

文章编号: 0253-3782(2002)03-0231-12

# 腾冲火山地热区地壳结构的地震学研究<sup>\*</sup>

王椿镛<sup>1)</sup> 楼 海<sup>1)</sup> 吴建平<sup>1)</sup>  
白志明<sup>1)</sup> 皇甫岗<sup>2)</sup> 秦嘉政<sup>2)</sup>

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国昆明 650041 云南省地震局

**摘要** 根据腾冲火山地热区实施的人工地震测深剖面资料,用有限差分反演和正向走时拟合方法确定了地壳二维 P 波速度结构.地壳模型显示,在腾冲的热海热田附近上地壳存在低速异常体,它与火山地热活动可能有关.测线的二维地壳结构上显示出两条地壳断裂:龙陵—瑞丽断裂和腾冲断裂,其中腾冲断裂可能切穿莫霍界面.同时,根据远震波形资料反演腾冲热海热田地区的 S 波速度结构,也显示出该地区上地壳存在 S 波的低速异常.本文从深部结构方面探讨腾冲火山的成因.腾冲火山地热区地壳具有低 P 波和 S 波速度、低电阻率、高热流值和低 Q 值,以及上地幔也具有低 P 波速度的特点.由此推测地壳内岩浆来源于上地幔,腾冲附近地区存在的上地壳低速异常可与岩浆的分异作用相联系.与地球上大多数的活动火山一样,腾冲火山位于移动板块之间的边界附近,属于“板块边界”火山.

**关键词** 腾冲火山区 地壳结构 人工地震测深 走时拟合 远震波形

**中图分类号:** P315.63 **文献标识码:** A

## 引言

腾冲火山区位于印度板块与欧亚板块碰撞带的北东侧,属于欧亚火山带(地中海—喜马拉雅—东南亚火山带)的一部分.在这一第四纪火山群及其附近地区,火山、地热和地震活动均很强烈,长期以来为国内外地球科学家所关注.已有的研究包括火山地热区的地质、地球物理、地球化学和地壳形变等方面的问题(Jiang, 1985; 穆治国等, 1987; 佟伟, 章铭陶, 1989; 阚荣举, 赵晋明, 1994; 白登海等, 1994; 韩新民等, 1996).然而,对腾冲火山地热区的地壳深部结构认识仍很不够.国际上,人工地震探测是研究火山地热区下方地壳结构采用的方法之一(Benz, Smith, 1984; Necessian *et al.*, 1984; Ankey *et al.*, 1986).另外,远震体波接收函数方法(Owens *et al.*, 1984)被认为是确定地壳上地幔 S 波速度结构的一种有效方法.本文根据在腾冲火山地热区实施的人工地震探测和布设的流动台网观测取得的地震记录,对该地区的地壳结构进行研究.

<sup>\*</sup> 国家科技部攀登计划预选项目(95-专-05)“东亚大陆地球动力学研究”、中国地震局“九五”重点项目(95-11-02)、国家自然科学基金委(D0407)和地震科学联合基金(199119)共同资助.中国地震局地球物理研究所论著 02AC1017.

2001-07-06 收到初稿, 2001-11-12 收到修改稿并决定采用.

## 1 腾冲火山地热区的地质构造背景

腾冲火山地热区位于冈底斯-念青唐古拉褶皱系的高黎贡山褶皱带(云南省地矿局, 1990). 该区域及周围地区有怒江断裂带、龙陵—瑞丽断裂带和缅甸弧形断裂带等深大断裂(图 1). 怒江断裂带在云南境内总体呈南北向延伸, 直接控制高黎贡山深变质岩系和岩浆岩带的东界. 该断裂带具有逆冲-推覆作用的特点. 沿断裂带分布的糜棱岩反映出断裂原先应是一条位于地下较深部位的韧性剪切带, 经后期逆冲-推覆作用而上升到地表. 龙陵—瑞丽断裂带是北东向的右行扭动剪切断裂带. 缅甸弧形断裂带在缅甸境内.

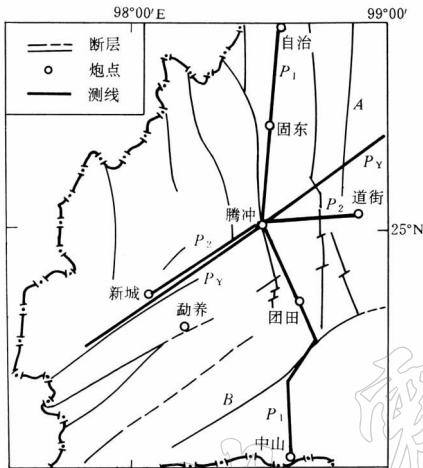


图 1 腾冲火山区构造背景和深地震测深剖面位置示意图(引自韩新民等, 1996)

图中 A 是怒江断裂带, B 是龙陵—瑞丽断裂带;

$P_1$  和  $P_2$  分别是主测线和辅测线,  $P_y$  为滇深 8687 工程永保桥至芒甸测线

状分布.

高黎贡山褶皱带以怒江断裂带为东界, 龙陵—瑞丽断裂为南界. 区内广泛分布着酸性侵入岩, 如沿高黎贡山山脉分布的华力西-印支期花岗岩, 以及腾冲县城以北大片出露的燕山期、喜马拉雅期花岗岩等. 自中新世至第四纪在腾冲一带发生强烈的中基性岩浆喷发活动, 堆积了巨厚的熔岩和火山碎屑岩. 姜朝松(1998)对腾冲地区 68 座新生代火山作了详细调查, 它们构成 7 个火山群或火山链.

