

西藏—日本剖面的岩石圈构造

孙克忠

冯锐

(中国科学院地球物理研究所)

(国家地震局地球物理研究所)

姚政生

周海南

(国家地震局兰州地震研究所)

(国家地震局地球物理研究所)

摘要

利用长周期数字地震仪的面波记录,研究了西藏—日本剖面的岩石圈构造,在资料处理中采取了纯路径效应提取和反演连续速度模型的计算技术,分别得到了大陆边缘、华北和青藏高原的岩石圈速度分布。前二个地区上地幔的速度结构相似,不仅岩石层较薄,而且存在高低速度层的相间分布,表现出活动构造的特点;青藏高原具有稳定地台的上地幔构造,但其地壳部分却属活动构造。这三个大地基本单元在构造上的差异可以从地壳追寻到上地幔 200km 深处,反映出印度板块和太平洋板块的不同运动。据此推断华北、日本的地震活动在动力源上属于壳-幔性质,而青藏高原的地震属于壳内性质。

关键词 长周期面波;大陆边缘;华北地台;青藏高原;壳幔性地震;壳内地震

一、引言

对中国地震活动性的表象研究表明,华北地震的发生不仅同日本深震活动相关^[1],而且同西南地震区的活动有关^[2]。这种地震活动在时间,空间和强度上的相关特点向我们提出个问题:从深部构造上来看,日本—华北—青藏有无异同,它们之间在从地壳到地幔的整个岩石圈中是怎样连系而又相互作用着的呢?

尽管岩石圈的动力过程是地震发生的根本原因,但对这个领域的研究迄今相当不完善,考虑问题的角度也相差很大^[3]:流变学是根据上地幔物质的强度,把一般深度约几十公里的重力补偿面上部做为弹性岩石层处理;而构造学则重视上地幔低速区的分布与特征,一般只以大约深 100km 左右的低速层上顶面定义为岩石层埋深;Jordan 于 1975 年所提出的构造圈 (Tectonosphere),则专指地幔上部具有相同运动速度的特定区域,所涉及的深度要达到 300—400km 以上,这些彼此不相容的观点,显然同岩石圈构造尚未查明有关。我国近年来虽然在深部地震探测上作了大量工作,但受到观测系统与设备的限制,对 70km 深度以下的岩石圈构造研究还甚少。滕吉文等^[4]和邵学钟等^[5]曾分别根据人工地震和转换波的测线资料推断了 Moho 面以下间断面的埋深;最近,冯锐等^[6]由地震与重力资料的联合三维反演,得到华北地区岩石圈厚度(平均为 78km)和上地幔密度(平均

1987年3月2日收到本文初稿,1987年5月20日决定采用。

为 3450kg/m^3) 的分布图。遗憾的是,上述结果尚未给出更深部的速度或密度分布。宋仲和等^[7,8]和赵珠^[9]利用远震体波资料反演了中国大陆不同地区的地幔速度结构,深度已达 900 多公里,但在上地幔低速层的分布上仍存在一定不确定性。

