

## 第一章 地震学的研究范围和历史

### 课堂笔记

#### 一、地震基本概念

1. 20 世纪约有 200 万人死于地震，预计 21 世纪将有约 1500 万人死于地震。

2. 历史记载全球死亡超过 20 万人的地震有 6 次，其中在中国就有 4 次。

3. 地震的概念：地球内部，岩石破裂，产生地震波

4. 震中：震源在地表的垂直投影

震中距：观测点到它的距离

震源、震源深度

5. 震级：微观标准，表示地震能量大小的一种量度。用字母 M 表示

烈度：宏观标准，表示地震对地面影响和破坏程序的一种量度。按烈度值的大小排列成表，称为烈度表。将地面上等烈度的点联成线，称为等震线。

6. 地震序列：地震在有限的空间和时间范围内有成丛发生的倾向。这种成丛发生的地震称地震序列。按时间顺序和震级分布，地震序列分为

1) 主震型：主震、前震、余震

2) 震群型

#### 二、地震分类

1. 按成因分：1、构造地震；2、火山地震；3、陷落地震。

2. 按震源深度分：

1) 浅源地震（正常深度地震）：震源深度小于 60 公里的天然地震称为浅震；大多数地震都为浅源地震。

2) 中源地震：震源深度在 60 公里至 300 公里之间

3) 深源地震：震源深度大于 300 公里的地震称为深震。

已记录到的最深地震的震源深度约 700 公里。有时也将中源地震和深源地震统称为深震。

3. 按震中距分：

1) 地方震：震中距小于 100 公里的地震。

2) 近震：震中距小于 1000 公里的地震。（例如唐山大地震对北京而言）

3) 远震：震中距大于 1000 公里的地震。（例如汶川大地震对北京而言）

4. 按震级分：

1) 弱震： $M < 3$  的地震。

2) 有感地震： $3 \leq M \leq 4.5$  的地震。

3) 中强震： $4.5 < M < 6$  的地震。

4) 强震： $M \geq 6$  的地震。其中  $M \geq 8$  的地震又称为巨大地震

#### 三、地震学发展简史

1. 1966 年的邢台大地震，诱发了 1971 年成立了国家地震局。

2. 地震学是一门相对年轻的科学，其定量研究只有 100 年左右的时间。

### 往年题

#### 一、选择填空

二十世纪全球有 200 万人死于地震。

预计二十一世纪全球有 1500 万人死于地震。

全球每年约发生大小不等的地震 500 万次。

历史记载全球死亡超过 20 万人的地震有 6 次，其中在中国就有 4 次。

某一个地震的震中距是 600 公里，那么这个地震属于**近震**。

某一个地震的震中距是 1500 公里，那么这个地震属于**远震**。

汶川大地震震源深度为 15 公里，那么这个地震属于**浅源地震**。

一个地震震源深度为 400 公里，那么这个地震属于**深源地震**。

-震源深度：**浅源地震：0-60km，中源地震 60-300，深源地震 > 300**，中源地震和深源地震统称为深震

-震中距：**地方震：< 100km**，近震：100-1000，**远震：> 1000km**

在古希腊，人们认为地震是由**气**引起的。

在古代，日本人认为地震是由**鲰鱼**引起的。

古代的地震史料最丰富的国家是**中国**。

中国古代建筑抗震智慧的精髓是**以柔克刚**。

地震学是一门相对年轻的科学，其定量研究只有 **100** 年左右的时间。

**1966** 年 3 月，河北邢台发生了灾害性的大地震，损失巨大。为了统一地震工作的部署和加强领导，**1971** 年成立了国家地震局（现改名为中国地震局）。

地震概论是一门**物理**类课程。√

地震学一门独立的学科登上现代科学的舞台的标志是**地震仪**出现并且广泛使用。（? 争议）

地震学的研究比较广泛，主要有**宏观地震学、地震波的传播理论、测震学**三个大方面。

- 地震不是百害而无一利，地球内部信息的探照灯

地震是板块运动的产物，地震的发生，可以释放板块边界处的不稳

## 二、思考题

1、地震是有百害而无一利的自然现象吗？

不是。地震有两面性，虽然是一种自然灾害（会造成建筑物破坏、财产损失和引发海啸、火灾等），但人们对地球内部的了解主要来自地震给我们带来的信息，地震相当于一盏照亮地球内部结构的明灯。地震波是唯一能够穿过地球内部的波动。

2、在古代，为什么不同国家或地区的人对地震成因的看法不同？

环境不同。

在科学不发达的过去，人们对地震发生的原因，常常借助于神灵的力量来解释。

- 我国古代**鳌鱼**翻身的传说。

- 日本的“地震**鲰**”传说：地球靠一大**鲰鱼**支撑着，**鲰鱼**尾巴一甩就地震。大**鲰鱼**引发大地震，小**鲰鱼**引发小地震。

- 古希腊的“**气动说**”。

既然是依靠神灵解释，各国或各地区由于所处地理位置不同，历史发展阶段有异，君主所推崇的信仰信念不一致，百姓所信仰的宗教、所信奉的神灵不一样，所以肯定会对地震成因有不同看法。

## 第二章 地震波

### 课堂笔记

地震波：

**液体和气体**只能传播**纵波**。

纵波：质点振动方向与波的传播方向**平行**，纵波是体积变化产生的

**体波**（S、P）、**面波**、**地球的自由振荡**（环型振荡、球型振荡）

P 波：东西方向。S 波：偏振面在南北上下（与东西相穿）

到达顺序：P 波-S 波-勒夫面波-瑞利面波-尾波-脉动

脉动：能携带部分地球构造信息。

面波振幅比体波大，在地球表面传播。周期越大的面波，渗透深度越大。

**P 波和 S 波的主要差异**：P 波比 S 波快，地震图上先出现 P 波；P 与 S 的偏振方向相互垂直；一般情况下，三分量

地震图上, P 波垂直分量较强, S 波水平分量较强; S 波低频成分更丰富; 天然地震的震源破裂通常剪切破裂和剪切错动为主, 震源向外辐射的 S 波能量更强; P 波通过时, 质元无转动而有体积变化, 是无旋波, S 波通过时, 质元转动, 体积不变, 是无散等容波。

## 往年题

频率为 3000Hz 的声波, 以 1560m/s 的传播速度沿一波线传播, 经过波线上的 A 点后, 再经 13cm 而传至 B 点。则 B 点的振动比 A 点落后的时间为该声波周期的 **0.25** 倍。

频率为 3000Hz 的声波, 以 1560m/s 的传播速度沿一波线传播, 经过波线上的 A 点后, 再经 26cm 而传至 B 点。则 B 点的振动比 A 点落后的时间为该声波周期的 **0.5** 倍。

杨氏模量、泊松比、体变和切变模量这四个弹性常数是由物质本身性质决定的。在这四个常数中, 只有 **2** 个是独立的。

地震波只有纵波 (p 波) 和横波 (s 波) 两种。在泊松介质下, P 波的速度**等于**S 波的 1.73 倍。

在地震图上, P 波 (纵波) 比 S 波 (横波) **先**到达。

在地震图上, P 波 (纵波) 的振幅一般比 S 波 (横波) **小**。

在地震图上, P 波 (纵波) 的频率一般比 S 波 (横波) **高**。

在英国伦敦的圣保罗大教堂“耳语长廊”, 耳朵靠近墙面时才能听到从远处传来的低语。听到的声波是**墙表面的面波**。

在中国天坛回音壁, 耳朵靠近墙面时才能听到从远处传来的低语。听到的声波是**墙表面的面波**。

不同周期的面波, 其渗透深度不同, 周期愈小的波相比大的, 其渗透深度愈**浅**; 周期愈大的波相比小的, 其渗透深度愈**深**。

地球的环型自由振荡的位移**只有水平向**, 球型自由振荡的位移**既有水平向、又有垂直向**。

**45 分钟 (数十秒或数十分钟)** 可能为一个地球自由振荡的周期。

地震波来临时会有什么感觉**先上下颠簸后左右摇晃**。

地震波到达的次序一般为 **P 波、S 波、勒夫面波、瑞利面波**。(版本 2: P 波、S 波、勒夫面波、瑞利面波、尾波)

## 第三章 地震波传播理论

### 整理①

#### 第一节 地震波传播的基本概念

##### 一、地球介质和弹性波

把地球介质假设成同性的完全弹性的

##### 二、首波 (或侧面波)

如果震中距比较长, 首波可能会赶上直达波 (虽然传播路径长但运动速度快)

P 波和 S 波都会有相应的首波。

##### 三、地震波的吸收和衰减

地震波随着时间和空间衰减 (都有公式, 但不要求学会)

##### 四、震中距

单位是千米/度 (弧度) 1 度=110km

#### 第二节 地震波传播的基本理论

介质近似: 把地球介质当作均匀、各向同性和完全弹性介质来处理

动力学方案: 直接研究波动方程的解 (相对繁琐)

**运动学方案**: (运动学: 时间=路程/速度 三者之间的逻辑关系) 将波动方程的求解简化成波传播的射线理论, 用地震射线这一概念, 研究地震波在地球内部传播的运动学特征, 同时获得地球内部构造的情况

##### 一、射线理论

近似条件: 研究问题的尺度远大于地震波波长的情况

波长很短  $\Rightarrow$  频率很高

将地震波传播当作射线来处理，地震射线就是地震波传播时，波阵面法线的轨迹，也即是震动由一点传播到另一点所经过的途径。

费马原理：

$$\delta t = \delta \int_A^B \frac{ds}{v} = 0$$

函数的函数，和自变量没有关系

$\delta$  是变分

光学中的 Fermat 定理：“光在介质中传播的路径为走时 (travel-time) 最小的路径” (即不一定是直线路径)

地震学中的 Fermat 定理：地震波在介质中传播的路径为走时最小的路径。

成立的条件：是高频情况下地震波波动方程的渐近解

高频近似：地震波的特征波长远小于所研究问题的特征尺度 (即用 Fermat 定理来描述地震波的传播必须要满足高频近似条件。

## 二、地震射线

定义：能量束，能量分布呈高斯分布

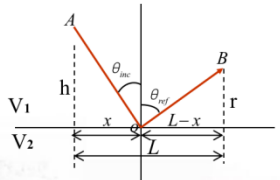
能量束的宽度 (d) 反比于频率 (f)

· Fermat 原理在地震学中的运用  $\Rightarrow$  Snell 定律 (反射角等于入射角) (这里讲了两遍)

snell 定律：

$$\frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_{ref})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2}$$

**Fermat原理  $\Rightarrow$  Snell定律 (1)**



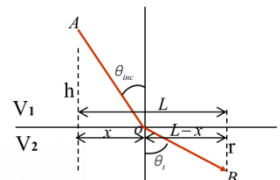
**Fermat原理  $\Rightarrow$**   
反射点 x 应使达到最小值，即：

$$0 = \frac{dt(x)}{dx} = \frac{1}{V_1} \left\{ \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}} \right\}$$
$$\Rightarrow \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} = \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}$$
$$\Rightarrow \sin(\theta_{inc}) = \sin(\theta_{ref})$$

射线AOB的走时为：  
 $t(x) = \frac{1}{V_1} \sqrt{h^2 + x^2} + \frac{1}{V_2} \sqrt{r^2 + (L-x)^2}$

路径和 o 点的位置有关，所以可以转化为走时和 x 之间的关系  
用微分问题解决变分问题

**Fermat原理  $\Rightarrow$  Snell定律 (2)**



**Fermat原理  $\Rightarrow$**   
反射点 x 应使达到最小值，即：

$$0 = \frac{dt(x)}{dx} = \frac{1}{V_1} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{1}{V_2} \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}$$
$$\Rightarrow \frac{1}{V_1} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} = \frac{1}{V_2} \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}$$
$$\Rightarrow \frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2}$$

射线AOB的走时为：  
 $t(x) = \frac{1}{V_1} \sqrt{h^2 + x^2} + \frac{1}{V_2} \sqrt{r^2 + (L-x)^2}$

AO、BO 段速度不一样

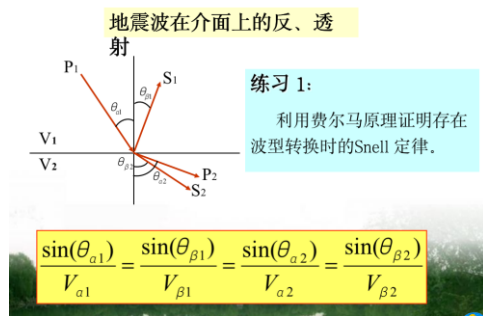
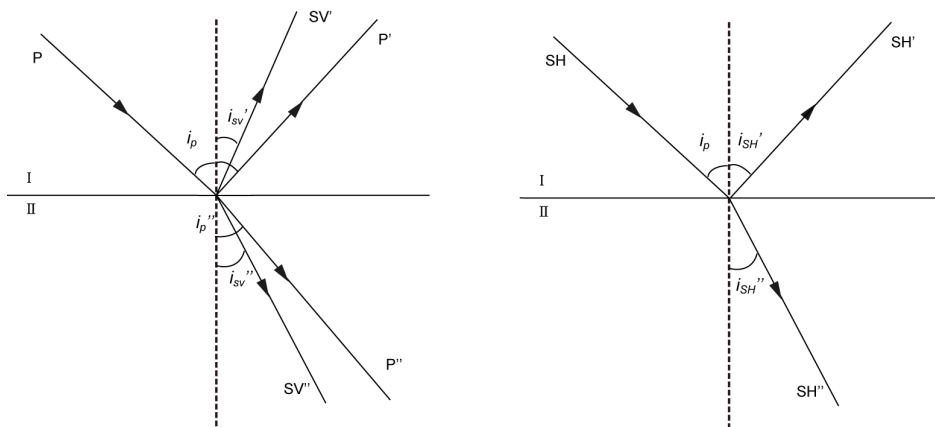
## 三、地球介质的变化特征

地震波的传播主要取决于地震波的速度，地震波的速度与地球介质相关。

## 四、地震波的折射、反射和转换 (p 波与 s 波的转换)

### 1、近震情况

P 波入射时，界面上会产生反射 P 波、折射 P 波，反射转换 SV 波和折射转换 SV 波，SV 波入射时与 P 波类似；SH 波入射时只有反射 SH 波和折射 SH 波产生，没有转换波出现。因为水平面内振动的 SH 波不可能引起垂直面内振动的 P 波和 SV 波。两个平面是正交的



课堂练习:

- 射线参数  $p$ : 对于给定的射线, 射线参数是一常数, 即在射线传播过程中保持不变。

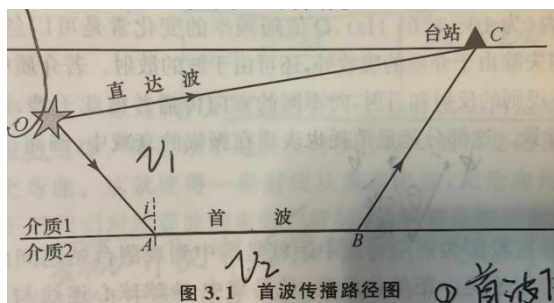
$$\frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2} \equiv p$$

## 整理②

### 一、地震波传播基本概念

1. 地震波计算时, 一般假定岩石是一种均匀的完全弹性体, 近似为各向同性
2. 如果介质分层, 地震波从低速方向向高速方向入射时, 存在首波; 这种波以临界角

$i = \arcsin \frac{v_1}{v_2}$  入射后, 又以临界角连续出射 【】



3. 虽然首波的传播路径总是比直达波长, 但是因为首波在分界面上以深层介质中的速度来进行传播, 因此超过一定的临界距离之后, 首波会比直达波率先到达台站
4. P/S 波都有相应首波, 但是 S 波慢于 P 波 (1.73times)
5. 因为首波能量很小, 实际地震中往往只能找到 P 波的首播, 找不到 S 波的首波 【】

6. 震中距：震源在地表垂直投影为震中。震中距就是震中到观测台站之间的距离，单位 km

实际中另外一种常用震中距单位为度，就是震中-地球球心连线和观测台站-球心连线的夹角，和 km 制的震中距有如下换算：【】

震中距 (km) = (震中距 (度) \* 180) / (π \* 地球半径)

简单估算有 1 度~110km

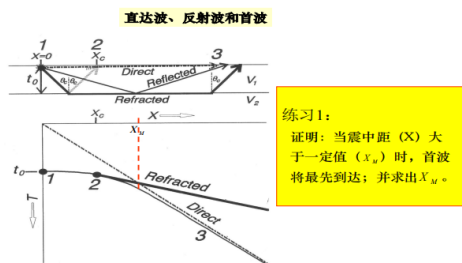
## 二、地震波传播基本理论

1. 在研究问题尺度远大于地震波波长的情况下，可以把地震波传播当作射线处理，使复杂的波动问题简化为射线问题

2. 费马原理：但一个震动在介质里一点传播到另外一点时，他经过的路径会使传播的时间为一个稳定值：人话为地震波传播路径是走时最小的路径

两道作业题中对首波最先到达的临界  $X_m$  推导：【】

### 地震概论作业参考答案



证明：直达波走时方程为  $T_d(X) = \frac{X}{V_1}$ ；反射波走时方程为  $T_{rf}(X) = \frac{2}{V_1} \sqrt{h^2 + (X/2)^2}$ ；

当  $X > X_c = 2h \tan \theta_c$  时，才能形成首波，其走时方程为

$$T_h(X) = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{X - 2h \tan \theta_c}{V_2}$$

于是  $\forall X > 0$ ， $T_d(X) < T_{rf}(X)$ ；只需证明  $\exists X_m$ ，使得  $X > X_m$  时  $T_h(X) < T_d(X)$ 。

考虑  $\Delta T(X) = T_h(X) - T_d(X)$ ，则

$$\Delta T(X) = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan \theta_c}{V_2} + X \left( \frac{1}{V_2} - \frac{1}{V_1} \right) (X > X_c)$$

$\because V_2 > V_1$ ， $\therefore \frac{1}{V_2} - \frac{1}{V_1} < 0$ ，即只要

$$X > \frac{\frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan \theta_c}{V_2}}{\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2}} = \frac{2hV_2 - 2hV_1 \frac{V_1}{V_2}}{V_1V_2 \cos \theta_c} \left( \because \sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2} \right) = 2h \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$$

就有  $\Delta T(X) = T_h(X) - T_d(X) < 0$ 。

$\therefore X > X_m = 2h \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$  时，首波将最先到达。



### 3. 地震介质的变化特征：

- A 上下介质的性质状态迥然不同，出现明显的分界面，地震波的速度出现阶梯状跳跃，比如地壳和地幔、地幔和地核
- B 上下介质的状态基本相同，但性质变化显著，有明显的分界面，比如地幔的 BCD 层
- C 同层内，地球介质也不是均匀的；有两种特殊情形：低速层/高速层

### 4. 地震波的折射反射和波形转换：

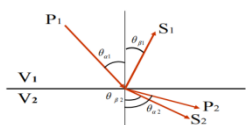
P 波入射时，界面上产生反射 P 波、折射 P 波，反射转换 SV 波和折射转换 SV 波

SV 波入射时，和 P 波类似；但 SH 波入射时只有反射和折射 SH 波产生，没有转换波

因为水平面内振动的 SH 波不可能引起垂直面内振动的 P 波和 SV 波 【】

5. 射线理论的基础是费马原理，而地震射线经过介质内部间断面的折射反射和转换遵从 snell 定律（可由 fermat 定理导出）：

弹性波在界面上的反、透射

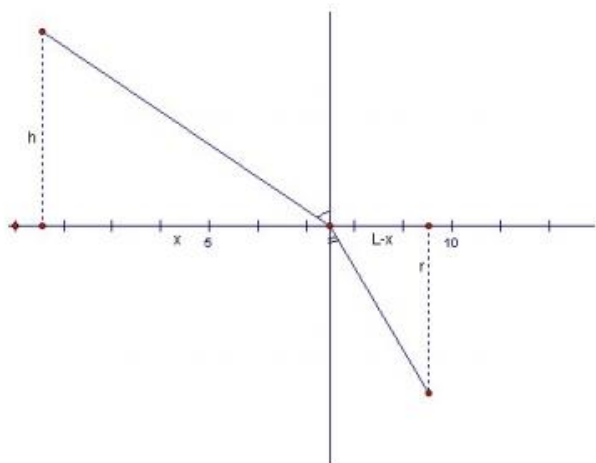


练习2：  
利用费马原理证明存在波型转换时的 Snell 定律。

$$\frac{\sin(\theta_{\alpha 1})}{V_{\alpha 1}} = \frac{\sin(\theta_{\beta 1})}{V_{\beta 1}} = \frac{\sin(\theta_{\alpha 2})}{V_{\alpha 2}} = \frac{\sin(\theta_{\beta 2})}{V_{\beta 2}}$$

