

# 东昆仑喀雅克登塔格杂岩体的 SHRIMP 年龄及其地质意义

谌宏伟<sup>1</sup>, 罗照华<sup>2,3</sup>, 莫宣学<sup>2,3</sup>, 张雪亭<sup>2,4</sup>, 王瑾<sup>4</sup>, 王秉璋<sup>4</sup>

(1. 中国地质大学 北京市水资源与环境工程重点实验室, 北京 100083; 2. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083;  
3. 教育部岩石圈构造、深部过程及探测技术重点实验室, 北京 100083; 4. 青海省地质调查院, 青海 西宁 810001)

**摘要:** 喀雅克登塔格杂岩体位于东昆仑祁漫塔格山东南部, 由辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩等岩石类型组成, 具有典型的岩浆混合特征。通过对杂岩体中辉长岩和二长花岗岩的锆石进行 SHRIMP 测年, 分别获得  $403.3 \pm 7.2$  Ma 和  $394 \pm 13$  Ma 两个极为接近的岩浆锆石年龄以及 1116 Ma 的继承锆石年龄。锆石形态学特征显示辉长岩和二长花岗岩中锆石的大致结晶温度分别为  $850 \sim 900^\circ\text{C}$  和  $600 \sim 850^\circ\text{C}$ , 提供了杂岩体形成的深度信息。测年结果为研究东昆仑造山带的演化历史提供了重要的年代学资料。

**关键词:** 锆石 SHRIMP 年龄, 岩浆混合, 锆石形态, 早泥盆世, 喀雅克登塔格, 东昆仑

中图分类号: P588.12, P597+.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2006)01-0025-08

## SHRIMP ages of Kayakedengtage complex in the East Kunlun Mountains and their geological implications

CHEN Hong-wei<sup>1</sup>, LUO Zhao-hua<sup>2,3</sup>, MO Xuan-xue<sup>2,3</sup>, ZHANG Xue-ting<sup>2,4</sup>,  
WANG Jin<sup>4</sup> and WANG Bing-zhang<sup>4</sup>

(1. Key Laboratory of Water Resources and Environment Engineering, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;  
2. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Key Laboratory of  
Lithosphere Tectonics and Exploration, Ministry of Education, Beijing 100083, China; 4. Qinghai Institute of  
Geological Survey, Xining 810001, China)

**Abstract:** Kayakedengtage complex, located in southeastern Qimantage Mountain of the East Kunlun Mountains, consists of gabbro, diorite, quartz diorite, granodiorite, adamellite and syenogranite which are products of a typical magmatic mixing process. The SHRIMP dating of gabbro and adamellite samples yielded magmatic ages of  $403.3 \pm 7.2$  Ma and  $394 \pm 13$  Ma and inherited zircon age of 1116 Ma. The morphological features of zircons from gabbro and adamellite indicate that the zircon crystallization temperatures of these two rocks are  $850 \sim 900^\circ\text{C}$  and  $600 \sim 850^\circ\text{C}$ , respectively, which implies the formation depth of the complex. The dating results provide important data for the evolutionary history of the East Kunlun orogenic belt.

**Key words:** zircon SHRIMP age; magma mixing; zircon morphology; Early Devonian; Kayakedengtage; the East Kunlun Mountains

传统上,东昆仑造山带被认为形成于晚古生代(任纪舜等,1985)。近年来大量资料显示,东昆仑地区显生宙以来可能经历了加里东期和海西-印支期两个重要的造山旋回(姜春发等,1992;张德全等,

收稿日期: 2004-11-03; 修订日期: 2005-05-24

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(200113900069-4, 200113900018-5)

作者简介: 谌宏伟(1969-), 男, 博士, 矿山地质工程师, 矿物、岩石、矿床学专业, E-mail: chw1208.003@163.com 通讯作者: 罗照华, 电话 010-82321390, E-mail: luozhaohua@hotmail.com

2001)。海西-印支期构造-岩浆活动比加里东期强烈得多( 谌宏伟, 2003 ),使得加里东期造山记录保存极不完整<sup>①</sup>,影响了对其造山历史的深入研究。特别是在祁漫塔格地区,其北部被柴达木盆地所覆盖,且由于构造形变发育和后期剥蚀( 刘继平等, 2000 ),用传统的方法很难再造其加里东期构造演化历史。

据前人研究,东昆仑加里东构造旋回始于寒武纪陆台开裂,经历了昆中洋盆形成、志留纪末闭合的全过程<sup>②</sup>,并以多岛小洋盆、软碰撞和构造迁移为特征( 殷鸿福等, 1997 ),不同地点板片碰撞闭合以及碰撞后造山不同步。这种特征使得对东昆仑加里东旋回不同演化阶段的划分以及其演化特征的确定变得更加复杂。尽管如此,近年来有越来越多的迹象显示东昆仑存在早古生代造山旋回,例如杨金中等( 2000 )在鸭子泉奥陶纪祁漫塔格群中识别出以玄武岩和安山岩为主的岛弧火山岩建造,推测东昆仑存在早古生代岛弧,青海省地质调查院根据在祁漫塔格地区获得的 S 型二长花岗岩 417 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄,将板片碰撞和陆内俯冲开始时间大致限定在志留纪末期<sup>①</sup>;罗照华等( 1999 )根据东昆仑上泥盆统沉积建造特征将加里东造山旋回结束时间确定为晚泥盆世。岩浆岩的同位素测年是反演造山历史

