

中国地区地震P波和S波走时表*

郭履灿 唐友梅 阎志德 王志刚

杨树彬 吴明熙 金桂芳

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

本文搜集了1952—1971年发生在我国境内及边境地区266次地震的观测资料,得到国内外五百多个地震台的P和S震相到时尚约二万余条;根据我国地区大爆炸观测及其他地壳结构的研究成果,结合上述地震观测资料,提出了中国地区双层平均地壳速度模型,以便由深度走时校正把各种震源深度上的走时折算为表面震源走时,并进行“剥壳”处理。用迭代法校正震中和发震时刻。采用1970年寇蒂斯(Curtis)所述的立方样条函数平滑数据的方法,得到表面震源P波和S波的走时表。运用海格劳兹-维谢尔特-贝特曼(Herglotz-Wiechert-Bateman)速度反演的方法求得中国地区地幔中,P波和S波速度随深度的分布。算出震中距离 $\Delta = 0^\circ - 104^\circ$,各种震源深度的一整套P波和S波走时表。经过试用的实践表明,用它来测定震中参数比用国外的走时表具有较高的精确度。

一、引 言

在分析处理地震仪记录的过程中,一般使用杰弗瑞斯-布伦(Jeffreys-Bullen)走时表(以下简称J-B表)^[1]。在使用中不断发现,在我国地区的不同震中距离上,使用J-B表时存在一定的偏差。从1957年以来就有不少人试图利用中国地区的地震观测资料来编制一个适合于中国地区的地震波走时表。1968年美国赫林(Herrin)等人发表了一组在各种震源深度、各种震中距离的全球平均的P波走时表^[2];1971年兰达尔(M. J. Randall)发表了与美国P波走时表相对应的S波全球平均的走时表^[3],都与J-B表存在着较大的偏差。因此,作为分析解释地震图的基本工具——地震波走时表,是值得利用中国地区的地震资料来进行研究的。1971年在国家地震局领导下,由地球物理研究所具体主办,参加单位有:地质研究所,兰州、昆明、广州、成都地震大队及北京大学数学力学系等单位,于1971年10月至1973年12月之间组成“地震波走时表编制组”进行工作,它的主要工作内容为:

- 1, 分析和处理中国境内及边境地区三百余次地震的观测资料,其中按统一的标准重新分析了一千六百余张我国地震台记录图的震相;

- 2, 收集整理中国地区地壳分层结构和地震波速度分布的资料,选取中国地区平均的地壳速度模型;

* 1979年8月9日收到。

3, 考虑到地震台标高、地球扁率、震源深度等走时校正之后, 将各种震源深度上的走时折算为表面震源 P 波和 S 波的走时表, 并采用立方样条函数 (Spline) 平滑走时数据^[5];

4, 根据算得的表面震源的 P 、 S 波走时表反演地球内部速度随深度的分布; 进而计算在各种震源深度下, P 波和 S 波在各种震中距离上的走时表。

上述走时组的工作在 1974 年年初告一段落之后, 参加编制工作的地球物理研究所的同志系统地整理了所得资料, 于 1976 年刊印《中国地区地震 P 波和 S 波走时表的编制(初稿)》。其中包括编表方法和资料处理的说明, 以及震源深度从 0 到 750 公里, 震中距离从 0° — 104° 的一整套 P 波和 S 波的走时表以及震源深度从 0 到 16 公里的六组震相: \bar{P} , P^* , P_n ; \bar{S} , S^* , S_n 的近震震相走时表。铅印之后, 由国家地震局分发各地震台站和各有关地震单位试用并征求意见。1978 年起, 地球物理所的部分同志根据两年来试用上述走时表的经验和各方面的反映, 针对所出现的问题, 对地壳平均速度模型的选取和减轻 S 波在 7° — 14° 出现低速层的影响等问题做了进一步的计算, 使得某些缺点得到一定程度的改进, 重新计算出了中国地区整个地幔范围, P 波和 S 波每隔 5 公里的速度分布值; 也算得震中距离 Δ 从 0° 到 104° , 对各种震源深度一整套 P 波和 S 波走时表以及震源深度从 0 到 40 公里六组震相的近震走时表。其中近距离的部分结果, 已在文献[20]和[21]中刊印出版。经过计算检验表明, 这组走时表比 J-B 走时表较为适合于中国地区的实际情况。

二、观测资料的分析处理和中国地区平均地壳速度模型的选取与计算过程

我们收集和整理了从 1952 年到 1971 年 8 月发生在我国境内及边境地区的三百余次地震的观测资料, 其中按照统一的震相分析的鉴别标准, 重新处理了一千六百张原始地震记录图。经过挑选之后, 最后用于制定中国地区地震走时表的地震共有 266 次, 这些地震的震级为 4.7—7.9 级, 震源深度均取为地壳范围内的地震。

由于我国地壳厚度 H 从东到西, 由南到北存在着较大的差异, 我们就按地壳厚度划分为三个地区。第 I 区为 $H = 30$ — 55 公里的大陆地区, 该地区的海拔标高在 3200 米以下; 第 II 区为台湾及黄海、东海、南海地区, 其地壳厚度为 25—35 公里; 第 III 区为青藏高原和新疆西部、四川西部地区, 其地壳厚度 $H = 55$ — 70 公里。

为了改进震相分析和对全国地震分批进行处理和运算, 我们收集了近二十年以来国内进行的深地震测深^[5-7], 大爆炸观测, 对天然地震组织的考察队和区域台网观测所求得的地壳厚度及分层结构^[8], 用面波相速度、群速度频散曲线所推算的地壳厚度^[9,10], 用 SP' 波所估计的地壳厚度^[11], 我们把这些数据标在中国地图上, 再结合邻国已公布的地壳等厚度图, 并考虑海拔标高与地壳厚度的关系^[12], 我们用类似于绘制等震线的方法作出了“中国地区地壳厚度分布略图”(从略)。这样分批处理地震, 使我们更易于看出震相特征与地壳厚度的关系, 便于较为正确地辨认震相, 也有利于减小走时残差。

我们首先对于第 I 区在当时有区域台网测定震中和深度的 20 个地震和二次大爆炸观测的 P 波到时和发震时刻, 按当时所讨论的平均地壳模式进行深度校正和台站海拔标高

