阿尔泰山南缘中—酸性斑岩的地球化学特征及其岩石成因探讨

冯京,张招崇

中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,地球科学与资源学院,北京,100083

内容提要: 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩侵入于中泥盆统北塔山组火山岩地层中,斑岩体规模较小,主要岩石类型为闪长斑岩、石英闪长斑岩、花岗闪长斑岩、石英二长斑岩等。对哈腊苏、卡拉先格尔、喀腊萨依、托斯巴斯陶和乔夏哈拉等5个与铜矿有关矿区的斑岩研究表明,其地球化学特征既有相似性,又有不同的特点,其中SiO_2含量为53.4%~66.2%,A/CNK为0.98~1.27(大多数小于1),稀土元素表现为轻稀土相对富集、不具Eu异常的特点。微量元素表现为明显的Nb和Ta的负异常。但是Harker图解以及稀土元素配分曲线表明,不同地区的斑岩不存在演化关系。斑岩的Sr和Nd同位素组成基本上与与其共生的玄武岩相同,因此根据实验岩石学以及稀土模拟结果推测,它们可能是岛弧阶段底侵的基性岩石部分熔融形成的,源区相当于下地壳无水的角闪岩相,但含有少量的石榴子石,其中石榴子石和角闪石比例的差别可能是导致不同地区斑岩地球化学特征差别的主要原因。

关键词: 岛弧;斑岩;地球化学;源区;阿尔泰山南缘

众所周知,岛弧不仅是壳幔交换的主要场所,同时也是斑岩铜矿的最主要产地(Sillitoe, 2000)。据统计,世界90%的斑岩型矿床产于大洋板片俯冲产生的陆缘弧和岛弧环境中(戴自希,1996),并且该类型矿床主要分布于西太平洋,如印尼的Batu Hijau和Grasberg (Meldrum et al., 1994; MacDonald and Amold, 1994)、菲律宾的Lepanto-FSE (Arribas et al., 1995)和巴布亚新几内亚的Oki Tedi和Freida River矿床等(Rush and Seegers, 1990; Clarke, 1990)。中亚成矿域是除西太平洋之外的世界上又一个重要的斑岩铜矿带,该带西起乌兹别克斯坦和哈萨克斯坦,经中国的新疆、甘肃和内蒙古,东到中国的黑龙江多宝山等地,大型斑岩铜矿有乌兹别克斯坦的阿尔马雷克、哈萨克斯坦德科翁腊德和蒙古的额尔德尼图音鄂博和欧玉托勒盖等。尽管不同成矿域、不同矿床在成矿时间上存在一定的区别,但是斑岩铜矿的形成无一例外地显示出其与中—酸性斑岩紧密的时空联系。然而,并不是所有的岛弧环境中的中—酸性斑岩均能形成斑岩铜矿,只有源岩中有大量的幔源物质形成的斑岩才有可能成矿(芮宗瑶等,2004),所以研究中—酸性斑岩的成因对于判别是否可能成矿具有重要的意义。

阿尔泰山南缘位于中亚成矿域的中段,近年来随着哈腊苏斑岩铜矿的发现,该地区成为我国新疆继东天山之后又一个重要斑岩铜矿带(杨文平等,2004)。已有的研究表明,该地区的斑岩铜矿与泥盆纪的中—酸性斑岩密切相关(杨文平等,2004;张招崇等,2006),因此对中—酸性斑岩的研究对于揭示斑岩铜矿的成矿条件以及该地区的找矿方向均具有重要的意义。另外,过去的研究也表明,中—酸性斑岩形成于泥盆纪的岛弧环境(张招崇等,2006;万博和张连昌,2006),但是对其地球化学特征还未进行过详细的研究,这在一定程度上影响了对其岩石形成机制以及矿床成因的了解。本文试图通过对该地区中—酸性斑岩的地球化学的研究,揭示其源岩特征以及形成过程,为在该地区进一步寻找斑岩铜矿提供重要线索。

1 地质背景

研究区位于额尔齐斯—玛因鄂博断裂南侧,该

注:本文由国家自然科学基金项目(编号40572047,40772045)、国家305项目(编号:2001BA609A-07-02)、教育部新世纪优秀人才支持计划(NCET-04-0728)和高等学校学科创新引智计划资助(B07011)。

收稿日期:2008-03-11;改回日期:2008-08-06;责任编辑:章雨旭。

作者简介:冯京,男,1962年生。在读博士生,教授级高工,主要从事地质矿产勘查工作。通讯地址:830000,新疆地质矿产勘查开发局;Email: fengjing9946@sina.com。通讯作者:张招崇,电话:010-82322195;Email: foster70@263.net。

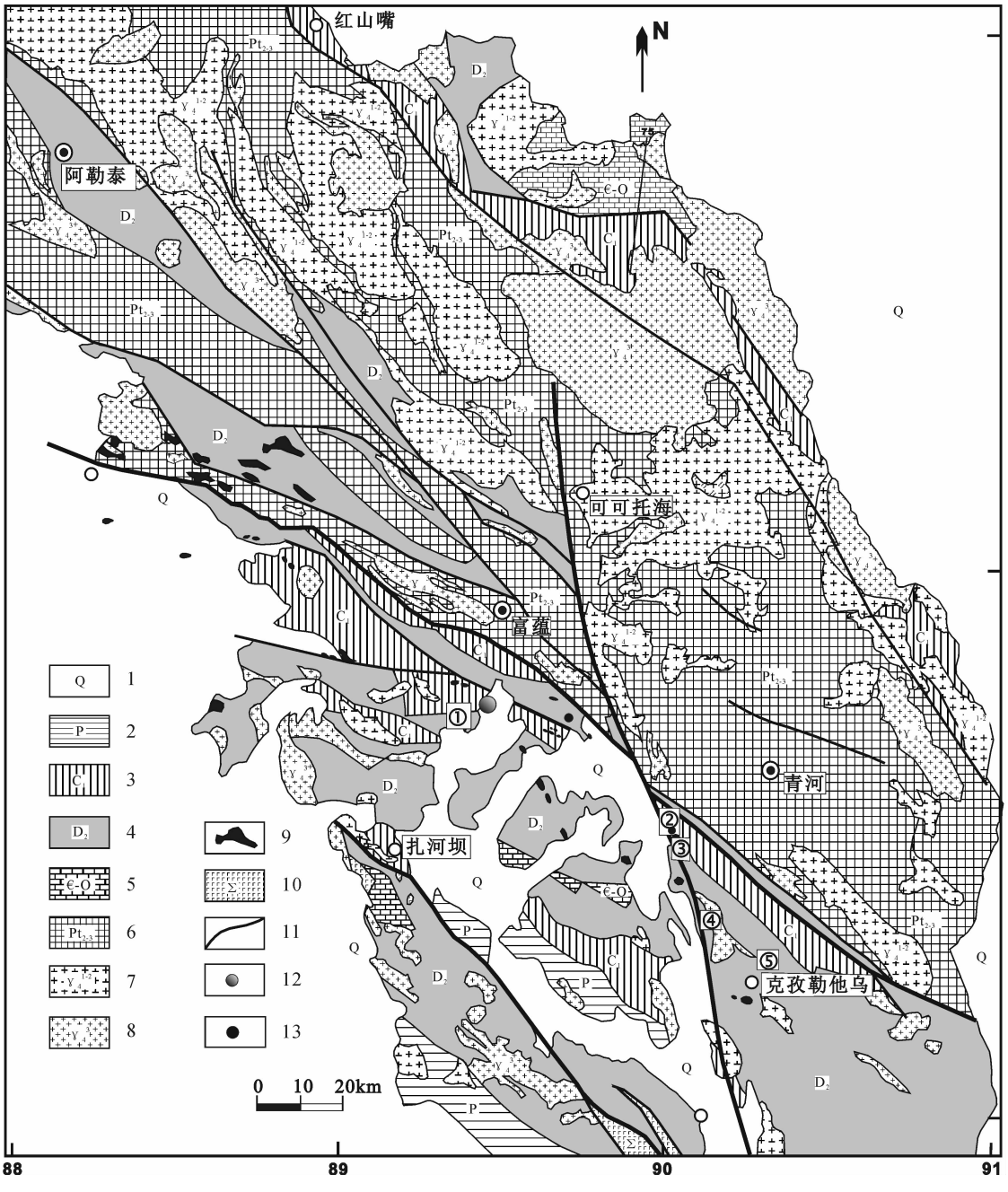

图 1 阿勒泰地区区域地质简图

Fig. 1 Sketch regional geological map of the Altay area

1—第四系松散沉积物;2—二叠系陆相火山岩;3—下石炭统火山—沉积岩;4—中泥盆统火山岩;5—寒武系—奥陶系砂岩和灰岩;6—中—新元古界片麻岩和片岩;7—泥盆纪—石炭纪花岗岩类;8—二叠纪花岗岩类;9—镁铁质侵入岩;10—超镁铁质岩;11—断裂;12—铜镍矿;13—铜矿床(点);①～⑤表示各斑岩体的出露位置:①—乔夏哈拉,②—哈腊苏,③—卡拉先格尔,④—托斯巴斯陶,⑤—喀腊萨依

1—Quaternary loose sediment; 2—Permian continental facies volcanic rocks; 3—Lower Carboniferous volcanic—sedimentary rocks; 4—Middle Devonian volcanic rocks; 5—Cambrian—Ordovician sandstone and limestone; 6—Mesoproterozoic—Neoproterozoic gneiss and schist; 7—Devonian—Carboniferous granitoids; 8—Permian granitoids; 9—mafic intrusions; 10—ultramafic intrusions; 11—fault; 12—copper—nickel deposit; 13—copper deposits(ore spot); ①～⑤ represents the locations of the porphyries in the text: ①—Qiaoxiahala; ②—Halasu; ③—Kalaxianger; ④—Tuosibasitao;⑤—Kalasayi

表 1 阿尔泰山南缘斑岩的主要元素分析结果和 CIPW 标准矿物

Table 1 Major element analyses of porphyries of the south margin of Altay Mountains and CIPW norms

