

# 海底的地声模型

Edwin L. Hamilton

**摘要** “地声模型”是作为实际海底的模型而定义的，其重点在于测量、外推和预估那些与水声学及地球物理学声传播方面有关的特性的数值。这样的模型对于地质学和地球物理学的其它方面也是重要的。实际的海底不可能由任何单一的地声模型来确定，所以，重要的是在海中（包括海底）进行的声学及地球物理学试验结果应与这个区域的特殊模型符合。而这些模型能使实验和理论一致。但是，也可以利用地质学或地球物理学的判断，在较广泛的区域内，外推一个一般化的模型。充分地收集不同区域的模型，就能予估世界海洋中相似区域的海底模型。

地声模型应该详细描述实际的海底。因而，它能用于宽频带内压缩波和切变波的反射和折射，分层图的地质研究、沉积学和地质史，以及地球物理领域的各种研究，如声的反射和折射、重力的计算等等。

建立海底的地声模型，需要综合来源于海洋学、地质学和地球物理学的多种数据。所以，模型集中和运用了海上和实验室中大量科学试验工作所取得的数据。一般来说，一个模型要详细描述复盖在地壳表面的各种沉积层和岩层的实际的厚度和性质。大的分层能够完全满足某些地质学和地球物理学的研究工作的要求。但对声学必须提供足够的细节，以及研究不同声频上的声投射区域。完整的地声模型所需要的信息，应该对每一层都包括以下六项。在某些情况下，现有的技术水平仅允许作出粗略的估计，或者可能得不到有关信息。

1. 由颠倒采水器(Nansen瓶)和下投声速计取得的复盖水层的特性参数。
2. 沉积物信息(由岩心，钻孔或地质学外推取得)：沉积物类型，颗粒大小分布，密度，多孔性，压缩波和切变波的衰减和声速，以及其它弹性参数；这些参数随深度变化的梯度。例如，由声浮标测量得到的各层声速和速度梯度。
3. 由连续反射剖面仪在不同频率上确定的沉积层厚度(以时间表示)。
4. 在不同频率观察的沉积物内部反射体的位置、厚度及特性。
5. 岩层的特性。在海底及接近海底的岩层对水声学是特别重要的。
6. 海底地形，粗糙度、起伏、斜坡等的细节，例如用水下照相机和深海拖曳装置观察。

近期的研究工作已经对含水沉积物的任一种弹性或粘弹性模型提供了特定的参数(例如，速度色散可以忽略或不存在，在大部份感兴趣的频段内，衰减随频率的变化接近一次方规律)。本文评述了这些能够用于海洋沉积物的参数及弹性和粘弹性模型，并介绍了一种特殊的粘弹性模型，及其有关的方程式。

## I. 引言

海军水下中心（从前是海军电子实验室的一部份）在过去 15 年中，有若干大小不一的远征队在海上工作，它们的基本任务是水声调查和到远处去探测，所及地区包括西太平洋

和印度洋。在典型的测量点需要化 2 天到 3 天时间。

很快发现，在船上有海洋物理、生物、地质和地球物理等方面的工作者帮助由声学家和工程师组成的科学部门工作的情况下，能够取得最好的结果。

在这类考察中，地质学者和地球物理学者的主要任务是，建立声学实验中声照射区域上的海底地声模型。这个模型提交给声学工作者，再在海军文件和外界科学杂志上发表地质和地球物理学数据。在这个工作中，我们主要的感受是，基础研究帮助了应用研究。这最好由同一伙人来完成。而其结果常常按照声学工作者的需要，逐渐改进我们的模型。

“地声模型”是作为实际海底的模型而定义的，其重点在于测量，外推和予估那些与水声学及地球物理学声传播方面有关的特性的数值。这样的模型，对于地质学和地球物理学的其它方面也是重要的。一般说来，地声模型详述了覆盖在地壳上的各种沉积层和岩层的实际的厚度和性质。

地声模型的一个主要用处是，使声由海底折射和反射的理论同实验结果一致起来。这需要关于海底的广泛知识，从海中沉积物中的声音的基础物理，以致各个性质之间的经验关系，到地质概率基础上的直接估算。本文中包括这些问题的各个方面。

## II. 海洋沉积层的弹性和粘弹性模型

### 引 言

为了解理解和预估在海底中的声传播，至少需要用到沉积层的密度、声速和声衰减的数值。某些模型还需要弹性系数和声速梯度。在弹性和粘弹性的各种理论中都有这些量之间的关系。

在最近的四篇报告 (Hamilton 等 1970; Hamilton 1971, a, b, 1972) 中，讨论了能应用于海中沉积层的弹性和粘弹性模型的课题和方程式。以下是这些报告中的主要摘录，全能供更全面的讨论参考。

在以下的讨论中，除非加别的附注，均假设介质是：多孔、无气、未粘结、含矿构造、饱含水、以及在宏观上各向同性。压力是小振幅的压缩波或切变波的压力，应变量级是  $10^{-6}$  或更低。频率范围从几赫到至少几百赫，或者直到兆赫范围。波长比颗粒尺寸大很多；否则，出现瑞利散射，而衰减同频率的四次方有关（例如：Busby 和 Richardson 1957）。

很多科学家和工程师关心能应用于干燥和多孔岩石及沉积层的弹性和粘弹性模型的研究。这些研究工作中很多已考虑到这个程度，即介质能够用 Hook 弹性方程或 Kolvin-Voigt、Maxwell 方程，或其它粘弹性模型来描写。因此，对这样一个重要课题，看到如此多样化的模型、方程式和见解，是有点意外的。在饱含水的天然沉积层的情况下，出现这种多样化的原因在于：确定模型参量的实验证据还不足。

在缺乏充分的实验数据的情况下，能够建立一些比较好的理论近似，如有必要通过改变常数来适应可利用的数据。为了推导这样的理论模型，必须先作假定。在饱含水的沉积层中，这些假定中若干可以得到支持的是：(1) 所有饱含水的沉积层类似于液体中悬浮的矿物粒子；(2) 所有矿物粒子都是球状的；(3) 在天然沉积层中 Poiseuille 流动；(4) 细孔水必然相对于

含矿构造或沉积层结构移动；(5) 沉积层缺乏刚性，对此，切变系数为0，泊松比为0.5；(6) 衰减和频率的平方或平方根有关；(7) 允许有一定的速度色散。

所有上述假定在部份或全体上是无效的。近年来，Hamilton (1970 a, 1971 a) 讨论了沉积层结构和弹性体的几个方面。某些结论是确切的：几乎所有饱含水的沉积层有非球形的矿物粒子，悬浮几乎是例外的，而且几乎所有的沉积层有足够的刚性，允许切变波传播。Yong 和 Warkentin (1966) 指出，天然沉积层中没有 Poissuille 流动(通过细管子)。下面讨论两个关键性的主要参量：速度色散和波能量衰减的频率关系。

Hook 弹性方程不应考虑能量衰减。因而，倘若考虑能量衰减，适当的模型必须是变弹性的。在选择合适的变弹性模型时，关键性的量是在压缩波和切变波的微小应力之下，细孔水和矿物结构的相对运动范围。倘若细孔水对矿物结构移动显著，则必须考虑粘性衰减和速度包散。若细孔水相对固体无明显位移，则介质的有效密度是单位体积中细孔水和固体的质量之和，速度色散没有或可以忽略，能量衰减同频率、细孔水的粘滞性、以及矿物结构的渗透性等无关或几乎无关。在这两种情况下，能量衰减的频率关系是不同的。因此，变弹性模型的两个关键参量是：速度色散（即使有也极小）和能量衰减的频率关系。

## 速 度 色 散

在海洋沉积层中速度随频率变化的问题(速度色散)，近年来有相当详细的讨论(Hamilton 1972)。总结如下：

很多研究报告(见Hamilton 1972)指出在限定的频率范围内，沙子中没有速度色散。根据这些研究报告，并对照不同频率在相同沙子中的速度值，指出从几千赫到兆频的范围内，即使出现速度色散也是很小的。还指出，在较高多孔性的淤泥—粘土中，从低于1千赫到2兆赫的频率范围内，即使出现速度色散也是很小的。然而，必须说明，极大多数的速度色散试验仅仅是在十倍频程内或更小范围内作的，未必足以看到色散。换句话说，不能在现有实验的基础上论证速度色散不存在（它可能在速度测量的实验误差之内），尤其是在频率范围很宽广时(从几赫到几兆频)。

## 能 量 衰 减

频率和波能量损失(或衰减)之间的关系，对任何介质，在选择合适的变弹性模型时，都是关键量。最近的文章总结了实验室和现场的关于岩石中波能量损失的大量研究报告，比\*衰减因子为  $1/Q$ ，由对数坐标看到在至少  $10^3$  赫范围内同频率无关 (Knopoff 和 Mac Donald, 1958; Knopoff 1965; White, 1965; Bradley 和 Fort, 1966; Attwell 和 Ramana, 1966)。Attwell 和 Ramana 的文章中有一些沉积层的资料。

