论 文

天然气水合物地层岩石物理模型构建

刘欣欣^{1,2*}, 印兴耀^{2,3}, 栾锡武^{1,2}

1. 国土资源部天然气水合物重点实验室, 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071;

2. 海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266071;

3. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580

* E-mail: xxinl@126.com

收稿日期: 2017-09-11; 收修改稿日期: 2018-04-12; 接受日期: 2018-04-16; 网络版发表日期: 2018-06-29

国家自然科学基金项目(批准号: 41706042)、中国博士后基金项目(编号: 2015M582060)、国土资源部公益性行业科研专项项目(编号: 201511037)、国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0307400)和国家海洋局海底重点实验室基金项目(编号: KLSG1603)资助

摘要 天然气水合物地震反射特征的识别和物性信息的定量提取存在多解性与不确定性, 岩石物理模型是将水合物地层地球物理观测值地震信息定量转化为物性信息的桥梁, 而传统的岩石物理模型少有对微观孔隙结构和孔隙充填水合物剪切性质的描述. 文章针对孔隙充填和颗粒支撑两种微观分布模式的水合物地层, 重点考虑水合物地层的微观孔隙结构以及水合物的剪切性质, 基于等效介质理论定量描述地层矿物组分特征和孔隙连通性及形状, 利用斑块饱和理论和广义Gassmann理论定量描述孔隙充填水合物的剪切性质, 在此基础上构建了两种模式水合物地层的岩石物理模型, 揭示了水合物地层宏观弹性性质与微观物理性质之间的定量关系. 数值研究发现, 纵横波速度比随孔隙度和水合物饱和度增大而减小; 颗粒支撑模式地层的纵横波速度对水合物含量较为敏感, 且孔隙越狭长, 敏感性越高; 孔隙充填模式地层的纵横波速度比在高水合物饱和度时对水合物组分剪切性质的敏感性更高. 实验数据和神狐海域的实际资料应用结果表明, 岩石物理模型可有效地计算水合物地层宏观弹性性质与微观物性特征之间的定量关系, 提供常规测井中缺乏的横波速度信息, 确定对水合物含量指示能力较强的弹性参数, 可以根据实际数据求取水合物饱和度、孔隙纵横比等物性参数, 为天然气水合物地层的定量解释和资源评价提供理论依据和数据支持.

关键词 天然气水合物, 岩石物理模型, 颗粒支撑模式, 孔隙填充模式, 剪切模量, 微观孔隙结构, 弹性参数

1 引言

天然气水合物资源广泛分布于世界大陆边缘的海底沉积物和永久冻土带中(Kvenvolden, 1993; Chand等, 2004), 其能量密度高、埋深浅、成藏物化条件好、清洁环保, 是一种重要的战略能源和潜在的未来

资源(Dillon等, 1993). 天然气水合物通常较周围水饱和和地层具有更高的纵横波速度, 在地震资料上表现出独特的地震响应特征, 如似海底反射层(Bottom Simulating Reflectors, BSR)、振幅空白带和极性反转等(Miller等, 1991; 宋海斌等, 2007). 地震反射特征是天然气水合物识别和预测的重要依据, 已被广泛用于天

中文引用格式: 刘欣欣, 印兴耀, 栾锡武. 2018. 天然气水合物地层岩石物理模型构建. 中国科学: 地球科学, 48: 1248–1266, doi: 10.1360/N072017-00302
英文引用格式: Liu X X, Yin X Y, Luan X W. 2018. Seismic rock physical modelling for gas hydrate-bearing sediments. Science China Earth Sciences, 61: 1261–1278, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9214-2>

然气水合物的勘探中(Shipley等, 1979; 宋海斌等, 2002; 栾锡武等, 2008). 但是在水合物形成过程中, 由于受地质构造、地层压力和地温梯度等地质和地球物理条件的影响, 天然气水合物以不同的微观分布模式存在于地层中(Sava和Hardage, 2006; 胡高伟等, 2014), 导致地震BSR、振幅空白带和AVO等反射特征与水合物地层的关联机理还存在争议, 要从地震数据中定量提取或者反演水合物地层的物性信息还存在一定的多解性和不确定性(Holbrook等, 1996; 刘学伟等, 2005).

岩石物理模型是研究孔隙介质微观结构与宏观弹性性质之间量化关系的有效工具(印兴耀和刘欣欣, 2016). 早期常用的是基于双相和三相介质时间平均方程(Miller等, 1991; Wood等, 1994)的方法以及对Wood方程和Wyllie方程进行加权的权重方程(Lee等, 1996; Lee和Collett, 2001), 这些方法简单实用但缺乏实际物理意义, 模型参数需要利用大量实测数据进行标定和约束. 胶结模型认为水合物胶结在颗粒边界或者包裹整个颗粒, 考虑了岩石的胶结程度对弹性参数的影响(Dvorkin和Nur, 1993, 1996; Ecker等, 1998), 较低的水合物含量会将导致预测的地层速度急剧增大, 计算的弹性参数值通常高于实测值. 等效介质模型将水合物作为岩石骨架的一部分(Helgerud等, 1999; Sakai, 1999; Ecker等, 2000), 但实际水合物地层的临界孔隙度难以确定, 该模型对于低孔隙度的胶结岩石适用性较差. DEM模型将水合物的弹性性质与地层孔隙度、矿物组分、微观结构以及水合物含量联系起来(Jakobsen等, 2000), Kuster-Toksöz模型将水合物和水的混合物作为岩石骨架, 将黏土作为填充物(Zimmerman和King, 1986), 适用于低孔隙度的地层, 当水合物含量较低或者水饱和度较高时, 预测的横波速度值误差较大. Biot/Gassmann方程引入了与频率有关的参数来描述骨架的剪切应变(Carcione和Tinivella, 2000), 但需要有VSP或者实验数据等对各种经验参数进行标定. 利用接触理论和Gassmann方程计算水合物储层弹性参数的DN模型(Dvorkin和Prasad, 2001)在未固结海洋沉积物中得到了成功应用, 但是在固结沉积物中的应用效果不够理想.

