

文章编号: 0258-7106(2012)04-0745-13

# 西藏厅宫矿区始新世斑岩的厘定及其地质意义\*

杜等虎<sup>1,2</sup> 杨志明<sup>2\*\*</sup> 李秋耘<sup>1,2</sup> 刘云飞<sup>1,2</sup> 格桑平措<sup>3</sup> 王海勇<sup>4</sup>

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;  
3 西藏矿业公司, 西藏 拉萨 850000; 4 西藏地质六队, 西藏 拉萨 850000)

**摘要** 厅宫铜矿的勘查工作一直是围绕英云闪长斑岩、斑状二长花岗岩等几套斑岩进行的, 而未对这几期岩体的年代及成因做过详细评价, 并且一直认为这几套斑岩为中新世岩浆岩。笔者通过研究, 发现在矿区大面积出露的斑状二长花岗岩并非中新世岩浆岩, 而是始新世岩浆岩[(48.88 ± 0.53) Ma], 为冈底斯岩基的重要组成部分。文章通过精确的SIMS 锆石微区O同位素和LA-MC-ICPMS 锆石Hf同位素分析, 获得斑状二长花岗岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于4.4~8.4之间,  $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于5.81‰~6.62‰之间, 显示出亏损的地球化学特征, 表明该岩体可能起源于新生地壳的部分熔融或者楔形地幔部分熔融形成的岩浆发生分异结晶后的产物。通过对比研究还发现, 厅宫矿区岩体组合特征与矿集区内冲江、白容及岗讲矿床类似。因此, 在进行找矿勘查工作部署时, 应充分考虑这套斑状二长花岗岩与矿化的关系, 对缩小勘查范围具有重要的现实意义。

**关键词** 地球化学 斑状二长花岗岩 锆石 U-Pb 年龄 锆石 Hf-O 同位素 亏损地幔 厅宫铜矿

中图分类号 P618.41 P597

文献标志码 A

## Determination of Eocene porphyritic monzogranite intrusions in Tinggong ore district of Tibet and its geological significance

DU DengHu<sup>1,2</sup>, YANG ZhiMing<sup>2</sup>, LI QiuYun<sup>1,2</sup>, LIU YunFei<sup>1,2</sup>,  
GeSangPingCuo<sup>3</sup> and WANG HaiYong<sup>4</sup>

(1 School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Tibet Mineral Resources Company, Lhasa 850000, Tibet, China; 4 No.6 Geological Party of Tibet, Lhasa 850000, Tibet, China)

### Abstract

The exploration of the Tinggong porphyry copper deposit (PCD) has been always focused on a suite of porphyritic intrusions, which have been thought to be the Miocene in age. But there is no precise dating work on them, and the genesis of these intrusions is still enigmatic. Zircon U-Pb SIMS dating of porphyritic monzogranite in this study indicates that the intrusions intensively exposed in the Tinggong ore district are Eocene [(48.88 ± 0.53) Ma] instead of Miocene in age, and constitute a part of the Gangdise batholiths. High-precision in-situ ion microprobe analysis of zircon Hf-O isotopes from porphyritic monzogranite shows relatively stable ranges:  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 4.4 \sim 8.4$ , and  $\delta^{18}\text{O} = 5.81\text{‰} \sim 6.62\text{‰}$ , close to data of the member of depleted mantle (DM) in the plot of  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ . Such isotopic features indicate that abundant mantle-derived materials (up to 70%~90%) were involved in the formation of porphyritic monzogranite. Further studies indicate that such mineralization-un-

\* 本文为国土资源部行业科研专项(编号 201011011)和国家基础研究规划“973”项目(编号 2011CB403104)联合资助的成果

第一作者简介 杜等虎,男,1986年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: zdenghu@126.com

\*\* 通讯作者 杨志明,男,1978年生,副研究员,主要从事斑岩铜矿的研究。Email: zm.yang@hotmail.com

收稿日期 2012-04-20; 改回日期 2012-06-11。秦思婷编辑。

related porphyritic intrusions occur not only in Tinggong but also in such ore deposits as Chongjiang, Bairong and Gangjiang in the ore concentration area. Thus, the relationship between the porphyritic intrusions and Cu-Mo mineralization should be adequately considered in the upcoming exploration in this area.

**Key words:** geochemistry, porphyritic monzogranite, zircon U-Pb dating, zircon Hf-O isotopes, depleted mantle, copper deposit

位于西藏腹地拉萨地体南缘的冈底斯斑岩铜矿带,是近期发现的一条重要的铜矿带,该矿带的成功确立无疑是中国地质勘探领域近十年最为耀眼的成果。目前,冈底斯斑岩铜矿带内已发现2个超大型矿床(驱龙、甲马)4个大型矿床(帮浦、厅宫、冲江、岗讲)以及一系列中、小型矿床,铜金属量约为2 000万吨。位于矿带中部的厅宫矿床,正处于勘查阶段,且一直是针对矿区出露的几套斑岩进行,如矿区南部的斑状二长花岗岩、中部的粗粒二钾长花岗岩以及中西部的英云闪长斑岩。过去,地质学者们一直认为这些岩石形成于中新世,但缺少精细的年代学约束。为此,本次对矿区内大面积出露的斑状二长花岗岩进行了锆石 U-Pb 定年,结果显示其形成于始新世,而非原先认为的中新世,因此,与矿床中新世形成的 Cu、Mo 矿化无成因联系。为查明该套岩石的成因,本次研究开展了锆石原位 Hf-O 同位素研究,这套岩石显示出新生下地壳化学特征,表明其可能形成于新生下地壳的部分熔融。对比研究发现,厅宫矿区岩浆岩组合特征与矿集区内冲江、白容及岗讲矿床类似,具有可比性。因此,在矿集区下一步勘查部署时,应充分考虑这套岩石与矿化的关系,这对缩小勘查区域将具有重要的现实意义。

由于矿区岩石经历了后期的热液蚀变,常规测试方法得出的结果可能有干扰,而锆石能有效详细地记录岩浆混合和分异演化过程中同位素组成变化(李献华等 2009)。由于不同地幔环境的 Hf 同位素组成变化范围很大,因此,仅用 Hf 同位素很难准确限定地幔岩浆是否参与了花岗岩的形成,而锆石 Hf-O 同位素综合研究能够为研究花岗岩的成因,特别是鉴别幔源物质在花岗岩成岩过程中的作用,提供有效的制约(李献华等 2009)。而且,锆石对氧同位素有很好的保存性、较高的稳定性(张少兵等 2007)以及较强的抗干扰能力,对于研究像厅宫矿区这种经历后期热液蚀变的岩石有很大的优越性。综上所述,采用 Hf-O 同位素联合示踪,能够有效地鉴别幔

源岩浆是否参与花岗岩形成过程,并可估算幔源岩浆参与的大致比例,揭示花岗岩的成因及其与成矿的关系。

## 1 区域地质背景

青藏高原碰撞造山带由一系列的古生代和中生代地体拼合而成,新生代前为亚洲大陆南缘的一部分(Yin et al. 2000)。晚侏罗世甚至早白垩世时,新特提斯洋开始向北持续俯冲(Schärer et al. 1984),但最近有学者在冈底斯南部发现了一套晚三叠世—早侏罗世(205~170 Ma)(Chu et al. 2006;张宏飞等 2007;杨志明等 2008a;Ji et al. 2009;Zhu et al. 2011;杨志明等 2011)具弧岩浆特征的花岗质岩石,使新特提斯洋的俯冲时限提前至晚三叠世(纪伟强等 2009)。55 Ma 甚至更早(70~65 Ma)(Yin et al. 2000;莫宣学等 2003;Ding et al. 2005;Guillaume et al. 2010;Zhu et al. 2011),新特提斯洋消亡,印度-亚洲大陆碰撞,西藏碰撞造山带的格局基本形成。

