

Petrology, geochemistry, and petrogenesis of two- pyroxene andesites in the northwest of Varzaghan (NW Iran): An evidence of calc- alkaline magmatism in a post- collisional setting

Morovvat Faridazad *

Mining Engineering Faculty, Sahand University of Technology, Tabriz, Iran

Abstract

The Ahar-Arasbaran Volcanic Belt (AAVB), in the Eastern Azerbaijan province, is located in the NW of Varzaghan. The area is a part of a large tectono-magmatic unit called Turkish-Iranian High Plateau (TIHP). The studied volcanic rocks composing of andesitic lavas and related pyroclastic deposits are the youngest volcanic rocks in the area. Mineralogically, these rocks are characterized by plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene as the main phenocrysts with dominant porphyritic texture. They have calc-alkaline to high-K calc-alkaline nature and on chondrite-normalized REE diagrams display less steep patterns ($La_N/Yb_N=5.21-7.54$) along with weak negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.82-0.89$). The notable features of these rocks on MORB-normalized multi-element diagrams are LREEs and LILEs enrichment (i.e., Ba, Th, K, and Sr) relative to HREEs and HFSEs and TNT negative anomalies, which all are criteria of subduction-related magmas. The petrologic studies of above-mentioned rocks and their comparison with the comagmatic rocks from other places of TIHP (Ararat and Sahand) support this hypothesis that the parent magma of NW Varzaghan andesitic rocks was derived from partial melting of the subcontinental lithospheric mantle, which previously metasomatized by releasing fluids from subducting slab in a post-collisional setting and contaminated by upper continental crust during ascending to the surface.

Key words: two- pyroxene andesite, lithospheric mantle, post- collisional setting, NW of Varzaghan, Ahar- Arasbaran volcanic belt

* faridazad@sut.ac.ir

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی آندزیت‌های دوپیروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان (شمال‌باختری ایران): شاهدی بر ماگماتیسیم کالک‌آلکان در محیط پسابروردی

مروت فریدآزاد *

دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند تبریز، تبریز، ایران

چکیده

منطقه بررسی‌شده در استان آذربایجان شرقی و در شمال‌باختری شهر ورزقان جای دارد. این منطقه در پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران است که خود بخشی از یک واحد تک‌تو- ماگمایی بزرگ به نام فلات بلند ایرانی- ترکی به‌شمار می‌رود. سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده جوان‌ترین تظاهرات آتشفشانی منطقه هستند و از روانه‌های آندزیتی و نهشته‌های آذرآواری مربوطه ساخته شده‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها بافت پورفیری است و پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن از فنوکریست‌های اصلی آنها به‌شمار می‌روند. این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا دارند و در نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب به‌نچارشده به ترکیب کندریت، الگوی کم شیب ($LaN/YbN = 0.54 - 0.71$) با آنومالی منفی ضعیف در عنصر یوروپیم ($Eu/Eu^* = 0.89 - 0.82$) نشان می‌دهند. در نمودارهای چندعنصری به‌نچارشده به ترکیب MORB، غنی‌شدگی در عنصرهای کمیاب خاکی سبک و عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (مانند: Ba, Th, K و Sr) نسبت به عنصرهای کمیاب خاکی سنگین و عنصرهای با شدت میدان بالا و نیز آنومالی منفی در عنصرهایی مانند Ta, Nb و Ti نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به فرورانش هستند. یافته‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های بررسی‌شده و مقایسه آنها با سنگ‌های هم‌سرشت در دیگر بخش‌های فلات بلند ایرانی- ترکی (آارات و سهند) بر این نظر صحت می‌گذارند که ماگمای مادر سنگ‌های آندزیتی شمال‌باختری ورزقان در یک محیط پسابروردی از ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کراهی زیرقاره‌ای پدید آمده است که پیش از این با سیال‌های آزادشده از تخته فرورو متاسوماتیزه شده است و در هنگام بالا آمدن به سطح زمین با پوسته قاره‌ای بالایی نیز آرایش پیدا کرده است.

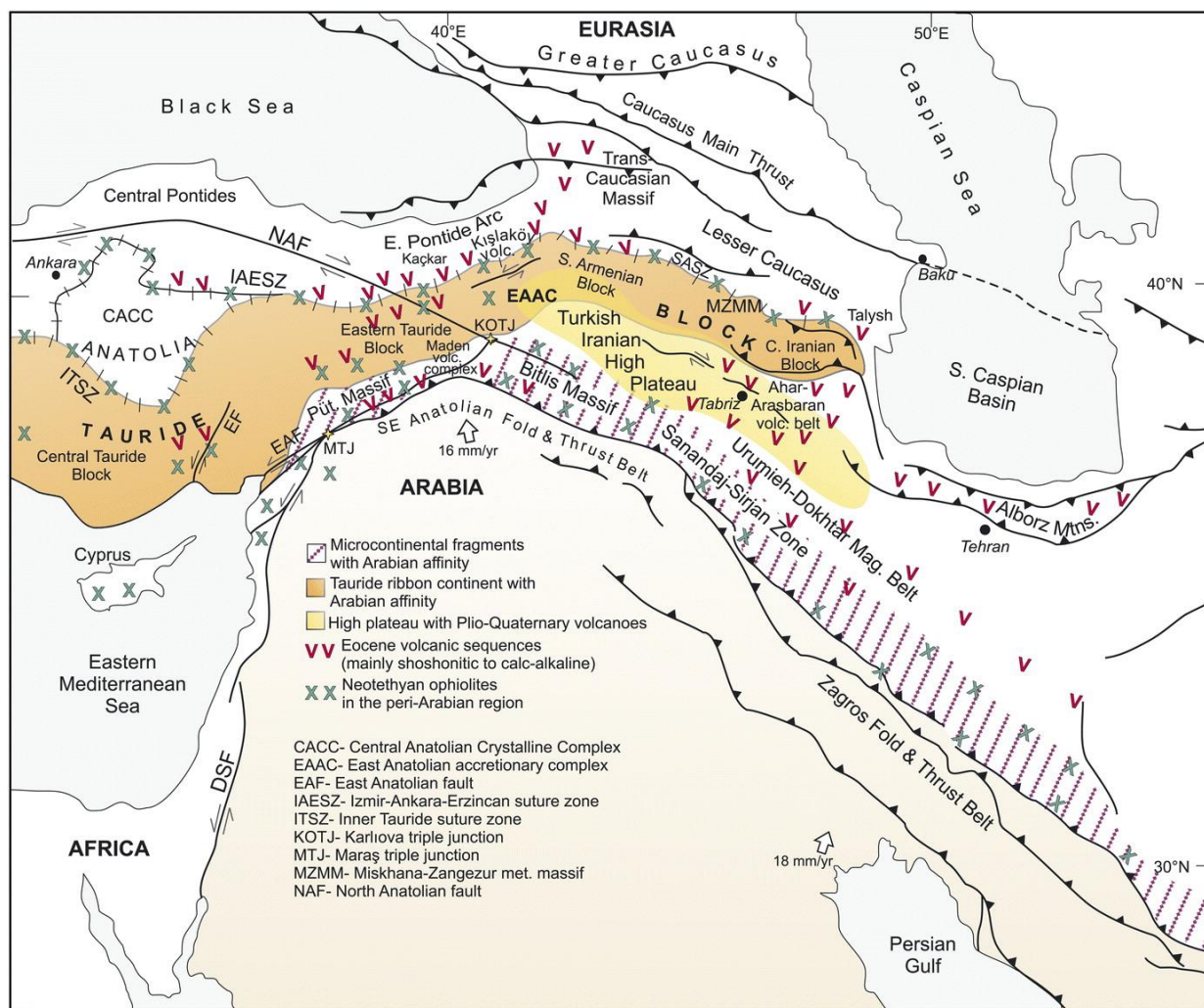
واژه‌های کلیدی: آندزیت دوپیروکسن‌دار، گوشته سنگ‌کراهی، محیط پسابروردی، شمال‌باختری ورزقان، پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران

* faridazad@sut.ac.ir

مقدمه

فعالیت ماگمایی (2010; Sosson *et al.*, 2010). پس از برخورد به صورت فعالیت‌های آتشفشانی میوسن پایانی - کواترنری و به شکل مخروط‌های آتشفشانی جوان به خوبی در منطقه برخورد دو صفحه اوراسیا و عربی نمایان است و از میان آنها آتشفشان‌های سهند و سبلان در شمال باختری ایران، قفقاز کوچک در آذربایجان و ارمنستان و آرارات در ترکیه را نام برد. پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران با روند شمال باختری - جنوب خاوری در کرانه جنوب خاوری فلات بلند ایرانی - ترکی جای دارد (شکل ۱).

ایران، قفقاز کوچک و آناتولی در مرز صفحه‌های قاره‌ای عربی و اوراسیا و شمال زمین درز اقیانوس تتیس جوان جای دارند. درباره زمان بسته شدن اقیانوس تتیس جوان دیدگاه‌ها یکسان نیستند. برخی پژوهشگران زمان برخورد پایانی میان صفحه‌های عربی و اوراسیا را ۱۲ میلیون سال پیش تعیین کرده‌اند (Şengör and Kidd, 1979; Şengör and Yılmaz, 1981) و به باور برخی دیگر، برخورد صفحه‌های قاره‌ای در زمان ائوسن رخ داده است (Kaymakci *et al.*, 2010; Dilek *et al.*, 2010).

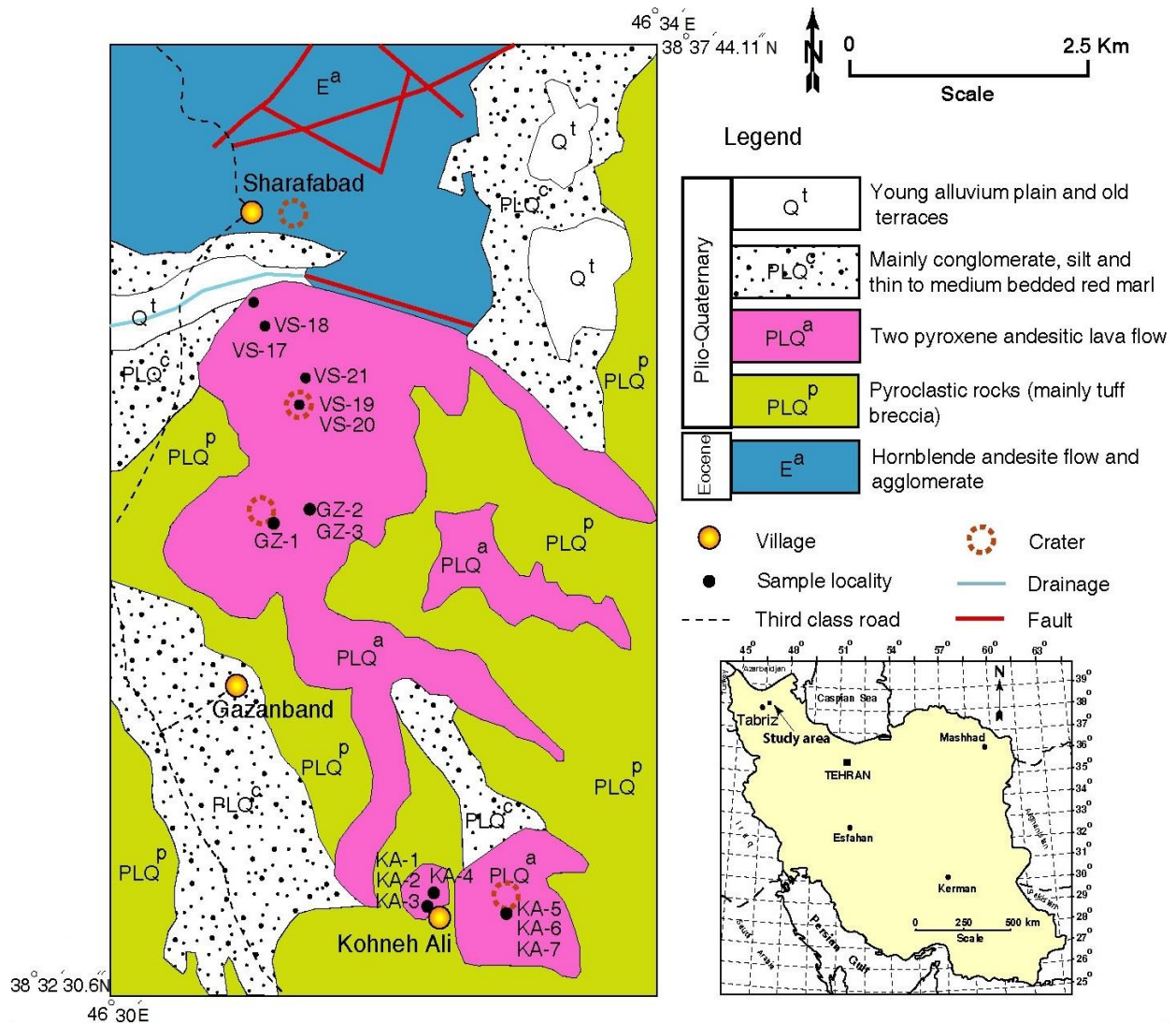


شکل ۱- نقشه زمین‌ساختی منطقه خاور مدیترانه تا خلیج فارس (Dilek *et al.*, 2010) و موقعیت پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران در فلات بلند ایرانی - ترکی

آتشفشانی اهر- ارسباران پوشانده‌اند (Jamali *et al.*, 2010). برپایه بررسی‌های Jamali و همکاران (۲۰۱۰)، همه سنگ‌های سنوزویک پهنه اهر- ارسباران ویژگی پس‌خوردی از خود نشان می‌دهند.

