

新疆克拉玛依岩体的岩浆混合作用成因： 岩石地球化学证据

邹 滔^{1,2} 王京彬² 王玉往² 龙灵利²

(1. 昆明理工大学国土资源学院, 云南 昆明 650095; 2. 北京矿产地质研究院, 北京 100012)

摘要:新疆西准噶尔地区克拉玛依花岗质岩体中发育大量闪长质微粒包体, 并形成有岩浆混合成因的岩浆混合岩——石英闪长岩。包体成分主要为闪长质, 显微镜下具有岩浆岩结构, 岩浆混合特征十分明显, 如: 针状磷灰石, 角闪石包裹辉石残晶, 长石斑晶的溶蚀环带等特征。岩体中寄主岩石、岩浆混合岩、闪长质微粒包体、闪长玢岩脉分别代表岩浆混合演化过程中两端元岩浆按不同比例混合的产物。在岩石地球化学方面, 包体与寄主岩石的主要氧化物之间具有良好的线性关系, 寄主岩石和包体的稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图形态相似; 各种地球化学元素参数特征显示, 寄主岩石与包体在岩石形成过程中发生过成分交换及均一化。特征元素比值及同位素等特征表明, 闪长质包体的端元岩浆可能为幔源性基性岩浆, 寄主岩石的端元岩浆可能是以壳源为主的酸性岩浆。岩石地球化学特征进一步佐证了该区岩浆混合作用的存在, 同时也暗示岩浆混合作用可能是新疆北部后碰撞过程中重要的岩浆活动形式。

关键词: 岩浆混合; 闪长质包体; 岩石地球化学特征; 克拉玛依岩体; 新疆

中图分类号: P581 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2011)01-0065-12

近年来, 岩浆混合作用是岩石学研究领域中重要热点之一, 它是一种重要的岩浆作用类型, 也是造成火成岩多样性的重要原因^[1,2]。李昌年^[3]认为, 岩浆混合作用的端元岩浆多为镁铁质和长英质成分, 其中镁铁质岩浆多为地幔来源, 而长英质岩浆源区则多是地壳。在花岗岩中, 镁铁质微粒包体(MME)是反映岩浆混合作用的直接证据, 是人们了解岩浆混合作用方式、成岩过程物化条件、端元岩浆组分等方面信息不可缺少的研究对象, 岩浆混合作用的研究是探索深部壳幔相互作用过程的重要手段之一^[4,5]。

新疆北部西准噶尔地区克拉玛依(北)花岗质岩体位于达尔布特断裂构造带东南侧, 是晚石炭世岩浆活动的产物, 其研究意义十分重要。然而关于该岩体的成因认识分歧较大, 主要存在以下 3 种观点: 一是源于地壳-上地幔过渡区岩浆^[6]; 二是年轻地壳

部分熔融和分离结晶作用的产物^[7]; 三是壳源岩浆在形成过程中发生幔源岩浆混合作用的结果^[8,9]。笔者较早地开展了该岩体研究, 并发现了岩浆混合作用的野外证据^①。本文在系统总结克拉玛依岩体岩浆混合作用的岩相学证据的基础上, 重点从岩石地球化学方面提供了克拉玛依岩体的岩浆混合作用的证据, 并探讨其地质意义。

1 地质背景及岩浆混合作用

西准噶尔地区位于哈萨克斯坦—(西)准噶尔板块, 受西伯利亚、哈萨克斯坦和塔里木三大板块构造活动的影响, 区内主要发育 NE-NNE 向断裂和近 NE 向断裂, 达尔布特断裂是区域内一条重要的 NE 向深大断裂, 控制着蛇绿岩套和花岗岩体的分布。在西准噶尔地区, 泥盆纪是其构造发展的重要时期之

收稿日期: 2010-05-19; 改回日期: 2010-10-16

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411304 和 2002CB409806)资助。

作者简介: 邹滔, 男, 1983 年生, 博士生, 矿产普查与勘探专业; E-mail: zoutaotao2003@yahoo.com.cn。

通讯作者: 王玉往, 男, 1965 年生, 研究员, 主要从事矿床地质及有关岩浆岩岩石学方面的工作; E-mail: wyw@cncnm.com。

①王京彬. 后碰撞过程壳幔物质交换与成矿. 973 项目 2007CB411304 课题中期评估报告, 2008.

一,该地区达拉布特蛇绿岩套的形成年龄大致在400 Ma,中泥盆世早期沿巴尔雷克、达拉布特一带发生拉张,形成局部扩张脊的小洋盆^[10];晚泥盆世末—早石炭世初新疆北部地区发生主碰撞事件,洋壳基本消失,并伴随陆块间蛇绿岩套的构造就位;早石炭世维宪期新疆北部地区主体进入后碰撞阶段,二叠纪末,以大规模花岗岩质岩浆活动的结束为标志,后碰撞造山接近尾声并逐步进入板内环境^[11]。

克拉玛依岩体位于准噶尔盆地西缘,距克拉玛依市约7 km,西临达尔布特断裂,是西准噶尔地区重要的岩体之一(图1)。岩体出露面积约310 km²,分为东西两部分,岩性以花岗闪长岩、二长花岗岩为主,整体呈长条-椭圆状。岩体受达尔布特断裂控制,侵位于石炭纪地层中。克拉玛依岩体的年龄数据多集中在295~322 Ma^[9,12,13,14],其中以Kwon^[13]和高山林^[14]发表的锆石U-Pb年龄数据比较接近,分别为(321±7) Ma和(316.7±2.9) Ma。

克拉玛依岩体(寄主岩石)中发育大量岩浆成因的闪长质包体(图2-a)及闪长玢岩脉(图2-b),其岩相学特征反映出明显的岩浆混合特征,如斜长石的异常环带、不平衡矿物共生结构、相同矿物间的包裹、针状磷灰石等^[9,15]。笔者在野外调查中发现,基性端元的闪长质微粒包体和闪长玢岩脉在矿物组成和结构上十分相似,暗示闪长玢岩亦可能属于岩浆混合过程中基性端元岩浆结晶的产物;此外,在岩体中

存在由包体向寄主岩石过渡的岩石类型,主要为石英闪长岩,应为端元岩浆发生混合形成新的混合岩浆经过结晶成岩的产物,本文暂时称之为岩浆混合岩(图2-c)。

与岩浆混合作用有关岩石的岩石学特征如下:

寄主岩石:主要岩性为花岗闪长岩、二长花岗岩等,代表岩浆混合作用较酸性端元岩浆结晶的产物。总体上,岩石为似斑状结构,斑晶为斜长石,少量黑云母和角闪石,粒度为0.6 mm×1.3 mm~2.1 mm×5.3 mm,斑晶含量10%~45%。基质为细粒半自形粒状结构,矿物成分主要有斜长石(10%~25%)、石英(10%~25%)、碱性长石(15%~25%)、角闪石(1%~5%)、黑云母(1%~10%),副矿物有磁铁矿、磷灰石、锆石、榍石等。碱性长石多呈他形,见有石英颗粒包裹于碱性长石中。暗色矿物(角闪石、黑云母及磁铁矿)呈团块状分布(图2-a,图3-a)。斜长石多呈板状,聚片双晶发育,见有斜长石被钾长石包裹或环绕的现象。

岩浆混合岩:岩性为石英闪长岩,岩石呈灰白色,块状构造,似斑状结构(图3-b),产于寄主岩石与基性端元岩石的过渡带,岩浆混合均一化程度较高。斑晶含量为15%~30%,成分主要有斜长石(12%~27%)、角闪石(2%~5%),粒度为0.6 mm×1.5 mm~2.4 mm×5.6 mm,斜长石斑晶多数具有环形熔蚀带和筛孔结构,在斜长石斑晶内常出现条纹长石。基质为细

