



سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک وابسته به آن در دنباله‌ی افیولیتی صحنه - هرسین (شمال شرق کرمانشاه)

سیده اعظم موسوی*، فرهاد آلیانی، محمد معانی‌جو، علی‌اصغر سپاهی‌گرو

گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

(دریافت مقاله: ۹۰/۹/۱۹، نسخه نهایی: ۹۱/۲/۸)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در مجموعه‌ی افیولیتی صحنه-هرسین متشکل از سه واحد سنگی گابرو، بازالت، دایک‌های دیابازی، دیوریت و پلاژیوگرانیت است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده، یک ماگمای شبه قلیایی تولیتی غنی از منیزیم و فقیر از پتاسیم بوده است. این داده‌ها همچنین از عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی (LREE) و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نسبت Nb/Ta در بازالت‌های منطقه بین ۱۶/۱۹ تا ۱۸/۸۸ است، این مقادیر به شاخص ماگمایی مشتق شده از گوشته‌ای آلوده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از رابطه‌ی ژنتیکی سنگ‌های این مجموعه، حاصل یک ماگمای مشترک، تاثیر آلاش‌ماگمایی و نقش فرآیند جدایش ماگمایی در شکل‌گیری این سنگ‌ها و از ذوب بالای ۱۶٪ یک خاستگاه گارت‌پریدوتیتی است. از دیدگاه پتروژنتیکی نمونه‌های گدازه‌های بالشی در گستره‌ی MORB قرار می‌گیرند براساس نمودارهای عنکبوتی، این مجموعه حاصل یک ماگمای تولیتی کف‌اقیانوسی نوع (EMORB) است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت صحنه - هرسین؛ گدازه‌های بالشی؛ سنگ‌شناسی؛ ژئوشیمی.

مقدمه

افیولیت‌های کمربند زاگرس در راستای جنوب‌باختری راندگی اصلی زاگرس به دو بخش افیولیتی-رادیولاریتی در کرمانشاه [۸] و نیریز فارس [۹] تقسیم شدند. سن پیدایش سنگ‌های این مجموعه افیولیتی به روش آرگون/آرگون روی کانی هورنبلند ۸۶/۳ میلیون سال، تعیین شده است [۱۰]. [۱۱]، با بررسی زنجیره‌ی مافیک و الترامافیک افیولیت کرمانشاه نشان دادند که لرزولیت، ورلیت، وگابروهای این مجموعه افیولیتی در زمان تریاس - کرتاسه در زون گسترش اقیانوس نئوتیتس که بین صفحه‌های ایران - عربی قرار داشته شکل گرفته است.

گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت‌ها نشانه‌ای از برون‌ریزی گدازه‌ها در محیط آبی هستند، و اطلاعات ارزشمندی در مورد

بسیاری از پژوهشگران، افیولیت‌های ایران را از جنبه‌های مختلف مورد بررسی قرار داده‌اند [۱-۶]. اولین بار [۳] افیولیت‌های ایران را به چهار گروه رده‌بندی کرد: افیولیت‌های زاگرس، افیولیت‌های (آمیزه‌های رنگین) شمال غربی ایران، افیولیت‌های شمال رشته‌کوه البرز، افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین در مرزهای خردقاره ایران مرکزی و شرق ایران. [۷] افیولیت‌های موجود در گستره‌ی ایران را در سه گروه بزرگ قرار دادند که از لحاظ سن، ترکیب و محیط زمین‌شناسی نسبت به هم متفاوتند، این سه گروه عبارتند از:

۱- نوار زاگرس - عمان، ۲- نوار ایران مرکزی، ۳- نوار مکران - زاهدان.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۹۷۹۲۶۰۵، نمابر: ۸۲۵۳۴۶۷ (۰۸۱۱)، پست الکترونیکی: petro_mousavi@yahoo.com

خاستگاه گدازه‌ی اولیه، درصد گداخت‌بخشی، محیط زمین-ساختی و فرآیندهای بسا آتشفشانی در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهند [۱۲]. از آنجاکه ترکیب این سنگ‌ها و کانی-شناسی آن‌ها در اثر پدیده‌های پسا مانند دگرگونی کفافیانوسی و اسپیلیتی‌شدن، دستخوش می‌شود، لذا برای پی‌بردن به ماهیت اولیه این سنگ‌ها از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و اسپینل‌های کروم‌دار و نیز از ژئوشیمی عناصر نادرخاکی در این سنگ‌ها استفاده می‌شود [۱۳، ۱۴]. گدازه‌های بالشی بخشی از سازند و مؤلفه‌ی مهم در بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی هستند که افق خاصی را در دنباله‌ی پوسته‌ای، مستقیماً زیر بخش رسوبی و روی دایک‌های دیابازی اشغال می‌کنند [۱۵، ۱۶]. وجود گدازه‌های بالشی در مجموعه‌های افیولیتی نشان‌دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در یک موقعیت و خاستگاه گسترش بستر دریاست. در این پژوهش، گدازه‌های بالشی مجموعه‌ی افیولیتی صحنه-هرسین و سنگ‌های مشاهده شده همراه آن، حفاصل هرسین - صحنه بر پایه‌ی بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته و نیز با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌کل از عناصر اصلی، کمیاب و نادرخاکی واحدهای مختلف از افیولیت نامبرده، به ارزیابی روابط ژنتیکی بین این سنگ‌ها پرداخته و خاستگاه زمین‌ساختی آنها تعیین شد.

روش انجام کار

به منظور بررسی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک در منطقه‌ی مورد بررسی صحنه-هرسین، رخنمون-های مهم این واحدهای سنگی مورد بررسی صحرایی قرار گرفتند و سپس نمونه‌برداری از رخنمون‌های مناسب انجام شد. بر این اساس، ۶۶ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌شناختی انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شدند. سپس بررسی‌های سنگ-نگاری سنگ‌ها با تاکید بر روابط بافتی کانی‌ها انجام شد. برای بررسی‌های ژئوشیمی، تعداد ۱۸ نمونه (۸ نمونه بازالت، ۲ نمونه گابرو، ۳ نمونه دلریت، ۲ نمونه دیوریت و ۳ نمونه پلاژیوگرانیت) از نمونه‌های یاد شده انتخاب شدند. این نمونه‌ها نخست در یک سنگ‌شکن فکی خرد و سپس در یک آسیاب تنگستن کارباید پودر شدند. تمامی نمونه‌های ژئوشیمیایی از

سوی شرکت SGS در کانادا آنالیز شیمیایی شدند. عناصر اصلی در نمونه‌ها، به روش ICP-AES و با استفاده از ذوب لیتیم-متابورات (Lithium metaborate fusion) اندازه‌گیری شدند. عناصر نادر و REE شامل مجموعه‌ی ۳۱ عنصر نیز با ذوب لیتیم‌متابورات و به روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای GCDKit و Minpet انجام گرفت.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

افیولیت صحنه یکی از برونزدهای افیولیت‌های کرمانشاه است این مجموعه افیولیتی به سبب گسترش آن در ناحیه صحنه و هرسین به «افیولیت‌های صحنه - هرسین» معروف است [۱۷]. منطقه‌ی صحنه با مختصات $34^{\circ}15'$ تا $34^{\circ}45'$ عرض جغرافیایی شمالی و $47^{\circ}30'$ تا $47^{\circ}50'$ طول جغرافیایی شرقی (شکل ۱) در زون زاگرس چین‌خورده و در مسیر جاده‌ی اصلی کرمانشاه به همدان قرار گرفته است [۱۸].

افیولیت کرمانشاه (مجموعه‌ی افیولیتی صحنه-هرسین) یک همبافت افیولیتی شدیداً گسسته و گسیخته است که به عنوان بخشی از زاگرس بلند در بین زاگرس چین‌خورده و زون سنندج-سیرجان واقع شده است [۱۸]. مجموعه‌ی افیولیتی کرمانشاه از نظر لیتولوژی از پایین به بالا شامل:

- ۱- سنگ‌های الترامافیک با بافت تکتونیت شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت که به وسیله‌ی دایک‌های رودنژیستی و تالکی که سنگ اولیه آنها گابرو (دلریت، دیاباز) و پیروکسنیت‌اند، قطع شده‌اند.
- ۲- سنگ‌های الترامافیک با بافت کومولا شامل هارزبورژیت و دونیت،
- ۳- سنگ‌های مافیکی شامل گابروهای پگماتوئیدی، تروکتولیت‌ها، گابروهای میلونیتی، گابروهای ایزوتروپ، گابروهای معمولی و گابروهای آمفیبول‌دار،
- ۴- پلاژیوگرانیت که در زیر دایک‌های صفحه‌ای و بالای گابروها قرار دارند و در بعضی جاها با دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند.
- ۵- دایک‌های صفحه‌ای دلریتی،
- ۶- گدازه بالشی
- ۷- آهک‌های پلاژیک و رادیولاریت‌های کرتاسه فوقانی.