منطقه بررسی شده بخشی از چهارگوش ورزقان (Mehrprou et al., 1992) است که در شمال‌باختری شهر ورزقان و میان طول‌های جغرافیایی $30^{\circ}46'$ تا $34^{\circ}46'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ}32'38''$ تا $37^{\circ}44'38''$ شمالی و در مرکز پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران جای دارد (شکل های ۱ و ۲).

ماگماتیسم سنوزویک در پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران با فعالیت شدید آتشفشانی که سنگ‌های حد واسط و اسیدی فراوانی را پدید آورده است، در ائوسن آغاز شده و با جایگیری توده‌های آذرین درونی بزرگ در الیگوسن- میوسن ادامه پیدا کرده است. در بخش جنوب‌باختری این پهنه، گندهای آتشفشانی اسیدی پس از میوسن دیده می‌شوند (Jamali *et al.*, 2010). سنگ‌های بازالتی و تراکی آندزیتی پلیو- کواترنری به‌طور دگرشیب واحدهای قدیمی تر ماگمایی را به‌ویژه در آتشفشان سبلان و اطراف ورزقان در بخش مرکزی پهنه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال‌باختری ورزقان همراه با محل‌های نمونه‌برداری (با تغییرات از: Mehrprou و همکاران، ۱۹۹۲)

زمین‌شناسی منطقه هستند که با واحدهای جوان‌تر به سن پلیو-کواترنری پوشیده شده‌اند (شکل ۲). پیدایش نهشته‌های پلیو-کواترنری با فوران انفجاری و خروج مواد آذرآواری با ترکیب حد واسط از نوع توف برش آغاز شده و با خروج گدازه‌های آندزیتی دوپیروکسن‌دار به پایان رسیده است. این محصولات آتشفشانی مخروط‌های آتشفشانی فراوانی را ساخته‌اند که در بالای همه آنها نشانه‌هایی از دهانه‌های آتشفشانی به چشم می‌خورد. برای نمونه، در بررسی‌های صحرایی دهانه‌ای به قطر نزدیک به ۳ متر در بالای مخروط آتشفشانی در جنوب منطقه (خاور روستای کهنه‌علی) دیده شد (شکل ۲). مهم‌ترین ویژگی ساختی این گدازه‌ها شکستگی‌های آنهاست که به صورت دو دسته درزه کمابیش عمود برهم دیده می‌شوند. روی واحدهای یادشده، افقی از نهشته‌های کنگلومرایی جای دارد که با رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر شامل قلوه‌سنگ، سیلت و رس پوشیده می‌شود (شکل ۲).

روش انجام پژوهش

در مقاطع زمانی مختلف در تابستان ۱۳۹۰، بررسی‌های صحرایی برای بررسی منطقه بررسی‌شده از دیدگاه سنگ‌شناسی و انجام نمونه‌برداری و عکس‌برداری از رخنمون‌های سنگی و تعیین محل نمونه‌برداری‌ها با دستگاه GPS با تعیین مسیرهایی که بیشترین برونزد سنگی را داشتند انجام شد.

مختصات همه ایستگاه‌ها با دستگاه GPS به‌طور دقیق یادداشت و روی نقشه آورده شده‌اند (شکل ۲). بررسی سنگ‌نگاری نمونه‌ها با میکروسکوپ پلاریزان مدل BXP60-Olympus در آزمایشگاه

در دوران سنوزوییک منطقه ورزقان دستخوش فعالیت‌های آذرین گسترده‌ای بوده است؛ به‌گونه‌ای که نزدیک به ۴۵ درصد محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورزقان را سنگ‌های آذرین (درونی و آتشفشانی) فراگرفته است (Mehrpour *et al.* 1992). پیامد این فعالیت‌های آتشفشانی به صورت مخروط آتشفشانی ساخته‌شده از گدازه و سنگ‌های آذرآواری (از نوع توف و آگلومرا) در منطقه ورزقان دیده می‌شود.

سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان پلیو-کواترنری آذربایجان را Amel و همکاران (۲۰۰۹) بررسی کرده‌اند؛ اما به سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در این پژوهش هیچ اشاره‌ای نشده است. از این‌رو، این پژوهش برای تکمیل بررسی‌های سنگ‌شناسی روی سنگ‌های آندزیتی پلیو-کواترنری در منطقه شمال‌باختری ورزقان (اطراف روستاهای شرف‌آباد، گزنبد و کهنه‌علی) انجام شد. در این پژوهش کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های شمال‌باختری ورزقان بررسی شد. این بررسی در درک چگونگی پیدایش و تحول سنگ‌های آتشفشانی پهنه اهر-ارسباران کمک شایانی می‌کند. برای رسیدن به منطقه بررسی‌شده باید پس از گذر از جاده تبریز-اهر-ورزقان به سوی شهر ورزقان رفت و از آنجا به جاده ورزقان-خاروانا وارد شد تا پس از مسافت نزدیک به ۱۰ کیلومتر به منطقه بررسی‌شده دسترسی پیدا کرد.

زمین‌شناسی منطقه

آگلومراها و روانه‌های آندزیتی هورنبلنددار با بافت پورفیری به سن ائوسن از کهن‌ترین واحد

میکروسکوپی دانشگاه صنعتی سهند انجام شد.

برای شناخت دقیق ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده، نمونه‌ای از سنگ‌های بررسی‌شده پس از تهیهٔ مقطع نازک- صیقلی با دستگاه ریزکوالکترونی مدل CAMECA SX100 EPMA (ساخت کشور فرانسه) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شیمیایی نقطه‌ای شد. تجزیه روی کانی‌های مورد نظر در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده 15 Kev، شدت جریان 20 nA و قطر پرتوی 5 میکرون انجام گرفت. برای تعیین Fe^{3+} از روش Droop (1987) بهره گرفته شد. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول‌های 1 تا 3 آورده شده‌اند.

پس از آن، از میان نمونه‌ها، شمار 12 نمونه با کمترین دگرسانی برای آنالیز سنگ کل (تعیین درصد اکسیدهای عنصرهای اصلی، میزان عنصرهای فرعی و REE) برگزیده شدند. از میان نمونه‌ها، سه نمونه به آزمایشگاه شرکت SGS کانادا فرستاده شدند (نمونه‌هایی که با نماد ستاره در جدول 4 نشان داده شده‌اند) و با دستگاه ICP-

MS تجزیه شیمیایی شدند. آستانهٔ آشکارسازی دستگاه برای عنصرهای اصلی برابر با 0.1 درصد و برای عنصرهای کمیاب از 0.05 تا 0.5 پی‌پی‌ام است. دیگر نمونه‌ها برای تجزیهٔ عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به شرکت زرآزما زنجان فرستاده شدند. در این شرکت، نمونه‌ها پس از آماده‌سازی به کمک لیتیم‌متابورات ذوب شدند و محصول به‌دست‌آمده با اسیدنیتریک رقیق حل و سپس با دستگاه ICP-OES مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی با دقت 0.1 تا 0.5 درصد به‌دست آورده شد. اندازه‌گیری عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به روش انحلال در 4 اسید و اندازه‌گیری مقدار آنها با دستگاه ICP-MS و با دقت 0.2 تا 100 پی‌پی‌ام انجام شد.

در مرحلهٔ پایانی، داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی با یکدیگر آمیخته و تجزیه و تحلیل شدند. در پردازش داده‌های سنگ کل از نرم‌افزار 4.1 GCDkit (Janousek *et al.*, 2006) استفاده شد.

جدول 1- داده‌های تجزیهٔ ریزکوالکترونی کانی پلاژیوکلاز (بر پایهٔ درصدوزنی) به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایهٔ 8 اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی (Ab: آلبیت؛ Or: ارتوکلاز و An: آنورتیت)

Sample No.	KA5- P9	KA5- P10	KA5- P11	Average P9- 11	KA5- P15	KA5- P16	Average P15- 16	KA5- P17
SiO ₂	54.53	58.06	58.32	56.97	50.58	51.32	50.95	54.33
TiO ₂	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	30.31	27.47	26.20	27.99	31.19	30.00	30.60	28.78
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.06	0.01
MnO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.10
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.04	0.05
CaO	9.01	8.24	7.35	8.20	15.34	13.48	14.41	10.76
Na ₂ O	6.11	6.29	8.41	6.94	3.08	4.51	3.80	6.11
K ₂ O	0.42	0.68	0.49	0.53	0.13	0.23	0.18	0.39
Total	100.41	100.78	100.81	100.67	100.40	99.70	100.05	100.55

جدول ۱- ادامه

Si ⁴⁺	2.44	2.58	2.60	2.54	2.30	2.35	2.32	2.45
Ti ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	1.60	1.44	1.38	1.47	1.67	1.62	1.65	1.53
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.43	0.39	0.35	0.39	0.75	0.66	0.70	0.52
Na ¹⁺	0.53	0.54	0.73	0.60	0.27	0.40	0.34	0.53
K ¹⁺	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ab	0.54	0.56	0.66	0.59	0.27	0.37	0.32	0.50
Or	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
An	0.44	0.40	0.32	0.38	0.73	0.62	0.67	0.48

جدول ۱- ادامه

Sample No.	KA5- P18	KA5- P19	KA5- P20	Average P17- 20	KA5- P21	KA5- P22	Average P21- 22
SiO ₂	55.03	54.12	58.04	55.38	50.76	49.18	49.97
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	29.06	29.18	25.67	28.17	30.64	31.49	31.07
FeO	0.18	0.00	0.48	0.17	0.30	0.65	0.48
MnO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.12	0.00	0.06
MgO	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.08	0.06
CaO	11.24	11.74	9.01	10.69	13.78	15.38	14.58
Na ₂ O	5.14	5.53	6.07	5.71	4.46	3.18	3.82
K ₂ O	0.33	0.28	0.64	0.41	0.30	0.08	0.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	101.05	100.93	99.96	100.62	100.39	100.06	100.23
Si ⁴⁺	2.46	2.43	2.61	2.49	2.32	2.26	2.29
Ti ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	1.53	1.55	1.36	1.49	1.65	1.70	1.68
Fe ²⁺	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca ²⁺	0.54	0.57	0.43	0.51	0.67	0.76	0.72
Na ¹⁺	0.45	0.48	0.53	0.50	0.39	0.28	0.34
K ¹⁺	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Formula	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ab	0.44	0.45	0.53	0.48	0.36	0.27	0.32
Or	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.01
An	0.54	0.53	0.43	0.50	0.62	0.72	0.67

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکوالکترونی کانی کلینوپیروکسن به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برپایه ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی (Wo): ولاستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛ Ac: آکمیت ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$)

Sample No.	KA5- cpx1	KA5- cpx2	KA5- cpx3	KA5- cpx4	KA5- cpx7	KA5- cpx8	KA5- cpx14
SiO ₂	52.42	52.54	53.47	53.22	53.81	55.09	55.26
TiO ₂	0.50	0.49	0.36	0.31	0.40	0.30	0.45
Al ₂ O ₃	1.81	1.93	1.32	1.27	1.36	1.22	1.53
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.79	8.52	6.75	8.27	8.21	6.01	5.08
MnO	0.48	0.47	0.53	0.50	0.51	0.62	0.43
MgO	15.57	15.68	15.52	15.92	15.10	15.25	15.15
CaO	20.32	20.23	20.68	20.68	21.00	21.06	20.69
Na ₂ O	0.47	0.45	0.47	0.42	0.42	0.34	0.44
Total	100.38	100.33	99.14	100.59	100.81	99.89	99.03
Si	1.93	1.93	1.99	1.95	1.98	2.04	2.05
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.27	0.26	0.21	0.25	0.25	0.19	0.16
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	0.86	0.86	0.86	0.87	0.83	0.84	0.84
Ca	0.80	0.80	0.82	0.81	0.83	0.83	0.82
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Si	1.94	1.94	1.98	1.96	1.98	2.02	2.03
Al ^{iv}	0.06	0.06	0.02	0.04	0.02	-0.02	-0.03
Al ^{vi}	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.07	0.09
Fe ³⁺	0.07	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.21	0.21	0.21	0.20	0.25	0.19	0.16
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	0.86	0.86	0.86	0.88	0.83	0.83	0.83
Ca	0.81	0.80	0.82	0.82	0.83	0.83	0.81
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Total	4.02	4.02	3.99	4.02	4.00	3.96	3.95
Wo	40.61	40.58	42.36	41.02	42.35	43.76	44.09
En	43.30	43.77	44.24	43.94	42.38	44.10	44.92
Fs	14.39	14.03	11.67	13.53	13.74	10.86	9.29
Ac	1.70	1.63	1.74	1.51	1.53	1.28	1.70
Mg [#]	0.81	0.80	0.80	0.81	0.77	0.82	0.84

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکالوکترونی کانی ارتوپروکسن به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۶ اتم اکسیژن سازنده‌های پایانی (Wo): ولستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛ Ac: آکمیت ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$)

