

地震解释概论

〔英〕R. 麦克奎林 M. 培根 W. 巴克利著

石油工业出版社

21.4

地震解释概论

〔英〕R.麦克奎林 M.培根 W.巴克利 著

范伟粹 胡泉山 译

石油工业出版社

内 容 提 要

本书与一般介绍地震解释技术本身的书籍不同。它强调地震解释的综合性,反映了现代地震解释工作、数字处理技术与地质科学日益结合的趋势,具体阐明了当代地震解释工作有哪些新概念、新内容,作为一个地震解释人员应该具备哪些知识。

本书注意基本概念的论述、解释经验的介绍,避免繁琐的公式推导,对一些经验性的实例,在介绍时附有大量的资料和图幅。

本书可作为石油物探人员、地质人员及有关院校师生的参考书。

An Introduction to Seismic Interpretation

R McQuillin M Bacon W Barclay

GULF PUBLISHING COMPANY

Book Publishing Division Houston London Paris, Tokyo, 1979

*

地 震 解 释 概 论

〔英〕R.麦克奎林 M.培根 W.巴克利 著

范伟粹 胡泉山 译

*

石油工业出版社出版

(北京安定门外外馆东后街甲36号)

妙峰山印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092毫米 16开本 13¹/₄ 印张 8 插页 314千字 印1—5,100

1985年5月北京第1版 1985年5月北京第1次印刷

书号: 15037·2477 定价: 3.40元

目 录

第一章 地震波	1
§ 1—1 弹性.....	1
§ 1—2 纵波和横波.....	2
§ 1—3 岩石和流体介质中的地震波速度.....	3
§ 1—4 岩石和流体介质的密度.....	4
§ 1—5 地震波的反射.....	5
§ 1—6 吸收.....	6
§ 1—7 绕射和干涉.....	7
§ 1—8 传播的基本理论.....	8
§ 1—9 总结.....	10
第二章 数据采集	11
§ 2—1 野外布置设计.....	11
§ 2—2 地震脉冲.....	19
§ 2—3 陆上震源.....	20
§ 2—4 海洋震源.....	23
§ 2—5 陆上检波器和水下检波器.....	31
§ 2—6 记录设备.....	33
§ 2—7 激发的控制.....	38
§ 2—8 质量管理.....	40
§ 2—9 勘探精度和定位.....	40
§ 2—10 图件比例尺和投影图.....	42
第三章 资料处理	45
§ 3—1 多路解编和振幅控制.....	45
§ 3—2 静校正或基准面校正.....	46
§ 3—3 叠加前反褶积.....	51
§ 3—4 共深度点的道集.....	53
§ 3—5 速度分析.....	53
§ 3—6 叠加.....	58
§ 3—7 叠加后反褶积.....	59
§ 3—8 滤波.....	61
§ 3—9 显示.....	61
§ 3—10 偏移.....	63
§ 3—11 特种显示.....	68
第四章 井中资料	73
§ 4—1 测井仪器.....	73
§ 4—2 合成地震记录.....	80
§ 4—3 组合测井.....	81

§ 4—4 地震资料与井中资料的联结	82
第五章 地球物理解释	85
§ 5—1 地震测量和处理的质量控制	85
§ 5—2 拾取反射层; 反射层鉴别	85
§ 5—3 闭合圈、闭合差及其原因	87
§ 5—4 数字化	89
§ 5—5 作图	91
§ 5—6 速度图	93
§ 5—7 深度转换	93
§ 5—8 等厚图	94
§ 5—9 报告和管理介绍	95
第六章 地质解释	98
§ 6—1 常见的沉积岩岩性	98
§ 6—2 沉积岩的沉积特征	101
§ 6—3 变形机理	102
§ 6—4 地面地质露头的对比连接	107
第七章 其它地球物理方法	109
§ 7—1 浅层地震剖面	109
§ 7—2 折射法地震勘探	113
§ 7—3 磁法	121
§ 7—4 重力法	126
第八章 烃类储集层及其检测	134
§ 8—1 烃类储集层的形式	134
§ 8—2 烃类圈闭	135
§ 8—3 地震地层学	138
§ 8—4 烃类检测	140
第九章 苏格兰莫里湾勘探实例分析	144
§ 9—1 地面地质	144
§ 9—2 重力图和航磁图	145
§ 9—3 地震剖面	145
§ 9—4 地震平面图 (等 t_0 构造图)	151
§ 9—5 结论	155
第十章 彩虹湖地区地震勘探史	156
§ 10—1 地理位置	156
§ 10—2 区域背景和地区	156
§ 10—3 地震解释	158
§ 10—4 确定礁存在的标准(彩虹地区)	161
§ 10—5 彩虹地区礁块的解释和制图	161
第十一章 澳大利亚东南部王鱼油田地球物理勘探实例分析	171
§ 11—1 吉普斯兰盆地的区域地层	171
§ 11—2 历史的总结	172
§ 11—3 王鱼油田的总的几何形态	174
§ 11—4 速度分析	177

§ 11—5 总结	185
第十二章 赫纬特气田勘探实例	186
§ 12—1 地震解释	190
§ 12—2 地震剖面	190
§ 12—3 烃类指示	196
附录1 信号处理的基本理论.....	201

