

北京地区康庄一大厂地震转换波 测深剖面的试验*

邵学钟 张家茹**

(国家地震局地质研究所)

摘 要

本文介绍北京地区康庄一大厂剖面试验的地震转换波测深法得到的地壳、上地幔结构,显示层状和断块的特征,分析本区地表构造与深部构造的特征及其相互关系表明,本区地壳内存在过很强的近 NWW-SEE 向水平压应力,从而造成本区隆、凹的各基本构造单元。本区震源分布有两种情况:高丽营断裂以西震源大都分布在“花岗岩”层的顶面和底面上,在此断裂以东地区震源主要分布在断裂带上(图1)。

一、前 言

探测地壳、上地幔的细结构是地震预报和地震成因研究工作中一项重要的基础性工作。北京地区是地震预报的重点区,探测其深部结构更具有必要性。本区已做过一些深部探测的试验工作^{[1] 2)},但一般只得到一、二个界面(康腊界面和莫霍界面),最大探测深度不超过30—40公里,这当然不能满足日益发展的地震研究工作各方面的需要。例如,强震区深部地震地质标志的寻找,地震动力源问题的研究等,都不仅需要有关地壳,而且需要上地幔的较详细的结构资料。地震转换波测深法具有分层细、探测深度大和费用低等优点^[2, 3, 4],它在一定程度上有满足上述地震工作需要的可能。

1977年,在过去工作基础上^[2]布置了垂直北东向(北北东向)构造线的康庄一大厂北西西向转换波测深的剖面试验工作,目的是了解北京平原区地壳、上地幔中主要深界面的分布形态,断裂向深部的延伸情况,进而分析深部构造与地震的关系。本文介绍这项测深工作的方法以及资料分析所取得的结果。

二、北京平原区地质构造基本特征

北京平原区位于燕山断褶带、山西断块隆起和冀鲁拗陷的交会地区,地质构造相当复杂。区内断裂极为发育,至少存在三组断裂:北东(北北东)向;北西向和近东西向。北东(北北东)向断裂是平原区的主干断裂,自西向东主要有:八宝山—高丽营断裂;良乡—顺义断裂;南苑—通县断裂;夏垫断裂,它们将平原内岩体分割成与主干断裂方向大致相同的一系列隆起和凹陷:京西隆起;北京凹陷;大兴隆起和大厂凹陷(图1)。

* 1978年4月11日收到。 ** 参加本剖面野外观测工作的还有张岳等同志。

1) 国家地震局地球物理勘探大队曾做过人工地震测深剖面。

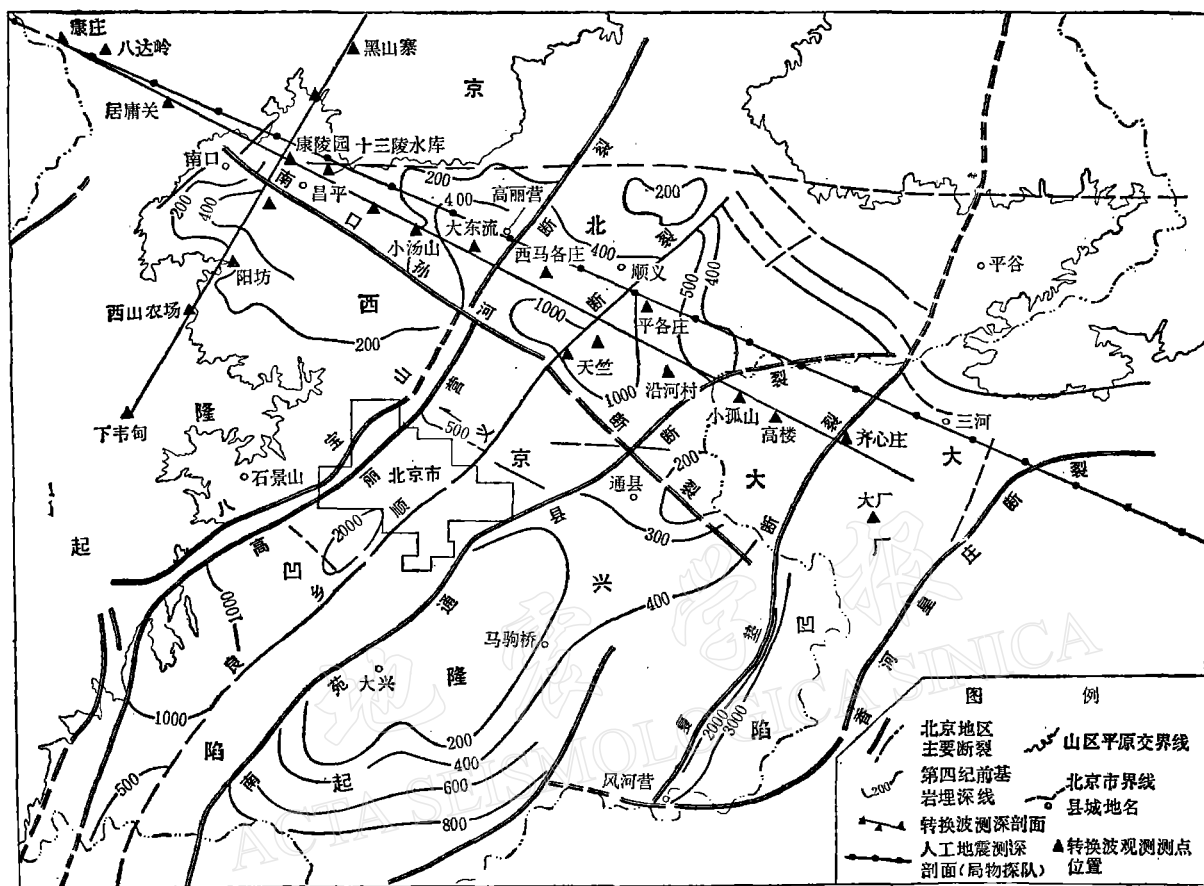


图1 北京平原区地质构造基本单元和测线位置图

1. 京西隆起 它位于八宝山—高丽营断裂的西北侧。自燕山期以来为不平衡的升降运动强烈地区,升降幅度达 6,000 米,且沉积中心由山地不断向东南方向的北京平原区迁移。第四纪时期以来京西山地强烈隆起,形成高达 500—1000 米的高山,近期仍继续上升。