的走时校正之后,求得一个初步的 P 波走时表,用这个表对于 46 次有三条以上等震线的地震,用宏观方法测定震源深度^[43],以最内圈等震线的几何中心为宏观震中,再用上述 22 次地震和大爆炸算得的走时表来计算这 46 次宏观地震的发震时刻。对于这 68 个地震,在加上走时的深度校正和台站标高的走时校正值之后,就获得 68 个地震的 P 波起算走时表。再用它来对于第 I 区的 192 个地震按以下几节介绍的方法编制表面震源的 P 波走时表。随后进行速度反演,算得震源深度为 0 到 750 公里,震中距离为 $0^\circ-104^\circ$ 的 P 波走时表。最后加上第 II 区和第 III 区的地震,总共对于 266 个地震,按平均的地壳速度模型进行走时的深度校正,台站标高校正和地球椭圆扁率校正,用迭代法求得表面震源的 P 波走时表^[2]。以后按中国地区平均的地壳速度模型,该模型在经过震相检验的反复修正之后,使得在剥去地壳之后在莫霍界面(相当于地球半径为 6331.0 公里的球面)上的距离为零的情况下, P 波走时为零。采用海格劳兹-维谢尔特-贝特曼的方法进行速度反演^[3],算得中国地区整个地幔中每隔 5 公里的 P 波速度分布值和震源深度从 0 到 750 公里,震中距离 $\Delta = 0^\circ-104^\circ$ 的 P 波走时表。

关于中国地区平均的地壳速度模型的选取,系根据四次大爆破在区域地震台观测结果所推算的纵波和横波在地壳中的分层和速度分布,并以我国深地震测深队在华北、西北所得的纵波速度剖面予以佐证和调整,再结合天然地震震相 \bar{P} , P^* , P_n , \bar{S} , S^* , S_n 和 L_g 波的观测数据予以反复验证和修改,最后用在速度反演过程中,使得在剥壳之后,以在莫霍界面上的距离为零、地震波走时为零为判据,求得中国地区双层地壳速度模型(见下表):

表 1 中国地区双层平均地壳速度模型及与其他地壳模型对比表

分 层 及 速 度	中国地区双层平均地壳模型	J-B 表地壳模型	1968 年美国 P 表 1971 年兰达尔 S 表
地壳上层厚度 Z_1 (公里)	16	15	15
纵波速度 V_{P_1} (公里/秒)	5.71	5.57	6.0
横波速度 V_{S_1} (公里/秒)	3.40	3.36	3.40
地壳下层厚度 Z_2 (公里)	24	18	25
纵波速度 V_{P_2} (公里/秒)	6.53	6.50	6.75
横波速度 V_{S_2} (公里/秒)	3.77	3.74	3.80
地幔顶部深度 H (公里)	40	33	40
纵波速度 V_{P_3} (公里/秒)	7.97	7.76	8.049
横波速度 V_{S_3} (公里/秒)	4.45	4.36	4.35

三、表面震源 P 波起算走时表的编制方法

首先选出在我国区域台网包围之内,记录台数较多,较能准确的测定发震时刻 T_0 (误差 ± 0.5 秒),震中位置 φ_c , λ_c , 震源深度 Z_c (误差约 ± 5 公里)的地震 20 次,工业大爆破 2 次(其 T_0 , φ_c , λ_c , Z_c 是实测的)。

设第 j 个台记录到第 i 个地震的 P 波到时为 P_{ij} , 第 i 个地震的发震时刻为 T_{0i} , 则

第 j 个台记录到第 i 个地震的 P 波走时为

$$t_{ij} = P_{ij} - T_{0i} \quad (1)$$

式中 i ——1, 2, 3, ..., n , 为地震编号; j ——1, 2, 3, ..., m 为台的编号.

计算震中距离 Δ 的方法如下: 设地震台的地理纬度为 φ_s , 经度为 λ_s , 地心余纬度为 φ'_s , 震中的地心余纬度为 φ'_e , 震中的经度为 λ_e , 则有下式

$$\cos \Delta = aA + bB + cC \quad (2)$$

式中: $a = \sin \varphi'_e \cos \lambda_e$, $b = \sin \varphi'_e \sin \lambda_e$, $c = \cos \varphi'_e$; $A = \sin \varphi'_s \cos \lambda_s$, $B = \sin \varphi'_s \sin \lambda_s$, $C = \cos \varphi'_s$;

地理纬度 φ 与地心纬度 $\bar{\varphi}$ 的关系为

$$\tan \bar{\varphi} = (1 - e)^2 \tan \varphi$$

式中 e 为地球扁率, 取 $e = 1/297$. 地心余纬度的定义为: $\varphi' = 90^\circ - \bar{\varphi}$ (北纬); $\varphi' = 90^\circ + \bar{\varphi}$ (南纬).

计算地震台站海拔标高的走时校正值 δt_H 的公式为:

$$\left. \begin{aligned} \delta t_H &= \frac{H_s Z_e}{V_{P_0} \sqrt{(111.1\Delta)^2 + Z_e^2}} && (\text{当 } \Delta < 1.5 \text{ 时}) \\ \delta t_H &= \frac{H_s \sqrt{1 - [(180\partial t/\partial \Delta)V_{P_0}/\pi R_0]^2}}{V_{P_0}} && (\text{当 } \Delta \geq 1.5 \text{ 时}) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

式中: H_s ——地震台的海拔标高, 以公里计;

Z_e ——震源深度, 以公里计;

V_{P_0} ——表层纵波速度, 取 5.70 公里/秒;

R_0 ——地球平均半径, 6371.0 公里;

Δ ——震中距离, 以度为单位;

π ——圆周率 3.141592653;

$\partial t/\partial \Delta$ ——地震波走时曲线的斜率, 以秒/度为单位.

走时的地球椭圆扁率校正值 δt_E 的公式为

$$\delta t_E = f(\Delta)(h_e + h_s) \quad (4)$$

式中: h_e ——震中处平均椭圆与等体积圆球 ($R_0 = 6371.0$ 公里) 之间的高度差, 是地理纬度的函数;

h_s ——定义同上, 地震台处的高度差;

$f(\Delta)$ ——走时的扁率校正函数与 Δ 有关(均见文献[1]).

