


## پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن خان علی دره‌سی، شمال لاهرود، شمال باختر ایران

غلامرضا احمدزاده\*<sup>۱</sup> , محمد مبشر گرمی<sup>۱</sup>، علیرضا روان خواه<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

Doi: <https://doi.org/10.48308/esrz.2023.101419> (پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۰۳/۰۵ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۰۸/۲۶

### چکیده

توده‌های تراکی آندزیت - تراکی آندزیت بازالتی ائوسن در شمال باختر ایران، شمال لاهرود (استان اردبیل) با روند شمال غربی - جنوب شرقی برون‌زد دارند. این سنگ‌ها بافت عمده هیالومیکروولیتی پورفیریک دارند و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های فرعی آمفیبول، پیروکسن و اندکی بیوتیت و کانی‌های تیره و پتاسیم فلدسپار هستند. ماگمای مولد این سنگ‌ها سرشت شوشونیتی دارند. ماگمای والد این سنگ‌های آتشفشانی متأثر از فرآیند تفریق بلورین بوده و مقادیر  $Eu/Eu^* \geq 1$  (۰/۸۳ تا ۱/۰۸) می‌باشد. در نمودارهای عنکبوتی فروافتادگی‌های عناصر Ti, Nb Ta, و غنی‌شدگی شاخص عناصر LILE و LREE وابستگی ماگمای اولیه مولد این سنگ‌ها را به محیط‌های فرورانشی نشان می‌دهد. نسبت Ba/Nb با مقادیر ۴۵ تا ۱۳۱، نسبت N (La/Sm) با مقادیر بالای ۲ و نسبت Th/Ce نیز با مقادیر ۰/۱۳ تا ۰/۲ نشانگر ارتباط غنی‌شدگی با ذوب رسوبات فرورانده شده طی فرورانش می‌باشد. همچنین نسبت پایین Ba/Rb از ۱۰/۰ تا ۱۵/۲ و نسبت Rb/Sr از ۰/۰۷ تا ۰/۱ نشانگر ذوب منشأ فلوگوپیت دار با ماهیت شوشونیتی است. ماگمای اولیه این توده‌ها از ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی منشأ اسپینل لرزولیت فلوگوپیت دار ایجاد شده است که منشأ توسط ذوب رسوبات حین فرورانش متاسوماتیزه شده است. این سنگ‌ها در محیط قاره‌ای پس از برخورد ایجاد شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** تراکی آندزیت، پس از برخورد، خانعلی دره‌سی، سنگ‌های آتش‌فشانی، فرورانش، لاهرود.



Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

## Petrology, geochemistry and petrogenesis of Eocene volcanic rocks from Khan Ali Darasi North of Lahrod city, Northwest of Iran

Ahmadzadeh\*<sup>1</sup> , Gh., Mobasher Gerami<sup>1</sup>, M., Ravan Khah<sup>1</sup>, A.R.,

1-Department of geology, Faculty of Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

(Original Article) <https://doi.org/10.48308/esrj.2023.101419>

Received: 26 May 2022 Accepted: 17 Nov 2022

### Abstract

Eocene- trachy-andesite and trachy andesy basaltic rocks in northwestern Iran, north of Lahroud (Ardabil province), Extruded with northwest-southeast trend. These rocks have hyalomicroolith porphyritic textures and have plagioclase as major minerals with minor amphibole, pyroxene, biotite and opaque minerals and alkali feldspar minerals. The productive magmas of these rocks are of potassic and shoshonitic nature of Roman type. The parent magma of these volcanic rocks is affected by the fractional crystallization process and  $Eu / Eu^* \leq$  values (0.83 to 1.08) indicate plagioclase separation in the magmatic reservoir. Negative anomaly of Ta Ti, Nb in the spider diagrams and enrichment of the LILE and LREE index indicate the effect of subduction environments component in generation of g these rocks. Ba / Nb ratios of 45 to 131, La / Sm ratios of N above 2 and Th / Ce ratios of 0.13 to 0.2 indicate enrichment correlations with melting of subducted sediments during subduction. Also, low Ba / Rb ratios from 0.10 to 15.2 and Rb / Sr ratios from 0.07 to 0.1 indicate melting of phlogopitic bearing source with shoshonitic nature in genesis of these rocks. primary magmas of these rocks form from partial melting of less than 10% matosomatized phlegopolite bearing spinel- lherzolite source and melting of magmatic subduction sediments during subduction in the post-Collisional setting.

**Keywords:** Trachy andesite, Post-collision, Khan Ali Darasi, Volcanic rocks, Subduction, Lahrod.



Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

\* Corresponding author E-mail address: gholamrezaahmadzadeh@yahoo.com

## مقدمه

لاهرود با رخنمون‌های فورانی آندزیتی، بازالتی و توده‌های درونی آلکان و کالک آلکان و شوشونیتی می‌باشد (Vincent et al, 2005) که در ادامه گسترش قابل توجهی تا ورای مرزهای کشور دارند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با روند شمال غربی - جنوب شرقی در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود دیده می‌شوند. در این تحقیق ویژگی‌های سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های ولکانیک شمال لاهرود در بخش خانعلی دره‌سی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

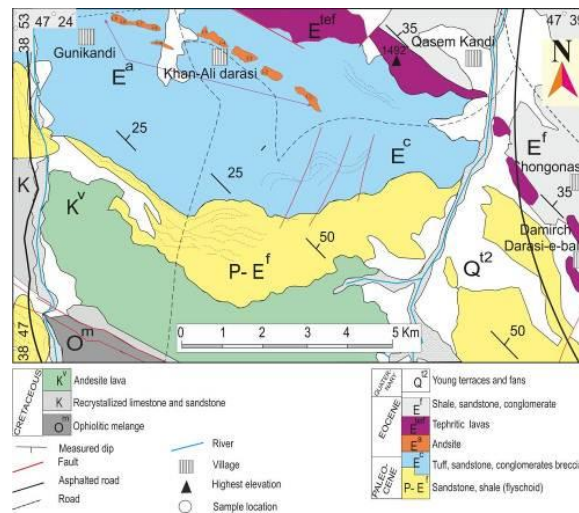
## منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در شمال استان اردبیل، شمال شرق لاهرود (منطقه برزند)، بین طول‌های جغرافیایی  $39^{\circ} 47'$  تا  $39^{\circ} 47'$  خاوری و عرض‌های جغرافیایی  $38^{\circ} 47'$  تا  $38^{\circ} 53'$  شمالی رخنمون دارند (شکل ۱). این سنگ‌های آتشفشانی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود و گرمی مربوط به ائوسن گزارش شده است و با نام E<sup>a</sup> در بخش شمالی نقشه چهار گوش لاهرود مشخص شده است. رخنمون اصلی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مورد مطالعه در اطراف روستای خانعلی دره‌سی در محدوده‌ای به طول ۵ کیلومتر و عرض تقریبی ۱ کیلومتر می‌باشد. این رخنمون آتشفشانی در میان لایه‌های توف و کنگلومرای ماسه سنگی ائوسن قرار دارد و در نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود (Babakhani and Khan Nazer, 1991) به ائوسن زیرین نسبت داده شده است (شکل A۱ و A۲). توده آتشفشانی مورد مطالعه در بخش بالایی خود به نهشته‌های توف، ماسه و کنگلومرای ائوسن زیرین با ضخامت بیش از ۵۰۰ متر ختم می‌شود. در محل همبری زیرین دارای شواهد پختگی رسوبات در برگیرنده می‌باشد (شکل ۱ و B۲). این نهشته‌ها گاهی دارای کنگلومرا