显然，比衰减因子  $1/Q$  和频率无关，即衰减  $\alpha$  (分贝/单位长度) 随频率  $f$  线性增加，(例如，White, 1965, 98页)。新近的压缩波情况下的现场工作的摘要指出(White 1965; Knopoff,

\* 这里和比热中的比字同样意思，含有归一之意——译注

1965; Attwell和 Ramana, 1966), 对于很多岩石, 在水声和海洋地球物理最有兴趣的频率范围内, 变化规律与线性相比, 偏离不大, 这时, 在关系式 $\alpha = kf^n$ 中, 指数 $n$ 近似于1。这些研究报告包括乾燥的岩石(通常在实验室中)和低于地下水位的饱含水状态的岩石(现场测量)。

对近期在饱含水的天然沉积层中, 频率从3.5千赫到1500千赫的衰减测量能够做如下的概括(参看 Hamilton, 1972)。在[Hamilton, 1972]中表列频率指数的25个数值, $\alpha = kf^n$ 中的 $n$ 在0.94和1.26之间; 然而, 除这些数值中的二个之外, 全落在0.94到1.11之间。作者以为这些实验数据中最好的是在 San Diego 附近细砂上的,  $n = 1.007 \pm 0.060$ 。这些数据已与 Shumway对同一区域上细沙的平均数据( $n = 0.992 \pm 0.065$ )合併。

列在 Hamilton (1972)表上的数据划在图1上(频率对衰减的关系)。

在1972年论文发表之后的能量衰减的一些测量结果也已加到图1之中。这些数据是:

底 质	频 率	衰减 (分贝/米)	参考文献
沙岩 (钻孔)	12.5赫	0.001	Malk, 1966
沙和漂砾粘土	150	0.03	Li 和 Smith,
威尔士Cardigan湾		0.01	1969
		0.04	
		0.10	
	600赫	0.08	
		0.08	
		0.16	
		0.32	
细沙和甲壳	30千赫	18.7	Muir和Adair,
	100千赫	61.7	1972
泥浆 (粘土—淤泥),	1.2千赫	0.29	Schirmer, 1971
波罗的海	1兆赫	383	
地中海和大西洋:			
深海平原 (平均)	12千赫	0.70	Bennett, 1966
非深海平原 (平均)	12千赫	0.36	
淤泥状的沙, Santa	15千赫	3.3	Igarashi, 1973
Barbara大陆架 (平	30千赫	9.5	
均)	60千赫	20.8	

上面表列的参考书中发表的频率指数 $n$ 如下: Li和 Smith, 1969—0.71, 1.28, 1.07和0.81; Muir和Adair, 1972—1.00; Schirmer, 1971—1.07; Igarashi, 1973—1.13到1.26。

由图1能够看出, 在很宽的频段上, 大多数数据是同衰减—频率的一次方关系近似一致的。大部份海洋天然沉积层和水成岩的数据, 都落在上述数据的上、下限之间。沉积层类型: 淤泥—粘土, 或“泥浆”(图上的正方形), 集中在沿数据下边界的狭带内: 沙(圆圈), 以及混合物—泥沙、沙泥等等(三角形)沿上边界。这用一次方关系, 外推淤泥—粘土和混合

物类型的数据到低于1千赫频率,其衰减数值同下述资料的数据一致: Bennett (1967; 频率40到900赫)的淤泥-粘土中的数据; Tullios和Reid (1969; 50到400赫)的粘土-沙中的数据; 以及Li和Smith (1969; 150到600赫)的沙-漂砾-粘土中的数据。

应当强调指出,图1区别了三种沉积层类型(沙、淤泥-粘土、以及两者的混合物),为了方便起见,它们划在一个图上。各种沉积物之间的重大差别是它的衰减与频率的关系,全部实验数据都与Mizikos(1973)认为泥中有 $f^2$ 关系的观点不符,也不支持Stoll和Brgan (1970)或Stoll (1973),他们仿照Biot (1956),提出沙中衰减的频率关系是 $f^{1/2}$ 或 $f^2$ 。

概括起来,实验论据指出,对泥和沙,衰减对频率的关系接近于 $f^1$ ,随便那一种(或二种)沉积物或其混合物,认为它们的衰减关系为 $f^{1/2}$ 或 $f^2$ 的任何理论均无实验根据。然而,如同讨论速度色散时一样,不能夸大情况。没有一组数据覆盖两个数量级的频率,而低于1千赫的数据也是较缺的。这些实验数据虽然不足以证明精确的结论,但足以看出衰减-频率关系更接近于 $f^1$ ,而不是 $f^{1/2}$ 和 $f^2$ ,条件是:淤泥-粘土或泥,从几赫到至少1兆赫,沙从1千赫到至少1兆赫,混合物类型从150赫到1兆赫。低于1千赫频率的沙中的衰减特别需要更多的数据。

## 弹性和粘弹性模型的回顾

在土壤力学的领域中,曾考虑过巨大的静力或动力应力,在整个应力范围内,沉积物可以是弹性体、粘弹性体或塑性体。对各种模型及模型之内描写其性质的成份,Yong和Warkentin (1966, 80-90页)中有充分的讨论。

在土壤力学和基础工程的领域中,Hook模型和方程式常常是用于推导动力弹性常数和研究振荡负载(例如: Barkan, 1962; Heukelom, 1961; Jones, 1958; Evison, 1956; Hardin和Richart, 1963; Hall和Richart, 1963; Richart和Whitman, 1967)。从大多数速度数据得来的动力模量对应于应变极小的情况(数量级大约 $10^{-6}$ ),而对于应变较大的情况,需要修正模量(Whitman等, 1969, 有修正曲线)。

在物理学和地球物理学领域中,对矿物和岩石的弹性的研究表明,Hook系统的弹性方程式足以确定压缩波和切变波的速度;在Birch(1961, 2206页)中把方程列成对应的表。Birch (1966)、Anderson和Lieberman (1968)综述了这个领域中的问题,特别有兴趣的文章是Christensen(1966, a, b),Brace (1965, a, b),以及Simons和Brace(1965)。

虽然Hook模型的弹性方程适用于不少土壤成份的波速计算,但它不能给出这些介质中的波能量损失。为了计算两种波的速度和能量损失,提出了种种变弹性体(粘弹性和准弹性)的模型和方程。常见的粘弹性模型是Kelvin-Voigt、Maxwell模型,或Hook弹簧和Newton弹壶的一些组合(简明的梗概见Yong和Warkentin, 1966),或假定包含有Poiseuille型的细孔水的运动(在低频)而就Biot模型加以修正。

Biot在几篇论文中(例如: 1956, 1962)讨论了系统的各个方面,其中,细空隙内的水在小应力(如声波)的作用下,相对于沙有或没有运动。在一些计算模型中,把水在沉积矿物结构中的流动或运动认为是Poiseuille类型的。在最近数十年中,已经肯定了Poiseuille类型的简单的流动方程(由水流过管子推论)对实际的沉积层不适用。甚至对于纯沙,这些方

程也必须作相当大的改变,而对于渗透性较差的粘土就不适用了(Yong和 Warkentin, 1966)。换句话说,基于Poiseuille类型的细孔水流动的模型不能应用到天然沉积物。

Kelvin-Voigt模型是最适用于岩石和沉积物的一种模型,在此,如同最初所定义的,压缩波速度随频率变化,而在水声学 and 地球物理学最感兴趣的频段上,衰减随频率的平方增加。White (1965, 110-112 页)中有论证这个问题的理论和实验的充分讨论,并断定(第112页)看不到这样的速度和衰减的频率关系,所以,Voigt 固体不能认为是地层的合适模型。本文和早先的文章(Hamilton等, 1970; Hamilton, 1971, a, 1972)同意这个结论。

## 饱含水沉积层的粘弹性模型

设想宏观上各向同性、正弦波应力很小、波长远大于粒子尺寸、频率从几赫到至少几百千赫(对于大多数天然沉积层大概在兆赫范围),海洋沉积层的任何弹性体、“准弹性体”、或粘弹性体模型的特定参量可以概括为:(1)差不多所有海洋沉积物都不能认为是悬浮物,(2)构成有足够刚性、能传播切变波的矿物质点几乎都不是球形的。(3)对于渗透性较差的淤泥一粘土和天然沙,Poiseuille流动(通过细管子)可能不成立,(4)没有速度色散,或小得可以忽略,(5)衰减一频率关系接近 $f^1$ 。在现有数据的基础上,不能排除细孔水和矿物结构的少许相对移动,然而上面已指出,即使有移动,也是极小的。

下面提出的模型考虑到上述限制,具有种种优点。它是一个很好的工作模型,不必说明衰减机理。它是一个非弹性体模型,其中包括速度色散和非线性衰减一频率关系的规定;不要求使用者事先假定速度无色散或某一特定的 $f^n$ 关系。该模型也明显地指出:倘若速度色散和非线性衰减可以忽略时,则包含这些量的因子可以丢弃掉。它明显地指出,在什么情况下Hook 弹性方程可以用来描述波速和其它弹性模量的关系。有趣的是,这个模型可以广泛地用来研究岩石和其它地壳,如在某些聚合物性质和土壤力学的研究中。