第一章 地震波

反射波法地震勘探是利用地下某些层面有反射声波的能力，从而来描绘地下地质构造。本章概要叙述地震波的基本理论并讨论它们在实际地层中的传播特征。

§1-1 弹性

地震波是在地层内传播的弹性波，因此我们首先简要地研究弹性的基本定义。很多材料在受到小的作用力时，适用虎克定律；所发生的形变与作用力成正比。假定有一条橡胶被下端悬挂的重物拉长（图 1-1 b），如果此橡胶试样的原长为 L ，伸长量为 e ，则对于这种类型的形变我们定义其应变为 e/L 。对给定的重量（即拉力）来说，伸长量将决定于试样的厚度。所以我们又定义应力为作用于单位面积的力。从而虎克定律可表示成：

$$\frac{\text{应力}}{\text{应变}} = \text{常数}$$

在纵向应力的情况下此公式变为：

$$\frac{\text{纵向作用力/横截面积}}{\text{长度改变量/原长度}} = Y$$

式中 Y 为常数，是试样材料的一种特性，称为杨氏模量。

在图 1-1 b 的情况下，试样伸长时不仅长度增加而且宽度减小。我们可以想象一种类似于图 1-1 c 的情况，即施加侧向作用力以限制宽度的减小。这类似于固态地层中的情况，因为当一片岩石在一定的方向上受到拉伸时，在其两侧的岩石就会防止其侧向收缩。这些侧向力的效应使在所加负荷下的伸长量减小。但纵向应力与应变的比值仍为常数，称为轴向模量 ψ 。应注意到轴向模量要比杨氏模量大。

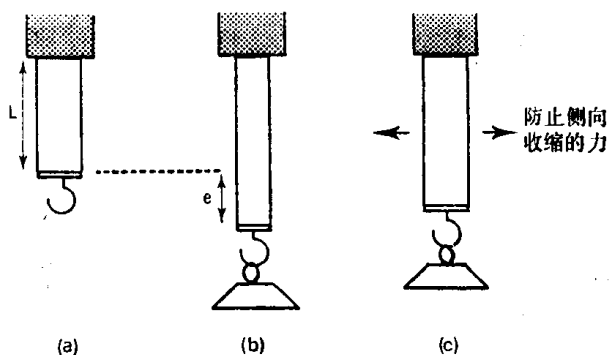


图 1-1 橡胶试样在作用力下的变形

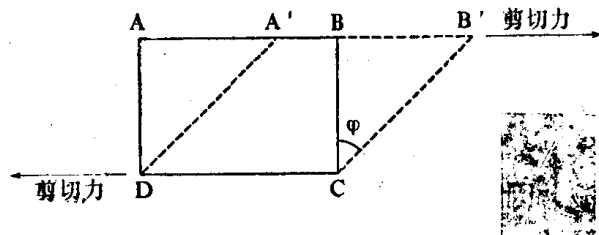


图 1-2 剪切形变

另一种类型的形变是切变，它只涉及到形状而不影响体积（图 1-2）。横截面 $ABCD$ 变形为 $A'B'CD$ 。此时虎克定律可用下式表示：

$$\frac{\text{剪切力/单位面积}}{\text{角形变}(\varphi)} = \text{常数} \mu$$

μ 是材料的一种特性，称为刚性模量。

§1-2 纵波和横波

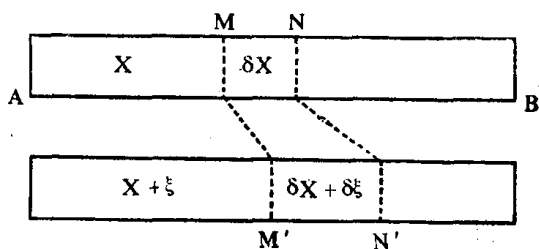


图 1-3 棒内的纵波

弹性波有两种主要类型。纵波（地震学家称为P波）的质点运动方向平行于波的传播方向，而横波（S波）则此两方向互相垂直。普通的声波属于P波。

以棒内的纵波为例来表明如何导出表达波的方程式，图 1-3 表示一根棒 AB，其横截面积为 α ，杨氏模量为 Y ，棒的密度为 ρ 。当纵波顺棒纵向通过时，棒的每个质点都平行于棒振动。棒的一个体元 MN 移往新的位置 M'N'，在 M' 点的张力由虎克定律给出

$$T_{M'} = Y \cdot \frac{\text{长度的改变量}}{\text{原长度}} = Y \cdot \frac{\delta \xi}{\delta x_{M'}}$$

因此体元上的力为：

$$(T_{N'} - T_{M'})\alpha = Y\alpha \left(\frac{\delta \xi}{\delta x_{N'}} - \frac{\delta \xi}{\delta x_{M'}} \right) = Y\alpha \cdot \delta x \cdot \frac{d^2 \xi}{dx^2}$$

而此体元的质量为 $\alpha \cdot \delta x \cdot \rho$ ，其加速度为 $\frac{d^2 \xi}{dt^2}$

$$Y\alpha \cdot \delta x \cdot \frac{d^2 \xi}{dx^2} = \alpha \cdot \delta x \cdot \rho \cdot \frac{d^2 \xi}{dt^2}$$

即

$$\frac{d^2 \xi}{dx^2} = \frac{1}{C^2} \frac{d^2 \xi}{dt^2} \quad \text{式中 } C^2 = \frac{Y}{\rho} \quad (1)$$

式(1)为波动的一般式，任何 $f(x + Ct)$ 形式的函数都满足此式，此函数表示一个传播速度为 C 的波。

对于固态地层中纵波（P波）作类似的分析，可见其传播速度为 $\sqrt{\frac{\psi}{\rho}}$ ，式中 ψ 为轴向模量，因为体元的横向收缩被周围的岩石所限制。对位移垂直于波的传播方向的S波则速度为 $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ ，式中 μ 是切变模量。

