Petrology
E-ISSN: 2322-2182
12th Year, No. 47, Autumn 2021, pp. 1-26
Received: 14 April 2021, Accepted: 16 June 2021

Research Article

Late Paleozoic basaltic magmatism of Tarom- Masuleh area (western Alborz): whole-rock chemical characteristics and tectonic implications

Morteza Delavari *, Assistant Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
delavari@khu.ac.ir
Khadijeh Sehhat, M.Sc. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
elahe.sehat71@gmail.com

Abstract
The Tarom- Masuleh area (western Alborz) exposes considerable Late Paleozoic volcanic rocks. Stratigraphic relationships indicate that the igneous units are of Carboniferous-Permian age. Based on whole- rock chemical data, the samples are compositionally basic (SiO_2= 45.3- 50.7 wt.%) and alkaline (TiO_2= 1.1- 4.4 wt.%; Nb/Y=0.9- 2.3). Furthermore, these rocks are characterized by nearly primitive to evolved compositions (MgO= 14.5- 2.5 wt.%). Major and trace elements data show that chemical variations were predominantly controlled by crystal fractionation and, mantle source processes or crustal contamination was not so effective. Trace element theoretical modeling of crystallization process also shows that fractional crystallization of olivine + clinopyroxene has played a major role in the chemical evolution of the melt. The chemical characteristics of the samples in terms of HFSE enrichment and elevated LREE/HREE ratio ($(La/Yb)_N$= 4.8-17.5) are identical to those of oceanic island basalts (OIB). Thus, the Late Paleozoic magmatism of the Tarom-Masouleh region took place in an intraplate setting (passive continental margin) influenced by the extensional tectonic regime. Coeval magmatism in other parts of Iran, including Central Iran, Sanandaj- Sirjan and Azerbaijan, as well as other areas of the northern margin of Gondwana (Oman, North Africa) and China, similarly represent intraplate magmatic signature attributed to the mantle plume and/or hot spot activity or extensional tectonics and rifting concurrent with the early stages of the appearance of the Neotethys Ocean.

Key words: alkali basalt, intraplate, Permian, Tarom-Masuleh, western Alborz

* Corresponding author

10.22108/ijp.2021.128168.1228 20.1001.1.22285210.1400.12.3.1.6

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: 2322-2182
سال دوازدهم، شماره چهل و هفتم، پاییز 1400، ص. 1-26
تاریخ دریافت: 1400/01/25، تاریخ پذیرش: 1400/03/26

مقالهٔ پژوهشی

ماگماتیسم بازالتی پالئوزوییک پسین منطقهٔ طارم- ماسوله (البرز باختری): ویژگی‌های شیمیایی سنگ کل و دلالت‌های زمین‌ساختی

مرتضی دلاوری *، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
delavari@khu.ac.ir
خدیجه صحت، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
elahe.sehat71@gmail.com

چکیده

منطقهٔ طارم- ماسوله (البرز باختری) دربردارندهٔ رخنمون‌های فراوانی از سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک پسین است. روابط چینه‌شناسی نشان می‌دهد واحدهای آذرین به سن کربونیفر- پرمین هستند. برپایهٔ داده‌های شیمیایی سنگ کل، نمونه‌ها ترکیب بازیک (SiO_2= 45/3 -50/7 wt.%) و سرشت آلکالن (TiO_2= 1/1 -4/4 wt.%؛ Nb/Y= 0/9 -2/3) دارند. افزون‌براین، این سنگ‌ها با ویژگی‌های شیمیایی نزدیک به مذاب‌های اولیه تا مذاب‌های تحول‌یافته شناخته می‌شوند (MgO=14/5 -2/5 wt.%). داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب نشان می‌دهند تنوع شیمیایی سنگ‌ها بیشتر متأثر از فرایند تبلوربخشی بوده است و فرایندهای خاستگاه گوشته‌ای و آلایش پوسته‌ای چندان مؤثر نبوده‌اند. الگوسازی تئوریک فرایند تبلور برپایهٔ عنصرهای کمیاب نیز نشان می‌دهد جدایش بلورین الیوین و کلینوپیروکسن نقش بسیاری در تحول شیمیایی مذاب داشته است. ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌ها از نظر غنی‌شدگی HFSE و نسبت بالای LREE/HREE (17/5-$(La/Yb)_N$=4/8) با ترکیب بازالت جزیرهٔ اقیانوسی (OIB) همخوانی دارد. ازاین رو، ماگماتیسم پالئوزوییک پسین در منطقهٔ طارم- ماسوله در جایگاهی درون‌صفحه‌ای (حاشیهٔ غیرفعال قاره‌ای) و متأثر از رژیم زمین‌ساختی کششی روی داده است. ماگماتیسم این زمان در دیگر بخش‌های ایران، مانند ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و آذربایجان و همچنین، مناطق دیگری از حاشیه شمالی گندوانا (عمان، شمال آفریقا) و چین نیز سرشت ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای دارد و به فعالیت‌های پلوم گوشته‌ای/نقاط داغ و یا زمین‌ساخت کششی همزمان با کافت و مراحل آغازین گسترش اقیانوس نئوتتیس نسبت داده شده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکالن، درون‌صفحه‌ای، پرمین، طارم- ماسوله، البرز باختری

مقدمه

رشته کوه البرز که بخشی از پهنه کوهزایی آلپ- هیمالیا به‌شمار می‌رود، دربردارندهٔ وقایع مهمی از سرگذشت دیرین ماگماتیسم و زمین‌ساختی این پهنه است. جایگاه البرز (که بخشی از سرزمین‌های قاره‌ای سیمرین است) در نزدیکی قلمرو گسترش پهنه‌های

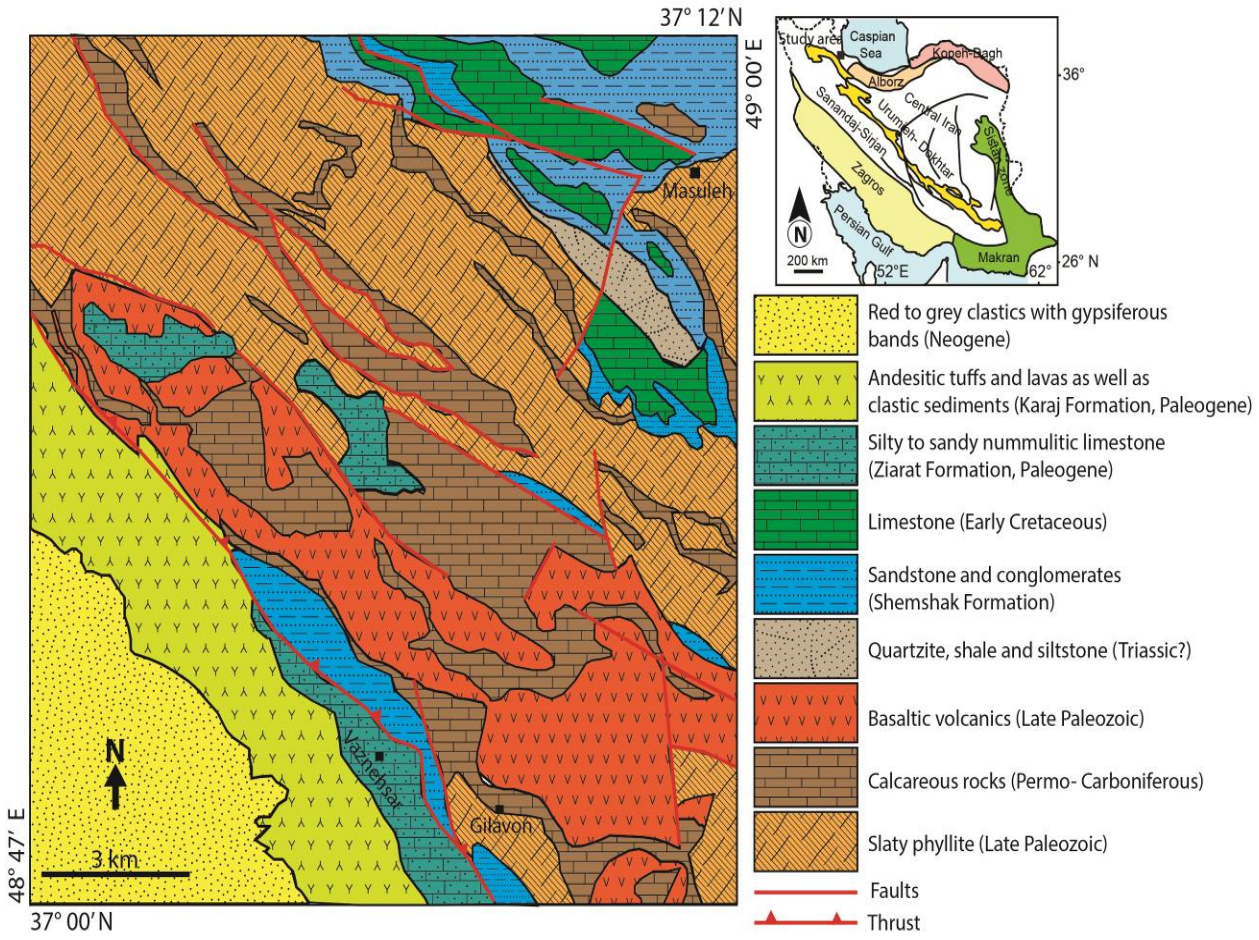
* نویسندهٔ مسئول

10.22108/ijp.2021.128168.1228
20.1001.1.22285210.1400.12.3.1.6

اقیانوسی تتیسی باعث می شود تحولات زمین شناختی آن با مراحل مختلف ظهور، تکامل و افول پهنه های اقیانوسی یادشده ارتباط تنگاتنگی داشته باشد (Stampfli and Borel, 2002; Zanchetta *et al.*, 2013; Mattei *et al.*, 2015). برای نمونه، در محدودهٔ زمانی پالئوزوییک پسین- مزوزوییک آغازین، رویدادهای ژئودینامیکی همراه با بسته شدن پالئوتتیس از یک سو و بازشدن نئوتتیس از سوی دیگر را می‌توان در سرزمین های سیمرین از جمله البرز ردگیری کرد (Besse *et al.*, 1998; Gaetani *et al.*, 2009; Zanchi *et al.*, 2009). یکی از ابزارهای شناختی مناسب برای درک و استنباط فرایندهای دیرین زمین‌ساختی، بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی به‌ویژه بازالت‌هاست که اطلاعات ارزشمندی از خاستگاه زمین‌ساختی مذاب دارند و ازاین‌رو، به بازسازی رخدادها و گره‌گشایی از تحولات پیچیدهٔ زمین‌شناختی کمک شایانی خواهند داشت. در محدودهٔ شمال طارم تا جنوب ماسوله (البرز باختری) سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک پسین بیرون‌زدگی‌های فراوانی دارند. پیشتر پژوهش‌های بسیاری به بررسی ماگماتیسم پالئوزوییک البرز پرداخته‌اند (Derakhshi and Ghasemi, 2014, 2015; Delavari *et al.*, 2016). بررسی‌های گذشته نشان می‌دهند سرزمین ایران در بازهٔ زمانی پالئوزوییک فازهای مختلفی از رخدادهای زمین‌ساختی کششی مرتبط با زایش پهنه‌های اقیانوسی تتیسی را پشت سر گذاشته است (Berberian and King, 1981; Derakhshi *et al.*, 2014; Ghasemi and Dayhimi 2015; Azizi *et al.*, 2017; Delavari *et al.*, 2019). در همین راستا در این پژوهش به بخش دیگری از سنگ‌های ماگمایی پالئوزوییک ایران در محدودهٔ البرز باختری از دیدگاه ویژگی‌های صحرایی و زمین شیمیایی پرداخته می‌شود. این سنگ‌ها را پیشتر کمتر بررسی دقیق زمین‌شیمیایی کرده‌اند و اطلاعات چندانی از آنها در دست نیست؛ اگرچه تاکنون بررسی‌های بسیاری در منطقهٔ البرز باختری با رویکرد بررسی سنگ های دگرگونی فشار بالای پالئوزوییک پسین انجام شده است (Zanchetta *et al.*, 2009; Omrani *et al.*, 2013; Rossetti *et al.*, 2017; Moazzen *et al.*, 2020). بیشتر سنگ‌های دگرگونی یادشده بازمانده‌هایی از رخساره‌های سنگی زمین‌درز اقیانوسی پالئوتتیس شمرده شده‌اند. سنگ‌های آذرین بررسی شده نیز که در راستای همین زمین‌درز جای دارند اطلاعات ارزشمندی از وضعیت زمین‌ساختی حاشیهٔ قاره‌ای پالئوتتیس ارائه می‌دهند. سرشت سنگ‌های آذرین منطقهٔ طارم- ماسوله از نظر اینکه به ماگماتیسم کوهزایی یا غیرکوهزایی وابسته باشد، دو داستان کاملاً متفاوت را دربارهٔ سازوکار بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس نشان می‌دهد. Nazari و همکاران (2004) در نقشهٔ 1/100000 بندرانزلی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک پسین را با نام سنگ‌های آتشفشانی سری کالک‌آلکالن معرفی کرده‌اند. در صورت درستی این ادعا، واحدهای آذرین منطقهٔ طارم- ماسوله را می‌توان به ماگماتیسم حاشیهٔ فعال وابسته دانست. برعکس، وجود سنگ‌های بازالتی آلکالن با سرشت درون‌صفحه‌ای چه‌بسا نشان‌دهندهٔ محیط زمین‌ساختی حاشیهٔ غیرفعال است (Maury *et al.*, 2003; Chauvet *et al.*, 2011) که در این صورت با فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی پالئوتتیس به زیر البرز (بلوک‌های قاره‌ای سیمرین) همخوانی ندارد (Delavari *et al.*, 2017b; Rostami *et al.*, 2018). ازاین‌رو، شناخت ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین پالئوزوییک پسین در منطقهٔ طارم- ماسوله و بررسی خاستگاه زمین ساختی آنها، نقش مهمی در استنباط محیط زمین‌ساختی و بازسازی رخدادهای دیرین زمین‌شناختی در مقیاس محلی (البرز باختری) و ناحیه‌ای (سرزمین‌های قاره‌ای سیمرین در جنوب اقیانوس پالئوتتیس) دارد. درک این موضوع انگیزهٔ اصلی این پژوهش است.