岩石物理模型在水合物饱和度估算(Shankar和Riedel, 2011; 高红艳等, 2012; 钱进等, 2016)、速度特征分析(Wang等, 2013; Qu等, 2017; Liu等, 2017)、地震反射特征分析(Wang等, 2014; Bai等, 2016)、地震反

演和储层预测(Lu和McMechan, 2002; Westbrook等, 2008)等方面得到了很好的应用. 但是不同模型预测相同地层水合物饱和度的结果不同, 相同模型对不同地层预测结果的准确程度也不同(Chand等, 2004). 这一方面是因为任何一种岩石物理模型都是建立在一定的假设条件之上, 具有不同的适用条件, 另一方面水合物的微观分布模式在不同的沉积环境中差别较大, 而且地层中纯水合物组分的弹性性质在不同的地区也有所不同. 实验研究结果表明, 水合物等固体孔隙填充物的存在导致沉积物的剪切强度增强, 且增强的幅度取决于孔隙中水合物的含量以及水合物和固体颗粒之间的接触关系(Winters等, 2007). 而目前用于孔隙充填模式的模型大部分忽略了水合物剪切模量不为零的特征. 因此考虑不同微观分布模式下天然气水合物微观分布特征和孔隙充填物剪切性质的岩石物理模型有待进一步研究.

天然气水合物的微观分布模式主要指水合物在沉积物孔隙流体中存在、与沉积物颗粒呈接触关系或胶结沉积物颗粒(业渝光和刘昌岭, 2011). 关于微观分布模式有不同的分类方法, Ecker等(1998)提出了悬浮、半悬浮(或颗粒接触)和胶结三种天然气水合物微观分布模式; Dai等(2004)在墨西哥湾深水天然气水合物研究过程中提出了颗粒间胶结、颗粒包裹、颗粒支撑、孔隙填充、基质和填充物共存、裂缝充填物等六种微观分布模式; Sava和Hardage(2006)采用四种模式进行深水天然气水合物沉积物岩石物理性质研究: 颗粒支撑、孔隙填充、层状松散沉积物中的纯水合物薄夹层、层状松散沉积物中颗粒状水合物沉积. 最常见的三种水合物微观模式包括孔隙填充、颗粒支撑和胶结模式(Waite等, 2009), 其中颗粒支撑模式和孔隙填充模式是物理意义上的两种极端微观分布状态. 天然气水合物在固体颗粒边缘沉积并向孔隙空间内部生长, 成为孔隙填充物的一部分(图1b), 影响岩石的刚度和热传导性质(Helgerud等, 1999). 实验室中已经观测到孔隙填充模式的水合物(图1a; Tohidi等, 2001; Kleinberg等, 2003), 在加拿大Mallik冻土带以及日本Nankai海槽也发现了该类水合物(Dallimore等, 1999; Winters等, 1999). 当水合物在孔隙中的饱和度较高时, 孔隙充填模式可能变为颗粒充填模式, 水合物颗粒与相邻的固体矿物颗粒相桥连, 增强固体骨架的力学稳定性, 水合物成为固体基质的一部分(图1c), 导致地层孔隙

图1 水合物微观分布的CT成像及微观模式示意图

(a) 实验室合成样品的微焦点X射线CT图像, 改自Jin等(2006), 其中可以看到砂岩颗粒(白色)、气(黑色)、水(浅灰色)以及水合物(黄色); (b) 孔隙充填模式水合物微观分布示意图; (c) 颗粒支撑模式水合物微观分布示意图

度降低, 刚度变弱(Berge等, 1999). Dutta和Dai(2009)研究发现, 对于加拿大McKenzie三角洲、大西洋海岸Blake海台、Keathley峡谷等水合物地层的实测数据, 将水合物作为颗粒支撑组分, 基于有效介质理论计算的水合物饱和度与从实测数据计算的结果最为匹配.

本文针对孔隙充填模式和颗粒支撑模式的天然气水合物地层, 基于等效介质模型定量描述地层矿物组分特征和孔隙微观结构特征, 根据斑块饱和理论和广义Gassmann理论定量描述孔隙充填水合物的剪切性质, 分别构建两种模式下天然气水合物地层的岩石物理模型. 计算纵横波速度等弹性参数与孔隙度、水合物含量等物性参数之间的定量关系. 然后通过实验数据试算验证岩石物理模型的有效性, 最后将所建立的岩石物理模型用于中国南海北部神狐海域水合物的实际资料, 得到横波速度以及对水合物含量指示能力较强的弹性参数, 为利用地震反射资料进行天然气水合物定量解释提供数据支持.

2 岩石物理建模方法

针对孔隙充填和颗粒支撑两种微观模式的水合物地层, 重点考虑孔隙微观结构特征和孔隙填充物的剪切性质, 岩石物理建模的主要过程如图2所示: (1) 将矿物组分均匀混合构成固体基质; (2) 向固体基质中加入空的孔隙, 构成干燥骨架; (3) 向干燥骨架中加入孔隙充填物, 形成饱和沉积物.

