

利用地震面波研究中国地壳结构*

冯 锐

(国家地震局地球物理研究所)

朱介寿 丁韞玉

(成都地质学院) (陕西省地震局)

陈国英 何正勤 杨树彬 周海南

(国家地震局地球物理研究所)

孙克忠

(中国科学院地球物理研究所)

摘 要

本文利用地震面波频散资料进行反演,得到了中国各地区地壳结构的层状模型。

中国地壳可以划分为青藏、蒙古、华北、华南和塔里木等五个大陆块体,其频散曲线和地壳层状结构是彼此不同的。一般可以用沉积层、花岗岩层和玄武岩层来代表,后四个区在上地幔和玄武岩层中的波速值比较接近。青藏和华北地区在地壳中的平均波速值较低,地壳结构的纵横向变化显著,康腊面不是稳定而明显的速度间断面,某些部位上存在着低速层,这两个地区的地震活动之所以十分强烈,与上述地壳深部构造有直接关系。其余三个地区的地壳显示了类似稳定地台的某些特征。中国沿海地区的地壳可以大致以长江口为界分成南北两部分,分属于华北和华南地壳。

中国地壳厚度在东部为 32—40 公里,青藏高原 60—70 公里。沉积层在塔里木盆地最厚,达 11 公里,其他地区一般为 3—8 公里。

一、资 料

本文分析了中国 15 个基准台站对 19 次地震的面波记录(表 1,表 2)。观测仪器为基尔诺斯中短周期地震仪。经过对地震图进行数字化处理和滤波后,所得频散曲线的周期在 10—50 秒之间。

对穿经青藏高原、中国沿海和蒙古一带地区的面波射线计算了瑞雷波的群速度,其余部分测定了与震中近似在同一大圆上的二台间的相速度(图 1),所用射线共 28 条,基本上把中国各主要构造区都扫到了。

* 1980 年 1 月 29 日收到。1980 年 11 月 30 日收到修改稿。

表 1 地震台站及其汉语拼音缩写

台站	北京	包头	成都	贵阳	广州	昆明	喀什	高台	拉萨	兰州	南京	余山	武汉	乌鲁木齐	西安
缩写	BJI	BTO	CDU	GYA	GZH	KMI	KSH	KTA	LSA	LZH	NJI	SSH	WHN	WMQ	XAN

表 2 地震参数表

编号	日 期 (年·月·日)	发 震 时 刻 (G.M.T)	震 中 位 置		深 度 (公里)	震 级	资料来源
			纬 度	经 度			
1	1960.5.18	06 ^h 35 ^m 12 ^s	29.35N	129.98E	81	6 $\frac{3}{4}$	ISS
2	6.15	15 36 55	40.22N	142.28E	48	6 $\frac{1}{4}$	ISS
3	7.31	02 55 48	6.15S	149.95E	33	6 $\frac{3}{4}$	ISS
4	1961.5.16	21 45 25	30.37N	132.02E	14	5.7	ISS
5	7.7	13 10 46	6.02S	149.81E	31	6 $\frac{1}{4}$	ISS
6	11.15	07 17 06	42.79N	145.50E	0	6 $\frac{1}{4}$	ISS
7	1969.4.13	15 24 54.7	17.80N	80.67E	25	5.3	ISS
8	1971.3.23	09 52 12	41.44N	79.17E	29	6.8	ISS
9	3.23	20 47 16	41.42N	79.20E	14	6.5	ISS
10	5.3	00 33 24.6	30.79N	84.33E	27	5.8	ISS
11	6.26	19 27 11.9	5.20S	96.9E	25	7.0	ISS
12	8.23	21 55 18.1	45.60N	151.0E	34	6 $\frac{1}{4}$	ISS
13	1972.1.15	20 21 47	40.17N	78.96E	9	6 $\frac{1}{4}$	ISS
14	2.26	23 31 10	50.55N	97.1E	36	6.0	ISS
15	6.24	15 29 22.3	36.28N	69.69E	47	6.6	ISS
16	9.3	16 48 29.5	35.94N	73.33E	45	6 $\frac{3}{4}$	ISS
17	1973.9.9	18 25 49.6	39.53N	143.24E	19	6.3	ISS
18	1978.4.10	20 52 18.9	11.36S	116.69E	33	6.4	NETC
19	1979.3.16	15 35 20	5.40N	96.2E	24	5.8	PSRC

二、面波频散的测定与反演

群速度的测定可采用移动窗或多重滤波技术^[2]。本文提出下述窄带通滤波-互相关函数的方法测定二台间相速度,该方法关键的两步是先对记录做窄带通滤波,然后对不同的时移量 p 计算互相关函数 γ_n ,最后由振幅矩阵的等值线确定相速度 $c(T)$:

令 $x_1(t), x_2(t)$ 为二台记录,由褶积做窄带通滤波:

$$y_i(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} x_i(\tau - t)v(t)dt$$

$i = 1, 2$

(1)

$v(t)$ 为滤波系数,可用最佳数字滤波器^[6]:

$$v(T_n, t) = \left[SI\left(\frac{\pi(2t + 1)}{T_-}\right) - SI\left(\frac{\pi(2t + 1)}{T_+}\right) - SI\left(\frac{\pi(2t - 1)}{T_-}\right) \right. \\ \left. + SI\left(\frac{\pi(2t - 1)}{T_+}\right) \right] / \pi - \frac{2}{\pi(2N + 1)} \left[SI\left(\frac{\pi(2N + 1)}{T_-}\right) \right]$$