زمین‌شناسی منطقه

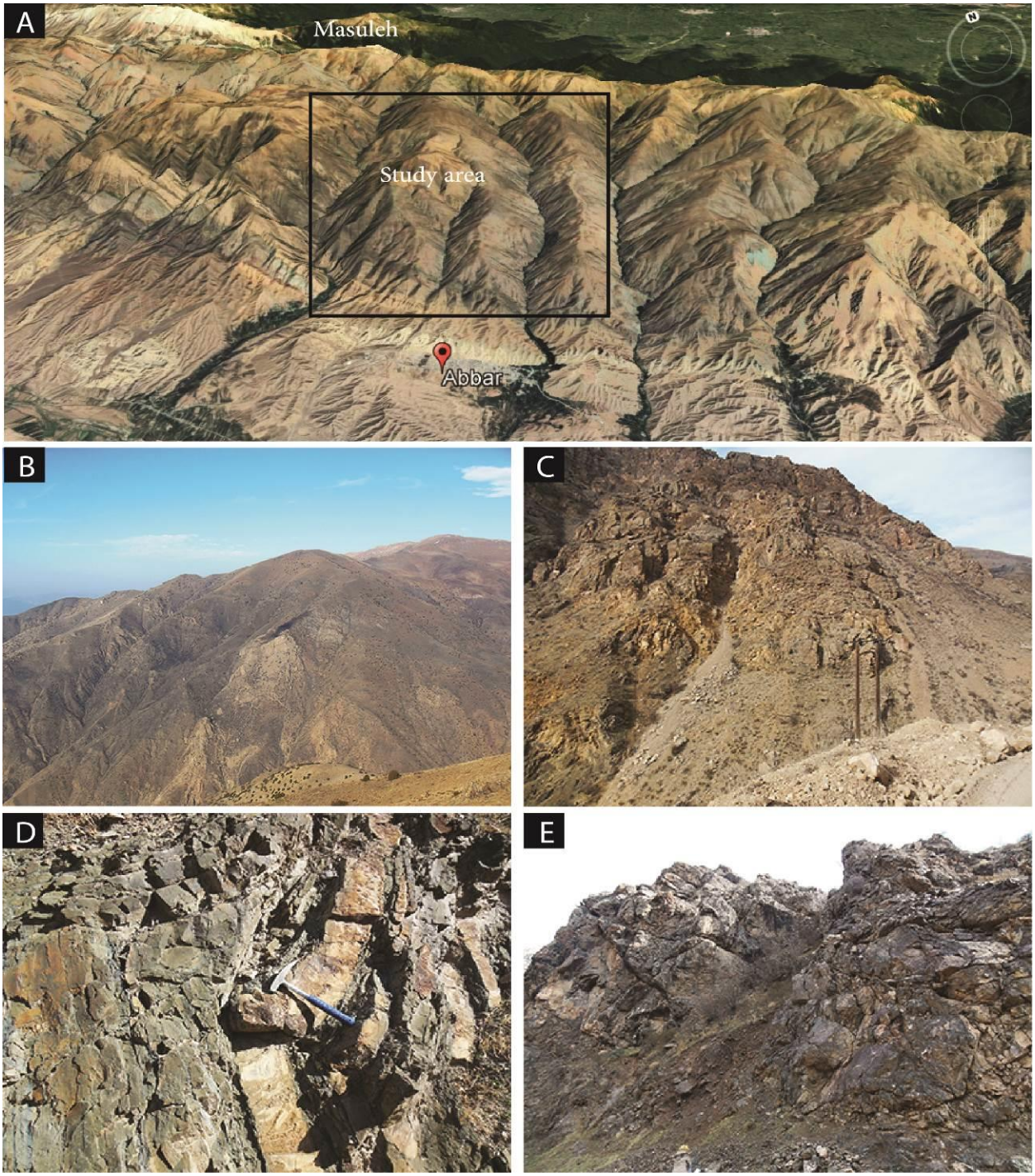
محدودهٔ بررسی‌شده در شمال طارم و جنوب ماسوله جای دارد. این منطقه بخشی از البرز باختری است (شکل 1) و وضعیت زمین‌ریخت‌شناسی آن نیز طبیعتاً متأثر از رویدادهای زمین‌ساختی شکل‌دهندهٔ بلندی‌های البرز است که ارتفاعات بلندی را در کنار دره‌های ژرف و پرتگاه‌های تند و پرشیب پدید آورده‌اند (شکل‌های 2- A و 2- B). پیدایش ارتفاعات در این بخش از البرز بیشتر پیامدِ فرایندهای زمین‌ساختی فشاری- برشی است. از گسل‌های مهمی که در وضعیت زمین‌ریخت‌شناسی البرز باختری و منطقهٔ طارم- ماسوله مؤثر بوده‌اند می‌توان گسل‌های تالش، ماسوله، الموت‌رود، رودبار، لاهیجان و کلیشوم را نام برد (Hessami *et al.*, 2003; Berberian and Walker, 2010; Aziz Zanjani *et al.*, 2013). بیشتر گسل‌های تراستی منطقه موازی روند ساختاری چین‌خوردگی‌ها و بالاآمدگی‌ها هستند و بیشتر از روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری پیروی می‌کنند. افزون‌بر اینها، گسل‌های فراوان راستالغزی نیز با روندهای متغیر در منطقه دیده می‌شوند (Nazari and Omrani, 2004). در بسیاری موارد، شدت درهم‌ریختگی‌های ساختاری در پی فعالیت گسل‌های یادشده واحدهای سنگی گوناگون را با همبری زمین‌ساختی (گسلی) در کنار هم قرار داده‌اند و ازاین‌رو، درک روابط چینه‌شناختی آنها در مقیاس ناحیه‌ای آسان نیست.



شکل 1- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شده منطقهٔ طارم- ماسوله با رسم دوباره و اندکی تغییرات پس از Davies و همکاران (1975)

افزون‌بر واحـدهـای آذرین (موضـــوع این پژوهش)، رخنمون گســـترده‌ای از ســـنگ‌های دگرگونی با درجهٔ ضـــعیف اســـلیتی- فیلیتی و واحدهای آهکی کربونیفر- پرمین نیز در منطقه دیده می‌شوند. در نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه (Davies *et al.*, 1975) واحدهای آهکی کربونیفر و پرمین به‌طور مشـــخص از یکدیگر تفکیک و بحث نشده‌اند (شکل 2- C). ازاین‌رو، در این پژوهش شماری از نمونه‌ها با هدف بررسی محتوای فسیلی برداشت شدند. بررسی‌های فسیل‌شناسی نشان دادند در برخی مقطع‌های میکروســـکوپی، روزنـه‌دار *Pseudoammodiscus* دیـده می‌شـود که نشـان‌دهندهٔ سـن کربونیفر پیشـین (پایان ویزئن) اســـت. در برخی دیگر از نمونه ســـنگ‌های آهکی نیز، وجود فســـیل‌هـا یی مـا ننـد *Hemigordius* و *Agathamina* که از میکروفســـیل های ئاخص پرمین هســـتند ســـن دوره زمانی پرمین را نشـــان می‌دهد. پس برپایهٔ آنچه پیشتر از آن یاد شد (Davies *et al.*, 1975)، وجود واحدهای آهکی کربونیفر و پرمین تأیید می‌شـــود. در گسـترهٔ نقشـهٔ 1/100000 بندر انزلی نیز ادامه همین واحدهای آهکی به‌صـــورت ســـنگ‌های آهکی نازک تا متوسط لایه بیومیکرایتی خاکستری رنگ دیده می شود که به‌آشکوب ویزئن نسبت داده شده‌اند (Nazari and Omrani, 2004). دیگر واحدهای ســـنگی که رخنمون گسترده‌ای در منطقهٔ بررسی شده (محدودهٔ شمال طارم- جنوب ماسوله) دارند، سنگ‌های دگرگونی با درجهٔ ضعیف اسلیتی و فیلیتی هستند (شکل 2- D). در محدودهٔ باختر و جنوب‌باختری ماسـوله، افزون‌بر فیلیت‌ها، رخسـاره‌های درجه بالاتر دگرگونی مانند شـیسـت و گنیس نیز دیده می‌شـوند که کانی هایی مانند بیوتیت، اسـتارولیت، سـیلیمانیت، کیانیت و کردیریت دارند (کمپلکس گشـت) (Nazari and Omrani, 2004). ادامه این ســـنگ های دگرگونی به‌سوی شمال‌باختری در محدودهٔ باختر ماسال (کمپلکس شاندرمن) با گارنت- استارولیت میکاشیست، متابازیت و اکلوژیت شناخته می‌شوند (Zanchetta *et al.*, 2009). دوباره در ادامهٔ همین پهنه به‌سوی شمال‌باختری در جنوب اســـالم نیز رخنمون‌هـایی از دگرگونـه‌هـای میکاشیست، شیست سبز و شیست آبی دیده می شوند (Rossetti *et al.*, 2017). ســـن‌ســـنجی آرگون- آرگون دگرگونه‌های فشـــار بالا در کمپلکس شـــاندرمن و جنوب اسالم به‌ترتیب نشان‌دهندهٔ سن‌های 9 ± 315 میلیون ســـال پیش (Zanchetta *et al.*, 2009) و 350 میلیون ســـال پیش (Rossetti *et al.*, 2017) اســـت که با بازهٔ زمانی دوره کربونیفر همخوانی دارد. پس برپایهٔ سن‌های فسـیلی و دگرگونه‌های فشـار بالا، منطقهٔ البرز باختری (و نیز محدودهٔ بررســـی‌شـــده) در راســـتای زمین‌درز پالئوتتیس جای دارد و دربردارندهٔ بازمانده‌های مهمی از واحدهای افیولیتی- دگرگونی اقیانوس یادشـــده و حاشـــیهٔ قاره‌ای کنار آن اســـت. همجواری صـــحرایی و وابستگی چینه‌شناختی رخنمون‌های سنگ‌های آذرین بازیک با دگرگونه‌ها و واحدهای رســـوبی پالئوزوییک پسین (کربونیفر- پرمین) تعیین‌کنندهٔ سن این سنگ‌ها هســـتند؛ به‌گونه‌ای‌که بازالت‌ها در مناطقی به‌صـــورت میان‌لایه با واحدهای پرمو- کربونیفر یا با رابطهٔ چینه‌شناختی روی سنگ‌های آهکی کربونیفر و در زیر واحدهای آواری پرمین (ســـازند درود) جای گرفته‌اند (Nazari and Omrani, 2004). گفتنی اســـت افزون‌بر بازالت‌ها (شـــکل 2- E)، شـــماری از رخنمون‌های گابرویی نیز در منطقه دیده می‌شوند و همان‌گونه‌که به آن پرداخته خواهد شد، شباهت زمین‌شیمیایی آنها با بازالت‌ها نشان‌دهندهٔ زایش مشابه آنهاست. از نکته‌های مهم دربارهٔ سنگ‌های آذرین بررسی‌شده اینست که در آنها نشـــانه‌هایی از دگرگونی دیده نمی‌شـــود. با گذر به دوران مزوزوییک، سازند شمشک مجموعه‌های گوناگون سنگی پالئوزوییک پسین مانند بازالت‌ها را می‌پوشاند؛ هرچنـد گـاه (مـانـنـد بـاختر روســـتـای نوکیـان)

سنگ‌آهک‌های سیلتی- ماسه‌ای سازند زیارت (پالئوسن پسین تا ائوسن میانی) نیز بازالت‌های بررسی‌شده را پوشانده‌اند.



شکل 2- A) ریخت شناسی منطقه بررسی شده در محدودهٔ شمال طارم (شهر آب‌بر) و جنوب ماسوله (برگرفته از گوگل‌ارث)؛ B) دورنمایی از وضعیت ریخت‌شناسی و ارتفاعات منطقه؛ C) واحدهای آهکی پرمو- کربونیفر که متأثر از رفتارهای زمین‌ساختی دچار درهم‌ریختگی شدید ساختاری شده‌اند؛ D) دگرگونه‌های ضعیف اسلیتی- فیلیتی که رخنمون گسترده‌ای در منطقه دارند؛ E) نمایی از واحدهای بازالتی (این پژوهش) در سطح رخنمون

روش انجام پژوهش

پس از پیمـایش های صـــحرایی و نمو نه‌برداری از واحدهای موردنظر، از همهٔ نمونه‌ها مقطع نازک تهیه شد و ویژگی‌های میکرو سکوپی آنها با میکرو سکوپ پلاریزان بررسـی شـدند. سـپس نمونه‌هایی که دگرسـانی کمتری دا شتند برای تهیه پودر و بر رسی‌های شیمیایی سنگ کل برگزیده شدند. با توجه به شدت دگرسانی، پرشدگی ثانویه حفره‌ها و وجود رگه‌های ثانویه، بسیاری از نمونه‌ها کیفیت خوبی برای بررسـی زمین‌شـیمیایی نداشـتند و تنها شـمار اندکی از آنها (نزدیک به 11 نمونه) وضـعیت بهتری دا شتند. این نمونه‌ها نخ ست با سنگ شکن فکی خرد و سپس با د ستگاه تنگستن کارباید پودر شدند. در ادامه، پودر نمونه‌ها برای سـنجش ترکیب شـیمیایی به آزمایشـــگاه دانشـــگاه فرارای ایتالیا (University of Ferrara, Italy) فر ستاده شدند. نخ ست میزان مواد فرار (LOI) ا ندازه‌گیری شـــد. برای این کار، جرم معینی از پودر نمو نه ها در کورهٔ الکتریکی با د مای نزد یک به 1000 درجه سانتیگراد گذا شته و اختلاف جرم به‌عنوان LOI به‌دســت آورده شــد. پس از آن، از هر نمونه قرص تهیه شد و با د ستگاه فلور سانس پرتوی ایکس یا XRF (مـــدل ARL Advant XP automated X- ray spectrometer) تجز یه شـــد ند. در این مرحله میزان عن صرهای ا صلی و برخی عن صرهای کمیاب (مانند Ni، Sc، Co، V، Pb، Rb، Sr و Th) اندازه‌گیری شد. سپس مقدار عنصـــرهای کمیاب با به‌کارگیری روش ICP-MS (دســتگاه Thermo Series X- I) به‌دســت آمد. در این مرحله مقدار عنصـــرهای خاکی کمیاب (REE) و برخی عنصـــرهای کمیاب دیگر همانند (Nb، Ta، Th، U ، Y، Hf و ...) اندازه‌گیری شد. گفتنی ا ست برخی عن صرهای کم یاب به هر دو روش XRF و ICP-MS ا ندازه‌گیری شـده‌اند که مقدار آنها برای مقایسـهٔ صـحت روش‌های اندازه‌گیری در جدول 1 آمده است.

