第 24 卷 第 3 期
2002 年 5 月 (243～251)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 24, No. 3
May, 2002

文章编号: 0253-3782(2002)03-0243-09

云南腾冲火山区上部地壳三维地震速度层析成像*

楼 海[1)] 王椿镛[1)] 皇甫岗[2)] 秦嘉政[2)]

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 1999 年腾冲火山区人工地震探测资料，用层析成像方法反演了腾冲火山区上地壳三维 P 波速度结构. 层析成像结果显示出，在腾冲火山区下方的上地壳内存在明显的 P 波低速区，该低速区在地下 7～8 km 深度，可能与上地壳内的岩浆囊或部分熔融体有关. 层析结果还显示出低速区主体在热海地区的东北侧. 地表附近的低速区可能是构造破裂发育地区形成了有利于深部热流体上升的通道，因此，在热海形成最活跃的地热显示.

关键词 腾冲火山区 三维地震层析成像 岩浆囊

中图分类号: P315.63 **文献标识码**: A

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

引言

腾冲火山区是我国大陆上最年轻的火山区之一. 自上新世以来，已经多次喷发，形成多座火山. 现在地表地热活动非常活跃. 腾冲火山再次喷发的可能性，以及火山地热能的蕴藏量等，都是社会公众非常关心的问题，也是火山学家和地震学家最为关注，一直致力于研究的问题. 这一方面已有不少研究成果(韩新民，1996). “九五”期间，在腾冲开展了以火山监测为中心的火山综合研究. 探测火山区下部的地壳结构，对于预测火山重新喷发的危险性，认识火山构造与地震活动的关系，以及探明火山区地热能蕴藏量，合理开发地热资源，具有重要的意义. 为此，1999 年在腾冲火山区及周围地区开展了人工地震探测，取得了大量的资料(王椿镛等，2000). 我们利用人工地震探测资料，采用三维地震层析成像方法，反演得到了火山区上部地壳的三维 P 波速度结构.

1 区域地质和地球物理背景

腾冲地块是一个狭长的微大陆，在晚古生代曾是冈瓦纳大陆的一部分，勐洪群含砾板岩表明了当时的冰海沉积环境. 冈瓦纳大陆在三叠纪发生部分破裂，腾冲微大陆离开冈瓦纳大陆向北漂移，在侏罗纪与欧亚大陆相碰撞，从此成为欧亚大陆的最南缘. 白垩纪末—

* 国家自然科学基金(D0407)、中国地震局“九五”重点项目(95-11-01-06)和地震科学联合基金(199119)联合资助. 中国地震局地球物理研究所论著 02AC1018.
2001-09-25 收到初稿，2002-01-30 收到修改稿并决定采用.

第三纪初，印度板块开始与欧亚板块相撞，腾冲地块正处在两大板块的碰撞带上. 新生代以来，印度大陆不断向欧亚大陆推挤，使腾冲地块一直处于强烈构造活动中.

在区域构造活动背景下，腾冲地区的岩浆活动一直很强烈，有大面积中酸性侵入岩分布. 侵入岩以燕山期花岗岩、花岗斑岩、二长花岗岩为最多，也有一些华力西-印支期二长花岗岩，主要分布在梁河到潞西之间. 还有少量华力西-印支期花岗闪长岩(云南省地矿局，1990).

腾冲地区的火山岩为喜马拉雅期中基性火山岩，分布在以腾冲为中心的 724 km^2 范围内(姜朝松，1998)，由几十个火山锥组成. 各火山体向四周扩展，彼此交替、重叠. 火山活动受腾冲弧型构造控制，始于上新世，具有多期喷发的特点，喷发活动延续至全新世. 据历史记载，到 17 世纪仍有喷发. 区内地热资源丰富，热泉、沸泉、热水(汽)喷泉等有很多处. 区内地震频度很大. 这些现象都表明地下深部可能有岩浆活动.