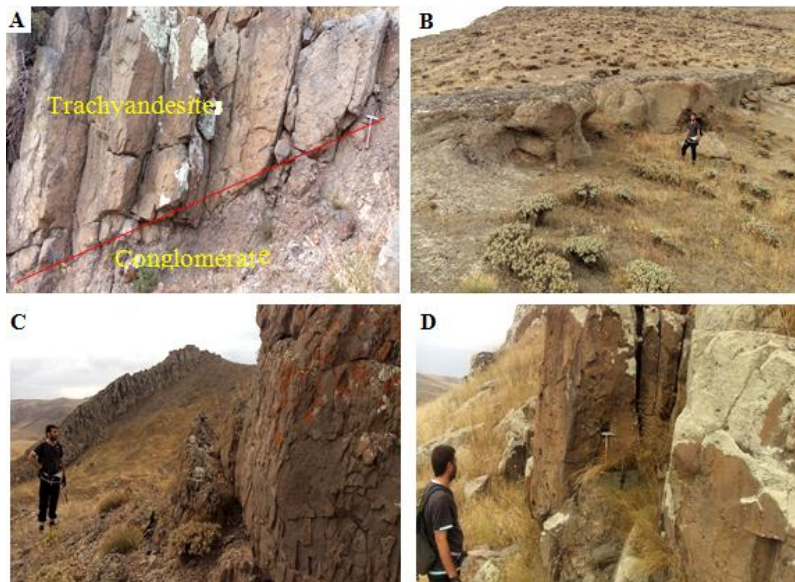
با توجه به رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با ترکیبات و سن‌های مختلف در شمال غرب ایران، ماگماتیسم شمال غرب ایران تحت عنوان‌های پهنه تکتونوماگمایی تالش و ارسباران معرفی شده‌اند (Castro et al, 2013; Aghazadeh et al, 2010, ) اما (Alberti et al, 1980) پهنه ماگمایی جوان بین دریای خزر تا دریای سیاه را ایالت ماگمایی آذربایجان معرفی کرده است. ماسون و همکاران (Masson et al, 2006) بخش انتهایی محصور شده در شمال غربی کمربند کوهزایی البرز یا شرق زون آتشفشانی آذربایجان در محدوده گسل‌های ارس- تبریز با سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی کرتاسه فوقانی - سنوزوئیک را تحت عنوان بلوک تالش معرفی کرده است. زون تالش به وسیله گسل تالش از حوضه خزر جدا می‌شود و با ساختارهای تراستی و چین خوردگی‌های هلالی شکل به کمربند البرز در جنوب و قفقاز کوچک در شمال می‌رسد (Vincent et al, 2005). این زون در واقع بخشی از زون البرز می‌باشد که به سبب ویژگی‌های منحصر به فرد خود به صورت یک زون جداگانه تقسیم بندی شده است (Allen et al, 2003). این زون ماگمایی عمدتاً شامل سنگ‌های آتشفشانی و نهشته‌های تخریبی، آتشفشانی - رسوبی و آتشفشانی کرتاسه بالایی تا میوسن بالایی است که اغلب در محیط دریایی کم عمق و خشکی تشکیل شده‌اند (Allen et al, 2003; Vincent et al, 2005). زون تالش در شرق زون البرز غربی - آذربایجان همانند بقیه نقاط آذربایجان و ماگماتیسم ارومیه‌دختر، اوج ماگماتیسم را در ائوسن تا الیگومیوسن تجربه کرده است (Vincent et al, 2005; Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010). سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق

رخنمون‌های سالم به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در بخش‌هایی دارای زینولیت اتولیتی هستند که میزان فراوانی و اندازه زینولیت‌ها به سمت بخش‌های بالایی در ضخامت ساختار آتشفشانی کمتر می‌شود (شکل D۲).

و میکروکنگلومرا و نیز عدسی‌هایی از نهشته‌های آذرآواری در بخش‌های زیرین خود می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با ساخت منشوری دارای ضخامت متغیر هستند ولی ضخامت آنها در بخش‌هایی به بیش از ۳۰ متر می‌رسد. (شکل C۲). سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در



شکل ۱: A: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه، برگرفته شده از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (Babakhani and Khan Nazer, 1991).



شکل ۲: A: نمایی از قرارگیری واحدهای ولکانیکی بر روی نهشته‌های رسوبی توف، کنگلومرا و کنگلومرای ماسه‌ای ائوسن B: واحد رسوبی فیلیش گونه ائوسن در بالای سنگ‌های آتشفشانی با تناوب توف، ماسه سنگ و کنگلومرای ماسه‌ای. C: نمایی از گدازه‌های مورد مطالعه با ارتفاع بیش از ۳۰ متر، D: نمایی از ساخت منشوری گدازه و زینولیت‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

## مواد و روش‌ها

رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه ابتدا مورد ارزیابی صحرایی قرار گرفتند و تعداد ۴۵ نمونه از بخش‌های مختلف برداشت شد و سپس تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک جهت مطالعات سنگ‌شناختی از نمونه‌ها تهیه شدند و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان نوع الیمپوس مورد مطالعه قرار گرفتند. سپس تعداد ۱۱ نمونه سالم برای تجزیه شیمیایی و تعیین اکسیدهای اصلی سنگ کل، توسط شرکت زمین ریز کاوان به آزمایشگاه MS Analytical کانادا ارسال گردید. به این منظور از روش تلفیق ۵ گرم پودر ۱۸۰ مش نمونه‌ها با لیتیم بورات در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و سپس انحلال در اسید نیتریک استفاده گردید و سپس در محیط پلاسمای ICP-OES با درجه حرارت ۶۰۰۰ درجه سانتی‌گراد آنالیز انجام شده است. غلظت اکسیدهای اصلی با دقت  $Cr_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Y$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $Hf$ ,  $Ta$ ,  $Th$ ,  $U$  و عناصر کمیاب خاکی (REE) بعد از طی فرایند آماده‌سازی مشابه با استفاده از روش طیف سنج جرمی در دستگاه (ICP-MS) مجهز به طیف سنج حرارتی سری X-I با خطای حداکثر ۱ تا ۱۰ ppm اندازه‌گیری شدند. برای جدا کردن آهن دو و سه ظرفیتی از آهن کل به روش (Irvine and Baragar, 1971) و برای تعیین ضریب اکسیداسیون از نمودار لومتر (Le Maitre, 1976) استفاده شده است.

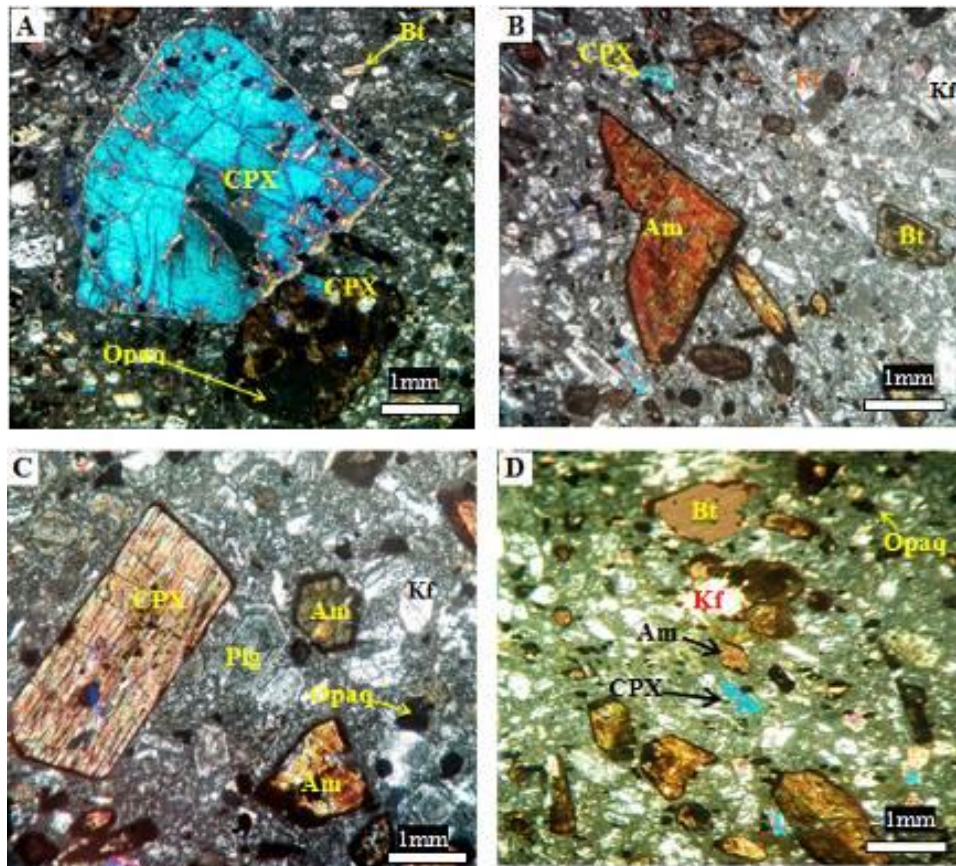
## بحث و نتایج

### پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در بررسی‌های ماکروسکوپی دارای رنگ خاکستری تا خاکستری

تیره بوده و از نظر اندیس رنگی مزوکرات می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی‌های میکروسکوپی دارای بافت عمومی پورفیری با خمیره هیالومیکرولیتی (شکل A۳) بوده و در ترکیب مودال پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، اندکی پتاسیم فلدسپار، بیوتیت و کانی‌های کدر و شیشه حضور دارند (شکل A۳، B و C). کانی پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۵۰ درصد حجمی عموماً اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر تا میکرولیت داشته و دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه‌بندی ترکیبی هستند (شکل C۳). کانی پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه  $< 2$  میلی‌متر دیده می‌شوند. گاهی در سنگ‌های مورد مطالعه اجتماعی از بلورهای پیروکسن به صورت بافت گلومروپورفیری نیز دیده می‌شود (شکل A۳، B، C و D). کلینو پیروکسن‌ها گاهی دارای ادخال‌هایی از کانی اپاک می‌باشند. در اغلب نمونه‌ها بلورهای آمفیبول قهوه‌ای با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد حجمی که عموماً دارای حاشیه سوخته هستند، دیده می‌شوند (شکل B۳، C و D). این بلورها گاهی با بلورهای بیوتیت اپاسیتی شده همراه هستند و فرایند اپاسیتی شدن گاهی تمام بلور آمفیبول و بیوتیت را در بر گرفته است. همراه با بلورهای فوق، بلورهای پتاسیم فلدسپار (شکل B۳، C و D) و کانی‌های اپاک با فراوانی کمتر از ۵ درصد در اغلب مقاطع قابل مشاهده هستند (شکل A۳، B، C و D). هر چند که برخی مقاطع دارای بلورهای فراوان‌تری از کانی‌های اپاک تا ۵ درصد هستند. زمینه سنگ عمدتاً از بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و شیشه تشکیل شده است.



