

# 火山“熔岩流气泡古高度计”及其在云南腾冲火山区的应用\*

郭正府 张茂亮 成智慧 刘嘉麒 张丽红 李晓惠

GUO ZhengFu, ZHANG MaoLiang, CHENG ZhiHui, LIU JiaQi, ZHANG LiHong and LI XiaoHui

中国科学院地质与地球物理研究所, 新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029

Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2011-07-01 收稿, 2011-08-30 改回.

Guo ZF, Zhang ML, Cheng ZH, Liu JQ, Zhang LH and Li XH. 2011. A Link of measurements of lava flows to Palaeoelevation estimations and its application in Tengchong volcanic eruptive field in Yunnan Province (SW China). *Acta Petrologica Sinica*, 27(10):2863–2872

**Abstract** Based on measurements of thickness of lava flow and sizes of the vesicles at the top and the bottom of the lava flow, the palaeoelevation of Heikongshan lava flow emplacement in Tengchong volcanic eruptive field (SW China) at the Holocene times may be calculated by a relation of the palaeoatmospheric pressure with vesicle sizes in the lava flow. The lava flow, which could be used as paleoelevation calculations in Tengchong, had to merely undergo a simple and clearly recognized history from eruption, cooling to emplacement without inflation and deflation based on the observations and analyses in the field works during 2009 ~ 2010AD. In theory, the best fit thickness for the lava flow to the calculations of palaeopressure and then palaeoelevation is about 3m, which could produce one bar of palaeoatmospheric pressure at its top and two bars of total pressure at its bottom. In fact, the basaltic flows with 1 ~ 5m in thickness have been used as candidates for the calculations of palaeoelevation in the Heikongshan lava flows of Tengchong volcanic eruptive field (SW China). Unlike the measurements of the thickness of lava flow in the field work, sizes of the vesicles at the top and the bottom of the lava flow could be merely determined in the laboratory, the most accurate technique of which is 3D X-ray Tomography in situ. We have carried out the analysis of the sizes of the vesicles at the top and the bottom of the Heikongshan lava flows by microscope observations, based on a conversion from 2D to 3D by calculations. The final calculation results have indicated that palaeoelevation of the Heikongshan lava flow is about 1713 ~ 2613m. On the basis of comparison between actual and calculation elevations, our calculated results could be accepted. Outcrops of the post-collisional most primitive lava flows are widely distributed across the Tibetan Plateau including its interior and margins; there are more than 50 sites of the Cenozoic volcanic eruptive fields in the plateau. Most importantly, two active volcanoes erupted basaltic lava flows in 1951AD and 1609AD, which is located in the NW and SE of the plateau, respectively. It will be expected to shed light on the uplift history of the Tibetan Plateau by combining of the technique with geodynamic setting analysis.

**Key words** Palaeoelevation; Volumes of modal bubble sizes; Uplift of the Tibetan Plateau; Tengchong volcanic eruptive field in Yunnan Province (SW China)

**摘要** 通过对火山熔岩流及其气泡特征的研究能够确定熔岩流喷发时的古高度, 本文将这一方法称为火山“熔岩流气泡古高度计”。“熔岩流气泡古高度计”是在实地测量熔岩流厚度和实验室对熔岩流顶底气泡体积精确测定的基础上, 利用流体力学原理和气体状态方程, 通过计算古大气压强, 最终获得火山喷发时的古高度。由于火山岩是开展同位素测年的理想材料, 并且利用熔岩流计算古高度所需的参数(熔岩流厚度和气泡体积)不受古气候等因素(温度、降雨量等)影响, 因此, 这一方法以其可靠的年龄和独立的计算参数明显区别于其它古高度计。“熔岩流气泡古高度计”核心技术包括:(1)熔岩流的挑选与厚度测量;(2)熔岩流底部和顶部气泡体积的计算。中等规模、具简单冷凝历史, 并且厚度稳定的偏基性熔岩流, 是开展古高度计算的理想对象。熔岩流气泡体积的测试手段包括注胶、岩石抛光-扫描、体视学转换和三维CT扫描4种方法。“熔岩流气泡古高度计”最终计算结果误差为400m左右。本文利用“熔岩流气泡古高度计”计算了腾冲火山区熔岩流的古高度, 研究结

\* 本文受中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q09-05)和国土资源部深部探测技术与实验研究专项课题(201011060)联合资助。

第一作者简介: 郭正府, 男, 1963年生, 研究员, 博导, 火山学专业, E-mail: zfguo@mail.igcas.ac.cn

果显示:“熔岩流气泡古高度计”计算的黑空山熔岩流高程与目前的实际高程相吻合。开展“熔岩流气泡古高度计”研究的前提是研究区必须出露保存完好的熔岩流。我国青藏高原的隆升历史一直是国际学术界争论的热点课题,那里出露大面积熔岩流。可以预见,“熔岩流气泡古高度计”将会逐渐成为研究青藏高原隆升历史的有效手段之一。

**关键词** 古高程;体积众数;青藏高原隆升;腾冲火山区

**中图法分类号** P542.35

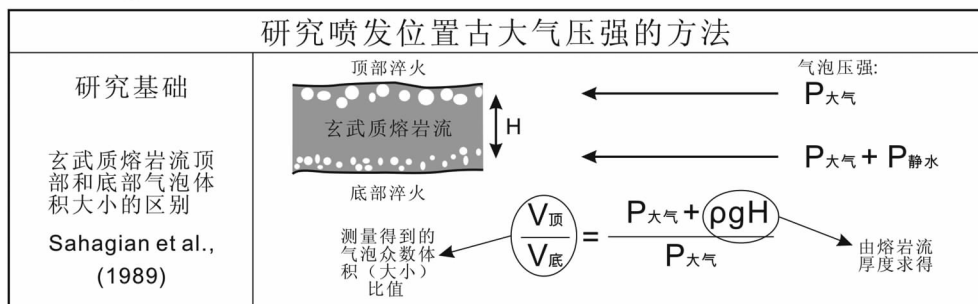
# 1 引言

通过古高度计的研究回溯大陆高原隆升历史是探讨地球动力学机制及其环境响应的重要手段之一(Sahagian and Proussevitch, 2007)。在地球科学研究中,常用的古高度计主要涉及古生物学方法(例如,利用古生物群恢复古高程等)、

构造沉积演化方法(例如,利用盆地沉积物的研究恢复古高程等)、地球化学方法(例如,利用H和O同位素、宇宙核素和裂变径迹等)以及地质夷平面、质量平衡法、季风变化及区域干旱化、地貌学等研究方法(Sahagian and Proussevitch, 2007;张冉等,2008)。通过火山岩定量计算火山喷发时的古高度及其变化历史,是国外近年来逐渐兴起的、一种新的探讨古高度的研究方法(Sahagian and Proussevitch, 2007)。该

