

Petrology and petrogenesis of a tuff layer in the Upper Red Formation, north of Tabriz (NW Iran): shoshonitic magmatism with high Ba and Sr affinity

Morovvat Faridazad ¹, Nasser Ashrafi ²

¹ Assistant Professor, Faculty of Mining Engineering, Sahand University of Technology, Sahand New Town, Iran; faridazad@sut.ac.ir

² Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, P.O. Box 19395-4697 Tehran, Iran; n_ashrafi@pnu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 23 May 2024
Accepted: 10 August 2024

Keywords

Upper Red Formation
Dacitic Tuff
Sahand Volcano
Shoshonitic Magmatism



 10.22108/ijp.2024.141582.1333

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The studied volcanic rocks as a dacitic tuff layer intercalated with the Upper Red Formation (URF, Late Miocene) and are located in the vicinity of the North Tabriz fault. During the Neogene, the red highlands north of Tabriz fault (Eynali) were a different basin from its southern part, namely the Sahand Volcanic complex. Based on the studies carried out on the volcanic rocks and pyroclastics of Sahand Volcano, the volcanic centers of Sahand have been active intermittently from the Late Miocene to the Late Pleistocene (Ghauori, 2002; Ghalamghash et al., 2019). The Upper Red Formation consists of red conglomerate alternated with sandstone, shale and marl and is associated with evaporite units (Asadian, 1993). These sediments have been deposited following uplift in a back-arc basin and within the Neotethys volcanic arc in Central Iran (Shahabpour, 2007). The aim of the present study is to investigate the relation between the tuff layer of URF and the first volcanic manifestations of Sahand volcano.

Geological Background

Subduction of the Neotethys under the central Iranian plate, followed by the collision of the Iranian and the Arabian plates (continental-continental collision), is responsible for the development of four structural zones in Iran. These structural zones with northwest-southeast trend include Zagros-Folded-

Thrust belt, Sanandaj-Sirjan metamorphic and magmatic zone and Urmia-Dokhter magmatic arc (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). Omrani et al. (2008) have divided the volcanic rocks of Urmia-Dokhtar magmatic arc (including the studied area) into two categories: Eocene and Miocene to Plio-Quaternary. Eocene volcanic rocks consist of

 Corresponding Author

To cite this article: Faridazad, M., Ashrafi, N. (2025) Petrology and petrogenesis of a tuff layer in the Upper Red Formation, north of Tabriz (NW Iran): shoshonitic magmatism with high Ba and Sr affinity. *Petrological Journal*, 15(4), 69-96.

andesite, tuff and intermediate pyroclastics with small amounts of basalt, andesite and rhyolite. Miocene to Plio-Quaternary volcanic rocks are composed of andesite to dacitic rocks with Late Miocene to Pliocene age, which are followed by mafic volcanic rocks (Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008). Dacitic domes belonging to Late Miocene in the north of Tabriz fault, with adakitic composition, intruded the Upper Red Formation or Eocene volcanic units (Jahangiri, 2007).

Analytical Methods

Due to the lack of textural and mineralogical diversity of the studied rocks, four fresh samples were sent to the laboratory of the SGS Company located in Toronto, Canada, for analysis of major, trace and rare earth elements with ICP-MS. In order to determine the chemical composition of the rock-forming minerals, a sample of the studied rocks, after preparing a thin-polished section, was analyzed with an electron microprobe (CAMECA SX100) device at the Mineral Processing Research Center of Iran. The analytical conditions for voltage, beam current and beam diameter were set to 15 kV, 20 nA and 5 μ m, respectively.

Discussion

A. Petrography

The studied rocks are dominated by the presence of quartz, plagioclase, alkali feldspar and biotite as phenocrysts with a glassy groundmass (Hyaloporphyry). Apatite is rare and calcite and iron oxides form the secondary minerals. Quartz as anhedral to subhedral with embayed texture accounts for about 15% of phenocrysts. Plagioclase is subhedral and forms for about 25% of the rock phenocrysts.

B. Mineral Chemistry

Plagioclase and potassium feldspar are $Ab_{70}An_{25}Or_5$ and $Ab_{32}An_{1}Or_{67}$, in composition respectively. Thermometry of the feldspars based on the Ab-An-Or diagram (Fuhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992) shows that they are of relatively low temperature type (~700 °C). The composition of micas varies from biotite to phlogopite in diagram of Fe/Fe+Mg vs. total Al and are classified as primary and re-equilibrated primary biotites on [(Fe*+Mn)-10*TiO₂-MgO] diagram. The studied biotites belong to calc-alkaline orogenic suites originated from a crust-mantle mixed source.

C. Whole-Rock Geochemistry

The studied rocks have a distinct enrichment of LILE (i.e. Rb, Ba, Th, U, K) and LREE compared to HFSE (i.e. Ta, Nb, Ti, Zr, Hf, Y) and HREE. The rocks have high amounts of Sr (400-540 ppm) and Ba (930-1130 ppm) as well. The studied tuff indicates the features of metaluminous and high-K calc-alkaline to shoshonite magmatic suites, and has the characteristics of rare elements indicative of arc type magmatism. The Nb/Ta ratio in the studied samples varies from 14.7 to 15.8, which is higher than the predicted values for the continental (Taylor and McLennan, 1985), but it is similar to arc volcanic rocks (Stolz et al., 1996). The above features in combination with the negative anomaly of Nb, Ta and Ti and the high ratios of Ba/La, Ba/Zr and Ba/Nb >30 (Gill, 1981) point to their similarity with magmas related to subduction.

Discussion and Conclusion

The lack of geological evidence in the region, indicating the existence of active subduction at the time of formation of the rocks under study; Thus, the observed geochemical features seem to be related to the origin rather than a tectonic origin. The enrichment of the studied rocks with some elements (i.e. Ba, Sr and Rb) requires extensive crystallization, crust contamination or very small partial melting. The studied rocks show non-adakitic characteristics, and therefore their genesis may be different from the types of adakitic rocks of Sahand Volcanic Complex. The bedrock of Sahand volcano is composed of Paleozoic-Mesozoic sedimentary deposits, Eocene volcanic rocks, lower Miocene deposits (Qom Formation) and Upper Red Formation (including marls, and red sandstones and gypsum belonging to the middle to late Miocene) (Abbassi et al., 2021). On the other hand, the oldest activity of Sahand volcano is attributed to the Late Miocene (Old Sahand in the division of Ghalamghash et al. (2019) with an age of ~8 Ma; and the thick pyroclastic sequence on the western slope of the volcano named Ghermeziquil Formation in the division of Moine Vaziri and Amine Sobhani (1977) with an age of 9-12 Ma). Therefore, considering the stratigraphic position of the tuff layer and its geochemical similarities with the non-adakitic eruptions of Sahand, it is likely the tuff layer was originated as the result of the first explosive activity of Sahand at the same time with the formation of Upper Red sediments (Late Miocene).

سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی لایه توفی درون سازند قرمز بالایی در شمال تبریز (شمال‌باختری ایران) - ماگماتیسم شوشونیتی با ویژگی باریم و استرانسیم بالا

مروت فریدآزاد^۱، ناصر اشرفی^۲

^۱ استادیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند تبریز، تبریز، ایران، Faridazad@sut.ac.ir

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران، n_ashrafi@pnu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

این بررسی به بررسی ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب لایه توفی می‌پردازد که درون رسوبات مارنی و ماسه‌سنگی سازند قرمز بالایی (میوسن پسین) جای دارد. این لایه متشکل از توف داسیتی تا تراکی داسیتی است و با بافت پورفیری و فنوکریست‌های بیوتیت (غنی از منیزیم)، پلاژیوکلاز (غنی از سدیم) و کوارتز در زمینه شیشه‌ای شناخته می‌شود. از دیدگاه زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها ویژگی سری ماگمایی شوشونیتی و از دیدگاه درجه اشباع از آلومینیم، مت‌آلومینوس هستند. ترکیب بیوتیت‌ها نشان‌دهنده تغییرات فوگاسیته اکسیژن گسترده است و دمای پیدایش ماگمای سازنده را ۷۰۰-۸۰۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد. این سنگ‌ها در نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت، از عنصرهای LREEs نسبت به عنصرهای HREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند و آنومالی منفی آشکاری در عنصر Eu دارند. افزون‌بر این، در نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی در عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون نسبت به عنصرهای با میدان پایداری بالا همراه با ناهنجاری منفی مشخصی در عنصرهای Ta، Nb و Ti دیده می‌شود که این ویژگی‌ها می‌تواند در ارتباط با محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای یا خاستگاه باشد. ویژگی زمین‌شیمیایی دیگر این سنگ‌ها، غیرآداکتی‌بودن و داشتن مقدار بالای باریم (۹۳۰-۱۱۳۰ ppm) و استرانسیم (۴۰۰-۵۴۰ ppm) است. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی و مکانی لایه توفی و شباهت‌های زمین‌شیمیایی آن با محصولات آتشفشان سهند، گمان می‌رود این لایه توفی در اثر نخستین فعالیت انفجاری آتشفشان سهند در زمان میوسن پسین و همزمان با رسوبات قرمز بالایی پدید آمده باشد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۱۱/۰۶

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۲/۲۶

کلیدواژه‌ها

سازند قرمز بالایی
توف داسیتی
آتشفشان سهند
ماگماتیسم شوشونیتی



doi 10.22108/ijp.2024.141582.1333

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: فریدآزاد، م.، اشرفی، ن. (۱۴۰۳) سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی لایه توفی درون سازند قرمز بالایی در شمال تبریز (شمال‌باختری ایران) - ماگماتیسم شوشونیتی با ویژگی باریم و استرانسیم بالا. پتروژوژی ۱۵(۴)، ۶۹-۹۶.



مقدمه

منطقه آذربایجان بخشی از پهنه ماگمایی البرز باختری-آذربایجان یا کمان ماگمایی تبریز-بزمان، در شمال باختری ایران و در مقیاس بزرگ‌تر در پهنه برخوردی میان صفحه عربستان و اوراسیاست. پس از برخورد دو صفحه عربستان و اوراسیا و رخداد ستبرشدگی پوسته‌ای و بالا آمدگی، دور جدیدی از فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه رخ داده است که احتمالاً سنی نزدیک به ۲/۸ تا ۱۲ میلیون سال پیش داشته است (Keskin et al., 1998).

بر پایه بررسی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری آتشفشان سهند و با توجه به داده‌های گاه‌شماری و روابط چینه‌شناسی حاکم بر سنگ‌های آتشفشانی سهند، مراکز آتشفشانی سهند از میوسن پسین تا پلیستوسن پایانی به‌طور متناوب در فعالیت بوده‌اند (Ghauori, 2002). در مراحل آغازین فعالیت آتشفشانی در سهند، گدازه‌های با ترکیب مختلف فوران کرده‌اند و در پایان میوسن، انتشار گسترده پونس و خاکستر آتشفشانی رخ داده است. در جدیدترین فعالیت آتشفشانی، پس از مراحل آرامش و خاموشی، گدازه‌های اسیدی مانند داسیت و ریوداسیت فوران کرده‌اند که همسن با گنبدهای نیمه‌آتشفشانی دیگر در منطقه آذربایجان بوده‌اند و به مرحله پایانی فعالیت آتشفشانی وابسته هستند (Ghauori, 2002). به باور جهانگیری و اشرفی (Jahangiri and Ashrafi, 2006)، وجود لایه‌های رسی همراه با مواد عارضه‌ای در بخش زیرین قدیمی‌ترین سکانس‌های آذرآواری سهند، نشانه‌ای از فعالیت فراتوماگمایی این آتشفشان در آغاز فعالیت آن به‌شمار می‌رود.

داده‌های سن‌سنجی به روش پتاسیم-آرگون معین وزیری و امین سبحانی (Moine Vaziri and Amine Sobhani, 1977) نشان‌دهنده فعالیت

آتشفشان سهند از ۱۲ میلیون سال پیش تا ۴۰۰-۱۴۰ هزار سال پیش هستند. قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) بر پایه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، آتشفشان سهند را به سه مرحله سهند قدیمی، سهند میانی و سهند جوان دسته‌بندی کرده‌اند. محصولات فعالیت سهند در مراحل قدیمی و میانی شامل مواد آذرآواری و گدازه و سهند جوان به صورت گنبدهایی با ترکیب حد واسط تا اسیدی بوده است. ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی سهند از آندزیت بازالتی تا آندزیت، داسیت و لاتیت متغیر است و سنگ‌ها به سری ماگمایی آهکی-قلیایی، آهکی-قلیایی پتاسیم بالا، آداکتی و شوشونیتی (قلیایی پتاسیک) گرایش دارند (Pirmohammadi Moine Vaziri, 1999; et al., 2011; Chaharlang et al., 2016; Lechmann et al., 2018; Ghalamghash et al., 2019). به باور معین وزیری و امین سبحانی (Moine Vaziri and Amine Sobhani, 1977)، برخلاف مراحل آغازین، در پایان فعالیت آتشفشان سهند ماگمای غنی از K, Ba, Sr تولید شده است و ماگماهای سازنده آتشفشان خاستگاه‌های متفاوتی داشته‌اند. با این وجود، بررسی‌های جدید نشان می‌دهد ماگماهای غنی از K (شوشونیتی)، Ba و Sr در مراحل آغازین فعالیت سهند (سهند قدیمی) و تقریباً با فوران‌های آتشفشان سارای نیز همزمان تولید شده است (Lechmann et al., 2018; Ghalamghash et al., 2019).

گاه سنگ‌های سری شوشونیتی با قلیایی پتاسیک مترادف گرفته شده است (Muller and Groves, 1997). با وجود این، سنگ‌های غنی از پتاسیم مجموعه شوشونیتی معمولاً با اشباع از سیلیس بودن شناخته می‌شوند؛ بدین گونه که معمولاً هیپرستن نورماتیو دارند؛ اما اندکی نفلین یا کوارتز نورماتیو دارند یا کلاً ندارند (Hyndman, 1985). مقدار کل آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در شوشونیت‌ها، از

سهند بوده است یا نه پژوهش کنونی انجام شد.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و مشخص شدن روابط سنی و صحرایی سنگ‌های گوناگون منطقه، شمار ۲۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه گردآوری شد. پس از تهیه مقاطع نازک از آنها، بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها و تعیین ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی آغاز شد. برای تعیین دقیق ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده، نمونه‌ای از سنگ‌ها پس از تهیه مقطع نازک - صیقلی با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل CAMECA SX100 در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شیمیایی نقطه‌ای شد (جدول‌های ۱ و ۲). تجزیه روی کانی‌های یادشده در شرایط ولتاژ ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۲۰ نانوآمپر و قطر پرتو ۵ میکرون انجام گرفت. برای جدایش مقادیر آهن دو و سه ظرفیتی بیوتیت از برنامه MICA⁺ (Yavuz, 2003) استفاده شد. با توجه به نبود تنوع بافتی و کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه، شمار ۴ نمونه سالم از سنگ‌های منطقه برای تجزیه عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی کمیاب با دستگاه ICP-MS، به آزمایشگاه شرکت SGS واقع در شهر تورنتو کشور کانادا فرستاده شدند. داده‌های به دست آمده از تجزیه نمونه‌ها در جدول ۳ آورده شده‌اند. افزون بر داده‌های این بررسی، برای مقایسه و داشتن دید کلی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماتیسم‌های مشابه در منطقه به‌ویژه مجموعه آتشفشانی سهند از داده‌های بررسی‌های پیشین در اینباره کمک گرفته شد. در مرحله پایانی این پژوهش، داده‌های به دست آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی با یکدیگر تلفیق و تجزیه و تحلیل شدند. در پردازش داده‌های سنگ کل نرم‌افزار GCDkit 4.1 (Janousek et al., 2006) به کار برده شد.

