

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

سیده اعظم موسوی^{*}، فرهاد آلیانی، محمد معانی‌جو، علی‌اصغر سپاهی‌گرو

گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعالی سینا همدان

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

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در مجموعه‌ی افیولیتی صحنه- هرسین مشتمل از سه واحد سنگی گابرو، بازالت، دایک‌های دیبارزی، دیوریت و پلاژیوگرانیت است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماغماهای سازنده، یک ماغمای 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) تهی شدگی نشان می‌دهند. نسبت Nb/Ta در بازالت‌های منطقه بین ۱۶/۱۹ تا ۱۸/۸۸ است، این مقادیر به شاخص ماغمایی مشتق شده از گوشت‌های آلوه است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از رابطه‌ی ژنتیکی سنگ‌های این مجموعه، حاصل یک ماغمای مشترک، تاثیر آلایش‌ماغمایی و نقش فرآیند جدایش ماغمایی در شکل‌گیری این سنگ‌ها و از ذوب بالای ۱۶٪ یک خاستگاه گارنت‌پریدوتیتی است. از دیدگاه پتروزنیتیکی نمونه‌های گدازه‌های بالشی در گستره‌ی MORB قرار می‌گیرند براساس نمودارهای عنکبوتی، این مجموعه حاصل یک ماغمای تولثیتی کف‌اقیانوسی نوع (EMORB) است.

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

افیولیت‌های کمربند زاگرس در راستای جنوب‌باخته‌ی 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 نئوتیتیس که بین صفحه‌های ایران - عربی قرار داشته شکل گرفته است.

گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت‌ها نشانه‌ای از برونزیزی کدازه‌ها در محیط آبی هستند، و اطلاعات ارزشمندی در مورد

مقدمه
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) شمال‌غربی ایران، افیولیت‌های شمال رشته‌کوه البرز، افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین در موزه‌ای 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، نامبر: ۰۸۱۱ (۸۲۵۳۴۶۷)، پست الکترونیکی: petro_mousavi@yahoo.com

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 لیتیم-متابورات و به روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای Minpet و GCDKit انجام گرفت.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

افیولیت صحنه یکی از برونزدهای افیولیت‌های کرمانشاه است این مجموعه افیولیتی به سبب گسترش آن در ناحیه‌ی صحنه و هرسین به «افیولیت‌های صحنه - هرسین» معروف است [۱۷]. منطقه‌ی صحنه با مختصات $۳۴^{\circ}۱۵' \text{ تا } ۳۴^{\circ}۴۵'$ عرض جغرافیایی شمالی و $۵۰^{\circ}۳۰' \text{ تا } ۴۷^{\circ}۰'$ طول جغرافیایی شرقی (شکل ۱) در زون زاگرس چین خورده و در مسیر جاده‌ی اصلی کرمانشاه به همدان قرار گرفته است [۱۸].

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

- ۱- سنگ‌های الترامافیک با بافت تکتونیت شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت که به وسیله‌ی دایک‌های رودنژیتی و تالکی که سنگ اولیه آنها گابرو (دلریت، دیباز) و پیروکسنیت‌اند، قطع شده‌اند.
- ۲- سنگ‌های الترامافیک با بافت کومولا شامل هارزبورژیت و دونیت،
- ۳- سنگ‌های مافیکی شامل گابروهای پگماتوییدی، 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 دیبازی 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 گشور حوالی تمرک شهرستان هرسین، مورد بررسی قرار گرفت.

خاستگاه گدازه‌ی اولیه، در صد گداخت‌بخشی، محیط زمین- ساختی و فرآیندهای بسا آتش‌نشانی در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهند [۱۲]. از آنجاکه ترکیب این سنگ‌ها و کانی- شناسی آن‌ها در اثر پدیده‌های پسا مانند دگرگونی کفاقيانوسی و اسپيليتی‌شدن، 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 [۱۴، ۱۳]. گدازه‌های بالشی بخشی از سازند و مؤلفه‌ی مهم در بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی هستند که افق خاصی را در دنباله‌ی پوسته‌ای، مستقیماً زیر بخش‌رسوبی و روی دایک‌های دیبازی اشغال می‌کنند [۱۶، ۱۵]. 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، حدفاصل 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

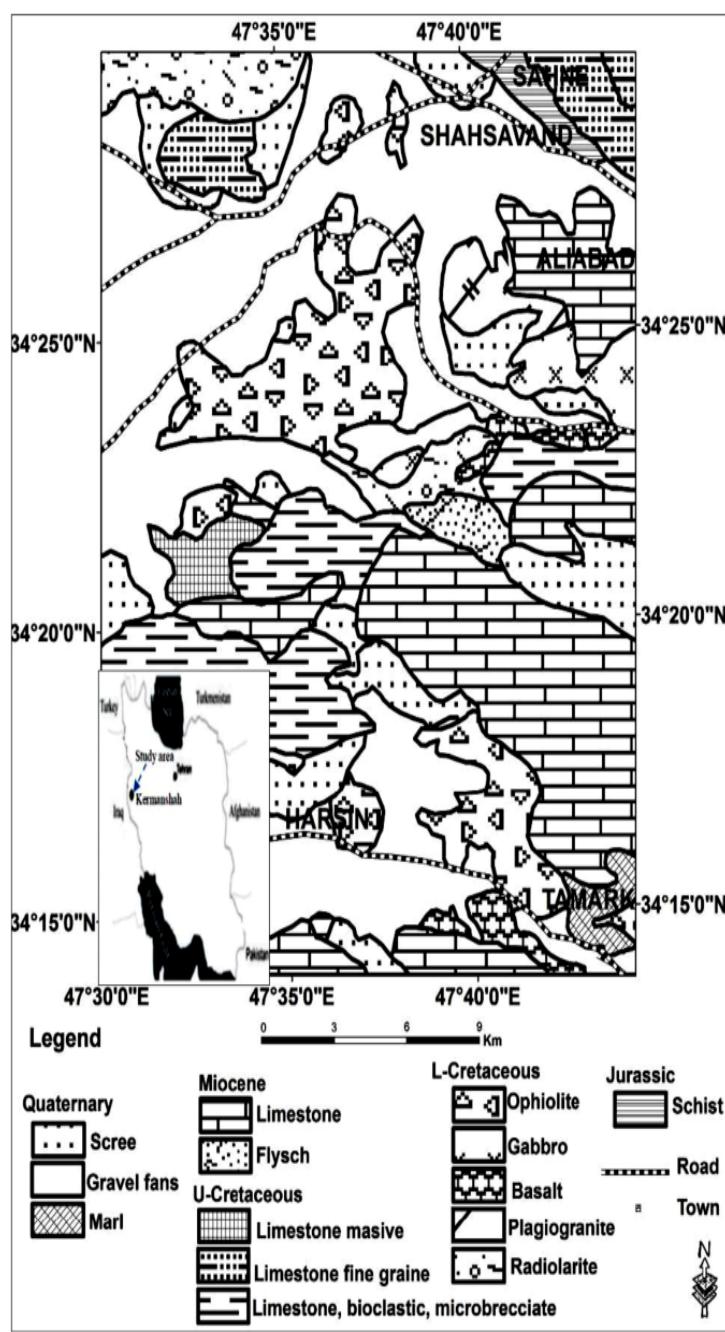
به منظور بررسی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حد بواسطه و فلسفیک در منطقه‌ی مورد بررسی صحنه-هرسین، رخمنون-های مهم این واحدهای سنگی مورد بررسی صحرایی قرار گرفتند و سپس نمونه‌برداری از رخمنون‌های مناسب انجام شد. بر این اساس، ۶۶ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌شناختی انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شدند. سپس بررسی‌های سنگ-نگاری سنگ‌ها با تأکید 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

