

# 冈瓦纳型和扬子型地块地壳结构: 以滇西孟连- 马龙宽角反射剖面为例\*

张中杰\*\* 白志明 王椿镛 吕庆田 滕吉文  
李继亮 孙善学 王新征

( 岩石圈构造演化国家重点实验室 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081; 中国地质科学院矿床资源研究所, 北京 100037)

**摘要** 滇西孟连-马龙宽角反射地震剖面切过保山地块(冈瓦纳型), 思茅地块和扬子地块(扬子型)西南部. 通过解释宽角反射地震资料, 获得了这 3 个地块与昌宁-孟连和墨江缝合带的壳/幔纵波速度结构及相应的地壳和上地幔反射结构图像. 结果表明: 思茅地块的地壳 P 波速度较之保山和扬子地块西南部低, 地壳厚度由保山地块、思茅和扬子地块西南部逐渐增厚. 这三个地块的地壳反射图像也具有明显的差异. 冈瓦纳型地块内上地壳反射发育, 而中下地壳反射很弱. 扬子型地块内地壳反射发育. 思茅与扬子地块西南部反射图案有明显的特殊性. 研究区地壳厚度为 40 km 左右. 最后对滇西三个地块的地壳增厚的方式、地震孕育的构造环境冈瓦纳型和扬子型地块的相互作用进行了讨论.

**关键词** 冈瓦纳型地块 扬子型地块 宽角反射剖面 地壳结构 构造环境

古特提斯洋残迹自欧洲阿尔卑斯、喀尔巴阡山向东经土耳其、伊朗、阿富汗、中国青藏高原中北部, 再急转至川滇西部, 最终到达中南半岛. 古特提斯被设想为一个向东张开的洋, 且被晚中生代末古新世构造变形叠加和中新生代沉积物覆盖. 中国西南三江地区位于冈瓦纳大陆与欧亚大陆的接合地带. 它经历了原特提斯、古特提斯和新特提斯三大演化阶段<sup>[1-4]</sup>, 是研究古特提斯演化理想的天然实验室, 也是探讨

欧亚大陆和冈瓦纳大陆拼合历史的关键地区<sup>[4-8]</sup>.

滇深 82 和滇深 86 工程中, 中国地震局和其他协作单位实施了包括孟连-马龙剖面在内的宽角反射/折射地震探测工作(图 1 所示), 并利用地震运动学特征重建了地壳结构与速度分布<sup>[9-11]</sup>, 为地壳精细结构的深化研究提供了基础. 近年来, 新的地壳结构成像方法得到有效发展, 地壳结构、构造新属性越来越多被提取, 从而深化了人们对地壳结构、构造及其动力学

2003-12-03 收稿, 2004-09-28 收修改稿

\* 国家“973”项目(2002CB412604)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-109)资助

\*\* E-mail: zhangzj@mail.igcas.ac.cn

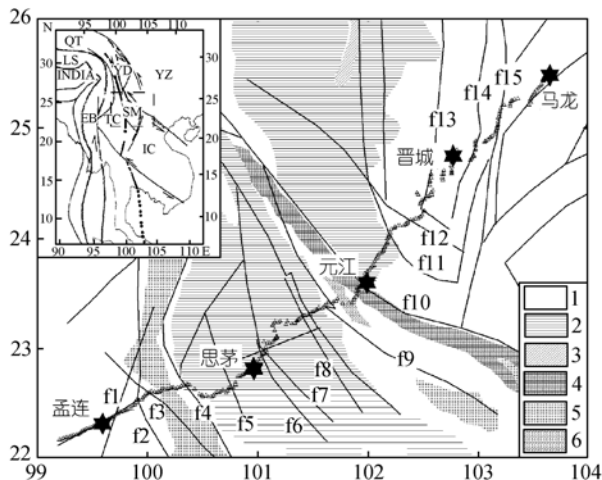


图 1 滇西地区地质构造示意图

1. 三叠纪沉积; 2. 侏罗-始新世沉积; 3. 高级变质岩; 4. 阿辽山红河变质岩带; 5. 侵入岩; 6. 铁质、超铁质变质岩。f1: 孟连-双江断裂(陇川江断裂); f2: 昌宁-双江断裂; f3: 景洪断裂(勐朗坝断裂); f4: 澜沧江断裂; f5: 普文断裂; f6: 营盘山断裂; f7: 无量山断裂; f8: 把边江断裂; f9: 羊拉-藤条江断裂(哀牢山断裂); f10: 红河断裂; f11: 建水断裂; f12: 曲江断裂; f13: 普渡河断裂; f14: 小江断裂(西枝); f15: 小江断裂(东枝)

