

Research Article

Study of Sari-Tappeh adakitic magmatism, NW Marand, with emphasis on tectono-magmatic setting

Morovvat Faridazad¹ , Nasser Ashrafi² , Esmail Khanchoban³ 

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 19395-3697 Tehran, I.R. of Iran, n_ashrafi@pnu.ac.ir

³ Industry, Mining and Trade Organization of East Azerbaijan Province, Tabriz, Iran, ismail.ugeology@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 11 September 2024

Accepted: 16 November 2024

Keywords

Adakite

Andesite

Dacite

Slab melting

NW Iran



10.22108/ijp.2024.142752.1342

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Cenozoic magmas in Urmia-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB) show a wide range of composition. Among them, study of adakitic type magmatism of this belt (or arc) has gained momentum among the researchers on petrological studies. The origin of most adakitic magmas in Iran is attributed to the subducting oceanic lithosphere melting (Jahangiri, 2007; Sahfai Moghadam et al., 2016; Jamshidi et al., 2018; Omrani, 2018). Identifying the spatial and temporal location and a more detailed description of the characteristics of adakitic magmatism in northwest Iran, as an important section of the UDMB, can lead to a better understanding of the history of late Cenozoic magmatism, where a wide range of normal calc-alkaline, alkaline and shoshonitic magmas are formed extensively. In this regard, the present study examines the petrology, geochemistry and tectonic environment of the adakitic volcanic rocks between Sari-Teppeh and Zonouz (north of Marand city, located in East Azarbaijan province).

Geological Background

The subduction of the Neotethys under the central Iranian plate during the Late Cretaceous to the Paleogene, followed by the collision of the Iranian and the Arabian plates (continental-continental collision), developed four structural zones in Iran. These structural zones with northwest-southeast trend are the Zagros Fold-Thrust belt, Sanandaj-Sirjan metamorphic and magmatic zone and Urmia-Dokhtar magmatic belt (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). Omrani et al. (2008) have divided the volcanic rocks of Urmia-

Dokhtar magmatic belt (including the study area) into two categories: Eocene and Miocene to Plio-Quaternary. Regionally, the Miocene-Pliocene volcanic rocks are outcrops in the form of composite volcanoes and of large and small domes with the composition of andesite, latite, trachyte, dacite and rhyolite. Volcanic rocks of the studied area include andesite and dacite in gray to light gray color. Field studies of the sub-volcanic domes show their penetration into the Miocene marl, shale and sandstone sediments. Therefore, the age of Upper Miocene to

 Corresponding Author

To cite this article: Farizad, M., Ashrafi, N., Khanchoban, E. (2024) Study of Sari-Tappeh adakitic magmatism, NW Marand, with emphasis on tectono-magmatic setting. *Petrological Journal*, 15(3), 45-68.

Pliocene can be considered for the volcanic rocks.

Analytical Methods

Following the sampling, about 40 thin sections were prepared for petrographic studies. Fifteen samples with the least alteration are selected and analyzed for major oxides and minor elements by XRF method in the laboratory of the Geological Survey of Iran. The major elements of 6 samples out of the 15 are analyzed by ICP-OES (lithium metaborate-nitric acid dissolution method) and trace elements, including rare-earth elements (REEs), are analyzed by the ICP-MS (Four-acid digestion method) at the Zar-Azma lab (Iran).

Discussion

The studied volcanic rocks have a dominant texture of porphyry with phenocrysts of plagioclase, hornblende and occasionally biotite and quartz that make up about 50% of the rock volume. Plagioclase phenocrysts have a variety of disequilibrium textures of sieve texture, state of corrosion, and chemical zoning, as well as alteration with different intensity to sericite, calcite and chlorite is observed in them. Hornblende phenocrysts are usually euhedral to subhedral with simple twinning and opacity rims. Based on the chemical classification by [Le Bas et al. \(1986\)](#), the studied rocks are andesite and dacite in composition. In addition, in the K_2O versus silica diagram of [Peccerillo and Taylor \(1976\)](#), the samples show calc-alkaline characteristics. The rare earth elements (REEs) chondrite-normalized patterns for the samples indicate a large negative slope for the light and medium rare earth elements (LREE and MREE), while a relatively lower slope is observed for the heavy rare earth elements (HREE). Unlike andesite, dacite, and rhyolite sodic series (ADRs) of normal arc, the studied rocks have high Sr/Y and L_{AN}/Y_{bN} ratios (respectively 31.21 to 115.96 and 7.49 to 29.66). Also these rocks have low values of Y (5.2 to 10.2 ppm) and Y_{bN} (2.39 to 4.78 ppm) and in the graphs of Y versus Sr/Y and

$(La/Yb)_N$ versus Y_{bN} , are all plotted within the adakite field. Sari-Tappeh adakite samples have relatively low MgO values (<4.04 wt%) and show most of the characteristics of high-silica adakite (HSA). According to the Sr versus $CaO+Na_2O$ diagram by [Martin et al. \(2005\)](#), all samples are plotted within the HSA field. Also, the samples have high Sr and low Y values and medium to high Sr/Y ratios, which are typical features of HSA. The studied rocks show slightly more negative Nb and Ti anomalies compared to common arc andesites and dacites. They also show higher Sr/Y and $(La/Yb)_N$ ratios and lower Y and Y_{bN} values compared to normal arc rocks. All these geochemical features can be consistent with the characteristics of adakitic rocks resulting from partial melting of the subducting oceanic lithosphere or the lower continental crust ([Martin et al., 2005](#); [Castillo, 2006](#)). The studied rocks have high Ba/Rb (38.3-71.28) and low Rb/Sr (0.22-0.02) ratios, which are compatible with an amphibole-containing origin rather than a phlogopite-containing origin. Combining the existing geochemical characteristics shows that the melting of an amphibolite source containing garnet can form the magma that formed the studied rocks.

Conclusion

The stratigraphic age of these rocks is middle Miocene and later and they were formed in a post-collision environment. Sari-Tappeh volcanic rocks have calc-alkaline nature. They show low values of Y and Yb and high values of Sr and Sr/Y along with medium values of MgO, which is consistent with the characteristic of high silica adakites. Based on the geochemical features of this magmatism and considering the tectono-magmatic models regarding adakitic magmatism, it appears that the partial melting model of oceanic basalt under the condition of garnet-amphibolite facies during the slab breaking-off the Neotethys can appropriately elucidate the formation of the studied rocks.

بررسی ماگماتیسیم آداکیتی ساری تپه، شمال مرند، با تأکید بر خاستگاه تکتونو-ماگمایی

مروت فریدآزاد^۱، ناصر اشرفی^۲، اسماعیل خان چوبان^۳

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

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

^۳ سازمان صنعت، معدن و تجارت، استان آذربایجان شرقی، تبریز، ایران، ismail.ugeology@gmail.com

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخ دریافت	پژوهش پیش‌رو به بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی می‌پردازد که به شکل گنبد‌های آذرین نیمه‌بیرونی درون واحدهای میوسن نفوذ کرده‌اند. اهمیت بررسی چنین سنگ‌هایی از آنجاست که نشانگرهای خوبی درباره تحول ژئودینامیکی در محیط‌های همگرا هستند و داده‌های ارزشمندی درباره فرایندهای ماگمایی حاکم و چه‌بسا کانی‌زایی فراهم می‌کنند. سنگ‌های یادشده ترکیب حد واسط و آندزیتی دارند و بافت غالب آنها پورفیری است. پلاژیوکلاز، هورنبلند و گاهی کوارتز و بیوتیت از فراوان‌ترین فنوکریست‌ها هستند که در یک زمینه دانه‌ریز جای گرفته‌اند. سنگ‌های یادشده گرایش کالک‌آلکان دارند و با داشتن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند $MgO < 4\%$ (درصدوزنی)، $Y (5-18 ppm)$ ، $Yb (1-10 ppm)$ و عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREEs) کم و $Sr (284-603 ppm)$ و نسبت $Sr/Y (31-116)$ بالا ویژگی سنگ‌های آداکیتی را نشان می‌دهند. از ویژگی‌های مهم سنگ‌های آداکیتی ساری تپه می‌توان نسبت بالای CaO/Al_2O_3 و نسبت‌های کم K_2O/Na_2O ، Nb/Ta و $(La/Yb)_N$ را بر شمرد. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این ماگماتیسیم، الگوی ذوب‌بخشی بازالت اقیانوسی در شرایط رخساره گارنت-آمفیبولیت هنگام جداسازی ورقه اقیانوسی نئوتتیس، برای پیدایش سنگ‌های ساری تپه پیشنهاد می‌شود.
تاریخ پذیرش	
کلید واژه‌ها	
آداکیت	
آندزیت	
داسیت	
ذوب ورقه	
شمال‌باختری ایران	



doi: 10.22108/ijp.2024.142752.1342

ماگماهای سنوزویک در این کمان گستردگی چشمگیری دارد، ماگماتیسیم آداکیتی در این منطقه به تازگی جایگاه ویژه‌ای در بررسی‌های زمین‌شناسی پیدا کرده است؛ به گونه‌ای که یکی از موضوعات بحث‌برانگیز به ویژه در شمال‌باختری ایران است. پژوهشگران دیدگاه‌های گوناگونی درباره پیدایش این ماگماتیسیم پیشنهاد کرده‌اند.

مقدمه

پهنه برخوردی ترکیه-قفقاز-ایران، منطقه‌ای مناسب برای شناخت عوامل کنترل‌کننده زمین‌ساختی/ژئودینامیکی ماگماتیسیم و کانی‌زایی در کمان ماگمایی ارومیه-دختر به‌شمار می‌رود. هرچند دامنه ترکیبی

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: فریدآزاد، م.، اشرفی، ن.، خان چوبان، ا. (۱۴۰۳) مطالعه ماگماتیسیم آداکیتی ساری تپه، شمال مرند، با تأکید بر خاستگاه تکتونو-ماگمایی. پتروولوژی، ۱۵(۲)، ۴۵-۶۸.

میوسن در گستره‌ای وسیع در شمال‌باختری مرند و جنوب‌خاوری جلفا نفوذ کرده‌اند. رخنمون این سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی از ۱ تا ۵ کیلومتر مربع متغیر است (شکل ۱). به سمت باختر و خاور شهر مرند این گنبد‌های آذرین نیمه‌بیرونی و گدازه‌ها درون سنگ‌های آذرآواری و ترادف رسوبی سازند قرمز بالایی نفوذ کرده‌اند. نفوذ این سنگ‌های آذرین نیمه‌بیرونی بهم‌ریختگی سنگ‌های قدیمی منطقه و همچنین، بالآمدگی آنها را به دنبال داشته است. سن این گنبد‌ها با توجه به گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا (Abdollahi and Hosseini, 1996) الیگوسن دانسته شده است. بررسی‌های میدانی در نواحی نفوذ این گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی نشان‌دهنده نفوذ آنها درون رسوبات ماری، شیلی و ماسه‌سنگی میوسن است و از این‌رو، سن میوسن بالایی تا پلیوسن برای پیدایش این توده‌های آذرین نیمه‌بیرونی درست‌تر به نظر می‌رسد (شکل ۲-A). ترادف‌های رسوبی دربردارنده مارن‌های سرخ‌رنگ متشکل از ماسه‌سنگ‌های سرخ‌رنگ با میان‌لایه‌های ماری و همچنین، مارن‌های سبز و سرخ رنگ از هم جدا هستند. وجود گسل‌های بزرگ ناحیه‌ای راستالغز مانند گسل‌های تبریز، گسل شمال میشو و دره‌دیز و گسل‌های نرمال کششی فرعی نقش به‌سزایی در جایگیری این سنگ‌های آتشفشانی در ترازهای بالای پوسته و فوران آنها داشته‌اند (Jahangiri, 2007). از دیدگاه ناحیه‌ای، سنگ‌های آتشفشانی میوسن - پلیوسن به شکل آتشفشان مرکب و با لایه‌بندی ونیز به شکل گنبد‌های بزرگ و کوچک با ترکیب آندزیت، لاتیت، تراکیت، داسیت و ریولیت رخنمون دارند (شکل ۲-B). سنگ‌های داسیتی بیگانه‌سنگ‌های فراوانی دارند. وجود این بیگانه‌سنگ‌ها گویای آلودگی پوسته‌ای و تحول ماگما هنگام صعود است (Pourseyedali and Kouhkamar, 2016).

