

پتروولوژی کمپلکس گرانیتوئید شمال شرق مصر (شمال شرق استان اصفهان)

زهرة ابراهیمیان^۱، قدرت ترابی^{۱*}، جمشید احمدیان^۲ و حمیده بهارزاده^۱
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۴۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، ج. ا. ایران

چکیده

کمپلکس گرانیتوئید مصر در شمال شرق استان اصفهان قرار دارد و از نظر ساختاری در زون ایران مرکزی جای دارد. در این ناحیه سه فاز گرانیتوئید و یک فاز پگماتیتی به سن ژوراسیک میانی افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی منطقه را قطع کرده‌اند. مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که فاز سوم دارای بیشترین حجم و فاز اول دارای کمترین حجم در این مجموعه نفوذی هستند. همچنین، فاز چهارم، پگماتیت‌ها جوان‌ترین عضو مجموعه و فاز اول قدیمی‌ترین عضو این مجموعه هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این کمپلکس گرانیتوئید شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و مسکوویت است که در تمام واحدهای سنگی وجود دارند. کانی بیوتیت در سه فاز اول، دوم و سوم وجود دارد. تورمالین متعلق به فاز دوم و چهارم و گارنت نیز محدود به فاز سوم است. بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی در کمپلکس گرانیتوئید مصر، حاکی از روند نزولی FeO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، CaO ، MgO ، MnO ، P_2O_5 و TiO_2 و روند صعودی K_2O در برابر سیلیس است، که روند نزولی CaO و Al_2O_3 به تبلور کانی پلاژیوکلاز، روند نزولی TiO_2 و FeO را به تبلور کانی‌های اسفن و تیتان می‌توان نسبت داد. ماگمای مولد سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکالن و طیفی از پراولومین شدید تا ضعیف و در نهایت متاآلومین است. طبق نمودارهای ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، هم‌زمان با برخورد و نوع ماگما هیبرید (S و I) تشخیص داده شد. در بررسی‌های زمین‌دماسنجی با استفاده از ترکیب فلدسپارها، دماهای به‌دست آمده بسیار کمتر از دماهایی است که بیانگر محیط‌های آذرین باشد و می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب فلدسپارها تحت تأثیر فرآیندهای ساب‌سولیدوس و میلونیتی شدن تغییر یافته است. دماسنجی بیوتیت‌های موجود در فاز اول دمای ۶۴۲-۷۱۸ درجه سانتی‌گراد را پیشنهاد می‌کند.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، پگماتیت، ژوراسیک میانی، کمپلکس گرانیتوئید، مصر

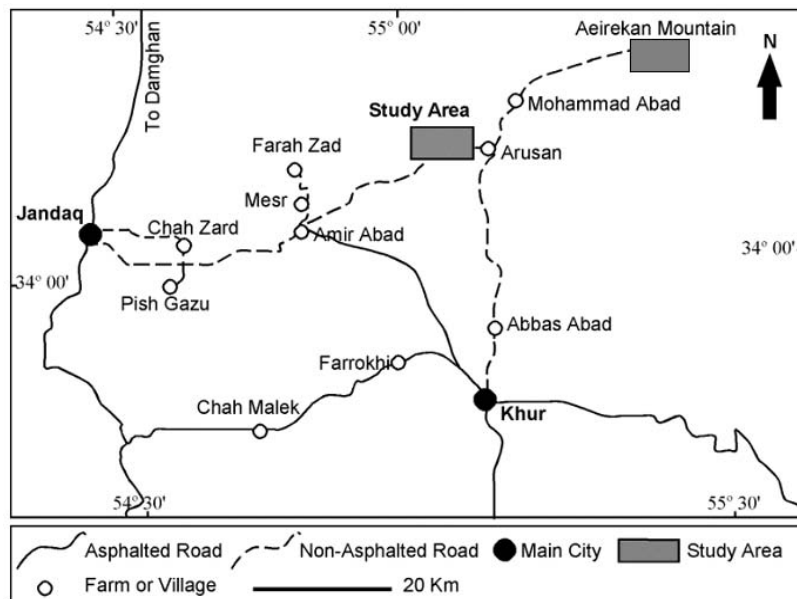
مقدمه

می‌شوند. اصطلاح گرانیتوئید برای سنگ‌های آذرین درونی که بیش از ۲۰ درصد کوارتز دارند، به‌کار برده می‌شود (Streckeisen and Le Maitre, ۱۹۹۹)

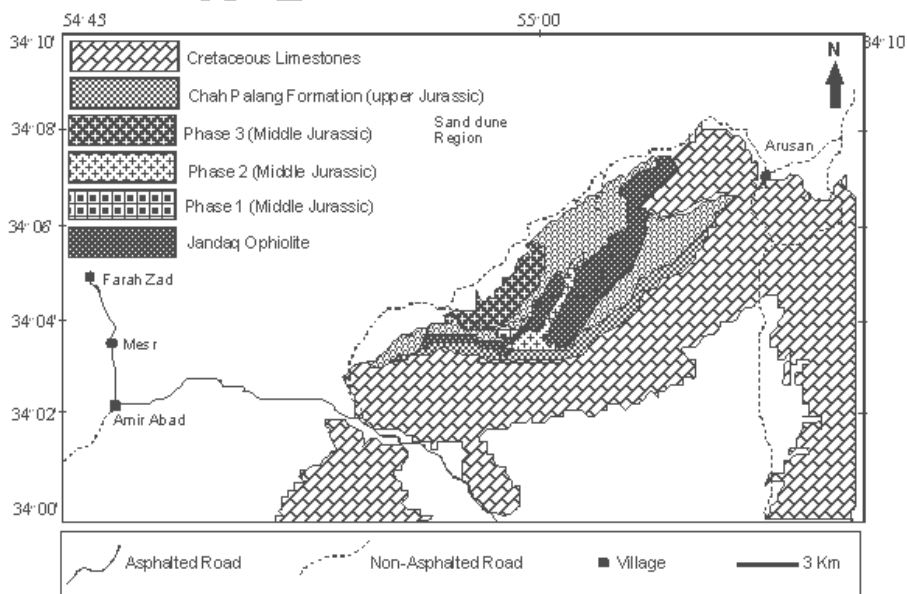
گرانیتوئیدها فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین درونی هستند که به‌صورت باتولیت و استوک یافت

جنبش‌ها (Syn-tectonic) و یا فازهای پس از کوهزایی (Post-tectonic) مشاهده می‌شود (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ امامی، ۱۳۸۷). منطقه مورد مطالعه در شمال شرق استان اصفهان در روستاهای امیرآباد، مصر و فرحزاد قرار داشته که از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ایران قسمتی از ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲) (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ Technoexport, 1984).

۱۹۷۹. ماگماتیسم ایران در دوران مزوزوییک در مقایسه با پدیده‌های ماگمایی پالئوزوییک از گستردگی و تنوع بیشتری برخوردار است. این ماگماتیسم در فازهای گوناگون ظاهر شده، متناسب با جنبش‌های زمین‌ساختی آلپین آغازی، از جمله کیمرین پیشین و کیمرین پسین، فاز اتریشین و فاز لارامید، به صورت فعالیت‌های ماگمایی هم‌زمان با



شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (Technoexport, 1984)



شکل ۳- نمایی از فاز اول و سنگ دگرگونی



شکل ۴- نمایی از فاز دوم در دگرگونه‌های منطقه

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های صحرایی به منظور مطالعه میکروسکوپی و دسترسی به ترکیب شیمیایی کانی‌ها، از تمام فازهای نفوذی موجود در منطقه نمونه برداری شد. پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، نمونه‌های مناسب با استفاده از الکترون میکروپروپ JEOL مدل JXA-8800 (WDS) دانشگاه کانازاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب‌دهنده 20kV و جریان 15nA و در دانشگاه هانور آلمان با میکروپروپ CAMECA SX 100 با ولتاژ شتاب دهنده 15kV و جریان 15nA بررسی شدند. در محاسبه مقدار Fe^{3+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها از روش استوکیومتری ارائه شده توسط Droop (۱۹۸۷) استفاده شد. نتایج آنالیز میکروپروپ فلدسپار و بیوتیت در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

در این منطقه یک فاز پگماتیتی و چند فاز گرانیتوئید، دگرگونه‌ها و افیولیت‌های جندق را قطع کرده‌اند و سازند ژوراسیک بالایی چاه‌پلنگ روی گرانیتوئید را می‌پوشاند. به همین جهت، سن گرانیتوئید را می‌توان ژوراسیک میانی در نظر گرفت. اطلاعات حاصل از روش K-Ar (Susov et al., 1979) و Fission track برای مسکوویت‌ها نیز سن ژوراسیک میانی را برای این توده نفوذی پیشنهاد می‌کند.