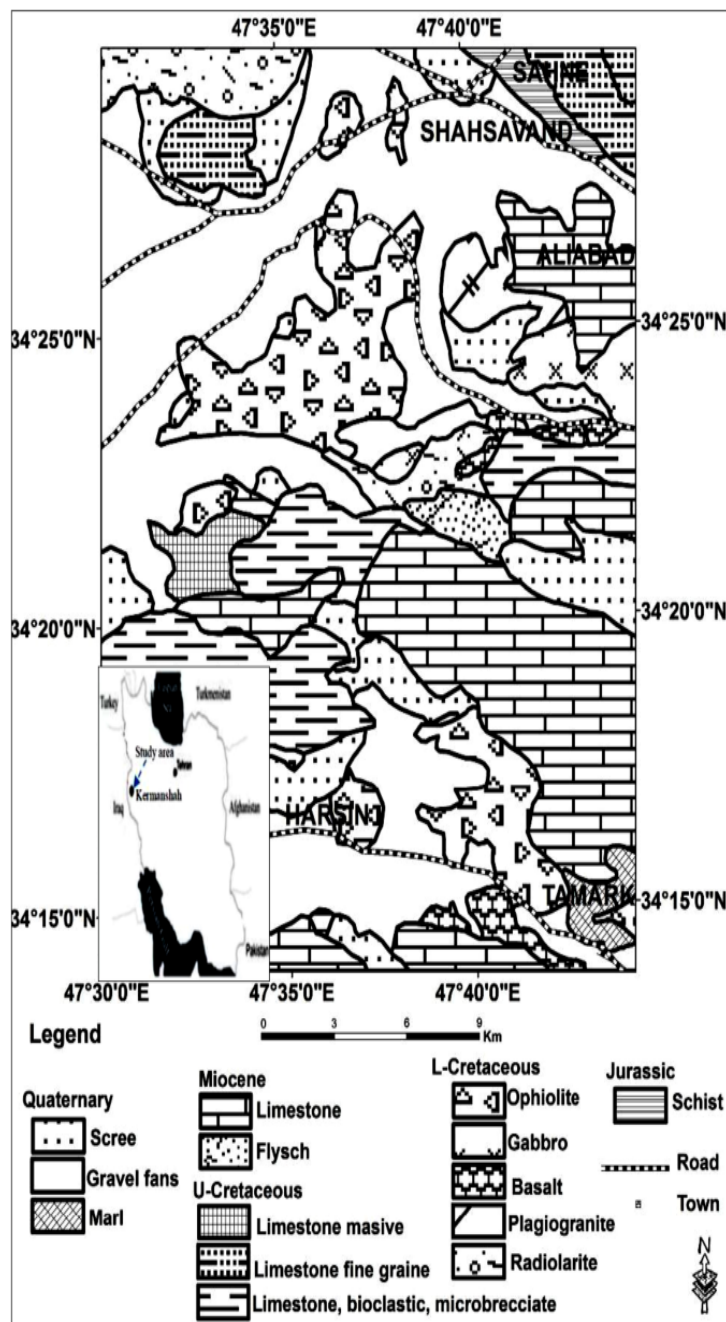
مجموعه مورد بررسی در دو ناحیه جداگانه یکی در منطقه علی‌آباد گروس در شهرستان صحنه و دیگری در گردنه‌ی کشور حوالی تمرک شهرستان هرسین، مورد بررسی قرار گرفت.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصدوزنی)، عناصر کمیاب و نادر خاکی (بر حسب ppm)، به روش ICP-MS.

Sample	Gabbro			Dolerite		Diorite		Plagiogranite		
Oxides (wt%)	A.M.15	A.M.100	A.M.76	A.M.83	A.M.96	A.M.29	A.M.92	A.M.32	A.M.105	A.M.107
SiO ²	۴۵.۹	۴۷.۱	۵۲.۸	۵۳.۷	۶۰.۰	۶۴.۳	۵۳.۴	۷۲.۰	۶۴.۴	۶۴.۱
TiO ²	۲.۰۳	۰.۴۱	۰.۷۹	۱.۰۵	۰.۴۶	۰.۹۷	۱.۱۰	۰.۴۷	۰.۳۹	۰.۳۸
Al ² O ³	۱۲.۹	۱۵.۵	۱۵.۶	۱۵.۵	۱۴.۵	۱۳.۱	۱۵.۷	۱۳.۵	۱۷.۴	۱۷.۵
Fe ² O ³	۱۲.۳	۸.۴۳	۹.۹۱	۹.۷۶	۷.۲۳	۵.۱۹	۱۲.۸	۳.۵۹	۴.۴۵	۴.۹۸
MnO	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۸	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۲۳	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴
MgO	۴.۷۹	۱.۰۱	۷.۱۷	۴.۰۹	۳.۴۰	۱.۷۹	۴.۵۶	۰.۵۵	۰.۷۱	۰.۷۹
CaO	۱۳.۱	۱۴.۷	۸.۹۰	۶.۸۲	۴.۲۴	۴.۵۳	۷.۸۳	۲.۴۱	۲.۰۶	۱.۴۵
Na ² O	۲.۳	۱.۰	۳.۵	۵.۷	۷.۲	۵.۸	۳.۴	۶.۸	۸.۹	۹.۲
K ² O	۰.۵۳	۰.۰۸	۰.۴۲	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۵۲	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲
P ² O ⁵	۰.۲۳	<۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۲۱	۰.۰۳	۰.۳۵	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۸
LOI	۴.۰۰	۰.۹۸	۲.۰۵	۲.۵۱	۱.۴۰	۱.۲۰	۱.۰۶	۰.۵۵	۰.۹۳	۰.۹۹
Total	۹۸.۵۶	۹۸.۴۸	۱۰۱.۴۲	۹۹.۵۴	۹۸.۶۱	۹۷.۴	۱۰۰.۷۵	۱۰۰.۱	۹۹.۳۷	۹۹.۵۳
Ba(ppm)	۲۹۰	۵۰	۲۴۰	۳۰	<۱۰	۳۰	۱۶۰	۳۰	۱۰	۱۰
Sr	۲۲۰	۱۹۰	۲۷۰	۸۵۰	۲۸۰	۲۰۰	۲۶۰	۱۳۰	۱۲۸۰	۹۱۰
Zn	۱۰.۸	۴۹	۵۴	۳۶	۳۱	۳۸	۱۰.۱	۲۲	۱۵	۲۱
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ce	۳۲.۷	۳.۷	۹.۲	۱۷.۳	۴.۶	۲۸.۸	۱۰.۴	۴۸.۹	۳۹.۰	۳۹.۷
CO	۴۷.۲	۴۵.۱	۳۴.۸	۲۴.۴	۲۶.۸	۴.۱	۲۸.۲	۳.۰	۷.۲	۵.۸
Cs	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱
Cu	۱۵.۶	۹۴	۸۷	۲۸	۱۳	۱۹	۳۲	۱۲	۳۸	۲۳
Dy	۶.۰۱	۱.۴۹	۳.۷۰	۴.۶۳	۲.۲۷	۶.۳۲	۴.۱۸	۶.۶۹	۹.۱۲	۹.۱۷
Er	۳.۷۳	۰.۹۸	۲.۴۰	۲.۹۰	۱.۹۴	۴.۰۰	۲.۶۶	۶.۵۲	۶.۰۱	۶.۲۹
Eu	۱.۷۴	۰.۴۵	۰.۸۹	۱.۲۳	۰.۳۱	۱.۷۵	۱.۰۸	۱.۵۱	۱.۸۱	۱.۵۳
Ga	۱۷	۱۲	۱۵	۱۶	۱۵	۱۴	۱۸	۱۵	۱۶	۱۹
Gd	۵.۶۹	۱.۴۱	۳.۴۳	۴.۳۰	۱.۲۶	۶.۰۸	۳.۴۹	۵.۸۶	۷.۵۷	۸.۱۳
Hf	۴	<۱	۲	۲	<۱	۳	۲	۶	۵	۵
HO	۱.۲۹	۰.۳۲	۰.۸۳	۱.۰۱	۰.۵۷	۱.۳۶	۰.۹۲	۱.۵۲	۲.۰۱	۲.۰۶
La	۱۷.۸	۲.۹	۴.۴	۷.۷	۲.۸	۱۴.۱	۴.۹	۳۱.۷	۱۸.۴	۱۹.۵
Lu	۰.۵۴	۰.۱۵	۰.۳۸	۰.۴۹	۰.۴۱	۰.۶۲	۰.۳۹	۰.۷۹	۱.۰۳	۱.۰۵
MO	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۱۵	<۱	<۱	۲	۳	۳	۱	۶	۶	۵
Nd	۱۹.۱	۲.۹	۷.۲	۱۲.۲	۲.۰	۱۸.۰	۸.۳	۲۱.۲	۲۳.۶	۲۴.۷
Ni	۷۰	۸۱	۵۴	۱۵	۱۸	۶	۵	۷	<۵	<۵
Pr	۴.۳۸	۰.۵۴	۱.۴۳	۲.۵۴	۰.۵۳	۴.۰۷	۱.۶۲	۵.۴۸	۵.۳۲	۵.۵۳
Rb	۶.۱	۱.۳	۳.۱	۰.۸	۰.۴	۰.۹	۳.۵	۰.۶	۰.۴	۰.۳
Sm	۵.۰	۰.۹	۲.۵	۳.۵	۰.۶	۵.۰	۲.۵	۵.۱	۶.۵	۶.۷
Sn	۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۱	<۱	۲	<۱	<۱
Ta	۰.۸	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Tb	۱.۰۴	۰.۲۴	۰.۵۹	۰.۷۶	۰.۲۸	۱.۰۸	۰.۶۵	۱.۰۶	۱.۴۱	۱.۵۱
Th	۱.۸	۰.۱	۰.۵	۰.۹	۰.۸	۱.۷	۰.۷	۴.۲	۲.۸	۲.۹
Tl	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Tm	۰.۵۶	۰.۱۴	۰.۳۸	۰.۴۸	۰.۳۳	۰.۶۴	۰.۴۰	۰.۷۴	۰.۹۹	۱.۰۱
U	۰.۵۰	<۰.۰۵	۰.۱۶	۰.۳۱	۰.۳۶	۰.۵۱	۰.۱۵	۱.۱۶	۰.۹۴	۱.۰۲
V	۳۳.۴	۲۲.۹	۲۵.۰	۲۲.۲	۴۳.۹	۵.۶	۳۲.۷	۳.۲	۱.۸	۲.۰
W	<۱	<۱	<۱	<۱	۱	۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Y	۳۲.۷	۸.۲	۲۱.۳	۲۶.۸	۱۵.۶	۳۶.۴	۲۳.۵	۴۰.۵	۵۲.۱	۵۳.۵
Yb	۴.۶	۰.۹	۲.۵	۳.۱	۲.۴	۴.۲	۲.۷	۵.۰	۶.۶	۶.۷
Zr	۱۳.۳	۹.۸	۶۰.۱	۸۵.۸	۲۵.۰	۱۰.۲	۴۷.۹	۱۹.۸	۱۸.۲	۱۷.۸

