

56.5626

03348

青藏高原及其邻区 地球物理地质译文集

中国科学院地球物理研究所编译

王绍舟 张立敏 主编

5626

48

科学技术文献出版社

封面设计：汪志洪

青藏高原及其邻区

地球物理地质译文集

中国科学院地球物理研究所编译

科学技术文献出版社出版

北京印刷三厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

•

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：13.5 字数：344 千字

1982年4月北京第一版第一次印刷

印数：1—2,930 册

科技新书目：21—54

统一书号：13176·135 定价：1.55元

编译者的话

我国的青藏高原是世界上科学界极为瞩目的研究地区。自板块构造学说提出以后,许多地球物理和地质学者认为,这一地区是大陆板块碰撞的典型地区,是探索地学宝库的一把金钥匙。近年来,世界各国学者纷纷提出与我国合作直接在这一地区开展综合科学研究,而且有些国家的学者已经在我国青藏高原的邻区联合开展综合研究,取得了重要的成果。但是,两大陆板块碰撞的主要地区是在我国境内,因而外国人研究这个课题受到很大的局限性,我国却具有得天独厚的条件。我国对青藏高原的综合考察研究尽管持续地进行了多年,取得了一批有价值的结果,但在地学界,还有必要把国外的成果进行综合、提高,予以参考借鉴,扩大眼界,活跃思路,以便推动这一课题的深入研究,为此,我们编译了这本书。

本文选译了国外有关青藏高原地球物理和地质的文章共二十六篇,内容包括天然地震、人工地震、重力、地热、古地磁、地球动力、地质和综合评论等八个方面。本着“百家争鸣”“洋为中用”的原则,文集也选入了某些有争议观点的文章。文集涉及到的问题很多,其中有很多是值得令人思考和注意的,例如:

1. 根据地震面波和体波的结果,整个西藏高原地壳巨厚,地震波传播速度偏低,但上地幔速度正常,这种构造是如何形成的?

2. 根据震源机制的结果,结合地质情况,可将中东划分为八个小板块,它们以不同的速率相对于欧亚板块向北移动,根据同样的方法,是否可将高原其他地区划分出更多的小板块?

3. 最新的观点认为,印度板块的北部边界不是在雅鲁藏布江一线,而是在西藏高原以北,天山—祁连山地震活动带。

4. 根据地震预报的膨胀模式和长期前兆地震活动图象,对西藏高原的长期地震预报提出了看法,认为本世纪末是全球地震活动高潮,1985年以前可能发生一次八级左右大震,1993年以前,可能发生一次8.6级左右大震。

5. 根据目前的地震活动性预言,在这一地区现有冲断层的南部,将再次出现一个冲断层。

6. 青藏高原的热状态对高原隆升起了重要作用。

最后需要说明的是,本书图件涉及到的国界较多,均按原图绘制,错误之处未加纠正,我国的国界,均应以我国最新出版的地图为准,敬希读者在阅读时注意。

参加本书译校工作的还有国家地震局地球物理所和北京大学地质系部分同志,在此表示致谢。

本书主编:王绍舟 张立敏

责任编辑:言静霞 顾平 孙群

绘图:宋志敏

内 容 提 要

我国的青藏高原是举世瞩目的地区，尤其是板块学说问世以后，更为各国地学界所重视，被誉为打开地学宝库的一把金钥匙。本文集收集了国外有关青藏高原较为重要的论文26篇，内容包括天然地震，人工地震，重力，地热，古地磁，地球动力，地质等方面。由于青藏高原在地学研究中具有特殊的重要意义，因此本书不仅对于从事青藏高原科学工作的读者有参考价值，对于从事其他地学方面的工作者也有一定参考意义。

读者对象：地球物理、地质专业的科研、教学和生产人员。

目 录

编译者的话

天 然 地 震

1. 根据面波频散确定喜马拉雅和西藏高原地区的地壳结构 (1)
2. 用面波频散研究中国的地壳与上地幔构造 (9)
3. 喜马拉雅地区近代地震的震源机制与区域板块构造 (18)
4. 西藏和喜马拉雅地区的长期前兆地震活动图象 (23)
5. 北纬 20° — 28° 间缅甸地区的地震活动性、地震机制和构造运动 (32)
6. 根据体波研究1970年7月29日发生在印度—缅甸边界的地震震源参数 (39)
7. 印度西隆地震远震P波走时残差研究 (44)
8. 根据S波研究印度次大陆及其周围地区的上地幔结构 (49)
9. 巴基斯坦和印度西北部的地震活动与大陆碰撞 (52)
10. 巴基斯坦小喜马拉雅的塔贝拉台阵下面P波速度的横向不均匀性 (61)
11. 兴都库什和俾路支山弧地区的地震构造 (68)
12. 兴都库什地震P波衰减的差异 (79)
13. 伊朗、土耳其、巴基斯坦西部和阿富汗等地区地震的震源机制以及中东的板块构造 (86)

人 工 地 震

14. 帕米尔及南天山地壳的地震探测 (105)

重 力

15. 喜马拉雅地区重力异常和板块构造 (131)
16. 印度的布格异常图及其与次大陆构造单元的关系 (138)
17. 关于沿天山—帕米尔—喀喇昆仑—喜马拉雅测线的岩石层结构问题 (143)

地 热

18. 陆—陆收敛带的热模式和力学模式 (146)
19. 尼泊尔的一些温泉 (160)

20. 关于大印度向西藏高原下俯冲的古地磁估算 (163)

21. 印度和澳大利亚的晚中生代板移曲线及印度与亚洲的碰撞 (167)

地 球 动 力 学

22. 中亚地区新生代隆起的地球动力学 (171)

地 质

23. 西藏的活动构造 (178)
24. 板块构造和喜马拉雅山区 (191)
25. 喜马拉雅的横推断层和褶皱及其对应于印度北部平原的地下构造 (200)

述 评

26. 关于喜马拉雅地区某些地球物理研究的概述 (208)