۵ درصدوزنی بیشتر است. همچنین، نسبت K_2O به Na_2O آنها در سنگ‌های با سیلیس ۵۵ درصدوزنی از یک بزرگ‌تر است و در سنگ‌های با درصد سیلیس ۵۰ درصدوزنی بیشتر از ۰/۶ است. محتوی TiO_2 آنها از ۱/۳ درصدوزنی کمتر است (Morrison, 1980). سنگ‌های غنی از پتاسیم واقعی، بسیار تحت‌اشباع از سیلیس هستند و لوسیت نورماتیو چشمگیری دارند. چنین سنگ‌هایی ممکن است از لحاظ خاستگاه نسبت به سنگ‌های تقریباً اشباع از سیلیس تفاوت داشته باشند و شاید در یک گروه جداگانه باشند (Morrison, 1980 Ferguson and Cundari, 1975).

الگوهای سنگ‌زایی پیدایش ماگماهای شوشونیتی بسیار گسترده هستند. این الگوها توصیف‌کننده ترکیب متغیر و محیط زمین‌ساختی متفاوت این نوع ماگماها هستند. ماگماهای شوشونیتی نشان‌دهنده مراحل پایانی میان فعالیت ماگمایی کلسیمی - قلیایی و قلیایی در طول تکامل محیط پس از برخورد و تأخیری هستند (Liegeois et al., 1998). بیشتر ماگماهای پتاسیک و التراپتاسیک در یکی از این سه محیط یافت می‌شوند:

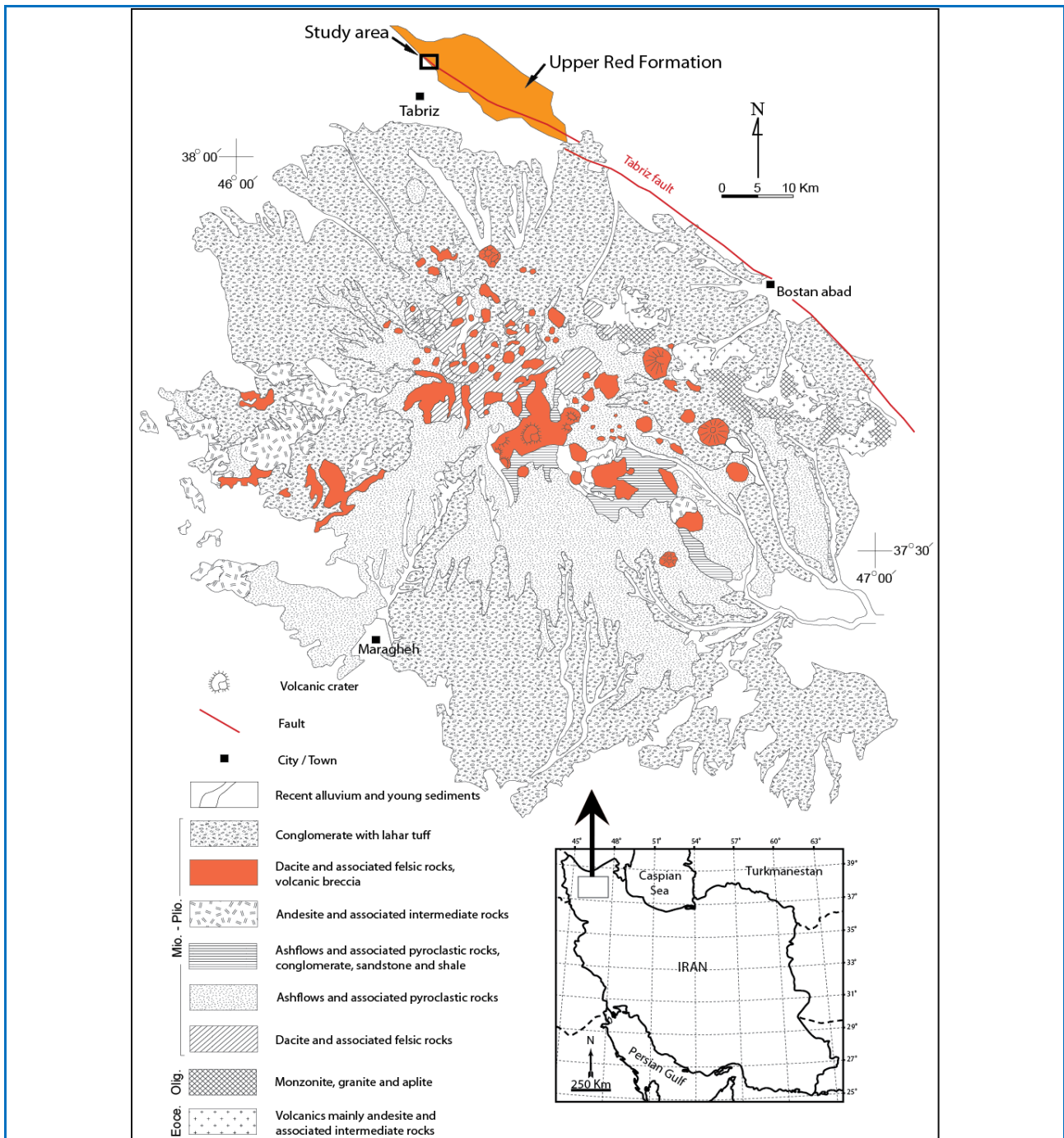
(۱) در بالای پهنه فرورانش، در بخش ژرف این پهنه (Morrison, 1980)؛

(۲) در محیط‌های کوهزایی پس از برخورد مانند تبت (Wang et al., 2006) و آلپ (Venturelli et al., 1984)؛

(۳) به‌طور نادر در محیط‌های کششی دورن‌قاره‌ای مانند بخش جنوب‌باختری اوگاندا و کافت خاور آفریقا (Thompson, 1985).

منطقه مورد بررسی در نزدیکی گسل شمال تبریز و در ارتفاعات عون‌ابن‌علی (عینالی) مشرف به شهر تبریز جای دارد و سنگ‌های آتشفشانی آن به شکل لایه توف داسیتی درون سازند قرمز بالایی یا URF^۱ (میوسن پسین) یافت می‌شوند که پهنه‌ای متفاوت از بخش جنوبی گسل تبریز یعنی مجموعه آتشفشانی سهند در طول نئوژن است (شکل ۱). با توجه به نبود مطالعات پترولوژی روی این سنگ‌ها و بررسی این موضوع که آیا این ماگماتیسم در ارتباط با فعالیت آتشفشان

¹ Upper Red Formation



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب گسل تبریز، جایگاه منطقه بررسی شده و سازند قرمز بالایی به سن میوسن پسین در شمال شهر تبریز (با تغییرات و ساده شده از مجموعه نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی در محدوده آتشفشان سهند: تبریز (Asadian, 1993)، بستان‌آباد (Behrouzi et al., 1997)، اسکو (Khodabandeh and Amini Fazl, 1995)، آذرشهر (Ghadirzadeh, 2002)، قره‌آغاج (Rezaei and Fonoudi, 2009)، مراغه (Alavi and Shahrabi, 1975) و عجب‌شیر (Soltani Sisi, 2005)). نقشه ایندکس، جایگاه منطقه مورد بررسی در شمال‌باختری ایران را نشان می‌دهد.

Figure 1. Geological map of the Sahand Volcanic Complex in the south of the Tabriz fault along with the location of the studied area and the Upper Red Formation of Late Miocene age in the north of Tabriz (modified and simplified from 1:100000 geological quadrangle maps of Sahand Volcano region: Tabriz (Asadian, 1993), Bostan Abad (Behrouzi et al., 1997), Osku (Khodabandeh and Amini Fazl, 1995), Azar Shar (Ghadirzadeh, 2002), Ghareh Aghaj (Rezaei and Fonoudi, 2009), Maragheh (Alavi and Shahrabi, 1975), and Ajab Shir (Soltani Sisi, 2005)). The index map shows the location of the studied area in the northwest of Iran.

جدول ۱. داده‌های تجزیه ریزکوالکترونی کانی پلاژیوکلاز (بر پایه درصد وزنی) به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست آمده برپایه ۸ اتم اکسیژن (سازنده‌های پایانی: Ab: آل‌بیت؛ Or: ارتوکلاز و An: آنورتیت).

Table 1. Electron microprobe analysis of plagioclase mineral (in wt.%) along with the structural formula based on 8 oxygen atoms (the end members: Ab: albite, Or: orthoclase and An: anorthite).

Sample	kfs41	kfs42	kfs43	plg33	plg34	plg35	plg36	plg37	plg38
SiO ₂	61.81	63.93	63.59	57.97	58.84	57.42	58.35	59.60	59.47
TiO ₂	3.50	0.00	0.00	0.00	0.44	3.16	0.00	1.16	0.00
Al ₂ O ₃	18.35	18.95	19.57	25.35	24.78	24.78	24.74	23.75	23.88
FeO	0.08	0.06	0.12	0.18	0.23	0.29	0.18	0.18	0.18
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
CaO	0.23	0.33	0.14	5.47	5.14	6.00	5.76	4.53	5.00
Na ₂ O	3.63	3.75	3.61	8.62	8.70	7.81	8.81	8.89	8.79
K ₂ O	11.60	11.83	11.92	0.95	0.89	0.75	1.07	1.08	0.95
Total	99.20	98.85	98.96	98.55	99.03	100.22	98.93	99.21	98.28
Si	5.93	5.93	5.87	5.28	5.35	5.30	5.34	5.45	5.43
Al	2.07	2.07	2.13	2.72	2.65	2.70	2.66	2.56	2.57
Ti	0.25	0.00	0.00	0.00	0.03	0.22	0.00	0.08	0.00
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.03	0.01	0.53	0.50	0.59	0.56	0.44	0.49
Na	0.68	0.67	0.65	1.52	1.53	1.40	1.56	1.58	1.56
K	1.42	1.40	1.40	0.11	0.10	0.09	0.13	0.13	0.11
Cations	10.38	10.11	10.07	10.18	10.19	10.32	10.27	10.24	10.17
X	8.25	8.00	8.00	8.00	8.03	8.22	8.00	8.08	8.00
Z	2.12	2.11	2.07	2.18	2.16	2.10	2.27	2.16	2.17
Ab	31.90	32.00	31.30	70.30	71.70	67.20	69.40	73.50	72.20
An	1.10	1.60	0.70	24.70	23.40	28.50	25.10	20.70	22.70
Or	67.00	66.40	68.00	5.10	4.80	4.20	5.60	5.90	5.10

جدول ۲. داده‌های تجزیه ریزکوالکترونی از کانی بیوتیت به‌همراه فرمول ساختاری بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن.

Table 2. Electron microprobe analysis of biotite mineral along with the structural formula based on 22 oxygen atoms.

Sample	bt30	bt31	bt32	bt39	bt40	bt44	bt45
SiO ₂	37.65	38.38	38.51	38.84	38.27	38.55	39.16
TiO ₂	4.51	5.16	3.07	2.58	3.50	4.04	3.24
Al ₂ O ₃	13.07	13.65	12.97	14.71	15.77	14.76	14.87
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.20	0.21	0.23	0.10	0.19	0.23	0.25
FeO	13.86	12.78	13.96	14.04	14.45	13.97	13.71
MnO	0.23	0.25	0.25	0.23	0.22	0.26	0.26
MgO	16.09	17.13	16.53	13.00	13.82	13.41	13.88
CaO	0.09	0.00	0.00	1.60	0.05	0.00	0.00
Na ₂ O	0.61	0.63	0.57	0.57	0.61	0.65	0.67
K ₂ O	9.08	8.37	9.29	9.47	9.05	9.34	9.33
Total	95.39	96.56	95.38	95.14	95.96	95.21	95.37
Si	5.72	5.67	5.82	6.08	5.80	5.94	5.99
Al ^{IV}	2.28	2.33	2.18	1.92	2.20	2.06	2.01
Al ^{VI}	0.05	0.05	0.13	0.79	0.62	0.62	0.67
Ti	0.52	0.57	0.35	0.30	0.40	0.47	0.37
Fe ^{3+IV}	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{3+VI}	0.73	1.07	0.47	1.08	0.08	0.04	0.25
Fe ²⁺	0.95	0.45	1.30	0.76	1.75	1.76	1.51
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	3.64	3.77	3.73	3.03	3.12	3.08	3.17
Ca	0.02	0.00	0.00	0.27	0.01	0.00	0.00
Na	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20
K	1.76	1.58	1.79	1.89	1.75	1.84	1.82
Cations	15.96	15.76	15.96	16.33	15.94	16.03	16.02
Mg#	0.67	0.70	0.68	0.62	0.63	0.63	0.64

زمین‌شناسی

پهنه نئوژن تبریز در شمال‌باختری ایران بخشی از یک سیستم گسلی راست‌الغز در میوسن پایانی میان صفحه‌های برخوردی عربی و اوراسیا است (Axen et al., 2001; Allen et al., 2004). امروزه پهنه تبریز یک پهنه میان کوهستانی به‌شمار می‌رود که از شمال و شمال‌خاوری با رسوبات آواری خشکی سازند قرمز بالایی (کوه‌عون‌ابن‌علی یا عینالی)، به سن میوسن میانی تا پسین و در جنوب با آتشفشان سهند (۱۲ میلیون تا ۱۴۰ هزارسال پیش) (Gansser, 1968; Fisher, 1968; Moine Vaziri and Amine Sobhani, 1977; Moine Vaziri, 1999) فراگرفته شده است. از سمت باختر، این پهنه به زمین‌های پست دریاچه ارومیه می‌رسد.

