

ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی فشارک (شمال خاور شهر اصفهان)

على كنعانيان'*، فاطمه قهرماني'، فاطمه سرجوقيان'، جمشيد احمديان" و كاظم كاظمى'

۱) دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران ۲) گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران ۳) گروه زمین شناسی، دانشگاه پام نور، ایران

دريافت مقاله: ١٣٩٤/٠٩/١٩، پذيرش: ١٣٩٥/٠٣/٠٣

چکیدہ

توده نفوذی فشارک با سن احتمالی الیگومیوسن، بخش کوچکی از نوار ماگمایی ارومیه- دختر شمرده می شود و شامل دو فاز تزریق گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی است که تر کیب گرانودیوریتی در برخی نواحی به ترکیب گرانیت و تونالیت متمایل شده است. این سنگها شامل برونبومهای نسبتاً فراوان کوارتز دیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی است. این توده نفوذی دارای کانی های اصلی کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن با بافت گرانولار است؛ در صورتی که در برونبومها دارای ترکیب کانی شناسی مشابه با توده نفوذی است، ولی بافت میکرو گرانولار نشان می دهد. نمودار عناصر کمیاب خاکی عادی سازی شده به کندریت همراه با افزایش میزان Ba و کاهش جزئی Sr با افزایش dR، بیانگر نقش تفریق فلدسپار در تحولات ماگمایی است. نمودارهای تمایز کننده محیط زمین ساختی همراه با غنی شدگی از عناصر ناساز گار LILE و LIEE نسبت به عناصر HFSE و HFSE و آنومالی منفی عناصر dN، T و Eu نمایانگر شکل گیری این سنگها در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای است. نمودارهای تعیین کننده منشا سنگرها بیانگر نقش گسترده پوسته قاره ای آن سنگی این منگر گیری توده نفوذی فشار ک است.

واژههای کلیدی: توده نفوذی، پتروژنز، محیط زمین ساختی، فشارک، اصفهان، ارومیه- دختر

مقدمه

گرانیت ها در بیشتر محیط های زمین ساختی تشکیل می شود، منشأ آنها بسیار متنوع است و گونه های متفاوت سنگ های پوسته ای و گوشته ای می توانند ماگماهایی با ترکیب گرانیتی ایجاد کنند. توده نفوذی فشارک نیز از جمله توده های گرانیتی است که با سن الیگومیوسن (Amidi, 1975) در ۲۵ کیلومتری شمال خاوری شهر اصفهان در شمال روستای فشارک در گستره ای به طول جغرافیایی ۲۱[°]۵۲ تا ۲۶[°]۵۲ شرقی و عرض جغرافیایی زمین شناسی ایران (Aghanabati, 1998)، در زون ایران

مرکزی قرار گرفته است و بخش کوچکی از کمربند ماگمایی ارومیه – دختر محسوب می شود و با روند شرقی – غربی درون سنگ های آتشفشانی ریولیتی، داسیتی و آندزیتی ائوسن نفوذ کرده است. این توده با ترکیب سنگ شناسی بیشتر گرانودیوریت و کوارتز دیوریت حاوی آنکلاوهای (برونبومهای) نسبتاً فراوان با ترکیب کوارتز دیوریت و کوارتزمونزودیوریت است که درون سنگ های آتشفشانی، آذرآواری و آهکی نفوذ کرده است و به دگر گونی مجاورتی و شکل گیری هورنفلس و اسکارن منجر شده است.

·

احمدی (Moinvaziri and Ahmadi, 1988) با توجه به تبلور ولاستونیت در اسکارن های منطقه دمایی بین ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۵/۰ تا ۴ کیلوبار را ارزیابی کردهان. توده نفوذي فشارك از طيف سنگ شناسي گوناگوني شامل کوار تز دیوریت، تونالیت، گرانو دیو ریت و گرانیت بر خوردار بوده و از دو بخش مجزا تشکیل شده است. بخش گرانودیوریتی که در برخی از نواحی به تونالیت و گرانیت متمایل شده است، دانــه متوسـط بــوده و رنــگ آن خاكســترى روشــن اســت و مورفولوژی آن بهصورت تپههای بلندی رخنمون دارد و در بخش حاشیه بلورهای آن کوچکتر است و کانی های مافیک بیشتری نسبت به بخش مرکزی دیده می شود. بخش کوارتز ديوريتي که رنگ خاکستري تيره دارد، دانـه ريز تـر اسـت و در قسمت شرقی منطقه دیده می شود و مورفولوژی آن نسبت به بخش گرانودیوریتی ملایمتر است. در محل برخورد کوارتز دیوریتها با گرانودیوریتها زبانههایی از گرانودیوریتها به درون کوارتز دیوریتها تزریق شده است و نشاندهنده آن است که واحد کوارتز ديوريت قديمي تر از بخش گرانوديوريتي بوده و پیش از آن تزریق شده است (شکل ۲). بخش گرانودیوریتی حاوى برون ومهاى ميكرو گرانولار مافيك فراوان با تركيب کوارتزدیوریت، و کوارتز مونزودیوریت است که در سرتاسر توده به چشم مي خورند.

روش انجام پژوهش

برای بررسی ویژگی های ژئوشیمیایی منطقه فشارک تعداد ۱۵ نمونه از سالمترین نمونه ها انتخاب و پس از آماده سازی برای انجام آنالیزهای عناصر اصلی و برخی از عناصر فرعی به روش XRF به آزمایشگاه Naruto ژاپن ارسال شد. برای عناصر اصلی از ذوب قلیایی در حضور Li2B4O7 با نسبت ۱:۱۰ استفاده شد. دقت اندازه گیری عناصر کمتر از ۱ درصد است. از میان این ۱۵ نمونه ۱۱ تا برای انجام آنالیز عناصر کمیاب به روش -ICP MS به آزمایشگاه ALS chemex کانادا فرستاده شد. در این روش بعد از ذوب ۲/۰ گرم از پودر سنگ یا ۱/۵ گرم LiBO بررسی ویژگیهای زمین شناسی، سنگ شناسی و چینه شناسی منطقه نطنز – سورک که عمیدی (Amidi, 1975) آن را در رساله دکتری خود مورد بحث و بررسی قرار داده است، ۲-احمدی (Ahmadi, 1988) و وهابی مقدم (Vahabi Moghaddam, 2000) در پاياننامه هاي خود به بررسي سنگنگاری و سنگ شناسی توده نفوذی و اسکارن های منطقه پرداختهاند، ۳- بررسی اسکارنهای منطقه که توسط نوربهشت (Noorbehesht, 1991)، سبزهای و مکی زاده (Noorbehesht, 1991) and Makkizadeh, 1998) و تقبی بور و همکاران (Taghipour et al., 2011) مورد بررسی قرار گرفته است و همچنین ۴- بررسی سنگ های بازیک منطقه که عبدالهی (Abdollahi, 2007) آن را مورد یژوهش قرار داده است. با توجه به این پژوهش ها، هنوز منشأ و پتروژنز این توده نفوذی مبهم بوده، از اینرو، در پژوهش حاضر کوشش شده با استناد به نتایج حاصل از مشاهدات روابط صحرایی، ویژگی های سنگنگاري و ژئوشيمي سنگهاي مورد بررسي، جايگاه زمین ساختی و منشأ توده نفوذی فشار ک مورد بررسی قرار گيرد.

