

## Petrographic and geochemical characteristics of olivine basalts from east of Nehbandan and Chahchocho (Sistan suture zone, eastern Iran)

Neda Mokhtari <sup>1</sup>, Ali Ahmadi <sup>1\*</sup> and Hassan Mirnejad <sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan 98167-45845, Iran

<sup>2</sup> Faculty of Earth Science, College of Science, University of Tehran, Tehran 14155-64155, Iran

<sup>3</sup> Department of Geology and Environmental Earth Sciences, Miami University, OH 45056, USA

### Abstract

Olivine basalts from east of Nehbandan and Chahchocho regions belong to sodic alkaline and transitional magma series. Compared to alkaline olivine basalts (AOB), the transitional olivine basalts (TOB) have higher MgO, SiO<sub>2</sub>, Ni, Cr, Ba, Th, Pb, and U, and lower TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>t</sub>, REE, and HFSE. High MgO, Mg<sup>#</sup>, Ni, and Cr (13.8 wt%, 77, 531 and 860 ppm, respectively) of the TOBs indicate that their chemical composition is close to a primary magma in equilibrium with mantle peridotites, whereas, the same values of the AOBs (8.3 wt%, 59, 155 and 176 ppm, respectively) are not quite close to a presumed primary magma. Based on petrographic and geochemical criteria, the TOBs have undergone both crystal fractionation and crustal assimilation, but the AOBs just show evidence of fractional crystallization. The enrichment of all rocks in the LREEs compared to the HREEs, LILEs relative to the HFSEs, together with the REE and multi-element patterns close to those of OIB may be indicative of an enriched asthenospheric-lithospheric mantle source. Non-modal batch melting models show that the AOBs are generated by ~7% partial melting of an asthenospheric mantle source at garnet lherzolite stability field. Furthermore, the TOBs are formed either by 7-15% partial melting of a metasomatized lithospheric mantle, or they are products of partial melting of an asthenospheric-lithospheric mantle source at 50% garnet-50% spinel lherzolite stability field.

**Key Words:** olivine basalt, alkaline magmatism, transitional magmatism, enriched mantle, Nehbandan, Iran

\* aahmadi@science.usb.ac.ir

## ویژگی های سنگ نگاشتی و زمین شیمیایی الیون بازالت های خاور نهبندان و چاه چوچو (پهنه زمین درز سیستان، خاور ایران)

ندا مختاری<sup>۱</sup>، علی احمدی<sup>۱\*</sup> و حسن میرنژاد<sup>۲،۳</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان ۴۵۸۴۵-۹۸۱۶۷، ایران

<sup>۲</sup> دانشکده علوم زمین، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران ۶۴۱۵۵-۱۴۱۵۵، ایران

<sup>۳</sup> گروه زمین شناسی و علوم زیست محیطی، دانشگاه میامی، اوهایو ۴۵۰۵۶، آمریکا

### چکیده

الیون بازالت های خاور نهبندان و چاه چوچو به دو سری ماگمایی آلکالن سدیک و تحولی تعلق دارند. الیون بازالت های تحولی در مقایسه با الیون بازالت های آلکالن از  $\text{MgO}$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Cr}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{Pb}$  و  $\text{U}$  غنی تر و از  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{REE}$  و  $\text{HFSE}$  تهی تر هستند. مقدار بالای  $\text{MgO}$ ،  $\text{Mg\#}$ ،  $\text{Ni}$  و  $\text{Cr}$  در بازالت های تحولی (به ترتیب ۱۳/۸ درصدوزنی، ۷۷، ۵۳۱ و ۸۶۰ ppm) نشان دهنده نزدیکی ترکیب شیمیایی آنها به ماگمای اولیه است که با پریدوتیت گوشته ای در تعادل بوده است؛ اما در بازالت های آلکالن، این مقادارها (به ترتیب ۸/۳ درصدوزنی، ۵۹، ۱۵۵ و ۱۷۶ ppm) از ترکیب یک ماگمای اولیه کمی فاصله دارند. برپایه ویژگی های سنگ نگاشتی و زمین شیمیایی، بازالت های تحولی شاید دچار فرایندهای جدایش بلورین و آلیایش پوسته ای شده اند؛ اما بازالت های آلکالن شاید تنها دچار فرایند جدایش بلورین شده باشند. غنی شدگی سنگ ها از LREE نسبت به HREE و نیز LILE نسبت به HFSE و شباهت الگوهای REE و عنکبوتی آنها به OIB نشان دهنده جدایش آنها از گوشته ای سست کره ای-سنگ کره ای و غنی شده هستند. برپایه الگوسازی انجام شده، پیدایش ماگمای سازنده بازالت های آلکالن پیامد نزدیک به ۷ درصد ذوب بخشی گوشته ای سست کره ای با ترکیب لرزولیت گارنت دار بوده است. پیدایش ماگمای سازنده بازالت های تحولی نیز پیامد ۷ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی گوشته سنگ کره ای دگر نهاد و در مرز سست کره و سنگ کره، با ترکیب لرزولیت گارنت دار و لرزولیت اسپینل دار به نسبت نزدیک به ۵۰-۵۰ درصد بوده است.

واژه های کلیدی: الیون بازالت، ماگماتیسیم آلکالن، ماگماتیسیم تحولی، گوشته غنی شده، نهبندان، ایران

\* aahmadi@science.usb.ac.ir

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.119500.1150>

## مقدمه

آلکالن و از دیدگاه ترکیب زمین‌شیمیایی، همانند بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) دانسته‌اند. Delavari و همکاران (۲۰۱۴) نیز بازالت‌هایی با مقدار  $\text{SiO}_2$  برابر با ۴۷ تا ۵۳ درصدوزنی، MgO برابر با ۶ تا ۱۲ درصدوزنی و  $\text{Mg\#}$  ۶۰ تا ۷۷ را در منطقه نهبندان گزارش کرده و آنها را از دو سری ماگمایی توله‌ایت و کالک‌آلکالن و مرتبط با ماگماتیسم فرورانش دانسته‌اند.

سنگ‌های مافیک بررسی شده در این پژوهش، با  $\text{SiO}_2$  کمتر از ۵۲ درصدوزنی و MgO بیشتر از ۸ درصدوزنی، در پهنه گسلی نه، در نهبندان و چاه چوچو و در راستای گسل نه خاوری رخنمون یافته‌اند.

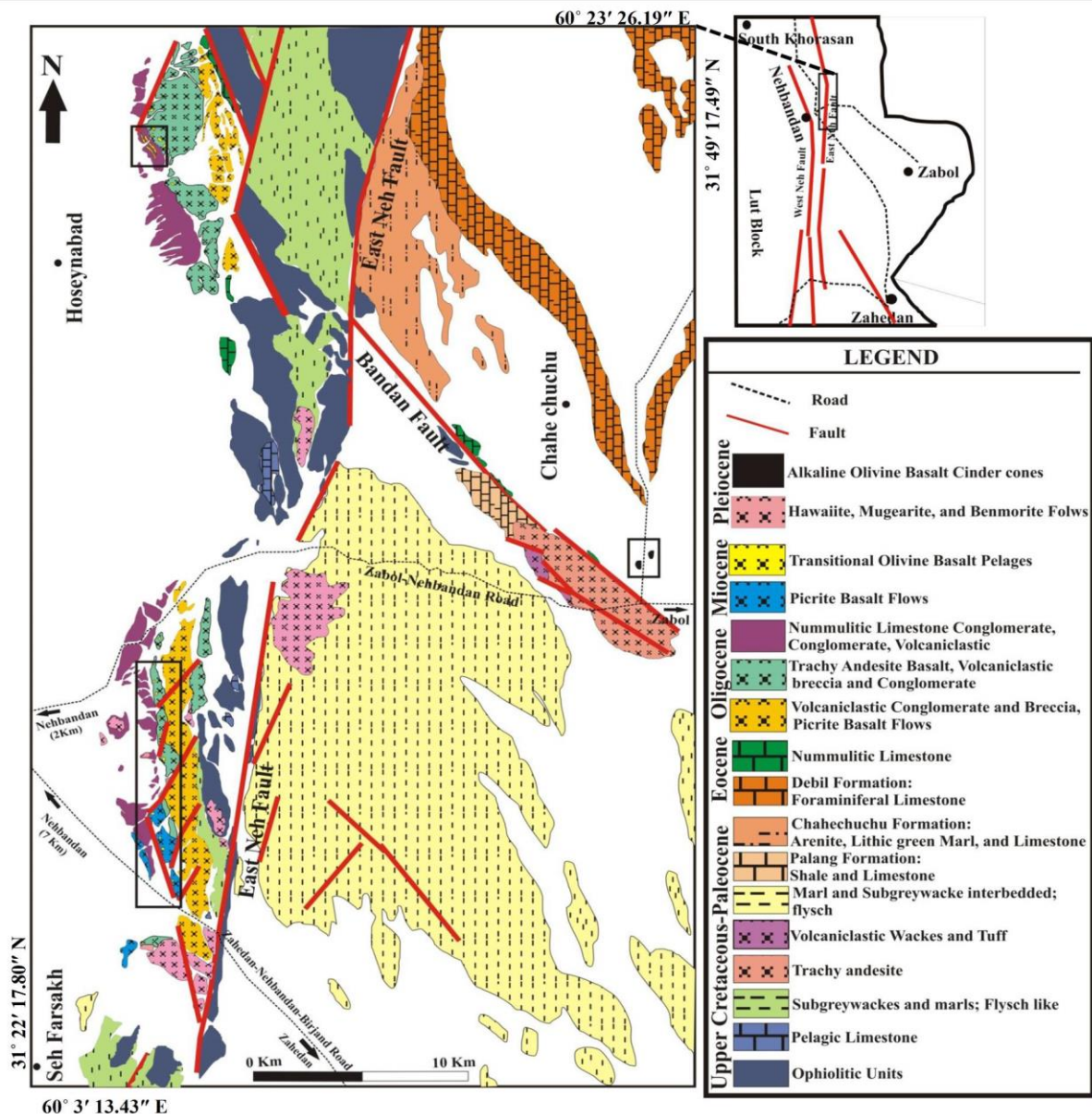
تا کنون بررسی روی این رخنمون‌های آتشفشانی مافیک انجام نشده است. با توجه به این موضوع و نزدیکی ترکیب زمین‌شیمیایی این سنگ‌های مافیک به ماگماهای اولیه جدا شده از گوشته، بررسی آنها درباره شناخت بهتر سرشت گوشته در پهنه زمین‌درز سیستان یاری‌دهنده است. از این‌رو، در این پژوهش به بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاشتی این سنگ‌ها، تأثیر فرایندهای جدایش بلورین (تفریق بلورین) و آرایش پوسته‌ای روی آنها، الگوسازی ذوب و بررسی سرشت گوشته خاستگاه پرداخته شده است.

### جایگاه زمین‌شناختی و پیشینه بررسی‌های انجام‌شده در منطقه

محدوده میان دو گسل نه خاوری و نه باختری «پهنه گسلی نه» دانسته شده است. این پهنه در پی فعالیت این دو گسل پدید آمده است (Khatib, 1998). این گسل‌ها به صورت شاخه‌شاخه‌اند و روند شمالی-جنوبی نشان می‌دهند (Walker and Jakson, 2004) (شکل ۱).

بررسی بازالت‌ها به‌عنوان سنگ‌هایی که ماگماهای سازنده آنها از ذوب گوشته پدید آمده‌اند، رهنمود خوبی برای شناخت سرشت گوشته یک منطقه است؛ به‌ویژه بازالت‌های اولیه که ترکیب آنها با پریدوتیت گوشته‌ای (بازالت‌هایی با  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$  و  $\text{Cr}$  بالا و  $\text{SiO}_2$  کمتر از ۵۲ درصدوزنی) در تعادل است، اهمیت و کاربرد بسیاری در زمینه بررسی شیمیایی خاستگاه گوشته دارند. همچنین، پژوهشگران با بررسی آنها اطلاعات ارزشمندی درباره شرایط حاکم بر گوشته هنگام ذوب به‌دست می‌آورند (Wilson, 1989).