آتشفشان سهند از آتشفشان‌های جوان در بخش شمالی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است که از میوسن پایانی تا پلیوسن به‌صورت متناوب فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه داشته است. گدازه‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی اسیدی و تا اندازه‌ای حد واسط در این منطقه گسترش چشمگیری دارند. به‌گونه‌ای که می‌توان کامل‌ترین پیوندها با فعالیت آتشفشانی پس از برخورد از میوسن تا پلیوسن را در این منطقه دید (Moine Vaziri and Amine Sobhani, 1977).

فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و به‌دنبال آن برخورد ورقه ایران و ورقه عربی (برخورد قاره-قاره‌ای) گسترش چهار پهنه ساختاری در ایران را در پی داشته است. این پهنه‌های ساختاری با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری شامل پهنه چین‌خورده زاگرس (زاگرس مرتفع و کمربند چین‌خورده زاگرس)، پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر هستند (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). کمان ماگمایی ارومیه-دختر از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی با بازه سنی ائوسن-کواترنری و راستای NW-SE ساخته شده است و بر

جدول ۳. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های معرف توف داسیتی.

Table 3. The whole rock chemical data of the representative samples of dacitic tuff.

Sample No.	TM-3	TM-4	TM-9	TM-12
SiO ₂	64.1	64.1	63.7	59.1
TiO ₂	0.37	0.36	0.4	0.37
Al ₂ O ₃	14.4	14.6	14.8	14.2
Fe ₂ O ₃ ^t	3.34	3.46	3.48	2.75
MnO	0.06	0.07	0.08	0.04
MgO	0.89	1.01	1.07	2.31
CaO	2.49	3.19	2.87	2.91
Na ₂ O	3.3	3.7	3.4	3.2
K ₂ O	4.96	5.01	4.95	1.28
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.19	0.17
LOI	1.77	2.5	2.09	8.69
Sum	95.9	98.3	97	95.1
Ba	1090	1130	1040	930
Mg#	35	37	38	62
K ₂ O/Na ₂ O	1.50	1.35	1.45	0.4
Sr	540	430	460	400
Ce	98.5	93.7	100	92.6
Cs	1.8	1.6	1.8	2.3
Dy	3.01	3.37	3.37	2.99
Er	1.66	1.79	1.98	1.59
Eu	1.06	0.92	1.05	1
Ga	17	17	18	17
Gd	3.81	3.93	4.09	3.78
Hf	5	5	5	4
Ho	0.6	0.66	0.7	0.58
La	60	54.8	59.5	54.7
Lu	0.29	0.29	0.32	0.23
Nb	25	25	27	24
Nd	31.6	30.4	32.5	29.9
Pr	9.91	9.43	9.97	9.29
Rb	123	124	128	35.4
Sm	5.3	5.1	5.5	4.9
Ta	1.7	1.7	1.7	1.6
Tb	0.55	0.59	0.65	0.55
Th	39.9	38.9	41.2	36.6
Tm	0.25	0.28	0.29	0.24
U	6.6	6.82	7.1	5.77
V	54	44	48	58
Y	17.2	19.9	20.5	16.3
Yb	1.8	1.8	2.1	1.6
Zr	172	172	179	137
Sr/Y	31.39	21.61	22.44	24.53
Eu/Eu*	0.72	0.63	0.68	0.71
La _N /Yb _N	22.47	20.53	19.10	23.05

این سنگ‌ها در صحرا به شکل لایه‌ای و روشن رنگ با ضخامت متغیر (نزدیک به ۵ تا ۵۰ متر) هستند که موازی و درون لایه‌هایی از مارن و ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ (سازند قرمز بالایی) گسترش یافته‌اند (شکل‌های ۲-D و ۲-G). از دیدگاه گسترش جانبی، گسترش آن ممتد نیست و گاهی با گسل‌های فرعی جابجا شده است. مرز بالایی لایه یادشده به صورت گسله با سازند قرمز بالایی (شکل ۲-A) یا پوشیده شده با آن بدون سطح فرسایشی دیده می‌شود. مرز زیرین آن در همبری مستقیم با سازند قرمز بالایی است و تغییر تدریجی میان آنها دیده نمی‌شود.

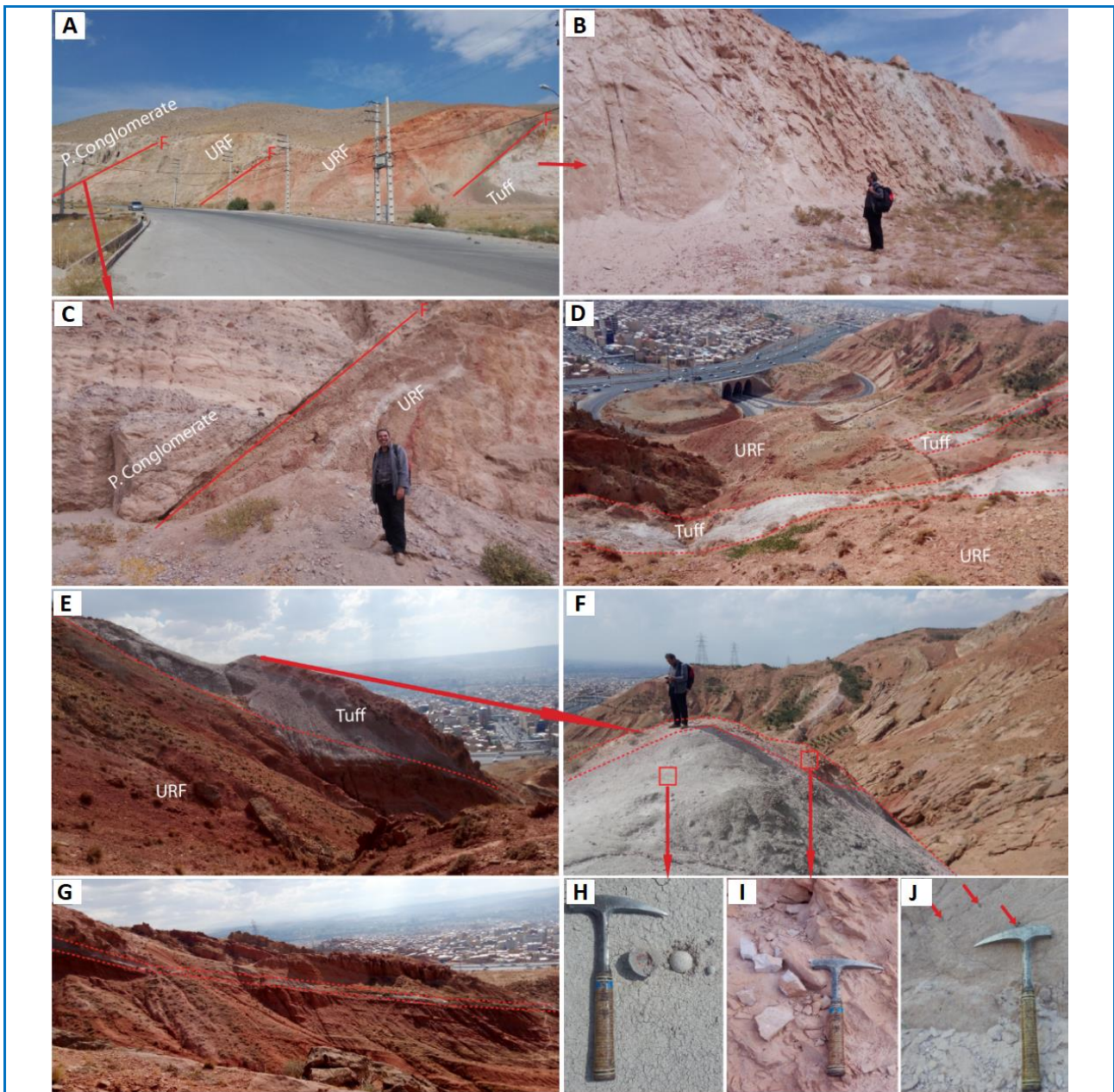
بخش بالایی لایه توفی کمابیش سخت و سنگی است (توف بلورین) و با رنگ ظاهری خاکستری مایل به سرخ و رنگ خاکستری بسیار روشن در سطح تازه دیده می‌شود (شکل‌های ۲-E، ۲-F و ۲-I)؛ اما بخش زیرین به رنگ خاکستری روشن است و خاکستر ریز تا درشت لایلی‌های هسته‌دار (کوچک‌تر از ۱۰ سانتیمتر) نیز در آن یافت می‌شوند (شکل ۲-H). انکلاوهای مافیک در اندازه‌های کمتر از ۵ سانتیمتر معمولاً درون لایه توفی دیده می‌شوند (شکل ۲-J). سطح تازه این سنگ‌ها در نمونه دستی رنگ خاکستری روشن دارد و بلورهای درشت میکا (بیوتیت) در آن را می‌توان با چشم غیر مسلح به آسانی شناسایی کرد (شکل ۳-A). برخی نمونه‌های این سنگ‌ها دچار دگرسانی شدیدی شده‌اند و کانی‌های رسی، کلسیت و کوارتز در آنها پدید آمده است.

سنگ‌نگاری

همان‌گونه که در بخش پیشین گفته شد، لایه توفی از دو بخش شامل بخش سست و غیرسنگی، یعنی لایلی توف (دارای خاکستر ریز و لایلی‌های هسته‌دار) و بخش سنگی، یعنی توف بلورین داسیتی ساخته شده است. از این رو، در این بخش تنها به سنگ‌نگاری بخش سنگی آن پرداخته می‌شود. بافت این سنگ‌ها پورفیری با زمینه شیشه‌ای (ویتروفیری) است و کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلسپار و بیوتیت از درشت بلورهای آن به‌شمار می‌روند (شکل ۳-B).

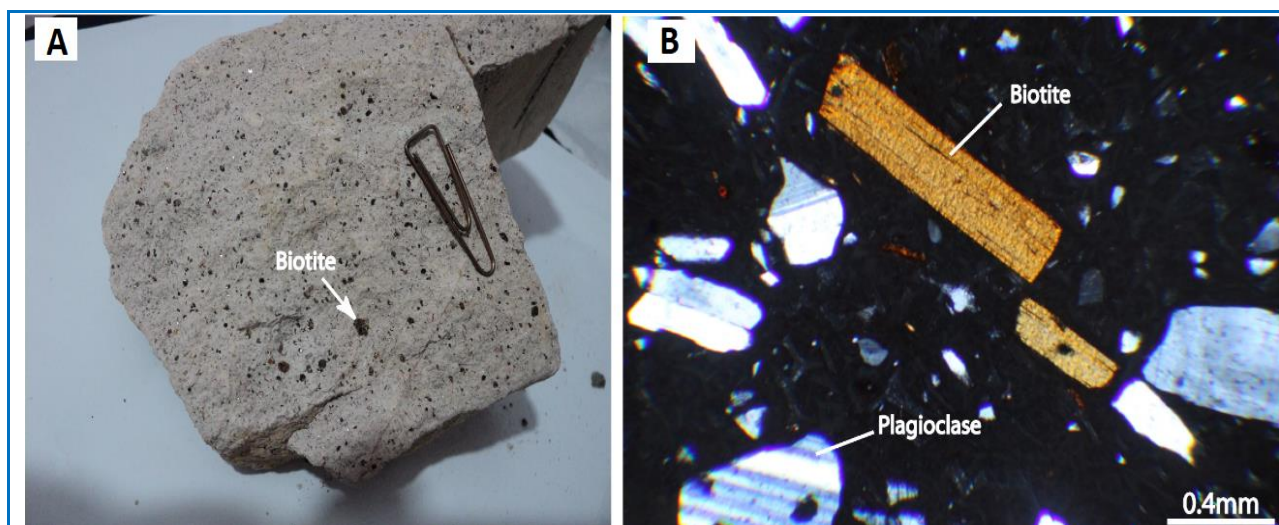
پایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی بیشتر شامل سنگ‌های آهکی-قلیایی پهنه فرورانش است (Jahangiri, 2007). این پهنه بخشی از فعالیت‌های آتشفشانی-درونی ترسیری در ایران مرکزی به‌شمار می‌رود. فعالیت‌های آتشفشانی این کمربند از کرتاسه پسین با فوران‌های آهکی-قلیایی آغاز شده است و در ائوسن (زمان اوج فعالیت) با گدازه‌های آهکی-قلیایی ادامه یافته است و در پایان ترشیری، گدازه‌های غنی از پتاسیم پدید آمده‌اند (Berberian and King, 1981). عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2008) سنگ‌های آتشفشانی این کمان ماگمایی را به دو گروه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی میوسن تا پلیوکواترنری دسته‌بندی کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن متشکل از آندزیت، توف و آذرآواری‌های حد واسط با مقادیر ناچیزی بازالت، آندزیت و ریولیت هستند. سنگ‌های آتشفشانی میوسن تا پلیوکواترنری دربردارنده سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی با سن میوسن پسین تا پلیوسن هستند که با سنگ‌های آتشفشانی مافیک دنبال می‌شوند (Omrani Jahangiri, 2007; et al., 2008). دم‌های داسیتی با سن میوسن پسین در شمال گسل تبریز که ترکیب آداکیتی دارند درون سازند قرمز بالایی و یا واحدهای آتشفشانی ائوسن تزریق شده‌اند (Jahangiri, 2007).

لایه توف داسیتی بررسی شده در شمال شهر تبریز و در کوه عون‌ابن‌علی (عینالی) رخنمون دارد. سن‌سنجی این توف‌ها به روش اثر شکافت آپاتیت، سن $11/1 \pm 11/2$ میلیون سال پیش (تورتونین) را نشان می‌دهد که با پیدایش سازند قرمز بالایی در این منطقه هم‌زمان است (Reichenbacher et al., 2011). سازند قرمز بالایی در بخش بزرگی از مرکز و شمال‌باختری ایران گسترش دارد و بخش بالایی سازند قم دانسته می‌شود. این سازند تناوبی از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و مارن سرخ رنگ است و واحدهای تبخیری آن را همراهی می‌کنند (Asadian, 1993). این رسوبات به دنبال بالآمدگی در پهنه پشت کمان و درون کمانی آتشفشانی نئوتیس در ایران مرکزی نهشته شده‌اند (Shahabpour, 2007).



