

高等院校地学研究生教学用书

复杂介质地震波场数值模拟

*Numerical Modeling for Deismie Wave
Propagation in Complex Media*

● 刘 财 郭智奇 等著

地 质 出 版 社

研究生教学用书

复杂介质地震波场数值模拟

刘财 郭智奇 兰慧田 杨庆节 著
冯晷 鹿琪 刘洋 王典 田有

地质出版社

·北京·

内 容 提 要

本书基于地震波动力学理论,较系统地介绍了地震波在复杂介质中的波动方程、方程的数值模拟、波场特征分析等内容。全书共六章,包括地震波场伪谱法数值模拟理论;黏弹各向异性介质分界面及薄互层中地震波传播理论,以及反射透射特征;基于 Biot 模型的双相各向异性介质中的地震波;基于 BISQ 机制的双相各向异性介质中的地震波;基于 Chapman 模型的裂缝性介质中的地震波;双相黏弹 EDA 介质中的地震波。对于书中每种复杂介质,建立地震波传播方程,针对算例给出其数值解并进行地震波场特征分析。

本书具有较高的理论价值和实用价值,是高等院校地学研究生教学用书,也可作为地球物理专业的技术人员的参考用书。

图书在版编目(CIP)数据

复杂介质地震波场数值模拟 / 刘财等著. — 北京 :
地质出版社, 2014. 4

ISBN 978 - 7 - 116 - 08732 - 3

I. ①复… II. ①刘… III. ①地震波场—介质物理学
IV. ①P315.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2014) 第 035993 号

Fuza Jiezhi Dizhenbochang Shuzhi Moni

责任编辑:王春庆

责任校对:关风云

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010) 82324508 (邮购部);(010) 82324514 (编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

传 真:(010) 82324340

印 刷:北京地大天成印务有限公司

开 本:787mm×960mm 1/16

印 张:12.75

字 数:320 千字

印 数:1—1000 册

版 次:2014 年 4 月北京第 1 版

印 次:2014 年 4 月北京第 1 次印刷

定 价:26.00 元

书 号:ISBN 978 - 7 - 116 - 08732 - 3

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

前 言

在地学研究领域，不同的介质模型是对地下介质在某种程度上的近似。随着对地下介质结构与物性的深入了解，以及解决实际问题的需要，实际介质模型也在不断地发展。由介质模型发展出的相应的波动理论，可以更深刻地理解实际介质中的波动现象。近年来，随着地震数据采集技术的进步，可以更有效地提取地震波动信息，这就需要发展能够更精确地描述实际地下介质性质的模型来指导地震数据处理和解释；并且对介质模型的深入理解有助于从地震数据中提取更多的关于地下介质的信息。

由于孔隙、流体及裂缝等因素的影响，实际地下介质可能同时表现各向异性、非完全弹性及多相态等更为复杂的性质。因此，综合考虑这些性质，建立适用于各种复杂介质的地震波传播理论，对于精确描述地下介质以及其中的地震波场、满足油气储层岩性勘探的需求有重要的实际意义。

目前，国内有关复杂物性介质地震波传播理论的著作甚少。本书在多年研究的基础上，把针对典型类型的复杂介质的研究整理成文。参与各章节编写的人员分工如下：第一章由刘财、郭智奇、田有编写，第二章由郭智奇、刘财、刘洋编写，第三章由兰慧田、刘财、冯晔、郭智奇编写，第四章由杨庆节、兰慧田、刘财、郭智奇编写，第五章由兰慧田、鹿琪、刘财、郭智奇编写，第六章由刘财、王典、郭智奇编写。

