

## **Petrogenesis and geochemistry of the Eocene volcanic sequence in the northeast of Zanjan: Implications for active continental margin magmatism in the Alborz- Azarbaijan Zone**

**Farzaneh Khademian<sup>1</sup>, Iman Monsef<sup>2\*</sup> and Mohammad Rahgoshay<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Earth sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan 45137-66731, Iran

### **Abstract**

The Eocene volcanic sequence in NE of the Zanjan and in the Alborz-Azarbaijan zone is mostly intermediate in composition and is accompanied with pyroclastic tuff and breccia. Petrographic studies reveal that these volcanic rocks are andesite and trachy-andesite. The common textures are porphyritic and glomeroporphyritic and the phenocrysts are composed of plagioclase, pyroxene and amphibole minerals. Also, calcite, quartz, chlorite and epidote are the secondary phases. According to geochemical classification, These rocks are plotted on the fields of andesite and trachy-andesite. Geochemically, the study rocks are enriched in LREEs and LILEs relative to HFSEs. Petrographical observations along with geochemistry of rare earth and trace elements suggest calc-alkaline affinity of the rocks under discussion as well as crustal assimilation, fractional crystallization and derivation from a subducted-related environment. Accordingly, the studied rocks are analogous with tectonic features of active continental margin arc settings.

**Key words:** Eocene volcanic sequence, calc-alkaline magmatism, active continental margin, Zanjan, Alborz-Azarbaijan zone

\* iman.mosef@iasbs.ac.ir

پتـرولوژی، سال نهم، شماره سی و سوم، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۱۹۱-۲۰۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۲۴

## سنگ‌زایی و زمین‌شیمی توالی آتشفشانی ائوسن شمال خاوری زنجان: با نگرشی بر ماگماتیسم مرز فعال قاره‌ای در پهنه البرز-آذربایجان

فرزانه خادیمان<sup>۱</sup>، ایمان منصف<sup>۲\*</sup> و محمد رهگشای<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی ۴۵۱۳۷-۶۶۷۳۱، ایران

### چکیده

توالی آتشفشانی ائوسن در شمال‌خاوری زنجان و در پهنه البرز-آذربایجان بیشتر ترکیب حد واسط دارد و به‌همراه نهشته‌های آذرآواری ساخته‌شده از توف و برش دیده می‌شود. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، این سنگ‌های آتشفشانی بیشتر دربردارنده آندزیت و تراکی‌اندزیت هستند. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیریک و گلوپورپورفیریک است. پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول از درشت‌بلورهای سازنده این سنگ‌ها هستند. کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت نیز از کانی‌های ثانویه هستند. برپایه رده‌بندی‌های زمین‌شیمیایی، این نمونه‌ها در محدوده آندزیت و تراکی‌اندزیت جای می‌گیرند. همچنین، این نمونه‌ها از عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) و عنصرهای لیتوفیل درشت‌یون (LILE) در برابر عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. یافته‌های سنگ‌شناسی همراه با داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب و خاکی نادر نشان‌دهنده گرایش کالک‌آلکان، آلیش و هضم مواد پوسته‌ای، جدایش بلورین و پیدایش ماگما سازنده آنها در پهنه‌ای فرورانشی است. در کل، برای توالی آتشفشانی ائوسن منطقه زنجان، پهنه زمین‌ساختی وابسته به کمان مرز فعال قاره‌ای پیشنهاد می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** توالی آتشفشانی ائوسن، ماگماتیسم کالک‌آلکان، مرز فعال قاره‌ای، زنجان، پهنه البرز-آذربایجان

### مقدمه

به ۳۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع روی داده است و این ناحیه را به یکی از بزرگ‌ترین پهنه‌های دگرریختی پدیدآمده در پی همگرایی در زمین مبدل ساخته است (Allen *et al.*, 2004). در کل، بیشتر فرایندهای آتشفشانی ایران در ارتباط با فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس و

ایران در کمربند چین‌خورده آلپ-همالیای و در ناحیه فشارشی ناشی از همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا جای دارد. به‌دنبال همگرایی این دو صفحه، دگرریختی ناحیه‌ای پوسته قاره‌ای در مساحتی نزدیک

\* iman.mosef@iasbs.ac.ir

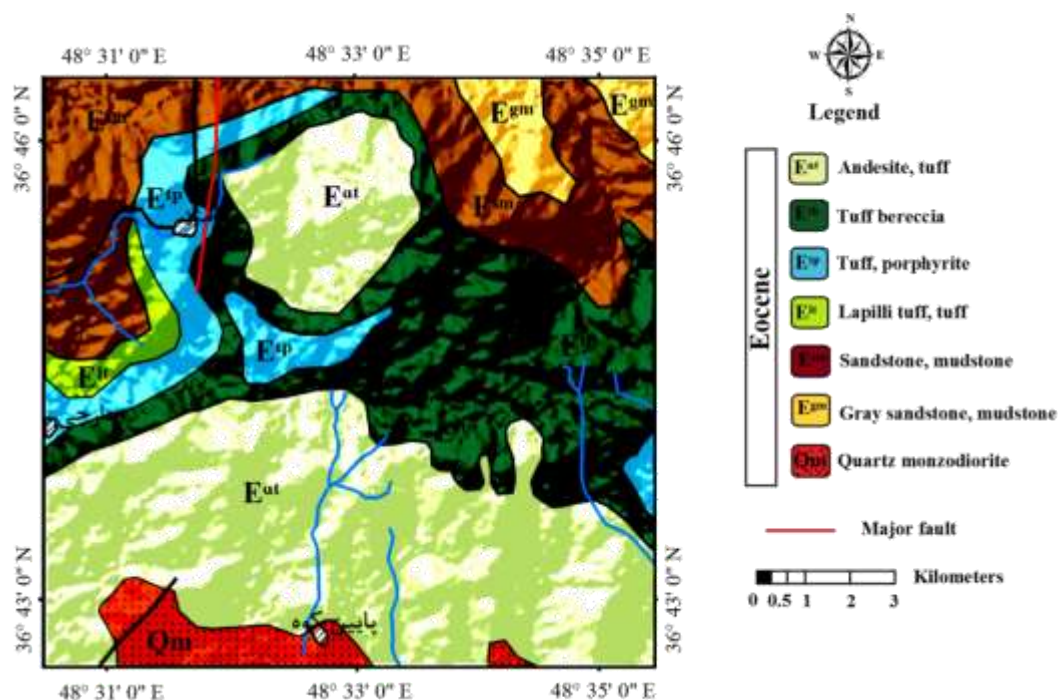
Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