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و نادرخاکی (بر حسب ppm)، به روش ICP-MS

Sample Oxides (wt%)	Gabbro			Dolerite		Diorite			Plagiogranite		
	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	45.9	47.1	52.8	53.7	60.0	64.3	53.4	72.0	64.4	64.1	
TiO ₂	2.03	0.41	0.79	1.05	0.46	0.97	1.10	0.47	0.39	0.38	
Al ₂ O ₃	12.9	15.5	15.6	15.5	14.5	13.1	15.7	13.5	17.4	17.5	
Fe ² O ₃	12.3	8.43	9.91	9.76	7.23	5.19	12.8	3.59	4.45	4.98	
MnO	0.19	0.15	0.18	0.14	0.11	0.09	0.23	0.05	0.03	0.04	
MgO	4.79	1.01	7.17	4.09	3.40	1.79	4.56	0.55	0.71	0.79	
CaO	13.1	14.7	8.90	6.82	4.24	4.53	7.83	2.41	2.06	1.45	
Na ₂ O	2.3	1.0	2.5	5.7	7.2	5.1	2.4	6.8	8.9	9.2	
K ₂ O	0.53	0.08	0.42	0.06	0.04	0.07	0.52	0.05	0.02	0.02	
P ₂ O ₅	0.23	<0.1	0.08	0.21	0.03	0.35	0.15	0.10	0.08	0.08	
LOI	4.00	0.98	2.05	2.51	1.40	1.20	1.06	0.55	0.93	0.99	
Total	98.06	98.48	101.42	99.04	98.61	97.4	100.75	100.1	99.37	99.03	
Ba(ppm)	290	50	240	30	<10	30	160	30	10	10	
Sr	220	190	270	850	280	200	260	130	1280	910	
Zn	10.8	49	54	26	21	28	10.1	22	15	21	
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Ce	32.7	3.7	9.2	17.3	4.6	28.8	10.4	48.9	39.0	39.7	
CO	47.2	45.1	34.8	24.4	26.8	4.1	28.2	3.0	7.2	5.8	
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Cu	156	94	87	28	13	19	32	12	31	23	
Dy	6.1	1.49	3.70	4.63	2.27	6.32	4.18	6.69	9.12	9.17	
Er	37.3	0.91	2.40	2.90	1.94	4.00	2.66	6.52	6.01	6.29	
Eu	1.74	0.45	0.89	1.23	0.31	1.75	1.08	1.51	1.81	1.53	
Ga	17	12	15	16	15	14	18	15	16	19	
Gd	5.69	1.41	2.43	4.30	1.26	6.08	3.49	5.86	7.57	8.13	
Hf	4	<1	2	2	<1	3	2	6	5	5	
HO	1.79	0.32	0.83	1.01	0.57	1.36	0.92	1.52	2.01	2.06	
La	17.8	2.9	4.4	7.7	2.8	14.1	4.9	31.7	18.4	19.5	
Lu	0.54	0.15	0.38	0.49	0.41	0.82	0.39	0.79	1.03	1.05	
MO	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Nb	15	<1	<1	2	3	3	1	6	6	5	
Nd	19.1	2.9	7.2	12.2	2.0	18.0	8.3	21.2	22.6	24.7	
Ni	70	81	54	15	18	6	5	7	<5	<5	
Pr	4.38	0.54	1.43	2.54	0.53	4.07	1.62	5.48	5.32	5.53	
Rb	6.1	1.3	2.1	0.8	0.4	0.9	2.5	0.6	0.4	0.3	
Sm	5.0	0.9	2.5	3.5	0.6	5.0	2.5	5.1	6.5	6.7	
Sn	1	<1	<1	<1	<1	1	<1	2	<1	<1	
Ta	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Tb	1.04	0.24	0.59	0.76	0.28	1.08	0.85	1.06	1.41	1.51	
Th	1.8	0.1	0.5	0.9	0.8	1.7	0.7	4.2	2.8	2.9	
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Tm	0.56	0.14	0.38	0.48	0.33	0.84	0.40	0.74	0.99	1.01	
U	0.50	<0.05	0.16	0.31	0.36	0.51	0.15	1.16	0.94	1.02	
V	23.4	22.9	25.0	22.2	23.9	58	22.7	32	18	20	
W	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1	
Y	32.7	1.2	21.3	26.8	15.6	36.4	23.5	40.5	52.1	53.5	
Yb	3.6	0.9	2.5	2.1	2.4	4.2	2.7	5.0	6.6	8.7	
Zr	13.3	9.8	6.01	18.08	25.0	10.2	47.9	19.8	18.2	17.8	