由于作者水平所限，加之时间仓促，书中难免存在疏漏与不足，恳请各位读者、专家及同仁批评指正。

作 者

2013年9月于长春

目 录

前 言

第一章 绪论	(1)
第一节 复杂介质模型的实际意义与研究现状	(1)
第二节 复杂介质地震波场数值模拟方法	(3)
参考文献	(4)
第二章 黏弹各向异性介质中的地震波	(8)
第一节 黏弹各向异性介质 qP、qS 及 SH 波基本方程	(8)
一、黏弹各向异性介质 qP 波、qS 波基本方程	(9)
二、黏弹各向异性介质 SH 波基本方程	(10)
第二节 黏弹各向异性介质波动方程伪谱法递推公式	(11)
一、qP 波、qS 波波动方程及伪谱法数值解	(11)
二、SH 波动方程及伪谱法数值解	(12)
第三节 波场数值模拟及特征分析	(13)
一、模型参数与震源类型	(13)
二、qP 波、qS 波波场模拟与特征分析	(13)
三、SH 波场模拟与特征分析	(24)
第四节 黏弹各向异性介质分界面地震波的反射与透射	(26)
一、反射、透射系数计算公式	(26)
二、反射、透射系数算例分析	(29)
第五节 黏弹各向异性薄互层地震波的反射与透射	(39)
一、薄层反射、透射系数的计算	(39)
二、薄储层 AVO 响应特征分析	(41)
第六节 固体、液体分界面波的反射与透射	(46)
一、反射、透射系数计算公式	(46)
二、qP 波以及声波的反射、透射系数分析	(46)
三、瑞雷窗 (Rayleigh - window) 现象	(51)
参考文献	(53)

第三章 基于 Biot 模型的双相各向异性介质中的地震波..... (56)

第一节 双相各向异性介质弹性波传播方程 (56)

一、应力-应变关系..... (57)

二、动力学方程和达西定律 (59)

三、双相各向异性介质弹性波速度-应力方程..... (60)

第二节 双相各向异性介质弹性波方程错格伪谱法数值解 (61)

一、Biot 孔隙弹性方程的刚性问题及时间分裂法 (61)

二、二维双相正交各向异性介质弹性波方程错格伪谱法
离散格式 (64)

第三节 数值模拟算例及分析 (68)

一、双相各向同性介质弹性波波场数值模拟 (68)

二、双相横向各向同性 (VTI) 介质中弹性波波场数值模拟 ... (73)

参考文献 (81)

第四章 基于 BISQ 模型的双相介质中的地震波 (83)

第一节 基于 BISQ 模型的双相各向异性介质弹性波传播方程 (84)

一、本构方程 (84)

二、几何方程 (85)

三、动力学方程和达西定律 (86)

四、波传播方程 (86)

第二节 弹性波传播方程频率-空间域数值解法..... (87)

一、频率-空间域波动方程..... (88)

二、频率-空间域优化差分算子..... (89)

第三节 数值模拟算例及分析 (93)

一、双相各向同性介质中地震波波场数值模拟 (93)

二、双相横向各向同性 (VTI) 介质中弹性波波场数值模拟
..... (101)

参考文献..... (109)

第五章 基于 Chapman 模型的裂缝性孔隙介质中的地震波 (111)

第一节 Chapman 理论模型简介 (112)

第二节 等效黏弹性模型理论在 Chapman 模型中的应用 (117)

一、Chapman 模型有效刚度参数的 Zener 模型近似 (118)

二、频散和衰减对流体和裂缝尺寸的敏感性分析 及其黏弹性描述.....	(123)
第三节 基于 Chapman 等效模型的二维波场数值模拟	(128)
一、等效黏弹各向异性介质速度-应力方程	(129)
二、等效黏弹各向异性介质速度-应力方程错格伪谱法 数值解.....	(131)
三、数值模拟算例与分析.....	(134)
参考文献.....	(146)
第六章 双相黏弹 EDA 介质中的地震波	(150)
第一节 双相黏弹 EDA 介质波动方程的建立	(150)
一、应力-位移关系	(150)
二、应力-应变关系	(153)
三、应变-位移关系	(159)
四、双相黏弹 EDA 介质波动方程	(160)
五、波动方程退化验证.....	(160)
六、弹性系数矩阵中参数的求取.....	(162)
第二节 双相黏弹 EDA 介质波动方程的伪谱法递推公式	(164)
一、记忆变量的计算.....	(164)
二、二维双相黏弹 EDA 介质的波动方程的伪谱法递推公式	(165)
第三节 双相黏弹 EDA 介质地震波场数值模拟与特征分析	(166)
一、黏弹 EDA 介质波场数值模拟与特征分析	(166)
二、双相黏弹 EDA 介质波场数值模拟与特征分析	(176)
参考文献.....	(195)