ادامه جدول ۱

Oxides (wt%)	Basalt					Lava 01	Lava 03	Lava 05
	A.M.1	A.M.6	A.M.110	A.M.112	A.M.113			
SiO ₂	۵۰٫۲	۴۸٫۴	۴۸٫۵	۵۰٫۸	۴۸٫۸	۴۳٫۸	۴۵٫۰	۴۳٫۹
TiO ₂	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۶	۱٫۹۲	۱٫۹۳	۲٫۶۸	۲٫۷۶	۲٫۷۲
Al ₂ O ₃	۱۲٫۷	۱۳٫۳	۱۳٫۰	۱۳٫۱	۱۳٫۲	۱۲٫۵	۱۲٫۴	۱۲٫۷
Fe ₂ O ₃	۱۱٫۴	۱۲٫۰	۱۱٫۲	۱۱٫۷	۱۲٫۵	۱۲٫۲	۱۲٫۵	۱۲٫۰
MnO	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۳۲
MgO	۶٫۲۷	۶٫۳۲	۵٫۲۴	۵٫۷۱	۵٫۸۴	۷٫۰۸	۷٫۴۷	۶٫۹۷
CaO	۹٫۶۴	۱۰٫۲	۱۰٫۷	۹٫۱۲	۱۰٫۲	۹٫۹۵	۱۰٫۳	۱۰٫۸
Na ₂ O	۳٫۸	۳٫۲	۳٫۹	۴٫۴	۳٫۶	۳٫۶	۳٫۷	۳٫۱
K ₂ O	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۳۴	۰٫۵۱	۱٫۲۴	۱٫۲۵	۱٫۵۱
P ₂ O ₅	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۳
LOI	۳٫۶۵	۳٫۲۵	۳٫۰۶	۲٫۸۵	۳٫۱۰	۵٫۱۹	۵٫۳۸	۵٫۵۴
Total	۱۰۰٫۳	۹۹٫۴۲	۹۸٫۲۳	۹۷٫۵۶	۱۰۰٫۱۴	۹۸٫۹۶	۱۰۱٫۵۱	۱۰۰
Ba(ppm)	۱۰۰	۱۱۰	۱۰۰	۱۶۰	۶۰	۴۶۰	۴۴۰	۱۳۰۰
Sr	۴۳۰	۴۲۰	۱۱۰	۲۵۰	۱۱۰	۴۰۰	۳۲۰	۴۹۰
Zn	۱۰۵	۹۹	۹۹	۱۰۵	۱۰۹	۱۰۳	۱۰۴	۱۰۸
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ce	۳۴٫۵	۳۷٫۱	۳۶٫۳	۳۷٫۸	۳۶٫۲	۶۵٫۱	۶۷٫۳	۶۷٫۷
CO	۴۵٫۹	۴۴٫۹	۴۵	۴۳٫۶	۴۵٫۴	۴۲٫۸	۴۵٫۸	۴۶٫۲
Cs	۰٫۲	۰٫۲	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵
Cu	۱۴۵	۱۵۲	۱۳۵	۱۷۴	۱۵۵	۱۳۰	۱۶۲	۱۳۹
Dy	۶٫۲۰	۶٫۵۳	۶٫۲۳	۶٫۴۷	۶٫۸۲	۴٫۷۷	۴٫۸۵	۵٫۰۰
Er	۳٫۶۷	۳٫۹۸	۳٫۷۰	۳٫۹۰	۴٫۰۲	۲٫۳۸	۲٫۳۰	۲٫۲۴
Eu	۱٫۷۰	۱٫۹۳	۱٫۸۱	۱٫۸۳	۱٫۸۵	۲٫۲۰	۲٫۲۲	۲٫۳۵
Ga	۱۵	۱۸	۱۹	۱۷	۲۰	۱۸	۱۸	۱۸
Gd	۵٫۷۹	۶٫۴۴	۶٫۱۰	۶٫۴۹	۶٫۳۲	۶٫۱۹	۶٫۲۹	۶٫۴۶
Hf	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۵	۵
HO	۱٫۳۱	۱٫۳۹	۱٫۳۰	۱٫۳۹	۱٫۴۲	۰٫۸۸	۰٫۹۴	۰٫۹۱
La	۱۶۰	۱۶۷	۱۷٫۴	۱۸٫۲	۱۶٫۸	۳۱٫۸	۳۳٫۲	۳۳٫۴
Lu	۰٫۵۳	۰٫۵۹	۰٫۵۳	۰٫۵۵	۰٫۶۱	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۷
MO	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۱۵	۱۷	۱۵	۱۶	۱۶	۳۴	۳۶	۳۶
Nd	۱۹٫۹	۲۰٫۸	۲۱٫۰	۲۰٫۷	۲۱٫۱	۳۲٫۵	۳۲٫۹	۳۳٫۸
Ni	۶۵	۵۴	۵۶	۵۶	۵۶	۷۷	۸۲	۸۵
Pr	۴٫۵۶	۴٫۸۰	۴٫۷۸	۴٫۸۷	۴٫۸۱	۸٫۱۵	۸٫۳۵	۸٫۴۵
Rb	۴٫۹	۷٫۳	۴٫۳	۳٫۷	۷٫۰	۱۷٫۴	۱۸٫۱	۲۱٫۷
Sm	۴٫۸	۵٫۴	۵٫۳	۵٫۵	۵٫۴	۶٫۷	۶٫۸	۷٫۱
Sn	۱	۱	<۱	۱	۱	۱	۱	۲
Ta	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۲٫۱	۲٫۲	۲٫۲
Tb	۱٫۰۰	۱٫۰۷	۱٫۰۲	۱٫۱۰	۱٫۱۱	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۹
Th	۲٫۱	۲٫۱	۲٫۳	۲٫۲	۲٫۲	۳٫۲	۳٫۳	۳٫۳
Tl	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tm	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۵	۰٫۵۹	۰٫۶۱	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۲
U	۰٫۶۱	۰٫۵۵	۰٫۷۲	۰٫۵۶	۰٫۶۰	۰٫۸۳	۰٫۹۴	۱٫۱۰
V	۳۰٫۸	۳۳٫۴	۳۲٫۲	۳۳٫۴	۳۵٫۲	۲۹٫۴	۳۱٫۸	۳۲٫۱
W	۲	۳	۱	<۱	<۱	۱	۱	۱
Y	۳۳٫۲	۳۵٫۸	۳۴٫۲	۳۵٫۸	۳۵٫۸	۲۲٫۳	۲۲٫۸	۲۲٫۹
Yb	۳٫۵	۳٫۸	۳٫۵	۳٫۹	۳٫۹	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۸
Zr	۱۳٫۸	۱۴٫۷	۱۳٫۷	۱۴٫۴	۱۴٫۶	۱۷٫۴	۱۷٫۷	۱۸۰



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (صحنه-هرسین).