对于这个模型的方程,很多文献预先假设 $1/Q$ 同频率无关,即线性衰减(如分贝/米),与频率成一次方关系、以及无速度色散。结果,这些文献中没有包含的方程,恰好就是采用这些假设时丢弃的关系。下面的方程将包含那些因子(上面采用的预先假设中通常被丢弃掉了)。

要强调的是,在上述参量范围内,不排除有其它模型,整个课题还有待于更多的实验和理论研究。

模型和符合上述参量的相应的方程式属于线性粘弹性情况。Ferry (1961)中概括介绍了线性粘弹性体的基本方程式。对于本文介绍的模型,基本方程见Adler, Sawyer和Ferry (1949),在省略可忽略因子的情况下的讨论见:Nolle和Sieck (1952),Ferry (1961, 93-94 页),Krizek (1964),White (1965),Krizek和Franklin (1968),Hamilton等 (1970)和其它文献。

在上面的模型中,以复数模量 $(\mu + i\mu')$ 和 $(\lambda + i\lambda')$ 代替Lamé弹性模量 $\mu, \lambda$ ,其中 $\mu, \lambda$ 和密度给出波速,而虚模量 $i\mu'$ 和 $i\lambda'$ 给出能量损耗。下面将说明这个模型的应力一应变关系(Ferry, 1961, 11-13页)。对于正弦波,倘如粘弹性体作用是线性的,应变将与应力不同相。应力矢量分介为两个分量:一个相位同应变一致,一个差 $90^\circ$ 。对于切变波,复数的应力/应变

是  $\mu' = \mu + i\mu'$ 。相角  $\varphi$  表示能量损耗，在这种情况下， $\operatorname{tg}\varphi = \mu'/\mu$ 。

上面的模型的基本推导见：Ferry (1961) 和 White (1965)，在此将不再重复。Bucker (Hamilton 等, 1970, 4046 页) 或在 Ferry (1961, 94 页, 419 页) 中提出了这个模型的方程式，不作某些因子可忽略的假设，对于压缩波和切变波，方程可简化成（在符号上有一些变化）：

$$\frac{1}{Q} = \frac{aV}{\pi f - \frac{a^2 V^2}{4\pi f}} \quad (1)$$

式中

$1/Q$  是比衰减因子，或比耗散函数。

$a$  是衰减系数

$V$  是波速

$f$  是频率（圆频率为  $\omega = 2\pi f$ ）

当涉及压缩波和切变波时，可以把下标(P或S)写进(1)式中。

当能量损耗很小时（即  $\lambda' \ll \lambda$  和  $\mu' \ll \mu$ ；White, 1965, 第 95 页，Ferry, 1961, 123 页； $r \ll 1$ ，在此， $r = aV/2\pi f$ ），(1) 式分母中的  $a^2 V^2/4\pi f$  项可以忽略掉，这就留下了更平常的式子（例如：Knopoff 和 Mac Donald, 1958；White, 1965；Bradley 和 Fert, 1966；Attwell 和 Ramana, 1966）：

$$\frac{1}{Q} = \frac{aV}{\pi f} \quad (2)$$

$$\frac{1}{Q} = \frac{2aV}{\omega} = \frac{\Delta}{\pi} = \operatorname{tg}\varphi \quad (3)$$

另外，

$$\frac{1}{Q_P} = \operatorname{tg}\varphi_P = \frac{\lambda' + 2\mu'}{\lambda + 2\mu} \quad (4)$$

$$\frac{1}{Q_S} = \operatorname{tg}\varphi_S = \frac{\mu'}{\mu} \quad (5)$$

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{2\pi}{Q} \quad (6)$$

$$\alpha = 8.686a \quad (7)$$

式中（除了早先定义的符号）：

$\Delta$  是对数减缩率（在指数衰减的正弦波上两个相继幅值之比的对数）

$\operatorname{tg}\varphi$  是损耗角

$\Delta E/E$  是每应力周期内应变能量损失部份。

$\alpha$  是衰减，单位 分贝/长度（例如：分贝/厘米）。

在 Hamilton 等 (1970) 或 Ferry (1961) 中，包含压缩波和切变波速度的方程式是（用 Ferry 的符号）：

$$(\lambda + 2\mu) = \rho V_p^2 (1 - r^2) / (1 + r^2)^2 \quad (8)$$

$$\mu = \rho V_s^2 (1 - r^2) / (1 + r^2)^2 \quad (9)$$

式中，

$$r = aV/2\pi f$$

$\lambda$  = Lamé 常数

$\mu$  = 刚性

$\rho$  = 密度

在(8)式和(9)式中, 项 $(1-r^2)/(1+r^2)^2$ 表示线性粘弹性介质的速度色散的程度。当损耗很小时(定义如上述), 由 Ferry (1961, 94页)可以推论, 这项能忽略掉。这就留下更简单的 Hook 方程:

$$(\lambda + 2\mu) = \rho V_p^2 \quad (10)$$

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (11)$$

这意味着, 倘若在(8)式和(9)式中的 $(1-r^2)/(1+r^2)^2$ 因子和(1)式分母中的 $a^2 V^2 / 4\pi f$ 项能够忽略不计, 则波速、 $1/Q$ 和对数缩减率 $\Delta$ 同频率无关, 而线性衰减正比于频率的一次方。

用 Hamilton (1972)及其参考文献中的数据计算得出: 大多数富含水的岩石和沉积物可以看作上面定义的衰减小的介质, 例如, 根据 Hamilton (1972)表 1 计算, 表明在 14 千赫时的压缩波, 因子 $(1-r^2)/(1+r^2)^2$ 在细沙中是 0.9992, 而对四种淤泥粘土的平均值是 0.9997; 在 Pierre 泥板岩上 (Mc Donal 等, 1958), 切变波的因子 $(1-r^2)/(1+r^2)^2$ 约为 0.992。方程式(2)及(7)式、(10)式和(11)式, 能用于富含水的沉积物和岩石。

欲研究包含速度色散、 $1/Q$ 或对数缩减率的频率关系, 以及线性衰减不与频率一次方成正比等, 可以考虑用(1)式、(8)式和(9)式。使用粘弹性体的方程式(1)、(8)和(9)计算包括波速、密度和组合弹性常数在内的结果, 与用经典的 Hook 弹性方程(例如, (10)式和(11)式)计算的结果, 差异可以忽略不计。

## 弹性常数的计算

对于饱和沉积物的弹性常数计算, 在 Hamilton (1971, a)中已有详细讨论, 并在 Hamilton (1971 b, 1973)中作过回顾。在本节中仅简短地注释一般性的问题。

使用 Hook 弹性方程计算饱和沉积层中的弹性常数, 正如在前一节中证明的, 需要密度和任何两个其它常数值。密度或压缩波速度是很容易测量的, 或者, 对大多数普通沉积物可以合理地预估 (Hamilton, 1971, a, b, 1973)。计算其它量时需要更多的弹性常数。在计算中选用的第三个常数 (Hamilton, 1971, a) 是容积模量 (不可压缩)。这个计算的理论基础是 Gassmann (1951)的文章。

Gassmann (1951)构成一个“封闭系统”, 在它之中, 细孔水相对于矿物结构没有明显的运动 (没有水向单位体积内或外流动), 介质的有效密度是单位体积内水和固体的质量之和, 波速和能量损耗 (如  $1/Q$ )与频率无关, 如果不考虑能量损耗, 在研究波速时能运用 Hook 弹性方程。很多文章中都提到封闭系统作为富含水、多孔介质的弹性和粘弹性的特殊情况 (参见 Hamilton, 1972 中的参考文献)。

因为有可能从容积模量的各个分量估算有用的容积模量值, 所以选它作为第三个常数, 用于计算其它弹性常数。在计算中 (Gassmann, 1951)所使用的方程是:

$$K = K_s \frac{K_t + Q}{K_s + Q} \quad Q = \frac{K_w (K_s - K_t)}{n(K_s - K_w)} \quad (12)$$

式中：

$K_s$ 是矿物固体的总容积模量。

$K_t$ 是结构容积模量(Gassmann 1951中的“骨骼”容积模量)。

$K_w$ 是孔隙水的容积模量。

$n$ 是沉积物十进制分数的孔隙率。

对于蒸馏水和海水的容积模量  $K_w$ ，以及大多数普通的沉积矿物的容积模量  $K_s$ ，近年来已有很好的数值。需要计算水—矿物系统的容积模量时，剩下来仅有结构容积模量  $K_t$  的值未知。

论文Hamilton (1971a)的贡献是推导了沉积物的多孔性和动力学结构容积模量之间的关系(图2)。利用这个关系，能推导对于其它样本的结构容积模量，以及利用孔隙水和矿物的结构容积模量，由(12)式计算系统的容积模量。

