

实用地震勘探技术

R. 迈斯内尔 著
L. 施特格奈

吴 晖 译

地质出版社

内 容 提 要

本书以地震勘探的野外测量和资料解释为中心内容,系统论述了地震勘探的岩石学和地质学基础、地震野外工作的设计、地震波的产生、检波器-地面振动系统、地震勘探中的干扰波、反射波测量的野外方法、折射波测量的野外方法、地震波的对比、校正、速度测定、反射波资料的解释、折射波资料的解释、地震测量资料的空间图示等问题。内容比较实用,取材广而新,可供从事地震勘探的工程技术人员、科研人员、大专院校有关专业师生参考。本书根据1977年出版的德文原版译出。

R. MEISSNER und L. STEGENA

Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung

Studienhefte zur Angewandten Geophysik 1

1977

Gebrüder Borntraeger • Berlin • Stuttgart

实用地震勘探技术

R. 迈斯内尔
L. 施特格奈 著

吴 晖 译

地质部书刊编辑室编辑

责任编辑:张怀素 殷德钧

地质出版社出版

(北京西四)

地质印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: 13 插页: 一个 字数: 307,000

1982年2月北京第一版·1982年2月北京第一次印刷

印数 1—4,380 册·定价 2.00 元

统一书号: 15038·新731

绪 言

地震野外测量及其解释的实践，是本书主题的选择范围。首先，我们讨论地震勘探的地质学基础，接着就是地震工作的设计。根据面临的地质问题，人们必须就应用反射波法（这是当今应用的主要方法）还是折射波法，或者在某些情况下两种方法的联合应用作出决定。检波器距离、组合方式、布设着多个激发点的剖面段的覆盖程度，此外还有仪器装备、钻井工具、爆炸工作费用等等，都应当在勘测工作开始之前大体上确定下来。

地震波的激发，尽管近年来也发展了一系列经济的非炸药震源方法，但主要还是应用炸药。在不能应用空中爆炸方法（这种方法适合于几乎没有居民的地区）的条件下，陆地地震工作都将炸药置于专门准备的炮井内爆炸。炮井的钻凿相当费时，它对勘探工作的进度具有决定性的影响。但是，由于技术问题和其它问题，这种激发方法仍然不能废止。不过，在海上地震工作中，地震能量现在主要是通过非炸药震源产生的。

在地面用地震接收器即检波器接收传播到达的地震波。弹性地层与检波器外壳共同构成检波器—地面振动系统，它在不同程度上畸变了反映传播特性的地震到达信号。当然，还有检波器自然频率、阻尼以及放大器特性等一些其它问题，也都起着不能漠视的作用。

我们在实际工作中首先对来自地下的一次反射波和折射波感兴趣。除此之外，也会出现大量的干扰波。这些干扰波一部分属于人工源或自然源产生的地面扰动，另一部分则是面波。经过多次反射的波（多次反射波）也可算作干扰波。压制干扰波是地震野外工作中最重要的任务之一。

为了改善信号对噪音的比值即信噪比，需要应用一系列检波器和爆炸点的组合方法。通过所谓“噪音分析”，可以获得干扰波的细节，并且确定一种最佳的组合方式。借助磁带技术或数字技术，多次覆盖方法和不同炮点产生的有效信号的合适叠加，始终具有莫大的意义。检波器内的感应电压，需要经过地震仪器放大，在可能的情况下还要进行调节和滤波。然后，信息通过模拟或数字处理，以胶片或相纸形式提交出来，供以后解释之用。

五十年代地震磁带记录技术和六十年代数字资料处理方法的发展，开辟了一条全新的解释途径。今天，人们在野外完成记录之后，还可以在处理时使资料的信噪比发生决定性的改善。

静校和动校，多道滤波和叠加，以及特别是“反褶积”方法，极大地提高了地震记录的质量。在地震勘探中，人们将反褶积理解为滤波过程的反演，那种滤波过程对地层内传播的地震脉冲施加了重要影响。经过反褶积处理，有效信号的振动就变成一种尖锐而强烈的脉冲。如今，人们把相邻的地震记录排列成所谓“记录剖面”，从而使得邻接的相似同相轴之间的对比十分容易。

在地震勘探中，对比就是一道一道地追踪完全确定的振动，因此，需要对这种振动的旅行时和速度，还有它的振幅和波形分别进行对比。

反射波或折射波的速度计算，实质上是以地震波旅行时的观测为基础的。近表层的速度差异和厚度变化，将对这种计算发生强烈影响。地表起伏和燃爆炸药的炮井深度，同样

起着一定的作用。因此，在进行校正计算的时候，我们必须考虑这些影响。

为了将测量得到的旅行时间变成深度，需要地震波速度资料。人们从井中测量或者反射波和折射波观测中获得这种速度。有时，也布置专门的“速度剖面”进行速度测定。

依靠地震波到达反射面或折射面的传播速度，应用一系列简单的和复杂的几何路径的解释方法，我们能够确定这种“界面”的深度。除了“人工解释”方法以外，主要在反射波地震测量中，现在普遍应用电子计算机进行资料的数字处理。这种处理方法具有极大的意义，它使解释者从手工操作的传统工作方式中广泛地解脱出来。