在反射波法地震勘探中，通常只见到P波。这是由于地震震源几乎只产生P波。在海洋中，震源被水围绕，故S波即使产生也不能传播（流体对切变的阻抗为零，所以不能保持S波，在形式上，若 $\mu = 0$ 则速度为零）。然而在P波倾斜入射到达界面时，却能够产生S波，因此在地震反射波法工作中有一定的重要性（P95），在实际地震反射波法工作中入射角一般很小，不能出现明显的转换。

传播地震波的质点的振动振幅可能非常小，从几公里深度处反射时，振幅可能仅为数埃。

● 式中 $\frac{1}{C^2} = \frac{d^2 \xi}{dt^2}$ 原文误作 $\frac{1}{C^2} \frac{d^2 \xi}{dt^2 \delta}$ ——译注

§1-3 岩石和流体介质中的地震波速度

上节中我们已看到如何计算单一介质中地震波的速度。下一步将考虑由两种已知速度介质所合成的、实际地层中地震速度的计算。我们立刻遇到困难。在反射波法地震勘探所关心的频率中，信号波长可能为几百米，这样的地震波将不能“看到”混合介质中的单个颗粒。时间平均方程式是解决这个问题的有用的起点。

$$\frac{1}{C} = \frac{1-\Phi}{C_1} + \frac{\Phi}{C_2}$$

式中C为混合介质的速度，此混合介质是在速度为 C_1 的岩石基质中含有孔隙度为 Φ 、速度为 C_2 的物质。推导此方程所根据的混合介质模型中两种成分在物理上是分离的（图1-4）。在这种情况下，地震波横穿混合介质中长度L的时间将为：

$$t = \frac{(1-\Phi)L}{C_1} + \frac{\Phi L}{C_2}$$

由此得出平均速度C，此处

$$\frac{1}{C} = \frac{t}{L} = \frac{1-\Phi}{C_1} + \frac{\Phi}{C_2}$$

对这个模型难以提出更多的论证，其实我们即将看到时间平均方程的用途是受到限制的。

现在假设地层模型是干燥的，但不再是实体的，就是说包含空的孔隙。一个极简单的物理模型告诉我们，中等的孔隙度会使地震波速度显著减小。在图1-5中我们按平行于地震信号行程的方向将岩石分成许多圆柱；起初它们是紧密接触的。然后将圆柱稍微分开而产生孔隙。因为圆柱之间的空隙对材料的刚性不起作用。所以平均密度减小了，但弹性也同时减小了。这两种变化对地震波速度的影响互相抵销。然而，圆柱现在都能够侧向变形了，所以我们在计算地震波速度时必须用杨氏模量，而不用轴向模量，因此速度将急剧减小。由于地震波中质点位移的振幅可能只有几埃，所以即使视觉所不能察觉的、非常小的破裂亦可对速度有显著的影响。这表示非常小量的、充满气体的孔隙度会使地震波速度显著减小，这对直接寻找碳氢化合物非常有意义。在含气层中，有时可观测到比海水中的声波速度还低的速度。

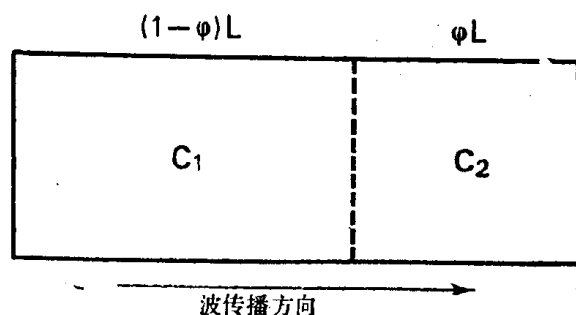


图 1-4 时间平均方程式的推导

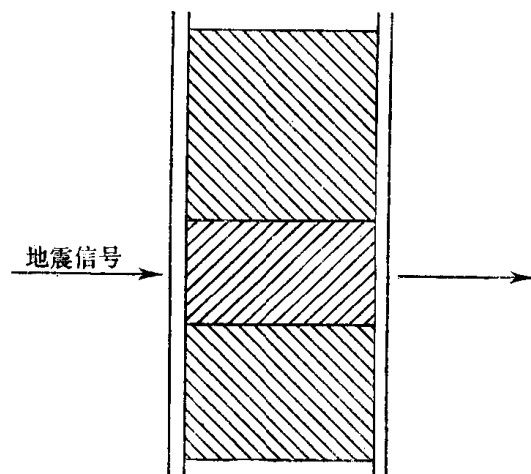


图 1-5 模型说明孔隙度对岩石圆柱体内的速度影响

若细孔中充满液体，情况就更复杂了，因为液体可阻碍岩石的横向形变，且可应用时间平均方程式。这对石灰岩和埋藏深度超过 2 公里的砂岩都是正确的。浅层砂岩速度无法预测，这是因为没有固结，同时液体压力梯度亦不同。由此，对石灰岩和 2 公里以下的湿砂岩我们可写成

$$\frac{1}{C} = \frac{1 - \Phi}{C_1} + \frac{\Phi}{1.5}$$

式中C为速度（公里/秒），Φ为孔隙度，C₁为岩石基质的速度，估计砂岩速度为5.7 公里/秒，石灰岩速度为6.6公里/秒。

页岩的速度可由一个速度（C）与埋藏深度（Z）之间的关系式

$$Z = A + B \cdot /nc$$

来估计，式中A和B对于一个给定区域是常数。

一些有代表性的观测速度列于表（1-1）。一般来说火成岩的速度比沉积岩高。

表 1-1 岩石中 P 波速度的典型变化范围
(引自Grant和West,1965)

