

地震地层学

(在油气勘探中的应用)

[美] C·E·佩顿编

石油工业出版社

地震地层学

(在油气勘探中的应用)

[美] C. E. 佩顿 编

牛毓荃 徐怀大 陈俊生 吴 律等 译

徐怀大 校

石油工业出版社

内 容 提 要

地震地层学是发展最快的一个地学分支。这部论文集包括的23篇著作和一个使用术语词汇,共分为地震资料的地层学解释基础、应用和模拟技术等三大部分,但书中的重点是通过大量实例论述了地震地层学在油气勘探中的应用。

本书对地质学和地球物理学工作者及有关院校师生有一定参考价值。

Charles E. Payton

Seismic Stratigraphy

applications to hydrocarbon exploration

Published by The American Association

of Petroleum Geologists

Tulsa, Oklahoma U.S.A, 1977

*

地 震 地 层 学

(在油气勘探中的应用)

[美] C. E. 佩顿 编

牛毓荃 徐怀大 陈俊生 吴 律 等 译

徐怀大 校

*

石油工业出版社出版

(北京和平里七区十六号楼)

化学工业出版社印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

*

开本 787×1092¹/₁₆ 印张 29¹/₂ 插页 16 字数 744 千字 印数 146,000

1980年6月北京第1版 1980年6月北京第1次印刷

书号 15037·2112 定价 3.70 元

目 录

译者序.....	1
序 Charles E. Payton.....	2
第一部分 地震资料的地层学解释基础.....	3
关于地震反射的分辨率及可由其解释出的地质细节的限制 Robert E. Sheriff	3
对地震解释有重要作用的岩石物性 A. R. Gregory	14
第二部分 地震反射结构在地层学解释中的应用.....	45
地震地层学和海平面的全球性变化 P. R. Vail, R. M. Mitchum, JR., R. G. Todd, J. M. Widmier, S. Thompson, III J. B. Sangree J. N. Bubb W. G. Hatlelid	45
第一篇 综述 P. R. Vail, R. M. Mitchum, JR.	45
第二篇 作为地层学分析基本单元的沉积层序 R. M. Mitchum, JR., P. R. Vail, S. Thompson, III	47
第三篇 海岸上超引起的海平面相对变化 P. R. Vail, R. M. Mitchum, JR., S. Thompson, III	56
第四篇 海平面相对变化的全球性周期 P. R. Vail, R. M. Mitchum, JR., S. Thompson, III	70
第五篇 地震反射的年代地层意义 P. R. Vail, R. G. Todd, J. B. Sangree	85
第六篇 沉积层序中地震反射模式的地层学解释 R. M. Mitchum, JR., P. R. Vail, J. B. Sangree.....	97
第七篇 地震地层学的解释方法 R. M. Mitchum, JR., P. R. Vail	106
第八篇 墨西哥湾和非洲西部海上上三叠纪、侏罗纪、下白垩纪地震层序的识 别 R. G. Todd, R. M. Mitchum, JR.	113
第九篇 碎屑沉积相的地震解释 J. B. Sangree, J. M. Widmier.....	125
第十篇 碳酸盐岩隆的地震识别 J. N. Bubb, W. G. Hatlelid	136
第十一篇 地震地层学中使用的术语词汇 R. M. Mitchum, JR.	142
沉积层序的地震地层学解释：巴西断裂和拉张盆地的实例 L. F. Brown, JR., W. L. Fisher.....	153
墨西哥湾西北部和中部陆源更新统沉积的地震岩相和沉积学 Charles J. Stuart, Charles A. Gaughey.....	189
科罗拉多丹佛盆地晚白垩系生长断层的地层和地震证据 Robert J. Weimer, T. L. Davis	206
振幅、频率和其它特性在确定地层及油气藏中的应用 M. T. Taner, R. E. Sheriff	224
地震勘探寻找地层圈闭 Milton B. Dobrin.....	231
高分辨率地震资料分析 Herman G. Sieck, George W. Self	248
第三部分 根据地震资料编制地层学模型.....	265

地层模拟和解释——地球物理原理和技术 Norman S. Neidell, Elio Poggiagliolmi	265
地层模拟与解释的地质条件 L. D. Meckel, JR., A. K. Nath.....	289
俄克拉荷马东阿纳达克盆地沉积地台边缘的震害地层模型 William R. Gallo-way, Marshall S. Yancey, Arthur P. Whipple	308
俄克拉荷马 T13N, R10W 格里区韦托加-奇卡沙趋向带莫罗斯普林格底砂岩的地质地震模拟实例 William A. Glement	319
实际的地层模拟和解释 M. W. Schramm, JR., E. V. Dedman, J. P. Lindsey ...	343

译者序

根据地震反射资料解释地下地质现象的领域在不断地扩大。由开始只能识别简单构造的几何形态，逐步地可以认识一些复杂的地质现象，到目前为止，还可能直接预示地层的岩性，沉积环境，以至对应地层的地质时代。这后一任务是由地震地层学来承担的。从这个意义上说，“地震地层学”这个名称并不能完全反映它的内容，实际上，它所涉及的范围远比地层学的含义丰富得多。这是读者在阅读这类文献时应该注意的。

地震地层学方法包括地震层组分析、地震岩相分析和海平面分析三个方面。它把地震资料与地质现象更加紧密而有机地结合在一起。从而有可能最终地实现用地震资料直接找油找气的目的。