为了将各种不同震源深度的走时都校正为表面震源的走时, 就必须进行走时的深度校正, 一般是同时校正震中距离 $\delta \Delta$ (以度计) 和校正走时 δt_z , 其计算公式如下:

当 $\Delta < 1.5$ 时, $\delta \Delta = 0$

$$\left. \begin{aligned} \delta t_z &= \frac{111.1\Delta}{V_{P_1}} - \frac{\sqrt{(111.1\Delta)^2 + Z_e^2}}{V_{P_1}} && (\text{当 } Z_e \leq Z_1) \\ \delta t_z &= \frac{111.1\Delta}{\bar{V}} - \frac{\sqrt{(111.1\Delta)^2 + Z_e^2}}{\bar{V}} && (\text{当 } Z_1 < Z_e < Z_1 + Z_2) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

其中

$$\bar{V} = Z_e / [Z_1/V_{P_1} + (Z_e - Z_1)/V_{P_2}]$$

当 $\Delta \geq 1.5$ 时,

$$\left. \begin{aligned} \delta\Delta &= \frac{Z_e \frac{V_{P_1}}{R_0 \rho} (\partial t / \partial \Delta)}{\rho R_0 \sqrt{1 - \left[\frac{V_{P_1}}{R_0 \rho} (\partial t / \partial \Delta) \right]^2}} \\ \delta t_z &= \frac{Z_e}{V_{P_1} \sqrt{1 - \left[\frac{V_{P_1}}{\rho R_0} (\partial t / \partial \Delta) \right]^2}} \end{aligned} \right\} (Z_e < Z_1) \quad (6)$$

当 $\Delta \geq 1.5$, $Z_1 < Z_e \leq Z_1 + Z_2$ 时

$$\left. \begin{aligned} \delta\Delta &= \frac{Z_1 \frac{V_{P_1}}{\rho R_0} (\partial t / \partial \Delta)}{\rho R_0 \sqrt{1 - \left[\frac{V_{P_1}}{\rho R_0} (\partial t / \partial \Delta) \right]^2}} + \frac{(Z_e - Z_1) \frac{V_{P_2}}{\rho R_1} (\partial t / \partial \Delta)}{\rho R_1 \sqrt{1 - \left[\frac{V_{P_2}}{\rho R_1} (\partial t / \partial \Delta) \right]^2}} \\ \delta t_z &= \frac{Z_1}{V_{P_1} \sqrt{1 - \left[\frac{V_{P_1}}{\rho R_0} (\partial t / \partial \Delta) \right]^2}} + \frac{Z_e - Z_1}{V_{P_2} \sqrt{1 - \left[\frac{V_{P_2}}{\rho R_1} (\partial t / \partial \Delta) \right]^2}} \end{aligned} \right\} (7)$$

以上诸式中: V_{P_1} ——地壳上层纵波速度取 5.70 公里/秒;

V_{P_2} ——地壳下层纵波速度取 6.51 公里/秒;

$R_1 = R_0 - Z_1 = 6355$ 公里; $\rho = 0.0174533$.

假设经过上述三项校正之后, 即可求得表面震源 P 波观测走时 t_{sij} 和相应的震中距离 Δ_{sij} :

$$\left. \begin{aligned} t_{sij} &= P_{ij} - T_{0i} - \delta t_{Hij} - \delta t_{Eij} + \delta t_{Zij} \\ \Delta_{sij} &= \Delta_{ij} + \delta \Delta_{ij} \end{aligned} \right\} (8)$$

为了获得 P 波的起算走时表, 对于已知 T_0 , φ_e , λ_e , Z_e 的 20 次地震和 2 次大爆炸的 P 波数据, 按每一度为一个走时单元分别求出平均的震中距离 $\bar{\Delta}_{sk}$ 和相应的平均走时 \bar{t}_{sk} , 以及该平均值的标准误差为 μ_t , 和单一观测的标准误差为 σ .

$$\left. \begin{aligned} \bar{\Delta}_{sk} &= \sum_{q=1}^n \Delta_{sq} / n \\ \bar{t}_{sk} &= \sum_{q=1}^n t_{sq} / n \\ \mu_t &= \sqrt{\sum_{q=1}^n (\bar{t}_{sk} - t_{sq})^2 / n(n-1)} = \sigma / \sqrt{n} \end{aligned} \right\} (9)$$

式中 k ——1, 2, 3, \dots , l 为 P 波起算走时表的走时单元编号;

q ——第 k 个走时表单元中的资料点序号, 该单元内观测的数目为 n ;

对于有三条以上等震线的 46 个地震, 其震中位置可以精确到 ± 5 —10 公里; 其震源深度可用 pP — P , sP — P , \bar{P} — P_n 和用宏观等震线的方法测定^[3], 其误差在 ± 5 —10 公里左右, 但这 46 个地震不能得到准确的发震时刻 T_0 。我们就利用(2)—(7)式并由(9)式得到的 22 个地震算得的表面震源走时表查出 P 波的计算走时 t_{cs} , 对于第 i 个地震, 第 j 个台

求得发震时刻 T_{0ij} 为

$$T_{0ij} = P_{ij} - t_{csi} - \delta t_{Hij} - \delta t_{Eij} + \delta t_{Zij} \quad (10)$$

则对于第 i 个地震求得平均发震时刻 \bar{T}_{0i} 为

$$\bar{T}_{0i} = \sum_{j=1}^m T_{0ij} / m \quad (11)$$

对于上述 46 个宏观地震都可用上式求出发震时刻,再用 (8) 式分别求出表面震源 P 波观测走时 t_{ij} 和相应的震中距离 $\Delta_{,ij}$,把这些数据加在原有 22 个地震当中共 68 个地震的 P 波数据,再由(9)式得到一个走时表,然后用一个三次多项式

$$\bar{t}_s = a + b\bar{\Delta}_s + c\bar{\Delta}_s^2 + d\bar{\Delta}_s^3 \quad (12)$$

分段进行平滑,即可得出表面震源当震中距离 Δ 从 $0-104^\circ$ 的 P 波起算走时表,再按(5)一(7) 式进行走时的深度校正,换算出震源深度为 16,33,40 公里的走时表,作为一组 P 波的起算走时表,它是与 J-B 走时表无关的,而是由中国地区的地震观测资料独立算出的。