لایه‌هایی از سنگ‌های با سن ائوسن هستند که در حوضه دریایی کم ژرفا ته‌نشین شده‌اند که از دریای تتیس بجا مانده است. بخش بزرگی از این منطقه در بردارنده سری سنگ‌های ائوسن یا سازندهای زمین‌شناسی همانند سازند کرج است؛ هرچند این رده‌بندی ارزش محلی دارد و برای بخش‌های دیگر عمومیت ندارد (Hirayama, 1966). بر این پایه، سازند همانند سازند کرج در کوه‌های طارم زنگان در بردارنده بخش بالایی (به‌نام آمند) با ستبرای ۱۴۰۰ متر و بخش زیرین (به‌نام کردکند) با ستبرای ۲۴۰۰ متر است. کهن‌ترین واحد رخنمون یافته در این منطقه مربوط به بخش آمند است که از توالی‌های آتشفشانی و لایه‌های آذرآواری پدیدآمده در پی فرایندهای ماگمایی ائوسن ساخته شده است. باو بر این است که پیدایش بخش آمند در دوره بزرگی از فرایندهای آتشفشانی زیردریایی، با رسوب‌های ماسه‌سنگ و مادستون آغاز شده است و این دو لایه رسوبی به‌طور محلی با لایه‌ای از گدازه آندزیت‌بازالتی از واحدهای بخش بالایی بخش کردکند جدا می‌شوند. بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طارم، از ۸ واحد آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی بخش آمند، تنها ۵ واحد آن در این منطقه رخنمون دارند (شکل ۱). گدازه‌های آندزیتی با ساخت ستونی همراه با توف‌های سبزه، ماسه‌سنگ و گل‌سنگ بیشترین حجم واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه با سن ائوسن را در برمی‌گیرند (شکل ۲- A). در بخش‌هایی از این منطقه، گدازه‌های بالشی به‌همراه جریان‌های گدازه‌ای دیده می‌شوند که این نشان‌دهنده رویداد فازهای گوناگونی از ولکانیسم در این منطقه است (شکل ۲- B). در کل، در این منطقه، نهشته‌های آتشفشانی ائوسن (گدازه‌ها و مواد آذرآواری) و توده‌های نفوذی با ترکیب حد واسط و اسیدی الیگوسن (که درون سنگ‌های ائوسن تزریق شده‌اند) دیده می‌شوند (شکل ۲- C).

شاخه‌های آن دانسته شده‌اند (Barbarian and King, 1981). بر پایه بررسی‌های Alberti و همکاران (۱۹۸۰)، پهنه ماگمایی جوان در میان دریای خزر از یک سو و دریای سیاه از سوی دیگر، فراگرفته شده و تا آتاتولی مرکزی نیز گسترش پیدا کرده است. این بخش ایالت ماگمایی آذربایجان نامگذاری شده است. در بررسی‌های بعدی نیز از آن با نام بلوک البرز-آذربایجان (البرز باختری و شمال باختر ایران) یاد شده است (Azizi et al., 2006). در پهنه البرز-آذربایجان، فرایندهای آتشفشانی ائوسن در بردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های دریایی هستند که بیشترشان سن ائوسن میانی دارند و در چینه‌شناسی ایران، سازند کرج نام دارند (Stöcklin and Eftekhar-Nezhad, 1969). فوران‌های آتشفشانی زیردریایی (سازند کرج) در بردارنده سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های تراکیتی، تراکی‌آندزیتی، آندزیتی و الیوین‌بازالتی بوده هستند؛ این سنگ‌ها میزبان توده‌های آذرین درونی طارم هستند (Nabatiyan, 2008). سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در حقیقت، بخشی از نوار آتشفشانی-نفوذی ترشیری در پهنه البرز-آذربایجان در زیرپهنه طارم (Hirayama et al., 1966) هستند که با روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در بلندی‌های طارم (در میان زنگان و آمند) در طول جغرافیایی خاوری ۳۱' ۴۸° تا ۳۵' ۴۸° و عرض جغرافیایی شمالی ۴۳' ۳۶° تا ۴۶' ۳۶° جای دارند. در این پژوهش، برپایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، به خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آتشفشانی ائوسن شمال‌خاوری زنگان پرداخته شود.

### زمین‌شناسی منطقه

از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، منطقه بررسی شده بخشی از زیرپهنه طارم در پهنه البرز-آذربایجان است. رشته کوه‌های طارم بیشتر در بردارنده



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده در شمال‌خاوری زنجان بر پایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ طارم (Hirayama, 1966)



شکل ۲- (A) سنگ‌های آندزیتی با ساخت ستونی در جنوب منطقه آمند (دید رو به شمال‌خاوری)؛ (B) فاز ولکانیسم جریان‌های گدازه‌ای روی گدازه‌های بالشی در جنوب منطقه آمند (دید رو به شمال‌باختری)؛ (C) جریان‌های گدازه‌ای آندزیتی و توده نفوذی کوارتزمونزونیتی در نزدیکی شهر زنجان (دید رو به شمال‌باختری)

## روش انجام پژوهش

در این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، شمار ۲۵ مقطع نازک برای بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی با میکروسکوپ پلاریزان برگزیده شدند. همچنین، شمار ۱۰ نمونه از نمونه‌های با دگرسانی کمتر در آزمایشگاه زرآزمای تهران به روش ICP-OES (طیف‌سنج جرمی - پلاسمای انتشار اتمی) برای عنصرهای اصلی و ICP-MS (طیف‌سنج جرمی - پلاسمای جفت‌شده القایی) برای عنصرهای کمیاب و خاکی نادر تجزیه شیمیایی شدند. برای بررسی‌های زمین‌شیمی و شناسایی پهنه زمین‌ساختی، داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه در نرم‌افزارهای سنگ‌شناسی (مانند: Petroplot, CoreIDraw و GCDkit) رسم شده و تعبیر و تفسیر شدند.

## سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های صحرایی، توالی آتشفشانی ائوسن منطقه دربردارنده سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری است. واحدهای گدازه‌ای ترکیب حد واسط دارند و دربردارنده آندزیت و تراکی آندزیت هستند. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیری با خمیره میکروگرانولار و گلوپورفیری است (شکل ۳- A).