产地	哈腊苏					卡拉先格尔								卡普萨依			托斯巴斯陶		乔夏哈拉
样品号	XH-3	XH-13	XH-18	HLS-4	HLS-5	KLX-9	KLX-18	KLX-29	KLX-46	KLXG-1	KLXG-2	KLXG-3	SJ04-58	KL-1	KL-8	KL-13	LTS03-2	LTS03-3	QX-13
岩石名称	石英闪长斑岩	花岗闪长斑岩	石英闪长斑岩			花岗闪长斑岩			石英闪长斑岩	花岗闪长斑岩	石英闪长斑岩			闪长玢岩		二长闪长斑岩	闪长玢岩		
SiO_2	63.41	65.45	62.97	63.30	63.78	61.97	65.13	65.55	61.31	66.16	62.92	64.10	63.06	64.33	53.36	61.48	54.22	53.43	58.62
TiO_2	0.46	0.35	0.46	0.50	0.46	0.59	0.45	0.50	0.60	0.64	0.85	0.71	0.67	0.36	0.71	0.32	0.59	0.62	0.45
Al_2O_3	16.52	15.75	16.00	16.85	16.20	18.03	16.83	17.14	17.07	15.60	17.58	17.52	16.66	16.93	18.28	19.19	17.58	17.37	17.75
Fe_2O_3	3.14	2.15	3.39	3.41	2.85	1.85	2.64	2.67	1.15	2.21	1.83	1.96	2.44	2.59	4.65	1.59	3.69	2.75	3.09
FeO	2.39	1.83	3.23	1.56	2.24	1.02	0.59	0.44	1.22	1.42	1.40	0.92	1.71	1.45	3.14	1.45	3.22	3.86	2.10
MnO	0.03	0.06	0.08	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07	0.08	0.10	0.10	0.07	0.02	0.09	0.04	0.13	0.13	0.06
MgO	1.72	1.61	1.61	1.66	1.68	2.22	1.44	1.59	1.61	1.22	0.84	0.75	1.46	1.30	2.87	1.31	3.21	3.48	1.78
CaO	0.83	2.11	0.61	0.94	1.92	2.48	1.93	1.11	3.98	2.24	1.69	1.41	2.66	3.38	6.89	4.08	6.58	7.17	4.91
Na_2O	5.00	5.52	4.40	4.19	3.76	9.00	5.65	6.28	7.79	4.43	5.52	5.75	4.56	4.26	3.62	8.12	2.97	1.81	3.76
K_2O	4.04	3.60	3.77	4.58	4.48	1.20	2.84	2.77	0.86	4.66	6.13	6.09	4.54	3.07	3.88	1.47	5.73	7.33	5.30
P_2O_5	0.09	0.17	0.21	0.24	0.21	0.30	0.21	0.26	0.29	0.20	0.26	0.21	0.34	0.15	0.39	0.15	0.39	0.40	0.27
H_2O^+	1.58	0.92	1.86	1.64	1.48	0.92	1.16	1.22	1.50	0.78	0.30	0.26	1.04	1.38	1.62	0.68	1.28	1.24	1.56
CO_2	0.48	0.22	0.30	0.26	0.78	0.23	0.41	0.41	2.30	0.24	0.20	0.19	0.45	0.21	0.35	0.17	0.10	0.23	0.09
总量	99.69	99.74	98.89	99.15	99.87	99.86	99.32	99.98	99.75	99.88	99.62	99.97	99.66	99.43	99.85	100.05	99.69	99.82	99.74
σ	3.91	3.66	3.23	3.68	3.19	5.40	3.19	3.58	3.89	3.53	6.75	6.61	4.05	2.47	5.10	4.93	6.44	7.63	5.09
A/CNK	1.17	0.94	1.29	1.24	1.12	0.87	1.06	1.12	0.81	0.95	0.94	0.94	0.97	1.03	0.81	0.86	0.76	0.73	0.85
AI	0.76	0.82	0.71	0.70	0.68	0.89	0.74	0.78	0.81	0.79	0.89	0.92	0.75	0.61	0.56	0.78	0.63	0.63	0.67
Na/K	1.88	2.33	1.77	1.39	1.27	11.39	3.02	3.44	13.76	1.44	1.37	1.43	1.53	2.11	1.42	8.39	0.79	0.38	1.08
Cc	1.10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Il	0.88	0.67	0.89	0.96	0.88	1.12	0.86	0.95	1.17	1.22	1.62	1.35	1.28	0.69	1.36	0.61	1.13	1.18	0.86
Ap	0.21	0.40	0.49	0.56	0.49	0.70	0.49	0.61	0.69	0.47	0.61	0.49	0.79	0.35	0.91	0.35	0.91	0.93	0.63
Mt	4.29	3.13	4.98	3.79	3.85	2.29	2.44	2.39	1.71	2.88	2.39	1.96	3.23	2.92	5.14	2.31	4.90	4.00	3.86
Or	23.95	21.37	22.59	27.38	26.72	7.12	16.98	16.45	5.21	27.64	36.43	36.07	27.04	18.29	23.06	8.7	34.00	43.48	31.44
Ab	42.44	46.93	37.76	35.88	32.11	75.19	48.38	53.42	67.64	37.63	46.98	48.77	38.90	36.35	30.82	68.68	25.24	12.65	31.94
An	0.50	7.60	1.68	3.13	8.23	5.27	8.30	3.83	9.31	8.95	5.11	4.02	11.07	15.92	22.31	11.58	17.79	17.69	15.96
C	3.75	0	4.13	3.91	2.20	0	1.47	2.43	0	0	0	0	0.22	0.82	0	0	0	0	0
Di	0	0	0	0	0	3.99	0	0	7.09	0.71	1.25	1.26	0	0	7.72	6.15	0	12.45	5.41
Hy	5.87	4.47	6.62	5.51	5.84	0	4.30	4.40	1.23	3.17	1.52	1.29	4.40	4.72	6.69	0	1.04	0	3.61
Q	15.43	13.07	18.96	17.20	18.18	0	15.59	14.30	4.41	16.56	3.58	4.16	12.01	18.55	0	0	0	0	4.72
Ol	0	0	0	0	0	2.70	0	0	0	0	0	0	0	0	0.36	0.88	3.71	4.88	0

续表 1

样品号	XJ21-17	20004	XJ22-10	XJ22-12	YQ-4	LS03-7	LS03-8	HLS-11	yQ-76	yQ-78	K1X-45	yQ-79	yQ-83	yQ-85	yQ-94	yQ-96
岩石名称	玄武岩		玄武安山岩		玄武岩			玄武安山岩	玄武岩				玄武安山岩			
SiO_2	48.72	49.19	52.12	53.71	49.19	49.25	50.41	52.93	51.16	48.5	49.19	52.25	54.72	55.54	55.11	56.12
TiO_2	1.5	1.14	0.44	0.5	1.14	1.14	1.26	0.75	0.93	0.63	0.86	0.91	0.91	0.94	2.04	1.28
Al_2O_3	16.67	15.33	10.86	12.49	15.33	16.15	17.3	13.43	18.72	20.24	18.1	18.94	16.57	16.5	17.01	17.16
Fe_2O_3	3.11	4.13	8.34	6.68	2.2	4.69	4.75	3.75	9	1.97	10.59	1.98	1.8	1.38	1.83	1.7
FeO	6.89	9.08	2.99	4.37	11.01	5.96	5.94	5.84	1.8	9.84	1.88	9.88	6.89	6.89	9.11	8.47
MnO	0.23	0.21	0.24	0.2	0.21	0.18	0.17	0.2	0.14	0.2	0.11	0.23	0.18	0.14	0.16	0.16
MgO	11.05	6.26	8.11	6.79	6.26	9.53	7.93	8.6	5.7	9.17	3.08	5.11	4.01	4.44	3.9	1.47
CaO	10.56	8.37	9.96	8.13	8.37	7.03	4.79	9.01	7.65	3.52	10.43	4.67	6.46	5.98	3.24	3.05
Na_2O	0.63	3.18	3.98	4.95	3.18	3.12	3.53	3.51	3.73	5.02	3.27	4.89	4.33	4.32	6.93	6.46
K_2O	0.31	2.77	2.44	1.82	2.77	2.75	3.72	1.72	0.92	0.82	2.05	0.72	1.76	3.41	0.22	3.61
P_2O_5	0.33	0.34	0.53	0.37	0.34	0.2	0.2	0.26	0.25	0.1	0.42	0.42	0.29	0.44	0.46	0.52
Loss	5.71	2.17	2.93	2.58	2.17	4.56	4.79	3.84	6.78	6.12	2.67	3.93	3.08	2.38	4.7	2.78
σ	0.15	5.72	4.52	4.28	5.72	5.51	7.09	2.75	2.65	6.20	4.57	3.40	3.16	4.76	4.22	7.73
A/CNK	0.81	0.65	0.40	0.50	0.65	0.77	0.93	0.56	0.89	1.30	0.68	1.09	0.80	0.76	0.97	0.85
AI	0.08	0.54	0.85	0.81	0.54	0.50	0.57	0.57	0.38	0.45	0.42	0.47	0.54	0.65	0.68	0.85
Na/K	3.08	1.74	2.47	4.12	1.74	1.72	1.44	3.09	6.15	9.28	2.42	10.30	3.73	1.92	47.76	2.71

注:σ为里特曼指数,A/NKC为铝质指数,$A/NKC=n(Al_2O_3)/[n(Na_2O)+n(K_2O)+n(CaO)]$;AI为碱质指数$=[n(Na_2O)+n(K_2O)]/n(Al_2O_3)$。玄武岩数据来自 Zhang 等(2008),由于所列的玄武岩数据只是为了比较,故没有进行 CIPW 计算。

断裂以南为准噶尔造山带,断裂以北为阿尔泰造山带。该地区出露的地层主要为晚古生代的一套火山—沉积岩,其中早泥盆世托让格库都克组是本区的最老地层,早石炭世前均为海相火山—沉积岩系,早二叠世变为陆相火山—沉积岩系,均呈 NW 向分布(图 1)。此外,还有少量中—新生界地层局部分布在中—新生代盆地中。区内的侵入岩主要为晚碰撞阶段形成的花岗岩(主要为石炭纪—二叠纪;周刚等,2006),另有少量的泥盆纪岛弧花岗岩、二叠纪镁铁—超镁铁岩以及中生代的板内花岗岩。