根据许多观测剖面上的深度和倾角标志，可以绘制某些界面的等深度图和单独地层的等厚度图。与此同时，现在也愈来愈多地应用自动绘图装置，“绘图仪”就是一例。

上面提及的这些题目，本书都将系统地进行论述。

目 录

绪言	1
第一章 地震勘探的岩石学和地质学基础	3
1.1 影响地震波速度的因素	3
1.2 沉积岩、变质岩和火成岩的一般速度特性	3
1.3 特殊的速度问题与地震波的吸收	8
第二章 地震野外工作的设计	12
2.1 折射波法	12
2.2 反射波法	16
2.3 宽角反射测量	20
第三章 地震波的产生	22
3.1 爆炸	22
3.1.1 在炮井内爆炸	22
3.1.2 组合爆炸	24
3.1.3 空中爆炸	26
3.1.4 水中爆炸	27
3.2 非炸药震源	27
3.2.1 在陆地的应用	27
3.2.2 在海上的应用	29
第四章 检波器—地面振动系统	31
4.1 理论研究	31
4.2 检波器外壳—地面振动系统特性的证明	32
4.3 减少不需要的谐振现象的可能性	35
第五章 地震勘探中的干扰波	36
5.1 地震的地面扰动	36
5.2 面波	37
5.3 声波	40
5.4 爆炸中的二次脉冲	42
5.5 伴随波	42
5.6 直达波	43
5.7 绕射波	44
5.8 多次反射波	46
5.9 折射波法勘探中的多次同相轴	51
5.10 横波	56
5.11 反射折射波	56

5.12 折射地震记录上的反射波和透入波	57
第六章 反射波测量的野外方法	59
6.1 仪器的检查和预备性测量	59
6.2 组合法	59
6.3 多次覆盖和叠加	63
6.4 海洋地震测量	69
第七章 折射波测量的野外工作	73
7.1 概述	73
7.2 折射信号的动力学特征	73
7.3 炸药量及爆炸点与检波器的布置	74
7.4 横波和转换波的记录	74
7.5 利用露天矿爆破进行记录	75
7.6 宽角范围内的记录	75
第八章 地震波的对比	78
8.1 对比—解释工作的第一步	78
8.2 反射波的对比	79
8.3 折射波的对比	81
第九章 校正	83
9.1 静校正	83
9.1.1 基准面	84
9.1.2 近表层速度的测定	84
9.1.3 总静校正值	90
9.1.4 自动校正	91
9.1.5 对校正计算的检查	91
9.2 动校正	92
第十章 速度测定	93
10.1 各种速度的定义与关系	93
10.1.1 速度的定义	93
10.1.2 速度概念之间的关系	94
10.2 根据井中测量测定速度	95
10.2.1 井口检波器测量	95
10.2.2 声波测井	96
10.3 根据反射波确量测定速度	98
10.3.1 根据迪克斯公式测定速度和深度	100
10.3.2 确定 Δt 值、“正常时差”和 $\tilde{v}$ 的方法	101
10.4 从折射波测量中测定速度	107
10.4.1 界面速度(折射面速度)的测定	108
10.4.2 覆盖层速度的测定	108
10.5 根据透入波测定速度	109
10.5.1 维希特-赫洛茨法	110

10.5.2 测定隐蔽层的间隔速度	112
第十一章 反射波资料的解释	114
11.1 剖面显示	114
11.1.1 垂直时间剖面 and 地震记录剖面	114
11.1.2 切线法	115
11.1.3 镜象点法	116
11.1.4 x_0 值的确定	117
11.1.5 波前法	118
11.2 数字技术	122
11.2.1 组合或混波	124
11.2.2 自协方差函数与互协方差函数	124
11.2.3 时间域与频率域的滤波, 褶积	128
11.2.4 最佳滤波	131
11.2.5 最佳叠加	133
11.2.6 自动计算校正值	134
11.2.7 连续振动法	135
11.2.8 反褶积法	136
11.2.9 多道滤波	144
11.2.10 地震记录剖面的偏移 (绕射叠加)	145
11.2.11 光学滤波器	148
11.2.12 彩色地震记录剖面	149
11.2.13 天然气存在的直接标志	151
11.2.14 合成地震记录	153
11.2.15 关于全自动解释的评论	155
11.3 反射波地震测深	155
11.3.1 与勘探地震记录有关的统计分析	155
11.3.2 用深部反射波进行有目的性的研究	157
11.3.3 关于深部反射波的真实性问题	160
第十二章 折射波资料的解释	161
12.1 时距曲线的初步整理	161
12.1.1 时距曲线支的检查	161
12.1.2 时距曲线支的综合	163
12.2 折射界面的构组	164
12.2.1 射线路径法	164
12.2.2 波前法	166
12.2.3 速度在折射界面的下伏层内递增情况下的构组方法	171
12.3 特殊问题	172
12.3.1 单边时距曲线	172
12.3.2 断层	174
12.3.3 扇形排列的解释	175
12.3.4 宽角反射测量	176
12.3.5 振幅和频率观察	176

