

ژئوشیمی و پتروژنز گدازه بالشی و دایک‌های صفحه‌ای مجموعه افیولیتی کامیاران (شمال غرب ایران)

نسرین شجاعی، محمد رهگشای*، ایوب ویسی نیا

دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب،

ایمان منصف، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۱۴۰۰/۰۵/۲۴

دریافت ۱۳۹۹/۰۵/۱۱

چکیده

افیولیت کامیاران، با سن کرتاسه پسین، بخشی از افیولیت‌های مزوزوئیک ایران است که در جنوب غرب راندگی اصلی زاگرس رخنمون پیدا کرده است. این افیولیت از شمال شرق به وسیله سنگ‌های دگرگونی زون سنندج-سیرجان و از سمت جنوب غرب به وسیله سنگ آهک‌های بیستون، رادیولاریت‌های کرمانشاه و کمر بند چین خورده-راندگی زاگرس احاطه شده است. افیولیت کامیاران از توالی‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای تشکیل یافته‌اند. سکانس پوسته‌ای از گدازه‌های بالشی به همراه دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های جریان‌ی تشکیل شده است. آنومالی مثبت عناصر LILE به همراه تهی‌شدگی از HFSE خصوصیات سری تولیتی بازالت‌های جزایر قوسی را نشان می‌دهند. دایک‌های ورقه‌ای از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی از دو روند متفاوت پیروی می‌کنند. دایک‌های ورقه‌ای نوع اول و گدازه‌های بالشی و جریان‌ی از نظر روند کلی عناصر نادر خاکی الگوهای مشابه با مورب غنی شده را نشان می‌دهند. آنومالی مثبت عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون به همراه تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نشان‌دهنده گرایش کالک‌آلکان و محیط تشکیل مرتبط با فرورانش این سنگ‌ها است. این در حالی است که دایک‌های داسیتی با الگوی عناصر نادر خاکی مسطح و غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون و تهی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا در گروه سنگ‌های تولیتی جزایر قوسی قرار می‌گیرند. تشابه نسبت‌های عنصری در تمام نمونه‌های بررسی شده دلیلی بر هم‌منشأ بودن ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی شده است. براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، محیط تشکیل سنگ‌های سازنده افیولیت کامیاران مرتبط با فرورانش درون اقیانوسی است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت کامیاران، گدازه‌های بالشی، دایک‌های ورقه‌ای، تولیت‌های جزایر قوسی، سری کالک‌آلکان.

Geochemistry and Petrogenesis of Pillow Lavas and Sheeted Dikes of Kamyaran Ophiolite Complex (NW Iran)

Nasrin Shojaei¹, Mohammad Rahgoshay^{*1}, Ayoub Veisnia¹, Iman Monsef²

1. Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
2. Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran.

Abstract

The Kamyaran ophiolites, with the age of Late Cretaceous, are a part of the Iranian Mesozoic ophiolites, which are exposed in the SW of Zagros Main Thrust fault. This massif is bordered at the NE by the Sanandaj-Sirjan metamorphic rocks and at the SW by the Bisotun limestones and Kermanshah radiolarites and then by the Zagros Fold-Thrust Belt. The Kamyaran ophiolite is made of the mantle and crustal sequences. The crustal sequence is distinguished by pillow lavas, sheeted dike

complex, and lava flows. The positive LILE anomalies with HFSE depletion confirm their arc-related affinity. The geochemistry signatures of sheeted dikes show that these rocks have two different patterns. The REE pattern in some of the sheeted dikes, pillow and flow lava samples show patterns similar to the trends of these elements in the E-MORB. The positive LREE and LILE anomalies with the depletions of the HFSE suggest the calc-alkalic tendency and subduction-related affinity for these rocks, however, dacitic dikes with the flat REE pattern, LILE enrichment, and HFSE depletions have the Island-arc tholeiites affinity. The similarity of element ratios in all the samples may suggest that these rocks have the same magma source, and the tectonic environment of the ophiolitic rocks can be correlated with the intraoceanic subduction environment.

Keywords: Kamyaran ophiolite, pillow lavas, sheeted dikes, island-arc tholeiites, calc-alkaline affinity.

مقدمه

شناخت درست ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی سنگ کره اقیانوسی نقش محوری در تبیین و توضیح فرآیندهای زمین‌شیمیایی کل زمین دارد. از مهم‌ترین و در دسترس‌ترین راه‌ها برای ارزیابی سنگ کره اقیانوسی بررسی افیولیت‌ها است. افیولیت‌ها به‌عنوان بقایایی از پوسته‌های اقیانوسی کهن، نقش ارزنده‌ای در شناخت تحولات ژئودینامیکی پوسته زمین دارند و در پی فرآیندهای زمین‌ساختی در قاره‌ها جای‌گزين شده‌اند (Pearce, 2014). افیولیت‌ها اغلب در نوارهای فعال تکتونیکی و در راستای زمین‌درزهای بزرگ مانند برخورد قاره-قاره، قوس-قاره، جایگاه تلاقی پشته، گودال اقیانوسی و رویدادهای فرورانش-برافزایش به حواشی قاره افزوده شده‌اند (Dilek & Furnes, 2011). رخنمون افیولیت‌ها در گروه‌های سنی و کمربندهای کوه‌زایی متفاوت، نشان از تفاوت در زمان پیدایش و جای‌گزینی آنها و شواهدی از فرآیندهای ماگمایی و زمین‌ساختی و تغییرات در ترکیب منبع گوشته‌ای است (Dilek & Robinson, 2003). پهنه کوه‌زایی زاگرس که از شرق ترکیه شروع شده و با عبور از شمال عراق و شمال غرب ایران، تا تنگه هرمز و عمان امتداد یافته است (McQuarrie, 2004, Homke et al., 2010)، منطبق بر زمین‌درز زاگرس است که بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس در آن جایگیری کرده‌اند. افیولیت‌های زاگرس قسمتی از افیولیت‌های خاورمیانه است که از شمال غرب به افیولیت‌های مدیترانه شرقی و از جنوب شرق به افیولیت‌های اسماعیل در عمان متصل می‌شود (Dilek & Furnes, 2009). افیولیت‌های زاگرس تکامل ژئودینامیکی اقیانوس نئوتتیس بین صفحه عربی و اوراسیا را ثبت کرده و طی زمان‌های کرتاسه پایانی تا پالئوسن جای‌گزين شده‌اند (Berberian & King, 1981, Agard et al., 2005). زون افیولیت زاگرس، که در امتداد تراست اصلی زاگرس رخنمون یافته است، شامل افیولیت‌های سول آوا، کرمانشاه، نیریز و بافت در ایران (Ghazi & Hassanipak, 1999, Sarkarinejad, 2005, Allahyari et al., 2010, Moghadam et al., 2013, Saccani et al., 2013, Whitechurch et al., 2013, Allahyari et al., 2014, Saccani et al., 2014) و افیولیت‌های پنجوین-والاش (Aswad et al., 2011) در عراق است.

افیولیت کرمانشاه از دو زون مجزا تشکیل شده است. زون اول شامل مجموعه هرسین-صحنه در جنوب شرق و زون دوم شامل مجموعه شرق صحنه تا شمال کامیاران است (شکل ۱) (Allahyari et al., 2010, Whitechurch et al., 2013). افیولیت کامیاران، به‌عنوان بخشی از افیولیت کرمانشاه که شامل یک قلمرو ماگمایی وسیع از شرق صحنه تا شمال و شمال شرق کامیاران بوده است، محل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی را نشان می‌دهد. این مجموعه در بردارنده توالی گسیخته‌ای از سرپانتینیت‌های برشی، جریان‌های گدازه و میان‌لایه‌های رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی است (Braud, 1987, Shahidi & Nazari, 1997).

Whitechurch et al., 2013). مجموعه افیولیتی کامیاران همانند زیر مجموعه افیولیتی صحنه-هرسین، تمامی اعضای یک مجموعه افیولیتی را دارد با این توضیح که به علت عملکرد راندگی‌ها و تأثیر گسل مروارید، واحدهای مختلف مجموعه به صورت گسله در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (Allahyari et al., 2010). تاکنون بررسی‌های زیادی روی مجموعه افیولیتی کرمانشاه انجام شده است. بر مبنای داده‌های ژئوشیمیایی محیط تشکیل پشته‌های میان اقیانوسی، قوس اقیانوسی و جزایر قوسی برای الترامافیک‌های تهی‌شده صحنه-هرسین در نظر گرفته شده است (Allahyari et al., 2010, Whitechurch et al., 2013, Moradpour et al., 2017). در منطقه کامیاران نیز بیش‌تر پژوهش‌ها روی بخش‌های شمال شرقی و غربی مجموعه افیولیتی متمرکز بوده است (Sudi Ajirlo et al., 2017, Veisia et al., 2018). و گدازه‌های بالشی (به‌عنوان سیمای مهمی از فوران‌های آتشفشانی کف اقیانوس و دایک‌های صفحه‌ای که در این پژوهش بررسی شده، به‌خوبی بررسی نشده است.

به‌طور کلی، افیولیت‌ها دربردارنده اطلاعات اساسی از تحولات ژئودینامیک، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی حوضه‌های اقیانوسی قدیمی هستند. همچنین، سنگ‌های بازیک نشان‌گر ماگماهای اولیه حاصل از ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای هستند. گاه توالی بیرونی در یک افیولیت، ویژگی‌های شیمیایی گوناگونی دارد که نشان‌دهنده تغییرات زمانی-مکانی ماگماهای سازنده توالی بیرونی افیولیت‌ها است (Pearce et al., 1984). تمرکز اصلی در این مقاله بر پایه تفسیر داده‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ کل (عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی) گدازه‌های بالشی و دایک‌های صفحه‌ای استوار است. در این مقاله در مورد توصیف زمین‌شناسی صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و دایک‌های صفحه‌ای به‌عنوان قسمتی از توالی پوسته‌ای خروجی مجموعه افیولیتی کامیاران برای تعیین روابط ژنتیکی بین این سنگ‌ها و سرشت و خاستگاه زمین‌ساختی (تکتونیک) آنها بحث و بررسی انجام شده است.

روش کار

ضمن انجام بررسی‌های صحرایی و شناخت واحدهای زمین‌شناسی، تعداد ۲۱ نمونه کم‌تر دگرسان شده برای انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. تعیین میزان عناصر اصلی به‌وسیله دستگاه ICP-AES (Jobin Yvon ICP-AES (JY124) و عناصر نادر خاکی و کمیاب به‌وسیله دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه لوئی پاستور استراسبورگ فرانسه (Centre de Geochimie de la surface, Strasbourg) انجام شده است (جدول ۱). حد اندازه‌گیری برای عناصر اصلی ۰/۰۰۱٪ و برای عناصر کمیاب ۰/۰۱ پی‌پی‌ام است. برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی، یک قطعه از هر نمونه به مدت ۲۰ دقیقه در هاون برقی خرد و پودر شد. برای آماده‌سازی شیمیایی حدوداً ۱ گرم از هر نمونه در دمای ۱۱۰ درجه سلسیوس خشک و سپس مدت ۳ ساعت در دمای ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد گرما داده شد. سپس ۱۰۰ میلی‌گرم از هر نمونه با ۷۵۰ میلی‌گرم تترا بورات در یک ظرف تفلونی تحت دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار اتمسفر به مدت ۳۰ دقیقه ذوب شد. بعد از سرد شدن جامد باقی‌مانده را در ۲۵ میلی‌متر اسید نیتریک ۴ درصد رقیق کرده و با استفاده از دستگاه ICP-MS (Thermo X, Série II) اندازه‌گیری شدند. دقت نسبی برای تجزیه‌های ICP-AES $\pm 10\%$ و ICP-MS نیز $\pm 5\%$ است.

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های ولکانیکی افیولیت کامیاران به روش ICP-AES و ICP-MS
Table 1. Results of whole-rock chemical analysis of volcanic rock from Kamyaran ophiolite by the methods of ICP-MS and ICP-AES

Rock type	S.N	LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Sum
Andesitic basalt flow	K09-17	۰/۹۸	۴۹/۹	۱۶/۸	۹/۳	۱۰/۸	۸/۵	۰/۱	۱/۱	۳/۱	۰/۲	۰/۱	۱۰۰/۳۸
Basaltic flow	K09-19	۰/۹۵	۴۹/۴	۱۶/۹	۹/۸	۱۱	۸/۹	۰/۱	۱/۰	۲/۶	۰/۳	۰/۱	۱۰۲/۷۵
Pillow lava	K09-20	۰/۴۸	۵۱/۵	۱۶/۲	۷/۹	۱۰/۳	۸/۷	۰/۲	۱/۲	۳/۴	۰/۲	۰/۴	۱۰۱/۳۵
Basaltic flow	K09-24	۲/۱۲	۵۰/۸	۱۶/۱	۴/۸	۱۰	۱۱/۱	۰/۲	۱/۹	۳/۷	۰/۹	۰/۵	۱۰۰/۵۶
Basaltic dike	K09-26	۰/۸۵	۵۲	۱۵/۴	۴/۷	۹/۳	۱۰/۶	۰/۱	۲/۱	۴/۲	۱/۲	۰/۳	۱۰۰/۵۷
Dacitic dike	K09-31	۰/۸۴	۵۵/۹	۱۵/۶	۴/۱	۱۲/۸	۴	۰/۱	۱/۰	۶/۰	۰/۵	۰/۲	۹۸/۹۶
Diabasic dike	K09-34	۰/۴۱	۵۵/۵	۱۵/۵	۲/۲	۴/۸	۱۱/۴	۰/۲	۲/۱	۵/۶	۲/۱	۰/۶	۱۰۱/۱۱
Diabasic dike	K09-36	۰/۴۳	۵۲/۱	۱۵/۶	۴/۸	۷/۸۲	۱۰/۸	۰/۱	۱/۷	۴/۱	۱/۴	۰/۳	۹۹/۱۵
Andesitic dike	K09-37	۰/۵۷	۵۳/۸	۱۵/۶	۲/۹	۱۳/۵	۴/۴	۰/۱	۲/۷	۶/۱	۰/۴	۰/۵	۱۰۱/۱۸
Basaltic flow	K09-46	۰/۳۱	۵۱/۳	۱۶/۳	۵/۴	۹/۳۰	۱۰/۲۰	۰/۲	۱/۸	۴/۴	۰/۶	۰/۵	۹۹/۱۲
Isolated diabasic dike	K09-47	۰/۶۸	۵۰/۴	۱۶	۶/۲	۹/۲۰	۱۰/۹۰	۰/۲	۱/۸	۳/۸	۱/۳	۰/۳	۱۰۰/۸۷
Basaltic flow	K09-50	۰/۵۷	۵۲/۴	۱۵/۷	۷	۱۱/۲	۹	۰/۱	۰/۹	۳/۴	۰/۳	۰/۱	۹۷/۹۸
Isolated diabasic dike	K09-51	۰/۰۵	۵۴/۵	۱۵	۲/۶	۶/۶۰	۱۱/۴	۰/۱	۲/۳	۶/۶	۰/۳	۰/۶	۱۰۰/۰۴
Andesitic basalt flow	K09-65	۱/۲۳	۵۰	۱۷	۷/۵	۱۱/۲	۹/۲	۰/۲	۱/۲	۳/۱	۰/۳	۰/۱	۹۹/۵۱
Diabasic dike	K09-67	۰/۹۱	۵۶	۱۵/۶	۲/۸	۵/۳۰	۱۰/۸	۰/۲	۱/۸	۶/۸	۰/۱	۰/۶	۱۰۱/۳۷
Diabasic dike	K09-76	۱/۶۱	۵۰/۳	۱۵/۵	۳/۴	۷/۵۰	۱۳/۶	۰/۲	۲/۶	۴/۹	۱/۶	۰/۴	۹۹/۶۴
Pillow lava	K09-82	۱/۲۱	۵۴/۶	۱۵/۲	۳	۶	۱۰/۷	۰/۱	۲/۵	۶/۶	۰/۸	۰/۵	۹۹/۰۰
Pillow lava	K09-83-1	۱/۶۷	۵۳/۴	۱۵/۴	۴/۶	۷/۲۰	۱۰/۶	۰/۱	۱/۹	۵/۱	۱/۲	۰/۴	۹۸/۶۱
Pillow lava	K09-83-2	۱/۵۰	۵۳/۴	۱۵/۷	۴/۹	۶/۹۰	۱۰/۳	۰/۲	۱/۸	۴/۷	۱/۷	۰/۴	۹۹/۱۱
Basaltic flow	K09-87	۱/۵۲	۵۳/۵	۱۶/۸	۵/۲	۸	۸/۴	۰/۱	۱/۴	۴/۳	۱/۸	۰/۴	۹۸/۷۳
Andesitic flow	K09-88	۲/۸۶	۵۲/۴	۱۹/۷	۵	۱۰/۴	۶/۱	۰/۱	۱/۰	۴/۴	۰/۵	۰/۳	۹۸/۹۲

