

1.5 维逆散射级数法消除海上地震勘探资料中的鬼波

谢越越 胡天跃[†]

北京大学地球与空间科学学院地球物理系, 北京 100871; [†]通信作者, E-mail: tianyue@pku.edu.cn

摘要 针对传统2维逆散射方法计算量大、对观测系统要求高等问题, 将2维逆散射级数方法降维, 得到1.5维逆散射级数消除鬼波的算法。资料处理结果表明, 1.5维方法减少了计算量, 降低了对观测系统的要求, 不需要地下介质信息以及子波估计, 适用于各种复杂的介质情况和低信噪比数据, 可以有效地消除海上地震资料的鬼波, 提高分辨率, 补偿陷波频率处的能量, 提升地震资料的低频成分。

关键词 逆散射级数; 海上地震勘探; 鬼波消除; 陷波频率

中图分类号 P315

Marine Seismic Data Deghosting With 1.5D Inverse Scattering Series Method

XIE Yueyue, HU Tianyue[†]

Department of Geophysics, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871;

[†] Corresponding author, E-mail: tianyue@pku.edu.cn

Abstract In order to solve the problems such as large computation and high requirement of geometry in the traditional 2D ISS (inverse scattering series) method, the 1.5D ISS deghosting method is proposed after dimensionality reduction from 2D ISS method. The examples of data study show that the 1.5D method can save lots of calculation and also degrade the requirement of geometry. 1.5D ISS method does not need any subsurface information and wavelet estimation, and it is suitable for different kinds of complex structure and low signal to noise ratio seismic data. Besides, the 1.5D ISS method can remove the ghosts from marine seismic data effectively and enhance resolution; simultaneously it will expand the frequency band and compensate the null frequencies energy.

Key words inverse scattering series; marine seismic exploration; deghosting; null frequency

随着海洋勘探工程的发展, 海上油气藏的发现难度不断加大。为实现高精度、高分辨率成像, 需要高分辨率和宽频带的地震数据, 这对地震勘探的方法和技术提出了更严格的要求。

海平面是空气与水的分界面, 由于空气与水的波阻抗相差非常大, 在海洋地震勘探中可以将海平面视为一个强反射的自由表面, 反射系数接近-1。震源和接收器都需要放置在海平面之下一定的深度, 这样, 震源激发的地震波或者由地下界面反射回来的地震波在传播至海平面时, 会发生反射并向

下传播, 称为鬼波^[1]。鬼波与一次波非常相似, 在地震记录上会与一次波混合, 降低地震资料的分辨率, 有时甚至会形成虚假的同相轴。同时, 鬼波会导致地震资料记录的频谱上出现周期性的零值点, 称为陷波点。陷波现象使得地震资料记录的频带宽度变窄, 低频段能量降低^[2]。鬼波的这些影响给后续的地震资料反演和解释带来很大的困难, 因此, 去除鬼波方法的研究对海上勘探工作有非常重要的现实意义。

为了消除鬼波对地震资料的影响, 地球物理学

家发展了很多方法。针对常规拖缆数据的鬼波压制, Lindsey^[3]和 Schneider 等^[4]提出线性滤波方法。Dushan^[5]根据地震记录是反射波与鬼波算子褶积的假设, 采用反褶积方法压制鬼波, 但由于鬼波算子存在一系列“零值点”, 因此无法完全消除鬼波。Ghosh^[6]引入自由表面的概念, 在时间域实现鬼波压制。对于二维情况, Aytun^[7]和 Fang^[8]利用一次波和鬼波存在时差的特点, 在频率波数域给出鬼波压制算法, 但要得到算法所需的鬼波延时比较困难。Weglein 等^[9]和 Adriana 等^[10-12]提出利用格林函数消除鬼波的思想, James 等^[13]、Zhang 等^[14]以及李洪建等^[15]将其应用于海上勘探的数据处理中。这种方法不需要地下介质的信息, 适用于比较复杂的介质, 但是需要估计波场的法向导数。子波的估计是一个难点, 因此该方法有一定的局限性。

随着采集技术的发展, 多种宽频采集和处理方法也被提出, 并应用于实践中。上下缆采集技术在 20 世纪 80 年代提出, 先将不同拖缆深度的勘探数据合并, 做波场分离处理能获得不含接收点鬼波的地震资料^[16]。但是, 上下缆方法施工难度大, 受缆深组合影响^[17], 还存在明显的横向漂移现象^[18], 效果难以保证。双检方法是将压力与速度检波器集成, 利用其记录鬼波的方向机理差异来消除鬼波, 但受环境干扰影响较大。Soubaras^[19]提出斜缆采集处理技术, 基于陷波点随炮检距变化的特点, 采用常规偏移、镜像偏移以及联合反褶积技术消除鬼波。此外, 上下源方法^[20]、四分量采集技术^[21]、蛇形拖缆^[22]等宽频采集技术也相继出现。这些技术能够获得包含更丰富信息的数据, 但因为技术要求与采集成本比较高等原因, 还存在比较大的局限性。目前, 常规水平拖缆仍然是海洋勘探的首选方法。

逆散射方法的提出要归功于量子力学, 该方法通过研究散射体外部观测到的场信息来估计内部结构信息。Moses^[23]和 Prosser^[24]最早用逆散射级数(inverse scattering series, ISS)方法来推导量子散射场的逆散射级数表达形式。Cohen 等^[25]和 Bleistein 等^[26]率先将逆散射理论应用于处理地震勘探成像。Araujo 等^[27]和 Matson^[28]利用逆散射级数方法, 预测并去除地震数据中的多次波。Weglein 等^[29-31]进一步发展和完善了逆散射级数方法, 将逆散射级数分离为不同的子级数, 分别表示鬼波、表面多次波和层间多次波, 并推导了基于逆散射级数的鬼波和多次波压制算法。丁科等^[32]对逆散射理论在勘

探成像和多次波压制中的应用和发展前景进行了研究。金德刚等^[33]和李翔等^[34]对逆散射级数应用于多次波的原理进行了研究和一定程度上的完善。陈小宏等^[35]和王芳芳等^[36]利用 2 维逆散射级数法, 对鬼波进行压制, 取得不错的效果。但是, 2 维逆散射级数消除鬼波方法计算量较大, 对于观测系统要求也比较高。

基于点散射模型的逆散射级数压制鬼波算法, 以波动方程和波恩级数为理论基础, 可以用子级数序列精确地表示和压制鬼波, 不需要地下介质的先验信息以及子波估计, 具有很好的适用性。本文对 2 维逆散射级数法进行降维, 推导得到 1.5 维逆散射级数消除鬼波的方法, 减小了运算量, 降低了 2 维方法对观测系统的要求, 可以灵活地去除炮点鬼波或检波点鬼波。将算法应用到各种介质的模型数据中, 资料处理的结果显示, 该方法可以很好地消除鬼波, 补偿鬼波造成的陷波效应, 拓宽地震资料的频谱, 尤其可以提升低频段能量, 对后续的地震处理和解释有很大帮助。