پهنه زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) از زیررده‌بندی‌های زمین‌شناسی خاور ایران به‌شمار می‌رود. این پهنه مجموعه‌ای از بلندی‌ها و فرونشست‌ها است که گسل‌هایی با روند شمالی-جنوبی ساختارهای اصلی آن را می‌سازند (Tirrul et al., 1983; Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). در این پهنه حجم بزرگی از رخنمون سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های شمالی و پهنه گسلی نه (Neh) دیده می‌شود (Walker et al., 2009; Pang et al., 2012, 2013; Kheirkhah et al., 2015) (شکل ۱). برپایه بررسی‌های انجام‌شده، تا کنون از این مجموعه‌های ماگمایی، سنگ‌های مافیک که ترکیب زمین‌شیمیایی نزدیک به ماگمای نخستین (با مقدار  $\text{SiO}_2$  کمتر از ۵۲ درصدوزنی و MgO بیشتر از ۸ درصدوزنی) نشان بدهند تنها در چند بررسی گزارش شده است. در بررسی‌های Pang و همکاران (۲۰۱۲) و Kheirkhah و همکاران (۲۰۱۵)، سنگ‌های مافیک با مقدار  $\text{SiO}_2$  کمتر از ۵۲ درصدوزنی و MgO برابر با ۵ تا ۸ درصدوزنی گزارش شده‌اند. ایشان این سنگ‌ها را از سری



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده برپایه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی انجام‌شده در این پژوهش، برپایه تصاویر ماهواره‌ای گوگل‌ارث و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خونیک (Alavi Naini and Lotfi, 1990) (مناطق بررسی‌شده در خاور نهبندان و چاه چوچو در کادر نشان داده شده‌اند)

واحدهای سنگی گسلی است ( Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). واحدهای دگرگونی در حد رخساره اسلیت و فیلیت به سن کرتاسه، واحدهای توربیدیتی به سن احتمالی کرتاسه تا ائوسن و واحدهای آذرین به سن کرتاسه تا کواترنری از واحدهای سنگی پهنه گسلی نه هستند ( Tirrul et

پهنه گسلی نه با درازای نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر و گسترش ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر در مرز میان پهنه لوت در باختر و پهنه زمین‌درز سیستان در خاور جای دارد و خود بخشی از پهنه زمین‌درز سیستان به‌شمار می‌رود ( Tirrul et al., 1983; Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). در این پهنه، مرز میان بیشتر

بندان گسلی ریدل و مربوط به پهنه گسلی راستالغز نه دانسته شده است (Khatib, 1998). این مخروط‌های سیندر با رنگ سیاه تا خاکستری تیره و بلندای کمتر از ۵۰ متر روی سنگ‌های کهن‌تر از میوسن دیده می‌شوند. بمب، پامیس و واریزه‌های آتشفشانی از سازندگان اصلی این مخروط‌های سیندر هستند.

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۱۱ نمونه، کاملاً سالم و یا با کمترین نشانه‌های دگرسانی برگزیده و برای انجام تجزیه شیمیایی به روش‌های XRF و ICP-MS به آزمایشگاه Analytical Met-Solve در کانادا فرستاده شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه این نمونه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. همچنین، شمار ۳ نمونه استاندارد TD-1 (Dunn and Stringer, 1990) نیز برای ارزیابی دقت (precision) و صحت (accuracy) داده‌ها، به‌طور ناشناس تجزیه شده‌اند. مقدار انحراف معیار  $2\delta$  روی متوسط مقادیر ۳ نمونه استاندارد، میزان دقت داده‌های به‌دست‌آمده را نشان می‌دهد (Jeffrey, 1975). براین پایه، دقت به‌دست‌آمده برای عنصرهای اصلی کمتر از ۰/۰۸ درصد، برای عنصرهای با پتانسیل یونی کم (LILE) کمتر از ۷/۵ درصد، برای عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) کمتر از ۷ درصد و برای عنصرهای خاکی کمیاب (REE) و فلزها ۴ درصد است. صحت نیز برای عنصرهای اصلی کمتر از ۶/۵ درصد، برای عنصرهای LILE کمتر از ۱۱ درصد، برای عنصرهای REE HFSE کمتر از ۱۵ درصد، برای عنصرهای REE کمتر از ۶ درصد و برای فلزهای پایه ۱۵ درصد است. همچنین، برای رسم نمودارها از نرم‌افزار اکسل بهره گرفته شد. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

al., 1983; Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990, 1991). واحدهای آذرین بیشتر دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی و درونی مجموعه‌های افیولیتی، به سن کرتاسه پسین (Tirrul et al., 1983) و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن تا کواترنری (Camp and Griffis, 1982; Walker and Jackson, 2004; Pang et al., 2012, 2013; Kheirkhah et al., 2015) هستند. بیشتر واحدهای سنگی آذرین روند شمالی-جنوبی تا شمال باختری-جنوب‌خاوری دارند و در راستای گسل‌ها رخمون نشان می‌دهند (Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). سنگ‌های مافیک بررسی‌شده، با ۵۲ درصدوزنی  $SiO_2$ ، بیشتر از ۶ درصدوزنی MgO و با سن نسبی جوان‌تر از میوسن (Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990) به‌صورت پلاگ و مخروط‌های سیندر در مناطق نه‌بندان و چاه چوچو دیده می‌شوند (شکل ۱). گفتنی است برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمیایی، پلاگ‌ها از نوع الیوین‌بازالت تحولی (از این پس به اختصار تحولی یا TOB خوانده خواهند شد) و مخروط‌های سیندر از نوع الیوین‌بازالت آکالان (از این پس به اختصار آکالان یا AOB خوانده خواهند شد) هستند. پلاگ‌ها در سنگ‌های توربیدیتی ائوسن، سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن-میوسن و کنگلومرای میوسن نفوذ کرده‌اند. ستبرای آنها نزدیک به ۳۰ سانتیمتر تا ۵۰ متر است و به‌رنگ سیاه تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند. بیشترین رخمون این پلاگ‌ها را می‌توان در مجموعه‌های سنگی قرار گرفته در جنوب‌خاوری و شمال‌خاوری شهرستان نه‌بندان دید (شکل ۱). در این مناطق واحدهای سنگی، با مرز گسلی، در امتداد یک نوار افیولیتی و با فاصله کمتر از ۵ کیلومتر در راستای گسل نه‌خاوری واقع شده‌اند. مخروط‌های سیندر در راستای گسل بندان در منطقه چاه چوچو دیده می‌شوند (شکل ۱). گسل



جدول ۱- مقدار عنصرهای اصلی (درصدوزنی)، مقدار عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (ppm یا بخش در میلیون) و درصد نورم CIPW کانی‌های نفلین (Nph)، الیون (Ol) و کلینوپیکروکسن (Cpx) در نمونه‌های الیون‌بازالت تحولی (TOB) و الیون‌بازالت آکالن (AOB) خاور نهبندان و چاه چوچو

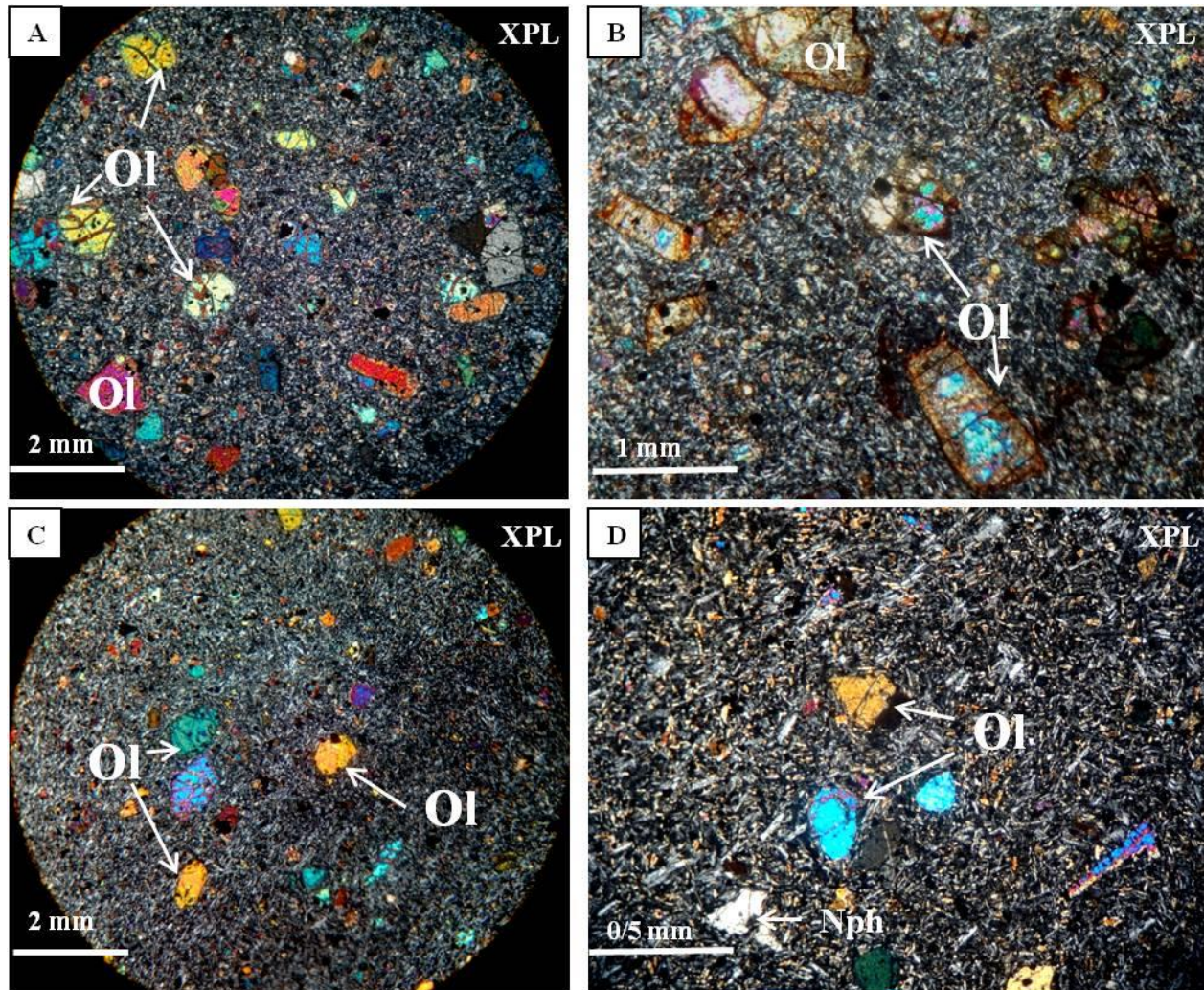
Sample No.	E 21 TOB	E 22 TOB	P 10 TOB	P 32 TOB	P 35 TOB	P42 TOB	C 12 AOB	C 13 AOB	A 16 AOB	A 18 AOB	A 19 AOB
SiO <sub>2</sub>	48.08	48.15	49.45	48.25	48.66	48.57	45.81	45.57	46.16	46.55	45.72
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.77	0.72	0.71	0.71	0.72	3.09	3.10	3.08	3.09	3.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	13.78	13.93	13.61	13.82	13.90	14.21	14.12	14.14	14.37	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	1.29	1.24	1.23	1.24	1.22	1.87	1.88	1.78	1.82	1.80
FeO *	7.40	7.37	6.98	7.08	7.10	6.94	10.67	10.71	10.18	10.26	10.32
MnO	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16
MgO	14.59	14.32	13.65	13.72	13.50	13.21	8.14	8.35	8.20	8.45	8.42
CaO	8.61	8.25	7.87	8.19	8.01	8.19	7.78	7.86	7.87	8.09	8.02
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.40	3.23	3.29	3.32	3.39	5.46	5.42	4.95	4.89	4.74
K <sub>2</sub> O	1.15	1.25	1.18	1.16	1.19	1.14	1.48	1.53	1.49	1.53	1.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.24	0.20	0.20	0.20	0.20	0.61	0.62	0.68	0.69	0.68
LOI	0.33	0.54	1.49	1.93	1.33	1.65	0.06	0.01	0.12	0.23	0.40
Total	99.72	99.52	100.07	99.51	99.22	99.26	99.35	99.34	98.81	100.13	98.90
Mg# **	78	78	78	78	77	77	58	58	59	60	60
La	18.30	18.50	14.70	16.20	15.30	21.10	19.40	20.40	22.30	22.40	22.60
Ce	38.70	38.80	30.70	31.30	32.00	37.90	61.90	61.80	66.40	67.00	67.00
Pr	4.70	4.65	3.82	3.74	4.00	4.09	9.06	9.22	9.76	9.66	9.38
Nd	19.08	19.72	15.90	17.38	17.38	18.02	43.25	43.99	44.52	46.53	44.63
Sm	4.29	3.66	3.52	3.73	3.69	3.47	9.06	8.77	9.74	9.39	9.12
Eu	1.12	1.04	1.10	0.99	1.03	1.12	2.62	2.58	2.34	2.39	2.74
Gd	4.17	3.97	3.62	3.52	4.44	3.12	9.28	8.15	8.83	9.34	8.24
Tb	0.59	0.53	0.51	0.56	0.56	0.52	1.11	1.16	1.06	1.02	1.13
Dy	3.61	3.43	2.87	3.64	3.00	3.14	5.43	6.35	5.96	5.37	6.06
Ho	0.60	0.61	0.52	0.61	0.61	0.49	0.99	0.97	0.98	0.88	0.98
Er	1.63	1.50	1.68	1.48	1.99	1.45	2.21	2.54	2.55	2.05	2.39
Tm	0.26	0.29	0.21	0.22	0.27	0.22	0.28	0.32	0.32	0.34	0.28
Yb	1.81	1.58	1.14	1.54	1.64	1.35	1.89	2.03	2.07	1.90	1.90
Lu	0.27	0.30	0.25	0.22	0.29	0.26	0.30	0.31	0.22	0.36	0.35
Y	15.01	15.39	13.21	13.78	15.96	13.59	23.47	23.47	22.14	22.33	23.37
Rb	33.58	33.58	30.25	30.02	35.88	31.05	42.78	43.36	31.05	29.90	29.67
Sr	478	445	382	378	452	368	726	723	699	739	751
Ba	559	573	505	499	529	483	250	237	254	253	253
Pb	5.20	5.40	8.30	6.10	6.40	6.80	7.40	6.10	3.70	3.70	3.90
Zr	115	119	93	99	91	99	264	293	237	335	350
Hf	2.53	2.76	2.19	2.65	2.76	2.07	6.33	6.33	5.87	6.10	7.82
Nb	7.60	5.70	3.80	7.60	19.00	5.70	26.60	22.80	38.00	66.50	58.90
Ta	0.95	0.95	1.33	0.95	1.33	0.76	1.90	1.90	2.28	2.28	2.28
Th	4.34	4.32	4.02	3.99	4.17	4.17	1.62	1.53	2.13	2.17	2.11
U	0.95	1.07	1.00	0.90	1.04	0.89	0.80	0.79	0.62	0.65	0.50
Ni	597	606	505	541	497	482	159	168	140	141	145
Cr	666	630	930	930	1035	915	189	194	129	133	218
Co	60	64	62	59	62	58	57	58	51	54	53
V	256	258	326	315	341	310	317	332	247	242	322
Nph	5.53	5.40	1.22	3.15	2.84	2.94	15.42	15.56	12.14	11.90	11.55
Cpx	18.43	16.93	14.58	16.50	15.75	16.40	20.43	20.75	19.05	19.12	18.84
Ol	28.11	28.54	27.69	27.51	27.36	26.48	17.25	17.52	17.39	17.77	17.99

