

پتروژنز گرانیت‌های پرآلومین به شدت تفریق یافته کوه گبری، خاور رفسنجان

زهرا عابدپور^۱، سید محمد هاشم امامی^۲، جمال سید طراح^۳، الهام شاه حسینی^۴

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد بندرعباس، بندرعباس، ایران Zahra_abedpour@yahoo.com

۲- دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد بندرعباس، بندرعباس، ایران

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۹/۲۵ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۵/۱۱

چکیده

استوک‌های گرانیتوئیدی کوه گبری از نوع گرانیت‌های به شدت تفریق یافته ($\text{SiO}_2 = 75.5-76.8\%$)، $\text{Rb} = (424-749)$ ، $\text{Sr} = (8-37)$ ، $\text{Ba} = (3-110)$ ppm] در فرورفتگی دشت رفسنجان در کمربند ساختاری ارومیه دختر در استان کرمان واقع شده است. نمونه‌های آذرین مورد مطالعه، غنی‌شدگی زیادی از مقادیر عناصر کمیاب مانند Y، Yb، U، Ta و Sc را نشان می‌دهند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی، گرانیت‌های منطقه از نوع I شدیداً تفریق یافته، پرآلومینوس، لوکوگرانیت، فقیر از $\text{P}_2\text{O}_5 = (0.01-0.03\%)$ و غنی از $\text{Na}_2\text{O}_5 = (3.1-4\%)$ می‌باشند. به علاوه به دلیل تبلور تفریقی گسترده و شدید و تهی‌شدگی مقدار P، گرانیت‌های منطقه ویژگی‌های مشابه گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهند و در موقعیت تکنونیک در محدوده گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) در یک محیط کششی قرار می‌گیرند. شواهد صحرائی، مشاهدات پتروگرافی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی بیانگر این مطلب است که گرانیت‌های کوه گبری از ذوب پوسته فاره‌ای مشتق شده‌اند.

واژگان کلیدی: رفسنجان، پرآلومینوس، گرانیت نوع I و A، ذوب پوسته‌ای

مقدمه

می‌توان به روند تبلور تفریقی کانی‌ها اشاره کرد [9,15]. اگرچه تعدادی از محققین به نقش فازهای گرمایی یا فازهای سیال باقی مانده در این سنگ‌ها اشاره کرده‌اند و آن را مهم دانسته‌اند [19]. ترکیبات فلسیک نهایی ($\text{SiO}_2 > 72\%$) محدود به مذاب‌های دما پایینی می‌باشد که بعد از طی یک مرحله تبلور تفریقی طولانی حاصل شده‌اند. گرانیت‌های به شدت تفریق یافته (انواع غنی در عناصر کمیاب) در

سنگ‌های ماگمایی پرآلومینوس با سیلیکای بالا در عناصر با شدت میدان پایداری بالا (HFSE) و عناصر کمیاب خاکی (REE) غنی هستند. مطالعات زیادی در دهه‌های گذشته بر روی این سنگ‌ها انجام شده است [6,19]. محققین جهت پی بردن به منشاء سنگ‌های پرآلومین (پلوتونیک و ولکانیک) و یا تاریخچه ماگمایی آنها از ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی این سنگ‌ها استفاده کرده‌اند که از جمله

ویژگی های کانیاپی، ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی با یکدیگر همپوشانی دارند [8,13,14,16,17,34].
 بحثی که هنوز ادامه دارد این است که گرانیت های فشار پایین (به استثنای گرانیت های نوع S غنی از F و Li) مانند گرانیت های غنی از REE - HFSE ممکن است به گرانیت های I به شدت تفریق یافته و یا به گرانیت های نوع A تقسیم بندی شود [6,14,20,32].
 گرانیتوئید کوه گبری به صورت دو استوک مجزا با مساحت تقریبی یک کیلومتر مربع با روند تقریبی خاوری - باختری در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰,۰۰۰ رفسنجان (II) قرار گرفته است. استوک های گرانیتی کوه گبری از نوع گرانیت به شدت تفریق یافته می باشد و غنی شدگی زیادی از عناصر کمیاب را نشان می دهند. غنی شدگی این عناصر همراه با تهی شدگی بارز عناصری مانند Sr و Ba، Eu در مذاب گرانیتی می باشد.

شده است (شکل ۲).

روش مطالعه

بعد از بازدیدهای صحرایی و مطالعات پتروگرافی ۷ نمونه انتخاب و جهت تجزیه شیمیایی سنگ کل و مشخص شدن عناصر اصلی و کمیاب به آزمایشگاه Actlab کانادا ارسال شدند، سپس تعیین عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر کمیاب به روش ICP-MS انجام گرفت (جدول ۱).

پتروگرافی

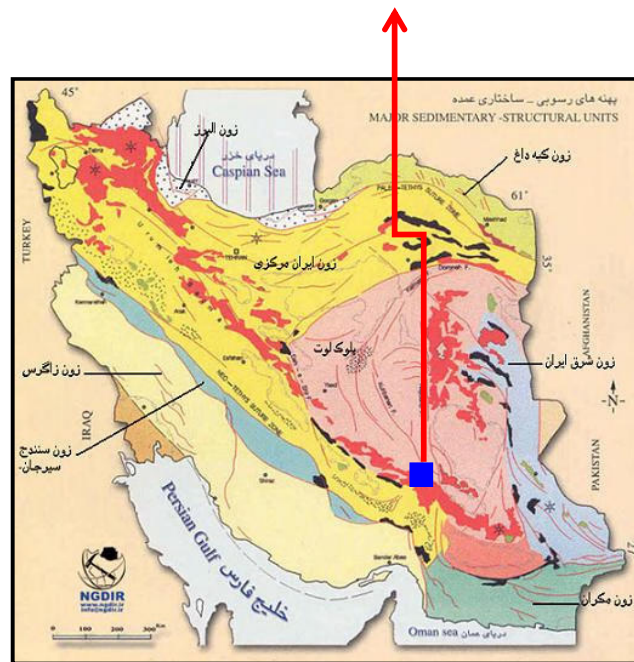
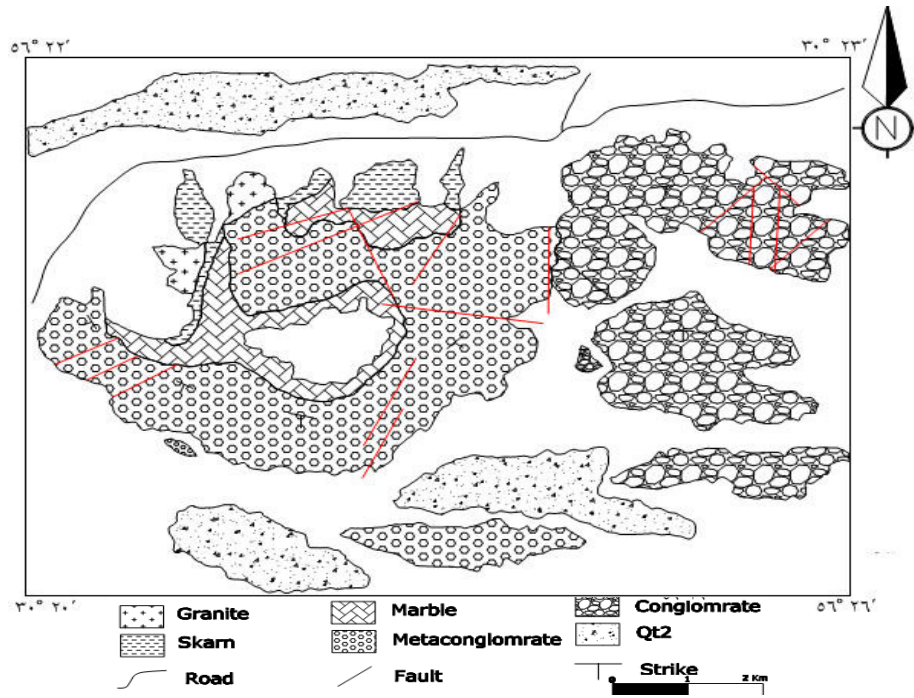
استوک های کوه گبری در باختر و شمال باختر منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. استوک گرانیتی واقع در باختر منطقه، متوسط تا درشت دانه و به رنگ سفید می باشد و استوک آلکالی فلدسپار گرانیت واقع در شمال باختر منطقه درشت دانه تر و به رنگ صورتی رخنمون دارند.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

