فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۸۹، صفحات ۳۷-۵۰

بررسی سنگ زایی سنگ‌های بازالتی کواترنری منطقه آذربایجان، شمال باختری ایران

قاسم قربانی*
استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۱/۱۴
تاریخ پذیرش: ۸۹/۵/۴

چکیده
منطقهٔ مورد مطالعه در شمال باختری ایران و در باختر زون ساختاری البرز - آذربایجان قرار گرفته است. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، ترکیب سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری مورد مطالعه عمدتاً از اولیوین بازالت قلیایی و تراکی بازالت تشکیل شده و دارای ماهیت قلیایی- نیمه قلیایی هستند. بر اساس نمودارهای زمین ساختی در محدوده بازالت‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. مراکز فعالیت آتشفشانی کواترنری منطقه مورد مطالعه توسط گسل‌های فعال منطقه کنترل می‌شوند و در داخل حوضه‌های کشیده شدهٔ گسلی[1] قرار دارند. مقدار میانگین نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U بازالت‌های منطقه مورد مطالعه، کمتر از مقدار میانگین بازالت‌های اقیانوسی (MORB and OIB) است و این نسبت‌ها نزدیک به مقدار میانگین گوشتهٔ سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای قرار می‌گیرند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر جزئی و الگوهای عناصر کمیاب خاکی، همهٔ نمونه‌های تجزیه شدهٔ بازالت که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، دارای غنی شدگی LREE بوده و نشان‌دهندهٔ آن است که توسط درجات مختلف ذوب بخشی (اهر ۳ تا ۴ درصد، ماکو ۱۰ تا ۱۵ درصد و سراب ۵ تا ۱۵) از یک خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای زیر قاره سرچشمه گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: بازالت،سنگ زایی، شمال باختر ایران، ژئوشیمی، گوشته سنگ کره‌ای.

مقدمه

یکی از نواحی مهم فعالیت آتشفشانی داخل صفحات در ایران، فعالیت آتشفشانی بازالتی کواترنری در منطقه شمال باختری کشور (آذربایجان) است که در نقاطی مانند نیر، سراب، ورزقان، اهر، ماکو و ... گسترش دارند (شکل ۱). نبوی (۱۳۵۵) در تقسیم‌بندی محدوده‌های زمین ساختی - رسوبی ایران، بخش عمدهٔ آذربایجان را در زون البرز - آذربایجان قرار می‌دهد که بخشی از کمربند چین خوردهٔ آلپ - هیمالیا است.

منشأ فعالیت آتشفشانی در داخل صفحات، مختلف بوده و هنوز بخوبی درک نشده است. بیشتر آتشفشان‌های داخل صفحات به منشأهای (الف) زبانه‌های گوشته و نقاط داغ، مانند هاوایی و یلواستون؛ (ب) کافت قاره‌ای، مانند کافت خاور افریقا؛ (ج) کشش پشت کمان و (د) لایه لایه شدن و نازک شدگی سنگ کره، مانند بیسین[2] اند رنج، نسبت داده شده است (Chen et al., 2007). اگر چه آتشفشانی مناطق داخل صفحات نسبت به پشته‌های میان اقیانوسی و زون‌های فرورانش کمتر معمول است، اما برای فهم ژئوشیمی گوشته اهمیت قابل توجهی دارد. این مقاله سنگ شناختی و ژئوشیمی برخی از سنگ‌های آتشفشانی جوان منطقه آذربایجان را مورد بحث قرار می‌دهد.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

رخنمون‌های وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب عمدتاً بازی در مناطق مختلف آذربایجان شناخته شده است که بر اساس شواهد چینه‌ای به کواترنری نسبت داده می‌شوند. در بیشتر مناطق،

* نویسنده مرتبط ghasemghorbani@ yahoo.com

1. Pull-apart
2. Basin and Range

Archive of SID
www.SID.ir

این سنگ‌ها رسوبات کواترنری را می‌پوشانند.

آذربایجان، منطقه‌ای است که کمربندهای آتشفشانی ایران مرکزی و البرز در آنجا با کمربندهای آتشفشانی ناحیه دریاچه وان و قفقاز کوچک تلاقی می‌کنند که در مجموع قلمرو ماگماتیسم وسیعی را ایجاد کرده‌اند (Alberti et al., 1979). به علاوه آذربایجان منطقهٔ حدواسط صفحات عربستان و اورازیا و خرده صفحه‌های ایران و آناتولی به شمار می‌رود. Innocenti et al., (1976) بخش شمالی آذربایجان را با قفقاز و کوه‌های پانتوس در ترکیه و بخش جنوبی آن را با سری‌های ایران مرکزی و باختر ایران تا رشته‌های تاروس در ترکیه تفکیک کرده‌اند.

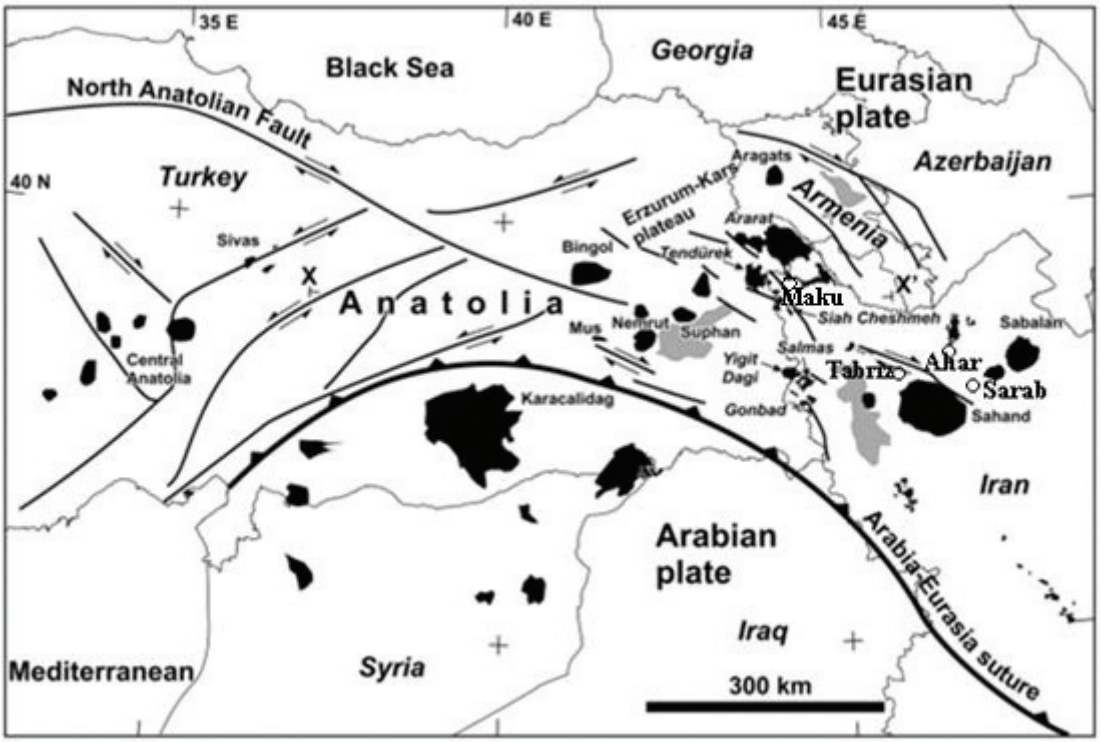
به طور کلی فعالیت‌های آتشفشانی در ایران و از جمله در منطقه مورد مطالعه طی دوره زمانی ائوسن تا کواترنری با گسترش فراوانی همراه بوده است. به عقیده Stocklin (1974) فازهای اصلی این آتشفشانی در ائو – الیگوسن و پلیو – کواترنری اتفاق افتاده و سنگ‌های نفوذی نیز عمدتاً در الیگوسن تشکیل شده‌اند. ماهیت این ماگماها نیز در قلمرو ماگماهای کلسیمی قلیایی خنثی تا اسیدی و قلیایی پتاسیمی و سدیمی در تغییر هستند. Lescuyer and Riou (1976) منطقه آذربایجان را از نظر ساختاری متعلق به کمربند آتشفشانی آلپی می‌دانند و حوادث ماگمایی زیر را برای آن در نظر می‌گیرند: ۱) دوره ژوراسیک – کرتاسه با ویژگی بازالت قلیایی، هاوایی ایت، موژآریت و ریولیت، ۲) دوره پالئوسن – ائوسن با گدازه‌های بسیار زیراشباع (آنالسیمیت، فنولیت) و کمی زیراشباع (بازالت تا تراکیت قلیایی)، ۳) دوره اولیگوسن با نفوذ توده‌های مونزونیتی و نفلین سینیتی و ۴) دوره کواترنری به صورت اولیوین بازالت و آندزیت که متعاقب آن انفجارات جوان آتشفشان سبلان روی داده است.