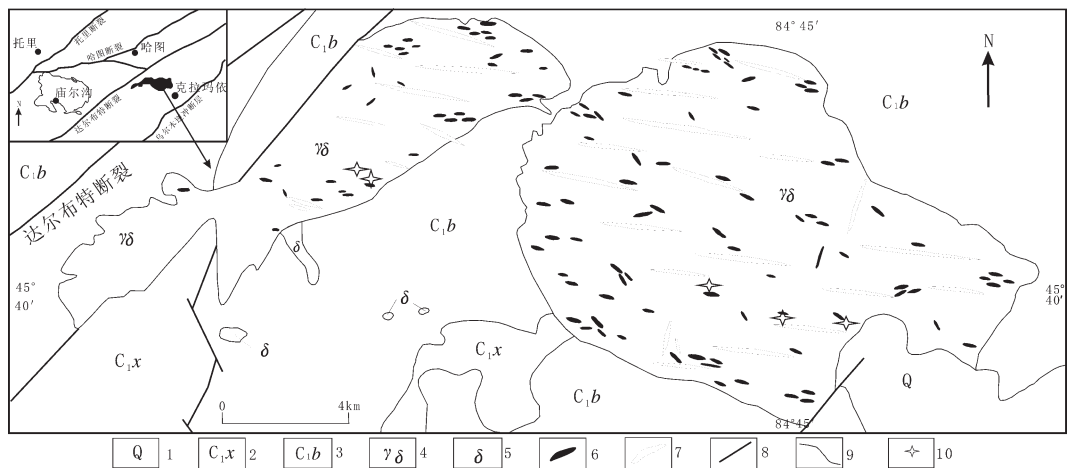


图1 克拉玛依岩体分布示意图(据文献[9]改编)

1—第四系;2—晚石炭世希贝库拉斯组;3—早石炭世包古图组;4—花岗闪长岩、二长花岗岩;5—闪长岩;6—闪长质包体;7—中基性岩墙群;8—断层;9—地层界线;10—采样位置

Fig.1 Geological sketch map showing the distribution of Karamay rock body (modified after reference[9])

1-Quaternary; 2-Early Carboniferous Xibeikulasi Formation; 3-Late Carboniferous Baogutu Formation; 4 - Granodiorite, monzonitic granite; 5-Diorite; 6-Dioritic enclave; 7-Basic dyke swarm; 8-Fault; 9-Stratigraphic boundary; 10-Sampling location

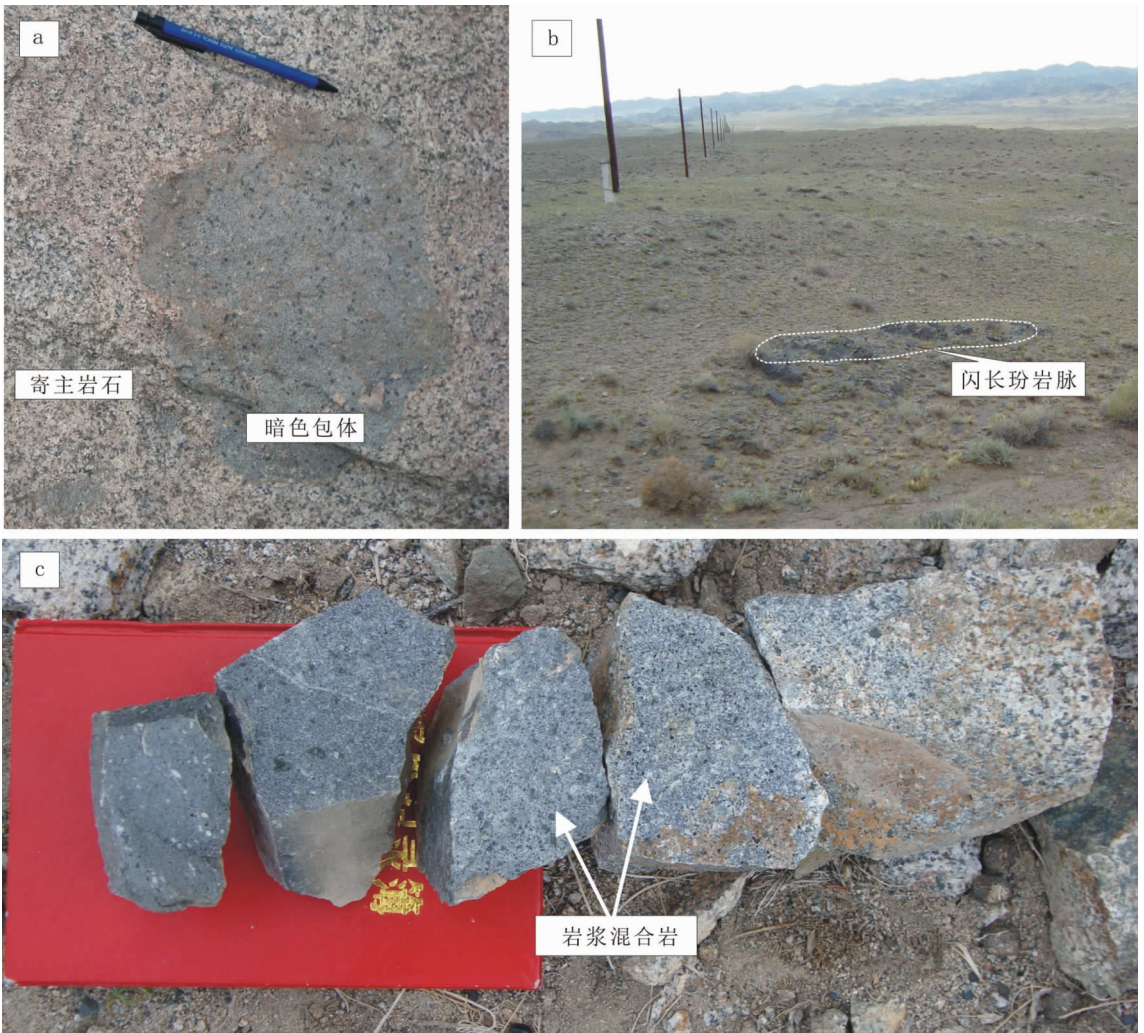


图 2 克拉玛依岩体中与岩浆混合作用有关的野外岩石照片

Fig.2 Photograph showing characteristics of rocks related to magma mixing in Karamay rock body

粒粒状结构,矿物成分主要为斜长石(35%~45%)、角闪石(10%~20%)、黑云母(5%~10%)、碱性长石(5%±)、石英(5%~10%)。角闪石多具有简单双晶,石英呈他形粒状,见有波状消光。镜下见有黑云母斑晶包含斜长石(图 3-b),其中斜长石呈熔蚀残晶状。

闪长质包体:岩性为闪长岩,岩石为似斑状-斑状结构,斑晶成分主要以斜长石(6%~14%)、角闪石(1%~5%)、辉石(<1%)、黑云母(<1%)为主,粒度在 0.9 mm×1mm~1.9 mm×5.2 mm;基质主要由斜长石(40%~50%)、角闪石(16%~28%)、黑云母(1%~5%)、碱性长石(<5%)及少量石英(2%~10%)组成。基质中斜长石呈长条状,并具有明显的定向排列,辉石斑晶均见角闪石环边(图 3-c)。

闪长玢岩脉:岩石为斑状结构,斑晶成分主要以斜长石(10%~15%)、角闪石(10%~13%)、辉石(<1%)、黑云母(<1%)为主,粒度为 0.36 mm×1.7mm~2.3 mm×4.2 mm;基质主要由斜长石(45%~50%)、角闪石(17%~21%)、黑云母(1%~15%)、碱性长石(<5%)及少量石英(<3%)组成。闪长玢岩脉中辉石的角闪石反应边呈淬火结构(图 3-d)。

2 样品采集及测试

本次研究选取的岩石样品有寄主岩石(花岗闪长岩和二长花岗岩)、岩浆混合岩、闪长质包体及闪长玢岩脉;样品采集位置见图 1。主、微量元素测试均在核工业北京地质研究院完成,主量元素使用