\* FeO = 0.85ΣFe (McBirney, 2006); \*\*Mg# = [Mg/(Mg+Fe)]×100

### سنگ‌نگاری

بافت اصلی در سنگ‌های بررسی شده پورفیری (شکل‌های ۲-A و ۲-C) و در برخی از نمونه‌های تحولی میکروگرانولر است. فنوکریست‌ها شامل الیوین و به‌ندرت کلینوپیروکسن هستند. اکسیدهای آهن و تیتانیوم

نیز ۱ تا ۲ درصد حجمی سنگ را می‌سازند. با وجود این شباهت‌های میکروسکوپی، نمونه‌های تحولی و آکالن از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی، فنوکریست‌های الیوین، فراوانی میکروفنوکریست‌ها، ابعاد و ترکیب کانی‌شناختی زمینه با یکدیگر متفاوت هستند.



شکل ۲- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از: (A، B) الیوین‌بازالت‌های تحولی؛ (C، D) الیوین‌بازالت‌های آکالن

در نمونه‌های تحولی، فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های الیوین ۱ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرند (شکل ۲-A). این کانی بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار و بی‌شکل دیده می‌شود و بزرگی آنها به ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر می‌رسد. همچنین، بیشتر الیوین‌ها شکستگی‌های فراوان و دگرسانی

ایدینگزیتی (شکل ۲-B) نشان می‌دهند و برخی نمونه‌ها تنها در بخش حاشیة خود کمی کلریتی و سرپانتینی شده‌اند. فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به رنگ زرد روشن تا بی‌رنگ (در PPL) دیده می‌شوند. بزرگی آنها نیز برابر با ۰/۱ تا ۱ میلیمتر

نمودار پیشنهادی Yoder و Tilley (۱۹۶۲) (شکل ۳- A) و تعاریف و رده‌بندی Williams و همکاران (۱۹۸۲)، همه نمونه‌ها الیوین‌بازالت‌ها هستند؛ اما برپایه کانی‌های نورماتو به دست آمده (جدول ۱)، به روش نورم CIPW و شکل ۳- B این سنگ‌ها از دو سری ماگمایی متفاوت هستند. برپایه مقدار نفلین نورماتو بالا (۱۱/۵۵ تا ۱۵/۵۶) و شکل ۳- B، پنج نمونه از الیوین‌بازالت‌های برداشت شده از مخروط‌های سیندر به سری ماگمایی آلکان مرتبط هستند. مقدار نفلین نورماتو کم (۱/۲۲ تا ۵/۵۳)، نداشتن کوارتز و هیپرستن نورماتو در نورم CIPW و شکل ۳- B نشان می‌دهند شش نمونه برداشت شده از پلاگ‌ها به سری ماگمایی تحولی مرتبط هستند. همچنین، مقدار  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  بیشتر از یک (۳/۲۰ تا ۳/۶۹) در نمونه‌های آلکان و  $۲/۶۷$  تا  $۲/۹۷$  در نمونه‌های تحولی) و شکل ۳- C، وابستگی الیوین‌بازالت‌های بررسی شده با سری و یا سری‌های ماگمایی با ترکیب سدیک (Farmer, 2007) را نشان می‌دهند.

نمونه‌های تحولی با مقدار MgO برابر با ۱۳/۲۱ تا ۱۴/۵۹ درصدوزنی و Mg# برابر با ۷۷ تا ۷۸ درصد، ترکیب مافیک‌تری نسبت به نمونه‌های آلکان (MgO برابر با ۸/۱۴ تا ۸/۴۵ درصدوزنی و Mg# برابر با ۵۸ تا ۶۰ درصد) نشان می‌دهند. هرچند در مقایسه با نمونه‌های آلکان، مقدار  $\text{SiO}_2$  بیشتر و  $\text{FeO}_t$  و  $\text{TiO}_2$  کمتری دارند. از این رو، گمان نمی‌رود نمونه‌های آلکان از جدایش بلورین ماگمایی با ترکیب همانند نمونه‌های تحولی پدید آمده باشند. در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی در برابر کاهش مقدار MgO (شکل ۴) نیز ارتباط روشنی میان این بازالت‌ها دیده نمی‌شود.

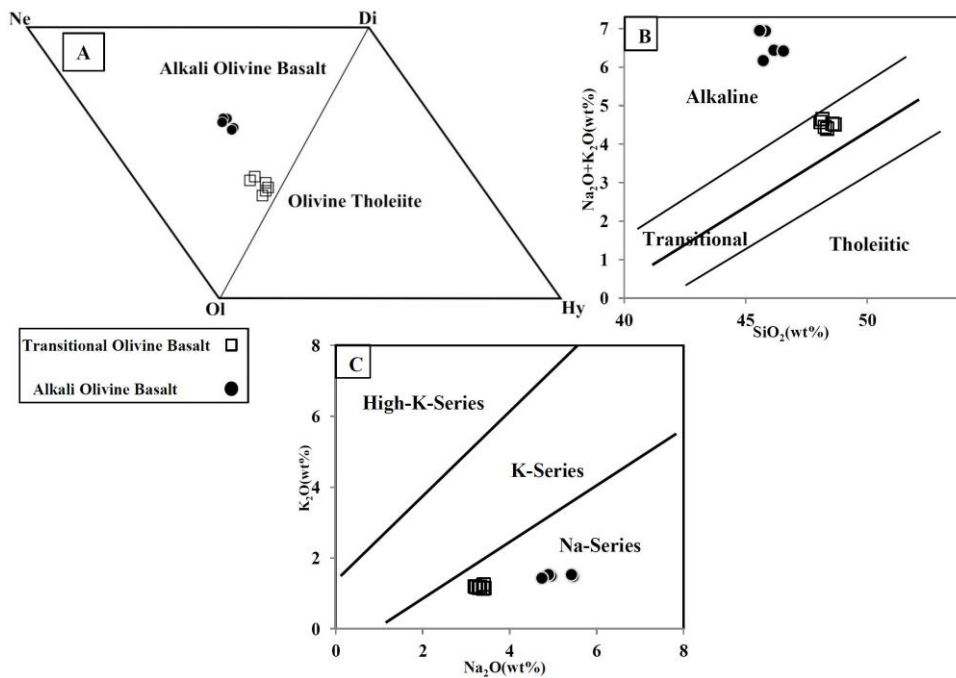
است و شاید دیوپسید باشند. در این سنگ‌ها، زمینه دانه‌درشت‌تر از نمونه‌های آلکان است. پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتوئید، الیوین و کلینوپیروکسن از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها به شمار می‌روند.

در نمونه‌های آلکان، ۲ تا ۵ درصد حجمی سنگ را فنوکریست‌های الیوین می‌سازند. این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار، دندریتی و اسکلتی‌شکل، به بزرگی ۰/۷ تا ۱ میلی‌متر و اغلب سالم دیده می‌شود (شکل ۲- C). به ترتیب فراوانی، الیوین، سانیدین، نفلین (شکل ۲- D) و به ندرت کلینوپیروکسن از میکروفنوکریست‌های این سنگ‌ها هستند. میکروفنوکریست‌های الیوین به بزرگی ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر ۲ تا ۳ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرند و بیشترشان به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و سالم هستند (شکل ۲- D). بلورهای سانیدین و نفلین نیز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و بزرگی آنها نیز برابر با ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر است (شکل ۲- D). در این نمونه‌ها، زمینه دانه‌ریزتر از نمونه‌های تحولی است و به ترتیب فراوانی، از سانیدین، نفلین و کلینوپیروکسن ساخته شده است. این کانی‌ها به صورت بلورهای ریز، سوزنی و بی‌شکل دیده می‌شوند. همچنین، در این سنگ‌ها هیچ نشانه‌ای از دگرسانی و کانی‌های ثانویه دیده نمی‌شود.

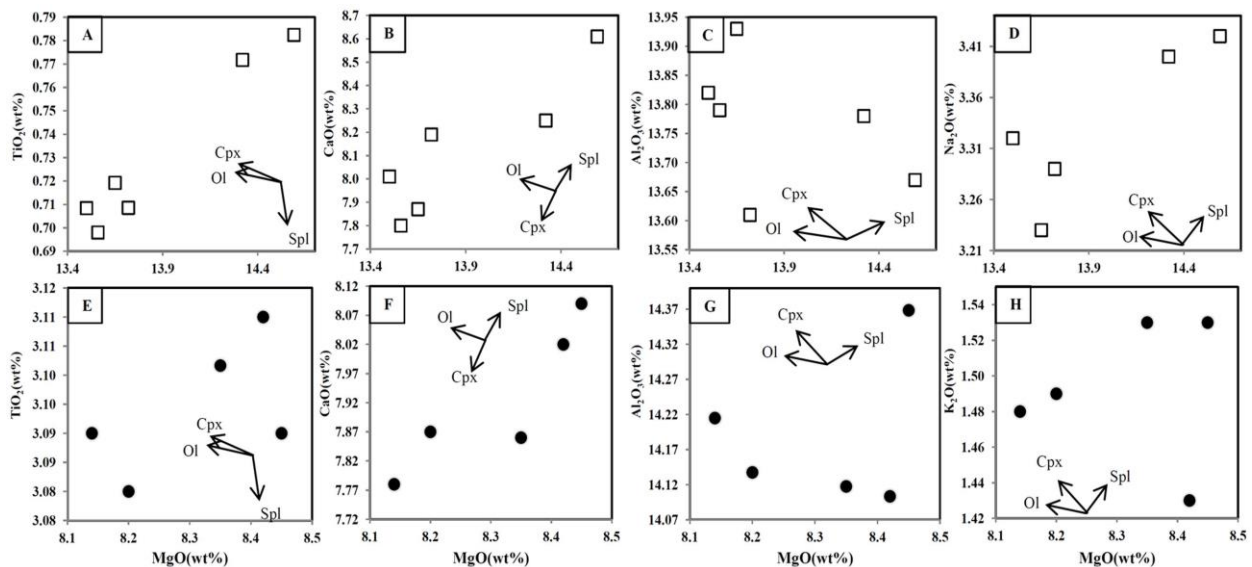
### زمین‌شیمی

**عنصرهای اصلی:** همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، مقدار LOI نمونه‌های بررسی شده برابر با ۰/۰۱ تا ۱/۹۳ درصدوزنی (میانگین: ۰/۸۴ درصدوزنی) است. برپایه مقدار LOI و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، نمونه‌های بررسی شده سالم هستند و دگرسانی ویژه‌ای ندارند. برپایه