جدول 1- داده‌های به‌د ست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی اکسیدها (برپایهٔ د رصدوزنی یا wt.%) و عن صرهای فرعی و کمیاب (برپایهٔ ppm) در ترکیب سـنگ کل نمونه‌های منطقهٔ طارم- ما سوله به روش‌های XRF و ICP-MS (برخی عنصـرهای فرعی و کمیاب به هر دو روش XRF و ICP- MS اندازه‌گیری شـده‌اند که برای مقایسـه داده‌های هر دو روش در این جدول آورده شـده‌اند؛ نام اختصـاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans، 2010)

Rock Type	Ol- basalt				Ol- gabbro	basalt					
Mineralogy	Ol- Pl- porphyry			Ol- porphyry	Pl+Cpx+Ol	Pl- porphyry			No Phenocryst	Pl- Cpx- porphyry	
Sample No.	ST16	ST11	ST10	ST32	ST1	ST25	ST20	ST23	ST26	ST18	ST24
SiO_2	43.54	47.15	47.64	45.10	45.90	43.94	44.50	45.26	46.29	45.26	47.70
TiO_2	1.80	2.08	1.95	1.46	1.03	2.49	2.79	2.51	4.14	2.50	2.46
Al_2O_3	13.09	14.58	15.09	14.08	15.20	15.51	13.52	17.45	14.23	13.76	15.57
Fe_2O_3	1.50	1.09	1.55	1.42	1.20	1.71	2.82	1.38	2.13	1.73	1.83
FeO	10.03	7.26	10.31	9.45	7.98	11.40	18.78	9.21	14.20	11.51	12.20
MnO	0.12	0.26	0.27	0.14	0.16	0.28	0.10	0.20	0.23	0.18	0.27
MgO	14.06	7.39	7.49	11.74	11.11	3.03	2.48	7.34	4.27	9.70	5.68
CaO	6.89	7.11	4.81	8.10	9.29	10.18	6.02	7.39	5.14	7.29	6.71
Na_2O	2.29	5.02	4.87	1.81	2.57	4.67	6.52	2.84	2.74	2.59	4.24
K_2O	0.43	0.23	0.15	0.33	1.03	0.61	0.04	1.20	0.20	1.07	0.56
P_2O_5	0.34	0.81	0.81	0.27	0.27	0.85	0.65	0.40	0.65	0.33	0.81
LOI	5.80	6.99	4.63	5.70	4.01	5.67	2.19	4.36	4.73	3.57	2.95
Total	99.90	99.96	99.56	99.60	99.74	100.35	100.41	99.53	98.96	99.49	100.98
Mg#	71.4	64.5	56.4	68.9	71.3	32.1	19.0	58.7	34.9	60.0	45.3

جدول 1- ادامه

Rock Type	Ol- basalt				Ol- gabbro	basalt					
Mineralogy	Ol- Pl- porphyry			Ol- porphyry	Pl+Cpx+Ol	Pl- porphyry			No Phenocryst	Pl- Cpx- porphyry	
Sample No.	ST16	ST11	ST10	ST32	ST1	ST25	ST20	ST23	ST26	ST18	ST24
(XRF)											
Zn	73	212	204	67	66	211	87	101	164	99	159
Cu	22	8	25	228	121	32	56	56	21	62	49
Sc	29	19	18	25	27	20	23	22	25	27	22
Ga	18	24	26	17	13	29	22	23	20	16	30
Ni	211	30	39	214	67	13	18	23	2	66	14
Co	51	35	36	66	51	56	35	48	46	58	30
Cr	740	353	339	707	145	89	84	61	17	154	38
V	252	142	130	250	202	142	313	287	174	293	146
Rb	13	8	5	7	28	14		27	8	15	14
Ba	223	72	138	194	485	282	95	329	262	704	307
Th	3	14	12	2	2	5	5	2	5	2	6
Nb	28	67	68	22	20	49	31	21	47	25	47
Pb	4	5	6	3	4	5	6	3	4	3	5
Sr	443	368	382	340	952	482	145	781	1322	1125	626
Zr	147	260	218	104	76	316	172	149	368	186	261
Y	21	29	31	22	13	42	24	22	45	22	44
Hf	5	6	7	2	3	8	6	5	11	5	10
(ICP- MS)											
Rb			4.42	6.52	25.09	14.84	0.61	24.15	8.98	13.09	15.23
Sr			366.94	360.21	798.49	452.93	132.98	658.89	1440.53	1064.83	646.01
Y			35.88	24.79	12.63	41.87	25.93	24.58	46.12	25.57	49.75
Zr			217.91	102.50	74.42	318.53	185.11	145.94	352.81	186.05	264.02
Nb			60.95	21.38	17.50	49.92	38.45	24.96	57.55	26.30	49.81
La			58.77	16.07	11.07	44.07	27.37	16.74	53.92	19.11	48.18
Ce			106.49	32.74	21.71	87.68	58.28	35.88	116.58	40.63	100.98
Pr			11.40	3.84	2.62	10.97	6.97	4.19	14.09	5.16	12.32
Nd			39.06	14.86	10.69	42.71	26.88	15.54	52.68	20.58	46.31
Sm			7.89	3.87	2.80	10.30	6.50	4.19	12.55	5.51	11.84
Eu			2.03	1.42	1.00	3.03	1.86	1.39	3.93	1.73	3.46
Gd			7.23	4.26	2.77	9.29	5.71	4.46	11.25	5.11	10.48
Tb			1.10	0.70	0.43	1.39	0.89	0.72	1.66	0.80	1.64
Dy			5.86	4.26	2.41	7.60	4.99	4.42	9.07	4.57	8.97
Ho			1.11	0.85	0.49	1.40	0.96	0.92	1.63	0.87	1.74
Er			2.86	2.34	1.24	3.46	2.38	2.52	4.02	2.22	4.34
Tm			0.40	0.35	0.18	0.48	0.34	0.38	0.55	0.31	0.61
Yb			2.41	2.24	1.11	2.93	2.08	2.49	3.34	1.89	3.67
Lu			0.35	0.33	0.16	0.41	0.31	0.36	0.48	0.27	0.52
Hf			7.81	3.29	2.12	7.63	5.02	3.81	8.81	4.10	8.83
Ta			4.75	1.53	1.43	3.52	2.44	1.84	4.47	1.86	3.25
Th			10.29	2.49	1.73	4.54	3.47	2.99	6.26	2.64	4.85
U			2.38	0.74	0.54	1.58	0.94	0.93	2.07	0.76	1.58

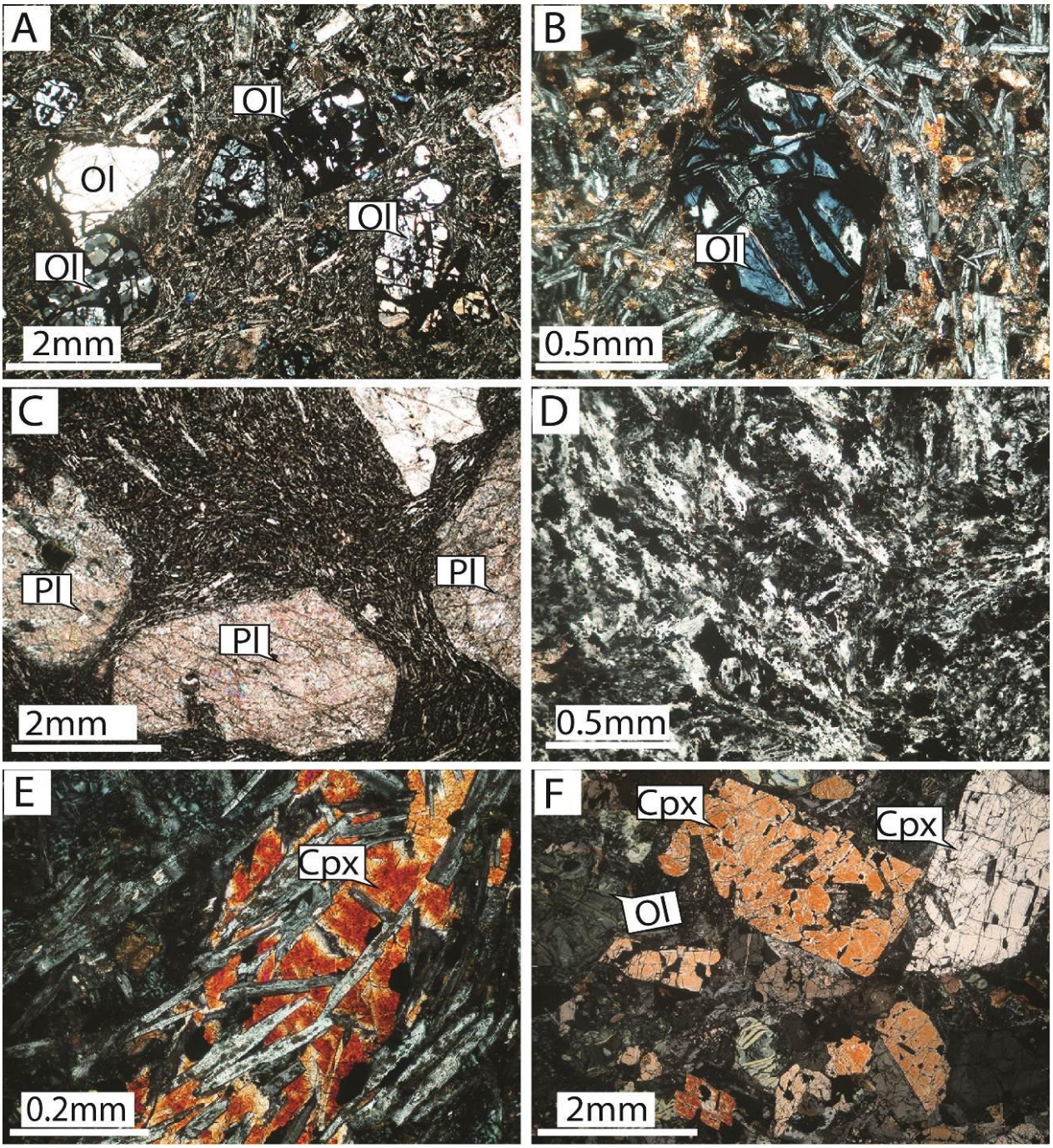
جدول 1- ادامه

Rock Type	Ol- basalt				Ol- gabbro	basalt					
Mineralogy	Ol- Pl- porphyry			Ol- porphyry	Pl+Cpx+Ol	Pl- porphyry			No Phenocrys	Pl- Cpx- porphyry	
Sample No.	ST16	ST11	ST10	ST32	ST1	ST25	ST20	ST23	ST26	ST18	ST24
Nb/Y			1.70	0.86	1.39	1.19	1.48	1.02	1.25	1.03	1.00
Ta/Yb			1.97	0.69	1.29	1.20	1.17	0.74	1.34	0.98	0.89
Th/Yb			4.26	1.11	1.55	1.55	1.67	1.20	1.88	1.40	1.32
Eu/Eu*			0.81	1.06	1.08	0.93	0.91	0.98	0.99	0.98	0.93
Ti/Y			35.88	24.79	12.63	41.87	25.93	24.58	46.12	25.57	49.75
Ti/V			95.08	37.28	32.00	111.36	54.42	54.99	151.88	53.40	103.06
Pb/Nb			0.10	0.14	0.22	0.10	0.17	0.13	0.07	0.13	0.11
Nb/La			1.04	1.33	1.58	1.13	1.40	1.49	1.07	1.38	1.03
Lu/Yb			0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14
$(La/Sm)_N$			4.81	2.68	2.55	2.76	2.72	2.58	2.77	2.24	2.63
$(Sm/Yb)_N$			3.63	1.92	2.80	3.91	3.47	1.87	4.17	3.23	3.59
$(La/Yb)_N$			17.46	5.15	7.14	10.79	9.44	4.83	11.58	7.24	9.42

ویژگی‌های میکروسکوپی

الف- الیوین‌بازالت: بیشترِ این سنگ‌ها الیوین- پلاژیوکلاز- فیریک هستند و در آنها فنوکریست‌ها در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و ریزبلورهای کلینوپیروکسن پراکنده هستند. بیشتر فنوکریست‌های الیوین شکل‌دار تا گاهی نیمه‌شکل‌دار هستند و در برخی نمونه‌ها تا بیشتر از 10٪ مودال سنگ را دربر می‌گیرند (شکل‌های 3- A و 3- B). این بلورها دگرسانی شدیدی دارند؛ به‌گونه‌ای‌که بیشتر آنها سرپانتینی شده‌اند و به‌ندرت کانی سالم یافت می‌شود. در برخی نمونه‌ها پدیده ایدنگسیتی‌شدن الیوین نیز رخ داده است و قالب کانی به‌طور کامل با ایدنگسیت و سرپانتین پر شده است. پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های معمول در سنگ‌های الیوین‌بازالتی است. این کانی هم به‌صورت فنوکریست و هم میکرولیت‌های درون‌زمینه دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از نظر اندازه تا 3 میلیمتر و از نظر فراوانی مودال تا 5 درصدحجمی می‌رسند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز نیز از فراوان‌ترین فازهای زمینهٔ سنگ هستند و گاه تا نزدیک به 40 تا 50 درصدحجمی مودال را دربر گرفته‌اند. پلاژیوکلازها گاه نشانه‌هایی از بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی را نیز نشان می‌دهند. دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی‌های ثانویه مانند سریسیت و کلسیت معمول است. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها کمتر دیده می‌شوند و بیشتر آنها به‌صورت فازهای میان‌بلوری در زمینهٔ سنگ (بافت اینترسرتال) یافت می‌شوند (شکل 3- B). افزون‌براین، در این سنگ‌ها کانی‌های فرعی مانند کانی‌های کدر متداول هستند که هم ممکن است فاز ماگمایی اولیه و یا فاز ثانویه پدیدآمده از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین باشند.

ب- بازالت: این سنگ‌ها با بافت‌های متنوعی مانند میکرولیتی پورفیری، تراکیتی پورفیری و بادامکی شناخته می‌شوند. پلاژیوکلاز به‌همراه پیروکسن (کلینوپیروکسن) از کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ‌هاست و کلریت، کلسیت و اکسید آهن از کانی‌های ثانویه شمرده می‌شوند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی معمول در زمینهٔ این سنگ‌ها هستند.