2.1 固体基质

Waite等(2009)总结了天然气水合物地层的主要特征, 指出已经发现的水合物地层涵盖了泥岩、砂岩或

砾岩等多种类型. 考虑到水合物地层的岩性及矿物组成, 本文假设孔隙充填模式水合物地层的基质是石英、方解石和黏土等固体矿物组分的均匀混合物, 颗粒支撑模式水合物地层的基质除了包含上述固体矿物组分之外, 还包含水合物组分. 如果给定了各固体组分的体积含量, 那么基质的有效弹性模量必定落入Voigt上限和Reuss下限之内(Mavko等, 2009). 对于各向同性的线弹性基质, 在各固体组分几何分布细节未知的情况下, Hashin-Shtrikman上下限是最窄的弹性模量界限, 其适用于两种以上组分混合物的更广义形式为Hashin-Shtrikman-Walpole界限(Berryman, 1995):

$$K^{HS\pm} = \left[\sum_{i=1}^N f_i / (K_i + 4\mu^{\pm} / 3) \right]^{-1} - 4\mu^{\pm} / 3, \quad (1)$$

$$\mu^{HS\pm} = \left[\sum_{i=1}^N f_i / (\mu_i + \zeta^{\pm}) \right]^{-1} - \zeta^{\pm}, \quad (2)$$

式中, $\zeta^{\pm} = \mu^{\pm} (9K^{\pm} + 8\mu^{\pm}) [6(K^{\pm} + 2\mu^{\pm})]^{-1}$, K^+ 和 K^- 分别是各固体组分中的最大和最小体积模量; μ^+ 和 μ^- 分别是各固体组分中的最大和最小剪切模量; f_i 、 K_i 和 μ_i 分别是第*i*种固体组分的体积含量、体积模量和剪切模量. 对于颗粒支撑模式的水合物, 由于水合物的存在导致沉积物孔隙度降低:

$$\phi = \phi_r (1 - S_{gh}), \quad (3)$$

式中, ϕ 是水合物地层的孔隙度, ϕ_r 是原始地层孔隙度, S_{gh} 是水合物的孔隙饱和度. 基质中水合物的体积含量为

$$f_{gh} = C_{gh} / (1 - \phi), \quad (4)$$

图 2 天然气水合物岩石物理建模示意图

左侧红色虚线方框内为颗粒支撑模式水合物岩石物理建模流程, 右侧蓝色虚线方框内为孔隙充填模式水合物岩石物理建模流程

式中, C_{gh} 是水合物在沉积物中的体积含量。

2.2 干燥骨架

孔隙系统的微观结构对水合物地层的弹性性质有不可忽略的影响(Wang等, 2016)。研究发现, 黏土的存在导致孔隙纵横比降低(Xu和White, 1995), 而且随着黏土含量增大, 被黏土颗粒束缚的孔隙水含量也增大(Lee和Waite, 2008)。孔隙形状对储层的弹性性质有重要的影响(姜在兴, 2003; Weger等, 2009), 前人提出了多种基于孔隙形状的储层孔隙系统分类方法(包茨, 1988; 顿铁军, 1995)。参考前人的孔隙系统分类方法, 本文重点考虑孔隙形状和连通性, 将孔隙系统的微观结构分为两大类: 连通性差的硬币状孔隙和连通性较好的椭圆形孔隙。硬币状孔隙的纵横比较小, 其孔隙度与黏土体积含量成正比; 除硬币状孔隙以外的孔隙为椭圆形孔隙, 其纵横比较大。

将空的孔隙加入到固体基质中形成干燥骨架。微分有效介质(DEM)理论将计算双相混合物弹性参数的过程等效为向固体相中逐渐加入流体包含物相的过程(Mavko等, 2009), 体积模量和剪切模量的微分方程分别为

$$(1 - \phi) \frac{d}{d\phi} [K_d^*(\phi)] = (K_2 - K_d^*) P^i(\phi), \quad (5)$$

$$K^*(0) = K_p, \quad (6)$$

式中, $K_d^* = (K_d^*, \mu_d^*)$, K_d^* 和 μ_d^* 分别表示加入包含物之后干燥骨架的有效体积模量和剪切模量, K_1 和 K_2 分别表示加入包含物之前的固体和包含物的弹性模量; $P^i = (P^*, Q^*)$, 几何因子 P^* 和 Q^* 与第 i 种包含物的形状、体积含量有关, 由于两者与干燥骨架的体积模量和剪切模量都有关, 因此, 体积模量和剪切模量的微分方程是耦合的。印兴耀等(2016)通过假设干岩石骨架模量比是孔隙度的线性函数, 利用几何系数表达式, 将耦合微分等效方程解耦为常微分方程:

$$K_d^*(\phi) = K_1(1 - \phi)^{(P^0 + P^1)} e^{P^1 \phi}, \quad (7)$$

$$\mu_d^*(\phi) = \mu_1(1 - \phi)^{(Q^0 + Q^1)} e^{Q^1 \phi}, \quad (8)$$

式中, $P^0 = \frac{A_1}{A_4}$, $P^1 = \frac{A_2 A_4 - A_1 A_5}{A_4^2}$, $Q^0 = \frac{C_1}{C_4} + \frac{D_1}{D_4}$,

$$Q^1 = \frac{C_2 C_4 - C_1 C_5}{C_4^2} + \frac{D_2 D_4 - D_1 D_5}{D_4^2}, \quad A_1, A_2, \dots, A_5,$$

$C_1, C_2, \dots, C_5$ 和 $D_1, D_2, \dots, D_5$ 都是与孔隙纵横比和固体基质模量有关的参数, 具体表达式见印兴耀等(2016)。

2.3 饱和沉积物

对于颗粒支撑模式的水合物, 孔隙充填材料为水

和/或游离气等非黏滞性流体, 其非黏滞性(剪切模量为零)意味着不会影响沉积物的剪切性质. Gassmann方程是目前应用最为广泛的计算各向同性、流体饱和岩石弹性性质的方程(Gassmann, 1951):

$$K_s = K_d + \alpha^2 K_f [\phi + (\alpha - \phi) K_f / K_m]^{-1}, \quad (9)$$

$$\mu_s = \mu_d, \quad (10)$$

式中, $\alpha = 1 - K_d / K_m$, K_s 、 K_d 和 K_m 分别为饱和沉积物、干燥骨架和固体基质的体积模量; μ_s 和 μ_d 分别为饱和沉积物和干燥骨架的剪切模量. Gassmann理论认为饱和沉积物的剪切模量与干燥骨架的剪切模量相同.

