

金佛寺岩体地球化学特征及成因

胡能高¹, 苏建平², 张海峰², 冯备战²

(1. 长安大学 地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 甘肃地质调查院, 甘肃 兰州 710050)

[摘要] 金佛寺岩体是一个晚志留世侵入于北祁连造山带中的花岗质岩体, 主要由黑云母二长花岗岩, 黑云母钾长花岗岩和黑云母石英二长岩组成。岩体中岩石 $w(\text{SiO}_2)$ 为 67.09% ~ 74.97%, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 为 1.18 ~ 1.83, $w(\text{MgO})$, $w(\text{TFeO})$, $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大而减小, 而 $w(\text{K}_2\text{O})$ 增大。ANCK 为 1.06 ~ 1.24, 均属铝过饱和, σ 为 1.25 ~ 2.48, 属钙碱性系列。 ΣREE 为 $(21.36 \sim 254.9) \times 10^{-6}$, 与 $w(\text{SiO}_2)$ 呈负相关关系, 多数稀土配分曲线相似; 轻稀土分异明显大于重稀土。 δEu 为 0.64 ~ 0.19, 铈的亏损随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大而增大。Ni, Cr, Co, Sg, V 和 Sr 随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大而变小, Rb 增大, Th 和 Th/U 比值呈正相关, Ta 与 Nb/Ta 呈负相关。岩体的主量元素、稀土和微量元素的变异主要由深熔过程引起, 而不是结晶分异作用引起的。主要源岩是富长英质的, 而不是富泥质的, 其矿物组合可能是普通角闪石+黑云母+斜长石+钾长石+石英, 与北大河岩群很相似。

[关键词] 北祁连造山带; 花岗岩; 深熔作用; 微量元素; 金佛寺岩体; 甘肃省

[中图分类号] P588.12; P594.1 [文献标识码] A [文章编号] 1672-6561(2006)04-0005-08

Geochemical Characteristics Petrogenesis of Jinfosi Pluton in Qilian Mountains

HU Neng gao¹, SU Jian ping², ZHANG Hai feng², FENG Bei zhan²

(1. School of Earth Sciences and Resources Management, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2. Gansu Institute of Geological Survey, Lanzhou 710050, Gansu, China)

Abstract: The Jinfosi Pluton, a granitoid complex intruded in North Qilian Orogen Belt in late Silurian period, is mainly consisted of biotite monzogranite, biotite syenogranite and biotite quartz monzonite. The rocks of the pluton have 67.09% ~ 74.97% $w(\text{SiO}_2)$, 1.18 ~ 1.83 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$, and their $w(\text{TFeO})$, $w(\text{MgO})$, $w(\text{CaO})$ and $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ decrease and $w(\text{K}_2\text{O})$ increases with increasing $w(\text{SiO}_2)$. All rocks are peraluminous with ANKC of 1.06 ~ 1.24. The magmatic type belongs to calc alkalic with $\sigma = 1.25 \sim 2.48$. The ΣREE varies from 21.36×10^{-6} to 254.90×10^{-6} and is negatively correlated to $w(\text{SiO}_2)$. Most of REE patterns show similarities in fractionating behaviour; LREE has more obviously fractionation than HREE; δEu vary from 0.64 to 0.19 and negative Eu anomalies generally increase with increasing $w(\text{SiO}_2)$; Ni, Cr, Co, Sg, V and Sr decrease and Rb increase with increasing $w(\text{SiO}_2)$; Th is positively correlated to Th/U, but Ta is opposed to Nb/Ta. The variations in abundances of major, rare earth and trace elements in the pluton resulted mainly from the anatexis process and did not from the crystallization differentiation. These data indicate that the source rocks of the pluton are mainly rich felsic and poor argillaceous. The mineral assemblage of the source rocks is possible of hornblende + biotite + plagioclase + K-feldspar + quartz, which belongs to the Beidahe Group.

Key words: North Qilian orogen belt; granite; anatexis; trace element; Jinfosi pluton; Gansu Province

[收稿日期] 2005 05 28

[基金项目] 国家重点基础研究发展规划国际重大合作项目(2001CB711001); 中国地质调查局项目(DK0002019)

[作者简介] 胡能高(1949-), 男, 浙江东阳人, 教授, 从事岩石学、地球化学教学与研究。

0 引言

金佛寺岩体是北祁连造山带西段最大的花岗岩体,位于酒泉市东南约 40 km 处,因其北有一金佛寺镇而得名。20 世纪 70 年代作 1 : 20 万区域地质调查时对该岩体进行过较系统的基础地质工作,到 90 年代,张德全等^[1]对岩体的岩石学特征及同位素年代学做过研究,确定是形成于志留纪晚期的岩体,同时探讨了岩体就位后的升降过程。最近在该区开展 1 : 25 万遥感地质调查工作中,有幸对该岩体做了进一步研究,取得了较系统的地球化学资料,笔者介绍这些成果并探讨若干岩体成因方面的问题。