در دوره کواترنری، علاوه بر رژیم عمدتاً فرسایشی و گاه رسوبی حاکم بر ایران، فعالیت آتشفشانی نیز طی این دوره در مناطق متعددی روی داده است. به گونه‌ای که تشکیل بیشتر مخروط‌های مهم آتشفشانی ایران از جمله دماوند، سبلان، سهند و تفتان در پلیو– کواترنر صورت گرفته است. افزون بر این، رخنمون‌های گسترده‌ای از روانه‌های گدازه در نواحی مختلف به ویژه خاور و شمال باختر ایران دیده می‌شود، که ماحصل فعالیت‌های آتشفشانی نسبت داده شده به کواترنری می‌باشند.

ویژگی‌های صحرایی و بافتی سنگ‌های بازالتی

همچنان که اشاره شد، سنگ‌های بازالتی جوان مورد مطالعه در مناطق مختلفی از ناحیه آذربایجان از جمله در ماکو، اهر – ورزقان و نیر – سراب رخنمون دارند.

ماکو، شمالی‌ترین شهرستان ایران بشمار می‌رود. گسترش سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در منطقه ماکو از سایر مناطق بیشتر است. به گونه‌ای که این سنگ‌ها از خاور پلدشت در ۵۵ کیلومتری خاور ماکو تا جنوب سیه چشمه مشاهده می‌شود. این آتشفشانی‌ها بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های به عمل آمده، نتیجه فوران‌های آتشفشانی آرارات و تندورک واقع در شمال خاور ترکیه به شمار می‌روند (شکل ۲– الف، ۲– ب) که در امتداد رودخانه زنگمار (رودخانه ماکو) به حرکت درآمده‌اند و به صورت پوششی بر روی رسوبات عهد حاضر قابل مشاهده هستند (شکل ۲– الف، ۲– ب). ضخامت این گدازه‌ها متغیر و غالباً کمتر از ۲ متر و تا حدود ۲۰ متر بر روی رسوبات کواترنری



شکل ۱– موقعیت برخی از فعالیت‌های آتشفشانی کواترنری و گسل‌های اصلی در شمال باختر ایران و خاور ترکیه (برگرفته از Kheirkhah et al., 2009).

www.SID.ir

شکل ۲- الف تا و: الف) نمایی دور از آتشفشان کوچک (سمت راست) و بزرگ (سمت چپ) آرارات در شمال مرز بازرگان در افق بالای تصویر مشاهده می‌شوند، دید به سمت شمال باختری، ب) نمایی نزدیک تر از آتشفشان کوچک آرارات و سنگ‌های بازالتی در داخل دره زنگمار و حاشیه رودخانه در مرز بازرگان – ماکو، دید به سمت شمال باختری، ج) گدازه‌های طنابی در بالای یک جریان گدازه ماکو، د) تجمع بلورهای الیوین و پیروکسن در بین تیغه‌های پلاژیوکلاز به صورت بافت بین دانه‌ای در بازالت‌های ماکو، نور XPL، ه) بلورهای پیروکسن و تیغه‌های پلاژیوکلاز با حالت جریانی در یک خمیره میکرولیتی شیشه‌ای در بازالت‌های ماکو، نور XPL، و) ساخت‌های منشوری در بازالت‌های ماکو. الیوین: Oli، پلاژیوکلاز: Plag، پیروکسن: Px.

و گاه آهک‌های اولیگومیوسن قرار گرفته‌اند و در نمونهٔ دستی به رنگ قهوه‌ای تیره و سیاه دیده می‌شوند و بافت حفره‌ای در آنها بسیار معمول است. این گدازه‌ها از نوع پاهوئی هوئی هستند و به طور کلی در روانه‌های گدازه‌ای با ساختار طنابی (شکل ۲ – ج) و سنگفرشی بافت بین دانه‌ای (شکل ۲- د) و در بخش‌های سطحی تر، بافت پورفیری جریانی – حفره‌ای (شکل ۲ – ه) و در آتشفشانی‌های با ساختار منشوری (شکل ۲- و) بافت پورفیری به عنوان بافت غالب مطرح است. در حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد سنگ‌های پورفیری را درشت بلورها تشکیل می‌دهند. الیوین در نمونه‌های نیمه عمیق و سپس در گدازه‌ها از سازنده‌های عمده سنگ بشمار می‌رود. افزون بر الیوین، این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌شناسی کلینوپیروکسن اوژیت، پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن

www.SID.ir

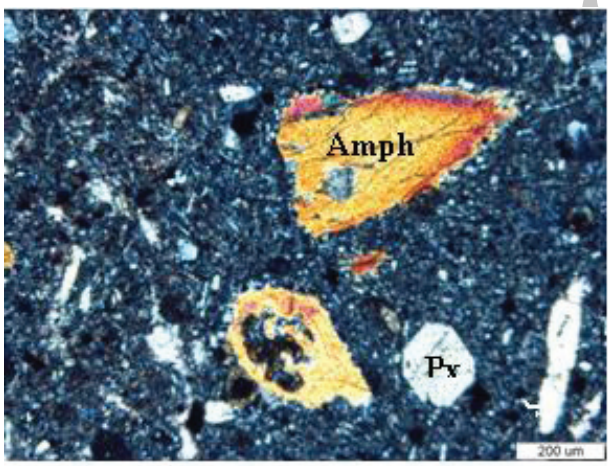
تشکیل شده‌اند.

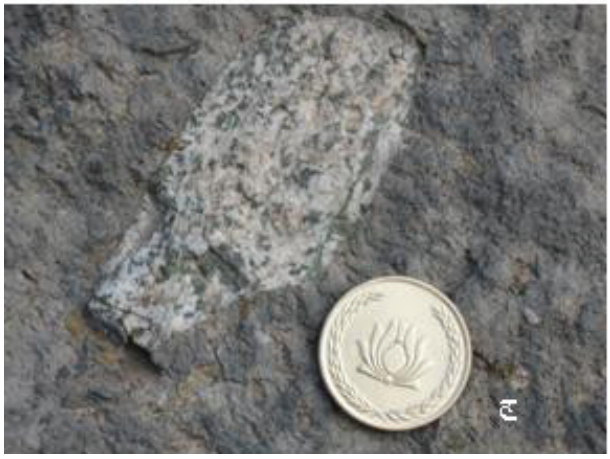
در منطقه ورزقان – اهر فعالیت آتشفشانی وابسته به یک آتشفشان منفرد و مرکزی نیست و از ویژگی‌های رخنمون‌های گدازه‌های این منطقه، وجود جریان‌های متعدد گدازه است که ناشی از ساختارهای متعدد پراکنده‌ای است که هر کدام یک یا چند جریان گدازه را بیرون داده‌اند. این گدازه‌ها بر روی نهشته هایی از کنگلومرا، سیلتستون و مارن قرمز که به پلیوسن تعلق دارند، قرار گرفته‌اند و در برخی مناطق، گدازه‌ها با ساختمان منشوری و برشی ناشی از سرد شدن سریع در سطح (شکل ۳– الف) و به صورت آگلومرا و برش‌های آتشفشانی مشاهده می‌شوند. سنگ‌ها در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری و گاه سیاه دیده می‌شوند و از مجموعه کانی شناسی الیوین، اوژیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول و اکسید آهن تشکیل شده‌اند (شکل ۳– ب). الیوین به میزان کم و تنها در برخی نمونه‌ها به صورت بلورهای ریز و پراکنده مشاهده می‌شود. اوژیت به عنوان درشت بلور اصلی در بیشتر نمونه‌ها بشمار می‌رود و به صورت خودشکل تا نیمه شکل دار دیده می‌شود. آمفیبول به صورت درشت بلور و دانه‌های طویل، اما خودشکل تا نیمه شکل دار و بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت پوی کیلیتیک در داخل آمفیبول در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری با خمیره میکرولیتی – شیشه‌ای است. میانبارهای گرانیتوئیدی در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۳– ج).

در منطقه نیر – سراب به دلیل هموار بودن نسبی زمین، گدازه‌ها از گسترش زیادی برخوردارند. ضخامت گدازه‌ها تا حدود ۲۰ متر برآورد می‌شود. سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سیاه مشاهده می‌شوند و بیشتر نمونه‌ها دارای حفره هستند و از مجموعه کانی شناسی الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اکسید آهن تشکیل شده‌اند (شکل ۴– الف). حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد سنگ را درشت بلورها تشکیل می‌دهند و بافت اصلی سنگ پورفیری با خمیره میکرولیتی جریانی – شیشه‌ای است (شکل ۴– ب).

انتخاب نمونه‌ها و روش تجزیه

به منظور مطالعهٔ نمونه‌های مورد مطالعه، پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری از سنگ‌های آتشفشانی منطقه، تعداد زیادی مقاطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مطالعه و تعدادی از نمونه‌ها به منظور تجزیهٔ عناصر اصلی و کمیاب با استفاده از دستگاه XRF و ICP –MS در آزمایشگاه Acme کشور کانادا تجزیه شده است. با توجه به وجود حفره‌های فراوان و احتمال پرشدگی آنها توسط مواد ثانویه و وجود میانبار در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه و به منظور به حداقل رساندن احتمال آغشتگی، نمونه‌ها به صورت برش‌های نازک متعدد تهیه و سپس برای پودرشدن و تجزیه مورد استفاده قرار گرفته‌اند. نتایج تجزیه نمونه‌ها در جدول ۱ آورده شده است.