与冈底斯斑岩铜矿带形成有关的,主要为新近纪岩浆-变形等事件。该事件以大规模逆冲推覆系统(30~24 Ma, Yin et al. 2000),冈底斯岩基快速抬升剥露(21~18 Ma, Copeland et al. 1987; Harrison et al. 1992),EW 向伸展(18 Ma, Williams et al. 2001),SN 向裂谷(14~13.5 Ma, Coleman et al. 1995; Blisniuk et al. 2001)和钾质-超钾质火山-岩浆(25~10 Ma, Coulon et al. 1986; Turner et al. 1993; Miller et al. 1999)的发育为特征(侯增谦等 2005; 杨志明等 2008b)(图 1a)。与成矿有关的斑岩伴随上述地质事件形成,其就位受 SN 向正断层系统与 EW 向逆冲/正断层系统联合控制;时间上,这些斑岩体的形成年龄介于 19.7~12.2 Ma 之间,处于后碰撞地壳伸展阶段,侵位高峰集中于 16 Ma 左右(芮宗瑶等 2003, 2004; Hou et al. 2004)。

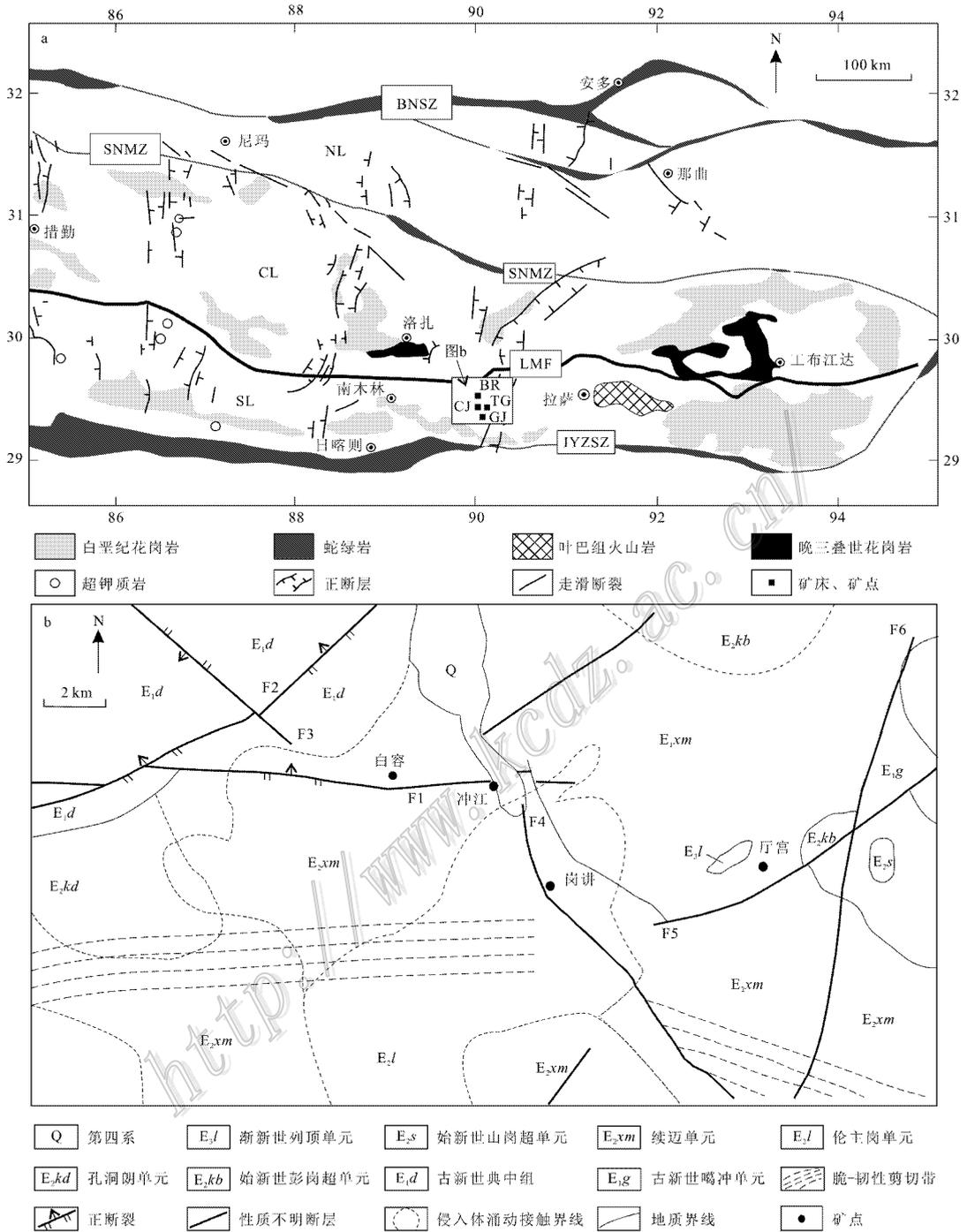


图 1 冈底斯斑岩铜矿带地质简图(a) (底图据 Zhu et al. 2011 修改) 和尼木矿集区地质简图(b) (底图据王小春等 2002 修改)

BNSZ—班公湖-怒江缝合带；SNMZ—狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带；LMF—落巴堆-米拉山断裂带；IYZSZ—印度河-雅鲁藏布江缝合带；NL—北拉萨微地块；CL—中拉萨微地块；SL—南拉萨微地块；BR—白容矿区；TG—厅宫矿区；CJ—冲江矿区；GJ—岗讲矿区

Fig. 1 Simplified geological map of the Gangdise porphyry copper belt in Tibetan orogen(a) (modified after Zhu et al. 2011) and simplified geological map of the Nimu ore concentration area(b) (modified after Wang et al. , 2002)

BNSZ—Bangong-Nuijiang suture；SNMZ—Shiquan river-Namuco Mélange zone；LMF—Luobadui-Milashan fault；IYZSZ—Indu River-Yalungzangbojiang suture；NL—Northern Lhasa terrane；CL—Central Lhasa terrane；SL—Southern Lhasa terrane；BR—Bairong ore district；TG—Tinggong ore district；CJ—Chongjiang ore district；GJ—Gangjiang ore district

## 2 矿区地质和矿床地质

厅宫矿床位于冈底斯斑岩铜矿带中段的尼木矿集区,矿集区主要出露白垩系、古近系陆相火山岩,包括比马组、设兴组、典中组、年波组和帕那组(图1b)。区域性主干断裂为帕古-热堆脆-韧性剪切带,还发育部分次级的EW向逆冲推覆构造和NW向、NNW向及NE向的张性正断层。区内侵入岩十分发育,主要有古新世的噶冲单元、始新世的安岗超单元(包括俄岗、伦主岗、续迈、孔洞朗等单元)、彭岗超单元(山岗和卡布下爬单元)、渐新世的列顶单元以及中新世的雪古拉单元。侵入岩体岩石类型复杂,主要有(角闪)黑云二长花岗岩、黑云花岗斑岩、石英二长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长岩、英云闪长岩

等(王小春等,2002)。

### 2.1 矿区地质

厅宫矿区仅发育古近系林子宗群陆相火山岩,主要分布于矿区西北角的帕那组火山碎屑岩(图2),岩性以英安质和流纹质的凝灰岩为主。矿区大面积分布的是新生代岩浆岩,主要有中细粒花岗闪长岩、斑状二长花岗岩、英云闪长斑岩、中细粒-中粗粒二长花岗岩以及最晚期的闪长玢岩岩脉(图2),其中,与成矿有关的是中细粒-中粗粒二长花岗岩。该岩体的锆石 U-Pb 年龄为  $(17.0 \pm 0.6)$  Ma(芮宗瑶等,2004),为该岩体的结晶年龄。辉钼矿的 Re-Os 年龄为  $(15.49 \pm 0.4)$  Ma(芮宗瑶等,2004),即本矿床的成矿年龄,由此可知,厅宫矿床是产于后碰撞的伸展环境(侯增谦等,2001;2004;曲晓明等,2001;Hou et al.,2004)。

