

QIFU DIBIAO FUZA JIEZHI
BODONG FANGCHENG
YOUXIANYUANFA
DIEQIAN NISHI PIANYI JI YINGYONG

起伏地表复杂介质
波动方程有限元法
叠前逆时偏移及应用

唐文 薛东川◎著

中國石化出版社

[HTTP://WWW.SINOPEC-PRESS.COM](http://www.sinopec-press.com)

第1章 概述

1.1 写作目的和意义

1.1.1 写作目的

伴随着油气田勘探开发的不断发展,简单的、容易找到的油气藏已所剩无几。在此形势下,要确保储量、产量的持续稳定,油气勘探的重点只能逐步向复杂地表条件和复杂构造地区发展,以寻找新的油气藏。在复杂地区,由于地表及地下地震地质条件非常复杂,而且地表起伏高差大,低速带差异大,使得采集的地震数据品质差,反射信噪比、分辨率低,反射同相轴连续性差。地震成像质量差、反射杂乱、断点不清晰,这些问题都给地震处理和解释带来了较大难度。同时,地下断层发育,影响了地震资料品质,造成地震资料品质较差、处理难度大,山地等复杂地表条件下的地震勘探是当今地球物理学界所面临的世界性难题,其中最突出的两个问题就是信噪比低和静校正困难(李振春,2004)。

复杂地表区静校正存在三个方面的特点(邓志文,2006;阎世信等,2000;吕其鹏等,2001):①既存在高频分量,又存在低频分量;既存在小校正量,也存在大校正量。②折射界面极不稳定,常规折射波静校正技术的理论前提难以得到满足,初至波波场复杂难辨,很难追踪某一层的折射。③初至波的振幅和频率在炮与炮之间或同一炮中不同道之间的差异很大,初至拾取极为困难。

复杂地区的静校正、叠前去噪、速度分析及偏移成像等方面的处理成果不能满足圈闭描述和勘探目标选择与评价的需要。地震成像问题是制约复杂地区地震勘探的一个瓶颈。因此,研究复杂地区地震成像方法对于阐明复杂地区地质结构、提高地质认识具有非常重要的现实意义。

为了提高复杂地区地震资料处理质量,阐明地质构造,需要开展叠前偏移研

究。叠前偏移分为叠前时间偏移和叠前深度偏移。叠前时间偏移虽然克服了水平叠加的缺陷，消除了绕射，但由于采用了标量波动方程的假设，还是没有考虑横向速度的变化情况，仅适用于构造相对简单地区的成像，对构造复杂、速度横向剧烈变化的地质体成像存在明显的缺陷。其主要表现为不能正确处理速度界面产生的绕射，成像归位不够准确(Berkhout; 马在田译 1983; 陆基孟主编, 1993)。相比之下，叠前深度偏移可以修正陡倾地层和速度变化引起的地下图像的畸变，使反射能量聚焦在合理的空间位置，能准确阐明构造形态、刻画构造细节，从而使非常复杂的地震数据正确成像。叠前深度偏移处理后的目的层位波组特征清楚，构造成像合理。叠前深度偏移剖面比叠后时间偏移剖面和叠前时间偏移剖面在成像和构造归位等方面有很大的提高。所以，叠前深度偏移技术是解决复杂构造成像和恢复地下真实构造形态的有效技术，在构造成像和阐明构造方面有很大的优势(马国东, 1998; 贺振华 1989)。

目前在叠前深度域偏移方法中，石油地震勘探领域一般采用基于射线理论的克希霍夫积分法偏移和基于波动理论的单程波动方程偏移，但这些常规方法精度有限，而且振幅和相位不准，难以处理横向速度变化剧烈和高陡倾角构造的地质体成像问题(马国东, 1998)。近年来，发展起来的基于双程波动理论的叠前逆时偏移方法，在成像中不受倾角限制，不仅可以对一次波成像，还可以对回转波、棱柱波、鬼波和其他多次波成像。相对于其他方法而言，其成像效果更好、信噪比更高、断层和陡倾角边界更清晰。总而言之，本书写作的目的即为运用叠前逆时偏移方法解决以往偏移方法无法实现的难题。

1.1.2 写作意义

在陆地地震资料的常规处理中，针对地形起伏变化大而引起的道间时差，通常采用的办法是高程静校正。其做法是，在确定了基准面之后，利用估算出的地表速度计算一个垂直时差，用该时差对地震道做垂直时移校正。这种方法的一个基础就是地表一致性假设。其具体含义是静态时移只跟震源和接收点的地表位置有关，而跟波的传播射线路径无关，这个假设对所有的射线(不考虑炮检距)在近地表是垂直的情况下有效。在地表高程变化缓慢，且低速带速度在横向上变化不大的区域，地下各个反射层的反射波经过此低速带时，基本上都是沿铅垂方向传播到地面，由于高程变化不大，所以各道的静校正量基本上变化不大，只需要应用简单的垂直方向的时移进行校正，其成像效果就能满足要求。在地面高程变化剧烈，且速度在横向上有突变或基岩突出的山地、丘陵等区域，不满足地表一

致性的假设,地震波经地下阻抗差异界面的反射再传到地表的射线将不再垂直到达地表,这个时候使用简单的时移校正不能消除地形的影响,也不能把同相轴调整到便于速度分析的位置,因此偏移成像结果就与实际地质构造不一致,尤其是应用在有斜层和陡倾角构造反射层的地区,将造成偏移不准确或错误的现象(马在田,1989;鲁宾逊等,1985)。