四、 P 波走时表的修定

首先对于“中国地区地壳厚度分布略图”中第 I 区的 192 个地震的 P 波资料,修定上述 68 个地震(都分布在第 I 区)的 P 波起算走时表。原有的震中参数取自中国地震台网观测报告或 ISC 的报告。震源深度的测定主要是由 $pP - P$, $sP - P$, $\bar{P} - P_n$ 和由震相及波型特征估计震源深度,除上述 68 个地震事件之外,初定震源深度的精确度较低。设 P 波的走时残差为 ξ , 由一定的震源深度 Z_e 和震中距离 Δ 的查表走时为 t_e , 则

$$\xi_{ij} = (P_{ij} - T_{0i}) - t_{eij} \quad (13)$$

若不考虑台站的方位对走时的影响,则 ξ_{ij} 与各种偏差之间的条件方程式为

$$\begin{aligned} \xi_{ij} = & \delta T_{0i} + \left(\frac{\partial t}{\partial \Delta_{ij}} \right) \cos Z_{ij} \delta \varphi_i - \left(\frac{\partial t}{\partial \Delta_{ij}} \right) \sin Z_{ij} \sin \varphi'_{ei} \delta \lambda_i \\ & + \left(\frac{\partial t}{\partial Z_e} \right) \delta Z_{ei} + \alpha_k + a_j \end{aligned} \quad (14)$$

式中 Z ——震中到地震台的方位角,由向北的方向沿顺时针方向计算, $Z = 0-360^\circ$;

$$\left. \begin{aligned} \sin Z &= [\sin \varphi'_i (\cos \lambda_e \sin \lambda_s - \sin \lambda_e \cos \lambda_s)] / \sin \Delta \\ \cos Z &= (\cos \varphi'_i - \cos \varphi'_e \cos \Delta) / (\sin \varphi'_e \sin \Delta) \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

α_k ——第 k 个走时单元内的走时校正值 ($k = 1, 2, \dots, l$);

a_j ——第 j 个地震台的走时台站校正值;

φ'_e, φ'_i ——震中和地震台的地心余纬度;

$\partial t / \partial \Delta$ ——走时对距离的一阶导数,由牛顿等距四点内插公式求得;

$\partial t / \partial Z_e$ ——走时对深度的一阶导数,以差商代替,由插值公式求得;

$\delta T_0, \delta \lambda, \delta \varphi, \delta Z_e$ ——分别为发震时刻,震中经纬度和震源深度的校正值。

对于 P 波走时表的修定工作,我们曾用过两种作法进行尝试和对比。第一种作法是修改走时表和求台站校正值同时进行;第二种作法是假设台站校正值 $a_j = 0$,只修改走时表。最后我们选择第二种作法以完成运算。其步骤是:

第一步, 假设 $\alpha_k = 0$, 修定震源参数; 第二步, 假定震源参数已被修正不存在偏差, 则(14)式变为 $\xi_{ij} = \alpha_k$ 即可求得走时表的改正量, 并用来修改走时表; 第三步, 重复第一、二步的过程, 迭代四次, 直到走时表的改正量小于 0.01 秒为止。

两种方法所得走时改正数 α_k , 是对不同深度的走时表而进行的, 若要化为表面震源的走时改正数, 则必须用(5)–(7)式进行深度校正, 再加入(8)式中的三项走时校正值, 则走时残差为

$$\xi_{ij} = P_{ij} - T_{0i} - \delta t_{Hij} - \delta t_{Eij} + \delta t_{Zij} - t_{csij} \quad (16)$$

式中 t_{csij} ——由校正后的 Δ_s 查表面震源的 P 波走时表得到的计算走时。

设在表面震源走时表第 k 个单元内, 共有 n' 个资料点, 其序号为 q , 则在该单元内走时改正数的平均值为

$$\bar{\alpha}_k = \sum_{q=1}^{n'} \xi_q / n'$$

走时校正值 $\bar{\alpha}_k$ 的平均值的标准误差为

$$\mu_a = \sqrt{\sum_{q=1}^{n'} (\xi_q - \bar{\alpha}_k)^2 / n'(n' - 1)} = \sigma_t / \sqrt{n'} \quad (17)$$

在上述两式中, n' 为落在该走时单元内的资料点数, σ_t 为单一观测的标准误差。

求得走时校正值 α_k 后, 即可修改走时表。由修改后的表面震源走时表, 通过深度校正可求得震源深度为 16, 33, 40 公里的 P 波在各种震中距离上的走时表, 作为下一轮修定震中参数迭代用的走时表。

以上步骤重复进行四遍, 走时表的校正值 α_k 已变得很小, 最后是用固定深度的办法进行震中参数的修定, 得到一个在中国地区 $\Delta = 0^\circ - 104^\circ$ 的表面的震源 P 波走时表。

五、走时表的平滑方法

对于每个走时单元所得到的走时和距离的对应值, 需要用某种平滑方法处理, 以求得在震中距离为整度情况下的走时值, 为的是尽量消除随机误差, 并提高信息的可靠性。用于走时表的平滑方法甚多, 计有几点滑动平均法, 多项式逼近法, 综合数值法和立方样条函数平滑方法。几种方法对比表明, 还是十多年来在国际上广泛采用立方样条函数平滑方法较好, 不仅理论上严密, 并具有如下优点:

- 1) 平滑性能好。不但能保证所要的函数及其一阶导数、二阶导数连续, 而且对三阶不连续导数亦有某种光滑的要求;
- 2) 对于所给出的走时表的不确定性的描述更完善了;
- 3) 其平滑效果受到整体资料的影响, 并不局限于某一部分资料。

1970 年寇蒂斯 (A.R. Curtis) 和希姆肖尼 (M. Shimshoni) 将 1968 年美国 P 波走时表在经过表面震源校正之后的数据改用立方样条函数^[5]进行平滑, 其效果比之前用综合数值法的平滑效果满意。我们采用了这种方法平滑 P 波表面震源的走时表, 得到了震中距离 Δ 从 0 到 104 度各给定点相对应的 P 波走时。

六、速度反演

根据地震体波 (P 或 S) 在表面震源的观测走时表, 推算地球内部各种深度地方的速度分布, 从而计算出各种震源深度的走时表, 由于问题的复杂性, 各种方法都只能给出地下速度分布的某种模型. 有了速度分布模型不仅可以计算走时表, 而且可以推算地球内部的密度和弹性常数, 进而对于各层的化学成分予以推测.