شکل ۲. ویژگی‌های صحرایی لایه توفی بررسی شده. **(A)** ترانشه کنار جاده‌ای با رخنمونی از لایه توفی، ماسه‌سنگ و مارن‌های سرخ رنگ سازند قرمز بالایی (URF) و کنگلومرای پلیوسن که با همبری گسلی شناخته می‌شوند؛ **(B)** تصویر لایه توفی از نزدیک؛ **(C)** همبری سازند قرمز بالایی و کنگلومرای پلیوسن از نمای نزدیک؛ **(D)** رخنمون لایه روشن رنگ توفی در میان سازند قرمز بالایی در یکی از ورودی‌های تفرجگاه کوه عینالی؛ **(E, F)** لایه توفی که بخش بالایی آن با سطح هوازده مایل به قرمز و بخش زیرین آن با رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود؛ **(G)** لایه توفی روشن رنگ موازی لایه‌بندی و درون سازند قرمز بالایی؛ **(H)** لاپیلی‌های هسته‌دار در لایه توفی؛ **(I)** سطح هوازده و تازه لایه توفی؛ **(J)** انکلاوهای مافیک (کوچک‌تر از ۵ سانتیمتر) درون سنگ‌های توفی.

Figure 2. The field characteristics of the studied tuff layer. **A)** Roadside trench with an outcrop of the tuff layer along with red sandstone and marl of the Upper Red Formation (URF) and Pliocene conglomerate, which are characterized by a fault contact; **B)** A close-up photo of the tuff layer; **C)** The contact of URF and the Pliocene conglomerate from a close-up view; **D)** The outcrop of a light color tuff as intercalation in URF, Eynali Mountain resort; **E, F)** The tuff layer whose the upper part is characterized by reddish weathered surface and its lower part by light gray color; **G)** The light-colored tuff layer parallel to the bedding within the URF; **H)** Armored lapilli in the tuff layer; **I)** The weathered and fresh surface of the tuff; **J)** Mafic enclaves (smaller than 5 cm) within the tuff.



شکل ۳. تصویر نمونهٔ توف بلورین مورد بررسی در نمونهٔ دستی و در زیر میکروسکوپ. **(A)** نمونهٔ دستی خاکستری روشن توف بلورین داسیتی با بلوره‌های سیاه رنگ و ورقه‌ای بیوتیت؛ **(B)** تصویر میکروسکوپی از توف بلورین داسیتی با بافت ویتروفیری و فنوکریست‌های شکل‌دار بیوتیت و بی‌شکل و یا شکستهٔ پلاژیوکلاز (در نور پلاریزه متقاطع).

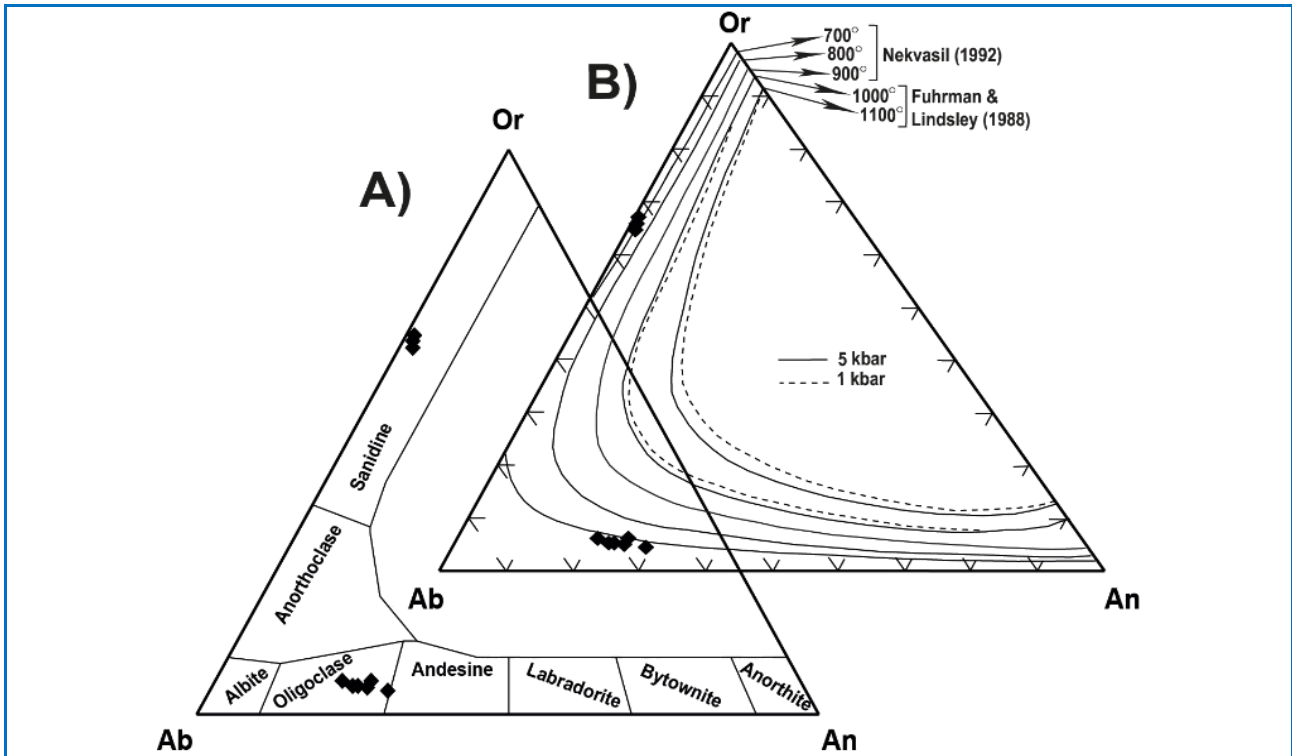
Figure 3. The hand-specimen and photomicrograph of the crystal tuff. **A)** Light gray hand-specimen of the dacitic crystal tuff with black and flake biotite crystals; **B)** The microscopic image of the dacitic crystal tuff with vitrophyric texture where phenocrysts of euhedral biotite and anhedral/crushed plagioclase are observed (in cross-polarized light).

آپاتیت کانی کمیاب و کلسیت و اکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویهٔ این سنگ‌ها هستند. کوارتز به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار گاهی بافت خلیجی دارد و نزدیک به ۱۵ درصد فنوکریست‌ها را در بر می‌گیرد. پلاژیوکلاز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و شکسته است و نزدیک به ۲۵ درصد فنوکریست‌ها را در بر می‌گیرد. بر پایهٔ تجزیهٔ ریزکاو الکترونی ترکیب آن الیگوکلاز شناسایی شد (شکل ۴-**A**). آلکالی‌فلدسپار به‌صورت نیمه‌شکل‌دار است و نزدیک به ۱۰ درصد حجمی فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهد و بر پایهٔ تجزیهٔ ریزکاو الکترونی، ترکیب آن سانیدین شناسایی شد (شکل ۴-**A**). بیوتیت به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و نزدیک به ۱۵ درصد حجمی فنوکریست‌ها را در بر می‌گیرد. بر پایهٔ تجزیهٔ میکروپروب ترکیب آن بیوتیت منیزیم‌دار تا فلوگوپیت به‌دست آمد (شکل ۵).

ترکیب پتاسیم‌فلدسپارهای تجزیه‌شده به‌صورت $Ab_{70}An_{25}Or_5$ و ترکیب پتاسیم‌فلدسپارهای تجزیه‌شده به‌صورت $Ab_{32}An_1Or_{67}$ است (جدول ۱). دماسنجی فلدسپارها بر پایهٔ نمودار $Ab-An-Or$ (Fuhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992) نشان می‌دهد این کانی‌ها از نوع کمابیش کم دما (نزدیک به ۷۰۰ درجهٔ سانتیگراد) هستند (شکل ۴-**B**). جدول ۲ داده‌های تجزیهٔ ریزکاو الکترونی میکا در نمونهٔ توف داسیتی را نشان می‌دهد که در آن SiO_2 برابر با $37/68$ تا $39/16$ درصدوزنی، Al_2O_3 برابر با $13/04$ تا $14/87$ درصدوزنی، MgO برابر با 13 تا $17/13$ درصدوزنی و K_2O برابر با $8/37$ تا $9/47$ درصدوزنی است. ترکیب میکاها در نمودار $Fe/Fe+Mg$ در برابر Al کل در گسترهٔ میان بیوتیت و فلوگوپیت جای می‌گیرد (شکل ۵) و در نمودار سه‌تایی $(Al+Fe^{3+}+Ti)-Mg-(Fe^{2+}+Mn)$ بیشتر نمونه‌ها در محدودهٔ بیوتیت منیزیم‌دار هستند (شکل ۶). همچنین، در نمودار سه‌تایی $(Fe^*+Mn)-10^*TiO_2-MgO$ مرز میان بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های باز تبلور یافته جای می‌گیرند (شکل ۷).

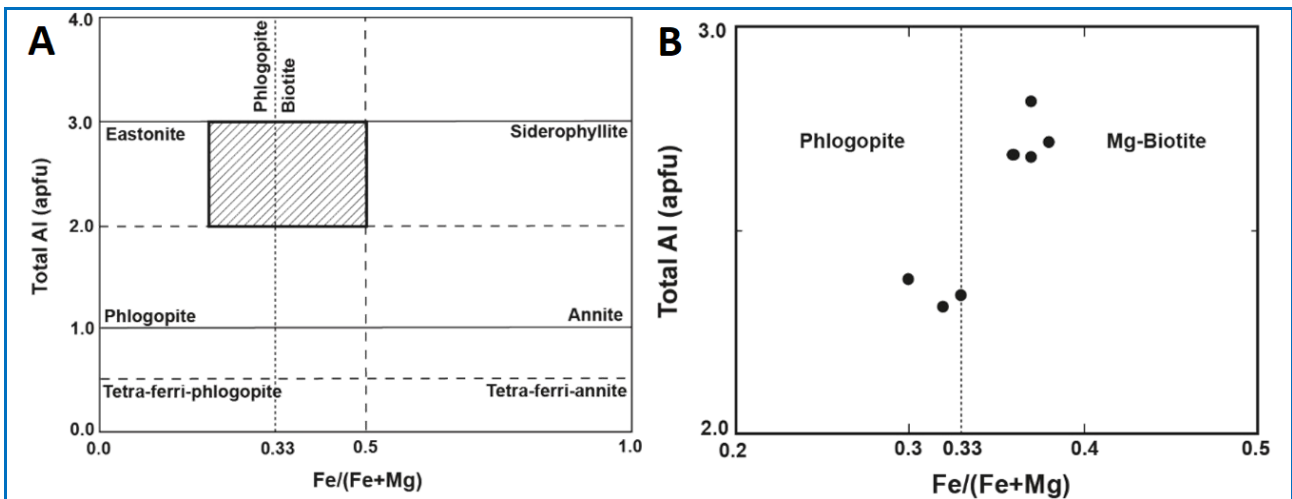
شیمی کانی در ارتباط با شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما

ترکیب پلاژیوکلازهای توف داسیتی به‌صورت



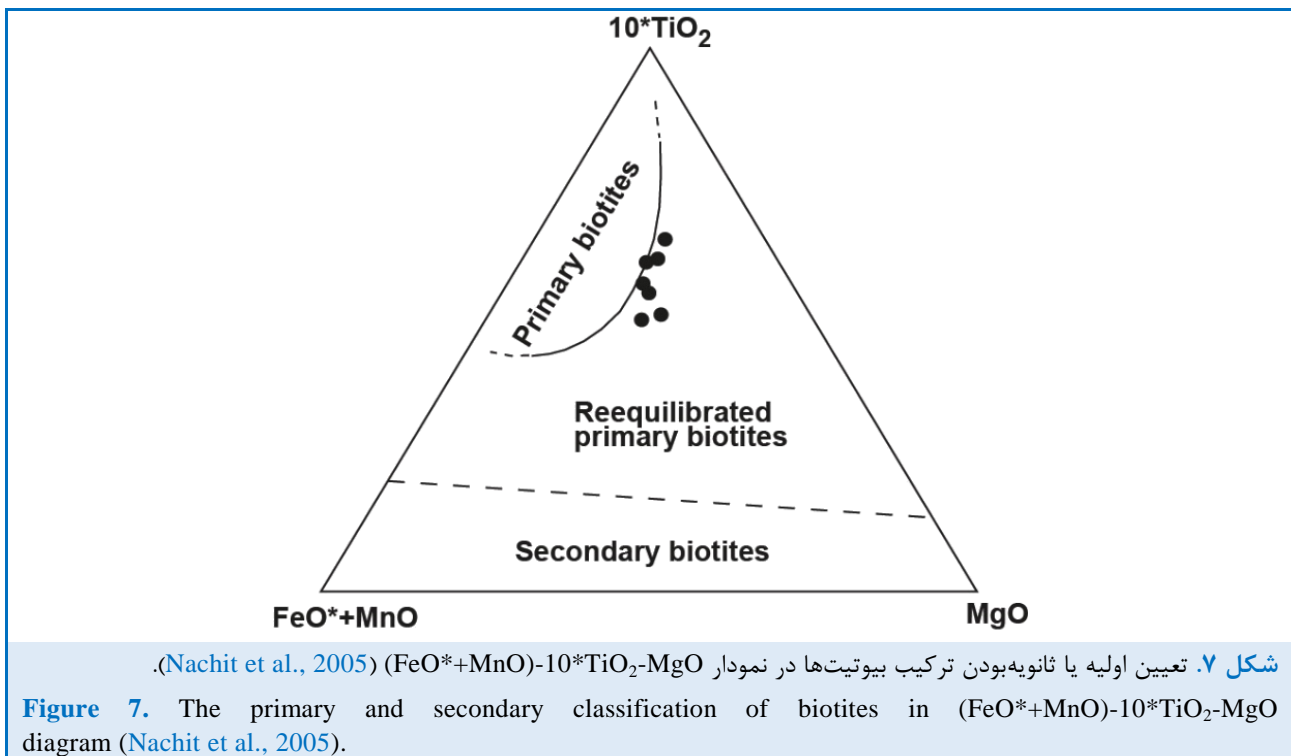
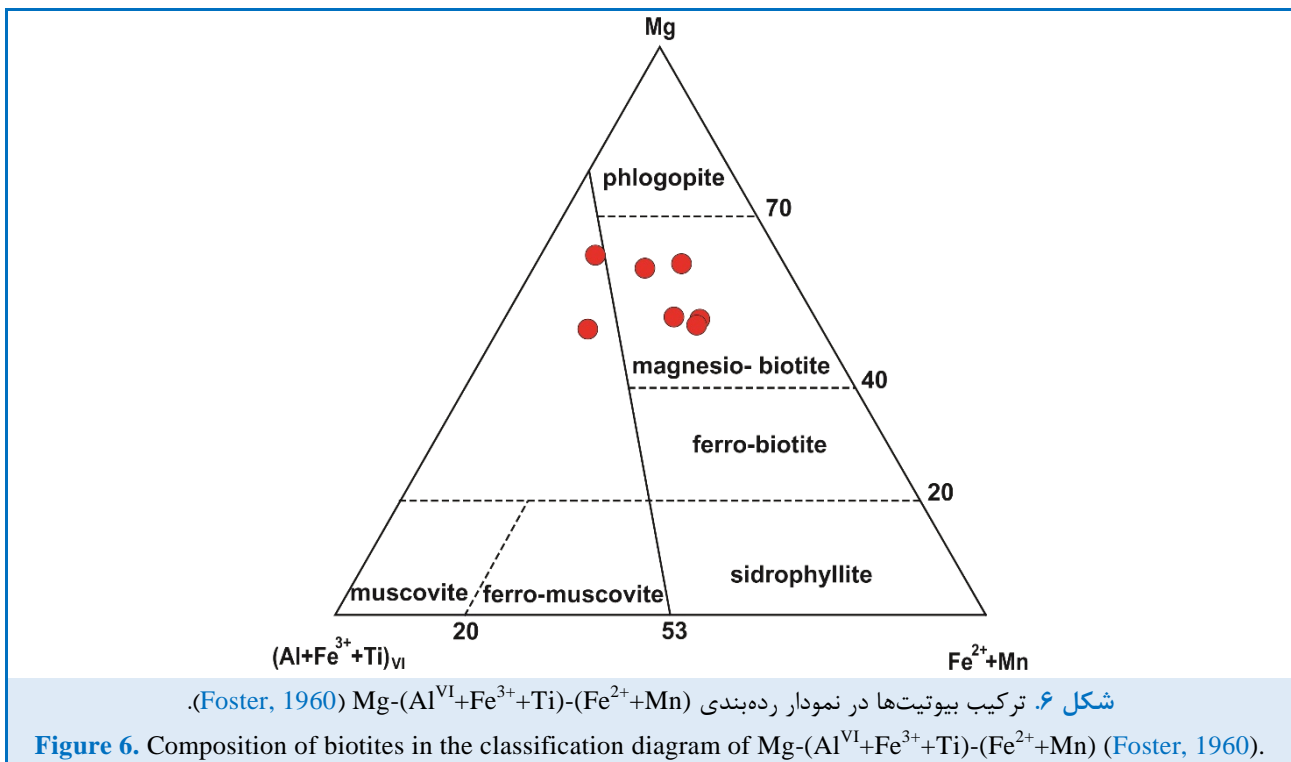
شکل ۴. A) ترکیب شیمیایی فلدسپارها در نمودار رده‌بندی Ab-An-Or (Deer et al., 1992); B) دماسنجی ماگمای سازنده توف داسیتی بر پایه ترکیب فلدسپارها.

