

# 华南地区近震走时表的研制

范玉兰 林纪曾 胡瑞贺 罗振暖

(广东省地震局)

**提要** 本文在收集和分析了华南地区大量的天然地震和人工爆破观测资料的基础上, 根据实际情况, 采用双层平均地壳模型。通过反复拟合和有约束条件的调制, 选取其参数为:  $H_1=21.4\text{km}$ ,  $V_{p1}=6.01\text{km/s}$ ,  $V_{s1}=3.55\text{km/s}$ ;  $H_2=11.0\text{km}$ ,  $V_{p2}=6.88\text{km/s}$ ,  $V_{s2}=3.93\text{km/s}$ ;  $H=32.4\text{km}$ ,  $V_{pn}=7.98\text{km/s}$ ,  $V_{sn}=4.58\text{km/s}$ 。据此, 编制了华南地区近震走时表。经过使用和检验, 证明该表精度较高, 近于实际。

## 一、前 言

地震波走时表是测震学研究的基础工具之一。华南地区〔广东、广西、福建、江西、湖南、海南等省(区)〕过去使用美国Jeffreys—Bullen走时表, 由于该表所采用的全球平均地壳模型与本区地壳模型差异较大, 因而影响本区地震基本参数的测定精度。同时, J—B表中缺少各个界面反射波的走时, 限制了使用范围, 诸多不便。为此, 利用本区天然和人工地震资料于1979年研制了单层地壳模型的华南地区近震走时表(华南表I), 该表采用的地壳模型为: 地壳厚度 $H=30$ 公里,  $V_p=5.98$ 公里/秒,  $V_s=3.55$ 公里/秒,  $V_{pn}=8.01$ 公里/秒,  $V_{sn}=4.62$ 公里/秒。使用此表测定震中位置、发震时刻的精度均比用J—B表有明显的提高。由于当时资料所限, 采用的地壳模型比较简单, 表中只有直达波和莫霍面的绕射波, 震中距只能计算到690公里(约 $6^\circ$ )。

此后, 进一步收集、整理了大量资料, 于1987年研制了二层地壳模型的华南地区近震走时表(华南表II), 选用的地壳模型是在爆破和天然地震探测结果的基础上, 得到几十个地

表1 地壳模型  
Table 1 The crustal model

层厚(公里)	$V_p$ (公里/秒)	$V_s$ (公里/秒)
21.4	6.01	3.65
11.0	6.88	3.93
32.4	7.98	4.58

• 该项研究成果曾获1989年广东省科技进步二等奖

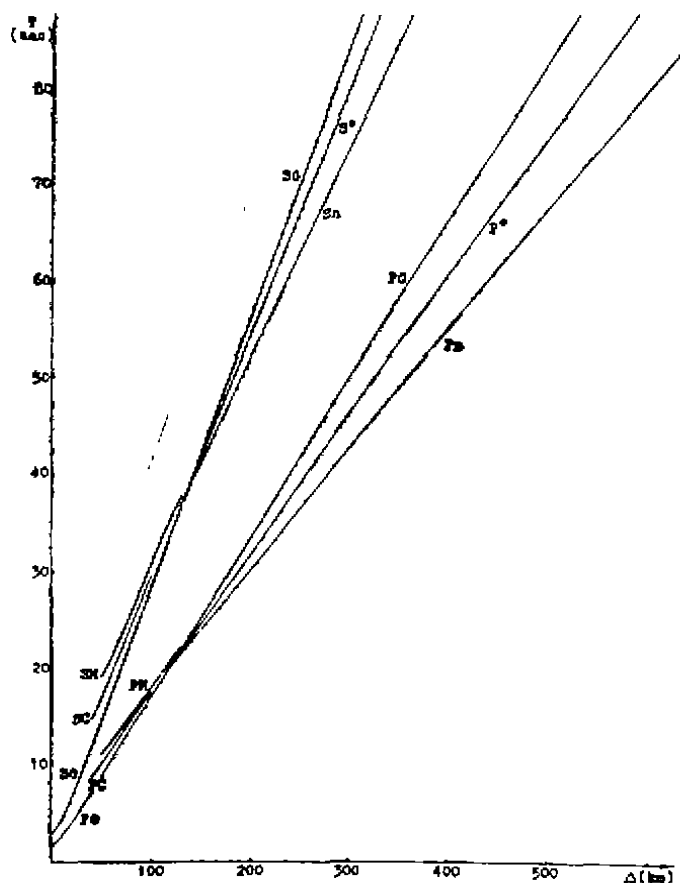


图1 华南地区 ( $h=10\text{km}$ ) 近震走时曲线  
Fig. 1 Travel-time chart of near-shock wave  
in South China area ( $h=10\text{km}$ )

壳型, 对每个模型进行多次有约束条件的调制, 选择模拟结果最好的作为华南表Ⅱ的地壳模型。(表1)

华南表Ⅱ中含有直达波PG、SG; 中间层绕射波 $R^*$ 、 $S^*$ 和反射波 $P_c$ 、 $S_c$ ; 莫霍面的绕射波 $P_n$ 、 $S_n$ 和反射波 $P_M$ 、 $S_M$ , 图1 是华南表Ⅱ的走时曲线图(即时距曲线图)。华南表Ⅱ的地壳模型的上层速度与表Ⅰ的地壳内速度基本相同, 所以测定本区地震( $h \leq 20$ 公里)的震源位置及发震时刻, 两个表的结果也基本相同。但是华南表Ⅱ采用二层地壳模型更接近本区地壳实际结构, 包含的地震波种类比华南表Ⅰ多, 也比J—B表多4个震相, 震中距比华南表Ⅰ长。华南表Ⅱ的地壳平均P波速度为6.30公里/秒, 与本区一些爆破结果一致, 而华南表Ⅰ限于当时资料条件只能粗略地把直达波的速度作为地壳平均P波速度, 所以华南表Ⅱ比华南表Ⅰ前进了一步。由于本区

地震绝大多数发生在深度20公里以内, 直达波速度实际上反映地壳上层( $h \leq 20$ 公里)的平均速度)。因此即使用华南表Ⅰ测定本区地震的基本参数, 效果也明显比J—B表好, 而对于少数震源深度大于20公里的地震, 或地震波轨迹穿越地壳下层时, 华南表Ⅱ将更优于华南表Ⅰ。

经用五省(区)24次地震事件检验结果表明, 用华南表Ⅱ测定发震时刻及震中位置均比用J—B表精度明显提高, 从而为华南地区的震相分析、地震基本参数的测定、地震预报、震源过程、地幔局部特征等研究提供了重要的、基础性的工具。