شکل ۳– الف تا ج: الف) ساخت‌های برشی حاصل از سرد شدن سریع، بر روی یک جریان گدازه در گدازه‌های ورزقان – اهر، .ب) بافت پورفیری متشکل از بلورهای درشت پیروکسن و آمفیبول در یک خمیره میکرولیتی شیشه‌ای در سنگ‌های بازالتی ورزقان – اهر، نور XPL، ج) وجود میانبار گرانیتوئیدی در سنگ‌های بازالتی ورزقان – اهر. پیروکسن: Px، آمفیبول: Amph.

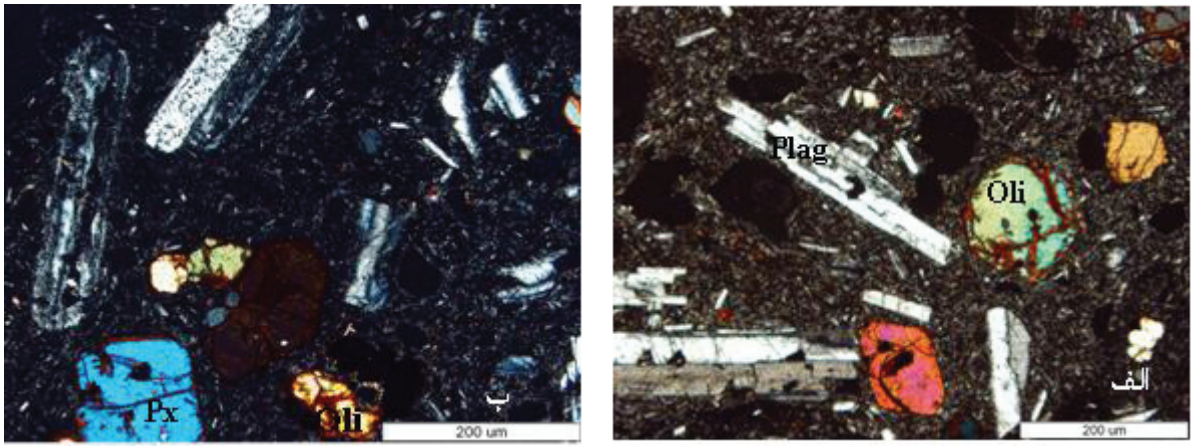
www.SID.ir

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های بازالتی کواترنری منطقه مورد مطالعه (اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

	Maku2	Maku3	Maku5	Maku4	Nir-Sa2	Nir-Sa3	Varz-Ah2	Varz-Ah3	Varz-Ah9	Varz-Ah10	Varz-Ah12	Varz-Ah15	Varz-Ah11
SiO_2	50.58	50.35	51.21	50.41	47.18	49.13	48.35	47.21	46.71	45.91	48.85	48.61	46.91
Al_2O_3	18.21	19.66	17.43	16.2	14.52	16.11	14.71	15.32	14.71	14.55	15.98	14.7	16.49
FeOT	8.51	8.28	9.71	10.61	10.98	9.322	9.81	10.12	11.85	11.81	9.36	8	9.15
MgO	7.05	5.5	6.59	7.23	7.31	8.55	5.57	5.32	5.89	5.65	5.76	5.62	5.36
CaO	7.85	7.49	8.51	8.55	9.01	9.44	9.11	9.75	10.98	10.94	10.73	11.41	11.66
Na_2O	4.15	4.51	4.19	3.21	4.01	3.25	2.85	4.22	4.55	4.56	3.98	4.03	3.74
K_2O	0.74	0.58	0.71	0.95	1.44	1.38	1.97	1.87	1.15	1.33	1.47	2.5	1.99
MnO	0.1	0.15	0.14	0.15	0.08	0.75	0.09	0.11	0.16	0.16	0.14	0.2	0.1
TiO_2	1.73	1.88	1.98	1.53	2.11	1.25	2.25	2.31	2.21	2.21	1.61	2.15	2.15
P_2O_5	0.34	0.3	0.32	0.51	1.03	1.35	1.35	1.31	1.31	1.31	1.14	1.35	1.26
L.O.I	0.75	1.2	0.37	0.33	1.82	1.21	3.01	1.55	1.75	2.11	1.21	1.5	1.2
Sc	20.1	19.7	27	23	25	26	15	17	24	25	18	16.6	17.2
V	169	172	212	169	241	215	225	191	269	258	221	233	230
Cr	129	56	260	211	235	319	85	90	81	75	75	77	63
Co	41.4	40.4	31	34	41	28	36	18	35	30	39	37.3	37
Ni	116.8	63	105	114	175	42	67	35	58	53	59	71.9	46.1
Cu	47.09	47.61	40	25	60	55	115	120	61	62	34	115.1	117.7
Zn	79.5	84.6	85	75	140	110	160	149	112	111	75	120.2	128.8
Rb	11.3	8.7	11	13	22	9	22	13	21	18	15	26.9	22.8
Sr	529	459	530	605	1200	587	2200	2130	2145	2118	2165	2468	2348
Y	26.2	25.9	26	27	19	11	16	17	20	19	17.1	18.7	18.9
Zr	179	174	185	164	169	131	192	178	213	214	190.2	180.2	202.1
Nb	10.16	6.26	11	15	34	18	38	36	37	37	33.12	34.61	36.34
Ba	187	142	224	331	375	459	760	771	716	745	829	809	825
Hf	4.07	4.25	4.2	6.8	4.2	3.8	5	4.8	7	7.1	6.7	4.4	4.91
Ti	10371.4	11270.6	11870.1	9172.35	12649.5	7493.75	13488.8	13848.5	13249	13249	9651.95	12889.3	12889.3
Ta	0.5	0.3	0.42	1.7	1.9	1.1	1.9	1.7	2.3	2.3	2.1	1.3	1.4
Pb	3.65	3.51	7	81	25	31	10	12	15	35	15	10.2	10.1
Th	1.7	1.8	2.1	2.9	5.4	5.01	6.9	6.8	5.7	5.8	8.1	7.8	7.6
U	0.6	0.6	0.3	0.9	1.2	1.6	1.5	1.2	2.3	3.5	2.6	1.7	1.7
La	18.2	13.6	18.5	17.8	49.4	25.1	76.1	73.6	82.1	81.2	81.2	81.4	78.4
Ce	39.64	31.87	53	38	103.5	48.4	164.5	160	170.2	171.4	170.9	171.6	163.6
Pr	5.5	4.4	4.3	4.2	12.85	5.82	20.7	19.95	21.1	21.2	21.3	21.3	21.2
Nd	23.4	20.5	26.5	25	50	40	79.2	75.4	82	81.5	81.4	82	80.3
Sm	4.5	4.3	5.1	4.9	8.47	4.68	12.2	12.15	10.7	10.5	10.6	10.8	11.3
Eu	1.5	1.5	1.6	1.6	2.51	1.36	3.04	2.91	2.7	2.7	2.8	2.7	3.1
Gd	4.9	4.6	4.7	4.8	8.56	4.11	9.39	9.54	6.7	6.6	7.2	6.6	7.4
Tb	0.8	0.8	0.68	0.78	0.87	0.54	1.02	1.06	0.8	0.9	0.8	0.8	0.9
Dy	5.3	5.4	5.2	5.1	4.28	3.99	4.14	4.27	4.5	4.5	4.6	4.6	4.6
Ho	1.1	1.1	0.82	0.9	0.75	0.77	0.67	0.7	0.7	0.8	0.72	0.7	0.8
Er	2.8	3	2.9	2.8	1.97	2.16	1.81	1.87	1.6	1.72	1.69	1.7	1.7
Tm	0.3	0.4	0.32	0.31	0.28	0.32	0.22	0.21	0.21	0.21	0.22	0.2	0.2
Yb	2.6	2.8	2.5	2.7	1.5	1.96	1.29	1.28	1.31	1.32	1.3	1.3	1.3
Lu	0.4	0.4	0.41	0.42	0.21	0.31	0.17	0.17	0.2	0.21	0.2	0.2	0.2
Mg/Mg+Fe	45.30	39.91	40.43	40.52	39.97	47.84	36.21	34.45	33.20	32.36	38.09	41.26	36.94
(La/Yb)N	4.71	3.28	4.99	4.44	22.20	8.63	39.77	38.76	42.25	41.47	42.11	42.21	40.66
(Dy/Yb)N	1.36	1.29	1.39	1.26	1.91	1.36	2.15	2.23	2.30	2.28	2.37	2.37	2.37
La/Ta	36.4	45.33	44.05	10.47	26	22.82	40.05	43.29	35.70	35.30	38.66	62.61	56
La/Nb	1.79	2.17	1.68	1.19	1.45	1.39	2.00	2.04	2.22	2.19	2.45	2.35	2.16
Nb/La	0.56	0.46	0.59	0.84	0.69	0.72	0.50	0.49	0.45	0.45	0.41	0.42	0.46