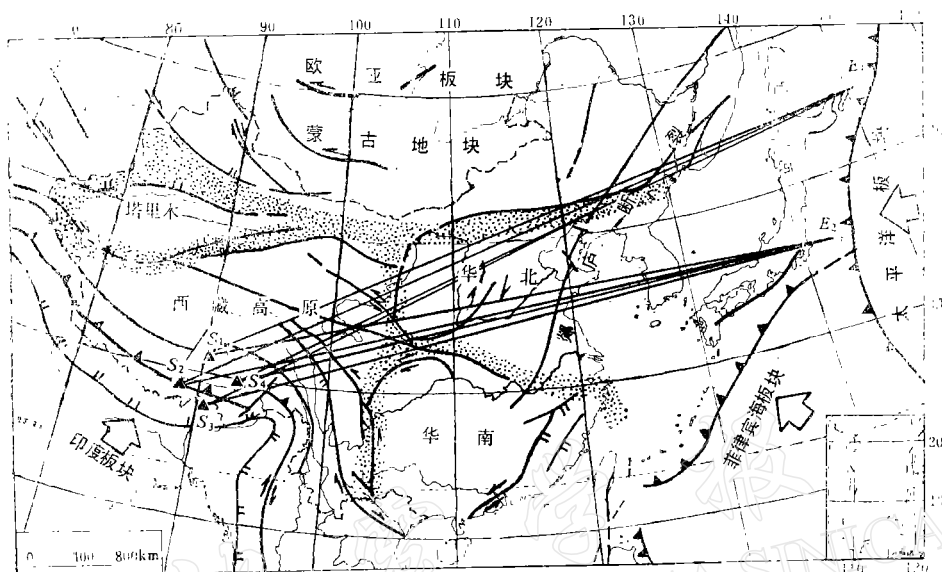


图 1 地震震中和台站分布

(“▲”为地震台站; S_1 ——班戈; S_2 ——拉孜; S_3 ——洛扎; S_4 ——嘉黎;
“+”为地震震中; E_1 ——千岛群岛; E_2 ——本州)

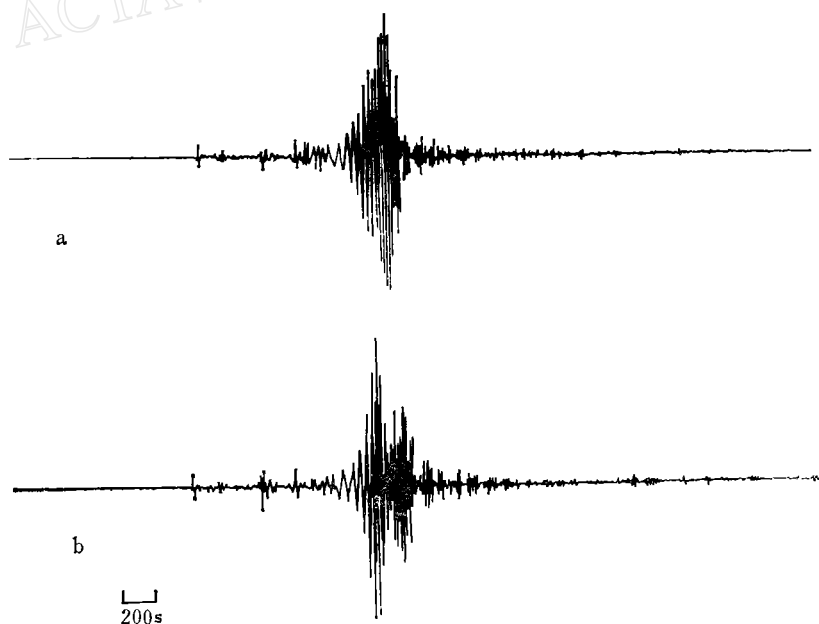


图 2 日本本州地震的地震记录图

a. 班戈台; b. 拉孜台

1982 年,在中法青藏高原合作研究期间,曾在高原设置了四台长周期数字地震仪进行观测。我们从中选出两次日本地震的记录,利用射线路径穿过了日本海—华北地台—青藏高原,以及长周期地震面波适于确定上地幔中可能存在的低速层等特点,着重研究大陆边缘,大陆和高原在 200km 深度内岩石圈的构造特征,进而推断这三个地区在深部构造上的连系与差异。计算中采取了提取频散曲线纯路径效应和反演连续速度模型的技术^[10],改善所得结果。

二、资 料

图1给出了选用的地震台站与震中的分布,图中对中国地壳的划分参照文献[11,12],两次地震分别为 1982 年 6 月 30 日 01 时的千岛群岛地震和 7 月 23 日 14 时的日本本州地震,有关台站与震源的具体参数可参见孙克忠等^[13]和 Jobert 等^[14]的文章。所用的四台长周期地震仪为 SL-210 型 Geotech 垂直地震仪,经反馈系统其自由振荡周期等价于 120s,