材 料	速 度 公里/秒
盐 和 硬 石 膏	4.9—6.9
花 岗 岩 和 变 质 岩	4.0—5.8
石 灰 岩 和 白 云 岩	2.7—5.2
砂 岩 和 页 岩	0.8—3.4

§1-4 岩石和流体介质的密度

在下一节内我们将需要一些岩石密度的知识。对于密度来说，处理混合物和孔隙性材料的理论上的根据要比对于速度可靠得多。象在推导时间平均方程式的情况一样，模型要求将组成的成分，分成两部分体积，这个方法的可靠性对密度来说是无可置疑的。于是我们可导出平均密度ρ，如下式：

$$\rho = (1 - \Phi)\rho_1 + \Phi\rho_2$$

式中孔隙度Φ具有密度ρ₂，岩石基体具有密度ρ₁。此式显然可推广至任意数量的组成成

表 1-2 岩石密度的典型变化范围

材 料	密 度 克/立方厘米
火 成 岩	2.5—2.9
石 灰 岩	2.3—2.8
页 岩	2.0—2.7
砂 岩	2.1—2.6
盐	1.9—2.1

分。

对页岩来说，密度随深度增大而显著增大；这种致密化，大半是由于泥岩颗粒的重排列造成的，而且以后即使除去负荷，使压力随之减小时，亦不会恢复。当完全致密化后其密度趋于约2.3克/立方厘米。

一些典型的观测密度列于表1-2。

§1-5 地震波的反射

假设一个平面地震波入射到两种不同物质之间的平界面上，它将有一部分被反射另一部分透过界面。对垂直入射，我们能计算反射系数（即反射波和入射波振幅的比值）如下。如果我们考虑一个频率为 ν 的正弦波入射到界面上（图1-6），它可由下列方程式表示。

$$\xi = \xi_1 \exp 2\pi i \nu (t - x/c_1)$$

式中 ξ 是 t 时间的位移，距离 x 是垂直于界面测量的。

反射波和透过波分别为：

$$\xi = \xi_R \exp 2\pi i \nu (t + x/c_1)$$

和

$$\xi = \xi_T \exp 2\pi i \nu (t - x/c_2)$$

在界面上位移和压力均应为连续的。因此，若界面在 $x = 0$ 处，则由位移条件可得

$$\xi_1 + \xi_R = \xi_T \quad (2)$$

因压力为 $\frac{\psi \cdot S \xi}{S_x}$ ，故由压力条件可得

$$-\frac{\psi_1 \cdot \xi_1}{c_1} + \frac{\psi_1 \cdot \xi_R}{c_1} = -\frac{\psi_2 \cdot \xi_T}{c_2} \quad (3)$$

合并(2)和(3)式得

$$\frac{\xi_R}{\xi_T} = \frac{\psi_1/c_1 - \psi_2/c_2}{\psi_2/c_2 + \psi_1/c_1}$$

而 $c = \sqrt{\frac{\psi}{\rho}}$ ，即 $\psi/c = \rho c$

所以

$$\frac{\xi_R}{\xi_T} = \frac{\rho_1 c_1 - \rho_2 c_2}{\rho_1 c_1 + \rho_2 c_2} \quad (4)$$

这就是要求的反射系数。按下式定义声阻抗 r 是有用的

$$r = \rho c$$

每当界面上有声阻抗变化时，就可观测到反射波。压强振幅的反射系数由下式给出：

$$\frac{P_R}{P_I} = \frac{r_2 - r_1}{r_2 + r_1}$$

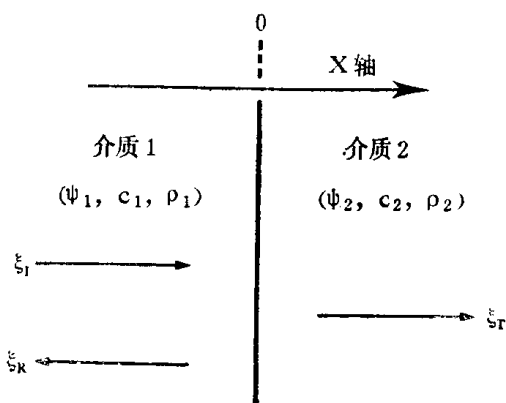


图 1-6 垂直入射时反射系数的计算
 ξ_I , ξ_T 和 ξ_R 是入射波、透过波和反射波的位移。
 ψ_1 , c_1 和 ρ_1 是介质 1 的轴向模量，速度和密度； ψ_2 , c_2 , ρ_2 是介质 2 的轴向模量、速度和密度

式中 P_i 是入射波的压强振幅, P_r 是反射波的压强振幅。

如果入射射线是在高阻抗物质中, 则将出现相位反转(负系数)。

在垂直入射情况下一些有代表性的反射系数如下:

海底 1/3

海面 - 1 (波从下方入射)

垂直强反射面 1/5

倾斜入射时推导一个一般公式较困难, 因为部分能转换成S波。当入射角增大时反射系数亦增大, 在临界角即 $\arcsin c_1/c_2$ 附近变得很大。地震反射波法工作中仅在近于垂直入射的情况下取得资料。当界面两侧因 c 和 ρ 的变化相反, 致使波阻抗没有差别时, 倾斜入射的资料很有用。方程(4)表明垂直入射时将没有反射, 但倾斜入射时即可发生反射。这种虽有速度变化但无声阻抗差别的情况, 有时在盐层上观测到。