زمينشناسي منطقه

توده نفوذی فشارک با سن الیگومیوسن درون سنگهای آتشفشانی ریولیتی، داسیتی، آندزیتی و بازالتی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر به سن ائوسن نفوذ کرده است (Amidi, 1975). سنگهای میزبان توده اغلب بهصورت گدازه و سنگهای آذر آواری است که با ضخامت نزدیک به ۱۵۰۰ متر رخنمون دارند؛ ولی در جنوب باختر منطقه سنگهای آهکی اینوسراموس دار همراه با مارنهای سیلتی و آهکهای ماسهای به سن سنومانین - کنیاسین دیده می شوند (Amidi, 1975) که بر اثر تحمل دگر گونی مجاورتی ناشی از تزریق توده نفوذی رخساره هورنبلند هورنفلس تا حداکثر پیروکسن هورنفلس دگرگون شدهاند (Noorbehesht, 1991). معین وزیری و (جدول ۳) و محاسبه نورم با استفاده از نرمافزار Igpet انجام شده و با توجه به این که در این داده ها میزان Fe₂O₃ کل گزارش شده است، برای تفکیک آن به Fe₂O₃ و FeO از روش پیشنهادی لومتر (Lemaitre, 1976) مطابق رابطه زیر استفاده شده است.

 $\begin{array}{l} Fe_2O_{3(T)}*0.899{=}FeO_{(T)}\\ FeO/Fe_2O_3{+}FeO{=}FeO/FeO_{(T)}{=}0.88{-}\\ (0/0016{*}SiO_2){-}0.027{*}(Na_2O{+}K_2O)\\ (FeO_{(T)}{-}FeO){*}1.1{=}Fe_2O_3 \end{array}$

در ۱۰۰ میلی لیتر HNO₃ حل شده است. حد آشکار سازی عناصر اصلی ۱/۰ تا ۰/۱ درصد وزنی، ۱/۰ تا ۱۰ ppm برای عناصر فرعی و ۱/۰ تا ۵/۰ ppm برای عناصر REE گزارش شده است. نتایج حاصل از آزمایش ها در جدول های ۱ و ۲ ارائه شده است. در مراحل بعد با استفاده از نرم افزار های پترولوژیکی شده است. در مراحل بعد با استفاده از نرم افزار های پترولوژیکی و گرافیکی همانند GCDKit ،Igpet و Corel Draw به ترسیم داده ها و سپس به تفسیر این نتایج اقدام شده است. لازم به ذکر است، در این پژوهش فراونی مدال با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط متصل به میکروسک در دانشگاه تهران انجام شده است



شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه فشارک، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کوهپایه، با تغییرات جزئی (Radfar et al., 2002)

Fig. 1. The geological map of the Feshark intrusion adopted from 1/100000 map of the Kuhpayeh with slight variations (Radfar et al., 2002)

310



شکل ۲. نمایی از توده نفوذی فشارک و وابستگی صحرایی گرانودیوریت و کوارتزدیوریت Fig. 2. Overview of the Feshark intrusion showing field relations of granodiorite and quartz diorite

جدول ۱. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونههای توده نفوذی فشارک و آنکلاوهای آن که در آن اکسیدهای اصلی بهصورت درصد وزنی گزارش شده است.

S\$	F10	F40	K 8	F3	К3	K16	F21	F11
rock type	granite	granodiorite	tonalite	Q- diorite	Q- diorite	Q- diorite	Q- diorite	diorite
SiO ₂	77.53	66.95	64.19	58.74	54.17	58.58	59.43	52.86
TiO ₂	0.13	0.60	0.68	0.80	0.91	0.81	0.75	0.85
Al_2O_3	11.98	15.30	15.48	16.66	17.08	16.19	17.29	18.11
$\operatorname{Fe_2O_3}^*$	0.61	1.62	2.24	2.81	3.23	2.92	2.45	3.15
FeO	0.67	2.45	3.47	4.69	6.99	4.91	4.13	5.28
MnO	0.02	0.05	0.10	0.13	0.19	0.10	0.11	0.20
MgO	0.25	1.94	2.45	3.40	4.70	3.75	3.14	4.38
CaO	1.05	5.19	5.42	6.93	8.49	6.93	7.08	8.92
Na ₂ O	2.41	5.25	3.33	3.36	2.75	4.17	3.51	4.24
K ₂ O	5.25	0.24	2.11	1.77	0.56	0.92	1.51	1.21
P_2O_5	0.02	0.11	0.13	0.15	0.10	0.13	0.11	0.17
total	99.92	99.71	99.60	99.44	99.18	99.41	99.51	99.37

Table 1. The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (major element :Wt.%)

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونههای توده نفوذی فشارک و برونیومهای آن که در آن اکسیدهای اصلی بـهصـورت درصـد وزنـی گزارش شده است.

Table 1. (Continued). The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (major element :Wt.%)

S\$ rock	F5 diorito	K9 diarita	F12 O diorito	K7 O diarita	K4 O diarita	K14 Q-	K10 Q-
sio	<u>uiorite</u>						
SIO_2	53.53	52.53	54.68	53.13	54.91	55.69	55.69
TiO ₂	0.80	0.82	0.79	0.79	0.82	0.75	0.76
Al_2O_3	18.03	17.95	16.50	17.66	17.07	17.06	16.82
$\operatorname{Fe_2O_3}^*$	3.30	3.28	3.16	3.22	3.29	3.08	2.78
FeO	5.49	5.54	5.43	5.43	5.69	5.24	4.63
MnO	0.18	0.16	0.20	0.21	0.18	0.17	0.17
MgO	4.20	4.76	5.04	4.93	4.08	4.28	4.97
CaO	8.22	8.74	8.29	8.54	8.07	7.88	8.17
Na ₂ O	3.90	4.08	3.50	3.34	4.03	3.62	3.46
K ₂ O	1.57	1.34	1.62	2.03	1.04	1.52	1.87
P_2O_5	0.12	0.15	0.13	0.09	0.14	0.11	0.14
total	99.34	99.35	99.34	99.36	99.32	99.40	99.46

عمق پایین جایگزینی توده را یادآوری می کند. همچنین در برخبی موارد بافت گرانوفیری ناشبی از همرشدی کوارتز و ارتو کلاز دیاده می شود. به پیشنهاد شلی (Shelly, 1993) گرانیت هایی که در نزدیکی سطح زمین متبلور می شوند، سریعتر و در فشار بخار آب پايين تر متبلور مي شوند و همرشدي کانی های کوارتز و فلدسیار را نشان می دهند. برخی بلورهای ارتوکلاز حاوی ادخالهایی از کانیهای هورنبلند، بیوتیت، يلاژيوكلاز و كوارتز با بافت يويي كيليتيك هستند. برخي ارتو کلازها دگرسانی ناچیزی را متحمل و به کانی رسی تبدیل شدهاند. يلاژيو كلازها با فراواني مدال حدود ۵۲ تا ۶۸ درصد حجمیے در تونالیت، ۳۸–۵۵ درصید حجمیے در گرانودیوریت ها و ۲۴-۳۰ درصد حجمی در گرانیت ها، ماکل یلی سینتتیک و یا ساختمان منطقهای دارند و اغلب در حاشیه دستخوش خوردگی و انحلال شدهاند. وجود ساختمان منطقهای در پلاژیو کلازها می تواند نشان دهنده نداشتن تعادل ماگما در حين تبلور باشد (Ginibre et al., 2002). برخى از اين بلورها