的重要手段,然而,由于自然地理条件恶劣和测试方法相对落后,加里东旋回岩浆岩的年龄数据非常有限,极大地妨碍了对该区地质发展史的深入了解。

本文报道了祁漫塔格山东南部喀雅克登塔格杂岩体中辉长岩和二长花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄数据,并对锆石形态学特征开展了较详细的研究,初步探讨了喀雅克登塔格杂岩体的形成地质背景。

### 1 地质背景

喀雅克登塔格位于东昆仑西部那陵格勒隐伏断裂( 昆北断裂 )以北,祁漫塔格山东南部,属祁漫塔格构造岩浆带( 图 1 )。区内出露地层主要为古元古代金水口群混合岩、片麻岩和片岩,三叠纪火山岩系以及第三系和第四系盖层。喀雅克登塔格杂岩体为一岩基,出露面积约为 386 km<sup>2</sup>。杂岩体总体呈 NWW-SEE 方向展布,长轴方向大致平行那陵格勒隐伏断裂。杂岩体的岩石类型多样,包括辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩等。其中二长花岗岩和花岗闪长岩为主要岩石类型,出露面积分别为 218 km<sup>2</sup> 和 83 km<sup>2</sup>。暗色微粒包体的存在表明该岩体的形成可能与岩浆混合作

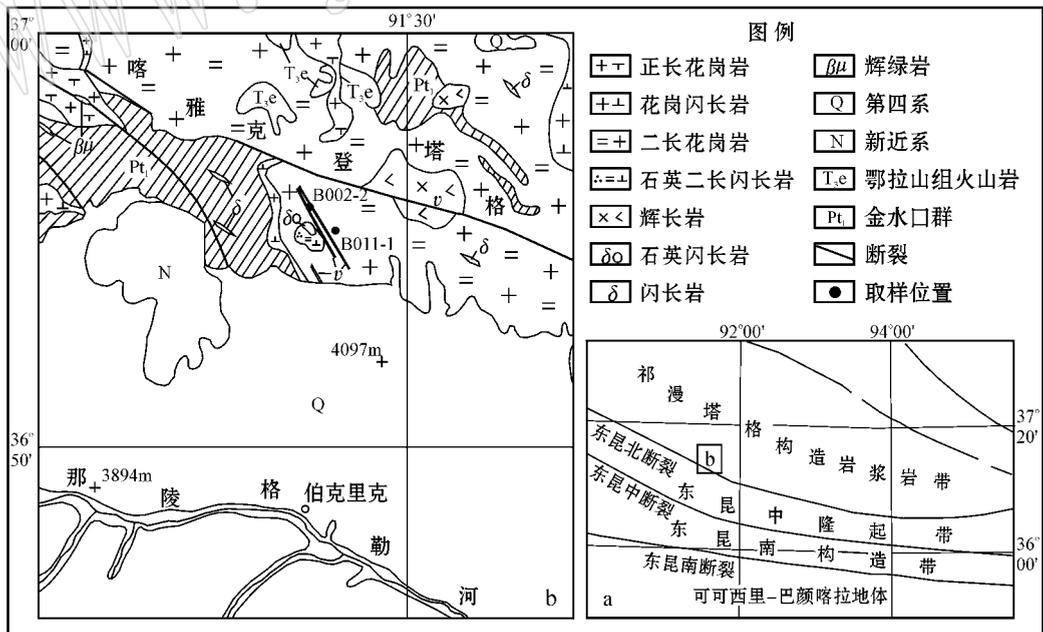


图 1 东昆仑西部喀雅克登塔格及其邻区地质图

Fig. 1 Geological sketch map of Kayakedengtage and its neighboring areas in western East Kunlun Mountains

① 青海省地质调查院. 2003. 1:25 万库郎米其提幅区域地质报告.

② 莫宣学, 邓晋福, 喻学惠, 等. 1998. 东昆仑中段成矿地质背景与找矿方向的框架研究.

用有关 (Collins, 1998; Lauro *et al.*, 2000)。同时, 在花岗岩体、金水口群变质岩中及花岗质岩体与围岩的接触带上常常可见基性岩 (辉长岩, 辉绿岩) 小岩体或岩墙分布 (图 1)。

野外观察表明, 不同岩性单位之间总体表现为脉动式或涌动式接触, 部分表现为渐变接触关系, 表明它们的形成时代不会相差太大, 可能为同一构造-岩浆旋回的产物。因此, 杂岩体的形成可能同时涉及到岩浆分离结晶作用和壳-幔岩浆的混合作用。

## 2 样品及锆石特征

### 2.1 二长花岗岩 (B011-1)

二长花岗岩为组成杂岩体的主要岩石类型之一, 常常与辉长岩和闪长岩小岩体或岩墙同时产出, 彼此接触关系通常较清楚, 局部呈渐变接触关系。二长花岗岩呈浅肉红色、浅灰白色, 中粗粒-中细粒结构, 块状构造。组成矿物为斜长石 (35%~40%,

$An = 26 \sim 30$ ) 钾长石 (30%~35%) 石英 (23%~25%) 黑云母 (5%~7%) 和少量不透明矿物。副矿物主要为绿帘石、锆石及微量磷灰石。取样点坐标为  $E 91^{\circ}25'05''$ ,  $N 36^{\circ}55'34''$ 。