Sample No.	KA5- opx5	KA5- opx12	KA5- opx13	Sample No.	KA5- opx5	KA5- opx12	KA5- opx13
SiO ₂	56.87	54.33	55.90	Na	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.31	0.25	0.25	Total	4.00	4.00	4.00
Al ₂ O ₃	1.72	0.90	1.58	Si	2.02	1.98	2.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	Al	-0.02	0.02	-0.02
FeO	9.56	17.83	14.68	Al	0.09	0.02	0.09
MnO	1.22	0.90	0.70	Ti	0.01	0.01	0.01
MgO	27.45	24.89	24.44	Fe ²⁺	0.29	0.54	0.45
CaO	1.49	1.21	1.52	Mn	0.04	0.03	0.02
Na ₂ O	0.02	0.02	0.04	Mg	1.45	1.35	1.32
Total	98.64	100.33	99.11	Ca	0.06	0.05	0.06
Si	2.06	1.98	2.05	Na	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	Total	3.94	4.00	3.95
Al	0.07	0.04	0.07	Wo	3.09	2.40	3.18
Fe ²⁺	0.29	0.54	0.45	En	79.13	68.55	71.17
Mn	0.04	0.03	0.02	Fs	17.71	28.98	25.50
Mg	1.48	1.35	1.34	Ac	0.07	0.07	0.15
Ca	0.06	0.05	0.06	Mg#	0.83	0.71	0.75

جدول ۴- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل آندزیت‌های دوپروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان (Fe₂O₃= total Fe) (as Fe₂O₃; LOI=Loss on Ignition; Fe²⁺=0.89*Fe₂O₃^t; Mg#=molar Mg/(Mg+Fe²⁺)*100

Sample No.	VS- 18*	VS- 19*	VS- 21*	GZ- 1	GZ- 2	GZ- 3	KA- 1	KA- 3	KA- 4	KA- 5	KA- 6	KA- 7
Major oxides (Wt%)												
SiO ₂	56.10	56.10	56.10	60.41	60.41	60.41	59.08	59.59	59.11	57.36	53.90	58.44
TiO ₂	0.78	0.80	0.83	0.56	0.56	0.56	0.65	0.65	0.65	0.78	0.85	0.64
Al ₂ O ₃	17.80	17.90	18.00	16.78	16.78	16.78	17.20	17.31	17.50	17.19	18.48	17.24
Fe ₂ O ₃ ^t	7.00	7.54	7.53	6.01	6.01	6.01	6.40	6.08	5.79	7.76	8.57	6.68
MnO	0.13	0.13	0.13	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.18	0.10	0.09	0.09
MgO	3.11	3.45	3.45	2.50	2.50	2.50	2.74	2.69	2.79	3.05	3.03	2.86
CaO	6.89	6.94	7.00	5.46	5.46	5.46	6.14	6.10	6.56	6.76	8.38	6.52
Na ₂ O	3.90	3.70	3.90	3.62	3.62	3.62	3.59	3.75	3.73	3.43	3.89	3.64
K ₂ O	2.05	2.07	1.94	2.42	2.42	2.42	2.10	2.05	2.10	2.06	1.19	2.15
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.22	0.16	0.16	0.16	0.18	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21
LOI	1.07	1.08	0.79	1.87	1.87	1.87	1.72	1.37	1.26	1.20	1.32	1.41
Total	99.00	99.90	100.00	99.88	99.88	99.88	99.88	99.87	99.87	99.89	99.90	99.88
Mg#	47	48	48	45	45	45	46	47	49	44	41	46
Trace elements (ppm)												
Ba	530	590	560	515	547	565	583	619	684	525	343	566
Co	19.6	21.9	21.2	13.2	17.5	17.5	15.3	14.9	19.7	16.4	19.3	15.1
Cr	34.22	34.22	34.22	11	13	10	9	8	9	9	10	9

جدول ۴- ادامه

Cs	2	1.9	1.8	2.4	1.8	1.6	2	1.9	2	1.7	0.7	1.8
Hf	4	4	4	3.72	2.94	3.16	3.39	3.43	3.31	3.56	2.11	3.24
Nb	8	8	8	7.8	6.6	7.1	7.5	7.8	7.1	6.1	4.9	7.5
Ni	21	22	19	9	19	12	9	9	8	9	10	9
Rb	51.1	50	47.4	47	32	35	44	42	45	32	19	38
Sr	520	520	530	296	399	424	342	338	336	315	438	397
Ta	0.5	0.5	0.5	0.9	0.65	0.78	0.99	0.95	1.31	0.68	0.38	0.97
Th	7.3	6.8	7.1	7.13	3.93	4.39	5.94	5.85	5.93	5.1	1.79	5.4
U	2.25	2.1	2.13	2.8	1.8	2	2.49	2.4	2.4	1.9	1.1	2.3
V	169	189	183	89	113	114	121	114	117	126	196	117
Y	22.5	22.2	22.6	16	14.8	15.5	16.5	15.6	16.2	18.7	14.3	15.1
Zr	129	128	125	140	112	116	133	136	121	134	79	132
Rare earth elements (ppm)												
La	24.4	22.5	24.6	19	16	17	19	19	18	17	14	19
Ce	45.8	42.3	44.2	36	33	35	38	37	36	34	27	37
Pr	5.59	5.02	5.52	4.89	4.59	4.75	5.22	5.01	4.71	4.82	4	4.89
Nd	21.7	19.6	21.5	18.3	17.5	18.2	19.7	18.8	17.8	18.5	15.8	18.5
Sm	4.5	4.3	4.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.18	1.09	1.25	1.25	1.29	1.31	1.37	1.3	1.33	1.4	1.28	1.33
Gd	4.02	3.81	4.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.61	0.59	0.64	0.6	0.56	0.62	0.62	0.59	0.61	0.68	0.58	0.59
Dy	3.77	3.62	3.82	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0.8	0.77	0.81	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	2.38	2.18	2.38	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.36	0.33	0.36	0.32	0.29	0.31	0.32	0.31	0.33	0.4	0.29	0.31
Yb	2.5	2.1	2.3	1.9	1.7	1.8	1.9	1.8	1.9	2.2	1.5	1.7
Lu	0.38	0.34	0.36	0.3	0.27	0.29	0.3	0.29	0.31	0.35	0.25	0.28
Eu/Eu*	0.85	0.82	0.89	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La _N /Yb _N	6.58	7.22	7.21	6.74	6.35	6.37	6.74	7.12	6.39	5.21	6.29	7.54

سنگ‌نگاری

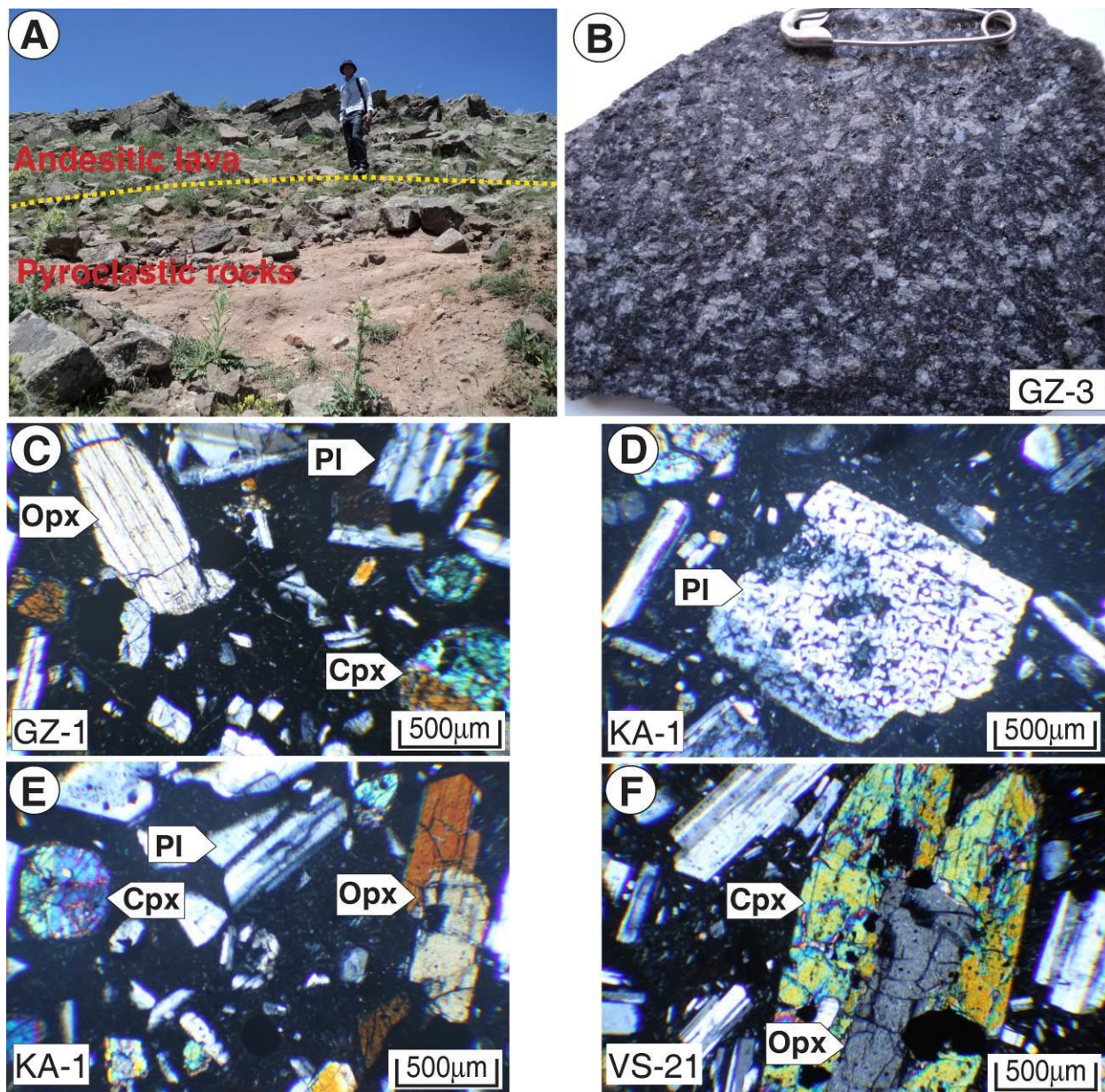
فلدسپار به ۵ میلیمتر و پیروکسن به ۴ میلیمتر می‌رسد. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای، گلومروپورفیری، حفره‌ای و افیتیک دارند و پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن از فراوان‌ترین فنوکریست‌های آنها به‌شمار می‌روند.

پلاژیوکلاز: این کانی نزدیک به ۴۰ درصد حجمی فنوکریست‌ها را دربر گرفته است و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک و گاه ماکل توأم

سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری به‌صورت مخروط‌های آتشفشانی متشکل از تناوب مواد آذرآواری و روانه‌های آندزیتی در شمال‌باختری ورزقان گسترش یافته‌اند (شکل ۳- A). این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سیاه هستند و در آنها درشت بلورهای فلدسپار و پیروکسن دیده می‌شوند (شکل ۳- B). اندازه درشت بلورهای

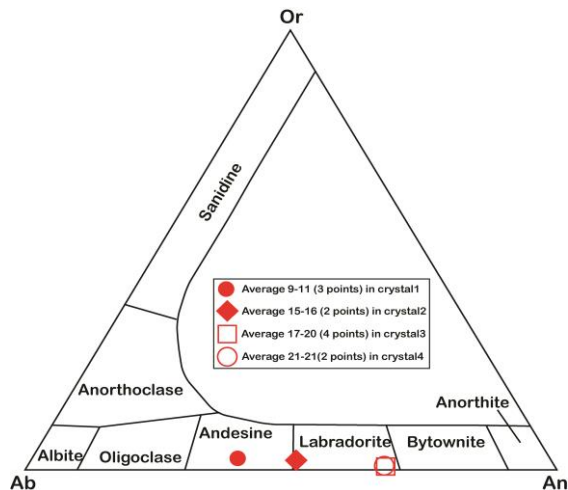
شده‌اند. این کانی به دو صورت در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

پلی‌سینتیک و کارلسیاد و نیز منطقه‌بندی دیده می‌شود. برخی بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه دگرسان



شکل ۳- تصویرهایی از نمونه‌های دستی و میکروسکوپی آندزیت‌های دوپیروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان. (A) تناوب گدازه آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری در شمال روستای گزنبند (دید رو به شمال)؛ (B) درشت‌بلورهای سفیدرنگ پلاژیوکلاز و سیاه‌پیروکسن در نمونه دستی آندزیت گزنبند؛ (C) مقطع عرضی بلور کلینوپیروکسن و طولی ارتوپیروکسن، به‌همراه بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه آندزیت گزنبند (در XPL)؛ (D) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با بافت غربالی در نمونه آندزیتی کهنه‌علی (در XPL)؛ (E) مقطع عرضی بلور کلینوپیروکسن و طولی ارتوپیروکسن به‌همراه بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه آندزیتی کهنه‌علی (در XPL)؛ (F) فراگرفته‌شدن بلور ارتوپیروکسن در بلور کلینوپیروکسن به‌همراه پلاژیوکلاز در نمونه آندزیتی شرف‌آباد (در XPL) (نام‌های اختصاری به‌کاررفته برای کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده‌اند)

آشیانه ماگمایی برابر با ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد است.



شکل ۴- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در آندزیت‌های دوپیروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان در نمودار سه‌تایی آل بیت (Ab)، ارتوکلاز (Or) و آنورتیت (An) (Deer et al., 1992)

ارتوپیروکسن: این کانی نزدیک به ۱۰ درصد حجمی کانی‌های فنوکریست را دربر گرفته است و به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بیشتر به‌صورت درشت‌بلور در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های C-۳ تا F-۳). برپایه داده‌های به‌دست آمده از تجزیه ریزکوالکترونی، ترکیب شیمیایی آنها از برونزیت تا هیپرستن متغیر است (جدول ۳؛ شکل ۵). گاه بلور ارتوپیروکسن با بلور کلینوپیروکسن فراگرفته شده است (شکل F-۳).