1 方法原理

1.1 散射理论和 Born 级数

散射理论描述实际介质和参考介质物理性质之间的差异与散射波场之间的关系。在散射理论中, 实际介质可以看做由参考介质和一个扰动部分叠加而成, 震源在实际介质中产生的波场就可以由震源在参考介质中产生的波场与由扰动部分产生的散射波场叠加而成, 实际介质与参考介质之间的差异可以用扰动算子表示。散射正演即正向散射, 指根据参考介质、参考波场和扰动算子计算实际介质的波场。散射反演即逆散射, 指根据参考介质、参考波场和实际波场计算实际介质相对于参考介质的扰动分布, 从而获得实际介质的物理性质。

基于散射理论的实际介质和参考介质的波场模拟可以参考图 1, 分别由频率 ω 的波动微分方程(1)和(2)给出:

$$LG(r, r_s, \omega) = -\delta(r - r_s), \quad (1)$$

$$L_0 G_0(r, r_s, \omega) = -\delta(r - r_s), \quad (2)$$

其中, L 和 L_0 表示实际介质和参考介质的微分算子, $G(r, r_s, \omega)$ 和 $G_0(r, r_s, \omega)$ 表示实际介质和参考介质在频率 ω 下的波场格林函数, 并依赖于震源位置 r_s 和波场位置 r 。

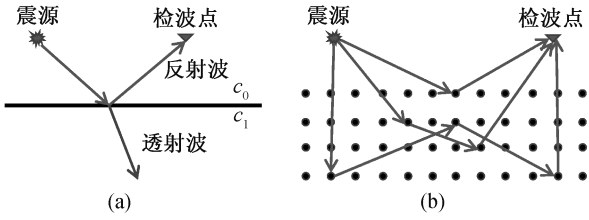


图 1 传统地震波场模拟(a)与散射级数法地震波场模拟(b)的对比

Fig. 1 Comparison of seismic transmission modeling between traditional method (a) and scattering series method (b)

扰动算子和散射场可以分别定义为

$$V = L - L_0, \quad (3)$$

$$G_s = G - G_0. \quad (4)$$

需要注意的是, 与 G 和 G_0 不同, G_s 不是格林函数。

对于非均匀声波介质, 二维声波方程可表示为

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{c^2(r)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) G(r, r_s, t) = \delta(r - r_s) \delta(t), \quad (5)$$

其中, $G(r, r_s, t)$ 表示 t 时刻由震源 r_s 传播到波场位置 r 处的格林函数。随波场空间位置变化的速度可以用参考介质速度和一个扰动项表示:

$$\frac{1}{c^2(r)} = \frac{1}{c_0^2} [1 - a(r)]. \quad (6)$$

对式(5)在时间方向做傅里叶变换, 并将式(6)代入, 可以得到表达式:

$$\left(\nabla^2 + \frac{\omega^2}{c_0^2} \right) G(r, r_s, \omega) = \delta(r - r_s) + \frac{\omega^2}{c_0^2} a(r) G(r, r_s, \omega), \quad (7)$$

引入均匀介质的声波方程, 将均匀介质的格林函数作为参考波场, 可以得到表达式:

$$\left(\nabla^2 + \frac{\omega^2}{c_0^2} \right) G_0(r, r_s, \omega) = \delta(r - r_s). \quad (8)$$

定义 $k_0 = \omega / c_0$, 可以将 k_0 视为波在参考介质中传播时沿传播方向的波数。由式(7)和(8)可以推导出方程

$$G(r, r_s, \omega) = G_0(r, r_s, \omega) + \int_{-\infty}^{\infty} G_0(r, r^1, \omega) k_0^2 a(r^1) G(r^1, r_s, \omega) dr^1, \quad (9)$$

这就是散射理论的基本方程 Lippmann-Schwinger 方程。 r 和 r^1 表示不同的波场位置。对式(9)反复迭代, 可以展开为一个无穷项级数:

$$\begin{aligned} G(r, r_s, \omega) = & G_0(r, r_s, \omega) + \\ & \int_{-\infty}^{\infty} G_0(r, r^1, \omega) k_0^2 a(r^1) G_0(r^1, r_s, \omega) dr^1 + \\ & \int_{-\infty}^{\infty} G_0(r, r^1, \omega) k_0^2 a(r^1) \cdot \\ & \left[\int_{-\infty}^{\infty} G_0(r^1, r^2, \omega) k_0^2 a(r^2) G_0(r^2, r_s, \omega) dr^2 \right] dr^1 + \dots \end{aligned} \quad (10)$$

式(10)可以简写为

$$\begin{aligned} G = & G_0 + G_1 + G_2 + \dots \\ = & G_0 + G_0 V G_0 + G_0 V G_0 V G_0 + \dots \end{aligned} \quad (11)$$

由式(4), 散射波场 G_s 可以表示为

$$\begin{aligned} G_s = & G - G_0 = G_1 + G_2 + \dots \\ = & G_0 V G_0 + G_0 V G_0 V G_0 + \dots \end{aligned} \quad (12)$$

式(12)就是散射波场的 Born 级数表达形式。图 2 表示 Born 级数的物理意义。

1.2 基于逆散射级数的鬼波消除原理

对于逆散射方法, 把扰动的部分都置于观测面的一个方向, 比较有利于计算和推导。对于海上地震勘探, 震源和检波器都在水中, 可以选择以位于 $z=0$ 处海平面为自由界面的半空间水体为参考介质, 参考介质的模型及格林函数如图 3 所示。

参考介质的格林函数 G_0 由两部分组成:

$$G_0 = G_0^d + G_0^{fs}, \quad (13)$$

其中, G_0^d 表示由源点直接传播到接收点的波场, G_0^{fs} 表示由于自由边界的存在, 由源点经过自由表面的反射后再传播到接收点的波场。当不存在自由表面时, 参考介质应该是一个全空间水体, 那么参考介质格林函数应该是 G_0^d , 散射场数据可以用 G_0^d 和 V 表示, 因此 G_0^{fs} 是存在自由表面时和不存在自由表面时

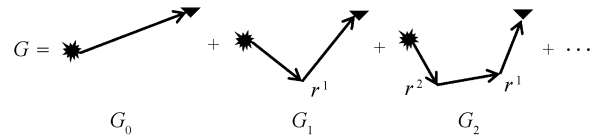


图 2 Born 级数的物理意义
Fig. 2 Physical meaning of Born series

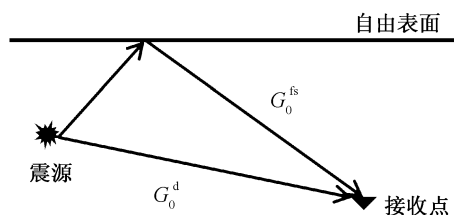


图 3 海洋勘探参考介质的模型及格林函数

Fig. 3 Marine configuration and reference Green function

散射级数的唯一区别。鬼波的产生正是由于自由表面的存在, 因此可以通过在散射级数中消除 G_0^d 来实现消除鬼波的目的。

将式(13)代入式(12), 可以将 G_0^{fs} 从 G_0 中分离出来, 得到

$$\begin{aligned} G_s &= G_0 V G_0 + G_0 V G_0 V G_0 + \dots \\ &= G_0^d V G_0^d + G_0^{fs} V G_0^d + G_0^d V G_0^{fs} + G_0^{fs} V G_0^{fs} + \\ &\quad G_0^d V G_0^d V G_0^d + G_0^{fs} V G_0^d V G_0^d + G_0^d V G_0^{fs} V G_0^{fs} + \\ &\quad G_0^{fs} V G_0^{fs} V G_0^{fs} + \dots, \end{aligned} \quad (14)$$

