

文章编号: 0253-3782(2004)03-0238-09

用远震接收函数研究滇西地区的深部结构^{*}

贺传松 王椿镛 吴建平

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 滇西地区地处欧亚板块碰撞或俯冲的边界地带,曾受到多期构造运动的影响,其地质环境和构造背景十分复杂,是我国地震活动比较活跃的地区之一.本文选用国家、地方和流动数字台网的 16 个台站的远震记录,其中 PASSCAL 甚宽频带流动地震台站 4 个,提取有效接收函数近 2 000 条,两条测线的直线距离分别为 650 km 和 450 km,横切了滇西地区的一些主要构造单元.研究表明,怒江断裂可能是一条具有俯冲性质的缝合线,川滇菱形块体东西两侧的分界线——红河断裂和小江断裂可能是直立的缝合线或碰撞带,攀西构造带仍具有大陆裂谷的特征,即地表凹陷、上地幔隆起.滇西地区的构造格局具有一定的规律性,造山带与缝合线相间分布.滇西地区由北向南地壳厚度渐次减薄,S 波速度整体偏低.

关键词 接收函数 反演 S 波速度结构 构造关系

中图分类号: P315.3⁺1 **文献标识码:** A

1 构造环境与地球物理研究背景

大陆与大洋的接触关系有两种类型:大西洋型和太平洋型.大西洋型的特点是张性的,其活动性相对较小,大洋相邻的大陆比较稳定,大陆边缘显示张性、断块构造.美洲、非洲、欧洲与大西洋的接触关系属此类;太平洋型的特点是压性、剪压性的,与之相邻的大陆显示较大的活动性(任纪舜等,1981).我国滇西地区的构造环境和地震活动性正体现了太平洋型的构造特征.而且,滇西地区构造演化进程直接或间接地受到印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动的影响.

滇西地区一些重要的构造区带基本呈南北向展布.三江褶皱系是一条印支地槽褶皱系,位于冈瓦纳与劳亚大陆的接合地带,为中外地学界所瞩目.滇西北部的攀西构造带位于扬子断块区的西北部(从柏林,1988).小江断裂和红河断裂分别构成了川滇菱形块体的东南边界和西南边界(宋方敏等,1998).滇西地区古特提斯遗迹出露比较连续,尤其是滇川西部发育最为齐全,其样式多,且保存完好.因而该地区是了解古特提斯演化程式,探讨冈瓦纳与劳亚大陆拼合历史的关键地区(钟大赟,1998).

川滇西部的横断山区是青藏高原的一个组成部分.韩源(1990)认为,滇西北是我国西南地区地震活动和活动强度较高的地区之一.该区内活动构造纵横交错,强震和中强震与第四纪活动构造带和构造区关系十分密切.一千多年来,沿活动构造带重复发生了数十次强震和中强震,与弱震和微震构成条带状分布.

^{*} 国家基础研究发展计划项目(G1998040700 子课题 95-13-0203)资助.中国地震局地球物理研究所论著 04AC1015.

2002-11-19 收到初稿,2003-06-10 收到修改稿,2003-08-07 决定采用.

20 世纪 80 年代以来，滇西地区进行了不同区段和目的的三维层析成像，以及人工地震测深等研究工作。层析成像技术分别被用于滇西特提斯造山带和川滇菱形块体的研究，研究表明，滇西特提斯造山带下 250 km 深度存在板片状高速体异常，其西侧有一宽约 300 km 的低速柱，并认为 50~60 Ma 印度大陆和欧亚大陆的碰撞所触发的地幔热扰动使软流层上涌，俯冲的扬子板块有可能被断离，并导致新生代的岩浆活动和澜沧江—墨江段的底侵作用(刘福田等，2000)。层析成像研究还表明川滇地区地壳厚度变化剧烈，地壳和(或)上地幔存在高导层、高热流值，与印度板块和欧亚板块碰撞的构造背景有关。川滇菱形块体在地壳内总体上为正常或正异常速度，其边界的深大走滑断裂出现速度异常，这种速度异常有助于地壳块体沿断裂的侧向挤出。在主要的地震带上，中下地壳的速度异常与地震活动性相关(王椿镛等，2002)。

人工地震测深研究表明，滇西地区的地壳内存在 4 个界面，其速度结构呈梯度增加的趋势。其中洱源和保山地区的地壳厚度分别为 44 和 40 km(胡鸿翔等，1986)。滇西地区自南向北速度结构存在明显的横向不均匀性，Moho 面深度由 38 km 增厚到 58 km。固结地壳为上、中、下 3 层结构(林中洋等，1993)。