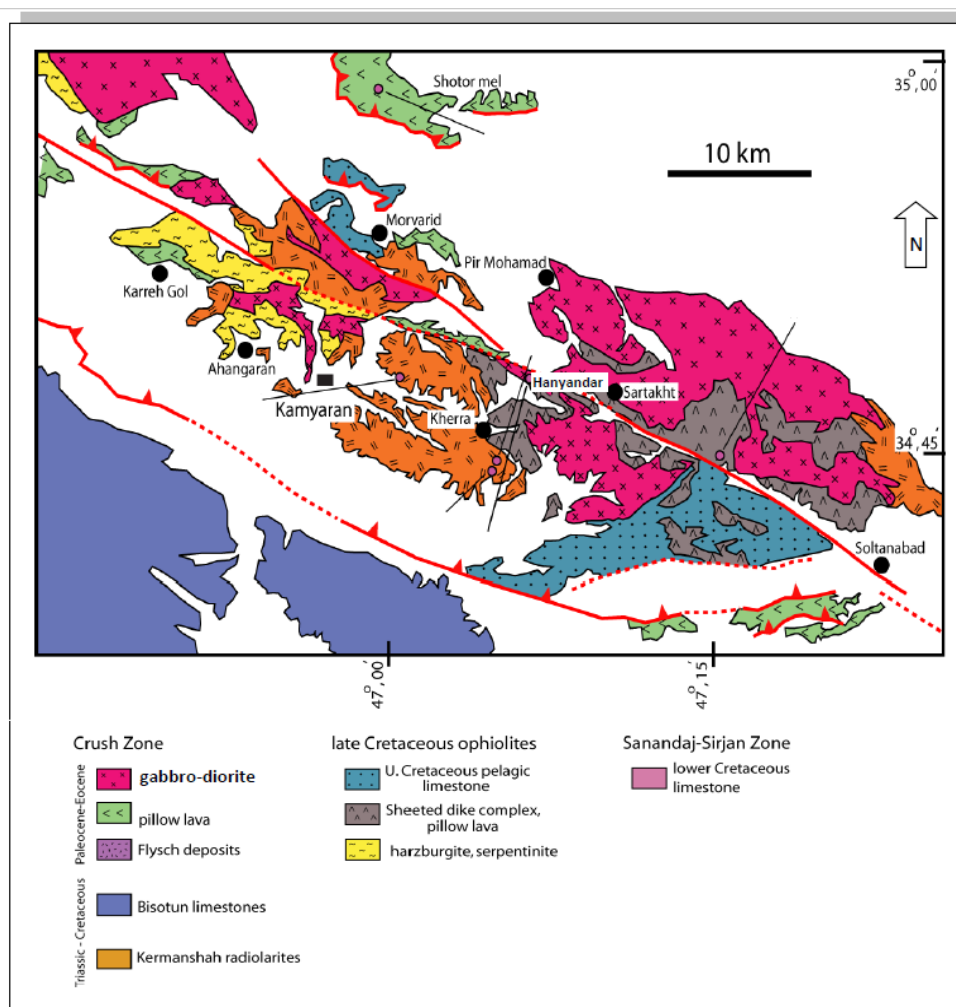
Rock type	SN	Sr	Ba	V	Ni	Cr	Zn	Sc	Co	U	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	La	Ce
Andesitic basalt flow	K09-17	۱۸۰	۳۸	۱۸۴	۱۷۳	۳۶۶	۷۹	۲۸/۶	۴۲/۱	۰/۱۴	۴/۶	۲۱/۱	۷۸/۱	۲/۷۹	۰	۲/۳۱	۹/۸
Basaltic flow	K09-19	۱۰۸	۲۶	۱۷۴	۱۶۷	۳۱۷	۸۹	۲۷/۶	۴۳/۹	۰/۰۹	۷/۸۰	۲۰/۵	۶۹/۲	۱/۰۲	۰	۲/۲۰	۷/۶۸
Pillow lava	K09-20	۱۴۶	۱۲	۲۲۱	۱۳۹	۲۹۰	۶۰	۳۳/۲	۳۴/۸	۴/۹۷	۳/۳۲	۲۸	۸۴/۳	۲/۶۹	۰	۴/۱۰	۱۱/۵
Basaltic flow	K09-24	۳۱۱	۱۲۸	۲۰۲	۶۸	۲۰۰	۹۰	۳۰/۳	۳۵/۷	۱/۲۱	۲۹/۲	۴۱	۱۶۶	۷/۳۷	۱	۱۲/۲	۲۸/۸
Basaltic dike	K09-26	۳۷۳	۱۴۷	۱۸۵	۱۹	۳۰	۷۹	۲۰/۱	۳۰/۳	۱/۳۳	۶۹	۴۲/۳	۲۳۲	۱۰/۳	۲	۱۶/۶	۳۷/۵
Dacitic dike	K09-31	۴۰۳	۷۸	۸۴	۱۸	۸۹	۵۰	۱۲/۸	۸/۵۱	۳/۱۸	۵/۸	۵۱/۴	۴۷۴	۱۷/۴	۰	۷/۵۳	۲۴/۹
Diabasic dike	K09-34	۲۴۳	۲۷۲	۱۲۳	۰	۰	۱۲۰	۳۰/۶	۲۰/۷	۲/۸۷	۹۱	۷۱	۴۲۶	۱۷/۸	۳	۳/۱۳	۶۹/۶
Diabasic dike	K09-36	۳۱۳	۱۷۷	۱۹۰	۱۱	۰	۸۰	۲۰/۶	۳۵/۰	۱/۳۴	۹۹	۳۶/۴	۲۱۲	۹/۰	۳	۱۷/۶	۳۶/۶
Andesitic dike	K09-37	۳۱۰	۳۳	۲۳۱	۱۳	۰	۵۰	۲۸/۹	۷/۹۲	۴/۸۲	۳/۷۵	۶۴	۳۱۶	۱۴/۴	۰	۱۷/۵	۵۱/۰
Basaltic flow	K09-46	۱۷۹	۹۶	۲۲۲	۵۰	۱۰۰	۴۰	۲۸/۴	۳۰/۹	۰/۴۶	۱۵	۴۱	۱۶۸	۶/۳۴	۰	۱۰/۱	۲۵/۴
Isolated diabasic dike	K09-47	۱۹۰	۱۶۵	۲۰۹	۶۴	۱۶۹	۵۰	۲۴/۲	۳۹	۰/۷۵	۶۹	۳۵/۴	۱۷۰	۸/۷۲	۲	۱۲/۵	۲۸/۵
Basaltic flow	K09-50	۱۹۶	۳۷	۱۸۷	۷۳	۲۲۹	۵۰	۲۱/۲	۳۱	۰/۲۵	۸/۱	۱۹	۶۳	۱/۸۸	۲	۳/۱۰	۸/۷۰
Isolated diabasic dike	K09-51	۲۰۷	۱۲۰	۱۷۰	۰	۰	۳۰	۱۵/۶	۲۲/۷	۱/۹۳	۸	۷/۱	۴۱۶	۱۶/۸	۰	۲۸/۸	۶۴/۰
Andesitic basalt flow	K09-65	۱۹۳	۶۱	۲۰۴	۷۹	۲۲۷	۸۹	۲۶/۷	۳۵/۶	۰/۲۸	۷/۵	۲۵/۲	۱۰۰	۵/۸۵	۰	۶/۳۵	۱۵/۲
Diabasic dike	K09-67	۱۱۹	۲۵	۱۳۲	۱۵	۳۰	۵۰	۲۸/۶	۲۱	۱/۷۷	۱/۱۶	۸۷	۴۴۵	۱۶/۲	۰	۲۳/۹	۵۸/۵
Diabasic dike	K09-76	۳۳۵	۲۴۴	۲۵۲	۰	۰	۱۳۸	۱۷/۲	۳۲	۱/۳۴	۵۹/۲	۴۶/۳	۲۵۵	۱۰/۷	۰	۲۰/۴	۴۴/۶
Pillow lava	K09-82	۱۴۱	۶۳	۲۶۱	۶	۰	۱۰۰	۲۶/۲	۲۹/۸	۱/۱۷	۱۶/۱	۴۵	۲۳۰	۱۰/۸	۰	۱۷/۵	۳۹/۸
Pillow lava	K09-83-1	۲۳۵	۱۵۶	۱۸۶	۱۶	۳۰	۹۰	۲۴/۳	۳۰/۸	۱/۲۶	۲۸/۹	۴۱	۳۰۰	۸/۸۰	۰	۱۵/۷	۳۵/۶
Pillow lava	K09-83-2	۳۵۳	۳۵۱	۱۸۴	۱۷	۳۰	۹۰	۲۵/۶	۳۰/۳	۱/۱۸	۴۴/۲	۴۱	۲۰۰	۸/۶۲	۰	۱۵/۹	۳۵/۵
Basaltic flow	K09-87	۳۸۶	۱۷۲	۱۵۴	۲۰	۳۰	۷۰	۲۳/۳	۲۶/۹	۰/۹۸	۴۵/۷	۳۰	۷۱۷	۹/۰۷	۰	۱۵/۳	۳۲/۰
Andesitic flow	K09-88	۳۷۰	۶۵	۱۳۰	۳۷	۷۰	۵۰	۲۲/۵	۲۳/۲	۰/۶۷	۱۶/۸	۲۱	۱۰۴	۴/۹۸	۰	۹/۰۲	۱۹/۷

ادامه جدول ۱																	
Rock type	SN	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th
Andesitic basalt flow	K09-17	۱/۶۵	۸/۶۶	۲/۸	۱/۲۰	۲/۷	۰/۶	۳/۸۱	۰/۸۸	۲/۱۵	۰/۳۵	۲/۱۸	۰/۳۱	۲/۰۱	۰/۲۳	۴/۷۸	۰/۲۴
Basaltic flow	K09-19	۱/۳۹	۷/۶۲	۲/۵۸	۱/۱۲	۲/۸	۰/۶	۳/۹۵	۰/۹۱	۲/۱۳	۰/۳۶	۲/۱۰	۰/۳۴	۱/۹۴	۰/۱۱	۳/۷۷	۰/۱۴
Pillow lava	K09-20	۱/۸۸	۹/۷۳	۳/۰۸	۱/۰۸	۳/۹	۰/۷	۴/۷۰	۱/۰۲	۲/۶۷	۰/۴۴	۲/۶۱	۰/۳۸	۲/۲۰	۰/۲۱	۱/۲۶	۰/۳۲
Basaltic flow	K09-24	۴/۱۵	۱۹/۲	۵/۲۶	۱/۶۵	۶/۱	۱/۱	۶/۸۳	۱/۴۶	۳/۸۱	۰/۶۴	۳/۷۰	۰/۵۵	۴/۰۸	۰/۵۵	۳/۰۱	۲/۶۹
Basaltic dike	K09-26	۵/۱۰	۲۲/۸	۶/۲۷	۲/۰۴	۵/۸	۱/۰	۷/۸۱	۱/۷۲	۴/۳۳	۰/۶۷	۴/۲۶	۰/۶۵	۵/۳۹	۰/۸۷	۱۵/۹	۴/۵۷
Dacitic dike	K09-31	۴/۴۲	۲۲/۸	۶/۹۰	۱/۴۵	۶/۳	۱/۳	۸/۸۲	۲/۰۴	۵/۰۷	۰/۸۶	۵/۴۹	۰/۸۴	۱۰/۴	۱/۴۱	۱۳/۴	۱۰/۳
Diabasic dike	K09-34	۹/۲۰	۳۸/۷	۹/۴۴	۲/۱۷	۹/۹	۱/۸	۱۱/۵	۲/۴۸	۶/۷۴	۱/۱۶	۶/۷۹	۰/۹۸	۹/۵۶	۱/۳۳	۴/۰۶	۹/۴۳
Diabasic dike	K09-36	۴/۸۶	۲۱/۴	۵/۴۶	۱/۹۸	۵/۵	۱/۰	۶/۶۴	۱/۴۸	۳/۶۲	۰/۵۹	۳/۸۱	۰/۵۸	۵/۰۰	۰/۷۴	۸/۴۷	۴/۶۸
Andesitic dike	K09-37	۱۰/۷	۴۹/۷	۱۱/۸	۲/۷۹	۱۱/۱	۱/۹	۱۰/۹	۲/۲۵	۵/۹۸	۰/۹۹	۵/۷۳	۰/۷۹	۷/۲۳	۱/۰۸	۱/۹۸	۶/۱۷
Basaltic flow	K09-46	۳/۷۷	۱۷/۷	۵/۰۳	۱/۶۵	۵/۹	۱/۱	۶/۸۶	۱/۴۷	۳/۹۲	۰/۶۶	۳/۸۳	۰/۵۸	۴/۰۱	۰/۴۷	۲/۰۴	۱/۷۶
Isolated diabasic dike	K09-47	۳/۹۷	۱۸/۱	۵/۰۷	۱/۷۴	۴/۹	۱/۰	۶/۳۴	۱/۴۵	۳/۵۱	۰/۵۷	۳/۵۴	۰/۵۴	۴/۰۵	۰/۷۰	۵/۸۸	۲/۶۷
Basaltic flow	K09-50	۱/۳۶	۶/۸۸	۲/۳	۱/۰	۲/۴	۰/۵	۳/۴۵	۰/۷۸	۱/۹۰	۰/۳۰	۱/۸۸	۰/۳۰	۱/۶۵	۰/۱۵	۴/۹۱	۰/۴۹
Isolated diabasic dike	K09-51	۸/۶۴	۳۸/۲	۹/۹	۲/۶۵	۹/۶	۱/۷	۱۲/۱	۲/۶۹	۶/۶۷	۱/۱۰	۷/۰۰	۱/۰۶	۹/۳۴	۱/۳۳	۶/۱۴	۸/۲۸
Andesitic basalt flow	K09-65	۲/۲۰	۱۰/۴	۳/۱۰	۱/۲۲	۳/۲	۰/۶	۴/۲۸	۰/۹۵	۲/۳۷	۰/۴۰	۲/۵۱	۰/۳۷	۲/۴۹	۰/۴۳	۳/۱۲	۰/۹۶
Diabasic dike	K09-67	۸/۴۱	۳۷/۶	۱۰/۳	۲/۵۷	۱۱/۸	۲/۲	۱۳/۹	۳/۰۸	۸/۳۵	۱/۴۴	۸/۳۸	۱/۳۴	۱۰/۱۵	۱/۱۱	۰/۵۵	۵/۷۷
Diabasic dike	K09-76	۶/۰۲	۲۶/۹	۶/۹۱	۲/۴۰	۶/۹	۱/۳	۸/۳۸	۱/۸۵	۴/۵۴	۰/۷۱	۴/۶۸	۰/۶۹	۵/۸۲	۰/۸۷	۳۵/۵	۵/۱۵
Pillow lava	K09-82	۵/۵۱	۲۴	۶/۱۹	۱/۹۰	۶/۸	۱/۲	۷/۴۷	۱/۶۴	۴/۲۷	۰/۷۲	۴/۱۶	۰/۶۲	۵/۴۴	۰/۸۲	۶/۶۹	۴/۷۱
Pillow lava	K09-83-1	۴/۹۰	۲۱/۴	۵/۴۶	۱/۶۴	۶/۰	۱/۱	۶/۷۸	۱/۴۸	۳/۹۳	۰/۶۶	۳/۸۵	۰/۵۷	۴/۸۵	۰/۶۸	۵/۰۶	۴/۴۸
Pillow lava	K09-83-2	۴/۸۹	۲۱/۳	۵/۴۵	۱/۶۶	۶/۰	۱/۱	۶/۶۹	۱/۴۵	۳/۸۶	۰/۶۶	۳/۸۸	۰/۵۷	۵/۷۵	۰/۶۸	۵/۲۳	۴/۳۰
Basaltic flow	K09-87	۴/۱۷	۱۷/۶	۴/۲۷	۱/۴۰	۴/۶	۰/۸	۵/۰۶	۱/۰۹	۲/۸۳	۰/۴۸	۲/۷۹	۰/۴۲	۳/۹۵	۰/۷۰	۶/۰۴	۴/۳۳
Andesitic flow	K09-88	۲/۶۳	۱۱/۵	۲/۸۹	۱/۰۲	۳/۲	۰/۶	۳/۵۹	۰/۷۶	۲/۰۶	۰/۳۳	۱/۹۸	۰/۳۰	۲/۴۴	۰/۴	۲/۰۴	۲/۳۴