	测试方法	描述	资料来源
1	注胶法	向熔岩流气泡中灌注胶液 $\Rightarrow$ 用HF溶解气泡外围的火山岩 $\Rightarrow$ 统计气泡个数,计算气泡体积	Sahagian et al., 1989; Sahagian and Proussevitch, 1998
2	岩石抛光-扫描法	将熔岩流样品抛光 $\Rightarrow$ 显微镜下观察,并扫描抛光面 $\Rightarrow$ 再抛光原来的抛光面,继续扫描 $\Rightarrow$ 用计算机处理图像,计算气泡体积	本文
3	体视学转换法	测量气泡2D横截面 $\Rightarrow$ 应用体视学方法计算气泡3D体积	Sahagian et al., 1989; Sahagian and Proussevitch, 1998
4	三维CT扫描法	X射线扫描 $\Rightarrow$ 3D图像 $\Rightarrow$ 气泡识别 $\Rightarrow$ 计算气泡体积	Carlson and McCoy, 1998; Proussevitch and Sahagian, 2001

输出  
气泡众数体积以及气泡体积分布  
输入



输出  
熔岩流冷凝处的古大气压强  
输入

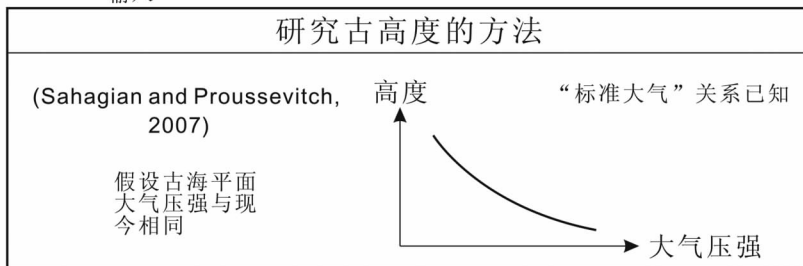


图1 利用玄武质熔岩流计算古高度的原理与方法(据 Sahagian and Proussevitch, 2007)

Fig.1 Paleoelevation estimation based on measurements of basaltic lava flow (after Sahagian and Proussevitch, 2007)

方法的研究思路是,通过详细研究和测量火山熔岩流厚度和气泡体积的变化特征,定量计算熔岩流喷出时的古大气压强,再通过古大气压强换算成古高度(图1)。因此,这一研究方法可称为火山“熔岩流气泡古高度计”。目前,“熔岩流气泡古高度计”以其定年准确、计算结果精度较高以及所选参数不受气候等因素影响,而逐渐成为国外学术界探讨高原隆升历史的有效手段之一。

## 2 “熔岩流气泡古高度计”的基本原理和计算方法

如图1所示,火山喷出的熔岩流底面和顶面所受的压强是不同的。根据流体力学原理,熔岩流顶面所受的压强为当时当地的大气压强,即 $P_{\text{atm}}$ ;熔岩流底面的压强为当时的大气压强( $P_{\text{atm}}$ )与熔岩流静压强( $\rho gH$ )之和。利用理想气体状态方程,我们可以获得当时的大气压强与气泡体积之间的关系方程式(1)如下:

$$\frac{V_{\text{top}}}{V_{\text{base}}} = \frac{P_{\text{atm}} + \rho gH}{P_{\text{atm}}} \quad (1)$$

在上述方程式(1)中, $\rho$ 为待测熔岩流的密度(对于玄武质成分的熔岩流,通常取值为 $2650\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ; Sahagian and Proussevitch, 2007); $g$ 是重力加速度,取值为 $9.8\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ; $H$ 是待测熔岩流的厚度,可以通过野外考察直接测量获得,单位是m;因此, $\rho gH$ 即为熔岩流的流体静压强,单位是 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}\text{s}^{-2}$ 。 $V_{\text{top}}$ 与 $V_{\text{base}}$ 分别为待测熔岩流顶部和底部气泡的众数体积(volume of modal bubble sizes),它们可以在实验室通过测试和计算获得,单位是 $\text{mm}^3$ 。 $P_{\text{atm}}$ 是熔岩流冷凝地点的古大气压强,单位是帕斯卡( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}\text{s}^{-2}$ )。

由于方程式(1)中其它各个参数的数值(例如, $V_{\text{top}}$ 、 $V_{\text{base}}$ 和 $\rho gH$ )都能够通过实际野外测量或实验室计算获得,因此,我们可以利用方程(1)计算出熔岩流冷凝地点的古大气压强( $P_{\text{atm}}$ ),进而根据大气压强与海拔高程之间的相关关系(图1),最终计算出古海拔高程。

在上述方程(1)的计算中,熔岩流厚度( $H$ )和气泡体积( $V_{\text{top}}$ 和 $V_{\text{base}}$ )的测量是直接影响古高度计算精度的2个关键参数,下面我们就如何准确测量这2个参数依次进行详细分析。

## 3 熔岩流的选择及其厚度( $H$ )测量

### 3.1 熔岩流的剖面类型及其气泡分布特征

玄武质熔岩流主要包括3类剖面(图2),不同类型剖面的气泡分布特征(体积大小和含量)是不同的(图2)。从图2可以看出:(1)熔岩流在纵向剖面上气泡由底到顶具有明显的变化趋势,其中 $t=0$ 表示熔岩流开始冷凝时的气孔率特征, $t=1$ 表示熔岩流完全固结时的气孔率特点。(2)剖面a-c为单一熔岩流,所谓单一熔岩流是指在熔岩流冷凝过程中没


