

Research Article

Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of volcanic rocks in the SW of Torud (Shahrood)

Negar Gavanji ¹, Zahra Tahmasbi ² , Mahmoud Sadeghian ³, Ghasem Ghorbani ⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, g.negar20@yahoo.com

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

³ Associate Professor, Faculty of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, sadeghian.petrology@gmail.com

⁴ Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran ,

ARTICLE INFO

Received: 29 September 2023

Accepted: 16 December 2023

Keywords

Volcanic Rocks
Mantle Source
Contamination
Subduction
Cenozoic
Torud



 [10.22108/ijp.2023.139278.1308](https://doi.org/10.22108/ijp.2023.139278.1308)

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The study area is located in the south of Damghan, 160 km south of Shahrood, and 17 to 30 km south of Torud village. The area geologically, lies in the Cenozoic magmatic belt, a part of the Alpine-Himalayan belt, in the north of the structural zone of Central Iran (Aghanabati, 2004). The Cenozoic magmatic belt has been studied by many researchers (e.g., Ghorbani, 2005; Khajehzadeh, 2009; Mardani-Beldaji, 2011; Tayefi, 2014; Yousefi, 2017). The volcanic rocks in the southern part of the Torud area have not been comprehensively studied. Therefore, it requires a detailed study. So, for the purpose of this study attempt has been made to investigate and to study the nature of magma, tectonic setting, and the petrogenesis of the volcanic rocks using the geochemical data of the whole rock. Also, the results of this study have been compared with some areas belonging to the Cenozoic Era located in the north of the structural zone of Central Iran.

Regional Geology

The area under study in the Torud-Moalleman magmatic belt belongs to the

Chah-Shirin-Sabzevar-Khaf magmatic complex, located in the western part of this magmatic complex. In this magmatic

 Corresponding Author

To cite this article: Gavanji, N., Tahmasbi, Z., Sadeghian, M., Ghorbani, G. (2023) Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of volcanic rocks in the southwest of Torud (Shahrood). *Petrological Journal*, 14(3), 53-90.

belt, the Eocene volcanic rocks, including the main volume of igneous rocks are basic to acidic in composition. The predominant rocks are basaltic to intermediate rocks. The Torud-Moalleman magmatic belt is mainly composed of volcanic rocks with a lithological composition consisting of olivine-basalt, basalt, andesite, and dacite rocks and their pyroclastic equivalents, as well as plastic and limestone interlayers.

Analytical methods

During field surveying, 50 samples of the volcanic rocks with the least alteration were collected. From these samples, 30 thin sections were prepared for microscopic studies and 11 samples were selected for ICP-MS geochemical analyses for minor elements and XRF for major elements and were sent to ACME Laboratory in Vancouver (Canada). GCDkit, Excel, and Corel Draw software were used to check the results obtained from the whole rock chemistry analyses and drawing diagrams.

Petrography

The study rocks include volcanic rocks ranging from andesite to basalt. The basalts are dark gray to black in color with glomeroporphyritic, microlithic, sieve, and trachytic textures containing plagioclase and clinopyroxene as the main minerals. These minerals along with olivine and magnetite can also be seen in the form of microcrystals in the background of the rock, and their accumulation have created the glomeroporphyritic texture in these rocks. Secondary minerals are chlorite, iron oxide, zeolite (natrolite and

analcime), calcite, and gypsum, filling the holes.

The andesites are light gray to slightly dark with porphyritic and glomeroporphyritic textures and are dominated by amphibole (green and brown hornblende), plagioclase, and clinopyroxene as the main, biotite, iron oxide, sphene, and zircon. as the minor, as well as sericite, chlorite, calcite, and epidote as the secondary minerals.

Whole Rocks Chemistry

The data obtained from the whole rock geochemical analyses display that the volcanic samples of the Torud area are classified as the andesite and basalt, placed mostly in the range of calc-alkaline series (medium potassium). LREE and LILE enrichment, HREE and HFSE depletion and Nb, Ta, and Ti negative anomalies of these rocks point to their formation in subduction zones. Also, as the tectonic diagrams display the rocks belong to the active continental margin. The rocks under study have mostly mantle origin and are derived from an enriched lithospheric mantle. The flat HREE patterns also show that melting occurred in the mantle, above the stability field of garnet. Therefore, the parent magmas were formed by the melting of spinel lherzolite at a depth of 80 to 100 km and evolved due to fractional crystallization as well as contamination caused by subducted sediments and the continental crust.

Discussion

The rare elements pattern of the study rocks in spider diagrams show the co-genesis of these rocks and the role of

differential crystallization as the main mechanism of their formation. Based on geochemical data, the study samples and compared volcanic rocks share similar characteristics. Therefore, the normalized REE patterns with chondrite (Nakamura, 1974) NMORB (Sun and McDonough, 1989) and MORB (Pearce, 1983), indicate the enrichment of LREEs (such as La, Ce) and LILEs (e.g., Ba, K, U, Pb, Cs) compared to HREEs and HFSEs (i.e. Nb, Ta, Ti, P) indicating that the rocks under study were formed in the active continental arc margin. The samples have no negative anomaly of Eu. Volcanic rocks with the age of late Eocene and Oligo-Miocene and basaltic to trachy-basaltic composition range from alkaline to sub-alkaline rocks and volcanic rocks with the age of middle Eocene with andesite to trachy-andesite composition have the nature of calc-alkaline.

Conclusions

The volcanic rocks in the south of Torud, with calc-alkaline and medium potassium nature, are mainly composed of basalt and andesite characterized by LREE enrichment, negative Nb-Ta-Ti anomaly, and the high ratio of LILE/HFSE. These characteristics point to the formation of these rocks in the subduction zones.

The rocks under investigation have low SiO₂ content, high amounts of Sr, no significant Eu anomaly, and Mg# content greater than 40. These geochemical features indicate a mantle source for the studied volcanic rocks. The changes of Rb/Y versus Nb/Y show the enrichment by subduction components or crustal contamination in the magmatic evolution

of these rocks. Based on the geochemical investigations, the productive magma originated from a spinel lherzolitic source at a depth of about 80 to 100 km; during the ascent of magma, as a result of fractional crystallization and contamination, the magma derived from the mantle has been enriched and gave rise to lithological diversity.

زمین‌شیمی، سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی در جنوب‌باختری طرود (شاهرود)

نگار گوانجی^۱، زهرا طهماسبی^۲، محمود صادقیان^۳، قاسم قربانی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، g.negar20@yahoo.com

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، tahmasebi.z@lu.ac.ir

^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران، sadeghian.petrology@gmail.com

^۴ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران، ghorbani@du.ac.ir

چکیده

مجموعه سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌باختری طرود، بخشی از کمان ماگمایی سنوزویک (ائوسن) در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی است. افزون‌بر روانه‌های آندزیتی و بازالتی، میان‌لایه‌های آهکی، آذرآری‌ها (لیتیک‌توف، کریستال لیتیک‌توف) و اپی‌کلاست‌ها، این سنگ‌ها را همراهی می‌کنند. سنگ‌های بازالتی و آندزیتی سرشت کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط دارند و با غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE)، آنومالی منفی Nb-Ta-Ti و نسبت بالای LILE/HFSE شناخته می‌شوند. ویژگی‌های یادشده نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانشی (کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای) است. سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده محتوای SiO₂ کم و مقدار Sr بالا دارند و بدون ناهنجاری چشمگیر Eu هستند و میزان Mg# آنها از ۴۰ بیشتر است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند خاستگاه ماگمای اولیه سازنده آنها منبع گوشته‌ای غنی‌شده بوده است. تغییرات Rb/Y در برابر Nb/Y نشان‌دهنده غنی‌شدگی به‌علت مؤلفه‌های فرورانش و یا نقش آلاینش پسته‌ای در تحولات ماگمایی این سنگ‌هاست. برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی، ماگمای مادر از خاستگاهی اسپینل‌رزولیتی در ژرفای نزدیک به ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر پدید آمده است که هنگام صعود ماگما، فرایندهای تبلور تفریقی و آلاینش پسته‌ای آن را دچار تغییر و تحول کرده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۷/۰۷

تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۹/۲۵

کلیدواژه‌ها

سنگ‌های آتشفشانی

منبع گوشته‌ای

آلاینش

فرورانش

سنوزویک

طرود



doi: 10.22108/ijp.2023.139278.1308

مقدمه

ماگمایی به‌صورت طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی با تنوع ترکیبی گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک، حد واسط و فلسیک، در بخش‌های مختلفی از ایران

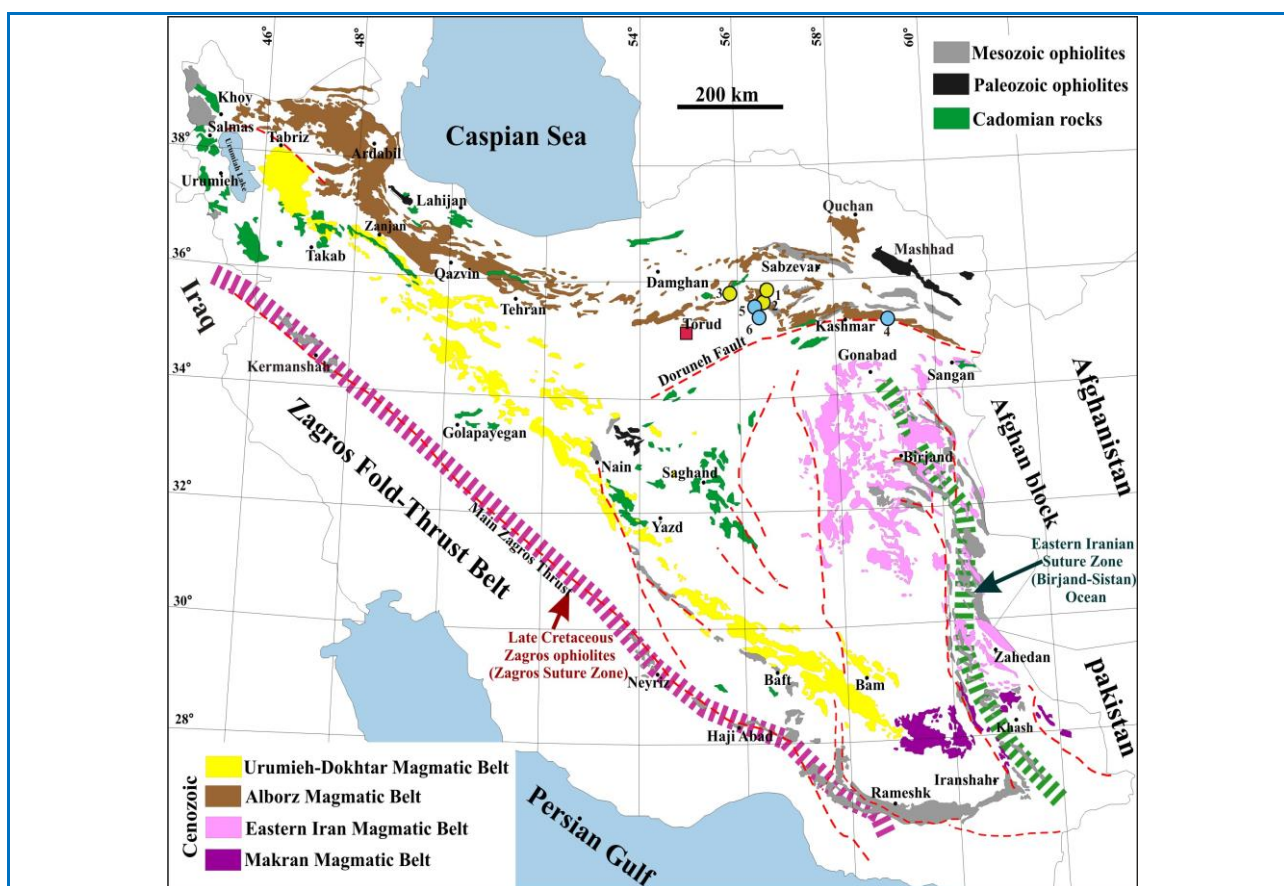
فعالیت‌های ماگمایی سنوزویک در ایران از پالئوسن آغاز شده است و تا کنون ادامه دارد. این فعالیت‌های

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: گوانجی، ن.، زهرا طهماسبی، ز.، صادقیان، م.، قربانی، ق. (۱۴۰۲) زمین‌شیمی، سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی در جنوب‌باختری طرود (شاهرود). پترولوژی، ۱۴(۳)، ۵۳-۹۰.

سمنان تا خواف (Stöcklin, 1968; Alavi, 1996; Castro et al., 2012; Turrill, 2013) و خاور و جنوب‌خاوری ایران (Golonka, 2004; Agard et al., 1983; Aghanabati, 1994; Pang et al., 2011) (شکل ۱).

پدیدار شده است؛ به گونه‌ای که چهار پهنه ماگمایی شاخص به سن سنوزویک عبارتند از: ارومیه-دختر (Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Amidi et al., 1984; Alavi 1994 and 2004; Chiu et al., 2013) البرز-آذربایجان (Stöcklin, 1968; Asiabanha et al.,



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران (اصلاح شده از (Aghanabati 1998)). منطقه بررسی‌شده در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی جای دارد و با مربع سرخ‌رنگ نشان داده شده است. مناطق دیگری که با منطقه بررسی‌شده مقایسه شده‌اند شامل: ۱. گدازه‌های بازالتی الیگوسن خاور و جنوب‌خاوری شاهرود (Ghasemi et al., 2011)؛ ۲. بازالت‌های آلکان الیگوسن در منطقه سبزواری (Rostami-Hossouri et al., 2020)؛ ۳. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز به سن ائوسن پایانی (Mardani-Beldaji, 2011)؛ ۴. سنگ‌های آندزیتی کالک‌آلکان ائوسن میانی در باختر تربت‌حیدریه (Saki, 2023)؛ ۵. گنبدی‌های نیمه‌آتشفشانی ائوسن منطقه احمدآباد-خارتوران (Semiari, 2015)؛ ۶. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس‌آباد (Ghasemi and Rezaei-Kakhkhahi, 2015).

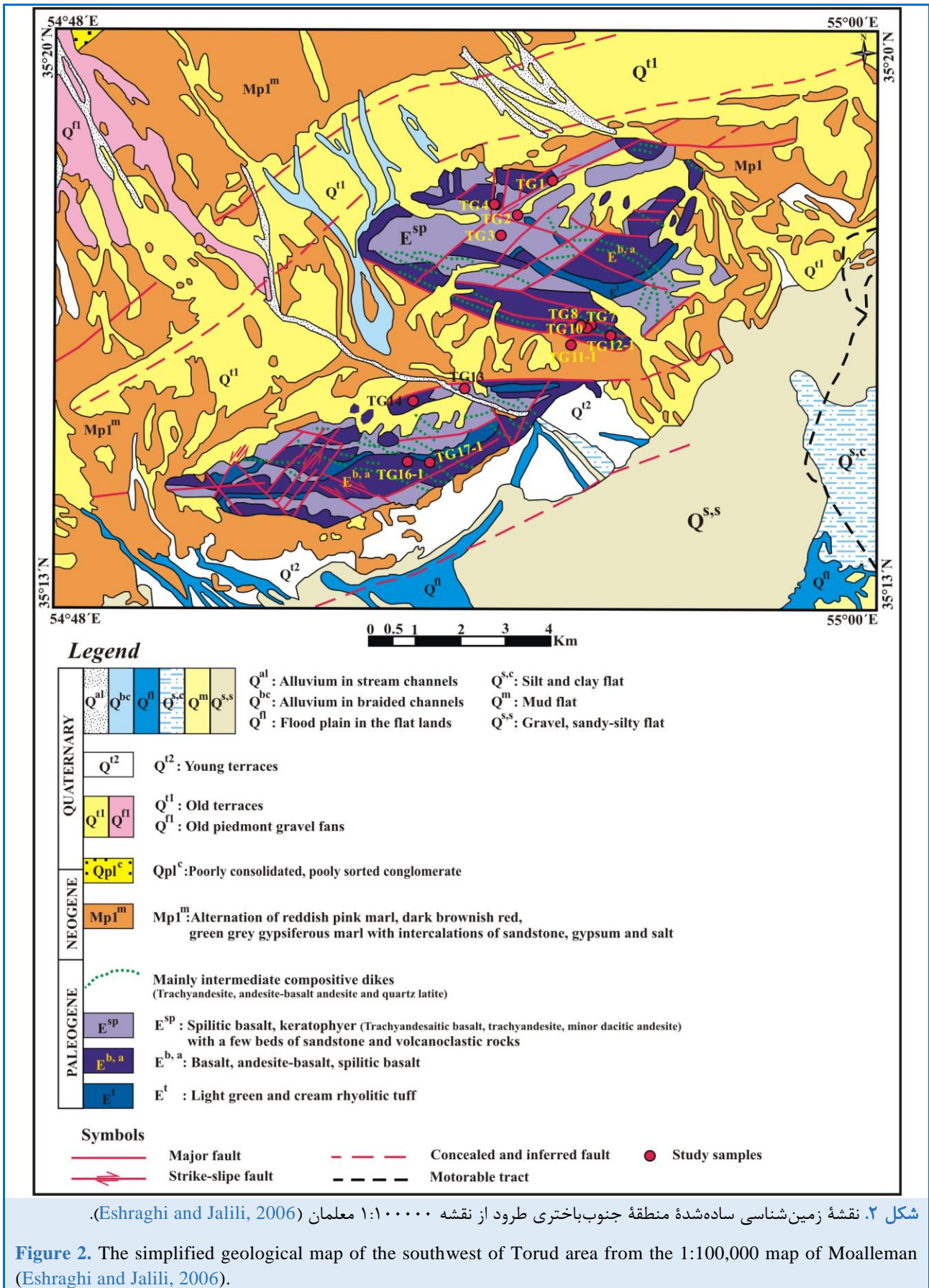
Figure 1. The simplified geological map of Iran (modified from Aghanabati, 1998). The studied area is located in the north of the structural zone of Central Iran and is indicated by a red square. Other regions that have been compared with the study area include: 1. Oligocene basaltic lavas in the east and southeast of Shahrood (Ghasemi et al., 2011); 2. Oligocene alkaline basalts in the Sabzevar area (Rostami-Hossouri et al., 2020); 3. Upper Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks of the Pahnnavaz area (Mardani-Beldaji, 2011); 4. Middle Eocene calc-alkaline andesitic rocks in the west of Torbat-e Heydariyeh (Saki, 2023); 5. Eocene semi-volcanic domes of the Ahmadabad-Khartoran area (Semiari, 2015); 6. Eocene volcanic rocks of the Davarzen-Abbasabad (Ghasemi and Rezaei-Kakhkhahi, 2015).