根据面波频散确定喜马拉雅和西藏高原地区的地壳结构

Harsh K. Gupta and Nari Narain 著

张立敏节译 李华英 朱碯定校

摘 要

研究了1964年8月25日在北极地区发生的一次地震的瑞利波和勒夫波频散,全部路径都经过大陆,其记录是汉城、香港、西隆、新德里和基达地震台用相同的长周期地震仪记到的。西隆、新德里和基达记录到的地震波传播路径经过喜马拉雅山和西藏高原地区,汉城和香港记录到的地震波则不经过这些高山地区。将观测的频散曲线和计算的三层地壳模型的理论频散曲线进行了比较,得到:震中与西隆、新德里、基达之间的地壳平均厚度大约为45公里;震中与汉城、香港之间的地壳平均厚度大约为35—37公里;喜马拉雅山和西藏高原地区的地壳平均厚度大约为65—70公里。

引 言

迄今为止,我们对世界上最高的喜马拉雅山和西藏高原的地壳厚度知道得很有限。Stonely 等人认为,通过喜马拉雅山和西藏高原的面波频散得到的平均地壳厚度较厚,但没有计算出它们厚度的具体数值。在缺少人工爆破资料和在观测剖面上缺乏足够位置合适的地震台的情况下,利用分布稀疏的地震台记录,研究面波的频散和体波的走时,是研究这个地区地壳的仅有的手段。

本文对1964年8月25日发生在北地群岛以东的一次地震的瑞利波和勒夫波频散进行了研究,长周期地震图取自世界标准地震台网的几个台站。研究表明,在喜马拉雅山和西藏高原下面地壳厚度为65—70公里。

观 测 结 果

遍布全球的世界标准地震台网装备有标准的长周期及短周期地震仪,因而研究和比较这些台站所得的地震图就更为方便和可靠。采用了位置合适的长周期地震仪记录的面波频散,研究了西藏高原和喜马拉雅山山根,面波路径全部通过大陆。为了便于比较,其中到达某些台站的路径经过西藏高原和喜马拉雅山区。

1964年8月25日发生在北地群岛东边的地震参数为:震中位置 78.17°N , 126.65°E ; 发震时间13点47分20.6秒;震级6.1;震源深度50公里(取自美国海岸与大地测量调查局)。用汉城、香港、清迈、西隆、新德里、拉合尔和基达记录到的长周期地震图进行研究(图1,表1),其中,清迈和拉合尔记录到的面波不发育,故它们的记录不能使用。

对于瑞利波频散的研究,仅仅使用了垂直分向的地震图,因为垂直分向瑞利波发育得很好,但这一定要保证记录到的第一个长周期波就是瑞利波,而不与反射的长周期S波混淆,垂直向和南北向相位差约为 90° 。根据垂直和南北分向质点运动轨迹画成的曲线为逆进椭圆,从而证实是瑞利波。

表 1

台 站	仪 器 类 型	地震仪周期 (秒)	电流计周期 (秒)	在30秒的放大倍数
汉 城	三分向长周期	30	100	1500
香 港	同 上	30	100	750
西 隆	同 上	30	100	3000
新 德 里	同 上	30	100	1500
基 达	同 上	30	100	3000

在香港和新德里的地震图上, 勒夫波发育得很好, 震中几乎在正北, 通过震中和香港之间的大圆弧与南北方向夹角为 $8\frac{1}{2}^{\circ}$, 通过震中和新德里之间的大圆弧与南北方向夹角为 26° 。因此, 勒夫波的研究使用了东西分向的地震图。勒夫波的记录为连续波列, 其周期逐渐减小, 瑞利波在垂直分向上的起始时间没有观测到突然的或不稳定的变化。图 2 给出了这些地震图。质点运动轨迹说明了它们的一致性。图3 A 和图3 B 给出了香港台记录到的瑞利波和勒夫波质点运动轨迹。

地震的震中位置在 100 英寸的等深线上, 也就是在大陆架内, 记录到的地震波不通过海洋, 因此, 不必考虑海陆边界上折射的影响。

用 Ewing 和 Press 的方法测定瑞利波和勒夫波的群速度, 绘出波峰和波谷数目对应到达时间的曲线。曲线的斜率是周期, 并根据已知的震中距离求出群速度。因为仪器的频率特性曲线是相似的, 对走时没有作相位校正。表 2 和表 3 给出了群速度值。

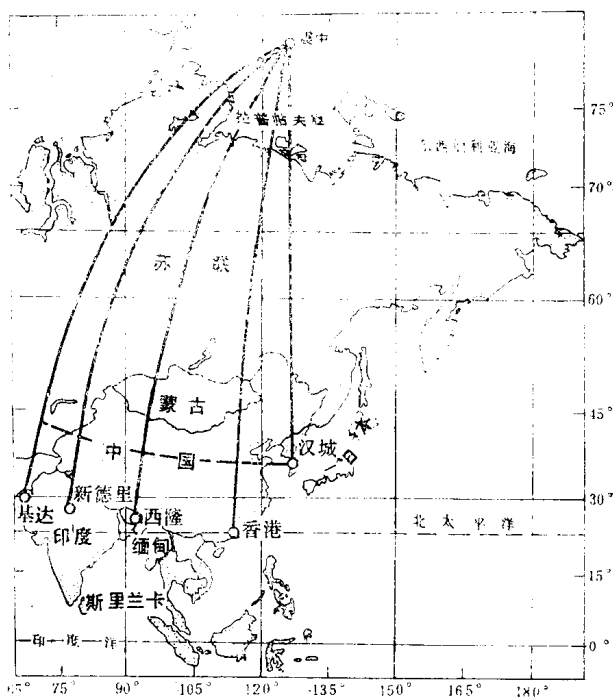


图 1 亚洲地形图 (取自美国海军海洋地形办公室发表的“世界地图”H. O. 1262 A)。图中示出了震中、记录台站和大圆弧路径

理 论 模 型

下面是将观测的面波频散曲线与一个适当的理论模型频散曲线进行比较。我们选择了一个具有半无限弹性空间均匀介质上的双层地壳模型。

早先的工作指出, 在亚洲大陆存在着“花岗岩”和“玄武岩”层。Nagmune 和 Shechov 明确指出, 大陆地区瑞利波和勒夫波的频散与双层地壳结构模型计算的理论频散一致; Tandon 等人也得到类似的结果。这些结果包括了爆炸地震学、面波频散和体波走时的研究。在某些地区, 花岗岩层比玄武岩层厚, 而在另一些地区, 则情况相反。在大多数情况下, 它