第一章 绪 论

第一节 复杂介质模型的实际意义与研究现状

在地学研究领域,不同的介质模型是对地下介质在某种程度上的近似,实际介质模型随着我们对地下介质结构与物性的深入了解也在不断地发展。由介质模型发展出的相应的波动理论,可以更深刻地理解实际介质中的波动现象。如何建立更加精确的地下介质模型来描述地震波在实际介质中的传播特征,成为当前地球物理学者面临的重要难题之一。

在石油天然气勘探领域,随着油气田勘探和开发的程度不断加深,我们面对的勘探对象也逐渐向复杂岩性、复杂裂缝油气藏转变。近年来,随着地震数据采集技术的进步,可以更有效地采集并提取地震波的动力学信息,这也需要发展能够更精确地描述实际地下介质性质的模型,以此来指导地震数据的处理和解释。

在地震勘探理论的研究过程中,地下介质模型主要包括以下四种:

1. 声学介质和弹性各向同性介质

早期的地震勘探以这两种介质作为对实际地下介质的近似。声学介质中仅传播胀缩波,而弹性各向同性介质可以描述胀缩波(即纵波)、剪切波(即横波)两种传播模式,并且可以描述地震波在介质分界面处反射、透射时伴随的模式转换现象(Alekseev et al., 1980; Virieux, 1986)。

2. 黏声性介质和黏弹性各向同性介质

在实际地震资料的处理中发现,来自地下深层的地震波的振幅经补偿后仍远小于浅层地震波的振幅,这表明波在传播过程中存在机械能的损失。这种地下介质对地震波能量的吸收现象可由黏声性或黏弹性模型来解释,相应的理论可以描述地震波的衰减和频散(Buchen, 1971; Krebes et al., 1980; Borchardt et al., 1985; Carcione et al., 1988a~c)。

3. 弹性各向异性介质

大量的数据表明,地下介质的各向异性是普遍存在的。介质的各向异性主要受地下裂隙分布、应力状态、深部物质组成等的影响。岩石中存在两种类型的各向异性:固有各向异性和诱发各向异性。固有各向异性由细长颗粒或孔隙

的选择性排布和良好层理所引起。沉积岩石中的固有各向异性通常表现为横向各向同性的形式,因此需要五个独立的弹性常量来描述岩石的弹性特性。另外,大多数页岩也是横向各向同性的。诱发各向异性主要由应力各向异性和地层裂缝所造成。应力各向异性会定向排列地下介质中的孔隙、颗粒、裂缝及裂隙。与各向同性相比,各向异性地震波传播规律要更为复杂,同时携带的波场信息也更为丰富。各向异性介质中地震波的传播规律已成为地震勘探领域中的重要课题之一(White, 1982; Crampin, 1985; Thomsen, 1986, 1999, 2002; Tsvankin, 1997a~c, 2001; Tsvankin et al., 2000; 侯安宁等, 1995; 王光杰, 2000; 张中杰, 2002; 李景叶等, 2006)。

4. 流体饱和孔隙介质

常规勘探面对的砂岩储层与碳酸盐岩储层都是由固体相和流体相两部分组成的双相或多相介质。按照岩石颗粒排列与孔隙结构是否具有方向性,可将双相储层分为双相各向同性介质和双相各向异性介质。相应的 Biot 或者 BISQ 模型可以描述介质中孔隙流体对波传播的影响(Biot, 1956 a, b)。

从以上介质模型研究的发展过程可以看到,由于实际的地下介质综合表现出各向异性、非完全弹性及多相态性质,因此引入更完善的介质模型对于更加精确地描述地下介质的性质及其中的波动现象有着重要的实际意义。本书在上述研究的基础上,系统研究并整理了针对如下复杂介质的地震波场数值模拟及特征分析。

(1) 黏弹各向异性介质:黏弹各向异性介质模型同时考虑了介质的非弹性和各向异性性质。以黏弹各向异性介质作为地下介质模型,可以描述地下介质中薄层沉积、定向排列的裂缝等结构引起的各向异性,以及孔隙及裂缝流体充填等引起的非弹性性质,并且为研究与这些性质有关的新的波动现象提供理论基础。