واحدهای گرانیتوئیدی به ترتیب نفوذ شامل فاز اول، فاز دوم، فاز سوم و فاز چهارم پگماتیت هستند که فاز سوم دارای بیشترین حجم و فاز اول دارای کمترین حجم هستند.

فاز اول به واسطه فراوانی قابل ملاحظه بیوتیت، با رنگ تیره در نمونه دستی قابل تمایز هستند و نسبت به بقیه واحدهای سنگی به صورت ریز دانه‌تر دیده می‌شوند. فاز دوم به علت ارتوکلاز فراوان در نمونه دستی صورتی رنگ و دانه ریز هستند.

فاز سوم در نمونه دستی به رنگ خاکستری-سفید، فانریتیک و دارای خردشدگی و فولیاسیون بیشتر از بقیه واحدهای گرانیتوئید هستند.

فاز دوم، فاز اول را قطع کرده‌اند، به همین علت، جوان‌تر از آن هستند. همچنین، قطعاتی از فاز اول در فاز دوم و فاز سوم وجود دارد، در نتیجه، قدیمی‌تر از آن‌هاست.

دگرگونه‌های منطقه مورد مطالعه شامل شیست و مرمر هستند. مرز انواع گرانیتوئید با سنگ‌های دگرگونی و افیولیت‌ها عمدتاً مشخص است (شکل‌های ۳ و ۴). امتداد دایک‌های آلكالی گرانیتی با جهت فولیاسیون دگرگونی‌ها یکسان است.

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپارهای موجود در منطقه مورد مطالعه (Wt%) به همراه نتایج محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن و درصد اعضای پایانی آن‌ها.

Rock Name	Phase 1						Phase 2						Phase 3						Phase 4			
	Ab	Mic	Or	Or	Mic	Ab	Or	Ab	Ab	Mic	Ab	Mic	Ab	Mic	And	Or	And	Or	And	And	Ab	
Mineral Type																						
SiO ₂	68.81	65.60	65.58	65.49	64.40	65.37	64.47	64.55	66.23	65.97	64.72	65.52	64.83	67.34	65.00	59.01	64.82	59.27	63.35	60.74	60.65	68.67
TiO ₂	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	19.52	18.47	18.39	18.23	18.43	20.83	18.62	21.79	21.42	21.40	18.41	21.41	18.32	19.68	18.49	25.44	18.39	25.41	18.27	25.26	24.97	19.37
FeO*	0.03	0.04	0.03	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.03	0.09	0.02	0.16	0.00	0.04	0.02	0.02
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
CaO	0.28	0.00	0.03	0.03	0.01	1.79	0.00	1.97	2.20	2.26	0.01	2.32	0.00	0.32	0.01	6.93	0.01	7.26	0.03	6.62	6.41	0.10
Na ₂ O	11.81	0.61	0.58	0.37	0.91	10.75	0.83	10.00	10.62	10.72	1.04	10.32	0.64	11.71	0.74	7.47	0.39	7.53	0.48	8.10	7.94	11.84
K ₂ O	0.11	15.99	15.98	15.94	15.10	0.11	15.55	0.50	0.09	0.09	14.85	0.32	15.69	0.07	15.76	0.27	15.96	0.18	15.91	0.26	0.16	0.07
Total	100.58	100.71	100.65	100.12	98.85	98.86	99.48	98.83	100.58	100.45	99.07	99.90	99.47	99.20	100.04	99.21	99.58	99.83	98.04	101.02	100.14	100.10
Si	2.99	3.00	3.01	3.01	3.00	2.91	2.99	2.87	2.89	2.89	3.00	2.89	3.00	2.97	3.00	2.65	3.00	2.65	2.99	2.68	2.69	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.09	0.10	0.11	0.00	0.11	0.00	0.02	0.00	0.33	0.00	0.35	0.00	0.31	0.31	0.00
Na	1.00	0.05	0.05	0.03	0.08	0.93	0.08	0.86	0.90	0.91	0.09	0.88	0.06	1.00	0.07	0.65	0.04	0.65	0.04	0.69	0.68	1.00
K	0.01	0.93	0.93	0.94	0.90	0.01	0.92	0.03	0.01	0.01	0.88	0.02	0.93	0.00	0.93	0.02	0.94	0.01	0.96	0.01	0.01	0.00
Cations	5.01	4.99	4.99	4.98	4.99	5.01	5.00	5.00	5.01	5.01	4.98	5.01	4.99	5.02	5.00	5.00	4.98	5.01	5.01	5.01	5.00	5.01
Ab	98.10	5.50	5.30	3.40	8.40	91.10	7.50	87.60	89.30	89.10	9.60	87.30	5.80	98.10	6.60	65.10	3.60	64.60	4.40	67.90	68.50	99.20
An	1.30	0.00	0.20	0.10	0.10	8.40	0.00	9.50	10.20	10.40	0.00	10.90	0.00	1.50	0.00	33.40	0.00	34.40	0.20	30.70	30.60	0.40
Or	0.60	94.50	94.50	96.50	91.50	0.60	92.50	2.80	0.50	0.50	90.40	1.80	94.20	0.40	93.40	1.50	96.40	1.00	95.40	1.40	0.90	0.40

جدول ۲- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر مبنای ۲۲ اکسیژن

Rock Name	Phase 1									
SiO ₂	35.50	36.05	36.62	34.42	34.83	35.32	34.25	34.00	31.71	31.29
TiO ₂	2.52	2.49	4.34	3.08	3.35	3.25	2.86	3.08	3.38	3.36
Al ₂ O ₃	18.38	18.70	14.82	15.46	15.44	15.18	15.39	15.22	13.74	13.77
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.05
FeO*	19.61	19.45	23.31	23.71	22.14	23.61	23.84	22.90	24.13	23.74
MnO	0.30	0.27	0.30	0.40	0.33	0.39	0.34	0.39	0.30	0.41
MgO	9.88	9.65	8.27	8.89	9.05	8.39	9.13	8.22	7.89	7.90
CaO	0.05	0.02	0.01	0.11	0.04	0.01	0.02	0.08	0.04	0.05
Na ₂ O	0.09	0.07	0.07	0.05	0.11	0.00	0.01	0.11	0.07	0.09
K ₂ O	9.49	9.64	9.38	7.98	8.44	8.79	8.13	8.30	8.60	8.25
Total	95.83	96.34	97.10	94.11	93.73	94.96	93.97	92.32	89.91	88.91
Oxygen	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Si	5.39	5.43	5.59	5.43	5.48	5.53	5.42	5.47	5.34	5.32
Ti	0.29	0.28	0.50	0.37	0.40	0.38	0.34	0.37	0.43	0.43
AlIV	2.61	2.57	2.41	2.57	2.52	2.47	2.58	2.53	2.66	2.68
AlVI	0.68	0.75	0.26	0.30	0.34	0.33	0.29	0.35	0.07	0.08
Fe ⁺²	2.49	2.45	2.98	3.13	2.91	3.09	3.16	3.08	3.40	3.38
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06
Mg	2.24	2.17	1.88	2.09	2.12	1.96	2.15	1.97	1.98	2.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	-0.02	0.00	0.03	0.02	0.03
K	1.84	1.85	1.83	1.61	1.69	1.76	1.64	1.70	1.85	1.79
Cations	15.61	15.56	15.50	15.58	15.55	15.55	15.63	15.58	15.80	15.78
Al _I /Ca+Na+K	1.75	1.77	1.44	1.75	1.65	1.60	1.74	1.65	1.45	1.51
Fe/(Fe+Mg)	0.53	0.53	0.61	0.60	0.58	0.61	0.59	0.61	0.63	0.63
Mg/(Fe+Mg)	0.47	0.47	0.39	0.40	0.42	0.39	0.41	0.39	0.37	0.37

استفاده از روش فعال‌سازی نوترونی (NAA=Neutron Activation Analysis) مورد آنالیز سنگ کل قرار گرفتند که در جدول ۳ آورده شده است.

