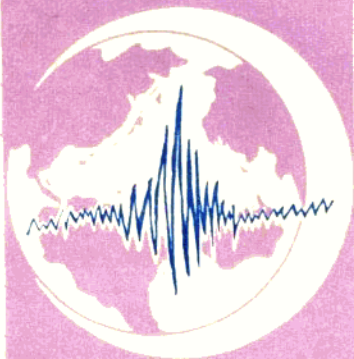




地震测报入门

DIZHEN
CEBAO
RUMEN

上海教育出版社

序 言

地震是地壳运动的一种特殊形式。根据地质工作者的研究，地球上发生地震的历史至少有若干亿年了。众所周知，地震造成的破坏超过了地球上任何已知的自然灾害。地震学也正是人类在同这种灾害的斗争中创立和发展起来的。

地震学是地球物理学的一个组成部分，但它目前已发展成为一个独立的分支。它的主要任务就是通过对地震灾害的研究，通过对地震及其前兆的观测分析，通过对震源物理学过程的理论和试验研究，去探讨地震的成因，揭示地震孕育、发展和发生的规律，从而达到预报、预防和控制地震的目标。

我国是世界上地震学发展得最早的国家。早在3,800多年前，就有了世界上最早的地震记载。到了明清两代，地方志书流行，关于地震的记述就更多了。据不完全统计，从公元前十二世纪至今，记录了大小有感地震8,000余次，其中破坏性地震900多次，为研究地震提供了重要的历史资料。

东汉时期的杰出科学家张衡(公元78~139年)，在公元132年发明了世界上第一台观测地震的仪器——地动仪。并于公元138年用该仪器在京都洛阳记录了一次陇西地震。在外国直至十三世纪，古代波斯才制作了类似的仪器。而近代地震仪，直到1880年才制成。可见我国地震仪的研制要比国外早1,500~1,700年。张衡之后，我国还先后出现过一些研究地震的科学家。例如南北朝的信都芳，著有《准器》一书；隋朝的临春恭写过一本《地动铜仪经》；清朝康熙七年(公元

1668年)吴明烜又创造了用球在铜盘上滚动的方向来推断地震所在方向的地动仪等。

勤劳勇敢的我国人民在与地震的长期斗争中还积累了许多关于认识地震前兆的丰富经验,他们对震前出现的一些物理、化学、生物、气候等变化与地震的关系有过许多经验总结,这些宝贵经验直到现在仍具有一定参考价值。

在建筑物的抗震方面,我国劳动人民也曾取得辉煌的成就。于公元605年落成的举世闻名的赵州桥便是历史的见证。1,300多年来,它经过多次地震灾害考验,特别是1966年3月的邢台地震,震中烈度为X度,赵州桥离震中不到40公里,竟稳如泰山,安然无恙,充分显示了我国古代劳动人民的聪明才智。

尽管我国古代劳动人民,在地震科学上做出了巨大的贡献,但由于长期的封建统治,近代帝国主义的侵略,解放前国民党政府的腐败无能,致使地震学的发展和其它学科一样受到了极大的束缚。旧中国直至1930年,才在北京西山鹫峰建立了第一个地震台,次年在南京北极阁设立了第二个地震台,但真正专业的地震工作人员只有3至5人,根本没有进行过独立的研究工作。

解放后,在党和毛主席的英明领导下,我国的地震科学得到了迅速的发展。1956年出版了《中国地震资料年表》,绘制了五百万分之一的中国地震区域划分图。1958年开始生产新型地震仪。1960年出版了《中国大地震目录》。

1966年3月8日邢台地震后,周总理对地震工作作了一系列重要指示,并亲自主持制定了“在党的一元化领导下,以预防为主,专群结合、土洋结合,依靠广大群众,做好预测预防工作”的我国地震工作方针,从此把我国地震工作向前

推进了一大步,取得了1975年2月4日辽南海城——营口7.3级地震,1976年5月29日云南龙陵、潞西7.5级地震,1976年8月16日及8月23日四川松潘、平武两次7.2级地震,1976年11月7日及12月13日云南、四川交界的宁蒗附近6.9级、6.8级地震等的成功预报,积累了大量资料 and 实践经验,为探索地震规律打下了基础。