### ۱- آندزیت‌ها

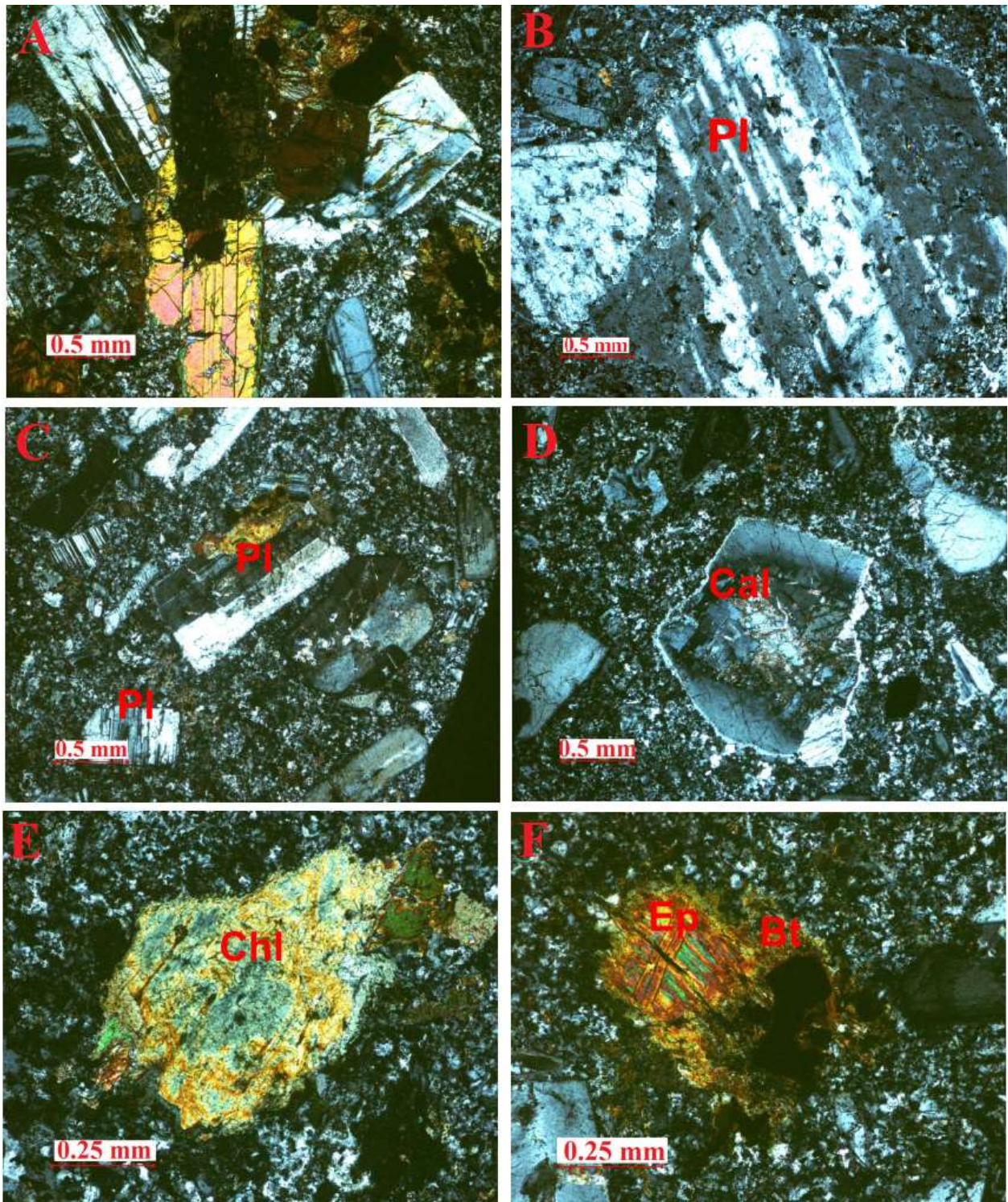
این سنگ‌ها در سطح تازه، به رنگ خاکستری و در نمای کلی، به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و آمفیبول کانی‌های اصلی سازنده آندزیت‌ها هستند. کانی پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و فراوان‌ترین درشت‌بلور این سنگ‌هاست. برپایه زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از

نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند. شماری از پلاژیوکلازها حاشیه تحلیل‌رفته، خوردگی خلیجی و منطقه‌بندی دارند و برخی نیز بافت غربالی نشان می‌دهند (شکل ۳- B). بافت غربالی، منطقه‌بندی و کانی‌هایی با حاشیه تحلیل‌رفته و گردشده نشان‌دهنده نبود شرایط تعادل هنگام انجماد ماگماست که چه‌بسا پیامد بالآمدن پرشتاب ماگما، افزایش بخار آب، فرایندهای آلیش و هضم (Tsuchiyama, 1985; Pudlo and Franz, 1995) و افت پرشتاب و ناگهانی فشار (Nelson and Montana, 1992; Singer et al., 1995; Zellmer et al., 2003) باشد. همچنین، در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلازهای سالم و دگرسان‌شده همزمان در یک سنگ دیده می‌شود (شکل ۳- C). این پدیده پیامد دگرسانی انتخابی محلول‌های گرمایی (Shelly, 1993) یا نشان‌دهنده حضور دو نسل پلاژیوکلاز است. فرایند سوسوریتی‌شدن و دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز به کلسیت و تا اندازه‌ای اپیدوت پدیده‌ای متداول است (شکل ۳- D). درشت‌بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار آمفیبول با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، از دیگر سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند و این بلورها نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سنگ‌ها را دربرگرفته‌اند. در پیرامون برخی آمفیبول‌ها حاشیه‌های دگرسان‌شده‌ای از کلریت دیده می‌شود (شکل ۳- E). کوارتز و بیوتیت نیز از دیگر کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند (شکل ۳- F).

### ۲- تراکی آندزیت‌ها

این سنگ‌ها در سطح تازه به رنگ خاکستری روشن و در نمای کلی به رنگ قهوه‌ای و سبز دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز، آمفیبول و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های اصلی سازنده تراکی آندزیت‌ها هستند.