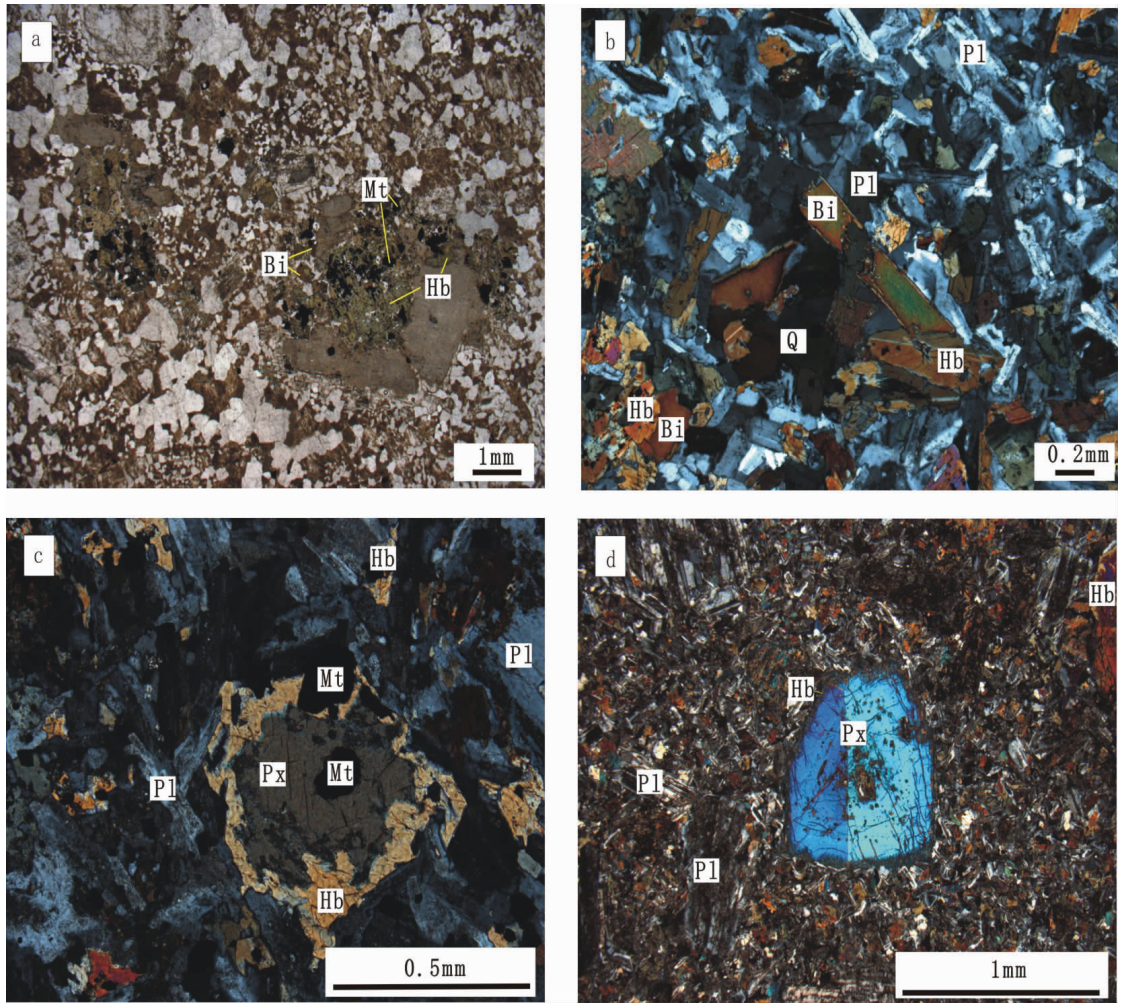


图3 克拉玛依岩体中与岩浆混合作用有关岩石的显微照片

a—寄主岩石中暗色矿物呈聚晶团块状(单偏光);b—岩浆混合岩(正交偏光);c—包体中辉石的角闪石环边(正交偏光);d—闪长玢岩脉中辉石的淬火结构(正交偏光)。矿物代号:Q—石英;Pl—斜长石;Bi—黑云母;Hb—角闪石;Px—辉石;Mt—磁铁矿

Fig.3 Photomicrographs of rocks related to magma mixing in the Karamay rock body

a—Dark mineral exhibiting glomero-granular lump in host rock (plainlight); b—Magma mixed rock (crossed nicols); c—Hornblende rim of pyroxene in enclaves (crossed nicols); d—Quenching structure of pyroxene in diorite porphyrite dyke (crossed nicols). Mineral abbreviations: Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Bi—Biotite; Hb—Hornblende; Px—Pyroxene; Mt—Magnetite

X-射线荧光光谱仪(飞利浦 PW2404)完成,其中 Al_2O_3 、 SiO_2 、 MgO 、 Na_2O 检测限为 0.015%, CaO 、 K_2O 、 TiO_2 检测限为 0.01%, TFe_2O_3 、 MnO 、 P_2O_5 检测限为 0.005%; FeO 用容量法完成(检测限为 0.1%)。微量元素及稀土元素使用德国 Finnigan-MAT 公司生产的电感耦合等离子体质谱仪(ELEMENT 1)完成,分析精度优于 3%。分析结果见表 1。

3 岩石地球化学

3.1 主量元素

寄主岩石的 SiO_2 含量为 66%~68.09%, 与正常

花岗闪长岩基本一致^[6], 闪长质包体及闪长玢岩脉的 SiO_2 含量为 54.32%~58.12%, 岩浆混合岩的 SiO_2 含量介于两者之间。岩石的 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 值为 5.07%~7.73%, 属于偏碱性岩石。 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值为 1.8~5.35, 其中寄主岩石为 1.8~2.1, 闪长质包体为 2.58~5.35, 岩浆混合岩在 2.7 左右, 均表现为富 Na 特征。铝饱和指数(A/CNK)为 0.65~0.88, 为偏铝质岩石。在岩石硅酸盐成分的阿克图(图 4)上, 从基性端元到酸性端元岩石的主要氧化物化学成分投影点呈连续一致的线性关系, 这种线性关系是反映岩浆混合作用的一种重要标志^[7]。

表 1 克拉玛依岩体有关岩石的主量元素(10^{-2})和微量元素(10^{-6})分析结果
Table 1 Major elements (10^{-2}) and trace elements (10^{-6}) of rocks related to Karamay rock body