زمین‌شناسی ناحیه

در کرتاسه پایانی هم‌زمان با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، سنگ‌های افیولیتی در راستای راندگی اصلی زاگرس، روی پوسته قاره‌ای رانده شده‌اند (Mohajjel & Fergusson, 2014). افیولیت کامیاران در شمال و شمال شرق شهرستان کامیاران قرار گرفته است. این مجموعه بخشی از نوار افیولیتی زاگرس خارجی است که تحت عنوان افیولیت کردستان نام‌گذاری شده است (Shafaii-Moghadam & Stern, 2015) و از نظر موقعیت زمین‌ساختاری در امتداد زون سندج-سیرجان و راندگی زاگرس و بین افیولیت‌های کرمانشاه (Saccani et al., 2013) و افیولیت‌های پنجوین در شمال خاور عراق (Aziz et al., 2011, Mohammad, 2013) واقع شده است. مجموعه افیولیتی کامیاران از جنوب غرب به سنگ‌های کربناتی ژوراسیک-کرتاسه (آهک‌های بیستون) و از شمال خاوری به واحدهای فیلیشی کرتاسه بالایی-پالتوسن محدود شده است. هم‌چنین، این مجموعه به‌عنوان بخشی از زمین‌درز نئوتتیس، محل برخورد دو صفحه ایران مرکزی و عربی است و در محدوده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه (Shahidi & Nazari, 1997) و نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کامیاران و میان‌راهان قرار گرفته است (شکل ۱).

زون افیولیتی شامل گابروها و پریدوتیت‌های توالی گوشته‌ای (هارزبورژیت سرپانتینی شده و سرپانتینیت) و پوسته‌ای است و در بیش‌تر قسمت‌ها بدون سنگ‌های آتشفشانی است (Agard et al., 2005). واحدهای سنگی به‌دلیل عملکرد گسل جوان زاگرس و راندگی‌ها در منطقه به‌صورت گسله و زمین‌ساختی در مجاورت هم واقع شده‌اند. سنگ‌های گابرویی، بازالتی و دیابازی بیش‌ترین رخنمون را در بین اعضای مجموعه افیولیتی دارند. توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی



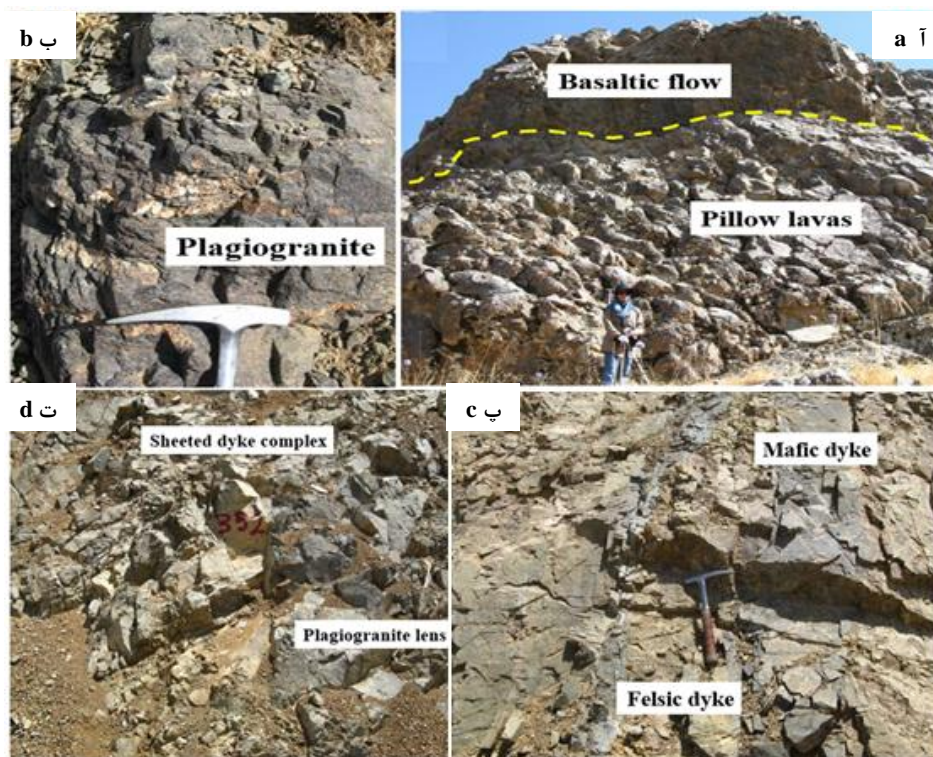
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی افیولیت کامیاران با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ کرمانشاه (Aghanabati, 1978). منطقه بررسی شده در کادر نقطه چین مشخص شده است.

Figure 1. Geological map of Kamyaran ophiolite with changes from 1: 25000000 geological map of Kermanshah (Aghanabati, 1978). The study area is marked by dotted frame.

و دیوریتی رسوبات و بازالت‌های پالئوسن-ائوسن را قطع می‌کنند (Braud, 1987). سن دایک‌های میکروگابروی افیولیت کرمانشاه با استفاده از روش سن‌سنجی $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ بین 83 ± 6 تا 86 ± 6 میلیون سال برآورد شده است (Delaloye & Desmons, 1980, Braud, 1987). بر پایه روش U-Pb، عزیزی و همکاران (۲۰۱۱) و Ao و همکاران (۲۰۱۵) به ترتیب سن گابروها و بازالت‌های منطقه کامیاران را ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال و $35/7 \pm 0/7$ پیشنهاد کرده‌اند. شواهد ژئوشیمیایی نشان‌دهنده شباهت سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه افیولیتی با توله‌ایت‌های جزایر قوسی و جزایر اقیانوسی است (Hassanipak & Ghazi, 1999). در حالی که گابروها مشابه MORB هستند (Fabien, 2005) که در محیط پشته میان اقیانوسی به وجود آمده‌اند (Allahyari et al., 2010, Whitechurch et al., 2013). اولین مرحله راندگی افیولیت کرمانشاه با توجه به سن قطعات افیولیتی و رسوبات رادیولاریتی موجود در سازند کنگلومرای امیران در کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس، به نظر می‌رسد که در مایستریشترین-پالئوسن اتفاق افتاده باشد (Braud, 1987). کنگلومراهای الیگوسن بالایی-میوسن زیرین (با خرده سنگ رادیولاریت، افیولیت و دگرگونه‌های پهنه سندنچ-سیرجان) به صورت ناپیوسته روی تمام واحدهای مذکور قرار گرفته‌اند.

مشاهدات صحرائی

توالی پوسته‌ای افیولیت کامیاران شامل دو بخش سنگ‌های نفوذی-نیمه نفوذی و آتشفشانی است. سنگ‌های نفوذی-نیمه نفوذی شامل پگماتیت گابروها، دایک‌های دیابازی و دایک‌های ورقه‌ای است. سنگ‌های آتشفشانی از گدازه‌های بالشی، گدازه توده‌ای، رسوبات همراه (آهک سیلیسی شده) و رادیولاریت‌های کرتاسه تشکیل شده است. در نزدیکی روستای خررا، حدود ۲۰۰ متر از رخنمون واحد آتشفشانی (از پایین تا بالا) شامل بازالت‌های توده‌ای و بازالت‌های بالشی وجود دارد (شکل ۲ آ). توده آتشفشانی به جریان بازالت‌های توده‌ای نسبتاً کم ضخامت ختم می‌شود. جریان‌های بازالتی به صورت منطقه‌ای حاوی رگه‌های بسیار نازک پلاژیوگرانیت‌اند که نسبت به افیولیت‌ها جوان‌تر هستند (شکل ۲ ب). کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای، در حوالی روستاهای خررا تا سرتخت، عمدتاً از دایک‌های بازالتی، آندزیت بازالتی، دیابازی، میکرودیوریتی تشکیل شده‌اند. در این مجموعه هر دایک معمولاً با پهنای کم‌تر از ۰/۵ متر و به صورت منطقه‌ای بیش‌تر از ۱ متر به داخل دایک‌های دیگر تزریق شده است. دایک‌های فلسیک قطع‌کننده دایک‌های مافیک بوده است و جوان‌تر به نظر می‌رسند (شکل ۲ پ). در برخی از رخنمون‌ها، عدسی‌های کوچک پلاژیوگرانیت در میان دایک‌های صفحه‌ای دیده شده‌اند (شکل ۲ ت). در جنوب شرق روستای سرتخت، رخنمونی از بازالت‌های بالشی وجود دارد که دایک‌های دیابازی به سطح زیرین آن نفوذ کرده‌اند.

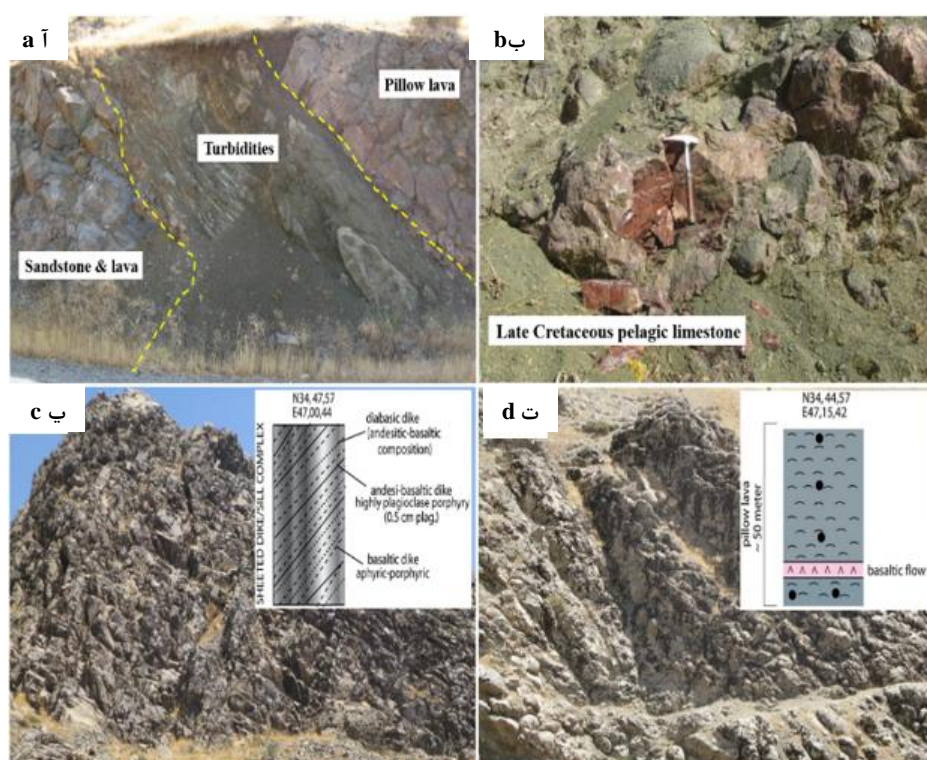


شکل ۲. تصاویر صحرائی بازالت‌های بالشی و جریان‌های در مسیر روستای خررا و سرتخت، (آ) گدازه‌های بالشی پوشیده شده با بازالت جریان‌ی، (ب) رگچه‌های پلاژیوگرانیت در بازالت‌ها، (پ) نفوذ دایک‌های فلسیک به داخل دایک‌های مافیک، (ت) عدسی پلاژیوگرانیت در داخل دایک‌های ورقه‌ای.

Figure 2. Field images of pillow and flow basalts along the village of Kharra and Sartakht, **a)** Pillow lavas covered with flow basalt, **b)** Plagiogranite veins in basalts, **c)** Infiltration of felsic dykes into mafic dykes, **d)** Plagiogranite lens inside sheeted dykes.

در ترازهای پایین‌تر، این دایک‌های دیابازی به صورت کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای مشاهده می‌شوند. این کمپلکس شامل دایک‌های آندزیتی و دیابازی آمفیبول‌دار است. در مسیر روستای شترمل هم توالی گدازه‌های بالشی روی

توربیدایت/توفها و ماسه سنگ/گدازه‌ها به صورت کنتاکت گسلی دیده می‌شود (شکل ۳ آ). بسیاری از گدازه‌های مافیک با ساخت بالشی (سکانس ترشیری) در منطقه کرمانشاه مانند جنوب و غرب روستای شترمل، شمال غرب روستای سرتخت، شمال روستای کره گل، جنوب و غرب روستای اسدآباد و غیره با سنگ آهک‌های پلاژیک آلئولینادار پالتوسن زیرین-اوسن و رسوبات فلیشی لوتتین (۴۸/۶-۴۰/۴ میلیون سال) تا پری آبونین (۳۷/۲-۳۳/۹ میلیون سال) پوشیده شده‌اند (Braud, 1987, Agard et al., 2005). نمونه‌های برداشت شده از سنگ آهک‌های مابین گدازه‌های بالشی روستای شترمل وجود میکروفسیل‌های کرتاسه بالایی را آشکار کرد (شکل ۳ ب). سکانس آتشفشانی در غرب روستای خررا، شبیه سیل‌های صفحه‌ای از سنگ‌های دیابازی-بازالتی و آندزی-بازالتی تشکیل شده‌اند و به درون گدازه‌های بالشی نفوذ کرده‌اند. (شکل ۳ پ). در حوالی روستای سیاه پاره سکانس آتشفشانی نسبتاً عظیم (بزرگ‌تر از ۵ کیلومتر مربع) و ضخیم، شامل گدازه‌های بالشی و جریان‌های بازالتی دیده می‌شود (شکل ۳ ت).



شکل ۳. آ) توالی گدازه‌های بالشی روی توربیدایت/توفها و ماسه سنگ/گدازه‌ها در مسیر روستای شترمل، ب) سنگ آهک‌های پلاژیک مابین گدازه‌های بالشی، پ) ستون چینه‌ای مجموعه دایک‌های صفحه‌ای در غرب روستای خررا، در تصویر نفوذ دایک‌های مکرر به‌خوبی نمایان است. ت) توالی واحدهای سنگی در حوالی روستای سیاه پاره، در این منطقه سکانس آتشفشانی وسعت و ضخامت قابل توجهی دارد و از گدازه‌های بالشی و جریان‌های بازالتی تشکیل شده است.

Figure 3. a) Sequence of pillow lavas on turbidite/tuffs and sandstone/lavas in the shotormel village route, b) pelagic limestone between pillow lavas, stratigraphy column of sheeted dykes in the west of Kharra village, in the image, the infiltration of repeated dykes is well visible, c) Sequence of rock units near Siah Parih village, in this area, the volcanic sequence has a considerable width and thickness and is composed of pillow lava and basaltic flows.