接收函数反演获取的 S 波速度结构表明云南地区地壳厚度变化剧烈。其北部地壳厚度接近 60 km，南部地壳厚度变薄，接近 32 km。在地壳厚度变化较大或变化剧烈的地区，Moho 面大多表现为 S 波速度的高梯度带。云南地区 S 波速度结构具有很强的横向不均匀性(吴建平等，2001)。

本研究收集了大量天然地震波形记录，选择两条剖面横切滇西地区(图 1)。该测线穿过三江褶皱系、川滇菱形块体和(或)扬子准地台等地学单元，穿过怒江、红河、小江等重要的缝合线或深大断裂，穿过攀西构造带，系统地研究了该地区的深部结构特征。

2 资料与方法

本研究选择的第一条剖面东起大关、昭通、会东、攀枝花、永胜、云龙和六库；第二条剖面北起宁蒗、丽江、鹤庆、剑川、云龙、保山、潞西和畹町。

其中六库、宁蒗、剑川和潞西台为 PASSCAL 甚宽频带流动台，地震计频率范围是 100 Hz~120 s；攀枝花台为国家数字台，采用 CTS-1 型地震计，频率范围是 100 Hz~120 s；昭通、永胜、云龙、丽江、鹤庆、保山和畹町为区域数字台网，采用 FBS-3 型中长周期地震仪，固有周期 2 s，等效固有周期 20 s；大关和会东台为流动台，采用 ACE-1 型宽频带地震仪，频率范围是 40 Hz~20 s。本研究采用的滤波窗分别为 3 Hz~20 s、5 Hz~20 s、20 Hz~30 s。水准量分别为 0.01 或 0.001，不同台站的高斯系数分别为 2.0 或 2.5。为提高信噪水平，对同一台站不同事件的接收函数进行了叠加(图 2)。采用新近提出的非线性反演方法——相邻算法(NA)；后面均用 NA 代替相邻算法进行深部结构的反演(Sambridge，

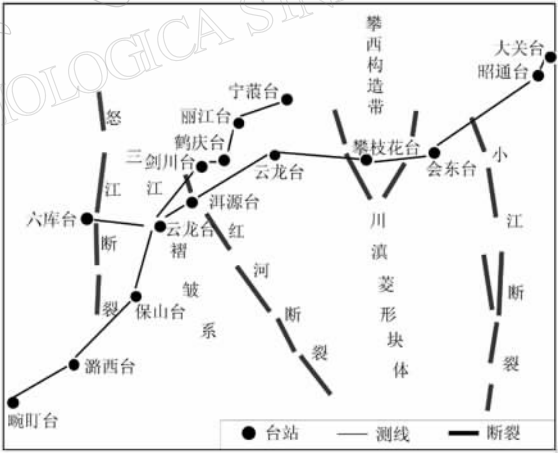


图 1 滇西地区构造框架及选用的地震台站和测线图

1999). 该算法的基本思想是在参数空间中优先在较好数据拟合区域内采样, 并获得一个模型集合, 而不是寻找单一的最优模型. NA 利用 Voronoi 单元的几何建造在参数空间中引导搜索, 在一个适当的距离标准下定义最临近的区域. Voronoi 单元具有健全其它直接搜索算法的能力, 即交替地用最相邻的计算代替正演模拟计算. NA 已证明可应用于地壳结构的接收函数反演等非线性极强的反问题. NA 是一种全新的直接搜索方法, 与此前的方法相比, 具有独特的优点. 其方法概念简单, 仅用两个控制参数, 却能在参数空间的搜索中居于复杂的自适应. 与此前的方法不同, 新方法虽然不是为全局最优化设计的, 却能在这方面展现出与其它全局方法相同的能力 (Sambridge, 1999). NA 方法的目的是对参数空间进行采样. 该空间包含可接受的数据拟合模型, 然后从获得的模型集合中采用集合推论的方法提取有效信息.