全书共分为三大部分。每一部分都不是一个完整的章节，只是把不同的论文集章成册而已，虽然如此，书中部分与部分，篇与篇之间在内容上却是互相补充的，而且衔接比较紧凑。

参加本书翻译工作的同志有（按翻译的章节顺序）牛毓荃、徐怀大、肖玲、陈俊生、刘颂威、范维尚、吴律、张采玲等同志。全书由徐怀大同志全面校订，另外王尚文、王纲道、陈俊生等同志也进行了部分校对工作。

地震地层学是一门新的地学分支，书中出现了许多新的专业术语，在翻译过程中，虽然我们力求译名准确、统一，但是限于水平，可能仍有许多不妥之处，希望读者指正。

译者

1978年8月

序

这一部专题论文集，是美国石油地质学家协会全国代表大会于 1975 年举行的第一届关于地震地层学研究讨论会上所作规划的成果。也包括在那以后的从一些技术会议中选出的报告。

地震地层学是发展最快的一个地学分支。薄过渡层地震响应的基本概念，以及根据地层序合成地震记录的概念在 20 多年前就阐述过了，但其日常使用仍需等待现代的电子技术。也只是在最近几年，地震记录的质量才适用于以某种准确度解释储集条件和沉积岩相。

这一分支循着两种不同的途径发展。一种途径是寻求由反射的定性分析恢复地层学的信息。运用反射振幅、连续性的变化以及整一关系划分独特面貌的区域。根据与地下地质资料的比较，给划分出的区域赋予地层学的意义。另一种途径是努力用数值模拟的方法复现地震记录。根据地下资料或勘探人员的设想，设计出地层厚度、速度、宽度和吸收的反射系数模型。把模拟与一地震脉冲褶积产生合成地震记录，反过来再比较合成记录与野外记录的相似性。

这一论文集集中的著作分为三部分。第一部分阐述容许和限制解释的主要因素。第二部分提供十六篇著作，阐述反射记录地层学解释的定性手段。最后一部分提出模拟的技术和实例。

更进一步地了解岩石物性并且继续用处理技术进行实验，将有助于地震地层学的发展。将来数据采集技术的进步，主要是改进高频信号的恢复，以及常规地记录横波反射，可以提供更为准确的地层学解释。

专业编辑 G. E. Payton

休斯敦，得克萨斯

1977 年 6 月 6 日

第一部分 地震资料的地层学解释基础

关于地震反射的分辨率及可由其解释出的地质细节的限制

Robert E. Sheriff

摘要 根据地震资料作出的地层学结论，取决于资料中充分排除噪声，从而使地震响应主要是沉积物的响应。因此关键就在于高质量的记录和处理。有了适当的无噪声的响应，地震波长在两个方向限制着所能分析出来的细节：垂向——也就是地层单元的厚度；横向——即是说沉积特征的面积大小。

地震剖面上见到的大多数反射波，是由若干单独界面的反射复合而成的。计算来自一系列界面的波形，有助于了解和解释波形特征。这一过程被称为制作合成地震记录的过程，其输入资料是由测井曲线导出的，而模型模拟则主要是涉及横向变化。把合成地震记录与测井曲线进行对比，可以说明地震资料的分辨能力，以及对其逆过程、即由地震资料推导测井曲线——地震伪测井过程的限制。由地震资料推论其地层学意义的难易也与显示的类型有关；那些能够增强资料的不同特征的显示，有助于了解地质意义。

引 言

现代地震剖面常与地层横剖面极为相似，以致那些不了解地球物理限制的人也想直接进行解释。地震剖面是地壳对地震波的响应，地质上的层面仅仅是对这种响应有影响的若干因素中的一种。分析和处理可以压制简单反射之外的许多波。在进行地质解释前，反射必须归位，因为它们的传播路程通常都有水平分量。由于大多数反射都是干涉复合而成的，所以地震波与地层界面之间并无一一对应的关系。

尽管有这些限制，地球物理学家常常能够把波形的细微变化解释为地层学的现象。应当小心，不要认为在无干扰的、资料质量好的地区中，一切波形变化都具有待确定的地质意义。

通常，仅当地震资料与钻井资料相结合的地方，地层学的意义才是明显的。一旦能够把地震波形与已知的地层特点联系起来，就可以用地震资料说明特定的地层延伸有多长。对某些独特特征的准确识别，也有助于识别其它地方的同一地层。

甚至是在记录并经过处理的地震资料，能使解释员深信他正在对一次反射进行解释的地方，解释上的多解性依然存在，其中有许多起源于地震波长的大小。地震反射中涉及的物理原理将在后面讨论，以便解释人员可以更好地了解它的限制，并从而更好地评定他所作的地层方面的结论的可靠程度。

解释前压制噪声

在能够开始地层学解释之前，资料必须基本上是排除噪声的；波形的变化必须代表地下的变化而不是代表噪声的变化(参见附录中给出的地球物理术语词汇)。关键要小心地记录和处理。

了解噪声源是制定消除噪声作用方法的症结(图 1)。震源或检波器邻近程度的差异可能引起波形变化。地表一致的静校正程序常常可以补偿因表层变化造成的到达时间的差异;震源信号(指非炸药震源的信号——译注)校正处理可以补救震源波形的变化;地面一致的振幅处理和发散校正消除那些与地下地质无关的振幅变化。由高覆盖次数记录提供的速度滤波和重复性,使我们能够压制多种相干波列以及随机噪声。预测反褶积和共深度点叠加压制多次波。反褶积有助于消除表层交混回响并且展宽频谱使地震子波尖锐化。



