Maitre, 2002) استفاده شد که بر پایه آن ترکیب سنگ‌های منطقه مورد بررسی تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی هستند (شکل ۵-۵A). با توجه به مقدار نسبتاً بالای LOI سنگ و دوری از تأثیر دگرسانی روی ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه و رخداد هرگونه تغییر در رده‌بندی آنها، در نام‌گذاری و بررسی‌های پتروژنتیکی، علاوه بر عناصر اصلی، از عناصر کم تحرک و مقاوم در برابر دگرسانی نیز استفاده شد.

در نمودار ($Zr/TiO_2-Nb/Y$) (Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌های بررسی شده در محدوده بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵B).

کلینوپیروکسن‌های واکنشی در حاشیه زنولیت‌ها و زونوکریت‌ها دیده شده و آنها را در بر گرفته‌اند؛ اما کلینوپیروکسن‌های آذرین به صورت فنوکریست و همچنین در درون ماتریکس در همراهی با پلاژیوکلازها دیده می‌شوند.

زمین‌شیمی سنگ کل

برای تعیین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناختی نمونه‌های آتشفشانی منطقه خور، پس از بررسی‌های پتروگرافی، ۱۲ نمونه سنگ سالم و کمتر دگرسان‌شده برای انجام آنالیز شیمیایی انتخاب شدند و مورد آزمایش قرار گرفتند. نتایج به دست آمده از آنالیزهای زمین‌شیمیایی که در جدول ۱ آورده شده است، نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق منطقه خور دارای SiO_2 (۵۱/۸۰ تا ۵۴/۸۴ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۴/۳۵ تا ۱۶/۳۹ درصد وزنی) و TiO_2 (۰/۸۹ تا ۰/۹۲ درصد وزنی) است. مجموع عناصر آلکالی در این سنگ‌ها ۵/۲۷ تا ۵/۸۵ درصد وزنی و در

