

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

حبیب‌اله قاسمی*، رضا سری‌زن و عزیزاله طاهری

گروه پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

در شمال و شمال‌باختری گرمسار در استان سمنان، در سازند قرمز زیرین، رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین بازیک به سن الیگوسن میانی-پسین به صورت دایک، سیل و استوک‌های بسیار کوچک دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای ترکیب بازیک و سرشت قلیایی هستند. بافت‌های گوناگون پورفیری، گلوپورفیری، افیتی، ساب‌افیتی، اینترگرانولار و گرانولار در بخش‌های مختلف این توده‌ها دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی، الیون، کانی‌های کدر (مگنتیت، تیتانومگنتیت)، آپاتیت و فلوگوپیت از کانی‌های فرعی و کلریت، پرنیت، اپیدوت، سرپانتین، سریسیت و کلسیت، از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. نمودارهای بهنجار شده این سنگ‌ها به ترکیب گوشته اولیه و کندریت، از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی شدید و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. افزون بر این، الگوی موازی نمونه‌ها در این نمودارها، نشان‌دهنده خاستگاه یکسان این سنگ‌ها و نقش جدایش بلورین در پیدایش آنهاست. در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در قلمرو پهنه‌های کششی پشت‌کمان جای می‌گیرند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی ۱۱ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و گارنت‌لرزولیتی تعدیل‌شده، در ژرفای ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری پدید آمده است. در زمان الیگوسن-میوسن، این ماگما از راه گسل‌ها و شکستگی‌های ژرف، به درون پهنه کششی پشت‌کمانی آغازین که پیامد فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران مرکزی بوده، وارد شده است.
واژه‌های کلیدی: ماگماتیسیم، الیگوسن، سازند قرمز زیرین، گرمسار، ایران مرکزی

مقدمه

سه‌گوش در مرکز ایران جای دارد و از بزرگ‌ترین و پیچیده‌ترین پهنه‌های زمین‌شناسی ایران، در میان سه پهنه زمین‌ساختی البرز در شمال، لوت

پهنه فروافتاده ایران مرکزی از پهنه‌های ساختاری اصلی و بزرگی است که به شکل

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

بررسی چند نکته مهم روشن شد:

- (۱) بر خلاف گزارش‌های پیشین، سنگ‌های آذرین منطقه گرمسار بازالت زیردریایی نبوده، بلکه توده‌های نفوذی نیمه‌درونی 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.

از این‌رو، تصمیم گرفته شد که این توده‌ها دقیق‌تر و در مقیاسی گسترده‌تر، بررسی شوند. در این مقاله، یافته‌های به‌دست آمده از این بررسی و بررسی‌های پیشین، با دیدگاهی جامع‌تر و در چهارچوب زمین‌ساخت ورقه‌ای ایران آورده شده است.

روش انجام پژوهش

در راستای انجام این پژوهش، با دقت به بررسی صحرایی گستره بزرگی از رخنمون‌های سازند قرمز زیرین، از شمال 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 به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه Lab West استرالیا تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های تجزیه شیمیایی این نمونه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند.

در خاور و زاگرس در جنوب و جنوب‌باختری به‌شمار می‌رود (Aghanabati, 2004). به باور Kasmin و Tikhonova (۲۰۰۸)، از کرتاسه تا پالئوژن و در پی عملکرد پهنه‌های کششی پشت‌کمانی، این پهنه دچار فروافتادگی شده است. از آنجایی که پهنه‌های ساختاری دچار تبخیر دریایی، حرکت‌های خشکی‌زایی گسترده و یا دچار فروافتادگی‌های وابسته به کافت حاشیه قاره‌ای می‌شوند؛ از این‌رو، جایگاه زمین‌ساختی گستره تبخیری شمال و باختر گرمسار را می‌توان یک فروزمین در حاشیه شمالی پهنه پشت‌کمانی ایران مرکزی دانست (Ghasemi and Barahmand, 2013).

بسیاری از پژوهشگران، مانند Berberian (۱۹۸۳)، Jackson و همکاران (۱۹۹۰)، Shahriyari و همکاران (۱۹۹۹)، Asadian و همکاران (۲۰۰۷)، Reuter و همکاران (۲۰۰۷)، Verdel (۲۰۰۹)، Bin و Mei Yin (۲۰۱۰)، Barahmand (۲۰۱۰)، Ghasemi و همکاران (۲۰۱۱) و Ghasemi و Barahmand (۲۰۱۳)، جایگاه این بلوک را یک پهنه کششی پشت‌کمانی نابالغ و وابسته به پهنه پشت‌کمان ماگمایی ارومیه-دختر در زمان الیگوسن-میوسن دانسته‌اند.

در شمالی‌ترین بخش‌های پهنه ایران مرکزی، و در شمال و شمال‌باختری گرمسار (استان سمنان)، توده‌های آذرین درونی فراوان، پراکنده و بسیار کوچکی از گابرو، به‌صورت دایک، سیل و استوک‌های بسیار کوچک دیده می‌شوند که بخش بالایی سازند قرمز زیرین (واحد OI^{mg})، را قطع کرده‌اند (شکل ۱). Barahmand و Ghasemi (۲۰۱۳) در یک بررسی کوتاه و برای اطمینان از وابستگی این توده‌ها با گدازه‌های بازالتی الیگوسن-میوسن منطقه کلاته‌سادات در باختر سبزواری (Ghasemi et al., 2011)، این توده‌ها را در مقیاس بسیار کوچک بررسی کرده‌اند. در این

جدول ۱- داده‌های خام تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در نمونه‌های گابرویی شمال گرمسار (ایران مرکزی). مقدار نسبت Fe_2O_3/FeO به روش Middlemost (۱۹۸۹) به دست آمده است (داده‌ها از Sarizan (۲۰۱۴)).

