

04201006

喜马拉雅-青藏高原的上地幔倾斜构造 与陆-陆碰撞过程*

吴庆举^{①**} 曾融生^① 赵文津^②

(① 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081; ② 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要 应用远震体波波形的偏移叠加方法, 自 INDEPTH-3 远震资料中获得可靠的喜马拉雅-青藏高原上地幔构造。结果显示, 在藏南下面, 一个倾斜界面自 100 km 深度由南向北俯冲到 410 km 界面附近。这说明印度-欧亚碰撞时, 印度上地幔岩石圈曾经与地壳拆离, 并向更深的欧亚上地幔俯冲。这样的陆-陆碰撞过程与海洋碰撞过程有很大差异。

关键词 青藏高原 接收函数 上地幔构造 印度-欧亚碰撞 倾斜界面

现今的大陆是由一些块体互相碰撞, 然后拼组而成。陆-陆碰撞过程对现今大陆的构造、变形和运动均有重要作用。印度-欧亚的碰撞不仅产生了喜马拉雅和青藏高原这样宏伟的地质构造和景观, 而且它对新生代以来东亚大陆构造的变形和地震活动有决定性作用。印度-欧亚的碰撞大约自 50 Ma 时才开始, 而且碰撞过程现今仍在继续, 因此它的碰撞过程更容易通过观测手段来研究和进行实验^[1]。

虽然海洋-大陆的碰撞过程早在 20 世纪 60 年代就被观测资料所证实^[2], 层析成像和地震活动性均显示海洋岩石圈的俯冲是海-陆碰撞的主要过程。但是, 陆-陆的碰撞过程迄今尚缺乏令人信服的观测证据。对于陆-陆碰撞的过程主要有两种不同的观点: 一种观点认为, 陆-陆碰撞时的挤压使被动大陆中不同地

带的地壳缩短, 从而产生各种不同的形变^[3~7]。这种观点曾得到某些模拟试验和数值计算所认可。另一种观点认为, 陆-陆碰撞时, 可能也像海-陆碰撞一样, 产生整个岩石圈的俯冲^[8~14]。这种观点与某些地球物理资料也有相符之处。但是, 早在 1969 年, McKenzie^[15]就已指出: 与海洋岩石圈不同, 大陆岩石圈较轻而且较厚, 因此大陆岩石圈能否向另一个大陆岩石圈俯冲到很大的深度尚存在疑问。这个问题与大陆岩石圈的力学参数有关, 它一直被拖延下来, 而没有得到解决。

自 1983 年以来, 人们就已注意到大陆地壳下部存在明显塑性, 因此地壳和地幔岩石圈之间很可能存在脱耦现象。也就是说, 地壳的变形、运动在速度上或是方向上与地幔岩石圈可能存在差异。Willett 等

2003-12-08 收稿, 2004-05-13 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 49974021 和 40274029)

** E-mail: qjwu@sohu.com

SCIENCE IN CHINA Ser. D Earth Sciences

人^[16]总结印度-欧亚碰撞的模型时,就特别重视大陆岩石圈脱耦的可能性.

因此,要想得到满意的陆-陆碰撞模型,需得到足够精确的地壳和上地幔构造以及地质证据的支持,而不能停留在有限的资料和推断上.

1 远震资料与偏移成像

自 1991 年中美合作在青藏高原布设宽频带数字地震仪器以后,INDEPTH 在青藏高原布设更密集的宽频带数字地震仪器,同时还进行重力和电磁测量,取得十分宝贵的深部构造结果.图 1 为青藏高原主要地质构造及 INDEPTH 的地震台站分布位置.但是已有的研究结果主要着重于地壳构造以及 Moho 界面的起伏^[14,17~22],而有关喜马拉雅和青藏高原上地幔构造的研究迄今还很少见.

2001 年在昆明举行的中国地球物理年会上,吴庆举等人¹⁾报告了他们应用接收函数对 INDEPTH-3 的远震地震波形资料进行偏移叠加所得印度-欧亚碰撞带的地壳和上地幔构造剖面.接收函数偏移叠加与地震反射资料的偏移叠加非常相似,其基本原理是,依据一参考速度模型,将不同台站记录到的不同

事件的 Ps 转换波震相,沿各自传播路径的反方向投影到转换点位置,并对同一转换点处的转换波振幅进行叠加,从而得到接收函数的偏移剖面,如图 2 所示.图中的彩色条带表示 PS 转换波振幅的大小,振幅愈大,界面两边的速度差异愈大.正值的振幅表示转换波自界面的高速一侧向低速的另一侧入射;负值的振幅表示转换波自界面的低速一侧向高速的另一侧入射,一般情况下,它表示界面下方是低速层.