意义的认识。本项研究中, 我们采用旅行时层析成像新方法<sup>[12]</sup>和地壳反射结构相似性剖面图像重建技术<sup>[13]</sup>对孟连-马龙宽角反射剖面所探测的地壳速度和反射结构进行重建, 获取该剖面的地壳速度与反射属性细结构, 并探讨其动力学意义。

文中首先简要介绍研究区构造背景, 然后分别介绍宽角反射地震资料与地壳速度结构、地壳反射结构; 最后对地壳增厚方式、孕震环境及腾冲、保山地块、潞西海槽缝合带的接触关系进行讨论。

## 1 研究区构造背景

滇川西部地区由几个重要的古特提斯缝合带和大小不一的地块组成。大地构造研究表明, 该地区包括冈瓦纳型的保山、腾冲地块以及扬子型的思茅地块。

保山、腾冲地块为缅甸马微大陆的北延部分。元古宇变质基底的原岩是一套陆源沉积和大陆玄武岩、辉长岩、花岗岩质-英云闪长质片麻岩, 通称为高黎贡山群。从晚寒武世开始, 以稳定型陆源碎屑和碳酸盐岩为主, 晚古生代以浅海相碳酸盐岩台地沉积占优

势。在早二叠世发育一套亲冈瓦纳相地层组合, 如与季节冰有关的海相杂砾岩, 其中发育冷温水型的腕足类、双壳类、珊瑚、有孔虫等, 它们均与冈瓦纳型的盐岭、澳大利亚、藏南以及泰国南部的动物群相近。现有地层古生物、特征性沉积建造、古水温、古地磁等资料均支持腾冲、保山微陆块在晚古生代属冈瓦纳型地块的一部分。思茅地块大部分被中生代沉积层覆盖, 在沿区域性断裂的上升盘出露断续的晚古生代碳酸盐岩地层。其地层分层和古生物特点均与扬子地块有关。思茅地块北边即为兰坪-芒康微地块。思茅-兰坪-芒康微地块可能是一个长条形地块链, 在古特提斯时期位于近赤道的热带地域, 是一个相对稳定的独立地块, 该地块与扬子地块一起组成扬子型地块群。在扬子型地块群和冈瓦纳型地块群之间, 为古特提斯主洋盆。同一地块群内为陆内洋盆或海槽。主洋盆遗迹分布在昌宁-孟连一带, 即位于扬子型的思茅地块与冈瓦纳型的保山地块之间。金沙江-墨江陆内洋盆残迹位于扬子型的芒康-兰坪-思茅地块与扬子地块之间。显然, 该宽角反射地震剖面的探测与深入解释有助于理解冈瓦纳大陆和扬子型地块的相互作用和演化过程。

孟连-马龙宽角反射地震剖面由孟连西大致沿 NE45°方向经思茅盆地、元江、晋城至马龙, 穿过保山、思茅与义敦共 3 个地块, 并切过地块间的两个缝合带: 碧土-昌宁-孟连缝合带和墨江缝合带。到喜马拉雅期, 金沙江-墨江缝合带转化为红河-哀牢山走滑断裂带。碧土-昌宁-孟连带转化为澜沧江走滑断裂, 潞西带可能是被高黎贡走滑断裂错移过来的班公湖-丁青带<sup>[14]</sup>的一部分, 也可能是原来裂隙的海槽<sup>[8]</sup>。

## 2 宽角反射地震资料与地壳速度结构

孟连至马龙宽角反射地震剖面全长近 600 km, 炮点分别位于孟连、思茅、元江、晋城和马龙, 每炮爆破当量为 3000 kg, 非等炮间距激发。使用单分量(垂直分量)模拟地震仪沿纵测线观测, 道间距约为 4 km。经过模数转换, 获得该剖面的数字化记录。对地震数据进行 1~10 Hz 的带通滤波处理以提高信噪比。为清晰显示各震相, 采用 6.0 km/s 为折合速度, 所得位于思茅炮和马龙炮的折合地震剖面如图 2(a), (b) 所示。其中, 震相 P<sub>g</sub> 为来自结晶基底的回折波或透射

