Geochemical study of young basalts in East Azerbaijan (Northwest of Iran)

Nasir Amel * and Mousa Akbarzadeh Laleh
Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract
The young basalts in East Azerbaijan are placed in West Alborz – Azerbaijan zone. Volcanic activities have extended from the Pliocene to the Quaternary by eruption from fracture systems and faults. Rocks under study are olivine-basalt and trachybasalts. The main minerals are olivine, pyroxene, plagioclase set in glassy or microcrystalline matrix and olivine are present as phenocryst. The textures in the studied rocks are mainly hyaloporphyric, hyalomicrolitic and porphyritic. Trace elements and rare earth elements on spider diagrams have high LREE/HREE ratio. Rare earth elements on diagram display negative slope indicating alkaline nature for the basalts under study. As it may be observed, on tectonic diagrams, the Marand basalts are placed on Island Arc basalt (IAB) field, whereas the Ahar, Heris, Kalaibar and Miyaneh basalts are classified as Ocean Island Basalts (OIB) and finally the basalts of Sohrol area are plotted on continental rift Basalt (CRB) field. The Marand and Sohrol basalts were likely originated from lithospheric - astenospheric mantle with 2 to 5 % partial melting whereas, the Ahar, Heris and Kalaibar basalts having same source experienced 1-2% partial melting rate and the Miyaneh basalts possibly produced from lithospheric mantle with 10-20% partial melting rate pointing to shallow depth of mantle and the higher rate of melting. Based on tectonic setting diagrams, all the rocks studied are plotted in post collisional environments.
Keywords: Olivine basalt, Post collision arcs, East Azerbaijan, Northwest of Iran

* n.amel@tabrizu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال هفتم، شماره بیست و هشتم، زمستان ۱۳۹۵، صفحه ۱۰۹-۱۲۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۰۷

بررسی زمین‌شیمی بازالت‌های جوان آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران)

نصیر عامل * و موسی اکبرزاده‌لاله
گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

بازالت‌های جوان آذربایجان‌شرقی در پهنه البرز باختری- آذربایجـان جـای گرفتـه‌انـد. تکاپوهـای آتشفشـانی از پلیوسـن تـا کواترنری با بیرون‌آمدن گدازه‌ها از سیستم‌های شکستگی و گسل‌ها روی داده است. سـنگ‌هـا الیـوین‌بازالـت و تراکـی‌بازالـت هستند. کانی‌های اصلی آنها الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز در خمیره‌ای شیشه‌ای و یا ریـزبلـور هسـتند. بافـت ایـن سـنگ‌هـا هیالوپورفیریتیک و هیالومیکرولیتیک پورفیریتیک با درشت‌بلورهای الیوین‌ها است. عناصر کمیاب و خاکی نادر در نمودارهای عنکبوتی، نسبت بالایی از LREE/HREE را نشان می‌دهند. شیب منفی در نمودار عناصر خـاکی نـادر نشـان‌دهنـده سرشـت آلکالن آنهاست. در نمودارهای زمین‌ساختی، بازالت‌های منطقه مرند در گستره IAB، اهر، هـریس، کلیبـر و میانـه در گسـتره OIB و بازالت‌های سهرل در گستره CRB جای گرفته‌اند. نمونه‌هـای مرنـد و سـهرل از خاسـتگاه گوشـته‌ای سـنگ‌کـره‌ای - سست‌کره‌ای، با نرخ ذوب ۲ تا ۵ درصد، هریس، اهر، کلیبر با همان خاستگاه با نرخ ذوب‌بخشی ۱ تا ۲ درصد و نمونه منطقـه میانه نیز از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصد از گوشته سنگ‌کره‌ای پدیدآمده‌اند و چه‌بسا نشان‌دهنده ژرفـای کـم گوشـته و نـرخ ذوب بالای آن است. برپایه نمودارهای پهنه زمین‌ساختی، نمونه‌ها در گستره کمان‌های پس از برخورد جای گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: الیوین بازالت، کمان‌های پس از برخورد، آذربایجان‌شرقی، شمال‌باختری ایران

مقدمه

بازالت‌ها سنگ‌های آتشفشانی بازیکِ کمـابیش تهـی از سیلیس (SiO_2 کمتـر از ۵۳ درصـد وزنـی) و غنـی از MgO (بیش از ۵ درصـد وزنـی) هسـتند (Juteau and Maury, 1998). ماگمـای سـازنده سـنگ‌هـای بـازالتی، ماگمایی اولیه و یا با تغییرهای انـدک اسـت کـه در پـی ذوب سنگ‌های پریـدوتیتی در شـرایط گوشـته سـاخته می‌شود (Spera, 1984). برپایه پژوهش Spera (۱۹۸۴)، بازالت‌های آلکالن پیامد تبلور ماگمایی هستند که بـدون جدایش چشمگیر، پرشتاب بالاآمـده و بـه سـطح زمـین رسیده است؛ ازاین‌رو، از آنها می‌توان دانسته‌های فراوانی دربـاره ترکیـب گوشـته خاسـتگاه برداشـت کـرد (Hofmann, 1997). این بازالت‌ها در جزایـر اقیانوسـی و کافـت‌هـای قـاره‌ای گـزارش شـده‌انـد (Turner and

* n.amel@tabrizu.ac.ir

Hawkesworth, 1995). غنـی‌شـدگی از TiO_2، عناصـر آلکـــالی (Na_2O+K_2O)، LILE و HFSE و همچنـــین، نسبت بالای LREE/HREE و نبود آنومالی منفی Eu از ویژگی بازالت‌های آلکالن جزایـر اقیانوسـی اسـت (Yan and Zhao, 2008). بازالت‌های قاره‌ای در مراحـل اولیـه بازشدگی کافت‌های قاره‌ای به سطح زمین راه می‌یابنـد. بیشتر این بازالت‌ها متعلق بـه پهنـه کششـی هسـتند و پهنه‌های در حـال فرونشسـت را پـر مـی‌کننـد. در پـی بالاآمـدن پرشـتاب ماگماهـای پدیدآورنـده بازالـت‌هـای آلکـالن، ماگمـا تکـه‌هـایی از سـنگ‌هـای گوشـته‌ای و پوسته‌ای در راه خود را به‌صـورت زنولیـت و زنوکریسـت جابجا می‌کنـد و بـا خـود بـه سـطح زمـین مـی‌رسـاند (Griffin *et al*., 1999; McDonough, 1990). آذربایجان‌شرقی در شمال‌باختر ایران از پهنه‌هایی اسـت که سنگ‌های آتشفشانی گسترده‌ای را با سن ائوسـن تـا کواترنری در خود جای‌داده‌اسـت (Amel *et al*., 2008). بر پایه شواهد چینه‌ای، گدازه‌های بازالتی آلکالن به سـن پلیوسن تا کواترنری از سنگ‌هـای جـوان آتشفشـانی در ایــن منطقــه هســتند کــه بــا ســاخت منشــوری روی سنگ‌های آتشفشانی یا رسوب‌هـای آبرفتـی و آذرآواری جای گرفته‌اند. تکاپوهای آتشفشانی از میانه دوران سـوم تا کواترنری به‌گونه متناوب، بـه‌دنبـال تـداوم تکاپوهـای زمـین‌سـاختی کششـی در منطقـه آذربایجـان و شـمال بـاختر ایـران افـزایش یافتـه اسـت. ایـن پدیـده پیامـد پدیدآمدن بالاآمدگی‌ها و ضخیم‌شدگی‌های پوسته‌ای در پی برخورد صفحه عربی و اوراسیا بوده اسـت. ولکانیسـم پلیـو-کـواترنری در شـمال‌بـاختری ایـران سـنگ‌هـای گوناگون آتشفشانی، شامل پیروکلاسـت‌هـا، گـدازه‌هـای آندزیتی، داسیتی و بازالتی آلکالن، را پدیـد آورده اسـت. بیرون‌رفتن گدازه‌های بازالتی در پایانی‌ترین و جوان‌ترین تکاپوهای آتشفشانی کواترنری در پهنه‌هـای گسـترده‌ای از آذربایجان بوده اسـت کـه در پهنـه پـس‌از برخـوردی صفحه‌ها و منطقه گستردهٔ بالاآمـده بـا سرشـت آلکـالن روی داده است (Amel, 2007). Kheirkhah و همکاران (۲۰۰۹) خاستگاه تحول ماگمای بازالتی شـمال‌بـاختری آذربایجان‌غربی در منطقه ماکو و پهنه‌هـای پیرامـون آن را بررســی کــرده‌انــد و خاســتگاه ماگمــای گوشــته‌ای تهــی‌شــده را بــرای بازالــت‌هــا بــه‌دســت آورده‌انــد. Ahmadzadeh (۲۰۱۰) بــه بررســـی گـــدازه‌هـــای آلکالن‌پتاسیک پلیو-کواترنری منطقـه مرنـد پرداختـه و برای ماگمای این سنگ‌ها خاستگاه گوشـته‌ای در پهنـه کمان‌آتشفشانی را پیشنهاد داده است. در ایـن پـژوهش، برپایه ویژگی‌هـای صـحرایی و سـنگ‌شـناختی همسـان برای سنگ‌های بازالتی آلکـالن جـوان کـه از پهنـه‌هـای گونـاگون آذربایجـان‌شـرقی نمونـه‌بـرداری شـده‌انـد، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌ها برای شناسایی پهنـه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمـای بـازالتی آنهـا بررسـی شده‌اند.