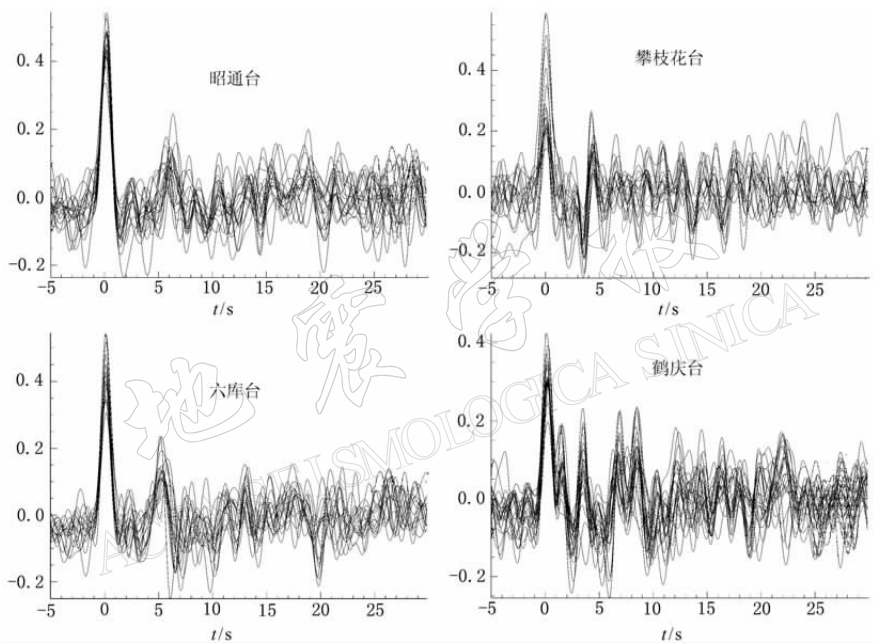


图 2 多个地震事件接收函数叠加图

本研究反演的迭代次数为 1 500~3 500 次, 初次采样(n_s)12 个, 重新采样(n_r)3 个, 接收函数的拟合情况见图 3. 同时, 利用广泛应用于地震学的速度谱叠加(VSS)技术, 对壳幔界面的 PS 震相进行走时校正 (Gurrola *et al*, 1994), 以获取更直观接收函数走时排列, 由 P-PS 的走时差佐证莫霍面的起伏变化.

3 S 波速度结构分析与讨论

1) 怒江东侧的云龙台地壳厚度为 44 km, 上下地壳有两个明显的低速结构, 分别为 2.8 和 3.0 km/s 左右 (图 4), P-PS 到时差为 5.2 s 左右 (图 7). 怒江西侧的六库台 S 波速度结构与云龙台差异较大, 其莫霍面深度急剧变浅, 大约在 37 km (图 7). 上地壳为一比较低的 S 波速度结构, 大约在 2.8 km/s; 下地壳也是一个低速结构, 大约为 3.2 km/s, P-PS 走时在 4.5 s 左右 (图 7).

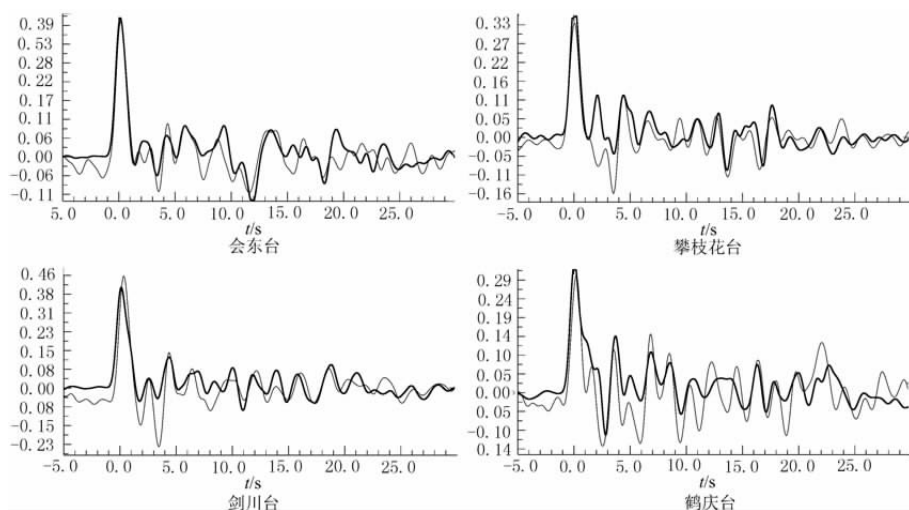


图3 部分台站接收函数及第二条测线接收函数拟合图
细线为观测记录提取的接收函数，粗线为反演获取的接收函数

2) 腾冲台上地壳 S 波速度大约为 3.2 km/s ；中地壳为一低速结构，大约为 2.8 km/s ，莫霍面深度大为 40 km 。怒江东侧的保山台上地壳为一 S 波低速结构，大约为 3.0 km/s ；中下地壳 S 波速度基本上呈渐次增加的趋势，莫霍面深度为 38 km (图 6)。怒江西侧的大部分台站的速度结构与怒江东侧台站的速度结构有较大差别，仅腾冲火山区的腾冲台 S 波速度结构相对比较特殊，有待进一步研究。怒江两侧存在较大的地壳厚度和 S 波速度结构差异。