ادامه جدول ۱

	Basalt							
Oxides (wt%)	A.M.1	A.M.6	A.M.110	A.M.112	A.M.113	Lava 01	Lava 03	Lava 05
SiO ₂	50.2	48.4	48.5	50.8	48.8	43.8	45.0	43.9
TiO ₂	1.89	1.89	1.86	1.92	1.93	2.68	2.76	2.72
Al ₂ O ₃	12.7	13.3	13.0	13.1	13.2	12.5	12.4	12.7
Fe ₂ O ₃	11.4	12.0	11.2	11.7	12.5	12.2	12.5	12.0
MnO	0.17	0.20	0.19	0.19	0.20	0.29	0.31	0.32
MgO	6.27	6.32	5.24	5.71	5.84	7.08	7.47	6.97
CaO	9.64	10.2	10.7	9.12	10.2	9.95	10.3	10.8
Na ₂ O	3.8	3.2	3.9	4.4	3.6	3.6	3.7	3.1
K ₂ O	0.32	0.41	0.33	0.34	0.51	1.24	1.25	1.01
P ₂ O ₅	0.24	0.25	0.25	0.27	0.26	0.42	0.43	0.43
LOI	3.85	2.25	3.08	2.85	3.10	5.19	5.38	5.44
Total	100.3	99.42	98.23	97.56	100.14	98.96	101.01	100
Ba(ppm)	100	110	100	160	60	460	440	1300
Sr	43.0	42.0	11.0	25.0	11.0	40.0	32.0	49.0
Zn	1.05	9.9	9.9	1.05	1.09	1.03	1.04	1.08
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	34.5	37.1	36.3	37.8	36.2	65.1	67.3	67.7
CO	45.9	44.9	45	43.6	45.4	42.8	45.8	46.2
Cs	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.5	0.5
Cu	14.5	15.2	13.5	17.4	15.5	13.0	16.2	13.9
Dy	6.20	6.53	6.23	6.47	6.82	4.77	4.85	5.00
Er	2.87	2.98	3.70	3.90	4.02	2.38	2.30	2.34
Eu	1.70	1.93	1.81	1.83	1.85	2.20	2.22	2.35
Ga	1.5	1.8	1.9	1.7	2.0	1.8	1.8	1.8
Gd	5.79	6.44	6.10	6.49	6.32	6.19	6.29	6.46
Hf	4	4	4	4	4	4	5	5
HO	1.31	1.39	1.30	1.39	1.42	0.88	0.94	0.91
La	16.0	16.7	17.4	18.2	16.8	31.8	33.2	33.4
Lu	0.53	0.59	0.53	0.55	0.61	0.25	0.26	0.27
MO	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	1.5	1.7	1.5	1.6	1.6	2.4	3.6	3.6
Nd	19.9	20.8	21.0	20.7	21.1	32.5	32.9	33.8
Ni	6.5	5.4	5.6	5.6	5.6	7.7	8.2	8.5
Pr	4.06	4.80	4.78	4.87	4.81	8.15	8.35	8.35
Rb	4.9	7.3	4.3	3.7	7.0	17.4	18.1	21.7
Sm	4.8	5.4	5.3	5.5	5.4	8.7	8.8	7.1
Sn	1	1	<1	1	1	1	1	2
Ta	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	2.1	2.2	2.2
Tb	1.00	1.07	1.02	1.10	1.11	0.93	0.92	0.99
Th	2.1	2.1	2.3	2.2	2.2	3.2	3.3	3.3
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.56	0.58	0.55	0.59	0.61	0.31	0.33	0.32
U	0.61	0.55	0.72	0.56	0.60	0.83	0.94	1.10
V	20.8	23.4	22.2	23.4	25.2	29.4	31.8	22.1
W	2	3	1	<1	<1	1	1	1
Y	33.2	35.8	34.2	35.8	35.8	22.3	22.8	22.9
Yb	3.5	3.8	3.5	3.9	3.9	1.8	1.9	1.8
Zr	13.8	14.7	13.7	14.4	14.6	17.4	17.7	18.0



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

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

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.

سنگ‌ها شامل پلازیوکلاز، 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 زئولیت تا شیست 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 سرنشی‌های پدیده‌ی رودنگیتی شدن 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 ضربه‌رنگینی 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 سبزتیره تا سبزخاکستری در نمونه‌های دستی تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی سنگ‌های دیوریتی پلازیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز است، اسفن، پیروکسن، آپاتیت و زیرکن کانی‌فرعی، سریسیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های ثانویه را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند پلازیوکلاز در برخی مقاطع بر اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده است.

پلازیوگرانیت: پلازیوگرانیت‌ها گستره‌ی بسیار اندکی را در منطقه‌ی صحنه به خود اختصاص داده‌اند این دنباله‌ی لیتوولوژیکی دارای دورنمایی شبیه به پیلولاواها در دنباله‌ی افیولیتی است لذا در نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰ ورقه‌هرسین به عنوان پیلولاوا معرفی شده است. از نظر سنگ‌نگاری پلازیوگرانیت‌ها در نمونه‌ی دستی میان دانه‌ای به رنگ سفید تا خاکستری دیده می‌شوند در مقاطع میکروسکوپی دارای کانی کوارتز، پلازیوکلاز همراه با کانی‌های کدر در نمونه دیده می‌شود.