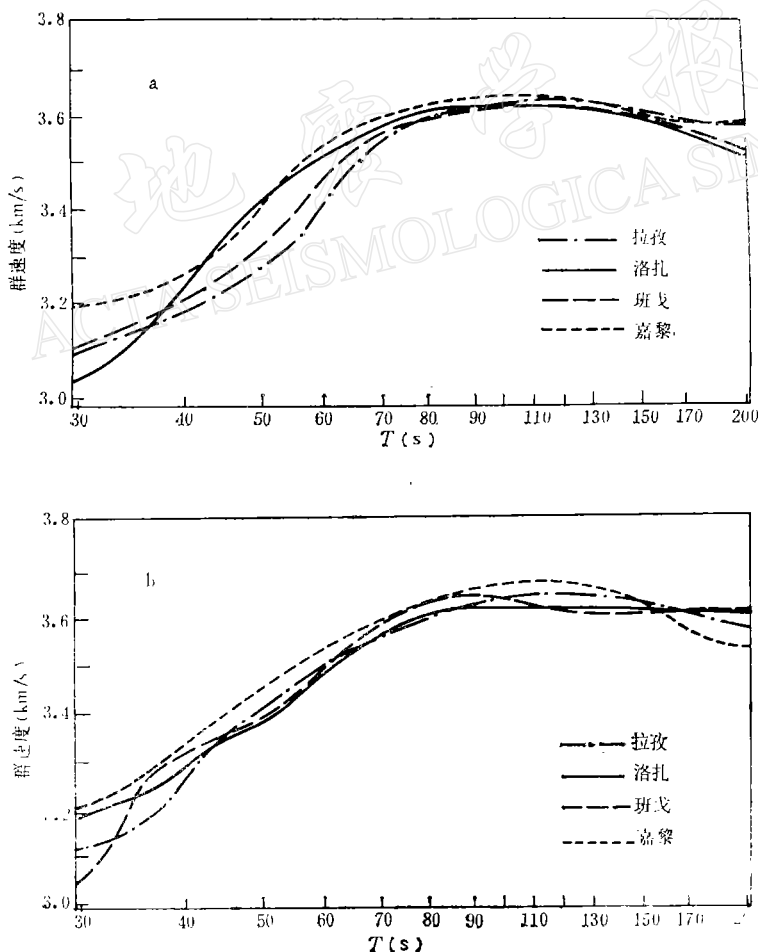


图 3 瑞利波群速度

a. 本州地震; b. 千岛群岛地震

仪器配有触发数字磁带记录器, 采样间隔为 1s. 对班戈 (S_1), 拉孜 (S_2), 洛扎 (S_3) 和嘉黎 (S_4) 台的瑞利波记录(图 2), 分别采用多重滤波技术求得两次地震的群速度(图 3).

从图中可以看出, 在所研究的周期段 30—200s 范围内, 八条频散曲线的变化趋势比较接近, 特别是对 100s 以上的长周期部分, 这意味着各地区在深层构造上的差异逐渐减小. 频散曲线偏差较大的地方有二处: 在周期小于 80s 时, 离散度较大; 此外, 对千岛群岛地震测得的群速度值(图 3b)略高出 0.1km/s 左右.

三、纯路径效应提取

显而易见, 在前面测得的频散曲线中包含着大陆边缘海(日本海与黄海)、华北地台和青藏高原的综合影响, 这种混合路径的观测资料尚不能直接用来研究各段构造单元的特征, 必须经纯路径效应的提取处理后才能准确地求得各自的贡献量. 根据冯锐等^[10]所述的方法, 可用最小二乘法解下述线性方程组

$$\mathbf{A}(T)\mathbf{X}(T) = \mathbf{b}(T) \quad (1)$$

式中, \mathbf{X} 为待求的各构造单元的群慢度向量(群速度的倒数 $1/u_i$), 向量 \mathbf{b} 为实测的亦即混合路径的群慢度向量, 它们均是周期 T 的函数. \mathbf{A} 为纯路径比矩阵

$$\mathbf{A}(T)_{mn} = \begin{bmatrix} \delta_{11} & \delta_{12} & \cdots & \delta_{1n} \\ \delta_{21} & \delta_{22} & \cdots & \delta_{2n} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \delta_{m1} & \delta_{m2} & \cdots & \delta_{mn} \end{bmatrix} \quad (2)$$