Archive of SID

www.SID.ir



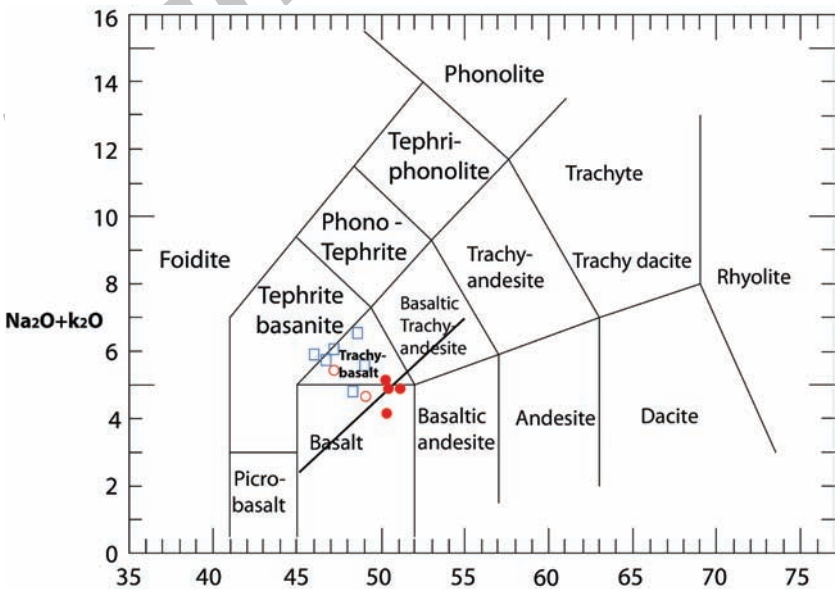
شکل ۴- الف و ب: بافت پورفیری حفره‌ای با بلورهای درشت پلاژیوکلاز و الیوین در سنگ‌های بازالتی نیر - سراب، نور XPL، ب) بلورهای درشت غربالی پلاژیوکلاز در خمیره شیشه‌ای در سنگ‌های بازالتی نیر - سراب، نور XPL. الیوین: Oli، پلاژیوکلاز: Plag، پیروکسن: Px.

ژئوشیمی

ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986)، نشان‌دهنده ترکیب بازالت، تراکی بازالت و یک نمونه ورزقان در قلمرو بازانیت و عمده نمونه‌ها در این نمودار در قلمرو مجموعه ماگمایی قلیایی (بجز دو نمونه ماکو که در قلمرو نیمه قلیایی واقع می‌شوند) قرار می‌گیرند (شکل ۵). ماهیت ماگمای تشکیل‌دهندهٔ سنگ‌های مورد مطالعه، بر اساس نمودار Irvine and Baragar, (1971) نیز، قلیایی هستند، بجز نمونه‌های منطقه ماکو که در مرز و قلمرو نیمه قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۶).

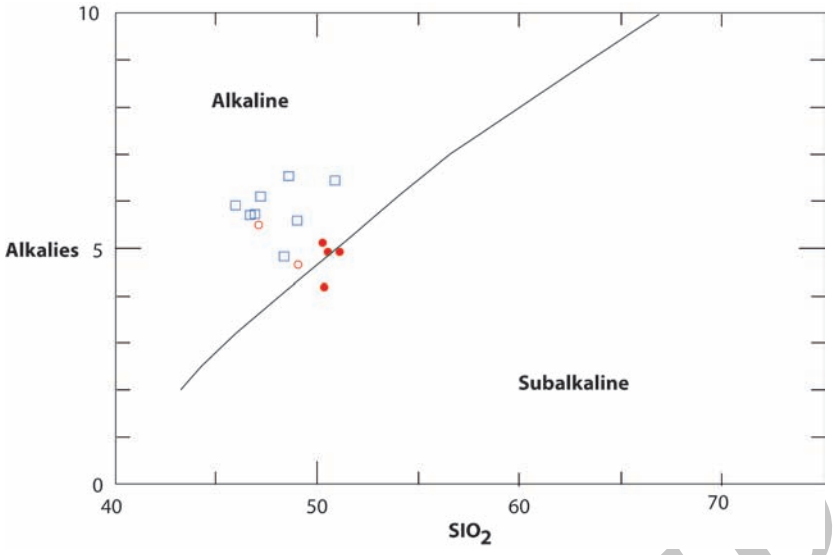
عدد Mg (100Mg/(Mg+Fe)) سنگ‌های مورد مطالعه بین ۳۲ تا ۴۸ در نوسان است (جدول ۱). با توجه به اینکه عدد Mg ماگماهای اولیه معمولاً بین ۶۸ تا ۷۲ است (Frey et al.,1978) و همچنین پایین بودن مقدار نیکل و کروم، به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد مطالعه، ویژگی‌های ماگمای اولیه را نداشته باشند. پایین بودن این مقادیر، ممکن است ناشی از تفریق الیوین و کلینوپیروکسن ماگمای اولیه باشد (Abdel-Rahman and Nassar, 2004).

بررسی نمودارهای عنکبوتی فراوانی‌های عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه که بر اساس ثابت‌های Sun and MCDonough (1989) نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) است (شکل ۷). در نمونه‌های ورزقان - اهر نسبت La/Yb (N) = 42-38، در نمونه‌های سراب نسبت La/Yb (N) = 22-8 و در نمونه‌های ماکو نسبت La/Yb (N) = 4-3 است.



شکل ۵- نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار TAS، پیشنهادی (Le Bas et al., 1986). خط تقسیم (خط ضخیم) بین مجموعه قلیایی - کلسیم قلیایی از (McDonald and Katsura, 1964) در نمودار رسم شده است.
سنگ‌های بازی ورزقان- اهر: □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر- سراب: ○

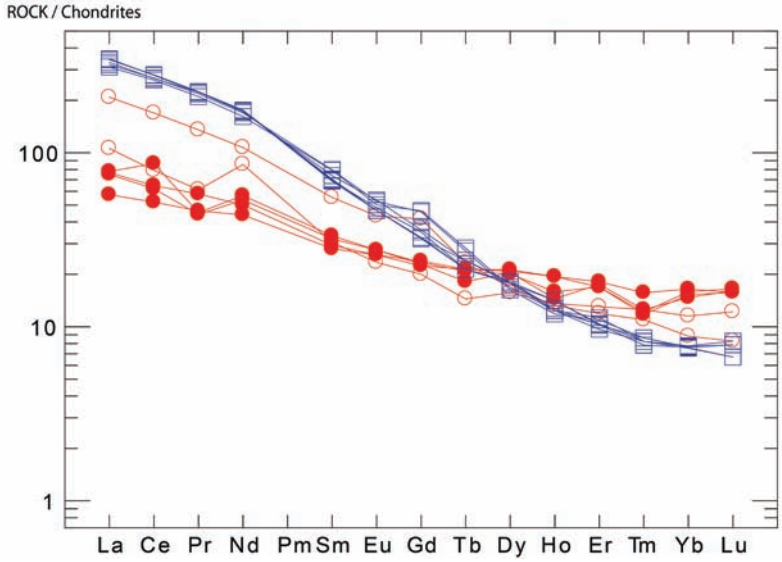
www.SID.ir



شکل ۶- نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنر مورد مطالعه.
سنگ‌های بازی ورزقان - اهر □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر - سراب: ○

میزان ذوب بخشی و ترکیب ناحیه منشأ

میزان غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی با مقدار درصد درجه ذوب بخشی تغییر می‌کند. شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه، به ترتیب از نمونه‌های ورزقان به طرف نمونه‌های سراب و سپس در نمونه‌های ماکو کاهش می‌یابد (شکل ۷). در درجات ذوب بخشی پایین، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر خاکی کمیاب سبک، غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین نشان می‌دهند و با افزایش درجه ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها کاهش می‌یابد و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک، نسبت عناصر خاکی کمیاب سنگین کاسته می‌شود. درجات ذوب بخشی پایین گوشته بالایی (کمتر از ۱۰ درصد) منجر به تشکیل ماگماهای بازالتی قلیایی و در نتیجه باعث غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین می‌شوند (Hirschman et al., 1998). با افزایش درجه ذوب بخشی، از غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین کاسته می‌شود و مجموعه ماگمایی از قلیایی به تحولی و نیمه قلیایی تغییر می‌کند. این مطلب با ماهیت نمونه‌های مورد مطالعه (قلیایی تا نیمه قلیایی) و افزایش درجه ذوب بخشی نسبت به ماگماهای با ماهیت قلیایی (کمتر از ۱۰ درصد ذوب بخشی) و همچنین شیب الگوی عناصر خاکی کمیاب هماهنگی دارد (شکل ۷). نمونه‌های منطقه ماکو که متمایل به مجموعه کلسیمی قلیایی هستند و یک نمونه از بازالت‌های نیر - سراب (نمونه $Nir\text{-}Sa_3$)