岩石类型 岩性 样品号	酸性端元 (寄主岩石)			岩浆混合岩 (混合程度强)		基性端元 (闪长质包体、闪长玢岩脉)			
	二长花岗岩 K817-14	花岗闪长岩 K817-1B	花岗闪长岩 K817-10	石英闪长岩 K817-16	石英闪长岩 K817-21	闪长岩 K817-6	闪长岩 K817-19	闪长玢岩 K817-22	闪长玢岩 K817-23
SiO ₂	68.09	66.00	66.72	61.81	57.05	58.12	55.34	54.32	54.81
TiO ₂	0.54	0.55	0.56	0.82	0.88	0.81	0.84	0.96	0.93
Al ₂ O ₃	14.11	15.15	14.98	15.13	15.14	16.20	16.14	15.05	15.84
Fe ₂ O ₃	1.78	1.46	1.79	2.48	2.30	2.19	2.27	2.15	1.55
FeO	1.95	2.35	2.2	3.1	4.4	4.15	4.70	5.50	5.40
MnO	0.09	0.09	0.09	0.14	0.26	0.15	0.15	0.13	0.20
MgO	1.74	1.48	1.47	2.74	4.80	3.04	4.18	6.23	5.30
CaO	3.45	3.64	3.51	5.58	6.72	5.67	7.94	7.52	7.92
Na ₂ O	4.36	5.18	5.04	4.70	4.93	6.23	5.62	3.72	4.13
K ₂ O	2.42	2.47	2.42	1.72	1.82	1.50	1.05	1.44	0.94
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.34	0.18	0.17
烧失量	0.88	0.96	0.60	0.98	0.93	1.08	0.68	1.91	1.94
total	99.79	99.77	99.80	99.73	99.90	99.78	99.77	99.72	99.73
TFeO	3.55	3.66	3.81	5.34	6.47	6.12	6.74	7.43	6.79
A/CNK	0.88	0.85	0.87	0.77	0.68	0.73	0.65	0.71	0.71
Na ₂ O/K ₂ O	1.80	2.10	2.08	2.73	2.71	4.15	5.35	2.58	4.39
La	14.20	15.90	17.00	13.90	13.40	11.80	10.20	8.64	8.50
Ce	31.70	33.30	36.90	32.40	34.40	25.80	21.80	19.20	18.70
Pr	4.14	3.94	4.56	4.7	5.22	3.41	3.19	2.79	2.83
Nd	16.80	15.90	18.10	19.40	21.40	14.30	14.20	13.50	12.70
Sm	3.79	3.43	3.88	4.14	4.73	3.19	2.96	3.38	3.00
Eu	1.06	1.11	1.18	1.26	1.52	1.23	1.39	1.01	0.96
Gd	3.55	3.00	3.49	3.94	4.23	3.14	2.65	3.05	2.80
Tb	0.62	0.53	0.64	0.75	0.78	0.58	0.46	0.57	0.52
Dy	3.67	3.28	3.77	4.50	4.82	3.17	2.66	3.50	3.19
Ho	0.73	0.64	0.78	0.86	0.97	0.66	0.53	0.64	0.62
Er	2.31	2.01	2.43	2.61	2.94	1.98	1.60	1.94	1.78
Tm	0.37	0.33	0.39	0.46	0.49	0.30	0.26	0.31	0.29
Yb	2.25	2.10	2.42	2.82	3.26	1.97	1.59	1.96	1.75
Lu	0.35	0.35	0.38	0.44	0.50	0.31	0.24	0.31	0.26
Y	22.00	18.90	22.40	26.20	26.70	18.70	14.70	18.20	17.00
Rb	59.9	58.8	52.0	38.6	50.1	40.9	19.7	37.7	38.3
Ba	648.0	675.0	731.0	577.0	502.0	510.0	332.0	447.0	375.0
Th	5.02	3.6	4.59	2.45	3.12	2.07	1.05	1.51	1.59
U	1.16	1.13	1.34	0.70	0.85	0.96	1.01	0.63	0.57
Ta	0.41	0.41	0.42	0.32	0.32	0.25	0.12	0.18	0.17
Nb	4.61	5.44	5.8	4.53	4.88	3.51	1.93	2.65	2.51
Sr	359.00	314.00	364.00	415.00	366.00	407.00	537.00	541.00	562.00
Hf	3.02	4.38	4.32	2.46	3.35	3.28	2.11	4.98	5.08
Zr	73.1	161.0	136.0	62.2	79.6	112.0	48.4	206.0	205.0
Cr	26.0	10.4	10.6	43.8	176.0	23.0	80.0	226.0	164.0
Ni	14.80	7.08	6.90	27.30	90.00	34.90	46.00	112.00	93.70
Co	10.10	9.24	9.11	17.90	24.60	20.40	24.30	38.20	28.80
V	77.0	74.9	86.7	138.0	161.0	160.0	185.0	220.0	198.0
Cu	15.6	31.2	29.3	34.6	37.0	66.9	141	59.9	45.9
ΣREE	85.55	85.82	95.92	92.17	98.66	71.83	63.72	60.79	57.90
ΣLR/HR	5.17	6.01	5.72	4.63	4.48	4.94	5.38	3.95	4.16
(La/Yb) _N	4.25	5.10	4.74	3.32	2.77	4.04	4.33	2.97	3.27
δEu	0.88	1.04	0.96	0.94	1.02	1.18	1.49	0.94	0.99
(La/Sm) _N	2.36	2.92	2.76	2.11	1.78	2.33	2.17	1.61	1.78
(Gd/Yb) _N	1.27	1.15	1.16	1.13	1.05	1.29	1.34	1.26	1.29
Nb/Ta	11.38	13.33	13.68	14.29	15.06	14.15	16.64	14.56	14.51

注:由核工业北京地质研究院分析测试研究中心 2009 年测试,其中主量元素测试仪器为 X-射线荧光光谱仪(飞利浦 PW2404),微量元素测试仪器为电感耦合等离子体质谱仪(ELEMENT 1)。

3.2 稀土元素

克拉玛依岩体中各类岩石的稀土配分曲线(图 5-a)斜率相差不大,曲线大致平行。稀土元素地球化学参数的特点具体如下:寄主岩石的 Σ REE 为

$85.55 \times 10^{-6} \sim 95.92 \times 10^{-6}$, 低于正常花岗岩的平均含量,可能有元素的迁移;LREE/HREE 和 $(La/Yb)_N$ 比值反映克拉玛依岩体内各类岩石均属轻稀土元素中等富集型。 $(La/Sm)_N$ 值为 1.61~2.92,指示轻稀土元

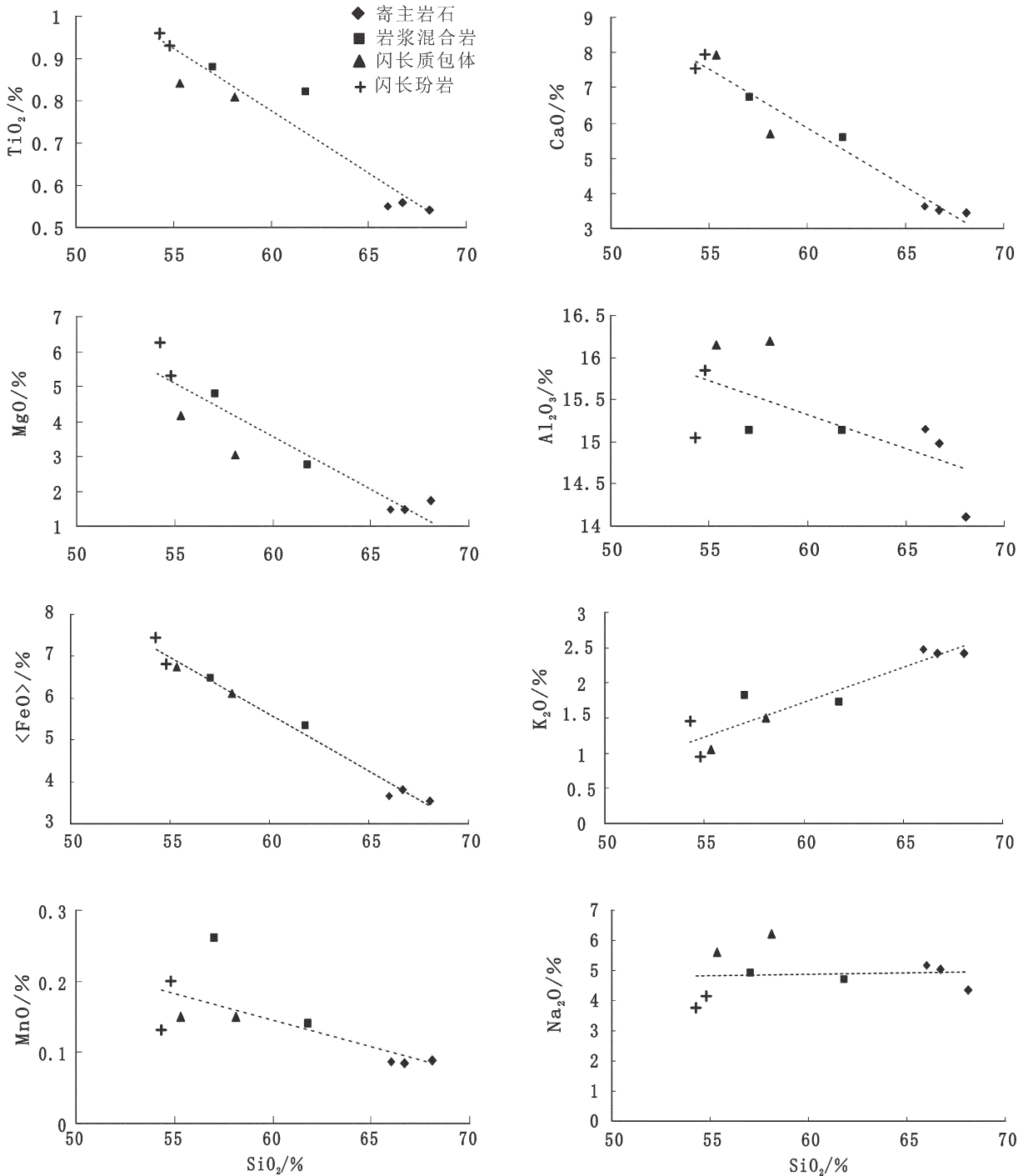


图4 克拉玛依岩体中与岩浆混合作用有关的岩石的哈克图

Fig.4 Harker diagram of rocks related to magma mixing in Karamay rock body

素分馏程度一般,并且从寄主岩石到闪长质包体呈下降趋势。 $(Gd/Yb)_N$ 值为 1.05~1.34,寄主岩石与闪长质包体没有明显的差别。铕异常值(δEu)唯有闪长质包体较高(1.18~1.49),显示弱的正铕异常;其他