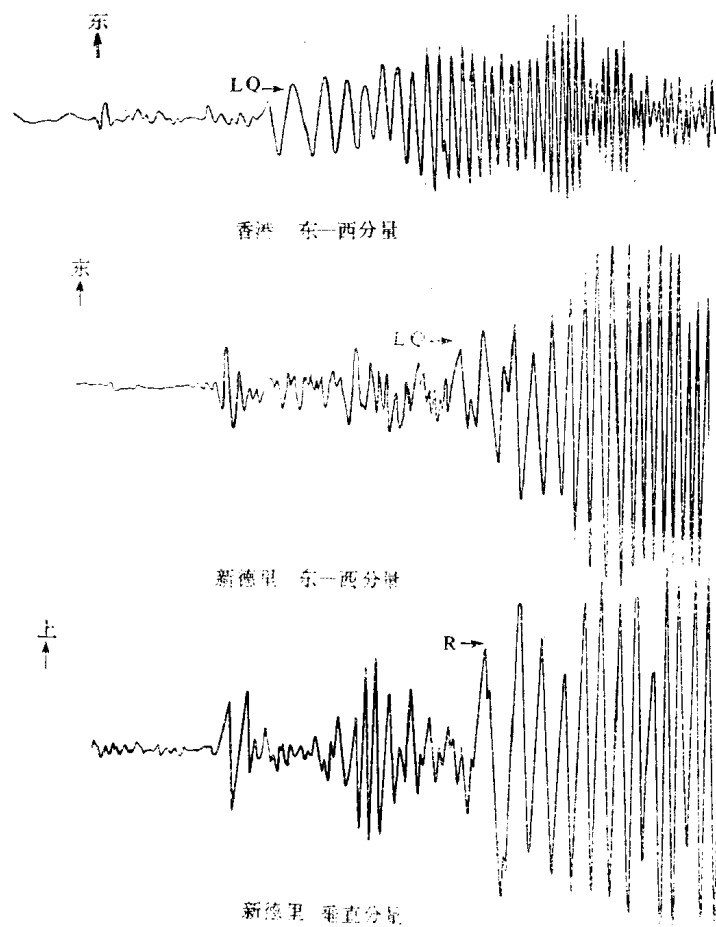


图2 三张典型的勒夫波和瑞利波频散地震图记录

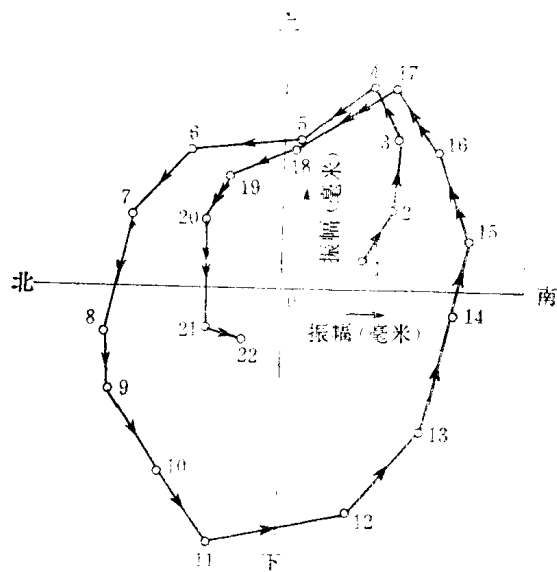


图3A 瑞利波质点运动

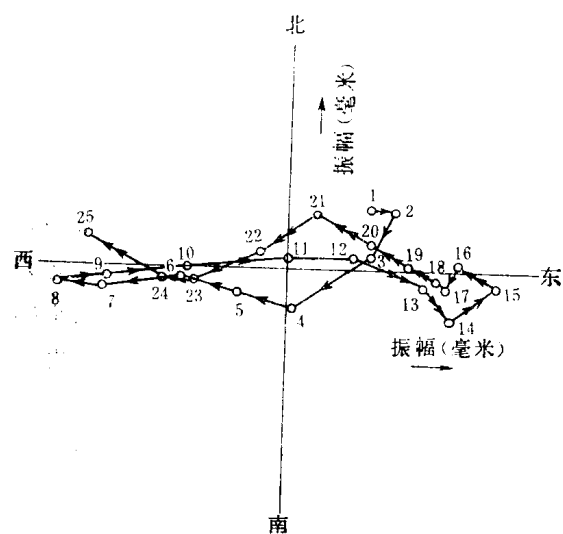


图3B 勒夫波质点运动

表2 瑞利波群速度

震中—汉城		震中—香港		震中—西隆		震中—新德里		震中—基达	
周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)	周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)	周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)	周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)	周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)
52.6	3.76	60.0	3.76	58.5	3.60	71.0	3.76	66.0	3.71
41.7	3.62	55.8	3.74	50.3	3.46	61.5	3.67	55.0	3.61
34.7	3.49	49.7	3.72	46.0	3.37	52.0	3.52	46.0	3.53
30.0	3.34	44.0	3.66	35.0	3.17	45.4	3.49	39.3	3.38
24.9	3.20	39.4	3.58	28.0	3.02	38.0	3.35	34.7	3.23
22.2	2.98	33.7	3.45	25.5	2.94	33.6	3.29	32.0	3.09
19.5	2.92	28.9	3.34	24.0	2.89	29.8	3.04	27.5	2.96
13.5	2.85	26.3	3.23	20.5	2.85	23.2	2.89	24.3	2.82
		22.6	3.02	18.5	2.80	18.7	2.76	20.0	2.79
		20.8	2.93	13.0	2.68	15.2	2.81	17.2	2.68
		18.0	2.85					16.0	2.58
		17.0	2.77						
		13.0	2.73						