علاوه بر این، از میان گرانیتویید و پگماتیت‌های موجود در منطقه مورد بررسی تعداد ۲۱ نمونه انتخاب و در مرکز تحقیقات و تولید سوخت هسته‌ای اصفهان با

جدول ۳- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی و نتایج آنالیز عناصر نادر و نادر خاکی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی

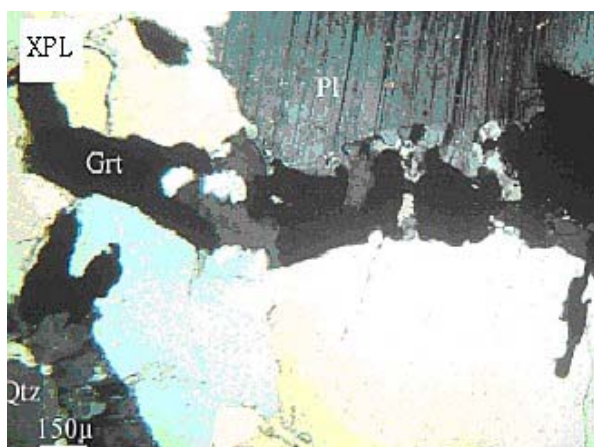
Rock Name	Phase 1												Phase 2		Phase 3				Phase 4		
	739	682	644	630	629	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	635	626	12*	13*	636	639	J2*	J4*	630-1
Sample No. (wt%)	739	682	644	630	629	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	635	626	12*	13*	636	639	J2*	J4*	630-1
SiO ₂	64.19	56.63	65	65.38	69.92	70.57	72.67	74.89	75.71	70.8	75.14	75.93	71.98	73.58	64.37	65.33	72.89	71.82	74.71	70.39	63.28
TiO ₂	0.37	1.07	0.55	0.2	0.22	0.23	0.37	0.18	0.14	0.13	0.03	0.04	0.2	0.17	0.65	0.61	0.2	0.18	0.36	0.42	0.22
Al ₂ O ₃	16.44	16.48	15.21	16.59	13.27	13.97	13.15	12.42	12.87	13.75	12.88	12.7	14.38	12.76	14	15.28	14.25	13.97	13.63	17.37	20.69
Fe ₂ O ₃	2.42	3.33	2.4	2.09	0.24	0.65	0.83	0.59	0.17	0.28	0.3	0.23	0.34	0.76	1.55	1.98	0.2	0.33	0.19	0.33	0.03
FeO	2.62	3.9	2.59	2.26	0.18	1.64	2.08	1.46	1.21	1.39	0.93	0.69	0.27	0.52	4.33	3.03	0.15	0.28	0.17	0.32	0.1
FeOT	4.8	6.9	4.75	4.14	0.39	2.22	2.83	1.99	1.36	1.64	1.2	0.9	0.58	1.21	5.72	4.81	0.33	0.57	0.34	0.61	0.12
Fe ₂ O ₃ T	5.33	7.66	5.28	4.6	0.43	2.47	3.14	2.21	1.51	1.82	1.33	1	0.64	1.34	6.36	5.35	0.36	0.63	0.38	0.68	0.13
MnO	0.11	0.13	0.07	0.08	0.01	0.04	0.07	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01	0.04	0.18	0.08	0.1	0.04	0.03	0.05	0.01
MgO	1.95	2.3	1.94	2.16	3.65	0.73	0.69	0.34	0.25	0.58	0.32	0.37	1.14	0.92	2.97	2.18	1.41	2.79	1.18	1.14	1.2
CaO	4.18	8.21	4.34	3.6	1.4	0.97	0.98	1.17	0.59	1.42	0.53	0.4	1.4	1.32	1.38	1.95	1.4	1.4	1.39	1.5	2.77
Na ₂ O	3.69	3.61	3.28	3.67	3.72	3.1	3.45	2.54	3.03	3.1	3.4	3.65	4.7	3.02	2.95	3.55	5.45	3.88	4.39	4.17	9.84
K ₂ O	2.61	2.22	2.7	2.13	5.87	5.44	4.08	4.6	4.75	6.43	4.78	4.99	4.26	5.79	2.46	3.24	3.13	4.36	3.38	2.87	0.87
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0.08	0.09	0.04	0.04	0.15	0.03	0.07	0	0	0.07	0.12	0	0	0	0	0
CO ₂	0	0	0	0	0	0.35	0.23	0.44	0	0.6	0.36	0.2	0	0	0.5	0.6	0	0	0	0	0
LOI	1.14	1.73	1.67	1.62	1.52	2.22	0.82	1.04	0.89	1.82	1	1.4	1.27	1.08	3.94	1.76	0.82	0.93	0.59	1.48	0.88
Total	100	100	100	100	100	99.64	99.28	99.34	99.68	99.9	99.39	100.5	100	100	99.85	99.12	100	100	100	100	100
A/CNK (ppm)	0.99	0.71	0.94	1.12	0.88	1.1	1.11	1.1	1.14	0.94	1.1	1.05	0.97	0.94	1.38	1.19	0.96	1.02	1.01	1.37	0.93
Ba	-	-	-	327	251	-	-	-	-	-	-	-	-	419	-	-	-	558	1100	-	-
Rb	96	106	103	61	118	-	-	-	-	-	-	-	194	151	112	176	123	270	10	10	
Sr	-	712	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	124	133	173	173	
Th	45	7.3	9.3	0.4	5	-	-	-	-	-	-	-	0.6	6.8	1.2	19	2.7	1.6	7.8	7.8	
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16	30	-	
Zn	91	83	55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	20	52	-	
Ni	-	-	-	-	152	-	-	-	-	-	-	-	90	76	-	-	161	85	-	-	141
V	88	183	106	95	9	-	-	-	-	-	-	-	10	8	10	9	17	19	11	11	
Cr	-	229	152	142	266	-	-	-	-	-	-	-	199	205	280	181	3	3	226	226	
Hf	5.2	2	5.6	2.2	1.2	-	-	-	-	-	-	-	0.7	1.8	0.3	2.9	1.4	2.6	0.8	0.8	
Cs	4.4	2.5	6.7	3.5	1.1	-	-	-	-	-	-	-	5.2	4.1	1.8	1.7	2.1	3.5	0.5	0.5	
Sc	14	22	14	11	1.6	-	-	-	-	-	-	-	0.9	2.8	1.4	3.5	1.8	3.2	1	1	
Ta	0.9	1.2	1	0.8	0.6	-	-	-	-	-	-	-	1.2	2.9	0.2	2.4	1.4	2.9	0.4	0.4	
Co	11	23	11	9	14	-	-	-	-	-	-	-	0.9	3.3	1.3	0.9	1	1	0.9	0.9	
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8	0.8	-	
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	12	-	
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.4**	6.2**	-	
La	54	47	20	6.6	5.1	-	-	-	-	-	-	-	3	5.9	2.1	19	5.6	8.5	4.5	4.5	
Ce	99	80	45	15	9	-	-	-	-	-	-	-	5.3	14	3.1	43	11	17	7.7	7.7	
Nd	47	29	15	7.4	6.5	-	-	-	-	-	-	-	2.9	5.1	1.9	23	7.2	11	3.5	3.5	
Sm	9.3	5.3	4.1	2.1	1.8	-	-	-	-	-	-	-	0.8	1.2	0.6	7.3	2.4	3.7	0.7	0.7	
Eu	2.5	1.5	1	0.6	0.7	-	-	-	-	-	-	-	0.3	0.3	0.2	2.1	0.9	1.4	0.2	0.2	
Gd	5.9	3.7	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	1	0.7	7.4	2.9	5.3	0.7	0.7	
Tb	0.9	0.5	0.6	0.3	0.5	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.2	0.1	1.4	0.5	0.9	0.1	0.1	
Dy	4.7	2.8	3.7	1.5	2.7	-	-	-	-	-	-	-	0.8	1.1	0.6	9.2	3.6	6.4	0.7	0.7	
Ho	1.1	0.5	0.9	0.3	0.5	-	-	-	-	-	-	-	0.2	0.2	0.1	2	0	0	0.2	0.2	
Tm	0.5	0.2	0.4	0.1	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	0	1	0.4	0.5	0.1	0.1	
Yb	3	1.4	2.6	0.8	1.5	-	-	-	-	-	-	-	0.6	0.6	0.3	6	2.7	3.2	0.6	0.6	
Lu	0.5	0.2	0.4	0.1	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	0	0.9	0.4	0.5	0.1	0.1	

