

سال بیست و یکم، شمارهٔ ۲، تابستان ۹۲، از صفحهٔ ۲۵۳ تا ۲۶۶



سنگشناسی و ژئوشیمی گدازههایبالشی و سنگهایمافیک ، حدواسط و فلسیک وابسته به آن در دنبالهی افیولیتی صحنه- هرسین (شمالشرق کرمانشاه)

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

گروه زمین شناسی 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 واحدسنگی گابرو، بازالت، دایکهای دیابازی، دیوریت و پلاژیوگرانیت است. بررسیهای ژئوشیمیایی نشان میدهند که ماگمای سازنده، یک ماگمای شبه قلیایی تولئیتی غنی از منیزیم و فقیر از پتاسیم بوده است. این دادهها همچنین از عناصر نادر خاکی سبک غنی شدگی (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 ماگمایی مشتق شده از گوشتهای آلوده است. بررسیهای سنگ شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از رابطهی ژنتیکی سنگهای این مجموعه، حاصل یک ماگمای مشترک، تاثیر آلایشماگمایی و نقش فرآیند جدایش ماگمایی در شکل گیری این سنگها و از ذوب بالای ٪۶۱ یک خاستگاه گارنت پریدوتیتی است. از دیدگاه پتروژنتیکی نمونههای گدازههای بالشی در گسترهی MORB قرار می گیرند براساس

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

مقدمه

بسیاری از پژوهشگران، افیولیتهای ایران را از جنبههای مختلف مورد بررسی قرار دادهاند [۱–۶]. اولینبار [۳] افیولیت-های ایران را به چهار گروه ردهبندی کرد: افیولیتهای زاگرس، افیولیتهای (آمیزههای رنگین) شمالغربی 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 زمین شناسی نسبت به هم متفاوتند، این سه گروه عبارتند از: ۱- نوار زاگرس – عمان، ۲- نوار ایران مرکزی، ۳- نوار مکران – زاهدان.

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 میلیونسال، 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.

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

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

خاستگاه گدازه اولیه، درصد گداخت بخشی، محیط زمین -ساختی و فرآیندهای بسا آتشفشانی در اختیار زمین شناسان قرار میدهند [17]. از آنجاکه ترکیب این سنگها و کانی-شناسی آنها در اثر پدیدههای پسا مانند دگرگونی کف اقیانوسی و اسپیلیتی شدن، دستخوش می شود، لذا برای پی بردن به ماهیت اولیه این سنگها از ترکیب کلینو پیروکسن ها و اسپینل های کرومدار و نیز از ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در این سنگها استفاده می شود [۱۴،۱۳]. گدازههای بالشی بخشی از سازند و مؤلفه ی مهم در بسیاری از مجموعه های افیولیتی هستند که افق خاصی را در دنباله ی پوسته ای، مستقیماً زیر بخش رسوبی و روی دایکهای دیابازی اشغال می کنند [۱۶،۱۵]. وجود گدازههای بالشی در مجموعه های افیولیتی نشان دهنده ی

دراین 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 عناصراصلی، 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 نمونه برداری از رخنمون های مناسب انجام شد. بر این اساس، ۶۶ نمونه برای بررسی های سنگ شناختی انتخاب و از آن ها مقاطعنازک تهیه شدند. سپس بررسی های سنگ-نگاری سنگ ها با تاکید بر روابط بافتی کانی ها انجام شد. برای بررسی های ژئوشیمی، تعداد ۱۸ نمونه (۸ نمونه بازالت، ۲ نمونه گابرو، ۳ نمونه دلریت، ۲ نمونه دیوریت و ۳ نمونه پلاژیو گرانیت) از نمونههای یاد شده انتخاب شدند. این نمونه ها نخست در یک سنگ شکن فکی خرد و سپس در یک آسیاب

سوی شرکت SGS در کانادا آنالیز شیمیایی شدند. عناصراصلی در نمونهها، به روش ICP-AES و با استفاده از ذوب لیتیم-متابورات (Lithium metaborate fusion) اندازه گیری شدند. عناصرنادر و REE شامل مجموعهی ۳۱ عنصر نیز با ذوب لیتیممتابورات و به روش ICP-MS اندازه گیری شدند (جدول ۱). بررسی و پردازش دادهها با استفاده از نرمافزارهای GCDKit