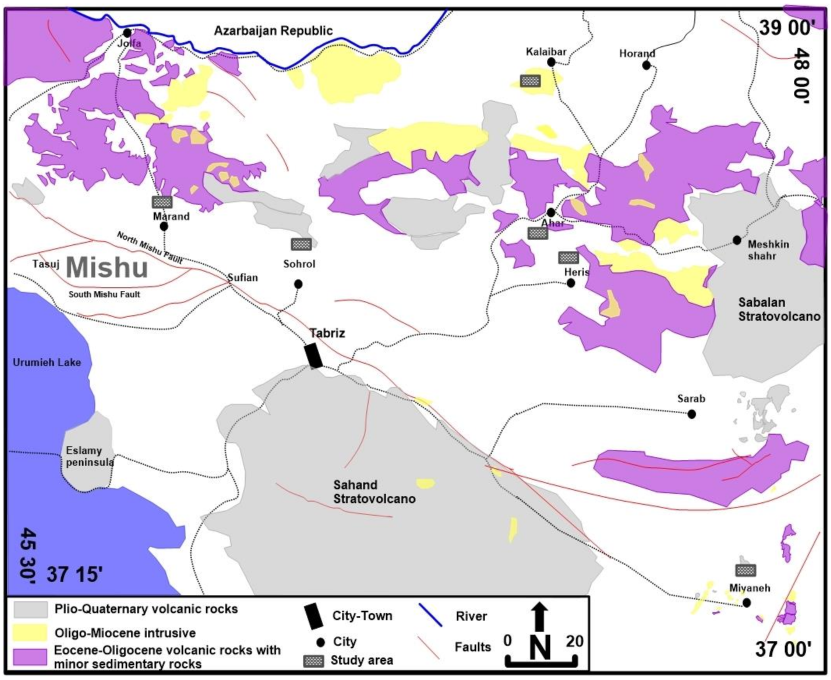
زمین‌شناسی منطقه آذربایجان

منطقه آذربایجان در رده‌بنـدی سـاختمانی- رسـوبی در پهنـه‌هـای البـرز- آذربایجـان جـای دارد (Nabavi, 1976). نخستین نشانه‌های فراینـد آتشفشـانی بـه سـن کرتاسه پسین هستند؛ اما تکاپوهایی آتشفشـانی مهـم و بیشـــتر زیردریـــایی در ائوســـن روی داده‌انـــد. در آغـــاز الیگوســن، در پــی تکاپوهــای کــوهزایی پیرنــه، هماننــد بسیاری از نقاط البرز مرکزی و ایران‌مرکـزی، تـوده‌هـای نفوذی فراوان مانند سینیت بزگوش، کلیبـر و اهـر درون ســنگ‌هــای آتشفشــانی ائوســن نفــوذ کــرده و رویــداد چین‌خوردگی‌هایی در رسوب‌های باختر و جنوب‌باختری آذربایجان را در پی داشته‌اند.

به باور Stöcklin (۱۹۷۴) فازهای اصلی این تکـاپوی آتشفشانی در ائوسـن- الیگوسـن و پلیوسـن- کـواترنری روی داده و سنگ‌های نفـوذی نیـز بیشـتر در الیگوسـن پدید آمده‌اند. در دوره کواترنری، افزون‌بر سازوکارِ بیشتر فرسایشی و گاه رسوبی در ایران، تکاپوی آتشفشانی نیـز در ایــن دوره در پهنــه‌هــای بســیاری روی داده اســت. Innocenti و همکاران (۱۹۸۲) بخش شمالی آذربایجـان را از قفقاز و کوه‌های پانتوس در ترکیه و بخـش جنـوبی آن را از سری‌های ایران‌مرکزی و باختر ایـران، تـا رشـته

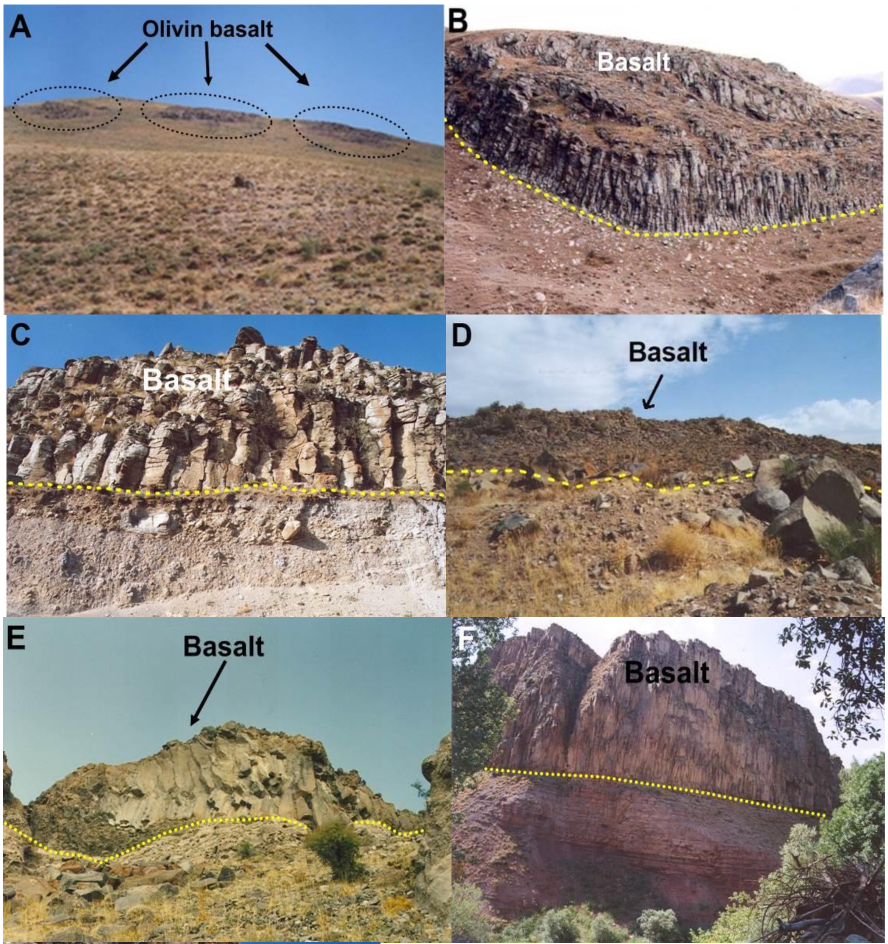
کوه‌های تاروس در ترکیه، جدا کرده‌اند.

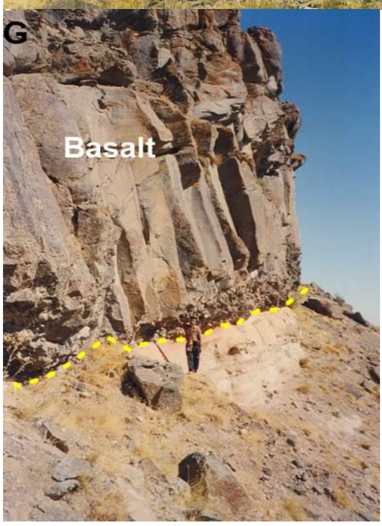
در دوره زمانی ائوسن تا کواترنری، فعالیت‌های آتشفشانی در ایران و به‌ویژه در این پهنه‌ها گسترش بسیاری داشته است. رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بیشتر بازیک در پهنه‌های گوناگون آذربایجان شناخته شده است که برپایه شواهد چینه‌ای، به سن کواترنری به‌شمار می‌روند. آذربایجان، منطقه‌ای است که کمربندهای آتشفشانی ایران‌مرکزی و البرز در آنجا با کمربندهای آتشفشانی ناحیه دریاچه وان و قفقاز کوچک برخورد کرده و در مجموع گستره فعالیت ماگمایی گسترده‌ای را پدید آورده‌اند (Alberti *et al.*,1979). پس از بسته‌شدن نئوتتیس در پایان کرتاسه تا آغاز دوران سوم، برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا و ادامه فرایند تکاپوهای زمین‌ساختی فشارشی (به‌دنبال ادامه بازشدگی دریای سرخ در پلیوسن که بالاآمدگی‌ها و ضخیم‌شدگی‌های گسترده پوسته‌ای در بخش شمال‌باختری ایران، ترکیه و قفقاز را در پی داشته است)، در این منطقه فعالیت‌های آتشفشانی بزرگی در پلیو- کواترنر روی داده است. در پایانی‌ترین مرحله از فوران‌های جوان آتشفشانی در منطقه آذربایجان و شمال‌باختری ایران که بخشی از پیشانی منطقه برخورد را می‌سازد، فعالیت گسل‌های کهن و پیدایش شکستگی‌ها بیرون‌رفتن مواد آتشفشانی بازالتی را امکان‌پذیر کرده‌اند (Amel *et al.*, 2008). برپایه شواهد صحرایی، گدازه‌های بازالتی فوران‌های آتشفشانی پایانی و جوانی بوده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که در بیشتر مناطق آذربایجان گدازه‌های یادشده روی رسوب‌های آبرفتی کواترنری ریخته‌اند و پخته‌شدن رسوب‌ها و پیدایش پالئوسویل (Paleosoil) با ساختمان منشوری را در پی داشته‌اند. سنگ‌های بازالتی جوانِ بررسی‌شده در پهنه‌های گوناگونی از ناحیه آذربایجان‌شرقی، به‌ویژه، مناطق هریس، سهرل، اهر، مرند، کلیبر و میانه رخنمون دارند (شکل ۱). از ویژگی‌های رخنمون‌های گدازه‌های منطقه اهر، جریان‌های فراوان گدازه هستند که پیامد ساختارهای بسیار پراکنده‌ای بوده و هر کدام یک یا چند جریان گدازه را بیرون داده‌اند. این گدازه‌ها روی نهشته‌هایی از کنگلومرا، سیلتستون و مارن قرمز با سن پلیوسن جای گرفته‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال‌باختری ایران و جایگاه مناطق بررسی‌شده در آن، برگرفته از نقشه ۱/۵۰۰۰۰۰ آذربایجان‌شرقی (Aghanabati, 1996).

در برخی پهنه‌ها، مانند سهرل، گدازه‌ها با ساختمان منشوری روی سنگ‌های اپی‌کلاستیک و آبرفتی جای گرفته و سبب پخته‌شدن آنها به‌صورت خاک‌های پالئوسویل شده‌اند. در منطقه مرند گدازه‌ها با ساختمان منشوری روی سنگ‌های شیلی و مارنی الیگومیوسن ریخته‌اند. در منطقه کلیبر گدازه‌های بازالتی با ساختمان منشوری روی گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی با سن پالئوسن جای گرفته‌اند. در منطقه میانه و هریس گدازه‌های بازالتی روی سنگ‌های توف و داسیتی با سن احتمالی ائوسن جای دارند (شکل‌های ۲- A تا ۲- G).