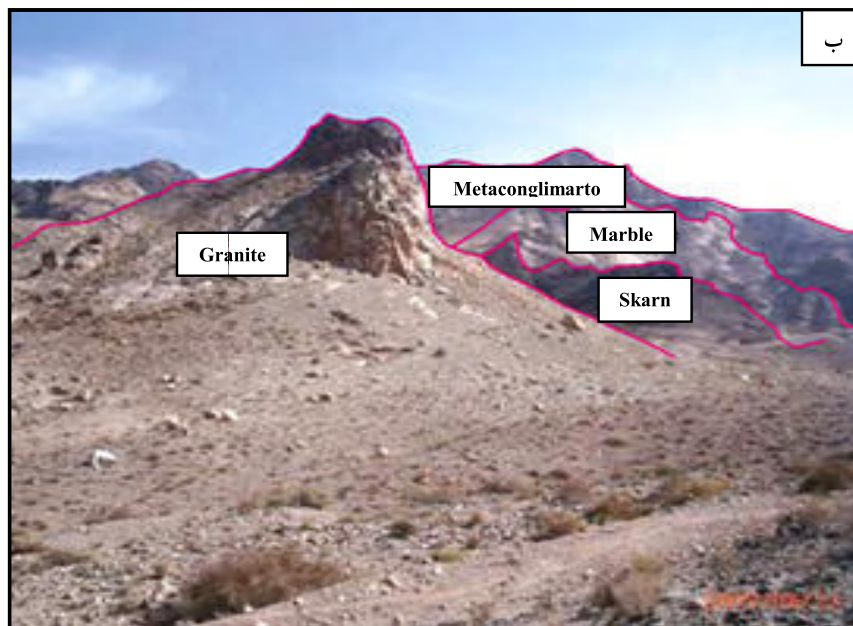
از نظر ساخت و بافت، دو توده همگن و یکنواخت بوده ولی در تماس با سنگ میزبان اندازه دانه ها کوچکتر می شود. گرانیت های منطقه دارای آنکلاو با ترکیب غالب آمفیبول هستند.

منطقه کو گبری در محدوده جغرافیایی با مختصات ۵۶°،۲۲' تا ۵۶°،۲۶' طول خاوری و ۳۰°،۲۰' تا ۳۰°،۲۳' عرض شمالی در فرورفتگی دشت رفسنجان واقع شده است (شکل ۱). مساحت منطقه مورد مطالعه حدود ۳۰ کیلومتر مربع بوده و از نظر تقسیمات کشوری در شمال باختری استان کرمان شهرستان رفسنجان بخش مرکزی دهستان خانمان واقع شده است. استوک های گرانیتی به مساحت تقریبی یک کیلومتر مربع به درون سنگ های آهکی ضخیم لایه کرتاسه بالایی و کنگلومرای پلی ژنتیک پالئوسن زیرین نفوذ کرده و منجر به رخداد اسکارن زایی

پتروژنز گرانیت های پرآلومین به شدت تفریق یافته کوه گبری، خاور رفسنجان



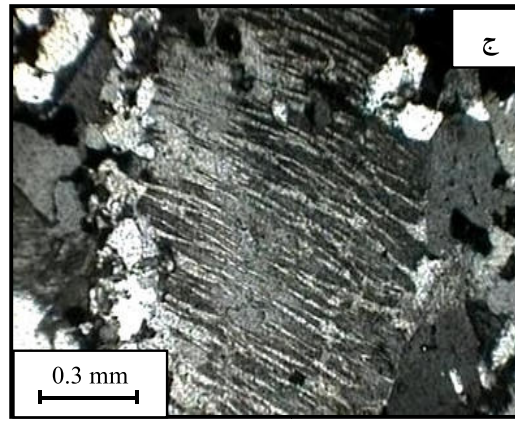
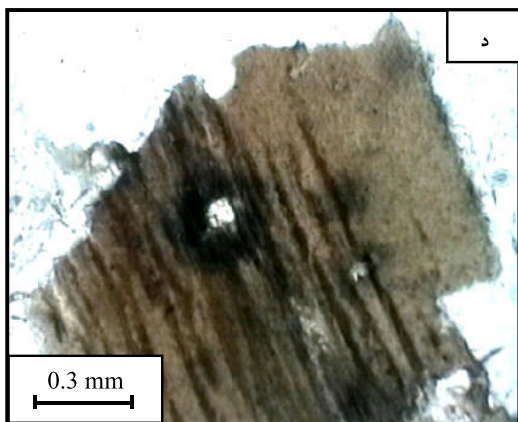
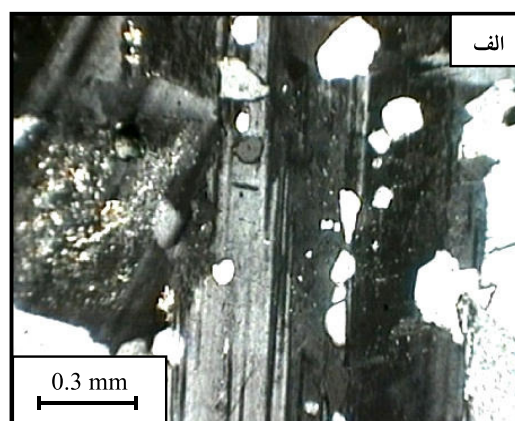
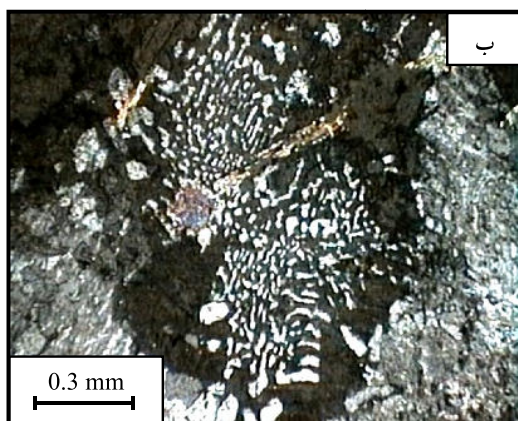
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ساختاری ایران و نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه [۱]



شکل ۲- الف- راه های دسترسی به منطقه کوه گیری ب- نمای رو به شمال خاور از واحد های سنگی منطقه

(شکل ۳ ج). تبدیل فلدسپارها به کانی های رسی و سریسیت به علت شدت دگرسانی بالا می باشد. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و منطقه بندی نوسانی نشان نمی دهند و اغلب بر اثر فرآیند دگرسانی سوسوریتی شده اند. بلورهای بیوتیت شکل دار تا نیمه شکل دار مهمترین کانی تیره در لوکوگرانیت های منطقه هستند و با چند رنگی قهوه ای و در برخی موارد سبز دیده می شوند. زیرکن به صورت کانی شکل دار گرد، اغلب در بیوتیت های با چند رنگی قهوه ای مشاهده می شود (شکل ۳ د).