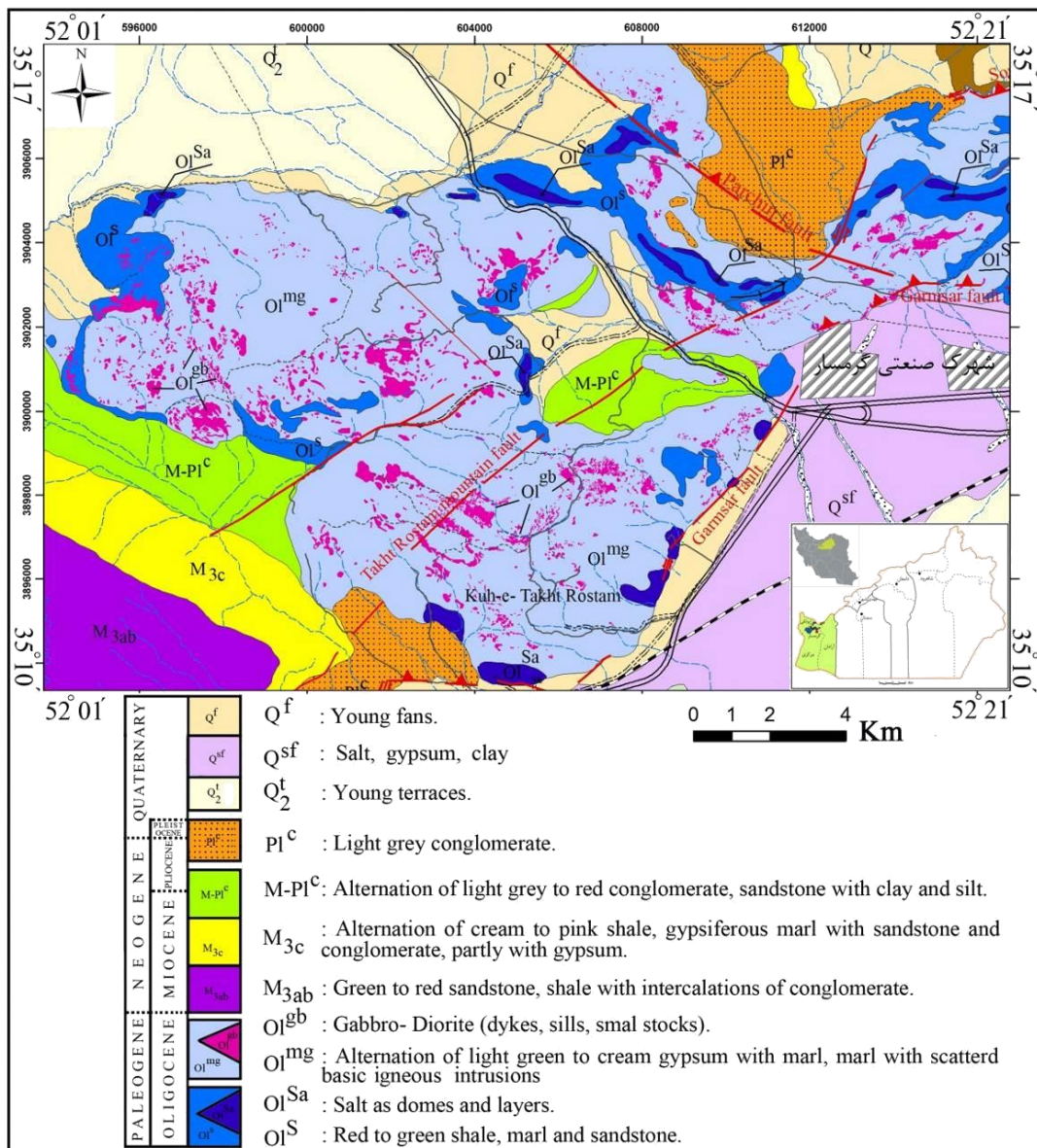
Sample No.	RS1	RS 2	RS 3	RS 4	RS 5	RS 6	RS 7	RS 8	RS 9	RS 10	RS 11
SiO ₂	45.72	45.37	45.62	45.58	45.91	47.05	45.71	43.02	50.86	49.30	47.34
TiO ₂	0.88	0.85	0.86	0.91	1.15	1.12	0.86	1.11	0.77	0.86	1.82
Al ₂ O ₃	16.93	16.79	17.18	16.95	15.23	19.23	16.83	18.05	19.89	19.73	16.28
FeO	8.20	7.59	7.83	8.17	8.78	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
K ₂ O	0.63	0.91	1.15	1.01	2.93	1.73	2.53	2.45	2.86	3.87	1.65
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.15	0.17	0.42	0.30	0.17	0.41	0.47	0.40	0.94
L.O.I	3.50	3.71	3.11	3.28	4.16	3.43	3.95	4.03	2.19	2.41	2.29
Ba	130	100	152	139	688	254	187	396	321	388	865
Co	59	39	47	50	54	32	54	41	17	26	26
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
Ta	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
Zr	55.28	32.54	38.09	50.80	98.52	80.82	56.60	91.81	97.06	159.8	145.35
Y	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	29.97	10.66
Cu	142.1	143.98	90.82	98.61	102.46	110.0	249.26	192.5	106.8	122.8	62.98
Zn	59.23	20.71	29.30	64.74	43.35	46.74	148.96	100.6	32.35	98.90	46.51
Ni	56.27	64.10	49.80	55.78	110.34	15.58	48.66	36.53	21.57	39.96	47.48
La	23.20	21.89	22.27	22.01	38.52	32.52	25.82	38.10	58.63	48.35	59.69
Ce	15.79	15.78	16.60	19.92	47.29	34.08	18.87	44.42	62.75	57.94	85.27
Pr	2.27	2.27	2.44	2.79	6.11	4.58	2.68	5.92	6.86	7.09	10.66
Nd	10.86	10.85	11.72	12.95	25.62	19.47	11.92	25.67	26.47	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
Ho	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/Yb	15.67	14.80	15.20	13.81	23.00	16.70	17.33	17.55	28.48	24.20	25.67
Ce/Yb	10.67	10.67	11.33	12.50	28.24	17.50	12.67	20.45	30.48	29.00	36.67
Dy/Yb	1.87	1.87	1.93	1.88	2.12	1.85	2.00	2.09	1.81	2.00	2.25
Na ₂ O+K ₂ O	4.17	4.13	4.30	4.36	6.30	4.52	4.37	3.59	6.15	6.19	5.22
Ti/1000	5.46	5.29	5.32	5.64	7.19	6.95	5.37	6.93	4.72	5.28	11.17
Ti/V	21.60	20.74	20.77	22.73	35.44	28.26	21.04	24.42	35.21	31.44	55.04
FeO/MgO	0.94	0.89	0.96	1.09	1.00	1.07	0.88	0.90	1.18	0.85	1.47

جدول ۱- ادامه.

Samples No.	2GD3	G1D	2GA8	G3A	2GB3	G2B	2GE1
SiO ₂	46.40	46.60	46.80	47.70	47.30	48.07	48.50
TiO ₂	0.84	0.84	1.55	1.57	1.63	1.52	1.47
Al ₂ O ₃	16.30	16.60	15.75	15.80	15.60	15.75	15.65
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 ₃	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.90	0.86	0.95	0.89	0.92
L.O.I	3.30	2.99	3.64	3.48	3.39	2.77	2.48
Total	99.40	100	98.50	98.30	98.30	99.10	98.8
Ba	160	123	723	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
Ta	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
Zr	44	44	165	176	166	179	193
Y	14.30	14.80	24.80	26.40	25.70	26.60	28.20
Mo	1.90	1.90	2.00	1.90	1.90	1.90	2.00
Cu	86	82	118	71	100	31	134
Zn	40	43	127	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
Dy	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
Yb	1.49	1.52	2.39	2.63	2.51	2.57	2.9
Lu	0.23	0.24	0.40	0.42	0.38	0.42	0.45
Zr/Y	3.08	2.97	6.65	6.67	6.46	6.73	6.84
Nb/Y	0.19	0.17	0.91	0.92	0.89	0.92	0.85
Th/Yb	0.98	0.99	0.67	0.68	0.64	0.68	0.61
Ta/Yb	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

تجزیه‌شده منطقه گرمسار به دست Barahmand (۲۰۱۰) نیز بهره گرفته شده است (جدول ۱). همچنین، نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال گرمسار (شکل ۱)، با بهره‌گیری از داده‌های نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ گرمسار (Amini *et al.*, 2004)، بازدیدهای صحرایی دقیق، تصویر ماهواره‌ای رقومی شده با دقت بالا (با نرم‌افزار S.A.S. Planet) و رسم در محیط ArcGIS و طراحی پایانی با نرم‌افزار فتوشاپ، تهیه شده است.

اکسیدهای عناصر اصلی بر پایه درصد وزنی (wt%) 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.) به روش استاندارد پیشنهادی Rollinson (۱۹۹۳) و نیز نسبت Fe_2O_3/FeO بر پایه روش Middlemost (۱۹۸۹) انجام شد. برای دستیابی به نتیجه بهتر، از داده‌های ۷ نمونه



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) که بر پایه داده‌های نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ گرمسار (Amini *et al.*, 2004) و برداشت‌های صحرایی و تصویر ماهواره‌ای دقیق دوباره رسم شده است.