第十三章 地震测量资料的空间图示.....	181
13.1 在测区内的对比, 倾向和倾角.....	181
13.2 图示表达	184
参考文献.....	187
专业词汇译名对照	195

绪 言

地震野外测量及其解释的实践，是本书主题的选择范围。首先，我们讨论地震勘探的地质学基础，接着就是地震工作的设计。根据面临的地质问题，人们必须就应用反射波法（这是当今应用的主要方法）还是折射波法，或者在某些情况下两种方法的联合应用作出决定。检波器距离、组合方式、布设着多个激发点的剖面段的覆盖程度，此外还有仪器装备、钻井工具、爆炸工作费用等等，都应当在勘测工作开始之前大体上确定下来。

地震波的激发，尽管近年来也发展了一系列经济的非炸药震源方法，但主要还是应用炸药。在不能应用空中爆炸方法（这种方法适合于几乎没有居民的地区）的条件下，陆地地震工作都将炸药置于专门准备的炮井内爆炸。炮井的钻凿相当费时，它对勘探工作的进度具有决定性的影响。但是，由于技术问题和其它问题，这种激发方法仍然不能废止。不过，在海上地震工作中，地震能量现在主要是通过非炸药震源产生的。

在地面用地震接收器即检波器接收传播到达的地震波。弹性地层与检波器外壳共同构成检波器—地面振动系统，它在不同程度上畸变了反映传播特性的地震到达信号。当然，还有检波器自然频率、阻尼以及放大器特性等一些其它问题，也都起着不能漠视的作用。

我们在实际工作中首先对来自地下的一次反射波和折射波感兴趣。除此之外，也会出现大量的干扰波。这些干扰波一部分属于人工源或自然源产生的地面扰动，另一部分则是面波。经过多次反射的波（多次反射波）也可算作干扰波。压制干扰波是地震野外工作中最重要的任务之一。

为了改善信号对噪音的比值即信噪比，需要应用一系列检波器和爆炸点的组合方法。通过所谓“噪音分析”，可以获得干扰波的细节，并且确定一种最佳的组合方式。借助磁带技术或数字技术，多次覆盖方法和不同炮点产生的有效信号的合适叠加，始终具有莫大的意义。检波器内的感应电压，需要经过地震仪器放大，在可能的情况下还要进行调节和滤波。然后，信息通过模拟或数字处理，以胶片或相纸形式提交出来，供以后解释之用。

五十年代地震磁带记录技术和六十年代数字资料处理方法的发展，开辟了一条全新的解释途径。今天，人们在野外完成记录之后，还可以在处理时使资料的信噪比发生决定性的改善。

静校和动校，多道滤波和叠加，以及特别是“反褶积”方法，极大地提高了地震记录的质量。在地震勘探中，人们将反褶积理解为滤波过程的反演，那种滤波过程对地层内传播的地震脉冲施加了重要影响。经过反褶积处理，有效信号的振动就变成一种尖锐而强烈的脉冲。如今，人们把相邻的地震记录排列成所谓“记录剖面”，从而使得邻接的相似同相轴之间的对比十分容易。

在地震勘探中，对比就是一道一道地追踪完全确定的振动，因此，需要对这种振动的旅行时和速度，还有它的振幅和波形分别进行对比。

反射波或折射波的速度计算，实质上是以地震波旅行时的观测为基础的。近表层的速度差异和厚度变化，将对这种计算发生强烈影响。地表起伏和燃爆炸药的炮井深度，同样

起着一定的作用。因此，在进行校正计算的时候，我们必须考虑这些影响。

为了将测量得到的旅行时间变成深度，需要地震波速度资料。人们从井中测量或者反射波和折射波观测中获得这种速度。有时，也布置专门的“速度剖面”进行速度测定。

依靠地震波到达反射面或折射面的传播速度，应用一系列简单的和复杂的几何路径的解释方法，我们能够确定这种“界面”的深度。除了“人工解释”方法以外，主要在反射波地震测量中，现在普遍应用电子计算机进行资料的数字处理。这种处理方法具有极大的意义，它使解释者从手工操作的传统工作方式中广泛地解脱出来。