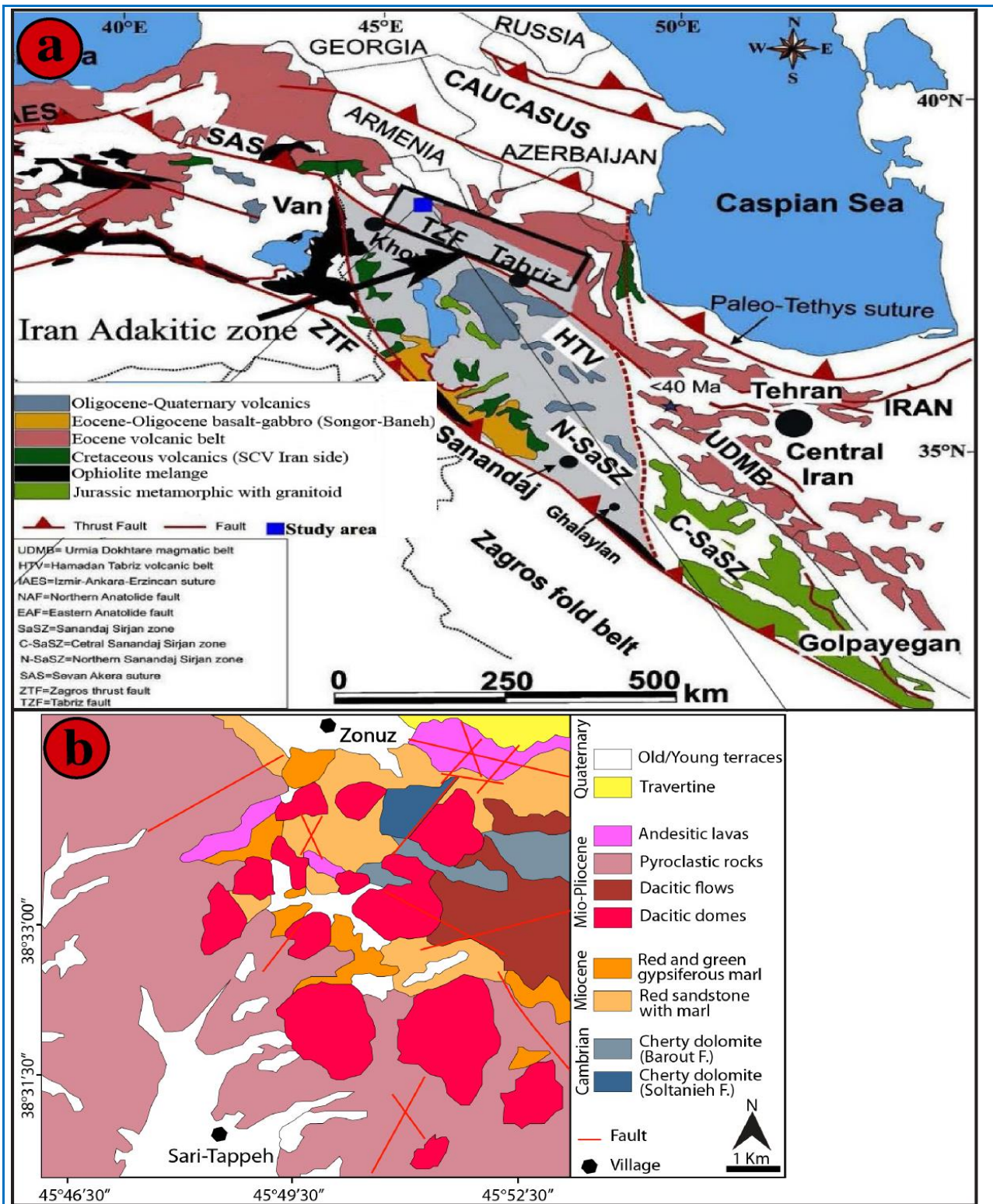
بررسی‌های نوین در پهنه سنندج - سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه - دختر نشان می‌دهند خاستگاه بیشتر ماگماهای آداکیتی در ایران به ذوب سنگ‌کره اقیانوسی فرورو وابسته هستند (Jahangiri, 2007; Sahfai Moghadam et al., 2016; Jamshidi et al., 2018; Omrani, 2018). خاستگاه آداکیت‌ها را ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده شده در رخساره گارنت - آمفیبولیت یا اکلوژیت دانسته‌اند. بررسی‌های جدیدتر نشان می‌دهند امکان پیدایش گدازه آداکیتی از راه آمیختگی سیال برآمده از ذوب صفحه سنگ‌کره‌ای با گوشته، ذوب گوشته دگرنهاد در فشار بالا و ذوب پوسته زیرقاره‌ای ضخیم شده یا دلامیناسیون^۱ پوسته‌ای نیز وجود دارد (Hou et al., 2004; Kamei et al., 2009; Chiaradia, 2009).

شناسایی موقعیت مکانی و زمانی و شرح جزئی‌تر ویژگی‌های ماگماتیسیم نه‌چندان حجیم آداکیتی در شمال‌باختری ایران، به‌عنوان بخش به‌سزایی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر، به‌نوبه خود می‌تواند به شناخت هرچه بیشتر تاریخچه ماگماتیسیم در پایان سنوزویک بیانجامد؛ جایی که در آن دامنه ترکیبی گسترده‌ای از ماگماهای گوناگون کالک‌آلکالن معمولی، آلکالن و شوشونیتی حجم بیشتری را در بر گرفته‌اند. در این راستا، پژوهش پیش‌رو به بررسی سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در فاصله ساری‌تپه تا زنور (شمال مرند، شمال باختری ایران) می‌پردازد.

زمین‌شناسی منطقه

گنبد‌های آذرین نیمه‌بیرونی و گدازه‌های با ترکیب اسیدی تا حد واسط (داسیت-آندزیت) با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در واحدهای سنگی گوناگون آتشفشانی، آتشفشانی - رسوبی و رسوبی از پرمو - تریاس تا

¹ delamination



شکل ۱. A) گسترش زمین‌درزهای اصلی به‌همراه پهنه‌های ساختاری مهم و سنگ‌های ماگمایی از کرتاسه تا کواترنری در شمال‌باختری ایران و ترکیه (Azizi and Tsuboi, 2021); B) نقشه زمین‌شناسی منطقه ساری تپه با تغییراتی از عبدالمهی و حسینی (Abdollahi and Hoseini, 1996).

Figure 1. A) Distribution of the major suture zones along with main structural zones and Cretaceous to Quaternary magmatic rocks in the NW Iran and Turkey (Azizi and Tsuboi, 2021). **B**) Geological map of the studied area (modified after Abdollahi and Hoseini, 1996).

زرآزما فرستاده شدند.

زمین‌شیمی سنگ کل

مقدار اکسیدهای اصلی، عنصرهای فرعی و کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی ساری تپه در جدول ۱ آورده شده است. در نمونه‌های بررسی شده SiO_2 کمابیش بالا و Al_2O_3 متغیر است و مقدار آنها به ترتیب برابر با ۵۶/۱۱ تا ۶۶/۷۱ درصدوزنی و ۱۴/۷-۱۸/۳۴ درصدوزنی به‌دست آمده است. میانگین مقدار MgO نمونه‌ها نزدیک به ۲/۳ درصدوزنی است، اعداد منیزیم آنها ($\text{Mg}\#$) از ۲۷ تا ۶۶ در تغییر است. مقادیر Na_2O و K_2O سنگ‌ها به ترتیب در نزدیک به ۳/۲۲-۶/۷۵ درصدوزنی و ۰/۵۷-۲/۷۳ درصدوزنی در تغییر هستند. در نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (شکل ۳-۱) نمونه‌ها بیشتر در گستره آندزیت و داسیت جای دارند. همچنین، در نمودار K_2O در برابر SiO_2 نمونه‌ها ویژگی سنگ‌های کلاک‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۳-۲).

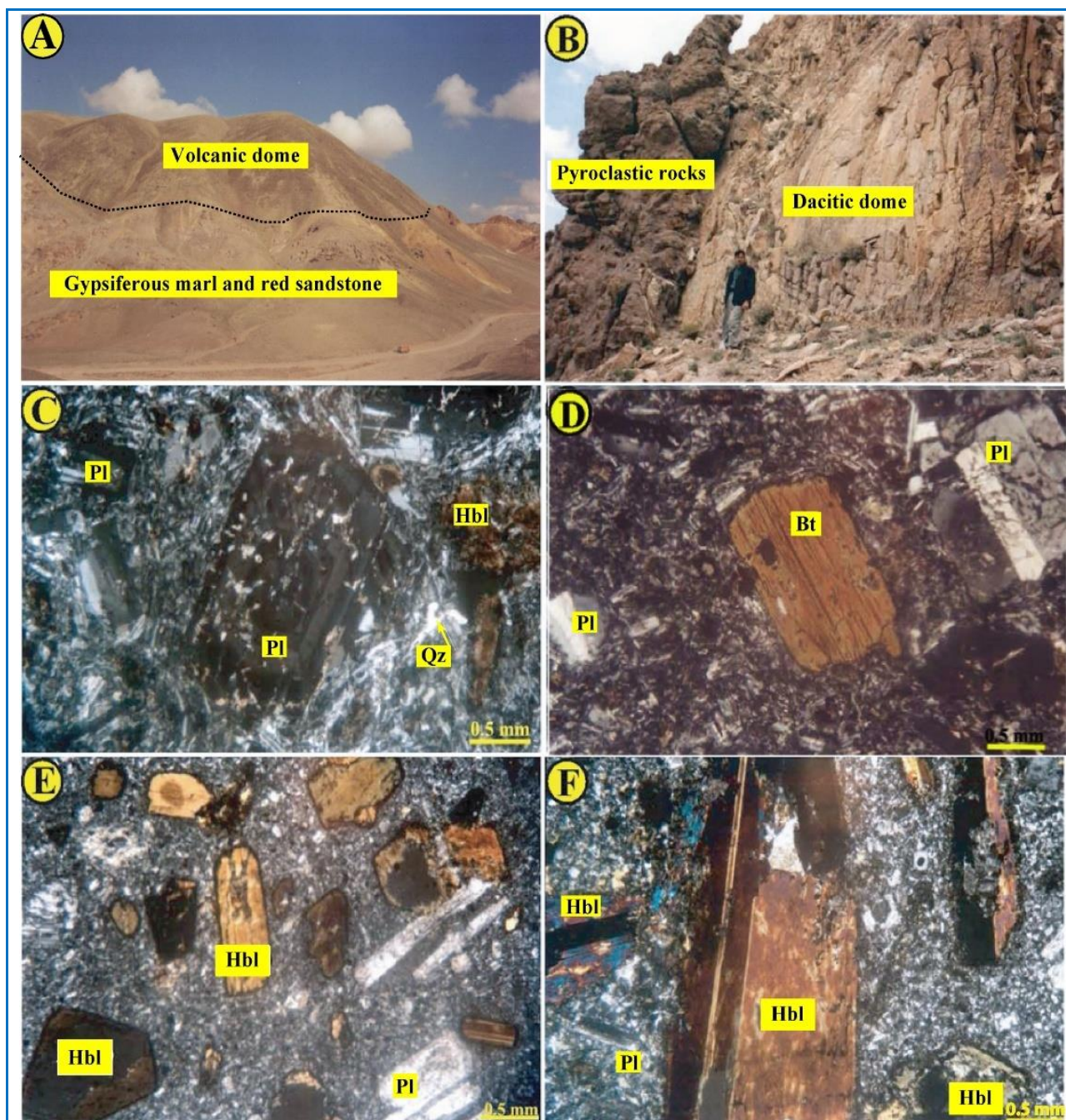
بر پایه نمودارهای چند عنصری در الگوهای REE بهنجار شده به ترکیب کندریت (شکل ۴-۱)، عنصرهای خاکی کمیاب سبک و متوسط (LREE و MREE) الگوهای با شیب منفی بسیار نشان می‌دهند؛ اما عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREEs) الگوهای با شیب کمتری دارند (۲۹/۶۶ - $\text{La}_N/\text{Yb}_N=7/49$). همچنین، نمونه‌ها ناهنجاری منفی اوروپیم ندارند و حتی ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند (جدول ۱؛ $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1/54 - 1/90$). در نمودار چند عنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۴-۲)، شیب منفی با غنی‌شدگی بالای عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE؛ مانند Cs, Rb, Ba, K و Sr) در برابر غنی‌شدگی کم عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) و عنصرهای نادر خاکی سنگین (HREE) و ناهنجاری منفی در عنصرهای Nb, P و Zr به چشم می‌خورد. ناهنجاری مثبت و آشکار Pb در نمودار یادشده چه‌بسا نشان‌دهنده نقش سیال‌های آزادشده از ورقه فرورونده و یا آرایش پوسته‌ای در فرایند تولید ماگمای سازنده سنگ‌های ساری تپه باشد (Ghorbani, 2006).