شرايط هيپرسولووس و محيطي با فشار بخار آب پايين است و

سنگنگاری

سنگهای مورد بررسی شامل دو طیف سنگ شناسی گسترده از گرانودیوریت- گرانیت- تونالیت و کوارتز دیوریت بوده و کانی های اصلی تشکیل دهنده آن شامل ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیو کلاز، بیوتیت و هورنبلند است. بافت اصلی و عمده گرانودیوریت - گرانیت - تونالیت گرانولار است و بافت های پرتیتی و گرانوفیری از بافتهای فرعبی آن محسوب میشوند. کوار تزبا فراوانی مدال ۱۲ تا ۲۰ درصد حجمی به صورت درشت بلور در گرانیت ها و گرانودیو ریت ها و یا به صورت دانهریز با فراوانی مدال ۹ تا ۱۴ درصد حجمی در تونالیت ها فضای بین کانی های دیگر پراکندهاند. ار تو کلاز با فراوانی مدال ۲-۷ درصد حجمی در تونالیت ها، ۳۰-۴۱ درصد حجمی در گرانودیوریت ها و ۳۹-۵۲ درصد حجمی در گرانیت ها حضور دارد. ار تو کلازها اغلب ماکل کارلسباد دارند و در برخی موارد حاوی تیغههای آلبیت است و بافت پرتیت تشکیل شده است (شکل A-۳). بافت پرتیت بازگوکننده در آمیختگی ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم است و نشاندهنده تبلور در

تونالیت ها ۶-۱۸ درصد حجمی قابل ذکر است. در برخی کانی ها در گرانودیوریت ها و تونالیت ها، بیوتیت ها و آمفیبول ها به کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شدهاند. همچنین اسفن، آپاتیت و زیرکن و کانی کدر از کانی های فرعی این بخش محسوب می شوند که اغلب به صورت ادخال درون کانی های آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار قرار گرفتهاند. به سریسیت تجزیه شده اند. بیوتیت و آمفیبول از کانی های مافیک این مجموعه به شمار می آیند؛ به طوری که در گرانیت ها، بیوتیت و در تونالیت ها، آمفیبول فراوانی بیشتری دارد. فراوانی مدال بیوتیت در گرانیت ها ۱–۵ درصد حجمی، در گرانودیوریت ها ۴–۸ درصد حجمی و در تونالیت ها ۳–۸ درصد حجمی و فراوانی مدال آمفیبول در گرانیت ها حداکثر ۱ درصد حجمی، در گرانودیوریت ها ۴–۱۲ درصد حجمی و در

جدول ۲. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی توده نفوذی فشارک و برونبومهای که در آن عناصر فرعی بهصورت ppm گزارش شده است. (^{*}: آنالیز انجام نشده است).

کنعانیان و همکاران

Table 2.	The	result	of	geochemical	data	from	the	Feshark	intrusion	and	enclaves.	(trace	element:	ppm)	(*:	Not
analyzed).																

S\$	F10	F40	K8	F3	K3	K16	F21	F11
rock type	oranite	granodiorite	tonalite	Q- diorite	Q- diorite	Q- diorite	Q- diorite	diorite
V	8	113	136	189	265	163	169	199
Ċr	*	*	37	4 5	2.5	99	11.5	*
Ni	*	2.1	4.1	4.6	2.7	5.3	2.9	1
Ga	9.9	16	15.9	17.3	16.4	15.6	17.2	18.2
Rb	128.3	7.1	69.9	62.1	19.3	33.5	49.3	40.2
Sr	75.9	220.6	245.6	281.4	332.6	243.4	270.6	333.1
Zr	100.8	137	166.7	122.5	53.5	81.2	167.7	110.9
Hf	4.1	4.4	6.2	4.6	2.2	4.6	6.3	4.9
Nb	2.7	6.2	6.9	6.6	2.4	5.1	4.8	6.7
Cs	1.49	0.58	2.13	2.51	2.93	1.54	3.07	1.85
Ba	494.4	89.7	375.7	361.6	156.5	219.7	303.2	316.5
Pb	9.2	4.5	7.9	8.1	7.4	4.7	5.1	9.1
Th	14.9	7.0	7.3	10.4	0.8	4.8	6.4	2.7
U	3.61	1.36	1.7	3.08	0.34	0.9	0.91	0.84
Та	0.5	0.6	0.7	0.7	0.2	0.4	0.5	0.6
Y	16.8	21.2	22.3	23.3	17.4	22.1	20	19.7
La	17	12	17	17.5	6.2	10.8	11.3	16.8
Ce	31.2	30.4	36.8	38.9	14.6	23.9	24.3	34.4
Pr	3.16	4.05	4.59	4.94	2.08	3.2	3.08	4.1
Nd	9.5	15.9	17.4	18.9	8.9	13.2	12.4	15.5
Sm	1.57	3.94	4.03	4.64	2.7	3.36	3.18	3.55
Eu	0.37	0.97	0.91	0.92	0.89	0.86	0.86	1.13
Gd	1.26	4.41	4.31	4.86	3.02	3.68	3.47	3.81
Tb	0.2	0.76	0.71	0.82	0.54	0.64	0.6	0.63
Dy	1.18	4.83	4.48	5.2	3.39	4.03	3.71	4.02
Но	0.26	1.04	0.97	1.1	0.73	0.85	0.83	0.84
Er	0.74	2.92	2.73	3.12	2.09	2.44	2.38	2.5
Tm	0.14	0.47	0.42	0.48	0.32	0.38	0.36	0.39
Yb	1.04	3.05	2.75	3.1	2.04	2.49	2.36	2.51
Lu	0.19	0.48	0.44	0.48	0.33	0.4	0.39	0.41
Eu/Eu*	0.78	0.71	0.66	0.59	0.95	0.74	0.78	0.93

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی توده نفوذی فشارک و برون.ومهای که در آن عناصر فرعی بهصورت ppm گزارش شده است. (*: آنالیز انجام نشده است).

 Table 2. (Continued). The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (trace element: ppm) (*:

 Not analyzed).