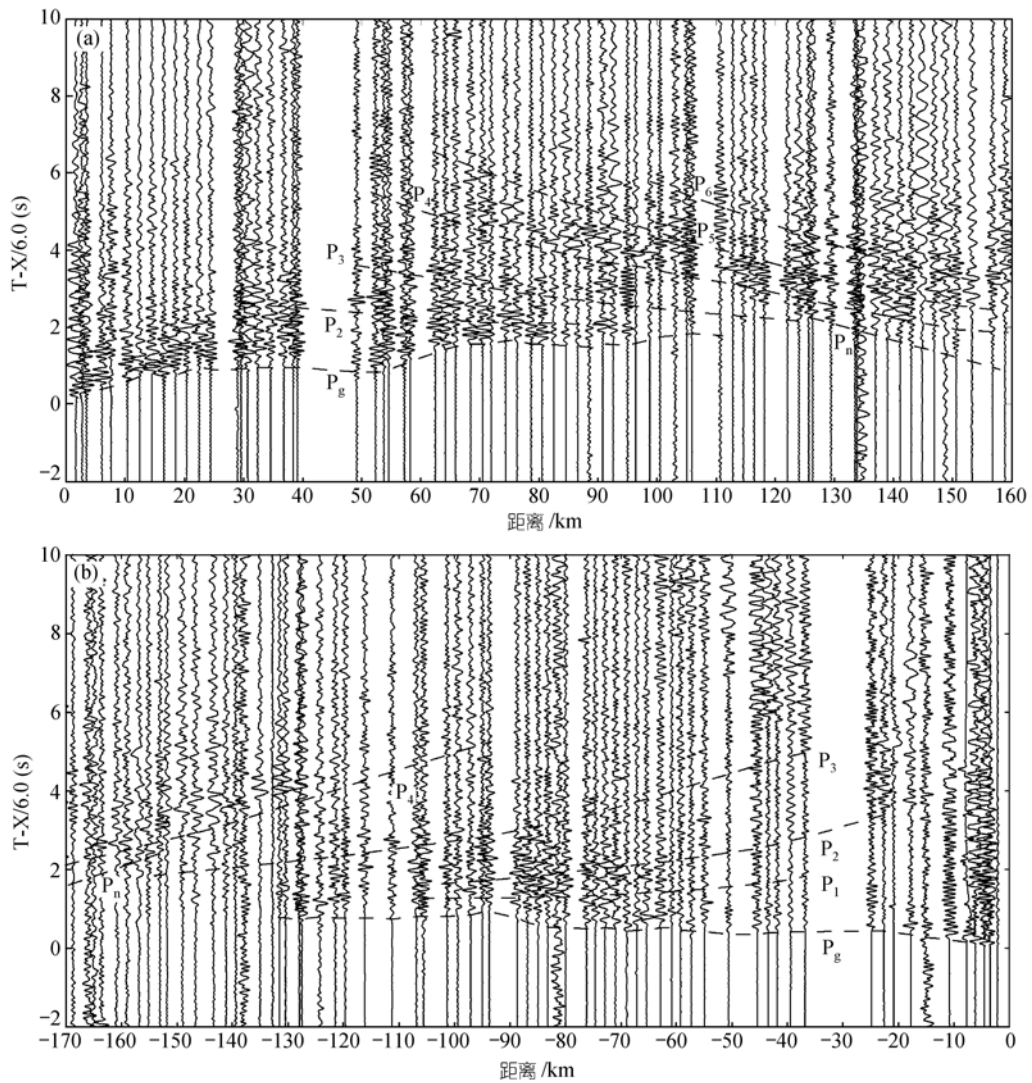


图 2 孟连-马龙测线 P 波折合宽角反射地震剖面

(a) 思茅炮; (b) 马龙炮. 其中, P 波折合速度为 6.0 km/s.  $P_g$  为来自结晶基底的回折波,  $P_4$  和  $P_n$  分别为来自莫霍面的反射波和折射波,  $P_5$  和  $P_6$  为来自上地幔的反射波,  $P_2$  和  $P_3$  为来自其他壳内反射界面的反射波

波,  $P_2$  和  $P_3$  为壳内反射界面的反射波,  $P_4$  为来自莫霍界面的反射震相,  $P_5$  和  $P_6$  为来自上地幔的反射波.