موقعیت جغرافیایی و زمینشناسی

افیولیت صحنه یکی از برونزدهای افیولیتهای کرمانشاه است این مجموعه افیولیتی به سبب گسترش آن در ناحیــهٔ صحنه و هرسین به « افیولیتهای صحنه ـ هرسین» معروف است [۱۷]. منطقهی صحنه با مختصات ۱۵^{°۳}۴ تا ۲۵^{°۳}۴ عرض جغرافیاییشمالی و ۳۰^{°۲}۴ تا ۲۰^{°۵} ۴۲ طول جغرافیاییشرقی (شکل ۱) در زون زاگرسچینخورده 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 رودنژیتی 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 هارزبورژیت و دونیت، ۳- سنگهای مافیکی شامل گابروهای پگماتوییدی، تروکتولیتها، گابروهای میلونیتی، گابروهای ایزوتروپ، گابروهای معمولی و گابروهای آمفیبول دار، ۴- پلاژیوگرانیت که در زیر دایکهای صفحهای و بالای گابروهای قرار دارند و در بعضی جاها با دایکهای دیابازی قطع شده اند.
 ۵- دایکهای صفحهای دلریتی، ۶- گدازه بالشی ۷- آهکهای پلاژیک و رادیولاریتها با دایکهای دیابازی قطع شده اند.

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.