表3 勒夫波群速度值

震中—香港		震中—新德里	
周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)	周 期 (秒)	群 速 度 (公里/秒)
68.0	4.18	53.0	3.9
50.0	4.10	52.5	3.85
50.6	3.97	46.7	3.70
45.0	3.92	41.0	3.63
39.4	3.83	36.0	3.56
33.7	3.69	34.2	3.49
29.3	3.54	29.9	3.36
24.0	3.38	27.0	3.32
20.8	3.27	23.6	3.23
19.1	3.17	20.9	3.16
18.8	3.08	18.9	3.03
16.0	2.96	18.0	2.96
15.0	2.90		

们的厚度大致相等。根据 Riznichenko 的工作，天山海西运动褶皱带山根主要是由较厚的玄武岩层构成（花岗岩约为20公里，玄武岩为30公里）。在苏联阿尔派德山一带，当玄武岩层为20公里和30公里厚时，西土库曼的花岗岩层为30公里厚，北帕米尔山为40公里厚。根据这些情况，提出一个具有等厚度的花岗岩层和玄武岩层的双层地壳模型与实际曲线比较最为适合。

Stoneley 用 Jeffreys-Bullen 的地层参数计算了三层地壳模型的瑞利波频散：

$$\alpha_1 = 5.598 \text{ 公里/秒} \quad \beta_1 = 3.402 \text{ 公里/秒}$$

$$\alpha_2 = 6.498 \text{ 公里/秒} \quad \beta_2 = 3.741 \text{ 公里/秒}$$

$$\alpha_3 = 8.110 \text{ 公里/秒} \quad \beta_3 = 4.340 \text{ 公里/秒}$$

$$\rho_1 = 2.65 \text{ 克/厘米}^3$$

$$\rho_2 = 2.85 \text{ 克/厘米}^3$$

$$\rho_3 = 3.40 \text{ 克/厘米}^3$$

他取了三种特殊的情况： $H_2 = H_1$ ， $H_2 = \frac{1}{2}H_1$ 和 $H_2 = \frac{1}{3}H_1$ (H_1 为花岗岩层的厚度， H_2 为玄武岩层的厚度)。这些波速与 Bune 和 Butorskaya 及 Rozora 等人对中亚所得出的那些结果基本上相符。

对同样的模型没有计算理论的勒夫波频散曲线。Dorman 计算了许多模型的勒夫波频散参数，其计算的第201号理论频散曲线参数如下：

$$\beta_1 = 3.40 \text{ 公里/秒} \quad \rho_1 = 2.74 \text{ 克/厘米}^3 \quad H/2$$

$$\beta_2 = 3.83 \text{ 公里/秒} \quad \rho_2 = 3.00 \text{ 克/厘米}^3 \quad H/2$$

$$\beta_3 = 4.50 \text{ 公里/秒} \quad \rho_3 = 3.30 \text{ 克/厘米}^3 \quad \infty$$

根据这些层参数，计算了不同地壳厚度的理论频散曲线。Shechkov 和 Saverensky 已将这些瑞利波和勒夫波频散的理论模型与观测到的欧亚大陆上的频散资料进行了比较。

说 明 和 讨 论

图 4 所示是瑞利波理论频散曲线和观测频散曲线。当周期大于30秒时，汉城和香港的资料落在 $H = 35$ 公里和 $H = 37$ 公里的理论曲线之间，新德里和基达的资料刚好落在 $H = 45$ 公里

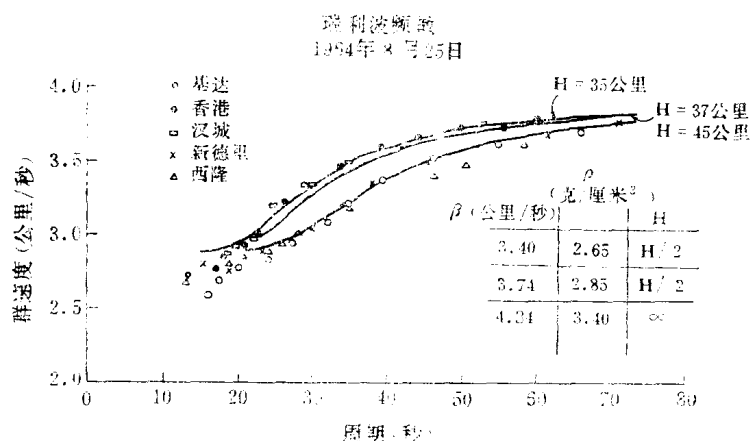


图 4 瑞利波频散——1964年8月25日

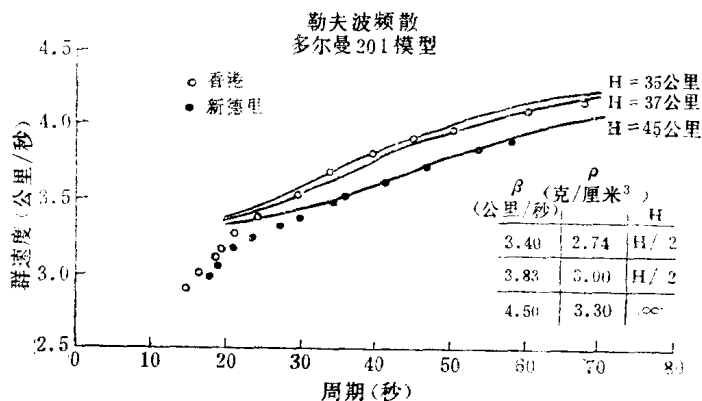


图 5 勒夫波频散——Dorman 201号模型

的理论曲线上，分散度小于0.05公里/秒。在周期大于40秒时，西隆的资料略低于 $H = 45$ 公里的理论曲线。在短周期区域内，分散度很可能是由于存在着不同的沉积层和面波到达路径偏离大圆弧所致。

图 5 是勒夫波的频散曲线。当周期大于30秒时，香港的资料落在 $H = 35$ 公里和 $H = 37$ 公里的理论曲线之间，而新德里的资料 and $H = 45$ 公里的理论曲线接近一致。

事实上，观测到的频散资料可明显地分为两组：在汉城和香港记录到的一组与较薄的地壳厚度35—37公里相符；而在西隆、新德里和基达记录到的另一组则与较厚的地壳厚度45公里相符。