对于孔隙充填模式的天然气水合物, 孔隙空间中的充填物包括水合物、水或游离气. 由于各相孔隙充填组分的弹性性质有所差异, 那么每一相诱发的孔隙压力可能有所不同, 而水合物的类固体特征(黏滞性)导致孔隙压力难以在整个孔隙空间达到平衡, 从而导致斑块饱和现象的发生. 小于临界弛豫尺度的斑块可以达到孔隙充填物相的压力平衡, 而大于临界弛豫尺度的斑块将无法达到压力平衡, 每一个斑块具有不同的有效体积模量, 斑块饱和沉积物的等效体积模量可以表示为(Hill, 1963):

$$K_R = \langle (K + 4\mu/3)^{-1} \rangle^{-1} - 4\mu/3, \quad (11)$$

式中, K_R 表示斑块饱和沉积物的等效体积模量, $\langle \cdot \rangle$ 表示对每个斑块按其体积含量求取加权平均. 沉积物的有效剪切模量可以用Reuss平均来描述:

$$\mu_R = \left(\sum_{i=1}^N f_i / \mu_i \right)^{-1}, \quad (12)$$

式中, μ_R 表示斑块饱和沉积物的等效剪切模量, μ_i 和 f_i 分别是第*i*个斑块的剪切模量和体积含量.

对于充填物为游离气和水等非黏滞性流体的斑块, 其孔隙压力较容易在斑块内达到平衡, 因此其体积模量可以用Gassmann方程描述. 对于充填物为黏滞性水合物的斑块, 孔隙应力降低为孔隙压力, Ciz和Shapiro(2007)分析了此情况下干燥骨架和孔隙充填物的应变以及应力-应变关系, 得到了孔隙充填物为固体时沉积物的弹性模量:

$$S_{ijkl}^s = S_{ijkl}^d - (S_{ijkl}^d - S_{ijkl}^m) \times [\phi(S^d - S^m) + S^d - S^m]_{mnpq}^{-1} (S_{mnpq}^d - S_{mnpq}^m). \quad (13)$$

该方程是Gassmann方程的更广义形式, 克服了Gassmann方程假设所有孔隙都充满无摩擦流体的条件. 其中, S^s 、 S^d 和 S^m 分别为固体充填斑块、干燥斑块和固体基质的柔度张量; S^f 为孔隙充填物的柔度, 如果孔隙充填物剪切模量为零, 则 S^f 退化为流体的压缩系数, 上式退化为Brown-Korrington各向异性流体替换方程(Brown和Korrington, 1975); S^d 为干燥多孔骨架中孔隙空间部分的柔度张量, 对于各向同性岩石骨架, $S^d = S^m$, 式(13)可表示为弹性模量的形式:

$$K_s^{-1} = K_d^{-1} - (K_d^{-1} - K_m^{-1})^2 \times [\phi(K_f^{-1} - K_m^{-1}) + (K_d^{-1} - K_m^{-1})]^{-1}, \quad (14)$$

$$\mu_s^{-1} = \mu_d^{-1} - (\mu_d^{-1} - \mu_m^{-1})^2 \times [\phi(\mu_f^{-1} - \mu_m^{-1}) + (\mu_d^{-1} - \mu_m^{-1})]^{-1}, \quad (15)$$

式中, μ_s 、 μ_d 和 μ_m 分别是固体充填斑块、干燥斑块和固体基质的剪切模量; K_ϕ 和 μ_ϕ 分别是与干燥骨架孔隙空间相关的体积和剪切模量, K_f 和 μ_f 分别是第*i*种孔隙充填物组分的体积和剪切模量. 如果沉积物只有一种矿物组分($K_\phi = K_m$)并且孔隙充填物为流体($\mu_f = 0$), 那么方程(14)和(15)退化为Gassmann方程(9)和(10).

3 数值结果

采用上述岩石物理建模方法, 定量分析水合物饱和度和孔隙形状以及孔隙充填物性质对天然气水合物地层弹性模量、密度和纵横波速度比等弹性参数的影响. 假设水合物地层的矿物组分包括石英和黏土, 孔隙空间中充填的流体假设为水, 椭圆形孔隙的纵横比假设为0.35, 硬币状孔隙的纵横比假设为0.04. 表1中给出了数值计算所选用的弹性常数, 数值计算结果如图3~9所示.

水合物饱和度增大, 颗粒支撑模式水合物地层岩石物理模型(简称颗粒支撑模型)和孔隙充填模式水合物地层岩石物理模型(简称孔隙充填模型)计算的纵横波速度均增大(图3a和b). 当水合物含量大于20%时, 颗粒支撑模型的纵横波速度高于孔隙充填模型, 且纵横波速度增大更快. 对于孔隙度分别为20%和40%的地层, 水合物饱和度从0增大至100%, 颗粒支撑模型的纵

表 1 数值计算所选用的各组分的弹性常数

组分	体积模量(GPa)	剪切模量(GPa)	密度(g cm ⁻³)	来源
石英	37.0	44.0	2.65	Carmichael, 1989
黏土	21.0	7.0	2.60	Tosaya和Nur, 1982
水合物	7.7	3.2	0.91	Waite等, 2000
水	2.25	—	1000	—
游离气	0.00013	—	0.65	—

图 3 纵横波速度以及纵横波速度比随水合物饱和度的变化
(a) 纵波速度; (b) 横波速度; (c) 纵横波速度比. ϕ 表示水合物地层的孔隙度

图 4 硬币状孔隙纵横比不同水合物地层的纵横波速度以及纵横波速度比随水合物饱和度的变化
(a) 纵波速度; (b) 横波速度; (c) 纵横波速度比. PAR表示孔隙纵横比