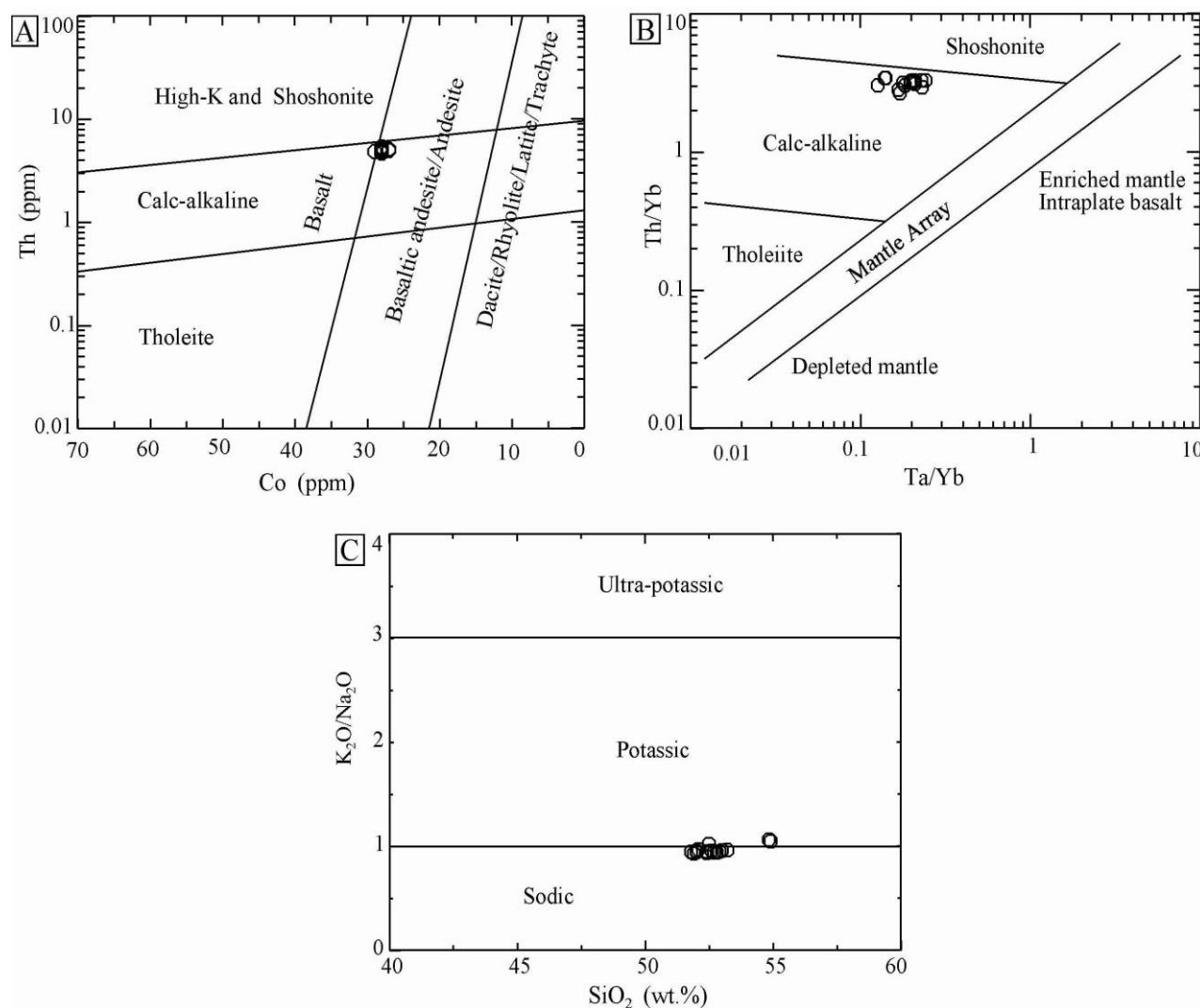


شکل ۵. نمودارهای زمین‌شیمیایی طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه جنوب شرق خور، A: نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (TAS) (Le Maitre, 2002) و B: نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 5. Geochemical diagrams for classification of the volcanic rocks in the SE of Khur area, A: Total alkalis versus silica (TAS) diagram (Le Maitre, 2002), and B: Nb/Y against Zr/TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1977)

آندزیت و آندزیت‌های بازالتی کالک‌الکان قرار می‌گیرند. استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی و رسم نمودار بر اساس SiO_2 به $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Jaques et al., 1985) نشان می‌دهد که اغلب این سنگ‌ها دارای ماهیت سدیک و در نزدیکی مرز پتاسیک قرار دارند (شکل ۶-۳).

برای تعیین ماهیت و سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای زمین‌شیمیایی مختلفی استفاده شده است. حاصل بررسی‌های Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) (شکل ۶-۲) ، (A) Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983) (شکل ۶-۲) ، (A) نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه بررسی شده در محدوده

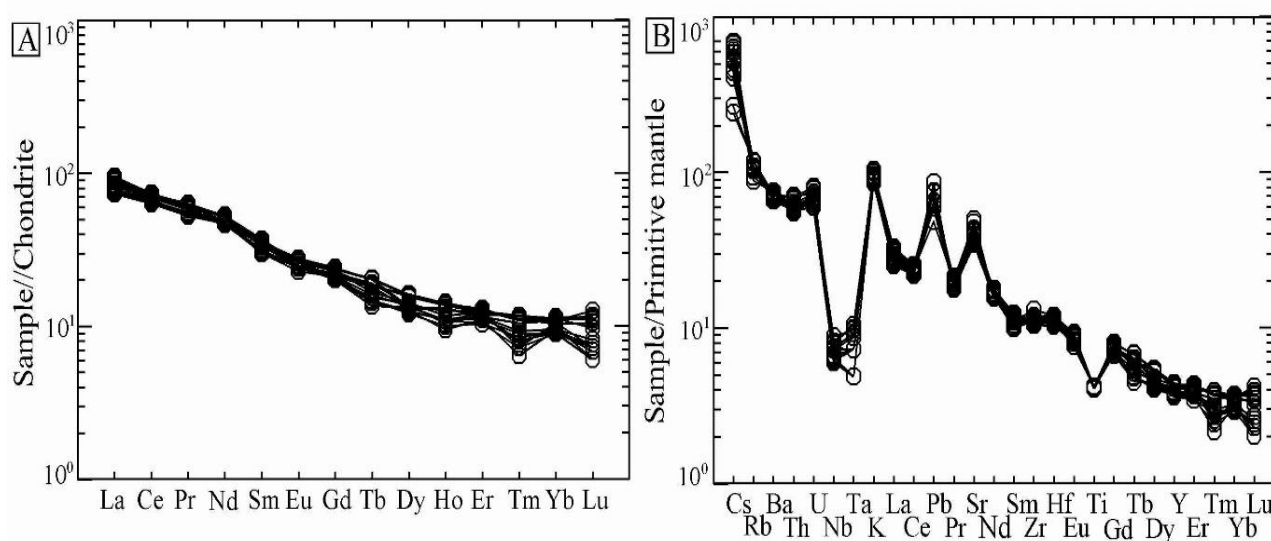


شکل ۶. نمودار زمین‌شیمیایی نوع سری ماگمایی و ماهیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه جنوب شرق خور، A: نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)؛ B: نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)، بر پایه این نمودارها، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی ماهیت کالک‌الکان دارند و C: نمودار SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Jaques et al., 1985)

Fig. 6. Geochemical diagrams to identify the magmatic series and nature of the volcanic rocks from SE of khur area. A: Co against Th diagram (Hastie et al., 2007); B: Ta/Yb versus Th/Yb (Pearce, 1983), according to these diagrams, the studied volcanic rocks are calc alkaline in nature, and C: SiO_2 against $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Jaques et al., 1985).

در نمودار بهنجارسازی، نمونه‌ها نسبت به ترکیب شیمیایی گویشته اولیه از نظر عناصر مختلف (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۷-ب)، غنی‌شدگی قابل ملاحظه Sr، Pb، K، U، Th و Cs به همراه بی‌هنجاری منفی Ti، Ta و Nb مشخص است. شیب منفی این نمودار نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE است.

در نمودار بهنجارسازی مقادیر عناصر نادر خاکی در برابر ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک^۶ و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین^۷ دیده می‌شود. این سنگ‌ها بسیار شبیه به هم بوده و از لحاظ REE ها ۱۰ تا ۱۰۰ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. الگوهای عناصر نادر خاکی بدون آنومالی Eu است (شکل ۷-ا).