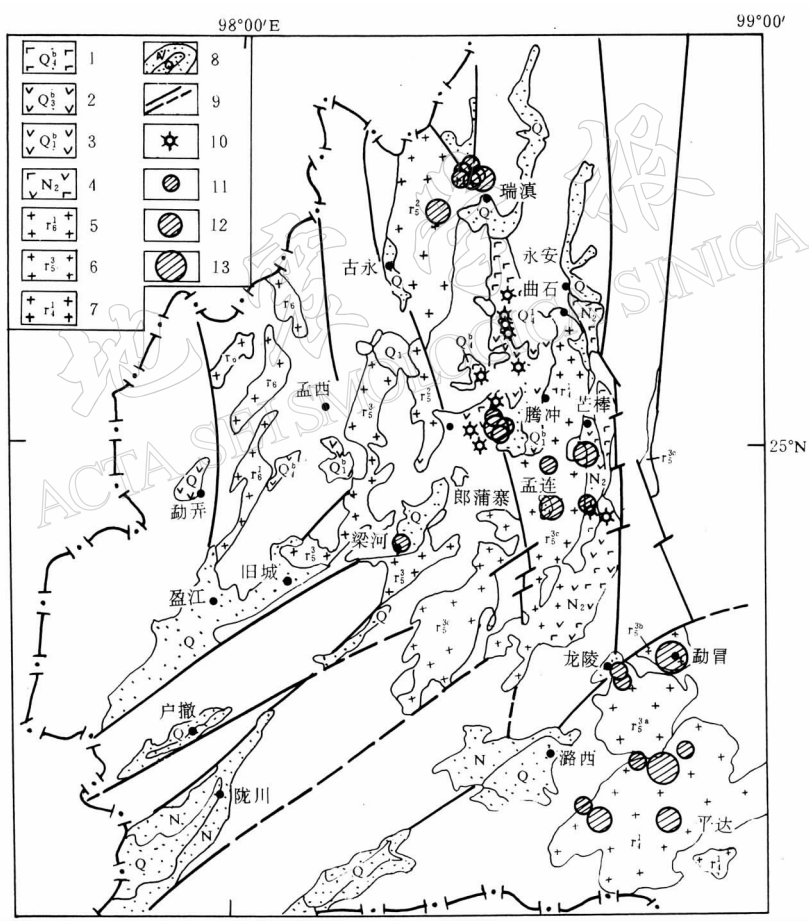

图 1 腾冲及周围地区地质构造图(引自韩新民，1996)

1. 全新世玄武岩；2. 晚更新世安山岩；3. 早更新世安山岩；4. 上新世安山玄武岩；5. 喜山期花岗岩；6. 燕山期花岗岩；7. 加里东-印支期花岗岩；8. 第三纪(N)第四纪(Q)盆地；9. 实测推测断裂；10. 火山口；11. M=5.0～5.9；12. M=6.0～6.9；13. $M\geqslant 7.0$

http://www.dizhenxb.org.cn

分布在腾冲火山区及周围地区的深大断裂有怒江断裂带、龙陵—瑞丽断裂带和大盈江断裂带等. 在云南境内，怒江断裂带总体呈南北向延伸，直接控制高黎贡山深变质岩系和岩浆岩带的东界. 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，经过后期逆冲-推覆作用而上升到地表. 大盈江断裂带和龙陵—瑞丽断裂带都是北东向的右行扭动剪切断裂带. 大盈江断裂带和龙陵—瑞丽断裂带等剪切走滑断裂在卫星照片影像上都表现为明显的线形特征，都有陡倾或近于直立的断面产状，并且近代都表现了比较强烈的活动性. 沿这些断裂出现的较强地震活动，或蠕变位移，表明它们现今仍处在强烈活动之中.