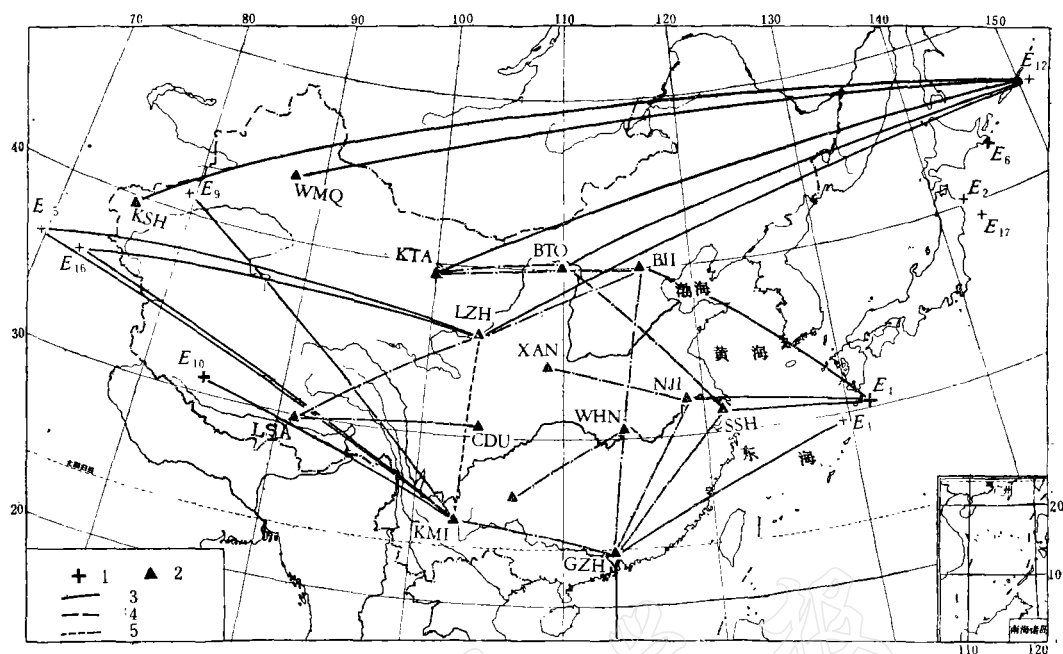


图1 地震台站与面波射线分布图

(1.震中 2.台站 3.瑞雷波群速度射线 4.瑞雷波相速度射线 5.勒夫波相速度射线)

$$-SI\left(\frac{\pi(2N+1)}{T_+}\right) \quad (2)$$

式中 T_+ , T_- 分别是截止周期的上下限, $SI(x)$ 为正弦积分

$$SI(x) = \int_0^x \frac{\sin t}{t} dt \quad (3)$$

由近似公式求出, N 值一般 17—25 即可。也可以用理想带通滤波器的单位脉冲响应函数 $w(t)$ 与权函数 $u(t)$ 之积代入(1)式:

$$v(T_n, t) = w(T_n, t)u(t) \quad (4)$$

$$w(T_n, t) = A_0 \frac{\sin(2\pi ht)}{\pi t} \cos\left(\frac{2\pi}{T_n} t\right) \quad (5)$$

$$u(t) = \cos^2\left(\frac{\pi t}{2N}\right) \quad (6)$$

$$-N \leq t \leq N, \quad N = mT_n$$

h 为通频带半宽度(现取 $h = 0.001$), T_n 为滤波中心周期, A_0 为常数, m 值 3—6。

当对不同的时移 p 计算出 y_1, y_2 的互相关函数 r_{21} 之后, 相速度 $c(T)$ 便可以方便地得到。因为

$$r_{21}(T_n, p) = \int_{-\infty}^{\infty} y_2(T_n, t+p)y_1(T_n, t)dt \quad (7)$$

$$c(T_n) = (\Delta_2 - \Delta_1)/p \quad (8)$$

$\Delta_2 - \Delta_1$ 为二台震中距之差。故 $r_{21}(T_n, p) = r_{21}(T_n, c)$ 即为不同 T_n 时的 c 值振幅分布。可以证明, y_1, y_2 同相时 r_{21} 最大, 反之最小。该方法计算速度较快, 在资料的处理

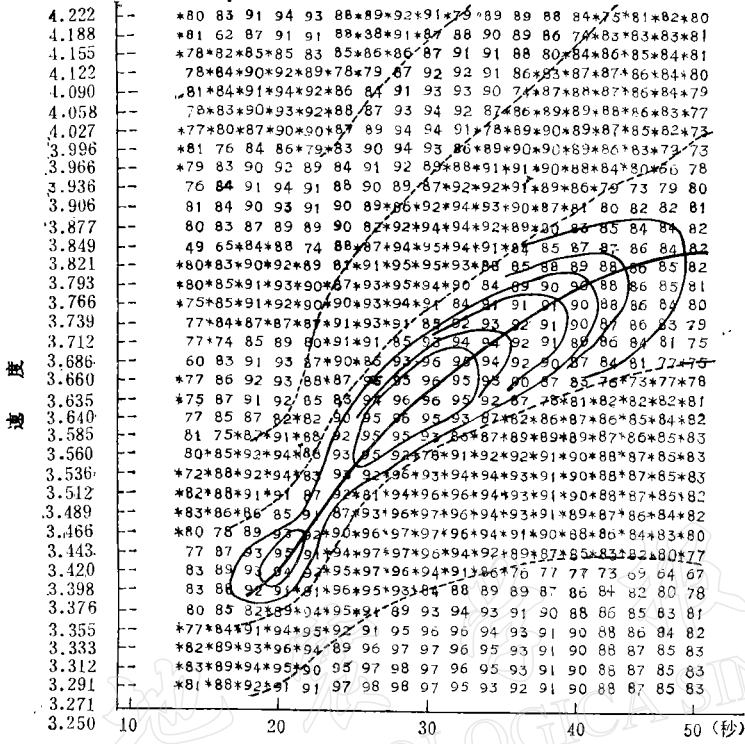


图 2 相速度频散的实测结果

(图中在任一周期处,相邻二条正值区相差一个波长,正负区相差半个波长)

上亦很方便(图 2)。

利用地震面波资料反演地壳结构,实质是通过一定的数学方法寻找某种地壳模型 \hat{P} , 使由它算出的理论频散 C 能与观测频散 O 充分地吻合。在令其残差向量的范数平方达极小时

$$\Phi(P) = \|O - C\|^2 = \sum_{i=1}^m (O_i - C_i)^2 = \min \quad (9)$$

便可以求得最小二乘的正则方程

$$A^T A \Delta P = A^T b \quad (10)$$

A 为雅可比矩阵, A^T 为其转置, ΔP 为待求的模型参数的改正向量, b 向量为观测值与初始模型理论值之差。通过反复的迭代,不断修订地壳模型,当目标函数 $\Phi(\hat{P})$ 达到了预期的精度时,便称 \hat{P} 为最优模型解,反演结束。

为克服因 $A^T A$ 奇异而招致(10)式计算上的早期发散,通常引入阻尼因子 θ^2 , (10)式修正为

$$(A^T A + \theta^2 I) \Delta P = A^T b \quad (11)$$

I 为单位矩阵。于是如何恰当地选取阻尼因子便十分重要。我们的试验表明: θ^2 的初值可依 $A^T A$ 矩阵本征值 λ_i^2 的平均数,由其迹 $T_r(A^T A)$ 确定,而在迭代过程中采用一维搜索选取最优阻尼因子,该方法的计算效果较好,其应用不限于地震面波的反演。此时,初始阻尼因子 θ_0^2 为

$$\theta_0^n = \sum_{i=1}^n \lambda_i^2 / mn = T_r(\mathbf{A}^T \mathbf{A}) / mn = \sum_{i=1}^n A_{ii} / mn \tag{12}$$

A_{ii} 为矩阵 $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ 的对角线元素。在做阻尼因子的一维搜索时，可依目标函数在三点的数值，用二次插值方法求得。