شکل ۷. نمودارهای بهنجارسازی سنگ‌های آتشفشانی واقع در جنوب شرق خور، A: نمودار بهنجارسازی مقادیر عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) و B: نمودار عنکبوتی بهنجارسازی چندعنصری نسبت به گویشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7. Normalization diagrams of the volcanic rocks from SE of Khur area. A: Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989), and B: Primitive mantle-normalized multi-element spider diagram (Sun and McDonough, 1989).

کمان‌های مرز قاره پهنه‌های فرورانش (Goss and Kay, 2009) است. عناصر نادر خاکی در همه نمونه‌های بررسی شده، روند همانندی را نشان می‌دهند که بیانگر خاستگاه یکسان و فرایندهای ایجاد همانند است. بالا بودن نسبت LREE/HREE (۱۲/۹-)، $La/Yb = 10/3$ در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیز شاخصی از گویشته غنی‌شده به وسیله فرورانش یا احتمال آرایش پوسته‌ای است (Winter, 2001; Peccerillo et al., 2004). بر اساس پژوهش گرین (Green, 2006) مقدار Nb کمتر از ppm از

بحث

پتروژنز

در نمودار بهنجارسازی مقادیر عناصر نادر خاکی در برابر ترکیب کندریت (شکل ۷-ا)، نمونه‌های مورد بررسی از عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی عناصر از چپ به راست در این نمودارها از ویژگی‌های آشکار ماگماهای حاشیه هم‌گرا (کوه‌زایی) (Castillo, 2006) و ماگماهای کالک‌آلکالن

نسبت‌های Nb/La ، Nb/U و Ce/Pb که نسبت به آرایش پوسته‌ای حساس هستند (Furman, 2007) در سنگ‌های آتشفشانی منطقه خور به ترتیب برابر $(0.22-0.32)$ ، $(0.2-0.3)$ و $(0.4-0.6)$ است که با توجه به مقادیر آن در پوسته $Nb/U=4/4$ ، $Nb/La=0.39$ و $Ce/Pb=3/7$ و گوشته $Nb/U=50$ ، $Nb/La=0.9-1/3$ و $Ce/Pb=5\pm 25$ (Rudnick and Gao, 2003) آرایش با مواد پوسته‌ای را نشان می‌دهند.

غنی‌شدگی از نظر Cs ، نیز نشانه آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای است. این فرایند در پی انباشتگی بالای این عنصر در پوسته قاره‌ای و توقف ماگمای سازنده سنگ‌ها (هرچند برای مدت کوتاه) در پوسته قاره‌ای زیرین، به همراه نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای درون ماگما در هنگام بالا آمدن روی می‌دهد (Wang et al., 2004).

روند تغییرات عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه نسبت گوشته اولیه، مشابه بوده و تفاوت آنها، تنها در تمرکز عناصر است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آنها باشد (Chen, 1988).

تعیین سنگ منشأ ماگمای والد و درجه ذوب بخشی سنگ‌های آتشفشانی

برای تعیین ماهیت سنگ منشأ ماگمای والد سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه خور از نمودار Sm/Lu در برابر La/Sm (Tegner et al., 1998) استفاده شده است. از آنجایی که فراوانی عناصر ناسازگار چندان تحت تأثیر تغییرات کانی‌شناسی ناحیه خاستگاه (گارنت یا اسپینل) قرار نمی‌گیرند، از این نمودار که بر پایه فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرایندهای هوازدگی و دگرسانی است، برای نشان دادن ترکیب شیمیایی خاستگاه سنگ‌های منطقه استفاده شده است (Aldanmaz et al., 2000). داده‌های زمین شیمیایی و نمودار ذکر شده سنگ منشأیی با ترکیب اسپینل لرزولیت همراه با ویژگی‌های گوشته سنگ کره‌ای را برای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب شرق منطقه خور نشان می‌دهند.

ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش است که این میزان برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه برابر با $4/3$ تا $6/3$ است.

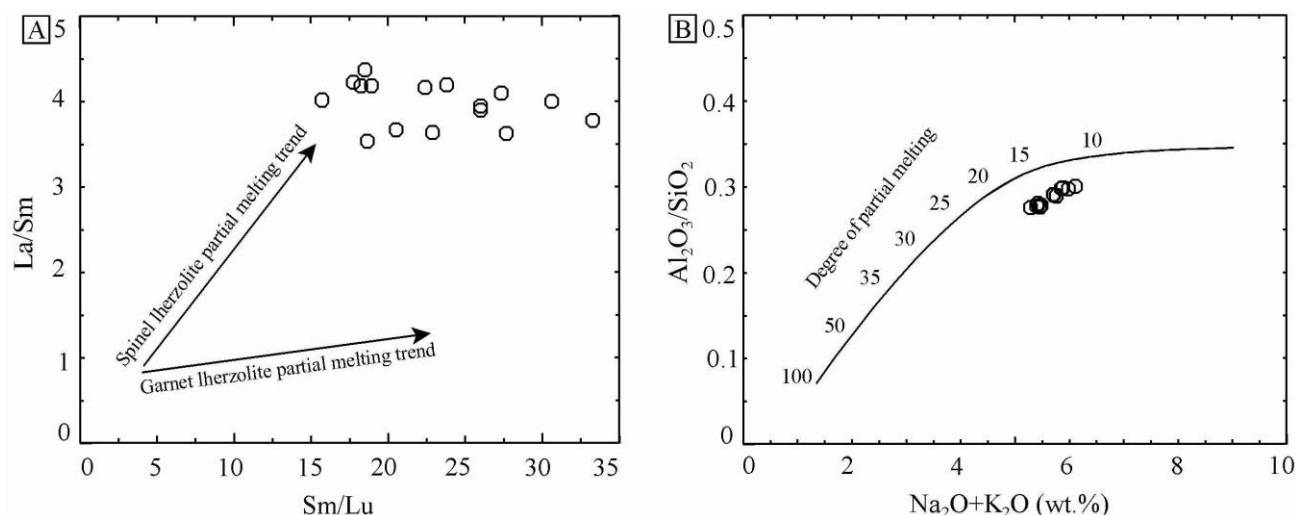
الگوهای عناصر نادر خاکی، بدون آنومالی Eu است که این موضوع می‌تواند در رابطه با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور سنگ‌های منطقه مورد نظر و یا جدا شدن پلاژیوکلاز در ابتدای تفریق از ماگما باشد. تبلور هم‌زمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های حدواسط - بازیگ نیز می‌تواند باعث فقدان آنومالی Eu باشد؛ زیرا کلینوپیروکسن دارای آنومالی منفی Eu و پلاژیوکلاز دارای آنومالی مثبت این عنصر است. بنابراین، حضور این دو کانی در کنار هم باعث تعدیل آنومالی Eu خواهد شد (Martin, 1999).