شکل ۳- نمودارهای شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های مافیک. (A) نمودار چهاروجهی Yoder و Tilley (۱۹۶۲)؛ (B) نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Na_2O+K_2O$  (Abou El Maaty *et al.*, 2011)؛ (C) نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  (Middlemost, 1975) (نماد نمونه‌ها در همه شکل‌ها همانند شکل ۳- A است)



شکل ۴- نمودارهای تغییر ترکیب نمونه‌های الیون‌بازالت تحولی و الیون‌بازالت آلکان خاور نهنبدان و چاه چوچو (از آنجایی که مقدار عنصرها در نمونه‌های آلکان و تحولی متفاوت است، برای بررسی بهتر، تغییر در مقدار عنصرها جداگانه رسم شده است؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳- A است)

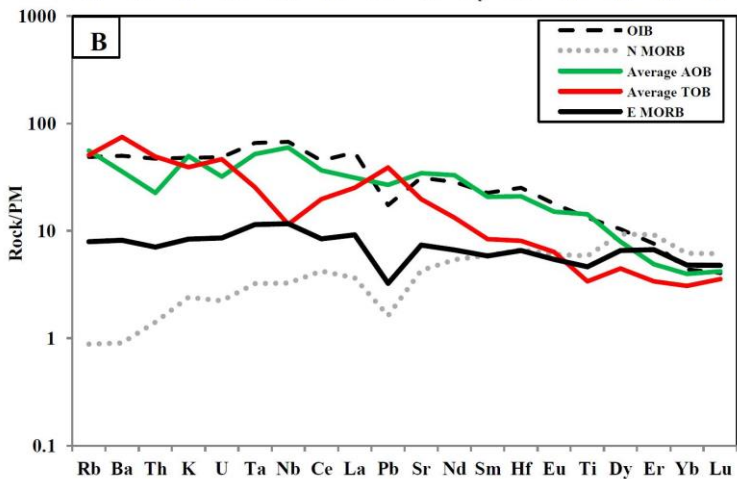
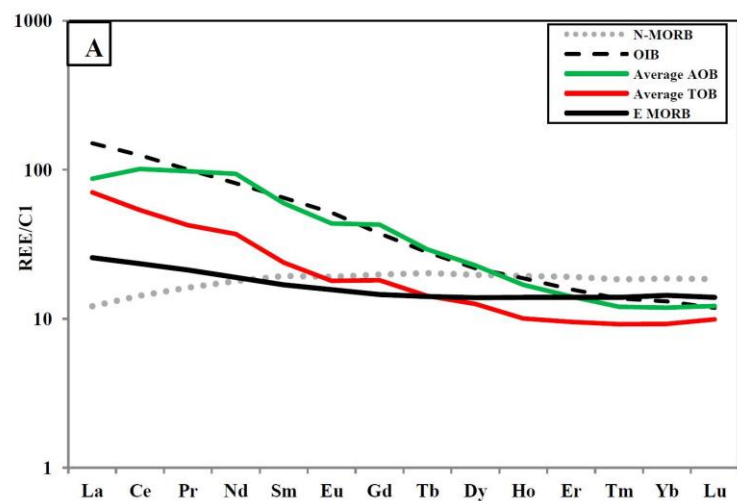
(جدول ۱). این سنگ‌ها از عنصرهای سازگار با گوشته (مانند: Cr, Ni) و عنصرهای ناسازگار Ba, Th, U و Pb نسبت به نمونه‌های آلکان سرشارتر

عنصرهای کم‌مقدار: از دیدگاه فراوانی عنصرهای کم‌مقدار، نمونه‌های تحولی نیز تفاوت‌هایی با نمونه‌های آلکان نشان می‌دهند

خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب میانه (MREE) و خاکی کمیاب سنگین (HREE) دیده می‌شود (شکل ۵- A)؛ هرچند نمونه‌های تحولی نسبت به نمونه‌های آلکالن از عنصرهای LREE و MREE تهی‌شده‌تر هستند. در نمونه‌های آلکالن و نمونه‌های تحولی، میانگین نسبت  $(La/Yb)_N$  به ترتیب ۷/۳۷ و ۷/۷۵ و میانگین نسبت  $(La/Sm)_N$  به ترتیب ۱/۴۶ و ۲/۹۸ است. میانگین نابهنجاری منفی Eu نیز در نمونه‌های آلکالن برابر با ۰/۸۶ و در نمونه‌های تحولی برابر با ۰/۸۵ است (شکل ۵- A). این ویژگی نشان‌دهنده نبود جدایش بلورین و یا جدایش ناچیز پلاژیوکلاز است (Firouzkouhi et al., 2017).

هستند. در برابر، از عنصرهایی مانند Sr، Y، REE و HFSE تهی‌تر هستند. همچنین، مقایسه ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده با بررسی‌های انجام‌شده روی سنگ‌های آتشفشانی پهنه گسلی نه (Pang et al., 2012; Kheirkhah et al., 2015) نشان می‌دهد نمونه‌های آلکالن از دیدگاه ترکیب شیمیایی کمابیش همانند نمونه‌های الیوین‌بازالت بررسی‌شده در این پژوهش‌ها هستند؛ اما روی نمونه‌های تحولی تا کنون بررسی انجام نشده است.

در نمودار عنصرهای REE بهنجارشده به ترکیب کندریت C1 (Sun and McDonough, 1989)، در همه نمونه‌ها غنی‌شدگی از عنصرهای



شکل ۵- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو در: (A) نمودار REE بهنجارشده به ترکیب کندریت C1 (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). در این نمودارها الگوهای ترکیب میانگین در نمونه‌های آلکالن و تحولی نشان داده شده است. برای مقایسه، الگوهای بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB)، (NMORB) و (EMORB) (Sun and McDonough, 1989) نیز آورده شده‌اند.

## بحث

بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند الیون بازالت‌های بررسی شده از دو سری ماگمایی آلکان و تحولی هستند. مقایسه مقدار میانگین  $MgO$ ،  $Mg\#$ ،  $Ni$  و  $Cr$  در نمونه‌های تحولی (به ترتیب ۱۳/۸ درصدوزنی، ۷۷، ۵۳۱ و ۸۶۰ ppm) با مقدار آنها در مذاب در تعادل با پریدوتیت گوشته‌ای ( $Mg\#$ ) برابر با ۶۶ تا ۷۵،  $Ni$  برابر با ۴۰۰ تا ۵۰۰ ppm و  $Cr$  بیشتر از ۱۰۰۰ ppm (White, ۲۰۱۳) نشان می‌دهد ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌های تحولی کمابیش با پریدوتیت گوشته‌ای در تعادل است. همچنین، این سنگ‌ها با توجه به مقدار  $Mg\#$  و  $MgO$  بالا و نبود نشانه‌های کومه‌ای بودن (مانند: بافت گلوموپورفیری و داشتن بیشتر از ۱۵ درصد حجمی فنوکریست)، به ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه پیکریتی (Le Bas, 2000) نزدیک هستند؛ اما ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌های آلکان با مقدار کمتری از  $MgO$ ،  $Mg\#$ ،  $Ni$  و  $Cr$  (به ترتیب ۸/۳ درصدوزنی، ۵۹، ۱۵۵ و ۱۷۶ ppm)، در مقایسه با مذاب اولیه، از ترکیب ماگمای اولیه کمی دور است. پیدایش این مذاب چه‌بسا پیامد رخداد فرایند جدایش بلورین از ماگمای اولیه بوده است. از این رو، در ادامه به بررسی فرایندهای جدایش بلورین و آرایش پوسته‌ای پرداخته می‌شود؛ زیرا این فرایندها تأثیر بسیاری بر دورشدن ترکیب ماگماهای آلکان و تحولی بررسی شده از ترکیب ماگمای اولیه دارند.

## الف- جدایش بلورین

همخوانی در روند نمونه‌های تحولی (شکل ۶- A) با روند جدایش بلورین کانی الیون و روند

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۵-B)، در همه نمونه‌ها، عنصرهای LILE و LREE غنی‌تر از HFSE و HREE هستند. هرچند با اینکه الگوی نمونه‌های بررسی شده شباهت کلی دارند، نمونه‌های تحولی نسبت به آلکان‌ها از LILE غنی‌تر و از REE و HFSE تهی‌تر هستند. همچنین، در نمونه‌های تحولی، نابهنجاری منفی در  $Nb$  و  $Ti$  و نابهنجاری مثبتی در  $Ba$  دیده می‌شود؛ اما در آلکان‌ها تنها نابهنجاری منفی در  $Th$  و  $Ta$  دیده می‌شود.

مقایسه الگوهای میانگین REE و عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های آلکان با الگوهای REE و عنکبوتی بهنجار شده بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB)، NMORB و EMORB (با ترکیب پیشنهادی Sun و McDonough, ۱۹۸۹)، نزدیکی آشکار ترکیب زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) را نشان می‌دهد (شکل ۵). همچنین، همان‌گونه که در شکل ۵ دیده می‌شود، الگوهای REE و عنکبوتی برای نمونه‌های تحولی نیز کمابیش همانند الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) هستند؛ هرچند نسبت به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) کمی از REE و HFSE تهی‌تر و از عنصر  $Ba$  غنی‌تر هستند. تفاوت‌های میان نمونه‌های تحولی و بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) و همچنین، نمونه‌های آلکان، چه‌بسا پیامد تأثیر فرایندهای جدایش بلورین، آرایش پوسته‌ای و یا تفاوت‌هایی در ترکیب شیمیایی خاستگاه و یا درصد ذوب‌بخشی ماگمای سازنده آنها بوده‌اند (Xu et al., 2005; Soltanmohammadi and Rahgoshay, 2015) که در ادامه بررسی می‌شوند.