然后，用计算得到的容积模量和测量出来的密度、压缩波速度来计算其它弹性常数。列出使用这三个量的方程式，即：

$$\text{压缩系数} \quad \beta = \frac{1}{K} \quad (13)$$

$$\text{Lamé 常数} \quad \lambda = \frac{3K - \rho V_p^2}{2} \quad (14)$$

$$\text{Poisson 比} \quad \sigma = \frac{3K - \rho V_p^2}{3K + \rho V_p^2} \quad (15)$$

$$\text{刚性(切变)模量} \quad \mu = \frac{3}{4}(\rho V_p^2 - K) \quad (16)$$

$$\text{切变波速} \quad V_s = (\mu/\rho)^{1/2} \quad (17)$$

在Hamilton (1971, a)之中有测量和计算出的各种类型沉积物的弹性常数表；最新近的表在Hamilton (1973)之中。

Buchan等人认为(1972, 271页)：Gassmann (1951)建立的结构(或构造)容积模量、孔隙率、与系统(或聚合物)容积模量的其它分量之间关系的方程(在可压缩的情况下)是不正确的。Laughton (1957)曾用过这个方程。在Hamilton(1971, a, 583-584页)中讨论了Gassmann 方程(上面的(12)式)和Laughton用过的方程，以及Buchan等的评论之间的差别。

从实验室到现场条件，修正密度、压缩波速度和容积模量，给出现场弹性常数的预估。在Hamilton (1971, b)中给出了现场计算的数字实例。

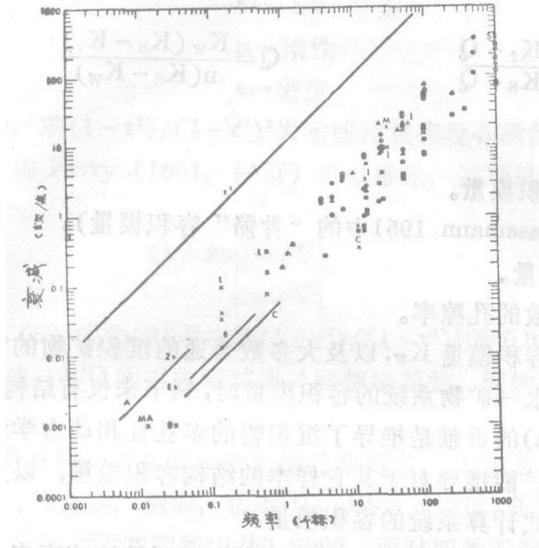


图 1, 在天然的饱和沉积物和沉积层中的衰减—频率关系, 根据Hamilton (1972)改画。符号: 圆圈—沙(各种); 四方形—粘土般的淤泥、淤泥般的粘土; 三角形—混合泥浆(例如, 泥沙、沙泥、沙—淤泥—粘土); 沙在500赫到1000赫时的数据取自 Bushy和Richardson (1957)。低频数据: 直线“**A**”取自 Zemstov 1969(陆地、沉积层); “**B**”—Tullo<sup>s</sup>和 Reid 1969(墨西哥湾, 近海粘土—沙); “**C**”—Bennett 1967(海底, 反射法); **Z**—Zhadin(在Vasil'ev和Gurevich, 1962之中); **E**和**B**—Epinatyeva等和 Berzon(在Zemstov, 1969之中)。标记“**f**”的直线是斜率为衰减—频率一次方关系的任意直线。改画的图上的数据来自: **MA**—Mack 1969(沙岩); **M**—Muir和Adair, 1972(细沙和甲壳); **S**—Schirmer, 1971(泥, 波罗的海); **C**(在12千赫)—Bennett, 1966(深海平地的平均值; 非深海平地的平均值); **I**—Igarashi, 1973(泥沙)。

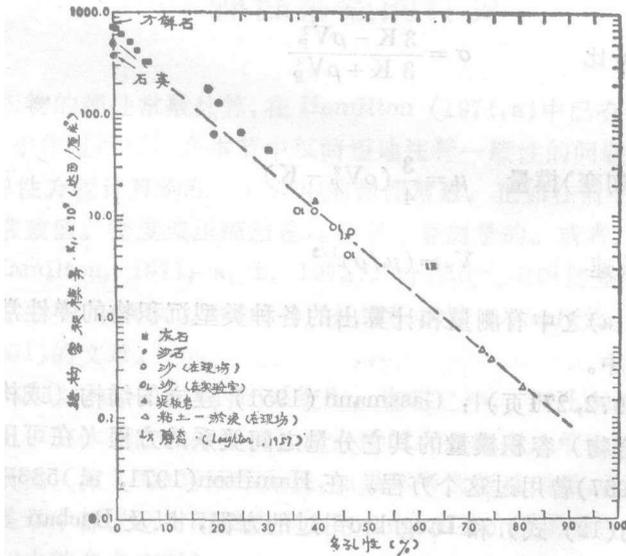


图 2 多孔性与动态结构容积模量  $K_r$  的关系, 用以讨论和简化方程, 参见 Hamilton (1971. a)。

### III. 为创立地声模型所需要的资料

#### 引 言

实际海底不能以任何简单的地声模型定义；所以，重要的是用海上（包括海底）声学 and 地球物理学实验结果证实该区域的特殊模型。然而，用地质学和地球物理学的见解外推一般性模型到广阔区域上是有可能的。从大量各种环境下得出的模型，能予估世界海洋的类似区域的海底模型。

地声模型能详细描述实际的海底。它能用于研究压缩波和切变波在广阔的频段上的反射和折射，也能用在分层地质、沉积层和地质史的地质学研究，以及地球物理领域的种种其它研究（例如：计算重力）。

海底地声模型的建立需要海洋学、地质学和地球物理学等领域广泛多样来源的大量资料。由收集和运用来自很多学科的资料，以及在海上和实验室中工作的资料，得到模型。它的粗略分层是在某些地质学和地球物理学的研究中都需要的，但是，声学上还必须作足够详细的补充，以研究各种频率下的声照射区域。

#### 需要的资料和方法

在构成理想的地声模型时，必须在海上和实验室中取得下述资料。还要加上觅取和挑选使用所有有价值的报告（发表的和未发表的）。

**测深图资料** 地声模型首先需要的是声照射及其附近区域的良好测深图。需要的资料包括：（1）来源于政府和海洋机构的所有有用的测深资料（发表的和没有发表的）；（2）所有测量船在测点上运动的详尽记录；（3）连续的回声记录；（4）颠倒采水器或别的资料，给出从回声测量深度到实际深度的修正；（5）卫星导航法定位。在实验室中画下平滑化的船迹，与深度相对照，而所有有用的资料都用来构成声照射的及其附近区域的很好的海图轮廓。难以设想一个区域的公开发表的海图是有根据的。已经详细、正确地绘入海图的只是海底的极小部份。

**判断层的厚度和反射面位置的资料** 连续的地震反射剖面仪测定在阻抗突变面或反射面之间的传播时间。空气枪能源能够得到数量级为 20 赫到 50 赫的低频资料。电“火花”声源通常工作在差不多 80 赫到 250 赫之间。淤泥—粘土沉积层中 5 米到 20 米深的分层可用 12 千赫标准短脉冲回声测深仪观测。3.5 千赫系统常常给出在淤泥—粘土中 40 米到 60 米深度的反射面。

得到沉积层中的传播时间，若已知层间的速度或速度梯度，则能得到实际厚度。现在，这些资料通常是用消耗性的声浮标测量宽角度反射取得(LePichon等, 1968, Houtz等, 1968)。

**水底的资料** 为予估在现场沉积层表面上的性质，必须有水—沉积层界面声速、密度及海水盐度等的的数据。这些资料能从标准的颠倒采水器得到，而表示声速与水深关系的曲线特

别有用。

**海底地形起伏资料** 海底地形的详情、不平度、起伏、和斜坡等也是一些声学研究中所需要的。它们可以由表面回声测深仪（尤其是狭波束的）、水下照像、以及深水拖曳装置等测量。

**岩石层资料** 海底及其邻近的岩石层，对水声学或地球物理学是很重要的。所有沉积物层和埋藏很深的岩石层对低频很重要。至少要知道在这些岩层中的密度、压缩波速、和衰减。

**关于沉积物性质的资料** 为了得到沉积物的物理性质，需要用重力和活塞取样器、盒形取样器或其它取样器得来的沉积物样品。声速可以在船上测量，或者把样品保存在冰箱里的海水中，回实验室测量声速及其它特性。

在实验室中，最低限度的物理性质测量将包括：颗粒大小的分析（平均的颗粒大小，沙、淤泥和粘土的百分比），容积颗粒密度，饱和密度，多孔性，以及声速测量。其它性质可以通过这些测量到的性质来推算或予估。

在浅海中，最好的资料是从对一些性质的现场测量中得到的（例如：Hamilton等，1970；Hamilton，1972）。

倘若所有上述资料都没有采用价值，或完全没有资料，则可根据文献Hamilton（1971，b）作一部份现场予报。层的厚度和衰减的予估（不包括在1971年的文献中）将简单地附注在下面。在Hamilton（1973）中有直到最近的资料概要。