图 1 左边一行为地震噪声源,削弱其作用的处理程序示于右边一行。进行处理的次序通常并不是图示的这样

如何。大部分地震能量包含在主频(主周期或相邻同相点之间的时间的倒数)附近的一个频带范围之内。在记录上可以测出主周期。波长的基本关系式是简单的浅层(地下水面之下)的速度通常是 1,500~2,000 米/秒,其反射的主频可能近似于 50 赫,给出的波长为 30~40 米。深层速度大三到四倍,约 5,000~6,000 米/秒,且深层反射的主频低,很可能是 20 赫,得出的波长是 250~300 米。这样,我们可以看出,一般地震勘探中所包含的总的波长范围是 30~300 米。波长总是随深度而增加,因为(1)速度增大,(2)频率变低。由于波长限制着分辨能力,深层地质特征必须比浅层特征大得多才能产生同样的地震表现。

分辨率就是区分独立的地质特征的能力,通常表示为两个地质特征之间的最小距离,在这个距离时可以确定出两个而不是一个特征,小于这个距离就不可区分了。地震解释涉及到两个方向上的分辨率,垂向的(时间或深度)和横向的(跨越的记录道数)。

影响波长的、我们唯一可控制的变量是频率。假如能够记录更高的频率并展宽频带,我们就能改善分辨率。做到这一点的办法是使用富含高频的震源,并且在记录和处理工作中不虐待高频。为了提高分辨率,必须使采样率高于 4 毫秒,因为 4 毫秒采样在去假频滤波中抛弃了 70 赫以上的频率。震源和检波器组合中各单元之间的细小时间差(如检波器安置不好就可能产生)都是不容许的;仅 2 毫秒的随机时间差就会有效地消去 70 赫以上的频率。

波长与分辨率

地震“测量的标杆”是波长。地层的特征是否可以观察得到,取决于与波长相比它们的大小如何

可以观察得到,取决于与波长相比它们的大小如何。大部分地震能量包含在主频(主周期或相邻同相点之间的时间的倒数)附近的一个频带范围之内。在记录上可以测出主周期。波长的基本关系式是简单的浅层(地下水面之下)的速度通常是 1,500~2,000 米/秒,其反射的主频可能近似于 50 赫,给出的波长为 30~40 米。深层速度大三到四倍,约 5,000~6,000 米/秒,且深层反射的主频低,很可能是 20 赫,得出的波长是 250~300 米。这样,我们可以看出,一般地震勘探中所包含的总的波长范围是 30~300 米。波长总是随深度而增加,因为(1)速度增大,(2)频率变低。由于波长限制着分辨能力,深层地质特征必须比浅层特征大得多才能产生同样的地震表现。

分辨率就是区分独立的地质特征的能力,通常表示为两个地质特征之间的最小距离,在这个距离时可以确定出两个而不是一个特征,小于这个距离就不可区分了。地震解释涉及到两个方向上的分辨率,垂向的(时间或深度)和横向的(跨越的记录道数)。

影响波长的、我们唯一可控制的变量是频率。假如能够记录更高的频率并展宽频带,我们就能改善分辨率。做到这一点的办法是使用富含高频的震源,并且在记录和处理工作中不虐待高频。为了提高分辨率,必须使采样率高于 4 毫秒,因为 4 毫秒采样在去假频滤波中抛弃了 70 赫以上的频率。震源和检波器组合中各单元之间的细小时间差(如检波器安置不好就可能产生)都是不容许的;仅 2 毫秒的随机时间差就会有效地消去 70 赫以上的频率。

垂直分辨率

垂直分辨率还可以表示为：能确定出两个独立界面而不是一个界面所需的最小反射面间距（注意：这并不是回答“如何准确地确定一个同相轴的时间？”）。分辨率多少带有点主观性，与背景噪声以及解释员对微小的波形变化的敏感性等有关。一般地说分辨率约为 $1/8 \sim 1/4$ 波长。在理想条件下，例如简单的构造，无噪声而又有良好标准层的情况，比这相距更近的界面也有可能分辨出来。

我们研究图 3 A，这是一个楔形砂岩的尖灭。对该例假定子波的长度是 1.5 周，主频为 50 赫。在楔形层厚约 $1/4$ 波长（本例中为 12.4 米）时，反射增强，而且包含了不止一个界面。给定一个标准振幅，就可以用楔形层变薄时的振幅下降确定较薄楔形层的厚度。

