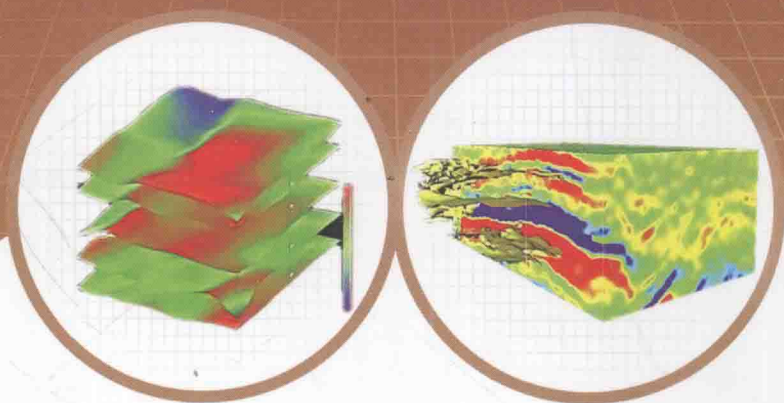


高精度三维空间速度场 建场技术及应用实例

易远元 史原鹏 赵殿君 编著



石油工业出版社

油气资源与勘查技术教育部重点实验室(长江大学)资助

高精度三维空间速度场建场 技术及应用实例

易远元 史原鹏 赵殿君 编著



石油工业出版社

内 容 提 要

高精度空间速度场的建立是变速成图技术的基础,而变速成图又是油田勘探和开发中最重要的精细成图技术。本书结合经典实例,较系统地分析总结了速度场建场技术的研究意义、影响地层速度变化的因素、变速成图技术及其应用方法。这些精心挑选的经典实例与速度场的详细建立方法对实际生产具有重要的指导作用。

本书可作为从事石油物探、工程物探、地球物理测井及油气田开发研究与应用技术人员的参考书,也可作为高等院校物探、测井、钻井等专业研究生的学习教材。

图书在版编目(CIP)数据

高精度三维空间速度场建场技术及应用实例/易远元,史原鹏,
赵殿君编著. —北京:石油工业出版社,2013.8

ISBN 978-7-5021-9602-8

I. 高…

II. ①易…②史…③赵…

III. 油气勘探—研究

IV. P618.130.8

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2013)第 112951 号

出版发行:石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址:<http://pip.cnpc.com.cn>

编辑部:(010)64523579 发行部:(010)64523620

经 销:全国新华书店

印 刷:北京中石油彩色印刷有限责任公司

2013 年 8 月第 1 版 2013 年 8 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本:1/16 印张:9.75

字数:242 千字

定价:38.00 元

(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

版权所有,翻印必究

前 言

在地球物理勘探中,由于速度求取的准确与否直接影响着地震勘探的各个环节及最终成果,所以准确的速度求取一直是地震勘探的核心问题。对于我国油气勘探复杂区来说,由于受各时期构造运动的影响,断层特别发育且类型多样,使其地下介质各向异性强、速度纵横向变化大。因此,准确求取地下速度,根据所测定的准确速度建立高精度速度场、获得精细构造图是地球物理勘探研究的重要内容之一。

本书是笔者根据近 30 年的石油勘探教学经验与科研成果,并结合油田实际生产所面临的速度问题,对变速成图技术作了深入研究的基础上编写而成的。书中详细介绍了速度场研究的意义、速度场建立的方法以及实际生产中的经典实例。全书分为三章,第一章介绍了当前速度场建场技术的研究意义;第二章介绍了以环波软件为主的高精度空间速度场技术;第三章列举了油田生产中速度场建场技术的经典实例。

本书的出版得到了油气资源与勘查技术教育部重点实验室(长江大学)及中国石油华北油田公司等科研合作单位的鼎力资助。感谢中国石油华北油田公司黄刚总经理、赵贤正副总经理、张以明总经理助理、勘探部张锐峰经理,地球物理勘探研究院王彦仓院长、李先平总地质师等领导的关心与帮助。学生李健雄、王攀、祖满等也参与了本书的部分研究工作。另外,书中还引用了其他作者的研究成果,在此一并表示最衷心的感谢!

因精确求取地下速度进而完成精准的时深转换仍属于广大油田生产中普遍遇到的技术难题,在我国尚未进行系统研究,而且书中涉及的概念较多,介绍的资料也相对比较复杂,不当之处在所难免,望请读者不吝指正。

编著者

2013 年 3 月

目 录

第 1 章 高精度三维空间速度场建场技术研究的意义	1
1.1 高精度三维空间速度场建场技术研究的必要性	1
1.2 高精度三维空间速度场建场技术的任务及难点	1
1.3 影响高精度空间速度场建场精度的原因	3
第 2 章 高精度三维空间速度场建场技术	6
2.1 地震波相关速度的定义	6
2.2 影响地层层速度变化的主要因素	12
2.3 地震速度的测定和计算方法	20
2.4 变速成图中几种层速度估算方法	29
2.5 高精度速度场建立的基本思路和方法	36
第 3 章 速度场建场应用实例	63
3.1 变速成图技术在李埠地区的应用	63
3.2 海拉尔盆地—塔木察格地区、滨北地区速度场建立及应用研究	66
3.3 苏北盆地南部高邮凹陷速度场建立研究	76
3.4 鄂东气田精细速度场建立研究	94
3.5 新疆哈 6 三维工区特殊岩体区速度场建场案例分析	101
3.6 金湖凹陷大规模区域连片建场案例分析	117
3.7 天山南地区速度分析与成图技术研究	126
3.8 洪浩尔舒特凹陷精细速度场建立研究	136
3.9 霸县凹陷龙虎庄研究区火成岩速度恢复技术	144
参考文献	151