2. 北京凹陷 它位于八宝山—高丽营断裂以东,南苑—通县断裂以西,呈北东—西南向分布。发育在北京凹陷的顺义断裂将北京凹陷分割成顺义凹陷和东坝凹陷。北京凹陷形成于中生代,第三纪时沉积最深,丰台一带达 2,000 米。但在第四纪时期凹陷的南北两端产生明显的差异性运动,大致以南口—孙河断裂线的南部为界,在该线以南发展为隆起区,在该线以北继续下陷,第四纪厚度达 800—1000 米。

3. 大兴隆起 它位于南苑—通县断裂和夏垫断裂之间,呈北东—西南走向,是早期稳定的隆起地块。在以震旦纪为核心的古生代基底上沉积了仅 100—300 米的第三纪和第四纪沉积。

4. 大厂凹陷 它位于夏垫断裂以东和香河—皇庄断裂以西,呈北北东—南南西走向,为中生代凹陷,中生代沉积厚达 3000 米以上,其中第三和第四纪厚约 500—600 米。

三、剖面位置和野外观测

转换波测深剖面西起延庆县的康庄经西拔子、八达岭、居庸关、昌平、小汤山、天竺、高楼、夏垫至大厂回族自治县的大厂(图1),呈北西西-南东东走向,全长约110公里。用五台DD-1型微震仪分别在16个测点上进行流动观测。在资料分析中还利用了北京地震队西拔子台的DD-1记录。测点间距一般为5—8公里。除八达岭、居庸关和十三陵水库测点外,其余测点均位于平原区,由于北京平原区各种地表干扰因素多,地震仪有效放大倍数通常低于一万倍,要记到足够的可供分析转换波的地震记录常需要几个月的观测时间。山区测点的观测时间较短,一般有一个月的观测记录即可搬点。在野外观测工作中我们请地方各有关单位的群众业余测报员协助换地震记录纸,不仅大量节省了我们专职的野外工作人员,而且使野外观测工作能够常年进行,便于积累较丰富的野外观测资料。

四、资 料 解 释

在整个野外工作期间记录到大量远震和近震,分析转换波主要利用远震记录。共选出150多个能用来分析转换波的远震记录,其中绝大多数远震震中位于西太平洋地震带内,震级在5.5级以上,震中距为 $\Delta \approx 20^\circ - 90^\circ$ 范围内。

资料处理和分析的基本方法以及介质速度参数的测定在以前的文章中^[1]已作过较详细的叙述,这里不再介绍,以下就资料解释中某些重点问题作进一步说明。

1. 关于 PS 波震相的识别和本区转换波波组特征 正确识别转换波震相是一切解释工作的基础,它决定最终结果的可靠性。由于转换波法采用单点观测系统,测点间距较大(通常5—10公里),除了某些特殊情况外(震中方位大致与测线方向垂直),一般很难实现波的相位对比。此外,转换波的强度通常是初至P波垂直分量的0.1—0.8倍,它们大都出现在具有一定微震干扰背景的续至区内。特别在山区,各种本性不明的干扰背景会更大些,各界面转换波之间的相互干涉也会使转换波的波形复杂化,所有这些因素会造成对转换波震相识别的不可靠性,有时甚至会造成很大困难。但是,几年来的实际工作经验告诉我们,这些震相识别上的困难并不是不能克服的,只要采取合理的分析方法,我们可以做到PS波震相识别的基本正确,其明显的证明是用转换波法得出的深部构造与用人工地震测深法得到的结果基本一致。本文以下要介绍的康庄一大厂转换波测深结果也同样证明了这一点。我们所采用的分出转换波的方法要点是:(1)选择合适的远震记录,要求初至P波的振幅大于背景幅度在二倍以上(在初至P波到达后的5—10秒钟内);(2)旋转记录的坐标轴,使上下轴与初至P波的人射方向重合,南北轴与SV波质点振动方向一致,东西轴与SH波的质点振动方向一致;(3)对记录进行偏振滤波的处理;(4)在水平分量上分出转换波时,只选出波形与初至P波相似,且振幅较大的优势波作为转换波,不选那些波形、频率与初至P波相差较大或有较大垂直分量的波;(5)对于每个观测点作转换波到时差的频数曲线,根据到时差的稳定性分出转换波波组,适当去掉那些在到时差上毫无重复性的波。以上方法中前三点目的是减少各类波之间的相互干涉,压制不同偏振方向的波,从而创造条件使转换波成为水平分量上的优势波,这样,再利用转换波的其他特征就能做到较可靠地分出PS波震相。图2是某些PS波震相的典型记录。