均在 1 左右(0.87~1.04),铕异常不明显。岩浆混合岩的 $\sum REE$ 比寄主岩石和包体都高,这可能是由于岩浆混合岩基性程度的降低,使岩石的结晶时间稍晚于包体和寄主岩石,而稀土易富集于晚期熔体中,从

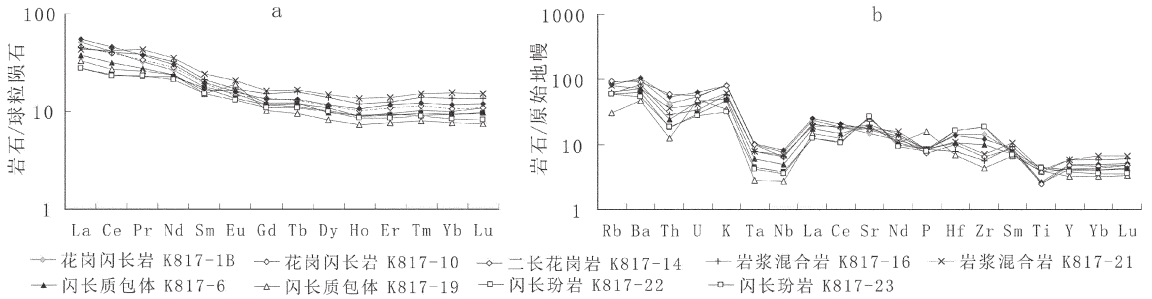


图 5 克拉玛依岩体中与岩浆混合作用有关的岩石稀土配分曲线图(a)和微量元素蛛网图(b)
 (样号同表 1,球粒陨石标准化数据 Boynton^[18];原始地幔标准化值据 Sun and Mcdonough^[19])
 Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns of rocks (a) and primitive mantle-normalized trace
 element patterns of rocks (b)
 (related to magma mixing in Karamay rock body(Chondrite-normalized data from Boynton^[18]; Primitive
 mantle values from Sun and Mcdonough^[19])

而导致稀土元素的富集。

3.3 微量元素

在微量元素蛛网图上(图 5-b),各类岩石具有相似的微量元素特点,均有 K、Ba 正异常,以及 Th、Ta、Nb 负异常。蛛网图曲线整体形态大体相似,富集大离子亲石元素。

微量元素的总体特征表现如下,多数微量元素的含量在寄主岩石中比较高,岩浆混合岩和闪长质包体次之,闪长玢岩脉最低。微量元素相关图及同分母比值图上显示(图 6),寄主岩石、岩浆混合岩及闪长质包体和闪长玢岩的微量元素投影点均呈连续一致的直线,表明它们可能有相关的成因关系^[5]。对比不同类型岩浆混合有关的岩石微量元素曲线还可以发现,闪长质包体的元素 Sr 有明显正异常,岩浆混合岩的正异常较弱,寄主岩石的 Sr 异常不明显;元素 Ti 在寄主岩石中亏损明显,在闪长质包体及闪长玢岩脉中没有明显的亏损,岩浆混合岩的介于两者之间,说明在岩浆混合过程中,两端元岩浆出现过物质组分的交换。上述特征均为岩浆混合作用的重要标志。

4 讨论

4.1 岩浆混合的证据

研究表明,克拉玛依岩体中具有多种典型的岩浆混合作用的岩相学特征^[9,15],包括:①岩体存在大量岩浆成因的闪长质包体;②包体与寄主岩石的界线呈渐变关系;③包体中斜长石异常环带比较常见;

④包体中不平衡矿物共生结构十分发育;⑤包体中有非常多的针状磷灰石。本文研究中还发现,闪长质包体中长柱状斜长石具有明显的定向排列,寄主岩石中出现暗色矿物的聚晶团块(图 3-a),并存在有闪长质包体向寄主岩石过渡的岩石类型——岩浆混合岩(图 3-b),闪长质包体及其岩浆混合岩中斜长石斑晶具有筛孔结构,包体及闪长玢岩脉中辉石斑晶的淬火结构(图 3-d)等。上述的岩相学特征可以说明:①岩浆混合是以包体为代表的基性岩浆注入到酸性岩浆中的混合;②在岩浆混合开始时,酸性岩浆已有碱性长石结晶,两种岩浆基本上处于半塑性-塑性状态,包体的形成经历了持续的塑性变形过程;③两种岩浆具有不同的物理化学条件,以包体为代表的基性岩浆温度比寄主岩浆的高。

岩石地球化学方面,在岩石硅酸盐成分的哈克图上(图 4),从基性端元到酸性端元岩石的化学成分投影点呈连续一致的线性关系。在分离结晶作用中,由于常受固溶体矿物晶出的影响,其演化线多为曲线,而不会是直线,所以这些图解中直线分布特征反映它们是岩浆混合作用的产物^[14,20,28]。主要氧化物的线性特征还表明,酸性岩浆的组分在成分梯度的趋势下向基性岩浆扩散,使基性岩浆在混合结晶过程中形成不平衡矿物共生结构^[2];随着混合作用的进行,基性矿物逐渐被酸性矿物替代,出现角闪石替代辉石、黑云母替代角闪石的现象。在克拉玛依岩体的岩相学研究中发现了这一现象,即在包体中暗色矿物以角闪石为主,并见到辉石有角闪石环边;在岩浆混合岩中暗色

