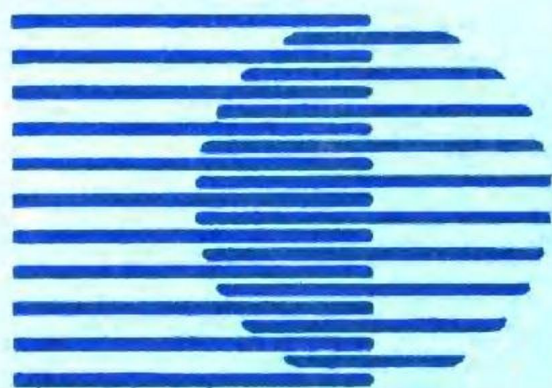
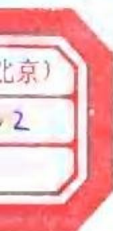


地球动力学与地震预报

[俄]B. И. 乌洛莫夫 著 张肇诚 张 炜 曹可珍 等译校



地震出版社



地球动力学与地震预报

(5423/33)

〔俄〕 B.И.乌洛莫夫 著

张肇诚 张 炜 曹可珍 等 译校

地 震 出 版 社

1994

(京) 新登字 095 号

内 容 提 要

在俄罗斯科学院大地物理联合研究所 B.И.乌洛莫夫教授来华讲学讲稿的基础上, 经补充和修改后编辑成此书。作者从地球动力学、协同学和地球物理介质分形的层-块层次结构等新观点出发, 研究了欧亚大陆北部, 特别是中亚地区的大量地质、地球物理和地震学实际资料, 提出了有关地球动力学与地震预报的系统学术思路、理论和方法。书的内容包括了地壳与地震震源、地球动力学与地震预报、层次结构地球物理介质在结构-动力学上的统一性、地震区划与地震危险性评估等基本章节, 展示了丰富的实际资料和有参考价值的图件。

本书可供地震预报、地震区划、地球物理、地质等领域的科技人员和大专院校师生研究和参考。

地球动力学与地震预报

〔俄〕 B.И.乌洛莫夫 著

张肇诚 张 炜 曹可珍 等 译校

责任编辑: 曹可珍

责任校对: 李 珏

787×1092 1/16 8.5印张 214千字

1994年10月第一版 1994年10月第一次印刷

印数 0001—1000

ISBN 7-5028-1212-1/P·748

(1605) 定价: 9.00元

序

地震预报是世界性的科学难题。减轻地震灾害是联合国发起自 1990 年开始的国际减轻自然灾害 10 年计划的重要组成部分，而地震预报又是减轻地震灾害的重要环节。多年来，通过各国政府和科学家的共同努力，地震预报研究取得了明显的进展，但同时也存在着许多困难和有待探索的科学问题。为了推进地震预报的科学研究与实践，开展综合防震减灾工作，以最大限度减轻地震灾害，十分有必要开展更具有实质性的国际交流与合作。

中国人口众多、地域辽阔，是自然灾害，尤其是地震灾害的主要受灾国之一。新中国成立以来，党和政府对地震工作十分重视，在地震监测预报、防震抗震、地震对策等方面开展了广泛、深入的探索，取得了瞩目的成就，发挥着综合减灾的作用。但是，目前我国地震预报的水平还远远不能满足防震减灾的需要，众多的科学问题和难点有待研究和解决。开展有效的国际交流与合作将有力地推进这一事业的发展。我于 1989 年访问塔什干时有幸结识了 B.И. 乌洛莫夫教授，他在地震预报方面的丰富实践经验和独到的见解给我留下了深刻的印象。此次乌洛莫夫教授应国家地震局的邀请来华讲学和合作研究，取得了圆满成功。作者在此书中总结了数十年来在地震预报探索方面取得的丰富实践经验和理论研究成果，系统介绍了与我国毗邻、并在构造上相连的中亚地区的大量实际资料和研究结果，提出了值得研究和参考的学术观点和假说，概要介绍了俄罗斯等欧亚北部国家正在合作进行的新一代地震区划工作的科学思路、计划和进展。我想，这些对于开展学术讨论和进行地震预报的探索都会有重要的参考价值。在此仅向作者表示感谢。

愿本书的出版能进一步促进中俄地震科学家之间的学术交流与合作，共同为大陆地震预报的探索和减轻地震灾害作出贡献。祝愿国际减灾十年和地震科技领域的国际合作取得成功。

方樟顺

1994 年 7 月，北京

目 录

前言	(1)
第一章 地壳与地震震源	(3)
一、研究地壳深部构造的地震波异常方法	(3)
二、震源和地球物理介质的物理模拟	(8)
三、用地震方法探测造山带向地台过渡区地球内部和地球动力学过程	(14)
第二章 地壳动力学与地震预报	(19)
一、构造运动研究的地壳复原法, 中亚区域地球动力学, 地震动态-地壳 强度和地壳动力学的反映	(19)
二、震源地球动力学、地震动态和地震前兆	(28)
三、地壳的区域异常形变——大地震的长期前兆, 土兰板块上的加兹利地震	(43)
四、综合地震预报曲线及其在识别地震前兆中的实际应用	(52)
第三章 层次结构地球物理介质和地震过程 在结构-动力学上的统一性	(60)
一、震源和孕震区的尺度, 函数关系和统计关系	(60)
二、全球和区域孕震构造, 大陆内部地震震级上限和重复性的评估	(65)
三、地震地球动力学活动波和地震形势的长期概率预报	(71)
四、震源地震活动性的分形格架模型及其实际应用	(83)
第四章 地震区划与地震危险性的评估	(95)
一、俄罗斯境内的地震危险性区划	(95)
二、欧亚北部地震活动性和地震区划问题的研究纲要	(101)
三、俄罗斯科学院地震台网和观测资料的国际交换	(112)
四、全球地震危险性评估国际计划 (GSHAP)	(115)
结束语	(118)
文献目录	(121)
编后记	(128)