1 区域地质背景

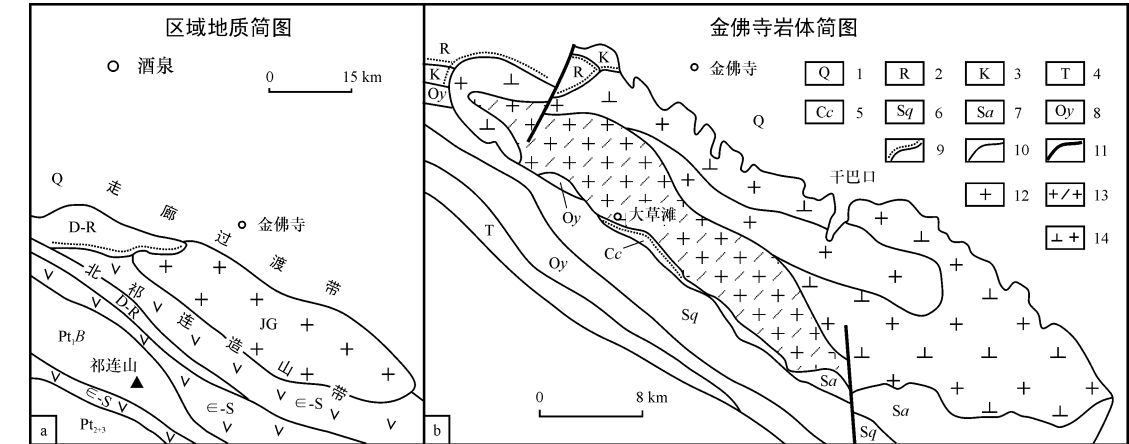
金佛寺岩体位于北祁连造山带与河西走廊过渡带间的边界断裂西南侧,侵入于北祁连造山带西段。北祁连造山带西段的基底为古元古界的北大河岩群,是一套遭受中压相系变质作用的结晶岩系,主要由各种片麻岩、斜长角闪岩、各种片岩和大理岩组成,原岩为沉积-火山岩系和碳酸盐岩。中新元古界下部为一套裂谷火山岩系,上部为浅海相沉积^[2]。古生代经历了一个完整的板块构造过程,发育了一套不同板块构造环境下的火山-沉积岩系^[3]。上古生代以海相正常沉积为主,而中新生

代以陆内盆地沉积为主^[2]。区内岩浆作用强烈,除了上述重要火山作用期外,还有多期侵入体产出,但最主要的侵入作用发生在早古生代晚期,在这期间形成了基性程度和碱性程度不同的多种侵入体。区内最重要的区域变质作用发生在古元古代末,形成了该区的结晶基底,后续变质作用多较局部或变质改造较弱^[2]。区内构造活动十分强烈,发育多期次褶皱作用,造成多期不整合、多期剪切和断裂构造,致使不同时代间的地层多以断裂接触,构造线方向多为北西-南东走向(图 1a)。

2 岩体地质及岩相学

2.1 岩体地质

金佛寺岩体呈长条状,走向北西-南东,与区域构造线方向一致。岩体侵位于下奥陶统阴沟群,下志留统肮脏沟组和中志留统泉脑沟组中,使围岩发生明显热变质作用,形成含堇青石等特征热变质矿物。岩体西南部被石炭系下统臭牛沟组不整合覆盖。张德全等^[1]获得该岩体第一-第二阶段侵入体 Rb - Sr 全岩等时代年龄分别为(419. 87±0. 4) Ma 和(403. 7±0. 08) Ma,表明岩体形成于晚志留世,与地质观察基本一致。岩体侵入后局部地方被断裂破坏,北部被第三系和第四系覆盖(图 1b)。岩体边界呈外倾式,倾角多为 40°~70°,岩体长约 50 km,宽约 15 km,较窄处约 1. 5 km,出露面积 600 km² 以上。根据野外侵入关系及岩相特征表明该岩



a: Q - 第四系; D - R - 泥盆纪-第三纪沉积; E - S - 寒武系-志留系火山-沉积岩; Pt₂₊₃ - 中新元古代裂谷沉积; Pt_{1B} - 北大河岩群; JG - 金佛寺岩体; b: 1 - 第四系; 2 - 第三系; 3 - 白垩系; 4 - 三叠系; 5 - 石炭系臭牛沟组; 6 - 志留系泉脑沟组; 7 - 志留系肮脏沟组; 8 - 奥陶系阴沟群; 9 - 不整合; 10 - 地质界线; 11 - 断层; 12 - 第 3 阶段侵入体; 13 - 第 2 阶段侵入体; 14 - 第 1 阶段侵入体

图 1 区域地质及金佛寺岩体地质简图

Fig. 1 Simplified Geological Maps of the Region and the Jinfosi Pluton

体为一复式岩体, 可划分 3 个侵入阶段:

第 1 阶段分布在东北部, 以(黑云母)二长花岗岩、黑云母石英二长岩和黑云母花岗闪长岩为主。

第 2 阶段分布在西南部, 主体为黑云母(似斑状)二长花岗岩, 还有少量黑云母石英二长岩产出。

第 3 阶段分布在岩体中部, 以黑云母或二云母钾长花岗岩为主。

岩体内包体不很发育, 但也常见, 尤其在第 1 阶段侵入体边部较普遍。多数大小在数厘米至数十厘米, 与围岩界线有明显的和过渡的两种。部分包体明显为围岩捕虏体, 以沉积岩为主, 多被热变质改造。另一部分包体具火成结构, 主要岩性为灰色黑云母斜长岩和灰色石英二长岩。这些岩石在矿物组成上以含丰富黑云母、磷灰石、榍石为特征, 其中斜长石多为较自形晶体, 发育环带结构。黑云母斜长岩是只含黑云母和斜长石两个主要矿物的岩石, 应属析离体。岩体内晚期岩脉不发育, 只有少量闪长质岩脉产出, 多呈北东向分布。在岩体东南部发育 W, Mo, Cu, Zn, Pb 等矿化。

2.2 岩相学

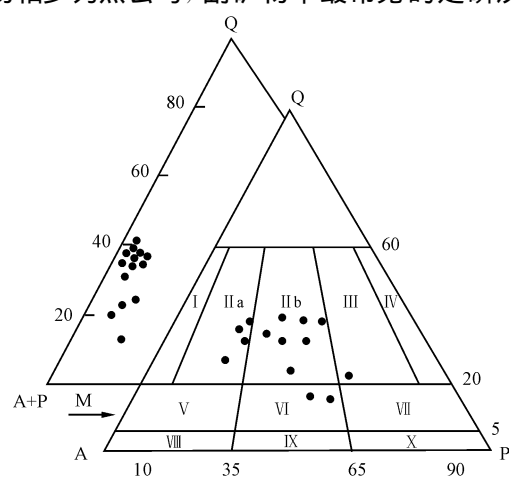
按定量矿物分类, 该岩体多为二长花岗岩类, 其次为斜长花岗岩和石英二长岩类, 还有少量花岗闪长岩类岩石出现(图 2)。不同岩石中虽然矿物的组成不同, 但矿物种属却相同或相似。除少数石英二长岩中见少量普通角闪石外, 各岩石中主要铁镁矿物相多为黑云母, 副矿物中最常见的是磷灰石、

