

# 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型<sup>\*</sup>

曾融生<sup>1)</sup> 朱介寿<sup>2)</sup>、周 兵<sup>2)</sup> 丁志峰<sup>1)</sup>  
何正勤<sup>1)</sup> 朱露培<sup>1)</sup> 骆 循<sup>1)</sup> 孙为国<sup>1)</sup>

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 中国成都 610000 成都地质学院应用地球物理系

## 摘 要

自从印度次大陆与欧亚大陆碰撞以来,印度的大量地壳物质向欧亚大陆的地壳和上地幔挤入.寻找这些物质储藏的处所是了解大陆碰撞过程的关键.利用地震波层析成像方法,研究三维地震波速的结构,可为发现青藏及其邻区地壳和上地幔的异常物质提供证据.本文引用并分析地震面波和体波的层析成像结果,提出印度次大陆向欧亚大陆挤入的新模式,它不仅符合地震波速度数据,而且也地质及地球物理现象相匹配.

印度次大陆向欧亚大陆挤入的新模式可归纳如下:

- (1) 印度次大陆的地壳向青藏的下部地壳挤入,而不是向青藏的地壳底部或上地幔的软流层挤入;
- (2) 增多的青藏下地壳物质沿破裂的地壳底面,向东部邻区(青川滇)的上地幔软流层下插;
- (3) 青藏中部及川滇上地幔较轻的热物质分别自地壳底面涌入地壳中;上涌物质可以达到地表附近(青藏中部)或是达到 25km 深度的中地壳(川滇),视不同地区条件的不同而异.地表的张性构造和热物质的上升有密切关系.

**关键词** 青藏高原;大陆碰撞;三维地震波速度结构

## 一、引 言

青藏高原不仅是我国,而且也是大陆中最突出的一个构造体(图 1).它的东部邻区,包括祁连构造带、西秦岭、松潘—甘孜褶皱带以及攀西构造带.

青藏高原的平均高度为 4500m,面积达 300 万 km<sup>2</sup>,是全球最高和最大的高原.不仅如此,它也是形成时代最新的高原.在过去二三百万年间,估计青藏高原平均每年大约升高 1—2mm.一般认为,青藏高原的隆起系由印度次大陆与欧亚大陆相碰撞所引起的,但

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金会资助,国家地震局地球物理研究所论著 92A0031.

1992 年 7 月 16 日收到本文.

是碰撞怎样导致高原的隆起,其机制和过程仍不明了。

自 5 千万年前至今,印度次大陆平均以每年 1 cm 的速度向北推移,纵使考虑到欧亚大陆同时也向北移动,而且大陆内部褶皱时的地壳缩短,至少仍有数百 km 的印度地壳向欧亚大陆深部俯冲,如此大量的物质如何插向欧亚大陆深部,这些物质集聚在何处,至今仍未有定论。