مناطق شاهرود تا سبزوار، شمال پهنه ساختمانی ایران مرکزی و جنوب پهنه البرز خاوری توالی‌های گسترده‌ای از سنگ‌های زمان‌های نئوپروتروزویک پسین تا عهدحاضر را در بر می‌گیرند که رویدادهای زمین‌ساختی- ماگمایی گوناگونی مانند دگرگونی، ماگماتیسزم، کافت و پیدایش کمان‌های جزیره‌های کمانی و حاشیه فعال قاره‌ای، پهنه‌های پشت کمانی هنگام این زمان‌ها را به‌خوبی در خود ثبت کرده‌اند (Derakhshi and Ghasemi, 2013; Hosseini et al., 2015). پیامد بسته‌شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه پسین- پالتوسن، پیدایش کمان ماگمایی سبزوار در گستره‌ای وسیع در زمان سنوزویک است. بازشدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به‌صورت یک حوضه کششی پشت کمانی فرافروانش روی ورقه قاره‌ای ایران مرکزی و در پی فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زیر ایران مرکزی در تریاس میانی- بالایی (Chiu et al., 2013; Ghasemi et al., 2018; Jafari and Ghasemi, 2023) رخ داده است. گسترش این حوضه اقیانوسی هنگام ژوراسیک بالایی- کرتاسه پیشین روی داده است و در کرتاسه پسین- پالتوسن بسته شده است. رویدادهای یادشده پیدایش کمان افیولیتی، دگرگونی و ماگمایی سبزوار را به‌دنبال داشته‌اند (Rossetti et al., 2010; Jamshidi et al., 2015; Shafai Moghadam et al., 2015; Maghfouri et al., 2016; Jafari and Ghasemi, 2023). اوج فعالیت ماگمایی در این حوضه به‌صورت نواری از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی با ترکیب سنگ‌شناختی بازالتی- آندزیتی و با سرشت کالک‌آلکان و متعلق به حاشیه فعال قاره‌ای همراه با آذرآوری‌های وابسته و سنگ‌های رسوبی ائوسن است که در ائوسن میانی- بالایی رخ داده است (Taheri et al., 2013; Ghasemi and Rezaei, 2021; Kahkhaei, 2015; Ghasemi et al., 2021).

منطقه بررسی‌شده در جنوب طرود (شکل ۱). این پهنه ماگمایی سنوزویک در شمال پهنه ساختمانی ایران مرکزی به‌شمار می‌رود (Aghanabati, 2004). این پهنه ماگمایی در خاور تا مرز افغانستان و در باختر تا مرزهای ترکیه، ارمنستان، نخجوان و آذربایجان ادامه پیدا می‌کند و در واقع، بخشی از پهنه کوهزایی آلپ- هیمالیا به‌شمار می‌رود. پهنه ماگمایی طرود- معلمان بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب سنگ‌شناختی متشکل از مجموعه سنگ‌های لیوین‌بازالت، بازالت، آندزیت و داسیت و معادل‌های آذرآوری آن‌ها و همچنین، میان‌لایه‌های اپی‌کلاستی و آهکی تا آهکی ماری فسیل دار ساخته شده است. پژوهشگران بسیاری این نوار ماگمایی را از جنبه‌های سنگ‌شناسی و اقتصادی بررسی کرده‌اند (e.g., Ghorbani, 2005; Khajehzadeh, 2009; Mardani-Beldaji, 2011; Tayefi, 2014; yousefi, 2017)؛ اما به سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در بخش جنوبی منطقه طرود به‌علت جای‌گرفتن در لبه شمالی کویر جندق یا دشت کویر، نبود راه‌های دسترسی مناسب، سخت‌گذربودن، آب و هوای گرم و خشک کویری و نبود مراکز جمعیتی، کمتر توجه شده است. ازاین‌رو، در این پژوهش با بهره‌گیری از داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل به بررسی سرشت ماگمایی، شرایط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی یادشده پرداخته می‌شود. همچنین، یافته‌های این پژوهش با برخی مناطق متعلق به دوران سنوزویک در شمال پهنه ساختمانی ایران مرکزی که پیشتر منتشر شده‌اند، مقایسه می‌شود (شکل ۱).

زمین‌شناسی عمومی

سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در جنوب طرود، بخشی از ورقه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود و ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان را در بر گرفته‌اند. این سنگ‌ها با روند کلی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در میان طول‌های جغرافیایی ۴۸°۵۴ تا ۵۵°۰۰ خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۱۳°۳۵ تا ۲۰°۳۵ شمالی جای‌گرفته‌اند (شکل ۲).



ستون‌ها به چندین متر می‌رسد و در چندین نوبت تکرار شده‌اند.

روش انجام پژوهش

پس از بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۵ نمونه بازالتی و ۶ نمونه آندزیتی دگرسان‌نشده برگزیده و برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ACME و نکور کانادا فرستاده شدند. درصد اکسید عنصرهای اصلی با دستگاه XRF و مقدار عنصرهای کمیاب با دستگاه ICP-MS اندازه‌گیری شد. در این آزمایشگاه، نخست مقدار لازم از نمونه‌ها به صورت پودر در اسیدهای HClO_4 ، HF و HCl حل شد و سپس با ضریب رقیق‌شدگی ۲۵۰۰ به دستگاه Sciex Elan – Elmer – Perkin مدل ICP-MS 500 تزریق شد. انحراف استاندارد نسبی برای عنصرهای اصلی ± 2 درصدوزنی و برای عنصرهای کمیاب ± 5 درصدوزنی است. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند و با کمک نرم‌افزارهای پترولوژیک و گرافیکی همانند GCDKit، Icpet و Corel Draw در نمودارهای مختلف ترسیم و سپس نتایج به‌دست‌آمده از آنها تفسیر شدند.

سنگ‌نگاری

در منطقه بررسی‌شده، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده بازالت و آندزیت هستند. بازالت‌ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ با بافت گلومروپورفیریتیک، میکروولیتی، غربالی و تا اندازه‌ای بافت تراکیتی دیده می‌شوند و درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به‌عنوان کانی‌های اصلی دارند (شکل‌های ۳-A و ۳-B). البته این کانی‌ها به همراه الیوین و کانی‌های کدر به صورت ریز بلور در زمینه سنگ نیز دیده می‌شوند و تجمع آنها بافت گلومروپورفیریتیک در این سنگ‌ها را پدید آورده است. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اکسید آهن، ژئولیت، کلسیت و ژپس هستند که به سبب پرکردن حفره‌های سنگ‌ها، ساخت بادامکی را در این سنگ‌ها پدید آورده‌اند (شکل ۳-C).

از مهم‌ترین گسل‌های منطقه طرود، گسل‌های انجیلو و طرود هستند. روند کلی گسل‌ها و چین‌ها در این منطقه شمال‌خاوری - جنوب‌باختری است. محدوده طرود - معلمان که منطقه بررسی‌شده را نیز شامل می‌شود در بخشی از این نوار به نام پهنه ماگمایی طرود - چاه شیرین جای می‌گیرد. در این پهنه، ساختارهای زمین‌شناسی و روند کلی لایه‌ها نزدیک به خاوری - باختری است و همسویی نسبی با راستای گسل طرود دارند. جابجایی قائم و افقی این گسل در ماگماتیسم این منطقه مؤثر بوده است (Houshmandzadeh et al., 1978) و روند نفوذ دایک‌ها، بر شکستگی‌ها و گسل‌های فرعی منطقه منطبق است. این پهنه ماگمایی بیشتر دربردارنده سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی است که با امتداد خاوری - باختری تا شمال‌خاوری - جنوب‌باختری، در جنوب شهرستان‌های شاهرود و دامغان و در مرز شمال‌خاوری کویر بزرگ رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین طرود - چاه شیرین در فاصله گسل طرود در جنوب و گسل انجیلو در شمال رخنمون دارند (Ghorbani, 2005). در این پهنه ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازیک تا اسیدی هستند که حجم اصلی سنگ‌های آذرین را شامل می‌شوند. از این میان سنگ‌های آذرین، سنگ‌های بازالتی و حد واسط آندزیتی فراوان‌ترین هستند. البته چندین توده آذرین درونی با سن الیگوسن - میوسن، با ترکیب حد واسط تا اسیدی و به اندازه متوسط تا کمابیش کوچک در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند.

در منطقه بررسی‌شده، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر بازالتی تا آندزیتی)، آذرآواری‌ها همراه با میان‌لایه‌های رسوبی (آهک‌ها و آهک‌های مازنی فسیل‌دار) و همچنین، شمار فراوانی دایک بازالتی تا آندزیتی رخنمون دارند. این دایک‌ها را می‌توان در قالب چند نسل دسته‌بندی کرد و برخی از آنها آشکارا دایک‌های تغذیه‌کننده روانه‌های آتشفشانی هستند. میان‌لایه‌های آذرآواری، اپی‌کلاست‌ها و گاه توفیت‌هایی به رنگ‌های سبز، سفید و کرم آنها را همراهی می‌کند. برخی از روانه‌های گدازه، ساخت منشوری نشان می‌دهند. ارتفاع

جدول ۱. داده‌های XRF و ICP-MS به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود.

Table 1. The XRF and ICP-MS analytical data of the volcanic rocks in the south of Torud.

Sample No.	Andesite					
	89730-TG-1	89748-Kah-22-1	89736-TG-10	89737-TG-12-1	89740-TG-15-2	89741-TG-17
SiO ₂	57.45	59.4	60.67	57.83	60.17	64.03
TiO ₂	0.68	0.64	0.56	0.71	0.64	0.61
Al ₂ O ₃	16.63	16.95	15.95	17.25	17.1	14.22
Fe ₂ O _{3T}	6.79	5.73	5.46	6.54	5.72	5.23
MgO	4.16	2.7	2.67	3.37	2.53	2.31
MnO	0.13	0.14	0.12	0.13	0.12	0.09
CaO	7.08	5.74	5.49	6.49	5.69	4.53
Na ₂ O	3.9	4.43	4.12	4.19	4.56	2.9
K ₂ O	1.06	1.07	1.75	1.49	1.06	1.93
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.24	0.3	0.27	0.28
LOI	1.7	2.7	2.8	1.5	1.9	3.6
Total	99.81	99.77	99.83	99.8	99.76	99.73
Ce	35.4	44.9	43.2	43.6	43.9	37.8
Nb	5.1	5.5	5.9	6.1	6	5.5
Ni	8.4	5.8	6.2	7.8	5.3	9.3
Ba	304	376	397	360	385	270
Sr	598.1	622.1	514.1	638.6	596.4	638.4
Rb	72.1	47.4	80.9	46.3	36.6	45.6
Cs	1.6	1.9	4.1	1.9	1.8	9.7
Dy	3	3.05	2.81	3.14	2.97	2.83
Er	2	1.88	1.69	2.05	1.84	1.83
Eu	1.05	1.11	0.94	1.2	1.01	1.04
Ga	15.9	14.4	14.5	15.5	14.9	12.9
Gd	3.38	3.46	3.43	3.97	3.55	3.41
Hf	3.1	3.4	3.5	3.3	3.7	3.1
Ho	0.63	0.66	0.63	0.67	0.61	0.61
La	19	23.1	24	22.8	23.7	18.6
Lu	0.28	0.28	0.29	0.32	0.3	0.28
Th	3.9	5	5.7	4	5	3.3
Nd	16.6	20	18.6	20.1	20.5	18.7
Pr	4.26	4.93	4.89	4.97	5.1	4.51
Sm	3.56	3.77	3.68	4.02	3.59	3.59
Y	17.1	17.7	17.5	18.9	18.2	16.3
Ta	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3
Tb	0.52	0.52	0.52	0.55	0.52	0.48
Yb	1.79	1.88	1.9	2.02	1.94	1.65
Tm	0.28	0.27	0.29	0.31	0.25	0.28
U	1.3	1.5	1.7	1.2	1.5	1
V	175	120	114	141	125	115
Zr	120.9	143.1	148.4	142.8	148.2	130.1
Co	21/7	15/1	15	18/2	15/1	12/7
Pb	3.1	6.2	20.8	3.3	4	58
Eu/Eu*	0.93	0.94	0.81	0.92	0.87	0.91
Mg#	0.55	0.48	0.49	0.51	0.47	0.47
(Dy/Yb) _n	1.12	1.09	0.99	1.04	1.02	1.15
(La/Sm) _n	3.45	3.96	4.21	3.67	4.27	3.35
Zr/Y	7.07	8.08	8.48	7.56	8.14	7.98
Nb/Ta	17	13.75	14.75	20.33	15	18.33
Zr/Hf	39	42.09	42.40	43.27	40.05	41.97
Pb/Rb	0.04	0.13	0.26	0.07	0.11	1.27
Pb/K ₂ O	2.92	5.79	11.89	2.21	3.77	30.05
La/Nb	3.73	4.20	4.07	3.74	3.95	3.38
Sm/Hf	1.15	1.11	1.05	1.22	0.97	1.16
Th/La	0.21	0.22	0.24	0.18	0.21	0.18
Nb/U	3.92	3.67	3.47	5.08	4	5.5
Ta/U	0.23	0.27	0.24	0.25	0.27	0.3
Ce/Pb	11.42	7.24	2.08	13.21	10.98	0.65
Nb/Th	1.31	1.10	1.04	1.53	1.20	1.67
Nb/La	0.27	0.24	0.25	0.27	0.25	0.30
La/Nb	3.73	4.20	4.07	3.74	3.95	3.38
La/Ta	63.33	57.75	60	76	59.25	62

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

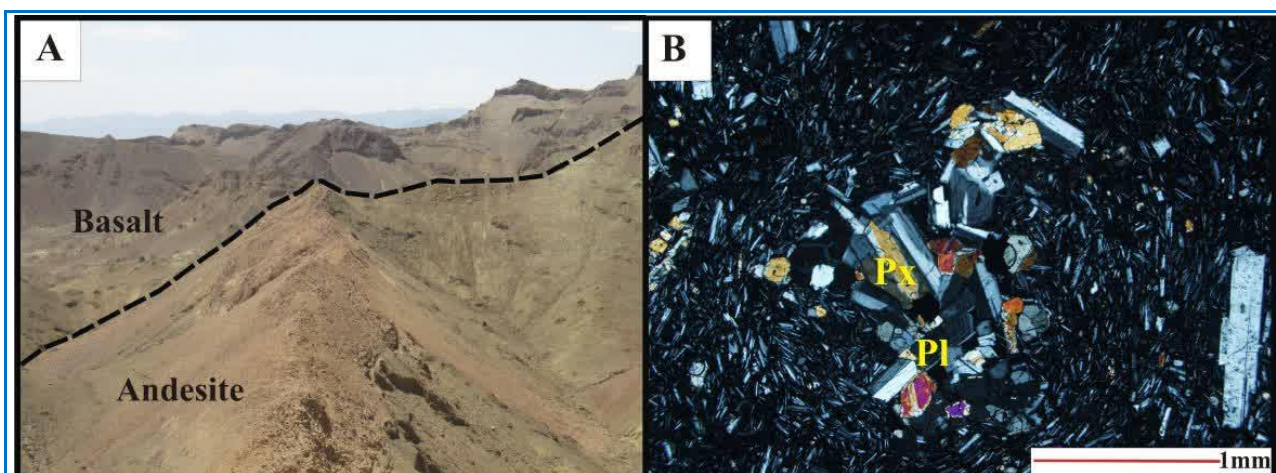
Sample	Basalt				
	89742-TG-18	89744-TG-19-2	89745-TG-20-1	89749-Kah-22-8	84802-YTRG-04
SiO ₂	47.34	47.18	46.89	46.77	47.03
TiO ₂	0.96	1.18	1.17	1.17	0.73
Al ₂ O ₃	17.81	16.71	16.58	16.53	14.86
Fe ₂ O _{3T}	10.43	8.84	8.97	8.89	9.38
MgO	6.02	6.95	7.19	7.62	8.48
MnO	0.22	0.22	0.16	0.23	0.17
CaO	9.06	8.65	9.45	8.87	9.35
Na ₂ O	3.26	4.23	4.37	3.88	3.45
K ₂ O	1	0.67	0.6	0.64	1.11
P ₂ O ₅	0.22	0.28	0.27	0.27	0.21
LOI	3.4	4.8	4	4.8	4.9
Total	99.72	99.71	99.65	99.67	99.67
Ce	24.2	24.3	24.3	24.5	19.3
Nb	2.6	4.7	4.4	4.1	1.6
Ni	28.4	55.8	56.9	55.9	44
Ba	422	134	115	124	166
Sr	596.4	435.8	659.1	453.1	563.5
Rb	19.1	10	9.8	9	22
Cs	3.5	33.5	27.7	33.7	0.6
Dy	3.6	3.65	3.39	3.7	2.53
Er	2.15	2.38	2.18	2.01	1.53
Eu	1.2	1.24	1.3	1.21	0.97
Ga	16.9	14.3	15	13.7	11.8
Gd	3.83	3.89	3.92	3.75	2.95
Hf	1.8	2.2	2.3	2.3	1.2
Ho	0.73	0.73	0.74	0.7	0.52
La	11.4	10.6	10.7	10.8	8.2
Lu	0.3	0.31	0.28	0.29	0.21
Th	1.1	0.8	0.8	0.9	1.4
Nd	14.7	15	15.8	14.8	12.9
Pr	3.33	3.29	3.27	3.25	2.63
Sm	3.45	3.66	3.53	3.49	2.92
Y	19.7	19.6	19.7	19.2	14.3
Ta	0.09	0.3	0.4	0.3	0.1
Tb	0.58	0.6	0.59	0.58	0.44
Yb	1.96	1.88	1.75	1.9	1.26
Tm	0.3	0.32	0.3	0.27	0.21
U	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3
V	282	212	210	210	298
Zr	66.1	101.1	99.3	95.8	42.7
Co	35/7	31/8	32/7	32/5	33/7
Pb	16.9	5.6	3.2	2.6	3.3
Eu/Eu*	1.01	1.01	1.07	1.02	1.01
Mg#	0.53	0.61	0.61	0.63	0.64
(Dy/Yb) _n	1.23	1.30	1.30	1.30	1.34
(La/Sm) _n	2.14	1.87	1.96	2.00	1.81
Zr/Y	3.36	5.16	5.04	4.99	2.99
Nb/Ta	28.89	15.67	11	13.67	16
Zr/Hf	36.72	45.95	43.17	41.65	35.58
Pb/Rb	0.88	0.56	0.33	0.29	0.15
Pb/K ₂ O	16.9	8.36	5.33	4.06	2.97
La/Nb	4.38	2.26	2.43	2.63	5.13
Sm/Hf	1.92	1.66	1.53	1.52	2.43
Th/La	0.10	0.08	0.07	0.08	0.17
Nb/U	6.5	23.5	22	20.5	5.33
Ta/U	0.225	1.5	2	1.5	0.33
Ce/Pb	1.43	4.34	7.59	9.42	5.85
Nb/Th	2.36	5.88	5.50	4.56	1.14
Nb/La	0.23	0.44	0.41	0.38	0.20
La/Nb	4.38	2.26	2.43	2.63	5.13
La/Ta	126.67	35.33	26.75	36	82

اپیدوت به‌عنوان کانی‌های ثانوی در سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شوند (شکل ۳- E).