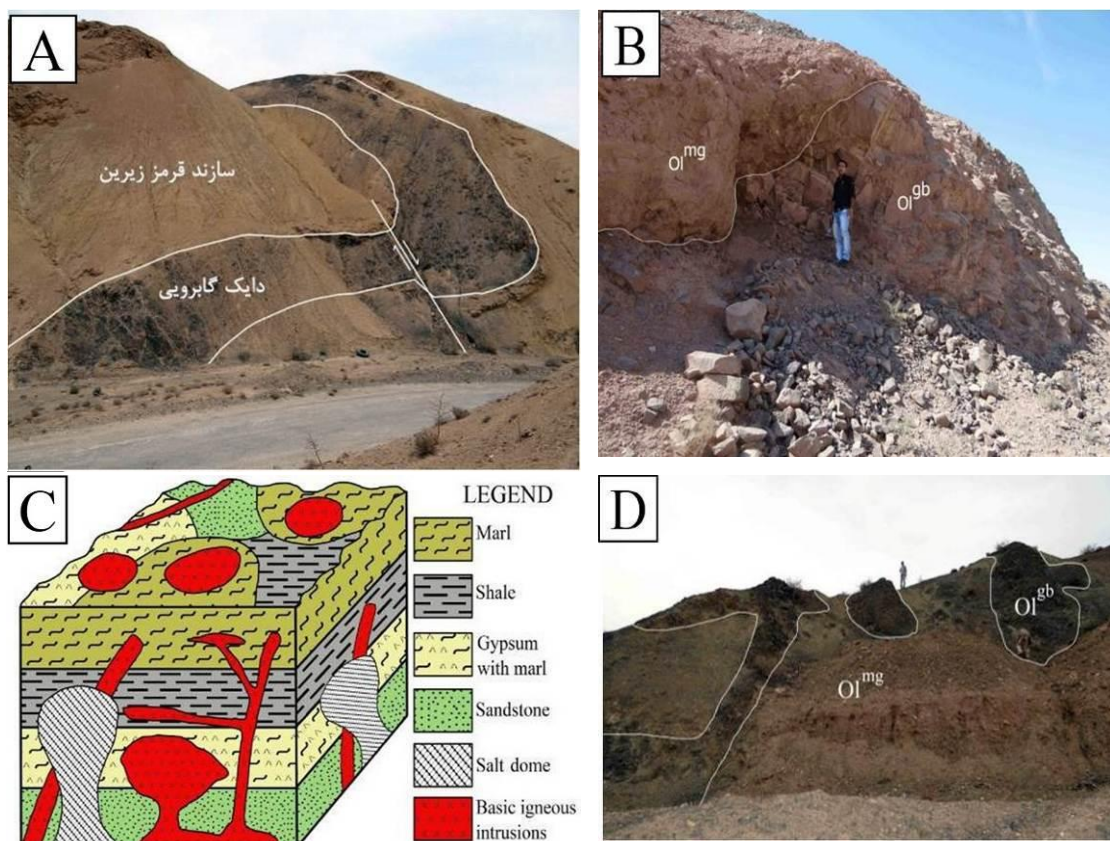
بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

محدوده گسترش توده‌های آذرین شمال گرمسار (ایران مرکزی)، در طول‌های جغرافیایی $01^{\circ}52'$ تا $52^{\circ}24'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $09^{\circ}35'$ تا $35^{\circ}21'$ 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 ژئوپس‌دار قرمز رنگ، ماسه‌سنگ به‌همراه لایه‌ها و گنبد‌های نمکی در زیر (واحد OL^S) به سن الیگوسن زیرین و کنگلومرا،

ماسه‌سنگ، تناوبی از مارن‌های روشن تا کرم‌رنگ ژئوپس‌دار به‌همراه مارن‌های آهکی و سنگ‌های 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 OL^{mg}) سازند قرمز زیرین را قطع کرده‌اند (شکل ۲- B). از این رو، 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 قرمز زیرین و سپس گسلش آن در پی بالآمدن گنبد نمکی (دید به‌سوی شمال)؛ (B) نمایی از نفوذ واحد آذرین $O1^{gb}$ به درون واحد رسوبی $O1^{mg}$ (دید به‌سوی باختر)؛ (C) نمودار بلوکی توالی‌های رسوبی سازند قرمز زیرین و توده‌های آذرین درون آن در منطقه گرمسار؛ (D) نمایی از دسته دایک‌های گابرویی تزریق‌شده در واحد $O1^{mg}$ سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار (دید به‌سوی شمال).

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 به آرامی افزایش می‌یابد و به‌ترتیب، ساخت‌ها و بافت‌های بازالتی، دیابازی، میکروگابرویی و گابرویی در آنها دیده می‌شود.

نمونه‌های گابرویی، دارای بافت‌های دانه‌ای ریزبلور، افیتی و ساب‌افیتی هستند (شکل ۳- A). بافت‌های افیتی و ساب‌افیتی، در سنگ‌های دارای ترکیب بازالتی یافت می‌شوند. اگرچه در برخی جریان‌های گدازه بازالتی، ناپیدابلور دیده می‌شود؛ اما بیشتر در سنگ‌های دانه درشت‌تر، مانند کناره توده‌های مافیک دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و دایک‌های دیابازی، پیدا بلور معمول است (Blatt et al., 2006; Best, 2003). از این‌رو، این بافت‌ها راه شناخت سردشدن سریع‌تر مذاب در توده‌های آذرین نیمه‌درونی منطقه هستند. در نمونه‌های کناره دایک‌ها، در پی انجماد تُند، زمینه سنگ بیشتر از ریزبلورها ساخته شده است و بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری دیده می‌شود (شکل ۳- B). برخی نمونه‌های کناره دایک‌ها در زمینه خود، دارای جهت‌گیری نسبی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز هستند و جهت‌یابی آنها فشار جایگزینی در زمان انجماد را نشان می‌دهد. در برخی نمونه‌ها، بافت گلومروپورفیری دیده می‌شود که پیامد انباشتگی خوشه‌ای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای میکروولیتی است. در بافت بادامکی (حفره‌دار) کناره برخی دایک‌ها، که پیامد خروج گازهاست، بادامک‌ها با کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، اپیدوت و کلریت پر شده‌اند.

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

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؛ از این‌رو، سن تزریق آنها را می‌توان بازه زمانی الیگوسن میانی-پسین، در مراحل پایانی ته‌نشست بخش‌های بالایی سازند قرمز زیرین، دانست (شکل ۲- C). این مسأله، با دیدن رخنمون معادل‌های آذرین بیرونی این توده‌های نیمه‌درونی، به‌شکل روانه‌های گدازه بازالتی در مناطق همجوار مانند جنوب شاهرود تا سبزوار (Ghasemi et al., 2011)، پذیرفتنی است.

حضور سنگ‌های آذرین در بسیاری از گنبد‌های نمکی منطقه گرمسار، نشان‌دهنده این است که چه‌بسا در زیر بسیاری از این گنبد‌های نمکی برخاسته، توده‌های آذرین نیمه‌درونی جای داشته و در برخی بخش‌ها به‌صورت آپوفیز، استوک‌های بسیار کوچک و دایک رخنمون یافته‌اند (شکل ۲). در پی برخاستگی و فرسایش گنبد‌های نمکی، رخنمون توده‌ها به‌صورت پراکنده و معمولاً در قله گنبد‌ها دیده می‌شود. دایک‌ها عموماً به‌موازات یکدیگر، در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری (Barahmand, 2010) و گاه به‌صورت گروهی دیده می‌شوند (شکل ۲- D).

سنگ‌نگاری

بررسی‌های میدانی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین شمال گرمسار، سرشت گابرویی (بازیگ) 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،

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 سنگ نگاری)، به گروهی از سنگ های رگه ای و بخش های جدایش یافته روشن در توده های گابرویی منطقه گفته می شود که در برابر گابروها از فراوانی بسیار کمتری برخوردار هستند. از آنجایی که این سنگ ها دارای مرز تدریجی بوده و از دید صحرایی بسیار همانند گابروها هستند، شناسایی و نقشه برداری آنها به صورت یک واحد جداگانه، دست یافتنی و شدنی نیست. این سنگ ها، بیشتر از فلدسپار ساخته شده اند، الیوین نداشته و در برابر گابروها، پیروکسن کمتری دارند (شکل ۳- E)، هرچند که در نمودارهای رده بندی شیمیایی، این نمونه ها بیشتر در بخش گابروها جای می گیرند. بافت های گرانولار، اینترگرانولار، افیتی و ساب افیتی، از بافت های فراوان در این سنگ ها هستند (شکل های ۳- G و ۳- H). کانی های اصلی آنها پلاژیوکلاز و به مقدار بسیار کم، کلینوپیروکسن هستند (شکل های ۳- E تا ۳- H). بلورهای شکل دار و نیمه شکل دار پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی این سنگ ها است.