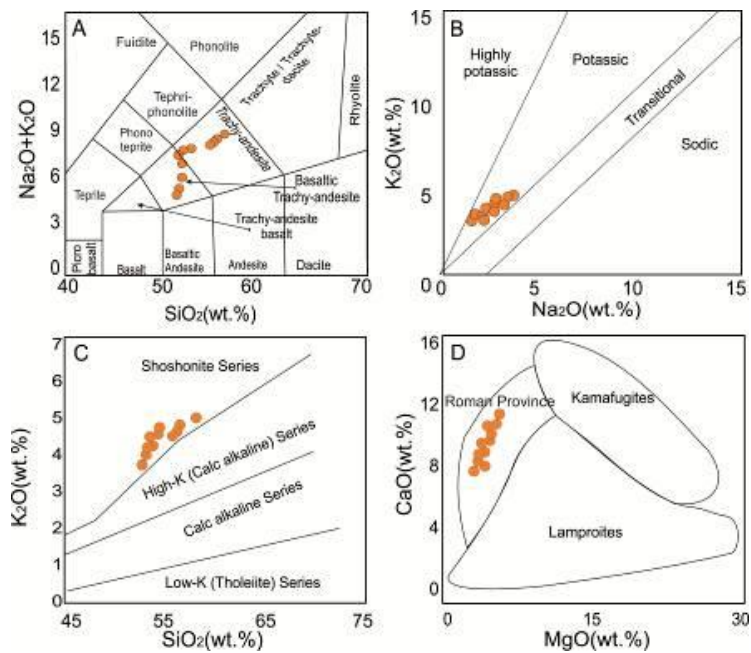


شکل ۳: A: تصویری از بافت پورفیری با خمیره هیالومیکرولیتی در سنگ‌های مورد مطالعه خانعلی دره سی، B: وجود آمفیبول‌های اپاسیتی شده، بیوتیت، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه، XPL. C: فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در سنگ‌های مورد مطالعه، XPL، D: بافت میکروولیتی پورفیری با کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت به همراه کانی‌های تیره و آلکالی فلدسپار در نمونه‌های آندزیتی خانعلی دره سی، XPL. [علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد].

### ژئوشیمی

در نمونه‌های مورد مطالعه دامنه سیلیس بین  $52/68$  تا  $55/93$  درصد وزنی و نسبت  $K_2O/Na_2O$  بین  $1/29$  تا  $2/41$  در تغییر است. همچنین میزان  $Mg$  از  $0/62$  تا  $0/68$  می‌باشد (جدول ۱) و این امر نشانگر تشکیل ماگمای مادر این سنگ‌ها از ماگمای تحول یافته است (Foley et al, 1987). استفاده از نمودار قلیایی کل-سیلیس (Middlemost, 1994) (شکل A۴) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تراکی آندزیت تا تراکی آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار

(Middlemost et al, 1975) با مقدار  $Na_2O$  از  $1/96$  تا  $3/08$  در مقابل  $K_2O$  از  $3/89$  تا  $4/72$  در محدوده پتاسیک (شکل B۴) و در نمودار محدود شده شوشونیتی (Rickwood, 1989) در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل C۴). استفاده از نمودار  $CaO$  در مقابل  $Mg$  از (Foley et al, 1987) نشان می‌دهد سنگ‌های مطالعه شده مشابه با سنگ‌های شوشونیتی وابسته به فرورانش ایالت رومن ایتالیا هستند (شکل D۴). در نمودار (Foley et al, 1987) (شکل D۴)، داده‌های سنگ‌های تیپ رومن از (Foley et al, 1992, 1994) و (Foley et al, 1987)، می‌باشد.



شکل ۴: A: نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Na_2O+K_2O$  از (Middlemost, 1994) در محدوده آندزیت تا تراکی آندزیت بازالتی قرار گرفته‌اند، B: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  از (Rickwood, 1989) در محدوده پتاسیک قرار گرفته‌اند، C: نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Middlemost et al, 1975) در محدوده شوشونیت قرار گرفته‌اند و D: نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $CaO$  در مقابل  $Mg$  از (Foley et al, 1987) تیپ مشابه با سنگ‌های شوشونیتی وابسته به فرورانش ایالت رومن ایتالیا دارند.

جدول ۱: نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی به روش (ICP-OES) و عناصر کمیاب به روش (ICP-MS) در سنگ‌های آندزیتی مورد مطالعه.

Sample	M-2-01	M-2-001	M-2-02	M-2-10	M-2-08	M-2-09	M-2-04	M-2-07	M-2-03	M-2-05	M-2-06
SiO <sub>2</sub>	52.47	52.62	52.67	52.71	52.72	52.76	53.11	54.03	54.13	54.27	55.72
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.66	0.64	0.63	0.58	0.58	0.57	0.56	0.53	0.51	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	12.63	13.59	13.75	13.88	13.95	14.28	14.37	14.58	14.45	14.50
FeO	2.24	2.24	2.22	2.20	2.16	2.16	2.15	2.14	2.11	2.09	2.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.57	7.67	7.54	7.38	7.13	7.05	6.99	6.95	6.63	6.55	6.48
MgO	4.59	4.59	4.35	4.24	4.08	3.96	3.64	3.61	3.51	3.21	3.36
MnO	0.12	0.13	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.03
CaO	11.07	11.18	10.79	10.68	10.11	9.67	9.68	9.31	8.82	8.66	8.44
Na <sub>2</sub> O	1.96	2.07	2.09	2.38	2.68	2.42	2.51	2.97	3.04	3.08	3.02
K <sub>2</sub> O	3.89	4.08	4.17	4.15	4.23	4.43	4.42	4.28	4.49	4.46	4.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.33	0.35	0.37	0.37	0.41	0.43	0.50	0.53	0.55	0.56
LOI	1.91	1.09	1.03	1.08	1.15	1.68	1.39	1.13	1.21	2.09	0.69
Total	99.41	99.29	99.53	99.66	99.18	99.16	99.25	99.93	99.66	99.98	99.98
Mg#	68.18	68.18	67.26	66.92	66.51	65.88	64.17	64.09	63.81	62.07	63.99
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5.85	6.15	6.26	6.53	6.91	6.85	6.93	7.25	7.53	7.54	7.74
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.53	0.42	0.46	0.47	0.61	0.57	0.59	0.71	0.73	0.75	0.78
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.87	2.41	2.17	2.12	1.65	1.77	1.69	1.40	1.37	1.32	1.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO+TiO <sub>2</sub>	25.71	25.84	26.41	26.29	25.96	25.83	25.77	25.78	25.54	25.01	25.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO+TiO <sub>2</sub> )	0.96	0.96	1.06	1.10	1.15	1.17	1.24	1.26	1.33	1.37	1.37
Cr	43	43	43	30	25	23	21	20	20	19	18
Ga	15.90	16.40	16.68	16.70	17.39	17.45	18.26	17.80	19.83	20.23	21.05
Cs	1.48	1.55	1.62	1.64	1.79	1.89	2.11	2.32	2.62	3.11	3.32
Rb	82.6	96.6	97.3	97.5	98.6	99.8	102.9	103.3	106.1	107.6	112.5
Ba	825	998	1042	1086	1168	1290	1368	1397	1456	1513	1712
Th	9.95	9.89	10.27	10.68	11.34	11.28	11.53	11.90	12.23	12.30	12.60
U	3.16	3.09	2.97	2.71	2.69	2.60	2.49	2.41	2.26	2.23	1.91
Nb	18	16	16	15	15	15	15	14	14	14	13
Ta	1.29	1.28	1.28	1.24	1.12	0.96	0.94	0.89	0.72	0.81	0.85
K	31174	27682	28597	28763	33668	31506	32254	36078	40567	40900	41066
La	33.2	33.4	33.5	34.3	36.2	39.2	39.5	40.4	40.5	40.7	42.2
Ce	51.0	54.0	62.3	65.3	69.1	77.7	82.0	81.5	92.0	98.0	99.0
Pb	5.21	5.71	5.58	5.59	6.76	5.74	6.49	6.23	6.47	6.56	5.21