俯冲成因的中—酸性斑岩体均侵位于中泥盆世北塔山组地层中,其中北塔山组从下到上可划分为三个岩性段,第一岩性段主要由玄武岩、玄武质凝灰岩、玄武质角砾岩、苦橄岩和富辉橄玄岩。第二岩性段主要为无斑玄武岩和辉斑玄武岩的互层,是组成中泥盆统北塔山组的主要岩石类型,也是卡拉先格尔和哈腊苏矿区的主要围岩,上部主要为安山岩;第三岩性段主要为沉凝灰岩、硅质岩、粉砂岩、砂岩等。到目前为止,发现这些斑岩体只是侵位于第二岩性段的中基性火山岩中,还没有发现有侵入于其中的上部的沉积岩地层中。斑岩体的长轴方向为北西向,与区域构造线方向一致,岩体的规模均较小,多数呈脉状或小岩株状,面积一般小于 $1km^2$,多数小于 $0.1km^2$。其岩石类型有闪长玢岩、石英闪长斑岩和花岗闪长斑岩,少数有二长闪长斑岩。单个岩体的岩性往往较为单一,或存在 1～3 种类型岩石,但不同岩石类型之间多数呈过渡关系,没有明显的侵入接触关系,反映了其为就地演化的产物。对哈腊苏和卡腊萨依斑岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 法测年结果表明其年龄分别为 381±6Ma 和 376±10Ma(张招崇等,2006),表明其形成于海西期,其时代基本上与中泥盆世北塔山组地层的时代相当或略晚。

总体上,闪长玢岩一般呈脉状或小岩株状,岩体与围岩的接触界线清楚,有时候可见边部有冷凝边。岩体中没有任何的包体。斑状结构明显,斑晶为杂乱分布的角闪石,呈长柱状,长一般为 3～5mm,宽为 1

～2mm，有时角闪石呈聚斑结构，另外，还有少量的斜长石斑晶。基质细小，呈显微隐晶质，主要为板柱状的斜长石呈半定向分布，其内充填有粒状的辉石和少量的磁铁矿。在剥蚀程度较高的地区，闪长玢岩的斑状结构不太明显，岩石呈中粒结构，块状构造，角闪石的含量大约占20%左右，呈自形—半自形，而斜长石呈半自形。

石英闪长斑岩和花岗闪长斑岩呈完全的过渡关系，空间上多数呈脉状，两者之间主要为石英的含量不同。有时候斑岩体的边部常可见晶洞和冷凝边。斑状结构不明显，呈细粒结构，暗色矿物主要为黑云母和角闪石，有时候有少量的辉石，暗色矿物一般占岩石总体积的10%～20%左右，浅色矿物有斜长石、钾长石和石英，石英往往呈他形充填于斜长石和钾长石的颗粒中，斜长石可见聚片双晶，呈半自形，往往绢云母化，其含量往往达40%～60%。钾长石为正长石，没有低温微斜长石的格子状双晶，呈半自形—他形，其含量一般在10%～20%左右。

2 地球化学特征

用于地球化学分析的样品分别采自哈腊苏、卡拉先格尔、喀腊萨依、托斯巴斯陶和乔夏哈拉等5个与铜矿有关的矿区。样品均遭受了一定程度的蚀变，尤其是哈腊苏斑岩，几乎所有的岩石均遭受了不同程度的硅化、绢云母化、钾长石化。所分析的样品尽量选取一些蚀变程度较低的岩石。样品分析在国家地质实验测试中心进行，主要元素由XRF方法测定（其中Fe_2O_3和FeO由湿化学方法分析），微量元素（包括稀土元素）为ICP-MS方法测定。

2.1 主要元素特征

一些代表性斑岩岩石的主要元素分析结果见表1。由表1可以看

表2 阿尔泰山南缘斑岩的稀土元素分析结果（×10⁻⁶）

Table 2 REE analyses of porphyries of the south margin of Altai Mountains

样品号	哈腊苏										卡拉先格尔										喀腊萨依									
	XH-1	XH-2	XH-3	XH-4	XH-5	XH-6	XH-7	XH-8	XH-9	XH-10	KLX-1	KLX-2	KLX-3	KLX-4	KLX-5	KLX-6	KLX-7	KLX-8	KLX-9	KLX-10	KLS-1	KLS-2	KLS-3	KLS-4	KLS-5	KLS-6	KLS-7	KLS-8	KLS-9	KLS-10
岩性	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩
时代	上泥盆统										上泥盆统										上泥盆统									
样品号	XH-1	XH-2	XH-3	XH-4	XH-5	XH-6	XH-7	XH-8	XH-9	XH-10	KLX-1	KLX-2	KLX-3	KLX-4	KLX-5	KLX-6	KLX-7	KLX-8	KLX-9	KLX-10	KLS-1	KLS-2	KLS-3	KLS-4	KLS-5	KLS-6	KLS-7	KLS-8	KLS-9	KLS-10
岩性	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩
时代	上泥盆统										上泥盆统										上泥盆统									
样品号	XH-1	XH-2	XH-3	XH-4	XH-5	XH-6	XH-7	XH-8	XH-9	XH-10	KLX-1	KLX-2	KLX-3	KLX-4	KLX-5	KLX-6	KLX-7	KLX-8	KLX-9	KLX-10	KLS-1	KLS-2	KLS-3	KLS-4	KLS-5	KLS-6	KLS-7	KLS-8	KLS-9	KLS-10
岩性	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩	含黑云母花岗斑岩
时代	上泥盆统										上泥盆统										上泥盆统									

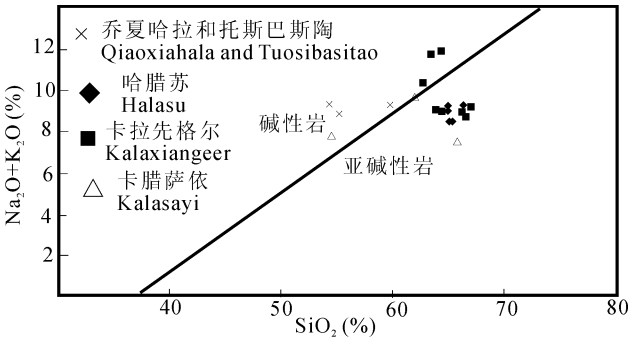

图 2 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩
的全碱—SiO_2图解
(底图据 Muschler, 1991)

Fig. 2 Total alkalis vs. SiO_2 diagram of intermediate—acid porphyries on the southern margin of the Altay Mountains (after Muschler, 1991)

出,斑岩的成分总体变化不大,其中 SiO_2 含量为 53.4%～66.2%,说明为中性—中酸性岩浆。其 Al_2O_3 的含量普遍较高,为 15.6%～19.2%,铝质指数(A/NKC)为 0.73～1.29,除哈腊苏和卡拉先格尔少数样品大于 1 外,其余样品的铝质指数均小于 1,相当于准铝花岗质岩石。如果考虑到哈腊苏和卡拉先格尔两个矿区有明显的绢云母化这个因素,那么推测其高的 A/NKC 可能是由绢云母化造成的。碱质指数(AI)为 0.56～0.92,为略富碱质,其里特曼指数为 2.5～7.6,除个别样品小于 3.3 外,其余均大于 3.3 而小于 9,显示出具有碱钙性略富碱的特点。其 Na/K 比值除了托斯巴斯陶的两个闪长玢岩样品小于 1 外,其余均大于 1。CIPW 标准矿物计算结果表明(表 1),绝大多数样品出现 Q,显示出 SiO_2 过饱和的特点,只有少量的闪长玢岩不含标准 Q,而代之出现标准 Ol,但均不出现标准 Ne 和 Lc,说明不是过碱性岩浆。另外,有部分样品出现标准刚玉分子 C,说明其 Al 饱和的性质。

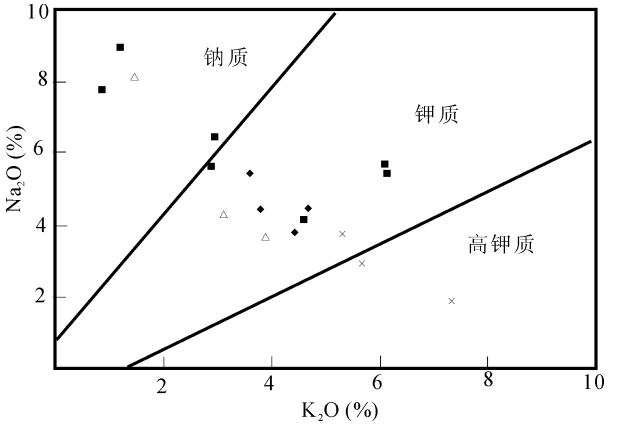

图 3 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩的 K_2O—Na_2O 图解
(底图据 Middlemost, 1972)

Fig. 3 K_2O vs. Na_2O diagram of intermediate—acid porphyries on the southern margin of the Altay Mountains(original map from Middlemost, 1972)

从图 2 可以看出,各有将近一半样品分别落在碱性和亚碱性岩区域,说明它们具有过渡的特点。为了判别这些斑岩体属于钾质岩石还是钠质岩石,在此将其投影在 K_2O—Na_2O 图(图 3)上,从中可以看出,本区的斑岩绝大多数落在钾质岩石区域,只有少数落在钠质和高钾质岩石范围内。另外,从图 3 中还可以看出,除少数样品外,其他样品的 K_2O 和 Na_2O 几乎完全呈负相关关系,这可能说明,钾长石