مقدار درشت‌بلورها در این سنگ کم است و نزدیک به ۵ تا ۱۰ درصد سنگ را در بر گرفته‌اند. زمینه سنگ سرشار از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز است. تجمع‌های موضعی بلورها به مقدار کم دیده می‌شود. برخی از این تجمع‌ها شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز-قهوه‌ای (اکسی هورنبلند) هستند. برخی از آنها نیز تنها از پلاژیوکلاز ساخته شده‌اند. هورنبلند سبز و یا قهوه‌ای به‌صورت درشت‌بلور و ریزبلور دیده می‌شود. بیشتر درشت‌بلورها شکل‌دار هستند و در مقاطع عرضی با رخ کامل و حاشیه‌ی اوپاسیتی شده دیده می‌شوند (شکل ۳- F). به‌ندرت اکسی بیوتیت نیز در این سنگ دیده می‌شود. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. اندازه تجمع‌ها نزدیک به ۱ تا ۲ میلیمتر است. اندازه درشت‌بلورها نیز از بیشتر از ۰/۱ تا ۲ میلیمتر در نوسان است. بافت جریان‌ی از آرایش میکروولیت‌ها دیده می‌شود.

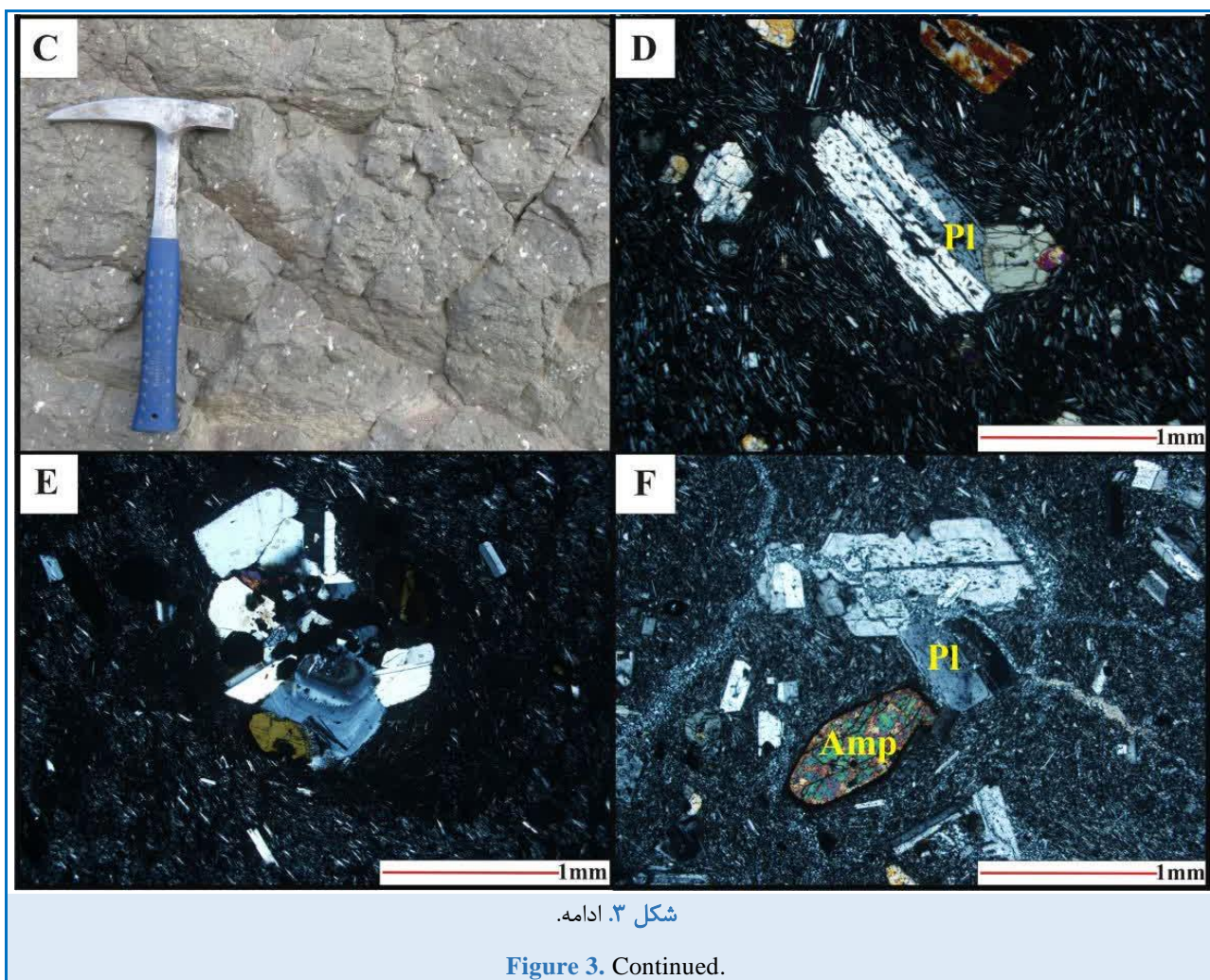
پلاژیوکلازها به‌صورت درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و میکروولیت در زمینه سنگ یافت می‌شوند (شکل ۳- D). این کانی بافت غربالی و منطقه‌بندی ترکیبی دارد که می‌تواند گواهی بر سردشدن سریع مذاب باشد. منطقه‌بندی نیز پیامد نبود تعادل و یکسان نبودن شرایط فیزیکی و شیمیایی در زمان تبلور ماگمای این سنگ‌هاست. کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به‌صورت درشت‌بلور تا بلورهای کوچک در زمینه سنگ دیده می‌شوند. این کانی‌ها نیز دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند و از تجمع آنها بافت گلومروپورفیریتیک پدید آمده است (شکل ۳- B).

آندزیت‌ها با رنگ خاکستری روشن تا کمی تیره با بافت‌های پورفیریتیک و گلومروپورفیریتیک دیده می‌شوند (شکل ۳- E). کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آندزیتی شامل آمفیبول (هورنبلند سبز و قهوه‌ای)، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. کانی‌های فرعی نیز شامل بیوتیت، اسفن، زیرکن و اپک هستند. سریسیت، کلریت، کلسیت و



شکل ۳. A) نمایی از سنگ‌های بازالتی و آندزیتی؛ B) بازالت با بافت گلومروپورفیریتیک با تجمع‌اتی از پیروکسن و پلاژیوکلاز؛ C) نمایی از بازالت‌ها با حفره‌های پر شده توسط زئولیت؛ D) بازالت‌ها با پلاژیوکلازهای با بافت غربالی؛ E) بافت گلومروپورفیریتیک شامل تجمع‌اتی از پلاژیوکلاز و آمفیبول در آندزیت‌ها؛ F) آندزیت دارای پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و آمفیبول شکل‌دار با حاشیه‌ی اپاسیتی شده (شکل‌های B، D، E و F تصاویرهای میکروسکوپی در XPL هستند).

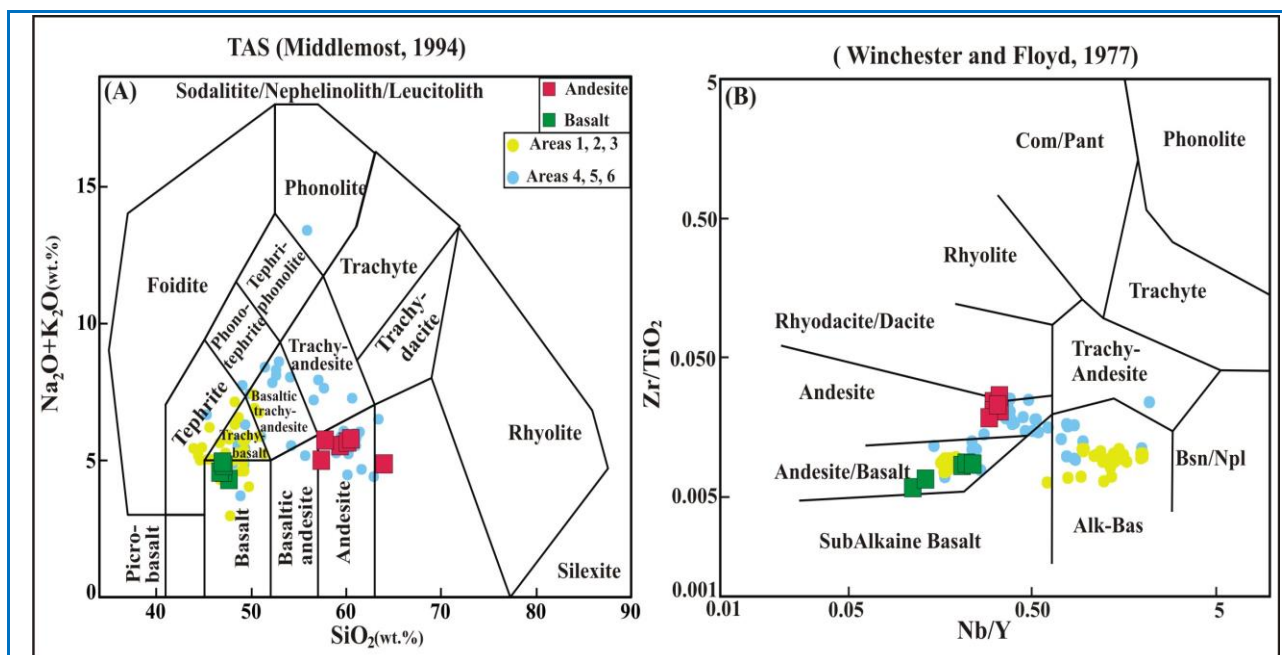
Figure 3. A) A field view of the basaltic and andesite rocks; B) Basalt with glomeroporphyritic texture made of accumulations of pyroxene and plagioclase; C) Basalts with cavities filled by zeolite; D) Basalts with sieve textured plagioclase; E) Glomeroporphyry texture including accumulations of plagioclase and amphibole in andesites; F) Andesite with sieve-textured plagioclase and euhedral amphibole with opacitized rim (Figures B, D, E, and F are XPL photomicrographs).



(شکل ۵-۱) و از سری کالک‌آلکان به‌شمار می‌روند (شکل ۵-۲). برپایه میزان K_2O (۰/۱-۶/۹۳ درصدوزنی)، سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده سرشت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط دارند (شکل‌های ۵-۳ و ۵-۴). در نمودارهای هارکر، مقادیر اکسید عنصرهای اصلی FeO^+ ، P_2O_5 ، MgO ، CaO ، MnO و TiO_2 با افزایش SiO_2 در هر گروه سنگی روند کاهشی نشان می‌دهند که پیامد تبلور کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (مانند پیروکسن و هورنبلند)، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار، اسفن، مگنتیت و آپاتیت است. همبستگی مثبت میان اکسیدهای K_2O و Na_2O با SiO_2 پیامد تبلور کانی‌هایی مانند پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز در مراحل پایانی انجماد ماگماست (شکل ۶).

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ‌کل سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها در جدول ۱ آورده شده‌اند. برپایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی و برپایه نمودارهای رده‌بندی SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (شکل ۴-۱) و نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (شکل ۴-۲) شماره ۵ نمونه در محدوده ترکیبی بازالت با مقدار SiO_2 برابر با ۴۶/۷۷-۴۷/۳۴ درصدوزنی و شماره ۶ نمونه دیگر با ترکیب آندزیت و مقدار SiO_2 برابر با ۶۴/۰۳-۵۷/۴۵ درصدوزنی جای دارند. این سنگ‌ها سرشت ماگمایی ساب‌آلکان دارند



شکل ۴. نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی، (A) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (Middlemost, 1994)؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977). ۱. گدازه‌های بازالتی الیگوسن خاور و جنوب‌خاوری شاهرود (Ghasemi et al., 2011)؛ ۲. بازالت‌های آلکالی الیگوسن در منطقه سبزواری (Rostami-Hossouri et al., 2020)؛ ۳. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز به سن ائوسن پایانی (Mardani-Beldaji, 2011)؛ ۴. سنگ‌های آندزیتی کالک‌آلکان ائوسن میانی در باختر تربت حیدریه (Saki, 2023)؛ ۵. گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی ائوسن منطقه احمدآباد - خارتوران (Semiari, 2015)؛ ۶. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس‌آباد (Ghasemi and Rezaei-Kakhkhai, 2015).

Figure 4. The classification diagrams of volcanic rocks **A)** The silica versus total alkali diagram (Middlemost, 1994); **B)** Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1977) (1. Oligocene basaltic lavas in the east and southeast of Shahrood (Ghasemi et al., 2011); 2. Oligocene alkaline basalts in the Sabzevar area (Rostami-Hossouri et al., 2020); 3. Upper Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks of the Pahnnavaz area (Mardani-Beldaji, 2011); 4. Middle Eocene calc-alkaline andesitic rocks in the west of Torbat-e Heydarieh (Saki, 2023); 5. Eocene semi-volcanic domes of the Ahmadabad-Khartoran area (Semiari, 2015); 6. Eocene volcanic rocks of the Davarzen-Abbasabad (Ghasemi and Rezaei-Kakhkhai, 2015)).

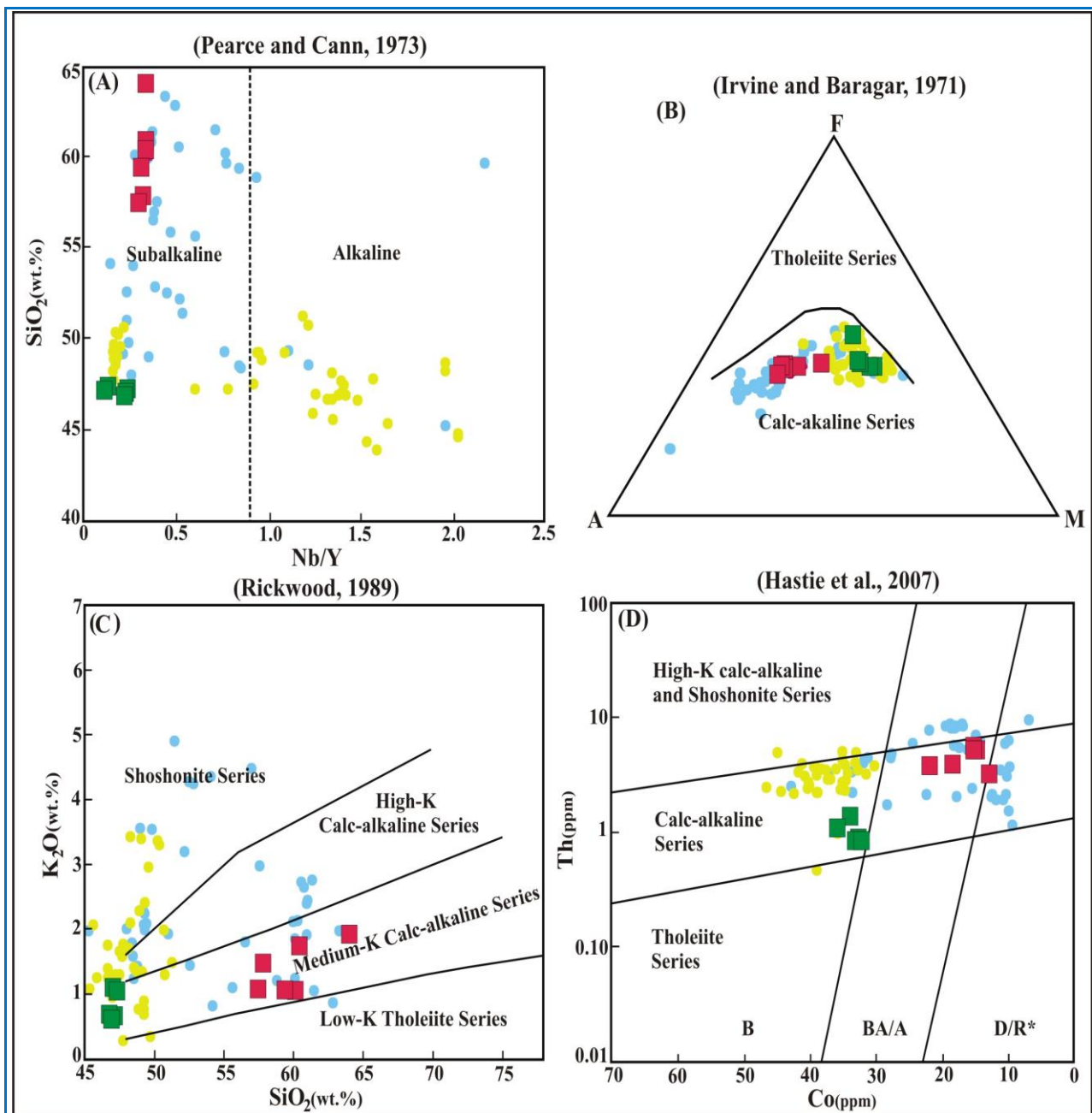
از LILE و LREE نسبت به HREE و HFSE همراه با آنومالی منفی Ti، Ta و Nb و آنومالی مثبت Pb و Sr نشان می‌دهند.

در نمودار بهنجارشده عنصرهای خاکی کمیاب به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)، هر دو گروه سنگ‌های بازالتی و آندزیتی بررسی شده الگوی کمابیش مشابهی از غنی‌شدگی عنصرهای LREE نسبت به MREE و HREE نشان می‌دهند (شکل‌های E-γ و -γ). همچنین، عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) در نمونه‌های بررسی شده الگوی کمابیش سطح نشان

از آنجایی که عنصرهای خاکی کمیاب به نسبت دیگر عنصرها، کمتر تحت تأثیر عواملی مانند هوازدگی و دگرسانی‌های گرمایی قرار می‌گیرند، از الگوی فراوانی آنها برای تعیین خاستگاه سنگ‌های آذرین می‌توان بهره گرفت (Boynton, 1984; Rollinson, 1993). همانگونه که در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجارشده به ترکیب NMORB (Sun and McDonough, 1989) MORB و (Pearce, 1983) برای سنگ‌های بررسی شده دیده می‌شود (شکل‌های A-γ، B-γ، C-γ و D-γ)، سنگ‌ها غنی‌شدگی نسبی

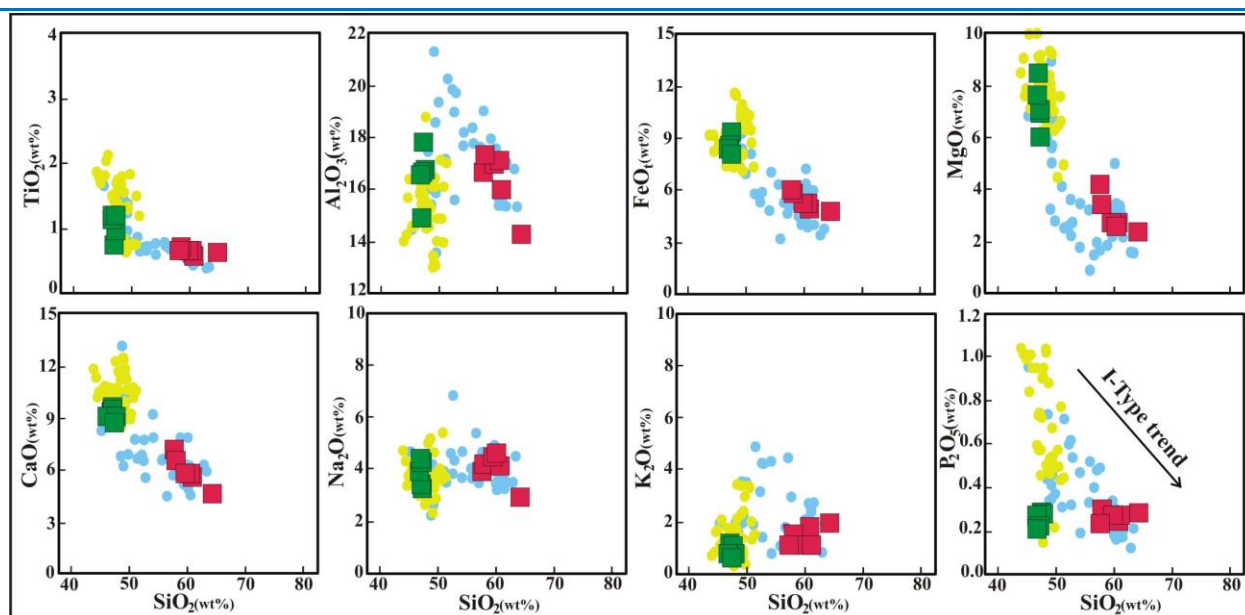
بازیک دیده نمی‌شود و سنگ‌های آندزیتی نیز آنومالی منفی ضعیف از Eu را نشان می‌دهند (شکل‌های E-۷ و F-۷).