第1章 高精度三维空间速度场建场 技术研究的意义

1.1 高精度三维空间速度场建场技术研究的必要性

在地球物理勘探中,地下介质速度是一个非常关键的参数。准确的速度求取对于观测系统设计、地下地质目标体的精确定位、构造解释和储层预测等至关重要,而且速度求取的精度也直接影响着地震勘探的各个环节及最终成果。地震波传播速度参数贯穿于地震数据采集、处理和解释的整个地震勘探过程,速度分析的结果不仅影响成像效果,而且更重要的是影响成像与解释结果的可靠性,因此说地震速度是地震勘探中最重要的参数之一。

目前,地震资料解释中很多都采用常规变速成图,这固然也能够反映出地下地层构造形态,但难以完全落实目的层构造形态大小及构造高点的真实位置,尤其是当研究区块遭受不同时期构造运动的影响,地层受到不同程度的挤压、褶皱与剥蚀。这种岩性的横向相变造成地下介质存在较强的各向异性,使得地震波的传播速度在纵、横方向上变化均较大。运用常规成图方法进行时深转换,往往会导致错误的结果。因此,如何科学准确地求取地震速度、建立全区高精度空间速度场并得到一张精确的构造图,如何发展和应用变速成图技术来满足复杂地下地质情况勘探的需求,一直是地球物理学家不懈努力的方向。

1.2 高精度三维空间速度场建场技术的任务及难点

落实构造的难点在于明确目的层准确的平均速度。在地震资料处理过程中,由于水平反射界面的假设、零炮间距静校正量的假设等一系列原因,使得某些地区获取的叠加速度存在严重失真。在这样的工区,直接利用地震速度成图必定同实际情况存在较大的差异。

实践表明:在地下地层大致成水平状态时,地震速度可以满足成图精度要求;当地下地层对应反射界面呈连续状态或大致连续时,结合层位控制法,地震速度能满足成图精度要求;当地下地层起伏较大且逆推覆现象明显时,有必要利用层速度对时间模型充填的方式来建立更精细的速度场。第一种方法无须建立时间模型便可获取构造图;后两种方法则需要建立时间模型,且需要的时间模型更加复杂,这种复杂在于地层岩性的变化以及构造应力的差异。

速度场建场的本质是利用时间模型及充填速度(层速度)获取当前工区的速度模型。因此,建立一个合理的速度场需要完成两件工作:一是建立符合当前工区地层层序关系的时间模型;二是获取符合当前工区地质状况的各控制层的充填速度(层速度)。

时间模型是工区内各反射界面在时间域中层序关系——各反射界面对应地层的沉积先后及这些地层间的接触关系(比如尖灭、逆掩)总和的表达,可通过反射界面的层序关系——反射

界面不能相交——进行检验。时间界面数据来自解释人员提供的 T_0 数据(包含断层的 T_0 数据),如图 1.2.1 所示。

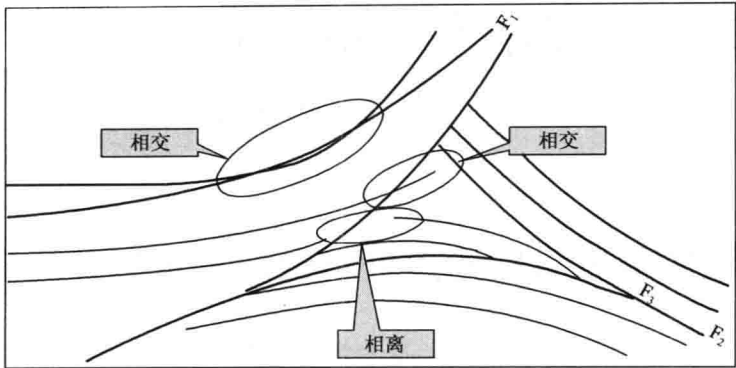


图 1.2.1 时间模型

断层在建立时间模型中需要考虑,如图 1.2.1 中的两条新断层同主测线方向垂直,老断层垂直于联络线方向(地层先后受到两个方向不同构造力),则图中三条断层所夹区域内框框中的线的左侧既可止于 F_1 断层,也可止于 F_3 断层(F_1 、 F_2 、 F_3 分别代表着不同类的断层),这对其下反射层的构造图存在影响。