از نظر کانی شناسی، گرانیتوئیدهای منطقه دارای کانی های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار پرتیتی و پلاژیوکلاز هستند و کانی های فرعی آنها شامل بیوتیت، اسفن و کانی اوپیک است. در مطالعات میکروسکوپی، کوارتزها عمدتاً بی شکل بوده و در اغلب موارد فضای بین بلورهای درشت آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلازها را پر کرده اند (شکل ۳ الف). آلکالی فلدسپارها بعد از پلاژیوکلاز و احتمالاً با کانی بیوتیت متبلور شده اند. به علاوه آلکالی فلدسپار با کوارتز دارای هم رشدی گرانوفیری اند (شکل ۳ ب) که در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می شود. در بلورهای آلکالی فلدسپار بافت پرتیتی مشاهده می شود.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی، الف) ادخال هایی از کوارتز درون پلاژیوکلاز، XPL، ب) بافت گرانوفیری در نمونه گرانیتی، XPL، ج) بافت پرتیت در بلور آلکالی فلدسپار در نمونه گرانیتی، XPL، د) ادخال بلور زیرکن با هاله اتمی درون بیوتیت، XPL

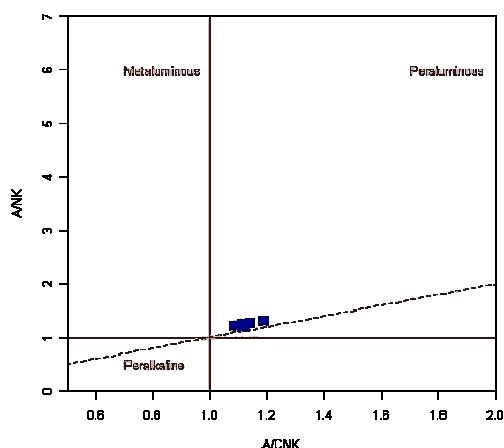
ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

می باشد [4].
 لوکوگرانیت های منطقه مورد مطالعه از برخی فلزات
 آلكالن (ppm) مانند Rb= (424-749) و Cs=(8.1-) و
 (19.8) غنی شدگی نشان می دهند. به علاوه در برخی
 عناصر (ppm) HFSE، مانند Y= (95-152)
 و Th=(48-52) و U= (7-23) غنی شدگی دارند اما
 دارای مقادیر پایین Ba= (3-110)، Sr= (8-37)،
 Zr=(109-154) و Hf= (6.5) و Eu= (0.008-0.16)
 و تغییرات وسیعی از REE ها را نشان می دهند
 (جدول ۱).

همه نمونه های گرانیتوئیدی کوه گیری دارای SiO_2
 بالا ($SiO_2= 75.5- 76.8\%$) می باشند. در دیاگرام
 TAS (شکل ۴) نمونه های مورد مطالعه در محدوده
 گرانیت قرار می گیرند [21]. به علاوه سنگ های
 مذکور دارای مقدار بالای $K_2O= (4.2- 4.8)$ و
 پایین $MgO= (0.03- 0- CaO= (0.45-0.73)$
 $TiO_2=(<0.08)$ و $Fe_2O_3(t)= (0.6- 1.2)$ ،
 0.15) بر حسب درصد می باشند. در دیاگرام شکل ۵
 $A/CNK= Al_2O_3/CaO+ Na_2O+K_2O$ در مقابل
 $A/NK= Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ پراومینوس
 ضعیف قرار می گیرند [29]. نمونه های
 مورد مطالعه ویژگی کالک آلكالن با پتاسیم بالا
 (شکل ۶) را نشان می دهند [25]. در دیاگرام شکل ۷
 تمامی نمونه ها به جز یک نمونه در محدوده
 گرانیت های آهن دار قرار می گیرد [10]. در دیاگرام
 Rb در مقابل (Y+Nb) گرانیت های کوه گیری در
 محدوده گرانیتوئیدهای درون صفحه ای (شکل ۸)
 و در دیاگرام Hf- Rb- Ta، همه نمونه ها در محدوده
 گرانیتوئیدهای همزمان با کوهزایی جای می گیرند
 (شکل ۹) [24]. اکسید اصلی TiO_2 به عنوان یک
 شاخص تفریق در مقابل برخی اکسیدها و عناصر
 کمیاب ترسیم شده است (شکل ۱۰). عناصری مانند
 CaO و Na_2O و عناصر Sr، Ba، Zr و Eu به طور
 نسبی در این سنگ ها رفتاری سازگار دارند
 و مقادیرشان با کاهش TiO_2 نیز کاهش می یابد.
 در نمودار Na_2O در مقابل K_2O ، نمونه ها روند
 تقریباً منفی را نشان می دهند (شکل ۱۱). این ویژگی
 مشخصه گرانیت های با مقدار کلسیم پایین

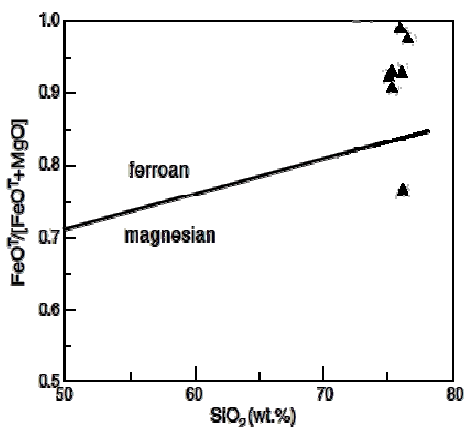
جدول ۱- مقادیر درصد اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی (ICP-AES) و مقادیر عناصر فرعی و کمیاب بر حسب (ICP-MS) (ppm)