Figure 4. A) Chemical composition of feldspars in the Ab-An-Or classification diagram (Deer et al., 1992); B) Thermometry of the magma forming dacitic tuff based on the composition of feldspars.



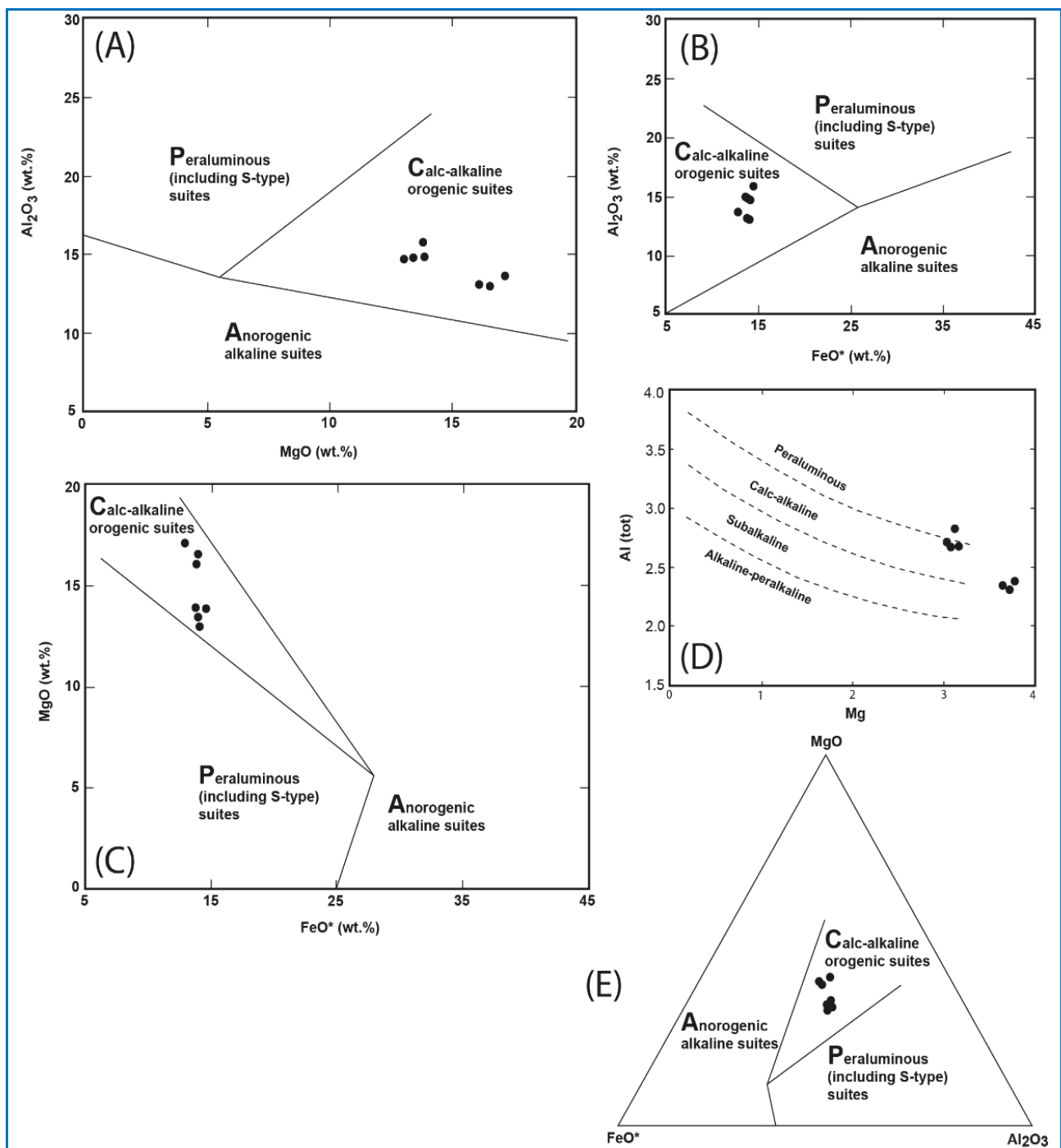
شکل ۵. نامگذاری بیوتیت‌ها در نمودار Al در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer et al., 1992; Rieder et al., 1998) (نمودار B پایینی بخش هاشورخورده در نمودار A را نشان می‌دهد).

Figure 5. The classification of biotite in Al versus $Fe/(Fe+Mg)$ diagram (Deer et al., 1992; Rieder et al., 1998) (Plot B shows the hatched area in plot A).



متعلق هستند. گفتنی است در این نمودارها محدوده‌ای برای سری‌های آلکان کوهزایی لحاظ نشده است و چنین سری‌هایی با محدوده کالک آلکان کوهزایی همپوشانی نشان می‌دهند (Ashrafi et al., 2009).

برای تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونوماگمایی ماگمای سازنده بیوتیت‌ها از نمودارهای پیشنهادی عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 1994) استفاده شد (شکل ۸). بر پایه این نمودارها، بیوتیت‌ها به سری ماگمایی کالک آلکان کوهزایی

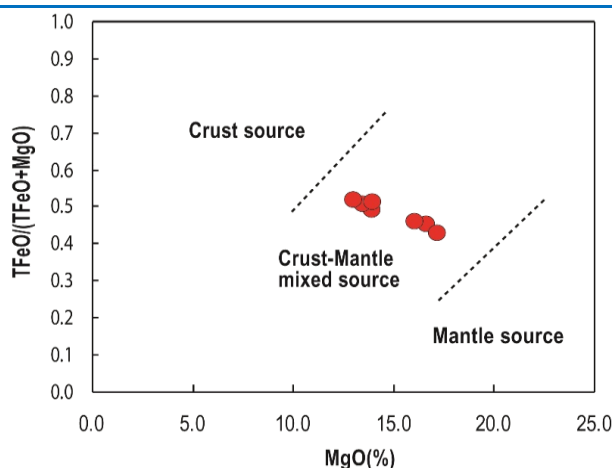


شکل ۸. بررسی سرشت ماگما در: A، B، C و E) نمودار اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، FeO^* بر پایه ترکیب بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994)؛ D) نمودار Mg در برابر Al (Nachit et al., 1985).

Figure 8. Determining the magma nature in: A, B, C, E) FeO^* , MgO and Al_2O_3 oxides diagrams based on biotite composition ((Abdel-Rahman (1994); D) Mg versus Al diagram (Nachit et al., 1985).

برده شد. بر پایه این نمودار، بیوتیت‌ها در محدوده منبع پوسته‌ای و گوشته‌ای مخلوط شده جای می‌گیرند (شکل ۹).

همچنین، برای بررسی نقش پوسته و گوشته در پیدایش ماگمای سازنده بیوتیت‌ها نمودار MgO در برابر $TFeO/(TFeO+MgO)$ به‌کار



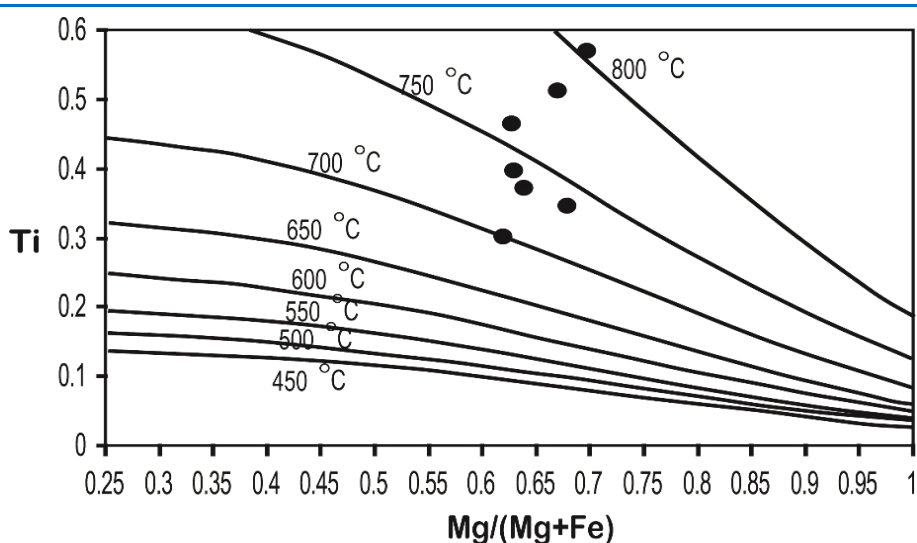
شکل ۹. ترکیب بیوتیت در نمودار MgO در برابر $TFeO/(TFeO+MgO)$ (Zhou, 1986) $TFeO$: آهن کل به صورت (FeO) .

Figure 9. The biotite composition in the $TFeO/(TFeO+MgO)$ versus MgO diagram (Zhou, 1986) ($TFeO$ represents total iron as FeO).

کـــه در آن $a = -2/3594$ ، $b = 4/6482 \times 10^{-9}$ ، $c = -1/7283$ و $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ است. بر پایه این معادله، دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد برای پیدایش بیوتیت‌ها برآورد شد (شکل ۱۰). برای بررسی فوگاسیته اکسیژن در ماگما، نمودار سه تایی $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg$ به کار برده شد. همان‌گونه که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، نمونه‌ها گستره‌ای از فوگاسیته اکسیژن کم تا بالا را نشان می‌دهند.

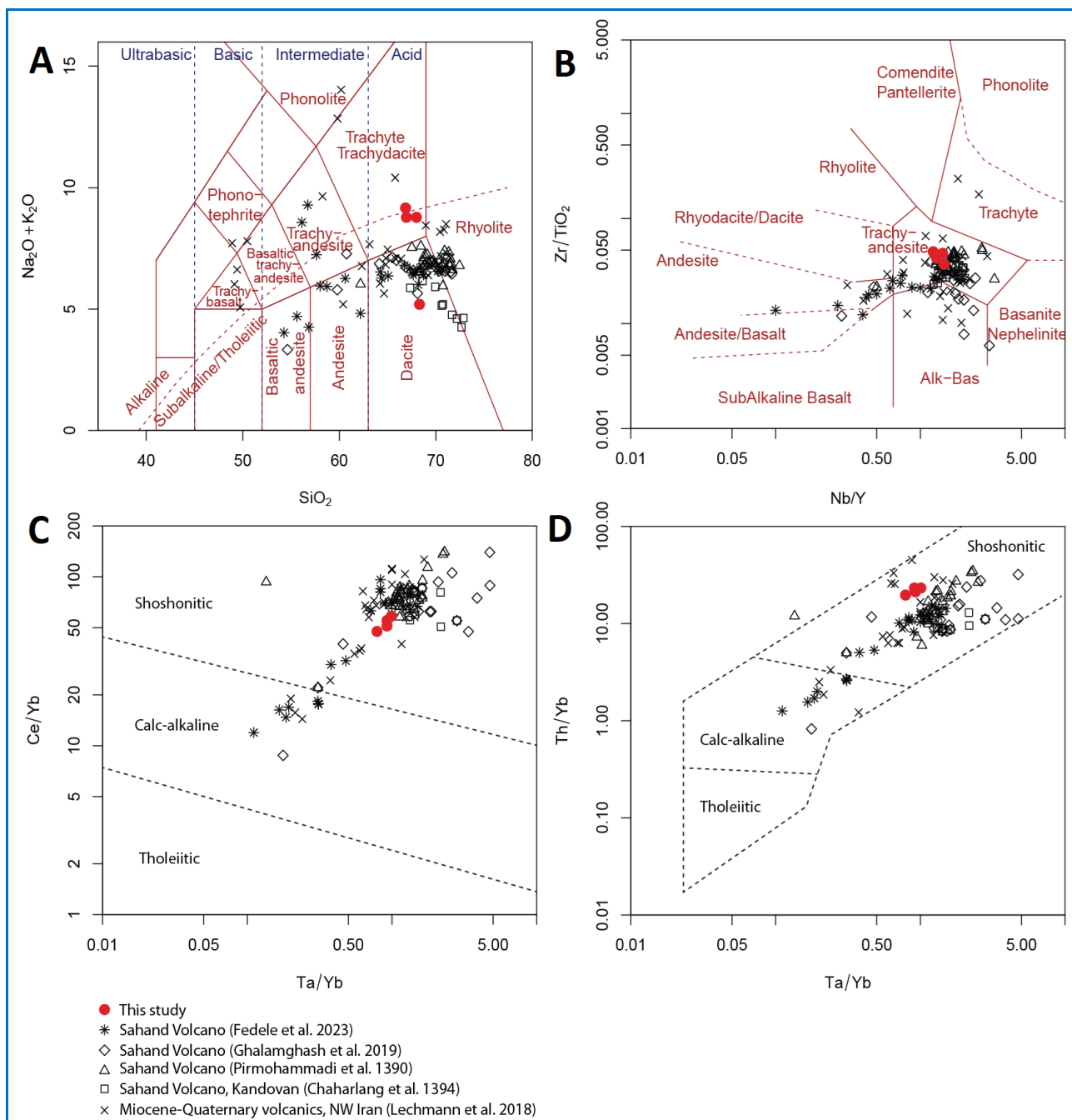
بیوتیت یکی از کانی‌هایی است که میزان تیتانیوم است و غلظت آن با دما کنترل می‌شود. هنری و گوییدوتی (Henry and Guidotti, 2002) و هنری و همکاران (Henry et al., 2005) معادله زیر را برای به‌دست‌آوردن دمای پیدایش بیوتیت پیشنهاد کرده‌اند.

$$T = \left\{ \frac{[\ln(Ti) - a - c(X_{mg})^3]}{b} \right\}^{0.333}$$



شکل ۱۰. دماسنجی بر پایه ترکیب بیوتیت با کمک نمودار $Mg/(Mg+Fe)$ در برابر Ti (Henry et al., 2005).

