پتـــرولوژی، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، پاییز ۱۳۹۵، صفحه ۱۰۵–۱۲۴ تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۱۵

ویژگیهای خاستگاه و جایگاه زمینساختی ماگماتیسم بازیک در سازند قرمز زیرین، شمال گرمسار (سمنان، ایران مرکزی)

حبیباله قاسمی *، رضا سریزن و عزیزاله طاهری گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیدہ

در شمال و شمال باختری گرمسار در استان سمنان، در سازند قرمز زیـرین، رخنمونه ایی از سنگهای آذریـن بازیـک بـه سـن الیگوسـن میانی-پسـین بـهصورت دایـک، سـیل و اسـتوکهای بسـیار کوچـک دیـده مـیشوند. ایـن سـنگها دارای ترکیب بازیـک و سرشـت قلیـایی هسـتند. بافـتهای گونـاگون پـورفیری، گلومروپـورفیری، افیتـی، سابافیتـی، اینترگرانـولار و گرانـولار در بخـشهای مختلـف ایـن تـودهها دیـده مـیشوند. پلاژیـوکلاز و کلینوپیروکسـن کلریت، پرهنیـت، اینترگرانـولار و گرانـولار در بخـشهای کـدر (مگنتیـت، تیانومگنتیـت)، آپاتیـت و فلوگوپیـت از کـانیهای هـعـتند. بافـتهای گونـاگون پـورفیری، گلومروپـورفیری، افیتـی، کلریت، پرهنیـت، اینـرگرانـولار و گرانـولار در بخـشهای کـدر (مگنتیـت، تیانومگنتیـت)، آپاتیـت و فلوگوپیـت از کـانیهای فرعـی و بهنجار شـده ایـن سـنگها بـه ترکیب گوشـته اولیـه و کنـدریت، از عناصر خـاکی نـادر سـبک (LREE) غنـیشـدگی شدید و از عناصر خـاکی نـادر سـنگین (HREE) تهـیشـدگی نسبی نشان میدهـد. افـزون بـر ایـن، الگـوی مـوازی نمونهها در ایـن نمودارها، نشـاندهنـده خاسـتگاه یکسان ایـن سـنگـها و نقش جـدایش بلـورین در پیدایش آنهاست. در نمودارهای شناسایی پهنـه زمـینساختی، ایـن سـنگـها در قلمـرو پهنـههای کششی پـرین در پیدایش آنهاست. خاسـتگاه گوشـتهای ینهـان مـیده خاسـتگاه یکسان ایـن سـنگـها و نقـش جـدایش بلـورین در پیدایش آنهاست. زمان الیگوسن-میوایی نشـان میدهنـد کـه ماگمای سازنده ایـن سـنگـها از ذوببخشـی ۲۱ تا ۱۶ درصـدی یـک خاسـتگاه گوشـتهای غنـیشـده و گارنـتلرزولیتی تعـدیلشـده، در ژرفـای ۲۰ تـا ۲۰۰ کیلـومتری پدیـد آمـده اسـت. در زمان الیگوسن-میوسن، ایـن ماگما از راه گسـلها و شکسـتگیهای ژرف، بـه درون پهنـه کششی پشـتکمانی آغازین

مقدمه سه گوش در مرکز ایران جای دارد و از بزرگترین پهنه فروافتاده ایران مرکزی از پهنههای و پیچیده ترین پهنههای زمین شناسی ایران، در ساختاری اصلی و بزرگی است که به شکل میان سه پهنه زمین ساختی البرز در شمال، لوت

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

در خـاور و زاگـرس در جنـوب و جنـوب.اختری بـهشـمار مـیرود (Aghanabati, 2004). بـه بـاور Kasmin و Kasmin د ترا پـالئوژن و در پـی عملکـرد پهنـههـای کششـی پتکمانی، ایـن پهنـه دچار فروافتادگی شـده است. از آنجـایی کـه پهنـههـای سـاختاری دچـار تبخیـر از آنجـایی کـه پهنـههـای سـاختاری دچـار تبخیـر می شوند؛ ازایـنرو، جایگاه زمـینسـاختی گسـتره می شـوند؛ ازایـنرو، جایگاه زمـینسـاختی گسـتره فروافتـادگیهـای وابسـته بـه کافـت حاشـیه قـارهای می شـوند؛ ازایـنرو، جایگاه زمـینسـاختی گسـتره فروزمین در حاشـیه شـمالی پهنـه پشـت کمانی ایـران مرکـزی دانسـت (, 2013

بسیاری از پژوهشگران، مانند Berberian (۱۹۸۳)، Jackson و همکاران (۱۹۹۰)، Shahriyari و همکاران (۱۹۹۹)، Asadian و همکاران (۲۰۰۷)، Reuter و Meiyin همکاران (۲۰۰۷)، Verdel (۲۰۰۷)، و Bin (۲۰۱۹) و Ghasemi (۲۰۱۰)، Barahmand و Barahman (۲۰۱۱)، جایگاه این بلوک را یک پهنه کششی پشتکمانی نابالغ و وابسته به پهنه پشتکمان ماگمایی ارومیه-دختر در زمان الیگوسن-میوسن دانستهاند.

در شمالی ترین بخش های پهنه ایران مرکزی، و در شمال و شمال باختری گرمسار (استان سمنان)، توده های آذرین درونی فراوان، پراکنده و بسیار کوچکی از گابرو، بهصورت دایک، سیل و استوکهای بسیار کوچک دیده می شوند که بخش بالایی سازند قرمز زیرین (واحد ^mOl)، را قطع Barahmand و Ghasemi و Barahmand از ایگوسین می این توده ما با گدازه های بازالتی وابستگی این توده ما با گدازه های بازالتی سبزوار (Colitic et al., 2011)، این توده ها را در مقیاس بسیار کوچک بررسی کردهاند. در این

بررسی چند نکته مهم روشن شد:

(۱) بر خلاف گزارش های پیشین، سنگ های
آذرین منطقه گرمسار بازالت زیردریایی نبوده، بلکه
تودههای نفوذی نیمه درونی گابرویی هستند؛

(۲) این تودهها از گسترش زیادی برخوردار هستند و بهطور پراکنده در بسیاری از سنگهای الیگوسن-میوسن ایران مرکزی، از آذربایجان در باختر تا خراسان جنوبی در خاور، به هر دو شکل توده آذرین درونی و بیرونی دیده میشوند؛

(۳) این تودهها دارای سرشت قلیایی و ویژگیهای زمینشیمیایی مشترک پهنههای کششی پشتکمانی و کمانهای آتشفشانی حاشیه قاره هستند.

ازاین رو، تصمیم گرفته شد که این تودهها دقیق تر و در مقیاسی گسترده تر، بررسی شوند. در این مقاله، یافته های به دست آمده از این بررسی و بررسی های پیشین، با دیدگاهی جامع تر و در چهار چوب زمین ساخت ورقه ای ایران آورده شده

روش انجام پژوهش

در راستای انجام این پژوهش، با دقت به بررسی صحرایی گستره بزرگی از رخنمونهای سازند قرمز زیرین، از شال گرمسار تا خاور ایوانکی، پرداخته شد. از سنگهای آذرین این مناطق، بیش از ۱۰۰ نمونه دستی برداشت و از همه آنها مقطع نازک و از ۴ نمونه نیز مقطع صیقلی تهیه شد و نمونهها با دقت سنگنگاری شدند. ۱۱ نمونه با کمترین دگرسانی، برگزیده شد و بیه روشها کمترین دگرسانی، برگزیده شد آزمایشگاه UCP-AES استرالیا تجزیه شیمیایی شدند. دادههای تجزیه شیمیایی این نمونهها در شدند. دادههای تجزیه شیمیایی این نمونه دا