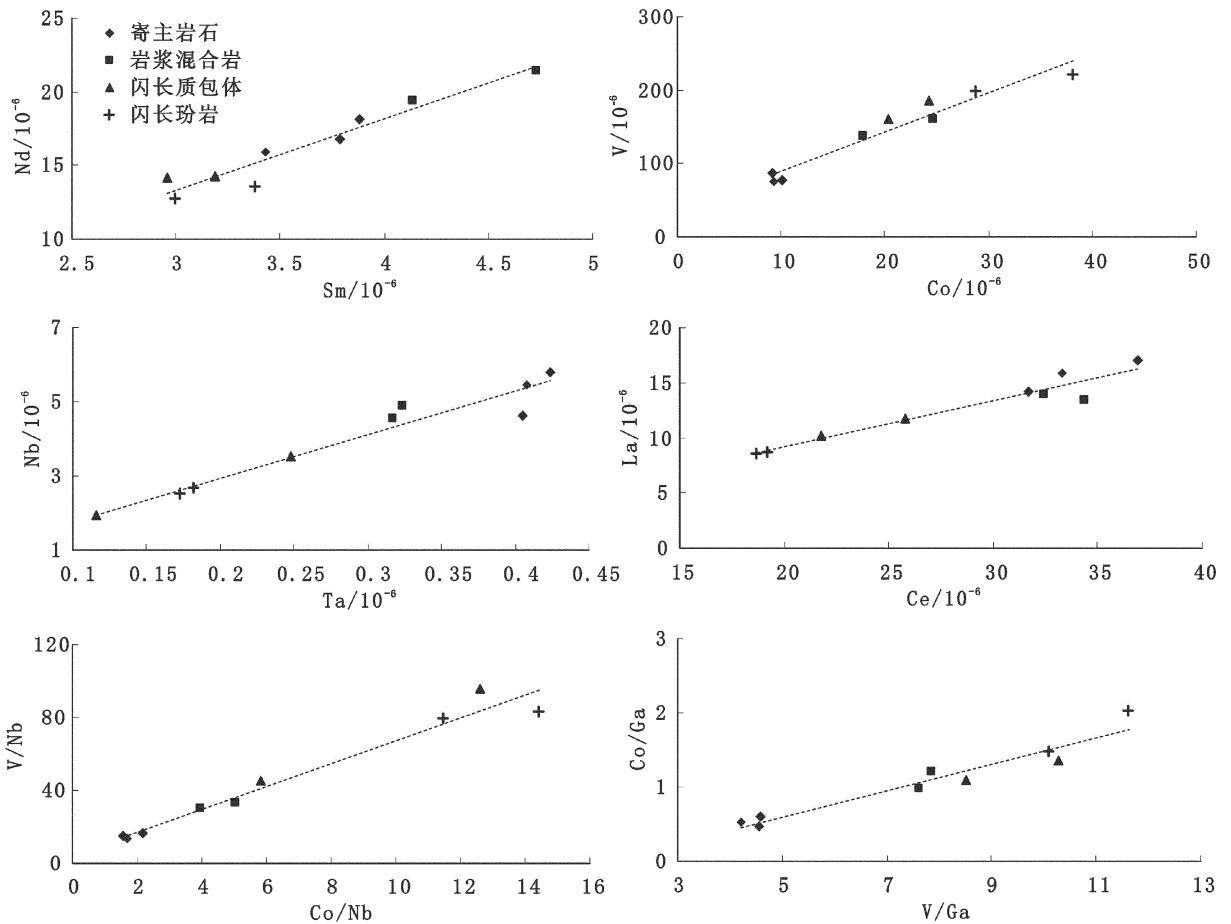


图6 克拉玛依岩体中与岩浆混合作用有关的岩石的微量元素相关图及同分母比值图(据文献[17])
Fig.6 Correlation diagram and ratio diagram in the same denominator of trace elements for rocks related to magma mixing in Karamay rock body(modified after reference[17])

矿物则以角闪石和黑云母为主,其中角闪石含量明显减少,黑云母所占比重明显增加。

研究认为,Sm-Nd、Co-V、Nb-Ta等微量元素相关图及同分母比值图对岩浆混合的指示作用与主量元素的哈克图是相同的^[17],寄主岩石、岩浆混合岩、闪长质包体和闪长玢岩脉在这些图上的投影点呈现很好的线性关系(图6),显示出岩浆混合作用的地球化学特征。在稀土配分图(图5-a)和微量元素蛛网图(图5-b)上,寄主岩石、岩浆混合岩、闪长质包体和闪长玢岩脉的曲线都十分相似,表明岩体在形成过程中微量元素经历了物质交换及均一化。对比轻、重稀土分异系数 $((La/Sm)_N, (Gd/Yb)_N)$ 时发现:酸性端元(寄主岩石)的 $(La/Sm)_N$ 值较高,基性端元(闪长质包体和闪长玢岩脉)的 $(La/Sm)_N$ 值较低, $(Gd/Yb)_N$ 值却没有明显的差别,这与McMillan等^[22]

采用玄武岩和英安岩岩浆混合作用模型模拟的稀土元素扇形分布样式是相似的;其中重稀土分异系数 $(Gd/Yb)_N$ 差异较小,这可能是重稀土元素相容性相对较高使其均一化程度高的表现。杨富贵等^[8]在研究达拉布特型碱性花岗岩(包括克拉玛依岩体)时,发现克拉玛依岩体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值对 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 投影点具有双曲线分布趋势,说明该岩体在形成过程中发生过长英质岩浆和镁铁质岩浆之间的混合作用。

总之,岩相学和岩石地球化学特征显示,形成闪长质包体的基性岩浆与形成寄主岩石的酸性岩浆发生过混合,并经历过物质成分的交流及均一化。

4.2 岩浆源区的性质

目前看来,寄主岩石、岩浆混合岩、闪长质包体和闪长玢岩脉可以认为是基性与酸性两端元岩浆不同比例混合的产物,它们应该继承了相应端元岩浆

的一些信息。岩相学及岩石地球化学研究表明,克拉玛依岩体具有岩浆混合作用的典型特征,因而这些包体和寄主岩石的成因及源岩特性等问题值得进一步探讨。

高山林^[13]认为克拉玛依岩体(即寄主岩石)属于 I 型花岗岩,具有高 Sr,富 Al、Na,富集大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta 等特点。杨富贵^[8]通过铅、氧、锶、钕同位素及微量元素等方面的分析,指出其源岩既有地幔物质,也有上地壳物质的加入,反映源岩可能是混源的。

一般认为,Nb 和 Ta 为高强场稳定元素,离子半径相近,地球化学性质相似,可利用 Nb/Ta 比值来研究岩浆的成因^[21,23]。本文中寄主岩石的 Nb/Ta 比值为 11.38~13.68,由高山林等^[13]发表的数据计算,Nb/Ta 比值为 9.07~11.94,总体的平均值为 11.39,大于下地壳的比值(Nb/Ta=8.3^[24]),与花岗岩的(Nb/Ta=12^[21])基本一致,同时寄主岩石的 Nb/Ta 比值与 SiO₂ 呈现弱的负相关,反映岩浆混合作用可能对寄主岩石的微量元素比值及同位素特征产生影响。闪长质包体及闪长玢岩脉的 Nb/Ta 比值为 14.1~16.64,低于玄武质岩石(Nb/Ta=17),可能受到酸性岩浆混合作用的影响。特征元素比值(Nb/Ta)的差别以及元素 Sr、Ti 的异常特征,指示了寄主岩石与闪长质包体及闪长玢岩脉来自于不同的岩浆源区。显微镜下闪长质及闪长玢岩脉包体中见到的辉石残晶,说明闪长质包体混合前应该更偏基性,其成分可能以斜长石与辉石为主。闪长岩包体样品中没有 Eu 的负异常,表明包体在岩浆演化过程中没有斜长石的结晶分离。一般认为,不相容元素 Sr 在地壳中富集程度最小,在微量元素蛛网图中,研究区闪长质包体及闪长玢岩脉包体 Sr 表现较高的正异常,暗示闪长质包体及闪长玢岩脉可能为地幔来源。以上分析说明,寄主岩石的端元岩浆可能是来自壳源的酸性岩浆,包体及闪长玢岩脉的端元岩浆可能是来自幔源的基性岩浆。

4.3 克拉玛依岩体岩浆混合作用的研究意义

岩浆混合作用在新疆北部是十分发育的,人们先后在新疆东昆仑约格鲁、加鲁河,准噶尔的也布山、庙儿沟、希力库都克地区,东天山的尾亚等地区都发现岩浆混合作用的存在,也证明在其地质过程中经历了幔源基性岩浆与壳源酸性岩浆的混合^[4-5,25-29]。长期以来,克拉玛依岩体的成因问题存在较大分歧,本文从

岩石学和岩石地球化学方面,对比分析了寄主岩石与闪长质包体的地球化学特征及其相互关系,发现该岩体在岩石学和地球化学方面都具有显著的岩浆混合特征,进一步佐证了岩浆混合作用的存在,丰富了新疆北部地区岩浆混合作用的研究内容。

准噶尔地区属于中亚造山带的一部分,后碰撞构造岩浆活动十分显著,而岩浆混合作用可能是后碰撞壳幔相互作用和地壳垂向增生的一种重要方式。王京彬^[11]研究认为新疆北部地区(包括天山—准噶尔—阿尔泰地区)后碰撞阶段的主体时限为早石炭世维宪期—晚二叠期,经历了早石炭世伸展—晚石炭世挤压(隆升)和早二叠世伸展—晚二叠世挤压(隆升)两个伸展—挤压旋回。从时间上看,克拉玛依岩体形成于晚石炭世的后碰撞环境中。上述寄主岩石和闪长质包体的岩石地球化学特征显示它们具有不同的岩浆来源;李辛子等^[30]认为克拉玛依岩体中基性岩墙可能是亏损地幔部分熔融形成的原始岩浆经历了结晶分异作用和围岩选择性混染作用形成的。康磊等^[9]研究认为寄主岩石、包体及中基性岩墙年龄(本文中指闪长玢岩脉)十分接近,它们可能为同一岩浆事件的产物^[29]。因此,克拉玛依岩体中包体及闪长玢岩脉的形成可能是由幔源岩浆的底侵作用导致了中基性岩浆的侵入引起的。