* برگرفته از Technoexport (۱۹۸۴)، ** بر حسب ppb

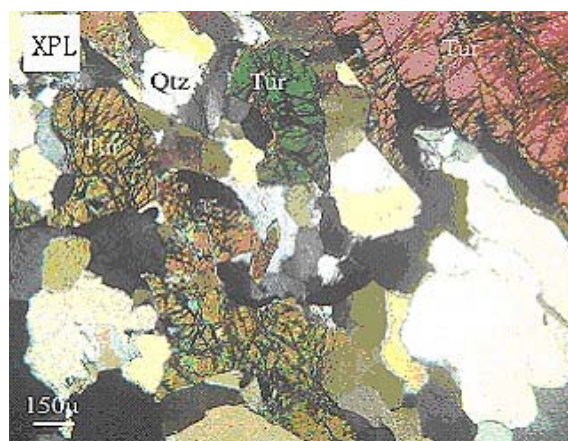
پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

است، به همین دلایل، ترتیب نفوذ توده‌ها در ابتدا فاز اول، فاز دوم و سپس فاز سوم است. فاز چهارم (پگماتیت) از کانی‌های آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آلبیت)، کوارتز، تورمالین، مسکوویت فراوان و به مقدار خیلی کم بیوتیت تشکیل شده است (شکل ۵).

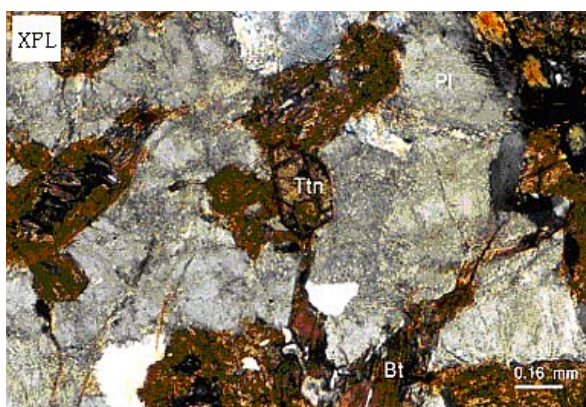
بر اساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی به طور کلی به چهار دسته تقسیم می‌شوند: فاز اول، فاز دوم، فاز سوم و فاز چهارم (پگماتیت). قطعاتی از فاز اول در فازهای دوم و سوم مشاهده می‌شود. همچنین فاز دوم فاز اول را قطع کرده



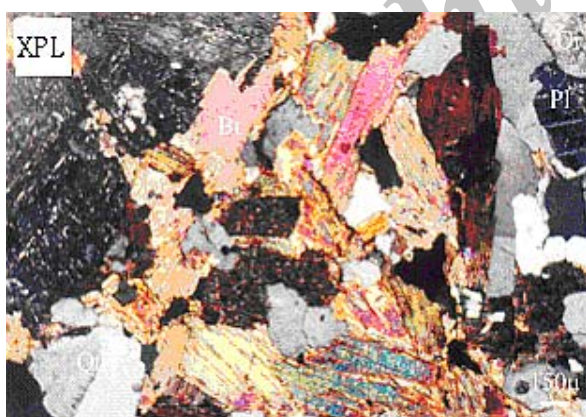
شکل ۶- نمایی از مقطع میکروسکوپی کانی گارنت در فاز سوم



شکل ۵- نمایی از بلورهای تورمالین در فاز چهارم



شکل ۷- نمایی از کانی اسفن در فاز دوم



شکل ۸- نمایی از بیوتیت‌های شکل‌دار در فاز اول

فاز سوم از کانی‌های پلاژیوکلاز (آلبیت)، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین)، کوارتز، بیوتیت و مسکوویت که ۵ تا ۱۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند. علاوه بر این، این فاز دارای گارنت از نوع آلمان‌دین - اسپسارتین نیز هستند (Deer *et al.*, 1991). همچنین کلسیت ثانویه نیز در این واحد سنگی مشاهده شده است (شکل ۶).

فاز دوم از کانی‌های اصلی آلکالی‌فلدسپار از نوع میکروکلین - ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز از نوع آلبیت و مسکوویت که ۳ تا ۸ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند، تورمالین از نوع اسکورلیت (London and Manning, 1995)، بیوتیت، اسفن ثانویه و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۷).

فاز اول از آلکالی‌فلدسپار نوع میکروکلین - ارتوکلاز، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین، کوارتز، بیوتیت (آبیت - سیدروفیلیت) که به صورت اولیه هستند و ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند (Deer *et al.*, 1991) و مسکوویت تشکیل شده‌اند (شکل ۸).

درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم ($ASI = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$) در بیوتیت‌های ناحیه بین ۱٫۵ تا ۱٫۷ است که به علت اکتیویته بالای آلومینیم در ماگمای سازنده بیوتیت‌هاست.

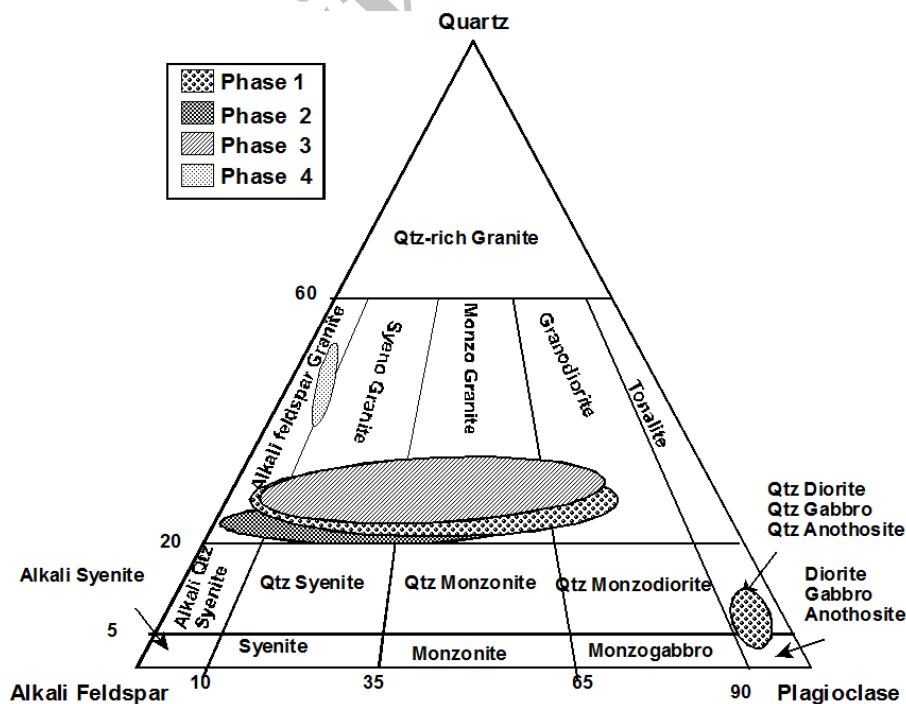
نتیجه بررسی مودال کمپلکس گرانیتوئید و فاز پگماتیته در دیاگرام QAP نشان داده شده است (شکل ۹). فاز اول در این دیاگرام در قسمت‌های آلکالی‌گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و

پوسته‌ای می‌داند که در زون‌های برشی به وجود آمده‌اند. ترکیب شیمیایی آن‌ها غنی از آلومینیوم و فقیر از آهن و نیزیم است (Dorais, 1991)، که ویژگی پرآلومینه منطقه مورد مطالعه را اثبات می‌کند که احتمالاً بازگو کننده ماهیت پرآلومین گرانیتوئیدهای مورد مطالعه است. وجود بلورهای گارنت در مقاطع میکروسکوپی بعضی از این سنگ‌ها نشان دهنده ماهیت پرآلومین در آن‌هاست. تحت تأثیر محلول‌های بور و فلوئور بر بعضی از این سنگ‌ها تورمالین‌زایی، مخصوصاً در پگماتیت‌ها در مقیاس وسیع و فاز دوم صورت گرفته است.