Sample	Gabbro		Dolerite			Diorite		Plagiogranite		
Oxides	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
(wt%)										
SiO ²	۴۵۹	FV.1	۵۲.A	0r.v	۶	88.8	05.6	۷۲۰	54.4	841
TiO ²	۲.۰۳	• (*)	•	1.0	• . 49	•.97	1.1.	• .*Y	•	•
AI^2O^3	17,9	10.0	10.8	10.0	140	150	10.7	١٣،۵	17.6	١٧.۵
Fe ² O ³	17.5	۳۴,۸	9,91	9,78	٧,٢٣	0,19	١٢.٨	٣۵٩	۴,۴۵	۴,۹۸
MnO	• 19	• 10	• 11	• 14	• (1)	۰,۰۹	• ,٣٣	• ,• ۵	• ,• ٣	• .• ۴
MgO	4,14	1.1	Y,1Y	4.09	٣,۴۰	1,79	4.09	• ,۵۵	• (Y)	• ,٧٩
CaO	151	14.4	٨,٩٠	۶,۸۲	4,74	۴,۵۳	۲۸۳	7,41	۲,	1,40
Na ² O	۲۳	۰ ۱.	٣٫۵	۵,۷	٧,٢	۵,۸	٣,۴	۶,٨	٨,٩	٩,٢
K ² O	۰,۵۳	• /• A	• ,47	• . • ۶	• • • ۴	• /• ٧	• ,07	۰,۰۵	• /• ٢	• /• ٢
P^2O^5	•	<٠,٠١	• .· A	٠,٢١	• . • ٣	۵۳.	• 10	• / •	• .• .	• /• A
LOI	۴,۰۰	٠٩٨	۲٬۰۵	۲,۵۱	1,4.	1,7.	1,.8	۵۵.	• ,9٣	• . ٩٩
Total	٩٨,۵۶	٩٨,۴٨	1.1,47	99,04	٩٨,۶١	97,4	۱۰۰٬۷۵	11	99,77	٩٩٫۵٣
Ba(ppm)	۲۹۰	۵۰	74.	۳.	<1.	۳.	18.	۳.	1.	١.
Sr	۲۲۰	۱۹۰	۲۷۰	٨۵٠	۲۸۰	۲۰۰	78.	۱۳۰	178.	۹۱۰
Zn	۱۰۸	49	۵۴	۳۶	۳۱	۳۸	1 • 1	۲۲	۱۵	۲۱
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	٣٢,٧	٣,٧	٩,٢	۱۷/۳	۴,۶	۲٨,٨	۴,۰۱	۴۸٬۹	٣٩,٠	٣٩٫٧
CO	۴٧,٢	۴۵٫۱	٣۴٫۸	26/6	۲۶٫۸	۴٫۱	۲٨,٢	٣,٠	٧٫٢	$\Delta_{I}A$
Cs	<٠,١	<٠,١	<٠,١	<٠,١	<.,1	<.,1	<٠,١	<.,1	<٠,١	<٠,١
Cu	108	94	٨Y	۲۸	۱۳	۱۹	٣٢	11	۳۸	۲۳
Dy	۶٬۰۱	١,۴٩	٣,٧٠	۴,۶۳	۲,۲۷	۶,۳۲	۴,۱۸	<i>۶</i> ,۶٩	۹,۱۲	٩,١٧
Er	۳,۷۳	٠٫٩٨	۲,۴۰	۲٬۹۰	۱,۹۴	۴,۰۰	7,88	۶,۵۲	۶,۰۱	۶,۲۹
Eu	۲,۷۴	۰٬۴۵	۰,۸۹	1,77	۱۳۱	۱,۷۵	۸,۰۸	۱۵۱	۱۸۱	۱٬۵۳
Ga	١٧	١٢	۱۵	18	۱۵	14	١٨	۱۵	18	۱۹
Gd	۵٫۶۹	1,41	۳٫۴۳	۴,۳۰	1,78	۶,•۸	۳,۴۹	۵٫۸۶	v,۵v	۸,۱۳
Hİ	۴	<1	٢	٢	<1	٣	٢	۶	۵	۵
HO	١,٢٩	۲۳٫	۰٫۸۳	۱,۰۱	۰٬۵۷	۲٫۳۶	٠٫٩٢	۱,۵۲	۲,۰۱	۲,•۶
La	۱٧,Α	۲٫٩	۴,۴	$\mathbf{V}_{I}\mathbf{V}$	۲,۸	١۴٫١	۴٫٩	۳١,٧	١٨،۴	۱۹٫۵
Lu	۶۵۴ ،	۰,۱۵	۸۳٫ •	٠,۴٩	•,۴١	۰ <i>,</i> ۶۲	٠,٣٩	۰,۷۹	۱,•۳	٥,٠۵
MO	<٢	<٢	<٢	<٢	<٢	<٢	<۲	<۲	<٢	<٢
Nb	۱۵	<1	<1	۲	٣	٣	١	۶	۶	۵
Nd	۱۹٫۱	۲٫٩	٧,٢	۱۲/۲	۲,۰	۱۸,۰	٨,٣	۲ ۱/۲	۲۳,۶	۲۴٫۷
Ni	٧٠	٨١	۵۴	۱۵	۱۸	۶	۵	γ	<۵	<۵
Pr	۴ ٬۳۸	۰٫۵۴	1,42	۲,۵۴	۳۵٫۰	۴,۰۷	1,88	۵,۴۸	۵,۳۲	۵,۵۳
Rb	<i>۶</i> ,۱	۳٫۱	٣٫١	• , A	+,۴	٠٫٩	۳,۵	۶ ۱	۴, ۰	۳, ۰
Sm	۵,۰	٩٫٠	۲,۵	۳,۵	۶ ₁ ,	۵,۰	۲ _/ ۵	۵,۱	$\mathcal{P}_{/}\Delta$	<i>۶</i> ,۷
Sn	١	<1	<1	<1	<1	١	<1	٢	<1	<1
Та	• , A	<٠,۵	۵, ۰ >	۵, ۰۰	۵٬۰>	۵,۰>	۵,۰>	۵,۰>	$<\cdot, \Delta$	۵,۰>
Tb	۴ ۱٫۰	•,74	۰٫۵۹	۰, <i>۷۶</i>	٠,٢٨	۸,۰۸	۰,۶۵	۶ ۱٬۰	1,161	۱٫۵۱
Th	۸,۸	٠٫١	• ,۵	۰,۹	• ,A	$\mathbf{N}_{I}\mathbf{V}$	• ,V	۴,۲	۲,۸	۲٫۹
T1	۵, ۰۰	<٠,۵	۵, ۰ >	۵, ۰۰	۵, ۰ >	۵, ۰ >	۵/۰>	۵, ۰ >	$<\cdot$, a	۵,۰>
Tm	<i>۹</i> ۵۶ ·	٠,١۴	۸۳٫۰	۰٬۴۸	۳۳,٠	•,84	•, * •	۰,۷۴	۰,۹۹	۱,۰۱
U	• \$\Delta_1\$	<٠,٠۵	٠,١۶	۱۳۱	۶۳٫	ι ۵٫ •	۰٫۱۵	۱,۱۶	•,9۴	۱,•۲
V	886	229	۲۵۰	777	439	۵۶	377	٣٢	۱۸	۲۰
W	<1	<1	<1	<1	١	١	<1	<1	<1	<1
Y	٣٢٫٧	٨,٢	۳۱٫۳	۲۶٫۸	10,8	۳۶,۴	۲۳٬۵	۵٬۰۶	۵۲,۱	۵۳,۵
Yb	٣٫۶	٩٫٠	۲٫۵	٣٫١	۲٫۴	۴,۲	۲٫۷	۵,۰	8,8	<i>۶</i> ,۷
Zr	١٣٣	٩٫٨	۶۰,۱	$A\Delta_{/}A$	۲۵٬۰	١٠٢	۴۷٫۹	۱۹۸	١٨٢	١٧٨