波速度相对增量分别为30.1%和71.7%，孔隙充填模型分别为21.3%和50.3%；颗粒支撑模型的横波速度相对增量分别为31.9%和89.0%，孔隙充填模型分别为20.9%和57.7%。两种模型的纵横波速度都随孔隙度增大而减小，这与水/游离气饱和地层是类似的。纵横波速度比(V_p/V_s)随孔隙度增大以及水合物饱和度增大而

减小(图3c)，这与Chand等(2004)根据四种理论(权重方程、三相有效介质理论、三相Biot理论和DEM理论)计算的 V_p/V_s 变化趋势类似。相同条件下，颗粒支撑模型的 V_p/V_s 小于孔隙充填模型。孔隙度为40%时，颗粒支撑模型的 V_p/V_s 在低水合物饱和度时快速下降，在高水合物饱和度时缓慢下降，而孔隙充填模型的 V_p/V_s 在

图5 椭圆形孔隙纵横比不同水合物地层的纵横波速度以及纵横波速度比随水合物饱和度的变化

(a) 纵波速度; (b) 横波速度; (c) 纵横波速度比. PAR表示孔隙纵横比

图6 不同含气饱和度水合物地层的速度以及纵横波速度比随游离气饱和度的变化

(a) 纵波速度; (b) 横波速度; (c) 纵横波速度比

水合物饱和度较低时缓慢下降, 在水合物饱和度较高时快速下降。

孔隙纵横比增大, 纵波速度和横波速度增大而 V_p/V_s 减小(图4和5)。孔隙纵横比较小时纵横波速度随水合物饱和度增长较快, 这主要是由于在受到外部压力时, 纵横比较小的孔隙更容易闭合, 因而对速度的影响较大。硬币状孔隙纵横比为0.05和0.02时, 水合物饱和度从0增大至100%, 颗粒支撑模型的纵波速度相对增量分别为41.4%和88.2%, 孔隙充填模型为29.0%和60.8%; 颗粒支撑模型的横波速度相对增量分别为44.9%和132.1%, 而孔隙充填模型为30.0%和87.9%。纵横波速度随椭圆形孔隙纵横比的变化趋势类似, 但变化幅度不同。椭圆形孔隙的纵横比为0.45和0.15时, 水合物饱和度从0增大至100%, 颗粒支撑模型的纵波速度相对增量分别为47.2%和67.7%, 而孔隙充填模型为

32.7%和46.6%; 颗粒支撑模型的横波速度相对增量分别为52.7%和87.0%, 而孔隙充填模型为34.9%和56.5%。这也说明颗粒支撑模式水合物地层的横波速度对水合物含量更为敏感。 V_p/V_s 在孔隙纵横比较小时对水合物含量更为敏感, 下降速度更快。

天然气水合物地层的纵波速度和纵横波速度比对游离气的存在非常敏感(图6)。孔隙中一旦含气, 纵波速度和纵横波速度比迅速降低, 含气饱和度进一步增大, 纵波速度稍有增大。横波速度随含气饱和度增大而有所下降, 这是由于密度降低而导致的。在水合物饱和度分别为20%和80%的情况下, 孔隙中一旦含气, 孔隙充填模型的 V_p/V_s 相对降低量分别为11.6%和4.6%, 而颗粒支撑模型分别为10.9%和3.0%, 这意味着孔隙充填模式水合物地层的 V_p/V_s 对气体的存在更为敏感。

天然气水合物是由天然气和水分子组成的类冰状的固态物质, 其结构可分为I型、II型、H型和T型, 其中I型是自然界中最常见的水合物类型. 不同类型水合物的组成及笼占有率是可变的, 结构的变化导致天然气水合物本身的性质也有所不同(Lu等, 2007). 表2总结了几种最常用的、不同地区的纯天然气水合物的弹性参数. 对于孔隙充填模式的水合物地层, 水合物在孔隙空间中分布, 因此地层骨架的可压缩性都不受水合物剪切性质的影响, 而饱和地层的剪切性质与水合物

的剪切性质密切相关; 对于颗粒支撑模式的水合物地层, 固体基质和地层骨架的剪切性质都与水合物的剪切性质密切相关.

从图7可以看到, 随着天然气水合物的剪切模量增大, 孔隙充填模型的体积模量几乎不发生变化, 而颗粒支撑模型的体积模量有所增大; 两种模型的剪切模量、纵波速度和横波速度都增大. 颗粒支撑模型的相对增量高于孔隙充填模式: 在水合物饱和度分别为20%和80%时, 天然气水合物的剪切模量从2GPa增大

表 2 水合物弹性常数

体积模量(GPa)	剪切模量(GPa)	密度(g cm ⁻³)	来源	工区
5.6	2.4	0.767	Ecker, 2001	Blake外脊
6.41	2.54	0.91	Lee和Collett, 2001	Mallik 2L-38井
7.7	3.2	0.91	Waite等, 2000	实验室测量
7.9	3.3	0.9	Helgerud等, 1999	ODP164航次, 995站位
8.7	3.5	0.92	Shankar和Riedel, 2011	Krishna-Godavari 盆地
8.41	3.54	0.925	Helgerud等, 2009	实验室测量

图 7 不同水合物饱和度地层的弹性模量、速度和纵横波速度比随水合物剪切模量的变化
(a) 体积模量; (b) 剪切模量; (c) 纵波速度; (d) 横波速度; (e) 纵横波速度比