榍石和锆石, 个别岩石中见少量石榴石和帘石。白云母见于部分钾长花岗岩中。岩石结构为等粒和似斑状。似斑状结构多发育在二长岩类中, 斑晶矿物均为钾长石, 其体积分数为 5%~20%, 呈板状晶, 大小在 5 mm×15 mm~10 mm×25 mm, 具卡式双晶, 内部有较自形斜长石和黑云母小晶体。具等粒结构的岩石中, 二长花岗岩、石英二长岩、花岗闪长岩多为中粗粒、粗粒结构, 钾长花岗岩为中细粒和细粒结构。岩石颜色以浅灰色、浅肉红色为主, 其次为浅灰褐色, 钾长石粘土化时岩石呈红色。二长花岗岩颜色多变, 而钾长花岗岩和石英二长岩多为浅灰色。

黑云母体积分数为 3%~15%, 石英二长岩中多在 10%左右, 二长花岗岩和钾长花岗岩中多在 3%~10%, 多色性明显: Ng 为深棕褐色, Np 为浅黄-金黄色, 多有不同程度绿泥石化和帘石化, 同时析出磁铁矿和钛铁矿。白云母只出现在少数钾长花岗岩中, 体积分数为 1%~6%, 粒径较黑云母小。斜长石体积分数为 14%~50%, 体积分数依石英二长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩的次序由多到少。斜长石多为自形-半自形晶, 板状为主, 双晶发育, An 变化在 14~32, 其中石英二长岩中 An 为 25~32, 二长花岗岩中 An 为 19~27, 钾长花岗岩中 An 为 14~25。斜长石的环带较常见, 尤其在 An 较大的长石中。多数斜长石有不同程度的绢云母化。钾长石体积分数为 17%~54%, 大体与斜长石有互为消长关系, 自形程度明显低于斜长石, 格子状双晶和卡式双晶都可见到, 出溶纳长石条纹细而密集, 平行排列。钾长石多有不同程度高岭土化。石英呈粒状、它形晶, 体积分数为 14%~35%, 其中石英二长岩中含量较低, 为 14%~17%。副矿物中磷灰石和锆石的自形程度都好, 榍石的自形程度有较大变化, 副矿物多与黑云母相伴, 含量变化较大, 部分岩石中磷灰石和榍石的体积分数可高达 0.5%。

3 地球化学

代表性岩石的分析结果见表 1, 主量元素分析由湖北省地质实验室用化学法分析, 稀土元素和微量元素由中国地质大学(武汉)原地矿部壳幔体系组成、物质交换及动力学开放实验室用 ICP-MS 法测定。



Q - 石英; A - 碱性长石; P - 斜长石; M - 铁镁质矿物; I - 碱长花岗岩; II a - 钾长花岗岩; II b - 二长花岗岩; III - 花岗闪长岩; IV - 斜长花岗岩; V - 石英正长岩; VI - 石英二长岩; VII - 石英闪长岩; VIII - 正长岩; IX - 二长岩; X - 闪长岩

