Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

14th Year, No. 53, Spring 2023, pp. 53-80

Petrological Journal

Research Article

Geochemistry and tectonic setting of Paleogene volcanic rocks of Rudbar in the south of Guilan, northern Iran: Implications for adakitic volcanism

Esmail Ebrahimi Nasirmahaleh [1], Mojgan Salavati [2]✉
Saeid Hakimi Asiabar [3], Saeed Taki [4]

[1] Ph.D. Student, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran, ebrahimiesmail66@gmail.com
[2] Assistant Professor, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran, salavati@liau.ac.ir; salavati1973@gmail.com
[3] Assistant Professor, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran, saeid.h.asiabar@gmail.com
[4] Assistant Professor, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran, taki_saeed2002@yahoo.com

ARTICLE INFO

Received: 20 November 2021
Accepted: 5 March 2022

Keywords
adakitic magmatism
slab window
subduction
Alborz
Guilan
Iran

20.1001.1.22285210.1402.14.1.3.8
10.22108/ijp.2022.131551.1258

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Volcanic rocks with adakitic nature, are outcropped, in the south of Rudbar city as a part of the Alborz magmatic zone and the northern part of the Alborz zone. Most of the rock units in this area are volcanic and pyroclastic belonging to the Tertiary age and specifically Middle Eocene.

For this study, we present new data to understand the origin and tectonic setting of the adakitic early Cenozoic magmatism in the southern part of the western Alborz orogenic belt.

Regional Geology

Based on the 1:100,000 Guilan geological map (Nazari and Salamati, 1998), the predominant geological units of the region include the Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic stratigraphic units. The volcanic activity resulting from the subduction of an oceanic crust beneath the active continental margin of Alborz began in Paleocene and its peak is attributed to the Lutsin period (Nazari and Salamati, 1998).

Materials and methods

Following microscopic studies, 11 samples were analyzed at Actlabs Lab in Canada by

✉ Corresponding Author

To cite this article: Ebrahimi Nasirmahaleh, E., Salavati, M., Hakimi Asiabar, S. and Taki, S. (2023) Geochemistry and tectonic setting of Paleogene volcanic rocks of Rudbar in south of Guilan, northern Iran: Implications for adakitic volcanism. Petrological Journal, 14(1), 53-80.

ICP-MS method. IGPET and GCDKIT software were applied to draw diagrams and interpret the data.

Petrography and Whole rocks chemistry

The studied lavas consist mainly of dacite to trachy-dacite, rhyodacite, and rarely rhyolite. Abundant plagioclase as phenocrysts and microlites and rare amphibole, biotite, and quartz with hyaloporphyritic, microlithic porphyry to felsitic porphyry and microfelsitic textures are the dominant petrographic features of these rocks. Geochemically, they are characterized by mean value of 61.87 wt%< SiO_2<66.54, 1.1 wt%<MgO<2.8 wt%,10 ppm<Y<14 ppm, 1.4 ppm<Yb<1.7 ppm, 450 ppm<Sr<1887 ppm as well as the average amounts of Sr/Y: 103.8, 10.5<$(La/Yb)_N$<14.09 and 5.1<Yb/Lu<6.5. Thus, the overall geochemical data point to HAS characteristics of the rocks under study.

On normalized spider diagram to chondrite, MORB, and primitive mantle, all rocks demonstrate subparallel trend, linear and homogeneous REE profiles with LILE and LREE enrichment together Ta, Nb, and Ti negative anomalies. As the tectonic diagrams display, all the studied samples are plotted in an arc volcanic granite field formed in a subduction environment in an active continental margin. Moreover, all the obtained geochemical data point to a high silica adakitic magma as the parent magma.

Discussion

The studied area lies in Alborz Mountain, which owing to the collision of two Eurasian and Arabian plates, where a Neo-Tethyan oceanic lithosphere (Southern Caspian Sea Ocean or SCO)" is subducted beneath the Central Iranian continental lithosphere (Salavati et al, 2013), is an active deformation zone.

The studied rocks formed in arc and subduction zones setting. Adakitic rocks in the arc setting can be produced by partial melting of a hot and young subducted oceanic slab and subduction of a very young oceanic crust (<5Ma) at depths of about 25 to 90 km is required to produce adakitic magma in the arc setting (Thorkelsona and Breitsprecher, 2005).

In the north of the investigated area and south part of the Caspian Sea, an Alpian oceanic belonging late Cretaceous age was reported and named "Southern Caspian Sea Ocean (Salavati et al., 2013), which was subducted toward the south. Adakitic activity and not-adakitic magmatism continued to migrate toward the trench supporting a slab window model.

The proposed tectonomagmatic model "Ridge-Trench", indicates that the studied lavas were generated in the Neothetyan supra-subduction zone.

Based on this model, in the south of Guilan Province, SCO oceanic crust (and likely its ridge) has subducted towards the south the first because of a pressure change that might be caused by the extension and thinning of the overlying crust. A slab window was formed therefore in the source region, and partial melting occurred by asthenospheric upwelling. It looks like the adakitic rocks imply a deep source with a low magma source melting degree.

Conclusion

The overall petrological and geochemical features of the studied lavas gave rise to the following conclusions:

A new group of extrusive rocks, with remarkable geochemical characteristics of adakitic rocks, is outcropped in the south of Guilan Province

These rocks are characterized by HFSE and HREE depletion relative to LILE and LREE and negative Nb, Ta, and Ti anomalies, suggesting the parent magmas were affected by subduction-related geochemical processes.

On tectonic diagrams, the studied adakitic rocks plotted on an Active Continental Margin

setting and they show HAS characteristics produced by 5% to 10% partial melting of an amphibolite garnet source from a hot and young Cenozoic slab subduction.

All the geological and geochemical data indicate that the early Cenozoic adakitic magmas in the south of Guilan Province were generated in an extensional tectonic setting (Slab window setting) when the active spreading center of the Neo-Tethys oceanic (Southern Caspian Sea Ocean) subducted toward the south and produced a slab window. According to the proposed model, the active spreading center of the Neo-Tethys oceanic crust (Southern Caspian Sea Ocean) subducted toward the south and produced a slab window in the subducted oceanic lithosphere.

Acknowledgments

We appreciate the Office of Graduate Studies of Islamic Azad University, Lahijan Branch.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
14th Year, No. 53, Spring 2023, pp. 53-80

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال چهاردهم، شماره پنجاه و سوم، بهار ۱۴۰۲، ص. ۵۳-۸۰

مقالهٔ پژوهشی

زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در جنوب گیلان، شمال ایران: شاهدی بر ولکانیسم آداکیتی

اسماعیل ابراهیمی نصیرمحله [۱]، مژگان صلواتی [۲]
سعید حکیمی آسیابر [۳]، سعید تاکی [۴]

[۱] دانشجوی دکتری تخصصی، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران، ebrahimiesmail66@gmail.com
[۲] استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران، salavati@liau.ac.ir; salavati1973@gmail.com
[۳] استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران، saeid.h.asiabar@gmail.com
[۴] استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران، taki_saeed2002@yahoo.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۰۸/۲۹
تاریخ پذیرش ۱۴۰۰/۱۲/۱۴

کلید واژه‌ها
ماگماتیسم آداکیتی
پنجرهٔ سنگ‌کره‌ای
فرورانش
البرز
گیلان
ایران

20.1001.1.22285210.1402.14.1.3.8
10.22108/ijp.2022.131551.1258

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آداکیتی، در جنوب شهرستان رودبار رخنمون دارند که بخشی از پهنهٔ ماگمایی البرز در شمال ایران به‌شمار می‌رود. بیشتر آنها ترکیب داسیت تا تراکی داسیتی، ریوداسیتی و به‌ندرت ریولیتی دارند و بافت هیالوپورفیری، پورفیرومیکرولیتی و جریانی تا پورفیری فلسیتی و میکروفلسیتی همراه با درشت‌بلورها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و گاهی بیوتیت و گاهی کوارتز نشان می‌دهند. برپایهٔ بررسی‌های زمین‌شیمیایی، ماگمای سازندهٔ سنگ‌های بررسی‌شده روی نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت، مورب و گوشتهٔ اولیه، همهٔ سنگ‌ها روندی موازی، خطی و همگن دارند و غنی‌شدگی مشخصی از عنصرهای LREE و LILE، به‌همراه آنومالی منفیِ Ta، Nb و Ti نشان می‌دهند. محیط زمین‌ساختی نمونه‌ها نشان‌دهندهٔ پیدایش آنها در محیطی فرورانشی در یک حاشیهٔ فعال قاره‌ای است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌ها (SiO_2>۵۷ wt%، MgO<۳ wt%، مقدار کم Y و Yb، به‌همراه نسبت‌های Sr/Y>۴۰ و La/Yb>۲۰) گویای پیدایش آنها از ماگمای آداکیتی پر سیلیس است. برپایهٔ همهٔ داده‌ها، نمونه‌های بررسی‌شده از ذوب ورقهٔ اقیانوسی (اقیانوس جنوب دریای خزر) نزدیک به لبهٔ ورقه و در جایگاه پنجرهٔ زمین‌ساختی پدید آمده‌اند.

مقدمه

ایران به‌صورت یک خردقاره بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیاست و در آن فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای به‌ویژه در سنوزوییک رخ داده است. بیشتر

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: ابراهیمی نصیرمحله، ا.، صلواتی، م.، حکیمی آسیابر، س.، تاکی، س. (۱۴۰۲) زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در جنوب گیلان، شمال ایران: شاهدی بر ولکانیسم آداکیتی. پترولوژی، ۱۴(۱)، ۵۳-۸۰.

فعالیت‌های آتشفشانی ایران در ارتباط با فرورانش پهنهٔ اقیانوسی نئوتتیس و شاخه‌های آن دانسته شده‌اند (Jung et al., 1976; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Axen et al., 2001; Shahabpour, 2007; Asiabanha et al., 2009). این فعالیت‌های آتشفشانی به‌صورت دو پهنهٔ آتشفشانی اصلی گزارش شده‌اند: پهنهٔ البرز در شمال ایران و پهنهٔ ارومیه-دختر پیرامون خردقارهٔ ایران مرکزی (Jung et al., 1976; Caillat et al., 1978, Berberian et al., 1982, Amidi et al., 1984; Ghasemi and Talbot, 2005; Shahabpour, 2007; Asiabanha et al., 2009). در در طول ائوسن و پس از ائوسن ماگماتیسم‌های متعددی پهنهٔ البرز روی داده‌اند که تا کنون نیز ادامه دارند (Asiabanha et al., 2012). در منطقهٔ بررسی‌شده و در جنوب گیلان بررسی‌های چندی دربارهٔ سنگ‌های آتشفشانی انجام شده است (Ghasemi et al., 2012; Haghnazar and Shafeie, 2013; Teymoori et al., 2018) که در همهٔ آنها علت پیدایش سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، همانند دیگر بخش‌های البرز، پیامد فرورانش رو به شمالِ اقیانوس نئوتتیسی شمال ایران مرکزی دانسته شده است و در هیچکدام از آنها به وجود سنگ‌های آداکیتی اشاره نشده است. کِی (Kay, 1978) نخستین‌بار واژهٔ «آداکیت» را برای توصیف گروهی از سنگ‌های اسیدی تا حد واسط در جزیره آداک آلاسکا به‌کار برد. کاستیلو (Castillo, 2006, 2012) آداکیت‌ها را سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیس با نسبت‌های Sr/Y و La/Yb بالا می‌داند و بر این باور است که ماگمای سازندهٔ آداکیت‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی جوان و داغ به زیر پوستهٔ قاره‌ای و یا پوستهٔ اقیانوسی در پهنه‌های فرورانش حاشیهٔ قاره و یا جزیره‌های کمانی پدید می‌آید. با وجود این، در مقایسه با سنگ‌های آذرین معمولی در حاشیهٔ فعال قاره‌ای، از مقدار کمتری از عنصرهای Y و Yb برخوردار هستند (Martin, 1999). بررسی‌های اخیر نشان می‌دهند سنگ‌های آداکیتی افزون‌بر جزیره‌های کمانی جوان در پهنهٔ کمان‌های قاره‌ای، کمان‌های آتشفشانی بالغ، منطقهٔ پس از برخورد و یا فرورانش پشتهٔ فعال اقیانوسی (مناطق پشته-گودال) پدید می‌آیند (Xu et al., 2002; Eyuboglu et al., 2018; Mbassa et al., 2021). در ایران نیز در بخش‌های مختلف برونزدهایی از سنگ‌های آداکیتی گزارش شده‌اند (Khodami et al., 2009; Moharami Gargari et al., 2015; Yousefi et al., 2016; Mohammadi et al., 2017; Nemati et al., 2018; Sherafat and Aliyari, 2020; Fazelvalipour, 2021).

در جنوبی‌ترین بخش استان گیلان در جنوب شهرستان رستم‌آباد و شمال رودبار، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی متعددی به سن ائوسن رخنمون دارند که بیشتر آنها سنگ‌های آتشفشانی بازیک، حد واسط تا اسیدی (نقشهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار) (داسیت، تراکیت، تراکی‌آندزیت تا بازالت) هستند. در این پژوهش تلاش می‌شود سنگ‌زایی[1] گروهی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آداکیتی در منطقهٔ بررسی‌شده برپایهٔ بررسی‌های زمین‌شیمیایی ارزیابی شود.