سنگ‌نگاری

بر اساس روابط صحرائی و پژوهش‌های پتروگرافی می‌توان سنگ‌های سکانس پوسته‌ای مجموعه افیولیتی کامیاران

را در این گروه‌ها بررسی کرد:

گدازه‌های بالشی بازالتی

بافت‌های موجود در گدازه‌های بالشی عمدتاً شامل بافت‌های پورفیریک با خمیره میکروولیتی، پورفیریک با خمیره میکروولیتی شیشه‌ای و اینترسرتال است. گدازه‌های بالشی بازالتی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ستونی سالم (۷۰-۶۰٪) و ندرتاً سوسوریتی شده تشکیل شده‌اند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (۲۰٪) از دیگر تشکیل دهندگان گدازه‌های بالشی هستند که گاهی به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند. در گدازه‌های بالشی حفره‌ها به وسیله کلسیت حاصل از دگرسانی به صورت بادامکی پر شده است (۱۰٪) (شکل ۴ آ). بلورهای ریز کلینوپیروکسن در کانی پلاژیوکلاز به صورت میان‌بار دیده می‌شوند. در بلورهای کلینوپیروکسن نیز ادخال پلاژیوکلاز وجود دارد. این امر نشان‌دهنده وجود دو نسل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها است. حضور دو نسل از بلورهای پلاژیوکلاز از جمله شواهد اختلاط ماگمایی بین ماگمای بازالتی اولیه و ماگمای تفریق یافته‌تر همین مذاب و یا یک ماگمای اسیدی دیگر و نیز پدیده آلیش و هضم پوسته‌ای (AFC) به‌شمار می‌رود (Salisbury et al., 2008). خمیره سنگ از بلورهای ریز پلاژیوکلاز، پیروکسن و ریز بلورهای کانی‌های اپک تشکیل شده است (بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی) (شکل ۴ ب). بلورهای پلاژیوکلاز در یک خمیره شیشه‌ای دوتریفیه (Devitrified) شناور هستند و بافت میکروولیتیک شیشه‌ای (اینترسرتال) را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ پ). در برخی موارد خمیره شیشه‌ای سنگ‌ها به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

جریان بازالتی توده‌ای

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۷۰٪) و کلینوپیروکسن (۲۰٪) است. بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی شده‌اند و گاهی دارای منطقه‌بندی خفیفی است. بلورهای ریز پیروکسن و آمفیبول (۱۰-۵٪) به صورت ادخال در این کانی‌ها دیده می‌شوند. در داخل بلورهای پیروکسن نیز ادخال پلاژیوکلاز وجود دارد. کانی‌های کلریت، کلسیت، اکتینولیت از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند که به ترتیب حاصل دگرسانی فنوکریست‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن هستند. حفره‌های موجود در این نمونه‌ها با بلورهای کلسیت و کوارتز (به صورت بافت بادامکی) پر شده‌اند. در برخی موارد خمیره این بازالت‌ها با جهت یافتگی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و در نتیجه ایجاد بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی - جریانی (تراکتیتی) مشخص می‌شود (شکل ۴ ت). هم‌چنین حضور میان‌بارهای پیروکسن در بلورهای درشت پلاژیوکلاز به صورت پوئی کیلیتیک، نشان از تقدم تشکیل پیروکسن نسبت به پلاژیوکلازها است.

جریان گدازه‌ای آندزیتی و آندزیت بازالتی

بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکروولیتی و ساب‌افیتیک است (شکل ۴ ث). این سنگ‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز سوسوریتی شده با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد، کلینوپیروکسن و آلپیت تشکیل شده‌اند. در بلورهای پلاژیوکلاز میان‌بارهای آمفیبول مشاهده می‌شود. فنوکریست‌ها در خمیره‌ای از کلریت، پلاژیوکلاز و کانی‌های اپک متبلور شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها گاهی ماکل نواری دارند و به ترمولیت و یا کلریت دگرسان شده‌اند. **دایک‌های صفحه‌ای بازالتی:** بافت کلی سنگ پورفیریک با خمیره میکروولیتی است. این سنگ‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ستونی و دگرسان شده به همراه کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن گاه در اثر دگرسانی به کانی اکتینولیت تبدیل شده‌اند. وجود کانی‌های کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکتینولیت نشان‌دهنده تأثیر دگرسانی در حد رخساره شیبست سبز بر این سنگ‌ها است.

دایک‌های صفحه‌ای آندزیتی: بافت این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکروولیتی است (شکل ۴ ج). این سنگ‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز سوسورپته شده (۵۰-۴۰٪) و خمیره‌ای متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (۴۰٪) و کلینوپیروکسن (۱۰٪) به همراه کانی‌های ثانویه اپیدوت و اکتینولیت تشکیل شده‌اند.

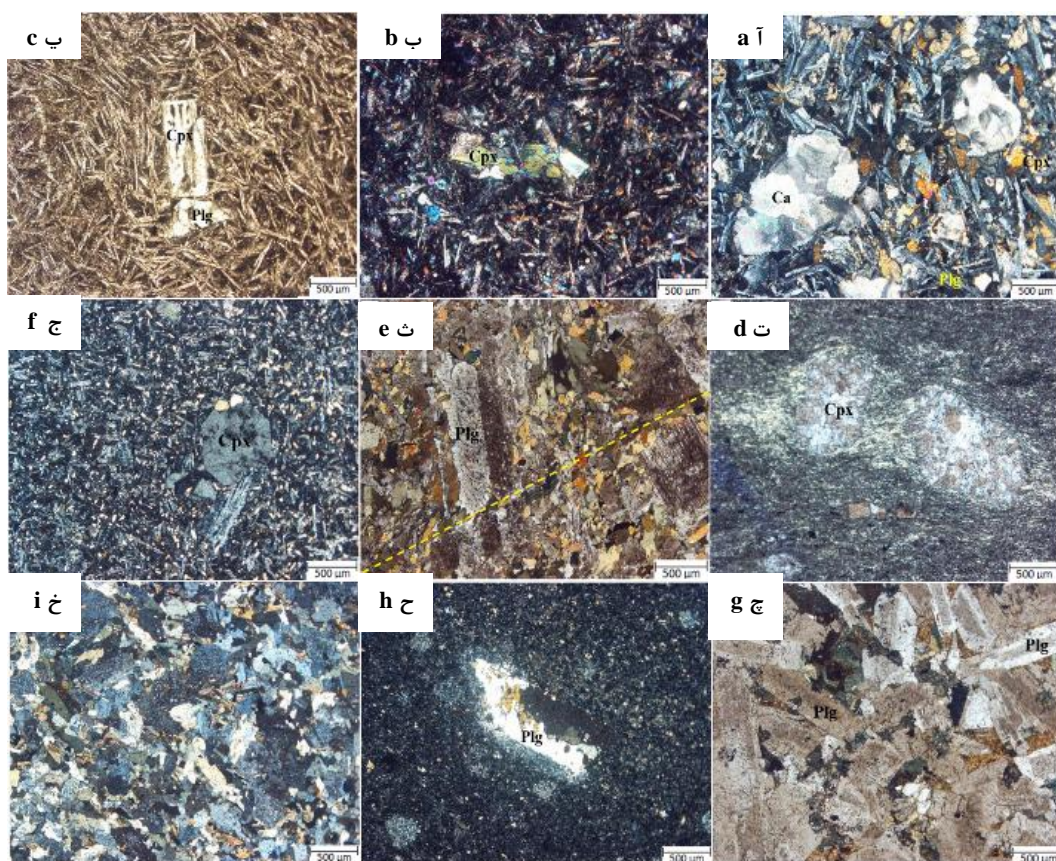
دایک‌های صفحه‌ای دیابازی: بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار تا اینترگرانولار است (شکل ۴ ج). این سنگ‌ها دارای فنوکریست‌های درشت تا متوسط پلاژیوکلاز (۸۰-۷۰٪) و کلینوپیروکسن (۲۰٪) است. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن نیز به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در میان پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. کلریت، اکتینولیت، کلسیت و سرسیت هم از کانی‌های ثانویه هستند.

دایک‌های صفحه‌ای میکرودیوریتی: بافت دایک‌های میکرودیوریتی منطقه، پورفیریک با خمیره میکروولیتی تا شیشه‌ای و یا میکروگرانولار است (شکل ۴ ج). این سنگ‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. بلورهای ریز پیروکسن در کانی پلاژیوکلاز به صورت میانبار وجود دارند. در خمیره میکروکریستالین این سنگ بلورهای ریز پلاژیوکلاز، کوارتز، اپیدوت و کانی‌های اپک دیده می‌شوند.

دایک‌های دیابازی منفرد: بافت کلی این سنگ‌ها میکروگرانولار است (شکل ۴ خ). این سنگ‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و فلدسپات تشکیل شده‌اند. بلورهای تیغه‌ای شکل و نسبتاً درشت پلاژیوکلاز به طور تصادفی در جهت‌های مختلف قرار گرفته و بلورهای کوچک و بی‌شکل پیروکسن در فضای میان آنها دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ندارند، اما ماکل‌های نواری و دوتایی در در بلورهای شکل‌دار دیده می‌شود.

ژئوشیمی

با توجه به این که در سنگ‌های آتشفشانی امکان دگرسانی، تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی بیش‌تر از سنگ‌های آذرین درونی است، از این‌رو، با استفاده از عناصری که قابلیت تحرک کم‌تری دارند، می‌توان آنها را نام‌گذاری کرد (Mason & Moore, 1982). در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Le Bas et al., 1986) (شکل ۵ آ) تمام دایک‌های دیابازی به دلیل بازه نسبتاً گسترده فراوانی SiO_2 (۵۰ تا ۵۶ درصد وزنی) در قسمت مربوط به تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت‌ها واقع می‌شوند. گدازه‌های بالشی در دو محدوده بازالت و تراکی آندزیت بازالتی جای می‌گیرند. اکثر نمونه‌های سنگ‌های بازالتی و آندزیتی در محدوده بازالت و آندزیت بازالتی پلات می‌شوند. دایک‌های آندزیتی و داسیتی نیز در قلمرو سنگ‌های تراکی آندزیت بازالتی قرار دارند. این داده‌ها نشان می‌دهد که اکثر سنگ‌های بررسی شده مقادیر آلکالی‌های نسبتاً زیاد داشته و مشابه با سری‌های کالک آلکالن هستند. در نمودار $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ (Winchester & Floyd, 1977) (شکل ۵ ب)، دایک داسیتی با مقدار زیاد Zr جزو سنگ‌های ریوداسیت-داسیتی محسوب می‌شود. دایک‌های دیابازی در قلمرو مربوط به سنگ‌های آندزیتی و سایر نمونه‌ها در محدوده آندزیت-بازالت واقع شده‌اند. مجموع آلکالی‌ها در اکثر نمونه‌ها تحت تأثیر دگرسانی افزایش یافته است و این افزایش منجر به قرارگیری آنها در محدوده سنگ‌های آلکالن شده است (شکل ۵ آ)، در صورتی که در نمودار (شکل ۵ ب) مشخص است این نمونه‌ها ساب آلکالن هستند. در نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971) (شکل ۵ پ)، دایک‌های داسیتی و آندزیتی در محدوده ماگماهای کالک آلکالن قرار می‌گیرند. به جز سه نمونه دایک‌های دیابازی (KH09-34, 51, 76) و نمونه بازالت (KH09-19) که تولییتی هستند، سایر نمونه‌ها در محدوده سری کالک آلکالن واقع شده‌اند. بر اساس نمودار Co در مقابل Th (Hastite et al., 2007) که برای نمونه‌های دارای آلتراسیون کارایی دارد، نمونه‌های بررسی شده در میدان داسیت، آندزیت، بازالت آندزیتی، آندزیت تولییتی و کالک آلکالن جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵ ت).

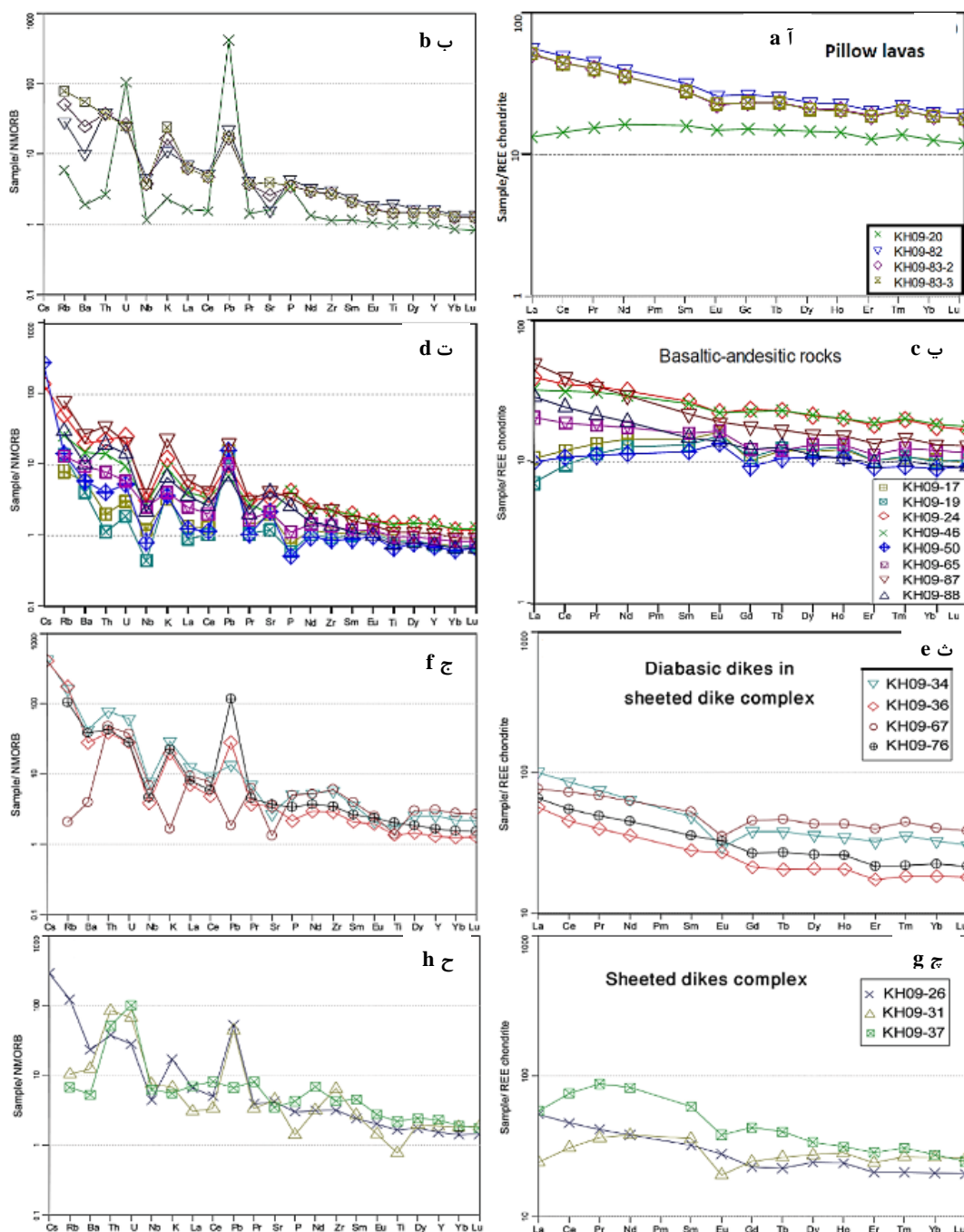


شکل ۴. تصاویر مقاطع میکروسکوپی گدازه‌های بالشی (آ، ب و پ)، بازالت‌های جریان‌ی (ت)، آندزیتی بازالت (ث)، دایک آندزیتی (ج) دایک دیابازی (چ و خ) و دایک میکرودیوریتی (ح) توالی پوسته‌ای افیولیت کامیاران، (آ) بادامک‌های پر شده با کلسیت در زمینه‌ای از بلورهای پلاژیوکلازهای ستونی و کشیده و کانی‌های اپک، (ب) فنوکریست‌های ستونی و طویل پلاژیوکلاز دگرسان شده که مابین آنها را کانی‌های اپک و پیروکسن پر کرده است، (پ) بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی شیشه‌ای، (ت) فنوکریست کلینوپیروکسن پسودومورف در زمینه‌ای از پیروکسن‌ها، پلاژیوکلازهای ریزبلور دگرسان شده و کانی‌های اپک جهت یافته (بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی جریان‌ی)، (ث) وجود میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز دگرسان شده در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های ریزبلور و تشکیل بافت پورفیریک با خمیره اینترگرانولار، بلورهای درشت پلاژیوکلاز در جهت تنش وارده دچار شکستگی شده‌اند، (ج) تبلور فنوکریست پیروکسن خودشکل در زمینه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (بافت پورفیریک) در دایک آندزیتی، (چ) فنوکریست‌های پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده و اپیدوت‌های ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز، تشکیل بافت اینترگرانولار در دایک‌های دیابازی، (ح) بلور پسودومورف پلاژیوکلاز با حاشیه واکنشی، همراه با ادخال‌هایی از پیروکسن در خمیره میکروکریستالی (بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی شیشه‌ای) در دایک میکرودیوریتی، (خ) بافت میکروگرانولار در دایک دیابازی منفرد. همه تصاویر (به جز تصویر پ) در نور XPL گرفته شده‌اند. Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Ca: کلسیت

Figure 4. Images of microscopic thin sections of pillow lavas (a, b & c), flow basalts (d), andesitic basalts (e), andesitic dykes (f), diabase dykes (g & h) and microdiorite dykes (i) crustal sequence of Kamyaran ophiolite, a) Calcite-filled cams in a field of columnar and elongated plagioclase crystals and opaque minerals, b) The long columnar phenocrysts of plagioclase are altered, between which they are filled with opaque and pyroxene minerals, c) Porphyry texture with glass microlithic matrix, d) Pseudomorphic clinopyroxene phenocrysts in the field of pyroxenes, altered microcrystalline plagioclase and oriented opaque minerals (porphyry texture with flowing microlithic matrix), Microcrystallization and formation of porphyric texture with intergranular matrix, large plagioclase crystals are fractured due to the applied stress, g) Susoritic plagioclase phenocrysts and epidotes due to plagioclase alteration, formation of intergranular texture in diabase dykes, h) Pseudomorphic plagioclase crystal with reaction margin, with inclusions of pyroxene in microcrystalline matrix (porphyry texture with glass microlithic matrix) in microdiorite dyke. All pictures are taken in XPL light. Plg: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Ca: calcite.