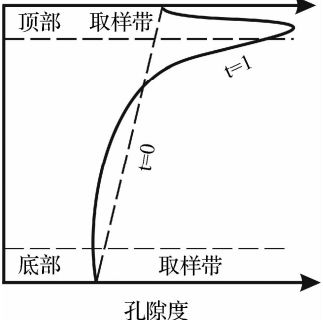
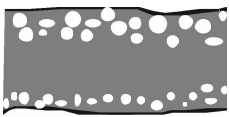
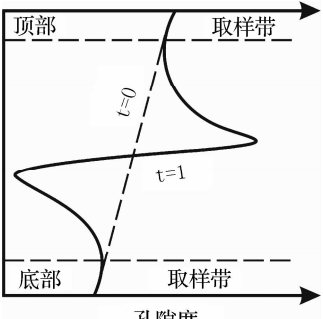
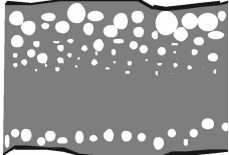
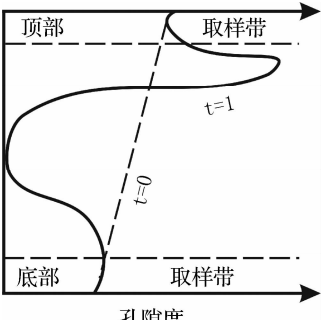
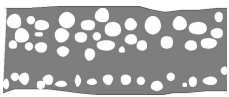
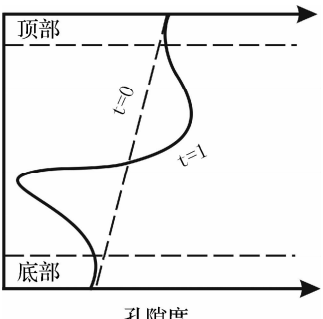
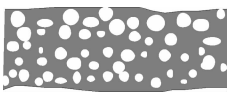
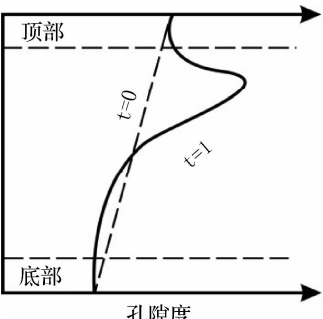
有其它熔岩流加入与混合,该类熔岩流的冷凝历史简单,容易形成适合于古高程计算的理想剖面。(3)剖面d-g为复合熔岩流,是指在熔岩流冷凝过程中有其它熔岩流加入或一部分熔岩流泄露以及气体逃逸,这类剖面不适合于古高程计算。(4)剖面h为具次生变化的熔岩流,它是指在熔岩流流动和冷凝的过程中存在非熔岩流成因的气体加入,因此该类熔岩流剖面也不能用于古高程计算。以往研究(Sahagian and Proussevitch, 2007)指出,只有符合特殊标准的熔岩流,才可用于开展古高度研究。

### 3.2 开展古高度计算的熔岩流需要满足的条件与标准

适用于古高程计算的熔岩流必须保持封闭体系,并且具有简单而明确的喷发、流动、冷凝和定位历史。在野外观察与研究中,这些熔岩流必须满足如下6个基本条件:

(1)熔岩流以溢流的喷发形式为主。因为溢流形式的熔岩流中,挥发份与熔浆在流动过程中发生了充分混合,在空间上挥发份趋于均匀分布。也就是说,在熔岩流的平面和剖面上气泡质量分布是均匀的;气泡体积的变化仅仅是由于所承受压强不同造成的。这一条件为有效利用理想气体状态方程(1)求解古大气压强,进而计算古高度,提供了理论基础和必备前提。

(2)熔岩流具有中等规模(理论上讲,熔岩流厚度介于1~5m之间最合理)、并且具简单的喷发、流动、冷凝与定位历史(即熔岩流从火山口喷出后,直接流动到目前的位置,最后冷凝下来,中间没有经历任何不同熔岩流彼此相互叠加和熔岩流内气体逃逸等过程的扰动)。这样的熔岩流在剖面上具有典型的气泡分带现象(图2b)。具体的分带特征如下:在纵向剖面上,熔岩流自下而上可分为3个带,分别是下部气泡带、中部相对致密带和上部气泡带(图2b)。相应地,熔岩流的气泡含量(或孔隙度)也呈现出3个带,分别是下部低孔隙度带(由下至上孔隙度降低)、中部气泡含量急剧增长带和上部高孔隙度带(自下而上气泡含量降低)(图2b)。从图1和方程(1)可以看出,为了获得高精度的古大气压强( $P_{\text{atm}}$ )计算结果,需要 $\rho gH$ 与 $P_{\text{atm}}$ 2个参数的数值大小相当,即两者不能相差太远;也就是说,只有熔岩流顶部压强是1个古大气压,而底部大约为2个古大气压时,利用方程(1),才能够获得精确的古大气压强( $P_{\text{atm}}$ )计算结果(更详细的论述,请参见Sahagian and Proussevitch, 2007)。如果 $\rho gH \ll P_{\text{atm}}$ ,或者 $\rho gH \gg P_{\text{atm}}$ ,都会由于一个参数过大,而另一个参数过小,造成最终获得古大气压强计算结果的误差较大(Sahagian and Proussevitch, 2007)。从理论上讲,约3m厚的基性熔岩流产生的静压强( $\rho gH$ )相当于1个大气压强(Sahagian and Proussevitch, 2007)。基于此,通常认为剖面厚度介于1~5m之间的熔岩流适于开展古高度计算与研究。对于太薄(例如,厚度<50cm)的熔岩流(图2a),其顶面承受的压强为古大气压,但是其底面承受的压强也以古大气压占主导地位,因此,对于这些厚度过于薄的剖面,在计算熔岩流顶面与底

编号	熔岩流剖面	气泡分布特点	熔岩流及其气泡特征	剖面类型	
a			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 熔岩流厚度 &lt; 1m;</li> <li>2. 从底部到顶部, 气泡体积减小, 气泡数量减少, 孔隙度呈降低的趋势, 无中部致密带;</li> <li>3. 在上部气泡带的底部, 气泡体积和岩石孔隙度突然增加; 向上至熔岩流顶部, 孔隙度逐渐降低;</li> <li>4. 由于熔岩流较薄, 测量高程的误差会较大</li> </ol>	单一熔岩流剖面	
b			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 熔岩流厚 1 ~ 5m;</li> <li>2. 剖面从底到顶包括 3 部分: 下部气泡带, 中部致密带及上部气泡带;</li> <li>3. 底部气泡较小, 顶部气泡较大;</li> <li>4. “熔岩流古高度计”的标准剖面</li> </ol>		
c			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 熔岩流厚度 &gt; 10m;</li> <li>2. 剖面从底到顶包括: 底部气泡带, 中部致密带与顶部气泡带;</li> <li>3. 顶部的气泡较大, 数量较多, 均质带厚度大, 底部气泡较小;</li> <li>4. 熔岩流较厚, 测高程的误差较大</li> </ol>		
d			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 在熔岩流顶底结壳之后、内部凝固之前泄露一部分熔岩;</li> <li>2. 如果泄露发生的较早, 熔岩流将不存在上部气泡带(或上部气泡带较不发育), 且致密带较窄;</li> <li>3. 熔岩流厚度变薄, 不能够测高度</li> </ol>		复合熔岩流剖面
e			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 在熔岩流顶底结壳之后、内部凝固之前泄露一部分熔岩流;</li> <li>2. 若泄露发生较晚, 熔岩流将缺少中间致密带;</li> <li>3. 在剖面上, 从上到下的孔隙度呈现连续的、相对均一的特点;</li> <li>4. 熔岩流厚度变薄, 不能够测高度</li> </ol>		