充填速度指的是充填控制层内的层速度。该充填速度可以是一个常数,也可以是层速度曲面。对时间模型进行速度充填之前,需要对层速度的形态(横向的相对大小关系)进行审查。这是因为:每套地层均对应于一定的物源、沉积和成岩环境,当这三者保持稳定时,其层速度的横向变化亦保持稳定——速度梯度保持大体不变。利用存有不可解释的异变的层速度充填得到的速度场进行变速成图,得到构造图中的异变仍将难以判断它的来源是速度影响还是层位解释的影响。因此,有必要对层速度的每个异变给出合理解释,不能解释的需要慎重对待。

对充填速度自身好坏的判断主要通过两种方式:

(1)由井资料(如 VSP 测井资料)换算出的层速度作方差分析(整体上认为井位的选取对整个工区为随机选取;局部分析时,需要考虑当前井位对应地层的地质意义),通过方差分析来判断当前地层对应的层速度的形态是否合理——两者相关性越大,则说明当前层速度的合理性越高。

(2)由工区的地质状况判断地层层速度的梯度是否合理——地层对应的沉积环境大体保持稳定的状况,且当前地层所受到构造应力较小时,此时地层的层速度的变化趋势保持稳定(层速度的横向梯度大体为常数),只有特殊岩性的边界或构造应力集中的附近地区,其层速度梯度才会有较大的变化。

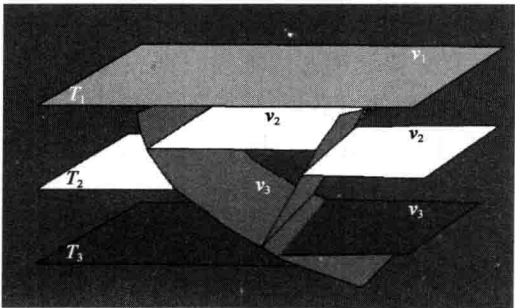


图 1.2.2 时间模型及其充填速度的关系示意图

时间模型及其充填速度的关系示意图如图 1.2.2 所示。

图 1.2.2 中显示 3 个控制层,其中 T_1 、 T_2 、 T_3 为控制层的时间界面(图中表述成平面形态);倾斜曲面表示为断层; v_1 、 v_2 、 v_3 分别表示控

制层 T_1 、 T_2 、 T_3 的充填速度。利用时间模型及其充填速度即可获取当前工区速度场。因此可以说:变速成图的核心任务是通过获取一套和当前工区相吻合的时间模型(同地层层序相吻合)以及获得能同当前资料均较好吻合的控制层的充填速度并由此获得当前工区的速度场。这项任务的完成是落实目的层平均速度的基础。

完成这项任务的难点在于:层位解释成果数据的精度是否够高(与偏移中采用的速度大小有关)以及充填速度的数据来源有限(地震速度和层速度量板的拟合)。这种数据精度及来源的局限迫使需要借助更多的手段来约束地层速度,比如地质认识,利用好工区的地质条件对提高成图精度有巨大的帮助。

1.3 影响高精度空间速度场建场精度的原因

1.3.1 成图原理以及成图误差的来源

成图的目的是为了获取准确构造图,即完成从目标层的双程旅行时到目标层埋深的转换。时深转换的计算公式如下:

$$H = \frac{1}{2}Tv \quad (1.3.1)$$

式中 H ——目标层到基准面的埋深;

T ——目标层到基准面双程旅行时;

v ——目标层到基准面中间区域的平均速度。

由式(1.3.1)可以看出,目标层双程反射时间的精度以及所采用的速度资料的精度将决定成图的精度,用公式可表示为:

$$\Delta h = f(\Delta v, \Delta T) \quad (1.3.2)$$

式中 Δh ——成图深度误差;

Δv ——速度资料的误差;

ΔT ——解释成果的误差。

深度误差受时间误差和速度误差两个方面的影响。

造成速度误差的因素很多,地表、地层地质条件对地震记录处理中速度拾取的影响最为显著,抑制这方面的误差对成图精度的提高是有益的;造成解释成果的误差除人为因素外,基础资料品质的好坏也影响解释 T_0 的精度。

1.3.2 影响成图精度的主要因素

1. 地震地质条件

(1)低降速带影响:低降速带厚度变化大,纵、横向速度变化大,造成静校正不准,导致成像时间及成像速度存在误差。

(2)地表高程影响:由于地表高差起伏巨大所产生的倾斜基准面效应。沿着倾斜基准面的法向做校正,不仅深度要变,而且水平方向高点要偏移,同时断层也需要校正。

(3)基准面的影响:在山地资料中,剖面处理往往是基于浮动基准面进行的,而浮动基准面的高程变化通常比较大,因此引起了浮动基准面的倾斜效应,如图 1.3.1 所示。如果基准面倾