腾冲火山具有多期活动的特点: 第一期火山活动以东部陇川断裂带附近最强, 向西减弱, 以熔岩溢出为主; 第二期火山活动受大盈江永古弧形断裂带控制, 中心腾冲一带活动较强; 第三期火山活动于腾冲南北一线第二期火山活动范围内, 是火山活动强度最弱的一期; 第四期火山活动于腾冲以北至固东街一带, 形成马鞍山、老龟山、打鹰山和大空山等 13 座火山, 呈南北向串珠

## 2 已有的深部地球物理探测研究

### 2.1 区域地壳速度结构

1982 和 1987 年在云南省先后进行两次人工地震测深(滇深 82 工程和滇深 8687 工程), 由此得到滇西地区地壳结构的主要认识是: ① 地壳平均速度较低, 为 6.25 km/s 左右. 红河断裂带是地壳结构的重要边界, 红河断裂以北地区中地壳存在低速层, 厚度约为 10 km, 以南地区中地壳低速层不明显; ② Moho 界面总趋势是东南浅, 西北深. 红河断裂带以南, 界面深度由景谷以南的 32 km 增至德钦一带约 58 km; ③  $P_n$  速度偏低, 在景谷与景云桥之间和无量山与澜沧江之间仅为 7.70~7.80 km/s, 在红河断裂以北为 7.80 km/s (胡鸿翔等, 1986; Yan *et al.*, 1985; Kan *et al.*, 1986; 林中洋等, 1993).

在滇深 8687 工程中, 永保桥炮点(25°26'29"N, 99°20'3"E)西南向观测分支(至芒甸 24°30'57"N, 97°46'42"E)通过腾冲附近(图 1). 林中洋等(1993)得出: 在该剖面上除怒江断裂

外,还存在两条断裂:腾冲断裂和陇川江断裂.

## 2.2 壳幔电性结构

通过大地电磁测深得到,在腾冲附近有深度 10 km 左右、厚 5 km、电阻率  $6\sim 8 \Omega \cdot m$  的壳内低阻层(孙洁等,1989).在相邻的保山块体的保山和永平两个测点上,壳内这一深度上并未出现低阻层.腾冲火山区的上地幔高导层顶面深度很浅,仅 64 km.滇西南的上地幔高导层顶面深度变化剧烈,在怒江断裂带和澜沧江断裂带的两侧,深度差达 50 km.

## 3 腾冲火山地热区的地壳速度结构

### 3.1 测线及炮点位置

1999 年在腾冲地区实施的人工地震测深工程(简称“腾深 99 工程”),布设了一条南北走向的主测线和一条近东西向的辅测线(图 1).主测线南起潞西县中山乡,经潞西、龙陵、腾冲县团田、固东、明光,至自治乡,全长约 178 km.测线穿过大团山、小团山、大黑山、黑空山、大空山和小空山等多座火山.主测线构成相遇的观测系统,在南段与滇深 82 工程的遮放至宾川测线斜交,并在龙陵至潞西段重合.辅测线西起新城,经梁河、囊宋,上营,至怒江边上的道街,全长约 85 km.

人工地震测深进行了 7 次爆破(表 1),其中在主测线两端(自治、中山)和辅测线两端(新城、道街)分别设置炮点.另外,在固东、团田和勐养也分别设置炮点.地震波激发以水炮为主,仅在自治和新城用井炮激发,野外共投入三分量短周期地震仪 115 套,作纵和非纵测线的观测,测点间距为 2km 左右.本文仅对主测线作解释,辅测线及非纵观测资料的解释将在另文介绍.

表 1 炮点位置及参数

炮点	年-月-日	东经	北纬	高程/m	类型	药量/kg
团田	1999-04-22	98°39.9'	24°42.0'	1 290	水炮	1 000
自治	1999-04-25	98°33.9'	25°42.1'	2 030	井炮	1 500
中山	1999-04-25	98°35.6'	24°05.2'	590	水炮	1 500
固东	1999-04-28	98°30.4'	25°18.4'	1 580	水炮	1 000
新城	1999-05-01	98°05.4'	24°46.9'	920	井炮	800
道街	1999-05-01	98°50.9'	25°02.5'	470	水炮	1 000
勐养	1999-05-04	98°19.0'	24°35.6'	870	水炮	1 000

### 3.2 震相分析

在用折合速度 6.0 km/s 并各道记录振幅归一绘制出的各炮点记录截面图(图 2~5)上,震相  $P_g$  和  $P_m$  可直接辨认.  $P_g$  为初至震相,它是在结晶基底内传播的首波或潜波.  $P_g$  震相的观测距离为大约 20~100 km.  $P_g$  的视速度在近炮点观测段随着距离的增大而增大,到一定距离之后趋于平稳,随距离的变化不大.  $P_m$  是壳幔边界的反射波.其临界距离在 80~100 km,它具有强振幅.上地幔顶部的折射波( $P_n$ )在大约 150 km 以外作为初至震相识别.由于主测线长度约 180 km,仅在测线的两个端炮记录到  $P_n$  波.各炮记录截面上显示地壳内部的反射震相有:  $P_1$ ——地壳上部的反射波;  $P_2$ ——地壳中部的反射波;  $P_3$ ——地壳下部的反射波;另外,在个别炮点上还可以追踪到  $P_4$  震相.

在中山炮的记录截面图(图 2)上,  $P_g$  作为初至震相在 20~80 km 距离内具有正常的

视速度(5.95~6.05 km/s). 在距离100~160 km上, 初至震相视速度为6.10~6.25 km/s, 它分别对应于中上地壳的多个反射震相. 震相 $P_3$ 在40~160 km距离内清晰, 可连续追踪, 但在90~100 km左右距离上能量较弱, 可能与龙陵—瑞丽断裂有关. 根据 $P_m$ 走时计算得到的地壳平均速度为6.35 km/s.  $P_n$ 作为初至震相在160 km以外较清晰, 它的视速度为7.85 km/s. 但 $P_n$ 能够追踪的距离较短, 求取的视速度误差较大.