反演计算中，我们将各层的横波速度 β 和厚度 h 做独立变量，而后由理论与实验关系导出纵波速度 α 与密度 ρ 。

针对地球物理反演解答的不唯一性，欲取得合理的结果，必须把物理内容引到计算中对模型参量做约束。约束条件为

$$|G(\mathbf{P}) - D| \leq \delta \tag{13}$$

$G(\mathbf{P})$ 是模型函数， D 为约束标准， δ 为约束范围。 $\delta = 0$ 相当于固定约束， $\delta \approx 0$ 为区间约束（若该量足够大，便化为无约束问题）。对于密度—纵波速度关系、纵横波速比、上地幔纵波速度和沉积层纵波速度等可考虑做固定约束；对于地壳平均厚度、地壳纵横波速平均值、沉积层厚度以及花岗岩层顶部纵波速度等量可做区间约束。各约束条件的施加要视具体问题及资料的可靠性来决定。

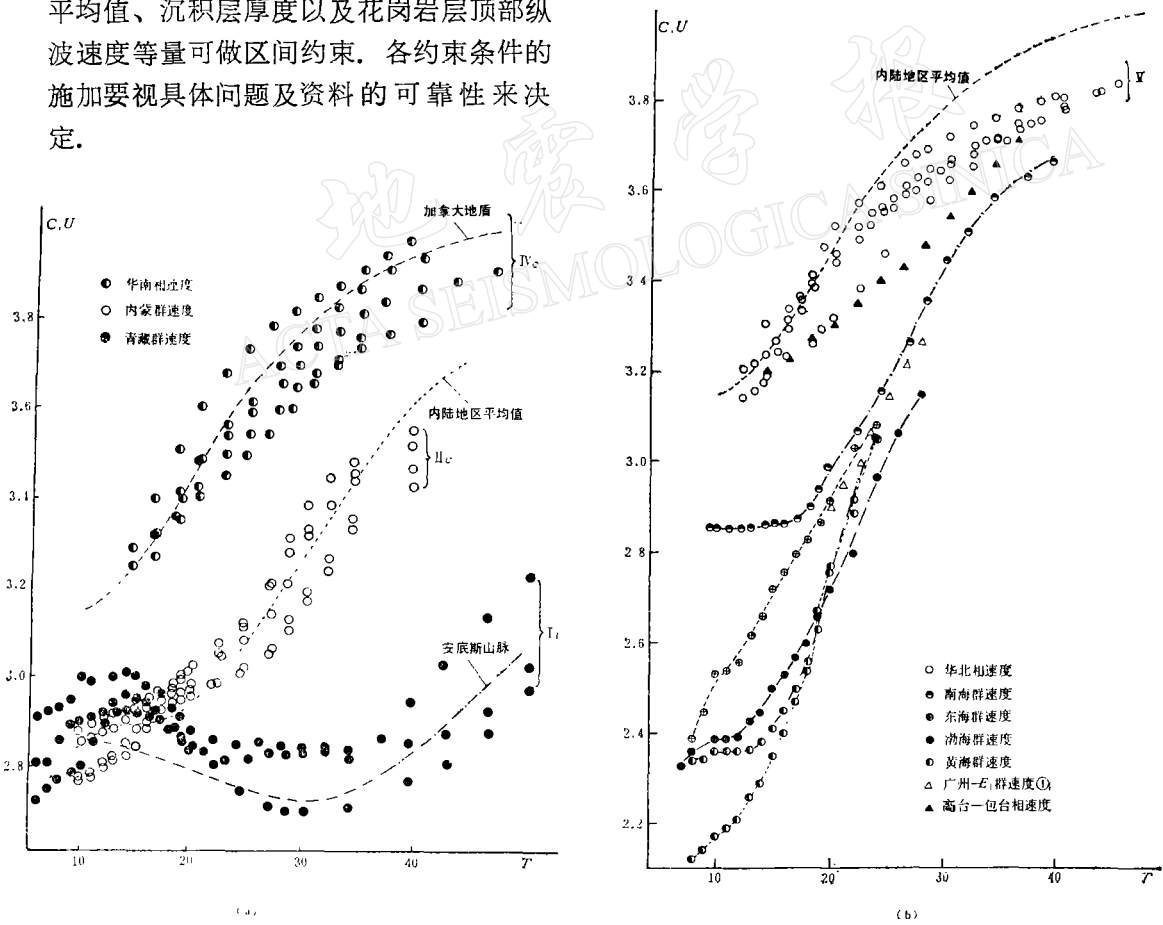


图 3 实测瑞雷波频散曲线

在本研究中，我们对迄今为止有关中国地壳结构的物理参数，尽可能地收集和整理，计算中已经考虑，此不赘述。

三、中国地壳结构的分区

中国地壳是由结构与性质不同的几个块体拼组而成的,从实测频散曲线来看,这个结论是明白而直接的(图3)。曾融生1973年曾提出了中国地壳是由至少三个以上的块体拼组而成的论据^[1]。本研究中,我们进一步将中国地壳划成五个块体(图4):I、青藏块体,II、蒙古块体,III、塔里木块体,IV、华南块体和V、华北块体。它们以天山—阴山,阿尔金山—祁连山—秦岭和南北构造带为主要分界线,其西南和东部边界则大体为欧亚