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، بررسی‌های صحرایی گسترده‌ای روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه انجام شد و شمار ۶۰ نمونهٔ سنگی برپایهٔ روابط صحرایی برداشت شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۱۳ نمونه برای اندازه‌گیری مقدار عنصرهای اصلی و کمیاب در این سنگ‌ها برگزیده شدند و پس از خرد و آسیاب‌کردن در کارگاه آماده‌سازی پودر سنگ به روش ICP-MS[2] در آزمایشگاه Actlabs کشور کانادا تجزیهٔ شیمیایی شدند. در ادامه با استفاده از نرم‌افزارهای IGPET و GCDKIT نمودارهای موردنیاز ترسیم و به تفسیر و تحلیل داده‌ها پرداخته شد (جدول ۱). نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

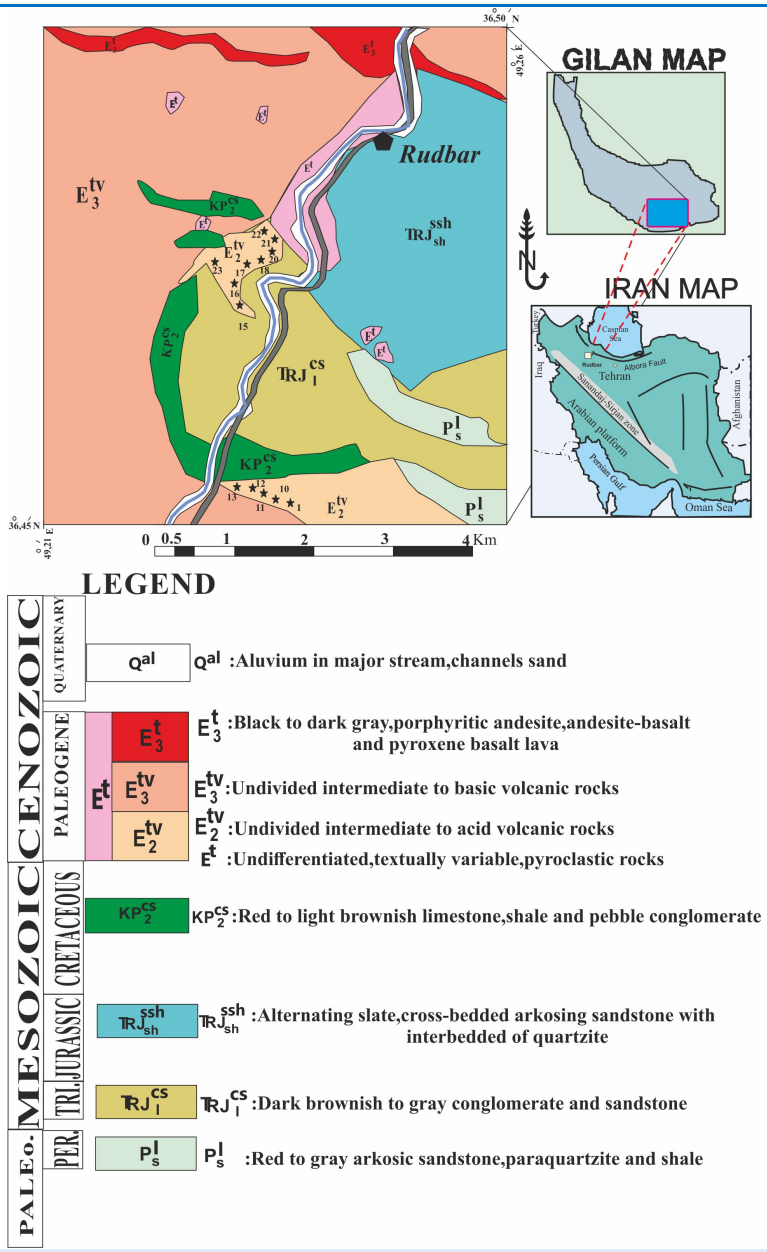
سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده با مختصات طول جغرافیایی "۴۹°۲۱'۰۹ تا "۴۹°۲۵'۵۸ خاوری و عرض جغرافیایی "۳۶°۴۵'۱۲ تا "۳۶°۴۹'۳۶ شمالی در جنوب استان گیلان، در ارتفاعات شمال شهرستان رودبار و در جنوب رستم‌آباد رخنمون دارند و بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ رشت – قزوین و ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار را دربر می‌گیرند.

[1] petrogenesis
[2] Inductively coupled plasma mass spectrometry

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار به روش ICP-MS (اکسیدها برپایهٔ درصدوزنی با خطای ۱٪؛ عنصرهای کمیاب برپایهٔ ppm؛ Fe_2O_3 : معرف آهن کل سنگ).

Table 1. The geochemical data of Paleogene volcanic rocks of Rudbar by the ICP-MS method (the oxides in weight percentage with 1% error; rare elements in ppm; Fe_2O_3: the reagent of the total iron).

Sample No.	MA 11	MA 1	MA 12	MA 10	MA 13	MA 15	MA 16	MA 18	MA 20	MA 17	MA 21	MA 22	MA 23
SiO_2	63.12	62.59	66.45	67.10	66.54	65.20	62.96	63.58	61.87	65.24	64.48	61.96	62.78
Al_2O_3	15.25	15.16	15.97	15.90	15.80	15.20	15.35	15.68	15.22	15.32	15.84	15.35	15.12
$Fe_2O_{3(t)}$	4.53	4.56	3.96	3.95	3.92	4.51	4.45	4.31	4.22	3.80	4.10	4.45	4.12
MnO	0.05	0.08	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
MgO	2.02	2.01	0.71	1.10	0.90	2.30	2.10	2.20	2.80	2.12	2.28	2.02	2.60
CaO	3.90	3.95	3.31	3.20	3.10	3.91	3.62	3.84	3.65	3.99	3.82	3.95	3.55
Na_2O	2.80	2.91	3.87	3.79	3.80	2.90	2.88	2.94	3.12	3.84	3.45	3.80	3.80
K_2O	2.94	2.84	4.10	4.00	3.90	3.10	3.67	3.51	3.84	4.02	3.59	3.57	3.15
TiO_2	0.49	0.49	0.44	0.49	0.46	0.41	0.42	0.43	0.46	0.44	0.45	0.44	0.46
P_2O_5	0.12	0.11	0.17	0.19	0.16	0.15	0.17	0.19	0.14	0.18	0.19	0.15	0.15
LOI	5.22	5.28	1.52	1.10	0.98	2.10	3.54	3.84	3.44	1.54	1.98	3.54	3.54
Total	100.44	99.97	100.5	100.9	99.61	99.84	99.21	100.58	98.81	100.5	100.2	99.28	99.32
Sc	7.00	8.00	6.00	7.00	6.00	8.00	7.00	6.00	8.00	7.00	9.00	7.00	7.00
Be	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
V	85.00	86.00	71.00	70.0	72.0	84.00	87.00	85.00	79.00	74.00	76.00	86.00	81.00
Ba	972	970	791	790	788	969	975	975	984	798	784	975	980
Sr	1881	1882	455	450	454	1880	1879	1884	1887	540	565	1881	1883
Y	14.00	14.00	13.00	12.00	14.00	14.00	14.00	13.00	11.00	10.00	12.00	13.00	13.00
Zr	15	151	173	171	170	152	152	155	157	17	173	150	155
Co	9.00	9.00	6.00	5.00	6.00	8.00	9.00	8.00	6.00	7.00	9.00	8.00	8.00
Cu	60.00	60.00	30.00	35.00	40.00	60.00	55.00	45.00	40.00	60.00	50.00	60.00	55.00
Zn	80.00	90.00	40.00	41.00	40.00	90.00	80.00	90.00	100.00	90.00	80.00	80.00	100.00
Ga	16.00	17.00	16.00	18.00	17.00	15.00	16.00	18.00	17.00	19.00	17.00	16.00	16.00
Ge	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
As	6.00	5.00	8.00	5.00	7.00	6.00	8.00	6.00	5.00	7.00	6.00	5.00	6.00
Rb	80.00	81.00	85.00	89.00	84.00	82.00	91.00	89.00	85.00	81.00	83.00	80.00	88.00
Nb	9.00	9.00	10.00	11.00	9.00	8.00	8.00	9.00	10.00	8.00	7.00	9.00	11.00
Ag	0.90	0.80	0.90	0.70	0.90	0.80	0.50	0.80	0.70	0.60	0.80	0.80	0.80
Sb	0.80	0.80	0.80	0.70	0.80	0.50	0.90	0.70	0.90	0.70	0.80	0.80	0.60
Cs	4.80	4.90	2.50	2.20	2.40	4.70	4.70	4.90	4.80	2.40	2.30	4.90	4.80
La	26.70	26.80	29.80	29.60	29.40	27.30	26.40	26.90	26.80	29.20	29.10	26.80	26.80
Ce	47.90	48.20	52.00	53.00	51.00	47.90	50.10	47.90	48.10	50.10	52.60	48.20	47.70
Pr	4.87	4.88	5.29	5.18	4.90	4.78	5.12	5.32	4.85	4.78	4.90	4.88	4.90
Nd	18.40	18.70	19.10	19.30	18.98	18.80	18.70	18.60	18.70	18.90	19.20	18.70	18.90
Sm	3.20	3.30	3.30	3.40	3.10	3.50	3.20	3.10	3.10	3.30	3.20	3.30	3.30
Eu	0.99	0.99	0.95	0.94	0.96	0.98	0.97	0.96	0.99	0.98	0.97	0.99	0.95
Gd	2.40	2.50	2.70	2.60	2.40	2.80	2.80	2.40	2.80	2.60	2.70	2.50	2.80
Tb	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
Dy	2.60	2.50	2.50	2.70	2.60	2.50	2.40	2.70	2.60	2.50	2.40	2.50	2.60
Ho	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Er	2.10	1.60	1.50	1.40	1.60	1.90	1.90	1.60	1.70	1.90	1.80	1.60	1.70
Tm	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.35	0.33	0.24	0.25	0.35	0.23	0.24
Yb	1.50	1.60	1.50	1.40	1.50	1.60	1.50	1.60	1.70	1.50	1.60	1.60	1.60
Lu	0.28	0.27	0.27	0.25	0.29	0.28	0.28	0.29	0.26	0.24	0.29	0.27	0.28
Hf	3.50	3.40	4.00	3.80	4.20	3.60	3.50	3.30	3.40	3.90	3.70	3.40	3.60
Ta	0.70	0.70	0.80	0.70	0.90	0.70	0.80	0.90	0.70	0.60	0.90	0.70	0.80
Tl	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.30	0.50	0.40	0.30	0.40	0.50
Pb	10.00	10.00	21.00	20.00	23.00	11.00	12.00	18.00	17.00	20.00	22.00	10.00	17.00
Th	8.10	7.90	8.90	8.50	8.60	8.20	8.20	8.10	8.40	8.30	8.10	7.90	8.20
U	2.60	2.70	2.80	2.70	2.60	2.80	2.70	2.60	2.40	2.90	2.80	2.70	2.40
K_2O/Na_2O	1.05	0.98	1.06	1.06	1.03	1.07	1.27	1.19	1.23	1.05	1.04	0.94	0.83



شکل ۱. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه بررسی‌شده برگرفته از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار (Nazari and Salamati, 1998) (نماد ستاره: موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده).

Figure 1. Geological map of the studied area based on the 1:100000 Roudbar map (Nazari and Salamati, 1998) (asterisk: Position of the studied samples).

منطقه بررسی‌شده بخشی از پهنهٔ ساختاری البرز-آذربایجان است (Nabavi, 1976) و برپایهٔ پهنه‌بندی قربانی (Ghorbani, 2013)، در بخش شمالی پهنهٔ البرز جای دارد. همچنین، برپایهٔ پهنه‌بندی اشتوکلین (Stöcklin, 1968)، این منطقه در پهنهٔ البرز و برپایهٔ پهنه‌بندی افتخارنژاد (Eftekhar Nejad, 1980) در پهنهٔ البرز باختری جای گرفته است. در نخستین بررسی‌ها، آنلز و همکاران (Annells et al., 1975) در این منطقه و در چهارگوش قزوین-رشت، سه فاز جداگانه از نهشته‌های آتشفشانی ائوسن با لیتولوژی‌های متعدد شناسایی کرده‌اند:

فاز (۱) شامل توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی و اسیدی و گل‌سنگ‌های توفی با سن احتمالی ائوسن که در بیشتر بخش‌ها معادل با توف‌های سبز کرج دانسته شده‌اند؛

فاز (۲) متشکل از گدازه‌های حد واسط تا بازیک که در محیط خشکی به‌صورت آتشفشان هوایی شکافی با ماهیت کمتر انفجاری فوران کرده‌اند. فاز دو ترازی دانسته می‌شود که در آن خروج گدازه‌های بازی و گدازه‌های آندزیتی خشکی جایگزین توف‌های دریایی فاز یک شده است؛

فاز (۳) از گدازه‌های آندزیتی و آندزی‌بازالتی، گنبدهای داسیتی-ریولیتی و نهشته‌های آذرآواری حاصل از فوران‌های هوایی تشکیل شده‌اند (Annells et al., 1975). همه این مجموعه‌ها توسط توده‌های آذرین درونی متعددی با جنس‌های مختلف از بازیک تا حد واسط و اسیدی (از گابرو تا گرانیت) پس از ائوسن پسین قطع شده‌اند (Ghasemi et al., 2012).

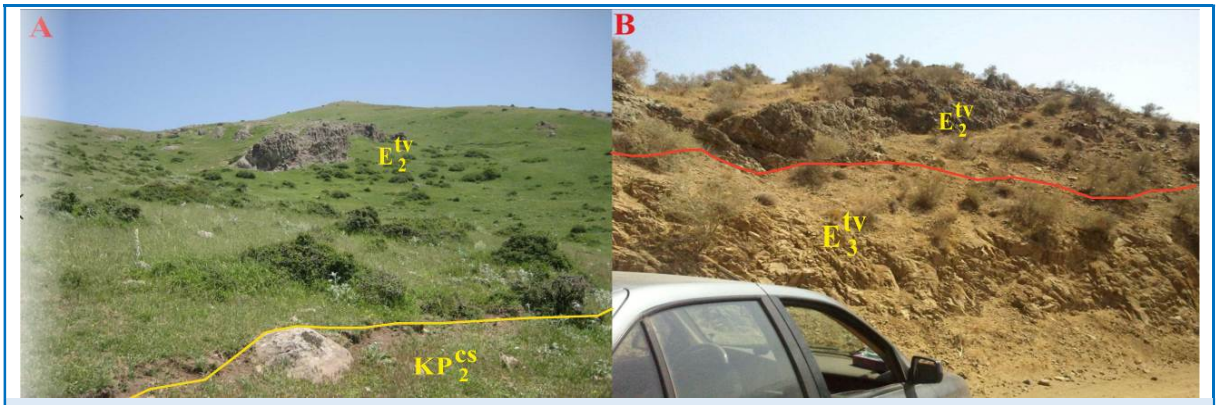
واحدهای زمین‌شناسی منطقه برپایهٔ واحدهای موجود در نقشهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار شامل واحدهای سنگ‌چینه‌ای پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک هستند؛ به‌گونه‌ای‌که قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه، واحدهای سنگی پالئوزوییک با لیتولوژی ماسه‌سنگ‌های قرمز تا خاکستری آرکوزی با قاعدهٔ کوارتزیتی و میان‌لایه‌های شیلی به سن پرمین هستند که به سوی بالا به آهک‌های خاکستری تیره و ستبرلایه چرت‌دار تغییر رخساره داده‌اند (Nazari and Salamati, 1998). واحدهای سنگ‌چینه‌ای مزوزوییک در منطقهٔ بررسی‌شده، شامل ردیف رسوبی دلتایی تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین، چینه‌های آواری ژوراسیک زیرین و میانی، ردیف کربناته ژوراسیک میانی و برونزدهایی از سنگ‌های کرتاسه را شامل می‌شوند.