گدازه‌های بالشی در نمودار عناصر نادرخاکی نورمالیزه شده نسبت به کندریت، از روند یکسانی پیروی می‌کنند. این نمونه‌ها از عناصر نادرخاکی سبک غنی‌شدگی $[(La_N/Sm_N)=3]$ ، $[(La_N/Yb_N)=4.9-5.1]$ نشان می‌دهند. گدازه‌های بالشی دارای آنومالی منفی کوچکی در $[Eu/(Eu^*)\approx 0.9]$ هستند که این آنومالی بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی‌ماندن فلدسپار در منشأ در حین ذوب‌بخشی در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین است ایجاد می‌شود (Tepper et al., 1993). نمونه گدازه KH09-82 که از عناصر REE غنی‌تر است که این افزایش پلکانی می‌تواند تا حدودی نشان‌دهنده تفریق ماگمایی بیش‌تر نمونه KH09-82 نسبت به سایر نمونه‌ها باشد (شکل ۶ آ). روند تغییرات عناصر نادرخاکی و مقدار زیاد LILE/HFSE نسبت به N-MORB در تمام نمونه‌ها (شکل ۶ ب) نشان‌دهنده مرتبط بودن این سنگ‌ها به سری کالک آلکان و زون فرورانش است (Leat et al., 2004). نسبت پایین LREE/HREE، آنومالی مثبت P, Pb, K, U و آنومالی منفی Nb در نمونه KH09-20 نشان‌دهنده گرایش تولییتی و ارتباط این نمونه با بازالت‌های تولییتی جزایر قوسی است (Neill, 1981). ماگمای مرتبط با مناطق فرورانشی عموماً نشانه‌های روشنی از ناهنجاری‌های منفی Nb, Ti و Ta دارد (Baier et al., 2008). اگرچه پهنه‌های پشت کمان ویژگی مشترکی با پهنه فرورانش را نشان می‌دهند (Pearce et al., 1984) و تهی‌شدگی Nb, Ti و Ta و Sr نیز در آنها دیده می‌شود. الگوی تغییرات عناصر نادرخاکی در گدازه‌های بازالتی و آندزیتی تقریباً مسطح و یا همانند N-MORB است و نسبت LREE/HREE در این نمونه‌ها نسبت به N-MORB کم است $[(La_N/Yb_N)=1.27]$ و $[(La_N/Sm_N)=0.89-1.42]$ (شکل ۶ پ). آنومالی مثبت Eu $[(Eu/Eu^*)=1.3]$ به همراه مقدار Ba و K, Sr بالا نشان‌دهنده تجمع پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها است. غنی‌شدگی Rb, Cs, Ba و Sr به تحرک بالای این عنصرها تحت تأثیر سیال در پهنه‌های فرورانشی مرتبط است (Peng et al., 2007). آنومالی مثبت LREE و LILEها به همراه ته‌شدگی از عناصر HFS شاخص سری‌های کالک آلکان و مجموعه‌های افیولیتی محیط‌های فرافورانش است (Dilek & Furnes, 2009). (شکل ۶ ت). Bonev & Stampfli (2009) نیز غنی‌شدگی در LILE همراه با تهی‌شدگی‌های متفاوت در HFSE را از مشخصه‌های مناطق در ارتباط با جزایر قوسی می‌دانند. الگوهای غنی‌شدگی عناصر LILE نشان‌گر تأثیر ترکیبات سیال آزاد شده از صفحه فرورونده و نفوذ آنها در گوه گوشته‌ای مستقر در بالای این صفحه است (Stern et al., 2006, Tian et al., 2008). در نمودار عناصر نادرخاکی نورمالیزه شده نسبت به کندریت تمام نمونه دایک‌های دیابازی از LREEها غنی شده‌اند $[(La_N/Sm_N)=2.44-3.48]$ ، $[(La_N/Yb_N)=3.48-5.62]$ آنومالی منفی Eu مشاهده شده در دو نمونه مرتبط با تفریق پلاژیوکلاز است (شکل ۶ ث). این سنگ‌ها از Nb $[(Nb_N/La_N)=0.54-0.72]$ تهی شده‌اند. فراوانی زیاد Th $[(Th_N/La_N)=4.4-6.2]$ ، Zr و U نسبت به عناصر مجاور خود و آنومالی مثبت K و Pb در تمام نمونه‌ها (به جز نمونه KH09-67) به همراه آنومالی منفی Nb نشان‌دهنده گرایش کالک آلکان این نمونه‌ها است. (شکل ۶ ج). نسبت زیاد $Th/Yb=(1.10-1.38)$ مؤید خاستگاه مرتبط با قوس آتشفشانی تمام دایک‌های دیابازی منطقه است (Monnier et al., 1995). روند REEها در سایر دایک‌های صفحه‌ای یکسان است و تحذب در LREE و تهی‌شدگی از Eu $[(Eu/Eu^*)=0.66-0.71]$ و Er دیده می‌شود. با توجه به نسبت‌های La_N/Sm_N و La_N/Yb_N ، می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های دایک بازالتی و آندزیتی در REEها از روندی تقریباً نزولی نسبت به N-MORB پیروی می‌کنند (شکل ۶ چ). در نمودار چند عنصری روند تغییرات عناصر برای دایک داسیتی با آنومالی منفی Ti و Pr و آنومالی مثبت Th, Pb, Zr, Sr همراه است (شکل ۶ ح).

تغییرات عناصر HREE مربوط به نمونه‌ها را می‌توان ناشی از منبع گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت اسپینل‌دار دانست که درجات متفاوتی از ذوب بخشی و غنی‌شدگی را دچار شده (Lin et al., 1989) که در افیولیت‌های نوع فرفرورانش امری عادی است (Dilek, 2003, Dilek & Furnes, 2009).



شکل ۶. نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به ترتیب نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و نمودار چند عنصری نرمالیزه شده نسبت به N-MORB (Sun & Mc Donough, 1989) برای نمونه‌های سکانس پوسته‌ای افیولیت کامیاران، آ و ب) گدازه‌های بالشی، پ و ت) گدازه‌های جریان‌ی آندزیتی و بازالتی، ث و ج) دایک‌های دیابازی، چ و ح) دایک‌های صفحه‌ای
Figure 6. Diagram of rare earth elements normalized to chondrite (Boynton, 1984) and multi-element diagram normalized to N-MORB (Sun and Mc Donough, 1989), respectively, for Kamyaran ophiolite crustal sequence samples, a & b) Pillow lavas, c & d) Andesitic and basaltic flow lavas, e & f) Diabase dykes, g & h) Sheeted dykes.

محیط تکتونوماگمایی

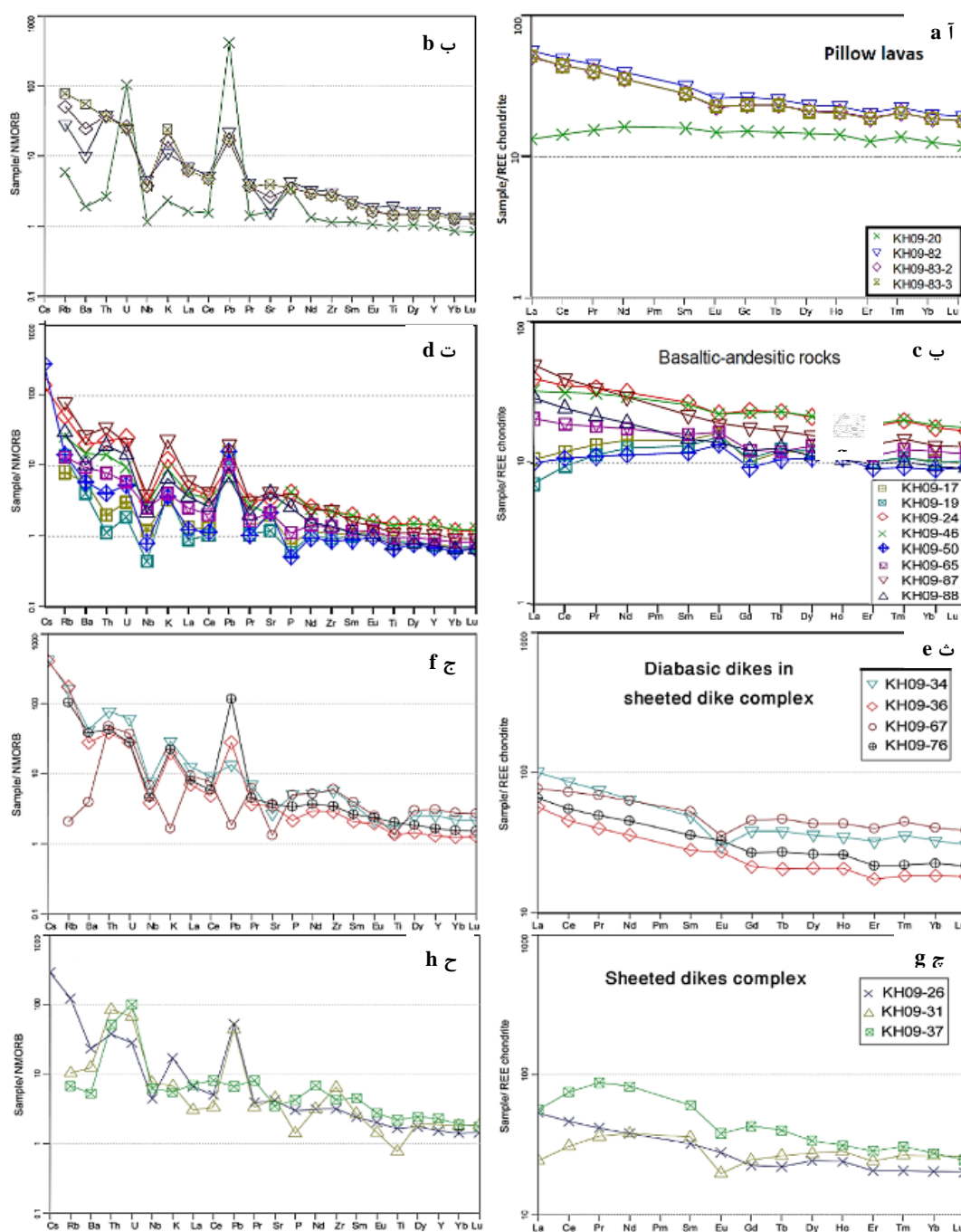
نسبت‌های عناصر ناسازگار به‌خوبی می‌توانند نشان‌دهنده ترکیب منشأ سنگ‌های ولکانیکی باشند، زیرا این نسبت‌ها به‌طور چشم‌گیری طی ذوب‌بخشی و تفریق بلورین بدون تغییر باقی می‌مانند (Gill, 1981). با استفاده از نسبت Zr/Nb می‌توان سنگ‌های وابسته به پهنه فرورانش و کوه‌زایی را از غیرکوه‌زایی جدا کرد. بدین‌گونه که اگر نسبت Zr/Nb بیش‌تر از ۱۰ باشد، نشان‌دهنده ماگماتیسیم وابسته به پهنه فرورانش است و اگر این نسبت کم‌تر از ۱۰ باشد، نشان‌دهنده خاستگاه غیرکوه‌زایی سنگ‌ها است (Sommer et al., 2006). این نسبت برای گدازه و دایک‌های بررسی شده ۱۷ تا ۶۸ بوده است و نشان‌دهنده خاستگاه کوه‌زایی و وابسته به پهنه فرورانش برای این سنگ‌ها است.

در نمودار سه تایی Nb-Zr-Y (Meschede, 1986)، دایک‌ها و گدازه‌های افیولیت کامیاران در محدوده ترکیبی N-MORB و VAB (بازالت‌های قوس آتشفشانی) قرار می‌گیرند (شکل ۷ آ). در نمودار سه‌تایی Hf-Nb-Th (Wood, 1980)، بیش‌تر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کالک آلکالن قرار گرفته‌اند و تعدادی از نمونه‌ها هم در محدوده تولیتهای جزایر قوسی و N-MORB جای گرفته‌اند (شکل ۷ ب). با توجه به تجمع اکثر نمونه‌ها در ضلع Hf-Th ارتباط آنها با خاستگاه زون فرورانش مشخص است. زیاد بودن میزان عنصر Th در بازالت مناطق مرتبط با پهنه‌های فرورانش در ارتباط با نقش رسوبات (همراه پوسته اقیانوسی فرورونده) در ناحیه منشأ گوشته مذاب بازالتی است. در نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Cann, 1973) (شکل ۷ پ)، نمونه‌ها در محدوده ترکیبی کمان آتشفشانی و ریفت اقیانوسی (MORB) قرار می‌گیرند. در نمودار Ce/Nb در مقابل Ce/Zr (Saunders & Tarney, 1991)، نمونه‌های مافیک افیولیت کامیاران به‌دلیل غنی‌شدگی از Th و تهی‌شدگی از Nb اکثراً در محدوده آندزیت‌ها و بازالت‌های جزایر قوسی و کم‌تر در محدوده بازالت‌های پشت قوسی واقع می‌شوند (شکل ۷ ت). با توجه به پژوهش‌های ژئوشیمیایی انجام شده، سنگ‌های بررسی شده در مجموعه افیولیتی کامیاران به دو سری تولیتهای کالک آلکالن تعلق دارند. سنگ‌های بررسی شده با سرشت غنی‌شدگی متفاوت شاید در پی درجات ذوب‌بخشی متفاوت از یک خاستگاه گوشته غنی شده برخاسته باشند. سنگ‌های تولیتهای نتیجه ذوب‌بخشی گوشته فوقانی در اعماق کم و تحت فشار اندک هستند. اما گوشته منشأ سنگ‌های کالک آلکالن در عمق و فشار بیش‌تری دچار ذوب‌بخشی شده‌اند.