由于在常规时间域处理的正常时差校正和共中心点叠加的假设中未考虑由大速度差引起的射线路径弯曲效应,因而在复杂(起伏地形和高陡地层等)条件下,共中心点叠加的前提条件不再成立,此时叠加处理会损失有效信号,使叠加效果难以保证,因此,“静校正+动校正+水平叠加+偏移”的常规处理流程无法从根本上解决复杂构造的成像问题,必须要采用叠前处理方法。

绝大多数偏移算法都假定炮点和接收点在同一个水平表面上,波场延拓从这个面开始,固定一个时间步长向下延拓,每个延拓面仍然是一个水平的平面。由于起伏地表的观测面不再是水平地面,通常我们在此复杂地表地区进行叠前深度偏移时使用静校正技术来使观测面水平。但是,从地震波场外推的角度来说,静校正没有考虑波的水平方向传播因素,因而使波场发生了畸变,在这种情况下再进行深度偏移,一定会引起一系列的误差,误差越大,对深度偏移成像的效果影响就越大。

鉴于上述原因,复杂地区的地震成像采用叠前逆时偏移才有可能取得较好的效果。而且,最理想的应该是避开静校正,基于起伏观测地表直接做叠前逆时偏移成像。

针对这些问题,本书进行了研究和分析,推导出基于起伏地表波动方程有限元法叠前逆时偏移方程,并加载了完全匹配层吸收边界条件,利用波场分离互相成像条件来衰减逆时偏移过程所产生的噪声,并对勘探地球物理学界给出的SEG/EAGE二维盐丘模型、BP模型进行了基于起伏地表复杂构造的叠前逆时偏移计算,对我国某海域崎岖海底的实际地震资料进行了叠前逆时偏移成像处理,理论数据计算和实际数据处理都获得了高质量的成像效果。通过对叠前逆时偏移成像方法的研究,有助于提高复杂构造地震勘探的技术水平。

1.2 国内外相关技术研究

1.2.1 偏移技术

偏移的概念始于19世纪20年代,首先由J. C. Karcher提出,假设地下介质

声波的传播速度为常数，则波前面为圆形，反射界面是许多圆弧的包络，圆弧与包络的切点就是反射点、对应的半径是射线路径，它垂直于界面；当传播速度发生变化时，射线路径不再是直的，波前面也不再是圆形的，但相同的关系依然有效。Karcher 的思想构成了偏移的基础；Hagedoorn 于 1954 年发表了以波动方程为基础，以波前曲线及绕射图形的形式表示的地震偏移方法的统一理论(Hagedoorn, 1954)；SEG 于 1957 年召开了一次题为“地震图倾斜偏移”的学术会议，地震偏移得以在地震勘探领域推广应用。

偏移的基本原理无疑是唯一的，但在技术发展的不同阶段，对偏移过程有着不同的理解。归结起来共有三种：①把偏移看作是数据的空间映射；②把它看作是非实时的合成聚焦成像；③认为偏移是波场的逆传播过程。这三种观点代表了偏移技术的三个发展阶段(马在田, 1989)。

20 世纪 60 年代以前，实用的古典偏移方法包括圆弧切线法、线段移动法、椭圆切线法和交会法等。当时，地震偏移作为一种制图技术，只是用来求得反射点的空间位置，而不考虑反射波的动力学特点(马在田, 1989)。

早期的计算机偏移方法的指导思想基本上是把人工作图法引进来，而成功的是那些符合地震波传播特征的方法，如波前模糊法、绕射曲线(面)叠加法、偏移叠加法等。这些方法虽然使用了波前、绕射等地震波传播的惠更斯原理，但只是定性的、概念性的，偏移剖面的质量虽然能够满足基本的要求，但归位的精度和波形特征都不是很准确(马在田, 1989)。这种偏移方法得出的结果仅适用于构造形态的解释，而不适用于更为精细的地层岩性解释，因而不能满足油气勘探开发对地震勘探提出的更高要求(陆基孟, 1993)。

20 世纪 70 年代初期，基于波动方程数值解的有限差分(Finite Difference, 简称 FD)法地震偏移技术的尝试取得了成功，较好地解决了偏移剖面的振幅和波形复原问题，开创了波动方程偏移成像的先河(Claerbout, 1971; Claerbout 和 Doherty, 1972)。此后，波动方程偏移成像方法取得了长足的进展，除有限差分法偏移外，Kirchhoff 积分偏移(Schneider, 1978)、频率—波数(F—K)域偏移的 Stolt 法(Stolt, 1978)和相移(PhaseShift, 简称 PS)法(Gazdag, 1978)等也相继获得成功。这些方法最初都是以时间偏移的形式出现的。为了在考虑横向速度变化的情况下提高偏移精度，其中的一些方法在其后的几年内做了一些改进，如相移加插值(Phase Shift Plus Interpolation, 简称 PSPI)法(Gazdag 和 Sguazzero, 1984)，或被改造为深度偏移(Judson 等, 1980; Larner 等, 1981; Schultz 和 Sherwood, 1980)，Larner 引入透镜项处理波的折射，改进了 Hubral 的成像射线方法