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

ادامه جدول ۱

Basalt									
Oxides (wt%	A.M.1	A.M.6	A.M.110	A.M.112	A.M.113	Lava ol	Lava 03	Lava 05	
SiO ₂	۵۰٫۲	۴۸ _/ ۴	۴۸٬۵	۸, • ۵	۴۸٫۸	۴۳٫۸	۴۵٬۰	۴٣,٩	
TiO ₂	۱,۸۹	۱٫۸۹	۱,٨۶	۱,۹۲	١٬٩٣	۲,۶۸	۲,۷۶	۲,۷۲	
AI_2O_3	١٢,٧	۱۳٫۳	۱۳٬۰	۱۳/۱	۱۳/۲	۱۲٬۵	۱۲/۴	١٢,٧	
Fe_2O_3	۹,۱۱	۱۲,۰	۱۱,۲	۱۱,Y	Δ.۲	۱۲,۲	۱۲٫۵	۱۲,۰	
MnO	·, ۱۷	• ۲٫	٠,١٩	٠,١٩	• ۲٫	•,٢٩	۰٫۳۱	۳۳,	
MgO	8, TV	۶,۳۲	۵,۲۴	۵,۷۱	۵٫۸۴	٧,• ٨	٧,۴٧	۶,۹۷	
CaO	9,84	۲٫۰۱	۷۰٫۷	٩٫١٢	۲, ۱۰	٩,٩۵	۳۰٫۳	۸۰٫۸	
Na ₂ O	٣,٨	٣,٢	٣٫٩	۴٫۴	٣,۶	۳,۶	٣٫٧	٣,١	
K ₂ O	• ,٣٢	۴۱	۳۳.	• ,٣۴	۰ ۵۱	1,74	1,70	۱۵۱	
P_2O_5	• , ۲۴	۵۲٫۰	۰٫۲۵	• , ۲ ۷	• ,79	• ,47	• ,4٣	• ,4٣	
LOI	50	٣,٢۵	٣۶	۲,۸۵	٣٫١٠	۵,۱۹	۵٫۳۸	۵,۵۴	
Total	1	99,47	٩٨,٢٣	٩٧,۵۶	114	91,98	1.1,01	1	
Ba(ppm)	۱۰۰	11.	۱۰۰	18.	۶.	48.	44.	17	
Sr	47.	47.	11.	۲۵۰	11.	۴	۳۲.	49.	
Zn	١٠۵	٩٩	٩٩	۱۰۵	١٠٩	١٠٣	١٠۴	۱۰۸	
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Ce	378	TY)	7 87	۳٧.٨	78 7	801	۶۷,۳	8Y.Y	
CO	40.9	44.9	۴۵	47.8	40,4	47.A	۴۵,۸	F8.T	
Cs	• .7	• .7	<)	<)	<)	• .۴	• <u>\</u>	• .۵	
Cu	140	105	١٣٨	176	100	۱۳۰	185	189	
Dv	87.	۶.۵۳	8.77	5.4V	۶.۸۲	¥.VV	۴.۸۵	Δ.••	
Er	r.8v	٣.٩٨	۳.۷۰	٣.٩٠	۴.۰۲	۲.۳۸	۲.۳۰	~/ 7.74	
Fu	1.2.	1.9٣	1.4.1	١.٨٣	1.40	7.7.	7.77	۲.۳۵	
Ga			19		۲.		1	1/100	
Gd	A V 9	6 6 6	٤١.	6 F 9	\$ * Y	619	6 7 9	646	
О u Hf	ω/1 (۴	*	<u>ب</u>	*	¥	×	~	~	
НО	1 ~ 1	1	١٣.	1 49	144	• ^ ^	. 94	. 91	
I a	18.	161	111	1/1 1	161	٣١٨	** *	****	
Lu	• • • •	• ^ 9	• ^٣	• • •	. 51		. 79		
MO	< ¥	< x	< ۲	< 7	<۲	< ۲	<۲	< 2	
Nb	1	NV NV	10	16	16	**	~~ ~~	~~ ~~	
Nd	10	Y. A	τω Υ.Υ.	Y. V	~	~~ X	*** 9	۲ سوسو ۱	
NG	6 A	A 16	11/2	10/1	1 1/1 AG			11/2	
Dr	γω 16 λ C	ω1 16 λ.	ω <i>r</i> •ε γ λ	ωr × λ.v	ω <i>r</i> ×	4 3 5		1.20	
FI Ph	ι _ί ωγ	\/\·	<i>د</i> س ۱/۱۸	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		N/10		×110	
KU Sm	1/1 1/1	۲/۱ ۸۴	۱ _/ ۱ ۸۳	1 / Y	۷/• ۸۴	1 ¥/1 G V	1A/1 6 A	N 1/1	
Sili	\ /A	ω, ι	ω _/ 1	ω _ι ω	ω, 1	<i>r</i> ₁ v		¥/1	
511 To	1	1		1	1	1	1	, , ,	
Th	• / ٨	•/٦	• / •	•,٦	•/٦	۱/۱	1/1	1/1	
Th	1,••• U \	1,• ¥	۱ _/ •۱			•/٦١ ₩₩	۲۲ _۱ ۰ س	•,٦٦	
	1,1	1,1	1,1		1,1			1,1	
11 Tm	-• _/ ω	~•,ω 	~• _/ ω	~•,ω	~•,ω «	~•,ω 	~•,ω 	~•,ω 	
1 IN	• ,07	• , ۵۸	• ,۵۵	• /۵٦	۱ ۳۱ ۲	•/١١	•/11	•/11	
U	• / > 1 w	• ,۵۵ ۳۳2	•/Y \ ພວບ	• 107 wwc	• ۳۰ س بر ت	·///	•,٦٢	۱/۱۰ ست	
V W	1 • ٨	117	111	111	101	195	114	171	
W	۲ بیسی	۲	۱ سر بر	~1	~1)	1	1	
Y	T T',T	τ۵ _/ Λ	τ'τ _/ τ	τ۵,Λ	τ Δ/Λ	1 T/T	۲ ۲ _/ ۸	۲۲/۹	
Y b	τ,Δ	۲ _/ λ	<i>Υ</i> /Δ	۳ _/ ۹	P\7	۸,۱	۱/۹	۸,۱	
Zr	۱۳۸	141	140	144	148	114	177	۱۲۰	