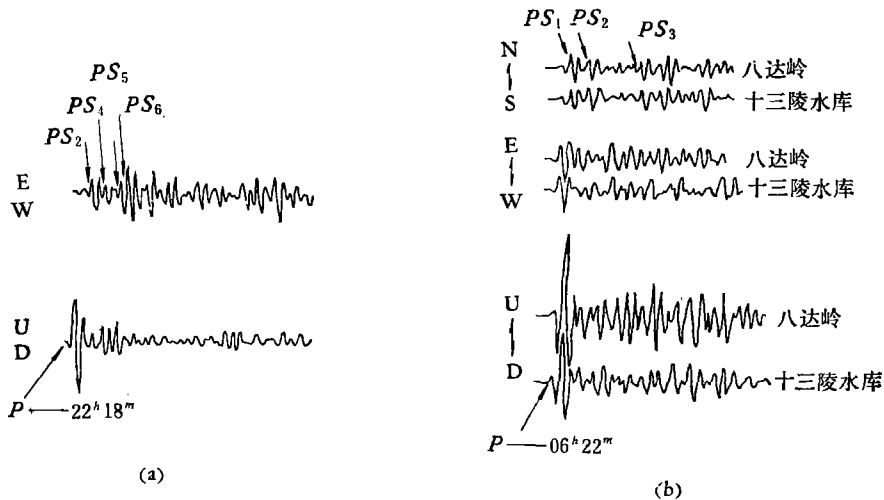


图2 PS转换波震相

(a)——大厂测点(1976年11月25日斐济群岛地震)

(b)——八达岭、十三陵测点(1977年12月23日日本地震)

利用以上介绍的识别转换波方法, 本区共分出八组 PS 波, 它们与初至 P 波的到时差分别为: $\Delta t_{PS_1} = 0.6-0.8$ 秒; $\Delta t_{PS_2} = 1.0-1.8$ 秒; $\Delta t_{PS_3} = 2.0-2.3$ 秒; $\Delta t_{PS_4} = 3.4-3.9$ 秒; $\Delta t_{PS_5} = 4.5-5.0$ 秒; $\Delta t_{PS_6} = 6.7-7.0$ 秒; $\Delta t_{PS_7} = 7.4-8.0$ 秒和 $\Delta t_{PS_8} = 8.6-9.6$ 秒。某些波组到时差比较分散是由于测线西段的界面倾斜以及深断裂造成的界面上下断距较大引起的。 PS_1 波组仅在十三陵以东的各测点接收到, 进入山区 PS_1 波组消失或不易分出。 PS_1 波组的平均振幅比为 $0.2-0.4$ (图3), PS_2 是测线上最稳定的波组, 除了断裂带外, 在每个测点上 PS_2 波都能可靠地接收到, 它的振幅较大, 平均振幅比为 $0.23-0.45$ 。沿剖面的各测点上, PS_3 波的稳定性有很大差别, 京西隆起区的 PS_3 波组相当稳定, 其振幅大小与 PS_2 波相近, 但在高丽营以东的平原区, PS_3 波变得很不稳定并难以分出。 PS_3 波组的平均振幅比为 $0.23-0.35$ 。波组 PS_4 的稳定性较差, 沿测线不易连续追踪, PS_4 的平均振幅比最小, 为 $0.18-0.3$ 左右, 是地壳内最弱的转换波组。 PS_5 是本区最强的转换波, 平均振幅比为 $0.25-0.52$, 但是沿测线的追踪稳定性却不如 PS_2 波组。就波组的追踪稳定性和振幅的强度来说, PS_6 与 PS_5 很相近, PS_6 的平均振幅比为 $0.22-0.50$ 。转换波组 PS_7 和 PS_8 的追踪稳定性较差, 能量弱, 它们的平均振幅比为 $0.2-0.4$ 。

在本测线上分出的 PS 波组, 均与 1975 年京西昌平地区东北向剖面上分出的 PS 波组基本一致, 并且与山东夏津—高唐地区的主要 PS 波组也有对应关系 (图4), 这说明华北平原区地壳、上地幔中主要转换界面具有相对稳定性。