سنگ‌نگاری

براساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، منطقه‌ی مورد بررسی این مجموعه از سه واحد اصلی مافیک، حدواسط، فلسیک، و به صورت بازالت، گابرو، دایک‌های دیابازی، دیوریت، پلاژیوگرانیت و سنگ‌های رسوبی تشکیل شده است. سنگ‌های بازیک: سنگ‌های این دسته شامل: گدازه بالشی و گابرو و دایک دیابازی است که به بررسی این واحدها پرداخته می‌شود.

گدازه بالشی: مهمترین بلورهای موجود در گدازه‌های بالشی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوپیت) است کانی‌فرعی در این سنگ‌ها عبارت است از کوارتز و کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت و سرپسیت هستند. بافت شاخص این سنگ‌ها ریزبلور پورفیری است. ولی انباشت درشت‌بلورها در بخش‌هایی از این سنگ‌ها تشکیل بافت پورفیری خوشه‌ای را داده است، در این گدازه‌ها بافت‌های دیگری مانند سردشدگی سریع، اینترستال و حفره‌ای یا آمیگدالوئیدال نیز مشاهده شده است.

سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، کوارتز، اسفن، ماگنتیت، اپیدوت، پره‌نیت - پامپله‌ایت، وزوویانیت و کلریت هستند.

وجود کانی‌هایی مثل کلریت، پره‌نیت - پامپله‌ایت، ماگنتیت، هورنبلند، اسفن، اپیدوت، کلسیت، کوارتز ثانویه و آلبیت بیانگر این است که آنها تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرار گرفته‌اند و شرایط دگرگونی از رخساره‌ی ژئولیت تا شیبست سبز را متحمل شده‌اند. همچنین وجود کانی‌هایی مانند وزوویانیت و پره‌نیت در نمونه‌ها دال بر این موضوع است که دگرنهادی کلسیم در منطقه رخ داده و کانی‌های یاد شده از سرشتی‌های پدیده‌ی رودنگیتی‌شدن در سنگ‌هایی مانند گابروها و دایک‌های دیابازی هستند (شکل ۲ ت).

سنگ‌حدواسط دیوریت: دیوریت‌ها نسبت به گابروها از فراوانی کمتری برخوردارند این سنگ‌ها از نظر ضریب‌رنگینی مزوکرات تا ملانوکرات هستند و بیشتر به صورت بافت درون‌دانه ای و در بعضی مقاطع ریزدانه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۲ ث) این نمونه‌ها دارای دانه‌بندی ریز تا متوسط‌اند و رنگ این سنگ‌ها از سبز تیره تا سبز خاکستری در نمونه‌های دستی تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی سنگ‌های دیوریتی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز است، اسفن، پیروکسن، آپاتیت و زیرکن کانی‌فرعی، سریسیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های ثانویه را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند پلاژیوکلاز در برخی مقاطع بر اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده است.

پلاژیوگرانیت: پلاژیوگرانیت‌ها گستره‌ی بسیار اندکی را در منطقه‌ی صحنه به خود اختصاص داده‌اند این دنباله‌ی لیتولوژیکی دارای دورنمایی شبیه به پیلولاواها در دنباله‌ی فیولییتی است لذا در نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه‌هرسین به عنوان پیلولاوا معرفی شده است. از نظر سنگ‌نگاری پلاژیوگرانیت‌ها در نمونه‌ی دستی میان‌دانه‌ای به رنگ سفید تا خاکستری دیده می‌شوند در مقاطع میکروسکوپی دارای کانی کوارتز، پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های کدر در نمونه دیده می‌شود.

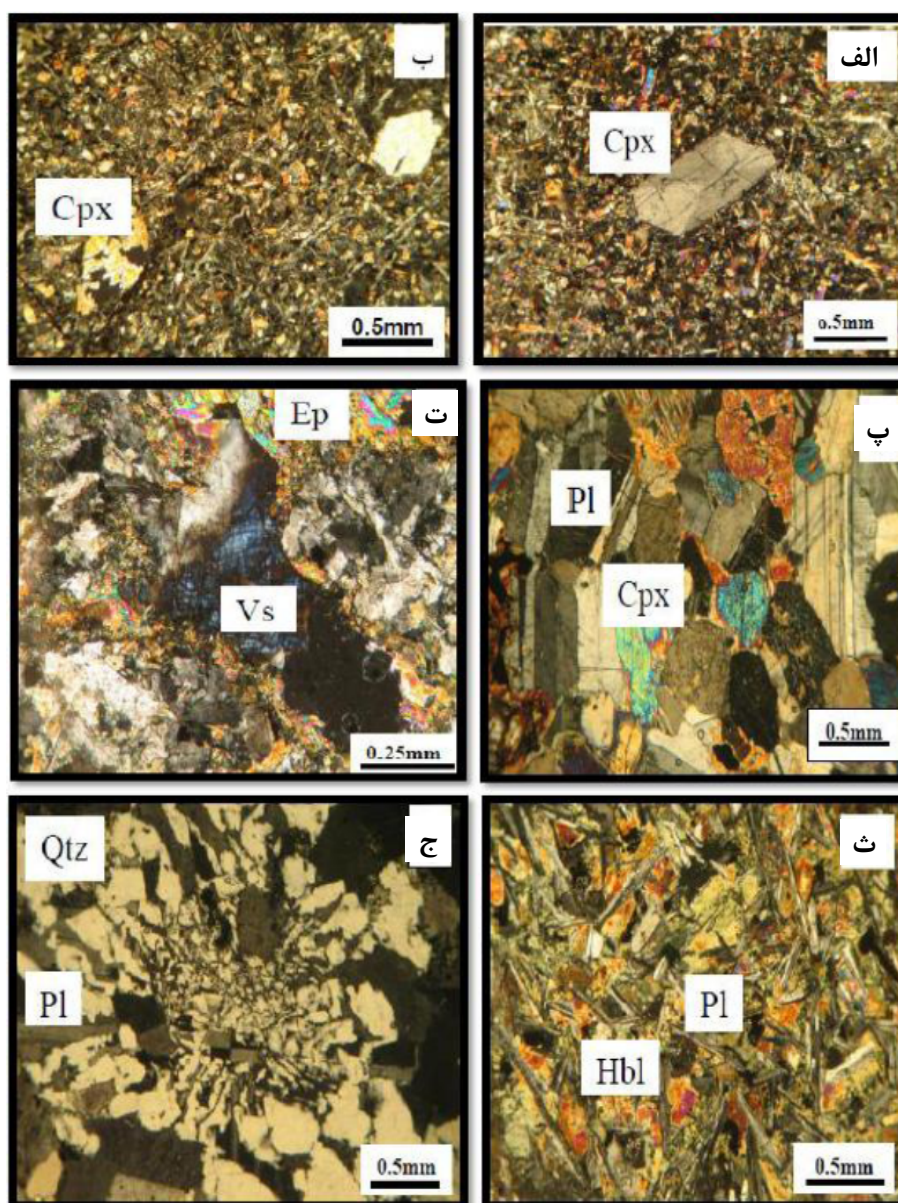
بافت اصلی در این سنگ‌ها به صورت دانه‌ای است. از بافت‌های فرعی می‌توان به هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز (گرانوفیر) اشاره کرد (شکل ۲ ج)، وجود چنین بافتی در سنگ می‌تواند بیانگر رشد آرام و تقریباً تعادلی در سنگ باشد [۱۸].

کلینوپیروکسن دارای ماکل ساعت‌شنی است که مشاهده‌ی این ماکل احتمالاً نشان دهنده‌ی وجود تیتانواوریت در این کانی است (شکل ۲ الف). این بلورها نسبت به درشت بلورهای دیگر (پلاژیوکلازها) سالم‌ترند و دگرسانی و تجزیه نشان نمی‌دهند، ولی در برخی موارد کلینوپیروکسن‌ها خوردگی‌خلیجی و حاشیه‌ی دندانه‌دار نشان می‌دهند. که این پدیده بیانگر یک حالت عدم تعادل است و می‌تواند از شواهد آرایش پوسته‌ای در این بازالت‌ها باشد (شکل ۲ ب) [۱۹].