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

سنگنگاری

براساس مشاهدات صحرایی و ویژگیهای کانی شناسی، منطقه یمورد بررسی این مجموعه از سه واحد اصلی مافیک، حدواسط، فلسیک، و به صورت بازالت، گابرو، دایک های دیابازی، دیوریت، پلاژیو گرانیت و سنگ های رسوبی تشکیل شده است. سنگ های بازیک: سنگ های این دسته شامل: گدازه بالشی و گابرو و دایک دیابازی است که به بررسی این واحدها پرداخته می شود.

گدازه بالشی: مهمترین بلورهای موجود در گدازههای بالشی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) است کانیفرعی دراین سنگها عبارت است از کوارتز و کانیهای ثانویه شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت هستند. بافت شاخص این سنگها ریزبلور پورفیری است. ولی انباشت درشت بلورها در بخش هایی از این سنگها تشکیل بافت پورفیری خوشهای را داده است، در این گدازهها بافتهای دیگری مانند سردشدگی سریع، اینترسرتال و حفرهای یا آمیگدالوئیدال نیز مشاهده شده است.

کلینوپیروکسن دارای ماکل ساعتشنی است که مشاهدهی این ماکل احتمالاً نشان دهندهی وجود تیتانواوژیت 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 آلایشپوستهای در این بازالتها باشد (شکل ۲ ب) [۱۹].

پلاژیوکلازها بر اثر دگرسانی به اپیدوت تبدیل شدهاند و پیروکسنها تحت تاثیر پدیده اورالیتیشدن و دگرگونی گرمابی کفاقیانوس به اکتینولیت و کلریت تبدیل شدهاند. مقدار پلاژیوکلازها در حاشیهی گدازههایبالشی بیشتر، ریزتر و دگرسان یافتهترند و به سمت مرکز پلاژیوکلازها درشتتر و مای بلشی حفرههای آمیگدال پرشده از کربنات و کانیهای کدر در زمینهای از میکرولیتهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانیهای کدر کدر دیده می شوند این حفرهها اصولاً در سنگهای حاصل از یک ماگمایبازالتی حاوی مقدار زیادی آب و موادفرار بهوجود 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 نمونه ی دستی به رنگ سیاه و خاکستری دیده شده و در برسیهای دگرسان شده به رنگ سبزتیره مشاهده شدند. در بررسیهای میکروسکوپی آنها، پلاژیوکلاز 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 پلاژیوکلازها عموماً سوسوریتی شدهاند بافتهای مشاهده 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

سنگها شامل پلاژيوكلاز، كلينوپيروكسن، هورنبلند، كوارتز، اسفن، ماگنتيت، اپيدوت، پرهنيت _ پامپلهايت، وزوويانيت و كلريت 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 سرشتیهای پدیدهی رودنگیتیشدن در سنگهایی مانند گابروها و دایکهای دیابازی هستند (شکل ۲ ت).

سنگ حدواسط دیوریت: دیوریت ها نسبت به گابروها از فراوانی کمتری برخوردارند این سنگ ها از نظر ضریب رنگینی مزو کرات تا ملانو کرات هستند و بیشتر به صورت بافت درون دانه ای و در بعضی مقاطع ریزدانه ای دیده می شوند (شکل ۲ ث) این نمونه ها دارای دانه بندی ریز تا متوسط اند و رنگ این سنگ ها از سبز تیره تا سبز خاکستری در نمونه های دستی تغییر می کند. کانی-های اصلی سنگ های دیوریتی پلاژیو کلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوار تز است، اسفن، پیروکسن، آپاتیت و زیر کن کانی فرعی، سریسیت، اپیدوت و کلریت کانی های ثانویه را در این سنگ ها تشکیل می دهند پلاژیو کلاز در برخی مقاطع بر اثر د گرسانی به سریسیت تبدیل شده است.