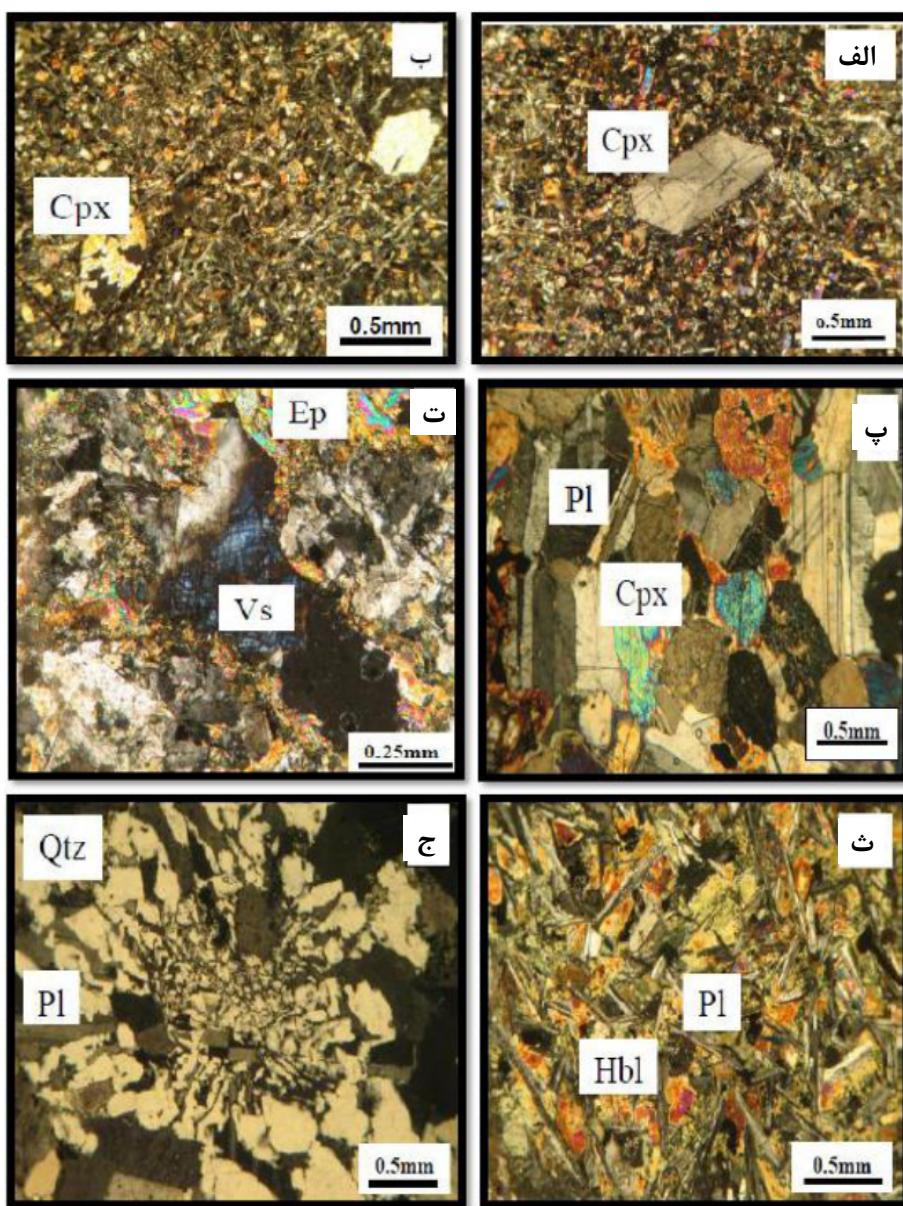
بافت‌اصلی در این سنگ‌ها به صورت دانه‌ای است. از بافت‌های فرعی می‌توان به همرشدی کوارتز و پلازیوکلاز (گرانوفیر) اشاره کرد (شکل ۲ ج)، وجود چنین بافتی در سنگ می‌تواند بیانگر رشد آرام و تقریباً تعادلی در سنگ باشد [۱۸].

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

پلازیوکلازها بر اثر دگرسانی به اپیدوت تبدیل شده‌اند و پیروکسن‌ها تحت تأثیر پدیده اورالیتی شدن و دگرگونی گرمابی کف‌اقیانوس به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند. مقدار پلازیوکلازها در حاشیه‌ی گدازه‌های بالشی بیشتر، ریزتر و دگرسان یافته‌ترند و به سمت مرکز پلازیوکلازها درشت‌تر و دگرسانی کمتری دارند [۲۰]. در مقاطع میکروسکوپی گدازه‌های بالشی حفره‌های آمیگدال پرشده از کربنات و کانی‌های کدر در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلازیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر دیده می‌شوند این حفره‌ها اصولاً در سنگ‌های حاصل از یک مagma‌ی بازالتی حاوی مقدار زیادی آب و موادفار به وجود می‌آیند. کربنات (از نوع کلسیت) پرکننده‌ی این حفره‌ها دارای ماکل پلی‌سنتیک 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 سبزتیره مشاهده شدند. در بررسی‌های میکروسکوپی آن‌ها، پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت بلورهای تقریباً درشت به عنوان کانی‌اصلی، 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 پلازیوکلازها عموماً سوسوریتی 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 ضربه 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 صgne- هرسین. (الف) کلینوپیروکسن با ماکل ساعتشنی در بازالت، (ب) خورده‌ی خلیجی در کانی کلینوپیروکسن موجود در بازالت، (پ) تصویر میکروسکوپی از گابرو با کانی‌های Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلازیوکلاز، (ت) مقطع نازک از گابرو با کانی‌های Vs: وزوویانیت، Ep: اپیدوت، (ث) مقطع نازک از دیوریت با کانی‌های Hbl: هورنبلنده، Pl: پلازیوکلاز، (ج) بافت- گرانوفیری همرشدی کوارتز با پلازیوکلاز در پلازیوگرانیت، Qtz: کوارتز، Pl: پلازیوکلاز.