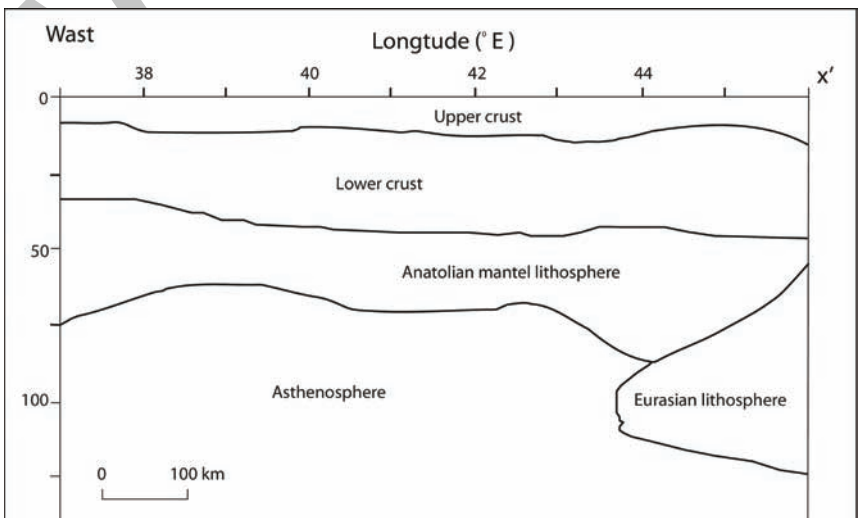


شکل ۷- الگوی بهنجار شدهٔ کندریتی نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس ثابت‌های (Sun and McDonough, 1989) .
سنگ‌های بازی ورزقان - اهر: □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو : ● ؛ سنگ‌های بازی نیر - سراب: ○

www.SID.ir

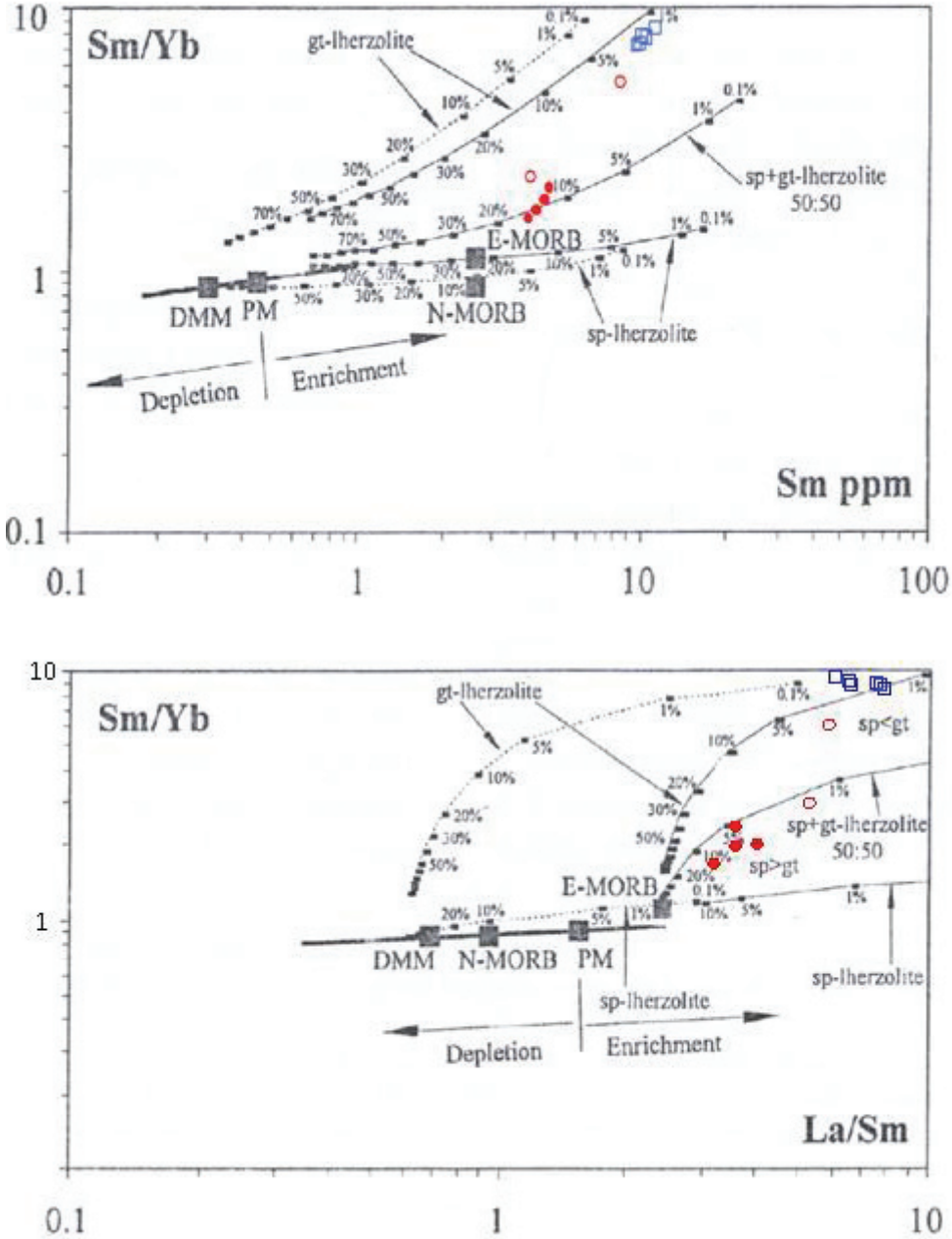
که در مرز قلیایی – کلسیمی قلیایی قرار می‌گیرند و شیب الگوی عناصر خاکی کمیاب کمتری دارند، در این نمودار نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی بالاتر نسبت به مجموعه‌های قلیایی مناطق ورزقان و سراب هستند. تهی‌شدگی HREE برای بازالت‌های ماکو چندان محسوس نیست (تا حدود ۱۰ برابر مقادیر کندریتی)، اما برای نمونه‌های ورزقان و سراب تهی شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین Yb و Lu، تا حدود ۶ برابر مقادیر کندریتی، نشان دهنده وجود گارنت در ناحیه منشاء است (MCKenzie and O,Nions, 1991). نسبت کندریتی Dy/Yb (بزرگتر از ۱/۵۷) نیز نشان‌دهنده حضور گارنت به عنوان یک فاز باقیمانده، در مذاب ناحیه منشأ است (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). این نسبت برای بازالت‌های ماکو، بین ۱/۲۶ تا ۱/۳۶، برای سراب بین ۱/۳۶ تا ۱/۹ و برای ورزقان بین ۲/۱ تا ۲/۳ می‌باشد و نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ (> ۸۰ km) نمونه‌های ورزقان و سراب است. Angus et al., (2006) بر اساس بررسی امواج S، ضخامت سنگ کره زیر شمال خاور آناتولی و شمال باختر ایران را تا طول جغرافیایی ۴۴ درجه خاوری، حدود ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر برآورد می‌کنند (شکل ۸) و به سمت خاور با اضافه شدن سنگ کره اوراسیا، ضخامت آن به بیش از ۱۰۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۸). بنابراین، نتایج به دست آمده از عمق منشأ ماگماهای مورد مطالعه با این بررسی‌ها مطابقت دارد.