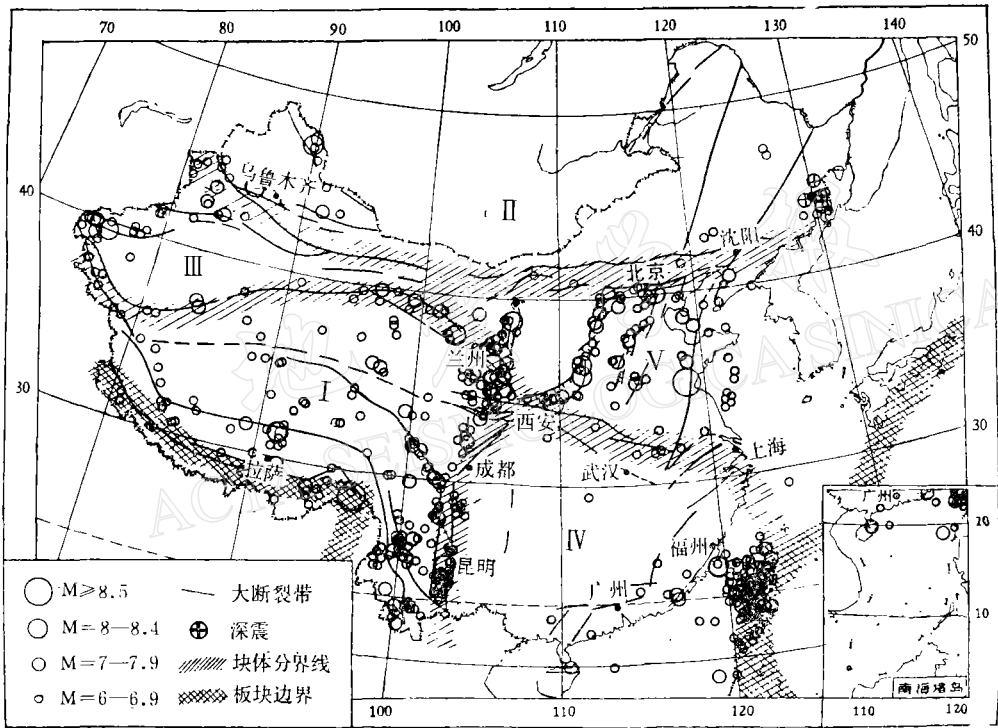


图4 中国地壳结构的分区与强震震中分布

表 3-1 实测瑞雷波群速度值

<i>T</i>	\bar{U}	σ	<i>T</i>	\bar{U}	σ	<i>T</i>	\bar{U}	σ
6.0	2.818	0.092	15.1	2.957	0.040	28.4	2.800	0.079
7.0	2.830	0.080	16.0	2.940	0.036	30.1	2.797	0.076
8.0	2.856	0.075	17.1	2.923	0.042	32.0	2.800	0.070
9.3	2.880	0.084	18.3	2.897	0.040	34.1	2.806	0.077
10.0	2.920	0.072	19.0	2.877	0.031	39.4	2.868	0.092
11.1	2.930	0.056	19.7	2.853	0.023	42.7	2.916	0.110
12.2	2.947	0.050	22.3	2.830	0.026	46.5	2.993	0.140
13.1	2.960	0.040	24.4	2.810	0.053	51.2	3.086	0.140
14.2	2.963	0.045	26.9	2.803	0.072			

注: *T*——周期(秒); σ ——速度平均值的均方差(公里/秒,下同)

板块的边界.

各区平均地壳模型,是由频散曲线的平均值(相速度 \bar{c} , 群速度 \bar{U}) 经数值反演而得的,现分述如下:

1. 青藏块体的平均地壳模型

经计算,现对青藏块体给出五层,七层两种平均地壳模型,前者没有低速层,见表 3-2, 后者有低速层,见表 3-3.

表 3-2 平均地壳模型 (五层)

序号	h	α	β	ρ
1	4.2	4.98	2.88	2.63
2	18.9	5.84	3.38	2.76
3	22.3	6.02	3.48	2.79
4	24.2	6.69	3.87	2.99
5	∞	8.00	4.52	3.33

表 3-3 平均地壳模型(七层)

序号	h	α	β	ρ
1	7.7	5.34	3.08	2.66
2	15.3	5.81	3.36	2.75
3	10.0	5.65	3.26	2.72
4	10.0	6.14	3.55	2.83
5	10.0	6.73	3.89	3.00
6	15.6	6.34	3.67	2.89
7	∞	8.00	4.32	3.33

注: h ——层厚度(公里); α ——纵波速度(公里/秒); β ——横波速度(公里/秒); ρ ——密度(克/厘米³),(下同)

2. 蒙古块体的平均地壳模型

表 4-1 实测瑞雷波群速度值

T	\bar{U}	σ	T	\bar{U}	σ
10.0	2.82	0.055	19.7	2.99	0.029
11.1	2.83	0.059	22.3	3.03	0.043
12.2	2.84	0.051	24.4	3.08	0.053
13.1	2.86	0.048	26.9	3.14	0.078
14.2	2.88	0.042	28.4	3.21	0.088
15.1	2.91	0.040	30.1	3.29	0.095
16.0	2.93	0.029	32.0	3.35	0.089
17.1	2.94	0.022	34.1	3.42	0.065
18.3	2.96	0.021	39.4	3.50	0.057
19.0	2.98	0.024			

表 4-2 平均地壳模型

序 号	h	α	β	ρ
1	5.8	5.02	2.90	2.63
2	14.6	6.09	3.52	2.81
3	24.8	6.90	3.99	3.04
4	∞	8.00	4.51	3.33

3. 塔里木块体的平均地壳模型

表 5-1 实测瑞雷波群速度值

<i>T</i>	\bar{U}	<i>T</i>	\bar{U}	<i>T</i>	\bar{U}
9.3	2.23	16.0	2.55	26.9	2.68
10.0	2.21	17.1	2.55	28.4	2.70
11.1	2.33	18.3	2.55	30.1	2.70
12.2	2.37	19.0	2.58	34.4	2.76
13.1	2.46	19.7	2.58	39.4	2.97
14.2	2.47	22.3	2.65	42.7	3.24
15.1	2.50	24.4	2.68	46.5	3.37

表 5-2 平均地壳模型

序号	<i>h</i>	α	β	ρ
1	10.7	4.61	2.68	2.56
2	19.8	5.99	3.46	2.79
3	20.6	6.56	3.79	2.96
4	∞	8.00	4.65	3.33

4. 华南块体的平均地壳模型

表 6-1 实测瑞雷波相速度值

<i>T</i>	\bar{c}	σ	<i>T</i>	\bar{c}	σ	<i>T</i>	\bar{c}	σ
14.0	3.25	0.044	23.0	3.57	0.091	32.0	3.78	0.077
16.0	3.32	0.047	24.0	3.60	0.090	33.0	3.80	0.077
17.0	3.36	0.052	25.0	3.62	0.091	34.0	3.82	0.075
18.0	3.41	0.064	26.0	3.65	0.087	36.0	3.84	0.078
19.0	3.44	0.069	27.0	3.67	0.084	37.0	3.86	0.080
20.0	3.48	0.078	28.0	3.70	0.081	39.0	3.90	0.084
22.0	3.55	0.086	30.0	3.74	0.077			

表 6-2 平均地壳模型

序 号	<i>h</i>	α	β	ρ
1	4.8	4.72	2.78	2.59
2	9.5	5.77	3.40	2.74
3	10.6	6.39	3.76	2.91
4	14.3	6.60	3.88	2.97
5	∞	8.00	4.55	3.33

5. 华北块体的平均地壳模型

表 7-1 实测瑞雷波相速度值

<i>T</i>	\bar{c}	σ	<i>T</i>	\bar{c}	σ	<i>T</i>	\bar{c}	σ
12.0	3.18	0.081	22.0	3.50	0.080	30.0	3.67	0.041
13.0	3.20	0.069	23.0	3.53	0.072	32.0	3.70	0.037
14.0	3.23	0.059	24.0	3.55	0.062	34.0	3.73	0.026
16.0	3.30	0.043	25.0	3.57	0.061	36.0	3.75	0.022
17.0	3.33	0.049	26.0	3.60	0.058	37.0	3.77	0.025
18.0	3.37	0.068	27.0	3.62	0.054	39.0	3.80	0.023
20.0	3.44	0.088	28.0	3.64	0.046	40.0	3.82	0.029