通过  $P_g$  震相走时层析成像获得了结晶基底至地表的 P 波速度结构. 继而利用莫霍至结晶基底及上地幔的反射走时进行速度反演, 从而获得了整个地壳上地幔的速度结构(图 3 所示). 地壳速度成像结果表明:

(1) 除思茅-元江(180~300 km 段)结晶基底较深达到 12 km 外, 沿测线结晶基底基本上保持一致. 但沉积厚度变化很大, 如孟连东沉积厚度约为 3 km, 思茅西侧沉积厚度约为 6 km, 元江西沉积厚度达到 12

km 左右, 晋城东沉积厚度约为 8 km 左右. 从地表深至结晶基底, P 波速度基本上呈线性形式由 5.2 km/s 增加到 5.8 km/s.

(2) 除顶部结晶基底之外, 上地壳还包括速度为 6.0~6.4 km/s, 厚度为 5~10 km 的地层. 在晋城及其西侧(360~470 km)段存在速度为 5.8 km/s 或更低的低速体, 该层整体上表征出沿剖面低高速互间的趋势. 尤为显著的是, 以思茅为界, 东西方向纵波速度分布具有明显的分带性: 思茅西侧 P 波速度较东侧 P 波速度平均大 0.2~0.4 km/s. 思茅盆地西侧, 该层 P 波速度

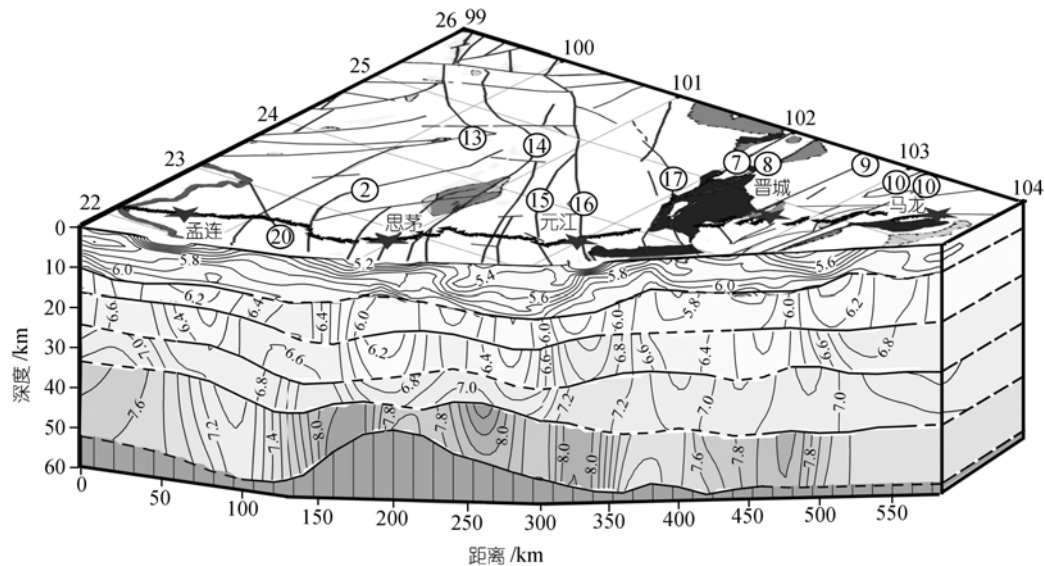


图 3 孟连-马龙宽角反射剖面解释的地壳纵波速度模型  
(除深度与沿剖面位置坐标外, 另两个方向数据表示经纬度)

最大, 达到 6.4 km/s.

(3) 第 3 层地震波速度在横向上变化呈现非均匀性, P 波速在 6.2~6.8 km/s 范围内变化剧烈. 思茅附近 P 波速度最低, 约为 6.2 km/s, 其东西侧速度呈现低高速交互变化特征. 在元江该层 P 波速度最高, 达到 6.8 km/s, 层厚度约为 10 km.

(4) 第 4 层, 地震波速度变化范围为 6.8~7.2 km/s. 其中, 思茅-元江一带及孟连东侧 70 km 宽带域, 最低速度约为 6.8 km/s, 厚度为 8 km 左右.