$$\delta_{ij} = \Delta_{ij}(T)/\Delta_i \quad (3)$$

这里 Δ_{ij} 为第 i 条射线在第 j 块构造单元的穿径距离, Δ_i 是第 i 条射线的路径总长度, m 为射线总数, n 为构造单元总数(目前情况中, $m=8$, $n=3$). 当波长或周期值相差过大时, 系数 δ_{ij} 需做小量调整以适应折射或透射影响. 对每一个选定的周期 T_p ($p=1, 2, \cdots, q$) 求解一遍(1)式后, 即可以最终得到各构造区的频散曲线. 不难看出, 纯路径比矩阵 \mathbf{A} 控制着解 $\mathbf{X}(T)$ 的优劣, 其中各元素 δ_{ij} 的选取主要是依据图 1 对中国地壳构造的

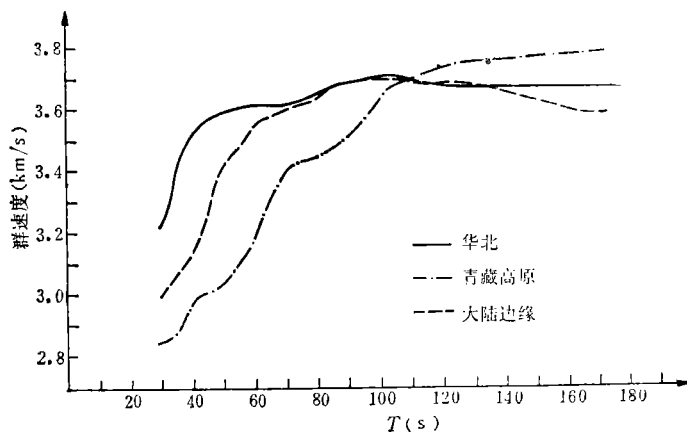


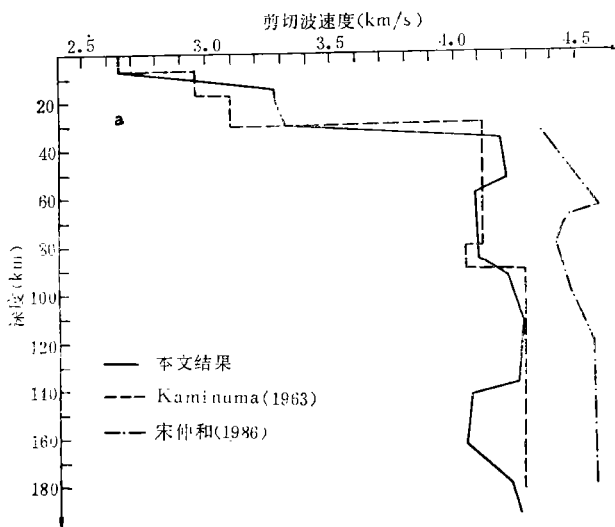
图 4 大陆和高原的三条纯路径频散曲线

划分线和大陆海岸线的位置决定。此外, 还须兼顾大陆向海洋的延伸程度。根据前述八条频散曲线提取出的大陆边缘、大陆和高原三条纯路径频散值彼此相异, 图 4 已较好地显示了它们各自的构造特征。