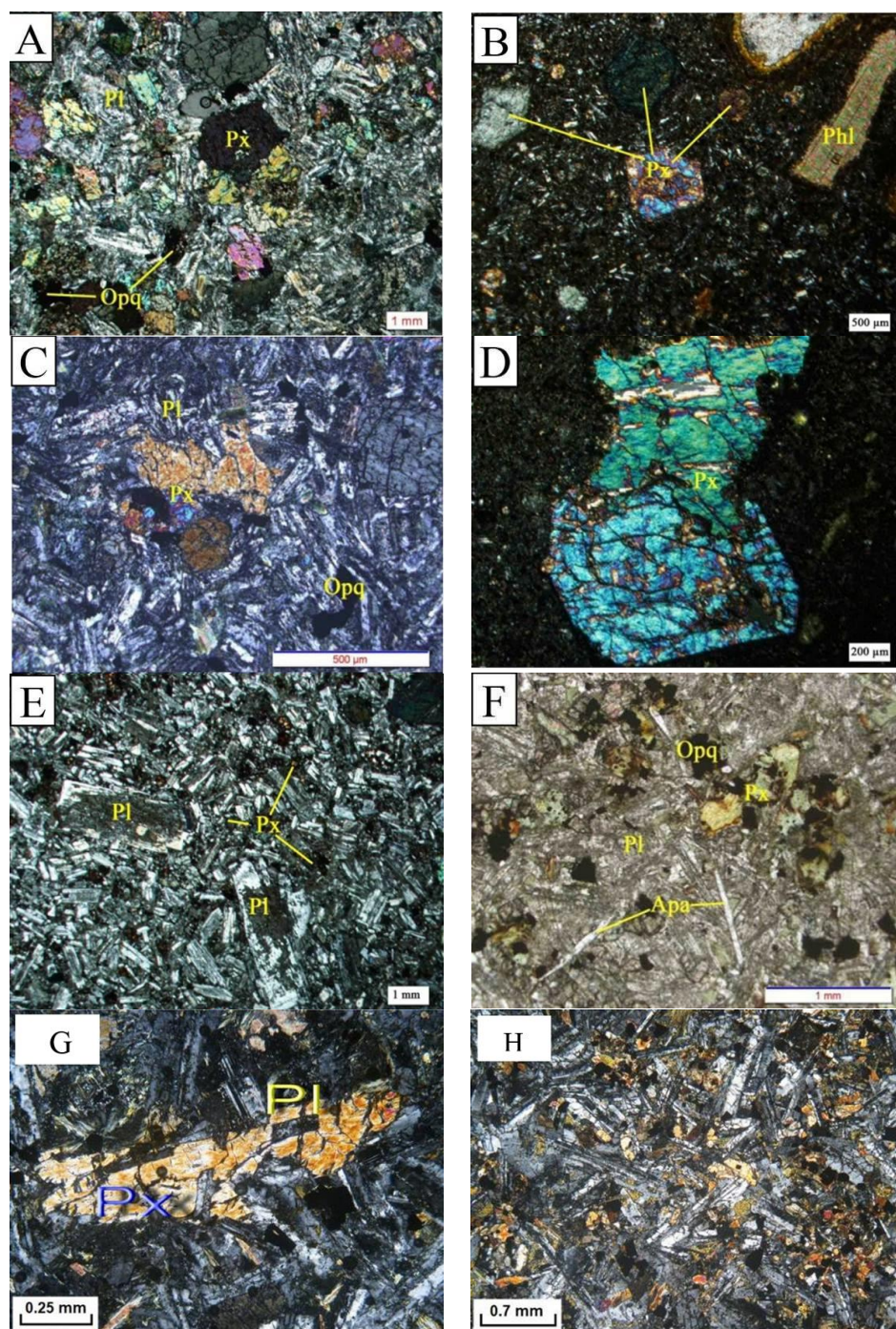
در این سنگ ها، کلینوپیروکسن ها دارای ماکل اوژیتری عادی بوده و عموماً، شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. کانی های کدر، هورنبلند، فلوگوپیت (؟) و آپاتیت از کانی های فرعی این سنگ ها به شمار می آیند. میزان فلوگوپیت (؟) و آپاتیت در این سنگ ها، فراوان تر از گابروهاست (شکل ۳- F). آپاتیت بیشتر به صورت ادخال در کانی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

تبلور پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن و یا تبلور هم زمان آنها باشد؛ اما پیروکسن ها تندتر رشد کرده و پلاژیوکلازها را دربر گرفته اند. پلاژیوکلازهای درون این سنگ ها، تا اندازه ای به سوسوریت تجزیه شده اند.

کلینوپیروکسن، به صورت فنوکریست های شکل دار و نیمه شکل دار، پس از پلاژیوکلاز، فراوان ترین کانی سازنده گابروهاست. با توجه به زاویه خاموشی نزدیک به ۴۰ درجه ای، رنگ جذبی شدید و چندرنگی آشکار (Forghani, 1983)، کلینوپیروکسن ها بیشتر دیوپسید-اوژیت، به ویژه اوژیت تیتانیم دار، هستند. چندرنگی آشکار بلورهای کلینوپیروکسن، نشان دهنده تیتانیم دار بودن ساختار آنها و سرشت آلکالن سنگ های منطقه است. در برخی نمونه ها، پیروکسن ها دارای لبه های گرد شده و خلیج خوردگی هستند (شکل ۳- D). شکل های خلیجی نشان دهنده تبلور نخستین این کانی در یک مخزن ماگمایی ژرف تر و سپس بالآمدن ماگما و کاهش فشار ایزوترمال حاکم بر آن در شرایط ناشباع از آب، در هنگام جایگزینی در آشیانه کم ژرف تر است (Borming and Fuyuan, 2001).

در بخش مرکزی برخی از کلینوپیروکسن های درشت، ادخال های فراوان الیوین، پلاژیوکلاز و کانی های کدر دیده می شود، اما بخش کنارهای بلور این کلینوپیروکسن ها، یکنواخت تر و بی ادخال هستند. به باور Shelly (۱۹۹۳)، این امر می تواند نشان دهنده پیدایش بلورهای ریز این ادخال ها، در هنگام تبلور بخش مرکزی بلورهای کلینوپیروکسن و جذب آسان تر 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

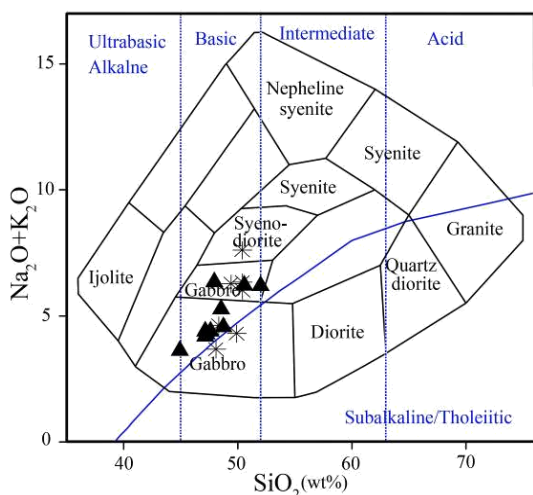


شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی توده‌های آذرین شمال گرمسار (ایران مرکزی): (A) تصویر بافت دانه‌ای به‌همراه کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، کلینوپیروکسن (Px) و کانی کدر (Opq) در سنگ‌های گابرویی در نور پلاریزه یا XPL (Cross Polarized Light)؛ (B) درشت بلور فلوگوپیت (Phl) و پیروکسن (Px) در برخی دایک‌های گابرویی و پیدایش بافت پورفیری (تصویر XPL)؛ (C) جای‌گیری بخشی از بلور پلاژیوکلاز (Pl) در کانی پیروکسن (Px) و پیدایش بافت سابافیتی (تصویر XPL)؛ (D) خلیج خوردگی در کانی اوژیت (تصویر XPL)؛ (E) بافت اینترگرانولار در دیوریت‌ها که دربرگیرنده پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) است (تصویر XPL)؛ (F) تصویر بلور سوزنی و دراز آپاتیت (Apa) به‌همراه بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و کلینوپیروکسن (Px) دگرسان‌شده در دیوریت‌ها در نور عادی یا PPL (Plane Polarized Light)؛ (G) پیدایش بافت سابافیتی، در پی جای‌گیری بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از بلورهای اوژیت؛ (H) پیدایش بافت اینترگرانولار در پی جای‌گیری بلورهای ریز پیروکسن در میان بلورهای پلاژیوکلاز.