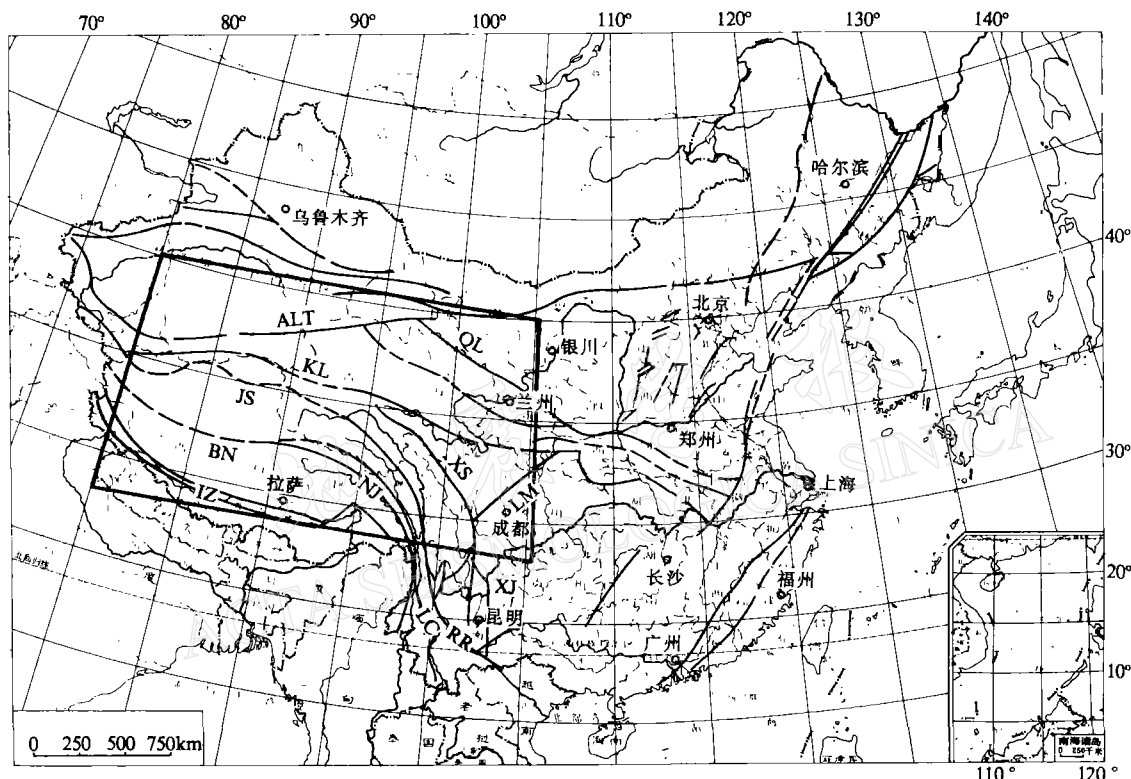


图 1 中国大陆地质构造简图

如果欧亚大陆的上地幔盖层比较软,印度地壳可能沿青藏地壳的底面插入,如果欧亚大陆的上地幔盖层很硬,印度地壳可能向欧亚的软流层俯冲。地壳下部的流变近来引起很多人注意;如果欧亚大陆的下部地壳够软,印度也可能向欧亚大陆的下地壳中插入(Zhao, 1987)。这些问题的解决均有赖于深部构造的数据。

青藏高原以东的青海—四川—云南(简称青川滇)是一个复杂构造带。有人认为,原先印度的北部边缘不是现在地面见到的北缘,印度次大陆原先的北缘现今可能已下插到川滇地区(Veevers, 1975)。有些地球科学家认为,由于岩石圈的流变,青藏高原物质可能向青、川、滇构造带流动(阚荣举, 1977; 环文林, 1979; Molnar, 1989; Armijo, 1989)。

青藏高原内部还有许多新的构造活动(韩同林, 1987),特别是张裂作用和走滑断层。

它们与大陆碰撞的内在关系,亦是人们注意的焦点.