(2) 基于 Biot 模型的双相各向异性介质: Biot 理论描述了流体饱和孔隙介质(双相介质)中波的传播,将孔隙介质的非弹性归因于固体骨架与孔隙流体的黏滞摩擦和惯性耦合效应,并预测了第二类纵波(慢纵波)的存在。本书重点研究双相各向异性介质中弹性波传播方程的错格伪谱法数值解,对双相各向异性介质中波的传播波场进行数值模拟,进而分析双相各向异性介质中各类弹性波的传播规律和反射特征。

(3) 基于 BISQ 模型的双相介质: BISQ 模型和 Biot 模型的差别在于所考虑的流体流动机制不同。Biot 理论不能合理地解释地震波高频散、高衰减现象,而 BISQ 模型将固-流相互作用的力学机制有机地结合起来,提出了统一的 Biot-Squirt (BISQ) 模型。大量研究表明,对于典型沉积岩石, BISQ 模型中的喷射(Squirt)流动机制能够对声波和实验室超声波频段的波衰减和频

散给出较为合理的解释。本书同时研究该模型的各向异性、黏弹性情况。

(4) 基于 Chapman 模型的裂缝性孔隙介质：在众多裂缝性孔隙介质理论中，Chapman (2003) 提出的等效介质理论模型充分考虑了地震波诱导的中观尺度（即远大于孔隙尺寸，同时又小于弹性波波长）裂缝与等径孔隙之间的流体流动，能够对实际裂缝性储层中观测到的地震波衰减、频散以及与频率相关的各向异性，给出合理的解释。本书采用 Zener 黏弹性模型匹配，由 Chapman 模型计算的与频率相关的复值等效弹性参数，进而通过求解与裂缝性孔隙介质等价的黏弹各向异性介质中的波动方程，进行波场数值模拟。

(5) 双相黏弹 EDA 介质：由裂缝定向排列引起的各向异性称为裂隙诱导各向异性（extensive dilatancy anisotropy）介质，简称双相 EDA 介质。本书以各向异性理论、黏弹性理论和 Biot 双相理论为基础，将 Carcione 黏弹机制（Carcione et al., 1988a, b）引入到双相含有垂直裂隙（EDA）介质骨架中，并利用 Hudson 裂隙理论（Hudson, 1980, 1981, 1986）求得双相黏弹 EDA 介质的弹性常数，并建立双相黏弹 EDA 介质的波动方程。

第二节 复杂介质地震波场数值模拟方法

在地下介质模型不断向真实的地下介质逼近的同时，需要对相应的地震波场数值模拟方法进行研究。地震波场数值模拟技术可以更加直观地描述地震波在地下介质中的传播情况，是研究波在地下传播特点和规律的有效方法，并且在地震反演与解释技术中有着重要的作用。

目前，地震波场模拟技术主要有射线追踪方法和建立在波动方程基础上的波动方程方法两大类。与射线追踪方法相比，波动方程方法虽然计算速度相对较慢、计算机内存需求相对较大，但是其模拟的波场包含了更加丰富的地震波传播信息，更能反映实际介质中地震波的传播特征。基于波动方程的地震波场数值模拟方法主要包括有限差分法、有限元法和伪谱法等。

1. 有限差分法

有限差分法是计算机数值模拟中最早采用的方法，该方法将波动方程中的各参数和波场函数离散化，用差分代替微分来逼近波动方程。Alterman 等 (1968) 首先将有限差分法应用于弹性波波动方程数值模拟中；Kelly 等 (1976) 研究了利用有限差分法制作人工合成记录的方法；Bayliss 等 (1986) 和 Levander (1988) 采用四阶近似空间精度有限差分算子计算弹性波的地震记录；Crase (1990) 发展了任意阶精度的高阶交错网格法；Robertsson (1996) 给出了含起伏