深度 50~80 km 处的红色界面为 Moho 界面,它的振幅很强,表示在上地幔速度比地壳明显增大.

青藏高原的地壳厚度过去已有一些报导^[14,17~22],不同作者的结果不大一样.它与青藏高原的地壳厚度在横向上存在较大的变化有关.图 3(a)为吴庆举等人^[21]利用 1991 年中美合作,在拉萨-格尔木测线上布设的宽频带数字地震仪器观测的资料,应用远震接收函数方法所得的 Moho 深度结果.图 3(b)为 Kind 等人^[22]利用 INDEPTH-2 以及中法合作所得的在与图 3(a)相同的拉萨-格尔木测线上的 Moho 深度.实线为用 Pms 的结果,虚线为多次波 PpPms 的结果.可以看出,图 3(a)与 3(b)的 Pms 结果有惊人的相似:(1)自

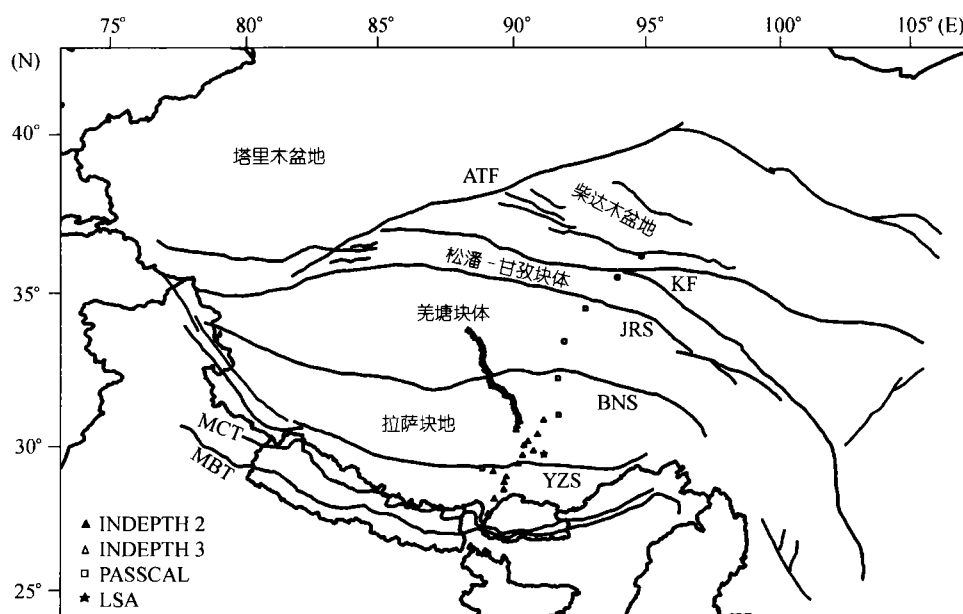


图 1 青藏高原 INDEPTH 地震观测台站分布

1) 吴庆举, 曾融生, 赵文津. 用接收函数研究青藏高原的上地幔构造. 中国地球物理学会年会报告, 2001

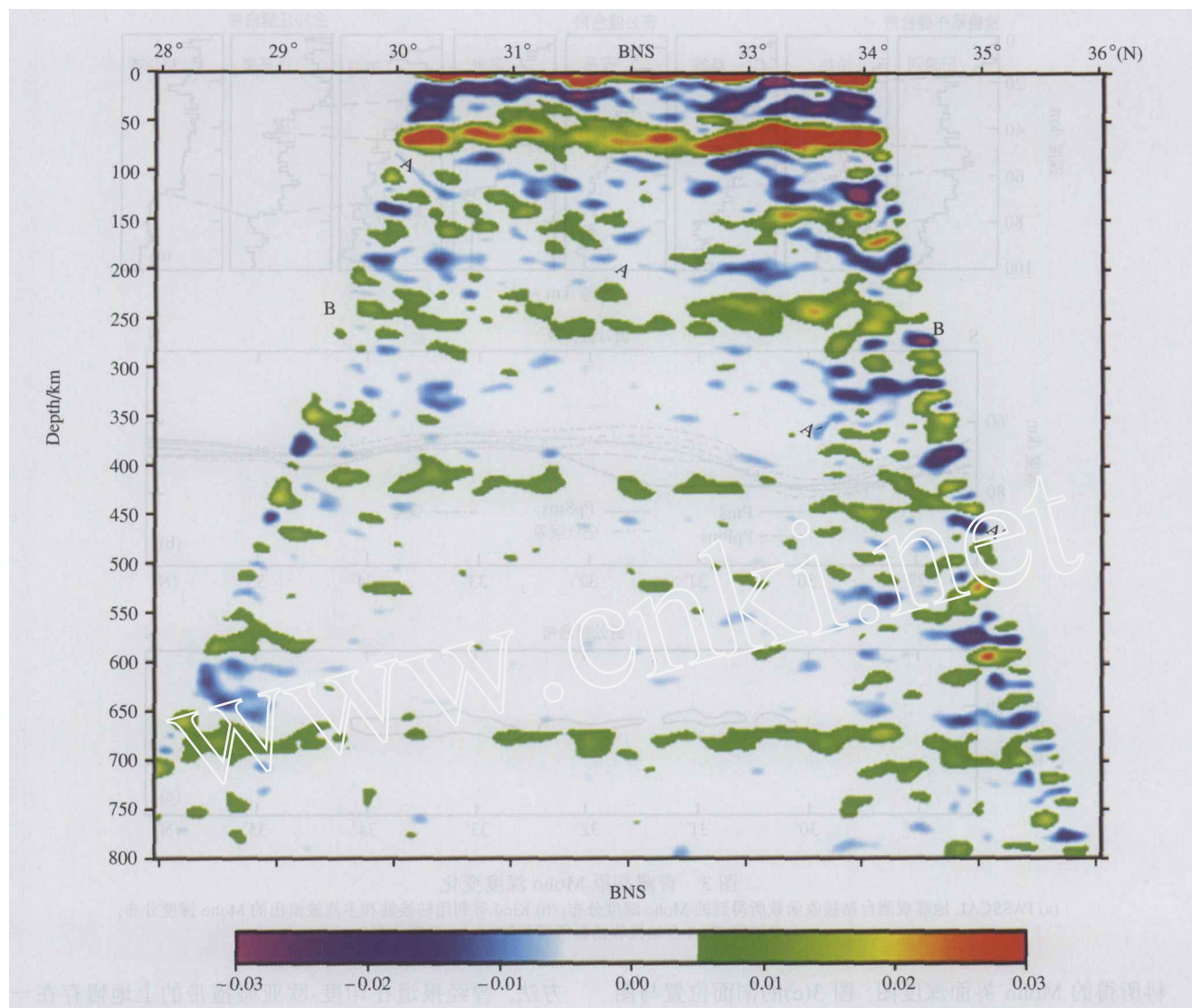