斜,在时间剖面上看到的高点位置与真实地层的高点位置在水平方向即存在偏移。常规的高程直接相减没有考虑横向偏移,因此需做倾斜基准面校正。

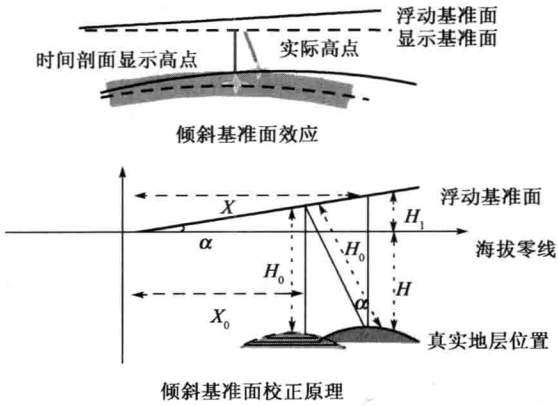


图 1.3.1 基准面影响分析

α 代表浮动基准面的倾角; X 代表地层距原点的水平距离; H_0 代表浮动基准面距地层的高度; H_1 代表浮动基准面距海拔零线的高度; H 代表海拔零线距地层位置的高度

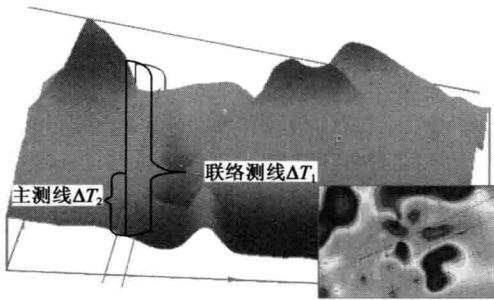


图 1.3.2 速度闭合差分析

(4)速度闭合差校正:由于水平基准面与浮动基准面、主测线与联络测线基准面各异造成速度场闭合差大(图 1.3.2)。在二维资料中,速度谱的闭合差普遍存在,在变速成图过程中,如果不对闭合差进行消除,会对变速成图结果产生较大影响。尤其是在低幅度构造地区成图时,构造形态对速度非常敏感,在变速成图过程中要消除速度闭合差。

(5)逆掩断层的影响:在地质条件复杂地区,由于构造运动,地下地层结构复杂、逆掩断层发育,速度建模困难。如何建立空间地质模型是整个逆断层地区速度研究的核心,尤其是逆掩断层的网格化和速度建模(图 1.3.3)。