شکل 3- ویژگی‌های میکرو سکوپی سنگ‌ها. A) فنوکریست‌های الیوین که به شدت سرپانتینی شده‌اند (الیوین‌بازالت)؛ B) فنوکریست شکل‌دار الیوین که در زمینه‌ای با بافت اینتر سرتال دیده می شوند (الیوین‌بازالت)؛ C) فنوکریست‌های سریسیتی شده پلاژیوکلاز در بازالت‌ها؛ D) فراوانی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه برخی نمونه‌های بازالتی؛ E) بافت افیتیک– ساب‌افیتیک در سنگ‌های بازالتی که در آن، کلینوپیروکسن میکرولیت‌های پلاژیوکلاز را به‌صورت بخشی یا کامل دربرگرفته است؛ F) الیوین‌گابروها که در آنها بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن سالم مانده‌اند؛ اما الیوین و پلاژیوکلاز دگرسان شده‌اند (همهٔ تصویرها در حالت نوری XPL گرفته شده‌اند)

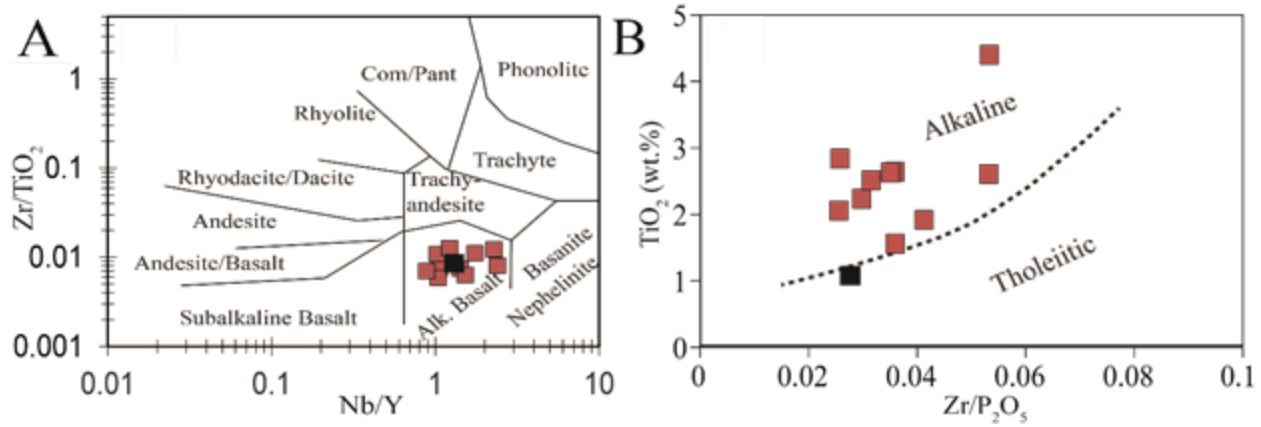
در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلازها بیشتر از 50 درصد حجمی مودال سنگ را فراگرفته است. بیشتر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا کمابیش شکل‌دار و معمولاً از 3 میلیمتر

کوچک‌تر هستند (شکل 3- C). در زمینهٔ سنگ نیز پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فاز است (شکل 3- D). به‌علت فرایندهای ثانویه و واکنش سیال‌ها با سنگ، بیشتر بازالت‌ها دستخوش دگرسانی شده و بلورهای پلاژیوکلاز کمابیش سریسیتی تا کلسیتی شده‌اند. در این سنگ‌ها، بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن در اندازهٔ کمتر از 1 میلیمتر دیده می‌شوند و کمتر از 20٪ از حجم مودال را دربر می‌گیرند. در برخی نمونه‌ها زمینهٔ سنگ افزون‌بر بافت اینترسرتال، بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک نیز نشان می‌دهد (شکل 3- E). در این گروه از سنگ‌ها، الیوین فراوانی ناچیزی دارد و در صورت وجود، بیشتر الیوین‌ها سرپانتینی شده‌اند. در این سنگ‌ها نیز کانی‌های کدر معمول‌ترین فاز فرعی سنگ هستند.

پ- الیوین‌گابرو: الیوین‌گابروها رخنمون کمی در منطقه دارند. این سنگ‌ها کمابیش دانه درشت هستند و بافت هیپایدیومورفیک‌گرانولار دارند. کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز فازهای اصلی سنگ هستند (شکل 3- F). الیوین فراوانی حجمی از 5 تا 10 درصد دارد و بیشتر الیوین‌ها بسیار سرپانتینی شده‌اند. پلاژیوکلازها فراوان‌ترین فاز هستند و گاهی تا نزدیک به 60 درصدحجمی سنگ را دربر می‌گیرند. همانند بلورهای الیوین، بیشتر پلاژیوکلازها نیز دستخوش دگرسانی شدید شده‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها نزدیک به 30 درصدحجم مودال را فرا می‌گیرند. این کانی اندازهٔ 2 تا 3 میلیمتر دارد و برخلاف الیوین و پلاژیوکلاز کمتر دگرسان شده است. با توجه به کانی‌شناسی الیوین گابروها و آنچه که در ادامه از زمین‌شیمی آنها گفته خواهد شد، این سنگ‌ها با واحدهای آذرین بیرونی منطقه ارتباط زایشی دارند. در واقع، گابروها بخش‌هایی از مذاب الیوین‌بازالتی هستند که در بخش‌های ژرف‌تری متوقف و متبلور شده‌اند.

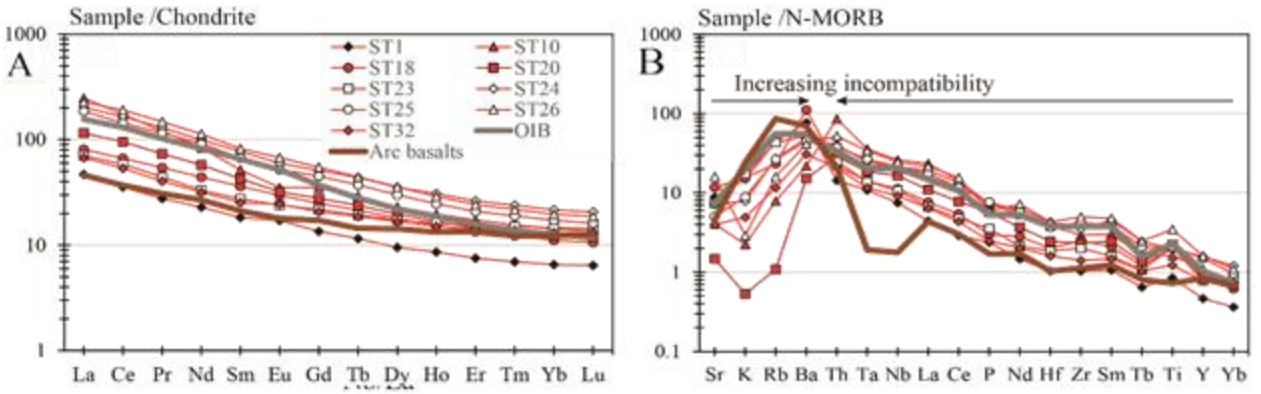
زمین‌شیمی

داده‌های تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در جدول 1 آورده شده‌اند. در نمونه‌های بررسی‌شده، مقدار مواد فرار (LOI) برابربا 2/19 تا 6/99 درصدوزنی است. همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، برخی نمونه‌ها دگرسانی بالایی دارند و این پارامتر به ناگزیر در آنها مقدار بالایی دارد. برپایهٔ مقدارهای بدون LOI، SiO_2 در نمونه‌های منطقه برابربا 45/3 تا 50/7 درصدوزنی است و ازاین‌رو، نمونه‌ها همگی در محدودهٔ سنگ‌های بازیک جای می‌گیرند. با توجه به دگرسانی نمونه‌ها از تمرکز عنصرهای کمیاب نامتحرک برای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها بهره گرفته شد. در نمودار تغییرات Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 (شکل 4- A)، همهٔ نمونه‌ها در محدودهٔ آلکالی‌بازالت جای می‌گیرند. مقدار بالای عنصرهای آلکالن (Na_2O+K_2O) (تا 6/68 درصدوزنی)، TiO_2 (تا 4/40 درصدوزنی) و نسبت Nb/Y (تا 2/33) (جدول 1) نیز با ترکیب آلکالن نمونه‌ها همخوانی دارند. نسبت K_2O/Na_2O در این نمونه‌ها برابربا 0/01 تا 0/42 است و نشان‌دهندهٔ سرشت سدیک آنهاست. در همین راستا، در نمودار Zr/P_2O_5 دربرابر TiO_2 (شکل 4- B) نیز همهٔ نمونه‌ها در محدودهٔ سری آلکالن جای می‌گیرند.



شکل 4- رده‌بندی و سری ماگمایی واحدهای بازیک منطقهٔ طارم- ماسوله. A) نمودار Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 برای رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار Zr/P_2O_5 دربرابر TiO_2 برای بررسی سری ماگمایی سنگ‌های بازیک (Winchester and Floyd, 1976) (مربع سرخ: بازالت؛ مربع سیاه: گابرو)

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت در شکل 5- A نمایش داده شده است. در این نمودار الگوهای مشابه همهٔ نمونه‌ها با شیب منفی با کاهش تدریجی از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) به‌سوی عنصرهای خاکی کمیاب میانه (MREE) و سنگین (HREE) دیده می‌شود. نسبت عنصرهای خاکی کمیاب نیز گویای این ویژگی است. در نمونه‌های منطقه نسبت‌های $(La/Sm)_N$، $(La/Yb)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ به‌ترتیب نزدیک به 2/24 تا 4/8، 4/8 تا 17/5 و 1/9 تا 4/2 هستند. همچنین، در نمونه‌ها، میانگین تمرکز La، Sm و Yb نسبت به ترکیب کندریت به‌ترتیب نزدیک به 138، 47 و 14 برابر غنی‌شدگی دارد. نکته دیگر اینکه در این نمودار، همسانی شکل الگوها و شیب‌های آنها چه‌بسا به ارتباط زایشی نمونه‌ها اشاره دارد.



شکل 5- نمودارهای نمایش فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در ترکیب زمین‌شیمیای سنگ کل سنگ‌های بازیک منطقهٔ طارم- ماسوله. A) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب N-MORB (ترکیب Chondrite، N-MORB و OIB (Ocean island basalt) برگرفته از Sun و McDonough (1989)؛ ترکیب بازالت های کمانی (Arc basalts) برگرفته از ترکیب میانگین بازالت‌های ائوسن منطقهٔ ساوه (Delavari *et al.*, 2017a))؛ نمونهٔ ST1 گابرو و دیگر نمونه‌ها بازالت‌ها هستند)

در شکل 5- B، نمودارهای عنکبوتی چندعنصری دیده می‌شوند. در این نمودارها

شماری از عنصرهای ناسازگار مانند عنصرهای با قدرت میدان بالا (HFSE[1]) و عنصرهای لیتوفیل یون بزرگ (LILE[2]) به‌ترتیبِ میزان ناسازگاری نمایش داده شده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که عنصرهای LILE از Sr به‌سوی Ba و عنصرهای HFSE از Yb به‌سوی Th کم‌کم ناسازگاری بیشتری پیدا می‌کنند. در نمودارهای عنکبوتیِ همهٔ نمونه‌ها، یک شکل برآمده در بخش میانی (عنصرهای ناسازگارتر) دیده می‌شود که نشان می‌دهد غلظت عنصرها با افزایش شدت ناسازگاری آنها بیشتر می‌شود. چنین ویژگی نشان‌دهندهٔ خاستگاه‌گرفتن مذاب از خاستگاه گوشته‌ای غنی (یا تهی‌نشده) است (Yu *et al.*, 2011) که در ادامه به آن پرداخته خواهد شد.

بحث

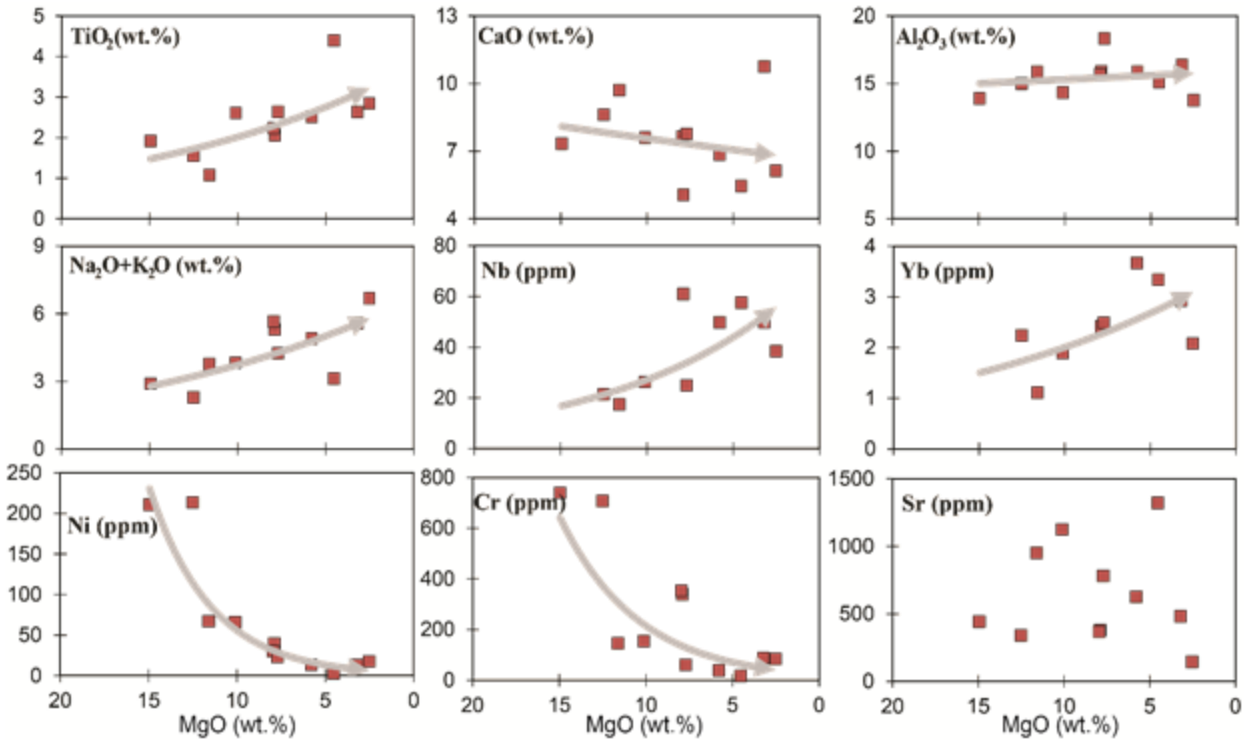
الف- تبلوربخشی

همان‌گونه‌که در جدول 1 دیده می‌شود، مقدار عنصرهای آلکالن (Na_2O+K_2O) در نمونه‌ها تغییر بالایی دارد و از 2/28 تا 6/68 درصدوزنی متغیر است. از سوی دیگر، مقدار TiO_2 نیز تنوع بالایی دارد و تغییراتی از 1/08 تا 4/40 درصدوزنی نشان می‌دهد. با نگاهی به غلظت دیگر عنصرهای اصلی مانند MgO (2/52 تا 14/94 درصدوزنی)، FeO (7/8 تا 19/1 درصدوزنی) و CaO (5/06 تا 10/76 درصدوزنی) تنوع ترکیبی چشمگیری میان نمونه‌ها دیده می‌شود. مقدار عدد منیزیم (Mg#= 100*MgO/(MgO+FeO)) (19/04 تا 71/42)، Cr (17/3 تا 739/5 ppm) و Ni (2/2 تا 213/7 ppm) نیز گواه این نکته هستند. ازاین‌رو، روشن است که برخی نمونه‌ها ترکیب کاملاً تحول‌یافته‌ای دارند؛ اما برخی دیگر به ترکیب مذاب‌های اولیه بازالتی نزدیک‌تر هستند. در مذاب‌های بازالتی اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی معمول گوشته بالایی (Ol + Opx + Cpx ± Gt ± Spl) پدید آمده باشند، مقدار Ni، Cr و Mg# به‌ترتیب اندازه‌هایی بیشتر از 400 تا 500 پی‌پی‌ام، بیشتر از 1000 پی‌پی‌ام و بیشتر از 70 نشان می‌دهند (Wilson, 2007). اگرچه نباید این نکته را نادیده گرفت که افزایش عنصرهای سازگاری مانند Mg، Ni و Cr در نمونه‌ها چه‌بسا تا اندازه‌ای تحت‌تأثیر انباشتگی[3] کانی‌های مافیک بوده است (Zhou *et al.*, 2009). ویژگی‌های سنگ‌نگاری این فرض را تأیید نمی‌کند؛ زیرا برای نمونه، الیوین به‌ندرت از 10 درصد مودال بیشتر می‌شود.