图 2 QAP 及 Q-(A+P)-M 图

Fig. 2 QAP and Q-(A+P)-M Diagram

表 1 金佛寺岩体代表性岩石的分析数据

Tab.1 Representative Analyses of the Rocks of Jinfosi Pluton

样品	中粒黑云母 二长花岗岩	似斑状二长 花岗岩	中粗粒二长 花岗岩	似斑状黑云母二长花岗岩			中粒黑云母 石英二长岩	细粒黑云母 钾长花岗岩	中粒黑云母 二长花岗岩
	b107	b108	b109	b110	b111	b112	b113	b114	b115
SiO ₂	69.72	74.97	74.00	69.75	72.62	71.43	69.48	72.41	70.64
TiO ₂	0.42	0.07	0.13	0.23	0.23	0.29	0.41	0.26	0.37
Al ₂ O ₃	15.29	12.46	13.46	14.74	14.03	13.99	15.02	13.72	14.20
Fe ₂ O ₃	0.34	1.16	0.94	0.21	0.60	0.61	0.87	0.74	1.24
FeO	2.89	0.45	0.43	1.74	1.48	1.80	2.51	2.25	2.12
MnO	0.096	0.072	0.050	0.067	0.075	0.065	0.080	0.076	0.099
MgO	1.86	0.098	0.18	0.75	0.62	0.82	1.33	0.72	1.31
CaO	2.45	0.45	0.27	1.19	0.84	1.26	2.67	2.03	1.87
Na ₂ O	2.66	3.15	3.10	3.53	3.68	3.46	2.61	2.54	2.89
K ₂ O	3.13	4.79	5.66	4.58	4.47	4.11	3.66	4.54	3.64
P ₂ O ₅	0.13	0.045	0.065	0.15	0.13	0.12	0.17	0.096	0.12
烧失量	1.50	1.88	1.10	2.24	1.27	1.31	1.22	0.89	1.24
Σ	100.486	99.595	99.385	99.177	100.045	99.265	100.03	100.272	99.739
Ba	481	163	443	219	555	469	500	635	527
Rb	107	374	228	119	224	101	193	179	114
Sr	222	30.7	67.9	10.4	95.4	133	200	133	130
Nb	10.3	9.94	12.2	2.82	10.4	12.4	11.1	10.0	14.9
Ta	1.63	2.88	1.28	0.32	1.53	1.71	1.41	1.02	2.10
Zr	119	50.3	111	123	140	149	216	146	171
Hf	3.49	2.75	4.04	3.41	3.84	4.14	6.51	5.08	5.06
U	2.98	7.51	2.98	3.04	3.91	5.54	3.26	3.12	2.89
Th	14.4	12.4	11.1	2.41	11.2	2.79	22.9	30.3	5.57
Ga	19.1	17.4	12.8	18.2	16.3	19.7	18.0	17.1	22.7
Sc	7.73	2.15	2.94	1.65	4.39	3.48	10.8	8.52	4.91
V	47.6	5.39	9.32	19.4	35.2	34.2	56.0	27.1	45.1
Cr	23.5	3.96	9.38	19.1	17.5	16.9	20.4	12.3	33.9
Co	8.18	1.18	1.80	4.69	5.25	6.17	7.93	4.67	7.91
Ni	6.72	1.24	2.00	8.27	3.80	4.77	17.2	6.99	15.5
Y	21.8	2.65	22.7	9.08	18.4	9.40	26.0	44.4	17.0
La	24.8	7.35	11.1	3.98	20.3	11.6	34.4	46.5	18.6
Ce	53.8	16.4	19.3	7.16	36.6	30.0	87.1	117	46.1
Pr	5.96	2.40	3.17	1.02	5.02	3.77	7.46	10.5	5.40
Nd	24.1	8.92	12.9	4.19	18.6	15.1	30.7	45.2	21.8
Sm	4.70	2.81	3.37	1.00	3.63	3.27	5.76	8.87	4.50
Eu	0.83	0.14	0.35	0.17	0.61	0.58	1.05	1.18	0.65
Gd	3.04	1.56	2.18	0.72	2.47	2.08	4.81	7.45	3.04
Tb	0.53	0.49	0.55	0.13	0.48	0.43	0.74	1.27	0.64
Dy	3.56	3.81	3.83	1.06	2.79	2.73	4.01	6.82	4.02
Ho	0.77	0.86	0.84	0.26	0.59	0.58	0.84	1.47	0.84
Er	1.97	2.31	2.13	0.64	1.58	1.46	2.32	3.90	2.19
Tm	0.30	0.43	0.34	0.11	0.25	0.24	0.41	0.66	0.35
Yb	2.23	3.38	2.28	0.81	1.82	1.71	2.52	3.52	2.51
Lu	0.32	0.50	0.36	0.13	0.28	0.25	0.42	0.58	0.37
ΣREE	126.91	51.36	62.70	21.38	95.02	73.80	182.54	254.92	111.01
δ(Eu)	0.63	0.19	0.37	0.62	0.59	0.64	0.60	0.43	0.51

注: 主量元素单位 $w_B/\%$, 微量元素为 10^{-6}
?1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

3.1 主量元素

在分析样品中, $w(\text{SiO}_2)$ 为 69.48% ~ 74.97%, 属典型酸性岩范围, 据 1:20 万区调资料, 岩体最低 $w(\text{SiO}_2)$ 为 67.09%, 属中酸性过渡岩类。随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大, $w(\text{TFeO})$, $w(\text{MgO})$, $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 减少, $w(\text{K}_2\text{O})$ 增大, 而 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 变化不明显 (图 3)。 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 为 1.18 ~ 1.83, 平均为 1.41, 显示富钾特点, 按 Peccerillo 和 Taylor^[4] 的划分多为高钾钙碱性岩, 部分 (如 b109 样) 还属钾玄质成分。 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 值变化较大, 为 0.09 ~ 1.02, 平均为 0.51。 $w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})$ 也有较大变化, 为 1.72 ~ 15.24, 随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大, 其值也增大 (图 3)。 $\text{ANCK}[w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (分子数) 值在 1.06 ~ 1.24, 平均为 1.14, 显示铝过饱和特征, 而且随铁镁元素下降, 过铝性略有下降之势 (图 4), σ 值为 1.25 ~ 2.48, 平均为 1.90, 属钙碱性系列。

3.2 稀土元素

岩体的 ΣREE 平均值不高, 为 108.85×10^{-6} , 但各样品的变化范围较大, 在 $(21.36 \sim 254.90) \times 10^{-6}$ 间, 且存在随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大, ΣREE 减少的趋势 (图 5), 所有样品都显示轻稀土富集型, 表现为稀土配分图上曲线均右倾 (图 6), $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 值较大, 平均值为 6.86, 变化为 2.85 ~ 10.40, $w(\text{La}/\text{Lu})_N$ 均值为 5.17, 变化为 1.5 ~ 8.35。与重稀土相比, 轻稀土分异较强, 在配分图上, 轻稀土明显陡倾, 而重稀土较平坦 (图 6), 这一点也表现在 $w(\text{La}/\text{Gd})_N$ (平均 5.52), 明显比 $w(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ (平均 1.02) 大。在配分曲线图上还显示重稀土中部,