در بلندی‌های جنوبی رودبار، در دو سمت سفیدرود، واحد آواری کنگلومرای پسرونده کرتاسه پسین- پالئوسن (KP^{CS}_2) رخنمون دارد. مرز بالایی کنگلومرای کرتاسه پسین-پالئوسن در همهٔ برونزدها گسله است و پس از این مرحله، در زمان پالئوسن و ائوسن، چند فعالیت آتشفشانی مشتمل بر توف‌زایی و ریزش گدازه به شکل متناوب دیده می‌شود. از دیدگاه ترکیب، فعالیت‌های آتشفشانی به سمت ائوسن پایانی، اسیدی‌تر شده‌اند و به گدازه‌های متوسط تا بازیک میوسن با ناهمسازی از نوع آذرین‌پی پیوسته‌اند (شکل ۲). در نقشهٔ زمین‌شناسی رودبار، چرخهٔ فعالیت از جنوب به شمال جوان شده و از سنگ‌هایی مانند آندزیت-داسیت-ریوداسیت-آندزیت توف و داسیت توف تشکیل شده است. از دیدگاه دیرینه‌شناسی و چینه‌شناسی، در محدودهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی رودبار، دو مرز پالئوسن و الیگوسن برای فعالیت‌های آتشفشانی در نظر گرفته‌شده است؛ اما با توجه به ویژگی‌های چینه‌شناختی و ساخت و بافت سنگ‌های آتشفشانی، سن این واحدهای آتشفشانی ائوسن دانسته شده است (Nazari and Salamati, 1998). ازاین‌رو فعالیت‌های آتشفشانی حاصل از فرورانش پوسته‌ای اقیانوسی به زیر لبهٔ قاره‌ای فعال البرز از پالئوسن آغاز شده است و اوج چنین فعالیت‌هایی در زمان لوتسین دانسته شده است (Nazari and Salamati, 1998).

برپایهٔ بررسی‌های صحرایی، توالی آتشفشانی ائوسن منطقه دربردارندهٔ سنگ‌های گدازهای و آذرآواری است. بیشترین بخش منطقهٔ بررسی‌شده را واحد گدازه‌های آتشفشانی بازیک تا حد واسط (E^{tv}_3) پوشانده است. سنگ‌های بررسی‌شده در این پژوهش به‌صورت واحدهای سنگی آتشفشانی حد واسط تا اسیدی واحد E^{tv}_2 در بخش میانی و جنوبی منطقه بررسی‌شده به‌صورت گدازه‌های داسیتی و تراکی‌داسیتی رخنمون دارند (شکل ۲). جوان‌ترین واحد آتشفشانی منطقهٔ بررسی‌شده در شمال منطقه شامل گدازه‌های بازالتی، آندزی‌بازالتی و آندزیت هستند. سنگ‌های آذرآواری واحد Et نیز بیشتر در دو سوی رودخانه سفید رود برونزد دارند.

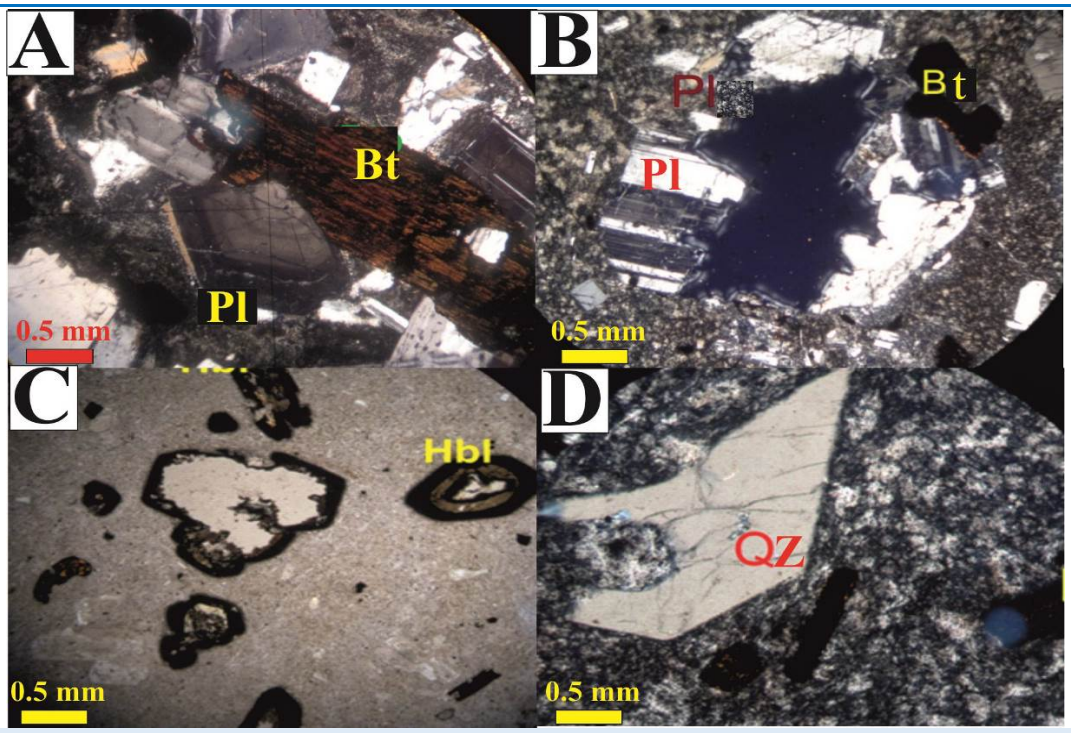
سنگ‌نگاری

واحدهای گدازهای بررسی‌شده به‌صورت تراکی‌داسیت، داسیت‌ها و گاهی ریولیتی قابل دسته‌بندی هستند. بافت هیالوپورفیری، پورفیرومیکرولیتی و جریانی تا پورفیری فلسیتی و میکروفلسیتی در آنها دیده می‌شوند. درشت‌بلورها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز از فراوان‌ترین کانی آنها هستند و منطقه‌بندی و بافت غبارآلود یا غربالی در آنها دیده می‌شوند (شکل ۳- A).



شکل ۲. رخنمون صحرایی از گدازه‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار. **A**) دید رو به شمال‌باختری؛ **B**) دید رو به شمال‌خاوری. مرز میان واحد بررسی‌شده (E^{tv}_2) با واحدهای همجوار روی عکس‌ها نشان داده شده است.

Figure 2. Field outcrop of the Paleogene volcanic lavas of Rudbar. **A**) view to the northwest; **B**) view to the northeast. The boundary between the studied unit (E^{tv}_2) and the adjacent units is indicated in the images.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار. **A**) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و بیوتیت در زمینهٔ میکرولیتی (در XPL [3])؛ **B**) بافت پورفیروفلسیتی همراه با درشت بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز (در XPL)؛ **C**) درشت بلورهای هورنبلند با حاشیهٔ اپاسیته‌شده (در PPL [4])؛ **D**) درشت بلور کوارتز با خلیج خوردگی با بافت پورفیروفلسیتی (در XPL).

Figure 3. Photomicrographs of the Paleogene volcanic rocks of Rudbar. **A**) Plagioclase phenocrysts with zoning and biotite in the microlithic matrix (in XPL); **B**) Porphyry felsic texture with biotite and plagioclase phenocrysts (in XPL); **C**) Hornblende phenocrysts with opacity margin (in PPL); **D**) Quartz phenocryst with corrosion gulf and porphyrofelsitic texture (in XPL).

[3] Cross Polarized Light
[4] Plane Polarized Light

گاهی بلورهای آمفیبول با چندرنگی سبز یا قهوه‌ای دیده می‌شوند و در برخی نمونه‌ها حاشیهٔ اپاسیته دارند (شکل ۳- C). بیوتیت در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود و مانند آمفیبول گاه اپاسیته‌شده هستند (شکل‌های ۳- A و ۳- B). کوارتز به‌صورت درشت‌بلورهای بی‌شکل با خلیج‌خوردگی (نزدیک به ۵ درصدحجمی) و در زمینهٔ ریزدانهٔ فلسیتی وجود دارد (شکل ۳- D). ریوداسیت‌ها همراه با داسیت‌ها با کانی‌شناسی مشابه حضور دارند.

شیمی سنگ کل

برپایهٔ داده‌های تجزیهٔ زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده (جدول ۱)، میزان SiO_2 این سنگ‌ها برابربا ۶۱/۸۷ تا ۶۷/۱ درصدوزنی، TiO_2 با مقادیر کم برابربا ۰/۴۱ تا ۰/۴۹، Al_2O_3 با مقادیر برابربا ۱۵/۱۲ تا ۱۵/۹۷ مقدار CaO کم (۳/۱-۳/۹۹ درصدوزنی)، میزان MgO کم (۲/۸-۰/۷ درصدوزنی)، Ba با مقادیر برابربا ۷۸۴ppm تا ۹۸۰، Sr برابربا ۴۵۰ ppm تا ۱۸۸۳، Zr با مقادیر برابربا ۱۵۰ppm تا ۱۷۳، Nb با تغییرات ۷ ppm تا ۱۱، ۲۹/۶ <La<۲۶/۷ppm، ۱۱ <Y< ۱۴ ppm، محتوای بالای آلکالی‌ها (Na_2O: ۲/۸ تا ۳/۸۷ درصدوزنی؛ K_2O: ۲/۸۴ تا ۴/۱ درصدوزنی) و میزان Fe_2O_{3tot} در بازهٔ ۳/۸ تا ۴/۵۶ درصدوزنی هستند. مقادیر بالای نسبت K_2O/Na_2O در نمونه‌های بررسی‌شده (برابربا ۰/۸۳ تا ۱/۲۷) از ویژگی‌های برخی از آداکیت‌های جداشده از تختهٔ فرورونده است (Karsli et al., 2010; Dokuz et al., 2013; He et al., 2020).

روی نمودارهای متعارف شناسایی سنگ‌های گوناگون که تغییرات SiO_2 دربرابر مجموع آلکالی‌ها (K_2O+Na_2O) را بررسی کنند، سنگ‌های بررسی‌شده در محدودهٔ تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت جای گرفته‌اند (شکل ۴- A). همچنین، روی نمودار SiO_2 دربرابر Zr/TiO_2 (شکل ۴- B)، تقریباً همهٔ نمونه‌ها در محدودهٔ ریوداسیت، داسیت تا تراکی‌آندزیت جای گرفته‌اند.

برای دوری از تأثیر دگرسانی گرمابی روی ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، ترجیحاً از فراوانی عنصرهای کمیاب و کم‌تحرکِ Zr، Ti، Nb و Y برای رده‌بندی و شناسایی دقیق‌تر این سنگ‌ها بهره گرفته شد.

در نمودار Y/Nb دربرابر Zr/TiO_2 که سنگ‌ها را برپایهٔ سرشت آنها (آلکالینیته) و مراحل مختلف تحول‌شان (بازیک- حد واسط- جدایش‌یافته) رده‌بندی می‌کند، سنگ‌های بررسی‌شده در محدودهٔ ریوداسیت تا داسیت جای می‌گیرند (شکل ۴- C).

روی نمودار دو تایی Ta/Yb دربرابر Th/Yb، سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در محدودهٔ سنگ‌های حاشیهٔ فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۵).