3) 洱源台与云龙台地壳中的 S 波速度结构非常相似，上地壳 S 波速度大致在 $3.0 \sim 3.2 \text{ km/s}$ ，中地壳和下地壳由两个低速结构组成，地壳厚度分别为 47 km 和 44 km 左右 (图 5)。两台的 P-PS 的走时大体相近。洱源台可能位于川滇菱形块体之外，属于三江褶皱系 (图 7)。

4) 洱源台和永胜台地壳中的 S 波速度结构差异较大，永胜台的 S 波速度呈平稳渐近增加的趋势。该台莫霍面深度达 46 km ，下地壳 ($32 \sim 46 \text{ km}$) 存在一个 3.0 km/s 左右的低速结构 (图 4)。

5) 同在川滇菱形块体之中的永胜台与攀枝花台的 S 波速度结构差异明显 (图 4)。

6) 昭通台和会东台位于小江断裂东西两侧。东侧的昭通台和西侧的会东台的莫霍面深度分别为 52 km 和 40 km 。攀枝花台莫霍面变浅，其深度大约为 38 km 。会东台与攀枝花台的上地壳 S 波速度结构比较相似，分别在 $10 \sim 20 \text{ km}$ 和 $8 \sim 18 \text{ km}$ 处出现低速结构 (图 4)。昭通台的 P-PS 到时差大于会东台。大关和攀枝花台的到时差相对较小 (图 7)。

7) 小江断裂东侧的大关台和昭通台 S 波速度结构差异明显。大关台的平均 S 波速度低于昭通台，大关台的莫霍面深度 40 km 。显然，大关台与滇西大部分台站下方的 S 波速度结构已经有了很大的差别，这标志着大关台已经不属于滇西构造框架中的一个组成部分 (图 4)。小江断裂带是长期地质历史演化过程中逐步形成的一条断裂带。尽管该断裂在晚二叠世处于稳定地台发展阶段，褶皱和断裂活动不明显，但是中、晚三叠世和三叠世末期