2. 关于确定断裂带的准则 北西西向测线横切了平原区大量北东 (北北东) 向断裂,

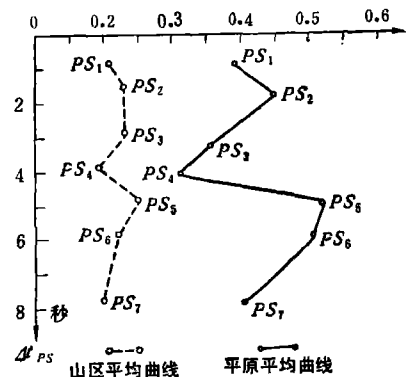


图3 PS波与初至P波的振幅比曲线

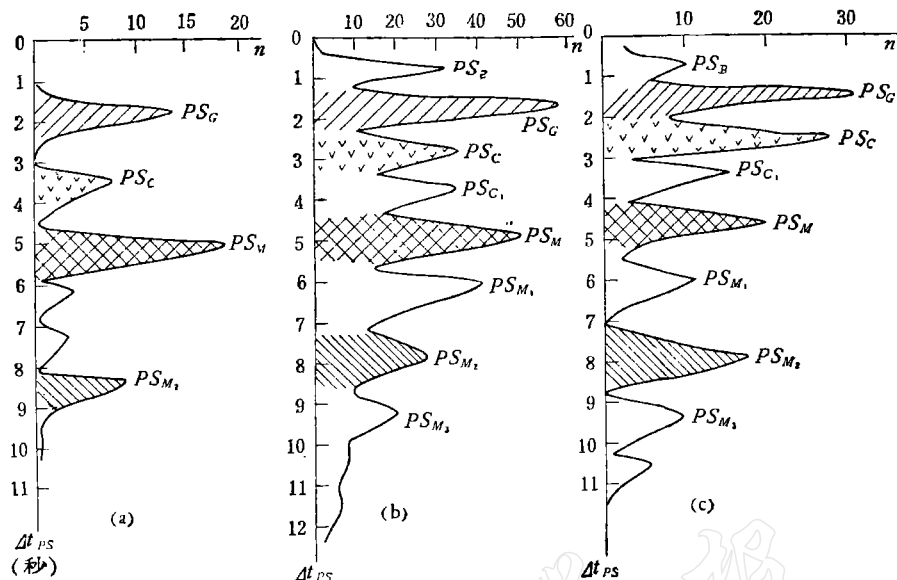


图 4 各测线 PS 转换波频数曲线对比

- (a)——山东夏津—高唐地区, 双庙—唐洼测线
(b)——北京平原区, 康庄—大厂测线
(c)——京西昌平地区, 下苇甸—二道关测线

这些断裂造成本区转换波波动场相当复杂。但当观测点较密时(点距 5 公里左右)仔细分析各转换波和转换界面的特征, 我们仍能较好地追踪断裂的延伸, 得出了较详细的地壳、上地幔构造剖面图。确定地壳深断裂的主要原则如下:

- (1) 在断裂带上 PS 波组的突然消失, 断裂带两侧同界面 PS 波的到时差将产生突跳。
- (2) 在断裂带附近 PS 波的波形, 振幅以及偏振方向都将产生较大的突变。
- (3) 沿水平方向通过断裂带时, 介质的构造特征, 包括转换界面的数量、转换界面的埋深以及各层厚度等都会产生突变。

为了对比连接断裂带两侧的转换界面, 通常所采用的界面对比方法, 即 PS 波到时差的缓慢变化、转换界面深度的缓慢变化以及 PS 波的相位对比方法已不能适用。这时, 利用转换波标准层面的对比具有特殊意义。本区标准层面的转换波是 PS_2 和 PS_5 , 它们来自“花岗岩”层顶面和莫霍面, PS_2 波的特点是频数最大, PS_5 波的突出特点是振幅比最大(图 3, 4), 利用这些特点对比断裂带两侧这两个标准层面并不困难, 有这两个标准层面的控制, 对比断层两侧其它界面也就比较容易了。

3. 转换界面深度测定的误差估计 如果转换波震相识别正确, 对于近似水平层状介质(界面倾角 $\varphi < 10^\circ$)转换界面深度的测定误差可以根据下列近似公式来估算:

$$\bar{h} = \frac{\Delta t_{PS} \cdot \bar{v}_P}{\bar{k} - 1}$$

其中 \bar{k} 是转换界面以上介质中 P 波与 S 波平均速度之比, 即 $\bar{k} = \bar{v}_P / \bar{v}_S$ 。

测定深度 \bar{h} 的相对误差是 Δt_{PS} 、 \bar{v}_P 以及 $(\bar{k} - 1)$ 各相对误差之和, 即:

$$\frac{\Delta \bar{h}}{\bar{h}} = \frac{\Delta(\Delta t_{PS})}{\Delta t_{PS}} + \frac{\Delta \bar{v}_P}{\bar{v}_P} + \frac{\Delta(\bar{k} - 1)}{\bar{k} - 1}$$

对于某个特定地区的 \bar{v}_P 和 \bar{k} 值, 沿测线变化很小, 因此它们的测定误差仅影响界面的绝对深度, 但不影响界面的相对起伏形状, 界面形状的误差主要取决于 Δt_{PS} 的测定误差, 当滚筒走纸速度为 120 毫米/分—240 毫米/分, Δt_{PS} 的读数误差为 0.05—0.1 秒, 对于莫霍面 Δt_{PS} 的相对误差为 $\frac{\Delta(\Delta t_{PS})}{\Delta t_{PS}} = \frac{0.05-0.1}{5} = (1-2)\%$, 界面形状的相对误差应是这一误差的二倍, 即为 (2—4)%, 随着界面埋深加大和界面形状的相对误差变小 (但绝对误差增大), 对于绝大多数地壳、上地幔深界面来说, 界面形状的相对误差小于 (5—10)%, 因此, 转换波法测定界面形状有较高的精度。

可以认为, \bar{v}_P 与 \bar{k} 的相对误差为

$$\frac{\Delta \bar{v}_P}{\bar{v}_P} = \frac{\Delta \bar{k}}{\bar{k}} \leq (2-5)\%$$

则 $\bar{k} - 1$ 的相对误差为

$$\frac{\Delta(\bar{k} - 1)}{(\bar{k} - 1)} \leq (4-10)\%$$

因此, 测定界面深度的相对误差为

$$\frac{\Delta \bar{h}}{\bar{h}} = \frac{\Delta(\Delta t_{PS})}{\Delta t_{PS}} + \frac{\Delta \bar{v}_P}{\bar{v}_P} + \frac{\Delta(\bar{k} - 1)}{\bar{k} - 1} \leq (10-25)\%$$