至4.5GPa, 颗粒支撑模型的纵波速度增量分别为2.76%和5.42%, 横波速度增量分别为4.46%和9.50%, 而孔隙充填模型的纵波速度增量分别为0.86%和4.91%, 横波速度增量分别为1.85%和10.93%。水合物饱和度较低时, 颗粒支撑模型的 V_p/V_s 下降较快, 而水合物饱和度较高时, 孔隙充填模型的 V_p/V_s 下降较快: 水合物饱和度分别为20%和80%时, 天然气水合物组分的剪切模量从2GPa增大至4.5GPa, 颗粒支撑模型的 V_p/V_s 分别降低1.63%和3.73%, 而孔隙充填模型则分别降低-0.98%和5.42%。

对弹性参数进行交会分析(图8)可以看出, 不同的弹性参数对水合物饱和度的敏感度有所差异。结合 $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 能较好地征标地层的岩性和流体特征(印兴耀等,

2015)。 $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 值都随着水合物饱和度升高而增大, 但对于颗粒支撑模式的水合物地层, 孔隙度为30%时的低水合物饱和度样点和孔隙度为40%时的高水合物饱和度样点有一定范围的混叠(图8b), 这主要是因为孔隙度对地层性质的影响远大于孔隙流体产生的影响, 而这种现象可能造成一定的水合物饱和度解释假象。使用下面的指示因子表示弹性参数对水合物饱和度的指示能力:

$$S_i = \left| \frac{P_i - P_0}{P_0} \right|, \quad (16)$$

式中, S_i 表示水合物饱和度为 i 时的指示因子; P_i 表示水合物饱和度为 i 时的弹性参数; P_0 表示地层水饱和或游

图8 弹性参数交会图

(a) 孔隙充填模式地层的 $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 交会图; (b) 颗粒支撑模式地层的 $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 交会图; (c) 孔隙充填模式地层的泊松比和Russell流体因子交会图; (d) 颗粒支撑模式地层的泊松比和Russell流体因子交会图。 ϕ 表示地层孔隙度, 图右侧色标表示水合物饱和度

离气饱和时(水合物饱和度为零)的弹性参数. 从图9a和b可以看出, 孔隙度越大, $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 对水合物饱和度的指示能力越强, $\lambda\rho$ 对两种模型水合物饱和度的指示能力类似, $\mu\rho$ 的指示能力强于 $\lambda\rho$, 且 $\mu\rho$ 对颗粒支撑模型水合物饱和度的指示能力在高孔隙度时明显增强.

泊松比是表示地层横向压缩与纵向拉伸比值的弹性参数, 与纵横波速度比密切相关. 低孔隙度地层, 泊松比随着水合物饱和度增大而增大, 泊松比对于孔隙充填模式地层水合物饱和度的指示能力稍强于颗粒支撑模式地层(图9c); 对于高孔隙度地层, 泊松比随着水合物饱和度增大而减小, 这种现象在颗粒支撑模式地层中尤为明显, 泊松比对颗粒支撑模式地层的水合物饱和度指示能力较强. Russell流体因子是基于Biot-Gassmann理论对饱和流体条件下的纵横波速度方程进行改写, 通过分离干燥地层骨架与孔隙流体的模量信息, 推导出的反映孔隙流体类型的参数(Russell等, 2003). 由于两种模式地层中的水合物组分均对地层剪切性质产生影响, 因此Russell流体因子对两种模式地层的水合物饱和度均有一定程度的区分, 从指示因子上可以出Russell流体因子对两种模式地层的水合物饱和度指示能力相近(图9d).

4 实验室数据应用结果

Priest等(2005)设计了一套天然气水合物共振(GHRC)装置, 在模拟水合物地层温压条件下, 将三次蒸馏、过筛、研磨之后的冰作为水合物均匀加入到空气干燥的冷冻砂的孔隙空间中. 合成的湿润砂岩在样品模具中进行压实得到致密的圆柱形样品. 在测试过程中, 每个加载(压力从250kPa升至2000kPa)和卸载(压力与加载顺序相反)的过程中都测量了扭转和弯曲共振频率. 通过对实验数据的计算和校正, 最终得到了13个样品的纵波速度和横波速度, 并根据Gassmann理论进行气水替换得到了水饱和砂岩的纵波速度(图10). Priest等(2005)还提出了一个动态概念模型: 在测试的初始状态, 样品中没有水合物存在(样品H0L和H0D), 逐渐向孔隙空间中加入水合物, 当水合物饱和度小于3%时, 没有充足的水合物填充所有孔隙空间, 发生部分胶结现象, 在本文中将该状态对应于颗粒支撑模式(样品H1和H2), 水合物饱和度大于3%时, 水合物在孔隙空间中呈部分饱和或者饱和状态分布, 在本文中作为孔隙充填模式.

采用本文的岩石物理建模方法计算这13个样品的

图9 弹性参数对水合物含量的指示因子

(a) $\lambda\rho$; (b) $\mu\rho$; (c) 泊松比; (d) Russell流体因子. 柱体的颜色按出现顺序从左到右依次表示孔隙度10%的孔隙充填模式地层、孔隙度10%的颗粒支撑模式地层、孔隙度40%的孔隙充填模式地层和孔隙度40%的颗粒支撑模式地层

图 10 13个样品的实验测试结果

(a) 水合物饱和度和孔隙度; (b) 有效围压为500kPa时的纵横波速度, 其中纵波速度和横波速度是样品孔隙中包含水合物和游离气(干燥样品)时的测量值, 水饱和纵波速度是根据Gassmann理论进行气水替换后的纵波速度