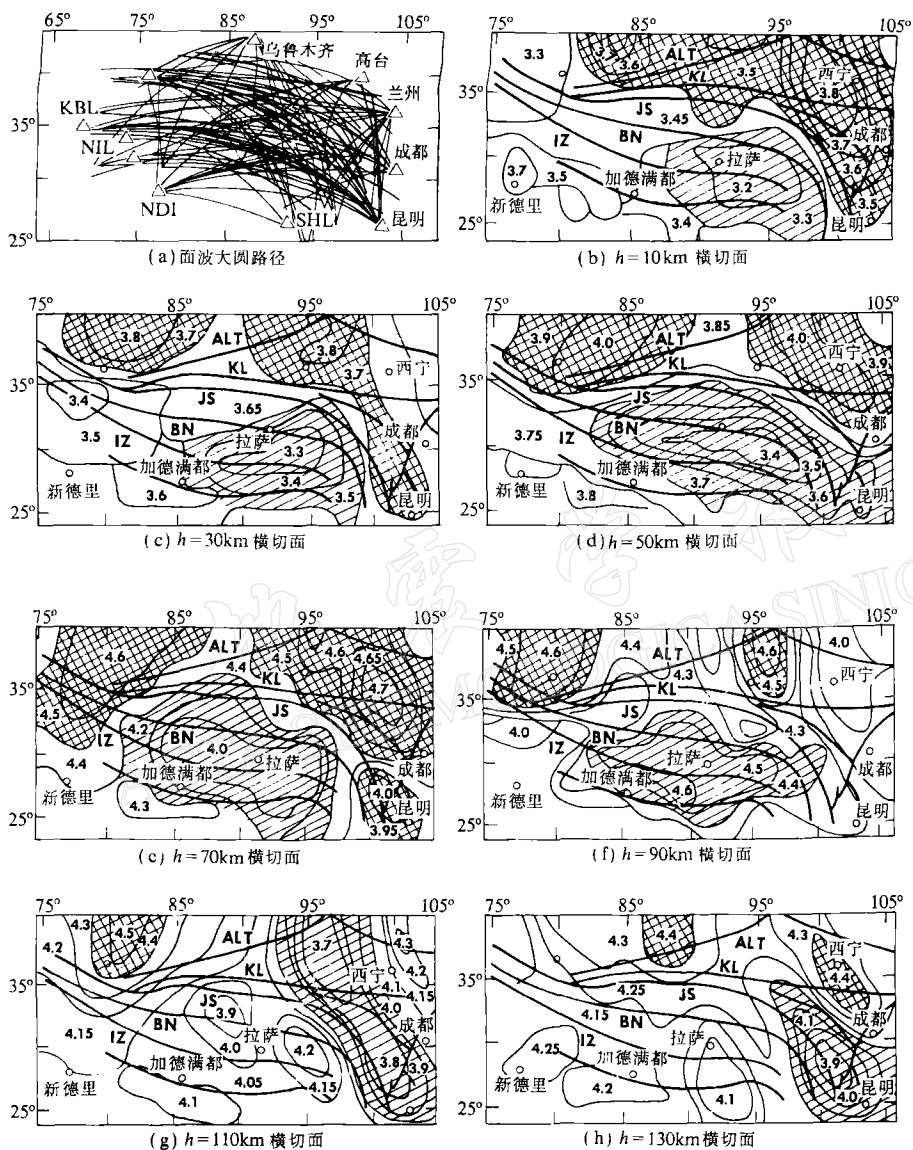


图2 地震面波 CT 的横切面图

- |                          |                           |
|--------------------------|---------------------------|
| (a) 面波大圆路径               | (e) $h=70\text{ km}$ 横切面  |
| (b) $h=10\text{ km}$ 横切面 | (f) $h=90\text{ km}$ 横切面  |
| (c) $h=30\text{ km}$ 横切面 | (g) $h=110\text{ km}$ 横切面 |
| (d) $h=50\text{ km}$ 横切面 | (h) $h=130\text{ km}$ 横切面 |

最近,周兵等(1991)利用我国 13 个地震台站的长周期地震仪器记录及 WWSSN 的西隆(SHL)、新德里(NDL)、拉合尔(LAH)、伊斯兰堡(WIL)、喀布尔(KBL)5 个地震台的地震

图,从 140 条不同路径的 Rayleigh 面波频散,构制了青藏高原及邻区的三维 S 波速度结构图.面波大圆路径如图 2a 所示.不同深度横切面的  $v_s$  分布如图 2b—h 所示.为了便于与其它结果相比较,图 2 系将原图的速度异常,按照所用标准速度模型换算为速度等值线图.

根据面波 CT 所得的三维速度构造图,我们详细地分析了青藏高原及其东邻地区的地壳和上地幔的构造特点,并探讨了大陆碰撞的模型.

## 二、青藏高原的地壳底面

根据前人地震测深(滕吉文等,1980,1983,1985;Hirn, *et al.*, 1984a, 1984b, 1988;熊绍等,1985)和面波频散(Chun *et al.*, 1977;冯锐等,1981;Gupta *et al.*, 1981;Romanowicz, 1982;Pines *et al.*, 1980;Chun *et al.*, 1986;陈国英等,1985;Brandon *et al.*, 1986;Jobert *et al.*, 1985)的结果,青藏高原的地壳厚度约为 70—75 km.地幔顶部的  $v_s$  为 4.4—4.6 km/s.图 2e 为由地震面波 CT 所得深度  $h=70$  km 横切面上的  $v_s$  分布.图 2e 中  $v_s \leq 4.2$  km/s 的范围(斜线影区)表示青藏地壳底部的物质,也就是说这个范围内的地壳厚度大于 70 km.图中东南方的攀西构造带,其  $v_s$  也很小,我们将在以下另作讨论.西北和东北两邻区的  $v_s$  为 4.5—4.6 km/s(井线影区),表明它们是正常地幔顶部的物质,该处的地壳厚度小于 70 km.在青藏高原与邻区之间,  $v_s$  介于两者之间,约为 4.4 km/s.高原中央的  $v_s$  较高原边缘处的  $v_s$  略低.

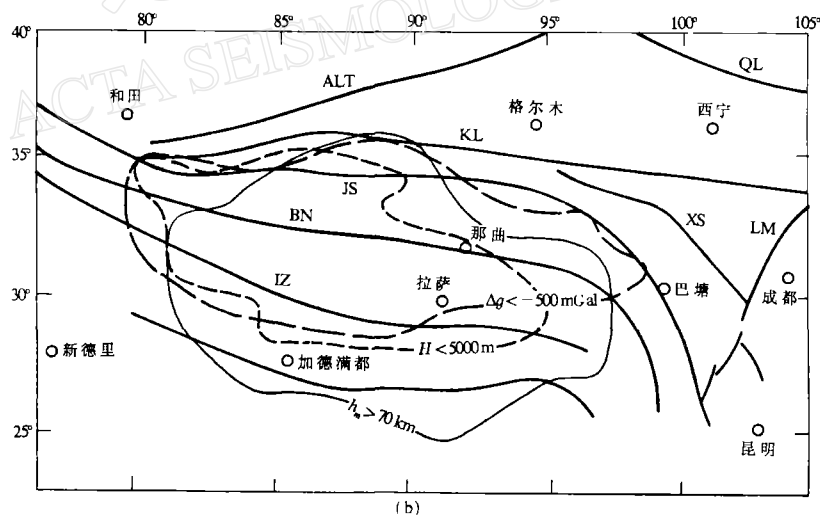


图 3 地形、重力、Moho 面深度对照图

图 2f 为深度  $h=90$  km 横切面上的  $v_s$  分布,青藏高原的  $v_s$  为 4.4—4.5 km/s.因为地壳厚度均小于 90 km,由此可知高原上地幔顶部的  $v_s$  为 4.4—4.5 km/s.高原边缘的  $v_s$  较小.图 2e 的  $v_{70} \leq 4.2$  km/s 等值线与图 2f 的  $v_{90} \geq 4.4$  km/s 等值线范围相差不大.我们以  $v_{70} \leq 4.2$  等值线作为地壳厚度  $h$  大于 70 km 的边界,只是  $v_{70} \leq 4.2$  等值线的南端不规则,可能受到地壳构造突然变化的影响,这里我们参考了  $v_{90} \geq 4.4$  等值线.由此得到青藏高原