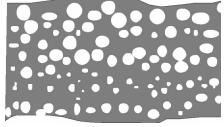
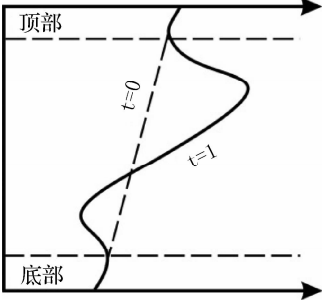
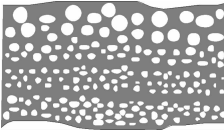
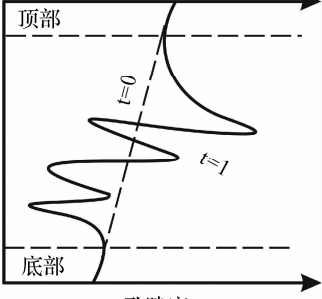
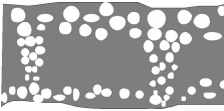
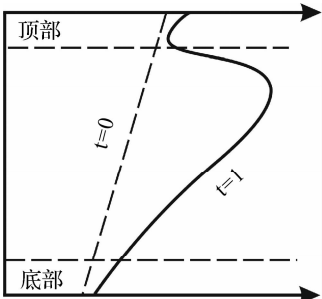
编号	熔岩流剖面	气泡分布特点	熔岩流及其气泡特征	剖面类型
f			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 在熔岩流顶部底结壳之后、内部凝固之前, 一个新的熔岩流叠加到原来熔岩流中部, 形成两个熔岩流气泡分布模式(b)的叠加;</li> <li>2. 熔岩流增厚和气泡分布特征的变化, 因此不适用于测高度</li> </ol>	复合熔岩流剖面
g			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 在熔岩流顶部底结壳之后、内部凝固之前, 如果新的熔岩流多次注入和叠加, 会形成多个鸟巢状的气泡带;</li> <li>2. 不存在中间致密带;</li> <li>3. 熔岩流增厚和气泡特征明显改变, 不能用于测高度</li> </ol>	
h			<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 熔岩流经过潮湿土壤和植被时, 经过烘烤的土壤和植被会从熔岩流底部注入气体, 导致从底到顶气泡体积由小变大的连续变化, 并形成管状气泡;</li> <li>2. 熔岩流气泡分布特征受干扰, 因此不能用于测高度</li> </ol>	具次生变化的熔岩流剖面

图2 玄武质熔岩流剖面特征(据 Sahagian and Proussevitch, 2007 修改)

Fig. 2 Cross-section characteristics of the basaltic lava flow (modified after Sahagian and Proussevitch, 2007)

面的体积时就会误差很大(因为很难区分两者的气泡分布特征)。同样,对于厚度太厚(例如,厚度 > 10m)的熔岩流(图 2c),其顶面承受的压强为古大气压强,但是其底面所承受的压强会远大于古大气压强,古大气压强的贡献极小。因此,对于这些过于厚的熔岩流剖面也很难获得精确的古大气压强(即古高程)的计算结果。并且,对于厚度大的熔岩流剖面来讲,熔岩流底部由于所受的压强较大,而导致其气泡体积过小,这样,在测试熔岩流底部气泡体积时,往往会由于其体积小于测试精度的下限值而遗漏,最终导致熔岩流底部气泡体积计算数值的误差较大。另外,在纵剖面上,厚度大的熔岩流中间致密带往往很发育(图 2c),表明大量气泡在熔岩流的流动过程中不断向上迁移和互相融合,从而导致其上部气泡带会含有高密度且体积大的气泡,并且厚度大的熔岩流

上部带保持相对恒定高温的时间较长,因此,在测试熔岩流顶部气泡体积时,往往会由于其体积过大而导致较明显的误差。如果在冷凝之前,熔岩流经历过叠加充气(inflation)或者气体逃逸(deflation)等过程的扰动,那么熔岩流的气泡体积分布会呈现出较复杂的形式(图 2d-g),它们不仅受古大气压强的影响,而且还受不同熔岩流叠加和熔岩流排气等其他因素的影响。因此,这种经历了明显扰动的熔岩流也不适用于古高度的计算。

(3)熔岩流中的气体保持封闭体系(图 2a-c),即在熔岩流的流动过程中,不存在外部气体大量“灌入”和气体“溢出”的现象,这样才能更有效地保证熔岩流中的气泡处于封闭体系,在剖面上气泡的体积分布仅受压强的影响。在野外的剖面上表现为,熔岩流的顶面上不存在雨痕或者可能导致

气体“灌入”的其它任何迹象;底面上不存在含量高并且个体异常大的管状气孔或者烧焦的植物(被)和土壤等(图2h)。

(4)为了保证方程(1)的计算精度,通常选定偏基性(例如玄武质成分)的、具有保存完好顶面和底面的熔岩流,开展“熔岩流气泡古高度计”研究。因为玄武质熔岩流的粘度小,流动性大,厚度稳定,熔岩流的强度相对较小,因此气泡对大气压强反映更敏感。这样方程(1)中的 $\rho$ 就可以用不含气泡的玄武质熔岩流的密度代替(Sahagian and Proussevitch, 2007)。另外,熔岩流的顶面和底面的气泡带由于冷凝快,很好的保留熔岩流中原始气泡的分布状态,不受气泡融合和纵向运移等干扰因素的影响。因此,在野外要选取顶面和底面均具有快速冷凝特点的基性熔岩流开展“熔岩流气泡古高度计”研究。

(5)在野外考察的过程中,要选取横向宽度较小的熔岩流的边缘、尾端或者从主体的熔岩流上分叉形成的小规模熔岩舌末端的纵向剖面,进行系统取样。这些部位冷凝速率相对较快,顶面和底面保存原始气泡的形态较理想,因此最终计算的古高程精度较高。

(6)为了保证熔岩流喷发时的海平面与现在的海平面不存在较明显的差异,“熔岩流气泡古高度计”主要针对晚中生代(特别是新生代)以来的熔岩流开展古高度计算。

### 3.3 样品采集位置及熔岩流厚度(H)测量

由方程(1)可知,为了准确测量熔岩流顶部和底部的气泡体积,应该在熔岩流的最顶面和最底面取样并进行测试。但是,溢流形式的熔岩流顶面通常由玻璃质熔岩组成,并且熔岩流在冷凝过程中,其顶面的熔浆在形成玻璃质熔岩过程中会发生小规模变形或者收缩,从而导致部分气体溢出,最终造成熔岩流最顶面不再保持封闭体系,形成开放体系。因此,如果在野外采集熔岩流最顶面的火山岩样品进行气泡体积计算,最终会导致古高程计算结果的明显误差。