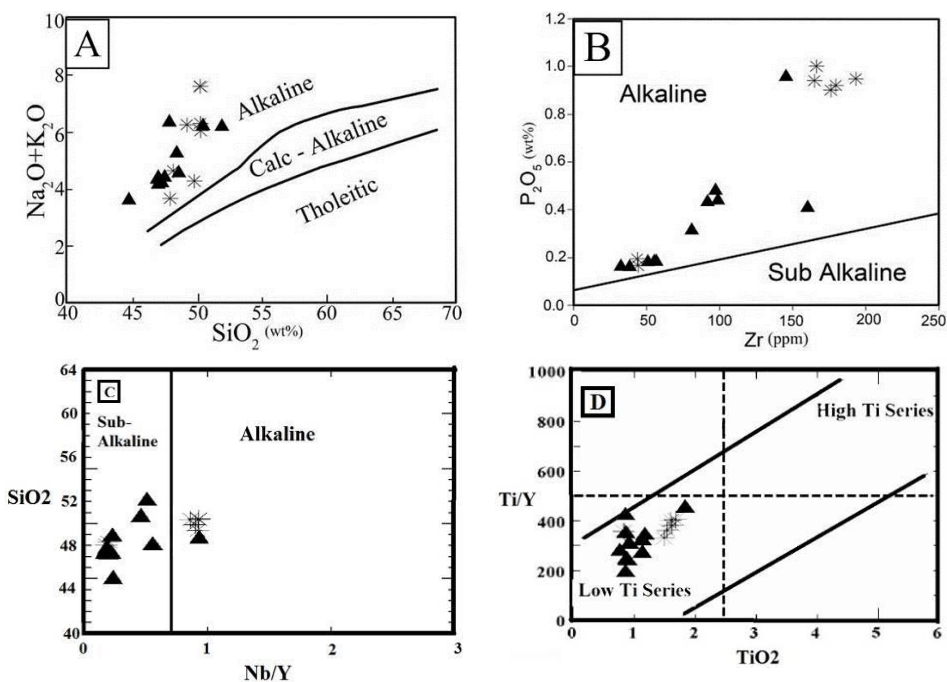
زمین‌شیمی

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

در نمودار رده‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹)، نمونه‌های توده‌های آذرین شمال گرمسار در بخش گابرو و سری قلیایی جای گرفته‌اند (شکل ۴). همچنین، نمودارهای Irvine و Baragar (۱۹۷۱) (شکل ۵-A) و این Winchستر و Floyd (۱۹۷۶) (شکل ۵-B)، این سنگ‌ها در بخش سری آلکالن جای گرفته‌اند. از دید سنگ‌نگاری، فراوانی کانی‌های آپاتیت، کلینوپیروکسن‌های غنی از Ti، فلوگوپیت و الیون، و نبود ارتوپیروکسن (Brown, 2001) در این سنگ‌ها نشان‌دهنده سرشت آلکالن ماگمای سازنده آنهاست. در نمودار Wood و همکاران (۱۹۷۹) (شکل ۵-C)، نمونه‌ها در میدان سری‌های آلکالن و ساب آلکالن جای گرفته‌اند. این پدیده که در پی تهی‌شدگی نمونه‌ها از Nb روی می‌دهد، بر محل جایگیری نمونه‌ها در محور افقی تأثیر می‌گذارد. همچنین، این پدیده پیامد



شکل ۴- جایگاه نمونه‌های آذرین بازیک شمال گرمسار (ایران مرکزی) در نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Cox et al., 1979) (نمونه‌های Sarizan (۲۰۱۴)، با نماد ▲ و نمونه‌های 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 (۱۹۷۱)؛ (B: نمودار Winchستر و Floyd (۱۹۷۶)؛ (C: نمودار Wood و همکاران (۱۹۷۹)؛ (D: نمودار Zhou و همکاران (۲۰۰۸) (نمادها مانند شکل ۴ هستند).

در نمودار Zhou و همکاران (۲۰۰۸) (شکل ۵- D)، نمونه‌ها در میدان ماگماهای با تیتانیوم کم جای گرفته‌اند. به باور این پژوهشگران، ماگماهای بازالتی با تیتانیوم کم از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر پوسته قاره‌ای یا ماگمای پیکریتی پدید می‌آیند. درباره سنگ‌های شمال گرمسار، به نظر می‌رسد که خاستگاه گوشته لیتوسفری زیر پوسته قاره‌ای درست باشد؛ اما به باور Shellnutt و Jahn (۲۰۱۱)، چه‌بسا ماگماهای بازالتی تیتانیوم بالا و با تیتانیوم کم از یک خاستگاه گارنت‌دار یکسان، اما در درجه‌های متفاوت ذوب‌بخشی، همراه با آلبیش پوسته‌ای یا بدون همراهی آن پدید می‌آیند. به باور آنها، بازالت‌های کم تیتانیوم پیامد ذوب‌بخشی درجه بالاتر یک خاستگاه گارنت‌پریدوتیتی هستند. برای خاستگاه نمونه‌های منطقه، درجه ذوب‌بخشی ۱۱ تا ۱۶ درصدی به‌دست آمده است (شکل ۹-B) و این درجه، از ذوب کمتر از ۱۰ درصدی خاستگاه ماگماهای بازالتی آلكالین بالاتر است. فراوانی عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های آذرین بازیگ منطقه گرمسار در برابر فراوانی این عناصر در داده‌های ترکیبی گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند (شکل‌های ۶-A و ۶-B). در این نمودارها، شیب منفی چشمگیری دیده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌شدگی این نمونه‌ها از LREE نسبت به HREE است. در این نمودارها، الگوی روند موازی فراوانی عناصر در نمونه‌ها، نشان‌دهنده خاستگاه یکسان و تحول آنها از راه جدایش بلورین ماگمای بازیگ نخستین است (Nicholson et al., 2004) که در بررسی‌های میدانی و سنگ‌نگاری نیز به آن پرداخته شد. از سوی دیگر، تهی‌شدگی نسبی عناصر خاکی نادر سنگین نسبت به عناصر خاکی نادر سبک، به احتمال بالا نشان‌دهنده خاستگاه