这是利用单个地震测定界面深度误差的上限, 利用多个地震, 界面深度测定的精度自然将提高。

五、工作结果

图 5 是康庄一大厂测线转换波测深剖面图。由图可见, 本区地壳、上地幔具有明显的层状、断块结构。

1. 界面 沿测线共能分出八个转换界面, 它们是界面 B 、 G 、 C 、 C_1 、 M 、 M_1 、 M_2 和 M_3 。莫霍面 (M) 以上的地壳中共分出四个界面, 界面 B 可能是古老的前震旦系变质岩基底面, 平均埋深 4—5 公里。在大厂凹陷, 此界面最深达 6 公里, 在大兴隆起上埋深小于 1 公里, 高丽营断裂以西, 此界面向西上倾, 在十三陵测点以西, 由于界面太浅或出露地表, 已不可能分出。界面 G 是本区最稳定的连续追踪界面, 可能是“花岗岩”层顶面, 埋深从 5—6 公里 (在八达岭一带和大兴隆起地区) 到 11—12 公里 (小汤山一带以及大厂凹陷)。界面 C 可能是“玄武岩”层顶面, 埋深从 13—14 公里 (八达岭以及大兴隆起) 到 20—22 公里 (大厂凹陷以及小汤山一带), 在高丽营断裂以西, 此界面是稳定的连续追踪面。由此断裂向东, 界面 C 逐渐变弱, 在大兴隆起和大厂凹陷, 此界面已变得很弱, 不易分出。界面 C_1 是“玄武岩”层内部一个界面, 埋深 23—28 公里, 是追踪较差的弱界面。莫霍面埋深从 35 公里 (南口、居庸关一带, 北京凹陷西部和大兴隆起) 至 38—39 公里 (小汤山—大东流一带, 北京凹陷东部和大厂凹陷), 界面 M 是较稳定的连续追踪面。界面 M_1 同样是一个相当稳定的连续追踪面, 埋深为 49—52 公里, 界面形状基本上与界面 M 一致。此外, 此两个界面的转换波特征很相似。因此可以认为, 本区壳幔过渡表现为一个过渡层, 此过渡层的

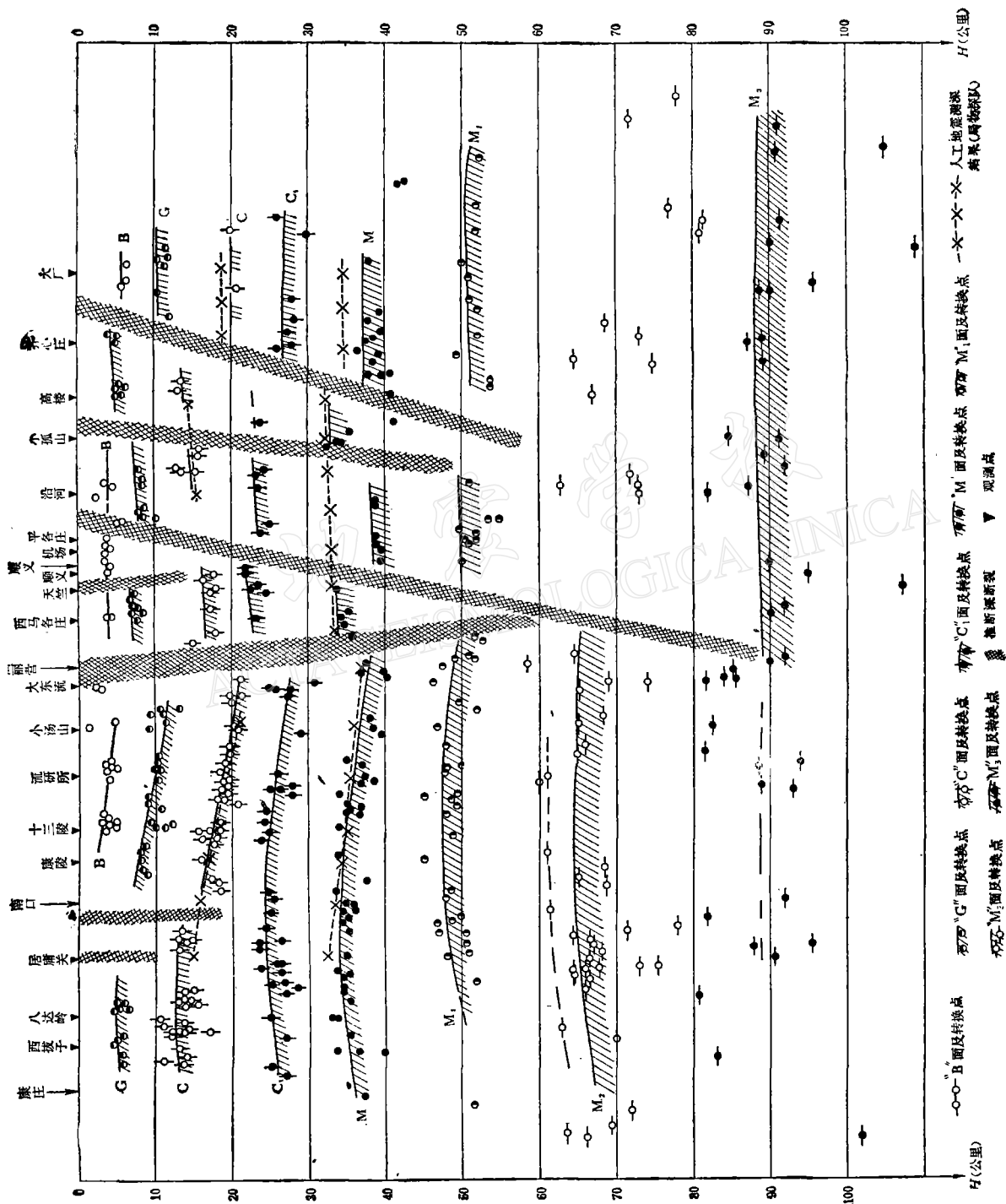


图5 转换波测深地壳、上地幔构造剖面图

顶面和底面是界面 M 和 M_1 。界面 M_2 和 M_3 是上地幔中的界面,界面 M_2 的平均埋深约66公里,它主要分布在高丽营断裂以西,界面形状较平缓。界面 M_3 主要分布在高丽营断裂以东地区,平均埋深约90公里,界面分布平缓。