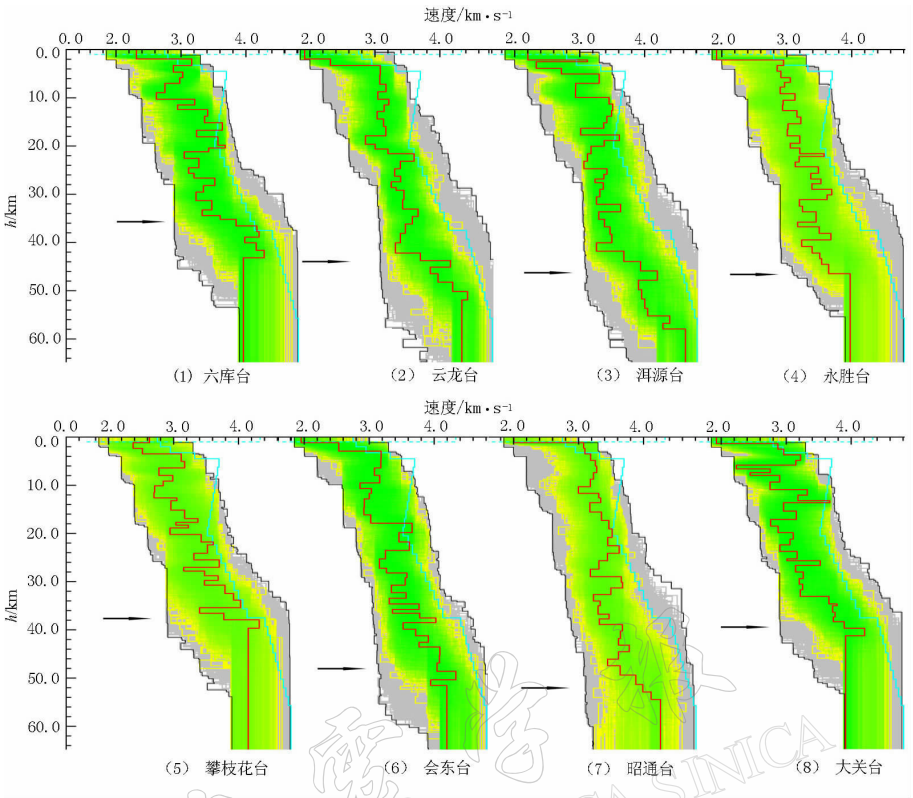


图 4 第一条测线的 S 波速度结构剖面

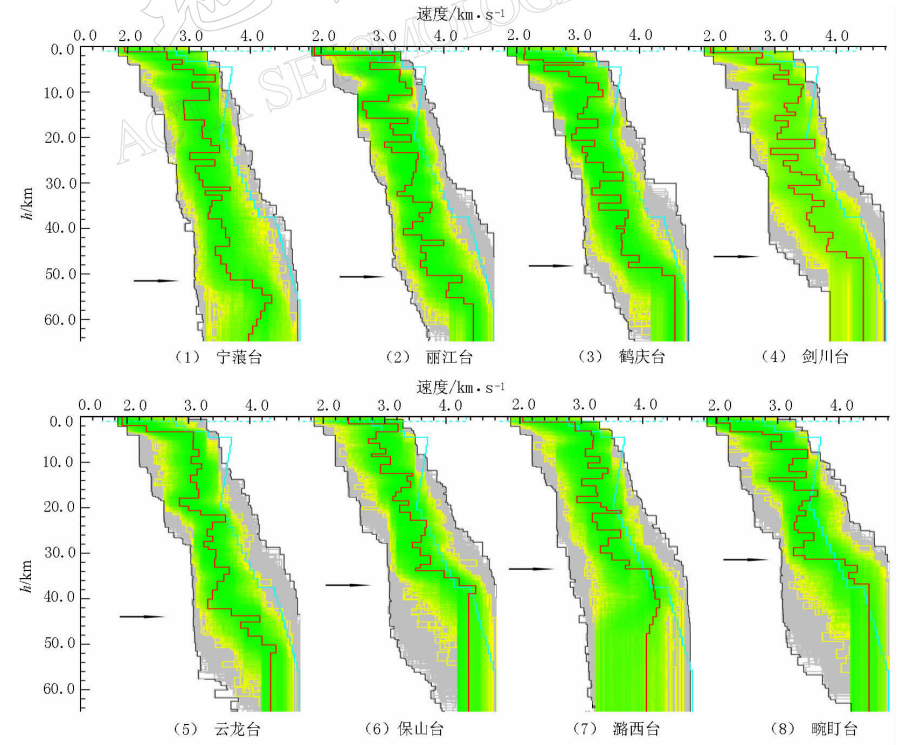


图 5 第二条测线的 S 波速度结构剖面

的印支运动，使断裂所在的地区发生了重要的变化. 它基本上结束了海相沉积的历史，使三叠纪之后的沉积全部变为陆相堆积. 反映该次运动的主要特征是以抬升为主. 中生代晚期的燕山运动使小江断裂所处的地区发生了强烈的褶皱和断裂作用(宋方敏等，1998).

8) 云龙台与保山台的 S 波速度结构除上地壳不同外，中地壳和下地壳类似. 只是相应的低速结构变浅，莫霍面深度也相应地变浅(图 5).

9) 位于攀西构造带之中的攀枝花台地壳中的 S 波速度呈渐进增加的趋势，地壳厚度仅 36 km(图 4)，明显与临近的会东台和永胜台的地壳厚度要薄. 重力观测也证实，攀西构造带在冕宁—元谋呈条带状的上地幔隆起带，临近地区未见上地幔上隆的迹象(从柏林，1988). 人工地震测深的研究结果也证实，攀西构造带所处的位置为一个楔形的地壳减薄带，地壳厚度为 40~45 km(熊绍柏等，1985). Hermance(1982)研究了几个主要裂谷的构造和动力学特征，认为裂谷区的地壳为双凹结构. 裂谷区地貌上表现为地表断陷，深部构造表现为上地幔上拱. 本研究获取的 S 波速度结构表明，攀西构造带仍具有大陆裂谷的基本特征.