Comula No	DC1	DC 1	DC 2	DC 4	DC 5	DC	DC 7	DCO	DCO	DC 10	DC 11
Sample No.	KSI	<u>KS 2</u>	KS 3	<u>KS 4</u>	<u>KS 5</u>	KSO	<u>KS /</u>	KS 8	<u>KS 9</u>	<u>KS 10</u>	<u>KS 11</u>
S1O ₂	45.72	45.37	45.62	45.58	45.91	47.05	45.71	43.02	50.86	49.30	47.34
TiO ₂	0.88	0.85	0.86	0.91	1.15	1.12	0.86	1.11	0.77	0.86	1.82
Al ₂ O ₃	16.93	16.79	17.18	16.95	15.23	19.23	16.83	18.05	19.89	19.73	16.28
FeO	8.20	7.59	7.83	8.17	8.78	6.74	7.74	7.64	5.37	5.15	9.02
Fe ₂ O ₃	2.74	2.46	2.68	2.75	2.94	2.22	2.56	2.52	1.76	1.68	2.98
MnO	0.11	0.11	0.12	0.17	0.22	0.09	0.18	0.21	0.10	0.11	0.19
MgO	8.73	8.25	8.18	7.51	8.79	6.34	8.74	8.50	4.52	6.04	6.14
CaO	8.98	11.02	10.09	10.27	6.28	8.99	9.02	11.00	8.01	8.22	7.78
Na ₂ O	3.39	3.07	3.02	3.21	3.10	2.63	1.67	0.99	3.15	2.17	3.44
K20	0.63	0.91	1.15	1.01	2.93	1.73	2.53	2.45	2.86	3.87	1.65
Cr2O2	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
P.O.	0.17	0.15	0.15	0.17	0.02	0.30	0.17	0.02	0.02	0.40	0.94
	3 50	3 71	3 11	3.78	4.16	3 13	3.05	4.03	2 10	2 41	2 29
L.U.I Po	120	100	152	120	4.10	254	197	206	2.17	2.41	2.2)
Da	130	100	132	139	54	234	10/ 54	390	321	200	805
	59 0.20	39	4/	50	54	32	54	41	1/	20	20
Cs	0.39	0.30	0.29	0.60	0.89	0.49	0.79	2.17	0.49	1.00	0.19
Ga	15.79	8.88	11.72	13.94	12.81	16.55	16.88	16.78	13.73	20.98	13.57
Hf	0.99	0.99	0.98	1.99	1.97	1.95	0.99	1.97	2.94	3.00	3.88
Nb	3.95	1.97	2.93	3.98	11.82	4.87	3.97	5.92	8.82	12.99	23.26
Rb	7.01	11.05	17.77	23.21	42.46	39.44	23.63	58.44	40.10	66.03	6.49
Sn	1.97	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	1.97	0.95	2.00	0.95
Sr	619	522	597	656	1024	548	1211	706	836	835	891
Та	0.45	0.45	0.45	0.45	0.59	0.45	0.45	0.45	0.69	0.60	1.26
Th	1.18	1.18	1.17	1.39	1.48	2.63	1.29	4.34	5.69	5.59	1.36
Tl	15.79	20.71	22.46	13.94	9.36	2.63	1.99	0.99	6.18	4.20	1.16
U	0.37	0.46	0.63	0.50	0.64	0.86	0.51	1.04	1.63	1.40	0.57
v	253	255	256	248	203	246	255	284	134	168	203
Źr	55.28	32 54	38.09	50.80	98.52	80.82	56.60	91.81	97.06	159.8	145 35
V	23.69	12.82	15.63	18.92	21.67	22 40	22.84	26.65	17.65	28.97	25.19
Mo	52 32	64 10	62 50	51.79	37.44	18 50	19.86	10.86	22.55	20.27	10.66
Cu	142.1	1/3 98	Q0 82	08.61	102.46	110.0	249.26	1025	106.8	122.8	62.98
Cu Zn	50.22	20.71	20.20	64.74	12 25	16 74	148.06	100.6	22 25	08.00	46.51
	59.25	20.71	29.50	64.74	45.55	40.74	140.90	26.52	52.55 01.57	20.00	40.31
	22.20	04.10	49.80	22.01	110.54	13.30	48.00	20.33	21.37	39.90 49.25	4/.40
La	25.20	21.69	10.00	10.02	38.32	32.32	23.82	30.10	38.03	48.55	39.09
Ce	15.79	15.78	10.00	19.92	47.29	34.08	18.8/	44.42	02.75	57.94	85.27
Pr	2.27	2.27	2.44	2.79	6.11	4.58	2.68	5.92	0.80	/.09	10.66
Nd	10.86	10.85	11.72	12.95	25.62	19.4/	11.92	25.67	26.4/	27.97	43.60
Sm	2.67	2.96	2.83	3.19	4.63	4.19	3.18	5.63	5.00	5.39	7.95
Eu	0.99	0.95	0.98	1.10	1.77	1.56	0.94	1.78	1.86	1.90	2.52
Gd	3.16	3.06	3.13	3.29	5.12	4.48	3.28	5.63	5.20	5.59	7.56
Tb	0.49	0.48	0.53	0.55	0.71	0.69	0.54	0.84	0.72	0.70	1.07
Dy	2.76	2.76	2.83	2.99	3.55	3.60	2.98	4.54	3.73	4.00	5.23
Но	0.59	0.54	0.59	0.66	0.73	0.70	0.62	0.87	0.76	0.76	0.97
Er	1.58	1.48	1.56	1.69	1.77	2.14	1.59	2.27	2.06	2.10	2.62
Tm	0.44	0.33	0.34	0.32	0.36	0.40	0.40	0.43	0.48	0.45	0.56
Yb	1.48	1.48	1.46	1.59	1.67	1.95	1.49	2.17	2.06	2.00	2.33
Lu	0.36	0.31	0.27	0.26	0.27	0.29	0.24	0.32	0.34	0.33	0.39
Zr/Y	2.33	2.54	2.44	2.68	4.55	3.61	2.48	3.44	5.50	5.52	5.77
Nb/Y	0.17	0.15	0.19	0.21	0.55	0.22	0.17	0.22	0.50	0.45	0.92
Th/Yb	0.80	0.80	0.80	0.88	0.88	1.35	0.87	2.00	2.76	2.80	0.58
Ta/Yb	0.30	0.30	0.31	0.28	0.35	0.23	0.30	0.21	0.33	0.30	0.54
YbN	7.11	7.11	7.01	7.64	8.02	9.37	7.16	10.43	9.90	9.61	11.20
La/Yh	15.67	14.80	15 20	13.81	23.00	16 70	17 33	17 55	28 48	24 20	25.67
Ce/Vh	10.67	10.67	11 33	12.50	28.00	17 50	12.67	20.45	30.48	29.00	36.67
Dv/Vh	1 87	1 87	1 93	1 88	20.27	1 85	2 00	20.10	1 81	2 00	2 25
NaO+K-O	1.07	1.07	1.25	1.00	6.30	1.05	137	3.50	6.15	6.10	5.20
T;/1000	т.17 5 Лб	5 20	т.30 5 30	т.30 5.64	7 10	т.J2 6 05	т. <i>ЭТ</i> 5 37	6.02	1 72	5 28	5.22 11.17
T1/1000 T1/X/	2140 2140	20.74	2.32 20 77	3.04 22 72	25 11	0.95 28 26	21.04	0.93 21 12	+.12 25 21	3.20 31.44	55.04
11/ V E_0/M-0	∠1.00 0.04	20.74	20.77	22.73	55.44 1.00	20.20	21.04	24.42	33.21 1.19	51.44 0.85	33.04 1.47
reu/mgu	0.94	0.07	0.90	1.09	1.00	1.07	0.00	0.90	1.10	0.00	1.4/

جدول ۱- دادههای خام تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در نمونههای گابرویی شمال گرمسار (ایران مرکزی). مقدار نسبت Fe2O3/FeO بهروش Middlemost (۱۹۸۹) بهدست آمده است (دادهها از Sarizan (۲۰۱۴)).