در نمودار بهنجارسازی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن خور نسبت به ترکیب شیمیایی گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۷-۱)، غنی‌شدگی قابل ملاحظه از عناصر U ، K ، Pb ، Sr ، Th و Cs و بی‌هنجاری منفی عناصر Ti ، Ta و Nb دیده می‌شود. از طرفی روند کلی با شیب منفی این نمودار نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر $LILE$ نسبت به عناصر $HFSE$ است. چنین ویژگی‌های زمین شیمیایی مربوط به مناطق کمان هستند که شکل‌گیری آنها با گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده، فرورانش، حاشیه فعال قاره‌ای و نیز هضم و آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای در ارتباط است (Temizel and Arslan, 2008; Zulkarnain, 2009; Kuscı and Geneli, 2010; Asiabanha et al., 2012; Chashchin et al., 2016; Yu et al., 2017).

ناهنجاری مثبت Pb تا 100 برابر نسبت به گوشته اولیه، به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al., 2002, Srivastava and Singh, 2004). غنی‌شدگی عناصر U و Th در این سنگ‌ها نیز احتمالاً نشان‌دهنده رخداد آرایش پوسته‌ای بوده و یا اینکه بیانگر ویژگی‌های خاستگاه آنهاست (Fan et al., 2003; Kuscı and Geneli, 2010; Guo et al., 2015).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه، درجه متوسط ذوب بخشی (۱۰ تا ۱۵ درصد) را تحمل کرده است (شکل ۸-A و B).

علاوه بر این، نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Chen, 1988) نشان می‌دهد که سنگ مادر ماگمای سازنده



شکل ۸. نمودارهای زمین شیمیایی تعیین منشأ و درجه ذوب بخشی سنگ‌های آتشفشانی واقع در جنوب شرق خور، A: نمودار Sm/Lu در برابر La/Sm (Tegner et al., 1998) و B: نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Chen, 1988)

Fig. 8. Geochemical diagrams to determine the source and degree of partial melting of the volcanic rocks from SE of Khur area. A: Sm/Lu against La/Sm (Tegner et al., 1998), and B: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Chen, 1988)

می‌دهد (Nikitina and Babushkina, 2021).

تعیین موقعیت زمین ساختی

داده‌های زمین شیمیایی، به ویژه داده‌های عناصر کمیاب کم تحرک سنگ‌های آذرین یک منطقه، اطلاعاتی ارزشمند درباره خاستگاه و همچنین جایگاه زمین ساختی آنها ارائه می‌دهد. از این رو تلاش شد از نمودارهایی که بر پایه عنصرهای مقاوم در برابر هوازدگی و دگرسانی هستند، برای نشان دادن جایگاه زمین ساختی سنگ‌های منطقه بهره گرفته شود.

برای تعیین محیط ژئوتکتونیکی تشکیل سنگ‌ها با استفاده از نتایج تجزیه سنگ کل، از نمودارهای مولر و گراوس (Muller and Groves, 1997) (شکل ۹-A و B)، هولوچر و همکاران (Hollocher et al., 2012) (شکل ۹-C)، گیل (Gill, 1981)