S \$	F5	К9	F12	K7	K4	K14	K10
rock type	diorite	diorite	Q-diorite	Q-diorite	Q-diorite	Q- monzodiorite	Q- monzodiorite
V	*	*	*	208	247	*	174
Cr	6.6	6.3	78.6	3.5	7	30.9	89
Ni	8.4	8.8	16.9	6.3	5.8	9.7	22.7
Ga	*	*	*	16.6	18.4	*	17.1
Rb	48.9	57.2	46.3	67.5	46.8	43.1	64.4
Sr	302	326.7	256.2	240.1	255.2	240.8	268.8
Zr	53.2	46.5	45.5	64.6	95.3	93.5	54.4
Hf	*	*	*	2.4	3.5	*	2.1
Nb	8	4	9.1	8.3	6.5	6.8	6.2
Cs	*	*	*	2.61	1.22	*	2.46
Ba	240.2	180.2	243.1	271.4	124	223.2	303.5
Pb	8.4	8.2	7.1	9.7	5.9	7	9.1
Th	5.8	1.7	9.6	5.5	7.1	6.4	6.3
U	*	*	*	1.82	2.11	*	1.22
Та	*	*	*	0.8	0.7	*	0.6
Y	24.4	19.1	30.9	27.1	21.9	24.4	21.3
La	*	*	*	18.2	14.8	*	16
Ce	*	*	*	40	35.1	*	33.3
Pr	*	*	*	5.12	4.59	*	4.1
Nd	*	*	*	20.4	17.3	*	15.7
Sm	*	*	*	5.46	4.11	*	3.82
Eu	*	*	*	1.02	1.04	*	0.93
Gd	*	*	*	5.98	4.39	*	3.96
Tb	*	*	*	1.08	0.76	*	0.68
Dy	*	*	*	6.96	4.77	*	4.46
Но	*	*	*	1.49	1.03	*	0.97
Er	*	*	*	4.23	2.94	*	2.65
Tm	*	*	*	0.67	0.47	*	0.42
Yb	*	*	*	4.43	3.15	*	2.69
Lu	*	*	*	0.72	0.52	*	0.43
Eu/Eu*	*	*	*	0.54	0.74	*	0.72

زمينشناسي اقتصادى

Samples	Quartz	Alkali- Feldspar	Plagioclase	Biotite	Amphibole	Pyroxene	Opaque
F 10	20.32	49.43	25.74	2.59	0.68	0.00	1.22
F 40	12.95	31.03	41.07	4.91	7.14	0.00	2.86
K 8	14.63	6.34	61.46	7.32	6.34	0.00	3.85
F 3	10.07	1.09	68.01	0.93	19.76	0.00	0.12
K 3	10.18	1.20	74.25	0.6	13.17	0.00	0.30
K 16	12.00	1.22	68.50	0.31	17.74	0.00	0.21
F 21	12.92	3.37	66.01	1.12	16.29	0.00	0.18
F 11	5.60	1.20	58.80	5.20	25.20	2.40	1.50
F 5	3.58	0.77	65.98	3.32	21.48	1.53	3.22
K 9	4.97	6.83	49.53	2.33	29.50	4.19	2.54
K 7	8.66	7.15	46.80	5.27	29.99	0.00	2.03
K 14	11.63	12.43	44.34	1.02	29.55	0.00	1.02

جدول ۳. نتایج آنالیزهای مدال توده نفوذی فشارک و برونبومهای آن

Table 3. The result of modal analysis of the Feshark intrusion and enclaves

شدهاند. کانی های مافیک در کوار تز دیوریت ها شامل آمفیبول، بیو تیت و به ندرت پیرو کسن است (شکل ۳-B). آمفیبول ها با فراوانی ۱۳ تا ۲۲ درصد حجمی به عنوان بیشترین کانی مافیک به صورت شکل دار و نیمه شکل دار و در اندازه های ریز تا متوسط در نمونه ها حضور دارند. این کانی ها در برخی موارد به بیو تیت، کلریت و کانی های کدر تجزیه شدهاند. بیو تیت فراوانی بسیار کمی در این واحد دارد و در اندازه ریز و نیمه شکل دار دیده می شود. دو نوع بیو تیت در آنها دیده می شود. گروهی محصول دگرسانی آمفیبول بوده و برخی نیز از ماگمای اولیه متبلور شدهاند. پیرو کسن ها در اندازه دانه متوسط به صورت نیمه متبلور شدهاند. پیرو کسن ها در اندازه دانه متوسط به صورت نیمه شکل دار در برخی از نمونه ها دیده می شوند و اغلب به اکتینولیت، کلریت، کلسیت و کانی های کدر دگرسان شدهاند. اکتینولیت، کلریت، کلسیت و کانی های کدر دگرسان شدهاند.

برونبومهای میکرو گرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت، دانـهریـز هستند و بافت میکروگرانـولار نشان میدهند و در برخی موارد بافت پویی کیلیتیک نیز در آنها در بخش کوارتز دیوریتی بافت عمده میکروگرانولار است. كانى شناسى آن مشابه با سنگە اى گرانوديورىتى بودە ولى فراواني مدال كاني ها متفاوت است. فراواني مدال كوارتز حدود ۱۰ تا ۱۵ در صد حجمی است. این کانی به صورت نیمه شکل دار و بی شکل در اندازه متوسط تیا دانیه های ریز حضور دارد و بلورهاي بزرگتر بافت يويي كيليتيك نشان مي دهد؛ در حالي كه کوار تزهای دانهریز به صورت بین دانهای فضای مابین کانی های دیگر را پر می کند. فراوانی مدال ارتوز بسیار کم و در حد ۱ تا ۵ درصد حجمی است. به صورت نیمه شکل دار و در اندازه دانههای ریز دیده می شود و در مواردی نادر به کانی رسی تجزیه شدهاند. پلاژیو کلاز با فراوانی مدال ۶۷–۷۸ درصد حجمی، از فراوانترین کانی های این بخش محسوب می شود. این کانی بهصورت شکل دار و نیمه شکل دار و در اندازههای ریز تا درشت با ماكل يلى سينتتيك و زونينگ در نمونه ها ديده مي شود. بافت پويي كليتيك ناشي از قرار گرفتن ديگر كاني هاي ريز داخل يلاژيو کلازهاي درشت در آنها به فراواني ديده مي شود. اين کانی ها عمدتاً سالم بوده و در برخی موارد اندکی سوسوریتی

دیده میشود. کانیهای موجود در آنها مشابه سنگ میزبان است؛ اما میزان پلاژیوکلاز و کانیهای مافیک حجم بیشتری را

اشغال کرده است و به رنگ تیره این برونبومها نسبت بـه سـنگ میزبان منجر شده است.



شکل ۳. A: بافت پرتیتی در بلور پتاسیم فلدسپار در گرانیت و B: حضور پیروکسن کمیاب در کوارتز دیوریت توده نفوذی فشارک (Kf؛ پتاسیم فلدسپار و Px: پیروکسن) (در نور پلاریزه) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 3. A: Perthitic texture in the K-feldspar in the granite, and B: The occurrence of pyroxene in the quartz diorite in the Feshark intrusion. (Kf: K-feldspar and Px: pyroxene) (in crossed polarized light, XPL) (Whitney and Evans, 2010)

(۳۸/۸ تا ۱/۰۴) قرار می گیرند (شکل ۵). برای تعیین ماهیت ماگمایی از نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Rickwood, 1989) SiO₂ استفاده شده است. مطابق با این نمودار، نمونه های مورد بررسی اغلب در محدوده دسته های کالک آلکالن پتاسیم متوسط قرار می گیرند (شکل ۶). درباره تکوین سنگ های گرانیتوییدی دو دیدگاه وجود دارد، می گیرند (شکل ۶). Eggins (شکل ۶). Eggins (درباره تکوین سنگ های گرانیتوییدی دو دیدگاه وجود دارد، یکی از این نظرات بر پایه نقش اصلی تبلوربخشی (Eggins یکی از این نظرات بر پایه نقش اصلی تبلوربخشی (Rickwo درباره تکوین سنگ های گرانیتوییدی دو دیدگاه وجود دارد، درباره تکوین سنگ های گرانیتوییدی دو دیدگاه وجود دارد، می گیرند (شکل ۶) دوببخشی (Bullen and Clynne, 1990) است. چنان که در (A–۷ (شکل ۶–۲) (Bullen است. چنان که در اله et al., 2009) (B–۷ (شکل ۶–1) (He et al., 2009) ملاحظه می شود، نمونه های مورد بررسی روندی مطابق با تفریق بلورین دنبال می کنند.