Oxides (wt%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
C.13	76.4	13.38	1.01	0.013	0.08	0.73	3.59	4.71	0.076	0.03	0.86	100.9
A.11	76.83	13.42	0.76	0.008	0.03	0.5	3.78	4.55	0.041	0.02	0.66	100.6
AG	76.32	13.53	1.09	0.023	0.03	0.45	4	4.28	0.021	0.01	0.59	100.3
C.1	75.74	13.69	1.21	0.023	0.12	0.71	3.74	4.49	0.081	0.03	0.69	100.5
H.2	76.49	13.46	0.61	0.008	0.15	0.56	3.14	4.75	0.044	0.02	1.36	100.6
K23.2	75.77	13.72	1.16	0.02	0.09	0.68	3.68	4.38	0.078	0.03	0.69	100.3
C.12	75.57	13.82	0.84	0.01	0.07	0.62	3.65	4.83	0.064	0.03	0.66	100.2
Trace elements (ppm)	Sc	Be	Th	Cu	U	Ga	Gc	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
C.13	4	9	50.2	<10	13.8	21	2.6	424	37	106	131	29.5
A.11	4	49	49.2	<10	13.6	24	2.8	459	8	119	109	41.4
AG	5	7	53.2	<10	11.7	29	3.8	749	8	152	154	68.2
C.1	4	8	48.1	<10	13.7	22	2.7	469	35	95.8	127	24.9
H.2	3	7	48.8	<10	7.85	25	2.7	496	28	95.1	109	49.3
K23.2	4	10	52.7	<10	13.9	21	2.7	481	29	101	123	34.7
C.12	4	10	46.1	<10	23.8	23	2.7	463	24	101	114	32.9
Trace elements (ppm)	Tl	Pb	Bi	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
C.13	3.4	188	1.1	4	3.4	10.1	96	27.7	64.4	7.95	35.7	10.3
A.11	3.07	140	3.3	10	4.1	15.3	<3	22	52.2	6.97	33.3	9.66
AG	4.85	147	24.1	8	4.4	19.8	<3	27	66.9	8.33	37.8	10.4
C.1	3.47	179	2	8	4.1	12.7	110	28.1	65.5	7.96	36.8	9.72
H.2	3.59	92	14.7	5	4.1	8.1	27	19.6	44	6.37	30.6	8.72
K23.2	3.61	189	1.7	6	3.9	13.9	92	28.9	67.5	8.35	38.6	10.6
C.12	3.24	178	3.4	4	3.1	8.6	71	26.2	62.9	8	37.8	10.4
Trace elements (ppm)	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W
C.13	0.162	12.3	2.45	16.4	3.29	10.3	1.65	10.9	1.56	6.6	4.12	3.2
A.11	0.031	11.5	2.51	16.8	3.46	11	1.89	12.8	1.89	7.3	5.61	5.2
AG	0.009	12.3	2.95	20.6	4.43	15.1	2.89	19.8	2.95	11.5	11.3	9.8
C.1	0.19	11.4	2.36	15.3	3.11	9.81	1.64	11	1.61	6.9	4.19	4.6
H.2	0.045	10.5	2.21	14.3	2.91	8.98	1.46	9.51	1.37	6.7	5.8	4.3
K23.2	0.157	12.2	2.61	16.8	3.41	10.8	1.79	11.8	1.71	6.9	5.82	2.5
C.12	0.126	12.3	2.59	16.6	3.32	10.4	1.72	11.3	1.65	6.5	5.63	3.3
Eu/EU* (La/Sm)N			(La/Yb)N	(Tb/Yb)N	ASI							
C.13	0.044	1.47	1.54	0.95	1.08							
A.11	0.009	1.24	1.04	0.83	1.11							
AG	0.002	1.42	0.82	0.63	1.12							
C.1	0.055	1.58	1.54	0.91	1.11							
H.2	0.014	1.23	1.24	0.98	1.18							
K23.2	0.042	1.49	1.48	0.94	1.14							
C.12	0.034	1.38	1.40	0.97	1.11							



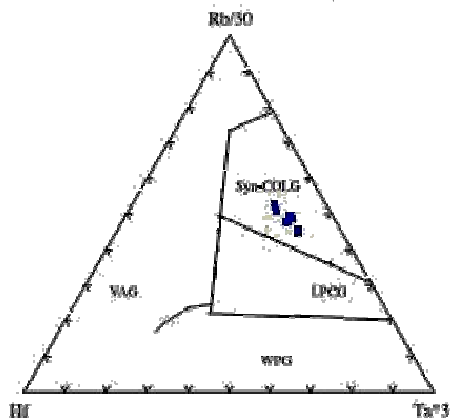
شکل ۵- ویژگی پرآلومینوس نمونه های مورد مطالعه در دیاگرام

(Shand, 1943), A/CNK- A/NK



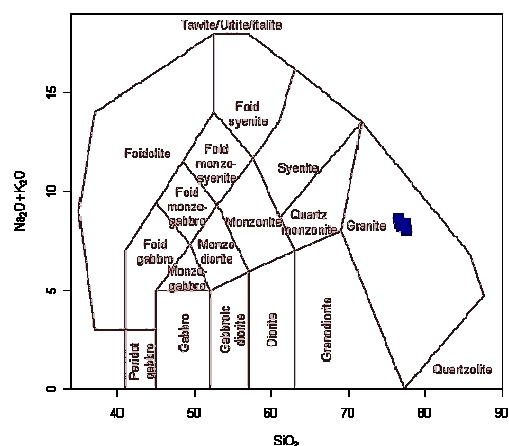
شکل ۶- موقعیت نمونه ها در دیاگرام تمایز گرانیت های آهن دار

و منیزیم دار، (Frost et al., 2001)



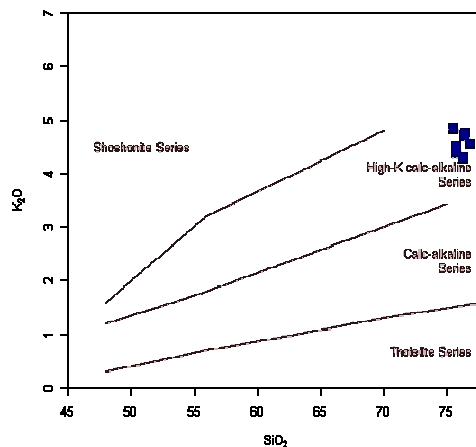
شکل ۷- قرار گیری نمونه ها در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان

با برخوردار در دیاگرام (Harris et al., 1986)



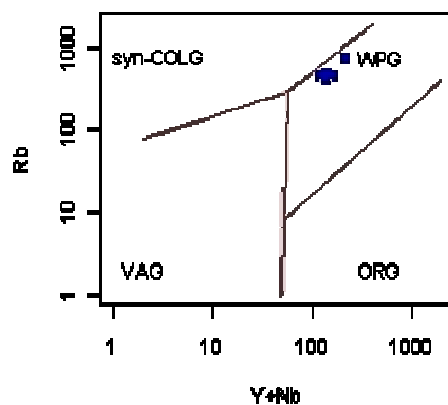
شکل ۸- موقعیت نمونه ها در دیاگرام SiO₂ در مقابل