图 2 印度-欧亚碰撞带的接收函数偏移图像

色标代表 PS 转换波的振幅大小, 并反映界面两侧的速度差; 振幅越强, 速度差越大; 正振幅反映转换界面下方的速度高于上方速度, 负振幅表示转换界面下方有低速层; BNS 示班公-怒江缝合带; AA 示岩石圈地幔的倾斜界面, 它可能延伸到 A'A'而达到 410 km 附近; BB 示推测的岩石圈底界, 因受多次波影响而难以分辨

雅鲁藏布江缝合带至班公缝合带上(即拉萨块体), Moho 界面比较平, 如取地壳的平均 P 波速度为 6.15 km/s, 它的厚度为 73 km; (2) 在班公怒江缝合带上, 自南向北地壳突然变浅, 图 3(a)表示该处的 Moho 界面产生错断, 断距为 10 km 以上; 图 3(b)表示该处的 Moho 界面自南向北逐渐变浅, 它们都说明羌塘块体

较拉萨块体的 Moho 界面浅; (3) 在金沙缝合带附近, Moho 出现一个凹陷, 而格尔木附近的 Moho 深度与羌塘相似。图 3(a)和 3(b)均在同一测线上, 不同作者利用不同地震资料所得的结果如此相符, 足以证明上述结果的可靠性。