## 二、资料处理

### 1. 概况

收集、分析了1970年有台网以来全区 $M_s \geq 2.6$ 级地震, 经过反复、严格的筛选, 从中选

出能较好测定震源位置及发震时刻的121次地震作为基础资料,震中均匀地分布在华南各省,图2示出本区地震台站和震中的分布。

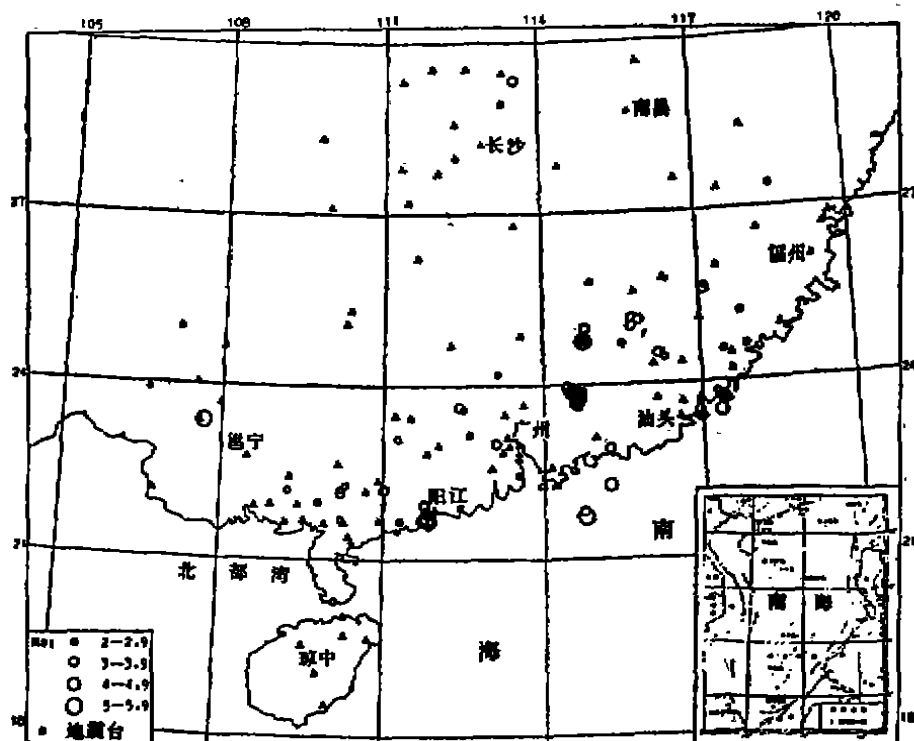


图2 华南地区的台站和震中分布图

Fig. 2 The stations and epicentre distribution in South China area

新丰江地区1961年开始有区域小台网,1983年10月起在约30×30平方公里范围内,建成8个子台的遥测台网,测定的震源位置及发震时刻精度高,而且震中距小于1公里及几十公里都有走时数据,对短距离直达波走时精度的提高起很大作用。当直达波走时归化到0深度时,震中距为0的走时基本上通过坐标原点,反映出对资料的分析处理是严格的,结果是可靠的。

本区绝大多数地震的震源深度在3—20公里范围内。仪器观测中,最大震级为五级多,所以绕射波Pn、Sn及直达波PG、SG最远观测到800公里,制表时延长至890公里(约8°)。

## 2. 震相分析

本区的浅源地震,都能记到莫霍面的绕射波Pn、Sn及反射波PM、SM,沿海一带及海域中发生的地震,震相要复杂得多,初动之后往往有3—4个纵波出现,但目前难以把所有震相的性质加以研究,只讨论最主要、最常见的几种近震震相。

### (1) 直达波PG、SG (即P、S)

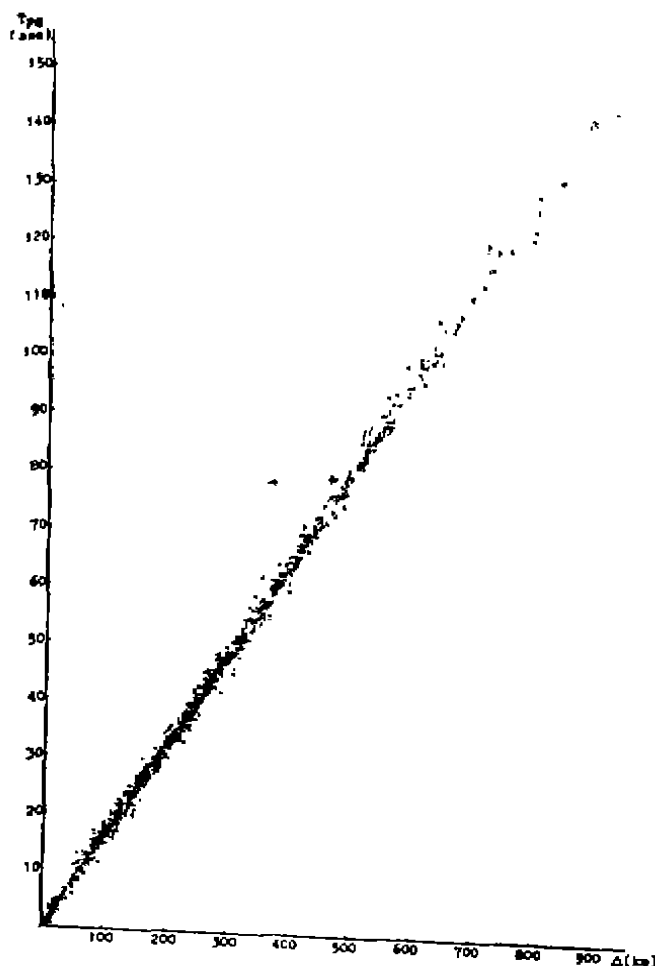


图3 华南地区 ( $h=0$ ) 观测PG波时距关系图

Fig. 3 Relations between time and distance of PG wave observed in South China area ( $h=0$ )

记到的琼东南海地震 (SM的振幅比SG大6倍), 至震中距95公里, 仍然是PM、SM、的振幅分别比PG、SG大, 见图4(b)。随震中距的增大, PM与PG、SM与SG之间的走时差愈来愈小, 约140公里时, 它们几乎同时到达, 走时表中只列出能分析到PM、SM的一段震中距的走时。

#### (4) 中间层的绕射波 $P^*$ 、 $S^*$

华南地区只有部分地区的地震能观测到 $P^*$ 、 $S^*$ , 沿海一带发生的较大地震在一定的震中距能观测到 $P^*$ , 例如1987年2月25日广东阳江发生4.7级地震, 湛江、新会、番禺、广州、海口、文昌、从化、定安、那大、琼中等10个台 (震中距从151公里至362公里) 都记到清晰的 $P^*$ 波, 图4(C)是从化台记到的 $P^*$ 波, 从图中可见到 $P^*$ 波出现在 $P_n$ 之后, PG之前; 其振幅比 $P_n$ 大一点, 比PG则小得多, 呈现绕射波的动力学特征;  $P^*$ 与 $P_n$ 波的走时差随震中距增大而增加, 符合绕射波的运动学特征, 图5中黑色三角形代表上述各台