前 言

——对传统观念的修正

地震是一种极其危险的自然现象。每一次大地震在人口稠密地区都造成灾害。地震突然发生,这更增加了它们的破坏性。

预报未来地震的时间,并进而防御之,可惜暂不可能。因而,必须寻找预防的方法和学会减轻地震灾害。为此,首先需要有对地震学知识、区域地震活动性图象及经受破坏性地震地区的地震危险性的高度了解。

研究地震活动性成因的传统方法很大程度上已经过时,不符合自然界的实际条件。大地震继续在颁布的地震区划图上作出自己可悲的修正。仅仅是在目前使用的1978年苏联地震烈度区划总图(OCP-78)的范围内,亦仅仅是在最近的五年,已经发生了5次震中烈度为9和9—10度,震级为7级左右的地震,而在OCP-78区划图上烈度却低了2—3度。它们是:1988年亚美尼亚的斯皮塔克地震,1990年哈萨克斯坦的斋桑地震,1991年格鲁吉亚的贾瓦-拉钦地震;同年,在俄罗斯东部科里亚克山地的5度区发生了类似级别的地震;在吉尔吉斯境内的7—8度区内,于1992年发生了烈度为9度的破坏性地震……。也不会忘记不太久以前在中亚发生的更大的灾难性地震。其中的每一次都没有在此前几年新编绘的地震烈度区划图上被预测到。亦可举出世界其它地区许多这样的实例。

地震区划至今仍然是世界地震学中最复杂和极重要的问题之一。其复杂性首先在于,地震区划是建立在信息不完整、经验贫乏,而且是在不成功的经验和方法的基础上的预报科学。还存在着其它的不足,后面将会谈到。

在地震发生的具体地点、震级、时间的预报问题很大程度上尚未解决。仅能列举个别成功“预报”的例子。其成功有先决条件,主要是,或是明显表现的前震或震群活动,或是强烈的异常蠕动。1975年中国海城地震的短期预报无疑是最明显的例子。1976年乌兹别克加兹利地震的长期和继后的中期预报显然可作为欧亚大陆上的另一个例子。

地震预报就词汇的广义理解来讲(即发震地点、震级和时间的预报)属于世界知识的最重要的科学技术问题。仅在欧亚的大陆部分就有十亿以上的人处于地震的经常威胁之下。首先中国的人口稠密地区就是如此,这里的地壳具有极高的地震活动性。

地震预报研究,包括地震区划,尽管已取得了一定的成绩,近几十年在经历着危机。此期间,提出了大量的问题和一系列任务,用传统研究地震现象的经验——现实论的方法观念不能予以解决。这一观念形成于本世纪初,并主要建立在贫乏的统计资料和常常是表面的与模糊的相似性基础上,实际上没有考虑地质构造关系和地震地球动力学作用的全部多样性。然而后者决定和制约着地震过程的发展。缺少定量的地球动力学模型及完整的和原则上新的思想,而最终是缺少符合实际的物理-数学理论和相应的数学表达式,所有这些就是至目前居主导地位的观念的主要不足之处。

同时,早已知道,大多数地震震源不产生在完整的,而是产生在不连续的地球物理介质

之中。后者对外界力学作用的反应本质上与连续介质中的行为不同。研究结果所表明，在这样的非线性和非稳态的层次结构系统中，起主要作用的与其说是像在完整固体破裂时那样发生在微观水平上的局部变化，不如说是在大的时间和空间尺度内进行的宏观过程。

这类系统的自然特性是它们自动调整结构的能力，这本身对协同学（现代的自组织理论）是最有意义的。

关于地球物理介质分形的层-块层次构造和离散动力学的概念为在复杂、非线性和不均匀的离散系统，例如在不同时空和能级水平上经常经受动力荷载作用的地壳和整个岩石圈就是这种系统，阐明有序地球结构的形成、非稳定性、自组织和破坏过程的协同学规律提供了新的可能性。

后面阐述的方法和讨论的结论基本上是作者的。颇大程度上它们是非规范的，其中一部分尚未发表，因此可能引起研究者的一定兴趣。资料涉及与地震过程本质直接有关的广泛的事物和现象，即：地壳和上地幔深部构造特点、它们的应力-应变状态、现代地球动力学、地震活动性、震源物理和地震预报。研究中既包括野外观察，也包括实验室内的物理和数值模拟。

在自己的科学探索过程中，作者曾力图遵循系统的方法，而后来采用协同学的和分形的途径，以分析震源与其所处的地球物理介质在结构和动力学上的统一。虽然分形性要求组成单元和系统本身的相似，而协同学却与局部不具有而整体才具有的特性产生的过程有关。如后面将展示的那样，一切均极为密切地相互联系着。

先知现代协同学思想的中国古代哲学家们认为，一切与所有联系着。道教的奠基人老子在著名的《道德经》中写道：宇宙永远在变，那里没有固定不变的状态，一切处于不断发展和相互作用之中，而为了洞察宇宙的奥秘——“道”，必须看到整体而非其局部。

第一章 地壳与地震震源

一、研究地壳深部构造的地震波异常方法

地球物理介质和地震震源本身是地震预报问题中的主要研究对象。前者在很大程度上预先决定了在其内部发展的地震过程。而震源的产生和活动的本质则有待认识。它们都不是某种均匀的整体，而是具有一定的结构，进而颇大程度上决定了它们对形变的行为和反应。例如不仅地震场，而且还有地球物理和地球化学场，都与地壳的组成和深部构造及震源内岩石的特性和活动程度有关。因而，我们在地震危险性评估领域的进展也与之有关。