پلاژیوکلازها بر اثر دگرسانی به اپیدوت تبدیل شده‌اند و پیروکسن‌ها تحت تأثیر پدیده اورالیتی‌شدن و دگرگونی گرمایی کف‌اقیانوس به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند. مقدار پلاژیوکلازها در حاشیه‌ی گدازه‌های بالشی بیشتر، ریزتر و دگرسان یافته‌ترند و به سمت مرکز پلاژیوکلازها درشت‌تر و دگرسانی کمتری دارند [۲۰]. در مقاطع میکروسکوپی گدازه‌های بالشی حفره‌های آمیگدال پر شده از کربنات و کانی‌های کدر در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر دیده می‌شوند این حفره‌ها اصولاً در سنگ‌های حاصل از یک ماگمای بازالتی حاوی مقدار زیادی آب و موافزار به وجود می‌آیند. کربنات (از نوع کلسیت) پرکننده‌ی این حفره‌ها دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند.

گابرو: گابروها فراوانترین توده‌های مافیک در ناحیه‌ی صحنه هستند که دستخوش دگرسانی شدید شده‌اند این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سیاه و خاکستری دیده شده و در نمونه‌های دگرسان شده به رنگ سبز تیره مشاهده شدند. در بررسی‌های میکروسکوپی آن‌ها، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت بلورهای تقریباً درشت به عنوان کانی اصلی، کرم‌اسپینل به عنوان کانی فرعی و زوئیزیت (کانی ناشی از دگرسانی) کلریت و سریسیت به عنوان کانی‌های ثانویه قابل تشخیص‌اند که فراوانی قابل توجهی ندارند پلاژیوکلازها عموماً سوسورتی شده‌اند بافت‌های مشاهده‌شده در این سنگ‌ها شامل گرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک است (شکل ۲ پ).

دایک دیابازی: دایک‌های صفحه‌ای دیابازی در منطقه‌ی مورد بررسی، میان دانه‌ای تا ریز هستند و به رنگ خاکستری تا سبز و به خاطر ضریب رنگی ملانوکرات‌اند. بافت اصلی آنها افیتیک و گاهی ساب افیتیک است. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های موجود در دنباله‌ی افیولیتی صحنه-هرسین. الف) کلینوپیروکسن با ماکل ساعت‌شنی در بازالت، ب) خوردگی خلیجی در کانی کلینوپیروکسن موجود در بازالت، پ) تصویر میکروسکوپی از گابرو با کانی‌های Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، ت) مقطع نازک از گابرو با کانی‌های Vs: وزوویانیت، Ep: اپیدوت، ث) مقطع نازک از دیوریت با کانی‌های Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، ج) بافت-گرانوفیری هم‌رشدی کوارتز با پلاژیوکلاز در پلاژیوگرانیت، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز.

بحث و بررسی

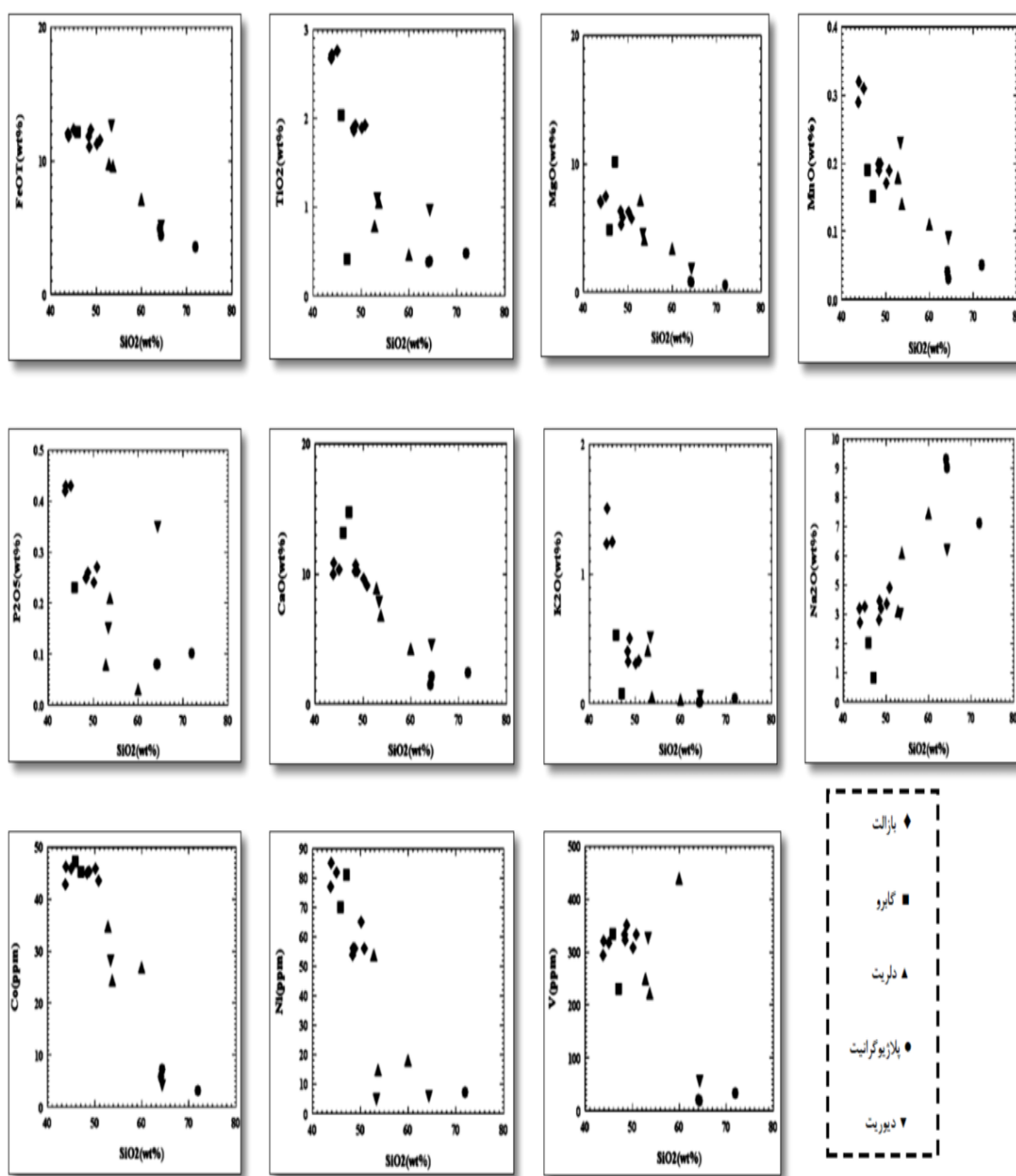
ژئوشیمی

نتایج حاصل از آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده‌اند. نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 نشان می‌دهد که روند کاهش MgO نسبت به SiO_2 می‌تواند به واسطه‌ی تبلور-جدایشی کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و کلینوپیروکسن باشد. کاهش CaO و P_2O_5 به ترتیب به دلیل شرکت این

عناصر در ساختار پلاژیوکلازها و تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت به سمت آلبیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور است، تغییرات P_2O_5 تابع تغییرات CaO نیز هست، زیرا عنصر فسفر در ماگما رابطه‌ی نزدیکی با عنصر کلسیم دارد. البته همبستگی منفی بین SiO_2 و MgO و CaO نیز می‌تواند شاخصی از جدایش تبلور عادی ماگما باشد. عناصری نظیر TiO_2 ، Fe_2O_3 و MnO با افزایش محتوای SiO_2

کنند [۲۱] در نتیجه روند کاهشی K_2O نسبت به SiO_2 احتمالاً به دلیل دگرسانی است. در میان عناصر کمیاب، عناصر سازگار مانند Ni و V نسبت به SiO_2 روندی کاهشی دارند، این عناصر در آغاز روند جدایشی، از ماگمای بازالتی جدا شده و وارد کانی‌هایی مانند الیوین، پیروکسن و مگنتیت می‌شوند [۲۲] (شکل ۳).