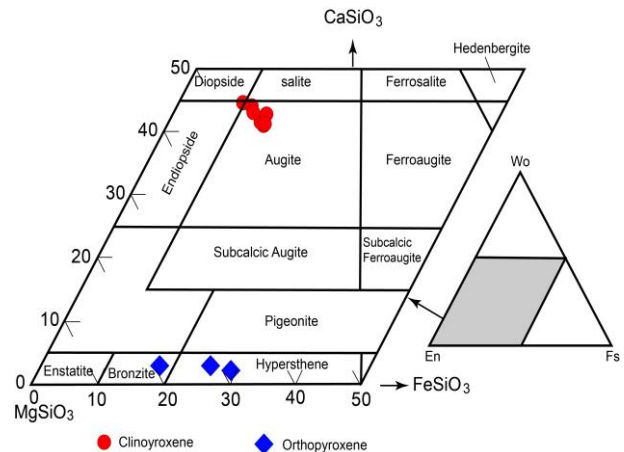
زمینه این سنگ‌ها از بلورهای ریزکانی‌های فنوکریست به‌همراه کانی‌های الیوین ایدینگزیتی‌شده، هورنبلند و شیشه ساخته شده است. کانی فرعی آپاتیت و زیرکن به‌صورت میان‌بار درون پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها دیده می‌شوند. سریسیت و ایدینگزیت از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.

نخستین نسل پلاژیوکلازها به‌صورت درشت‌بلور و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار است و ماکل‌های پلی‌سینتیک و ماکل‌های پلی‌سینتیک و کارلسباد دارد (شکل‌های C-۳ تا F-۳). در این کانی‌ها بافت‌ها و فرایندهای غیرتعادلی گوناگون مانند بافت غربالی (شکل D-۳)، تحلیل‌یافتگی و منطقه‌بندی و نیز دگرسانی به سریسیت دیده می‌شوند. به باور Nelson و Montana (۱۹۹۲) و Zellmer و همکاران (۲۰۰۳)، منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی خلیجی در پلاژیوکلازها از نشانه‌های شرایط نبود تعادل هنگام انجماد ماگما هستند. این پدیده‌ها احتمالاً پیامد بالآمدن سریع ماگما، افزایش فشار بخار آب، فرایندهای آرایش، هضم و کاهش فشار حاکم بر ماگما هستند. نسل دوم پلاژیوکلازها به‌صورت میکروفنوکریست و میکروولیت در زمینه سنگ دیده می‌شوند و دچار دگرسانی کمتری شده‌اند. برپایه اطلاعات به‌دست آمده از تجزیه ریزکوالکترونی، ترکیب پلاژیوکلازها آندزین تا لابرادوریت به‌دست آمده است (جدول ۱؛ شکل ۴).

کلینوپیروکسن: این کانی نزدیک به ۲۰ درصد حجمی کانی‌های فنوکریست را دربر گرفته است و به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هم به‌صورت فنوکریست و هم در زمینه دیده می‌شود (شکل‌های C-۳ تا F-۳). برپایه داده‌های به‌دست آمده از تجزیه ریزکوالکترونی، ترکیب شیمیایی آنها بیشتر از نوع اوژیت به‌دست آمده است (شکل ۵؛ جدول ۲). به باور Gill (۱۹۸۱)، ماگمای آندزیتی در فشارهای نزدیک به سطح زمین از بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن غنی است و احتمالاً ۲ درصد آب دارد و دمای پیدایش آن در

رده‌بندی شیمیایی و تغییرات عنصرهای اصلی

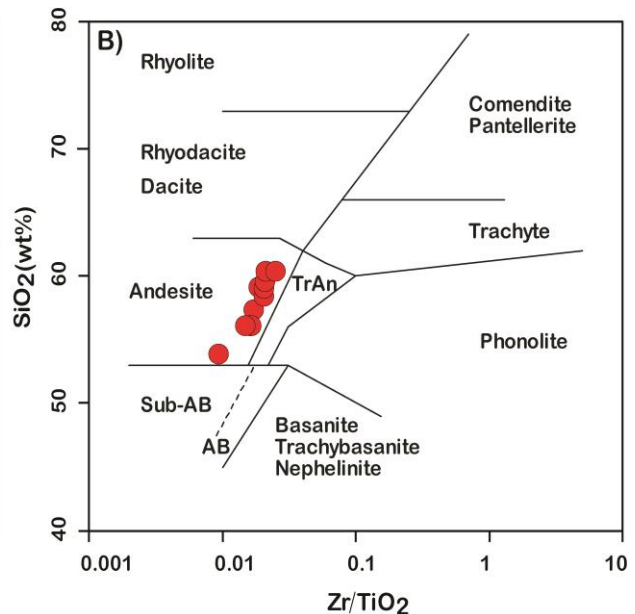
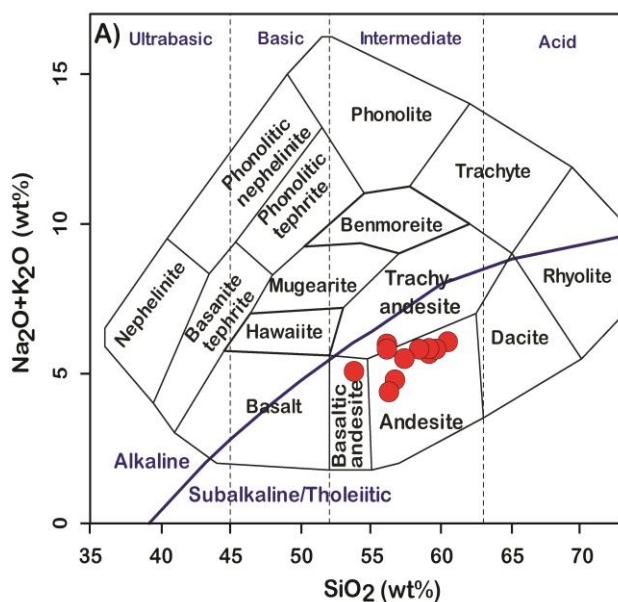
برپایه نمودار مجموع آکالی در برابر سیلیس، بیشتر نمونه‌های بررسی شده در محدوده آندزیت و شماری نیز در محدوده‌های تراکی آندزیت و آندزیت بازالتی جای گرفته‌اند (شکل ۶- A). همچنین، در نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 همه نمونه‌های بررسی شده در محدوده آندزیت جای گرفته‌اند (شکل ۶- B). از نمودار درصدوزنی K_2O در برابر SiO_2 برای شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های بررسی شده بهره گرفته شد. برپایه این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شماری نیز در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم متوسط جای گرفته‌اند (شکل ۷- A). همچنین، در نمودار Th در برابر Co ، بیشتر نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان و شماری نیز در محدوده سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی جای گرفته‌اند (شکل ۷- B).



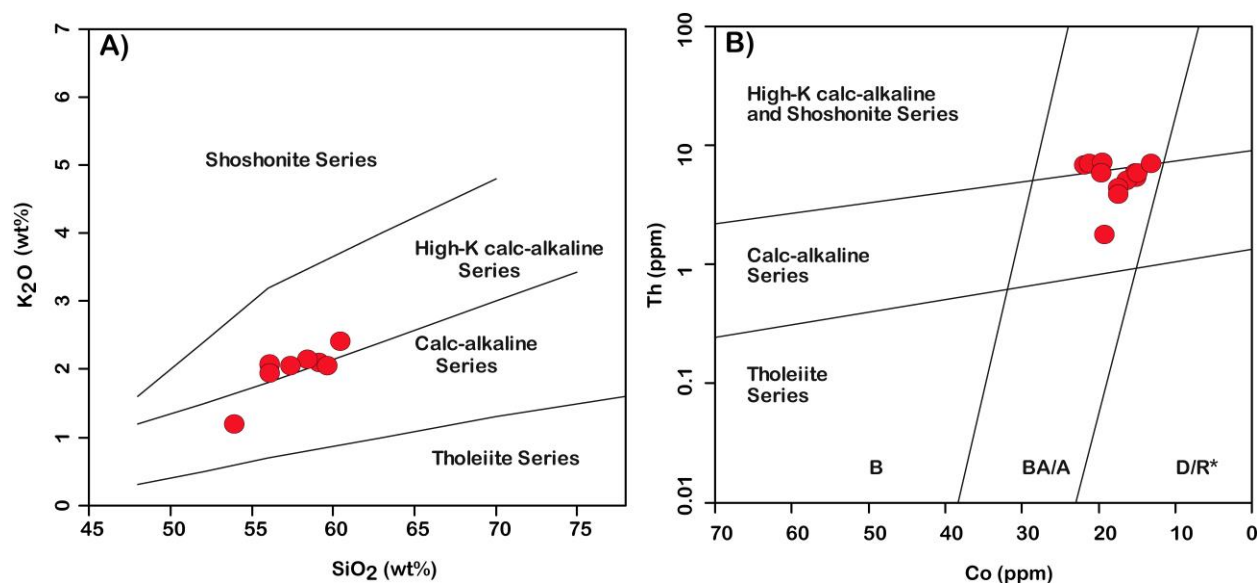
شکل ۵- ترکیب شیمیایی کلینو- و ارتوپیروکسن‌های آندزیت‌های دوپیروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان در نمودار سه‌تایی ولاستونیت (Wo)، انستاتیت (En) و فروسیلیت (Fs) (Morimoto *et al.*, 1988)

زمین‌شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی کمیاب نمونه‌های معرف سنگ‌های بررسی شده در جدول ۴ آورده شده‌اند.



شکل ۶- رده‌بندی نمونه‌های شمال‌باختری ورزقان در: (A) نمودار مجموع آکالی در برابر سیلیس (Cox *et al.*, 1979)؛ (B) نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Pearce, 1996)



شکل ۷- شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های شمال‌باختری ورزقان در: (A) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (B) نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007)

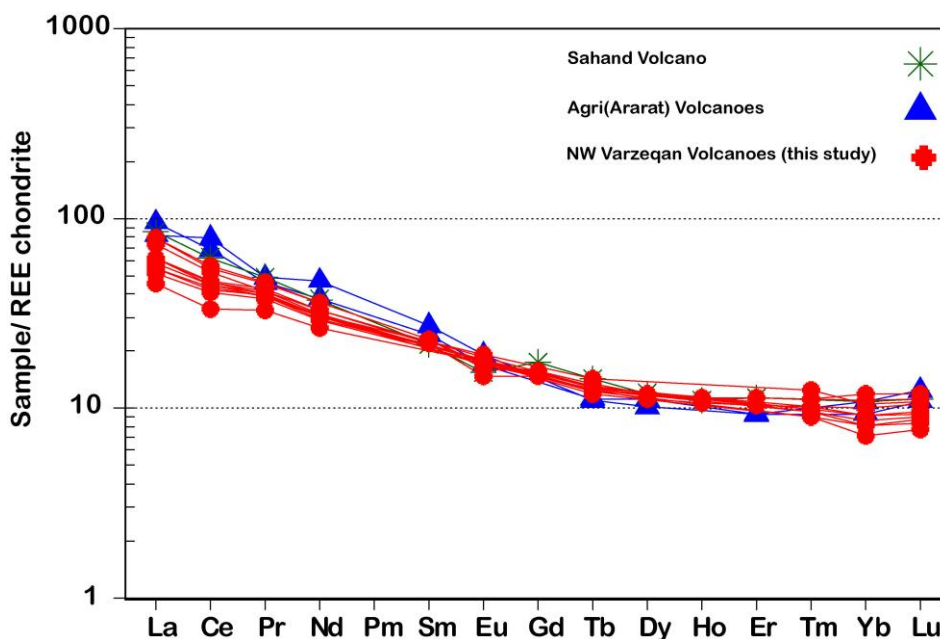
فواگاسیتة بالای اکسیژن است (Aslan et al., 2017). همچنین، آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های ماگمای کالک‌آلکان وابسته به پهنه‌های فرورانش و نشان دهنده حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه ماگماست (Yang and Li, 2008). الگوی صاف در نمودار شکل ۸ میان عنصرهای Dy و Lu چه‌بسا نشان‌دهنده ذوب درجه پایین یک خاستگاه اسپینل لرزولیتی است (Lin et al., 1989).

همچنین، نمونه‌های بررسی‌شده در برابر ترکیب پیشنهادی Pearce (۱۹۸۳) برای MORB بهنجار شده‌اند (شکل ۹). نمایش نمونه‌های بررسی‌شده در این نمودار نشان‌دهنده آنومالی مثبت در عنصرهای Th, Ba, Rb و K و آنومالی منفی در عنصرهای Nb, Ti, Zr و Ta است. چنین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به پهنه‌های کم‌انی مربوط هستند و از این رو، پیدایش این سنگ‌ها با گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده، فرورانش و مرز فعال قاره‌ای در ارتباط است (Chashchin et al., 2016; Yu et al., 2016).