众所周知，地球深部构造概念发展的历史主要与地震学研究方法的状态和发展密切相关。莫霍洛维奇（1909年）和康拉德（1923年）在地面下不大的深度发现分界面（莫氏面和康氏面）是用地震观测资料仔细研究地球深部构造的开始。研究表明，莫氏面就其到处可见及弹性波传播速度的相对不变来说是最稳定的，多数地球物理学家将其当作地壳的下界。分析观测到的地震波记录和广泛分布于地表的岩石样品的物理-化学与岩石学特性的实验室研究，可把发现的这两个层假定解释为“花岗岩层”和“玄武岩层”。这样就产生了经典的双层地壳模型。关于地壳深部构造的基本资料在古登堡、拜尔利、甘布尔采夫及其他著名地球物理学家发表的著作中已经阐明。随着时间的推移，关于地壳构造和地球更深部的知识大大地得到了补充。即使如此，至今关于地壳和整个岩石圈的结构和组成我们知之甚少。与此同时，恰恰是在地壳内产生强震震源和传播着地震波。地震波运动学和动力学特性的详细研究不仅与研究地球物理介质的细结构有直接关系，而且与阐明潜在震源带和评估地震危险性有关。

当绘制一定方向传播的地震波时距曲线时常常发现主要震相到时偏离近似曲线的现象。当提高试验精度时这一异常现象特别明显（大爆破的专门观测，提高仪器灵敏度和记录速度）。如采用数学统计方法，在解释固定地震台网观测资料时可得到相当可靠的结果。

在分析这种地震波偏离（异常）的基础上我们于1958年将其广泛引入普通地震学的地震勘探方法与应用中（В.И.Уломов, 1959, 1960, 1962, 1966）。本节将介绍最简单的地震波异常识别和地壳深部构造图编制的方法。

对震源（地震震源或爆破）发出的地震波传播特性的观测，用地震波异常方法（MCA）可以阐明地壳和上地幔中被研究的深部界面和其它的不均匀性。地震波被这些界面或不均匀性所折射而具有这些特性。地震波异常方法已经受到了更为复杂的结构和地震观测资料解释方法的检验。

先讨论地震波异常方法的原则。设 N 面和 M 面（图1.1.1a）为位于半空间中的 MN 层的相应的顶面和底面。顶面（ N ）平坦，作为观测面。而底面（ M ）模拟为被寻找的深部起伏面。 A 和 B 为远离扰动源的观测点，与源的距离为 X_A 和 X_B ，而且 X_B 比 X_A 大一些，并远大于 A 与 B 之间的距离。这样，在层面附近半空间中传播的纵波波前可看作为以速度 V_2 在水平方向上移动的垂直面。侧面波（折射波或首波）波前在层内以速度 V_1 与观测面呈

角度 $i = \arcsin V_1 / V_2$ 传播。这一波前，作为底面波前的连续延伸，自身含有层界面起伏的信息。对于在层梯度界面观测到的准首波，上述讨论依然适用。

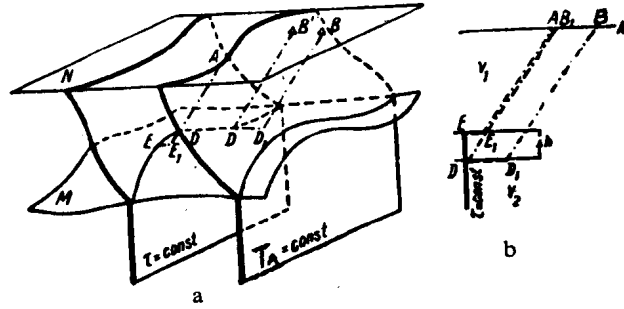


图 1.1.1 弹性半空间厚度多变层中弹性波传播示意图

首波在 A 点和 B 点的绝对到时相应用 T_A 和 T_B 表示。在图 1.1.1a 上标出了 τ 和 T_A 时刻的波前位置。这里展示了经 τ 时之后地震波向 A 和 B 点方向传播的路径（相应为 EE_1A 和 DD_1B ）。图 1.1.1b 为同一射线图，是在地震波传播方向上垂直面上的投影。在此假定地震射线自下层向上层介质射出处的界面近于水平。甘布尔采夫当时对此假定的可能性已经论证（Берзон, 1946）。

这样，考虑到地震波沿着 DD_1 以速度 V_2 传播，则

$$T_{B_1} = T_B - \frac{\Delta X}{V_2} \quad (1.1.1)$$

式中， T_{B_1} ——地震波在距扰动源距离为 X_A 的 B_1 点的到时。而

$$\Delta X = B_1B = X_B - X_A \quad (1.1.2)$$

若下层和上覆介质中速度不变，以及扰动源和与其等距的观测点之间路径上深部起伏相似的情况下，射线自下层向上层介质出射点折射界面的深度差 Δh 的表达式为：

$$\Delta h = \frac{V_1}{\cos i} \delta t \quad (1.1.3)$$

在此， δt ——指定点地震波到时差。此情况下，

$$\delta t = T_{B_1} - T_A \quad (1.1.4)$$

几何地震学模型和定律的研究表明，如果观测点之间的距离相对于震源不够远时，即使是在我们所研究的首波波前路径上存在不均匀性，绕射现象也会“抹掉”传到的信息。

在地震等时线图上地震台附近不均匀性的信息显示得最明显，并与被研究层的厚度密切相关。如已指出，这亦可以是速度的不均匀性，包括松弛或压密的地震震源区等。

从等式 (1.1.1) 的两边减去 T_A ，再根据式 (1.1.3) 和 (1.1.4)，得到

$$\Delta h \frac{\cos i}{V_1} = \Delta t - \frac{\Delta X}{V_2} \quad (1.1.5)$$

式中

$$\Delta t = T_B - T_A \quad (1.1.6)$$

或者

$$\Delta h = \Delta t \cdot V_2 \operatorname{tgi} - \Delta X \operatorname{tgi} \quad (1.1.7)$$