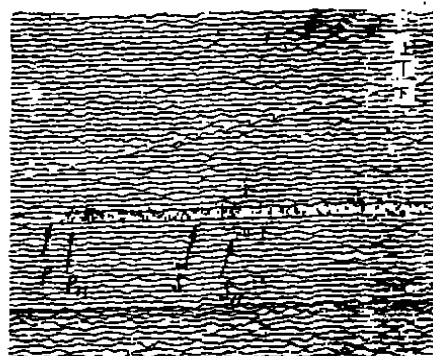
多数地区直达波震相清晰可靠。图3是归化为0公里深度的PG走时与震中距关系图, 震中距500公里以内, 资料密集、分布均匀; 500公里以远资料逐渐减少, 且逐渐离散。最远可以观测到800公里。PG有1360个数据, 计算将速度为6.01公里/秒; SG震相清晰可靠, 振幅大, 有1374个数据, 计算得速度为3.55公里/秒。

#### (2) 莫霍面的绕射波 $P_n$ 、 $S_n$

绕射波的振幅比直达波小得多, 当震中距为140公里左右 ( $h=5$ 公里) 时,  $P_n$ 波在地震图上开始成为首波, 其速度为7.98公里/秒, 按地壳模型计算, 震中距87公里以后产生 $P_n$ 波, 所以在走时表中 $P_n$ 、 $S_n$ 从90公里 (震中距) 开始列入。 $S_n$ 波由于受到纵波群的干扰, 数据比 $P_n$ 少, 速度为4.58公里/秒。

#### (3) 莫霍面的反射波PM、SM (即 $P_{11}$ 、 $S_{11}$ )

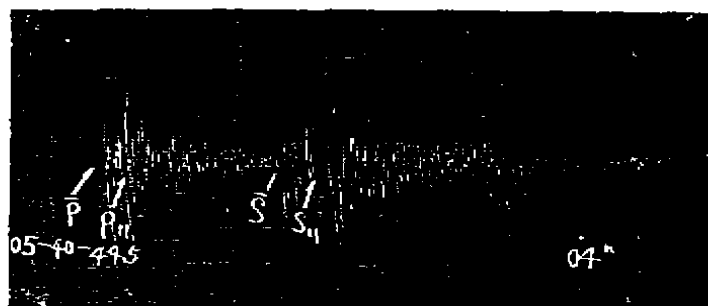
J—B表中缺此震相, 给震相分析工作带来了困难。华南地区从50多公里至140公里左右都能观测到清晰的PM、SM波, 在60多公里至80多公里时, 由于是全反射距离, PM、SM波非常强烈, 振幅分别比PG、SG大很多, 图4(a)是1970年1月23日海南省万宁台



4(a) 1970年1月23日 14:07" 海南岛地震万宁台记录  
 $\Delta = 74$  公里, 记录速度 150 毫米/分



4(c) 1987.2.25 广东阳江地震



4(b) 1973.7.30 河源地震 龙川台  $\Delta = 95$  km  $R_V = 180$  mm/min

图4 华南地区某些典型地震记录图(示典型震相)

Fig. 4 Some typical seismogram in South China area

P\*波的观测走时, 计算出速度为6.9公里/秒, 厚度为21公里, 与爆破结果一致, 基本证实了在华南部分地区在深度20公里左右处存在一个较明显的界面, 初步认为是康拉德界面。走时表中列出的是理论走时。

#### (5) 中间层的反射波PC、SC

J—B表中缺此震相, 在地震图上它出现在PG与PM之间, 振幅比PM小, 目前只能追踪到短距离时的反射波PC, 例如1978年6月至7月间, 为走时表工作专门从河源县至龙川布设一条测线, 记录到的河源地震, 震中距从45—100公里左右时观测到PC, 求得中间层界面为20.2公里; 1982年广东海丰震群, 从海丰到河源测线上, 震中距从45—80公里, 观测到PC<sup>(1)</sup>; 1982年泉州爆破时, 震中距从43—130公里观测到PC<sup>(2)</sup>, 其振幅仅次于莫霍面的反射波PM, 得到这次爆破各个测线上的反射面深度为17.2—19.6公里。这就从另一方面证实本区部分地区确实存在一个初步认为是康拉德界面的中间层。走时表中只给出可能分辨出PC、SC波的震中距的理论走时。

#### (6) 影区的波

对于某些台湾地震, 震中距大于5°时。地震台记到的是影区的波, 即微弱地幔折射波P、S和强烈的短周期面波(也有人称为导波) Lg、Rg。由于P波在地震图上是初始, 虽然

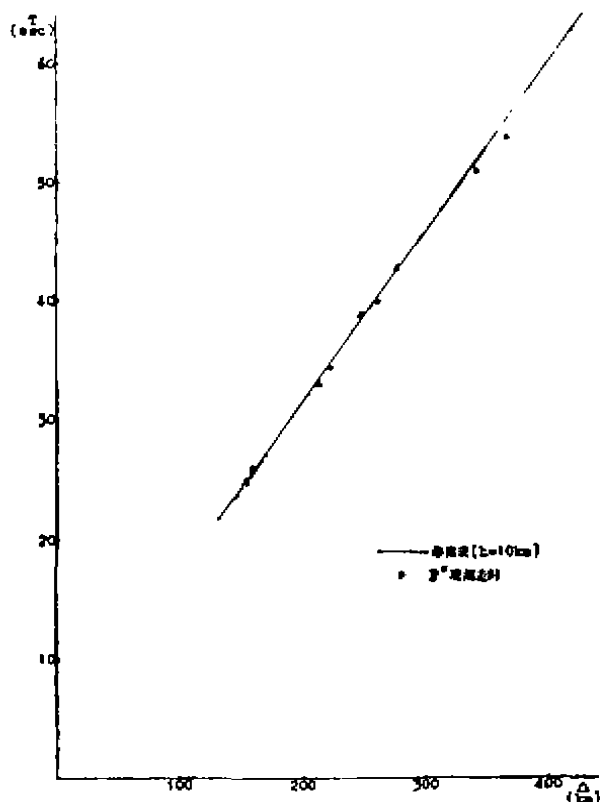


图5 1987年2月25日阳江地震P<sup>\*</sup>波走时和  
走时表走时曲线

Fig5 Comparison between the travel-time of P<sup>\*</sup> observed at Yangjiang earthquake on Feb.25,1987 and travel-time Chart at the travel timetable

下,这时记到的是地幔折射波P、S,而记不到直达波PG、SG及绕射波P<sub>n</sub>、S<sub>n</sub>,这时可把P、S当成P<sub>n</sub>、S<sub>n</sub>波,查华南表中S<sub>n</sub>—P<sub>n</sub>及P<sub>n</sub>的走时即可近似地求出震中距及发震时刻,不要错把地幔折射波当成直达波。