فرایند تبلوربخشی از علت‌های اصلی تحول ترکیب مذاب‌هاست که در اینجا به آن پرداخته خواهد شد. در این ارتباط، کاربرد نمودارهای تغییرات (شکل 6) بسیار کارآمد است. با توجه به ترکیب بازیک نمونه‌ها و تغییرات چشمگیر مقدار MgO در آنها، تغییرات عنصرها نسبت به MgO نمایش داده شده است. با کاهش مقدار MgO و یا پیشرفت تحول شیمیایی مذاب، تمرکز CaO، Ni و Cr کاهشی است؛ اما مقدار عنصرهای آلکالن (Na_2O+K_2O)، TiO_2، Nb و Yb روند افزایشی دارند. افزون‌براین، Al_2O_3 تغییرات چندانی ندارند و Sr نیز پراکندگی دارد و روند خاصی نشان نمی‌دهد. با فرض اینکه روندهای شکل 6 نشان‌دهندهٔ خط کاهشی مایع[4] باشند و یا به اصطلاح تغییرات تدریجی ترکیب مذاب

[1] High Field Strength Elements
[2] Large Ion Lithophile Elements
[3] accumulation
[4] liquid line of descent

تحول‌یافته از یک مذاب مادر را نشان دهند، به‌طور منطقی انتظار می‌رود تمرکز عنصرهای ناسازگاری مانند عنصرهای آلکالن، Nb و Yb در مذاب تحول‌یافته‌تر افزایش یابد. از سوی دیگر، تغییرات کاهشی عنصرهای سازگاری مانند Ni و Cr که ضریب جدایش بالایی در الیوین و کلینوپیروکسن دارند، با تبلورِبخشی کانی‌های یادشده همخوانی دارند.

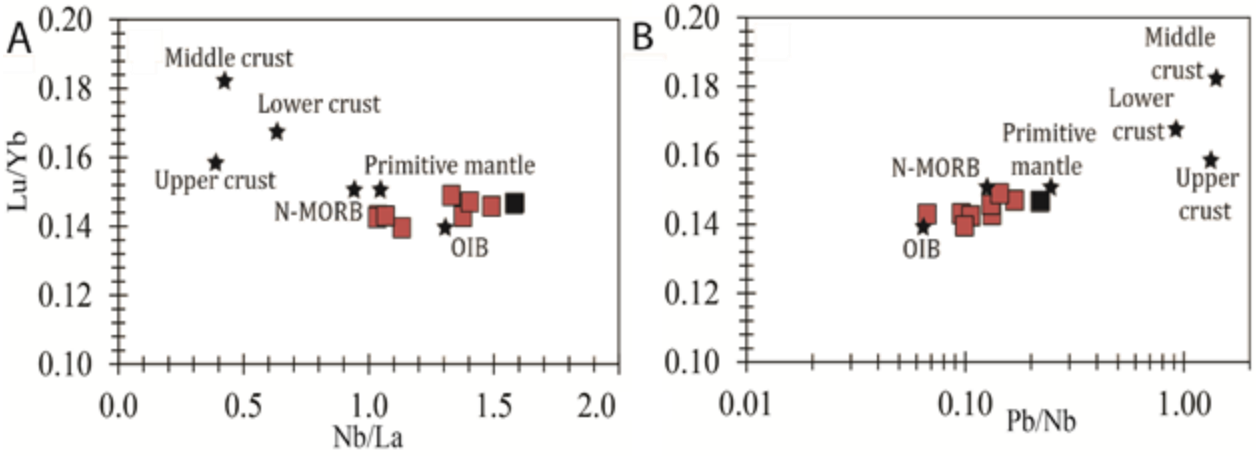


شکل 6- نمودارهای تغییرات که در آنها تغییرات برخی عنصرهای اصلی و کمیاب نسبت به MgO نمایش داده شده است (نماد نمونه‌ها همانند شکل 4)

افزون‌براین، نبود روند کاهشی روشن در Al_2O_3 و یا پراکندگی تغییرات Sr با تبلورِبخشی اثر گذار پلاژیوکلاز ناسازگار است. در این سنگ‌ها نسبت Eu/Eu* نزدیک به 1 (0/81 تا 1/08) است (جدول 1). همان‌گونه که در شکل 5- A نیز دیده می‌شود نبود آنومالی منفی روشن برای Eu در الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب نشان‌دهندهٔ نبود اثرات تأثیرگذار جدایش بلورین پلاژیوکلاز است (Bachmann and Bergantz, 2008; Pang *et al.*, 2016; Eyuboglu *et al.*, 2019). پس گمان می‌رود کاهش مقدار CaO با پیشرفت تحول شیمیایی مذاب (کاهش MgO) نیز بیشتر متأثر از تبلورِبخشی کلینوپیروکسن بوده باشد. همچنین، روند افزایشی TiO_2 در نمونه‌ها با تبلورِبخشی کانی‌های اکسیدی (اکسید های آهن- تیتانیم) ناسازگار است (Hunziker, 2014; Rollinson, 2014; Özdamar, 2016). ازاین‌رو، بطور کلی می‌توان دریافت که تنوع شیمیایی نمونه‌ها اگر از فرایند تبلورِبخشی متأثر شده باشد، بیشتر پیامد جدایش بلورین کانی‌هایی مانند الیوین و کلینوپیروکسن بوده است و اثرات جدایش بلورین پلاژیوکلاز و کانی های اکسیدی پررنگ نبوده است.

ب- آلایش پوسته‌ای

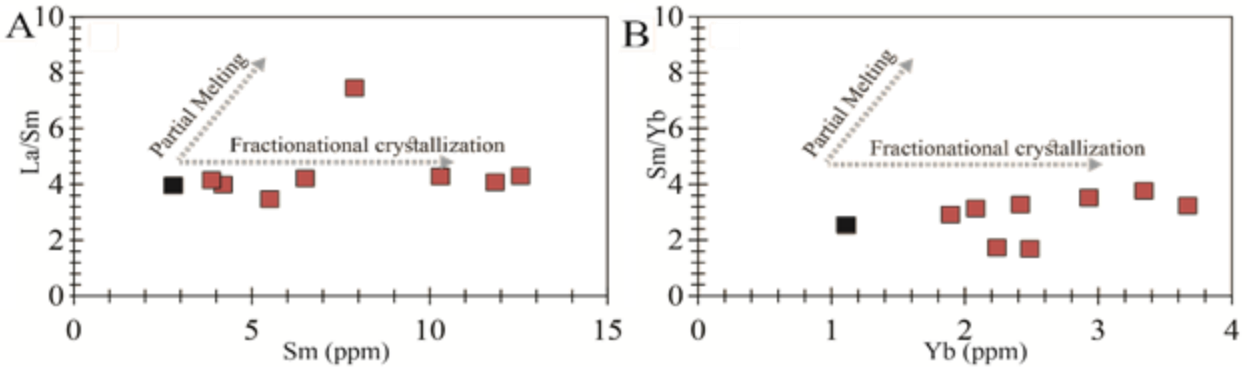
دیگـر عـاملی کـه شـاید باعـث تغییـرات ترکیـب شـیمیایی مـذاب شـود آلایـش پوسـته‌ای اسـت؛ زیـرا مـذاب‌های گوشـته‌ای هنگـام گـذر از پوسـتهٔ قـاره‌ای و رسـیدن بـه سـطح زمـین بـا سـنگ‌های مسـیر در تمـاس هسـتند و چه‌بسـا دچـار آلایـش شـوند (Cook *et al.*, 2005; Alpaslan, 2007; Çoban, 2007; Allen *et al.*, 2013). بـا وجـود ایـن، میـزان آلایـش شـاید شـیمی مـذاب را دچـار تغییـر چشـمگیری کـرده و یـا اینکـه اثـر چشـمگیری نداشـته باشـد. تمرکـز عنصـرهای کمیـاب یـا نسـبت فراوانـی آنهـا بـرای اسـتنباط آلایـش پوسـته‌ای کارآمـد اسـت. عنصـرهای Lu و Yb رفتـار زمین‌شـیمیایی مشـابهی دارنـد و ازایـن‌رو، نسـبت Lu/Yb به‌نـدرت تحت‌تـأثیر فراینـد تبلوربخشـی و یـا ذوب‌بخشـی قـرار مـی‌گیـرد. ایـن نسـبت در سـنگ‌های پوسـتهٔ قـاره‌ای بیشـتر (0/16 تـا 0/18) (Rudnick and Gao, 2003) و در مـذاب‌های گوشـته‌ای کمتـر اسـت (0/14 تـا 0/15) (Sun and McDonough, 1989). در نمونـه‌های منطقـهٔ طـارم- ماسـوله، ایـن نسـبت برابربـا 0/14 تـا 0/15 اسـت (جـدول 1) کـه دقیقـاً در بـازهٔ ترکیبـی مـذاب‌های گوشـته‌ای اسـت و بـه سـنگ‌های پوسـته‌ای گـرایش نشـان نمی‌دهـد. همچنـین، بـا توجـه بـه تهی‌شـدگی مشـخص Nb و بـرعکس، غنی‌شـدگی Pb در سـنگ‌های پوسـتهٔ قـاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003)، نسـبت‌های عنصـرهای Pb/La و Pb/Nb در سـنگ‌های پوسـتهٔ قـاره‌ای و مـذاب‌های گوشـته‌ای تمـایز آشـکاری دارنـد. در شـکل‌های A- 7 و B- 7، نسـبت Lu/Yb بـه‌ترتیب دربرابـر نسـبت‌های Nb/La و Pb/Nb نمـایش داده شـده اسـت. برپایـهٔ ایـن شـکل‌ها، نسـبت‌های یادشـده در نمونـه‌های منطقـه بـه‌خوبی بـه مـذاب‌های گوشـته‌ای نزدیـک هسـتند، امـا بـه سـنگ‌های پوسـتهٔ قـاره‌ای گـرایش نـدارد. ازایـن‌رو، می‌تـوان گفـت تـأثیرات آلایـش پوسـته‌ای در سـنگ‌های بـازالتی منطقـهٔ طـارم- ماسـوله چشمگیر نبوده است.



شکل 7- مقایسه نسبت برخی عنصرهای کمیاب در سنگ‌های بازیک منطقهٔ طارم- ماسوله با انواعی از بازالت‌ها، منابع گوشته‌ای و پوسته‌ای. A) نمودار نسبت Nb/La دربرابر Lu/Yb؛ B) نمودار نسبت Pb/Nb دربرابر Lu/Yb (ترکیب N-MORB، Primitive Mantle و OIB برگرفته از Sun و McDonough (1989) و ترکیب پوستهٔ قاره‌ای (زیرین، میانی و بالایی) از Rudnick وGao (2003)؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل 4)

پ- الگوسازی فرایند تبلوربخشی

در مباحث پیشین گفته شد فرایند تبلوربخشی از محتمل‌ترین عوامل تنوع شیمیایی سنگ‌های بازیک منطقهٔ طارم- ماسوله است. این فرایند تمرکز عنصرهای ناسازگاری که در ساختمان کانی‌های متبلورشده وارد نشده‌اند را در مذاب بجامانده کم‌کم افزایش می‌دهد. عنصرهای REE به‌علت شباهت رفتار زمین‌شیمیایی در الگوسازی‌هایگوناگون سنگ‌شناسی بسیار به‌کار برده می‌شوند (Mahéo *et al.*, 2004; Chiaradia *et al.*, 2009; Pang *et al.*, 2012). هنگام تبلور مذاب بازالتی، با توجه به کانی‌های متبلورشونده و ضریب جدایش عنصرهای خاکی کمیاب در آنها، تمرکز عنصرهای خاکی کمیاب معمولاً در مذاب بجامانده به آرامی افزایش می‌یابد؛ اگرچه نسبت عنصرهای خاکی کمیاب تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد و ازاین‌رو، شکل الگوی عنصرهای خاکی کمیاب میان مذاب مادر و مذاب‌های بجامانده از آن هنگام تبلور تفاوت چشمگیری ندارد. تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در شکل 8 نمایش داده شده است. در این شکل تغییرات La/Sm نسبت Sm دربرابر و Yb دربرابر Sm/Yb نمایش داده شده‌اند. همان‌گونه‌که در این نمودارها (شکل‌های 8- A و 8- B) دیده می‌شود هنگام تبلوربخشی، غلظت عنصرهای خاکی کمیاب مانند Sm و Yb در مذاب بجامانده روند افزایشی دارد؛ اما نسبت عنصرهای La/Sm و Sm/Yb کمابیش ثابت است. تغییرات شیمیایی نمونه‌های منطقه در شکل‌های 8- A و 8- B موازی روند تبلوربخشی است و ازاین‌رو، همان‌گونه‌که پیشتر گفته شده، نقش غالب فرایند تبلوربخشی در تحول شیمیایی مذاب را نشان می‌دهد. با این فرض در اینجا فرایند تبلوربخشی با به‌کارگیری الگوسازی عنصرهای کمیاب دقیق‌تر بررسی می‌شود.