大概就是列出分界面两侧一定距离路程，然后求个一阶导 = 0 就行

$$\text{证： } t(x) = \frac{1}{V_{\alpha 1}} \sqrt{h^2 + x^2} + \frac{1}{V_{\alpha 2}} \sqrt{r^2 + (L-x)^2}$$



$$\text{因此 } \frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_{\alpha 1}} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{1}{V_{\alpha 2}} \frac{L-x}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}.$$

$$\text{令 } \frac{dt}{dx} = 0, \text{ 得 } \frac{1}{V_{\alpha 1}} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{1}{V_{\alpha 2}} \frac{L-x}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}} = 0, \text{ 即 } \frac{\sin \theta_{\alpha 1}}{V_{\alpha 1}} = \frac{\sin \theta_{\alpha 2}}{V_{\alpha 2}}.$$

以上只是第二个等号的证明。第一个等号的证明参考讲义 Fermat 原理 Snell 定律

(1)，只需将走时改为  $t = \frac{\sqrt{h^2 + x^2}}{V_{\alpha 1}} + \frac{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}{V_{\beta 1}}$ 。第三个等号的证明参考讲义

Fermat 原理 Snell 定律 (2)，注意 P 波速度在第一层和第二层分别为  $V_{\alpha 1}$  和  $V_{\alpha 2}$ ，S 波速度

在第二层为  $V_{\beta 2}$ 。课程不考微积分，本题证明不做要求、看看即可，数理基础强者可试证。

统一表达为  $\frac{\sin i}{v} = p$ ，夹角 i 是和法线的夹角，p 是每一条射线唯一的射线参数 【】

6. 以观测点的震中距  $x$  为横坐标，地震波到达时间  $t$  为纵坐标，绘制曲线为走时曲线  
(以下对 S/P/反射/首波计算都在水平层状介质假设下进行)

应用 1: SP 波震相计算震中距

直达 P 波和直达 S 波震相，分别记为  $P_g$  和  $S_g$

$$\text{有 } t_p = \frac{\sqrt{x^2 + h^2}}{\alpha_1} \approx \frac{x}{\alpha_1}, \text{ 同理 } t_s = \frac{\sqrt{x^2 + h^2}}{\beta_1} \approx \frac{x}{\beta_1} \text{ (当 } x \gg h \text{ 近似成立)}$$

$$\text{得 } x = \frac{\alpha_1 \beta_1}{(\alpha_1 - \beta_1)} (t_s - t_p) \text{ (该公式应用于作业题中，认为比较重要) 【】}$$

即知道 SP 的到时差，在知道虚波速度，就可以迅速估计震中距

应用 2: 反射波震相

和应用 1 中约化计算原理完全相同，详情见 P1

结论：反射波走时曲线在震中距较大的地方将会趋近于直达波的走时曲线

应用 3: 首波震相推导首波公式

临界角：入射角达到一定值时，波的能量全部反射，无能量透射，该角定义为  $i$

当 P 波入射角等于临界角，地震波能量将会沿界面以  $\alpha_2$  速度传播，并且在传播过程中能量不断以  $i_c$  反射角回射到上层介质中传播，这种波称为首波

Snell:  $\frac{\sin i_1}{\alpha_1} = \frac{\sin i_2}{\alpha_2}$

全反射:  $i_1 = i_2 = i_c$   $i_c = \arcsin \frac{\alpha_1}{\alpha_2}$

地壳地幔为界面(莫霍面)泊松比变化不大. 统一计 P/c 波  $i$

考虑单层地壳地表震源  $\checkmark$  有  $\Delta c_1 = 2H \tan i_c = \frac{2H \alpha_1}{\sqrt{\alpha_2^2 - \alpha_1^2}}$

(震中距小于  $\Delta c_1$  范围不出现首波)

( $P_n$  在  $\Delta c_1$  附近易被覆盖 ( $P_g$ ), 计可设  $P_n$  震中距为  $\Delta c_2$ )

推导首波走时方程(地表波源):

$$\begin{cases} T_{Pn} = \frac{2H}{\alpha_1 \cos i_c} + \frac{x - 2H \tan i_c}{\alpha_2} \\ T_{Sn} = \frac{2H}{\beta_1 \cos i_c} + \frac{x - 2H \tan i_c}{\beta_2} \end{cases}$$

知  $\frac{\Delta c_2}{\alpha_1} = \frac{2H}{\alpha_1 \cos i_c} + \frac{\Delta c_2 - 2H \tan i_c}{\alpha_2}$  (直达波与首波比较)

推出  $\Delta c_2 = 2H \sqrt{\frac{\alpha_2 \alpha_1}{\alpha_2^2 - \alpha_1^2}}$  \*

就是 P1 翻版

7. 多层介质和球对称介质就是多次进行单层介质运算和光滑化处理

一般来说在地球内部，地震波的速度随深度增加而增加，但地球内部还存在很多速度异常区和间断面，他们对地球射线几何形状和走时曲线都有影响：如低速区导致的阴影区



如图 3.8(c) 表示为正常速度曲线, 即内部地层没有速度陡增或陡降。如果在地球内部的有些区域速度下降, 满足不等式  $0 < dv/dr < v/r$ , 在这种情形下 (图 3.8(a)), 地面上有一片区域接收不到射线, 这片区域叫阴影区, 相应地走时曲线出现一段空白。

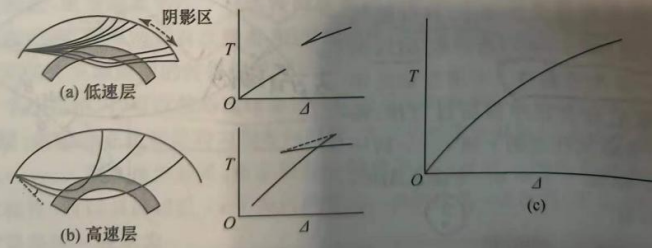


图 3.8 高速层和低速层对地震射线的影响

### 三、体波各种振相和走时表

1. 把地震图上记录到的不同振动类型或通过不同途径的波引起的一组一组的震动叫做震相

2. 近震最主要的速度间断面是莫霍面, 主要因为上下岩石物质组成不同。

用 Pg/Sg 表示地壳内部直接由震源发出到达地面的横波纵波

用 Pn/Sn 表示经过莫霍面的首波

3. 界面: 地幔/地核: 外核和内核

4. 记号描述: 【】

P/S 为从震源发出、向地球内部传播的横纵波; 可能在地表发生一次或多次反射, 波形不定; 在地核界面发生的 P/S 反射表示为 c;

地球外核为液态, 只有纵波没有横波, 以 K 表示通过外核的纵波; 纵波可能在外核界面反射, 表示为 KK; 通常以  $P'$  表示 PKP, P 波通过外核折回地面;

通过内核的 P 波以 I 表示, S 波以 J 表示; i 表示在内核界面反射;

以 p/s 表示由震源向地面传播射线

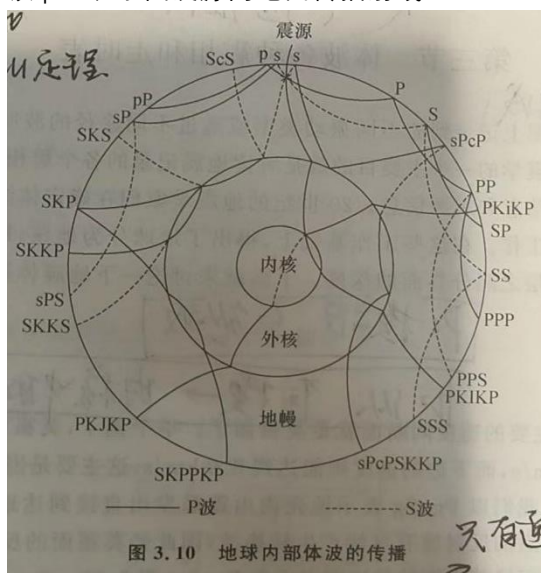


图 3.10 地球内部体波的传播

(一图明晰)

5. 课上提到二例: PcPS/ScSP 二者分析: 【】

由 snell 定理, PcPS 不可能传到地表而后者可能 (P/S 波速关系和夹角关系画图可知)

6. 主要震相特征: P 波在震中距为 100 度范围内, 作为地震记录第一个震相清晰显示, 一旦超过 103 度振幅变小, 因为进入地核阴影区;

S 波在震中距最大为 100 度范围内，往往以比 P 还大的振幅在地震记录上显示

7. 关于地震走时表两个课堂问题：【】

Q：为什么体波走时曲线斜率随震中距增大而减小？

A：随着深度增大，地震波波速增大，而走时曲线  $k = 1/v$ ，故减小

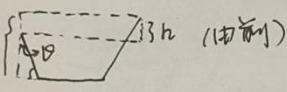
Q：为什么面波走时曲线斜率不随震中距变化而变化？

A：（瑞利、洛夫波）面波在地球表面传播，速度  $v$  为恒定值

四、一道在课上和作业都出现的例题计算（参考书后例题 2，作业中修改了震源深度为 8km）以及作业题

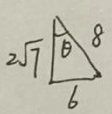
一个震源深度为 10 km 的地震，多个区域台站记到的  $P_n$  波走时直线的斜率为 0.125 s/km，截距为  $3\sqrt{7}$  s（约 8 s），若均匀地壳内 P 波速度已知为 6 km/s，试估计地幔顶部的 P 波速度和地壳厚度。

$$t_{pn} = \frac{2H-h}{v_1 \cos \theta} + \frac{x - (2H-h) \tan \theta}{v_2}$$

建模：4 {  (由前)

$$t_{pn} = \frac{x}{v_2} + \left[ \frac{2H-h}{v_1 \cos \theta} - \frac{(2H-h) \tan \theta}{v_2} \right]$$

知  $\frac{1}{v_2} = k = 0.125 \text{ s/km}$      $v_2 = 8 \text{ km/s}$

  $\cos \theta = \frac{\sqrt{7}}{4}$ ,  $\sin \theta = \frac{3}{4}$ ,  $\tan \theta = \frac{3}{\sqrt{7}}$

$$3\sqrt{7} = \frac{2H-10}{6 \times \frac{\sqrt{7}}{4}} - \frac{(2H-10) \frac{3}{\sqrt{7}}}{8} \quad \text{解出 } H = 41 \text{ km}$$

已知 P 波的速度为每秒 8 千米，而 S 波为 4，现测得地震两种波的到时差为 15 秒，则该地震的震中距大约为 ( ) 千米。

- 答案：A. °200  
B. °100  
C. °150  
D. °120

一个震源深度为 8km 的地震，多个区域台站记到的  $P_n$  波走时直线的斜率为

0.125 s/km，截距为 s，若均匀地壳内 P 波速度已知为 6 km/s，地壳的厚度为 (40) km。

- 答案：A. 40  
B. 39  
C. 41  
D. 42

## 五、题目整理

1、(1 分)地球介质当作是完全弹性体是一种 ( )。未答题

A、确切的表述

**B、合理的近似**

C、无法确定

D、错误的表述

答案: B

2、(1 分)在各向同性的地球介质中, 地震波沿着不同的方向传播的速度 ( )。未答题

**A、相同**

B、不相同

C、可能相同也可能不相同

D、无法确定

答案: A

3、(1 分)射线理论是 ( )。未答题

A、确切的表述

**B、高频近似**

C、低频近似

D、无法确定

答案: B

4、(1 分)在 SH 波入射到界面上后可能产生的反射波有 ( ) 波。未答题

A、P

B、SV

**C、SH**

D、无法判断

答案: C

**P 波入射时,界面上会产生反射 P 波、折射 P 波,反射转换 SV 波和折射转换 SV 波,SV 波入射时与 P 波类似; SH 波入**

**射时只有反射 SH 波和折射 SH 波产生,没有转换波出现。**因为水平面内振动的 SH 波不可能引起垂直面内振动的 P 波和 SV 波。

5、(1 分)已知地震波在界面下面波速是上面的两倍, 当地震波从上面往下透射时, 临界入射角为 ( ) 度。未答题

A、60

B、45

**C、30**

D、无法判断

答案: C

6、(1 分)已知地震波在界面下面波速是上面的两倍, 且上面的波速为 4km/s, 则首波的射线参数为 ( ) s/km。未答题

**A、0.125**

B、0.25

C、4

D、8

答案: A

7、(1 分)已知 P 波的速度为每秒 8 千米, 而 S 波为每秒 4 千米, 现测得地震两种波的到时差为 15 秒, 则该地震的震中距大约为 ( ) 千米。未答题

A、100

**B、120**

C、150

D、200

答案： B

8、(1分)一个震源深度为 10 km 的地震，多个区域台站记到的 Pn 波走时直线的斜率为 0.125 s/km，截距为 3 s (约 8 s)，若均匀地壳内 P 波速度已知为 6 km/s，（1）地幔顶部的 P 波速度为（ ） km/s；未答题

A、6

**B、8**

C、10

D、无法确定

答案： B

9、(1分)一个震源深度为 10 km 的地震，多个区域台站记到的 Pn 波走时直线的斜率为 0.125 s/km，截距为 3 s (约 8 s)，若均匀地壳内 P 波速度已知为 6 km/s，（2）地壳的厚度为（ ） km。

未答题

A、21

B、31

**C、41**

D、无法确定

答案： C

10、(1分)内核中的纵波用字母（ ）表示。未答题

A、P

B、S

**C、I**

D、J

答案： C 内核的纵波用 I 表示,内核的横波用 J 表示

11、(1分)地震学家一般用（ ）的到时差决定震中距。未答题

**A、P 和 S**

B、pP 和 P

C、sS 和 S

D、无法确定

答案： A

## 六、周五班汇报

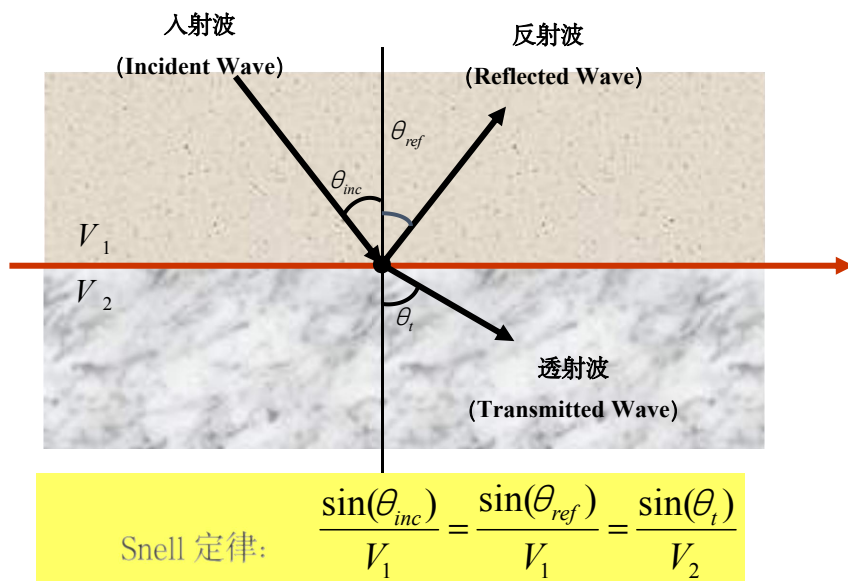
因为是自己做的 pre 所以非常确定的考点：

引发地震海啸的主要因素：

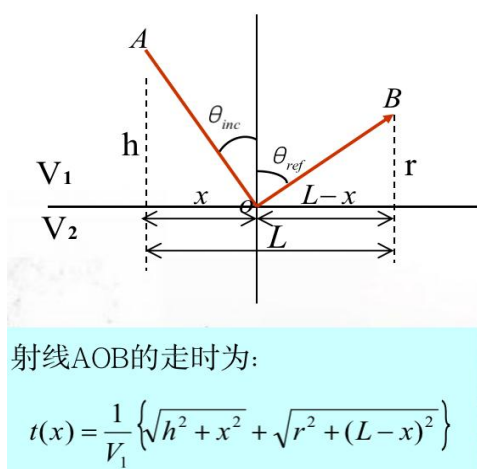
1. 地震大小
2. 震源深度
3. 震源机制
4. 震源破裂过程

整理③

## Fermat 原理在地震学中的应用-- Snell 定律



### Fermat原理 $\Rightarrow$ Snell定律 (1)



Fermat原理  $\Rightarrow$

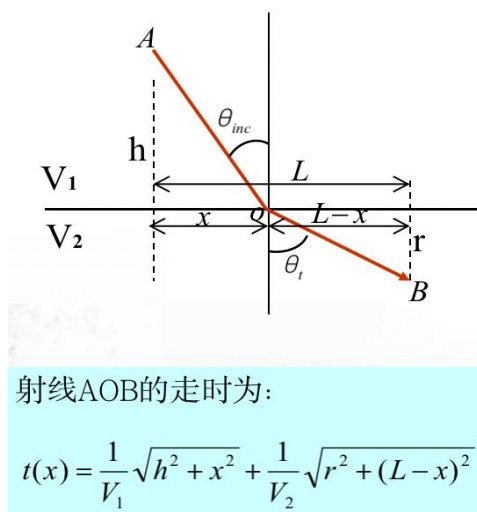
反射点  $x$  应使  $t$  达到最小值。即:

$$0 = \frac{dt(x)}{dx} = \frac{1}{V_1} \left\{ \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}} \right\}$$

$$\Rightarrow \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} = \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}$$

$$\Rightarrow \sin(\theta_{inc}) = \sin(\theta_{ref})$$

### Fermat原理 $\Rightarrow$ Snell定律 (2)



Fermat原理  $\Rightarrow$

反射点  $x$  应使  $t$  大到最小值。即:

$$0 = \frac{dt(x)}{dx} = \frac{1}{V_1} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{1}{V_2} \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}$$

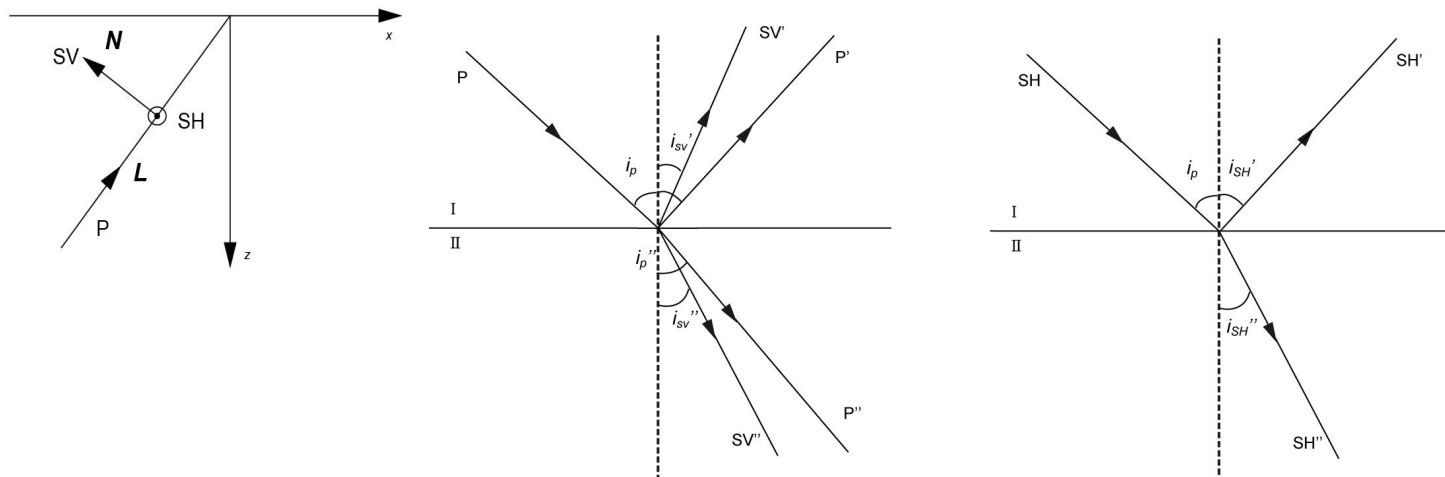
$$\Rightarrow \frac{1}{V_1} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} = \frac{1}{V_2} \frac{(L-x)}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}$$

$$\Rightarrow \frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2}$$

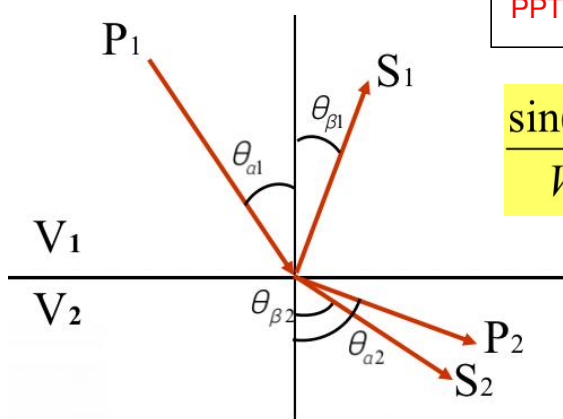
## 地震波的折射、反射和转换

### 1. 近震【地球的分层界面可以当成水平的】:

z 轴竖直向下, P 纵波, S 横波。P 波和 SH 波入射分布为以下结果:



地震波在介面上的反、透射:



PPT 练习 1 / 作业第二题, 文档最后附答案

$$\frac{\sin(\theta_{a1})}{V_{a1}} = \frac{\sin(\theta_{\beta1})}{V_{\beta1}} = \frac{\sin(\theta_{a2})}{V_{a2}} = \frac{\sin(\theta_{\beta2})}{V_{\beta2}}$$

射线参数【常数, 传播过程中不变】:

$$\frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2} \equiv p$$

传播例子:

a. 光从空气到水; b. 相当于没有界面; c. 地球从上到下

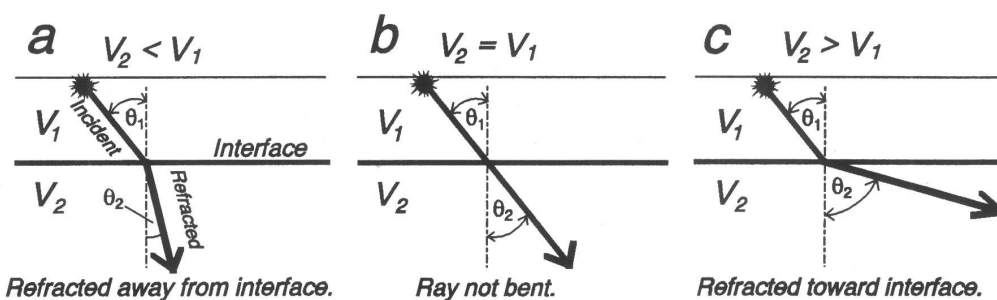
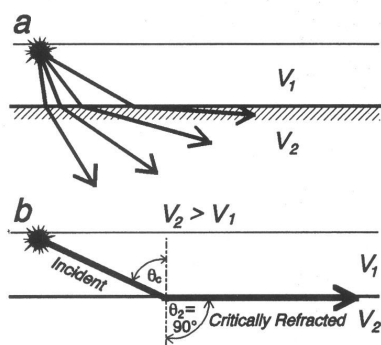


FIGURE 3.23 Behavior of refracted ray when velocity (a) decreases, (b) remains the same, and (c) increases across an interface.



## 临界透射/入射



$$\frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2}$$

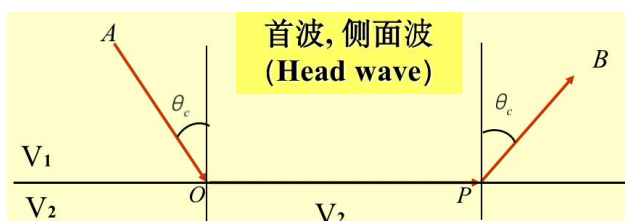
当  $V_2 > V_1$  时, 存在临界角  $\theta_c$  满足:

$$\theta_t = 90^\circ \text{ and } \theta_{inc} = \theta_c$$

$$\text{即: } \sin(\theta_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

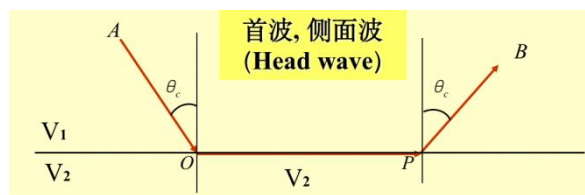
首波的射线参数

$$p = \frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2} = \frac{1}{V_2}$$



$V_2 > V_1$   
原封不动又上去了  
 $\theta_c$  是临界角

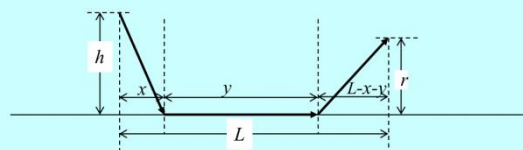
练习 2 不  
需要掌握



## 练习 2:

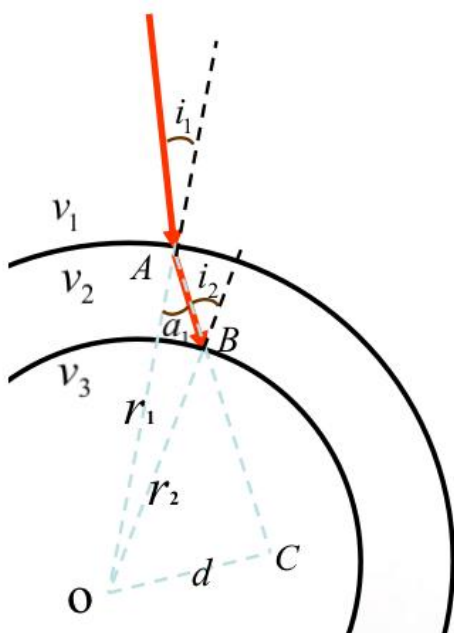
利用费尔马原理证明上述首波的存在及其特殊的传播路径。

提示: 可先考虑如下路径射线的走时, 再求极值。



## 2. 远震【考虑半径变化】

球对称介质中 **Snell 定律** 和 **射线参数**



$$\frac{\sin(i_1)}{v_1} = \frac{\sin(a_1)}{v_2}$$

$$d = r_1 \sin(a_1) = r_2 \sin(i_2)$$

$$\frac{r_1 \sin(i_1)}{v_1} = \frac{r_1 \sin(a_1)}{v_2} = \frac{r_2 \sin(i_2)}{v_2}$$

多一个 r

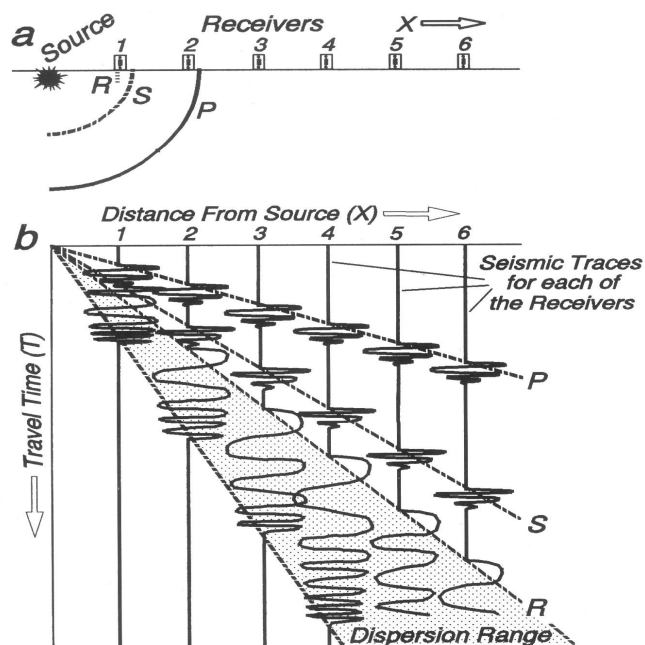
$$\frac{r_1 \sin(i_1)}{v_1} = \frac{r_2 \sin(i_2)}{v_2} \equiv p$$

# 地震波的走时曲线和走时方程

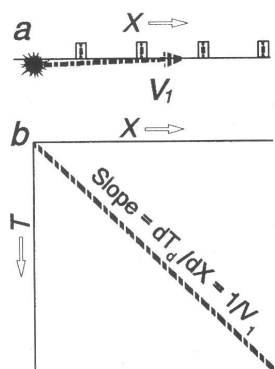
## 1. 水平层状介质

### (1) 单层地壳介质模型中地震波震相与走时曲线

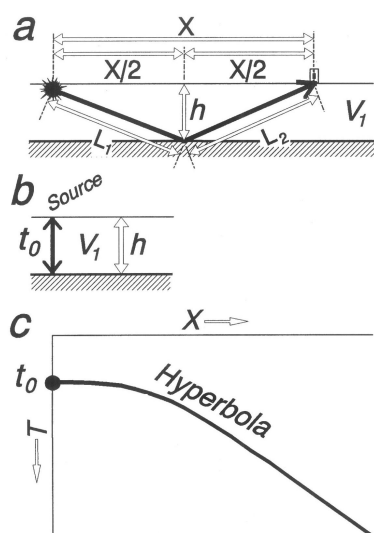
I、震源在地表 ( $h=0$ ) 【不区分纵波和横波】 走时方程:  $T-X$  关系



#### ①直达波的走时方程 $T=X/V_1$



#### ②反射波的走时方程



$$T(X) = \frac{2}{V_1} \sqrt{h^2 + (X/2)^2}$$

$$t_0 = T(X=0) = \frac{2h}{V_1}$$

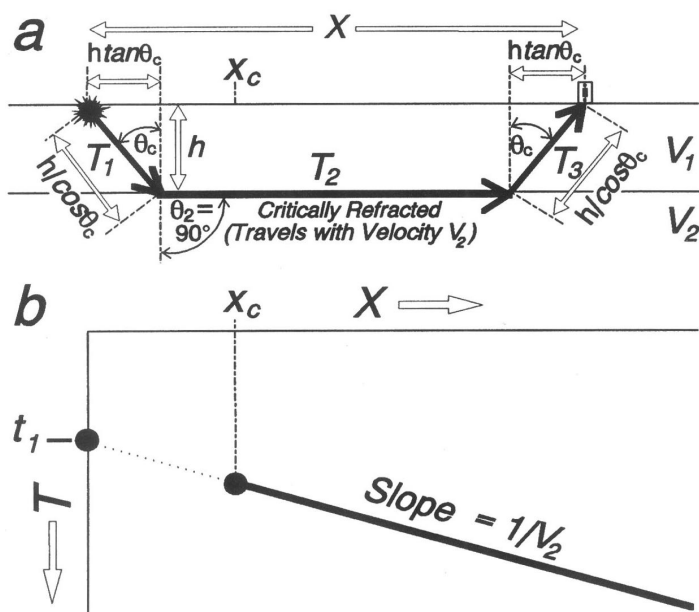
$$\frac{dT}{dX} = \frac{(X/2)}{V_1 \sqrt{h^2 + (X/2)^2}} \rightarrow \frac{1}{V_1}$$

$$\text{as } X \rightarrow +\infty$$

$$V_1 = \frac{X_0}{T_0}$$

$X_0$  和  $T_0$  取近似极限情况

### ③首波的走时方程



图中的  $X_c$  实际长度是两边的加和，端点情况相当于反射波

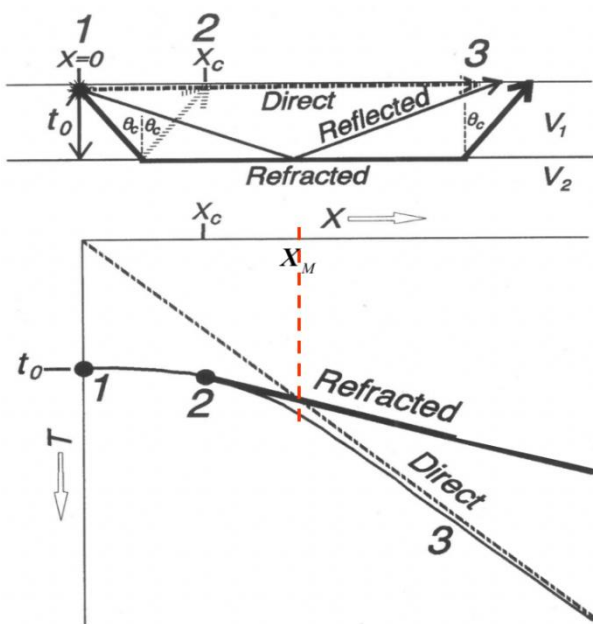
$$T(X) = \frac{2h}{V_1 \cos(\theta_c)} + \frac{X - 2h \tan(\theta_c)}{V_2}$$

for  $X > X_c$

where,  $X_c = 2h \tan(\theta_c)$

$$\frac{dT}{dX} = \frac{1}{V_2}$$

### 直达波、反射波和首波

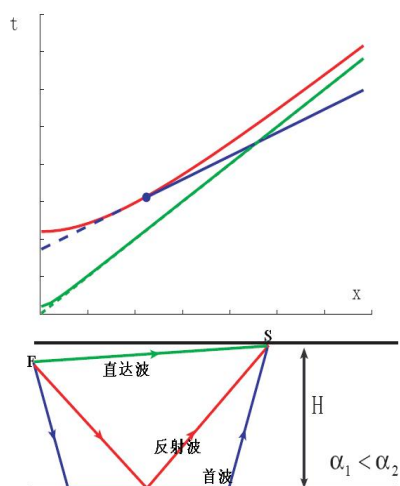


### 练习 3:

证明：当震中距 ( $X$ ) 大于一定值 ( $X_M$ ) 时，首波将最先到达；并求出  $X_M$

**作业题**，要掌握，实际就是直达波和首波方程相减，注意限制条件  $X > X_c$ ，过程附在文档末尾

### II、震源不在地表 ( $h \neq 0$ )



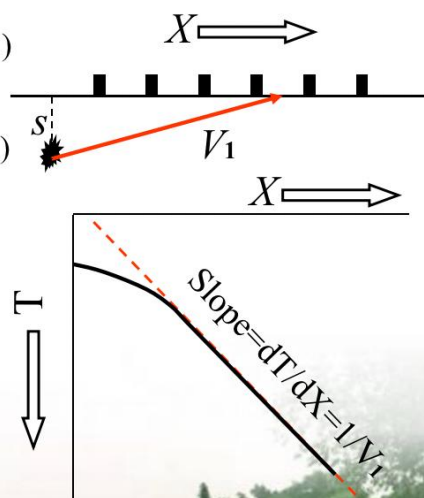
### ①直达 P 波和直达 S 波震相，分别记为 Pg 和 Sg

$$T_p = \frac{\sqrt{X^2 + h^2}}{a_1} \approx \frac{X}{a_1} \quad (\text{当 } X \gg h \text{ 近似成立})$$

$$T_s = \frac{\sqrt{X^2 + h^2}}{\beta_1} \approx \frac{X}{\beta_1} \quad (\text{当 } X \gg h \text{ 近似成立})$$

$$X = \frac{a_1 \beta_1}{(a_1 - \beta_1)} \cdot (T_s - T_p) \approx 8 \text{ km/s} \cdot (T_s - T_p)$$

估算震中距



#### 震中距的计算【应用】

当 X 远远大于 h

PPT 上的 8 是估算

$$\begin{aligned} \frac{T_p}{T_s} &= \frac{X/a_1}{X/\beta_1} \Rightarrow T_s - T_p = \frac{X}{\beta_1} - \frac{X}{a_1} = X \left( \frac{1}{\beta_1} - \frac{1}{a_1} \right) \\ X &= \frac{a_1 \beta_1}{a_1 - \beta_1} (T_s - T_p) \end{aligned}$$

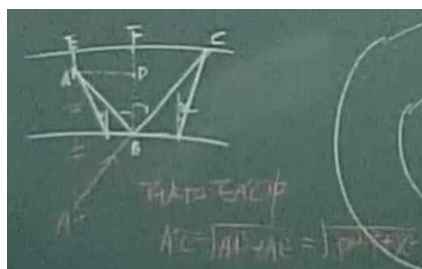
### ②地壳底面反射波震相，分别记为 PmP 和 SmS

反射波的走时方程为：

$$T_{PmP} = \frac{\sqrt{X^2 + (2H - h)^2}}{a_1} \approx \frac{X}{a_1} \quad (\text{当 } X \gg 2H - h)$$

$$T_{SmS} = \frac{\sqrt{X^2 + (2H - h)^2}}{\beta_1} \approx \frac{X}{\beta_1} \quad (\text{当 } X \gg 2H - h)$$

我们容易看出，反射波走时曲线在震中距较大的地方将趋近于直达波的走时曲线。



作对称点  
算直角三角形斜边  
H 是地表到反射面  
h 是地表到震源

### ③首波震相，分别记为 Pn 和 Sn

不难推出首波走时方程为：

借用上方黑板图，  
其实就是把 B 点延  
展成一条水平线

$$T_{Pn} = \frac{2H - h}{V_1 \cos i_c} + \frac{X - (2H - h) \tan i_c}{V_2}$$

$$T_{Sn} = \frac{2H - h}{V_1 \cos i_c} + \frac{X - (2H - h) \tan i_c}{V_2}$$

$$\text{临界震中距: } \Delta_{c1} = 2H \tan i_c = \frac{2H a_1}{\sqrt{a_2^2 - a_1^2}}$$

首波的盲区：震中距小于  $\Delta_{c1}$  的范围

首波的第二临界震中距，区分 Pn 和 Pg，记为  $\Delta_{c2}$

对地表源，由直达波和首波的走时方程不难得到：

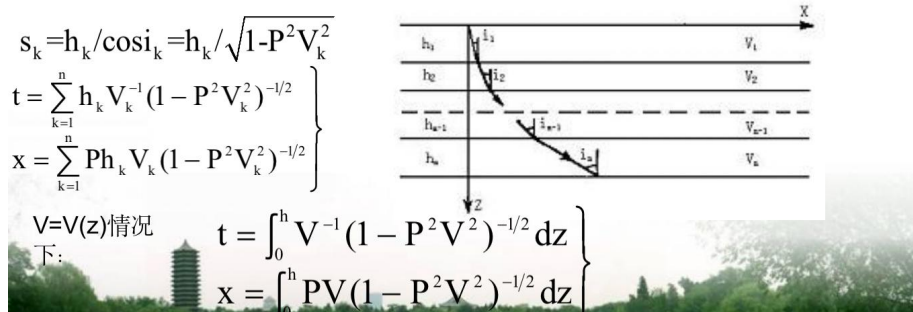
$$\frac{\Delta_{c2}}{a_1} = \frac{2H}{a_1 \cos i_c} + \frac{\Delta_{c2} - 2H \tan i_c}{a_2}$$

$$\text{即有: } \Delta_{c2} = 2H \sqrt{\frac{a_2 + a_1}{a_2 - a_1}}$$

联立首波和直达波的方程，  
忽略并消去 h， $a_1$  是介质 1  
的速度， $a_2$  是介质 2 的速度

## (2) 多层介质地震波的传播情况【几句带过】

假设有 $n$ 个平行层,每层的介质都是均匀和各向同性,各层的厚度分别为 $h_1, h_2, \dots, h_n$ ,速度分别为 $V_1, V_2, \dots, V_n$ .取直角坐标系,将 $x$ 轴与 $y$ 轴置于自由表面, $z$ 轴垂直向下。