ویژ گیهای ژئوشیمیایی چنان که در شکل ۴ ملاحظه می شود، نمونه های مربوط به توده نفوذی فشار ک دارای طیف سنگ شناسی وسیعی از سنگ های اسیدی و حدواسط هستند و از گرانودیوریت، کوارتز دیوریت، گرانیت و تونالیت را تشکیل شده اند؛ در حالی که نمونه های

مربوط به برونبوم ها با ترکیب شیمیایی حدواسط در محدوده کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت قرار می گیرند (Middlemost, 1994).

برای تعیین ماهیت توده نفوذی فشارک و سنجش درجه اشباع شدگی آلومینیوم در سنگهای گرانیتوئیدی از نمودار شاند و مانیار و پیکولی (,Shand, 1943; Maniar and Peccoli (استفاده شده است. بر پایه این نمودار، نمونه های مربوط به برون بوم ها در گستره متاآلومینه (۰/۷۳ تا ۰/۷۸) و سنگ های مرتبط با توده نفوذی در محدوده متاآلومین تا جزئی پر آلومین



شکل ۴. موقعیت نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودار طبقهبندی میدلموست (Middlemost, 1994)، علایم مثلثی نشـانگر نمونههای مربوط به توده نفوذی و علایم دایره بیانگر برونبوم (آنکلاو) است.

Fig. 4. Classification of the Feshark intrusive rocks (Middlemost, 1994). Symbols: Triangle: intrusive rocks and Circle: enclaves.



شكل ۵. نمودار تغييرات A/NK در برابر A/CNK (نسبت مولار Al₂O₃/Na₂O+K₂O در برابـر Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (نسبت مولار Maniar and Peccoli, 1989) (Maniar and Peccoli, 1989) در توده نفوذی فشارک است.

Fig. 5. A/NK versus A/CNK variation diagram (Molar Al₂O₃/Na₂O+K₂O vs. Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) (Shand, 1943; Maniar and Peccoli, 1989) for the samples from the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۶. نمودار K₂O در برابر SiO₂ بر حسب درصد وزنی (Rickwood, 1989) در توده نفوذی فشارک. علایم مشابه شکل ۴ است. Fig. 6. K₂O vs. SiO₂ (Wt.%) diagram for the samples from the Feshark intrusion (Rickwood 1989). Symbols as in Fig. 4.



شکل ۷. تمایز فرآیند تفریق بلوری از ذوب بخشی با استفاده از نمودارهای تغییرات Yb در برابر A ان La/Yb و B از Tb/Yb بر حسب Tb/Yb بر حسب Yb (al., 2009 و al., 2009 و al., 2009 بر حسب al., 2009

Fig. 7. Yb vs. A: La/Yb and B: Tb/Yb (ppm) variation diagrams (He at al., 2009) illustrating trends of fractional crystallization versus partial melting processes in the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.

زمينشناسي اقتصادى

دلیل، فراوانی این عنصر در گرانودیوریتها بیشتر از سنگهای کوارتز دیوریتی است. اسفن و آمفیبول نیز میزبان Nb به شمار می آیند و با تبلور این کانی ها میزان Nb در ماگمای باقی مانده کاهش می یابد.

برای بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی (REE) از نمودار نرمالایز شده نسبت به ترکیب کندریت (Sun and Mcdonough, 1989) استفاده شده است. چنان که ملاحظه می شود، میزان LREE نسبت به HREE غنی شدگی بیشتری نشان مي دهد و آنومالي منفي Eu ديده مي شود (=*Eu/Eu LREE .(۱۰ (شکل) (2*Eu_{cn}/(Sm+Gd)_{cn}=0.54-0.95) (شکل) بەدلىل اخىتلاف اندازە يونى ناساز گارتر از HREE ھىسىتند، بنابراین، گرایش به حضور در فاز مذاب دارند. میزان این عناصر در سیال افزایش می یابد و HREE در فاز جامد برجا مانده باقی میماند و بدین ترتیب غنی شدگی HREE در توده نفوذی کاهش می یابد. با افزایش درجه ذوببخشی میزان HREE در فاز سيال افزايش مي يابد و تفاوت غني شد كي HREE و LREE کمتر می شود. غنی شدگی LREE نسبت به HREE در اثر عواملي مانند درجه ذوببخشي پايين، آلودگي ماگما، حضور کانیهایی چون گارنت و پیروکسن باقیمانده در سنگ منشأ و یا تشکیل توده در مناطق فرورانش است (Kuster and Harms, 1998; Kampunzu et al., 2003). آيىدو گان و همكاران (Aydogan et al., 2008) غنى شدگى LREE همراه با تهیشدگی HREE را در طول تبلور تفریقی به تفریق آمفيبول نسبت مىدهند. طبق ديدگاه ويلسون (Wilson, 1989) فراوانیی عناصر HREE بالاتر از ۱۰ (ترکیب Rock/Chondrite)، بیانگر شکل گیری ماگما از یک منشأ بدون گارنت است. به عقیده بسیاری از پژوهشگران از جمله پییر و همكاران (Pe-Piper et al., 2002) الكوى HREE تفريق نیافته است و مسطح همراه با آنومالی منفی Eu را به ماگمایی خارج از محدوده پايداري گارنت نسبت ميدهند.

Eu به عنوان عنصری ساز گار در فلدسپارها محسوب می شود و از این رو، فراوانی آن توسط فلدسپارها کنترل می شود. آنومالی

برای شناسایی فرآیند تکاملی ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی فشارک از نمودارهای هارکر (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل های ۸ و ۹). میزان اکسیدهای , Fe₂O₃ Al₂O₃, MgO, CaO, MnO و P₂O₅ با افزایش سیلیس روند کاهشی نشان میدهند؛ در حالی که اکسیدهای K₂O و Na₂O با يراكندگي نسبتاً زياد كموبيش سير صعودي دارند. عناصر فرعي مانند Rb, Th و Ba با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان مىدهنىد؛ ولى Sr و Nb برخلاف آنها رونىد كاهشى نشان میدهند. Zr نیز در ابتدا سیر صعودی دارند و در ادامه سیر نزولی از خود نشان می دهند. با افزایش سیلیس میزان اکسیدهای MnO,MgO,TiO₂ و Fe₂O₃ بەدلیل مشارکت در ساختار کانی های فرومنیزین پیروکسن، بیوتیت، هورنبلند و اکسیدهای آهـن و تيتـاندار در مراحـل آغـازين تبلـور ماگما كـاهش پيـدا می کنند. همچنین کاهش اکسیدهای Al₂O₃ و CaO به دلیل حضور این کانی ها در ساختمان پلاژیو کلاز است. روند صعودی Na₂O، K₂O و Rb ناشی از تبلور کانی هایی همچون پتاسیم فلدسيار و يلاژيوكلاز سديك در مراحل ياياني انجماد ماگماست. اگرچه نمونه استثنایی با سیلیس بالا و سدیم پایین نیز ديده ميشود كه ميتوان شكل گيري آن را پس از تبلور يلاژيو كلاز سديم دار و تهي شدگي مذاب باقي مانده از سديم دانست.