据式 (1.1.7) 我们制作了计算在两个和两个以上观测点下折射界面相对埋深的量板 (В.И.УЛОМОВ, 1966)。显然, Δh 值不是反映观测点本身, 而是反映向震中方向移动一个“地震偏移距”的点的值:

$$\Delta l = H \operatorname{tgi}, \quad (1.1.8)$$

式中, H ——观测点下界面绝对埋深; Δl ——地震偏移距。

只要知道某一点下的界面埋藏深度 H , 就可用地震波异常方法得到其它点下面的深度值。如果没有这样的资料, 则可将获得的深部地形与按综合时距曲线计算用直线近似方法得到的平均界面埋深相衔接。

用地震波异常法曾计算了中亚大部分地区地壳主要界面的埋深, 这将在第二章第一节中介绍。

地震波异常方法的工作自挑选地震信息目录开始。这些地震的震中在各方向上离研究区不小于 200km。限定距离是为保证清晰地分辨地壳中主要界面有关的震相。在进入大量选取资料之前, 必须确定震级的下限, 以保证观测点上能得到这些地震的良好记录, 有明显的到时, 因而能满足计算的要求。已知被研究层埋深 (包括偏差) 的一个地震台, 作为基准台。如无这样的资料, 则取最远的台作为基准台。然后确定基准台和其它台的震中距及地震波到时的差值, 找到 Δh 值, 计算深度 ($H_K = H_0 + \Delta h_K$) 和地震偏差 Δl 。

最终, 在工作底图上在每一个台的附近沿震源方向距离 Δl 处标上深度值 H 。

通常, 得到的深部地形的差异受观测误差的制约。使用按类似程序工作的电子计算机, 可以得到研究界面的空间坐标。

近震记录的统计分析 在处理中亚 1955—1958 年地震记录时, 我们曾发现在个别台上弹性波到时偏离平均时距曲线的某种规律。但是因时距曲线观测中带来的大量随机误差 (自地震图纸上量取到时以及确定震源位置和发震时刻的不准确) 使得我们不能严格地解释这一现象。

我们的研究表明, 处理一处或几处相邻分布震源发生的成组地震可大大减少随机误差。此时, 首波按下式换算:

$$t_i = \frac{X_0 - X_e}{V} \quad (1.1.9)$$

式中, t_i ——研究台站首波到时的修正值; X_0 ——地震台到换算源的距离; X_e ——地震台的震中距; V ——与研究界面相关的首波速度。

如果选择有足够精度 ($\pm 10\text{km}$) 震源位置的地震和 $X_0 - X_e$ 不超过 20—30km, 则计算

误差将减少。

震源深度和震中区界面起伏形态不具有重要意义，因为在局限的面积内它们变化不大。1957年我们曾仔细分析了中亚30多个台数百次地震的记录。取新疆1955年4月15日乌鲁木齐地震及其余震作为基础。震源坐标为 $\varphi = 39.9^\circ \text{N}$, $\lambda = 74.6^\circ \text{E}$ 。我们感兴趣的是震中到这些台 P^* 和 P 的走时，将它们解释为与“玄武岩层”和莫氏面相关的准首波。

用观测资料编制了 P^* 和 P 波的等时线图（图1.1.2），然后据此图用地震勘探的通用方法编绘了等深线图。在绘制“玄武岩”层面时（首波 P^* ），上覆层中的平均速度取