根据许多观测剖面上的深度和倾角标志，可以绘制某些界面的等深度图和单独地层的等厚度图。与此同时，现在也愈来愈多地应用自动绘图装置，“绘图仪”就是一例。

上面提及的这些题目，本书都将系统地进行论述。

第一章 地震勘探的岩石学和地质学基础

岩石的弹性是多变的。不仅不同类型的岩石，而且同一类型的岩石，也总是按照其层理而呈现完全不同的弹性特征。地震波的速度可以根据弹性系数和密度用下面的公式来计算：

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (\text{对于纵波})$$
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{对于横波}) \quad (1-1)$$

式中 λ 、 μ ——拉姆系数，
 ρ ——密度。

公式(1-1)是从线性弹性理论得出的。根据弹性系数在以后进行可能的速度计算，就地震勘探而言纯粹是在形式上；而在实际上，人们是从地震波速度来计算 λ 和 μ 的，这种地震波速度当然可以在地面测量得到（见第十章）。

但是在实际的野外测量中，岩石和地质因素的影响，直接对速度起着很大的作用，知道了这些关系，才有可能将地震观测与地质概念联系起来。

1.1 影响地震波速度的因素

影响地震波速度的，主要有下列因素：

(1) 构成岩石基体的组份及其各部分的弹性特征与密度。

(2) 岩石的孔隙率。 (对 V_p , V_s 有影响)

(3) 压力，亦称地压。它不仅对固体的骨架，而且也对被物质填充的空隙以及孔隙率产生作用。

(4) 温度。它是通过岩石组份的晶化或熔化，直接或者间接地使岩石的弹性特征发生变化，尤其对于深部地层。

此外，还有另外两种因素，它们已部分地包含在上面因素之中，即：

(5) 成岩历史。当受到定向应力、化学或热的影响时，岩石就会发生变化。而且，岩石能被风化和搬运，由于磨蚀而形成新的岩石。

(6) 岩石年代。它与弹性特征之间显示了特有的相互关系：对于同类岩石，年代较老的与年代较新的相比，一般地说更为坚硬，孔隙率更小，密度更大，速度更高。

1.2 沉积岩、变质岩和火成岩的一般速度特性

(1) 在沉积岩内储藏相当大一部分有用矿藏，例如石油、天然气、盐、煤、水以及一部分金属矿。

同样类型沉积岩的弹性特征，主要取决于胶结作用、压力和年龄。表 1—1 指出各种岩石的纵波速度 V_P 和波阻抗 ρV_P ；例如，在反射系数中，就出现了这种波阻抗，见公式 (10—24 a)。

胶结作用对于速度的影响，由胶结物质的数量和种类所确定。由石英胶结形成的砂岩，显示的速度如此之高，原因是它以石灰作为胶合料。沉积岩中许多速度突变，可能与胶结物质的类型与数量的突然变化有关。这样的“胶结界面”，不仅能被地震反射波，而且也能被地震折射波追踪。

表 1—1 沉积岩的速度和波阻抗

岩 石	速 度 V_P (米/秒)	波 阻 抗 ρV_P (10 ⁴ 克/厘米 ² 秒)	岩 石	速 度 V_P (米/秒)	波 阻 抗 ρV_P (10 ⁴ 克/厘米 ² 秒)
风化带	100—500	1.2—9	泥质片岩	2700—4800	65—135
干砂、砾石	100—600	2.8—14	灰岩、白云岩	2000—6250	35—180
泥	500—1900	3.8—30	硬石膏、岩盐	4500—6500	110—140
湿砂、砾石	200—2000	3—40	煤	1600—1900	20—35
粘土	1200—2800	15—65			
疏松砂岩	1500—2500	27—60	空气	310—360	0.004
泥灰岩	2000—4700	20—120	石油	1300—1400	12—15
致密砂岩	1800—4300	40—116	水	1430—1590	14—16
白垩	1800—3500	36—90	冰	3100—4200	30—45

对于同一种岩相和地层，速度多半随着压力的增加，亦即随着深度的增加而明显地递增。在第十章我们将会阐述，速度随深度的递增往往非常接近于一种线性规律。

沉积物的年代也起着很大的作用。岩石越老，其组份的颗粒随着时间的推延也将胶结得更好和压得更实，因而地震波的速度也就更大。沉积的间断，常常反映明显的速度突变，这种突变越大，引起的反射波振幅就越强。因此，较老的即所谓“基底”地层，在地震上是特别容易追踪的。

对沉积岩速度的两种重要影响，即压力和年代，应当进行更加详尽的讨论。沉积物在浅水中形成的时候，其固结程度非常低。它们的地震波速度与水的速度相当；例如，人们曾经通过测量获得了近代的砂泥沉积的震波速度，其数值在 1470 到 1780 米/秒之间。吸收系数是岩石中地震波衰减的一种量度，当 $\alpha = 4 \cdots \cdots 8 (1/m)$ 时它是比较大的。在逐渐沉积的地层的压力下，近代沉积的地震波速度迅速增加，在一公里深度时，速度值已经达到 2000 米/秒。除了压力以外，时间因素现在往往起着有利于动力重排，因而导致紧密堆积和胶结的显著作用。速度的增加于是又变得缓慢了，表 1—2 和图 1—1 提供了关于这种情况的例子。