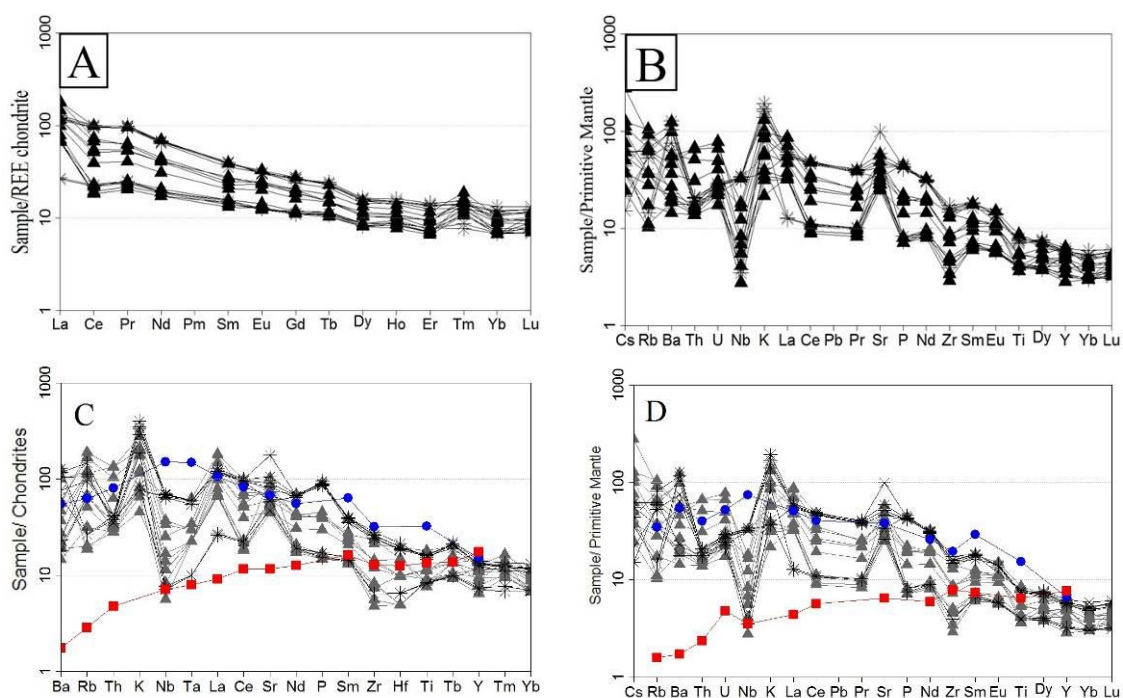
گارنت‌دار است. در واقع، مقادیر Yb_N (بهنجار شده به ترکیب کندریت Boynton, 1984) کمتر از ۱۰ می‌تواند نشان‌دهنده حضور گارنت در فاز به‌جای مانده خاستگاه ماگما باشد (Mertz et al., 2001). میانگین این مقدار در سنگ‌های آذرین بازیگ منطقه گرمسار برابر با ۹/۷۹ است. همچنین، به پیشنهاد Mattsson و Oskarsson (۲۰۰۵)، نسبت بالای Ce/Yb در بازالت‌ها نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی کم خاستگاه و گارنت‌دار بودن فاز جامد به‌جای مانده آن است. این نسبت در سنگ‌های منطقه گرمسار ۳۶/۶۷ تا ۱۰/۶۷ است و می‌تواند نقش گارنت در خاستگاه و ذوب‌بخشی درجه پایین آن را نشان بدهد. نبود ناهنجاری Eu (احتمالاً در پی جدایش نیافتن پلاژیوکلاز)، ناهنجاری مثبت در عناصر Ba , Sr , K و تهی‌شدگی آشکار از Nb و Zr از ویژگی‌های روشن نمونه‌های آذرین بازیگ منطقه گرمسار است. از دید پژوهشگران گوناگون (Rollinson, 1993; Pearce and Peate, 1995; Weyer et al., 2003; Wilson, 2007; Temizel et al., 2012) این ناهنجاری‌های مثبت در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و منفی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، وابسته به پهنه فرورانش هستند و می‌توانند سه علت شناخته‌شده داشته باشند:

(۱) تهی‌بودن نسبی پوسته قاره‌ای از Nb و غنی‌بودن آن از LILE، آلودگی ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته قاره‌ای در هنگام بالا آمدن و جایگیری، می‌تواند چنین الگوهای پدید آورد؛

(۲) ضریب توزیع بالای HFSE و HREE در فازهای دیرگداز پسماندی، مانند آمفیبول پارگازیتی، فلوگوپیت، گارنت، زیرکن، تیتانیت، ایلمنیت و روتیل، و فراوانی این فازها در مواد دیرگداز خاستگاه ماگماهای پهنه فرورانش (ورقه اقیانوسی فرورانده‌شده آمفیبولیتی یا اکلوزیتی)،

برای نمونه‌های منطقه گرمسار به‌همراه مقادیر میانگین ترکیب بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) از Sun (۱۹۸۰) و میانگین ترکیب MORB نوع N از Saunders و Tarney (۱۹۸۴) نشان داده شده است. همچنین، شکل ۶-D به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است. در هر دو نمودار، تفاوت روشن میان روند فراوانی عناصر در نمونه‌ها در برابر ترکیب مورب، و همانندی بسیار آنها به روندها و ویژگی‌های مشترک بازالت‌های جزایر اقیانوسی و پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره آشکار دیده می‌شود. این همان مفهوم گوشته‌های تعدیل شده است که به‌طور جامع در بخش بعدی به آن پرداخته شده است.

که در پی آن، ماگما‌های این مناطق، در این عناصر ناهنجاری منفی نشان می‌دهند؛ (۳) نامحلول‌بودن HFSE در سیال آزادشده از دگرگونی صفحه اقیانوسی فرورونده و حلالیت بالای LILE در این سیال‌ها، مذاب برآمده از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده پهنه‌های فرورانش، چنین الگوهایی را پدید می‌آورد. به‌نظر می‌رسد عوامل ۲ و ۳ در مورد نمونه‌های منطقه گرمسار بیشتر کارا بوده‌اند؛ زیرا هیچ گواهی بر آرایش آشکارای ماگما با پوسته قاره‌ای دیده نمی‌شود. هرچند تحرک بالای عناصر Cs، Rb و K در جریان دگرسانی را نیز همواره باید در نظر داشت. در شکل ۶-C، نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب کندریت (Thompson, 1989)

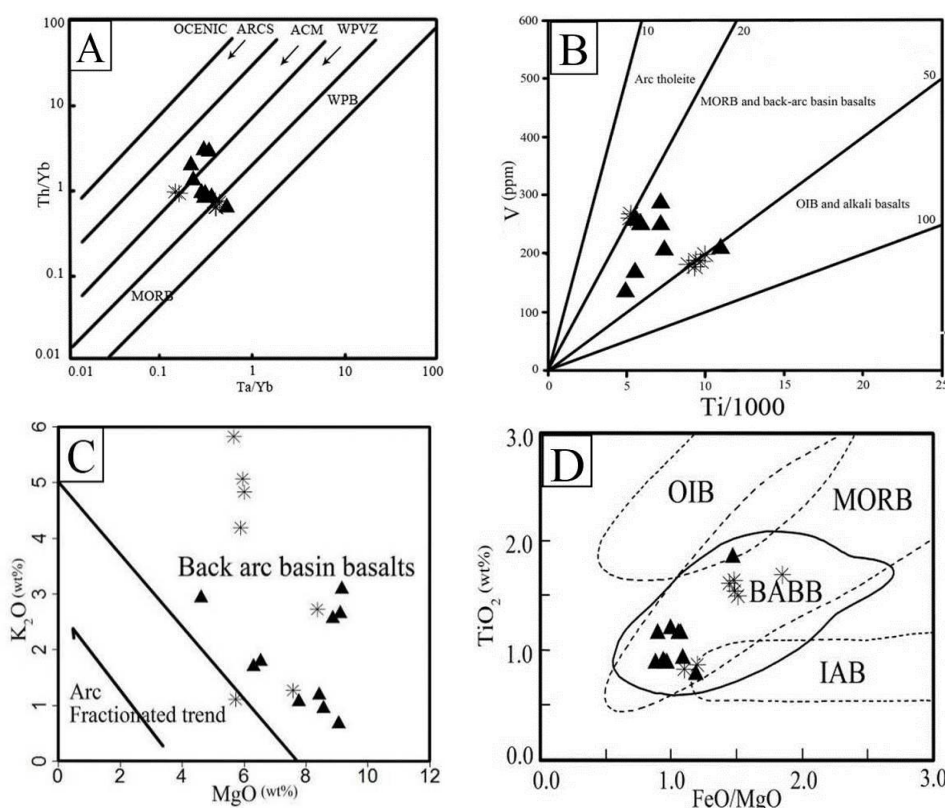


شکل ۶- نمونه‌های آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در: (A) نمودار بهنجار شده عناصر خاکی نادر به ترکیب کندریت. ترکیب کندریت از Nakamura (۱۹۷۴) است؛ (B) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه. ترکیب گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است. نماد نمونه‌ها مانند شکل ۴-C هستند؛ (C) نمونه‌های آذرین بازیک منطقه در کنار نمونه بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) از Sun (1980) با نماد ●، و میانگین ترکیب MORB نوع N از Saunders و Tarney (۱۹۸۴) با نماد ■، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب کندریت (Thompson, 1982) نشان داده شده‌اند؛ (D) همان نمودار شکل ۶-C که به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است.