表 7-2 平均地壳模型

序 号	h	α	β	ρ
1	4.2	4.82	2.78	2.60
2	11.1	5.91	3.42	2.77
3	10.0	6.30	3.64	2.88
4	15.0	6.75	3.90	3.00
5	∞	8.00	4.38	3.33

四、中国地壳结构分区特征

1. 青藏块体的地壳结构

图 5 给出了有代表性的五条路径上的地壳反演结果。该区地壳的特点是：波速低，厚度大，纵横向结构的差异显著，存在地壳低速层，是世界上最典型的大陆高原地壳。

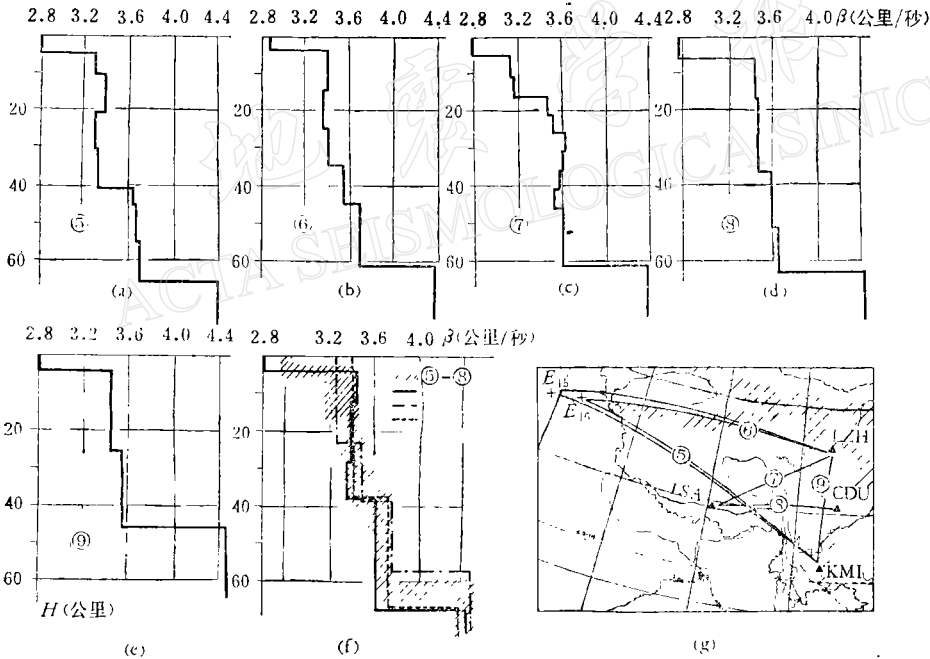


图 5 青藏块体的地壳结构

由图可见：该区地壳与上地幔的波速值明显低于其他地区，横波速度的均值分别为 3.43—3.49 公里/秒和 4.37—4.44 公里/秒，因重力分异程度较差，波速随深度的增加较小，康腊面不是一个稳定而显著的速度间断面，只是在藏南的路径上(图 5(a))于 40 公里深处有清晰显示，该区的沉积层不厚，约 4—7 公里，横波速度 2.8 公里/秒。地壳低速层的存在是青藏高原地壳结构中一个值得重视的现象。我们曾用多种地壳模型进行了尝试，仅当低速层出现时才能使反演得到最好的收敛，地壳低速层的深度在 30—50 公里不等，比较明显的是在兰州—拉萨路径上(图 5(c))， β 值由 3.63 降到 3.51 公里/秒，深度在 35—45

公里。这与秦建业的 TP-4 模型^[7]基本符合。

青藏高原的地壳很厚,大部分地区在 61—66 公里左右,虽然自北而南逐渐增厚,但其莫霍界面的深度变化还是不大的,与地貌上的高原特征相符。地壳厚度在 70 公里以上者,估计仅在喜马拉雅山脉处才会达到。

该区地壳结构的另一个特点是纵横向变化大,不同路径上的地壳结构存在明显的差异,从图 5 的几个速度剖面上不难看出,除沉积层、地壳底层与上地幔的速度比较接近外,彼此间难以确认可对比层位,因此不同作者对青藏高原不同路径上的研究结果也往往不同(图 5_(f)),上述种种特点的出现是与青藏高原新生代以来的整体性隆起有关的,它的差异性运动很强烈,规模巨大,新构造运动达及地壳深部,因此褶皱作用,逆掩断层和熔融岩浆活动都很普遍,形成了这种世界上独具特点的高原型地壳结构。

2. 蒙古块体的地壳结构

该区位于天山—阴山—燕山一线以北及蒙古地区,它与青藏高原显然不同,其地壳结构呈现出一种稳定地台的特征:该区横波速度较高(地壳平均值 3.67—3.70 公里/秒,上地幔 4.53—4.60 公里/秒),速度随深度在正常的递增,对相距很远的几条射线,地壳模型都可以用沉积层、花岗岩层和玄武岩层很好的代表着,康腊界面清晰而稳定(深度 22 公里左右),莫霍界面自东部的 42 公里向西侧逐渐增厚至 48 公里左右,可以看到,在这样广大的地域内这两层界面的起伏平缓。而在北部毗邻的西伯利亚地台区,那里的莫霍界面也几乎是水平的,地壳厚度 45—47 公里^[8],这种构造特征一直延续到更西的俄罗斯地台,它们构成了欧亚板块的主体。