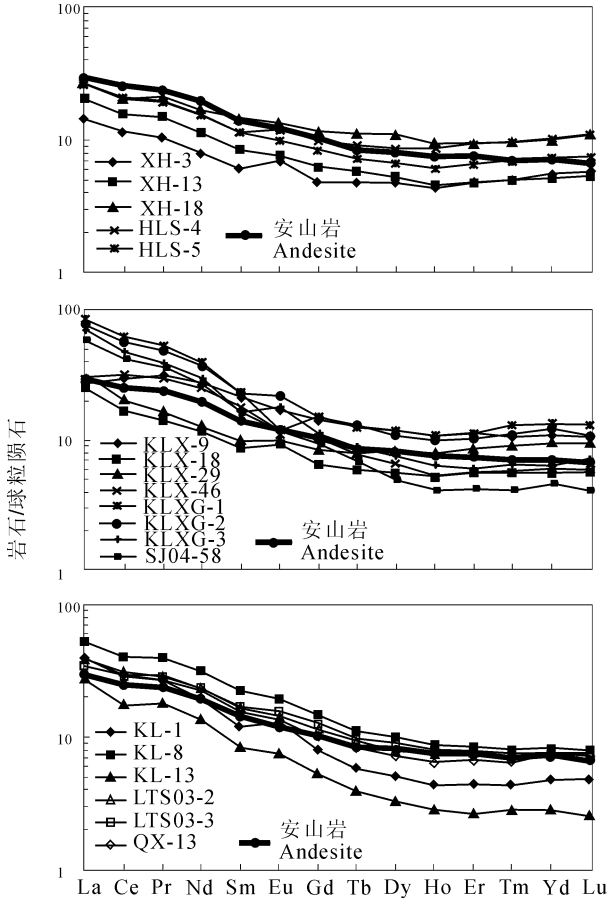

图 4 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩的稀土元素球粒陨石标准化曲线(MORB 数据据 Sun and McDoungh, 1989)。安山岩的数据据张招崇等(2005)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of intermediate—acid porphyries on the southern margin of the Altay Mountains (MORB data from Sun and McDoungh, 1989). The andesite data is from Zhang et al. (2005)

和斜长石可能呈反消长关系，即随着斜长石含量的降低，钾长石的含量增高。

以 SiO_2 作为横坐标可以反映出随着 SiO_2 的增高，各氧化物的变化关系。由图 5 可以看出，不同地区的斑岩没有明显的变化规律，但是在同一个斑岩体中则有一定的变化趋势。随着 SiO_2 含量的增高，大多数氧化物均表现为有规律的变化。总体上 MgO、CaO、FeO 随着 SiO_2 的增高而明显的降低，

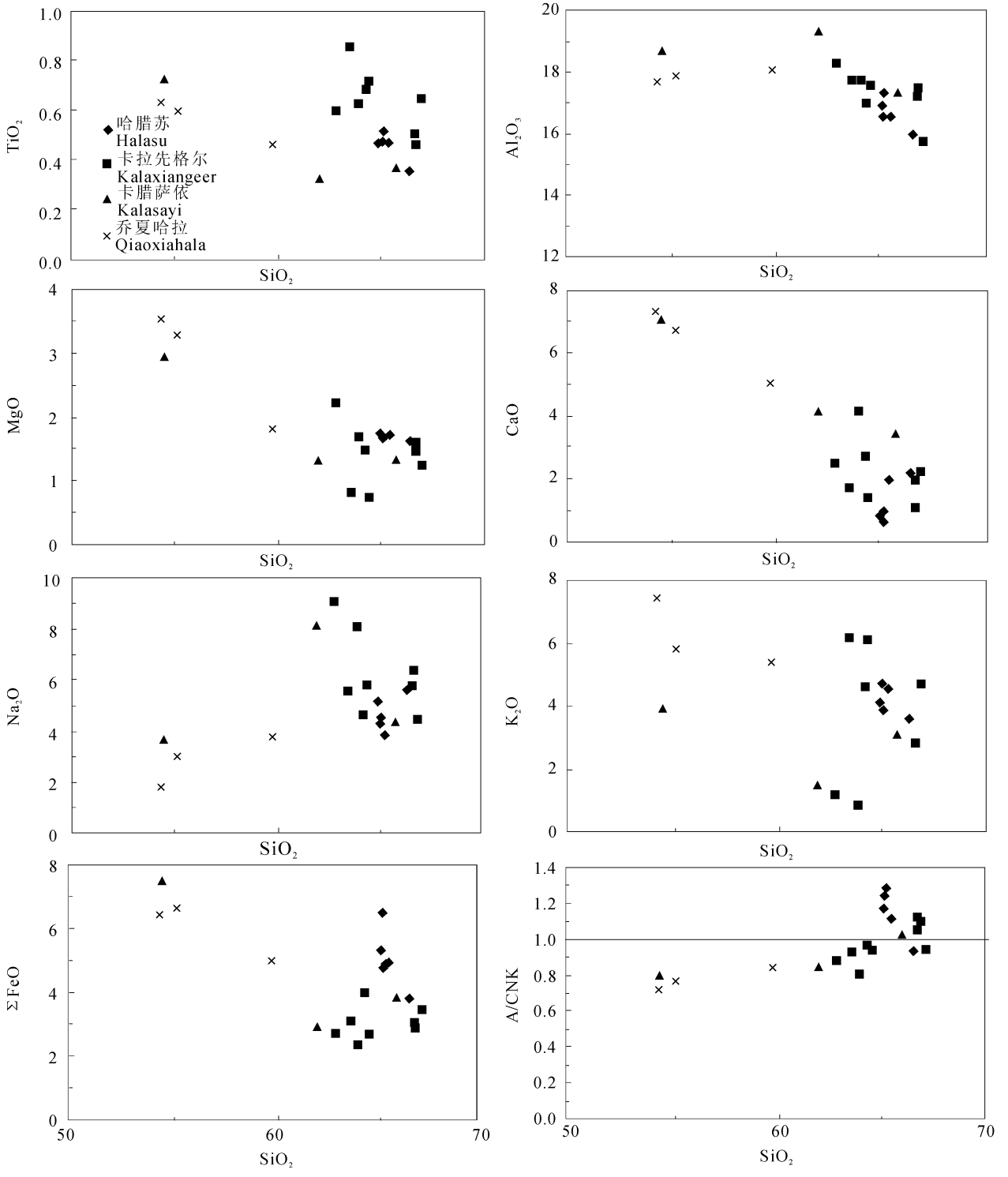

图 5 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩的 SiO_2 对其他主要元素变异图

Fig. 5 Diagram of SiO_2 versus major oxides of intermediate—acid porphyries on the southern margin of the Altay Mountains

Al_2O_3和TiO_2则呈轻微的降低,这说明单斜辉石和角闪石在分离结晶作用过程中起主导作用,另外还有少量的磁铁矿和金红石的分离结晶。Na_2O+K_2O总体上与SiO_2表现为没有明显的相关性,这可能与K_2O和Na_2O本身呈负相关有关。另外,总体上,随着SiO_2含量的增高,A/CNK值增高,但在哈腊苏斑岩内,则出现相反的趋势,所以它们高的A/CNK很可能是绢云母化蚀变的结果。

2.2　稀土元素特征

稀土元素分析结果见表2。由表2可以看出,稀土总量ΣREE变化较大,为$33\times10^{-6}\sim152\times10^{-6}$,其中哈腊苏斑岩的稀土总量相对较低,为$33\times10^{-6}\sim65\times10^{-6}$。卡拉先格尔的斑岩稀土总量最高,为$48\times10^{-6}\sim152\times10^{-6}$,托斯巴斯陶和乔夏哈拉的闪长玢岩的稀土总量中等,为$72\times10^{-6}\sim82\times10^{-6}$。反映轻、重稀土分馏程度的(La/

表3　阿尔泰山南缘中—酸性斑岩的微量元素分析结果(ppm)

Table 3 Trace element analyses of intermediate—acid porphyries on the southern margin of the Altai Mountains

产地	哈腊苏					卡拉先格尔							卡腊萨依			托斯巴斯陶		乔夏哈拉
样品号	XH-3	XH-13	XH-18	HLS-4	HLS-5	KLX-9	KLX-18	KLX-29	KLX-46	KLXG-1	KLXG-2	KLXG-3	SJ04-58	KL-1	KL-8	KL-13	LTS03-2	LTS03-3	QX-13
岩石名称	石英闪长斑岩	花岗闪长斑岩	石英闪长斑岩			花岗闪长斑岩			石英闪长斑岩	花岗闪长斑岩	石英闪长斑岩				闪长玢岩	二长闪长斑岩	闪长玢岩		
Sc	8.65	7.58	8.38	8.07	6.82	11.3	7.85	7.27	9.22	8.97	9.09	8.95	6.80	4.84	13.40	3.85	18.10	19.80	8.02
Cr	9.65	24.1	12.7	19	9.45	8.2	4.91	5.25	6.28	7.49	2.12	2.06	6.33	9.92	6.72	9.03	8.81	12.80	10.50
Co	13.9	9.27	35.1	12.8	3.34	18.9	20.5	10.0	8.29	8.06	2.35	2.04	10.35	9.04	9.84	4.66	20.10	32.60	9.01
Ni	6.77	10.4	16.8	6.51	6.65	32.1	8	8.73	5.67	9.72	1.58	1.39	10.22	5.32	5.53	5.39	4.45	8.44	4.81
Cu	745	505	3017	1807	214	1184	3538	4600	376	9.7	10.2	8.7	227.33	273.0	170.0	63.4	111.0	55.7	15.9
Zn	28.5	25.9	55	21.7	21.9	17.4	41.7	44.6	31.6	52.7	82.0	58.6	56.93	13.4	34.9	16.4	60.6	55.0	19.6
Ga				19.6	19	17.7	21	16.5	18.2	18.5	18.7	18.3	18.17	18.0	20.1	13.6	17.6	18.0	19.3
Rb	112	64.5	134	137	139	21.4	56.8	39.5	23.1	109.8	69.7	78.3	84.15	77.0	86.3	23.9	50.7	68.1	65.8
Sr	394	360	365	350	325	201	237	145	451	419.9	279.3	273.6	992.51	807.0	790.0	605.0	453.0	792.0	740.0
Y	10.4	11.8	24	20.7	15.2	22.5	12.6	16.55	24	24.30	21.67	13.65	9.45	10.5	19.7	7.0	17.3	17.9	15.9
Zr	124	83	130	126	117	110	117	117	133	295	381	188	149.74	104	105	102	82	77	92
Nb	5.35	3.97	4.68	3.32	3.18	3.53	2.96	3.28	5.24	19.17	18.20	13.92	11.08	5.32	5.66	6.19	3.24	3.22	4.13
Mo				6.53	1.38					1.53	1.70	1.24	1.46	0.95	0.92	0.45	2.56	0.55	0.39
Ba	562	553	540	526	488	200	800	734	79	555	870	859	787.81	595	417	245	1161	2062	1031
Hf	3.32	2.31	3.64	3.76	3.57	3.03	3.45	3.24	3.74	8.00	7.72	3.98	3.99	2.82	2.86	2.64	2.22	2.20	2.37
Ta	0.7	0.49	0.53	0.37	0.32	0.3	0.41	0.32	0.5	1.28	0.77	0.65	1.04	0.49	0.49	0.54	0.32	0.30	0.50
Pb	5.8	2.86	6.06	6.46	4.56	5.42	8.44	5.56	10.3	12.57	14.51	13.93	10.89	2.35	3.94	2.44	6.93	6.07	3.34
Bi										0.066	0.045	0.052	0.12						
Th	1.37	2.03	3.24	3.24	2.64	2.11	3.7	3.09	3.3	11.61	2.36	2.74	10.98	2.11	2.95	1.55	2.09	2.07	2.09
U	0.49	0.45	0.64	3.24	0.54	0.85	1.99	2.36	0.58	2.52	0.93	1.10	3.23	0.62	0.75	0.46	0.84	0.88	0.55
V	104	95	86.9	129	102	106	101	75.7	86.9					74.4	175	48.50	180.00	196.00	94.80
Rb/Sr	0.28	0.18	0.37	0.39	0.43	0.11	0.24	0.27	0.05	0.26	0.25	0.29	0.08	0.10	0.11	0.04	0.11	0.09	0.09
Nb/Ta	7.64	8.10	8.83	8.97	9.94	11.77	7.22	10.25	10.48	14.06	17.13	21.45	11.52	10.86	11.55	11.46	10.13	10.73	8.26