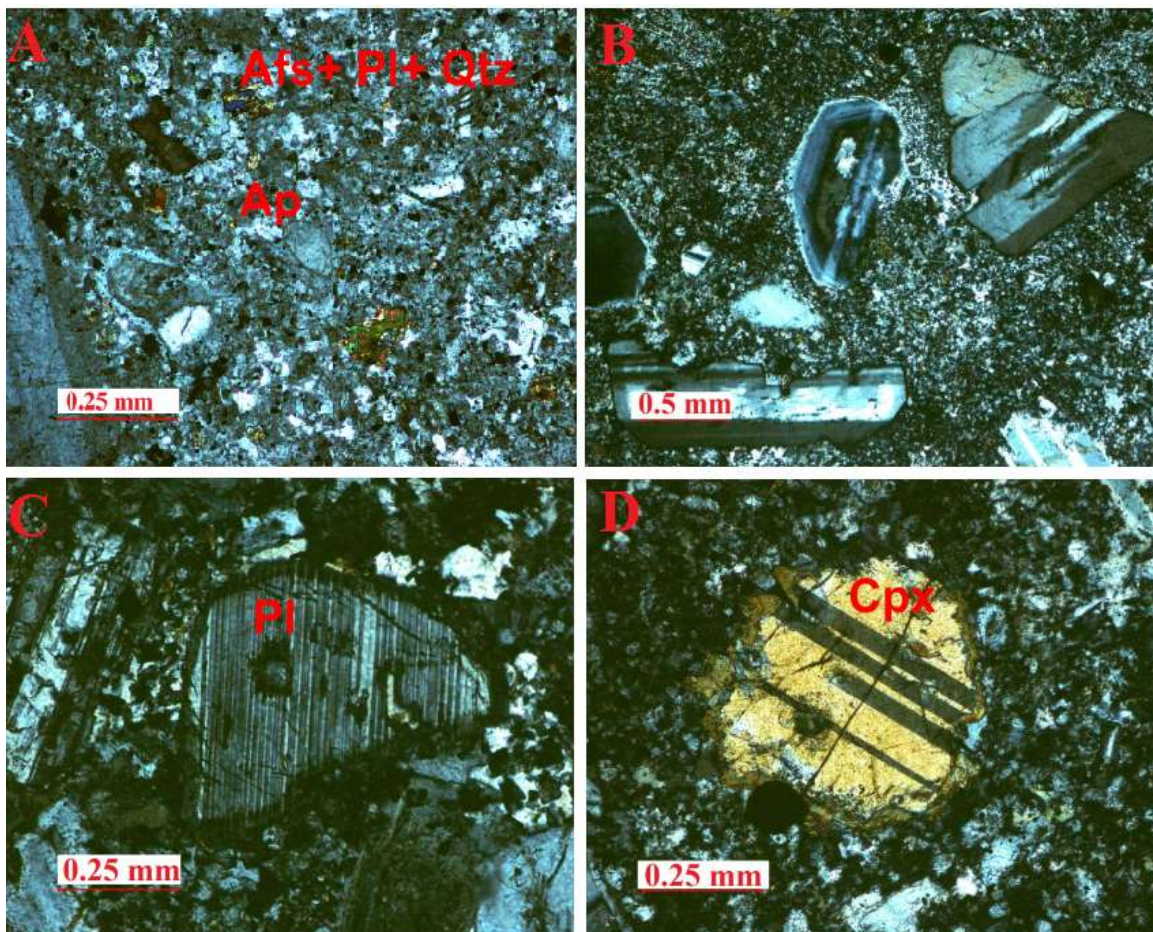


شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از نمونه‌های آندزیتی شمال‌خاوری زنجان. (A) بافت گلومروپورفیری کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز؛ (B) بافت غربالی در درشت‌بلور پلاژیوکلاز؛ (C) پلاژیوکلازهای سالم و دگرسان‌شده در کنار هم؛ (D) درشت‌بلور پلاژیوکلاز که از مرکز به کلسیت دگرسان شده است؛ (E) درشت‌بلور آمفیبول در حال جایگزینی با کلریت؛ (F) کانی‌های ثانویه بیوتیت و اپیدوت در کنار هم (Pl: پلاژیوکلاز؛ Cal: کلسیت؛ Chl: کلریت؛ Ep: اپیدوت؛ Bt: بیوتیت)



فرعی بوده که در برخی از مقطع‌ها ماکل دارند (شکل ۴- D). در تراکی‌آندزیت‌ها، انباشتگی کانی‌های پیروکسن بافت گلومروپورفیری را برای این کانی پدید آورده است. کانی‌های کمیاب بیشتر در بردارنده تیتانومگنتیت و آپاتیت هستند (شکل ۴- A). همچنین، کلریت، اپیدوت، کوارتز، زئولیت و بیوتیت ثانویه از کانی‌های ثانویه این نمونه‌ها هستند.

در تراکی‌آندزیت‌های منطقه، آلکالی‌فلدسپار بیشتر به صورت بلورهای ریزدانه در خمیره دیده می‌شوند (شکل ۴- A). در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار است و منطقه‌بندی و بافت غربالی دارد (شکل ۴- B). پلاژیوکلازها با سطح‌های بلوری سالم و گاه با ماکل پلی‌سینتیک دیده می‌شوند (شکل ۴- C). فنوکریست‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن از کانی‌های



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از نمونه‌های تراکی‌آندزیتی شمال خاوری زنگان. A) آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و پلاژیوکلاز در خمیره همراه با آپاتیت؛ B) منطقه‌بندی و خوردگی در درشت‌بلور پلاژیوکلاز؛ C) ماکل پلی‌سینتیک در درشت‌بلور پلاژیوکلاز؛ D) درشت‌بلور کلینوپیروکسن با ماکل در خمیره دانه‌ریز (Afs: آلکالی‌فلدسپار؛ Ap: آپاتیت؛ Qtz: کوارتز؛ Cpx: کلینوپیروکسن)

کمیاب (برپایه بخش در میلیون یا ppm) برای  
سنگ‌های آتشفشانی شمال‌خاوری زنگان در  
جدول ۱ آورده شده‌اند.

زمین‌شیمی کل سنگ  
داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی عنصرهای  
اصلی (برپایه درصد وزنی یا Wt%) و عنصرهای

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه Wt%) و کمیاب (برپایه ppm) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شمال‌خاوری زنگان

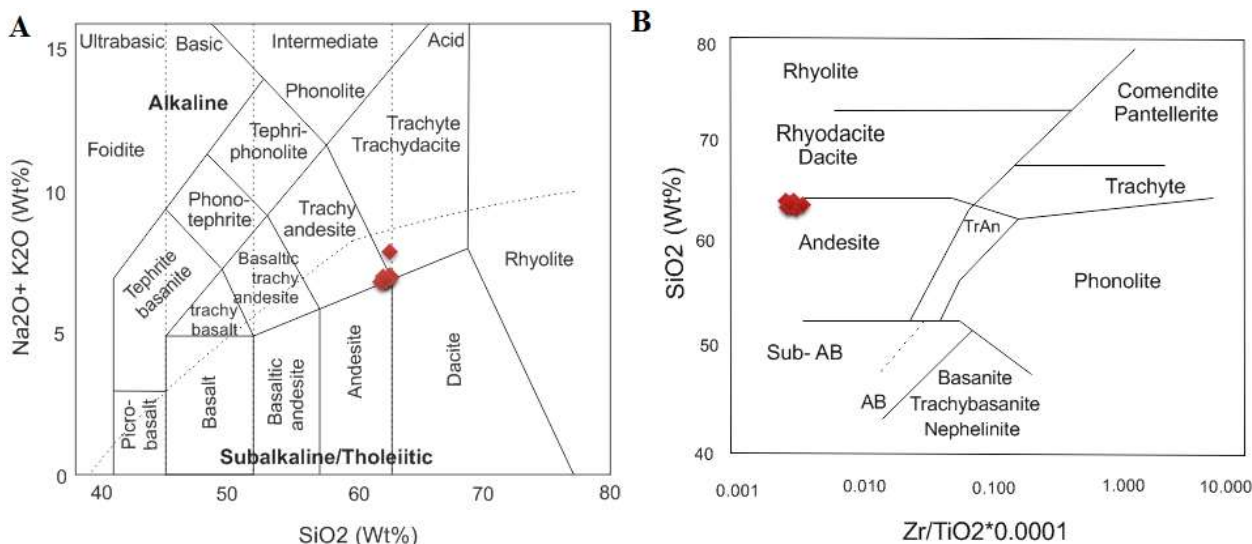
Sample No.	ZF15-62	ZF15-72	ZF15-74	ZF15-80	ZF15-82	ZF15-84	ZF15-85	ZF15-87	ZF15-88	ZF15-92
Rock Type	Andesite	Trachy-andesite	Trachy-andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Trachy-andesite
SiO <sub>2</sub>	64.40	65.00	64.90	64.20	64.60	64.60	64.90	64.40	64.70	64.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.50	17.40	17.40	17.50	17.50	17.90	17.50	17.70	17.10	17.60
BaO	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
CaO	4.83	4.56	4.76	4.59	4.76	4.77	4.83	4.70	4.69	4.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	3.69	3.54	3.61	3.87	3.60	3.52	3.51	3.57	3.70	3.71
K <sub>2</sub> O	3.99	3.99	4.03	3.95	3.91	3.93	3.89	3.90	3.95	3.92
MgO	1.05	0.97	1.01	1.12	1.05	0.99	1.00	1.11	1.15	1.06
MnO	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08
Na <sub>2</sub> O	3.05	3.01	3.06	2.92	3.01	3.05	3.04	2.98	2.99	3.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16
SO <sub>3</sub>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.57	0.57	0.57	0.59	0.57	0.58	0.55	0.58	0.56
LOI	0.54	0.57	0.37	0.94	0.68	0.31	0.42	0.66	0.74	0.50
Total	100.05	99.95	100.04	100.03	100.05	100.03	100.03	100.00	100.02	100.01
Ba	766	820	832	783	796	817	813	815	811	779
Ce	48.3	48	52.2	46.5	51.4	50.9	52.5	50.9	52.6	48.8
Co	6.6	6.2	6.4	6.9	6.4	6.3	6.3	6.6	6.9	6.1
Cr	3	3	6	4	3	3	3	5	4	3
Cs	2.4	3.2	2.8	1.9	2.4	3.1	3.1	2.2	2.4	2.8
Dy	4.11	4.16	4.4	4.14	4.32	4.24	4.48	4.36	4.41	4.21
Er	2.46	2.5	2.68	2.46	2.56	2.57	2.78	2.59	2.61	2.5
Eu	1.04	1.04	1.08	1.01	1.08	1.08	1.09	1.09	1.1	1.03
Hf	0.47	0.6	0.62	0.69	0.63	0.68	0.61	0.57	0.62	0.64
Ho	0.84	0.84	0.89	0.83	0.87	0.86	0.9	0.87	0.88	0.83
La	21	20.8	22.6	20.2	22.4	22.4	22.4	22.5	22.6	21.4
Lu	0.31	0.3	0.35	0.32	0.32	0.32	0.35	0.32	0.32	0.31
Nb	11.1	11.4	11	10.9	10.4	10.7	10.4	10.8	11.1	10.9
Nd	21.5	21.1	22.9	20.6	22.3	22.2	22.9	22.5	22.6	22
Gd	3.93	3.85	4.12	3.73	4.06	3.94	4.16	4.17	4.08	3.88
P	634	631	595	607	599	604	605	680	598	599
Pb	17.4	17	12.9	17.7	11.8	10.7	12.6	11.1	10.6	12.3
Pr	5.61	5.58	6	5.34	5.89	5.85	5.96	5.87	5.93	5.68
Rb	94.9	94.6	100	103	102	103	98.8	106	106	99.1
Sm	4.62	4.55	4.82	4.4	4.76	4.69	4.81	4.79	4.84	4.69
Sr	399	405	382	377	380	388	404	379	361	385
Ta	0.51	0.52	0.48	0.54	0.54	0.54	0.42	0.48	0.51	0.38
Th	10.6	10.7	12	12.1	11.7	11.5	11.8	11.1	11.8	11.3
Ti	3160	3360	3040	3310	3140	3120	3300	3080	170	3240
U	2.25	1.5	2.71	2.65	1.6	1.73	2	2.06	1.44	1.69
Y	19.4	19.7	21.4	19.6	20.7	21.2	22.2	21	21.3	20.7
Yb	2.12	2.18	2.4	2.14	2.22	2.26	2.43	2.24	2.3	2.17
Zr	16	18	18	19	19	19	16	16	17	21