虽然目前的地震预报尚未过关,但人们的大量实践却证明了地震是有前兆的,是可以预测预报的。当前,国内外用来作为地震测报的手段大约有20多种。本书主要对地震测量及分析、地震地质、地应力、水文地球化学、地形变、地磁、地电、重力和天文等测量分析的基本原理和方法以及它们和地震之间的关系作简要的介绍。此外,我们把利用气象、地声、地光以及动植物等异常现象预报地震的方法总归为其它方法也概括地加以叙述。为帮助一部分地震工作者更好地利用各种观测资料开展分析预报,我们还把数据处理方法作为一个专题进行介绍。最后,对地震成因,地震的诱发和控制问题也作了简单的介绍。

随着科学技术不断地发展,许多国家对地震和各种前兆信息的测量已采用了有线或无线的遥测技术,并用电子计算技术对大量观测数据进行连续自动处理,大大提高了观测资料的有效性。排除了“四人帮”的干扰和破坏,我国的地震观测系统也正朝着现代化方面发展。

华国锋同志曾经指出:“树雄心,立壮志,把我国的地震科学技术提高到一个新的水平,为社会主义革命和社会主义建设作出更大的贡献。”我们坚信,在党中央的正确领导下,我国的地震科学一定能够赶上和超过世界先进水平,为人类作出较大的贡献。

目 录

序言	1
一 测震与地震分析	1
天然地震的一般知识	1
地震分析	5
测震在地震预报中的应用	21
地震仪器	27
二 地震地质	37
构造地震及其分类	37
地震活动与地质构造	39
地震地质和地震预报	49
三 地应力与地震	51
与地应力有关的一些基本概念	51
简单拉伸下的应力状态	54
平面应力	59
钻孔法测量地应力	62
地应力异常的分析与地震预报	70
四 地下水与地震	73
地下水位变化的观测与分析	73
地下水中化学成分的变化	75
利用地下水中氡含量的变化预报地震	78
五 地壳形变与地震	88
垂直形变观测与资料分析	88

	水平形变观测与资料分析·····	95
	地倾斜观测与资料分析·····	99
	地壳形变与地震预报·····	106
六	地磁与地震 ·····	108
	磁的基本知识·····	108
	地磁场的基本知识·····	113
	物质的磁性·····	124
	地磁测量仪器·····	127
	地磁与地震预报·····	133
七	地电与地震 ·····	138
	地球的电性·····	138
	地电流和地电阻率·····	140
	地电变化的一般特性·····	150
	地电与地震预报·····	154
八	重力、天文与地震 ·····	156
	重力与地震·····	156
	天文与地震·····	169
九	地震预报的其它方法 ·····	179
	气象与地震·····	179
	地声与地震·····	182
	地光与地震·····	184
	生物异常与地震·····	186
十	地震数据的处理 ·····	192
	地震数据的误差与精度·····	192
	数据处理的基本方法·····	198
	地震预报中经验公式的建立·····	204
十一	地震成因 ·····	213

	地震的直接成因·····	213
	地震的根本成因·····	222
十二	地震的诱发和控制·····	227
	事实的启示·····	227
	地震控制的设想和试验·····	231

附录

1.	我国历史上 8 级以上大地震统计表 ·····	234
2.	我国近年来部分大地震统计表 ·····	235
3.	M_L 与 M_S 换算表·····	236
4.	爆破的震级 ·····	236
5.	震中烈度、震级和震源深度关系表 ·····	236
6.	震级和地震波能量换算表 ·····	237
7.	太阳黑子相对数年平均值 (R) ·····	239
8.	地球内部分层结构 ·····	241
9.	地质年代表 ·····	242
10.	我国历史年代对照表 ·····	243
11.	明、清两代帝号表 ·····	245

一 测震与地震分析

测量地震所引起的地面振动称地震观测，简称测震。正确迅速地测定强烈地震发生的时间、地点、强度，对抗震救灾具有重大的意义。同时，通过地震观测，可从地震本身的活动性来寻找其规律，结合其它前兆现象的观测，进而开展地震预报的综合研究。此外，还可为地震学其它方面的研究提供基本数据。

天然地震的一般知识

地震可分为人为的与天然的两大类型。人为地震是由于人工爆破、矿山开采、军事施工和深井注水等引起的，但它所引起地面振动不大，影响范围较小，很少造成地面破坏。我们这里指的主要是天然地震。

一、基本名词

1. 震源

地震时地球内部直接发生破裂的地方称为震源。震源有一定的体积，不是一个数学点。

2. 地震的五个基本参数

(1) 震中位置(经度 λ 、纬度 φ) 震中是震源在地表的投影，震中也有一定的区域，但用地震仪测定的微观震中则是震源区大破裂的起始点在地表的投影。宏观震中是地表破坏最严重、感觉最强烈的地域，它与微观震中往往不相重