Figure 10. Biotite thermometry in $Mg/(Mg+Fe)$ versus Ti diagram (Henry et al., 2005).



شکل ۱۲. نامگذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های بررسی‌شده به‌همراه مقایسه آنها با سنگ‌های آتشفشانی سهند در: (A)

نمودار رده‌بندی SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Le Bas et al., 1986); (B) نمودار رده‌بندی بر پایه عنصرهای کم‌تحرک

(Winchester and Floyd, 1977); (C) نمودار تعیین سری ماگمایی بر پایه Ta/Yb در برابر Ce/Tb ; (D) نمودار تعیین

سری ماگمایی بر پایه Ta/Yb در برابر Th/Yb (Muller and Groves, 1997).

Figure 12. Classification and discrimination of the magmatic series of the studied rocks along with their comparison with Sahand volcanic rocks in: **A)** SiO_2 versus Na_2O+K_2O classification diagram (Le Bas et al., 1986); **B)** Immobility elements classification diagram (Winchester and Floyd, 1977); **C)** Magmatic series in Ta/Yb versus Ce/Tb discrimination diagram; **D)** Magmatic series based on Ta/Yb versus Th/Yb discrimination diagram (Muller and Groves, 1997).

بررسی شده از عنصرهایی مانند Ta, Nb, Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۵). ناهنجاری منفی تانتالیم و نیوبیم همانند سنگ‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است؛ در جایی که خاستگاه گوشته‌ای مذاب با مواد فرورونده، از عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ دگرنهاد غنی شده است (Pearce, 1982).

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب برای نمونه‌های منطقه که به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده است نشان می‌دهد تغییرات این عنصرها در نمونه‌ها به صورت موازی است (شکل ۱۴-B). موازی بودن الگوی عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌ها خاستگاه یکسان و سازوکار تبلور بخشی پیدایش آنها را نشان می‌دهد (Wilson, 1989). در این نمودار عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌ها به ترکیب کندریت پیشنهادی بوینتون (Boynton, 1984) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این میان، عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عنصرهای خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند (شکل ۱۴-B). در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب، نمونه‌ها الگوهای REE پرتیب (La/Yb)_N؛ ۱۹/۱۰ تا ۲۳/۰۵ و آنومالی مشخص در Eu نشان می‌دهند (شکل ۴) که پیامد جداشدن پلاژیوکلاز از مذاب هنگام جدایش بلوری است. نسبت Eu/Eu* به دست آمده این سنگ‌ها از ۰/۶۳ تا ۰/۷۲ در نوسان است.

بحث

باور بر این است که به دنبال برخورد ورقه ایران و عربستان در زمان ائوسن در شمال باختری ایران (Hafkenschied et Ghasemi and Talbot, 2006; al., 2006; Horton et al., 2008; Omrani et al., 2008). پاره شدن و سقوط ورقه اقیانوسی^۲، بالا آمدن مواد سست‌کره‌ای، آشفتگی دمایی و افزایش شیب

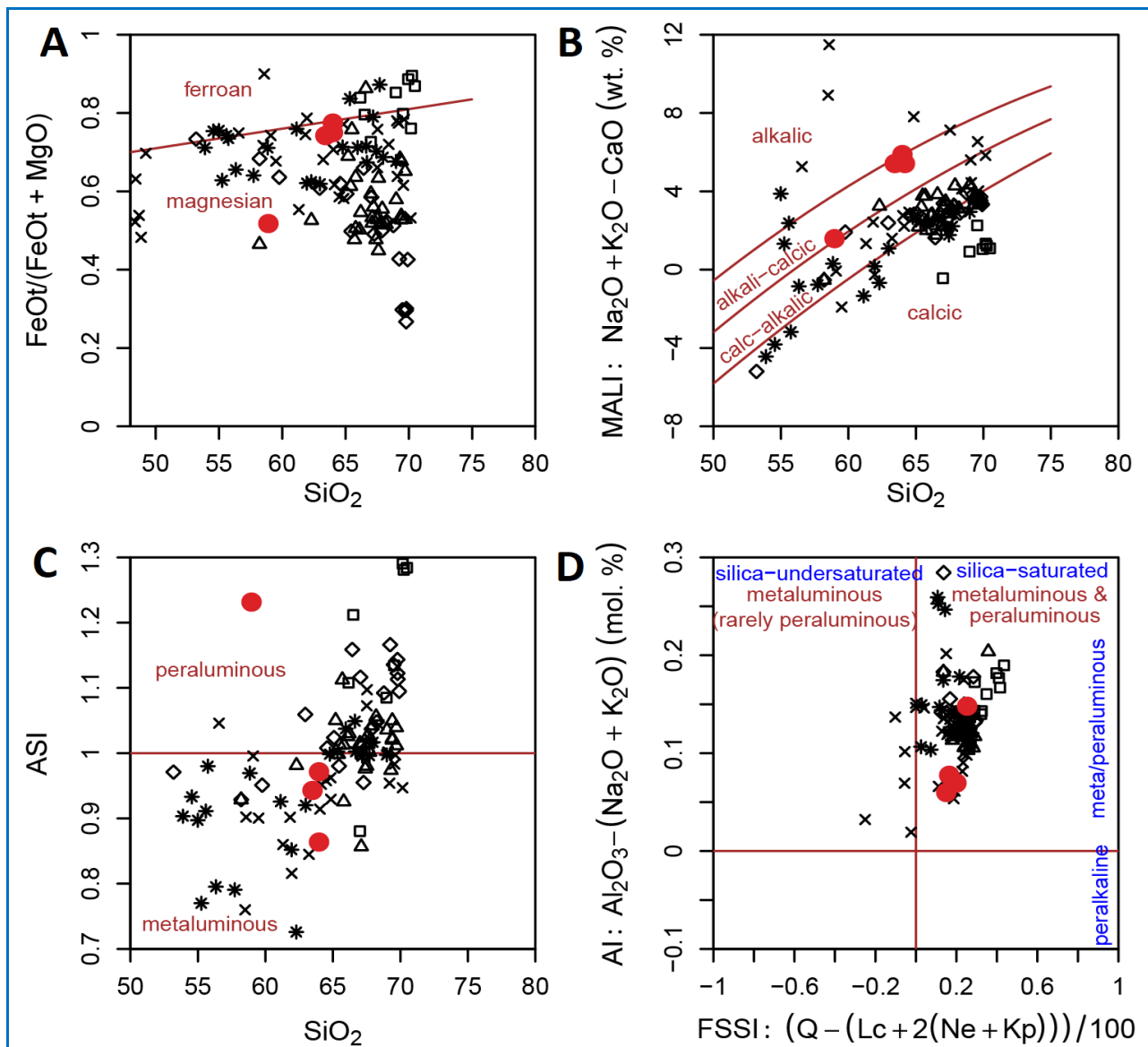
ضریب آهن برای تعیین غنی‌شدگی آهن سنگ‌های فلدسپاری در هنگام جدایش بلورین مذاب به کار برده می‌شود. سنگ‌های منیزیم‌دار در شرایط اکسیدان تحول می‌یابند و غنی‌شدگی اندکی از آهن را نشان می‌دهند؛ اما سنگ‌های آهن‌دار در فوگاسیتة اکسیژن کم دچار جدایش بلورین گسترده‌ای می‌شوند. بیشتر سنگ‌های آلکالن دنیا ویژگی آهن‌دار نشان می‌دهند. با وجود این، برخی ماگماهای حاشیه‌های همگرا (بخش‌های با کشش‌های محلی درون محیط زمین‌ساختی در کل همگرا) از منیزیم‌دار تا آهن‌دار در تغییر هستند (Frost and Frost, 2008). گمان می‌رود سنگ‌های منیزیم‌دار، شامل سنگ‌های بررسی شده، از طریق جدایش بلورین مذاب در شرایط اکسیدان و کمابیش آب‌دار پدید آمده باشند (شکل ۱۳-A) (Frost and Frost, 2008). بر پایه ضریب MALI، نمونه‌ها در محدوده آلکالی-کلسیک هستند؛ اما بیشتر نمونه‌های مورد مقایسه (سنگ‌های آتشفشانی سهند) از روند کالک-آلکالی پیروی می‌کنند (شکل ۱۳-B). از لحاظ ضریب اشباع از آلومینیم، بیشتر نمونه‌ها ویژگی متاآلومینوس نشان می‌دهند (شکل ۱۳-C). همان‌گونه که در شکل ۱۳-D دیده می‌شود همه نمونه‌ها به همراه بیشتر نمونه‌های مورد مقایسه، ضریب آلکالینیتیه و ضریب اشباع از سیلیس-فلدسپاتوئید مثبت (FSSI>0) دارند.

در نمودار عنکبوتی عنصرهای ناسازگار نمونه‌ها به ترکیب گوشته اولیه (Wood et al., 1979) بهنجار شده‌اند. این نمودار نشان می‌دهد نمونه‌ها غنی‌شدگی مشخصی از عنصرهای با شعاع یونی بزرگ (LILE) (مانند: روبیدیم، باریم، توریم، اورانیم، پتاسیم) و عنصرهای خاکی کمیاب سبک نسبت به عنصرهای با میدان پایداری قوی (HFSE) (مانند: تانتالیم، نیوبیم، تیتانیم، زیرکونیم، هافنیم، ایتیریم) و عنصرهای خاکی کمیاب سنگین دارند (شکل ۱۴-A). نمونه‌ها مقدار استرانسیم (۴۰۰ تا ۵۴۰ پی پی ام) و باریم (۹۳۰ تا ۱۱۳۰ پی پی ام) بالایی دارند. همچنین، نمونه‌های

² slab break-off

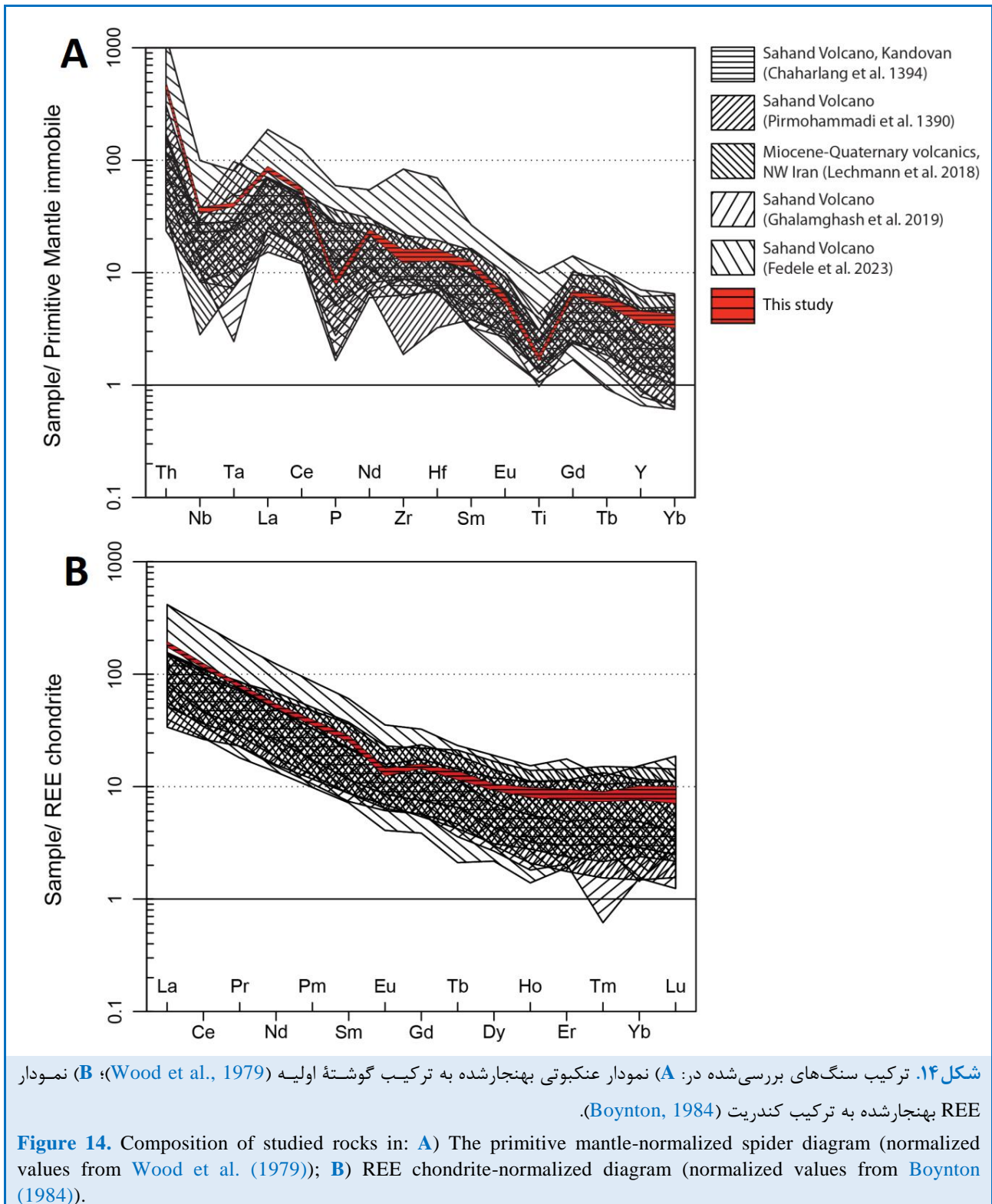
سنگ‌هایی با ویژگی‌های آداکیتی و نیز سنگ‌هایی اسیدی و سرشار از باریم و استرانسیم را پدید آورد (Lechmann et al., 2018).