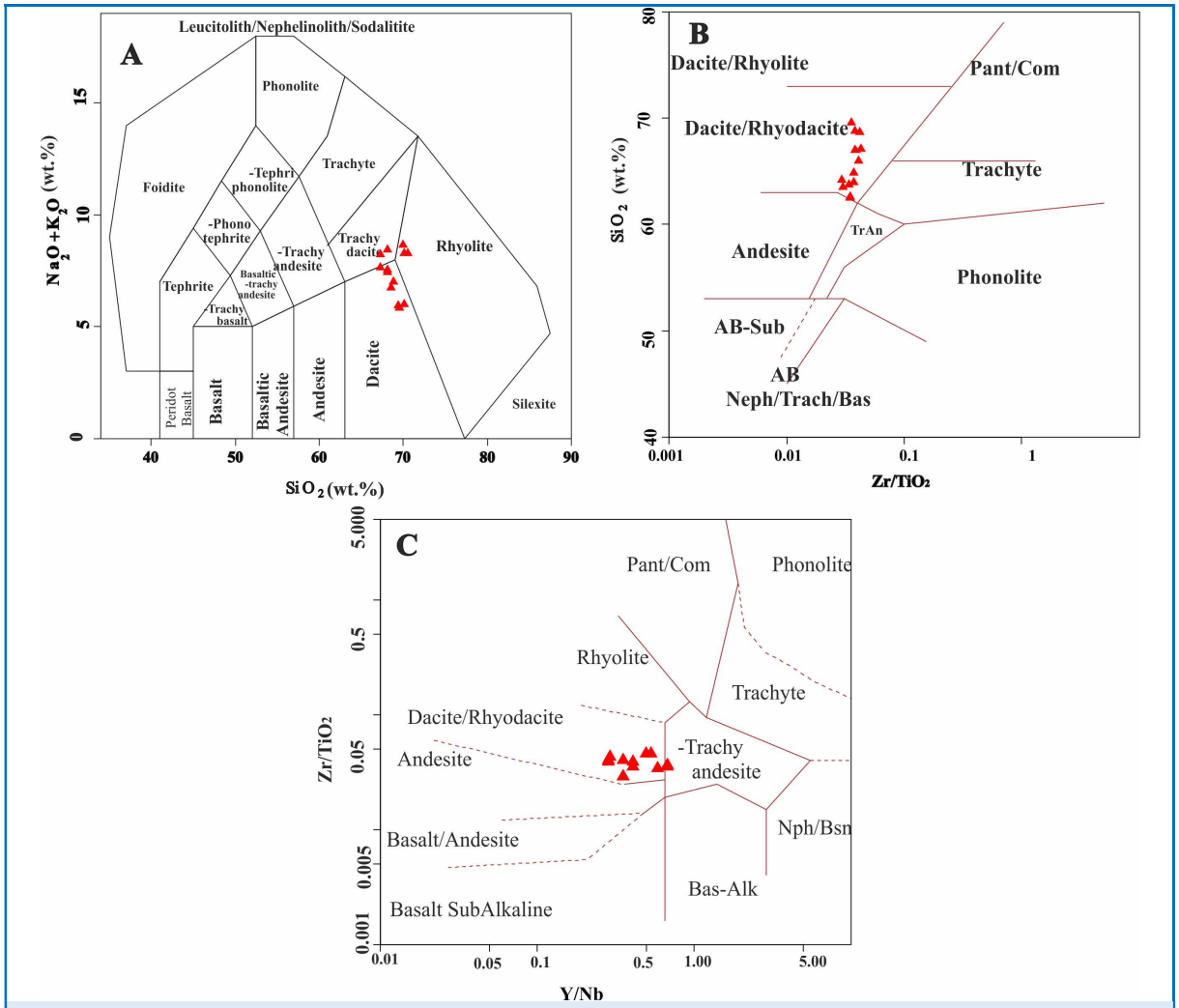
در نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب پشتهٔ میان‌اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989)، الگوی عنصرهای کمیابِ نمونه‌ها روند مشابهی نشان می‌دهد؛ به‌گونه‌ای‌که از LILE (Th، Ba، Rb، K، Sr، Pb) غنی و از HFSE (Ti، Nb) تهی شده‌اند (شکل ۶- A). همانند ماگماهای مرتبط با فرورانش (Gill, 1981; Wilson, 1989)، در این نمودارها آنومالی منفی مشخصی برای Nb و Ti و آنومالی شدیداً مثبتی برای Pb دیده می‌شود که نشانهٔ دخالت سیال‌های جداشده از تخته (قطعهٔ فرورونده) یا رسوب‌های همراه آنست (Yan et al., 2008).

تهی‌شدگی از نیوبیم و تانتالیم نسبت به لیتوفیل‌های بزرگ یون در محیط‌های فرورانش پیامد افزوده‌شدن سیال‌هایی با این ترکیب یا بجای‌ماندن نیوبیم و تانتالیم در فازهای بجامانده در خاستگاه دانسته می‌شود (Temizle and Arslan, 2008). دیدگاه‌های گوناگونی دربارهٔ آنومالی منفی Nb و Ta وجود دارد. به باور گیل (Gill, 1981) و ویلسون (Wilson, 1989)، این آنومالی از ویژگی‌های بازالت‌های ماگماهای کمان پهنه‌های فرورانش است.

در الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)، روند فراوانی عنصرها در همهٔ سنگ‌های بررسی‌شده در مقایسه با ترکیب کندریت تقریباً موازی است (شکل ۶- B) و

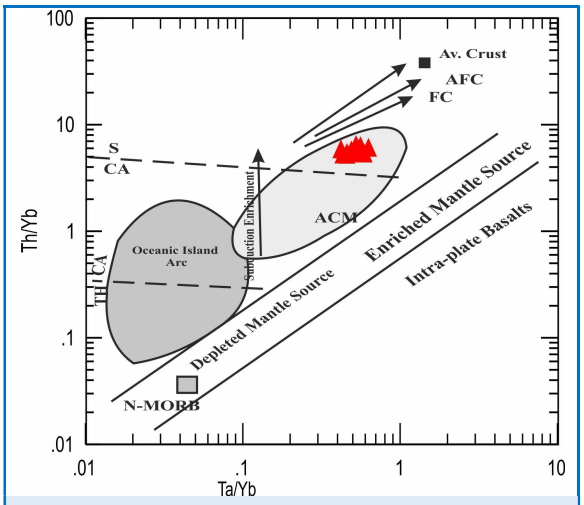
نسبت تفریق LREE/HREE[6][5] نسبتاً بـزرگ و تفریـق و غنی‌شدگی LREE ($(Ce/Yb)_N$=۷/۱ -۹/۶) است (شکل ۶- B). بالابودن فراوانی عنصرهای خـاکی کمیـاب سـبک نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین از ویژگـی‌هـای بارز سنگ‌های پهنه‌های فرورانش اسـت. در ایـن منـاطق غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE به‌خوبی دیده می‌شـود (Winter, 2001). غنی‌شـدگیِ عنصـرها در پهنه‌های فرورانشی معمولاً یا پیامـد خاسـتگاه گوشـته‌ای دانسته می‌شوند که پیشتر توسط فعالیت متاسوماتیسـمی سـیال‌های آزادشـده از رسـوب‌ها یـا تختـهٔ فرورانـده از عنصرهای LILE[7] و HFSE[8] غنی‌شده (Pearce, 1983; Ilbeyli et al., 2004) اسـت و یـا می‌توانـد ویژگـی ماگماهای برخاسـته از گوشـتهٔ سـنگ‌کـره‌ای زیرقـاره‌ایی باشد که هنگام فرورانش اولیه پدید آمده است.

[5] Heavy Rare Earth Elements
[6] Light Rare Earth Elements
[7] Large-Ion Lithophile Elements
[8] High Field Strength Elements



شکل ۴. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در **A**) نمودار SiO_2 دربرابر مجموع آلکالن (Middlemost, 1985)؛ **B**) نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ **C**) نمودار Y/Nb در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 4. Composition of the Paleogene volcanic rocks of Rudbar on **A**) SiO_2 versus total alkali diagram (Middlemost, 1985); **B**) SiO_2 versus Zr/TiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977); **C**) Y/Nb versus Zr/TiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977).

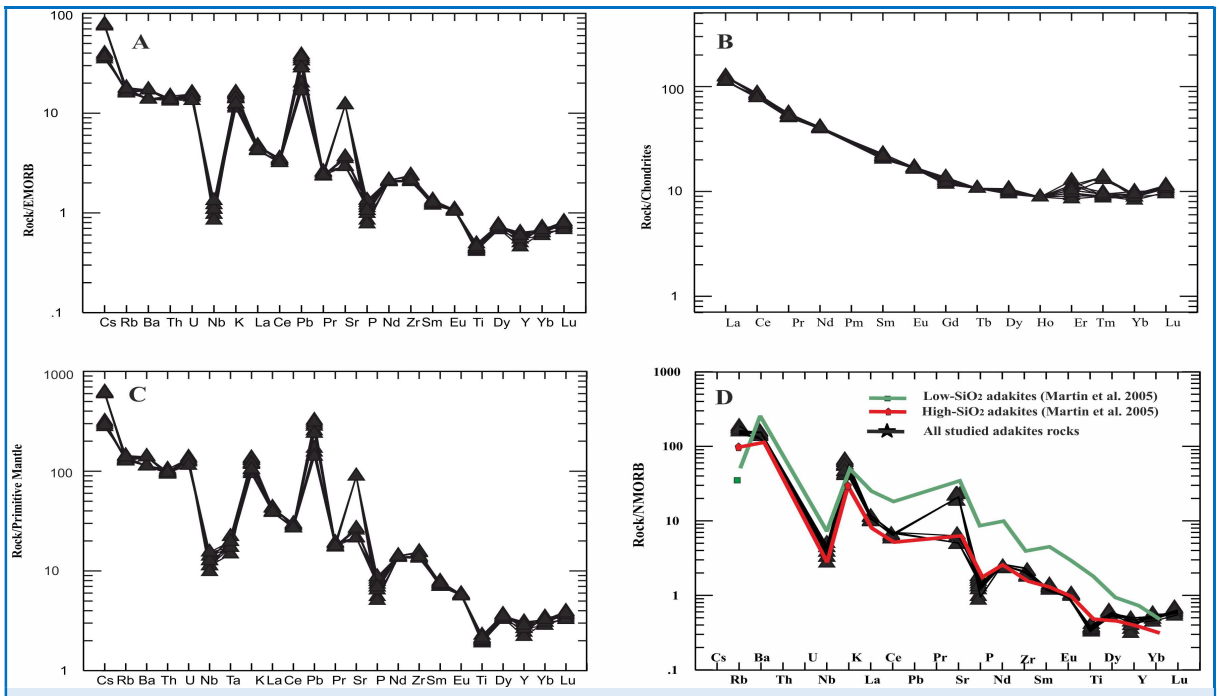


شکل ۵. سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در نمودار تغییرات Ta/Yb دربرابر Th/Yb (پس از پیرس (Pearce, 1983)).

Figure 5. Paleogene volcanic rocks of Rudbar on the Ta/Yb versus Th/Yb diagram (after Pearce (1983)).

در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌های بررسی‌شده از عنصرهای Pb، Cs، Rb، Ba و Th غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. این ویژگی چه‌بسا نشانهٔ متاسوماتیسم خاستگاه توسط سیال‌های محیط فرورانش باشد (Seghedi et al., 2004)؛ اما مقدار غنی‌شدگی LILE چشمگیر نیست. آنومالی منفی Nb در این نمودارها نیز به‌چشم می‌خورد (شکل ۶- C). مقایسهٔ نمونه‌های بررسی‌شده با نمونه‌های آداکیت‌های کم‌سیلیس و آداکیت‌های پرسیلیس روی نمودار بهنجارشده به ترکیب N-MORB[9] نشان‌دهندهٔ تشابه نمونه‌های بررسی‌شده با آداکیت‌های پرسیلیس است (شکل ۶- D).

[9] Normal Mid-Oceanic Ridge Basalts

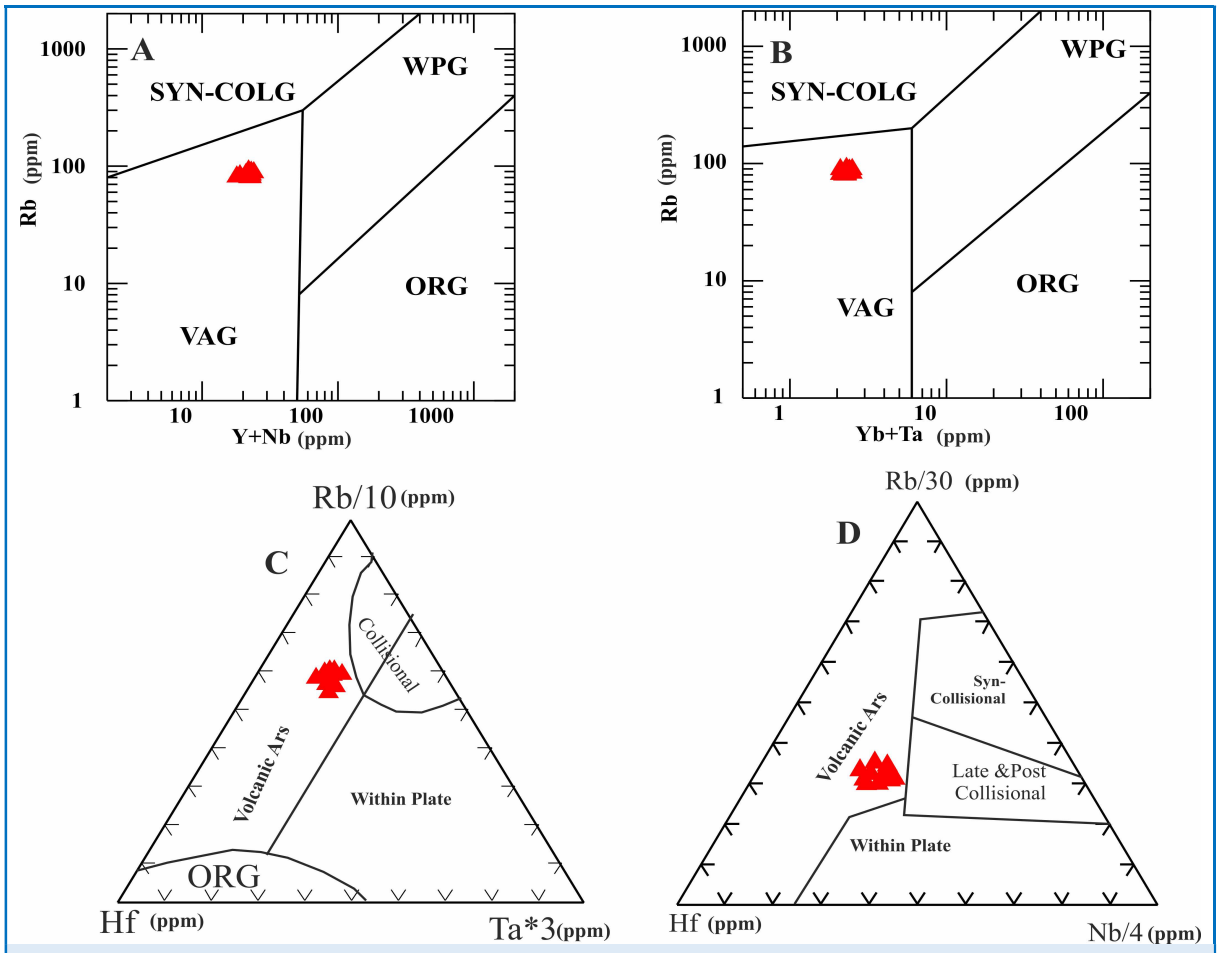


شکل ۶. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به **A**) ترکیب بازالت پشته میان اقیانوسی غنی‌شده (EMORB[10])؛ **B**) ترکیب کندریت؛ **C**) ترکیب گوشتهٔ اولیه (مقدارهای بهنجارسازی از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) هستند).