### 3. 资料处理

所取用的地震资料都经过仔细的多台对比,分析出各种震相,作单个地震的和达曲线,以此对各种震相进行检查。用和达法求发震时刻,用和达法及高桥法初定震源位置。绘出各种波的走时及折合走时曲线,再次检查震相并以此进一步分析地壳结构情况。在折合走时曲线上PG波的斜率没有发生改变,这是在研究地壳模型时,深度20公里以内不再分层的主要原因之一。

阳江较大地震发生后,广东、广西均有大量的记录,在P<sub>n</sub>走时曲线上,两省的资料是两条斜率相同的平行线,虽然相隔不远但自成体系,显示P<sub>n</sub>的速度相同,地壳厚度不同,

微弱还可以辨认其到时,但是S波受到P波群的干扰,往往难以确定到时,而Lg波振幅很大,波形较尖锐,Lg<sub>1</sub>的速度为3.50公里/秒与SG速度相近,可以近似地把Lg<sub>1</sub>当成SG,P当成P<sub>n</sub>,用Lg—P的走时差查华南表SG—P<sub>n</sub>即可求出震中距,再查P<sub>n</sub>的走时,用这个走时与P到时相减即可得发震时刻。

震中距增大时,也能记到导波 $\pi$ g,其速度约6.09公里/秒与PG速度相近(如云南地震,广东省一些台站可记录到 $\pi$ g波),这时可以把 $\pi$ g近似地作为PG,Lg<sub>1</sub>近似地作为SG,查华南表中SG—PG即可求出震中距及发震时刻。

由于华南地区多数地震的震源深度h是在10公里左右,如果台站人员不知道某个地区地震的深度,分析震相时,查走时表可查标准深度H=10公里的SG—PG及各种波的走时,即可求得震中距及发震时刻。

### (7) 南海中的地震

南海中的地震,P波初动比较微弱,其振幅从小到大呈喇叭状,横波及面波均不发育。

有些海中地震,虽然震源不太深,由于洋壳薄,地震往往发生在地壳之

广西的地壳比广东要厚一些。

对河源地震,采用其小台网测定的地震参数;其他地区,不少较大地震发生前后设过流动台,震中距小且包围震中,测定的震源位置较准确;部分地震用分离迭代法上机定位<sup>[2]</sup>。经过几次筛选,最后选用华南地区质量最好的121次地震作为进一步计算的基础资料。

### 三、模型的选取及走时表的计算

#### 1. 模型的选取

选取一个符合本区实际情况的地壳模型至关重要,它直接影响走时表的精度及实用价值。

为此,共收集到华南地区9次人工爆破及天然地震布点测深资料,它们均匀分布在六省(区),见表2。

表2

华南天然地震及人工爆破测深目录

Table 2 The catalogues of natural earthquakes and manually explosive sounding

编号	年 月 日	地 点	备 注
1	1977 8 6	广东云浮铁矿	爆 破
2	1978 6~7	广东河源(河源至龙川测线)	地 震
3	1978 12	江西永平铜矿	爆 破
4	1981 1~5	广东海丰(海丰至河源测线)	地 震
5	1981 10 15	广西柳州	爆 破
6	1982 6 1	湖南桃矿	爆 破
7	1982 12	福建泉州至广东汕头	爆 破
8	1984 12	海南琼北	爆 破
9	1985 11	福建	爆 破

分析表2中各次测深结果,对华南地区的地壳结构有了概括的了解:即本区地壳的差异性是不大的,地壳厚度从西北(内陆)地区向东南(沿海)地区逐渐减薄,除个别地区厚度达40公里以外,一般内陆地区厚度为31—34公里,如泉州—汕头爆破北线厚度为34.3公里;柳州爆破北东测线厚度为33.9公里,南东测线为31.5公里,平均32.7公里;江西永平爆破平均地壳厚度为32.5公里<sup>1)</sup>;湖南桃矿爆破为31公里。而沿海一带地壳厚度为25—31公里;如泉州爆破南线为28.5公里;广东云浮爆破29公里<sup>2)</sup>;河源至龙川测线为29.4公里;海南岛至雷

1) 国家地震局永平爆破观测小组,江西永平爆破观测和我国东南地区深部构造初步研究,1980。

2) 毛玉兰等,广东云浮爆破地震记录的初步结果,广东省地震通讯,第五期。

州半岛为24.9—28.7公里；海丰至河源25—26公里。

各地区测定的地壳结构互有差异（有些是因观测条件不同引起的），有四层、三层、二层，但是都存在深度为20公里左右这一层。

首先，把各次爆破所得到的各地区的地壳模型分别求出各种波的理论走时，与观测走时进行对比；再把多层结构向低一层简化（例如四层简化成三层，再简化成二层），再次分别计算各种层次的理论走时。所有的理论走时均与观测走时进行对比，从而了解各省（区）、各种层数的地壳模型计算出来的理论走时与观测走时的符合程度。

进一步对四层结构的地壳模型进行分析：最上层是沉积岩，厚度是0~4公里（不少地区0.5—2.0公里），称为第一界面，这个界面很薄，在地图上很难分析到这个界面所产生的地震波，且有些地区基岩露头，第一界面根本不存在，这时地壳只有三层。在7~10公里处有一界面，这个界面上下二层速度变化不大，可能是花岗岩层中的一个界面，称为第二界面或福尔茨面<sup>(5)</sup>，在天然地震图上，没有分析到这一界面所产生的波。在18~22公里深处还有一个较明显的界面，其上下两层速度相差大，且这个界面的反射波振幅仅次于莫霍面的反射波，天然地震图上记到这个界面所产生的波与反射波PC及绕射波P\*走时的吻合证实第三界面极可能是康拉德面。相对第三界面来说，第一、第二界面上的震相不够清晰，振幅不大，不能连续追踪，这表明第一、第二界面在本区内是断断续续存在，也不够明显。因此把第三界面（康拉德面）作为中间层将地壳简化成二层来计算走时表是合理的。

据此，得到华南地区初始模型：上层厚度 $H_1$ 为20公里， $V_{P1}$ 为6.00公里/秒， $V_{S1}$ 为3.55公里/秒；下层厚度 $H_2$ 为11公里， $V_{P2}$ 为6.87公里/秒， $V_{S2}$ 为3.94公里/秒；地壳厚度为31公里， $V_{P0}$ 为8.00公里/秒， $V_{S0}$ 为4.63公里/秒。由上述模型计算出各种标准深度的各种波的理论走时，再与观测走时进行比较，经过多次有约束条件的调节，即可得到符合各种波观测走时的平均地壳模型，见表1。