Pr	6.24	6.36	7.35	7.51	7.92	8.22	8.54	8.59	8.61	9.23	9.79
Sr	972	986	1001	1101	1110	1110	1130	1257	1429	1615	1659
P	1702	1702	1789	1877	1877	2051	2139	2444	2575	2662	2706
Nd	23.9	28.5	25.1	29.1	29.3	28.9	27.6	30.1	30.5	32.1	37.4
Zr	99	110	115	119	125	151	158	164	169	173	188
Hf	2.7	2.7	2.9	2.9	3.0	3.1	3.2	3.4	3.6	3.7	3.7
Sm	7.75	7.21	6.97	6.79	6.61	6.39	6.01	5.99	5.91	5.57	5.04
Eu	2.07	2.05	2.02	2.01	1.96	1.89	1.88	1.79	1.71	1.64	1.57
Ti	4436	4436	4316	4197	3957	3957	3897	3837	3657	3537	3117
Gd	4.46	4.98	5.29	5.88	5.87	5.93	6.32	5.76	6.58	4.95	6.75
Tb	0.88	0.85	0.81	0.78	0.75	0.74	0.73	0.72	0.69	0.68	0.63
Dy	4.34	4.37	4.31	4.28	4.22	3.84	3.78	3.31	3.41	3.53	3.31
Y	24.4	23.5	23.4	22.0	21.6	21.4	21.2	20.6	20.3	19.8	18.1
Ho	0.69	0.86	0.84	0.84	0.81	0.81	0.81	0.79	0.78	0.62	0.62
Er	2.84	2.59	2.57	2.45	2.42	2.32	2.31	2.29	1.99	1.97	1.75
Tm	0.41	0.35	0.35	0.35	0.34	0.32	0.32	0.31	0.31	0.29	0.26
Yb	2.91	2.86	2.81	2.71	2.79	2.68	2.51	2.53	2.45	2.28	2.09
Lu	0.61	0.56	0.55	0.54	0.54	0.54	0.52	0.51	0.49	0.47	0.43
Zr/Y	4.06	4.68	4.91	5.42	5.79	7.06	7.45	7.98	8.35	8.74	10.39
Ta/Hf	0.48	0.47	0.44	0.43	0.37	0.31	0.29	0.26	0.20	0.22	0.23
Th/Hf	3.69	3.66	3.54	3.68	3.78	3.64	3.60	3.50	3.40	3.32	3.41
Ba/Nb	45.8	62.4	65.1	72.4	77.9	86.0	91.2	99.8	104.0	108.1	131.7
Ce/Yb	17.53	18.88	22.17	24.10	24.77	28.99	32.67	32.21	37.55	42.98	47.37
Ce/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	155	164	178	176	187	190	191	163	174	178	177
Ta/Yb	0.44	0.45	0.46	0.46	0.40	0.36	0.37	0.35	0.29	0.36	0.41
Th/Zr	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Th/Yb	3.42	3.46	3.65	3.94	4.06	4.21	4.59	4.70	4.99	5.39	6.03
Th/Zr	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Th/Ta	7.71	7.73	8.02	8.61	10.13	11.75	12.27	13.37	16.99	15.19	14.82
Th/Nd	0.42	0.35	0.41	0.37	0.39	0.39	0.42	0.40	0.40	0.38	0.34
Nb/Zr	0.18	0.15	0.14	0.13	0.12	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07
Nb/Yb	6.19	5.59	5.69	5.54	5.38	5.60	5.98	5.53	5.71	6.14	6.22
Nb/La	0.54	0.48	0.48	0.44	0.41	0.38	0.38	0.35	0.35	0.34	0.31
Nb/Y	0.74	0.68	0.68	0.68	0.69	0.70	0.71	0.68	0.69	0.71	0.72
Nb/Ta	13.95	12.50	12.50	12.10	13.39	15.63	15.96	15.73	19.44	17.28	15.29
Ba/La	24.85	29.88	31.10	31.66	32.27	32.91	34.63	34.58	35.95	37.17	40.57
Ba/Rb	9.99	10.33	10.71	11.14	11.85	12.93	13.29	13.52	13.72	14.06	15.22
Rb/Y	3.39	4.11	4.16	4.44	4.56	4.66	4.85	5.02	5.24	5.43	6.22
Rb/Zr	0.83	0.88	0.85	0.82	0.79	0.66	0.65	0.63	0.63	0.62	0.60
Rb/Sr	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.07	0.07
Zr/Nb	5.50	6.88	7.19	7.93	8.33	10.07	10.53	11.71	12.07	12.36	14.46
Zr/Hf	36.67	40.74	39.66	41.03	41.67	48.71	49.38	48.24	46.94	46.76	50.81
Zr/TiO <sub>2</sub>	133.8	148.6	159.7	167.6	189.4	228.8	243.1	256.3	277.0	293.2	361.5
Hf/Sm	0.35	0.37	0.42	0.43	0.45	0.49	0.53	0.57	0.61	0.66	0.73
Hf/Yb	0.93	0.94	1.03	1.07	1.08	1.16	1.27	1.34	1.47	1.62	1.77
La/Yb	11.41	11.68	11.92	12.66	12.97	14.63	15.74	15.97	16.53	17.85	20.19
La/Nb	1.84	2.09	2.09	2.29	2.41	2.61	2.63	2.89	2.89	2.91	3.25
Ba/Th	82.9	100.9	101.5	101.7	103.0	114.4	118.6	117.4	119.1	123.0	135.9
Th/Nb	0.55	0.62	0.64	0.71	0.76	0.75	0.77	0.85	0.87	0.88	0.97
Th/Ce	0.20	0.18	0.16	0.16	0.16	0.15	0.14	0.15	0.13	0.13	0.13
La/Ta	25.74	26.09	26.17	27.66	32.32	40.83	42.02	45.39	56.25	50.25	49.65
Th/Yb	3.42	3.46	3.65	3.94	4.06	4.21	4.59	4.70	4.99	5.39	6.03
Dy/Yb	1.49	1.53	1.53	1.58	1.51	1.43	1.51	1.31	1.39	1.55	1.58
Ta/Yb	0.44	0.45	0.46	0.46	0.40	0.36	0.37	0.35	0.29	0.36	0.41
Zr/Yb	34.02	38.46	40.93	43.91	44.80	56.34	62.95	64.82	68.98	75.88	89.95
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.64	2.86	2.97	3.12	3.38	3.79	4.06	4.16	4.23	4.51	5.17
(Sm/Yb) <sub>N</sub>	13.23	13.00	12.77	12.32	12.68	12.18	11.41	11.50	11.14	10.36	9.50
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.63	7.81	7.97	8.46	8.68	9.78	10.52	10.68	11.05	11.94	13.50
EU/Eu*	1.08	1.05	1.02	0.98	0.97	0.94	0.94	0.94	0.84	0.96	0.83

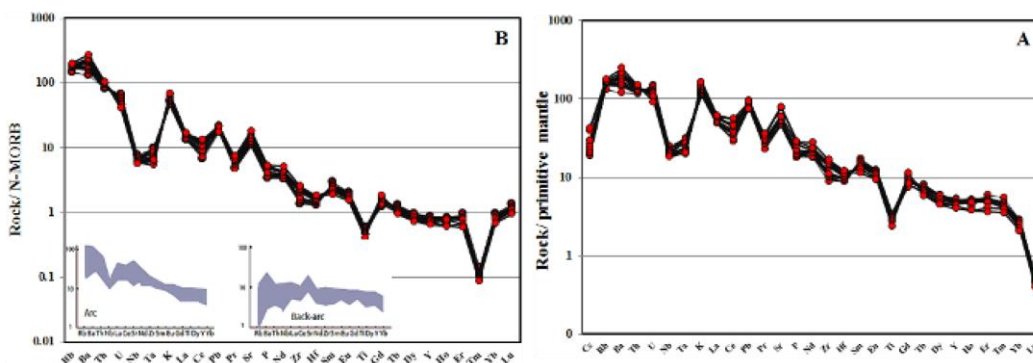
(1984). مقادیر Ta از ۰/۶ تا ۰/۹، Nb ۱۱ تا ۱۷ ppm و غنی شدگی استرانسیم تا ۱۰۰ برابر متوسط گوشته اولیه در نمودار (شکل A۵)، از ویژگی‌های ماگماتیسیم زون‌های فرورانشی است (Wilson and Morrison, 1980). به نظر (Downes, 2006). غنی شدگی بالا از عناصر Sr، Ba و Rb می‌تواند مرتبط با غنی شدگی منشأ این ماگمای شوشونیتی باشد. طبق مطالعات (Hawakesworth and McDonald, 2001)

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل A۵) نمونه‌های مورد مطالعه آنومالی منفی از عناصر Ti، Nb و Ta و غنی شدگی از عناصر LILE را نشان می‌دهند. علاوه بر این آنومالی مثبت Pb نیز در الگوی نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. همه موارد ذکر شده نشان می‌دهد که الگوی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی با الگوی سنگ‌های مناطق فرورانشی شباهت دارد (Gill, )



می‌توان شباهت قوی این الگوها با کمان ماگمایی (کمان‌های پس از برخورد) اشاره کرد (شکل B۵) که با غنی‌شدگی فرورانشی و تغییرات منشأ گوشته‌ای طبق مدل (Martinez and Taylor, 2003) تشابه دارد.