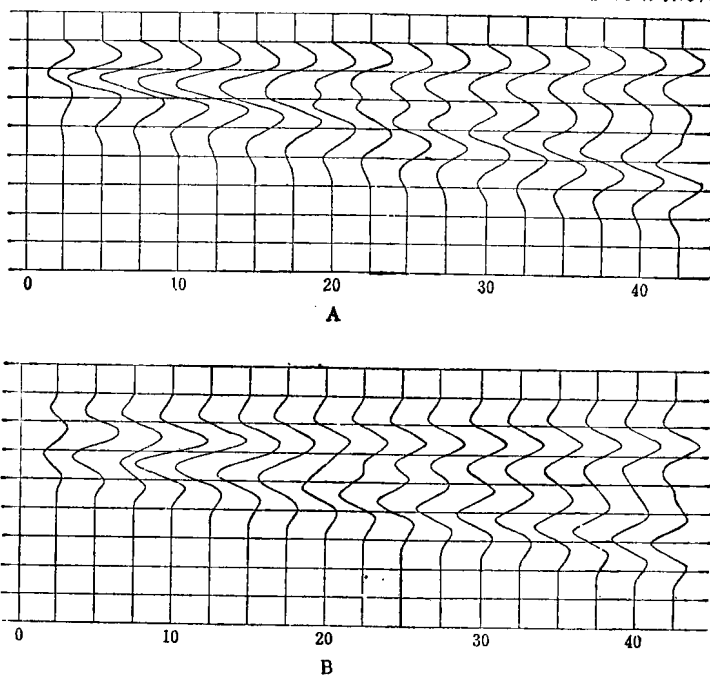


图 3 上覆和下伏岩性相同的薄层的反射。假定速度是 2500 米/秒，用的是 50 赫子波，因此波长为 50 米。表示地层厚度的单位是米；计时线间距 10 毫秒。

A. 最小相位子波；B. 频率成分相同的零相位子波

如图 4（见 365 页后）所示，提高频率可以改善分辨能力。这些是陆上资料，地表高程和低速度带厚度有变化，因为道路及许可证的关系覆盖也是不规则的。对普通剖面（上图）进行了处理以消除这些变化的大部分。相应于明确的界面的主要反射面以及该区中广泛的钻井，证实这一地震工作是可靠的。主要目的层是在前积的伍德宾（Woodbine）砂岩尖灭带中圈闭的天然气。正如中途（Midway）组下部能够前积那样，爱德华（Edwards）岩礁向海的方向前积的图形看得很清楚。这些资料用子波均衡和压缩程序重新进行处理以削弱道间的差异，取得更高的频率并缩短子波。结果改善了分辨率。

薄层反射的干涉

反射波振幅与入射波振幅之比叫做反射系数或反射能力。在一般情况下，一个单独的入射波在界面上激起四种波：反射和透射的横波，以及反射和透射的纵波。垂直入射（波前与

界面相切) 时情况最简单; 因为这时只可能产生与入射波同样波型的反射和透射波。

这种垂直入射的状态, 可以用界面两边介质的密度(ρ)和速度(V)表示为:

$$\begin{aligned} \text{反射系数} &= \frac{\text{反射波的振幅}}{\text{入射波的振幅}} \\ &= \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (1) \\ &= \frac{\text{波阻抗的变化}}{\text{两倍平均波阻抗}} \end{aligned}$$

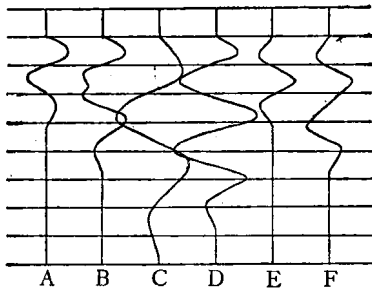


图 5

A. 单个界面的 50 赫最小相位子波的反射;
B. 20 米厚的地层的反射; C. 同一层但是为 25 赫子波的反射; D. 各厚 10 米的两层, 中间又夹一层传播时间等于它们的地层的反射; E. 除子波为零相位外, 其它同 A; F. 除零相位子波外, 其它同 B; 这是图 3 B 所示的子波之一

密度与速度之积叫做波阻抗。如果入射角小 (可能是低于 20°), 则与这一简单关系式相差不大。大多数反射地震学包含的入射角都是小的。

由一系列反射界面的反射构成的地震记录道, 可以按一定的时间关系把每个界面的作用加起来构成。这种相加的过程叫做褶积。

我们计算一下来自厚 20 米、速度为 2,500 米/秒的砂岩层的复合子波的波形, 计算时假设砂岩顶面和底面的反射系数分别为 0.1 和 -0.1 。设基本子波 (图 5 A) 在相继的 4 毫秒采样的各点上有如下的振幅: 10, 9, -8 , -9 , 0, 5, 3。由砂岩顶面反射的子波也应有这种形状, 只不过振幅减小到 0.1 倍。来自砂岩底面的子波两次穿过砂岩, 因此比顶面的反射晚到 40 米/2500 米/秒 = 16 毫秒, 或 4 个采样间隔, 并且乘上因子^① -0.1 , 负号表示相位反转。把他们加起来得到复合子波的波形:

$$\begin{array}{cccccccc} 1.0, & 0.9, & -0.8, & -0.9, & 0, & 0.5, & 0.3 & \\ & & & & & & & -1.0, -0.9, 0.8, 0.9, 0, -0.5, -0.3 \\ \hline 1.0, & 0.9, & -0.8, & -0.9, & -1.0, & -0.4, & 1.1, & 0.9, 0, -0.5, -0.3 \end{array}$$

这个子波示于图 5 B。这个波形表现出有两个反射成分, 因此砂岩的顶面和底面是“可分辨的”。这就是图 3 A 所示的一个子波, 该图中对于其它层厚也能看出这个波形。如果子波的频率降低到一半 (即: 5, 10, 12, 9, 0, -8 , -11 , -9 , -4 , 0, 4, 5, 4, 3, 1); 则复合波形具有图 5 C 的形状, 砂岩顶面和底面不能分辨。因此, 分辨率取决于频率。