می‌دهند. میانگین مقدار Eu/Eu^* برای سنگ‌های بازالتی و آندزیتی بررسی شده به ترتیب ۱/۰۲ و ۰/۹۰ به دست آمده است (جدول ۱). ناهنجاری منفی Eu در سنگ‌های



شکل ۵. سری ماگمایی سنگ‌های بررسی شده (A) نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Pearce and Cann, 1973); (B) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971); (C) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989); (D) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 5. The magmatic series of the study rocks A) Nb/Y versus SiO_2 diagram (Pearce and Cann, 1973); B) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); C) SiO_2 versus K_2O diagram (Rickwood, 1989); D) Co versus Th diagram (Hastie et al., 2007) (Symbols are as in Figure 4).



شکل ۶. نمودار تغییرات عنصرهای اصلی در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی طرود (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 6. The variation diagrams of major elements versus SiO_2 for the volcanic rocks in Torud area (Symbols are as in Figure 4).

(1993). برای بررسی و شناخت دقیق جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود، از نمودارهای مختلفی بهره گرفته شد (شکل ۸). برپایه تغییرات Zr در برابر Nb/Zr، نمونه‌های بررسی شده محیط زمین ساختی فرورانشی را نشان می‌دهند (شکل ۸-۸). برپایه مقادیر نسبت Zr/Y (۳/۵-۸)، سنگ‌های بررسی شده در محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای پدید آمده‌اند. این نسبت برای کمان آتشفشانی قاره‌ای از ۳ بیشتر و برای کمان آتشفشانی اقیانوسی از ۳ کمتر است (Pearce, 1983). نسبت کم Nb/Y (۰/۱۱ تا ۰/۳۴) نیز نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش (حاشیه فعال قاره‌ای) است؛ به گونه‌ای که در حاشیه فعال قاره‌ای این نسبت از ۱/۷۲ کمتر است (Pearce, 1983; Temel et al., 1998;) در برابر Ta/Yb (Koralay et al., 2011). برپایه نمودار Th/Yb برابر سنگ‌های بررسی شده طرود در محدوده کمان ماگمایی وابسته به قاره (حاشیه فعال

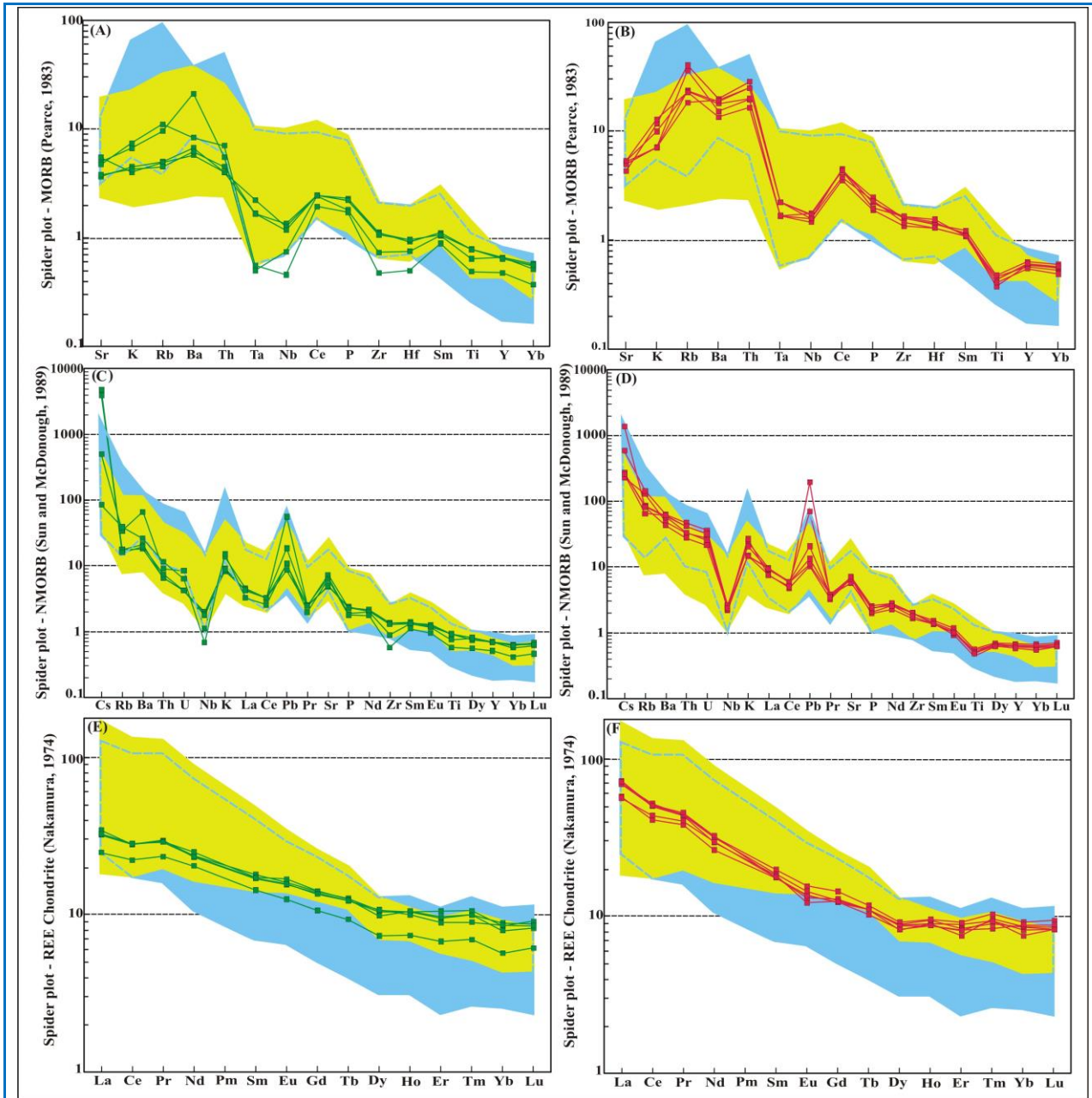
بحث

جایگاه زمین ساختی

همان گونه که گفته شد سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود سرشت کالک‌آلکان دارند که نشان‌دهنده پیدایش آنها در محیط‌های زمین ساختی مربوط به مرزهای ورقه‌های همگراست (Harangi et al., 2007). غنی‌شدگی نسبی از LILE و LREE نسبت به HREE و HFSE همراه با آنومالی منفی Ti، Ta و Nb و آنومالی مثبت Sr و Pb در این سنگ‌ها نیز از شواهد پیدایش ماگمای آنها در پهنه‌های فرورانش هستند (Pearce, 1983; Wilson, 1989; Winter,) (2001; Sommer et al., 2006; Gill, 2010). البته در پهنه‌های فرورانش، رسوب‌ها و سیال‌های موجود در پوسته اقیانوسی فرورو می‌توانند سبب غنی‌شدگی گوه گشته‌ای از عنصرهای ناسازگار و کمیاب شوند. افزون بر این، نقش آرایش با مواد پوسته‌ای در تغییر فراوانی این عنصرها را نمی‌توان نادیده گرفت (Wilson, 1989; Rollinson,)

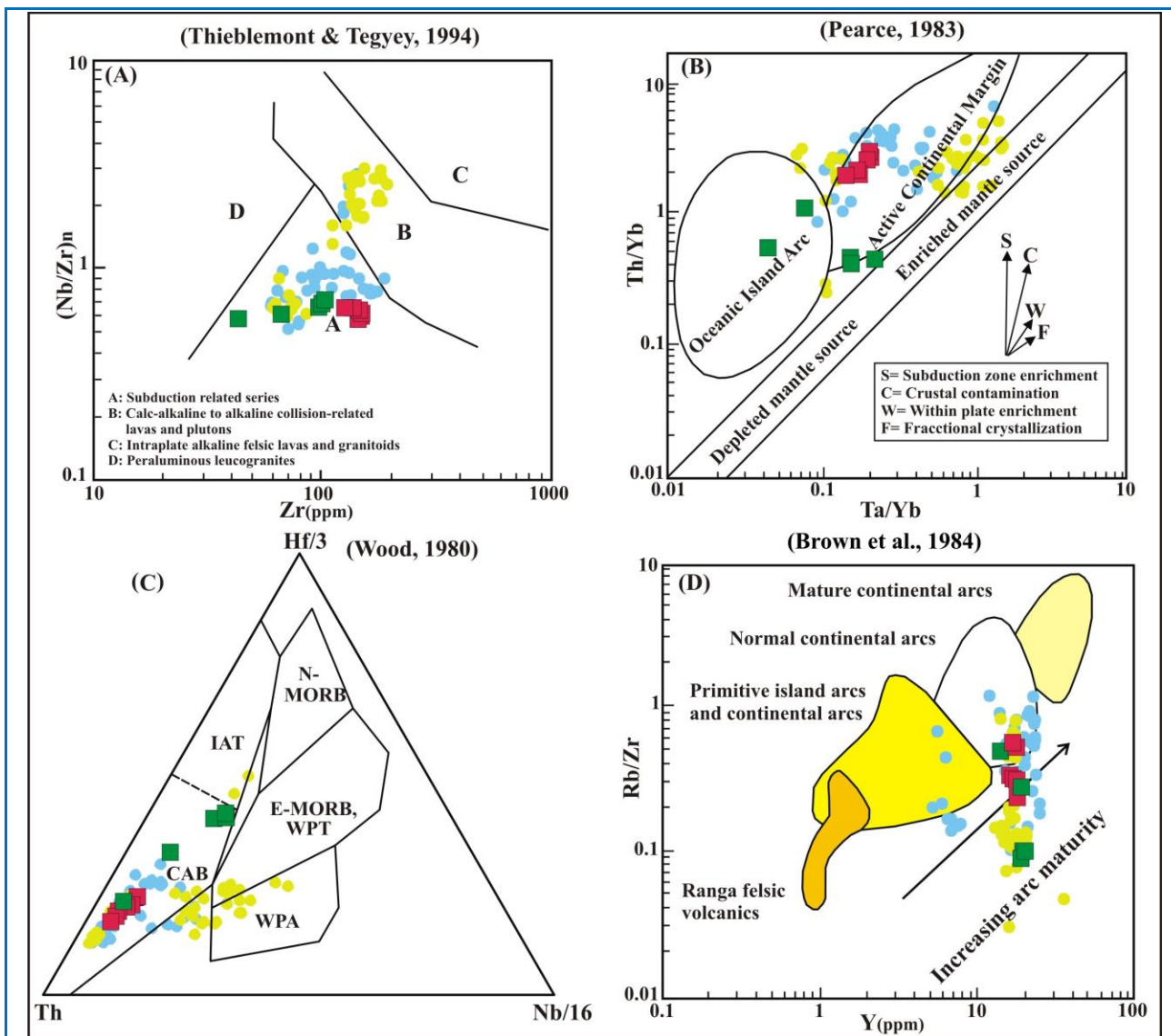
(شکل ۸-۳). همچنین، برپایه نمودار Y در برابر Rb/Zr، نمونه‌های بررسی‌شده در محیط کمان قاره‌ای عادی فوران کرده‌اند (شکل ۸-۴).

قاره‌ای) جای گرفته‌اند (شکل ۸-۲). در نمودار Th-Hf/3-Nb/16، این سنگ‌های آتشفشانی در محدوده بازالت‌های کمان قاره‌ای جای گرفته‌اند



شکل ۷. A، B) نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به ترکیب MORB (Pearce, 1983؛ C، D) نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به ترکیب NMORB (Sun and McDonough, 1989؛ E، F) نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 7. A, B) MORB-normalized multi-element diagrams (Pearce, 1983); C, D) NMORB-normalized multi-element diagrams (Sun and McDonough, 1989); E, F) Chondrite-normalized rare earth element (REE) diagrams (Nakamura, 1974) (Symbols are as in Figure 4).



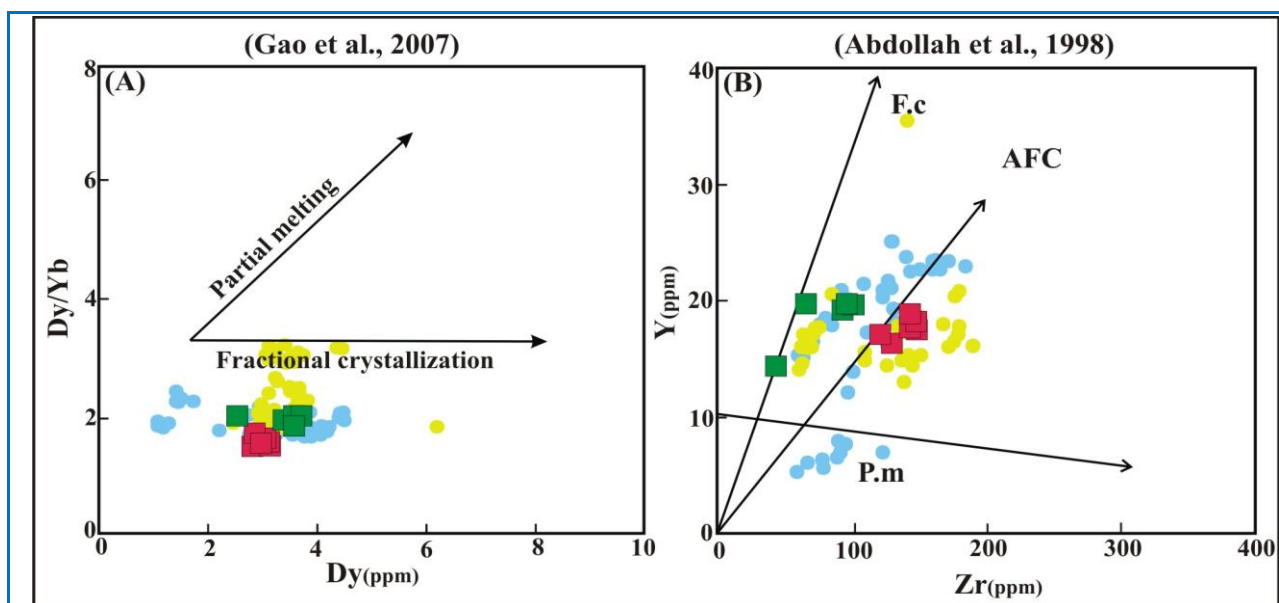
شکل ۸. تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بررسی‌شده (A نمودار Zr در برابر Nb/Zr (Thieblemont and Tegye, 1994); (B نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983); (C نمودار سه‌تایی Th-Hf/3-Nb/16 (Wood, 1980); (D نمودار Rb/Zr در برابر Y (Brown et al., 1984) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 8. The tectonic setting of the study rocks **A**) Zr versus Nb/Zr diagram (Thieblemont and Tegye, 1994); **B**) Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 1983); **C**) Th-Hf/3-Nb/16 ternary diagram (Wood, 1980); **D**) Y versus Rb/Zr diagram (Brown et al., 1984) (Symbols are as in Figure 4)

سبب تغییر در ترکیب ماگما می‌شوند (Davidson and Tegy, 1997). بر پایه نمودارهای Dy در برابر Dy/Yb (شکل ۹-A) و Zr در برابر Y (شکل ۹-B)، تبلوربخشی سبب تنوع سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود شده است که تا اندازه‌ای نیز هضم و آرایش پوسته‌ای در این تنوع ترکیبی نقش داشته‌اند.

فرایندهای ماگمایی

ذوب‌بخشی پوسته زیرین مافیک و تبلوربخشی (تبلور تفریقی) ماگمای بازالتی آبدار از عوامل اصلی در پیدایش انواع ماگماها هستند (Bissig et al., 2003; Hollings et al., 2005). همچنین، فرایندهای اختلاط ماگمایی و هضم سنگ‌های مجرا



شکل ۹. بررسی روند پیدایش سنگ‌های بررسی شده هنگام فرایندهای ماگمایی (A) نمودار Dy در برابر Dy/Yb (Gao et al., 2007؛ B) نمودار Zr در برابر Y (Abdollah et al., 1998) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 9. The study of the formation process of the study rocks during magmatic processes A) Dy versus Dy/Yb diagram (Gao et al., 2007); B) Zr versus Y diagram (Abdollah et al., 1998) (Symbols are as in Figure 4).

Prowatke and Klemme, 2006; Coban, 2007; Kaygusuz et al., 2008).