其中, $G_0^d V G_0^d$ 表示波场在传播时没有受表面多次波影响, 代表一次波; $G_0^{fs} V G_0^d$ 表示波场从源点出发, 先经过自由表面反射, 再经过地下介质传播后到达检波点位置, 代表震源鬼波; $G_0^d V G_0^{fs}$ 表示波场从源点出发, 先经过地下介质的传播, 到达自由表面时再反射回检波点位置, 代表接收点鬼波; $G_0^{fs} V G_0^{fs}$ 表示在源点和接收点两端的自由表面都有反射, 代表混合鬼波; 后面的二阶项以及更高阶项, 其物理意义可以依次类推, 与一阶散射的不同之处就是在介质中传播时经历了更多次的扰动散射。在自由表面的反射情况都可以类似地分为 4 类, 图 4 直观地表示各项对应的物理意义。

只保留式(14)中各阶散射级数的第一项, 那么不含鬼波的散射场 G_s' 就可以表示为

$$G_s' = G_0^d V G_0^d + G_0^d V G_0^{fs} V G_0^d + \dots \quad (15)$$

对比式(12)与(15), 得到用 G_s 表示 G_s' 的公式:

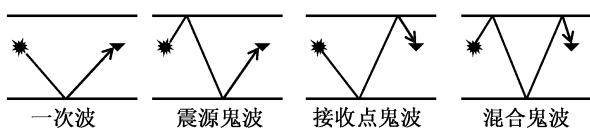


图 4 散射级数所代表的物理意义

Fig. 4 Physical meaning of scattering series

$$G_s' = G_0^d G_0^{-1} G_s G_0^{-1} G_0^d \quad (16)$$

设 D 为散射场 G_s 在观测表面记录的数据, 表示为

$$D = \Lambda_s G_s \Lambda_g \quad (17)$$

由式(16)和(17)可以推导出不包含鬼波的数据 D' 的表达式:

$$\begin{aligned} D'(x_g, \varepsilon_g, x_s, \varepsilon_s; \omega) &= \Lambda_s G_s' \Lambda_g \\ &= G_0^d G_0^{-1} D(x_g, \varepsilon_g, x_s, \varepsilon_s; \omega) G_0^{-1} G_0^d, \end{aligned} \quad (18)$$

式(18)就是利用逆散射级数方法推导出的鬼波消除公式。

1.3 1.5 维鬼波消除算法推导

为了推导消除鬼波的具体算法, 需要得到 G_0 和 G_0^d 的表达式。针对海上勘探观测系统的情况, 选择海平面之下的水作为参考介质, 自由表面位于 $z=0$ 处。在一个 2 维介质空间内, 震源和接收点位于 (x_s, ε_s) 和 (x_g, ε_g) 处, 其中 ε_s 和 ε_g 分别表示震源和检波器在自由表面以下的深度。从式(2)可知, 在参考介质中满足波动微分方程:

$$\begin{aligned} L_0 G_0 &= \left(\frac{\nabla^2}{\rho_0} + \frac{\omega^2}{\kappa_0} \right) G_0(x, z, x', z'; \omega) \\ &= -\delta(x-x') [\delta(z-z') - \delta(z+z')], \end{aligned} \quad (19)$$

ρ_0 和 κ_0 分别表示水的密度和体积模量。式(19)中, 等号右边的两项相当于位于 (x', z') 的实际震源产生的作用以及位于 $(x', -z')$ 的镜像震源产生的作用。

对式(19)的 x 方向做傅里叶变换到波数域, 可以得到

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{d^2}{dz^2} + q^2 \right] G_0(k_x, z, x', z'; \omega) \\ = -\frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-ik_x x'} [\delta(z-z') - \delta(z+z')], \end{aligned} \quad (20)$$

求解方程(20)可得到参考介质的格林函数 G_0 以及自由表面无关的格林函数 G_0^d :

$$G_0(k_x, z, x', z'; \omega) = \frac{\rho_0}{\sqrt{2\pi}} \frac{e^{-ik_x x'}}{-2iq} \left(e^{iq|z-z'|} - e^{iq|z+z'|} \right), \quad (21)$$

$$G_0^d = -\frac{\rho_0 e^{-ik_x x'}}{2\sqrt{2\pi} iq} e^{iq|z-z'|}, \quad (22)$$

其中, k_x 是 x 方向对应的横向波数, $q = \text{sign}(\omega) \cdot \sqrt{(\omega/c_0)^2 - k_x^2}$ 为纵向波数, $\text{sign}(\omega)$ 表示 q 值与 ω 值

的正负保持一致。

由于推导出的 G_0 和 G_0^d 都是在频率波数域的表达式, 因此对式(18)的 x_g 方向和 x_s 方向做傅里叶变换到波数域, 并将式(21)和(22)代入, 推导得到

$$D'(k_g, \varepsilon_g, k_s, \varepsilon_s; \omega) = G_0^d G_0^{-1} D(k_g, \varepsilon_g, k_s, \varepsilon_s; \omega) G_0^{-1} G_0^d$$

$$= \frac{D(k_g, \varepsilon_g, k_s, \varepsilon_s; \omega)}{(e^{2iq_g \varepsilon_g} - 1)(e^{2iq_s \varepsilon_s} - 1)}, \quad (23)$$

$q_g = \text{sign}(\omega) \sqrt{(\omega/c_0)^2 - k_g^2}$ 和 $q_s = \text{sign}(\omega) \sqrt{(\omega/c_0)^2 - k_s^2}$ 分别表示对应于 k_g 和 k_s 的纵向波数。式(23)即为 2 维 ISS 消除鬼波方法的公式。

从上述公式看出, ISS 鬼波消除算法是将全波场数据做 3 次傅里叶变换, 然后在频率-波数-波数域内完成运算。因此, 首先要将时空域的 2 维数据按照时间、炮点、检波点的空间形式重新排布(如图 5(a)所示), 然后对得到的 3 维数据体做 3 维傅里叶变换, 得到所需的数据形式如图 5(b)所示。