曹殿华等^[31]在普朗斑岩型铜矿发现岩浆混合作用,并证明它对成矿是有贡献的。王玉往等^[28]在研究希力库都克铜金矿床的岩浆混合作用时,发现在花岗闪长岩及其包体中均有一定的铜矿化,特别是部分不含矿的花岗闪长岩中却含有矿化包体,说明基性岩浆可能是该矿床的矿化最初载体。克拉玛依岩体中包体的 Cu 含量非常高,平均含量为 100×10^{-6} (表 1),是寄主岩石的 4~5 倍,是中国闪长岩类 Cu 平均含量(30×10^{-6})的 3~4 倍^[16]。位于克拉玛依岩体南西侧约 40 km 的包古图斑岩铜矿床,其含矿母岩岩性主要为花岗闪长(斑)岩,与克拉玛依岩体的岩性相似。张连昌等^[32]研究显示其成矿母岩在形成过程中受到过基性岩浆的混染作用。已有研究表明,包古图地区含矿斑岩成岩年龄在 305~322 Ma^[11,32],辉钼矿—钨成矿年龄为 310 Ma^[33],在误差范围内它与克拉玛依岩体成岩年龄是一致的,体现两者可能为同一期岩浆活动的产物。这些是否可以暗示岩浆混合作用对区域成矿有贡献?这尚待进一步的研究和验证。

5 结 论

(1) 岩相学和岩石地球化学等证据反映克拉玛依花岗岩质岩体具有显著的岩浆混合作用的特征, 表明该岩体为岩浆混合成因。

(2) 寄主岩石、岩浆混合岩、闪长质包体及闪长玢岩脉分别代表了岩浆混合演化过程中不同比例不同阶段的产物。

(3) 地球化学特征表明, 闪长质包体和闪长玢岩脉的源岩可能来自幔源岩浆, 寄主岩石可能为下地壳酸性岩浆的产物。

(4) 克拉玛依岩体的形成可能与新疆北部后碰撞构造岩浆活动有关。

(5) 分析认为具有壳幔源岩浆混合作用的岩体对于成矿是十分有利的。

参考文献(References):

- [1] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京:地质出版社, 2004:381.
Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Su Shangguo, et al. Petrogenesis, Tectonic Setting and Mineralization [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004:381(in Chinese).
- [2] 王玉往, 王京彬, 王莉娟, 等. 新疆尾亚地区石英二长闪长岩的岩浆混合成因[J]. 岩石学报, 2007, 23(4):733-746.
Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijua, et al. Magma-mixing genesis of quartz monzodiorite in the Weiya, Xinjiang [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(4):733-746(in Chinese with English abstract).
- [3] 李昌年. 岩浆混合作用及其研究评述[J]. 地质科技情报, 2002, 21(4):49-54.
Li Changnian. Comment on the magma mixing and their research [J]. Geological Science and Technology Information, 2002, 21(4):49-54(in Chinese with English abstract).
- [4] 刘成东, 张文秦, 莫宣学, 等. 东昆仑约格鲁岩体暗色微粒包体特征及成因[J]. 地质通报, 2002, 21(11):739-744.
Liu Chengdong, Zhang Wenqin, Mo Xuanxue, et al. Features and origin of mafic microcanular enclaves in the Yuegelu granite in the Eastern Kunlun [J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21(11):739-744 (in Chinese with English abstract).
- [5] 王玉往, 王京彬, 王莉娟, 等. 新疆尾亚矿区 3 期岩浆混合作用的初步研究[J]. 中国地质, 2007, 34(2):289-299.
Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijua, et al. Three-stages magma mixing in the Weiya ore district, Xinjiang [J]. Geology in China, 2007, 34(2):289-299(in Chinese with English abstract).
- [6] 金成伟, 张秀棋. 新疆西准噶尔花岗岩类的时代及其成因 [J]. 地质科学, 1993, 28(1):28-36.
Jin Chengwei, Zhang Xiuqi. A geochronology and geneses of the western Junggar granitoids, Xinjiang, China [J]. Scientia Geologica Sinica, 1993, 28(1):28-36(in Chinese with English abstract).
- [7] 苏玉平, 唐红峰, 侯广顺, 等. 新疆西准噶尔达拉布特构造带铝质 A 型花岗岩的地球化学研究[J]. 地球化学, 2006, 35(1):55-67.
Su Yuping, Tang Hongfeng, Hou Guangshun, et al. Geochemistry of aluminous A-type granites along Darabut tectonic belt in West Junggar, Xinjiang[J]. Geochimica, 2006, 35(1):55-67(in Chinese with English abstract).
- [8] 杨富贵, 王中刚, 侯鸿泉, 等. 达拉布特型碱性花岗岩源岩特征初步探讨——来自稳定同位素和微量元素的证据 [J]. 地质地球化学, 1998, 1(1):41-46.
Yang Fugui, Wang Zhonggang, Hou Hongquan, et al. A primary study on the protolith of the Dalabut-type alkali granitoids——evidence from stable isotopes and trace elements [J]. Geology - Geochemistry, 1998, 1(1):41-46 (in Chinese with English abstract).
- [9] 康磊, 李永军, 张兵, 等. 新疆西准噶尔夏尔甫岩体岩浆混合的岩相学证据[J]. 岩石矿物学杂志, 2009, 28(5):424-432.
Kang Lei, Li Yongjun, Zhang Bing, et al. Petrographical evidence of magma mixing of Xiaerpu granite in West Junggar, Xinjiang[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2009, 28(5):423-432(in Chinese with English abstract).
- [10] 雷敏, 赵志丹, 侯青叶, 等. 新疆达拉布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征古亚洲洋与特提斯洋的对比 [J]. 岩石学报, 2008, 24(4):661-672.
Lei Min, Zhao Zhidan, Hou Qingye, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of the Dalabute ophiolite, Xinjiang: Comparison between the Paleo-Asian ocean and the Tethyan mantle domains[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(4):661-672 (in Chinese with English abstract).
- [11] 王京彬, 徐新. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿 [J]. 地质学报, 2006, 80(1):23-31.
Wang Jingbin, Xu Xin. Post-collisional tectonic evolution and metallization in Northern Xinjiang, China [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(1):23-31(in Chinese with English abstract).
- [12] 韩宝福, 季建清, 宋彪, 等. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(I)——后碰撞深成岩浆活动的时限 [J]. 岩石学报, 2006, 22(5):1077-1086.
Han Baofu, Ji Jianqing, Song Biao, et al. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China (Part I): Timing of post-collisional plutonism [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(5):1077-1086 (in Chinese with English abstract).
- [13] 高山林, 何治亮, 周祖翼. 西准噶尔克拉玛依花岗岩体地球化学特征及其意义[J]. 新疆地质, 2006, 24(2):125-130.
Gao Shanlin, He Zhiliang, Zhou Zuyi. Geochemical characteristics of the Karamay granitoids and their significance in west Junggar, Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 2006, 24(2):125-130(in Chinese with English abstract).
- [14] Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G, et al. Isotopic studies