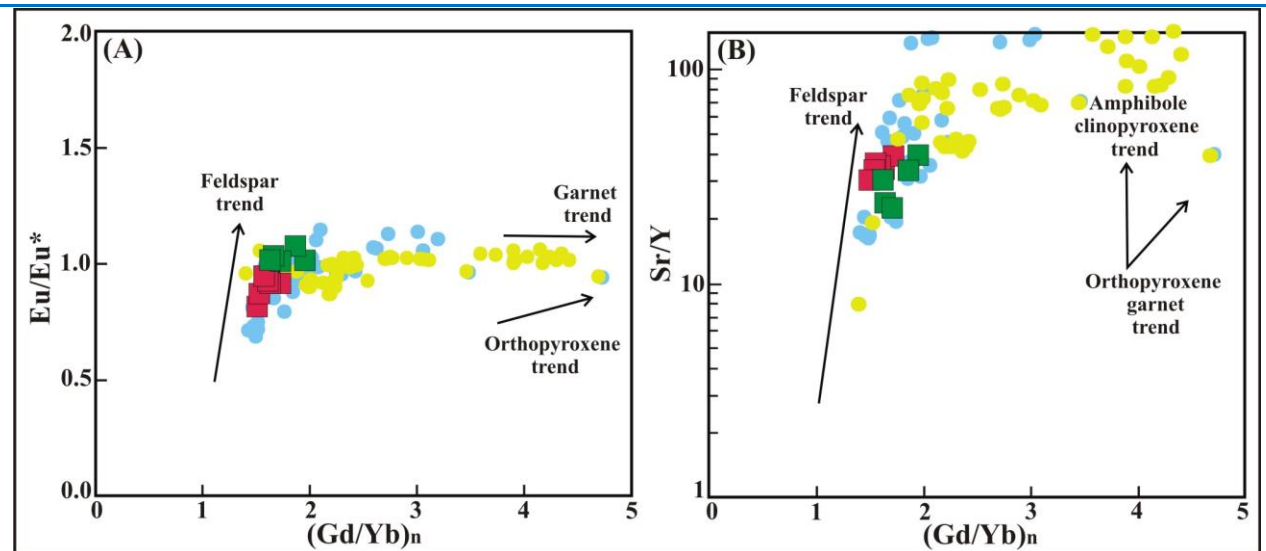
نسبت‌های $(La/Sm)_n$ و $(Dy/Yb)_n$ برای سنگ‌های آتشفشانی بازالتی جنوب طرود به ترتیب برابر با ۱/۸۱ تا ۲/۱۴ و ۱/۲۳ تا ۱/۳۴ و در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی این منطقه به ترتیب برابر با ۳/۳۵ تا ۴/۲۷ و ۰/۹۹ تا ۱/۱۵ هستند که با جدایش بلوری هورنبلند همخوانی دارند. افزون‌براین، نبود یا دست‌کم ناهنجاری Eu ($Eu/Eu^* \approx 1$) و روند افزایشی نسبت‌های Eu/Eu^* و Sr/Y با افزایش $(Gd/Yb)_n$ نیز می‌تواند پیامد تبلوربخشی پلاژیوکلاز و چه‌بسا هورنبلند و کلینوپیروکسن باشد (Richards et al., 2012; Lahtinen et al., 2016) (شکل‌های ۱۰-A و ۱۰-B).

برای مشخص کردن این که جدایش بلوری کدام کانی در سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود عامل تحول ماگمایی به‌شمار می‌آید، می‌توان نمودارهای Rb در برابر Ba (شکل ۱۱-A)، Rb در برابر Sr (شکل ۱۱-B) و MgO در برابر CaO/Al_2O_3 (شکل ۱۱-C) و SiO_2 در برابر Al_2O_3/CaO (شکل ۱۱-D)

الگوی توزیع عنصرهای خاکی کمیاب برای نمونه‌های بررسی شده در نمودار به‌نچار شده به ترکیب کندریت (شکل‌های E-۷ و F-۷)، بالا بودن مقادیر LREE نسبت به دیگر عنصرهای خاکی کمیاب (MREE, HREE) را نشان می‌دهد. جهانگیری (Jahangiri, 2007) نشان داد غنی‌شدگی MREE نسبت به HREE می‌تواند گویای تبلوربخشی کانی هورنبلند یا گارنت‌دار بودن خاستگاه باشد؛ به‌گونه‌ای که افزایش نسبت LREE/MREE و نسبت MREE/HREE به صورت ثابت یا کاهش، احتمالاً نشان‌دهنده نقش جدایش بلوری هورنبلند در خاستگاه نمونه‌های بررسی شده است؛ زیرا هورنبلند گرایش ترکیبی به عنصرهای خاکی کمیاب متوسط (MREE; Kd) دارد. همان‌گونه که دیده می‌شود، نسبت $(Dy/Yb)_n$ نمونه‌های بررسی شده یک روند ثابت و کمابیش کاهش اندک را نشان می‌دهد که این روند با تبلور آمفیبول همخوانی دارد (نسبت $(Dy/Yb)_n$ از یک کمتر یا نزدیک به یک است). نسبت $(Dy/Yb)_n$ بالاتر از ۱/۶ نشان‌دهنده حضور گارنت در ناحیه خاستگاه است (Bourdon et al., 2002; Bachmann et al., 2005;)

بررسی شده نقش مهمی در تحول ماگماهای سازنده آنها بازی کرده است.

را به کار برد. برپایه این نمودارها، تبلوربخشی کلینوپیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز در سنگ‌های



شکل ۱۰. نقش تبلوربخشی کانی‌های فلدسپار، هورنبلند و کلینوپیروکسن در تنوع سنگ‌های بررسی شده در نمودارهای $(Dy/Yb)_n$ در برابر Eu/Eu^* (A)؛ Sr/Y (B) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 10. The role of fractional crystallization of feldspar, hornblende, and clinopyroxene in the diversity of the studied rocks based on $(Dy/Yb)_n$ versus **A)** Eu/Eu^* ; **B)** Sr/Y diagrams (Symbols are as in Figure 4).

(شکل ۱۲-B) بهره گرفت. برپایه این نمودارها (شکل ۱۲) سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود بیشتر خاستگاه گوشته‌ای دارند که هضم و آرایش پوسته‌ای در تحول و تنوع ترکیبی آنها نقش داشته است.

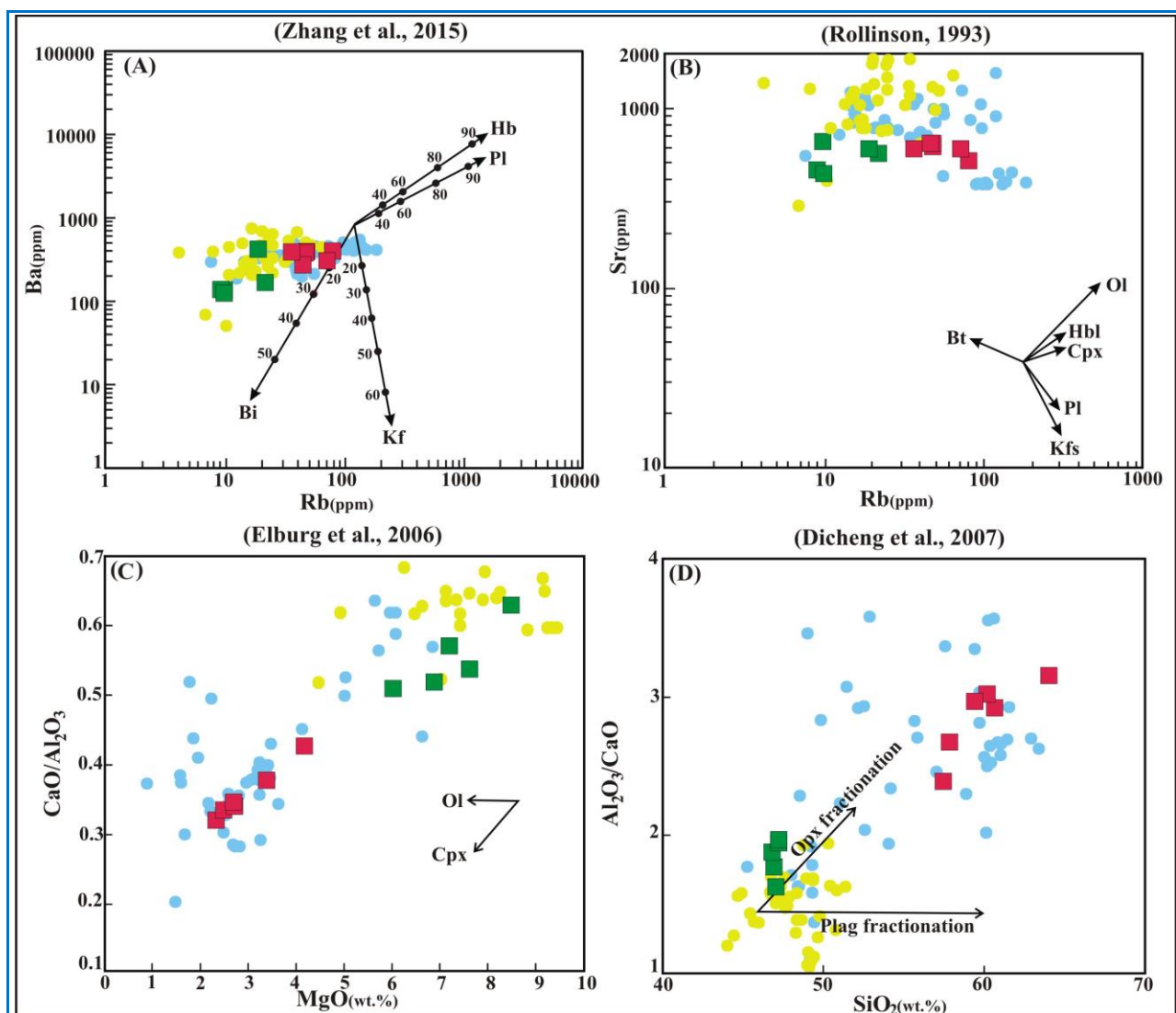
از دیدگاه ترکیب زمین‌شیمیایی، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده مقدار کمی SiO_2 و محتوای بالای Sr دارند و ناهنجاری چشمگیر Eu نشان نمی‌دهند (جدول ۱). با توجه به بررسی‌های پژوهشگران (Rapp et al., 1991; Rapp and Watson, 1995; Patiño Douce, 1999) همگی می‌توانند نشان‌دهنده یک خاستگاه گوشته‌ای برای سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده باشند. میزان $Mg\#$ بیشتر از ۴۰ برای نمونه‌های آتشفشانی بازالتی و آندزیتی بررسی شده (میانگین $Mg\#$ به ترتیب ۶۰/۵۷ و ۴۹/۳۹)، نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای برای این نمونه‌هاست؛ زیرا میزان $Mg\#$ از مهم‌ترین فاکتورها برای تمایز میان خاستگاه گوشته‌ای یا پوسته‌ای ماگماست؛ به‌گونه‌ای که میزان

تعیین خاستگاه

برپایه آنچه گفته شد، سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در یک محیط زمین‌ساختی کمان آتشفشانی مرتبط با حاشیه قاره‌ای پدید آمده‌اند. ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش در پی عواملی مانند (۱) ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده؛ (۲) ذوب پوسته قاره‌ای و (۳) ذوب گوشته (سست‌کره‌ای یا سنگ‌کره‌ای) پدید می‌آیند (Wilson, 1989; Vigneresse, 2004). در این پهنه‌ها، سیال‌های حاصل از آب‌زدایی تخته اقیانوسی فرورونده با ورود به گوه گوشته‌ای، سبب متاسوماتیسم، غنی‌شدگی از عنصرهای ناسازگار، ذوب‌بخشی و در نهایت پیدایش ماگما می‌شوند. از این‌رو، در این موارد، بخشی از پوسته اقیانوسی نیز ذوب می‌شود و در پیدایش ماگماهای تولید شده از این مناطق، مشارکت می‌کنند. برای تمایز خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای سنگ‌های بررسی شده، می‌توان از نمودارهای گوناگونی مانند نمودارهای δEu برابر $(La/Yb)_n$ (شکل ۱۲-A) و Rb/Sr در برابر Nb/U

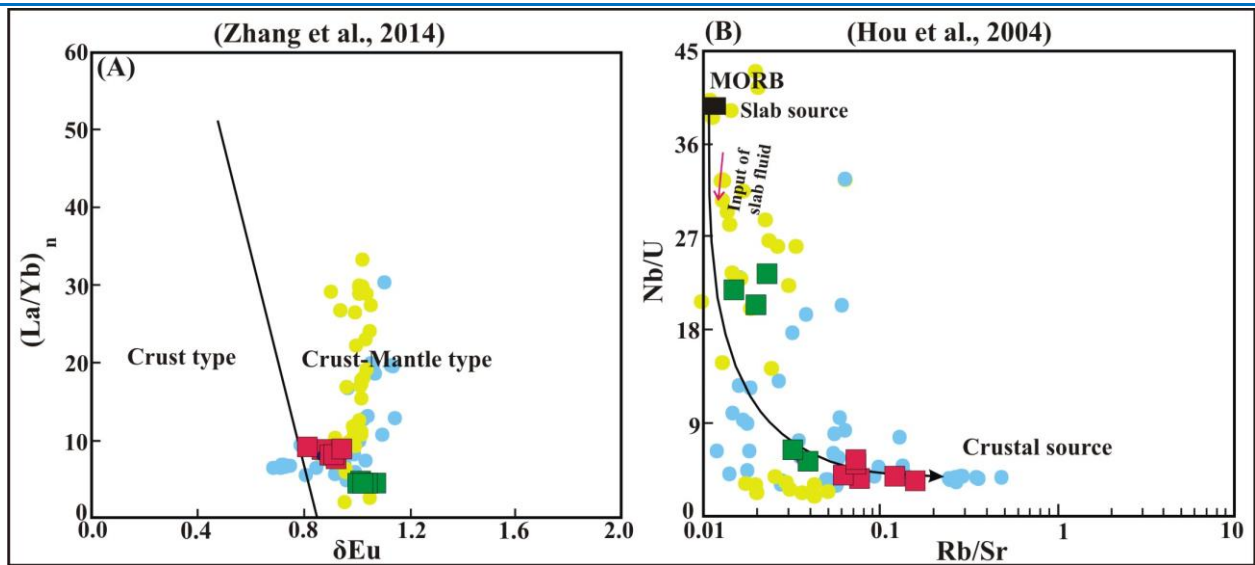
پیدایش در گوشته، تحت تأثیر فرایندهای ماگمایی مانند تبلوربخشی و هضم و آرایش پوسته‌ای (فرایند AFC) تکامل یافته‌اند. در نمودارهای Dy در برابر Dy/Yb (شکل ۹-ب) و Zr در برابر Y (شکل ۹-ا) و نمودار SiO₂ در برابر Th/Nb (شکل ۱۳-ب) می‌توان به خوبی نشان داد تبلوربخشی و آرایش پوسته‌ای در تنوع و تحول سنگ‌های بررسی‌شده نقش دارند.

Mg# کمتر از ۴۰ نشان‌دهنده اینست که مذاب بازالتی از خاستگاه پوسته زیرین مافیک جدا شده است و اگر میزان Mg# از ۴۰ بیشتر باشد، مذاب از خاستگاه گوشته‌ای جدا شده است (Rapp and Watson, 1995; Patiño, 1999). همان‌گونه که در نمودار MgO در برابر Ni (شکل ۱۳-ا) نشان داده شده است، مذاب‌های سازنده سنگ‌های بررسی‌شده، مذاب اولیه نبوده‌اند، بلکه پس از



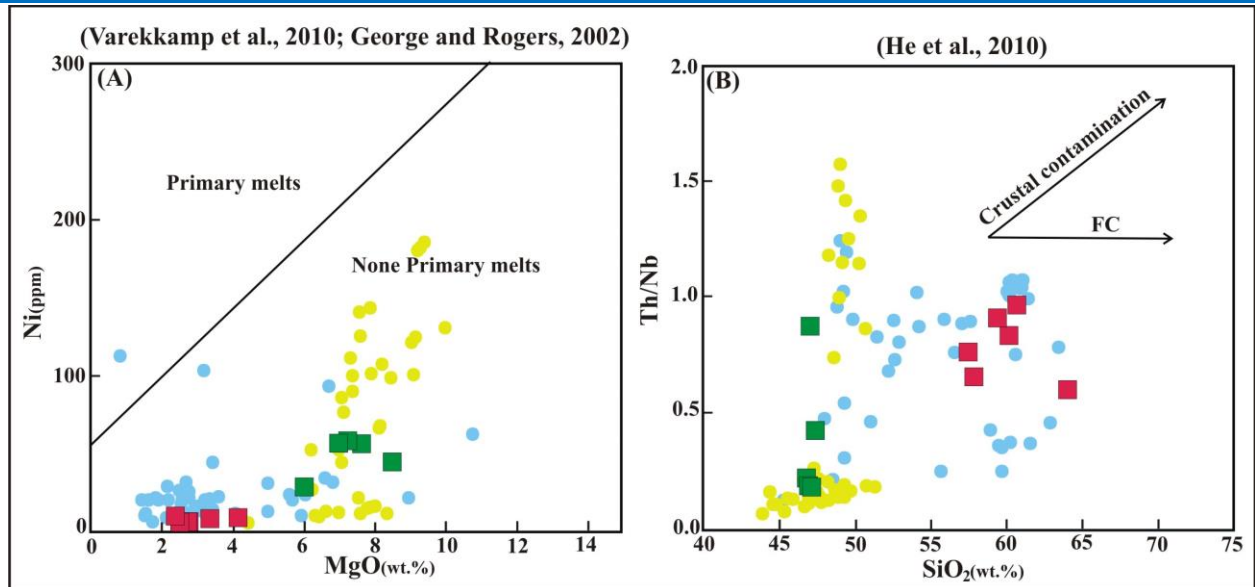
شکل ۱۱. A) نمودار Ba در برابر Rb (Zhang et al., 2015); B) نمودار Sr در برابر Rb (Rollinson, 1993); C) نمودار MgO در برابر CaO/Al₂O₃ (Elburg et al., 2006); D) نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃/CaO (Dicheng et al., 2007) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 11. A) Rb versus Ba diagram (Zhang et al., 2015); B) Rb versus Sr diagram (Rollinson, 1993); C) MgO versus CaO/Al₂O₃ diagram (Elburg et al., 2006); D) SiO₂ versus Al₂O₃/CaO diagram (Dicheng et al., 2007) (Symbols are as in Figure 4).



شکل ۱۲. خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود (A) نمودار δEu در برابر $(La/Yb)_n$ (Zhang et al., 2014) ($\delta Eu = Eu_n / (Sm_n + Gd_n)^{0.5}$); (B) نمودار Rb/Sr در برابر Nb/U (Hou et al., 2004) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 12. The origin of volcanic rocks in the south of Torud (A) δEu versus $(La/Yb)_n$ diagram (Zhang et al., 2014) ($\delta Eu = Eu_n / (Sm_n + Gd_n)^{0.5}$); (B) Rb/Sr versus Nb/U diagram (Hou et al., 2004) (Symbols are as in Figure 4).



شکل ۱۳. (A) تعیین اولیه و غیر اولیه بودن ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود در نمودار Ni در برابر MgO (George and Rogers, 2002; Varekamp et al., 2010); (B) بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در نمونه‌های بررسی شده در نمودار SiO_2 در برابر Th/Nb (Rogers, 2002; Varekamp et al., 2010) (He et al., 2010) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 13. A) Determination of the primary and non-primary nature of the magma that formed the volcanic rocks in the south of Torud in MgO versus Ni diagram (George and Rogers, 2002; Varekamp et al., 2010); (B) The role of crust contamination on the studied samples using the SiO_2 versus Th/Nb diagram (He et al., 2010) (Symbols are as in Figure 4).