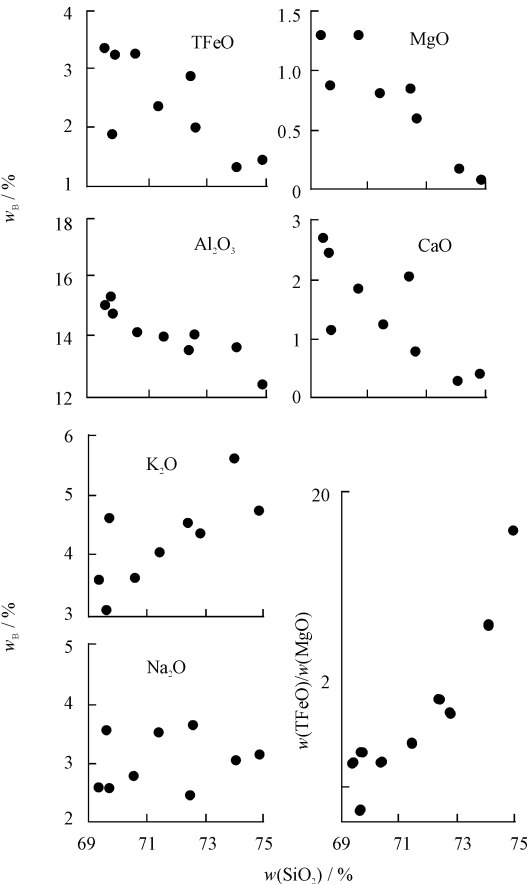


图 3 主元素哈克图解

Fig. 3 Harker Diagram of Major Elements

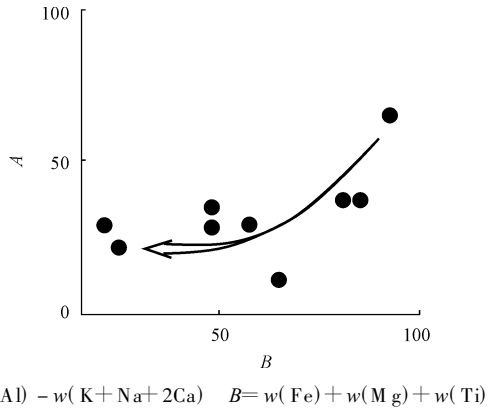


图 4 A-B 关系图

Fig. 4 The Diagram of A versus B

但各样品的变化范围较大, 在 $(21.36 \sim 254.90) \times 10^{-6}$ 间, 且存在随 $w(\text{SiO}_2)$ 增大, ΣREE 减少的趋势 (图 5), 所有样品都显示轻稀土富集型, 表现为稀土配分图上曲线均右倾 (图 6), $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 值较大, 平均值为 6.86, 变化为 2.85 ~ 10.40, $w(\text{La}/\text{Lu})_N$ 均值为 5.17, 变化为 1.5 ~ 8.35。与重稀土相比, 轻稀土分异较强, 在配分图上, 轻稀土明显陡倾, 而重稀土较平坦 (图 6), 这一点也表现在 $w(\text{La}/\text{Gd})_N$ (平均 5.52), 明显比 $w(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ (平均 1.02) 大。在配分曲线图上还显示重稀土中部,

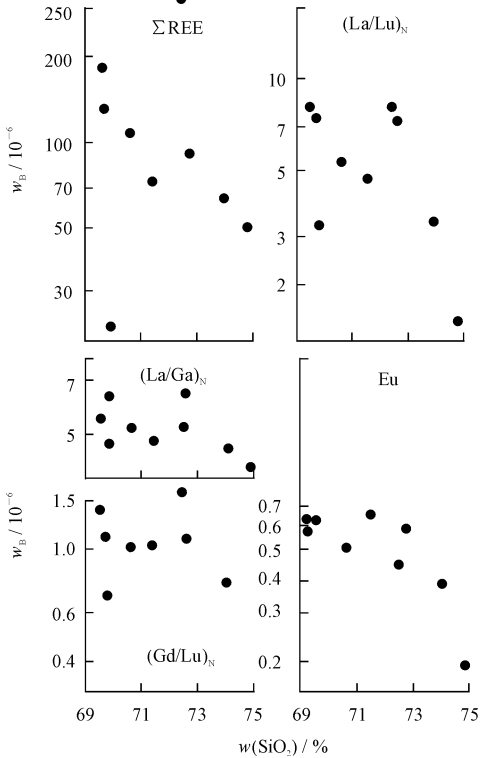
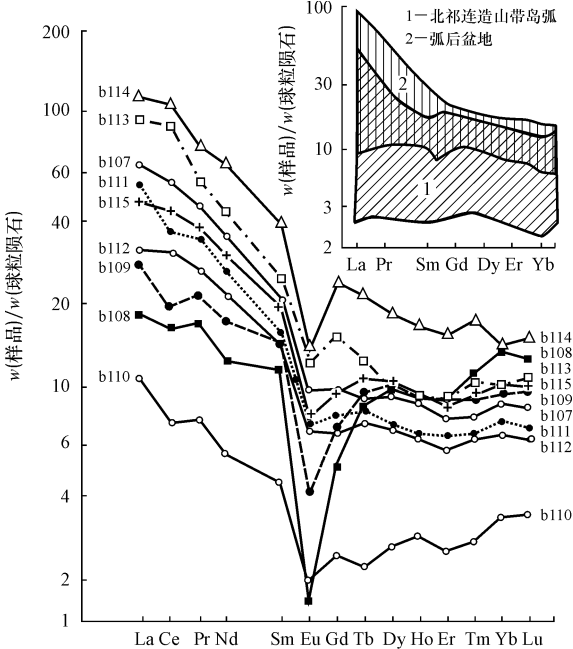


图 5 稀土元素有关参数对 $w(\text{SiO}_2)$ 变异图

Fig. 5 Variation Diagram of Related Parameters of REE versus $w(\text{SiO}_2)$

尤其是 E_r 处常有低点。虽然 ΣREE 变化较大,但多数样品的分异特征相似,具有相似的曲线形态(图 6)。所有样品均显示铈亏损, $\delta(Eu)$ 为 0.19 ~ 0.64, 平均为 0.51, $\delta(Eu)$ 随 $w(SiO_2)$ 增大而减少,但 $w(La/Lu)_N$, $w(La/Gd)_N$ 和 $w(Gd/Lu)_N$ 与 $w(SiO_2)$ 不显示相关性(见图 5)。



b114- 细粒黑云母钾长花岗岩; b108- 似斑状二长花岗岩
b113- 中粒黑云母二长岩; b115- 中粒黑云母二长花岗岩; b109- 中粗粒二长花岗岩; b107- 中粒黑云母二长花岗岩; b110~b112- 似斑状黑云母二长花岗岩