2. 断裂 沿测线共分出四条切穿地壳到达上地幔的深断裂和三条仅到达康腊界面的“花岗岩”层断裂。高丽营附近的断裂宽度达5—6公里,倾向东南,延深达50—60公里,此断裂以东的深界面普遍向上错动约3—4公里,表现为明显的逆断层。平各庄附近存在一条本区延深最深的断裂,深达80—90公里,倾向西北,同样是逆断层,在断裂两侧地壳内部界面(C , C_1)的特征有较大差别。在小孤山附近存在一条地壳深断裂(南苑—通县断裂),延深达40多公里,倾向西北,倾角很大,接近于直立的正断层,断距达2—4公里。在齐心庄附近的断裂是夏垫断裂,延深达50—60公里,倾向西北,断裂两侧界面的断距达4—5公里,表现为逆断层。南口—居庸关一带是浅部断裂带,断裂垂直延深达10—18公里,切断界面 G 和 C 。顺义的天竺附近存在浅部断裂,倾向东南,延深10多公里,切断界面 B 和 G 。

3. 断块 沿测线分布的四条深断裂将地壳分割成五个断块。高丽营断裂以西是京西隆起断块,这一断块的特点是:岩层的完整性好,断裂少;转换界面强烈,其中界面 G 、 C 、 M 和 M_1 都是很稳定的连续追踪面;各地壳深界面一致向上弯曲形成纵弯曲型隆起,各界面的隆起幅度为3—8公里,且界面越深,隆起的幅度越小;结晶地壳厚度(界面 G 与 M 之间的厚度)由东向西逐渐增厚。在小汤山附近,结晶地壳厚度约为25公里,在隆起顶部地区厚度最大达31—32公里。一个有趣的现象是,这时“花岗岩”层厚度以及“玄武岩”层下部(界面 C_1 与 M 之间)的厚度由东向西基本保持不变,而主要是“玄武岩”层上部(界面 C 与 C_1 之间)的厚度由东向西从大约6公里增加到大约12公里。

高丽营断裂和平各庄附近的断裂沿相反方向向下延伸,大约在西马各庄测点下60公里深处相交,形成纵剖面为三角形的北京凹陷西部地壳断块,在此断块中地壳转换界面的特征与京西隆起断块地区很相似,只是相对后者向上错动了大约4公里。

平各庄断裂与小孤山断裂之间是北京凹陷东部地壳断块,宽度为12—14公里,相对于两侧,此断块下降约2—4公里,地壳内界面自西向东略微上升。与西侧的断块不同,此断块内界面 C 和 C_1 明显变弱,很难连续追踪。

小孤山断裂与齐心庄断裂之间是大兴隆起断块。它相对于两侧断块向上错动约4公里,地壳内除了界面 G 和 M ,几乎分不出别的转换界面。

齐心庄附近断裂(夏垫断裂)以东是大厂凹陷断块,它相对两侧断块下降约4—5公里,各转换界面都比较强烈,只有康腊界面(C 面)很弱,难以分出。

国家地震局物探队在1976年底完成的乐亭—张家口人工地震测深剖面的位置基本上与转换波测深剖面位置一致(图1),其结果也同时画在图5上(用虚线和 $\times-\times-\times$ 表示)以便对比。人工地震测深用的是简单的单点观测系统(观测点距约5—10公里),因而只得到康腊界面(C)和莫霍界面(M),转换波法得到的结果较详细些。对比表明,由不同方法得到的界面 C 和 M 的基本形状是一致的,尤其在高丽营断裂以西,结果相当一致。用人工地震在八达岭附近发现一深断裂,其西侧相对下降达5公里,这在转换波法中没有得出。在东部的大厂凹陷地区转换波法得到的界面普遍深1—3公里,这可能是两条测线已

偏离 5—6 公里,特别是大厂测点已远离人工地震测线约 12 公里(图 1),引起界面埋深的差别。在北京凹陷东部转换波法都分出了一个地壳断块,其 M 面较可靠,埋深为 38 公里,而人工地震法得到 $h_M \approx 33$ 公里,没有得出顺义平各庄断裂和小孤山附近的断裂以及其间的断块。所有这些差别有待今后工作进一步查明。

六、讨 论

1. 本区地壳的深部和浅部构造是完整的统一体,并且有统一的发育的特点。高丽营断裂以西的京西隆起区,地壳各界面向上弯曲形成纵弯曲型隆起,且界面越深弯曲幅度越小,岩层这种变形特征不是由于地壳以下垂直力作用的结果,而是由水平压应力的作用造成的。在此压应力作用下,地壳上部岩层发生强烈倾斜和隆起,在隆起顶部的居庸关—南口一带则产生张性破裂,并引起“玄武岩”层上部的厚度急剧增加(图 5)。这表明水平压应力在垂直方向上的分布也并不均匀,好象在地壳上部的 10—20 公里附近处,在此作用力达到其最大值。高丽营断裂以东的各地壳断块在统一的构造应力场作用下产生相对运动,北京凹陷西部断块和大兴隆起断块相对上升,而北京凹陷东部断块和大厂凹陷断块则相对下降。与此同时,地壳深断裂均表现为逆断层,这些深部构造特征同样表明,它们是由于地壳内强大的水平压应力作用的结果,不是由垂直力造成的。当然,仅根据一条测深剖面只能大致地确定此压应力的方向,即大致是北西西—南东东方向。