锆石基本无色, 少部分浅烟灰色。锆石粒度为  $100 \sim 250 \mu m$  (长轴方向), 一般呈长柱状, 长宽比为  $2 \sim 3$ 。大部分锆石晶体自形程度高, 环带较清晰, 具岩浆结晶成因的特点 (Hanchar, 1993; 肖庆辉等, 2002; Wu Fuyuan *et al.*, 2000)。个别晶体 (第 4、6、12 号锆石, 按从左至右的顺序) 内部见暗色核, 核形状不规则, 可能是源岩部分熔融或深熔作用留下的残余 (Robb *et al.*, 1999; Duncan *et al.*, 1999)。阴极发光图像下, 第 9、10、11、12 颗锆石内部亮度较大, 基本无环带, 形态趋于圆形化, 具继承核的特征 (Gerhard *et al.*, 1996)。其中第 11 颗锆石继承核的外部环带较清晰, 亮度及对比度小, 是在继承核基础上的岩浆作用生长环带 (Gerhard *et al.*, 1996) (图 2)。

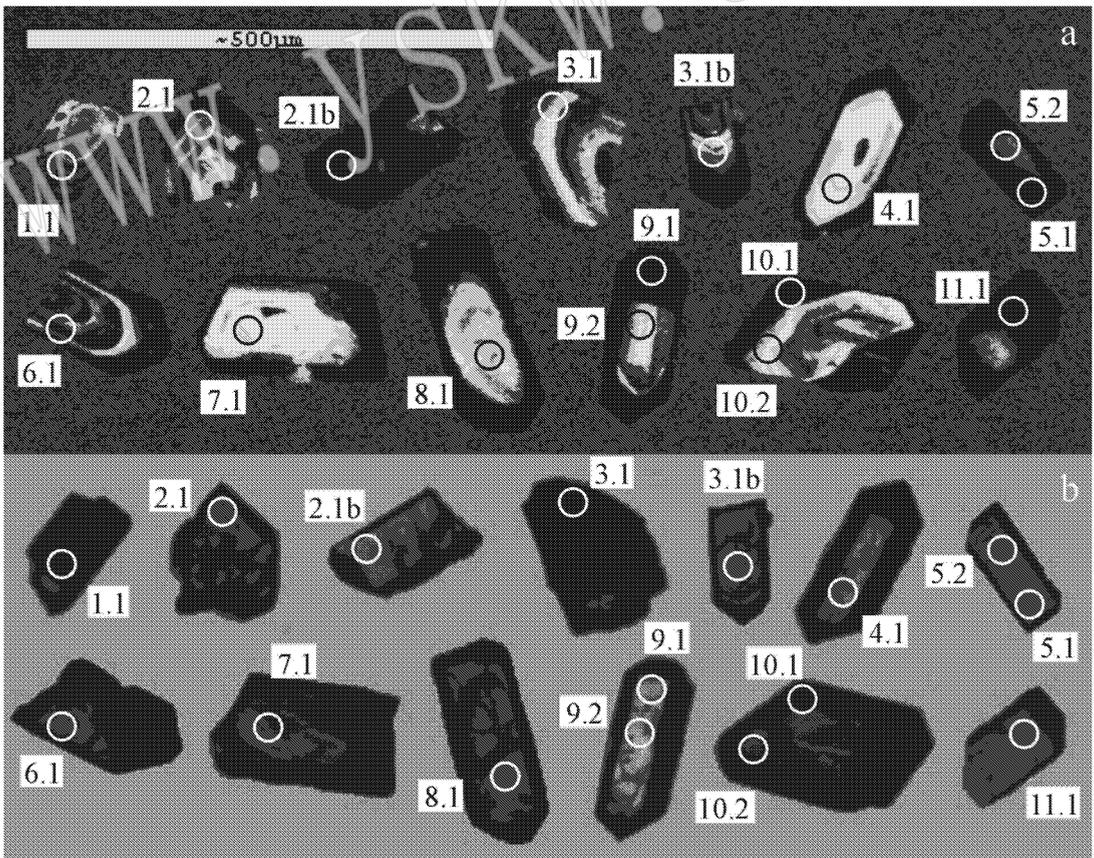


图 2 二长花岗岩 (B011-1) 锆石的透射光和阴极发光图像

Fig. 2 Transmission-light and cathodoluminescence images of zircons from adamellit (B011-1)

a—阴极发光 b—透射光 ; 1. 1—测试点

a—cathodoluminescence image ; b—transmission-light image ; 1. 1—test spot

锆石晶体总体上柱面较锥面发育,从统计的 110 颗锆石晶体来看, {100} 面相对发育的晶体为 78 颗, {100} 面和 {110} 面发育相当的晶体为 32 颗。锥面主要发育 {101} 面的 71 颗, {211} 面相对发育的 25 颗, 其中少部分锆石发育 {110} 和 {101} 面, 相当于 Pupin (1980) 所定义的 S 类和 G 类。S 类中以  $S_{18}$ 、 $S_{19}$  为主, 其次为  $S_{13}$ 、 $S_{14}$  和  $S_{23}$ 、 $S_{24}$ , 显示锆石的形成温度大约为 600~850°C (Pupin, 1980)。

## 2.2 辉长岩 (B002-2)

呈岩墙出露于花岗岩体及金水口群变质岩中, 岩墙延伸连续, 单个岩墙宽度变化小, 一般宽度约 3 m, 长上百米至几公里不等。岩石为深绿-绿色, 半自形细粒结构, 辉绿(辉长)结构, 块状构造。矿物组成

主要为基性斜长石(40%~45%,  $An = 56 \sim 77$ ), 辉石(20%~25%), 角闪石(5%~10%), 黑云母(15%~20%) 和少量橄榄石。副矿物为磷灰石、磁铁矿、尖晶石和锆石。取样点坐标为: E 91°23'07", N 36°55'58"。