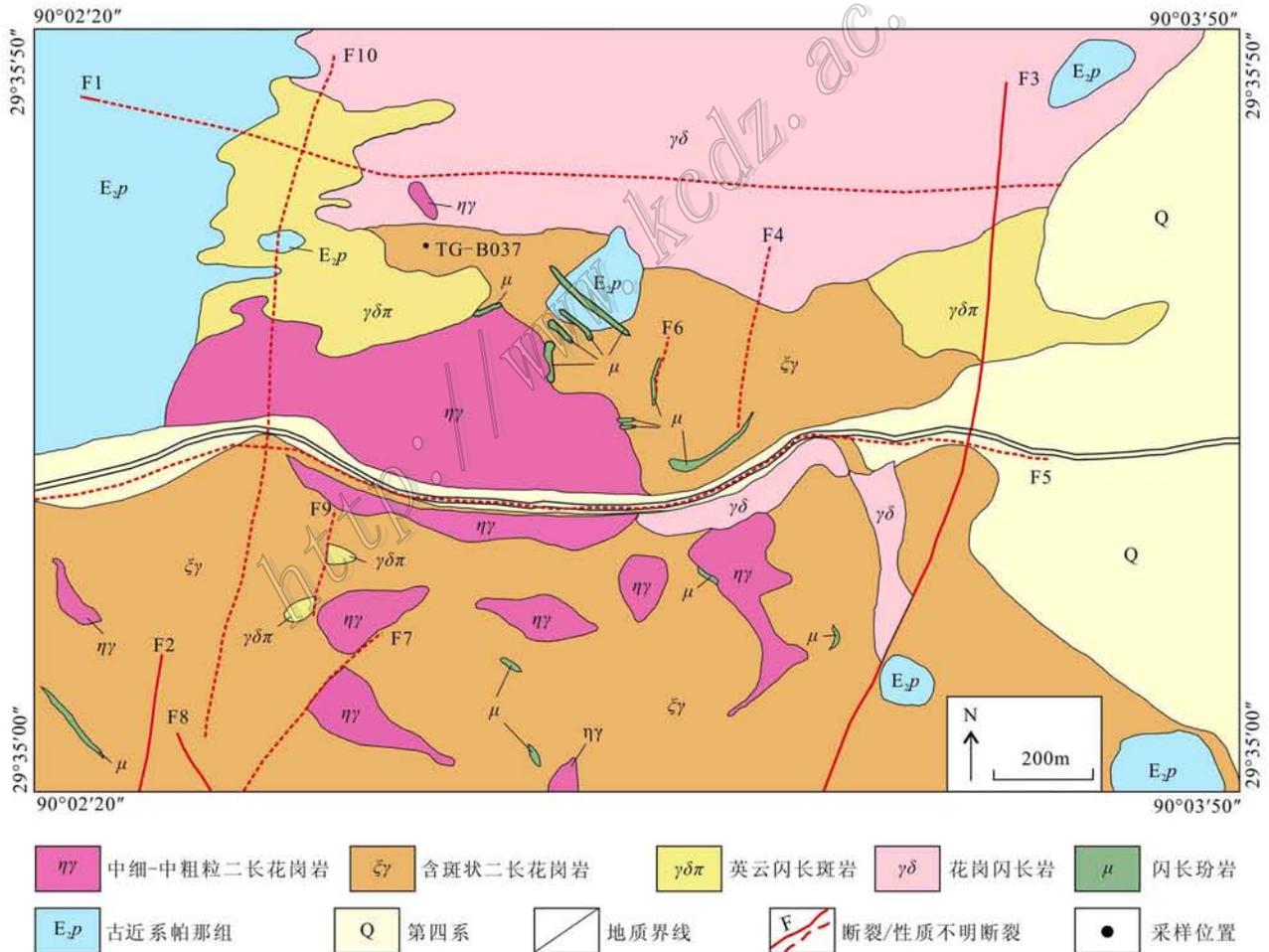


图2 西藏厅宫铜矿矿区地质图<sup>①</sup>

Fig. 2 Geological map of the Tinggong deposit in Tibet

① 李光明,等. 2003. 西藏尼木县厅宫斑岩铜矿蚀变带地质图. 内部资料.

矿区断裂构造发育,可达十余条。主要有EW向逆冲断层和NE-NNE向正断层,矿体明显受断裂构造控制。平行于主碰撞带EW向的断裂,控制了深部岩浆房的形成(李金祥等,2007);而NS向和NNE向的次级正断层,可能控制了含矿斑岩的侵位和矿床的分布。成矿后的NW向、NNW向及少量的NE向断裂也十分发育,部分被中基性岩脉充填,少数断层泥尚未完全固结。

## 2.2 矿床地质

### 2.2.1 矿化特征

厅宫铜矿位于西藏拉萨地区尼木县境内,2011年西藏地质六队的核查报告<sup>①</sup>显示(331+332+333)类铜金属量为78万吨左右,氧化矿石占到了12%左右。氧化矿矿石矿物主要为孔雀石、铜蓝等,多呈皮壳状或脉状产于岩石的裂隙或节理中。原生矿石矿物为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿,次为辉铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿等;脉石矿物为石英、钾长石、斜长石、绢云母、黑云母等。矿化形式主要为浸染状和脉状的黄铜矿、辉钼矿和黄铁矿化。厅宫铜矿原生矿石品位较低, $w(\text{Cu})$ 为0.255%, $w(\text{Mo})$ 为0.032%,伴生元素Au为0.011 g/t,Ag为13.03 g/t。

### 2.2.2 蚀变分带

厅宫铜矿的蚀变分带比较明显,具有典型的面状蚀变特征。从内部向外依次为:最早期的钾硅酸盐化蚀变,主要蚀变矿物有钾长石、黑云母、石英等;其外为晚期的黄铁绢英岩化蚀变带,主要蚀变矿物

有绢云母、石英、绿帘石、伊利石等;最外围是形成于钾硅酸盐化和绢英岩化2个蚀变阶段转换期的青磐岩化蚀变,主要蚀变矿物有绿泥石、绿帘石及电气石等;后期的泥化蚀变多沿断裂呈带状分布,蚀变产物以高岭土为主。

## 3 样品描述及分析方法

### 3.1 样品描述

本次研究的样品(TG-B037)采自厅宫矿区中北部的斑状二长花岗岩,采样位置如图2标示。岩石主要由钾长石巨晶(含量约15%)、斜长石(含量约35%~40%)、石英(含量约35%)组成,还有黑云母和角闪石(含量约10%)。石英具较明显的熔蚀结构。岩石蚀变相对较弱,少量黑云母、角闪石等暗色矿物发生绿帘石化、绿泥石化,斜长石弱伊利石化并被后期的高岭土化蚀变叠加(图3)。脉体不发育,矿化较弱,仅见少量星点状黄铁矿化。

### 3.2 分析方法

#### 3.2.1 SIMS 锆石 U-Pb 定年

锆石单矿物的分选在廊坊地质服务有限公司完成,利用无污染标准技术分选。锆石制靶在中国科学院地质与地球物理研究所完成。对锆石进行透射光和反射光显微照相以及阴极发光图象分析,以检查锆石的内部结构、帮助选择适宜的测试点位。样品靶在真空下镀金以备分析。

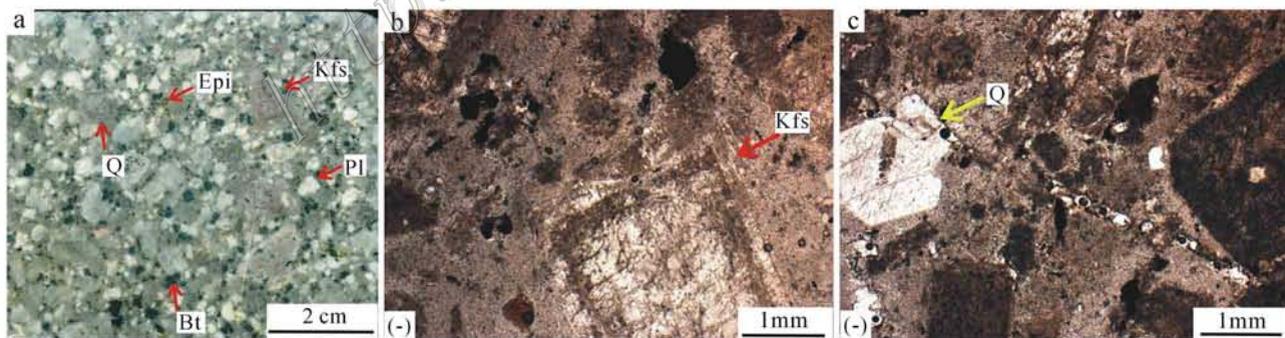


图3 测试样品的手标本(a)及镜下照片(b,c)

Kfs—钾长石;Q—石英;Pl—斜长石;Bt—黑云母;Epi—绿帘石

Fig. 3 Hand specimen(a) and microscopic photographs of the test sample(b,c)

Kfs—Potassium feldspar; Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Bt—Biotite; Epi—Epidote

① 西藏地质勘查院第六地质大队,西藏矿业公司,2011. 西藏自治区尼木县厅宫矿区铜矿2011年度储量核查报告. 内部资料.