### نامگذاری شیمیایی

از آنجایی که سنگ‌های بررسی شده سنگ‌های آتشفشانی هستند، تجزیه مودال در نامگذاری و رده‌بندی آنها چندان کارآمد نیست؛ از این رو، برای رده‌بندی آنها، روش‌های شیمیایی به کار برده می‌شود. برپایه نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر مجموع آلكالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )، این نمونه‌ها در مرز میان آندزیت و تراکی آندزیت جای می‌گیرند (شکل ۵- A). از

آنجایی که فرایند دگرسانی روی عنصرهای کم‌تحرک (مانند:  $\text{Ti}$ ,  $\text{Zr}$ ) تأثیر کمتری دارد، پس کاربرد داده‌های این عنصرها برای نامگذاری سنگ‌ها قابل اعتمادتر است (Winchester and Floyd, 1977). از این رو، نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{SiO}_2$  نیز برای نامگذاری شیمیایی نمونه‌ها به کار برده شد. برپایه این نمودار سنگ‌های منطقه در محدوده ترکیبی آندزیت هستند (شکل ۵- B).



شکل ۵- نامگذاری شیمیایی نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال خاوری زنگان در: (A) نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر مجموع آلكالی (Winchester and Floyd, 1977) (B) نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Le Bas et al., 1986; LeMaitre, 2002) ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )

### شناسایی سری ماگمایی

برای شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، نمودار A.R. در برابر  $\text{SiO}_2$  به کار برده شد. در این نمودار، مقادیر به دست آمده A.R. برای سنگ‌های بررسی شده کم است (کمتر از ۲) و نمونه‌ها سرشت کالک‌آلكالین نشان می‌دهند (شکل ۶- A). سری ماگمایی کالک‌آلكالین معمولاً ویژه پهنه‌های کوهزایی است و در پهنه‌های زمین‌ساختی جزیره‌های کمانی، مرز فعال قاره‌ای و کمان‌های

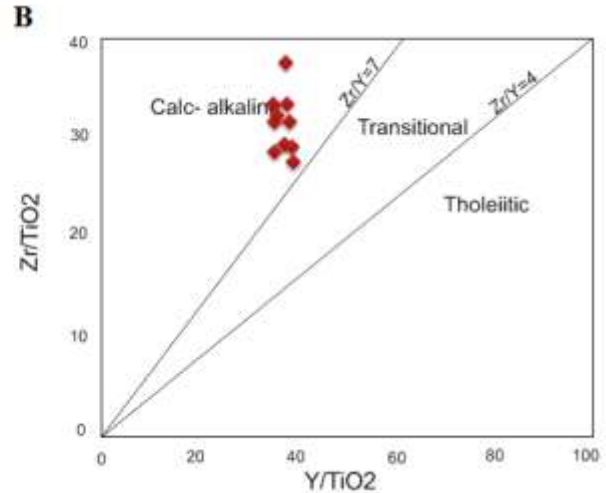
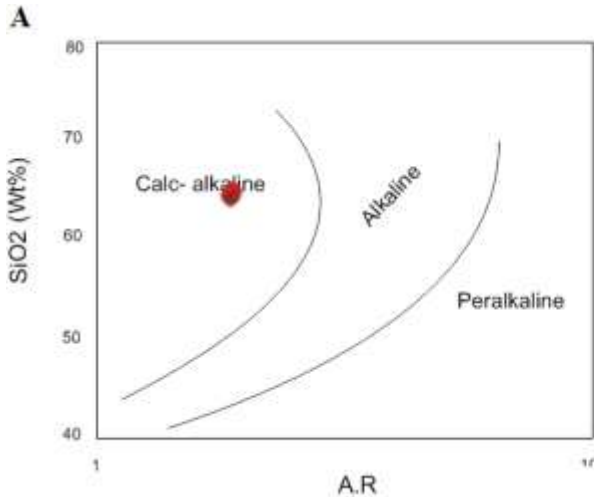
پس‌اب‌خوردی دیده می‌شود (Ameri et al., 2005). همچنین، برای تایید سرشت کالک‌آلكالین نمونه‌ها، نمودار عنصرهای کمیاب  $\text{Y}/\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  نیز به کار برده شد. این نمودار نشان‌دهنده سرشت کالک‌آلكالین نمونه‌هاست (شکل ۶- B).