شکل ۲- A) بازالت‌های منطقه هریس روی سنگ‌های توف و داسیت (دید به‌سوی شمال خاور)؛ B) گدازه‌های بازالتی منطقه اهر با ساخت منشوری روی سنگ‌های مارنی، سیلتی و کنگلومرا (دید به‌سوی شمال‌باختری)؛ C) گدازه‌های بازالتی منطقه کلیبر با ساخت منشوری روی گدازه‌های آندزیتی با سن پلئوسن؛ D) رخنمون‌های بازالتی منطقه میانه در بلندی‌ها روی سنگ‌های توف و داسیت (دید به‌سوی خاور)؛ E) گدازه‌های بازالتی منطقه سهرل با ساخت منشوری روی سنگ‌های اپی‌کلاستیک و آبرفتی (دید به‌سوی شمال)؛ F) گدازه‌های بازالتی منطقه مرند روی سنگ‌های شیلی و مارنی با سن الیگومیوسن (دید به‌سوی جنوب‌خاور)؛ G) پخته‌شدن رسوب‌ها و پیدایش پالئوسویل توسط گدازه‌های بازالتی در منطقه سهرل (دید به‌سوی شمال).

روش انجام پژوهش

برای بررسی سنگ‌شناختی، ۵۰ نمونه سنگی از بازالت‌ها در مناطقِ بررسی‌شده گردآوری شده و مقاطع نازک آنها بررسی شد. پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی، ۱۷ نمونه سنگی نادگرسان برگزیده شده و برای به‌دست‌آوردن داده‌های تجزیه شیمیایی با روش تحلیل پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP) به شرکت ALS Chemex کانادا فرستاده شدند (جدول ۱).

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی (برپایه wt%) و عناصر فرعی (بر پایه ppm) در بازالت‌های جوان آذربایجان‌شرقی.

Sample No.	Ahar 1	Ahar 2	Ahar 3	Heris 1	Heris 2	Kalaibar 1	Kalaibar 2	Marand 1	Marand 2	Marand 3	Marand 4	Marand 5	Marand 6	Marand 7	Marand 8	Miyaneh	Sohrol
Rock Type	basalt	trachy basalt	trachy basalt	tephrite	tephrite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basalt	phonotephrite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	trachy basalt	Basaltic andesite	trachy basalt
SiO_2	48.32	47.86	47.50	42.60	44.11	52.38	52.10	48.93	50.52	52.21	50.62	49.77	52.70	51.71	49.25	55.51	47.26
Al_2O_3	14.61	15.58	15.57	14.30	14.48	16.79	16.61	16.25	13.92	14.36	13.63	13.85	14.12	16.35	17.10	18.33	14.71
Fe_2O_3	9.64	10.32	10.10	12.21	11.37	8.26	8.35	9.42	7.67	7.26	7.62	7.91	7.17	7.40	11.61	7.15	11.17
CaO	9.28	9.60	9.64	10.50	10.36	8.12	8.40	9.36	8.31	7.76	8.12	8.29	8.01	9.42	7.03	8.10	8.62
MgO	5.56	5.50	5.52	7.20	6.60	3.80	4.23	8.56	5.95	5.80	6.30	5.74	5.60	4.40	4.33	3.18	7.31
Na_2O	2.31	4.51	4.28	2.89	4.50	4.62	4.80	3.21	2.91	2.81	2.52	3.44	3.99	3.70	4.50	3.68	3.97
K_2O	1.95	1.67	1.75	2.25	1.12	1.98	2.17	1.41	5.72	4.52	5.51	3.56	3.06	2.50	1.74	1.37	1.43
TiO_2	2.26	2.25	2.26	2.70	2.69	1.60	1.61	1.22	1.36	1.21	1.32	1.24	1.18	1.40	2.19	0.82	2.12
MnO	0.12	0.12	0.13	0.16	0.14	0.11	0.12	0.15	0.14	0.14	0.31	0.13	0.12	0.11	0.16	0.17	0.16
P_2O_5	1.41	1.34	1.35	1.50	1.62	0.77	0.95	0.36	1.30	1.10	1.11	1.21	0.93	0.75	0.74	0.33	1.14
L.O.I.	3.73	1.38	1.80	3.10	2.35	1.10	0.96	1.18	1.75	2.42	2.85	4.17	2.66	1.74	1.63	1.46	1.82
Total	99.19	100.13	99.90	99.41	99.34	99.53	100.03	100.05	99.55	99.59	99.91	99.31	99.54	99.48	100.28	100.10	99.71
Ba	762	606	771	769	876	764	788	467	2342	1851	2232	2455	1789	1472	785	813	871
Rb	22.3	12.7	11.6	23.8	11.4	22.2	21.9	24.6	240	118	140	201	83.8	64	53.3	50	23
Sr	2190	1560	2120	1915	2440	1540	1795	568	1045	1180	1115	1170	1135	1220	217	543	1171
Y	16.6	13.6	17.1	21.9	20.6	12.7	13.1	19.7	24.2	24.9	24.2	24.2	23.9	24	7.7	23.2	18.8
Zr	193	131	177	204	191	149	159	128	342	306	363	315	309	225	48	132	171
Nb	37.3	26.1	36.1	41.1	38.8	19.6	23.6	17	47.2	45.5	54.6	48.5	44.8	24.7	6.9	11.4	35.2
Th	6.93	4.76	6.83	5.23	5	5.26	5.9	5.04	29.1	28.6	33.1	30	28	17.75	4.56	6.71	5.12
Pb	9	7	9	8	9	12	10	9	30	32	30	32	31	20	18	44	8
Ga	29	25.2	28.7	20.2	25.1	20.5	20.3	18.1	18.9	19.3	18.5	18.2	18.5	18.9	15.5	18.1	18.3
Zn	159	104	156	170	152	111	126	89	100	106	101	98	99	92	26	288	132
Cu	80	82	111	83	126	51	91	53	100	62	78	100	61	60	<5	19	60
Ni	67	29	31	43	96	<5	<5	98	<5	26	<5	<5	15	15	<5	<5	186
V	226	140	184	277	288	213	207	217	199	174	187	188	165	208	9	161	241
Cr	71	51	72	111	121	52	62	321	122	158	122	120	150	230	10	10	232
Hf	4.9	3.35	4.8	5.3	5.11	4	4.12	3.3	9.2	8.5	9.8	8.8	8.3	5.6	1.9	3.24	4.3
Cs	0.16	0.22	0.25	0.19	0.35	0.24	0.18	0.58	11.9	2.72	12.65	12.1	36.1	1.89	0.27	3.8	3.12
Ta	1.9	1.2	1.7	1.9	1.8	0.9	1.2	0.9	2.4	2.3	2.9	2.3	2.3	1.2	0.5	0.6	1.8
Co	36	25.4	33.9	43	40.1	30.9	27.1	41.2	30.3	28.3	29	30.7	26.2	21.5	0.6	15.5	42
U	1.48	0.89	1.2	1.22	1.07	1.06	1.22	1.62	7.51	7.59	4.49	3.09	3.68	3.31	2.04	2.34	1.21
W	2	2	<1	3	3	<1	5	<1	6	7	8	3	6	3	1	<1	2
La	75.8	53.4	73.8	74.6	79.6	45.2	54.4	24.7	55.9	66.4	61.5	57.9	63.1	67	14.2	28	49.2
Ce	166	116	160	165	179	93	109	47	119.5	133	129.5	121.5	127.5	131.5	27.1	53	105
Pr	21	14.2	19.95	21.1	22.41	10.65	12.5	5.82	14.85	16.05	16.45	14.95	15.15	15.05	3.1	6.2	12.8
Nd	79.2	54.6	75.4	82.9	87.5	40.6	46.5	22.3	59.8	63.7	66.6	60.6	60.3	57.1	10.3	23.3	48.1
Sm	12.2	8.67	12.15	13.6	14.05	6.36	7.27	4.68	11.71	12	12.9	12.05	11.3	10.25	1.87	4.68	8.45
Eu	3.04	2.33	2.91	3.22	3.39	1.83	1.83	1.36	2.58	2.57	2.71	2.56	2.48	2.4	0.43	1.35	2.5
Gd	9.39	7.3	9.54	10.5	10.75	5.45	5.9	4.11	8.92	9.16	9.59	8.9	8.65	7.94	1.66	4.59	6.5
Tb	1.01	0.73	1.06	1.15	1.16	0.63	0.66	0.64	1.14	1.15	1.23	1.15	1.15	1.05	0.23	0.69	0.76
Dy	4.16	3.15	4.26	5.27	4.51	2.91	2.94	3.99	5.41	5.51	5.57	5.38	5.41	5.09	1.26	4.24	4.18
Ho	0.67	0.52	0.7	0.83	0.72	0.51	0.51	0.78	0.9	0.95	0.94	0.93	0.95	0.9	0.26	0.94	0.75
Er	1.88	1.32	1.77	2.33	2.24	1.4	1.37	2.16	2.34	2.47	2.54	2.4	2.23	2.31	0.64	2.68	1.97
Tm	0.22	0.13	0.21	0.27	0.24	0.18	0.18	0.32	0.34	0.34	0.29	0.3	0.31	0.31	0.1	0.42	0.28
Yb	1.29	0.86	1.28	1.6	1.61	1.13	1.03	1.95	1.83	1.97	2	1.93	1.93	2.09	0.8	2.77	1.6
Lu	0.17	0.14	0.17	0.23	0.19	0.17	0.14	0.31	0.29	0.28	0.3	0.29	0.28	0.32	0.12	0.41	0.23