2 维 ISS 鬼波消除算法有几个较大的局限性。首先需要进行多次傅里叶变换, 且要同时处理全波场数据, 计算量和内存占用量都很大, 对计算机硬件要求很高, 同时还要求规则的 3 维观测系统的数据, 实际资料常常不能满足这个要求。为了解决上述问题, 我们将 2 维公式进行降维简化, 推导 1.5 维的 ISS 鬼波消除算法。

如果模型仅仅只是深度以及偏移距的函数, 则 $G_0(x_g, \varepsilon_g, x_s, \varepsilon_s; t)$ 仅与偏移距 $x_{\text{offset}} = x_g - x_s$ 和时间 t 有关, 那么格林函数可以简化为

$$G_0(x_g, \varepsilon_g, x_s, \varepsilon_s; t) = G_0(x_g - x_s; t) = G_0(x_{\text{offset}}; t), \quad (24)$$

对式(24)进行傅里叶变换到频率波数域, 得到

$$G_0(k_g, k_s; \omega) = G_0(k_0, \omega) \delta(k_g - k_s), \quad (25)$$

k_0 是与 x_{offset} 对应的波数, δ 为狄拉克函数。参考波场对应的格林函数和波场数据可以表示为

$$G_0^d(k_0, z, x', z'; \omega) = -\frac{\rho_0 e^{-ikx'}}{2\sqrt{2\pi}iq_0} e^{iq_0|z-z'|}, \quad (26)$$

$$G_0(k_0, z, x', z'; \omega) = \frac{\rho_0}{\sqrt{2\pi} - 2iq_0} (e^{iq_0|z-z'|} - e^{iq_0|z+z'|}), \quad (27)$$

$$D(k_g, \varepsilon_g, k_s, \varepsilon_s; \omega) = D(k_0, \varepsilon; \omega), \quad (28)$$

其中, q_0 表示对应于 k_0 的纵向波数; ε 表示对应的炮点深度或者检波点深度, 这样可以分别实现检波点鬼波去除和震源鬼波去除。将降维后的表达式(26)、(27)和(28)代入前面推导出的鬼波消除公式(18), 就推导出 1.5 维的 ISS 鬼波消除公式:

$$D'(k_0, \varepsilon; \omega) = \frac{D(k_0, \varepsilon; \omega)}{(e^{2iq_0 \varepsilon} - 1)}. \quad (29)$$

降低计算维数后, 公式得到简化, 原本需要输入全波场数据进行计算, 现在可以输入单炮数据或者共接收点数据。算法的实现由 3 维频率-波数-波数域经过降维简化到 2 维频率-波数域, 减小了对内存空间的需求和运算复杂程度, 同时对 3 维规则观测系统的要求降低, 适用范围更广, 可以根据需要灵活有效地去除鬼波。1.5 维方法不需要任何地下介质信息, 适用于各种复杂的地下结构情况, 与 2 维方法相比, 对数据的输入要求从原来完整的一条测线数据减少为单炮数据。1.5 维方法可以针对不完整的数据进行局部鬼波去除, 单炮数据的输入形式还可以为并行计算提供条件, 增加了方法的实用性。但是, 1.5 维方法仍然需要比较规则的勘探数据以及完备的近偏移距数据。

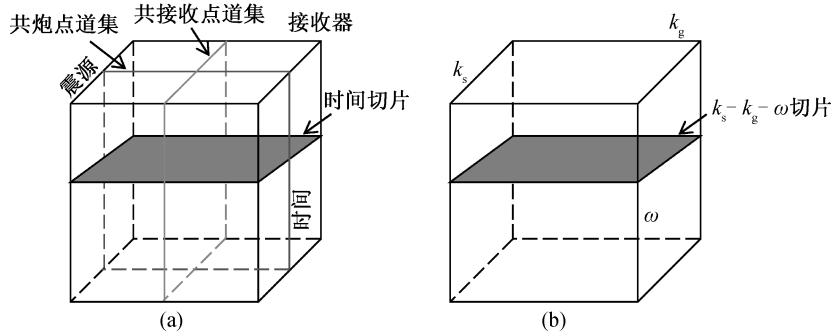


图 5 时间-空间-空间域数据体形式(a)以及频率-波数-波数域数据体形式(b)

Fig. 5 Time-space-space domain data cube (a) and frequency-wavenumber-wavenumber domain data cube (b)

2 数据测试

2.1 简单模型数据

下面用合成数据来测试 1.5 维 ISS 算法是否有效。先对最基本的平层模型合成数据做数据测试,速度模型如图 6 所示。观测系统采用中间放炮,两边接收,炮间距和道间距均为 5 m,共 101 炮激发,101 道接收。采样间隔为 1 ms,记录时间为 800 ms。由于鬼波的产生主要与炮点和检波点深度相关,因此模拟海上地震勘探的情况,炮点深度和检波点深度均设为 10 m。

抽取第 51 炮的数据来观察,图 7 为合成地震数据在去除鬼波前后的对比。图 7(a)为正演模拟的没有鬼波的数据,此时上边界采用吸收边界模拟,因此没有自由界面的作用,只存在一次波。图 7(b)为采用自由边界的合成数据,此时受自由边界的影响,会产生鬼波和表面多次波。可以很明显地看到,鬼波的存在导致一次波的波形受影响,甚至会有虚假的同相轴产生,在 630 ms 处也可以明显看到表面多次波的存在。表面多次波后也会存在紧随的鬼波,对后续处理解释影响很大。图 7(c)为利用 1.5 维 ISS 方法去除检波点鬼波后的数据,可以看到,与图 7(b)相比,鬼波得到一定程度的压制,但由于震

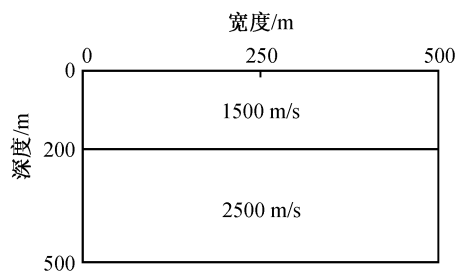
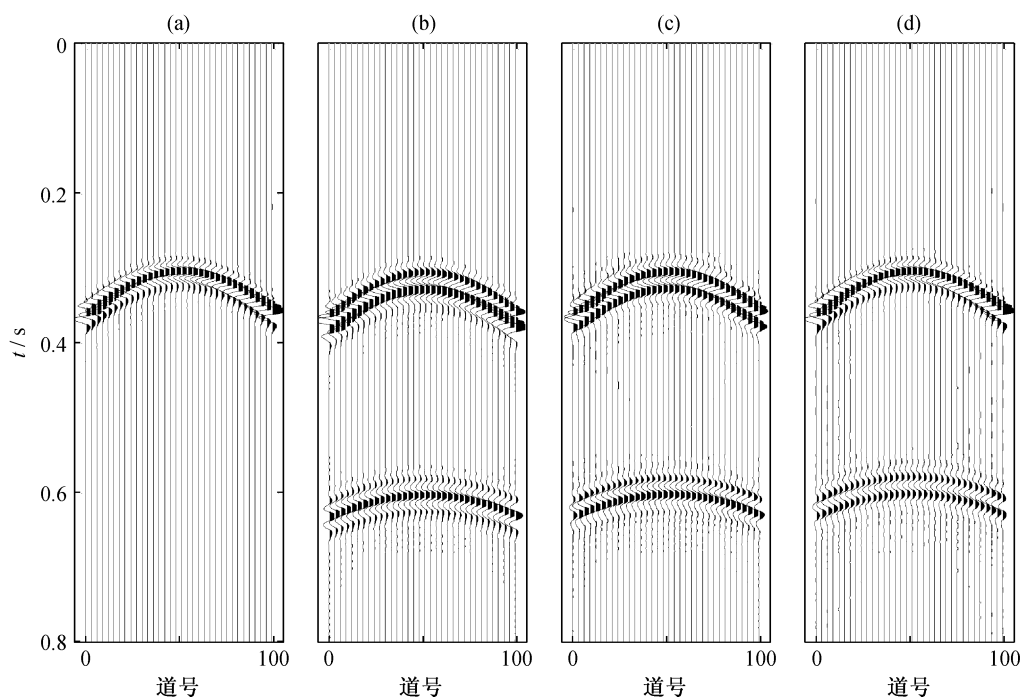