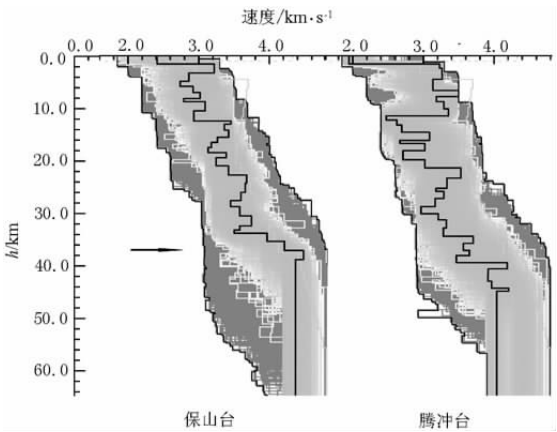


图 6 腾冲台和保山台 S 波速度结构对比

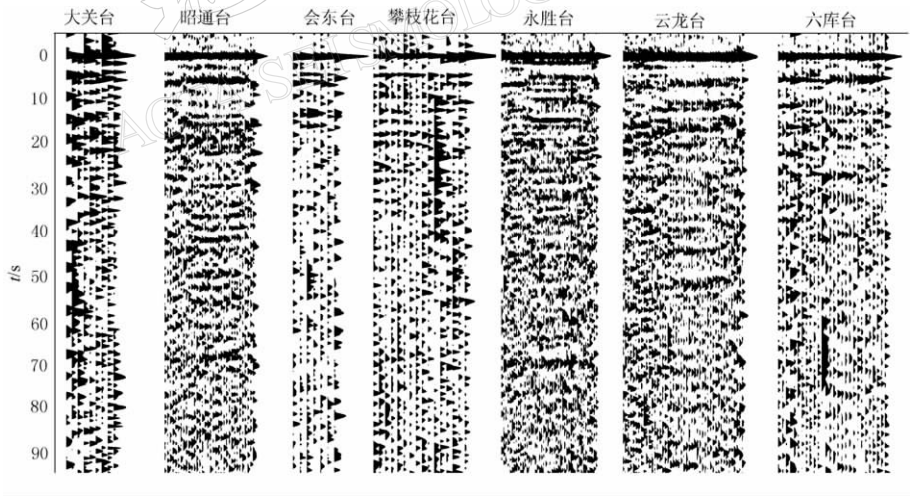


图 7 第一条测线的接收函数排列

10) 滇西地区地壳厚度南北向渐次变薄. 南部的潞西和畹町台的地壳厚度仅 32 km(图 5), P—PS 到时差 4.5 s(图 8); 北部的宁蒗、丽江、鹤庆和剑川台的 S 波速度结构基本一致, 上地壳 S 波速度大约在 3.2 km/s 左右; 中地壳的上部有一低速结构, 埋深大约在 12~16 km(图 5). 上述 4 个台的中地壳下部和下地壳的 S 波速度基本上呈渐次增加的趋势. 宁蒗、丽江、鹤庆和剑川台的莫霍面深度分别为 52, 50, 48 和 46 km, 表明由北向南地壳

厚度变薄的趋势(图 5). 胡鸿翔等(1986)人工地震测深研究得出类似的结论, 即在红河断裂以北中地壳存在低速层, 大约 10 km 左右. 20 世纪 80 年代, 国家地震局先后两次在滇西地区完成了 7 条地震测深剖面, 总长度达 2 579 km. 研究表明, 地壳厚度南薄北厚. 南部地壳厚度超过 30 km(如思茅约 38 km), 北部增加到 50~60 km(如德钦、中甸一带为 58 km). 后者显然受到印度板块向北推挤, 地壳发生缩短叠置, 造成地层增厚(胡鸿翔等, 1986; 阚荣举, 林中洋, 1986; 颜其中等, 1985; 林中洋等, 1993). 吴建平等(2001)利用云南宽频带数字台站远震数据进行的接收函数反演也得出了类似的结论.