## IV. 通常的地声模型

在几乎无穷种类的地声模型中，有四种通常的类型。其中之二是大陆架的，而另两种是深海区域的。实际的全体模型将图解成这些类型。

### 浅海地声模型

在大陆架的一般分层是：由软泥或粘土—淤泥的表面层过渡到较硬的淤泥和沙。这是普遍的，因为在冰河期海平面降低时，沙粒下沉到大陆架的广阔地区，然后，当海面上升时，又覆盖上淤泥—粘土。图3是亚洲浅大陆架的记录，图解了这个模型。记录是用短脉冲12千赫回声测深仪取得的。由沙、淤泥和粘土构成的古老海底，在低洼的地方腐蚀出凹凸不平和海沟。后来的淤泥—粘土沉淀覆盖了这个区域的大部份。下部的沙—淤泥沉积物样品取自露在现代海底上的物质。沉积层最厚处的粗略模型图介在图4中。

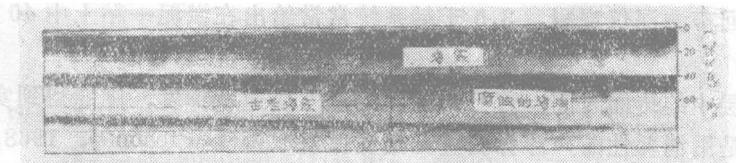


图3 在亚洲大陆架上12千赫回声测深仪的记录。古老的、有海沟的海底被更近代的泥覆盖，但露在（或接近于）现代海底上（图的左面）。标记下面的线条是海底的多重反射。

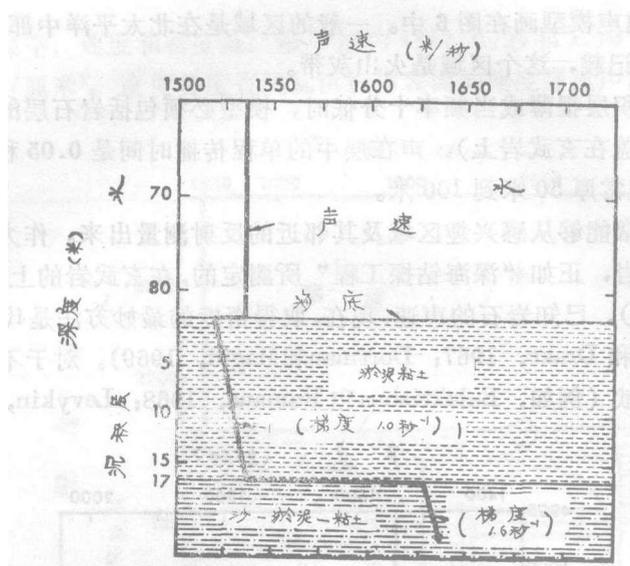


图4 在图3中所示的海底最厚断面的粗略的声模型图。速度梯度是假设的，在沉积层中的声速取自岩心。这是两个通常的地声模型中的一个；泥盖在沙或岩石的上面。

另一个通常的浅海地声模型表示在图5中，在岩石上常常覆盖着很厚的一层沙。沙通常形成高密度、高速度（因而高阻抗）的层，在这个层中声衰减也是强烈的。通常不能用声学方法在这个区域探测再下面的地层。

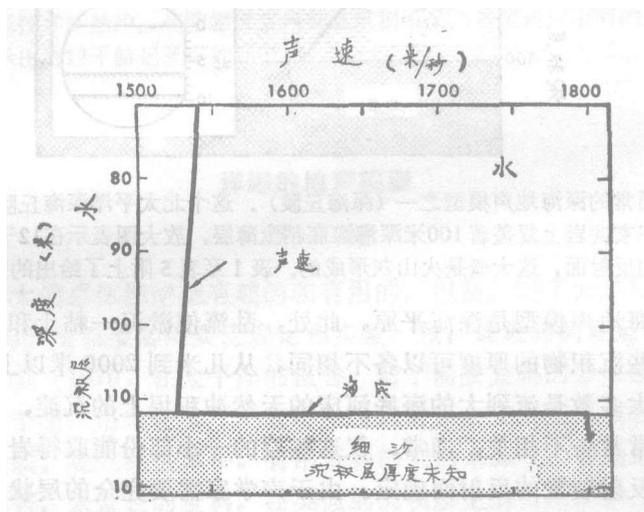


图5 两种通常的浅海地声模型之一(岩石上复盖着厚厚的一层沙)。

## 深海地声模型

在深海中两个通常的模型是：深海平原和深海丘陵。

在深海丘陵中，通常在火成岩或水成岩上有一层深海淤泥—粘土层(有或没有火山灰层)。正如在太平洋的“深海钻探工程”和反射测量所证明的，沉积层多半很薄（例如，Ewing等，

1968)。这种类型的地声模型画在图 6 中。一般的区域是在北太平洋中部，阿留申海盆西部。正如Hern等(1969)所记载，这个区域是火山灰带。

如前所注，当沉积层很薄或当频率十分低时，模型必须包括岩石层的特性。太平洋大多是淤泥—粘土层（复盖在玄武岩上），声在层中的单程传播时间是 0.05 秒或者更少 (Ewing 等，1968)，这个层通常厚 50 米到 100 米。

岩石中的声速通常能够从感兴趣区域及其邻近的反射测量出来。作为例子，在图 6 表示的区域，岩石是玄武岩，正如“深海钻探工程”所测定的，在玄武岩的上部，平均声速是 5.74 米/秒 (Houtz 等，1970)。已知岩石的声速，现在，取得密度的最妙方法是代入密度和速度的图形关系（例如，Nate和 Drake，1967；Dortman和Magid，1969）。对于不同岩石类型的近似衰减值，通常能从文献（例如，Balakrishna和 Ramana，1968；Levykin，1965）中得到。

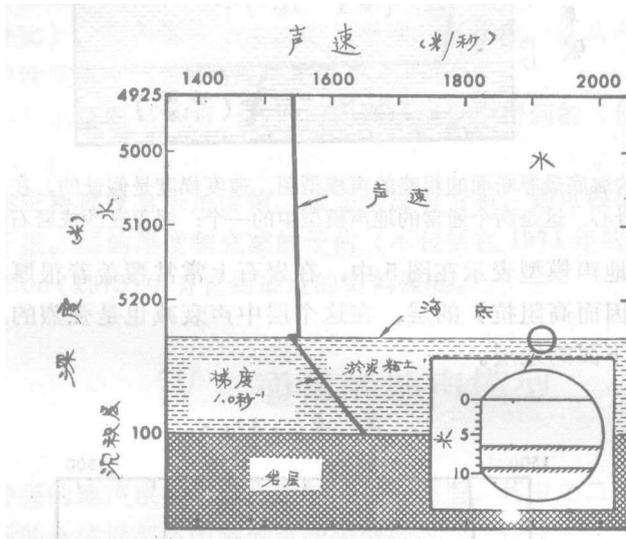


图 6 两个通常的深海地声模型之一（深海丘陵）。这个北太平洋深海丘陵的模型，表明在玄武岩上复盖着 100 米深海海底粘土薄层。放大图表示在 12 千赫记录上看到的反射面，这大概是火山灰形成的。表 1 至表 5 附上了给出的数字明细表。

比较少见的深海地声模型是深海平原，此处，乱流使淤泥—粘土和淤泥—沙交错混杂。复盖在岩石上的这些沉积物的厚度可以各不相同，从几米到 2000 米以上。断面可以由好几百层组成。这些层的大多数是流到大的海底河床的天然冲积堤上的沉淀，各个层厚度不一样，而且在一定距离上常常各不相关，通常，仅这些层的一小部份能取得岩心，而一些较深的层，则由回声测深仪和反射装置的反射面确定。由于声学家需要完全的层状模型，地质学者和地球物理学者应能根据岩心和反射记录详细地描述尽量深的层（反射面），而后用一种可能的“平均层”代替沉积层的全部厚度。

图 7 表示深海混杂模型，是由南日本海的深海平原得到的。混杂层的总厚度由反射剖面仪测定（得到的是在沉积层中声传播的时间），层间速度用声浮标技术测量，这个技术是 Houtz 和他的同事在 Lamont-Doherty 地质观察所发明的 (Houtz 等 1968；LePichon 等，1968)。放大图是用 12 千赫回声测深仪得到的反射面，详细描述了 10 米左右的地层。第一条线（在 0 米处）是海底。在海底面以下一米左右的地方是坚固的反射物。采样器向下通过淤泥—粘土层，并打到沙层为止。沉积物岩心的测量表明：第一米的速度比底层水的速度减少百分之一

多一点。在现场的层中，速度和密度是：第一层为 1467 米/秒和 1.23 克/厘米<sup>3</sup>，第二层为 1819 米/秒和 2.02 克/厘米<sup>3</sup>。速度梯度直线从沉积物表面的速度穿过声浮标测出的层间速度。