在腾冲及其周围地区，曾经进行过一些深部地球物理研究. 遮放—保山人工地震测深剖面在腾冲火山区的南面通过，永保桥—芒缅地震测线通过腾冲附近. 已有的人工地震探测成果给出了滇西地壳速度分布的基本特征：地壳平均速度较低，约为 6.2 km/s；Moho 面东南较浅，向西北方向加深；Pn 速度明显偏低，约为 7.8 km/s(胡鸿翔等，1986；林中洋等，1993；阚荣举，韩源，1992). 地震面波资料反演给出腾冲地区的岩石圈厚度约为 60 km(陈立华等，1992). 大地电磁测深结果表明在腾冲附近的上地壳内，在深度 10 km 左右有厚度约为 5 km 的高导层(孙洁等，1989). 地热研究表明，腾冲地区的大地热流值为 88.81～118.0 mW/m^2，地温梯度为 4.61℃/100 m. 这些值明显比邻近保山地区的相应值高(吴乾藩等，1988). 这些探测成果表明了腾冲火山区地壳结构的基本特点.

2　算法

地震走时数据的三维层析成像算法，依所用数据、地壳速度结构表示方式和射线追踪等方法的不同可以分为很多类型. 我们在处理腾冲火山区人工地震资料中使用的是由 Thurber 和 Ellsworth(1980)以及 Thurber(1983)提出，后经 Um 和 Thurber(1987)改进的区域地震走时反演方法. 在这个方法中，使用区域地震走时数据反演台阵下方的地壳速度结构. 地壳速度用三维网格节点组成的线性连续速度模型表示. 计算地震波走时分两步，先用圆弧法计算近似走时，再用伪弯曲法修改射线路径，找出使地震波从震源到接收点走时最小的路径. 沿路径计算出理论走时及其与观测走时之差，然后由下式反演速度扰动值：

$$\boldsymbol{A}d\boldsymbol{v} = \boldsymbol{r}$$

这里，$\boldsymbol{dv}$ 是网格节点上的速度扰动值向量，$\boldsymbol{r}$ 是接收点上的观测走时与计算走时残差向量. $\boldsymbol{A}$ 是介质偏导数矩阵.

$$\boldsymbol{A} = \{a_{ij}\} = \left\{\frac{\partial r_i}{\partial v_j}\right\}$$

射线追踪和反演速度分布需反复迭代多次，直到观测走时与计算出的理论走时之残差达到最小. 对于天然地震资料，这个方法可以在反演地壳速度分布的同时修正地震定位及发震时间参数. 由于我们使用人工地震探测资料，震源位置和爆破时间都是已知参数，因此，只需反演速度分布.

3　资料

为了解腾冲火山区的地壳结构，于 1999 年在腾冲及其附近地区进行了人工地震探测

http://www.dizhenxb.org.cn

工程. 工程中布设一条南北向主测线和两条近东西向辅助测线，共 150 个接收点，对 7 次爆破做纵测线和非纵测线观测. 7 次爆破的激发参数见表 1. 王椿镛等(2001)对地震资料中的主要震相特征做了详细的分析，并给出了沿南北向主测线的二维 P 波速度结构解释，并结合天然地震资料的接收函数反演及其它资料，对腾冲火山的形成机制进行了探讨. 本研究的三维反演，只涉及到 P 波初至走时数据. 我们在 120 个测点上共得到初至走时数据 697 个. 这些地震射线对腾冲火山区有较好的覆盖，不仅射线密度较大，而且射线方位分布也比较合理(图 2).

表 1 爆破位置及参数表(按爆破时间顺序)

地名	年-月-日	时:分:秒	λ_E	φ_N	高程/m	类型	药量/kg
团田	1999-04-22	0:30:06.02	98°39.9′	24°42.0′	1 290	水炮	1 000
自治	1999-04-25	0:00:14.15	98°33.9′	25°42.1′	2 030	井炮	1 500
中山	1999-04-25	0:30:14.24	98°35.6′	24°05.2′	590	水炮	1 500
固东	1999-04-28	0:00:11.56	98°30.4′	25°18.4′	1 580	水炮	1 000
新城	1999-05-01	0:00:12.08	98°05.4′	24°46.9′	920	井炮	800
道街	1999-05-01	0:30:11.76	98°50.9′	25°02.5′	470	水炮	1 000
勐养	1999-05-04	0:00:14.95	98°19.0′	24°35.6′	870	水炮	1 000

根据地震走时数据的分布情况，我们建立的速度模型由 4 层 192 个节点组成. 节点非等间隔分布. 在腾冲地热田和主要火山分布区走时数据较多，这里节点间隔较小. 周围地区节点间隔较大. 测区范围内，初至波射线的最大穿透深度在 10 km 左右，因而速度模型最大深度取为 12 km. 速度模型的 4 层节点的深度和每层节点上平均速度见表 2.