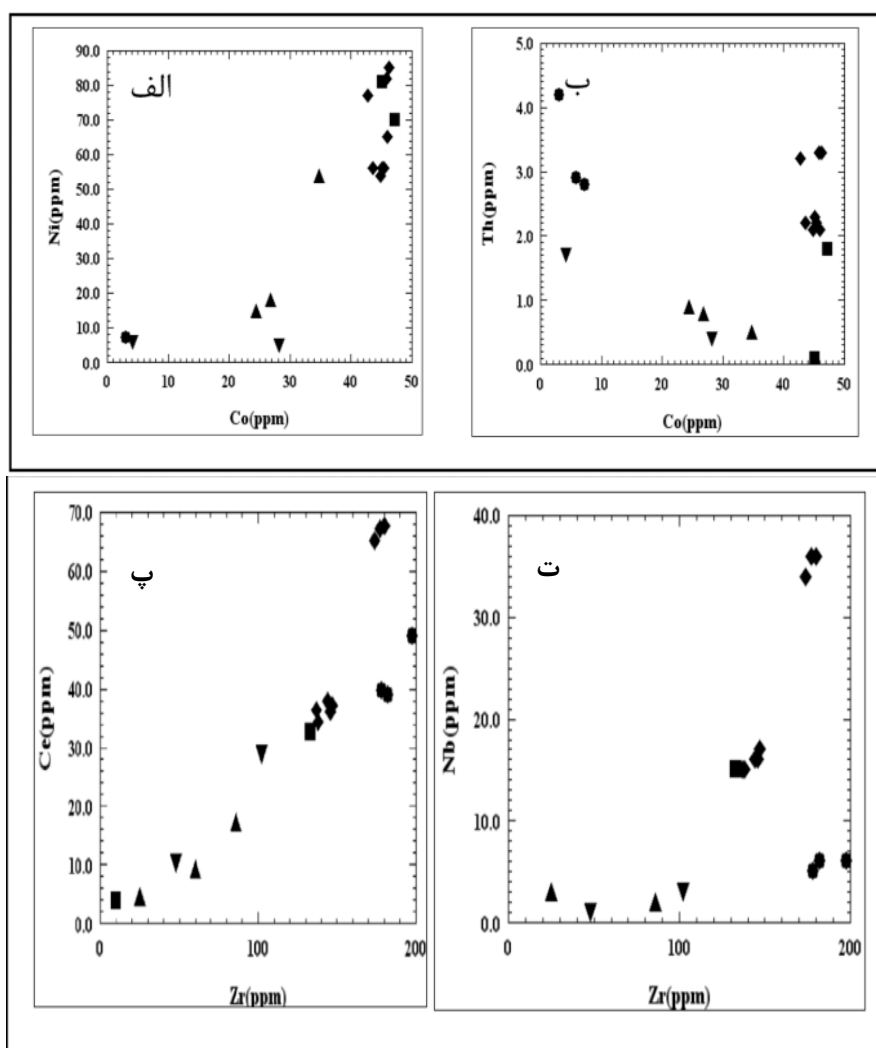
کاهش نشان می‌دهند، که نشان‌دهنده تبلور کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین از ماگماست. Na_2O و Al_2O_3 با افزایش محتوای SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهند، میزان Na_2O تحت تاثیر پدیده دگرگونی کف اقیانوس افزایش یافته است. K_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد، زیرا عناصر اصلی مثل MgO ، K_2O و FeO نیز در حین دگرگونی کف اقیانوس ممکن است به صورت متحرک عمل



شکل ۳ نمودارهای هارکر گذارهای بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک وابسته به آن‌ها در دنباله‌ی افیولیتی صحنه علائم بکار رفته در شکل، بازالت، گابرو، دلیت، دیوریت، پلاژیوگرانیت.

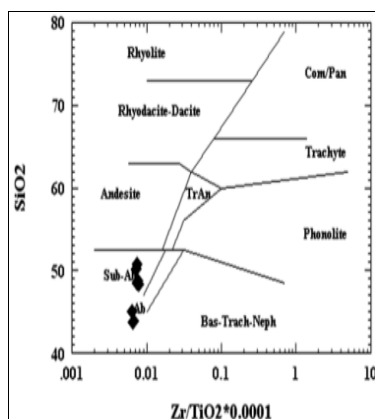
تبلورجدایشی است. همچنین نمودارهای عناصر سازگار-ناسازگار و ناسازگار-ناسازگار نیز نشانگر تبلورجدایشی هستند (شکل ۴). با توجه به اینکه در سنگ‌های آتشفشانی، امکان دگرسانی، تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی است، لذا با استفاده از عناصری که قابلیت تحرک کمتری دارند، می‌توان آن‌ها را نام‌گذاری کرد [۲۴]. برای رده-بندی و نام‌گذاری این سنگ‌ها از نمودار تغییرات Nb/Yb نسبت به $Zr/TiO_2 \times 10^{-4}$ استفاده شد [۲۵]. بر اساس نتایج به دست آمده از این نمودار (شکل ۵)، بازالت‌های مورد بررسی در گستره‌های بازالت‌قلیایی و بازالت شبه قلیایی قرار می‌گیرند. بر این اساس ترکیب سنگ‌شناسی گدازه‌ها عمدتاً بازالتی می‌باشد (شکل ۶).

با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلورجدایشی و ذوب‌بخشی هر دو ممکن است منجر به تشکیل پدیده‌های نهایی مشابهی در شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی شوند، برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر استفاده شد. به عقیده بسیاری از سنگ‌شناسان [۲۳] اگر در یک سری سنگی، نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدا مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودار عناصر ناسازگار-سازگار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در آن صورت می‌توان فرایند اصلی وابسته به تشکیل سنگ‌های سری مزبور را تبلور جدایشی دانست. در غیر این صورت ذوب‌بخشی فرایند اصلی در تشکیل سنگ است. نمودار Co نسبت به Ni که جزء عناصر سازگارند دارای روند مثبت است که نشان دهنده‌ی

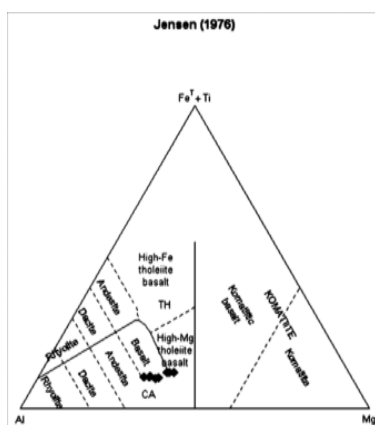


شکل ۴ نمودارهای تغییرات عناصر (الف) سازگار-سازگار (ب) سازگار-ناسازگار (پ) و (ت) ناسازگار-ناسازگار که تمامی آنها نشان‌دهنده‌ی فرایند جدایشی می‌باشند، علامت‌ها مانند شکل ۳.

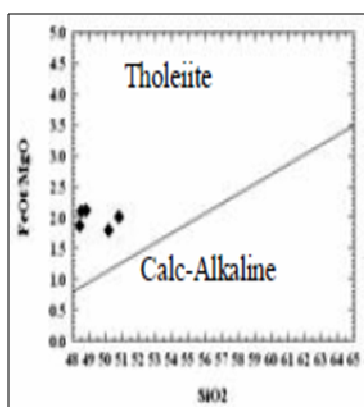
این نمودار نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها غنی از منیزیم هستند.



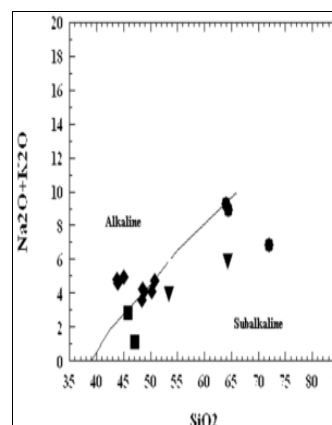
شکل ۷ نمودار تعیین سری‌های ماگمایی در افیولیت‌های صحنه-هرسین [۲۲] علائم بکار رفته در شکل، ♦ بازالت، ■ گابرو، ▲ دلریت، ▼ دیوریت، ● پلاژیوگرنایت.



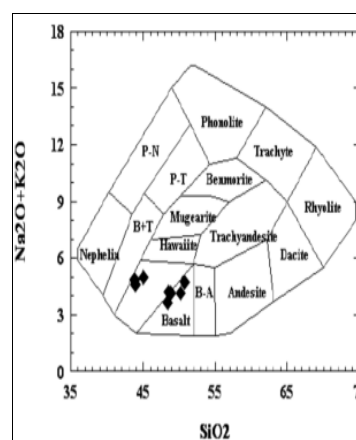
شکل ۸ نمودار تعیین‌کننده سری‌های ماگمایی بازالت‌های تولیتی از آهکی-قلیایی [۳۳].



شکل ۹ نمودار تعیین‌کننده سری‌های ماگمایی بازالت‌های تولیتی از آهکی-قلیایی.



شکل ۵ نمودار تمایزی نامگذاری سنگ بازالت [۲۲].



شکل ۶ رده‌بندی شیمیایی و نامگذاری سنگ‌های بازالتی افیولیت‌صحنه با استفاده از نمودار قلیایی‌های کل نسبت به سیلیس.