$Yb)_N$ 为 2.5～11.2，显示出轻稀土富集的特点。其中哈腊苏斑岩的$(La/Yb)_N$较低，为 2.6～3.8，总体变化不大。卡拉先格尔斑岩的$(La/Yb)_N$也最高，为 2.5～11.2，反映出比值变化大的特征。同样托斯巴斯陶和乔夏哈拉闪长斑岩的$(La/Yb)_N$也中等，为 4～5.2。所有斑岩的 Eu 的异常不明显，其 δEu 为 0.63～1.3，总体上除少数样品外，绝大多数样品的 δEu 在 1 左右。存在 Eu 负异常的样品均为卡拉先格尔的斑岩，其他所有斑岩均不存在 Eu 的负异常。这说明卡拉先格尔斑岩尽管其主要元素的含量变化不大（见表 1），但是其稀土总量和轻、重稀土比值以及 Eu 的负异常均说明，其存在明显的分异作用或其它地质过程。从稀土元素球粒陨石标准化图解（图 4）上可以看出，不论是来自哪个地区的斑岩，均显示出轻稀土富集的特征，呈现出右倾的曲线，并且总体上多数是轻稀土比较陡倾，而重稀土比较平缓甚至是从 Ho 开始出现略富集的现象。相对而言，哈腊苏斑岩比较平缓一些，而其他地区的斑岩稀土曲线比较陡。卡拉先格尔的斑岩的稀土曲线显示出既存在正的 Eu 异常，也存在负的 Eu 异常。负 Eu 异常的存在反映了斜长石的分离结晶作用。但是均与北塔山组的安山岩的稀土配分模式有一定的差别，后者具有轻稀土较强富集的特征（图 4）。

2.3 微量元素特征

斑岩体的微量元素分析结果见表 3。相容元素 V、Co、Ni、Cr、不相容元素 Sr 和 Rb 含量中等，分别为 201×10^{-6}～877×10^{-6}和 21×10^{-6}～137×10^{-6}，大部分样品的 Sr 大于 300×10^{-6}。不相容元素 Rb 和 Sr 是一对相分离元素，其比值可以指示出岩石的演化程度及来源，本区斑岩的 Rb/Sr 比值比较低，0.05～0.29，其中喀腊萨依、托斯巴斯陶和乔夏哈拉的 Rb/Sr 比值较低，<0.11，说明 Sr 的含量较高，而 Rb 的含量相对较低，表明其演化程度相对较低，这是与这两个地区基性程度相对较高有关。其 Co/Ni 比值为 0.5～4.5，大部分在 1.5～2 左右。其 Nb/Ta 比值相对较低，为 7.2～21.5，大多数在 15 以下，说明岩浆不是来自沉积地层或蚀变的硅质洋壳，因为它们具有高的 Nb/Ta 比值（一般在 17 以上，Ben Othman et al.，1989）。

从微量元素标准化图解（图 6）可以看出，所有不同地区采集的斑岩的 MORB 标准化图解具有相似性，均表现为大离子亲石元素的明显富集，展示出大的“隆起”，而高场强元素则相对于 MORB 明显的亏损，并且呈锯齿状分布，与岛弧玄武岩的微量元素 MORB 标准化曲线存在明显的区别，后者的高场强

表 4 阿尔泰山南缘中酸性斑岩 Sr—Nd—O 同位素成分

Table 4 Sr, Nd and O isotopic compositions of intermediate－acid porphyries of the south margin of the Altay Mountains

样号	Rb	Sr	$\frac{n(^{87}Rb)}{n(^{86}Sr)}$	$\frac{n(^{87}Sr)}{n(^{86}Sr)}$	$\left[\frac{n(^{87}Sr)}{n(^{86}Sr)}\right]_t$	$\delta^{18}O$(V—SMOW, ‰)
	($\times10^{-6}$)					
XH-3	115.94	447.2	0.750	0.707961	0.703989	8.6
XH-13	73.25	416.1	0.509	0.706800	0.704104	7.9
XH-18	127.96	377.5	0.981	0.709028	0.703833	8.1
Kls18	122.16	538.77	0.6557	0.7057	0.7022274	
Kls20	113.00	271.88	1.2028	0.7102	0.703830	
Kls22	66.55	361.19	0.5330	0.7072	0.7043772	
Kls35	84.16	352.09	0.6916	0.7080	0.7043373	
XJ20-6	18.97	154.0	0.3564	0.705467	0.703555	
XJ21-20	2.129	123.8	0.0497	0.704437	0.704170	
XJ21-22	1.321	51.47	0.0743	0.704586	0.704187	
XJ22-8	4.781	740.5	0.0187	0.704060	0.703960	
XJ22-10	17.34	225.5	0.2225	0.705273	0.704079	
XJ22-12	13.23	304.2	0.1257	0.705001	0.704326	
XJ23-14	11.55	210.9	0.1584	0.704602	0.703752	
XJ23-17	1.883	54.92	0.0992	0.703809	0.703277	
XJ23-17-1	13.85	182.0	0.2201	0.705124	0.703943	

	Sm	Nd	$\frac{n(^{147}Sm)}{n(^{144}Nd)}$	$\frac{n(^{143}Nd)}{n(^{144}Nd)}$	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$
	($\times10^{-6}$)					
XH-3	1.30	5.73	0.1378	0.512920	5.5	8.4
XH-13	1.76	8.15	0.1306	0.512844	4.0	7.3
XH-18	2.95	11.80	0.1512	0.512957	6.2	8.5
Kls18	2.9557	14.3906	0.1242	0.5128	3.2	6.7
Kls20	1.989	8.2268	0.1462	0.5129	5.1	7.6
Kls22	2.1076	8.0099	0.1591	0.5129	5.1	6.9
Kls35	2.3287	9.9770	0.1411	0.5129	5.1	7.8
XJ20-6	1.498	5.511	0.1643	0.512920	5.50	7.10
XJ21-20	1.648	5.233	0.1903	0.512976	6.59	6.91
XJ21-22	1.847	6.454	0.1730	0.512930	5.70	6.86
XJ22-8	2.976	13.16	0.1367	0.512839	3.92	6.89
XJ22-10	1.439	4.594	0.1894	0.512995	6.96	7.32
XJ22-12	1.514	5.072	0.1804	0.512943	5.95	6.75
XJ23-14	1.811	6.257	0.1750	0.512942	5.93	7.01
XJ23-17	0.7892	1.982	0.2407	0.513078	8.58	6.43
XJ23-17-1	1.733	6.646	0.1577	0.512888	4.88	6.81

注：Sr 和 Nd 同位素在中国科学院地质与地球物理研究所完成；氧同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所完成；计算所用的年龄采用 380Ma。$\lambda(Sr)=1.39\times10^{-11}$，$\lambda(Nd)=6.54\times10^{-12}$。Kls 据万博和张连昌（2006）。XJ 为玄武岩（Zhang et al.，2008）。