(Hubral, 1977)。在几乎同一时期还开发出了逆时偏移(Reverse Time Migration, 简称 RTM), 该方法基于精确的波动方程而不是采取近似处理, 在地下层速度模型中反传记录波场, 因而本质上是一种深度偏移方法(Baysal 等, 1983; Mc-Mechan, 1983; Whitmore, 1983)。到 20 世纪 80 年代中期, 地震偏移成像领域的成就可以归结为三个成像原理(用于叠后偏移的爆炸反射层模型、用于叠前偏移的 U/D 成像原理和测线下沉原理)、四个二维叠后时间偏移的基本偏移算法(基于求解单程波方程的时间—空间域有限差分法、频率—波数域的 Stolt 算法、相位移算法和基于射线理论的 Kirchhoff 积分法), 并且建立了偏移速度分析准则, 提出了深度偏移概念和三维偏移方法, 地震偏移成像的理论体系框架已基本形成(Gray 等, 2001)。

由于受限于计算机的处理能力, 当时人们的注意力主要集中在二维叠后时间偏移上。到 20 世纪 80 年代中后期, 偏移技术的进步主要表现在提出了倾角时差校正(Dip Move - Out, 简称 DMO)处理(Hale, 1984)、剩余偏移(Rothman 等, 1985)和串联偏移(Larner 和 Beasley, 1987)。DMO 处理的目的是把叠加剖面做好, 通常, 叠加在本质上是一种叠加速度滤波, 在同一时间剖面位置, 当两个反射同相轴相交时, 二者的叠加速度发生矛盾, 很难把它们都叠加好。DMO 处理可以解决该问题, 使叠加速度分析与倾角无关。该方法在纵、横向速度变化不大时是实用和有效的。串联的目的是改进有限差分偏移, 既能克服倾角限制, 又能减少因离散差分逼近微分带来的频散, 它无需改变 15° 方程的有限差分偏移程序, 需要修改的仅仅是每次偏移的速度, 只要把上一次偏移的输出作为下一次偏移的输入, 经过几次重复即可完成偏移过程。串联偏移是一个很成功的偏移方法, 对它的限制是仅用于时间偏移。

严格意义上的二维问题应该包括二维地质结构和相应的线震源, 这在实际情况中是不可能得到满足的, 因此二维偏移无法实现很好地成像, 突出表现为侧面波的归位问题。所以, 当计算机硬件条件满足计算要求后, 三维偏移很快得到实际应用。最早的是两步法三维叠后偏移, 该方法基于纵、横方向完全分离的偏移思想, 先后沿两个相互垂直的方向作二维偏移, 其结果相当于三维偏移。两步法偏移算法简单、速度快, 但其存在的问题是仅在常速情况下才与真三维偏移是等价的(Dickinson, 1988; Gardner 等, 1978; Gibson 等, 1983; Ristow, 1980)。其后出现的一步法三维偏移方法基于分裂的思想, 向下延拓的每一步都独立地使用外推算子, 沿两个垂直方向交替进行, 这种方法比两步法有更高的精度, 但仍有方位角误差问题(Hale, 1991; Hale, 1991; Hedley, 1992; Holberg, 1988; Hol-

berg, 1987; Soubaras, 1992)。McClellan 变换法是三维叠后深度偏移方法的代表,其基本思想是用显式滤波因子代替隐式波场延拓算子,克服了偏移的方位角误差,不足之处是速度较慢(Hale, 1991)。

叠前偏移的概念早在 20 世纪 70 年代中期就已经被提出来了[克利尔波特(美), 1979; Claerbout 和 Johnson, 1971],但由于叠前地震记录的信噪比较低,用于偏移的准确速度模型难以建立,同时巨大的计算成本难以被工业界所接受,因而没有及时获得大规模应用。直到 90 年代,随着技术自身的逐步改善,计算机技术和并行计算方法飞速发展,叠前偏移成像逐步具备实用性,并越来越显示出其内在的优越性(崔兴福, 2003; 尹兵祥, 2005)。即使是在当前大规模并行日渐普及的时代,减少计算量、提高效率、缩短周期仍是一个迫切的要求。

当前的地震偏移方法从空间维数角度有二维和三维之分,从数据域角度可分为时间—空间域、频率—空间域、频率—波数域和各种双域等,从数值计算角度可分为有限差分法、积分(求和)法、微分(差分)—积分(求和)法等,根据输入数据的叠加与否分为叠后偏移和叠前偏移,以及尚无公认标准、界限,难以界定的时间偏移和深度偏移,组合之后的地震偏移方法有数十种甚至上百种之多,目前各种方法仍然以构造成像为主要目的。一般来讲,精确成像需要如下四个基本条件:

(1)良好的成像算法:基本原则是根据界面倾角的大小和速度场纵、横向变化的程度,选择能适应速度变化梯度和信号归位要求的偏移算法;

(2)适当的偏移孔径:偏移孔径必须足够大,以便包含目标区的反射射线路径,同时太大的偏移孔径增加了成像时间,也增加了偏移噪声;

(3)精确的速度模型:速度模型必须精确,以拉平深度成像道集,剩余动校是修改速度模型的参考依据,基于模型的速度分析是速度建模的有效工具;

(4)满意的原始资料:信号必须足够采样,包括记录长度和时间采样率以及测线长度和空间采样间隔两个方面,信噪比不能太低。

为了检验和对比各种不同的偏移成像算法,法国石油研究所(IFP)于 1988 年推出了模拟西非安哥拉 Cuanza 盆地一条剧烈纵横向变速剖面的二维 Marmousi 模型以,及相应的模拟炮集记录数据(Versteeg 和 Grau, 1991),美国勘探地球物理学家协会(Society of Exploration Geophysicists, 简称 SEG)和欧洲勘探地球物理学家联合会(European Association of Geoscientists & Engineers, 简称 EAGE)于 1994 年联合推出了模拟墨西哥湾典型盐丘地质结构的三维盐丘模型,以及相应的模拟炮集记录数据(Aminzadeh 等, 1994)。针对这两个模型,各国的勘探地球物理科