在界面处未被反射的那部分能量透过界面进入第二层介质中, 而在界面处发生折射, 折射角与入射角通过斯奈尔定律相联系 $\sin r / \sin i = c_2 / c_1$, 式中 c_2 是折射射线一侧的速度, c_1 是入射射线一侧的速度, i 和 r 是入射角和折射角。

§1-6 吸 收

地震波穿过地层时能量将损失。通常地震波每一周期的能量损失比率是不变的。其损失比率如下:

	能量损失 分贝/波长
风化岩石, 含气砂岩	3
正常岩石	0.5
最小观测值	0.1

因为每一波长的能量损失比率是不变的, 所以对一定长度的路程来说高频要比低频衰减得更多。地层具有低通滤波器的作用, 可举例说明如下。假设有一个深度为2秒(双程旅行时)的反射面。在正常岩石中反射信号的能量因受到吸收作用而减弱, 如表1-3所示。很清楚, 高频能量有显著的损失。即使地震输入信号的波形都是尖脉冲, 从而所有的频率都有相等的表现, 但是在穿过一段对反射波法勘探来说有代表性的地层后, 此信号就变成一个低频(譬如说几十赫芝)信号了。

表 1-3 在2秒路程中由于0.5分贝/波长的吸收而引起的声损失

频 率 赫	路 程 中 的 波 长 数	损 失 分 贝
10	20	10
20	40	20
40	80	40
80	160	80

§1-7 绕射和干涉

假设有一个点反射体，无论入射角如何，它均使地震能量沿着入射路程反射回去（图1-7），旅行时间为：

$$2(x^2 + z_0^2)^{\frac{1}{2}}/C$$

所以，如果将反射时间误认为是来自震源正下方一点，则点反射体产生一个在D点的视反射波，这里 $AD = AB$ 。这种点的轨迹由下式给出：

$$Z = \frac{2(x^2 + z_0^2)^{\frac{1}{2}}}{c}$$

$$\text{即 } c^2 z^2 = 4(x^2 + z_0^2)$$

上式为一双曲线，其顶点位于点反射体处。一实例示于图1-8。

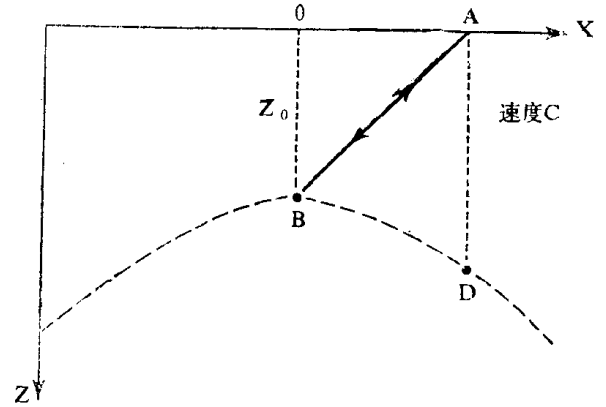


图 1-7 与来自B点的反射有关的视地震反射波（虚线）

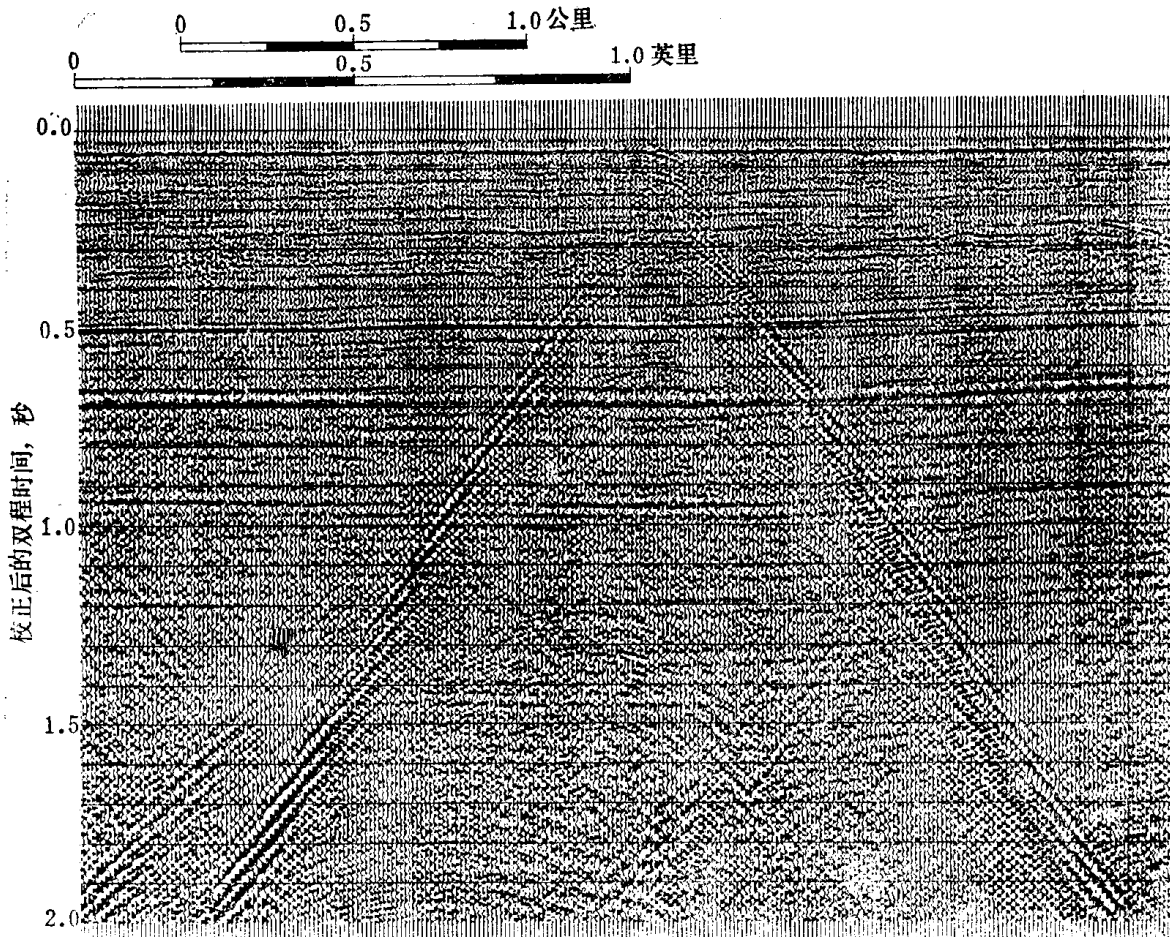


图 1-8 来自单点反射体的双曲线同相轴

地震波的详细理论被表明在一个反射体突然终止之处（例如由于有一个断层），该反射体终端的性能像一个点震源（图1-9）。实际上，只观测到双曲线的BD段。地震记录上

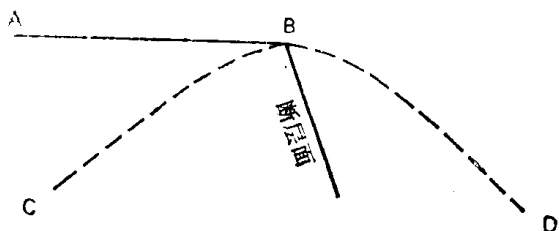


图 1-9 来自断层的理论绕射图形

在断层处这样的双曲线同相轴是很普通的（图 1-10）。这是个绕射的例子。地震波与障碍物相互作用的方式和由简单的射线理论所预示的不同。

来源于地震扰动的波动性质的另一个效应是干涉。当反射来自两个靠近的层面时，反射脉冲重叠，在地震记录上不可能分开这两个层面。

因为一个典型的地震信号的波长有几百米，故这种情况是很普通的，并且在有油气远景的构造上经常发现，例如尖灭和不同流体的接触面等。这种复合同相轴可通过仔细研究波形而辨别出来。