地表弹性和黏弹性介质中地震波传播的有限差分模拟方法。

有限差分法格式的计算较为简单,计算速度快,占用内存较小,但对复杂地表情况和地质构造进行模拟时需克服频散效应。交错网格有限差分技术对于克服频散起到了重要的作用。

2. 有限元法

有限元法是有效的地震波场的数值模拟方法之一。Lysmer 和 Drake (1972) 首次将有限元法应用于地震数值模拟; Marfurt (1984) 对有限差分法和有限元法的精度问题进行了对比研究; Simon 等 (1986) 基于一维双相介质模型,给出了弹性波波场的有限元方法; Easwaran 等 (1996) 利用基于位移的有限元方法研究了导波传播问题。有限元方法由于它的稳定性、收敛性和对实际地层形态的任意逼近性,在模拟时可以通过改变计算步长来减少实际工作量,因此在工程领域得到了广泛的应用。

然而,有限元法需对大型线性方程组进行组集和求解,因此当将其应用到地球介质模拟时,运算量很大,对计算机的内存空间和计算速度有极高要求,限制了该方法在地球物理勘探领域的广泛应用。

3. 伪谱法

伪谱法,又称傅里叶变换法,是一种有效的数值模拟方法,是偏微分方程的另一种数值解法,由 Gazdag (1981) 和 Kosloff 等 (1982) 应用到地震波理论研究中的。它对于空间偏微分实施快速傅里叶变换,只是在时间上做差分计算,这样就避免了对空间坐标的差分计算,从而很大程度上提高了计算速度和节省了大量的计算机内存空间。

伪谱法的主要优点是利用空间的全部信息求解波场函数的空间导数,包含的波场信息丰富,可以更加精确地模拟地震波的传播规律;并通过对空间导数进行快速傅里叶变换,可以取较大的空间网格,提高了运算效率,极大地节省了计算内存,但是对自由表面、复杂构造的地震波场的模拟效果有待进一步提高。

本书应用伪谱法、错格伪谱法、交错网格有限差分法对所涉及复杂介质模型进行波场数值模拟,通过波场快照、质点振动矢量图、合成记录等计算结果,分析地震波在各复杂介质中的传播特征。

参考文献

- 侯安宁,何樵登. 1995. 各向异性介质中弹性波传播特征的伪谱法模拟研究 [J]. 石油物探, 34 (2): 36-45

- 李景叶, 陈小宏. 2006. 横向各向同性介质地震波场数值模拟研究 [J]. 地球物理学进展, 21 (3): 700 - 705
- 王光杰. 2000. 多波多分量地震探测技术 [J]. 地球物理学进展, 15 (1): 54 - 60
- 张中杰. 2002. 地震各向异性研究进展 [J]. 地球物理学进展, 17 (2): 281 - 293
- Alekseev A S, Mikhailenko B G. 1980. The solution of dynamics problems of elastic wave propagation in inhomogeneous media by a combination of partial separation of variables and finite difference methods [J]. J. Geophys., 48: 161 - 172
- Alterman Z, Karal J F C. 1968. Propagation of elastic waves in layered media by finite - difference methods [J]. Bull. Seism. Soc. Am., 58 (1): 367 - 398
- Bayliss A, Jordan K E, LeMesurier B J et al. 1986. A fourth - order accurate finite - difference scheme for the computation of elastic waves [J]. Bull. Seis. Soc. Am., 76 (4): 1115 - 1132
- Biot M A. 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range [J]. J. Acoust. Soc. Am., 28: 168 - 178
- Biot M A. 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. II. Higher frequency range [J]. J. Acoust. Soc. Am., 28: 179 - 191
- Borchardt R D, Wennerberg L. 1985. General P, type - I S, and type - II S waves in anelastic solids; inhomogeneous wavefields in low - loss solid [J]. Bull. seis. Soc. Am., 75: 1729 - 1763
- Buchen P W. 1971. Plane waves in linear viscoelastic media [J]. Geophys. J. R. astr. Soc., 23: 531 - 542
- Carcione J M, Kosloff D, Kosloff R. 1988a. Wave propagation simulation in a linear viscoacoustic medium [J]. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 93: 393 - 407
- Carcione J M, Kosloff D, Kosloff R. 1988b. Viscoacoustic wave propagation simulation in the earth [J]. Geophysics, 53: 769 - 777
- Carcione J M, Kosloff D, Kosloff R. 1988c. Wave propagation simulation in a linear viscoacoustic medium [J]. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 95: 597 - 611
- Chapman M. 2003. Frequency dependent anisotropy due to mesoscale fractures in the presence of equant porosity [J]. Geophysical Prospecting, 51: 369 - 379
- Crampin S. 1985. Evaluation of anisotropy by shear - wave splitting [J]. Geophysics, 50: 142 - 152
- Crase E. 1990. High - order (space and time) finite difference modeling of the elastic equation [C]. 60th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophysics. SEG Expanded Abstracts (9): 987 - 991
- Easwaran V, Lauriks W, Coyette J P. 1996. Displacement - based finite element method for guided wave propagation problems; Application to poroelastic media [J]. Acoust. Soc. Am., 100 (5): 2989 - 3002