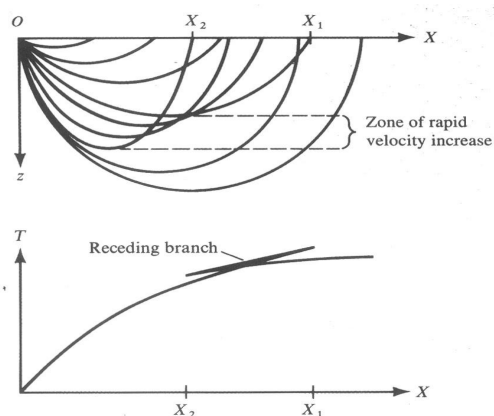


## 2.球对称介质

地球可以近似地认为是由无数个同心球壳或连续变化的球对称介质组成的。对于远震考虑到曲率的原因,不能简化为水平层状介质。

(1) 介质存在**高速层**时地震射线的时距曲线

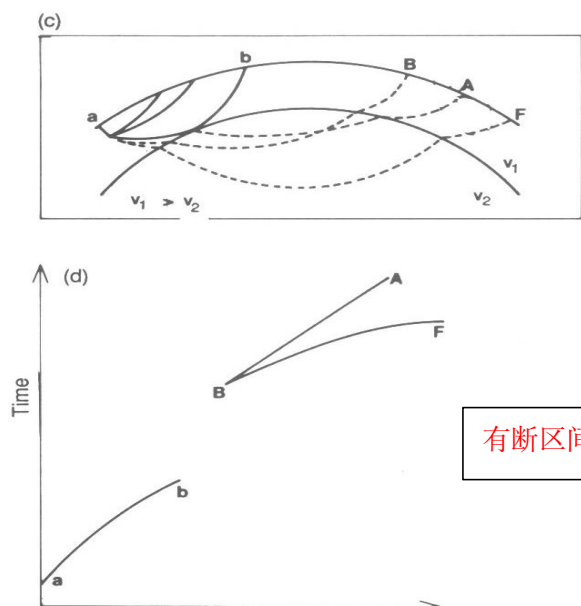
蝴蝶结



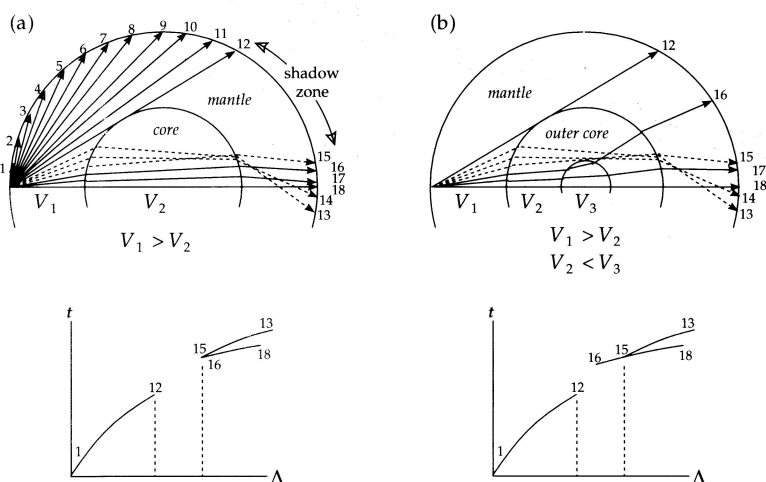
实例: 北美地盾模型

(2) 介质存在**低速层**时地震射线的时距曲线

实例: 地球深部构造及地震射线



有断区间

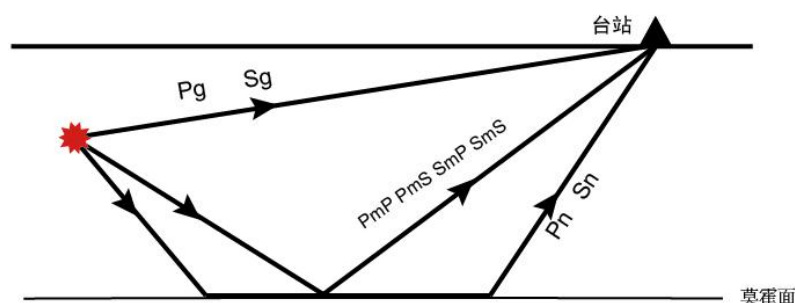




# 体波各种震相和走时表

## 一、近震体波震相

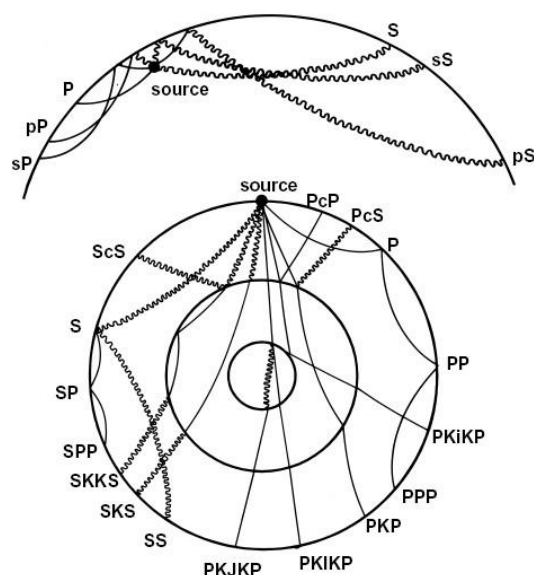
对于近震，最主要的速度间断面就是莫霍面了。以  $P_g$ 、 $S_g$  表示地壳内由震源发出直接到达地面的纵波和横波。 $P$ 、 $S$  波到达莫霍面后的反射波有可能产生转换波，因此经莫霍面的反射波表示为  $PmP$ 、 $PmS$ 、 $SmP$ 、 $SmS$ 。而经莫霍面的首波则表示为  $Pn$ 、 $Sn$ 。



## 二、远震体波震相

### 震相:

- P: 地幔中的一段纵波 / 震源不在地表，往下冲
- S: 地幔中的一段横波 / 震源不在地表，往下冲
- p: 震源不在地表，往上冲【反射回来再标记 P】
- s: 震源不在地表，往上冲【反射回来再标记 S】
- K: 外核中的一段纵波【因为是液态，没有横波】
- I: 内核中的一段纵波
- J: 内核中的一段横波
- c: 外核的一个外反射点
- i: 内核的一个外反射点



## 三、几个主要震相的特征【一带而过】

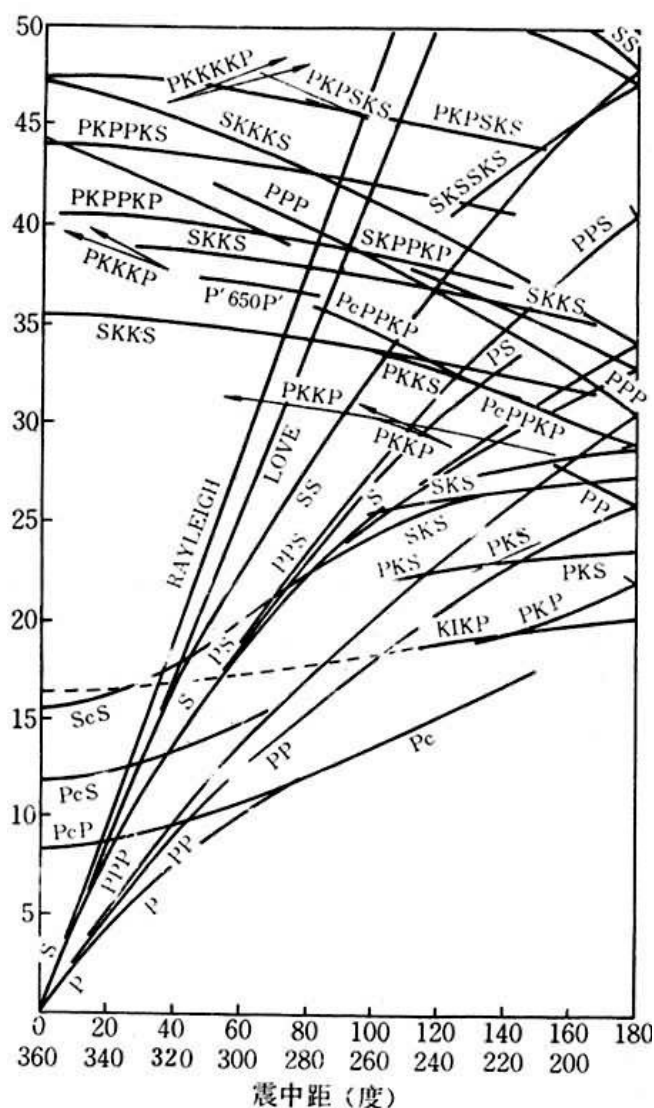
- P: 在震中距为 100 度的范围内，P 将作为地震记录的第一个震相清晰地显示出来。一超过 103 度，其振幅就变小，这是因为进入地核的阴影区所致。当看到弱小的波时，一般认为那是在核幔边界上由于衍射而产生的，这类似于莫霍面衍射的  $Pn$  波。
- S: 在震中距最大为 100 度的范围内，S 往往以比 P 还大的振幅在地震记录上显示出来。超过 100 度时，虽然开始进入了地核隐区。
- PP、SS (地面反射波): 这两个震相在震中距超过 20 度是就开始与 P 或 S 分离。
- pP、sS: 当发生深震时，在 30-100 度附近，在 P、S 之后可以清晰的显示出来。pP 和 P 的到时差，以及 sS 和 S 的到时差，往往随着震源深度不同而差别很大，因此对确定震源深度非常有用。
- PcP、ScS、pPcP、sScS (外核反射波): PcP、ScS 或者是 PcS、ScP 常在震中距在 30-40 度左右显示出来。

## 四、地震走时表

- 地震波在不同震中距上传播的时间表。



- 走时表中各种震相的走时,是根据地震图(即地震波形的记录)中各种震相的到时来编制的。
- 为了准确地编制走时表, 需要汇集大量的地震图, 并对各种震相做出正确的识别和鉴定。
- 走时表是分析地震图、识别不同震相的主要依据。



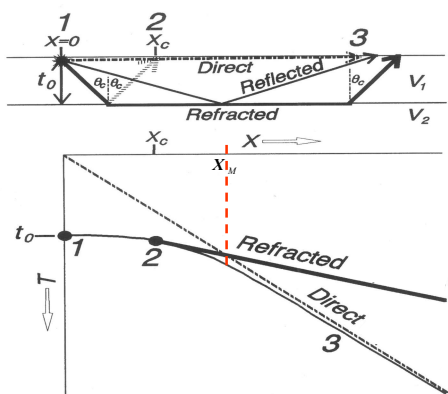
P 波、S 波和所有其它相关体波的走时曲线的斜率随震中距增大而减小, 由于震中距越大, 这些体波的穿透深度越深, 这表明从远距离传来的地震波在地球深部的传播速度要高于近地面的传播速度。也就是说, 地震波的速度随地球深度而增加。

图中瑞利 (Rayleigh) 波和洛夫(Love)波的走时曲线为直线, 斜率不随震中距变化而变化, 说明它们在传播过程中, 速度是恒定的, 加上前面得出的地震波速随深度增加而增加, 我们可以得出这些波是沿着某些地层传播的, 这种层只能是表面层, 否则不可能被地表的仪器接收到。【面波】

S-P 的走时差较多依赖于距离而较少依赖于深度; 而 pP-P 走时差主要由震源深度决定, 较少得依赖于震中距。这样我们可以方便地根据这些资料得出震源深度和震中距。

## 地震概论作业参考答案

### 直达波、反射波和首波



#### 练习1:

证明：当震中距 ( $X$ ) 大于一定值 ( $X_M$ ) 时，首波将最先到达；并求出  $X_M$ 。

证明：直达波走时方程为  $T_d(X) = \frac{X}{V_1}$ ；反射波走时方程为  $T_{ref}(X) = \frac{2}{V_1} \sqrt{h^2 + (X/2)^2}$ ；

当  $X > X_c = 2h \tan \theta_c$  时，才能形成首波，其走时方程为

$$T_h(X) = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{X - 2h \tan \theta_c}{V_2}.$$

于是  $\forall X > 0$ ， $T_d(X) < T_{ref}(X)$ ；只需证明  $\exists X_M$ ，使得  $X > X_M$  时  $T_h(X) < T_d(X)$ 。

考虑  $\Delta T(X) = T_h(X) - T_d(X)$ ，则

$$\Delta T(X) = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan \theta_c}{V_2} + X \left( \frac{1}{V_2} - \frac{1}{V_1} \right) (X > X_c)$$

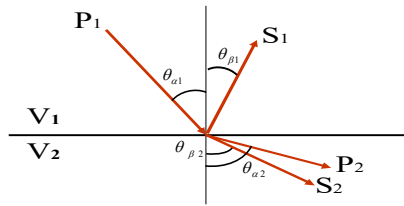
$\because V_2 > V_1$ ， $\therefore \frac{1}{V_2} - \frac{1}{V_1} < 0$ ，即只要

$$X > \frac{\frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan \theta_c}{V_2}}{\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2}} = \frac{2hV_2 - 2hV_1 \frac{V_1}{V_2}}{V_1V_2 \cos \theta_c} \left( \because \sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2} \right) = 2h \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$$

就有  $\Delta T(X) = T_h(X) - T_d(X) < 0$ 。

$\therefore X > X_M = 2h \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$  时，首波将最先到达。

### 弹性波在介面上的反、透射

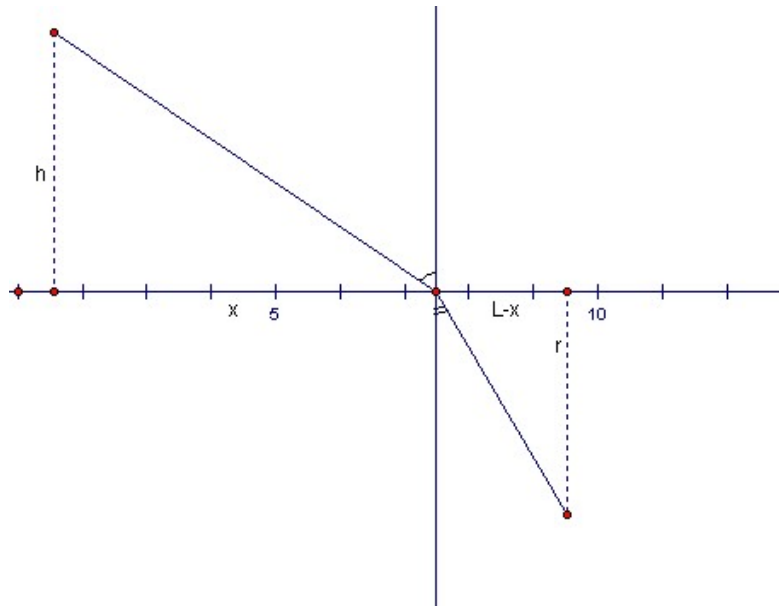


#### 练习2:

利用费尔马原理证明存在波型转换时的Snell 定律。

$$\frac{\sin(\theta_{\alpha 1})}{V_{\alpha 1}} = \frac{\sin(\theta_{\beta 1})}{V_{\beta 1}} = \frac{\sin(\theta_{\alpha 2})}{V_{\alpha 2}} = \frac{\sin(\theta_{\beta 2})}{V_{\beta 2}}$$

证:  $t(x) = \frac{1}{V_{\alpha 1}} \sqrt{h^2 + x^2} + \frac{1}{V_{\alpha 2}} \sqrt{r^2 + (L-x)^2}$



因此  $\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_{\alpha 1}} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{1}{V_{\alpha 2}} \frac{L-x}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}} = 0$ .

令  $\frac{dt}{dx} = 0$ , 得  $\frac{1}{V_{\alpha 1}} \frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{1}{V_{\alpha 2}} \frac{L-x}{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}} = 0$ , 即  $\frac{\sin \theta_{\alpha 1}}{V_{\alpha 1}} = \frac{\sin \theta_{\alpha 2}}{V_{\alpha 2}}$ .

以上只是第二个等号的证明。第一个等号的证明参考讲义 Fermat 原理 Snell 定律

(1), 只需将走时改为  $t = \frac{\sqrt{h^2 + x^2}}{V_{\alpha 1}} + \frac{\sqrt{r^2 + (L-x)^2}}{V_{\beta 1}}$ 。第三个等号的证明参考讲义

Fermat 原理 Snell 定律 (2), 注意 P 波速度在第一层和第二层分别为  $V_{\alpha 1}$  和  $V_{\alpha 2}$ , S 波速度

在第二层为  $V_{\beta 2}$ 。课程不考微积分, 本题证明不做要求、看看即可, 数理基础强者可试证。

## 整理④

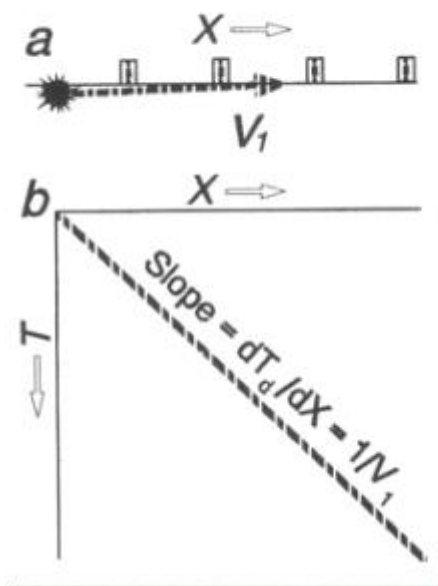
### ● 走时方程和走时曲线

- 以观测点的震中距为横坐标,地震波到达时间为纵坐标,绘成的曲线称为走时曲线。地震波到达时间与震中距关系的方程称为走时方程

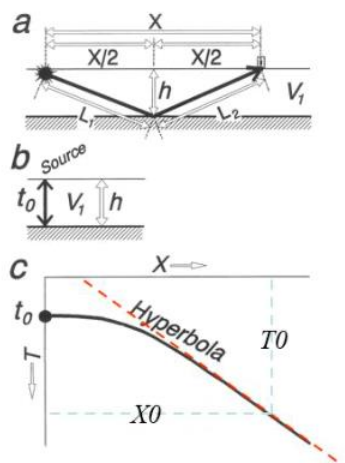
#### ● 1、震源在地表

##### ● (1) 直达波

### ①直达波: $T=X/V$



##### ● (2) 反射波 (等腰三角形的两个斜边)



走时方程:  $T-X$  关系

$$T(X) = \frac{2}{V_1} \sqrt{h^2 + (X/2)^2}$$

$$t_0 = T(X=0) = \frac{2h}{V_1}$$

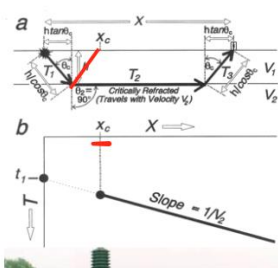
$$\frac{dT}{dX} = \frac{(X/2)}{V_1 \sqrt{h^2 + (X/2)^2}} \rightarrow \frac{1}{V_1}$$

as  $X \rightarrow +\infty$

$$V_1 = \frac{X_0}{T_0}$$



##### ● (3) 首波 (临界入射+临界出射)



走时方程:  $T-X$  关系

$$T(X) = \frac{2h}{V_1 \cos(\theta_c)} + \frac{X - 2h \tan(\theta_c)}{V_2}$$

for  $X > X_c$

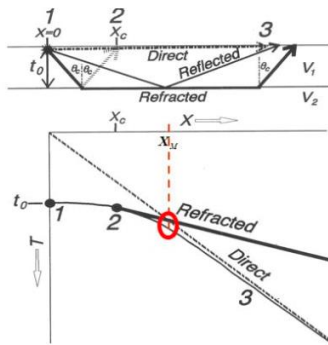
where,  $X_c = 2h \tan(\theta_c)$

$$\frac{dT}{dX} = \frac{1}{V_2}$$

最近的距离  
 $X_c$ 处才开始可能有首波

$X_c$  以前是盲区，不会监测到首波

- 联系题：首波和直达波一同到达（根据上述的走时方程进行计算）



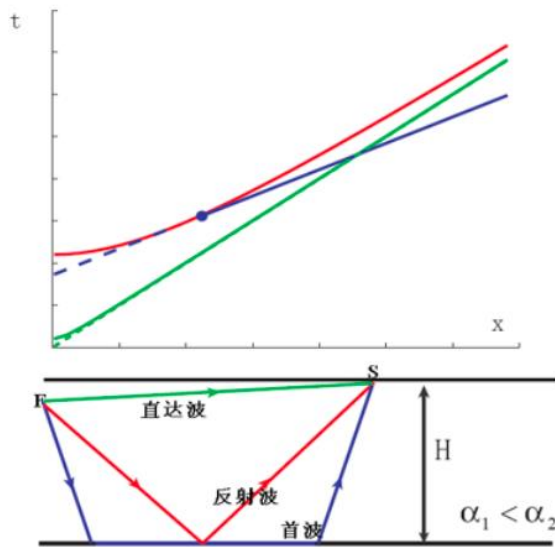
### 练习 3:

证明：当震中距 ( $X$ ) 大于一定值 ( $X_M$ ) 时，首波将最先到达；并求出  $X_M$ 。

$X_M$ : 首波和直达波一起到达  
超过  $X_M$  都是首波先到达



- 2、震源不在地表



走时方程+走时曲线

- (1) 直达波

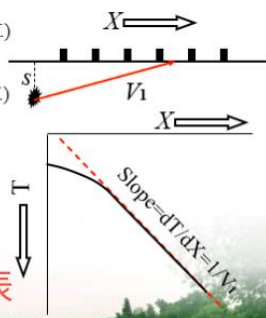
①直达P波和直达S波震相，分别记为Pg和Sg  
容易导出直达波的走时方程为：  
分别代表纵波和横波

$$T_p = \frac{\sqrt{X^2 + h^2}}{\alpha_1} \approx \frac{X}{\alpha_1} \quad (\text{当 } X \gg h \text{ 近似成立})$$

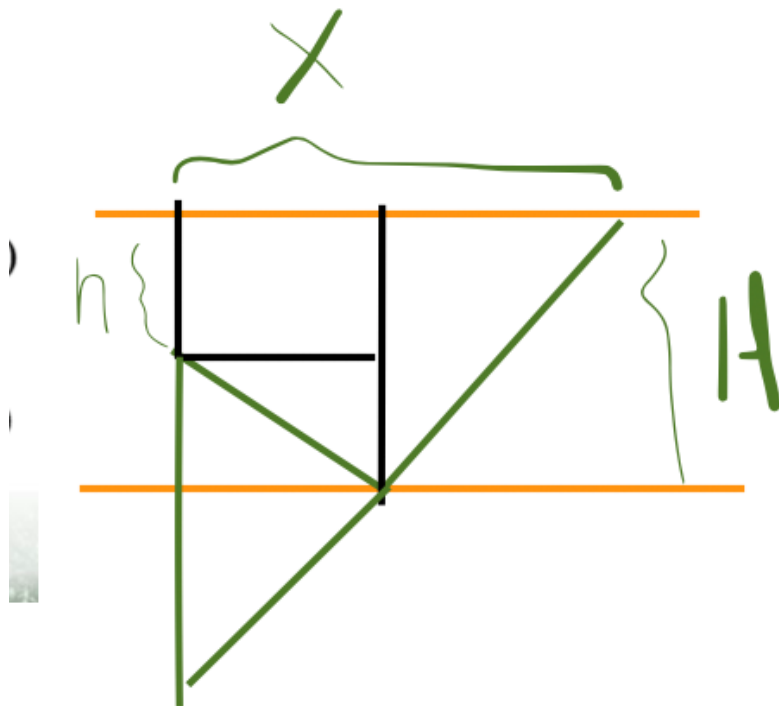
$$T_s = \frac{\sqrt{X^2 + h^2}}{\beta_1} \approx \frac{X}{\beta_1} \quad (\text{当 } X \gg h \text{ 近似成立})$$

$$X = \frac{\alpha_1 \beta_1}{(\alpha_1 - \beta_1)} \cdot (T_s - T_p) \approx 8 \text{ km/s} \cdot (T_s - T_p)$$

估算震中距  
震源很浅，几乎靠近地表



- (2) 反射波



反射波的走时方程为：

$$T_{PmP} = \frac{\sqrt{X^2 + (2H - h)^2}}{\alpha_1} \approx \frac{X}{\alpha_1} \quad (\text{当 } X \gg 2H - h)$$

$$T_{SmS} = \frac{\sqrt{X^2 + (2H - h)^2}}{\beta_1} \approx \frac{X}{\beta_1} \quad (\text{当 } X \gg 2H - h)$$

我们容易看出，反射波走时曲线在震中距较大的地方将趋近于直达波的走时曲线。

对称法——“像点”

### ● (3) 首波

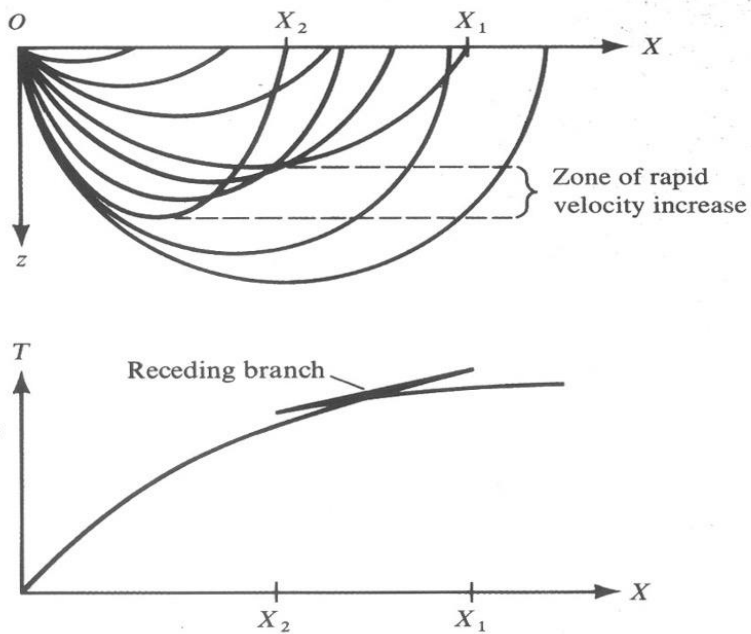
$$T_{Pn} = \frac{2H - h}{V_1 \cos i_c} + \frac{X - (2H - h) \tan i_c}{V_2}$$

$$T_{Sn} = \frac{2H - h}{V_1 \cos i_c} + \frac{X - (2H - h) \tan i_c}{V_2}$$

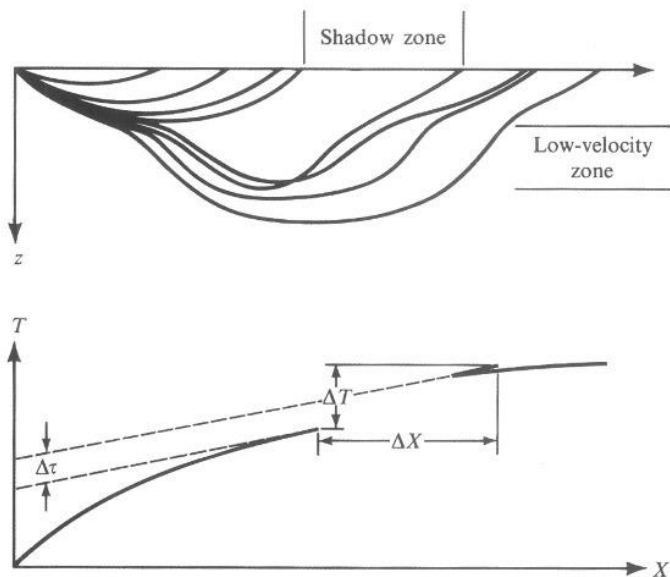
参考上述反射波的计算方式和上图的字母标注

- 介质存在高速层与低速层
- 高速层【存在曲线汇聚的区域】

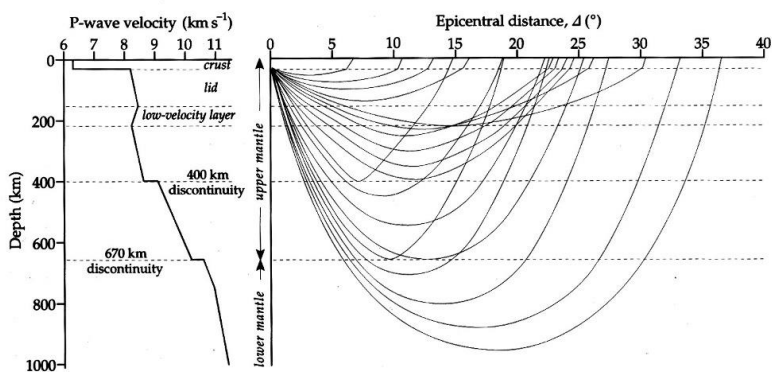




- 低速层【存在盲区（没有汇聚的曲线）】

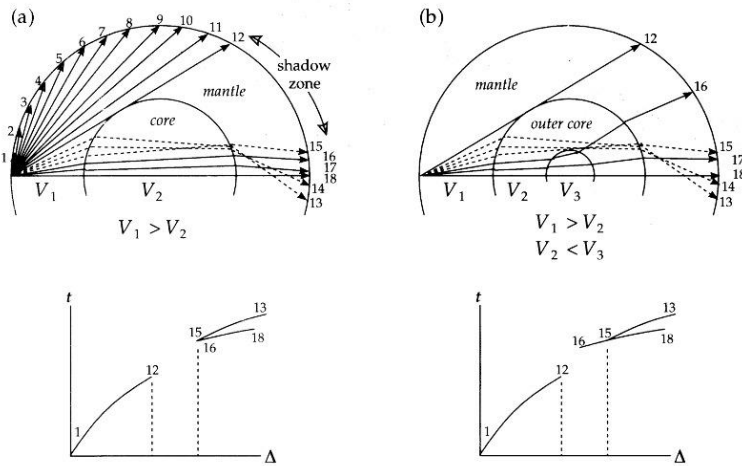


- 密度越大，速度越低
- 地壳的刚度大，速度大
- 地盾的刚度很大，因此速度大



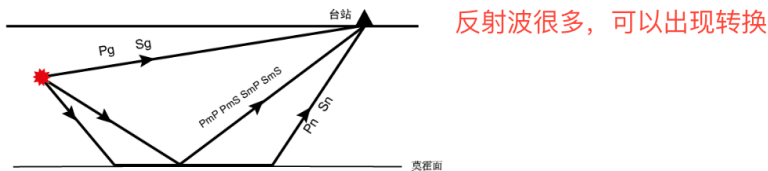
【北美地盾模型】

- 地球深部构造及地震射线——存在盲区：推测很软（是液态），刚度低，速度小

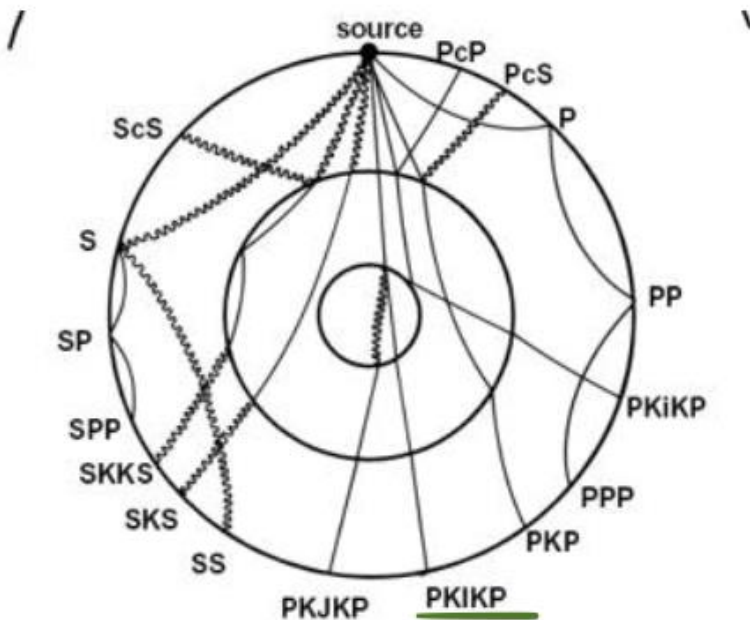


- 近震体波震相

- 对于近震，最主要的速度间断面就是莫霍面了。以  $P_g$ 、 $S_g$  表示地壳内由震源发出直接到达地面的纵波和横波。P、S 波到达莫霍面后的反射波有可能产生转换波，因此经莫霍面的反射波表示为  $PmP$ 、 $PmS$ 、 $SmP$ 、 $SmS$ 。而经莫霍面的首波则表示为  $P_n$ 、 $S_n$



- 远震体波震相：下地幔、地核构造和地震射线

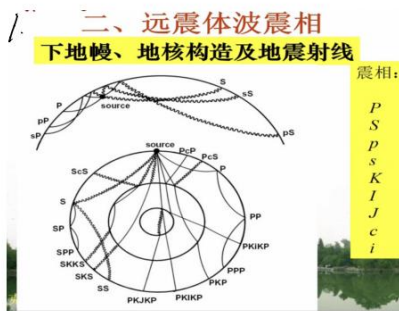


- P, S: 在地幔里的一段横波和纵波
- p, s: 有震源深度了，一个是往上，时间很短，距离也很短，往上走的是 p, s；往下走的很长，就是 P, S 在地表反射的时候转换
- K 是经过外核的一段纵波，因为外核是液态的，没有横波，
- I, J: 分别代表内核的一段纵波和横波
- c: 是在外核的一段外反射点

- i: 内核的外反射点
- 走时表的内部信息
- P波、S波和所有其它相关体波的走时曲线的斜率随震中距增大而减小, 由于震中距越大, 这些体波的穿透深度越深, 这表明从远距离传来的地震波在地球深部的传播速度要高于近地面的传播速度。也就是说, 地震波的速度随地球深度而增加。
- 【斜率是速度的倒数, 震中距越大的速度越大】
- 图中瑞利(Rayleigh)波和洛夫(Love)波的走时曲线为直线, 斜率不随震中距变化而变化, 说明它们在传播过程中, 速度是恒定的, 加上前面得出的地震波速随深度增加而增加, 我们可以得出这些波是沿着某些地层传播的, 这种层只能是表面层, 否则不可能被地表的仪器接收到。
- S-P 的走时差较多依赖于距离而较少依赖于深度;而 pP-P 走时差主要由震源深度决定, 较少得依赖于震中距。这样我们可以方便地根据这些资料得出震源深度和震中距。

## 课上再次复习

### 复习第三章 (强调重点)



P/S: 地幔中震源向下出发经反射转换的纵/横波:(等同于从震源直接出发一段)

p/s: 震源向上出发的纵/横波

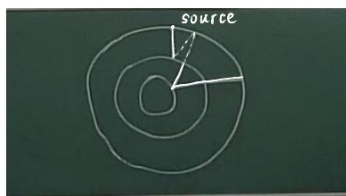
K: 外核里的纵波 (外核液态无横波)

I/J: 内核中的纵/横波

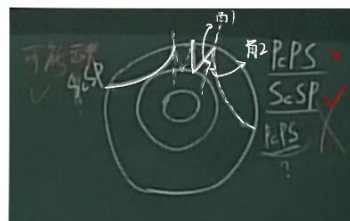
c: 外核边界的反射

i: 内核边界的反射

下图没有p/s是因为上下两图比例尺不同, 震源距离地表往往只有几十km在下图比例尺条件下难以呈现



E.g. 实线代表纵波, 虚线代表横波, 图示射线名称为: PcSSKiKP



PcPS 一定不成立

ScSP 可能成立

(根据定律分析是否会被外核拦住)

角1 > 角2, PcPS 一定会碰上外核

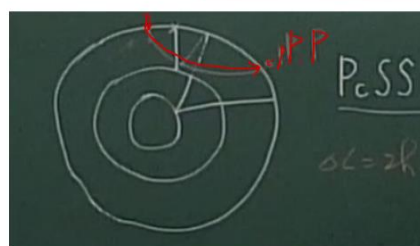
### 三、几个主要震相的特征

**P:** 在震中距为100度的范围内, P将作为地震记录的第一个震相清晰地显示出来。一超过103度, 其振幅就变小, 这是因为进入地核的阴影区所致。当看到弱小的波时, 一般认为那是在核幔边界上由于衍射而产生的, 这类似于莫霍面衍射的Pn波。

**S:** 在震中距最大为100度的范围内, S往往以比P还大的振幅在地震记录上显示出来。超过100度时, 虽然开始进入了地核阴影区。

**PP、SS (地面反射波):** 这两个震相在震中距超过20度就开始与P或S分离。

**pP、sS:** 当发生深震时, 在30-100度附近, 在P、S之后可以清晰的显示出来。pP和P的到时差, 以及sS和S的到时差, 往往随着震源深度不同而差别很大, 因此对确定震源深度非常有用。



$$\Delta L = 2h$$

$$h = \frac{V}{2} (t_{pP} - t_P)$$

震源深度

走时差

### 3. 走时表提供了有关地球内部的信息

P波、S波和所有其它相关体波的走时曲线的斜率随震中距增大而减小。由于震中距越大，这些体波的穿透深度越深，这表明从远距离传来的地震波在地球深部的传播速度要高于近地面的传播速度。也就是说，地震波的速度随地球深度而增加。

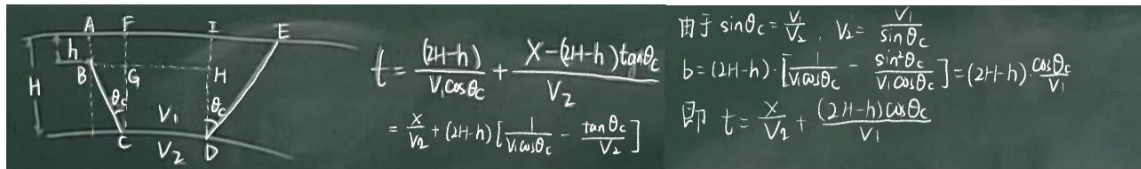
图中瑞利(Rayleigh)波和洛夫(Love)波的走时曲线为直线，斜率不随震中距变化而变化，说明它们在传播过程中，速度是恒定的，加上前面得出的地震波速随深度增加而增加，我们可以得出这些波是沿着某些地层传播的，这种层只能是表面层，否则不可能被地表的仪器接收到。

S-P的走时差较多依赖于距离而较少依赖于深度；而PP-P走时差主要由震源深度决定，较少依赖于震中距。这样我们可以方便地根据这些资料得出震源深度和震中距。

标黄句原因(反向推演): 因为震中距越大体波穿透越深，地震波传播速度随地球深度增加而增大，因此...