纵横波速度. 纯水合物、石英和水的体积模量分别为7.7、36.6和2.25GPa, 与Priest等(2005)进行流体替换所用的参数相同. 纯水合物的剪切模量为3.2GPa(Waite等, 2000), 石英的剪切模量为45GPa(Mason(1943)所用的值, 他所用的石英体积模量也是36.6GPa). 由于样品中没有黏土组分, 因此假设孔隙组分全部为椭球形孔隙, 但孔隙纵横比是未知的. 岩石物理模型建立了物性参数与纵横波速度之间的定量关系, 因此利用实测的纵横波速度可以获取未知的物性参数信息(李维新等, 2009; 薛皎等, 2016). 本文利用实测纵波速度和横波速度计算孔隙纵横比参数, 建立目标函数:

$$E(\alpha_p) = \min \|V_{\text{lf}}^M - V_{\text{lf}}^E(\mathbf{K}; \mathbf{U}; \phi; f_s; S_{\text{gh}}; \rho)\|, \quad (17)$$

$$E(\alpha_s) = \min \|V_{\text{s}}^M - V_{\text{s}}^E(\mathbf{K}; \mathbf{U}; \phi; f_s; S_{\text{gh}}; \rho)\|, \quad (18)$$

式中, α_p 和 α_s 分别是根据实测纵波速度和实测横波速度计算的孔隙纵横比; V_{lf}^M 和 V_{s}^M 分别为实测纵波速度和横波速度, V_{lf}^E 和 V_{s}^E 分别为计算纵波速度和横波速度; $\mathbf{K} = (K_s, K_{\text{gh}})$ 和 $\mathbf{U} = (\mu_s, \mu_{\text{gh}})$ 分别是固体组分(纯水合物和石英)的体积模量和剪切模量; ϕ 是水合物样品的孔隙度; f_s 是石英的体积含量; ρ 是密度; S_{gh} 是水合物饱和度. 目标函数为非线性方程, 使用遗传算法进行求解. 结果如图11所示.

对于每个样品, 根据实测纵波速度和实测横波速

度计算的两个孔隙纵横比参数有较好的一致性, 这也说明了方法的有效性. 样品H0L、H0D、H1和H2的孔隙纵横比偏低, 主要原因是这4个样品并非严格的颗粒支撑模式. 对于样品H0L、H0D、H1和H2, 根据实测纵波速度计算的孔隙纵横比平均值为0.0629, 根据实测横波速度计算的孔隙纵横比平均值为0.0576, 对于其余9个样品, 这两个平均值分别为0.0843和0.0840. 最终, 选取样品H0L、H0D、H1和H2的孔隙纵横比为0.060, 其余9个样品的孔隙纵横比为0.084. 利用计算的孔隙纵横比计算水饱和和样品的纵横波速度, 结果如图12a所示. 纵波速度计算值与Priest等(2005)计算值的相关系数为0.95, 平均相对误差为6.2%, 横波速度的相关系数为0.94, 平均相对误差为12.2%. 纵横波速度比的计算值和Priest等(2005)的结果吻合程度也很好, 尤其是样品H3-1~H40(图12b). 利用计算的纵横波速度反演求取水合物饱和度, 计算值与实测值的平均相对误差为12.3%(图12c). 结果的准确性有效地验证了岩石物理模型的合理性和有效性.

5 实际数据应用结果

2007年广州海洋地质调查局在神狐海域进行了天然气水合物钻探, 共8个钻探站位, SH2、SH3和SH7站位钻遇了水合物样品. 其中SH2站位的测井曲线包括电阻率、自然伽马、声波时差和密度等, 如图13所示.

图 11 利用实测速度计算的孔隙纵横比

蓝色柱形的高度表示从实测纵波速度计算的孔隙纵横比, 红色柱形的高度表示从实测横波速度计算的孔隙纵横比

图 12 岩石物理建模方法计算的13个样品的速度、纵横波速度比和水合物饱和度

(a) 纵横波速度; (b) 纵横波速度比; (c) 水合物饱和度

水合物层段内的声波时差显著减小, 意味着纵波速度显著增大。现场淡化水氯离子异常表明, 水合物位于海底以下195~220m, 厚度约25m, 平均饱和度25%, 最高值达48%, 明显高于国际传统理论认为的扩散型水合物饱和度<7%, 这与神狐海域构造裂缝、断裂、孔隙空间和气源类型等独特的天然气水合物的成藏因素有关(吴能友等, 2009)。该地区水合物呈均匀分散状分布于沉积物颗粒的孔隙中(Schultheiss等, 2009), 本文使用孔隙充填模型近似该地区水合物的微观分布模式。

岩芯沉积物的X射线衍射成分分析表明, 沉积物组分以碎屑矿物、黏土矿物和碳酸盐矿物三大类为主, 部分层位出现极少量菱镁矿、针铁矿、赤铁矿、

海泡石和石盐。碎屑矿物以石英、斜长石、正长石、白云母、角闪石和黄铁矿等为主, SH2站位石英含量在19.0~39.4%, 平均28.26%, 白云母含量10.5~30.1%, 平均19.57%, 斜长石含量4.8~12.6%, 平均为8.13%, 与相邻地层相比, 水合物层位石英和长石等陆源碎屑矿物含量较高, 为40%左右; 黏土矿物以伊利石和绿泥石、高岭石、蒙脱石为主, 含量在11.3~27.3%, 平均19.64%; 碳酸盐矿物以方解石为主, 含量在8.8~37.3%, 平均16.46%, 部分层位出现少量的白云石和铁白云石, 而水合物层位碳酸盐含量较低, 为12%左右(陆红锋等, 2009)。总体来说, 水合物地层的矿物组分和含量变化较小。该地区水合物是典型的I型结构, 甲烷气体含量在99.3%以上(刘昌岭等, 2012)。所用的模量及密度参

