

## Geochemistry and geodynamic setting of crustal sequence in Shahini ophiolitic complex (NW of Kamyaran)

**Bahman Rahimzadeh**<sup>1\*</sup>, **Ayoub Veisnia**<sup>1</sup>, **Mohammad Ebrahimi**<sup>2</sup> and **Rasoul Esmaili**<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences,  
Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Geology Department, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>3</sup> University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

### Abstract

The Shahini ophiolitic complex in the west of Iran and northwest of Kamyaran, as a ring connection between the Kermanshah and the Kurdistan ophiolites exposed along the Zagros and the Neotethys suture zone. The complex contains the mantle peridotites and the crustal sequence. The peridotites with cpx-bearing harzburgite and lherzolite are serpentinized and cross cut by isolated diabasic dikes. The crustal sequence consists of pegmatitic and isotropic gabbros, microgabbroic dykes, basalt and pyroclastic andesite. The sedimentary-volcanic sequence is dominated by radiolarite, shale, pelagic limestones, sandstone and tuff horizons covering the extrusive sequence. Based on chemical analyses, the crustal sequence ranges in composition, from tholeiitic to calcalkaline. On the tectonomagmatic diagrams these rocks are mainly plotted on the MORB field and occasionally, are clustered in the volcanic arc region. The LILE enrichment, slight depletion in HFSE as well as the enrichment of some LREEs along with linear trends of HREE suggest that the parent magma originated in the arc environment from the heterogeneous mantle with varying degrees of partial melting. However, the low ratios of Th/Yb, La/Nb, Ce/Nb and Ce/Th indicate the tendency between the IAB and MORB environments. The depth of partial melting estimated at the depth of 50 to 60 km representing the partial melting of spinel lherzolite mantle. Field relationships and geochemical evidences indicate that the Kamyaran ophiolites formed in oceanic basin in the ocean-continent borders zone in the north portion of the Neotethys Ocean.

**Key words:** geochemistry, ophiolitic crustal sequence, suprasubduction, NW Kamyaran, Zagros

\* b\_rahimzadeh@sbu.ac.ir

## زمین‌شیمی و جایگاه ژئودینامیکی توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی (شمال باختری کامیاران)

بهمن رحیم‌زاده\*<sup>۱</sup>، ایوب ویسی‌نیا<sup>۱</sup>، محمد ابراهیمی<sup>۲</sup> و رسول اسمعیلی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه زنجان؛ زنجان، ایران

<sup>۳</sup> دانشگاه آکادمی علوم چین، پکن ۱۰۰۰۴۹، چین

### چکیده

مجموعه افیولیتی شاهینی در شمال‌باختری کامیاران که حلقه پیوند افیولیت‌های کرمانشاه و کردستان است، در راستای زاگرس و زمین‌درز نئوتتیس، در باختر ایران جای دارد. این مجموعه دربردارنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای و توالی پوسته‌ای است. هارزبورژیت کلینوپیروکسن‌دار و لرزولیت از پریدوتیت‌های گوشته‌ای سرپانتینی شده هستند. این سنگ‌ها با دایک‌های میکروگابرویی قطع شده‌اند. توالی پوسته‌ای دربردارنده گابروهای پگماتیک، ایزوتروپ، دایک‌های میکروگابرویی، بازالت و آذرآوری‌های آندزیتی است. توالی رسوبی-آتشفشانی که دربردارنده رادیولاریت، شیل، آهک‌های پلاژیک، ماسه‌سنگ و افق‌های توفی است، روی بخش بیرونی جای گرفته است. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های توالی پوسته‌ای تنوع ترکیبی و سرشت توله‌ایتی تا کالک‌آلکان را نشان می‌دهند. در نمودارهای تکتونوماگمایی، این سنگ‌ها بیشتر در گستره ترکیبی مورب و گاه کمان آتشفشانی جای گرفته‌اند. غنی‌شدگی عنصرهای LILE، تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای HFSE، غنی‌شدگی متفاوت عنصرهای LREE و روند تغییرات خطی عنصرهای HREE، نشان از پیدایش ماگما در محیط وابسته به کمان و از خاستگاه گوشته‌ای ناهمگن با درجات متفاوتی از ذوب‌بخشی دارد؛ اما کاهش نسبت‌های Ce/Th، La/Nb، Th/Yb و Ce/Nb نشان‌دهنده گرایش آنها به محیط‌های حد واسط میان IAB و MORB است. ژرفای به‌دست‌آمده برای محل ذوب سنگ خاستگاه سنگ‌های منطقه برابر با ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر برآورد می‌شود. این ژرفا نشان‌دهنده ذوب‌بخشی در گوشته لرزولیتی اسپینل‌دار است. ویژگی‌های صحرایی و داده‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده پیدایش افیولیت‌ها در یک پهنه اقیانوسی در مرز قاره-اقیانوس در بخش شمالی نئوتتیس است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، توالی پوسته‌ای افیولیتی، سوپراساداکشن، شمال‌باختری کامیاران، زاگرس

\* b\_rahimzadeh@sbu.ac.ir

Copyright©2019, 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.2020.117713.1142>

## مقدمه

افیولیت‌ها پاره‌هایی از پوسته و گوشتۀ بالایی اقیانوسی هستند که بیشتر در نوارهای فعال زمین‌ساختی و در راستای زمین‌درزهای بزرگ (مانند: پهنه‌های برخورد قاره-قاره و کمان-قاره، جایگاه برخورد پشته و گودال اقیانوسی) و در پی رویدادهای فرورانش-برافزایش به مرزهای قاره افزوده شده‌اند (Dilek and Furnes, 2011).

بررسی ویژگی‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی واحدهای سنگی افیولیت‌ها، دانسته‌های ارزشمندی را دربارهٔ نقش برجستگی‌های گوشته‌ای (دیپایر)، بیرون‌زدگی سست‌کره‌ای (آستوسفری) ناشی از برخورد، رشد پوسته از راه ماگماتیسم و برافزایش زمین‌ساختی در چرخه‌های فرورانش-برافزایش تغییرات در ساختار و ترکیب خاستگاه گوشته‌ای فراهم کنند (Dilek and Robinson, 2003). گاه توالی بیرونی در یک افیولیت، ویژگی‌های شیمیایی گوناگونی دارد که نشان‌دهندۀ تغییرات مکانی-زمانی ماگماهای سازندۀ توالی بیرونی افیولیت‌هاست (Pearce et al., 1984). پیدایش نوارهای افیولیتی ایران پیامد بسته‌شدن اقیانوس‌های کهن پالتوتتیس و نئوتتیس در پی رویدادهای کوهزایی سیمیرین و پس از آن است (Stampfli, 2000).

افیولیت‌های زاگرس از شمال‌باختری به افیولیت‌های مدیترانۀ خاوری و از جنوب‌خاوری به افیولیت‌های اسماعیل در عمان می‌پیوندند (Dilek and Furnes, 2009). این افیولیت‌ها در کرتاسۀ پایانی تا پالئوسن جایگزین شده‌اند (Berberian and King, 1981). به‌جامانده‌های پوستۀ اقیانوسی در زاگرس، از شمال‌باختری به‌سوی جنوب‌خاوری، دربرگیرندۀ افیولیت‌های خوی (Khalatbari- Jafari et al., 2003) کردستان (Saccani et al., 2014; Allahyari et al., 2014).

(2014)، کرمانشاه (Allahyari et al., 2010; Saccani et al., 2013)، نی‌ریز (Monsef et al., 2018) و حاجی‌آباد (Shafaii Moghadam et al., 2012) هستند.

افیولیت‌های کرمانشاه از دیدگاه سنی به دو گروه جداگانه دسته‌بندی می‌شوند:

- گروه نخست دربرگیرندۀ کمپلکس هرسین - صحنه در جنوب‌خاوری و به سن کرتاسۀ پایانی است (Ghazi and Hassanipak, 1999, Ao et al., 2016).

- گروه دوم یک گسترۀ ماگمایی از خاور صحنه به‌سوی کامیاران با سن ائوسن تا الیگوسن است (Allahyari et al., 2010; Whitechurch et al., 2017).

مجموعۀ کامیاران دربردارندۀ توالی از هم‌گسیخته‌ای از سرپانتینیت‌های برشی، جریان‌های گدازه و میان‌لابه‌های رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی است (Braud, 1987; Shahidi and Nazari, 1997) که به‌سوی پهنۀ سنندج-سیرجان فرارنده شده است. گسل زاگرس و راندگی‌ها در منطقۀ شاهی، همۀ مرز همبری واحدهای مجموعۀ افیولیتی کامیاران را گسله و زمین‌ساختی کرده است (Sadeghian and Delavar, 2007).

Veisina و همکاران (۲۰۱۸) پدیدت‌های گرماب را از نوع پسماندی و تهی‌شده دانسته‌اند و محیط پشت‌کمان را برای پیدایش آنها پیشنهاد می‌کنند. Sudi و Ajirlu و همکاران (۲۰۱۷) نیز سرشت زمین‌شیمیایی دایک‌های دیابازی مجموعۀ افیولیتی کامیاران را با گرایش IAB و وابسته به محیط فرورانش می‌دانند. Shojaei و همکاران (۲۰۱۰) نیز محیط وابسته به کمان را برای پیدایش گدازه‌های بالشی مجموعۀ افیولیتی کامیاران یاد می‌کنند. Ahmadi (۲۰۰۱) با بررسی متابازالت‌های کامیاران دو محیط بازالت‌های بستر اقیانوس (OFB) با

±5% است. برای ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه عنصرهای اصلی و کمیاب نمونه‌های گابرو، بازالت و آندزیت در جدول ۱ آورده شده‌اند.

### زمین‌شناسی منطقه شاهینی

در کل، پهنه فیولیتی خاور مدیترانه- عمان ویژگی‌های افیولیت‌های مرتبط با محیط‌های فرورانش یا سوپراسابداکشن (SSZ= Suprasubduction Zone) را نشان می‌دهد (Babaie et al., 2006; Bagci et al., 2008). فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیرپهنه سنندج- سیرجان از ژوراسیک آغاز شده است؛ به‌گونه‌ای که سنگ‌های آذرین درونی پهنه سنندج- سیرجان، با سن ژوراسیک بالایی تا کرتاسه (۱۴۹-۱۷۲ میلیون سال پیش) و با همانندی زمین‌شیمیایی با سنگ‌های کمان ماگمایی در پهنه‌های فرورانش گسترش یافته‌اند (Ahmadi Khalaji et al. 2007; Mahmoudi et al. 2011; Esna-Ashari et al. 2012). افزون بر سنگ‌های آذرین درونی ژوراسیک، در راستای مرز شمال‌خاوری زمین‌درز زاگرس، سنگ‌های آتشفشانی حد واسط ژوراسیک بالایی به‌صورت میان‌لایه همراه با آهک‌های کم‌ژرفای دریایی گسترش دارند (Mohajjel and Fergusson, 2014). ادامه فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیرپهنه سنندج- سیرجان در کرتاسه نیز ادامه داشته است. توالی دریایی با سنگ‌های بازالتی و بازالت‌اندزیتی و با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کالک‌آلکالن و سازگار با کمان ماگمایی قاره‌ای از شواهد این رویداد هستند (Azizi and Jahangiri 2008; Azizi and Moinvaziri, 2009). در کرتاسه پایانی، همزمان با بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس، سنگ‌های افیولیتی در راستای راندگی اصلی زاگرس، روی پوسته قاره‌ای رانده شده‌اند (Mohajjel and Fergusson, 2014).

گرایش بیشتر به‌سوی بازالت‌های پهنه پشت‌کمان (BABB) و بازالت‌های محیط ریفتی و یا پهنه حاشیه‌ای را برای محیط پیدایش آنها پیشنهاد دادند؛ اما در بخش‌های شمال‌باختری کامیاران بررسی‌های جامعی انجام نشده است.

در این پژوهش، برای بررسی سنگ‌زایی و جایگاه ژئودینامیکی پیدایش توالی پوسته‌ای مجموعه فیولیتی شاهینی (که دربرگیرنده گابرو، بازالت، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های آندزیتی است)، ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی آنها بررسی شده است.