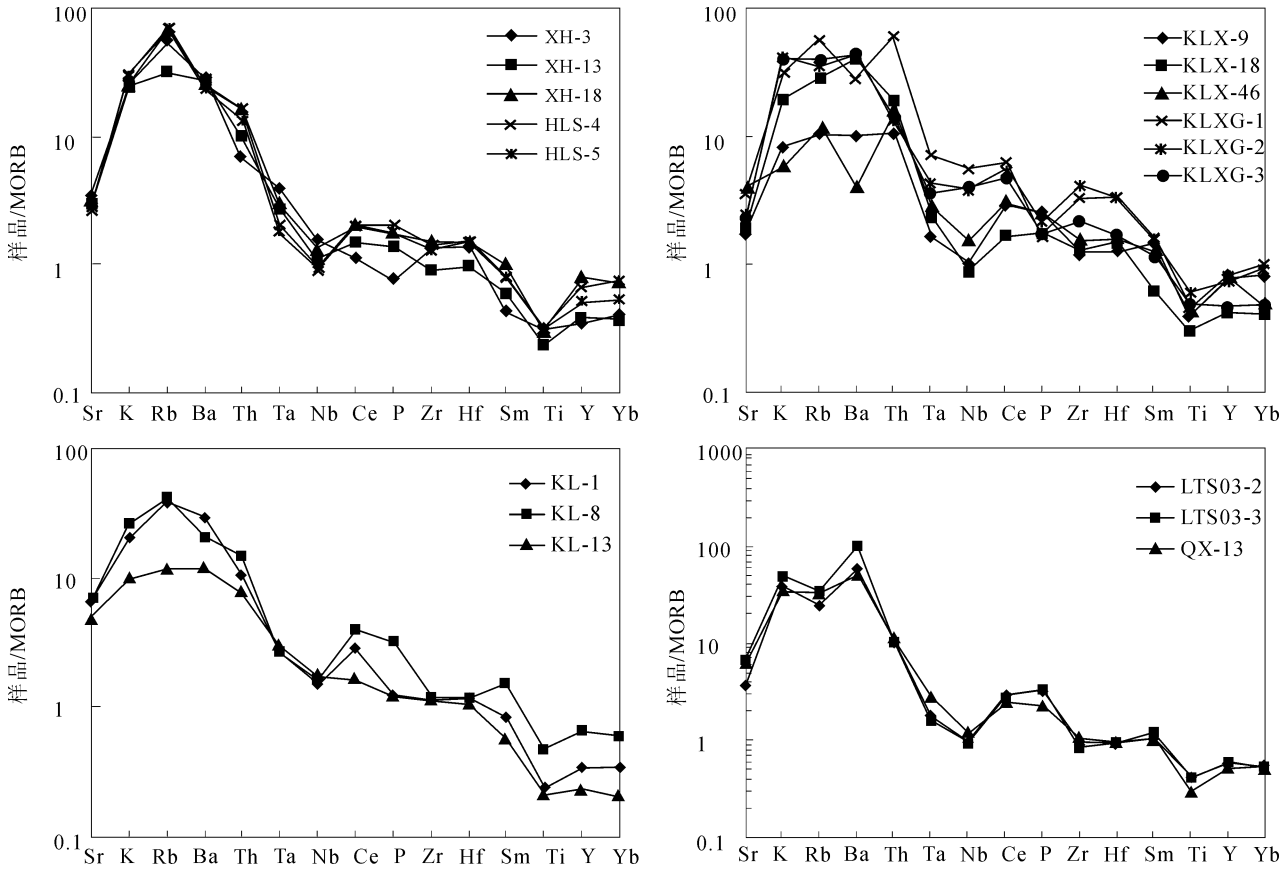

图 6 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩微量元素 MORB 标准化曲线(MORB 数据据 Sun and McDoungh, 1989)

Fig. 6 MORB-normalized REE patterns of intermediate—acid porphyries on the south margin of the Altay Mountains (MORB data from Sun and McDoungh, 1989)

元素基本上与 MORB 相当,并被认为是来自于 MORB 型的亏损地幔部分熔融的结果。所以其锯齿状的高场强元素配分型式说明其不是来自于 MORB 型的亏损地幔。由于本区斑岩的 Nb/Ta 比值低,所以其也不是沉积物熔融的结果,而更有可能是大洋玄武岩熔融的结果(Hensen et al., 2002)。另外,所有的斑岩在 MORB 标准化曲线均存在明显的 Nb 和 Ta 的负异常和 Ti 的负异常,暗示着源区有金红石、榍石等矿物的残留,因为这些矿物是强烈富集 Nb、Ta 和 Ti 的(Green and Pearson, 1986)。除了卡拉先格尔斑岩外,其余斑岩均具有轻微的 Zr 负异常,说明源区有锆石的残留。卡拉先格尔的斑岩存在 P 的负异常,说明源区有磷灰石的残留,因此卡拉先格尔斑岩是源区低程度熔融的结果,这和其具有高的稀土总量和高的 $(La/Yb)_N$ 比值是一致的。

2.4　同位素特征

哈腊苏和卡拉先格尔斑岩的 Sr、Nd、O 同位素成分见表 4。由表 4 可以看出,哈腊苏和卡拉先格尔斑岩的 Sr—Nd 同位素成分十分相似。哈腊苏斑岩的 $[n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)]_t$(用于年龄校正的时间 t 取 380Ma)变化范围为 0.70383～0.70410,$\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 +7.3～+8.5,接近于 MORB 值;卡拉先格尔斑岩则分别为 0.7022～0.7044,$\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 6.7～8.4。后者比前者的同位素组成要略宽一些。但总体上这两个地区斑岩的 Sr、Nd 同位素组成均接近于中泥盆世北塔山组玄武岩和苦橄岩,后者的 $[n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)]_t$ 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 分别为 0.7033～0.7042 和 6.4～7.3(Zhang et al., 2008)。另外,哈腊苏斑岩的氧同位素值($\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$)为 7.9‰～8.6 ‰,在 6‰～10‰之间,明显要比地幔岩浆的 $\delta^{18}O$(<6‰)高,暗示岩浆起源于地幔并在上升过程中混染了地壳物质或者起源于下地壳,而不是起源于上地壳的沉积岩。

3　讨论

有关本区斑岩形成的构造环境问题杨文平等

(2004)、张招崇等(2006)、万博和张连昌(2006)已作过论述,在此不再重复,只讨论其岩石的形成机制。

对于岛弧环境内的中—酸性岩石的形成机制归纳起来主要有:基性岩浆的分离结晶作用(Perfit et al. 1980; Chivaset al. 1982);地壳物质的熔融(Arakawa and Takahashi 1989);基性岩浆同化混染了大量的地壳物质(Hall, 1996;DePaolo, 1981)。

本区的中—酸性斑岩在空间上和中泥盆统北塔山组火山岩,尤其是玄武岩密切共生,这样看来,它们完全有可能是由基性岩浆通过分离结晶作用形成的。但是,其氧同位素值($\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$)为 7.9 ‰～8.6 ‰,则已经超出了地幔的范围(<6‰),如果基性岩浆分离结晶作用形成的岩浆的氧同位素值应该<6‰。为了进一步证实这一推测,我们对主要元素和微量元素均进行了通过质量平衡计算(反演计算),结果表明无论是主要元素还是微量元素,不管发生了何种矿物的分离结晶,其结果表明方差的和太大,所以从这方面考虑,斑岩从基性岩浆分离结晶形成的可能性不大。这一点也可以从安山岩和斑岩的稀土曲线不一致得到进一步证实(图 4)。此外,从 SiO_2 对主要氧化物图解(图 5)来看,不同地区的斑岩没有明显的变化规律。暗示着它们不是由同一母岩浆演化而成,这一点也由这些斑岩不同的稀土配分曲线特征得到进一步证实。但是在同一地区,斑岩的主要元素之间有一定的变化规律,尤其是卡拉先格尔表现得最为清楚,说明其可能发生了分离结晶作用。Sr—Ba 图解(图 7a)表明,卡拉先格尔斑岩也没有变化规律,说明没有发生斜长石的分离结晶作用,因为斜长石的分离结晶会导致 Sr 的降低和 Ba 的升高,这一点与其稀土曲线不存在 Eu 的负异常一致。Zr 和 TiO_2 的相关性(图 7b)说明发生了锆石、榍石等副矿物的分离结晶作用。总之,不同地区的斑岩不能用分离结晶作用的机制来解释。这样,一种更有可能的机制是地壳的部分熔融。

大量的实验研究表明,源岩为泥质岩石的熔融,不论水是否饱和,其形成的花岗质岩浆 Al 总是过饱和的,A/CNK > 1.1(如 Beard and Lofgren, 1991; Rapp et al., 1991; Wolf and Wyllie, 1994; Sen and Dunn, 1994; Rapp, 1995; Rapp and Watson, 1995; Winther, 1996; Skjerlie and Johnston, 1996; Montel and Vielzeuf, 1997; Stevens et al., 1997)。但是本区的斑岩的 A/CNK 大多数小于 1,所以不可能是由泥质岩石熔融形成。同样绿岩和角闪岩在水饱和的条件下熔融形成的岩浆也是过铝的(Beard and Lofgren, 1991)。但是角闪岩在水不饱和的条件下,随着水压的降低,熔融形成的岩浆的 A/CNK 逐渐从>1 变为<1,同时 Al 的含量随着熔融压力的增加而增加,因为其中的斜长石的 *An* 组分在高压下变得不稳定(基性斜长石比酸性斜长石的 Al 高)。由此看来,本区斑岩的源岩为角闪石质岩石的可能性较大,即相当于基性的岩石。另外,实验研究还表明,在压力≥1.5 GPa 时,其形成的岩浆的 Na_2O 为 4.5%～6.5%。除了托斯巴斯陶和乔夏哈拉斑岩基性程度相对较高,Na_2O 的含量较低外,其它 3 个地区的斑岩的 Na_2O 含量基本上在此范围内。尽管岩浆演化也会改变 Na_2O 的含量,但由于分异作用总体较弱,因此斑岩的成分大致可以反映原始岩浆的成分。所以根据前人的实验成果推测,本区斑岩的形成压力>1.5GPa

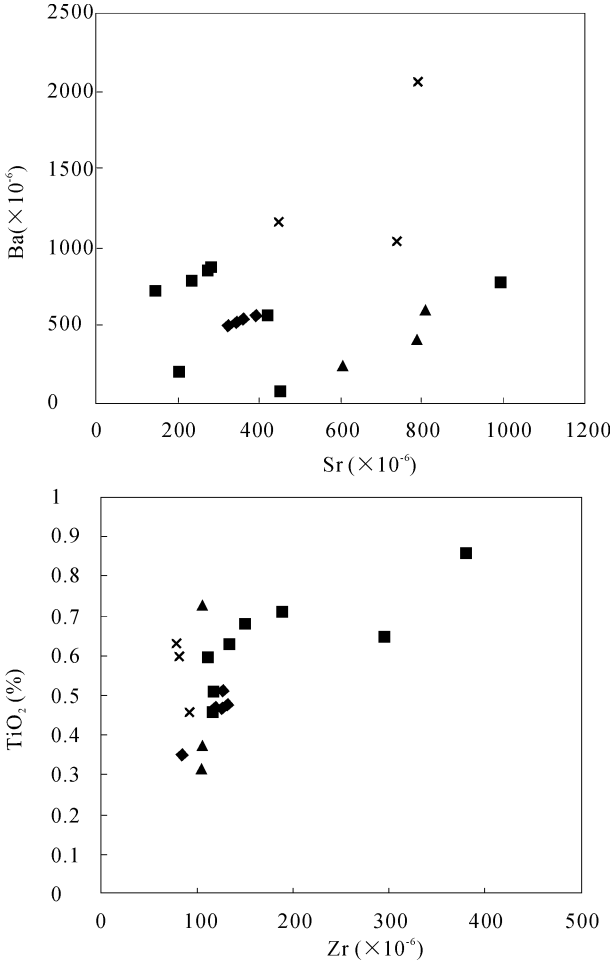

图 7 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩的 Sr—Ba(a)和 Zr—TiO_2(b)图解

Fig. 7 Sr—Ba (a) and Zr—TiO_2 (b) diagrams of intermediate—acid porphyries on the south margin of the Altay Mountains