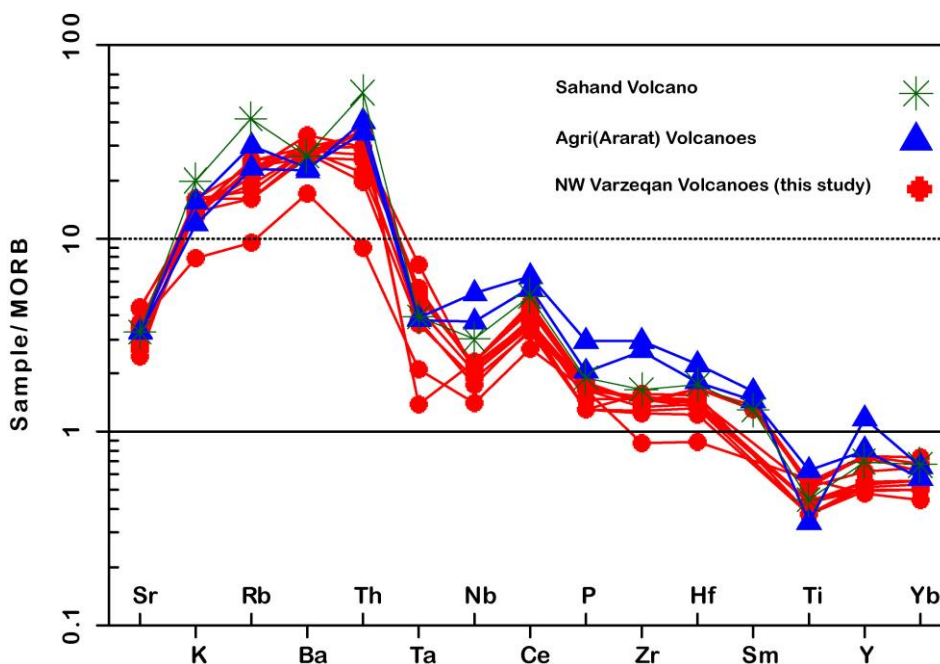
بررسی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب

الگوی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های بهنجار شده به ترکیب پیشنهادی Boynton (۱۹۸۴) برای کندریت در شکل ۸ نمایش داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌های بررسی‌شده در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی وابستگی آنها به مجموعه‌های کالک‌آلکان را نشان می‌دهد (Aslan et al., 2017). غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک در برابر عنصرهای خاکی کمیاب سنگین به عوامل مختلفی نسبت داده می‌شود. این عوامل عبارتند از: آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای، درجه پایین ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای (Almeida et al., 2007) و پیدایش سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش (Winter, 2001).

نمونه‌های بررسی‌شده الگوهای REE کم شیب ($La_N/Yb_N = 5/21 - 7/54$) با آنومالی منفی ضعیف ($Eu/Eu^* = 0.82 - 0.89$) نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهنده جدایش اندک پلاژیوکلاز و یا



شکل ۸- نمودار فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (مقادیر بهنجارسازی از Boynton (۱۹۸۴) هستند) برای نمونه‌های شمال‌باختری ورزقان (برای مقایسه سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی آارات (Yilmaz *et al.*, 1998) و آندزیت پلیو- کواترنری سهند (Pirmohammadi Alishah *et al.*, 2012) نیز آورده شده‌اند)

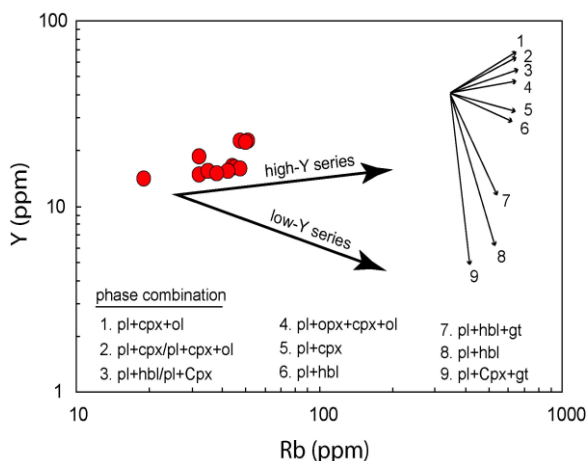


شکل ۹- نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب MORB (مقادیر بهنجارسازی از Pearce (۱۹۸۳) هستند) (برای مقایسه سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی آارات (Yilmaz *et al.*, 1998) و آندزیت پلیو- کواترنری سهند (Pirmohammadi Alishah *et al.*, 2012) نیز آورده شده‌اند)

ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر چه‌بسا پیامد آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای در هنگام بال‌آمدن یا

بی‌هنجاری منفی نیوبیم از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. از این‌رو، بی‌هنجاری منفی

است. برای بررسی پدیده جدایش بلورین و نوع فازهای به‌دست‌آمده از تبلور یک ماگما در شرایط آبدار و بی‌آب در سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده، از نمودار لگاریتمی Rb در برابر Y بهره گرفته شد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- نمودار تغییرات Rb در برابر Y (Keskin *et al.*, 1998) برای نمونه‌های شمال‌باختری ورزقان (pl: پلاژیوکلاز؛ cpx: کلینوپیروکسن؛ opx: ارتوپیروکسن؛ hbl: هورنبلند؛ gt: گارنت؛ ol: الیون)

ایتریم در کانی‌های بی‌آب پلاژیوکلاز، الیون، پیروکسن (اوزیت) و مگنتیت یک عنصر ناسازگار است و هنگام روند جدایش کانی‌های یادشده به‌صورت ناسازگار رفتار می‌کنند و مقدار آن افزایش می‌یابد؛ اما در پی تبلور و جدایش کانی‌های آبداری مانند آمفیبول، عنصر ایتریم جذب کانی یادشده می‌شود و مقدار آن در گدازه بجامانده کاهش می‌یابد (Pearce *et al.*, 1990). همچنین، این عنصر حتی در درجات بالای آلودگی پوسته‌ای ماگماها نیز بی‌تغییر باقی می‌ماند (Wilson, 1989). در شکل ۱۰، اگر شیب داده‌ها افقی و یا مثبت باشد نشانه آنست که ماگمای اولیه دچار جدایش بلورین بدون آب شده و اگر منفی باشد نشانه تبلور کانی‌های آبدار و جدایی آنهاست.

جایگزینی و یا غنی‌شدگی با شاره‌ها در پهنه فرورانش است (Sun and McDonough, 1989). بی‌هنجاری منفی تیتانیوم و نیوبیم در نمونه‌های بررسی شده از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش است (Kuscu and Geneli, 2010; Pearce, 2008). به باور Rollinson (۱۹۹۳)، تهی‌شدگی از تیتانیوم و نیوبیم از یک سو، پیامد مشارکت گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده در ذوب‌بخشی و از سوی دیگر، به آلودگی پوسته‌ای دانسته می‌شود. غنی‌شدگی از LILE و LREE چه‌بسا پیامد ذوب درجه پایین خاستگاه MORB باشد. همچنین، آنومالی منفی Ti نشان‌دهنده وجود فاز بجامانده در خاستگاه است که Ti یا فازهای تیتانیوم‌دار را دچار جدایش می‌کند (Reagan and Gill, 1989).

بحث

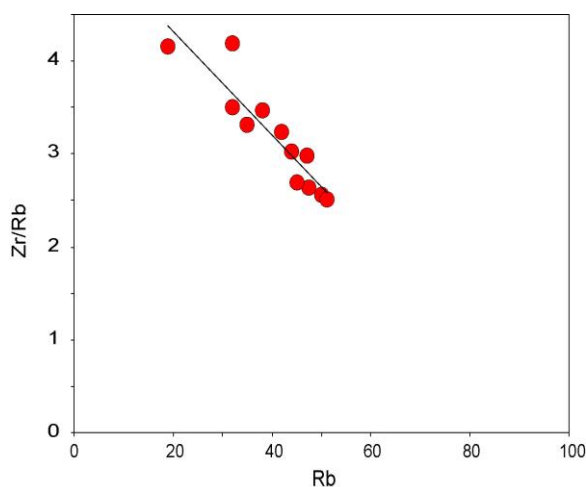
ویژگی‌های عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در شناخت پهنه زمین‌ساختی و فرایندهای متحول‌کننده ماگمای مادر (مانند: جدایش بلورین (FC)، هضم و جدایش بلورین (AFC)) و ویژگی‌های خاستگاه کمک می‌کنند. در ادامه به بررسی آنها پرداخته می‌شود.

فرایند جدایش بلورین

سنگ‌های بررسی شده MgO کم (۳/۴۵-۲/۵ درصدوزنی)، عدد منیزیم کم (۴۹-۴۱ درصد) و مقدار عنصرهای سازگار کبالت (۲۱/۹ ppm-۹/۱۴)، کروم (۳۴/۲۲ ppm) و نیکل (۲۲-۸ ppm) کمی دارند که نشان می‌دهند نمونه‌ها ترکیب ماگمای نخستین را ندارند (۵۰۰-۶۰۰ ppm کروم و ۲۵۰-۳۰۰ ppm نیکل؛ Perfit *et al.*, 1980). بنابراین ماگما درون آشیانه ماگمایی، و یا هنگام بالا آمدن به سطح زمین دچار جدایش بلورین شده

نزدیک به $1/3 - 0/9$ دارند (Sun and McDonough, 1989)؛ اما میزان نسبت‌های یادشده برای میانگین پوسته قاره‌ای به ترتیب نزدیک به $4/4$ و $0/39$ است (Rudnick and Gao, 2003). در سنگ‌های بررسی‌شده، مقدار Nb/U برابر با $2/7$ تا $4/4$ (میانگین: $3/4$) و مقدار Nb/La برابر با $0/35$ تا $0/41$ (میانگین: $0/38$) است. این مقادیرها به مقادیرهای پیشنهادی برای ترکیب پوسته قاره‌ای نزدیک هستند و نشانه نقش آن در پیدایش سنگ‌های بررسی‌شده هستند.

فرایندهای آمیختگی ماگمایی و آلیش پوسته‌ای تغییر در نسبت‌های K/Rb, Ba/Rb, Zr/Rb را به دنبال دارند (Winter, 2001). این تغییرات در آلیش پوسته‌ای نسبت به آمیختگی ماگمایی کمتر هستند و اگر آلیش با پوسته زیرین روی دهد، نسبت‌ها روند افزایشی و اگر با پوسته بالایی روی دهد، این نسبت‌ها روند کاهش‌ی خواهند داشت. اگر آمیختگی ماگمایی روی دهد، این نسبت‌ها تغییرات شدیدی در مقایسه با آلیش پوسته‌ای نشان می‌دهند. همان‌گونه که در نمودار Rb در برابر Zr/Rb دیده می‌شود (شکل ۱۱)، نمونه‌ها روند کاهش‌ی نشان می‌دهند و این ویژگی نشان‌دهنده آلیش آنها با پوسته بالایی است.



شکل ۱۱- نقش آلیش پوسته‌ای در تحول سنگ‌های منطقه در نمودار Rb (بر پایه ppm) در برابر Zr/Rb (De Paolo, 1981)

همان‌گونه که دیده می‌شود سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده هم راستا با بردار شماره ۴ هستند و روند مثبت نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهنده جدایش بلورین الیوین، پلاژیوکلاز، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن هنگام تحول ماگمای سازنده آنهاست و با مشاهدات سنگ‌نگاری آنها نیز همخوانی دارد.

فرایندهای آلیش پوسته‌ای و آمیختگی ماگمایی

همه سنگ‌های بررسی‌شده بافت پورفیری دارند که نشان می‌دهد آنها پیش از فوران، احتمالاً در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای توقف کرده‌اند. از این‌رو، فرصت کافی داشته‌اند که از طریق فرایندهای هضم و جدایش بلورین (AFC) با پوسته قاره‌ای وارد واکنش شوند.

از ماگماهای بازبکی که دچار هضم پوسته‌ای می‌شوند انتظار می‌رود تهی‌شدگی از Nb, Ti و P همراه با غنی‌شدگی از Th و LREEs نشان دهند (Taylor and McLennan, 1985). در نمونه‌های بررسی‌شده آنومالی منفی Nb و Ti دیده می‌شود. این پدیده بازتابی از هضم پوسته‌ای و همچنین، اجزای فرورانشی به‌ارث‌رسیده در خاستگاه گوشته‌ای است. همچنین، نسبت Th/U در نمونه‌های بررسی‌شده برابر با $1/63$ تا $3/331$ است که در بازه مقادیرهای گوشته‌ای (۱-۲) تا پوسته‌ای ($3/5 - 3/8$) جای می‌گیرد و نشان‌دهنده هضم پوسته‌ای هنگام بالآمدن ماگماست (Li et al., 2009). نسبت La/Nb (بیشتر از $1/5$) بیشتر نشان‌دهنده آلیش پوسته‌ای دانسته می‌شود (Hart et al., 1989). نسبت La/Nb در نمونه‌های بررسی‌شده برابر با $2/53$ تا $3/07$ (میانگین: $2/66$) است. پس آلیش پوسته‌ای در ماگما روی داده است. نسبت‌های Nb/U و Nb/La نیز از راه‌های شناخت آلودگی پوسته‌ای هستند (Pang et al., 2013). بازالت‌های اقیانوسی Nb/U نزدیک به ۵۰ و Nb/La

بالایی (Taylor and McLennan, 1985) به‌عنوان آلوده‌کننده به‌کار برده شدند. برپایه مدل یادشده، نسبت آرایش به جدایش بلورین (مقدار r) در سنگ‌های بررسی‌شده برابر با ۰/۲ تا ۰/۸ به‌دست آمد (شکل ۱۲). این مقادیر نشان می‌دهند فرایند هضم همراه با جدایش بلورین (AFC) نقش مهم‌تری نسبت به جدایش بلورین تنها، در تحول سنگ‌های منطقه بررسی‌شده داشته است.

