

# 云南及其邻近地区三维速度图象\*

刘瑞丰 陈培善 李 强

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

## 摘要

利用地震层析成象法重建了云南及其邻近地区地壳、上地幔三维速度结构图象, 成象结果表明:(1) 地壳上部的速度图象与地表已知的地质特征明显相关, 康滇地轴显著高速, 形成了一个接近地表的高速岩体; 文山州低速, 速度约为 $5.40\text{ km/s}$ 。(2) 地壳下部在北纬 $26^{\circ}\text{--}31^{\circ}$ , 东经 $100^{\circ}\text{--}104^{\circ}$ 长条带内有低速层存在, 四川盆地的地壳比 $50\text{ km}$ 要浅。(3) 层析成象结果不仅揭示了研究区域速度的横向不均匀性, 也可以从地壳底部的速度图象大致看出红河断裂带的走向, 沿红河断裂带两侧速度差异很大。(4) 腾冲地区从 $25\text{--}110\text{ km}$ 里有一低速柱, 这可能是地幔玄武岩上涌造成的。(5) 研究区域地壳厚度的轮廓大致是西边厚、东南薄。(6) 从地壳底部的速度图象发现, 5 级以上的大部分地震都发生在速度梯度较大的地方, 特别是高速、低速的过渡地区, 低速区地震很少。(7) 在 $450\text{ km}$ 处, 介质的横向不均匀性仍然很明显。

关键词 地震层析成象; 横向不均匀性; 云南及其邻近地区; 速度图象

## 1. 引言

本文研究的范围是北纬 $21^{\circ}\text{--}32^{\circ}$ , 东经 $96^{\circ}\text{--}107^{\circ}$ , 包括云南省、四川省和贵州省的大部分地区以及西藏、缅甸、越南的部分地区。该区地域广阔, 地质构造复杂, 西接青藏高原, 东邻华中、华南平原的过渡地带; 北面是群山环绕的四川盆地, 地势相差悬殊。在全国大地构造分区中(黄汲清等, 1981), 可以发现区内构造十分复杂。该区是扬子准地台、松潘—甘孜褶皱系、三江褶皱系以及华南褶皱系的交汇地区, 因而呈现了构造上的独特性。另外, 印度洋板块、欧亚板块和太平洋板块的相互作用, 不仅造成了喜马拉雅山脉和青藏高原的整体抬升, 而且也引起了强烈的构造活动, 致使境内断裂纵横交错、构造复杂、地震活动频繁, 在区内曾发生过多次破坏性强烈地震。区内也是我国矿产资源丰富的地带, 例如, 攀西地区就以丰富的钒钛磁铁矿资源而闻名于世。所以仔细研究这个地区的地壳与地幔结构, 对于提高我国区域台网的定位精度、判定区域地震的震源机制、研究大陆板块内地震的构造背景以及进行地震预报研究等都有重要的科学意义。这个地区的地震多、台网密集, 迄今已积累了大量的地震记录, 为研究工作提供了良好的条件。另外, 在该区所开展的地球物理研究工作已取得许多成果, 特别是滇西和攀西地震实验场开展的爆炸地震

\* 国家地震局地球物象研究所论著 93A0005。

1991 年 9 月 17 日收到本文初稿, 1991 年 12 月 20 日决定采用。

测深工作(胡鸿翔等,1986;尹周勋等,1987;熊绍柏等,1986),使我们可以将独立得到的结果加以比较,以加强结果的可信度。

本文利用了区域台网所记录的天然地震的数据,用刘福田等(1989)提出的“用于速度图象重建的成象反演方法”,重建了云南及其邻近地区地壳和上地幔的三维速度图象。

## 2. 方法概述

### 2.1 介质模型的参数化

实际地球介质是相当复杂的,在重建速度图象的过程中,我们做了一些简化。假定地球是各向同性、完全弹性的分层介质,地震被看成点源,利用刘福田等(1989)的方法,用三维空间中的非均匀网格点的速度值描述介质的速度函数,并且允许存在介质参数的间断面。

我们采用球坐标系( $r, \theta, \varphi$ ),用坐标面

$$\begin{aligned} r &= c_i & i = 1, 2, \dots, I \\ \theta &= c_j & j = 1, 2, \dots, J \\ \varphi &= c_k & k = 1, 2, \dots, K \end{aligned}$$