技工作者展开的成像方法技术研究和试算极大地推动了复杂地质构造地震偏移成像技术的发展。

从叠后时间偏移和叠后深度偏移到叠前时间偏移和叠前深度偏移,地震成像理论、方法和技术得到了前所未有的发展。在上述四种类型中,当前最热门的是叠前深度偏移,因为从原理上讲,它具有其他三类方法所具有的功能,而在处理速度横向剧烈变化和共成像点的深度域叠加方面更加合理(马在田,2002)。

1.2.2 叠前深度偏移

叠前深度偏移最核心的工作是地震波场的深度外推,重建反射波原来的波场,这一过程必须依赖于波场外推算子,即求解单向波动方程的一组公式。判断一个好的波场外推算子的标准是:

- (1)能适应速度场的横向剧烈变化;
- (2)能对陡倾界面的反射很好地成像;
- (3)具有很高的计算精度和效率(包括并行度)。

一个波场外推算子很难兼具上述优点,因此地震数据成像的专家们就提出了多种波场外推算子,从而形成多种偏移成像的方法,这些方法可以归结为积分方程法和微分方程法两类。

积分方程法即生产上大规模使用的 Kirchhoff 积分算法,该方法基于 Green 函数的射线理论,利用射线追踪计算地震波传播的时间场,沿时距曲线进行波场振幅求和,以达到最终成像的目的。积分法的实现大致分为两步:

- (1)用解程函方程的有限差分法分别计算地表各炮点和检波点位置到地下各点的旅行时,建立由 CMP 位置、炮检距、深度和旅行时组成的表格;
- (2)对每一输入道,根据旅行时表格插值计算出各深度点的旅行时,依据炮点和接收点位置提取振幅并加权叠加成像(Audebert 等,1997; Epili 和 Mc-Mechan,1996; Gray 和 May,1994; Li 等,2003; Revc,1997; Schneider,1978; Shin 等,2003; Sun 等,2000)。

Kirchhoff 积分偏移在数据原有的时间—空间域进行处理,在完成一些初始的滤波后直接进行散射点成像或脉冲点响应计算,形式非常灵活,能用于时间或深度偏移,能对数据做任意选择性处理,而且各种改进的旅行时计算方法和相应的偏移技术相继获得成功(Qin 等,1992; Schneider 和 Kurt 1992; Sethian 和 Popovici,1999; Van 和 Symes,1991; Vidale,1988; 王华忠等,1994),是目前工业生产中最值得优选的,但并不意味着是最精确、最快捷的方法。Kirchhoff 偏移能

用于高陡倾角构造的成像,但在三维偏移中选用足以对陡倾角构造成像的大偏移孔径时,其处理成本非常昂贵(刘喜武和洪刘,2002)。

经过不断地进行实践,人们认识到积分法叠前深度偏移的优点是:

- (1) 计算速度快;
- (2) 适应各种观测系统,计算灵活;
- (3) 建立速度场。

缺点是:

- (1) 只能近似处理,且难以处理多路径的问题;
- (2) 难以准确处理振幅的问题;
- (3) 频散和盲区的问题。

这些缺点使得积分法叠前深度偏移不利于在复杂构造条件下进行精确成像,尤其不利于复杂构造下的深层精确成像,实际生产中对复杂介质情况鲜见成效(崔兴福,2003)。

目前,人们所称的波动方程叠前深度偏移一般是指在不同域中求解微分方程的方法,比较成功的有分步 Fourier(Split Step Fourier,简称 SSF)法、Fourier 有限差分(Fourier Finite Difference,简称 FFD)法、广义屏(Generalized Screen Propagator,简称 GSP)法及频率—空间域的有限差分(Frequency Space Finite Difference,简称 FXFD)法等。这类方法的优点是:①理论完整、计算合理、没有高频近似;②成像精度高,容易处理振幅问题,进而处理岩性问题。不足之处是:①计算效率低、计算不够灵活;②不易进行偏移速度分析(程玖兵等,2001)。

频率—空间域的有限差分法采用单程波动方程有限差分近似处理,对一个完整的波场向下延拓,波从记录面穿过一个中间层再到成像深度点,能在时间或深度域中进行,算法的精度受控于拟微分算子的逼近程度。在地质构造倾角不太大的情况下,该方法偏移成像归位准确;但当倾角很陡时,精度会降低,存在大倾角归位、频散和差分算子的各向异性等问题,以致产生误差和假频(孙沛勇,2003)。

频率—波数域的相位延拓法在速度横向均匀的前提下,将记录波场分解成平面波分量并分别进行偏移,从记录面到成像深度向下延拓波场,延拓时采用相移法来实现,是精度高、最快捷的方法之一。为适应横向速度变化而提出的修正方法,如相移加插值(PSPI)法(Gazdag,1978)、扩展的 Stolt 法(Stolt 和 Weglein,1985)等则丧失了速度优势,而成为最慢的几种方法。