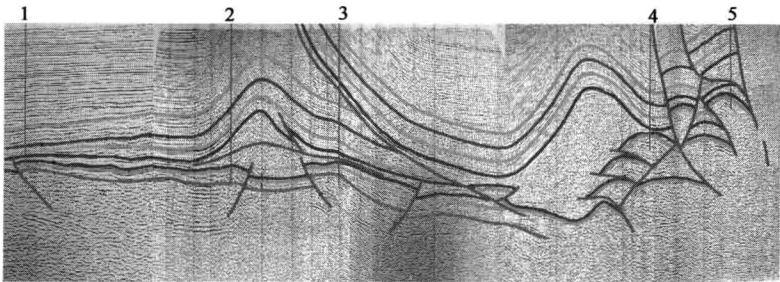


图 1.3.3 逆断层分析

(6)膏盐岩、火成岩、砾岩等特殊地层的影响:这些特殊地层厚度变化大,速度在纵、横向变化大,精细速度建模困难,最好是先摸清特殊地质体的分布情况(图 1.3.4)。

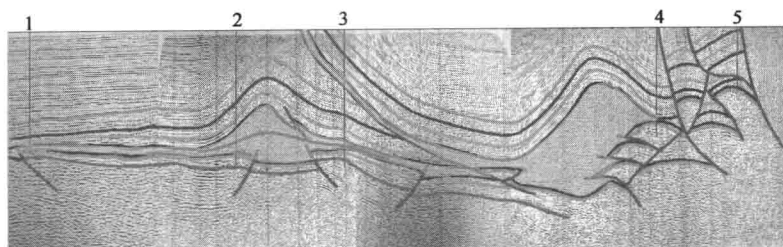


图 1.3.4 特殊地层分析

2. 基础资料的品质

(1)地震资料品质:构造主体部位资料品质差,各层的 T_0 时间不准确,进而影响成图效果(图 1.3.5)。

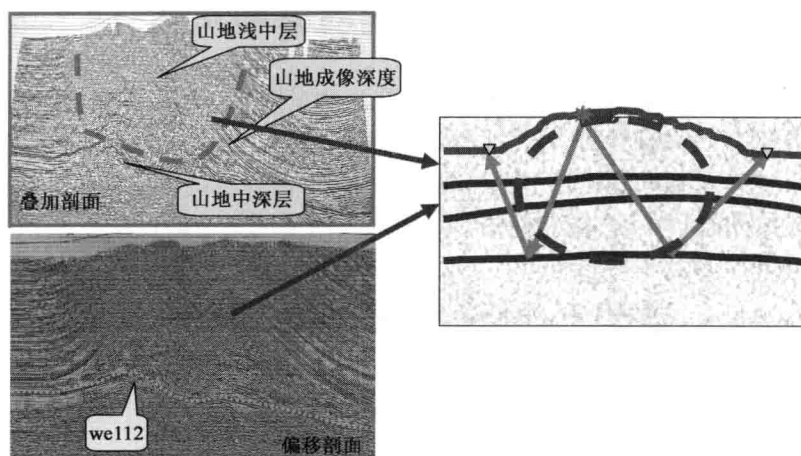


图 1.3.5 地震资料品质影响分析

(2)速度资料品质:原始速度资料品质差,会给变速成图带来很大困难(图 1.3.6)。

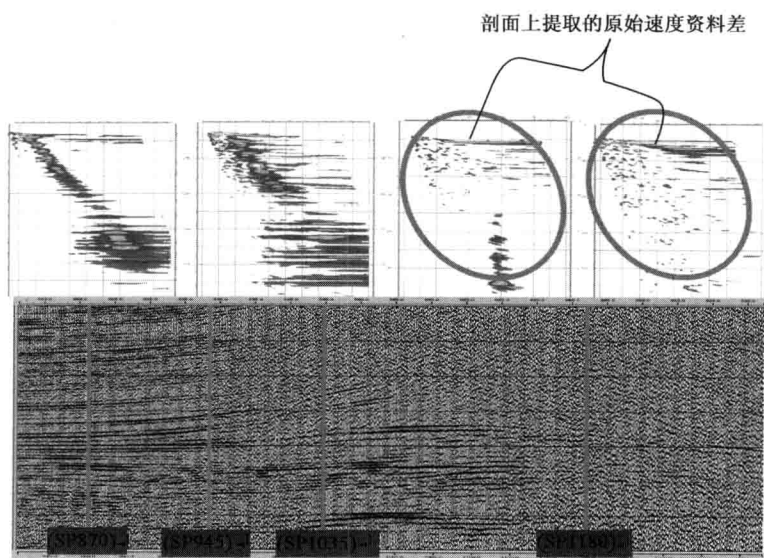


图 1.3.6 速度资料品质影响分析

第 2 章 高精度三维空间速度场建场技术

速度是连接地震资料和钻井资料的纽带,也是贯穿地震勘探处理到解释全过程的一个重要参数,速度选择的正确与否决定了构造解释与成图的精度。目前油气勘探开发过程逐步深化、细化,需要高质量地震成像方法和精确的深度构造成图方法,速度场反演既是深度偏移过程中的一个重要步骤,也是时深转换的一个先进工具,是一种省时实用的生产方法。

2.1 地震波相关速度的定义

与地震波有关的速度是指单位时间内波在介质中的传播距离。影响这类速度的因素很多,如岩性、地层时代、构造发展史等。地震波的传播速度可表示为地层中各点坐标的函数,即 $v = f(x,y,z)$,速度的横向变化是不可忽视的。用统一的速度解决地质问题已不能适应勘探的要求,应在速度的前面用很多限定性的形容词来表示不同类型的速度。表 2.1.1 中列出了一些常用的速度种类及其主要用途。

表 2.1.1 部分地震波速度在地震勘探中的应用

速 度	主 要 用 途
叠加速度	地震剖面的叠加
	初步偏移处理
	均方根速度估计
均方根速度	偏移速度估计
	层速度估计
	平均速度估计
层速度	整体的岩性与地层研究
	常规解释目的
	地层年代估计
	异常压力检测
	射线追踪
	偏移处理
	平均速度估计
平均速度	深度转换
	常规解释

2.1.1 叠加速度

在一般情况下,可以将共中心点反射波时距曲线看做双曲线,用一个共同的公式来表示:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_d^2} \quad (2.1.1)$$

式中 t_0 ——双程垂直反射时间;
 x ——接收点与激发点之间的距离;
 t ——在 x 处接收到反射波的时间;
 v_d ——叠加速度。

叠加速度 v_d (stacking velocity, 也称 NMO 速度) 是由速度分析求得的速度, 这种方法一般是求取数据的最佳拟合双曲线, 而不是准确的双曲线。在实际的地震资料处理工作中, 通过计算速度谱来求取叠加速度, 即对一组共反射点道集上的某个同相轴, 利用双曲线公式选用一系列不同的速度计算各道的动校正量, 当取某一个速度能把同相轴校成水平直线(将得到最好的叠加效果)时, 则这个速度就是这条同相轴对应的反射波的叠加速度。叠加速度是解释当中用于求取层速度和平均速度的原始速度, 通常在地震剖面上直接可以求取。

2.1.2 均方根速度

地震波的传播遵从“沿所需时间最短的路程”这一原理, 即费马原理。在均匀介质中, 所需时间最短的路程是直线, 均匀介质中水平界面条件下反射波的时距曲线是一条双曲线。在实际中, 覆盖介质并非均匀的, 而在生产工作中进行动校正时, 不管介质是否均匀, 总是把反射波时距曲线看成双曲线, 采用双曲线公式计算动校正量。这样做无疑会产生误差, 均方根速度就是在把不是双曲线关系的时距方程简化成双曲线关系时引入的一个速度概念, 它相当于均匀介质情况下的波速。

对于 n 层水平层状介质, 均方根速度 v_{rms} 的表达式为:

$$v_{rms} = \sqrt{\sum_{i=1}^n t_i v_i^2 / \sum_{i=1}^n t_i} \quad (2.1.2)$$

式中 v_i, t_i ——地震波在第 i 层介质中传播的速度和时间。

2.1.3 层速度

按照地层物性将地下介质分成若干厚度在几十米以上的地震层, 并认为地下介质由若干个平行的地震层所组成。此时, 将每一个地震层看做均匀介质, 取其中各分层真速度的平均值就是层速度。层速度可由地震测井求得, 其表达式为:

$$v_{int} = \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (2.1.3)$$

式中 ΔH ——每一个地震层位的深度, m;