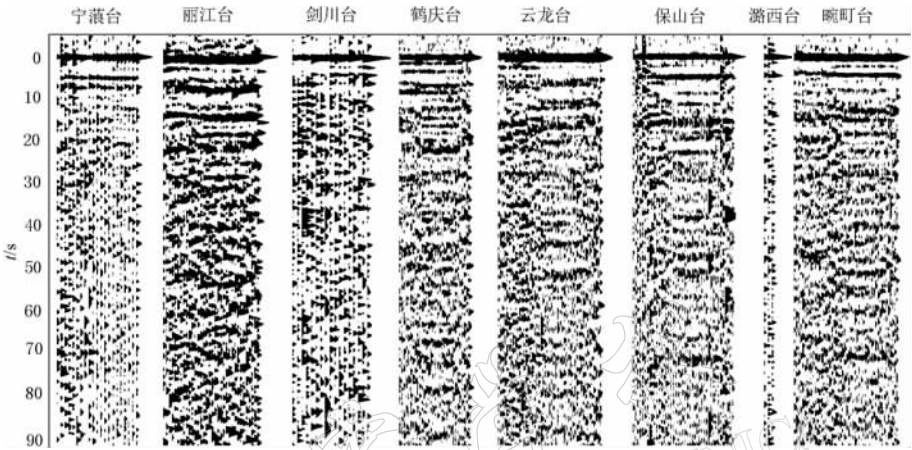


图 8 第二条测线的接收函数排列

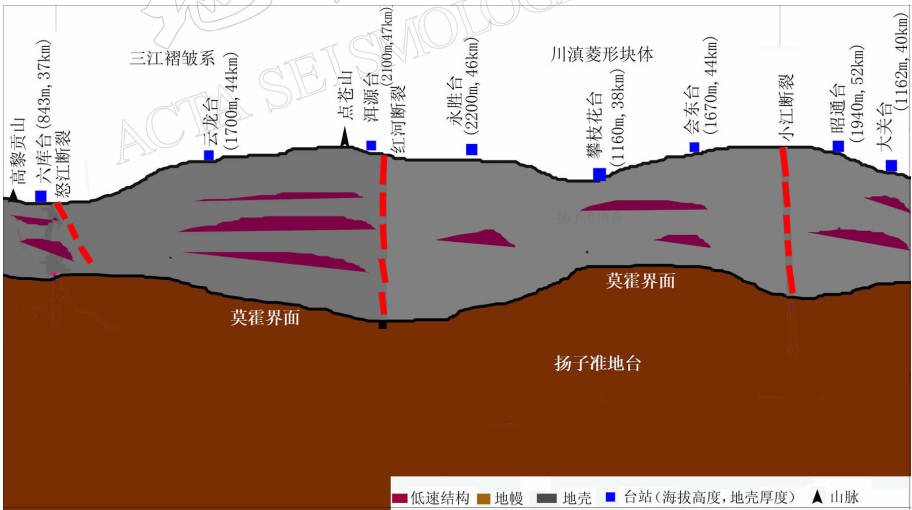


图 9 S 波速度结构对应的地质构造关系示意图

11) 本研究表明, 滇西地区 S 波速度整体上偏低. 这可能是该地区的高热流值导致的结果. 滇西地区有腾冲高热流区、丽江高热流区(汪辑安等, 1990; 徐青, 1990; 徐青等, 1992). 云南地区地热场具有西高东低, 并呈自西向东波浪式逐渐变低的趋势. 由于该地区地处世界两大地震带的过渡地区, 具有岛弧型的高地热特征(吴乾蕃等, 1988). 临近滇西地区的青藏高原 S 波速度也偏低(Wu *et al*, 1997).

4 结论

对于构造运动的形式有不同的看法。欧美构造学家多数主张水平运动，前苏联构造学家则持垂直运动的观点。任纪舜等(1981)认为，垂直运动和水平运动反映壳、幔物质运动的两个不同侧面。水平运动反映了壳、幔物质水平方向的差异运动，包括不同层之间的层间滑动(张文佑等，1978)与不同块体之间的引张、挤压和剪切；垂直运动则反映了壳、幔物质垂直方向的差异运动。但是，无论何种运动都应当是物质的运动，也没有不运动的物质。构造运动必然导致地壳和地幔物质的形态发生变化和重组。因此，不同构造单元上的物理结构应当是有差异的。基于以上分析，本研究得出如下结论：

1) 全局 S 波速度结构研究表明，滇西地区 S 波速度偏低。

2) 不同构造单元上，地壳中的 S 波速度结构表现出较大的差异性。

3) 滇西地区地壳厚度由北向南渐次变薄的趋势非常明显。

4) 怒江西侧六库台的地壳厚度明显小于怒江东侧的云龙台的地壳厚度。怒江西侧数个台站下方的地壳厚度均大大低于怒江东侧的地壳厚度。怒江断裂可能是一条重要的缝合线。按地壳加积理论分析(Mallavieille *et al*, 1983)，怒江断裂可能是一条具有俯冲性质的构造缝合线(图 9)。

5) 进一步证实了攀西构造带仍具有其它大陆裂谷的特征，即地表凹陷、上地幔隆起、地壳变薄。而临近地区地壳厚度则明显增加(图 9)。

6) 小江断裂东侧的昭通台—大关台地壳厚度急剧变薄，小江断裂西侧的会东台—攀枝花台同样急剧变薄。根据地壳构造加积理论(Mallavieille *et al*, 1983)，小江断裂可能是直立的，如图 9 模式的断块碰撞接触关系。

7) 与上述情况类似，红河断裂同样可能是直立的，如图 9 所示的断块碰撞接触关系。

8) 如果洱源台确实在红河断裂的西侧或川滇菱形块体之外，那么，就有由西向东的高黎贡山-俯冲带(怒江)和非常类似的点苍山-缝合线(红河断裂)的格局，即造山带-俯冲带、造山带-缝合线规律性的构造格局分布。