سنگ‌نگاری

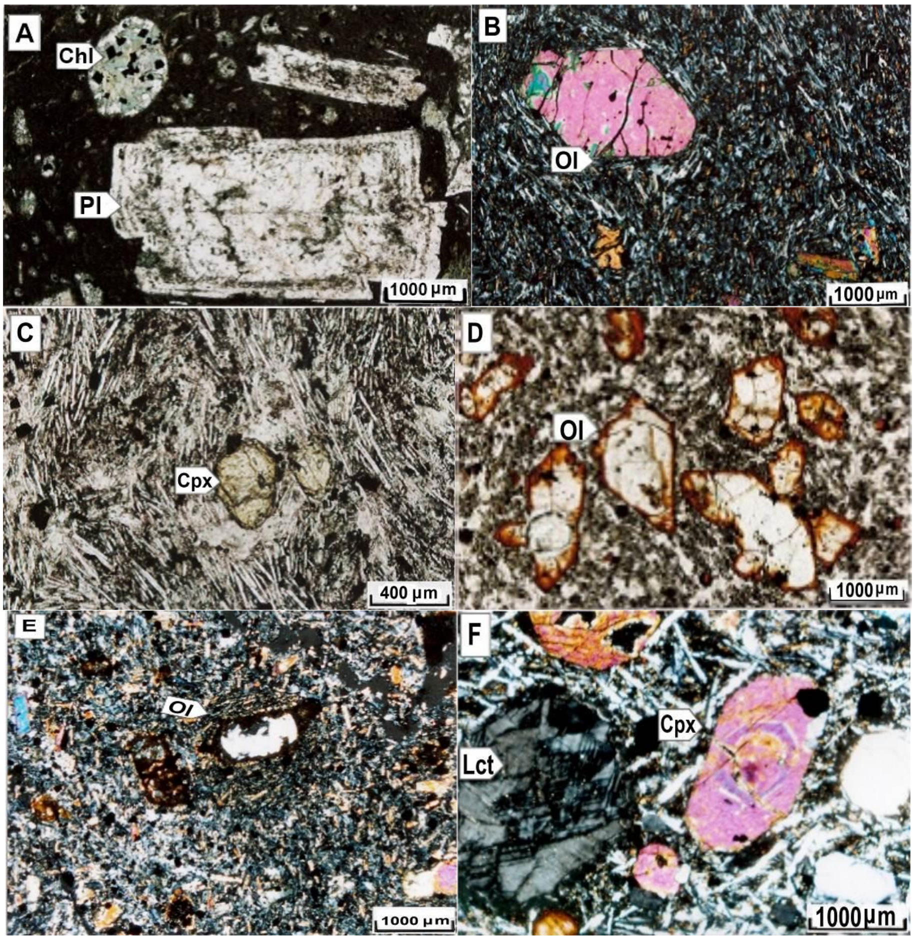
نمونـــه‌هـــای بـــازالتی بررســـی‌شـــده در مقـــاطع میکروســـکوپی بـــه دو دســـته الیـــوین‌بازالـــت‌هـــا و پیروکسن‌بازالت‌ها تقسیم می‌شوند. الیوین‌بازالت‌ها دارای درشت‌بلورهایی از الیوین‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به انـــدازه ۰/۲- ۱/۷ میلیمتـــر هســـتند و در زمینـــه‌ای از کانی‌های ریزبلـور (شـامل پلاژیـوکلاز، کلینوپیروکسـن، کـانی‌هـای تیـره) و یـا شیشـه جـای دارنـد. در برخـی نمونه‌ها، الیوین به ایدینگسیت و بولنژیت تجزیه شده‌اند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها دارای بافت غربالی هستند.

بیشتر سـنگ‌هـا بافـت میکرولیتیـک‌پورفیریتیـک و هیالومیکرولیتیـک‌پورفیریتیـک دارنـد. پیروکسـن‌هـا و پلاژیوکلازها نیز از دیگر درشـت‌بلورهـا هسـتند. برخـی بلورهــا دارای ســاختار منطقــه‌ای هســتند و در بیشــتر مقـاطع نـازک، پیروکسـن‌هـای اوژیتـی فـراوان‌تـر از پلاژیوکلازهـــا و الیـــوین‌هـــا هســـتند. نمونـــه‌هـــای پیروکسن‌بازالت‌ها در منطقه کلیبر جای دارند (شکل ۳- A). الیوین‌های درشت در بازالـت‌هـا بیشـتر در منـاطق سهرل، میانه و هریس جای دارند (شکل‌هـای ۳- B، ۳- D و ۳- E). در منطقه اهـر، الیـوین‌هـا ریزبلـور هسـتند (شکل ۳- C). نمونه‌های بازالتی مرنـد تهـی از سـیلیس هستند و بلورهای درشـت شـکل‌دار لوسـیت در مقـاطع دیده می‌شوند (شکل ۳- F). نام اختصاری کانی‌ها برپایه Evans و Whitney (۲۰۱۰) است.

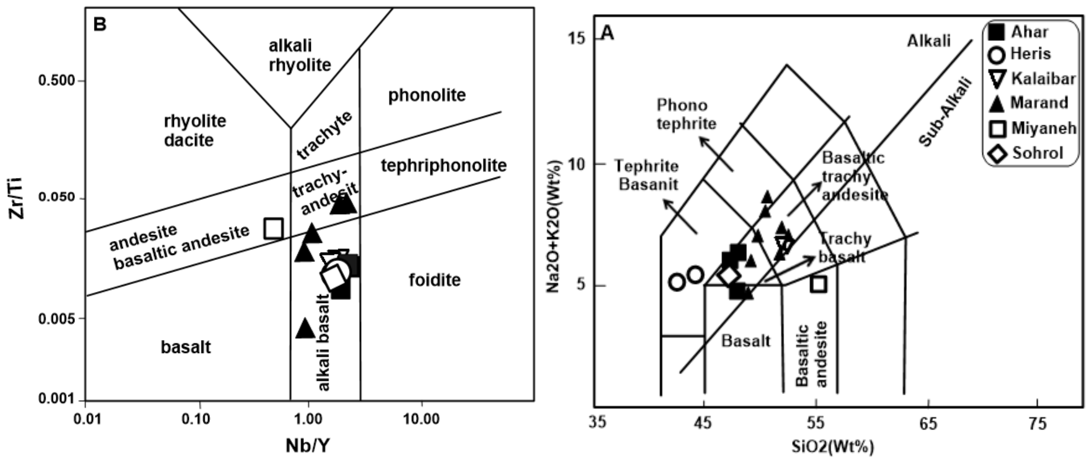
زمین‌شیمی

بازالـت‌هـای منـاطق بررسـی‌شـده دارای دسـت‌کـم میانگین سیلیس ۴۲/۶ درصد وزنی برای منطقه هـریس و مقدار بیشینهٔ ۵۵/۵۱ درصد وزنـی بـرای میانـه اسـت. میانگین Na_2O وK_2O در همه نمونه‌ها به‌ترتیب ۳/۶۸ و ۲/۵۷ درصد وزنی اسـت. برپایـه نسـبت Na_2O در برابـر K_2O، نمونه‌های بـازالتی آلکـالن‌سـدیک هسـتند؛ مگـر نمونه‌های منطقـه مرنـد کـه آلکـالن پتاسـیک هسـتند. درصد بالای TiO_2 در این نمونه‌ها از ویژگـی‌هـای دیگـر سنگ‌های بازالتی آلکالن است. به‌بـاور Juteau و Maury (۱۹۹۸) فراوانی MgO در بازالت ممکن است نشـانه آن باشد که بازالت یادشده از خاستگاه گوشته‌ای پدیدآمـده یـا ماگمـایی اسـت کـه در آن درشـت‌بلورهـای الیـوین به‌دنبال جدایش مکانیکی از مخزنی ماگمایی یا به هنگام جایگیری، در آن انباشته شده‌اند. این بازالت‌ها بـا MgO برابر ۵ تا ۸ درصد وزنی از بازالت‌هـای تهـی از MgO یـا بازالت‌های تحـول یافتـه هسـتند و ایـن کـاهش پیامـد تبلوربخشی الیوین‌هاست.

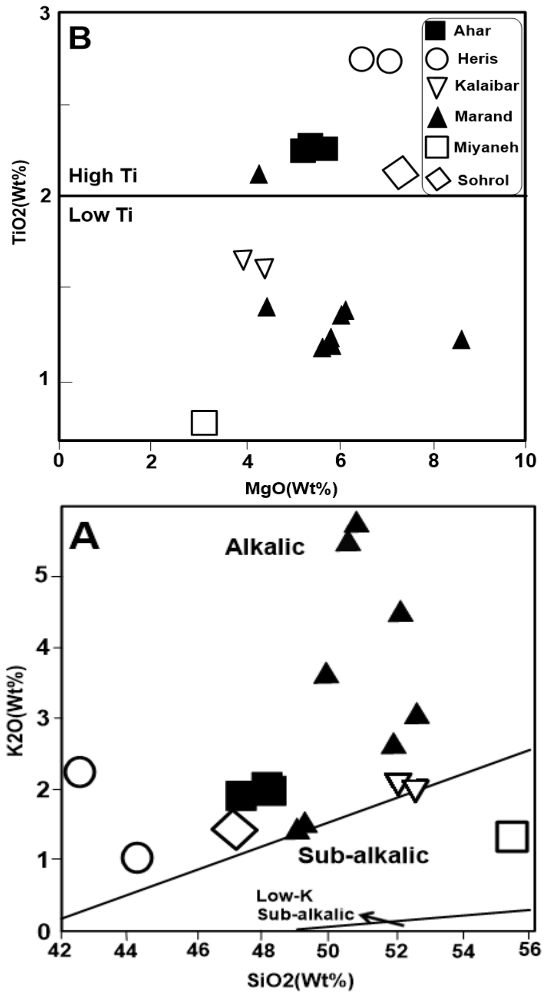
در نمــودار TAS پیشــنهادیِ Le Maitre (۲۰۰۲)، نمونه‌های منطقه مرنـد در گسـتره‌هـای تراکـی‌آنـدزیت بازالتی- تراکی‌بازالت و بازالت جای می‌گیرند (شـکل ۴- A). تنها یکی از نمونه‌های مرند نفلـین نورمـاتیو بـالایی (۳/۳ درصد) دارد و در گسـتره فنوتفریـت جـای گرفتـه است. نمونه‌های اهر و سهرل در گسـتره تراکـی‌بازالـت و نمونه‌های هریس در محـدود تفریـت- بازانیـت هسـتند. دیدن نفلین نورماتیو در نمونه‌های هریس نشـان‌دهنـده کمبود SiO_2 و افزایش عناصر آلکالی اسـت. نمونـه‌هـای منطقه کلیبر در گستره تراکی‌آندزیت بـازالتی هسـتند و نمونه سنگی میانه در گستره آندزیت‌بازالتی جای دارنـد. همه نمونه‌های بازالتی جـوان منطقـه آذربایجـان‌شـرقی سری آلکالن را نشان می‌دهنـد (شـکل‌هـای ۴- B و ۵- A)؛ مگر نمونه منطقه میانـه کـه سـری سـاب‌آلکـالن را نشـان مـی‌دهـد. نمونـه‌هـای سـهرل، اهـر و هـریس از نمونه‌های تیتانیم بالا هستند (شکل ۵- B). درصد بالای TiO_2 (بیشتر از ۲ درصد وزنی) در این نمونه‌ها می‌توانـد به افزایش ژرفـای شکسـتگی بسـتگی داشـته باشـد و از ویژگـــی‌هـــای پهنـــه‌هـــای کـــافتی بـــه‌شـــمار آیـــد.