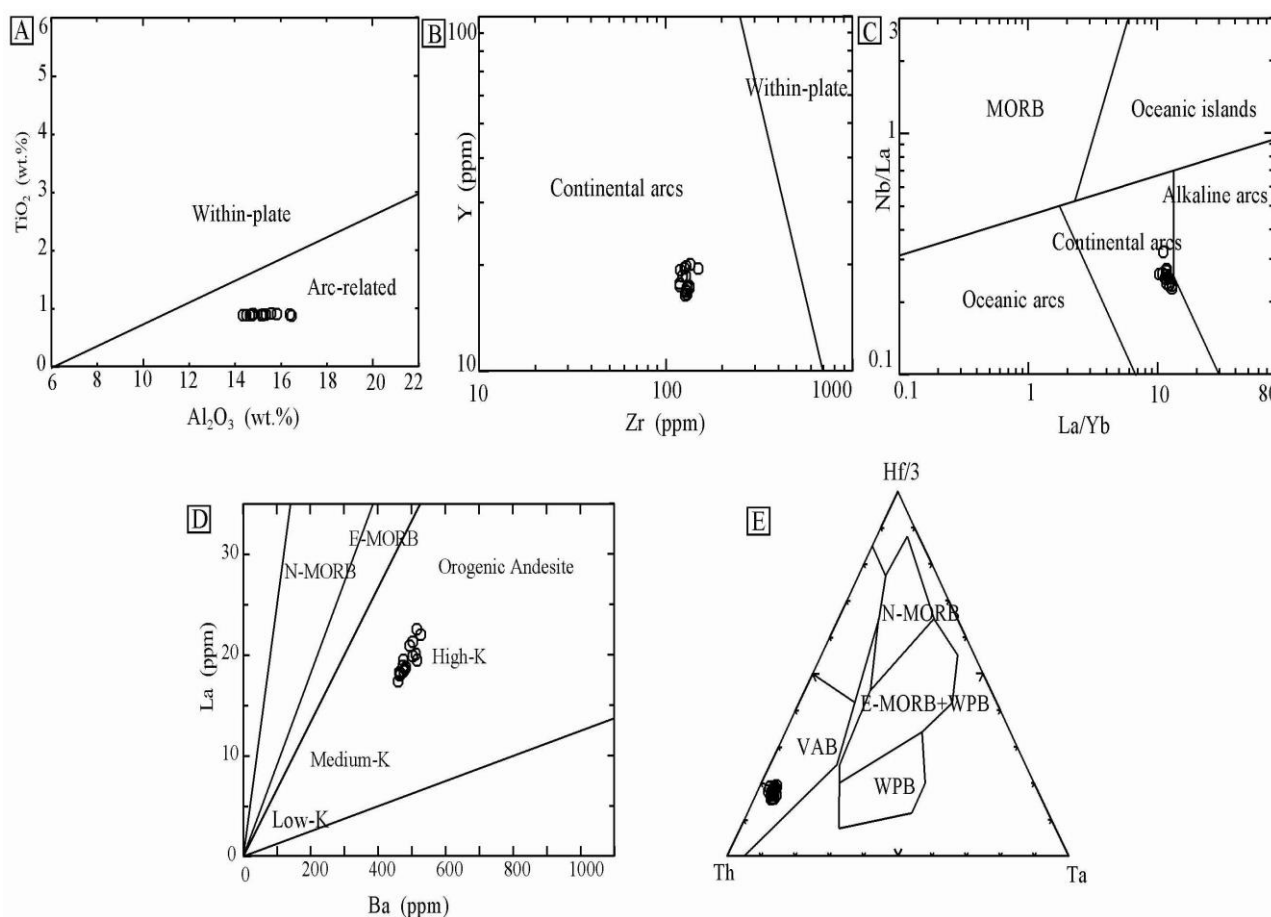
نسبت Zr/Ba به عنوان متغیری مؤثر برای تشخیص منشأ گویسته سنگ‌کره‌ای ($\text{Zr}/\text{Ba} = 0.3-0.5$) از گویسته سست کره‌ای ($\text{Zr}/\text{Ba} > 0.5$) است (Kürkcüoğlu, 2010). میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه ۰/۳۴ است که تأیید کننده خاستگاه گویسته سنگ‌کره‌ای برای آنهاست. افزون بر این، به باور فو و همکاران (Fu et al., 2016) نسبت بالای La/Nb در سنگ‌های منطقه (۳/۶-۴/۳) نشان می‌دهد که چنین سنگ‌هایی از ذوب یک منبع هتروژن شامل گویه گویسته‌ای سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده، مشتق شده‌اند.

برای تشخیص غنی شدگی در محل منشأ، از نسبت‌های عناصر ناسازگار $\text{Nb}-\text{Zr}$ و Y استفاده شده است. میانگین نسبت‌های Y/Zr و Nb/Zr برای سنگ‌های منطقه خور به ترتیب شامل ۰/۰۳ و ۰/۱۴ است که خاستگاه گویسته‌ای غنی شده این سنگ‌ها را نشان

(Helvacı et al., 2009). نسبت بالای Th/Yb می‌تواند نشان‌دهنده یک منشأ متاسوماتیسم شده طی غنی شدگی حاصل رخداد فرورانش و یا مرتبط با آرایش پوسته ای، یا هر دو فرایند باشد (Gorton and Schandl, 2000; Kuscu and Geneli, 2010). بر اساس نمودار تغییرات Ba در برابر La (Gill, 1981) (شکل ۹-D) سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده آندزیت‌های کوه‌زایی قرار می‌گیرند.

(شکل ۹-D) و وود (Wood, 1980) (شکل ۹-E) استفاده شده است. این نمودارها ارتباط سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق خور را به کمان‌های آتشفشانی نشان می‌دهند.