ژئوشیمی

تعداد ۲۱ نمونه از گرانیتوئیدها و پگماتیت‌ها به روش فعال‌سازی نوترونی در مرکز تحقیقات و تولید سوخت هسته‌ای اصفهان به منظور تجزیه عناصر اصلی و فرعی آنالیز شدند (جدول‌های ۱ و ۲).

کوارتز دیوریت، فاز دوم در قسمت‌های آلكالی گرانیت، سینوگرانیت و مونزوگرانیت، فاز سوم در قسمت‌های آلكالی گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند؛ با این تفاوت که میزان کوارتز این فاز از فاز اول بیشتر است. موقعیت فاز چهارم در مرز بین آلكالی گرانیت و سینوگرانیت است. بررسی کانی‌شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه مشخص کرده است که تورمالین در فاز دوم و چهارم، گارنت محدود به فاز سوم، بیوتیت در فاز اول-دوم و سوم و خیلی کم در فاز چهارم و مسکوویت در تمام واحدهای سنگی دیده می‌شود. حضور مسکوویت در تمام انواع گرانیتوئیدها از یک سو و از سوی دیگر، پاراژنز کانی‌شناسی در مجموعه گرانیتوئیدی مصر سبب شده است که گرانیتوئیدهای مورد بحث را از انواع MPG یا گرانیتوئیدهای پرآلومین مسکوویت‌دار در تقسیم‌بندی Barbarin (۱۹۹۹) بدانیم، که این نوع از گرانیتوئیدها را جز گرانیتوئیدهای



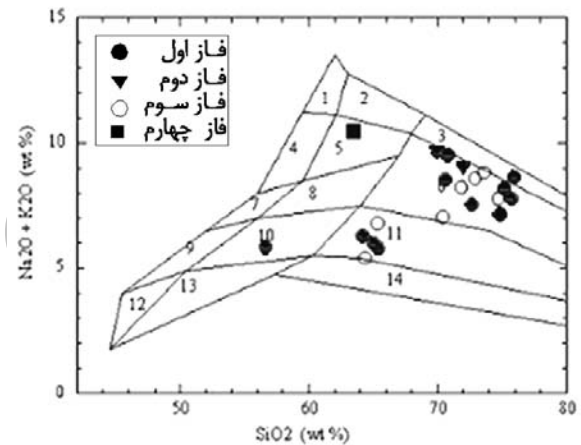
شکل ۹- موقعیت قرارگیری نمونه‌های کمپلکس گرانیتوئید در دیاگرام QAP (Streckeisen and Le Maitre, 1979)

هر چند که گرانیتوئیدهای مورد بررسی، به ماگماهای مختلف با سن‌های متفاوتی متعلق هستند و رسم آن‌ها همراه با هم در دیاگرام‌های هارکر صحیح نیست، اما به‌منظور دسترسی به تغییرات عناصر در طی تفریق و مقایسه واحدهای مختلف با یکدیگر از دیاگرام‌های Harker (۱۹۰۹) استفاده شد (شکل ۱۲). روند ژئوشیمیایی مشاهده شده، بیانگر وجود قرابت ژئوشیمیایی بین واحدهای مختلف نفوذی است.

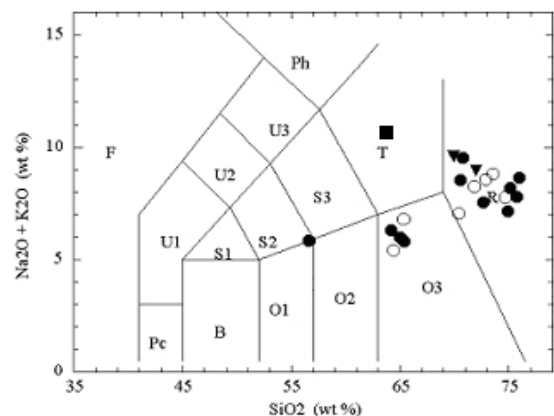
کاهش اکسیدهای CaO ، Fe_2O_3 ، FeO ، Al_2O_3 و افزایش اکسیدهای MgO و MnO ، P_2O_5 ، TiO_2 و Na_2O و K_2O درمقابل افزایش SiO_2 به‌خوبی مشخص است. کاهش اکسیدهای Al_2O_3 و CaO بیانگر تبلور کانی پلاژیوکلاز، و تبلور کانی‌های اسفن و ایلمنیت به‌علت کاهش اکسیدهای FeO و TiO_2 در برابر سیلیس هستند. طبق جدول ۳ میزان Rb نمونه‌ها بالاست. Sr عنصر سازگاری است که در تفریق پلاژیوکلاز نقش مهمی را ایفا می‌کند. Ba یک عنصر سازگار در تفریق آلکالی‌فلدسپارهاست. در دیاگرام نسبت مولکولی SiO_2 و CaO (White ۱۹۷۴) A/CNK در برابر SiO_2 (شکل ۱۳) نمونه‌ها در موقعیت پراآلمین ضعیف تا شدید و متاآلمین قرار گرفته‌اند.

طبق دیاگرام SiO_2 در برابر $CaO-Na_2O-K_2O$ (Frost *et al.*, 2001) غالب نمونه‌ها آلکالی‌کلسیک-کلسیک‌آلکالی هستند (شکل ۱۴). میزان CaO همان ضریب $MALI$ است؛ هرچه میزان سیلیس افزایش یابد، $MALI$ (Modified alkali-lime index) هم افزایش می‌یابد. بر اساس دیاگرام Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 نشان می‌دهند (Irvine and Barager, 1971) که ماگمای سازنده گرانیتوئیدها از نوع ساب‌آلکالن است (شکل ۱۵).

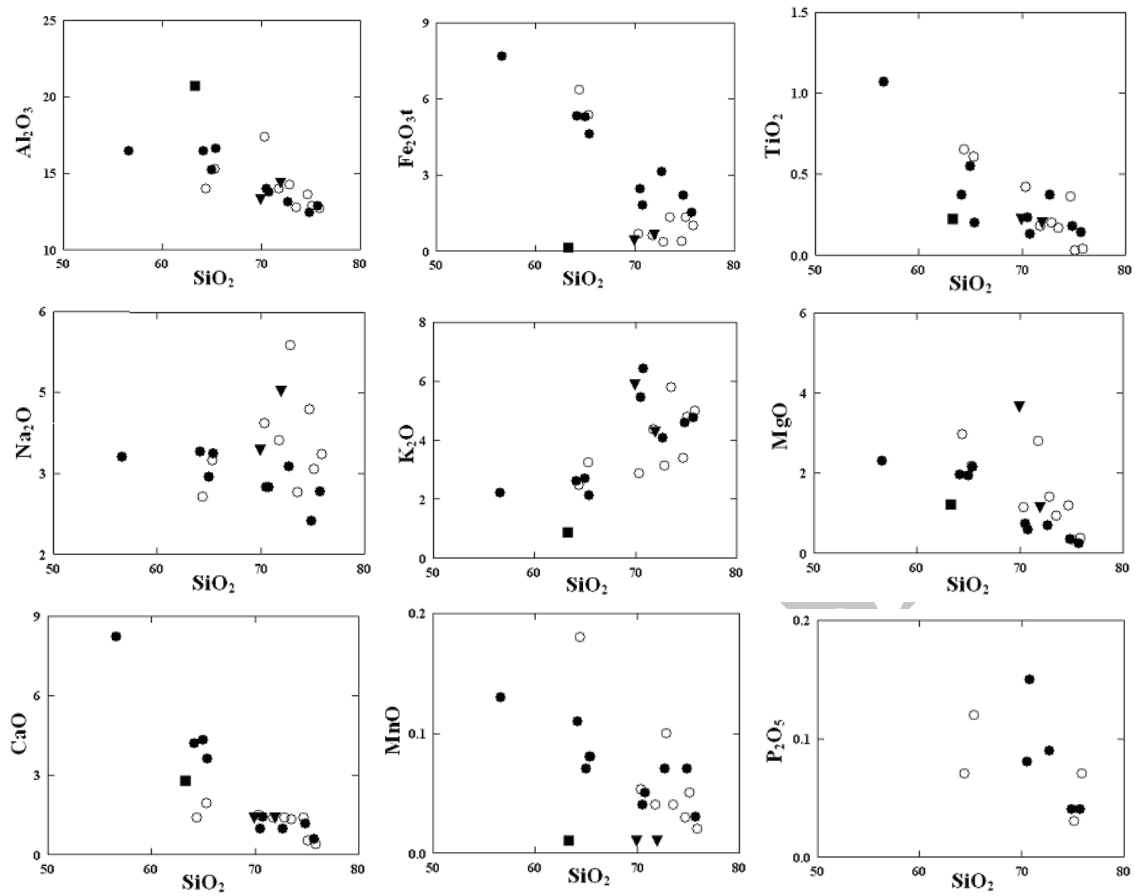
سیلیس واحدهای گرانیتوئیدی مصر در طیف گسترده‌ای از ۵۷ تا ۷۵ درصد سیلیس قرار دارد. بیشترین میزان سیلیس در فاز سوم مشاهده می‌شود. این توده گرانیتوئیدی، با استفاده از رده‌بندی شیمیایی Middlemost (۱۹۹۱)، LeBas و همکاران (۱۹۸۶) بررسی شده و نتایج حاصل از آن بیانگر این است که سه فاز اول آلکالی‌گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت بوده، فاز چهارم در قسمت سینیت قرار دارد (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).