شکل ۳- A) تجزیه کامل درشت‌بلور پیروکسن به کانی‌های تیره و کلریت به‌همراه پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی‌دار در بازالت کلیبر در نور PPL (Plane Polarized Light)؛ B) فنوکریست‌های شکل‌دار الیوین در بازالت منطقه میانه با بافت میکرولیتیک‌پورفیریک در نور XPL (Cross Polarized Light)؛ C) درشت‌بلورهایی از پیروکسن در بازالت‌های اهر با بافت میکرولیتی‌پورفیریک در نور PPL؛ D) فنوکریست‌های الیوین با کناره‌های ایدینگسیتی‌شده در بازالت منطقه سهرل در نور PPL؛ E) الیوین‌های درشت شکل‌دار ایدینگسیتی‌شده در الیوین بازالت منطقه هریس در نور PPL؛ F) درشت‌بلور لوسیت در بازالت‌های مرند با بافت اینترگرانولار در نور XPL.



شکل ۴- A) نام‌گذاری سنگ‌های ولکانیک آذربایجان‌شرقی در نمودار TAS (Le Maitre *et al.*, 2002)؛ B) نام‌گذاری سنگ‌های ولکانیک آذربایجان‌شرقی (Pearce, 1996) (نمادهای به‌کاررفته در نمودارها یکسان هستند).

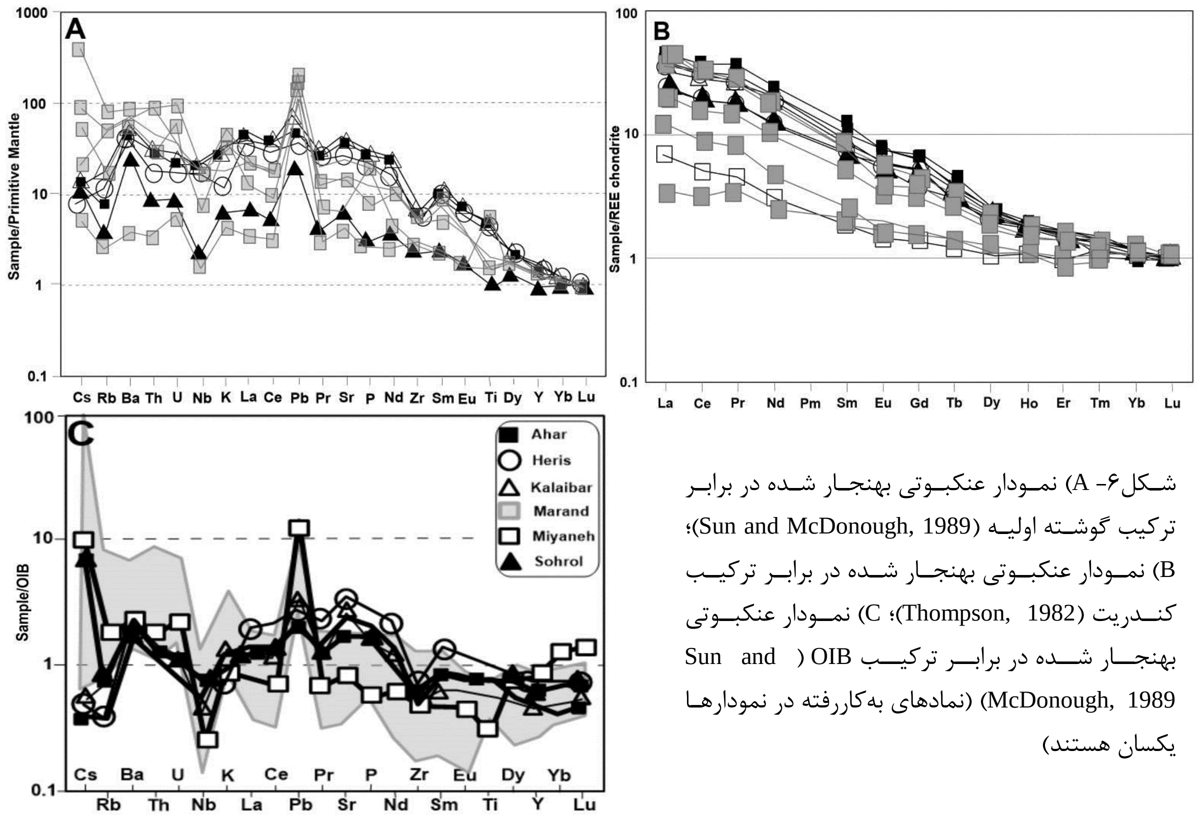


شکل ۵- A) نمـودار K_2O در برابـر SiO_2 بـرای شناسـایی سـری آلکالن از سابآلکالن (Middlemost, 1975)؛ B) نمـودار MgO در برابر TiO_2 که دو منطقه Ti بالا و Ti کـم را از هـم جـدا مـی‌کنـد (نمادهای به‌کاررفته در نمودارها یکسان هستند).

در نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه، بهنجاری مثبت و شاخص از عناصرناسازگار درشـت‌یـون بـــرای عناصـــری ماننـــد Rb، Ba، Th، La، Cs و U و ناهنجاری منفـی ضـعیف از عناصـر Lu، Yb و Y بـرای مناطقی مانند سهرل و هریس دیده می‌شـود (شـکل ۶- A). این ویژگی می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه غنی‌شـده گوشته‌ای باشد و یا بـه دنبـال آلایـش بـا مـواد پوسـته قاره‌ای پدیدآمده باشد. تهی‌شـدگی عناصـرY و Yb نیـز می‌تواند در پی پدیده جدایش یا ذوب‌بخشـی در ژرفـا و گارنت‌داشتن در فاز به‌جامانده باشـد. هـم‌راسـتانبودن و پراکندگی برخی روندها در نمودار مـی‌توانـد بـه تفـاوت ویژگی‌های خاستگاه ماگمایی آنها بستگی داشـته باشـد. روندهای عناصر در نمونه‌های اهر، هریس، کلیبر و برخی نمونه‌های مرند دارای روند همسانی هستند که می‌توانـد نشان‌دهندۀ همانندبودن خاستگاه ماگمـایی آنهـا باشـد. بالابودن فراوانـی عناصـر LREE و LILE نشـان‌دهنـده گوشته‌ای است که پیشتر بـه‌دنبـال متاسوماتیسـم و یـا آلایش با مواد پوسته‌ای غنی شده است (Menzies and Wass, 1983)؛ ازایـن‌رو، گوشـته متاسوماتیسـم‌شـده می‌تواند خاستگاه ماگمایی این نمونه‌های بازالتی به‌شمار آید. بررسی الگوهای عناصر خـاکی نـادر در نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده در برابـر فراوانـی ایـن عناصـر در ترکیـب کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده‌اند (شکل ۶- B). در این نمودار شیب منفی چشمگیری دیده می‌شود که نشان‌دهندۀ غنی‌شدگی از عناصر خـاکی نـادر سـبک (LREE) و تهی‌شـدگی از عناصـر خـاکی نـادر سـنگین (HREE) برای این سنگ‌هاست. در ایـن نمـودار الگـوی پراکندگی عناصر، مگر یک نمونه از منطقه مرند و میانه، با هم هم‌راستا و همراه با غنی‌شـدگی در LREE اسـت. این غنی‌شـدگی چـه‌بسـا پیامـد آلایـش، متاسوماتیسـم خاستگاه گوشته‌ای و یا فرورانش است.

در نمـودار چندعنصـری بهنجـار شـده بـه ترکیـب OIB (Sun and McDonough, 1989)، رونـــد نمونـه‌هـا در برابـر نمـودار بهنجـار شـده گوشـته اولیـه کمـی متفـاوت اسـت. سرشـت آلکـالن بازالـت‌هـای از گوشـته و تیغـه گوشـته‌ای بـالای صـفحه فـرورو ریشـه گرفتـه و بـا سـیال‌هـای آزادشـده از فـرورانش پوسـته اقیانوســی و ورود آن بــه تیغــه گوشــته‌ای متحــول شده‌انـد. ایـن ویژگـی مـی‌توانـد دارای توجیـه منطقـی باشـــد. غنـــی‌شـــدگی از عناصـــر Cs، Rb، Pb، Ba و LILE و تهـــی‌شـــدگی از عناصـــر HFSE (Zr، Nb) نشـان‌دهنـده ماگمـای پهنـه‌هـای کمـان فـرورانش هسـتند (Wilson, 1989). نمونـه‌هـا کمـابیش دارای رونـد همانـنـدی بـوده و ایـن موضـوع مـی‌توانـد بـه ویژگی‌هـای همسـان خاسـتگاه ماگمـایی آنها بسـتگی داشته باشـد (شـکل ۶- C)؛ مگـر نمونـه منطقـه میانـه

که روند متفاوتی نشان می‌دهد. همچنین، در سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده و برخاسته از سنگ‌کره اقیانوسیِ فرورو، عناصر Ti، Nb و Ta بسیار کم حل می‌شوند؛ ازاین‌رو، در پوسته اقیانوسی آبگیری‌شده، انباشته می‌شوند (Saunders *et al*., 1991). در این نمودار از الگوی عناصر کمیاب می‌توان برای شناسایی آلودگی ماگماها با مواد پوسته قاره‌ای بهره برد. آنومالی منفی Ti، Zr، P و Nb و آنومالی مثبت Pb و غنی‌شدگی از LILE مانند Rb، Ba و K و همچنین، Th برای بیشتر نمونه‌ها از ویژگی‌های آلودگی‌های پوسته‌ای بازالت‌های جوان منطقه هستند (Wilson, 1989; Hofman, 1997; Ilnicki, 2010). به باور برخی پژوهشگران دیگر، آنومالی منفی Ta، Nb و Ti می‌توانند به مقدارهای متفاوت آلایش پوسته‌ای نیز بستگی داشته باشد.