نرم‌افزار ACF-Modeler (Keskin, 2013) برنامه‌ای رایانه‌ای برای مدل‌سازی AFC است. این برنامه برای تعیین آرایش مواد پوسته‌ای هنگام تبلوربخشی (FC) با به‌کارگیری مقدار عنصرهای کمیاب سنگ‌های بررسی‌شده به‌کار برده شد (جدول ۵). در این مدل‌سازی سازنده پایانی بازالت کمان آتشفشانی Jicha و همکاران (۲۰۰۴) به‌عنوان نقطه آغاز روندها (ماگمای مادر) و ترکیب پوسته

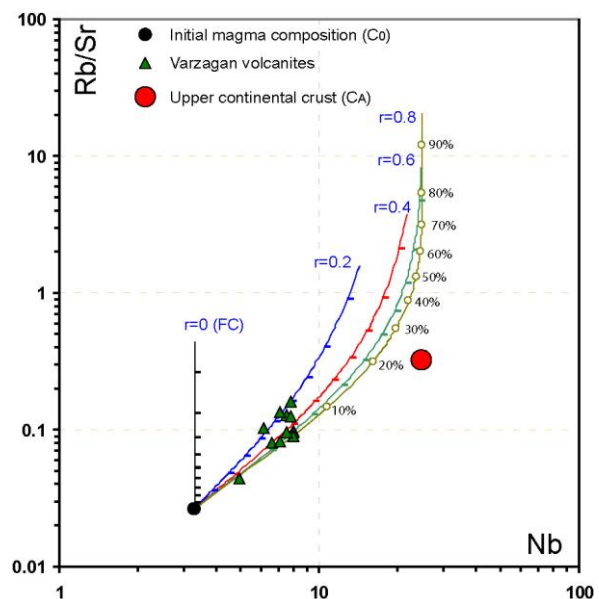
جدول ۵- داده‌های به‌کاررفته در مدل‌سازی AFC آندزیت‌های دوپیروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان

End Member	C_A (Upper crust, assimilated) (Taylor and McLennan, 1985)	C_0 (Parental magma) (Jicha <i>et al.</i> , 2004)	Total partition coefficient (Aslan <i>et al.</i> , 2013)
Sr (ppm)	350	493	$D_{Sr}=1$
Rb (ppm)	112	13	$D_{Rb}=0$
Nb (ppm)	25	3.3	$D_{Nb}=1$

کم ($Mg\# < 40$) شناخته می‌شوند؛ اما مذاب‌های با عدد منیزیم بالا ($Mg\# > 40$) از اجزای گوشته به‌دست آمده‌اند (Geng *et al.*, 2009).

میانگین میزان عدد منیزیم در سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال‌باختری ورزقان برابر با ۴۶ درصد است. این مقدار نشان‌دهنده نقش اجزای گوشته‌ای در پیدایش آنهاست. سنگ‌های با عدد منیزیم بالا محتوای بالاتری از عنصرهای نیکل، کروم و کبالت نسبت به انواع با عدد منیزیم پایین دارند (Karshi *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2016). مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده با مذاب‌های اولیه جدادشده از گوشته که مقادیر بالای نیکل (بیش از ۴۰۰ ppm) (Wilson, 1989) و مقادیر بالای عدد منیزیم (Sharma, 1997) دارند نشان می‌دهد این سنگ‌ها اولیه نیستند و در طول دوران تحول خود دچار تغییراتی شده‌اند.

سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده از



شکل ۱۲- نمودار مدل‌سازی AFC برای آندزیت‌های دوپیروکسن‌دار شمال‌باختری ورزقان. ترکیب ماگمای اولیه (C_0) از Jicha و همکاران (۲۰۰۴) و ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (C_A) از Taylor و McLennan (۱۹۸۵) برگرفته شده‌اند.

ویژگی‌های خاستگاه

مذاب‌هایی که خاستگاه‌شان پوسته زیرین است، افزون‌بر درجه ذوب‌بخشی، با عدد منیزیم

خاستگاه سنگ کراهی ($Zr/Ba = 0.3 - 0.5$) و سست کراهی ($Zr/Ba > 0.5$) به کار می‌رود (Kürkçüoğlu, 2010). در نمونه‌های بررسی شده، نسبت Zr/Ba برابر 0.17 تا 0.27 و نشان‌دهنده خاستگاه سنگ کراهی ماگماست. نمودار نسبت Nb/La در برابر La/Yb نیز وابستگی خاستگاه نمونه‌های بررسی شده به گوشته سنگ کراهی را نشان می‌دهد (شکل ۱۳).

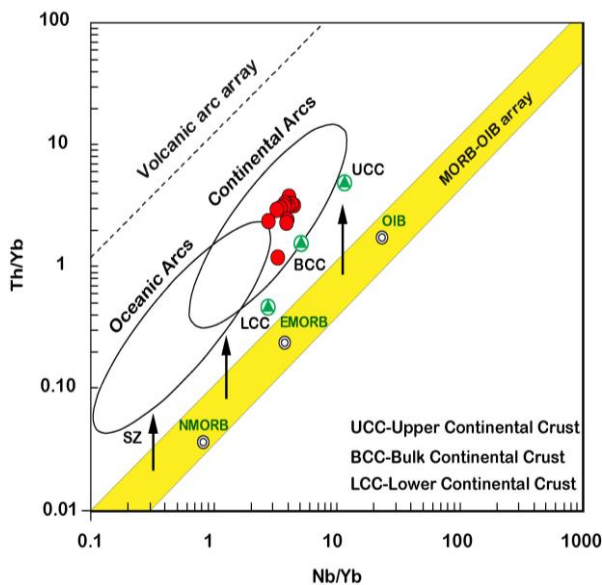
عنصرهای خاکی کمیاب می‌توانند برای دسترسی به کانی‌شناسی خاستگاه از راه کاربرد ضریب توزیع متفاوت اسپینل و گارنت به کار روند (Shaw et al., 2003; Thirlwall et al., 1994). نسبت Dy/Yb مذاب‌های جدا شده از میدان پایداری گارنت معمولاً از $2/5$ بیشتر است؛ اما خاستگاه اسپینل‌دار از $1/5$ کمتر است (Yang et al., 2012). همچنین، مذاب‌های با نسبت Dy_N/Yb_N کمتر از $1/0.6$ معمولاً خاستگاهی اسپینل‌دار را نشان می‌دهند (Blundy et al., 1998). در سنگ‌های بررسی شده، نسبت Dy/Yb در بازه $1/50$ تا $1/72$ و Dy_N/Yb_N در بازه 0.98 تا $1/12$ است. این مقادیر نشان می‌دهند منطقه خاستگاه، جایی که مذاب سنگ‌های بررسی شده از آنجا برخاسته است، در ترکیب کانی‌شناسی خود هر دو کانی گارنت و اسپینل را داشته است. چنین ویژگی با منطقه‌ای کمابیش ژرف همخوانی دارد. از آنجای که گذر اسپینل به گارنت در ژرفای نزدیک به 80 کیلومتری است (Takahashi and Kushiro, 1983) پس این ژرفا، ژرفای خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی شده دانسته می‌شود. این نتیجه‌گیری با نتایج به دست آمده از بررسی‌های ژئوفیزیکی شمال باختری ایران

عنصرهای Nb و Ti تهی‌شدگی و از عنصرهای LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهنده سنگ‌های ماگمایی جدا شده از گوشته تغییر یافته در پی فرورانش است؛ به گونه‌ای که منابع ماگمایی با سیال‌ها و یا مذاب‌های آزاد شده از تخته فرورو متاسوماتیزه می‌شوند (Kerrick and Wyman, 1997; McCulloch and Gamble, 1991; Pearce et al., 1990). این ویژگی زمین‌شیمیایی مؤلفه فرورانش، در ماگماهای پدید آمده در پهنه‌های فرورانش فعال شایع است و در ماگماهای کوهزایی که همزمان تا پس از برخورد و به دنبال فرورانش پیشین و بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی پدید می‌آیند نیز دیده می‌شود (Kasapoğlu et al., 2016).

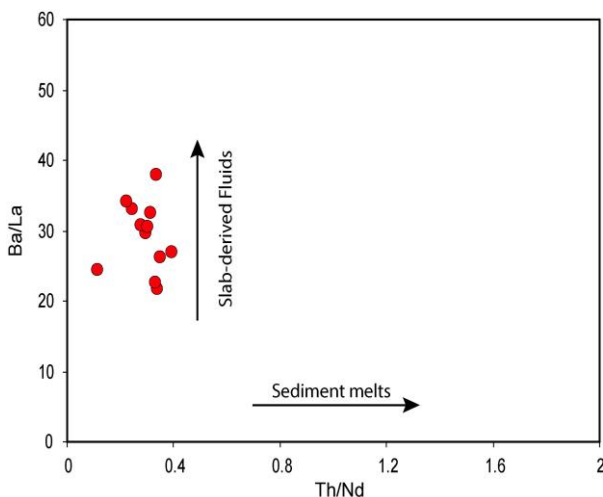
زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب سنگ‌های بررسی شده گویای جدایش آنها از خاستگاه سنگ کراهی است. بر پایه Daley و De Paolo (2000) نسبت La/Nb سنگ‌های جدا شده از گوشته سنگ کراهی معمولاً از 1 بیشتر است؛ اما نسبت La/Nb سنگ‌های جدا شده از خاستگاه گوشته سست کراهی نزدیک به 0.7 است. این نسبت در سنگ‌های بررسی شده برابر با $2/82$ تا $3/08$ است و نشان‌دهنده خاستگاه گوشته سنگ کراهی آنهاست.

نمونه‌های آندزیتی بررسی شده مقادیر TiO_2 کمابیش کم (0.56 تا 0.85 درصدوزنی؛ میانگین: 0.69 درصدوزنی) دارند که با خاستگاه گوشته سنگ کراهی همخوانی دارد؛ زیرا خاستگاه گوشته سست کراهی با مقادیر بالای TiO_2 شناخته می‌شود (Santosh et al., 2018; Gill, 1987). نسبت Zr/Ba برای شناسایی

(Gertisser and Keller, 2003) یا ذوب رسوب‌ها در منطقه فرورانش پدید می‌آید (Plank and Langmuir, 1998). نسبت Ba/La بالا و نسبت Th/Nd کم در سنگ‌های بررسی شده نشانه سیالات آزاد شده از تخته فرورو هستند (شکل ۱۵).

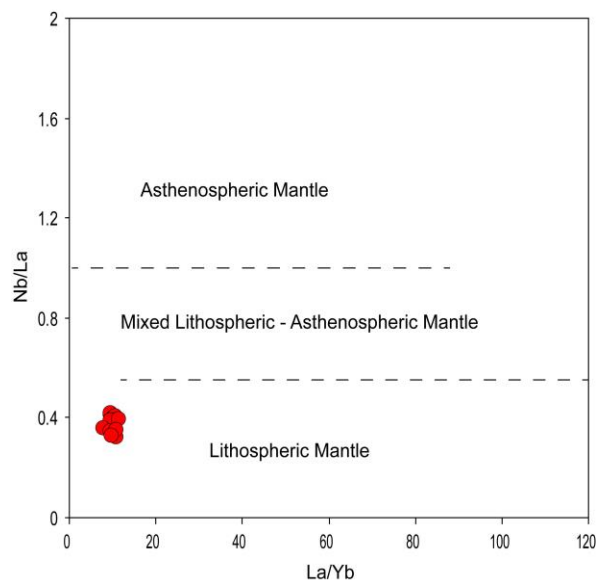


شکل ۱۴- نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری ورزقان



شکل ۱۵- نمودار Th/Nd در برابر Ba/La (Shaw, 1970) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری ورزقان

همان‌گ است و نشان می‌دهد ستبرای سنگ‌کره در شمال‌باختری ایران (آذربایجان) بین ۸۵ تا ۱۰۰ کیلومتر است (Lechmann *et al.*, 2018).



شکل ۱۳- نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Smith *et al.*, 1999) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری ورزقان

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده از نظر ژئوشیمیایی در عنصرهای (Rb و Ba) و غنی‌شدگی و در عنصرهای (Nb و Ta, HFSE) تهی‌شدگی آشکار نشان می‌دهند و در محیط زمین‌ساختی در محدوده کمان‌قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۴). چنین ویژگی‌هایی نشان می‌دهند سنگ‌های بررسی شده شاید پیامد ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم شده در محیط کمانی (Pearce, 1982; Gill, 1981) یا آرایش مذاب‌های نخستین یا خاستگاه با مواد پوسته‌ای هنگام فرایند جایگیری ماگما (Kovalenko *et al.*, 2004) بوده‌اند.