							جناول ۲ الالفاد.
Samples No.	2GD3	G1D	2GA8	G3A	2GB3	G2B	2GE1
SiO	46 40	46.60	46.80	47 70	47.30	48.07	48.50
TiO.	0.84	0.84	1 55	1 57	1.63	1.52	1 47
	16.20	16.60	1.55	15.90	1.05	1.52	1.47
	10.30	10.00	13.75	13.60	10.00	15.75	15.05
FeO	8.93	8.79	8.27	8.35	10.08	8.55	8.43
Fe ₂ O ₃	1.72	1.52	2.43	2.55	1.97	2.50	2.97
MnO	0.18	0.18	0.35	0.31	0.21	0.23	0.23
MgO	8.36	7.37	5.71	5.65	5.44	5.69	5.41
CaO	8.96	10.95	6.68	5.81	7.53	6.39	5.26
Na ₂ O	1.62	2.33	1.34	1.18	3.00	1.76	1.76
K ₂ O	2.62	1.22	4.59	4.81	1.06	4.07	5.81
Cr ₂ O ₂	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₂	0.18	0.18	0.90	0.86	0.95	0.89	0.92
	3 30	2.99	3.64	3.48	3 30	2 77	2.48
Total	00.40	100	08 50	08 20	08.30	00.10	09.9
Total	99.40	100	98.50	98.30 5 2 9	98.30	99.10	90.0
Ва	160	123	123	528	449	887	817
Co	38	36	22	25	26	25	26
Cs	0.49	0.44	0.12	0.17	0.28	0.28	0.35
Ga	14.1	14.2	16.1	16.5	16.5	15.7	17.1
Hf	1.30	1.30	3.70	3.90	3.80	3.90	4.30
Nb	2.70	2.50	22.60	24.30	22.80	24.50	24.00
Rb	39.30	23.20	37.30	33.50	9.30	9.30	51.70
Sr	728	555	974	1085	701	1250	2100
Та	0.20	0.20	1.10	1.20	1.20	1.20	1.20
Th	1.46	1.50	1.60	1.78	1.60	1.74	1.77
U	0 44	0.51	0.48	0.59	0.57	0.56	0.61
V	253	259	182	173	189	166	171
w	0.85	0.85	0.88	0.88	0.88	0.88	1.00
7r	44	44	165	176	166	170	103
Zi V	14 20	14.80	24.80	26.40	25 70	26.60	28.20
1 Ma	14.30	14.60	24.60	20.40	23.70	20.00	20.20
Mo	1.90	1.90	2.00	1.90	1.90	1.90	2.00
Cu	86	82	118	/1	100	31	134
Zn	40	43	12/	233	135	161	99
Ni	42	42	28	31	37	31	28
Ag	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
La	8.90	8.60	37.60	39.10	39.30	39.70	42.20
Ce	19.60	19.00	81.80	83.00	82.00	85.80	86.90
Pr	2.74	2.83	10.55	10.8	10.45	11.20	11.05
Nd	12.10	12.10	40.40	42.00	41.30	42.80	42.70
Sm	2.92	3.08	7.21	8.08	7.87	8.12	8.13
Eu	0.97	0.98	2.40	2.35	2.20	2.33	2.29
Gd	3.01	3.09	6.65	7.48	7.22	7.57	7.19
Tb	0.51	0.52	0.99	1.10	1.08	1.08	1.14
Dv	2.82	2.97	4.96	5.53	5.26	5.37	5.64
Ho	0.61	0.62	1.01	1.06	1.04	1.06	1.12
Er	1.75	1 75	2.85	3.08	3.03	3 14	3 26
Tm	0.23	0.26	0.38	0.43	0.42	0.41	0.46
Vh	1.49	1.52	2 30	2.63	2.51	2.57	2 9
10 I.,	0.22	0.24	0.40	0.42	0.28	0.42	0.45
	2.09	0.24	0.40	0.42	0.38	6.72	0.43
	5.08	2.97	0.03	0.07	0.40	0.75	0.04
ND/Y	0.19	0.17	0.91	0.92	0.89	0.92	0.85
1 N/ Y D	0.98	0.99	0.6/	0.68	0.64	0.68	0.61
1 a/ Y b	0.13	0.13	0.46	0.46	0.48	0.47	0.41
YbN	7.16	7.30	11.49	12.64	12.06	12.35	13.94
La/Yb	5.97	5.66	15.73	14.87	15.66	15.45	14.55
Ce/Yb	13.15	12.50	34.23	31.56	32.67	33.39	29.97
Dy/Yb	1.89	1.95	2.08	2.10	2.10	2.09	1.94
Na ₂ O+K ₂ O	4.24	3.55	5.93	5.99	4.06	5.83	7.57
Ti/1000	5.04	5.16	9.78	9.9	10.26	9.42	9.12
Ti/V	19.92	19.92	53.74	57.23	54.29	56.75	53.33
FeO/MgO	1.10	1.20	1.44	1.48	1.85	1.49	1.50

اکسیدهای عناصر اصلی بر پایه درصد وزنی (۳۷%) و عناصر کمیاب و خاکی نادر بر پایه قسمت در میلیون (ppm) هستند. بر روی دادهها ویرایشهای لازم، مانند حذف مواد فرآر (L.O.I.) ویرایشهای لازم، مانند حذف مواد فرآر (۱۹۹۳) ویرایشهای لازم، مانند و فرو مواد فرآر (۱۹۹۳) و نیسز نسبب Fe₂O₃/FeO بسر پایه روش و نیسز نسبب (۱۹۸۹) انجام شد.

برای دستیابی به نتیجه بهتر، از دادههای ۷ نمونه

612000 52°01 52 21 ¢, 390600 M-PI O1^{mg} M_{3c} 3896000 cuh-e- Takht Rostan Б 52°01′ 52°21 Q^f : Young fans. 1 2 $\frac{4}{1}$ Km AR) Osf : Salt, gypsum, clay Qsf Q1 Q_2^t : Young terraces. Pl^c : Light grey conglomerate. M-PIC: Alternation of light grey to red conglomerate, sandstone with clay and silt. G MIOCEN : Alternation of cream to pink shale, gypsiferous marl with sandstone and M_{3c} conglomerate, partly with gypsum. E O z M3ab : Green to red sandstone, shale with intercalations of conglomerate. Ol^{gb} : Gabbro- Diorite (dykes, sills, smal stocks). LEOGENE OLIGOCENE Ol^{mg}: Alternation of light green to cream gypsum with marl, marl with scatterd basic igneous intrusions Ol^{Sa}: Salt as domes and layers. Ol^S : Red to green shale, marl and sandstone.

شـکل ۱- نقشـه زمـینشناسـی منطقـه شـمال گرمسـار (ایـران مرکـزی) کـه بـر پایـه دادههـای نقشـه زمـینشناسـی ۱/۱۰۰۰۰ گرمسـار (Amini et al., 2004) و برداشتهای صحرایی و تصویر ماهوارهای دقیق دوباره رسم شده است.

تجزيهشدة منطقه كرمسار بعدست Barahmand

(۲۰۱۰) نیے بھے ہ گرفتے شدہ است (جدول ۱).

همچنین، نقشه زمین شناسی منطقه شمال گرمسار

(شکل ۱)، با بهره گیری از دادههای نقشه زمین شناسی

۱/۱۰۰۰۰ گرمسار (Amini et al., 2004)، بازدیـدهای

صحرایی دقیق، تصویر ماهوارهای رقومی شده با دقت بالا (با نرمافزار S.A.S. Planet) و رسم در محیط S.A.S.

و طراحی پایانی با نرمافزار فتوشاپ، تهیه شده است.

بحث و بررسی زمینشناسی منطقه

محدوده گسترش تودههای آذرین شمال گرمسار (ایران مرکزی)، در طولهای جغرافیایی '۵۲^۵۳۰ تا '۲۵^۰۳۵ خاوری و عرضهای جغرافیایی '۵۳^۹۰۰ تا '۲۵^۰۵۲ شمالی، در شمالخاوری تا شمالباختری گرمسار است. بر پایه پیشنهاد Amini و همکاران (۲۰۰۴)، در منطقه گرمسار، سازند قرمز زیرین از توالی ضخیمی از شیلهای رنگی، مارنهای ژیپسدار قرمز رنگ، ماسهسنگ بههمراه لایهها و گنبدهای نمکی در زیر (واحد CL⁸) به سن الیگوسن زیرین و کنگلومرا،

ماسه سنگ، تناوبی از مارن های روشن تا کرمرنگ ژیپ سدار به همراه مارن های آهکی و سنگ های آتشفشانی (واحد OL^{mg}) در بالا، به سن الیگوسن میانی-پسین ساخته شده است (شکل ۱).

بر پایه بازدیدها و بررسیهای میدانی، این سنگهای به اصطلاح آتشفشانی، بهعلت رنگ سبز تیرهشان، بهآسانی از سنگهای رسوبی میزبان، شناسایی میشوند (شکل ۲- A) و به روشنی لایهبندی سنگهای آواری (ماسهسنگی) و مارنهای گچدار (واحد ^{mg}) سازند قرمز زیرین را قطع کردهاند (شکل ۲- B). ازاینرو، این سنگها آذرین نیمهدرونی هستند.



شکل ۲- تصویر صحرایی از تودههای آذرین شمال گرمسار (ایران مرکزی): A) نمایی از یک دایک گابرویی تزریقشده در سازند قرمـز زیـرین و سپس گسلش آن در پی بالاآمدن گنبد نمکی (دید بهسوی شمال)؛ B) نمایی از نفوذ واحد آذرین Ol^{gb} به درون واحد رسوبی Ol^{mg} (دید بهسوی باختر)؛ C) نمودار بلوکیِ توالیهای رسوبی سازند قرمز زیرین و تودههای آذرین درون آن در منطقـه گرمسـار؛ D) نمـایی از دسـته دایـکـهـای گابرویی تزریقشده در واحد Ol^{mg} سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار (دید بهسوی شمال).