20 世纪 90 年代,出现了结合和双域操作的混合偏移算法,如分步 Fourier 法

(SSF)、Fourier 有限差分法(FFD)以及广义屏法(GSP)等,这些方法的基本思想是基于小扰动理论,首先将速度或慢度场分为背景和扰动项之和,然后分别作不同的处理。Stoffa 等提出的分步 Fourier 法在时间域用相移法处理与背景对应的波的传播,在频率域用简单的时移来校正由于扰动变化引起的时差(也称二次相移),二者交替进行,从而实现对横向速度变化的适应。该方法无倾角限制和频散现象,但要求速度横向变化缓慢,而且波的传播角近乎垂直(Popovici, 1996; Stoffa 等, 1990; Tanis, 1998)。使用多个参考速度可以改进分步 Fourier 法适应横向变速的能力,但是随着参考速度个数的增加,计算量也大幅度增加(Kessinger, 1992)。Ristow 和 Rühl 提出的 Fourier 有限差分法通过加入有限差分补偿项,弥补了分步 Fourier 法由于舍弃扰动的二阶项所带来的误差。该方法结合了相移法和有限差分法各自的优点,将向下延拓算子分裂为适于常速度的相位移算子和适于变速度的有限差分算子,有效地提高了偏移算子在复杂介质中的成像精度,只是计算效率偏低(Ristow 和 Rühl, 1994; Ristow 和 Rühl, 1997)。广义屏法(GSP)源于波动方程的摄动解法,初期使用了散射理论和 Born 近似或 DeWolf 近似(Wu, 1994; Wu 和 Jin, 1997);其后,单向波广义屏传播算子的导出是基于更正规的 Hamilton 路径积分(De M 等, 2000)。仅从计算的角度看,广义屏法与 Fourier 有限差分法在本质上是相同的,其差别在于两者对高波数成分的处理方法不同。广义屏法在实际应用中得到很大的发展,能够在构造非常复杂的地区成像,但是通常需要降低延拓步长或进行附加处理,以保证算法稳定,这就降低了计算效率(金胜汶等, 2002; 吴如山等, 2001)。

逆时偏移(全波场双程波动方程偏移)从记录到的波场开始,将某个时刻的时间切片逆时传播导入地下,构筑每一个时间步的完整波场,因此可以看到从记录面向反射点移动的能量快照。相对于其他方法而言,逆时偏移对地震波传播方程的近似处理较少,因而是现有偏移方法中最精确的,但也是最慢的方法。它被作为标定其他偏移技术的概念模型,以及作为具有很好速度控制情况下的极度复杂地区的最终偏移手段(Chang 和 McMechan, 1994; Chang 和 McMechan, 1986; Esmersoy 和 Oristaglio, 1988; Sun 和 McMechan, 2001; 李国发等, 2002; 张美根和王妙月, 2001)。

1.2.3 起伏地表条件下的地震成像

山地等起伏地形包括地表高程变化和近地表速度变化,这两种因素决定了成像的效果,为了消除这些影响,传统的处理办法是将起伏地形观测面校正到一个

平滑的浮动基准面上, 再进行常规的处理, 而高程基准面校正的基本假设是地表高差变化不大, 且近地表速度变化不能突变或太剧烈。对于地形起伏剧烈和近地表横向速度变化强烈的山地等区域, 校正时差很大, 忽略了波的横向传播, 必然引起波场较大的畸变。对于高程基准面校正对偏移所带来的影响, 许多地球物理研究学者做了大量的工作。Berryhill (1979) 最先提出了用波动方程把任意形状的观测面校正到特定处理基准面的思想。这种采用波动方程波场外推的基准面校正技术, 可以将野外地震记录从地表延拓到任何一个平面或曲面。运用这种方法, 可以成功实现波动方程基准面校正。随后又将这个思路扩展到叠前 (1986, 1984), 运用该方法可以消除地形剧烈变化对地下构造成像造成的影响。但该方法计算过程十分复杂, 而且记录面是千变万化的, 通常只能各点实测, 很难用一个关系式进行描述和计算, 所以处理起来十分繁琐。Reshef (1991) 提出“逐步外推, 逐步累加”的波场外推方式, 可以直接从非水平观测面开始, 采用深度外推的办法实现深度偏移的同时实现基准面的校正。其具体步骤是从给定的水平基准面开始向下外推波场, 并在外推的每个深度步长上把观测得到的地形面上波场值加到该外推波场中, 通过这种方式可以把起伏地面上观测到的地震记录进行叠前或叠后偏移。Lynn 和 Beasley 等 (1992) 提出将观测面定义在起伏地表以上的最高点或最高点之上的某一水平面, 并把此观测面与实际地表之间的填充速度置为零或一个很小值的“零速度层”的思想, 其目的是模拟高程基准面校正, 并把地震波在地表与基准面之间的传播看成近似直上直下的传播。这就实现了将非水平观测变成水平观测的思想, 从而解决了高程静校正时移所带来的误差。最后使用常规的偏移算法从这个水平基准面开始向下进行波场外推, 较方便地实现偏移。由于在起伏地表和定义的观测面之间的填充物速度很小, 波场外推时的传播可近似地认为是直上直下的, 可以不用考虑横向传播的微弱影响, 因此利用这种波动方程外推的方式“抵消”高程校正的时移, 在外推到达实际地层时就恢复正常运算, 从而消除了地形对偏移效果造成的影响, 该方法最大的优点在于不必改动该偏移算法就可以实现从非水平观测面直接进行偏移, 从而消除了地表变化对地下构造造成的影响。Yilmaz 和 Lucas (1986) 提出基于波动方程确定基准面的“叠前层替代”, 其思路是把基准面定义在起伏地表之上, 且用地表速度填充, 进行波场外推时可以消除该填充层与下伏层之间因速度差异而引起的波场传播射线弯曲, 因此层替代技术也就是波动方程法确定基准面的一个具体应用。近年来, 根据地震波在实际地下介质中的传播规律, 借鉴 Lynn 和 Beasley 提出的“零速度层”的思想以及 Reshef 提出的“逐步—累加”法的概念而提出了“波场延拓”法。该方法的具