面波为直线的原因: 因为面波在地表传播，表面速度是恒定的

4. 教材p41习题2: 一个震源深度为10km的地震，多个台站记录到的P波首波的走时直线斜率为0.125 s/km, 截距为 $3\sqrt{7}$  s, 若均匀地壳中P波的速度为6km/s, 试估算地幔顶部的P波速度和地壳厚度。



由题意  $\begin{cases} \frac{1}{V_2} = 0.125 \\ \frac{(2h-h)\cos\theta_c}{V_1} = 3\sqrt{7} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} V_2 = 8 \text{ km/s} \\ H = 41 \text{ km} \end{cases} \quad (\text{其中 } \sin\theta_c = \frac{V_1}{V_2} = \frac{3}{4})$

## 第四章 地球内部的结构

### 课堂笔记

#### 一、探索的历史

1. 在古代，地心被神化地描绘为地狱之火
2. 古希腊时，毕达哥拉斯和亚里士多德都提出过球形大地的观点，埃拉托色尼则第一个用几何方法给出了地球赤道的长度
3. 1522年9月6日，麦哲伦完成了第一次环球航行，地球是圆的这个概念才宣告确立
4. 1666年，牛顿发现了万有引力定律，牛顿和惠更斯同时得出地球是一个两极扁平赤道隆起的椭圆的理论，牛顿的重力原理也提供了测定地球密度的一种途径。把整个地球内部的平均性质与已知岩石的密度比较，可以得到对地球组成情况的初步近似估计
5. 1798年，英国的卡文迪什勋爵确定地球的平均密度为5.45，比普通岩石的密度大一倍。差异如此之大，表明在地球内部决没有空洞
6. 另外一个有关地球内部状态的重要线索是由日月引力造成的海洋潮汐提供的。如果地球内部差不多都是液体的话，地球的岩石表面将像大洋潮汐一样涨落，其结果是在海岸边会看不到潮的涨落。1887年，乔治·达尔文从主要海港的潮的高度，推理地球深部的总体刚度虽然不像钢那样大，但仍是相当可观的
7. 1897年维歇特通过理论计算发现，地球内部可能由围绕着一个铁核的硅酸盐地幔组成
8. 1902年在柏林发表的一张地球内部略图，这个地球的早期模型具有固体地壳、弹性地幔和固态核

#### 二、地壳的探究

##### 1. 定义

仅仅是指地球的最外固体层，并不是刚度较强的硬壳的含义

##### 2. 地壳底部的发现

克罗地亚的莫霍洛维奇(Mohorovicic)分析1909/10/8克罗地亚地震的地震仪记录的P波和S波时，注意到有些波似乎比设想的沿地球表面传播的波到达得晚一些。为了解释这个延迟，他假定朝下走的P波和S波沿着深约54千米一个界面被折射上来

以后的研究表明，这个被称为莫霍洛维奇不连续面(或简称莫霍面或M界面)的界面是全球现象，把地壳和其下的地幔分开

地壳的厚度在全球各处是不同的：大陆地区，地壳平均厚度为35km，但横向很不均匀，海洋地壳的厚度只有



## 5~8 公里

在大陆的稳定地区，地壳厚度约为 35~45km，一般分为两层：上层的 P 波速度由 5.8~6.4 km/s 随深度增加到下层的 6.5~7.6 km/s。但增加的情况存在很大的地区差异，有些地区，上下层中间存在一个速度间断面，叫康拉德 (Conrad) 面/C 界面；但在另一些地区，观测不到来自 C 界面的震相

由地壳下部到地幔，波速增加一般是很快的，P 波速度由 7 km/s 在几公里的深度内很快增加到 8.0~8.2 km/s

### 3.大陆和海洋地壳的区别

地震观测表明，大洋和大陆下面的地壳的厚度不同，地震波波型不一——地质构造的差别，试图从波形推断出沿漫长传播路线所经过的岩石性质的平均状态（反演问题）

## 三、地幔结构

从地壳底部到地幔顶部，地震波速跳跃很大，说明地幔顶部的物质和地壳不同——地震波的速度是由介质的物质组成和温度共同决定的

由于地幔内部又存在 410km 和 670km（全球平均）两个地球二级速度间断面，地幔分为上地幔、过渡层及下地幔三个层区

(1) 重力均衡现象要求上地幔要有可以沿水平方向流动的物质层，我们称其为软流层，软流层以上至地面（包括地壳在内）称为岩石层，岩石层内的物质不能沿水平方向流动

力学上的软流层与地震学发现在上地幔内部存在的低速层，其含义和位置不一定符合，这是因为虽然软流层是地质时间尺度的物质力学性质的描述，但在地震波测量的时间响应尺度内仍然可以表现为弹性响应

(2) 过渡层的上、下界面可能是由于地球内部相关深度的温度、压力条件下发生矿物相变形成的

(3) 全球地震活动图像显示，在 700 公里以下，地球内部没有发现地震活动。因此下地幔被认为是板块俯冲深度的终结层。下地幔的速度梯度较小，速度的变化也较为均匀

由于地幔可以传播 S（剪切）波，地震学中通常视地幔为固体

## 四、地球液体核的发现

### 1. 1906 年：外核的发现(Oldham)

地震学历史中探测工作最辉煌的成就之一是英国地质学家奥尔德姆发现地球的核

地核存在的直接证据最早来自他的地震学观测，利用观测的震相走时曲线（某个地方没有射线），来推断地球内部结构

### 2. 1914 年：古登堡古面的发现(Gutenberg)

德国的古登堡教授利用核幔界面的反射波震相走时得出了更精确的核界面深度估计，1914 年他首次估计出地核深度为 2900 公里，现代观测估计值 2891 公里

在核幔界面处，P 波速度从 13.72 km/s 下降为 8.06 km/s；S 波速度从 7.26 km/s 下降为 0，速度的突然变化说明地核的物质组成和状态与地幔不同

核幔界面不仅是物质间断面，且可能还是温度间断面

## 五、地球内核的发现

### 1. 1936 年：内核的发现(Inge Lehmann)

丹麦地震学家英格·莱曼：在外核之内有一月亮大小的内核

哥本哈根的位置适合于记录太平洋地震带上大地震产生的通过地球核心的地震波

当她研究记录太平洋地震的地震图时，发现不能用地球内部一般的模型解释地震波（在不该有信号的地方有了信号），认为如果该波是从小的地球内核反射出来的

## 六、地球内部三维结构

地震层析成像 (CT)

## 往年题

1、据统计（ A ）以上的地震发生在地壳中，其余的发生在地幔上部。

A、90%          B、80%          C、70%          D、60%

2、地幔被视作固体。

3、1522 年麦哲伦环游地球，说明地球是一个球体。

4、1915 年魏格纳提出了大陆漂浮假说。

5、单点 P 波速度 8km/s，s 波 4km/s，到达间距 15s，则相距 120km。

6、地壳的平均厚度为 35km。

7、( 1522 ) 年 9 月 6 日，麦哲伦完成了第一次环球航行，地球是圆的这个概念才宣告确立。√

A、1512

B、1520

C、1522

D、1532

答案： C

8、分开地壳和地幔的界面(或简称莫霍面)是 1909 年被克罗地亚的莫霍洛维奇 (Mohorovicic) 发现的，该面为地球的第一大间断面，被称为 ( ) 面。√

A、M

B、O

C、G

D、L

答案： A

9、地壳底部界面主要是通过研究 ( C、首波 ) 发现的。√

A、直达波

B、反射波

C、首波

D、面波

答案： C

10、主要利用 ( D、面波 ) 研究大洋和大陆地壳的区别。√

A、直达波

B、反射波

C、首波

D、面波

答案： D

11、( A、1906 ) 年英国地质学家奥尔德姆 (Oldham) 发现地球的核 ( 液态地核 ) 。√

A、1906

B、1909

C、1914

D、1936

答案： A



12、地球内部第二大间断面（幔核界面）被称为（ G ）面。√

A、M

B、O

C、G

D、L

答案： C

13、（ D、1936 ）年丹麦地震学家英格·莱曼（Inge Lehmann）发现了地球的内核（固态地核）。√

A、1906

B、1909

C、1914

D、1936

答案： D

14、地球内部第三大间断面（内外核分界面）被称为（ L ）面。√

A、M

B、O

C、G

D、L

答案： D

15、初步地球参考模型(PREM)包含的信息有（ ）。×

A、纵波速度

B、横波速度

C、密度

D、压力

答案： A,B,C

16、为了获得地球内部完整的结构图，我们需要获取全球（ ）维图像。√

A、一

B、二

C、三

D、无法确定

答案： C

17、地球深内部的遥测问题必须用（ ）方法加以论证解决维图像。√

A、“正演”

B、“反演”

C、“正演”和“反演”两种

D、无法确定

答案： C

## 第五章 地震机制

### 整理①

#### 第一节 断层

断层（fault）是沿破裂面两侧岩块发生显著相对位移的断裂构造。

受力状态下，岩石发生变形。

冷的脆性岩石容易发生脆性破裂（断层），从而导致天然地震。

地球深部的岩石由于温度较高，在受力状态下岩石容易发生弯曲或流动。

一般情况下，处于应力状态的岩石或者流动或者发生破裂，主要取决于温度。

处于弹性状态时，岩石在破裂前能够承受一定程度的应变（应变能）。

当应力撤销时，岩石又恢复到原先的状态。

这时岩石的表现叫弹性体。

断层的几何术语：

断层上盘、下盘

走向：站在断层的地表面上，上盘在正右方，面对的方向是走向方向。断层面和地表交线的走向方向与正北的顺时针夹角叫断层的走向

倾角：和水平地面的夹角

滑移：上盘相对于下盘的滑动方向。

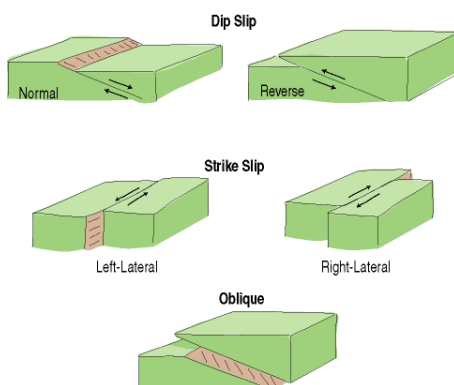
断层类型：

正断层：上盘往下滑（正常就是向下滑）。

逆断层：上盘往上滑。

（左/右旋）走滑断层：站在右面看左边，左边往左是左旋，左边往右是右旋。

斜滑断层



应力

断层面的应力超过其摩擦力时断层发生滑动。

我们用三种应力来描述地球内部的应力状况，两个水平的一个垂直的。

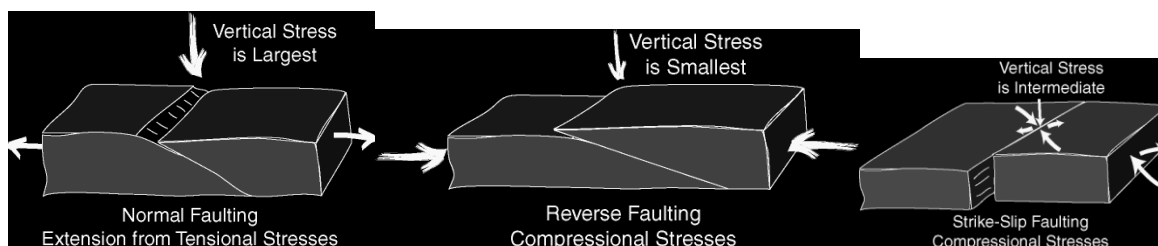
三种主应力作用在断层上，两个水平的一个垂直的。

如果垂直压应力

最大 - 正断层

最小 - 逆断层

中等 - 走滑断层



## 第二节 弹性回跳原理

地震时发生的唯一物质移动是破裂面两边的物质向减少弹性应变的方向突然发生弹性回跳。这种移动随着破裂面的距离增大逐渐衰减，通常延伸仅数千米

弹性回跳理论的主要论点

- 1) 造成构造地震的岩石体破裂是由于岩石体周围地壳的相对位移产生的应变超过岩石强度的结果；
- 2) 这种相对位移不是在破裂时突然产生的，而是在一个比较长的时期内逐渐达到其最大值的；
- 3) 地震时发生的唯一物质移动是破裂面两边的物质向减少弹性应变的方向突然发生弹性回跳。这种移动随着破裂面的距离增大而逐渐衰减，通常延伸仅数千米；
- 4) 地震引起的振动源于破裂面。破裂起始的表面开始很小，很快扩展得非常大，但是其扩展速率不会超过岩石中P波的传播速度；
- 5) 地震时释放的能量在岩石破裂前是以弹性应变能的形式储存在岩石中的。

## 地震能

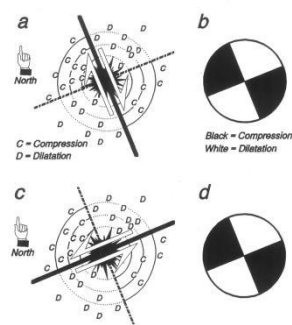
地震发生时，大部分应变能转化为热能(克服摩擦力而消耗掉了)，只有百分之几的应变能转为地震波。

地震能=克服摩擦力消耗的热能+地震波能量

地震效率=地震波能量 /地震能，在 7.5%~15%之间，小于 20%

## 第三节 震源机制解

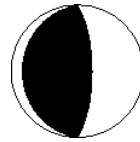
震源辐射图案，黑色代表挤压，白色代表拉伸



初动：地震到来如果向上则为挤压

## 震源机制解

正断层比较陡，逆断层比较缓



断层识别：正断层，哪个是断层面？逆断层，哪个是断层面？

#### 第四节 板块构造学说

板块构造学说发展的三个阶段：大陆漂移、海底扩张、板块构造

板块—刚性（或半刚性的）固态的巨大板状岩石块体。

板块构造—地球的最外层由若干个大小不等的板块组成，他们飘浮在相对较软的流动的热物质上作相互运动。

大陆漂移：1915 年，由 Wegner 提出大陆象一副巨型七巧板拼在一起成为一个超级大陆 Pangaea

大陆漂移的证据：形状复杂的板块拟合、化石、岩石、山脉、古气候数据

海底扩张：1959 年，美国普林斯顿大学地质学教授 Harry Hammond Hess 发出了未经正式出版的手稿，阐述了海底扩张的基本思想。

#### 板块构造

地球内部主要由三层构成：地壳、地幔、地核

七大板块：印度-澳大利亚板块、太平洋板块、北美板块、南美板块、欧亚板块、非洲板块、南极板块

板块边界类型：

扩散边界—新的地壳在此产生。

汇聚边界—地壳在此消失（消减带）。

转换边界—由于扩散边界的扩散速度差异而产生的走滑断层，板块之间在此作相互水平运动。

板块边界区域—有一定宽度的带，没有清晰的板块边界，相互作用不清楚。

板块理论的补充—地幔热柱：绝大多数地震和火山都发生在板块边界上，但也有一些地震和火山发生在板块的内部。

断层作用反映了板块运动。

扩散边界 = 正断层

汇聚边界 = 逆断层

走滑边界 = 走滑断层

海底扩张在板块构造的重要意义：

海底扩张阐明了大陆漂移的物理机制：大陆随着海洋地壳一起漂移，海洋地壳在洋中脊处产生，在海沟处消亡。

板块=地壳+地幔上层比较坚硬的岩石部分

#### 第五节 全球地震活动概况

全球性的地震带有三个：环太平洋地震带、阿尔卑斯—喜马拉雅地震带(即欧亚地震带)和海岭（大洋中脊）地震带。

大约全球百分之八十的浅震、百分之九十的中源地震以及全部深震都集中在环太平洋地震带上。

中国不是地震最强烈的国家

#### 第六节 不同类型的地震

不同类型的地震：天然地震（构造/断层地震、火山地震、陷落地震=90：7：3）、非天然地震

92%的地震发生在地壳中，其余的发生在地幔上部

鉴别地下核试验的地震学方法：

震中位置和震源深度

波形复杂性

初动解

P 波与 S 波振幅比

地震波频谱

震级比 (mb:Ms)

地下核爆炸引起的地震的效率小于千分之一

整理②

上一节课内容:

地震有好多不同的类型, 跟人有关系叫人工地震 (非天然地震), 没关系叫天然地震。

天然地震分三种:

## 地面震动: 天然地震、人工地震和脉动

### 天然地震与非天然地震

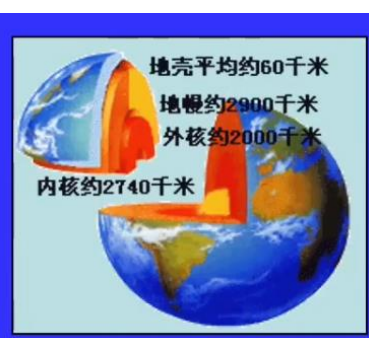
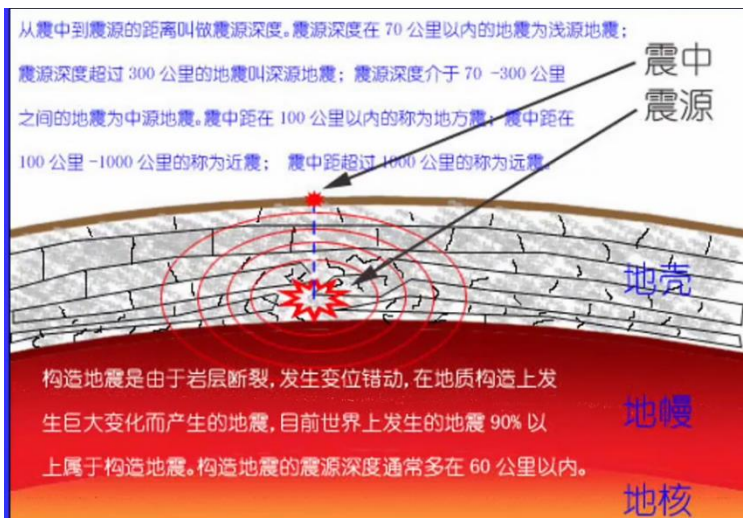
#### 构造地震: 地下岩层错动而破裂所成

90 %

火山地震 7 %

陷落地震 3 %

1. 构造地震, 又称断层地震  
地震发生于断层上。岩石断裂发生位错。
2. 火山地震  
火山喷发引起地震。
3. 陷落地震  
岩石由于风化质量变差坍塌。  
火山地震和陷落地震规模小, 影响范围小, 构造地震影响范围大。



92% 的地震发生在地壳中, 地壳上半地震多于下半, 其余发生在地幔上部。越到表皮越容易裂, 上边冷。大陆地壳平均 35km。破坏性地震主要属于构造地震, 占 90% 以上。

## 一、火山地震

由于火山作用，如岩浆活动、气体爆炸等引起的地震称为火山地震，这类地震只占全世界地震的7%左右。



1914年日本樱岛火山爆发，产生的震动相当于一个6.7级地震。

## 二、陷落地震

由于地下溶洞或矿井顶部塌陷而引起的地震称为塌陷地震。这类地震的规模比较小，次数也很少。

地震 { 天然地震 —— 天然地震包括构造地震、火山地震、陷落地震  
人工地震

### 人工地震

因人为因素直接造成的地震是人工地震。

如工业爆破、地下核爆炸造成的振动；在深井中进行高压注水以及大水库蓄水后增加了地壳的压力，有时也会诱发地震。

1962年3月19日在广东河源新丰江水库坝区发生了迄今我国最大的水库诱发地震，震级为6.1级。水库地震不大，一般小于6.5级。

## 三、水库地震

特点：建造水库引起

蓄水一定程度出现小震，满库会发生大震，  
期限约在两年后，以后会减弱

地震分布在库区附近或者下游，有时在大坝附近，威胁下游

最大的水库地震1962.3.19新丰江6.4级地震

地下核爆



# 鉴别地下核试验的地震学方法

- 震中位置和震源深度
- 波形复杂性
- 初动解
- P波与S波振幅比
- 地震波频谱
- 震级比 ( $m_b:M_s$ )

不要求懂

震源深度不高于 1 公里，震中在没人的地方。

核爆炸波形比较简单，球对称

P 波振幅大，不考

初动解，全部是往外冲的，都是挤压，震源小球是个黑球，可能有白的成分，有次级破裂（考）

陷落地震理论上一个白蛋

往年题

- 1、(1 分)断层类型取决于断层的（**滑移方向**）
- 2、(1 分)地震的效率大约在（**0-0.2**）范围里
- 3、(1 分)一个地震的震源机制解小球（即沙滩球）由三部分组成:中间白的、两侧黑的，则该地震断层为(**正**)断层。  
(反之则为逆断层)
- 4、(1 分)1959 年，美国普林斯顿大学地质学教授 Harry Hammond Hess 发出了未经正式出版的手稿，阐述了海底扩张的基本思想，在学界传播。（**1962**）年发表论文"History of Ocean Basins"。
- 5、(1 分)最古老的海洋地壳的年龄大约为（**2 亿年**）左右
- 7、(1 分)假如夏威夷大岛附近若干年后形成一个新岛，那么新岛会出现在现今的大岛（**东南**）。
- 8、(1 分)天然地震包括构造地震、火山地震、陷落地震，其中构造地震占（**90**）%。
- 9、(1 分)(**92**)%的地震发生在地壳中，其余的发生在地幔上部。
- 10、(1 分)最大的水库地震为(**约 6.2 级**)

## 第六章 地震仪及地震基本参数的测定

课堂笔记

验震器：只能记录地震到达时间；

- 张衡的候风地动仪
  - 东汉张衡于公元 132 年创制的（**板书**）
  - 候风地震仪是验震器，不是地震仪，也不是地震预警仪，更不是地震预报仪（**板书**）