地壳厚度  $h_M > 70\text{km}$  的范围图, 如图 3 所示. 图中同时画出布格重力异常  $\Delta g < -500\text{mGal}$  以及高原地形高度  $H < 5000\text{m}$  的等值线. 布格重力异常是陈胜早进行了地形校正后所得的结果.  $H < 5000\text{m}$  的等值线表示高原的外缘, 在它的外围是地形  $H > 5000\text{m}$  的高高山. 在高原北端, 三条等值线的范围很相近, 大致以克西里—金沙带为界. 只是南端三者相差较大,  $h_M > 70\text{km}$  的等值线延伸到大喜马拉雅地区. 根据地震测深所得的结果, 在大喜马拉雅以北约  $50\text{km}$  处, 地壳厚度突然自  $55\text{km}$  增加至  $70\text{km}$  左右. 因此,  $h_M > 70\text{km}$  等值线延伸到雅鲁藏布以南是合理的.  $\Delta g < -500\text{mGal}$  的等值线以及  $H < 5000\text{m}$  的等值线均在  $h_M > 70\text{km}$  等值线以北.

面波 CT 的结果与地震测深以及重力、地形结果如此符合, 说明它的可靠性. 面波 CT 的结果表明高原地壳底面的深度变化不大, 地壳增厚的范围与地表高原的范围基本重合. 高原外围的高高山, 相应的地幔顶部速度较低.

### 三、青藏高原及川滇地壳中的低速区

根据面波 CT 所得青藏高原及其东部邻区的纵向速度可以归纳为图 4. 自图 2 和图 4 可知, 在同一深度处, 青藏高原地壳的速度比其邻区低. 在高原的中央部份, 其速度又比高原周围的速度低. 它显示在高原的中部存在一个低速区. 低速区贯穿整个地壳. 在过去地震测深以及面波频散资料的解释中, 应用水平层的地壳模型, 曾经认为青藏地壳中存在低速层, 但是面波 CT 所得青藏高原地壳中的速度值, 在纵向上的速度逆转现象不明显, 而在同一深度上, 低速区的速度总比周围更低.

自面波 CT 的纵切面上可以更清楚地看到地壳低速区的位置和范围. 图 5a 为纵切面 AB, CD, EF, GH 的位置, 图 5b—e 分别为不同纵切面的  $v_s$  速度异常. 由此可知, 青藏地壳低速区的中心位于那曲附近, 中心深度为  $50\text{km}$ , 低速区延伸到整个地壳. 地壳低速区的地面范围如图 7 所示, 低速区位于高原中央偏东的位置, 其长轴约  $500\text{km}$ , 短轴约  $300\text{km}$ . 东边较宽, 西边较窄.

自图 5b 及图 5c 可以看出, 在青藏地壳上部, 低速区位置刚好在羊八井高热流地区附近, 而在地壳下部, 低速区向西偏移.

有趣的是, 在阿尔卑斯构造带地壳中, 同样出现一个低速区 (Miller, 1982), 也许这是高原的一个共同特点.