پلاژیوگرانیت: پلاژیوگرانیتها گسترهی بسیار اندکی را در منطقهی صحنه به خود اختصاص دادهاند این دنبالهی لیتولوژیکی دارای دورنمائی شبیه به پیلولاواها در دنبالهی افیولیتی است لذا در نقشهی ۱٬۱۰۰۰۰ ورقههرسین به عنوان پیلولاوا معرفی شده است. از نظر سنگنگاری پلاژیوگرانیتها در نمونهیدستی میاندانهای به رنگسفید تا خاکستری دیده میشوند در مقاطع میکروسکپی دارای کانی کوارتز، پلاژیوکلاز همراه با کانیهای کدر در نمونه دیده میشود.

بافتاصلی در این سنگها به صورت دانهای است. از بافت-هایفرعی میتوان به همرشدی کوارتز و پلاژیوکلاز (گرانوفیر) اشاره کرد (شکل۲ ج)، وجود چنین بافتی در سنگ میتواند بیانگر رشد آرام و تقریباً تعادلی در سنگ باشد [۱۸].



شکل۲ تصاویرمیکروسکوپی از سنگهای موجود در دنبالهی افیولیتی صحنه- هرسین. الف) کلینوپیروکسن با ماکل ساعتشنی در بازالت، ب) خوردگیخلیجی در کانی کلینوپیروکسن موجود در بازالت، پ) تصویر میکروسکوپی از گابرو با کانیهای Cpx؛ کلینوپیروکسن، Pl : پلاژیوکلاز، ت) مقطعنازک از گابرو با کانیهای Vs: وزوویانیت، Ep: اپیدوت، ث) مقطعنازک از دیوریت با کانیهای Hbl: هورنبلند، Pl : پلاژیوکلاز، ج) بافت-گرانوفیری همرشدی کوارتز با پلاژیوکلاز در پلاژیوگرانیت، Qtz : کوارتز، Pl : پلاژیوکلاز.

بحث و بررسی

ژئوشيمى

نتایج حاصل از آنالیزها در جدول ۱ ارائه شدهاند. نمودار تغییرات عناصراصلی نسبت به SiO₂ نشان میدهد که روند کاهش MgO نسبت به SiO₂ میتواند به واسطهی تبلور-جدایشی کانیهای فرومنیزین مانند الیوین و کلینوپیروکسن باشد. کاهش CaO و P₂O₅ 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 P₂O₅ تابع تغییرات CaO نیز هست، زیرا عنصرفسفر در ماگما رابطهی نزدیکی با عنصرکلسیم دارد. البته همبستگیمنفی بین MgO، SiO₂ و CaO دیز میتواند شاخصی از جدایش تبلورعادی ماگما باشد. عناصری نظیر Fe₂O₃, TiO₂ وMnO با افزایش محتوای2SiO

کاهش نشان میدهند، که نشاندهندهی تبلور کانیهای Na_2O و آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین از ماگماست. Na_2O و Al_2O_3 مفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین از ماگماست. Al_2O_3 دهند، میزان Na_2O تحت تاثیر پدیدهی دگرگونی کفاقیانوس افزایش یافته است. K_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد، زیرا عناصراصلی مثل MgO، MgO نیز در حین دگرگونی کف اقیانوس مکن است به صورت متحرک عمل دگرگونی کف اقیانوس مکن است به صورت متحرک عمل

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



شکل۳ نمودارهای هارکر گدازههایبالشی و سنگهایمافیک، حدواسط و فلسیک وابسته به آنها در دنبالهی افیولیتی صحنه علائم بکار رفتـه در شکل، ♦ بازالت، ■ گابرو، ▲دلریت، ▼ دیوریت، ● پلاژیوگرانیت.

با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلورجدایشی و ذوب بخشی هر دو ممکن است منجر به تشکیل پدیده های نهایی مشابهی در شکل گیری سنگ های ماگمایی شوند، برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصرناساز گار و ساز گار در برابر یکدیگر استفاده شد. به عقیده بسیاری از سنگ شناسان [۲۳] اگر در یک سری سنگی، نمودار تغییرات دو عنصرناساز گار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدا مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودار عناصرناساز گار – ساز گار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در آن صورت می توان فرایند اصلی وابسته به تشکیل سنگ های سری مزبور را تبلور جدایشی دانست. در غیر این صورت ذوب بخشی فرآیند اصلی در تشکیل سنگ است. نمودار O نسبت به Ni که جزء عناصر ساز گارند دارای روند مثبت است که نشان دهندهی

تبلورجدایشی است. همچنین نمودارهای عناصرسازگار-ناسازگار و ناسازگار-ناسازگار نیز نشانگر تبلورجدایشی هستند (شکل ۴). با توجه به اینکه در سنگهایآتشفشانی، 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 ⁴-10 × 2r/TiO استفاده شد [۲۵]. بر اساس نتایچ به دست آمده از این نمودار (شکل ۵)، بازالتهای مورد بررسی در گسترههای بازالتقلیایی و بازالت شبه قلیایی قرار میگیرند باشد (شکل ۶).