图 6 速度模型
Fig. 6 Velocity model

源鬼波影响仍然较大,效果不理想。图 7(d)为利用 1.5 维 ISS 方法对图 7(c)的数据进行震源鬼波消除,可以看到一次波的波形和幅度都得到很好的恢复,此时震源鬼波和检波点鬼波均被压制,同时表面多次波后跟随的鬼波也得到压制,为后续的处理提供了有利条件,证明了 1.5 维 ISS 方法消除鬼波的有效性。

图 8 为鬼波消除前后的频谱对比。可以看出,鬼波的存在会导致地震记录损失很多有效的低频信息,同时还会产生陷波效应。震源和检波点的位置均为 10 m,根据理论计算结果,原始含鬼波地震记录应该在 75 Hz 处产生陷波效应。从图 8 可以看出,



(a) 无鬼波的数据; (b) 有鬼波的数据; (c) 去除检波点鬼波后的数据; (d) 去除震源鬼波和检波点鬼波后的数据

图 7 合成数据鬼波消除前后效果
Fig. 7 Comparison of deghosted results

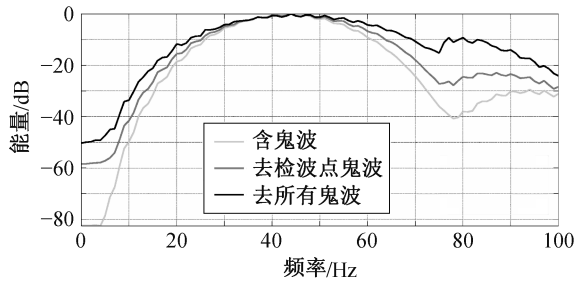


图 8 去除鬼波前后地震记录频谱对比
Fig. 8 Comparison between spectrum of original and deghosted gather

原始含鬼波记录在 75 Hz 处有明显的陷波现象, 与理论预测结果一致。在利用 1.5 维 ISS 方法逐步压制鬼波后, 陷波频率处的能量得到补偿, 同时有效低频信息得到很好的恢复, 达到预期的目的, 证明了方法的有效性。

在复杂地质条件下, 地震记录的信噪比通常比较低。为了测试方法在噪声环境下的实用性, 向地震数据中添加高斯噪声, 数据信噪比为 1 dB, 然后再用本文方法进行鬼波消除, 效果如图 9 所示。可以看出, 在噪声影响比较大的环境下, 本文方法仍然可以较好地去除鬼波, 恢复一次波的形态, 说明

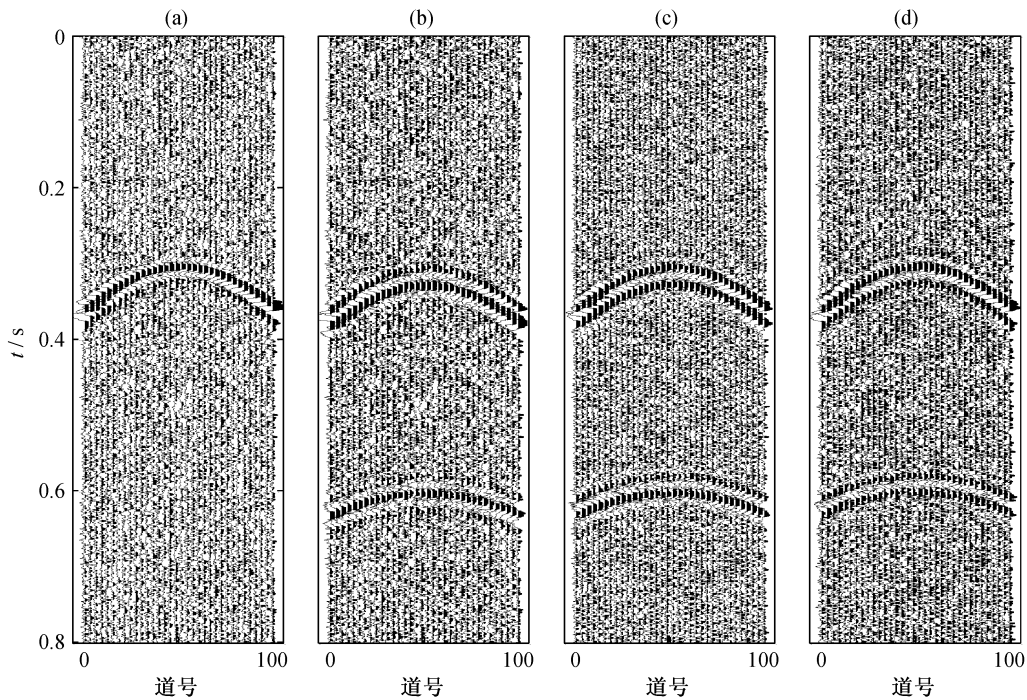
该方法可以处理低信噪比地震资料, 满足实际地震勘探处理的需求。

2.2 Marmousi 模型数据

为了进一步验证本文提出的方法, 选用复杂的由 Marmousi2 模型合成的地震数据进行试验。模拟海上拖缆勘探的情况, 模型以及震源、拖缆的位置如图 10 所示。震源和拖缆的沉放深度均为 10 m, 采样间隔为 1 ms, 总记录长度为 4000 ms, 拖缆的接收道数为 250, 道间距为 10 m。

使用本文提出的 1.5 维 ISS 方法, 对 Marmousi2 模型合成的地震数据进行去鬼波处理。将单炮数据作为输入, 去除鬼波前后的单炮记录如图 11 所示。对比图 11(a)和(b)可以清楚地看到, 经过去鬼波处理后, 单炮记录上的同相轴明显变细, 一次波的波形得到恢复, 说明紧跟在一次波同相轴之后的鬼波同相轴已去除。为了更清楚地看到去除鬼波前后记录的差异, 对处理前后单炮记录上的 1~25 道、1450~1650 ms 的区域做放大处理, 得到图 12。对比图 12 (a)和(b)可以清楚地看到, 紧跟在一次波之后的鬼波已去除, 一次波得到较好的恢复。