### روش انجام پژوهش

برای دستیابی به فراوانی اکسیدهای اصلی و عنصرهای فرعی و کمیاب، پس از انجام بررسی‌های میکروسکوپی، از نزدیک به ۸۰ مقطع نازک، شمار ۱۲ نمونه از سنگ‌های توالی پوسته‌ای منطقه (مانند: گابرو، بازالت و آندزیت) که دچار کمترین هوازدگی و دگرسانی شده‌اند، برای تجزیه شیمیایی سنگ کل برگزیده شدند. نمونه‌های برگزیده برای تجزیه شیمیایی سنگ کل به انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین فرستاده شدند. فراوانی اکسید عنصرهای اصلی و فرعی نمونه‌ها به روش‌های XRF (با دستگاه فلوئورسانس پرتوی ایکس، مدل Phillips PW 1500) و ICP-MS اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری فراوانی عنصرهای کمیاب و عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌ها در ظرف‌های تفلونی به مدت ۶ روز در دمای ۱۲۰ درجه سانتیگراد در آمیزه‌ای از اسید فلوئوریدریک و اسیدنیتریک حل شدند. سپس محلول به‌دست‌آمده را خشک و جامد به‌جامانده را در ۵۰ میلی‌لیتر اسیدنیتریک ۱ درصد حل کردند. محلول به‌دست‌آمده را با دستگاه اسپکترومتر جرمی (مدل NexION 2000 IC-MS، ساخت شرکت PerkinElmer) تجزیه کردند. انحراف استاندارد نسبی برای عنصرهای اصلی ±۲% و برای دیگر عنصرهای

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی اکسیدهای اصلی (برپایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب (برپایه ppm) به روش XRF و ICP-MS برای سنگ‌های سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی

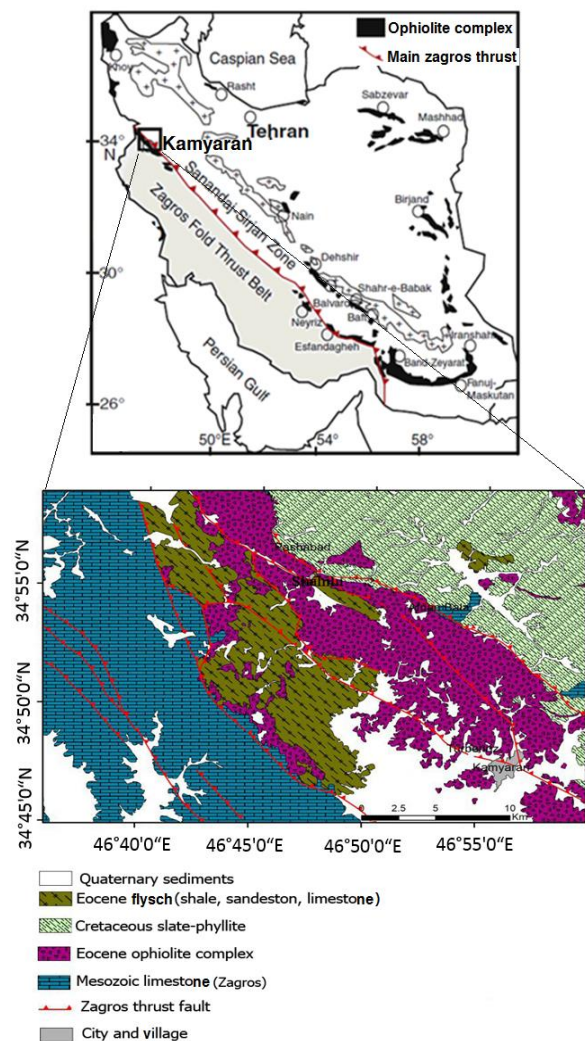
Sample No.	19	16	15	14	13	12	11	10	8	7	20	18
Rock Type	Gabbro					Basalt					Andesite	
SiO <sub>2</sub>	49.26	48.23	48.61	48.72	48.52	47.16	41.4	47.67	47.27	49.17	66.47	50.64
TiO <sub>2</sub>	1.17	1.04	1.44	1.13	1.35	1.03	0.88	1.02	1.06	0.98	0.82	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	16.71	15.7	17.14	15.55	17.76	15.1	17.44	17.66	16.96	14.44	17.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.01	0.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.38	8.07	9.44	8.13	9.24	8.15	6.97	7.66	8.16	7.69	5.14	7.58
MnO	0.15	0.15	0.18	0.15	0.17	0.13	0.14	0.12	0.13	0.13	0.09	0.15
MgO	8.62	9.29	8.88	8.62	9.14	7.91	7.18	6.3	8.38	5.96	1.49	6.04
CaO	10.5	9.48	9.83	10.5	9.86	10.9	22.2	11.25	10.9	10.95	2.41	9.13
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.11	3.5	3.4	3.35	3.2	0.27	3.96	3.1	4.19	5.06	3.7
K <sub>2</sub> O	0.09	0.64	0.09	0.23	0.23	0.13	0.03	0.14	0.09	0.22	2.28	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.1	0.14	0.13	0.13	0.09	0.08	0.09	0.09	0.1	0.16	0.17
LOI	1.33	2.9	1.98	2.51	2.61	3.74	5.43	4.23	3.31	3.81	1.72	2.31
Total	100.08	99.78	99.85	100.18	100.21	100.26	99.73	99.94	100.21	100.22	100.09	99.37
Be	0.61	0.53	0.42	0.77	0.35	0.38	0.39	0.44	0.37	0.39	1.06	1.07
Sc	29.5	27.4	29.9	27.6	24.4	22	19.7	23.2	23.4	23.9	11.4	19.2
V	191	178	235	184	221	171	148	161	169	169	104	144
Ni	163	191.5	166.5	161	191.5	222	180.5	212	219	173	24.3	119.5
Zn	67	59	78	63	75	63	52	58	61	57	46	51
Ga	17.3	15.6	17.95	16.45	16.8	14.7	14.5	15.9	16.2	15.85	16.4	18.8
Rb	1.5	17.1	0.9	4.3	5.3	2.6	0.6	2.6	2.1	5.7	37.2	25.5
Sr	282	1250	176.5	503	223	250	42.5	328	175	248	366	409
Y	25.3	22.1	31.4	23.4	28.8	22.2	19.1	21.2	22.9	21.7	11.7	27.4
Zr	102	87	102	102	94	84	71	81	84	85	97	142
Nb	1.8	1.5	2.9	1.7	2.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	10.1	6.5
Cs	0.18	0.74	0.05	1.63	0.09	0.7	0.69	0.54	0.8	0.31	0.88	0.34
Ba	44.5	40.5	18.1	19.6	46.4	13.8	5.8	11.5	3.8	7.8	480	160
Pb	4	7.1	2.2	1.6	2.7	1.5	1.8	1.7	2.2	2	4.7	2.2
La	4.6	3.7	3.7	4.5	3.4	2.6	2.3	2.5	2.4	2.4	11.7	11.2
Ce	13.4	11	11.9	13	11	9.4	8.1	8.9	9.1	8.6	24.1	25.5
Pr	2.15	1.8	2.01	2.05	1.95	1.6	1.44	1.61	1.58	1.55	3	3.44
Nd	10.7	9	11.3	10.1	10.7	8.4	7.4	8.4	8.5	8	12	15.2
Sm	3.28	2.79	3.9	2.99	3.51	2.91	2.42	2.69	2.76	2.62	2.65	3.95
Eu	1.23	1.14	1.47	1.2	1.31	1.04	0.88	1.09	1.19	1.09	0.86	1.32
Gd	4.27	3.83	5.32	4.04	4.91	3.85	3.18	3.62	3.75	3.7	2.6	4.85
Tb	0.72	0.64	0.89	0.67	0.78	0.63	0.51	0.59	0.64	0.59	0.39	0.77
Dy	4.51	4.06	5.65	4.19	5.11	3.96	3.39	3.82	3.96	3.79	2.22	4.85
Ho	0.95	0.88	1.2	0.89	1.09	0.85	0.72	0.82	0.86	0.81	0.45	1
Er	2.76	2.54	3.41	2.67	3.35	2.57	2.15	2.44	2.53	2.46	1.22	3.11
Tm	0.38	0.36	0.51	0.38	0.49	0.38	0.32	0.36	0.38	0.37	0.18	0.45
Yb	2.44	2.23	3.14	2.32	2.95	2.31	1.94	2.16	2.37	2.21	1.15	2.94
Lu	0.38	0.35	0.5	0.38	0.48	0.37	0.3	0.34	0.36	0.32	0.19	0.46
Hf	2.4	2.1	2.8	2.4	2.6	2.1	1.7	1.9	2.1	2.1	2.5	3.4
Ta	0.2	0.16	0.24	0.19	0.2	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.79	0.55
Th	0.17	0.14	0.25	0.21	0.23	0.06	0.07	0.05	0.05	0.08	2.74	2.78

منطقه شاهینی در میان پهنه‌های ساختاری زاگرس در جنوب‌باختری و سنندج-سیرجان در شمال‌خاوری جای دارد. مجموعه افیولیتی شاهینی، از جنوب‌باختری به سنگ‌های کربناتی ژوراسیک-کرتاسه (آهک‌های بیستون) و از شمال‌خاوری به واحدهای فیلیشی کرتاسه بالایی-پالئوسن محدود می‌شود (شکل ۱).

(2016). توالی پوسته‌ای آن نیز در بردارنده گابرو-دیوریت‌های نواری (که بیشترشان دگرریخت و میلونیتی هستند)، مجموعه دایک صفحه‌ای میکروگابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت است. ماسه‌سنگ کنگلومرا و سنگ‌آهک همراه با میان‌لایه‌هایی از بازالت‌ها و ولکانوکلاست‌ها، بازالت‌های بالشی، اسسپیلیت‌ها و گدازه‌های برشی، لیتیک-توف‌ها، ماسه‌سنگ، و سیلت‌استون‌های توفی سبز - سرخ، چرت‌های با نوارهای سرخ‌رنگ و سنگ‌آهک‌های بایومیکرایتی پلاژیک سنومانین - دانین از رسوب‌های نیمه‌ژرف سکانس فیلیشی هستند (Whitechurch et al., 2013; Ao et al., 2016). راندگی اصلی زاگرس در جنوب‌باختری منطقه روی داده است. از این‌رو، این منطقه، بسیار تحت‌تأثیر ساختارهای تراستی مرتبط با راندگی اصلی زاگرس بوده است و سپس با گسل‌های راست‌الغز و عادی در راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری قطع شده است (Rahimzadeh and Movahednia, 2019). واحد زیرین توالی افیولیتی در منطقه شمال‌باختری، هارزبورژیت است. این گروه سنگی معمولاً به صورت تکه‌های نابرجاست و در همبری با بخش گابرویی و بازالتی دیده می‌شود. همچنین، در پی رفتار مؤلفه راست‌الغز در بخش‌های نزدیک گسل زاگرس بسیار خرد و دگرریخت شده است و بیشتر آن سرپانتینیتی شده است (Rahimzadeh and Movahednia., 2019).

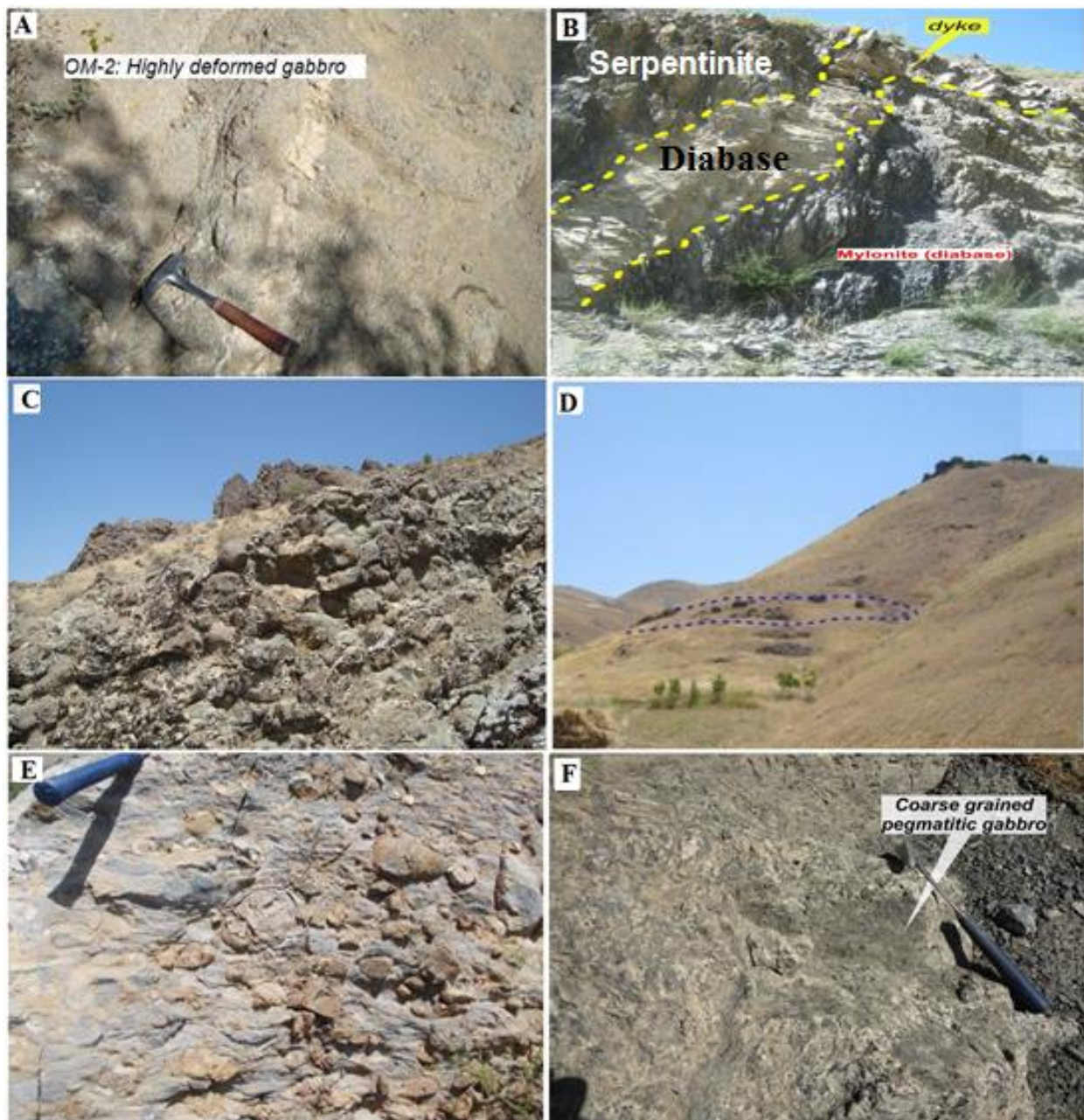
در سری سنگ‌های افیولیتی منطقه شاهینی، واحد گابرو-دیوریت دگرگون و دگرریخت شده، روی واحد هارزبورژیتی جای می‌گیرد. این واحد سنگی در جنوب‌خاوری روستای آفریان علیا به خوبی دیده می‌شود و از آنجایی که دگرریخت شده است (شکل ۲- A)، از دیگر واحدهای گابرویی جوان‌تر (آذرین درونی) به خوبی شناخته می‌شود. گابروها در بخش‌های نزدیک به گسل اصلی زاگرس میلونیت گابرو و حتی الترامیلونیت شده‌اند.

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده افیولیت شاهینی (برگرفته از Sadeghian و Delavar (۲۰۰۷) با تغییرات)



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده افیولیت شاهینی (برگرفته از Sadeghian و Delavar (۲۰۰۷) با تغییرات)

توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی در بردارنده هارزبورژیت‌های بیشتر سرپانتینیتی به همراه تالک است (Whitechurch et al., 2013; Ao et al., 2016).