面波理论表明, 当瑞利波波长为 λ 时, 在深度约 0.4λ 处的横波速度 β 将对频散产生最大影响。对比大陆边缘、大陆和高原三条频散曲线的异同, 对推断深部构造特征显然是很有意义的。我们注意到, 在周期 120s 以上的长周期部分, 三条群速度值均接近 3.65km/s, 波长约 450—700km, 这意味着至少到 200—300km 以上的深度时, 三个待研究地区的速度分布才趋于接近。对 30—120s 的中长周期部分, 高原的群速度值要比另二地区的低约 0.2—0.5km/s, 这同安底斯山等全球其它中生代高原地区的特点相同^[15,16]; 华北地台的群速度相对最高, 在 50—100s 时大体为 3.6km/s, 但同加拿大等古老地台相比仍明显的系统性的偏低, 群速度在 30—40s 附近也有显著的下降, 这是因为华北地台在中新生代构造运动强烈, 断块构造发育, 不仅地壳中有低速层存在而且沉积层也较厚的原故; 对日本岛弧后的大陆边缘区域, 所用的射线路径穿过日本海南北端和黄海北部, 该处是由大陆地壳向海洋过渡的部位, 群速度在周期 30—70s 范围由 3.0km/s 急剧增至 3.6km/s, 显示了大陆边缘岩石圈构造的复杂性, 它在短周期部分的低速值是由于海水层的存在所致, 从 Kovach 的研究结果来看^[16], 群速度值还可由 30s 左右的 3.0km/s 进一步降到 10s 左右的 1.0—1.5km/s, 海水覆盖层的影响将更为明显。可惜这样短的周期已超过了我们现用仪器的频带范围。

四、速度分布模型

图 5 给出了反演的结果, 并标明了不同作者的速度模型。对日本岛弧后的大陆边缘区域 (图 5a), 地壳模型较为简单: 在 8km 厚的沉积层以下速度急速由 2.65km/s 增加到