سنگ‌نگاری

در سنگ‌های آتشفشانی ساری تپه بافت غالب پورفیری است که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و گاهی بیوتیت و کوارتز که نزدیک به ۵۰ درصد حجم نمونه‌ها را دربرمی‌گیرند، در یک زمینه دانه‌ریز دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-۲ و ۲-۳) همچنین، بافت‌های میکروپورفیری، تراکیتی، ویتروفیری و میکروگرانولارپورفیری نیز گاه در این سنگ‌ها دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه عموماً ۲-۸ میلیمتر و با ماکل‌های کارلسباد، آلبیتی و توأم آلبیتی و کارلسباد دیده می‌شوند. در این کانی‌ها بافت‌ها و فرایندهای غیرتعادلی گوناگونی مانند بافت غربالی، تحلیل‌یافتگی و ساخت منطقه‌ای (از پایه از نوع نوسانی) دیده می‌شوند. ساخت منطقه‌ای در پی تغییرات فشار بخار آب ماگما توأم با تبلوربخشی و یا آمیزش ماگمایی پدیدار شده است. پلاژیوکلازها کمابیش سالم هستند؛ اما گاه به سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. بلورهای هورنبلند شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار اندازه عموماً ۳-۹ میلیمتر دارند و ماکل‌های ساده و رگه‌ای و نیز کناره‌اوپاسیته نشان می‌دهند (شکل ۲-۲ و ۲-۳). این کانی‌ها کمابیش سالم هستند؛ اما در برخی مقاطع به کانی‌های کلسیت، کلریت، کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند.

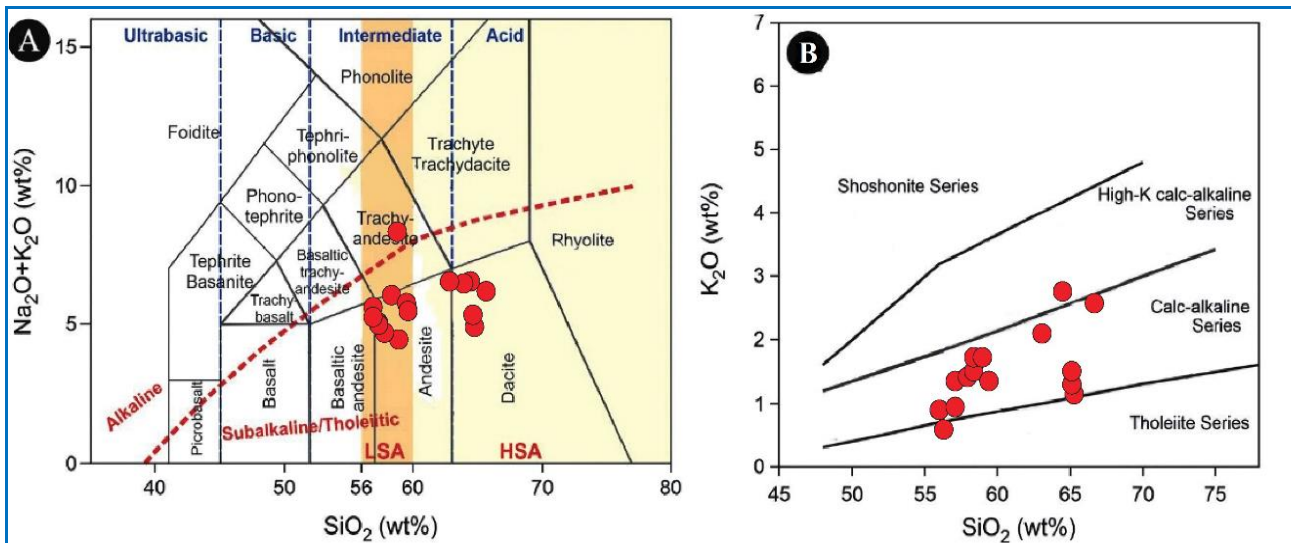
روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های میدانی برای آشکار کردن روابط صحرائی میان واحدهای گوناگون سنگی در منطقه و با هدف آشکار کردن ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ساری تپه، شمار ۷۵ نمونه سنگی از واحدهای آذرین منطقه گردآوری شد. از میان نمونه‌های سنگی گردآوری شده، شمار ۴۰ عدد مقطع نازک تهیه شد که پس از بررسی‌های میکروسکوپی از میان نمونه‌ها، شمار ۱۵ نمونه با کمترین دگرسانی، برای تجزیه اکسیدهای اصلی و فرعی به روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور و شمار ۶ نمونه از ۱۵ نمونه یادشده برای تجزیه اکسید عنصرهای اصلی با روش ICP-OES و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه شرکت



شکل ۲. تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی ساری تپه. (A) تصویر صحرایی پیوند میان سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای رسوبی سنوزویک (سازند قرمز بالایی) (دید رو به شمال باختری)؛ (B) تصویر صحرایی همبری واحد آندزیت/داسیت با واحد آذرآواری؛ (C) تصویر میکروسکوپی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی در آندزیت/داسیت؛ (D) تصویر میکروسکوپی درشت بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز در آندزیت/داسیت؛ (E) تصویر میکروسکوپی از بلورهای ریز و درشت پلاژیوکلاز و هورنبلند با کناره سوخته در آندزیت؛ (F) تصویر میکروسکوپی از بلوردرشت ماکل‌دار هورنبلند در آندزیت ساری تپه (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) است).

Figure 2. The field and microscopic photographs of the Sari-Tappeh volcanic rocks. **A)** Field photograph of the relation between volcanic rocks and Cenozoic sedimentary units (Upper Red Formation); **B)** Field photograph of contact between andesite/dacite and pyroclastic units; **C)** Photomicrograph of zoned plagioclase phenocrysts in the andesite/dacite; **D)** Photomicrograph of biotite and plagioclase phenocrysts in the andesite/dacite; **E)** Photomicrograph of fine- and coarse-grained plagioclase and amphibole crystals in the andesite; **F)** Photomicrograph of twinned hornblende phenocryst with oxidized rim in the Sari-tappeh andesite (Mineral abbreviation are from Whitney and Evans (2010)).



شکل ۳. رده‌بندی زمین‌شیمیایی و نمودارهای نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی ساری‌تپه. **A** نمودار آلکالی-سیلیس (TAS) (Le Bas et al., 1986)؛ خط جداکننده سری‌های آلکالی و ساب‌آلکالی از ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) است (HSA: آداکیت‌های پرسیلیس؛ LSA: آداکیت‌های کم سیلیس (Martin et al., 2005))؛ **B** نمودار متمایزکننده سنگ‌های توله‌ایتی، کالک‌آلکالی و شوشونیتی (Peccerillo and Taylor, 1976).

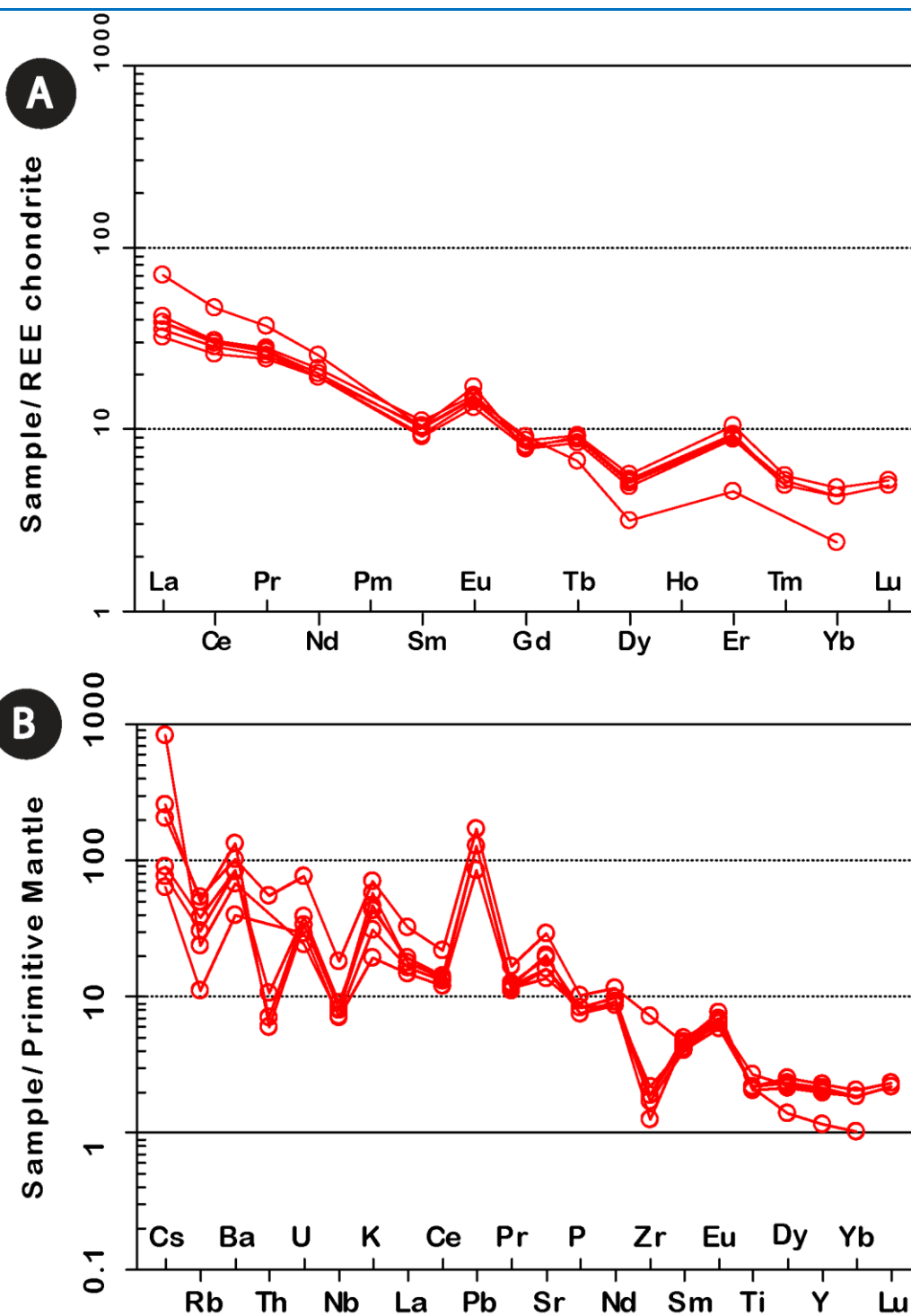
Figure 3. Geochemical classifications and nomenclatures diagrams of the Sari-Tappeh volcanic rocks. **A**) Alkali-Silica (TAS) diagram (Le Bas et al., 1986), dividing line between alkaline and subalkaline is from Irvine and Baragar (1971); HSA: High Silics Adakite and LSA: Low Silica Adakite (Martin et al., 2005); **B**) different series rocks (tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic) discrimination diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).