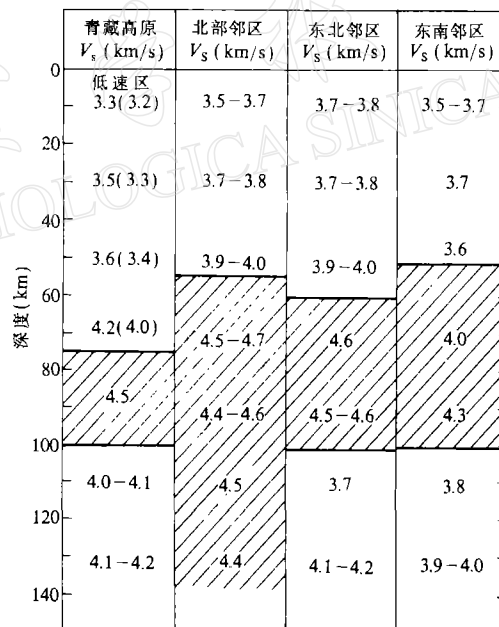


图 4 由地震面波 CT 所得青藏高原及其邻区的纵向速度构造

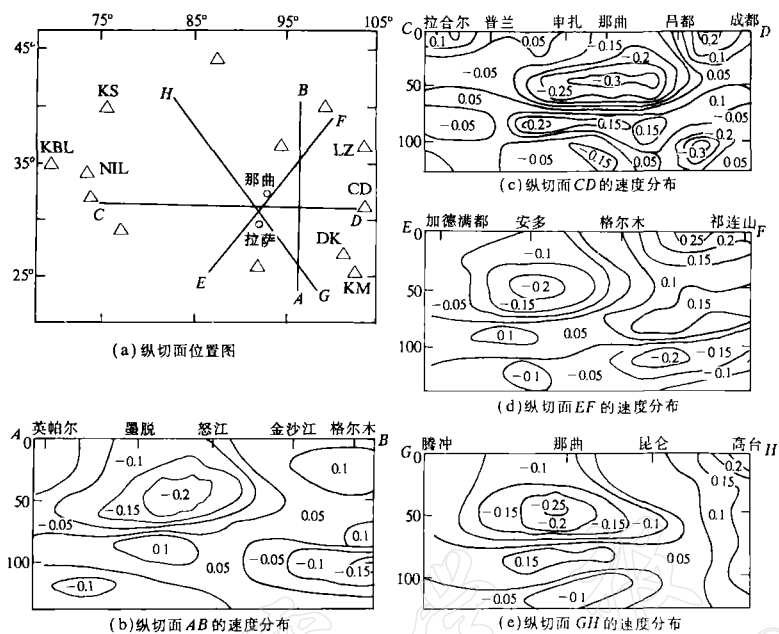
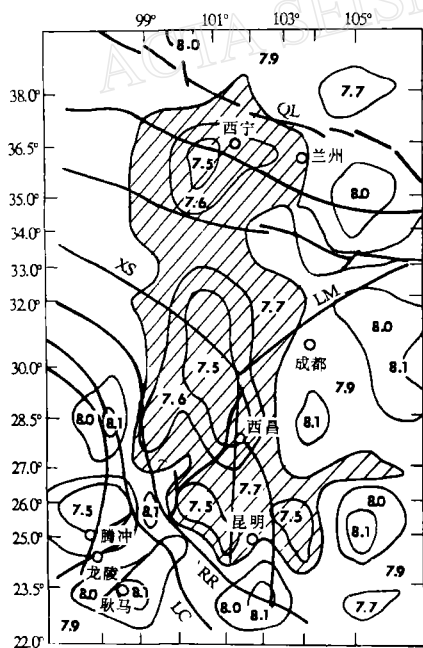


图5 地震面波CT纵切面图

(a) 纵切面位置; (b)~(e) 纵切面速度分布图

图6  $h=50\text{km}$  横切面的P波速度分布图(地震体波CT结果)

东南邻区的川滇构造带,自上地幔向上延伸到30km深度,都存在低速区.自图2b及图2c可知,深度30km以上的川滇上地壳中已没有低速区存在.

川滇地壳低速区的存在,也可以在地震体波的CT结果中得到进一步证实(刘建华等,1989).图6为50km深度处的 $v_p$ 分布,斜线影区为低速区.低速区南端的边界亦在红河附近.

#### 四、青藏高原及其东部邻区的上地幔地震横波速度以及上地幔低速带

青藏高原地幔顶部的速度构造与那里的物质组成、力学性质(软或硬)以及温度环境都有密切关系.根据面波CT的结果(如图2f所示),高原地幔顶部的 $v_s$ 为4.5 km/s,边缘的 $v_s$ 降为4.4 km/s.这和许多前人自面波频散所得的结

果相似, 面波结果并不排斥在地幔顶部可能有数百 m 至 1—2 km 厚的高速薄层存在, 体波所得薄层的  $v_s$  可以高达 4.7 km/s, 甚至更高. 薄层也可能是速度剧烈增加的梯度层.

自图 4 可知, 青藏高原的上地幔存在一个约 30 km 厚的盖层, 其深度为 70—100 km, 横波速度  $v_s$  为 4.5 km/s. 自深度  $h=110-130$  km,  $v_s$  降低为 4.2 km/s, 这与通常地幔软流层的速度相同.

青藏高原的上地幔和印度次大陆的上地幔以及塔里木的上地幔差异较大. 印度是一个典型的地盾, 它的上地幔包括一个很厚的盖层, 其  $v_s$  为 4.7 km/s (Ni *et al.*, 1983). 从 SH 波形可知, 盖层的厚度可达 200 km (Lyon, 1986). 由图 2 和图 4 可知, 塔里木的上地幔盖层, 其  $v_s$  为 4.5—4.6 km/s, 盖层底面的深度大于 120 km.