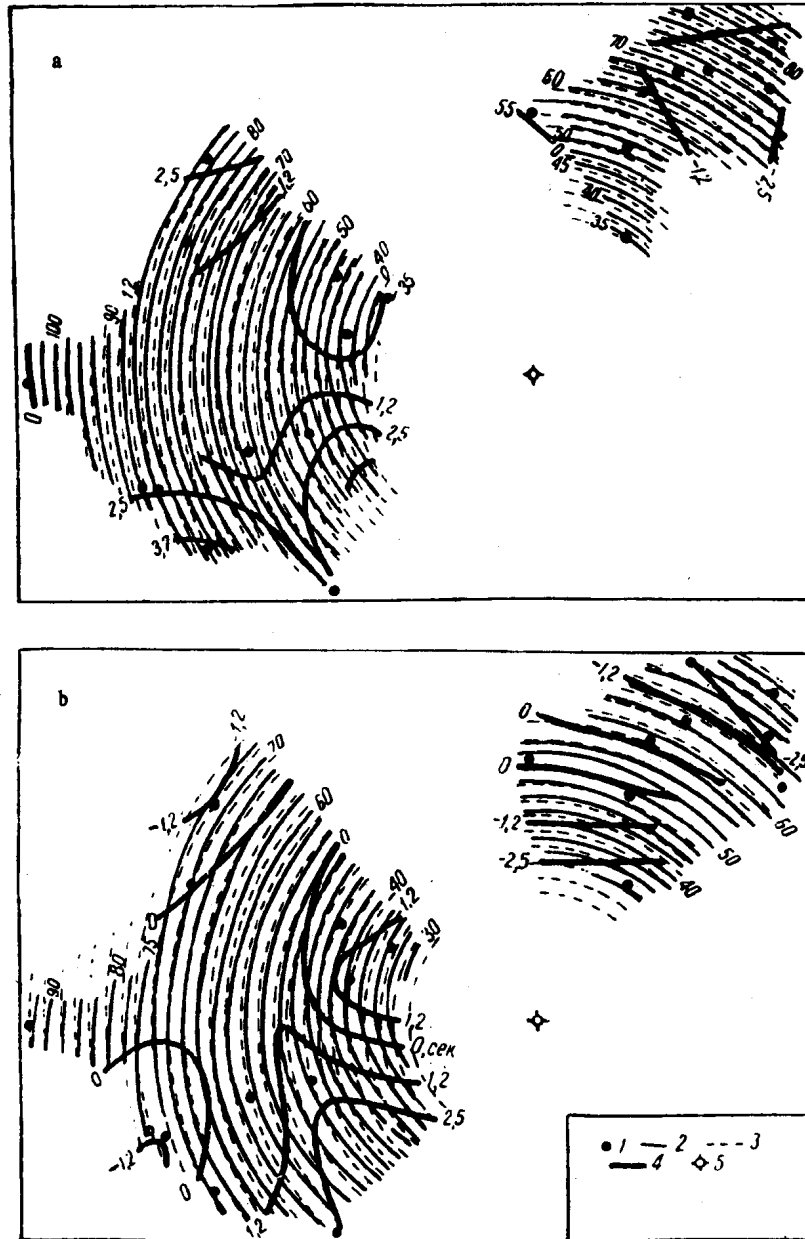


图 1.1.2 P^* (a)和 P (b)波到时等时线图

1. 观测点；2. 观测的等时场等值线；3. 正常场的等值线；
4. 反映康氏和莫氏面深部地形轮廓的差值等值线；5. 换算震中

5.7km/s, “玄武岩”层的速度取 6.4km/s。莫氏面 (P 波) 的绘制既可考虑“花岗岩”与“玄武岩”界面的折射, 也可不考虑。在后一情况下, 上覆层中的平均速度取 $V=6.1\text{km/s}$ 。在两种情况下地壳下层的平均速度均取 7.9km/s。全部速度都是根据中亚境内大爆破和地震记录得到的走时表确定的 (В.И.Уломов, 1959, 1960)。在选用的速度值和上述观测均方差的条件下, 两个界面相对深度测定的误差为 ± 3 到 $\pm 5\text{km}$ 。在计算中我们既没有考虑观测点地区的地形也没有考虑沉积层。后面将证明它们对界面深部起伏的影响不大。

几乎所有观测点均位于山区, 沉积岩厚度不大。一些点的绝对高度在海拔 500—2000m 的范围内。部分台 (主要是绝对高度低的台) 的下面有相当厚的低速沉积层。个别点上厚度可达 2—4km。显然, 地形绝对标高的增加, 以及某一点下沉积厚度的增长, 等地反映在到此点的弹性波到时上。由于地形的升高, 观测到的等时线向时间减少方向下降的值为:

$$\Delta t_p = \frac{h_p}{V_n} \text{ctgi} \quad (1.1.10)$$

式中, h_p ——观测点的海拔高度; V_n ——编制等时线的层位的纵波平均速度; $i = \arcsin \frac{\bar{V}}{V_n}$ ($\bar{V}$ ——上覆岩层的平均速度)。

当 $h_p=2\text{km}$ 时, 地壳中的两个界面的 Δt_p 大约为 0.3s。

忽略沉积层会产生大一些的误差:

$$\Delta t_0 = \frac{h_0 \cdot V_n \cdot \sin(i_2 - i_1)}{V_1 V_2} \quad (1.1.11)$$

式中, h_0 ——观测点处沉积岩层的厚度; V_n ——有关层中首波的纵波速度; V_1, V_2 ——分别为沉积层及其下伏层中的速度; $i_1 = \arcsin \frac{V_1}{V_n}$; $i_2 = \arcsin \frac{V_2}{V_n}$ 。

例如, 当 $h_0=3\text{km}$ 时, 玄武岩层的首波 P^* 等时线向时间减少方向移动 0.5s, P 波移动 0.4s。

这样, 对位于高海拔的基岩上的地震台弹性波到时增加的值与位于低海拔但具有更大厚度沉积层的台量级上大体相当。因而, 在这些台和其它台附近经过的等时线扭曲值不大, 与观测误差相当, 即实际上不会给所研究的深部地形轮廓造成扭曲。

因为“玄武岩层”和莫氏面在深度上与大爆破的结果相衔接, 绝对深度确定中的误差亦为同样量级。亦评估了由于确定地震震源位置, 即被研究地震震中的坐标的不准确性给深部地形判定带来的误差不大 (В.И.Уломов, 1963, 1966)。

由于观测点的数量不多且其间相距较远, 得到的两个界面的深部地形仅为大致轮廓, 即总体图象。

由于 P^* 波有时被解释为自地壳底板的反射波, 因而值得尝试不考虑“花岗岩层—玄武岩层”界面的折射来绘制莫氏面。这样得到的莫氏面地形与考虑“玄武岩层”的折射取得的地形略有区别。

但是, 将我们的资料与重力资料作对比表明, 考虑“花岗岩层—玄武岩层”界面的方案更为可信。

结论 用天然和人工地震波的首波时距曲线识别地震波异常的方法系统研究地壳深部结构是很有价值的。广泛应用地震波异常方法可以获得更详细的地壳结构信息。

中亚地区地壳深部构造需要详细研究。为解决此问题必须在宽频段内进行深入的定量和定性的波形分析。缺少关于地壳结构的统一概念不应成为积累地震波异常资料的障碍。地震波异常并不比地区地震活动性的价值低，同样需要象区域地震活动性那样系统地经常地加以研究。即使将来证明有另外的地壳结构，识别地震波异常和建立其与具体构造物理条件及地质构造的关系也永远是地震学的基本任务之一。

二、震源和地球物理介质的物理模拟

现在采用的构造地震模型 在深部构造研究的同时，我们进行了弹性模型的实验 (В.И. Уломов, 1961, 1966)。由于我们的基本任务是对地震台的地震观测资料进行解释，首先出现了建立人工震源，模拟伴随有滑动、断裂和断层两侧相对转动等的断层，即模拟构造地震震源的必要性。尽管在当时 (50 年代末) 由于后面要述及的原因，我们未能将这些实验进行到取得定量成果，把实验情况加以介绍亦为有趣，因为这类实验具有独立的意义。