张

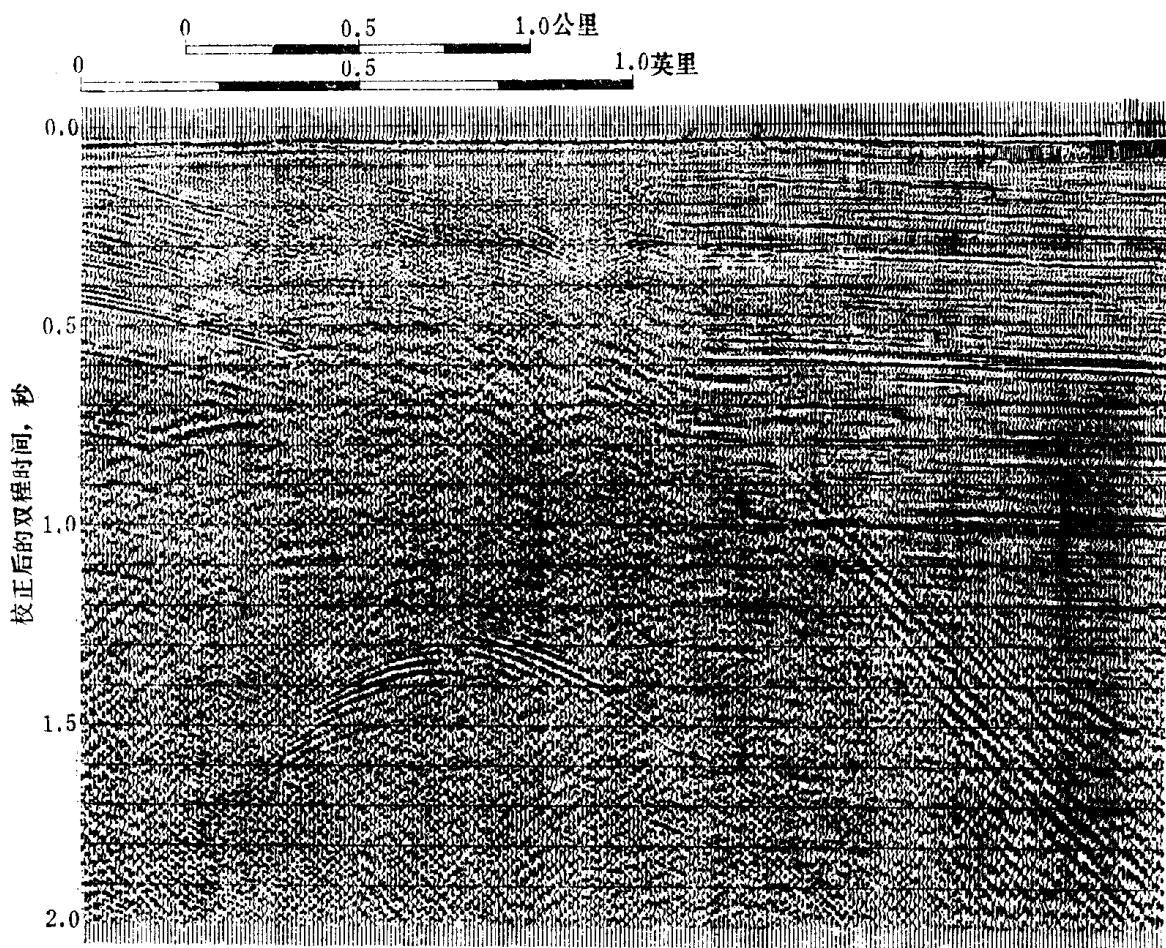


图 1-10 由断层引起的双曲线绕射图形

§1-8 传播的基本理论

描绘地震波如何通过介质传播的另一个方法是以几何光学概念为基础的。虽然这个题目在许多物理学教科书中都有，但在这里是用来研究这些原理如何有助于了解和解释地震波旅行时间。地震波通过介质传播，引起介质内部各个质点的位移。如果我们研究正弦振动，在一维情况下可按关系式 $\xi = \sin(x + ct)$ 来描述，式中 ξ 是质点的位移， c 是地震波速度，可以看出，在任何时间 t ，离震源距离不同的质点（不同 x 值）正处于其振荡的不同阶

段；也就是它们有不同的相位。研究波传播的方法之一是把具有某一特定相位的点连接在一起，形成一个波阵面。例如，假设我们在均匀介质中设置一个点震源，则波阵面将为一球心在震源处的球面；或在一维情况下，波阵面将成为垂直于x轴的平面。一个有一定相位的波阵面将以速度c向前推进，于是在一维情况下，在时间 $t = t_1$ 时位于 $x = x_1$ 的波阵面，在 $t = t_2$ 时将位于 x_2 处。

即

$$\begin{aligned}x_1 + ct_1 &= x_2 + ct_2 \\x_2 - x_1 &= c(t_1 - t_2)\end{aligned}$$

波阵面以速度c向负x方向传播。