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از سنگ‌های سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی. (A) نمایی از واحد گابرو- دیوریت دگرریخت شده؛ (B) رخنمونی از دایک‌های دیابازی درونی در پریدوتیت‌های دگرسان شده در شمال روستای آفریان بالا؛ (C) ساخت بالشی در سنگ‌های بازالتی روستای پشاباد؛ (D) دورنمایی از مجموعه آتشفشانی- رسوبی (خط‌چین آبی‌رنگ عدسی‌های منگنز را نشان می‌دهند)؛ (E) نمایی از واحدهای آواری- آهکی فلیشی کرتاسه بالایی- پالئوسن در شمال روستای شاهینی؛ (F) نمای نزدیک از واحد گابرو در شمال خاوری روستای پشاباد

هم‌روند با یکدیگر هستند و بخشی از واحد دایکی ورقه‌ای را پدید آورده‌اند (شکل ۲- B).  
گسترده‌ترین واحد سنگی مجموعه افیولیتی در

مجموعه دایک‌های دیابازی و میکروگابرویی در بخش‌هایی از منطقه شاهینی (شمال خاوری روستای آفریان بالا) دیده می‌شود. این سنگ‌ها هم‌راستا و

درونی تأخیری طیف سنگ‌شناختی گسترده‌ای از گابرو، الیوین‌گابرو، گابروی پگماتیک و به مقدار کمتری دیوریت و لویکودپوریت و تونالیت را دربر می‌گیرند و به درون مجموعه فیولیتی تریق شده‌اند (Sadeghian and Delavar, 2007). این توده‌های آذرین درونی دیوریتی - گابرویی برپایه بررسی‌های Leterrier (۱۹۸۵) با سن سنجی Rb-Sr سن  $34 \pm 1$  میلیون سال پیش را نشان می‌دهند. همچنین، برپایه K-Ar بیوتیت در دیوریت‌های شمال کامیاران، این سنگ‌های آذرین درونی دیوریتی سن  $26/5 \pm 2/4$  میلیون سال پیش دارند (Whitechurch et al., 2013).

### سنگ‌نگاری

#### - گابروها

گابروها با اینکه بافت‌های متفاوت پگماتیک، گرانولار و گهگاه لایه‌ای و میگروگابرویی دارند؛ اما ترکیب کانی‌شناسی آنها همانند یکدیگر است. درکل، پلاژیوکلاز (۶۰-۵۰ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۳۰-۲۰ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی سازنده گابروها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و ماکل تکراری دارند (شکل ۳-۳). A) و اندکی دچار دگرسانی سریسیتی شده‌اند (شکل ۳-۳). B) بافت اصلی در گابروها گرانولار است (شکل ۳-۳). C)؛ اما پیروکسن‌های ریزدانه به صورت میانبار در پلاژیوکلازهای شکل‌دار با اندازه متوسط  $2/5$  میلیمتر بافت پویی کلیتیک را نیز در آنها پدید آورده‌اند. این ویژگی نشانه رشد تندتر پلاژیوکلاز است (Best, 2002). پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند و به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و اندازه متوسط ۱-۲ میلیمتر در میان پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. در پیرامون

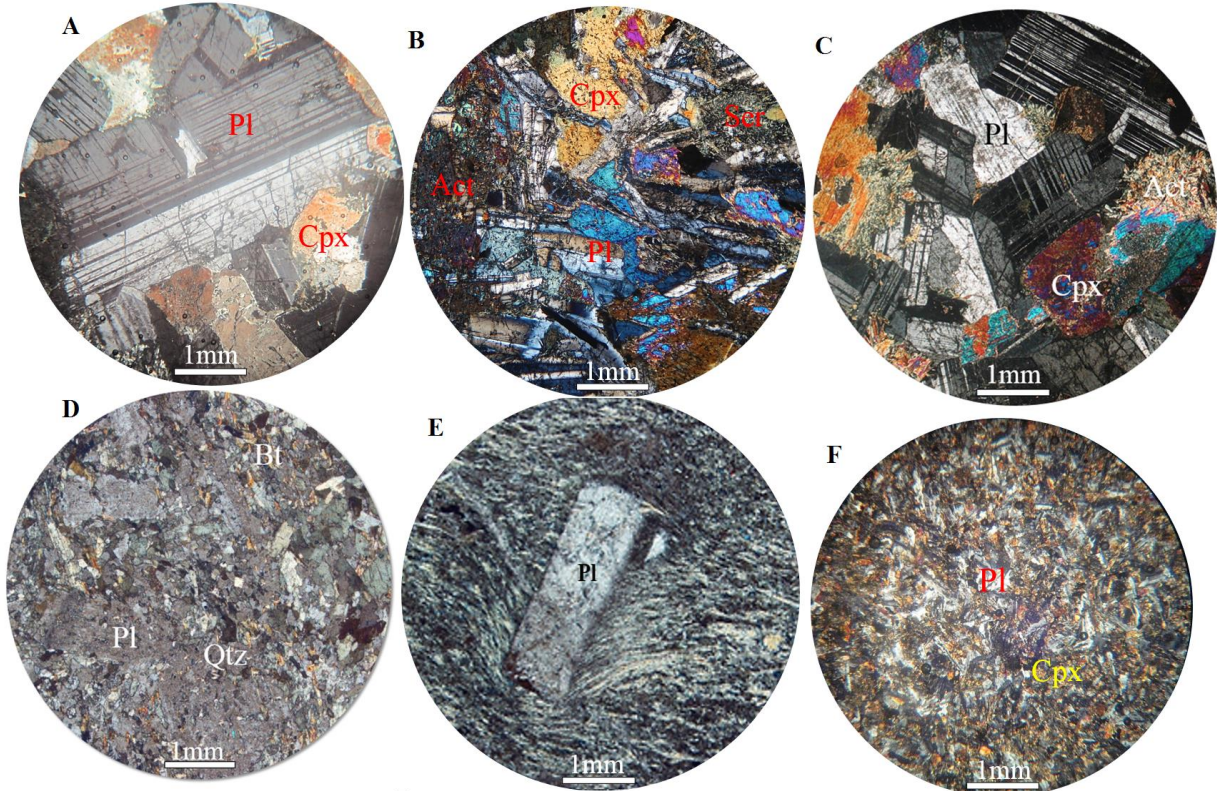
منطقه شاهینی، سنگ‌های بازالتی هستند که در پی دگرسانی پروپیلیتی و سرپانتینی‌شدن، بیشترشان با رنگ سبز در رخنمون دیده می‌شوند. ساخت بالشی، یکی از ساخت‌های بسیار آشکار در این بازالت‌ها و گویای فوران‌های زیرآبی بازالت‌ها در بستر دریاست (شکل ۲-۲). مجموعه سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی دربردارنده توف با میان‌لایه‌های بازالتی، آهک‌های سیلیسی سرخرنگ، چرت‌های نواری و آهک‌های میکرایتی پلاژیک است. این مجموعه روی بازالت‌های بالشی جای گرفته است و کانه‌زایی منگنز دارد (شکل ۲-۲).

جوان‌ترین بخش مجموعه فیولیتی، سنگ‌های آهکی پلاژیک هستند و دربردارنده رسوب‌های آهکی، آهکی - سیلیسی سرخرنگ هستند و برپایه فسیل‌های آنها، سن سنومانین تا دانین دارند (Sadeghian and Delavar, 2007). برپایه پژوهش (Ao et al., 2016) افیولیت کرمانشاه در ناحیه صحنه - کامیاران در ائوسن پسین (۳۵/۷-۳۸/۰ میلیون سال پیش) پدید آمده است. برپایه بررسی‌های Azizi و همکاران (۲۰۱۱) نیز سن سنگ‌های بازالتی شمال‌باختری کامیاران نزدیک به  $54/6 \pm 1/8$  میلیون سال پیش به دست آورده شده است. Whitechurch و همکاران (۲۰۱۳) سن سنگ‌های آذرین درونی الیوین‌گابرویی در شمال کامیاران را نزدیک به ۲۶ میلیون سال پیش به دست آورده‌اند. در شمال‌خاوری منطقه، سنگ‌های فلیشی رخنمون چشمگیری دارند. این مجموعه دربردارنده سنگ‌های ماسه‌سنگی، شیلی، کنگلومرایی، آتشفشانی - رسوبی و آذرآواری‌های بازیگ با حجم چشمگیر است (شکل ۲-۲). E) توده‌های آذرین درونی جوان تری (سنوزویک) نیز در بخش‌های شمال‌باختری منطقه شاهینی، گسترش دارند (شکل ۲-۲). F) این توده‌های آذرین



چهبسا پیامد واکنش کلینوپیروکسن با ماگماهای دربرگیرنده باشند.

بلورهای کلینوپیروکسن حاشیه‌های واکنشی کم‌ضخامتی از جنس اکتینولیت دیده می‌شوند که



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی. (A) درشت‌بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماگل نواری و دوتایی و کلینوپیروکسن‌های بیشتر اورالیتی و اکتینولیت‌شده که میان پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند؛ (B) دگرسانی سرسیتی بلورهای پلاژیوکلاز در کنار پیروکسن‌های تجزیه‌شده به اکتینولیت؛ (C) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده؛ (D) پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و اکسیدهای آهن؛ (E) آرایش میکروولیت‌ها و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای ریز جهت‌یافته و پیدایش بافت تراکیتی؛ (F) میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و ریزبلورهای کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن در زمینه‌ای شیشه‌ای (همه تصاویر در XPL هستند، مگر تصویر D: Cpx: کلینوپیروکسن؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Ser: سرسیت؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Act: اکتینولیت؛ Ol: الیون؛ Qtz: کوارتز؛ Bt: بیوتیت)

### – بازالت

سنگ‌ها با بافت شیشه‌ای، پورفیری تا اینترگرانولار شناخته می‌شوند. در بافت اینترگرانولار فضای میان پلاژیوکلازها با دیوپسید-اوپزیت و کانی‌های کدر (پاک) و گاه شیشه پر شده است. همچنین، بلورهای پلاژیوکلاز گاه سوسوریتی شده‌اند (آلبیت+ اپیدوت+ کلسیت) و منطقه‌بندی ضعیفی دارند. بلورهای ریز کلینوپیروکسن و آمفیبول نیز به صورت میانبار در این کانی دیده می‌شوند. درون بلورهای

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز به شکل بلورهای کشیده (گاه خردشده) و با میانبار کلینوپیروکسن به همراه فنوکریست‌های کلینوپیروکسن دگرسان‌شده در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و کوارتز دیده می‌شوند (شکل ۳- D). این



دگرسانی بیشتر گابروهای گاماسیاب تا اندازه‌های تمرکز عنصرهای LREE در آنها را افزایش داده است. در شکل ۵-B، بررسی الگوی تغییرات عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب گابروهای این منطقه در برابر ترکیب N-MORB بهنجار شده‌اند. در این نمودار، افزون‌براین که این سنگ‌ها در گستره ترکیبی گابروهای SSZ کرمانشاه جای می‌گیرند، از عنصرهای LILE (مانند: Ba, Rb و Sr) و تهی‌شدگی در برخی عنصرهای HFSE (مانند: Ti و Nb) نیز غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb و Ti پیامد پدیده‌های زیر است:

۱- ماگماتیسم مرتبط با فرورانش؛

۲- دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998)؛

۳- پایداری فازهای دارای این عنصرها هنگام ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها در هنگام فرایند جدایش بلورین.

مقدار بالای LILE چه‌بسا پیامد افزوده‌شدن ترکیب‌های رهاشده از تخته فرورو (subducted slab) همراه با سیال‌های آبدار و یا مذاب‌های جداشده از آن صفحه و دخالت آنها در پیدایش سنگ‌های مافیک بررسی شده باشد (Stern et al., 2006; Ishikawa et al., 2007; Juteau and Maury, 2009). در الگوی بهنجار شده بازالت‌ها در برابر ترکیب کندریت (شکل ۵-C)، نمونه‌های بازالتی شاهینی نزدیک گستره ترکیبی بازالتی SSZ کرمانشاه و بازالت‌های مجموعه افیولیتی سروآباد جای می‌گیرند (Saccani et al., 2013; Saccani et al., 2014)؛ هرچند این بازالت‌های شاهینی از گدازه‌های بازالتی SSZ کرمانشاه اندکی تهی‌شده‌تر هستند. این ویژگی چه‌بسا نشان‌دهنده ترکیب تهی‌شده‌تر خاستگاه گوشته‌ای بازالت‌های

(al., 2000). با بهنجار کردن داده‌های تجزیه‌های شیمیایی به ترکیب استاندارد مورب عادی و کندریت، به غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی خاستگاه ماگما/ماگماهای سازنده، تحولات ماگمایی و روند جدایش بلورین پی برده می‌شود. در اینباره عنصرهای کمیاب و فرعی سنگ‌ها در محیط‌های تکتونوماگمایی گوناگون، تمرکزهای متفاوتی را در نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند. برای تفسیر بهتر تحولات زمین‌شیمیایی، سنگ‌های توالی پوسته‌ای شاهینی با نمونه‌هایی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه (تمرک، گاماسیاب) و کردستان (سروآباد) و بخش خاوری مجموعه افیولیتی کامیاران که در راستای نوار افیولیتی زاگرس جای گرفته‌اند و بیشترین همانندی زمین‌شیمیایی را با نمونه‌ها دارند، مقایسه شدند.