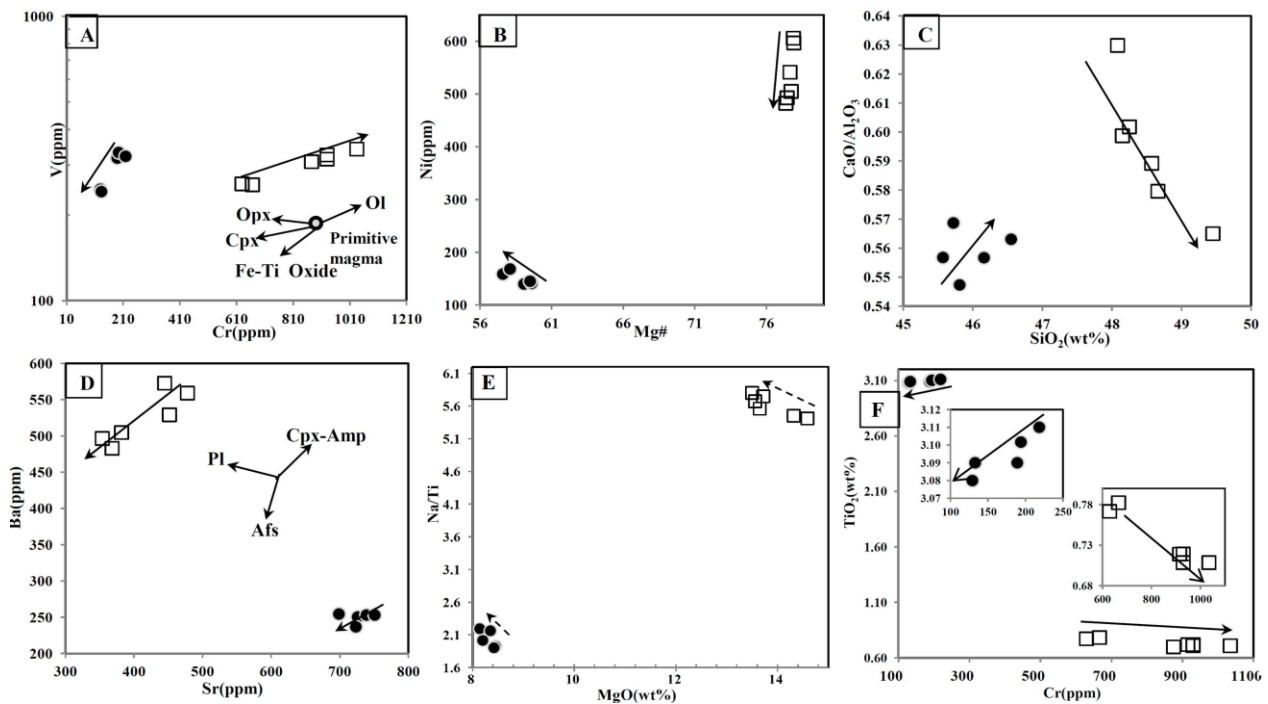
شده است. برای پایه و نیز برپایه مقدار Mg# و MgO کم این سنگ‌ها، فنوکریست‌های الیون چه‌بسا نشانه‌ای از جدایش احتمالی این کانی در ماگمای نخستین سازنده این سنگ‌ها هستند. در نمونه‌های آلکالن، با کاهش مقدار MgO، روندی کاهش در مقدار CaO دیده می‌شود (شکل ۴-۴)؛ اما مقدار نسبت  $CaO/Al_2O_3$  آنها با افزایش مقدار اکسید  $SiO_2$  افزایش نشان می‌دهد (شکل ۴-۶). از این رو، شاید در این سنگ‌ها جدایش بلورین کانی کلینوپیروکسن روی نداده است و یا به مقدار ناچیزی روی داده است. در این سنگ‌ها، وابستگی مستقیم میان فراوانی عنصر Cr و  $TiO_2$  (شکل ۴-۶)، افزایش مقدار نسبت  $Na/Ti$  با کاهش مقدار MgO (شکل ۴-۶) و روند دیده‌شده در شکل ۴-۶ همگی نشان‌دهنده جدایش احتمالی اکسیدهای آهن و تیتانیم هستند (Zhi *et al.*, 1990). همچنین، در نمونه‌های آلکالن، نابهنجاری منفی ضعیف Eu، روندهای کاهش در مقدار  $K_2O$  و CaO، با کاهش مقدار MgO (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۴) و روند دیده‌شده در شکل ۴-۶ همگی جدایش احتمالی کانی آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتوئید و یا پلاژیوکلاز (Litvinovsky *et al.*, 1996; Yang *et al.*, 2008) را نشان می‌دهند.

از این رو، گمان می‌رود در نمونه‌های تحولی، جدایش کانی‌های الیون، اکسیدهای آهن و تیتانیم و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز سدیک و یا آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتوئید و در نمونه‌های آلکالن، جدایش اکسیدهای آهن و تیتانیم و آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتوئید و یا پلاژیوکلاز برخی تغییرات را در ترکیب شیمیایی سنگ‌ها پدید آورده‌اند.

کاهش مقدار Ni و Mg# (شکل ۴-۶) نشان‌دهنده جدایش بلورین کانی الیون هستند (Wilson, 1989). همچنین، وجود فنوکریست‌های الیون نیز نشانه دیگری برای احتمال جدایش بلورین کانی الیون است. روند کاهش CaO و روند افزایشی  $Al_2O_3$  با کاهش مقدار MgO (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۴) و روند کاهش نسبت  $CaO/Al_2O_3$  با افزایش  $SiO_2$  (شکل ۴-۶) در نمونه‌های تحولی نشان‌دهنده جدایش بلورین احتمالی کانی کلینوپیروکسن به‌شمار می‌روند (Cox, 1980). در این سنگ‌ها، نابهنجاری منفی ضعیف Eu با توجه به ضریب توزیع کمتر آن در کانی‌های آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتوئید و یا پلاژیوکلاز سدیک نسبت به پلاژیوکلازهای کلسیک نشان‌دهنده جدایش این فازهاست (MacDonald *et al.*, 2008; Khubanov *et al.*, 2015). روند کمابیش کاهش دیده‌شده در مقدار  $Na_2O$  با کاهش مقدار MgO (شکل ۴-۴) و همخوانی روند دیده‌شده در نمونه‌های تحولی در شکل ۴-۶ با روند جدایش بلورین میان کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار نیز نشانه‌هایی بر جدایش احتمالی آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتوئید و یا پلاژیوکلازهای سدیک هستند. در این سنگ‌ها، روند کاهش مقدار  $TiO_2$  (شکل ۴-۴) با روند افزایشی نسبت  $Na/Ti$  (شکل ۴-۶) و کاهش مقدار MgO نیز جدایش احتمالی اکسیدهای آهن و تیتانیم (Zhi *et al.*, 1990) را نشان می‌دهند.

در نمونه‌های آلکالن، روند افزایشی مقدار Ni با کاهش مقدار Mg# (شکل‌های ۴-۶)، نبود جدایش بلورین کانی الیون را نشان می‌دهد؛ هرچند در این سنگ‌ها، کانی الیون با فراوانی ۴ تا ۱۳ درصد حجمی و به‌صورت فنوکریست دیده





شکل ۶- ترکیب یونین بازالت تحولی و یونین بازالت آلکان خاور نهبدان و چاه چوچو در: (A) نمودار Cr در برابر V (Yang *et al.*, 2012)؛ (B) نمودار Mg# در برابر Ni؛ (C) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Wilson, 1989)؛ (D) نمودار Sr در برابر Ba (Yang *et al.*, 2012)؛ (E) نمودار MgO در برابر Na/Ti؛ (F) نمودار Cr در برابر TiO<sub>2</sub> (Xu *et al.*, 2005) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳- A است)

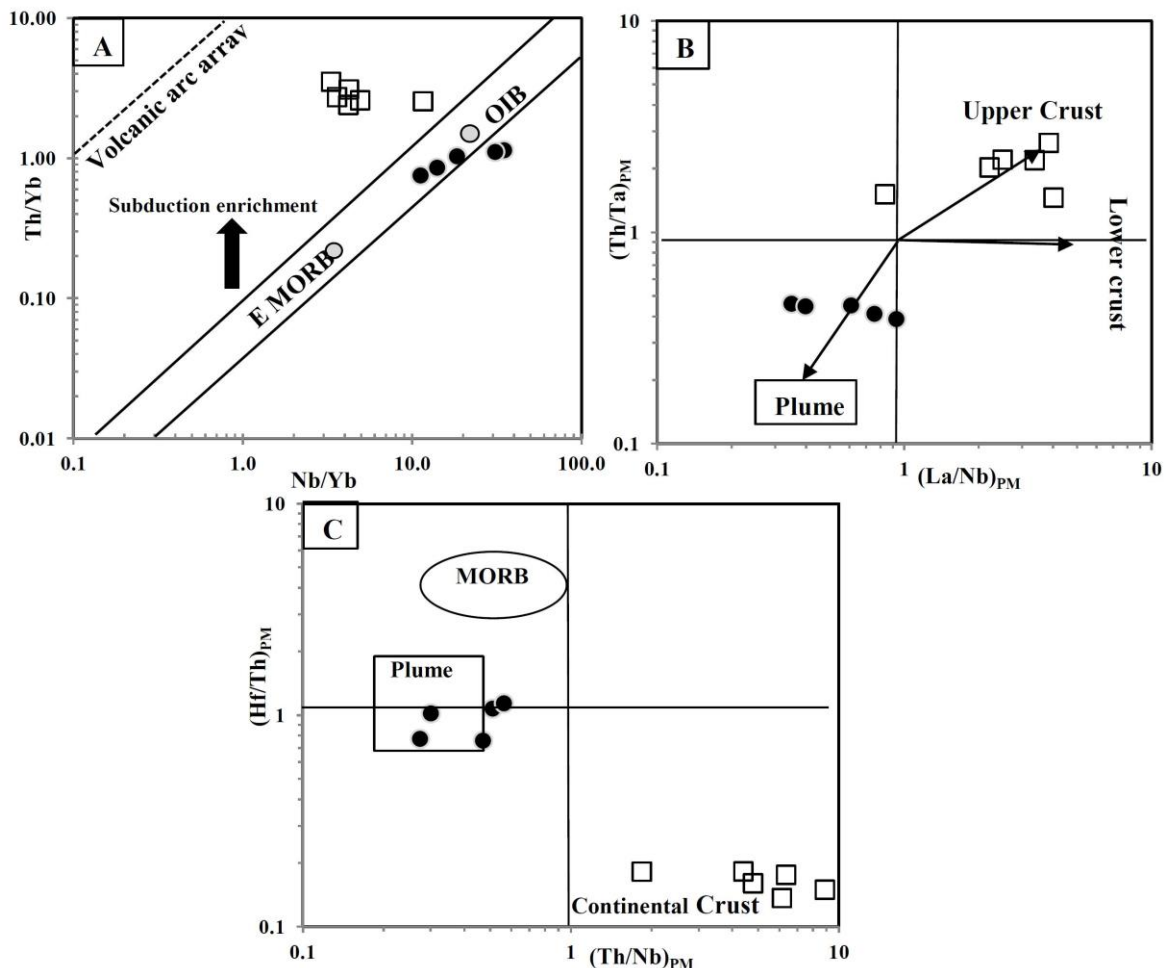
### ب- آرایش پوسته‌ای

نسبت‌های  $(La/Nd)_N > 1$  و  $(Ba/Nb)_N > 2$  سنگ‌های مافیک نشانه آرایش پوسته‌ای دانسته می‌شوند (Kerr *et al.*, 1995). مقدار این نسبت‌ها در نمونه‌های تحولی و آلکان، به ترتیب برابر با ۲/۷۳ و ۲۵/۳۰ و ۱/۶۲ و ۲/۰۱ است. همچنین، در این نمونه‌ها، نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U (نسبت‌های با تأثیر ناچیز جدایش بلورین (Xu *et al.*, 2007; Furman, 2007)) به ترتیب برابر با ۳/۷۰ تا ۷/۴۴ و ۲/۳۲ تا ۳/۹ (۱۸/۲۷) نزدیک به مقدار آنها در پوسته قاره‌ای (۲۰۰۳، Gao و Rudnick؛ ۶/۲ تا ۲۵/۳۰) است. همچنین، برپایه شکل ۷- A، نمونه‌های تحولی در محدوده‌ای بالاتر از MORB-OIB و با فاصله از محدوده سنگ‌های مرتبط با فرورانش جای گرفته‌اند. به باور Pearce (۲۰۰۸)، جای گرفتن سنگ‌های مافیک در این محدوده پیامد تأثیر فرایندهای جدایش بلورین و

آرایش پوسته‌ای روی ماگمای سازنده آنها باشد. در نمودارهای  $(La/Nb)_{PM}$  در برابر  $(Th/Ta)_{PM}$  (شکل ۷- B) و  $(Th/Nb)_{PM}$  در برابر  $(Hf/Th)_{PM}$  (شکل ۷- C) نیز نمونه‌های تحولی در محدوده پوسته قاره‌ای جای گرفته‌اند (بهنجارسازی برپایه ترکیب پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای گوشته اولیه یا PM انجام شد). از این رو، گمان می‌رود شاید ماگمای سازنده این نمونه‌ها دچار فرایند آرایش پوسته‌ای، به همراه جدایش بلورین شده است. در این سنگ‌ها، گستره تغییرات مقدار عنصر Nb (برابر با ۱/۹۰ تا ۱۹/۰ بخش در میلیون)، نابهنجاری منفی Nb و نابهنجاری مثبت Pb (شکل ۵- B) نیز از نشانه‌های رخداد آرایش پوسته‌ای به شمار می‌روند (Peng *et al.*, 1994; Reichew *et al.*, 2004; Amel and Akbarzadeh Laleh, 2017). اگرچه برپایه بررسی‌های Watson (۱۹۸۲) و Zhang و Wang

سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. همچنین، در شکل ۷- A، این سنگ‌ها در محدوده نزدیک به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) و در نمودارهای  $(La/Nb)_{PM}$  در برابر  $(Th/Nb)_{PM}$  (شکل ۷- B) و  $(Th/Ta)_{PM}$  در برابر  $(Hf/Th)_{PM}$  (شکل ۷- C) نیز در محدوده نزدیک به پلوم جای گرفته‌اند. مقدار نسبت‌های  $Ce/Pb$  و  $Nb/U$  نیز در آنها به‌ترتیب برابر با  $۸/۳۶$  تا  $۱۸/۱۱$  و  $۲۸/۸۶$  تا  $۱۱۷/۸۰$  است. این مقادیر به مقدار این نسبت‌ها در گوشته‌ای غنی شده (به‌ترتیب  $۲۹ \pm ۹$  و  $۴۷ \pm ۱۰$ ) (Hofmann et al., 1986) نزدیک هستند.