Δt ——穿过该地震层位的时差, s。

层速度与地层岩性密切相关。

2.1.4 平均速度

平均速度表示在水平层状介质中波沿直线传播所走的总路程与所用总旅行时之比。但只有在均匀介质中波在任一方向上才是按直线传播的, 在实际介质(包括水平层状介质)中波是按“最小旅行时”路径传播的, 而不是按直线传播的。因此, 按直线路径传播的旅行时必然大于实际旅行时, 所以平均速度对应的旅行时大于沿实际射线路径的旅行时, 平均速度的定义是对

实际介质结构的一种近似和简化。

平均速度一般从地震基准面(0s 对应的海拔高程)起算,设从基准面至地层界面的反射双程时间为 t_0 , 距离为 H , 则 v 为:

$$v = 2H/t_0 \text{ (定义公式)}$$

用叠加速度也可以求平均速度,一般先求层速度,最后再求平均速度。变速构造图大多这样求取平均速度。

1. 瞬时速度 v_{ins}

在沉积盆地内,速度随深度变化而在水平方向上变化很小,通用的速度函数为:

$$v_{\text{ins}} = v_0 + cz \quad (2.1.4)$$

其中, $v_0 = 1800 \text{ m/s}$, $c = 0.6 \text{ s}^{-1}$, z 为地层深度。

2. 垂直时间 τ

在很小的深度范围(dz)内,可以将瞬时速度 v_{ins} 看成常数,地震波的传播时间($d\tau$)可以表示为:

$$d\tau = \frac{dz}{v_{\text{ins}}(z)} \quad (2.1.5)$$

那么,从地表到深度 z 处的传播时间计算如下:

$$\tau(z) = \int_0^z \frac{d\tilde{z}}{v_{\text{ins}}(\tilde{z})} \quad (2.1.6)$$

再将通用速度函数式(2.1.4)代入得:

$$\tau(z) = \frac{1}{c} \ln \left(1 + \frac{cz}{v_0} \right) \quad (2.1.7)$$

3. 平均速度 v_{ave}

平均速度 v_{ave} 是速度对时间的平均,其数学公式如下:

$$v_{\text{ave}}(\tau) = \frac{z(\tau)}{\tau} = \int_0^\tau v_{\text{ins}}(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau} \quad (2.1.8)$$

4. 平均速度 v_{mean}

与 v_{ave} 不同的是, v_{mean} 是速度对深度的平均,其数学公式如下:

$$v_{\text{mean}}(z) = \frac{1}{z} \int_0^z v_{\text{ins}}(\tilde{z}) d\tilde{z} \quad (2.1.9)$$

2.1.5 等效速度

均匀介质倾斜反射界面的共中心点反射波时距曲线方程也可写成同均匀介质水平界面共中心点反射波时距曲线方程一样的形式:

$$\begin{cases} T^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_\varphi^2} \\ v_\varphi = \frac{v}{\cos \varphi} \end{cases} \quad (2.1.10)$$

式中 v_φ ——倾斜界面均匀介质的等效速度。

2.1.6 射线平均速度

就速度的空间分布而言,实际地震介质中的速度分布是很复杂的。当地震波在实际介质中传播时,沿不同的射线路径有不同的传播速度,射线的各个点上速度也可能不一样,要严格描述速度的实际空间变化是难以做到的。根据实际计算的需要,引入射线平均速度的概念,即把地震波沿某一条射线传播所走的总路程除以所用的总旅行时称为波沿这条射线的射线平均速度。显然,射线平均速度对每条射线都可能不一样,射线平均速度可表示为沿射线旅行时的函数或接收点炮检距的函数,或射线出射角 α_0 的函数 $v(\alpha_0, t)$, 也可写成射线参数 p 的函数 $v(p, t)$ 。根据这个定义,可以写出水平层状介质中的射线平均速度公式为:

$$v(p, t) = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\sqrt{1-p^2 v_i^2}}}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i \sqrt{1-p^2 v_i^2}}} \quad (2.1.11)$$

其中, $p = \sin \alpha_i / v_i$; v_i, h_i, α_i 的意义如图 2.1.1 所示。

在连续介质情况下,有:

$$v(p, t) = \frac{\int_0^z \frac{dz}{\sqrt{1-p^2 v_i^2(z)}}}{\int_0^z \frac{dz}{v(z) \sqrt{1-p^2 v_i^2(z)}}} \quad (2.1.12)$$

当 $v(z)$ 的具体函数关系为已知时,就可写出 $v(p, t)$ 的具体表达式。例如当 $v(z) = v_0(1+kz)$, 即线性介质时,若反射界面为水平界面,则反射波射线平均速度为:

$$v(p, t) = \frac{2}{kt \sin \alpha_0} \left[2 \arctan \left(e^{\frac{v_0 kt}{2}} \tan \frac{\alpha_0}{2} \right) - \alpha_0 \right] \quad (2.1.13)$$