(5) 第 5 层, 在测线西段(0~120 km)地震波速度变化范围为 7.2~7.8 km/s. 在其他地段 P 波速度在 7.8~8.0 km/s 范围内横向变化. 其中, 在思茅-元江段下方该层 P 波速度最高约为 7.8~8.0 km/s. 在该段西侧 P 波逐渐减少至 7.2 km/s, 继而又逐渐增大. 在该段东侧 P 波速度呈现出相似的低高速交互变化的特点. 在元江与晋城之间 P 波速度最低, 仅为 7.4 km/s.

### 3 地震反射结构

利用上述地震 P 波速度结构, 采用地壳反射结构重建技术<sup>[4]</sup>, 重建了孟连至马龙剖面的地壳反射结构. 在计算中, 将成像模型深度扩展至 70 km, 地壳速度模型被划分为 600\*70 个尺度为 1 km × km 的网格单元. 假定莫霍界面以下介质速度均匀. 该剖面经重建后

的地壳、上地幔反射结构如图 4 所示. 由此图可见如下主要现象:

(1) 以思茅(159 km)和元江(250 km)为界, 该剖面地震反射结构可以分为西、中和东段共 3 个体. 其中, 西侧块体的上地壳(20 km 线)反射连续性好, 分别在 10, 20 km 深处存在强反射, 中下地壳反射不发育. 中段剖面上, 地壳反射整体上不强, 但在 20, 30 km 与莫霍深度有可见的反射信息. 东段在 10~12 km 处存在一组强震相. 20 km 至莫霍深度处具有连续反射震相, 该段地壳反射发育较好. 从构造上分析, 上述前两段属于冈瓦纳型地壳. 冈瓦纳型保山、腾冲地块与扬子型思茅地块地壳反射属性差异性表征了冈瓦纳型地壳与扬子型地壳相互作用, 中段地壳刚性较弱.

(2) 沿剖面 350~425 km 地段, 在深度范围 8~10 km 处, 存在一组强反射震带.

(3) 在扬子型地块群的思茅和兰坪地块(200~500 km)的壳内 30 km 深处, 存在一组被东向或西向断裂切割而错断扭曲、断断续续的下地壳中等强度的反射同相轴. 而且, 450 km 处以东或以西 10 km 范围下方的 25~38 km 深处存在几组连续的强反射, 这些现象表征了不同地块的构造属性与演化过程.

(4) 莫霍面深度在 40~45 km 范围内变化, 地壳

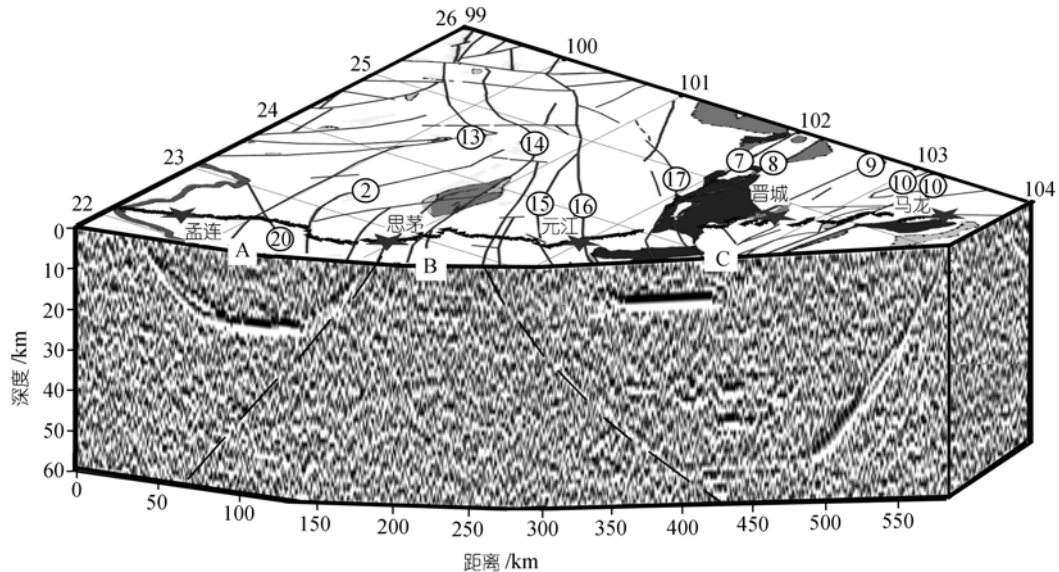


图4 由孟连-马龙宽角反射地震资料重建的地壳反射结构

厚度西端薄, 而东段厚. 横向剖面上 350~500 km, 莫霍反射连续性好, 而西段莫霍反射不清晰.