شناخت پهنه زمین‌ساختی

نمونه‌های آذرین بازیک منطقه گرمسار، در نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی-ماگمایی Schandl و Gorton (۲۰۰۰)، در گستره سنگ‌های نواحی آتشفشانی درون صفحه‌ای (یا WPVZ) جای گرفته‌اند و در نمودار Shervais (۱۹۸۲)، در محدوده بازالت‌های پهنه پشت‌کمان هستند (شکل‌های A-۷ و B-۷). میانگین Ti/V

برای نمونه‌های منطقه گرمسار ۲۸/۷۹ است و از این نظر به‌خوبی در قلمرو بازالت‌های مورب و پهنه پشت‌کمان جای می‌گیرند؛ 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 C-۷).



شکل ۷- جایگاه نمونه‌های آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی. A) نمودار Schandl 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 درون قاره‌ای؛ WPB: بازالت‌های درون‌ورقه‌ای؛ MORB: بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی؛ IAB: بازالت‌های جزایر کمانی؛ BABB: بازالت‌های پهنه‌های پشت‌کمانی؛ OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی).

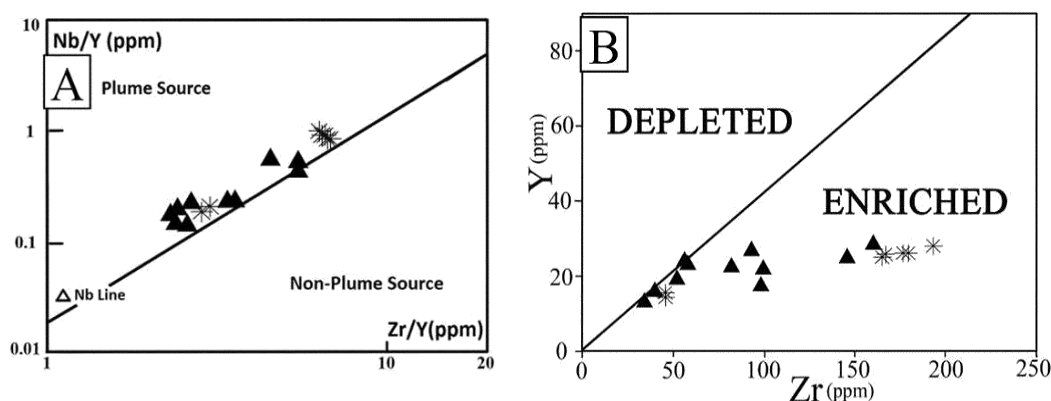
آذرین بازیک منطقه گرمسار در قلمرو بازالت‌های پشت‌کمانی جای گرفته‌اند (شکل D-۷). از آنجایی‌که گوشته خاستگاه پهنه‌های پشت‌کمان نیز کاملاً متأثر از سازندگان درگیر در ماگماهای پهنه‌های کمانی است؛

یکی از نمودارهای دیگری که با آن می‌توان بازالت‌های محیط پشت‌کمانی را از پهنه‌های زمین‌ساختی 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- A). روی هم‌رفته، 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 غنی‌نشده‌گی خاستگاه سنگ‌های آذرین بازیک منطقه گرمسار، نمودار Y-Zr (Abu-Hamattah, 2005) به کار برده شد.

بر پایه McDonough و Sun (۱۹۸۹)، میانگین میزان نسبت Zr/Y برای گوشته اولیه برابر ۲/۴۶ است. این نسبت، در نمونه‌های آذرین بازیک منطقه گرمسار، ۵/۷۷ - ۲/۳۳ است. از این‌رو، می‌توان گفت که ماگمای سازنده سنگ‌های یادشده، از یک خاستگاه گوشته غنی‌شده، ریشه گرفته است (شکل ۸- B).

پس برخی ویژگی‌های ماگمای پهنه‌های کمانی در ماگمای پهنه‌های پشت‌کمان نیز دیده می‌شوند. از این‌رو، گوشته خاستگاه ماگماهای پهنه‌های پشت‌کمان را گوشته تعدیل‌شده (modified mantle) می‌نامند (Verdel, 2009). بر پایه Stern و Pearce (۲۰۰۶)، 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 فرورانش؛ (۴) درجه‌های مختلف ذوب‌بخشی و فرایندهای پسا‌ماگمایی. این نکته، به‌ویژه درباره پهنه‌های پشت‌کمانی نابالغی که به مرحله اقیانوس‌زایی نرسیده‌اند (مانند منطقه شمال گرمسار)، درست‌تر است. جایگاه پشت‌کمانی شناخته شده برای این سنگ‌ها، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگوسن-میوسن که پژوهشگران دیگر، مانند Ghasemi و همکاران (۲۰۱۱) و Barahmand و Ghasemi (۲۰۱۳) شناسایی کرده‌اند، کاملاً سازگار است. در

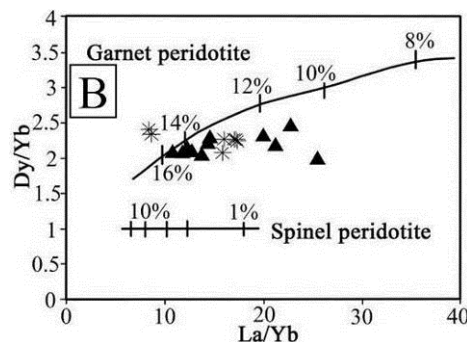
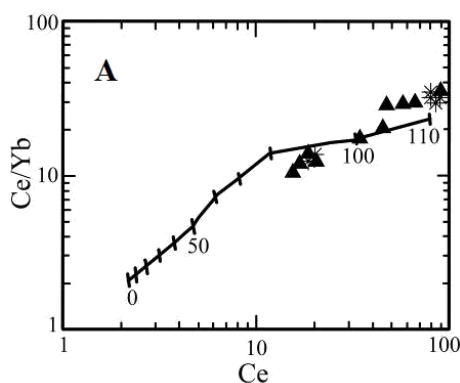


شکل ۸- جایگاه نمونه‌های آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در: (A) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (Fitton et al., 1997)؛ (B) نمودار Y در برابر Zr (Abu-Hamattah, 2005) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۴ هستند).

به‌دست‌آمده که نشان‌دهنده ذوب‌بخشی در پهنه گارنت‌لرزلولیت و از یک خاستگاه گوشته‌ای لیتوسفری ژرف است (شکل ۹- A). برای ارزیابی درجه ذوب‌بخشی

ژرفای به‌دست‌آمده برای جایگاه ذوب سنگ خاستگاه سنگ‌های آذرین منطقه گرمسار، با نمودار نسبت Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992)، ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتر

گرمسار بر روی منحنی ذوب گارنت‌پریدوتیت، با درجه ذوب نزدیک به ۱۱ تا ۱۶ درصد جای می‌گیرند (شکل ۹- B).



شکل ۹- جایگاه نمونه‌های آذرین بازیک منطقه شمال گرمسار (ایران مرکزی) در: (A: نمودار نسبت Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992)؛ B) نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (Bogard and Warner, 2003) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۴ هستند).

کم‌رنگ). هنگامی که کشش پشت‌کمان آغاز می‌شود، لیتوسفر نزدیک به جبهه آتشفشانی، که از نظر رئولوژیک نازک شده، دچار کافت‌زایی می‌شود. مواد گوشته‌ای آبدار شده این منطقه، با جریان همرفتی به بالا و به درون لیتوسفر در حال کشش و نازک‌شدگی، وارد می‌شوند. اگر فرورانش کند باشد، در پی سرد شدن گوه گوشته‌ای، از ذوب گسترده آن و رویداد ماگماتیسم شدید، جلوگیری می‌شود (همانند منطقه گرمسار). در پی آبدار شدن گوشته با سیال‌های آزاد شده از تخته فرورونده، به‌همراه عملکرد جریان‌های همرفتی گوشته‌ای، گوشته‌های نخستین و غنی‌شده‌ای اختلاط می‌یابند که آنها را گوشته‌های تعدیل‌شده می‌نامند. هنگامی که این گوشته‌ها (که خاستگاه ماگماها در این پهنه‌ها هستند) دچار ذوب‌بخشی و رخداد ماگماتیسم می‌شوند، سنگ‌های آذرینی پدید می‌آیند (مانند سنگ‌های شمال گرمسار) که ویژگی‌های دوگانه پهنه‌های کششی درون ورقه‌ای و فرورانش حاشیه‌قاره را نشان می‌دهند.