U、Th、Pb的测定在中国科学院地质与地球物理研究所 CAMECA IMS-1280 二次离子质谱仪 (SIMS) 上进行, 详细分析方法见 Li 等 (2009)。U-Th-Pb 同位素比值用标准锆石校正获得,  $\alpha(U)$  采用标准锆石 91500 ( $81 \times 10^{-6}$ , Wiedenbeck et al., 1995) 校正获得, 以长期监测标准样品获得的标准偏差 ( $1SD=1.5\%$ , Li et al., 2010) 和单点测试内部精度共同传递得到样品单点误差, 以标准样品青湖 (159.5 Ma, Li et al., 2009) 作为未知样监测数据的精确度。普通 Pb 校正采用实测  $^{204}\text{Pb}$  值。由于测得的普通 Pb 含量非常低, 假定普通 Pb 主要来源于制样过程中带入的表面 Pb 污染, 以现代地壳的平均 Pb 同位素组成 (Stacey et al., 1975) 作为普通 Pb 组成进行校正。同位素比值及年龄误差均为  $1\sigma$ 。数据处理采用 ISOPLOT 软件 (Ludwig, 2001)。

### 3.2.2 SIMS 锆石氧同位素分析

锆石微区原位氧同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室的 Cameca IMS-1280 型双离子源多接收器二次离子质谱仪上进行。用强度为  $\sim 2$  nA 一次  $^{133}\text{Cs}^+$  离子束通过 10 kV 加速电压轰击样品表面, 采用高斯照明方式聚焦于约  $10 \mu\text{m}$  大小, 以光栅扫描方式扫描  $10 \mu\text{m}$  范围, 样品表面信号采集大小约为  $20 \mu\text{m}$ 。以垂直入射的电子枪均匀覆盖于  $100 \mu\text{m}$  范围来中和样品表面荷电效应。经过  $-10$  kV 加速电压提取负二次离子, 经过 30 eV 能量窗过滤, 质量分辨率为 2 500, 以两个法拉第杯同时接收  $^{16}\text{O}$  和  $^{18}\text{O}$ 。样品点分析采集 21 组数据, 单组  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  数据内精度一般优于  $0.2\% \sim 0.3\%$  ( $1\sigma$ )。

仪器质量分馏校正采用 91500 锆石标准,  $\delta^{18}\text{O} = 9.9\%$  (Wiedenbeck, et al., 2004), 测量的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比值通过 VSMOW 值 ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0020052$ ) 校正后, 加上仪器质量分馏校正因子 IMF 即为该点的  $\delta^{18}\text{O}$  值。

### 3.2.3 LA-MC-ICPMS 锆石 Hf 同位素

锆石 Hf 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所等离子体质谱实验室完成。采用配有 Geolas-193 型紫外激光剥蚀系统 (LA) 的 Neptune 型多接收电感耦合等离子体质谱 (MC-ICPMS) 进行分析。Hf 同位素分析与氧同位素分析点相对应。采用的激光剥蚀脉冲速率为  $8 \sim 10$  Hz, 激光束直径为

$63 \mu\text{m}$  (取决于锆石颗粒大小), 激光束的能量密度为  $10 \text{ J}/\text{cm}^2$ , 剥蚀时间约为 26 s, 具体测试过程见 Wu 等 (2006)。

实验中以 He 作为剥蚀物质的载气, 用标准锆石 91500 与锆石样品交叉分析对仪器漂移进行外部监控。在本研究分析过程中, 锆石标样 91500 的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值变化于  $0.282310 \sim 0.282319$ , 平均值为  $(0.282305 \pm 20 \times 2\sigma)$ , 完全在仪器的正常测试范围内 ( $0.282274 \sim 0.28332$ , Wu et al., 2006)。

## 4 结果分析

### 4.1 锆石 U-Pb 年龄测试结果

该斑岩锆石大小多在  $100 \mu\text{m}$  左右, 通过锆石阴极发光 (图 4) 及透、反射图像可以发现, 该斑岩体的锆石大致可以分为 3 类: ① 长宽比较大 (约 1:3) 的长柱状, 表面相对干净, 含子矿物 (可能为磷灰石) 较多。一般在这种锆石的阴极发光图像中, 生长环带较明显, 具有典型的岩浆锆石特点。② 长宽比中等 (约 1:1.5~1:2) 的短柱状, 表面颜色较深, 包裹体不清楚。阴极发光图像中, 部分环带清晰, 部分环带已难以辨别。③ 呈近等轴状, 这类锆石数量较少, 晶型多浑圆状, 透射光下锆石呈深黑色, 表面极不干净, 反射光下, 锆石表面有较多小坑, CL 图像中已看不出环带。综合各方面特征判断, 这 3 类仍为岩浆锆石, 所测得的年龄可代表岩浆的结晶年龄。挑选 15 颗晶型完好、表面干净, 子矿物少的锆石进行了 U-Pb 同位素分析, 其中有一测点由于普通  $^{206}\text{Pb}$  含量过高, 超出仪器的检测范围, 故未得出结果。最终得到 14 个点的 U-Pb 年龄 (表 1)。在所测得数据中, 除 TG-B037-14 点  $\alpha(U)$  和  $\alpha(\text{Th})$  偏高外, 其他点的  $\alpha(U)$  均在  $268 \times 10^{-6} \sim 1\,130 \times 10^{-6}$  之间变化,  $\alpha(\text{Th})$  在  $153 \times 10^{-6} \sim 924 \times 10^{-6}$  之间变化, Th/U 比值在  $0.505 \sim 0.818$  之间变化, 也显示出岩浆成因锆石的特征。所有有效测试点普通 Pb 的含量均较低 ( $< 0.41\%$ )。最终取得的年龄在误差范围内谐和, 谐和年龄为  $(48.88 \pm 0.53) \text{ Ma}$  ( $\text{MSWD} = 1.5$ ), 置信度为 95% (图 5), 代表了厅宫矿区斑状二长花岗岩的结晶年龄, 表明厅宫矿区出露的这套斑岩为始新世斑岩, 与侯增谦等 (2007) 测得的冈底斯带上的残余锆石的年龄相当。

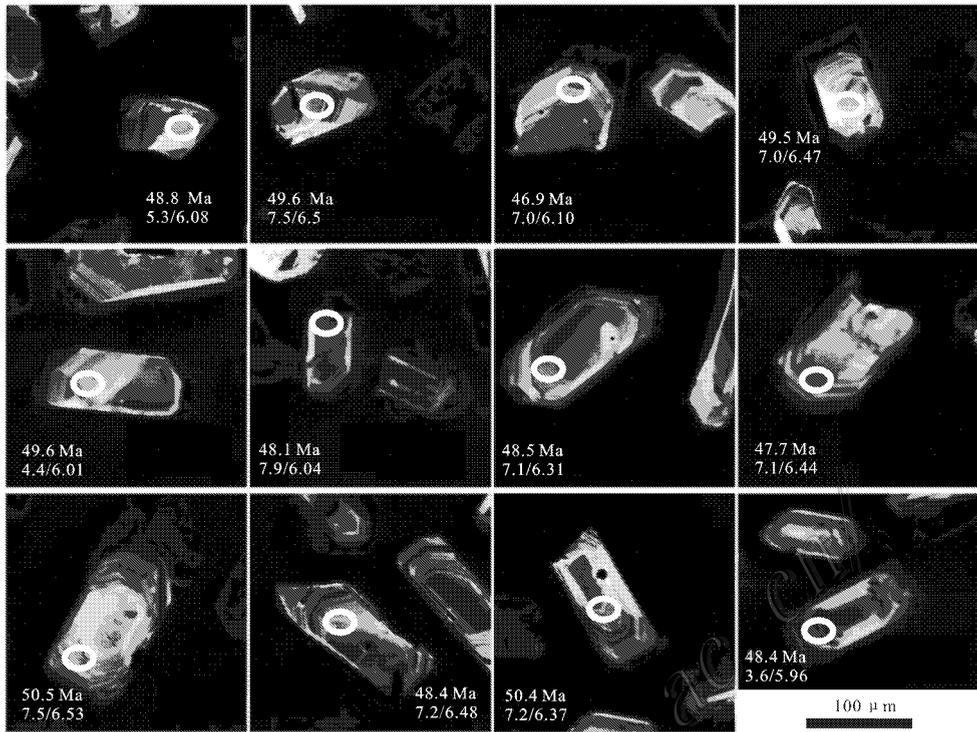


图 4 厅宫矿区斑状二长花岗岩 U-Pb、Hf 及 O 同位素原位分析锆石阴极发光 (CL) 图像及测试位置  
Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircons from the Tinggong porphyritic granite (sample TG-B037)