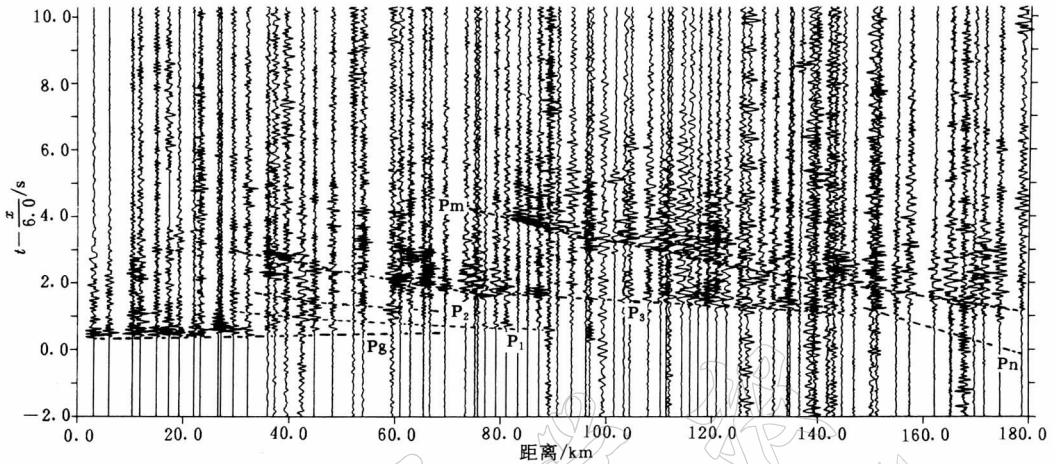


图2 中山炮垂直分量记录截面图

在团田炮的记录截面图(图3)上, 南支 $P_g$ 视速度为6.15 km/s, 北支在20~80 km距离内具有较低的视速度(5.80~5.85 km/s).  $P_2$ 在距离50~110 km内、 $P_3$ 在65~115 km距离内震相清晰, 可连续追踪. 北支 $P_m$ 震相从80 km可追踪到117 km.

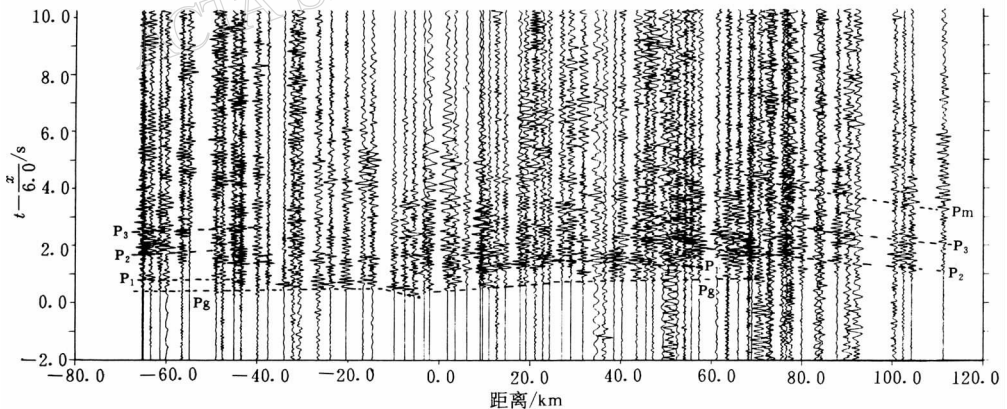


图3 团田炮垂直分量记录截面图

在固东炮的记录截面图(图4)上, 近炮点的 $P_g$ 走时比其它炮点大0.5 s左右, 说明固东炮点下方有较厚的沉积层. 南支 $P_g$ 震相在20~80 km距离内具有较低的视速度(5.75~5.80 km/s), 且在35~40 km距离上视速度有明显变化, 表明腾冲附近可能存在断裂. 北支 $P_g$ 视速度为5.92 km/s.  $P_1$ 在距离45~90 km、 $P_2$ 在距离70~130 km、 $P_3$ 在距离90

~130 km 内震相清晰, 可连续追踪. 南支 Pm 震相可从 75 km 追踪到 130 km.

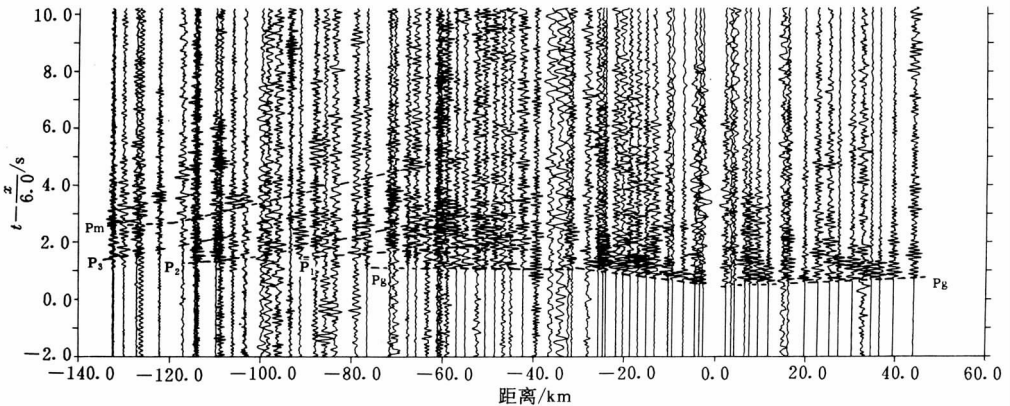


图 4 固东炮垂直分量记录截面图

在自治炮的记录截面图(图 5)上, Pg 在 100 km 距离内具有很低的视速度(5.60~5.65 km/s), 可能与基底面向南倾斜有关. P<sub>1</sub> 在距离 50~80 km 上有比 Pg 强的振幅. P<sub>2</sub> 较弱. P<sub>3</sub> 在 80~120 km、P<sub>4</sub> 在 120~160 km 距离内清晰, 可连续追踪. Pm 震相从 85 km 延续到 180 km. 在 165 km 以远 Pm 震相到时明显滞后, 可能与腾冲断裂有关. 根据 Pm 震相计算得到的地壳平均速度为 6.45 km/s. Pn 在 160 km 以外为初至震相, 视速度约为 7.90 km/s.