در شکل ۵، بررسی نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های توالی پوسته‌ای شاهینی با ترکیب کندریت نشان از الگوهای کمابیش مسطح با تهی‌شدگی کم از عنصر Tm دارد. الگوی ترکیب گابروهای شاهینی (شکل ۵-A) در گستره ترکیبی گابروهای ترش‌پیری گاماسیاب (Whitechurch et al., 2013) است؛ اما نسبت به آنها مقدار LREE کمابیش کمتری نشان می‌دهد. گابروهای بررسی شده روند تیپیک N-MORB دارند؛ اما گابروهای گاماسیاب کمی به سوی E-MORB گرایش دارند. چنین روندی چه‌بسا نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی کمتر و یا غنی‌شدگی بیشتر از عنصرهای LREE در خاستگاه متاسوماتیز شده گابروهای بررسی شده باشد. همچنین، کم‌تر بودن فراوانی LREE در نمونه‌های بررسی شده شاید پیامد تفاوت در میزان دگرسانی نمونه‌ها باشد؛ به گونه‌ای که

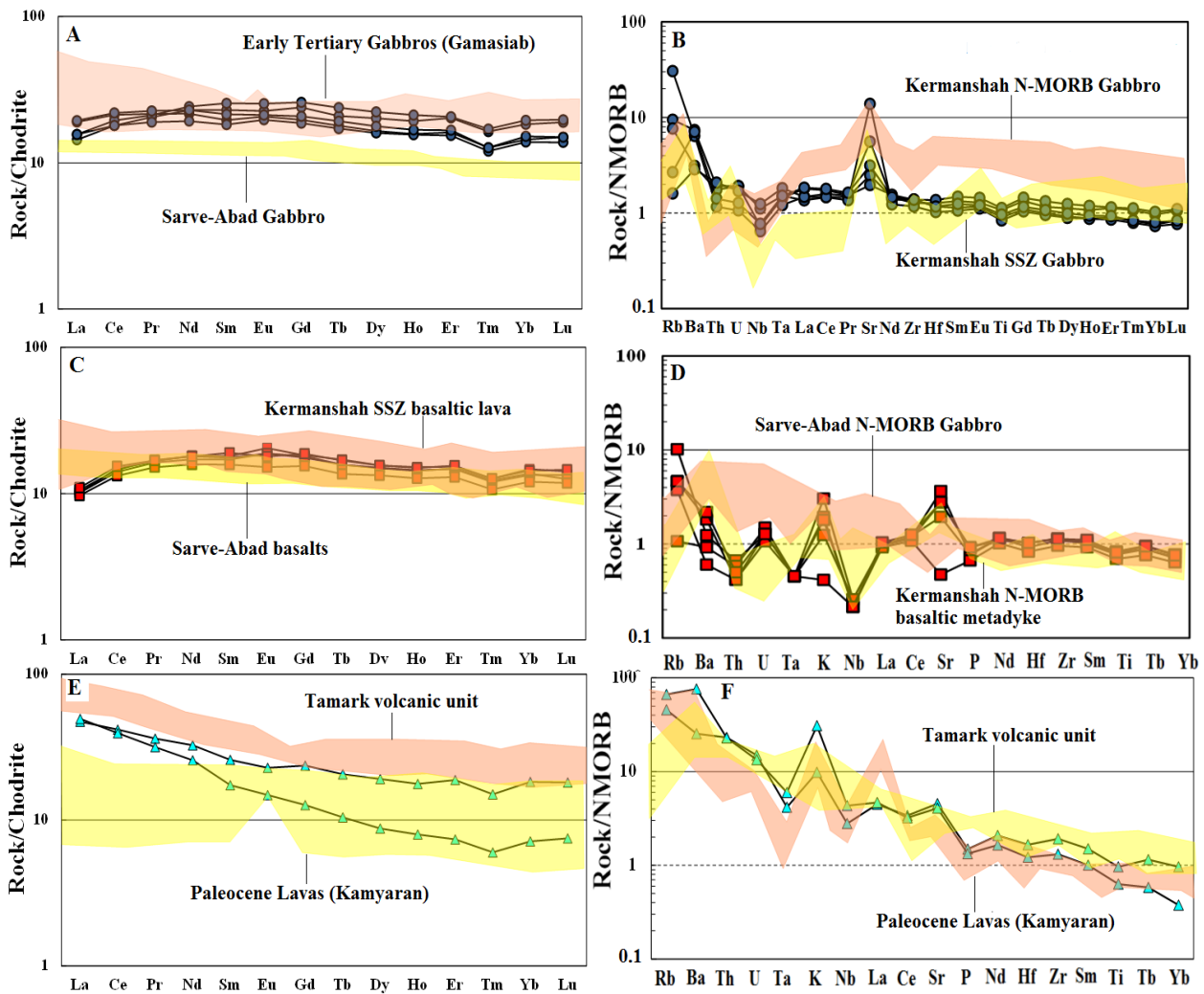
عنصرهای LREE که گرایش بیشتری به حضور در ماگما دارند، افزوده می‌شود و نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد. تفاوت در میزان غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) در برابر ترکیب کندریت در نمونه‌های گابرویی، بازالتی و آندزیتی چه‌بسا نشان می‌دهد در پهنه‌های فرورانش، درجات متفاوت ذوب‌بخشی در گوشته تهی‌شده خاستگاه مورب یا DMM (Caulfield *et al.*, 2008)، ماگماهایی با درجات غنی‌شدگی متفاوتی از عنصرهای LREE را پدید می‌آورد (Pearce *et al.*, 2005). افزون‌براین، اختلاف در ترکیب عنصرهای اصلی و کمیاب در میان نمونه‌های بررسی‌شده چه‌بسا پیامد دو خاستگاه متفاوت و یا دو شیوه متفاوت تحول مذاب باشد. ترکیب خاستگاه گوشته‌ای، شیوه ذوب گوشته‌ای و تبلوربخشی تا رسیدن مذاب به سطح پوسته از فرایندهایی هستند که مذاب‌های با ترکیب متفاوت را در پشته‌های میان‌اقیانوسی پدید می‌آورند. تهی‌شدگی ناچیز عنصر Ce در آندزیت‌ها چه‌بسا به دگرسانی بستگی دارد که در پی نفوذ آب دریا روی می‌دهد (Saunders and Tarney, 1984). نبود تهی‌شدگی آشکار از عنصر Eu در گابروها و بازالت‌ها نیز نشان‌دهنده پیش‌دستی تبلور پیروکسن‌ها و جدایش نیافتن پلاژیوکلاز یا اکسایش نسبی ماگماست (Kuzmichev *et al.*, 2005). در کل، مقدارهای متفاوت غنی‌شدگی در عنصرهای LREE (به‌ویژه در گدازه‌های آندزیتی) و روند خطی در الگوهای تغییرات عنصرهای HREE در گابرو و بازالت‌ها چه‌بسا پیامد خاستگاه گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت اسپینل‌داری است که دچار درجات متفاوتی از ذوب‌بخشی و

بررسی‌شده باشد. همچنین، چه‌بسا پیامد ناهمگنی ترکیب گوه گوشته‌ای و یا تأثیر متفاوت ترکیب‌های برخاسته (subduction components) از تخته فرورو، به‌ویژه سیال‌ها، روی گوه گوشته‌ای باشد که پدیدآورنده اصلی ماگمای سازنده این سنگ‌ها هستند (Khalatbari-Jafari and Sepehr, 2011). تهی‌شدگی اندکی که از عنصرهای LREE و مسطح‌شدگی که در الگوی HREE دیده می‌شوند شاید نشان‌دهنده تبلور سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده از ماگمای مادری با ترکیب N-MORB و جداشده از خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده باشد (Monsef *et al.*, 2018). الگوی عنصرهای خاکی کمیاب آندزیت‌ها در برابر ترکیب کندریت، نشان از شیب تند الگو از LREE به سوی HREE دارد. در این الگو، LREE تا ۷۰ برابر غنی‌شدگی در برابر ترکیب کندریت و HREE از ۹ تا ۳۰ برابر غنی‌شدگی در برابر ترکیب کندریت نشان می‌دهند (شکل ۵-E). در این شکل، تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب سبک به سنگین آندزیت‌ها در برابر الگوی نمونه‌های گابرویی و بازالتی در تراز بالاتری است و این نکته نشان‌دهنده فرایند جدایش بلورین در پیدایش آنهاست. شیب منفی LREE به سوی HREE شاید پیامد سرشت ناسازگار LREE نسبت به HREE، ناهمگنی خاستگاه و یا تأثیر متفاوت سیال‌ها باشد (Tian *et al.*, 2008). همچنین، شیب منفی یادشده در نمودار شاید بازتابی از خاستگاه گوه گوشته‌ای تهی‌شده باشد که با ترکیب‌های برخاسته از تخته فرورو، از عنصرهای کمیاب سبک سرشار شده است (Dilek and Thy, 2006). با افزایش جدایش بلورین ماگما، فراوانی

غنی‌شدگی شده است (Lin *et al.*, 1989). این ویژگی در افیولیت‌های نوع فرافروانش پدیده‌ای عادی است (Dilek, 2003; Dilek and Furnes, 2009). در الگوی عنصرهای کمیاب و خاکی بهنجارشده بازالت‌ها در برابر ترکیب N-MORB (شکل ۵-D)، نمونه‌های بازالتی بیشترین همانندی زمین‌شیمیایی را با گستره ترکیبی دایک‌های بازالتی N-MORB دارند. همچنین، مقدار LREEs در آنها از نمونه‌های بازالتی سروآباد اندکی تهی‌شده‌تر است. در این نمودار، نمونه‌های بازالتی همانند گابروها از عنصرهای LILE (مانند: Rb, Ba و Sr) غنی‌شدگی و در برخی عنصرهای HFSE (مانند: Ta, Nb و Ti) تهی‌شدگی دارند. این ویژگی از ویژگی‌های آشکار افیولیت‌های وابسته به فرورانش است (Beccaluva *et al.*, 2007; Dilek *et al.*, 2004). در شکل ۵-F، فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در اندازه‌های آندزیتی بررسی‌شده در برابر ترکیب N-MORB بهنجار شده‌اند. بررسی این الگو نشان می‌دهد اندازه‌های آندزیتی بیشترین همخوانی را با نمونه‌های آتشفشانی تمرک در افیولیت منطقه (صحنه - هرسین) دارند و از عنصرهای K, Ba, Rb و Sr غنی‌شدگی و از عنصرهای Ta, Nb, Ce, P و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عنصرهای کمیاب سبک و تهی‌شدگی آشکار از عنصر Nb از ویژگی‌های پهنه‌های پشت‌کمان و محیط‌های مرتبط با فرورانش است (Juteau and Maury, 2009). غنی‌شدگی از LILE همراه با بالابودن Ba از ویژگی‌هایی هستند که گویای دخالت پوسته فرورو در تحول و پیدایش ماگمای پهنه‌های پشت‌کمان ماگمایی هستند (Kamber

2012, *at al.*). هر اندازه سیستم جزیره‌های کمانی به‌سوی بلوغ بیشتر می‌رود، مذاب‌های پدیدآمده غنی‌شدگی بیشتری از LREE در برابر HREE نشان می‌دهند. از این‌رو، در یک سیستم کمانی جوان که مذاب‌های توله‌ایتی می‌سازد، با بلوغ بیشتر، به‌سوی مذاب‌های کالک‌آلکانی پیش می‌رود که در الگوی REE آنها، تمرکز LREE بالاتر است (Delavari, 2010).

در توالی پوسته‌ای افیولیت شاهینی، نسبت LILE/HFSE در الگوهای بهنجار نمونه‌های بررسی‌شده در برابر ترکیب N-MORB بالاست. این پدیده چه‌بسا نشان‌دهنده آلودگی گزینشی گوه‌گوشته‌ای بالای تخته فرورو با سیال‌های آبدار سرشار از عنصرهای LILE در پی آبدایی رسوب‌های روی تخته فرورو (Sacconi *et al.*, 2008) و یا ذوب دوباره ترکیب‌های بازمانده (Residual) ناسازگار هنگام زایش ماگمای بازالتی باشد. این فرایندها هم‌راستا با پیشرفت فرورانش و بلوغ آن و با گذر از پهنه پیش‌کمان به‌سوی پهنه پشت‌کمان شدت می‌یابند و ترکیب سنگ‌های توالی بیرونی افیولیتی از N-MORB تا اندازه‌های با نسبت‌های بالای LILE/HFSE متغیر می‌شود. به‌موازات دورشدن از لبه پهنه فرورانش و نزدیکی به پهنه‌های پشت‌کمان و برخاستن سیال‌های آبدار و مذاب در پی فرایندهای یادشده و در صورت فراهم‌بودن شرایط زمین‌ساختی - کششی، گوشته بالایی ناپایدار می‌شود و شرایط برای بالآمدن برجستگی‌های گوشته‌ای (دیپیرها) فراهم خواهد شد (Saunders and Tarney, 1984; Tian *et al.*, 2008).