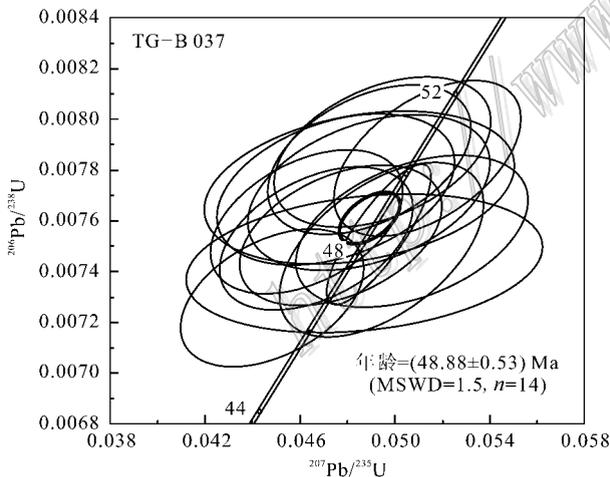


图 5 厅宫矿区斑状二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄谱和图  
Fig. 5 U-Pb concordia diagram of zircon from the Tinggong porphyritic monzogranite

#### 4.2 锆石的 Hf-O 同位素测试结果

对厅宫矿区斑状二长花岗岩样品计划做 22 颗锆石的原位 Hf-O 同位素分析, 由于在做 Hf 同位素过程中有一部分的锆石 O 同位素为 -13.11, 而未对此点做 Hf 同位素分析, 所以最终得到 21 组锆石的 Hf-

O 同位素测试结果(表 2)。从表 2 中可以看出,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  变化于 0.28284~0.28309 之间,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  变化于 0.00083~0.00656 之间,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值主体变化在 6.4~8.4 范围内, 平均值为 7.1, 有一单点值为 12.2, 与典型亏损地幔值一致;  $\delta^{18}\text{O}$  值均匀分布在 5.81‰~6.62‰ 范围内, 平均值为 6.23‰, Hf、O 同位素值均呈正态分布(图 6a、6b)。根据  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  投图结果来看(图 8), 厅宫斑状二长花岗岩的锆石 Hf-O 同位素组显示出弱的负相关性, 其中, 最低的  $\delta^{18}\text{O}$  = 5.81‰, 接近地幔锆石氧同位素组成的上限, 大部分值在 6.0 以上。

## 5 讨论

### 5.1 与林子宗火山岩的响应关系

本次获得的斑状二长花岗岩 U-Pb 年龄及锆石 Hf 同位素组成, 与前人所报道的林子宗群帕那组火山岩的年龄 (45.14~51.9 Ma, 单久库, 2009; 54~44 Ma, 周肃等, 2004) 及 Hf 同位素组成特征都很一致 (李皓扬等, 2007)(图 7)。并且, 从矿区地质图(图 2)可以看出, 厅宫矿区帕那组地层与这套斑状二长

表1 厅宫斑状二长花岗岩的SIMS锆石U-Pb年龄分析结果  
Table 1 Zircon U-Pb dating results of the Tinggong porphyritic monzogranite

分析点号	$\alpha(B) \times 10^{-6}$		Th/U	$f_{206}$ /%	同位素比值						年龄/Ma			
	U	Th			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 $\sigma$		
TG-B037-14	5409	4192	0.775	0.04	0.04740	1.03	0.04931	1.82	0.0075	1.50	48.9	0.9	48.5	0.7
TG-B037-13	545	409	0.750	0.13	0.04496	3.20	0.04668	3.55	0.0075	1.53	46.3	1.6	48.4	0.7
TG-B037-12	900	491	0.545	0.37	0.04524	3.24	0.04892	3.58	0.0078	1.54	48.5	1.7	50.4	0.8
TG-B037-11	445	225	0.505	0.15	0.04588	3.33	0.04772	3.65	0.0075	1.50	47.3	1.7	48.4	0.7
TG-B037-10	413	213	0.515	0.25	0.04559	3.45	0.04948	3.78	0.0079	1.54	49.0	1.8	50.5	0.8
TG-B037-09	268	153	0.570	0.41	0.04755	6.12	0.04873	6.30	0.0074	1.50	48.3	3.0	47.7	0.7
TG-B037-08	642	457	0.712	0.22	0.04867	3.60	0.05073	3.94	0.0076	1.62	50.2	1.9	48.5	0.8
TG-B037-07	528	408	0.773	0.21	0.04789	3.03	0.04944	3.57	0.0075	1.88	49.0	1.7	48.1	0.9
TG-B037-06	349	176	0.505	0.41	0.04548	5.27	0.04849	5.51	0.0077	1.59	48.1	2.6	49.6	0.8
TG-B037-05	311	206	0.662	0.25	0.04599	3.92	0.04890	4.25	0.0077	1.63	48.5	2.0	49.5	0.8
TG-B037-04	612	339	0.554	0.37	0.04463	4.01	0.04752	4.31	0.0077	1.57	47.1	2.0	49.6	0.8
TG-B037-03	512	297	0.580	0.22	0.04456	3.19	0.04483	3.53	0.0073	1.53	44.5	1.5	46.9	0.7
TG-B037-02	1130	924	0.818	0.09	0.04747	2.69	0.05136	3.13	0.0078	1.59	50.9	1.6	50.4	0.8
TG-B037-01	497	404	0.812	0.08	0.04418	3.22	0.04627	3.57	0.0076	1.53	45.9	1.6	48.8	0.7

注： $f_{206}$ 为普通 $^{206}\text{Pb}$ 占总 $^{206}\text{Pb}$ 的比例。

表2 厅宫矿区斑状二长花岗岩锆石Hf-O同位素分析结果

Table 2 Zircon Hf-O isotopic data of the Tinggong porphyritic monzogranite

样品分析号	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\sigma$
TG-B037 01	0.00172	0.28289	0.00002	5.3	6.08	0.25
TG-B037 02	0.00137	0.28294	0.00002	7.0	6.10	0.30
TG-B037 03	0.00101	0.28296	0.00002	7.5	6.50	0.27
TG-B037 04	0.00106	0.28294	0.00002	7.0	6.47	0.32
TG-B037 05	0.00149	0.28287	0.00002	4.4	6.01	0.40
TG-B037 06	0.00083	0.28297	0.00002	7.9	6.04	0.19
TG-B037 07	0.00113	0.28294	0.00002	7.1	6.31	0.21
TG-B037 08	0.00120	0.28294	0.00002	7.1	6.44	0.31
TG-B037 09	0.00108	0.28296	0.00002	7.5	6.53	0.40
TG-B037 10	0.00103	0.28295	0.00002	7.2	6.48	0.36
TG-B037 11	0.00160	0.28295	0.00002	7.2	6.37	0.21
TG-B037 12	0.00091	0.28284	0.00002	3.6	5.96	0.28
TG-B037 13	0.00126	0.28295	0.00002	7.5	6.25	0.45
TG-B037 14	0.00379	0.28293	0.00002	6.4	6.22	0.29
TG-B037 15	0.00146	0.28295	0.00002	7.3	5.86	0.34
TG-B037 16	0.00202	0.28297	0.00002	7.9	5.94	0.32
TG-B037 17	0.00136	0.28293	0.00002	6.7	6.08	0.46
TG-B037 18	0.00117	0.28293	0.00002	6.6	6.45	0.28
TG-B037 19	0.00107	0.28296	0.00002	7.8	5.81	0.37
TG-B037 20	0.00173	0.28298	0.00002	8.4	6.26	0.41
TG-B037 21	0.00656	0.28309	0.00003	12.2	6.62	0.20

花岗岩空间关系也十分密切,暗示着两者之间在成因上可能具有一定的联系。

65 Ma左右新特提斯洋闭合,印-亚大陆开始碰撞,50 Ma左右发生俯冲板片的断离,消减的海洋板块因重力拖曳最终与大陆板块断离而下沉,造成软流圈物质上涌,导致其上拉萨陆块岩石圈发生部分熔融(Davies et al., 1995; D M A van de Zedde et al.,