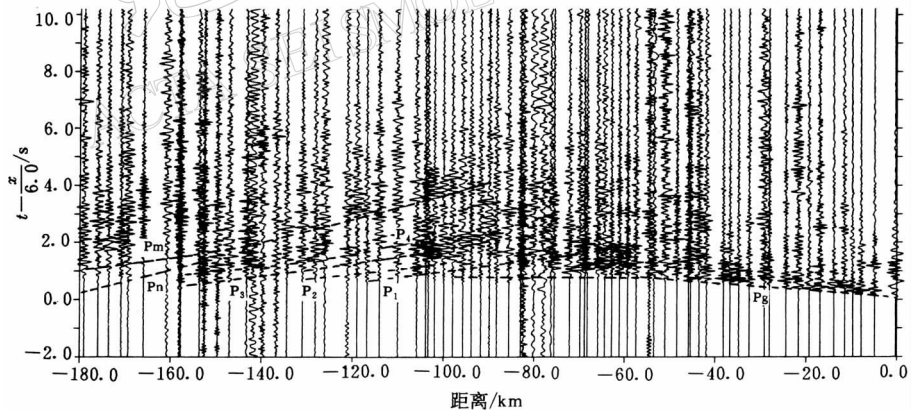


图 5 自治炮垂直分量记录截面图. 在距离 160 km 左右 Pm 震相明显滞后

辅测线的记录截面图在本研究的主测线解释中仅作参考. 新城炮的记录中, Pg 震相以较低的视速度(5.80~5.90 km/s)一直延续到 80 km. P<sub>1</sub> 震相在距离 40 km 以远清晰, 可连续追踪, 且在 50~80 km 上有比 Pg 强的振幅. 道街炮的记录中, Pg 在观测范围内同样具有较低的视速度(5.85~5.90 km/s). P<sub>1</sub> 振幅在距离 70 km 以外比 Pg 强.

### 3.3 用有限差分走时反演方法确定主测线上部地壳的二维结构

在人工地震测深资料中, 地壳上部初至波(Pg波)可解释为回折波(或潜波). 因此,

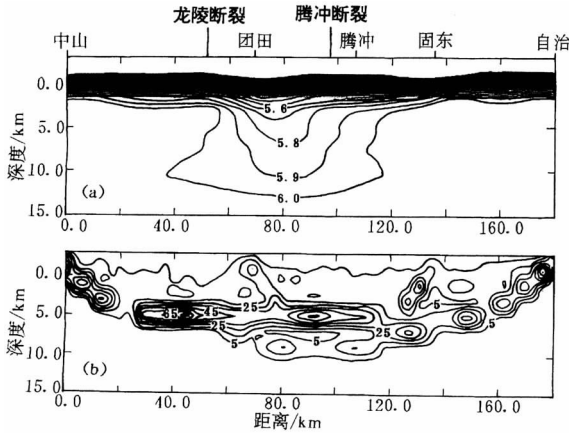


图 6 有限差分走时反演得到的主测线地壳上部二维速度结构(a)及其相应的射线分布(b)

0.38 s 减少到 0.17 s. 反演的收敛过程是稳定的, 几种不同初始参数的组合得到的最终模型基本一致.

### 3.3.2 地壳上部的二维速度结构

图 6a 用速度等值线表示最终的上部地壳二维速度模型. 从图 6b 显示的射线在沿测线的二维剖面上的分布看, 除测线的南北两端射线的穿透深度较浅(3~5 km)外, 大部分测线上射线的穿透深度达 10 km, 其中团田至腾冲之间达到 13 km. 这些深度上每个单元的射线数在 10 以上. 因此, 反演的结果有较高的可信度. 反演得到的二维结构图象显示, 在团田和固东炮点附近, 在地表附近有较低的速度, 速度等值线呈下凹状. 固东附近的结晶基底呈上隆状, 与前面解释得到的基底形态一致, 但位置上稍有差别. 在团田至腾冲段, 速度等值线明显往下凹, 显示了在热海热田附近的上部地壳的低速特征. 另外, 从速度等值线形态看, 腾冲北侧和团田南侧可能存在断裂.

### 3.4 沿主测线的二维速度结构

在对主测线上 4 炮记录截面图上作震相识别和拾取走时值的基础上, 用试错法确定剖面的二维速度结构. 全部走时值用参考高程为 1 500 m 作地形校正. 在根据震相识别建立的初始二维地壳模型中, 地壳分为上、中、下 3 部分. 从地表到  $P_1$  界面为上地壳,  $P_3$  界面至莫霍界面为下地壳, 中间部分为中地壳. 上地壳的速度分布采用前面 Pg 波有限差分走时反演得到的结果, 用  $P_1$  震相确定的上地壳厚度(约为 12 km). 此外, 用  $P_2$ 、 $P_3$  和  $P_m$  确定其它界面的深度和层内的平均速度.  $P_2$  反射界面平均深度为 18 km;  $P_3$  反射界面平均深度为 23 km;  $P_4$  (仅在腾冲和固东间存在)的深度约为 28 km. 因此, 中地壳可细分为两层, 平均速度为 6.17 km/s. 主测线上莫霍界面稍向北倾, 平均深度为 40 km.

在初始模型的基础上, 用射线追踪方法对续至震相作正向走时拟合, 并用二维合成地震图方法作振幅约束(Cerveny, Psencik, 1984; 王椿镛, 1985), 逐步改善地壳速度模型. 分别对中山、团田、固东和自治炮记录作走时拟合, 最终取得横向不均匀的二维地壳模型(图 7). 图中, 团田至腾冲段与测线南段和北段相比, 具有相当低的基底速度

Vidale (1988) 提出并经 Hole (1992)改进的有限差分走时反演方法, 可以用来处理 Pg 波走时资料(王椿镛等, 1997). 本研究的反演计算使用了由 Ammon 和 Vidale (1993)改进的算法.

### 3.3.1 模型参数及走时数据

反演模型参数化使用 4 km(水平向)×2 km(垂直向)矩形单元划分. 为保持走时的计算精度, 计算初至走时的模型单元划分为 1 km×1 km. 在主测线上共收集了 4 个炮点的 313 个初至波走时数据参与反演. 最终的速度模型在 5 次迭代之后得到. 走时的 RMS 从初次的

(5.80 km/s). 龙陵附近界面的反射震相都不很清晰, 且龙陵以南的地壳速度结构与其以大的有较大的差异, 说明它们属于不同的构造单元, 其分界线与龙陵—瑞丽断裂相对应.