式中 α_0 ——射线出射角;

t ——波沿该条射线传播到界面并反射到接收点的反射时间。

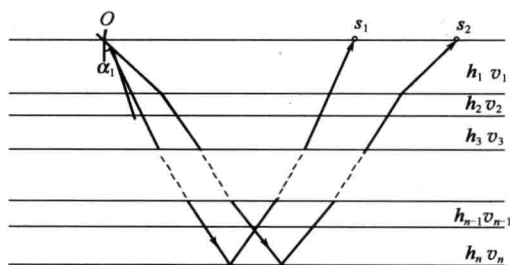


图 2.1.1 水平层状介质射线平均速度

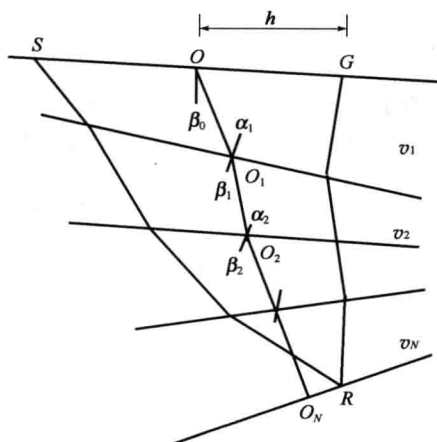


图 2.1.2 二维倾斜层状模型(据马在田,1986)

2.1.7 正常时差速度

正常时差速度是以沿法线入射射线的地层参数表示的速度,是无穷小排列上的叠加速度。这里先从比较一般的情况开始讨论。

在二维平面倾斜层状介质条件下,如图 2.1.2 所示,为二维平面倾斜介质模型。 S 和 G 分别为震源和观测点(可以互换),各层速度如图示, O 为 CDP 的中点,从 O 开始追踪第 N 层的法向反射线,这条射线在 O 的出射角为 β_0 , 在第 N 层底面的法向入射点为 O_N 。它在各层底面的入射角和透射角分别为 α_i 和 β_i ($i=1, 2, \dots, N-1$), R 为第 N 层底面的反射点,射线 SGR 用射线 SO_NG 来近似表示。从 S 到 O_N 的射线旅行时 t_{NS} 表示为:

$$t_{NS} = \frac{t_0}{2} \pm \frac{\sin \beta_0}{v_1} \left(\frac{x}{2} \right) + \frac{\cos^2 \beta_0}{2 v_1 R_0} \left(\frac{x}{2} \right)^2 + \dots \quad (2.1.14)$$

从 O_N 到 G 的射线旅行时 t_{NG} 为:

$$t_{NG} = \frac{t_0}{2} \pm \frac{\sin \beta_0}{v_1} \left(\frac{x}{2} \right) + \frac{\cos^2 \beta_0}{2 v_1 R_0} \left(\frac{x}{2} \right)^2 + \dots \quad (2.1.15)$$

式中 t_0 ——中间法向射线的双程旅行时;

x ——炮检距;

R_0 ——从 O_N 点向 O 点发射的波的曲率半径。

公式中符号 $\pm$ 和 $\mp$ 表示 S 和 G 的位置可以互换,并总是取 β_0 为正,即从左向右为 x 的正向。

由公式(2.1.14)和公式(2.1.15)可求得小排列 SG 上近似的反射时距曲线公式。

$$t^2 = t_0^2 + \frac{t_0 \cos^2 \beta_0}{2 v_1 R_0} x^2 \quad (2.1.16)$$

将式(2.1.16)两边平方并略去 x^4 项,则很小排列上双曲线型的时距曲线方程为:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{\left(\frac{2 v_1 R_0}{t_0 \cos^2 \beta_0} \right)} \quad (2.1.17)$$

回顾通用共中心点反射波时距曲线公式:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_d^2}$$

将式(2.1.17)与式(2.1.1)比较,可以看到 $\frac{2 v_1 R_0}{t_0 \cos^2 \beta_0}$ 相当于速度平方,用 v_{NMO}^2 表示,称

v_{NMO} 为正常时差速度,则有:

$$v_{NMO}^2 = \frac{2 v_1 R_0}{t_0 \cos^2 \beta_0} \quad (2.1.18)$$

其中,曲率半径 R_0 可用法向入射射线的参数表示:

$$R_0 = \frac{1}{v_1} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i \prod_{k=1}^{i-1} \left(\frac{\cos^2 \alpha_k}{\cos^2 \beta_k} \right) \quad (2.1.19)$$

式中 Δt_i ——法向射线在第 i 层中的单程旅行时。

1. 倾角相同的倾斜层状介质情况

当地下为倾角相同的倾斜层状介质,即所有界面互相平行时,则第 N 层底面法向入射线在各层面都为法向入射,即 $\alpha_i = \beta_i = 0$,而此时法向入射线的出射角 β_0 等于地层倾角,则有:

$$R_0 = \frac{1}{v_1} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i \quad (2.1.20)$$

$$v_{NMO}^2 = \frac{1}{\cos^2 \beta_0} \cdot \frac{2 \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i}{t_0} \quad (2.1.21)$$