شکل۶- A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Thompson, 1982)؛ C) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب OIB (Sun and McDonough, 1989) (نمادهای به‌کاررفته در نمودارها یکسان هستند)

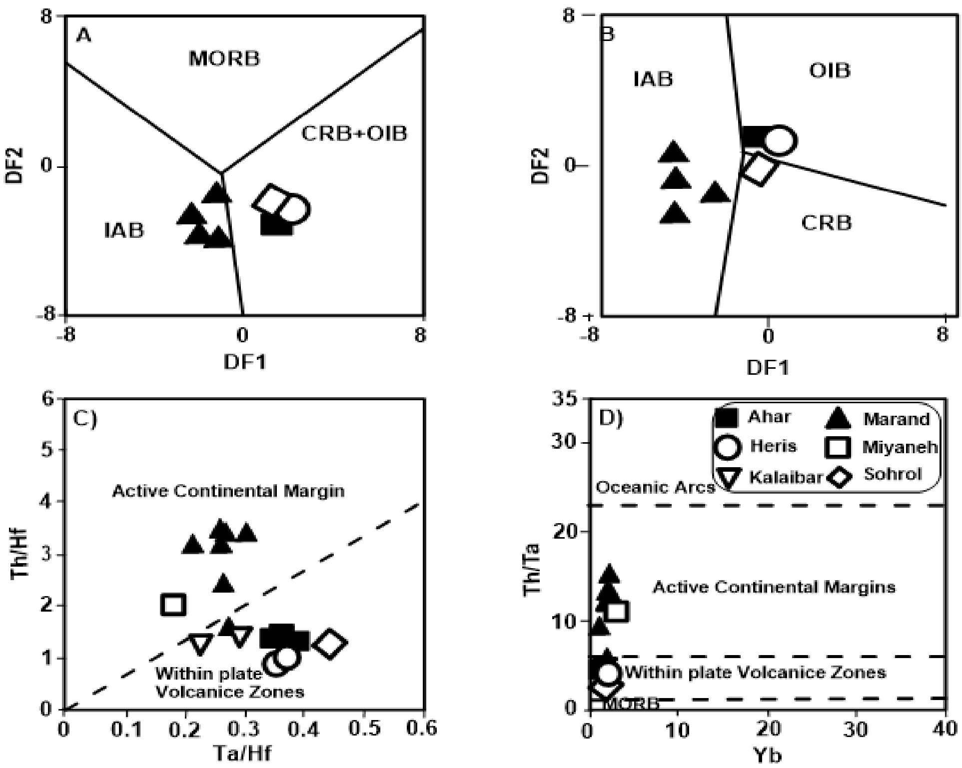
نسبت La/Sm معیار حساس به آلودگی پوسته‌ای است (Lightfoot and Keays, 2005). این نسبت در بازالت‌های این مناطق در جدول ۱ آورده شده‌است. مقدار این نسبت در بازالت‌های OIB نزدیک به ۳/۷، در E-MORB نزدیک به ۲/۴، در N-MORB نزدیک به ۰/۹۶، در پوسته بالایی نزدیک به ۶/۶ و در پوسته زیرین ۲/۸ است. برپایه مقدارهای یادشده و مقدار میانگین ۵/۹۸ برای نمونه‌های این مناطق، در بازالت‌های این مناطق چه‌بسا آلودگی پوسته‌ای روی داده است. همچنین، در پی درجه کم ذوب‌بخشی، غنی‌شدگی از عناصر LREE نیز در آنها روی داده است.

پهنه زمین‌ساختی

نمودار Agrawal و همکاران (۲۰۰۸) که گستره‌های بازالت پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB)، بازالت‌های جزایرکمانی (IAB)، بازالت‌های درون قاره‌ای (CRB) و

بازالت درون صفحه اقیانوسی غنی‌شده (OIB) را از هم جدا می‌کند (شکل‌های ۷- A و ۷- B). در این نمودار، نمونه‌های منطقه مرند در گستره بازالت‌های جزایرکمانی و بازالت‌های اهر، سهرل و هریس در CRB هستند.

بـــه‌بـــاور Juteau وMaury (۱۹۹۸) ماگمـــای کمـان‌هـای آتشفشـانی برپایـه نسـبت Ce/Yb در دو دسته غنـی‌شـده و کمـی غنـی‌شـده جـای دارنـد. اگـر نسـبت Ce/Yb بیشـتر از ۱۵ باشـد ماگمـای کمـان از نـوع غنـی‌شـده و چنانچـه کمتـر از ۱۵ باشـد از نـوع کمـی غنـی‌شـده اسـت. افـزون‌بـر ایـن، در ماگماهـای کمـی غنـی‌شـده، ایـن دو عنصـر بـا یکـدیگر تغییـر مـی‌کننـد؛ امـا در ماگماهـای کمـانی غنـی‌شـده مقـدار این نسـبت نشـان‌دهنـده نسـبت ایـن عناصـر در محـل خاسـتگاه، میـزان ذوب‌بخشـی، مشـارکت رسـوب‌هـای روی صـــفحه فـــرورو در ســـاخت گـــدازه و یـــا میـــزان بـرهمکنش گـدازه گوشـته‌ای و پوسـته قـاره‌ای اسـت. میـــانگین ایـــن نســـبت کـــه در ســـنگ‌هـــای منـــاطق بررســـی‌شـــده در جـــدول ۲ آورده شـــده‌اســـت، نشـان‌دهنـده همانـندی آنهـا بـه یـک ماگمـای کمـانی غنی‌شده است.



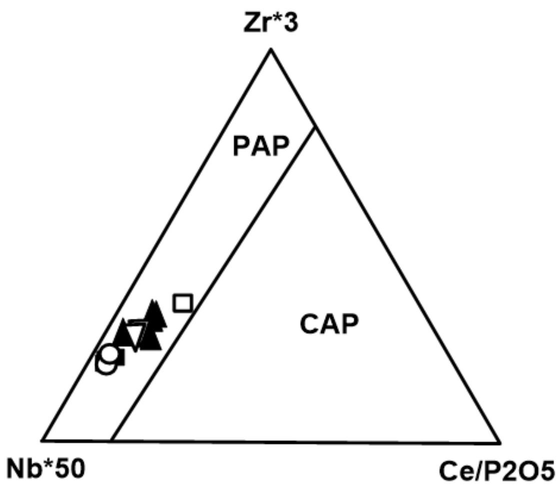
شـکل ۷- جایگـاه نمونـه‌هـا بازالـت‌هـای آذربایجـان‌شـرقی (شـمال‌بـاختری ایـران) در: A و B) نمـودار Agrawal و همکـاران (۲۰۰۸)؛ C و D) نمـودار Schandl و Gorton (۲۰۰۲). نمونـه‌هـای مرنـد در گسـتره کنـاره فعـال قـاره و نمونـه‌هـای دیگـر در پهنـه آتشفشـانی درون‌صفحه‌ای را برای ماگمای اولیه نشان می‌دهد.

جـدول ۲- میـانگین نسـبت عناصـر فرعـی در بازالـت‌هـای آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران).

Ratio	Ce/Yb	La/Nb	La/Ta	La/Sm
Ahar	287.8	2	42.3	6.1
Heris	107.3	1.9	41.6	5.5
Kalaibar	93	2.3	47.4	7.3
Marand	55.8	1.4	27.7	5.3
Miyaneh	19.1	2.4	46.6	5.9
Sohrol	69	1.3	25.8	5.8

غنی‌شـدگی مـی‌توانـد پیامـد متاسوماتیسـم بسـیار در خاســتگاه گوشــته‌ای و نــرخ ذوب‌بخشــی کــم خاســتگاه باشـد. نمونـه‌هـای منـاطق اهـر، هـریس و کلیبــر در گســتره بازالــت درون‌صــفحه اقیانوســی و نمونـه سـهرل در گسـتره بازالـت درون‌قـاره‌ای هسـتند.

از دیدگاه دارابودن K_2O/Na_2O>، گدازه‌های بازالتی ویژۀ پهنه‌های کوهزایی به‌شمار نمی‌آیند (Wilson and Downes, 2006)؛ اما این نسبت (Ce/Yb) در منطقه میانه ۱۹/۱۳ درصد است که غنی‌شدگی کمتر این منطقه را نشان می‌دهد. گفتنی است که به‌علت متفاوت‌بودن مقدار متغیرهای DF1 و DF2، نمونه‌های کلیبر و میانه در این نمودارها (شکل‌های ۷- A و ۷- B) دیده نمی‌شود. بر پایه نمودار Schandl و Gorton (۲۰۰۲) نمونه‌های مرند در گستره کناره فعال قاره و نمونه‌های دیگر در پهنه آتشفشانی درون‌صفحه‌ای هستند (شکل‌های ۷- C و ۷- D). در نمودار Muller و Groves (۱۹۹۷) که کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخوردی را از هم جدا می‌کند، همه نمونه‌های منطقه در گستره پس از برخورد جای دارند (شکل ۸).

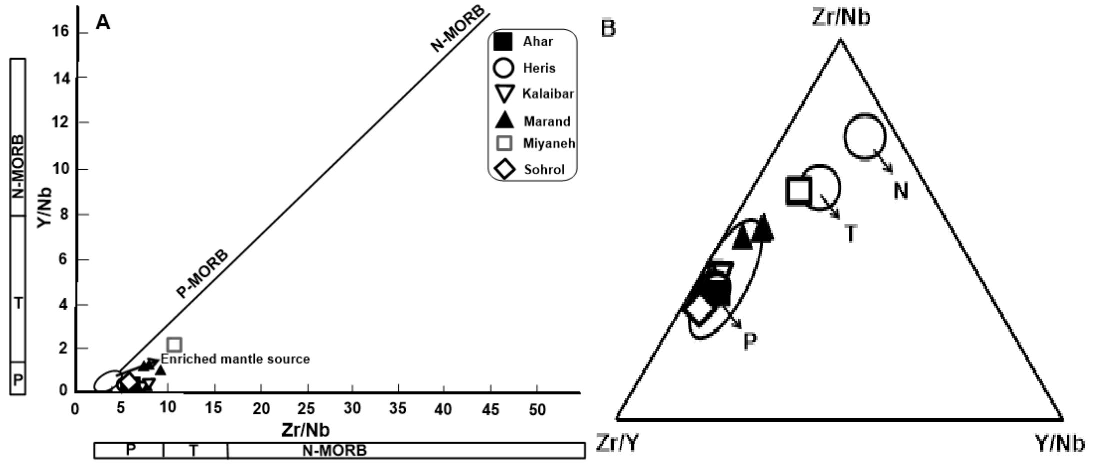


شکل ۸- بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) در نمودار شناسایی کمان قاره‌ای از کمان پس برخوردی (Muller and Groves, 1997) (نشانه‌ها همانند شکل ۷ هستند).