همانند آنها در پهنه‌های برخوردی سنوزویک (مانند: Chung et al., 2003; Hou et al., 2004) و مکان‌های درون‌فلاتی (مانند: هاه‌گزیل و کیانگ‌تانگ چین؛ Wang et al., 2008) نیز گزارش شده است. برخی سنگ‌های آذرین پیش از سنوزویک (مزوزویک، پالئوزویک، پروتوزویک و آرکئن) از دیدگاه زمین‌شیمیایی همانند آداکیت‌ها هستند (Martin et al., 2005; Wang et al., 2006a, 2006b).

برخلاف سری‌های آندزیتی، داسیتی و ریولیتی سدیک (ADRs) کمان‌های عادی، نمونه‌های بررسی شده نسبت‌های Sr/Y و $(La/Yb)_N$ بالا (به ترتیب ۳۱/۲۱ تا ۱۱۵/۹۶ و ۲۹/۶۶-۷/۴۹) و مقدار Y (۲/۲-۱۰/۵ پی‌پی‌ام) و Yb_N (۲/۳۹-۴/۷۸ پی‌پی‌ام) کمی دارند و در نمودارهای Y در برابر Sr/Y و $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N همگی درون گستره آداکیتی جای دارند (شکل‌های A-۵ و B-۵).

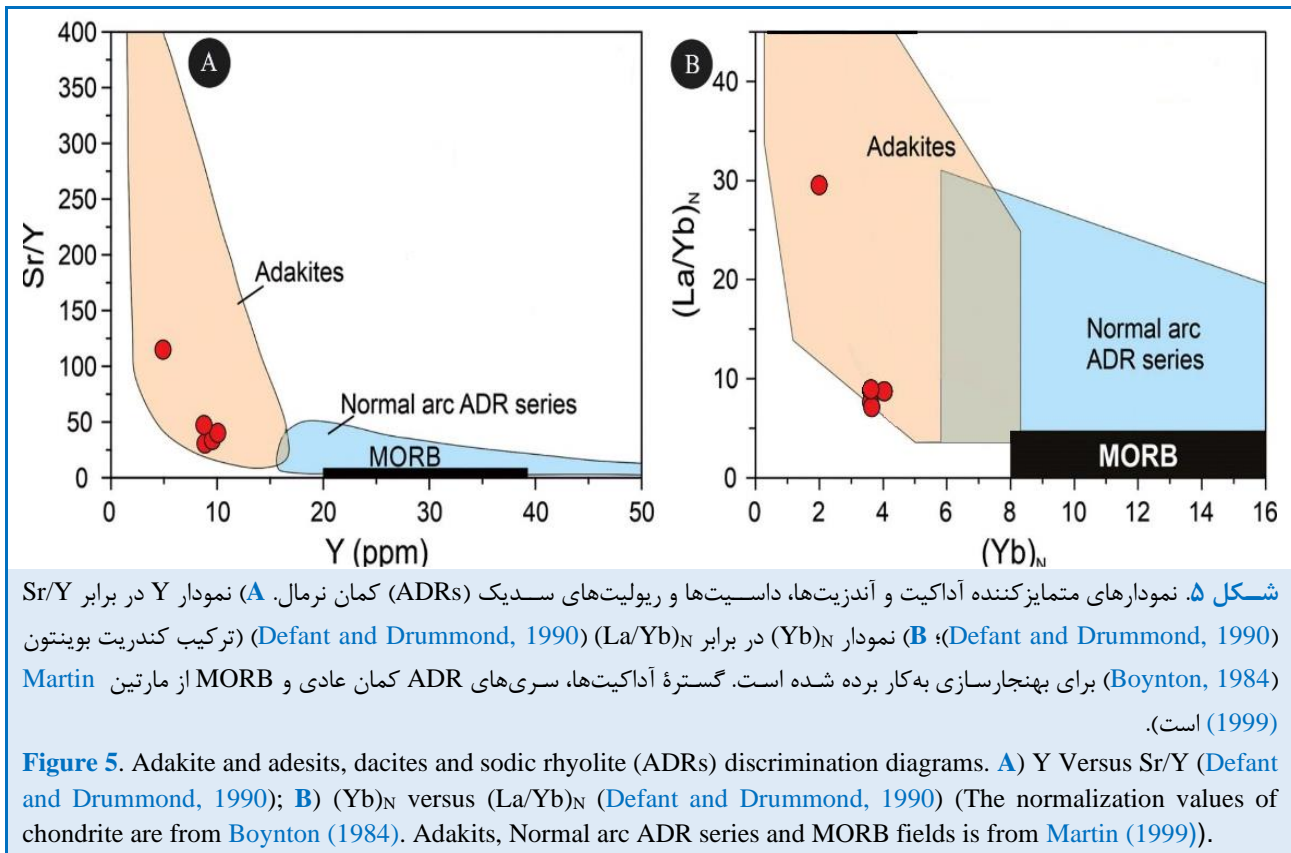
بررسی ویژگی آداکیتی سنگ‌های ساری‌تپه

آداکیت‌ها سنگ‌های ماگمایی رایجی در کمان‌های ماگمایی به‌شمار می‌روند که توسط دیفانت و دراموند (Defant and Drummond, 1990) نام‌گذاری شده‌اند. این سنگ‌ها دربردارنده سنگ‌های کالک‌آلکالی (آندزیت، داسیت و ریولیت) حد واسطه-اسیدی ($SiO_2 \geq 56.0$ wt.%) و سنگ‌های آذرین درونی مربوطه (تونالیت) برآمده از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی بازالتی (بیشتر با سن نزدیک به ۲۵ میلیون سال یا کمتر) فروزانده شده در شرایط رخساره اکلوزیتی هستند که ویژگی‌های آنها تهی‌شدگی شدید در عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREEs; $Yb \leq 1.90$ ppm; $Y \leq 18$ ppm) و مقدار بالای Sr/Y و La/Yb (≥ 20) و نسبت‌های Sr/Y (≥ 40) است. آداکیت‌ها بیشتر در کمان‌های آتشفشانی سنوزویک (مانند کرانه اقیانوس آرام) یافت می‌شوند؛ اما سنگ‌های فلسیک با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی



شکل ۴. نمودارهای چندعنصری بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ساری تپه. (A) به ترکیب کندریت (Boynton, 1984); (B) به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

Figure 4. Normalized multi-elements digrams of the Sari-Tappeh volcanic rocks, normalized to (A) chondrite composition (Boynton, 1984); (B) primitive mantle composition (Sun and McDonough, 1989)



نمونه‌ها درون گستره HSA جای گرفته‌اند (شکل ۶-B). همچنین، نمونه‌ها مقدار Sr بالا و Y کم و نسبت Sr/Y متوسط تا بالا نشان می‌دهند که از ویژگی‌های معمول آداکیت‌های HSA به شمار می‌روند (شکل ۶-C). در نمودار سه‌تایی Sr-K/Rb- $SiO_2/MgO \cdot 100$ نیز همه نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) جای گرفتند (شکل ۶-D). آداکیت‌های HSA ویژگی‌های گدازه‌های ورقه اقیانوسی فرورونده را نشان می‌دهند که اندکی با پریدوتیت گوه گشته هنگام صعود واکنش داشته‌اند؛ اما آداکیت‌های LSA با ذوب پریدوتیت‌های گوه گشته‌ای پدید آمده‌اند که ترکیب آنها در پی واکنش با گدازه‌های فلسیک ورقه تغییر یافته است (Martin et al., 2005).

روی هم‌رفته، با توجه به یافته‌های موجود در دنیا و بر پایه مقدار سیلیس، آداکیت‌ها به دو نوع آداکیت‌های کم سیلیس^۲ ($SiO_2 < 60$ wt%) و آداکیت‌های سیلیس بالا^۳ ($SiO_2 > 60$ wt%) دسته‌بندی شده‌اند (Martin et al., 2005). آداکیت‌های LSA مقدار $CaO + Na_2O$ کمابیش بالا (۴-۹ درصدوزنی)، $Sr > 1000$ ppm و ۱۰ wt% HSA مقدار کمابیش کم (۴-۰.۵ wt%)، Sr و $CaO + Na_2O$ (< 11 wt%) کمتری نشان می‌دهند. نمونه‌های آداکیتی ساری تپه مقدار کمابیش کمی (۴.۰۴ wt%) دارند و بیش‌تر ویژگی‌های HSA را نشان می‌دهند (شکل ۶-A). بر پایه نمودار Sr - $(CaO+Na_2O)$ (Martin et al., 2005)، همه

³ High SiO_2 adakites

² Low SiO_2 adakites

جدول ۱. مقدار اکسیدهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (بر پایه پی پی ام) در سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ساری تپه.

Table 1. The concentration of major (in wt%), trace, and rare earth elements (in ppm) of the Sari-Tappeh volcanic rocks.