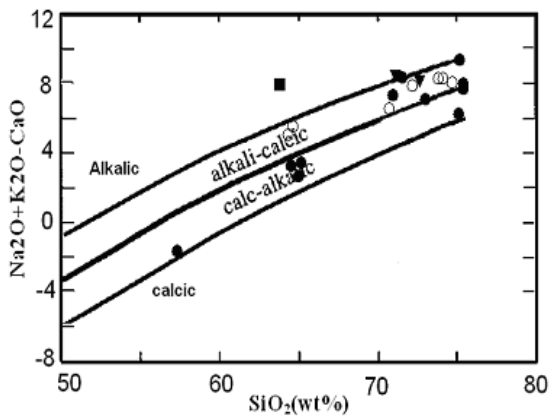
شکل ۱۰- دیاگرام در برابر SiO_2 برای Na_2O+K_2O (Middlemost, 1991) و موقعیت قرارگیری نمونه‌های منطقه



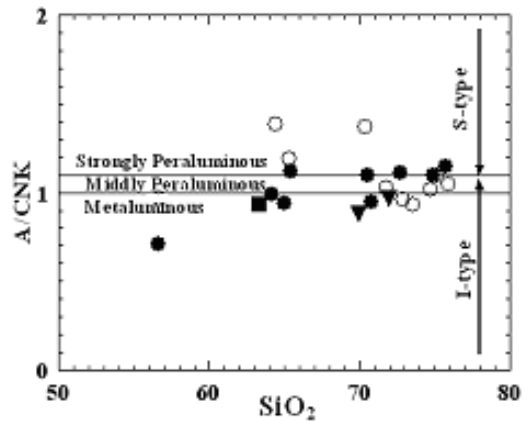
شکل ۱۱- در نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 (Le bas *et al.*, 1986) موقعیت نمونه‌های منطقه نشان داده شده است. نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.



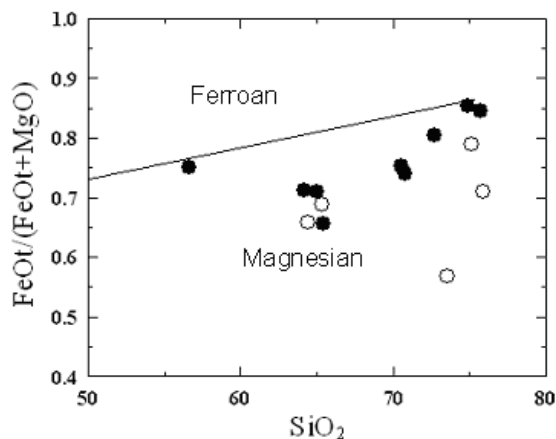
شکل ۱۲- دیاگرام‌های اکسید-اکسید Harker (۱۹۰۹) در واحدهای گرانیتوئید کمپلکس مصر. نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.



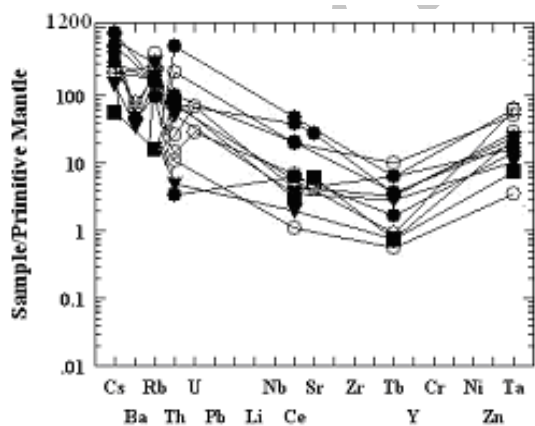
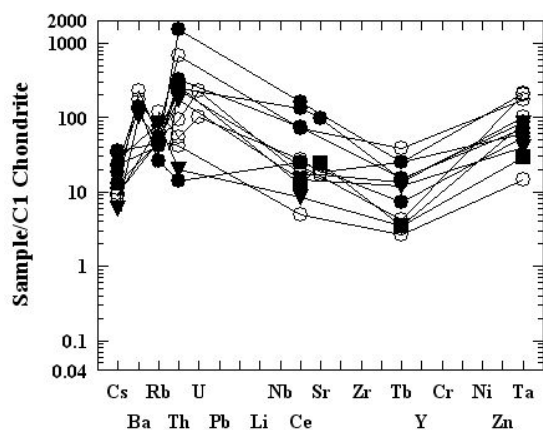
شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد نظر در دیاگرام SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Frost *et al.*, 2001). نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد نظر در دیاگرام SiO_2 در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1974). نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.

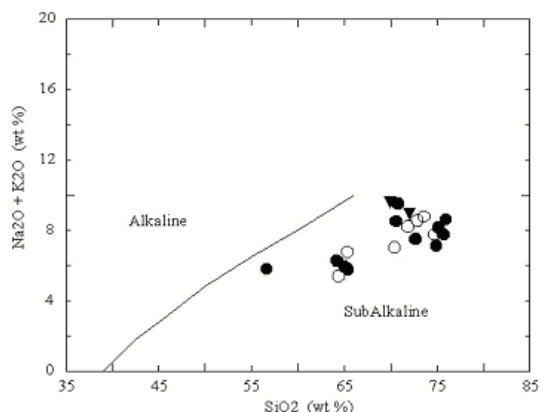


شکل ۱۷- دیاگرام SiO₂ در مقابل FeO^۱/(FeO^۱+MgO) واحدهای گرانیتی در قسمت منیزین دار قرار گرفته‌اند (Frost et al., 2001). نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.

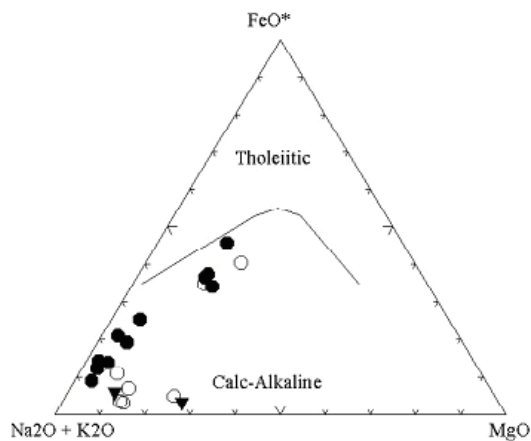


شکل ۱۸= دیاگرام چند عنصری و موقعیت مقادیر عنصر کمیاب نمونه‌های منطقه بر پایه ترکیب کندریت و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.