- 即使地面震动晃动地动仪内的摆，摆的方向也不一定能唯一地显示出震源方位
- 现代地震仪
  - 原理：摆的惯性原理
  - 诞生：1880-1890 年间，第一台具有科学意义且较为实用的地震仪
  - 常见的地震仪一般由拾震器、放大器（换能器）及记录系统三个部分组成
  - 现代地震仪只有一百多年的历史
- 地震台
  - 建在天文台附近，因为可以获得准确的时间
  - 地震台一般建立在山脚下——因为必须建立在基岩而非沉积岩上（沉积岩会有信号衰减）
  - 北京西山鹫峰地震台是中国第一个自建的地震台（1930 年建成 李善邦和秦馨 菱）；达到了当时世界一流水平
  - 米尔恩被称为现代地震学的奠基人
- 全球地震台网
  - 世界标准地震台网(WWSSN):20 世纪六十年代初期开始
  - 区域台网：为了研究某一地区的地震活动
  - 1983-1986，建设中国数字地震台网
- 地震定位
  - 三角测量法
    - ✓ 主要假设：二维平面的地震（没有震源深度），三个不同方向（不在一条直线上），不同距离的地震台
      - ✧ 如果需要计算震源深度，需要四个台站
    - ✓ 计算方法：计算三个震中距，画出三个圆，寻找交点
      - ✧ 震中距使用 PS 到时差计算
    - ✓ 震中定位的精度大约为 10 千米，震源深度的精度更差，大约为 20 千米
- 震级测定
  - 用“里氏震级”标准区分地震震级： $M = \lg A$
  - 测定：在震中距为 100km 处使用伍德-安德森的特殊地震仪（误差为 1‰mm，即 0.001mm 或 1μm）记录的最大振幅，没有指定波型
  - 里氏震级对大地震（≥6.5）不适合：汶川大地震是里氏 8.0 级是不对的，其实是面波震级  $M_s$
  - 里氏震级系统：包括  $M_s$ 、 $m_b$  和  $M_l$ 
    - ✓ 里氏震级的谬误：现在报道的震级，很多时候并不是里氏震级，但是媒体和大众会说成“里氏 xx 级”
    - ✓ 对同一震级采用不同的震级标度测量，不同台站记录测量，测量值不同
    - ✓ 震级测量的误差一般为 0.3
    - ✓  $M_s$ (面波震级)：适用于浅源地震
      - ✧ 原因：浅源地震有容易记录到的面波
      - ✧ 计算：选择周期近 20s 的面波的最大振幅计算震级
      - ✧ 优势和局限： $M_s$  可以用于接受远震，可以近似的给出当地里氏震级作补充并综合地给出中强地震带来的潜在损失的合理估计 //不适用于深源地震，因为不能激发显著的面波
    - ✓  $M_b$ (P 波震级)：适用于任何地震，根据 P 波大小确定地震的震级
  - 地震矩  $M_w$ 
    - ✓ 定义为岩石的弹性刚度、施力的面积和突然滑移中断裂的位错量三者的乘积
    - ✓ 不饱和，有物理意义
    - ✓ 由美国地震学家安艺提出
    - ✓ 计算公式： $M_w = \lg M_0 \cdot (2/3) - 6.06$
  - 强震加速度及加速度地震仪：地震测量需要测量位移、速度、加速度

限于工艺，张衡的地动仪不会是非常精致的。

从近代科学意义上看，候风地动仪不应该算作地震仪，只能是验震器，除了功能不如近代地震仪，主要原因是它没有时间记录。

即使地面震动晃动地动仪内的摆，摆的方向也不一定能惟一地显示出震源方向。

遗憾的是，这精巧的仪器失传了，而且，详细的内部机制也没有被记录流传下来。

直到很久以后，才发明了能真实测量地动整个过程的地震仪。

现代地震仪和地动仪一样，利用的是摆的惯性原理。肯定地说，地动仪是现代地震仪的先驱。国外一千多年后才出现类似的仪器。

### 1880-1890 第一架地震仪出现

虽然现代地震仪比米尔恩的地震仪复杂得多，但是所依据的基本原理是一样的，原理就是惯性。

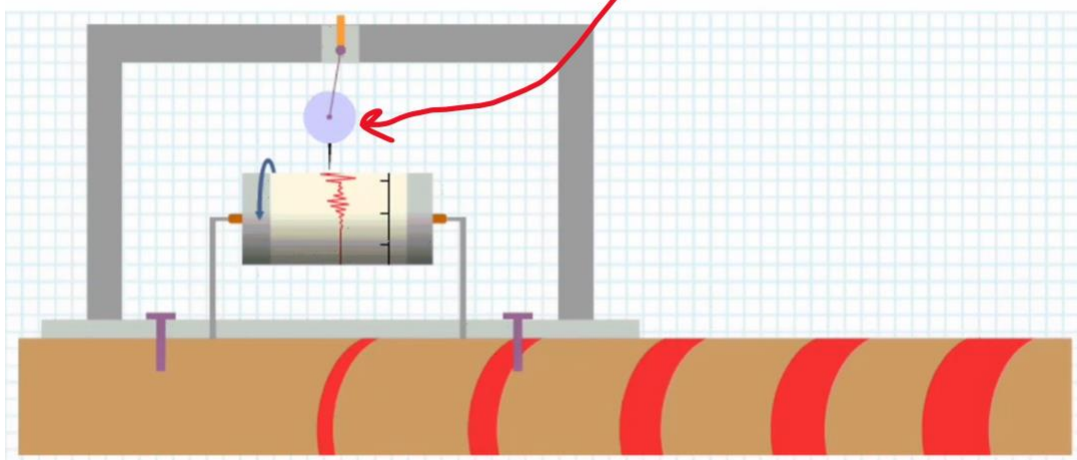
地震时，地面同时在三个方向上运动：上下、东西和南北。地面运动可以是位移、速度或加速度，它们是随时间变化的三维矢量，为了研究完整的地面运动，一定要将这三个分量都记录下来。

地面振动幅度的大小在很大一个量级范围内变化。

记录不同频段地震波的长周期、短周期、中长周期及宽频带等具有不同频率响应特性的地震仪。

基本原理：地震仪是建造在以一套弹簧—摆为拾震器的基础上，即俗称的摆式地震仪。

地面在动，摆不动





常见的地震仪一般由拾震器、放大器（换能器）及记录系统三个部分组成。

拾震器是接收地面运动的一种传感器，它主要有一个摆锤，通过弹簧拴在一个能与地面一起运动的固定支架上。

地震仪的放大技术是逐渐发展的。最早采用的是机械放大和光杠杆放大，将摆的运动通过杠杆放大，直接在熏烟纸上记录或由摆反射的光写在相纸上。这种早期地震仪的放大倍数到千倍级已经很有难度了。现代地震仪基本采用电子放大器以提高地震仪的灵敏度。**此时就必须采用换能装置，先将地面运动的机械信号转换成电信号。**

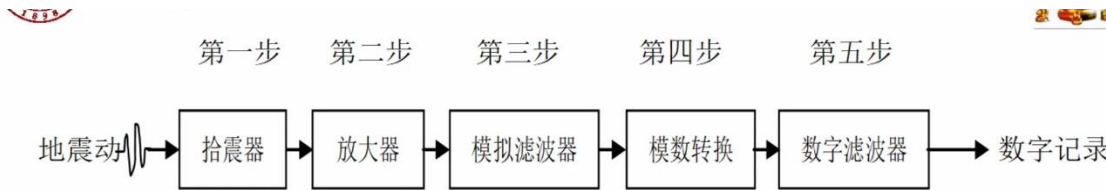


图6-2 数字地震仪工作原理框图

进行傅里叶变换和拉普拉斯变换

地震台建在基岩上（不考）

地震定位，三角测量法（不考）

震中定位精度为 10km，震源深度定位精度为 20km。

**里氏震级  $M_L$  是最大地震波振幅（有最高振幅的任何波形）以 10 为底的对数**，（单位是一微米，千分之一毫米），由于一般振幅随着距离增大而缩小，选取离震中 100km 的距离为标准。

地震台常用的震级已经包括**3种新的震级**，标为  $M_s$ 、 $m_b$ 和 $M_w$ 。

在新闻介和大众中仍然使用里氏震级 $M_L$ 。这是媒体引起的错误，因为 $M_L$ 起初是专为测定南加州北方小震的大小而创立的震级，对较大的地震并不适合，例如说汶川大地震是里氏**8.0级**是不对的，其实是面波震级 $M_s$ 。

但是，地震学界也不打算纠正这种民众的错误，主要大家已经习惯了里氏震级。

东汉张衡的候风地动仪 公元 132 年

候风地动仪是验震器，不是地震仪，不是地震预警仪，不是地震预报仪

地震定位的精度为 10km，深度精度为 20km

$M_L = \log A$  单位 $\mu m$  里氏震级 $= \lg$  振幅

汶川大地震 8 级不是里氏震级（ $M_s$ 面波震级，距接受站台相当遥远的地震）

## 往年题

-现代地震仪只有（一百多）年的历史。

北京国家地球观测台（简称北京台）的前身是鹫峰地震台，是我国自己创建的最早的地震台，从（1930）年开始地震记录。

6.2

地震仪工作的基本原理是惯性原理。 正确

6.3

很久以前的地震台多是建在天文台附近，因为可以获得准确的时间。

6.4

1、(1分)某地区有3个地震台A, B, C。地震台A的坐标为(50km, 10km), B的坐标为(10km, 40km), C的坐标为(-10km, 10km)。一次它们接收到同一个地震, A, B, C台站的P波和S波的走时差分别为2s, 1.5s, 1s。已知地震发生在地表, 该地区P波和S波的速度分别为5km/s和4km/s。震中的位置为( )。

A、(10km, 10km)

2、(1分)今天在世界的多数地区, 震中定位的精度大约为10千米, 震源深度的精度更差, 大约为(20)千米。

6.5

1、(1分)某个台站使用伍德-安德森地震仪接收信号。某天, 接受到一串地震波, 经过分析, 知道震中距离台站100km。工作人员测量出这串地震波的峰值波振幅为1厘米, 该地震的震级为里氏(4)级。

振幅为1mm——3级

2、(1分)一般认为, 震级的测定精度在(0.3)左右。

有误差正常

8、(1分)在下列四个震级中, 只有( )不属于里氏震级系统。√

D、Mw

9、(1分)在下列四个震级中, 只有( )震级不能用于深源地震。√

B、MS

10、(1分)在下列四个震级中, 只有(Mw)有物理意义。

## 第七章 地震预报

### 重点

1. **1975年辽宁海城7.3级地震成功预报**, 让人们欣喜雀跃, 以为大功告成, 但一年后的河北唐山7.8级地震的惨烈后果, 给地震工作者当头一棒。

2. 地震预报三要素: 地震发生的时间、地点、强度。

3. 可靠的地震预报方法必须具有可重复性, 适用于任何破坏性地震。

4. 目前研究地震预报的方法:

(1) **地震地质方法** (对地点和强度预测较准确, 对时间不准确!)

应力积累是大地构造活动的结果, 所以地震的发生必然和一定的地质环境有联系;

由于**地质的时间尺度太大**, 所以, 关于时间的预报, 地质方法必须和其他方法配合使用。

(2) **地震统计方法** (极值预报、震中迁移预报、地震序列的概率预报、周期图方法)

人们通常可以利用统计的方法去寻找地震发生的概率;

(3) **地震前兆方法**

如果能够确认地震前所发生的任何事件, 就可以利用它作为前兆来预报地震。

5. **迄今地震学家仍未探索出一种确定性的地震前兆**。也就是说, 尚未找到任何一种异常现象, 可以在所有大地震之前必被无一例外地观测到; 并且一旦出现这种异常现象, 必无一例外地发生大地震。

## 往年题

1、(1分)地震地质方法、地震统计方法和地震前兆方法并不是彼此独立不相关的，而是互有联系的，如果能够将三种方法配合使用，效果会更好。

答案： 正确

2、(1分)长、中、短、临地震预测的划分界线很明确、全世界完全统一。

答案： 错误

3、(1分)一次误报而没有发生的地震的经济损失可能会比地震真发生所造成的损失要大。答案： 正确

4、(1分)地震预报的精度比较接近于气象预报的水平。

答案： 错误

5、(1分)下列四项中，(震中)不属于地震预报的三要素。√

A、时间

B、地点

C、强度

D、震中

答案： D

6、(1分)地震预报的三种主要方法中，(C、地震地质)方法对时间的预测精度最差。√

A、地震前兆

B、地震统计

C、地震地质

D、无法确定

答案： C

7、(1分)地震预测种类分法很多，所有种类按时间长短可以分为( )预测。√

A、中期

B、短期

C、临震

D、长期

答案： A,B,C,D

8、(1分)地震预报所面临的主要困难有( )。×

A、地球内部的“不可入性”

B、大地震的“非频发性”

C、地震物理过程的复杂性

D、地震发生的非均匀性

答案： A,B,C

9、(1分)中国对(A、1975年海城7.3级)地震的预报，在世界上树立了成功预报和减轻震灾的先例，成为世界地震科学史上新的一页。√

A、1975年海城7.3级

B、1976年唐山7.6级

C、1966年邢台7.2级

D、2008年汶川8.0级

答案： A

10、(1分)地震预报一般由( )级人民政府发布。√

A、中央

B、省、自治区

C、市

D、县

答案： B

- 问题 1



四川西部是地震多发的地区，灾害也严重，为确保人民群众的生命和财产安全，该地区的居民住宅楼有必要**按照七级以上地震设防**。

答案： 对

☒ 错

回答反馈: Sorry, **设防是按照烈度，单位是度，而不是按照震级。**

• 问题 2

全球地震活动最强烈的地震带是哪一个？（全球 80% 的浅源地震、90% 的中源地震以及全部的深源地震均集中在该带上，这是一条对人类危害最大的地震带）。

所选答案： ☒ C. **环太平洋地震带**

答案： A. 地中海—喜马拉雅地震带（即欧亚地震带）

B. 大洋中脊地震带（即海岭地震带）

☒ C. 环太平洋地震带

D. 非洲大陆裂谷地震带

• 问题 3

某个台站使用伍德-安德森地震仪接收信号。某天，接受到一串地震波，经过分析，知道震中距离台站 100km。工作人员测量出这串地震波的峰值波振幅为 1 厘米，求该地震的震级为里氏几级？

所选答案： ☒ D. **4**

答案： A. 2

B. 10

C. 5

☒ D. 4

• 问题 4

$$\log E = 11.8 + 1.5M$$

震级相差两级，释放的能量相差多少 能量越大，震级就越大；震级相差一级，能相差约 32 倍；相差二级，能相差 1000 倍。  
倍？

所选答案: ☒ D.1000

- 问题 5

在宏观烈度大体相同条件下, 处于大震级远离震中的高耸建筑物的震害比中小级震级近震中距的情况严重的多。

所选答案: ☒ 对

答案: ☒ 对

- 问题 6

候风地动仪是中国古代观测地震的仪器, 是东汉张衡于公元 (132) 年创制的。

所选答案: ☒  
B. 132

- 问题 7

在下列四个震级中, 只有 ( Mw) 不属于里氏震级系统。

所选答案: ☒ C. Mw

- 问题 8

某地区有 3 个地震台 A, B, C。地震台 A 的坐标为 ( 50km , 10km ) , B 的坐标为 ( 10km , 40km ) , C 的坐标为 ( -10km , 10km ) 。一次它们接收到同一个地震, A, B, C 台站的 P 波和 S 波的走时差分别为 2s, 1.5s, 1s。已知地震发生在地表, 该地区 P 波和 S 波的速度分别为 5km /s 和 4km /s。请求出震中的位置。

所选答案: ☒ A. (10km,10km)

- 问题 9

中国对 (1975 年海城 7.3 级) 地震的预报, 在世界上树立了成功预报和减轻震灾的先例, 成为世界地震科学史上新的一页。

所选答案: ☒ D. 1975 年海城 7.3 级

- 问题 10

同一个地震的震级在不同台站测定的数值可能不一样, 所以说, 同一个地震的震级可能有多个。

答案: ☒ 错

回答反馈: Sorry, 震级只有一个, 衡量地震能量的大小。  
但烈度有很多

## 第八章 宏观地震学

### 一、重点知识

- 1.震级相差一倍, 能量相差 32 倍; 震级相差二倍, 能量相差 1000 倍
- 2.经常发生地震灾害的地区比能建水电站、铁轨等, e.g.四川盆地不宜修建水电站
- 3.烈度影响因素: 震级、人口密度、发生时间、抗震性能、地震积累、建筑疲劳等
- 4.近震影响低矮建筑, 远震易影响高层建筑
- 5.我国地震烈度表分为 12 级
- 6.盆地效应导致左边地震传来右边房子受损更加严重, 地震右边传来, 左边房子受灾更加严重
- 7.基岩上地震动幅值小、持续短、震害轻, 淤泥和填充地上地震会被放大
- 8.面波衰减慢、振幅大、周期大、传得远、易形成共振, 体波衰减快、周期短
- 9.面波主要影响高层建筑, 体波主要影响低矮建筑, 破坏主要由面波造成
- 10.烈度大致相同时, 大震级远离震中的高层建筑受损严重, 小震级近震中的低矮建筑受损较为严重。

### 二、典型例题

震级相差两级, 释放的能量相差多少 倍?

- 1.
- 1000

在宏观烈度大体相同条件下, 处于大震级远离震中的高耸建筑物的震害比中小震级近震中距的情况严重的多。

- 2.
- 正确

- 3.地震差两级, 振幅差 100 倍

4. 4、 城市化感觉到的地震变多还是变少了?

变多了: 1.高层多了 2.信息化程度高了

- 1.汶川地震中是很多楼房的一层都被压扁了, 但二层以上的楼层虽有整体滑落但没有严重损坏, 为什么?

靠近震中, 低矮建筑受损严重, 应力较大

- 2.北大没震感, 中关村 CBD 震感较强, 为什么? (模考原题)

面波比体波衰减慢, 振幅大, 周期长, 传播远, 在宏观烈度大体相同的条件下, 处于大震级远离震中的高耸建筑物的震害比中小震级近震中距的情况严重得多。汶川地震的地震波传到北京时体波已经几乎没有了, 只剩下短周期的低频面波, 高耸建筑物受低频振荡的影响较大, 而低矮建筑受高频振荡的影响较大。所以 CBD 震感强烈, 北大却没什么感觉。

随着城市化进程不断推进, 楼房越来越多, 也会感受到更多原来感受不到的远震。

8、有人说某地区按照抗 8 级地震设防，正确吗？为什么？

不正确。因为抗震设防不是以震级为标准而是以烈度为标准的。8 级地震造成的破坏随震中距不同而不同。无法设计设防烈度。若以 8 级地震震中区烈度设防，则其烈度可能超过 11 级而无法进行。

7.

13、靠近震中的地方破坏为什么不是最严重？

地震的破坏程度除了和地震的大小、震中距有关外，还与地质情况有关。沉积盆地的固有频率如果与地震震动频率相同也会发生共振，凹陷地区松软的粘土会放大地震面波，含水多的地层会沙土液化，从而加剧震害。墨西哥城震害最严重的地方是松软湖泊沉积区，从历史上看属于，地质环境不好，所以震害比更接近震中的地方还严重。

8.

14、低矮建筑损坏较轻，较高（三层以上）的都倒塌了，但是摩天大楼几乎没有受到损坏。

建筑物有固有频率，地震来时会发生共振。在墨西哥地震中，震波被 4--14 层高的建筑物所放大，导致了较为严重的破坏。低矮建筑物及摩天大楼固有频率远离地震面波频率，受灾不重。摩天大楼的抗震设计，工程质量水平较高也导致其抗震能力较强。

9.