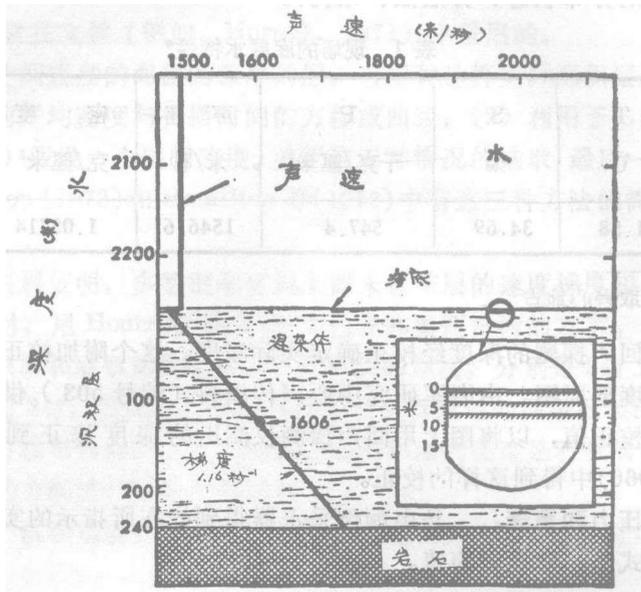


图 7 两个通常的地声模型之一（深海平原）。这个取自日本海的深海平原的模型，表示了有 240 米厚的多层混杂体复盖在岩石上。层中间的速度（1606 米/秒）是用声浮标技术测量的。线性梯度直线是从沉积层表面速度通过中间的速度。放大图表示出用 12 千赫记录到的反射面。第一层是淤泥-粘土，第二层是沙。

## 附 录

### 详细的地声模型

#### 概 概

已图示和讨论的大的总体模型是有趣的和有用的。但是，对于大多数研究海底损耗和反射的报告说明，完整的分层模型必须要使理论和实验一致，最近的例证是 Hastrup (1970) 在地中海的报告，和 Morris (1970) 在太平洋的报告。对于需要完整的分层模型的声学家，全部有用的数据、估算和予测，用来表示“声底层”（通常是水成岩或火成岩）及它之上的大概的分层和沉积物的性质。在这些估算中，有用资料的别的来源有：普通地质学和地球物理学文献，海军的研究报告，未发表的资料，在类似的沉积层上的资料，以及相当数量的地质学的“直观分析和判断”。

在海军水下中心，我们的模型包括上述的总图，加上实验区域的地形图，以及回声探测仪和水下摄影所看到的斜坡和地形起伏。声学家需要定量的资料，他应该可以从图或曲线查出，而不必另外测量它。因此，每种模型附有 5 个表和一张资料清单。

下面解释图 6 型模型附的 5 个表。表中的数字得自样品，不在括号内的数值是测出的。在新近的报告 (Hamilton 1971, b) 中讨论了予估和在现场根据实验室资料修正沉积层特性的问题。

对于每个测点，备有构成图表的一般资料清单（附在 5 个表上）。它包括测点位置（纬

度和经度)，以得和米为单位的最大和最小的水深（包括回声探测仪得到的和修正的深度），大致地理区域（例如，北一中太平洋），局部地貌（例如，深海丘陵），以及海底的简短说明（地形、沉积物的分布状态、分层法、结构）。

表 1 现场的底层水特性\*

实际深度 米	T °C	S ‰	P 千克/厘米 <sup>2</sup>	声速 米/秒	密度 克/厘米 <sup>3</sup>	阻 抗 克/厘米 <sup>2</sup> 秒 <sup>5</sup>
5251	1.58	34.69	547.4	1546.6	1.05714	1.62662

\* 模型的位置：取岩心地点。

**实际深度** 由回声探测的深度经校正确定实际深度。这个附加校正基于水层中由测点颠倒采水器获得的速度剖面图。由海军研究中心声传播科（编号 503）供给的小表，是温深图形式的附图，指示校正值，以将图上用回声探测仪测出的深度修正到实际深度。也能从 NAVOCEANO (1966) 中得到这样的校正。

**温度、盐度、压力和声速：** 是由颠倒采水器得到的在所指示的实际深度上的数据。

**阻抗的计算公式是：** 密度 × 声速。

表 2 现场沉积物的物理性质（除声学之外）\*

层 编 号	h 米	沉积物类型	平均直径 毫米	沙 %	淤 泥 %	粘 土 %	n %	$\rho_s$ 克/厘米 <sup>3</sup>
1	6.2	淤泥状粘土	0.004	9.8	39.0	51.2	76.3	2.65
3	0.1	(火山灰)	—	—	—	—	(65.0)	(2.7)
3	3.0	(淤泥状粘土)	—	—	—	—	(75.0)	(2.65)
4	0.2	(火山灰)	—	—	—	—	(65.0)	(2.7)
岩 石	—	玄武岩	—	—	—	—	—	—

岩石上沉积层的总厚度 100 米。

\* 模型的位置：取岩心的地点。

附注：

- (1) 栏头：h 是厚度；n 是多孔性； $\rho_s$  是固体密度。
- (2) 在括号内的数值是予估的。
- (3) 为了圆满地估算地声模型，假设层 3 和层 4 交替更迭到沉积层的全部厚度 (100 米)。
- (4) 岩石类型 (玄武岩) 由声速、声反射记录 (探到深丘) 及一般区域上的“深海钻探工程”确定。

沉积层的厚度由下列方法确定：岩心、12 千赫和 3.5 千赫回声测深记录、声反射 (电火花)、声浮标、和予计的分层 (按相同的沉积物确定，或取自对这个区域的其它机关的报告)。

在取岩心的沉积层之下，计算反射面之间比较薄层的厚度能用下述方法：测量声在反射面之间的传播时间 (12 千赫或 3.5 千赫频率)，乘以由层上边外推来的速度 (运用声速梯度，

如下面将要讨论的)。反射层(反射面)的实际厚度可以由它上面大体相同的沉积物或别的地方的层取的岩心厚度得到。例如, Horn等(1969)报告东北太平洋的白色火山灰厚度为1厘米到29厘米(平均6.5厘米);较厚的部份比较接近灰源;这些灰的平均颗粒尺寸是5.42 phi。类似的资料是经常在文献(例如, Horn等, 1971)中采用的。

对于不能测量层中间速度的海区的较厚的层,有三种计算实际沉积层厚度的方法。(1)利用由类似海区得来的平均速度与传播时间的方程或曲线;(2)利用予估的线性梯度和予估的 $V_0$ (下面讨论);(3)假设一个层间速度。关于这三种情况的选取,最后一种用得最普遍,也最不准确。在 Hamilton (1973)和 Hamilton 等(1973)中有这三种方法的简短讨论,并附有例子。

现有足够的公开资料证明,多数混杂区域上面未板结层的速度梯度相当接近。例如,单程传播时间 $t=0.2$ 秒时,用 Houtz等(1968)对大西洋和墨西哥湾的方程,以及 Hamilton 等(1973)对中孟加拉冲积扇和堪察加海盆的方程计算层的厚度,分别是347米、341米、351米和374米,变化不超过3%。所以,如若计算一个没有测量过的混杂区域的沉积层厚度,利用大多数类似区域的方程可以得到合理的结果。若沉积层的类型是石灰质的软泥,则推荐用对于太平洋赤道地带的方程式(Houtz等1970)。

给定线性梯度 $a$ ,沉积层表面速度 $V_0$ 和单程传播时间 $t$ ,则层的厚度为(Houtz和Ewing, 1963):

$$h = V_0(e^{at} - 1)/a$$

式中 $e$ 是自然对数的底。

这是十分有用的方程,因为 $V_0$ 能严密地估计(Hamilton, 1971, b),在层之中的单程传播时间可以由反射记录测量,速度梯度通常能有合理的估算(较完全的讨论见 Hamilton, 1973;或 Hamilton等1973)。

**沉积物类型,矿物粒子的平均直径,和沙、淤泥及粘土的百分比** 是由分析颗粒大小确定的。Shepard (1954)讨论了本题目各量的图表,而沙粒大小是利用了 Wentworth分级。Wentworth分级根据矿物粒子的平均直径,粉沙:0.062到0.125毫米,细沙:0.125到0.250毫米,中沙:0.250到0.500毫米,粗沙:0.500到1.000毫米,淤泥:0.062到0.004毫米,粘土0.004毫米以下。

**多孔性** 是样品中真空或空隙的体积除以总体积;这是由汽化细孔水来测定的,又拿干燥盐来校正(方法见 Hamilton 1971, b)。

**固体的密度** 干燥矿物粒子质量(盐不会与细孔水一同汽化)的容积密度,用比重瓶法测定。

盖在岩石上的沉积层总厚度(1000米)是由沉积层中单程反射的时间和上面所讨论的沉积层中间速度来确定的。

**声速** 是在实验室内测定(频率近200千赫)的,并以现场数值(Hamilton, 1971, b)校正,括弧内的数值是予估的(对于在下一层中的速度见下面一段)。

**速度梯度** 线性速度梯度(米/秒·米或秒<sup>-1</sup>)表示速度随着沉积层的深度的增值。测点的中间速度是用声浮标测量的,总的线性梯度由沉积物表面声速和层的中间速度确定。中间速度是在一半厚度的沉积层深度上的实际速度。这个梯度是平滑的,是整个层或所有层的平均梯度。各种速度在单一层上不反射,所以,通常仅仅给定或计算一个梯度。没有实际测量的