شکل 8- نمایش تغییرات تمرکز عنصرهای خاکی کمیاب توأم با روندهای حاصل از فرایندهای ذوب بخشی و تبلوربخشی. A) نمودار تغییرات نسبت Smدربرابر La/Sm؛ B) نمودار تغییرات نسبت Yb دربرابر Sm/Yb (روندهای نمایش داده شده از Zhang و همکاران (2008) برگرفته شده‌اند؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل 4)

فرایند تبلور آذرین از سه دیدگاه بررسی می‌شود (Ersoy, 2013): 1- تبلور کاملاً تعادلی یا PEC [5]؛ 2- تبلوربخشی کامل یا PFC [6]؛ 3- تبلور تعادلی- تبلوربخشی ناکامل یا EC- IFC [7]. آنچه در طبیعت رخ می‌دهد را به‌سختی می‌توان

[5] Perfect Equilibrium Crystallization
[6] Perfect Fractional Crystallization
[7] Equilibrium Crystallization- Imperfect Fractional Crystallization

فرایند تبلور کاملاً تعادلی یا تبلوربخشی کامل دانست بلکه فرایند بینابینیِ تبلور تعادلی- تبلوربخشی ناکامل بیشتر مصداق دارد (O'Hara and Herzberg, 2002; Claeson and Meurer, 2004).

با این وصف در اینجا الگوسازی برپایهٔ فرایند EC-IFC انجام شده است. در این فرایند رابطه به‌صورت زیر است:

$C_{lc}^{EC-IFC} = C_0^f F^{\left(\frac{D_0}{1-\delta+\delta D_0}-1\right)}$

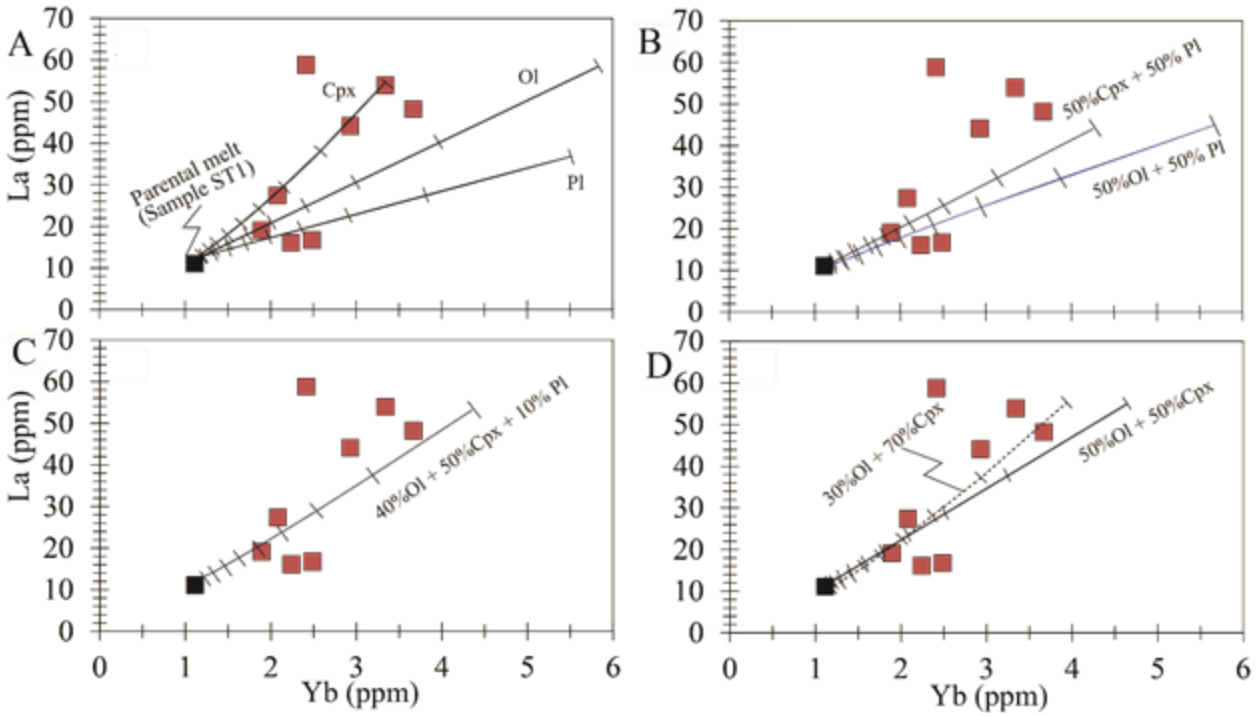
D_0: ضریب جدایش کلی عنصر C_0^f: تمرکز اولیه عنصر در مذاب

δ: درصدجرمی بلورهای معلق در مذاب C_{lc}^{EC-IFC}: تمرکز عنصر در مذاب بجامانده

الگو سازی انجام شده در شکل 9 نمایش داده شده است. برپایهٔ ویژگی‌های سنگ‌نگاری و حضور کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بررسی‌شده، الگوسازی برپایهٔ تبلور این فازها انجام شده است. ضریب جدایش عنصرهای La و Yb میان کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز با مذابی بازالتی است که ترکیب آن از بررسی‌های پیشین (McKenzie and O'Nions, 1991; Foley *et al.*, 1996) برگرفته شده است. افزون‌براین، نمونهٔ ST1 که از یک سو کمترین سطح تمرکز عنصرهای کمیاب ناسازگار (شکل 5- A) و از سوی دیگر، بالاترین عدد منیزیم (Mg#) را دارد به‌عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شد. گفتنی است این الگوسازی‌ها با توجه به محدودیت‌های مختلف مانند نبود اطلاع از شرایط دقیق تبلور هرگز نمی‌توانند به‌درستی و دقت فرایند تبلور را باز سازی کنند. از سوی دیگر، در اینجا یکی از فرض‌ها اینست که تغییرات ترکیبی نمونه‌ها نشان‌دهندهٔ ترکیب مذاب در حال تحول (LLD[8]) باشند. با وجود این، حضور فنوکریست‌ها در نمونه‌ها باعث تاثیرگذاری بر ترکیب شیمیایی و دورشدن ترکیب نمونه از ترکیب واقعی مذاب می شود و ازاین‌رو، اعتبار خروجی الگوسازی‌های تئوریک باید به‌صورت نسبی ارزیابی شود. در شکل 9- A روند تغییرات شیمیایی با فرض تبلور اختصاصی هریک از کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن نمایش داده شده است. ازاین‌رو، اثر تبلوربخشی هر کانی به‌صورت جداگانه روی ترکیب مذاب بجامانده سنجیده شد. همان‌گونه‌که دیده می‌شود نمونه‌های منطقه از روند تبلوربخشی پلاژیوکلاز بسیار دور هستند. در شکل 9- B، فرض شده است مجموعه فازهای متبلورشونده با حضور پلاژیوکلاز در کنار یکی از کانی‌های الیوین یا کلینوپیروکسن پدیدآمده باشند. در این شکل نیز تغییرات شیمیایی نمونه‌ها با روندهای یادشده همخوانی خوبی ندارد. در شکل 9- C برعکس، حالتی در نظر گرفته شده که نقش تبلور پلاژیوکلاز در آن کم‌رنگ است (40%Ol+50%Cpx+10%Pl) و در آن، روند به‌دست‌آمده با نمونه‌های منطقه تناسب بهتری دارد. شکل 9- D نیز فازهای متبلورشونده را نشان می‌دهد که ترکیبی از کلینوپیروکسن و الیوین بدون حضور پلاژیوکلاز دارند (30%Ol+70%Cpx و یا 50%Ol+50%Cpx). در این نمودار نیز روندهای به‌دست‌آمده تناسب نزدیک‌تری با روند تغییرات شیمیایی نمونه‌های منطقه دارند. پس آنچه از روند شکل 9- C و یا روندهای شکل 9- D بر می‌آید اینست که نقش جدایش بلورین کلینوپیروکسن و الیوین در روند تحول شیمیایی مذاب بسیار پررنگ‌تر است و جدایش پلاژیوکلاز اثرگذاری چندانی نداشته است. این نتیجه با آنچه پیشتر از نمودارهای تغییرات به‌دست

[8] Liquid Line of Descent

آمد کاملاً همخوانی دارد. افزون‌براین، با در نظر گرفتن اینکه خطوط روی روندها هر کدام نشان‌دهندهٔ 9 درصد تبلورباقی است، پس چنین پنداشته می شود که رسیدن از ترکیب مذاب مادر (ST1) تا ترکیب تحول‌یافته‌ترین نمونه‌ها، نیازمند درصد کلی تبلورباقی تا اندازهٔ 60٪< است.



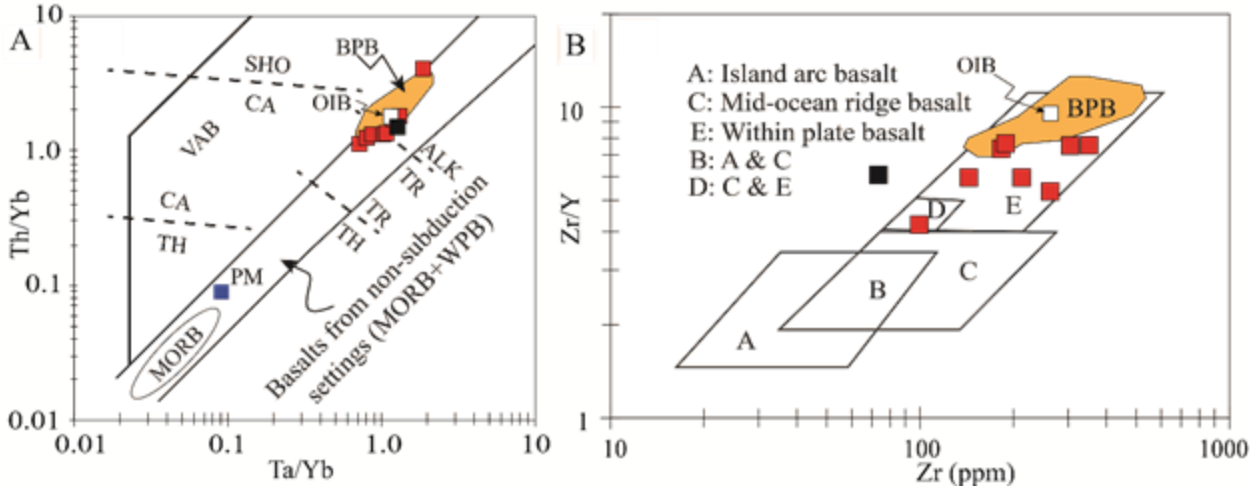
شکل 9- الگوسازی فرایند تبلوربخشی برپایهٔ تغییرات تمرکز عنصرهای La و Yb. این الگوسازی برپایهٔ فرایند تبلور تعادلی- تبلوربخشی ناکامل (EC-IFC) با فرض نمونهٔ ST1 به‌عنوان مذاب مادر انجام شده است. در شکل‌های بالا هر کدام از خطوط روی روندها نمایندهٔ 9 درصد جدایش بلورین از نوع کانی‌های نمایش‌داده شده است. الگو سازی بالا برپایهٔ روابط پیشنهادیِ Ersoy (2013) و در محیط اکسل انجام شده است. A) نمایش روندهای تبلوربخشی که در آن هر روند مربوط به تبلور جداگانهٔ یکی از کانی‌های کلینوپیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز است؛ B) روندهایی که در آنها تأثیرات تبلوربخشی الیوین + پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن+ پلاژیوکلاز به‌نمایش درآمده است؛ به‌شرط اینکه در هر کدام از روندها سهم کانی‌های جدایش‌یافته به نسبت یکسان (50 به 50) باشد؛ C) روندی که تأثیرات جدایش بلورین سه فاز مختلف الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن را نشان داده است. سهم هرکانی هنگام جدایش بلورین در شکل نمایش داده شده است. در این روند مدل، کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن نقش اصلی (90٪) و پلاژیوکلاز نقش فرعی (10٪) را دارند؛ D) نمایش روندهایی که تأثیرات جدایش بلورین مجموعه کانی‌های الیوین + کلینوپیروکسن را به تصویر کشیده است (نماد نمونه‌ها همانند شکل 4)

ت- جایگاه زمین‌ساختی

در شکل 5- A و B الگوی نمونه‌ها با OIB و بازالت‌های کمانی مقایسه شده است. نمونه‌های منطقه در مقایسه با بازالت‌های کمانی الگوی عنصرهای خاکی کمیاب پرشیب‌تری دارند که در حقیقت، نشان‌دهندهٔ نسبت‌های بالاتر LREE/HREE و MREE/HREE در نمونه های منطقه است (شکل 5- A). این نکته با خاستگاه گوشته‌ای غنی‌تر نسبت به گوشته زیرکمانی تفسیر می‌شود (Rollinson, 2014).