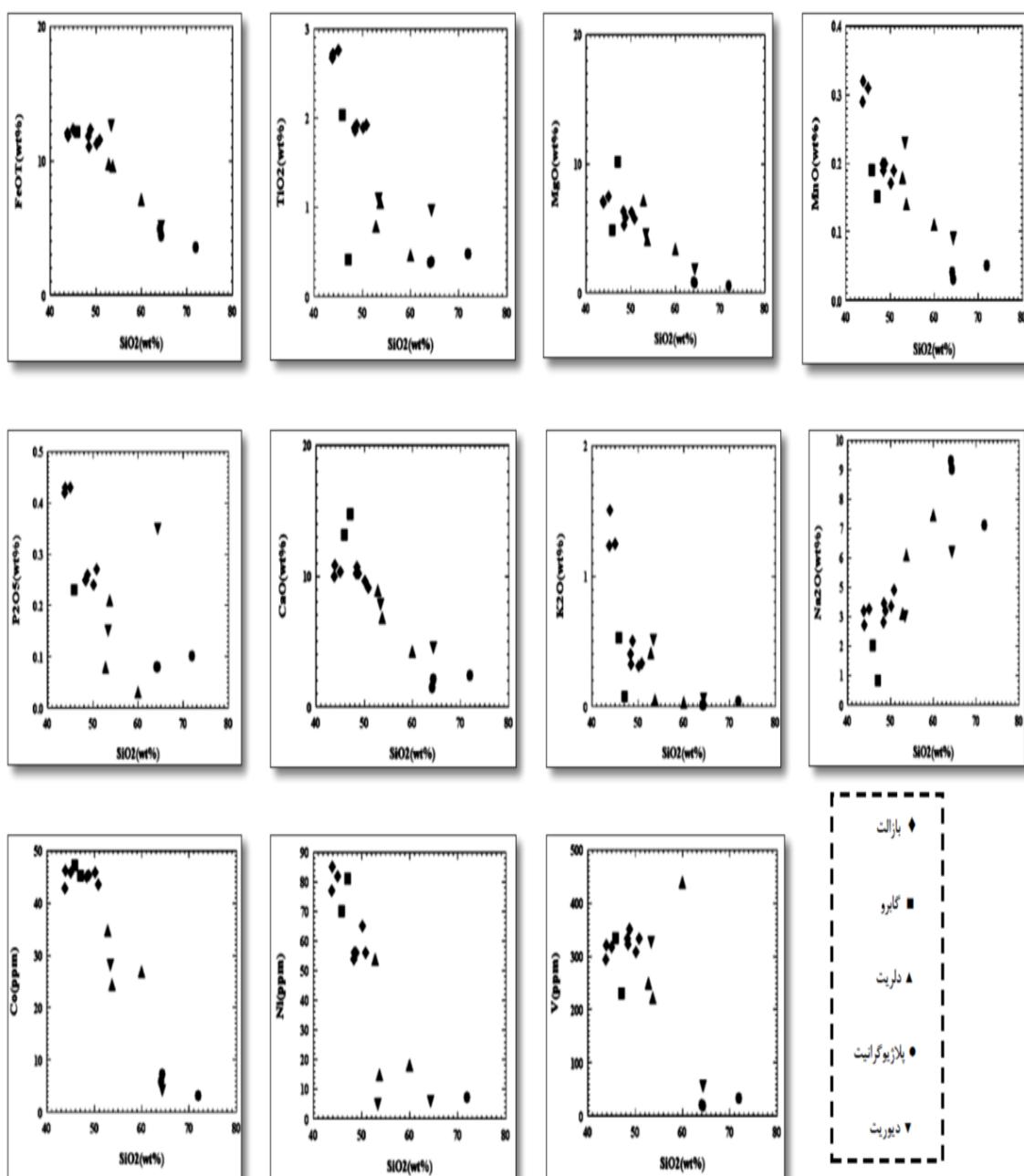
عناصر در ساختار پلازیوکلازها و تغییر ترکیب پلازیوکلازها از آنورتیت به سمت آلبیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور است، تغییرات P_2O_5 تابع تغییرات CaO نیز هست، زیرا عنصر فسفر در ماغما رابطه‌ی نزدیکی با عنصر کلسیم دارد. البته همبستگی منفی بین SiO_2 ، MgO، SiO_2 و CaO نیز می‌تواند شاخصی از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

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 فرومیزین مانند الیوین و کلینوپیروکسن باشد. کاهش CaO و P_2O_5 به ترتیب به دلیل شرکت این

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 جداشی، از ماغماهای بازالی جدا شده و وارد کانیهای مانند الیوین، پیروکسن و مگنتیت می‌شوند [۲۲] (شکل ۳).

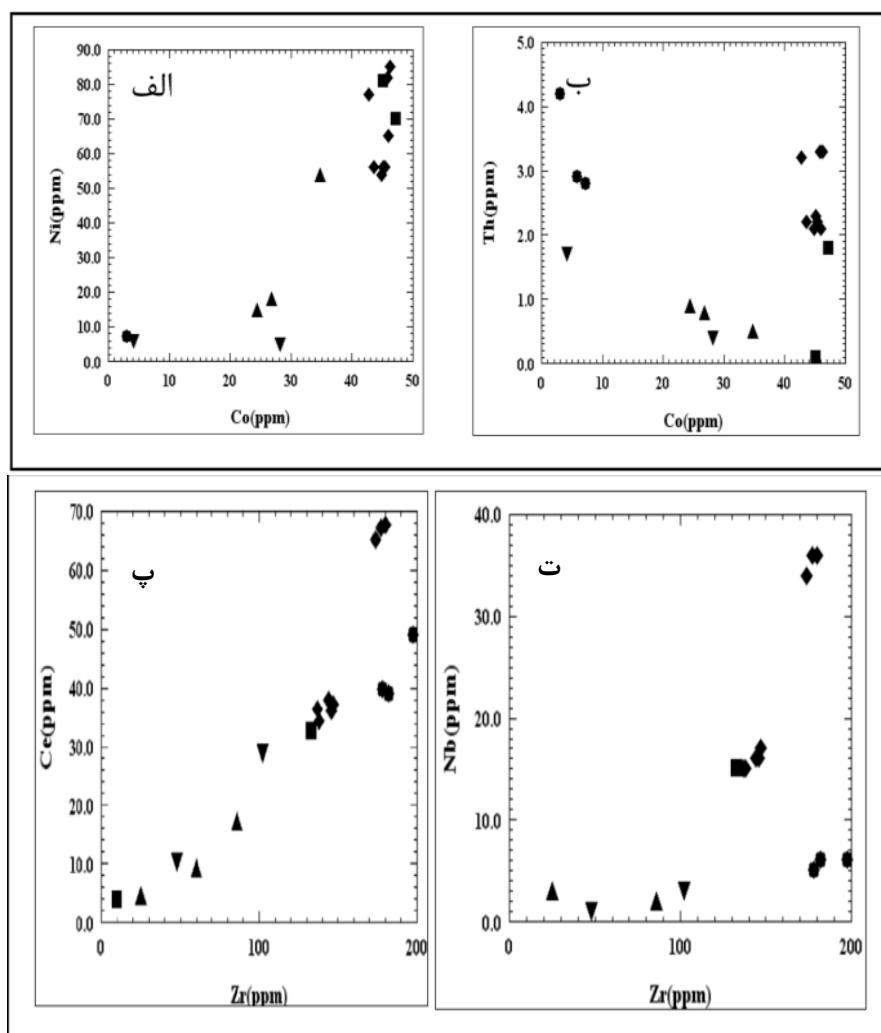
کاهش نشان می‌دهند، که نشان‌دهنده‌ی تبلور کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین از مagmaست. Na_2O و Al_2O_3 با افزایش محتوای SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهند، میزان Na_2O تحت تاثیر پدیده‌ی دگرگونی کفاقیانوس افزایش یافته است. K_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد، زیرا عناصر اصلی مثل O ,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



شکل ۳ نمودارهای هارکر گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلزیک وابسته به آن‌ها در دنباله‌ی افیولیتی صحنه علائم بکار رفته در شکل، ♦ باالت، ■ گابرو، ▲ دلریت، ▽ دیوریت، ● پلاژیوگرانیت.