Figure 6. Composition of Paleogene volcanic rocks of Rudbar on the spiderdiagram normalized to **A**) Enriched MORB (E-MORB); **B**) Chondrite; **C**) Primitive mantle. Normalization values are from Sun and McDonough (1989).

[10] Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalts

ذوب در شرایط نبود یا ناپایداری پلاژیوکلاز، افزایش Sr در ماگما را به‌دنبال دارد و نیز در نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت ناهنجاری منفی Eu دیده نمی‌شود (Defant and Drummond, 1990; Defant and Kepezhinskas, 2001; Rosu et al., 2004). افزون‌بر این، ناهنجاری منفی Nb، Ti و Ta در نمونه‌های بررسی‌شده چه‌بسا پیامد حضور کانی‌های هورنبلند، اکسیدهای آهن و تیتانیم (روتیل و ایلمنیت) در خاستگاه ذوب ماگماست (Defant and Drummond, 1990; Defant and Kepezhinskas, 2001; Rosu et al., 2004). در نمودارهای زمین‌ساختی، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ سنگ‌های اسیدی کمان آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۷).



شکل ۷. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در: **A** و **B**) نمودارهای لگاریتمی برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوییدها (Pearce et al., 1984) (SCG: گرانیت‌های هنگام کوهزایی؛ WPG: گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای؛ VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی؛ ORG: گرانیت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی)؛ **C** و **D**) نمودارهای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوییدها (Harris et al., 1986)

Figure 7. Composition of the Paleogene volcanic rocks of Rudbar on **A** and **B**) Logarithmic tectonic setting discrimination diagrams of granitoids (Pearce et al., 1984) (SCG: Syn-COLG granites; WPG: Within plate Granites; VAG: volcanic arc granites; ORG: Mide oceanic ridge Granites); **C** and **D**) Tectonic setting discrimination diagrams for granitoids (Harris et al., 1986).

در نمونه‌های بررسی‌شده، نسبت به سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن عادی، مقادیر Sr، Sr/Y و La/Yb بالاتر و مقادیر MgO، Y و Yb کمتر است. همچنین، غنی‌شدگی از عنصرهای LREE و LILE و تهی‌شدگی از

عنصرهای HREE، Nb و Ti، نبود آنومالی منفی یوروپیم مشابهت این نمونه‌ها با سنگ‌های آداکیتی تا شبه آداکیتی را نشان می‌دهند. به باور کاستیلو (Castillo, 2006, 2012)، آداکیت‌ها شامل سنگ‌های اسیدی تا حد واسط کالک‌آلکالن با گسترهٔ ترکیبی از آندزیت، داسیت تا ریوداسیت هستند که از ذوب‌بخشی قطعهٔ فرورونده داغ و جوان (کمتر از ۲۰ میلیون سال سن) در عمق معادل با فشار رخسارهٔ اکلوژیت -آمفیبولیت پدید می‌آیند (Castillo, 2006).

برپایهٔ بررسی‌های کاستیلو (Castillo, 2006)، مقدار SiO_2>۵۶wt%، Al_2O_3>۱۵wt%، MgO<۳wt%، Sr >۴۰۰ppm، غنی‌شدگی از LILE و LREE، تهی‌شدگی از Y و HREE و نسبت‌های Sr/Y >۴۰ و La/Yb <۲۰ از ویژگی آداکیت‌ها به‌شمار می‌روند (جدول ۲).

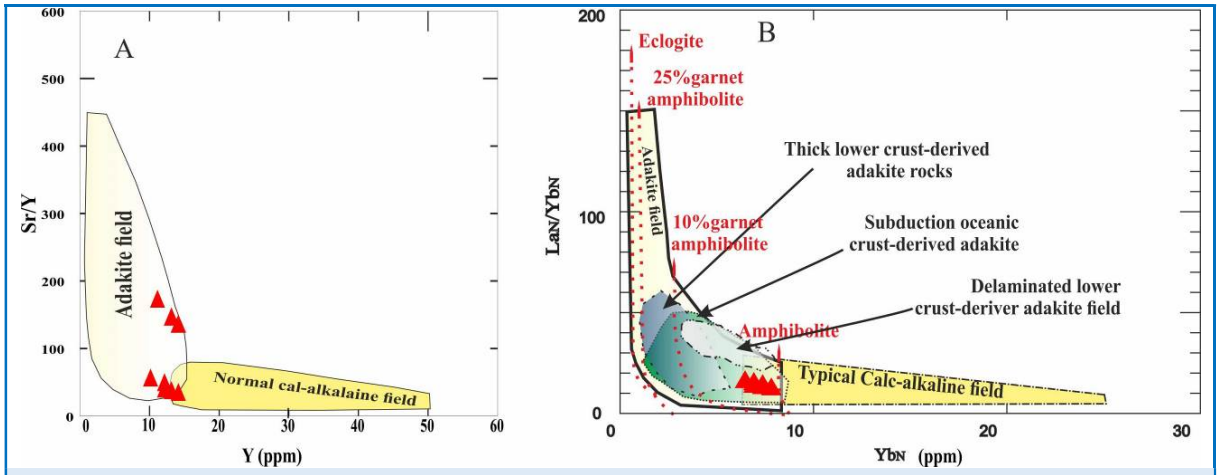
جدول ۲. ویژگی‌های عمومی سنگ‌های آداکیتی (Castillo, 2006).

Table 2. General characteristics of adakitic rocks (Castillo, 2006).

Average in the studied samples	Possible correlation with the melting of the subducted slab	Properties
64.14 wt%	High-pressure melting of eclogite or garnet-amphibolite.	High SiO_2>56%wt
15.47 wt%	For SiO_2 about 70% high-pressure melting of eclogite or amphibolite.	High Al_2O_3 ≥15wt%
1.93 wt%	If the melt is primary and the Ni and Cr values are low, it indicates that they did not originate from the peridotite mantle.	Low MgO <3% wt%
1347 ppm	Melting of plagioclase or its absence in the melting residue.	High Sr >300 ppm
They do not have Eu anomalies	Melting residues with small amounts of plagioclase or basalt depleted from Eu.	There was no Eu anomaly
12.8 ppm	Garnet (or to a lesser extent hornblende or clinopyroxene) in the molten residue or as a liquid phase (liquidus).	Low 15 ppm Y<
103.79 ppm	More than the values created by fractional crystallization.	High Sr/Y>20 ppm
1.55 ppm	Low HREE indicates the presence of garnet in the molten residue or the liquidus phase.	Low Yb<19 ppm
Low	Like many arcs, it indicates the presence of a Ti phase or amphibole phase at the source.	Low HFSEs (Nb, Ta)
-	With high $^{143}Nd/^{144}Nd$ and Low $^{206}Pb/^{204}Pb$, K/La, Rb/La, and Ba/La which, if not contaminated, are similar to the mid-ocean ridge basalt.	Low $^{87}Sr/^{86}Sr$< 0.704

روی نمودارهای تفکیک‌کنندهٔ سنگ‌های آداکیتی و کالک‌آلکالن، نمودارهای Y دربرابر نسبت Sr/Y، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ آداکیت جای می‌گیرند (شکل ۸- A). مقدار نسبت Sr/Y از ۱۳۴ کمتر است؛ اما از ۳۲ بیشتر است. این ویژگی همانند آداکیت‌هاست. جایگیری برخی نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ مشترکِ کمان های نرمال و آداکیت‌ها چه‌بسا پیامد محیط پیدایش آنها در حاشیهٔ فعال قاره‌ای باشد.

در نمودار Yb_N دربرابر نسبت La_N/Yb_N (بهنجارشده به ترکیب کندریت) که مارتین (Martin, 1999) برای تفکیک سنگ‌های کالک‌آلکالن کمان‌های ماگمایی از سنگ‌های آداکیتی با توجه به تهی‌شدگی آداکیت‌ها از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سبک پیشنهاد کرده است، نمونه‌های سنگی بررسی‌شده در محدودهٔ مشترکِ آداکیت و کالک‌آلکالن و در محدودهٔ آداکیت‌های جداشده از پوستهٔ اقیانوسی فرورانده شده جای می‌گیرند (شکل ۸- B).



شکل ۸. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در: **A**) نمودار Y دربرابر نسبت Sr/Y (Defant and Drummond, 1990)؛ **B**) نمودار Yb_N دربرابر La_N/Yb_N بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) برای تفکیک سنگ‌های کالک‌آلکالن عادی از آداکیت‌ها (Martin, 1999)، به‌همراه منحنی‌های ذوب آمفیبولیت و اکلوژیت (Wang et al., 2002).

Figure 8. Composition of the Paleogene volcanic rocks of Rudbar on **A**) Y versus Sr/Y diagram (Defant and Drummond, 1990); **B**) Chondrite-normalized Yb_N versus La_N/Yb_N diagram (Nakamura, 1974) for discrimination of normal calc-alkaline rocks from adakites (Martin, 1999) and the melting curves of amphibolite and eclogite (Wang et al., 2002).

به طور کلی آداکیت‌ها به ۴ گروه دسته‌بندی می‌شوند (Moyen, 2009):

- آداکیت‌های پرسیلیس (HSA [11])؛
- آداکیت‌های کم سیلیس (LSA [12])؛
- آداکیت‌های قاره‌ای؛
- آداکیت‌های آرکئن.

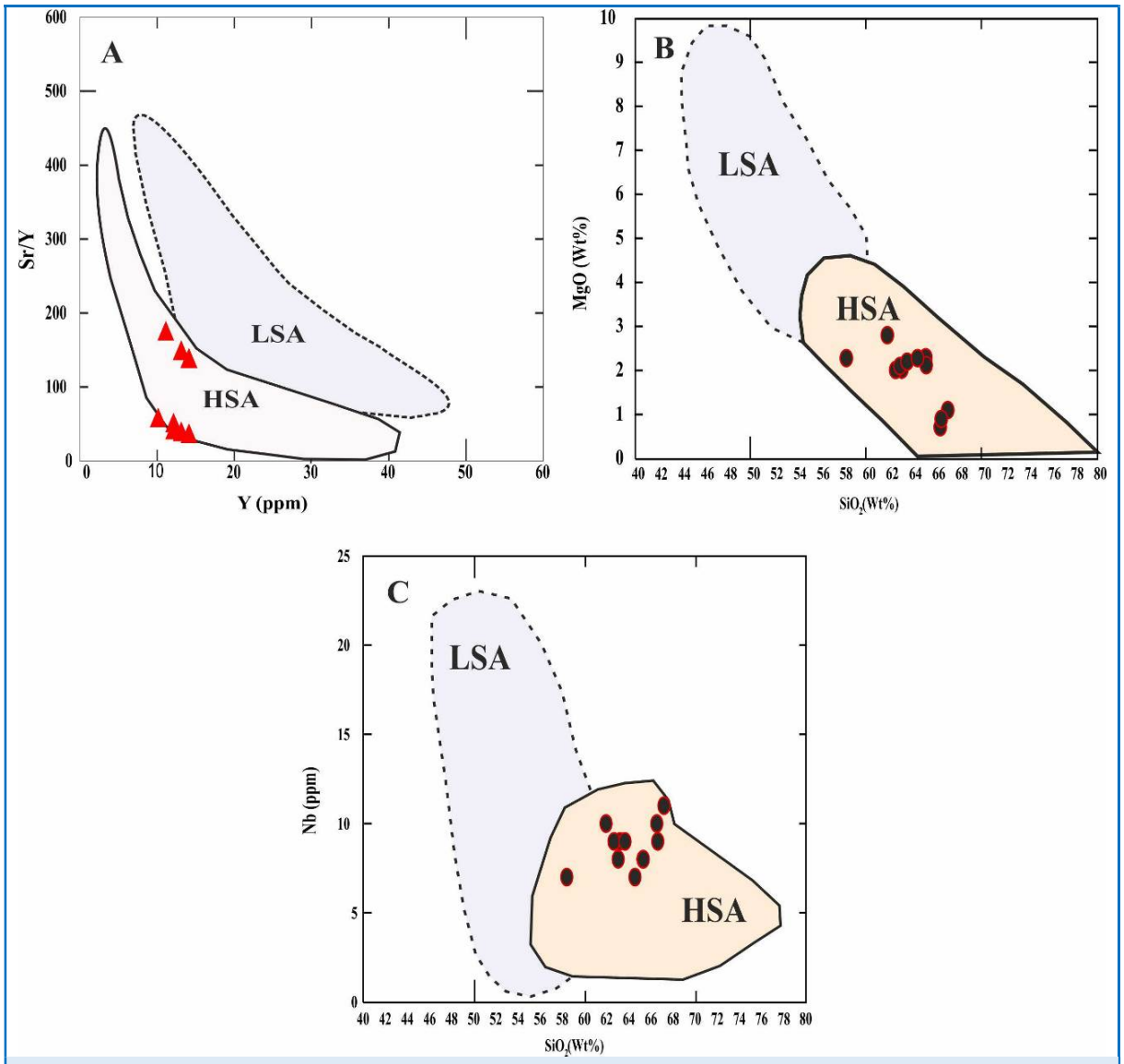
آداکیت‌های پرسیلیس (HSA)، در پی ذوب‌بخشی مستقیم پوستهٔ بازالتی فرورونده پدید می‌آیند و آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) پیامد ذوب‌بخشی گوشتهٔ گارنت‌دار و متاسوماتیسم‌شده (در اثر مذاب‌های آزادشده از سنگ‌کرهٔ فرورونده) هستند.

آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) با SiO_2>56 wt%، میزان کم Y (Y<۱۸ ppm) و Yb (Yb<۱۸ppm)، میزان بالای Sr (Sr>۴۰۰ ppm) و Sr/Y>۴۰ و نسبت Yb/Lu نزدیک به ۵ شناخته می‌شوند (Deummond and Defant, 1990; Oyarzun et al., 2001; Reich et al., 2003; Moyen, 2009). آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) با میزان SiO_2 برابربا ۵۰ تا ۶۰ درصدوزنی، نسبت Sr/Y برابربا ۱۰۰ تا ۳۰۰، La/Yb برابربا ۴۰ تا ۸۰ و نسبت Yb/Lu نزدیک به ۱۰ شناخته می‌شوند (Moyen, 2009). آداکیت‌های قاره‌ای با بازهٔ گسترده‌تری از سیلیس (از کمتر از ۶۰ تا بیشتر از ۷۵ درصدوزنی) و میزان کم Y و Yb و نسبت Sr/Y (۱۵-۱۵۰) و La/Yb و میزان K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ شناخته می‌شوند (Xiao et al., 2007). آداکیت‌های آرکئن بر اثر فرورانش و ذوب قطعه فرورانده در کمربند گرینستون دیده می‌شوند، معمولاً فلسیک هستند، میزان Na_2O بالا و K_2O کمی دارند و نسبت Sr/Y بالایی نشان می‌دهند (Moyen, 2009).