برای تفکیک نقش رسوب‌های بالای صفحه فرورونده از آلودگی پوسته‌ای در ماگماهای خاستگاه می‌توان از شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند نسبت‌های Pb/Rb ، Pb/K_2O ، La/Nb و Sm/Hf بهره گرفت. رسوب‌های پلاژیک بالای ورقه فرورونده نسبت‌های Pb/Rb (۰/۳۷-۰/۳)، Pb/K_2O (۱۲-۱۴)، La/Nb (نزدیک به ۳/۵) و میانگین نسبت Sm/Hf برابر با ۳ دارند؛ اما پوسته قاره‌ای نسبت‌های Pb/Rb (۰/۱۵-۰/۱۰)، Pb/K_2O (۸-۰)، La/Nb (۳-۱) و Sm/Hf (میانگین برابر ۱) کمتری نشان می‌دهد (Plank, 2005; Çoban et al., 2012). سنگ‌های بازالتی دارای نسبت‌های Pb/Rb (۰/۱۵-۰/۸۸)، Pb/K_2O (۲/۹۷-۱۶/۹۰)، La/Nb (۵/۱۳-۲/۲۶) میانگین Sm/Hf (۳/۳۷) و (میانگین ۱/۸۱) و در آندزیت‌های بررسی شده دارای نسبت‌های Pb/Rb (۱-۲۷)، Pb/K_2O (۲/۳۰-۲۱/۰۵)، La/Nb (۳/۴-۳۸/۲۰) و میانگین Sm/Hf (۳/۸۴) است که نشان‌دهنده نقش مشترک هر دو مؤلفه بیان شده در آلودگی ماگمای جداد شده از گوشته است.

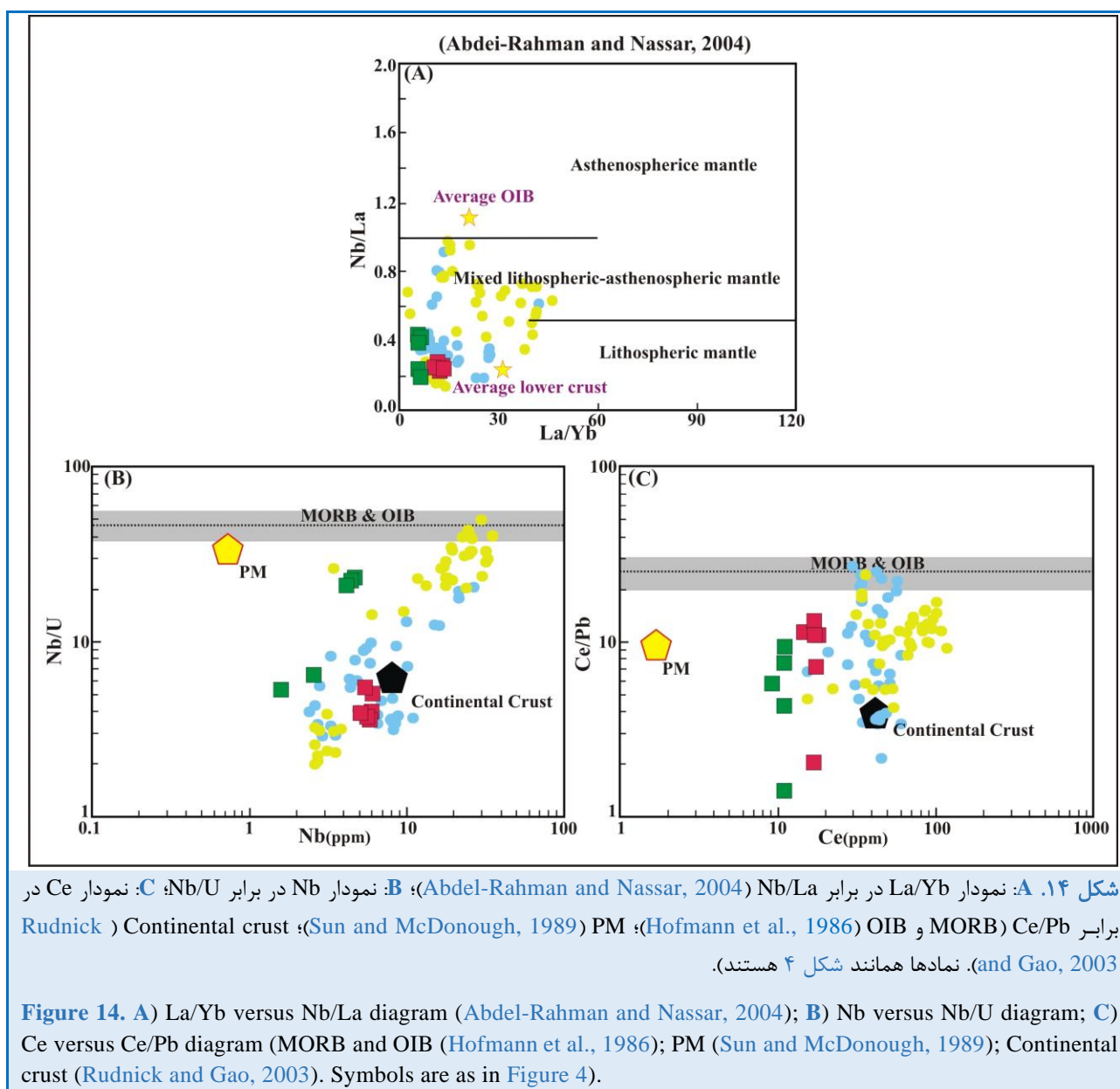
در نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (شکل ۱۵-A)، نمونه‌های بررسی شده به صورت کمابیش عمودی قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده غنی‌شدگی در پی مؤلفه‌های فرورانش و یا آرایش پوسته‌ای در تحولات ماگمایی این سنگ‌هاست.

نسبت Th/La در بازالت‌های اقیانوسی کم است (کمتر از ۰/۲)، در قاره‌ها بالا (بیشتر از ۰/۲۵) و در بازالت‌های کمائی و رسوب‌های دریایی از ۰/۰۹ تا ۰/۳۴ در نوسان است. این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و آندزیت‌ها به ترتیب برابر با ۰/۰۷ تا ۰/۱۷ و ۰/۱۸ تا ۰/۲۴ است که می‌تواند نشان‌دهنده نقش رسوب‌های دریایی در خاستگاه این سنگ‌ها باشد (Kessel et al., 2005). در نمودارهای Sm/La در برابر Th/La (شکل ۱۵-B) و Ba/Rb در برابر Nb/La (شکل ۱۵-C) نقش مؤلفه‌های پوسته‌ای در نمونه‌های بررسی شده را نشان می‌دهد.

میانگین نسبت‌های Nb/Ta و Zr/Hf برای ماگماهای جداد شده از پوسته به ترتیب برابر با ۱۱/۴ و ۳۳ (Weaver and Tarney, 1984; McDonough and Sun, 1995) و ۱۸ و ۳۷ (McDonough and Sun, 1995) هستند. میانگین این نسبت‌ها در نمونه‌های آتشفشانی بازالتی به ترتیب برابر با ۱۷/۰۴ و ۴۰/۶۲ و آندزیتی بررسی شده به ترتیب برابر با ۱۶/۵۳ و ۴۱/۴۶ هستند که کمابیش همانند ماگماهای جداد شده از گوشته هستند؛ اما نمی‌توان نقش پوسته را نادیده گرفت.

غنی‌شدگی از LILE و LREE و آنومالی منفی Nb-Ti-Ta در نمونه‌های بررسی شده همانند ویژگی‌های ماگماهای جداد شده از گوشته سنگ‌کره‌ای هستند (Zhao and Zhou, 2007; Zhao et al., 2010)، این در حالیست که ماگماهای جداد شده از گوشته سست‌کره‌ای الگوی همانند MORB (یعنی تهی‌شدگی از LILE و LREE بدون تهی‌شدگی از Nb و Ta) (Sun and McDonough, 1989) یا OIB با آنومالی مثبت Nb-Ta نشان می‌دهند. افزون‌براین، ماگماهای جداد شده از گوشته در محیط‌های فرورانش حاشیه قاره معمولاً تا اندازه‌ای با پوسته هنگام صعود و یا اقامت در آشیانه‌های ماگما پوسته در تعامل هستند (Ashwal et al., 1986; Hildreth and Moor bath, 1988). نمودار La/Yb در برابر Nb/La نشان می‌دهد نمونه‌ها از خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای با مشارکت پوسته قاره‌ای پدید آمده‌اند (شکل ۱۴-A). برپایه نمودارهای Nb در برابر Nb/U و Ce در برابر Ce/Pb (شکل‌های ۱۴-B و ۱۴-C) سنگ‌های بررسی شده روندی از گوشته به سوی پوسته را نشان می‌دهند که گواهی بر جداسدن سنگ‌های بررسی شده از دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای هستند (البته با سهم مشارکت متفاوت).

همچنین، غنی‌شدگی از LREE و LILE (Rb, K, Cs, Th, U, Pb) آنومالی مثبت و آنومالی منفی Nb و Ta در نمونه‌های بررسی شده می‌تواند با مایعات/مذاب آزاد شده از یک صفحه فرورو یا آلودگی پوسته‌ای ماگما در محیطی قاره‌ای پدید آید (Taylor and McLennan, 1985; Zhao and Zhou, 2007).



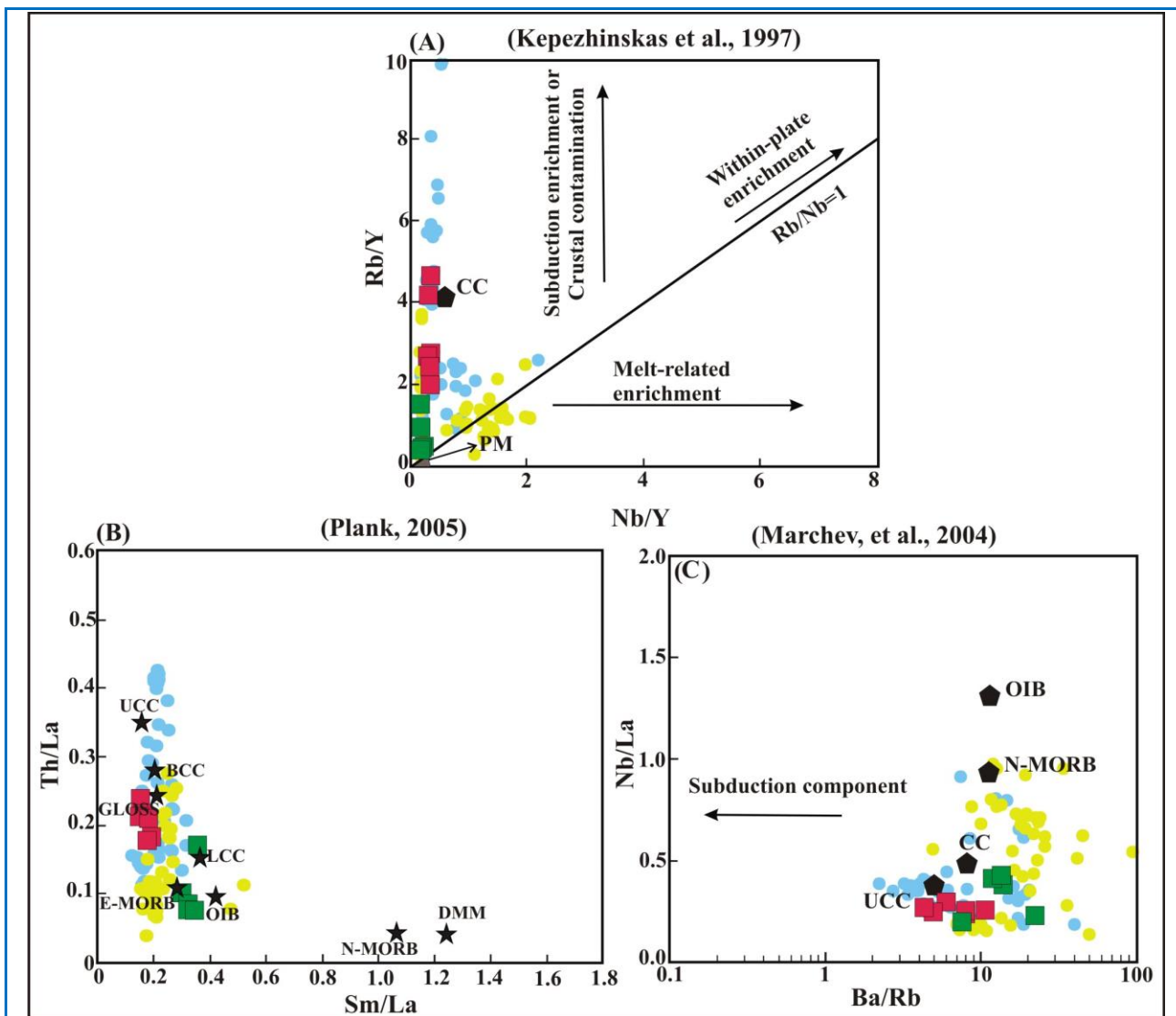
شکل ۱۴. A: نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Abdel-Rahman and Nassar, 2004); B: نمودار Nb در برابر Nb/U؛ C: نمودار Ce در برابر Ce/Pb (MORB و OIB (Hofmann et al., 1986); PM (Sun and McDonough, 1989); Continental crust (Rudnick and Gao, 2003) and Gao, 2003). نمادها همانند شکل ۴ هستند.

مقدار نسبت‌های Nb/U، Ta/U و Ce/Pb که نسبت به آرایش پوسته‌ای حساس هستند، شاخصی برای نشان دادن آلودگی پوسته‌ای قاره‌ای به‌شمار می‌رود (Hofmann, 1988). مقدار این نسبت‌ها در پوسته‌ی قاره‌ای به‌صورت $Nb/U=12/1$ ، $Ta/U=1/1$ و $Ce/Pb=4/1$ (Taylor and McLennan, 1985) و در MORB به‌صورت $Nb/U=47$ ، $Ta/U=2/7$ و $Ce/Pb=25$ (Hofmann, 1988) است. مقایسه‌ی این نسبت‌ها در نمونه‌های بررسی شده میانگین نسبت‌های Nb/U، Ta/U و Ce/Pb (به ترتیب برای سنگ‌های آتشفشانی بازالیتی برابر با $15/57$ ، $1/11$ و $5/73$ و در آندزیتی برابر با $4/27$ ، $0/26$ و $7/60$) با پوسته‌ی قاره‌ای و MORB نشان می‌دهد آلودگی پوسته‌ی قاره‌ای در تغییر ترکیب مذاب جدا شده از گوشته نقش داشته است. نمودار MgO در برابر Ce/Pb (شکل ۱۶-A) نیز نشان می‌دهد نمونه‌های بررسی شده تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای بوده‌اند. برپایه‌ی نمودار Pb در برابر Ce/Pb (شکل ۱۶-B) نمونه‌های بررسی شده در محدوده‌ی میان دو بخش OIB (با $Ce/Pb=25/7$ و $Pb=0/7$) و پوسته‌ی بالایی (با $Ce/Pb=3/2$ و $Pb=20$) (Norman and Garcia, 1999) جای می‌گیرند که نشان‌دهنده

مقدار نسبت‌های Nb/U، Ta/U و Ce/Pb که نسبت به آرایش پوسته‌ای حساس هستند، شاخصی برای نشان دادن آلودگی پوسته‌ای قاره‌ای به‌شمار می‌رود (Hofmann, 1988). مقدار این نسبت‌ها در پوسته‌ی قاره‌ای به‌صورت $Nb/U=12/1$ ، $Ta/U=1/1$ و $Ce/Pb=4/1$ (Taylor and McLennan, 1985) و در MORB به‌صورت $Nb/U=47$ ، $Ta/U=2/7$ و $Ce/Pb=25$ (Hofmann, 1988) است. مقایسه‌ی این نسبت‌ها در نمونه‌های بررسی شده میانگین نسبت‌های Nb/U، Ta/U و Ce/Pb (به ترتیب برای سنگ‌های آتشفشانی بازالیتی برابر با $15/57$ ، $1/11$ و $5/73$ و در آندزیتی برابر با $4/27$ ، $0/26$ و $7/60$) با پوسته‌ی قاره‌ای و MORB نشان می‌دهد آلودگی پوسته‌ی قاره‌ای در تغییر ترکیب مذاب جدا شده از گوشته نقش داشته است. نمودار MgO در برابر Ce/Pb (شکل ۱۶-A) نیز نشان می‌دهد نمونه‌های بررسی شده تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای بوده‌اند. برپایه‌ی نمودار Pb در برابر Ce/Pb (شکل ۱۶-B) نمونه‌های بررسی شده در محدوده‌ی میان دو بخش OIB (با $Ce/Pb=25/7$ و $Pb=0/7$) و پوسته‌ی بالایی (با $Ce/Pb=3/2$ و $Pb=20$) (Norman and Garcia, 1999) جای می‌گیرند که نشان‌دهنده

$Nb/La=0.33$ ، $Nb/Th=3.89$ ، $Nb/U=15.57$
 آن‌دزیت‌ها: $Nb/Th=1.31$ ، $Nb/U=4.27$ ،
 $Nb/La=0.26$ نسبت به این مقادارها در ترکیب گوشته اولیه (Sun, Nb/La=1/0.4 و Nb/Th=8/4, Nb/U=3.4) and McDonough, 1989) نشان‌دهنده نقش آرایش پوسته‌ای در این سنگ‌هاست.