ناهنجاری‌های مثبت Cs نسبت به گوشته اولیه با نفوذ سیالات پوسته‌ای و متاسوماتیسم گوشته‌ای ایجاد می‌شود (Zanette et al, 1999) که این مورد در نمودار (شکل A۵) قابل مشاهده است. با توجه به الگوهای مطرح شده توسط (Pouclet et al, 1994) برای ماگمای کمان و حوضه پشت قوس،



شکل ۵: A: نمودار عنکبوتی بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989); B: نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نسبت به مورب تهی شده (Sun and McDonough, 1989) و الگوی کمان‌های ماگمایی و ماگماتیسم پشت کمان از (Pouclet et al, 1994) نشان‌دهنده تشابه نمونه‌ها به نمونه‌های پشت کمان می‌باشد.

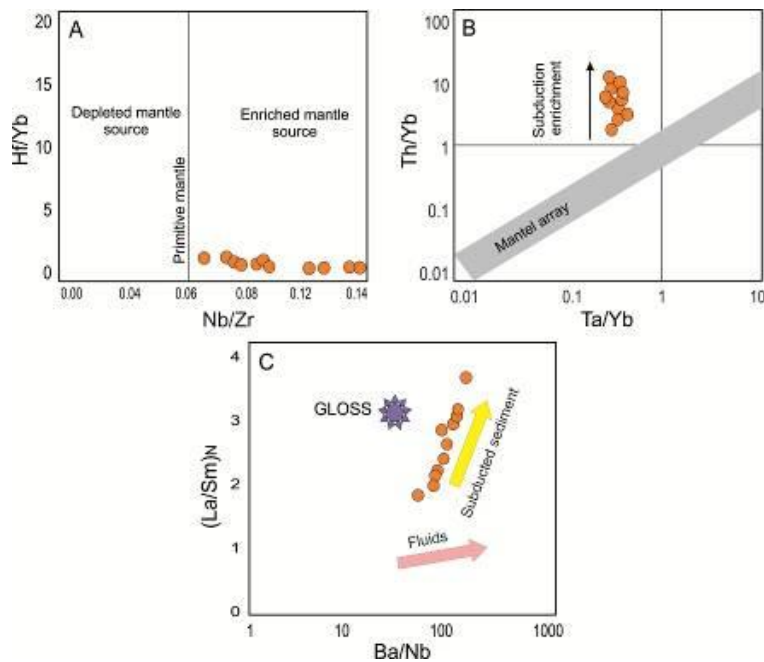
گوشته‌ای غنی شده برای این سنگ‌ها است (John et al, 2004). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و نسبت به مورب تهی شده (شکل A۵ و B)، نمونه‌های مورد مطالعه الگوهای غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و نیز تهی‌شدگی از عناصر HFSE و HREE و تهی‌شدگی عناصر Nb و Ta نشان می‌دهد که مشابه الگوهای سنگ‌های مناطق فرورانشی می‌باشد. همچنین آنومالی شاخص مثبت عناصر Ba, Rb, U, Th, Pb, Sr و عناصر با تحرک بالا در زون‌های فرورانشی ویژگی ماگماهای نشأت گرفته از گوشته غنی شده است که با عناصر ناسازگار پوسته‌ای طی نفوذ مشتقات رسوبی پوسته‌ای به گوشته موجب متاسوماتیسم منشأ شده است (McDonald and Hawkesworth, 2001; Kamber et al, 2002; Wilson and Downes, 2006; Peng et al, 2007; He et al, 2007). مشخصات ژئوشیمیایی گوه

### پتروژنز

سنگ‌های تراکی آندزیت - تراکی آندزیت بازالتی ائوسن خانعلی دره‌سی با ماهیت شوشونیتی طبق (شکل C۴ و D). از یک ماگمای تحول یافته  $Mg \# < 62$  (با مقادیر ۶۲-۶۸) نشأت گرفته است. طبق مطالعات (Geng et al, 2009) بیانگر نقش اجزاء گوشته‌ای در تشکیل آنها است. این مدل در حاشیه‌های قاره‌ای فعال، از ذوب گوشته به همراه ذوب بخشی مواد فرورانده شده متداول است (Castro et al, 2013) و متاسوماتیسم منشأ در فرورانش با یک غنی‌شدگی گوشته با نسبت  $La/Nb > 1$  مشخص می‌شود (Aldanmaz, 2012). نسبت  $La/Nb$  در سنگ‌های مورد مطالعه با مقادیر  $1/8$  تا  $3/2$  است که نشانگر غنی‌شدگی در منبع گوشته‌ای است. بررسی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (شکل A۶)  $Nb/Zr$  در مقابل  $Hf/Yb$  نشانگر یک منبع

Pearce, 1983; Harangi et al, 2007; Hoang et al, 2011) است که موید غنی‌شدگی فرورانشی منشأ آندزیت‌های خانعلی دره‌سی طی فرورانش می‌باشد (شکل B۶). افزایش نسبت Ba/Nb در مقدارهای کم و بیش ثابت  $(La/Sm)_N$  و نزدیک به مقادیر مربوط به رسوبات فرورانده شده جهانی (Langmuir and Plank, 1998) نشان می‌دهد که مؤلفه‌های فرورانش روی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه تا حدودی متأثر از ذوب رسوبات فرورانده شده می‌باشد (شکل C۶). این در حالی است که نسبت Th/Ce نیز با مقادیر ۰/۱۳ تا ۰/۲ موید این موضوع است (Hawkesworth et al, 1993).

گوشته‌ای بالای زون فرورانش توسط اجزای صفحه فرورو تغییر می‌کند. این اجزاء می‌تواند نفوذ سیالات ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی (Turner et al, 1997)، آب‌زدایی رسوبات فرورونده (Class et al, 2000) و یا اضافه شدن مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (Munker, 2000) باشند. در سیستم فرورانشی عنصر Th می‌تواند نقش رسوبات فرورونده در غنی‌شدگی را مستقل از تفریق یا ذوب بخشی تعیین کند. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار یاد شده نشانگر اثر شاره‌های متاسوماتیک (شامل سیال آبدار یا مذاب‌های حاصل از رسوبات و یا پوسته فرورانده شده به گوه گوشته‌ای



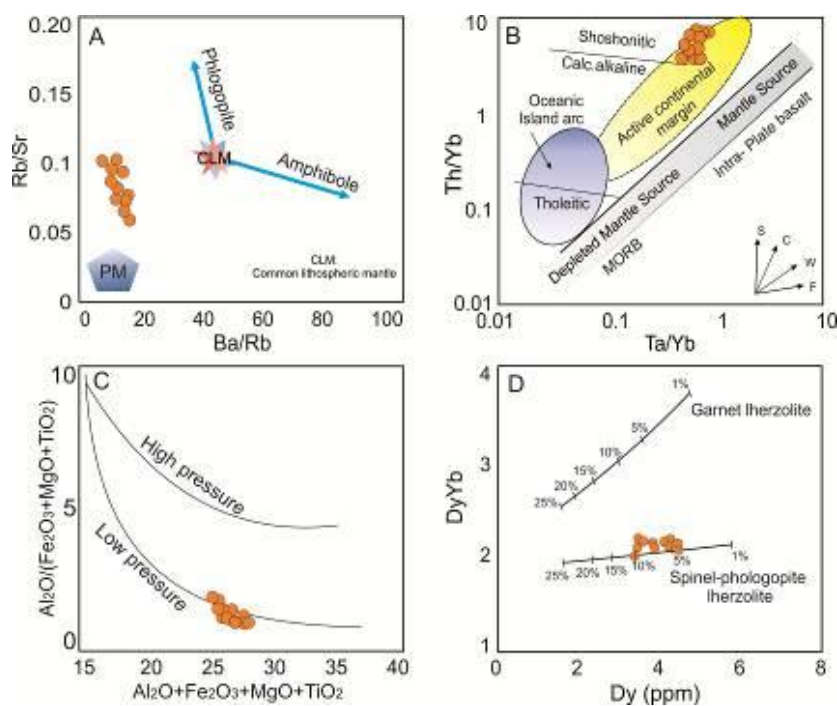
شکل ۶: A: موقعیت نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی خانعلی درسی در نمودار Nb/Zr در مقابل Hf/Yb از (Tatsumi and Kogiso, 2003) نشانگر غنی‌شدگی منشأ می‌باشد. B: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb از (Helvacı et al, 2009) نشانگر غنی‌شدگی فرورانشی منشأ آندزیت‌های خانعلی درسی می‌باشد. C: موقعیت نمونه‌های سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Ba/Nb در مقابل  $(La/Sm)_N$  از (Tian et al, 2011) نشانگر تاثیر رسوبات فرورانشی در غنی‌شدگی منشأ می‌باشد.