图 6 稀土元素配分图

Fig. 6 Chondrite Normalized REE Pattern

3.3 微量元素

岩体中 Ni, Cr, Co, Sc, V 等元素含量都不高,显示酸性岩的特征,但都有相大变化,而且随 $w(SiO_2)$ 增大,都具变小之势(图 7)。 $w(Rb, Sr, Ba)$ 均值分别为 187×10^{-6} , 113.6×10^{-6} , 444×10^{-6} , 比花岗岩类中相应的均值^[5]低,三元素变化范围也较大,随 $w(SiO_2)$ 增大, $w(Rb)$ 有增大, $w(Sr)$ 有减小之势, $w(Ba)$ 的变化不明显(图 7)。在岩浆结晶演化中, $w(Rb)$, $w(Ba, K)$ 之间常有较好的正相关性^[5], 但该岩体中没有显示这种关系,表现为 $w(K/Rb)$, $w(K/Ba)$ 都有很大的变化范围,分别为 106 ~ 365, 29 ~ 244, 而且其比值多与 $w(SiO_2)$ 间无相关性。

$w(Nb, Ta)$ 的均值分别为 10.45×10^{-6} , 1.54×10^{-6} , 比花岗岩类岩石的均值(21×10^{-6} , 4.2×10^{-6})^[5]低,但其比值较高,均值为 7.44。 $w(Zr, Hf)$

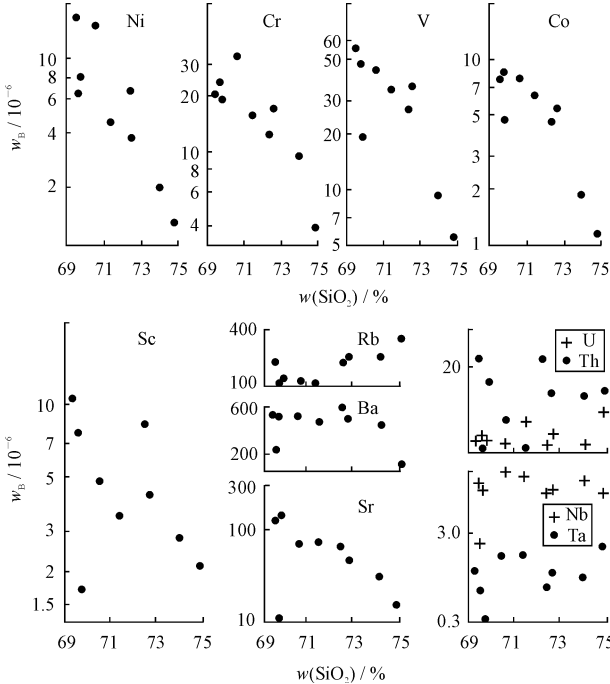


图 7 微量元素哈克图解

Fig. 7 Harker Diagram of Trace Elements

的均值分别为 136.1×10^{-6} , 4.26×10^{-6} , 也是较低的。 $w(Nb, Ta, Zr, Hf)$ 均有相当大变化范围,特别是 $w(Nb, Ta)$, 分别为 $(2.82 \sim 14.9) \times 10^{-6}$, $(0.3 \sim 2.88) \times 10^{-6}$ (表 1)。但它们与 $w(SiO_2)$ 间无明显相关性(图 7),随 $w(Ta)$ 增大, $w(Nb/Ta)$ 减小(图 8A)。 $w(U, Th)$ 的均值分别在 3.91×10^{-6} , 12.6×10^{-6} , 都在酸性岩的范围内。两元素尤其是 $w(Th)$ 的变化范围甚大,但与 $w(SiO_2)$ 间均无明显相关性(图 7),随 $w(Th)$ 的增加, $w(Th/U)$ 有明显增大趋势(图 8b)。一般认为在岩浆结晶演化中, $w(Th, K)$ 有较好的相关性, $w(K/Th)$ 多保持在 3×10^{-3} 左右的恒定值^[5], 但该岩体中 $w(K/Th)$ 变化大,为 $(1.18 \sim 15.37) \times 10^{-3}$, 均值为 5.21×10^{-3} 。

4 讨论与结论

金佛寺岩体主量元素和微量元素哈克图(见图 3, 图 7)表明,多数元素随 $w(SiO_2)$ 变化有规律地变化,这种变异可以由岩浆结晶分异,岩浆源区不同程度的熔融、酸性和较基性端元成分的混合等 3 种过程来解释。该岩体中具火成结构的包体以析离体为主,不能提供曾发生大规模岩浆混合的证据。析离体的存在,斜长石中发育不同程度的环带结构是发生过结晶分异过程的标志,但 $w(Nb, Ta, U, Th)$ 以及 $w(Th/K)$, $w(K/Rb)$ 等变异不能用结晶分异作十分

合理解释, 在 $w(\text{La})$ 对 $w(\text{La}/\text{Sm})$ 变异图上(图 9), 多数样品显示由部分熔融作用引起的变异, 也有分异结晶的影响^[6]。源岩中含 $w(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{U}, \text{Th})$ 等元素矿物相的差异可以解释这些元素的地球化学特征以及 $w(\text{K})$ 与 $w(\text{Th}, \text{K})$ 与 $w(\text{Rb})$ 之间的关系。可见除熔融程度和结晶分异作用外, 源岩的不均一性也是造成金佛寺岩体地球化学某些变异的原因。