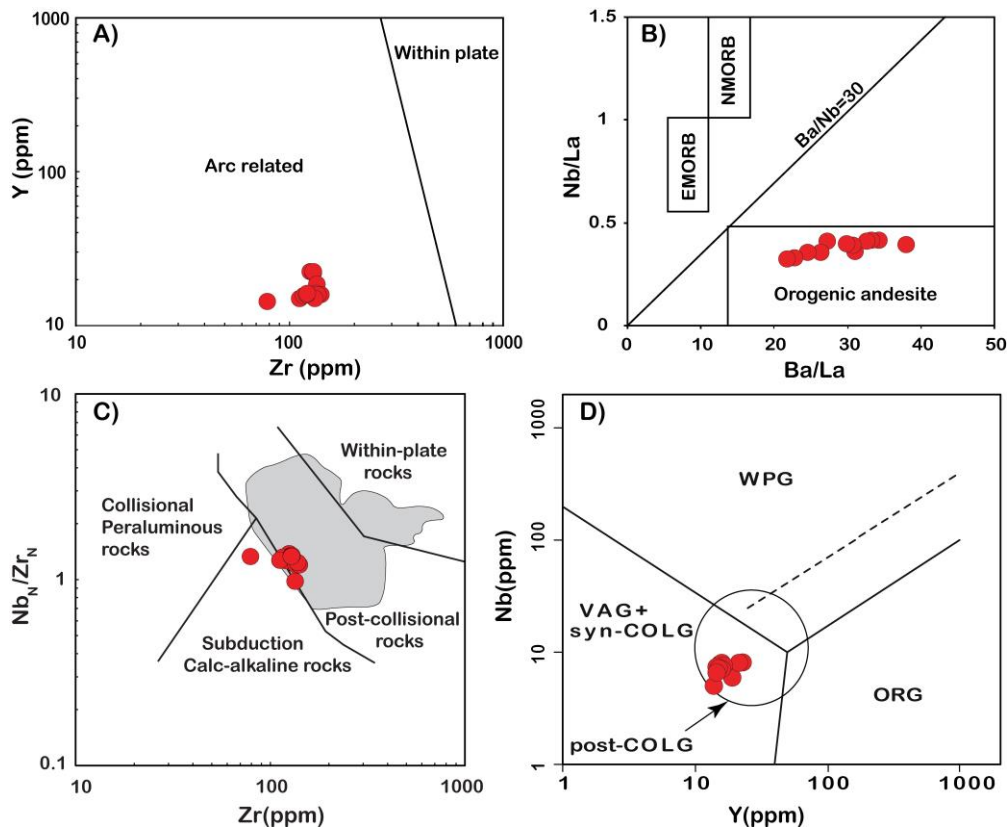
در کل، خاستگاه ماگمایی گوشته‌ای متاسوماتیزه با سیال‌های آزاد شده از تخته فرورو

متاسوماتیسم‌کننده آزادشده از تخته فرورو یا رسوب‌ها آن را دچار تغییر کرده‌اند (Elburg *et al.* 2002; Hawkesworth *et al.* 1997; Pearce, 1983).

همچنین، نمودارهای متمایزکننده نیز خاستگاه مرتبط با پهنه فرورانش سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده را نشان می‌دهند. در نمودار دوتایی Ba/La زیرکنیم در برابر ایتیریم و نمودار سه‌تایی Ba/La در برابر Nb/La، سنگ‌های بررسی شده به ترتیب در محدوده مرتبط با کمان و آندزیت کوهزایی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۱۶-A و ۱۶-B).

شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری ورزقان

ویژگی‌های عنصرهای کمیاب در سنگ‌های بررسی شده نشان‌دهنده غنی‌شدگی در عنصرهای LILE (مانند: پتاسیم، استرانسیم و روبیدیم) و تهی‌شدگی در عنصرهای HFSE، به‌ویژه آنومالی منفی در عنصرهای نیوبیم و تیتانیوم در نمودار چندعنصری بهنجارشده به ترکیب MORB هستند (شکل ۹). این ویژگی‌ها که از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش هستند معمولاً نشانه خاستگاه گوشته‌ای دانسته می‌شوند که سیال‌های



شکل ۱۶- نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه شمال‌باختری ورزقان. (A) نمودار Zr در برابر Y (Muller *et al.*, 1992); (B) نمودار Ba/La در برابر Nb/La (Jahn *et al.*, 1999); (C) نمودار Zr در برابر Nb_N/Zr_N (Thieblemont and Tegye, 1994). N نشان‌دهنده مقادیر بهنجارشده در برابر ترکیب N-MORB (Pearce, 1983) است. برای مقایسه، موقعیت نمونه‌های میوسن-کواترنری شمال‌باختری ایران، قفقاز کوچک و جنوب‌خاوری آناتولی نیز نمایش داده شده‌اند (Ghalamghash and Chaharlang, 2014); (D) نمودار Y در برابر Nb (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996). E-MORB: Enriched-Mid Ocean Ridge Basalt; N- (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996) Nb در برابر Y (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996) MORB: Normal Mid Ocean Ridge Basalt; OIB: Ocean Island Basalts; post-COLG: Post-Collisional Granites; syn-COLG: syn-Collisional Granites; VAG: Volcanic Arc Granites; WPG: Within-plate Granites; ORG: Ocean Ridge Granites

عنصرهای Nb، Ta و Ti (اثر فرورانش) به‌گوشته متاسوماتیسم‌شده از مؤلفه فرورانش در موقعیت فرورانش فعال نسبت داده شده است (Gill, 1981).

برپایه پیشنهاد Aldanmaz و همکاران (۲۰۰۰)، ویژگی یادشده در موقعیت پس‌ابرخوردی با دو احتمال توضیح داده می‌شود: (۱) خاستگاه ماگما از این عنصرها غنی بوده است (گوشته متاسوماتیسم‌شده از مؤلفه فرورانش به‌ارث‌رسیده از رویدادهای پیشین)؛ (۲) آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای (هضم پوسته با ماگمای مافیک هنگام فرایندهای MASH (ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدگی در مرز گوشته-پوسته) و AFC (هضم و جدایش بلورین هنگام بالآمدن ماگما در پوسته قاره‌ای بالایی).

به‌باور Pearce (۲۰۰۸، ۲۰۱۴) در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb، همه مذاب‌های آلوده‌نشده روی آرایه «MORB-OIB» جای می‌گیرند و مذاب یا سیال مرتبط با فرورانش تنها Th را تقریباً به‌صورت عمودی جابجا می‌کند؛ اما آرایش پوسته قاره‌ای روند خطی مورب را در پی دارد؛ به‌گونه‌ای که هر دو عنصر Th و Nb تغییر می‌یابند. پس برپایه نمودار شکل ۱۴ گمان می‌رود هر دو فرایند یادشده (مؤلفه فرورانش و آرایش پوسته‌ای) در پیدایش ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده نقش داشته‌اند؛ به‌گونه‌ای که ماگمای مادر سنگ‌های آندزیتی شمال‌باختری ورزقان از ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم‌شده در پی ورود سیال‌های پدیدآمده در منطقه بالای فرورانش پیشین پدید آمده‌اند. سپس این ماگما هنگام بالآمدن و اقامت درون پوسته قاره‌ای بالایی، افزون‌بر فرایند جدایش بلورین، دچار آرایش نیز شده است.

همچنین، برای شناخت اینکه آیا سنگ‌های بررسی‌شده از سنگ‌های مرتبط با پهنه برخوردی هستند یا پهنه فرورانشی، نمودار دوتایی Nb_N/Zr_N در برابر Zr (Thieblemont and Tegye, 1994) به‌کار برده شد. همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌های شمال‌باختری ورزقان در مرز دو محدوده فرورانش و برخوردی جای گرفته‌اند و بیشتر آنها بازه ترکیبی همانند سنگ‌های میوسن-کواترنری شمال‌باختری ایران، قفقاز کوچک و جنوب‌خاوری آناتولی نشان می‌دهند (شکل ۱۶-C). همه نمونه‌ها در نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی Y در برابر Nb که برای سنگ‌های گرانیتی پیشنهاد شده است، در محدوده کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد جای گرفته‌اند (شکل ۱۶-D). از آنجایی که در این نمودار، درباره پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی در محل برخورد سه محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد، گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای و گرانیت‌های پشته میان‌اقیانوسی هنوز جای بحث است، Pearce (۱۹۹۶) منطقه برخورد این سه محدوده را به‌نام گرانیت‌های پس‌ابرخوردی نامید. همان‌گونه که در نمودار شکل ۱۶-D دیده می‌شود، همه نمونه‌های آندزیتی شمال‌باختری ورزقان در محدوده گرانیت‌های پس‌ابرخوردی جای گرفته‌اند. از این رو، برپایه آنچه گفته شد، نمونه‌های بررسی‌شده در محیطی پس‌ابرخوردی پدید آمده‌اند.

سنگ‌های کالک‌آلکالن پدیدآمده در موقعیت پس‌ابرخوردی با غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE و نبود تهی‌شدگی در HREE و Y شناخته می‌شوند (Wang et al., 2004; Harris et al., 1994). ویژگی غنی‌شدگی نسبی از LILE (بی‌هنجاری مثبت عنصرهای K, Ba, Rb, Pb و Sr)، LREE و Th همراه با تهی‌شدگی از

برداشت

این پژوهش نشان می‌دهد در زمان پلیو-کواترنری، شماری مخروط آتشفشانی متشکل از گدازه و سنگ‌های آذرآواری وابسته در منطقه شمال‌باختری ورزقان پدید آمده‌اند که از دیدگاه ترکیب سنگ‌شناسی، شامل آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت هستند. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای، گلومروپورفیری، حفره‌ای و افیتیک دارند و فنوکریست‌های آنها را کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تشکیل می‌دهند. برپایه نمودارهای زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها به سری ماگمایی کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا متعلق هستند. فرایند هضم و جدایش بلورین (AFC) فرایند غالب در تحول ماگمای سنگ‌های بررسی‌شده است. سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده از عنصرهای Nb و Ti تهی‌شدگی و از عنصرهای LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و این از ویژگی‌های سنگ‌های ماگمایی جداشده از گوشته تغییر یافته در پی فرورانش است. از آنجایی که فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی فعالی در پایان دوران سنوزوئیک (پلیو-کواترنری) در منطقه روی نداده است پس پیدایش سنگ‌های آندزیتی در منطقه ورزقان پیامد ماگماتیسیم پس‌برخوردی دانسته می‌شود. مقایسه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده با نمونه‌های پس‌برخوردی کوه‌های آرارات و سهند که همگی در یک پهنه زمین‌ساختی روی داده‌اند نیز درستی این نکته را نشان می‌دهد. برپایه شواهد، ماگمای سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده پیامد ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای است که اسپینل و گارنت‌دار بوده و پیش از این با سیال‌های جداشده از تخته

نمونه‌های شمال‌باختری ورزقان در نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب و عنکبوتی، روندی همانند روند سنگ‌های آندزیتی پس‌برخوردی کوه‌های آرارات و سهند نشان می‌دهند که هر دو بخشی از فلات بلند ایرانی-ترکی هستند. این نکته نشان‌دهنده سرشت یکسان آنهاست. از آنجایی که فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی فعالی در سنوزوئیک پایانی (پلیو-کواترنری) در منطقه روی نداده است، شکسته‌شدن تخته فرورو و یا لایه‌لایه‌شدن (Delamination) کل یا بخشی از سنگ‌کره گوشته، از سازوکارهای احتمالی هستند که ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره قاره‌ای متاسوماتیسیم‌شده در پی فرورانش را به‌دنبال داشته‌اند. چنین سازوکار ذوبی پیش از این برای ماگماتیسیم پالئوژن و نئوژن مناطق آناتولی خاوری، آناتولی باختری و پونتیده‌های ترکیه نیز پیشنهاد شده است (Aslan *et al.*, 2013).

فلات بلند ایرانی-ترکی (شامل شمال‌باختری ایران و منطقه آذربایجان) در پی ادامه همگرایی صفحه‌های عربی و اوراسیا پس از برخورد، دچار رژیم زمین‌ساختی فشارشی شده‌اند و به‌دنبال کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای، بالآمدگی چشمگیری پیدا کرده است (Dewey *et al.*, 1981; Şengör and Yılmaz, 1986). در پی بالآمدگی منطقه‌ای که اوج آن در پلیوسن بوده است، ماگماتیسیم پس‌برخوردی در این منطقه رخ داده است. گسل‌ها و شکستگی‌های جدید، فعال‌شدن سیستم‌های گسلی راستالغز پیشین، بازشدگی و کشش در راستای محور چین‌های جوان در منطقه، امکان فوران گدازه‌های پر حجم و گسترده‌ای را در آذربایجان و شمال‌باختری ایران فراهم کرده‌اند (Pearce *et al.*, 1990).

پژوهشی گرامی دانشگاه صنعتی سهند تبریز آن را پشتیبانی مالی کرده است؛ از این‌رو، نگارنده از ایشان بسیار سپاس‌گزار است. از آقایان مهندس اکبر محرم‌پور و بیرام رزمجو که در بررسی‌های صحرائی نگارنده را یاری کرده‌اند سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین، از تلاش‌های داوران و هیأت تحریریه گرامی نشریه پترولوژی که با پیشنهادهای سازنده خویش در بهبود سطح علمی مقاله کمک کردند بی‌نهایت سپاس‌گزارم.

فرورو متاسوماتیزه شده است. این ماگما در هنگام بالآمدن به سطوح بالاتر و پیش از فوران، افزون‌بر جدایش بلورین، دچار آغستگی با پوسته قاره‌ای بالایی نیز شده است (فرایند AFC، هضم و جدایش بلورین).