与熔岩流顶面类似,熔岩流在冷凝过程中,其最底面气泡也会发生小规模变形或者收缩,尽管它们不会明显地影响熔岩流中压强的分布特点,但是如果采集熔岩流最底部的样品进行气泡体积计算,同样会给最终古高程的计算结果带来不必要的误差。

以往研究(Sahagian and Proussevitch, 2007)表明,最理想的采样位置是距离熔岩流最顶面和最底面的1~3cm范围内。相应的熔岩流厚度(H)为熔岩流底部和顶部取样位置之间的距离。由于熔岩流内部(即距离顶面或底面30~50cm的范围内)是大量气泡融合(coalescence)和纵向运移(rise)的场所,其气泡体积及其分布不能有效反映熔岩流的原始气泡特征,因此不能在熔岩流内部(即距离顶面或底面30~50cm的范围内)采集样品开展古高度计算。

## 4 熔岩流气泡体积( $V_{top}$ 和 $V_{base}$ )测量

在“熔岩流气泡古高度计”的研究过程中,除熔岩流厚度

(H)测量外,气泡体积( $V_{top}$ 和 $V_{base}$ )是另一组重要参数,气泡体积测定对于最后古高程的计算结果至关重要。准确测定气泡体积是成功开展“熔岩流气泡古高度计”研究的关键,也是该研究方法唯一的测试难点。

### 4.1 熔岩流气泡体积( $V_{top}$ 和 $V_{base}$ )的含义

在以往研究中,方程(1)的熔岩流气泡体积曾经被定义为:气泡体积平均值、气泡众数体积、气泡分布形态和岩石孔隙度等。但是,随着研究的深入,研究者逐渐认识到气泡的众数体积(modal size)才是方程(1)中熔岩流气泡体积( $V_{top}$ 和 $V_{base}$ )最有效的替代参数。利用气泡众数体积进行计算的优点如下:(1)不受测量技术分辨率(resolution)和样品尺寸的影响。因为气泡众数体积不受熔岩流中超大或者过于微小气泡的影响。因此如果样品中含有少量超大的气泡或者气泡被充填时,不会影响熔岩流中气泡众数体积的计算。(2)以往的实验研究(Carlson, 2006)表明,玄武质熔岩流中气泡众数体积可以用目前被证实为最精确的三维立体CT扫描方法进行有效测量,保证了气泡众数体积(modal size)测量的高精度。(3)气泡的横向运移不会改变熔岩流顶面和底面中气泡众数体积的比例(Sahagian *et al.*, 1989, 2002b; Sahagian and Maus, 1994),因此对古高程的计算结果没有影响。(4)尽管火山喷发后结晶过程中熔岩流内气泡的成核过程可以形成新的众数体积分布,但是由于其气泡体积较小,不会对喷发前熔岩流中的气泡众数体积数值产生影响。

### 4.2 熔岩流气泡体积( $V_{top}$ 和 $V_{base}$ )的测试方法

熔岩流气泡体积的定量测试需要在实验室内完成。目前开展熔岩流气泡体积测试的方法(图1)主要包括如下4种:(1)注胶法;(2)岩石抛光-扫描法;(3)体视学转换法;(4)三维CT扫描法。

所谓注胶法(Sahagian *et al.*, 1989)主要是通过向熔岩流气泡中注入特殊成分的胶液,当注入的胶液固化后,利用HF将火山岩样品溶解,从而留下不溶于HF的、固化胶充填气泡后构成的熔岩流中气泡形态。然后测量气泡体积和统计气泡个数。该方法的精度和效率较低,且耗时费力。尤其是对于孤立气泡及其联通区域的体积,不能进行统计和测量。岩石抛光-扫描法是指首先将熔岩流样品进行抛光,在显微镜下观察并扫描抛光面;然后再抛光原来的抛光面,再在显微镜下观察并扫描抛光面,如此反复操作。最后,将扫描的图像进行计算机处理,最终可以计算出熔岩流3维气泡体积与分布特点。每次抛掉样品的厚度决定了最终计算精度。体视学转换法主要是利用熔岩流样品在2D剖面上的气泡体积分布特点,通过体视学计算,转换为3D气泡体积分布(Russ, 1986; Mash, 1988; Mangan, 1990; Toramaru, 1990; Higgins, 1994; Peterson, 1996)。这种方法对于不规则气泡体积估算的误差较大。目前测试气泡体积的精度和效率最高的手段是三维CT扫描法(Ketcham and Carlson, 2001; Song *et*



图3 开展三维 CT 立体扫描的腾冲火山区黑空山玄武质熔岩流柱状样品

Fig. 3 Basaltic lava flow samples from Heikongshan, Tengchong volcanic eruptive field

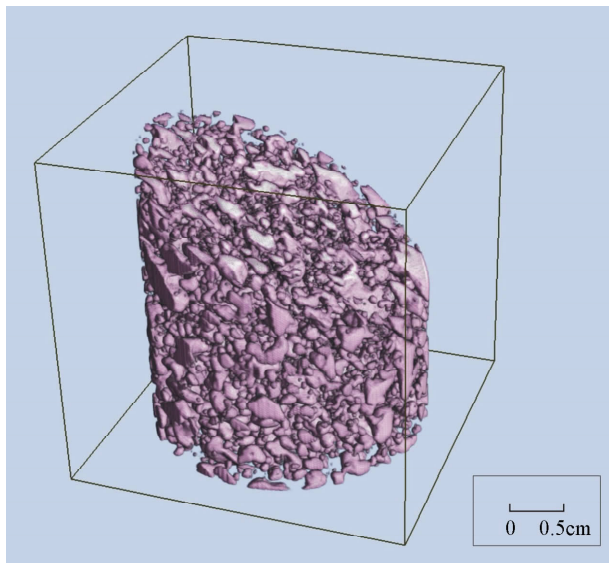


图4 黑空山熔岩流三维 CT 立体扫描图片

Fig. 4 3D image of Heikongshan basaltic lava flow processed by X-ray tomography

al., 2001; Sahagian *et al.*, 2002b; Carlson, 2006; Shin *et al.*, 2005; Proussevitch and Sahagian, 2001; Proussevitch *et al.*, 2007a, b), 该方法主要是通过对特定尺寸的火山岩样品(图3)进行三维 CT 扫描, 获得火山岩气泡体积和分布的三维立体 CT 图像(图4), 在此基础上, 开展火山熔岩流底部和顶部的气泡体积及其分布特征定量计算研究(Sahagian and