نمونه های بررسی‌شده با مقدار SiO_2>61wt%، میزان کم Y (Y<14 ppm) و Yb (Yb<1.6 ppm)، میزان بالای Sr (۴۵۰ تا ۱۸۸۳) و Sr/Y (۴۷-۱۷۱) و نسبت Yb/Lu (۵/۱ تا ۶/۲) همانند آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) هستند. همچنین، برپایهٔ نمودارهای تفکیکی، نمونه‌های بررسی‌شده در قلمروی آداکیت‌های پر سیلیس (HAS) جای می‌گیرند. برپایهٔ نمودارهای شکل ۹، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ آداکیت‌های پر سیلیس

[11] High silica adakite
[12] Low silica adakite

(HSA) هستند که نشان می‌دهد ماگمای مادر سنگ‌های بررسی‌شده چه‌بسا از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده با ترکیب مورب در رخسارهٔ اکلوژیت یا آمفیبولیت بالایی در فشار معادل با محدودهٔ پایداری گارنت پدید آمده است که در هنگام صعود، با پریدوتیت گوهٔ گوشته‌ای نیز واکنش داده است (Martin et al., 2005).



شکل ۹. نمودار متمایزکنندهٔ آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) (Martin et al., 2005).

Figure 9. Discrimination diagrams of high-silica adakites (HSA) and low-silica adakites (LSA) (Martin et al., 2005).

از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) دارای SiO_2>۵۶wt%، MgO<۳wt%، میزان کم Y و Yb (Yb<۱/۹ و Y<۱۸) و میزان نسبتاً بالای Sr (Sr>۳۰۰)، Sr/Y>۴۰ و $(La/Yb)_N$>۱۰ هستند (Defant et al., 2002). این آداکیت‌ها در گسترهٔ پایداری گارنت پدید می‌آیند. همچنین، در نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت، الگوی HREE در آداکیت‌های پرسیلیس شکل مقعری دارد و نسبت Yb/Lu در آنها به ۵ نزدیک است (Moyen, 2009).

برای تولید ماگمای آداکیتی الگوهای متفاوتی ارائه شده

است:

۱-فراینـد جـدایش بلـورین و هضـم در مـذابی بـازالتی (Macpherson et al., 2006)؛

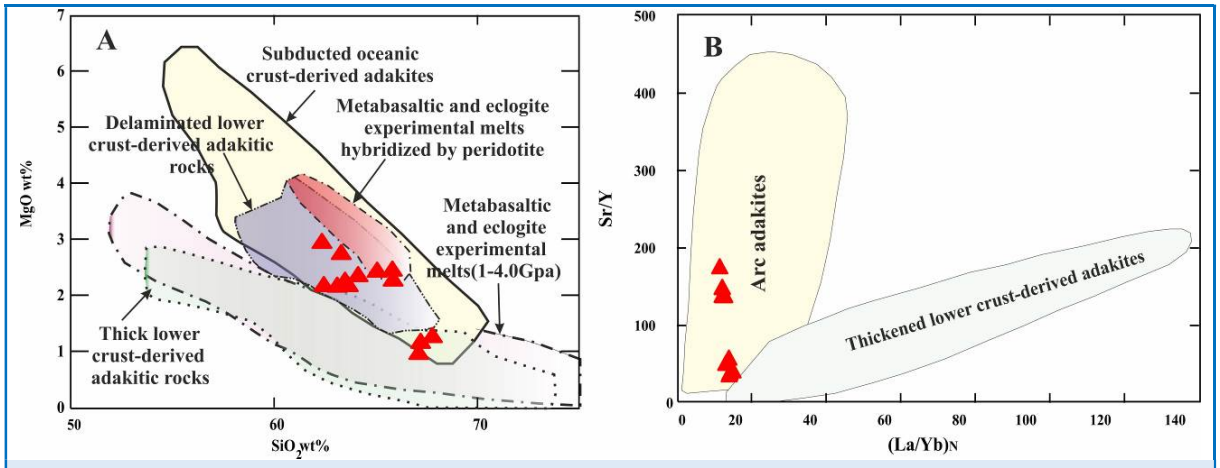
۲-ذوب‌بخشی پوستهٔ زیرین مافیک ضخیم‌شده (Atherton and Petford, 1993)؛

۳- ذوب‌بخشی پوستهٔ قاره‌ای زیـرین در پـی لایـه‌زدایی یـا لایه‌لایه‌شدن[13] (Zhai et al., 2007)؛

۴- ذوب‌بخشی پوستهٔ زیرین در پی نفـوذ بازالـت‌هـای داغ (Rapp et al., 2002)، ذوب‌بخشـی ورقـهٔ اقیانوسـی فرورونده داغ و جوان (Castillo, 2012).

برپایهٔ نمودارهای شکل ۱۰، نمونه‌های بررسـی‌شـده در محدودهٔ آداکیت‌های مرتبط با فـرورانش جـای مـی‌گیرنـد. جایگیری سنگ‌های بررسی‌شده در نمودار دوتـایی Th/Yb دربرابر Ta/Yb، پیدایش این سـنگ‌هـا در منطقـهٔ حاشـیهٔ فعال قاره‌ای را تأیید می‌کند (شکل ۵).

[13] Delamination



شکل ۱۰. ترکیب نمونه‌های آداکیتی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبـار در: **A**) نمـودار دوتـایی SiO_2 دربرابـر MgO؛ **B**) نمـودار Sr/Y دربرابر $(La/Y)_N$ (محدودهٔ آداکیت‌های قاره‌ای و آداکیت‌های مناطق فرورانش (Liu et al. (2010)؛ محدوده مذاب‌های تجربی اکلوژیـت و متابـازالتی (۱-۴Gpa) (Rapp et al., 1991, 1999, 2002; Rapp and Watson, 1995; Prouteau et al., 1999; Skjerlie and Patino Douce, 2002)؛ محدوده مذاب‌های تجربی هیبریدی اکلوژیت و متابازالتی (Rapp et al., 1999)).

Figure 10. Composition of the the Paleogene volcanic rocks of Rudbar on **A**) Bivariate SiO_2 versus MgO diagram; **B**) $(La/Y)_N$ versus Sr/Y diagram (Continental adakite field and subduction zone adakite from Liu et al. (2010)); Field of experimental eclogite and metabasaltic melts (Gpa1-4) (Rapp et al., 1991, 1999, 2002; Rapp and Watson, 1995; Prouteau et al., 1999; Skjerlie and Patino Douce, 2002) and the field of experimental eclogite and metabasalt hybrid melts (Rapp et al., 1999).

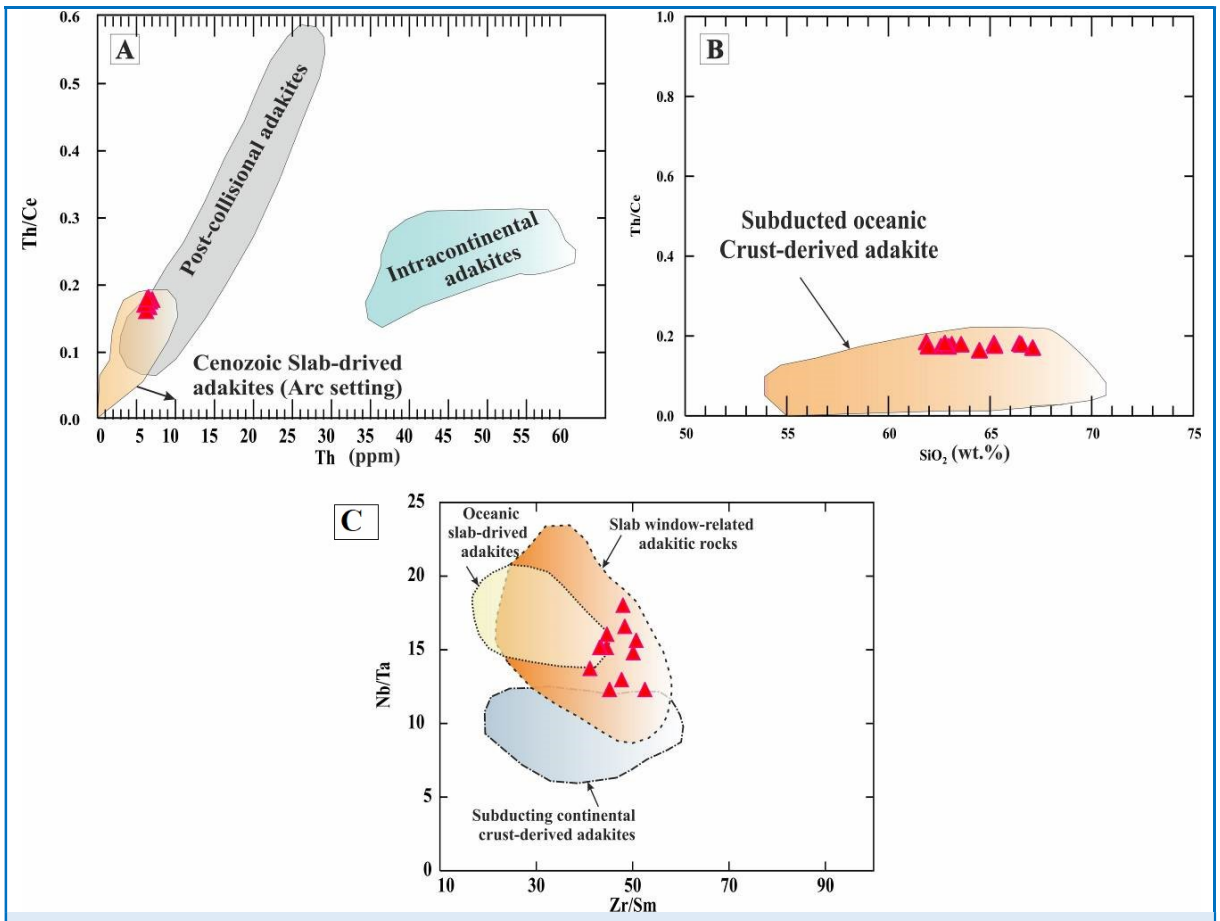
بحث

بررسـی‌هـای انجام‌شـده در جیرنـده در خـاور منطقـهٔ بررسی‌شـده (Ghasemi et al., 2012; Teymoori et al., 2018) و در شـمال منطقـهٔ بررسی‌شـده (Taki et al., 2009) گویای رخداد فرایندهای ماگمایی وابسته به حاشیهٔ فعال قـاره‌ای هستند.

بررسـی شـواهد زمـین‌شـیمیایی نمونـه‌هـای آداکیتـی بررسی‌شده روی نمودارهای عنصرهای کمیاب و خـاکی کمیـاب بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه و کندریت گویای بی‌هنجاری منفی P، Sr، Ba و Eu اسـت کـه بـه بـاور برخـی پژوهشـگران (White and Chappell, 1983; Chappell and White, 1992; Pe-Piper, 2002) چه‌بسا نشان می‌دهد پوسـتهٔ زیـرین در پیدایش ماگمای آنها نقشی نداشته است. پس می‌توان گفـت این مجموعه از ذوب‌بخشی ماگمای حاصـل از پوسـتهٔ فرورونـده

به‌همراه رسوب‌های فرورانده پدید آمده است و خاستگاه گوشته‌ای (آداکیت‌های LSA) و پوستهٔ قاره‌ای (آداکیت‌های قاره‌ای) ندارد.

ماگماهای حاصل از پوستهٔ فرورونده و یا رسوب‌های فرورانده، نسبت بالایی از Th/Ce>۰/۱۵ (Hawkesworth et al., 1997)، Nb/Zr>۰/۰۵ (Vroon et al., 1993; Elburg et al., 2002) و Sr/Ce است، در نمونه‌های آداکیتی بررسی‌شده، میانگین نسبت‌های Th/Ce و Nb/Zr و Sr/Ce به‌ترتیب برابر با ۰/۱۶، ۰/۰۵ و ۲۷/۶۷ است که نشان‌دهندهٔ نقش پوستهٔ فرورونده در پیدایش ماگمای آداکیتی آنهاست. در نمونه‌های بررسی‌شده، همانند آداکیت‌های مشتق از ذوب قطعهٔ فرورانده‌شده، مقدار Rb/Sr کم (نزدیک به ۰/۰۱ تا ۰/۰۴) است. در نمودارهای Th و SiO_2 دربرابر Th/Ce که برای تعیین خاستگاه آداکیت‌ها به‌کار می‌روند، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ آداکیت‌های با خاستگاه فرورانشی و محدودهٔ کمان‌های ماگمایی جای می‌گیرند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار روی **A**) نمودار Th دربرابر Th/Ce از (Guo et al., 2007)؛ **B**) نمودار SiO_2 دربرابر Th/Ce از (Wang et al., 2008)؛ **C**) نمودار Zr/Sm دربرابر Nb/Th (Defant and Drummond, 1990). محدوده آداکیت‌های مشتق از پوستهٔ قاره‌ای فرورانده‌شده و آداکیت‌های مشتق از تختهٔ فرورونده اقیانوسی (Condie, 2005; Wang et al., 2008) و محدودهٔ آداکیت‌های مرتبط با پنجرهٔ زمین‌ساختی از (Eyuboglu et al., 2012).

Figure 11. Composition of the Paleogene volcanic rocks of Rudbar on **A**) Th versus Th/Ce (Guo et al., 2007); **B**) SiO_2 versus Th/Ce (Wang et al., 2008); **C**) Zr/Sm versus Nb/Th diagram (Defant and Drummond, 1990). The field of subducted continental crustal adakites and oceanic subductant adakites from Condie (2005) and Wang et al. (2008) and the field of adakites associated with the slab window (Eyuboglu et al., 2012).