### الگوی عنصرهای کمیاب و خاکی نادر

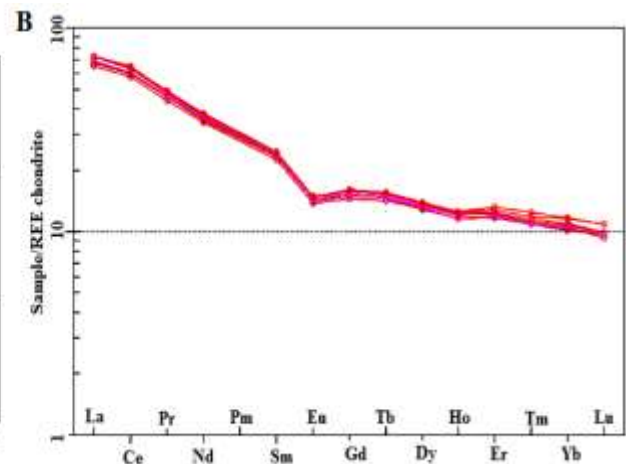
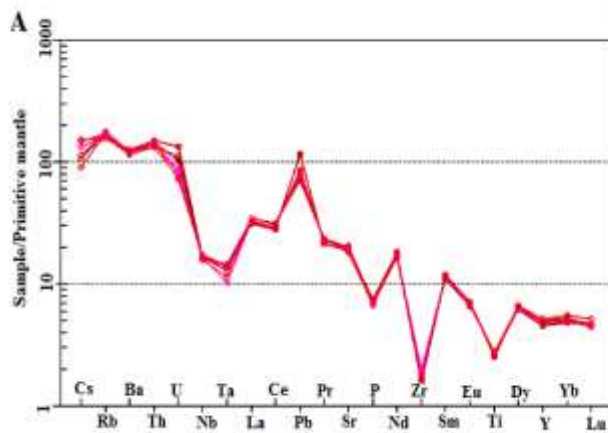
نمودارهای چندعنصری برای شناخت خاستگاه مجموعه‌های سنگی و فرایندهای موثر بر آن به کار برده

پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان داده شده است.

می‌شوند. در شکل ۷- A، نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه



شکل ۶- شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی شمال‌خاوری زنجان در: A) نمودار (A.R. =  $Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ ) /  $(SiO_2 + TiO_2 + FeO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O)$  در برابر  $SiO_2$  (Piercey *et al.*, 2004) B) نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Y/TiO_2$  (Xie *et al.*, 2012)



شکل ۷- سنگ‌های آتشفشانی شمال‌خاوری زنجان در: A) نمودار عنصرهای کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (McDonough and, 1995) B) نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Boynnton, 1984)

(Geneli, 2010).

این ویژگی عنصرهای کمیاب در ماگماهای کمان پیامد افزوده شدن عنصرهای LILE از پوسته فرورونده به درون گوشته بالایی و رخداد متاسوماتیسم است (Mohamed *et al.*, 2000; Seghedi *et al.*, 2001). غلظت عنصرهای

نمونه‌های بررسی شده، از LILEها (مگر Ba) غنی‌شدگی و از HFSEها تهی‌شدگی نشان می‌دهند و این نکته از ویژگی‌های بیشتر ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش است (Seghedi *et al.*, 2001; Machado *et al.*, 2005; Yang and Li, 2008; Kuscü and

ضعیف Eu نشان دهنده ماگماهای با سرشت کالک‌آلکان (Machado *et al.*, 2005) است. آنومالی منفی Eu چه بسا پیامد جدایش پلاژیوکلاز کلسیک از مذاب در پی فرایند جدایش بلوری و یا فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگما باشد (Rollinson, 1993). همچنین، آنومالی منفی Eu نیز از ویژگی‌های گدازه‌های کالک‌آلکان وابسته به پهنه‌های فرورانش است (Martin, 1999; Yang and Li., 2008).

#### بررسی رخداد آلیش پوسته‌ای

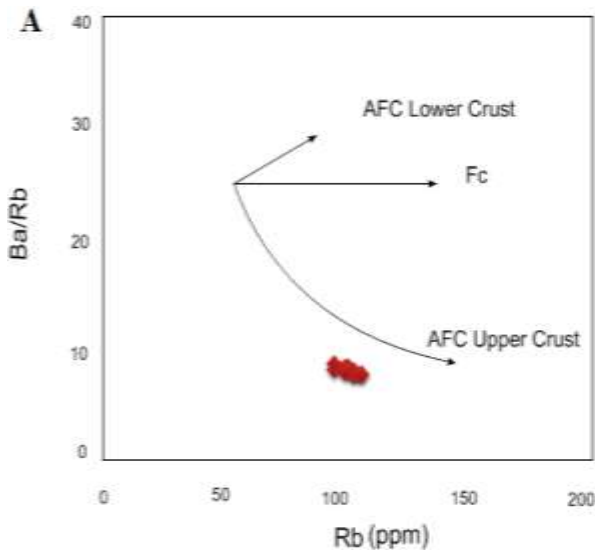
در کل، مواد سازنده پوسته سرشار از عنصرهای  $\text{Th}$  و  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ، LILE، Pb هستند. از این رو، آلیش پوسته‌ای باعث افزایش مقدار این عنصرها در هنگام عبور ماگما می‌شود (Kürkcüoğlu *et al.*, 2008). برای بررسی رخداد آلیش پوسته‌ای، نسبت عنصری Ce/Pb بسیار کارآمد است؛ زیرا عنصرهای یادشده هنگام ذوب بخشی یا تبلور بخشی از یکدیگر جدا نمی‌شوند و نسبت‌های آن‌ها نشان‌دهنده این نسبت‌ها در خاستگاه ماگماست (Hofmann, 1988). میانگین نسبت‌های Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی (MORB, OIB) برابر با  $25 \pm 5$  است (Hofmann, 1988). این میزان به‌طور چشمگیری بالاتر از مقدار این نسبت برای میانگین پوسته قاره‌ای (۳/۳) است (Rudnick and Fountain, 1995). میانگین نسبت Ce/Pb در سنگ‌های بررسی شده برابر ۳/۹ است. این مقدار بسیار کمتر از میانگین بازالت‌های اقیانوسی بوده و نشان‌دهنده ارتباط این سنگ‌ها با کمان‌های آتشفشانی و یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای

متحرک (مانند: Sr، Cs و Ba) به فاز سیال وابسته است؛ اما میزان عنصرهای کم‌تحرک با شیمی سنگ خاستگاه و فرایندهای بلور-مذاب در هنگام پیدایش سنگ، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). انحلال‌پذیری LILE‌ها در سیال‌ها بیشتر از HFSE‌هاست (Machado *et al.*, 2005; Yang and Li, 2008). پس در پهنه‌های فرورانش، سیال‌های آزادشده از بخش بالایی سنگ‌کره فرورونده که سرشار از LILE‌ها هستند، به گوّه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (Borg *et al.*, 1997). ناهنجاری‌های منفی Nb، Ta و Ti در روند تغییر عنصرهای کمیاب نمونه‌های بررسی شده، موید پیدایش این سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش است (Barth *et al.*, 2000; Wilson, 2007; Helvacı *et al.*, 2009; Zulkarnain, 2009). آنومالی مثبت Rb و Cs چه بسا نشانه آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای است؛ زیرا این عنصرها در پوسته قاره‌ای تمرکز بالایی دارند. ناهنجاری مثبت Pb نشان‌دهنده متاسوماتیسم گوّه گوشته‌ای با سیال‌های آزادشده از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Kamber *et al.*, 2002). غنی‌شدگی U و Th نیز به افزوده شدن رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به خاستگاه ذوب‌شدگی (Fan *et al.*, 2003) و یا به ویژگی‌های خاستگاه وابسته است (Kuscu and Genelı, 2010).