a

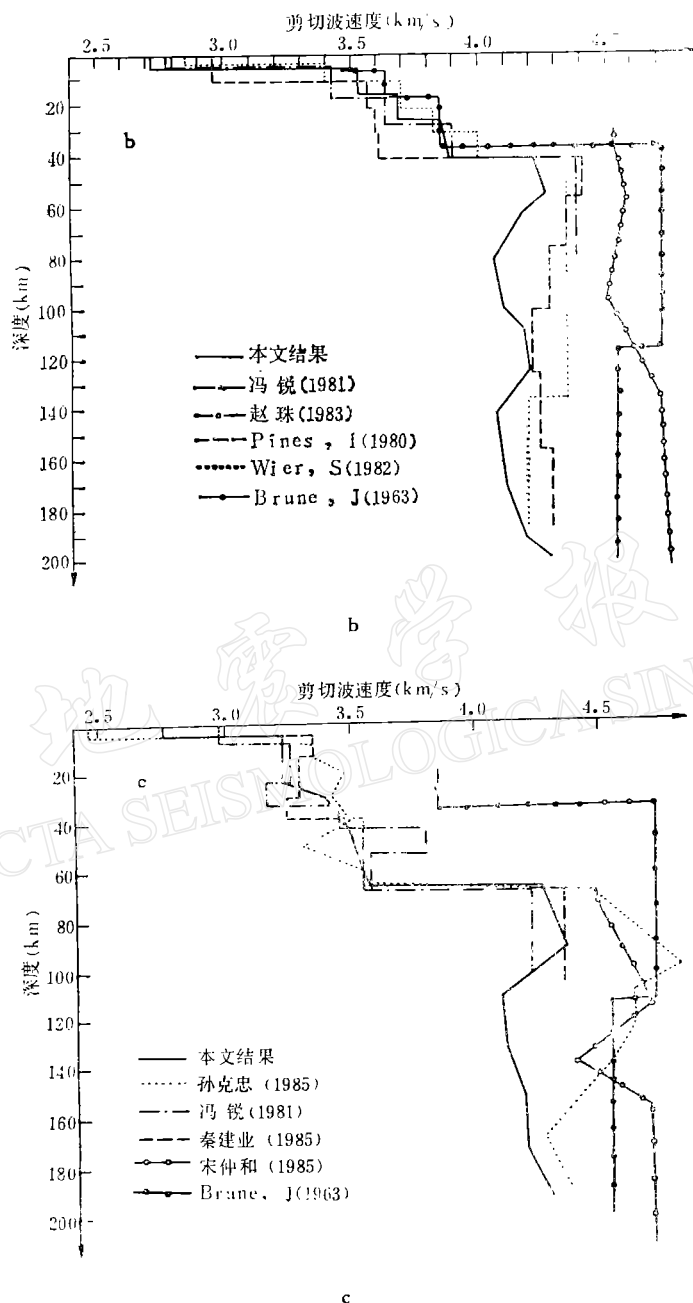


图 5 三个地区的岩石圈速度分布

a. 大陆边缘; b. 华北; c. 青藏高原

3.28 km/s, 于 15 km 深转入下地壳, 壳幔过渡也是由一个高梯度层表征的, 深度在 30—35 km 间, 这一地壳厚度与 Kaminuma 等的 25—37 km 数值相吻^[17], 上地幔顶层的速度较低 (4.2—4.25 km/s), 在 60—85 km 深度出现低速层, 同宋仲和等的结果一致^[7]. 当然也应看到该段射线路径是由震中到欧亚大陆的, 地理上包括日本海沟、日本岛、日本海、朝鲜半岛和中

国黄海,故地质构造的横向差异较大,使图 5a 在地壳部分的速度间断面不明显,而在上地幔部分又呈现速度高低相间的分布: 在 140—176km 深为另一低速层 ($\beta = 4.1\text{km/s}$),而在 90—140km 深为高速层 ($\beta = 4.25\text{km/s}$), 这种类型的速度分布很可能是俯冲构造的反映。

图 5b 所示的华北岩石圈速度分布同大陆边缘的显然不同。从冯锐等^[11]、Wier^[18] 和 Pines 等^[19]的研究结果来看,在 40km 以内地壳速度分布的趋势彼此一致,除去约 5km 厚的沉积层 ($\beta = 2.72\text{km/s}$) 后,剪切波速值由大约 3.5km/s 渐增至下地壳的 3.9km/s,这一分布特征同加拿大古老地台相似 (Brune, 1963)^[20], 只是速度值系统性的低约 0.15km/s 左右。对于上地幔部分,图 5b 中所引赵珠^[9]的速度值是暂按波速比 1.73 做的换算,旨在对比波速分布的形态特征,另外四个模型在数值上相近。新结果中引人注目的是上地幔低速层出现在比较浅的大约在 60—100km 的深度处,而在 80km 深速度降至最低点 ($\beta = 4.06\text{km/s}$),同大陆边缘(图 5a)相似,在 100—130km 深度也存在一高速层,更深部继续出现波速降低,并在 200km 深度渐增至 4.3km/s。

对青藏高原地壳构造的研究已经有很多人做过,深度在 25—40km 附近的低速层为多种手段所揭示^[21](图 5c)。考虑到分辨率的限制,我们对地壳部分只以简单的几个梯度层来表征,重点分析上地幔特征。孙克忠等^[13], Jobert 等^[14],陈国英等^[22]和宋仲和等^[7]曾用面波和体波分别得到了 100km 深度以下的速度分布。我们的研究结果进一步证实,该区上地幔盖层的剪切波速度 4.36—4.74km/s 比华北和大陆边缘偏高 0.15—0.20km/s 左右,这种低波速的地壳与高波速的上地幔的结构确为青藏高原的一个特点。此外,尽管高原 68km 的地壳厚度约为正常地壳的一倍,但上地幔低速层的埋藏深度却并未随之而加大,它是在 110—130km 出现的,与加拿大地盾等稳定地台的波速分布和埋深约 120km 的低速层相接近,宋仲和等还指出了这一相似性可延续到 260km 深^[7]。这意味着,青藏高原自上地幔起实际上就是广阔的欧亚板块的一部分,岩石圈的巨大改变集中发生在 70km 以浅的地壳部分,并且主要是受一种水平向的挤压作用所造成,对于 100km 以下的上地幔并没有因印度板块与欧亚大陆的碰撞而发生深刻的变化。

五、讨 论

宋仲和等根据对地幔速度分布的研究指出,上地幔低速层可分为构造活动区和稳定区两大类型^[7],这种分类在我们所研究的三个构造中得到了支持。对于新构造运动强烈的华北地台和大陆边缘,它们在上地幔的波速都出现高速层,低速层相间的分布特征,低波速层的埋藏深度从 60—90km 即开始出现,而后在更深部又有厚度不大的低速波导层。第二种类型是象加拿大或欧亚大陆等稳定地区,其低速层埋藏深度大于 100km,低速层厚度约 50—100km,青藏高原则属此类。这表明,从上地幔构造的角度出发,把中国深部构造以南北带划分为东西两大部分是合理的。