在实验室也能够定性地测定岩石压力和年代对速度的影响。图 1—2 说明了一系列试验，试验时压力交替地增加和减小。在压力减小以前，常有一次五分钟的停顿，在这段时间里，速度进一步增加。此外，曲线在很大的程度上表明了不可逆性：当压力减小时，很难达到象开始时那么低的速度值。随着压力的反复增加，速度值呈现了一种饱和状态。

假若岩石经过了动力变质，亦即它们在深部大的压力下经历了重要的动力变化，在这种情况下，当它们后来再处于地表附近时，将普遍保持它们的速度值。所以，对于深部地质年代较老的地层中的微小速度梯度，并不能作为沉积岩的解释标志。

表 1—2 速度 V_P (米/秒) 与岩石的年代和深度的关系

地质年代	片 岩 和 砂 岩			灰 岩	
	深 度 (米)			深 度 (米)	
	0—600	600—900	900—1200	0	1000—1370
更新世—渐新世	1850	2200	2470	—	—
始新世	2160	2740	3080	—	—
白垩纪	2260	2840	3260	3360	4120
二叠纪	2600	3050	—	—	4730
泥盆纪	4060	4090	4120	4270	5340
奥陶纪	—	—	—	5100	6100

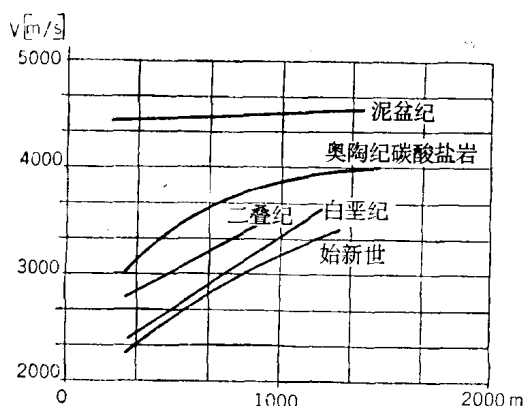


图 1—1 各种年代地层的纵波速度随深度的增加

美国和加拿大的平均值根据井中测量获得
(Faust, 1951)

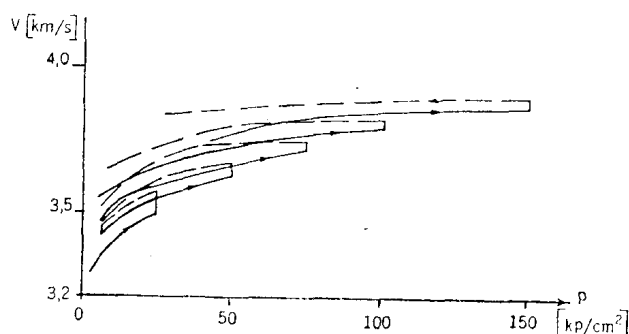


图 1—2 在实验室测定速度以研究压力变化与速度的关系 (Buchheim, 1953)

(注: 本书原文图中数值里的小数点均作“,”表示, 请读者加以注意)

对于钙质、砂质和泥质的岩系, 在广泛的范围内遵循了统计上完全可靠的福斯特法则——一种根据大量的钻井速度测量推导的经验公式 (Faust, 1951):

$$V_P = \beta (tz)^{1/6} \quad (1-2)$$

式中 V_P ——速度 (千米/秒);

t ——时间 (10^6 年);

z ——深度 (千米);

β ——常数 = 1.472。

上式把垂直方向的纵波速度表达为年代和深度 (因此也就是压力) 的函数, 并且概括地给出了要测定的地层和深度范围内的期望速度值。根据岩心和钙质含量等等, 可以进一步对该公式作出修正, 或者就采用另一个常数 β^* 。

钙质的含量对泥质-泥灰质层系极为重要, 并且往往会使速度值激增。纯净的灰岩在沉积地层内无论如何总是起着特殊的作用, 因为它们的速度明显地大于所有的砂质-泥质-泥灰质地层的速度。夹在其它沉积岩中间的白云石或灰岩层, 常常显示为重要的标志层, 它们分布在广大的区域内, 在地震记录上可以根据强振幅来追踪 (表1—1)。同样岩相的沉积地层的密度, 也象速度一样显示出随深度的规律性增加 (图1—3), 根据公式 (1—1), 我们由此得出弹性参数也象密度那样随深度明显增加。