## 第九章 勘探地震学

标重点的是板书内容，没加粗的是老师一带而过的内容

1. (重点) 石油勘探主要有三大类方法：地质法，地球物理方法（简称物探），钻探法（最可靠但成本昂贵以及覆盖范围限制）。
2. 物探又分为重力勘探，磁性勘探，电法勘探，地震勘探，其中地震勘探由于其精度高，分辨率高，探测深度大而应用最为广泛，占 97%（数据不要求记住）。
3. 勘探地震学是勘探地球物理学的一个分支  
天然地震学：被动源方法，研究对象的尺度很大（几百公里以上）；  
勘探地震学：主动源方法，研究对象的尺度较小（几百公里以下）。
4. 勘探地震学分为反射地震学（后被折射取代）和折射地震学。
5. 地震勘探技术分为三个环节：野外采集阶段，室内资料处理阶段，地震资料的解释阶段。

### 第一节 勘探地震学基础

1. 几何地震学是勘探地震学的理论基础（就是第三章的地震波传播理论）  
以下是 ppt 上公式推导，老师说可以不看，有兴趣的自己推导

## 一、反射波的时距关系

### 1. 水平双层介质的时距关系

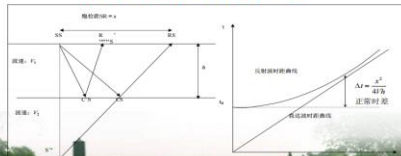


图9.1 水平层反射曲线时距关系图

作者：赵志华

第九章 勘探地震学

地震波从S点出发反射到达地面观测点R的时间：

$$t = \frac{SC + CR}{V_1} = \frac{S'R}{V_1} = \frac{1}{V_1} \sqrt{4h^2 + x^2} \quad (9.1)$$

或者，我们对上公式两边平方，得到时间t和炮检距x之间的关系，即我们要求的时距关系：

$$t^2 - \frac{x^2}{V_1^2} = \frac{4h^2}{V_1^2}$$

根据野外勘探获得t和x的数据，拟合出一条直线，求取速度以及地层厚度的信息，这便是以前地震勘探中常用的“t2-x2法”。

作者：赵志华

第九章 勘探地震学

### 2. 正常时差 (Normal Moveout)

根据公式(9.1)，在2h>x的时候，我们通过泰勒展开可以将其简化为：

$$t = \frac{2h}{V} \sqrt{1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2} = t_0 \left[ 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{2h}\right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{x}{2h}\right)^4 + \dots \right] \approx t_0 \left[ 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{2h}\right)^2 \right]$$

其中  $t_0 = \frac{2h}{V}$ ，而  $\frac{t_0}{2} \left(\frac{x}{2h}\right)^2 = \frac{x^2}{4Vh}$

这一项我们称为正常时差，如图9.1所示。

### 3. 水平多层介质一次反射波的时距关系

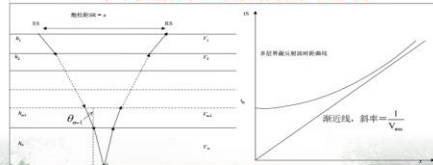


图9.2 多层水平地层反射时距关系

作者：赵志华

第九章 勘探地震学

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{2l_i}{V_i} = \sum_{i=1}^n \frac{2h_i}{V_i \cos \theta_i}$$

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \dots = \frac{\sin \theta_n}{V_n} = p$$

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{2h_i}{V_i \sqrt{1 - (pV_i)^2}}$$

$$t = 2 \sum_{i=1}^n t_i \left( 1 + \frac{1}{2} (pV_i)^2 + \frac{1}{2} \cdot \frac{3}{4} (pV_i)^4 + \dots \right)$$

$$t = 2 \sum_{i=1}^n t_i \left( 1 + \frac{1}{2} (pV_i)^2 + \frac{1}{2} \cdot \frac{3}{4} (pV_i)^4 + \dots \right)$$

$$x = \sum_{i=1}^n x_i = 2 \sum_{i=1}^n h_i \tan \theta_i = 2 \sum_{i=1}^n \frac{2ph_i V_i}{\sqrt{1 - (pV_i)^2}}$$

$$x = 2 \sum_{i=1}^n ph_i V_i \left( 1 + \frac{1}{2} (pV_i)^2 + \frac{1}{2} \cdot \frac{3}{4} (pV_i)^4 + \dots \right)$$

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n t_i V_i^2}{\sum_{i=1}^n t_i}}$$

勘探地震学中称为均方根速度

作者：赵志华

第九章 勘探地震学

经过前面的分析，我们看到，给定一个层速度模型就可以计算出该模型的均方根速度。但是反过来，如果已知均方根速度，同样可以计算出层速度模型。这便是勘探地震学当中有名的Dix公式：

$$V_i^2 = \frac{V_{rms,i}^2 - V_{rms,i-1}^2}{t_i - t_{i-1}}$$

### 4. 倾斜地层的时距关系

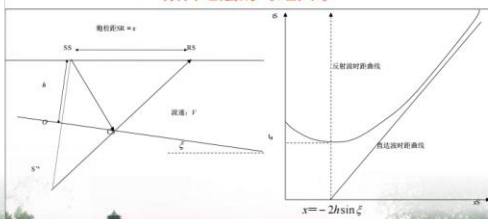


图9.3 倾斜地层的时距关系

作者：赵志华

第九章 勘探地震学



地震概论

二、折射波的时距关系

$$V^2 t^2 = S'^2 R^2 = x^2 + 4h^2 + 4hx \sin \xi$$

$$\frac{V^2 t^2}{(2h \cos \xi)^2} - \frac{(x + 2h \sin \xi)^2}{(2h \cos \xi)^2} = 1$$

根据时距关系第一个公式再进行泰勒展开得到:

$$t = \frac{2h}{V} \sqrt{1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{4h^2}} \approx t_0 \left( 1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{8h^2} \right) = t_0 + \frac{x^2}{4th} + \frac{x \sin \xi}{V}$$

第三项, 则是勘探地震学当中另一个重要的概念: 倾角时差。很明显, 在常规处理当中, 只有先将正常时差消除之后才能进一步消除倾角时差。而消除正常时差的方法非常简单, 只需记录偏移距为的数据, 然后相减就可以消除正常时差的影响, 而两者之差正好是倾角时差的那一部分。

作者: 赵希奎

图9.4 水平地层各种波的时距曲线

作者: 赵希奎

地震概论

三、地震速度

$$t = \frac{SC_1}{V_1} + \frac{C_1 C_2}{V_2} + \frac{C_2 R}{V_1} = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{C_1 C_2}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{x - 2h \tan \theta_c}{V_2} = \frac{x}{V_2} + t_1$$

其中  $t_1 = \frac{2h \cos \theta_c}{V_1}$

通过野外地震数据记录拟合出一条直线, 求出直线的斜率即可求出V2, 通过求取截距项再求出V1

多层模型折射波的时距关系

$$t = \frac{x}{V_m} + 2 \sum_{k=0}^{m-1} \frac{h_k \cos \theta_{km}}{V_k}$$

地震速度在勘探地震学当中是非常重要的参数。由于我们野外进行地震勘探记录到的是地震波的一个时间序列, 而我们的目的是求取地下深度构造情况, 因此速度就成为了时间和深度发生联系的桥梁, 正如我们之前研究反射波和折射波的时距关系当中, 都少不了速度这一各因素。一般来说, 影响速度的参数有很多, 同理根据这些关系我们也可以通过速度来反推岩性、压力等参量的变化, 例如在油气开发阶段, 可以通过地震速度来预测地下的孔隙压力的变化, 避免超高压对勘探设备以及人员带来不安全因素, 在地震解释当中我们还可以利用纵波和横波的速度比值推断地下的岩性情况。

作者: 赵希奎

2. 地震速度: 层速度, 平均速度, 均方根速度 (和能量相关), 叠加速度

3. 速度测量: 地震测井 (  $t = \frac{SR}{V} = \frac{\sqrt{x^2 + d^2}}{V}$  ), 声波测井和 VSP 等方法。

## 第二节 地震资料的野外采集

1. 地震勘探的第一步即是地震采集工作。
2. 检波器主要是基于电磁感应的原理, 压电效应。海上勘探的检波器也称为水听器, 水听器记录的是声波的压力。

## 第三节 地震资料的数据处理

1. 偏移是数据处理当中的最后一步, 其目的在于使得绕射波归位, 以及地层倾角的校正。
2. 静校正的目的是消除野外采集仪器不同高程的影响, 将它们的位置投影到一个水平的基准面上, 以满足反射波的时距曲线是双曲线的假设。  
动校正的目的是在于消除偏移距的影响, 使得所有数据都变成一个自激自收的数据。

## 第四节 地震资料的解释

1. 石油公司最重要的阶段。
2. (重点) 实际正确率能够达到 30% 已经算是相当不错的水平了。一般 10% 到 30%。



## 往年题

80. 石油勘探主要有三大类方法，分别为地质法、地球物理方法、钻探法
81. 石油勘探主要有三大类方法，分别为地质法、地球物理方法以及钻探法，其中，( 钻探法 ) 成本昂贵且覆盖范围限制。
82. 地球物理方法简称物探，可以分为 ( 重力勘探、磁性勘探、电法勘探、地震勘探 )
83. 地球物理方法中，由于 ( 地震勘探 ) 精度高，分辨率高，探测深度大而应用最为广泛。
84. 地震勘探技术分为 ( 地震资料的野外采集、地震资料的处理、地震资料的解释 ) 三个环节
85. 天然地震学属于主动源方法 (active source method) ✕
86. 勘探地震学研究对象的尺度较小 ✓
87. 折射波方法在地质条件复杂情况下容易导致解释错误也使得折射的方法让位于利用地震反射波方法。✓
88. 几何地震学是勘探地震学的理论基础 ✓
89. 地震勘探的第一步即是地震采集工作。获取高质量的地震数据是野外地震勘探成功的基础。✓
90. 动校正的目的是在于消除偏移距的影响，使得所有数据都变成一个自激自收的数据。✓
91. 优秀的地震资料解释的正确率能够达到 ( 30 ) %。

## 第十章 海啸

☆☆☆为老师写在黑板上或强调多次的重点内容

☆☆为重点

引入：

- 1、☆☆☆海啸：传播速度：500miles/h；海啸一个波长有数百公里，最长可达 500 公里。
- 2、印度洋海啸：2004 年 10 月 26 日；死亡 30 万人；在斯里兰卡，有 40%死亡的是儿童。

### 第一节 海啸的形成

- 1、海啸是什么：海啸是由海底突然向上逆冲断层产生的很长的波
- 2、海啸与潮汐、风、风暴、日月引力等都无关，是地震海波，有时其他机制也可以引起海啸（例如山崩引起海啸、陨石海啸）
- 3、☆☆产生机制
  - a) 最可能引发海啸的是断层破裂面在海底表面的逆冲断层地震。
  - b) 海啸通常由海底地震引起。地震发生时断层两侧的板块如果产生垂直方向的相对位移，则覆盖的海水也会随之产生垂直方向上的相对位移，这样海水原本的平衡状态就会被破坏，抬升板块上方的海水会变高，势能增加，然后向势能比较低的下沉板块方向流动。也就是说，海底地震会使震中附近的海水突然获得大量势能，在引力的作用下，这个势能会很快的转化为动能，使海水具有很高的速度，形成巨浪向四周扩散，从而引发海啸。
- 4、岸边海水发生回退：波谷到
- 5、☆☆产生条件
  - a) 地震要发生在深海区
    - i. 地震释放的能量要想转变为巨大水体的波动能量并具有很强的破坏力，地震必须要发生在深海，只有这样海底上方才会有足够的水体

发生在浅海地区的地震是产生不了海啸的。

b) 地震震级要大

- i. 浪高是海啸最重要的特征，海岸上观测到的海啸浪高的对数就是海啸的等级，通常用海啸的等级来表示海啸的规模。
- ii. ☆☆☆ 只有震级 **6.5 级以上** 的海底地震才**有可能**引发灾害性的海啸
- iii. ☆☆☆ 因此，太平洋海啸预警中心发布海啸警报的必要条件是：海底地震的**震源深度小于 60km**，同时地震的**震级需要大于 7.8 级**。

c) 具备开阔并逐渐变浅的海岸条件

- i. 在深海，海啸的波长很长，速度快。当海啸传播到近岸浅水水域时，波长会变短，速度减慢。海啸波在大洋中传播时，波高不到 1 米，不会造成灾害，但当其进入浅海后，因海水深度急剧变浅，**接近海岸的海水波速减慢，后面的海水会高速向前涌过来，结果急剧抬高波高，形成含有大量能量的“水墙”**。
- ii. 因此，海啸来临时大洋中的轮船并不危险，岸边的轮船很危险。

## 第二节 海啸的特点

1、和普通海浪有什么区别

海啸是从深海海底到海面的整个水体的波动，普通海浪仅限于浅层水体的波动。

2、普通海水的波动：

- i. 泛起相对**波长较短**的波浪，相应产生的水流仅限于浅层水体，不能撼动深处的水。
- ii. 多数海水中的波都是**表面波**（声波除外），其特性导致海水中质点的运动在海面处最大，**随着深度的增加，质点运动越来越小**，直至完全不动。海面上波涛汹涌，海底却平静如昔。

3、海啸：海啸是浅水波，也就是说海啸的 水深/波长 很小

- i. 长波长：波长极长，可达几百千米；周期长，可达 1 小时；**在其几百 km 的一个波长内，海面波浪很小，风平浪静，对航行的船只影响很小**。
- ii. 能量大：海啸是从深海海底到海面的整个水体的波动，包含惊人的能量。一旦从深海到岸边，前进受到阻挡，全部的巨大能量将变为巨大的破坏力量，摧毁一切可摧毁的东西，造成巨大灾难。
- iii. 传播速度快，每小时 700-900km/h，

☆☆☆  $V = \sqrt{g * d}$  （d 为水深度）

## 第三节 海啸的分类

1、按成因分类

地震海啸、火山海啸、滑坡海啸（、陨石海啸）

大多数海啸都是地震海啸，火山海啸和滑坡海啸很少发生，即使发生，破坏力也比较小。

2、按源区与受灾区的相对距离

分为近海海啸和远洋海啸，远洋海啸和近海海啸的分类是相对的。

- ① 远洋海啸：是指横越大洋或从很远处传播来的海啸，也称为越洋海啸。
- ② 近海海啸：也叫作本地海啸。地震及海啸发生源地到受灾的沿岸地区相距较近，所以海啸波抵达海岸的时间也较短，海啸预警时间则更短或根本无预警时间，很难防御，人们没有时间逃脱，因而往往造成极为严重的灾害。

## 第四节 海啸灾难

1、引入

从有关数据来看，海啸高达 2 米，木制房屋会瞬间遭到破坏；海啸高达 20 米以上，钢筋水泥建筑物也难以招

架。

## 2、全球的海啸灾害

- 全球海啸发生区的分布基本上与地震带的分布一致，主要集中在环太平洋地区和地中海-中亚地区。
- 发生在环太平洋地区上的海啸约占 80%，发生在地中海区的约占 8%，而在日本列岛及其邻近海域发生的海啸则占太平洋地区的 60% 左右。
- 日本是地震频繁发生的国家，也是世界上经常遭受海啸袭击的国家之一

## 3、中国的海啸灾害

- 中国海区地处太平洋西部，濒临西北太平洋地震带，有很长的海岸线。但是海啸灾害并不严重
- 新中国成立后，我国近海监测记录到的海啸共有 3 次
- 中国沿海地区发生地震海啸的可能性很小。

(原因：①中国海区处于宽广大陆架上，大部分海域深度都不大

② 从地质构造上看，中国除了郯城-庐江大断裂纵贯渤海外，沿海地区很少有大断裂层和断裂带，在中国海区内也很少有岛弧和海沟，因此，中国大部分海域地震产生本地海啸的可能性比较小。

③ 远洋海啸对中国沿海地区的影响较小：

- 中国近海海域内分布着大小数千个岛屿礁滩，这些众多岛屿构成了一个环绕大陆的弧形圈，形成一道海上屏障；
- 在中国近海外侧又有日本九州、琉球群岛，以及菲律宾诸岛拱卫，又构成另一道天然的防波堤，抵御着外海海啸波的猛烈冲击。这一系列的天然岛弧屏蔽了中国大部分的海岸线
- 中国的海域大都是浅水大陆架地带。向外延伸远，海底地形平缓而开阔)

d) 当远洋海啸从太平洋方向传播到我国海区时，在宽广大陆架浅海底摩擦阻力的作用下，能量会迅速衰减，到达中国近海岸地区时已不会形成灾害。

## 4、海啸早期预警系统

a) 1965 年，26 个国家和地区进行合作，在夏威夷建立了太平洋海啸警报中心 (PTWC)，许多国家还建立了类似的国家海啸警报中心。

b) 海啸的产生是个复杂的问题，并不是所有的地震都会产生海啸，事实上，大约只有 1/4 的海底强震才会引发海啸，这就导致太平洋海啸警报中心会经常发出虚假警报。

## 5、避灾注意事项

a) 海啸几乎是不可能准确预测的。可是，海啸也是有一些前兆的，其中地震是海啸最明显的前兆。因为地震波先于海啸到达近海岸，人们有时间及时避险。虽然不是所有的地震都会引起海啸，但它还是经常发生的。沿海地区，最大的俯冲带地震杀死的人可能比随后的海啸少

b) 如果在海滩或邻近海的地方感到地震，应马上向高处跑去。

c) 如果岸边的海水不正常的增高或降低，这就是海啸的预示。

一道计算题 (提醒：不要用微积分算，用老师的方法更保险)

The chalkboard contains a diagram and calculations for a tsunami wave. The diagram shows a rectangular cross-section of a wave with a height of 4 km and a width of 400 km. A smaller section of the wave is shown with a height of 1 km and a width of 600 km. The wave is moving to the right with a velocity  $v$ . The acceleration  $a$  is given as  $g/2$ .

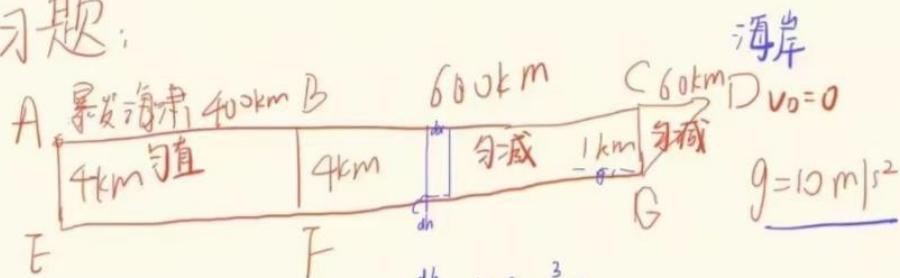
Calculations:

$$V_A = \sqrt{4 \times 10^3 \times 10} = 200 \text{ (m/s)} = V_B, \quad V_C = \sqrt{1000 \times 10} = 100 \text{ (m/s)}, \quad V_D = 0$$
$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} = \frac{400 \times 10^3}{200} + \frac{600 \times 10^3}{200 + 100} + \frac{60 \times 10^3}{\frac{100 + 0}{2}} = 2000 + 4000 + 1200 = 7200 \text{ (s)} = 2 \text{ h}$$

tidal  $v = \sqrt{g \cdot h}$  500 miles/h

$$2h \frac{dv}{dt} = g \left( \frac{dh}{dt} \right) = g \frac{dx}{dt} \cdot \frac{1}{v} = g \left( \frac{dx}{dt} \right) \cdot \frac{1}{v}$$
$$\therefore a = \frac{1}{2} g \cdot \frac{1}{v}$$

习题:



A 暴发海啸, 何时传到岸边 D

$$v = \sqrt{gh} \Rightarrow v^2 = gh(x)$$

微分  $2v \frac{dv}{dt} = g \frac{dh(x)}{dt} = g \frac{dh \tan \theta}{dt} = g \tan \theta$

加速度  $a = \frac{1}{2} g \tan \theta$

$$\begin{cases} v_A = v_B = \sqrt{4 \times 10^3 \times 10} = 200 \text{ m/s} \\ v_C = \sqrt{10^3 \times 10} = 100 \text{ m/s} \\ v_D = 0 \end{cases}$$

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD}$$

$$= \frac{400 \times 10^3}{200} + \frac{600 \times 10^3}{\frac{200+100}{2}} + \frac{60 \times 10^3}{\frac{100+0}{2}}$$

匀速      用  $\bar{v}$  求

$$= 2000 + 4000 + 1200$$

$$= 7200 \text{ s} = 2 \text{ h}$$