活动地区之所以在上地幔内出现高低速相间的分布,可归因于地幔中插入着岩石层俯冲带,或存在着局部的较重地壳块体脱离地壳基底而沉入上地幔。当然,在 60—90km 深处的低速层也可能是由有别于软流圈的某种局部熔融物质所造成。偏薄的岩石层不仅

使日本、华北地区的热流量增高^[23],而且地壳构造、均衡补偿,介质物性等都会受到上地幔的强烈控制^[6,24,25],这就使得地震活动显示了同上地幔物质运动的紧密关系,比如震中的迁移、震前重力与地热的变化,以及日本与华北地震活动的相关现象等等。从动力源上来讲,华北、日本的地震有相当多的部分实质上是壳-幔性地震。

青藏高原的岩石圈构造具有自己的特殊性。由于青藏高原是由几个古陆块在晚古生代到晚白垩纪逐渐与欧亚大陆碰撞汇聚,经印度板块的挤压,使地壳南北向大规模缩短、地壳增厚而形成的。从图 5c 的反演结果看,这个演化过程主要发生在地壳内,并未涉及到上地幔更深的部位,因此造成该区出现上地幔构造属于稳定地区的类型,而地壳部分却是典型的活动构造的特殊现象。青藏高原内的地震尽管有些震源已达到 200km 深,但绝大部分发生在 70km 的壳内,它们在错动机制的一致性、震中分布的连续性等方面都同壳内断裂的分布、走向以及消减过程紧密相关^[23],而同上地幔构造的对应性很差,这可能是壳内性地震的典型特征。事实上,青藏高原除喜马拉雅地壳突变带外,在高原的广阔地区从 Moho 面开始向下已经变得相当平坦而稳定了。

华北同青藏高原是经南北构造带连系在一起的。在这个地区里,无论就地震活动特征还是就深部构造而言,都具有二者间过渡的特点。

最后应指出,本文所研究的三个地区的上地幔构造差异到 200km 深度附近已经降低,这同 Dziewonski 等^[27]根据地震 CT 技术发现的地表大地构造只能向下追寻到 200km 左右深处,而从 300km 左右深处已开始发展新的构造的结论是相符合的。

作者对马桂明和郭松萍在整理文稿和图件上的帮助,宋仲和在阅稿时的宝贵建议一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 吴佳翼、郁曙君、何淑韵,1979. 华北地震同日本地震的相关性. 地球物理学报, **22**, 415—438.
- [2] 阎志德、郭履灿,1979. 我国华北地区与西南地区地震的相关性. 地震研究, **3**, 56—58.
- [3] Knopoff, L., 1983. The thickness of the lithosphere from the dispersion of surface waves. *Geophys. J. R. astr.*, **74**, 55—81.
- [4] 滕吉文、魏斯禹、李金森、赵静娴,1982. 华北平原邢台地震活动地区的上地幔结构和地幔低速层. 地球物理学报, **25**, 58—64.
- [5] 邵学钟、张家茹、章斯亚、李振江,1982. 京津唐地区地壳上地幔立体构造. 地震地质, **4**, 1, 1—10.
- [6] 冯锐、郑书真,1987. 对华北岩石圈构造的综合研究. 科学通报, **32**, 22, 1723—1727.
- [7] 宋仲和、安昌强、陈立华、仇志荣,1986. 中国大陆和边缘海的上地幔 P 波速度结构. 地震学报, **8**, 263—274.
- [8] 宋仲和、安昌强、王椿镛、仇志荣、张丽娟,1985. 青藏高原及南北带上地幔 P 波速度结构. 地球物理学报, **28**, 增刊 1, 148—161.
- [9] 赵 珠,1983. 华北地区上地幔速度结构. 地球物理学报, **26**, 341—354.
- [10] 冯 锐、周海南、姚政生、孙克忠,1987. 面波的频散、反演和层析成像. 中国地震, **3**, 1, 15—28.
- [11] 冯 锐、朱介寿、丁毓玉、陈国英、何正勤、杨树彬、周海南、孙克忠,1981. 利用地震面波研究中国地壳结构. 地震学报, **3**, 335—350.
- [12] 冯 锐,1985. 中国地壳厚度及上地幔密度分布(三维重力反演结果). 地震学报, **7**, 143—157.
- [13] 孙克忠、滕吉文,1985. 由长周期地震面波研究西藏高原地区的地壳和上地幔的速度分布. 地球物理学报, **28**, 增刊 1, 43—53.
- [14] Jobert, N., B. G., Journet, A., Jobert, Hirn, and K. Z. Sun, 1985. Deep structure of southern Tibet inferred from the dispersion of Rayleigh waves through a long-period seismic network. *Nature*, **313**, 6001, 386—388.
- [15] Knopoff, L., 1972. Observation and inversion of surface-wave dispersion. *Tectonophysics*, **13**, 1—