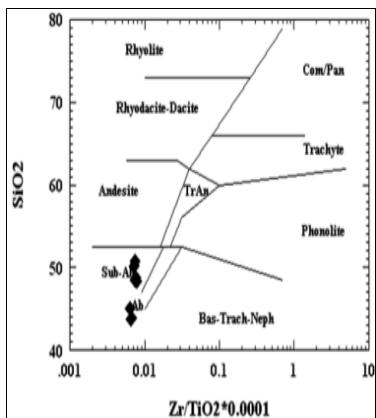
تبلور جدایشی است. همچنین نمودارهای عناصر سازگار-ناسازگار و ناسازگار-ناسازگار نیز نشانگر تبلور جدایشی هستند (شکل ۴). با توجه به اینکه در سنگ‌های آتش‌فشاری، امکان دگرسانی، تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی است، لذا با استفاده از عناصری که قابلیت تحرک کمتری دارند، می‌توان آن‌ها را نام‌گذاری کرد [۲۴]. برای رده-Nb/Yb نسبت به $10^{-4} \times \text{Zr/TiO}_2$ 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 عمدها بازالتی می‌باشد (شکل ۶).

با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور جدایشی 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 عناصر سازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگزند 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 مذبور را تبلور جدایشی دانست. در غیر این صورت ذوب‌بخشی فرآیند اصلی در تشکیل سنگ است. نمودار Co/Ni نسبت به Ni که جزء عناصر سازگارند دارای روند مثبت است که نشان دهندهی

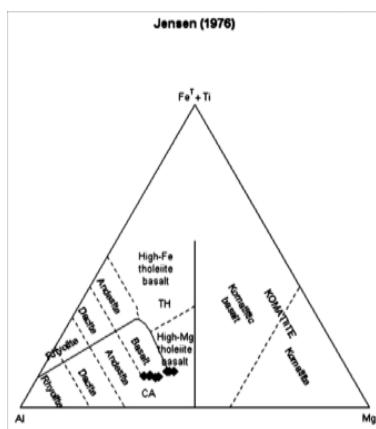


شکل ۴ نمودارهای تغییرات عناصر (الف) سازگار-ناسازگار، (ب) سازگار-ناسازگار، (پ) و (ت) ناسازگار-ناسازگار که همهی آنها نشان‌دهندهی فرایند جدایشند می‌باشند، علامت‌ها مانند شکل ۳.

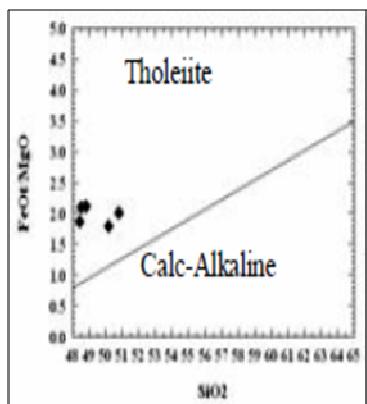
این نمودار نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها غنی از منیزیم هستند.



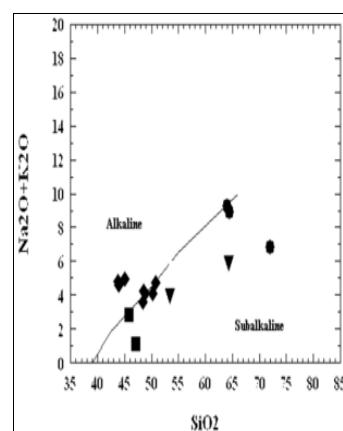
شکل ۷ نمودار تعیین سری‌های ماقمایی در افیولیت‌های صحنه‌هرسین [۲۲] علائم بکار رفته در شکل، ◆ بازالت، ■ گابرو، ▲ دلریت، ▼ دیوریت، ● پلاژیوگرانیت.



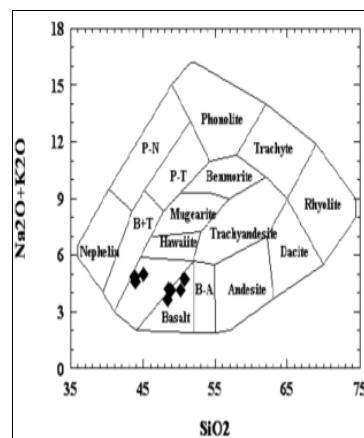
شکل ۸ نمودار تعیین‌کننده‌ی سری‌های ماقمایی بازالت‌های تولئیتی از آهکی-قليایي [۳۲].



شکل ۹ نمودار تعیین‌کننده‌ی سری‌های ماقمایی بازالت‌های تولئیتی از آهکی-قليایي.



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 گدازه‌های بالشی افیولیت‌صحنه در گستره‌ی شبه‌قلیایی قرار گرفته‌اند. البته فرایندهای دگرگونی کف‌اکیانوس زمانی موجب افزایش قلیایی‌ها شده و در نتیجه باعث شده است تا برخی از نمونه‌ها در گستره‌ی قلیایی قرار گیرند (شکل ۷).

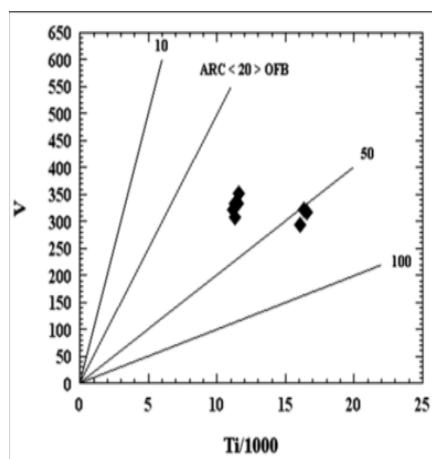
برای تعیین سری‌ماقمایی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودار AFM استفاده شد [۲۶]. گابروها در گستره‌ی شبه‌قلیایی قرار گرفته‌اند. بازالت‌ها در مرز دو سری ماقمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۸)، به این دلیل از نمودار نسبت‌های آهن نسبت به سیلیس استفاده کردند که در این تصویر (شکل ۹) بازالت‌ها در گستره‌ی تولئیتی قرار گرفته‌اند.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