بر پایه نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل ۹-B) مشخص می‌شود که سنگ‌های منطقه مورد بررسی مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای هستند. نسبت Th/Yb نمونه‌ها نسبت به گوشته بالاتر است که به فرایندهای وابسته به فرورانش نسبت داده می‌شود



شکل ۹. نمودارهای زمین‌شیمیایی تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق خور، A و B: نمودارهای Al_2O_3 در برابر TiO_2 و Zr در برابر TiO_2 (Muller and Groves, 1997)، C: نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Hollocher et al., 2012)، D: نمودار Ba در برابر La (Gill, 1981)، و E: نمودار سه‌تایی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980)

Fig. 9. Tectonic discrimination diagrams of the volcanic rocks from SE of Khur area. A and B: Al_2O_3 versus TiO_2 and Zr versus Y diagrams (Muller and Groves, 1997), C: La/Yb versus Nb/La diagram (Hollocher et al., 2012), D: Ba versus La diagram (Gill, 1981), and E: Th-Hf/3-Ta ternary diagram (Wood, 1980)

آنها سبب ایجاد شکستگی و خرد شدگی و در نتیجه انتقال سیال و رخداد پدیده دگرسانی بر روی قسمت توفی واحدهای آتشفشانی ائوسن شده و به تشکیل کانسار بنتونیت خور منجر شده است.

بر اساس نمودارهای شناسایی پهنه زمین ساختی، محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن یک کمان ماگمایی است که ویژگی یک ماگماتیسم مرتبط با فرورانش به زیر مناطق قاره‌ای را دارد. با در نظر گرفتن ماهیت و موقعیت زمین شناسی سنگ‌های آتشفشانی خور می‌توان گفت که فرورانش پوسته اقیانوسی شاخه شرقی-نئوتیس به زیر خرد قاره شرق-ایران مرکزی طی زمان تریاس-ائوسن نقشی مهم در ایجاد این ماگماتیسم داشته است.

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نشان‌دهنده اهمیت نقش سیال‌های آزاد شده از سنگ کره فرورانش کننده در ایجاد ماگمای این مجموعه آتشفشانی و در پی آن رخداد آلاینش ماگمایی در حین صعود، توسط پوسته قاره‌ای است. بررسی‌های زمین شیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب شرق منطقه خور نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در کنار نقش تفریق در تحول ماگمای اولیه، طی صعود و رسیدن به سطح زمین تحت تأثیر آلاینش قرار گرفته‌اند.

شواهد میکروسکوپی از جمله بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیو کلازها و تشکیل کلینوپیروکسن و اکنشی در حاشیه زئوکریست کوارتز مهم‌ترین دلایل پتروگرافی رخداد آلاینش ماگمایی در سنگ‌های منطقه است. از شواهد زمین شیمیایی تأیید کننده این رخداد می‌توان به مقادیر پایین Nb/U ، Nb/La و Ce/Pb و نیز آنومالی مثبت Pb در نمودار بهنجارسازی نسبت به گوشته اولیه اشاره کرد.

غنی شدگی از $LREE$ و $LILE$ نسبت به $HREE$ و $HFSE$ ، بی‌هنجاری منفی از عناصر Ti ، Nb و Ta و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌تواند نشانه خاستگاه گوشته‌ای وابسته به پهنه فرورانش باشد. از این رو، به نظر می‌رسد

سنگ‌های منطقه از نظر نسبت Ba/La ، ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مناطق کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند. نسبت Ba/La در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از پهنه‌های کششی و پهنه‌های پشت کمان است (Macdonald et al., 2000). این نسبت در سنگ‌های منطقه از $17/53$ تا $20/14$ متغیر است.

بالا بودن نسبت Ba/La نشانه غنی شدگی گوه گوشته‌ای با سیال‌های منطقه پیش از برخورد و در زمان فرورانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرورانده شده به ماگماست (Hole et al., 1984).

نسبت‌های بالای Ba/Ta (میانگین 101 ppm) و Ba/Nb (میانگین 1300 ppm) در نمونه‌های بررسی شده، از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین شیمیایی ماگماهای کمان به شمار می‌رود (Macdonald et al., 2000).

تمام معیارهای زمین شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه خور بیانگر ارتباط آنها با پدیده فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای است. با توجه به فاصله منطقه مورد بررسی از تراس زاکرس و قابل مشاهده بودن شواهد رخداد فرورانش و بقایای پوسته اقیانوسی نئوتیس در نزدیکی این ناحیه، در مناطقی مانند عشین و ناین، فرورانش مرتبط با رخداد این ولکانیسم را می‌توان به فرورانش پوسته اقیانوسی عشین و ناین که بخشی از پوسته اقیانوسی اطراف خرد قاره ایران مرکزی هستند، نسبت داد.

نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب شرق منطقه خور شامل گدازه‌های تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی هستند که به همراه نهشته‌های آذر آواری بوده و دارای ماهیت کالک آلکالن هستند.

زمین ساخت پویا و عملکرد گسل‌های اصلی و شاخه‌های فرعی

قدردانی

که سنگ‌های تراکی بازالیت و تراکی آندزیت بازالتی احتمالاً از

نویسندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان برای

ذوب‌بخشی گوه‌گوشته‌ای مشتق شده‌اند.

حمایت‌های مالی تشکر می‌نمایند.