بررسی‌ها روی آداکیت‌ها در محیط‌های حاشیهٔ فعال قاره‌ای نشان می‌دهند فرورانش پوستهٔ اقیانوسی جوان و داغ در اعماقِ ۲۵ تا ۹۰ کیلومتری می‌تواند ماگماهای آداکیتیِ جایگاه‌های فرورانشی را پدید آورد (Lopez and Castro, 2001, Thorkelsona and Breitsprecher, 2005). بررسی آداکیت‌ها در تبت (Zhang, 2014) و شمال‌خاوری ترکیه، در جنوب دریای سیاه (Eyuboglu et al., 2018) و همچنین، در کمربند کوهزایی آسیای مرکزی[14] از چین تا قفقاز (Windley and Xiao, 2018) نشان از پیدایش آداکیت‌ها در محیط‌های حاشیهٔ فعال قاره‌ای هنگام عملکرد پنجرهٔ زمین‌ساختی[15] در هنگام فرورانش یک پشتهٔ اقیانوسی فعال جوان در منطقه دارد. برپایهٔ این بررسی‌ها در این مناطق، پیدایش پنجرهٔ زمین‌ساختی مجموعه‌ای از سنگ‌ها را در کنار هم پدید می‌آورد؛ به‌گونه‌ای‌که افزون‌بر آداکیت‌ها و سنگ‌های کمان نرمال، گرانیت‌های نوع A و سنگ‌های از نوع OIB و تولهٔ‌ایتی را پدید خواهد آورد (Windley and Xiao, 2018; Királya et al., 2020; Wang et al., 2021).

در بررسی‌های پیشین در شمال منطقه بررسی‌شده و در حوضه جنوب دریای خزر یک پهنهٔ فرورانشی مربوط به بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیسی آلپی با شیب از شمال به جنوب در سنوزوییک گزارش شده است (Jackson et al., 2002; Kaz'min and Tikhonova. 2006; Hakimi Asiabar, 2010; Salavati et al., 2008; Hakimi Asiabar et al., 2011; Babaey et al., 2017). همچنین، آیبوگلو و همکاران (Eyuboglu et al., 2012) با بازسازی محیط ژئودینامیکی شمال ترکیه در جنوب دریای سیاه تا جنوب دریای خزر وجود یک پهنهٔ فرورانش با شیب به سمت جنوب را به اثبات رساندند. به باور آنها، همهٔ لبهٔ شمالی کمان ماگمایی پهنهٔ پونتیدس خاوری- قفقاز کوچک- البرز در طول سنوزوییک پهنهٔ فعالی در حاشیهٔ قاره‌ای بوده است که در پی فرورانش رو به جنوب سنگ‌کرهٔ اقیانوس تتیس پدید آمده است.

در شمال منطقه بررسی‌شده، مجموعهٔ افیولیتی (با نام اقیانوس جنوب خزر (SCO[16]) که حوضه‌ای پشت کمانی دانسته شده است (Salavati et al., 2009)، با شیب رو به جنوب در حال فرورانش در سنوزوییک بوده است و آثار آن به‌صورت مجموعه‌ای افیولیتی کامل با سن کرتاسهٔ پایانی بررسی و گزارش شده است (Salavati et al., 2009; Salavati et al., 2013). وجود این مجموعهٔ افیولیتی گواهی بر وجود پهنهٔ فرورانش شمالی در منطقه بررسی‌شده است.

در شمال منطقهٔ بررسی‌شده و در خاور استان گیلان، توده‌های گابروهایی به‌همراه گدازه‌های بالشی با دو سرشت جداگانهٔ OIB و تولهٔ‌ایتی گزارش شده‌اند (Zaeimnia et al., 2012; Salavati et al., 2012; Salavati et al., 2013). افزون‌بر آن، در بررسی‌های اخیر، وجود توده‌های گرانیتوییدی نوع A (Rezania ye Komachali, 2021) و سنگ‌های کمان‌های عادی در این مناطق گزارش شده است (Ebrahimi Nasir Mahaleh, 2021). مجموعه این شواهد و وجود پهنهٔ فرورانش در زمان ائوسن در حوضه خزر جنوبی، احتمال وجود الگوی زمین‌ساختی «پشته-گودال[17]» (Thorkelsona and Breitsprecher, 2005) در منطقه را تأیید می‌کنند.

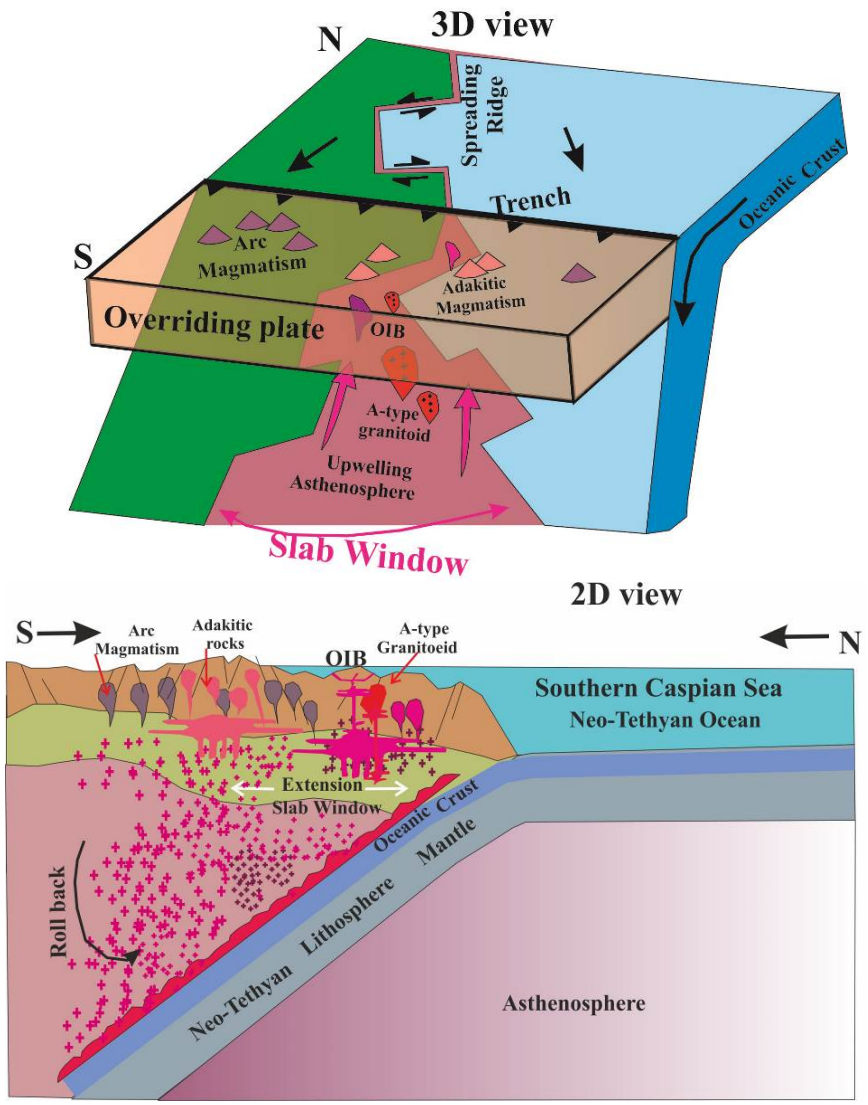
برپایهٔ این الگو، در پی فرورانش پشتهٔ میان‌اقیانوسی فعال و جوان به زیر پوستهٔ قاره‌ای و ادامه فعالیت آن در زیر این پوسته پنجره‌ای گوشته‌ای پدید می‌آید که در اثر آن ماگماهای سست‌کره به بالا صعود می‌کنند. برپایهٔ بررسی‌های ژانگ (Zhang, 2014) و تورکلسونا و بریتسپرچر (Thorkelsona and Breitsprecher, 2005) در پی فرورانش پشتهٔ میان اقیانوسی و بازشدن پنجرهٔ سنگ‌کره‌ای، ماگماتیسم OIB به‌همراه گرانیتوییدهای نوع A در مرکز آن روی داده‌اند و در حاشیهٔ سنگ‌های کمان و نزدیک به پنجرهٔ سنگ‌کره‌ای، سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته فرورونده در منطقه‌ای به نام «پهنهٔ آداکیت» پدیدار می‌شوند.

شواهد ارائه‌شده از بررسی‌های پیشین و جدید گویای فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیسی جنوب دریای خزر (SCO) به زیر حاشیهٔ شمالی رشته کوه البرز

[14] CAOB: Central Asian Orogenic Belt
[15] Slab window

[16] South Caspian Ocean (SCO)
[17] Ridge- Trench

(Ghorbani, 2013) از زمان پس از کرتاسهٔ پسین هستند. شواهد زمین‌شناسی منطقه گویای این هستند که تداوم این فرورانش به‌سوی جنوب، فرورفتن پشتهٔ میان‌اقیانوسی و پیدایش پنجرهٔ زمین‌ساختی را در پی داشته است. ذوب‌بخشی این پوسته در اعماق و با درجات متفاوت ذوب‌بخشی در برخی محدوده‌ها همزمان با پیدایش پنجرهٔ زمین‌ساختی در پهنهٔ فرورانش ماگمای آداکیتی را تولید کرده است (شکل ۱۲).



شکل ۱۲. تصویر شماتیک پیشنهادی برای الگوی تکتونوماگمایی و چگونگی پیدایش سنگ‌های آداکیتی در منطقهٔ بررسی‌شده (برپایهٔ الگوی پیشنهادیِ آیبوگلو و همکاران (Eyuboglu et al., 2018)).

Figure 12. A proposed schematic tectonomagmatic model for the formation of the adakitic rocks in the studied area (Based on the proposed model of Eyuboglu et al. (2018)).

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار در جنوب گیلان از دیدگاه سنگ‌شناسی دامنهٔ ترکیبی از داسیت تا تراکی‌داسیت، ریوداسیت و به‌ندرت ریولیت دارند.

برپایـهٔ ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی، در ترکیـب ایـن سـنگ‌ها، SiO_2 >۵۶ wt%، MgO <۳ wt%، Sr >۳۰۰ppm، Y >۱۳ ppm، Yb >۱۴ ppm، Sr/Y>۴۰ و La/Y >۲۰ ppm اسـت و ازایـن‌رو، ایـن سـنگ‌ها هماننـد آداکیـت‌هـای پرسـیلیس هسـتند. همـهٔ نمونـه‌هـا روی نمـودارهـای عنصـرهای کمیـاب و خـاکی کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت و گوشـتهٔ اولیـه، رونـد مـوازی هـم دارنـد. همچنـین، غنی‌شـدگی از LREE و LILE نسـبت بـه HREE و HFSE را همـراه بـا بی‌هنجـاری منفـی Nb، Ti و Ta بـدون آنومـالی منفـی Eu نشـان مـی‌دهنـد. آنومـالی منفـی ایـن عنصـرها و نسـبت بـالای Ba/Nb و Ba/Ta همـراه بـا جایگـاه نمونـه‌هـا روی نمـودارهـای مختلـف تفکیـک محـیط زمین‌سـاختی، گویـای پیـدایش نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده در محیطـی وابسـته بـه فـرورانش در حاشـیهٔ فعـال قـاره‌ای هسـتند. نمـودارهـای تعیـین خاسـتگاه آداکیـت‌هـا نشـان‌دهندهٔ خاسـتگاه آداکیـت‌هـای جداشـده از ذوب ورقـهٔ فرورنـده در جایگـاه کمـان بـرای نمونـه‌هـای بررسی‌شـده اسـت و نبـود الگـوی جدایشـی شـدید در نمـودار REE بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت و الگـوی کـاوِ HREE پیـدایش آنهـا از ذوب پوستهٔ اقیانوسی فرورونده را نشان می‌دهد.

برپایـهٔ همـهٔ اطلاعـات، گمـان مـی‌رود سـنگ‌هـای بررسی‌شـده، در پـی ذوب‌بخشـی ورقـهٔ فرورونـده‌ای مـرتبط بـا فـرورانشِ رو بـه جنـوبِ اقیـانوس نئوتتیسـی جنـوب دریـای خـزر (SCO)، در بخـش جنـوبی پهنـهٔ گرگـان-رشـت و بخـش شـمالی پهنـهٔ البـرز، پدیـد آمـده باشـند. شـواهد زمـین‌شناسـی و مجموعـه‌هـای سـنگی گزارش‌شـده در منطقـه گویـای فعالیـت پنجـرهٔ زمـین‌سـاختی در اثـر فرورانش پشـته فعـال اقیانوسـی هنگـام فـرورانش در منطقـه هستند. بر ایـن اسـاس، آداکیـت‌هـای بررسی‌شـده همـراه بـا دیگـر سـنگ‌هـای کمـان در جایگـاه فرافرورانشـی و در حاشـیهٔ نزدیـک بـه پنجـرهٔ زمـین‌سـاختی در لبـهٔ شـمالی پهنهٔ البرز پدید آمده‌اند.

سپاس‌گزاری

ایـن پـژوهش نتیجـهٔ بخشـی از پایان‌نامـهٔ دکتـری بـا عنـوان «پترولـوژی و زمـین‌شـیمی سـنگ‌هـای آذریـن منطقـه رسـتم‌آباد در جنـوب گـیلان، شـمال ایـران» اسـت کـه بـا پشـتیبانی و همراهـی معاونـت پژوهشـی دانشـگاه آزاد اسلامی واحـد لاهیجـان انجـام شـده اسـت. ازایـن‌رو، از معاونـت پژوهشـی دانشـگاه آزاد اسـلامی واحـد لاهیجـان سپاس‌گزاری می‌شود.

References

Amidi, S. M., Emami, M. H., and Michel, R. (1984) Alkali character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation. Geologische Rundschau, 73, 917–932.

Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A., and Davies, R. G. (1975) Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangle Map. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Asiabanha, A., Ghasemi, H., and Meshkin, M. (2009) Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen, 186(2), 201-214.

Asiabanha, M., Bardintzeff, J. A. M. A., Kananian, A., and Rahimi, G. (2012) Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 79-94.