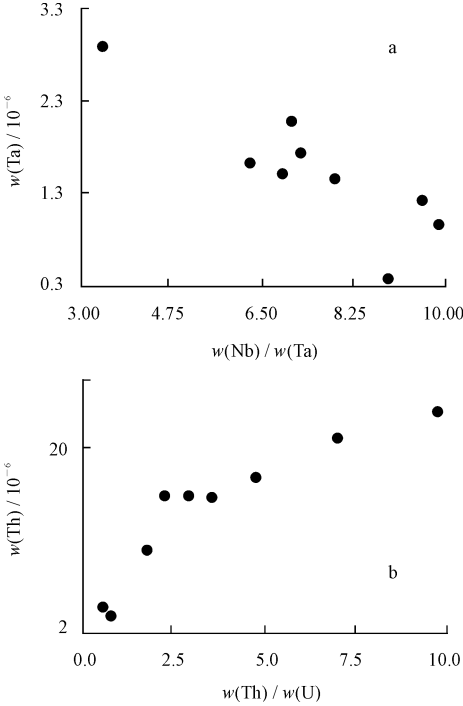


图 8 $w(\text{Ta}) - w(\text{Nb}) / w(\text{Ta})$ 和 $w(\text{Th}) - w(\text{Th}) / w(\text{U})$ 图解
Fig. 8 Diagrams of Ta versus Nb/Ta and Th versus Th/U

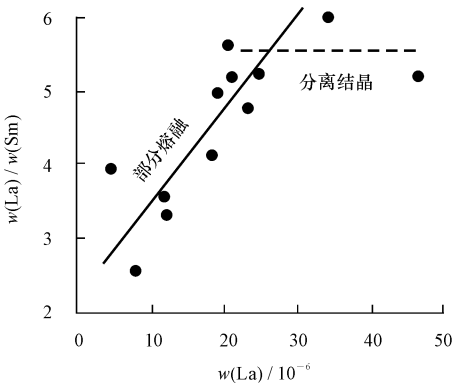
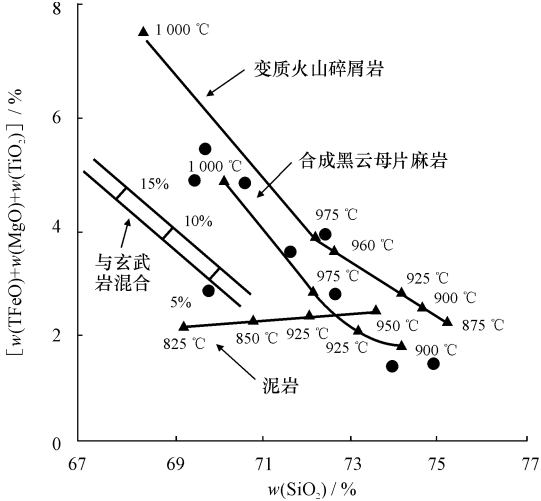


图 9 $w(\text{La}) / w(\text{Sm}) - w(\text{La})$ 图解

Fig. 9 Variation Diagram of La/Sm versus La

研究表明, 在 $w(\text{TFeO}) + w(\text{MgO}) + w(\text{TiO}_2)$ 对 $w(\text{SiO}_2)$ 图上由不同源岩产生的熔体, 表现出不同特点^[7-9]: 由泥质岩产生的熔体铁、镁元素低, 且变化不大, 如它与玄武质岩浆混合, 可使铁镁质增加, 但 $w(\text{SiO}_2)$ 相对低。由合成黑云母片麻岩和火山岩变

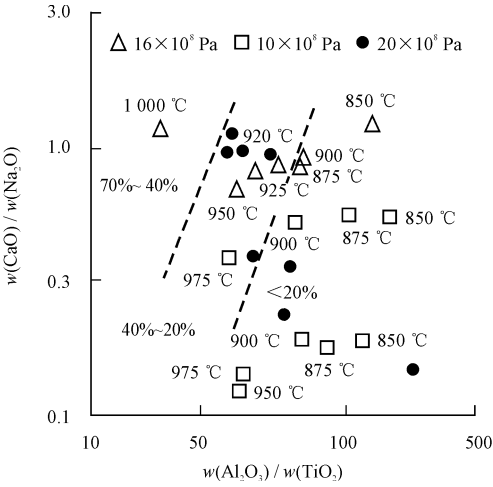
来的片麻岩熔融产生的熔体, 随温度升高, $w(\text{SiO}_2)$ 下降, 铁镁质含量增高(图 10)。金佛寺岩体样品投影点显示源岩多为非泥质岩, 而是富长石质的(图 10)。Sylvester^[10] 研究过岩浆的 $w(\text{CaO}) / w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3) / w(\text{TiO}_2)$ 与源岩性质及深熔温度间关系, 由泥质岩形成的岩浆以低 $w(\text{CaO}) / w(\text{Na}_2\text{O})$ 为特征, 而由变质火山岩源岩形成的岩浆 $w(\text{CaO}) / w(\text{Na}_2\text{O})$ 值较高。随熔融温度升高, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) / w(\text{TiO}_2)$ 增大明显(图 11)。金佛寺岩体的投影点在该图上较分散, 可能是岩浆源岩多样性及深熔程度(即温度)不同的表现, 但多数点与富长石质源岩较一致(图 11), 这一点与图 10 的结果相近。用 $w(\text{Rb}/\text{Ba})$ 和 $w(\text{Rb}/\text{Sr})$ 变异也能划分源岩区, 贫粘土源岩区的 $w(\text{Rb}/\text{Ba})$ 和 $w(\text{Rb}/\text{Sr})$ 值比富粘土源岩区低(图 12)^[12]。金佛寺岩体的多数点落在贫粘土源岩区(图 12), 与上述图解结果有较好的一致性。



泥质岩引自文献[7], 合成黑云母片麻岩
引自文献[8], 变质火山碎屑岩引自文献[9]