在该区与华北、青藏相接的部位上地壳结构变得复杂,从包头—高台路径的剖面看,

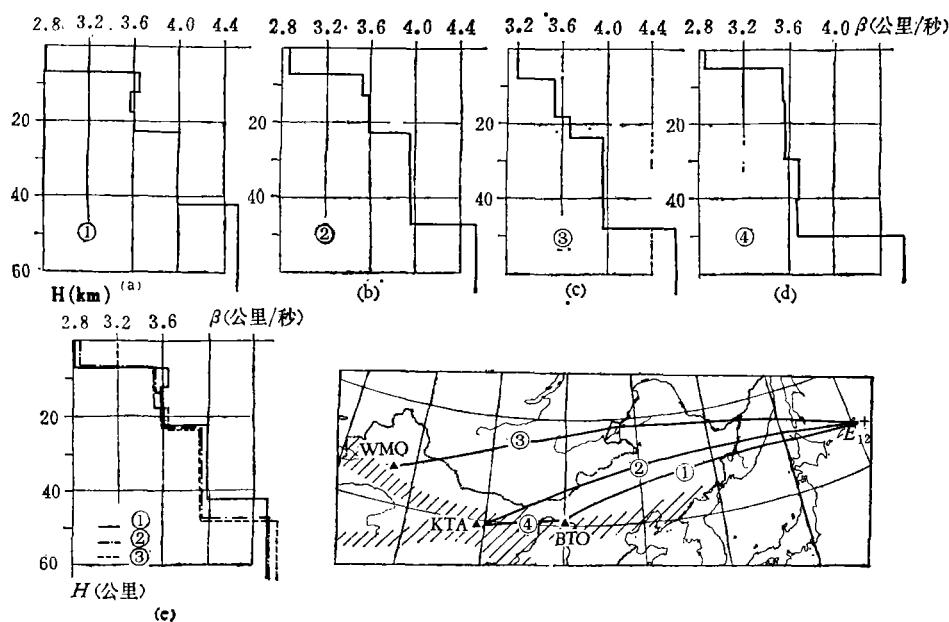


图 6 蒙古块体的地壳结构

其模型十分不同(图 6_(d)): 莫霍界面急剧加深到 49.5 公里, 波速降低, 康腊界面不清晰。事实上, 在这些巨大地质块体相接的部位上, 正是构造差异运动强烈, 地震频繁发生的地方。

3. 塔里木块体的地壳结构

塔里木盆地是我国的一个重要地质构造单元, 是在元古代末形成的古地台。为获得该区的面波频散, 现将昆明对巴楚地震的群速度频散曲线, 采用射线路径分段拟合的办法: 令射线穿经塔里木和青藏高原的路程分别为 d_1 、 d_2 (图 7_(c)), 相应的群速度为 U_1 、 U_2 , 则震中距

$$\Delta = d_1 + d_2$$

相应的走时

$$t = \frac{\Delta}{U} = \frac{d_1}{U_1} + \frac{d_2}{U_2}$$

则

$$U_1 = d_1 / \left(\frac{\Delta}{U} - \frac{d_2}{U_2} \right)$$

式中 U_2 可取秦建业等(1977)的资料。

对西藏地区测定的群速度平均值, 于是 U_1-T 可由上式得到, 便能据此反演地壳结构(图 7—b)。

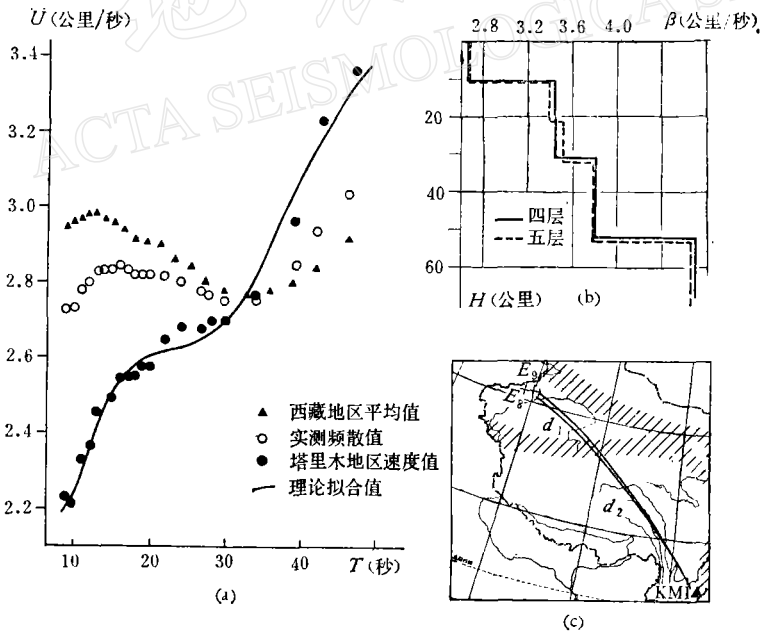


图 7 塔里木块体的地壳结构

迄今对塔里木地区的实测资料尚少, 我们曾试用了多种模型反演, 约束条件也放得很松。图 7 是两种较好的模型, 可以看出: 该区地壳不厚, 约 51 公里, 康腊界面 30 公里深, 其速度结构与蒙古地块的相近。它的沉积层十分厚, 达 11 公里(波速值 2.68 公里/秒), 是世界上沉积层最厚的地区。

4. 华南块体的地壳结构

在大体以南北构造带为界的中国东半部,无论从地质构造上还是从地球物理上,都可以将华南、华北做为两个独立的构造单元划出^[1]. 华南块体的地壳厚度在 33—45 公里(图 8),莫霍界面自东而西逐渐加深,若以广州—武汉一线为界,东侧深 33—37 公里,西侧 40—45 公里. 该区地壳—上地幔结构可以用五层模型很好地代表之,由于各层的波速值在不同测线上都彼此接近,即可以对比层位,因而该区的地壳结构便呈现出一种自东向西逐渐增厚的倾斜状特点,而与蒙古—西伯利亚地台区的水平层状结构不同. 该区的波速随着深度在逐渐增大,重力分异程度较好,康腊界面清晰,未见明显的高速层或低速层.

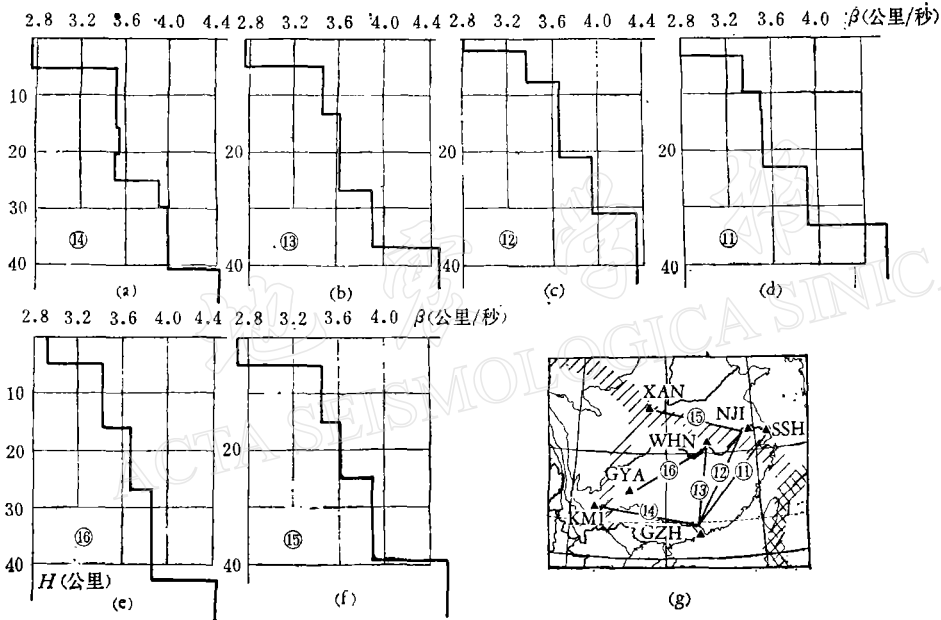


图 8 华南块体的地壳结构

华南地区的沉积层是全国最薄的地区,东侧 2.6 公里,西侧不足 6 公里,这与该区地壳整体的隆起有关.