- Gazdag J. 1981. Modeling of the acoustic wave equation with transform methods [J]. *Geophysics*, 46 (6): 854 – 859
- Hudson J A. 1980. Overall properties of a cracked solid [J]. *Math Proc. Camb. Phil. Soc.*, 88 (2): 371 – 384
- Hudson J A. 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks [J]. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 64 (1): 133 – 150
- Hudson J A. 1986. A higher order approximation to the wave propagation constants for cracked solid [J]. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 87 (1): 265 – 274
- Kelly K R, Ward R W, Treitel S. 1976. Synthetic seismograms; a finite – difference approach [J]. *Geophysics*, 41 (1): 2 – 27
- Kosloff D D, Baysal E. 1982. Forward modeling by a Fourier method [J]. *Geophysics*, 47 (10): 1402 – 1421
- Krebes E S, Hron F. 1980. Ray – synthetic seismograms of SH – wave in anelastic media [J]. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 29 – 46
- Levander A R. 1988. Fourth – order finite – difference P – SV seismograms [J]. *Geophysics*, 53: 1425 – 1436
- Lysmer J, Drake L A. 1972. A finite element method for seismology in methods in computational physics [J]. *Academic Press, Inc.*, 11: 181 – 216
- Marfurt K J. 1984. Accuracy of finite – difference and finite – element modeling of the scalar and elastic wave equations [J]. *Geophysics*, 49 (5): 533 – 549
- Robertsson J O. 1996. A numerical free – surface condition for elastic/ viscoelastic finite – difference modeling in the presence of topography [J]. *Geophysics*, 61 (6): 1921 – 1934
- Simon B R, Wu J S – S, Zienkiewicz O C, et al. 1986. Evaluation of u – wand u – π finite element of saturated porous media using one – dimensional models [J]. *Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech.*, 10 (5): 461 – 482
- Thomsen L. 1986. Weak elastic anisotropy [J]. *Geophysics*, 51 (10): 1954 – 1966
- Thomsen L. 1999. Converted – wave reflection seismology over inhomogeneous [J]. *Geophysics*, 64: 678 – 690
- Thomsen L. 2002. Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation; SEG/EAGE Distinguished Instructor Short Course Lecture Notes, 5
- Tsvankin I. 1997a. Reflection moveout and parameter estimation for horizontal transverse isotropy [J]. *Geophysics*, 62: 614 – 629
- Tsvankin I. 1997b. Moveout analysis for transversely isotropic media with a tilted symmetry axis [J]. *Geophys. Prosp.*, 45: 479 – 512
- Tsvankin I. 1997c. Anisotropic parameters and P – wave velocity for orthorhombic media [J]. *Geophysics*, 62: 1292 – 1309
- Tsvankin I, Grechka V. 2000. Dip moveout of converted waves and parameter estimation in

transversely isotropic media [J]. Geophys. Prosp. , 48: 257 – 292

Tsvankin I. 2001. Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media. Pergamon

Virieux J. 1986. P – SV wave propagation in heterogeneous media: velocity – stress finite – difference method [J]. Geophysics, 51: 889 – 901

White J E. 1982. Computed waveforms in transversely isotropic media, Geophysics, 47: P64 – 71