感谢美国 Multimax 公司焦文杰博士在使用 PASSCAL 数据方面给予的大力帮助；感谢吴庆举博士对作者提供的许多支持和帮助。

参 考 文 献

- 从柏林主编. 1988. 攀西裂谷的形成与演化[M]. 北京：科学出版社，102，120
- 韩源. 1990. 区域地质构造概况[A]. 见：国家地震局，云南省地震局主编. 滇西北地区活动断裂[C]. 北京：地震出版社，1~243
- 胡鸿翔，颜其中，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)：133~134
- 阚荣举，林中洋. 1986. 云南地壳上地幔构造的初步研究[J]. 中国地震，**12**(4)：50~61
- 刘福田，刘建华，何建坤，等. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板块[J]. 科学通报，**45**(1)：79~84
- 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
- 任纪舜，姜春发，张正坤，等. 1981. 中国大地构造及其演化[M]. 北京：科学出版社，18~19，102
- 宋方敏，汪一鹏，俞贤资，等. 1998. 小江活动断裂带[M]. 北京：地震出版社，2~3，48~49
- 王椿镛，Mooney 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)：1~16
- 吴建平，明月红，王椿镛. 2001. 云南数字台站下方的 S 波速度结构研究[J]. 地球物理学报，**44**(2)：228~237

- 吴乾蕃, 祖金华, 谢毅贞, 等. 1988. 云南地区地热基本特征[J]. 地震地质, **10**(4): 177~183
- 汪辑安, 徐青, 张文仁. 1990. 云南大地热流及地热地质问题[J]. 地震地质, **12**(4): 367~377
- 熊绍柏. 1985. 攀西构造带轴部地区地壳与上地幔结构的爆炸地震研究[A]. 攀西裂谷的形成与演化[C]. 北京: 科学出版社, 39
- 徐青. 1990. 云南地区地热特征与岩石圈热结构[D]: [学位论文]. 北京: 中国科学院地质研究所, 51~60
- 徐青, 汪辑安, 汪集飏, 等. 1992. 云南大地热流及其大地构造意义[J]. 大地构造与成矿学, **16**(3): 285~299
- 颜其中, 张国庆, 阚荣举, 等. 1985. 云南省思茅-马龙剖面的地壳构造[J]. 地震研究, **8**(2): 249~280
- 张文佑, 叶洪, 钟嘉猷. 1978. “断快”与“板块”[J]. 中国科学, **22**(2): 12~13
- 钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 科学出版社, 9, 68, 19, 12
- Gurrola H, Minster J B, Owens T. 1994. The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities[J]. *Geophys J Int*, **117**: 427~440
- Hermance J F. 1982. Magnetelluric and geomagnetic deep-sounding studies in rifts and adjacent area[A]. In: *Continental and Oceanic Rifts Geodynamic Series*[C]. Washington D C: AGU, **8**: 107~122
- Mallavieille J R, Lacassin et M Mattauer. 1983. Signification tectonique des linéations d'allogement dans les domaines métamorphiques des Alpes occidentals[J]. *Bull Soc Geol, France(à Paraitre)*, **2**(9): 34~45
- Sambridge M. 1999. Geophysical inversion with a neighborhood algorithm—I. Searching a parameter space[J]. *Geophys J Int*, **138**: 479~494
- Wu T F, Levshin L A, Kozhevnikov M V. 1997. Rayleigh wave velocity tomography of Siberia, China and the vicinity [J]. *Pure Appl Geophys*, **149**: 447~473

A STUDY ON DEEP STRUCTURE USING TELESEISMIC RECEIVER FUNCTION IN WESTERN YUNNAN

He Chuansong Wang Chunyong Wu Jianping

(Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China)

Abstract: Western Yunnan is located at the boundary of collision or underthrusting zone of Eurasian plate and is influenced by many tectonic movements. With very complex geological environment and tectonic background, it is one of the seismically active areas. In the paper, the teleseismic records were selected from 16 national, local and mobile stations, including 4 very-wide-band mobile stations of PASSCAL. And nearly 2 000 receiver functions were extracted. Two measuring lines are 650 km and 450 km, respectively and across some major tectonic units in Western Yunnan. It is indicated that Nujiang might be a seam characterized by underthrusting. The western and eastern boundaries of Sichuan-Yunnan rhombus block, *i. e.*, Honghe and Xiaojiang faults, might be an erection seam or collision belt. Panxi tectonic zone still has the characteristics of continental rift valley, that is, the surface is hollow and the upper mantle is upwarping. The tectonic situation in Western Yunnan is of certain regulation with the interlacing distribution of orogenic zone and seam. The crustal thickness decreases gradually from the north to the south and the S-wave velocity is globally lower here.

Key words: receiver function; inversion; S wave structure; tectonic relationship