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

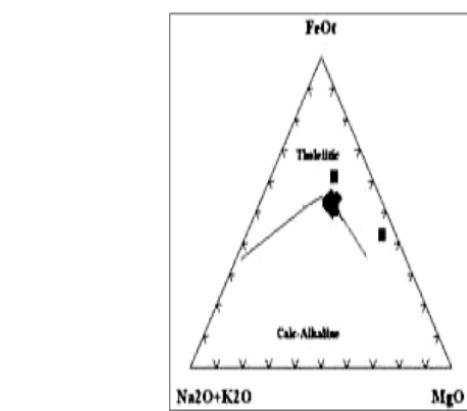
[۲۸] از Ti و V بعنوان عوامل جداکننده‌ی مؤثر بین بازالت‌های موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف استفاده کرد. بر این اساس گدازه‌های بالشی مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی بازالت‌های اقیانوسی (OFB) توزیع شده‌اند (شکل ۱۱). در نمودار Ti-Zr از [۲۹] (شکل ۱۲)، نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های پشتی میان اقیانوسی (MORB) تصویر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

تفسیر نمودارهای چندعنصری

در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایه‌ی نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادرخاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت و گوشه‌ی اولیه بهنجار شده‌اند [۳۰] (شکل ۱۳ الف و ب).

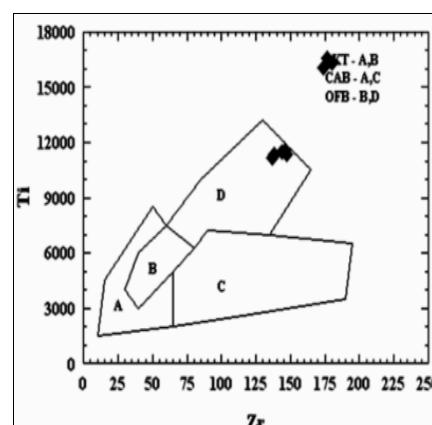


شکل ۱۲ نمودار تعیین محیط‌های زمین‌ساختی بازالت‌ها (پیرس و کان، ۱۹۷۳). علاوهً اختصاری استفاده شده در نمودار عبارتند از: IAT: بازالت‌های پشتی میان اقیانوسی، MORB: جزایر قوس‌های قاره‌ای، CAB: جزایر قوس‌های قاره‌ای.

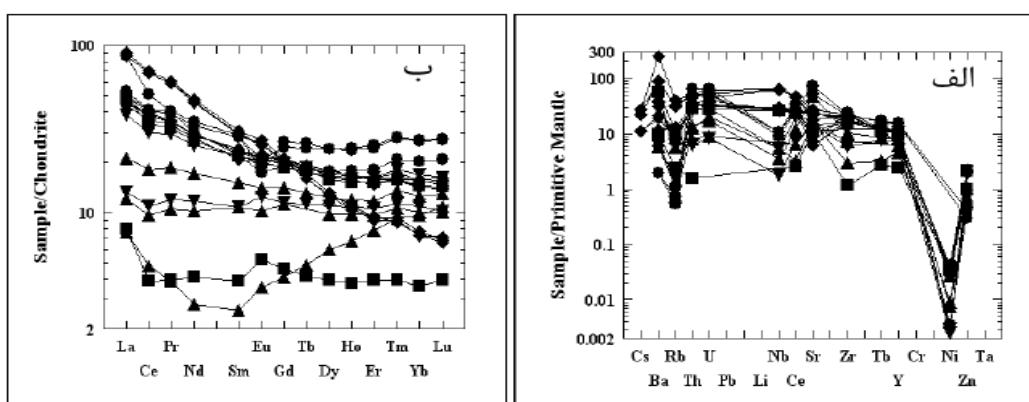


شکل ۱۰ نمودار کاتیونی برای بازالت‌ها [۲۷].

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماقما در اینجا سعی شده است بر پایه‌ی فراوانی عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمین‌ساختی، خاستگاه‌های ماقمایی گدازه‌های بالشی



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



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

شدگی از LILE‌ها غیر از K احتمالاً به دلیل دگرسانی است.

آلایش در مagma بنا به دلایل زیر رخ داده است:

۱. نسبت Nb/Ta در بازالت‌های منطقه بین $16/19$ تا $18/88$ است، مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص magmaهای مشتق شده از گوشه‌ای آلوود است [۳۳].

۲. بیهنجاری مثبت Cs, La, Th, Ba و U در الگوی عناصر-کمیاب نادرخاکی و بیهنجاری منفی Nb و Ta می‌تواند در ارتباط با نسبت‌های متفاوت آلایش magma با پوسته باشد. توریم-یک عنصر HFSE است و انتظار می‌رود که مانند عناصر کم-تحرک عمل کند، ولی در محیط‌های کمانی مانند عناصر متحرک رفتار می‌کند این عنصر از موادر سوبی صفحه‌ی فرورونده حاصل می‌شود [۳۴].

با توجه به اینکه نسبت عناصر ناسازگار در طول تبلور جدایشی بدون تغییر می‌مانند می‌توان از نمودارهای نسبت-نسبت این عناصر در تعیین جنس خاستگاه و میزان درجه‌ی ذوب استفاده کرد.

غنى‌شدگی از La احتمالاً وجود فاز گارنیت در خاستگاه را تعیین می‌کند این امر در نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb نشان می‌دهد که magma مادر آن‌ها احتمالاً در درجه‌های ذوب‌بخشی بالا (حدود ۱۶٪) از یک خاستگاه گوشه‌ای ریشه گرفته است [۳۵] (شکل ۱۴) بنابراین می‌توان درجات ذوب‌بخشی بالای ۱۶ درصدی یک خاستگاه غنى‌شده گارنیت‌پیریدوتیتی را برابر magma تشكیل دهنده سنگ‌های منطقه در نظر گرفت.