2. 为分析北京地区地震活动与深部构造的关系,将北京地区近十年来(1966—1976 年)位于测线两侧 0—20 公里范围内的地震按震源深度*分别画在深部构造剖面图上(图 6),由图可见,震源分布具有一定规律性。在高丽营断裂以西,震源大都分布在“花岗岩”层顶面(G)和“玄武岩”层顶面(C)附近,但有一定离散度。考虑到震源深度的测定误差和测线两侧界面埋深的变化,必然会引起震源分布的离散度。故可认为,震源分布与界面 G 和 C 的相关性是很明显的。图 7 是京西昌平地区北东向(下韦店—二道关剖面)转换波测深构造剖面与震源深度之对比。它同样表明震源位置与界面 G 和 C 有明显的相关性。在水平压应力作用下,沿倾斜界面产生剪切应力,当此力超过层间阻力时会导致岩层沿层面的滑动,这可能就是京西山区微震活动频繁并大面积分布的原因。在高丽营断裂以东的平原区,震源深度分布与界面的关系不大,但明显表现出震源沿深断裂延伸的特点,特别在高丽营断裂上,震源深度从 4—5 公里一直延伸到 28 公里,表现最为明显。其它地震主要分布在平各庄断裂、南苑—通县断裂和夏垫断裂上。震源分布的这种特点表明北京东部平原区地震的发震机制主要是地壳断块沿边界的相互错动。

华北平原区绝大多数地震发生在 10—20 公里左右的地壳上部,造成这一现象的可能原因是:(1)在地壳范围内特别是在地壳上部存在强大的水平压应力场;(2)地壳上部岩层坚硬,在应力作用下容易产生脆性破裂,下部岩层则产生塑性弯曲;(3)“玄武岩”层上部,深度在 20 公里左右的岩层具有特殊的性质,在强大的应力作用下它容易产生变形和物质流动(图 6, 7),这一岩层似乎对地震起了某种程度的屏蔽作用。

* 震源深度资料根据国家地震局地球物理所地震目录。

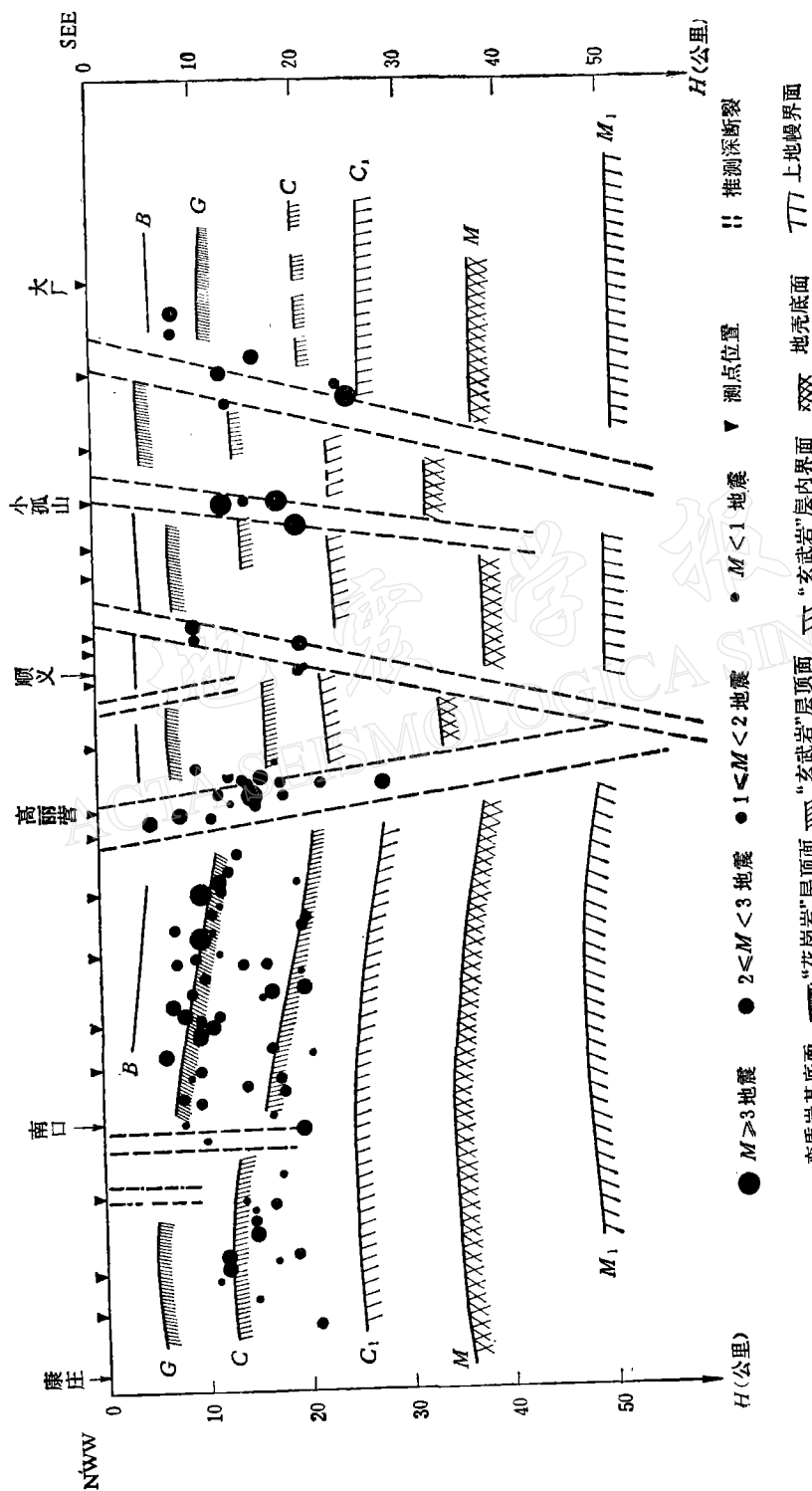


图 6 地壳构造与震源深度对比图

(康庄一大厂剖面)