合。

(2) 震中距(Δ) 震中到台站的距离为震中距, 以公里或度、分计算。

(3) 震源深度(h) 震源到震中的距离称为震源深度, 以公里计算。

(4) 发震时刻(O) 发生地震的时刻称为发震时刻, 用时、分、秒表示。

(5) 震级(M) 表示地震的强弱, 地震波能量的大小。它是由地震波的振幅确定的, 其单位为级。

3. 震级的规定

对同一个地震, 用同一种地震仪, 在不同的地震台上, 记录到的最大振幅 B 的对数随震中距 Δ 对数的增大而减小, 且大小不同两个地震所构成的 $\log B \sim \log \Delta$ 曲线间 $\log B$ 之差为一常数(图 1—1)。国际上规定: 当震中距离 Δ 为 100 公里

时, 用伍德—安德生扭力仪 (V_0 为 2,800, T 为 0.8 秒, D_1 为 0.8) 观察到振幅 B 为 1 微米时的 $\log B$ 值 (以 $\log B^*$ 表示) 为零级地震, 它的能量 E 约为 10^{12} 尔格。其它地震则用图 1—1 中同一震中距上 $\log B$ 与 $\log B^*$ 之差表示其相对强度。因此, 震级的定义是:

$$M_L = \log B - \log B^* \quad (1-1)$$

$\log B^*$ 为零级地震最大振幅的对数值, 它随震中距离 Δ 而变化。用不同参数的地震仪观测时, 需

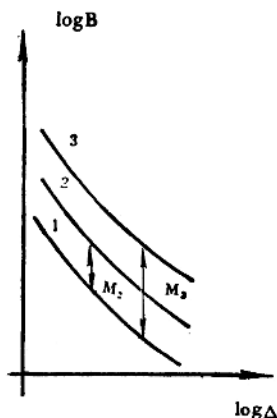


图 1—1

将其记录的最大振幅换算成标准仪的 B 值，然后求出震级。

4. 烈度及其划分

烈度表示地震波对地表产生的影响，它由人的感觉，建筑物和地表等的破坏程度来衡量。烈度不仅决定于地震波能量的大小，还与震中距、震源深度、地质条件、地基以及建筑物类型、质量有关。破坏或影响最重的地区称为宏观震中区或极震区，并将震中区的烈度记为 I_0 。地面上等烈度点的连线称为等震线。划分烈度的标准是人为的，我国将烈度分为 12 度。烈度随震源深度和震中距 Δ 的加大而降低，其间的关系可表示为：

$$h = \frac{\Delta_i}{\sqrt{10^{(I_0 - I_i)/S}} - 1} \quad (1-2)$$

式中 I_0 为震中烈度， I_i 为距震中任一地方的烈度， S 为常数，其中浅震 S 为 1.1~2.8，它随震源深度的增大而增加。山区 S 值比平原大，因此山区烈度衰减比沿海烈度衰减快。例如震源深度为 15 公里，烈度衰减 1 度在山区只要增加 15 公里，而在平原地区则需 40 公里。

5. 震级、烈度与地震波能量的关系

地震时，只有一小部分能量以地震波的形式释放出来，人们也只能观测到这部分能量。地震波的能量与观测点最大地动位移（即振幅）的平方成正比，而震级也正是由观测点最大地动位移计算得出的。因此，震级 M 相对地表示了地震波能量 E 的大小。根据我国强震的统计，它们之间的关系为：

$$\log E(\text{尔格}) = 1.6M + 9.5 \quad (4 < M < 7.5) \quad (1-3)$$

各地区统计得出的关系式中系数差别很大，这是由于能量计算的方法、地质构造、资料分散度的不同引起的。震级增加 1 级，能量增加约 30 倍。至于震级和烈度的关系，根据我国

的地震，推出经验公式为：

$$M = 0.68I_0 + 1.39 \lg h (\text{公里}) - 1.40 \quad (1-4)$$

二、地震的分类

按地震的成因可分为构造地震、火山地震、陷落地震、水库地震和注水地震。由构造运动引起的地震称为构造地震，它的影响范围广，危害大，是我们研究的主要对象。

按震中距又可分为近震（ $\Delta < 1,000$ 公里），其中包括地方震（ $\Delta < 100$ 公里）；远震（ $\Delta > 1,000$ 公里），其中包括极远震（ $\Delta > 104^\circ$ ， 1° 为 110 公里）。