سنگ‌زایی و ژرفای خاستگاه ماگما

ماگما در هنگام تکامل و بالا آمدن دستخوش فرآیندهای گوناگونی می‌شود. این فرآیندها مانند جدایش بلورین، آمیزش ماگمایی، هضم، آرایش و آغشتگی هریک می‌توانند مسیر خاصی را در روند تحول پدید آورند. بر پایه تحرک بسیار اندک عناصر Zr, Y و Nb در درجه بالای دگرسانی (Prytulak & Elliott, 2007)، نمودار دوتایی Zr/Y در برابر Zr (Pearce & Norry, 1979) برای تعیین غنی‌شدگی خاستگاه ماگمای نمونه‌های افیولیت کامیاران به‌کار رفت.

با توجه به روند صعودی نقاط در این نمودار، منشأ این سنگ‌ها را می‌توان گوشته غنی شده در نظر گرفت (شکل ۸ آ). Th در پهنه‌های فرورانش متحرک‌تر است و در بخش گوه گوشته‌ای غنی‌شدگی نشان می‌دهد. از این رو، ماگمای برآمده از گوه گوشته‌ای از Th غنی و از Ta و Nb فقیر است (Xia et al., 2008). در نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983)، نمونه‌ها روند صعودی در Th نشان داده که مؤید ارتباط با سیستم‌های فرورانش است. با توجه به روند نقاط در این نمودار، منشأ این سنگ‌ها را می‌توان منبع گوشته‌ای غنی شده در نظر گرفت (شکل ۸ ب). غنی‌شدگی رخ داده در منبع گوشته‌ای می‌تواند ناشی از عملکرد سیالات حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانده شده نفوختیس باشد. فراوانی عناصر ناسازگار به‌شدت به‌وسیله فرآیندهای ذوب‌بخشی کنترل می‌شود (Pearce & Peate, 1995).



شکل ۷. جایگاه نمونه‌های سکانس پوسته‌ای افیولیت کامیاران، (آ) نمودار سه تایی Nb-Zr-Y (Meschede, 1986)، (ب) نمودار سه تایی Hf-Nb-Th (Wood, 1980)، (پ) نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Cann, 1973)، (ت) نمودار Ce/Nb در مقابل Ce/Zr (Saunders & Tarney, 1991).

Figure 7. Location of crustal sequence samples from Kamyaran ophiolite, **a)** Nb-Zr-Y ternary diagram (Meschede, 1986), **b)** Hf-Nb-Th ternary diagram (Wood, 1980), **c)** Nb/Y vs. Ti/Y diagram (Pearce & Cann, 1973), **d)** Ce/Nb diagram versus Ce/Zr (Saunders & Tarney, 1991).

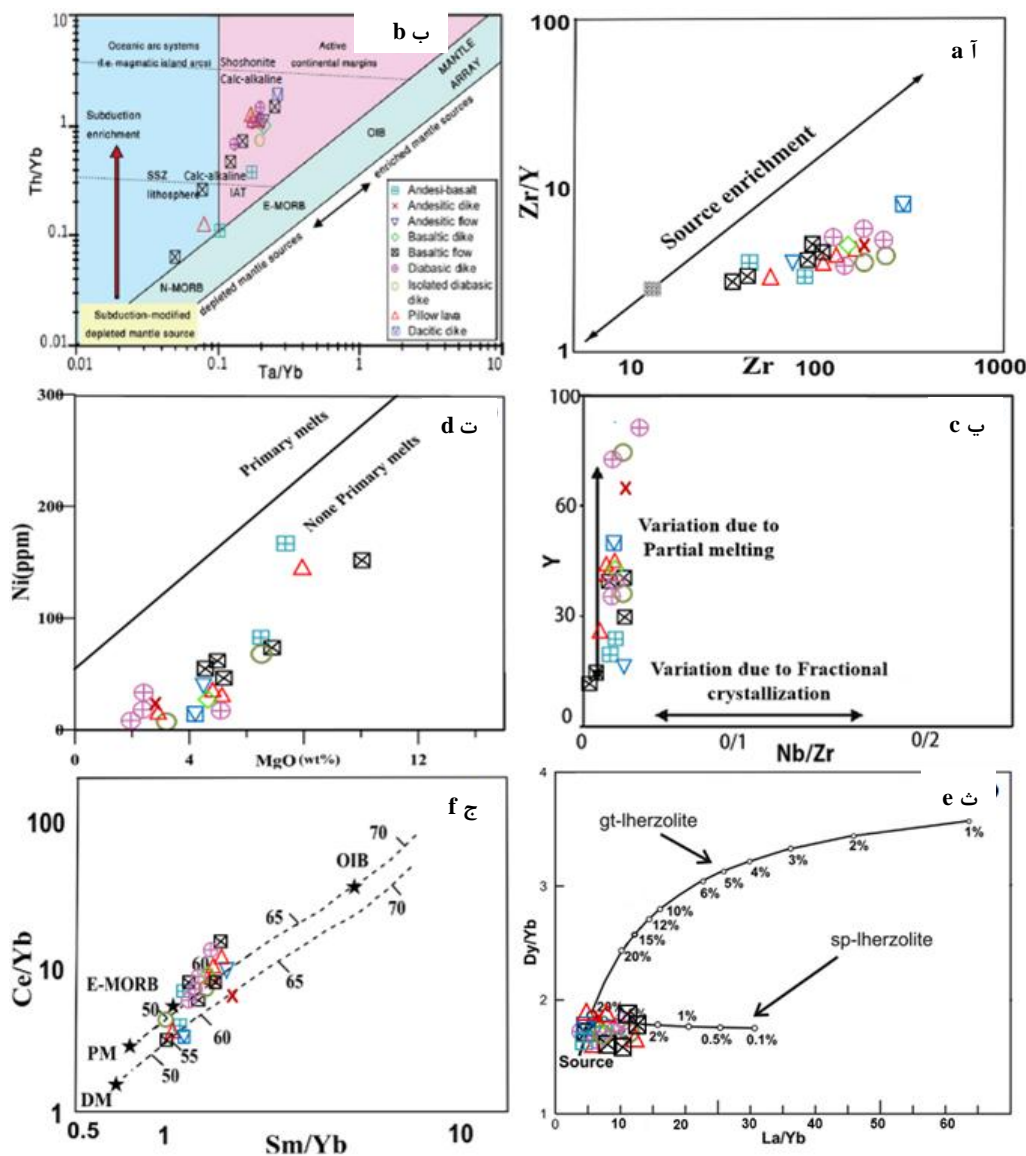
در نمودار Nb/Zr در برابر Y (Stacey & Wade, 2016) (شکل ۸ پ)، روند تغییرات ترکیبی سنگ‌ها بیش‌تر به فرآیندهای ذوب‌بخشی و خاستگاه بستگی دارد تا به جدایش بلورین. ماگماهای وابسته به گوشته لیتوسفری دارای نسبت La/Nb بیش‌تر از ۱ هستند، اما این نسبت در ماگماهای جدا شده از گوشته استنوسفری نزدیک به ۰/۷ است

(DePaolo & Daley, 2000). این نسبت در سنگ‌های افیولیتی کامیاران ۱/۲ تا ۲/۱۶ است و نشان‌دهنده خاستگاه لیتوسفری این ماگماهاست. عناصر La و Sm با تغییرات کانی‌شناسی سنگ خاستگاه دچار تغییر نمی‌شوند، از این رو می‌توانند ترکیب کلی سنگ منشأ را نشان دهند (Aldanmaz et al., 2000). بررسی‌های تجربی نشان داده است که Mg# شاخص مفیدی برای تمایز مذاب‌های منشأ گرفته از پوسته یا گوشته است. مذاب‌های منشأ گرفته از پوسته زیرین بازالتی، صرف نظر از درجه ذوب‌بخشی به وسیله Mg# کم‌تر از ۴۰ مشخص می‌شود، در حالی که مذاب‌های با Mg# بیش‌تر از ۴۰ فقط به وسیله مشارکت اجزاء گوشته حاصل می‌شود (Geng et al., 2009). مقدار عدد منیزیم در گدازه‌ها بین ۵۶/۶ تا ۷۲/۵ درصد است که بیان‌گر نقش اجزاء گوشته‌ای در تشکیل آنها است. با توجه به نمودار Mg در برابر Ni (Varekamp et al., 2010) (شکل ۸ ت)، می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده سنگ‌ها، ماگمای اولیه نبوده و پس از تشکیل در گوشته، دچار تحولات ماگمایی بعدی شده است. از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به‌طور گسترده برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (Furman, 2007, Zhao & Zhou, 2007). به اعتقاد (Shaw et al., 2003) عناصر خاکی نادر یا نسبت‌های آنها نظیر (La/Yb و Sm/Yb) برای تعیین ترکیب گوشته فوقانی، کانی‌شناسی و عمق تشکیل مذاب استفاده می‌شود، زیرا این عناصر دارای ضریب جدایش متفاوت برای اسپینل و گارنت هستند. هم‌چنین عناصر La و Sm با تغییرات کانی‌شناسی سنگ خاستگاه دچار تغییر نمی‌شوند، از این رو می‌توانند ترکیب کلی سنگ را نشان دهند (Aldanmaz et al., 2000). بر پایه نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb (Kuepouo, 2006) که بیان‌گر تغییرات درجه ذوب‌بخشی در دوخاستگاه اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است، سنگ‌های بررسی شده روی منحنی اسپینل پریدوتیتی با درجه ذوب‌بخشی ۷ تا ۲۰ درصدی جای می‌گیرند (شکل ۸ ث). چنین خاستگاه اسپینل لرزولیتی نشان می‌دهد که پیدایش و جدایش ماگمای تشکیل سنگ‌ها از گوشته باید در ژرفای کم‌تر از ۷۰ کیلومتر روی داده باشد، زیرا کانی اسپینل در این فشارها پایدار است. بر پایه الگوی پیشنهادی Fleche و همکاران (۱۹۹۸)، که بر پایه ذوب‌بخشی در دو گوشته تهیه شده و غنی شده به‌دست آمده، ماگمای مادر سکانس پوسته‌ای افیولیتی‌های کامیاران، از گوشته غنی‌شده و در ژرفای ۵۰ تا ۶۵ کیلومتر پدید آمده است (شکل ۸ ج).

نقش سیال‌ها و آلودگی پوسته‌ای در تکوین ماگما

آلایش با مواد پوسته‌ای یا سیال آزاد شده از تیغه فرورنده شده می‌تواند تغییراتی را در ترکیب شیمیایی ماگما پدید آورد. این تغییرات می‌تواند در آشیانه ماگمایی یا هنگام بالا آمدن مذاب به سطح یا در هر دو حالت رخ دهد. سیال‌های آزاد شده از تیغه فرورنده در پهنه فرورانش ویژگی‌های ژئوشیمیایی گوه گوشته‌ای در بالای پهنه فرورانش را تغییر می‌دهند. این سیال‌ها می‌توانند سیال‌های پس از آزدایی پوسته اقیانوسی (Turner et al., 1997)، سیال‌های پس از آب زدایی رسوب‌های فرورونده (Class et al., 2000) و یا افزوده شدن مذاب‌هایی از رسوب‌های فرورونده باشند (Munker, 2000). ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها به‌همراه غنی‌شدگی LILE و وجود بی‌هنجاری منفی Nb، Ti و P در روند تغییرات عناصر کمیاب بیانگر وابستگی آنها به مناطق فرورانش و فرآیند متاسوماتیسم به‌وسیله سیال برآمده از تیغه فرورنده است (Marchev et al., 2004, Asiabanha et al., 2004). نسبت عناصر متحرک به عناصر نامتحرک به‌طور مؤثر منعکس‌کننده اهمیت تأثیر فرورانش در منبع گوشته‌ای مذاب‌ها است (Woodhead et al., 2001). خاستگاه گوشته‌ای که دچار آلودگی با مذاب برآمده از تیغه فرورونده باشد دارای نسبت‌های کم Ba/Nb، Th/Yb و Rb/Y است (Hawkesworth et al., 1997). در نمونه‌های سکانس پوسته‌ای

افیولیت کامیاران میانگین مقادیر ذکر شده به ترتیب ۱۴/۶ و ۰/۹۸ و ۰/۹ است که می‌تواند نشان‌دهنده اثر سیال‌های برخاسته از تیغه فرورونده روی ماگمای مادر سازنده این سنگ‌ها باشد.

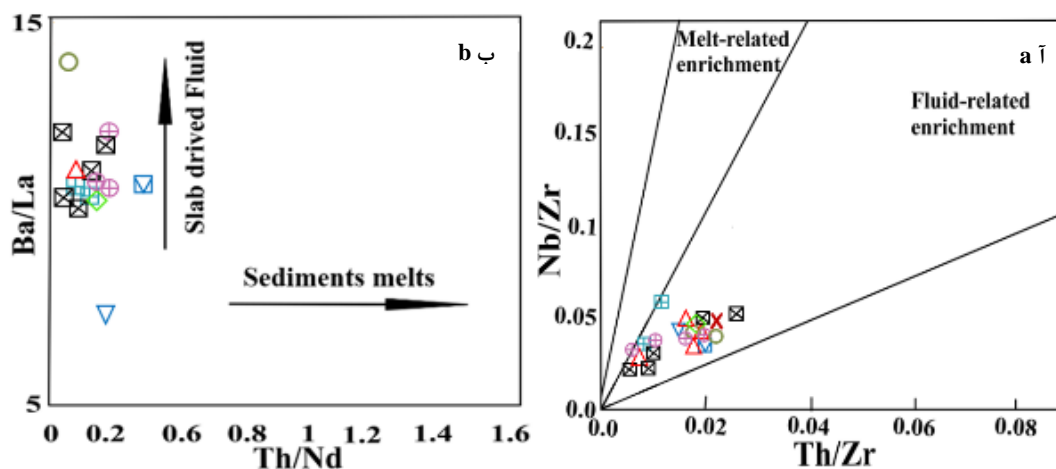


شکل ۸. جایگاه نمونه‌های گدازه بالشی و دایک‌های صفحه‌ای افیولیت کامیاران روی، (آ) نمودار تغییرات Zr/Y در برابر Zr برای (Pearce & Norry, 1979)، (ب) نمودار نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983)، (پ) نمودار Y در برابر Nb/Zr (Stacey & Wade, 2016)، (ت) نمودار Ni در برابر اکسید MgO (Varekamp et al., 2010)، (ث) نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb (Kuepouo, 2006)، (ج) نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Fleche et al., 1998).

Figure 8. Location of pillow lava samples and sheeted dykes from Kamyaran ophiolite on, **a**) diagram of changes of Zr/Y against Zr (Pearce & Norry, 1979), **b**) diagram of ratio of Th/Yb against Ta/Yb (Pearce, 1983), **c**) diagram of Y against Nb/Zr (Stacey & Wade, 2016), **d**) Ni diagram versus MgO (Varekamp et al., 2010), **e**) Dy/Yb versus La/Yb diagram (Kuepouo, 2006), **f**) Ce/Yb versus Sm/Yb diagram (Fleche et al., 1998).

نسبت زیاد Ba/La در نمونه‌ها (شکل ۹ آ) بیان‌گر تأثیر سیالات حاصل از فرورانش و فرایند متاسوماتیسم گوشته‌ای در ژرفای کم (Pearce et al., 2005) در ماگمای گوشته‌ای نمونه‌ها است. در (شکل ۹ ب)، موقعیت نمونه‌ها به خوبی بیان‌گر نقش سیال‌های جدا شده از تیغه فرورونده در متاسوماتیسم و تغییرات ژئوشیمیایی ماگمای تشکیل‌دهنده

نمونه‌ها است. با استفاده از این نمودارها، می‌توان دریافت که با افزایش تحرک عناصر به ترتیب $Ba > Nb > Yb > Th$ میزان مشارکت آنها نیز در منشأ گوشته‌ای افزایش یافته است.



شکل ۹. جایگاه نمونه‌های افیولیت کامیاران روی، (آ) نمودار Nb/Zr در برابر Th/Zr (Zhao & Zhou, 2007)، (ب) Ba/La در برابر Th/Nd (Zhengfu et al., 2013)

Figure 9. Location of Kamyaran ophiolite samples on: a) Nb/Zr versus Th/Zr diagram (Zhao & Zhou, 2007), b) Ba/La vs. Th/Nd diagram (Zhengfu et al., 2013).