سنگ‌زایی

درجه ذوب‌بخشی پیامد شگرفی بر ترکیب اولین گدازه دارد؛ به‌گونه‌ای‌که هرچه مقدار آن کوچک‌تر باشد، ترکیب ماگما بیشتر آلکالن می‌شود (Jung, 2003). فشار عامل تأثیرگذاری مهم در ارزیابی درجه ذوب‌بخشی است، به‌گونه‌ای‌که با افزایش فشار، درجه ذوب‌بخشی کم می‌شود (Sun and Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978)؛ ازاین‌رو، نخست باید دو عامل مهم و تأثیرگذاری که ترکیب ماگماها را کنترل می‌کنند (ترکیب گوشته و درجه ذوب‌بخشی آن) از دیدگاه عناصر اصلی، فرعی، REE و ایزوتوپی بررسی و تفسیر شوند. به باور Weavar (۱۹۹۱) می‌توان از نسبت‌های عناصر ناسازگار در سیستم‌های بازالتی برای شناسایی منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای بهره برد. در نمودار Y/Nb در برابر Zr/Nb که برای بررسی تأثیر پلوم‌های غنی‌شده بر زمین‌شیمی مورب ترسیم شده است (شکل ۹- A)، بازالت‌های جوان منطقه آذربایجان‌شرقی در گستره نزدیک به خاستگاهی غنی‌شده OIB-گونه جای می‌گیرند و ویژگی خاستگاه OIB آلکالی‌بازالت‌ها را نشان می‌دهد. نمونه‌های منطقه میانه نیز در گستره T-MORB جای می‌گیرند. همچنین، در شکل ۹- B، نمونه منطقه میانه در گستره T-MORB جای دارد و نمونه‌های دیگر در گستره گوشته غنی‌شده جای گرفته‌اند.

در جدول ۳ عناصر فرعی در بازالت‌های گوناگون با بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) مقایسه شده است (T-MORB: بازالت‌های انتقالی جزیره گالاپاگوس؛ E-MORB: مورب غنی‌شده، پشته خاوری اقیانوس آرام؛ N-MORB: مورب تهی‌شده پشته میان‌اقیانوس اطلس؛ OIB: بازالت درون‌صفحه اقیانوسی؛ IAB: بازالت جزایرکمانی (داده‌ها برگرفته از Geist و همکاران (۱۹۹۵) هستند)؛ CRB: بازالت طغیانی قاره‌ای گدازه‌های کویناوان (Melson *et al.*, 1967)). در جدول ۳، عناصر LILE منطقه مرند، اهر، سهرل و هریس به انواع IAB، همانندی بیشتری دارد.



شکل ۹- جایگاه بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) در: A) نمودار Zr/Nb در برابر Y/Nb (Wilson, 1989)؛ B) نمودار مثلثی Zr/Y و Zr/Nb ، Y/Nb (Fodor and Vetter, 1984) (P=PMORB; N=NMORB; T=TMORB).

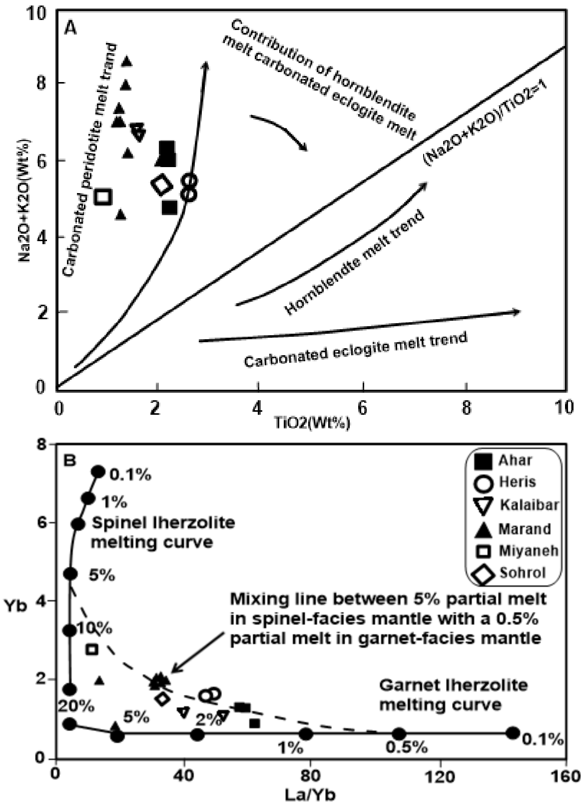
جـــدول ۳- مقایســـه عناصـــر فرعـــی بازالـــت‌هـــای آذربایجان‌شرقی (شمال‌بـاختری ایـران) بـا بازالـت‌هـای گوناگون.

Elements	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Eu	La	Yb
Ahar	15.5	712	1956.6	33.5	167	15.76	2.7	67.7	1.1
Heris	17.6	822.5	2177.5	39.5	197.5	21.25	3.3	77.1	1.6
Kalaibar	22	773	1667.5	21.6	153	12.9	1.8	49.8	1.0
Marand	115.5	1672.6	956.25	36.15	254.3	21.5	2.1	51.4	1.8
Miyaneh	50	813	543	11.4	132	23.2	1.3	28	2.7
Sohrol	23	871	1170	35.3	171	18.8	2.5	49.2	1.7
N-MORB	0.8	6.2	94	2.2	85	34	1.2	2.8	3.4
T-MORB	20	86	291	22	190	37	2.1	15.1	2.9
E-MORB	4	40	220	9.3	150	32	1.6	9	3.2
OIB	13	185	440	40	150	22	2	31.5	1.6
IAB	187	2790	980	39	138	16	2.1	68	1.3
CRB	8	-	184	8	150	-	1.48	16.1	3.24

تهـــی‌شـــدگی از HREE در برابـــر LREE در ایـــن بازالـت‌هـا نشـان مـی‌دهـد کـه ماگمـای سـازنده ایـن سـنگ‌هـا پیامـد ذوب گوشـته بـوده اسـت (Frey *et al.*, 1991; McKenzie and O'Nions, 1995).

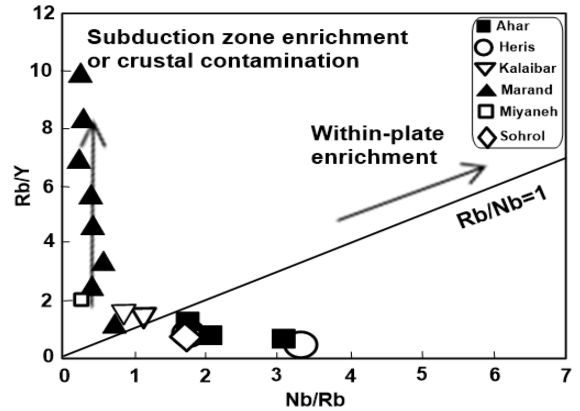
نبـودن تهـی‌شـدگی از HFSE در ایـن سـنگ‌هـا نشان‌دهنده تأثیر گوشته سنگ‌کره‌ای بر سنگ خاسـتگاه پدیدآورنده ایـن بازالـت‌هاسـت (Abdel-Fattah *et al.*, 2004). برپایـه Salters و همکـاران (۲۰۰۲) و Zeng و همکاران (۲۰۱۰)، مقدار چشـمگیر TiO_2 (۱/۷۳ درصـد وزنی) و نسـبت بـالای Zr/Hf (۳۷/۵۱ درصـد وزنـی) و نوسان‌های مقدار Cs نشان می‌دهد که سـنگ خاسـتگاه پدیدآورنده بازالت‌های آلکالن منطقه دچار متاسوماتیسم کربناته توسط سیال‌هـای آزادشـده از صـفحه اقیانوسـی فرورو شده است. بر این پایه مـی‌تـوان گفـت ولکانیسـم جوان منطقه آذربایجان‌شرقی از خاسـتگاه گوشـته‌ای بـا ویژگی بینابینی گوشته سـنگ‌کـره‌ای تـا سسـت‌کـره‌ای است که دچار متاسوماتیسم بوده است (شکل‌هـای ۱۰- A و ۱۰- B). غنـــی‌شـــدگی در عناصـــر LREE و تهی‌شدگی در عناصر خاکی نادرِ HREE و شـیب منفـی منحنی‌های عناصر خاکی نادر، نشان‌دهنده نسبت بـالای CO_2/H_2O در پهنه و خاستگاه الیوین‌بازالت‌هاست.

در نمـــــــودار Baker و همکـــــــاران (۱۹۹۷) نمونـــه‌هـــای منـــاطق مرنـــد و ســـهرل از خاســـتگاه گوشته‌ای گارنـت‌لرزولیتـی و اسـپینل‌لرزولیتـی بـا نـرخ ۲ تـا ۵ درصـد ذوب‌بخشـی پدیدآمـده‌انـد. همچنـین، در این نمودار نمونـه‌هـای منـاطق هـریس، اهـر، کلیبـر از خاســـتگاه گوشـــته‌ای گارنـــت‌لرزولیتـــی و اسـپینل‌لرزولیتـی بـا نـرخ ۱ تـا ۲ درصـد ذوب‌بخشـی پدیدآمـده‌انـد. نمونـه منطقـه میانـه از ذوب‌بخشـی ۱۰ تـا ۲۰ درصـد از اسـپینل‌لرزولیـت پدیـد آمـده اسـت. ایـن نشـانه ژرفـای کـم گوشـته خاسـتگاه و نـرخ ذوب بالاسـت کـه در پـی آن، نمونـه منطقـه میانـه از نـوع سابآلکالن شده است (شکل ۵- A).



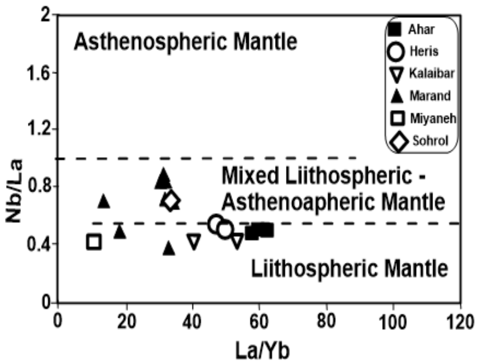
شکل ۱۰- جایگاه بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) در: A) نمودار TiO_2 در برابر مجموع آلکالی‌ها برگرفته از Zeng و همکاران (۲۰۱۰)؛ B) نمودار La/Yb– Yb برگرفته از Baker و همکاران (۱۹۹۷) (نمادهای به‌کاررفته در نمودارها یکسان هستند).