2001)。形成大规模的岩浆活动,同时,也是地壳增厚以及大规模构造发育的高峰期(Wen et al., 2008; McDermid et al., 2002)。这个时期岩浆侵入活动伴随着强烈的岩浆-火山作用,形成大规模的古新世—渐新世侵入岩和林子宗火山岩(65~41 Ma),大量的年代学和地球化学证据也说明了这一点(莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004; Mo et al., 2008; Lee et al., 2009)。

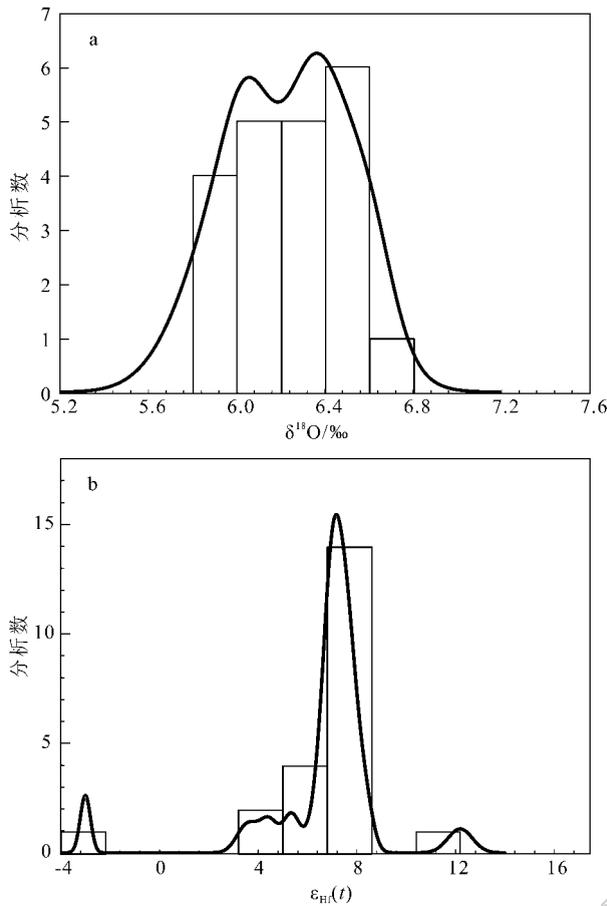


图 6 厅宫矿区斑状二长花岗岩  $\delta^{18}\text{O}$  同位素 (a) 及  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  同位素的柱状图 (b)

Fig. 6  $\delta^{18}\text{O}$  (a) and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (b) isotopic histogram of the Tinggong porphyritic monzogranite

## 5.2 与冈底斯岩基关系的厘定

前人对冈底斯岩基的时空分布关系、特征及成因方面做了大量的研究(莫宣学等, 2005; 朱弟成等, 2008; Wen et al., 2008; Ji et al., 2009; Chung et al., 2003)。研究结果表明, 冈底斯岩基呈 EW 向带状分布, 岩性复杂多变, 并确定大规模的岩浆底侵和岩浆混合事件发生在 50 Ma 左右的岩浆活动高峰期(Mo et al., 2005; Dong et al., 2005; 董国臣等, 2008)。对于冈底斯岩基前人已经做过大量的年代学研究, 纪伟强等(2009)通过总结 129 个年龄数据, 将冈底斯岩基岩浆活动分为 205~152 Ma、109~80 Ma、65~41 Ma 和 33~13 Ma 共 4 个阶段, 而其中有 65 个数据集中在 50 Ma 左右。本次研究测得的锆石 U-Pb 谐和年龄为  $(48.88 \pm 0.53)$  Ma, 与冈底斯岩基的古新世—始新世部分一致; 同时, 空间上的分布也证明了这一点, 其位于冈底斯岩基的中东部; 从地

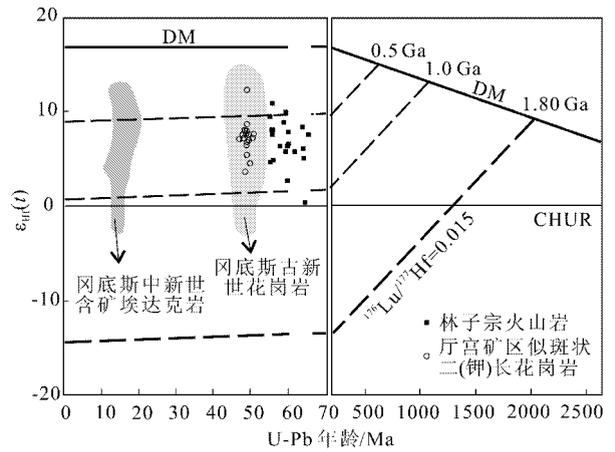


图 7 厅宫矿区始新世斑状二长花岗岩锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (U-Pb) 年龄图解(底图据 Chu et al., 2006 修改; 林子宗火山岩据李皓扬(2007); 冈底斯古新世—始新世花岗岩据 Ji 等(2009); 冈底斯中新世埃达克岩据 Chung 等(2009); Xu 等(2010); 杨志明(2008b); Yang 等(2009))

Fig. 7 Plot of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  versus U-Pb ages for the Tinggong Paleocene porphyritic monzogranite (modified after Chu et al., 2006; the data of Linzi Zong volcanic from Li et al., 2007); the data of Paleocene-Eocene Gangdese granitoids from Ji et al., 2009; the data of Gangdese Miocene adakites from Chung et al., 2009; Xu et al., 2010; Yang, 2008b; Yang et al., 2009

球化学特征来看, 冈底斯岩基古新世—始新世岩浆具有基性-中性-酸性各种岩石类型, 属于中钾-高钾钙碱性系列, 具有弧型岩浆作用的岩石组合和地球化学特征(纪伟强等, 2009)。本次所测岩体的 Hf 同位素(+3.6~+12.2)和冈底斯岩基的古新世—渐新世岩浆具有很好的一致性(+13.6~+0.6)(Chu et al., 2006; Ji et al., 2009; Wen et al., 2008), 也印证了该岩体属于冈底斯岩基组成部分的观点。

## 5.3 岩石成因讨论

中新世—始新世—古新世岩浆是冈底斯岩基的主要组成部分, 揭示其成因问题对于冈底斯岩基的研究就尤为重要。大量研究表明, 始新世—古新世的岩石组合和地球化学特征类似于中生代俯冲成因的弧岩浆, 部分学者提出新特提斯板片持续向北俯冲的岩石成因模型(Searle et al., 1987; Schärer U., 1984)。但研究证明, 具弧成因的岩浆并不能代表洋壳的俯冲作用(纪伟强等, 2009)。目前, 普遍接受的观点是同碰撞成因(莫宣学等, 2003; 朱弟成等, 2006)与板片俯冲、回旋和断离的复杂地质过程

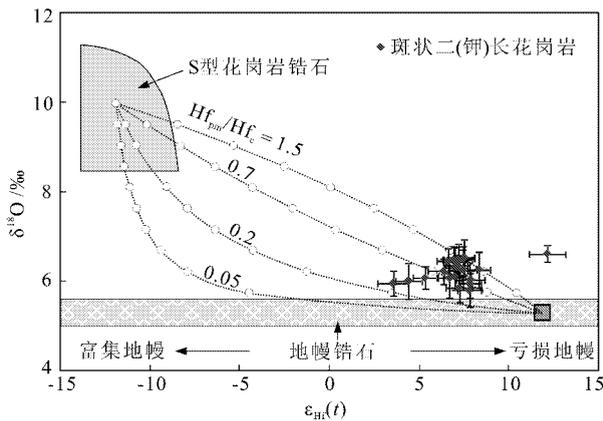


图8 厅宫斑状二长花岗岩的锆石  $\delta^{18}\text{O}-\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  图解  
(底图来自李献华等 2009)

点线为地幔和表壳沉积岩来源岩浆的二元混合趋势线,  $\text{Hf}_{\text{fm}}/\text{Hf}_{\text{c}}$  代表幔源岩浆与表壳沉积岩来源岩浆的 Hf 浓度比, 线上空心圆圈表示混合比例(10% 间隔); 地幔端员锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}} = 12$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 5.6\text{‰}$ ; 表壳沉积岩端员的锆石  $\epsilon_{\text{Hf}} = 12$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$ ; S型花岗岩锆石的 Hf-O 同位素范围根据广西印支期大容山董青石花岗岩的数据计算获得(李献华等 2009)。厅宫矿床斑状二长花岗岩锆石的 O-Hf 同位素接近亏损地幔端员, 而非 S 型花岗岩端员, 表明其可能起源于新生地壳的部分熔融