نسبت‌های عناصر MREE/HREE در مقابل LREE/MREE، برای مثال Sm/Yb در مقابل La/Sm که برای تمایز بین ذوب منشأهای گارنت و اسپینل لرزولیت ارائه شده است، برای تعیین منشأ و میزان ذوب بخشی نمونه‌های مورد مطالعه، استفاده شده است. La و Sm به طور قابل توجهی تحت تأثیر تغییرات کانی‌شناسی ناحیه منشأ (برای مثال گارنت یا اسپینل) قرار نمی‌گیرند و بنابراین می‌توانند اطلاعاتی را از ترکیب شیمیایی کل ناحیه منشأ فراهم نمایند. Yb سازگار با گارنت و ناسازگار با کلینوپیروکسن است و از این رو، این نسبت‌ها را می‌توان برای تمایز منشأ گارنت و اسپینل لرزولیت بکار برد (Aldanmaz et al., 2000). وقتی یک منشاء اسپینل لرزولیت تحت ذوب بخشی قرار می‌گیرد، گوشته و مذاب تولید شده، نسبت‌های Sm/Yb یکسانی خواهند داشت. در حالی که نسبت‌های La/Sm با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش می‌یابد. بنابراین، ذوب یک منشأ اسپینل لرزولیت، یک روند ذوب افقی ایجاد خواهد کرد که در داخل یا نزدیک به ردیف گوشته معین شده (خط ضخیم) توسط ترکیبات گوشته مورب تهی شده (DMM) یا گوشته اولیه (PM) قرار خواهند گرفت (شکل ۹). در مقابل، ذوب بخشی با درجات کم (یا متوسط) یک منشأ گارنت لرزولیت (با گارنت باقیمانده) مذاب هایی را تولید می‌کند که به طور قابل توجهی دارای نسبت‌های بالاتر Sm/Yb، از ناحیه منشأ گوشته است و در نتیجه، روند ذوب آن بالاتر از ردیف گوشته (خط ضخیم) قرار می‌گیرد (شکل ۹) (Aldanmaz et al., 2000). با توجه به شکل ۹- الف، همگی نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده دارند. سنگ‌های بازالتی ورزقان – اهر، احتمالاً با درجه ذوب بخشی کم و تا حدود ۳ تا ۴ درصد، از یک منشأ گارنت لرزولیت و بازالت‌های ماکو با درجه ذوب بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵درصد از یک منشاء اسپینل – گارنت لرزولیت به وجود آمده‌اند. بازالت‌های سراب نیز با درجه ذوب بخشی حدود ۵ تا ۱۵ درصد بین منشأ گارنت لرزولیت و اسپینل – گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند (اما به علت اینکه تنها دو تجزیه موجود است و از سوی دیگر پراکندگی زیادی دارند، نتیجه گیری در مورد منشأ و درجه ذوب بخشی آنها بایستی با احتیاط بیشتر انجام شود). در شکل ۹- ب، بازالت‌های ورزقان بیانگر منشأ گارنت لرزولیت (احتمالاً با مقادیر کمی اسپینل)، بازالت‌های ماکو در قلمرو اسپینل لرزولیت و با مقادیر کمتر گارنت و بازالت‌های سراب بین منشأ گارنت و اسپینل لرزولیت قرار می‌گیرند.



شکل ۸- برش عرضی خاوری – باختری از ضخامت سنگ کره در شمال باختر ایران و شمال خاور ترکیه (Angus et al., 2006). در شکل ۱ موقعیت مقطع x'-x مشخص شده است.

www.SID.ir



شکل ۹- الف و ب - نمودار Sm/Yb در برابر Sm و Sm/Yb در مقابل La/Sm (Aldanmaz et al., 2000) برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه. خط ضخیم نشان دهنده ردیف گوشته که توسط ترکیبات گوشته مورب تهی شده (Depleted MORB Mantle, DMM) و گوشته اولیه (Primitive Mantle, PM) مشخص است.

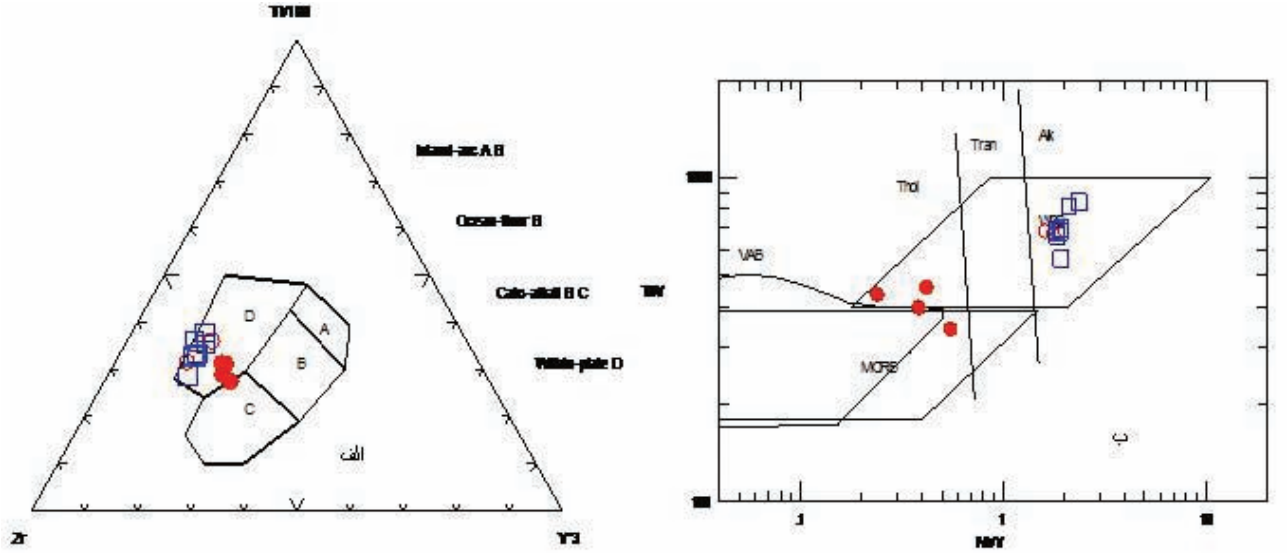
سنگ‌های بازی ورزقان- اهر : □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر- سراب: ○

موقعیت زمین ساختی و زایش نمونه‌های مورد مطالعه

نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973) (شکل ۱۰- الف) در موقعیت بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. نمونه‌های بازالتی ماکو در مرز بازالت‌های درون صفحه‌ای و کلسیمی قلیایی قرار می‌گیرند. در نمودار Ti-Y در برابر Nb/Y (Pearce, 1982) (شکل ۱۰- ب) نیز بازالت‌های ورزقان و سراب در موقعیت قلیایی بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های ماکو در مرز بازالت‌های درون صفحه‌ای و نیمه قلیایی بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. اگر ترکیب بازالت‌های درون قاره‌ای مشابه ترکیب بازالت‌های اقیانوسی (MORB and OIB) باشند، در این صورت از گوشته سست کره‌ای منشأ گرفته‌اند (Alici et al., 2002).

میانگین نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U بازالت‌های اقیانوسی (MORB and OIB) به ترتیب برابر با ۵ ± ۲۵ و ۷ ± ۴۷ است (Xu et al., 2005; Hofman et al., 1986) و این مقادیر از میانگین مقدار نمونه‌های مورد مطالعه و به طور قابل توجهی

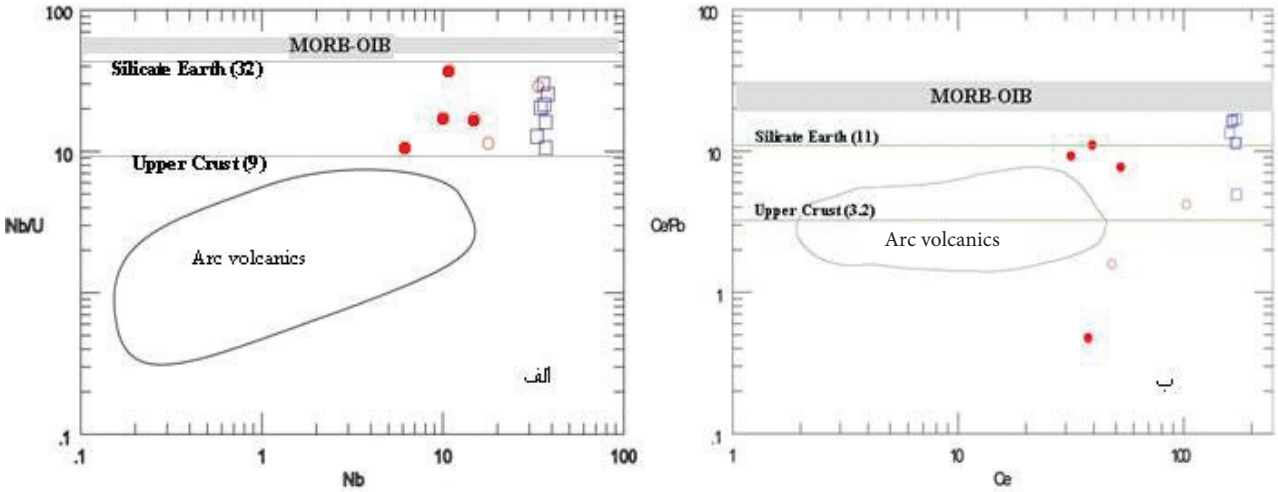
www.SID.ir



شکل ۱۰- الف و ب: الف- نمودار Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973) و ب - Ti/Y در برابر Nb/Y (Pearce, 1982) برای تعیین محیط زمین ساختی. نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.
سنگ‌های بازی ورزقان- اهر: □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر- سراب: ○