آبدار گوشته فلوگوپیت دار (Conceicao and Green, 2004) در تشکیل این سنگ‌ها نقش بارزی دارند. در مقایسه با آمفیبول، فلوگوپیت دارای ضریب توزیع بیشتری نسبت به Ba و Rb بوده؛ اما ضریب توزیع پایینی برای Sr دارد. سنگ‌های

در سنگ‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی منشأ از عناصر LREEs و LILEs (شکل A۵) مشهود است. با توجه به ماهیت شوشونیتی سنگ‌های مورد مطالعه، منشأ غنی شده با سیال و مذاب‌های صفحه فرو رونده (Jiang et al, 2005) و همچنین ذوب

همانطوری که در شکل (A) دیده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت پایین Ba/Rb از ۱۰/۰ تا ۱۵/۲ و نسبت Rb/Sr از ۰/۰۷ تا ۰/۱ می‌تواند حاصل ذوب منشأ فلوگوپیت‌دار باشد که با ماهیت شوشونیتی نمونه‌ها قابل انطباق است. در این نمودار نسبت‌های Ba/Rb و Rb/Sr از فلوگوپیت و آمفیبول‌های عمیق گوشته‌ای مورد مطالعه (Furman and Graham, 1999) و مقدار PM (Sun and McDonough, 1989) می‌باشد.

حاصل از ذوب بخشی یک منبع حاوی آمفیبول دارای نسبت  $\langle \text{Ba/Rb} \rangle 45$  و نسبت  $\langle \text{Rb/Sr} \rangle 0.06$  می‌باشد اما در منبع حاوی فلوگوپیت نسبت  $\langle \text{Ba/Rb} \rangle 20$  و  $\langle \text{Rb/Sr} \rangle 0.1$  است (Furman and Graham, 1999). همچنین نسبت Nb/Th شاخصی از سازگاری عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت است (Ionov et al, 1997) و این عنصر تحرک کمی در طی دگرسانی دارد. لذا این نسبت برای تعیین نوع فاز پتاسیم‌دار در منشأ بسیار سودمند است. بر این اساس و



شکل ۷: A: نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار نسبت Ba/Rb در مقابل نسبت Rb/Sr از (Furman and Graham, 1999)؛ B: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار نسبت Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1982) نشانگر منشأ ماگمای شوشونیتی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره می‌باشد. (روندهای معرفی شده در نمودار نشانگر غنی‌شدگی ناشی از فرورانش (S) آلودگی پوسته‌ای، C: غنی‌شدگی درون صفحه‌ای (W) و تبلور تفریقی (F) را نشان می‌دهند. در این نمودار نسبت‌های Ba/Rb و Rb/Sr از فلوگوپیت و آمفیبول‌های عمیق گوشته‌ای مورد مطالعه (Furman and Graham, 1999) و مقدار PM از مطالعات (Sun and McDonough, 1989) می‌باشد. C: نمودار عناصر اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه خاقلی دره سی. محدوده بین منحنی‌های فشار بالا و فشار پایین در بر گیرنده اعماقی است که از بر هم کنش گوشته - پوسته رخ می‌دهد (Patiño Douce, 1999; Geng et al, 2000). D: نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Dy در برابر Dy/Yb از (Shaw, 1970) نشانگر ذوب کمتر از ۱۰٪ منشأ اسپینل فلوگوپیت لرزولیتی می‌باشد.

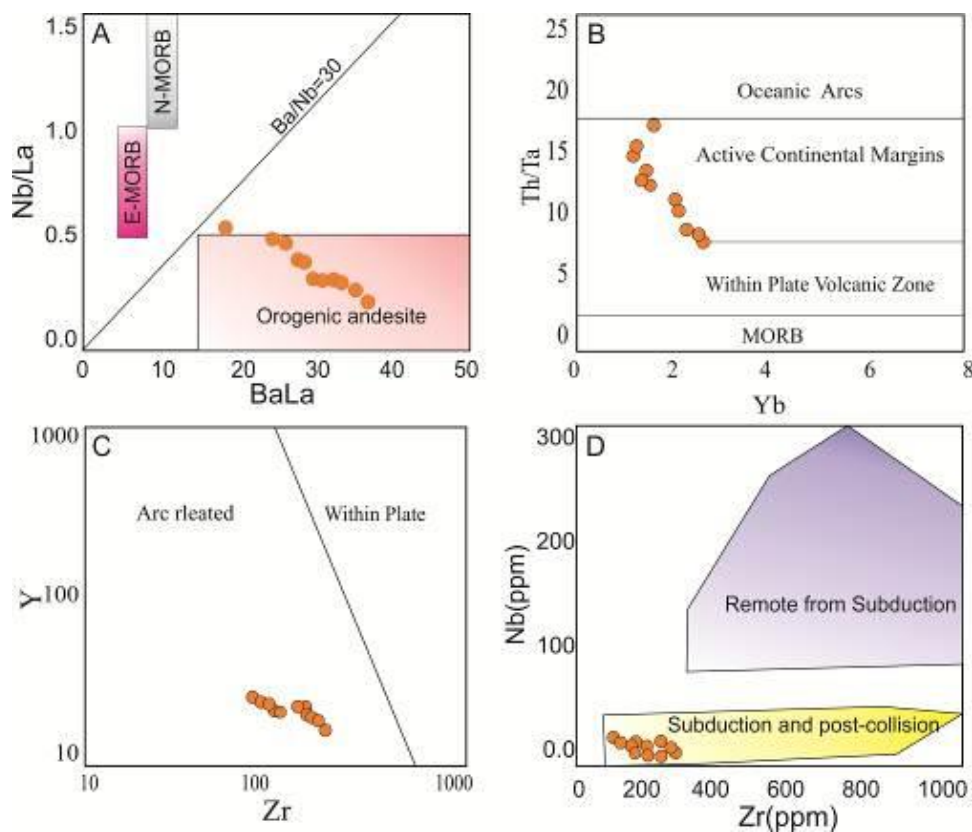
## محیط تکتونوماگمایی

به نظر گیل (Gill, 1981) نسبت  $Ba/Nb < ۶۴$  بیانگر شاخص کمان‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش است و در پشته‌های میان اقیانوسی کمتر از ۸ می‌باشد (Taylor and Martinez, 2003) و نیز نسبت  $Ba/Nb$  بزرگ‌تر از ۳۰ معرف مذاب‌های تولید شده در یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه در بالای صفحه فرورو است (Hildreth and Moor bath, 1998). این نسبت در آندزیت‌های مورد مطالعه بیشتر از ۴۵ تا ۱۳۱ است. همچنین نسبت  $Zr/Y > 3$  نشانگر کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای می‌باشد که این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه از ۳۴ تا ۹۰ می‌باشد و سازگار با کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای پس از برخورد با منشأ غنی شده است. همچنین نسبت  $Ba/La$  در آندزیت‌های مورد مطالعه با مقادیر ۲۴/۸ تا ۴۰/۶ به‌طور قابل ملاحظه‌ای بیش از مقادیر ذکر شده برای فوران‌های درون صفحه‌ای (با مقادیر ۱۰ تا ۱۵) بوده و با فوران‌های مرز صفحات همگرا که حداقل مقدار نسبت ۱۵ (Wood, 1980) و مناطق کششی پشت قوس با مقادیر بالای ۲۵ (McDonald et al, 2001) همخوانی دارد. همچنین متوسط نسبت  $La/Ta$  در سنگ‌های منطقه با مقادیر ۲۵ تا ۵۶، در بازه بین ۲۵ تا ۷۵ کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (Trumbull et al, 1999). منطقه مورد مطالعه، بخشی از کوهزاد ناشی از همگرایی صفحات عربی - اوراسیایی می‌باشد. همگرایی صفحات عربی - اوراسیایی سبب فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به سمت شمال و شمال شرقی زیر صفحه ایران و تشکیل ماگماتیسیم همزمان با فرورانش، برخوردی و بعد از برخوردی شده است. در منطقه شمال غرب ایران و قفقاز کوچک ماگماتیسیم وابسته به فرورانش از اوایل کرتاسه شروع شده است (Moritz et al, 2015). هر چند که ماگماتیسیم وابسته به فرورانش