-
1. Large Ion Lithophile Elements= LILE
 2. High Field Strength Elements = HFSE
 3. Central – East Iranian Microcontinent= CEIM
 4. Inductively Coupled Plasma-MassSpectrometry
 5. Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry
 6. Light Rare Earth Elements= LREE
 7. High Rare Earth Elements= HREE

References

- Aistov, L., Melanikov, B., Krivyokin, B., Morozov, L. and Kiristaev, V., 1984. Geology of Khur Area (Central Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 131 pp.
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., RezaGhorbani, M., Emami, M.H. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121(5–6): 857–868. <https://doi.org/10.1130/B26279.1>
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8): 983–992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2)
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Aldanmaz, E.R.C.A.N., 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)
- Almasian, M., 1997. Tectonics of the Anarak area (central Iran). PhD.Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Unit, Tehran, Iran, 164 pp.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45(2): 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.020>
- Aydınçakır, E., 2016. Subduction-related Late Cretaceous high-K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: Constraints on geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 28(4): 379–411. <https://doi.org/10.1080/09853111.2016.1208526>
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1–4): 123–155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Bahadoran, N., Torabi, G., Ahmadian, J. and Murata, M., 2008. Mineral chemistry of volcanic rocks from the West of Arousan-e-Kaboudan (NE of Isfahan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(1): 99–112. Retrieved October 15, 2007 from <https://www.sid.ir/FileServer/JF/51713870109.pdf>
- Barker, D.S., 1983. *Igneous Rocks*. Prentice Hall, New Jersey, 417 pp.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society of London*, 139(5): 605–614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 257–268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
- Chashchin, A.A., Sorokin, A.A., Lebedev, V.A. and Blokhin, M.G., 2016. Age, main geochemical characteristics, and sources of late Cenozoic volcanic rocks in the Udurchukan volcanic area (Amur Region). *Russian Journal of Pacific Geology*, 10(4): 239–248. <https://doi.org/10.1134/S1819714016040035>
- Chen, C.H., 1988. Estimation of the degree of partial melting by $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ of basic magmas. *Chemical Geology*, 71(4): 355–364. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90059-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90059-9)
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L. and Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1–4): 241–315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, Ş.,

2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52(4–6): 536–578.
<https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Eyuboglu, Y., Dudas, F.O., Santosh, M., Eroğlu-Gümrük, T., Akbulut, K., Yi, K. and Chatterjee, N., 2018. The final pulse of the Early Cenozoic adakitic activity in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey): An integrated study on the nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 157(3): 141–165.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07.004>
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1–2): 115–135.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Fu, D., Huang, B., Peng, S., Kusky, T.M., Zhou, W. and Ge, M., 2016. Geochronology and geochemistry of late Carboniferous volcanic rocks from northern Inner Mongolia, North China: Petrogenesis and tectonic implications. *Gondwana Research*, 36(2): 545–560.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.007>
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48(2–3): 147–160.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009>
- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K. and Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344(3): 265–279.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390 pp.
- Gorton, M.P. and Schandl, E. S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1065–1073.
<https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>
- Goss, A.R. and Kay, S.M., 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (28°S, 68° W). *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1–2): 97–109.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.0352>
- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1–2): 23–49.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.003>
- Guo, F., Li, H., Fan, W., Li, J., Zhao, L., Huang, M. and Xu, W., 2015. Early Jurassic subduction of the Paleo-Pacific Ocean in NE China: Petrologic and geochemical evidence from the Tumen mafic intrusive complex. *Lithos*, 224(2): 46–60.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.014>
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmélíng, K., 2007. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene calc-alkaline volcanic rocks in the Western Carpathian arc, eastern central Europe. *Journal of Petrology*, 48(12): 2261–2287.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm059>
- Hastie, A. R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source. Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3): 181–202.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016>

- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F. and Tarney, J., 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Cenozoic basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 453–472.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0453>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4): 357–416.
<https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Humphreys, M.C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12): 2303–2334.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egl045>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, T., Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145: 101844.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jaques, A.L., Creaser, R.A., Ferguson, J. and Smith, C.B., 1985. A review of the alkaline rocks of Australia. *Verhandelingen van die Geologische Vereniging van Suid-Afrika*, 88(2): 311–334. Retrieved August 1, 1985 from <https://pubs.geoscienceworld.org/gssa/sajg/article-abstract/88/2/311/122026>
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 38–56.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0374-5>
- Kürkcüoğlu, B., 2010. Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidağ volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(1): 42–51.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.07.004>
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621.
<https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- Le Maitre, R.W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms, Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guillong, M. and Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 304(5): 311–328.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.030>
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. and Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49(1–4): 1–76.
[https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00069-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0)
- Mahmoudabadi, L., Tabatabaei Manesh, M. and Torabi, Gh., 2012. Petrology and mineral chemistry of Eocene volcanic in the southwest of Jandaq (Northeast of Isfahan). *Iranian Journal of Petrology*, 3(10): 95–107. (in Persian with English abstract) Retrieved December 23, 2017 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16103.html
- Malek Mahmoodi, F., Khalili, M. and Mirlohi, A., 2013. The origin of the Bentonite deposits of Tashtab Mountains (Central Iran): Geological, Geochemical, and Stable Isotope evidences. *Geopersia*, 3(2): 73–86.
<https://doi.org/10.22059/JGEOPE.2013.36016>
- Malek Mahmoudi, F. and Khalili, M., 2014. Origin and formation qualification of Khur o Biabanak agates, Isfahan province. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 277–289. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.44778>
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and

- sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer, Berlin, 398 pp.
- Nosouhian, N., Torabi, G. and Arai, S., 2016. Late Cretaceous dacitic dykes swarm from Central Iran, a trace for amphibolite melting in a subduction zone. *Geotectonics*, 50(3): 295–312. <https://doi.org/10.1134/S0016852116030080>
- Nikitina, L.P. and Babushkina, M.S., 2021. Nb–Zr–Y Systematics and Thermal Regimes of Subcontinental Lithospheric Mantle in the Archaean: Data from Mantle Xenoliths. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 57(2): 217–231. <https://doi.org/10.1134/S1069351321020075>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, Cheshire, pp. 230–249. Retrieved June 4, 2017 from <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Peccerillo, A., Dallai, L., Frezzotti, M.L. and Kempton, P.D., 2004. Sr–Nd–Pb–O isotopic evidence for decreasing crustal contamination with ongoing magma evolution at Alicudi volcano (Aeolian arc, Italy): implications for style of magma-crust interaction and for mantle source compositions. *Lithos*, 78(1–2), pp. 217–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.040>
- Pichler, H. and Schmitt-Riegraf, C., 1997. Rock-forming minerals in thin section. Chapman and Hall, London, 217 pp.
- Rajabi, S. and Torabi, G., 2012. Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from Central Iran (Surk area, Yazd province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 265(1): 49–78. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2012/0245>
- Reichert, J., 2007. A metallogenetic model for carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits based on observations of Mehdi Abad and Irankuh, Central and Southwestern Iran. PhD.Thesis, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Germany, 304 pp.
- Renjith, M.L., 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1): 113–126. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006>
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M. and Barbero, E., 2018. New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). *Gondwana Research*, 62: 306–327. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013>
- Salari, G., Lustrino, M., Ghorbani, M.R., Agostini, S. and Fedele, L., 2021. Petrological characterization of the Cenozoic igneous rocks of the Tafresh area, central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran). *Periodico di Mineralogia*, 90(1): 59–83. https://iris.uniroma1.it/retrieve/handle/11573/1535787/1897374/Salari_Petrological_2021.pdf
- Sargazi, M., Torabi, G. and Morishita, T., 2019. Petrological characteristics of the Middle Eocene Toveireh pluton (southwest of Jandaq, central Iran): implications for the eastern branch of the Neo-Tethys subduction. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(4): 558–588. <https://doi.org/10.3906/yer-1807-45>
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5–6): 652–665. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2007.02.004>
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, UK. 446 pp.

- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2010. Metamorphism and metasomatism in the Jurassic Nain ophiolitic mélangé, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 255(3): 255–275.
<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2009/0017>
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes 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)
- Sun, S. S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publications, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334): 147–150.
<https://doi.org/10.1038/235147a0>
- Tegner, C., Leshner, C.E., Larsen, L.M. and Watt, W.S., 1998. Evidence from the rare-earth element record of mantle melting for cooling of the Tertiary Iceland mantle plume. *Nature*, 395(3): 591–594.
<https://doi.org/10.1038/26956>
- Temizel, İ. and Arslan, M., 2008. Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the İkizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleomagmatic arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(4–6): 439–463.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.05.004>
- Torabi, G., 2011. Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust. *Petrology*, 19(7): 675–689.
<https://doi.org/10.1134/S0869591111030039>
- Torabi, G., Arai, S. and Abbasi, H., 2014. Eocene continental dyke swarm from Central Iran (Khur area). *Petrology*, 22(6): 617–632.
<https://doi.org/10.1134/S086959111406006X>
- Torabi, G. and Shirdashtzadeh, N., 2009. Petrology of Eocene volcanic rocks in NE of Ordib (NE of Isfahan Province). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(4): 519–534 (In Persian with English abstract). Retrieved June 9, 2009 from
<https://www.sid.ir/FileServer/JF/51713880401>
- Wang, Q., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, W. and Xiong, X.L., 2004. Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal*, 38(5): 417–434.
<https://doi.org/10.2343/geochemj.38.417>
- 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>
- Wilson, B.M., 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of Earth sciences, Unwin Hyman Ltd, University of Leeds, London, 466 pp.
- 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)
- Winter J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall publication, New Jersey, 699pp.
- Wood, D.A., 1980. The application of a ThHfTa 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)
- Yousefi, F., Sadeghian, M., Lentz, D.R., Wanhainen, C. and Mills, R.D., 2021. Petrology, petrogenesis, and geochronology review of the Cenozoic adakitic rocks of northeast Iran: Implications for evolution of the northern branch of Neo-Tethys. *Geological Journal*, 56(1): 298–315.
<https://doi.org/10.1002/gj.3943>
- Yu, Q., Ge, W.C., Zhang, J., Zhao, G.C., Zhang, Y.L. and Yang, H., 2017. Geochronology, petrogenesis and tectonic implication of Late Paleozoic volcanic rocks from the Dashizhai Formation in Inner Mongolia, NE China. *Gondwana Research*, 43(2): 164–177.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.010>

- Zheira, G., Masoudi, F. and Rahimzadeh, B., 2020. Geochemical constraints on Eocene–Miocene geodynamic and magmatic evolution of the Varan-Naragh area, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 57(9): 1048–1065.
<https://doi.org/10.1139/cjes-2019-0129>
- Zulkarnain, I., 2009. Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina Regency area, North Sumatra, Indonesia, and its tectonic implication. *Indonesian Journal of Geoscience*, 4(2): 117–131.
<http://dx.doi.org/10.17014/ijog.vol4no2.20094>