نقش پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده نمونه‌های بررسی شده است. در نمودار Nb/La در برابر Nb/Th (شکل ۱۶ C) آرایش ماگمای سازنده نمونه‌های بررسی شده با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی هنگام صعود به بالا را نشان می‌دهد. کم بودن میانگین نسبت‌های Nb/U، Nb/La و Nb/Th در سنگ‌های بررسی شده (بازالت‌ها):

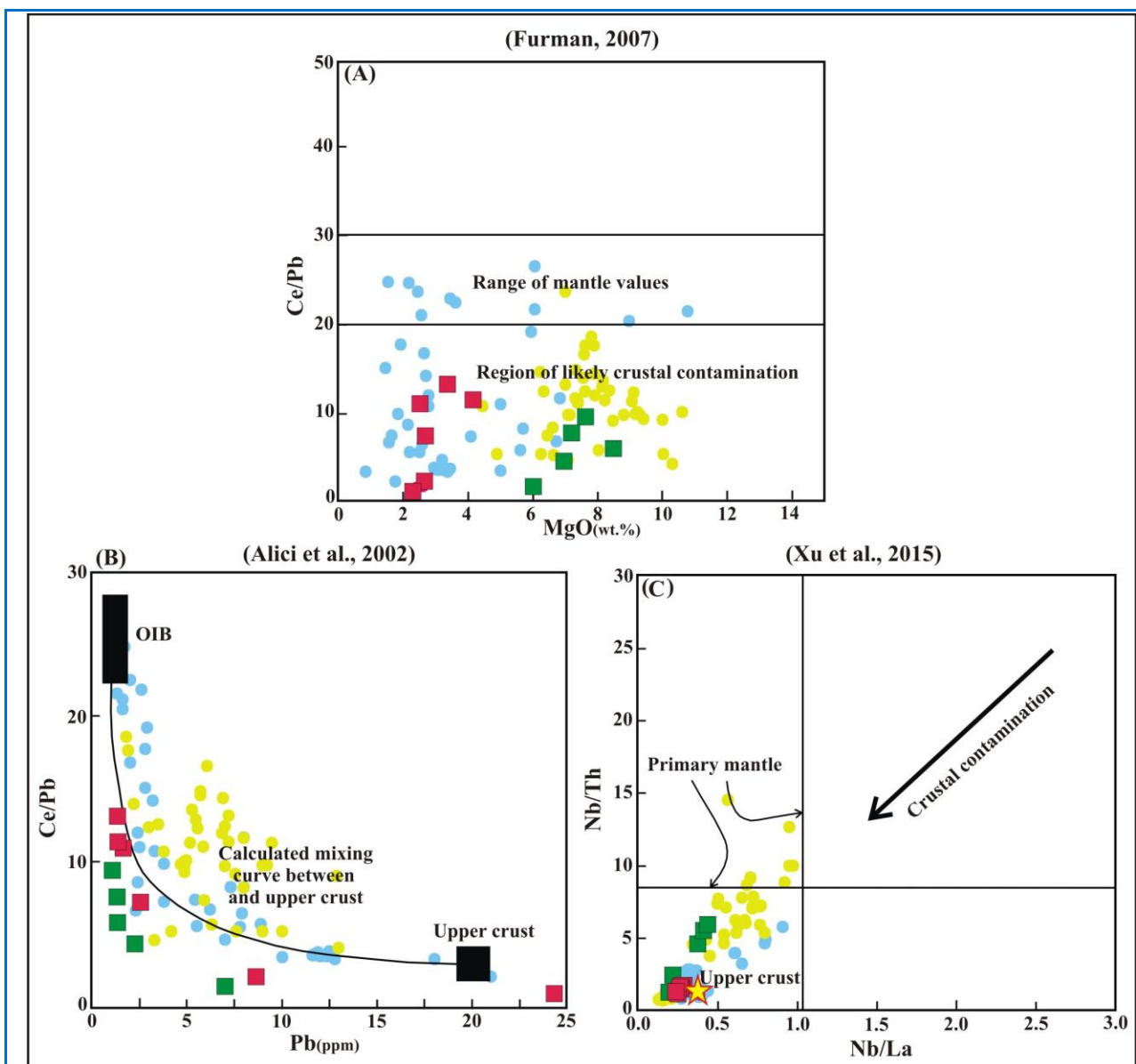


شکل ۱۵. آرایش مذاب جداشده از گوشته با مواد پوسته‌ای برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود (A) نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (Temel et al., 1998); (B) نمودار Sm/La در برابر Th/La (Plank, 2005); (C) نمودار Nb/La در برابر Ba/Rb (Marchev et al., 2004) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 15. Mantle-derived melt contamination with crustal materials for volcanic rocks in the south of Torud (A) Nb/Y versus Rb/Y diagram (Temel et al., 1998); (B) Sm/La versus Th/La diagram (Plank, 2005); (C) Ba/Rb versus Nb/La diagram (Marchev et al., 2004) (Symbols are as in Figure 4).

است که آغستگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. از این رو، می‌توان دریافت این سنگ‌ها از گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای جدا شده‌اند که هنگام صعود ماگما دچار تبلوربخشی و همچنین، آلودگی با ترکیب پوسته مواد جدا شده از ورقه فرورونده شده است.

نسبت‌های La/Nb بیشتر از $1/5$ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نیز نشان‌دهنده آلودگی ماگما با ترکیب پوسته قاره‌ای هستند (Hart et al., 1989). میانگین نسبت La/Nb در نمونه‌های بازالتی و آندزیتی بررسی شده برابر با $3/37$ و $63/06$ و میانگین نسبت La/Ta برابر با $3/84$ و $3/06$



شکل ۱۶. نقش پوسته قاره‌ای در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی جنوب طرود (A) نمودار MgO در برابر Ce/Pb (Furman, 2007); (B) نمودار Pb در برابر Ce/Pb (Alici et al., 2002); (C) نمودار Nb/La در برابر Nb/Th (Xu et al., 2015) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 16. The role of the continental crust in the formation of volcanic rocks in the south of Torud **A)** MgO versus Ce/Pb diagram (Furman, 2007); **B)** Pb versus Ce/Pb diagram (Alici et al., 2002); **C)** Nb/La versus Nb/Th Diagram (Xu et al., 2015) (Symbols are as in Figure 4).

تعیین عمق و ذوب بخشی

وجود گارنت به‌عنوان پسماند در خاستگاه سبب تهی‌شدگی شدید HREE ($Y < 15 \text{ ppm}$)؛ در مذاب‌های پدیدآمده می‌شود ($Yb < 1/4 \text{ ppm}$) در سنگ‌های (Defant and Drummond, 1990). در سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده مقدار Y برابر با $14/19-3/7 \text{ ppm}$ و Yb برابر با $1/1-26/96 \text{ ppm}$ است که گویای نبود گارنت در سنگ‌های خاستگاه به‌عنوان پسماند است. الگوی مسطح HREE در نمونه‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد پریدوتیت گارنت‌دار منبع اصلی ماگما نبوده است. برای بررسی بود و نبود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای از نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm نیز می‌توان بهره برد. در این نمودار سنگ‌های بازالتی منطقه بررسی‌شده در محدوده نبود گارنت جای گرفته‌اند (شکل ۱۷-۱۷A).

برای نشان‌دادن درصد ذوب‌بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای می‌توان از نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb بهره گرفت (شکل ۱۷-۱۷B). در این نمودار روند تغییر ترکیب مذاب با درجات متفاوت ذوب‌بخشی از گوشته اسپینل‌رزولیتی به‌سوی اسپینل‌گارنت‌رزولیتی گرایش دارد. فراوانی عنصرهای La و Sm در نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده همانند مذاب‌های جداشده از گوشته غنی‌شده است. در نمودار $(La/Sm)_n$ در برابر $(Tb/Yb)_n$ (شکل ۱۷-۱۷C) که جداکننده محدود پریدوتیت گارنت‌دار از اسپینل‌دار است، نمونه‌های بررسی‌شده خاستگاه گوشته‌ای اسپینلی را نشان می‌دهند. مقدار $(Tb/Yb)_n$ کمتر از $1/8$ شاخصی برای شناسایی خاستگاه گوشته‌ای اسپینلی به‌شمار می‌رود (Wang et al., 2002).

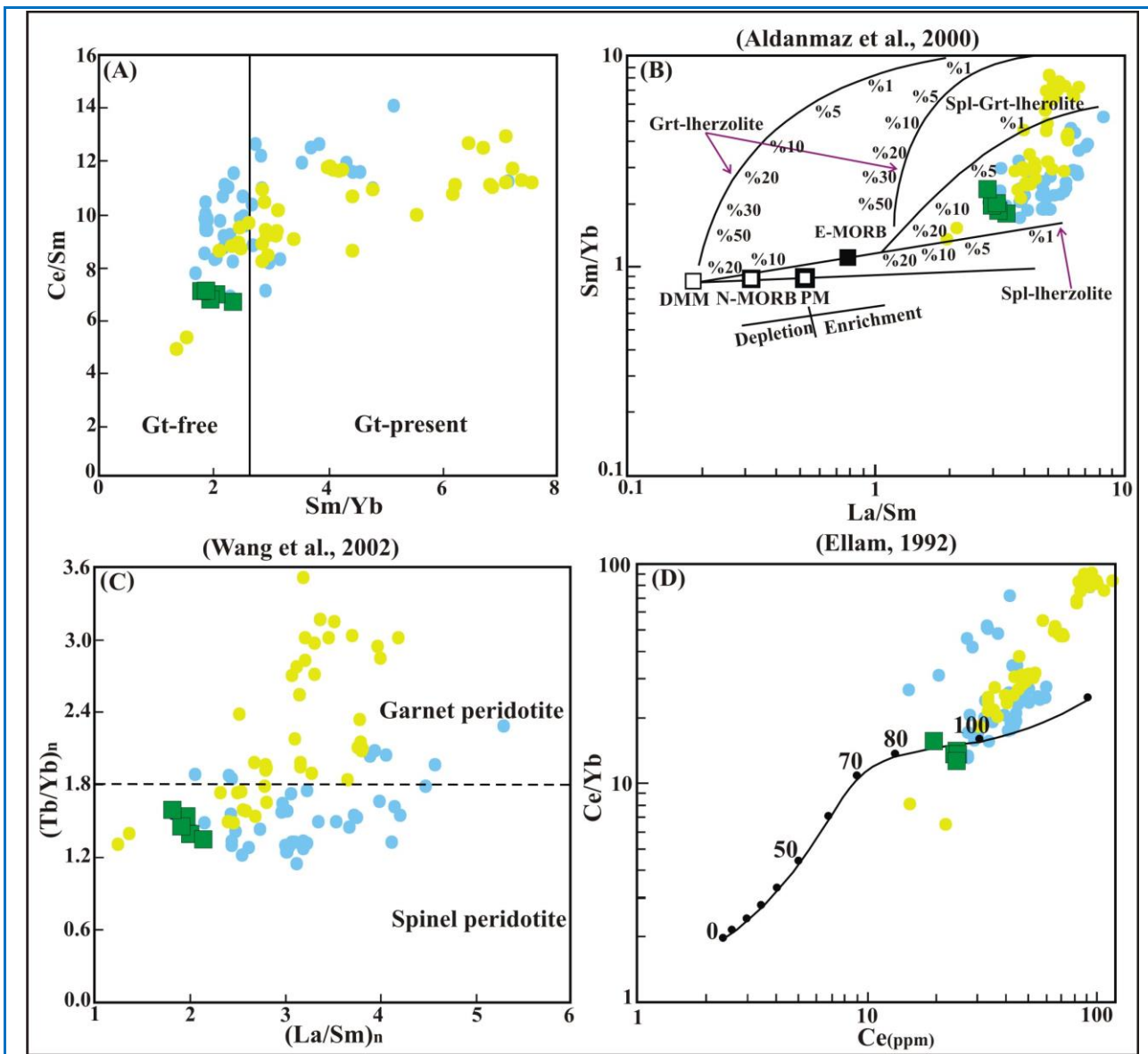
برای تعیین ژرفای پیدایش و جدایش ماگما نیز نمودار Ce در برابر Ce/Yb به‌کار برده می‌شود (شکل ۱۷-۱۷D). برپایه این نمودار، ژرفای رخداد ذوب‌بخشی و پیدایش ماگمای سازنده نمونه‌های بررسی‌شده 80 تا 100 کیلومتری از سطح زمین است.

مقایسه منطقه بررسی‌شده با دیگر مناطق واقع در لبه

شمالی ایران مرکزی

در این بخش به مقایسه سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در جنوب طرود با دیگر سنگ‌های آتشفشانی سنوزوییک در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی، پرداخته می‌شود. برای بررسی بهتر شباهت‌ها یا تفاوت‌ها درباره ماگماتیسم و تحولات ماگمایی منطقه بررسی‌شده با دیگر مناطق مورد مقایسه، از داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل بهره گرفته شده است (جدول ۲). جایگاه جغرافیایی منطقه بررسی‌شده و دیگر مناطق مقایسه‌ای در شکل ۱ نشان داده شده است. سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده با سنگ‌های آتشفشانی زیر مقایسه شده‌اند:

۱. گدازه‌های بازالتی الیگوسن خاور و جنوب‌خاوری شاهرود (Ghasemi et al., 2011)؛
 ۲. بازالت‌های آلکالن الیگوسن در منطقه سبزواری (Rostami-Hossouri et al., 2020)؛
 ۳. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز به سن ائوسن پایانی (Mardani-Beldaji, 2011)؛
 ۴. سنگ‌های آندزیتی کالک‌آلکالن ائوسن میانی در باختر تربت‌حیدریه (Saki, 2023)؛
 ۵. گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی ائوسن منطقه احمدآباد-خارتوران (Semiyari, 2015)؛
 ۶. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس‌آباد (Ghasemi and Rezaei-Kahkhaei, 2014).
- سنگ‌های آتشفشانی واقع در مناطق شماره ۱، ۲ و ۳ با سن نزدیک به ائوسن پایانی و الیگومیوسن با ترکیب سنگ‌شناسی بازالتی تا تراکی‌بازالتی در بازه ترکیبی سنگ‌های آلکالن تا ساب‌آلکالن جای گرفته‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). سنگ‌های آتشفشانی در مناطق شماره ۴، ۵ و ۶ با سن ائوسن میانی با ترکیب آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی سرشت کالک‌آلکالن دارند (شکل‌های ۴ و ۵).



شکل ۱۷. الگوسازی ذوب‌بخشی برای سنگ‌های آتشفشانی بازالتی جنوب طرود (A) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm (Coban, 2007); (B) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000); (C) نمودار $(La/Sm)_n$ در برابر $(Tb/Yb)_n$ (Wang et al., 2002); (D) نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ellam, 1992) (نمادها همانند شکل ۴ هستند).

Figure 17. Partial melting modeling for the basaltic volcanic rocks in the south of Torud **A)** Sm/Yb versus Ce/Sm diagram (Coban, 2007); **B)** La/Sm versus Sm/Yb diagram (Aldanmaz et al., 2000); **C)** $(La/Sm)_n$ versus $(Tb/Yb)_n$ diagram (Wang et al., 2002); **D)** Ce versus Ce/Yb diagram (Ellam, 1992) (Symbols are as in Figure 4).

ترکیب‌های کندریت (Nakamura, 1974) و NMORB و (Sun and McDonough 1989) و MORB (Pearce, 1983) (شکل ۷)، نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREEs (مانند Ce, La و LILEs (مانند Ba, K, U, Pb, Cs) نسبت به HREEs و HFSEs (مانند Nb, Ta, Ti, P) است. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده اینست که این سنگ‌ها در یک محیط

موازی بودن الگوی عنصرهای کمیاب این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی چه‌بسا گواهی بر خاستگاه مشترک این سنگ‌ها و نقش تبلوربخشی به‌عنوان سازوکار اصلی پیدایش آنهاست. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌های بررسی‌شده و سنگ‌های آتشفشانی مقایسه‌شده ویژگی‌های مشابهی دارند؛ به‌گونه‌ای که الگوهای REE به‌نچار شده به

خاستگاه گوشته غنی شده زیر سنگ‌کره قاره‌ای را نشان می‌دهد. همچنین، در مناطق ۱، ۲ و ۳ نسبت به دیگر مناطق HREE کمتری دارند که چه‌بسا نشان‌دهنده جدایش بلوری گارنت است.

زمین‌ساختی کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای پدید آمده‌اند. این نمونه‌ها ناهنجاری منفی Eu ندارند. در مناطق شماره ۱، ۲ و ۳، غنی‌شدگی LREEs و LILEs نسبت به HREEs و HFSEs، همچنین، سرشت آکالن ماگما،

جدول ۲. گزیده‌ای از داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی سنوزویک شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در جنوب طرود.

Table 2. A summary of the geochemical data of the Cenozoic volcanic rocks in the north of the structural zone of Central Iran and the studied volcanic rocks in the south of Torud.

UDMA areas	Regions 1, 2, and 3	Regions 4, 5, and 6	Study area
Rock types	Basalt and Trachy-Basalt	Andesite and Trachy-Andesite	Basalt and Andesite
SiO ₂	43.93-51.30	48.04-63.41	46.77-64.04
Al ₂ O ₃	12.86-17.12	10.37-22.33	14.22-17.81
MgO	4.44-10.6	0.86-10.76	2.31-8.48
Fe ₂ O ₃	1.63-5.38	1.21-3.50	1.82-3.21
Na ₂ O+K ₂ O	2.94-7.39	3.65-8.57	4.26-5.87
#Mg	46-67	33-69	47-64
A/CNK	0.43-0.70	0.36-1.18	0.97-1.30
Eu/Eu*	0.89-1.05	0.69-1.14	0.81-1.07
(La/Yb) _n	1.85-33.09	4.57-30.19	4.05-9.06
(Gd/Yb) _n	1.41-5.27	1.41-4.71	1.49-1.94
(La/Sm) _n	1.24-4.19	2.04-5.29	1.81-4.27
(Dy/Yb) _n	1.21-2.16	1.10-1.63	0.99-1.34

گارنت و برای مناطق ۴، ۵ و ۶ جدایش هورنبلند از مذاب را نشان می‌دهند. در شکل ۱۰ جدایش گارنت برای سنگ‌های آتشفشانی مناطق ۱، ۲ و ۳ دیده می‌شود.

همه سنگ‌ها خاستگاه مشترک گوشته‌ای و پوسته‌ای دارند (شکل‌های ۱۲ تا ۱۶). هر دو گروه سنگی از یک خاستگاه مذاب اولیه جدا نشده‌اند و همان‌گونه که نشان داده شده است آرایش پوسته‌ای در تنوع و تحول این سنگ‌ها به‌ویژه سنگ‌های مناطق ۴، ۵ و ۶ نقش دارد. برپایه شکل ۱۷، مذاب سازنده سنگ‌های آتشفشانی در مناطق شماره ۱، ۲ و ۳ از یک خاستگاه گارنت پریدوتیتی در ژرفای بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر جدا شده است؛ اما مذاب سازنده سنگ‌های آتشفشانی در مناطق شماره ۴، ۵ و ۶ از یک خاستگاه با کمبود گارنت جدا شده است. روند تغییر ترکیب مذاب با درجات متفاوت ذوب‌بخشی از گوشته اسپینل‌رزولیتی به‌سوی اسپینل‌گارنت‌رزولیتی گرایش دارد.