بر پایه وابستگی چینهشناختی، این سنگهای آذرین از واحد رسوبی OL^{mg} سازند قرمز زیرین اندکی جوانتر هستند؛ اما از آنجایی که در واحدهای بالاتر توالی سنگچینهای، مانند سازند قم و قرمز بالایی، دیده نمیشوند؛ ازاینرو، سن تزریق آنها را میتوان بازه زمانی الیگوسن میانی-پسین، در مراحل پایانی تهنشست بخشهای پسین، در مراحل پایانی تهنشست بخشهای این مسأله، با دیدن رخنمون معادلهای آذرین این مسأله، با دیدن رخنمون معادلهای آذرین بیرونی این تودههای نیمهدرونی، به شکل روانههای گدازه بازالتی در مناطق همجوار مانند جنوب شاهرود تا سرزوار (Ghasemi *et al.*, 2011)،

حضور سنگهای آذریان در بسیاری از گنبدهای نمکی منطقه گرمسار، نشاندهنده این است که چهبسا در زیار بسیاری از ایان گنبدهای نمکی برخاسته، تودههای آذرین نیمهدرونی جای داشته و در برخی بخشها به صورت آپوفیز، استوکهای بسیار کوچک و دایک رخنمون یافتهاند (شکل ۲). در پی برخاستگی و فرسایش گنبدهای نمکی، رخنمون تودهها به صورت پراکنده و معمولاً در قله گنبدها دیده می شود. دایکها عموماً به موازات یکدیگر، در راستای شال باختری-جنوب خاوری (Barahmand, 2010) و گاه به صورت گروهی دیده می شوند (شکل ۲).

سنگنگاری

بررسیهای میدانی و سنگنگاری نشان میدهند که سنگهای آذرین شمال گرمسار، سرشت گابرویی (بازیک) دارند؛ اما بخشهای روشن تفریقیافتهٔ دیوریتی (لوکوگابرویی) نیز در آنها دیده میشوند. این سنگها، دارای انواع بافتها و درجههای گوناگونی دگرسانیها هستند. تنوع بافتی، نشان میدهد که شرایط سردشدن، سرعت هستهبندی و رشد کانیها و شرایط مهاجرت و انتشار عناصر در ماگما یکسان نبوده است. بیگمان،

حجم توده و ژرفای جایگزینی آن، نقش پررنگی در پیدایش این ناهمسانیها داشته است. مناطق کنارهای تودههای کوچک و دایکها، که با شتاب بیشتری سرد شدهاند، دارای کنارههای انجماد تُند هستند؛ اما بهسوی مرکز تودهها، اندازهٔ دانهها بهآرامی افزایش مییابد و بهترتیب، ساختها و بافتهای بازالتی، دیابازی، میکروگابرویی و گابرویی در آنها دیده میشود.

نمونــههـای گـابرویی، دارای بافــتهـای دانـهای ریزبلور، افیتی و سابافیتی هستند (شکل ۳- A). بافتهای افیتی و سابافیتی، در سنگهای دارای ترکیب بازالتی یافت می شوند. اگرچه در برخی جریان های گدازه بازالتی، ناپیدابلور دیده می شود؛ اما بیشتر در سنگهای دانه درشتتر، مانند کناره تودههای مافیک دانهریـز تـا دانـهمتوسـط و دایـکـهـای دیابازی، ییدا بلور معمول است (Blatt et al., 2006; Best, 2003). ازايسن و، ايسن بافتها راه شیناخت سردشدن سریعتر مذاب در تودههای آذرین نیمهدرونی منطقه هستند. در نمونههای کنارہ دایک ہا، در پی انجماد تُند، زمینہ سنگ بیشتر از ریزبلورها ساخته شده است و بافتهای پورفیری و گلومروپورفیری دیده می شود (شکل ۳-B). برخی نمونههای کناره دایکها در زمینه خود، دارای جهت گیری نسبی میکرولیت های پلاژیوکلاز هستند و جهتيابي أنها فشار جايگزيني در زمان انجماد را نشان میدهد. در برخبی نمونهها، بافت گلومروپورفیری دیدہ میںشود کے پیامد انباشتگی خوش___های فنوکریس___ته___ای پلاژی___وکلاز و کلینوپیروکسین در زمینیهای میکرولیتی است. در بافت بادامکی (حفرہدار) کنارہ برخی دایکھا، کہ پیامد خروج گازهاست، بادامکها با کانیهای ثانویه مانند کلسیت، اپیدوت و کلریت پر شدهاند.

پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، کانیهای اصلی گابروها هستند. بهنظر میرسد نِمودِ ادخالگونهٔ بلورهای پلاژیوکلاز در پیروکسن (شکل ۳- C) نشاندهنده آغاز

تبلور پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن و یا تبلور همزمان آنها باشد؛ اما پیروکسنها تُندتر رشد کرده و پلاژیوکلازها را دربرگرفتهاند. پلاژیوکلازهای درون این سنگها، تا اندازهای به سوسوریت تجزیه شدهاند.

کلینوپیروکسن، بهصورت فنوکریستهای شکلدار و نیمه شکلدار، پس از پلاژیوکلاز، فراوان ترین کانی سازنده گابروهاست. با توجه به زاویه خاموشی نزدیک به ۲۰ درجهای، رنگ جذبی شدید و چندرنگی آشکار (Forghani, 1983)، کلینوپیروکسنها بیشتر دیوپسید-اوژیت، بهویژه اوژیت تیتانیمدار، هستند. چندرنگی آشکار بلورهای کلینوپیروکسن، نشاندهنده تیتانیمداربودن ساختار آنها و سرشت آلکالن سنگهای منطقه است. در برخی نمونهها، پیروکسنها دارای لبههای گردشده و خلیج خوردگی هستند (شکل ۳-ماله یای در یک مخزن ماگمایی ژرفتر و سپس بالاآمدن ماگما و کاهش فشار ایزوترمال حاکم بر آن در شرایط نااشباع از آب، در هنگام جایگزینی در آشیانهٔ کم ژرفاتر است (Borming and Fuyuan, 2001).

در بخس مرکزی برخی از کلینوپیروکسنهای درشت، ادخالهای فراوان الیوین، پلاژیوکلاز و کانیهای کدر دیده میشود، اما بخش کنارهای بلور این کلینوپیروکسنها، یکنواختتر و بی ادخال هستند. به باور Shelly (۱۹۹۳)، این امر میتواند نشاندهنده پیدایش بلورهای ریز این ادخالها، در هنگام تبلور بخش مرکزی بلورهای کلینوپیروکسن و جذب آسانتر این ریزبلورها به سطح بلور کلینوپیروکسن در هنگام تبلور باشد.

کانی های کدر (مگنتیت، تیتانومگنتیت و به اندازه بسیار کم پیریت)، آپاتیت، الیوین و فلوگوپیت، از کانی های فرعی سنگ به شمار می آیند. آپاتیت به اندازه کم و به صورت ادخال های

سوزنی شکل و ریز و گاه به صورت منشوری دیده می شود. کلریت، پرهنیت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت از کانی های ثانویه این سنگ ها هستند.

واژه دیوریتی (تنها از دید یک نام صحرایی و سنگنگاری)، به گروهی از سنگهای رگهای و بخشهای جدایشیافته روشن در تودههای گابرویی منطقه گفته می شود که در برابر گابروها از فراوانی بسیار کمتری برخوردار هستند. از آنجایی که این سنگها دارای مرز تدریجی بوده و از دید صحرایی بسیار همانند گابروها هستند، شناسایی و نقشهبرداری آنها بهصورت یک واحد جداگانه، دست یافتنی و شدنی نیست. این سنگها، بیشتر از فلدسپار ساخته شدهاند، الیوین نداشته و در برابر گابروها، پیروکسن بسیار کمتری دارند (شـکل ۳- E)، هرچنـد کـه در نمودارهـای ردهبنـدی شیمیایی، این نمونه ها بیشتر در بخش گابروها جای می گیرند. بافت های گرانولار، اینتر گرانولار، افیتی و سابافیتی، از بافتهای فراوان در این سنگها هستند (شکل های ۳- G و ۳- H). کانی های اصلی آنها یلاژیوکلاز و به مقدار بسیار کم، کلینوییروکسن هستند (شــکلهـای E-۳ تـا H-۳). بلورهـای شـکلدار و نيم مشكل دار پلاژي وكلاز فراوان ترين كاني اين سنگهاست.