或

$$v_{NMO}^2 = \frac{1}{\cos^2 \beta_0} \cdot \frac{\sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^N \Delta t_i} \quad (2.1.22)$$

其中, β_0 等于地层倾角。

2. 水平层状介质情况

此时 $\beta_0 = 0$, 则有:

$$v_{\text{NMO}}^2 = \frac{1}{\cos^2 \beta_0} \cdot \frac{\sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^N \Delta t_i}$$

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{\frac{\sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^N \Delta t_i}}$$

此时, 正常时差速度 v_{NMO} 等于均方根速度 v_{rms} , 注意这一结论也只有在小排列水平层状介质前提下才成立。当排列很大时, 叠加速度 v_s 与正常时差速度 v_{NMO} 的差别是由界面倾角和介质的不均匀引起的, 因为此时反射波时距曲线不能很好地用双曲线拟合, 而在小排列上反射波时距曲线都比较容易用双曲线拟合。

2.1.8 几种速度的关系

一般情况下有:

均匀水平地层 $v = v_{\text{av}} = v_1$

水平层状地层 $v = v_{\text{R}}$

倾斜地层 $v = v_{\varphi} = v / \cos \varphi$

平行倾斜多层 $v = v_{\text{R}} / \cos \varphi$

其中, v 为叠加速度; v_1 为第一层层速度; v_{φ} 为等效速度; v_{av} 为平均速度; v_{R} 为均方根速度。

那么, 可以得出:

(1) 平均速度小于均方根速度。

(2) 由叠加速度计算均方根速度: 水平层状介质的叠加速度就是均方根速度。界面倾斜时, 叠加速度等于等效速度 v_{φ} , 此时应对叠加速度做倾角校正后, 得到均方根速度。

(3) 由均方根速度计算层速度(Dix 公式)。

$$v_n^2 = \frac{t_{0,n} v_{\text{R},n}^2 - t_{0,n-1} v_{\text{R},n-1}^2}{t_{0,n} - t_{0,n-1}} \quad (2.1.23)$$

其中, $V_{\text{R},n}$ 为第 1 层到第 n 层的均方根速度, V_n 为第 n 层的层速度, $t_{0,n}$ 为第 1 层到第 n 层的自激自收时间。

(4) 平均速度与均方根速度的换算。

对于不同的速度模型, 平均速度与均方根速度的换算方法有所不同, 对于水平层状介质:

$$v_{\text{av},n} = \frac{\sum_{i=1}^n \sqrt{(t_{0,i} v_{\text{R},i}^2 - t_{0,i-1} v_{\text{R},i-1}^2)(t_{0,i} - t_{0,i-1})}}{t_{0,n}} \quad (2.1.24)$$

2.2 影响地层层速度变化的主要因素

岩层中地震波传播速度是地震勘探中一个最重要的参数,它不仅是地震时深转换必需的参数,也是储层物性预测中不可缺少的参数,在数据处理和数据采集设计中都有重要应用。它的影响因素多而复杂,除弹性模量外,主要是岩性、岩石密度与岩石成分、孔隙度、孔隙内流体性质与饱和度、压力、埋藏深度、地质年龄及岩层各向异性等。此外,同一个因素对纵波速度和横波速度的影响又不尽相同。

2.2.1 弹性模量

材料在弹性变形阶段,其应力和应变呈正比例关系(即符合胡克定律),其比例系数称为弹性模量。经典弹性力学指出,在均匀各向同性完全弹性介质中,波速取决于介质的弹性模量,即

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \text{或} \quad v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.2.1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (2.2.2)$$

式中 ρ ——介质体积密度;

λ ——拉梅常数;

μ ——剪切模量;

K ——体积模量。

2.2.2 岩性

不同岩性的地层速度不同,这是人们熟知的事实,实际上这也是地震勘探的基础之一,因此,在地震勘探中人们更感兴趣的是地震波速度与岩性的关系。表 2.2.1 列出了不同沉积岩的纵波速度;表 2.2.2 列出了不同火成岩和变质岩的纵、横波速度。

表 2.2.1 纵波在沉积岩中的波速及比值 v_s/v_p 的变化范围(据多尔特曼,1985)

岩 石	v_p 最小 km/s	v_p 最大 km/s	v_s/v_p	岩 石	v_p 最小 km/s	v_p 最大 km/s	v_s/v_p
粉砂岩	0.8	4	0.5~0.6	砾岩	1.45	5.6	0.5~0.6
硬石膏	1.5	6	0.5~0.6	黄土	0.3	0.6	0.3~0.6
泥质板岩	0.9	4.5	0.5~0.55	泥灰岩	1.3	4.5	0.55~0.6
角砾岩	1.45	5.6	0.5~0.6	白垩	1.7	4.2	0.4~0.5
黏土	0.3	3	0.07~0.6	砂	0.3	1.5	0.1~0.3
细砾岩	1.7	5.4	0.5~0.6	砂岩	0.8	4.5	0.4~0.6
石膏	1.5	4.6	0.5~0.6	盐岩	4.5	5.5	0.5~0.6
白云岩	0.9	6.3	0.5~0.6	亚黏土	0.8	1.8	0.55~0.6