按震源深度还可分为浅震（ $h < 60$ 公里）、中源地震（ 60 公里 $< h < 300$ 公里）和深震（ 300 公里 $< h < 720$ 公里）。目前，发现最深的震源在地表以下 720 公里处。我国历史上发生的强震绝大多数为浅源地震。

三、地震的地理分布

世界上主要的地震活动带是环太平洋地震带，全球约 80% 浅源地震（其中包括大多数灾难性地震），90% 中源地震以及几乎所有的深源地震都集中在这一地带。其次是地中海南亚地震带，它约占全球浅源地震的 15%，只有很少的深源地震。此外，还有北极——大西洋海岭地震带、东非地堑地震带和西印度洋地震带。

我国东临环太平洋地震带，南接地中海南亚地震带，是个多地震国家，地震区分布很广。除黑龙江省、吉林省东部有深震，台湾省东侧、云南省西部、新疆西部喀什一带有中源地震外，一般震源较浅。主要的地震活动带有：天山地震带、西南地震带、西北地震带、华北地震带、东南地震带和台湾地震带。

地震分析

一、地震波的基本概念

1. 纵波与横波

在波的传播过程中，质点振动的方向和波传播的方向一致时，称为纵波。凡可产生伸缩形变的物体，均传播纵波。因此，纵波可以在固体、液体和气体中传播。质点的振动方向与波传播方向互相垂直时，称为横波。凡能产生剪切形变的物体，均可传播横波。因此，横波只能在固体中传播。

质点在平衡位置附近振动一个周期 (T)，波传播的距离称为波长 λ ，所以波传播的速度 $v = \frac{\lambda}{T}$ 。

2. 地震波

震源的振动向四面传播为地震波。由于岩石的弹性作用，地震波是弹性波。震源附近发生的任一应变均可分解为两部分，即胀缩和切变。在完全弹性、各向同性的均匀介质中，这两部分应变可独立地以不同速度传播出去，胀缩部分即为地震纵波 P ，切变部分即为横波 S 。它们的速度分别为：

$$v_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1-5)$$

式中 K 为岩石的体积模量， μ 为切变模量， ρ 为岩石的密度。公式 (1-5) 说明地震波的速度只与岩石的弹性和密度有关，且纵波的速度比横波大。因此，纵波比横波先传到观测点。

3. 地震波的传播规律

地震波是弹性振动的传播，在界面上折射或反射 (图 1—

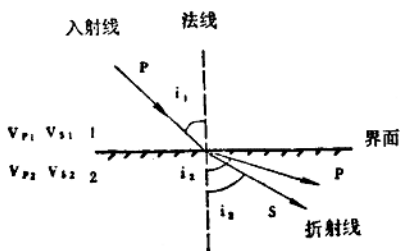


图 1—2

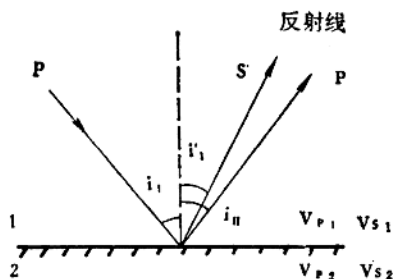


图 1—3

2、图 1—3) 时, 可以产生不同类型的波, 称为转换波。其折射与反射定律可表示为:

$$\frac{\sin i_1}{V_{P_1}} = \frac{\sin i_2}{V_{P_2}}$$

$$= \frac{\sin i'_1}{V_{S_2}} \quad (1-6)$$

$$\frac{\sin i_1}{V_{P_1}} = \frac{\sin i_{11}}{V_{P_1}}$$

$$= \frac{\sin i'_1}{V_{S_1}} \quad (1-7)$$

$$i_1 = i_{11}$$

在折射定律中, 若 $V_{P_1} > V_{P_2}$, $i_2 = 90^\circ$

时, $\sin i_1 = \frac{V_{P_1}}{V_{P_2}}$ 为全

反射条件。此时 $i_1 = i_0$ 称为临界角。折射波在第二介质中以 V_{P_2} 的速度沿界面滑行。由于 $V_{P_2} > V_{P_1}$, 从震源发出的波在第一介质中传播尚未到达下界面上, 而在第二介质中沿界面传播的波已先达到, 它们在下界面上产生扰动形成新波源 (图 1—4), 因而又产生反回第一介质的波。图中 $OAA'B'$ 波称为首波。壳底产生的首波以 P_1, S_1 表示。它们出现的最小震中距为 EB (图 1—4)。