(1) **计算公式** 至今各种远震走时表在进行体波走时的速度反演时, 大都采用海格劳兹-维歇尔特-贝特曼方法. 在一个球对称的地球中, 如果地震波速度 V 仅只是半径 R 的函数, 且 $V(R)/R$ 总的趋势随深度增加, 射线参数 p 随着震中距离 Δ 的增加而减小, 是单调的下降函数, 则速度反演问题变为解一个阿贝尔 (Abel) 型积分方程, 其基本解为

$$\int_0^{\Delta_1} \cos h^{-1}(p/p_1) d\Delta = \pi \ln(R_0/R_1) \quad (18)$$

式中 R_0 为地球表面的半径, p_1 是当震中角距离为 Δ_1 的那条射线的射线参数 $p_1 = dt/d\Delta$, 该射线穿透最深点的半径为 R_1 . 使用射线理论的基本公式 $p = R \sin i/V$, 式中 i 为在射线某一点 P 处的入射角. R 为该点的地球半径. 我们可以通过以下的步骤确定 $V-R$ 的关系:

① 对于表面震源的观测走时 t 对 Δ 求一阶微商 $p = dt/d\Delta$, 得到 $\Delta-p$ 的关系.

② 积分(18)式, 得到 $\Delta-R$ 的关系.

③ 根据射线最低点有 $p = R/V$ 的关系, 从而得到 $\Delta-V$ 的关系.

④ 由 $\Delta-R$ 和 $\Delta-V$ 的关系, 最后得到速度分布 $V = V(R)$. 由速度分布计算走时和距离, 可解如下的积分方程

$$\frac{1}{2} \Delta_{12} = p \int_{R_2}^{R_1} R^{-1} (\eta^2 - p^2)^{-1/2} dR \quad (19)$$

$$\frac{1}{2} t_{12} = \int_{R_2}^{R_1} \eta^2 R^{-1} (\eta^2 - p^2)^{-1/2} dR \quad (20)$$

式中 $\frac{1}{2} \Delta_{12}$ 和 $\frac{1}{2} t_{12}$ 分别表示射线参数为 p 时, 在 R_1 和 R_2 ($R_1 > R_2$) 之间的射线段对于震中距离和走时的贡献. $\eta = R/V$ 是中间变量. 对于球对称分层的地球, 我们假定在每一层中, 速度按幂律 $V = a_{12} R^{b_{12}}$ 变化, 由(19), (20)两式可得

$$\frac{1}{2} \Delta_{12} = (1 - b_{12})^{-1} [\cos^{-1}(p/\eta_1) - \cos^{-1}(p/\eta_2)] \quad (21)$$

$$\frac{1}{2} t_{12} = (1 - b_{12})^{-1} [(\eta_1^2 - p^2)^{1/2} - (\eta_2^2 - p^2)^{1/2}] \quad (22)$$

式中的常数

$$b_{12} = \ln(V_1/V_2)/\ln(R_1/R_2) \quad (23)$$

$$a_{12} = V_1(R_1^{-b_{12}}) \quad (24)$$

因此, 计算任一射线所相应的距离和走时, 便简化为对适当的层数求和. 在每一层中用新的 a 、 b 和 η 的值来描述.

(2) **计算过程** 由中国地区 266 个浅源地震的表面震源 P 波走时表所得的射线参数

表 2 中国地区地幔 P 波和 S 波的速度随深度分布表

震源深度 (公里)	P 波速度 (公里/秒)	S 波速度 (公里/秒)	震源深度 (公里)	P 波速度 (公里/秒)	S 波速度 (公里/秒)	震源深度 (公里)	P 波速度 (公里/秒)	S 波速度 (公里/秒)
40	7.9700	4.4500	660	10.4945	5.7825	1850	12.6194	6.8204
50	7.9853	4.4428	680	10.5994	5.8490	1900	12.6782	6.8443
60	7.9967	4.4451	700	10.6979	5.9142	1950	12.7510	6.8701
70	8.0077	4.4487	720	10.7838	5.9778	2000	12.8444	6.8977
80	8.0184	4.4530	740	10.8603	6.0359	2050	12.8661	6.9267
90	8.0291	4.4578	760	10.9306	6.0864	2100	12.9637	6.9574
100	8.0396	4.4630	780	10.9960	6.1278	2150	12.9691	6.9886
120	8.0628	4.4739	800	11.0572	6.1644	2200	13.0242	7.0205
140	8.0951	4.4855	820	11.1143	6.1973	2250	13.0816	7.0525
160	8.1354	4.4988	840	11.1681	6.2269	2300	13.1397	7.0824
180	8.1826	4.5187	860	11.2181	6.2538	2350	13.1970	7.1104
200	8.2361	4.5431	880	11.2652	6.2779	2400	13.2528	7.1352
220	8.2954	4.5705	900	11.3086	6.2995	2450	13.3066	7.1535
240	8.3600	4.6014	920	11.3486	6.3184	2500	13.3578	7.1098
260	8.4295	4.6357	940	11.3853	6.3346	2550	13.4070	7.1582
280	8.5039	4.6733	960	11.4182	6.3478	2600	13.4546	7.1684
300	8.5826	4.7138	980	11.4484	6.3592	2650	13.5009	7.1852
320	8.6653	4.7565	1000	11.4776	6.3703	2700	13.5456	7.2062
340	8.7532	4.8021	1050	11.5485	6.3980	2720	13.5631	7.2155
360	8.8454	4.8508	1100	11.6182	6.4265	2740	13.5807	7.2253
380	8.9401	4.9019	1150	11.6878	6.4562	2760	13.5982	7.2355
400	9.0398	4.9554	1200	11.7582	6.4871	2780	13.6142	7.2460
420	9.1430	5.0108	1250	11.8296	6.5193	2800	13.6262	7.2569
440	9.2491	5.0684	1300	11.9023	6.5526	2810	13.6288	7.2625
460	9.3578	5.1279	1350	11.9756	6.5859	2820	13.6296	7.2681
480	9.4687	5.1889	1400	12.0482	6.6181	2830	13.6286	7.2738
500	9.5814	5.2515	1450	12.1195	6.6488	2840	13.6258	7.2787
520	9.6955	5.3154	1500	12.1894	6.6772	2850	13.6211	7.2853
540	9.8106	5.3803	1550	12.2575	6.7029	2860	13.6150	7.2911
560	9.9262	5.4462	1600	12.3234	6.7250	2870	13.6079	7.2970
580	10.0419	5.5129	1650	12.3871	6.7429	2880	13.5995	7.3031
600	10.1573	5.5801	1700	12.4485	6.7597	2890	13.5902	7.3092
620	10.2717	5.6476	1750	12.5072	6.7781	2895	13.5852	7.3122
640	10.3843	5.7152	1800	12.5645	6.7983			