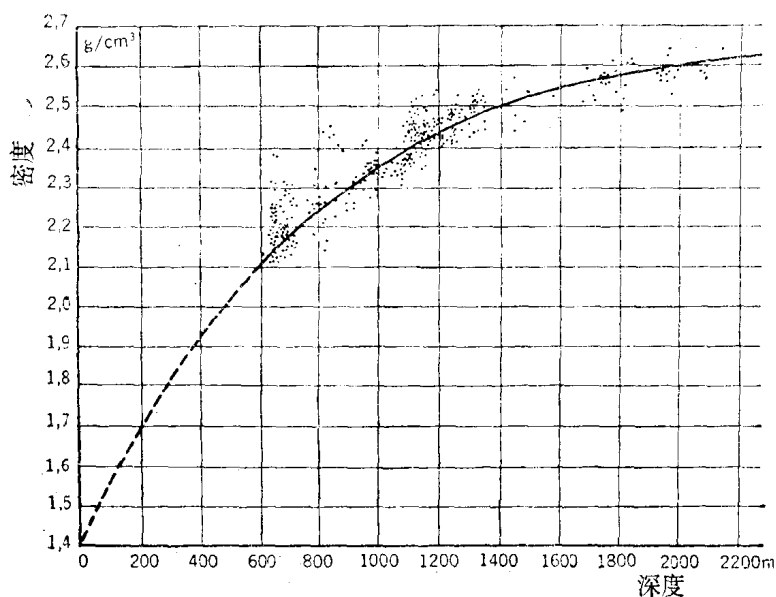


图 1—3 泥质沉积地层中密度与深度之间的关系 (Athy, 1930)

大部分沉积岩由于是在海盆沉积的, 所以展现了一种层状结构。这些地层的厚度范围, 从非常小一直到好几米或者更大。但是, 它们通常仍然小于地震波的波长, 这种波长范围从50到500米不等。沿着地层传播 (亦即主要水平地传播) 的地震波, 其速度始终大于沿着垂直方向传播的速度。这样, 就存在着一种受地层制约的速度各向异性。在地面以

表 1—3 几种沉积岩的速度各向异性值

岩 石	各 向 异 性 系 数
	$V_{//}/V_{\perp}$
砂岩、砂	1
盐	1—1.05
灰岩	1.08—1.30
硬石膏	1.15—1.2
片岩	1.2—1.5

$V_{//}$ 是与地层平行传播时的速度; $V_{\perp}$ 是与地层垂直传播时的速度。

各种不同的激发距离进行井中测量, 可以观察到这种现象, 在实验室对标本的试验也将证明这一点。特别是片岩, 它显示了很高的各向异性值 (表 1—3)。

我们从图1—4得出, 速度将随着孔隙率的增加而减低。除了孔隙率之外, 充填物质对弹性特征也有影响。通过钻孔研究我们知道: 在同样岩相的层系内, 含天然气地层的速度比含石油的地层小, 也比含有正常的地下水的地层小。主要在孔隙砂

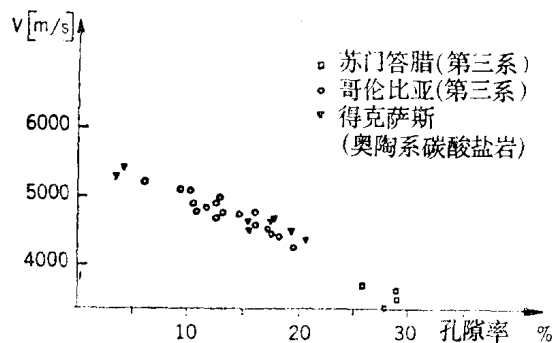


图 1—4 速度与孔隙率的关系
(Hicks和Berry, 1956)

岩内观察到这种效应（参看11.2.13节）。

（2）变质岩是在它们的形成时期由于高压和高温而产生的。由于这个原因，它们变得致密并且形成结晶，具有较大的弹性系数值。它们的速度值几乎总是大于沉积岩，而与深度的关系也并不是那样密切，仅仅在最上面通常易受风化的部分，显示出速度随深度的明显变化。人们根据实验室测定，求得结晶片岩的速度在3100到7500米/秒之间。这种岩石在自然的条件下，大部分速度值在5700到6300米/秒之间，并且随着深度显示出微小的增加。结晶的和沉积的片岩都具有较高的各向异性值。其吸收系数非常小， $\alpha = (1 \cdots 9) \times 10^{-3} (1/m)$ 。

表 1—4 深度从5到15公里的一些火成岩的速度 V_P 、 V_S 。

岩 石	泊 松 比	密 度 (克/厘米 ³)	压 力 与 相 应 的 深 度			
			(1.3千巴/5公里)		(4.0千巴/15公里)	
			V_P	V_S	V_P	V_S
正长岩	0.26	2.61	5900	3400	6100	3500
花岗岩	0.23	2.65	5600	3400	5900	3600
花岗闪长岩	0.24	2.71	5800	3400	6000	3500
石英闪长岩	0.25	2.73	6000	3500	6100	3600
闪长岩	0.26	2.76	6400	3600	6500	3700
辉长岩	0.27	3.04	6800	3800	6900	3900
橄榄石	0.27	3.21	7000	3900	7100	4000
橄榄岩	0.27	3.25	7400	4200	7500	4200
纯橄榄岩	0.27	3.29	7900	4500	8100	4500