در این سنگها، کلینوپیروکسنها دارای ماکل اوژیتی عادی بوده و عموماً، شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. کانی های کدر، هورنبلند، فلوگوپیت (؟) و آپاتیت از کانی های فرعی این سنگها به شمار می آیند. میزان فلوگوپیت (؟) و آپاتیت در این سنگها، فراوان تر از گابروهاست (شکل ۳- ۲). آپاتیت بیشتر به صورت ادخال در کانی های دیگر یافت می شود که نشان دهنده تبلور آن در آغاز فرایند تبلور است. اکتینولیت، پرهنیت و کلریت از کانی های ثانویه این سنگها هستند.



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی تـودههای آذریـن شـمال گرمسار (ایـران مرکـزی): A) تصویر بافت دانـهای بـههمـراه کـانیهای پلاژیـوکلاز (Pl)، کلینوپیروکسـن (Px) و کـانی کـدر (Opq) در سـنگهای گـابرویی در نـور پلاریـزه یـا XPL (XPL) و کـانی کـدر (XPL) در سـنگهای گـابرویی و پیـدایش بافـت پـورفیری (تصویر XPL)؛ C) B) درشـت بلـور فلوگوپیـت (Phl) و پیروکسـن (Ar) در برخـی دایـکهای گـابرویی و پیـدایش بافـت پـورفیری (تصویر XPL)؛ C) جـای گیـری بخشـی از بلـور پلاژیـوکلاز (Pl) در کـانی پیروکسـن (A) و پیـدایش بافـت سـابافیتی (تصویر XPL)؛ D) خلـیج خـوردگی در کـانی اوژیت (تصویر XPL)؛ E) بافـت اینترگرانـولار در دیوریـتها کـه دربرگیرنـده پلاژیـوکلاز (Pl) و پیروکسـن (Ap) اسـت (تصویر (XPL)؛ F) تصویر بلـور سـوزنی و دراز آپاتیـت (Ap) بـههمـراه بلورهـای پلاژیـوکلاز (Pl) و کلینوپیروکسـن (Ar) در یـر در کـانی اوژیت (تصویر HL)، کا بافـت اینترگرانـولار در دیوریـتها کـه دربرگیرنـده پلاژیـوکلاز (Pl) و پیروکسـن (R) اسـت (تصویر XPL)؛ C) در در در دیوریـتها کـه دربرگیرنـده پلاژیـوکلاز (Pl) و کینوپیروکسـن (R) در در دیوریـتها کـه دربرگیرنـده پلاژیـوکلاز (Pl)، در کـانی ارشـده در در کـانی اوژیـت (تصویر Ap) بـهمـراه بلورهـای پلاژیـوکلاز (Pl) و کلینوپیروکسـن (R) در در دیوریـتها در نـور مادی پلاژیـوکلاز (Pl) و پیروکسـن (R) در در دیوریـتها در نـور عـادی یـا (R) پیدایش بافت سـابافیتـی، در پـی جـای گیـری بلورهای پلاژیـوکلاز در زمـین بلورهای پلاژیـوکلاز در زمـی مـای روکسـن (R) و کلینوپیروکسـن (R) در در مـان شـده در زمـی مـای رومای پلاژیـوکلاز در در مـی مـوکسان (Pl

زمينشيمى

در نمودار ردهبندی Cox و همکاران (۱۹۷۹)، نمونههای تودههای آذرین شمال گرمسار در بخش گابرو و سری قلیایی جای گرفتهاند (شکل ۴). همچنین، در نمودارهای Irvine و Baragar (۱۹۷۱) (شکل ۵–۸) و Winchester و Vinchor) (شکل ۵– ۵)، ایت سنگها در بخش سری آلکالن جای گرفتهاند. از دید سنگها در بخش سری آلکالن جای گرفتهاند. از دید نسینگها در بخش سری آلکالن جای گرفتهاند. از دید نمود ارتوپیروکسن مارواندی کانیهای آپاتیت، نشان دهنده سرشت آلکالن ماگمای سازنده آنهاست. در نمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای نمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای ایمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای ایمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای نمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای ایمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای ایمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای ایمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای ایمونهها در میدان سریهای آلکالن و ساب آلکالن جای

بهارثبردن برخی ویژگیهای ماگماهای مناطق کمانی حاشیه قارهای است که در بخشهای بعدی به آن پرداخته شده است.



شکل ۴- جایگاه نمونه های آذرین بازیک شمال گرمسار (ایران مرکزی) در نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Cox et al., 1979) (نمونه های Sarizan (۲۰۱۴)، با نماد ▲ و نمونه های Barahmand (۲۰۱۰)، با نماد * نشان داده شدهاند).



شکل ۵- جایگاه نمونههای آذرین بازیک شمال گرمسار (ایران مرکزی) در نمودارهای شناسایی سری ماگمایی: A) نمودار Irvine و Baragar و شکل ۵- جایگاه نمودار یا که مانید (۱۹۷۹)؛ B) نمودار Zhou و همکاران (۲۰۰۸) (نمادها مانند (۱۹۷۹)؛ B) نمودار Zhou و همکاران (۲۰۰۸) (نمادها مانند شکل ۴ هستند).

گارنتدار است. در واقع، مقادیر Yb_N (بهنجارشده به ترکیب کندریت Boynton, 1984) کمتر از ۱۰ مــی توانـد نشـان دهنـده حضـور گارنـت در فـاز بهجایمانده خاستگاه ماگما باشد (Mertz et al., 2001). میانگین این مقدار در سنگهای آذرین بازیک منطقه گرمسار برابر با ۹/۷۹ است. همچنین، به پیشینهاد Mattsson و Oskarsson (۲۰۰۵)، نسبت بالای Ce/Yb در بازالتها نشاندهنده درجه ذوب بخشی کم خاستگاه و گارنتداربودن فاز جامد بهجایمانده آن است. این نسبت در سنگهای منطقه گرمسار ۳۶/۶۷ تا ۱۰/۶۷ است و میتواند نقش گارنت در خاستگاه و ذوب بخشی درجه پایین آن را نشان بدهد. نبود ناهنجاری Eu (احتمالاً در پے جدایش نیافتن پلاژیوکلاز)، ناهنجاری مثبت در عناصر Ba ،Sr ،K و تھے شدگی آشکار از Nb و Zr از ویژگے ہای روشن نمونههای آذرین بازیک منطقه گرمسار است. از دید پژوهشگران گوناگون (Rollinson, 1993; Pearce and Peate, 1995; Weyer et al., (2003; Wilson, 2007; Temizel et al., 2012 این ناهنجاری های مثبت در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و منفی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، وابسته به پهنه فرورانش هستند و می توانند سه علت شناخته شده داشته باشند:

(۱) تهییبودن نسبی پوسته قارمای از Nb و غنیبودن آن از LILE، آلودگی ماگمای گوشتهای با مواد پوسته قارمای در هنگام بالاآمدن و جایگیری، میتواند چنین الگوهایی پدید آورد؛