در نمودار مربوط به قلیایی‌ها نسبت به SiO_2 ، نمونه‌های گدازه-های بالشی افیولیت صحنه در گستره‌ی شبه‌قلیایی قرار گرفته‌اند. البته فرایندهای دگرگونی کف‌اقیانوس زمانی موجب افزایش قلیایی‌ها شده و در نتیجه باعث شده است تا برخی از نمونه‌ها در گستره‌ی قلیایی قرار گیرند (شکل ۷).

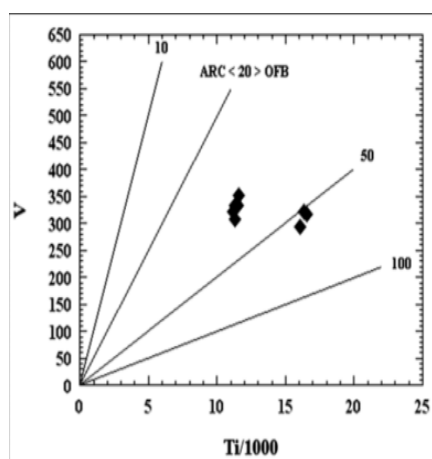
برای تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودار AFM استفاده شد [۲۶]. گابروها در گستره‌ی تولیتی ولی بازالت‌ها در مرز دو سری ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۸)، به این دلیل از نمودار نسبت‌های آهن نسبت به سیلیس استفاده کرده‌ایم که در این تصویر (شکل ۹) بازالت‌ها در گستره‌ی تولیتی قرار گرفته‌اند. چنانکه اشاره شد نتایج داده‌ها حاکی از شبه‌قلیایی بودن گدازه‌های مورد بررسی است، لذا برای تشخیص درجه‌ی قلیایی بودن و جدایش نوع سری تولیتی-منیزیم‌دار و آهن‌دار از نمودار [۲۷] (شکل ۱۰)، استفاده شد.

و سنگ‌های وابسته به آن در دنباله‌ی افیولیتی صحنه-هرسین مشخص شود.

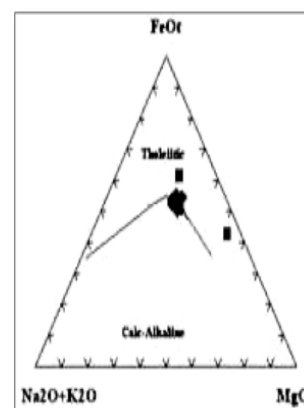
[۲۸] از Ti و V بعنوان عوامل جداکننده‌ی مؤثر بین بازالت‌های موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف استفاده کرد. بر این اساس گدازه‌های بالشی مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی بازالت‌های اقیانوسی (OFB) توزیع شده‌اند (شکل ۱۱). در نمودار $Ti-Zr$ از [۲۹] (شکل ۱۲)، نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های پشته‌ی میان‌اقیانوسی (MORB) تصویر شده‌اند.

تفسیر نمودارهای چندعنصری

در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایه‌ی نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت و گوشته‌ی اولیه بهنجار شده-اند [۳۰] (شکل ۱۳ الف و ب).



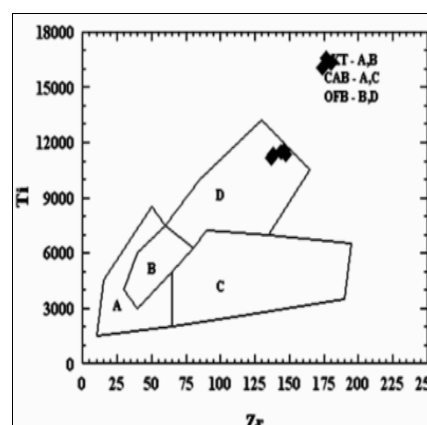
شکل ۱۲ نمودار تعیین محیط‌های زمین‌ساختی بازالت‌ها (پیرس و کان، ۱۹۷۳). علائم اختصاری استفاده‌شده در نمودار عبارتند از: MORB: بازالت‌های پشته‌ی میان‌اقیانوسی، IAT: تولیت‌های جزایرقوسی، CAB: بازالت‌های قوس‌های قاره‌ای.



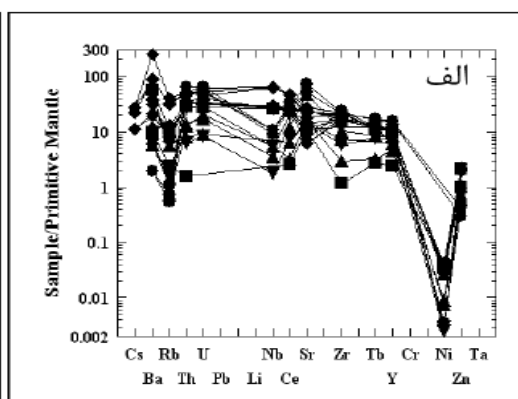
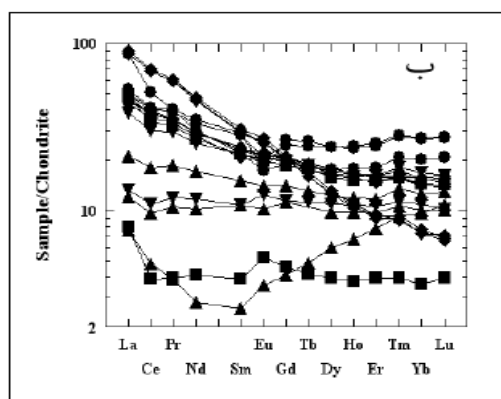
شکل ۱۰ نمودار کاتیونی برای بازالت‌ها [۲۷].

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما

در اینجا سعی شده است بر پایه‌ی فراوانی عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمین‌ساختی، خاستگاه‌ماگمایی گدازه‌های بالشی



شکل ۱۱ نمودار تعیین بازالت‌های جزایرقوسی از نوع اقیانوسی محیط زمین‌ساختی [۲۸].



شکل ۱۳ نمودار تغییرات عناصر خاکی کمیاب که الف) نسبت به کندریت، ب) نسبت به مورب بهنجار شده‌اند.

در این نمودارها عناصر Ba، Th و U غنی شدگی و عناصری مانند Nb، Ti، P، Zr و K تهی شدگی نشان می دهند. بیهنجاری منفی در Ti ممکن است بازتاب دهنده ی نقش اکسیدهای Ti-Fe در فرآیندهای ماگمایی باشد عناصرخاکی کمیاب در سنگ های مختلف روندهای یکسان نشان می دهند که این نشانه ی هم ریشه بودن سنگ های منطقه است. در بررسی این نمودارها غنی شدگی از عناصری مثل La و Pr (که جزء LREE ها هستند) مشاهده می شود و عناصری مانند Y، Lu و Dy که به HREE ها وابسته اند از خود تهی شدگی نشان می دهند. بیهنجاری منفی عناصر Ni، Co و V نشانه ی تمرکز و ورود این عناصر در کانی های البوین و پیروکسن در روند جدایش ماگمایی است. در نمودار بیهنجار شده با گوشته ی- اولیه، عنصر فسفر نیز بیهنجاری منفی از خود نشان می دهد، زیرا تغییرات P_2O_5 تابع تغییرات CaO است، همانطور که در نمودارهای هارکر مشاهده شد عنصر کلسیم دارای روندی کاهشی است.

بیهنجاری منفی Sr در برخی نمونه ها نشانگر عدم حضور یا کمبود کانی پلاژیوکلاز در این سنگ هاست زیرا این عنصر می تواند جایگزین Ca در شبکه ی پلاژیوکلازها شود البته این تهی شدگی از Sr گاهی به علت تحرک این عنصر ضمن دگرسانی و دگرگونی رخساره ی شیبست سبز است بیهنجاری- مثبت Sr در برخی نمونه ها نشانه ی ریشه گرفتن ماگمای تشکیل دهنده ی این سنگ ها از منابع گوشته ای است. سنگ های مورد بررسی به طور مشخصی غنی شدگی از عناصر LILE (مثلاً Ba و Th) و تهی شدگی از عناصر HFSE (مثلاً Nb) را نشان می دهند.

دو احتمال برای غنی شدگی LREE در نمونه های مورد بررسی می توان در نظر گرفت: یکی این که LREE ها تا حدی از HREE ناسازگارترند و ممکن است در اثر شکل گیری های- ماگمایی در سنگ های شکل گرفته ی منطقه متمرکز شده باشند [۳۱]. عامل دیگری که باعث غنی شدگی سنگ های یک ناحیه از LREE ها می شود این است که این سنگ ها در مناطق- فرورانش تشکیل شده باشند [۳۲]، در مورد سنگ های مورد بررسی احتمالاً دلیل اول باعث این فرآیندها شده است. فقر شدید در K، P و Ti و تهی شدگی از HFSE ها و غنی

شدگی از LILE ها غیر از K احتمالاً به دلیل دگرسانی است. آرایش در ماگما بنا به دلایل زیر رخ داده است:

۱. نسبت Nb/Ta در بازالت های منطقه بین ۱۶/۱۹ تا ۱۸/۸۸ است، مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگماهای مشتق شده از گوشته ای آلوده است [۳۳].