表 2 一维初始速度模型

节点深度/km	P 波速度/km·s^{-1}
0.0	4.80
3.0	5.80
7.0	6.10
12.0	6.20

在反演中，我们限制射线数大于 10 的节点才参与反演，参与反演的节点数为 110. 初始走时残差平方和为 159.0，RMS 残差为 0.48 s. 经过 4 次迭代，初至的走时残差平方和减少到 13.72. RMS 残差降至 0.11 s.

4 结果

图 4 给出三维层析成像结果在不同深度的速度分布. 0 km 深度的速度代表了近地表处的速度分布. 在梁河附近有明显的低速区(暗色区)，热海热田在这个低速区的东北部. 腾冲与固东之间也有一个低速区. 在 3 km 深度上表示地壳浅层的的速度. 研究区内速度普遍偏低，在固东到梁河之间有一低速带，与近代活动火山的分布一致. 团田以东也呈低速异常. 7 km 深度上，腾冲、团田和梁河之间有明显低速区. 其它地区无明显速度异常. 12 km 深度是上地壳的下部，固东与腾冲之间和腾冲与团田之间存在有相对低速区.

对于以上速度分布的可靠性，我们用两种方法评价. 各节点附近通过的射线数可以给出可靠性的初步估计. 图 5 给出了不同深度上的射线密度分布. 在主测线及两条辅助测线周围射线密度较大，这个范围覆盖了从固东到腾冲、梁河和团田的火山区和主要地热活动区. 在射线数较大的地区，经反演得到的速度分布才可以用于地壳结构的分析. 同时也可以看出，在 12 km 深度上，地震射线数较少.