在调节模型时发现，如果将地壳厚度加厚一点，计算出来的 $P_n$ 、 $S_n$ 的理论走时与观测走时符合得更好，如果将地壳减薄一点，则 $PM$ 、 $SM$ 的理论走时与观测走时符合得更好。这种互不相容的现象可能是因为莫霍面不是一个几何面，它是一个有一定厚度的过渡性质的薄层， $PM$ 、 $SM$ 在此薄层上面反射，而 $P_n$ 、 $S_n$ 在此薄层下面绕射，由上述调节过程可粗略估计出作为莫霍面的这一过渡层厚度为1公里左右。

考虑 $P_n$ 、 $S_n$ 的观测数据多（ $\Delta=140—800$ 公里）、观测误差小，而 $PM$ 、 $SM$ 观测数据少（ $\Delta=50—130$ 公里）、观测误差大，地壳厚度的选取主要是根据 $P_n$ 、 $S_n$ 。但是为了提高实用精度，走时表中 $PM$ 、 $SM$ 的走时，是采用不同震源深度的观测走时经平滑处理而得到的。

## 2. 走时表的计算<sup>(6)</sup>

如前所述，走时表的计算是采用均匀二层地壳模型。首先根据直达波、绕射波、反射波的走时方程计算出各种波的理论走时，将经过各种校正后的观测走时与对应的理论走时相比较，根据各种波的拟合情况，在有约束条件下进行调节，得到与各种波的观测走时符合得最好的“最佳平均地壳模型”，以此计算出各种标准深度的编表走时。

### （1）近地震波理论走时方程

当地壳模型为多层时，设地壳结构为水平、均匀 $N$ 层时，震源深度为 $h$ ，震源所在层号用 $K$ 表示， $1 \leq K \leq N$ 。



地壳总厚度  $H = \sum_{i=1}^N H_i$ , 这里  $H_i$  为第  $i$  层的厚度,  $\Delta$  为震中距,  $V_i$  为第  $i$  层的波速, 并有

$V_1 \leq V_2 \leq \dots \leq V_n$ , 此处  $i = 1, 2, \dots, N$ , 对于二层地壳模型  $N = 2$ ,  $P$  为射线常数, 各种波的走时方程如下:

(a) 直达波的走时方程: 应用多层地壳模型, 其地震波的传播路线如图 6, 设震源在第  $K$  层, 走时方程为:

$$\begin{cases} \Delta = \sum_{i=1}^k \Delta_i = \sum_{i=1}^{k-1} P V_i H_i / \omega_1 + (h - \sum_{i=1}^{k-1} H_i) P V_k / \omega_2 \\ t = \sum_{i=1}^k t_i = \sum_{i=1}^{k-1} H_i / V_i \omega_1 + (h - \sum_{i=1}^{k-1} H_i) / V_k \omega_2 \end{cases} \quad (1)$$

式中  $\omega_1 = \sqrt{1 - P^2 V_1^2}$

$\omega_2 = \sqrt{1 - P^2 V_k^2}$

(b) 反射波的走时方程: 设震源在第  $K$  层, 走时方程为

$$\begin{cases} \Delta_n = \sum_{i=1}^{k-1} 2 P H_i V_i / \omega_1 + \left\{ 2 H_k - (h - \sum_{i=1}^{k-1} H_i) \right\} P V_k / \omega_2 + \sum_{i=k+1}^n 2 P H_i V_i / \omega_2 \\ t_n = \sum_{i=1}^{k-1} H_i / V_i \omega_1 + \left\{ 2 H_k - (h - \sum_{i=1}^{k-1} H_i) \right\} / V_k \omega_2 + \sum_{i=k+1}^n 2 H_i / V_i \omega_1 \end{cases} \quad (2)$$

式中  $1 < k < n < N$ ,

$\omega_1 = \sqrt{1 - P^2 V_1^2}$

$\omega_2 = \sqrt{1 - P^2 V_k^2}$

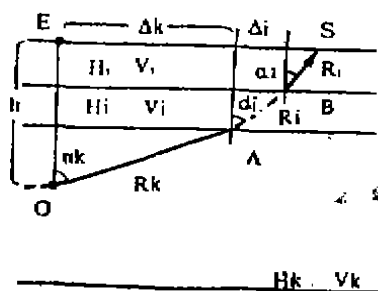


图 6 Fig. 6

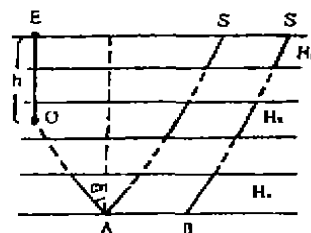


图 7 Fig. 7

(c) 绕射波的走时方程: 当震中距  $\Delta$  大于临界角对应的临界震中距  $\Delta_c$  时, 才能观测到绕射波, 华南地区绕射波出现的最小震中距平均约为 87 公里, 设在第  $n$  层发生绕射, 则其临界角为  $\alpha_n$ , 则  $\frac{\sin \alpha_n}{V_n} = \frac{1}{V_{n+1}} = P$  绕射波的走时方程为:

$$\begin{cases} \Delta_i \sum_{j=1}^{k+1} H_j V_j / \omega_i + \left[ 2 H_k - \left( h - \sum_{j=1}^{k-1} H_j \right) \right] V_k / \omega_2 + \sum_{j=k+1}^n 2 H_j V_j / \omega_i \\ t_2 = \frac{\Delta}{V_{n+1}} + \sum_{j=1}^{k-1} H_j y_1 + \left[ 2 H_k - \left( h - \sum_{j=1}^{k-1} H_j \right) \right] y_2 + \sum_{j=k+1}^n 2 H_j y_1 \end{cases}$$

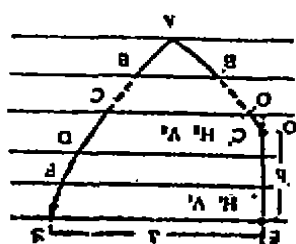


图 8 Fig. 8

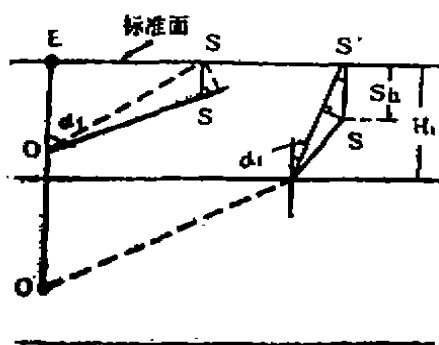


图 9 Fig. 9

$$\text{式中 } \begin{cases} \omega_1 = \sqrt{V_{n+1}^2 - V_1^2} \\ \omega_2 = \sqrt{V_{n+1}^2 - V_{2K}^2} \end{cases}$$

$$\begin{cases} Y_1 = \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_{n+1}^2}} \\ Y_2 = \sqrt{\frac{1}{V_K^2} - \frac{1}{V_{n+1}^2}} \end{cases}$$