(约深 50km)。这种压力条件表明已是下地壳。

万博和张连昌(2006)以及杨文平等(2004)均认为,本区的斑岩属于"埃达克岩",但是由图 8 可以看出,基本上落在正常的岛弧范围内,只有少数几个点落在"埃达克岩"范围内,显示出低的$(La/Yb)_N$(<10)和高的 Yb(>1.8×10^{-6})。另外,对于"埃达克岩"而言,其 FeOt+MgO+TiO_2约为 7%,Ni 约为 24×10^{-6} (Defant and Drummond, 1990; Drummond and Defant, 1990; Martin, 1999)。但本区的斑岩大多数在此值以下,说明不具"埃达克岩"的特征。因此本区的斑岩不是由俯冲的板片脱水熔融形成的。

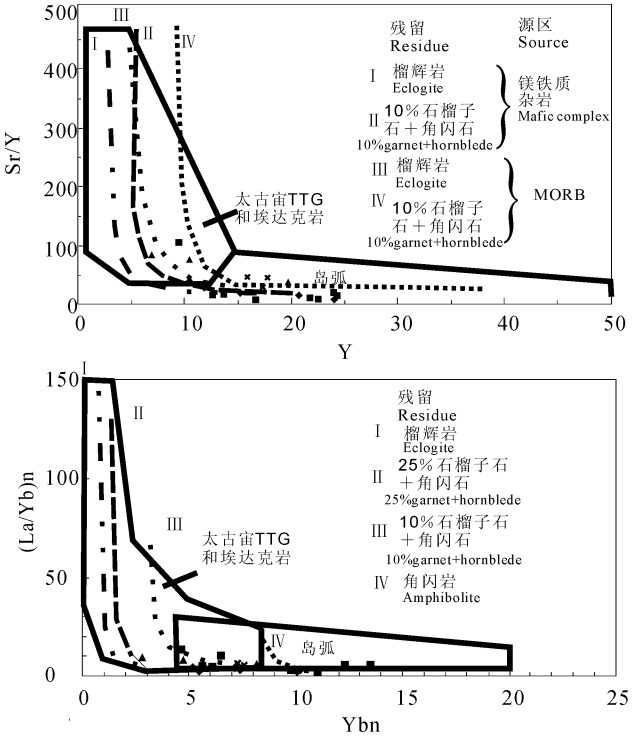

图 8 阿尔泰山南缘中—酸性斑岩 Sr/Y—Y 和$(La/Yb)_N$—Yb_N 图解(底图据 Drummond and Defant, 1990; Martin, 1986)

Fig. 8 Sr—Y and $(La/Yb)_N$ - Yb_N diagram of intermediate—acid porphyries on the south margin of the Altay Mountains (after Drummond and Defant, 1990; Martin, 1986)

为了验证源区的特征,在此我们利用稀土进行模拟,模拟采用 4 种不同的源区,即类似于含石榴子石的基性岩石和含副矿物的基性岩石:30%Opx+23%Cpx+7%Am+39%Pl+1%Gt;12%Opx+41%Cpx+21%Am+23%Pl+3%Gt;10%Opx+40%Cpx+10%Am+40%Pl;6.5%Opx+23%Cpx+55%Am+15%Pl+2%Il+1.5%Ap。同时分别采用 20%和 30%的熔融程度,模拟结果见图 9。

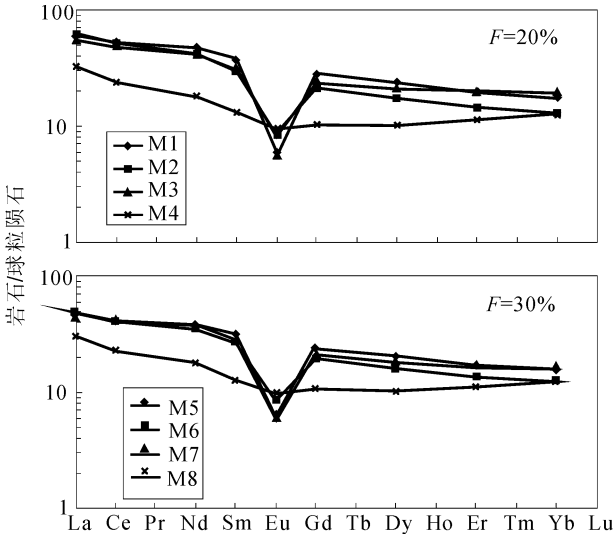

图 9 不同成分基性岩石熔融形成的岩浆稀土配分曲线

Fig. 9 Chondrite-normalized REE patterns of 20% and 30% melting of basic rocks with different mineral components

源岩的稀土成分以平均的玄武岩成分为代表,分配系数据 Arth (1976), Fujimaki et al. (1984), Irvine and Frey (1978), Fujimaki (1986), Nash and Crecraft (1985)

Distribution coefficients used in modeling are from Arth (1976), Fujimaki et al. (1984), Irvine and Frey (1978), Fujimaki (1986), Nash and Crecraft (1985)

M1=M5:30%Opx+23%Cpx+7%Am+39%Pl+1%Gt;

M2=M6:12%Opx+41%Cpx+21%Am+23%Pl+3%Gt;

M3=M7:10%Opx+40%Cpx+10%Am+40%Pl;

M4= M8:6.5%Opx+23%Cpx+55%Am+15%Pl+2%Il+1.5%Ap

从模拟结果来看,只要源区有大量的斜长石存在,稀土配分曲线就出现明显的负 Eu 异常,但是本区的斑岩一般没有出现负 Eu 异常,所以源区中不应有大量的斜长石存在。在有大量角闪石存在的情况下,稀土曲线出现了重稀土略高于中稀土的现象,而当石榴子石存在的情况下,重稀土则明显地亏损。当源区有少量副矿物存在时,稀土总量明显降低,这是由于这些副矿物具有富集稀土的缘故。但是不同的熔融程度对稀土配分曲线的影响不大,总体是熔融程度高,稀土总量降低。因此对比不同地区的稀土曲线,可以发现,哈腊苏斑岩可能是源区存在大量的角闪石(相当于 M4 的曲线),而其它地区则可能有少量石榴子石。不同地区稀土曲线的差异主要是源区不同造成的。

通过以上分析，本区斑岩是由下地壳压力条件下源岩为基性岩石的角闪岩相熔融形成的。考虑到北塔山组玄武岩的 Sr 和 Nd 同位素组成与本区斑岩具有相似性，前者的$[n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)]_t=0.7033\sim0.7042$，$\varepsilon_{Nd}(t)=6.4\sim7.3$(Zhang et al.，2008)，后者分别为 0.7022～ 0.7044，6.7～8.5，由此推测两者具有成因联系。加之斑岩的氧同位素组成(＞6‰)，指示其形成于地壳环境，所以这种源区为基性的下地壳可能是由岛弧岩浆底侵作用形成的，底侵的岩浆则是和玄武岩一样是由被俯冲板片释放出的流体改造过的亏损软流圈地幔的部分熔融形成的(Zhang et al.，2008)。由于形成的原始岩浆密度较高，不能直接到达地表，于是就在地壳形成岩浆房发生分离结晶作用，演化的岩浆由于密度较低而喷出地表，岩浆房内的分离结晶产物堆积在地壳，并在地壳发生变质作用形成角闪岩相，当角闪岩在热的作用下在无水条件时发生熔融形成了本区的斑岩岩浆，由于本身成分的差别(最主要的是石榴子石和角闪石的比例不同)，形成的岩浆成分也有差别，此推测的过程可以解释本区泥盆纪斑岩的所有地球化学特征，包括实验岩石学结果，如要求源区是无水的(Beard and Lofgren，1991)。

4 结论

阿尔泰山南缘不同地区的斑岩岩石类型从中性到中—酸性均有，其地球化学特征既有相似性也有差别，总体上具有准铝质，轻微富集轻稀土、无负 Eu 异常以及负的 Nb、Ta 异常为特征，但在主要元素变异图上呈无规律的变化，无法用分离结晶作用的模式来解释，这种差异性是由源区的不同造成的。模拟结果表明斑岩源区为基性的角闪石质下地壳(斜长石含量较低)，其中含有少量的石榴子石是导致不同地区斑岩地球化学成分差别的主要原因。基性的下地壳可能是由岛弧岩浆底侵作用形成的。

参 考 文 献 / References

戴自希，1996. 铜矿. 见：中国地质矿床信息研究院编著，国外矿床资源. 背景：地震出版社，127～134.

芮宗瑶，张立生，陈振宇，王龙生，刘玉林和王义天. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨. 岩石学报，20(2)：229～238

万博，张连昌. 2000. 新疆阿尔泰东南缘卡拉先格尔铜矿带含矿斑岩地球化学及其成矿意义. 中国地质，33(3)：618～625.

杨文平，张招崇，周刚，闫升好，陈柏林，何立新. 2005. 阿尔泰铜矿带南缘希勒克特哈腊苏斑岩铜矿的发现及其意义. 中国地质，32：107～114.

张招崇，闫升好，陈柏林，周刚，何永康，柴凤梅，何立新. 2005. 阿尔泰造山带南缘中泥盆世苦橄岩及其大地构造和岩石学意义. 地球科学，30(3)：289～297.

张招崇，闫升好，陈柏林，周刚，贺永康，柴凤梅，何立新，万渝生. 2006. 新疆东准噶尔北部俯冲花岗岩的 SHRIMP U-Pb 锆石定年. 科学通报，51：1565～1574.

周刚，张招崇，谷高中，杨文平，何斌，张小林，罗世宾，王祥，贺永康. 2006. 新疆东准噶尔北部青格里河下游花岗岩类的时代及地质意义. 现代地质，20(1)：141～150.

Arakawa Y，Takahashi Y. 1989. Strontium isotopic and chemical variations of the granitic rocks in the Tsukuba district，Japan. Contrib. Mineral. Petrol.，101：46～56.

Arribas A J，Hedenquist J W，Itaya T. 1995. Contemporanceous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu—Au deposits over 300 ka in northern Luzon，Philippines. Geology，23：337～340.

Arth J G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes —— a summary of theoretical models and their applications. J. Res. US Geol. Surv.，4：41～47.

Beard J S，Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1，3，and 6.9 kb. J. Petrol.，32：365～401.