## 4 讨论

### 4.1 地壳结构、构造及地壳增厚方式

研究区构造非常复杂, 该剖面共切过 13 条断裂带. 它们是孟连-双江断裂、昌宁-双江断裂、景洪断裂、澜沧江断裂、普文断裂、无量山断裂、把边江断裂、袁牢山断裂、红河断裂、建水断裂、曲江断裂、普渡河断裂以及小江断裂.

结合地壳介质中地震速度模型与地震反射图像可知, 该剖面地壳厚度和壳内反射等具有强烈纵向非均匀性, 沿剖面地表所切割的 13 个断裂带在深部均有程度不同的反应. 孟连-双江断裂是高角度东倾的上地壳尺度断裂带; 昌宁-双江和景洪断裂是近平行的低角度西倾、埋深较浅的断裂(浅于 20 km). 澜沧江断裂是很浅的低角度断裂(浅于 20 km). 普文断裂是一组高角度西倾地壳尺度断裂, 其反射震相在浅层由于其东侧强反射影响显得较弱, 但在 30 km 更深处表现出了强反射震相. 思茅盆地内存在无量山、把边江和袁牢山三组西倾断裂带. 其中西侧两组断裂为结晶基底尺度断裂(浅于 20 km), 而其东侧断裂在结晶基底以上为西倾, 往深处转换成东倾的地壳

尺度断裂, 在 20 km 以深处可见东倾强反射震相. 思茅盆地的东缘存在两条西倾的断裂, 即建水和曲江断裂. 在剖面的东段有三组西倾高角度地壳尺度断裂带, 即小江断裂带.

下地壳上层地震波速度变化范围为 6.4~6.8 km/s, 其下伏层的地震波速度范围为 6.8~7.2 km/s. 显然, 其 P 波速度较之全球造山带的下地壳平均速度 (6.5~6.9 km/s) 要高, 可能与班公湖-怒江缝合带南侧下地壳速度特征类似, 即其成因解释为下地壳中存在壳幔混合物. 由地壳 P 波速度结构与反射图像可见: 属于冈瓦纳型的保山、思茅和属扬子型地块的地壳增厚主要体现在下地壳增厚. 该剖面中, 上地壳厚度约为 18 km, 而下地壳厚度达到 22 km 左右. 与全球不同构造域的上、下地壳厚度分布情况相比可知, 该区下地壳明显增厚. 下地壳增厚被解释为特提斯洋俯冲、消减、碰撞造山及壳幔相互作用的结果.

### 4.2 孕震环境

云南地区是我国西部主要的地震多发区之一, 不仅经常发生中强度以上地震, 且火山、温泉活动活跃. 图 5 表示出 1950~2000 年期间在云南地区沿孟连-马龙剖面发生地震震中位置和震源深度, 显然大多属浅源地震. 纵剖面上震源分布显示 A 段和 C 段是地

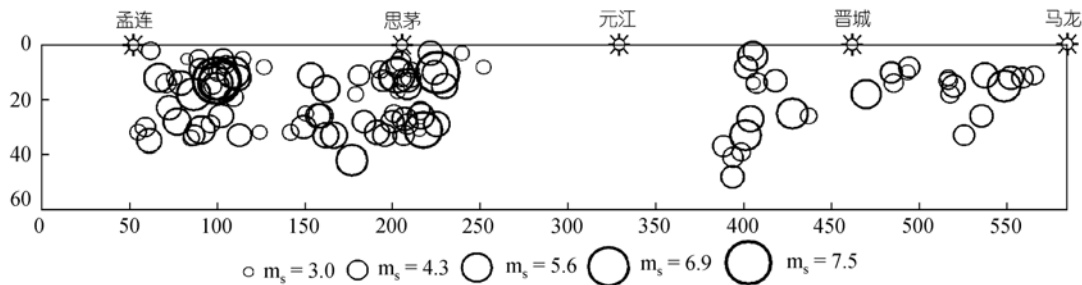


图 5 沿孟连-马龙宽角反射地震剖面的地震分布图

震频繁发生的带域, 而 B 段是地震很少发生. 这也说明了滇西地区地震发生带主要集中于刚性地壳之中.