Fig. 8 Plot of Hf-O isotope for the Tinggong Paleocene porphyritic monzogranite (modified after Li et al. 2009). The dotted lines denote the two-component mixing trends between the mantle- and supercrust-derived magmas.  $\text{Hf}_{\text{fm}}/\text{Hf}_{\text{c}}$  is the ratio of Hf concentration in the parental mantle magma (pm) over crustal (c) melt indicated for each curves and the small open circles on the curves represent 10% mixing increments by assuming the mantle zircon has  $\epsilon_{\text{Hf}} = 12$  and  $\delta^{18}\text{O} = 5.6\text{‰}$ ; the supercrustal zircon has  $\epsilon_{\text{Hf}} = 12$  and  $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$ ; the shaded field depicting the zircon Hf-O isotope compositions of zircons from the S-type granites is calculated on the basis of the data for the Darongshan cordierite granites after refs

(Wen et al. 2008; 李皓扬等 2007) 的成因模型。

对于冈底斯岩基的古新世—始新世的花岗岩研究表明 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) 介于 0.7035 ~ 0.7049 之间,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  介于 2.4 ~ 8.5 之间, 显示出亏损岩浆源区的地球化学特征 (Chu et al. 2006; Harris et al. 1988; 江万等, 1999; 董国臣等, 2008)。而本次 Hf-O 同位素的结果也与这一认识一致,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值也显示出亏损地幔的特征。因此, 厅宫矿床这套始新世斑岩可能起源于新生下地壳或者楔形地幔部分熔融形成的岩浆发生分异结晶后的产物。

## 6 地质意义

分析本次 Hf-O 同位素的数据, 显示出在岩浆形成过程中有大量幔源物质参与 (图 8), 而且这套岩石

含有一定的黑云母和少量角闪石, 说明这是一期富水岩浆。但为什么在厅宫矿区没有发现与之有关的矿化事件? 通过与同一矿集区冲江、白容斑岩矿床中新世成矿期岩体的锆石 Hf-O 同位素数据 (Chung et al. 2009; Xu et al. 2010; 李秋耘未刊资料) 对比, 发现两期岩浆具有较为一致的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值, 并结合其他同位素研究成果, 可以看出两者具有相似的岩浆源区, 但始新世的这套岩体不含矿。造成如此大差异的原因是岩浆性质、地壳结构和壳幔作用等因素有关, 还是另有原因呢? 该岩体的特殊结构能够很好的解释这一问题。

该岩体具有典型的似斑状结构, 含大量的钾长石巨晶。研究表明, 钾长石巨晶形成于岩浆晚期阶段, 此时岩浆已经达到饱和, 而钾长石巨晶的结晶核和粒度较小的基质是近同时形成 (Piwinski, 1968; Vernon et al. 2008; Piwinski et al. 1968; Whitney, 1975; Clemens et al. 1981; Breck et al. 2009), 巨晶开始结晶时, 岩浆中流体的含量在 60% ~ 70% (Clemens et al. 1981; Winkler et al. 1982; Vernon et al. 2008), 说明这期岩浆是极富流体的岩浆。而 50 Ma 左右青藏高原南部处于相对伸展的背景下, 流体保存条件较差, 导致流体快速逃逸, 使得钾长石的固相点降低, 最终, 钾长石在流体充足的条件下快速生长。不仅这套岩体的特殊结构说明了岩浆侵位时构造背景的相对伸展, 林子宗火山岩大范围分布也说明了这一点。这种相对伸展的环境使流体迅速逃逸, 没有足够时间来聚集流体, 并发生有效的蚀变和矿化作用。

## 7 结论

(1) 研究表明, 冈底斯中西段大面积分布着一套渐新世斑状二长花岗岩, 为冈底斯岩基重要的组成部分, 可能与林子宗火山岩具有一定的联系。

(2) 从锆石 Hf-O 同位素数据来看, 这期岩浆显示出亏损的地球化学特征, 表明该岩体可能起源于新生地壳或者楔形地幔的部分熔融, 幔源物质在岩浆形成过程中参与比例高达 70% ~ 90%。

(3) 与同区域的含矿岩浆对比, 这套不含矿岩浆具有相对较高的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值, 但差异不大, 暗示它们具有相同的岩浆源区。微小的差异可能是由于不同时期岩浆源区组成的变化, 但也不能排除岩浆侵位过程中幔源物质组分带来的影响。

(4)岩体发育大量的钾长石巨晶,为其不含矿提供了很好的岩石学证据,说明这是在伸展体系下形成的一期岩浆,流体封存条件较差。这期始新世岩浆虽然和同一矿集区的中新世含矿埃达克岩具有相似的岩浆岩源区,而在碰撞造山过程中由于不同阶段构造机制的变化,导致其含矿性差异较大。

志谢 实验过程中得到了中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室李献华老师、刘宇老师、唐国强老师的帮助,两位匿名审稿人对本文提出了大量的修改意见,在此一并表示感谢。

#### 参考文献/References

董国臣,莫宣学,赵志丹,朱弟成,宋云涛,王磊. 2008. 西藏冈底斯南带辉长岩及其所反映的壳幔作用信息[J]. 岩石学报, 24(2): 203-210.

侯增谦,曲晓明,黄卫,高永丰. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. 中国地质, 28(10): 27-30.

侯增谦,高永丰,孟祥金,曲晓明,黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 20(2): 239-248.

侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性:源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质, 24: 108-121.

侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 21(2): 332-351.

纪伟强,吴福元,钟孙霖,刘传周. 2009. 西藏冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因[J]. 中国科学D辑, 39: 849-871.

江万,莫宣学,赵崇贺,郭铁鹰,张双全. 1999. 青藏高原冈底斯带中段花岗岩类及其中铁镁质微粒包体地球化学特征[J]. 岩石学报, 15(1): 89-97.

李皓扬,钟孙霖,王彦斌,朱弟成,杨进辉,宋彪,刘敦一,吴福元. 2007. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义:锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 23: 494-500.

李金祥,秦克章,李光明,杨列坤. 2007. 冈底斯中段尼木斑岩铜矿田的 K-Ar、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄:对岩浆-热液系统演化和成矿构造背景的制约[J]. 岩石学报, 23(5): 953-966.

李献华,李武显,王选策,李秋立,刘宇,唐国强. 2009. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成中的作用:锆石原位 Hf-O 同位素制约[J]. 中国科学D辑, 39: 872-887.

莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(03): 135-148.

莫宣学,董国臣,赵志丹,周肃,王亮亮,邱瑞照,张风琴. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 11(3): 281-290.

曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏的第二条玉龙铜矿带[J]. 矿床地质, 20(4): 355-366.

芮宗瑶,侯增谦,曲晓明,等. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代与青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 22(3): 224-232.

芮宗瑶,李光明,张立生,王龙生. 2004. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应[J]. 地学前缘, 11(1): 145-152.

单久库. 2009. 西藏扎雪地区始新世钾玄岩特征及其构造环境[J]. 世界地质, 28(2): 171-178.

王小春,晏子贵,周维德,贾向勤,李作华,文军,徐德章,袁剑飞. 2002. 初论西藏冈底斯带中段尼木西北部斑岩铜矿地质特征[J]. 地质与勘探, 38(1): 5-8.

杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代详,潘凤雏. 2008a. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床:地质、蚀变与矿化[J]. 矿床地质, 27(3): 279-318.

杨志明. 2008b. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床-岩浆作用及矿床成因(博士论文[D]). 导师:侯增谦. 中国地质科学院. 1-145.

杨志明,侯增谦,江迎飞,张洪瑞,宋玉财. 2011. 西藏驱龙矿区早侏罗世斑岩的 Sr-Nd-Pb 及锆石 Hf 同位素研究[J]. 岩石学报, 27(7): 2003-2010.

张宏飞,徐旺春,郭建秋,宗克清,蔡宏明,袁洪林. 2007. 冈底斯印支期造山事件:花岗岩类锆石 U-Pb 年代学和岩石成因证据[J]. 地球科学, 32(2): 163-166.