همچنین، در شکل 5- B، تفاوت آشکاری میان ترکیب نمونه‌ها و بازالت‌های کمان آتشفشانی وجود دارد: نخست اینکه، برخلاف بازالت‌های کمانی، نمونه‌های منطقه تهی‌شدگی نسبی Nb و Ta نشان نمی‌دهند. بنابراین اثرات مواد فرورانشی در خاستگاه گوشته‌ای و/یا

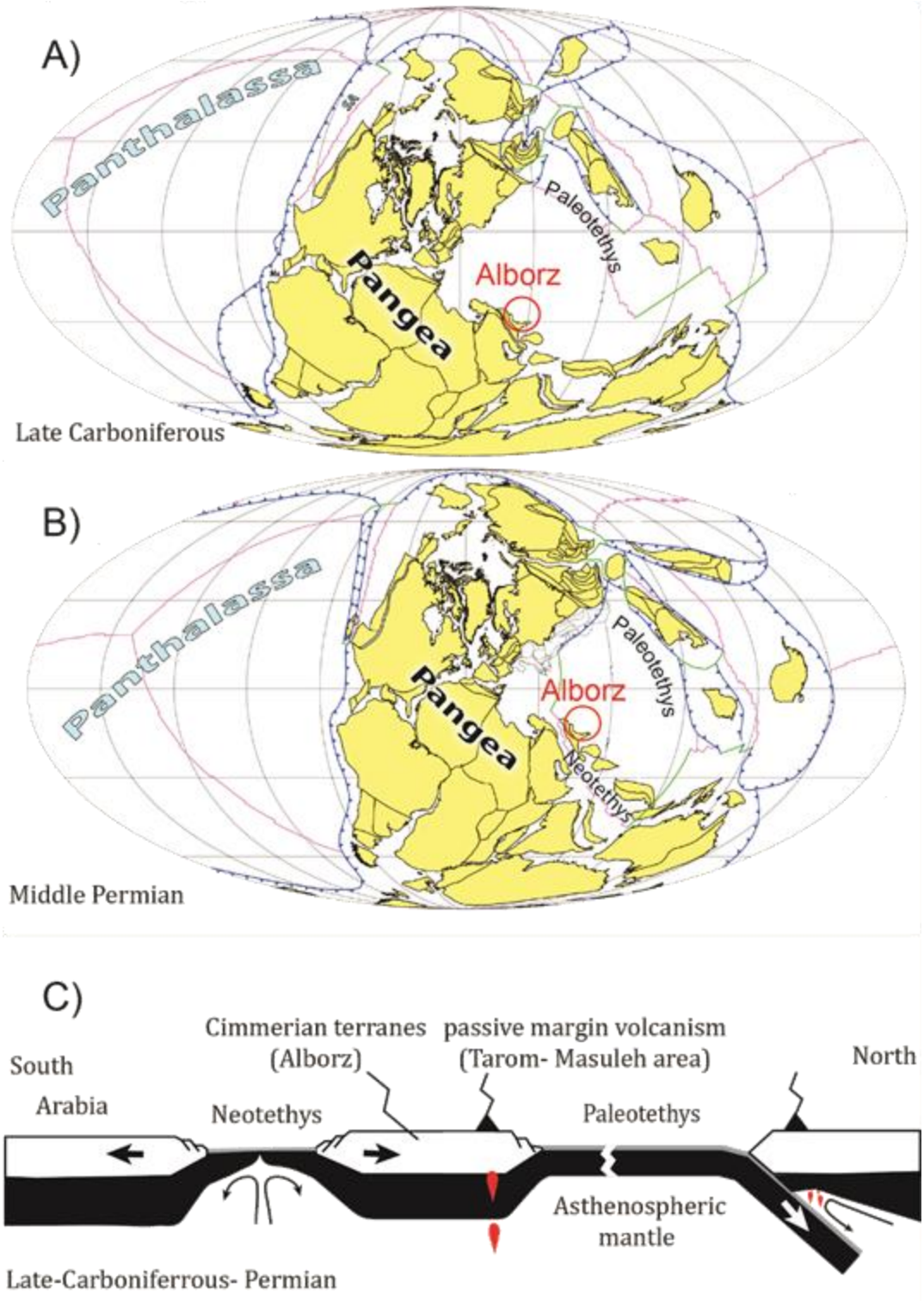
آلایش پوســـته‌ای چشـــمگیر در نمونه‌ها منتفی اســـت (Woodhead *et al.*, 1993; Rudnick and Gao, 2003; Zhou *et al.*, 2009). دوم اینکه، تمرکز همهٔ عنصـرهای HFS در نمونه‌های منطقه به‌طور چشـمگیری بیشـتر از بازالت‌های کمانی اســت. ازآنجایی‌که عنصـرهای HFS به‌طور معمول نامتحرک هستند پس غنی‌شدگی آنها در خاستگاه گوشته‌ای بیشتر به سرشت خاستگاه ارتباط دارد و در پی فرایندهای فرورانشـی دچار غنی‌شـدگی نمی‌شـود (Pearce and Peate, 1995)؛ امـا برعکس، غنی‌شـدگی عنصـرهای LIL چه‌بسـا در پی فرایندهای پهنهٔ فرورانش رخ دهد. ازاین‌رو، با اینکه عنصرهای LIL نیز در نمونه‌های منطقهٔ طارم- ماسوله غنی‌شدگی دارند، اما غنی‌شـدگی آنها از بازالت‌های کمانی کمتر اسـت؛ اگرچه در برخی نمونه‌ها (مانند: ST10، ST20 و ST26) K و یا Rb کمی تهی‌شـدگی نشـان می‌دهند که به احتمال بالا پیامد دگرسانی است. در شکل 5، نمونه‌های منطقه با OIB نیز مقایسـه شـده‌اند. خواه از نظر الگوی عنصـرهای خاکی کمیاب (شـکل 5- A) و خواه از نظر نمودارهای عنکبوتی، تناسـب بسـیار خوبی میان ترکیب نمونه‌ها و OIB دیده می‌شـود. نسـبت‌های عنصـرهای کمیاب نیز گواه این ویژگی هسـتند؛ به‌گونه‌ای‌که در شکل 10، نسبت‌های Th/Yb، Ta/Yb و Zr/Y تنا سب خوبی با مقادیر OIB یا مذاب‌های درون‌صـفحه‌ای دارند. پس به‌طور کلی نمونه‌های بازیک منطقهٔ طارم- ماسـوله از دیدگاه تکتونوماگمایی با جایگاه درون‌صـفحه‌ای همخوانی دارند و ترکیب زمین‌شـیمیایی آنها به ترکیب بازالت‌های جزیرهٔ اقیانوسـی نزدیک اسـت. ازاین‌رو، می‌توان گفت خاسـتگاه آنها با یک گوشـتهٔ غنی (تهی‌نشده) و ژرف سست‌کره‌ای همانند خاستگاه OIB سـازگاری دارد. با توجه به نسـبت‌های La/Yb (6/7 تا 24/3) و Sm/Yb (1/7 تا 3/8) در نمونه‌ها و در قیاس با الگوسازی فرایند ذوب و برپایهٔ این نسبت‌ها (Xu *et al.*, 2005)، ترکیب شـیمیایی این سـنگ‌ها با مذاب‌های بخشی گوشته‌ای گارنت لرزولیتی با درصد ذوب نسبتاً کم (کمتر از 15 درصد) سازگاری دارد.



شکل 10- نمودارهای تعیین خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های بازیک منطقهٔ طارم- ماسوله. A) نمودار تغییرات نسبت Ta/Yb دربرابر Th/Yb برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی مذاب‌های جایگاه‌های فرافرورانشی از جایگاه‌های غیرفرورانشی (درون‌صفحه‌ای) (Pearce, 1982)؛ B) نمودار تغییرات نسبت Zr دربرابر Zr/Y برای شناسایی محیط زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های بازالتی (Pearce and Norry, 1979) (Th: تولهایتی؛ CA: کالک‌آلکالن؛ SHO: شوشونیتی؛ PM: گوشتهٔ اولیه؛ TR: انتقالی؛ ALK: آلکالن؛ VAB: بازالت کمان آتشفشانی؛ WPB: بازالت درون‌صفحه‌ای؛ OIB: بازالت جزیره‌های اقیانوسی؛ BPB: بازالت‌های پرمین بلده در البرز مرکزی (Delavari *et al.*, 2016)؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل 4)

ث- ماگماتیسم پالئوزوییک پسین

دوران پالئوزوییک ایران در مقایسه با دیگر دوران‌ها، از دیدگاه گستردگی فعالیت آذرین و حجم توده‌های آذرین درونی و بیرونی وضعیت آرام‌تری دارد. با وجود این، رخنمون‌های آذرین پالئوزوییک در بخش‌های مختلف ایران مانند البرز، ایران مرکزی و سنندج- سیرجان در دوره‌های مختلفِ اردویسین - سیلورین، دونین- کربونیفر و پرمین نشان‌دهندهٔ فازهای متعدد کششی در سکوی قاره‌ای ایران هستند (Berberian and King, 1981). در پالئوزوییک و پیش از بازشدن نئوتتیس بخش بزرگی از سرزمین ایران در حاشیهٔ شمالی گندوانا جای داشته است (Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Domeier and Torsvik, 2014) (شکل 11). در این زمان تحولات زمین‌ساختی ایران بیشتر پیامد رژیم‌های کششی بوده‌اند و رژیم‌های کوهزایی‌های مهم دوران پالئوزوییک مانند کالدونین و هرسی‌نین بیشتر با خشکی‌زایی نمایان شده‌اند (Berberian and King, 1981). از این‌رو، ماگماتیسم پالئوزوییک ایران نیز بطور شاخص همراهی زمانی و فضایی با رخدادهای زمین‌ساختی کششی دارند. ماگماتیسم پالئوزوییک پسین (پرموکربونیفر) منطقهٔ طارم- ماسوله نمونه‌ای از ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای همزمان با یکی از فازهای زمین‌ساختی کششی است. هنگام رویداد این فاز، افزون‌بر البرز (Delavari *et al.*, 2016; Rostami *et al.*, 2018) (شکل 10) در دیگر بخش‌های ایران مانند سنندج- سیرجان (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Azizi *et al.*, 2017)، ایران مرکزی (Torabi, 2009) و آذربایجان (Shafaii Moghadam *et al.*, 2015; Delavari *et al.*, 2019) نیز ماگماتیسم آذرین درونی و بیرونی با ویژگی‌های درون‌صفحه‌ای دیده می‌شود. افزون‌براین، ماگماتیسم پالئوزوییک پسین در یک مقیاس گسترده‌تر در شمال گندوانا (Veevers and Tewari, 1995; Wilson *et al.*, 1998; Maury *et al.*, 2003; Lapierre *et al.*, 2004) و چین (Xu *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2007; Zhou *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010a, 2010b; Yu *et al.*, 2011; Xia *et al.*, 2012) نیز دیده می‌شود که بیشتر با فعالیت بزرگ پلوم گوشته‌ای ارتباط داده شده است. در مناطقی مانند لهاسا (Lhasa)، تبت و تاریم (Tarim)، حجم بزرگی از بازالت‌های طغیانی در زمان پرمین پیشین فوران کرده و منطقهٔ گسترده‌ای (نزدیک به 1 میلیون کیلومتر مربع) را پوشش داده است. این حجم بزرگِ فوران بازالتی به فعالیت پلوم گوشته‌ای ارتباط داده شده است که شاید در متلاشی‌شدن حاشیهٔ قاره‌ای شمال گندوانا و پیدایش نئوتتیس نیز مؤثر بوده است (Zhang and Zhang, 2017). بازالت‌های بالشی پرمین در عمان نیز پیامد فعالیت یک پلوم گوشته‌ای در زیر حاشیهٔ غیرفعال صفحهٔ عربی پس از بازشدن پهنهٔ اقیانوسی نئوتتیسی دانسته شده‌اند (Maury *et al.*, 2003; Lapierre *et al.*, 2004). از سوی دیگر، این رخدادها در ارتباط با مراحل آغازین کافت و زایش پهنهٔ اقیانوسی نئوتتیس نیز تفسیر شده‌اند (Veevers and Tewari, 1995; Alirezaei and Hassanzadeh, 2012). به نظر ما، گستردگی ماگماتیسم کربونیفر- پرمین در البرز به اندازه‌ای نیست که بتوان آن را مستقیماً پیامد فعالیت پلوم گوشته‌ای دانست؛ اگرچه در مناطق مجاور مانند عمان، تاریم و تبت از فعالیت پلوم گوشته‌ای در این زمان یاد شده است. البته بی‌گمان فعالیت ماگمایی درون‌صفحه‌ای کربونیفر- پرمین البرز با رژیم زمین‌ساختی کششی در ارتباط بوده است و شاید تحت‌تأثیر آنومالی دمایی گوشته‌ای مانند نقطهٔ داغ روی داده است.



شـــکل 11- موقعیت البرز در ارتباط با پهنه‌های اقیانوســـی پالئوتتیس و نئوتتیس در زمان: A) کربونیفر پســـین؛ B) پرمین میانی (برگرفته از Domeier و Torsvik (2014)؛ C) الگوی زمین ساختی پی شنهادی برای ا ستنباط ماگماتی سم کربونیفر پ سین- پرمین در البرز، منطقهٔ طارم- ما سوله (در این زمان، البرز به‌عنوان بخ شی از سرزمین‌های سیمرین در حا شیه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس جای دا شته و دچار ماگماتی سم درون‌صفحه‌ای (حاشیهٔ غیرفعال قاره‌ای) شده است. این رژیم زمین‌ساختی کششی با آغازین مراحل زایش و گسترش اقیانوس نئوتتیس هم‌زمان بوده و شاید با آنومالی دمایی گوشته‌ای مانند نقطهٔ داغ نیز در ارتباط بوده است)

نکته مهم دیگر دربارهٔ ماگماتیسم پالئوزوییک پسین منطقهٔ طارم- ماسوله، کاربرد آن در بازسازی محیط دیرین‌زمین‌ساختی است. جای‌گرفتن سرزمین‌های سیمرین در حاشیهٔ شمالی گندوانا و جنوب اقیانوس پالئوتتیس این فرض را محتمل می‌کند که فرورانش پهنهٔ اقیانوسی یادشده به زیر سرزمین‌های سیمرین روی داده باشد. در بررسی‌های گذشته بیشتر به فرورانش رو به سوی شمال اقیانوس پالئوتتیس اشاره شده است و حاشیهٔ جنوبی آن با سرزمین‌های سیمرین مانند خرده قاره‌های توراید (Taurides)، البرز، سنندج- سیرجان، ایران مرکزی، هلمند (Helmand)، فرح (Farrah)، کاراکورام (Karakoram) و تبت به‌صورت یک حاشیهٔ غیرفعال در نظر گرفته شده است (Stampfli and Borel, 2002; Gaetani *et al.*, 2009; Muttoni *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2013; Berra and Angiolini, 2014; Delavari *et al.*, 2016). با وجود این، در برخی مدل‌ها نیز به فرورانش پهنهٔ اقیانوسی پالئوتتیس به زیر سرزمین‌های تتیسی اشاره شده است (Şengör, 1990; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). بررسی زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین پالئوزوییک پسین در سرزمین‌های سیمرین شواهد مهمی برای تحلیل جایگاه زمین‌ساختی مناطق یادشده فراهم می‌کند. همان‌گونه‌که گفته شد ماگماتیسم کربونیفر- پرمین منطقهٔ طارم- ماسوله به‌روشنی ویژگی‌های درون‌صفحه‌ای یا حاشیهٔ غیرفعال را نشان می‌دهد. ازاین‌رو، برپایهٔ این شواهد می‌توان گفت سرزمین‌های سیمرین (و یا دست‌کم خردقارهٔ البرز) شواهد ماگمایی حاشیهٔ فعال قاره‌ای را ندارند و ازاین‌رو، فرورانش اقیانوس پالئوتتیس به زیر سرزمین‌های سیمرین در حاشیهٔ شمالی گندوانا را نفی می‌کنند.