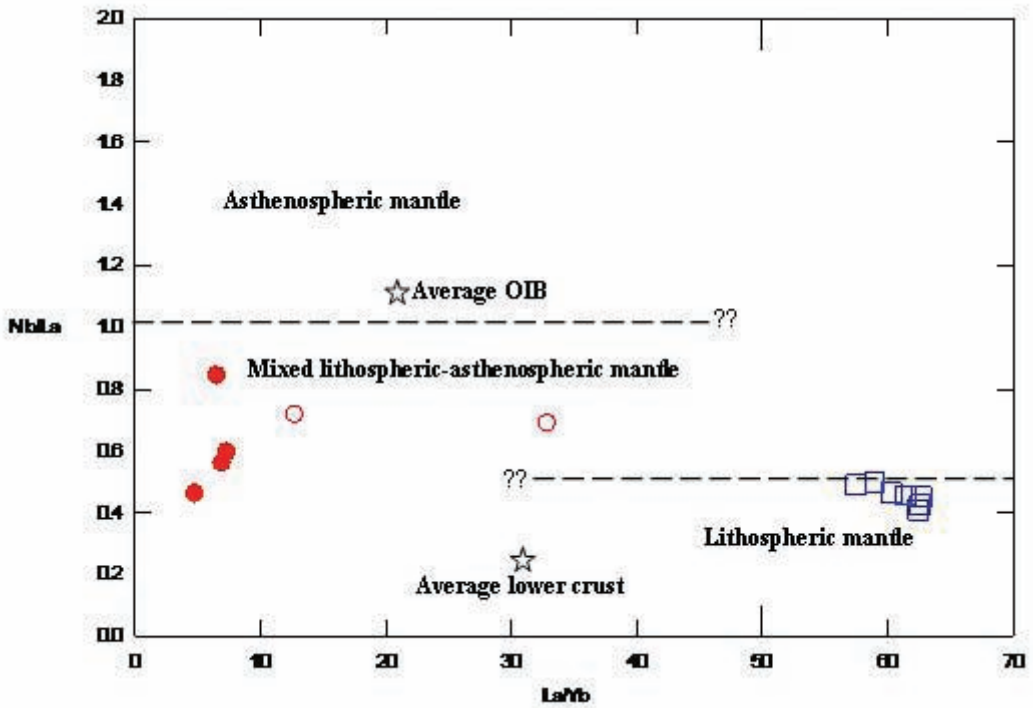
از میانگین پوسته قاره‌ای (Tylor and MCLennan, 1985) بالاتر است. تغییرات نسبت Nb در مقابل Nb/Pb و نسبت Ce/Pb در مقابل Ce (Hofman et al., 1986) نشان می‌دهند که منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، در قلمرو پوسته قاره‌ای و گوشته سنگ کره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- الف و ب). این عناصر در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی، نسبت به یکدیگر تفریق حاصل نمی‌کنند و نسبت‌های آنها بیانگر ناحیه منشأ آنها است (Hofman et al., 1986). اما در شکل ۱۲ که بر اساس نسبت Nb/La در مقابل La/Yb (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) ارائه شده است و قلمروهای سنگ کره‌ای و سست کره‌ای از یکدیگر تفکیک شده‌اند، نمونه‌های ورزقان در قلمرو گوشته سنگ کره‌ای و نمونه‌های سراب و ماکو در قلمرو مخلوط گوشته سنگ کره‌ای - سست کره‌ای قرار می‌گیرند.

الگوی عنکبوتی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Sun, 1980) بهنجار شده‌اند (شکل ۱۳)، دارای یک الگوی محدب شکل و شبیه به الگوی عنکبوتی مناطق درون صفحه‌ای هستند، اما نمونه‌های بازالتی ماکو بی هنجاری منفی در عناصر Nb و Ta نشان می‌دهند. یکی از ویژگی‌های نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های مختلف وابسته به مناطق فرورانش، بی هنجاری‌های منفی مربوط به عناصر TNT (Ti، Nb، Ta)



شکل ۱۱- الف و ب: الف) نسبت Nb/U دربرابر Nb و ب) نسبت Ce/Pb در برابر Ce برای نمونه‌های مورد مطالعه (گرفته شده از Chung et al., 2001). همان گونه که مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) قرار نمی‌گیرند.
سنگ‌های بازی ورزقان- اهر: □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر- سراب: ○

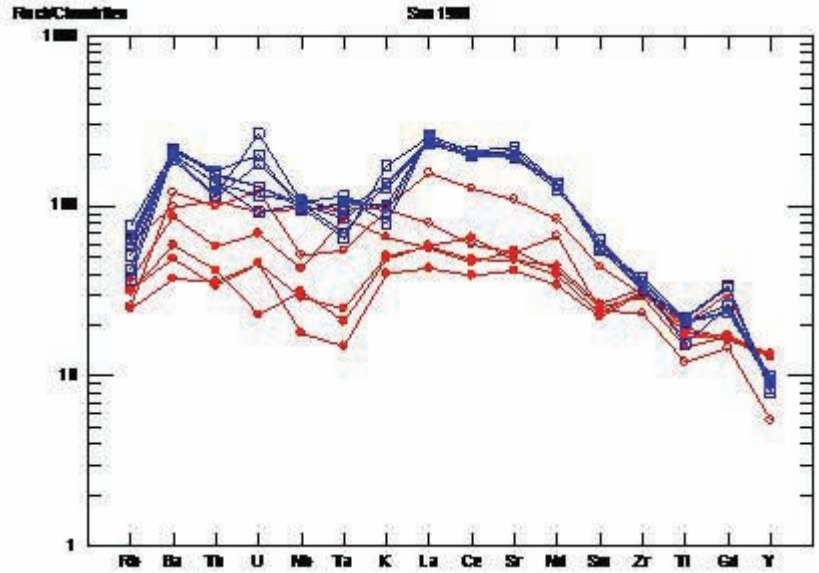
www.SID.ir



شکل ۱۲- نمودار Nb/La در برابر La/Yb برای تمایز منشأ سنگ کره‌ای و سست کره‌ای (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

سنگ‌های بازی ورزقان- اهر: □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر- سراب: ○

می‌باشد (Wilson, 1989). اما از طرفی بی‌هنجاری منفی Nb و Ta شاخص سنگ‌های قاره‌ای نیز است و ممکن است نشان دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای در طی تحولات ماگمایی باشد (Saunders et al., 1992; Sun, 1980). بر این اساس، بازالت‌های قاره‌ای که به وسیله آلایش پوسته‌ای متأثر نشده‌اند و یا به مقدار خیلی کم آلایش یافته‌اند، دارای بی هنجاری کوچک و یا فاقد بی هنجاری منفی نیوبیم هستند. وجود آنومالی Nb-Ta می‌تواند انعکاسی از حضور یک فاز Nb-Ta دار باقیمانده در منشأ در اثنای فرایند ذوب بخشی یا تأثیر آغشتگی پوسته‌ای باشد (Cox and Howkesworth, 1985). بالا بودن نسبت‌های La/Ta > 22 و La/Nb > 5/1 برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه نیز احتمالاً نشان‌دهنده آغشتگی پوسته‌ای در طی تحول ماگمای آنها است



شکل ۱۳- الگوی عنکبوتی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که نسبت به مقادیرکندریتی (Sun, 1980) بهنجار شده‌اند.

سنگ‌های بازی ورزقان- اهر: □ ؛ سنگ‌های بازی ماکو: ● ؛ سنگ‌های بازی نیر- سراب: ○

www.SID.ir

(Hart et al., 1989). همچنان که برخی شواهد صحرایی نیز،مانند وجود بیگانه سنگ‌ها این امر را گواهی می‌دهند.

مطالعات قبلی انجام شده بر روی سنگ‌های بازالتی کواترنری مورد مطالعه، منشأ این سنگ‌ها را از ناحیه گوشته سنگ کره ای، سست کره‌ای و سنگ کره‌ای – سست کره‌ای دانسته‌اند.

بر اساس مطالعات وثوقی عابدینی (۱۳۵۶) فعالیت‌های آتشفشانی کواترنری آذربایجان، دارای ماهیت قلیایی (اهر، نیر – سراب) و کلسیمی قلیایی (ماکو) و از منشأ گوشته، همراه با آغشتگی پوسته‌ای است. بر اساس مطالعات Pearce et al., (1990)، آتشفشان آرارات و کارس دارای ماهیت کلسیمی قلیایی هستند و از گوشته سنگ کره‌ای منشأ گرفته‌اند و ویژگی‌های شاخص فرورانش را از رخدادهای فرورانش پیش از برخورد به ارث برده‌اند. Keskin et al. (1998) و Sen et al. (2004) منشأ آتشفشانی‌های خاور آناتولی را گوشته سنگ کره‌ای تغییر یافته توسط فرورانش ناهمگن می‌دانند که در طی حرکت ماگما به سطح زمین، توسط پوسته آغشتگی یافته‌اند. Keskin (2003) ماگماتیسم شمال باختر و شمال خاور ترکیه را به علت شکست ورقه پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زیر اوراسیا، به ویژه برای تمرکز ماگماتیسم در خاور آناتولی، در نظر می‌گیرد. عامل و همکاران (۱۳۸۷) ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی پلیوکواترنری آذربایجان را از یک خاستگاه گوشته‌ای سست کره‌ای (گارنت لرزولیت) می‌دانند. بر اساس داده‌های Yilmaz et al. (1998)، فعالیت آتشفشانی کواترنری خاور ترکیه، ویژگی‌های ماگماهای مشتق شده از منشأ گوشته سنگ کره‌ای را نشان می‌دهند که توسط فرایندهای متاسوماتیک فرورانش غنی شده‌اند و بنابراین، از نظر ژئوشیمیایی مشابه گدازه‌های کلسیمی قلیایی نوع آندی هستند، اما اضافه می‌نماید که در مورد آناتولی، فرورانش شناخته شده، برای مثال، در خاور آناتولی، آخرین فرورانش، در امتداد زمین درز بیتلیس در طی ائوسن میانی، تقریباً ۴۰ میلیون سال پیش از اولین فعالیت ماگماتیکی جوان، پایان یافته است (Yilmaz et al., 1990a,b ; Innocenti et al., 1976). از این رو ماگماهای خاور آناتولی را از یک منشأ غنی شده دائمی در ناحیه گوشته سنگ کره ای، متأثر نشده توسط همرفت گوشته در نظر می‌گیرند. Kheirkhah et al., (2009) فعالیت آتشفشانی کواترنری شمال باختر ایران (آتشفشان آرارات) را از ذوب سنگ کره قاره‌ای در قلمرو اسپینل لرزولیت (< ۸۰ km) می‌دانند.