锆石基本无色透明, 粒度通常为 100~250  $\mu\text{m}$  (沿长轴方向)。大部分呈长柱状, 晶体长宽比一般大于 2。阴极发光照片显示部分锆石晶体具环带, 个别见暗色残留核(图 3), 锆石为岩浆成因, 且后期改造不明显。锆石主要发育 {100}、{101} 和 {211} 面, 极少部分见 {110} 面。统计的 76 颗锆石中仅 8 颗见 {110} 面。锆石类型主要为  $S_{23}$ 、 $S_{24}$  和 J3、J4 类, 形成温度为 850~900°C (Pupin, 1980)。

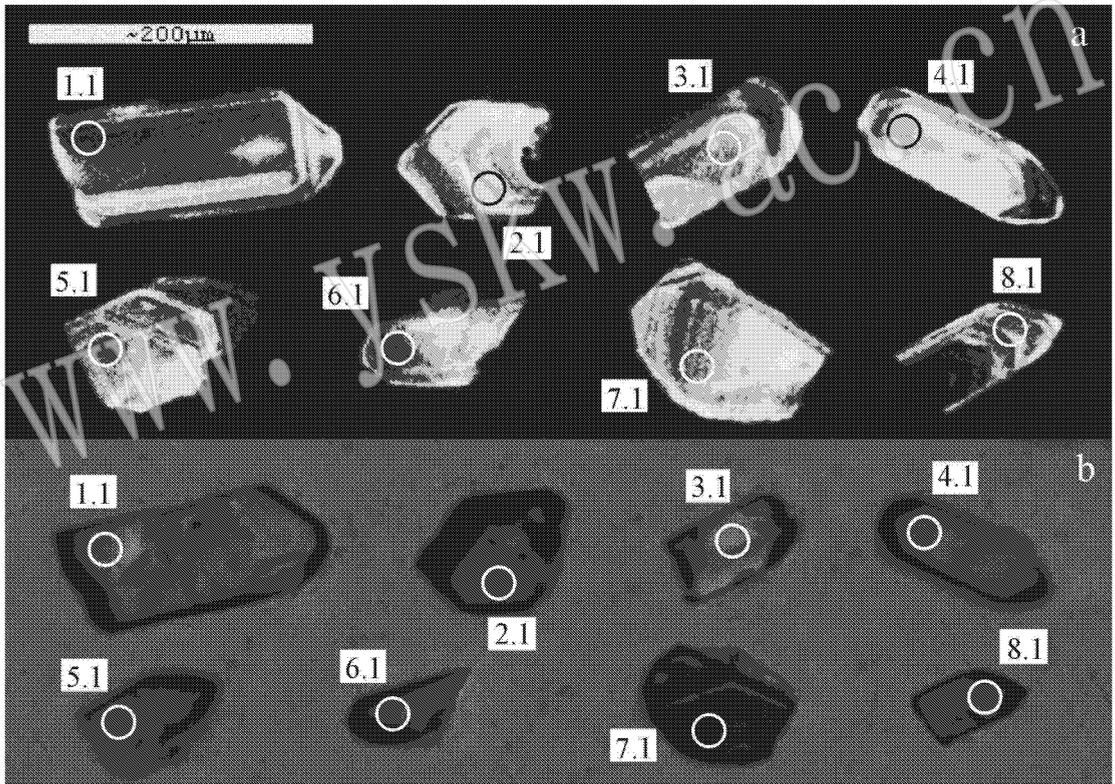


图 3 辉长岩 (B002-2) 锆石的透射光和阴极发光图像(图例同图 2)

Fig. 3 Transmission-light and cathodoluminescence images of zircons from gabbro (B002-2). The legend same as Fig. 2.

与二长花岗岩的锆石相比较, 辉长岩中的锆石基本没有继承核, 未见暗色边, 主要原因是辉长岩为岩浆活动后期快速侵位, 没有和下地壳熔融的酸性岩浆发生混合。

控制花岗质岩石锆石结晶形态的主要因素有岩浆化学成分、温度和水。岩浆化学成分主要影响锆

石锥面的发育, 温度则主要控制锆石晶体的柱面发育程度。随着温度升高, 柱面逐渐发育, 锥面逐渐退化 (Pupin, 1980)。上述岩石类型锆石形态整体以柱状为主, 柱面 {100} 发育, 锥面以 {101} 面为主。锆石形态学特征显示, 辉长岩和二长花岗岩形成温度分别为 850~900°C 和 600~850°C。

### 3 测定方法

挑选 2 kg 左右新鲜样品,无污染碎样至矿物粒度小于 200  $\mu\text{m}$ (由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成),淘洗,人工重砂分离,获得锆石晶体 200~300 粒,然后在显微镜下精心挑选出晶形完整、无裂纹、无包裹体、干净透明的晶体 100 粒左右。

标靶制作由北京离子探针中心完成。测试之前,分别在透射光和反射光下对标靶拍照,再用电子探针进行阴极发光和背散射电子图像成像。对比分析两类图像,圈定离子流束轰击点。首先选择晶体干净、内部结构完整,无裂纹,无包裹体及杂质、晶形以柱状为主的锆石,测定时避开锆石中重结晶、重吸收和残留部分,选择岩浆结晶成因部分,以获得较准确的岩浆结晶年龄。此外,为了探讨花岗岩的源岩时代,有意识地测定了几颗继承锆石的年龄。

年龄测定在北京离子探针中心 SHRIMP II 上完成。仪器测定时质量分辨率约为 5 000(1% 峰

高)。一次离子流  $\text{O}_2^-$  强度为 5 nA。一次离子流束斑直径为 25~30  $\mu\text{m}$ 。清洗时间为 150 s。测定标准 SL13 为宝石级锆石,U 含量为  $238 \times 10^{-6}$ ,年龄为 572 Ma,用于样品 U 含量标定;TEM 用于样品  $^{206}\text{Pb}^+ / ^{238}\text{U}^+$  同位素比值歧视校正。每测定 3 个样品数据点,就测定一个 TEM 标准。数据处理采用 SQUID1.03d 和 ISOPLOT 程序。详细的分析原理和流程见 Williams(1998)。