第二章 黏弹各向异性介质中的地震波

黏弹介质中传播的波与弹性介质中传播的波最大的不同在于其中传播的波为不均匀体波,其传播方向和衰减方向不一致;而弹性介质中传播均匀波,其中的不均匀波仅为在介质分界面处传播的面波。Borcherdt 等(1977, 1982, 1985, 1986)的研究表明黏弹介质分界面上不均匀波的反射、透射,不仅与分界面两侧介质速度对比有关,还与品质因数 Q 值对比有关。Carcione (1995, 1997, 2001)研究了黏弹各向异性介质的本构方程(即应力-应变关系),发展并完善了黏弹各向异性介质的基本理论。杜启振等(2002, 2003, 2004, 2006)研究了黏弹各向异性介质中的速度频散和衰减特征,并通过数值模拟研究波场特征。刘财、郭智奇(2007)根据黏弹各向异性基本理论,推导黏弹各向异性介质中的波动方程、开发了黏弹各向异性介质伪谱法波场数值模拟技术并分析了波场特征,系统地研究了黏弹各向异性介质分界面、黏弹各向异性薄(互)层波的反射与透射等问题。

以黏弹各向异性介质作为地下介质模型,可以描述地下介质的薄层沉积、定向排列的裂缝等结构引起的各向异性,以及孔隙及裂缝流体充填等因素引起的非弹性性质。黏弹各向异性介质模型同时考虑了介质的非弹性和各向异性性质。在描述黏弹各向异性波动理论的运动方程中应用的是线性黏弹各向异性本构关系(constitutive relation),其核心内容是波尔兹曼(Boltzmann)叠加原理。

为方便描述介质类型,引入如下简称:EI(Elastic - Isotropic)介质,即弹性各向同性介质;VI(Viscoelastic - Isotropic)介质,即黏弹各向同性介质;EA(Elastic - Anisotropic)介质,即弹性各向异性介质;VA(Viscoelastic - Anisotropic)介质,即黏弹各向异性介质。

第一节 黏弹各向异性介质 qP 、 qS 及 SH 波基本方程

黏弹各向异性介质(各向异性类型为对称轴沿垂直方向的横向各向同性,即 VTI 介质)中,在垂直于各向同性面,即 (x, z) 平面内传播的纵波和横波分别对应两种耗散机制,由两个品质因数 Q_1 、 Q_2 表达。并且,在 (x, z)

平面内传播的纵波和横波也不是传统意义上的纵波和横波，而是称为 qP 波、qS 波（即准纵波和准横波），其质点的偏振方向与波传播的方向并不是简单的平行或垂直的关系。SH（Shear - Horizontal，即横向剪切）类型的横波其质点偏振方向垂直于 (x, z) 平面。本节介绍 qP 波、qS 波，以及 SH 波的基本方程。在黏弹各向异性介质基本方程中，通过引入记忆变量（memory variables）代替了本构关系中的褶积运算，使波场数值模拟容易实现。

一、黏弹各向异性介质 qP 波、qS 波基本方程

黏弹各向异性介质中，在 (x, z) 平面内，控制 qP 波、qS 波传播的速度-应力方程如下。

（一）欧拉（Euler）方程

$$\partial_1 \sigma_{11} + \partial_3 \sigma_{13} + f_1 = \rho \partial_t v_1 \quad (2-1)$$

$$\partial_1 \sigma_{13} + \partial_3 \sigma_{33} + f_3 = \rho \partial_t v_3 \quad (2-2)$$

式中： v_1 、 v_3 分别为质点速度的 x 、 z 分量； f_1 、 f_3 分别为震源的 x 、 z 分量； σ_{11} 、 σ_{13} 和 σ_{33} 为应力分量； ρ 为介质密度。

（二）应力-应变关系

$$\partial_t \sigma_{11} = c_{11} \partial_1 v_1 + c_{13} \partial_3 v_3 + K \xi_1 + 2c_{55} \xi_2 \quad (2-3)$$

$$\partial_t \sigma_{33} = c_{13} \partial_1 v_1 + c_{33} \partial_3 v_3 + K \xi_1 - 2c_{55} \xi_2 \quad (2-4)$$

$$\partial_t \sigma_{13} = c_{55} [(\partial_3 v_1 + \partial_1 v_3) + \xi_3] \quad (2-5)$$