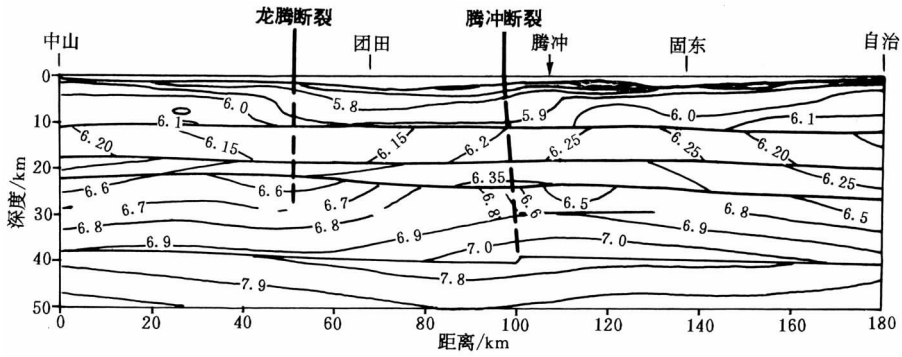


图 7 沿主测线的二维速度结构

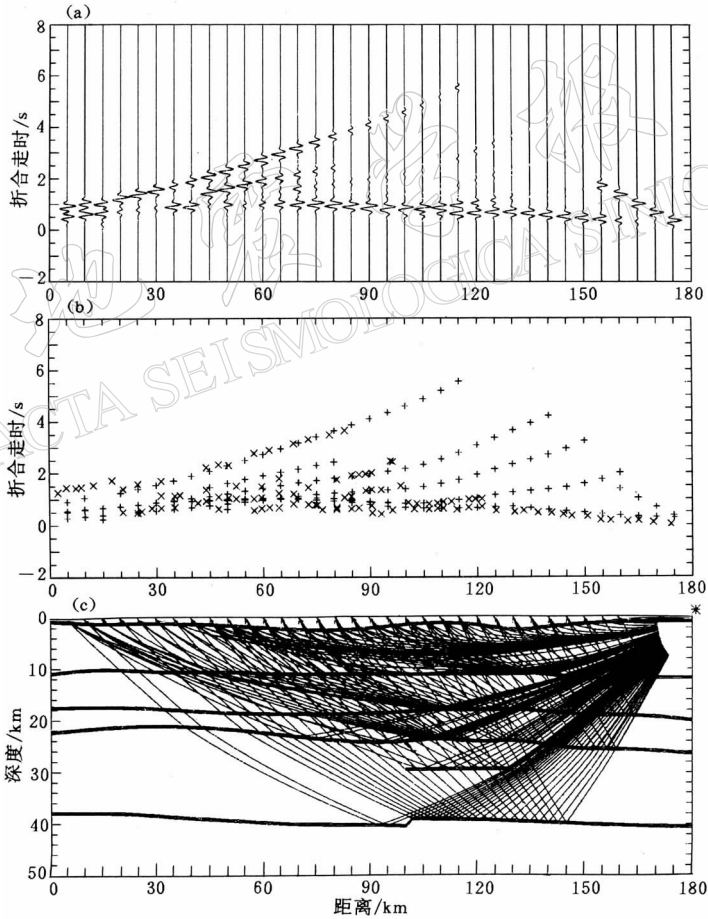


图 8 主测线上中山炮的合成地震图(a)、走时拟合图(b)和射线追踪图(c), 在走时图中, “×”表示观测值, “+”表示理论值

另外, 腾冲位于上地壳速度分界处, 预示其下方可能存在断裂, 其位置与图 1 中的永保桥至芒甸剖面揭示的腾冲断裂基本相同. 自洽炮记录在距离 160 km 左右 Pm 震相明显滞后, 也说明腾冲下方可能存在深至上地幔的断裂. 在腾冲与固东之间, 上地壳呈低速异常, 其下方的  $P_4$  界面清晰. 在团田与腾冲之间, 地壳上部的反射震相 ( $P_1$  和  $P_2$ ) 振幅较大、能量较强, 可能与岩浆囊的存在有关. 图 8 给出对中山炮记录截面图的模拟结果.

#### 4 用接收函数方法反演腾冲火山区下方的岩石圈结构

1999 年在腾冲火山区布设了流动微震台网(叶建庆等, 2000), 记录到一批远震事件, 如 3 月 20 日发生在  $51.74^\circ\text{N}$ 、 $177.60^\circ\text{W}$  的  $M_s 6.8$  地震, 4 月 8 日发生在  $43.61^\circ\text{N}$ 、 $130.34^\circ\text{E}$  的  $M_s 6.8$  地震, 5 月 6 日发生在  $29.57^\circ\text{N}$ 、 $51.93^\circ\text{E}$  的  $M_s 6.8$  地震, 5 月 8 日发生在  $45.54^\circ\text{N}$ 、 $151.44^\circ\text{E}$  的  $M_s 6.0$  地震, 5 月 10 日发生在  $5.50^\circ\text{S}$ 、 $151.81^\circ\text{E}$  的  $M_s 7.2$  地震, 5 月 12 日发生在  $43.11^\circ\text{N}$ 、 $143.78^\circ\text{E}$  的  $M_s 6.2$  地震, 5 月 14 日发生在  $3.10^\circ\text{S}$ 、 $129.70^\circ\text{E}$  的  $M_s 5.5$  地震, 以及 5 月 16 日发生在  $2.69^\circ\text{S}$ 、 $138.51^\circ\text{E}$  的  $M_s 6.7$  地震. 利用这些宽频带数字记录, 用接收函数方法取得该台网下方的地壳上地幔 S 波速度结构. 本研究用反射率法(Kennett, 1993)计算理论接收函数, 用 Randall(1989)发展的快速算法计算微分地震图, 并用最大熵谱反褶积方法提取远震接收函数. 在反演过程中, 将台站下方地壳、上地幔速度结构等分为厚度 2 km 的薄层, P 波速度  $\alpha$  和介质密度  $\rho$  采用与 S 波速度  $\beta$  之间的经验关系  $\alpha = 1.73\beta$ ,  $\rho = 0.32\alpha + 0.77$  确定(吴建平等, 2001).