### 4 测定结果

辉长岩和二长花岗岩的锆石测年结果列于表 1。

#### 4.1 二长花岗岩(B011-1)

样品 B011-1 共测定 13 个锆石颗粒,16 个测试点,其中点 7.1、8.1、9.2 和 10.2 测定继承锆石核年龄,其余 12 个点测定岩浆锆石年龄。岩浆锆石 U、Th 含量变化大,U 含量为  $166.16 \times 10^{-6} \sim 3\,545.36 \times 10^{-6}$ ,Th 含量为  $70.90 \times 10^{-6} \sim 639.81 \times 10^{-6}$ ,两者之间呈现良好的正相关变化关系(图 4a)。

表 1 样品 B002-2 和 B011-1 锆石 SHRIMP II U-Pb 同位素分析结果

Table 1 SHRIMP II U-Pb isotopic analyses of zircons from sample B002-2 and B011-1

样号	岩性	点号	U / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	普通 $^{206}\text{Pb}/\%$	年龄/Ma		同位素比值				
								$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}^*$ / $^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ / $^{238}\text{U}$	$\pm\%$	error
B011-1	二长花岗岩	1.1	801.02	325.78	0.42	42.2	0.3	382.3	$\pm 3.9$	0.462	2.5	0.061 09	1.0	0.418
		2.1	546.39	229.33	0.43	35.2	7.1	433.8	$\pm 8.3$	0.55	27	0.069 6	2.0	0.073
		2.1b	1 794.93	278.21	0.16	100	0.06	406.3	$\pm 4.3$	0.4965	1.6	0.065 06	1.1	0.682
		3.1	322.36	153.05	0.49	29.1	37.19	412	$\pm 15$	0.33	96	0.066 0	3.8	0.039
		3.1b	616.86	196.11	0.33	33.9	0.49	397.7	$\pm 4.3$	0.467	3.5	0.063 63	1.1	0.325
		4.1	166.16	85.19	0.53	9.17	1.37	396	$\pm 6.7$	0.423	11	0.063 4	1.7	0.166
		5.1	3 545.36	583.85	0.17	177	0.63	362.1	$\pm 3.2$	0.436	2.4	0.057 77	0.90	0.375
		5.2	191.81	70.9	0.38	10.5	1.17	392.5	$\pm 8.7$	0.435	9.2	0.062 8	2.3	0.247
		6.1	634.05	347.19	0.57	32.1	0.81	366.5	$\pm 4.2$	0.427	4.3	0.058 51	1.2	0.271
		7.1	142.34	158.7	1.15	23.3	0.63	1116	$\pm 24$	2.082	4.5	0.189 1	2.4	0.525
		8.1	238.06	59.54	0.26	32.7	0.2	955	$\pm 11$	1.542	2.3	0.159 6	1.2	0.516
		9.1	2 837.09	423.68	0.15	166	0.07	423.4	$\pm 3.6$	0.512 0	1.2	0.067 89	0.87	0.699
		9.2	354.18	39.85	0.12	41.3	0.49	817.5	$\pm 8.6$	1.266	2.5	0.135 2	1.1	0.450
10.1	3 181.33	639.81	0.21	194	0.59	439.9	$\pm 3.7$	0.557 8	1.5	0.070 62	0.87	0.571		
10.2	404.61	79.35	0.2	57.4	0.23	982.4	$\pm 9.4$	1.545	1.9	0.164 6	1.0	0.536		
11.1	3 542.78	575.9	0.17	210	0.32	429.7	$\pm 3.6$	0.527 3	1.3	0.068 94	0.86	0.653		
B002-2	辉长岩	1.1	416.42	268.04	0.67	22.6	0.37	393.6	$\pm 4.3$	0.479	3.2	0.062 96	1.1	0.352
		2.1	192.83	79.1	0.42	10.6	1.32	395.4	$\pm 5.5$	0.457	7.8	0.063 25	1.4	0.182
		3.1	259.39	132.2	0.53	14.3	0.62	399.4	$\pm 4.8$	0.461	3.6	0.063 92	1.2	0.346
		4.1	236.39	101.88	0.45	12.9	0.5	393.7	$\pm 5.0$	0.474	4.1	0.062 97	1.3	0.322
		5.1	355.33	191.95	0.56	20		409.4	$\pm 4.6$	0.523	2.4	0.065 58	1.2	0.485
		6.1	379.21	143.4	0.39	21.6	0.43	411.4	$\pm 4.7$	0.487	2.8	0.065 89	1.2	0.431
		7.1	324.41	114.95	0.37	18.6	0.27	414.6	$\pm 5.0$	0.498	2.8	0.066 43	1.2	0.442
		8.1	308.96	107.61	0.36	17.5	0.55	408.6	$\pm 4.8$	0.477	4.2	0.065 43	1.2	0.286

注:  $\text{Pb}^*$  为放射性成因 Pb,  $^{206}\text{Pb}/\%$  指普通铅中  $^{206}\text{Pb}$  占全铅  $^{206}\text{Pb}$  的质量分数;应用测试  $^{204}\text{Pb}$  校正普通铅;分析误差为  $1\sigma$ 。