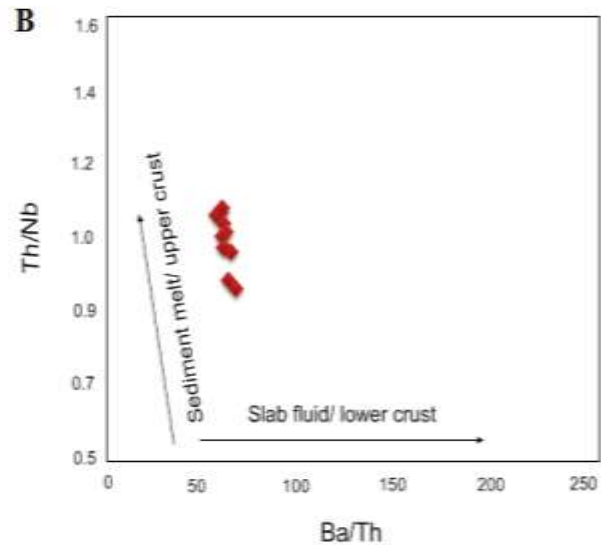
در شکل ۷-B، نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان داده شده است. الگوی یکنواخت با غنی‌شدگی LREE‌ها در برابر HREE‌ها با الگوی کمابیش مسطح عنصرهای خاکی نادر سنگین و آنومالی



نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb، این نمونه‌ها مقادیر بالای Th/Nb و مقادیر کمی Ba/Th را نشان می‌دهند و این نکته نشان‌دهنده تأثیر هضم پوسته بالایی به‌دست ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است (شکل ۸- B).



است. برای بهتر شناختن نقش آرایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه، نخست، نمودار Rb در برابر Ba/Rb به کار برده شد (شکل ۸- A). همان‌گونه که در شکل ۸- A دیده می‌شود، سنگ‌های منطقه روند آرایش با پوسته بالایی را نشان می‌دهند. در



شکل ۸- سنگ‌های آتشفشانی شمال‌خاوری زنجان در: A) نمودار Rb در برابر Ba/Rb (Askern *et al.*, 1999) برای بررسی نقش آرایش پوسته‌ای؛ B) نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb (Orozco-Esquivel *et al.*, 2007) برای بررسی نقش آرایش پوسته‌ای و شرکت محلول‌ها و مواد مذاب پهنه فرورانش

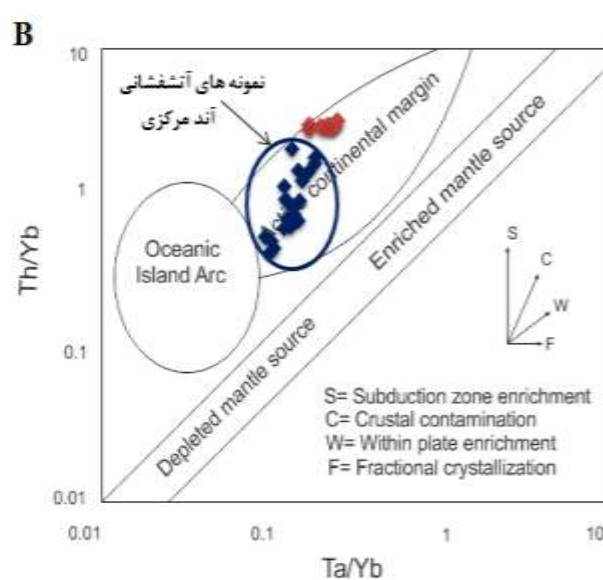
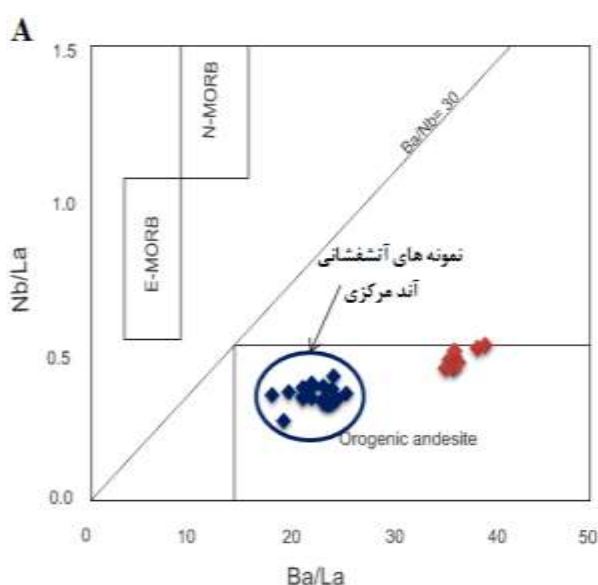
جای می‌گیرند (شکل ۹- A). این نکته نشان‌دهنده محیط مرز فعال قاره‌ای برای این نمونه‌هاست. همچنین، گفتنی است نسبت Ba/Nb در ولکانیک‌های وابسته به مرز فعال قاره‌ای بالاتر از ۲۸ است؛ در حالی که این نسبت در ولکانیک‌های وابسته به کمان‌های اقیانوسی کمتر از این میزان است (Fitton, 1987). این نسبت در نمونه‌های بررسی شده از ۳۵/۵۳ تا ۳۹/۴۲ است و نشان‌دهنده وابستگی این ماگماها با محیط مرز فعال قاره‌ای است. در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb، جایگاه نمونه‌های بررسی شده و نمونه‌های آتشفشانی آند مرکزی (مانند: Cay, Maca و Bahia perez) محیط مرز فعال قاره‌ای

### جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی

آندزیت‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی یافت می‌شوند؛ اما بیشتر در پهنه‌های فرورانش (جزیره‌های کمانی و مرز فعال قاره‌ای) دیده می‌شوند. ترکیب آندزیت‌ها در پهنه‌های کمانی به فرایندهای فراوانی در مرزهای همگرایی بستگی دارد (Gill, 2010). در نمودارهای تکتونوماگماتیک، سنگ‌های آتشفشانی منطقه با توالی آتشفشانی منطقه آند مرکزی در بخش‌هایی از شیلی (مانند: Cay, Maca و Bahia perez) مقایسه شده‌اند. در نمودار Ba/La برابر Nb/La، نمونه‌های بررسی شده همانند نمونه‌های ولکانیک آند مرکزی در قلمرو آندزیت‌های کوهزایی

را به طور یکسان تحت تأثیر قرار داده است و ترکیب گوشته در برابر گوشته اولیه، در راستای یک شیب واحد به سوی نسبت‌های بالاتر یا کمتر  $Th/Yb$  و  $Ta/Yb$  جابجا می‌شود (Aldanmaz *et al.*, 2000). نسبت‌های  $Th/Yb$  و  $Ta/Yb$  در نمونه‌های این منطقه از قلمرو گوشته‌ای به سوی مقادیرهای بیشتر جابجا شده‌اند. این تغییر ترکیبی پیامد فرایندهای وابسته به فرورانش دانسته شده است (Helvaci *et al.*, 2009).

نمونه‌های منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۹ - B). این نمونه‌ها جابجایی به سوی مقادیرهای بالاتر  $Th/Yb$  را نشان می‌دهند. این جابجایی با روند غنی‌شدگی پهنه فرورانش موازی است. پس غنی‌شدگی در پهنه فرورانش نقش مهمی برای خاستگاه ماگمای این توالی‌های آتشفشانی دارد. همچنین، تغییر در نسبت  $Th/Yb$  و  $Ta/Yb$  نشان دهنده تغییر در خاستگاه ماگما است. نایکنواختی خاستگاه، مقادیرهای  $Th$  و  $Ta$



شکل ۹- سنگ‌های آتشفشانی شمال‌خاوری زنجان در: (A) نمودار  $Nb/La$  در برابر  $Ba/La$  (Kuscı and Genelı, 2010; ) (B) نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$  (Asiabanha *et al.*, 2012; ) (Siddiqui *et al.*, 2007)

ریز آلکالی‌فلدسپار، کانی‌های کدر و شیشه است. کوارتز، کلسیت، کلریت، اپیدوت و بیوتیت از کانی‌های ثانویه هستند.