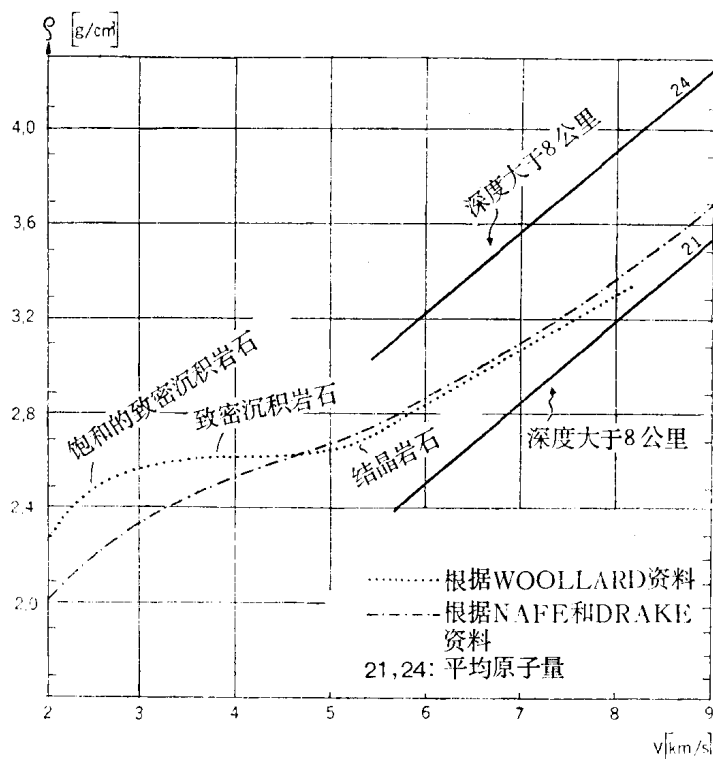


图 1—5 速度与密度的关系
(Woollard, 1959)

(3) 火成岩一般地说同样具有比沉积岩大的速度。颗粒多半较大的侵入岩，显示了比喷发岩更高的速度。例如，辉长岩的速度就比玄武岩高，前者为7000米/秒，后者大约是4000—6000米/秒。与此相反，多孔隙凝灰岩的速度却低得多，大约只有2000米/秒。对于所有火成岩来说，其速度都会由于石英的含量减少而增加。表1—4根据实验室测定列出了最重要的数据(特别是火成岩和变质岩)，当它们相应的数值组出现了某种确定的分布时，就揭示了密度和速度之间的特征关系。图1—5表明了一些平均的速度和密度函数，它们是根据大量实验室测定得到的。图1—6指出了一部分岩石类型的密度对速度，或者说深度对速度的影响，这里部分地考虑到温度的影响。我们看到，压力的影响随着温度的增加而得到补偿，并且在一定的压力范围内温度影响还将超过压力影响。尤其在几乎都是硅铝物质的情况下，例如对于深度从10到20公里的地槽或者古老地盾边缘的堆积地块，温度的影响产生了速度为常数或者略微下降的很厚的一个带。借助准确的深部地震测深(TSS)，就能证明这一点。

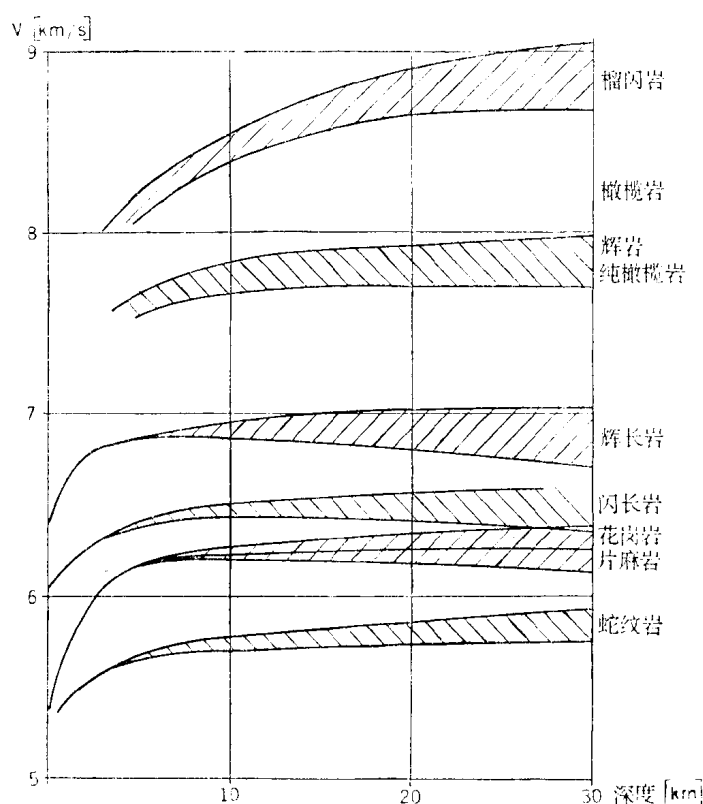


图 1—6 速度与压力(和温度)之间的关系
上面曲线 $T = \text{常数}$, 中间和下面曲线 $T = f(Z)$ (Birch, 1960)