- 4, 497—519.
- [16] Kovach, R.L., 1978. Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure. *Rev. Geophys. Space phys.*, **16**, 1.
- [17] Kaminuma, K. and K., Aki, 1963. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves, Part 2. Rayleigh waves from Aleutian Shock of March 9, 1957. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 217—241.
- [18] Wier, S., 1982. Surface wave dispersion and Earth structure in southeastern China. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **69**, 33—47.
- [19] Pines, I. and T.L., Teng, 1980. A surface wave dispersion study of the crustal and upper mantle structure of China. *J. Geophys. Res.*, **85**, B7, 3829—3844.
- [20] Brune, J. and J. Dorman, 1963. Seismic waves and earth structure in the Canadian shield. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 167.
- [21] 秦建业, T. V. McEvilly, 1985. 西藏岩石圈结构的地震学新证据. 地球物理学报, **28**, 增刊1, 135—147.
- [22] 陈国英、曾融生, 1985. 用地震面波频散研究喜马拉雅山与西藏高原岩石圈构造的差异. 地球物理学报, **28**, 增刊 1, 161—173.
- [23] 汪集旸、汪辑安, 1986. 辽河裂谷盆地地幔热流. 地球物理学报, **29**, 450—459.
- [24] 冯 锐、王 均、郑书真、黄桂芳、严惠芬、周海南、张若水, 1987. 论华北地区的均衡状态(一). 地震学报, **9**, 406—416.
- [25] 姚 虹、冯 锐, 1988. 中国东西剖面的地壳Q结构研究. 地震研究, **11**, 6, 539—550.
- [26] 环文林、汪素云、时振梁、郗家全, 1980. 青藏高原震源分布与板块运动. 地球物理学报, **23**, 269—280.
- [27] Dziewonski, A.M. and D. L., Anderson, 1984. Seismic tomography of the Earth's interior. *American Scientists*, **72**, 483—494.

LITHOSPHERIC STRUCTURE IN THE TIBET—JAPAN PROFILE

SUN KEZHONG

(Institute of Geophysics, Academia Sinica)

FENG RUI

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

YAO ZHENGSHENG

(Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau)

ZHOU HAINAN

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

The authors have utilized the data of surface wave recorded by long period digital seismometers to study the lithospheric structure in the Tibet—Japan profile. In data processing certain computational approaches to pure-path effect of surface waves and the continuous velocity model are taken into account for obtaining velocity distributions in the lithosphere of the Asian continental margin, North China and the Tibetan plateau. The velocity structures of the upper mantle in the first two regions are somewhat similar in the characteristics of thin lithosphere and alternating distribution of high-and low-velocity layers, which show some features of active tectonics. The upper mantle structure in the Tibetan plateau is like that in a stable platform and the corresponding crustal structure shows active tectonic feature. The differences in the structures among the above three tectonic units are likely to extend from the crust down to 200 km deep in the upper mantle, this indicates the different movements of the Indian and Pacific ocean plates. It is inferred that the dynamic process of seismicity in North China and Japan is of the crust-mantle type, however in the Tibetan plateau is of intra-crust type.