体实现过程是：在炮集所在区域起伏地面的最高点或最高点之上的某一高度定义基准面，然后把共炮道集用波动方程深度外推算子以任意给定的速度（最好用近似地表低速层的速度）从地形最低点开始把波场外推到所定义的基准面上，从而实现把非水平观测面变成水平观测面的目的。经过这种处理后，消除了起伏地形的影响。再采用更有效、精确的波动方程深度外推算子从所定义的基准面进行波场延拓以抵消波场向上延拓的效应，波场向下外推到达真实地层时再恢复正常的计算。通过这种深度成像过程自动实现波动方程基准面校正的方法，可以实现从非水平观测地面进行偏移，消除起伏地表地形变化对地下构造成像的影响。同时，克服了“零速度层”法在计算上的不稳定现象，实施起来更加灵活、多变，可以看成是对“零速度层”及“逐步一累加”方法的扩展和延伸。Wiggins(1984)和Beve(1997)用Kirchhoff积分法解决了如何从起伏地表开始偏移地震数据的问题，实现了起伏地表到曲界面的波场延拓过程。然而，在复杂构造地区，低降速层速度变化无规律，很难进行准确估计。不能准确求出近地表的 v - z 模型，不能解决多路径问题，这种基准面重建技术的Kirchhoff法还不如常规的静校正方法，无法完成对高陡构造和岩丘成像。Kalamis(1999)提出了利用真正的地表一致性静校正技术，不需要考虑地形变化以及近地表速度变化的方法。其核心是运用层析成像技术估计浅层速度并用双程波动方程的有限差分解计算成像时间以及在偏移中完成数据延拓。总的来说，在复杂地表地区精确地进行静校正，并完成准确的构造成像，在今天仍然是一件尚未得到解决的、十分困难的事情(Rajasekaran和McMechan, 1995)。

应该说，从地表开始直接偏移，在那些起伏较大，基岩直接出露地表，地表速度很高的地区能得到很好的偏移效果。对那些起伏不大，但速度带效应很强，低速带厚度不大，甚至不大于一个偏移网格大小的地区，则低速带效应对偏移射线路径的影响以及对整个旅行时的计算都不会有很大改变，甚至可忽略不计，因此偏移效果相对于基准面偏移不会有很大改变。所以，对于不针对低速带影响而言，从真地表开始偏移，能够改进地形起伏剧烈、地表速度大、相对高差大于一到两个偏移网格尺寸地区的偏移处理效果(李振春, 2004)。

1.2.4 正演模拟算法

目前，国内外在地震勘探生产实践中所采用的地震数值模拟方法是以射线理论和波动方程数值解法为基础的。

几何射线法又称为射线追踪法。所谓射线追踪，狭义上来说，指的就是根据

地震波传播的时间规律确定地震波在实际地层中传播的射线路径。其主要理论基础是,在高频近似条件下,地震波的主能量沿射线轨迹传播。该方法的主要优点是:概念明确,显示直观,运算方便,适应性强。缺点是:应用中有一定限制条件,计算结果在一定程度上是高频近似,对于复杂构造,进行两点三维射线追踪往往比较复杂。随着地震勘探技术的发展,新的射线追踪技术也不断涌现,以满足大的数据(如三维数据)处理和较高精度要求下对复杂地质体研究的需要。这些技术的主要研究焦点是如何精确地划分地质体,如何实现旅行时场的快速准确的计算以及对已有方法的改良(Claerbout, 1985; Jose 和 Carcione, 2001)。

20世纪80年代末以来,射线追踪方法得到了很大的发展,出现了大量不同于传统算法的新型算法。这些算法的主要特点在于不再局限于地震波的路径描述,而是直接从惠更斯原理或费马原理出发,采用等价的波前描述地震波场的特征。近年来,随着三维勘探的发展,为了适应三维数据处理和复杂地质体研究,研究者不断发现新的射线追踪算法。这些改进主要有:在传统的试射法和弯曲法的基础上产生了很多改进的射线追踪方法,如波前重建法,得益于对最小走时算法的改进,使之可适应多值走时计算,如慢度匹配法(Claerbout 和 Doherty, 1972; Claerbout, 1991; 王勖成, 2003)。

1) 几何射线的新方法

(1) Vidale 方法。与传统方法不同, Vidale 方法计算的是波阵面而不是射线路径。

(2) 改进的 Vidale 方法。当介质中存在较大的速度间断时, Vidale 方法出现不稳定,因此,在 Vidale 之后,相当一部分关于程函方程有限差分法的研究主要是针对上述问题的。

(3) 最短路径法。最短路径法的基础是费马原理及图论中的最短路径理论。利用最短路径的思路求解程函方程,很多人都对此作了大量工作,这些方法的基本思路相同,只不过在具体实现步骤上存在差异。

(4) 慢度匹配法。慢度匹配法的目的仍是求解多值走时问题, Symes(1998)假设地震波的射线都是下行的,该算法的计算量很大,因此目前它还是一种可实用化的方法。