Tandon 和 Chaudhury 根据高能量的核爆炸激发的瑞利波频散确定了新地岛和新德里之间地壳平均厚度为45公里。事实上, 经过新地岛和新德里的这一段路程和我们所研究的地震震中与新德里之间的路程相同。他们把观测到的瑞利波频散和 Dorman 8007 号模型的理论频散曲线进行了比较。Kovach 用勒夫波频散和 Dorman 208号模型的理论频散曲线进行了比较, 得到新疆和乌普萨拉之间的平均地壳厚度为45.5公里。Dorman 208号模型和 Dorman 的瑞利波8007号模型具有相同的地层参数。Saha 根据 M_2 波的频散也得到了新德里和新地岛之间的平均地壳厚度为45公里。值得指出的是, 我们的瑞利波频散资料与 Stonely (图4) 计算的理论曲线拟合得比 Dorman 8007 号模型 (图6) 更好。勒夫波频散资料与 Dorman 201 号模型 (图5) 拟合得比Dorman 208 号模型更好。

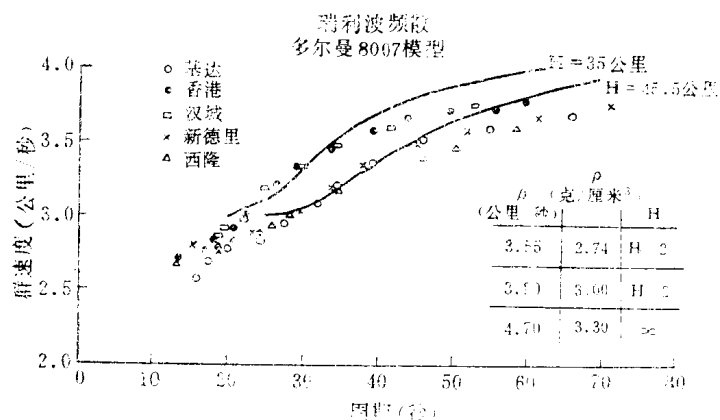


图6 瑞利波频散——Dorman8007号模型

差不多, 在震中和西隆之间则略微高一点。正如所预期的那样, 从西隆的数据获得的平均地壳厚度比从新德里和基达获得的要厚, 当周期大于10秒时 (图4), 西隆的数据落在 $H = 45$ 公里的理论曲线之下就是一个证明。

瑞利波有效的穿透深度大约为波长的三分之一, 整个波的穿透部分对群速度都有影响。因此, 研究确定地壳厚度时, 限制了某一特殊波长的使用。当研究的地壳厚度平均为35—55公里时, 用周期为25—45秒的瑞利波最为合适, 因为它们的穿透深度是同一数量级的。图4所示为理论频散曲线。对于 $H = 35$ 公里和 $H = 45$ 公里的群速度曲线, 在30—

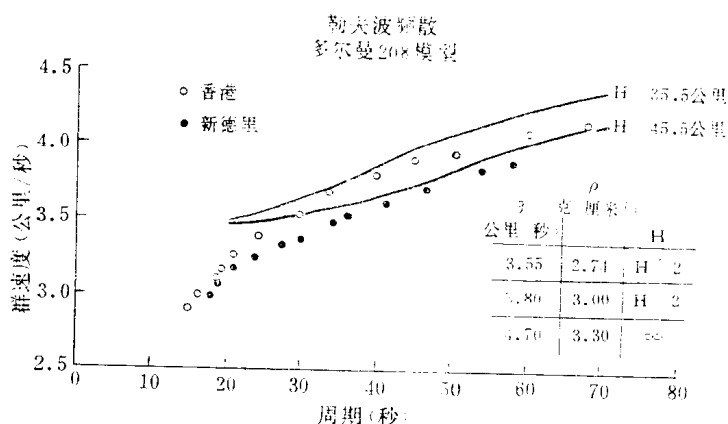


图7 勒夫波频散——Dorman 208号模型

35秒时, 为0.275公里/秒, 相差最大; 在25秒和45秒时, 则差0.175公里/秒; 而在22.5秒和60秒时, 仅为0.1公里/秒左右。观测的群速度值的情况也是如此。观测和理论曲线对比的结果是25秒—45秒周期范围内权重较大。在这一周期范围内, 由于穿透得更深, 所以沉积层的影响就可以忽略。否则穿透深度较小的短周期部分的群速度就要减小。