دمایی در پی آن، به ذوب پوستهٔ زیرین سترشده انجامیده است. ذوب پوستهٔ زیرین مافیک گارنت‌دار و بی‌پلاژیوکلاز (شبه اکلوزیت)، توانسته است



شکل ۱۳. نمودارهای رده‌بندی بر پایهٔ ضریب آهن، ASI، MALI، AI، FSSI و ASI؛ (A) نمودار سیلیس در برابر شاخص آهن؛ (B) نمودار ضریب آهن-آلکالی در برابر سیلیس که در آن روندهای سری‌های آلکالیک، آلکالی-کلسیک، کلسیک-آلکالی و کلسیک نشان داده شده است؛ (C) نمودار SiO_2 در برابر ASI برای تعیین اشباع‌شدگی از آلومینا؛ (D) نمودار FSSI در برابر AI برای تعیین اشباع‌شدگی از سیلیس نمونه‌ها (Frost and Frost, 2008) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۱۲ است).

Figure 13. The classification diagrams of Fe-index, FSSI, AI, MALI and ASI; **A)** Silica versus Fe-index diagram; **B)** alkali-lime index versus silica diagram, in which the trends of the alkaline, alkali-calcic, calcic-alkali and calcic series are shown; **C)** SiO_2 versus ASI diagram for determination of alumina saturation; **D)** FSSI versus AI for determination of silica saturation (Frost and Frost, 2008) (The symbols are the same as in Figure 12).

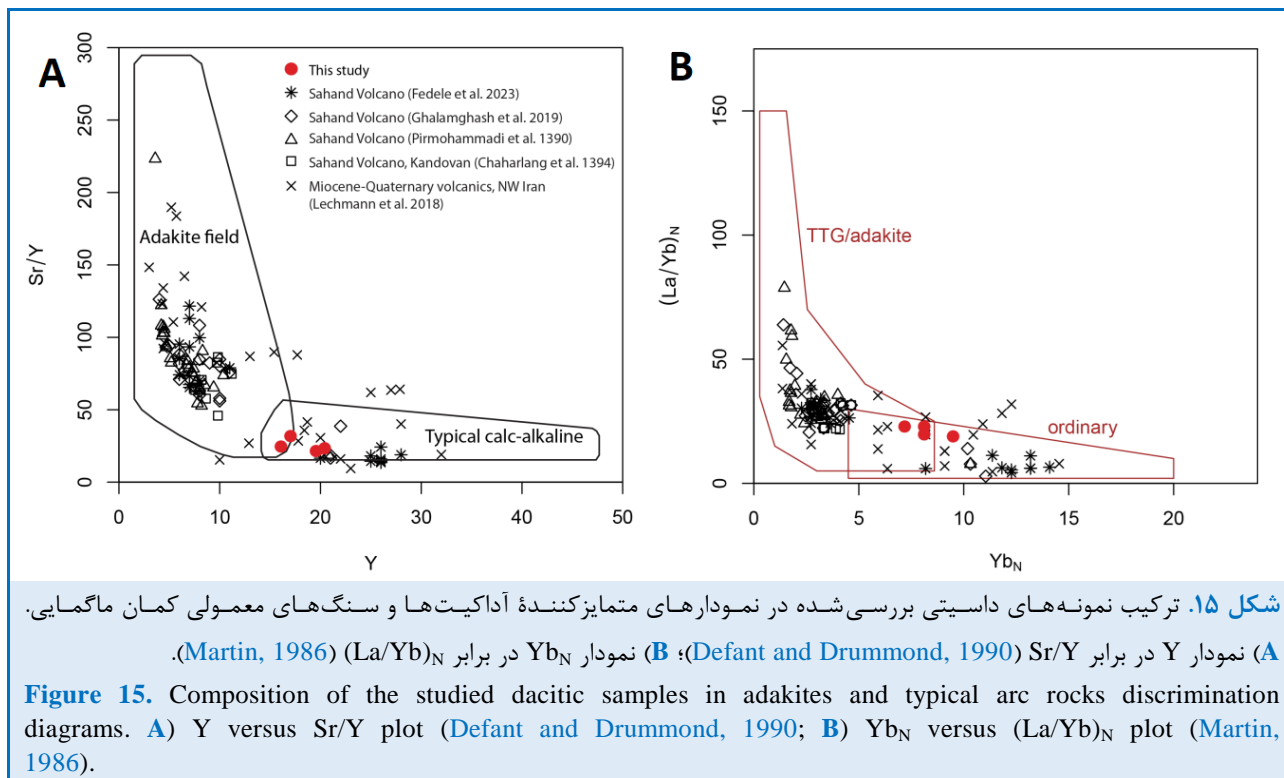


زمین‌شیمیایی نمونه‌ها به همراه سنگ‌های مشابه از مناطق مختلف آتشفشان سهند نشان‌دهنده پیدایش ماگمای آداکیتی و غیرآداکیتی (شامل کالک‌آلکان عادی و شوشونیتی) است. همان‌گونه که نمودارهای Y در برابر Sr/Y و

همچنین، ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهاد شده در پی فرایندهای فروانش، نیز می‌تواند به پیدایش ماگمای مافیک شوشونیتی بیانجامد و تحول آن ماگمای حد واسط و اسیدی را پدید آورده باشد (Ghalamghash et al., 2019). ویژگی

مختلف آنها در ارتباط باشد. با وجود این، نمونه‌ها در محدوده غیرآداکیتی جای گرفته‌اند و از این رو، چه‌بسا پیدایش آنها با سنگ‌های آداکیتی گوناگون در مجموعه آتشفشانی سه‌سند متفاوت باشد.

نیز Yb_N در برابر $(La/Yb)_N$ (شکل‌های A-۱۵ و B-۱۵) نشان می‌دهند، طیف‌های ترکیبی گوناگونی از سنگ‌ها را می‌توان در این منطقه شناسایی کرد که می‌تواند با رخداد جدایش بلورین گسترده ماگماهای تولیدشده و یا خاستگاه‌های



دانشته شده‌اند و از نقش فرورانش نئوتتیس در این ارتباط یاد شده است. از این رو، سنگ‌های بررسی‌شده با ماگماتیسیم مرتبط با نئوتتیس ارتباط تنگاتنگی دارند؛ همان‌گونه که ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی (شکل ۱۶) گویای گرایش آنها به محیط‌های زمین‌ساختی کمان قاره‌ای است. با وجود این، همان‌گونه که پیشتر گفته شد، شواهد هم‌زمانی پیدایش این سنگ‌ها با فرورانش فعال (در وضعیت پیش از برخورد) وجود ندارد. از این رو، پیدایش این سنگ‌ها در یک پهنه کمانس پسابروردی دور از انتظار نخواهد بود. در نمودار سه‌تایی $TiO_2/100$ - $La-10Hf$ که برای تمایز کمان‌های قاره‌ای و پسابروردی (CAP+PAP) از کمان‌های اقیانوسی

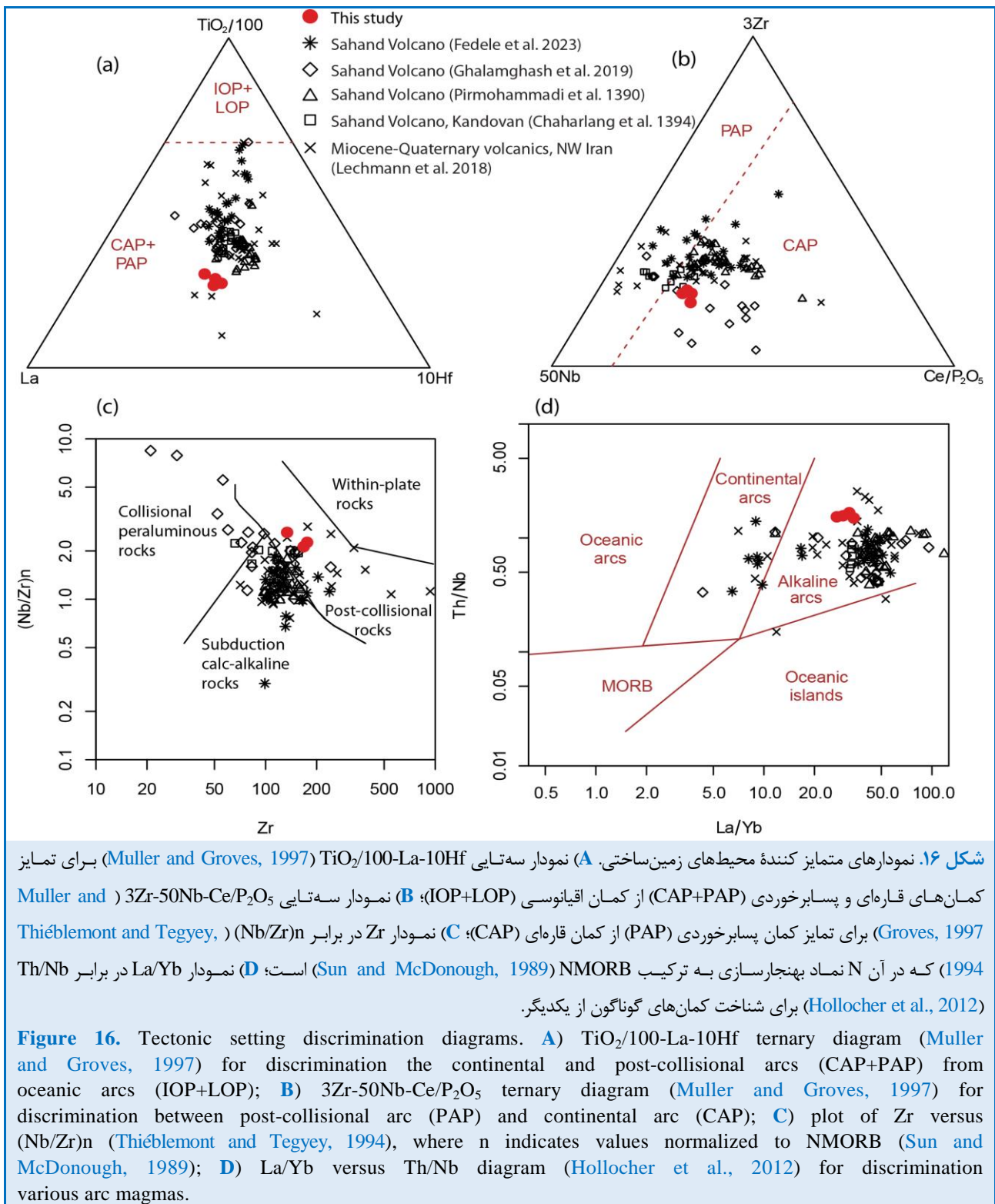
درباره پیدایش سنگ‌های با گرایش آداکیت در مجموعه سه‌سند، باور بر این است که ذوب‌بخشی پوسته زیرین (Fedele Lechmann et al., 2018)؛ یا ذوب صفحه فرورونده، پیدایش چنین مذاب‌هایی را به‌دنبال داشته است (Ghalamghash Chaharlang et al., 2016)؛ اما درباره ماگماهای غیرآداکیتی باور بر خاستگاه گرفتن آنها از گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهادشده است (Ghalamghash et al., 2019)؛ ضمیمه‌شدگی پوسته‌ای، پارگی سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده، عقب‌نشینی سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده و ورقه ورقه‌شدن و آشفستگی دمایی از سازوکارهای تولید مذاب با ترکیب آداکیتی و غیرآداکیتی در این ناحیه

شواهد زمین‌شناسی در منطقه مبنی بر وجود فرورانش فعال در هنگام پیدایش سنگ‌های بررسی شده وجود ندارد. از این رو، گمان می‌رود این ویژگی‌های ترکیبی در ارتباط با خاستگاه باشد تا نشان‌دهنده خاستگاه زمین‌ساختی. فراوانی بالای Sr (۴۳۰-۵۴۰ پی پی ام) همراه با آنومالی منفی Eu (۰/۷۳ - ۰/۶۲ $Eu/Eu^* =$) و تهی‌شدگی نسبی HREE و Y نشان‌دهنده تفاله ذوب با ترکیب گارنت، آمفیبول و در مقادیر کمی‌تری یا بی‌پلاژیوکلاز بوده است. چنین شرایطی می‌تواند در پی تبدیل پوسته اقیانوسی فرورونده به گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت و ذوب بخشی آنها فراهم شود. البته ذوب بخشی اخیر به همراه آزاد شدن سیال‌ها از ورقه اقیانوسی به نوبه خود نیز می‌تواند گوشته سنگ‌کره‌ای را دگر نهاد کنند تا مذاب‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یادشده پدید آید. گفتنی است سنگ‌های بررسی شده با نسبت‌های بالای La/Nb (۲/۱ تا ۲/۴) شناخته می‌شوند که اساساً به نواحی با خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای نسبت داده می‌شود (Hawkesworth et al., 1995; Rogers et al., 1995).

غنی‌شدگی سنگ‌های بررسی شده از برخی عناصرها مانند Ba، Sr و Rb نیازمند تبلور گسترده، آرایش پوسته‌ای و یا ذوب بخشی بسیار کم است. ترکیب ایزوتوپی Sr (۰/۷۰۴۷۹۲ تا ۰/۷۰۸۵۰۵) و Nd (۰/۵۱۲۳۸۸ تا ۰/۵۱۲۸۰۲) سنگ‌های با سنگ‌شناسی و سن مشابه (Lechmann et al., 2018) در منطقه بررسی شده نشان می‌دهد تنها آرایش پوسته‌ای نمی‌تواند این تغییرات گسترده را به دنبال داشته باشد. افزون‌بر این، نسبت‌های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE می‌تواند پیامد نرخ اندک ذوب بخشی دانسته شود.

(IOP+LOP) به کار برده می‌شود، همه نمونه‌ها در محدوده کمان‌های قاره‌ای و پسابروردی جای می‌گیرند (شکل ۱۶-A). در نمودار سه‌تایی $3Zr-$ 50Nb-Ce/P₂O₅ که برای تمایز کمان پسابروردی (PAP) از کمان قاره‌ای (CAP) به کار برده می‌شود، نمونه‌ها در محدوده کمان قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۶-B). در نمودار Zr در برابر (Nb/Zr)_n، نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های پسابروردی جای گرفته‌اند (شکل ۱۶-C). جانمایی نمونه‌ها در نمودار La/Yb در برابر Th/Nb که برای تمایز کمان‌های مختلف از همدیگر به کار برده می‌شود، نشان می‌دهد نمونه‌ها به کمان‌های آلکالن گرایش دارند (شکل ۱۶-D).