برداشت

برپایهٔ روابط چینه‌شناختی، واحدهای بازالتی- گابرویی منطقهٔ طارم- ماسوله سن پالئوزوییک پسین (کربونیفر- پرمین) دارند. وجود دگرگونه‌های فشار بالای البرز باختری نشان می‌دهد جایگاه این منطقه بر زمین‌درز پالئوتتیس منطبق است. برپایهٔ بررسی‌های زمین‌شیمیایی در این پژوهش نتایج زیر به‌دست آورده شدند:

1- جایگاه زمین‌ساختی واحدهای آذرین بررسی‌شده (بیشتر بازالت و اندکی گابرو) با محیطی درون‌صفحه‌ای در حاشیهٔ قاره‌ای غیرفعال مرتبط است. ازاین‌رو، فرورانش رو به جنوب پهنهٔ اقیانوسی پالئوتتیس به زیر حاشیهٔ شمالی گندوانا پذیرفتنی نیست؛

2- با توجه به جایگاه تکتونوماگمایی پیدایش سنگ‌ها که حاشیهٔ غیرفعال قاره‌ای را نشان می‌دهد، منطقی است این بخش از سرزمین ایران را بخشی از گندوانا در زمان پالئوزوییک پسین دانست؛

3- برپایهٔ مقایسهٔ داده‌های منطقه با دیگر مناطق البرز مانند منطقهٔ بلده (البرز مرکزی)، ماگماتیسم پالئوزوییک پسین البرز در مقیاس گسترده‌تر ویژگی‌های مذاب‌های درون‌صفحه‌ای (شبیه OIB) را نشان می‌دهد. پس بخش‌های مختلف البرز از دیدگاه سرشت ماگمایی و تحولات زمین‌ساختی در زمان پالئوزوییک پسین سرگذشت مشابهی داشته‌اند؛

4- ماگماتیسم پالئوزوییک پسین البرز چه‌بسا با رژیم‌های کششی مراحل آغازین زایش و گسترش پهنهٔ اقیانوسی نئوتتیس ارتباط داشته باشد. در حقیقت، بالاآمدگی سست‌کره گوشته

در محیط زمین‌ساختی کششی و شاید همراه با فعالیت‌های پلوم گوشته‌ای یا نقاط داغ توجیهی برای ذوب‌بخشی گوشته و پیدایش مذاب‌های بازالتی آلکالن باشد.

منابع

Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. Lithos 151(0): 122- 134.

Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and McLeod, C. L. (2013) Generation of Arc and Within- plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. Journal of Petrology 54(5): 887- 911.

Alpaslan, M. (2007) Early to Middle Miocene intra- continental basaltic volcanism in the northern part of the Arabian plate, SE Anatolia, Turkey: geochemistry and petrogenesis. Geological Magazine 144(05): 867- 882.

Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezanejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M. (2013) Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. Geophysical Journal International 195(2): 799-814.

Azizi, H., Kazemi, T. and Asahara, Y. (2017) A- type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics 108: 56- 72.

Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2008) Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. Journal of Petrology 49(12): 2277-2285.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18(2): 210- 265.

Berberian, M. and Walker, R. (2010) The Rudbār Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. Geophysical Journal International 182(3): 1577-1602.

Berra, F. and Angiolini, L. (2014) The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction. in L. Marlow, C. Kendall and L. Yose, eds., Petroleum systems of the Tethyan region: AAPG Memoir 106 1-27.

Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. and Saidi, A. (1998) Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. Geophysical Journal International 135(1): 77-92.

Chauvet, F., Lapierre, H., Maury, R. C., Bosch, D., Basile, C., Cotten, J., Brunet, P. and Campillo, S. (2011) Triassic alkaline magmatism of the Hawasina Nappes: Post-breakup melting of the Oman lithospheric mantle modified by the Permian Neotethyan Plume. Lithos 122(1–2): 122-136.

Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B. and Fontignie, D. (2009) Adakite- like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. Contributions to Mineralogy and Petrology 158(5): 563- 588.

Claeson, D. T. and Meurer, W. P. (2004) Fractional crystallization of hydrous basaltic "arc- type" magmas and the formation of amphibole- bearing gabbroic cumulates. Contributions to Mineralogy and Petrology 147(3): 288- 304.

Çoban, H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension- related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. Earth- Science Reviews 80(3–4): 219-238.

Cook, C., Briggs, R. M., Smith, I. E. M. and Maas, R. (2005) Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magma Suites from Distinct Sources. Journal of Petrology 46(3): 473- 503.

Davies, R. G., Jones, C. R., Hamzepour, B. and Clark, G. C. (1975) Geological map of Masuleh area. Scale 1:100000, Sheat 5764, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Delavari, M., Arab Asadi, F. and Mohammadi, A. (2019) Paleozoic magmatism in the southwest of Julfa (northwestern Iran): Geochemical characteristics, U- Pb dating and tectonic setting. Iranian Journal of Petrology 38: 99- 120 (in Persian).

Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A. and Rostami, F. (2016) The Permian volcanics of central Alborz: implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. Ofioliti 41(2): 59- 74.

Delavari, M., Rezaei, P. and Dolati, A. (2017a) Eocene magmatism of Orumieh- Dokhtar belt (North of Saveh): variation of volcanic suites in an extensional tectonic setting. Earth Science Resrearches 30: 1-17 (in Persian).

Delavari, M., Rostami, F. and Dolati, A. (2017b) The Permian magmatism of Central Alborz: evidence of southern passive continental margin of Paleo- Tethys. Petrology 8(1): 81-100.

Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2014) Ordovician- Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz. Iranian Journal of Petrology 18: 105- 122 (in Persian).

Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2015) Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geosciences 8(2): 849- 866.

Derakhshi, M., Ghasemi, H. and Sahami, T. (2014) Geology and Petrology of the Soltan Maydan Basaltic Complex in North- Northeast of Shahrud, Eastern Alborz, North of Iran. Geosciences Scientific Quarterly Journal 23(91): 63- 76 (in Persian).

Domeier, M. and Torsvik, T. H. (2014) Plate tectonics in the late Paleozoic. Geoscience Frontiers 5(3): 303- 350.

Ersoy, E. Y. (2013) PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. Turkish Journal of Earth Sciences 22(1): 115- 125.

Eyuboglu, Y., Dudas, F. O., Zhu, D.-C., Liu, Z. and Chatterjee, N. (2019) Late Cretaceous I- and A-type magmas in eastern Turkey: Magmatic response to double-sided subduction of Paleo- and Neo-Tethyan lithospheres. Lithos 326-327: 39-70.

Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenouch, J. D. and Jenner, G. A. (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM- ICP- MS. Geochimica et Cosmochimica Acta 60(4): 629- 638.

Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D. and Sabouri, J. (2009) Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). Geological Society, London, Special Publications 312(1): 79- 128.

Ghasemi, H. and Dayhimi, M. (2015) Devonian Alkaline Basic Magmatism in Eastern Alborz, North of Shahrood: Evidence for Paleotethys Rifting. Iranian Journal of Geology 32: 19- 32 (in Persian).

Hassanzadeh, J. and Wernicke, B. P. (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics 35(3): 586-621.

Hessami, K., Jamali, F. and Tabassi, H. (2003) Major active faults of Iran, scale 1: 2,500,000. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

Hunziker, D. (2014) Magmatic and metamorphic history of the North Makran ophiolites and blueschists

(SE Iran): Influence of Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios in blueschist facies minerals on geothermobarometric calculations. Ph. D. Thesis, ETH Zurich University, Switzerland.

Lapierre, H., Samper, A., Bosch, D., Maury, R. C., Béchennec, F., Cotten, J., Demant, A., Brunet, P., Keller, F. and Marcoux, J. (2004) The Tethyan plume: geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin. Lithos 74(3–4): 167- 198.

Liu, J., Li, J., Chi, X., Qu, J., Hu, Z., Fang, S. and Zhang, Z. (2013) A late-Carboniferous to early early-Permian subduction–accretion complex in Daqing pasture, southeastern Inner Mongolia: Evidence of northward subduction beneath the Siberian paleoplate southern margin. Lithos 177: 285-296.

Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Villa, I. M., Keller, F. and Capiez, P. (2004) The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): an intra- oceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo- Tethys. Chemical Geology 203(3–4): 273- 303.

Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G. and Rashid, H. (2015) Post- Cimmerian (Jurassic–Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains. Journal of Asian Earth Sciences 102: 92- 101.

Maury, R. C., Béchennec, F., Cotten, J., Caroff, M., Cordey, F. and Marcoux, J. (2003) Middle Permian plume- related magmatism of the Hawasina Nappes and the Arabian Platform: Implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. Tectonics 22(6): 1073.

McKenzie, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology 32(5): 1021- 1091.

Moazzen, M., Salimi, Z., Rolland, Y., Bröcker, M. and Hajialioghli, R. (2020) Protolith nature and P–T evolution of Variscan metamorphic rocks from the Allahyarlu complex, NW Iran. Geological Magazine 1- 24.

Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M. and Zanchi, A. (2009) Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. Geoarabia 14(4): 17-48.

Nazari, H., Omrani, J., Shahidi, A., Salamati, R. and Moosavi, A. (2004) Geological map of Bandar-e-Anzali, scale: 1:100000, No. D3-5864. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

O'Hara, M. J. and Herzberg, C. (2002) Interpretation of trace element and isotope features of basalts: relevance of field relations, petrology, major element data, phase equilibria, and magma chamber modeling in basalt petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 66(12): 2167- 2191.

Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M. (2013) Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern I ran. Journal of Metamorphic Geology 31(8): 791- 812.

Özdamar, Ş. (2016) Geochemistry and geochronology of late Mesozoic volcanic rocks in the northern part of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey): Implications for the closure of the Neo-Tethys Ocean. Lithos 248: 240-256.

Pang, K. -N., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Li, X. -H., Lee, H. -Y., Lin, T. -H. and Chiu, H. -Y. (2016) New age and geochemical constraints on the origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia–Eurasia collision zone. Lithos 264: 348-359.

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(0): 40-53.

Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites (Ed. Thorpe, R. S.) 525- 548. John Wiley & Sons,New York, NY.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in

volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69(1): 33- 47.

Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23: 251- 285.

Rollinson, H. R. (2014) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge, London, UK.

Rossetti, F., Monié, P., Nasrabady, M., Theye, T., Lucci, F. and Saadat, M. (2017) Early Carboniferous subduction- zone metamorphism preserved within the Palaeo- Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). Journal of the Geological Society 174(4): 741- 758.

Rostami, F., Delavari, M., Amini, S. A. and Dolati, A. (2018) Mineral chemistry of the Permian basalts from North of Baladeh Central Alborz: Geothermobarometry and tectonomagmatic setting. Geosciences Scientific Quarterly Journal 27(106): 3- 14.

Rudnick, R. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry 3: 1-64.

Şengör, A. M. C. (1990) A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. Geological Society, London, Special Publications 49(1): 797-831.

Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Stern, R. J., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani, G. and Shahabi, S. (2015) Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A- type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. Lithos 212: 266- 279.

Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. Geological Society, London, Special Publications 173(1): 1-23.

Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196(1–2): 17- 33.

Sun, S. - S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313- 345.

Torabi, G. (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in North- East of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwanaland. Comptes Rendus Geoscience 341(1): 85- 94.

Veevers, J. J. and Tewari, R. C. (1995) Permian- Carboniferous and Permian- Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. Geology 23(5): 467- 470.

Wang, C. Y., Zhou, M. F. and Qi, L. (2007) Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)–Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation. Chemical Geology 243(3–4): 317- 343.

Wilson, M. (2007) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer Science & Business Media, Netherlands.

Wilson, M., Guiraud, R., Moreau, C. and Bellion, Y. J. C. (1998) Late Permian to Recent magmatic activity on the African- Arabian margin of Tethys. Geological Society, London, Special Publications 132(1): 231- 263.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters 28(3): 459-469.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20(0): 325- 343.

Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back- arc basin basalts: Evidence for multi- phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters 114(4): 491- 504.

Xia, L., Xu, X., Li, X., Ma, Z. and Xia, Z. (2012) Reassessment of petrogenesis of Carboniferous–Early Permian rift- related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas. Geoscience Frontiers 3(4): 445- 471.

Xu, Y., Chung, S. - L., Jahn, B. - M. and Wu, G. (2001) Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos 58(3–4): 145- 168.

Yang, S. F., Li, Z., Chen, H., Santosh, M., Dong, C. W. and Yu, X. (2007) Permian bimodal dyke of Tarim Basin, NW China: Geochemical characteristics and tectonic implications. Gondwana Research 12(1–2): 113- 120.

Yu, X., Yang, S. F., Chen, H. L., Chen, Z. Q., Li, Z. L., Batt, G. E. and Li, Y. Q. (2011) Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U–Pb dating and geochemical characteristics. Gondwana Research 20(2–3): 485- 497.

Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A. and Heidarzadeh, G. (2013) The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. Gondwana Research 24(3–4): 1237- 1266.

Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G. (2009) The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high- pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). Geological Society, London, Special Publications 312(1): 57- 78.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J. (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. Geological Society, London, Special Publications 312(1): 31- 55.

Zhang, C. L., Xu, Y. G., Li, Z. X., Wang, H. Y. and Ye, H. M. (2010a) Diverse Permian magmatism in the Tarim Block, NW China: Genetically linked to the Permian Tarim mantle plume? Lithos 119(3–4): 537- 552.

Zhang, L. - C., Zhou, X. - H., Ying, J. - F., Wang, F., Guo, F., Wan, B. and Chen, Z. G. (2008) Geochemistry and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics. Chemical Geology, 256(1): 12- 23.

Zhang, Y. and Zhang, K. (2017) Early Permian Qiangtang flood basalts, northern Tibet, China: A mantle plume that disintegrated northern Gondwana? Gondwana Research 44: 96-108.

Zhang, Y., Liu, J. and Guo, Z. (2010b) Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume–lithosphere interaction. Gondwana Research 18(4): 596- 610.

Zhou, M. F., Zhao, J. H., Jiang, C. Y., Gao, J. F., Wang, W. and Yang, S. H. (2009) OIB- like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province. Lithos 113(3–4): 583- 594.