5. 华北块体的地壳结构

这个块体在地理上包括华北、辽南、黄海、渤海及朝鲜一带地区,也即大地构造上的中国最古老的中朝准地台区. 它的频散曲线虽然同华南一样都属于内陆型地壳,但由各条射线反演出来地壳结构却比华南复杂得多.

华北地区的地壳厚度可以大体以北京—武汉一线为界,西侧 40—46 公里,东侧 37 公里以下及至沿海可达 30 公里,西侧以黄土高原为主,沉积层比较均匀,多在 5 公里左右(波速 2.7—2.8 公里/秒),康腊界面深 24—28 公里,在该区曾做过多次人工地震探测,上地幔纵波 7.9—8.0 公里/秒是比较稳定的数值. 当以此为约束进行反演时,于 80 公里左右的深度显示出上地幔低速层的存在,若同大陆地区一般要在一百多公里开始出现上地

幔低速层相比。华北地区的岩石圈相对来说就比较薄了。这种结构特点如能得到更多的地球物理资料的证实,那对认识华北地区地震的成因将具有重要的意义。

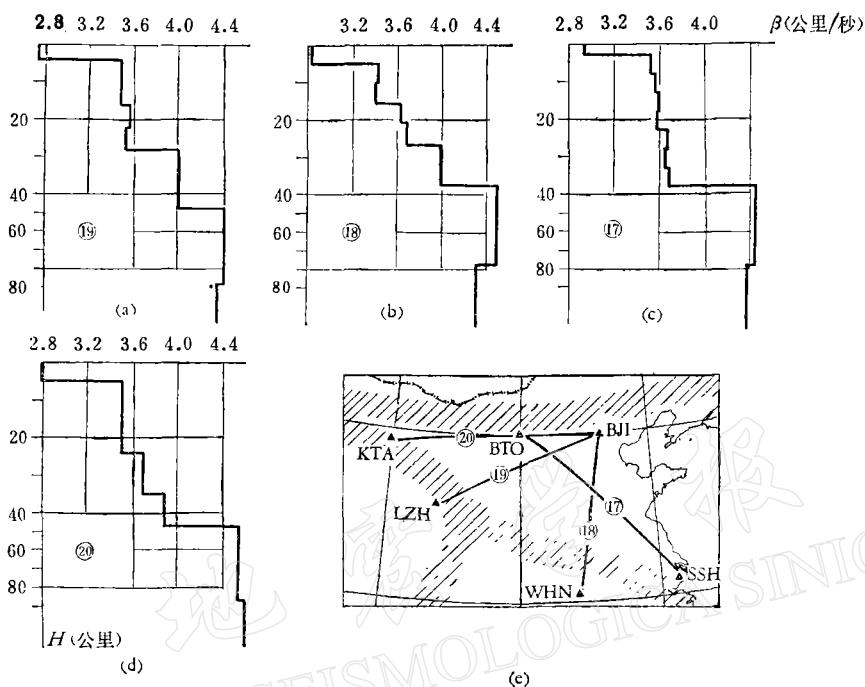


图 9 华北块体的地壳结构

该区不同路径上地壳结构的差异也是很明显的,特别是在那些穿经大震震源的路径上出现了高速、低速层相间的情况,破坏了波速通常随深度逐渐增高的特点。在北京—兰州,余山—包头测线上都出现这种现象,前者穿经了两个大震震源区——海源地震(1920年 $M = 8\frac{1}{2}$)和代县—忻县地震(512年, $M = 7\frac{1}{2}$; 1038年, $M = 7\frac{1}{4}$; 1683年, $M = 7$),后者除穿经了代县—忻县震源区外,还经过了郾城地震(1668年, $M = 8\frac{1}{2}$)和邢台地震(1966年, $M = 7.2$)震源区。从所得模型看,康腊界面已不明显(图 9 (c)),它与华南地区的结构特点十分不同。

6. 沿海地区的地壳结构

中国沿海地区的海水较浅,除南海东部达 3000 米外,其余地区都在几十至几百米的深度,因此沿海地区基本上是大陆地壳的自然延伸,仍可划分为沉积层(包括浅水层与未固结的海底沉积层)、花岗岩层和玄武岩层,我国沿海地区的地壳厚度均在 30 公里左右,只是北部黄海渤海部分略厚一些,可达 32 公里。

在北京、南京至 E_4 号地震的测线上,地壳结构与华北地壳模型接近(图 9 (a,b)),沉积层厚 6—7 公里,康腊界面深 19 公里,其上下两层的横波速度分别为 3.2—3.3 和 3.7—3.9 公里/秒,上地幔波速 4.4—4.5 公里/秒。

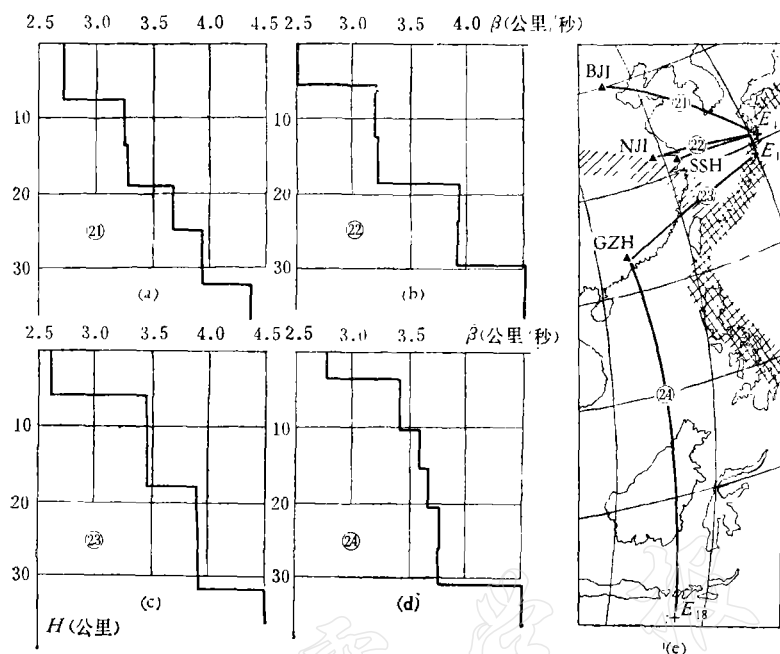


图 10 沿海地区的地壳结构

在图 3 中,穿经南海、东海地区的频散曲线在 25 秒以下部分明显偏高,反映在地壳模型中则是一、二十公里以内的波速值较高些,沉积层也比较薄,这与华南地区的地壳是相似的,康腊界面深 20 公里左右,其上下两层的横波速度分别在 3.5 和 3.8 公里/秒左右,但应说明,所用广州至 E_1 和 E_{18} 号地震的射线路径仍不理想,前者多次穿过岛屿,后者又与海岸线斜交,这对目前的结果会有影响。