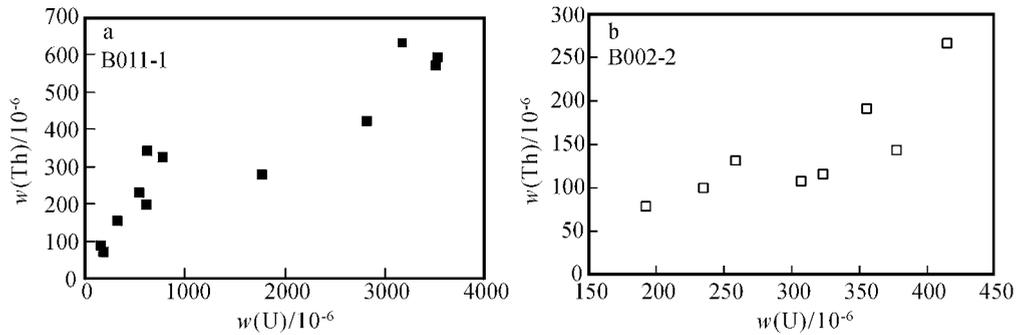


图 4 样品 B011-1 和 B002-2 的锆石 U-Th 含量相关变化图

Fig. 4 U-Th content correlogram of zircon from Sample B011-1 and B002-2

$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  值为 0.15~0.57, 均大于 0.1, 显示具岩浆成因锆石的特征 (Claesson *et al.*, 2000)。其中 2.1b、5.1、9.1、10.1 和 11.1 的 U 含量很高, 是其他点的数十倍, 其点均位于锆石颗粒暗色边部, 是岩浆晚期 U 强烈富集的结果。12 个岩浆锆石测试点数据比较分散,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值在  $362.1 \pm 3.2 \sim 439.9 \pm 3.7 \text{ Ma}$  之间变化 (表 1), 其原因可能是测定

时受到继承核的影响, 特别是 2.1、9.1、10.1 和 11.1 所在的锆石均存在继承锆石核, 影响了测定结果的准确性, 导致这些点年龄偏大。从谐和图上看 (图 5a), 测试点 1.1、2.1b、3.1b、4.1、5.2 数据比较集中, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄平均值为  $394 \pm 13 \text{ Ma}$ , 从阴极发光图像上可以确定这些点基本未受继承核的影响,  $394 \pm 13 \text{ Ma}$  的年龄更接近岩体的形成时代。

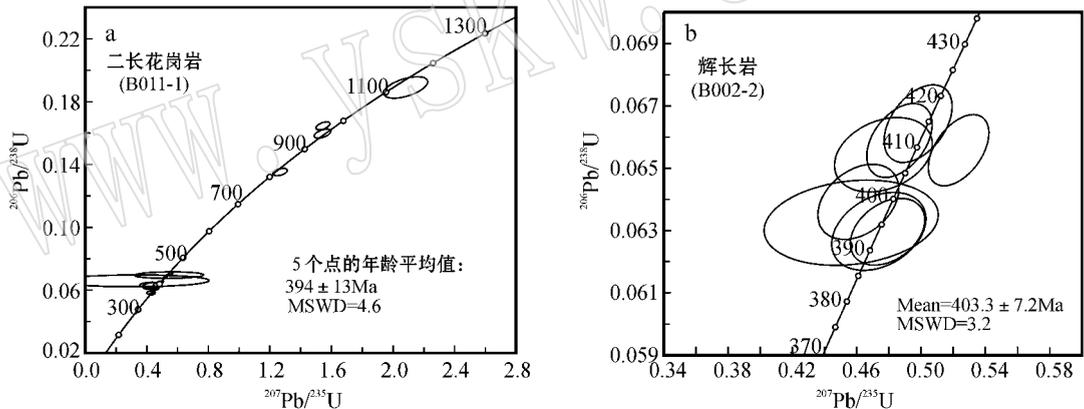
图 5 样品 B011-1 和 B002-2 的锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  同位素年龄谐和图 (95% 置信度)

Fig. 5 U-Pb age concordia diagram for zircon from Sample B011-1 and B002-2 (95% degree of confidence)

4 个继承锆石测试点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值介于  $817.5 \pm 8.6 \sim 1116 \pm 24 \text{ Ma}$  之间 (表 1)。其中 9.2 和 10.2 所在锆石分别测定了内部继承锆石和边部岩浆作用增生边 (图 2)。数据点 9.1、9.2 所在锆石, 边部环带较清晰 (图 2), 边部点 (9.1)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值为  $423.4 \pm 3.6 \text{ Ma}$ , 内部点 (9.2) 为  $817.5 \pm 8.6 \text{ Ma}$ 。10.1 和 10.2 所在的锆石边部点 (10.1)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为  $439.9 \pm 3.7 \text{ Ma}$ , 内部点 (10.2) 为  $982.4 \pm 9.4 \text{ Ma}$ 。该两颗锆石边部点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值偏离岩浆成因锆石平均年龄 ( $394 \pm 13 \text{ Ma}$ ) 较大, 可能是测定时受到了内部继承锆石核的影响。相应地, 内部继承锆石的年龄可能也受到边部岩浆

结晶锆石的影响而年龄值偏小。另外两个继承锆石测试点 (7.1、8.1) 的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值分别为  $1116 \pm 24 \text{ Ma}$  和  $955 \pm 11 \text{ Ma}$ , 基本上反映了继承锆石的时代。因此, 考虑源岩受变质作用及后期改造等因素的影响, 该花岗岩源岩的时代应该至少大于  $1116 \text{ Ma}$ 。