http://www.dizhenxb.org.cn

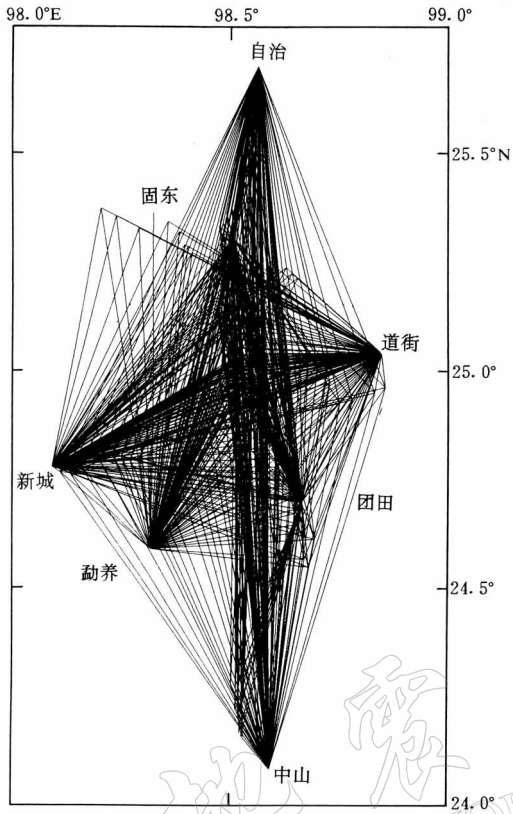

图 2　人工地震探测射线覆盖图

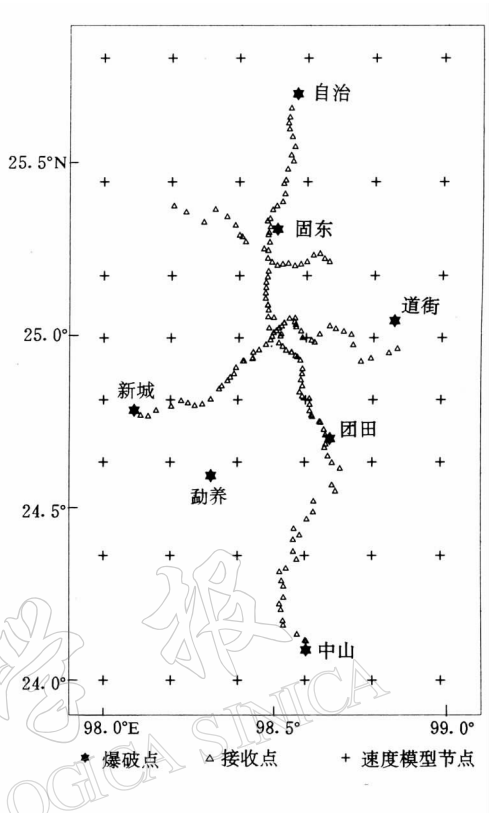

图 3　爆破点和观测点及三维反演网格点分布

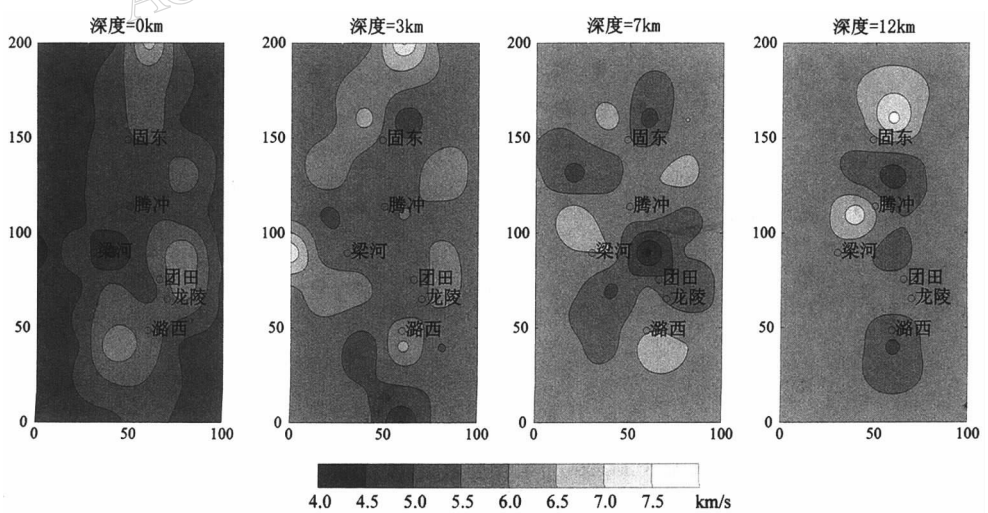

图 4　不同深度 P 波速度反演结果

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

除射线密度分布外，我们还采用了检测板(checkerboard)方法作解的可靠性估计. 该方法的基本原理是：用一个合成数据集代替已有的观测数据集，合成数据是在初始一维速度模型的网格节点上加规则分布的扰动值(即检测板)构成的三维速度模型上，按实际资料的观测系统计算理论走时得到的，然后对合成数据集作反演计算，看其能否完全恢复“检测板”的原值. 图 6 显示了在不同深度的检测板测试解. 对于深度为 0.0，3.0 和 7.0 km 的 3 层，反演结果基本恢复了检测板，说明反演方法的分辨是可以接受的. 12.0 km 处的分辨较差，与通过这里的射线数较少有关.