شکل۴ نمودارهای تغییرات عناصر الف) سازگار -سازگار، ب) سازگار- ناسازگار، پ) و ت) ناسازگار- ناسازگار که همهی آنها نشاندهندهی فرایند جدایشند می باشند، علامت ها مانند شکل ۳.



شــکل۶ ردهبنـدی شـیمیایی و نامگـذاری سـنگ.هـای بـازالتی افیولیتصحنه با استفاده از نمودار قلیاییهای کل نسبت به سیلیس.

در نمودار مربوط به قلیاییها نسبت به SiO₂، نمونههای گدازه-هایبالشی افیولیت صحنه در گسترهی شبهقلیایی قرار گرفته-اند. البته فرایندهای دگرگونی کفاقیانوس زمانی موجب افزایش قلیاییها شده و در نتیجه باعث شده است تا برخی از نمونهها در گسترهی قلیایی قرار گیرند (شکل۷).

برای تعیین سریماگمایی سنگهای مورد بررسی، از نمودار AFM استفاده شد [۲۶]. گابروها در گسترهی تولئیتی ولی بازالتها در مرز دو سری ماگمایی قرار گرفتهاند (شکل۸)، به این دلیل از نمودار نسبتهای آهن نسبت به سیلیس استفاده کردهایم که در این تصویر (شکل ۹) بازالتها در گسترهی تولئیتی 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 تولئیتی-منیزیمدار و آهندار از نمودار [۲۷] (شکل ۱۰)، استفاده شد.







شکل۸ نمودار تعیینکنندهی سریهایماگمایی بازالتهایتولئیتی از آهکی-قلیایی [۳۳].



شکل ۹ نمودار تعیین کننده ی سری های ماگمایی بازالت های تولئیتی از آهکی-قلیایی.



شکل ۱۰ نمودار کاتیونی برای بازالتها [۲۷].

جایگاه زمینساختی و خاستگاه ماگما

در اینجا سعی شده است بر پایهی فراوانی عناصراصلی و کمیاب، محیط زمینساختی، خاستگاهماگمایی گدازههایبالشی



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

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 گدازههایبالشی مورد بررسی بیشتر در گسترهی بازالتهایاقیانوسی (OFB) توزیع شدهاند (شکل ۱۱).

در نمودار Ti-Zr از [۲۹] (شکل ۱۲)، نمونهها در گسترهی بازالتهای پشتهی میاناقیانوسی (MORB) تصویر شدهاند.

تفسير نمودارهای چندعنصری

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



شکل۱۲ نمودار تعیین محیطهای زمینساختی بازالتها (پیرس و کان، ۱۹۷۳). علائم اختصاری استفادهشده در نمودار عبارتند از: MORB: بازالتهای پشتهی میاناقیانوسی، IAT: تولئیتهای جزایرقوسی، CAB: بازالتهای قوسهایقارهای.



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 Zr ·P ·Ti ·Nb و K تهی شدگی نشان میدهند. بیهنجاریمنفی در Ti ممکن است بازتاب دهندهی نقش اکسیدهای Ti-Fe در فرآیندهای ماگمایی باشد عناصرخاکی کمیاب در سنگهای مختلف روندهای یکسان نشان میدهند که این نشانهی همریشه بودن سنگهای منطقه است. در بررسی این نمودارها غنی شدگی از عناصری مثل La و Pr (که جزء LREEها هستند) مشاهده می شود و عناصری مانند Lu ،Y و Dy و Lu که به HREEها وابستهاند از خود تهی شدگی نشان میدهند. بیهنجاریمنفی عناصر Ni، Co و V نشانهی تمرکز و ورود این عناصر در کانی های الیوین و پیروکسن در روند جدایش ماگمایی است. در نمودار بهنجار شده با گوشتهی-اولیه، عنصرفسفر نیز بیهنجاریمنفی از خود نشان میدهد، زیرا تغییرات P_2O_5 تابع تغییرات CaO است، همانطور که در نمودارهای هارکر مشاهده شد عنصرکلسیم دارای روندی کاهشی است.