(5) 基于图形结构的三维射线追踪方法。

(6) 三维多值走时地震波场重建及格林函数计算。

(7) 辛几何算法(Jose 和 Carcione, 2001; Zienkiewicz, 1977; 尹泽勇和江伯南译, 1985)。

2) 克希霍夫积分法

克希霍夫积分法建立在波动方程的克希霍夫积分分解的基础上。运用该方法需要满足以下两个近似条件：①高频近似；②远场近似。

对频率为 ω 的简谐波： $u(x, z, t) = u(x, z) \exp(it\omega)$ 代入波动方程

$$\nabla^2 u = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (1-1)$$

可得亥姆霍兹方程：

$$\nabla^2 u + k^2 u = 0 \quad (1-2)$$

由格林定理可知：

$$\iiint_w (u \nabla^2 G - G \nabla^2 u) dw = - \iint_s (u \frac{\partial G}{\partial n} - G \frac{\partial u}{\partial n}) ds \quad (1-3)$$

设函数 G 也满足亥姆霍兹方程，且 $G = \exp(-ikr)/r$ ，可得到简谐波的克希霍夫积分方程：

$$u(p) = \frac{1}{4\pi} \iint_s \left\{ u \frac{\partial}{\partial n} [\exp(-ikr)/r] - \frac{\exp(-ikr)}{r} \frac{\partial u}{\partial n} \right\} ds \quad (1-4)$$

这样，满足波动方程的每一频率成分都可求得，做反变换即得波动方程的解。由于波场对界面法方向的导数不易求得，因此通过选择 G 来消除第二项。通常取

$$G = \exp(-ikr)/r + \exp(-ikr')/r' \quad (1-5)$$

式中， r 为任意点到 p 的距离， r' 为 p' 的镜像点到任意点的距离。此时，克希霍夫积分变为：

$$u(p, \omega) = \frac{1}{2} \iint_{s_1} u \frac{1+ikr}{r} \cos\varphi \exp(-ikr) ds \quad (1-6)$$

由于克希霍夫积分分解是基于均匀介质的波长值，因而这种方法对于单层界面模型的计算精度较高，而对于多层介质中的第一个界面以下多层界面模型的计算精度则较低(陆基孟主编，1993；徐世浙，1994)。

3) 有限差分法

有限差分法计算速度较快，占有内存较小，不仅对均匀介质，而且对非均匀介质和各向异性介质都适用，并且它还是建立在波动方程的基础上的，所以它不仅可以得到直达波、初次及多次反射波，还能得到转换波、绕射波等，能全面模拟地下波场的运动学、动力学特征。所以，有限差分法在波动方程正演模拟中一直都占有重要的地位。但是，随着地震勘探的进一步深入，地下地质模型的复杂化对地震正演模拟方法也提出了更高的要求。传统的有限差分法就不能使正演模

拟达到高精度、高效率、高保真的要求了。然而，怎样才能使有限差分法在正演模拟中发挥更大、更好的作用已成为当前地球物理工作者们主要的研究课题。所以，对高精度、高效率的差分方法的研究是有限差分的发展方向(李世晋译, 1958; 杜世通, 1996)。

高精度差分方法的发展是与计算机科学技术的进步息息相关的。如今, 计算机的计算速度、内存大小, 以及外围设备都有了巨大的飞跃, 高精度差分方法也相应地得到了飞跃式的发展。其主要的成果有: ①多步差分方法; ②紧致差分方法; ③优化差分方法; ④摄动差分方法。

高精度差分格式的采用可放松对网格步长的要求, 利用计算区域内较少的网格点数得到较高精度的数值解, 既提高了数值解的精度又可改进求解效率, 在科学研究和工程计算中具有十分重要的意义, 并已得到了广泛的应用。然而, 高精度格式也存在着一些问题, 主要表现在: ①随着精度的增加, 一般来说, 格式会愈加复杂, 给边界条件的处理带来一定困难, 使内点和边界处很难达到一致的高精度, 从而强烈地影响着整体精度; ②复杂的几何形状也会严重地影响高精度格式的精度; ③复杂的方法一般都很难于程序化, 到目前为止, 高精度格式主要应用于十分规则的均匀矩形网格中, 在其他网格坐标下, 这些方法未必能得到高精度的解(Jose 和 Carcione, 2001; Komatitsch 和 Vilotte, 1998)。

数值模拟的质量与效率在很大程度上依赖于网格的设计。为进一步提高模拟精度, 网格技术越来越受到重视。在高精度差分方法的应用中, 有时需要考虑网格的特点, 例如: 用交错网格法解 $N-S$ 方程时, 不可避免地在边界附近使用非均匀网格。此外, 在解决一些特殊问题时, 选用适当的网格技术, 例如: 对多重尺度问题选用非均匀网格, 这样可大大提高求解效率。另外, 在实际的地震正演模拟中, 地下的地质模型是不规则的, 为了达到精细研究的目的, 都是要根据地质模型的不同形状, 在研究区域内根据各小区域的不同特点进行分解, 区别对待, 而后又拼接、耦合, 最终得到所需的精度解, 这就是新近发展起来的区域分解法。它具有高度并行性, 计算速度快, 适应性强, 所需计算机资源量小等优点(王润秋, 1993)。

目前, 在地震波动方程正演的方法研究中, 有关高精度差分方法、网格技术、区域分解方法、并行计算技术等都在国内外引起了极大的关注。我们也不难看出地震波动方程正演模拟在未来发展中的两大趋势: ①将高精度差分方法与网格技术相结合; ②将高精度方法与计算机并行算法相结合, 进一步加强高精度方法的程序化研究(俞康胤和任甲祥, 1988)。

4) 伪谱法

有限差分法的算法具有简单、快速的优点,但难以克服频散效应,而要解决频散问题,须加密数值计算的网格,这势必会导致计算量增加、效率下降。因此,选择一种既能精确计算,又有较高计算效率的方法就显得非常有必要,而伪谱法正好符合这种要求。