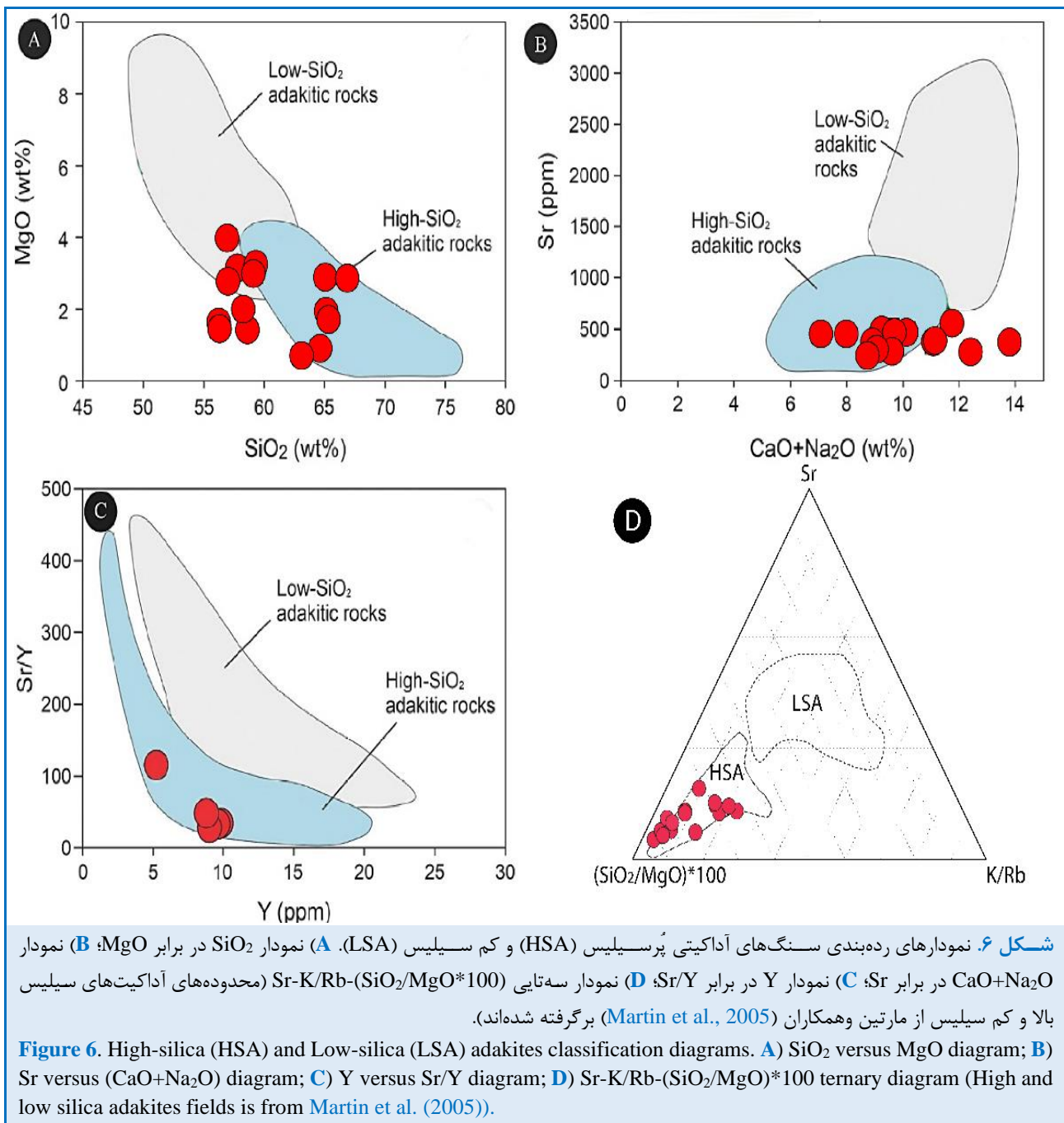
Sample	M_16	M_41	M_48	M_49	M_63	M_65	M_4	M_5
SiO ₂	59.1	56.91	57.91	63.25	56.3	59.33	66.71	65.39
TiO ₂	0.44	0.57	0.47	0.46	0.47	0.47	1.41	1.12
Al ₂ O ₃	18.01	18.34	17.54	17.03	16.99	17.67	14.86	15.39
Fe ₂ O ₃ (t)	6.36	6.8	5.94	3.62	4.69	6.34	2.98	5.05
MgO	3.07	4.04	3.22	0.79	1.54	3.26	2.87	1.91
CaO	5.12	4.73	6.23	4.62	8.91	5.85	4.33	3.26
Na ₂ O	4.15	4.25	4.8	4.6	4.78	4.3	3.66	3.9
K ₂ O	1.7	0.93	1.38	2.08	0.57	1.29	2.57	1.26
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.16	0.22	0.18	0.18	0.15	0.09
MnO	0.15	0.15	0.12	0.05	0.05	0.12	0.21	0.11
LOI	1.6	2.99	2.12	3.16	5.42	1.08	n.a.	n.a.
Sum	99.91	99.94	99.94	99.93	99.95	99.94	99.75	97.48
Sc	9.4	10.3	9.7	4	10.3	10.7	n.a.	n.a.
Ba	921	470	590	710	271	569	432	332
Co	14	13.6	12.8	7.5	8.3	15.4	26	21
Cs	2	6.4	0.7	1.6	0.5	0.6	n.a.	n.a.
Hf	<0.25	0.76	0.66	1.94	0.71	0.74	n.a.	n.a.
Nb	5.7	5.1	5.6	12.8	5	6.3	n.a.	n.a.
Rb	31	15	24	34	7	19	41	37
Sr	419	284	332	603	331	403	518	340
Ta	0.63	0.6	0.55	1.14	0.6	0.79	n.a.	n.a.
Th	0.5	<0.1	0.59	4.59	<0.1	0.9	n.a.	n.a.
U	0.7	0.5	0.8	1.6	0.6	0.8	n.a.	n.a.
V	73	89	81	37	79	85	61	41
W	1.2	<0.5	0.8	0.9	<0.5	1.9	n.a.	n.a.
Zr	14	24	21	80	19	21	n.a.	n.a.
Y	8.9	9.1	9.5	5.2	9.7	10.2	n.a.	n.a.
La	12	11	12	22	10	13	n.a.	n.a.
Ce	24	23	25	38	21	25	n.a.	n.a.
Pr	3.26	3.12	3.31	4.51	3.01	3.43	n.a.	n.a.
Nd	11.6	11.6	12.3	15.3	11.6	13	n.a.	n.a.
Sm	2.06	1.85	1.98	2.01	1.78	2.16	n.a.	n.a.
Eu	1.27	1.05	1.08	1.1	0.97	1.14	n.a.	n.a.
Gd	2.02	2.14	2.13	2.37	2.06	2.25	n.a.	n.a.
Tb	0.4	0.42	0.42	0.32	0.43	0.44	n.a.	n.a.
Dy	1.56	1.64	1.71	1.01	1.69	1.83	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	1.85	1.89	1.98	0.96	1.91	2.22	n.a.	n.a.
Tm	0.16	0.17	0.16	<0.1	0.16	0.18	n.a.	n.a.
Yb	0.9	0.9	0.9	0.5	0.9	1	n.a.	n.a.
Lu	0.16	0.16	0.16	<0.1	0.16	0.17	n.a.	n.a.
Cu	21	40	17	24	10	22	25	17
Pb	9	9	9	12	6	9	n.a.	n.a.
Zn	51	70	59	42	16	44	53	59
Ni	12	12	14	14	26	17	78	104
Mg#	49	54	52	30	39	50	66	43
Sr/Y	47.08	31.21	34.95	115.96	34.12	39.51	-	-
La _N /Yb _N	8.99	8.24	8.99	29.66	7.49	8.76	-	-
Eu/Eu*	1.90	1.61	1.61	1.54	1.55	1.58	-	-

Mg# = 100Mg/(Mg+Fe²⁺); FeO^t = 0.8998Fe₂O₃^t; Fe₂O₃(t) = Total Fe; n.a. = not analyzed

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample	M_10	M_44	M_51	M_7	M_15	M_30	M_59
SiO ₂	65.23	65.31	64.59	58.43	56.11	58.61	57.22
TiO ₂	1.16	1.05	0.85	0.22	0.53	0.43	0.39
Al ₂ O ₃	14.7	15.51	14.76	16.35	17.9	15.29	15.67
Fe ₂ O ₃ (t)	3.17	4.75	5.08	7.45	7.41	6.81	6.52
MgO	2.97	1.79	0.96	2.01	1.49	1.51	2.87
CaO	3.96	5.41	4.85	5.64	6.87	6.36	7.68
Na ₂ O	5.62	4.02	3.84	6.75	4.87	3.22	3.41
K ₂ O	1.17	1.51	2.73	1.69	0.85	1.48	1.34
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.21	0.17	0.21	0.18	0.18
MnO	0.09	0.12	0.08	0.02	0.05	0.12	0.04
LOI	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sum	98.14	99.58	97.95	98.73	96.29	94.01	95.32
Sc	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	284	220	300	396	395	345	236
Co	25	27	14	14	22	22	13
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	41	67	86	45	39	42	43
Sr	362	321	398	501	506	474	545
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V	51	45	85	145	112	109	148
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	25	16	25	31	15	17	22
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	41	59	48	47	56	64	92
Ni	35	23	18	318	121	119	215
Mg#	65	43	27	35	28	31	47
Sr/Y	-	-	-	-	-	-	-
La _N /Yb _N	-	-	-	-	-	-	-
Eu/Eu*	-	-	-	-	-	-	-



ویژگی ماگماهای پدیدآمده در پهنه فرورانشی هماهنگ است (Pearce and Peate, 1995). گفتنی است ناهنجاری مثبت Eu به نمود کانی‌های فلدسپار و هورنبلند در سنگ‌ها وابسته است. نقش نه‌چندان مهم تبلوربخشی فشار کم را نمایان می‌کند. با وجود این، نمونه‌های بررسی شده ناهنجاری‌های Nb و Ti کمی منفی‌تر نسبت به

ویژگی‌های خاستگاه

آداکیت‌های ساری تپه سرشت ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم متوسط دارند (شکل ۳-D). الگوهای بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت (شکل ۴) غنی‌شدگی‌های مهمی در LILE و بدون ناهنجاری منفی و حتی ناهنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. همه این ویژگی‌ها با

نسبت‌های K/Rb ، Rb/Sr و Ba/Rb همواره برای آشکار کردن وجود فلوگوپیت یا آمفیبول به‌عنوان فاز پتاسیم‌دار در کانی‌شناسی خاستگاه به‌کار گرفته می‌شود. تهی‌شدگی Rb در سنگ‌های آداکیتی ساری‌تپه، وجود آمفیبول در تیغه فرورو و گوه‌گوشته‌ای را نشان می‌دهد. نمونه‌های بررسی شده نسبت‌های Ba/Rb بالا (۳۸/۷۱-۳/۲۸) و Rb/Sr کمی (۰/۲۲-۰/۰۲) دارند که با خاستگاه آمفیبول‌دار سازگار است.

مقدار Nb در ماگماهای برآمده از گوه‌گوشته‌ای که توسط گدازه‌های ورقه دگرنهاد شده‌اند همواره از ۷ پی‌پی‌ام بالاتر است (Defant et al., 1992; Martin et al., 2005). مقدار Nb در آندزیت‌های آداکیتی ساری‌تپه، مگر در یک نمونه، از مقدار آن در ماگماهای برآمده از گوشته کمتر است که نشان می‌دهد نمونه‌های بررسی شده احتمالاً از منبعی برآمده‌اند که مقدار Nb آن از گوه‌گوشته‌ای کمتر بوده است (مانند سنگ‌های بازیک پوسته اقیانوسی). همبستگی منفی Th/Nb با افزایش Nb/Ta با برهمکنش با گوه‌گوشته‌ای دگرنهادده همخوانی دارد که تا اندازه‌ای با عوامل فرورانش تغییر یافته است (Dokuz et al., 2013). نسبت Nb/La کم (<۱) گویای وجود منبع تهی‌شده از Nb مانند بازالت‌های MORB فرورانده شده است؛ اما نسبت Ba/Rb بالا نقش رسوب در حال فرورانش را نشان می‌دهد (Wang et al., 2004). نمونه‌های آداکیتی ساری‌تپه نسبت‌های Ba/Rb بالایی (۳۸/۷۱-۳/۲۸) دارند که نشان‌دهنده نقش رسوب واجزای فرورانشی در پیدایش ماگماتیسیم آداکیتی این منطقه است.