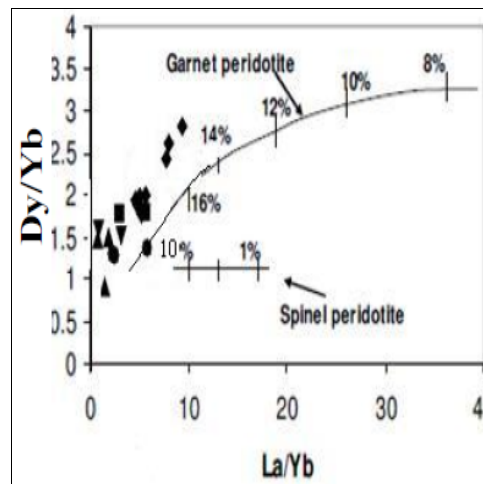
۲. بیهنجاری مثبت Ba، Th، La، Cs و U در الگوی عناصر- کمیاب نادرخاکی و بیهنجاری منفی Nb و Ta می تواند در ارتباط با نسبت های متفاوت آرایش ماگما با پوسته باشد. توریم یک عنصر HFSE است و انتظار می رود که مانند عناصر کم تحرک عمل کند، ولی در محیط های کمانی مانند عناصر متحرک رفتار می کند این عنصر از موادرسوبی صفحه ی فرورونده حاصل می شود [۳۴].

با توجه به اینکه نسبت عناصر ناسازگار در طول تبلور جدایشی بدون تغییر می مانند می توان از نمودارهای نسبت- نسبت این عناصر در تعیین جنس خاستگاه و میزان درجه ی ذوب استفاده کرد.

غنی شدگی از La احتمالاً وجود فاز گارنت در خاستگاه را تعیین می کند این امر در نسبت های La/Yb و Dy/Yb نشان می دهد که ماگمای مادر آن ها احتمالاً در درجه های ذوب بخشی بالا (حدود ۱۶٪) از یک خاستگاه گوشته ای ریشه گرفته است [۳۵] (شکل ۱۴) بنابراین می توان درجات ذوب بخشی بالای ۱۶ درصدی یک خاستگاه غنی شده ی گارنت پریدوتیتی را برای ماگمای تشکیل دهنده ی سنگ های منطقه در نظر گرفت.

مورب ها با توجه به دلایل زیر از نوع PMORB یا EMORB تشخیص داده شدند: الف- در سنگ نگاری EMORB ها وجود کانی پیروکسن الزامی است حال آن که در NMORB ها این کانی وجود ندارد ب- PMORB ها دارای مقدار La/Sm بیشتر از یک هستند، و این مقدار در بازالت های منطقه ی (۳۰۹-۴۰۸) است ج- نسبت Zr/Nb در EMORB- ها در حدود ۱۰ و در NMORB ها در حدود ۳۰ است که این نسبت در گدازه های مورد بررسی منطقه $۹/۲ = ۱۳۸/۱۵$ یعنی حدود ۱۰ است.

براساس نمودارهای عنکبوتی در بیشتر نمونه ها غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک LREE و تهی شدگی از HREE مشاهده می شود که این به ترکیبات PMORB یا EMORB شباهت دارد.



شکل ۱۴ نمودار تعیین درجه‌ی ذوب‌بخشی محل خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

برداشت

بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه یک ماگمای شبه قلیایی-تولیتی غنی از منیزیم و فقیر از پتاسیم بوده است. مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگماهای مشتق شده از گوشته‌ای آلوده است. سنگ‌های مورد بررسی در این منطقه از یک گدازه‌ی اولیه با غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HFSE تشکیل شده‌اند که این به ترکیبات PMORB یا EMOR شباهت دارد. این داده‌ها همچنین نشان می‌دهند که مهمترین عامل در تشکیل این سنگ‌ها تبلورجدایشی است و خاستگاه سنگ‌های منطقه یک گوشته‌ی غنی‌شده‌ی گارنت‌پریدوتیتی است که درجات ذوب‌بخشی بالای ۱۶ درصدی را تحمل کرده است.

مراجع

The Geology of Continental Margins, Springer New York (1974) 873-887.

[4] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East", *Nature* 235 (1972) 147-150.

[5] Alavi M., "Tectonic Map of the Middle East", Geological Survey of Iran (1991).

[6] Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G., "The ophiolite of Northern Oman", Geological Society of London Memoir 11 (1986) 178.

[۷] آقابات‌ی س.ع., "زمین‌شناسی ایران", انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳), ۵۸۶ صفحه.

[8] Golonka J., "Plate tectonic map of the phanerozoic", Special publication (SEPM), No 72. (2000) 21-75.

[9] Ricou L.E., "Le metamorphisme au contact des peridotites de Neyriz (Zagros Interne, Iran)": developement de skarns a pyroxene. Bulletin of the Society of Geology 13 (Fr. Seriec , 1971) a, 146-155.

[10] Ghazi A.M., Hassanipak A, A, "Geochemistry of subalkalin and alkaline extrusives from the Kermanshah Ophiolite, Zagros Suture Zone", Western Iran: Implications Tethyan plate tectonics *J. Asian Earth Sci* 17 (1999) 319-332.

[11] Allahyari K., Sacchan 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", *J. Ophioliti*, 35 (2010) 71-90.

[1] Hassanipak A. A., Ghazi A.M., Wampler J. M., "REE characteristics and K/Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 33 (1996) 1534-1542.

[2] Arvin M., Robinson P.T., "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, southwest of Kerman Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (1994) 824-834.

[3] Stocklin J., "Possible ancient continental margin in Iran. In: Burke C.A., Drake C.L. (Eds.)

- [24] Mason B., Moore C.B., "Principles of geochemistry", 4 Edition, John Wiley and Sons (1982) 344.
- [25] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe", R.S., ed., Andesites: Chichester, Wiley (1982) 525-548.
- [26] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
- [27] Jensen L. S., "A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks", Ontario Division of Mines Mp 66 (1976) 22.
- [28] Shervais J. W., "Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolite lavas", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 101-118.
- [29] Pearce J. A. Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses", Earth Planet Sciences Letters 19 (1973) 290-300.
- [30] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", in: Saunders A.D., Norry M.J., "Magmatic in ocean basins", Geological Society Special Publication London 42 (1989) 313-345.
- [31] Krauskopf K.P., Bird D.K., "Introduction to geochemistry", Mc Graw Hill, (1976) 788.
- [32] Winter J.D., "An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall. (2011) 697.
- [33] Irvine T. N., Baragar W. R. A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971), 523-548.
- [34] Gorton M.P., Schandle E.S., "From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks", The Canadian Mineralogist 38 (2000) 1065-1073.
- [35] Kuepouo G., "Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano plutonic Complex", Cameroon Line, Journal of African Earth Sciences 45 (2006) 318-332.
- [12] Dilek Y., Newcomb S., "Ophiolite concept and the evolution of geological thought". Geological Society of America, Special paper (2003) 373-504.
- [13] Arajs S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine, 56, (1992).173-184.
- [14] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., and Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology, 77 (1989) 165-182
- [15] Penrose Conference (participants), "Penrose Field Conference on Ophiolites", Geotimes 1 (1972) 24-25.
- [16] Coleman R.G., "Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere", Springer-Verlag, New York (1977) 229
- [17] Braud J., "Les formation au Zagros dans la region de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux", Compt. Rend 271 (1970) 244-1291.
- [۱۸] مرادیپور ن، "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت صحنه"، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۴)، ۱۴۸ صفحه.
- [۱۹] امینی ص، "پتروژنز آذرین رهیافتی به تکتونیک جهانی"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۰)، ۲۹۴ صفحه.
- [۲۰] درویش زاده ع، "زمین شناسی پوسته اقیانوسی (پترولوژی و دینامیک درونی)"، انتشارات دانشگاه تهران (تالیف رنه موری و تیری ژوتو) (۱۳۸۱)، ۵۶۹ صفحه.
- [۲۱] کریم زاده ثمرین ع، "کاربرد داده های ژئوشیمیایی (تالیف رولینسون)"، انتشارات دانشگاه تبریز (۱۳۸۱)، ۴۵۹ صفحه.
- [22] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977), 235-343.
- [23] Rogers j.j.W., Suayah I.B., Edwards J.M., "Trace elements in continental margin magmatism", Part IV. Geol. Sec. Am. Bull 95 (1984) 1437-1445.