سنگ‌های بررسی شده با توجه به ترکیب شیمیایی کانی‌ها (مانند: سدیک بودن پلاژیوکلازها و داشتن کانی‌های فرومنیزین آبدار (بر پایه بیوتیت) و با در نظر گرفتن ترکیب سنگ کل با سیلیس بیشتر از ۶۰ درصدوزنی به عنوان سنگ‌های جدایش یافته و تحول یافته اسیدی به شمار می‌روند. توف‌های داسیتی بررسی شده مت‌آلومینوس، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند و الگوی عنصرهای کمیاب آنها، ویژگی‌های شاخص ماگماتیسم نوع کمانی را نشان می‌دهد. نسبت Nb/Ta در نمونه‌ها برابر با ۱۴/۷ تا ۱۵/۸ است که از مقدار پیش‌بینی شده برای پوسته قاره‌ای بیشتر است (Taylor and McLennan, 1985)؛ اما همانند سنگ‌های آتشفشانی کمانی است (Stolz et al., 1996). ویژگی‌های یادشده به همراه آنومالی منفی Nb، Ta، Ti و نسبت‌های بالای Ba/La (۱۷ تا ۲۰/۶) و Ba/Zr (۵/۸ تا ۶/۷) و Ba/Nb > 30 (Gill, 1981) همگی شباهت آنها به ماگماهای مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند. با وجود این،



(سازند قم) و مارن‌ها و لایه‌های سرخ‌رنگ ماسه‌سنگی و ژئیس (سازند قرمز بالایی) به سن میوسن میانی تا پسین جای گرفته است (Abbassi et al., 2021) و از

با توجه به اینکه آتشفشان سه‌په‌س روی پی‌سنگ متشکل از نهشته‌های رسوبی پالئوزوییک-مزوزوییک، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، مارن‌های میوسن زیرین

نشان‌دهنده فوران‌های انفجاری ماگمای سازنده سنگ‌های یادشده است. داده‌های زمین‌شیمیایی، گویای ترکیب کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و شوشونیتی ماگماست و با توجه به متالومینوس بودن از نظر میزان آلومینیم و شیب و ناهنجاری‌های الگوی چندعنصری، عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب گمان نمی‌رود این سنگ‌ها تنها خاستگاه پوسته‌قاره‌ای داشته باشند. مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده با سنگ‌های مجموعه آتشفشانی سهند نشان‌دهنده تشابه آنها به سنگ‌های غیرآداکیتی این مجموعه است و ویژگی‌هایی مانند آنومالی منفی Ta, Nb, Ti، داشتن نسبت‌های بالای La/Nb و Ba/Nb, Ba/Zr, Ba/La و داشتن فراوانی بالای Sr و Ba می‌تواند به خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای آنها ارتباط داشته باشد که در یک محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش یا حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند. با توجه به بازه زمانی فعالیت آتشفشان سهند که از میوسن پسین تا پلیستوسن پایانی دانسته شده است و در پی این فعالیت آتشفشانی، حجم بزرگی از مواد آذرآواری در جنوب گسل تبریز پدید آمده است، گمان می‌رود لایه توفی بررسی‌شده، با توجه به موقعیت چینه‌ای و مکانی آن، از فراورده‌های آتشفشانی و انفجاری میوسن پسین سهند باشد که همزمان با رسوبات قرمز بالایی (میوسن پسین) که در بخش شمالی گسل تبریز در حال پیدایش بوده است، نهشته شده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از معاونت محترم پژوهشی و فناوری دانشگاه صنعتی سهند تبریز و نیز از سردبیر و داوران گرامی مجله پتروژئولوژی برای همکاری صمیمانه‌شان و کمک به بهبود سطح علمی مقاله سپاس‌گزاری می‌کنند.

References

- Abbassi, N., Khoshyar, M., Lucas, S.G., and Esmaili, F. (2021) Extensive vertebrate track site from the Upper Red Formation (middle-late Miocene), west Zanjan, northwestern Iran. *Fossil Record*, 24, 101-116. <https://doi.org/10.5194/fr-24-101-2021>
- Abdel-Rahman, A.M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>

سوی دیگر، کهن‌ترین فعالیت آتشفشان سهند به سن میوسن پسین دانسته می‌شود (سهند قدیم در رده‌بندی قلمقاش و همکاران (Ghahamghash et al., 2019) با سنی نزدیک به ۸ میلیون سال پیش و توالی آذرآواری ضخیم در دامنه باختری آتشفشان با نام سازند قرمزی‌گل در رده‌بندی معین وزیری و امین سبحانی (Moine Vaziri and Amine Sobhani, 1977) با سن ۹-۱۲ میلیون سال پیش). از این‌رو، با در نظر گرفتن موقعیت چینه‌ای لایه توفی یادشده و شباهت ترکیب شیمیایی آن به فوران‌های غیرآداکیتی سهند، گمان می‌رود این لایه توفی پیامد نخستین فعالیت‌های انفجاری سهند در میوسن پایانی، همزمان با پیدایش رسوبات قرمز بالایی (میوسن پسین) باشد. با توجه به رخداد سنگ‌های بررسی‌شده در نزدیکی گسل تبریز و با در نظر گرفتن اینکه بیشترین فعالیت این گسل در میوسن پایانی روی داده است (Reichenbacher et al., 2011)، نقش کلیدی آن در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی سهند دور از انتظار نیست.

برداشت

رخداد لایه توفی با ترکیب داسیتی درون سازند قرمز بالایی (میوسن پسین) در نزدیکی گسل تبریز در نوع خود جالب توجه است. این ماگماتیسم می‌تواند یکی از نخستین فوران‌های آتشفشانی سهند در میوسن پسین دانسته شود. از دیدگاه سنگ‌نگاری، این سنگ‌ها بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز در زمینه شیشه‌ای (ویتروفیری) دارند. ترکیب اسیدی (وجود کوارتز و پلاژیوکلازهای سدیک)، تغییرات گسترده فوگاسیته اکسیژن ماگما با توجه به ترکیب بیوتیت‌ها، دمای کمابیش کم با توجه به دماسنجی پلاژیوکلازها و داشتن کانی‌های آبدار

- Alavi, M. (1994) Tectonics 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., and Shahrabi, M. (1975) Geological Quadrangle map of Maragheh 1/100,000.
- Allen, M., Jackson, J.A., and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>
- Asadian, O. (1993) Geological Quadrangle map of Tabriz 1/100,000.
- Ashrafi, N., Jahangiri, A., Ameri, A., Hasebe, N., and Eby, G.N. (2009) Biotite mineral chemistry of the Bozqush and Kaleybar intrusions, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17, 381–394 (in Persian). http://ijcm.ir/files/site1/user_files_c470dc/niyaiifar-A-10-134-242-d5d9dce.pdf
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J. (2001) Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559–562. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0559:EOTWCA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0559:EOTWCA%3E2.0.CO;2)
- Behrouzi, A., Amini Fazl, A., and Amini Azar, B. (1997) Geological Quadrangle map of Bostan Abad 1/100,000.
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210–265. <http://doi.org/10.1139/e81-019>
- Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the earth elements: meteorite studies. In: Henderson, R. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry: Developments in Geochemistry*, p. 89-92. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-42148-7.50008-3>
- Chaharlang, R., Ghalamghash, J., Hashem Emami, M., and Omrani, J. (2016) Source of Kandovan Volcanic Rocks (NW of Iran): Using New Data of Geology, Petrography and Geochemistry. *Advanced Applied Geology*, 5, 34-43 (in Persian). https://aag.scu.ac.ir/article_11897_876b2a0c7a374363de44959e76bcd216.pdf
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Second Edition, 696 p. Longman, London.
- 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>
- Fedele, L., Ghazi, J.M., Agostini, S., Ronca, S., Innocenzi, F., and Lustrino, M. (2023) Concurrent adakitic and non-adakitic Late Miocene-Quaternary magmatism at the Sahand volcano, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (NW Iran), *Lithos*, 458-458, 107344. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107344>
- Ferguson, A.K., and Cundari, A. (1975) Petrological aspects and evolution of the leucite-bearing lavas from Bufumbira, southwest Uganda, *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 50, 25-46. <https://doi.org/10.1007/BF00385219>
- Fisher, W.B. (1968) Physical geography. In: Fisher, W.B. (Ed.), *The Cambridge History of Iran: The Land of Iran*, 1. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 3–110. <https://doi.org/10.1017/CHOL9780521069359>
- Foster, M.D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 354-B, 11–49. <https://doi.org/10.3133/pp354B>
- Fuhrman, M.L., and Lindsley, D.H. (1988) Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 73, 201-215.
- Frost, B.R., and Frost, C.D. (2008) A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Gansser, A. (1955) New aspects of the geology in central Iran. 4th World Petroleum Congress. Rome, Italy.
- Ghadirzadeh, A. (2002) Geological Quadrangle map of Azar Shahr 1/100,000.
- Ghalamghash, J., and Chaharlang, R. (2014) Petrogenesis and tectonic setting of Sahand subvolcanic and

- volcanic domes. *Petrology*, 18, 123-139 (in Persian). https://ijp.ui.ac.ir/article_16168.html?lang=fa
- 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*, 344-345, 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, 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Ghauori, N. (2002) Study of stratigraphy, petrography and geochemistry of ignimbrite sequences of Sahand. M.Sc. thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran (in Persian)
- Gill, J.B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, 385 pp. Springer, New York. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Hafkenscheid, E., Wortel, M., and Spakman, W. (2006) Subduction history of the Tethyan region derived seismic tomography and tectonic reconstruction. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111, B08401. <https://doi.org/10.1029/2005JB003791>
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., and Rogers, N. (1995) Calcalkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.* 100, 10271–10286. <https://doi.org/10.1029/94JB02508>
- Henry, D.J., and Guidotti, C.V. (2002) Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0401>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., and Thomson, J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., and Roberts, D. (2012) Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science* 312, 357–416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M., and Grove, M. (2008) Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451, 97–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>
- Hyndman, D.W. (1985) *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*, Second Edition, 720 p. McGraw-Hill.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 433-447. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jahangiri, A., and Ashrafi, N. (2006) Transition from phreatomagmatic to strombolian eruptions in the Sahand volcano; constrain from pyroclastic studies. 25th Geosciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Janousek, V., Farrow, C.M., and Erban, V. (2006) Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47, 1255-1259. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Keskin, M., Pearce J.A., and Mitchell, J.G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Eezurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 355-404. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00063-8)
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey.

- Geophysical Research Letters 30, 1-4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Khodabandeh, A.A., and Amini Fazl, A. (1995) Geological Quadrangle map of Osku 1/100,000.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanetti, B. (1986). A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- 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*, 304-307, 311-328. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.030>
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., and Black, R. (1998) Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45, 1-28. [http://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00023-1](http://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00023-1)
- Martin, H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753-756. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14%3C753:EOSAGG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14%3C753:EOSAGG%3E2.0.CO;2)
- 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*, 4, 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Moine Vaziri, H. (1999) An introduction to the magmatism in Iran. 440 p. Kharazmi University Publication, Tehran (in Persian).
- Moine Vaziri, H., and Amine Sobhani, E. (1977) Carte Geologique du Sahand 1:100,000 (Ecole normale superieure de Tehran).
- Morrison, G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association, *Lithos*, 13, 97-108. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5)
- Muller, D., and Groves, D.I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, 238 p. Springer. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-319-23051-1>
- Nekvasil, H. (1992) Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *American Mineralogist*, 77, 592-604.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., and Carron, J.P. (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l' Académie des Sciences*, 301, 813-818.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., and Ohoud, M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neformed biotites. *Geomaterials (Mineralogy)*, *Copmtes Rendus, Geoscience*, 337, 1415-1420. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380-398. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundary, In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*, p. 525-548. Wiley, New York. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625/>
- Pirmohammadi, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, M., Chen, C., and Kesckin, M. (2011) Mineralogy, petrography and petrogenesis of Sahand Volcanic Suite, Northwest. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19, 83-102 (in Persian). <http://ijcm.ir/article-1-469-en.html>
- Reichenbacher, B., Alimohammadian, H., Sabouri, J., Haghfarshi, E., Faridi, M., Abbasi, S., Matzke-Karasz, R., Fellin, M.G., Carnevale, G., Schiller, W., Vasilyan, D., and Scharrer, S. (2011) Late Miocene stratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Tabriz Basin (NW Iran, Eastern Paratethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 311, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.07.009>
- Rezaei, H., and Fonoudi, H. (2009) Geological Quadrangle map of Ghareh Aghaj 1/100,000.

- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* 36, 905–912. <http://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., and Ormerod, D.S. (1995) Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 100, 10287–10301. <https://doi.org/10.1029/94JB02738>
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt, *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 652–665. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.02.004>
- Soltani Sisi, G.A. (2005). Geological Quadrangle map of Ajab Shir 1/100,000.
- Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettel, B., and Hofmann, A.W. (1996) Fluid and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24, 587–590. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0587:FAMREI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0587:FAMREI%3E2.3.CO;2)
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* 42, 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thompson, R.N. (1985) Asthenospheric source of Ugandan ultrapotassic magma? *Journal of Geology*, 93, 603–608. <https://doi.org/10.1086/628984>
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, 312 pp. Blackwell, Oxford. <https://doi.org/10.1017/S0016756800032167>
- Thiéblemont, D., and Tegye, M. (1994) Une discrimination géochimique des Roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation Tectonique des magmas calco-alkalins. *Comptes Rendus Geoscience*, 319, 87-94.
- Venturelli, G., Thorpe, R.S., Dal Piaz, G.V., Del Moro, A., and Potts, P.J. (1984) Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, 209–220. <https://doi.org/10.1007/BF00373666>
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., and Ma, J.L. (2006) Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1), 119–144. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi070>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis; A Global Tectonic Approach*, 466 p. Unwin Hyman, London. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- 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. [http://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wones, D.R., and Eugster, H.P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50, 1228-1272. http://www.minsocam.org/ammin/AM50/AM50_1228.pdf
- Wood, I.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, L., and Tarney, J. (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70, 319-339. <https://doi.org/10.1007/BF00375360>
- Yavuz, F. (2003) Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program MICA⁺. *Computers & Geosciences*, 29, 1203–1213. [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00142-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00142-0)
- Zhou, Z.X. (1986) The origin of intrusive mass in Fengshangdong, Hubei Province. *Acta Petrologica Sinica*, 2, 59-70.