(۲) ضریب توزیع بالای HFSE و HREE و HREE در فازهای دیرگداز پسماندی، مانند آمفیبول پارگازیتی، فلوگوپیت، گارنت، زیرکن، تیتانیت، ایلمنیت و روتیا، و فراوانی این فازها در مواد دیرگدازِ خاستگاه ماگماهای پهنه فرورانش (ورقه اقیانوسی فروراندهشدهٔ آمفیبولیتی یا اکلوژیتی)، در نمودار Zhou و همکاران (۲۰۰۸) (شکل ۵-D)، نمونهها در میدان ماگماهای با تیتانیم کم جای گرفتهاند. به باور این پژوهشگران، ماگماهای بازالتی با تیتانیم کم از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر پوسته قارهای یا ماگمای پیکریتی پدید مے آیند. دربارہ سنگھای شمال گرمسار، بەنظر مىرسىد كـە خاسـتگاە گوشـتە ليتوسـفرى زيـر پوسته قارهای درست باشد؛ امّا به باور Shellnutt و Jahn (۲۰۱۱)، چـهبسا ماگماهای بازالتی تیتانیم بالا و با تیتانیم کم از یک خاستگاه گارنتدار یکسان، اما در درجههای متفاوت ذوببخشی، همراه با آلایش پوستهای یا بدون همراهی آن پدید می آیند. به باور آنها، بازالتهای کم تیتانیم پیامـد ذوببخشـی درجـه بـالاتر یـک خاسـتگاه گارنت پریدوتیتی هستند. برای خاستگاه نمونههای منطقـــه، درجـــه ذوببخشـــی ۱۱ تـــا ۱۶ درصــدی بهدست آمده است (شکل B-۹) و این درجه، از ذوب کمت_ر از ۱۰ درص_دی خاس_تگاه ماگماه_ای بازالتي آلكالن بالاتر است. فراواني عناصر كمياب و خاکی نادر نمونههای آذرین بازیک منطقه گرمسار در برابر فراوانی این عناصر در دادههای ترکیبی گوشته اوليه (Sun and McDonough, 1989) و کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شدهاند (شــکلهـای A-۶ و B-۶). در ايـن نمودارهـا، شـيب منفے چشے مگیری دیدہ مے شود کے نشان دھنے دہ غنے شدگی این نمونے ہے از LREE نسبت بے HREE است. در این نمودارها، الگوی روند موازی فراوانی عناصر در نمونهها، نشان دهنده خاستگاه یکسان و تحول آنها از راه جدایش بلورین ماگمای بازیک نخستین است (Nicholson et al., 2004) بازیک نخستین است که در بررسی های میدانی و سنگنگاری نیز به آن پرداختــه شــد. از ســوی دیگــر، تهــیشــدگی نســبی عناصر خاکی نادر سنگین نسبت به عناصر خاکی نادر سبک، به احتمال بالانشان دهنده خاستگاه 1982) برای نمونه های منطقه گرمسار بههمراه مقادیر میانگین ترکیب بازالت های جزایر اقیانوسی (OIB) از (۱۹۸۰) و می انگین ترکیبب MORB نوع N از Saunders و (۱۹۸۴) (۱۹۸۴) نشان داده شده است. همچنین، شکل ۶- D به ترکیب گوشته اولیه (, McDonough به Sun and McDonough (, نفاوت ترکیب گوشته اولیه (, ۱989) (1989) بهنجار شده است. در هردو نمودار، تفاوت روشن میان روند فراوانی عناصر در نمونه ها در برابر ترکیب مورب، و همانندی بسیار آنها به روندها و ویژگیهای مشترک بازالت های جزایر رونده می شود. این همان مفهوم گوشته های تعدیل شده است که به طور جامع در بخش بعدی به آن پرداختبه شده است. که در پـی آن، ماگماهای این مناطق، در این عناصر ناهنجاری منفی نشان میدهند؛ (۳) نامحلول بودن HFSE در سال آزادشده از دگرگونی صفحه اقیانوسای فرورونده و حلالیت بالای LILE در این سالها، مذاب برآمده از ذوب گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده پهنههای فرورانش، چنین الگوهایی را پدید میآورد. بهنظر میرسد عوامل ۲ و ۳ در مورد نمونههای منطقه گرمسار بیشتر کارا بودهاند؛ زیار هایچ منطقه گرمسار بیشتر کارا بودهاند؛ زیار هایچ دیده نمی شود. هرچند تحرک بالای عناصر S۵، Rb و X در جریان دگرسانی را نیز همواره باید در نظر داشت. در شاکر ۶- ۲، نمودار عنکبوتی

بهنجار شده به ترکیب کندریت (Thompson,



مکل ۶- نمونـههای آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در: A) نمودار بهنجار شده عناصر خاکی نادر به ترکیب شکل ۶- نمونـههای آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در: A) نمودار بهنجار شده عناصر خاکی نادر به ترکیب کنـدریت. ترکیب کنـدریت از ۱۹۷۴) Nakamura (۱۹۷۴) است؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشـته اولیه. ترکیب گوشـته اولیه از Sun و Sun از ۱۹۸۹) McDonough (۱۹۸۹) است؛ b) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشـته اولیه. ترکیب گوشـته اولیه از الت جزایـر اقیانوسـی (۱۹۸۹) است. نماد نمونـهها ماننـد شکل ۴- C هسـتند؛ C) نمونـههای آذریـن بازیـک منطقه در کنـار نمونـه بازالـت جزایـر اقیانوسـی (OIB) است. نماد موادهها ماننـد شکل ۴- C هستند؛ C) نمونـههای آذریـن بازیـک منطقه در کنـار نمونـه بازالـت جزایـر اقیانوسـی (OIB) از Sun (I۹۸۵) بـا نمـاد ۹، و میـانگین ترکیـب MORB نـوع N از Sunders و Sunde با نماد ۳، در نمودار عنکبوتی بهنجـار شده به ترکیب کنـدریت (Sun and Mc Donough, 1989) نشـان داده شـدهانـد؛ D) همان نمودار شکل ۶-که به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) بعنجار شده است.

برای نمونههای منطقه گرمسار ۲۸/۷۹ است و از این نظر بهخوبی در قلمرو بازالتهای مورب و پهنه پشتکمان جای می گیرند؛ اما از دیگر جنبهها، بهکلی با بازالتهای مورب متفاوت هستند. در نمودار Varekamp و همکاران (۲۰۱۰)، نمونههای آذرین بازیک منطقه گرمسار، در بیرون از محدوده بازالتهای کمانی و در قلمرو بازالتهای پشتکمانی، جای گرفتهاند (شکل ۷- ۲).





شکل ۷- جایگاه نمونههای آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در نمودارهای شناسایی پهنه زمینساختی. A) نمودار Gorton و Gorton (۲۰۰۰)؛ B) نمودار Shervais (۱۹۸۲)؛ C) نمودار Varekamp و همکاران (۲۰۱۰)؛ D) نمودار Shuto و همکاران (۲۰۰۶)، (نماد نمونهها مانند شکل ۴ است) (ACM؛ کمانهای اقیانوسی و حاشیههای فعال قارهای، WPVZ؛ پهنههای آتشفشانی درونقارهای؛ WPB؛ بازالتهای درونورقهای؛ MORB؛ بازالتهای پشتههای میاناقیانوسی؛ IAB؛ بازالتهای جزایر کمانی؛ BABB؛ بازالتهای پهنههای پشتکمانی؛ OIB؛ بازالتهای جزایر اقیانوسی).

آذرین بازیک منطقه گرمسار در قلمرو بازالتهای پشت کمانی جای گرفتهاند (شکل ۷- D). از آنجایی که گوشتهٔ خاستگاه پهنههای پشت کمان نیز کاملاً متأثر از سازندگان در گیر در ماگماهای پهنههای کمانی است؛ یکی از نمودارهای دیگری که با آن میتوان بازالتهای محیط پشت کمانی را از پهنههای زمین ساختی دیگر شناسایی کرد، نمودار Shuto و همکاران (۲۰۰۶) است. در این نمودار نیز نمونههای نمودار Fitton و همکاران (۱۹۹۷)، بازالتهای با خاستگاههای پلوم و غیرپلوم از یکدیگر جدا شدهاند، در این نمودار، همه نمونههای آذرین بازیک منطقه گرمسار، در میدان بازالتهای با خاستگاه پلوم جای گرفتهاند (شکل ۸– ۸). رویهمرفته، ویژگیهای زمینشیمیایی این نمونهها، با پیدایش آنها از یک خاستگاه گوشتهای وابسته به پلوم که از عناصر ناسازگار، بهویژه LREE غنی شدهاند، همخوانی دارد. برای شناسایی غنیشدگی و یا غنینشدگی خاستگاه سنگهای آذرین بازیک منطقه گرمسار، نمودار Y-Zr (2005) (Abu-Hamatteh, 2005) به کار برده شد.

بسر پایسه Sun و McDonough (۱۹۸۹)، میانگین میرزان نسبت Zr/Y برای گوشته اولیه برابر ۲/۴۶ است. این نسبت، در نمونههای آذرین بازیک منطقه گرمسار، ۵/۷۷ – ۲/۳۳ است. ازایرزو، می توان گفت که ماگمای سازنده سنگهای یادشده، از یک خاستگاه گوشته غنی شده، ریشه گرفته است (شکل ۸- B).

پس برخی ویژگیهای ماگمای پهنههای کمانی در ماگمای پهنههای پشتکمان نیز دیده می شوند. ازاین رو، گوشتهٔ خاستگاه ماگماهای یهنههای یشتکمان را گوشــتهٔ تعـدیلشـده (modified mantle) مــینامنـد (Verdel, 2009). بر پایده Pearce و Verdel, 2009)، ترکیب شیمیایی سنگهای آذرین پهنههای پشتکمانی بستگی دارد به: (۱) ترکیب گوشته لیتوسفری این مناطق؛ (۲) نقش فرورانش در تحول ناحیه خاستگاه؛ (۳) واکنش میان گوشته لیتوسفری با سازندگان پهنه ف_رورانش؛ (۴) درجـههای مختلف ذوببخشے و فرایندهای یساماگمایی. این نکته، بهویژه درباره پهنههای پشت کمانی نابالغی که به مرحله اقیانوسزایی نرسیدهاند (مانند منطقه شمال گرمسار)، درست تر است. جایگاه پشت کمانی شناخته شده برای این سنگها، با جایگاه زمینساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگوسن-میوسن که یژوهشگران دیگر، مانند Ghasemi و همک____اران (۲۰۱۱) و Ghasemi و Barahmand (۲۰۱۳) شناسایی کردهاند، کاملاً سازگار است. در



شکل ۸- جایگاه نمونه های آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در: A) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (,Xiry ((1997)؛ B) نمودار Y در برابر TS (Abu-Hamatteh, 2005) (نماد نمونه ها مانند شکل ۴ هستند).