云南地区地震通常受控于规模较大的断裂带. 在剖面 60~120 km 范围内, 即孟连东侧至思茅段具有一组明显的强反射带. 速度剖面显示, 孟连以西存在上地壳高速块体, 孟连以东至景洪断裂以西为低速异常区域. 即上述强反射是速度剧变地带下方低速薄层底部的反应. 由地震分布图可见, 该带域是强烈地震发生带域. 1988 年沿昌宁-双江断裂发生的澜沧-耿马 7.6 级地震即为例证. 该地震的震源位置恰位于高速块体和低速块体接触边界. 据此可以推断, 该强反射带和低、高速交界地带乃是由于应力积累, 能量聚集, 强地震“孕育”和发生的主要场所. 晋城与元江之间的地震反射剖面上, 在深度 10 km 左右存在一组强反射同相轴, 推断它是该区低速异常区底部的强反射. 该低速异常区可能是深部上涌的岩浆囊, 普洱和建水附近广泛分布的火山喷发物也支持这一推断.

#### 4.3 冈瓦纳型和扬子型地块地壳的差异性及其意义

地壳速度分布和反射结构表征出该剖面中冈瓦纳型的保山地块和扬子型的思茅、义敦地块的接触关系. 根据地壳速度与反射结构可将该剖面地壳结构分为 A、B 和 C 三段: A 段对应于保山地块, B 段对应于思茅地块, C 段对应于扬子地块. 结晶基底上部沉积建造在 A 段的地震波速度较 C 段高, A 段中、下地壳 P 波速度等于或略小于 B 段. B 段结晶基底以上及下地壳的速度最低, 而中地壳 P 波速度最大.

A 段莫霍界面的反射波场清晰, 且浅于 B 段的莫霍反射深度. B 段壳内反射不强, 但仍可见 8~10 km

深处的反射. 在 C 段于 18~22, 40 和 50 km 深处可见强亮点反射. 由此可见, 由于古特提斯的闭合, 冈瓦纳与扬子地块的拼合以及后续叠加构造变形, 冈瓦纳型的思茅地块的地壳结构非常复杂、破碎.

致谢 对中国地震局系统有关单位提供宽角反射地震资料以及钟大赉院士和潘桂赏研究员等人在解释方面的指导与帮助表示衷心的感谢.

#### 参 考 文 献

- 1 潘裕生. 青藏高原西北部大地构造演化. 中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室 1989—1990 年报. 北京: 中国科学技术出版社, 1991
- 2 李兴振、刘增乾、潘桂赏, 等. 西南三江地区大地构造单元划分及地史演化. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊(13). 北京: 地质出版社, 1991
- 3 钟大赉, 丁 林. 从三江及邻区特提斯演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲大陆增生, 亚洲的增生. 北京: 地震出版社, 1993. 5~8
- 4 Hsü K J, Bernoulli D. Genesis of the Tethys and Mediterranean. In: Hsü K J, Montadart L, et al. eds. Initial reports of deep sea drilling project, 1978, 42(1): 943~949
- 5 Sengör A M C. The evolution of Paleo-Tethys in the Tibetan segment of the Alpsides, in: Geological and Ecological Studies of Qinghai—Tibet Plateau. Beijing: Science Press, 1981. 51~56
- 6 高 锐. 青藏高原地壳上地幔地球物理研究成果综述(上、下). 中国地质, 2000, 4: 26~28; 5: 20~220
- 7 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化, 北京: 地质出版社, 1987
- 8 钟大赉, 丁 林, 刘福田, 等. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. 中国科学, D 辑, 2000, 30(增刊): 1~8
- 9 林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. 地震学报, 1993, 15(4): 427~440
- 10 胡鸿翔, 陆涵行, 王椿镛, 等. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究. 地球物理学报, 1986, 29(2): 133~143
- 11 白志明, 王椿镛. 云南地区上部地壳结构和地震构造环境的层析成像研究. 地震学报, 2003, 25(2): 117~127
- 12 Ammon C J, Vidale J E. Tomography without rays. Bull Seism Soc Amer, 1993, 83: 509~528
- 13 张中杰, 秦义龙, 陈 赟, 等. 由宽角反射地震资料重建壳幔反射结构的相似性剖面. 地球物理学报, 2004, 47(3): 469~474
- 14 彭兴阶, 刘嘉惠, 吴精汇. 怒江-澜沧江-金沙江地区地质. 北京: 地质出版社, 1998. 105