有时, 组成各反射面的反射互相干涉, 得出调谐的响应。设若对上述问题, 在砂岩体的正中间夹有一页岩层, 其厚度是使通过该层的传播时间与通过砂岩的时间相同, 则四个反射成分可以加起来:

$$\begin{array}{cccccccc} 1.0, & 0.9, & -0.9, & -0.8, & 0, & 0.5, & 0.3 & \\ & & & & & & & -1.0, -0.9, 0.9, 0.8, 0, -0.5, -0.3 \\ & & & & & & & +1.0, 0.9 -0.9, -0.8, 0, 0.5, 0.3 \\ & & & & & & & -1.0, -0.9 0.9, 0.8, 0, -0.5, -0.3 \\ \hline 1.0, & 0.9, & -1.9, & -1.7, & 1.9, & 2.2, & -1.6, & -2.2, 0.6, 1.3, 0.3, -0.5, -0.3 \end{array}$$

这个子波示于图 5 D; 这种自然共振造成了鸣振的特性。

基本子波的波形对复合波的详细特征影响很大, 但其有相同的频率成分时对分辨率的影

^① 透过砂岩顶面或其它因素造成的振幅损失非常小, 所以把它忽略了。同样也因影响不大而略去了层间多次波。

响则关系不特别大。实际地震子波通常是最小相位(或与之相近)的。因为在相当于界面的时间以前,反射甚至都不会开始,因而振幅的构成发生于传播到反射面的时间以后。零相位子波有时用来制作模型。这种子波是对称的,并且有一个优点,其峰值振幅处于到达界面的反射时间上。但是,他们是抢先了的,子波的一半抢在到达界面的传播时间之前,他们和实际的脉冲震源地震记录也不匹配,除非是把记录进行处理,使之转换成假设震源是零相位时的地震记录。图 5 B 所示的砂岩模型,曾用具有同样频率成分的零相位子波(图 5 E)进行了计算,并示于图 5 F。虽然波形变了,分辨率是相同的。图 3 B 表示与图 3 A 相同的楔形层的作用,但用的是零相位子波。

许多(很可能是大多数)反射是来自若干界面的干涉复合物。通常看到的反射特征的稳定性可归因于地层在水平方向上没有显著变化,因此干涉也近乎不变。在许多地方,反射特征缓慢变化并最终消失,而且在大面积上只能圈定“假想层”(平行于附近的反射,但无需按任何一个单独的反射定向)。与区域范围内变化的薄层反射复合的观点相反,有时把反射特征的稳定性视为一个界面在区域上是否稳定的度量。

通常反射顺着同沉积时间表面而不是岩相界面。这主要是一个规模大小的问题。例如,我们考虑横向上依次变为页岩的一套砂岩(图 6)。地震道间距通常是 25~50 米,因此相邻记录道看到的一般是同样的反射层序。因为在这么一个不大的距离上,横向一般是连续的,所以反射主要是平行于层面。另一方面,根据钻井资料进行分析时,因为井距大大超过地震的道距,每口井多半揭示出的是不同砂岩的顶面。因此,根据测井资料作出的砂岩顶面图切过沉积时间线,并且一般地说,与地震剖面图不符。

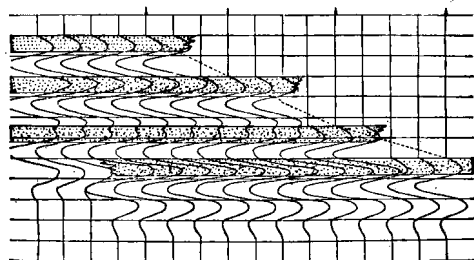


图 6 一套尖灭砂岩的反射,子波波形同于图 5A。地震反射的趋势同于沉积(时代)线,而钻井则倾向于观察到砂岩顶面(岩相)线,也就是图中的点线。造成差别的一个关键是数据点的间距

测井曲线与地震记录道的关系

反射能力取决于岩石的速度和密度,这两个量是由声波和密度测井测得的,因此测井曲线之间的关系应当与地震记录道联系起来。由测井资料计算出来的地震记录道称为合成地震记录,而由地震记录道计算出来的测井曲线则叫做伪地震测井曲线。只能近似地做这些计算;由于下述原因,预计它们应当有所不同:

1. 测井曲线是按深度画出的;地震记录道是按双程旅行时间画出的。这一差别容易补救,可以按等价双程时间重新画测井曲线,也可以按等价深度重画地震记录道。2 毫秒的地震采样间隔约相当于 3 米的深度采样间隔(在速度为 3,000 米/秒的情况下)。

2. 测井曲线反映了速度和密度的大小,而反射能力决定于速度与密度之积的不同。这有点象函数与其导数之间的关系。如果把地震记录道积分或把测井曲线微分,对比起来就更为接近。

3. 测井曲线的频率极高而地震波的频率甚低。测井曲线上见到的波长是十分之几米;在地震记录道上则为几十到几百米。如果象上面(2)中指出的那样对地震记录道进行积分,就使本来频率已经太低的信号更加降低,因为积分强调低频成分。同样,如果微分一条测井曲线,就使太高频的信号频率更高了,因为微分强调高频。如果没有高于噪声电平之上的高频成分,我们就没有恢复高频的办法。地震记录道与强烈滤波过的声波或密度测井曲线可能匹