Atherton, M. P., and Petford, N. (1993) Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 362, 144–146.

Axen, G. J., Lam, P. S., Grove, M., Stockli, D. F., and Hassanza-deh, J. (2001) Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. Geology, 29(6), 559–562.

Babaey, S., Dehbozorgi, M., and Hakimi Asiabar, S. (2017) Assessment of active tectonics by using morphometric indices in Central Alborz. Iranian Association of Geomorphology, Quarterly Quantitative Geomorphological researches, 6(1), 40-56.

Berberian, M., and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Earth Science, 18(2), 210-265 (in Persian).

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. Journal of the Geological Society, 139(5), 605–614.

Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51(3), 257–268.

Castillo, P. R. (2012) Adakite petrogenesis. Lithos, 134–135(3), 304–316.

Caillat, C., Dehlavi, P., and Martel-Jantin, B. (1978) Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution á Íétude du volcanism et du plutonisme Tertiares de la zone de Ĺ Iran Central. Thése de 3éme cycle, Grenoble, France.

Chappell, W., and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, 1-26.

Condie, K. C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? Lithos, 80(1–4), 33-44

Defant, M. J., and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 374, 662-665.

Defant, M. J., and Kepezhinskas, P. (2001) Evidence suggests slab melting in arc magmas. EOS Transaction 20, American Geophysical Union, Washington, DC, 82(6), 67-69.

Defant, M. J., Xu, J. F., Kepezhinskas, P., Wang, Q., and Xiao, L. (2002) Adakites: some variations on a theme. Acta Petrologica Sinica, 18(2), 129- 142.

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.

Ebrahimi Nasir Mahaleh, E. (2021) Petrology and geochemistry of South of Rostam_Abad igneous rocks in Southern Guilan, Northern Iran. M.Sc. Thesis, Islamic Azad University, Lahijan Branch.

Eftekhar Nejad, J. (1980) Tectonic classification of Iran in relation to depositional basins. Journal of Iranian Petroleum Society, 82, 19-28.

Elburg, M. A., Bergen, M. V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., and Nasution, A. (2002) Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. Geochemica et Cosmochimica Acta, 66(15), 2771–2789.

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O., and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region. Lithos, 146-147, 218–232.

Eyuboglu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Eroğlu-Gümrük, T., Akbulut, K., Yi, K., and Chatterjee, N. (2018) The final pulse of the Early Cenozoic adakitic activity in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey): An integrated study on the nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting. Journal of Asian Earth Sciences, 157, 141-165.

Fazelvalipour, M. E. (2021) Petrography, geochemistry and petrogenesis of high-silica Adakitic rocks from Bayram Abad area in the northwest Neyshabour (Northeast of Iran). Petrological Journal, 12(45), 113-134. (in Persian with English Abstract).

Ghasemi, A., and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26(6), 683-693.

Ghasemi, H., Teymoori, S. S., and Asiabanha, A. (2012) Geochemistry, tectonic setting and petrogenesis of volcanic rocks Jirandeh, Northwest of Qazvin. Iranian Journal of Geology, 6(22), 17-33 (in Persian).

Ghorbani, M. (2013) The economic geology of Iran (Mineral Deposits and Natural Resources). Springer, Netherlands.

Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin.

Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X., Guo, Z. F., Wilson, M., and Liu, J. Q. (2007) Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust. Lithos, 96(1-2), 205–224.

Hakimi Asiabar, S., Pourkermani, M., Shahriari, S., Ghorbani, M., and Ghasemi, M. R. (2011) Geological zones of western Alborz Mountains. Journal of Sciences Islamic Azad University, 21(81), 113- 124 (in Persian).

Hakimi Asiabar, S. (2010) Collisional tectonics of western Alborz range on the basis of structural deformations of Dorfak-Somamous area. Ph.D. in Geology-Tectonics, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

Haghnazar, S., and Shafeie, Z. (2013) The role of MORB-mantle source and continental crust in genesis of Tertiary volcanic rocks of Nash area in the east of Roudbar, North of Iran. Petrological Journal, 4(15), 39-54 (in Persian with English Abstract).

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 67-81.

Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., and van Calsteren, P. (1997) U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science, 276(5312), 551–555.

He, X., Tan, S., Liu, Z., Bai, Z., Wang, X. Wang, Y., and Zhong, H. (2020) Petrogenesis of the Early Cretaceous Aolunhua Adakitic Monzogranite Porphyries, Southern Great Xing'an Range, NE China: Implication for Geodynamic Setting of Mo Mineralization. Minerals, 10(4), 332.

Ilbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., and Mitchell, J. G. (2004) Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. Lithos, 72(3-4), 163– 182.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002) Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International, 148(2), 214–245.

Kaz'min, V. G., and Tikhonova, N. F. (2006) Late Cretaceous–Eocene Marginal Seas in the Black Sea–Caspian Region: Paleotectonic Reconstructions. Geotectonics, 40(3), 169–182.

Lopez, S., and Castro, A. (2001) Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4-14 kbar. American Mineralogist, 86(11-12), 1396-1413.

Jung, D., Küsten, M., and Tarkian, M. (1976) Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro- Arabian under the Eurasian plate. In: Afar between continental and oceanic rifting (Eds. Pilger, A., and Rosler, A. E.) 175–18. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., and Wijbrans, R. J. (2010) Generation of the early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. Lithos, 114(1), 109–120.

Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific Ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 4(1-2), 117–132.

Khodami, M., Noghreyan, M., and Davoudian, A. R. (2009) Pliocene–Quaternary Adakite volcanism in the Isfahan area, Central Iranian magmatic belt. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen Band, 186, 235 – 248.

Királya, Á., Portnerb, D. E., Hayniede, K. L., Chilson- Park, B. H., Ghoshg, T., Jadamecdh, M., Makushkinai, A., Mangaj, M., Moresiik, L., and O'Farrelll, K. A. (2020) The effect of slab gaps on subduction dynamics and mantle upwelling. Tectonophysics, 785, 228-458.

Liu, S. A., Li, S., Hea, Y., and Huangb, 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. Geochim. Cosmochim. Acta, 74(24), 7160–7178.

Macpherson, C. G., Dreher, S. T., and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: High-pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. Earth and Planetary Science Letters, 243(3-4), 581–593.

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., and Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79(1-2), 1–24.

Martin H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46(3), 411-429.

Mbassa, B. J., Itiga, Z., Ngwa, C. N., Bessong, M., Ntepe, M., Njonfang, E., and Kamgang, E. (2021) Evidence of adakitic signature in Pan-African basement rocks from the Mbengwi region (NW Cameroon): constraints from whole rock chemistry and Sr-Nd isotopes. Arabian Journal of Geosciences, 14, 1-9.

Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. Addison-Wesley Longman Ltd., London, England.

Mohammadi, H. R., Mohammadi, S. S., Nakhaei, M., and Zarrinkoub, M. H. (2017) Petrography and Geochemistry of post-collisional adakites and Nb-enriched basalts association in the Sang-e-Rahuzg area (south of Birjand). Petrological Journal, 30, 55-80 (in Persian with English Abstract).

Moharami Gargari, F., Gorbani, M., Pourmoafee, M., and Mirmohammadi, M. (2015) Geochemistry and petrogenesis of Adakitic rocks from the Kiyamaki magmatic dome, southeast Jolfa (NW Iran). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 23(2), 241-256 (in Persian).

Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the Adakitic signature. Lithos, 112(3-4), 556-574.

Nabavi, M. H. (1976) Introductory of geology in Iran. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimca Cosmochimca Acta, 38(5), 757–775.

Nazari, H., and Salamati, R. (1998) Geological map of Rudbar 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Nemati, N., Aghazadeh, M., and Badrzadeh, Z. (2018) Geochemistry and petrogenesis of Eocene shoshonitic and adakitic volcanic rocks in Sonajeel area (Southeast of Heris, Eastern Azerbaijan). Petrological Journal, 9(35), 147-172 (in Persian with English Abstract).

Oyarzun, R., Marques, A., Lillo, J., Lopez, I., and Rivera, S. (2001) Gant versus small

porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineral Deposita, 36, 794-798.

Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J.) 230–249. Shiva Publishing, Nantwich, England.

Pearce, J. A., Harris, B. W., and Tindle, A. G. (1984) Trace element of discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4), 956–983.

Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., and Matarangas, D. (2002) Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. Lithos, 60 (1-2), 47- 66.

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Pichavant, M., and Maury, R. C. (1999) Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones. Geology, 27(12), 111–114.

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(4), 891–931.

Rapp, R. P., Watson, E. B., and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. Precambrian Research, 51(1-4), l–25.

Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., and Applegate, G. S. (1999) Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 38 GPa. Chemical Geology, 160, 335–356.

Rapp, R. P., Xiao, L., and Shimizu, N. (2002) Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China. Acta Petrologica Sinica, 18(3), 293–311.

Rezania ye Komachali, M. (2021) Petrology and geochemistry of Eshkaverat granitoid dome in eastern Guilan, Northern Iran. M.Sc. Thesis, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran.

Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., and Lehman, B. (2003) Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. Mineral. Deposita, 38(7), 876-885.

Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H. M., Szakacs, A., Panaiotu, C. E., and Nedelcu, L. (2004) Extension-related Miocene calcalkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 84(1), 153-172.

Salavati, M., Kananian, A., Samadi Soofi, A., and Zaeimnia, F. (2009) Mineral chemistry of ultramafic rocks from the Southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan): evidence for a high-pressure crystal Fractionation, petrology. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 17(1), 149-166 (in Persian).

Salavati, M., Kananian, A., and Noghreian, M. (2012) Geochemical characteristics of volcanic suite from the eastern Guilan Province Ophiolite complex in North of Iran. Journal of applied sciences, 12(1), 1-11.

Salavati, M., Kananian, A., and Noghreian, M. (2013) Geochemical characteristics of mafic and ultramafic plutonic rocks in southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan). Arabian Journal of Geosciences, 6(12), 4851-4858.

Salavati, M., Kananian, A., Noghreian, M., Darvishzadeh, A., and Samadi Soofi, A. (2008). Discovery of a Neo-Tethyan ophiolite in the north of Iran and evidence for its formation at a slow-spreading center. General Contributions, Journal of the Virtual

Explorer, 28. https://doi.org/10.3809/jvirtex.2008.00188.

Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K., and Pecskay, Z. (2004) Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. Tectonophysics, 393(1-4), 43-62.

Sherafat, S., and Aliyari. A. R. (2020) Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks in the north of Torud (west of Torud- Chah Shirin magmatic arc). Petrological Journal, 11(42), 105-124 (in Persian with English Abstract).

Skjerlie, K. P., and Patino Douce, A. E. (2002) The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 10 to 32 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. Journal of Petrology, 43(2), 291–314.

Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. Journal of Asian Earth Sciences, 30(5-6), 652–665.

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7), 1229-1258.

Sun, S., and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.

Taki, S., Darvishzadeh, A., Ghaderi, M., and Khosrow Tehrani, K. (2009) Lithologic sequence and geochemical characteristics of Second phase of Paleogene volcanic rocks in Deylaman area, Western Alborz. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 17(2), 240-252 (in Persian).

Temizle, I., and Arslan, M. (2008) Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc. Journal of Asian Earth Sciences, 31(4-6), 439–463.

Teymoori, S. S., Asiabanha, A., and Ghasemi, H. (2018) The role of crustal contamination and differentiation in the formation of the Eocene volcanic rocks in Jirande area (Northwest of Qazvin). Petrological Journal, 33(1), 71-90 (in Persian with English Abstract).

Thorkelsona, D. J., and Breitsprecher, K. (2005) Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. Lithos, 79(1), 25-4.

Vroon, P. Z., VanBergen, M. J., White, W. M., and Varekamp, J. C. (1993) Sr–Nd–Pb isotope systematics of the Banda Arc, Indonesia: combined subduction and assimilation of continental material. Journal of Geophysical Research, 98(B12), 22349– 22366.

Wang, Z., Zhao, Z., Li, X., Asimow, P. D., Liu, D., Mo, X., Qi, N., Tang, Y., Wang, Q., Zhu, D-C., Zhang, L., and Sheikh, L. (2021) Late Cretaceous adakitic and A-type granitoids in Chanang, southern Tibet: Implications for Neo-Tethyan slab rollback. Gondwana Research, 96, 89-104.

Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Wan, Y. S., Li, C. F., Zi, F., Jiang, Z. Q., Qiu, H. N., Chu, Z. Y., Zhao, Z. H., and Dong, Y. H. (2008) Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge. Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(4), 473–490.

Wang, K., Plank, T., Walker, J. D., and Smith, E. I. (2002) A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 107.

White, A. J. R., and Chappell, B. W. (1993) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geological Society American Memory,

159, 21-34.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis, A global tectonic approach. Chapman and Hall, London.

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.

Windley, B. F., and Xiao, W. (2018) Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen. Gondwana Research, 61, 73–87.

Winter, D. A. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River.

Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185–187.

Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D., and Wang, Q. W. (2007) Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: petrogenesis and implications for tectonic evolution. Lithos, 96(3-4), 436-452.

Xu, J. F., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q., and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? Geology, 30(12), 1111–1114.

Yan, J., Chen, J., and Xu, X. (2008) Geochemistry of Cretaceous mafic rocks from the Lower Yangtze region, eastern China: Characteristics and evolution of the lithospheric mantle. Journal of Asian Earth Science, 33(3-4), 177–193.

Yousefi, F., Sadeghian, M., Samyari, S., and Ghasemi, H. (2016) Geochemistry and Tectonic setting of high silica adakitic domes of Ahmad Abad Khartouran (South East of Shahrood). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 25(100), 291-298 (in Persian).

Zaeimnia, F., Kananian, A., and Salavati, M. (2012) Petrogenesis of alkaline rocks of southern Amlash in south of Caspian Sea, North of Iran. Geosciences Scientific Quarterly Journal, 20(78), 69-78 (in Persian).

Zhai, M., Fan, Q., Zhang, H., Sui, J., and Shao J. (2007) Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: Underplating, replacement and delamination Mingguo. Lithos, 96, 36–54.

Zhang, K. J. (2014) Genesis of the Late Mesozoic Great Xing'an Range Large Igneous Province in eastern central Asia: A Mongol–Okhotsk slab window model. International Geology Review, 56, 1557-1583.