گذاره سازنده نمونه‌های آداکیتی ساری‌تپه احتمالاً از سنگ‌های مافیک در شرایط رخساره آمفیبولیت یا اکلوزیت برآمده است (شکل‌های A-۷، B-۷، C-۷، D-۷). با وجود این، نسبت کم Nb/Ta (۱۱/۷-۲۳/۹۷) نمونه‌ها نشان می‌دهد ترکیب گذاره

نمونه‌های آندزیت‌ها و داسیت‌های کمان معمولی نشان می‌دهند. آنها همچنین، نسبت‌های Sr/Y و $(La/Yb)_N$ بالاتر و مقدار Y و Yb_N کمتری نسبت به نمونه‌های کمانی معمولی نشان می‌دهند (شکل ۵). همه این نشانه‌های زمین‌شیمیایی می‌تواند با ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی برآمده از ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو یا پوسته قاره‌ای زیرین (Martin et al., 2005; Castillo, 2006) همخوانی داشته باشد.

آداکیت‌های برآمده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده با مقدار $MgO < 3$ wt% و $Mg^{\#} < 40$ شناخته می‌شوند و گمان می‌رود از ذوب‌بخشی بازالت‌های اقیانوسی جوان فرورانده شده در محیط جزیره کمانی پدید آمده‌اند (Defant and Drummond, 1990; Rapp and Watson, 1995). عدد منیزیم ($Mg^{\#}$) در نمونه‌های بررسی شده از ۲۷ تا ۶۶ درصد متغیر است و از مقدار آن در گذاره بالشی پوسته اقیانوسی بیشتر است (Rapp et al., 1999).

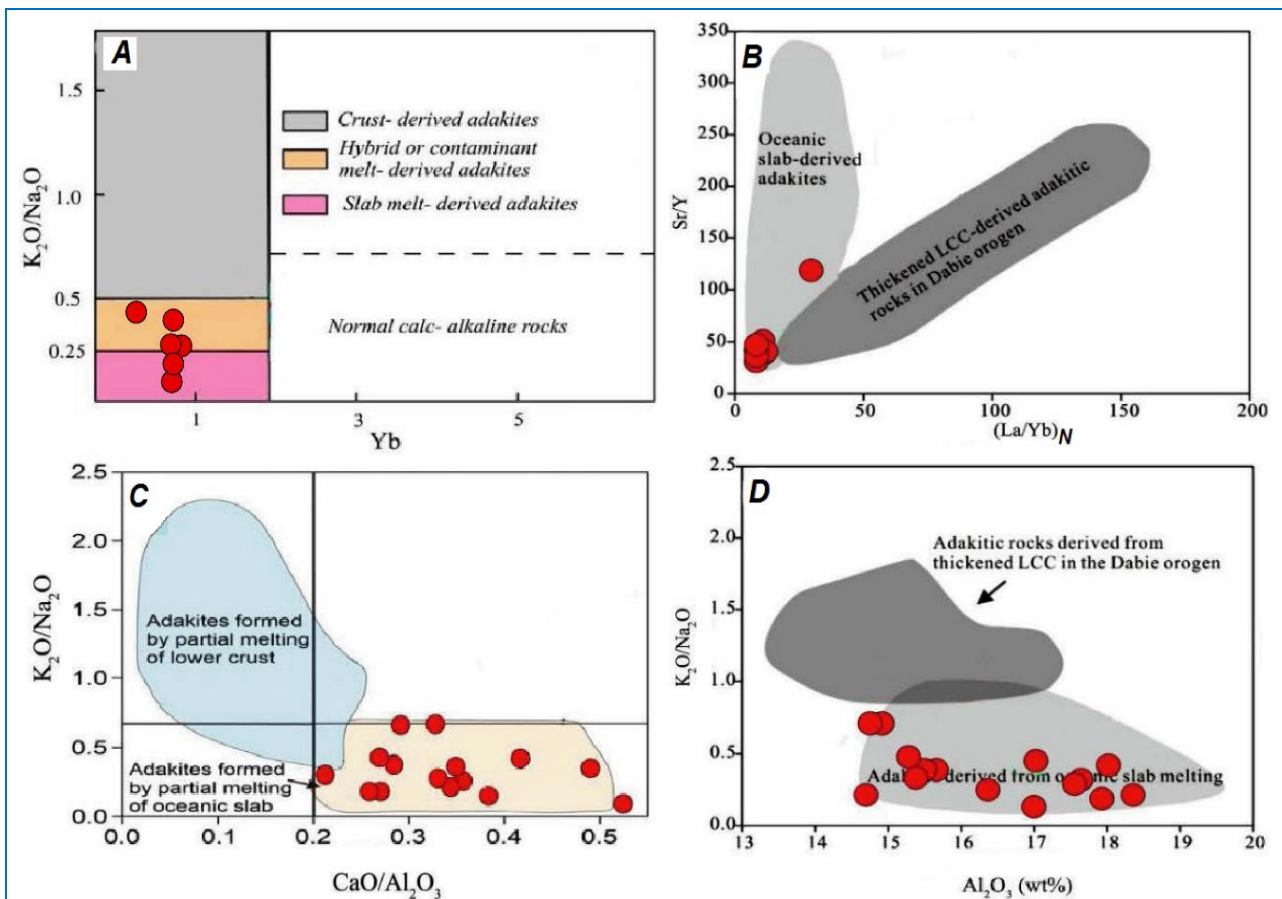
آداکیت‌های برآمده از ورقه، مقادیر $Na_2O > 3$ درصدوزنی و نسبت‌های K_2O/Na_2O در نزدیک به ۰/۴۲ دارند (Castillo, 2012). مقدار Na_2O نمونه‌های ساری‌تپه در گستره ۳/۲۲ تا ۶/۷۵ با نسبت‌های K_2O/Na_2O کمابیش کم از ۰/۱۱ تا ۰/۷۰ است که شاید نشان‌دهنده جدایش یا بهمکنش با فازهای پتاسیم‌دار به‌جای مانده گوشته باشد (شکل A-۷). غنی‌شدگی Rb ، Sr و Ba نسبت به HFSE سازگار با گوشته، با فازهای محتوی مواد فرار (H_2O و CO_2) مانند آمفیبول و فلوگوپیت مرتبط است؛ زیرا این کانی‌ها، میزبان اصلی LILE در سنگ‌کره گوشته‌ای هستند (Foley et al., 1996).

نمونه‌های آداکیتی ساری‌تپه مقدار Ba بالایی، نزدیک به ۷۱ تا ۹۲۱ پی‌پی‌ام دارند که نشان‌دهنده نقش آمفیبول به‌جای فلوگوپیت است. همچنین،

2002). این نسبت در نمونه‌های آداکیتی ساری تپه برابر با ۹/۹ تا ۱۰/۸ است و وجود گارنت در خاستگاه آنها را اثبات می‌کند. این مسأله هم‌چنین از راه الگوسازی با به‌کارگیری جفت عنصر La/Yb در برابر Yb (شکل ۸) پشتیبانی می‌شود؛ به‌گونه‌ای که الگوسازی La/Yb در برابر Yb نشان می‌دهد سنگ‌های ساری تپه می‌توانند از راه ذوب نزدیک به ۵۰ درصد گارنت-آمفیبولیت با سازنده گارنت نزدیک به ۱۰ درصد تولید شوند.

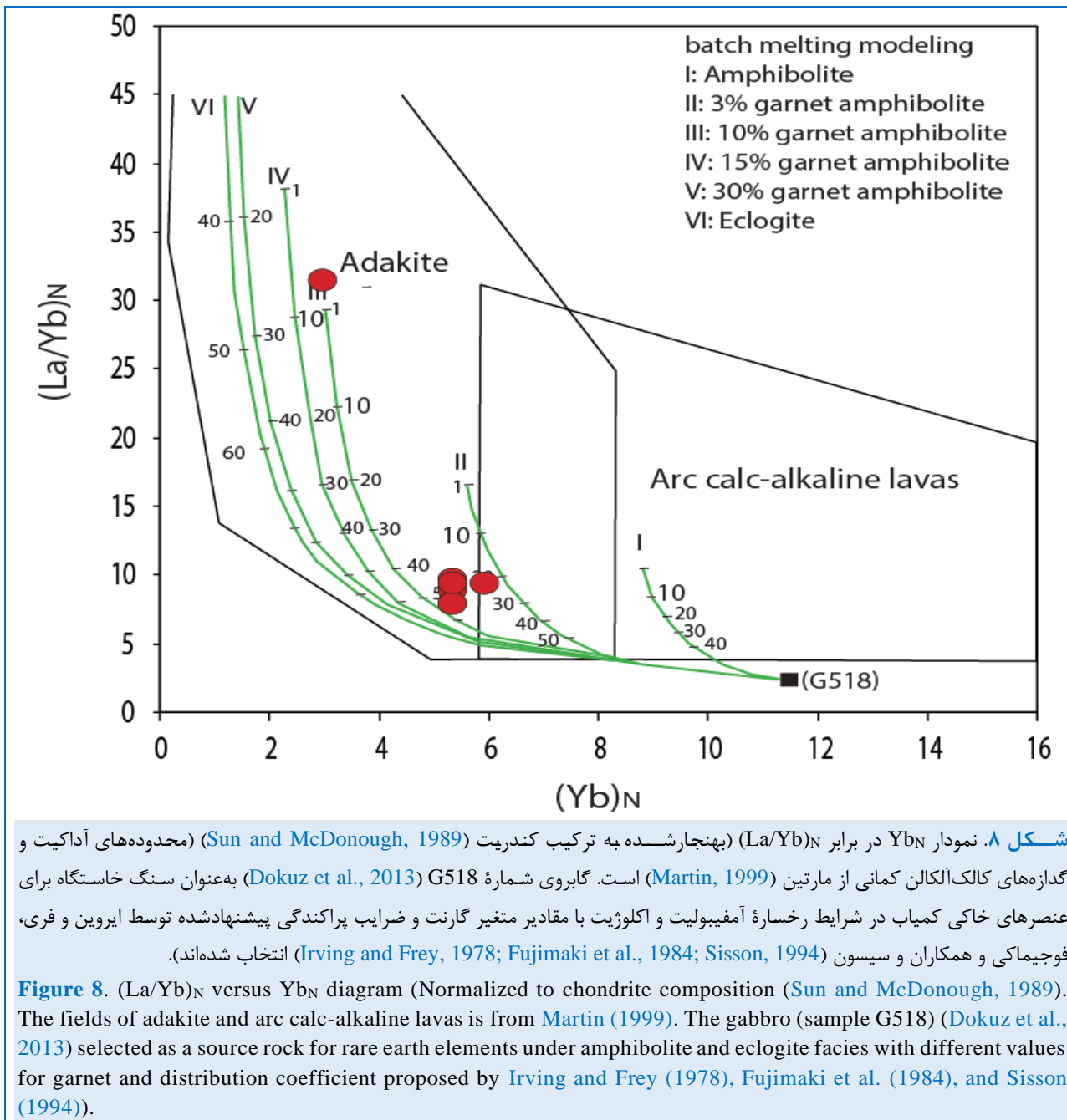
والد شاید هنگام صعود آن در گوه گشته‌ای، در پی برهمکنش با پریدوتیت‌های گشته‌ای تغییر یافته باشد. بر پایه غلظت اکسیدهای اصلی، گدازه‌های سازنده نمونه‌های آداکیتی شاید از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو، در شرایط آزدایی آمفیبولیت برآمده باشند.