式中： ξ_1 、 ξ_2 和 ξ_3 不是记忆变量本身，而是其导数； c_{11} 、 c_{13} 、 c_{33} 和 c_{55} 分别为介质的弹性模量，并且有

$$\left. \begin{aligned} K &= D - c_{55} \\ D &= \frac{1}{2}(c_{11} + c_{33}) \end{aligned} \right\} \quad (2-6)$$

（三）记忆变量（memory variable）方程

$$\partial_t \xi_1 = \frac{1}{\tau_\sigma^{(1)}} \left[\left(\frac{\tau_\sigma^{(1)}}{\tau_\epsilon^{(1)}} - 1 \right) (\partial_1 v_1 + \partial_3 v_3) - \xi_1 \right] \quad (2-7)$$

$$\partial_t \xi_2 = \frac{1}{2\tau_\sigma^{(2)}} \left[\left(\frac{\tau_\sigma^{(2)}}{\tau_\epsilon^{(2)}} - 1 \right) (\partial_1 v_1 - \partial_3 v_3) - 2\xi_2 \right] \quad (2-8)$$

$$\partial_t \xi_3 = \frac{1}{\tau_\sigma^{(2)}} \left[\left(\frac{\tau_\sigma^{(2)}}{\tau_\epsilon^{(2)}} - 1 \right) (\partial_3 v_1 + \partial_1 v_3) - \xi_3 \right] \quad (2-9)$$

式中:

$$\tau_{\sigma}^{(\nu)} = \frac{\tau_0}{Q_{\nu}} [(\sqrt{Q_{\nu}^2 + 1} - 1)] \quad (2-10)$$

$$\tau_{\epsilon}^{(\nu)} = \frac{\tau_0}{Q_{\nu}} [(\sqrt{Q_{\nu}^2 + 1} + 1)] \quad (\nu = 1, 2) \quad (2-11)$$

分别为两种耗散机制的应力、应变的松弛时间 (relaxation time)。其中, τ_0 为中心频率的倒数; Q 为中心频率对应的品质因数; $\nu=1, 2$ 分别对应两种耗散机制。

二、黏弹各向异性介质 SH 波基本方程

黏弹各向异性介质中, 控制 SH 波传播的基本方程如下。

(一) 欧拉 (Euler) 方程

$$\partial_1 \sigma_{12} + \partial_3 \sigma_{23} + f_2 = \rho \partial_{tt} u \quad (2-12)$$

式中: u 为 SH 波质点振动位移; f_2 为沿垂直 (x, z) 平面振动的震源; σ_{12} 、 σ_{23} 为应力分量; ρ 为介质密度。

(二) 应力-应变关系

$$\sigma_{23} = c_{55} \partial_3 u + c_{55} \xi_4 \quad (2-13)$$

$$\sigma_{12} = c_{66} \partial_1 u + c_{66} \xi_5 \quad (2-14)$$

与式 (2-7)~式 (2-9) 不同, 这里 ξ_4 、 ξ_5 为记忆变量本身, 而不是其导数; c_{44} 、 c_{66} 为介质的弹性模量。

(三) 记忆变量方程

$$\partial_t \xi_4 = \frac{1}{\tau_{\sigma}^{(3)}} \left[\left(\frac{\tau_{\sigma}^{(3)}}{\tau_{\epsilon}^{(3)}} - 1 \right) \partial_3 u - \xi_4 \right] \quad (2-15)$$

$$\partial_t \xi_5 = \frac{1}{\tau_{\sigma}^{(3)}} \left[\left(\frac{\tau_{\sigma}^{(3)}}{\tau_{\epsilon}^{(3)}} - 1 \right) \partial_1 u - \xi_5 \right] \quad (2-16)$$

式中:

$$\tau_{\sigma}^{(3)} = \frac{\tau_0}{Q_3} [(\sqrt{Q_3^2 + 1} - 1)] \quad (2-17)$$

$$\tau_{\epsilon}^{(3)} = \frac{\tau_0}{Q_3} [(\sqrt{Q_3^2 + 1} + 1)] \quad (2-18)$$

分别为应力、应变的松弛时间。其中, τ_0 为中心频率的倒数; Q_3 为中心频率对应的 SH 波的品质因数。