شکل ۵- سنگ‌های سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی در: (A) الگوی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب گابروها، بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت؛ (B) نمودار عنکبوتی برای گابروها، بهنجارشده در برابر ترکیب N-MORB؛ (C) الگوی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در نمونه‌های بازالتی، بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت؛ (D) نمودار عنکبوتی بازالت‌ها، بهنجارشده در برابر ترکیب N-MORB؛ (E) الگوی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در نمونه‌های آندزیتی، بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت؛ (F) نمودار عنکبوتی آندزیت‌ها، بهنجارشده در برابر ترکیب N-MORB (گستره ترکیبی Early Tertiary Gabbro of Gamasiab و Tamark Volcanic Unit از Saccani و همکاران (۲۰۱۳)؛ گستره ترکیبی گابروی N-MORB و گابروی SSZ کرمانشاه از Whitechurch و همکاران (۲۰۱۳) و همکاران (۲۰۱۳)؛ گستره ترکیبی گدازه‌های بازالتی SSZ و متادایک‌های بازالتی N-MORB کرمانشاه از Whitechurch و همکاران (۲۰۱۳) و Saccani و همکاران (۲۰۱۳)؛ گستره ترکیبی بازالت و گابروهای N-MORB سروآباد از Saccani و همکاران (۲۰۱۴)؛ گستره ترکیبی گدازه‌های پالئوسن کامیاران از Ao و همکاران (۲۰۱۶)؛ گستره ترکیبی آندزیت کامیاران از Azizi و همکاران (۲۰۱۱) (ترکیب استاندارد کندریت و N-MORB برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) هستند)

– شناسایی پهنه زمین‌ساختی

شناخت جایگاه زمین‌ساختی در تفسیر سنگ‌زایی (petrogenesis) سنگ‌ها بسیار کارآمد

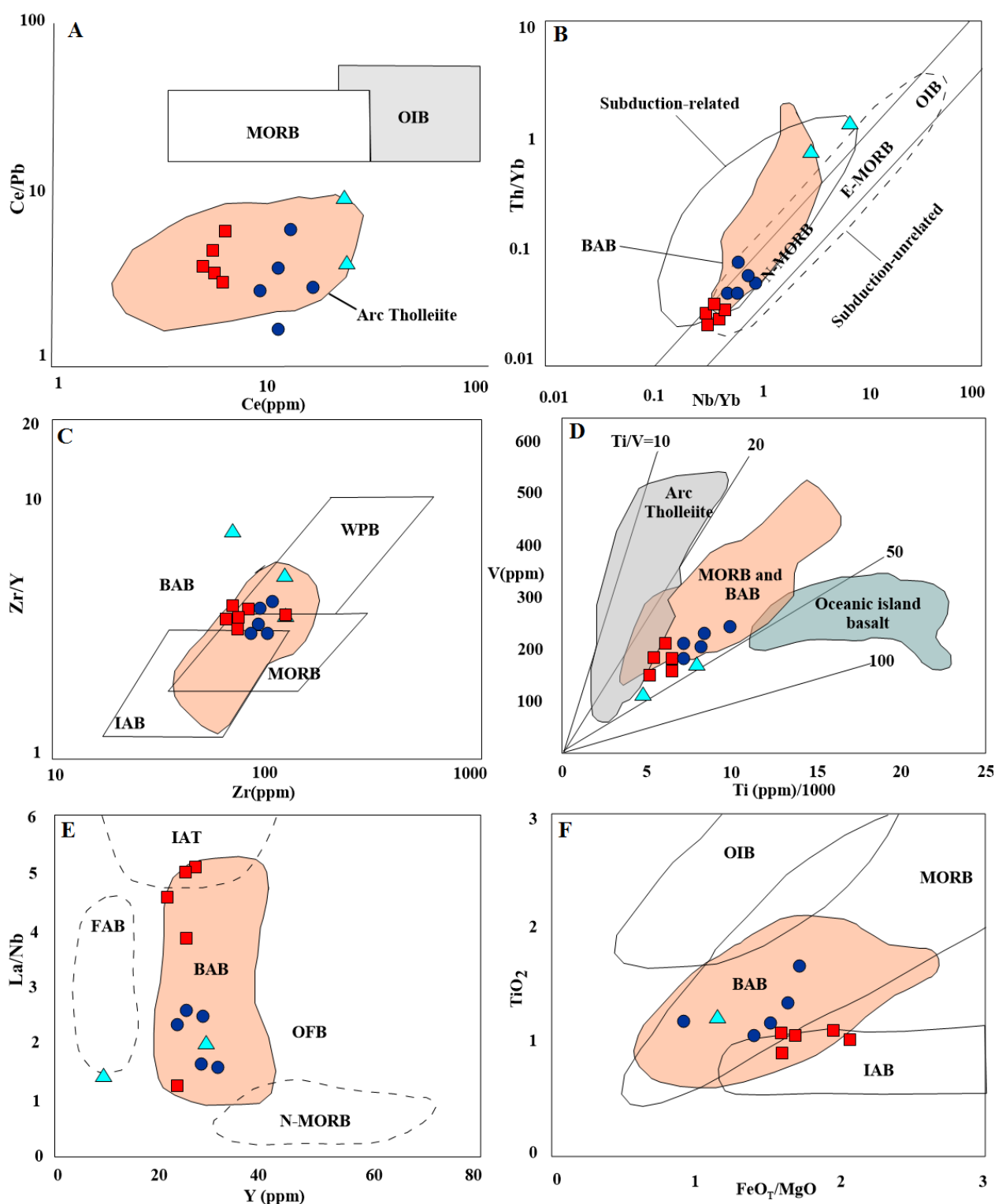
است. هر یک از محیط‌های زمین‌شناسی، مجموعه سنگ‌های ویژه خود را دارند و پراکندگی سنگ‌ها با جایگاه زمین‌ساختی تغییر می‌کند. برپایه فراوانی

دارد، نمونه‌ها افزون بر ارتباط با محیط فرورانش، در گستره ترکیبی مورب عادی (N-MORB) و بازالت‌های پشت‌کمان (BABB) نیز جا نمایی می‌شوند. این ویژگی از ویژگی‌های افیولیت‌های فرافروانش است (Beccaluva *et al.*, 2004).

در شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی، نمودار Zr/Y-*Y*، به خوبی بازالت‌های جزیره‌های کمانی، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای را از هم جدا می‌کند. اگر محل‌های تلاقی مقیاس لگاریتمی داشته باشند، نتایج بهتری برای جدا کردن نمونه‌ها خواهند داشت (Pearce and Norry, 1979). در این نمودار، نمونه‌ها در گستره همپوشانی ترکیبی بازالت‌های مورب و جزیره‌های کمانی جای می‌گیرند (شکل ۶- C). Shervais (۱۹۸۲) فراوانی عنصرهای Ti و V را برای شناسایی بازالت‌های رژیم‌های زمین‌ساختی گوناگون به کار برد. نسبت Ti/V برای سنگ‌های آتشفشانی IAB از ۲۰ تا بیشتر، برای بازالت‌های مورب و طغیانی برابر با ۲۰ تا ۵۰ و به گونه عمومی برای آکالان‌های BABB از ۵۰ کمتر است. مقدار این نسبت در سنگ‌های منطقه از ۳۴ تا ۵۰ است و نمونه‌ها در منطقه همپوشانی بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و پشت‌کمان جای می‌گیرند (شکل ۶- D). بیشتر بازالت‌های پهنه پشت‌کمان (BABB)، در مرحله نخستین بازشدگی پهنه پشت‌کمان، ترکیب‌های حد واسطی از سوپراساداکشن تا مورب عادی نشان می‌دهند (Yaliniz, 2008) و چه بسا با تزریق یک خاستگاه گوشته‌ای از نوع مورب در گوئه گوشته‌ای زیر کمان مرتبط باشند (Saccani *et al.*, 2008). برپایه پژوهش Baker (۱۹۸۴)، نسبت La/Nb در توله‌ایت و آلکالی بازالت‌ها برابر با ۱ تا ۵ است. این مقدار چه‌یسا مرتبط به بلوغ کمان و نشان‌دهنده اوج فعالیت ماگمایی است.

نسبی عنصرهای کم‌تحرک، نامتحرک و نسبت‌های میان آنها محیط زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های مافیک شناخته می‌شود (Safonova and Santosh, 2014). با به‌کارگیری نسبت Zr/Nb، سنگ‌های وابسته به پهنه فرورانش و کوهزایی از غیرکوهزایی جدا می‌شوند. اگر نسبت Zr/Nb از ۱۰ بیشتر باشد، نشان‌دهنده ماگماتیسم وابسته به پهنه فرورانش است و هنگامی که این نسبت از ۱۰ کمتر باشد، نشان‌دهنده خاستگاه غیرکوهزایی سنگ‌هاست (Sommer *et al.*, 2006). این نسبت برای سنگ‌های توالی پوسته‌ای شاهینی برابر با ۲۰ تا ۱۷۰ است و نشان‌دهنده وابستگی آنها با محیط فرورانشی است.

سنگ‌های بررسی‌شده نسبت‌های بالایی از Ba/Nb دارند (میانگین: ۲۰). این ویژگی معمولاً از ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های کمانی است (Fitton *et al.*, 1991). بالابودن نسبت La/Ta نیز از دیگر ویژگی‌های پهنه‌های کمان است (Trumbull *et al.*, 1999) که در سنگ‌های منطقه نیز دیده می‌شود. میزان  $TiO_2$  از معیارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی گدازه‌هاست. مقدار  $TiO_2$  در بازالت و آندزیت‌های پهنه‌های کمان، به ندرت از ۱/۳ درصدوزنی فراتر می‌رود؛ اما  $TiO_2$  در سنگ‌های دیگر محیط‌های زمین‌ساختی از ۱۰ درصدوزنی بیشتر است (Rendeng *et al.*, 2006). مقدار  $TiO_2$  در همه سنگ‌های بررسی‌شده (مگر یک نمونه) از ۱/۳ درصدوزنی کمتر است و این نکته نشان‌دهنده وابستگی آنها با محیط جزیره‌های کمانی است. سنگ‌های توالی پوسته‌ای بررسی‌شده در نمودار Ce در برابر Ce/Pb (شکل ۶- A)، در گستره ترکیبی توله‌ایت جزیره‌های کمانی جای می‌گیرند. در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۶- B) که در تفسیر ماگماتیسم پهنه‌های فرورانش کاربرد گسترده‌ای



شکل ۶- جایگاه نمونه‌های توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی روی: (A) نمودار Ce در برابر Ce/Pb (Miller *et al.*, 1994); (B) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce and Norry, 1979); (C) نمودار Zr/Y در برابر Zr (ppm) (Pearce, 2008); (D) نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982); (E) نمودار Y در برابر La/Nb (Floyd *et al.*, 1991); (F) نمودار  $FeO_T/MgO$  در برابر  $TiO_2$  (Shuto *et al.*, 2006). OIB: Oceanic Island Basalt; BAB: Back Arc Basin Basalt; WPB: Within-Plate Basalt; IAB: Island Arc Basalt; OFB: Oceanic Floor Basalt; FAB: Forearc Basin Basalt (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)



توله‌ایتی و کلسیمی - قلیایی پیامد ذوب‌بخشی گوه‌گوشته‌ای تهی‌شده که با مواد فرورانش برخاسته از تخته‌ فرورو آغشته شده‌اند، دانسته شده است.

#### - بررسی سنگ‌زایی

ماگما در هنگام تکامل و بالا آمدن تحت تأثیر عوامل گوناگونی است. این فرایندها مانند جدایش بلورین، ذوب‌بخشی و آلیش هر یک مسیر خاصی را در روند تحول ماگما پدید می‌آورند. این پدیده‌ها شاید در آشیانه‌ ماگمایی یا هنگام بالا آمدن مذاب به سطح یا در هر دو حالت رخ دهند و اثر یکدیگر را افزایش یا کاهش بدهند. در ادامه به بررسی هر یک از این عوامل پرداخته می‌شود. در کل، در ترکیب ماگمای اولیه،  $Mg\# = 0.7$ ،  $Ni = 400 - 500$  ppm،  $Cr < 1000$  ppm و مقدار  $SiO_2$  کمتر از ۵۰ درصدوزنی است (Glenn, 2004). در سنگ‌های منطقه شاهینی،  $Ni = 24 - 222$  ppm و  $Cr < 1000$  ppm است. پس ماگمای سازنده این سنگ‌ها، ماگمای اولیه نبوده است و پس از پیدایش در گوشته، دچار تحولات ماگمایی بعدی شده است و یا اینکه ماگما از گوشته متاسوماتیزه جدا شده است. نمودار Ni در برابر Mg (شکل ۷- A)، این نکته را به خوبی نشان می‌دهد. فراوانی عنصرهای ناسازگار بسیار با فرایندهای ذوب‌بخشی کنترل می‌شود (Pearce and Peate, 1995). از این رو، از این عنصرها برای برآورد آهنگ ذوب و میزان تهی‌شدگی خاستگاه بهره گرفته می‌شود (Woodhead et al., 1993)؛ به‌ویژه برای شناسایی سرشت خاستگاه گوشته‌ای که در نزدیکی کمان آتشفشانی است و در پی بیرون‌ریختن مذاب‌های پیشین تهی‌شده است، عنصرهای HFSE (Nb و Zr) به کار برده می‌شوند (Grove et al.,

در نمودار Y در برابر La/Nb (شکل ۶- E) و نمودار  $FeO/MgO$  در برابر  $TiO_2$  (شکل ۶- F)، نمونه‌ها در گستره ترکیبی پشت‌کمان جای می‌گیرند. پهنه‌های پشت‌کمان پهنه‌های کششی هستند که روی کرانه‌های قاره‌ای فعال و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای در میان و یا پشت پهنه اصلی ماگمایی پهنه‌های فرورانش پدید آمده‌اند (Martinez et al., 2007). به باور Khan (۱۹۹۷)، کشش در پهنه‌های پشت‌کمان، در پی فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر سنگ‌کره قاره‌ای و جریان گرمایی پدیدآمده از بالا آمدن ماگما در پهنه زمین‌ساختی پشت‌کمان است. به باور Taylor و Martinez (۲۰۰۳)، فرایندهای مؤثر بر ماگماتیسم پشت‌کمان با فرایندهای پیدایش بازالت‌ها در پهنه‌های اقیانوسی مشابه هستند؛ اما در پی پدیده فرورانش، تنوع زمین‌شیمیایی ماگمایی در پهنه‌های پشت‌کمان نسبت به پهنه‌های اقیانوسی بیشتر است. گدازه‌های بازالتی در پشته‌های میان‌اقیانوسی متأثر از ترکیب‌های برخاسته از تخته فرورو در پهنه‌های فرورانش نیستند؛ اما موازی دورشدن از بازشدگی‌های میان‌اقیانوسی و به سوی پهنه‌های پشت‌کمان بر تأثیر مشتقات فرورانش و گوناگونی ترکیبی سنگ‌ها افزوده می‌شود. در حقیقت، ماگماهای پدیدآمده از گوه‌گوشته‌ای با افزایش مذاب‌ها و سیال‌های پدیدآمده از تخته فرورو، از قلمرو مورب دور می‌شوند و به محدوده فرورانش وارد می‌شوند. در کمپلکس افیولیتی Tangihua در نیوزیلند، توالی بیرونی با ترکیب توله‌ایتی، کلسیمی - قلیایی و قلیایی را به محیط فرافروانش و در یک پهنه انتقالی از پیشانی کمان به پشت‌کمان نسبت داده‌اند (Nicholson et al., 2000). در الگوی آنان، پیدایش گدازه‌های