هنگامی که گارنت کانی به‌جای مانده مهمی در خاستگاه ماگما باشد، نسبت‌های Y/Yb گدازه‌های آداکیتی همواره از ۱۰ بیشتر است (Ge et al.,



شکل ۷. نمودارهای متمایزکننده برای شناسایی خاستگاه آداکیت‌های ساری تپه. (A) نمودار Yb در برابر K_2O/Na_2O ؛ (B) نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Sr/Y (گستره آداکیت‌های با خاستگاه ورقه اقیانوسی از Kamei et al., 2009) و آداکیت‌های با خاستگاه پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم‌شده کوهزایی دبابی از Liu et al., 2010) است؛ (C) نمودار CaO/Al_2O_3 در برابر K_2O/Na_2O (Kamovng et al., 2014)؛ (D) نمودار Al_2O_3 در برابر K_2O/Na_2O (گستره آداکیت‌های برآمده از پوسته قاره‌ای زیرین و ورقه اقیانوسی از کارسلی و همکاران (Karsli et al., 2020) است).

Figure 7. Discrimination diagrams for determining the origin of adakiteic rocks in Sari-Tappeh. **A)** Yb versus K_2O/Na_2O diagram; **B)** Sr/Y versus $(La/Yb)_N$ diagram (The field of the adakites derived from oceanic slab is from Kamei et al. (2009) and adakited derived from thickened lower continental crust in Dabie orogen is from Liu et al. (2010); **C)** CaO/Al_2O_3 versus K_2O/Na_2O (Kamovng et al., 2014); **D)** Al_2O_3 versus K_2O/Na_2O diagram (The fields of the lower continental crust and oceanic slab is from Karsli et al. (2020)).



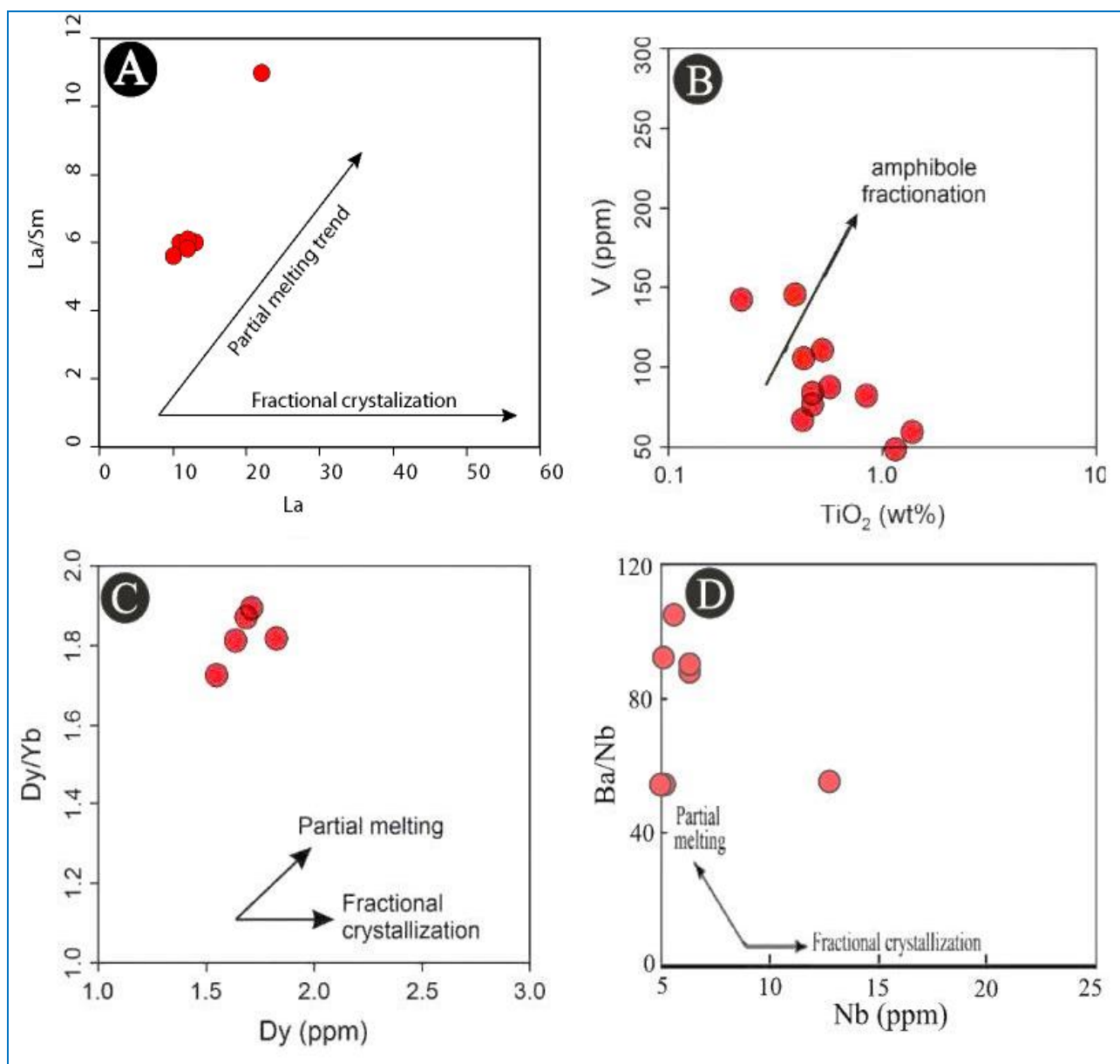
گرفته می‌شود؛ زیرا بیشترین میزان تغییر را دارد. با وجود این، SiO_2 و مقادیر دیگر عنصرهای اصلی در نمونه‌های ساری تپه تغییرات کمی دارند. اکسیدهای اصلی مختلف و عنصرهای فرعی برای آشکار کردن فرایندهای جدایش هنگام تکامل ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ساری تپه به کار گرفته شدند. در نمودار La در برابر La/Sm (شکل ۹-ا)، نمونه‌های آداکیتی ساری تپه روند عادی نشان می‌دهند که با

نشانه‌های تبلوربخشی و آلیش یا ذوببخشی

شناخت برهم‌کنش فرایندهایی مانند ذوببخشی، تبلوربخشی و آلیش برای شناسایی گستره ترکیبی منبع مهم هستند. فرایندهای تبلوربخشی به بهترین شکل با همبستگی‌های مختلف عنصرهای اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر شناخته می‌شود. اکسید اصلی SiO_2 به‌ویژه در سنگ‌های خنثی و اسیدی به‌طور گسترده به کار

هنگام تکامل ماگمایی به کار گرفته می‌شوند (Gao et al., 2007). بر پایه این نمودارها، نمونه‌های ساری تپه روند ترکیبی موازی روند ذوب بخشی نشان می‌دهند که نشان می‌دهد این فرایند مسئول اصلی پیدایش آنها بوده است (شکل‌های C-۹، D-۹).

روند ذوب بخشی همخوانی دارد. همچنین، روند منفی V در برابر TiO_2 (شکل B-۹) در بیشتر نمونه‌ها نشان‌دهنده این است که جدایش آمفیبول هنگام تکامل ماگمایی مؤثر نبوده است. نمودارهای Dy در برابر Dy/Yb و Nb در برابر Ba/Nb نیز برای تمایز میان فرایند ذوب بخشی و تبلور بخشی



شکل ۹. نمودارهای متمایزکننده فرایندهای ذوب بخشی و تبلور بخشی در سنگ‌های آداکیتی ساری تپه. (A) نمودار La در برابر La/Sm. (B) نمودار TiO_2 در برابر V؛ (C) نمودار Dy در برابر Dy/Yb ؛ (D) نمودار Nb در برابر Ba/Nb.

Figure 9. Partial melting and fractional crystallization processes discrimination diagrams in the Sari-Tappeh adakitic rocks. **A)** La versus La/Sm diagram; **B)** V versus TiO_2 diagram; **C)** Dy versus Dy/Yb diagram; **D)** Nb versus Ba/Nb diagram.

زمان ماگماتیسم آداکیتی و جایگاه ژئودینامیکی

بسته شدن نهایی نئوتتیس و برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا در الیگوسن - میوسن آغازین (Mouthereau et al., 2012) و یا میوسن آغازین (Allen et al., 2004)، ائوسن آغازین - میانی (Ghasemi and Talbot, 2005) یا کرتاسه پسین - الیگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2014) رخ داده است. فرورانش و برخورد پیدایش کمان ماگمایی (کمان ماگمایی ارومیه - دختر) و فلات ترکیه - ایران را به دنبال داشته است (Sengor and Kid, 1979). در این کمان (Berberian and King, 1981) با روند شمال باختری - جنوب خاوری آندزیت‌ها و ریولیت‌های کالک آلکالن گسترده و آلکالن بسیار پتاسیک رخ داده است. در بخش شمال باختری این کمان رخداد آتشفشانی گسترده‌ای در طول سنوزویک روی داده است و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، الیگوسن و میوسن وابسته به ماگماتیسم کمانی پدید آمده‌اند (Agard et al., 2011)؛ اما گمان می‌رود سنگ‌های آتشفشانی میوسن پایانی تا کواترنری در جایگاه پس‌برخوردی پدید آمده باشند (Chiu et al., 2013). چهار الگوی تکتونو-ماگمایی برای جایگیری ماگماتیسم آداکیتی سنوزویک در پهنه ماگمایی ارومیه - دختر پیشنهاد شده است:

۱- دلامیناسیون گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای ضخیم‌شده (Pang et al., 2016; Khalatbari et al., 2020)؛

۲- ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته قاره‌ای زیرین (Azizi et al., 2019)؛

۳- ذوب سنگ‌کره قاره‌ای دگرنهادشده (Torkian et al., 2018)؛

۴- ذوب بخشی سنگ‌کره اقیانوسی جداشده با برهمکنش با پریدوتیت گوه گوشته‌ای (Azizi et al., 2013; Alirezaei et al., 2017; Mahmoudi Nia et al., 2017).

گدازه‌های آداکیتی بررسی شده پیوند مکانی و زمانی با پهنه فرورانش فعال ندارند و سن‌یابی

چینه‌شناسی، سن پس‌برخوردی آنها را نشان می‌دهد. همچنین، این سنگ‌های آتشفشانی به تک فرایندهایی مانند برگشتگی صفحه یا دلامیناسیون لایه پیوسته زیرین پوسته وابسته نیستند (Lechmann et al., 2018). بررسی‌های ساختارهای پوسته و گوشته بالایی بر پایه پراکنندگی امواج سطحی (Asudeh, 1982)، توابع دریافت‌کننده موج‌های P و S (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010) و تصویر توموگرافی لرزه‌ای (Maggi and Priestly, 2005; Bavali et al., 2016) سنگ‌کره نازکی (۸۵-۱۰۰ کیلومتر) با سستبرای نزدیک به ۴۵ کیلومتری در بالای گوشته داغ بالایی را نشان می‌دهد. سستبرای پوسته در بخش شمال باختری ایران ۳۸/۵ کیلومتر گزارش شده است (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010). همچنین، بر پایه بررسی‌های توموگرافی لرزه‌ای مگی و پرستلی (Maggi and Priestly, 2005) پهنه ناهنجار کم سرعت بزرگی در زیر کمان ماگمایی ارومیه - دختر گزارش شده است. پیدایش این پهنه چه‌بسا پیامد وجود گوشته سست‌کره‌ای زیر این ناحیه است. صعود سست‌کره در این ناحیه به مکانیسم‌های مختلفی مانند جداشدن صفحه اقیانوسی فرورانده شده و یا تأخیر آن نسبت داده شده است (Morley et al., 2009). بررسی توده‌های آذرین نیمه‌بیرونی در شمال باختری ایران نشان می‌دهد پس از پایان فرورانش، ماگماتیسم آداکیتی پس از جداشدگی سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس و بالآمردگی سست‌کره رخ داده است (Simmonds, 2013; Ahmadzadeh et al., 2011).