当震中距大于 1,000 公里时, 必须将地表及层界面看作曲面 (图 1—5)。

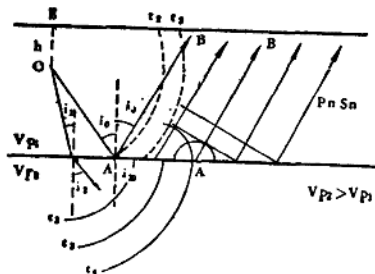


图 1-4

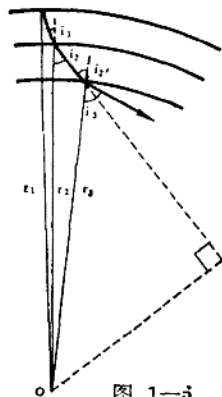


图 1-5

射线应视为曲线。此时，折射定律为：

$$\frac{r_2 \sin i_2}{v_{P_2}} = \frac{r_3 \sin i_3}{v_{P_3}} = \frac{r \sin i}{v_P} = P \quad (1-8)$$

P 对一条射线为一常数，对横波亦有形式完全相同的方程。
(1-8)式称为射线方程。

当地壳可视为许多平行层时，则有

$$\frac{\sin i_1}{v_{P_1}} = \frac{\sin i_2}{v_{P_2}} = \dots = P \quad (1-9)$$

地球内层界面附近，在全反射条件下由体波(S 和 P)多次反射迭加相互干涉形成面波。它沿界面或在层中沿水平方向传播，离开界面向下，其振幅呈指数衰减，而在水平方向上衰减比体波慢。因此，当震中距较大时，面波仍很强，在地震图上十分突出。面波分为瑞利波和勒夫波两种类型。较长周期的瑞利波和勒夫波，分别以 L_R (或 R)， L_Q (或 Q) 表示，它们的周期从几秒到百秒。在层状介质中瑞利波是全反射条件下由 P 波和 S 波中 SV 成分 (它是 S 波在入射面内的分量) 多次反射迭加而成。其质点运动呈逆进椭圆状，速度

为横波速度的 0.92 倍。勒夫波是在层状介质内 S 波中 SH 成分(垂直于入射面的 S 波)在全反射条件下迭加的结果。其质点在水平面内偏振, 速度值介于层中和层界面下横波速度之间。一般情况下, 这两种波的速度随周期的加大而增大, 这种现象称为正频散。短周期的面波有勒夫型的 L_{gs} 、 L_{ss} 及瑞利型的 M_2 、 R_s 等。它们的形成说法不一, 一种认为是高阶面波, 另一种认为是地壳中低速层内的导波。

二、近震分析及其参数的测定

1. 近震波的运动学特性

波动通常从运动学和动力学两个方面来描述。波动的运动学特性是指地震波传播的时间和距离的关系, 即时距方程或走时方程。由此可求得速度, 测定反射、折射界面的深度。动力学特性, 指波的能量和震中距的关系。把地壳作为一均匀层, 且震源在地壳中时, 直达波的走时方程为:

$$t_{P,S} = \sqrt{\frac{\Delta^2 + h^2}{v_{P,S}^2}} \quad (1-10)$$

$t_{P,S}$ 为 P 或 S 波走时, 即到达时刻与发震时刻之差, 以秒计。 h 为震源深度, Δ 为震中距, 均以公里计。 $v_{P,S}$ 表示直达 P 波或 S 波的速度, 以公里/秒计。直达波的走时曲线为双曲线, 取 $\Delta > 0$ 的半枝。

反射波走时方程为:

$$t_{P_{11}, S_{11}} = \sqrt{\frac{\Delta^2 + (2H - h)^2}{v_{P,S}^2}} \quad (1-11)$$

$t_{P_{11}, S_{11}}$ 表示地壳底反射 P 或 S 波的走时(图 1—6), H 为地壳厚度, 以公里计。 $v_{P,S}$ 为地壳当作一均匀层时的层中 P 、 S 波速度。此方程亦为双曲线方程, 当 Δ 为 0 时, $t_{P_{11}} > t_P$, $t_{S_{11}} > t_S$, 即在 t 与 Δ 直角坐标中, 同类反射波比直达波在 t 轴上的截