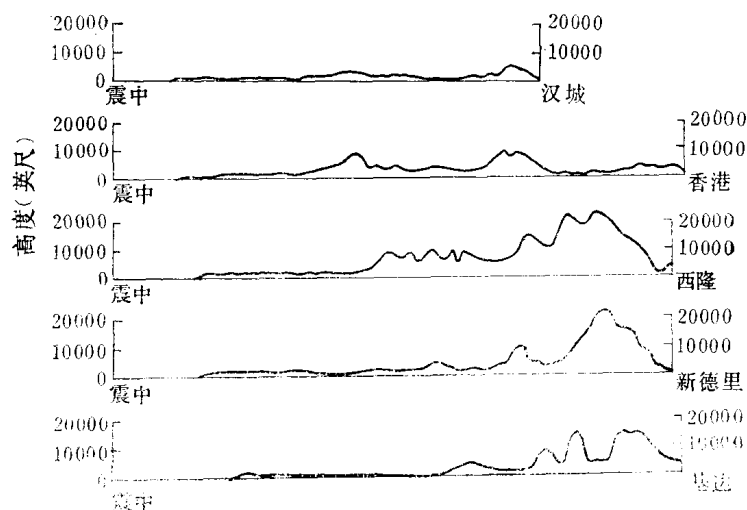


图8 震中和台站之间的地形，垂直方向放大125倍

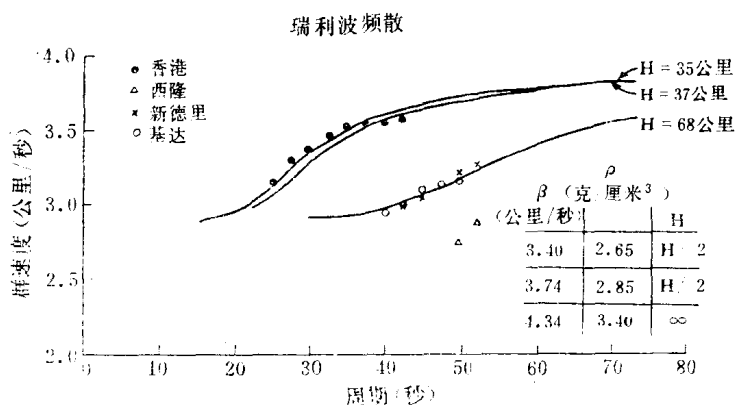


图9 瑞利波频散

根据汉城的资料，得到了图1北部地区的平均地壳厚度，为35—37公里。Shechkov、Saverensky 和 Arkhangel'skaya 得到的结果也是如此，这是对一定数量地震面波频散进行详细研究的结果。高山地区限于北纬26°至40°之间，占西隆、新德里和基达地震波全部路径的四分之一。这四分之一的路径是造成整个路径上地壳平均增厚8—10公里的原因。由新德里、基达和西隆台记录给出的全路径平均地壳厚度为45公里。显然，根据地壳平均厚度8—10公里的差异，青藏高原和喜马拉雅山下的地壳总厚度应该是65—70公里。

香港台记录的地震波没有经过这些高山地区，因此观测到的频散数据落在 $H = 35$ 公里和 $H = 37$ 公里的理论曲线之间。

对高山地区瑞利波的群速度单独地进行了计算。图1中的圆弧表示从震中到汉城和其余四个台站的震中距相等的部分。这个圆弧恰好将隆起的青藏高原和喜马拉雅山与其他部分分开。绘制所有台站瑞利波的不同周期和相应走时之间的曲线，由其他台站的震中距减去汉城的震中距，可以求出剩下那段距离不同周期的走时，从而计算出群速度（表4），这样计算出的群速度示于图9。新德里和基达台的值落在地壳厚度为68公里的理论曲线附近；香港台的值落在地壳厚度为35公里和37公里的理论曲线附近；而西隆台的值则落在地壳厚度为68公

表 4 瑞利波群速度和相应的地壳厚度

周 期	香港—汉城		新德里—汉城		基达—汉城		西隆—汉城	
	群 速 度 公里/秒	地壳厚度 公里	群 速 度 公里/秒	地壳厚度 公里	群 速 度 公里/秒	地壳厚度 公里	群 速 度 公里/秒	地壳厚度 公里
52.5			3.27	66.5				
50.0			3.22	66.2	3.19	69.0	2.87	—
47.5			3.16	66.7	3.16	66.7	2.74	—
45.0			3.04	68.6	3.11	67.2		
42.5	3.56	39.8	2.99	69.9	3.00	69.4		
40.0	3.54	37.3			2.95	70.4		
37.5	3.53	36.1						
35.0	3.52	34.5						
32.5	3.48	33.4						
30.0	3.36	34.3						
27.5	3.30	33.4						
25.0	3.18	31.9						

里的理论曲线下面，这表明地壳厚度更大。表 4 是对应这些群速度用 Stoneley 的 $H_1=H_2$ 的 1 号模型计算的地壳厚度。在这种情况下，群速度极小值出现在 $KH_1=2.2$ (K 是波数)，相应的 C/β_2 值是 0.77，因此，当群速度小于 2.88 公里/秒时，此表不能使用。由表 4 可见，周期从 25 秒到 42.5 秒，香港—汉城之间的地壳厚度是一致的；周期从 40 秒到 52.5 秒，新德里—汉城和基达—汉城之间的地壳厚度是一致的。这些结果支持了我们前面的结论。

本文的研究结果与喜马拉雅山和西藏高原地区的平均地壳厚度 65—70 公里是一致的。Kosminskaya 等人和其他苏联科学家在天山和北帕米尔山区的地震观测剖面 and 深地震测深工作的结果支持了这些结论，那些地区的地壳厚度大约为 65 公里。

节译自 Bulletin of the Seismological Society of America,
Vol. 57, № 2, 235—248, 1967.

用面波频散研究中国的地壳与上地幔构造

Ira Pines Ta-Liang Teng Robert Rosenthal 著

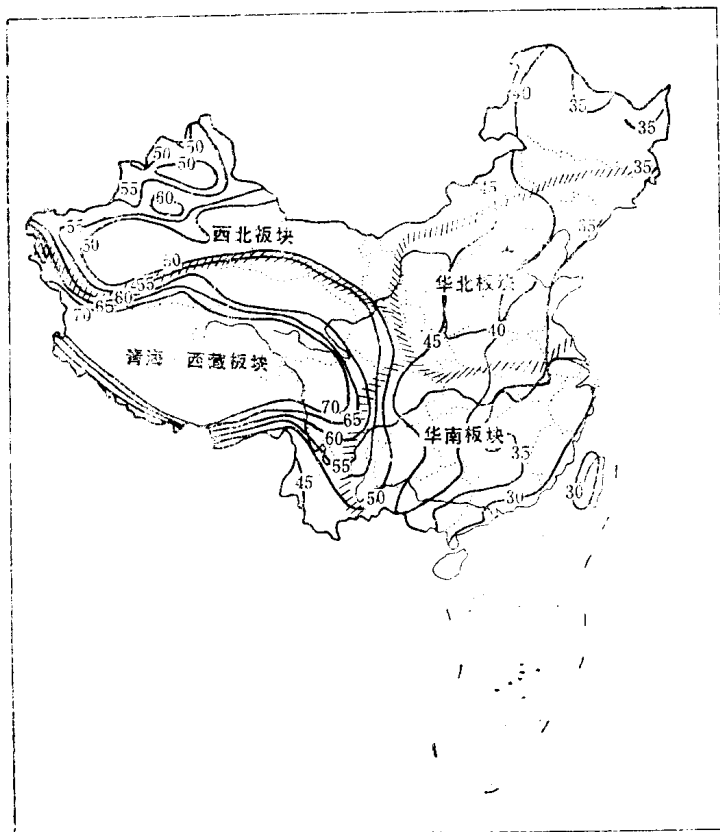
梁尚鸿摘译 顾 平 王绍舟校

摘 要

本文利用最近在中国发生的若干个大地震($M > 7$)中的强余震资料,重复测量了传播路径相同的面波群速度。这些资料取自地震研究观测台的三分向数字记录,经进行适当的座标旋转,运用多重滤波技术,得到了一些穿过中国不同构造区域的瑞利波和勒夫波频散资料,在某些情况下,也得到了高阶资料。在相同的源-台几何条件下,经过重复测量,得到了频散资料的误差估计。用广义面波反演方法对多阶频散资料进行分析,得到了中国不同构造区域的地壳与上地幔结构。结果清楚地表明,中国大陆的横向是不均匀的。这种横向不均匀性确切地反映了中国近代构造的发育状况。在青藏高原下面,有一个特异的地壳与上地幔结构。