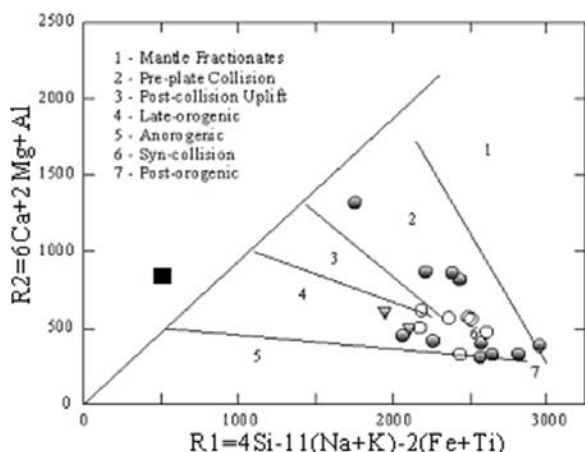
با توجه به نمودار AFM (Irvine and Barager, 1971) (شکل ۱۶) نیز نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند. در شکل ۱۷ تمام واحدهای سنگی در محدوده منیزین قرار گرفته‌اند (Frost et al., 2001). برای بررسی تحولات ماگمایی، از نمودارهای عنکبوتی که توسط Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای کندریت و گوشته اولیه پیشنهاد شده است، استفاده شد که در شکل ۱۸ آورده شده‌اند.



شکل ۱۵- ماگمای سازنده کمپلکس گرانیتوئید طبق Barager و Irvine (۱۹۷۱) ساب‌آلکالن است. نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.



شکل ۱۶- در دیاگرام AFM (Barager and Irvine, 1971) موقعیت نمونه‌های منطقه نشان داده شده است. نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.



شکل ۲۰- نمودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985). نمادها مانند شکل ۱۰ هستند.

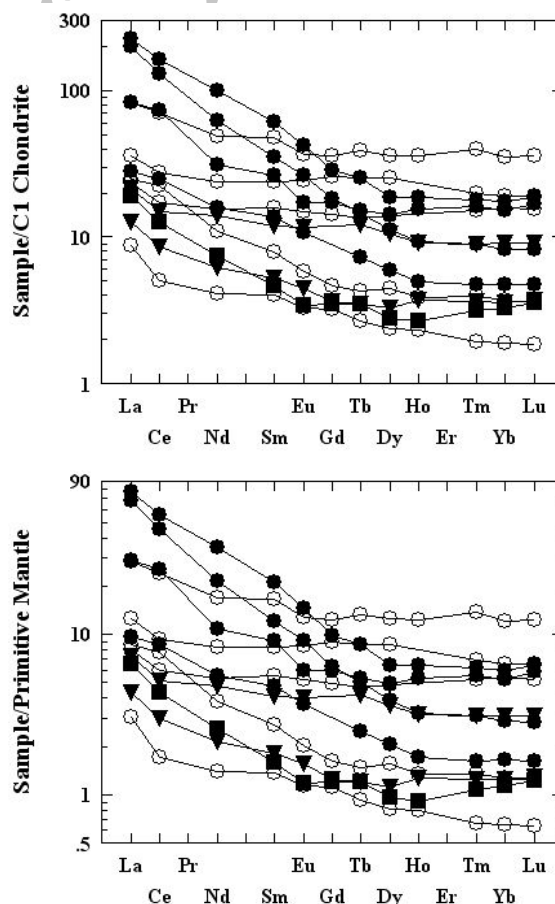
زمین دماسنجی

برای انجام بررسی‌های زمین دماسنجی با استفاده از ترکیب فلدسپارها از کالیبراسیون مختلفی که تاکنون ارائه شده است (Fuhrman and Lindsley, 1988; Lindsley and Nekvasil, 1989; Haselton and Hovis, 1983; Benisek *et al.*, 2004) دمای به دست آمده در گرانیتوئیدها در فشار ۱ تا ۵ کیلو بار ۲۲۳٫۲ تا ۴۲۵٫۶۶ است (جدول ۴)، اما دماهای به دست آمده بسیار کمتر از دماهایی است که بیانگر محیط‌های آذرین هستند و می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب فلدسپارها بر اثر پدیده‌های ساب‌سولیدوس و میلیونیتی شدن تغییر یافته است.

همچنین، با استفاده از ترمومتر یک فلدسپار Kretz (۱۹۹۴) میزان $K/(K+Na)$ از ۰/۹۰ تا ۰/۹۶، به دست آمد که منحنی‌های تعیین دما را قطع نمی‌کند که بیانگر تغییر ترکیب فلدسپارها توسط پدیده‌های ساب‌سولیدوس و میلیونیتی شدن است. از آنجا که با استفاده از دماسنجی فلدسپارها نتایج قابل قبولی به دست نیامد؛ بنابراین، با کمک مقدار تیتان موجود در

میزان عناصر نادر خاکی سبک بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۹). غنی‌شدگی مذکور معمولاً به عواملی همچون میزان پایین ذوب‌بخشی و عدم شرکت گارنت در فاز مذاب نسبت داده می‌شود. شیب منفی این نمودار بیانگر سری‌های کالک‌آلکان است (Rollinson, 1993).

طبق نمودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985) (شکل ۲۰) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده هم‌زمان با برخورد قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۹- الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

محاسبه می‌شود، که T بر حسب درجه سلسیوس،
 $b=4.6482 \times 10^{-9}$ ، $a=-2.3594$ ، $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$
 $Ti=0.04-0.60$ و برای $X_{Mg}=275-1.000$ و $c=-1.7283$
 حدود کالیبراسیون به صورت $T=480-800^\circ C$ است.
 دمای به‌دست آمده برای فاز اول توسط این ترمومتر
 از ۶۴۲ تا ۷۱۸ درجه است که در فشار ۴ تا ۶ کیلو بار و
 نشان‌دهنده شرایط ماگمایی و دمای تبلور فاز اول است.

بیوتیت‌ها به عنوان یک ترمومتر استفاده شد که بین
 میزان $Mg/(Mg+Fe)$ ، تیتان و دما در بیوتیت‌ها ارتباطی
 وجود دارد (Henry et al., 2005). در سنگ‌های آذرین
 و دگرگونی ترمومتر بیوتیت می‌توان برای به‌دست آوردن
 دمای تبلور بیوتیت‌ها استفاده کرد (Patino, 1993).
 بر اساس Henry و همکاران (۲۰۰۵)، مقدار درجه
 حرارت از رابطه $T=\{[\ln(Ti)-a-c(X_{Mg})^3/b]\}^{0.333}$

جدول ۴- نتیجه بررسی‌های زمین‌دماسنجی با استفاده از ترکیب فلدسپارها

Rock Type		Alkali granite			Granodiorite			Monzogranite		
Pressure (Kbar)	Model:	1	3	5	1	3	5	1	3	5
Temperature (°C)	Nekvasil and Burnham (1987)	362.33	380.39	397.26	388.74	408.96	425.66	367.36	380.8	394.81
	Elkins and Grove (1990)	299.38	327.79	359.11	326.09	347.41	401.85	248.89	263.34	271.66
	Lindsley and Nekvasil (1988)	314.81	327.73	337.13	321.88	333.78	357.22	223.2	237.82	258.73
	Fuhrman and Lindsley (1988)	315.34	321.17	352.69	319.47	339.35	371.77	242.24	253.52	263.4
	Haselton and Hovis (1983)	279.81	279.83	279.85	324.82	324.84	324.86	272.76	272.78	272.8

بحث

وجود آنومالی مثبت Th در بعضی از نمونه‌ها
 دلیلی بر آغشتگی پوسته‌ای ماگماست. تمرکز
 عناصر کمیاب خاکی سبک خیلی بیشتر از عناصر
 کمیاب سنگین است زیرا گرانیتوئیدها از
 فلدسپارها تشکیل شده‌اند.

اغلب پترولوژیست‌ها سه منشأ را برای انواع
 گرانیتوئید پیشنهاد نموده‌اند: ۱- منشأ پوسته‌ای؛ ۲-
 منشأ گوشته‌ای و ۳- منشأ پوسته و گوشته‌ای.