فسفر نیز به صورت عنصری ساز گار در تشکیل آپاتیت شرکت کرده و با افزایش میزان سیلیس و افزایش درجه تبلور ماگما از میزان P2O5 کاسته شده است. روند افزایشی RB و Ba با جانشینی این عناصر در کانی های پتاسیم دار مانند ار تو کلاز و بیو تیت در مراحل پایانی تبلور ماگما قابل تفسیر است. Sr به علت جانشینی با کلسیم و ورود به شبکه پلاژیو کلازهای کلسیم دار در حین تکامل ماگما کاهش نشان می دهد. Th به دلیل ناساز گاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل پایانی در فاز مایع باقی می ماند و با افزایش سیلیس روند صعودی از خود نشان می دهد. عنصر Zr در ساختمان کانی های اصلی وارد نمی شود و اغلب در ماگماهای اسیدی به صورت بلور زیرکن متبلور می شود. به همین

باقیماندن فلدسپار در حین ذوببخشی سنگهای منشأ در

شرايطي كه اكتيويته H₂O پايين باشد، ايجاد مي شود (Tepper

et al., 1993). بنابراین، غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE همراه با آنومالی منفی Eu بیانگر اهمیت نقش تفریق فلدسیار و آمفیبول در فر آیند تکامل گرانیتوییدهاست.

0.3 0.2 MgO (Wt %) 2 MnO Fe₂O₃ (Wt %) 0.1 (Wt %) Δ 0 L 50 0.0L 50 ⁶⁰ SiO₂ (wt %) 70 80 60 50 70 80 60 70 80 SiO₂ (wt %) SiO₂ (wt %) 19 0.2 5 0.1 15 CaO Al₂O₃ P205 (Wt %) (Wt %) (Wt %) 0.0∟ 50 11 L 50 60 SiO₂ (wt %) 70 60 SiO₂ (wt %) 60 80 70 80 70 80 SiO₂ (wt %) 0.9 5 4 K_2O TiO₂ 0.5 (Wt %) Na₂O (Wt %) (Wt %) 2 3 0.1∟ 50 2 L 50 0 60 70 80 60 70 80 70 80 50 60 SiO₂ (wt %) SiO₂ (wt %) SiO₂ (wt %)

شکل ۸. موقعیت نمونههای توده نفوذی فشارک بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سب درصد وزنی (Harker, س بے 1909). علايم مشابه شكل ۴ است.

Fig. 8. The major element variation diagrams versus silica (wt.%) (Harker, 1909) for the samples from the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۹. نمونههای توده نفوذی فشارک بر روی نمودار تغییرات عناصر فرعی بر حسب ppm در برابر سیلیس بر حسب درصد وزنی (Harker,) (1909). علایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 9. The trace element variation diagrams (ppm) versus silica (Wt.%) (Harker, 1909) for the samples from the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۱۰. تغییرات عناصر کمیاب خاکی در نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک که نسبت بـه کنـدریت نرمـالایز شـده اسـت. مقـادیر بـرای کندریت برگرفته از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989). علایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 10. Chondrite-normalized REE patterns for the samples from the Feshark intrusion (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 4.

(Wu et al., 2003) آنومالی منفی Nb, Ti را به عوامل گوناگون نسبت دادهاند که می تواند نشانه فقر این عناصر در منشأ، باقیماندن فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی، تهی بودن رسوبات فرورانده شده از این عناصر و یا جدایش آنها در طی فر آیند تفریق باشد (Kelemen at al., 1993). Ba نیز به علت جانشینی با پتاسیم در ار توکلاز و بیوتیت آنومالی منفی پیدا کرده است. آنومالی منفی Sr در برخی نمونهها براثر تفریق نفی Sr بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و چنان چه همراه با آنومالی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می شود منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می منوی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار یا سیم ایجاد می تومالی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار یا سیم ایجاد می در منطقه مورد بر رسی آنومالی منفی Eu همراه با آنومالی منفی Ba و آنومالی جزئی Sr بیانگر منفی قلدسپار است. افزون بر آن آنومالی منفی P در نمودار در در می قریق فلدسپار است. افزون بر آن آنومالی منفی P در نمودار دیده می شود که به دلیل تبلور آپاتیت ایجاد شده است. شکل ۱۱ تغییرات عناصر کمیاب را که نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mcdonough, 1989) نرمالایز شده اند، نشان می دهد. با استفاده از این نمود ار ملاحظه می شود که در HFSE می دهد. یا استفاده از این نمود ار ملاحظه می شود که در نمونه های مورد بررسی، عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شد گی نشان می دهند و در بیشتر نمونه ها آنومالی مثبت , U,Th و آنومالی منفی Ti, P, Nb و Bd و جزئی آنومالی منفی Sr دیده می شود. غنی شد گی LILE می تواند در نتیجه درجه پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته ای، تحرک عناصر طی پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته ای، تحرک عناصر طی پوسته ای و در نهایت، دخالت پوسته در تولید سنگهای منطقه ویژگی های فعالیت ماگمایی مرتبط با فر آیند فرورانش است باشد (2004, Suster and Harms). همچنین این آنومالی و جه مشخصه سنگهای پوسته قاره ای و شرکت پوسته در فر آینده ای ماگمایی است (Kuster and Harms). و و و همکاران



شکل ۱۱. تغییرات عناصر کمیاب در نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک که نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده است. مقادیر بـرای گوشـته اولیه برگرفته از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989). علایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 11. Primitive mantle-normalized spider diagram for the samples from the Feshark intrusion (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 4.



شکل ۱۲. نمودار لگاریتمی Rb در برابر A: B و B: B برای جداسازی روندهای تفریق پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت (Raylor and) McLennan, 1985) در توده نفوذی فشارک. علایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 12. The logarithmic Rb vs. A: Sr, and B: Ba diagrams showing trends of fractional crystallization of plagioclase, K-feldspar, and biotite crystal for the samples from the Feshark intrusion (Taylor and McLennan, 1985). Symbols as in Fig. 4.