### (2) 观测走时

对观测走时进行两种校正，一是台站高程校正，二是震源深度校正。

(a) 台站海拔高程的校正：把台站（海拔高程不同）记到的地震波走时校正到一个标准高层面上，本区取 0 公里作为标准高程面，设地震台对标准面的高差为  $\delta h$ ，高差对走时产生的误差为  $\delta t_1$ 。

对多层模型有：

$$\delta t_1 = \frac{\delta h \cdot \cos \alpha_1}{V_1}$$

$$\cos \alpha_1 = \sqrt{1 - P^2 V_1^2}$$

(b) 震源深度差的观测走时校正：由于使用的地震震源深度不同，需要进行震源深度的改正。利用波的理论公式分别求出震源深度  $h$  和标准深度  $Z$  的理论走时，将它们的走时差作为深度改正量：

$$\delta t_2 = T(Z) - T(h)。经过两次校正后，将所得的观测走时进行曲线拟合。$$

### (3) 曲线拟合

对直达波和反射波用双曲线参数方程拟合，对绕射波和  $h=0$  公里的直达波用线性方程拟合。其步骤如下：

(a) 将经过两次校正的观测走时与理论走时比较，选取误差

$$\delta \leq \begin{cases} 1.5 \text{秒} & \text{P波} \\ 2.0 \text{秒} & \text{S波} \end{cases}$$

的走时资料作为拟合数据：

(b) 形成数据对  $(\Delta_i, t_i)$ ，并由小至大排列（按  $\Delta_i$ ）；

(c) 拟合计算，求出  $a_0$  及  $a_1$ （双曲线方程的系数）

$$t = \begin{cases} a_0 + a_1 \Delta^2 & \text{绕射波和 } h=0 \text{ 的直达波} \\ \sqrt{a_0 + a_1 \Delta^2} & \text{直达波和反射波} \end{cases}$$

(d) 最后按不同标准深度（即  $Z=0$  公里，5 公里，10 公里……30 公里），以  $S-P=0.1$  秒为间隔（步长），给出各种波的走时。

#### (4) 计算程序的修改

走时表的计算程序采用兰州地震研究所邵世勤、张诚等人的程序。原程序ALGOL语言由地球所张雁如翻译成FORTRAN语言，在Vax—780机上计算。考虑到本区的具体情况，我们对原程序作了几点修改：

(a) 减少人机对话次数，缩短计算时间：原程序中每计算一种震相都要进行一次人机对话，现改为输入一种模型，各种震相可自动连续计算，大大缩短计算时间。

(b) 改变标准海拔高度：采用0公里作为标准海拔高度。

(c) 提高现测走时中异常数据的舍弃标准：原程序中含去偏差大于4秒、5秒的P、S波，为提高走时精度，我们分别降低为大于1.5秒、2秒的P、S波，即提高了舍弃标准。

(d) 考虑到本区的地壳厚度及实际能观测到各种波的距离，取最大震中距为890公里（即 $8^{\circ}$ ）。

表3 24次地震的发震时刻的测定结果

Table 3 The determined results of origin time of 24 earthquakes

地震 编号	日 期	地名	震 级	发 震 时 刻				标准误差 (秒)		台 数
				大台网 (时分钟)	小台网 (秒)	华南表 (秒)	J—B表 (秒)	华南表	J—B表	
1	1987. 11. 09	南澎	3.3	11—47—15.5		14.9	14.2	0.51	0.79	8
2	01. 06	"	3.2	22—21—13.6		13.0	11.9	0.56	1.07	7
3	11. 21	恩平	3.1	10—55—07.2		7.1	5.8	0.72	0.87	8
4	04. 23	梅县	3.2	04—40—07.8		7.2	6.0	0.50	0.95	8
5	07. 11	英德	2.9	14—15—16.6		16.3	14.8	0.40	0.89	7
6	02. 25	阳江	5.1	22—28—04.3		4.4	2.5	0.78	1.06	10
7	04. 10	"	4.3	01—26—22.5		22.6	20.7	0.60	0.93	12
8	1988. 01. 27	"	3.3	03—32—37.9		38.1	36.0	1.01	1.35	11
9	1987. 10. 25	"	3.0	13—34—58.3		58.8	57.2	0.44	0.65	8
10	11. 01	"	3.2	06—57—14.0		14.2	12.4	0.75	1.06	8
11	09. 15	河源	4.9	10—04—33.1	33.4	33.5	31.8	0.36	0.53	9
12	10. 03	"	3.6	03—22—39.5	39.0	38.4	37.1	1.34	1.64	14
13	10. 03	"	3.7	17—32—21.9	22.3	22.6	21.2	1.08	1.28	14
14	10. 03	"	3.5	08—47—29.5	29.1	29.3	27.9	0.95	1.12	14
15	10. 03	"	3.5	14—56—07.7	7.4	7.4	6.0	1.05	1.23	14
16	04. 18	"	3.1	23—48—40.4	40.2	40.1	38.8	0.44	0.71	11
17	04. 19	"	3.2	01—42—14.1	14.1	14.2	12.9	0.30	0.52	11
18	04. 19	"	3.1	03—30—58.1	58.2	57.8	56.6	0.34	0.64	10
19	09. 16	"	3.2	18—42—06.2	5.9	5.9	4.8	0.25	0.62	9
20	09. 30	"	3.4	02—52—53.5	53.5	53.2	51.8	0.52	0.84	13
21	1977. 08. 06	云浮	爆破	11—01—30.5	30.6	30.5	28.7	0.53	0.97	14
22	1936. 12. 4	广西	2.5	22—43—35.6		35.7	34.7	0.15	0.23	6
23	1987. 8. 29	闽华安	3.0	15—58—38.6		38.4	37.6	0.19	0.57	5
24	1987. 8. 2	赣寻乌	5.6	17—07—34.5		34.6	32.9	0.33	0.72	10
平均								0.59	0.89	

(e) 原程序中以震中距10公里为一步长, 为方便使用, 缩短步长, 以 $S-P=0.1$ 秒为一长, 并对走时及走时差的格式作了修改。

#### 四、走时表的检验

用24次地震事件(其中1次是人工爆破, 23次是成表之后发生的地震, 见表3)检验了华南表Ⅱ, 结果如下:

##### 1. 发震时刻 $T_0$ 的检验

以大台网(区域台网)及小台网(新丰江台网)上机计算的 $T_0$ 作为标准值, 对比华南表Ⅱ及J—B表所求得的 $T_0$ 的精度。为此首先检查大台网测定 $T_0$ 的精度, 用新丰江地震台网作为标准, 表4中编号11至20都是河源地震, 表4C栏是两种台网测定 $T_0$ 的偏差, 结果表明对于河源地震, 大台网测的 $T_0$ 仅比小台网平均偏差0.24秒, 所以对河源以外的地