(Middelmost, 1985) Na₂O+K₂O



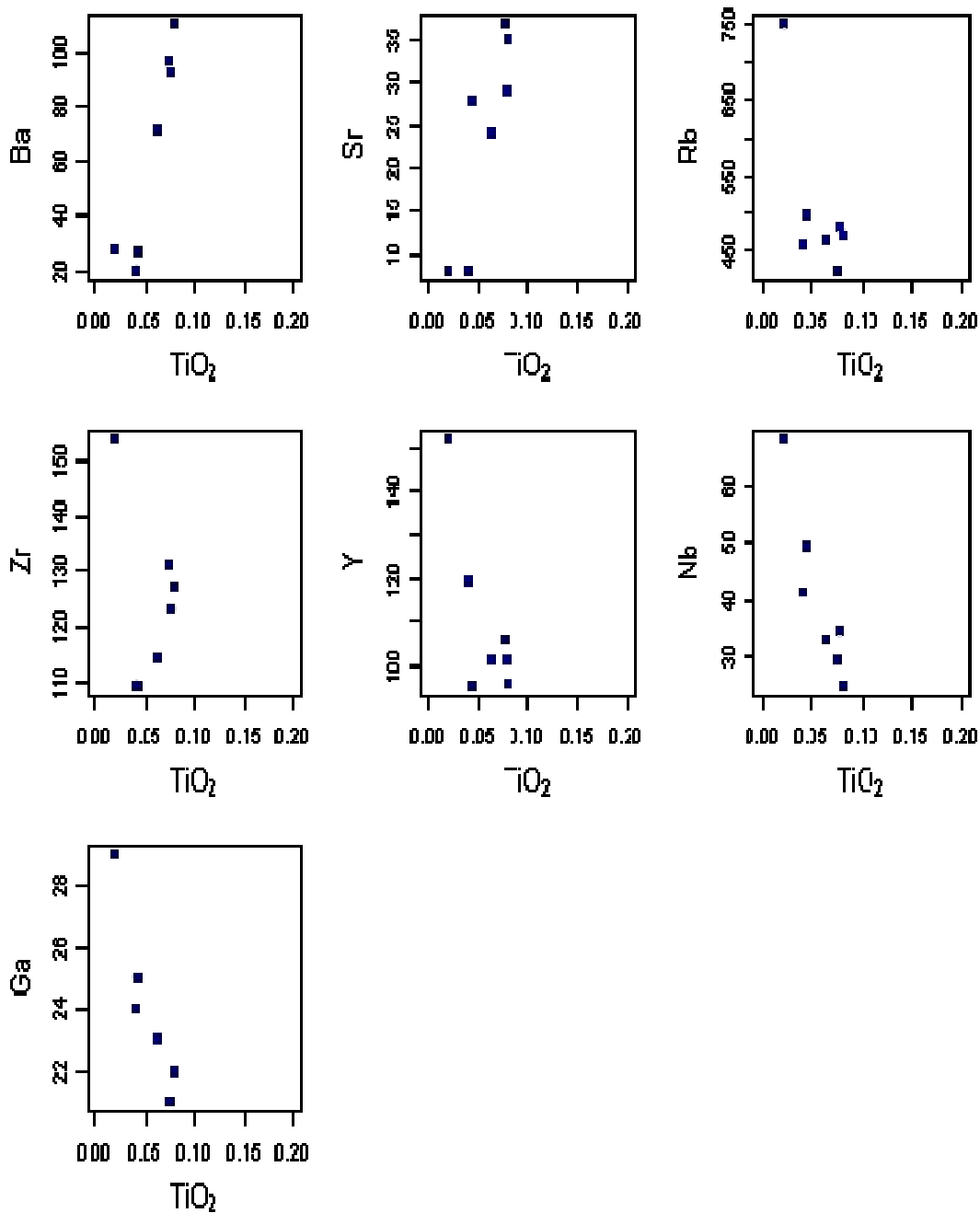
شکل ۹- موقعیت نمونه ها در دیاگرام K₂O در مقابل SiO₂

(Pecerillo and Taylor, 1976)



شکل ۱۰- جایگاه نکتونیک درون صفحه ای نمونه های مورد

مطالعه در دیاگرام (Pearce et al, 1984)



شکل ۱۰- نمودار تغییرات TiO_2 در مقابل عناصر اصلی و کمیاب برای نمونه های لوکوگرانیتی کوه گبری

بحث

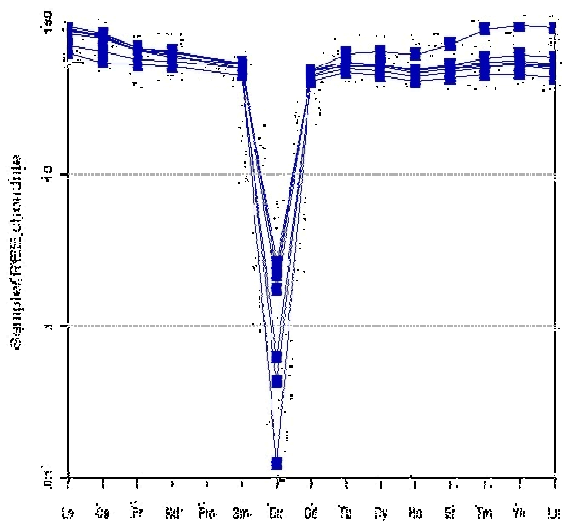
فرآیندهای دگرسانی

دگرسانی در سنگ های فلسیک موجب ابهامات و اشکالاتی در تقسیم بندی سنگ ها و نتایج پترولوژیکی می شود زیرا ممکن است روندهای دگرسانی با فرآیندهای ماگمایی اشتباه شود [13]. پلاژیوکلازها در لوکوگرانیت های تفریق یافته غنی از سدیم می باشند. این ویژگی، توسط تعدادی از محققین به عنوان شاهی از دگرسانی مطرح شده است که این دگرسانی بعد از مدت زمان کوتاهی از تبلور کانی ها اتفاق می افتد [13]. مقادیر CaO پایین در سنگ کل (کمتر از یک درصد وزنی) ممکن است به دلیل دگرسانی آلیت زایی باشد. در دیاگرام CaO در مقابل Sr، گرانیتهای مورد مطالعه همبستگی مثبت را نشان می دهند (شکل ۱۴). هر چند که با افزایش شدت آلیت زایی Sr (حساس تر به دگرسانی) از این روند تفکیک (جداسازی) نشان خواهند داد. متاسوماتیسم سدیک گاهی اوقات منجر به تهی شدن REE ها می شود [35]. تغییرات ترکیبی که در نتیجه دگرسانی مطرح می شود در اغلب نمونه ها با شاخص های تفریق ماگمایی (مانند K/Rb و TiO_2) همبستگی خوبی نشان می دهند. مثلاً حضور فازهای بخار، دمای انجماد ماگما را کاهش می دهد [18,26,31] کاهش دما باعث افزایش دگرسانی های بعدی می گردد و به علاوه تغییرات ترکیبی توده نفوذی که اساساً در یک سیستم ماگمایی تکامل یافته اتفاق افتاده را نشان می دهد.

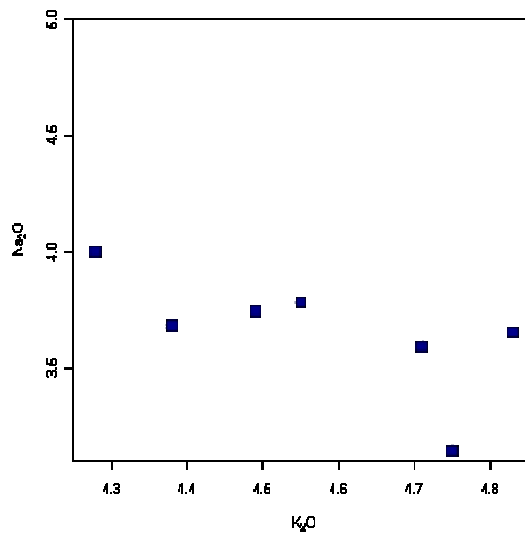
الگوهای REE ها به فراوانی این عناصر در کندریت نرمالیز شده (شکل ۱۲)، آنومالی شدید Eu روندهای LREE تقریباً مسطح ($La_N/Sm_N = 1.23-1.58$) و روند HREE مسطح تا کمی غنی شده ($Gd_N/Yb_N = 0.6-1.1$) را نشان می دهد [5]. این ویژگی ها به ویژگی گرانیتهای A و I به شدت تفریق یافته شباهت دارد. وارونگی الگوی REE که نشانه ماگمای فلسیک است در این دیاگرام مشاهده می شود: کاهش در LREE و افزایش غیر معمول HREE همراه با کاهش کلی در مقدار REE کل به آنومالی منفی $Eu/Eu^* = 0.002-0.05$ مربوط می شود.

روندهای تقریباً مسطحی که در این دیاگرام در LREE و HREE مشاهده می شود، نشان می دهد که لانتانیدهایی مانند Gd تا Ho و Eu تا Lu در این روند تاثیرگذار می باشند. اما لانتانیدهایی مانند La تا Nd در این روند کمتر نقش دارند. این ویژگی ها در اغلب گرانیتهای فلسیک شناخته شده، مشاهده می گردد [12].