图 3(c)为吴庆举等人¹⁾应用 INDEPTH-3 地震资

1) 见 920 页脚注

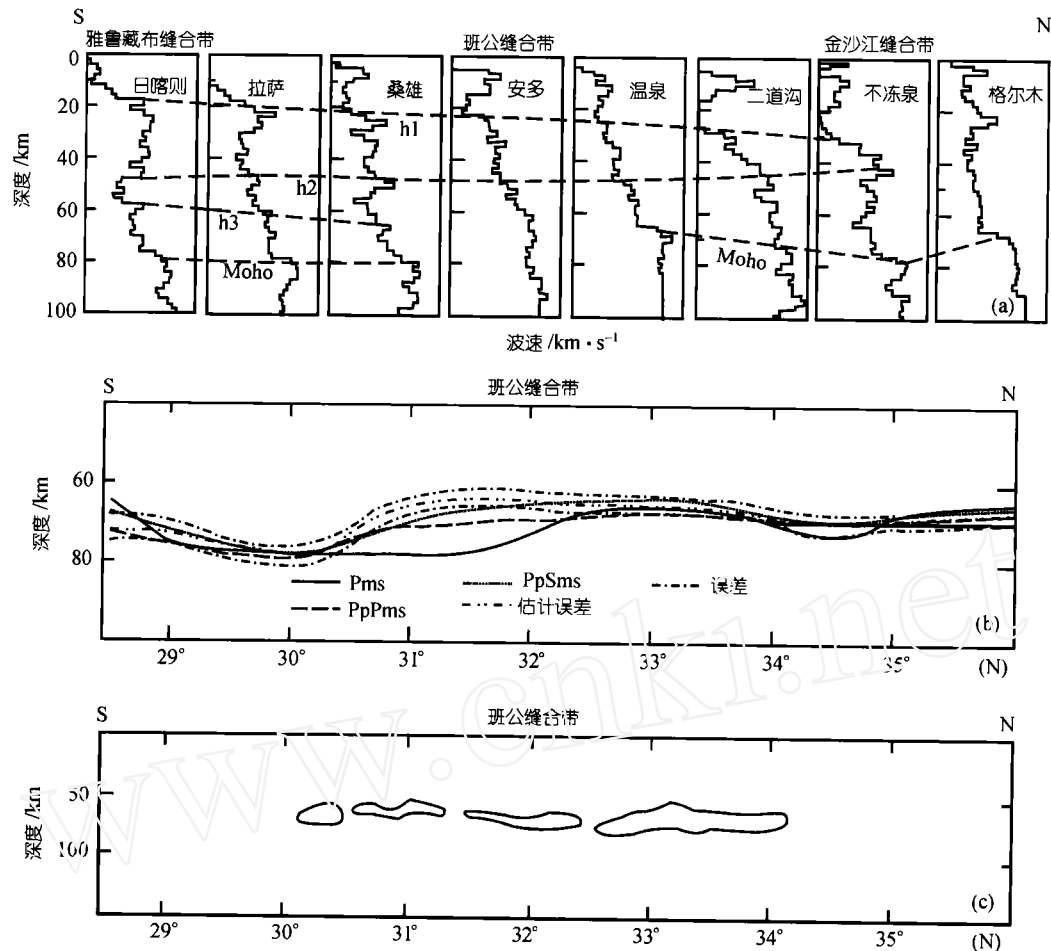


图 3 青藏高原 Moho 深度变化

(a) PASSCAL 地震观测台站接收函数所得到的 Moho 深度分布; (b) Kind 等利用转换波和多次波给出的 Moho 深度分布;
(c) INDEPTH-3 台站接收函数所得到的 Moho 深度分布

料所得的 Moho 界面深度图. 图 3(c)的剖面位置与图 3(a)和 3(b)的不同(图 1), 它们的 Moho 深度变化有明显差异. 在 INDEPTH-3 的剖面上, 拉萨块体与羌塘块体的 Moho 深度变化不大, 均为 60~65 km. 也就是说, 在经度 90°E 以西, 拉萨块体的地壳厚度可能较经度 90°E 以东的为小. 这个结果尚待以后更多的证明.