图 13 给出去除鬼波前后地震记录的频谱对比。可以看到, 去除鬼波后, 对勘探有意义的低频



(a) 无鬼波数据; (b) 有鬼波的数据; (c) 去除检波点鬼波后的数据; (d) 去除震源鬼波和检波点鬼波后的数据

图 9 含噪数据鬼波消除前后对比

Fig. 9 Comparison between original and deghosted gather in the presence of noise

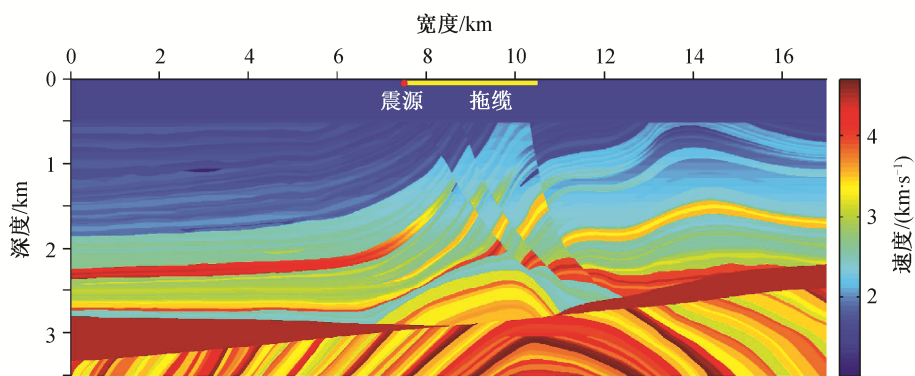


图 10 Marmousi2 速度模型及震源拖缆位置

Fig. 10 Marmousi2 velocity model and the position of source and streamer

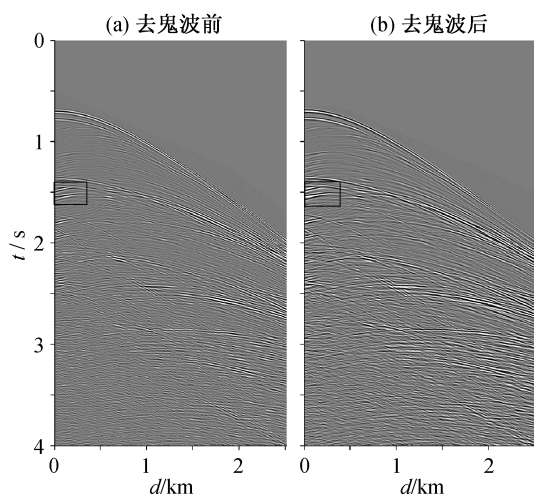


图 11 Marmousi2 模型去鬼波前后单炮地震记录对比
Fig. 11 Comparison between original and deghosted shot gather of Marmousi2 model

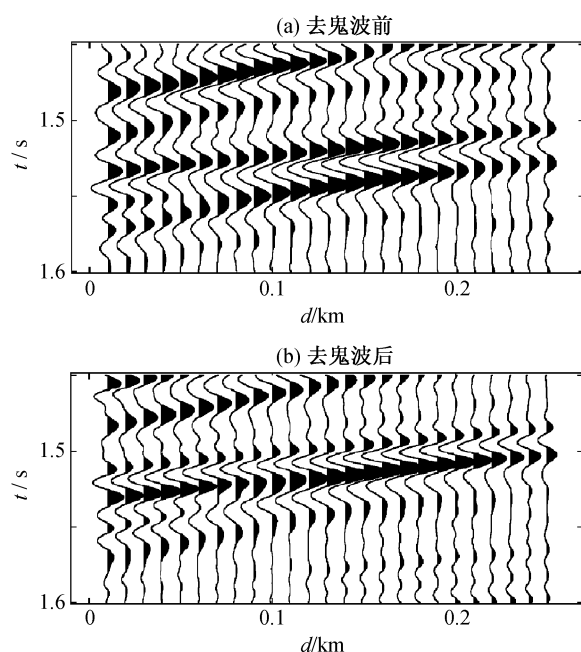


图 12 Marmousi2 模型去鬼波前后单炮地震记录局部对比
Fig. 12 Comparison between parts of original and deghosted shot gather of Marmousi2 model

信息得到恢复, 在 75 Hz 左右含鬼波数据有陷波效应(由于数据偏移距比较大, 陷波不明显)。去除鬼波后, 陷波区域附近的能量明显得到补偿, 从整体上拓宽了地震频带。

2.3 Pluto 模型数据

Pluto 模型数据是模拟墨西哥湾深水盐丘勘探情况的数据, 广泛用于测试多次波消除方法的效果。本次选用的模型数据采样率为 8 ms, 采样点数为 701。共有 694 个炮点, 963 个检波点, 炮间距和道间距均为 45.72 m。一个排列共有 270 道接收, 观测系统为不对称中间放炮, 炮点左侧有 90 道接收, 炮点右侧有 179 道接收。炮点和检波点的深度均为 7.62 m。

利用本文方法对模型数据进行去鬼波处理前,

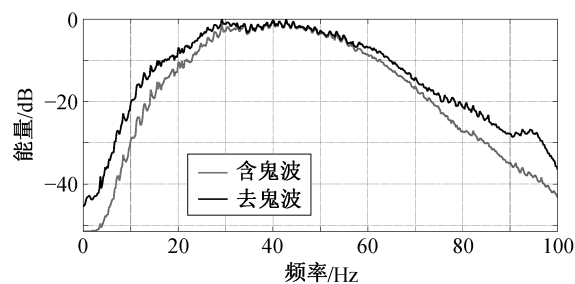


图 13 Marmousi2 模型去鬼波前后地震记录频谱对比
Fig. 13 Comparison between spectrum of original and deghosted data of Marmousi2 model

需要先切除直达波。图 14 为去除鬼波前后的单炮数据对比,可以很明显地看出,与原始记录相比,经过鬼波去除后的记录上同相轴明显变细,一次波的波形更加清晰,地震资料质量明显得到提高。为了更清晰地对比效果,取 60~100 道、3.3~4 s 的区域放大后进行对比,如图 15 所示。可以清楚地看出,使用逆散射级数方法去除鬼波取得不错的效果,一次波的波形得到恢复,假的同相轴被压制。对比 1.5 维方法和 2 维方法的结果,可以看出两者的鬼波消除效果差别不大,说明本文提出的 1.5 维鬼波消除方法具有与 2 维方法相近的计算精度。