1.3 特殊的速度问题与地震波的吸收

在一般情况下，地震波速度都是从钻井测量或者反射和折射测量而获得的(见第十章)。有了速度，我们就能将地震记录上的同相轴沿着剖面正确地描绘它们的深度。这种用地震方法描绘深度所确定的界面，肯定不会总是与地质界面相一致。关于这一点，我们已

经从大量的深井资料中得到了印证。

就地震与地质概念之间的关系而言，首先可以举出风化层作为例子。它构成地层的最上部，并且起着一种特别的作用：一旦它的厚度发生大的变化，就会改变有效信号的传播时间，因而很容易导致错误的解释。此外，由于它的吸收性强，使得有用信号的能量发生强烈衰减和畸变，并且还产生一种称为“伴随波”的回声现象（见5.5节）。它很容易传输面波，对此我们将在第五章讨论干扰波的影响时详细说明。大部分风化层的速度很低的原因，是风化层系由不同程度的分解物质所组成，其中可溶解的成分已经转移；此外，最上部地层中所充满的水已被空气代替，并且上面没有可由胶结形成的覆盖层。同样，在坚硬的岩层之上，常常出现速度很低的一个带，它们的厚度往往有较大的变化。它的泊松比的数值也会非常高，这种泊松比我们能够从纵波和横波的观测中求得。风化带泊松比的数值一直能够高到0.47，与此相反，表1—4中岩石（未受风化）的泊松比只有0.23—0.27。

地质上定义的风化带，与地震方法确定的低速带并不一致。首先，当疏松带内的潜水面很高时，在含空气和含水的物质之间将出现一个明显的速度突变，但是它们仍然都在地质的风化带之内。不过，在多数情况下，地震上容易追踪的不是第一个固结地层就是潜水面，这样，地震的概念与地质或者水文的概念就一致起来了。

对于较深的界面，地质和地震反映的常常并不一致。举例来说，假若较老的坚硬沉积层位于基岩之上，两者常常具有接近的速度，它们的分界面就难以用地震方法确定。与此相反，如果在基岩以及灰岩层、地层间断、具有相变和不整合的地层等上面沉积了较新的地层，那么地震法一般都能很好地查明它们。尽管在薄层上也能够形成反射波，或者由许多反射波叠合而成，但是最后出现的反射薄层仅仅是少数，如图1—7所示。这样的反射界面，离开较大的距离就追踪不到。这里，与井中速度测量的结果进行对比，并且制作合成地震记录往往是有益的。另一方面，折射波同相轴能够由速度较高的带产生，如果存在着各向异性的话，这种带在钻井资料中是根本识辨不了的。同时，对于这样的同相轴，速度的突变也并非必不可少；一种不大的，随深度而减小的正速度梯度，就足以形成透入波或者折射波了。

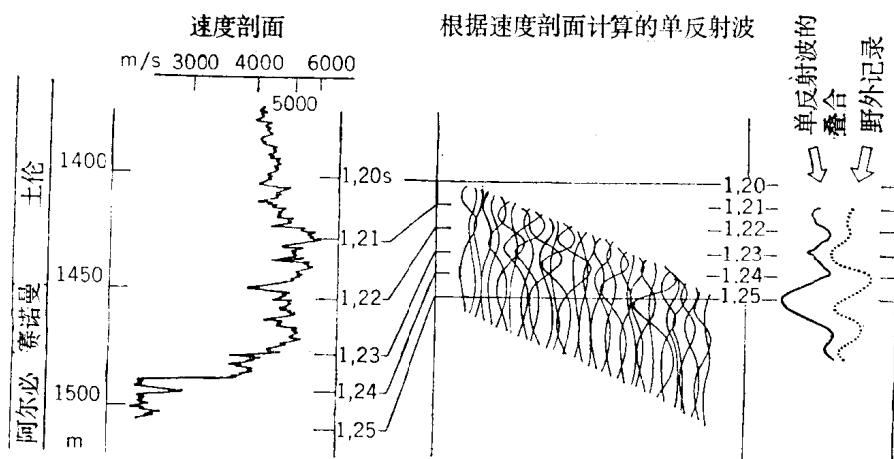


图 1—7 由薄层产生的弱反射波叠合而成的反射波
(Dürschner, 1958)