将研究区域进行剖分,其中 $c_i, c_j, c_k$ ,为给定的常数。这样研究区域为若干个大小不等的六面体所组成,坐标面的交点即为六面体的节点,给定每个节点处的速度值,而六面体内任一点处的速度用节点处的速度值线性插值获得,从而定义了一个在横向连续的速度场;在竖向上,允许有速度间断,用以模拟地球中实际存在的速度间断面,如莫霍面。这样,空间任意点( $r, \theta, \varphi$ )处的速度值可写成

$$V(r, \theta, \varphi) = \sum_{\alpha \in H} V_\alpha F_\alpha(r, \theta, \varphi) \quad (1)$$

式中, $F_\alpha(r, \theta, \varphi)$ 是已知的基函数(刘福田等,1989)。 $\alpha \in H$ 表示用属于六面体 $H$ 的节点速度值,在这里取 $F_\alpha(r, \theta, \varphi)$ 为线性函数。

关于界面,可以用界面方程

$$S(r, \theta, \varphi) = 0$$

描述,为避免复杂化,把界面取成球面

$$R_i(\theta, \varphi) = r_i \quad (2)$$

式中, $r_i$ 为给定的常数。于是,可以把 $r_i^{+0}$ 和 $r_i^{-0}$ 视为网格面,通过对上下网格点赋予不同的速度值来描述速度间断面。

### 2.2 方程的建立

我们把震源视为点源,取地震波的高频近似解,从震源 $i$ 到接收点 $j$ 的走时为

$$T_{ij} = \int_{L_{ij}} \frac{ds}{V} \quad (3)$$

式中, $L_{ij}$ 为射线路径。从上式可知,由于走时取决于沿射线路径的积分,而路径又同介质速度有关。若利用(3)式反演速度结构将使成象问题变成高度非线性,解此方程非常困难,一般都要线性化,可按下述方式线性化

$$\delta T_{ij} = T_{ij}^{\text{obs}} - T_{ij}^{\text{cal}} = \int_{L_{ij}} \delta \left( \frac{1}{V} \right) ds + \nabla_{qj} T_{ij} \cdot \delta q_i^j + \epsilon_{ij} \quad (4)$$

式中,  $T_{ij}^{obs}$  为观测走时,  $T_{ij}^{ref}$  是参考速度为  $V_0$  时的理论走时,  $\delta q_l (l=1, 2, 3, 4)$  分别是第  $i$  个地震的深度、纬度、经度和发震时刻,  $\epsilon_{ij}$  为误差项.

(4)式的第一项为速度相对于  $V_0$  有小扰动  $\delta V$  时所引起的走时变化, 第二项代表震源时空参数扰动对走时的影响. 对第  $i$  个地震得用矩阵形式表示, 有

$$A^I x^I + B^I y^I = \delta t^I \quad (5)$$

对  $m_e$  个地震有

$$Ax + By = \delta t \quad (6)$$

## 2.3 方程的解法

为了减小计算量, 采取正交投影算子的方法(刘福田等, 1989), 把速度参数和震源参数分离, 再分别求解.

在具体计算时, 采取了两条措施:(1)顺序正交三角化; (2)修正的奇异值分解. 总的效果是使内存减少 1 个数量级, 计算量减少一半.

## 3. 云南及其邻近地区的速度结构

### 3.1 资料和初始模型

我们选用了 1981–1989 年间发生在研究区域内的 656 个地震( $M_L > 3.5$ )和 393 个远震(震中距大于  $30^\circ$ ), 利用云南、四川台网及贵阳台的 101 个台站记录的 13855 条 P 波到时数据. 其中, 近震数据 8685 条、远震数据 5170 条. 台站高程已校正, 所用的台站与网格的划分如图 1 所示. 初始震源的位置, 大部分取国家基本地震台网的定位结果, 也有一部分近震选用区域台网的定位结果.

初始模型的选取是在前人结果(陈培善等, 1990; 刘建华等, 1989)的基础上确定的(表 1). 考虑到台网和震中的分布, 网格的划分应尽量保证每一块有足够的射线通过. 因此, 网格的尺寸是不均匀的, 网格中间较密为  $0.8^\circ \times 0.8^\circ$ , 边缘部分较稀约为  $1.0^\circ \times 1.5^\circ$ (见图 1). 我们综合考虑了近年来有关云南及其邻近地区地壳、上地幔介质的研究成果(陈培善等, 1990; 刘建华等, 1989; 阚荣举等, 1986; 尹周勋等, 1987), 并且在计算机容量及计算费用允许的情况下, 深度共取 6 层, 并假定从一个深度到下一个深度的速度值按线性变化. 这样, 共有  $12 \times 12 \times 6 = 864$  个节点, 数量同节点数的比为 16:1, 可以保证有足够的射线通过网格, 50km 处则表示莫霍界面; 相应的参考速度值见表 1.