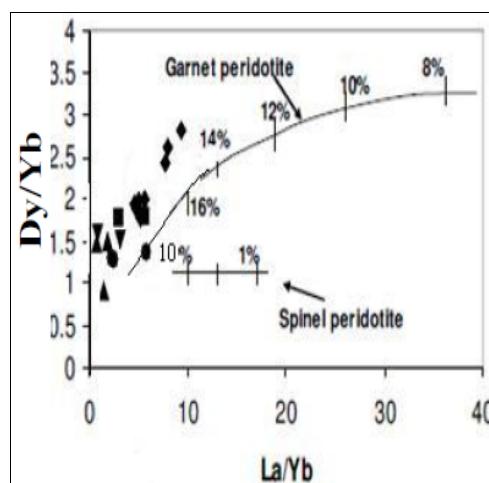
مورب‌ها با توجه به دلایل زیر از نوع PMORB یا EMORB تشخیص داده شدند: الف- در سنگ‌نگاری EMORB‌ها وجود کانی پیروکسن الزامی است حال آن که در NMORB‌ها این کانی وجود ندارد ب- PMORB‌ها دارای مقدار La/Sm بیشتر از یک هستند، و این مقدار در بازالت‌های EMORB- منطقه‌ی (۴,۸۸-۳,۰۹) است ج- نسبت Zr/Nb در حدود ۳۰ است که این نسبت در گدازه‌های مورد بررسی منطقه $= ۹/۲$ $138/15 = 10$ است.

براساس نمودارهای عنکبوتی در بیشتر نمونه‌ها غنى‌شدگی از عناصر کمیاب سبک LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود که این به ترکیبات PMORB یا EMORB شباهت دارد.

در این نمودارها عناصر Th, Ba و U غنى‌شدگی و عناصری مانند P, Ti, Nb, K و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بیهنجاری منفی در Ti ممکن است بازتاب دهنده‌ی نقش اکسیدهای Ti-Fe در فرآیندهای magma باشد عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های مختلف روندهای یکسان نشان می‌دهند که این نشانه‌ی هم‌ریشه بودن سنگ‌های منطقه است. در بررسی این نمودارها غنى‌شدگی از عناصری مثل Pr و La (LREE‌ها هستند) مشاهده می‌شود و عناصری مانند Y, Lu و Dy که به HREE‌ها وابسته‌اند از خود تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بیهنجاری منفی عناصر Co, Ni و V نشانه‌ی تمرکز و ورود این عناصر در کانی‌های الیوین و پیروکسن در روند جدایش magma می‌باشد. در نمودار بهنجارشده با گوشه‌ی-اولیه، عنصر فسفر نیز بیهنجاری منفی از خود نشان می‌دهد، زیرا تغییرات P_2O_5 تابع تغییرات CaO است، همانطور که در نمودارهای هارکر مشاهده شد عنصر کلسیم دارای روند کاوشی است.

بیهنجاری منفی Sr در برخی نمونه‌ها نشانگ عدم حضور یا کمبود کانی پلازیوکلاز در این سنگ‌هاست زیرا این عنصر می-تواند جایگزین Ca در شبکه‌ی پلازیوکلازها شود البته این تهی‌شدگی از Sr گاهی به علت تحرک این عنصر ضمن تهی‌شدگی و دگرگونی رخساره‌ی شیست‌سیز است بیهنجاری-دگرسانی و در برخی نمونه‌ها نشانه‌ی ریشه گرفتن magma مثبت Sr در سنگ‌ها از منابع گوشه‌ای است. سنگ‌های مورد بررسی به طور مشخصی غنى‌شدگی از عناصر LILE (مثلثاً Th و Ba) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (مثلثاً Nb) را نشان می‌دهند.

دو احتمال برای غنى‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد بررسی می‌توان در نظر گرفت: یکی این که این LREE‌ها تا حدی از HREE ناسازگارترند و ممکن است در اثر شکل‌گیری‌های magma می‌باشد در سنگ‌های شکل‌گرفته‌ی منطقه تمرکز شده باشند [۳۱]. عامل دیگری که باعث غنى‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE‌ها می‌شود این است که این سنگ‌ها در مناطق فروزانش تشكیل شده باشند [۳۲]، در مورد سنگ‌های مورد بررسی احتمالاً دلیل اول باعث این فرآیندها شده است. فقر شدید در K, P و Ti و تهی‌شدگی از HFSE‌ها و غنى-



شکل ۱۴ نمودار تعیین درجهٔ ذوب‌بخشی محل خاستگاه ماقمای تشکیل‌دهندهٔ سنگ‌های منطقهٔ مورد بررسی.

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.

[7] 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)": development 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 alkalin extrusives from the Kermanshah Ophiolite, Zagros Suture Zone", Westren Iran:Implications Tethyan plate tectonics j.Asian Earth Scienc 17 (1999) 319-332.

[11] Allahyari K., Saccan 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. Ofioliti, 35 (2010) 71-90.

برداشت

بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماقمای سازندهٔ سنگ‌های منطقهٔ یک ماقمای شبه قلیایی تولیتی غنی از منیزیم و فقیر از پاتاسیم بوده است. مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماقماهای مشتق شده از گوشه‌های آلوده است. سنگ‌های مورد بررسی در این منطقه از یک گدازه‌ی اولیه با غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILEها و تهی‌شدگی آن‌ها از HFSE تشکیل شده‌اند که این به ترکیبات EMOR یا PMORB شباهت دارد. این داده‌ها همچنین نشان می‌دهند که مهمترین عامل در تشکیل این سنگ‌ها تبلور جدایشی است و خاستگاه سنگ‌های منطقهٔ یک گوشه‌ی غنی‌شدگی گارنت‌پریدوتیتی است که در درجات ذوب‌بخشی بالای ۱۶٪ درصدی را تحمل می‌کند.

مراجع

[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 guid to chemical classification of the common volcanic rocks*”, Canadian Jounal 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., “*Chmical 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] Arais 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] مرادپور ن., ”بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت صخنه“، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران(۱۳۸۴)، ۱۴۸ صفحه.
- [۱۹] امینی ص., ”پتروزئن آذرین رهیافتی به تکتونیک جهانی“، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۰)، ۲۹۴ صفحه.
- [۲۰] درویشزاده ع., ”زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی (پترولوزی و دینامیک درونی)“، انتشارات دانشگاه تهران(تالیف رنه موری و تیری ژوتو) (۱۳۸۱)، ۵۶۹ صفحه.
- [۲۱] کریم زاده ثمرین ع., ”کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی (تالیف روکینسون)“، 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.