引 言

Sun 和 Teng 根据地表地质学将中国从构造上划分为四个主要小板块。这四个小板块是(图1): 1. 青海-西藏板块(中国西南地区); 2. 华北板块; 3. 华南板块; 4. 西北板块(包括天山褶皱带)。



这些板块再划分的研究,同 McElhinny 根据古地磁资料,Whittington 和 Hughes 及 Jell 根据古生物资料, Dewey 和 Bird 等人根据区域地质资料所作的板块划分的研究相类似。这四个板块各有不同的地貌特征、重力异常和地壳厚度。根据地震反射波和折射波以及重力测量结果的综合研究,推导出了地壳厚度的等值线图,如图1所示。主要的地震都发生在这些小板块的交界处。其地震活动性就是 Molnar 和 Tapponier 所说的大规模构造运动。

从面波研究的观点看,将中国划分为四个主要小板块是有益的。分区概念首先由 Toksoz 和 Anderson 提出,即按面波传播路径划分海洋、地盾

图1 再划分的中国区域构造图(相间5公里的等高线表示地壳厚度)

和山脉构造区域,而每一个区域的平均群速度有着不同的效应,Tökösz 和 Anderson 指出,地盾地区平均群速度增加。而构造活跃的区域具有平均群速度减少的效应。这样,通过不同构造区域的面波传播路径,将在其平均群速度频散曲线上显示出不同的趋势。分区概念及其构造含意之间关系的研究结果表明:从构造上把中国划分为几个小板块是合适的,因此,可相应地用每条传播路径的面波频散资料来反演地壳与上地幔结构。本文利用在中国境内最近发生的几个大地震($M>7$)的一系列强余震的数字资料,提取了面波频散信息,对地壳与上地幔结构进行了详细分析。

中国的构造划分

Sun 和 Teng 提出的中国四个小板块的构造划分如下:

1. **青海-西藏板块**,由喜马拉雅以北,包括昆仑山脉地区所组成。其东部边界,大约在东经 105° 与四川和云南两省的西界重合。西部边界不太明确,大约从中国西部边界向西延伸了500公里。青海-西藏板块的边缘与高地震活动带和古消减带相一致。

2. **华北板块**,北靠西伯利亚地台,东临太平洋,南接秦岭山脉,西与鄂尔多斯沙漠相邻。

3. **华南板块**,起自秦岭山脉以南,西到西藏高原和柴达木盆地以东。华南板块,西北部有扬子断块,东南部有华南褶皱地块。其东部与中国东南沿海大陆架边缘平行,局部地区与俯冲到欧亚板块下的太平洋板块相重合。

4. **西北板块**,由塔里木和吐鲁番盆地、天山褶皱带以及华北板块以北和以西地区组成。

资 料

本文采用的地震列于表1,其传播路径的大部分均在中国这四个主要小板块内,见图2。每条传播路径选用了一系列的地震,以便对资料的重复性和观测误差作出估算。路径长度大致在1700公里到5000公里范围内。对于青海-西藏小板块的研究,用的是设在伊朗马什哈德地震研究观象台的记录。

表1 本文采用的有关地震资料

震 中	发 震 时	台 站	震 级 (M)	波 型	分 量	路 径	距 (km)
32.753°N, 104.157°E, 四 川	1976.8.16 14:06:45.9	马什哈德	6.1	瑞 利	垂 直 向 径 向	四川—马什哈德	4080
32.893°N, 104.189°E, 四 川	1976.8.19 12:49:47.7	同 上	5.4	瑞 利	垂 直 向 径 向	同 上	4073
32.571°N, 104.152°E, 四 川	1976.8.21 21:49:54.2	同 上	6.1	瑞 利	垂 直 向 径 向	同 上	4095
32.492°N, 104.181°E, 四 川	1976.8.23 03:30:7.6	同 上	6.2	瑞 利	垂 直 向 径 向	同 上	4028
32.460°N, 104.152°E, 四 川	1976.9.1 01:06:51.8	同 上	5.1	瑞 利	垂 直 向 径 向	同 上	4090
24.343°N, 98.642°E, 云 南	1976.5.31 05:08:28.5	同 上	5.5	瑞 利	垂 直 向 径 向	同 上	3956
24.191°N, 98.676°E, 云 南	1976.7.3 16:33:23.1	同 上	5.3	瑞 利	垂 直 向 径 向	同 上	3967

伊朗马什哈德: 36.30°N, 59.49°E。

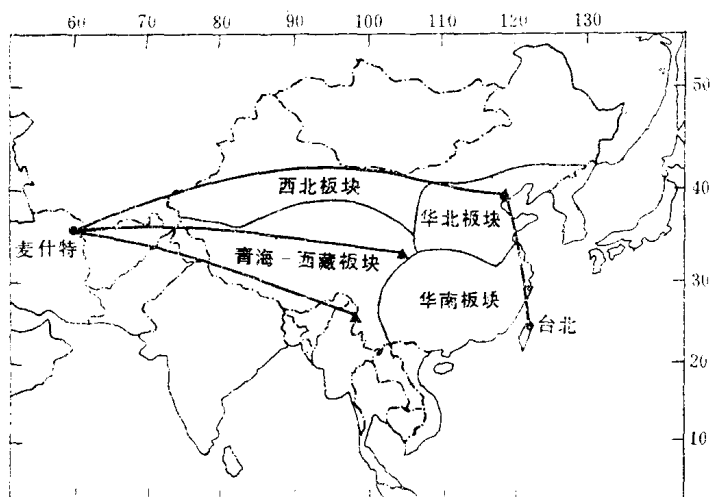


图2 面波传播路径 (▲表示地震 ●表示地震研究观象台)