分别对微震台网中 3 个台站(热水塘、下绮罗和车站)记录的 5 个以上的远震数字记录作反演计算. 图 9 分别显示它们的接收函数和波形拟合结果, 以及台站下方的地壳上地幔 S 波速度结构. 热水塘台( $24.91^\circ\text{N}$ 、 $98.39^\circ\text{E}$ )和下绮罗台( $24.99^\circ\text{N}$ 、 $98.49^\circ\text{E}$ )均位于腾冲热海热田附近, 其下方的结构(图 9a, b)有相似的特征. 例如, 在上地壳(深度小于 20 km)内存在较大范围的低速层, 下地壳速度呈线性增加, 莫霍界面深度在 40 km 左右; 在深度 40~80 km, 上地幔速度变化不大, 与常规的速度分布相比仍然属于低速的区域. 马站台( $25.20^\circ\text{N}$ 、 $98.48^\circ\text{E}$ )位于腾冲县城以北约 20 km, 其下方的结构(图 9c)与热水塘和下绮罗台有一定的差异. 虽然上地壳也存在低速层, 但速度值高于这两个台. 莫霍界面及其下方则与其相似. 这些 S 波速度结构提供了腾冲地区火山地热活动的重要信息.

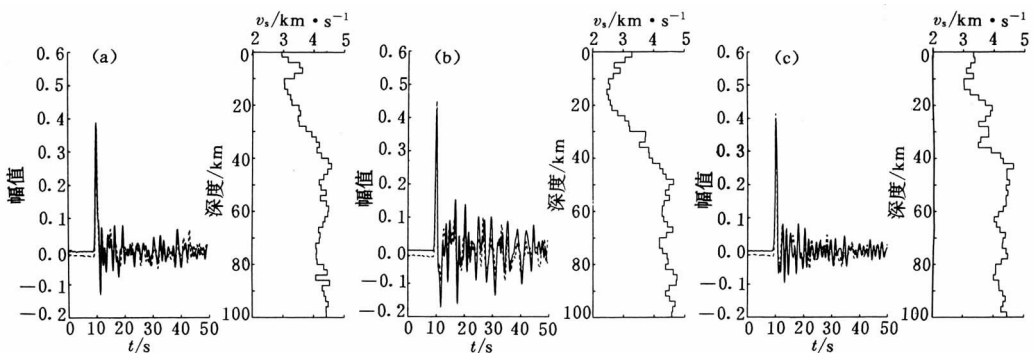


图 9 流动微震台网的接收函数和波形拟合结果以及台站下方的 S 波速度结构

(a) 热水塘台; (b) 下绮罗台; (c) 马站台

## 5 讨论：火山喷发机制

腾冲地区自新生代以来出现高温变质作用、复杂的花岗岩入侵、火山喷出活动和频繁的地震以及大规模隆升的构造活动。人工地震剖面揭示了腾冲火山区的热海热田附近上地壳有明显的低速异常，而且在腾冲附近地壳内存在一条可能深至莫霍界面的断裂。天然地震与其它地球物理方面的研究还得到，该区域具有低 P 波和 S 波速度、低电阻率、高热流值(吴乾藩等,1988)和低 Q 值(秦嘉政等,1998)，因此，可以推测这个低速体与岩浆囊相关连。云南地区天然地震的走时层析成像研究结果(王椿镛等,2002)表明，除上地壳地壳呈低速异常外，上地幔也呈低速异常(图 10)。地壳和上地幔的低速异常可能与岩石组成和状态、温度、压力等多种因素有关。在腾冲地区，它们主要与热物质有关，由此推测地壳内岩浆来源于上地幔。局部地区存在的上地壳速度负异常可与岩浆的分异作用相联系。腾冲火山区的上地壳内明显呈现低速、高导的特征，而且近期在该地区仍频繁发生构造地震，因此，腾冲火山再次喷发的可能性是存在的。

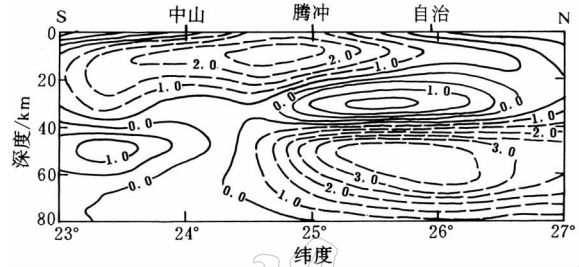


图 10 从川滇地区地壳上地幔三维结构中截取沿自治—中山测线的二维速度异常结构图象。图中数值取为  $\Delta v/v(\%)$ 。虚线为负值，实线为正值

国际上，许多地区用人工地震方法测定火山地热区下方的地壳结构。例如，Benz 和 Smith(1984)对美国 Yellowstone 地区的研究，Necessian 等(1984)对法国 Mont Dore 火山的研究，以及 Ankeny 等(1986)对美国新墨西哥州 Jemez 山的火山区研究，得到较为一致的结论是：火山和地热活动区的上地壳与显著的低速度(有的地区 P 波速度低至 5.20 km/s)相联系。本文取得了与他们相似的研究结果。腾冲附近的莫霍界面的可能错断有利于地幔岩浆上涌进入地壳内。这与用其它方法得到的结论(穆治国，佟伟，1987；白登海等，1994)相一致。地球化学试验结果表明，腾冲火山岩是在以挤压应力为主的碰撞带内形成的，属高压的钙碱性系列岩浆岩，它的原始岩浆是上升的地幔底辟经历地壳物质的渐进混染形成的。