配得最好。

4. 测井“见到”的只是离井眼不远的情况，而地震响应涉及的却是“菲涅耳带”的范围(见后)。

5. 影响它们的噪声类型不同。测井曲线受井径变化，以及钻井泥浆侵入、循环漏失造成的岩石变化等的影响。而地震记录道则受非反射能量、多次波等干涉的影响。经过资料处理可以从测井曲线或地震记录道中消除噪声的影响。

6. 如果不进行偏移，井位上的地震记录道反映的地层部位与钻井观测到的不同。

合成地震记录

合成地震记录可以把测井记录与实际地震记录联系起来。其主要用途是鉴别反射，即确定同相轴究竟是属于一个特定的界面还是属于一系列界面。把实际野外记录与包括和不包括多次波的合成地震记录相比较，可以确定哪些波是一次波。若改变输入数据，可以说明地质剖面变化对地震记录的影响；层厚的变化，取消一些地层单元或假设岩性有变化都会影响地震记录。这种研究在了解地震波的波形会发生什么变化上是个有价值的向导。合成地震记录是地震模型模拟的一种简单形式，而且可以和地震模拟概念相结合以产生更可靠的模型地震记录。

制作合成地震记录的输入，应当是完整的速度和密度测井曲线，其最终成果一般是零炮检距的地震记录道，制作方法是：(1)把速度和密度相乘得到波阻抗测井曲线，(2)由波阻抗值产生一条反射系数测井曲线，(3)反射系数测井曲线与地震子波褶积。制做合成地震记录，有时仅包括一次反射，有时包括一次反射加上一定类型的多次反射，而有时考虑包括全部多次反射的影响。反射及多次反射以外的其它地震波很少考虑在内。有时允许有一定的炮检距，并且制作多道合成地震记录而不是单道的零炮检距记录。

制作合成地震记录主要的不足之处是，输入资料不全。大多数井常常没有可靠的密度数据，但这并不是特别严重的障碍，因为密度的变化方式一般与速度一样，因此，仅使用速度数据可给出合理的近似。有时采用速度 V 和密度 ρ 之间的经验关系式，例如 $\rho = KV^{\frac{1}{4}}$ (原文为 $\rho = KV^{\frac{1}{4}}$)，但这个关系式并不是处处适用，而且使用它将会产生某些误差。较上部的速度测井曲线一般不可用，因为下了表层套管井段的测井曲线常常无法度量。对产生多次波比较关键的重大速度变化常出现于这一井段，因而不可能正确地计算多次波。低速带底面经常是产生多次波的主要界面。浅层气，即使小量的浅层气也可能造成大的反射系数，从而成为重要的多次波来源。

在没有可用的速度资料的地方，可以利用电测井曲线，根据电阻率与速度间的经验关系式制作合成地震记录。福斯特定律 ($V = K[ZR]^{1/6}$ ，其中 Z = 深度， R = 电阻率) 是这种关系中的一种，特别适用于碎屑岩剖面。由既作了电测井也作了速度测井的井推导出的当地的经验关系式，可以用来计算邻近的未作速度测井的井。这样一种关系，可以用于研究当地层跨过盆地发生横向变化时，预计地震特征将如何变化。

制作合成地震记录还经常涉及到另外的问题。检验炮可能是不能用的，而且声速测井记录可能有小的系统误差，它们在综合过程中会累积起来。因此，甚至当波形预测十分良好时，在波的到达时间的计算中也可能有误差。合成记录上波的到达时间与地震记录上观测到的到达时间之间的不符，也可能是由记录和处理中的滤波延迟、使用不同的基准面以及其它因素造成的。野外地震记录与合成地震记录的滤波可能不同，因此两者之间可能有相位反转或一

些其它的相移值。

伪地震测井

合成地震记录提供了由测井资料计算地震记录道的手段，而伪地震测井则试图根据地震记录道计算对等的测井曲线。可以解方程式(1)求出下层介质的波阻抗 $\rho_2 V_2$ ：

$$\rho_2 V_2 = \rho_1 V_1 \frac{(1+R)}{(1-R)} \quad (2)$$

其中 R 是反射系数。这个式子可以用反射面上面岩石的波阻抗计算反射面下面的波阻抗。如果可以确定出一整套反射系数，则用最浅层的波阻抗可以确定出第 n 个界面的波阻抗为：

$$\rho_n V_n = \rho_0 V_0 \prod_{i=1}^{n-1} \frac{(1+R_i)}{(1-R_i)} \quad (3)$$

伪地震测井处理的目的是得到一条合成-声速测井曲线，而不是波阻抗测井曲线。诸如前面曾引用过的那种速度和密度之间的经验关系式可满足这一要求。更常用的则是假定密度保持不变。

这个逆过程假定地震记录道是反射系数测井曲线的良好逼近；仅有的一次反射能量必须存在，而且以其应有的比例存在。非反射能量，包括多次波必须消除；振幅必须是严格保持好的；而且等效子波必须还原成一个脉冲。由于这些是不能完全做到的，这个过程充其量不过是一个逼近过程。但是，在有些情况下，可以得到相当近似于滤波过的速度测井记录的伪地震测井曲线。