از نمودار Rb/Y-Nb/Rb برای شناسایی غنی‌شدگی با سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در جایگاه درون‌صفحه‌ای می‌توان بهره برد (Temel *et al.*, 1998). روندهای عمودی در این نمودار در پی غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و افزایش میزان Rb در نسبت Rb/Y پدید می‌آیند؛ اما در جایگاه غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای، میان Rb و Nb روند مثبت بوده و نسبت Nb/Y برابر با ۱ است (Temel *et al*, 1998). روی این نمودار، نمونه‌های منطقه مرند و میانه روند عمودی داده‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۱۱)؛ ازاین‌رو، سنگ‌های منطقه مرند ویژگی‌های غنی‌شدگی با محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای از خود نشان می‌دهند. همچنین، این غنی‌شدگی با محلول‌های فرورانش در نمونه منطقه میانه نیز به‌چشم می‌خورد (شکل‌های ۶- C و ۸)؛ اما مناطق اهر، هریس، کلیبر و سهرل در جایگاه غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرند.



شکل ۱۱- بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) در نمودار Rb/Y-Nb/Rb. نمونه‌های منطقه مرند دارای روند عمودی در این نمودار هستند. این پدیده نشان‌دهنده نقش آلودگی پوسته‌ای در پیدایش بازالت‌های جوان منطقه مرند است (Temel *et al.*, 1998).

از آنجایی‌که گوشته سنگ‌کره‌ای از عناصر دارای شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: Nb و Ta) در برابر عناصر خاکی نادر سبک (LREE) تهی‌تر است، مقدار بالای Nb/La (~>۱) نشان‌دهنده ویژگی خاستگاهی سست‌کره‌ای (مانند: بازالت‌های جزایراقیانوسی یا OIB) است؛ اما نسبت‌های کمتر (~>۰/۵) خاستگاهی سنگ‌کره‌ای را نشان می‌دهد (Bradshaw and Smith, 1994). جایگاه سنگ‌های بازالتی مناطق مرند و سهرل نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای برای این مناطق است؛ اما برای مناطق اهر، کلیبر، هریس و میانه نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای است (شکل ۱۲). همچنین، نسبت La/Ta>۳۰ و La/Nb>۱/۵ در بازالت‌های جوان منطقه (جدول ۱) نیز از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده از گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای است (Fitton *et al.*, 1988).



شکل ۱۲- جایگاه بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) در نمودار Nb/La در برابر La/Yb (Bradshaw and Smith, 1994).

بحث و نتیجه‌گیری

شواهد زمین‌شیمیایی بازالت‌های آذربایجان‌شرقی (شمال‌باختری ایران) نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای برای نمونه‌های میانه، هریس، اهر و کلیبر و برای مناطق مرند و سهرل خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای - سست‌کره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه، بازالت‌های اقیانوسی بیشتر آنومالی مثبتِ Nb و Ta و آنومالی منفیِ Pb نشان می‌دهند؛ اما در این نمودارها، نمونه‌های منطقه آذربایجان‌شرقی آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Pb دارند (شکل ۶). این تفاوت‌ها بی‌شک، نشان‌دهنده رویداد تغییر در خاستگاه و همچنین، هنگام بالاآمدن ماگما به‌سوی سطح زمین است. غنی‌شدگی در Th ،Pb و U و الگوی شیب‌دار نمودارهای عناصر خاکی نادر، مقدار بالای Nd/Pb و La/Sm همگی گویای خاستگاهی غنی‌شده برای این بازالت‌هاست. غنی‌شدگی رخ داده در خاستگاه گوشته‌ای می‌تواند پیامد کارکرد سیال‌های برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورو نئوتتیس باشد. مقدارهای بالای Rb/Y نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای در پدیدآمدن بازالت‌های جوان منطقه مرند است (شکل ۱۱). بهترین الگوی زمین‌ساختی ماگمایی برای چگونگی پیدایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه مرند الگوی صفحه اقیانوسی فروروی شکسته‌شده (Slab break- off) است. با ذوب مستقیم بازمانده‌های این صفحه در گوشته و بالاآمدن گدازهٔ ساخته‌شده و در پی نفوذ آن، گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده ذوب شده و ماگماتیسم آلکالن در منطقه روی داده است. سپس در پی سازوکار زمین‌ساختی کششی در منطقه و سیستم‌های پیچیده گسلی، ماگمای بازالتی در منطقه مرند بیرون ریخته است (Ahmadzadeh, 2010). رویداد ذوب‌بخشی در گوشته سنگ‌کره‌ای مناطق اهر، هریس، کلیبر، سهرل و میانه نیز می‌تواند پیامد کاهش فشار درپی نیروهای کششی زمین‌ساختی باشد.

منابع

Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A. M. and Nassar, P. E. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. Geological Magazine 141: 545-63.

Aghanabati, A. (1996) Geological map of Eastern Azerbaijan province. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Agrawal, S., Guevara, M. and Verna, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review 50(12): 1057-1079.

Ahmadzadeh, G. R. (2010) Petrological studies of volcanic rocks from Northwest of Marand with spatial focus on alkaline rocks. Ph. D. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Alberti, A., Comin-Chiaramonti, P., Battistini, G., Sinigoi, S. and Zerbi, M. (1979) Upper Eocene to early Oligocene shoshonitic volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 134: 248-264.

Amel, N. (2007) petrology and petrogenesis of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan- NW Iran. Ph. D. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Amel, N., Moayyed, M., Ameri, A., Vosoghi Abedini, M. and Moazzen, M. (2008) Petrogenesis of Plio-Quaternary basalts in Azerbaijan, NW Iran and comparisons them with similar basalts in the east of Turkey. Iranian journal of Crystallography and Mineralogy 2: 327-340 (in Persian).

Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. and MacPherson, C. G. (1997) Petrogenesis of Quaternary CFB to MORB, Southern Brazil margin. Contributions to Mineralogy and Petrology 88: 307-321.

Bradshaw, T. K. and Smith, E. L. (1994) Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. Journal of Volcanology and Geothermal Research 63(4): 182-193.

Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States, In: Oceanic continental lithosphere: Similarities and differences (Eds. Cox, K. G. and Menzies, M. A.) Special Lithosphere issue 223-352. Journal of Petrology.

Fodor, R. V. and Vetter, S. K. (1984) Rift zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southern Brazil margin. Contributions to Mineralogy and Petrology 88: 307-321.

Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. and Albarede, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. Journal of Geophysical Research 96: 14347-14375.

Frey, F. A., Green, D. H. and Roy, S. D. (1978) Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology 19: 463-513.

Geist, D., Howard, K. A. and Larson, P. (1995) The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt-rhyoilte association at Volcan Alcedo, Galapagos archipelago. Journal of Petrology 34: 965-982.

Griffin, W. L., O'reilly, S. Y. and Ryan, C. G. (1999) The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation (Eds. Fei, Y., Berka, C. and Mysen, B.O.) Stony Brook, N. Y.: 13-45. The Geochemical Society, London.

Hofmann, A. W. (1997) Mantle geochemistry-the message from oceanic volcanism. Nature 385: 219-229.

Ilnicki, S. (2010) Petrogenesis of continental mafic dykes from the Izere complex Krakonosze-Izra Block (West Sudetes, SW Poland). International Journal of Earth Sciences 99: 745-773.

Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuli, R., Pasquare, G. and Villari, L. (1982) Anatolia and north-western Iran, In: Andesites (Ed. Thorpe, R. S.) 327-349. John Wiley and Sons, New York.

Jung, C. (2003) Geochemische und isotopen-geochemische untersuchungen an tertiaeren vulkaniten der Hocheifelein beitrag zur identifizierung der mantelquellen von Rift-bezogenen volkaniten, Dissertation zur erlangung des doktorgrades Naturwissenschaften fachbreich geowissenschaflen der Philipps. Universitaet Marburg, Deutschland (in Germany).

Juteau, T. and Maury, R. (1998) Géologie de la croute océanique: Petrologie et Dynamique Endogens. Masson, Paris.

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 Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B, Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A. R. (2002) A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press.

Lightfoot, P. C. and Keays, R. R. (2005) Sidrophile and chalcophile metal variation in flood basalts from the Siberian Trap Noril'sk region: implications for the origin of the Ni-Cu PGE sulfide ores. Economic Geology 100: 439-462.

McDonough, W. F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. Earth and Planetary Science Letters 101: 1-18.

Mckenzie, D. and O'Nions, R. K. (1995) The source regions of ocean island basalts. Journal of Petrology 36: 133-160.

Melson, W. G., Jaroewitch, E., Bowen, V. T. and Thompson, G. (1967) St. Peter and St. Paul Rocks: A high temperature mantle-derived intrusion. Science 155: 1532-1535.

Menzies, M. A. and Wass, S. Y. (1983) CO_2 and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern highlands province, Australia. Earth Planetary Science Letters 65: 287-302.

Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. Earth Science Reviews 11: 337-364.

Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potasic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Mineral Resource Reviews, Springer Verlag.

Nabavi, M. H. (1976) An introduction to geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Pearce, J. A. (1996) A users guide to basalt discrimination diagrams. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.

Salters, V. J. M., Longhi, J. E. and Bizimis, M. (2002) Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3(7): 1-23.

Saunders, A. D., Norry, M. J. and Tarney, J. (1991) Fluid influence on the element composition of subduction zone magmas. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 35: 371-392

Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97: 629-642

Spera, F. J. (1984) Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 88: 217-232.

Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: The geology of continental margins (Eds. Burk, C. A. and Drake, C. L.) Springer, Berlin.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313- 345. Magmatism in the Oceans Basins, Geological Society of London.

Sun, S. S. and Hanson, G. N. (1975) Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. Contributions to Mineralogy and Petrology 52(2): 77-106.

Temel, A. and Gondogdu, M. N. and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 327-357.

Thompson, R. N. (1982) Magmatism of British tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology 18: 49-107.

Turner, S. and Hawkesworth, C. (1995) The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. Chemical Geology 120: 295-314.

Weavar, B. L. (1991) Trace element evidence for the origin of ocean island basalts. Geology 19: 123-126.

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

Willson, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hymen, London.

Wilson, M. and Downes, H. (2006) Tertiary – Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. Geological Society of London 32(3): 147-166.

Yan, J. and Zhao J-X. (2008) Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere-asthenosphere interaction. Journal of Asian Earth Sciences 33: 106-121.

Zeng, G., Chen, L-H., Xu, X-Sh., Jiang, Sh-Y. and Hofmann, A. W. (2010) Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. Chemical Geology 273: 35-45.