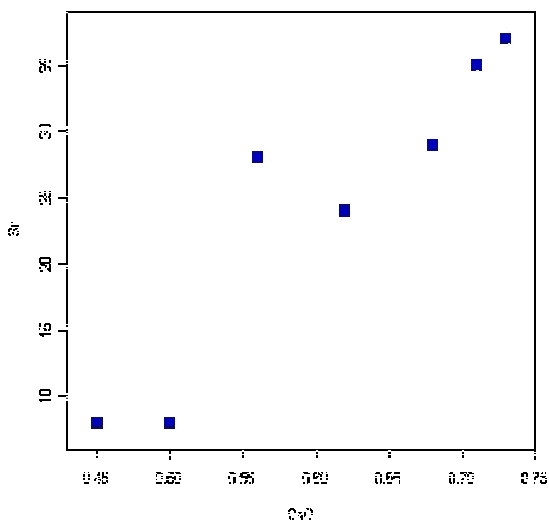
دیاگرام نرمالیز شده نمونه های مورد مطالعه به متوسط پوسته (شکل ۱۳)، بیانگر آنومالی منفی عناصر Ba, Sr, P, Zr و Ti می باشد [32]. روندهای این دیاگرام به روندهای تعدادی از گرانیتهای پر آلکالن نوع A و گرانیتهای نوع I به شدت تفریق یافته شباهت دارد [6,11].



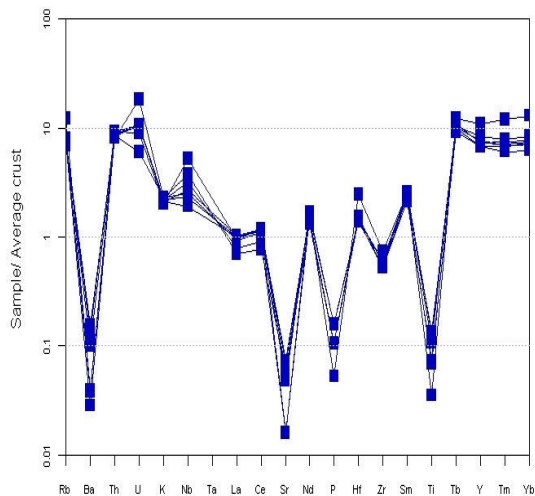
شکل ۱۲- روند های REE سنگ کل نرمالیز شده به مقادیر کندریت (Boyton, 1984)



شکل ۱۱- همبستگی مقادیر Na_2O و K_2O در نمونه های لوکوگرانیتی کوه گبری



شکل ۱۴- نمودار تغییرات CaO در مقابل Sr برای نمونه های لوکوگرانیتی کوه گبری



شکل ۱۳- روندهای عناصر کمیاب سنگ کل نرمالیز شده به مقادیر متوسط پوسته (Weaver & Tamey, 1984)

تبلور تفریقی

بیوتیت ها، شامل افزایش مقادیر Rb, Cs و Mn و کاهش زیاد Fe, Ti و Mg می باشد [30]. تشکیل اکسیدهای آهن و تیتان ممکن است با کاهش Ti, Fe و Mn در ماگما شود. فوگاسیته بالای اکسیژن منجر به تشکیل مگنتیت در منطقه گردیده است. تغییرات در عناصر کمیاب مانند Y, Hf, Zr و ... توسط تبلور کانی های فرعی کنترل می شود؛ مثلاً تبلور زیرکن باعث کاهش مقادیر Zr و Hf و تبلور آپاتیت سبب کاهش Y گردیده است.

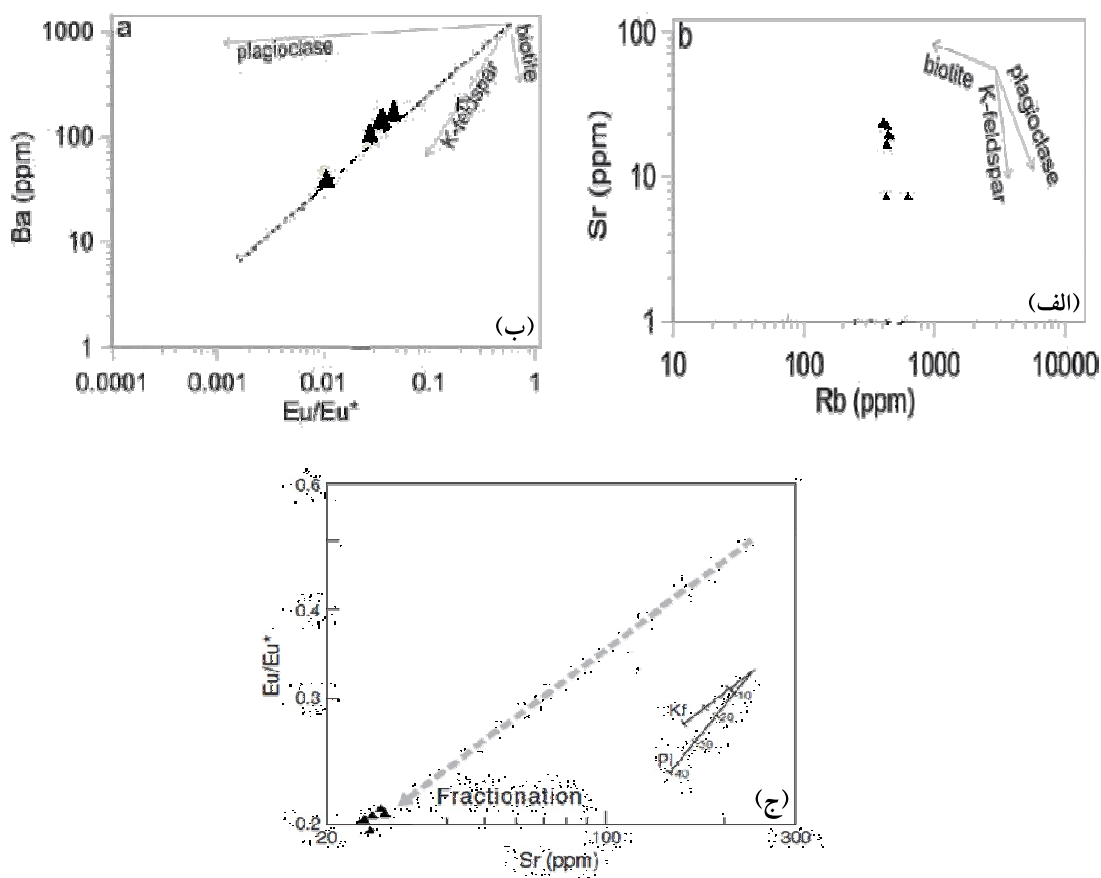
تعیین نوع گرانیته

به علت شدت تبلور تفریقی، لوکوگرانیته های کوه گیری اشکال ترکیبی و کانیایی از گرانیته های نوع A و I شدیداً تفریق یافته را نشان می دهد. تغییرات شدید ترکیبی، تقسیم بندی معتبرتری را برای سنگ های با سیلیس پایین تر را فراهم می آورد. در تعدادی از دیاگرام های تمایز گرانیته در مقالات که بر اساس عناصر کمیاب (Ga, Y/Nb, Ce/Nb, Sc, ...) می باشد، برای تقسیم بندی گرانیته های به شدت تفریق یافته معتبر نیستند. مقادیر عناصر کمیاب با تبلور تفریقی افزایش پیدا می کند بدون اینکه هیچ رابطه ای با تمرکز اولیه شان در ماگما داشته باشد [16]. پارامترهای شیمیایی شامل عناصر کمیاب مانند Zr+Nb+Ce+Y توسط کانی های فرعی مختلف کنترل می شود، ممکن است باعث اشتباه گردد. با این محدودیت ها برای تشخیص و مقایسه گرانیته های نوع A از دیگر گرانیته ها فقط می توان از برخی دیاگرام ها استفاده کرد.