تقسیم بندی کرده است. چنان که در شکل ۱۳-A و B دیده می شود، نمونه های مورد بررسی در محدوده گرانیت های کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش قرار گرفته اند. همچنین در نمودار لگ_اریتمی Th/Yb در برابر Ta/Yb (1983), Pearce)، نمونه های مورد بررسی در محدوده سنگهای ماگمایی حاشیه فعال قاره ای قرار می گیرند (شکل ۱۴). در تأیید شکل گیری سنگهای توده نفوذی فشار ک، در مناطق مرتبط با فرورانش می توان به غنی شدگی نمونه ها از عناصر مرتبط با فرورانش می توان به غنی شدگی نمونه ها از عناصر BREE و وجود آنومالی منفی عناصر Ta, Ti و Nb در سنگهای منطقه اشاره کرد

- 3. Syn-COLG
- 4. ORG

محیط زمین ساختاری برای تعیین جایگاه زمین ساختی توده های گرانیتوئیدی، نمودارهای گوناگونی پیشنهاد شده است؛ اما سودمند ترین آنها نمودارهایی هستند که بر پایه فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فر آیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب، محیط زمین ساختی گرانیت ها را به چهار گروه گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی'، گرانیتوئیدهای درون قاره ای ^۲

^{1.} VAG

^{2.} WPG

(Sarjoughian et al. 2012) و توده نفوذی نظر (Honarmand et al. 2010) همخوانی دارد. همچنین از آنجایی که توده نفوذی فشار ک، نصرند، کوه دم و نظر بخش های کوچکی از کمربند ماگمایی ارومیه - دختر به شمار می آید و به عقیده بسیاری از صاحب نظران از جمله بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) و آگارد و همکاران کینگ (Agard et al., 2011) شکل گیری کمربند ماگمایی حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئو تیس به زیر پلیت ایران مرکزی است؛ لذا مباحث یادشده همگی تأیید کننده و مکمل همدیگر است. LILEs بنی شدگی عناصر Pearce and Peate, 1995). نسبت به HSFEs در سنگهای آذرین کمانهای ماگمایی را به آزاد شدن سیالات از پوسته فرورونده و واکنش این سیالات عنی از LILEs با گوه گوشتهای نسبت می دهند (Tatsumi, عنی از Nb/Y بایین (0.26) (av: 0.26) از دیگر ویژگی های سنگ هایی است که در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش سنگ هایی است که در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش نسبت در نمونه های مورد بررسی ۲/۰ تا ۲/۰ تغییر می کند که بیانگر تشکیل آنها در محیط فرورانش است. این مباحث با نتایج منتشر شده در نواحی مجاور از جمله توده نفوذی نصرند (Kananian et al., 2014a)



شکل ۱۳. موقعیت نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک در نمودارهای جداسازی محیط زمینسـاختی Nb :A در برابـر Y و B HNb :B در برابر Rb (Pearce et al., 1984) Rb). علایم مشابه شکل ۴ است.

نسبتاً پتاسیک و با SiO2 بالا با منشأ پوسته بالایی. شواهد صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی بسیار از جمله: همراهی با سنگهای آتشفشانی، طیف ترکیب سنگشناسی گسترده گابرو تا گرانیت، وجود کانی های مافیک هورنبلند سبز و بیوتیت قهوهای که بیانگر شرایط اکسیدان در زمان تشکیل است، نبود

چاپل و وایت (Chappell and White, 1992) گرانیتوئیدها را به دو نـوع I و S طبقهبنـدی کردنـد: گرانیـتهـای نـوع I) متاآلومین تا کمی پر آلومین، نسبتاً سدیک و با یک منشأ پوسته زیرین و گوشته و گرانیتهای نوع S) بهشدت غنی از آلـومین و

منشأ ما گمای سازنده

Fig. 13. Distribution of the samples from the Feshark in the geotectonic discrimination diagrams A: Nb vs. Y, and B: Y+Nb vs. Rb (Pearce et al. 1984) intrusion. Symbols as in Fig. 4.

2000) و no(2000) و La/Sm) (نرمالایز شده به کندریت اقتباس از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) در برابر A-۱۵ (Sun and McDonough, 1989) در برابر B و C نشان داده شده است، می توان گفت که پوسته پایینی نقشی مؤثر در شکل گیری توده نفوذی فشار ک دارد. همچنین شکل ۵۵-D که بر اساس نسبت ۲/۲ در برابر Y توسط سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) طراحی شده است، نشان می دهد که توده نفوذی فشار ک به وسیله ذوب بخشی درجه پایین از آمفیبولیت هاست و بدون گارنت هستند. همچنین با توجه به قرار گیری نمونه ها در نمودار، بیانگر شکل گیری توده نفوذی فشار ک در اعماق کم پوسته ای است.

کانی های آلومینو سیلیکات مانند آندالوزیت، کر دیریت و مسکوویت در سنگ های این منطقه، روند نزولی P₂O₅ در برابر سیلیس، روند صعودی Th در برابر سیلیس (Chappell and سیلیس، روند صعودی Th در برابر سیلیس (Chappell and 1992) و ماهیت متاآلومین، همگی بیانگر همانندی توده نفوذی فشارک با گرانیت های نوع I است و در بسیاری از مناطق همجوار در کمربند ارومیه - دختر نیز دیده می شود Kananian et al., 2014b; Honarmand et al., 2014 زمانی در ای گرانیت های نوع است و گرانیت های نوع I می تواند از گوشته و یا از پوسته سرچشمه بگیرد. برای تمایز منشأ پوستهای و گوشتهای از نمودارهای متعددی استفاده شده Taylor and) Nb/U در برابر Nb/U (McLennan, 1985 Rudnick et al.) Ti/Zr در برابر McLennan, 1985



<mark>شکل ۱۴.</mark> موقعیت نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودار تغییـرات Th/Yb در برابـر Pearce, 1983) (Pearce, 1983). علایــم مشـابه شکل ۴ است.

Fig. 14. Distribution of the samples from the Feshark intrusion in the Th/Yb vs. Ta/Yb variation diagram (Pearce, 1983). Symbols as in Fig. 4.

نتیجه گیری واحد فلسیک اغلب دارای ترکیب سنگ شناسی گرانودیوریت توده نفوذی فشارک در شمالخاور شهر اصفهان، در زون است که با حجمهای اندکی از تونالیت و گرانیت همراه شده ارومیه- دختر، به دو واحد فلسیک و حدواسط تقسیم می شوند. است؛ در حالی که واحد مافیک از کوارتز دیوریت تشکیل شده

است. در این توده حضور برونبومهای میکرو گرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت به شکل آشکاری خودنمایی می کند. بر پایه دادههای ژئوشیمیایی و الگوی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و کمیاب خاکی می توان به نقش گسترده تفریق فلدسپار و آمفیبول در تحولات ماگمایی آن اشاره کرد. غنیشدگی IREEs و ILLEs نسبت به HREEs و HREEs، آنومالی منفی عناصر Nb, Ta, Eu می مافرانش محسوب می شود که با فرورانش ئنوتیس به زیر ایران مرکزی همخوانی دارد. نمودارهای شناسایی کنده منشأ سنگها مانند

Nb در برابر La/Sm) cn ، Ti/Zr در برابر La/Sm) cn ، Ti/Zr و برابر Nb/U و Sr/Y در برابر Sr بیانگر نقش گسترده پوسته قاره ای آمفیبولیتی در تشکیل توده نفوذی فشارک است. بنابراین به نظر می رسد، فرورانش نئوتتیس و آزاد شدن آب و مواد فرار از صفحه اقیانوسی به ذوب گوه گوشته ای و صعود مواد مذاب و استقرار آن در زیر پوسته منجر شده است. با قرار گیری مذاب داغ در زیر پوسته به ذوب پوسته آمفیبولیتی منجر شده و احیانا همراهی بخشی از مواد گوشته ای با پوسته شده است و در نهایت، بر اثر صعود و انجماد مواد مذاب، توده نفوذی فشار ک تشکیل شده است.