مدلی برای تعیین غنی‌شدگی فرورانشی منشأ توسط پیرس (Pearce, 1984) توصیف شده است که در آن از نسبت‌های  $Ta/Yb$  و  $Th/Yb$  استفاده شده است که تغییرات منشأ را به‌خوبی نشان می‌دهند (Aldanmaz et al, 2000). در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت  $Ta/Yb$  دارای مقادیر ۰/۲۹ تا ۰/۴۶ و  $Th/Yb$  دارای مقادیر ۳/۴۲ تا ۶/۰۳ می‌باشد. با توجه به اینکه فرآیندهای فرورانشی دارای غنی‌شدگی از  $Th$  می‌باشند و مقادیر  $Ta$  اندکی دارند (Saccani et al, 2008)، نمونه‌های مورد مطالعه با مقادیر  $Th$  از ۹/۹۵ تا ۱۲/۶ نشانگر غنی‌شدگی نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) هستند. در نمودار طراحی شده بر مبنای این مدل، نمونه‌های مورد مطالعه دارای روند گوشته غنی شده با متاسوماتیسیم و مرتبط با فرورانش می‌باشد (شکل B۷). مذاب‌های تشکیل شده در شرایط فشار بالا دارای نسبت‌های بالاتر  $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO)$  می‌باشند، در حالی که مذاب‌های حاصل بر هم کنش گوشته - پوسته در محدوده بین منحنی‌های فشار بالا و پایین واقع می‌شوند (Geng et al, 2009; Patiño Douce, 1999). سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، دارای مقادیر ۰/۹۶ تا ۱/۳۴ از نسبت مورد اشاره بوده و در محدوده بین منحنی‌های فشار بالا و فشار پایین واقع می‌شوند (شکل C۷) که حاکی از بر هم کنش گوشته - پوسته در منشأ تشکیل آنها می‌باشد. محتوای عناصر ناسازگار در کلیه نمونه‌های مورد بررسی، نشانگر رابطه ژنتیکی از یک منبع مشترک است (شکل A۵ و B). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مدل ژئوشیمیایی ذوب منشأ (Shaw, 1970) با استفاده از محتوای  $Dy$  و  $Dy / Yb$  نشان می‌دهد که ماگمای والد، از ذوب بخشی کمتر از ۱۰٪ یک منبع لرزولیتی دارای اسپینل - فلوگوپیت‌دار به دست آمده است (D۷).

ارسباران در زمان مزوزوئیک پایانی و سنوزوئیک و ایجاد سیستم ماگماتیسم ناشی از کشش پوسته در ائوسن در ارتباط با عقب‌گرد صفحه فرورانشی اقیانوس نفوتتیس در گزارش‌های مختلفی به خصوص در رخنمون‌های ائوسن گزارش شده است (Rolland et al, 2009; Rolland et al, 2010; Galland and Vardanyan, 2017; Avagyan et al, 2017; Shafaii Moghadam et al, 2018). نمودار Nb/La در مقابل Ba/La از Kuscu و جنلی (Geneli, 2010) نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آندزیت‌های کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل A۸).

در منطقه ارسباران و زون طالش در کرتاسه نمود بیشتری دارد ولی در مناطقی از این زون‌ها از جمله در شمال معدن سونگون و در حاشیه رودخانه ارس سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک نیز گزارش شده است (Mehrpartou, 1992). عموماً ماگماتیسم بعد از کرتاسه منطقه شمال غرب آذربایجان در بررسی‌های مختلف به صورت قوس پس از برخورد و در ارتباط با یک گوشته متاسوماتیزه گزارش شده است (Shahbazi, 2013; Aghazadeh et al, 2010, Mobashergermi et al, 2019). حضور گوشته متأثر از فرایندهای فرورانشی در منطقه



شکل ۸: A: موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ba/La در مقابل Nb/La از (Geneli and Kuscu, 2010) نشانگر کوهزاد بودن آندزیت‌های خانلی درسی می‌باشد. B: در نمودار Yb در مقابل نسبت Th/Ta از (Schandle and Gorton, 2002) نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قرار می‌گیرند. C: نمودار Zr در برابر Y از (Muller and Groves, 1997) نشانگر تعلق به کمان ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی است. D: در نمودار فراوانی Zr در برابر Nb از (Thompson and Flower, 1986) سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده فرورانش پس از برخورد قرار دارند.



آتشفشانی تراکی آندزیتی تا تراکی آندزیت بازالتی ائوسن رخنمون دارند. بررسی‌های میکروسکوپی این نمونه‌ها نشانگر وجود بافت عمومی گلومروپورفیریتی و هیالومیکروولیتی متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول‌های قهوه‌ای با حاشیه اپاسیتی شده، بیوتیت و کانی‌های کدر هستند. سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت شوشونیتی هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب، غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE را نشان می‌دهند. این الگو مشابه مناطق فرورانشی بوده و طبق شواهد بحث در مکان کمان آتشفشانی پس از برخورد تشکیل شده است. همچنین نمونه‌های مورد مطالعه آنومالی مثبت با منشأ پوسته‌ای همچون Ba, Sr, Pb و Rb دارند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه نشانگر غنی‌شدگی و تشکیل آنها در ارتباط با محیط فرورانش می‌باشد. این امر در دیاگرام‌های تجربی تعیین محیط تکتونیک، نشانگر یک قوس آتشفشانی قاره‌ای می‌باشد. ماگمای اولیه سنگ‌های آتشفشانی از ذوب بخشی کمتر از ۱۰٪ گوشته اسپینل - فلوگوپیت لرزولیتی و متاسوماتیسم شده با عوامل فرورانش و رسوبات همراه تشکیل شده است.

در نمودار Y در برابر Th/Ta (Schandle and Gorton, 2002) تمامی نمونه‌ها در محدوده مرتبط باکمان حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل BA). برپایه این نمودارهای شکل A8 و B، سنگ‌های منطقه در حوزه آتشفشان کوهزایی حواشی فعال قاره‌ای جای می‌گیرند و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما در منطقه، بخشی از پهنه حاشیه فعال قاره‌ای به شمار می‌رود. نسبت عنصرهای کمیاب Zr-Y برای شناسایی رژیم زمین‌ساختی به کار برده می‌شود. اگر نسبت عنصرهای کمیاب Zr-Y بیشتر از ۳ باشد، گدازه‌ها در پهنه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر کمتر از ۳ باشد، در کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی پدید آمده‌اند (Pearce and Norry, 1979). این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه ۴/۱ تا ۱۰/۴ می‌باشد و گویای تشکیل در یک محیط کمانی حواشی فعال قاره‌ای می‌باشد (شکل C8). همچنین بر پایه نمودار پیشنهادی (Thompson and Flower, 1986) سنگ‌های آتشفشانی این منطقه در محدوده فرورانشی و پس از برخورد جایگیری کرده است (شکل D8).

### نتیجه‌گیری

در شمال باختر ایران، شمال - شمال غرب لاهرود (استان اردبیل) مجموعه‌ای از سنگ‌های

### منابع

-Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. Geological Magazine, v. 148, p. 980-1008. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000380>  
-Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N.R., Emami, M.H., Moinevaziri, H. and

Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran, Journal of Asian Earth Sciences, v. 38, p. 199-219. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.01.002>  
-Aldanmaz, E., 2012. Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from

polygenetic MOR SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism, *Geological Journal*, v. 47, p. 59-76.

<https://doi.org/10.1002/gj.1336>

-Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 102, p. 67-95.

[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)

-Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 659-672.