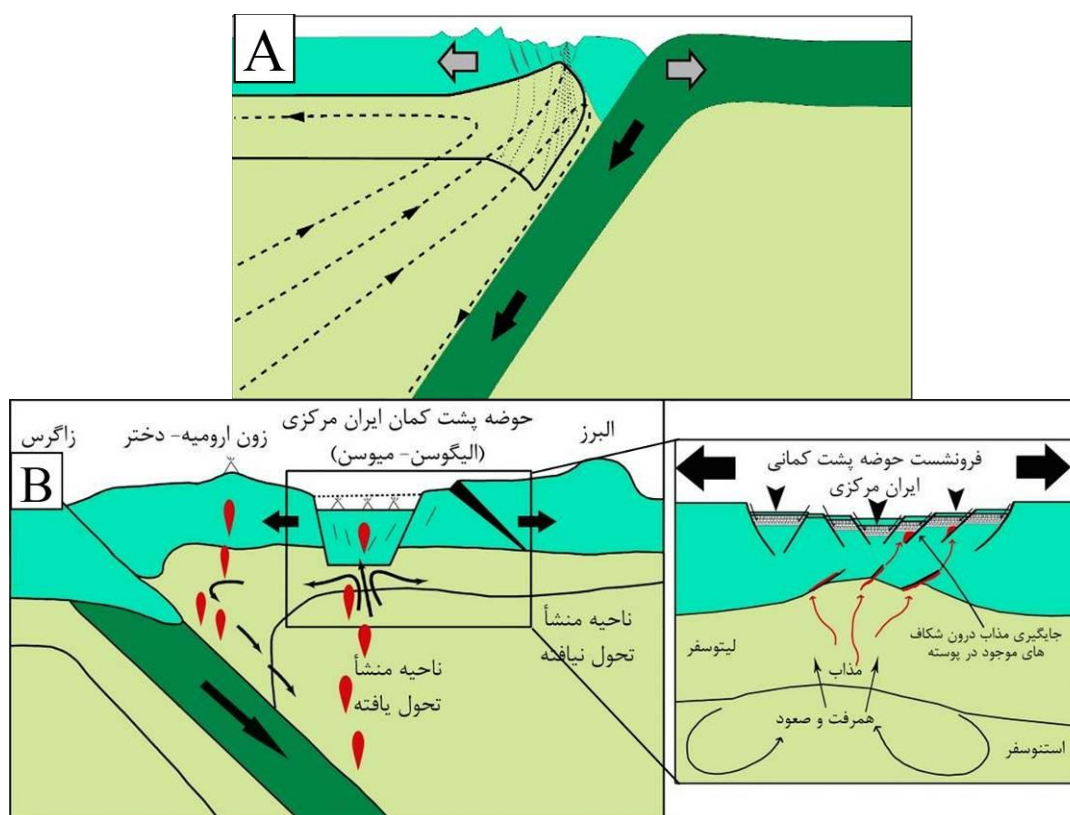
امروزه، با بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی، پذیرش اینکه پهنه فروافتاده شمال ایران مرکزی یک

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

پهنه‌های پشت‌کمانی، شامل پهنه‌های کششی کوچکی در حاشیه‌های فعال قاره‌ای و وابسته به فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای هستند که در پشت نوار ماگمایی اصلی پهنه فرورانش پدید می‌آیند. 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 یاد شده، در این جا تنها به بررسی این مرحله پرداخته می‌شود (شکل ۱۰- A): در پهنه فرورانش، حرکت تخته (یا slab) فرورونده جریان همرفتی در گوه گوشته‌ای پدید می‌آورد (بردارهای خط‌چین). آب آزاد شده 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 پی دارد. در این منطقه، همگام با جریان همرفتی گوشته و در پی آبدار شدن پیش‌رونده، ذوب رخ می‌دهد. مذاب حاصل، به‌سوی بالا حرکت می‌کند (نقطه‌چین‌های نازک

و Ghasemi (۲۰۱۰)، Ghasemi و همکاران (۲۰۱۱)، Ghasemi و Barahmand (۲۰۱۳) و Sarizan (۲۰۱۴) نیز، بر رخداد این محیط کشتی پشت‌کمانی در الیگوسن-میوسن ایران مرکزی تأکید کرده‌اند. بر پایه شکل ۱۰ می‌توان گفت که از پایان ائوسن تا میوسن، پوسته 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 آتشفشانی و بالآمدگی و ذوب‌بخشی بیشتر گوشته بالایی، بر حجم ماگمای تولیدی افزوده شده و زمینه برای بالآمدن دیابیری آن به افق‌های بالاتر فراهم شده است (Ghasemi *et al.*, 2011).

پهنه پشت‌کمانی در پشت پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است تقویت شده است. Shahabpour (۲۰۰۷)، پهنه فروافتاده رفسنجان را یک پهنه کشتی درون قاره‌ای پشت‌کمانی پس از ائوسن دانسته کرده است. Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹) نیز، بر وجود یک پهنه پشت‌کمان در راستای گسل تبریز-تاکستان باور دارند. بر پایه Asiabanha و Foden (۲۰۱۲)، از آنجایی که مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در مقایسه با ارومیه-دختر، از گودال فرورانشی کوتاه‌تر است - ائوسن دورتر است (نزدیک به ۵۰۰-۲۰۰ کیلومتر)، پس به‌نظر می‌رسد که مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کشتی پشت‌کمانی، در ورای کمان ماگمایی ارومیه-دختر پدید آمده است. Ghasemi و Talbot (۲۰۰۶)، Guest و همکاران (۲۰۰۷)، Verdel (۲۰۰۹)، Asiabanha و همکاران (۲۰۰۹)، Barahmand (۲۰۱۰)، Barahmand



شکل ۱۰- A) مرحله C الگوی پیشنهادی Taylor و Martinez (۲۰۰۳)، برای نمایش چگونگی پیدایش و تکامل پهنه‌های پشت‌کمان؛ B) الگوی پیشنهادی برای پیدایش و تحول زمین‌ساختی پهنه پشت‌کمانی بخش شمالی ایران مرکزی در بازه زمانی الیگوسن-میوسن (Sarizan, 2014).

نتیجه‌گیری

سنگ‌ها و نقش جدایش بلورین در پیدایش آنهاست. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی نزدیک به ۱۱ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای استنوسفری غنی‌شده و گارنت‌لرزلولیتی تعدیل‌یافته، در ژرفای ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری پدید آمده و از راه شکستگی‌ها و گسل‌های ژرف پهنه کششی پشت‌کمانی الیگوسن ایران مرکزی به درون واحدهای سنگی سازند قرمز زیرین تزریق شده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از دانشگاه صنعتی شاهرود برای پشتیبانی در انجام این پژوهش سپاس‌گزارند.

سنگ‌های گابرویی شمال گرمسار که به صورت دایک، سیل و استوک‌های کوچک، در سازند قرمز زیرین رخنمون دارند، دارای سرشت قلیایی هستند. بر پایه نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در یک پهنه پشت‌کمان اولیه نابالغ در الیگوسن میانی-پسین پدید آمده‌اند. نمودارهای بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه و کندریت برای این سنگ‌ها، از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی شدید و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند.

الگوی جای‌گیری موازی نمونه‌ها در این نمودارها نشان‌دهنده 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 Aabad 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.
- Boynnton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Brown, M. (2001) Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Journal of Earth and Planetary Science* 110: 313-336.
- Cox, K. G, Bell, J. D. and Pankhursts, 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 Ar_{40}/Ar_{39} 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) Geochemical characteristics 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 extensional 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.
- 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 phellogopite 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