گارنت‌دار بودن سنگ خاستگاه به‌جامانده شاید تأثیر مهمی در پیدایش روندهای جدایشی REE‌ها داشته باشد. Coban (۲۰۰۷) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm را برای بررسی بود یا نبود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای به‌کار برده است. جایگاه نمونه‌ها در این نمودار خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها را گوشته‌ای تهی از گارنت نشان می‌دهد (شکل ۷-۷-F). نسبت Ce/Pb معمولاً برای شناسایی رخداد آلودگی پوسته‌ای به‌کار برده می‌شود؛ زیرا فرایندهایی مانند ذوب‌بخشی و تبلوربخشی، تأثیر بسیار کمی روی نسبت‌های یادشده دارند (Hofmann *et al.*, 1986). برپایه نمودار MgO در برابر Ce/Pb (شکل ۷-۷-G) نمونه‌ها در گستره ترکیبی آرایش‌یافته با پوسته جای می‌گیرند. نسبت Ce/Pb برای ماگماهای جداشده از گوشته برابر با  $25 \pm 5$  است (Hofmann *et al.*, 1986). این نسبت برای سنگ‌های توالی پوسته‌ای شاهینی برابر ۱/۵ تا ۱۱/۵ است و چه‌بسا نشان‌دهنده تأثیر آرایش پوسته‌ای روی ترکیب آنهاست. جایگیری نمونه‌ها در نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta (شکل ۷-۷-H) نیز نشان‌دهنده مشارکت پوسته‌قاره‌ای زیرین در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی‌شده است. نسبت Tb/Yb عاملی برای شناسایی خاستگاه بازالت‌ها و گابروهاست (Rooney, 2010)؛ به‌گونه‌ای که اگر این نسبت بیشتر از ۱/۸ باشد، خاستگاه این سنگ‌ها از گارنت‌پریدوتیت است و اگر کمتر از این مقدار باشد، از خاستگاه اسپینل‌پریدوتیت است. از این‌رو، از آنجایی که این نسبت در نمونه‌های بررسی‌شده از ۰/۲۶ تا ۰/۳۴ درصد در تغییر است. پس سنگ‌های گابرویی، بازالتی و آندزیتی شاهینی از خاستگاه اسپینل‌پریدوتیت دانسته می‌شوند.

برپایه تحرک بسیار کم عنصرهای Y، Zr و Nb در درجه بالای دگرسانی (Prytulak and Elliott, 2002)، نمودار دوتایی Zr در برابر Zr/Y برای اندازه‌گیری غنی‌شدگی خاستگاه ماگمای نمونه‌های توالی پوسته‌ای شاهینی به‌کار رفت. برپایه این نمودار، نمونه‌ها غنی‌شدگی در خاستگاه را نشان نمی‌دهند (شکل ۷-۷-B). در نمودار Nb در برابر Zr (شکل ۷-۷-C) نیز همه نمونه‌ها در بخش گوشته تهی‌شده جای گرفته‌اند.

میزان نه‌چندان بالای عنصر Zr (۱۴۲-۷۱ ppm) چه‌بسا به خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده و محیط پیدایش فرافروانش وابسته است (Pearce, 2003). در کل، آمیختگی میان گوشته بارور با گوشته تهی‌شده زیرکمان (sub-arc) در پهنه‌های فرورانش انجام می‌شود (Martinez and Taylor, 2002). ترکیب چنین گوشته‌ای در پی بیرون‌ریختن مذاب‌های پیشین و آمیختگی میان گوشته‌های غنی‌شده و تهی‌شده در منطقه زیرکمان، تأثیر چشمگیری بر کاهش مقدار باروری گوشته دارد (Hochstaedter *et al.*, 2001). گدازه‌های پدیدآمده از ذوب تخته فرورو و یا رسوب‌های فرورانده‌شده، نسبت بالایی از  $Nb/Zr < 0.25$  دارند (Elburg *et al.*, 2002). در نمونه‌های بررسی‌شده نسبت Nb/Zr (۰/۱-۰/۰۲) به‌دست آورده شده است و نشان‌دهنده اهمیت ذوب‌بخشی در نمونه‌های شاهینی است.

برپایه شکل‌های ۷-۷-D و ۷-۷-E، تغییرات نسبت La/Yb به ذوب‌بخشی وابسته است (Pinto- 2008 Linares *et al.*) و همان‌گونه که دیده می‌شود، چگونگی تغییرات ترکیبی این سنگ‌ها بیشتر به ذوب‌بخشی و فرایندهای خاستگاه بستگی دارد تا به جدایش بلورین. به باور Coban (۲۰۰۷)،



و یا گوۀ گوشته‌ای دچار ذوب‌بخشی می‌شوند، گرایش ترکیبی پیدا می‌کند. Nb بیشتر نامتحرک است (Tian *et al.*, 2008). از این‌رو، از نسبت‌هایی مانند Ba/Th و Th/Nb در شناخت چگونگی تأثیر سیال‌ها در پیدایش ماگما/ماگماهای توالی پوسته‌ای افیولیت تکتونیزه شمال‌باختری کامیاران بهره گرفته شد. در اینبار مقدار نسبت عنصرهای یادشده در مورب‌ها، شاخصی برای شناسایی افیولیت‌های نوع مورب و نسبت‌های همین عنصرها در کمان تونگا (شکل‌های ۸- A و ۸- B) دانسته شده‌اند (Pearce *et al.*, 2005; Pearce and Peate, 1995). در شکل ۸- A، خط‌های هم‌روند مورب‌ها رخدادهایی مانند آمیختگی ماگما در آشیانه ماگمایی، ذوب دینامیک و بیرون‌ریختن مواد مذاب را نشان می‌دهند که به‌طور طبیعی در مورب‌ها روی می‌دهند. درصدهای نوشته‌شده در کنار این خط‌ها درصد مشارکت عنصرهای برخاسته از تخته فرورو را نشان می‌دهند. خط عمودی SZ نیز نشانه افزایش مشارکت ترکیب‌های فرورانش از محیط مورب (مانند: اقیانوس هند) به سوی محیط فرورانش (مانند: کمان تونگا) است. در نمودار نسبت Th/Yb به Ba/Yb، در پی تحرک بیشتر عنصر Ba، میزان غنی‌شدگی آن بسیار بیشتر از Th است. تهی‌شدگی آشکار عنصر Th در گابروها و بازالت‌های بررسی‌شده نشان‌دهنده اهمیت کم ذوب رسوب‌های و افزایش نسبت Ba/Yb در آنها گویای نقش سیال‌ها در زایش این سنگ‌هاست. میزان مشارکت عنصر Ba برخاسته از تخته فرورو از نزدیک به ۳۰٪ از بازالت تا ۸۰٪ در گدازه‌های آندزیتی در تغییر است. نسبت بالای Ba/La در نمونه‌های بررسی‌شده (شکل ۸- B) نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های

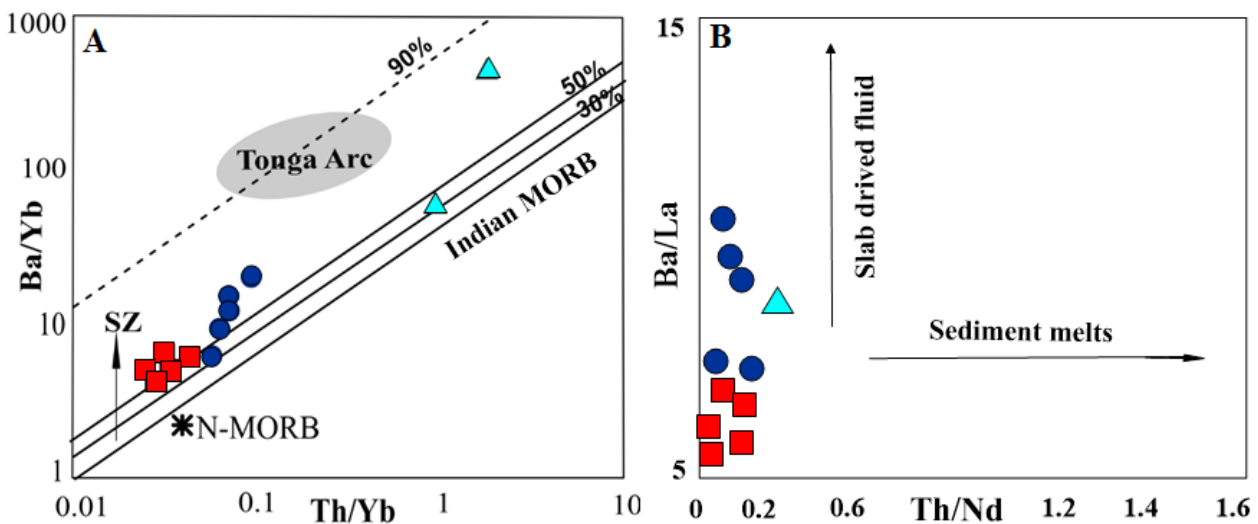
### - نقش سیال‌ها در پیدایش ماگما/ماگماهای توالی پوسته‌ای افیولیت شاهینی

آرایش با مواد پوسته‌ای یا سیال آزادشده از تخته فرورو تغییراتی را در ترکیب شیمیایی ماگما پدید می‌آورند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند انتشار آب و نقش آن در ذوب‌بخشی گوشته در پشته میان‌اقیانوسی و پهنه‌های پشت‌کمان متفاوت است (Tian *et al.*, 2008).

سرشت ماگما در پهنه‌های پشت‌کمان با سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده و جریان‌های همرفتی در گوۀ گوشته‌ای کنترل می‌شود (Kelley *et al.*, 2006). سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده در پهنه فرورانش ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گوۀ گوشته‌ای در بالای پهنه فرورانش را تغییر می‌دهند. این سیال‌ها چه‌بسا سیال‌های پس از آبدایی پوسته اقیانوسی (Turner *et al.*, 1997)، سیال‌های پس از آب زدایی رسوب‌های فرورونده (Class *et al.*, 2000) و یا افزوده‌شدن مذاب‌هایی از رسوب‌های فرورونده باشند (Munker, 2000). نسبت عنصرهای متحرک به عنصرهای نامتحرک به‌گونه مؤثر بازتابی از اهمیت تأثیر فرورانش در خاستگاه گوشته‌ای مذاب‌هاست (Woodhead *et al.*, 2001). عنصر Ba در قلمروهای دمایی گسترده‌ای در پهنه‌های فرورانش متحرک است و همراه با سیال‌های آبدار انتشار یابد. هنگامی که پوشش رسوبی روی پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شود، عنصر Ba با سیال‌های جداشده از رسوب‌های آبدار و پوسته اقیانوسی به گوۀ گوشته‌ای منتقل می‌شود و ماگماهای با Ba بالا پدید می‌آیند (Morata and Aguirre, 2003). عنصر Th در سیال‌های کم‌دما کم‌تحرک و یا نامتحرک است؛ اما در دمای بالا که رسوب‌های بالای تخته فرورو

پوسته‌ای افیولیت شاهینی در پی تأثیر سیال‌های برخاسته از تخته فرورو بر گوشته‌ای تهی شده است و نقش مواد مذاب پدیدآمده از ذوب بخشی رسوب‌های بالای این صفحه ناچیز بوده است. برپایه شکل‌های ۷ و ۸، ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه، از ذوب بخشی گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با سیال‌های سرچشمه گرفته از آزدایی ورقه اقیانوسی دگرگون شده و رسوب‌های فرورونده همراه آن پدید آمده است.

پدیدآمده از فرورانش و فرایند متاسوماتیسم گوشته‌ای در ژرفای کم (Pearce *et al.*, 2005) در ماگمای گوشته‌ای نمونه‌های بررسی شده است. برپایه شکل‌های ۸-A و ۸-B، با افزایش تحرک عنصرها به ترتیب  $Ba > Th > Nb > Yb$ ، میزان مشارکت آنها نیز در خاستگاه توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی باختر کامیاران افزایش یافته است. در کل، مشارکت عنصرهای کمیاب و خاکی و گاه غنی‌شدگی آنها در سنگ‌های سازنده توالی



شکل ۸- سنگ‌های سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی و تأثیر بیشتر سیال‌ها و نقش کمتر رسوب‌های در خاستگاه افیولیت شاهینی در: (A) نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Ba/Yb$  (Pearce *et al.*, 2005)؛ (B) نمودار  $Th/Nd$  در برابر  $Ba/La$  (Zhengfu *et al.*, 2013) (SZ: شاهینی در: (A) نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Ba/Yb$  (Pearce *et al.*, 2005)؛ (B) نمودار  $Th/Nd$  در برابر  $Ba/La$  (Zhengfu *et al.*, 2013) (SZ: Subduction Zone; N-MORB: Normal Mid Ocean Ridge Basalt) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

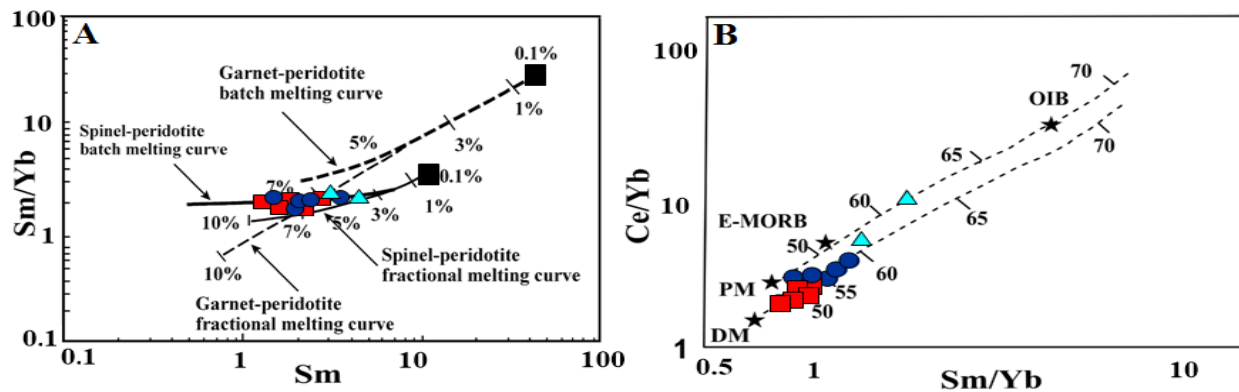
متفاوتی برای اسپینل و گارنت دارند. همچنین، عنصرهای La و Sm با تغییرات کانی‌شناسی سنگ خاستگاه دچار تغییر نمی‌شوند؛ از این رو، ترکیب کلی سنگ را نشان می‌دهند (Aldanmaz *et al.*, 2000). برپایه نمودار  $Sm/Yb$  در برابر Sm که نشان‌دهنده تغییرات درجه ذوب بخشی در دو خاستگاه اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است؛ سنگ‌های بررسی شده روی منحنی اسپینل پریدوتیتی با درجه ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی جای می‌گیرند (شکل ۹-۹)

### درجه و ژرفای ذوب بخشی

از زمین‌شیمی عنصرهای خاکی کمیاب، به‌طور گسترده برای ارزیابی درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه بهره گرفته می‌شود (Furman, 2007; Zhao and Zhou, 2007). به باور Shaw و همکاران (۲۰۰۳)، عنصرهای خاکی کمیاب یا نسبت‌های آنها (مانند:  $La/Yb$  و  $Sm/Yb$ ) برای بررسی ترکیب گوشته بالایی، کانی‌شناسی و ژرفای پیدایش مذاب کاربرد دارند؛ زیرا این عنصرها ضریب جدایش

همکاران (۱۹۹۸) که برپایه ذوب‌بخشی در دو گوشته تهی‌شده و غنی‌شده است، ماگمای مادر سنگ‌های توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی از گوشته تهی‌شده و در ژرفای ۵۰ تا ۶۵ کیلومتر پدید آمده است (شکل ۹- B).