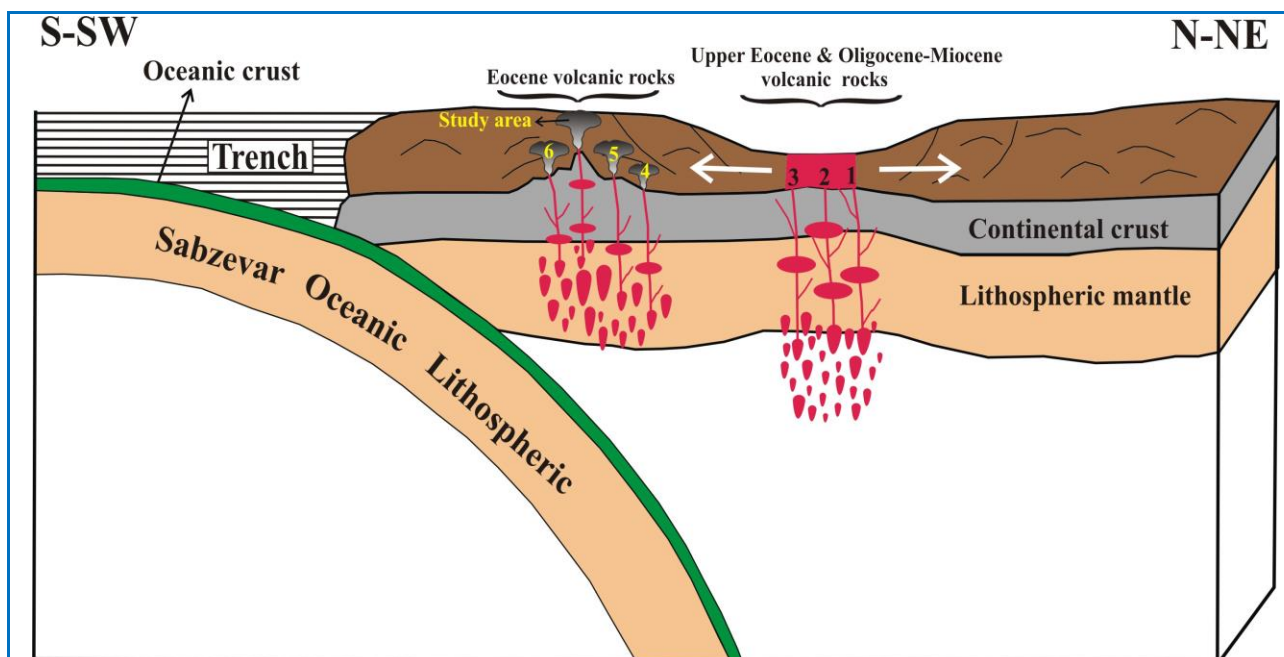
برپایه بررسی‌های انجام شده برای مناطق ۱، ۲ و ۳

همان‌گونه که در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی نشان داده شده است (شکل ۸)، همه نمونه‌های بررسی شده در ارتباط با محیط زمین‌ساختی فرورانش (کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای) هستند. در مناطق شماره ۱، ۲ و ۳ نمونه‌ها به‌سوی مناطق درون‌صفحه‌ای گرایش دارند که با توجه به بررسی‌های پژوهشگران (Rostami-Hossouri et al., 2020; Ghasemi et al., 2011; Mardani-Beldaji, 2011)، سنگ‌های این مناطق به پهنه پشت کمانی تعلق دارند.

همان‌گونه که در شکل‌های ۹، ۱۰، ۱۱ دیده می‌شود، تبلوربخشی و هضم (فرایند AFC) از مهم‌ترین فرایندهای ماگمایی در پیدایش این سنگ‌ها هستند. برپایه نسبت‌های (La/Sm)_n و (Dy/Yb)_n برای سنگ‌های آتشفشانی در مناطق ۱، ۲ و ۳ به ترتیب برابر با ۱/۲۴ تا ۴/۱۹ و ۱/۲۱ تا ۲/۱۶ و برای سنگ‌های آتشفشانی در مناطق ۴، ۵ و ۶ به ترتیب برابر با ۲/۰۴ تا ۵/۲۹ و ۱/۱۰ تا ۱/۶۳ است (جدول ۲). برای مناطق ۱، ۲ و ۳ جدایش

زمین‌ساختی از حاشیه فعال قاره‌ای به سوی پهنه پشت کمانی و خاستگاه از اسپینل‌لرزلولیت به گارنت‌لرزلولیت گرایش دارد و نمونه‌های بررسی‌شده در جنوب طرود، ویژگی‌هایی همانند سنگ‌های مناطق ۴، ۵ و ۶ را نشان می‌دهند (شکل ۱۸).

(Rostami-Hossouri et al., 2020; Ghasemi et al., 2011; Mardani-Beldaji, 2011) و مناطق ۴، ۵ و ۶ (Saki, 2023; Ghasemi and Rezaei-Kahkhaei, 2014, Semiari, 2015)، از ائوسن به الیگو-میوسن سرشت سنگ‌ها از کالک‌آلکان به سمت آلکان، محیط



شکل ۱۸. الگوی تکتونوماگماتیسم منطقه بررسی‌شده در جنوب طرود و مقایسه آن با: ۱. گدازه‌های بازالتی الیگوسن خاور و جنوب‌خاوری شاهرود (Ghasemi et al., 2011); ۲. بازالت‌های آلکان الیگوسن در منطقه سبزوار (Rostami-Hossouri et al., 2020); ۳. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز به سن ائوسن پایانی (Mardani-Beldaji, 2011); ۴. سنگ‌های آندزیتی کالک‌آلکان ائوسن میانی در باختر تربت‌حیدریه (Saki, 2023); ۵. گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی ائوسن منطقه احمدآباد-خارتوران (Semiari, 2015); ۶. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس‌آباد (Ghasemi and Rezaei-Kahkhaei, 2015).

Figure 18. Tectonomagmatism pattern of the study area (south of Torud) and its comparison with 1. Oligocene basaltic lavas in the east and southeast of Shahrood (Ghasemi et al., 2011); 2. Oligocene alkaline basalts in the Sabzevar area (Rostami-Hossouri et al., 2020); 3. Upper Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks of the Pahnnavaz area (Mardani-Beldaji, 2011); 4. Middle Eocene calc-alkaline andesitic rocks in the west of Torbat-e Heydarieh (Saki, 2023); 5. Eocene semi-volcanic domes of the Ahmadabad-Khartoran area (Semiari, 2015); 6. Eocene volcanic rocks of the Davarzen-Abbasabad (Ghasemi and Rezaei-Kahkhaei, 2015).

دارند. این سنگ‌های آتشفشانی سرشت کالک‌آلکان با میزان پتاسیم متوسط دارند. غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE و HFSE و آنومالی منفی Nb، Ta و Ti در این سنگ‌ها نشان‌دهنده پیدایش آنها در پهنه‌های فرورانش است. همچنین، برپایه نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگما، این سنگ‌ها به حاشیه قاره‌ای فعال تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده با ترکیب بیشتر بازالت و آندزیت در جنوب روستای طرود در جنوب دامغان و شاهرود با روند کلی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، در نوار ماگمایی طرود- معلمان متعلق به مجموعه ماگمایی چاه‌شیرین-سبزوار- خواف رخنمون

جنوب طرود خاستگاه بیشتر گوشته‌ای دارند و از گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای غنی شده جدا شده‌اند. الگوهای مسطح HREE نیز نشان می‌دهد ذوب در گوشته کم‌ژرفا، بالاتر از میدان پایداری گارنت رخ داده است. از این‌رو، ماگماهای مادر با ذوب‌بخشی اسپینل‌رزولیت و در ژرفای ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر رخ داده است و در اثر تبلوربخشی و همچنین، آلودگی به‌علت رسوب‌های فرورانده و پوسته‌قاره‌ای دچار تحول شده است.

References

- Abdel-Rahman, A.F.M., and Nassar, P.E. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141, 545-563. <https://doi.org/10.1017/S0016756804009604>
- Abdollah, S.A., Said, A.A., and Visona, D. (1998) New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Bberbera Shiikh (north Somalia). *Journal of African Earth sciences*, 23 (3), 303-373. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00007-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00007-9)
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Aghanabati, A. (1994) Geological map of Khash, scale: 1:250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences 7*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 606p.
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of geodynamics*, 21, 125-134. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20. <https://doi.org/10.2475/AJS.304.1.1>
- 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 Geothermal Research*, 102, 67-95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Alici, P., Temel, A., and Gourgau, A. (2002) Pb–Nd–Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of volcanology and geothermal research*, 115(3), 487-510. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00328-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00328-6)
- Amidi, S.M., Emami, M.H., and Michel, R. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*, 73, 917-932. <https://doi.org/10.1007/BF01820882>
- Ashwal, L.D., Wooden, J.L., and Emslie, R.F. (1986) Sr, Nd, and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville front in Labrador: implications for crustal contamination and basement mapping. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 2571–2585. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90211-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90211-5)
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A., and Rahimi, G. (2012) Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 79-94. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.020>
- Bachmann, O., Dungan, M.A., and Bussy, F. (2005) Insights into shallow magmatic processes in large

- silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 338-349. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0653-z>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J., and von Quadt, A. (2003) Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita*, 38, 844-862. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0375-y>
- Bourdon, E., Eisse, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., and Cotten, J. (2002) Slab melting and melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173 (3), 195-206. <https://doi.org/10.2113/173.3.195>
- Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Developments in Geochemistry*, 2, 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Brown, C.G., Thorpe, R.S., and Webb, P.C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 413-426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Chichorro, M. (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran: an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180, 109-127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y. (2013) Zircon U- Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162-163, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Çoban, H., Karacık, Z., and Ece, Ö.I. (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>
- Coban, H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews*, 80, 219-238. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.08.006>
- Davidson, J.P., and Tepley, F.J. (1997) Recharge in Volcanic Systems: Evidence from Isotope Profiles of Phenocrysts. *Science*, 275 (5301), 826-829. <https://doi.org/10.1126/science.275.5301.826>
- Defant, M.J., and Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Derakhshi, M., and Ghasemi, H. (2013) Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geoscience*, 8, 849-866. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1180-2>
- Dicheng, Z., Guitang, P., Xuanxue, M., Zhongli, L., Xincheng, J., Liquan, W., and Zhidan, Z. (2007) Petrogenesis of volcanic rocks in the sangxiu formation, central segment of Tethyan Himalaya: a probable example of Plume-Litospher interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 320-335. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.12.004>
- Elburg, M., Kamenetzky, V.S., Nikogosian, I., Foden, J.D., and Sobolev, A.V. (2006) Coexisting high- and low-calcium melts identified by mineral and melt inclusion studies of a subduction-influenced syncollisional magma from South Sulawesi, Indonesia. *Journal of Petrology*, 47, 2433-2462. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl050>

- Ellam, R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20, 153- 156. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2)
- Eshraghi, S.A., and Jalali, A. (2006) Geological Map of Moalleman, 1: 100000. Geological Survey of Iran (GSI).
- Furman, T. (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147-160. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009>
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B.S., Wei, R., Meng, X., and Zhao, R. (2007) Adakitelike porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, 105–120. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0137-9>
- George, R.M., and Rogers, N.W. (2002) Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 286–304. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0396-z>
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235- 273. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0396-z>
- Ghasemi, H., Barahmand, M., and Sadeghian, M. (2011) The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin. *Petrological Journal*, 2(7), 77-94. (In Persian with English abstract)
- Ghasemi, H., and Rezaei-Kahkhaei, M. (2015) Petrochemistry and Tectonic Setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology*, 109(2), 235-252. <https://doi.org/10.1007/s00710-014-0353-3>
- Ghasemi, H., Rostami Hossuri, M., and Sadeghian, M. (2018). Basic magmatism in the extensional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic on the Northern edge of Central Iran-South of Eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27(107), 123-136. (In Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.63800>
- Ghasemi, H., Arabzadeh Baniasadi, M., and Rostami hosuri, M. (2021). Mineral Chemistry and Whole Rock Isotope Chemistry: an aperture to petrogenesis of the Abbasabad basaltic- andesitic rocks, east of Shahrood. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 30(118), 135-144. (In Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2020.215769.1741>
- Ghorbani, A. (2005) petrology of igneous rocks of south Damghan. Ph.D thesis, Shahid Beheshti University, 350p.
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Wiley-Blackwell, Oxford, 428p.
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M., and Gmeling, 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>
- Hart, W.K., Woldegabriel, G., Walter, R.C., and Mertzman, S.A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7731-7748. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07731>
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S. (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>
- He, Q., Xiao, L., Balta, B., Gao, R., and Chen, J. (2010) Variety and complexity of the Late Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume/lithosphere interaction processes. *Lithos*, 119, 91-107. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.020>
- Hildreth, W., and Moorbath, S. (1988) Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of southern

- Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 455-489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>
- Hofmann, A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 90(3), 297-314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X)
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., and White, W.M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts; new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 79(1-2), 33-45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5)
- Hollings, P., Cooke, D.R., and Clark, A. (2005) Regional geochemistry of Tertiary volcanic rocks in Central Chile: Implications for tectonic setting and ore deposit genesis. Economic Geology, 100, 887-904. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.887>
- Houshmandzadeh, A.R., Alavi Naini, M., and Haghypour, A.A. (1978) Evolution of geological phenomenon in Torud area. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 5H, 138p.
- Hosseini, S.H., Sadeghian, M., Zhai, M., and Ghasemi, H. (2015) Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. Journal of Chemie der Erde, 75, 207-218. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.02.002>
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y., and Mo, X.X. (2004) Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 220 (1-2), 139-155. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00007-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00007-X)
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1972) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523- 548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jafari, A., and Ghasemi, H. (2023) Geologic history of the Sabzevar oceanic Basin, NE Iran: An overview from continental rifting to obduction in the NeoTethys oceanic system. Journal of Asian Earth Sciences, 245, 105559. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105559>
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 30, 433–447. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jamshidi, K., Ghasemi H., Troll, V.R., Sadeghian, M., and Dahren, B. (2015) Magma storage and plumbing of adakite- type post- ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. Journal of Solid Earth, 6, 49-72. <https://doi.org/10.5194/sed-6-2321-2014>
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C., and Satir, M. (2008) Petrochemistry and petrology of I type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. International Journal Earth Sciences, 97, 739-764. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0188-9>
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., and Pettke, T. (2005) Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. Nature, 437, 724-727. <https://doi.org/10.1038/nature03971>
- Khajehzadeh, M.H. (2009) Petrology and Geochemistry of North of Moalleman Igneous. M. Sc. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 146p.
- Koralay, T., Kadioglu, Y.K., and Davis, P. (2011) Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolian Volcanic Province (Kayseri-Turkey). Journal of Asian Earth Sciences, 40, 371-393. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.05.018>
- Lahtinen, R., Huhma, H., Lahaye, Y., Lode, S., Heinonen, S., Sayab, M., and Whitehouse, M.J. (2016) Paleoproterozoic magmatism across the Archean-Proterozoic boundary in central Fennoscandia: Geochronology, geochemistry and isotopic data (Sm–Nd, Lu–Hf, O). Lithos, 262, 507–525. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.014>

- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Lin, Y., and Zaw, K. (2016) Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi- type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 125, 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.04.022>
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M., and Moritz, R. (2004) Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393, 301-328. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.045>
- Mardani-Beldaji, M. (2011) petrology, geochemistry and analysis of volcanic and volcanio sedimentary rocks facies of Pahnawaz area (south of Biyarajmand-Shahrood). M. Sc thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 161p.
- Mcdonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Norman, M.D., and Garcia, M.O. (1999) Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1), 27-44. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00043-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00043-6)
- Pang, K.N., Chung, S.I., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H. (2013) Eocene-Oligocene ost-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: agma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181, 234-251. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Patiño Douce, A.E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society of London, Special Publication*, 168, 55-75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- Pearce, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins”, In: Hawkesworth CJ, Norry MJ, editors. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Cheshire: Shiva Publisher, pp. 230-249. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A., and Cann, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science letters*, 12, 339-349. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- Plank, T. (2005) Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of Petrology*, 46(5), 921-944. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Prowatke, S., and Klemme, S. (2006) Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry’s law revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 4997 -5012. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.016>
- Rapp, R.P., and Watson, E.B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Rapp, R.P., Watson, E.B., and Miller, C.F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51, 1-25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O)

- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295-332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Rickwood, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and technical, 352p.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M., and Moin Vazir, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22, 26-34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00912.x>
- Rostami-Hossouri, M., Ghasemi, H., Pang, K.N., Shellnutt, J.G., Rezaei-Kahkhaei, M., Miao, L., Mobasheri, M., Iizuka, Y., Lee, H.Y., and Lin, T.H. (2023) Geochemistry of continental alkali basalts in the Sabzevar region, northern Iran: implications for the role of pyroxenite in magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175, 50. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01687-z>
- Rudnick, R.L., and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Saki, S. (2023) petrology, isotopic geochemistry and geodynamic model for generation of Oligo-Miocene volcanic rocks, west of Torbat-e-Heydaryeh. Ph.D thesis, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, 208p.
- Semiari, S. (2015) petrology and geochemistry of sub-volcanic domes after Eocene of Ahmadabad-Khartoran area (southeast of Shahrood). M.Sc. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 141p.
- Shafaii Moghadam, H., Kheder, M., Arai, S., Stern, R., Ghorbani, G., Tamura, A., and Ottley, C.H. (2015) Arc-related harzburgite- dunite- chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, 27(2), 575-593. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.007>
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D., and Waichel, B. L. (2006) The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3), 573-589. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652006000300015>
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran1: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the ocean basins* (eds. A.D. Saunders and M.J. Norry). Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taheri, A., Allahyari, S., Ghasemi, H., and Sadeghian, M. (2013) Stratigraphic Position and Textural Analysis of Volcanic Rocks of Abbas Abad Volcano-Sedimentary Belt, NE Shahrood. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 29 (1), 25-42. (In Persian with English abstract)
- Tayefi, N. (2014) The study of copper cogeneration along with Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks, north of Central Iran, east and southeast of Shahrood. M.Sc thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 180p.

- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1985) The continental crust: its compositions and evolution. Blackwell Scientific, Oxford. Cambridge, MA, USA, 211p.
- Temel, A., Gündoğdu, M.N., and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327-354. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6)
- Thieblemont, D., and Tegye, M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 319, 87-94.
- Tirrul, R., Johns, J.W., Willoughby, N.O., Camp, V.E., Griffis, R.J., Bell, I.R., and Meixner, H.M. (1989) Geological map of Nehbandan, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Varekamp, J., Hesse, A., and Mandeville, C. (2010) Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of volcanology and geothermal research*, 197(1), 313-328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.04.003>
- Vigneresse, J.L. (2004) A new paradigm for granite generation. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 95, 11-22. <https://doi.org/10.1017/S0263593300000882>
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I. (2002) A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1-21. <https://doi.org/10.1029/2001JB000209>
- Weaver, B.L., and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-577. <https://doi.org/10.1038/310575a0>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis, A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466p.
- 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) *Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Upper Saddle River, NJ, USA: Prentice Hall, 697p.
- 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, 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- Xu, X., Song, S., Su, L., Li, Z., Niu, Y., and Allen, M.B. (2015) The 600- 580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian - Qaidam block and SE Australia, and the reconstruction of East Gondwana. *Precambrian Research*, 257, 47-64. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.017>
- Yousefi, F. (2017) *Petrogenesis and Isotope Geology of Post-Eocene Intrusive Rocks of Torud–Ahmad Abad Magmatic Belt (SE of Shahrood, Central Iran)*. Ph.D thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 243p.
- Zhang, D., Wei, J., Fu, L., Chen, H., Tan, J., Li, Y., Shi, W., and Tian, N. (2015) Formation of the Jurassic changboshan-xieniqishan highly fractionated I-type granites, northeastern China: Implication for the partial melting of juvenile crust induced by asthenospheric mantle upwelling. *Geological Journal*, 50, 122-138. <https://doi.org/10.1002/gj.2531>
- Zhang, Zh.Y., Du, Y.S., Teng, C.Y., Zhang, J., and Pang, Z. S. (2014) Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle-Lower Yangtze River Valley, eastern china. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79(PartB), 792-809.

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.007>

- Zhao, J.H., and Zhou, M.F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152, 27-47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>
- Zhao, J.H., Zhou, M.F., and Zheng, J.P. (2010) Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarm in the northern Yangtze block, South China. *Lithos*, 115, 177-189. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.001>