Ben Othman D，White W M and Patchett，J. 1989. The geochemistry of marine sediments，island arc magma genesis，and crust—mantle recycling. Earth Planet. Sci. Lett.，94：1～21.

Chivas AR，Andrew AS，Sinha AK，O'Neil JR. 1982. Geochemistry of a Pliocene—Pleistocene oceanic-arc plutonic complex，Guadalcanal. Nature，300：139～143

Clark G H. 1990. Panaguna copper—gold deposit. In Hughes F E.(ed.)：Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. Australian：Australian Institute of Mining and Metallurgy，14：1807～1816.

Defant M J，Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature，347：662 - 665.

DePaolo DJ. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges，California. J. Geophys. Res.，86(B11)：10470～10488

Drummond M S，Defant M J. 1990. A model for trondhjemitetonalite—dacite genesis and crustal growth via slab melting：Archean to modern comparisons. J. Geophys. Res.，95：21503～21521.

Fujimaki H，Tatsumoto M，Aoki K. 1984. Partition coefficients of Hf，Zr and REE between phenocrysts and groundmass. In：Proc14th Lunar and Planetary Science Conf.，part 2. Supp. l. J. Geophys. Res.，89：B662～B672.

Fujimaki H. 1986. Partition coefficients of Hf，Zr and REE between zircon，apatite and liquid. Contrib. Mineral. Petrol.，94：42～45.

Green T H，Pearson N J. 1986. Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. Chemical Geology，55：105～119.

Hall A. 1996. Igneous petrology. London：Longman House.

Hensen J，Skjerlie K P，Pedersen R B，De La Rosa J. 2002. Crustal melting in the lower parts of island arcs：an example from the Bremanger Granitoid Complex，west Norwegian Caledonides. Contrib. Mineral. Petrol.，143：316～335.

Irving A J, Frey F A. 1978. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 771～787.

MacDonald G D, Amold L C. 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous comp lex, Irian, Jaya, Indonesia. Journal of Geochemical Exploration, 50: 143 ～178.

Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids. Lithos, 46: 411～429.

Martin H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology, 14: 753～756.

Meldrum S J, Aquino R S, Gonzales R I. 1994. The Batu Hijau porphyry copper—gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia. Journal of Geochemical Exp loration, 50: 203～220.

Middlemost E A K. 1972. A simple classification of volcanic rocks. Bulletin of Volcano, 36: 382～397.

Middlemost E A K. 1984. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev. , 37:215～224.

Montel J M, Vielzeuf D. 1997. Partial melting of metagreywackes, part II. Compositions of minerals and melts. Contrib. Mineral. Petrol. , 128: 176～196.

Muschler F E. 1991. The precious metal deposits associated with alkaline rocks——a spatial and temporal process in cordillera. Mining Engineering, 3: 304～309.

Nash W P, Crecraft H R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 2309～2322.

Perfit M R, Brueckner H, Lawrence J R, Kay R W. 1980. Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calcalkaline suite. Contrib. Mineral. Petrol. , 73: 69～87

Rapp R P. 1995. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. J. Geophys. Res. , 100: 15601～15610.

Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Res. , 51: 1～25.

Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 - 32 kbar: Implications for continental growth and crustmantle recycling. J. Petrol. , 36: 891～931.

Rush P M, Seegers H J. 1990. Ok Tedi copper2gold deposits. In Hughes F E (ed.): Geology of theMineralDeposits ofAustralia and Papua New Guinea. Australian: Australian Institute ofMining and Metallurgy, 14: 1747～1754.

Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: Implications for the origin of adakites. Contrib. Mineral. Petrol. , 117: 394～409.

Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry copper deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. In: Hagemann S G and Brown P E (eds.). Gold in 2000. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, 13: 315～345.

Skjerlie K P. 1992. Petrogenesis and significance of late Caledonian granitoid magmatism in western Norway. Contrib. Mineral Petrol. , 110: 473～487.

Stevens G, Clemens J D, Droop G T R. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. Contrib. Mineral. Petrol. , 128:352～370.

Streckeisen A . 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev. , 12:1～33.

Sun S. S. McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313～345.

Winther K T. 1996. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. Chem Geol. , 127: 43～59.

Wolf M B, Wyllie P J. 1994. Dehydration-melting of amphibole at 10 kbar: The effects of temperature and time. Contrib. Mineral. Petrol. , 115: 369～383.

Zhang Z C, Mao J W, Cai J H, Zhou G, Yan S H, Kusky T. 2008. Geochemical constraints on the petrogenesis of picrites and associated lavas of Devonian island arc in the North Junggar terrane, Xinjiang (NW China) and arc mantle sources. Lithos, 102 doi:10.1016/j.lithos.2008.05.013,105: 379～395.

Zhang Z C, Yan S H, Chen B L, Zhou G, He Y K, Chai F M, He L X, Wan Y S. 2006. SHRIMP zircon U-Pb dating for subduction-related granitic rocks in the northern part of east Junggar, Xinjiang. Chinese Science Bulletin, 51(8): 952～962.

Geochemistry of the Intermediate—Acid Porphyries on Southern Margin of the Altay Mountains and Its Implications for Petrogenesis

FENG Jing, ZHANG Zhaochong

State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract: The Subduction-related porphyries on the southern margin of the Altay Mountains intruded in the Middle Devonian volcanic rocks of the Beitashan Formation. The main rock types include dioritic porphyry, quartz dioritic porphyry, granodioritic porphyry, and quartz monzonitic porphyry, etc. Representative porphyries from five copper deposits, i.e., Halasu, Kalaxiangeer, Kalasayi, Tuosibasitao and Qiaoxiahala, are chosen for geochemical analyses. Their geochemical data from the five deposits display somewhat similarity, and also somewhat difference. The SiO_2 contents range from 53.4% to 66.2%, and A/CNK from 0.98 to 1.27, but most lower than 1. The trace element compositions are

characterized by the enrichment of light rare earth elements (LREE) relative to high rare earth elements (HREE), and absence of Eu anomalies, MORB normalized inconpatible element patterns exibit significantly negative Nb and Ta anomalies. However, the Harker diagram and chondrite-normalized REE patterns for these porphyries show that no regular variations can be recognized, which suggests that they were not derived from a common parental magma. The Sr and Nd isotopic compositions of the porphyries are close to those of the associated basalts (Beitashan Fm.), implying their genetic relation. Based on experimental petrology and REE modeling, it can be inferred that, they might be generated by partial melting of underplating basic rocks during arc evolution. The source regions are believed to be dehydrated amphibolite facies of lower crust, but minor garnet might be involved. The distinguished geochemical compositions of the porphyries from five copper deposits can be attributed to various ratios of garnet and amphibole in the source regions.

Key words: island arc; porphyry; geochemistry; source region; southern margin of the Altay Mountains

全国喀斯特石林地质地貌研究成果报告会在长沙召开

2008 年 11 月 22～23 日在湖南长沙召开了全国喀斯特石林地质地貌研究成果报告会。会议由中国地质科学院地质公园研究中心和湖南省国土资源厅联合主办，湖南省国土资源厅地质环境处、湖南省地质环境监测总站共同承办。此次会议是在“中国喀斯特石林地质地貌成因及对比研究”课题完成的情况下，为总结和交流各子课题的研究成功而召开的“研究成果验收报告会”。参加会议的有 11 个省、市、自治区参与研究工作的专家和学者及有关省、区国土资源厅的领导共计 50 余人。会议还特别邀请了卢耀如院士、崔之久教授、张寿越研究员、张尔匡研究员、朱德浩研究员等喀斯特专家，中国地质科学院科技处领导及《地质论评》编辑部、《中国地理》编辑部人员参会。配合会议的召开，也为了更充分地展示课题研究成果，还举办了小型成果展示会暨地貌景观展览，会后组织代表赴湖南古丈红石林国家地质公园考察。

会议开幕式由总课题负责人和发起人陈安泽教授主持，湖南省国土资源厅副厅长方先知代表省厅向会议的召开表示祝贺并向与会代表表示欢迎。中国地质科学院科技处副处长郝美英在开幕式上致词。会议在湖南省国土资源厅、湖南省地质环境监测总站的大力支持下、在全体代表的共同努力下取得圆满成功。会议不但总结了各子课题的研究成果，还对大家共同关心的问题进行了深入的研讨，希望通过“中国喀斯特石林地质地貌成因及对比研究”课题的结题，初步摸清 11 个省、自治区喀斯特石林的发育情况，探讨石林形成的年代和发育模式，探索出一条研究石林景观的新方法。

“中国喀斯特石林地质地貌成因及对比研究”研究工作组织方式采取全国各省、或各地质公园单独建立课题组，在总课题组统一要求和指导下联合合作方式进行。在国家地质公园研究中心成立以陈安泽为组长、以卢耀如院士等为科学顾问的总项目组。在主课题组陈安泽先生的组织下，在湖南等省国土资源厅、云南石林世界地质公园等的资助下，全国共有河北、河南、湖北、湖南、四川、重庆、福建、海南、贵州、云南、广西等 11 个省、市、自治区参与了子课题研究。此课题研究历时两年，参与研究的单位承担了不同的子课题，会议期间每个子课题派代表用多媒体形式汇报了各自的研究成果，特邀专家在每个汇报结束后对其进行点评，提出修改和完善的意见。此外，每个子课题还按正式出版要求提交了一篇 5000 字以内的研究成果摘要和正式报告，并将主要地貌景观制作成展板供与会人员参观。卢耀如院士、张寿越研究员、崔之久教授、朱德浩研究员等特邀专家分别作了学术报告。

“中国喀斯特石林地质地貌成因及对比研究”取得的成果主要有：

1. 开辟了地质公园联合研究的新方式(民间、自愿、合作)；

2. 对全国主要石林分布省区的石林地貌进行了较系统的实地考察和资料收集，完成了各子课题报告编写和地貌图册编制工作；

3. 初步对全国石林地貌景观类型进行了划分；

4. 对石林地貌的形成机理、成景时期得出了初步结论；

5. 对个别景观(如阿诗玛)的成景年龄取得了数据；

6. 对若干地区的成景母岩进行了较系统的显微镜鉴定；

7. 对喀斯特硫酸溶蚀成因进行了初步探索；

8. 为地质公园喀斯特地貌和其它地貌进行联合研究，摸索出了一套方法。

(王艳君 供稿)