در رده‌بندی‌های شیمیایی، این نمونه‌ها در مرز آندزیت و تراکی آندزیت با سری ماگمایی کالک‌آلکالن جای می‌گیرند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه با غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی نادر سبک و تهی‌شدگی از عنصرهای خاکی نادر سنگین شناخته می‌شوند. از سوی دیگر، ترکیب آنها در برابر ترکیب گوشته اولیه از

## نتیجه‌گیری

توالی آتشفشانی ائوسن زنجان بخشی از نوار آتشفشانی-نفوذی ترشیری در پهنه البرز-آذربایجان است. این توالی‌ها در بردارنده‌ی گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی با ترکیب حد واسط هستند که بیشترشان ساخت ستونی دارند. بافت غالب در این نمونه‌ها، پورفیرییک با زمینه میکروگرانولار و گلومروپورفیری است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول از سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. زمینه این سنگ‌ها بیشتر در بردارنده‌ی بلورهای

برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند این سنگ‌ها همانند پهنه فرورانش مرز فعال قاره‌ای (پهنه زمین‌ساختی منطقه آند) هستند.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از داوران گرامی مجله پترولوژی برای پیشنهادهای ارزنده‌شان در بهترشدن ساختار علمی مقاله بسیار سپاس‌گزار هستند.

HFSE تهی‌شدگی و از LILE و LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش هستند. بررسی آغشتگی ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه با نمودارهای زمین‌شیمیایی گوناگون نشان می‌دهد سنگ‌های یادشده با پوسته بالایی آلایش‌یافته و فرایندهای هضم پوسته‌ای و جدایش بلوری (AFC) در پیدایش این سنگ‌ها نقش بنیادی داشته است. بررسی‌های انجام‌شده

### منابع

- Aghanabati, E. (2004) Geology of Iran. Global Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Alberti, A. A., Comin-Chiaromonti, P., Sinigoi, S., Trieste, M., Nicoletti, B. and Petrucciani, C. (1980) Neogene and Quaternary volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran): some K-Ar age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau* 69: 216-225.
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23: 1-16.
- Ameri, A., Ashrafi, N. and Karimi Garababa, H. (2005) petrology, geochemistry and tectonic setting of Eocene volcanic rocks of east Herra area, east-Azerbaijan, NW Iran. *Journal of Geosciences* 71: 75-90 (in Persian).
- Asiabanha, A. and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98-111.
- Askren, D. R., Roden, M. F. and Whitney, J. A. (1999) Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA. *Journal of Petrology* 38: 1021-1046.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. and Asahara, Y. (2011) Isotopic dating of the Khoys metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research* 185(3-4): 87-94.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick R. L. (2000) Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology* 165: 197-213.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Borg, L. E., Clyne, M. A. and Bullen, T. D. (1997) The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascade Range. *Canadian Mineralogist*, 35: 425-452.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the earth elements: meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry (Ed. Henderson, R.) Elsevier, Amsterdam.



- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of postorogenic extension in the northern Da Hingan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Fitton, J. G. (1987) The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: *Alkaline Igneous Rocks* (Eds. Fitton, J. G. and Upton, B. G. J.) Special Publications 30: 273–291. Geological Society, London, UK.
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes. A practical guide.* 1<sup>st</sup> edition, Blackwell Publishing, Oxford, UK.
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sozibilir, H., Erkul, F., Sumer, O. and Uzel, B. (2009) Geochemistry and Ar-40/Ar-39 Geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun peninsula: Implication for amphibole - bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185(3): 181-202.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmand Zadeh, A. (1966) Geology of Tarom district, western part (Zanjan area north-west Iran). Report No. 8, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hirayama, K., Amini, B. and Amin chahragh, M. R. (1966) Geological Map of Iran 1:100000, Series Sheet Tarom 5763. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314.
- 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* 144: 38–56.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T. and Hanan, B. (2008) Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey. *Lithos* 101: 416-434.
- Küscü, G. G. and Genelı, F. (2010) Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences* 99(3): 593-621.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Machado, A. T., Chemale, Jr. F., Conceicao, R. V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O. and Schmus, W. R. V. ( 2005) Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos* 82(3-4): 435– 453.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R. (2004) Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393(1-4): 301–328.
- Martin. H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411–429.
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, Petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan- type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Science* 88(4): 764-777.

- Nabatian, G. (2008) Geology, geochemistry and genesis of Sorkhe-Dizaj iron oxide apatite deposit, southeast of Zanjan. M.Sc. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve -textured Plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. and Manetti, P. (2007) Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93: 149-174.
- Piercey, S. J., Murphy, D. C., Mortensen, J. K. and Creaser, R. A. (2004) Mid-Paleozoic initiation of the northern Cordilleran marginal backarc basin: Geologic, geochemical, and neodymium isotope evidence from the oldest mafic magmatic rocks in the Yukon-Tanana terrane, Finlayson Lake district, southeast Yukon, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 116(9/10): 1087-1106.
- Pudlo, D. and Franz, G. (1995) Records of deep seated magma chamber processes from plagioclase and amphibole phenocrysts in Pan-African dyke rocks of Bir Safsaf/SW-Egypt. In: *Physics and Chemistry of Dykes* (Eds. Baer, G. and Heimann, A.) 251-265. Balkema, Rotterdam-Brookfield.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley & Sons Inc., New York, US.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-309.
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskey, Z., Thirlwall, M.F., Szakacs, A., Prychodko, M. and Matthey, D. (2001) Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos* 57(4): 237-262.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, University Press, Cambridge, U. K.
- Siddiqui, R. H., Asif Khan, M. and Qasim Jan, M. (2007) Geochemistry and petrogenesis of the Miocene alkaline and sub-alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu-Mo-Au deposits. *Journal of Himalayan Earth Sciences* 40: 1-23.
- Singer, S. B. A., Dungan, M. and Layne, G. (1995) Texture and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profile in volcanic plagioclase, clues to the dynamics of calc alkaline magma chamber. *American Mineralogist* 80: 776-798.
- Stöcklin, J. and Eftekhari-Nezhad, J. (1969) Geological map of Zanjan, scale 1:250000, No. D4-61, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of ocean basalts implications for mantle composition and process. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society, London.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside - albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89:1-16.
- Wilson, M. (2007) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Springer, Dordrecht, Netherlands.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

- Xie, J., Yang, X., Sun, W. and Du, J. (2012) Early Cretaceous dioritic rocks in the Tongling region, eastern China: Implications for the tectonic settings. *Lithos* 150: 49–61.
- Yang, W. and Li, S. (2008) Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos* 102(1-3): 88–117.
- Zellmer, G. F., Sparks, R. S. G., Hawsworth, C. J. and Wiedenbeck, M. (2003) Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology* 44(8): 1413-1431.
- Zulkarnain, I. (2009) Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication. *Jurnal Geologi Indonesia* 4(2): 117-131.