自图 2g 及图 2h 可知, 在深度 110 km 及 130 km 的横切面上, 青川滇地区存在一个很特殊的上地幔低速带. 低速带长约 1700 km, 宽约 500 km. 西北自祁连山西端开始, 向南南东方向穿过西秦岭、甘孜褶皱带、攀西构造带, 到云南的红河断裂带, 其位置如图 7 斜线影区所示. 低速带中央部份的  $v_s$  只有 3.7—3.8 km/s, 不仅比正常的上地幔盖层速度 4.6—4.7 km/s 小得多, 而且比通常公认的上地幔软流层速度 4.2 km/s 为小. 这样大范围而且速度如此之低的速度带不可能由于数据或计算的误差所引起.

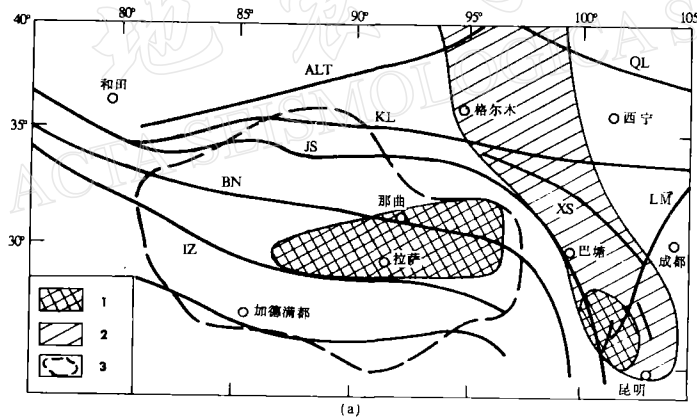


图 7 地壳和上地幔低速区的位置

1——地壳低速区; 2——上地幔低速区; 3——高原范围

自图 4 可知, 东北邻区上地幔盖层的  $v_s$  为 4.6 km/s, 与正常数值相同, 但是东南邻区上地幔盖层的速度很小, 只有 4.0—4.2 km/s. 在深度 110 km 处, 东南邻区和东北邻区的速度又骤然降低为 3.7—3.8 km/s. 根据大地电流测深的结果 (孔祥儒等, 1987; 李立当等, 1988), 川滇地区在深度 100 km 处, 电阻率亦骤然降低. 因此可以认为青川滇的软流层顶面深度与青藏高原相似, 同为 100 km 左右.

青藏高原的软流层速度与正常值 4.2 km/s 相似, 而青川滇构造带的软流层速度比正常值小得很多, 只有 3.7—3.8 km/s. 产生速度降低的原因可能有两种: 或是由于该处的温度增大, 或是由于该处物质的成份改变. 在低温压条件下, 上地幔物质的橄榄石和辉石在

恒压下其  $v_s$  随温度的变化率  $(v_s/T)_p$  只有  $-3.0$  至  $-6.0 \times 10 \text{ km/s}^\circ\text{C}$  (Anderson *et al.*, 1970), 因此, 速度值如此小的青川滇上地幔低速带, 只能用物质组成的改变来解释. 在地幔顶部的条件下, 正常的温度随深度增大对速度的影响, 与压力随深度增大对速度的影响几乎相抵消, 因此, 青川滇上地幔的低速带物质必然包含很多大陆地壳的物质成份.

## 五、印度—欧亚大陆碰撞的模式

很多人认为, 印度次大陆的地壳俯冲到青藏地壳下面, 形成双重地壳, 由于重力均衡, 使青藏高原隆起 (Lefort, 1975; Powell *et al.*, 1973; Seeber *et al.*, 1981; Klotwizk *et al.*, 1985); 也有人认为, 青藏的上地幔如果很硬, 印度次大陆的地壳可能向青藏的上地幔软流层下冲 (Molnar, 1984). 近年来很多地球科学家认识到大陆地壳下部的柔性相当大, 它把上地壳和上地幔的盖层“隔离”开来 (Chen *et al.*, 1983). 因此, 也有人提出, 印度次大陆的地壳可能向青藏的下地壳挤入 (Zhao *et al.*, 1987; Zhao *et al.*, 1987). 青藏及其邻区的三维速度结果有力地说明后者的可能性最大.