p 与 Δ 的关系. 总的趋势为 p 随 Δ 的增加而减小, 但在 $\Delta = 6^\circ - 12^\circ$ 之间曲线不是单调下降的, 而略微随着 Δ 的增加 p 值有所增加. 为了满足(18)式的前提条件的要求, 对于 13° 以前的走时, 令其满足下列三次多项式

$$t = a + b\Delta - c\Delta^3 \quad (25)$$

式中的常数 a, b, c 系根据连接点 13° 处, 走时和走时微商为连续而确定的. 在莫霍界面速度的不连续性用剥去地壳的办法来解决. 在 $\Delta \geq 95^\circ$ 之后, 为了使得最后一条地震射线通过地幔—地核边界, 作了适当的手平滑, 控制其平滑量不超过该处走时的标准误差 μ_a , 我们采用地幔—地核边界的深度为 2895 公里.

在实际工作中求速度分布的步骤为:

- ① 对表面震源的走时表求走时微商 $p = dt/d\Delta$;
- ② 剥去地壳求得在莫霍面上的走时表;
- ③ 对于莫霍面上的走时表, 如果当其震中距离为零时其走时不为零时, 则略微调整原来取定的地壳速度分, 使得剥壳走时为零, 实际的调整量在 0.03 公里/秒的范围之内就可以使得在莫霍面上震中距离为零时, 相应的走时为零;
- ④ 对于莫霍面上的走时曲线, 用梯形法对(18)式求积分, 得到 Δ_1 与 R_1 的对应关系, 从而求得速度分布 $V(R)$ (见表 2), 中国地区地幔 P 波和 S 波的速度随深度的分布;
- ⑤ 有了速度分布 $V(R)$, 便可根据 (21)—(24) 式算出在各种震源深度上的 P 波走时, 同时加上被剥去的地壳中走时和距离的贡献部分, 以得到在各种震中距离上完整的走时表。

七、中国地区 S 波走时表的编制步骤

1) 利用上述 266 个地震由 P 波走时表所测定的地震参数 ($T_0, \varphi_c, \lambda_c, Z_c$), 计算震中到地震台的距离 Δ , 并用 (3)—(8) 式中以相应层中的 S 波速度代替 P 波速度, 将不同深度地震的走时全部校正成表面震源的震中距离和走时。

2) 划分震中距离单元, 由 (9) 式求得每个距离单元内的平均震中距离和平均走时以及每个单元内的平均走时的标准误差 μ_a 和单一观测的标准误差 σ_a 。

3) 利用平滑 P 波走时表的立方样条函数的平滑程序用来处理 S 波的数据, 即求得在震中距离为整度情况下的表面震源 S 波的走时值。

4) 由表面震源 S 波走时表所算得的射线参数 p 与 Δ 的关系, 总的趋势为 p 随 Δ 的增大而减小, 但在 $\Delta = 6^\circ - 14^\circ$ 之间不是单调的下降反而有所上升。为了满足 (18) 式的前提条件的要求, 对于 17° 以前的走时, 令其满足 (25) 式三次多项式, 式中常数 a, b, c 系根据连接点 17° 处, 走时和走时微商为连续而确定的。在 $\Delta \geq 90^\circ$ 之后, 与 P 波的情况相类似, 对走时作了适当的手平滑, 使得地幔—地核边界的深度为 2895 公里。

5) 其他步骤与计算 P 波走时表相同。给出了中国地区地幔各层 S 波随深度的速度分布。有了速度分布 $V(R)$, 便可根据 (21)—(24) 式算出各种震源深度上的 S 波走时, 再加上剥去的地壳中走时和距离的贡献部分, 以得到完整的 S 波走时表。

当震源深度 $h = 0, 15, 33, 40, 50, 75$ 公里, $\Delta = 0^\circ - 40^\circ$, P 波和 S 波走时表见文献[21]; 按本文中国地区平均地壳模型所算出的近震走时表见文献[20]和[21]。

八、与其他走时表的对比

当前在远震的走时表中, 大多数国家仍然采用 1940 年所公布的 P 波和 S 波 J-B 走时表。1968 年美国发表了一组 P 波走时表^[4], 由于所用资料较多, 统计方法比较细致, 目前也作为一个全球性的平均走时表为很多人所参考。1971 年兰达尔发表了一组全球平均的 S 波走时表, 他是沿用 1968 年美国 P 波走时表的地壳厚度模型和制作 P 波走时表所使用的 278 个地震事件的 S 波数据而算成的。可以认为, 它与 1968 年 P 表是相似的。该表

在布伦计算地球内部密度分布时也采用过^[46]，因此我们就把中国地区 P 波和 S 波走时表与上述两套全球平均的走时表求差值，以兹对比。

图 1 为表面震源 P 波 J-B 表、1968 年美国 P 波表减去中国地区 P 波走时表的差值曲线，由图上看，本表与 J-B 表相差一般在 -1.0 至 +1.7 秒之内，比 1968 年美国 P 波表则系统地偏大 2—3 秒。