بحث

هرچند که بر پایهٔ اجماع عمومی، افیولیت‌های زاگرس تکامل زمین‌شناختی نئوتتیس را از زمان پیدایش ریفت تا زمان بسته شدن پایانی نشان می‌دهند (Shafaii Moghadam & Stern, 2015)، اما هنوز دیدگاه‌های متفاوتی درباره چگونگی این تکامل در زاگرس به‌ویژه زمان بسته شدن و برخورد پایانی آن وجود دارد (Nouri et al., 2015, 2018). پژوهش‌های ژئوشیمیایی روی سنگ‌های ولکانیکی سکانس پوسته‌ای مجموعه‌های افیولیتی در رشته کوه زاگرس، آشکار می‌سازد که بیش‌تر افیولیت‌های زاگرس در یک محیط جزایر قوسی درون اقیانوسی تشکیل شده‌اند (Ghazi & Hassanipak, 1999, Babaie et al., 2001). هم‌چنین، برای افیولیت‌های کرمانشاه محیط‌های مختلف تکتونوماگمایی ارائه شده است. (Braud, 1987) این مجموعه افیولیتی را به‌عنوان باقی‌مانده‌های مجزای قلمرو اقیانوسی ائوسن با گسترش آهسته در نظر گرفت. (Whitechurch et al., 2013) تشکیل افیولیت کرمانشاه را مرتبط با یک حوضه پشت قوس می‌داند. (Wrobel- Daveau et al., 2010)، هم افیولیت کرمانشاه را به عنوان زون تحولی اقیانوس-قاره که طی کافت صفحه عربی ایجاد شده‌اند در نظر گرفت. اگرچه (Saccani et al., 2013) تشکیل این مجموعه افیولیتی را در ارتباط با پهنه بالای فرورانش تفسیر کرده است. برخی از زمین‌شناسان از جمله (Vincent et al., 2005, Whitechurch et al., 2013) بر این باورند که افیولیت ائوسن کرمانشاه در ناحیه کامیاران، افیولیت پهنه بالای فرورانشی است که در خاستگاه کششی پشت قوس تشکیل شده است. Desmons و همکاران (۱۹۸۳) نیز وجود دایک‌هایی مرتبط با جزایر قوسی با گرایش تولیتی از افیولیت کرمانشاه را گزارش کرده‌اند. عزیزی و همکاران (۲۰۱۳) نیز خاستگاه پشت کمانی را برای افیولیت‌های زاگرس در منطقه کامیاران پیشنهاد کرده‌اند. بر پایهٔ روش U-Pb، عزیزی و همکاران (۲۰۱۱)، سن گابروها و بازالت‌های منطقه کامیاران را ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال پیشنهاد کرده است و بر این باورند که خاستگاه ماگمای محور دینور-پنجوبین یک گوشته تهی شده است که در کمان اقیانوسی پدید آمده است و چه بسا از افیولیت‌های محیط بالای فرورانش باشد. در ائوسن بالایی و در الیگوسن، با ادامه فرورانش

بخش جنوب باختری پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش شمال خاوری آن و افزایش آرام شیب فرورانش، توده‌های آذرین درونی و گاه آتشفشانی (بیش تر بازیک با ترکیب کالک آلکالن و توله ایتی) در محور صحنه-کامپاران-مربوان و به صورت جزیره‌های کمانی در گستره اقیانوسی (Moinvaziri et al., 2008) پدید آمده‌اند.

Allahyari et al., 2010 و Saccani et al (2013)، گابروها و دایک‌های دلریتی در ناحیه صحنه-کامپاران را دارای تقارب ژئوشیمیایی با N-MORB معرفی می‌کنند. Whitechurch و همکاران (2013)، نیز بیان می‌کنند که گابروهای پالئوسن و ائوسن کامپاران تکامل دوره گسترش پشت قوس را نشان می‌دهند و دارای ماهیت انتقالی بین گوشته مورب تۀ شده و کمان آتشفشانی اقیانوسی همراه با رسوبات منشأ گرفته از گوشته بالای زون فرورانش هستند. وجود این دو سری ماگمایی نشان‌دهنده وجود دو کمان مجزا در منطقه کرمانشاه-کردستان است که کمان اولی با سرشت توله‌ایتی و در محیط اقیانوسی افیولیت‌های سوپراسابداکشن را به وجود آورده است و کمان دومی در لبه زون زون سنندج-سیرجان ماگماتیسیم کالک آلکالن را به وجود آورده است. این دو کمان می‌تواند ناشی از دو بخش فرورانش مجزا بوده باشد (Aswad et al., 2016) و یا ناشی از تغییر شیب فرورانش و انتقال قوس از ااقانوس به لبه قاره سنندج-سیرجان بوده باشد (معین وزیری و همکاران، ۱۳۸۷). به‌طور کلی در مجموعه افیولیت‌های کرمانشاه-کردستان بخش‌های از افیولیت‌های کرمانشاه در هرسین (Ghazi & Hassanipak, 1999) و پینجویین (Azizi et al., 2011) مربوط به کرتاسه بوده و ویژگی‌های خاص MORB را بصورت بارز نشان می‌دهند. سایر افیولیت‌های موجود در این محور از جمله افیولیت‌های بررسی شده، ویژگی‌های ژئوشیمیایی افیولیت‌های سوپراسابداکشن را نشان می‌دهند که در ائوسن تشکیل شده‌اند. پژوهش‌های (Shafaii Moghadam & Stern, 2011) نشان می‌دهد که بازالت‌های بالشی و دایک‌های موجود در کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای در افیولیت‌های کرمانشاه دارای خصوصیات تولیت جزایر قوسی و کالک آلکالن هستند و نتایج این پژوهش را تأیید می‌کنند.

مدل تکتونیکی و جایگزینی افیولیت کامپاران

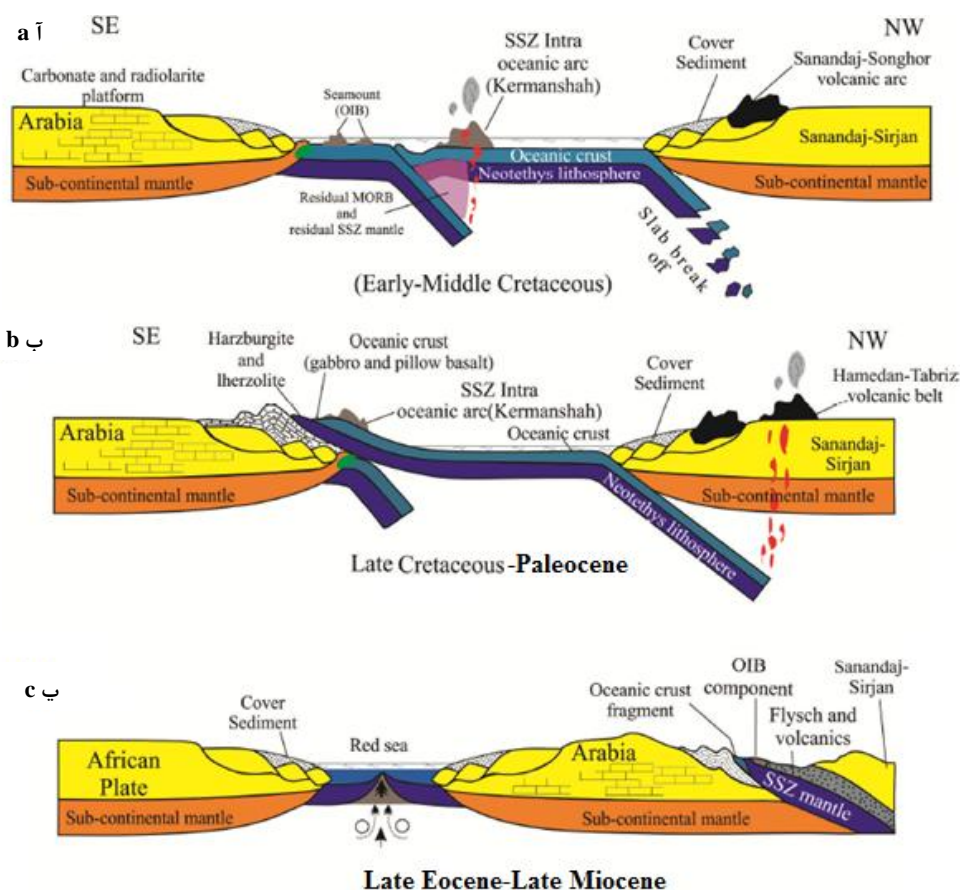
هم‌زمان با توقف گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس یک فرورانش درون اقیانوسی با شیبی به سمت شمال شرق در نزدیکی حاشیه شمال‌عربی در کرتاسه پایانی به‌وقوع پیوسته است. فرورانش درون اقیانوسی تا هنگام تصادم گودال با حاشیه شمالی عربی در کرتاسه پایانی باقی‌مانده است و سپس افیولیت‌ها روی حاشیه قاره‌ای عربی جای‌گزین شده‌اند. پس از کرتاسه پایانی فعالیت ماگمایی در قسمت جنوبی ادامه یافته و حاشیه نوع آندی بلوک سنندج-سیرجان با تولید سنگ‌های ولکانیک کالک آلکالن و توله ایتی که اوج آن در ائوسن بوده وجود داشته است. در مورد فرورانش در شاخه جنوبی حوضه نئوتتیس، بیش تر محققان پیشنهاد دادند که دو فرورانش وجود داشته است که با وجود بقایای جزایر قوسی و کمان آتشفشانی قابل قبول است (Agard, 2005, Ghazi et al., 2012, Saccani et al., 2013).

Agard و همکاران (۲۰۰۵) معتقد هستند که فرورانش اول، فرورانش قاره‌ای-اقیانوسی است. در ادامه یک شکستگی درون اقیانوسی، فرورانش دوم که اقیانوسی-اقیانوسی بود را ایجاد کرد. برای وقوع فرورانش درون اقیانوسی در کرتاسه پایانی لزومی ندارد گسترش بستر اقیانوسی متوقف شده باشد که این موضوع وقوع افیولیت‌های SSZ و همراه بودن فرورانش با گسترش یک قوس درون اقیانوسی را تقویت می‌کند (شکل ۱۰ آ). با اتمام ماگماتیسیم در زون سنندج-سیرجان در کرتاسه پایانی ممکن است پوسته نئوتتیس در این زمان شکسته شده و به زیر خود فرورانش کرده باشد. این فرورانش سبب ایجاد یک حوضه قوسی در نئوتتیس شده است. در این زمان فرورانش نئوتتیس به زیر سنندج-سیرجان متوقف شده و سنگ‌های وابسته به قوس در افیولیت‌های کرمانشاه به‌وجود آمده‌اند (شکل ۱۰ ب). کارهای انجام شده روی رسوبات منطقه کامپاران و شمال صحنه-هرسین دال بر آن است که ماگماتیسیم وابسته به فرورانش به

طور عمده بین پالتوسن و اتوسن فعال بوده است. بعد از بسته شدن حوضه دریایی بین حاشیه صفحه عربی و جزایر قوسی نئوتتیس و جای‌گیری افیولیت‌های زاگرس خارجی، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس بین جزایر قوسی و ایران مرکزی تا اتوسن پسین و میوسن پسین ادامه داشته است. بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس در زاگرس در اتوسن پسین-الیگوسن پسین صورت گرفته و برخورد نهایی صفحات عربی و ایران مرکزی نیز در میوسن پسین رخ داده است (شکل ۱۰ پ).

نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی کامیاران به‌عنوان بخشی از افیولیت کرمانشاه در بخش شمالی زمین درز زاگرس واقع شده است و محل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی را نشان می‌دهد. سکانس پوسته‌ای شامل ضخامت چشم‌گیری از گدازه‌های جریان‌ی و بالشی، دایک‌های صفحه‌ای و دایک‌های دیابازی منفرد است که در اکثر مناطق به‌خوبی حفظ شده‌اند. مجموعه دایک‌های صفحه‌ای نیز از دایک‌های بازالتی، آندزیت بازالتی، دیابازی، داسیتی و ریولیتی تشکیل شده‌اند. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های مجموعه افیولیتی کامیاران به دو سری تولیتی و کالک آلکان تعلق دارند.



شکل ۱۰. مدل شماتیک (بدون مقیاس) و پیشنهادی برای تکامل و نحوه تشکیل افیولیت کرمانشاه در منطقه کامیاران (Moradpour, 2017). با اندکی تغییر

Figure 10. Schematic model (without scale) and a proposal for the evolution and formation of Kermanshah ophiolite in Kamyaran region (Moradpour, 2017). With a little change.

سنگ‌های تولییتی نتیجه ذوب‌بخشی گوشته فوقانی در اعماق کم و تحت فشار اندک هستند، اما گوشته منشأ سنگ‌های کالک آلکالن در اعماق و فشار بیش‌تری دچار ذوب‌بخشی شده‌اند. نمونه‌های غنی‌شده‌تر در عناصر نادرخاکی، سنگ‌های تفریق‌یافته‌ای هستند که ترکیب آنها نماینده ترکیب مذاب اولیه نبوده و نشان‌دهنده یک مذاب تحول یافته است. تشابه نسبت‌های عنصری در تمام نمونه‌ها می‌تواند دلیلی بر هم منشأ بودن ماگمای سازنده سنگ‌ها باشد. ژرفای به‌دست آمده برای محل ذوب سنگ منشأ عمق ۵۵ تا ۶۵ کیلومتر برآورد می‌شود که بیان‌گر ذوب بخشی در محدوده پهنه لرزولیت اسپینل‌دار است. نتایج ژئوشیمیایی حاکی از آن است که افیولیت کامیاران بخشی از یک حوضه اقیانوسی کافت شده در زون انتقال قاره-اقیانوس بوده است که در جنب اقیانوس نئوتتیس شکل گرفته است. شکسته شدن پوسته نئوتتیس و فرورانش آن در کرتاسه پایانی، منجر به توقف فرورانش نئوتتیس به زیر بلوک سندرچ-سیرجان و شکل‌گیری حوضه قوس-پشت قوس و سنگ‌های وابسته به آن در افیولیت کامیاران شده است و می‌توان گفت تشکیل گدازه‌های بالشی و دایک‌های صفحه‌ای در یک حوضه حاشیه‌ای متمایل به پشت کمان در یک پهنه فرا فرورانشی روی داده است.

منابع

1. Agard P., Omrani J., Jolivet, L. and Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International journal of earth sciences*, 94 (3) (2005) 401-419.
2. Aghanabati, A., "Geological Maps of Kermanshah Quadrangle, Scale, 1: 250000", Geological Survey of Iran, Tehran (1978).
3. Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. Mitchell J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology Geothermal Research* 102 (2000) 67-95.
4. Allahyari K., Sacconi E., Rahimzadeh B., Zeda O., "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 fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 79 (2014) 312-328.
5. Allahyari K., Sacconi E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., "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", *Ofioliti*, 35 (2) (2010) 71-90.
6. Ao, S., Xiao, W., Khalatbari Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Ji, W., Zhang, Zh., "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 (2015) 305-318.
7. Aswad, J. A., Sarmad, A., Al.Sheraefy, R. M., Nutman, A. P., Buckman, B., Jones, B. G., Jourdan, F., "40Ar/39Ar hornblende and biotite geochronology of the Bulfat

- Igneous Complex, Zagros Suture Zone", NE Iraq: New insights on complexities of Paleogene arc magmatism during closure of the Neotethys Ocean. *Lithos*, (2016) 266-267, 406-413.
8. Aswad K.J., Aziz N.R. and Koyi H.A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the prototectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", *Geological Magazine*, 148 (5-6) (2011) 802-818.
 9. Azizi, H., and Asahara, Y. "Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision", *Int. Geol. Rev.*, 55 (2013) 1523-1540.
 10. Azizi H., Tanaka T., Asahara Y., Chung S.L. and Zarrinkoub M.H., "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 (2011) 304-320.
 11. Babaie, H. A., Ghazi, M. A., Babaei, A., la Tour, T. E., Hassanipak, H. H., "Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush zone, Nyriz, Iran", *J. Asian Earth Sci.* 19 (2001) 61-76.
 12. Baier, J., Aude´tat, A. Keppler, H., "The origin of the negative niobium–tantalum anomaly in subduction zone magmas", *Earth and Planetary Science Letters* 267 (2008) 290-300.
 13. Berberian, M. and King, G., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (2) (1981) 210-265.
 14. Bonev, N., Stampfli, G., "Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the supra-subduction zone Evros ophiolites", NE Greece. *Geological Magazine*, 146 (2009) 72-91.
 15. Boynton, W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, Amsterdam, 522, (1984) 63-114.
 16. Braud J., "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*, (1987) 489.
 17. Braud J., "Geological map of Kermanshah 1/250.000 scale", Geological survey of Iran, (1978).
 18. Braud, J., "Les formations du Zagros dans la region de Kermanshah (Iran)", et leurs rapports structuraux *Imp. Jouve* (1970).
 19. Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H., "Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian Arc", *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1 (6) (2000). 10.1029/1999GC000010.

20. Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications", *Tectonophysics*, 68 (1-2) (1980) 83-111.
21. DePaolo D. J. Daley E. E., "Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension", *Chemical Geology* 169 (2000) 157-185.
22. Dilek, Y., and Furnes, H., "Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", *The Geological Society of America Bulletin* 123 (2011) 387-411.
23. Dilek, Y. and Furnes, H., "Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems", *Lithos* 113 (1-2) (2009) 1-20.
24. Dilek, Y and Robinson, P. T., "Ophiolites in Earth history: introduction Geological Society", London, Special publication, 218 (2003) 1-8.
25. Dilek, Y., "Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., Newcomb, S., eds., "Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought", Geological Society of America Special Paper 373 (2003)1-16.
26. Caulfield, J. T., Turner, S. P., Dosseto, A., Pearson, N. J. Beier, C., "Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 273 (2008) 279-288.
27. Desmons, J., and Beccaluva, L., "Mid- ocean ridge and island- arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications", complementary reference, *Chemical Geology* 39 (1983) 39-63.
28. Fabien, H., "Les ophiolites de Kermanshah (Iran) Naissance dun arc intra-oceanique Eocene en fin de subduction de la Neotethys", *Memori de stage de Recherche Master 2*, (2005) 57.
29. Fleche M. R., Camire G. Jenner G. A., "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada", *Chemical Geology* 148 (1998) 115-136.
30. Furman, T., "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview", *Journal of African Earth Sciences* 48 (2007) 147-160.
31. Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W.J., Xian, W.S., Zhao, G.C., Zhang, L.F., Wong, K. Wu F.Y., "Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction", *Chemical Geology* 266 (3-4) (2009) 364-389.
32. Ghazi, J. M., Mozzen, M., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H., "Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran), constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model", *Tectonophysics*, (2012) 574-575, 92-104.

33. Ghazi A. M., Hassanipak A.A., "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) (1999) 319-332.
34. Gill, J.B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics", Springer, Berlin (1981) 390.
35. Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S. F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram", *Journal of Petrology*, 48 (2007) 2341-2357.
36. Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. and van Calsteren, P., "U-Th isotopes in arc magmas: implication for element transfer from subducted crust", *Science Journal* 276 (1997) 551-555.
37. Homke, S., Verges, J., van der Beek, P., Fernandez, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B., and Labrin, E., "Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: Evidence for a long-lived orogeny", *Basin Research*, 22 (2010) 659-680.
38. Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Can. J. Earth Sci.*, 8 (1971) 523-548.
39. Kuepouo G., "Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano plutonic Complex", *Cameroon Line, Journal of African Earth Sciences* 45 (2006) 318-332.
40. Lin, P. N., Stern, R. J. Bloomer, S. H., "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 (1989) 497-4514.
41. Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L., Larter, R. D., "Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system, Earth Planet", *Sci. Lett* 227 (2004) 17-35.
42. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *J. Petrol.* 27 (1986) 745-750.
43. Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R., "Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: Implications for genesis and tectonic setting", *Tectonophysics*, 393 (2004) 301-328.
44. Mason, B. and Moore, C. B., "Principles of Geochemistry", Wiley & Sons, New York (1982).
45. McQuarrie, N., "Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran", *Journal of Structural Geology*, 26 (2004) 519-535.

46. Meschede, M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", *Chem. Geol.*, 56 (1986) 207-218.
47. Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R. "Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*. 21 (2003) 397-412.
48. Moinvaziri, H. Azizi, B. Mehrabi. F. Izadi., "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 (2008) 113-122.
49. Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R. C., Cotton, J., "Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)", *Geology*, 23 (1995) 851-854.
50. Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeili, R. and Xiao, W., "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 (2018) 287-305.
51. Moradpour, A. "Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Songhor, Kamyaran and Sahneh ophiolitic complex", northeast Iran. Phd thesis, University of Lorestan, Lorestan, Iran (2017) (in Persian with English abstract).
52. Moradpour, A., Zarei Sahamieh, R., Ahmadi Khalaji, A., and Sarikhani, R., "Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys", *Journal of Geosciences*, 3 (2017) 165-186.
53. Munker C., "The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: identification of four source components", *Journal of Petrology* 41 (2000) 759-788.
54. Neill, O., "The Transition between spinel peridotite and garnet peridotite, and its use as a geobarometer", *Con. Min. Pet.*, 77 (1981) 185-194.
55. Nouri, F., Azizi, H. and Rashidnejad Omran, N., "Magma signification and geothermobarometry of Vanako gabbro, southeast Sahneh", using the pyroxene and plagioclase composition. *Iranian Journal of Petrology* 6 (2015) 131-150 (in Persian).
56. Pearce, J. A., "Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*", 10 (2014) 101-108.
57. Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. Fryer, P., "Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components", *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6 (2005) Q07006, doi: 10.1029/2004GC000895.

58. Pearce, J. A. Peate, D. W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 23 (1995) 251-285.
59. Pearce, J. A., Lippard S. J., Roberts S., "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., (eds). *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond., 16 (1984) 77-94.
60. Pearce, J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (Editors.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*", Shiva publishing, Nantwich, (1983) 230-249.
61. Pearce, J. A. and Norry, M. J., "Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (1) (1979) 33-47.
62. Pearce, J. A. Cann, J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary science*", *Letters* 19 (1973) 290-300.
63. Peng, T., Wang Y., Zhao G., Fan W. Peng B., "Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication", *Lithos* 102 (2007) 358-373.
64. Plank, T., "Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents", *J. Petrol*, 46 (2005) 921-944.
65. Prytulak, J. and Elliott, T., "TiO₂ enrichment in ocean island basalts", *Earth and Planetary Science Letters*, 263 (2007) 388-403.
66. Rolland, Y., Pêcher, A., Picard C., "Middle cretaceous back arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya)", *Tectonophysics*, 325 (2000) 145-173.
67. Sarkarinejad, K., "Structures and micro structures related to steady state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 25 (2005) 859-881.
68. Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B., "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 (2014) 132-147.
69. Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L. and Bianchini G., "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 (1) (2013) 392-411.
70. Salisbury, M.J., Bohrsen, W.A., Clynne, M.S., Ramos, F.C. and Hoskin, P., "Multiple plagioclase crystal populations identified by crystal size distribution and in situ chemical data: implications for timescales of magma chamber processes associated with the 1915 eruption of Lassen Peak", *CA. Journal of Petrology*, 49 (2008) 1755-1780.

71. Saunders, A., and Tarney, J., "Back-arc basins. In: Floyd, P.A. (Ed.), *Oceanic Basalt*. Blackie and Sons, Glasgow, U.K, (1991) 219-263.
72. Shahidi M., Nazari H., "Geological map of Harsin, 1/100.000 scale", Geological survey of Iran, (1997).
73. Shafaii-Moghadam, H. and Stern, R. J., "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites", *Journal of Asian Earth Sciences* 100 (2015) 31-59.
74. Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., and Stern, R. J., "U-Pb Zircon ages of Late Cretaceous Nain-Dehshir ophiolite, Central Iran", *J. Geol. Soc. London* 170 (2013) 175-184.
75. Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., "Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone", *Geological Magazine* 148 (2011) (5-6) 762-801.
76. Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirl wall M. F., Ibrahim K. M., "Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension", *Journal of Petrology*, 44 (2003) 1657-1679.
77. Shen, P., Pan, H., Seitmuratova, E., Yuan, F. and Jakupova, S., "A Cambrian intra-oceanic subduction system in the Bozshakol area, Kazakhstan", *Lithos*, 224 (2015) 61-77.
78. Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. and Waichel, B. L., "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 (2006) 573-589.
79. Stacey, C. and Wade, C., "Stratigraphy of the lower Gawler Range Volcanics in the Roopena area, north-eastern Eyre Peninsula", *Geological Survey of South Australia* (2016). Report Book 2015/00021.
80. Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M. Vervoot, J., "Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 (2006) 202-221.
81. Sudi Ajirlu, M., Hajialioghli, R. and Moazzen, M., "Mineral chemistry and Tectonic setting of diabasic dykes of Kamyaran ophiolite complex", *Western Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25 (2017) 609-618.
82. Sun, S. S. and McDonough, W. F., "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 (1989) 313-345.
83. Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. Irving, A. J., "Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113 (1993) 333-351.
 84. Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. Pietruszka, A. J., "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 (2008) 657-670.
 85. Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., Bartlett J., Worthington T., Hergt J., Pearce J. Smith I., "²³⁸U-²³⁰Th disequilibria, magma petrogenesis and flux rates beneath the depleted Tonga- Kermadec island arc", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997) 4855-4884.
 86. Varekamp J., Hesse A. Mandeville C. "Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina)", *Journal of volcanology and geothermal research* 197 (1) (2010) 313-328.
 87. Veisinia, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, M. A., Ahmadian, J., Azimzadeh, A. M., "Mineral chemistry and tectonic setting of mantle peridotites of the Garmab ophiolitic sequence", *NE Kamyaran. Kharazmi Journal of Earth Sciences* 3 (2018) 241-266.
 88. Vincent S.J., Allen M. B., Ismail-Zadeh A. D., Flecker R., Foland K. A., Simmons M.D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", *Geological Society of America Bulletin*, 117 (11-12) (2005) 1513-1533.
 89. Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., "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*, 182-183 (2013) 11-32.
 90. Winchester, J. A. Floyd, P. A., "Geochemical discrimination of different magma and their differentiation products using immobile elements", *Chem. Geol.*, 20 (1977) 325-343.
 91. Wood, D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth Planet Science Letters* 50 (1980) 11-30.
 92. Woodhead, J. D., Hergt, J. M., Davidson, J. P., and Eggins, S. M., "Hafnium isotope evidence for "conservative" element mobility during subduction zone processes", *Earth and Planetary Science Letters*, 192 (2001) 331-346.

93. Wrobel-Daveau J. C., Ringenbach J. C., Tavakoli S., Ruiz G., Masse P., Frizonde Lamotte D., "Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran)", *Arabian Journal of Geosciences*, Springer Berlin/Heidelberg, (2010) 499-513.
94. Xia, B., Chen, G., Wang, R. and Wang, Q., "Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, southern Tibet", *Journal of Asian Earth Sciences* 32 (5) (2008) 396-405.
95. Zhao, J. H., Zhou, M. F., "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 (2007) 27-47.
96. Zhengfu, G., Marjorie, W., Maoliang, Z. and Lihong, Z., "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) (2013) 1311-1340.

Geochemistry and Petrogenesis of Pillow Lavas and Sheeted Dikes of Kamyaran Ophiolite Complex (NW Iran)

Asrin Shojaei¹, Mohammad Rahgoshay^{*1}, Ayoub Veisia¹, Iman Monsef²

1. Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
2. Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran.

Extended Abstract

(Paper pages 105-134)

Introduction

Ophiolites of the Zagros orogenic belt are part of the Tethys ophiolites, because of their geographical locations and link the Middle East ophiolites and other Asian ophiolites (e.g. Pakistani and Tibetan) to the Mediterranean ophiolites (e.g. Troodos, Greek and East European). The Kermanshah ophiolitic complex has preserved geodynamic evolution of the southern part of the Neotethys Ocean between the Arabian shield and the Sanandaj-Sirjan block. The Kermanshah ophiolite extends as a belt with approximately 230 km length and 30-30 km width along the Zagros Main Thrust and is part of the Kermanshah-Penjween ophiolitic belt. This complex consists of two separate zones. The first is Harsin-Sahneh complex, in the southeast and the second is a volcanic zone which is widely exposed alongside the Noorabad road from east of Sahneh to north of Kamyaran (Allahyari et al., 2010; Whitechurch et al., 2013). Kamyaran ophiolite is a part of Kermanshah ophiolite and it is a sign of Neo-Tethys closure and subsequent collision between Arabian plate and Central Iran micro-plate. The complex consists of several over thrust sheets composed of Paleocene-Middle Eocene brecciated serpentinites and lava flows with intercalations of sedimentary rocks (Braud, 1987; Shahidi and Nazari, 1997; Whitechurch et al., 2013). In Kamyaran area, most of the researches have been focused on the northeastern part (Sudi Ajirlo et al., 2017; Veisia et al., 2018). In this research work we have focused on the northern part which has not been yet studied in details. In this paper geology, petrography and geochemistry of the pillow lavas and sheeted dikes as a crustal sequence of Kamyaran ophiolitic complex is discussed. Field relationships and geochemical evidence indicate that involved ophiolites were part of a rifted basin at the ocean-continent transition zone, which formed in the south of the Neo-Tethyan Ocean.

Material and methods

During the field work various pillow lavas, sheeted dikes and related rocks were sampled. Thin sections were prepared from the taken samples and they were studied by petrographic microscope. Basis on the petrography studies, 21 samples were selected and powdered in agate mill (in the Shahid Beheshti University) for geochemical analyses. About 100 grams of powder from each sample was sent to the laboratory to be analyzed. Major and minor elements were analyzed by ICP-AES while rare earth elements and some trace elements like Pb, Th, U, Rb and so on were carried out using inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) and ICP mass spectrometry at the Centre de Geochimie de la Surface, Strasbourg (France). Finally, computer software was used to draw the diagrams and the paper was written.

Results and discussion

Geochemical studies on the volcanic rocks of the ophiolitic complexes in the Zagros range reveal that most of the Zagros ophiolites have been formed in an island arc setting (Ghazi and Hassanipak, 1999; Babaie et al., 2001). Desmons and Beccaluva (1983) were also reported tholeiitic dikes from Kermanshah ophiolite which have been formed in an island arc tectonic setting. The positive LILE anomalies with HFSE depletion confirm their arc-related affinity. The geochemistry signatures of sheeted dikes show that these rocks have two different patterns. The REE pattern in some of the sheeted dikes, pillow and flow lava samples show patterns similar to the trends of these elements in the E-MORB. The positive LREE and LILE anomalies with the depletions of the HFSE suggest the calc-alkalic tendency and subduction-related affinity for these rocks; however, dacitic dikes with the flat REE pattern, LILE enrichment, and HFSE depletions have the Island-arc tholeiitic affinity. The similarity of element ratios in all the samples may suggest that these rocks have the same magma source, and the tectonic environment of the ophiolitic rocks can be correlated with the interoceanic subduction environment. According to these studies, an immature island arc was developed in the ocean due to an intra-oceanic subduction before its closure.

Conclusions

Based on the petrography and geochemical studies pillow lavas and sheeted dikes of Kamyaran ophiolitic complex belong to tholeiitic and calc-alkaline series. The tholeiitic rocks are products of low pressure partial melting of the upper mantle at shallow depth while the calc-alkaline rocks originated from the deeper part of upper mantle and partial melting have taken place under the higher pressure. According to the geochemical results the study ophiolite is a part of oceanic crust located in a transitional zone between the ocean and the continent which has undergone rifting at the vicinity of Neo-Tethys. The break-off of Neo-Tethyan slab and subduction of this slab beneath the oceanic lithosphere during Cretaceous led to the cessation of the Neo-Tethyan subduction beneath the Sanandaj-Sirjan block, and forming arc-back arc basin and related rocks in the Kamyaran ophiolite. The study pillow lavas and sheeted dikes are formed in a marginal basin and show characteristics of suprasubduction ophiolites.

Keywords: Geodynamic, Kamyaran ophiolitic complex, Zagros, Neo-Tethys, NW Iran.

*Corresponding Author: m-rahgoshy@sbu.ac.ir