虽然青藏高原的地壳构造及 Moho 界面起伏的资料较多, 但是有关青藏高原上地幔构造的结果很少. 在印度-欧亚碰撞带上, 上地幔的构造是研究碰撞过程的关键问题. Kosarev 等人^[23]利用 INDEPTH-2 观测到的远震 P 波波形资料, 应用接收函数偏移叠加

方法, 曾经报道在印度-欧亚碰撞带的上地幔存在一个倾斜界面, 并认为它与印度-欧亚的碰撞有关. 我们利用 INDEPTH-3 远震波形资料所得到的在碰撞带上的构造更加清晰(图 2). 在北纬 30°~32°之间, 深度 100~180 km 存在一个自南往北的倾斜界面 AA. 图 2 中的 AA 相当清晰, 而且 AA 的位置与 Kosarev 等人^[23]所提及的倾斜界面非常相近, 因此它的存在毋庸置疑. 在北纬 33.5°~35°之间, 尚存在另一倾斜界面 A'A', 它可以达到 450 km 深度. A'A'的倾角与 AA 相似, 它可能是 AA 向深处的延伸. 图 2 中的 AA 与 A'A'之间并不连续, 一种可能的解释是 AA 与 A'A'在穿过软流圈时, 转换波的能量非常弱; 另一种可能的

解释是 AA 与 A'A' 在俯冲过程中发生分离。

BB 是另一个转换波能量很强的界面。这里可能存在地壳的多次波; 但是青藏高原的岩石圈厚度可能为 200~250 km, 因此 BB 的形成比较复杂, 这里我们不作更多的解释。

410 km 界面在图 2 中也十分清晰, 在北纬 29°~33°, 这个条带的顶面深度为 410 km, 但是在北纬 33°~34° 处, 它的顶面深度增大为 440 km; 它可能是由于 A'A' 俯冲时所产生的局部异常。上地幔的底面在图 2 中亦十分清晰, 它的深度在南端约为 660 km, 向北缓慢变浅, 北端的深度约为 620 km。因此印度-欧亚陆-陆俯冲的影响可能只达到 410 km 界面, 而上地幔的底面则由其他的深部作用所决定。

我们注意到, 在北纬 34°~35° 之间, 自 Moho 到

800 km 深度处存在许多不连续的水平构造, 它可能与深部的岩浆活动有关。过去的研究结果显示, 羌塘块体的上地幔盖层较薄^[24], 上地幔地震波速度较低^[25], Q 值也较低^[26], 而且羌塘块体内部有大量的火山岩出露^[27], 这些观测事实预示着羌塘块体的温度较高。因此, 羌塘块体上地幔不连续的水平转换波界面可能为深部岩浆的结晶分异所致。

那么, AA-A'A' 的上地幔倾斜界面应当如何解释呢? 曾融生等人^[28]根据地壳构造和地震学的证据, 曾经得到这样的结论: 喜马拉雅和南藏存在多重的地壳俯冲(图 4); 最先是在雅鲁藏布江处, 地壳向北俯冲, 以后在它的南边还有两条地壳俯冲带。这是因为大陆的上岩石圈(地壳)太轻而且太厚, 只能向邻区俯冲到 100 km 深度(青藏上地幔的顶部); 后来由