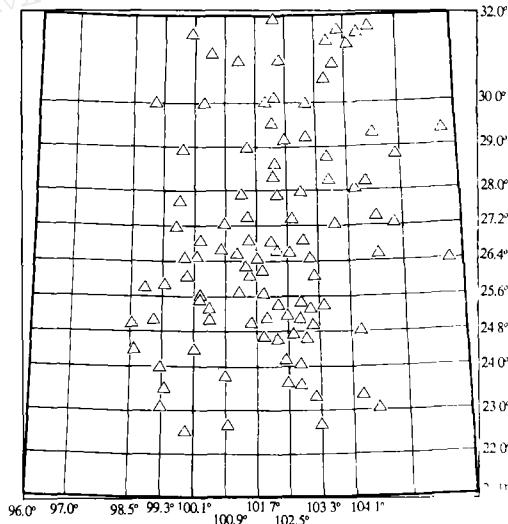


图 1 所用台站分布图与网格的划分图

表 1 云南地区初始速度模型

深度 $H$ (km)	0	3	$50^-$	$50^+$	200	450
速度 $V$ (km/s)	4.60	5.75	7.00	7.90	8.38	9.38

### 3.2 结果

(1) 地壳顶部的速度图象. 如图2 所示, 3km 深处速度图象实际上反映了地壳上层速度的横向不均匀性. 就我国而言, 这个深度相当于沉积层的深度, 给定初值为  $V_0 = 5.75 \text{ km/s}$ , 其扰动量为  $-5\% - 10\%$ ,  $V = 5.47 - 6.32 \text{ km/s}$ . 从图中可以看出, 大部分地区的速度值要大于  $5.75 \text{ km/s}$ , 这可能是该区域沉积层的厚度较浅所引起的. 最引人注目的是北部的高速区, 它的位置与“康滇地轴”相对应, 它南起云南的哀劳山, 经元谋、渡口, 过四川的西昌、冕宁, 至康定向北伸延后分成两枝: 西北分枝至青海的阿尼玛卿山东麓; 东北分枝的中心在四川的若尔盖附近, 南北主段长约700 多km . 在康定附近速度达到  $6.29 \text{ km/s}$ , 有的地方可达  $6.40 \text{ km/s}$ . 从图上可以看出轴部地区上地壳的速度比两翼明显偏高, 形成了一个接近地表的高速岩体, 它可能与深部物质向上运移有关, 这样使上地壳与中地壳之间的界面在轴部地区被破坏. 攀枝花地区具有独特的地质构造特点, 是重点的成矿带, 钨、钛、铁矿的富集以及其它热液性矿床的分布很可能与此有关. 这些与几条人工爆破的结果相一致(尹周勋等, 1987 ; 胡鸿翔等, 1986 ; 熊绍柏等, 1986 ).

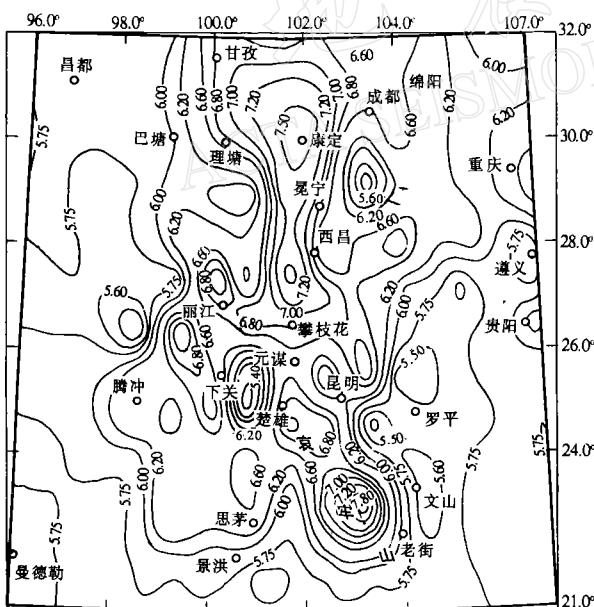


图2 地壳顶部的速度图象

构成一低速柱。根据穆治国等(1987)资料,该区是我国著名的火山地热区,晚、新生代火山就有50多座,有10个高温热泉并伴随有强烈的地震活动,是以火山、地震、温泉三种地质现象“共生”发育为特色的构造活动区。火山岩的母岩浆来源于地幔的玄武岩浆,低速柱可能是地幔玄武岩物质向上运移所致。红河断裂带穿越我国云南省,它分为两段,北段大致沿四川的金沙江、青海的通天河行进,南段顺云南的哀牢山和红河