#### 4.2 辉长岩 (B002-2)

样品 B002-2 共测定 8 个点, U 含量为  $192.83 \times 10^{-6} \sim 416.42 \times 10^{-6}$ , Th 含量为  $79.10 \times 10^{-6} \sim 268.04 \times 10^{-6}$ ,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  比值为 0.36~0.67。U、Th 含量之间呈良好的线性相关关系 (图 4b), 表明锆石为岩浆成因 (Claesson *et al.*, 2000)。从锆石阴极发光图像来看, 基本没有继承核, 测定点反映的年龄

值可以代表岩体的形成时代。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  同位素年龄谐和图上数据点基本位于一致线上, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄平均值为  $403.3 \pm 7.2 \text{ Ma}$  (图 5b)。

## 5 讨论与结论

基于东昆仑为海西褶皱带的传统认识(任纪舜等,1985),东昆仑地区海西-印支构造旋回的研究一直受到人们的关注(李光明等,2001;袁万明等,2000;罗照华等,2002;刘成东等,2004),而加里东旋回的研究则显得相对薄弱。近年来,从地层层序、火山岩建造等方面入手试图再造东昆仑加里东旋回的造山历史(曹永清等,1999;杨金中等,2000),但由于缺少关键的同位素年龄数据,给研究工作带来不少困难。本文报道的年龄数据对于深化加里东造山历史的认识无疑具有重要意义。

(1) 基性岩浆活动常常发生在造山旋回的早期或造山后伸展阶段。根据构造环境判别,喀拉克登塔格杂岩体形成于造山后伸展阶段(另文)。因此,杂岩体中辉长岩  $403.3 \pm 7.2 \text{ Ma}$  的同位素年龄表明,东昆仑至少祁漫塔格地区在早泥盆世已处于造山后伸展阶段。该年龄基本限定了加里东旋回在东昆仑地区的结束时间。

(2) 喀拉克登塔格杂岩体中辉长岩和二长花岗岩同位素年龄极为接近,为同一次岩浆活动的产物,表明东昆仑早泥盆世岩浆活动同时具有壳源和幔源的特征。锆石形态学特征显示辉长岩和二长花岗岩中锆石的大致结晶温度分别为  $850 \sim 900^\circ\text{C}$  和  $600 \sim 850^\circ\text{C}$ ,与下地壳包体的平衡温度( $700 \sim 1100^\circ\text{C}$ ) (Rudnick, 1992; Xu *et al.*, 1996; 陈绍海等,1998; 孔华等,2000)相近,指示该杂岩体形成深度较大。二长花岗岩样品中继承锆石  $1116 \text{ Ma}$  的年龄大致代表了东昆仑地区结晶基底的元古宙混合岩。

综合分析,东昆仑地区早泥盆世的岩浆活动明显带有幔源岩浆活动的印记,岩体中暗色微粒包体的出现可能代表了基性岩浆和酸性岩浆混合作用的结果。根据花岗岩的形成温度推测,岩浆混合作用应该发生在下地壳,岩浆活动的热量可能来自于幔源岩浆的底侵作用,但目前仅仅是推测,尚需其他资料予以证实。

河北省区域地质矿产调查研究所实验室张江满老师,中国地质科学院刘敦一、周剑雄、万渝生等老师的指导和帮助,在此表示感谢!

## References

- Cao Yongqing, Luo Zhaohua, Deng Jinfu, *et al.* 1999. Paleozoic volcanic activities and tectonic evolution of the Eastern Kunlun mountains—the northern margin of the Qaidam basin[J]. Geological Review, 45(Supplement): 1002~1009(in Chinese).
- Chen Hongwei. 2003. Crust-Mantle Interaction and Its Effect: an Example from Magmatic Origin and Evolution in the Kunlun Orogenic Belt[D]. M.S. thesis, China University of Geosciences, Beijing(in Chinese).
- Chen Shaohai, Zhang Guohui, Zhou Xinhua, *et al.* 1998. Petrological investigation on the granulite xenoliths from Hannuoba basalts, Northern Sino-Korean craton[J]. Acta Petrological Sinica, 14(3): 366~380(in Chinese with English abstract).
- Claesson V, Vetrin T, Bayanova H.D. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic[J]. Lithos, 51: 95~108.
- Collins W.J. 1998. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granites: implications for crustal architecture and tectonic model[J]. Australian journal of Earth Science, 45: 483~500.
- Duncan K.J., Krogh T.E. 1999. U-Pb Geochronology of Devonian granites in the Meguma Terrane of Nova Scotia, Canada: Evidence for hotspot melting of a Neoproterozoic Source[J]. Journal of Geology, 107: 555~568.
- Gerhard V., Dieter G., Rolf S., *et al.* 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone(Southern Alps): an ion microprobe(SHRIMP) study[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 122: 337~358.
- Hanchar J.M., Miller C.F. 1993. Zircon zonation pattern as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implication for interpretation of complex crustal histories[J]. Chemical Geology, 110: 1~13.
- Jiang Chunfa, Yang Jingsui, Feng Binggui, *et al.* 1992. Opening-closing tectonics in Kunlun area[M]. Beijing: Geology Press, 1~35(in Chinese).
- Kong Hua, Jin Zhenmin, Lin Yuanxian. 2000. Petrology and chronology of granulite xenolith Daoxian county, Hunan province[J]. Journal of Changchun University of Science and Technology, 30(2): 115~119(in Chinese).
- Lauro V.S.N., Evandro F.de L. 2000. Hybridization of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, Southern Brazil[J]. Journal of South American Earth Sciences, 13: 67~78.
- Li Guangming, Shen Yuanchao, Liu Tiebing. 2001. Geological and geochemical characteristics of variscan granite in the Qimantage region,