梯度值时，梯度是预估的（括号内的数值）。讨论见 Hamilton(1973)或Hamilton等(1973)。这些线性梯度通常在0.5和2.0秒<sup>-1</sup>之间变化，因而总的予估值1.0秒<sup>-1</sup>是合理的。

表 3 现场沉积层的声学特性 \*

层号	声速 米/秒	速度梯度 秒 <sup>-1</sup>	速率比	密度 克/厘米 <sup>3</sup>	阻抗 克/厘米 <sup>2</sup> 秒×10 <sup>5</sup>
1	1539	(1.0)	0.994	1.44	2.216
2	(1595)	—	(1.03)	(1.63)	(2.600)
3	(1545)	—	—	(1.45)	(2.240)
4	(1598)	—	—	(1.63)	(2.605)
岩石	(5700)	—	—	(2.6)	(14.82)

\* 模型的位置：取岩心的地点。

附注：

- (1) 括号内数值是预估的。下面一层中速度增值的总表示是速度梯度。
- (2) 为圆满地予估地声模型，假设层 3 和层 4 交错更迭到沉积层的全部厚度(100米)
- (3) 在 Houtz 等 (1970) 中有对一般区域平均的玄武岩中速度。玄武岩中的密度是由 Nafe和 Drake (1967)的速度—密度关系得来的。

对于许多测点，这种表将会指示下一层的估计参数。依据上一层中的参数来作予估，或者予估沉积物类型和与此同类的沉积物的参数。

在声学家需要的模型中，沉积物的总厚度随频率、能量、掠射角等变化。如前面所指出的，已知的分层可以变化到沉积层—岩石交接处，给分层混杂的区域上的地声模型一个合理的根据。速度梯度将用于校正（增加）在各个低下一层中的速度，而处理时也要求校正阻抗。例如，在第一层中的速度为1500米/秒，梯度1.0秒<sup>-1</sup>。在沉积层深 100 米的相同的层中将有1600米/秒的声速。虽然在较厚的部分密度稍大，计算阻抗时仍可以假设密度相同。

**速度比**是沉积层速度对底层水速度之比，这在实验室如同在现场一样(Hamilton, 1971, b)。在较大的沉积层深度，不能给出或估计出这个比。倘若对较深层作计算，必须考虑沉积层中的速度梯度（见上一段）。

**密度**是沉积物单位体积的饱和容积密度，现场作为实验室测量的校正。

**阻抗**是密度和速度的现场数值的乘积。

用于计算沉积物弹性常数的方法和数据见：

Hamilton, E. L., "Elastic properties of Marine Sediments", J. Geophys. Res., 76 579-604, 1971

Hamilton, E. L., 1971 b, "Prediction of In-situ Acoustic and Elastic Properties of Marine Sediments", Geophysics, v. 36, p. 266-284.

本文前面已讨论过的内容和在 Hamilton(1971 a, b)之中，当计算所有这些数值时，使用了测量出来的密度值、压缩（声）波速测量值，以及由(13)式到(17)式计算出来的容积模

量（在现场条件下校正）。

表 4 在现场估算沉积物的弹性常数 \*

层 编 号	$\beta$	K	$\sigma$	$\mu$	$\lambda$	$V_s$
1	0.3055	3.2736	0.484	0.1028	3.2051	267
2	0.2623	3.8128	0.468	0.2505	3.6457	392
3	0.3003	3.3298	0.485	0.0986	3.2641	261
4	0.2623	3.8128	0.466	0.2622	3.6379	401

\*  $\beta$ , 压缩系数(达因/厘米<sup>2</sup>×<sup>-10</sup>); K, 容积模量(达因/厘米<sup>2</sup>×<sup>10</sup>);  $\sigma$ , 泊松比;  $\mu$ , 刚性模量(达因/厘米<sup>2</sup>×<sup>10</sup>);  $\lambda$ , Lamé常数(达因/厘米<sup>2</sup>×<sup>10</sup>);  $V_s$ , 切变波速度(米/秒)。

表 5 预估压缩(声)波的衰减 \*

层 编 号	推 荐 值	K	
		可能的最大值	可能的最小值
1	0.08	0.18	0.04
2	0.12	0.38	0.09
3	0.08	0.19	0.04
4	0.12	0.38	0.09

\* 确定一个等式, 只要调换常数K, 就能用在任何频率上, 这个式子是

$$\alpha = Kf^1$$

式中,

$\alpha$  是压缩(声)波的衰减(分贝/米)

k 是常数

f 是频率(千赫)

对于更深的层, 看作层 3 和层 4 的数值交错。预估衰减所使用的方法和数见:

Hamilton, E. L., 1972, “海洋沉积层中的压缩波衰减” *Geophysics*, v. 37, p. 620-464

Hamilton(1972) 的论文指出, 海中沉积物的声衰减近似正比于频率的一次方。在等式  $\alpha = kf^n$  中(式中  $\alpha$  是衰减, 分贝/米; f 是频率, 千赫), 若指数 n 等于 1, 则仅有的可变量是常量“k”。Hamilton (1972) 中的图 3—5 是 k 和平均颗粒大小及沉积层中的空隙率之间的关系, 可用以求 k 的数值, 将这个值(和可能的最大值与最小值)代入上面的公式, 得到能够在任何频率时使用的公式。

## 参考文献

- Adler, F. T., W. M. Sawyer, and J. D. Ferry, "Propagation of transverse waves in viscoelastic media," J. Appl. Phys. 20, 1036-1041 (1949).
- Anderson, O. L., and R. C. Liebermann, "Sound velocities in rocks and minerals: experimental methods, extrapolations to very high pressures, and results," in Physical Acoustics, Principles and Methods, W. P. Mason (ed.) (Academic Press, New York, 1968), pp. 330-466.
- Attwell, P. B., and Y. V. Ramana, 1966, "Wave attenuation and internal friction as functions of frequency in rocks": Geophysics, v. 31, p. 1049-1056.
- Balakrishna, S., and Y. V. Ramana, "Integrated studies of the elastic properties of some Indian rocks," in The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area, L. Knopoff, C. L. Drake, and P. J. Hart (eds.), Geophys. Mon. No. 12 (Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 1968), pp. 489-500.
- Barkan, D. D., Dynamics of Bases and Foundations (McGraw-Hill Book Co., Inc., New York, 1962).
- Bennett, L. C., Jr., In situ measurements of acoustic absorption in unconsolidated marine sediments, Ph.D. Thesis, Bryn Mawr College, 1966, p. 107.
- Bennett, L. C., Jr., "In situ measurements of acoustic absorption in unconsolidated sediments" (abstract), Trans. Am. Geophys. Union 48, 144 (1967).
- Biot, M. A., "Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range; II. Higher-frequency range," J. Acoust. Soc. Am. 28, 168-178; 179-191 (1956).
- Biot, M. A., "Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media," J. Appl. Phys. 33, 1482-1498 (1962).
- Birch, F., "The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars," Part 2, J. Geophys. Res., 66, 2199-2224, 1961.
- Birch, F., "Compressibility: Elastic constants," in Handbook of Physical Constants, S. P. Clark, Jr. (ed.), Geol. Soc. Amer. Memoir 97, 98-174 (1966).
- Brace, W. F., "Some new measurements of linear compressibility of rocks," J. Geophys. Res., 70, 391-398, 1965a.

- Brace, W. F., "Relation of elastic properties of rocks to fabric," *J. Geophys. Res.*, 70, 5657-5667, 1965b.
- Bradley, J. J., and A. N. Fort, Jr., "Internal friction in rocks," in Handbook of Physical Constants, S. P. Clark, Jr. (ed.), Geol. Soc. Amer. Memoir 97, pp. 175-194 (1966).
- Buchan, S., D. M. McCann, and D. T. Smith, "Relations between the acoustic and geotechnical properties of marine sediments," *Quarterly J. Engin. Geology* 2, 265-284 (1972).
- Busby, J., and E. G. Richardson, 1957, "The absorption of sound in sediments": *Geophysics*, v. 22, p. 821-828.
- Christensen, N. I., "Compressional wave velocities in single crystals of alkali feldspar at pressures to 10 kilobars," *J. Geophys. Res.*, 71, 3113-3116, 1966a.
- Christensen, N. I., "Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars," *J. Geophys. Res.*, 71, 3549-3556, 1966b.
- Dortman, N. B., and M. Sh. Magid, "New data on velocity of elastic waves in crystalline rocks as a function of moisture," *Soviet Geol.* 5, 123-129 (1968); translation: *Intern. Geology Rev.* 11, 517-523 (1969).
- Evison, F. F., "The seismic determination of Young's Modulus and Poisson's Ratio for rocks in situ," *Geotechnique* 6, 118-123 (1956).
- Ewing, J., M. Ewing, T. Aitken, and W. J. Ludwig, "North Pacific sediment layers measured by seismic profiling," in *Geophys. Mon. No. 12, The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*, L. Knopoff, C. L. Drake, and P. J. Hart (eds.), pp. 147-173 (Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 1968).
- Ferry, J. D., Viscoelastic Properties of Polymers (John Wiley and Sons, Inc., New York, 1961).
- Gassmann, F., "Über die Elastizität Poröser Medien," *Vierteljahrsschrift Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 96, 1-23 (1951).
- Hall, J. R., Jr., and F. E. Richart, Jr., "Dissipation of elastic wave energy in granular soils," *J. Soil Mech. & Foundations Div.*, Amer. Soc. Civil Engin. SM 6, 27-56 (1963).
- Hamilton, E. L., "Sound velocity and related properties of marine sediments, North Pacific," *J. Geophys. Res.*, 72, 4423-4446, 1970a.