为了观察整体的鬼波去除情况,抽取鬼波压制前后地震数据的零偏移距道集剖面进行对比。如图 16 所示,鬼波得到较好的消除,一次波的波形得到恢复,地震记录的分辨率提高,与在炮集剖面中得到的结果一致。图 17 为去除鬼波前后地震记录的频谱对比,可以看到,去除鬼波后地震记录的低频信息得到明显的恢复,达到鬼波消除方法在频率域的目标。对比图 17 中 1.5 维方法与 2 维方法的效果,可以看到两种方法消除鬼波后的数据频谱非常相近,也说明 2 维方法并没有明显的计算精度优势,简化的 1.5 维方法具有较好的计算精度。我们在 4 核的单机上进行运算,测试对整个 Pluto 数据进行去鬼波处理的运算速度。结果表明,2 维去鬼波方法大概需要 30 分钟,1.5 维逆散射方法去鬼波只需要 4 分钟左右。可见,1.5 维方法在保证计算精度的前提下,明显提高了计算效率。

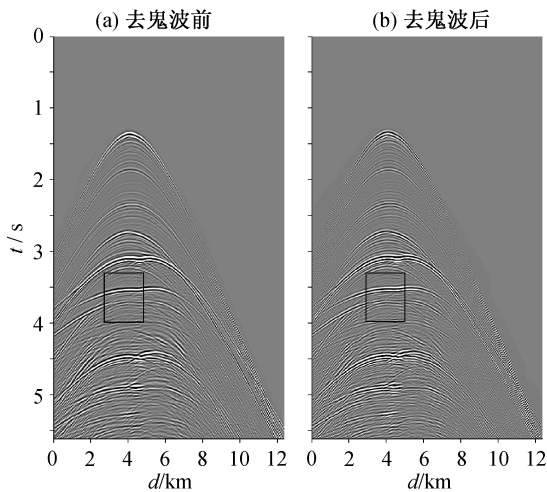


图 14 Pluto 模型去除鬼波前后的单炮数据对比
Fig. 14 Comparison between original and deghosted shot gather of Pluto model

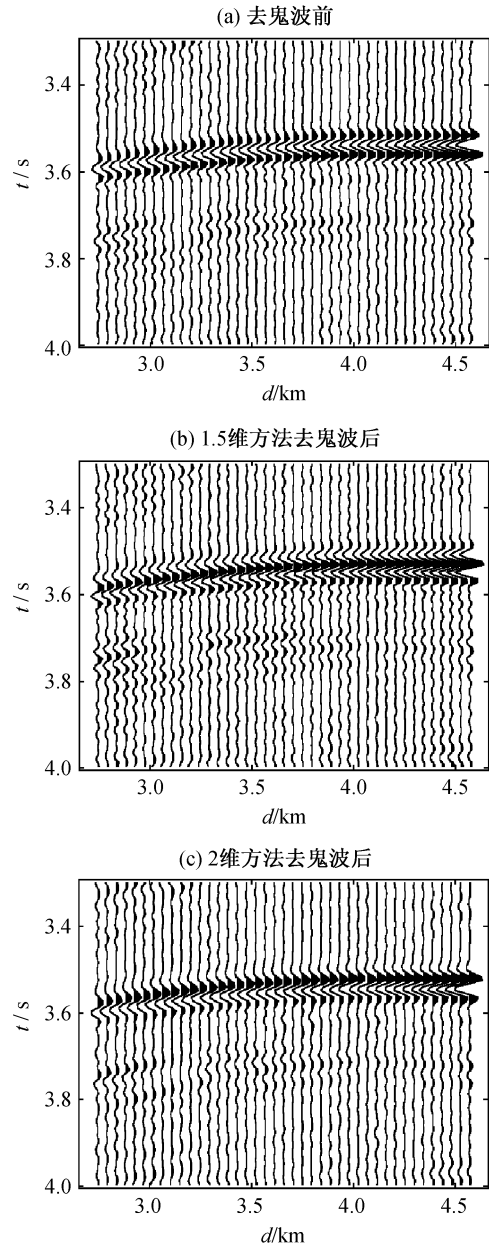


图 15 Pluto 模型去鬼波前后单炮地震记录局部对比
Fig. 15 Comparison between parts of original and deghosted shot gather of Pluto model

3 结论与分析

本文对利用逆散射级数法消除海上地震勘探鬼波的方法进行研究,通过降维处理,发展了 1.5 维的 ISS 鬼波消除算法。分别对简单模型数据、Marmousi 模型数据和 Pluto 模型数据进行方法测试和结果分析,证明了 1.5 维方法的正确性和有效性。主要结论如下。

1) 基于逆散射级数的鬼波消除方法可以有效

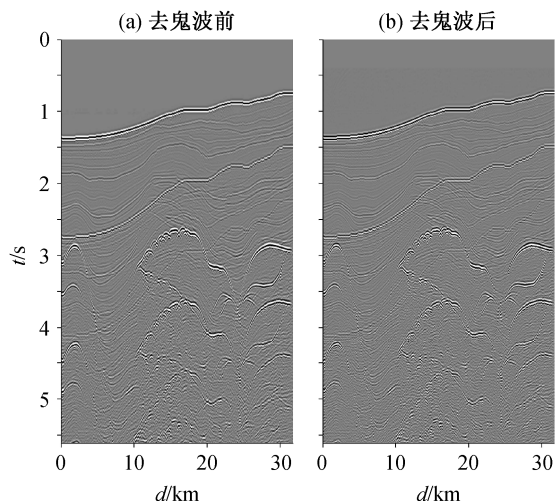


图 16 Pluto 模型去鬼波前后的零偏移距道集剖面对比
Fig. 16 Comparison between zero offset trace section of original and deghosted data of Pluto model

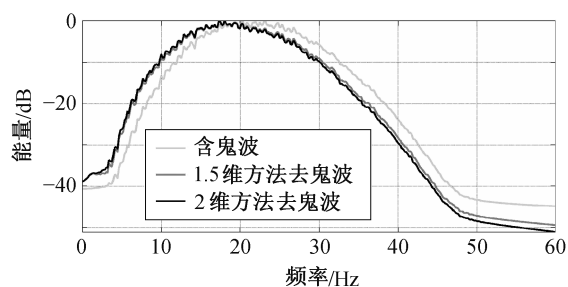


图 17 Pluto 模型去鬼波前后地震记录频谱对比
Fig. 17 Comparison between spectrum of original and deghosted data of Pluto model

地去除鬼波,恢复一次波形态,提高地震记录的分辨率,同时消除因鬼波影响产生的陷波现象,拓宽地震记录的频带宽度,恢复更多低频的有效信息。

2) 2 维 ISS 鬼波消除方法需要规则的观测系统的全波场数据,能够在频率波数域同时完成对检波点鬼波和震源鬼波的压制,但需要对数据进行多次傅里叶变换,计算量较大。本文推导的 1.5 维 ISS 方法,可以对单炮数据或者共检波点数据进行处理,有效地降低运算的复杂度以及对内存空间的需求,同时降低对观测系统的要求,数据试验证明,1.5 维 ISS 方法取得较好的鬼波消除效果,在保持计算精度的前提下,明显提高计算效率。