伪谱法是属于近十多年来发展迅速的谱方法数值解中的一种方法。该方法最初由 Kreiss 和 Olinger 提出建议,后由 Gazdag、Kosloff 和 Baysal(1982)最先应用于地震波动问题。侯安宁和何樵登(1982, 1990)又第一次使用该方法成功地解决了 VSP 资料的逆时偏移。Stankovic 等(1989)将伪谱法用于各向异性介质中的弹性波动方程。侯安宁和何樵登(1993, 1994)又较早地在国内将该方法用于模拟各向异性弹性波地面记录。伪谱法的特点是用快速傅里叶变换(FFT)求解波动方程,数值模拟效率很高。它不同于传统的有限差分法,其空间差分用快速傅里叶变换来实现,精度可以是无限阶的,且理论上已证明,伪谱法在一个空间波长上最少仅需要两个网格点,因此可采用较大的空间步长,减少计算量(Jose 和 Carcione, 2001; 俞康胤, 1982; 俞康胤和任甲祥, 1988)。

在二维介质中,用伪谱法做波传播的正演数值模拟由来已久,由于受条件限制,以前的研究者仅限于二维算法程序的开发和研究。20 世纪 80 年代末, Kosloff 等用三维声波方程和三维弹性波方程做均匀各向同性介质中波传播的模拟,并与解析计算结果和超声物理模拟进行比较,证明了该方法的正确性。Reshef 等用伪谱法做了三维声波模拟,所设计的模型在水平和垂直方向上有任意的密度和波速,并应用了吸收边界条件。Nielsen 等将伪谱法用到了曲线网格的二维声波方程的模拟中。Tessme 等则用伪谱法在存在表面地形的情况下模拟了弹性波的传播。1987 年, TalEzer 等提出了新的快速展开法,该方法可看作谱法类中的另一种方法。与伪谱法不同的是,其时间导数用契比雪夫展开法来计算,可取较大的时间步长,当其与高阶的空间微商结合时,有较高的精度。该方法实质上避免了伪谱法计算中时间精度是二阶而空间精度可达无限阶的不平衡性。但是,该方法处理吸收边界和自由表面边界条件时比较困难,计算量和占用内存也较大(Wang, X. C. 和 Liu, X. W., 2007; 王尚旭, 1991)。

5) 边界元法

边界元法是近些年发展起来的新的数值方法,在工程应用方面得到了青睐。边界元法的基本原理为将偏微分方程转化为边界积分方程,然后在边界上离散为线性方程组,求出边界值以后,再利用相应的积分方程求出域内值。现表述

如下:

对于受波动方程控制的弹性体 $[\rho, c_1, c_2]$, 存在两种弹性状态:

$$A = [u_i, t_i, b_i], B = [u'_i, t'_i, b'_i] \quad (1-7)$$

其初始条件分别为:

$$u_i(x, 0) = u_i(x), v_i(x, 0) = v_i(x) \quad (1-8)$$

$$u'_i(x, 0) = u'_i(x), v'_i(x, 0) = v'_i(x) \quad (1-9)$$

当 $t \geq 0$ 时, 由动力互易定理:

$$\begin{aligned} \int_s t_i * u'_i ds + \int_v \rho (b_i * u'_i + v_i u'_i + u_i u'_i) dv = \\ \int_s t'_i * u_i ds + \int_v \rho (b'_i * u_i + v'_i u_i + u'_i u_i) dv \end{aligned} \quad (1-10)$$

式中, b 为体力密度, ρ 为弹性体的密度, t 为棉力密度, $*$ 为褶积。

如果令其中一种状态为所求问题, 另一种状态为奇异基本解, 则可以推出积分恒等式(拉甫, 1904)如下:

$$\begin{aligned} c_{ij}(\xi) u_i(\xi, t) = \int_s [G_{ij} * t_i(x, t) - F_{ij} * u_i(x, t)] dS(x) + \\ \rho \int_v G_{ij} * b_i(x, t) dV(x) + \rho \int_v [G_{ij} v_i(x) + G_{ij} u_i(x)] dV(x) \end{aligned} \quad (1-11)$$

式中, $c_{ij} = \delta_{ij} - \gamma_{ij}$ 为张量, δ_{ij} 为科罗内克符号, γ_{ij} 为不连续跃变项: ①对于域内点, 其值为零; ②对于域外点, 其值为科罗内克符号; ③对于光滑边界点, 其值为 $0.5 \delta_{ij}$ 。

以上是弹性波方程的边界积分方程, 对于声波方程的积分方程可由上式导出。将以上方程推至边界, 可以得到边界积分方程。将边界积分方程在边界上离散化, 在时间上采用差分或振动仿真的方法可以得到边界值, 再利用域内积分方程, 可得到域内值(Jose 和 Carcione, 2001; 邓志文, 2006; 马在田, 1989)。

边界元法的优点是: 在空间上减少一维, 只在边界上离散就提高了精度。

6) 区域分解法

区域分解法最原始的思想可追溯到 1870 年德国数学家 H. A. Schwarz 提出的著名的 Schwarz 交替法, 但 Schwarz 本意是借用交替法论证非规则椭圆型方程解的存在性与唯一性, 直到 21 世纪 50 年代, 才有人把 Schwarz 方法用于计算, 但未能引起计算数学家的特别注意。随着并行计算机的问世以及日益普及, 经典的串行计算格局不适应于并行计算机, 因此传统的算法受到了挑战。如何构造高度并行的算法是提高计算速度的关键。一般而言, 面临的科学与工程问题是非常浩