图 10 $[w(\text{TFeO}) + w(\text{MgO}) + w(\text{TiO}_2)] - w(\text{SiO}_2)$ 图解
Fig. 10 Variation Diagram of $[w(\text{TFeO}) + w(\text{MgO}) + w(\text{TiO}_2)]$ versus $w(\text{SiO}_2)$

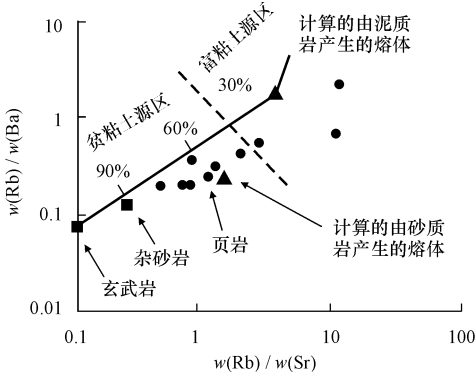
既然岩体的源岩是富长英质的, 源岩矿物组合中应有丰富的长石、石英。 $\delta(\text{Eu})$ 的特征也说明残余矿物相中长石是重要矿物相。Sr 的变异特征, 析离体中常见斜长石作为主要矿物相及岩石富钾的特征说明不仅有斜长石还有钾长石作为残留矿物相存在。析离体中丰富的黑云母, $w(\text{TFeO}) / w(\text{MgO})$ 对于 $w(\text{SiO}_2)$ 的变异以及岩石过铝性与铁镁成分的关系(图 4)都说明残余矿物相中还应



□ - 泥质岩深熔点; △ ▲ - 不同压力下由火山岩变质的片麻岩的深熔点; 虚线划分的是不同熔融程度区

图 11 $[w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})] - [w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)]$ 图解

Fig. 11 Variation Diagram of $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ versus $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$



玄武岩、杂砂岩和页岩成分引自文献[11]，
计算熔体成分及源岩分区引自文献[10]

图 12 $w(\text{Rb})/w(\text{Ba}) - w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$ 图解

Fig. 12 Variation Diagram of Rb/Ba versus Rb/Sr

时也强烈分异重稀土，金佛寺岩体各岩石的重稀土分配特征(图 5, 图 6)表明与岩浆的平衡相中石榴子石不是重要的矿物相。在深熔过程中，随熔融增大，熔体中 $w(\text{SiO}_2)$ 会下降，而金佛寺岩体中随 $w(\text{SiO}_2)$ 减小， ΣREE 有增大的趋势(图 5)，说明残留体中各矿物与岩浆间的总分配系数应大于 1，而上述黑云母、斜长石、钾长石、石英与酸性岩浆间的稀土各元素分配系数都小于 1^[12]，故残留矿物组合中还应分配系数明显大于 1 的矿物存在，该矿物应为角闪石。角闪石与酸性岩浆间各稀土元素的分配系数不仅较大，而且中部稀土元素相对更大(在 10 以上)^[12]，这样角闪石、黑云母、斜长石、钾长石、石英组合与岩浆的平衡作用，不仅能解释 ΣREE 的变异，还能解释轻稀土部分的曲线陡，重稀土部

分曲线平缓的配分型式和 ϵEu 值的变异。

金佛寺岩体的源岩与北祁连造山带岛弧和弧后盆地是不同的，与岛弧和弧后盆地火山岩相比，金佛寺岩体明显富钾，岩石组合也单调。在稀土元素方面也有明显差别(图 6)，在 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 方面也有较大差异：北祁连造山带岛弧和弧后盆地的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 分别为 2.44 ~ 9.15 和 2.12 ~ 7.74^[3]，而金佛寺岩体的 $\epsilon(\text{Nd})(400 \text{ Ma})$ 为 -1.8(未发表资料)。在该区北大河岩群 7 个变质中基性火山岩的 $\epsilon(\text{Nd})(400 \text{ Ma})$ 在 -7.5 ~ 2.2 间，平均为 -2.9，与金佛寺岩体的值相近，考虑到北大河岩群岩石组合和变质作用特征也与金佛寺岩体对源岩的要求相一致，因此应属可能的岩浆源岩。

[参 考 文 献]

[1] 张德全, 孙桂英, 徐洪林. 祁连山金佛寺岩体的岩石学 and 同位素年代学研究[J]. 地球学报, 1995(4): 375 - 385.

[2] 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989.

[3] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 祁连山及邻区火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1998.

[4] Peccherillo R, Taylor S R. Geochemistry of Eocene Calc alkali line Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey[J]. Contrib Mineral Petrol, 1976, 58: 63 - 81.

[5] 刘英俊, 曹励明. 元素地球化学导论[M]. 北京: 地质出版社, 1987.

[6] Allegre C J, Minster J F. Quantitative Models of Trace Element Behavior in Magmatic Processes[J]. Earth Planet Sci Lett, 1978, 38: 1 - 25.

[7] Patino Douce A E, Johnston A D. Phase Equilibria and Melt Productivity in the Pelitic System; Implications for the Origin of Peraluminous Granitoids and Aluminous Granulites [J]. Contrib Mineral Petrol, 1991, 107: 202 - 218.

[8] Patino Douce A E, Beard J S. Dehydration melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar[J]. J Petrol, 1995, 36: 707 - 738.

[9] Skjerlie K P, Johnston A D. Vapour absent Melting from 10 to 20 kbar of Crustal Rocks that Contain Multiple Hydrous Phases; Implications for Anatexis in the Deep to Very Deep Continental Crust and Active Continental Margins[J]. J Petrol, 1996, 37: 661 - 691.

[10] Sylvester P J. Post collisional Strongly Peraluminous Granites[J]. Lithos, 1998, 45: 29 - 44.

[11] Condie K C. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales[J]. Chem Geol, 1993, 104: 1 - 37.

[12] 许荣华, 张宗清, 宋鹤彬. 稀土地球化学和同位素地质新办法[M]. 北京: 地质出版社, 1985.