[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)

-Avagyan, A., Shahidi, A., Sosson, M., Sahakyan, L., Galoyan, Gh., Muller, C., Vardanyan, S., Firouzi, B.K., Bosch, D., Danelian, T., Asatryan, G., Mkrtchyan, M. and Shokri, M.A., 2017. New data on the tectonic evolution of Khoy region (NW Iran). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, *Geol. Soc. of London, Special*, v. 428, p. 99-116. <https://doi.org/10.1144/SP428.13>

-Babakhani, A.R. and Khan Nazer, N.H., 1991. Geological Quadrangle Map and report 1:100000, No.5567, Geological Survey of Iran, Lahrud. (In Persian). <http://ketab.ir/bookview.aspx?bookid=103930>

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.

<https://doi.org/10.1139/e81-019>

-Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des

processus de melange et/ou de contamination crustale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series*, v. 2(309), p. 2023-2029.

DOI: 10.1155/2013/805451

-Castro, A., Vogt, K. and Gerya, T., 2013. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model. *Gondwana Research*, v. 23(4), p. 1554-1566.

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.004>

-Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L. and Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanism, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi: 10.1029/1999GC000010.

<https://doi.org/10.1029/1999GC000010>

-Conceicao, R.V. and Green, D.H., 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite, lherzolite. *Lithos*, v. 79, p. 209-229.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.09.003>

-Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province, *Lithos*, v. 48, p. 237-262. [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7)

-Galland, B. and Vardanyan, S., 2017. Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus area (Armenia): evidence of a subduction geodynamic environment. *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. *Geol. Soc. of London, Special Volume*, v. 428, p. 73-98.

<https://doi.org/10.1144/SP428.12>

-Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W.J., Xian, W.S., Zhao, G.C., Zhang, L.F., Wong, K. and Wu, F.Y., 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late

- Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, v. 266(3-4), p. 364-389.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.001>
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. DOI : 10.1007/978-3-642-68012-0
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran Tectonics, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 4(25), p. 26 -27.  
<https://doi.org/10.1029/2006TC002091>
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmeling, K., 2007. Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian arc, Eastern Central Europe, *Journal of petrology*, v. 48(12), p. 2261-2287.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm059>
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 21, p. 175-204.  
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001135>
- He, Y., Zhao, G., Sun, M. and Wilde, S.A., 2007. Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton, *Lithos*, v. 102, p. 158-178.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.004>
- Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, O. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 185(3), p. 181-202.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016>
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.  
<https://doi.org/10.1007/BF00372365>
- Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I., 2011. Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 200(3-4), p. 255-266.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.002>
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1997. Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations, *Earth Planet Scientific Letters*, v. 131, p. 341-356.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00037-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00037-D)
- Irvin, T.N. and Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jiang, Y.H., Ling, H.F., Jiang, S.Y., Fan, H.H., Shen, W.Z. and Pei, N., 2005. Petrogenesis of Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg potassic quenched enclaves at Xiangshan, southeast China. *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1121-1154.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi012>
- John, T., Scherer, E.E., Haase, K. and Schenk, V., 2004. Trace element

- fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics", *Earth and Planetary Science Letters*, v. 227, p. 441-456. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.009>
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 38-56. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0374-5>
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. and Heath, E., 2001. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism, *Earth Science Reviews*, v. 49, p. 1-76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00069-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0)
- Mehrpartou, M., Aminifazl, A. and Radfar, J., 1992. Geological map of Iran 1:100,000 series, Geological Survey of Iran, Varzeghan.
- Mobashergermi, M., Zarei Sahamieh, R., Aghazade, M., Ahmadikalaji, A., Ahmadzadeh, G. and Le Roux, P., 2019. Petrological and isotopic study of basaltic rocks of Barzand area and comparison of them with Poshtasar basalts in South of Germe, *Petrology*, v. 10(37), p. 103-132. [http://journals.ui.ac.ir/article\\_23294\\_460702265a5f79d76ff2cdca8714490a](http://journals.ui.ac.ir/article_23294_460702265a5f79d76ff2cdca8714490a)
- Mobashergerm, M. and Jahangir, A., 2017. Geochemistry and petrogenesis of basaltic prisms from South of Germe city (Ardabil province), *Petrology*, v. 8(31), p. 65-88.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M., 2005. The bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 147-162. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.001>
- Moritz, R., Rezeau, H., Ovtcharova, H., Tayan, R., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Ramazanov, V., Selby, D., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Putlitz, B., 2015. Long-Lived, Stationary Magmatism and Pulsed Porphyry Systems during Tethyan Subduction to Post-Collision Evolution in the Southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan, *Gondwana Research*, in press. [doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.009](https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.009). <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.009>
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, Shoshonites and gold-copper deposits, *Ore Geological Review*, v. 8, p. 383-406. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90035-W](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90035-W)
- Munker, C., 2000. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: Identification of four source components, *Journal of Petrology*, v. 41, p. 759-788. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.759>
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernandez and J.L. Vigneresse (Editors). *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications, v. 168, p. 55-75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, Chichester, p. 525-548. <http://orca.cf.ac.uk/id/eprint/8625>

- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (Editors.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva publishing, Nantwich, p. 230-249.  
<http://orca.cf.ac.uk/id/eprint/8626>
- Peng, T., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W. and Peng, B., 2007. Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication, *Lithos*, v. 102, p. 358-373.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.08.012>
- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle, *Chemical Geology*, v. 145, p. 325-394.  
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)
- Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M. and Galoyan, G., 2009. Blueschists of the Amassia–Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran, *International Journal of Earth Sciences*, v. 98, p. 533-550.  
<https://doi.org/10.1007/s00531-007-0286-8>
- Rolland, Y., Galoyan, G., Sosson, M., Melkonyan, R. and Avagyan, A., 2010. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F., Starostenko, V., *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian platform*. Geological Society London, Special publication, v. 340, p. 353-382.  
<https://doi.org/10.1144/SP340.15>
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments, *Economic Geology*, v. 97(3), p. 629-642.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shafaii Moghadam, H., Griffin, L.W., Kirchenbaur, M., Garbe-Schonberg, D., Zakie Khedr, M., Stern, J.S., Ghorbani, G., O'Reilly, S.Y., Murphy, R., Arai, S., Maghdour-Mashhour, R. and Maghdour-Mashhour, R., 2018. Roll-back, Extension and Mantle Upwelling Triggered Eocene Shoshonitic Magmatism in NW Iran, *Petrology*, p. 1-105.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- Shafaii Moghadam, M.H. and Shahbazi Shiran, S.H., 2010. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): An example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran, *Journal of Petrology*, v. 1(4), p.16-31, (In Persian).  
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=334024>
- Shahbazi, S.H., 2013. Petrogenesis of Quaternary Shoshonitic Volcanism in NE Iran (Ardabil): Implication for Postcollisional Magmatism, *Journal of Geological Research* v. 12(11), p. 11-23.  
<https://doi.org/10.1155/2013/735498>
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 237-243.  
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Sun, S. and Mc Donough, W.F., 1989. chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Cations or mantle composition and processes, in: Sanunders.A.D., Norry, M.j. (Eds), *Magmatism in the oceans Basins*.



- Geological society of London special publication, v. 42, p. 313-345.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tatsumi, Y. and Kogiso, T., 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. In: Larter, R.D., Leat, E.T. (Eds.), Intra-oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes", Geological Society of London, Special Publication, v. 219, p. 55-80.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.219.01.03>
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics, Earth Planet, Science Letters, v. 81, p. 210-497. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00167-5)
- Thompson, R.N. and Flower, M.B., 1986. Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism, A study of siluro – Ordovician syentes, from the Scottish Caledhids, Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 94, p. 501-522.  
<https://doi.org/10.1007/BF00376342>
- Tian, L., Castillo, P.R., Hilton, D.R., Hawkins, J.W., Hanan, B.B. and Pietruszka, A.J., 2011. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle. Journal of Geophysical Research, v. 116, p. 11-21.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.039>
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications, Journal of South American Earth Science, v. 12, p. 135-155.  
[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00011-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00011-5)
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I., 1997. U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61, p. 4855-4884.  
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00281-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00281-0)
- Vincent, S., Allen, M., Ismail-Zadeh, A., Flecker, R., Foland, K. and Simmons, M., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region, GSA Bulletin, v. 117(12), p. 1513-1533.  
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Van der Boon, A., Kuiper, K.F., Villa, G., Renema, W., Meijers, M.J.M., Langereis, G., Aliyeva, E. and Krijgsman, W., 2015. Onset of Maikop sedimentation and cessation of Eocene arc volcanism in the Talysh Mountains, Azerbaijan, Geological Society, London, Special Publications, v. 428, p. 145-169.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, American Mineralogist, v. 95, p. 185-187.  
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M. and Downes, H., 2006. Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics, Geological Society, London, v. 147-166.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.09>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical geology, v. 20, p. 325-343.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of

tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50(1), p. 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)

-Zanette, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R., 1999. The Finero Phlogopite- peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 107-122. <https://doi.org/10.1007/s004100050472>.