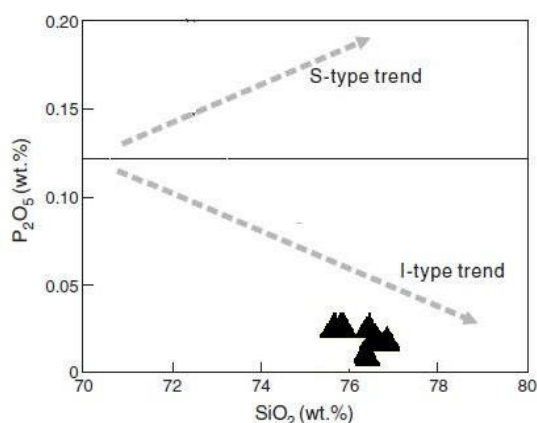
لوکوگرانیته های کوه گبری، ماگماهای به شدت تفریق یافته می باشند. مقدار Rb بالا، مقادیر Sr و Ba پایین نشان دهنده تبلور تفریقی می باشد که مهمترین فرآیند در تکامل و توسعه ماگما می باشد. ترکیبات Q-Ab-Or و تغییرات کم مقادیر SiO_2 , Al_2O_3 و مقادیر آکالی نشان می دهد که تبلور لوکوگرانیته ها در محدوده مینیمم دمایی در سیستم گرانیته ها صورت گرفته است [9]. نسبت Zr/Hf با افزایش تکامل مذاب سیلیکاته کاهش می یابد [12]. تعدادی از محققین این نسبت را به عنوان شاخص تبلور گرانیته در نظر گرفته اند [3,35]. این نسبت در نمونه های مورد مطالعه $Zr/Hf = (13-20)$ می باشد که نشان دهنده گرانیته های به شدت تفریق یافته می باشد. با استفاده از نمودارهای لگاریتمی عناصر با استفاده از رفتارهای ژئوشیمیایی مختلف می توان برای شناسایی فرآیندهای تبلور تفریقی استفاده کرد [2]. تبلور فلدسپار یکی از نشانه های تحول ماگماهای به شدت فلسیک می باشد. نمودارهای لگاریتمی $Ba, Rb, Sr, Eu/Eu^*$ اهمیت تبلور فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز و بیوتیت را نشان می دهد (شکل ۱۵ الف و ب و ج). توالی تبلور توسط آکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز کنترل می شود و باعث تغییرات مقادیر Sr, Ba, Eu می شود. در دیاگرام شکل ۱۵ ج کاهش مقدار Eu/Eu^* (آنومالی منفی Eu) با کاهش مقدار Sr، با مقادیر فلدسپات، مخصوصاً پلاژیوکلاز کنترل می شود [22]. مقادیر تغییرات FeO, MnO, TiO_2, MgO, Sn و Rb, Ga, Cs اساساً توسط تغییرات ترکیبی بیوتیت توصیف می شوند. تغییرات ترکیبی تخمینی در

یافته و در نزدیکی محدوده گرانیت های نوع A قرار می گیرند. به دلیل واقع شدن نمونه ها در یک محیط کشتی، خصوصیت آن تا اندازه ای به گرانیت نوع A شباهت دارد. نمونه ها مطالعه مقدار P_2O_5 پایین دارند که با افزایش مقدار SiO_2 یا افزایش تبلور تفریقی مقدارشان کاهش می یابد (شکل ۱۷). این یک ویژگی مهم برای تشخیص گرانیت های نوع S و I به شدت تفریق یافته می باشد [7].

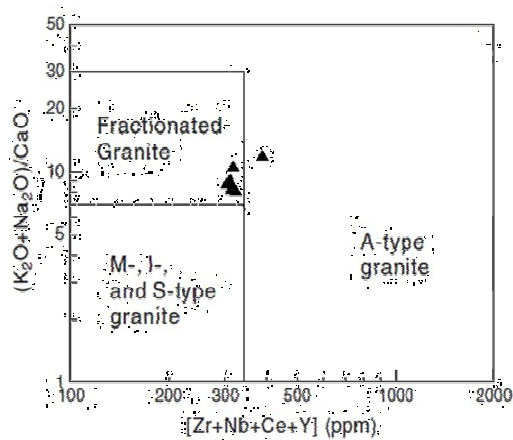
گرانیت های مورد مطالعه دارای مقادیر SiO_2 ، بین ۷۵/۵ تا ۷۶/۸ درصد وزنی می باشد. این مقدار درصد وزنی SiO_2 به گرانیت های نوع A شباهت دارد. گرانیت های کوه گیری در برخی مقادیر HFSE مانند Ga, Zr و Nb با تبلور افزایش نشان می دهند که این افزایش بالاتر از مقدار معمول در گرانیت های نوع I می باشد. نمونه های مورد مطالعه در دیگرام Na_2O+K_2O/CaO در مقابل $Zr+Nb+Ce+Y$ (شکل ۱۶) در محدوده گرانیت های به شدت تفریق



شکل ۱۵- دیگرام های لگاریتمی، الف) Rb در مقابل Sr، ب) Eu/Eu^* در مقابل Ba که نشان دهنده نقش کانی های تشکیل دهنده سنگ را در طی تبلور تفریقی نشان می دهد. در الف) بردارهای تبلور تفریقی فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت از Breaksand Moore, 1992 و در ب) از Landerbergerand Collins, 1996 ج) بردارهای کانیایی محاسبه شده بر طبق ضرایب تفریق Rollinson, 1993



شکل ۱۷- دیاگرام تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 جهت تشخیص گرانیت های نوع I و S، (Chappell, 1999)

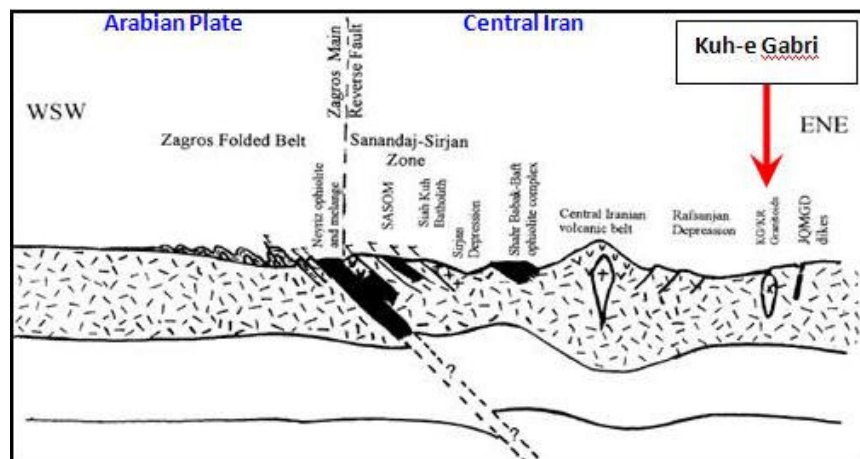


شکل ۱۶- تشخیص انواع گرانیت ها در دیاگرام در مقابل $Zr+Nb+Ce+Y$ Na_2O+K_2O/CaO Whalen et al., 1987

منشا گرانیت ها

بدون دخالت گوشته از ذوب پوسته‌ای به وجود می‌آیند [23]. تمرکز بالای عناصر لیتوفیل در گرانیت‌های منطقه نشان دهنده ذوب پوسته‌ای و تبلور تفریقی مذاب‌های گرانیتی در یک محیط کششی در شرایط همزمان تا بعد از برخورد می‌باشد. به طور کلی فرورفتگی رفسنجان یک حوزه کششی پشت قوس با سن ائوسن تا میوسن می‌باشد که سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع I از گرانیتوئیدهای کوه ریگ و کوه گبری در آن قرار دارد (شکل ۱۸) [28].