بنابراین، با توجه به زایش انواع سنگ‌های آتشفشانی‌های بازی در مناطق درون صفحه‌ای که در بخش مقدمه به آن اشاره شد، به نظر می‌رسد سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه، با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و موقعیت آنها که در محل برخورد صفحه عربستان به صفحه ایران – ترکیه قرار دارند، از سنگ کره زیر قاره‌ای ایران – ترکیه منشأ گرفته‌اند و وجود و عملکرد زون‌های کششی در امتداد گسل‌های امتداد لغز در منطقه مورد مطالعه، می‌تواند معبر مناسبی برای رسیدن این گدازه‌ها به سطح باشد. همچنانکه Karakhanian et al. (2002) و Karakhanian et al. (2004) فرورفتگی آرارات را یک حوضه کشیده شده گسلی می‌دانند که توسط گسل‌های بزرگ فعال در محل خط اتصال مرزهای ارمنستان، ترکیه، ایران و آذربایجان تشکیل شده است و مراکز فعالیت آتشفشانی کواترنری در داخل حوضه‌های مذکور قرار دارند.

نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری منطقه مورد مطالعه عمدتاً الیوین بازالت قلیایی و تراکی بازالت است. ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری ماکو دارای ماهیت نیمه قلیایی و نقاط ورزقان – اهر و نیر – سراب دارای ماهیت قلیایی بوده و در نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع می‌شوند. ماهیت کلسیمی قلیایی بازالت‌های ماکو می‌تواند متأثر از زون فرورانش قبلی نئوتتیس به زیر صفحه ایران و آناتولی و یا بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها، با احتمال بیشتر ناشی از آغشتگی پوسته‌ای باشد. با توجه به نمودار عناصر خاکی کمیاب و نسبت‌های عناصر جزئی و خاکی کمیاب، سنگ‌های بازالتی ورزقان – اهر، احتمالاً با درجه ذوب بخشی کم و تا حدود ۳ تا ۴ درصد، از یک منشأ گارنت لرزولیت و بازالت‌های ماکو با درجه ذوب بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵درصد از یک منشاء اسپینل لرزولیت و احتمالاً با مقادیر کمتر گارنت بوجود آمده‌اند. بازالت‌های سراب نیز با درجه ذوب بخشی حدود ۵ تا ۱۵ درصد، بین منشأ گارنت لرزولیت و اسپینل – گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس نسبت‌های عناصر Nb/La و La/Yb، احتمالاً سنگ‌های ورزقان – اهر از قلمرو گوشته سنگ کره‌ای و نمونه‌های سراب و ماکو از قلمرو مخلوط گوشته سنگ کره‌ای – سست کره‌ای منشأ گرفته‌اند و این مسئله با بررسی‌های اخیر ضخامت سنگ کره در منطقه مورد مطالعه مطابقت دارد.

تشکر و قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه علوم پایه دامغان انجام شده است . لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌نمایم. همچنین از همکاران محترمی که زحمت داوری این مقاله را انجام داده و نکات ارزشمندی را متذکر شده‌اند صمیمانه تشکر می‌نمایم.

منابع

– عامل ن. و همکاران، ۱۳۸۷. سنگ‌زایی بازالت‌های پلیو – کواترنری آذربایجان (شمال غرب ایران) و مقایسه آنها با بازالت‌های مشابه در شرق ترکیه. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۶، ۲.

– نبوی م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

– وثوقی عابدینی م.، ۱۳۵۶. مقدمه‌ای بر تحقیقات پتروگرافی

Archive of SID
www.SID.ir

و پترولوژی ولکانیک‌های بازیک دوران چهارم منطقه آذربایجان. سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۶۹.

- Abdel-Rahman, A.F.M. and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological Magazine, 141, 545-563.

- Alberti, A., Comin-Chiaramonti, P., Battistini, G., Sinigoi, S. and Zerbi, M., 1979. Upper Eocene to early Oligocene shoshonitic volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran). N. Jb. Miner. Abh., 134, 248-264.

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

- Alici, P., and Temel, A., and Gourgaud, A., 2002. pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: A case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115, 487-510.

- Angus, D.A., Wilson, D.C., Sandvol, E. and Ni, J. F., 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. Geophysical Journal International, 166, 1335-1346.

- Chen, Y., Zhang, Y., Graham, D., Su, S. and Deng J., 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. Lithos, 96, 108-126.

- Chung, S.L., et al., 2001. High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. Lithos, 59, 153-170.

- Cox, K.G., and Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan traps,at Mahabaleshwar, western Ghats, India, with implication for open system magmatic processes. Journal of Petrology, 26, 355-37.

- Frey, F.A., Green, E.H. and Roy, S.D., 1978. Integrated models of basalt petrogenesis; a study of quartz tholeiites to olivine melilites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19, 463-513.

- Hart, W.K., Wolde, G.C., Walter, R.C. and Mertzman, S.A., 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continentalrifting and mantle interactions. Journal of Geophysical Research, 94, 7731-48.

- Hirschman, M.M., et al., 1998. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. Journal of Petrology, 39, 1091-1115.

- Hofman, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in ocean basalts: New constrints on mantle evolution. Earth and Planetary. Science Letters, 79, 33-45.

- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, Di Brozolo, F. and Villari, L., 1976. Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian,Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1,103-112.

- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-547.

- Karakhanian, A.S., et al., 2004. Active faulting and natural hazardsnin Armenia, easyern Turkey and northwest Iran". Tectonophysics, 380 189-219.

- Karakhanian, A. Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S. and Avagian, A., 2002. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 113, 319-344.

- Keskin, M., Pearce, J.A. and Mitchell, J.G., 1998. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 355-404.

- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters 30 (24). doi:1029/2003G1018019.

- Kheirkhah, M., Allen, M.B. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 182, 1-12.

- Le Bas, M.J., Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalis-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.

- Lescuyer, J.L. and Riou, R., 1976. Geologie de la region de Mianeh (Azerbaijan): Contributio a petude du volcanisme tertiaire de l, Iran". Grenoble, Theso detat.

- MacDonald, G.A. and Katsura, T., 1964. Chemical

Archive of SID
www.SID.ir

composition of Hawaiian lavas. Journal of Petrology,5, 83-133.

- MCKenzie, M. and O,Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from rare earth element concentrations. Journal of Petrology, 32, 1021-1091.

- Pearce, J. A., et al., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 189-229.

- Pearce, J.A. and Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300.

- Pearce J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe ED, Andesites: Orogenic andesites and related rocks, Wiley, New York, 525-548.

- Saunders, A.D., et al., 1992. Consequences of plum lithosphere interactions. Geological Society of London, 68, 41-60.

- Sen, P.A., Temel, A. and Gourgaud, A., 2004. Petrogenetic modeling of Quaternary post-collisinal volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. Geological Magazine, 141, 81-98.

- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In the geology of continental margins. Springer, New York. 873-887.

- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of youg volcanic rocks from mid-ocean ridges,ocean islands and island arcs. Phil. Trans. R. Sec., A297, 409-445.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systemstics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M. J.(Eds), Magmatismin the oceanic basins. Spec. Publ. Geological Society of London, 42, 313-346.

- Taylor, S.R. and MCLennan, S.M., 1985. The continental crust:its composition and evolution-An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific, Oxford, p312.

- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwyn Hyman, London.

- Xu, Y.G., Ma, J.L., Frey, F.A., Feigenson, M.D. and Liu, J.F., 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. Chemical Geology, 224, 247-271.

- Yilmaz, Y., Guner, Y. and Saroglu, F., 1998. Geology of quaternary volcanic centres of the Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 173-210.

- Yilmaz, Y., 1990a. Comparisons of young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional rigime: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 69-87.

- Yilmaz, Y., 1990b. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East Anatolia and the surrounding regions. Philos. Transactions of the Royal Society of London A 331, 611-624.

Archive of SID

www.SID.ir