另外,在文山州有一低速区,速度约为 $5.40\text{ km/s}$ 左右,这可能是地表沉积层的影响所致。在楚雄西部也有一低速区,其范围不大,它与楚雄断裂相对应,可能是断裂或局部地区破碎的影响。

(2) 地壳底部的速度图象. 如图 3 所示, 该处的初始速度  $V_0 = 7.00 \text{ km/s}$ , 可以反应出下地壳的速度分布图象. 从图上可以看出, 四川盆地明显高速, 其速度值约为  $7.50 \text{ km/s}$ , 接近上地幔速度, 说明该地区地壳厚度较  $50 \text{ km}$  要浅. 有两个低速区: 一个位于大约在  $26.0 - 31.0^\circ\text{N}, 100.0 - 104.0^\circ\text{E}$  的长条带上, 可能是上地幔存在的熔融物质上涌引起的. 另一低速区位于腾冲地区, 从  $25 - 110 \text{ km}$

行进，一直延伸到越南境内。从图2和图3上可以看出，红河断裂带两侧的速度有明显的差异，这是判定断裂带的一个重要标志（阚荣举等，1986），这也说明红河断裂带是一个深至地壳底部的深断裂带。

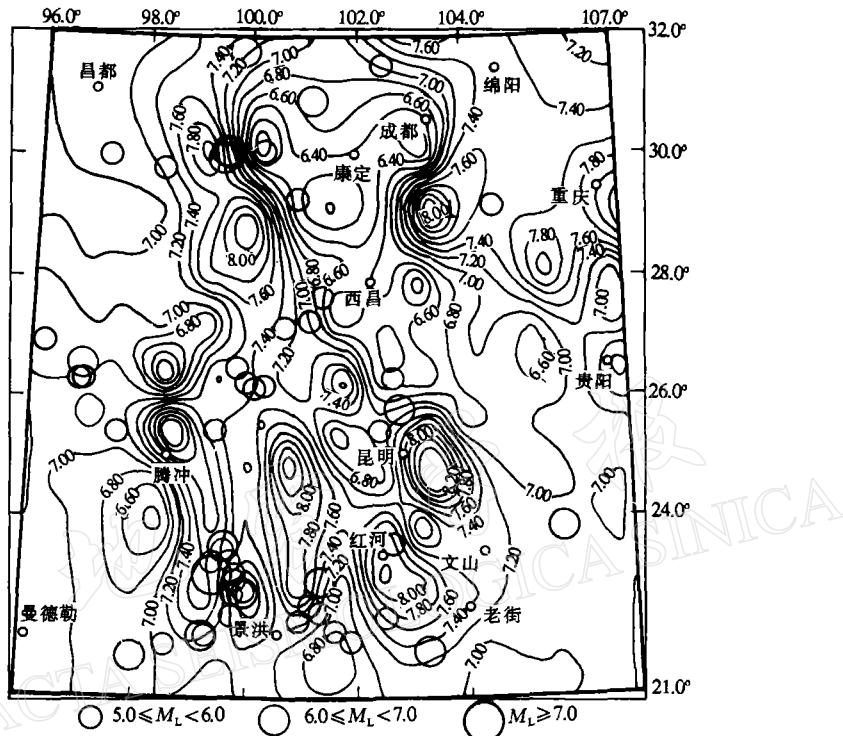


图3 地壳底部的速度图象及强震在地壳底部速度图象上的投影

(3) 地震的震中位置同速度结构的相关性。从地壳底部的速度图象发现,强震大部分都发生在速度梯度较大的地方,特别是高速、低速的过渡地区,低速区强震很少。从图3可以看出,5级以上地震震中在该图象上的投影几乎都分布在高速、低速的边界,这与一些已知的结果一致(刘福田等,1986)。进一步研究这种现象的原因可能对研究地震的成因、强震预报以及烈度区划有重要意义。

(4) 上地幔顶部的速度图象.  
图4 反应了地幔顶部的速度分布.  
给定参考速度  $V_0 = 7.9 \text{ km/s}$ . 从图  
中可见, 西南部从腾冲附近到思