Proussevitch, 2007)。

## 5 误差估计

“熔岩流气泡古高度计”的早期倡导者 Sahagian 教授领导的研究组通过如下 2 种方法对该高度计的误差进行了定量估算(Sahagian *et al.*, 2002a, b; Sahagian and Proussevitch, 2007): (1) 直接对比法; (2) 影响因素分析法。

直接对比法是通过比较“熔岩流气泡古高度计”的计算结果与实际高程之间的差值, 估算该高度计的误差。应用直接对比法的前提是, 已知待测熔岩流高程的真实数值。因此, 这种方法主要适用于现代(或者历史时期)喷发的熔岩流高程误差估计; 另外, 直接对比法主要用于检验“熔岩流气泡古高度计”误差大小、精度及其适用性。利用直接对比法获得的高程误差主要取决于测试样品的数量。在同样计算条件下, 测试样品数量越多, 利用“熔岩流气泡古高度计”计算的高程和实际高程测量结果的差值越小, 误差也就越小。例如, 通过“熔岩流气泡古高度计”获得的夏威夷 Mauna Loa 熔岩流高程与实际高程的误差为 372m ( $n=9$ ) (Sahagian *et al.*, 2002b; Sahagian and Proussevitch, 2007)。由此可见, “熔岩流气泡古高度计”是一个精度相对较高的研究方法, 它可以为定量研究大陆高原隆升历史提供限定条件与基础数据。

影响因素分析法是通过分析导致“熔岩流气泡古高度计”误差的各个因素, 估算该高度计的计算误差。由方程(1)可以看出, 影响“熔岩流气泡古高度计”精度的参数包括如下 3 个: (1) 熔岩流气泡体积; (2) 熔岩流厚度; (3) 海平面的变化。下面详细分析这 3 个参数对“熔岩流气泡古高度计”计算误差的影响。

(1) 熔岩流气泡体积 熔岩流顶面和底面气泡体积的测试误差直接影响着“熔岩流气泡古高度计”古高程的计算误差。以往大量研究(例如, Sahagian *et al.*, 2002; Sahagian and Proussevitch, 2007)认为, 气泡体积测试误差最小的方法是火山岩三维立体 CT 扫描法。利用这种方法计算气泡体积的误差取决于实际气泡体积与 X 光射线体素两者的相对大小。以直径为 1mm 的气泡为例, 假定气泡的 X 光射线分辨率为  $\sigma = 47\mu\text{m}$ , 如果气泡半径用  $R$  表示, 由此可以计算出气泡体积误差( $\sigma_v$ )为:  $(R + 2\sigma)^3 / R^3 = (500 + 94)^3 / 500^3 = 1.67$  或者  $\sigma_v = 67\%$ 。那么, 气泡边界上 X 光射线体素的总个数为:  $4\pi$ (以体素为单位衡量的半径) $^2 = 4\pi(1000/47/2)^2 = 1422$  个。由此计算出气泡体积总误差为:  $\sigma_v / (N_{\text{population}})^{1/2} = 67\% / (1422)^{1/2} = 1.77\%$ 。可见在实际三维立体 CT 扫描计算中, 可以通过定量计算体素个数, 进而获得气泡体积直至高程的误差。以玄武质熔岩流为例, 通常认为其气泡众数体积相当于约  $1\text{mm}^3$  数量级(Sahagian and Proussevitch, 2007), 如果给定体素的个数为 1480, 那么可以计算所得的气泡体积误差为 1.74%, 根据公式(1), 大气压强会有 17mb 的误差, 从而会造成 190m 的高程误差。

(2) 熔岩流厚度 对于符合上述古高程测量标准的熔岩流,熔岩流厚度 1cm 的测量误差,会造成古高度计算误差约 33m。相对应地,如果熔岩流因膨胀(inflation)或收缩(deflation)作用导致熔岩流厚度测量误差为 10cm,那么最终会造成高度计算误差约 330m。野外研究表明,能够导致 10cm 以上熔岩流厚度变化的膨胀(inflation)或收缩(deflation)作用,也会对熔岩流的剖面结构和气泡分布产生明显影响。因此,在通常情况下,熔岩流厚度测量导致的古高程误差小于 330m。

(3) 海平面的变化 以往研究(Sahagian and Proussevitch, 2007)表明:由于海平面压强的变化,导致利用该高度计计算熔岩流的古高程误差约为 150m。

综合考虑以上各种情况产生的最大误差,该高度计计算古高程的最终误差约为  $\sqrt{(190)^2 + (330)^2 + (150)^2}$ ,或者为 410m。尽管上述 2 种误差计算方法得到的古高程误差值不完全相同(372m 和 410m),但是其差别并不明显。因此,在该高度计的实际应用过程中,通常采用其古高程计算误差为 400m。

## 6 “熔岩流气泡古高度计”在大陆高原隆升研究中的优势

与现有的其它古高度计(例如,利用同位素计算古高度、利用古生物组合恢复古高程以及利用沉积学和地貌学研究估算古高程的变化等)相比,“熔岩流气泡古高度计”在大陆高原隆升研究中的主要优势如下:(1)由于新鲜的火山岩是开展同位素测年的理想材料,因此,“熔岩流气泡古高度计”能够给出令人信服的隆升事件的年代,这为研究高原隆升历史提供了较可靠的年代学标尺。(2)“熔岩流气泡古高度计”通过计算古大气压强进行古高程研究,它需要测量的 2 个参数为熔岩流厚度和气泡体积,它们均不受气候等因素(例如,温度、降雨量和风向等)影响,只与高程密切相关。由于当时古大气压强和熔岩流厚度不同,导致了熔岩流顶部和底部气泡分布的差异(顶部气泡大、底部气泡小);并且古大气压强和熔岩流厚度的变化,会直接造成熔岩流顶部和底部气泡体积的变化。这种相关关系不受气候等因素(例如,温度、降雨量和风向等)影响。(3)“熔岩流气泡古高度计”获得的古高程精度相对较高,计算误差约 400m。(4)火山活动本身就是大陆高原隆升过程中,剧烈构造岩浆作用的产物,同时火山活动也是目前探讨大陆高原隆升机理的主要研究对象之一。因此将“熔岩流气泡古高度计”与以往利用火山岩探讨高原隆升的研究有机结合起来,将古高度计算结果作为检验和标定高原隆升模式的一个潜在标尺,将会为研究造山运动、回溯构造抬升和探索高原隆升机理提供更加有效的证据。由此可见,“熔岩流气泡古高度计”可广泛应用于有大量玄武质熔岩分布的大陆高原(例如,青藏高原)隆升研究中。