尽管近些年各种类型的断裂位移场的研究得到很大的发展，地震震源动力学参数问题仍然具有现实意义。用下述方法得到的位移场有助于用完整图象阐明震源活动特点，以及检验现在采用的确定震源动力学参数和机制的理论方法的正确性。

显然，在模型上研究位移场的最有效方法是原苏联研制的并广泛采用的超声方法 (Ю.В. Резниченко, Б.Н. Ивакин, В.Г. Бугров, 1951)。但是在超声模拟时使用的弹性波传感器基本上是点辐射器，不相当于构造地震震源。我们用特别设计的压电传感器建立相当于自然构造地震震源内力分布的辐射器获得成功。

在讨论我们所进行的实验之前先介绍图 1.2.1a 上展示的构造断层示意图。弹性介质断裂的产生是由于存在于介质中的初始弹性应力增长超出了介质材料的强度。位于断裂面 AB 两侧的部分向相反的方向移动。将两块可自由相对滑动的薄板外面紧紧地贴在介质材料上，可以获得类似的材料位移。如果按图 1.2.1b 上箭头所指的方向移动薄板，则贴近它们的部分介质经受变形，并获得与上述断裂相似的图象。如果严格遵守模型和实物相似的所有条件，则完整介质破裂的这两种类型的差别大体如下。在第一种情况下 (图 1.2.1a)，断层两侧的移动受弹性剪切应力的制约，后者在断裂瞬间由 σ 降到 0；在后一种情况下 (图 1.2.1b)，薄板的人为移动在“断层”两侧造成剪切应力，后者由 0 增长到 σ^1 。两种情况下均产生在弹性介质中传播的同类弹性波。

我们使用的仪器由两部分组成：给出正弦振荡和窄直角电脉冲的发生器部分及阴极示波器部分。必要宽度的电脉冲由压电传感器转变为射向弹性介质的超声频机械振动。穿透介质的弹性波被带有点膜的压电接收器所接受，并重新被转换为电讯号。这些讯号可在阴极示波器上摄取。

图 1.2.2a 展示了模拟上述断层运动的弹性波发射器装置。压电传感器 1 推动薄板 2。传感器为由与光轴呈 45° 角切割成的直角平行六面体的两块酒石酸钾钠盐晶体组成。当电压加在衬垫的箔片上时，传感器的两部分处于压缩工作状态。切割好的直角平行六面体与电衬垫的相对位置安置要使两块晶体的反方向的压电效应处于反相，即：当一个六面体在向工作

面方向拉伸时，另一个压向同一方向。这些运动传递到端面贴在六面体工作面上的薄板上。图 1.2.2b 给出了向衬垫传递电压时六面体变形的示意图。这样，在向发生器传递电脉冲时，放入弹性介质的薄板在介质中造成类似于带滑动的断错。

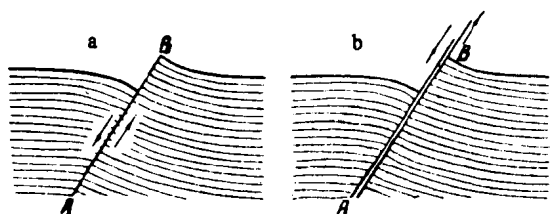


图 1.2.1 构造断裂(a)及其模型(b)示意图

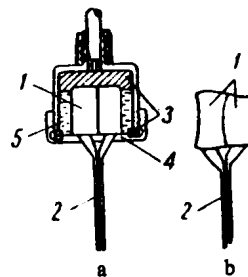


图 1.2.2 发射器装置(a)及其工作框图(b)

1. 压电传感器; 2. 薄板; 3. 橡皮垫;
4. 薄膜; 5. 蓖麻油

模拟断裂时伴随有两侧相对转动位移的发生器在结构上要复杂些。这里压电传感器由四个相同的平行六面体合成的立方体组成。与六面体相对于电衬垫的一定摆放位置有关，传感器的工作面经受复杂的变形，互相垂直摆放的平行六面体的变形即如此。薄板与传感器工作面的粘接方式是对每个薄板有两个平行六面体作用，使一个薄板相对于另一个转动。亦可以采取其它的位移组合。

在我们的实验中采用了黄铜和钢制成的薄板。由于断裂幅度通常单调地向断层的端部方向降低，薄板制成椭圆形。短轴垂直于传感器的工作面，沿“断层”倾向分布。薄板浸没在石蜡中，深度大约为薄板内纵波波长的一半，这样其浸没的部分不经受变形，而是向前运动。薄板的厚度为四分之一纵波波长的 $1/10$ 。由于薄板中纵波传播速度大于在弹性介质（石蜡）中的纵波速度，我们的模型相当于完整介质内破裂在整个断裂面上同时发生的那种震源。不排除制备“断裂”传播速度将低于外围介质中纵波速度的模型的可能性。原则上也可模拟震源孕育过程，用电讯号给出“断裂”前震源区弹性应力的缓慢增长。

众所周知，脉冲力或应力在震源引起准周期地震波。这些地震波在自身成因上与震源内的过程有关，在一级近似上可把它们当作震源的自身振动。在我们的模型中震源的振动是被迫的，受辐射波的压电晶体的自身振动所制约。晶体的自振频率由其大小所决定，亦可从理论上计算或在实验中确定。压电传感器自身振动的衰减可在某些范围内调节。这样，产生于地震震源中的过程被发生在变形晶体中的过程所代替。在脉冲作用下晶体辐射出准周期的弹性的衰减振动。

物理介质中薄板传递的位移幅度限制在介质弹性变形范围内，这样在薄板和介质的交界处不会产生断裂。这可以无明显差别地对过程作多次重复并在示波器上获得不动的图象。当模拟滑动断层时发射器薄板面垂直于观测面。