(۲۰۰۲)، مقدار کمتر از ۷ و نزدیک به ۱ میانگین نسبت  $La/Nb$  (از  $۰/۸۱$  تا  $۸/۸۹$ ؛ میانگین:  $۳/۵۸$ )، مقدار کم  $SiO_2$  و  $K_2O$  و مقدار بالای  $MgO$  و  $Mg\#$  در نمونه‌های تحولی نشان می‌دهند میزان آلیش پوسته‌ای و جدایش بلورین شاید چندان چشمگیر نبوده است. در برابر نمونه‌های تحولی، در نمونه‌های آلکالن، مقدار نسبت‌های  $(Ba/Nb)_N > 2$  و  $(La/Nd)_N > 1$  (به‌ترتیب برابر با  $۰/۴۱$  تا  $۱/۱۰$  و  $۰/۸۱$  تا  $۰/۹۸$ )، نبود نابهنجاری منفی  $Nb$  و نابهنجاری مثبت  $Pb$  نشان‌دهنده نبود تأثیر و یا تأثیر بسیار ناچیز آلیش پوسته‌ای روی ماگمای سازنده این



شکل ۷- ترکیب الیون‌بازالت تحولی و الیون‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو در: A) نمودار  $Nb/Yb$  در برابر  $Th/Yb$  (Pearce, 2002)؛ B) نمودار  $(La/Nb)_{PM}$  در برابر  $(Th/Ta)_{PM}$  (Neal et al., 2002)؛ C) نمودار  $(Th/Nb)_{PM}$  در برابر  $(Hf/Th)_{PM}$  (Neal et al., 2002) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳- A است)

## پ- شرایط حاکم بر ذوب گوشته خاستگاه

آنچنان که پیشتر گفته شد، شاید ماگماهای سازنده ییونین بازالت‌های آکالن دچار فرایند جدایش بلورین و ییونین بازالت‌های تحولی دچار فرایندهای جدایش بلورین و آرایش پوسته‌ای شده‌اند؛ اما میزان تأثیر این فرایندها بر تغییر ترکیب شیمیایی ماگماهای سازنده این سنگ‌ها اندک بوده است. از این رو، این فرایندها مقدار بالاتر  $\text{CaO}$ ،  $\text{SiO}_2$  و  $\text{MgO}$  و مقدار کمتر  $\text{FeO}_t$ ،  $\text{TiO}_2$ ، REE و HFSE در ییونین بازالت‌های تحولی نسبت به ییونین بازالت‌های آکالن را توضیح نمی‌دهند. پس شاید این تمایزهای دیده‌شده در سنگ‌های مافیک منطقه نهبندان پیامد تفاوت ترکیب زمین‌شیمیایی- کانی‌شناختی خاستگاه و یا تفاوت در شرایط حاکم بر گوشته در هنگام ذوب باشند (Xu et al., 2005).

به باور Farmer (۲۰۰۷)، بیشتر بازالت‌های آکالن سدیک در سراسر دنیا ترکیب شیمیایی نزدیکی دارند. او و پژوهشگرانی مانند Fitton و Dunlop (۱۹۸۵)، پیدایش ماگمای سازنده این بازالت‌ها را پیامد درجه کم ذوب‌بخشی گوشته سست‌کره‌ای فعال بالارو (پلوم) و یا غیرفعال دانسته‌اند. پژوهشگرانی دیگری مانند McKenzie (۱۹۸۹)، Ellam و Cox (۱۹۹۱) و Baker و همکاران (۱۹۹۷) پیدایش این بازالت‌ها را پیامد ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهادی (متاسوماتیسم‌شده) دانسته‌اند که با سیال‌ها/مذاب‌های جداشده از گوشته سست‌کره‌ای و یا گوشته کم‌ژرفای نوع مورب (DMM) غنی شده است.

برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (مانند: غنی‌تر بودن LREE نسبت به HREE و LILE

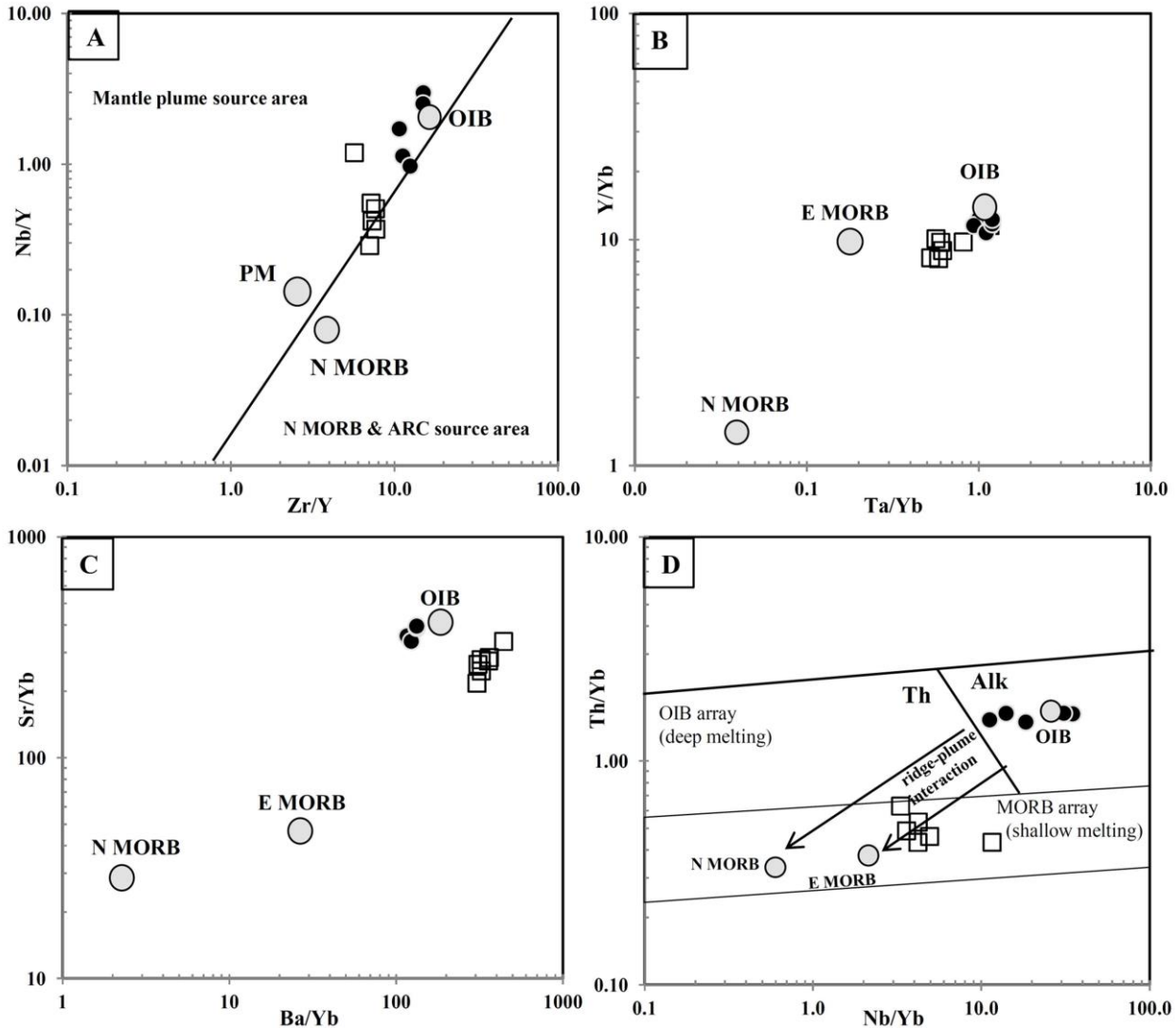
نسبت به HFSE)، پیدایش سنگ‌های بررسی‌شده شاید پیامد ذوب گوشته‌ای غنی‌شده (گوشته سست‌کره‌ای/گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهاد) بوده است. در نمونه‌های آکالن، شباهت آشکار الگوی REE و الگوی عنکبوتی آنها (شکل ۵) به الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB)، نبود نابهنجاری منفی درباره عنصرهای Nb، Ta و Ti (شکل ۵-B) و جایگیری آنها در شکل‌های C-۷ و ۸ در محدوده بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) از شواهد قاطع برای اشتقاق آنها از ذوب گوشته سست‌کره‌ای هستند. الگوهای REE و عنکبوتی نمونه‌های تحولی (شکل ۵) نیز کمابیش همانند الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) هستند.

در شکل‌های A-۸ تا C-۸ نیز نمونه‌های تحولی در محدوده‌ای نزدیک به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) جای گرفته‌اند. برپایه این ویژگی‌ها، ماگمای سازنده آنها نیز شاید یا از ذوب‌بخشی گوشته سست‌کره‌ای (همانند خاستگاه نمونه‌های آکالن) و یا در پی ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهاد پدید آمده باشد. گفتنی است از آنجایی که برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (شکل‌های A-۸، B و C-۸) این سنگ‌ها به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) نزدیک است، دگرنهادی بودن آنها شاید پیامد تأثیر سیال‌ها و یا مذاب‌های به‌دست آمده از گوشته سست‌کره‌ای بوده است.

برپایه آنچه گفته شد گمان می‌رود ماگماهای سازنده بازالت‌های بررسی‌شده شاید پیامد ذوب گوشته‌ای با ترکیب شیمیایی کمابیش مشابه بوده‌اند. جایگیری نمونه‌های بررسی‌شده در مکان‌های جغرافیای نزدیک به یکدیگر و به فاصله کمابیش کم و سن نزدیک آنها نیز گواه دیگری بر

ترکیب کانی‌شناختی، شرایط حاکم در زمان ذوب گوشته و یا درصد ذوب‌بخشی گوشته باشد.

درستی این نکته هستند. از این‌رو، تفاوت‌های زمین‌شیمیایی میان آنها شاید پیامد تفاوت در



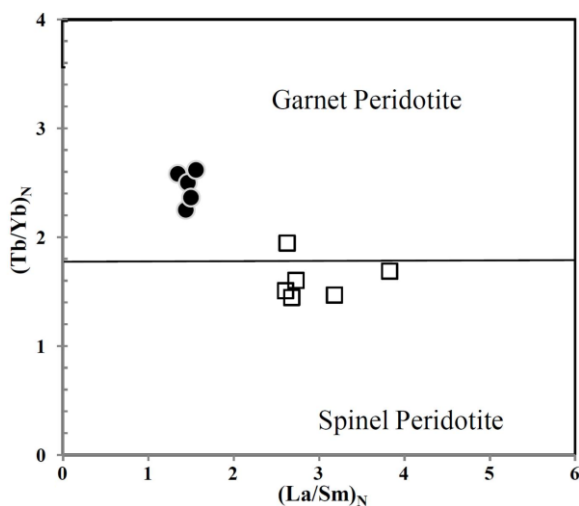
شکل ۸- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکان خاور نهبندان و چاه چوچو در: (A) نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$  (Zhu *et al.*, 2008); (B) نمودار  $Ta/Yb$  در برابر  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008); (C) نمودار  $Ba/Yb$  در برابر  $Sr/Yb$  (Zhu *et al.*, 2008); (D) نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Nb/Yb$  (Zhu *et al.*, 2008) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳- A است)

کمتر، ماگماهایی با نفلین نورماتیو بیشتر پدید می‌آورد (DePaolo and Daley, 2000; Hagnazar and Malakotian, 2011). از این‌رو، تحت‌اشباع بودن از سیلیس، مقدار نفلین نورماتیو بالا (۱۱/۵۵ تا ۱۵/۵۶) و جای‌گرفتن نمونه‌ها در محدوده ذوب ژرف در شکل ۸- D نشان می‌دهند

مقدار فشار در زمان ذوب و درجه ذوب‌بخشی، دو عامل بسیار مؤثر روی درجه اشباع‌شدگی از سیلیس ماگماهای به‌دست‌آمده از ذوب‌بخشی گوشته به‌شمار می‌روند (Klein and Plank, 1992; Kushiro, 2001). ذوب‌بخشی در فشار بالاتر و درجه ذوب‌بخشی



نمونه‌های تحولی، مقدار کمتر نسبت‌های  $(Tb/Yb)_N$  (از ۱/۲۸ تا ۱/۹۵) و  $(Dy/Yb)_N$  (از ۱/۱۰ تا ۱/۵۰) و شکل ۹ گویای اشتقاق ماگمای سازنده آنها از ژرفای پایداری کانی اسپینل (Wang *et al.*, 2002) هستند. هرچند در این سنگ‌ها، تهی‌تربودن HREE نسبت به LREE و نیز نسبت به ترکیب NMORB (شکل ۵-B) نیز نشان‌دهنده حضور احتمالی کانی گارنت در خاستگاه هستند. این نکته نشان‌دهنده این فرض است که شاید ماگمای سازنده نمونه‌های تحولی از ذوب پریدوتیتی در زون انتقالی کانی گارنت به اسپینل جدا شده باشد.