A). چنین خاستگاه اسپینل‌لرزولیتی نشان می‌دهد پیدایش و جدایش ماگمای پیدایش سنگ‌های بررسی‌شده از گوشته باید در ژرفای کمتر از ۷۰ کیلومتر روی داده باشد؛ زیرا کانی اسپینل در این فشارها پایدار است. برپایه الگوی پیشنهادی Fleche و



شکل ۹- سنگ‌های سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی در: (A) نمودار Sm در برابر Sm/Yb (Li and Chen, 2014) برای (DM: Depleted Mantle; PM: Primitive Mantle) (Fleche *et al.*, 1998) در برابر Sm/Yb در برابر Ce/Yb (B) بررسی درجه ذوب‌بخشی؛ نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb (Fleche *et al.*, 1998) در برابر Sm/Yb در برابر Ce/Yb (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

(E-MORB) یا بازالت‌های عادی پشته میان‌اقیانوسی (N-MORB) دانسته شده‌اند (Allahyari *et al.*, 2010).

افیولیت‌های کرمانشاه به‌جامانده‌های جداگانه گستره اقیانوسی ائوسن با گسترش آهسته (Braud, 1987) پشت کمان (Whitechurch *et al.*, 2013) شمرده می‌شوند که درست پیش از برخورد میان صفحه عربی و اوراسیا پدید آمده‌اند. همچنین، این افیولیت‌ها پهنه تحولی اقیانوس-قاره (Wrobel-Daveau *et al.*, 2010) که هنگام کافت صفحه عربی پدید آمده است و افیولیت پهنه فرافروانش در کرتاسه پسین (Saccani *et al.*, 2013) نیز تفسیر شده‌اند. به باور برخی زمین‌شناسان (مانند: Vincent *et al.*, 2005; Whitechurch *et al.*, 2013)، افیولیت ائوسن کرمانشاه در ناحیه کامیاران، افیولیت پهنه فرافروانش و مرتبط با کمان است و برپایه ویژگی‌های

### جایگیری و ژئودینامیک احتمالی افیولیت شاهینی

چندین فرضیه برای تکامل زمین‌ساختی بخش غربی-ایرانی اقیانوس نئوتتیس و مرزهای قاره‌ای پیرامون آن پیشنهاد شده‌اند (Robertson, 2007; Agard *et al.*, 2005). با این فرضیه‌ها بسیار همانند یکدیگر هستند، اما بیشتر آنها از دیدگاه زمان رویدادی که در این پهنه از زمان پرمین پسین تا کنون رخ داده است تفاوت دارند. نخست افیولیت کرمانشاه به‌جامانده پشته میان‌اقیانوسی و قابل قیاس با افیولیت عمان دانسته شد (Ricou *et al.*, 1977). سپس Desmons و Beccaluva (۱۹۸۳) خاستگاه جزیره‌های کمانی را برای سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس کرمانشاه پیشنهاد کردند. به‌تازگی نیز گابروهای بخش‌های هرسین صحنه یا بازالت‌های غنی‌شده پشته میان‌اقیانوسی

اؤوسن نئوتتیس) (Azizi and Moinvaziri, 2009; Moinvaziri *et al.*, 2014)، توده‌های گابرویی با ویژگی‌های توله‌ایتی مرتبط با افیولیت نیز در نزدیکی این کمان و همراه دیگر واحدهای افیولیتی یافت شوند. گابروهای پنجوین (Yousif *et al.*, 2007)، گابروی قه‌لاجی (Ranin, 2008)، استوک‌های مجموعه افیولیتی سروآباد و گابروهای محور دینور- کامیاران می‌شوند. روند خطی خاستگاه ماگمایی از مورب تا محیط کمان در نمونه‌های بررسی شده نشان‌دهنده تأثیر مؤلفه فرورانش و یا پیامد تأثیر ماگماتیسیم کالک‌آلکان پالئوژن است (Rahimzadeh *et al.*, 2014). کنار هم جای‌گرفتن گابروهای توله‌ایتی توالی افیولیت‌ها و گابروهای کالک‌آلکان بعد (پس از پیدایش) افیولیتی سنوزویک با توجه به زمین‌ساخت بسیار فعال زاگرس (Alipour *et al.*, 2012) چه‌بسا عامل همجواری بیشتر این گابروها باشد. از سوی دیگر، نزدیک‌بودن کمان ماگمایی اقیانوسی به محل دراز‌گودال و انتقال کمان ماگمایی اقیانوسی به قاره چه‌بسا همجواری و نزدیکی سرشت ماگمایی توده‌های افیولیتی و قاره را به‌دنبال داشته است (Whitechurch *et al.*, 2013).

### برداشت

مجموعه افیولیتی شاهینی در بخش شمالی زمین‌درز زاگرس و میان دو منطقه ساختاری و زمین‌ساختی ایران مرکزی و صفحه عربی جای دارد. توالی پوسته‌ای منطقه شاهینی دربردارنده سنگ‌های بازالتی، گابرو پگماتویدی و میلونیتی، مجموعه دایک صفحه‌ای میکروگابرو و دیاباز است. بررسی نمودارهای عنکبوتی نشان‌دهنده تمرکز عنصرهای کمیاب و فرعی در ترازهای متفاوت است و خاستگاه گوشته تهی‌شده را برای توالی پوسته‌ای محدوده شاهینی نشان می‌دهند. مقایسه سنگ‌های توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی

زمین‌شیمایی آن، در خاستگاه کششی پشت کمان پدید آمده است. Azizi و همکاران (۲۰۱۳) نیز خاستگاه پشت کمانی را برای افیولیت‌های زاگرس در منطقه کامیاران پیشنهاد کرده‌اند.

در پژوهش‌های پیشین، سن  $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$  دایک‌های میکروگابرویی افیولیت‌های کرمانشاه برابر با ۸۳ - ۸۶ میلیون سال پیش به‌دست آمده است (Delaloye and Desmons, 1980). برپایه روش U-Pb، Azizi و همکاران (۲۰۱۱) سن گابروها و بازالت‌های منطقه کامیاران را ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال پیش پیشنهاد کرده است و بر این باور هستند که خاستگاه ماگمای محور دینور- پنجوین یک گوشته تهی‌شده است که در کمان اقیانوسی پدید آمده است و چه‌بسا از افیولیت‌های محیط بالای پهنه فرورانش باشد. این پژوهشگران جزیره‌های کمانی و محیط سوپراسابداکشن را جایگاه پیدایش سنگ‌های محور صحنه- پنجوین دانسته‌اند. Ao و همکاران (۲۰۱۶) نیز برپایه تازه‌ترین داده‌های ایزوتوپی به روش U-Pb، سن پیدایش بخش صحنه- کامیاران مجموعه افیولیتی کرمانشاه را  $35.7 \pm 0.5$  میلیون سال پیش دانسته‌اند. در اؤوسن بالایی و در الیگوسن، با ادامه فرورانش بخش جنوب‌باختری پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش شمال‌خاوری آن و افزایش آرام‌آرام شیب فرورانش، توده‌های آذرین درونی و گاه آتشفشانی (بیشتر بازیک با ترکیب کالک‌آلکان و توله‌ایتی) در محور صحنه- کامیاران- مریوان و به‌صورت جزیره‌های کمانی در گستره اقیانوسی پدید آمده‌اند (Moinvaziri *et al.*, 2008).

برپایه پژوهش‌های پیشین و یافته‌های این پژوهش کمان می‌رود افزون‌بر توده‌های آذرین درونی کمان ماگمایی دور دوم فرورانش (فرورانش سنوزویک و به‌ویژه

پیش‌کمان به سوی پشت‌کمان برای سنگ‌های توالی بیرونی مجموعه افیولیتی شاهینی است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند خاستگاه گابروها تهی‌تر از بازالت‌هاست. این ویژگی با سن کمتر گابروها که پیشتر، Azizi و همکاران (۲۰۱۱) و Ao و همکاران (۲۰۱۶) آن را به دست آورده‌اند، همخوانی دارد. فراوانی سیلس و عنصرهای کمیاب در آندزیت‌ها با سرشت حد واسط و کالک‌آلکانل بیشتر است و بیشتر روی گابروها و در تراز بالاتر از آنها دیده می‌شوند. در حقیقت، افیولیت بررسی شده به صورت Dismembered (گسیخته) است و تراست‌شدگی و درهم‌بودن و گاه نبود یک یا چند واحد از افیولیت در یک مکان شناخته شده همانند سن یادشده درستی این نکته را نشان می‌دهد. این ویژگی پیامد فراراندگی‌های متوالی تکه‌های متفاوت از تخته فرورو است. از این رو، در رخنمون‌های قابل دسترس و کنونی توالی پوسته‌ای کامیاران، نخست بازالت و سپس گابرو پدید آمده است.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از پشتیبانی‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از راهنمایی‌های علمی ارزنده داوران گرامی برای غنای بیشتر مقاله، بسیار سپاس‌گزارند.

شاهینی با گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عنصرهای LILE نسبت به عنصرهای HFSE و مقایسه آنها با ترکیب کندریت نشان‌دهنده غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای LREE در برابر عنصرهای HREE، همراه با روند خطی عنصرهای HREE است. این ویژگی‌ها در مجموع نشان‌دهنده ذوب‌بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای ناهمگن با ترکیب لرزولیت اسپینل‌دار همراه با درجات متفاوتی از ذوب‌بخشی است. نمودارهای گوناگون تکتونوماگمایی و چندعنصری نشان از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مورب در بیشتر تجزیه‌ها و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی قابل مقایسه با پشت‌کمان در برخی تجزیه‌ها دارند. گوناگونی این چنین از ویژگی‌های آشکار افیولیت‌های سامانه‌های فرافروانش است که از گوشته تهی شده خاستگاه گرفته‌اند. بررسی رفتارهای عنصرهایی مانند Ba, Th, Nb و Yb و مقایسه نسبت‌های آنها نشان از تأثیر متفاوت ترکیب‌های مرتبط با فرورانش (Subduction components) در خاستگاه ماگما/ماگماهای سازنده توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی شاهینی دارد که در میان آنها، نقش سیال‌های آبدار برخاسته از تخته فرورو به مراتب بیشتر از نقش مواد مذاب پدیدآمده از ذوب‌بخشی رسوب‌های روی صفحه یادشده است. بررسی‌های روی زمین، سنگ‌نگاری و نمودارهای زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده خاستگاه کششی پشت‌کمان و موقعیت انتقالی از

### منابع

- Babaei, H. A., Babaei, A., Ghazi, A. M. and Arvin, M. (2006) Geochemical,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43: 57-70.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hock, V. (2008) Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kizildag (Hatay) ophiolite, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 17: 43-71.
- Baker, P. E. (1984) Geochemical evolution of St. Kilts and Montserrat, Lesser Antilles. *Journal of the Geological Society* 141(3): 401-410.
- Kamber, E. (2012) Back arc basing in the coatmalia zone in Africa. *Journal of Geophysical*



92(2): 34-62.

- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H. and Emami, H. (2003) Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran). *Comptes Rendus Geoscience* 917-929.
- Khan, M. A., Stern, R. J., Gribble, R. F. and Windley, B. F. (1997) Geochemical and isotopic constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the Kohistanintra-oceanic arc, northern Pakistan Himalaya. *Geological Society London* 154: 935-946.
- Pearce, J. A., Lippard, S. S. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins* (Eds. Kokelaar, B. P. and Howells, M. F.), Special Publication 16: 77-94. Geological Society of London, UK.
- 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: 33-47.
- Ranin, A. (2008) Petrology and metamorphism of the plutonic rocks of the Marivan region. M. Sc. thesis, University of Bu- Ali Sina, Hamadan, Iran (in Persian).
- Robertson, A. H. F. (2007) Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions. In: *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup* (Eds. Karner, G., Manatschal, G. and Pinheiro, L.) Special Publication 282: 325-389. Geological Society of London, UK.
- Shafai Moghadam, H., Mosaddegh, H., and Santosh, M. (2012) Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis-Zagros suture zone. *Geological Journal* 48(6): 579-602.
- Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M. and Vervoot, J. (2006) Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chin, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151(2): 202-221.
- Yousif O. M., Mekawa H., and Lawa F. A. (2007) Mineralogy and origin of Mlakawa albitite from Kurdistan region, northeastern Iraq, *Geosphere*, 3:624-645.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401-419.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V., and Rahimpour Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859- 877.
- Ahmadi, M. (2001) Petrological study of Kamyaran basaltic complex. M. Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post- collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 102: 67- 95.
- Alipour, R., Zaré, M. and Ghassemi, M. R. (2012) Inception of activity and slip rate on the main recent fault of Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology* 175-176: 86-97.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L., and Masoudi, F. (2010) petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the neo- Tethyan oceanic

- branch between Arabia and Iran. *Ophioliti* 35: 71- 90.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B., and Zeda, O. (2014) Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve- Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra oceanic forearc setting in the Neo- Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 79: 312- 328.
- Ao, S., Xiao W., Khalatbari-Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji W., and Zhang Z. (2016) U- Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran); from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo- Tethys, *Gondwana Research* 31: 305- 318.
- Azizi, H. and Moinvaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167- 179.
- Azizi, H., and Jahangiri, A. (2008) Cretaceous subduction- related volcanism in the northern Sanandaj- Sirjan Zone, Iran: *Journal of Geodynamics* 45: 178- 190.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L., and Zarrinkoub, M. H. (2011) Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U- Pb age and Sr- Nd isotopes. *Journal of Geodynamics* 52: 304- 320.
- Beccaluva, L., Coltortia, M., Giuntab, G. and Siena F. (2004) Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono- magmatic features of supra- subduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics*, 393:163- 174.
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210- 265.
- Best, M. G. (2002) *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Edition, Wiley- Blackwell, ISBN: 978- 1- 405- 10588- 0, 752p.
- Braud, J. (1987) La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution pale´oge´ographique, e´volution ge´odynamique, magmatique et structurale, *Thèse, Université Paris- Sud*. 489.
- Caulfield, J. T., Turner, S. P., Dosseto, A., Pearson, N. J. and Beier, C. (2008) Source depletion and extent of melting in the Tongan sub- arc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 273: 279- 288.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(6): 10.1029/1999GC000010.
- Coban, 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: 219- 238.
- Delaloye, M., and Desmons, J. (1980) Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68:83- 111.
- Delavari, M. (2010) Petrology and geochemistry of the Nehbandan ophiolitic complex. PhD Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, 331 p. (in Persian).
- Desmons, J., and Beccaluva, L. (1983) Mid- ocean ridge and island- arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications: complementary reference. *Chemical Geology* 39:39- 63.
- Dilek, Y. (2003) Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Special Paper* 373:1- 16.

- Dilek, Y. and Robinson, P. T. (2003) Ophiolites in Earth history: introduction Geological Society, London, Special publication, 218:1- 8.
- Dilek, Y. and Thy, P. (2006) Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélangé, central Turkey. *Island Arc*, 15:44- 57.
- Dilek, Y., and Furnes, H. (2009) Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in sub-duction rollback systems: *Lithos*, 113: 1- 20.
- Dilek, Y., and Furnes, H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *The Geological Society of America Bulletin* 123:387- 411.
- Dilek, Y., Furnes, H. and Shallo, M. (2007) Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research* 11:453- 475.
- Elburg M. A., Bergen M. V., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., and Nasution A. (2002) Geochemical trends across an arc- continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66.15:2771- 2789
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J., and Sepahi, A. A. (2012). Geochemistry and zircon U- Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 11- 22.
- Fitton J.G., James D., and Leeman W.P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time, *Journal of Geophysical Research*, 96: 13693- 13712.
- Fleche, M. R., Camire, G. and Jenner, G. A. (1998) Geochemistry of post- Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada. *Chemical Geology* 148: 115- 136.
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gocken, S.L. and Gocken N. (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Miss ophiolitic mélangé, south Turkey. *Chemical Geology* 89:263- 80.
- Furman, T. (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48: 147- 160.
- Ghazi A. M., and Hassanipak A. A. (1999) Geochemistry of Subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros suture zone, western Iran: implications for Tethyan plate tectonics, *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(3):319- 332.
- Glenn, A. G. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 511- 527.
- Grove, T. L., Parman, S. W., Bowring, S. A., Price, R. C., and Baker, M. B. (2002) The role of an H<sub>2</sub>O- rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 375- 396.
- Hochstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., Holden, P. and Taylor, B. (2001) Across-arc geochemical trends in the Izu- Bonin arc: contributions from the subducting slab, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 2000GC000105, 2001.
- 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
- Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A. and Ota, T. (2007) Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia. *Gondwana Research* 11:200- 217.

- Juteau, T. and Maury, R. (2009) La croûte Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogène. Société Géologique de FRANCE Vuibert. Paris, Cedex 13.
- Kelley, K. A., Plank, T., Grove, T. L., Stolper, E. M., Newman, S. and Hauri, E. H. (2006). Mantle melting as a function of water content beneath back- arc basins. *Journal of Geophysical Research* 111, B09208.
- Khalatbari-Jafari, M., and Sepehr, H. (2011) The Geology and Petrology of the Kahduiyeh Tectonized Ophiolite, Geological Survey of Iran, 12 (21):103- 112.
- Kuster, D., and Harms, U. (1998) Post- collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45, 177- 195.
- Kuzmichev, A., Kröner, A., Hegner, E., Dunyi, L. and Yusheng, W. (2005) The Shishkhih ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island- arc system in central Asia. *Precambrian Research* 138:125- 150.
- Leterrier, J. (1985) Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos* 18: 311- 329.
- Li, Z. and Chen, B. (2014) Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic metabasalts from the Jiao- Liao- Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research* 255: 653- 667.
- Lin, P. N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large- ion lithophile and rare element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intra oceanic arcs. *J. Geophys. Res.* 94: 497- 4514.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., and Mohajjel, M., 2011, U- Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj- Sirjan Zone, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 238- 249.
- Martinez, F. and Taylor, B. (2002) Mantle wedge control on back- arc crustal accretion, *Nature*, 416:417- 420.
- Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y. and Goffredi, S. H. (2007) Back arc Basin. *Oceanography* 20(1): 11- 12.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., and Langmuir, C.H. (1994) Cerium/ lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents: *Nature*, v. 368, p. 514–520.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56: 263- 287.
- Moinvaziri, H. Azizi, B. and Akbarpour. A. (2014) Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj–Sirjanzone as an evidence for active continental margin. *Arab J Geosci* 8 (5) :1- 12.
- Moinvaziri, H. Azizi, B. Mehrabi. and F. Izadi. (2008) Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh- Marivan) Area: Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene, *Journal of Science, University of Tehran* 34:113- 122.
- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeili, R., and Xiao, W. (2018) Evidence for an early-MORB to fore- arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U- Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Research*. 62:287- 305.
- Morata D., and Aguirre L. (2003) Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20'- 30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *J. South Amer. Earth Sci.* 16, pp. 459- 476.
- Munker, C. (2000) The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc

- system, New Zealand: identification of four source components. *Journal of Petrology* 41: 759- 788.
- Nicholson, K. N., Black, P. M. and Picard, C. (2000) Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua ophiolite complex, New Zealand. *Tectonophysics*, 321:1- 15.
- Pearce, J. A. (2003) Supra- subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek Y and Newcomb S. *Ophiolites concept and evolution of geological thought*. Geological Society of America. Special Paper, 373, Boulder, Colorado, 269- 293.
- 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.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 23:251- 285.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. and Fryer, P. (2005) Geochemical mapping of the Mariana arc- basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q07006, doi:10.1029/2004GC000895.
- Pinto- Linares, P. J., Levresse, G., Tritlla, J., Valencia, V. A., Torres- Aguilera, J. M., Gonzalez, M. and Estrada, D. (2008) Transitional adakite- like to calc- alkaline magmas in a continental extensional setting at La Paz Au- Cu skarn deposits, Mesa Central, Mexico: metallogenic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas* 25: 39- 58.
- Prytulak, J. and Elliott, T. (2007) TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 263: 388- 403.
- Rahimzadeh, B., and Movahednia, M. (2019) Geology, geochemistry and type of manganese mineralization in volcano- sedimentary sequence of upper part of ophiolites in Afarian- Pashabad area, Northwest of Kamyaran. *Journal of Geoscience* (in press) (in Persian).
- Rahimzadeh, B., Hasanzadeh, J. and Masoudi, F. (2014) Geochemistry and dating of gabbros associated with Sawlava ophiolites- NW Iran. *Materials and Energy*. 13: 877- 896.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. and Hirata, T. (2006) Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, Northern Tibet plateau: Evidence for ocean- continent subduction preceding
- Ricou, L.- E., Braud, J., and Brunn, J.H. (1977) *Le Zagros. Livre à la mémoire de A.F. de Lapparent (1905–1975)*. Mémoire hors Série de la Société Géologique de France, 8:33–52.
- Rooney, T. O. (2010) Geochemical evidence of lith- ospheric thinning in the southern main Ethiopian rift. *Lithos*, 117:33- 48.
- Saccani, E., Allahyari, K., and Rahimzadeh, B. (2014) Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve- Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB- type asthenosphere and OIB- type components in the southern Neo- Tethys Ocean. *Tectonophysics*, 621: 132- 147.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB- type components in the Southern Neo- Tethys Ocean. *Gondwana Research*, 24:392- 411.
- Saccani, E., Photiades, A. and Beccaluva, L. (2008) Petrogenesis and tectonic significance of IAT magma- types in the Hellenide ophiolites as deduced from the Rhodiani ophiolites (Pelagonian zone, Greece). *Lithos* 104:71- 84.
- Sadeghian, M. and Delavar, S.T. (2007) Geological map of Kamyaran area scale 1:100000 Geologic Survey of Iran.
- Safonova, I.Yu., and Santosh, M. (2014) Accretionary complexes in the Asia- Pacific region:

- Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tacking mantle plumes. *Gondwana Research* 25, 126- 158.
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984) Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back- arc basins. In *Marginal basin geology* (B. P. Kokelaar and M. F. Hovells, eds.) *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 16, 59- 76.
- Shahidi, M. and Nazari, H. (1997) Geological map of Harsin, 1/100.000 scale. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shaw, J. E., Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirl wall, M. F. and Ibrahim, K. M. (2003) Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere- asthenosphere source activated by lithospheric extension. *Journal of Petrol- ogy*, 44: 1657- 1679.
- Shervais, J.W. (1982) Ti- V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.
- Shinjo, R., Woodhead, J. D., and Hergt, J. M. (2000) Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140:263- 282.
- Shojaei A., Rahgoshay M. and Shafaii Moghadam H. (2010) Petrology and geochemistry of pillow lavas in Kamyaran ophiolite, north of Kermanshah, 14<sup>th</sup> Conference of Geological Society of Iran, Urumieh University.
- Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M., and Rezanov, A.I. (2006). Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NEJapan: Asthenosphere mantle upwelling during back- arc basin opening. *Lithos* 86:1- 33.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. and Waichel, B. L. (2006) The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high- K tholeiitic and silica- saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 78: 573- 589.
- Stacey, C. and Wade, C. (2016) Stratigraphy of the lower Gawler Range Volcanics in the Roopena area, north- eastern Eyre Peninsula. Geological Survey of South Australia. Report Book 2015/00021.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., and Piper, J. D. A. (Eds.), *tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*, Special Publication, 173. Geological Society, London, 1- 23.
- Sudi Ajirlu, M., Hajialioghli, R. and Moazzen, M. (2017) Mineral chemistry and Tectonic setting of diabasic dykes of Kamyaran ophiolite complex, Western Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25: 609- 618.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42:313- 345.
- Taylor, B., and F. Martinez (2003), Back- arc basin basalt systematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 481- 497.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. and Pietruszka, A. J. (2008) Major and trace element and Sr- Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back- arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178:657- 670.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H.

- and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25- 26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Science*.12: 135- 155.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I. (1997)  $^{238}\text{U}$ -  $^{230}\text{Th}$  disequilibria, magma petrogenesis and flux rates beneath the depleted Tonga- Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 4855- 4884.
- Varekamp, J., Hesse, A. and Mandeville, C. (2010) Back- arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of volcanology and geothermal research* 197(1): 313- 328.
- Veisinia, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, M. A., Amadian, J. and Azimzadeh, A. M. (2018) Mineral chemistry and tectonic setting of mantle peridotites of the Garmab ophiolitic sequence, NE Kamyaran. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 3(2).
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail- Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A., and Simmons, M.D. (2005) Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117:1513- 1533.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R. and Jolivet, L. (2013) Evidence for Paleocene- Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back- arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. *Lithos*, 182: 11- 32.
- Winchester. J, A., and Floyd, P, A. (1997) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20: 325- 343.
- Woodhead, J. D., Eggins, S., and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back- arc basin basalts: evidence for a multiphase melts extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and planetary Sciences Letters*, 144, 491- 504.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Davidson, J.P., and Eggins, S.M. (2001) Hafnium isotope evidence for “conservative” element mobility during subduction zone processes: *Earth and Planetary Science Letters*, 192:331- 346.
- Wrobel- Daveau, J.C., Ringenbach, J.C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P., and FrizondeLamotte, D. (2010) Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*. Springer Berlin/Heidelberg 499- 513.
- Yaliniz, M.K. (2008). A geochemical attempt to distinguish forearc and backarc Ophiolites from the Supra- Subduction Central Anatolian Ophiolites (Turkey) by comparison with modern Oceanic analogues. *Ofioliti*, 33 (2): 119- 129.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China) Implications for subduction - related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152: 27- 47.
- Zhengfu, G., Marjorie, W., Maoliang, Z. and Lihong, Z. (2013) Post- collisional, K- rich mafic magmatism in south Tibet: constraints on Indian slab- to- wedge transport processes and plateau uplift. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 165(6): 1311- 1340.