بیهنجاریمنفی Sr در برخی نمونهها نشانگر عدم حضور یا کمبود کانیپلاژیوکلاز در این سنگهاست زیرا این عنصر می-تواند جایگزین Ca در شبکهی پلاژیوکلازها شود البته این تهیشدگی از Sr گاهی به علت تحرک این عنصر ضمن دگرسانی و دگرگونی رخسارهی شیستسبز است بیهنجاری-مثبت Sr در برخی نمونهها نشانهی ریشه گرفتن ماگمای مثبت Sr در برخی نمونهها نشانهی ریشه گرفتن ماگمای تشکیلدهندهی این سنگها از منابع گوشتهای است. سنگهای مورد بررسی به طور مشخصی غنیشدگی از عناصر LILE (مثلاً Th وBA) و تهیشدگی از عناصر HFSE (مثلاً

دو احتمال برای غنی شدگی LREE در نمونه های مورد ببرسی می توان در نظر گرفت: یکی این که LREEها تا حدی از HREE ناساز گار ترند و ممکن است در اثر شکل گیری های -ماگمایی در سنگ های شکل گرفته ی منطقه متمر کز شده باشند [۳۱]. عامل دیگری که باعث غنی شدگی سنگ های یک ناحیه از LREEها می شود این است که این سنگ های یک ناحیه فرورانش تشکیل شده باشند [۳۲]، در مورد سنگ های مورد فرورانش تشکیل شده باشند [۳۲]، در مورد سنگ های مورد بررسی احتمالا دلیل اول باعث این فرآیندها شده است. فقر شدید در K و Ti و تهی شدگی از HFSEها و غنی

شدگی از LILEها غیر از K احتمالاً به دلیل دگرسانی است. آلایش در ماگما بنا به دلایل زیر رخ داده است:

۱۸٬۸۸ در بازالتهای منطقه بین ۱۶٬۱۹ تا ۱۸٬۸۸ است.
 ۱ست، مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگماهای مشتق شده از گوشتهای آلوده است [۳۳].

۲. بیهنجاری مثبت Cs ،La ،Th ،Ba و U در الگوی عناصر-کمیاب نادرخاکی و بیهنجاریمنفی Nb و Ta میتواند در ارتباط با نسبتهای متفاوت آلایش ماگما با پوسته باشد. توریم یک عنصر HFSE است و انتظار میرود که مانند عناصرکم-تحرک عمل کند، ولی در محیطهای کمانی مانند عناصرمتحرک رفتار می کند این عنصر از موادرسوبی صفحه یفرورونده حاصل میشود [۳۴].

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

غنی شدگی از La احتمالاً وجود فاز گارنت در خاستگاه را تعیین می کند این امر در نسبتهای La/Yb و Dy/Yb نشان می دهد که ماگمای مادر آنها احتمالاً در درجههای ذوب بخشی بالا (حدود ٪۱۶) از یک خاستگاه گوشتهای ریشه گرفته است [۳۵] (شکل ۱۴) بنابراین می توان درجات ذوب بخشی بالای ۱۶ درصدی یک خاستگاه غنی شده ی گارنت پریدو تیتی را برای ماگمای تشکیل دهندهٔ 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 MORBها این کانی وجود ندارد ب- PMORBها دارای مقدار MORBها این کانی وجود ندارد ب- EMORBها دارای مقدار TrNB بیشتر از یک هستند، و این مقدار در بازالتهای منطقهی (۲۰۹–۴٬۸۸) است ج- نسبت Zr/NB در TrNB-ها در حدود ۱۰ و در MORBها در حدود ۳۰ است که این نسبت در گدازههای مورد بررسی منطقه ۲٫۲ = ۱۳۸٬۱۵ یعنی حدود ۱۰ است.

براساس نمودارهایعنکبوتی در بیشتر نمونهها 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 ذوب بخشی محل خاستگاه ماگمای تشکیل دهندهی سنگهای منطقهی مورد بررسی.

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

280

[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.

[٧] آقانباتی س.ع.، *رُمین شناسی ایران*، انتشارات سازمان

زمین شناسی 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.

Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-08

برداشت

بررسیهای ژئوشیمیایی نشان میدهد که ماگمایسازندهی سنگهای منطقه یک ماگمای شبه قلیایی تولئیتی 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 گدازهیاولیه با غنی شدگی نمونهها از LILEها و تهی شدگی آنها از EMOR غنی شدگی نمونهها از LILEها و تهی شدگی آنها از EMOR یا miگیل شدهاند که این به ترکیبات PMORB یا PMOR یا شباهت دارد. این دادهها همچنین نشان میدهند که مهمترین مامل در تشکیل این سنگ ها تبلورجدایشی است و خاستگاه سنگهای منطقه یک گوشته یغنی شده ی گارنت پریدوتیتی است که درجات ذوب بخشی بالای ٪۱۶درصدی را تحمل کرده است.

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 margine 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 geochmistry", Mc Graw Hill, (1976) 788.

[32] Winter J.D., "An introduction to Igneous and Metamorpic 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", Spinger-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* صحنه"، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران(۱۳۸۴)، ۱۳۸۸ 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 و دینامیک درونی)"، انتشارات دانشگاه تهران(تالیف رنه موری و را دیری ژوتو) (۱۳۸۱)، ۵۶۹ صفحه.
[۲۱] کریم زاده ثمرین ع.، *"کاربرد دادههای 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.