距大。一般情况下，地震图上反射波比直达波晚到。

首波的走时方程为：

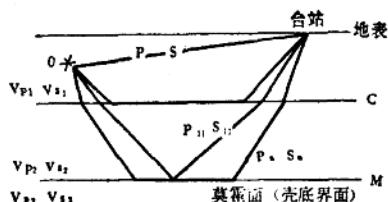


图 1—6

$$t_{P_n, S_n} = \frac{\Delta}{v_{P_n, S_n}} + (2H - h) \sqrt{\frac{1}{v_{P, S}^2} - \frac{1}{v_{P_n, S_n}^2}} \quad (1-12)$$

t_{P_n, S_n} 为地壳底产生的首波 P_n 、 S_n 的走时， v_{P_n, S_n} 为 P 波或 S 波沿壳底界面滑行速度， $v_{P, S}$ 为地壳平均速度。此方程为直线方程，其斜率 $\frac{1}{v_{P_n, S_n}}$ 比直达波走时曲线渐近线的斜率小，在 t 与 Δ 直角坐标 t 轴上的截距比直达波大，它们交点的两个极值为：

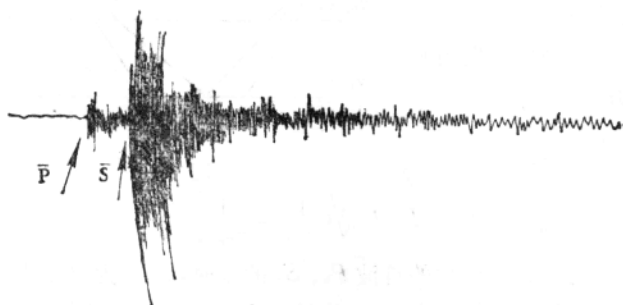
$$\Delta_0|_{h=0} = 2H \sqrt{\frac{v_{P_n, S_n} + v_{P, S}}{v_{P_n, S_n} - v_{P, S}}} \quad (1-13)$$

当 $\Delta > \Delta_0$ 时， P_n 、 S_n 分别先于 P 、 S 到达台站。由于首波路径长，介质对高频吸收较多以及随 Δ 变化的扩散因子较小，因而首波比直达波振幅小，周期大。当 $\Delta < \Delta_0$ 时，在地震图上由于首波比直达波晚到，被直达波后面的强震相淹没而难于分辨。当 $\Delta > \Delta_0$ 时，随 Δ 的加大，首波与直达波到时差也增大。震源深度 h 愈大，首波先于直达波出现的震中距愈小。

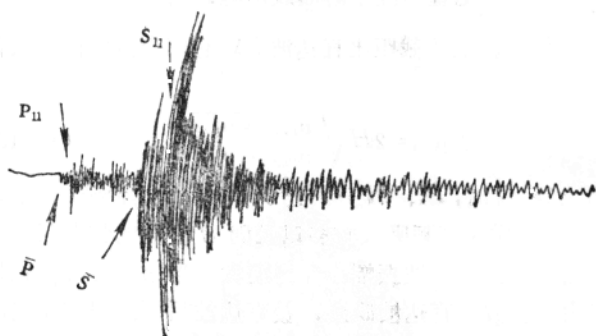
2. 不同震中距上出现的震相

$\Delta < 1^\circ$ ， $\Delta < 100$ 公里为地方震。对于沿海地区一般 $\Delta < 70$ 公里时，在地震图上只出现两个突出震相 $\bar{P}$ 和 $\bar{S}$ 。当 $\Delta > 70$ 公里时，出现很强的反射波 P_{11} 及 S_{11} ，而 $\bar{P}$ 及 $\bar{S}$ 则相对较

弱(图 1—7)。这是因为此时达到或接近全反射条件,当然还可能与台站相对于震源错动的方位有关。



(a) 1973 年 3 月 12 日安徽霍山地震 $M=2.0$,
漫水河台记 $\bar{S} - \bar{P} = 3.4^s$



(b) 1974 年 4 月 22 日江苏溧阳上沛埭地震 $M=3.1$,
南京台记 $\bar{S} - \bar{P} = 7.3^s$

图 1—7

$1^\circ < \Delta < 6^\circ$, Δ 在 $1^\circ \sim 1.5^\circ$ 之间出现震相的次序 仍 为 $\bar{P}$ 、 P_{11} 、 $\bar{S}$ 、 S_{11} , 但 P_{11} 、 S_{11} 比全反射条件时弱, $\bar{P}$ 、 $\bar{S}$ 相对增强。 $\Delta > 1.5^\circ$ 以后, 在我国东部地区出现震相的次序是 P_s 、 P^* 、 $\bar{P}$ 、 S_s 、 S^* 、 $\bar{S}$ (图 1—8)。当花岗岩与玄武岩之间