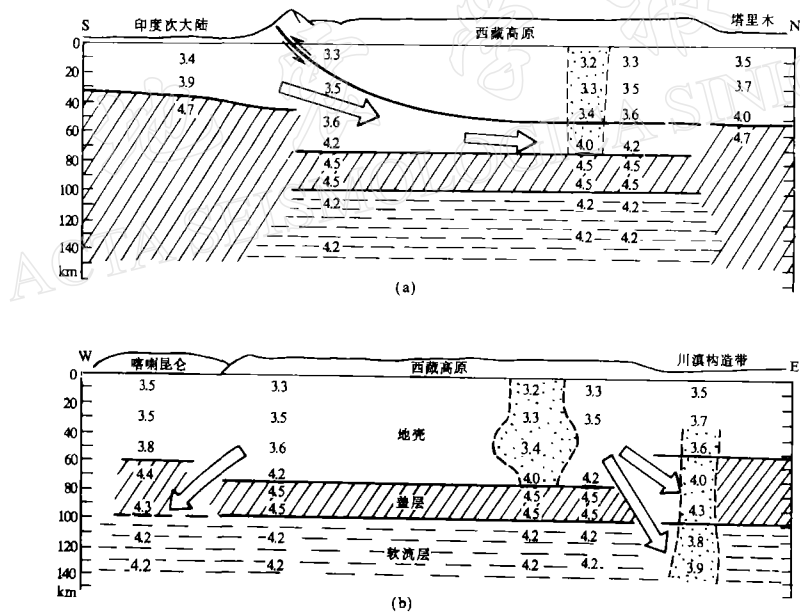


图 8 印度—欧亚大陆碰撞模型图

5 千万年以来, 印度次大陆与欧亚大陆相碰撞, 大量印度地壳物质必定储存在欧亚大陆的地壳或上地幔中. 根据上述地震面波 CT 的研究, 青藏高原的上地幔包括 30 km 厚的盖层, 其  $v_s$  为  $4.5 \text{ km/s}$ , 盖层深度为 70—100 km. 100 km 以下是软流层, 其  $v_s$  为  $4.2 \text{ km/s}$ . 盖层和软流层的速度都是正常的, 它与欧亚广泛地区的速度值相似. 因此, 印度大量地壳物质不是俯冲到 Moho 下面或软流层中, 而印度大量地壳物质向青藏下地壳挤入是符合



现有的青藏地壳速度模型的.

根据地震面波 CT 以及其它地球物理数据, 我们提出印度—欧亚大陆碰撞的一个新模型, 如图 8 所示. 图 8a 为自南向北印度次大陆地壳向青藏高原下地壳挤入的模式. 图中数字为青藏高原地壳的速度分布.

但是, 在过去数十万年中, 印度次大陆大量的地壳物质不可能完全存贮在青藏高原的下地壳. 由于高原的北方邻区地壳厚度较小, 而地幔盖层又很厚, 这里上地幔很硬, 它起了阻挡的作用, 使青藏地壳的物质不能再向北方的地壳或上地幔挤入. 印度和青藏地壳的物质必须流向其它地方. 青川滇上地幔的流变性较大, 它使青藏下地壳物质向这里的上地幔俯冲成为可能. 青川滇 110—130km 深度的低速物质为此提供了一个有力的证据. 图 8b 表示在 W-E 方向上青藏地壳物质向青川滇软流层俯冲.

有些作者早就提出, 青藏物质可能向川滇流动(环文林等, 1979; 阚荣举, 1977; Molnar *et al.*, 1989; Amijo *et al.*, 1989). 从地表的弧形构造, 很容易联想到, 这里的深部流变可能存在. 地震面波 CT 的结果证明了这种流动的存在.

由地震面波及体波 CT 所得的结果, 印度次大陆向欧亚大陆挤入的模式可归纳如下:

(1) 印度次大陆的地壳向青藏的下部地壳挤入, 而不是向青藏的地壳底部或上地幔的软流层挤入;

(2) 在挤入过程中, 青藏地壳底面逐渐下沉, 底面的边缘产生破裂;

(3) 在挤入过程中, 同时产生青藏高原地面的隆起;

(4) 增多的青藏下地壳物质沿破裂的地壳底面, 向东部邻区青川滇的上地幔软流层下插; 青藏地壳物质向东迁移时产生大规模的东西向走滑断层;

(5) 青藏中部及川滇上地幔较轻的热物质(其速度通常较低)分别自地壳底面涌入青藏及川滇的地壳中; 上涌物质可以达到地表附近(青藏中部)或是达到 25km 深度的中地壳(川滇), 视不同地区条件的不同而异. 热物质的上涌和地表的张性构造有密切的关系.

## 参 考 文 献

- 陈国英、曾融生, 1985. 用地震面波频散研究喜马拉雅山与青藏高原岩石圈结构的差异. 地球物理学报, **28**, (增刊), 161—173.
- 冯锐、朱介寿、丁福玉等, 1981. 利用地震面波研究中国地壳结构. 地震学报, **3**, 335—350.
- 环文林、时振梁、鄯家全、汪素云, 1979. 中国及邻区现代构造形变特征. 地震学报, **1**, 109—120.
- 韩同林, 1987. 青藏活动构造, 中华人民共和国地质矿产部地质专报, Ser. 5, No. 1, 地质出版社, 北京.
- 阚荣举、张四昌、晏凤桐、俞林胜, 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. 地球物理学报, **20**, 96—109.
- 孔祥儒、刘士杰、窦泰川等, 1987. 攀西地区地壳和上地幔中的电性结构. 地球物理学报, **30**, 136—144.
- 李立、金国元, 1988. 攀西地区岩石圈的电性结构. 张云湘、袁学诚主编, 中国攀西 裂谷文集, **3**, 66—75. 地质出版社, 北京.
- 刘建华、刘福田、吴华等, 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**, 113—152.
- 滕吉文、王绍舟、姚振兴等, 1980. 青藏高原及其邻近地区的地球物理场特征与大陆板块构造. 地球物理学报, **23**, 251—269.
- 滕吉文、尹周勋、熊绍柏, 1983. 喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征. 地球物理学报, **26**, 525—540.
- 滕吉文、尹周勋、熊绍柏, 1985. 青藏高原北部地区色林—蓬错—那曲—奈县地带地壳结构与速度分布. 地球物理学