پس از برخورد پلیت‌های عربی و ایران مرکزی در کرتاسه پسین - پالئوسن آغازین (Ghalamghash et al., 2009) تا ائوسن (Omrani et al., 2008) جداشدگی سنگ‌کره اقیانوسی در میوسن رخ داده است و سست‌کره از

الیگوسن و در پی جداشدگی آن در جایگاه پسابروردی یعنی میوسن پسین به بعد پدید آمده‌اند.

برداشت

- از دیدگاه ترکیب سنگ شناختی، سنگ‌های آتشفشانی ساری تپه به‌طور اساسی آندزیت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و به مقدار اندک، بیوتیت و کوارتز در زمینه‌ای ریزدانه هستند.
- جایگاه چینه‌ای و بازه سنی این سنگ‌ها، میوسن میانی به بعد است. با توجه به جایگاه مکانی در یک محیط پسابروردی پدید آمده‌اند.
- سنگ‌های آتشفشانی ساری تپه سرشت کالک‌آلکان دارند و در آنها مقدار کم Y (۱۸-۵ ppm) و Yb (۱ ppm - ۰/۵) و مقدار بالای Sr (۲۸۴-۶۰۳ ppm) و Sr/Y (۱۱۶-۳۱)، به‌همراه مقدار میانگین MgO (<۴wt%) است که با ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا سازگار است.
- ماگماتیسیم سازنده سنگ‌های آداکیتی ساری تپه چه‌بسا هنگام مکانیسم جداشدگی سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس در میوسن پایانی رخ داده است.

میان پنجره صفحه بالا آمده است (Shafaii Moghadam et al., 2016) و گرادیان زمین‌گرمایی را افزایش داده است. همچنین، ذوب صفحه جداشده، ماگماتیسیم آداکیتی سیلیس بالا در راستای پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و خاور ترکیه پدید آورده است. وجود آداکیت‌های کم سیلیس در میان سنگ‌های بررسی‌شده این پهنه به‌ویژه در شمال‌باختری ایران با ذوب‌بخشی پریدوتیت گوه‌گوشته‌ای دگرنهاد همخوانی دارد و چه‌بسا گویای به‌برهمکنش ماگمای برآمده از سنگ‌کره اقیانوسی با پریدوتیت گوه‌گوشته‌ای باشد (Faridazad and Ashrafi, 2023). از سوی دیگر، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ساری تپه (مانند نبود غنی‌شدگی K و نسبت کم K_2O/Na_2O به‌همراه محتوای بالای عنصرهای ناسازگار مانند Ba و Rb ; Wang et al., 2008) در کنار ویژگی‌های ساختار پوسته‌ای منطقه که در بالا از آنها یاد شد، همگی به نقش نه‌چندان بنیادین پوسته قاره‌ای در پیدایش سنگ‌های ساری تپه اشاره می‌کنند. از این‌رو می‌توان گفت گدازه‌های آداکیتی سیلیس بالای ساری تپه از ذوب‌بخشی سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس، پس از بسته شدن اقیانوس یادشده در زمان ائوسن-

References

- Abdollahi, M. and Hosseini, M. (1996) Jolfa Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5167, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazine*, 148, 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ahmadzadeh, G.R., Jahangiri, A., Modjtahedi, M., and Lentz, D. (2011) Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional adakitic rocks in northwest Marand. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18, 709-722. <http://ijcm.ir/article-1-500-en.html>
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros Orogenic Belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alirezaei, A., Arvin, M., and Dargahi, S. (2017) Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: constraints on geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 88, 370-383. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.023>

- Allen, M., Jackson, J., 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>
- Asudeh, I. (1982), Seismic structure of Iran from surface and body wave data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 71, 715-730. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1982.tb02794.x>
- Azizi, H. and Tsuboi, M. (2021) The Van Microplate: A New Microcontinent at the Junction of Iran, Turkey, and Armenia. *Frontiers in Earth Science*, 8, 574385. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.574385>
- Azizi, H., Asahara, Y., and Tsuboi, M. (2013) The role of heterogenetic mantle in the genesis of adakites northeast of Sanandaj, northwestern Iran. *Chemie der Erde*, 74, 87-97. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.09.008>
- Azizi, H., Stern R.J., Topuz, G., Asahara, Y., and Shafaii Moghadam, H. (2019) Late Paleocene adakitic granitoid from NW Iran and comparison with adakites in the NE Turkey: adakitic melt generation in normal continental crust. *Lithos*, 105151, 346-347. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105151>
- Bavali, K., Motaghi, K., Sobouti, F., Ghods, A., Abbasi, M., Priestley, K., Mortezanejad, G., and Rezaeian, M. (2016) Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 253, 97–107. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.02.006>
- Berberian, M. and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210–65. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Boynton, W.V. (1984) Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies, In: Henderson, Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, p. 63-114, Elsevier, New York. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Castillo, P.R. (2006) an overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51 (3): 257–268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>.
- Castillo, P.R. (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134-135, 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Chiaradia, M. (2009) Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador). *Chemical Geology*, 265, 468–487. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.014>
- 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>
- Chung, S.L., Liu, D., Ji, J., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., and Zhang, Q. (2003) Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31, 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/G19796.1>
- 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>
- Defant, M.J., Jackson, T.E. Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., and Stewart, R.H. (1992) The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview. *Journal of the Geological Society*, 149, 569–579. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569>
- Dokuz, A., Uysal, I., Meisel, W., Turan, M., Duncan, R., and Akçay, M. (2013) Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey: evidence for slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 1443–1468. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0936-8>

- Faridazad, M. and Ashrafi, N. (2023) Quaternary low-SiO₂ adakites from the Alborz-Azerbaijan magmatic belt (NW Iran) and their geodynamic implications. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 198, 149 – 169. <https://doi.org/10.1127/njma/2023/0319>
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., and Jenner, G.A. (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 629-638. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00422-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X)
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., and Aoki, K. (1984) Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, 89, 662–672. <https://doi.org/10.1029/JB089iS02p0B662>
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B.S., Wei, R., Meng, X., and Zhao, R. (2007) Adakite-like 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>
- Ge, X.Y., Li, X.H., Chen, Z.G., and Li, W.P. (2002) Geochemistry and petrogenesis of Jurassic high Sr/low Y granitoids in eastern China: constrains on crustal thickness. *Chinese Science Bulletin*, 47, 962–968. <https://doi.org/10.1360/02tb9216>
- Ghalamghash, J., Nédélec, A., Vosoughi Abedini, M., and Bouchez, J.L. (2009) The Urumieh Plutonic complex (NW Iran): a magmatic record of the tectonic evolution of the Sanandaj-Sirjan microplate during cretaceous time – part I: petrogenesis and ⁴⁰K/⁴⁰Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35, 401–415. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.06.002>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J. (2005). 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>
- Ghorbani, M.R. (2006) Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: The implications of a descending slab. *Geochemical Journal*, 40, 557-568. <https://doi.org/10.2343/geochemj.40.557>
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y., Mo, X.X. (2004) Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 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. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Irving, A.J. and Frey, F.A. (1978) Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 771–787. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90092-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90092-3)
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Science*, 30, 433–47. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Laicheng, M., and Sadeghian, M. (2018) Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences. *Geopersia*, 8, 111–30. <https://doi.org/10.22059/geope.2017.242944.648352>
- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M., and Kimura, J.I. (2009) A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, Southwest Japan arc. *Lithos*, 112, 615–625. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.024>
- Kamvong, T., Khin, Z., Meffre, S., Maas, R., Stein, H. and Lai, C.K. (2014) Adakites in the Truong Son and Loei Fold Belts, Thailand and Laos: Genesis and Implications for Geodynamics and Metallogeny. *Gondwana Research*, 26, 165-184. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.011>
- Karslı, O., Caran, Ş., Çoban, H., Şengün, F., Tekkanat, O., and Andersen, T. (2020) Melting of the juvenile lower crust in a far-field response to roll-back of the southern Neotethyan oceanic

- lithosphere: the Oligocene adakitic dacites, NE Turkey. *Lithos*, 370-371, 105614. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105614>
- Khalatbari Jafari, M., Salehi Siavashani, N., Babaie, H.A., Xiao, W., Faridi, M., and Ao., S. (2020) Late Cenozoic volcanism in the Almaludag region, Azerbaijan province, northwest Iran: evidence for post collisional extension. *Journal of Geodynamics*, 141-142, 101779. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101779>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks 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>
- Liu, S.A., Li, A., He, Y., and Huang, F. (2010) Geochemical contrasts between early cretaceous ore-bearing and ore-barren high-Mg adakites in Central-Eastern China: Implications for petrogenesis and Cu–Au mineralization. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 74, 7160–7168. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.003>
- Maggi, A. and Priestley, K. (2005) Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 160, 1068–1080. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02505.x>
- Mahmoudi Nia, H., Baghban, S., and Simmonds, V. (2017) Geology, geochemistry and petrogenesis of post-collisional adakitic intrusions and related dikes in the Khoynarood area, NW Iran. *Geochemistry*, 77, 53-67. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.02.001>
- Martin, H. (1999) Adakitic Magmas: Modern Analogues of Archaean Granitoids. *Lithos*, 46, 411-429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- Martin, H., Smith, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L. (2014) Jurassic to cenozoic tectonics of the zagros orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56, 263–287. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., and Hajian, M. (2009) Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5, 325–362. <https://doi.org/10.1130/GES00223.1>
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Vergés, J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532–535, 27-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>
- Omrani, H. (2018) Island-arc and active continental margin adakites from the Sabzevar zone Iran. *Petrology*, 26, 96–113. <https://doi.org/10.1134/S0869591118010058>
- 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>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Li, X.H., Lee, H.Y., Lin, T.H., and Chiu, H.Y. (2016) New age and geochemical constraints on the origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia-Eurasia collision zone. *Lithos*, 264, 348–359. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.042>

- Pearce, J.A. and Peate, D.W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 23, 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pourseyedali Kouhkamar, M. (2016) Study of geochemistry and petrology of volcanic domes of northern Zonoz, 121p. M.Sc. Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian)
- 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. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F. (1979) Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361–376. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90184-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90184-7)
- Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Lopez Martinez, M., Ghorbani, G., and Nasrabad, M. (2016) The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248–251, 517–35. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.019>
- Simmonds, V. (2013) Geochemistry and petrogenesis of an adakitic quartz monzonitic porphyry rock and related cross-cutting dike suites, Kighal, northwest Iran. *International Geology Review*, 55, 1126–1144. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.767491>
- Sisson, T.W. (1994) Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chemical Geology*, 117, 331–344. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90135-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90135-X)
- Sun, S.S. and McDonough, W.S. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication*, 42 (1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., and Ghassemi, M.R. (2010) Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions. *Journal of Seismology*, 14, 823–836. <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9199-2>
- Torkian, A., Furman, T., Salehi, N., and Veloski, K. (2018) Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 194–204. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.014>
- Wang, Q., Derek, A.W., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Jian, P., Xiong, X.L., Bao, Z.W., Li, C.F., and Bai, Z.H. (2006a) Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu-Au mineralizations. *Lithos*, 89, 424–446. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.010>
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Dong, Y., Vasconcelos, P.M., Pearson, N., Wan, Y., Dong, H., Li, C., Yu, Y., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F., and Chu, Z. (2008) Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 158–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.034>
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., and Ma, J.L. (2006b) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47, 119–144. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi070>

Wang, Q., Zhao, Z.H., Xu, J.F., and Bai, Z.H. (2004) The geochemical comparison between the tongshankou and yinzu adakitic intrusive rocks in southeastern Hubei: (delaminated) lower crustal melting and the genesis of porphyry copper deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 20, 351–360.

Whitney, D.L. and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>