空间分辨率研究

人们常常认为地震波类似于光——沿着“射线路径”从震源传播到反射面的细的能量束，而且其行止不受相邻能量束的影响。按照这个观点，反射涉及到的仅只是反射面上的一个点。

作为这种观点的用处是，它可以更为现实地把震源所引起的扰动位置按照一种波前的说法来加以考虑。波前在物理上是实际存在的，并且随时间而运动；当波前通过时，埋置在地下的检波器受激励而运动。波前到达反射界面时，其一部分受到反射。在地震波由约 1.5 个周期构成的一般情况下，在波前之后延伸一个区域将继续扰动。请考察图 7 A，它表示出与反射面相切的波前后面的 $1/4$ 波长区。在反射面与波前的接触点之间的那部分，是能有效地产生反射的区域；它被称为**第一菲涅耳带**。由第一菲涅耳带的外边界到达在震源位置处的检波器的能量，其双程时间比初至反射能量晚 $1/2$ 波长。第一菲涅耳带反射的全部能量都在 $1/2$ 波长的范

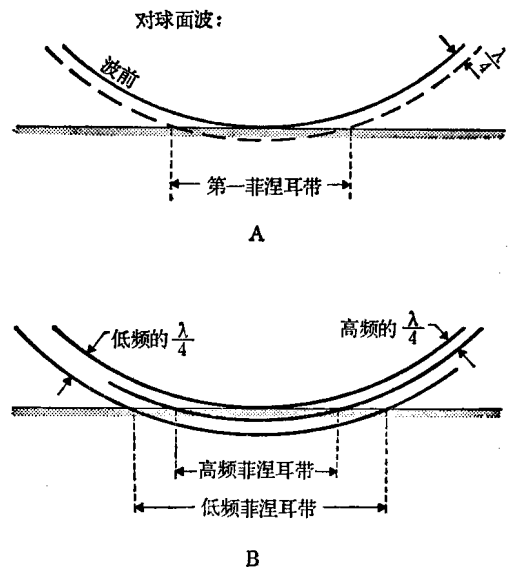


图 7

A. 平界面反射的球面波的非涅耳带；
B. 菲涅耳带的大小是如何取决于频率的

围内到达，因而产生相长干涉。如果把反射点除掉，例如用在反射面上钻一个小孔的办法除掉反射点，仍然能够观察到反射(图8)。反射在反射面上涉及到的不是一个点，这是了解空间分辨率的关键。

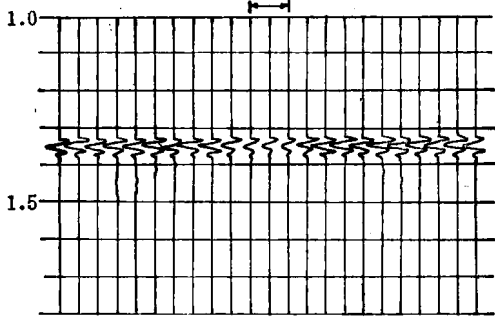


图8 有一个小孔的反射面的反射。因为小孔小于菲涅耳带，因此在小孔处仍然观测到反射。小孔的位置和大小如箭头所示

可以把菲涅耳带的概念延伸到更高次，但后继的菲涅耳带的作用不大，因此通常只考虑第一菲涅耳带。[上面描述的球面波前的菲涅耳带与一般关于物理光学的书籍所给出的不同，后者一般是用平面波进行阐述的，因而菲涅耳带是用 $1/2$ 波长而不是用 $1/4$ 波长的标准定义的。平面波地震记录的有效记录区，如象辛普兰(SIMPLAN)法中所模拟的那样，比点源地震记录的记录区大]。

因为波长决定于频率，菲涅耳带的大小也就决定于频率(图7B)。因此，对于构成地震波形的各种频率成分，反射面的有效部分不同。例如，对于深度为1,000米、平均速度为2,000米/秒的平面反射面，60赫分量的菲涅耳带半径为130米，而30赫半径为183米。菲涅耳带的大小也明显的决定于到观测点的距离和波前的曲率。对于深层，例如4,000米深，平均速度3,500米/秒的反射，则50赫分量的菲涅耳带的半径是375米，而20赫分量的半径则是594米。这就是说空间分辨率随深度增加而恶化；一个深部的地质特征，必须有较大的延伸面积才能与浅层较小的地质特征产生同样的地震效应。

如果反射面是不规则的，不同的频率分量可能以不同的比例反射。我们研究一下反射面的边缘(断层模型或者是一个岩礁的边缘)以及在接近边缘时菲涅耳带是如何受影响的。在观测点远离边缘的地方(图9A)，低频和高频菲涅耳带的面积有一个一定的“正常”比值。在接近边缘时(图9B)，低频菲涅耳带在高频之前先与边缘“遭遇”，因此只有较少的一部分低频能量反射回来，从而改变了频谱和反射波形。在边缘正上方的测点(9C)，无论是高频还是低频菲涅耳带都只有测点远离边缘时的一半，反射子波包含的能量也是一半，但波形不变。至于在边缘以外(图9D)^①观测到的反射(现在称为绕射)，高频菲涅耳带的面积相对于低频减小了，因此波形也变了。净效果是，这个边缘是在一个区域范围之内、而不是正好只通过其上方观察到的。