表 1 黑空山全新世熔岩流的高度计算结果

Table 1 Palaeoelevation estimation results of the Heikongshan lava flow, Tengchong volcanic eruptive field, Yunnan Province, SW China

熔岩流(S)厚度(m)	取样位置	$V_{top}$ ( $mm^3$ )	$V_{base}$ ( $mm^3$ )	$P$ (atm)	古高度(m)
1.66	A	0.96319	0.61315	0.745268	2613.49
	B	0.96728	0.62157	0.764965	2385.73
	C	1.04849	0.69208	0.826171	1713.69

注:(1)表 1 中各字母的具体含义,请参见方程(1);(2)表 1 中为同一个熔岩流(S)古高度的计算结果,熔岩流(S)的厚度为 1.66m;3 个取样点(A, B 和 C)位于熔岩流(S)的不同位置,A, B 和 C 之间的水平距离约 5m。野外观察表明,在从取样点 A 经过取样点 B 到达取样点 C 的水平距离约为 5m,这 5m 的距离范围内,熔岩流(S)的厚度没有发生变化,因此在利用方程(1)计算熔岩流古高度时,采用了同样的熔岩流厚度( $H$ )为 1.66m。在野外取样过程中,每个取样点(A, B 和 C)都对应的取熔岩流顶部和底部 2 个样品,因此表 1 能够对每个取样点(A, B 和 C)计算出相应的  $V_{top}$ ( $mm^3$ )和  $V_{base}$ ( $mm^3$ )的数值,进而利用方程(1),计算出黑空山全新世同一个熔岩流(S)的不同位置(A, B 和 C)的古大气压强( $P$ )和古高度(m);(3)古高度(m) =  $-8731 \ln(P_{atm}) + 46.476$  ( $P_{atm}$ :单位为大气压);(4)1atm(1 大气压) = 101325Pa(帕斯卡)

## 7 研究实例:云南腾冲火山区黑空山全新世熔岩流古高程的计算

云南腾冲新生代火山区位于青藏高原的东南缘,该火山区由于 17 世纪初明朝地理学家徐霞客的考察而闻名遐迩(刘嘉麒,1999)。腾冲新生代以来火山活动规模较大,形成了以玄武岩-安山岩-英安岩为主的火山岩组合,火山岩出露面积近 800km<sup>2</sup>(皇甫岗和姜朝松,2000)。黑空山全新世火山熔岩流出露于腾冲县城北的马站乡北东约 2km 处(皇甫岗和姜朝松,2000),喷发物成分以玄武质和玄武安山质火山岩为主(樊祺诚等,1999)。黑空山全新世喷发的熔岩流以平静的溢流形式为主,分布面积很广。熔岩流厚度稳定,产状平缓。熔岩流的顶部和底部冷凝面保存完好,规模和厚度(多数厚度为 1~4m)适中,在剖面上熔岩流气泡分带现象典型、清晰,是在我国开展“熔岩流气泡古高度计”研究的理想地区之一。

本研究在 2009 年和 2010 年对黑空山全新世熔岩流进行野外考察与测量的基础上,挑选了一个具有中等喷发规模和简单喷发与流动历史(即熔岩流从火山口喷出后,直接流动到目前的位置冷凝下来,中间没有经历过不同熔岩流彼此相互叠加和熔岩流内气体逃逸等过程的扰动)的熔岩流(S),在熔岩流或熔岩舌的近末端(大量观察表明:这些地点的熔岩流冷凝较快,在剖面上气泡分带较好,因此,开展高度计算的精度较高。)进行了剖面厚度测量,测量结果表明,该



熔岩流(S)厚度为 1.66m(表 1)。同时,对我们选定的、厚度相对稳定的、水平距离约 5m 范围内的该熔岩流(S)采集了其顶部和底部 3 对样品(即, A, B 和 C 3 对熔岩流样品)。在此基础上,采用岩石抛光-扫描法(图 1),利用 Jerram *et al.* (2009) 计算熔岩流气泡体积的方法和程序,对黑空山全新世熔岩流(S)3 个不同位置(A, B 和 C)的顶部和底部的火山岩样品进行了气泡体积( $V_{top}$ 和 $V_{base}$ )计算。进而利用方程(1),计算出黑空山熔岩流(S)在水平距离相差 5m 范围内的 3 个取样点的古高程介于 1713~2613m 之间(表 1)。目前,熔岩流测量地点实测高程为 1961m,假定自从黑空山全新世熔岩流喷发以来,该区没有发生大规模的升降运动,那么我们计算的高程与目前实际高程相差约 650m。这一误差与上述所说的该模型的误差大致相吻合。上述对云南腾冲火山区黑空山全新世熔岩流古高度计算结果(表 1)表明,“熔岩流气泡古高度计”是回溯大陆隆升历史的有效工具之一。

应当指出,利用三维 CT 扫描法计算黑空山全新世熔岩流顶面和底面样品气泡体积的研究工作和计算软件程序正在调试和完善中,通过不断完善熔岩流气泡体积的测试技术和计算方法,将会明显提高其计算精度,最终会显著缩小“熔岩流气泡古高度计”的计算误差,使“熔岩流气泡古高度计”获得更广泛的应用。

## 8 结论

(1)在对火山岩进行同位素年代学研究的基础上,“熔岩流气泡古高度计”能够提供新生代以来火山熔岩流所在地点的古高程及其演变历史,这一方法可用于探索出露大面积碰撞后火山岩的青藏高原隆升历史,并可为进一步探讨青藏高原的隆升模式和隆升机理提供基础的限定数据。

(2)“熔岩流气泡古高度计”的计算精度取决于对熔岩流的选取和气泡体积的测量。中等厚度(1~5m 厚)的玄武质熔岩流是开展古高度研究最理想的材料,测量熔岩流气泡体积最精确的手段是火山岩三维 CT 扫描方法。

(3)腾冲火山区黑空山全新世熔岩流古高程的计算结果表明:利用“熔岩流气泡古高度计”计算的黑空山熔岩流高程与实际高程相吻合。

**致谢** 作者在野外考察过程中得到赵慈平博士、罗照华教授的帮助;成文过程中,曾与宋圣荣教授、张朋教授、汉景泰研究员、刘永顺博士以及陈德峰、刘真和郭文峰进行过有意义的讨论;研究工作曾得到江东辉和陈晓雨博士的帮助;陈德峰和郭文峰提供了本文图 3 和图 4;作者一并感谢。