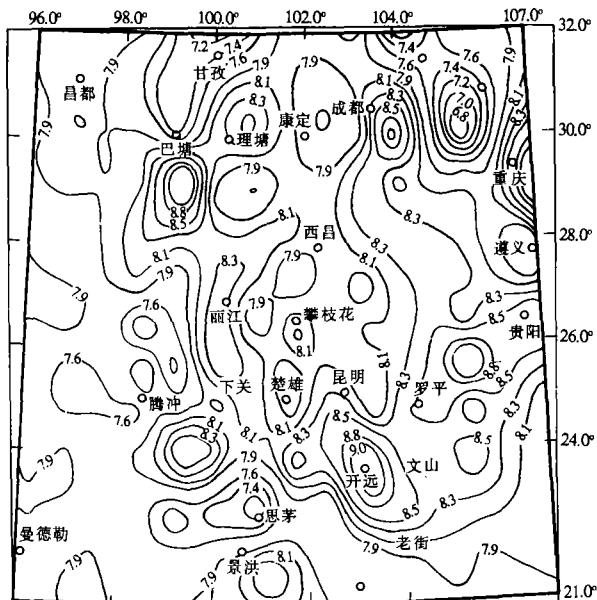


图4 上地幔顶部的速度图象

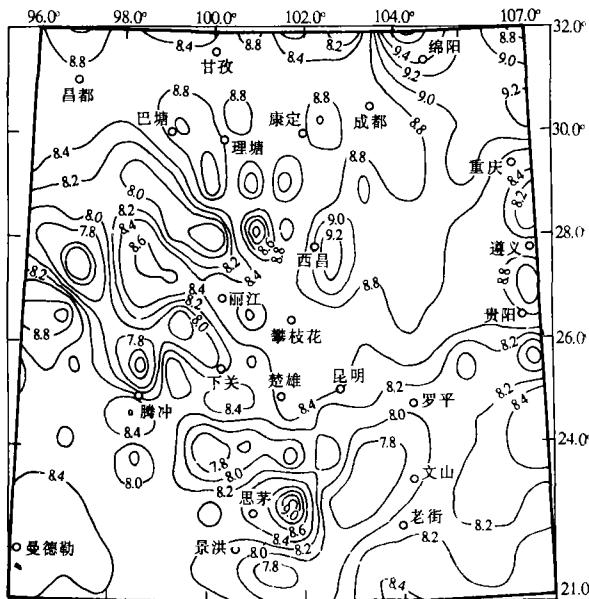


图 5 200 km 处的速度图象

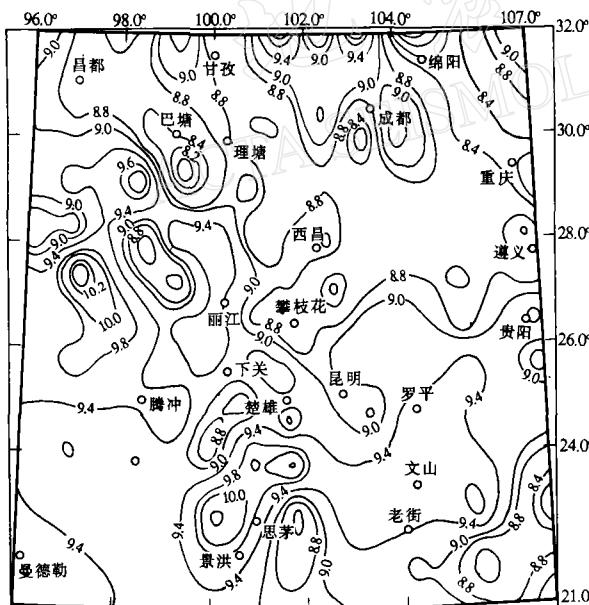


图 6 450 km 处的速度图象

茅、景洪、文山至越南的奠边府、河内，明显低速；而东南部从开远、罗平到贵阳一带明显高速。如果按莫霍面起伏的观点可以认为，地壳厚度的轮廓是西边厚、东南薄。自西昌往南莫霍面等深线分别向东南和西南呈舌状突出，这与刘建华等（1989），阙荣举等（1986），陈宗基（1988），孟令顺等（1988）的研究结果相一致。另外，北部还有两个低速区，一个在南充、绵阳一带；另一个在甘孜附近。前者处于四川盆地，后者位于川西高原。