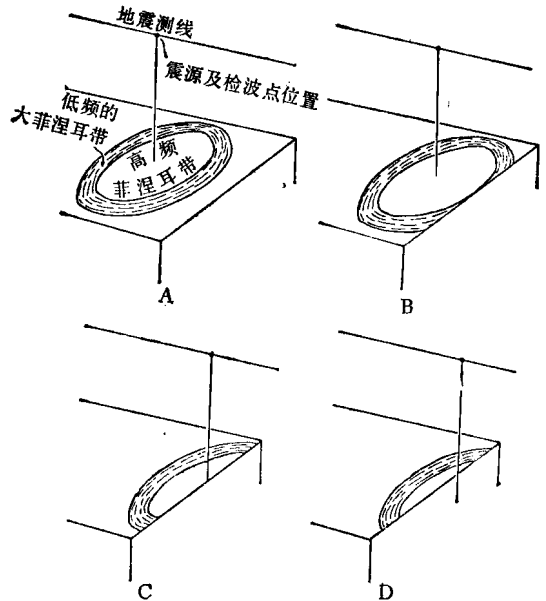


图9 用菲涅耳带解释地质体边缘产生的波形变化

① 原文误为图9C——译注。

另一种研究空间分辨率的方法是从绕射的观点进行的。绕射代表地下一个点的作用。当两个点相隔一个菲涅耳带直径的距离，且噪声又低时，观察到的是两个点而不是合为一个，因此他们是分辨开了的。当然，在两个点比较近的地方也会有一些有两个点的迹象，如果对干涉现象敏感，也可以分辨出相距更近的这两个点，因此，与确定垂直分辨率一样，确定水平分辨率也有一些主观因素。

偏移对空间分辨率有所助益。波动方程偏移包括向下延拓的计算。当检波点向下延拓到接近地质体时，菲涅耳带变小，因此改善了分辨率。这样的偏移有助于更清楚地确定地质特征。偏移对噪声是敏感的，而且在偏移剖面上，偏移噪声成为等效的界限。

显 示

与识别地震资料中的地层学特征的能力有关的一个重要方面，是显示的比例尺和比例关系。缩小水平比例尺一般有助于观察地层变化，但有可能增加构造解释的困难，因为垂直方向上的夸大使构造畸变。没有任何一种显示可以理想地满足一切需要，因此应为专门的目的选用最佳的显示。

地震推导出的诸如振幅、极性、频率等辅助量，也需要几种不同的显示。通常用若干种振幅画剖面，因为不这样的话就不能包含全部有意义的变化范围。同样，一条剖面也可能用相反的极性重新画出来，目的是强调不同的方面。使用彩色显示，可以向解释人员提供传达辅助量变化的信息的方法。这种方式可以强调各辅助量的相互关系。

结 论

地震资料的地层学解释究竟是一种技巧呢抑或是一门科学？目前它主要是技巧——识别反射图案并且发挥想象力。但是，它是一种有约束的技巧，受一些基本因素的限制。对地震资料做出成功的地层学解释必须是三个要素的结合：原理、经验和想象能力。

附录：地球物理术语词汇

Acoustic Impedance——波阻抗，声阻抗。

速度与密度的乘积。

Anti-alias Filter——去假频滤波器。

在采样之前消除高频的一种滤波器，如不消除这些高频，会使信息内容出现多解性。

Common-Depth Point Stacking——共深度点叠加。

把有共同的震源和检波器中点的资料叠加起来。

Compressional Wave——纵波，压缩波。

质点在波传播的方向上运动的一种波。

Convolution——褶积。

即滤波，能够改变波形。

Deconvolution——反褶积。

消除早先滤波作用的影响。

Diffraction——绕射。

由一个点返回的能量。

Divergence Correction——发散校正。

对振幅值进行的校正，其目的是补偿能量密度随离开震源的距离而减小。

Frequency Spectrum——频率谱。

放在一起构成特定波形的、各种频率的正弦波的振幅。

Fresnel Zone——菲涅耳带。

对于在一个点上观测到的反射波起作用的那部分反射面。由震源到检波器的射线路程之差小于 $1/2$ 波长的那些反射，能够产生相长干涉，构成相长干涉的那部分反射面就形成菲涅耳带。

Hz——赫。

每秒钟内的周期数。

Impulsive Source——脉冲震源。

延续度很短的震源。

Interference——干涉。

波形的叠加。

Migration——偏移，归位。

重新把反射能量归位，使其指明真正的反射点位置。

Minimum Phase——最小相位。

能量集中于波形前部的一种波形特征。

Multiples——多次波，多次反射。

经过不止一次反射的能量。

Noise——噪声。

任何不希望要的能量。

Offset——炮检距。

震源与检波器之间的距离。

Phase——相位。

圆周运动旋转的量度。

Predictive Deconvolution——预测反褶积。

利用前面的波至预测和消除多次波。

Reverberation——交混回响。

在地层内往返多次的能量。

Ringing Character——振鸣特点。

与一般子波相比，振动周期较多的子波。

Shear Wave——横波。

质点运动与波的传播方向直交的一种体波。

Signature Correction——(震源)信号波形校正。

在子波形状不同而又已知的地方，把记录变为用理想子波形状所得到记录的形状。

Stacking——叠加。

取自不同记录的资料的相加。

Static Correction——静校正。

对因表层起伏或基准面变化引起的波至时间的变化进行的校正。

Surface Consistent——表层一致的(量)，地表一致的(量)。