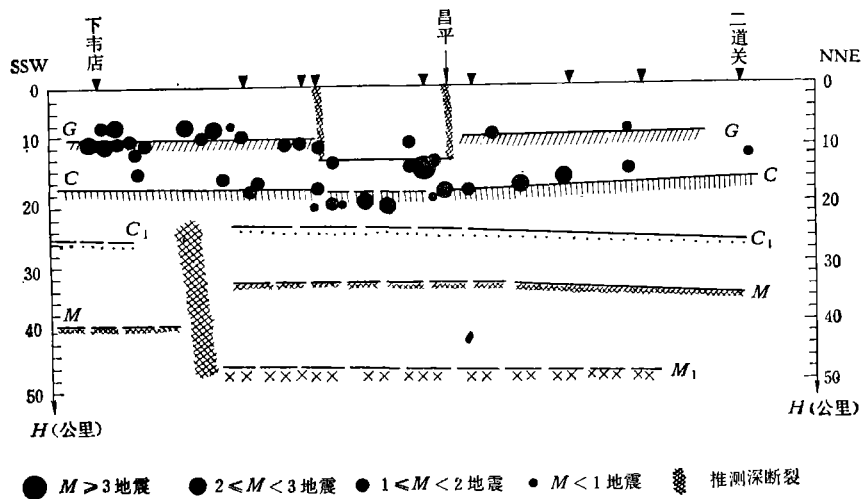


图7 地壳构造与震源深度对比
(下韦店—二道关剖面)

七、结 论

1. 当观测点较密时,转换波法即使在构造复杂的北京平原区也能得到较好的结果,比目前进行的其他深部探测方法得到的结果详细,探测的深度较大。由于转换波法利用的是接近直立的射线,它对于研究地壳、上地幔结构的纵向、尤其是横向的不均匀性、划分地壳断块是比较有效的。

2. 转换波法的主要困难是 PS 震相的正确识别,但实际工作表明,这一困难并不是不可克服的,只要采取合理的分析方法,我们便可以做到对转换波震相识别的基本正确。可与用人工地震测深法得到的深部构造进行对比。

3. 转换波法在山区和平原区各自存在的问题不同。在平原区应提高仪器的有效灵敏度,缩短接收时间,资料比较简单,容易分析。而山区仪器放大倍数高,接收时间短,但干扰波多,资料分析复杂,要进一步提高震相识别的可靠性。

4. 本区地壳结构具有层状和断块特征。地壳深部和浅部构造是统一的整体,上下对应,并有统一的发育特点。深部构造的全部特征表明,在地壳范围内特别是在它的上部存在过很大的水平压应力,其作用方向大致是北西西-南东东。北京地区相对隆起和凹陷的基本构造单元是这一应力场长期作用的结果。

5. 京西隆起区小震活动的主要发震机制是岩层沿“花岗岩”层顶面 G 和“玄武岩”层顶面 C 的层间滑动。高丽营断裂以东的平原区地震活动的主要发震机制是地壳断块沿断裂的相互错动。

参 考 文 献

- [1] 刘元龙、王谦身、赵建华,根据重力资料探讨北京—天津及其邻近地区的地壳构造,地球物理学报, **21**, 1, 1978年。
- [2] 邵学钟、张家茹等,利用地震转换波探测地壳、上地幔构造试验,地球物理学报, **21**, 2, 1978。

- [3] М. К., Полшков, Н. К. Булин, Б. Е. Щербакова, Использование обменных волн от землетрясений для изучения земной коры и верхней мантии, *Прикл. геофизика*, вып. 68, 1972.
- [4] Булин Н. К. и др., Профильные сейсмологические исследования в южной части Балтийского щита, *Прикл. геофизика*, вып. 69, 1973.

AN EXPERIMENTAL STUDY OF DEEP STRUCTURES ALONG THE KANGZHUANG—DACHANG (康庄—大厂) PROFILE NEAR PEKING BY OBSERVING CONVERTED WAVES OF EARTHQUAKES

SHAO XUE-ZHONG ZHANG JIA-RU

(*Institute of Geology, State Seismological Bureau*)

Abstract

This work deals with the structure of crust and upper mantle as revealed by an experimental study along the Kangzhuang — Dachang (康庄—大厂) profile near Peking, China by observing converted seismic waves of earthquakes. Layered and faulted block structures are indicated. By analyzing and comparing the superficial and deeper structural features of the region, it can be found that a nearly NWW-SEE oriented strong horizontal stress field has been in action within the crust and thus given rise to the up- and downwarping structural units of the region.

Hypocentral distributions of earthquakes in this region may be that west of the Gaoliying (高丽营) fault, most of the earthquake foci are located on the top and bottom surfaces of the so-called granitic layer, while east of the Gaoliying fault, they are mostly on the fault belt itself. (Fig. 1).