致谢 在样品的挑选、制作、测试过程中,得到

- Eastern Kunlun[J]. *Geology and Prospecting*, 37(1): 73~78 (in Chinese).
- Liu Chengdong, Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, *et al.* 2004. Crust - mantle magma mixing in East Kunlun: evidence from zircon SHRIMP chronology[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(6): 596~602 (in Chinese).
- Liu Jiqing, Hu Zhengguo, Qian Zhuangzhi, *et al.* 2000. Characteristics of NW linear structure and its signification for prospecting in East Kunlun Mountain[J]. *Journal of Xi'an Engineering University*, 22(2): 18~21 (in Chinese).
- Luo Zhaohua, Deng Jinfu, Cao Yongqing, *et al.* 1999. The late Paleozoic - early Mesozoic volcanism and regional tectonic evolution of Eastern Kunlun, Qinghai province[J]. *Geoscience*, 13(1): 51~56 (in Chinese).
- Luo Zhaohua, Ke Shan, Cao Yongqing, *et al.* 2002. Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun[J]. *Geological Bulletin of China*, 21(6): 292~297 (in Chinese).
- Pupin J P. 1980. Zircon and Granite Petrology[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 207~220.
- Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, *et al.* 1985. Tectonics and its evolution in China[M]. Beijing: Science Press, 1~85 (in Chinese).
- Robb L J, Armstrong R A, Waters D J. 1999. The history of granulite-facies metamorphism and crustal growth from Single Zircon U-Pb Geochronology: Namaqualand, South Africa[J]. *Journal of Petrology*, 40(12): 1747~1770.
- Rudnick R L. 1992. Xenoliths—Samples of the lower continental crust [A]. Fountain D M, Arculus R, Kay R W. *Continental Lower Crust*[C]. Elsevier, Amsterdam, 269~316.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe [A]. McKibben M A, Shanks III W C, Ridley W I. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* [C]. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1~35.
- Wu Fuyuan, Sun Deyou, Li Huimin, *et al.* 2000. Zircon U-Pb ages of the basement rocks beneath the Songliao Basin, NE China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 45(16): 1514~1518.
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, *et al.* 2002. Thought and Methods in Studying Granite[M]. Beijing: Geology Press, 106~109 (in Chinese).
- Xu X, O'Reilly S Y, Zhou X, *et al.* 1996. A xenolith - derived geothermal and the crust - mantle boundary at Qilin, southeastern China[J]. *Lithos.*, 38(1~2): 41~62.
- Yang Jinzhong, Shen Yuanchao, Liu Tiebing. 2000. Tectonic environment analysis on volcanic rocks from Qimantage group, East Kunlun Orogenic Belt, Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 18(2): 105~112 (in Chinese).
- Yin Hongfu, Zhang Kexin. 1997. Characteristics of the Eastern Kunlun Orogenic Belt[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 22(4): 339~342 (in Chinese).
- Yuan Wanming, Mo Xuanxue, Yu Xuehui, *et al.* 2000. The record of Indosinian tectonic setting from the granulite of Eastern Kunlun Mountain[J]. *Geological Review*, 46(2): 203~211 (in Chinese).
- Zhang Dequan, Feng Chengyou, Li Daxin, *et al.* 2001. Orogenic gold deposits in the north Qaidam and East Kunlun Orogen[J]. *Mineral Deposits*, 20(2): 137~146 (in Chinese).

## 附中文参考文献

- 曹永清, 罗照华, 邓晋福, 等. 1999. 东昆仑—柴达木北缘地区早古生代火山活动与构造演化[J]. *地质论评*, 45(增刊): 1002~1009.
- 谯宏伟. 2003. 壳-幔相互作用及其效应——以昆仑造山带岩浆起源和演化为例[D]. 北京: 中国地质大学.
- 陈绍海, 张国辉, 周新华, 等. 1998. 汉诺坝玄武岩中麻粒岩类捕虏体的岩石学特征[J]. *岩石学报*, 14(3): 366~380.
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 1992. 昆仑开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 1~35.
- 孔华, 金振明, 林源贤. 2000. 道县玄武岩中麻粒岩包体的岩石学及年代学[J]. *长春科技大学学报*, 30(2): 115~119.
- 李光明, 沈远超, 刘铁兵. 2001. 东昆仑祁漫塔格地区华力西期花岗岩地质地球化学特征[J]. *地质与勘探*, 37(1): 73~78.
- 刘成东, 莫宣学, 罗照华, 等. 2004. 东昆仑壳-幔岩浆混合作用来自锆石 SHRIMP 年代学的证据[J]. *科学通报*, 49(6): 596~602.
- 刘继庆, 胡正国, 钱壮志, 等. 2000. 东昆仑 NW 向线性构造带地质特征及找矿意义[J]. *西安工程学院学报*, 22(2): 18~21.
- 罗照华, 邓晋福, 曹永清, 等. 1999. 青海省东昆仑地区晚古生代—早中生代火山活动与区域构造演化[J]. *现代地质*, 13(1): 51~56.
- 罗照华, 柯珊, 曹永清, 等. 2002. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动[J]. *地质通报*, 21(6): 292~297.
- 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 1985. 中国大地构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社, 1~85.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 106~109.
- 殷鸿福, 张克信. 1997. 东昆仑造山带的一些特点[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 22(4): 339~342.
- 杨金中, 沈远超, 刘铁兵. 2000. 新疆东昆仑祁漫塔格群火山岩建造成因初析[J]. *新疆地质*, 18(2): 105~112.
- 袁万明, 莫宣学, 喻学慧, 等. 2000. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录[J]. *地质论评*, 46(2): 203~211.
- 张德全, 丰成友, 李大新, 等. 2001. 柴北缘—东昆仑地区的造山型金矿床[J]. *矿床地质*, 20(2): 137~14.