扰动传播出去的机理是每个振动的质点给相邻点一个力，使邻点振动。这就提示了一个方法，即给出其初始位置后，就能够组出波阵面的相继位置：我们假设波阵面上的每个振动的质点都作为次级子波的一个点震源。这称为惠更斯原理。综合所有次级子波即可得到相继的扰动；为了解释观测到的传播方向必须假设次级子波只在前进方向上产生明显的作用。

描述地震扰动传播的另一个方法是追踪能量旅行的路径。这路径称为射线。在各向同性的介质中射线通常垂直于波阵面。用射线来想像波的传播一般比较容易些，例如图3-26描绘的有急剧的凹反射面所产生的复杂反射图形。说明射线特点的定律是简单的，但射线理论远远不足以解释所有观测到的传播效应。

如§1-5中所述，当一个平面地震波投射到两种不同材料之间的平面界面上时，将有一部分反射，一部分透过，其几何关系表示于图1-11中。当波阵面AB的每个元到达 A_1B_2 面时，便成为次级子波的震源。

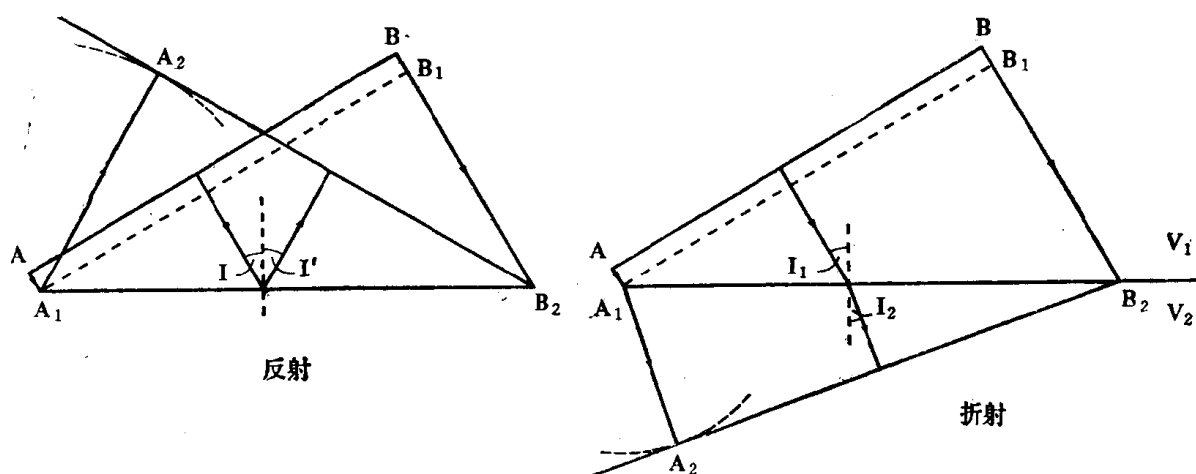


图 1-11 平面波AB在平面 A_1B_2 处的反射和折射

在反射波的情况下，当B在 B_1 处时 A_1 起到震源的作用，故当B到 B_2 时，次级子波即由 A_1 扩展到半径为 A_1A_2 的位置，此半径等于 B_1B_2 。按照这种方法处理波阵面的各部分，就能够组出一个反射波阵面 A_2B_2 。射线路径有简单的几何关系，它们是在同一个平面中，并且在入射点处对反射面的法线有相等的角度，即 $I = I'$ 。