接收器与介质的接触面积直径远远小于被接收波长的 $1/4$ （点源型接收器）。在沿观测面移动时接收器转向发射器方向，这样发射器灵敏度方向性对记录特性的影响被排除。发射器放在圆圈的中心，周围安放接收器。接收器移动的步长在周边呈 20° 弧度，它们与发射

源的距离约为石蜡中纵波波长的两倍。在示波器上（图 1.2.3a）可以清楚地看到初动符号的改变，即压缩波转为拉张波的变换。

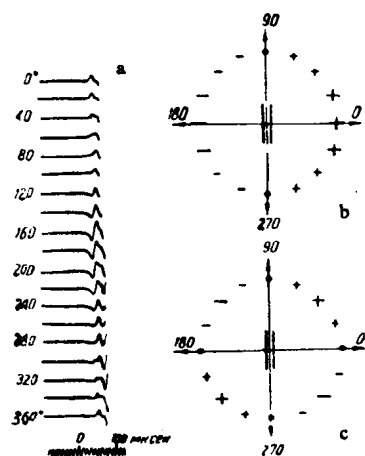


图 1.2.3 示波器(a)和发射器周围的初动符号分布
b. 垂直正断层模型; c. 两侧转动的垂直断裂

图 1.2.3.b 给出了实验的结果。符号“+”为压缩波，符号“-”为拉张波。符号的大小大约与初动幅度成正比。图 1.2.3c 上展示了模拟两侧相对旋转滑动断层发射器的结果（相当于剪刀在垂直平面上运动）。在此情况下观测到符号的四象限分布。水平剪切时亦可看到类似的图象。

比较模型中产生的位移场和地震时观测的位移场可以更好地了解地震震源断裂的特点。但是，即使在均匀弹性半空间内上述发射器也给出相当复杂的地震波图象，为了研究介质的“深部”构造，在研究具有复杂界面

层状介质中的地震波过程时我们采用了“简单力”型的点发射器。在模拟地震震源时采用复杂的发射器，可惜在后来的研究中未能得到进展，即使如此，类似的模拟今天也没有失去自己的现实意义。

地球物理介质模拟中观测到的弹性波运动学和动力学特性

我们模拟了以下问题：

1. 模拟深部地形的起伏或不均匀性大于波长时的地震波运动学和动力学特性。
2. 模拟波长与深部地形界面的粗糙度（不均匀性）相近或大于时的地震波运动学和动力学特性。

第一种情况下特别注意用记录到的折射波（准首波）时距曲线确定真实界面的可能性。研究了两层介质波状界面的记录情况。可以阐明，深部地形中穿过下层的波锋在运动学上“不能察觉”发射器和接收点之间的界面抬高（穿透），只是稍微“感到”坑洼。深部地形上面的盖层越厚，观测面上这一地形显示得越不明显。相反，观测面越接近于被研究的界面，深部地形确定得越可靠（В.И.Уломов, 1966）。

上面所述显然亦可从简单的几何学概念中得出。因此没有必要详细讨论这些问题。在我们看来，讨论第二个问题，梯度界面过渡问题，则更为有益。

目前使用的与坚硬基底有关的 P^0 波和被莫氏面折射的 P 波的解释几乎没有引起疑问，而地壳模型的选择基本上决定于对 P^* 波几种可能解释的选择。如上面所说，不同研究者把 P^* 波解释为与地壳中弹性波传播相关的反射、折射或者其它过程的反映。象所有的反演那样，不论是 P^* 波运动学的还是动力学的特征都不会给出对此问题的唯一解。为解决地震学问题，曾寄以厚望的弹性动力学理论至少可应用于以下两种情况：

- (1) 已知地震波解释，据观测到的地震波动力学图象用理论计算对地壳弹性模型进行修正。
- (2) 已知地壳模型，据观测到的地震波动力学图象通过其与动力学理论相关性的比较判定解释的正确性。

同时, 如我们的研究所表明, 必须估计到, 对于同一个地震波运动学模型, 当给出一定地壳模型边界条件时, 可以得到各种相近的动力学特性。运动学特性 (至少对被研究的频谱如此) 对各种弹性特性的变化, 不论在界面上还是在层内, 不如动力学特性灵敏。

而且, 在现实条件下地震记录上我们看不到纯粹的这种或那种波。特别是, P^* 波初动叠加在 P 波振动的延续部分, 有比较强烈的“回线”, 显然具有干涉的成因。这本身又给地震波动力学解释的可能性造成局限。

深部地形的存在同样使首波的动力学图象复杂化。问题在于带有界面活动信息的连续的锥形锋其本身的动力学既与波的滑动 (界面抬升) 也与其穿透 (界面下降) 有关。60 年代根据地震波的模拟, 我们曾提出了“准首波”一词, 它更适合于在界面不平坦但不强烈变化的情况下采用。这些波与首波的区别在于它们没有遭受弹性介质界面上速度引起的中断。在界面水平和梯度相对平缓的情况下, 对于低频来说这些波可看作首波; 对于高频可看作在界面上的折射波; 而在界面倾斜的情况下, 这些波可看作折射波。这意味着, 在理论动力学计算时需要面对的是已经得到的, 尽管是初步近似的地壳模型。

不论是在液体 (水、甘油) 还是在固体 (不平坦的花岗岩) 模型中我们所进行的梯度边界过渡的研究都表明, 甚至在水平均匀模型中边界条件对弹性波动力学有多么强烈的影响。下面对这些问题进行更为详细的讨论 (В.И. Уломов, 1966)。

在超声波模拟中, 也象在其它任何模拟中一样, 研究者首先遇到的问题是找不到能完全满足模型与自然相似条件的材料。除此之外, 超声波模拟中很难制作具有丰富频谱的发生器以及好的宽频带接收器。由于过程的不稳定性, 我们模拟弹性波发生器的尝试未能取得成功。