- bearing on the tectonic of the West Junggar region, Xinjiang, China [J]. *Tectonics*, 1989, 8:719–727.
- [15] 张兵, 康磊, 王晓刚, 等. 新疆西准噶尔夏尔莆岩体中微粒镁铁质包体特征及意义[J]. *新疆地质*, 2009, 27(3):207–211.
Zhang Bing, Kang Lei, Wang Xiaogang, et al. Features and meaning of mafic microgranular enclave in Xiaerpu granite in west Junggar, Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 2009, 27(3):207–211 (in Chinese with English abstract).
- [16] 迟清华, 鄢明才. 应用地球化学元素丰度数据手册[M]. 北京:地质出版社, 2007:148.
Chi Qinghua, Yan Mingcai. *Handbook of Elemental Abundance for Applied Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007:148 (in Chinese with English abstract).
- [17] 周珣若. 花岗岩混合作用[J]. *地学前缘*, 1994, 1(1/2):87–97.
Zhou Xunruo. Hybridization in file genesis of granitoids [J]. *Earth Science Frontiers*, 1994, 1 (1/2):87–97 (in Chinese with English abstract).
- [18] Boynton W V. Geochemist of the rare earth elements; meteorite studies [C]//Henderson (ed.). *Rare Earth Element Geochemist*. Elsevier, 1984:63–114.
- [19] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes [C]// Saunders A D, Norry M J (eds.). *Magmaism in Oceanic Basins*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 1989, 42:313–345.
- [20] 中国科学院地球化学研究所. 高等地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1998:174–188.
Institute of Geochemistry Chinese Academy of Sciences. *Higher Geochemistry*[M]. Beijing: Science Press, 1998:174–188 (in Chinese).
- [21] 王晓霞, 王涛, Ilmari Happala, 等. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合作用及岩石学意义——元素和 Nd, Sr 同位素地球化学证据[J]. *岩石学报*, 2005, 21(3):935–946.
Wang Xiaoxia, Wang Tao, Happala I, et al. Genesis of mafic enclaves from rapakivi-textured granites in the Qinling and its petrological significance; evidence of elements and Nd, Sr isotopes [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 21 (3):935–946 (in Chinese with English abstract).
- [22] McMillan N J, Dungan M A. Magma mixing as a petrogenetic process in the development of the Taos Plateau volcanic field, New Mexico, JGR, 1986, 91:6029–6045.
- [23] Foley S F. Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador[J]. *Lithos*, 1984, 17:127–137.
- [24] 王超, 刘良, 张安达, 等. 阿尔金造山带南缘岩浆混合作用:玉苏普阿勒克塔格岩体岩石学和地球化学证据 [J]. *岩石学报*, 2008, 24(12):2809–2819.
Wang Chao, Liu Liang, Zhang Anda, et al. Geochemistry and petrography of Early Paleozoic Yusupuleke Tagh rapakivi-textured granite complex, South Altyn: An example for magma mixing [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24 (12):2809–2819 (in Chinese with English abstract).
- [25] 袁万明, 莫宣学, 喻学惠, 等. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录[J]. *地质评论*, 2000, 46(2):203–211.
Yuan Wanming, Mo Xuanxue, Yu Xuehui, et al. The record of Indosinian tectonic setting from the granitoid of Eastern Kunlun Mountains [J]. *Geological Review*, 2000, 46 (2):203–211 (in Chinese with English abstract).
- [26] 谌宏伟, 罗照华, 莫宣学, 等. 东昆仑造山带三叠纪岩浆混合作用花岗岩的岩浆底侵作用机制[J]. *中国地质*, 2005, 32(3):386–395.
Chen Hongwei, Luo Zhaohua, Mo Xuanxue, et al. Underplating mechanism of Triassic granite of magma mixing origin in the East Kunlun orogenic belt[J]. *Geology in China*, 2005, 32(3):386–395 (in Chinese with English abstract).
- [27] 李宗怀, 韩宝福, 李辛子, 等. 新疆准噶尔地区花岗岩中微粒闪长质包体特征及后碰撞花岗岩质岩浆起源和演化 [J]. *岩石矿物*, 2004, 23(3):214–226.
Li Zonghuai, Han Baofu, Li Xinzi, et al. Microgranular dioritic enclaves in Junggar granites and their implications for the origin and evolution of post-collisional granitic magnetism in North Xinjiang [J]. *Acta Petrologica et mineralogical*, 2004, 23(3):214–226 (in Chinese with English abstract).
- [28] 王玉往, 王京彬, 王书来, 等. 新疆富蕴希力库都克地区岩浆混合作用及其成矿意义[J]. *地质学报*, 2008, 82(2):221–223.
Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Shulai, et al. Magma mixing in the Xiliduke area, Fuyun County, Xinjiang and its mineralization significance [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2008, 82(2):221–223 (in Chinese with English abstract).
- [29] 李玫, 王玉往, 王京彬, 等. 新疆尾亚地区岩浆混合作用的年代学证据[J]. *中国地质*, 2010, 37(1):39–47.
Li Mei, Wang Yuwang, Wang Jingbin, et al. Zircon U–Pb chronologic evidence for magma mixing in the Weiya ore district, Xinjiang [J]. *Geology in China*, 2010, 37 (1):39–47 (in Chinese with English abstract).
- [30] 李辛子, 韩宝福, 季建清, 等. 新疆克拉玛依中基性岩墙群的地质地球化学和 K–Ar 年代学[J]. *地球化学*, 2004, 33(6):574–584.
Li Xinzi, Han Baofu, Ji Jianqing, et al. Geology, geochemistry and K–Ar ages of the Karamay basic-intermediate dyke swarm from Xinjiang, China [J]. *Geochimica*, 2004, 33(6):574–584 (in Chinese with English abstract).
- [31] 曹殿华, 王安建, 李文昌, 等. 普朗斑岩铜矿岩浆混合作用: 岩石学及元素地球化学证据[J]. *地质学报*, 2009, 83(2):166–175.
Cao Dianhua, Wang Anjian, Li Wenchang, et al. Magma mixing in the Pulang porphyry copper deposit: Evidence from petrology and element geochemistry [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2009, 83(2):166–175 (in Chinese with English abstract).
- [32] 张连昌, 万博, 焦学军, 等. 西准古图含铜斑岩的埃达克岩特征及其地质意义[J]. *中国地质*, 2006, 33(3):626–631.
Zhang Lianchang, Wan Bo, Jiao Xuejun, et al. Characteristics and geological significance of adakitic rocks in copper-bearing porphyry in Baogutu, western Junggar [J]. *Geology in China*, 33 (3):626–631 (in Chinese with English abstract).

[33] 宋会侠, 刘玉琳, 屈文俊, 等. 新疆包古图斑岩铜矿床地质特征[J]. 岩石学报, 2007, 23(8):1981-1987.
Song Huixia, Liu Yulin, Qu Wenjun, et al. Geological characters

of Baogutu porphyry copper deposit in Xinjiang, NW China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(7):1981-1988 (in Chinese with English abstract).

Magma mixing in the Karamay rock body of west Junggar, Xinjiang: evidence from geochemistry

ZOU Tao^{1,2}, WANG Jing-bin², WANG Yu-wang², LONG Ling-li²

(1. Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China;

2. Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China)

Abstract: The Karamay intrusive body in west Junggar of Xinjiang is associated with abundant dioritic microgranular enclaves and magma mixed rock of quartz diorite. Under microscope, the enclaves consist mainly of diorite and are of magmatic texture. The enclaves exhibit excellent evidence for magma mixing and mingling, such as long prisms of apatite, malcrystalline augite wrapped in hornblende, and etched girdle of feldspar. Host rocks, magma mixed rocks, dioritic microgranular enclaves and diorite porphyrite dykes of the Karamay rock body are products of different proportions of magma mixing. Geochemically, the major oxide content of the dioritic enclaves, magma mixed rocks and their host rocks all have the same linear trends in the plot. The patterns of REE and trace elements and isotopic signatures of the dioritic enclaves and magma mixed rocks are similar to those of the host granites. Exchanges of elements occurred between the enclaves and the host rocks and almost reached equilibrium. The ratios of characteristic elements and isotopic signatures show that the source rock of the dioritic enclaves is the mantle-derived basic magma, and that the host rock is the crust-derived acidic rock. The geochemical characteristics of the rock further prove the existence of magma mixing in the Karamay rock body, suggesting that the magma mixing was an important style of post-collisional magmatism in northern Xinjiang.

Key words: magma mixing; dioritic enclaves; litho-geochemical characteristics; Karamay rock body; Xinjiang

About the first author: ZOU Tao, male, born in 1983, doctor candidate, majors in mineral reconnaissance and exploration; E-mail: zoutaotao2003@yahoo.com.cn.

About the corresponding author: WANG Yu-wang, male, born in 1965, professor, engages in the study of mineral deposit and related petrology; E-mail: yuwangw@cnnm.com.