3) ISS 鬼波消除方法的实用性比较强,可以适用于复杂介质情况和低信噪比的数据,不需要速度模型和子波估计,但需要较为准确的震源和检波点深度信息。

4) 1.5 维 ISS 方法可以对普通海上拖缆数据有选择地进行炮点或者检波点鬼波去除。随着宽频带采集处理技术的逐渐普及,可以考虑将本文提出的 1.5 维 ISS 鬼波消除方法与宽频带鬼波处理技术结合,以期获得更好的鬼波去除效果。

参考文献

- [1] Hamarbitan N S, Margrave G F. Spectral analysis of a ghost. *Geophysics*, 2001, 66(4): 1267-1273
- [2] He J W, Lu W K, Li Z X. An adaptive over/under data combination method. *Applied Geophysics*, 2013, 10 (4): 469-476
- [3] Lindsey J P. Elimination of seismic ghost reflections by means of a linear filter. *Geophysics*, 1960, 25(1): 130-140
- [4] Schneider W A, Lerner K L, Burg J P, et al. A new data processing technique for the elimination of ghost arrivals on reflection seismograms. *Geophysics*, 1964, 29(5): 783-805
- [5] Dushan B J. Ghosting and marine signature deconvolution: a prerequisite for detailed seismic interpretation. *Geophysics*, 1983, 48(11): 1468-1485
- [6] Ghosh S K. Deconvolving the ghost effect of water surface in marine seismics. *Geophysics*, 2000, 65(6): 1831-1836
- [7] Aytun K. The footsteps of the receiver ghost in the $f-k$ domain. *Geophysics*, 1999, 64(5): 1618-1626
- [8] Fang Y F. The method of eliminating marine seismic ghost reflections in $f-k$ domain. *World Geology*, 1999, 18(1): 75-77
- [9] Weglein A B, Shaw S A, Matson K H, et al. New approaches to deghosting towed-streamer and ocean-bottom pressure measurements // 72nd SEG Expanded Abstracts. Salt Lake City, 2002: 1016-1019
- [10] Adriana C R, Weglein A B. The role of the direct wave and Green's Theorem in seismic interferometry and spurious multiples // 77th SEG Expanded Abstracts. San Antonio, 2007: 2471-2475
- [11] Adriana C R, Weglein A B. Deriving, explicating, and extending interferometric methods using Green's theorem // 78th SEG Expanded Abstracts. Las Vegas, 2008: 2917-2921
- [12] Adriana C R, Weglein A B. Green's theorem as a comprehensive framework for data reconstruction, regularization, wavefield separation, seismic interferometry,

- and wavelet estimation: a tutorial. *Geophysics*, 2009, 74(6): W35–W62
- [13] James D M, Weglein A B. First application of Green's theorem derived source and receiver deghosting on deep water Gulf of Mexico synthetic (SEAM) and field data. *Geophysics*, 2013, 78(2): WA77–WA89
- [14] Zhang J F, Weglein A B. Application of extinction theorem deghosting method on ocean bottom data // 76th SEG Expanded Abstracts. New Orleans, 2006: 2674–2678
- [15] 李洪建, 韩立国, 巩向博, 等. 基于格林函数理论的波场预测和鬼波压制方法. *地球物理学报*, 2016, 59(3): 1113–1124
- [16] Sonneland L, Berg L E, Eidsving P, et al. 2D deghosting using vertical receiver arrays // 56th SEG Expanded Abstracts. Houston, 1986: 516–519
- [17] 赵仁永, 张振波, 轩义华. 上下源、上下缆地震采集技术在珠江口盆地的应用. *石油地球物理勘探*, 2011, 46(4): 517–521
- [18] Gu H M, Cheng J W, Cai C G. Optimal towing depth for over/under streamer acquisition from deghosting operator analysis // 83rd SEG Expanded Abstracts. Houston, 2013: 4387–4391
- [19] Soubaras R. Deghosting by joint deconvolution of a migration and a mirror migration // 80th SEG Expanded Abstracts. Denver, 2010: 3406–3410
- [20] Moldoveanu N. Vertical source array in marine seismic exploration // 70th SEG Expanded Abstracts. Calgary, 2000: 53–56
- [21] Robertsson J, Moore I, Vassallo M, et al. On the use of multicomponent streamer recordings for reconstruction of pressure wavefields in the crossline direction. *Geophysics*, 2008, 73(5): A45–A49
- [22] Dhelie P, Lie J, Danielsen V, et al. Broadband seismic — a novel way to increase notch diversity // 84th SEG Expanded Abstracts. Denver, 2014: 148–152
- [23] Moses H E. Calculation of scattering potential from reflection coefficients. *Phy Rev*, 1956, 102: 559–567
- [24] Prosser R T. Formal solutions of inverse scattering problems. *Math Phys*, 1969, 10: 1819–1822
- [25] Cohen J K, Bleistein N. Velocity inversion procedure for acoustic waves. *Geophysics*, 1979, 44(6): 1077–1087
- [26] Bleistein N, Cohen J K, Hagin F G. Computational and asymptotic of velocity inversion. *Geophysics*, 1982, 47(11): 1497–1511
- [27] Araujo F V, Weglein A B. Inverse scattering series for multiple attenuation: an example with surface and internal multiples // 64th SEG Expanded Abstracts. Los Angeles, 1994: 148–152
- [28] Matson K. The relationship between scattering theory and the primaries and multiples of reflection seismic data. *J Seism Explor*, 1996, 5: 63–78
- [29] Weglein A B, Gray S H. The sensitivity of born inversion to the choice of reference velocity: a simple examples. *Geophysics*, 1983, 48: 36–48
- [30] Weglein A B, Gasparotto F A, Carvalho P M, et al. An inverse scattering series method for attenuating multiples in seismic reflection data. *Geophysics*, 1997, 62: 1975–1989
- [31] Weglein A B, Araujo F V, Carvalho P M, et al. Inverse scattering series and seismic exploration. *Inverse Problems*, 2003, 19(6): R27–R83
- [32] 丁科, 宋守根, 谢忠球. 逆散射理论的发展及应用前景. *地球物理学进展*, 2005, 20(3): 661–666
- [33] 金德刚, 常旭, 刘伊克. 逆散射级数法预测层间多次波的算法改进及其策略. *地球物理学报*, 2008, 51(4): 1209–1217
- [34] 李翔, 胡天跃. 逆散射级数法去除自由表面多次波. *地球物理学报*, 2009, 52(6): 1633–1640
- [35] 陈小宏, 刘华峰. 预测多次波的逆散射级数方法与 SRME 方法及比较. *地球物理学报*, 2012, 27(3): 1040–1050
- [36] 王芳芳, 李景叶, 陈小宏. 基于逆散射级数法的鬼波压制方法. *地球物理学报*, 2013, 56(5): 1628–1636