- 报, 28(增刊), 28—12.
- 熊绍柏、滕吉文、尹周勋, 1985. 青藏高原地区的地壳厚度和莫霍界面的起伏. 地球物理学报, 28(增刊), 16—27.
- 周兵、朱介寿, 1991. 青藏高原及邻近区域的 S 波三维速度结构. 地球物理学报, 34, 126—141.
- Armijo, R., Paul Tapponnier and Han Tonglin, 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 94 (B3), 2787—2838.
- Anderson, D. L. and Charles Sammis, 1970. Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interior*, 3, 41—50.
- Brandon, C. and Romanowicz, B., 1986. A “no-lid” zone in the central Chang Thang platform of Tibet: Evidence from pure path phase velocity measurements of long period Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.*, 91(B6), 6547—6564.
- Chen, W. P. and Molnar, P., 1983. Focal depth of intracontinental and intraplate’s earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88, 4183—4211.
- Chun, K. and Yoshii, T., 1977. Crustal structure of the Tibet plateau, a surface wave study by a moving window analysis. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 67, 735—750.
- Chun, K. Y. and McEvelly, T. V., 1986. Crustal Structure in Tibet: high seismic velocity in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 91, 10405—10411.
- Gupta, H. K. and Bhatia, S. C., 1981. A review of the long period surface waves studies in the Himalaya and nearby regions. In Gupta, H. K. and F. M. Delang (eds): *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, AGU Geodyn. Ser., 3, 294—306.
- Hirn, A. et al., 1984a. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, 307(5946), 23—25.
- Hirn, A. et al., 1984b. Lhasa block and bordering suture — a continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 307(5946), 25—27.
- Hirn, A., 1988. Features of the crust-mantle structure of Himalayas-Tibet: A comparison with seismic traverse of Alpine, Pyrenean and Variscan orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 326, 17—32.
- Klootwijk, C. T. et al., 1985. The Himalayan arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 167—183, 1985.
- LeFort, P., 1975. Himalayan: The collided range, present knowledge of the continental arc. *Amer. J. Sci.* 275A, 1—44.
- Lyon-Caen, H., 1986. Comparison of the upper mantle shear wave velocity structure of the Indian shield and the Tibetan plateau and tectonic implication. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 86, 727—749.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, Helene, 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, 99, 123—153.
- Molnar, P., 1984. Structure and tectonics of the Himalaya, constraints and implications of geophysical data. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, 489—518.
- Miller, H. et al., 1982. Structure and dynamics of the Alps—a geophysical inventory, in *Alpine — Mediterranean Geodynamics*, Edited by H. Berckheimer, K. Hsu, *Geodynamics Series*, 7, AGU and GSA, 175—203.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1983. High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian shield, Himalayan Arc, Tibetan plateau and surrounding regions: High uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 72, 665—689.
- Jobert, N. et al., 1985. Deep structure of southern Tibet inferred from the dispersion of Rayleigh waves through a long period seismic network. *Nature*, 313, 386—388.
- Pines, I. et al., 1980. A surface wave dispersion study of the crustal and upper mantle structure of China. *J. Geophys. Res.*, 85(B7), 3829—3844.
- Powell, C. M. and Conaghan, P. J., 1973. Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 20, 1—12.
- Romanowicz, B., 1982. Constraints on the structure of the Tibet Plateau from pure path phase velocities of Love and Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.*, 87, 6865—6883.
- Seeber, L. et al., 1981. Seismicity and continental subduction in the Himalaya Arc, In Gupta, H. K. and F. M. Delang (eds): *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, AGU Geodyn. Ser., 3, 294—306.

- Teng, J. W. *et al.*, 1983. Deep seismic refraction waves and structure of the crust from Dangxung to Yadong on the Xizang Plateau. *Phys. Earth Planet. Interior*, **31**, 293—306.
- Veevers, J. J. *et al.*, 1975. Greater India's place in Gondwanaland and in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**(3), 383.
- Zhao, W. L. and Morgan, W. J., 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust: A Two-dimensional finite element model study. *Tectonics*, **6**(4), 489—504.
- Zhao, W. L. and Yuen, Dave A., 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust: A temperature-dependent viscous model. *Tectonics*, **6**(4), 505—514.

地震学报  
ACTA SEISMOLOGICA SINICA