- Hamilton, E. L., "Sound channels in surficial marine sediments," J. Acoust. Soc. Am. 48, 1296-1298 (1970b).
- Hamilton, E. L., 1970c; "Reflection coefficients and bottom losses at normal incidence computed from Pacific sediment properties": Geophysics, v. 35, p. 995-1004.
- Hamilton, E. L., "Elastic properties of marine sediments," J. Geophys. Res., 76, 579-604, 1971a.
- Hamilton, E. L., 1971b, "Prediction of in situ acoustic and elastic properties of marine sediments": Geophysics, v. 36, p. 266-284.
- Hamilton, E. L., 1972, "Compressional-wave attenuation in marine sediments": Geophysics, v. 37, p. 620-646.
- Hamilton, E. L., "Prediction of deep-sea sediment properties: state of the art," in Proceedings of a Symposium, Physical and Engineering Properties of Deep-Sea Sediments, A. L. Inderbitzen (ed.), in press, 1974.
- Hamilton, E. L., H. P. Buckler, D. L. Keir, and J. A. Whitney, "Velocities of compressional and shear waves in marine sediments determined in situ from a research submersible," J. Geophys. Res., 75, 4039-4049, 1970.
- Hamilton, E. L., D. G. Moore, E. C. Buffington, J. R. Curray, and P. H. Sherrer, "Sediment velocities from sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea, and Northeast Pacific," in preparation, 1974.
- Hardin, B. O., and F. E. Richart, Jr., "Elastic wave velocities in granular soils," J. Soil Mech. & Foundations Div., Amer. Soc. Civil Engin. SM 1, 33-65; and discussions SM 5, 103-118 (1963).
- Hastrup, O. F., "Digital analysis of acoustic reflectivity in the Tyrrhenian Abyssal Plain," J. Acoust. Soc. Am. 70, 181-190 (1970).
- Heukelom, W., "Analysis of dynamic deflections on soils and pavements," Geotechnique 11, 224-243 (1961).
- Horn, D. R., M. N. Delach, and B. M. Horn, "Distribution of ash layers and turbidites in the North Pacific," Bull. Geol. Soc. Amer. 80, 1715-1724 (1969).
- Horn, D. R., M. Ewing, B. M. Horn, and M. N. Delach, "Turbidites of the Hatteras and Solum Abyssal Plains, western North Atlantic," Marine Geology 11, 287-323 (1971).

- Houtz, R. E., and J. I. Ewing, "Detailed sedimentary velocities from seismic refraction profiles in the western North Atlantic," *J. Geophys. Res.*, 68, 5233-5258, 1963.
- Houtz, R. E., J. I. Ewing, and X. Le Pichon, "Velocity of deep-sea sediments from sonobuoy data," *J. Geophys. Res.*, 73, 2615-2641, 1968.
- Houtz, R., J. Ewing, and P. Buhl, "Seismic data from sonobuoy stations in the northern and equatorial Pacific," *J. Geophys. Res.*, 75, 5093-5111, 1970.
- Igarashi, Y., "In situ high-frequency acoustic propagation measurements in marine sediments in the Santa Barbara shelf, California," *Naval Undersea Center Tech. Publ. 334 (NUC TP 334)*, Naval Undersea Center, San Diego, California (1973), p. 40.
- Jones, R., "In situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods," *Geotechnique* 8, 1-21 (1958).
- Knopoff, L., "Attenuation of elastic waves in the earth," *Physical Acoustics*, W. P. Mason (ed.) (Academic Press, New York, 1965), Vol. III-B, pp. 287-324.
- Knopoff, L., and G. J. F. MacDonald, "Attenuation of small amplitude stress waves in solids," *Rev. Modern Phys.* 30, 1178-1192 (1958).
- Krizek, R. J., "Application of the one-sided Fourier transform to determine soil storage and dissipation characteristics," *Proc. Symp. Soil-Structure Interaction*, University of Arizona, Tucson, Arizona (1964).
- Krizek, R. J., and A. G. Franklin, "Energy dissipation in a soft clay," *Proc. Int. Symp. Wave Propagation and Dynamic Properties of Earth Materials* (University of New Mexico Press, Albuquerque, New Mexico, 1968), pp. 797-807.
- Laughton, A. S., 1957, "Sound propagation in compacted ocean sediments": *Geophysics*, v. 22, p. 233-260.
- Le Pichon, X., J. Ewing, and R. E. Houtz, "Deep-sea sediment velocity determination made while reflection profiling," *J. Geophys. Res.*, 73, 2597-2614, 1968.
- Levykin, A. I., "Longitudinal and transverse wave absorption and velocity in rock specimens at multilateral pressures up to 4000 kg/cm<sup>2</sup>," (English ed.) *Izvestiya, Acad. Sci., USSR, Physics of the Solid Earth* 2, pp. 94-98 (1965).

- Li, W. N., and D. T. Smith, "Identification of sea-floor sediments using underway acoustics," *Geophysical Prospecting* 17, 231-247.
- McDonal, F. J., F. A. Angona, R. L. Mills, R. L. Sengbush, R. G. Van Nostrand, and J. E. White, 1958, "Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale": *Geophysics*, v. 23, p. 421-439.
- Mack, H., 1966, "Attenuation of controlled wave seismograph signals observed in cased boreholes": *Geophysics*, v. 31, p. 243-252.
- Mizikos, J. P., "Use of acoustic (or seismic) waves for deep sea bottom layers identification and computation of their physical and engineering properties," in Proceedings of a Symposium, Physical and Engineering Properties of Deep-Sea Sediments, A. L. Inderbitzen (ed.), in press, 1974.
- Morris, H. E., "Bottom-reflection-loss model with a velocity gradient," *J. Acoust. Soc. Am.* 48, 1198-1202 (1970).
- Muir, T. G., and R. S. Adair, "Potential use of parametric sonar in marine archeology," Ms., Applied Research Laboratories, The University of Texas at Austin, Austin, Texas.
- Nafe, J. E., and C. L. Drake, "Physical properties of rocks of basaltic composition," in Basalts, H. H. Hess and H. Poldervaart (eds.), (Interscience Publ., New York, 1967), pp. 483-502.
- NAVOCEANO, Handbook of Oceanographic Tables (U.S. Naval Ocean. Office SP-68, 1966).
- Nolle, A. W., and P. W. Sieck, "Longitudinal and transverse ultrasonic waves in synthetic rubber," *J. Appl. Phys.* 23, 888-894 (1952).
- Richart, F. E., Jr., and R. V. Whitman, "Comparison of footing vibration tests with theory," *J. Soil Mech. & Foundation Div. Amer. Soc. Civil Engin.* SM 6, 143-193 (1967).
- Schirmer, F., Eine Untersuchung akustischer Eigenschaften von Sedimenten der Nord-und Ostsee, Ph.D. Thesis, University of Hamburg (1971).
- Shepard, F. P., "Nomenclature based on sand-silt-clay ratios," *J. Sedim. Petrol* 24, 151-158 (1954).
- Simons, G., and W. F. Brace, "Comparison of static and dynamic measurements of compressibility of rocks," *J. Geophys. Res.*, 70, 5649-5656, 1965.

Stoll, R. D., "Acoustic waves in saturated sediments," in Proceedings of a Symposium, Physics of Sound in Marine Sediments, L. D. Hampton (ed.), in press, 1974.

Stoll, R. D., and G. M. Bryan, "Wave attenuation in saturated sediments," J. Acoust. Soc. Am. 47, 1440-1447 (1970).

Tullos, F. N., and C. Reid, 1969, "Seismic attenuation of Gulf Coast sediments": Geophysics, v. 34, pp. 516-528.

Vasil'ev, Y. I., and G. I. Gurevich, "On the ratio between attenuation decrements and propagation velocities of longitudinal and transverse waves," (English ed.) Izvestiya, Acad. Sci., USSR, Geophys. Series 12, pp. 1061-1074 (1962).

White, J. E., Seismic Waves: Radiation Transmission, and Attenuation (McGraw-Hill Book Co., Inc., New York, 1965).

Whitman, R. V., R. J. Holt, and V. J. Murphy, "Discussion of: vibration modulus of normally consolidated clay," by B. O. Hardin and W. L. Black, J. Soil Mech. & Foundation Div., Amer. Soc. Civil Engin. 95, SM2, 656-659, 1969.

Yong, R. N., and B. P. Warkentin, Introduction to Soil Behavior (The Macmillan Co., Inc., New York, 1966).

Zemtsov, E. E., "Effect of oil and gas deposits on dynamic characteristics of reflected waves," Int. Geol. Rev. 11, 504-509 (1969).