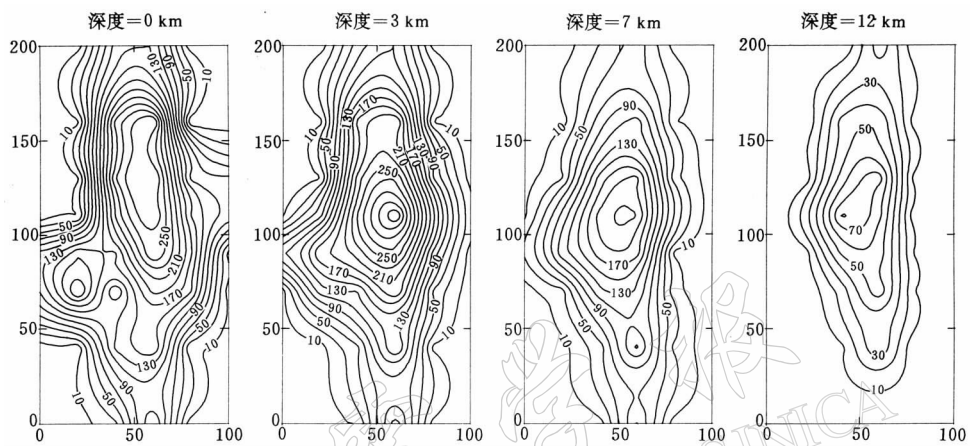

图 5 不同深度射线密度等值线图

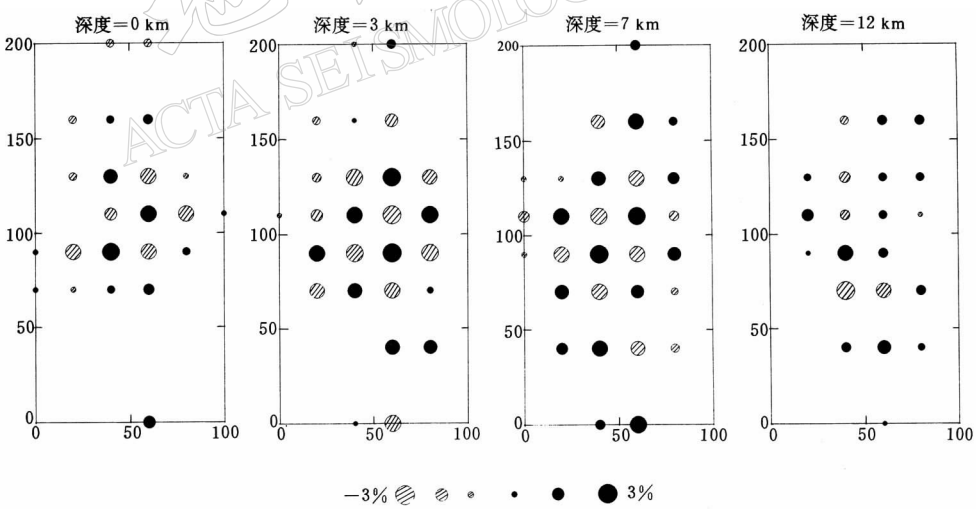

图 6 不同深度检测板分辨分析

我们从三维速度分布模型中截取了两条垂直速度剖面(图 7). 一条为通过腾冲的南北向剖面，其位置大致与地震主测线重合(图 7a). 在这个剖面中，腾冲县城以南有显著的低速异常区，深度为 5～10 km. 固东下方也有一个低速异常区，但异常幅度相对较小，而且深度浅，与地表低速层相连. 该剖面给出的速度分布与地震主测线上的二维有限差分层析

http://www.dizhenxb.org.cn

成像结果基本一致(王椿镛等，2001). 另一条为通过腾冲以南的热海热田的东西向剖面(图 7b). 从这条剖面中可以看出，低速异常区不在热海热田的正下方，而是在热田的东侧. 热海热田位于地表低速区中. 这个地表低速区与地下低速异常区之间有一弱低速异常区相连通. 另外，热海热田之下存在一个高速异常区.

图 8 是火山区地壳上地壳内低速异常体的三维图象. 阚荣举和赵晋明(1994)根据对腾冲火山区近代火山活动、高热流、正磁异常、低电阻率及低密度等状态以及岩浆冲击型震