在透过波的情况中，我们看到当扰动由 B_1 旅行到 B_2 时，次级子波由 A_1 扩展到 $A_1A_2 = B_1B_2 (V_2/V_1)$ ；在图中 $V_1 > V_2$ ，故距离 A_1A_2 小于 B_1B_2 。由上述可推论透过波的波

阵面垂直于其方向由下式给定的一根射线:

$$\frac{\sin I_1}{\sin I_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

波阵面在界面处发生折射, 象前面一样, 两个波阵面的法线和折射面的法线位于同一平面内。这种对折射波的描述称为斯奈尔定律, 这已在第§1-5中阐明。

在较复杂的情况中射线的特性由费玛原理推断出来, 即一个扰动由一点传播到另一点所通过的射线路径将采取最短的时间。

§1-9 总 结

引

1. 地震勘探利用声波的反射以描绘出地下的层面。
2. 在声阻抗有变化的任何地方均可发生反射 (声阻抗的定义为地震波速度和密度的乘积)。阻抗差别愈大, 反射亦愈强。这种阻抗变化一般与岩性的变化相对应。
3. 吸收使得地层的作用相当于一个低通滤波器, 使深部反射比输入信号有更多的低频成分。
4. 地震剖面上的双曲线绕射图形是由点反射体以及突然的地质间断面 (如断层, 单斜、向斜和背斜的很陡的倾斜面) 产生的。

参 考 文 献

- B.S.Evenden, D.R.Stone and N.A.Anstey, Seismic prospecting instruments. (Gebruder Borntraeger, Berlin)
- Vol.1: Signal characteristics and instrument specifications by N.A.Anstey (1970) .
- Vol.2: Instrument performance and testing by B.S.Evenden and D.R.Stone (1971) .
- These volumes give a full account of seismic instrumentation design and performance.
- A.A.Fitch, Seismic reflection interpretation (Gebruder Borntraeger, Berlin, 1976) .A book on seismic interpretation written at three levels, an introductory level, a professional level and a research level.
- F.S.Grant and G.F. West. Interpretation theory in applied geophysics (McGraw-Hill Book Company, New York, 1965) .A mathematical text on interpretation methods used in applied geophysics.
- Seismograph Service Corporation, The Robinson-Treitel Reader (SSC, Tulsa, Oklahoma, 1973) A collection of papers on digital data processing compiled by SSC as a service to industry.
- R.E. Sheriff, Encyclopaedic dictionary of exploration geophysics (Society of Exploration Geophysicists, USA, 1973) .A well illustrated encyclopaedia covering the whole field of exploration geophysics.

第二章 数 据 采 集

在本章中，我们要讨论应用第一章介绍的地震理论来设计产生地震脉冲的设备，以及设计接收和记录地层在地震波通过所发生的响应的设备。这里的目的并不是要把数据采集这个题目，写成主要与野外技术有关的地球物理学家所用的教科书那种水平，而是对这一题目提供足够的基础知识，以满足地震解释员的需要。这些地震解释员参加野外勘探工作机会很少，最多对目前所用的有限几种方法有些经验。勘探地震学是一种遥感技术，其目的是把地下地质情况尽可能详细地记录下来。地震测量的成果是一个地质模型，此模型可描绘成为有限数的、一系列厚度不同、物理性质（密度和地震速度）不同、以及构造形态不同的地层的总和。对这个模型的解释用地质构造、岩性变化、地层学和油气远景（在油气勘探中）的词句来表达。

地震资料采集系统主要包括以下三个部分：输入震源、检波器组合和记录仪器。震源的设计应考虑产生的声脉冲，要尽可能达到预先确定的总能量、延续时间、频率成分、最大振幅和相位。反射和折射的地震脉冲（地层的输出）由地震检波器组合或水下地震检波器组合接收，然后用记录仪器记录下来，在这两种情况下输出信号都将被那部分系统的响应特性所改造。每一张地震记录就是一张输出信号的时间记录。输出信号是由于在各地层界面处声阻抗的变化所产生的，这些信号首先受到在地层中的传播衰减和噪声干扰，然后又受到检波器和记录器的响应特性而发生改变。这可概括如下：

$$\text{记录信号} = \text{震源脉冲} * [\text{反射率} * (\text{地层滤波器} + \text{噪声})] * \text{检波器响应} * \text{记录仪器响应}$$

此处符号 * 表示褶积。

假定已知震源脉冲的信号特性和检波器、记录仪器的响应特性，我们就能把方括号中的函数求出来，这函数就是地层的冲激响应。这地层的反射率就是我们所要测量的。地层滤波器是吸收和衰减的可变函数，而吸收和衰减在数据处理时可以得到补偿。但噪声不能通过数据处理而去掉，因此必须在数据采集时就要尽可能把它测出来并加以补偿。这主要通过野外排列的设计来达到，如在陆上要正确设计检波器排列和组合；在海上要正确设计海洋检波器组合。在大多数情况下显示出的记录信号并不能产生一个容易解释的地质构造的图形。这个记录还需进一步处理以达到上述要求。

§2-1 野 外 布 置 设 计

设计野外排列系统重点放在削弱不需要的信号，即随机的和相干的两种“噪声”。就随机干扰而言，采用多个震源，每道多个检波器以及共反射点叠加（见图2-1和3-6），可明显提高信噪比。对于空间随机干扰，信噪比的提高正比于 $\sqrt{n}$ ，此处 n 是采集系统中检波器的数目，这些检波器接收到的信号加在一起就是一道记录。例如，由每道20个地震检波器的检波器排列接收的八个分离的地震信号（在同一炮点位置激发八次）相加，然后在