表4 发震时刻差值(秒)表

Table 4 The differential table of origin time of 24 earthquakes

地震编号	A		B		C
	华南表—小台网	J—B表—小台网	华南表—大台网	J—B表—大台网	大台网—小台网
1			-0.6	-1.3	
2			-0.6	-1.7	
3			-0.1	-1.4	
4			-0.6	-1.8	
5			-0.3	-1.8	
6			0.1	-1.8	
7			0.1	-1.8	
8			0.2	-1.9	
9			0.6	-1.1	
10			0.2	-1.6	
11	0.1	-1.6	0.1	-1.3	-0.3
12	-0.6	-1.9	-0.6	-2.4	0.6
13	0.3	-1.0	0.3	-0.7	-0.4
14	0.2	-1.2	-0.2	-1.6	0.4
15	0	-1.4	-0.3	-1.7	0.3
16	-0.1	-1.4	-0.3	-1.6	0.2
17	0.1	-1.2	0.1	-1.2	0
18	-0.4	-1.6	-0.3	-1.5	-0.1
19	0	-1.1	-0.3	-1.4	0.3
20	-0.3	-1.7	-0.3	-1.7	0
21	-0.1	-1.9	0	-1.8	-0.1
22			0.1	-0.9	
23			-0.2	-1.0	
24			0.1	-1.6	
平均偏差	0.20	1.46	0.27	1.63	0.24
标准误差	0.27	0.30	0.31	0.37	0.29

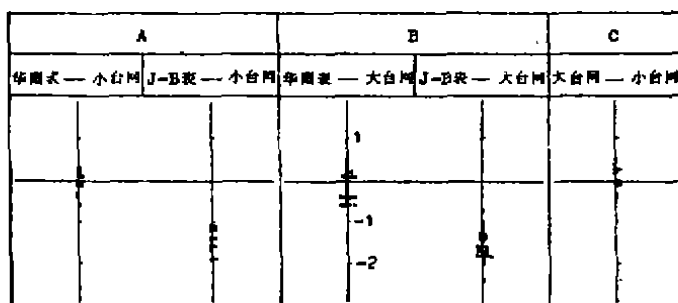


图10 发震时刻差值(秒)图

Fig. 10 The differential figure of origin time of earthquakes

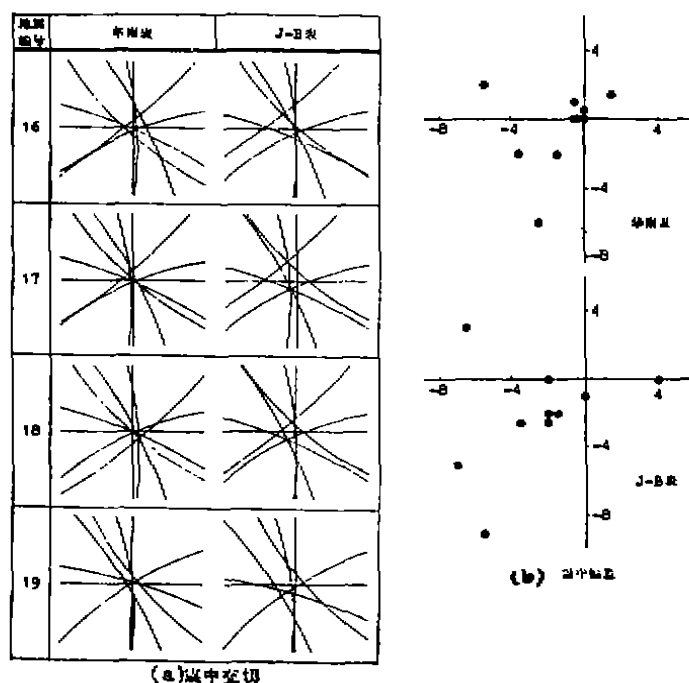


图11 震中交切及震中偏差图

Fig. 11a The cross figure of the epicenter and the deviation of epicenter

中比J—B表要集中,可见华南表Ⅱ的震中测定精度比J—B表要高。同时,为定量求出震中偏差,以小台网测定的震中位置作为标准震中位置,规定向北、向东为正;向南、向西为负,计其平均偏差及标准误差列入表5。从表5及图11(b)可见,两种走时表测的震中均偏向西南,华南表Ⅱ测的震中平均向南偏1.5公里、向西偏1.6公里,平均径向偏离2.2公里;而J—B表分别相应偏2.7公里、3.4公里,平均径向偏离4.3公里。云浮爆破,华南表Ⅱ测的

震,可用大台网计算的 $T_0$ 作为标准值。

表3是24次地震事件 $T_0$ 的测定结果,从表3中可见,用华南表Ⅱ测定 $T_0$ 的标准误差平均为0.59秒,而J—B表是0.89秒,前者比后者小0.3秒,所以精度比后者高。

表4是 $T_0$ 的差值表(及图10),A栏中编号11至20号是河源地震,编号21是云浮爆破,可以看出对于河源地震,华南表Ⅱ测的 $T_0$ 与标准值(小台网)仅差0.2秒,而J—B表却相差1.46秒,两者达7倍;从表4B栏中可见表Ⅱ测的 $T_0$ 与标准值(大台网)仅相差0.27秒,而J—B表却相差1.53秒,两者相差达5—6倍。表3中编号21是广东云浮爆破,华南表Ⅱ测的 $T_0$ 与起爆时间仅相差0.1秒,而J—B表却相差1.8秒。从图10中同样反映出上述结果,以上均显示华南表明显优于J—B表。可见,用华南表Ⅱ测定的发震时刻的准确度相当高。

## 2. 震中参数的检验

选用震中位置相当准确的9次河源地震及一次爆破分别用华南表Ⅱ及J—B表交切震中,再与小台网定的震中及爆破点经纬度进行比较,图11(a)是部分地震的交切图,十字交点为新丰江小台网测的震中,华南表交切的震中

爆破点向北及向东均偏1.5公里，径向偏离2.1公里；而J—B表向东偏4公里，南北向为0公里，径向偏离4公里。可见，用华南表Ⅱ测定的震中（及爆破）位置的准确度比J—B提高了约一倍。

### 3. 走时的检验

为检验两种走时表走时与观测走时的符合程度，选取广西、福建、广东、江西等省（区）近一年来发生的地震与华南表Ⅱ及J—B表进行比较，图12是它们的走时曲线比较图，由图可见，