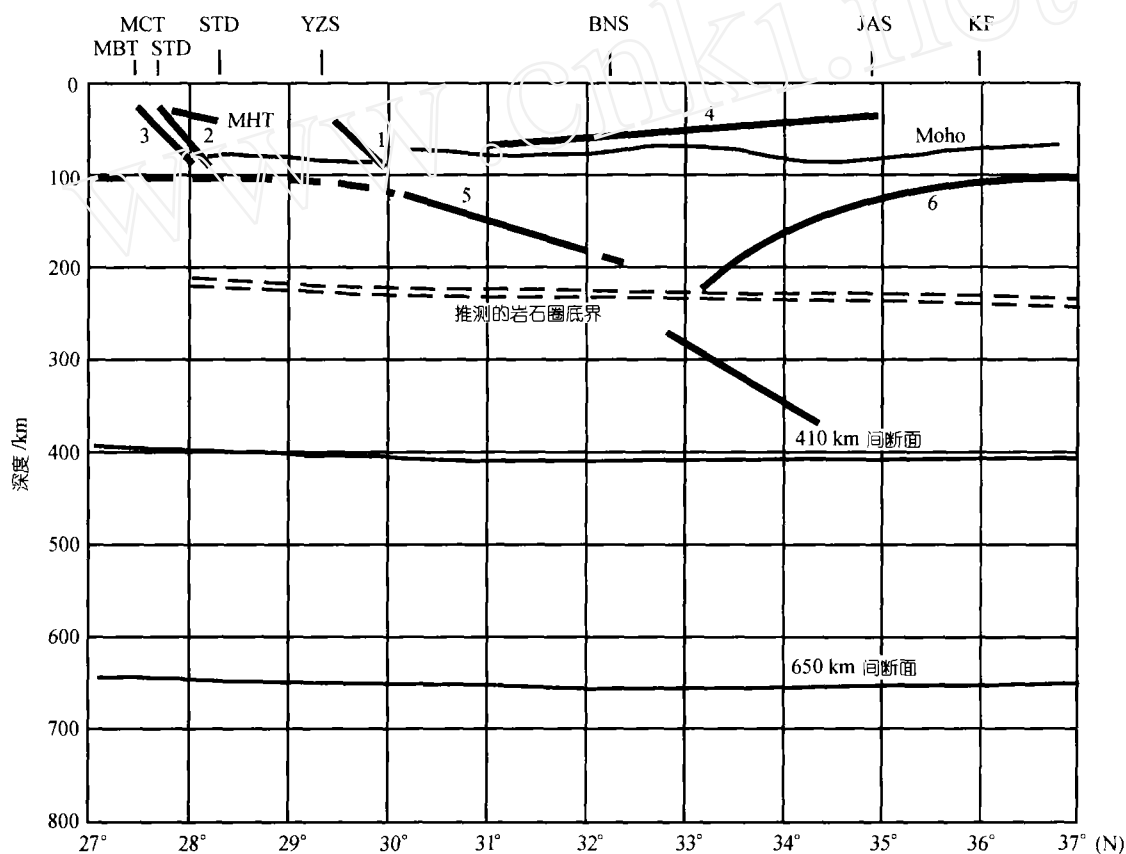


图 4 青藏高原地壳和上地幔构造的综合解释

实线代表青藏高原地壳上地幔的主要构造; 1, 2, 3, 4 分别反映了地壳的多次俯冲; 5, 6 反映了岩石圈地幔的俯冲; MHT 可能是与 STD 相关的上地壳构造; 虚线为推测的岩石圈底界, 因受多次波干扰而难以分辨

于受到浮力的影响,俯冲不能继续进行,被迫停止。但是后面的软弱地带受到全球板块的推动,可以再次产生地壳俯冲;当俯冲深度达到 100 km 深度后,再次被迫停止;以此类推。在青藏高原的羌塘块体中,中下部地壳亦存在另一条自北向南缓慢俯冲的条带。

因此,印度-欧亚俯冲带上出现的是地壳俯冲,而不是整个岩石圈俯冲;它和海洋碰撞时所产生的整个岩石圈俯冲有显著不同。这就需要大陆岩石圈产生脱耦现象。二十多年来地壳中下部的塑性逐渐得到证明,它使得上岩石圈和地幔岩石圈的脱耦成为很容易理解的现象。根据这种推理,我们曾提出一个印度-欧亚的碰撞模型,印度的上地幔岩石圈与岩石圈上部分离,它向更深的上地幔俯冲。图 2 中的 AA-A'A'刚好证实了这种现象。

Kind 等人^[22]利用 INDEPTH 资料以及其他资料亦得到青藏高原上地幔的构造图。在他们的结果中,最令人感兴趣的是,他们利用中法合作所得到的地震记录,并用远震接收函数方法,得到在藏北的上地幔中存在另一个自北向南的倾斜界面,并认为它是亚洲板块向青藏高原俯冲(或是青藏高原向亚洲板块仰冲)的结果。

2 结论

综合曾融生等人^[28]所得的地壳主要构造,图 2 所得的上地幔构造以及 Kind 等人^[22]所得的上地幔构造,可得图 4 青藏高原地壳上地幔的主要构造图。图 4 中的 1, 2, 3 分别代表喜马拉雅-南藏的多重地壳俯冲带;4 为藏北的亚洲块体向青藏高原的地壳俯冲;5 为印度向欧亚的上地幔俯冲带;6 为欧亚向青藏在上地幔的俯冲带,或是青藏向欧亚在上地幔的俯冲带。地壳和上地幔的俯冲带均出现拆离现象。

图 4 可以导致以下重要结论:

(1) 印度-欧亚碰撞时,地壳(上岩石圈)和上地幔岩石圈是拆离的,正如文献^[20, 28]所提的模式。

(2) 地壳俯冲可能是多重的,最早的印度-欧亚地壳俯冲带位于雅鲁藏布江缝合带(YZS)附近。

(3) 青藏高原不仅受到印度地壳和上地幔岩石圈自南向北的俯冲,而且也受到欧亚大陆自北向南的俯冲。

致谢 两位评审专家提出了非常重要的修改意见,谨此致谢。

参 考 文 献

- 1 Yin A, Harrison T M. Geological evolution of the Himalaya-Tibetan orogeny. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211~280
- 2 Lsacks B L, Oliver J, Sykes L R. Seismology and the new global tectonics. *J Geophys Res*, 1968, 73: 5885~5900
- 3 England P C, Houseman G A. Finite strain calculations of continental deformation, 2, comparison with the India-Asia collision. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664~3676
- 4 Houseman G A, England P C. A crustal-thickening model for the Indo-Asian collision. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The Tectonic Evolution of Asia*. New York: Cambridge University Press, 1996. 1~17
- 5 Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China. *J Geophys Res*, 1997, 82: 2095~2930
- 6 傅容珊, 李力刚, 黄建华, 等. 青藏高原隆升过程的三阶段模式. *地球物理学报*, 1999, 42(5): 609~616
- 7 傅容珊, 徐耀民, 黄建华, 等. 青藏高原挤压隆升过程的数值模拟. *地球物理学报*, 2000, 43(3): 346~355
- 8 Seeber L, Ambruster J G, Quittmeyer R C. Seismicity and continental subduction in Himalayan arc. In: Gupta H K, Delany F M, eds. *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*. Washington: AGU, 1981. 215~242
- 9 Barazangi M, Ni J. Propagation characteristics of Pn beneath the Himalayan and Tibetan Plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, 1982, 10: 179~185
- 10 Ni J, Barazangi M. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *J Geophys Res*, 1984, 89: 1147~1163
- 11 Mattauer M. Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge. In: Coward M P, Ries A, eds. *Collision Tectonics*. London: Geol Soc Spec Publ, 1986. 35~60
- 12 Beghoul N, Barazangi M, Isacks B L. Lithosphere structure of Tibet and western North America: Mechanics of uplift and a comparative study. *J Geophys Res*, 1993, 98: 1997~2016
- 13 Matte P, Mattauer M, Oliver J M, et al. Continental subductions beneath Tibet and the Himalayan orogeny: A review. *Terra Nova*, 1997, 9: 264~270
- 14 Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for model of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 1997, 387: 37~43
- 15 McKenzie D P. Speculation on the consequences and causes of plate motions. *Geophys J Roy Astr Soc*, 1969, 18: 1~32
- 16 Willett S, Beaumont C, Fullsack P. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compression orogens. *Geology*, 1993, 21: 371~374
- 17 Hirn A, Lepine J C, Jobert G, et al. A crustal structure and variability of Himalaya border of Tibet. *Nature*, 1984, 307: 23~25

- 18 Hirn A, Nercessian A, Sapin M, et al. Lhasa block and bordering sutures—a continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 1984, 307: 25–27
- 19 Brown L D, Zhao W, Nelson K D, et al. Bright spots, structure and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. *Science*, 1996, 274: 1688–1690
- 20 赵文津, Nelson K D, 徐中信, 等. 雅鲁藏布江缝合带的双陆内俯冲构造与部分熔融层特征. INDEPTH 项目的初步综合. *地球物理学报*, 1997, 40(3): 325–336
- 21 吴庆举, 曾融生. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构. *地球物理学报*, 1998, 41(5): 669–679
- 22 Kind R, Yuan X, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian plate subduction. *Science*, 2002, 298: 1219–1221
- 23 Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. *Science*, 1998, 283: 1306–1309
- 24 Brandon C, Romanowicz B A. “No-lid” zone in the central Chang-Tang platform of Tibet: Evidence from pure path phase velocity measurements of long-period Rayleigh waves. *J Geophys Res*, 1986, 91: 6547–6564
- 25 Holt W, Wallace T. Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetan Plateau region from the inversion of Pnl waveforms. Evidence for a thick upper mantle lid beneath southern Tibet. *J Geophys Res*, 1990, 95: 12499–12525
- 26 Molnar P. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic interpretation. *Philos Trans R Soc London, Ser A*, 1988, (326): 33–88
- 27 Turner S, Hawksorth J, Rogers N, et al. Timing of the Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 1993, 364: 50–54
- 28 曾融生, 丁志峰, 吴庆举, 等. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带——地震学证据. *地球物理学报*, 2000, 43(6): 780–797.