腾冲火山地热区详细的地壳结构和速度分布，为讨论腾冲火山喷发机制提供了重要的基础资料。在这一基础上，腾冲火山喷发机制的讨论可以从更大范围的构造背景来考虑，即腾冲块体在全球板块大地构造中的位置。腾冲火山区位于印度板块与欧亚板块碰撞带的北东侧，距离印度板块东边界约 300 km，距缅甸微板块东边界不足 120 km。在印度板块东边界，沿那加山现代缝合线向东有低角度的消减带。在腾冲西南方向的缅甸境内，有卡布韦特和曼德勒火山区(图 11)，总体呈 NNE 向展布(姜朝松等，2000)。因此，与地球上大多数的活动火山一样，腾冲火山位于移动板块(shifting plates)之间的边界附近，属于“板块边界”(plate-boundary)火山。Le Dain 等(1984)、李鸿吉和秦建业(1994)，以及王绍晋和龙晓帆(1998)先后研究缅甸弧、腾冲火山区及周围地区强震震源深度和震源机制的空间分布，证实震源深度大于 120km 的地震，大多数以逆倾滑错动为主(图 12)。因此我们推测，腾

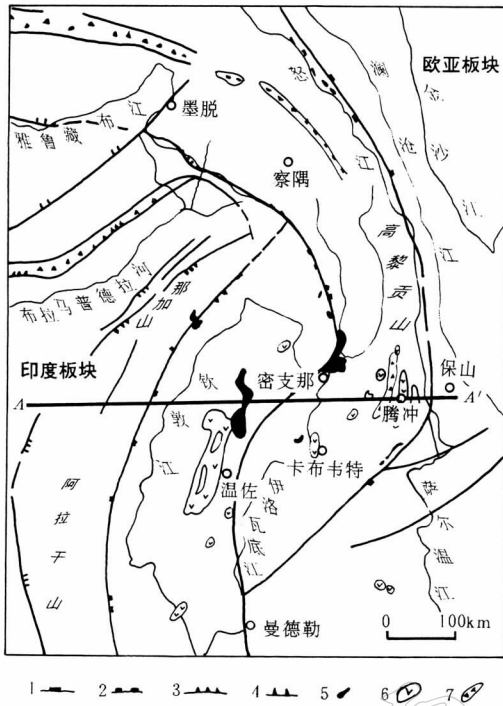


图 11 腾冲地区及缅甸境内的大地构造图

- 1. 怒江缝合线; 2. 雅鲁藏布江缝合线; 3. 主边界断层及那加逆掩带; 4. 主中央冲断层; 5. 蛇绿岩或超基性岩; 6. 新生代火山; 7. 石炭系网瓦纳型沉积

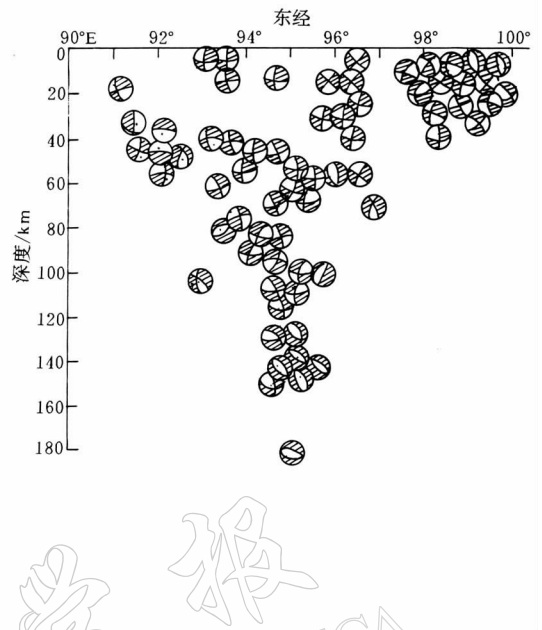


图 12 强震震源深度和震源机制沿图 11 中 AA' 剖面的空间分布 [引自王绍晋和龙晓帆(1998)]

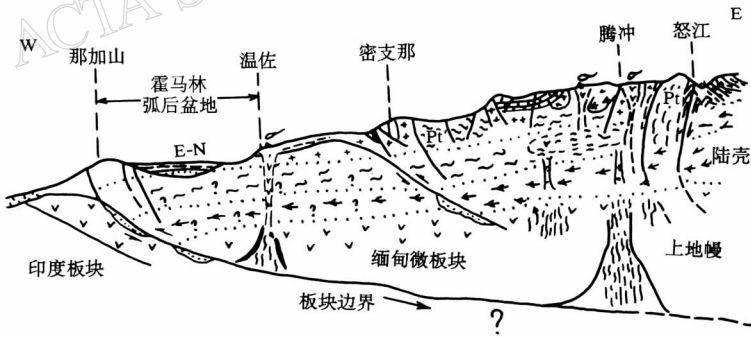


图 13 腾冲火山群喷发机制的示意图

冲火山区主要受到印度板块在缅甸中、深源地震带产生的侧面挤压剪切的直接作用, 并希望有更多的深部(尤其是上地幔)结构资料来进一步证实. 图 13 为解释腾冲火山喷发机制的一种火山模型.

感谢叶建庆提供腾冲火山区流动微震台网记录到的远震波形数据.