شکل ۹- ترکیب یوین‌بازالت تحولی و یوین‌بازالت آلکان خاور نهبندان و چاه چوچو در نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$  (Wang *et al.*, 2002) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است)

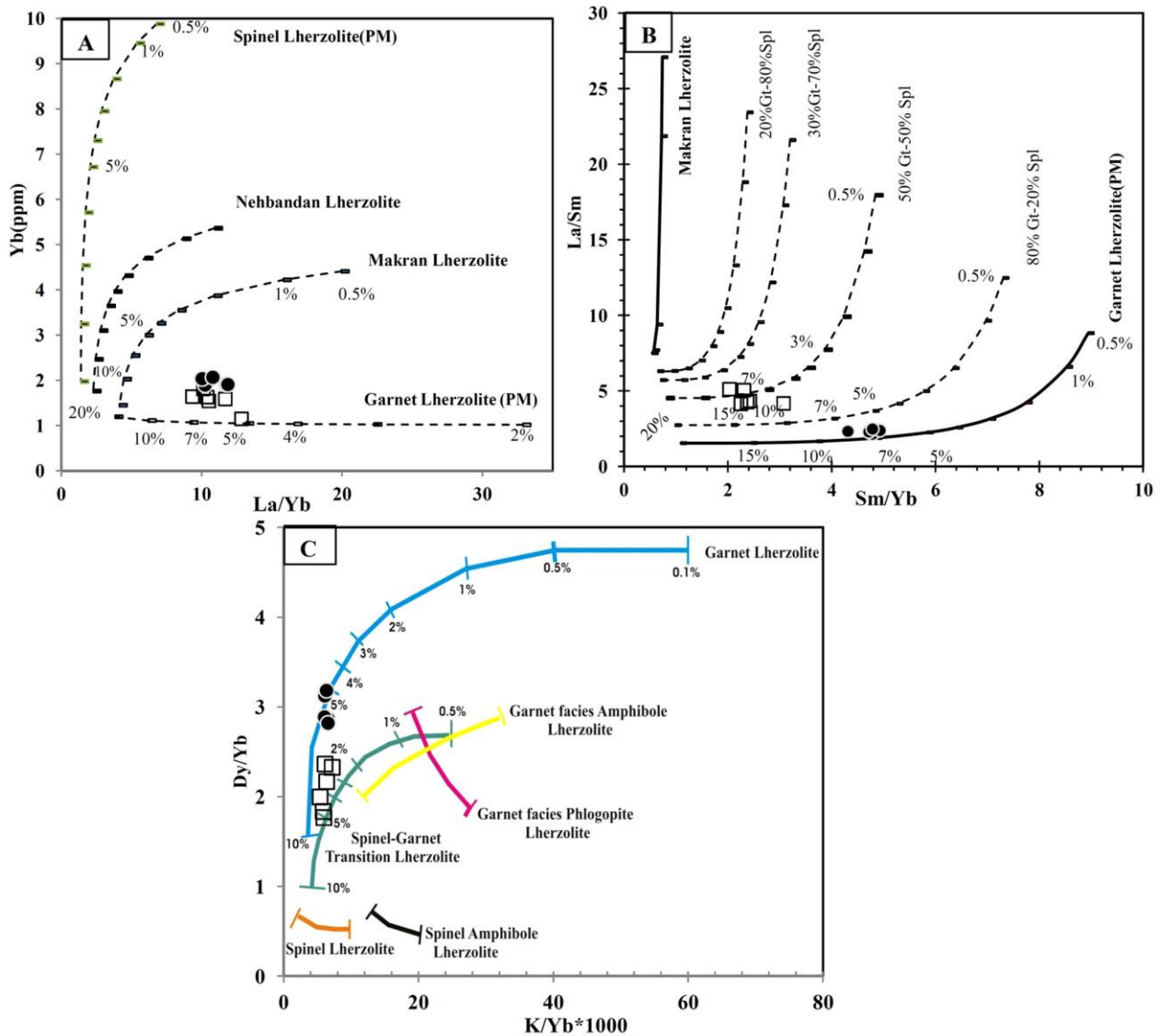
همچنین، تهی‌تربودن از عنصر K و غنی‌تربودن از عنصر Ba نسبت به دیگر LILE (شکل ۵-B) و ترکیب سدیک این سنگ‌ها نشانه حضور احتمالی کانی آمفیبول سدیک، مانند پاراگازیت و یا هورنبلند پاراگازیتی، در خاستگاه هستند (Baker *et al.*, 1997; Wilson and Downes, 1991).

پیدایش ماگمای سازنده نمونه‌های آلکان چه‌بسا پیامد درجه کم ذوب‌بخشی در بخش‌های ژرف گوشته (شرایط فشار بالا) بوده است. مقدار نفلین نورماتیو کمتر (۱/۲۲ تا ۵/۴۰) در نمونه‌های تحولی و شکل ۸-D نیز چه‌بسا نشان می‌دهند پیدایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها پیامد درجه بیشتر ذوب‌بخشی در ژرفای کم گوشته (شرایط فشار کمتر نسبت به یوین‌بازالت‌های آلکان) بوده است. در شکل ۶-E، تفاوت در مقدار نسبت  $Na/Ti$  برای نمونه‌های آلکان و تحولی، اشتقاق ماگماهای سازنده این سنگ‌ها در ژرفای متفاوت گوشته را نشان می‌دهد. در این شکل مقدار بالاتر نسبت  $Na/Ti$  در نمونه‌های تحولی نشان‌دهنده پیدایش آنها در فشارهای کمتری (Putirka, 1999) نسبت به نمونه‌های آلکان است. همچنین، تفاوت در ژرفای (به گفته دیگر، تفاوت در فشار هنگام رویداد فرایند ذوب) اشتقاق ماگماهای سازنده بازالت‌های بررسی شده چه‌بسا مقدار  $FeO_t$  کمتر و  $SiO_2$  و  $CaO$  بیشتر (Xu *et al.*, 2005) در نمونه‌های تحولی نسبت به آلکان را توضیح می‌دهد. گفتنی است دیگر تفاوت‌های زمین‌شیمیایی یادشده میان نمونه‌های آلکان و تحولی نیز شاید پیامد تفاوت‌های کانی‌شناختی گوشته در ژرفای متفاوت (مانند: حضور کانی گارنت در فشار بالا و کانی‌های اسپینل و پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر) باشند (White, 2013). درباره نمونه‌های آلکان، غنی‌تربودن از LREE نسبت به HREE، نسبت  $(Tb/Yb)_N$  بیشتر از ۱/۸۰ (از ۲/۳۰ تا ۲/۵۵)، نسبت  $(Dy/Yb)_N$  بیشتر از ۱/۶۰ (از ۱/۸۰ تا ۲/۰) و شکل ۹ نشان‌دهنده گارنت‌داربودن خاستگاه (Wang *et al.*, 2002) این سنگ‌ها هستند. در

نزدیک به ۷ درصد ذوب‌بخشی لرزولیتی گارنت‌دار بوده است؛ اما ماگمای سازنده نمونه‌های تحولی شاید پیامد ۷ تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشی لرزولیتی با نزدیک به ۵۰ درصد حجمی اسپینل بوده است. این نتایج با نتایج به‌دست‌آمده از بررسی و مقایسه نمونه‌ها در الگوی ذوب‌بخشی پیشنهادی Cheng و همکاران (۲۰۱۸) روی ترکیب‌های گوناگون گوشته همخوانی چشمگیری نشان می‌دهند (شکل ۱۰-C). همان‌گونه که در شکل ۱۰-C دیده می‌شود، در این الگوسازی نیز نمونه‌های آلکان روی منحنی ذوب لرزولیت گارنت‌دار و نمونه‌های تحولی روی منحنی ذوب لرزولیت زون انتقالی گارنت-اسپینل جای گرفته‌اند. نتایج به‌دست‌آمده از الگوسازی انجام‌شده با استنتاج به‌دست‌آمده از کانی‌شناختی احتمالی گوشته، برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده، نیز کاملاً همخوانی دارد. گفتنی است با توجه به نزدیکی ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌های تحولی به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) و حضور احتمالی کانی آمفیبول در خاستگاه، چه‌بسا گوشته خاستگاه این سنگ‌ها تحت تأثیر سیال‌ها و یا مذاب‌های به‌دست‌آمده از گوشته سست‌کره‌ای کمی متاسوماتیسم‌شده شده باشد. همچنین، فاصله نمونه‌های بررسی‌شده در شکل ۱۰-C از لرزولیت آمفیبول و گارنت‌دار و لرزولیت آمفیبول و اسپینل‌دار (Cheng *et al.*, 2018) نیز چه‌بسا نشان‌دهنده تفاوت ترکیب زمین‌شیمیایی گوشته دگرنهاد خاستگاه نمونه‌های تحولی از گوشته متاسوماتیسم‌شده با سیال‌های به‌دست‌آمده از فرورانش باشند.

براین پایه، بخشی از نابهنجاری منفی Nb و Ti در این نمونه‌ها و تهی‌شده‌تربودن آنها از REE و HFSE نسبت به نمونه‌های آلکان (شکل ۵-B) شاید پیامد حضور کانی‌های اسپینل، گارنت و آمفیبول (Moine *et al.*, 2001; Wijbrans *et al.*, 2015) در گوشته تهی‌شده باشند. از این‌رو، با توجه به ژرفای پایداری این کانی‌ها در گوشته، شاید ماگمای سازنده نمونه‌های تحولی از ذوب گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و دگرنهاد (متاسوماتیسم‌شده با سیال‌ها و یا مذاب‌های پدیدآمده از ذوب گوشته سست‌کره‌ای) و یا از مرز انتقال گوشته سست‌کره‌ای به سنگ‌کره‌ای پدید آمده باشد (Wallace and Green, 1991; Pilet *et al.*, 2010).

برای بررسی درصد احتمالی ذوب‌بخشی و ترکیب خاستگاه سنگ‌های بررسی‌شده، الگوی ذوب‌بخشی غیرمودال (Albarede, 1996) به‌کار برده شده است. این الگو روی ترکیب‌های احتمالی گوشته (شکل ۱۰-A) اعمال شده است. همچنین، در این الگو مقدار ضریب‌های توزیع مذاب-کانی (McKenzie and O'Nions, 1991) برای سیستم‌های بازالتی به‌کار برده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۱۰-A دیده می‌شود، نمونه‌های بررسی‌شده نزدیکی بیشتری به لرزولیت گارنت‌دار گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و لرزولیت اسپینل‌دار مکران (Moslempour *et al.*, 2015) نشان می‌دهند. همچنین، برپایه الگوسازی ذوب‌بخشی غیرمودال انجام‌شده روی ترکیب گوشته با مقدارهای متغیری از گارنت و اسپینل (شکل ۱۰-B)، پیدایش ماگمای سازنده نمونه‌های آلکان حاصل



شکل ۱۰ - ترکیب الیومین بازالته تحولی و الیومین بازالته آلکان خاور نهبندان و چاه چوچو در: (A) نمودار  $La/Yb$  در برابر  $Yb$ ؛ (B) نمودار  $Sm/Yb$  در برابر  $La/Sm$  (نمودارهای A و B بر پایه داده‌های به دست آمده از الگوسازی انجام شده رسم شده‌اند)؛ (C) نمودار  $K/Yb \cdot 1000$  در برابر  $Dy/Yb$  (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است) (Cheng *et al.*, 2018)

### برداشت

سنگ‌های مافیک بررسی شده در این پژوهش الیومین بازالته‌هایی از دو سری ماگمایی آلکان (سدیک) (AOB) و تحولی (TOB) هستند. در نمودارهای چندعنصری و REE، ترکیب بازالته‌های هر دو سری ماگمایی شبیه یا نزدیک به ترکیب بازالته جزیره‌های اقیانوسی (OIB) است؛ اما از دیدگاه سنگ‌نگاشتی، عنصرهای اصلی و برخی

عنصرهای کم‌مقدار کاملاً از یکدیگر متمایز هستند. از دیدگاه سنگ‌نگاشتی، گروه AOB زمینه دانه‌ریزتری دارد؛ اما گروه TOB گاه بافت میکروگرانولر نشان می‌دهد. در TOB، کانی‌های فنوکریست الیومین فراوان‌تر و دانه‌درشت‌تر هستند و حاشیه‌ی ایدینگزیتی شده نشان می‌دهند؛ اما در AOB، فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های الیومین حاشیه‌ی تجزیه‌شده ندارند.