بهدست آمده که نشان دهنده ذوب بخشی در پهنه گارنت لرزولیت و از یک خاستگاه گوشته ای لیتوسفری ژرف است (شکل ۹- A). برای ارزیابی درجه ذوب بخشی ژرفای بهدست آمده برای جایگاه ذوب سنگ خاستگاه سنگهای آذرین منطقه گرمسار، با نمودار نسبت Ce/Yb در برابر ۹۰ (Ellam, 1992) Ce تا ۱۱۰ کیلومتر

خاستگاه، نمودار نسبت عناصر خاکی نادر Dy/Yb در برده برابر Bogard and Warner, 2003) به کار برده شد. در این نمودار، نمونههای آذرین بازیک منطقه

گرمسار بر روی منحنی ذوب گارنتپریدوتیت، بـا درجـه ذوب نزدیک به ۱۱تا ۱۶ درصد جای مـیگیرنـد (شـکل ۹- B).



Ce/Yb شـکل ۹- جایگاه نمونههای آذریت بازیک منطقه شـمال گرمسار (ایـران مرکـزی) در: A) نمـودار نسـبت Ce/Yb در برابر Ce/Yb شـکل ۹ هستند). (Ellam, 1992)؛ B) نمودار Dy/Yb در برابر Dy/Yb (Bogard and Warner, 2003) (نماد نمونهها مانند شکل ۴ هستند).

پہندھای پشتکمانی، شامل پہنے ھای کششے کوچکی در حاشیههای فعال قارهای و وابسته به فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قارمای هستند که در پشت نوار ماگمایی اصلی پهنه فرورانش یدید مے آیند. Taylor و Martinez (۲۰۰۳)، مراحل پیدایش و تکامل این پهنهها را با یک الگوی ۶ مرحلهای نمادین نشان دادهاند. برای آگاهی بیشتر درباره این الگو، شکل ۱۶ در پژوهش ایشان بررسی شود. از آنجایی که در این الگو، بخش شمالی پهنه ایران مرکزی در الیگوسن-میوسن با مرحله C یادشده، در اینجا تنها به بررسی این مرحله پرداخته می شود (شکل ۱۰- A): در پهنه فرورانش، حرکت تخته (يا slab) فرورونده جريان همرفتی در گوهٔ گوشتهای پدید میآورد (بردارهای خطچین). آب آزادشده از تخته فرورونده که به سوی جبهه آتشفشانی میزان آن افزایش مییابد بههمراه جریان همرفت عمودی ناشی از جریان کناری، انبساط گوشته در بالای دمای سالیدوس را در پـی دارد. در ایـن منطقه، همگام با جریان همرفتی گوشته و در پی آبدارشدن پیشرونده، ذوب رخ میدهد. مذاب حاصل، بهسوی بالا حرکت میکند (نقط مچین های نازک

كمرنگ). هنگامی که کشش پشت کمان آغاز میشود، لیتوسفر نزدیک به جبهه آتشفشانی، که از نظر رئولوژیک نازک شده، دچار کافتزایی میشود. مواد گوشتهای آبدارشدهٔ این منطقه، با جریان همرفتی به بالا و به درون لیتوسفر در حال کشش و نازکشدگی، وارد می شوند. اگر فرورانش کُند باشد، در پی سردشدن گوه گوشتهای، از ذوب گسترده آن و رویداد ماگماتیسم شدید، جلوگیری میشود (همانند منطقـه گرمسـار). در پی آبدارشدن گوشته با سیال های آزاد شده از تخته فرورونده، بـههمـراه عملكـرد جريـانهـاى همرفتـى گوشتهای، گوشتههای نخستین و غنیشدهای اختلاط می یابند که آنها را گوشته های تعدیل شده می نامند. هنگامی که این گوشته ها (که خاستگاه ماگماها در این پهنهها هستند) دچار ذوببخشی و رخداد ماگماتیسم می شوند، سنگ های آذرینی پدید می آیند (مانند سنگهای شمال گرمسار) که ویژگیهای دوگانه پهنههای کششی درون ورقهای و فرورانش حاشیه قاره را نشان میدهند.

امروزه، با بررسیهای سنگشناسی و زمینساختی، پذیرش اینکه پهنه فروافتاده شمال ایران مرکزی یک

پهنه پشت کمانی در پشت پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است تقویت شده است. Shahabpour (۲۰۰۷)، پهنه فروافتاده رفسنجان را یک پهنه کششی درون قارهای پشت کمانی پس از ائوسن دانسته کرده است. Azizi و پشت کمانی پس از ائوسن دانسته کرده است. ماور دارند. پشت کمان در راستای گسل تبریز-تاکستان باور دارند. بر پایه Asiabanha و Poder (۲۰۱۲)، از آنجایی که مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در مقایسه با ارومیه-دختر، از گودال فرورانشی کرتاسه – ائوسن دورتر است مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کششی (نزدیک به ۵۰۰-۲۰۰ کیلومتر)، پس بهنظر میرسد که مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کششی (نزدیک به ۲۰۰-۲۰۰ کیلومتر)، پس بهنظر میرسد که مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کششی محموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کششی محموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کششی محموعه ماگمایی اومیه-دختر پدید محموعه ماگمایی در ورای کمان ماگمایی ارومیه-دختر پدید آمـده اسـت. Barahmand (۲۰۰۹)، Barahmand

و Ghasemi (۲۰۱۱)، Ghasemi و همکاران (۲۰۱۱)، Ghasemi و Ghasemi (۲۰۱۳) و Sarizan (۲۰۱۴) نیز، بر رخداد این محیط کششی پشتکمانی در الیگوسن-میوسن ایران مرکزی تأکید کردهاند. بر پایه شکل ۱۰ میتوان گفت که از پایان ائوسن تا میوسن، پوستهٔ قارهای پشتکمانی ایران مرکزی دچار کشش، کاهش فشار بر گوشته، ذوببخشی و بالازدگی گوشته و در پایان، بالازدگی پوسته بوده است. در مراحل نخستین، ذوببخشی در ژرفای بیشتر و درجه کمتر رخ داده است و مذابهای تولید شده بهشدت از عناصر ناسازگار غنی بودهاند. با افزایش کشش در پشتکمان ناسازگار غنی بودهاند. با افزایش کشش در پشتکمان بالایی، بر حجم ماگمای تولیدی افزوده شده و زمینه برای بالاآمدن دیاپیری آن به افقهای بالاتر فراهم شده (Ghasemi *et al.*, 2011).



شــكل ۱۰– A) مرحلـه C الگـوی پیشــنهادیِ Taylor و Martinez (۲۰۰۳)، بـرای نمـایش چگـونگی پیـدایش و تكامـل پهنـههـای پشتكمان؛ B) الگوی پیشـنهادی بـرای پیـدایش و تحـول زمـینسـاختی پهنـه پشـتكمـانی بخـش شـمالی ایـران مركـزی در بـازه زمـانی الیگوسن-میوسن (Sarizan, 2014).