## 参 考 文 献

- 白登海, 廖志杰, 赵国泽, 等. 1994. 从 MT 测深结果推论腾冲热海热田的岩浆热源[J]. 科学通报, **39**(4): 344~347
- 韩新民, 周瑞琦, 周真恒. 1996. 腾冲火山地区地质研究评述[J]. 地震地磁观测研究, **17**(6): 20~30
- 胡鸿翔, 陆涵行, 王椿镛, 等. 1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J]. 地球物理学报, **29**(2): 133~144
- 姜朝松. 1998. 腾冲新生代火山分布特征[J]. 地震研究, **21**(4): 309~319
- 姜朝松, 王绍晋, 周瑞琦, 等. 2000. 腾冲火山活动构造动力学研究[J]. 地震研究, **23**(2): 179~187
- 阚荣举, 赵晋明. 1994. 腾冲火山地区的壳幔构造[A]. 见: 陈运泰, 阚荣举, 滕吉文, 等主编. 中国固体地球物理学进展[C]. 北京: 海洋出版社, 23~30
- 李鸿吉, 秦建业. 1994. 缅甸弧及其周围地区的震源机制和现代应力场[J]. 地震学报, **16**(4): 463~471
- 林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等. 1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究[J]. 地震学报, **15**(4): 427~440
- 穆治国, 佟伟, Curtis G H. 1987. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题[J]. 地球物理学报, **30**(3): 261~270
- 秦嘉政, 皇甫岗, 张俊伟. 1998. 腾冲火山及周围地区的地壳 Q 值特征[J]. 地震研究, **21**(4): 358~361
- 孙洁, 徐芳芳, 江钊, 等. 1989. 滇西地区地壳上地幔电性结构与地壳构造运动的关系[J]. 地震地质, **11**(1): 35~45
- 佟伟, 章铭陶. 1989. 腾冲地热[M]. 北京: 科学出版社, 262
- 王椿镛, 张先康, 宋建立, 等. 1997. 大别造山带地壳上部速度结构的有限差分成像[J]. 地球物理学报, **40**(4): 495~502
- 王椿镛. 1985. 二维射线合成地震图的计算及平凉—渭南地震测深剖面的解释. 地震研究, **8**(6): 615~626
- 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 等. 2002. 川滇地区的地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报, **24**(1): 1~16
- 王绍晋, 龙晓帆. 1998. 腾冲火山区及周围地区震源机制与构造应力场分布特征[J]. 地震研究, **21**(4): 349~357
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2001. 云南数字地震台站下方的波速度结构研究[J]. 地球物理学报, **44**(2): 228~237
- 吴乾藩, 金祖华, 谢毅真, 等. 1988. 云南地区地热的基本特征[J]. 地震地质, **10**(4): 177~183
- 叶建庆, 蔡绍平, 陈敏恭, 等. 2000. 腾冲火山区微震观测(2)[J]. 地震研究, **23**(2): 100~107
- 云南省地矿局. 1990. 云南区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 542~603
- Ammon C J, Vidale J E. 1993. Tomography without rays[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **83**: 509~528
- Ankeny L A, Braile L W, Olsen K H. 1986. Upper crustal structure beneath the Jemez Mountains volcanic field, New Mexico, determined by three-dimensional simultaneous inversion of seismic refraction and earthquake data[J]. *J Geophys Res*, **91**: 6 188~6 198
- Le Dain A Y, Tapponnier P, Molnar P. 1984. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions[J]. *J Geophys Res*, **89**: 453~472
- Benz H M, Smith R B. 1984. Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data[J]. *J Geophys Res*, **89**: 1 208~1 220
- Cerveny V, Psencik I. 1984. SEIS83-numerical modeling of seismic wavefield in 2-D laterally varying layered structures by the ray method[A]. In: Engdahl E R ed. *Documentation of Earthquake Algorithm*[C]. Boulder, Colo: World Data Center (A) for Solid Earth Geophysics, Rep. SE-35, 36~40
- Hole J A. 1992. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography[J]. *J Geophys Res*, **97**: 6 553~6 562
- Jiang C S. 1985. Volcanoes and earthquakes in Tengchong area, Yunnan province, China[J]. *J Seis Res*, **8**(1): 107~120
- Kan R, Hu H, Zeng R, et al. 1986. Crustal structure of Yunnan province, People's Republic of China, from seismic refraction profiles[J]. *Science*, **234**: 433~437
- Kennett B L N. 1993. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*[M]. New York: Cambridge University Press, 342
- Nercessian A, Hirn A, Tarantola A. 1984. Three-dimensional seismic transmission prospecting of Mont Dore Volcano, France[J]. *Geophys J R astr Soc*, **76**: 307~315
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee

- see. A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms[J]. *J Geophys Res*, **89**: 7 783~7 795
- Randall G E. 1989. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions[J]. *Geophys J Int*, **99**(3): 469~481
- Vidale J E. 1988. Finite-difference traveltimes calculation[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 2 062~2 076
- Yan Q Z, Zhang G Q, Hu H X, *et al.* 1985. Crustal structure along Simao-Malong profile in Yunnan province[J]. *J Seism Res*, **8**(2): 249~280

## SEISMOLOGICAL STUDY ON THE CRUSTAL STRUCTURE OF TENGCHONG VOLCANO-GEOTHERMAL AREA

Wang Chunyong<sup>1)</sup> Lou Hai<sup>1)</sup> Wu Jianping<sup>1)</sup>  
Bai Zhiming<sup>1)</sup> Huangfu Gang<sup>2)</sup> Qin Jiazheng<sup>2)</sup>

1) *Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China*

2) *Seismological Bureau of Yunnan Province, Kunming 650041, China*

**Abstract:** Based upon the deep seismic sounding profile conducted in the Tengchong volcano-geothermal area, a two-dimensional crustal P velocity structure is obtained by use of the finite-difference inversion and the forward travel-time fitting method. The crustal model shows that there is a low velocity abnormal body in upper crust in the Tengchong area, which may be related with volcano-geothermal activities, and two intracrustal faults (the Longling-Ruili fault and Tengchong fault) exist on the profile, where the Tengchong fault may cut through the Moho discontinuity. Meanwhile, in view of teleseismic data recorded by the mobile network, S-wave velocity structures beneath the Rehai-Retian region of the Tengchong area show the low S-wave velocity anomaly in upper crust. The authors discuss the genesis of Tengchong volcano based on the deep crustal structure. The crust of Tengchong volcano-geothermal area is characterized by low P-wave and S-wave velocity, low resistivity, high heat-flow value and low Q value. There is also a feature of low P-wave velocity in the upper mantle. For this information, it can be induced that the magma in the crust is derived from the upper mantle, and the low velocity abnormal in upper crust in the Tengchong area may be related to the differentiation of magma. Like many other active volcanoes on the earth, the Tengchong volcano is close to an active plate boundary and belongs to "plate boundary" volcano.

**Key words:** Tengchong volcanic area; crustal structure; deep seismic sounding; travel-time fitting; teleseismic waveform