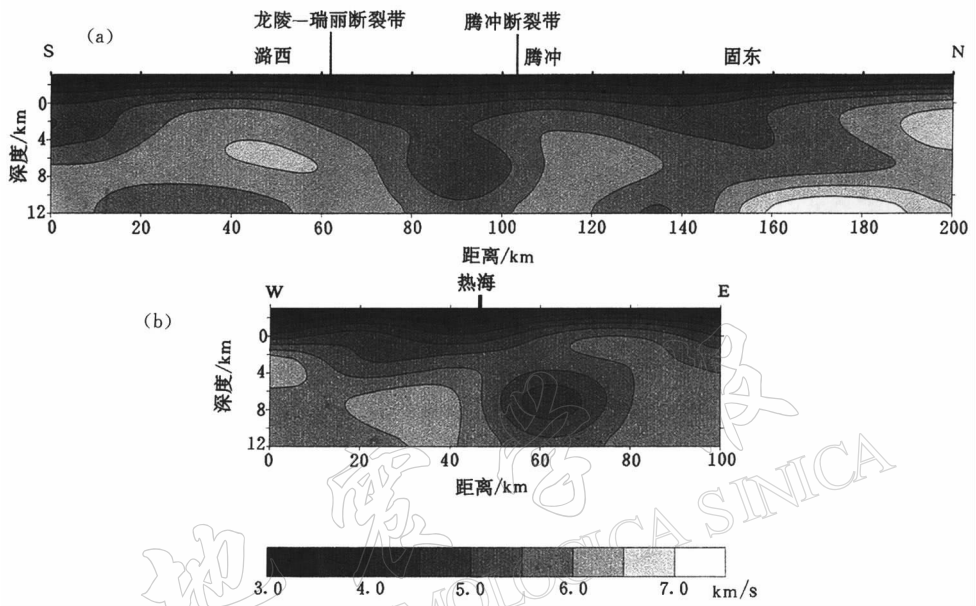

图 7　从三维速度模型中截取的垂直速度断面

(a) 通过腾冲的南北向断面；(b) 通过热海热田的东西向断面

源机制等分析，认为腾冲火山区存在岩浆囊. 图 8 中的低速异常体位于腾冲县城东南部，向下延伸到 12 km 左右，可能就是岩浆囊或部分熔融体. 王椿镛等(2002)利用云南地区台网的区域地震走时所作层析成像结果表明，除上地壳呈低速异常外，上地幔也呈低速异常，而下地壳为正常速度分布，因此，上地壳内的岩浆来源于上地幔的推断是比较合理的. 腾冲附近的超壳断裂则可能是岩浆上升的通道.

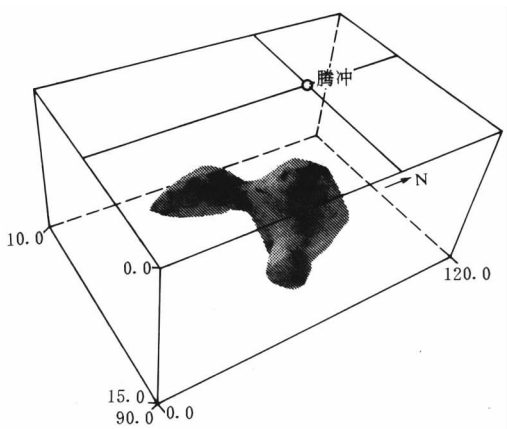

图 8　腾冲火山区上地壳内 P 波低速异常体的三维图象

5　讨论

分析三维地震层析成像结果可以看

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

出，人工深地震折射和宽角反射探测方法具有震源模型简单、爆破能量和时间可以控制、观测系统可以依据探测目的而设计、震源和接收点位置及场地条件已知等特点，因而对介质结构有较高的分辨率. 在探测火山区地壳结构中可以发挥很好的作用.

三维地震层析成像方法给出了火山区上地壳内P波低速异常区的立体图象. 低速异常区可能是火山活动后未冷却的岩浆囊或部分熔融体所致. 它是腾冲现代地热活动的热源.

三维层析结果还表明，热海热田位于近地表低速区内，却不在上地壳低速异常区的正上方，但这里地热显示最强烈. 我们分析其原因可能是在热海热田所在的近地表低速区与上地壳低速异常区之间存在热流体交换的通道. 水化学研究表明(佟伟，章铭陶，1989)，腾冲地区热海热田的泉水与其它热泉不同，其中含有Cl-Na型热水，与世界上其它火山区高温热田溢出的热水组分相似. 这表明热海的热泉和沸泉中含有深层热流体组分. 深层热流体可能是通过断裂进入浅层，与浅层水混合形成含有特定组分的热泉和沸泉. 另外，腾冲火山区微地震研究(叶建庆等，2000)中发现的汽爆型微震，可能就是深部热流体在上升通道中快速减压汽化的过程中形成的.