نتيجهگيري

سنگها و نقش جدایش بلورین در پیدایش آنهاست. بررسی های زمین شیمیایی نشان می دهند سنگهای گابرویی شمال گرمسار که بهصورت کے ماگمای سازندہ این سنگھا از ذوب بخشے دایک، سیل و استوکهای کوچک، در سازند قرمز نزدیـک بــه ۱۱ تــا ۱۶ درصـدی یـک خاســتگاه زیــرین رخنمــون دارنــد، دارای سرشــت قلیـایی گوشتهای استنوسفری غنے شدہ و گارنت لرزولیتے هستند. بر یایه نمودارهای شناسایی پهنههای تعدیلیافته، در ژرفای ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری یدید زمینساختی، این سـنگها در یـک یهنـه یشـتکمان آمده و از راه شکستگیها و گسلهای ژرف پهنه اوليه نابالغ در اليگوسن مياني-يسين يديد آمدهاند. کششے پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی به نمودارهای بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته درون واحدهای سنگی سازند قرمز زیرین تزریق اولیه و کندریت برای این سنگها، از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی شدگی شدید و از عناصر شده است. خـاکی نـادر سـنگین (HREE) تهـیشـدگی نسـبی سیاس گزاری نشان میدهند. نگارندگان مقاله از دانشگاه صنعتی شاهرود برای الگوی جای گیری موازی نمونه ها در این یشتیبانی در انجام این پژوهش سیاس گزارند. نمودارها نشان دهنده خاستگاه مشترک این منابع

- Abu-Hamatteh, Z. S. H. (2005) Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. Journal of Asian Earth Sciences 25: 557-581.
- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Amini, B. Rashid, H. Rezaeian, M. and Allahmadadi, S. (2004) Explanatory text of Garmsar Geological Quadrangle Map 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.
- Asadian, F. Pourkermani, M. and Arian, M. (2007) Structural geomorphology of salt structures in Garmsar-Lasjerd area. Journal of Geographical Research 60: 75-85 (in Persian).
- Asiabanha, A. and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. Lithos 148: 98-111.
- Asiabanha, A. Ghasemi, H. and Meshkin, M. (2009) Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 186(2): 201-214.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwest Iran. Journal of Geodynamics 47: 167-179.
- Barahmand, M. (2010) The study of Stratigraphy Setting and petrogenesis of Neogene basalts of Ahmad Adabad area (Khartooran-SE Shahrood) and comparison with Garmsar Sub-volcanic massives of gabbro-dioritic. M.Sc. thesis, University of Shahrood, Shahrood, Iran (in Persian).
- Berberian, M. (1983) The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. Canadian Earth Sciences 20: 163-183.

Best, M. G. (2003) Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Publishing, Malden, MA, USA.

Bin, Z. and Meiyin, D., 2010. Geological setting of Garmsar block, Iran. International Conference on

Challenges in Environmental Science and Computer Engineering, IEEE Computer Society 172: 433-437.

- Blatt H., Tracy R.J. and Owens B.E. (2006), Petrology Igneous, sedimentary and Metamorphic. 3rd Edition, W.H. Freeman and Company, New York.
- Bogard, P. J. F. and Warner, G. (2003) Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. Journal of Petrology 44: 569-602.
- Borming, S. and Fuyuan, W. (2001) Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Wouduhe and Baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China. Lithosphere 59: 171-198.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare Earth Element Geochemistry (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amesterdam.
- Brown, M. (2001) Orogeny, migmatites and leucogranites: Areview. Journal of Earth and Planetary Science 110: 313-336.
- Cox, K. G, Bell, J. D. and Pankhurts, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London.
- Ellam, R. M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. Geology 20: 153-156.
- Fitton, J. G. Saunders, A. D. Norry, M. J. Hardarson, B. S. and Taylor, R. N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth and Planetary Science Letters 153: 197-208.
- Forghani, A. H. (1983) Mineralogy: Neso-silicates to inosilicates. Tehran University Publication, Tehran (in Persian).
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26: 683-693.
- Ghasemi, H. and Barahmand, M. (2013) Petrology and Geochemistry of Igneous Rocks in the Lower Red Formation, Garmsar Area. Iranian Journal of Geology 7(26): 17-23 (in Persian).
- Ghasemi, H., Barahmand, M. and Sadeghian, M. (2011) The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin. Petrology 2(7): 77-94 (in Persian).
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38: 1065-1073.
- Guest, B. Horton, B. K. Axen, G. J. Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. Tectonics 26(6), doi:10.1029/2006TC002091.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of earth Science Letters 8: 523-548.
- Jackson, M. P. A. Cornelius, R. R. Craig, C. H. Gansser, A. Stocklin, J. and Talbot, J. C. (1990) Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. Memoir Geological Society of America 177.
- Kasmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2008) Cretaceous–Paleogene Back-Arc Basins in the Iran– Afghanistan–Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin. Doklady Earth Sciences 422(7): 1018-1020.
- Mattsson, H. and Oskarsson, N. (2005) Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research 147: 245-267.

- Mertz, D.F. Weinrich, A.J. Sharp, W.D. and Renne, P.R. (2001) Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan complex, California: constraints from geochemistry, petrology, and Ar₄₀/Ar₃₉ chronology. American Journal of Sciences 301: 877-911.
- Middlemost, E. A. K. (1989) Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical Geology 77:19-26.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochemica Cosmochemica Acta 38: 757-775.
- Nicholson, K. N. Black, P. M. Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundary. Journal of Volcanology and Geothermal Research 131: 295-306.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23: 251-285.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J. (2006) Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. In: Back-Arc Spreading Systems; Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions (Eds. Christie, D. M., Fisher, C. R., Lee, S. M. and Givens, S.) Geophysical Monograph Series 166: 63-86. American Geophysical Union, Washington.
- Reuter, M., Piller W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., and Berning, B. (2007) The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 98: 627-650.
- Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons Publication, New York.
- Sarizan, R. (2014) Stratigraphical position, petrology and geochemistry of igneous intrusion exist in Lower Red Formation, North of Garmsar, M.Sc. thesis, University of Shahrood, Shahrood, Iran (in Persian).
- Saunders, A. D., and Tarney, J. (1984) Geochemicalcharacteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Marginal basin geology (Eds. Kokelaar, B. P. and Howells, M. F.) Special Publication 16: 59-67. Geological Society of London.
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. Journal of Asian Earth Sciences 30: 652-665.
- Shahriyari, S., Safaei, H. and Sharifi, M. (1999) Tectonic setting of basalts associated with Central Alborz Salt domes (Garmsar area). The 3rd symposium of Geological Society of Iran, Shiraz University: 386-390 (in Persian).
- Shellnutt, J. G. and Jahn, B. M. (2011) Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial–compositional distribution of the Emeishan flood basalts. Journal of Volcanology and Geothermal Research 199: 85-95.
- Shelly, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letter 59: 101-118.
- Shuto, K. Ishimoto, H. Hirahara, Y. Sato, M. Matsui, K. Fujibayashi, N. Takazawa, E. Yabuki, K. Sekine, M. Kato, M. and Rezanov, A. I. (2006) Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. Lithos 86: 1-33.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts:

Implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in oceanic basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society of London,.

- Taylor, B. and Martinez, F. (2003) Back-arc basin basalt systematic. Earth and Planetary Science Letters 210: 481-497.
- Temizel, I. Arsalan, M. Ruffet, G. and Peucat, J. J. (2012) Petrochemistry, geochronology and Sr- Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: Implications for extension-related origin and mantle source characteristics. Lithos 128: 126-147.
- Thompson, R. N. (1982) British tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology 18: 49-107.
- Varekamp, J. C. Hesse, A. and Mandeville, C. W. (2010) Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). Journal of Volcanology and Geothermal Research 197: 313-328.
- Verdel, C. (2009) Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extentional tectonics and related volcanism. Ph.D. thesis, California institute of technology Pasadena, California, USA.
- Weyer, S. Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. Earth and Planetary Science Letters 205: 309-324.
- Wilson, M. (2007) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer.

TCN

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters 28: 459-469.
- Wood, D. A., Joron, J. L., and Treuil, M. (1979) Are appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. Earth and Planetary Science letters 45: 326-336.
- Zhou, M. F., Arndt, N. T., Malpas, J., Wang, C. Y. and Kennedy, A. K. (2008) Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China. Lithos 103: 352-368.

Source properties and tectonic setting of the basic magmatism in the Lower Red Formation, north of Garmsar (Semnan, Central Iran)

Habibollah Ghasemi * Reza Sarizan and Azizollah Taheri

Department of Petrology, School of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

In north and northwest of Garmsar in Semnan province, some basic igneous rocks with the Oligocene age outcropped as dyke, sill and very small stocks in the Lower Red Formation. These rocks have basic composition and alkaline nature. They show various textures such as porphyric, glomeroporphyric, ophitic, subophitic, intergranular and granular. Plagioclase and clinopyroxene as the main minerals, olivine, opaque (magnetite, titanomagnetite), apatite and phelogopite as the minor minerals and chlorite, prehnite, epidote, serpentine sericite and calcite are the secondary minerals in these rocks. Primitive mantle and chondrite normalized diagrams of these rocks show strong enrichments in light rare earth elements (LREEs) and relative depletions in heavy rare earth elements (HREEs). Also, parallel trends of the samples in these diagrams indicate a common source for these rocks and the role of the differentiation crystallization in their genesis. Investigated rocks are plotted in back-arc basin setting field in discrimination tectonic diagrams. Geochemical studies show magma forming of these rocks have been formed from 11-16% partial melting of an enriched modified garnet lherzolitic mantle source in 90-100 km depths. This magma intruded via deep fractures and faults in the incipient extensional back-arc basin resulted from northward subduction of Arabian plate beneath the Central Iran in the Oligocene-Miocene time.

Key words: Magmatism, Oligocene, Lower Red Formation, Garmsar, Central Iran

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.