ذوب‌بخشی نشان می‌دهد درجات متفاوت ذوب‌بخشی و نیز ژرفای متفاوت سنگ خاستگاه این دو نوع ماگمای مافیک را در منطقه پدید آورده است. براین پایه، گمان می‌رود پیدایش نمونه‌های TOB پیامد ۷ تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشی پریدوتیتی در مرز رخساره‌های اسپینل‌دار و گارنت‌دار با نسبت نزدیک به ۵۰ درصد اسپینل‌رزولیت و ۵۰ درصد گارنت‌رزولیت بوده است. پیدایش نمونه‌های AOB ها نیز پیامد نزدیک به ۷ درصد ذوب‌بخشی یک گارنت‌رزولیت بوده است.

#### سپاس‌گزاری

نگارندگان از آقای امان‌الله آبچر (براهویی) و خانم سمیه سراوانی برای همراهی و کمک در مراحل نمونه‌برداری و بازدیدهای صحرایی و تلاش‌های خانم دکتر زهرا فیروز‌کوهی و داوران گرامی مجلهٔ وزین پترولوژی برای بررسی و بهبود کیفیت این نوشتار سپاس‌گزاری می‌کنند.

میکروفونوکریست‌های کلینوپیروکسن در نمونه‌های TOB بیشتر هستند. کانی نفلین هم به‌صورت میکروفونوکریست و هم در زمینهٔ نمونه‌های AOB به فراوانی دیده می‌شود؛ اما مقدار این کانی در زمینهٔ نمونه‌های TOB ناچیز است. مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در نمونه‌های AOB و مقدار  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Mg\#}$ ،  $\text{Ni}$  و  $\text{Cr}$  در نمونه‌های TOB بیشتر است. سنگ‌های هر دو سری تحت‌اشباع از سیلیس هستند. از این‌رو، نفلین نورماتیو در هر دو نوع بازالت دیده می‌شود که در نمونه‌های TOB مقدار میانگین نفلین نورماتیو برابر با ۳/۵ درصد و در AOB برابر با ۱۳/۳ درصد است. با اینکه ترکیب نمونه‌های TOB به یک ماگمای اولیه نزدیک‌تر است، اما گمان می‌رود اندکی دچار جدایش بلورین و آلایش پوسته‌ای شده‌اند؛ اما نمونه‌های AOB شاید تنها دچار جدایش بلورین شده‌اند. هر دو نوع بازالت از گوشته‌ای غنی شده با ترکیب نزدیک به سنگ خاستگاه نزدیک به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) خاستگاه گرفته‌اند. الگوسازی

#### منابع

- Abou El Maaty, M. A., Ali-Bik, M. W. and Sadek, M. F. (2011) Petrogenesis and age dating of continental Mesozoic basalts, Um Bogma area, Sinai, Egypt. Neues Jahrbuch Für Mineralogie-Abhandlungen 188(2): 199-210.
- Alavi Naini, M. and Lotfi, M. (1989) Geological Nehbandan Map 1:100000. No. E 8053. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Alavi Naini, M. and Lotfi, M. (1990) Geological Khunik Map 1:100000. No. E 8052. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Alavi Naini, M. and Lotfi, M. (1991) Geological Seyasteragi Map 1:100000. No. E 8051. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Albarede, F. (1996) Introduction to Geochemical Modeling. Cambridge University Press. New York, US.
- Amel, N. and Akbarzadeh Laleh, M. (2017) Geochemical study of young basalts in East Azerbaijan (Northwest of Iran). Iranian Journal of Petrology 28: 109-126 (in Persian).
- Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. and MacPherson, C. G. (1997) Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology 38: 1359-1390.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, of Eastern Iran. Lithos 15: 221-239.



- Cheng, X., Xu, J., Wei, H., Yang, F., Zhang, H. and Zhang, G. (2018) Petrology, geochronology and geochemistry of Late Triassic alkaline rocks of the Bailinchuan district in Liaodong Peninsula, Northeast China. *Minerals* 8(11): 528-540.
- Cox, K. G. (1980) A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology* 21: 629-650.
- Delavari, M., Amini, S. A. and Saccani, A. (2014) Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanism in East and Northeast of Nehbandan, Eastern Iran. *Iranian Journal of Geosciences* 23:125-134 (in Persian).
- DePaolo, 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: 157-185.
- Dunn, T. and Stringer, P. (1990) Petrology and petrogenesis of the Ministers island dike, Southwest New Brunswick, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105: 55-65.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 105: 330-342.
- Farmer, G. L. (2007) *Continental Basaltic Rocks*. University of Colorado, Boulder, USA.
- Firouzkouhi, Z., Ahmadi, A., Moinevaziri, H., Moridi Farimani, A. A. and Lentz, D. R. (2017) Geochemical characterization of basalts from West of Khash (SE Iran): An approach to the nature of the mantle source. *Iranian Journal of Petrology* 30: 99-118 (in Persian).
- Fitton, J. G. and Dunlop, H. M. (1985) The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 72: 23-38.
- Furman, T. (2007) Geochemistry of East African rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48: 147-160.
- Haghnazar, S. and Malakotian, S. (2011) Mantle source characteristics of the Quaternary alkali olivine basalts in Qorveh-Takab area. *Iranian Journal of Petrology* 6: 17-30 (in Persian).
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Jeffrey, P. G. (1975) *Chemical Methods of Rock Analysis*. 2<sup>nd</sup> edition, Pergamon Press, Oxford, England.
- Kerr, A. C., Kempton, P. D. and Thompson, R. N. (1995) Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, N. W. Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119:142-154.
- Khatib, M. (1998) Geometry of strike-slip Fault termination. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Kheirkhah, M., Neill, M. I. and Allen, M. B. (2015) Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 106: 19-33.
- Khubanov, V. B., Vrublevskaia, T. T., Tsyrenov, B. T. and Tsygankov, A. A. (2015) Formation of the trachybasalt-trachyte bimodal series of the Malo-Khamardaban volcanotectonic complex, Southwestern Transbaikalia: Role of fractional crystallization and magma mixing. *Petrology* 23: 451-479.
- Klein, E. M. and Plank, T. (1992) Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, J. P. Blackman, D. K. and Sinton, J. M (eds) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. AGU (American Geophysical Union) Geophysical Monographs 71: 183-280.
- Kushiro, I. (2001) Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 29: 71-107.
- Le Bas, M. J. (2000) IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41: 1467-1470.
- Litvinovsky, B. A., Zanzilevich, A. N., Shadaev, M. G. and Lyapunov, S. M. (1996) The role of fractional crystallization in the formation of a bimodal trachybasalt-trachyte series: Malo- Khamardabanskaya

- volcano-tectonic structure, Transbaikalia. *Petrologiya* 4: 26–45.
- Macdonald, R., Belkin, H. E., Fitton, J. G., Rogers, N. W., Nejbart, K., Tindle, A. G. and Marshall, A. S. (2008) The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile melt interactions in the genesis of a young basalt- peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria volcanic complex, Kenya rift valley. *Journal of Petrology* 40: 1515-1547.
- McBirney, A. R. (2006) *Igneous Petrology*. 3<sup>rd</sup> edition, Jones and Bartlett Learning, Burlington, US.
- McKenzie, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 95: 53–72.
- McKenzie, D. and O' Nions, R. K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Middlemost, E. A. K (1975) The basalt clan. *Earth Science Reviews* 11: 337-364.
- Moine, B. N., Gregoire, M., O'Reilly, S. Y., Suzanne, Y., Sheppard, S. M. F. and Cottin, J. Y. (2001) High field strength element fractionation in the upper mantle: Evidence from amphibole-rich composite mantle xenoliths from the Kerguelen islands (Indian Ocean). *Journal of Petrology* 42 (11): 2145–2167.
- Moslempour, M. E., Khalatbari Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H. and Shahdadi, S. (2015) Petrology, geochemistry and tectonics of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. *Journal of the Geological Society of India* 85: 604-618.
- Neal, C. R., Mahoney, J. J. and Chazey, W. J. (2002) Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kergulen plateau and Broken ridge LIP: results from ODP Leg 183. *Journal of Petrology* 43: 1177–1205.
- 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* 180-181:234-251.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Yang, H. M., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2012) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, Eastern Iran. *Chemical Geology* 306-307:35-40.
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Peng, Z. X., Mahoney, L. L., Hopper, P., Harris, C. and Beane, J. (1994) A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the Western Deccan traps. *Geochimica Cosmochimica Acta* 58: 267-288.
- Pilet, S., Ulmer, P. and Villiger, S. (2010) Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 GPa: constraints on the formation of metasomatic veins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159 (5): 621–643.
- Putirka, K. (1999) Melting depth and mantle heterogeneity beneath Hawaii and the East Pacific Rise: constraints from Na/Ti and rare earth element ratios. *Journal of Geophysical Research* 104: 2817-2829.
- Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V. and Ukhamedov, A. I. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian basin: An extension of the Permo-Triassic Siberian traps, Russia. *Lithos* 79: 425-452.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* 3:1-64.
- Soltanmohammadi, A. and Rahgoshay, M. (2015) Mineralogy and geochemistry of analcime bearing alkaline rocks in Salavat range, Azerbaijan magmatic plateau, NW Iran. *Iranian Journal of Petrology* 22: 91-118 (in Persian).
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313–345. Geological Society of London, UK.
- Tirrul, L., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E. (1983) Sistan suture zone of Eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.
- Walker, R. T. and Jackson, J. (2004) Active tectonics and Late Cenozoic strain distribution in Central and Eastern Iran. *Tectonics* 23.

- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009) Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in Eastern Iran. *Geophysical Journal International* 177: 783–805.
- Wallace, M. and Green, D. (1991) The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle- implications for solidus positions and mantle metasomatism. *Mineralogy and Petrology* 44(1-2): 1–19.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I. (2002) A mantle melting profile across the Basin and Range. SW USA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B1): ECV 5-1-ECV 5-21.
- Watson, B. E. (1982) Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80:73-87.
- White, W. M. (2013) *Geochemistry*. 1<sup>st</sup> edition, Wiley- Blackwell, Chichester, UK.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Wijbrans, C. H., Klemme, S., Berndt, J. and Vollmer, C. (2015) Experimental determination of trace element partition coefficients between spinel and silicate melt: The influence of chemical composition and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169: 45.
- Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M. (1982) *Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. W. H. Freeman and Company. New York, US.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall. London, UK.
- Wilson, M. and Downes, H. (1991) Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *Journal of Petrology* 32(4): 811–849.
- Xu, W., Xu, X. and Zeng, G. (2017) Crustal contamination versus an enriched mantle source for intracontinental mafic rocks: Insights from Early Paleozoic mafic rocks of the South China block. *Lithos* 4355-4375.
- 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 Including Isotope Geoscience* 224: 247– 271.
- Yang, J. H., Sun, J. F., Zhang, M., Wu, F. Y. and Wilde, S. A. (2012) Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites in the Eastern North China craton related to post-collisional and intraplate extension. *Chemical Geology* 328: 149–167.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Wilde, S. A., Chen, F., Liu, X. M. and Xie, L. W. (2008) Petrogenesis of an alkali syenite-granite-rhyolite suite in the Yanshan fold and thrust belt, Eastern North China craton: Geochronological, geochemical and Nd-Sr-Hf isotopic evidence for lithospheric thinning. *Journal of Petrology* 49: 315-351.
- Yoder, H. S. Jr. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 342-532.
- Zhang, Z. and Wang, F. (2002) Geochemistry of two type of basalts in the Emeishan basaltic province: Evidence for mantle plume-lithosphere interaction. *Acta Geologica Sinica* 76(2): 229-236.
- Zhi, X., Song, Y., Frey, F. A., Feng, J. and Zhai, M. (1990) Geochemistry of Hannouba basalts, Eastern China: constraints on the origin of continental alkali and tholeiitic basalt. *Chemical Geology* 88: 1-33.
- Zhu, D. C., Mo, X. X. and Wang, L. Q. (2008) Hotspot-ridge interaction for the evolution of Neo Tethys: insights from the Late Jurassic-Early Cretaceous magmatism in Southern Tibet. *Acta Petrological Sinica* 24: 225–237.