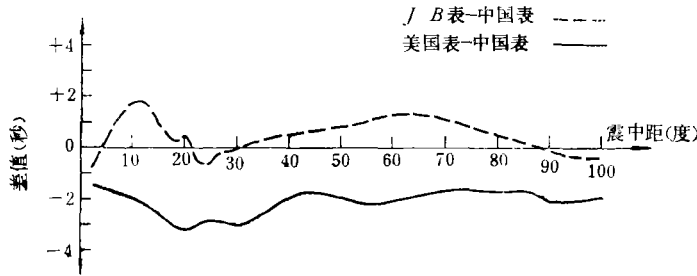


图 1 表面震源 P 波走时 J-B 表、1968 年美国表与中国表 P 波走时差值图

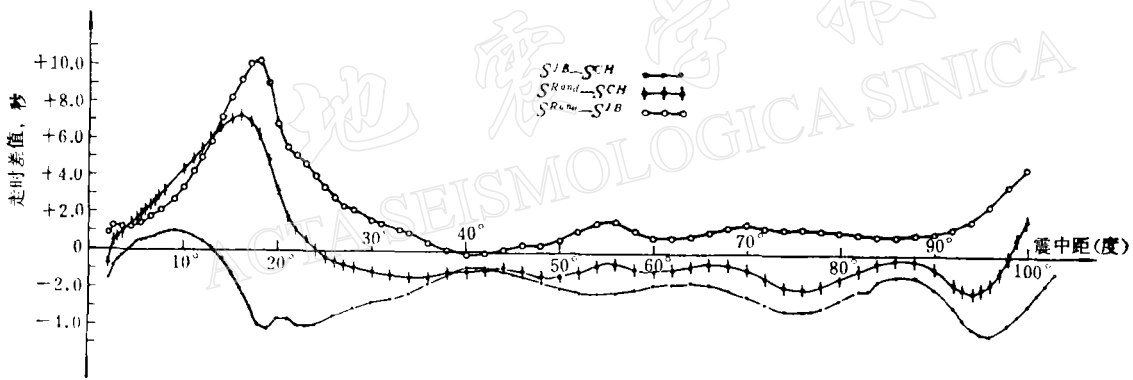


图 2 表面震源 S 波走时 J-B 表、1971 年兰达尔 S 波走时表与中国表 S 波走时差值图

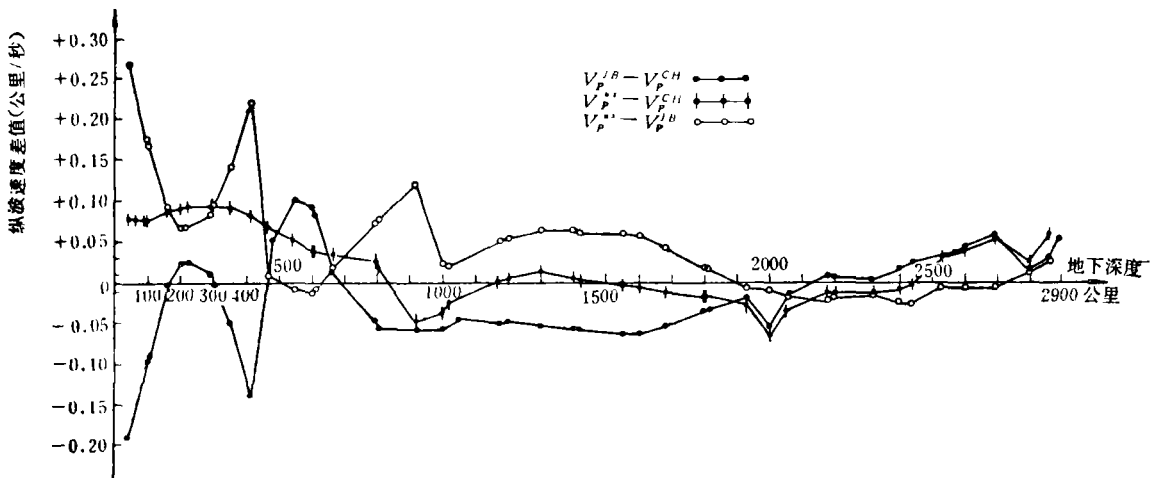


图 3 中国地区地幔 P 波速度 V_p^{CH} 与 J-B 表、美国表 P 波速度 V_p^{J-B} , $V_p^{S^1}$ 的差值图

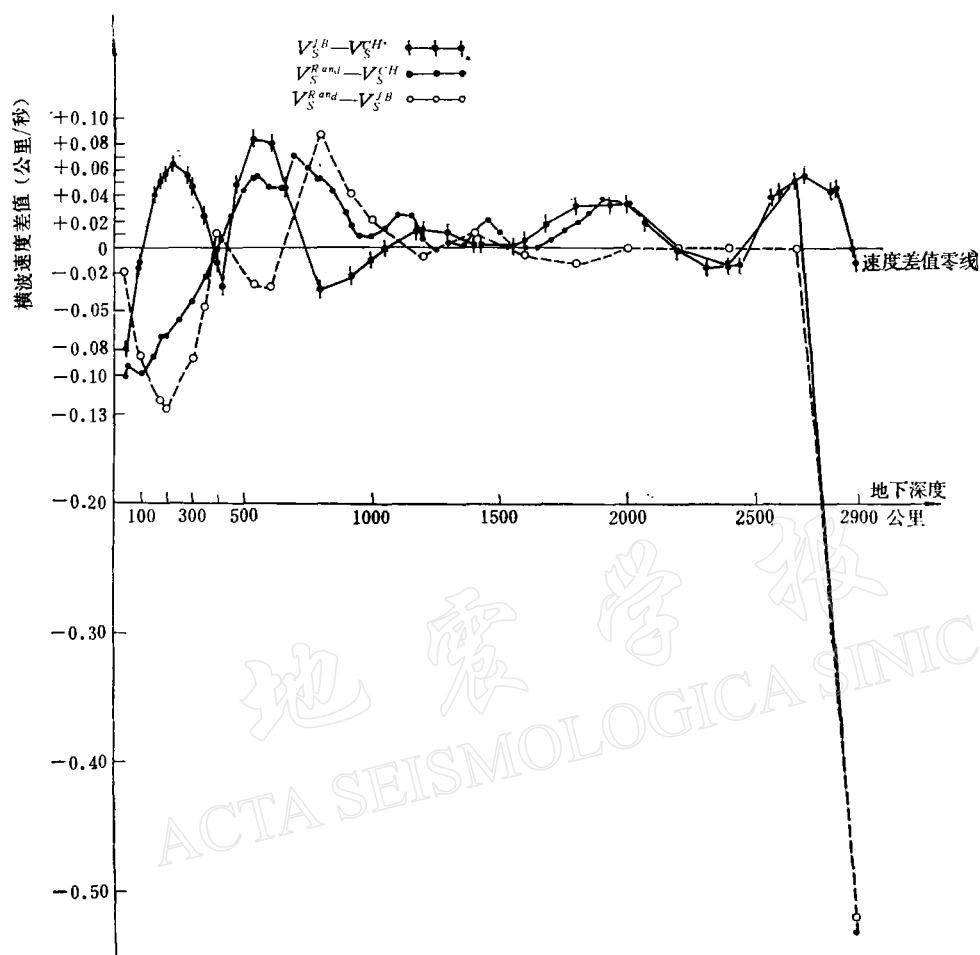


图 4 中国地区地幔 S 波速度 V_S^{CH} 与 J-B 表、兰达尔表 S 波速度 V_S^{J-B} , V_S^{Rand} 的差值图

图 2 为表面震源 S 波 J-B 表, 1971 年兰达尔表减去中国地区 S 波走时表的差值曲线。总的趋势是中国表比 J-B 表偏大 2—3 秒, 而兰达尔表在 15° — 22° 之间比 J-B 表的 S 波走时偏大 5—10 秒, 本表大体上介于二者之间。

本表所对应的地幔各种深度的 P 波和 S 波速度分布与以上两表的速度分布也进行了对比 (见图 3 和图 4)。可看出在上地幔 (从地下 40—700 公里) 的速度值彼此相差较大。由此看来研究上地幔 P 和 S 波速度分布的地区差异是很必要的。

先后参加本文有关工作的同志有: 王妙月、胡存瑞、陈映中、高维安、张尧庭、郑大林、胡祚春、吕佩玲、王椿镛、龙晓帆、杨桂芬、范玉兰、曾贤泽、吕伟民、李文香、张雁如、顾瑾萍、张玲、汤词敏、朱长元、邓欣等。本文引用过滕吉文、徐道一、韩渭滨等同志所提供的资料。对于陈运泰、李自强、曲克信等同志的鼓励和帮助表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Jeffreys, Sir Harold and K. E. Bullen (1940). Seismological Tables, Brit. Assn. Gray-Milne Trust. 及 1970 年重印版。

- [2] W. Tucker, E. Herrin and H. W. Freedman Statistical aspects of the estimation of seismic travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1243—1260, 1968.
- [3] E. R. Engdahl, J. N. Taggart, John L. Lohdell, E. P. Arnold and G. E. Clawson, Computational methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1339—1344, 1968.
- [4] E. Herrin, Introduction to ‘‘1968 Seismological Tables for P phases’’, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1193—1241, 1968.
- [5] 曾融生、滕吉文等, 我国西北地区地壳中的高速夹层, *地球物理学报*, **14**, 2, 94—106, 1965.
- [6] 滕吉文等, 柴达木东盆地的深层地震反射波和地壳构造, *地球物理学报*, **17**, 2, 122—134, 1974.
- [7] 滕吉文、陈学波等, 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(一), *地球物理学报*, **17**, 4, 255—271, 1974.
- [8] 中国科学院地球物理研究所, 临汾盆地地壳界面的反射波和地壳结构, *地球物理学报*, **17**, 4, 239—245, 1974.
- [9] 宋仲和、谭承业, 用瑞雷和乐夫面波群速度确定我国地壳厚度, *地球物理学报*, **14**, 1, 33—43, 1965.
- [10] 曾融生、宋子安, 我国境内瑞雷波的相速度, *地球物理学报*, **12**, 2, 148—165, 1963.
- [11] 丁毓玉, SP' 波与我国地壳厚度, *地球物理学报*, **14**, 3, 168—171, 1965.
- [12] 孙广忠、吕梦麟, 地壳结构的轮廓和形成, *地质科学*, **4**, 331—340, 1964.
- [13] 刘正荣, 用宏观方法测定震源深度的量板, *地球物理学报*, **10**, 2, 1961.
- [14] M. J. Randall, A revised travel time for S, *Geophys. J., R. Astr. Soc.*, **22**, 229—234, 1971.