همچنین با اندیس درجه اشباع‌شدگی آلومینیم یا
 ASI که یک پارامتر شیمیایی است، می‌توان انواع
 گرانیتوئید را از یکدیگر شناسایی کرد. گرانیتوئید
 پراآلمینه دارای $ASI > 1$ و گرانیتوئید متاآلمینه دارای
 $1 > ASI$ است. ترکیب متاآلمینه می‌تواند به صورت
 $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$ molar و گرانیتوئید کالک‌آلکال

روند نزولی CaO و Al_2O_3 در نمودارهای هارکر
 به‌علت تبلور پلاژیوکلازهاست. روند نزولی TiO_2 و FeO
 به تشکیل کانی‌های ایلمنیت و اسفن می‌تواند مرتبط
 باشد. الگوی عناصر نادر خاکی، حاکی از غنی‌شدگی
 عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی
 سنگین است. غنی‌شدگی مذکور معمولاً به عواملی،
 همچون نرخ پایین ذوب‌بخشی و عدم شرکت گارنت در
 فاز مذاب نسبت داده می‌شود. طبق نظر Drake و
 Weill (۱۹۷۵) در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن ضرایب
 جدایش برای Eu پایین بوده، Eu مانند سایر عناصر نادر
 خاکی رفتار می‌کند و فاقد آنومالی است. آنومالی منفی
 در Sr نیز در نتیجه تبلور پلاژیوکلاز در مراحل اولیه
 تفریق است (Rollinson, 1993).

نتیجه گیری

نتایج حاصل از بررسی های سنگ شناسی، ژئوشیمیایی در کمپلکس گرانیتوئیدی که در روستای مصر وجود دارد نشان می دهد که از یک فاز پگماتیستی و سه فاز گرانیتوئیدی تشکیل شده است، فاز چهارم جوان ترین و فاز اول قدیمی ترین عضو این مجموعه هستند و می توان گفت که بخش عمده پیکره توده نفوذی متشکل از فاز سوم است. کانی گارنت تنها در فاز سوم، تورمالین در فاز چهارم و فاز دوم، بیوتیت در فاز اول، فاز دوم و فاز سوم و کانی مسکوویت در تمام واحدها مشاهده شد. همچنین، این بررسی ها نشان می دهد که ماگمای سازنده این توده از نوع کالک آلکان دارای ماهیت پرآلومین شدید تا ضعیف و متآلومین است و محیط تکتونیکی را هم زمان با برخورد بیان می کند. ماگمای سازنده این سنگ ها هیبرید (S و I) است. دماهای به دست آمده با استفاده از زمین دماسنجی فلدسپارها بسیار کمتر از محیط های آذرین هستند که پدیده ساب سولیدوس و میلونیتی شدن را اثبات می کند. به همین علت، از دماسنجی بیوتیت ها استفاده شد که دمای حدود ۶۴۲ - ۷۱۸ درجه سانتی گراد، در فشار ۴ تا ۶ کیلو بار را پیشنهاد می نماید که دمای آذرین و دمای تبلور بیوتیت هاست.

یا به صورت $Al_2O_3 \leq Na_2O + K_2O$ molar یعنی گرانیتوئید آلکان تا پرآلکان باشد.

اطلاعات ایزوتوپی و شیمیایی پیشنهاد می کنند که گرانیتوئید پرآلومینه منشأ پوسته ای، گرانیتوئید کالک آلکان منشأ پوسته و گوشته و گرانیتوئید آلکان تا پرآلکان منشأ گوشته ای دارند.

گرانیت های I-type دارای دامنه تغییرات گسترده از محدوده مافیک تا اسید، مقدار سدیم بالا ($Na_2O > 3.2\%$)، مقدار کربنوم نورم کمتر از یک درصد، درجه اشباع شدگی آلومینیم کمتر از ۱/۱، حاوی هورنبلند و زینولیت های مافیک فراوان و اسفن و مگنتیت هستند در حالی که گرانیت های S-type دارای دامنه تغییرات محدود و عمدتاً اسیدی، مقدار سدیم کم ($Na_2O < 3.2\%$)، کربنوم نورم بیشتر از یک درصد، درجه اشباع شدگی آلومینیم بیشتر از ۱/۱، حاوی مسکوویت، بیوتیت، گارنت، سیلمانیت، مونازیت و ایلمنیت هستند.

با توجه به مطالب بیان شده، منشأ سنگ های منطقه مورد مطالعه احتمالاً هیبرید است. به علت عدم وجود زوج کانی مناسب برای بارومتري سنگ های منطقه مورد مطالعه، قادر به تعیین سطح رخنمون برای منطقه مورد مطالعه نیستیم.

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۷۸) زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- امامی، م. ح. (۱۳۷۹) ماگماتیسم در ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605- 626
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic para. *Chemical Geology* 48: 43- 55.
- Benisek, A., Kroll, H. and Cemi, L. (2004) New developments in two-feldspar thermometry. *American Mineralogist* 89(10): 1496-1504.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173- 174.

- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An Introduction to the Rock – forming minerals, Longman, London.
- Dorais, M. J. (2003) The petrogenesis and emplacement of the new Hampshire plutonic suite", American Mineralogist 303: 447- 487.
- Drake, M. J. and Weill, D. F. (1975) Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid and experimental study. *Geochemical Cosmochimica Acta* 39: 689-712.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Frost, R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal Of Petrology* 42: 2003- 2048.
- Fuhrman, M. L. and Lindsley, D. H. (1988) Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist* 73: 201- 215.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen. London.
- Haselton, J. R. U. S. and Hovis, G. L. (1983) Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in an albite-sanidine solid solution: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *American Mineralogist* 68: 398-413.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low- to- medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Irvine, T. N. and Barager, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523- 548.
- Kretz, R. (1994) *Metamorphic crystallization*, John Wiley and Sons Ltd, England.
- Le Bas, M. J. , Le maitre, R. W. , Streckeisin, A. and Zanettin, B. A. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *Journal Of Petrology* 27 : 745-750.
- Lindsley, D. H. and Nekvasil, H. (1989). A ternary feldspar model for all reasons (abs), *EOS*. 70(15): p. 506.
- London, D. and Manning, D. (1995) Chemical variations and significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology* 90: 495- 519.
- Middlemost, E. A. K. (1991) Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sciences Reviews* 31: 73- 87.
- Patino, D. A. E. (1993) Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology* 108:133- 162.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Addison, Wesley Longman, Harlow.
- Streckeisen, A. L. and Le Maitre, R. W. (1979) chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 136: 169-206.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. *Geology Society Special Publication London* 313- 345.
- Susov, M., Dvoryankin, A., Selivanov, E., *et al.* (1979) *Geology and minerals of Jandaq area (Central*

Iran), Moscow, V/O "Technoexport", Report No. 4, 171 p.

Technoexport (1984) Geological maps of Jandaq (1/250,000). Sheet: H6, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Technoexport (1984) Geological maps of Mesr (1/100,000). Sheet: 6958, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Technoexport (1984) Geological maps of Arusan (1/100,000). Sheet: 7058, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Technoexport (1984) Geological maps of Khur (1/250,000). Sheet: H7, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Archive of SID

Petrology of Mesr granitoid complex (NE of Isfahan Province)

Zohreh Ebrahimiyan ¹, Ghodrat Torabi *¹,
Jamshid Ahmadian ² and Hamideh Baharzadeh ¹

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Department of Geology, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of IRAN

Abstract

The Mesr granitoid complex situated in the NE of Isfahan Province and from structural viewpoint belongs to Central Iran. In this area, three granitoid phases and one pegmatite phase with the age of Middle Jurassic, cross cut the ophiolite and metamorphic rocks. The phases 3 and 1 present the maximum and the minimum volume of intrusive bodies, respectively. Also, the phases 4 and 1 present the youngest and the oldest intrusive bodies respectively. There are quartz, K-feldspar, plagioclase, and muscovite in all the studied rocks. Biotite exists in only phases 1, 2 and 3. Tourmaline belongs to the phases 2 and 4 and garnet is limited in phase 3. The geochemistry of the major elements in the granitoid complex points to the descending trend of MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, TiO₂, P₂O₅, MnO, CaO and ascending trend of K₂O vs. silica, which can be related to plagioclase crystallization (Al₂O₃, CaO) and precipitation of titanite (TiO₂, FeO). The magma that produced these rocks have calc-alkaline nature with weakly to strongly peraluminous to metaluminous. According geochemical diagrams, the samples of the study area are recognized syncollision and the type of magma is recognized as hybrid. Geothermometric investigations were carried out using two-feldspar composition and the given temperatures are lower than the temperature of igneous environments. Thus, we can conclude that the feldspars composition have changed by the subsolidus effects and mylonitization. Biotite thermometry yields a temperature of 642-718 °C for biotites in phase 1 suggesting the magmatic environment temperature.

Key words: Granitoid complex, Pegmatite, Middle Jurassic, Mesr, Central Iran

* torabighodrat@yahoo.com