(5) 200 km 处的速度图象。如图 5 所示，初值  $V_0 = 8.39 \text{ km/s}$ ，是全球的平均值。结果表明，速度值约在  $V = 7.89 - 8.90 \text{ km/s}$ 。图中南部为低速区，速度  $V = 8.0 - 8.39 \text{ km/s}$ ，表明这里存在地幔低速层。

(6) 450 km 处的速度图象。如图 6 所示，初值  $V_0 = 9.38 \text{ km/s}$ ，由于该层处在所研究区域的最底层，射线数较少，即使如此也可以看出，这样的深度也存在着明显的横向不均匀性。

#### 4. 讨论与结论

(1) 我们采用刘福田等提出的用于速度图象重建的方法，利用区域台网记录的 P 波到时，得到了 6 个深度的速度图象。它们与

人工地震测深结果和刘福田、陈培善等得到的结果基本一致。

(2) 地壳上部的速度图象与地表已知的地质特征明显相关，康滇地轴显著高速，形成了一个接近地表的高速岩体；文山州低速，速度约  $5.40 \text{ km/s}$ 。

(3) 地壳下部在北纬  $26 - 31^\circ$ ，东经  $100 - 104^\circ$  长条带内有低速层存在。

(4) 层析成象结果不仅揭示了研究区域速度的横向不均匀性，从地壳底部的速度图象还可以大致看出红河断裂带的走向，沿红河断裂带两侧速度差异很大，这是判断断裂带

存在的一个重要标志。

(5)腾冲地区从25—110km有一低速柱,这可能是地幔玄武岩上涌造成的。

(6)研究区域地壳厚度的轮廓大致是西边厚、东南薄。

(7)从地壳底部的速度图象发现,5级以上大部分地震都发生在速度梯度较大的地方,特别是高速、低速的过渡地区,低速区地震很少。

(8)在450km处,介质的横向不均匀性仍然很明显。

近年来,CT技术已应用到地学的许多领域,并取得了引人注目的成果,随着科学技术的不断发展和计算能力的提高,CT方法的应用前景将是十分广阔的。

本文得到了刘福田研究员的指导和支持;在收集资料时,也得到了云南省地震局分析组、资料室和秦嘉政、陈树林以及国家地震局地球物理研究所九室分析组的同志们的帮助;中国科学地院地球物理研究所的吴华、刘建华在计算上给予了很多的帮助,作者在此一并表示衷心的感谢。

### 参 考 文 献

- 陈培善、刘福田、李强、秦嘉政,1990. 云南地区速度结构的横向不均匀性. 中国科学, B辑, 4: 431—438.
- 陈宗基,1988. 攀西裂谷带的地球动力学与构造演化. 中国攀西裂谷文集, 3, 1—2. 地质出版社,北京.
- 崔作舟、卢德源、陈纪平、张之英、黄立言,1987. 攀西地区的深部地壳结构与构造. 地球物理学报, 30, 566—580.
- 阚荣举、林中洋,1986. 云南地壳上地幔结构的初步研究. 中国地震, 2, 1, 50—60.
- 黄汲清、任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余,1981. 中国大地构造及其演化, 29—66. 科学出版社,北京.
- 胡鸿翔、陆涵行、王椿镛、何正勤、朱良保、颜其中、樊跃新、张国庆、邓英娥,1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究. 地球物理学报, 29, 133—143.
- 刘福田、李强、吴华、胡戈、刘建华,1989. 用于速度图象的层析成像法. 地球物理学报, 32, 46—58.
- 刘福田、曲克信、吴华、李强、刘建华、胡戈,1986. 华北地区的地震层析成像. 地物理学报, 29, 442—449.
- 刘建华、刘福田、吴华、李强、胡戈,1989. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度图象. 地球物理学报, 32, 143—151.
- 穆治国、佟伟、Gurtis, G. H., 1987. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题. 地球物理学报, 30, 261—270.
- 孟令顺、曾庆益、卢履仁、周辉涛,1988. 攀西地区重力均衡异常的研究. 中国攀西裂谷文集, 3, 102—103. 地质出版社,北京.
- 熊绍柏、藤吉文、尹周勋、赖明惠、黄一平,1986. 攀西构造带轴部地区地壳与上地幔结构的爆炸地震研究. 地球物理学报, 29, 235—245.
- 尹周勋、藤吉文、熊绍柏,1987. 渡口及其邻近地区地壳浅层结构的研究. 地球物理学报, 30, 22—30.