## References

Carlson WD and McCoy TJ. 1998. High-resolution X-ray computed tomography of lodranite GRA 95209. *Lunar and Planetary Science*

- XXIX, Abstract #1541. Lunar and Planetary Institute, Houston (CD-ROM)
- Carlson WD. 2006. Three-dimensional imaging of earth and planetary materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249(3-4):133-147
- Fan QC, Liu RX, Wei HQ *et al.* 1999. The magmatic evolution of the active volcano in the Tengchong area. *Geological Review*, 45 (Suppl.):895-904 (in Chinese with English abstract)
- Higgins MD. 1994. Numerical modeling of crystal shapes in thin sections: Estimation of crystal habit and true size. *Am. Mineral.*, 79:113-119
- Huangfu G and Jiang CS. 2000. Study on Tengchong Volcanic Activity. Kunming: Yunnan Science and Technology Press, 1-57 (in Chinese)
- Jerram DA, Mock A, Davis GR *et al.* 2009. 3D crystal size distributions: A case study on quantifying olivine populations in kimberlites. *Lithos*, 112:223-235
- Ketcham RA and Carlson WD. 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: Applications to the geosciences. *Comp. Geosci.*, 27:381-400
- Liu JQ. 1999. Volcanoes in China. Beijing: Science Press, 1-193 (in Chinese)
- Mangan M. 1990. Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: The 1959 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 44:295-302
- Marsh BD. 1988. Crystal size distributions (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization: 1. Theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99:277-291
- Peterson T. 1996. A refined technique for measuring crystal size distributions in thin section. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124:395-405
- Proussevitch AA and Sahagian DL. 2001. Recognition and separation of discrete objects within complex 3D voxelized structures. *Comp. Geosci.*, 27:441-454
- Proussevitch AA, Sahagian DL and Carlson WD. 2007a. Statistical analysis of bubble and crystal size distributions: Application to Colorado Plateau basalts. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 164:112-126
- Proussevitch AA, Sahagian DL and Tsentalovich EP. 2007b. Statistical analysis of bubble and crystal size distributions: Formulations and procedures. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 164:95-111
- Russ JC. 1986. *Practical Stereology*. New York: Plenum Press, 1-367
- Sahagian DL, Anderson AT and Ward B. 1989. Bubble coalescence in basalt flows: Comparison of a numerical model with natural examples. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 52:49-56
- Sahagian DL and Maus JE. 1994. Basalt vesicularity as a measure of atmospheric pressure and paleoelevation. *Nature*, 372:449-451
- Sahagian DL and Proussevitch AA. 1998. 3D particle size distributions from 2D observations: Stereology for natural applications. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 84(3-4):173-196
- Sahagian DL, Proussevitch AA and Carlson WD. 2002a. Timing of Colorado Plateau uplift: Initial constraints from vesicular basalt-derived paleoelevations. *Geology*, 30(9):807-810
- Sahagian DL, Proussevitch AA and Carlson WD. 2002b. Analysis of vesicular basalts and lava emplacement processes for application as a paleobarometer/paleoaltimeter. *J. Geology*, 110:671-685
- Sahagian DL and Proussevitch AA. 2007. Paleoelevation measurement on the basis of vesicular basalts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 66:195-213
- Shin H, Lindquist WB, Sahagian DL *et al.* 2005. Analysis of the vesicular structure of basalts. *Comp. Geosci.*, 31(4):473-487
- Song SR, Jones K, Lindquist WB *et al.* 2001. Synchrotron X-ray computed microtomography: Studies on vesiculated basaltic rocks. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 63:252-263
- Toramaru A. 1990. Measurement of bubble size distributions in

vesiculated rocks with implications for quantitative estimation of eruption processes. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 43:71-90

Zhang R, Liu XD and An ZS. 2008. Research progress in methodology for paleoelevation reconstruction of the Tibetan Plateau. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 28 (5): 129-136 (in Chinese with English abstract)

评, 45 (增刊): 895-904

皇甫岗, 姜朝松. 2000. 腾冲火山研究. 昆明: 云南科技出版社, 1-57

刘嘉麒. 1999. 中国火山. 北京: 科学出版社, 1-193

张冉, 刘晓东, 安芷生. 2008. 青藏高原古高度重建方法研究进展. *海洋地质与第四纪地质*, 28(5): 129-136

#### 附中文参考文献

樊祺诚, 刘若新, 魏海泉等. 1999. 腾冲活火山的岩浆演化. *地质论*

## “柴河论坛:火山地质、资源与全球变化研究”研讨会纪要

“柴河论坛:火山地质、资源与全球变化研究”研讨会于2011年8月6日至8日在内蒙古自治区扎兰屯市柴河镇顺利召开。会议由中国矿物岩石地球化学学会火山与地球内部化学专业委员会、中国灾害防御协会火山专业委员会主办,扎兰屯市人民政府、中国科学院地质与地球物理研究所、扎兰屯风景名胜区管理委员会承办。来自中国科学院、中国地震局、北京大学、中国地质大学(北京)、中国科学技术大学等11家高等院校、研究机构的30多位专家学者和当地的工作人员共40多位代表出席了会议,国家自然科学基金委员会地球科学部姚玉鹏处长应邀出席了本次论坛。

柴河是内蒙古自治区境内唯一的国家级风景名胜区——扎兰屯风景名胜区的核心景区,地处大兴安岭中段腹地的苍茫林海之中,是绵延五千里的兴安岭上生态最丰富、景观最集中的区域,极具科学、环境、美学、文化、旅游、经济和社会价值。其所在的阿尔山-柴河火山区存在多期火山活动的遗迹,形成了规模壮观、形态奇异、分布广泛的火山地貌。这些火山地质遗迹与原始森林、高山湿地并存,以8座火山天池群著称,在我国火山分布区中具有独特性,极具旅游观赏价值和科考价值,是进行过去全球变化研究的良好记录。近十年来,随着交通环境的改善,对阿尔山-柴河火山区的火山地质、旅游资源和古气候变化研究等方面均取得了重要进展。

此次论坛旨在交流我国东北特别是大兴安岭地区火山研究方面的最新成果,主要议题涉及火山地质、旅游资源与古气候研究等多个方面。此次论坛既推动了我国火山研究工作的不断深入,也促进了柴河地区火山地质资源的保护与旅游资源的开发,以柴河为根据地,以柴河论坛为契机,为专家学者搭建了一个长期性、经常性、开放式的研究交流平台。本次论坛采取上午开展学术交流、下午进行实地考察的形式。会议期间,各位代表充分交流了我国东北,特别是大兴安岭阿尔山-柴河火山区的最新研究成果,圆满达到了预期目标。

(刘强 伍婧 供稿)