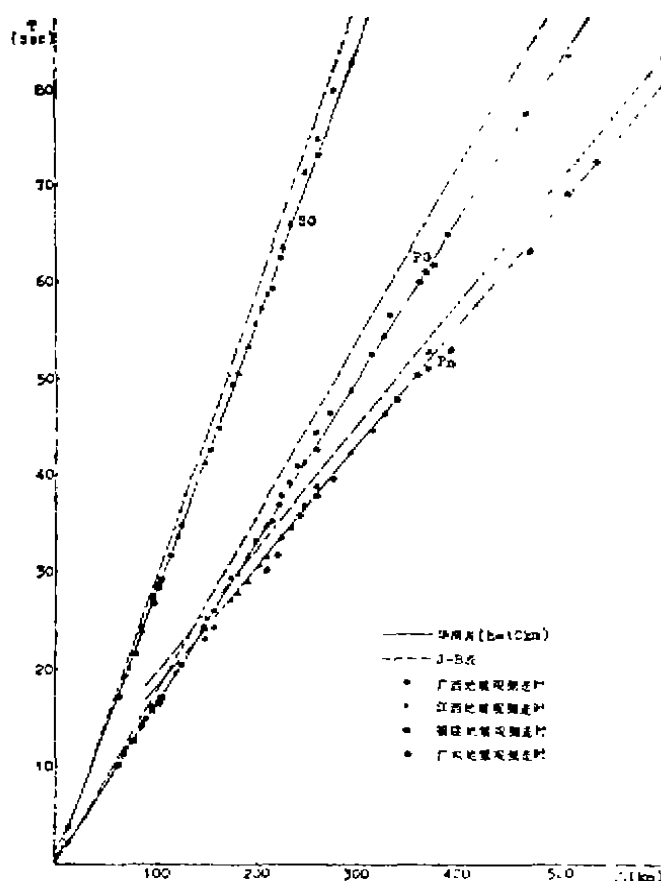


图12 广东、江西、福建地震观测走时和走时表走时曲线图

Fig. 12 The curve of the observed travel-time and the travel-time chart of the travel timetable for earthquakes in Guangdong, Guangxi, Jiangxi and Fujian

Pn、PG、SG的观测走时均与华南表Ⅱ的走时曲线相接近，特别是PG波几乎相重合；与J—B表的走时曲线偏离较大，表明华南表Ⅱ比J—B表更适用。从图5及图13中可见，反射波PM、SM及绕射波P\*的观测走时均与华南表Ⅱ的走时曲线吻合得较好。

通过上述三种检验，证实了利用华南的地震资料及人工爆破资料研制的华南地区近震走时表比J—B表更适用于华南地区。它为提高本地区地震的震相分析、地震基本参数测定的精确度、准确度以及开展有关领域的研究工作提供了一个重要工具。

研制本表得到张诚、曲克信、张雁如、黄俊秋等同志的指导和帮助，特此表示感谢。

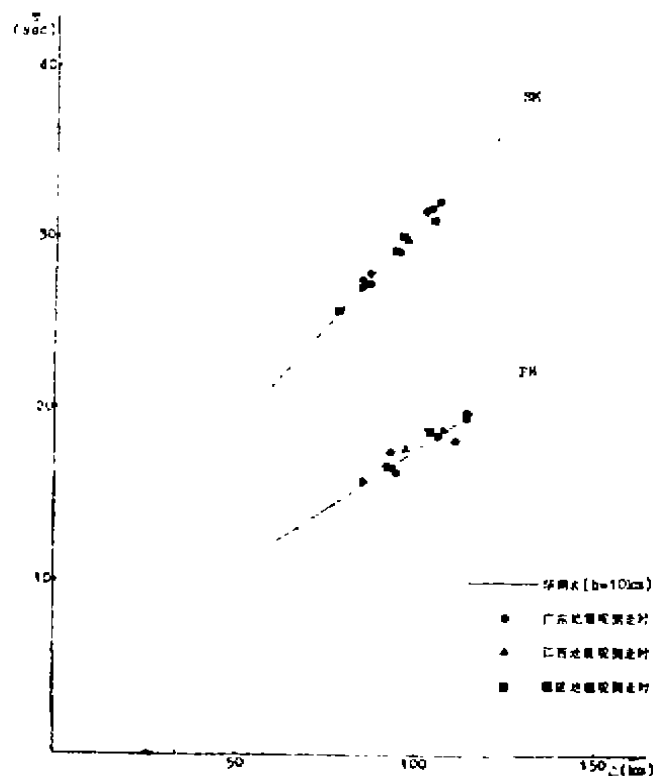


图13 广东、江西、福建地震观测走时和走时表走时曲线图

Fig. 13 The curve of the observed travel-time and the travel-time chart of the travel timetable for earthquakes in Guangdong, Jiangxi and Fujian

表5

用走时表交切震中与已知震中的偏差(公里)

Table 5 The deviation between cross epicenter and the known epicenter determined by the timetable

地震编号	华 南 表		J—B表	
	N—S	E—W	N—S	E—W
12	-6.0	-2.5	-9.0	-5.5
13	-2.0	-1.5	-5.0	-7.0
14	-2.0	-3.5	-2.5	-2.0
15	0	-0.5	-2.5	-3.5
16	0	-0.5	-1.0	0
17	0	0	-2.0	-2.0
18	1.0	-0.5	0	-2.0
19	0.5	0	-2.0	-1.5
20	2.0	-5.5	3.0	-6.5
21	1.5	1.5	0	4.0
平均偏差	1.5	1.6	2.7	3.4
标准误差	2.33	2.03	3.20	3.27

## 参 考 文 献

- 〔1〕章林云, 广东省河源、海丰地区的深部地壳结构, 华南地震, 第3卷, 第3期, 1983.
- 〔2〕章惠芳, 中国沿海地区泉州爆破深地震测深资料的再解释, 中国地震, 第4卷, 第3期, 1988.
- 〔3〕罗振暖等, 计算机测定震源参数, 地震地磁观测与研究, 第3卷, 第4期, 1982.
- 〔4〕林中洋等, 雷琼地区地壳结构研究的初步结果, 海南岛北部地震研究文集, 地震出版社, 1988.
- 〔5〕曾融生等, 固体地球物理学导论, 1984.
- 〔6〕邵世勤, 张诚等, 多层地壳模型近震走时表的计算方法和程序设计, 西北地震学报, 第9卷, 第1期.

## THE DEVELOPMENT OF TRAVEL TIMETABLE FOR NEAR EARTHQUAKE IN SOUTH CHINA

Fan Yulan, Lin Jizeng, Hu Ruihe, Luo Zhennuan

(Seismological Bureau of Guangdong Province)

[Abstract] In this paper, quite a number of observational informations from earthquakes and explosion in South China are collected and analysed. Based on the analytical conclusion, it seems clear that two-course crustal model may be reasonable to this area. And by means of the fitting and modulation repeatedly, we select the mean crustal parameters as follows:  $H_1=21.4$  km,  $V_{p1}=6.01$  km/s,  $V_{s1}=3.55$  km/s,  $H_2=11.0$  km,  $V_{p2}=6.88$  km/s,  $V_{s2}=3.93$  km/s,  $H_3=3.24$  km,  $V_{pn}=7.98$  km/s,  $V_{sn}=4.58$  km/s. Finally, we calculated the travel timetable for near earthquake in South China area. By way of actual applications and inspections, it is shown that the accuracy of determination is higher than that of the J-B Table in this area.