其它地震资料的研究也支持火山区下岩浆囊的存在. 火山区微震台网远震记录的接收函数反演表明(王椿镛，2001)，火山区上地壳为S波低速区. 李白基等(2000)通过研究P波和S波速度比值，认为在腾冲地热区下10 km深度以上存在部分熔融岩石，甚至可能存在岩浆囊. 不过，也有的研究成果表明，利用地震波探测大型热储构造时，压缩波穿过异常区后走时残差一般为负值，这是异常区高空隙率和高温造成的(Buntebarth，1980). 这种异常区可能代表了未冷却的破碎的热岩体. 当然，三维层析成像得到的低速异常体是否为岩浆囊，还需要对更多的地震和地球物理资料做进一步的分析.

参 考 文 献

陈立华，宋仲和，安昌强，等. 1992. 中国南北带地壳上地幔三维面波速度结构和各向异性[J]. 地球物理学报，**35**(5)：574～583

韩新民. 1996. 腾冲火山地质研究评述[J]. 地震地磁观测与研究，**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

阚荣举，韩源. 1992. 云南遮放至马龙地学断面说明书[M]. 北京：地震出版社，20～23

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，滕吉文主编. 中国固体地球物理学进展[C]. 北京：海洋出版社，23～30

李白基，秦嘉政，叶建庆，等. 2000. 腾冲全新世火山区P波和S波速度及其比值[J]. 地震研究，**23**(2)：132～135

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

孙洁，徐常芳，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，267

王椿镛，皇甫岗，万登堡，等. 2000. 腾冲火山区地壳结构的人工地震探测[J]. 地震研究，**23**(2)：148～156

王椿镛，楼海，吴建平，等. 2001. 腾冲火山地热区地壳结构的地震学研究[J]. 地震学报，**24**(3)：

王椿镛，Moony W D，王溪莉，等. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报，**24**(1)：1～17

吴乾藩，祖金华，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，秦嘉政，等. 2000. 腾冲火山区微震类型与波谱研究[J]. 地震研究 **23**(2)：117～123

云南省地矿局. 1990. 云南区域地质志[M]. 北京：地质出版社，234～245

Buntebarth G. 1980. *Geothermie*，*Springer-Verlag*[M]. Berlin：Heidelbarg，107

Thurber C H. 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area，Central Cali-

fornia[J]. *J Geophys Res*, **88**: 8 226～8 236

Thurber C H, Ellsworth W L. 1980. Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media[J], *Bull Seism Soc Amer*, **70**: 1 137～1 148

Um J, Thurber C H. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing[J]. *Bull Seism Soc Amer*. **77**: 972～986

THREE-DEMENSIONAL SEISMIC VELOCITY TOMOGRAPHY OF THE UPPER CRUST IN TENGCHONG VOLCANIC AREA, YUNNAN PROVINCE

Lou Hai　Wang Chunyong[1)]　Huangfu Gang[2)]　Qin Jiazheng[2)]

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

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

Abstract: Based on data collected by deep seismic sounding carried out in 1999, a three-dimensional P wave velocity structure is determined with tomographic inversion. The tomographic result shows that there is a P wave low velocity zone (LVZ) in the upper crust beneath the Tengchong volcanic area. The LVZ is in the depth of 7～8 km and may be a small magma chamber or a partial melting body. The result also shows that the LVZ is in the northeastern side of the Rehai hydrothermal field, which is located in another LVZ near the surface. The shallow LVZ may represent a well-developed fracture zone. The strong hydrothermal activity in Rehai area can attribute to the existence of fractures between two LVZs. These fractures are the channels for going upwards of the deep hot fluid.

Key words: Tengchong volcanic area; three-dimensional seismic tomography; magma chamber

ACTA SEISMOLOGICA SINICA