显然, 只有采取扩展弹性波信号频谱成分的办法我们才能使模型接近实际条件。但是考虑到在研究的震中距范围内 P^* 和 P 的频谱成分变化很小, 如果我们使用具有频率选择特性的传感器和接收器, 将不会犯错误。

弹性特性的梯度边界过渡用以下方法实现。为制作具有强的镜面界面的三维液体模型, 在桶内往甘油层小心地倒上水。甘油实际上可以以任何比例溶于水, 几天之内在水层下可保留明显的镜面。就是在水中在各种其它条件下长时间内纵波速度有所增加。界面梯度的过渡靠边界带的轻微搅动实现。有趣的是, 甚至当把水层和甘油接触部分略加搅动时, 经过不长时间 (几小时) 介质在水平方向会均衡自己的成分, 长时间保持垂直梯度不变。“水-甘油”模型不足之处, 或许有时也是优点, 是这些液体的速度的温度变化系数有不同的符号。当温度变化 1°C 时速度值的差别可增加到每秒几米。为了检查试验前后介质的特性, 在不同深度上用成对的传感器和接收器进行速度值测定。此外, 根据物体 (橡皮块) 沉入速度和事先染上不同颜色的水和甘油边界带的颜色直观地检查特性随深度变化的规律。

试验在“水-甘油-桶的有机玻璃底”的三层模型上进行。当“水-甘油”界面明显时, 与此界面有关的首波仅在初达时勉强得以识别。记录的其它部分被此界面反射的波所干扰。

对厚度不超过其内传播波的波长的边界层加以搅动之后, 图象大为改观 (图 1.2.4a)。中间层的反射完全消失, 清晰地显示出从有机玻璃的反射 ($P_{\text{反}}$)。这样, 中间界面由于搅动的结果具有了梯度 (“柔性”), 重新分配反射波和折射波之间的弹性能。折射波自身借助于反射波获得补充能量。结果在水和甘油速度比值所确定的距离内, 在上面实验勉强可察觉的首波初达的地方, 出现一组强烈的界面折射波 (我们称之为准首波)。在它们的背景上, 甚至

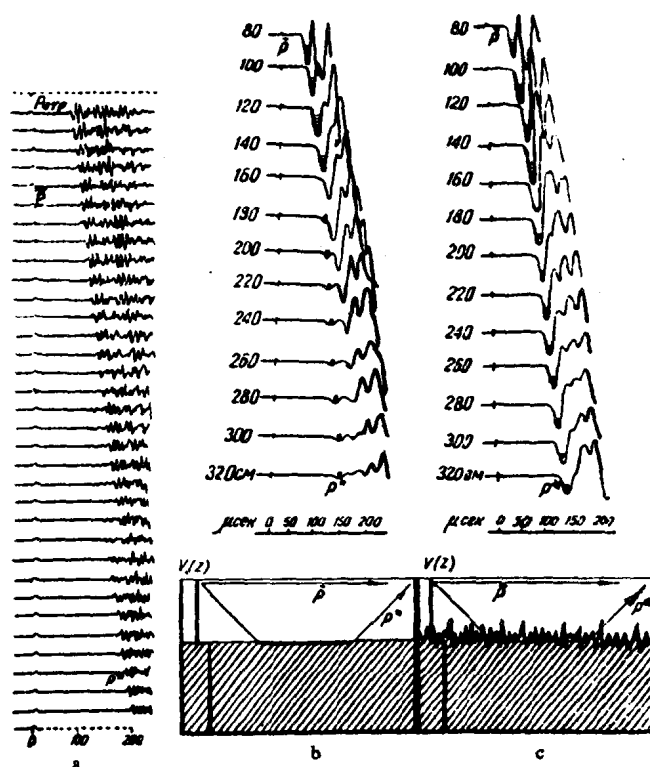


图 1.2.4 超声频弹性波示波器记录

a. 液体模型; b. 带平坦界面的固体模型; c. 带不平坦界面的固体模型; $V(z)$. 介质速度剖面

在这里相当强的自“甘油-有机玻璃”(“地壳”底部)界面的超临界反射也消失了。

如果波长与不均匀性的尺度相近,在二维固体模型中不平坦的(粗糙的、峰状的、波状的)界面情况下可得到类似的动力学图象。无疑,梯度界面过渡情况下观测到的准首波动力学特性不能用首波公式计算。至于它们的运动学特性实际上与首波没有区别。当将来制成了宽频带接收器和发射器时,可能会更紧密地把模型和自然界得到的结果联系起来。

依我们的观点,模拟的最重要任务是研制与不平坦的和层状结构的界面,即层-块地壳内的实际界面有关的弹性波的观测和解释方法。

具有不同形状界面的两维固体模型由紧密粘接的板片状材料(聚氯乙烯、有机玻璃、硬橡胶、酚醛塑料、胶纸板、铝、铜、黄铜、钢等)制成。制作这种模型,特别是达到使它们紧密粘接很为困难。因此,与上述模型一起,我们还制备了不要求粘接的带孔的模型。在这些模型的上层,直到具有几何形态的界面,打了孔。用网孔直径的变化模拟超声频弹性波速度边界过渡的种种特性。

图 1.2.4 上展示了两张同样放大倍数的超声波示波图形,它们取自带有平坦的和不平坦界面的同一固体模型。上层和下层中弹性波的波长略大于界面不均匀性的重复周期和幅度。直达波 $\bar{P}$ 的运动学和动力学特点在两种情况下实际上均无改变,而同时通过第二层的 P^* 波的振幅在不平坦界面的情况下明显增大,但其运动学特点仍然如前。 P^* 波本身的性质变化了,而相应地,它们随距离的衰减规律也应变化。这里我们涉及的不是经典的首波,而是在