شکل ۱۵. موقعیت نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودارهای تغییرات A: Nb در برابر Nb/U را (Taylor and McLennan,) Nb/U شکل ۱۵. موقعیت نمونههای مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودارهای تغییرات A: Nb/U در برابر Y در برابر Y در برابر Y در برابر Ti :B در برابر 1986)، B: در برابر Sr/Y او Sr/Y در برابر Nb/U در برابر Nb/U (Nb/U)، B: در برابر Nb/U) و Sr/Y در برابر Y در برابر Nb/U (Nb/U)، B: در برابر Nb/U) میلایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 15. Plot of the samples from the Feshark intrusion in the the A: Nb/U vs. Nb (Taylor and McLennan, 1985), B: Ti vs. Ti/Zr (Rudnick et al. 2000), C: Nb/U vs. (La/Sm)cn (Hofmann et al., 1986), D: Sr/Y vs. Y variation diagrams (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 4.

دانشگاه تهران و حوزه معاونت پژوهشی پـردیس علـوم تشکر و

قدرداني مي شود.

References

- Abdollahi, E., 2007. Petrography and petrology of the intrusive rocks of North Hana. M.Sc. Thesis, Islamic Azad university Isfahan, Khorasgan Branch, Isfahan, Iran, 95 pp. (in Persian with English abstract)
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148 (5-6): 692–725.
- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran. Geosciences. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 619 pp. (In Persian)
- Ahmadi, A., 1988. Petrography and petrology of intrusive rocks and related contact metamorphic skarn north of Feshark NE of Isfahan. MSc Thesis. University of Tarbiat Moalem. Tehran, Iran, 119 pp. (In Persian)
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M. and Ozawa, H., 2016.
 Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: Implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential. Ore Geology Reviews, 72(1): 323–342.
- Amidi, S.M., 1975. Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central). Ph.D. Thèses, Université. Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 316 pp.
- Aydogan, M.S., Coban, H., Bozcu, M. and Akinci, O., 2008. Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan granite from the Muratdagi region (Banaz, Usak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene–Miocene granites. Journal of Asian Earth Sciences, 33(3-4): 155– 176.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science, 18(2): 210–265.

قدردانی این پژوهش در چارچوب طرح پژوهشی مصوب دانشگاه تهران انجام شده است که بدینوسیله از حوزه معاونت پژوهشی

- Bullen, T.D. and Clynne, M.A., 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. Journal of Geophysical Research, 95(B12): 19671-19691.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I and Stype granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 83(1-2): 1-26.
- Eggins, S. and Hensen, B.J., 1987. Evolution of mantle-derived, granodiorites augitehypersthene by crystal-liquid fractionation: Barrington Tops Batholith, eastern Australia. Lithos, 20(4): 295-310.
- Ginibre, C., Worner, G. and Kronz, A., 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. Contribution to Mineralogy and Petrology, 143(3): 300–315.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methneu, London, 344 pp.
- He, Y., Zhao, G., Sun, M. and Han, Y., 2009. Petrogenesis and tectonic setting of volcanic rocks in the Xiaoshan and Waifangshan areas along the southern margin of the North China Craton: Constraints from bulk-rock geochemistry and Sr-Nd isotopic composition. Lithos, 114(1-2): 186-199.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters ,79(1-2): 33-45.
- Honarmand, M., Moayyed, M., Jahangiri, A. Ahmadian J. and Bahadoran N., 2010. The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan. Petrology, 1(3): 65-88. (in Persian with English abstract)
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Emami, M.H., Nabatiand, G., Liu, X., Dong, Y., Quadt, A. and Cheng, B., 2014. Laser-ICP-MS U–Pb zircon ages and geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: constraints on petrogenesis and tectonic

جلد ۹، شماره ۲ (سال ۱۳۹۶)

evolution. International Geology Review, 56(1): 104–132.

- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. Lithos, 71(2-4): 431-460.
- Kananian, A., Hamzei, Z., Sarjoughian, F. and Ahmadian, J., 2014a. Origin and tectonic setting of granitic rocks and dolerite dikes in the Nasrand pluton, southeast of Ardestan. Petrology, 5 (17):103-118. (in Persian with English abstract)
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A.R., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014b. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): implications for source regions and magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 90(1): 137–148.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993.
 Relative depletion of Nb in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 120(3-4): 111–133.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. post collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the late neoporterozoic East African Orogen: a review. Lithos. 45(1-4):177-195.
- Maniar, P.D. and piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of American Bulltan, 101(5): 635 643.
- Middlemost, E.A.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Review. 37(3-4): 215–224.
- Moinvaziri, H. and Ahmadi, A., 1988. Petrology of igneous rocks of Feshark area and its related contact metamorphic aureole. Journal of Science, University of Tehran, 17(1-2): 63-71. (in Persian with English abstract)
- Noorbehesht, I., 1991. Mineralogy of xanthophyllite in hornfelse rocks from North East Esfahan. Research Journal of Isfahan University, 4(1-2): 71- 63. (in Persian with English abstract)

- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J. Hawkesworth and M.j. Norry (Editors), continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publications, Nantwhich, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956 – 983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23(1): 251–285.
- Pe-Piper, G. and Piper, D.J.W., 2002. Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delose, Cyclades, Greece. Lithos, 60 (1-2): 47-66.
- Radfar, J., Kohansal, R., Zolfaghari S. and Bahremand, M., 2002. Geological map of Kuhpayeh, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor element. Lithos, 22(4): 247-263.
- Rudnick, R.L., Barth, M., Horn, I. and McDonough, W. F., 2000. Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle. Science, 287 (5451): 278-281.
- Sabzehei, M. and Makkizadeh, M.A., 1998. Buchite from Feshark area northeast Isfahan Central Iran: A preliminary study. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 9(1): 34-47.
- Sarjoughian, F., Kananian, A. and Ahmadian, J., 2012. Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature and pressure in the Kuh-e Dom intrusion. Petrology, 3(11): 97-110. (in Persian with English abstract)
- Shand, S.J., 1943. The Eruptive Rocks. 2nd edition. John Wiley, New York, 444 pp.
- Shelly, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall, United Kingdom, 630 pp.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, pp. 313-345.

- Taghipour, B., Mackizadeh, M.A. and Moore, F.,2011. Paragenetic relationships of clintonite and spinel in Central Iran skarns as evidence of the formation of clintonite. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Anhandlungen, 259(2): 217–229.
- Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-k calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1-4): 327-354.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the chillwack batholiths , north cascades, Washington: generation of calk-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113(3):333-351.
- Thuy, N.T.B., Satir M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T.V., 2004. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern

Vietnam. Journal of Asian Earth Sciences, 23 (4): 467-482.

- Vahabi Moghaddam, B., 2000. Petrography, mineralogy and petrogenetic studies of North-East Esfahan intrusion's body and their contact metamorphic aureole. Ph.D. thesis, Islamic Azad University of Science and Research, Tehran, Iran, 197 pp. (in Persian with English abstract)
- Whitney, D.L and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185-187.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenetic. Chapman and Hall, London, 466 pp.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. Journal of Geophysical Research, 94(1): 4697– 4707.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its compositions and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.