- [15] A. R. Curtis and M. Shimshoni, The smoothing of seismological travel time tables using cubic splines, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 1077—1087, 1970.
- [16] K. E. Bullen, *The Earth's Density*, London, Chapman and Hall, 1975.
- [17] R. C. Agrawal, Travel times of P from deep-focus Indian earthquakes, *Phys. Earth Planet. Int.*, **17**, 232—248, 1978.
- [18] R. C. Agrawal, S times from deep-focus Indian earthquakes, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **54**, 461—473, 1978.
- [19] M. A. Enayatollah, Travel times of P-waves for the Swedish-Finnish Seismograph Network, *Pur. & Appl. Geophys.*, **94**, 101—135, 1972.
- [20] 国家地震局地球物理所编, 新编地震走时表, 地震出版社, 1980年.
- [21] 国家地震局地球物理所九室编, 震相便查表, 地震出版社, 1980年.

P AND S TRAVEL TIMES FROM EARTHQUAKES IN THE CHINESE REGION

GUO LÜ-CAN TANG YOU-MEI YAN ZHI-DE WANG ZHI-GANG
YANG SHU-BIN WU MING-XI JIN GUI-FANG
(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

Abstract

In this work, we collected the observed data of 266 earthquakes occurred in China and its bordering region during the years 1952—1971. A total of some 20,000 arrivals of *P* and *S* waves were available from more than 500 seismological stations at home or abroad. In order to reduce the travel time data of all earthquake focal depths to that of surface foci, and to “strip” the earth’s crust, a 2-layer average velocity model of the crust for the region was proposed based on observations of large explosions and results of some other studies of crustal structure, combined with the above mentioned data of seismological observations. All of the earthquake epicenters and origin times have been revised by an iteration procedure. The smoothing technique of cubic splines as described by Curtis (1970) was applied for the *P* and *S* travel times for surface foci. The Herglotz-Wiechert-Bateman method was used to inverse *P* and *S* velocity distribution with depths in the mantle for this region. Finally, a set of travel times tables of *P* and *S* waves for various focal depths were constructed in the epicentral distance range of $\Delta = 0^\circ$ — 104° . Practical experiences show that the new tables have been relatively improved in accuracy for epicentral location of earthquakes of this region than other tables.