综上所述,可以大致以长江口为界,将我国沿海地区的地壳分成南北两部分,分别划归华南、华北地壳块体。

五、小 结

中国地壳的层状结构一般可以用沉积层,花岗岩层和玄武岩层来代表,但因康腊界面并不是一个稳定的速度间断面,因此在研究分区或局部地区的地壳结构时,要考虑四层或五层的速度结构。沉积层的横波速度 2.7—2.9 公里/秒,厚度一般为 3—8 公里,但塔里木块体的最厚,达 11 公里。康腊界面在蒙古、华南和塔里木这样一些构造较稳定的地区,比较清晰,但对青藏和华北这种活动构造区则不然。莫霍界面是一个稳定的间断面,除青藏块体的上地幔波速较低外,其他的一般在 4.4—4.6 公里/秒。

图 4 还显示出,中国的强地震活动主要集中在青藏块体和华北块体内。推测是由于青藏高原强烈的隆起和华北地区较薄的岩石圈,使上地幔物质的运动对地壳动力造成更大影响所致。

中国地区的地壳厚度在东部沿海为 30 公里,向西逐渐增厚,在北京—广州一线的西侧达到 40 公里,东部的地壳等厚度线以北东走向为主,华北块体的地壳平均厚度比华南

的要大, 青藏块体的为 60—70 公里, 而在内蒙、塔里木和中国中部地区的地壳厚度为 40—50 公里。图 11 是综合了本文及其他国内资料而勾绘的概图。

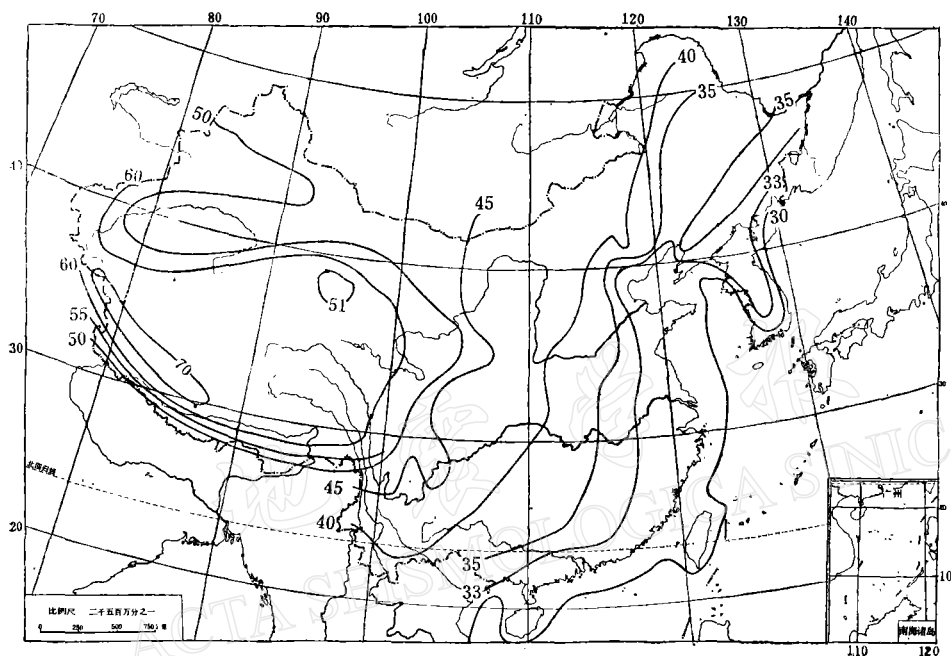


图 11 中国地壳厚度分布概图(图中数字单位: 公里)

该项研究是在曾融生先生的指导下完成的, 张平同志参加了其中的部分工作, 谨表谢意。

参 考 文 献

- [1] 曾融生, 莫霍界面的重力补偿和地壳结构的基本模式, 地球物理学报, **16**, 1—5, 1973.
- [2] 李白基等, 地震面波频散的数字计算
——方法与试验, 地球物理学报, **20**, 4, 283, 1977.
- [3] J. N. Brune, Surface waves and crustal structure. *Geophys. Monogr.-Ser.*, **13**, edited by P. J. Hart, 1969.
- [4] J. Brune, and Dorman, J., Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 1, 167, 1963.
- [5] D. E. James, Andean crustal and upper mantle structure, *J. G. R.*, **76**, 14, 3246, 1971.
- [6] 李鸿吉等, 最佳数字滤波器及其应用, 地震地质, **1**, 1, 79—88, 1979.
- [7] K. Y. Chun, and T. Yoshii, Crustal structure of the Tibetan plateau; a surface wave study by a moving window analysis, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **67**, 3, 735, 1977.
- [8] N. A. Pezahob, Symposium on Mohorovicic's Discontinuity, 125, 1973.

CRUSTAL STRUCTURE IN CHINA FROM SURFACE WAVES

FENG RUI ZHU JIE-SHOU¹⁾ DING YUN-YU²⁾ CHEN GUO-YING
HE ZHENG-QIN YANG SHU-BIN ZHOU HAI-NAN SUN KE-ZHONG³⁾

Abstract

In this paper, numerical inversion from surface waves dispersion gives the layered structures for some regions in China.

The results of this work show that the crust in China can be divided into five continental major blocks: Tibetan Plateau, Mongolian Plateau, North China, South China and Tarim Basin. In general, there are three layers (sediments, granitic and basaltic layers) in the crust. The seismic wave velocities in the upper mantle and basaltic layer for the latter four regions are almost the same. The average velocities in Tibet and in North China are lower than the other regions and the lateral heterogeneity is quite obvious. The Conrad interface is not a steady and sharp discontinuity. In some parts low velocity layers do exist, the high seismicity in these two regions is directly related to the deep crustal structure. The crusts of the other three regions show some characteristics of stable platform. The coastal crust can be divided into two regions by the mouth of Yangtze River, belonging to the crusts of North and South China respectively.

The crustal thicknesses in China are 32—40 km. for East China, 60—70 km. for Tibet. The thickest sedimentary layer is found in the Tarim Basin amounting to about 11 km., but for other regions it is generally 3—8 km.

1) Chengdu Geological College.

2) Seismological Bureau of Shanxi Province.

3) Institute of Geophysics, Academia Sinica.

Others: Institute of Geophysics, State Seismological Bureau.