سپاس‌گزاری

این مقاله بخشی از طرح پژوهشی به شماره ۳۰/۱۸۷۲، مورخ ۹۰/۳/۲۵ است که معاونت

منابع

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. and Mitchell, J. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102(1-2): 67-95. DOI: 10.1016/S0377-0273(00)00182-7
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana shield. *Precambrian Research* 15(1): 69-97. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.01.004
- Amel, N., Moayyed, M., Ameri, A., Vosoghi Abedini, M., Emami, M. H. and Moazzen M. (2009) Plio-Quaternary Calc-Alkaline Magmatism in Azerbaijan (NW Iran) and Comparison with Similar Magmatism in Eastern Turkey. *Journal of Geosciences* 18(70): 52-67 (in Persian with English abstract). DOI: 10.22071/gsj.2009.57373
- Aslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ. and Kaygusuz, A. (2013) K-Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks around the Gümüşhane area: implications for post-collisional volcanism in the Eastern Pontides, Northeast Turkey. *Mineralogy and Petrology* 108(2): 245-267. DOI: 10.1007/s00710-013-0294-2
- Aslan, Z., Erdem, D., Temizel, İ. and Arslan, M. (2017) SHRIMP U-Pb zircon ages and whole-rock geochemistry for the Şapçı volcanic rocks, Biga Peninsula, Northwest Turkey: implications for pre-eruption crystallization conditions and source characteristics. *International Geology Review* 59(14): 1764-1785. DOI: 10.1080/00206814.2017.1295282
- Blundy, J., Robinson, J. and Wood, B. (1998) Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth Planet Science Letter* 160(3-4): 493-504. DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00106-X
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, R.) 2: 89-92. *Developments in Geochemistry*. DOI: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3
- Chashchin, A. A., Sorokin, A. A., Lebedev, V. A. and Blokhin, M. G. (2016) Age, Main Geochemical Characteristics, and Sources of Late Cenozoic Volcanic Rocks in the Udurchukan Volcanic Area (Amur Region). *Russian Journal of Pacific Geology* 10: 239-248. DOI: 10.1134/S1819714016040035
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London. DOI: 10.1180/minmag.1981.44.333.23
- De Paolo, D. J. (1981) A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic

- batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 86(B11): 10470-10488. DOI: 10.1029/JB086iB11p10470
- De Paolo, D.J. and Daley, E.E. (2000) Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology* 169(1): 157-185. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00261-8
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. 2nd editon, Longman, London, UK.
- Dewey, J. F. Hempton, M. R. Kidd, W. S. F. Saroglu, F. and Sengor, A. M. C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia- a young collision zone. In: *Collision Tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.). Special Publications 19(1): 1-36. Geological Society, London, UK. DOI: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52(4): 536-578. DOI: 10.1080/00206810903360422
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51(361): 431-435. DOI: DOI: 10.1180/minmag.1987.051.361.10
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66(15): 2771-2789. DOI: 10.1016/S0016-7037(02)00868-2
- Kuscu, G. and Geneli, 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. DOI: 10.1007/s00531-008-0402-4
- 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* 266(3-4): 364-389. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.07.001
- Gertisser, R. and Keller, J. (2003) Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium- K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis. *Journal of Petrology* 44(3): 457-489. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.457>
- Ghahamghash, J. and Chaharlang, R. (2014) Study and comparison of Miocene-Quaternary volcanoes in the NW of Iran, Lesser Caucasus and SE of Anatolia: geochemistry, source and tectonic setting. *Geosciences* 24(93): 171-182 (in Persian with English abstract). DOI: 10.22071/gsj.2014.43557
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin. DOI: 10.1007/978-3-642-68012-0
- Gill, J. B. (1987) Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back arc: Fiji and the south Fiji basin. *Journal of Geology* 95(5): 589-615. DOI: 10.1086/629158
- Harris, N. B. W., Kelley, S. and Okay, A. I. (1994) Post-collisional magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117(3): 241-252. DOI: 10.1007/BF00310866
- Hart, W. K., Wolde G. G., Walter, R. C. and Mertzman, S. A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research* 94(B6): 7731-7748. DOI: 10.1029/JB094iB06p07731
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of*

- Petrology 48(12): 2341-2357. DOI: 10.1093/petrology/egm062
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., Peate, D. W., 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. DOI: 10.1126/science.276.5312.551
- Jahn, B. M., Wu, F. Y., Lo, C. H. and Tsai, C. H. (1999) Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology* 157(1-2): 119-146. DOI: 10.1016/S0009-2541(98)00197-1
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. M. and Mehrabi, B. (2010) Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 52(4): 608-630. DOI: 10.1080/00206810903416323
- Janousek, V., Farrow, C. M. and Erban, V. (2006) Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): 1255-1259. DOI: 10.1093/petrology/egl013
- Jicha, B. R., Singer, B. S., Brophy, J. G., Fournelle, J. H., Johnson, C. M., Beard, B. L., Lapen, T. J. and Mahlen N. J. (2004) Variable Impact of the Subducted Slab on Aleutian Island Arc Magma Sources: Evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf Isotopes and Trace Element Abundances. *Journal of Petrology* 45(9): 1845-1875. DOI: 10.1093/petrology/egh036
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. and Wijbrans, J. R. (2010) Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, eastern Turkey: Implication for crustal thickening to delamination. *Lithos* 114(1-2): 109-120. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.08.003
- Kasapoğlu, B., Ersoy Y. E., Uysal, İ., Palmer, M. R., Zack, T., Koralay, E. O. and Karlsson, A. (2016) The petrology of Paleogene volcanism in the Central Sakarya, Nallıhan Region: Implications for the initiation and evolution of post-collisional, slab break-off-related magmatic activity. *Lithos* 246-247: 81-98. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.12.024
- Kaymakci, N., Inceoz, M., Ertepinar, P. and Koc, A. (2010) Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Eds. Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. and Starostenko, V.) Special Publications 340(1): 409-435. Geological Society, London, UK. DOI: 10.1144/SP340.18
- Kerrick, R. and Wyman, D. A. (1997) A review of developments in trace element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Special Volume of the Australian Journal of Earth Sciences* 44(4): 465-488. DOI: 10.1080/08120099708728327
- Keskin M. (2013) AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modeling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of De Paolo (1981). *Turkish Journal of Earth Sciences* 22(2): 304-319. DOI: 10.3906/yer-1110-3
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision related volcanism on the Eezurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85(1-4): 355-404. DOI: 10.1016/S0377-0273(98)00063-8
- Kovalenko, V. I., Yarmolyuk, V. V., Kovach, V. P., Kotov, A. B., Kozakov, I. K., Sal'nikova, E. B. and Larin, A. M. (2004) Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence. *Journal of Asian Earth Science* 23(5): 605-627. DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00130-5
- Kürkçüoğlu, B. (2010) Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidag volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 37(1): 42-51. DOI: 10.1016/j.jseaes.2009.07.004
- Lechmann, A., Burg, J. P., Ulmer, P., Guillong, M. and Faridi, M. (2018) Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and

- geochemical evidence. *Lithos* 304-307: 311-328. DOI: 10.1016/j.lithos.2018.01.030
- Li, L. M., Sun, M., Xing, G. F., Zhao, G. C., Zhou, M. F., Chen, R. and Wong, J. (2009) Two late mesozoic volcanic activities in Fujian province, China: constraints on tectonic evolution of southeastern China. *International Geological Review* 51(3): 216-251. DOI: 10.1080/00206810802619092
- Lin, P. N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana Arc: 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in interoceanic arcs. *Journal of Geophysical Research* 94(B4): 4497-4514. DOI: 10.1029/JB094iB04p04497
- McCulloch, M. T. and Gamble J. A. (1991) Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet Science Letter* 102(3-4): 358-374. DOI: 10.1016/0012-821X(91)90029-H
- Mehrpour, M., Aminifazl, A. and Radfar, J. (1992) Explanatory text of Varzaghan. Geological Quadrangle Map 1:100000. No. 5367, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73(9-10): 1123-1133.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and Potassic Volcanic rocks From Different Tectonic Setting: A Pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289. DOI: 10.1007/BF01173568
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77(11-12):1242-1249.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2013) Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180: 234-251. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.05.009
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) 528-548. John Wiley and Sons, London, UK.
- 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. Nantwich, Cheshire, Shiva Publishing Ltd. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.348.25>
- Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4): 120-125. DOI: 10.18814/epiiugs/1996/v19i4/005
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100(1-4): 14-48. DOI: 10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Pearce, J. A. (2014) Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements* 10(2): 101-108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchel, J. G. (1990) Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44(1-2): 189-229. DOI: 10.1016/0377-0273(90)90018-B
- Pearce, J. A., Harris, N. G. W. and Tindle, A. G. (1994) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccherillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81. DOI: 10.1007/BF00384745
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E., Arculus, R. J. and Taylor, S. R. (1980) Chemical characteristics of

- island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chemical Geology* 30(3): 227-256. DOI: 10.1016/0009-2541(80)90107-2
- Pirmohammadi Alishah, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Keskin M. (2012) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the South of Tabriz (Sahand Volcano). *Iranian Journal of Petrology* 9: 37-56 (in Persian with English abstract). http://ijp.ui.ac.ir/article_16090.html
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145(3-4): 325-394. DOI: 10.1016/S0009-2541(97)00150-2
- Reagan, M. and Gill, J. (1989) Coexisting calc-alkaline and high-niobium basalts from turrialba volcano, Costa Rica: Implications for residual titanates in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research* 94(B4): 4619-4633. DOI: 10.1029/JB094iB04p04619
- Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London. DOI: 10.1180/minmag.1994.058.392.25
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In: *The Crust* (Ed. Rudnick, R. L.) 3: 1-64. *Treatise on Geochemistry*. DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4
- Santosh, M., Kari, K. R., He, X. F., Han, Y. S. and Manu Prasanth, M. P. (2018) Oldest lamproites from Peninsular India track the onset of Paleoproterozoic plume-induced rifting and the birth of Large Igneous Province. *Gondwana Research* 55: 1-20. DOI: 10.1016/j.gr.2017.11.005
- Şengör, A. M. C. and Kidd, W. S. F. (1979) Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55(3-4): 361-376. DOI: 10.1016/0040-1951(79)90184-7
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y. (1981) Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics* 75(3-4): 181-241. [https://doi-org.ezp4.semantak.com/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi-org.ezp4.semantak.com/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Sharma, M. (1997) Siberian traps. In: *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism* (Eds. Mahoney, J. J. and Coffin, M. F.) 100: 273-295. American Geophysical Union. DOI: 10.1029/GM100p0273
- Shaw, D. M. (1970) Trace element Fractionation during Anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34(2): 237-259. DOI: 10.1016/0016-7037(70)90009-8
- Shaw, J. E., Baker, J. A., Menzies M. A., Thirlwall, M. F. and Ibrahim, K. M. (2003) Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixing lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. *Journal of Petrology* 44(9): 1657-1679. DOI: 10.1093/petrology/egg052
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D. and Wang, K. (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107(4): 433-448. DOI: 10.1086/314355
- Sosson, M., Rolland, Y., Muller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, M., Adamia, S. A. Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. and Mosar, J. (2010) Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Eds. Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. and Starostenko, V.) *Special Publications* 340(1): 329-352. Geological Society of London, UK. DOI: 10.1144/SP340.14
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publications*, 42(1): 313-345. Geological Society of London, UK. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Takahashi, E. and Kushiro, I. (1983) Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist* 68(4): 859-879. DOI: 10.1016/0012-821X(93)90077-M

- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London.
- Thieblemont, D. and Tegye, M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences* 319: 87-94.
- Thirlwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J. P. and Arculus, R. J. (1994) High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *Journal of Petrology* 35(3): 819-838. DOI: 10.1093/petrology/35.3.819
- Wang, K. L., Chung, S. L., O'reilly, S. Y., Sun, S. S., Shinjo, R. and Chen, C. H. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology* 45(5): 975-1011. DOI: 10.1093/petrology/egh001
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hymen, London, UK. DOI: 10.1007/978-94-010-9388-0
- Winter, J. D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall publication, New Jersey.
- Yang, W. and Li, S. H. (2008) Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos* 102(1-2): 88-117. DOI: 10.1016/j.lithos.2007.09.018
- Yang, W., Niu, H., Shan, Q., Luo, Y., Sun, W., Li, C., Li, N. and Yu, X. (2012) Late Paleozoic calc-alkaline to shoshonitic magmatism and its geodynamic implications, Yuximolegai area, western Tianshan, Xinjiang. *Gondwana Research* 22(1): 325-340. DOI: 10.1016/j.gr.2011.10.008
- Yilmaz, Y., Guner, Y. and Saroglu, F. (1998) Geology of the Quaternary volcanic centres of the East Anatolia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85(1-4):173-210. DOI: 10.1016/S0377-0273(98)00055-9
- Yu, Q., Ge, W. C., Zhang, J., Zhao, G. C., Zhang, Y. L. and Yang, H. (2016) Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implication of Late Paleozoic Volcanic Rocks from the Dashizhai Formation in Inner Mongolia, NE China. *Gondwana Research* 47: 164-177. DOI: 10.1016/j.gr.2016.01.010
- Zellmer, G. F., Sparks, R. S. J., Hawkesworth, C. J. and Wiedenbeck, M. (2003) Magma emplacement and remobilization timescales beneath Montserrat: insights from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology* 44(8): 1413-1431. DOI: 10.1093/petrology/44.8.1413
- Zhu, W. G., Zhong, H., Li, Z. X., Bai, Z. J. and Yang, Y. J. (2016) SIMS zircon U-Pb ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of ca. 1.0 Ga mafic dykes and volcanic rocks in the Huili area, SW China: Origin and tectonic significance. *Precambrian Research* 237: 67-89. DOI: 10.1016/j.precamres.2015.12.011