اشتقاق و منشاء گرفتن ماگماها از منبع گوشته‌ای برای تعدادی از گرانیت‌های نوع I بیان شده است [13]. برخی محققین بیان کردند که بعید است گرانیت‌های به شدت فلسیک بتوانند از سنگ‌های بازالتی در طی تبلور تفریقی حاصل شوند [6,13]. به علاوه محققین پیشنهاد کرده‌اند که تشکیل سنگ‌های فلسیک پوسته‌ای در طی آناکسی می‌تواند ژئوشیمی ماگماهای گرانیتی نوع A را نشان دهد. برخی بیان کردند که ماگماهای لوکوگرانیتی پرآلومینوس احتمالاً



شکل ۱۸- مدل تکتونیکی نوار کوهزایی حد فاصل کرمان- نیریز و موقعیت گرانیت کوه گبری در آن

نتیجه گیری

نمونه‌های آذرین کوه گبری دارای ترکیب گرانیت تا آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشد. کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز از کانی های اصلی و بیوتیت اسفن و کانی های اپاک از کانی های فرعی گرانیت های منطقه است. انواع بافت‌های گرانولار پرتیتی و گرانوفیری در آنها مشاهده می‌شود. در نمودارهای ژئوشیمیایی رسم شده بر اساس عناصر اصلی و کمیاب، سنگ های منطقه از نوع پرآلومینوس ضعیف، کالک آلکالن پتاسیم بالا و از گرانیت‌های نوع I شدیداً تفریق یافته می‌باشند به دلیل تمرکز بالای عناصر HFSE. به گرانیت‌های نوع A شباهت دارند. تمرکز بالای این عناصر در گرانیت‌های منطقه به دلیل ذوب پوسته‌ای در یک محیط کششی و تبلور بخشی گسترده می‌باشد. گرانیت‌های منطقه در محدوده گرانیت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد.

منابع

- 5- boyton, W.V., (1884). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Elsevier, Amesterdam, pp 63-114.
- 6- Champion, D.C., Chappell, B.W., (1992). Petrogenesis of felsic I-type granites: an example from northern Queensland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, pp 115-126.
- 7- Chappell, B.W., (1999). Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos 46, pp 535-551.
- 8- Chappell, B.W., White, A.J.R., (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, pp 1-26.
- 9- Christiansen, E.H., Sheridan, M.F., Burt, D.M., (1986). The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the Western United States. Geological Society of America, 205 (Special Paper), pp 1-82.
- 10- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., (2001). A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol. 42, pp 2033-2048.
- 11- Han, B.F., Wang, S.G., Jahn, B.M., Hong, D.W., Kagami, H., Sun, Y.L.B., (1997). Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138, pp 135-159.
- 12- Iber, W., (1999). The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, pp 489-508.
- 13- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., (1997). Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachland Fold Belt, Southeastern Australia. Journal of Petrology, 38, pp 371-391.
- 14- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M., White, A.J.R., (2001). Are A-type granites the high-temperature felsic granites Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. Australian Journal of Earth Sciences, 48, pp 501-514.
- 15- Kostitsyn, Y.A., Belousova, E.A., Volkov, V.N., (2007). Significance of magma fractionation in generation of rare-metal granites: geochronological and geochemical study of the Raamid multiphase granite (S. -
- ۱- عابدپور، ز، (۱۳۸۵)، پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه گبری و واله دگرگونی اطراف آن، شرق رفسنجان پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۲۸ ص.
- 2- Allègre, C.J., Minster, J.F., (1978). Quantitative models of trace element behaviour in magmatic process. Earth and Planetary Science Letters, 38, pp 1-25.
- 3- Bea, F., Montero, P., Ortega, M., (2006). A LA-ICPMS evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: implications for a Zr and Hf geochemistry, and zircon-forming processes. Canadian Mineralogist, 44, pp 693-714.
- 4- Breaks, F.W., Moore, J.M., (1992). The Ghost Lake batholith, Superior Province of northwestern Ontario: a fertile, S-type, peraluminous granite-rare-element pegmatite system. The Canadian Mineralogist, 30, pp 835-876.

- Pamir). Stellenbosch University (South Africa), Sixth International Hutton Symposium, Abstract volume, pp 108-109.
- 16- Landerberger, B., Collins, W.J., (1996). Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37, pp 145-170.
- 17- Loiselle, M.C., Wones, D.R., (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Bulletin*, 11(Abtract), 468 p.
- 18- London, D., (1987). Internal differentiation of rare-element pegmatites: effects of boron, phosphorus, and fluorine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, pp 403-420.
- 19- MacKenzie, D.E., Black, L.P., Sun, S., (1988). Origin of alkali-feldspar granites: An example from the Poimena Granite, northeastern Tasmania, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, pp 2507-2524.
- 20- Martin, R.F., (2007). The petrogenesis of A-type granites: A fresh look outside the box. Stellenbosch University (South Africa), Sixth International Hutton Symposium, Abstract volume, pp 131-132.
- 21- Middlemost, E.A.K., (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.* 37, pp 215-224.
- 22- Niu, Y.L., O'Hara, M.J., (2009). MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos* 112, pp 1-17.
- 23- Patiño Douce, A.E., Harris, N., (1998). Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39, pp 689-710.
- 24- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindel, A.g., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *perology*, 25, pp 956-983.
- 25- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, pp 63-81.
- 26- Pichavant, M., Manning, D., (1984). Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, pp 31-50.
- 27- Rollinson, H.R., (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation. Interpretation*, Longman, John Wylie and Sons.
- 28- Shahabpour, J., (2005). Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *J Asian Earth Sci* 24, pp 405-417
- 29- Shand, S.J. (1943). *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*, New York: John Wiley
- 30- Tischendorf, G., Förster, H.J., Gottesmann, B., (2001). Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineralogical Magazine*, 65, pp 249-276.
- 31- Tuttle, O.F., Bowen, N.L., (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geological Society of America Memoir*, 74, pp 1-153.
- 32- weaver, B. L and Terney, J., (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. 310, pp 575-577.
- 33- Whalen, J.B., (1983). The Ackley City Batholith, southeastern Newfoundland: evidence for crystal versus liquid-state fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, pp 1443-1457.
- 34- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.E., (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, pp 407-419.
- 35- Zaraysky, G.P., Alfereva, J.O., Udoratina, O.V., (2007). Geochemical features of the Etyka tantalum deposit in Eastern Transbaikalia. Stellenbosch University (South Africa), Sixth International Hutton Symposium, pp 232-233.