地震研究观象台用数字磁带记录, 便于计算机处理。地震研究观象台仪器的灵敏度很高, 因而增大了对地震临界值的监测, 使小震级的地震 (5 级左右) 能够用于长周期和短周期的面波频散分析。每个地震都要求从磁带记录中译绘出来, 运用旋转资料坐标的方法, 得到纯勒夫波和瑞利波。对地震研究观象台资料处理的详细讨论, 可参阅 Peterson 等人的文章。

方 法

多重滤波分析是为了获得群速度的频散曲线。在短周期末端 (低于20秒), 标绘等值线图时, 由于S波的干扰, 常出现模糊点。这些等值线可给出一些局部的最大值, 但不能提供确定的群速度观测值。与青海、西藏路径有关的瑞利波和勒夫波分量的平均群速度频散曲线标绘在图3—图5上。用多重滤波分析得到的高阶资料也标绘在上述图中。各条路径的观测资料均列在表2—3中。

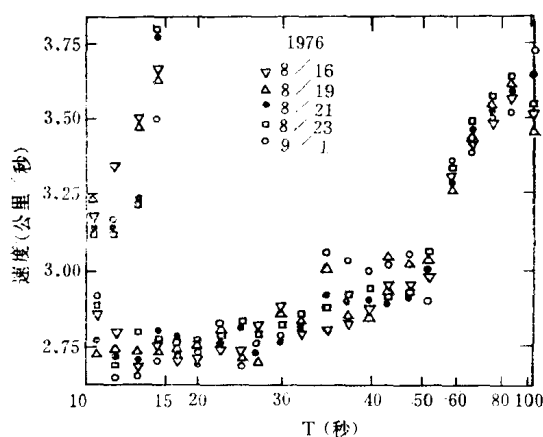


图3 四川—马什哈德路径上5次地震的径向瑞利波分量的群速度

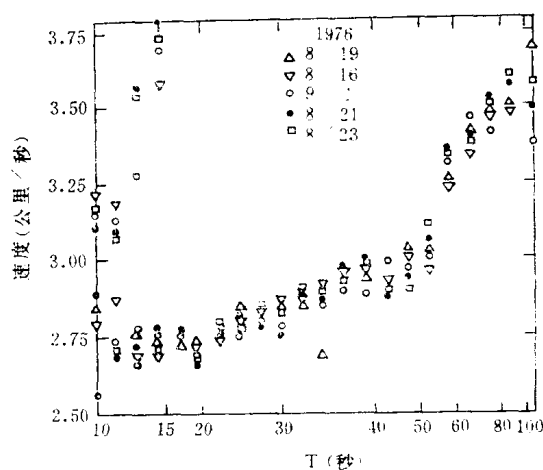


图4 四川—马什哈德路径上5次地震的垂直向瑞利波分量的群速度

用 Backus 和 Gilbert 反演方法, 对面波频散资料进行反演, 测定地球构造。这种反演方法详尽的论述已经问世。本文附录中介绍了反演理论的基本逻辑及其某些数值应用的经验, 同时还讨论了 Marquardt 方法和随机反演的各自优点。我们的反演程序综合使用了这两种方法。当参量数大于资料数时, 用随机反演法; 若观测数大于参量数, 则用 Marquardt 方法。这一程序可使计算次数降至最低限度。

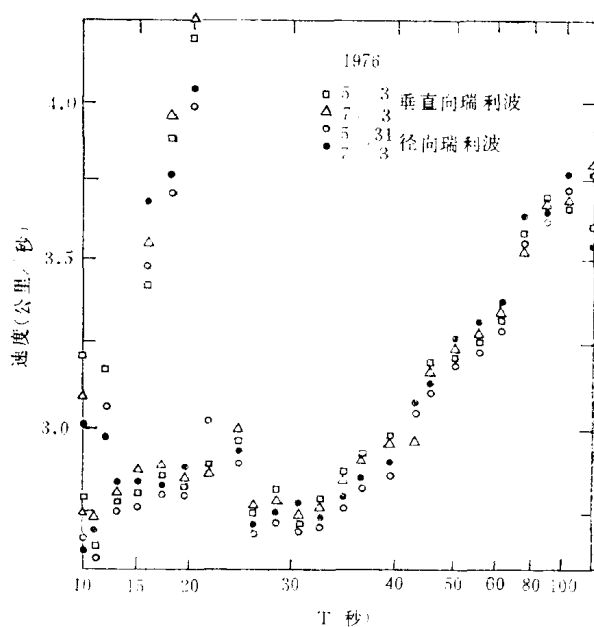


图5 云南—马什哈德路径上3次地震的瑞利波群速度

表2 云南—马什哈德观测台频散资料

周 期 (秒)	基 阶 瑞 利 波 (公里/秒)	一 阶 瑞 利 波 (公里/秒)
102.4	3.52 ± 0.15	
85.3	3.49 ± 0.15	
73.1	3.41 ± 0.10	
64.0	3.25 ± 0.15	
56.9	3.12 ± 0.10	
51.2	3.05 ± 0.10	
46.5	3.00 ± 0.10	
42.7	2.95 ± 0.10	
39.4	2.87 ± 0.07	
36.6	2.79 ± 0.07	
34.1	2.73 ± 0.07	
32.0	2.71 ± 0.07	
30.1	2.73 ± 0.15	
27.0	2.67 ± 0.15	
24.4	2.85 ± 0.15	
22.3	2.79 ± 0.05	
20.5	2.79 ± 0.05	4.09 ± 0.15
18.9	2.77 ± 0.05	3.80 ± 0.17
16.0	2.77 ± 0.06	3.48 ± 0.10
13.8	2.77 ± 0.06	
12.2	2.64 ± 0.15	3.17 ± 0.08
10.9	2.71 ± 0.10	3.15 ± 0.07