张少兵,郑永飞. 2007. 扬子陆核的生长和再造:锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 23(2): 393-402.

周肃,莫宣学,董国臣,赵志丹,邱瑞照,王亮亮,郭铁鹰. 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代格架[J]. 科学通报, 49(20): 2095-2103.

朱弟成,潘桂堂,莫宣学,王立全,廖忠礼,赵志丹,董国臣,周长勇. 2006. 冈底斯中北部晚侏罗世-早白垩世地球动力学环境:火山岩约束[J]. 岩石学报, 22(3): 534-546.

朱弟成,潘桂堂,王立全,莫宣学,赵志丹,周长勇,廖忠礼,董国臣,袁四华. 2008. 西藏冈底斯带中生代岩浆岩的时空分布和相关问题的讨论[J]. 地质通报, 27(9): 1535-1550.

Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, Goldny J, Ratschbacher L, Bi S W, Wu Z H, McWilliams M O and Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. Nature 412: 628-632.

Breck R J and Allen F G. 2009. Formation of K-feldspar megacrysts in granodioritic plutons by thermal cycling and late-stage textural coarsening[J]. Contrib. Mineral. Petrol. 159: 599-619.

Chu M F, Chung S L, Song B et al. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of Southern Tibet[J]. Geology 34(9): 745-748.

- Chung S L ,Liu D J ,Chu M F ,Lee H Y ,Wen D J ,Lo C H ,Lee T Y , Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones :Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[ J ]. *Geology* 31 :1021-1024.
- Chung S L ,Chu M F ,Ji J Q ,O'Reilly S Y ,Pearson N J ,Liu D Y ,Lee T Y and Lo C H. 2009. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet[ J ]. *Tectonophysics* 477 :36-48.
- Clemens J D and Wall V J. 1981. Origin and crystallization of some peraluminous( S-type ) granitic magmas[ J ]. *Canadian Mineralogist* , 9 :111-131.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [ J ]. *Nature* 374 :49-52.
- Copeland P ,Harrison T M ,Kidd W S F ,Xu R H and Zhang Y Q. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt , Xizang( Southern Tibet ) ,and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision[ J ]. *Earth and Planet. Sci. Lett.* , 86 :240-252.
- Coulon C ,Maluski H ,Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet :<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating ,petrological characteristics and geodynamic significance[ J ]. *Earth planet. Sci. Lett.* 79 :281-302.
- Davies J H and Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff : A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogen[ J ]. *Earth Planet. Sci. Lett.* 129 :85-102.
- Ding L , Kapp P , Zhong D and Deng W. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asian collision ,south central Tibet[ J ]. *Tectonics* 24 :1-18.
- D M A van de Zedde and Wortel M J R. 2001. Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depths[ J ]. *Tectonics* , 20 :868-882.
- Dong G C , Mo X X , Zhao Z D , et al. 2005. Geochronologic constraints on the magmatic underplating of the Gangdese belt in the India-Eurasia collision : Evidence of SHRIMP-zircon U-Pb dating[ J ]. *Acta Geol. Sin.* 79( 6 ) :787-794.
- Guillaume D N , Peter C L , Douwe J J , Van H , Maud J M M and Paul K. 2010. Palaeolatitude and age of the Indo-Asia collision : Palaeomagnetic constraints[ J ]. *Geophysical Journal International* ,182( 3 ) : 1189-1198.
- Harris N B W , Xu R H , Lewis C L , et al. 1988. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse , Lhasa to Golmud[ J ]. *Philosophical Transactions A* 327( 1594 ) :263-285.
- Harrison T M , Copeland P , Kidd W S F and Yin A. 1992. Raising Tibet[ J ]. *Science* , 255 :1663-1670.
- Hou Z Q , Gao Y F , Qu X M , Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[ J ]. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 220 :139-155.
- Ji W Q , Wu F Y , Chung S L , et al. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith , southern Tibet[ J ]. *Chem. Geol.* 262 :229-245.
- Lee H Y , Chung S L , Lo C H , et al. 2009. Eocene Neotethyan slab breakoff in southern Tibet inferred from the Linzizong volcanic record Tibet inferred from the Linzizong volcanic record[ J ]. *Tectonophysics* 477 :20-35.
- Li Q L , Li X H , Liu Y , Tang G Q , Yang J H and Zhu W G. 2010. Precise U-Pb and Pb-Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique[ J ]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 25 :1107-1113.
- Li X H , Liu Y , Li Q L , Guo C H and Chamberlain K R. 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization[ J ]. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11-21.
- Ludwig K R. 2001. Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.49[ J ]. Berkeley Geochronology Centre Special Publication , 1a :56.
- McDermid I R C , Aitchison J C , Davis A M , et al. 2002. The Zedong terrane : A Late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone ,southeastern Tibet[ J ]. *Chem. Geol.* , 187 :267-277.
- Miller C , Schuster R , Klotzli U , Frank W and Purtscher F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet : Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[ J ]. *J. petrol.* 40 :1399-1424.
- Mo X X , Dong G C , Zhao Z D , et al. 2005. Timing of magma mixing in Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision : Zircon-SHRIMP U-Pb dating[ J ]. *Acta Geol. Sin.* 79( 1 ) :66-76.
- Mo X X , Niu Y L , Dong G C , et al. 2008. Contribution of syn-collisional felsic magmatism to continental crust growth : A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet[ J ]. *Chem. Geol.* 250 :49-67.
- Piwinskii A J. 1968. Studies of batholithic feldspars Sierra Nevada California[ J ]. *Contrib. Miner. Petro.* 11( 3 ) :204-223.
- Piwinskii A J and Wyllie P J. 1968. Experimental studies of igneous rock series : A zoned pluton in the Wallowa Batholith Oregon[ J ]. *J. Geol.* 76( 2 ) :205-234.
- Schärer U , Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of Gangdese( Transhimalaya ) plutonism in the Lhasa-Xigaze region Tibet[ J ]. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 67 :327-339.
- Searle M P , Windley B F , Coward M P , et al. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya[ J ]. *Geol. Soc. Am. Bull.* , 98( 6 ) :678-701.

- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[ J ]. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 26 :207-221.
- Turner S ,Hawkesworth G ,Liu J ,Rogers N ,Hawkesworth G J ,Harris N ,Kelley S ,van C P V and Deng W. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[ J ]. *Nature* 364 :50-54.
- Vernon R H and Paterson S R. 2008. How late are K-feldspar megacrysts in granites[ J ]. *Lithos* ,104 :327-336.
- Wen D R ,Liu D Y ,Chung S L ,et al. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb ages of the Gangdese batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet[ J ]. *Chem. Geol.* 252 :191-201.
- Whitney J A. 1975. The effects of pressure , temperature , and  $X_{H_2O}$  on phase assemblages in four synthetic rock compositions[ J ]. *J. Geol.* , 83 :1-31.
- Wiedenbeck M ,Alle P ,Corfu F ,Griffin W L ,Meier M ,Oberli F ,Vonquadt A ,Roddick J C and Speigel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb , Lu-Hf , trace-element and REE analyses[ J ]. *Geostand Newsl.* ,19 :1-23.
- Wiedenbeck M ,Hancher J M ,Peck W H ,et al. 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal[ J ]. *Geostand Geoanalyt. Res.* , 28 :9-39.
- Williams H ,Turner S ,Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet :New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism[ J ]. *Geology* 29 :339-342.
- Winkler H G F and Schultes H. 1982. On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks[ J ]. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte* , 12 :558-564.
- Wu F Y ,Yang Y H ,Xie L W ,et al. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology [ J ]. *Chem. Geol.* 234 :105-126.
- Xu W C ,Zhang H F ,Guo L and Yuan H L. 2010. Miocene high Sr/Y magmatism , south Tibet :Product of partial melting of subducted Indian continental crust and its tectonic implicatio[ J ]. *Lithos* ,114 :229-306.
- Yang Z M ,Hou Z Q ,White N C ,Chang Z S ,Song Y C and Li Z Q. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong ,Tibet[ J ]. *Ore Geology Review* 36 :133-159.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orog[ J ]. *Annu Rev. Earth Planet. Sci.* 28 :211-280.
- Zhu D C ,Zhao Z D ,Niu Y L ,Mo X X ,Chung S L ,Hou Z Q ,Wang L Q and Wu F Y. 2011. The Lhasa Terrane :Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[ J ]. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 301 :241-255.