图 13 SH2站位的测井数据

从左至右依次为自然Gamma、声波时差、井径、密度、电阻率、中子测井曲线, 绿色虚线方框内为水合物层段

数如表3所示, 其中, 矿物混合物的具体组成为: 石英28.0%、长石12.0%、云母26.0%、黏土20.0%和方解石14.0%(Wang等, 2011)。

利用测井数据计算地层孔隙度和水合物饱和度参数。地层孔隙度利用密度数据计算:

$$\phi = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w}, \quad (19)$$

式中, ρ_b 是地层密度, ρ_w 和 ρ_m 分别是原生水和骨架的密度, 取值分别为1030和2650 kg m⁻³。密度孔隙度的计算结果见图14a。

在天然气水合物勘探中, 阿尔奇公式是由电阻率测井数据估算沉积层含水合物饱和度的基本公式(陈玉凤等, 2013), 本文根据阿尔奇方程计算水合物饱和度(Wang等, 2011):

$$S_h = 1 - \left(\frac{a R_w}{\phi^m R_t} \right)^{\frac{1}{n}}, \quad (20)$$

式中, R_w 和 R_t 分别是原生水和地层的电阻率, a 、 m 和 n

是Archie常数, 本文中取 $a=1.3$, $m=n=2.0$ 。

微观孔隙结构由硬币状孔隙和椭球形孔隙组成, 利用实测纵波速度计算两种孔隙的纵横比, 建立目标函数:

$$E(\alpha_p, \alpha_e) = \|V_p^M - V_p^E(\mathbf{K}; \mathbf{U}; \mathbf{F}; \Phi; \rho; S_{gh})\|, \quad (21)$$

式中, α_p 、 α_e 和 α_e 分别为硬币状孔隙和椭球形孔隙的纵横比; V_p^M 、 V_p^E 分别为实测和计算的纵波速度; $\mathbf{K} = (K_1, K_2, \dots, K_N)$, $\mathbf{U} = (\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_N)$ 分别为 N 种矿物组分的体积模量和剪切模量; $\mathbf{F} = (f_1, f_2, \dots, f_N)$ 为各组分的体积分数; $\Phi = (\phi_p, \phi_e)$ 为硬币状孔隙和椭球形孔隙的孔隙度; S_{gh} 为水合物饱和度, ρ 为地层密度。对目标函数式(21)取最小值求解孔隙纵横比参数, 该过程是一个非线性多元函数的求解问题, 采用自适应遗传算法, 该算法利用目标函数本身的信息建立寻优方向, 具备全局最优搜索性。初始值设为0.3和0.04。为了减少多解性, 加入两个硬约束条件: (1) 泊松比需满

表 3 SH2 站位水合物地层各组分的弹性模量和密度^{a)}

组分	体积模量(GPa)	剪切模量(GPa)	密度(kg m ⁻³)
水合物(5MPa, 273K)	8.41	3.54	922
甲烷气(10MPa, 273K)	0.015	0	90
矿物混合物	45.27	26.0	2667

a) 数据来源: Wang等, 2011

图 14 计算的孔隙度及孔隙纵横比参数

(a) 根据密度测井数据计算的孔隙度; (b) 求取的椭球形孔隙纵横比; (c) 求取的硬币状孔隙纵横比

足 $0 < \nu < 0.5$; (2) 地层的体积模量必落入 Voigt-Ruess 界限内. 结果如图14b和c所示. 目标层段椭球形孔隙纵横比的平均值为0.361, 硬币状孔隙纵横比较围岩稍高, 为 4.16×10^{-2} ; 其余层段椭球形孔隙纵横比的平均值为0.360, 硬币状孔隙纵横比为 4.11×10^{-2} . 利用该纵横比计算SH2站位的纵横波速度和泊松比, 结果如图15所示.

计算的纵波速度和与实测值吻合程度较高, 尤其在低频趋势上趋于一致. 纵波速度计算值与实测值的相关系数为0.9, 方差为0.0178, 绝对误差平均值为 45.99 m s^{-1} , 相对误差接近于正态分布(图16), 平均相对误差为2.26%. 根据计算的纵横波速度计算泊松比, 与根据实测纵波速度和计算横波速度计算的泊松比也有相同的低频趋势, 但前者具有更大的变化范围. 造成这种现象的原因主要有两个: (1) 与孔隙微观结构有关的输入参数, 硬币状孔隙和椭球形孔隙的纵横比, 是根据实测数据计算的, 没有通过岩芯分析或者实验数据

的校正, 只是对孔隙结构的近似描述; (2) SH2站位的地层中还含有钙质化石和有孔虫, 这两种组分的颗粒较大, 增大了孔隙的大小和圆度(Wang等, 2011), 一方面导致了矿物基质弹性模量有所变化, 并非定值, 另一方面也影响了孔隙的形状. 利用计算的横波速度反演计算水合物饱和度, 结果如图15d所示, 水合物饱和度的计算值与根据阿尔奇方程计算的结果有较好的一致性.

对计算的弹性参数进行交会分析, 仅使用实测的自然Gamma数据和纵波速度数据对不同水合物含量的指示能力有限, 泊松比和纵波速度、 $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 的交会图则对于不同水合物含量有较好的指示作用(图17). 本工区SH2站位的水合物地层中水合物含量高的位置, 纵横波速度相对较高而泊松比较低, $\lambda\rho$ 值较低而 $\mu\rho$ 较高. 计算的弹性参数比纵波速度更好地反映地层的物性特征, 而且多种参数相结合能进一步减少多解性, 提高定量解释和反演的准确性. 本文的方法为天然气

图 15 SH2 站水合物地层的弹性参数以及水合物饱和度计算结果

(a) 纵波速度(红色曲线表示实测值, 蓝色曲线表示计算值); (b) 横波速度计算值; (c) 泊松比(红色曲线表示根据实测纵横波速度计算的泊松比, 蓝色曲线表示根据实测纵波速度和计算横波速度计算的泊松比); (d) 水合物饱和度(红色曲线表示根据阿尔奇方程计算的水合物饱和度, 蓝色曲线表示纵波速度计算值反演求取的水合物饱和度)

图 16 纵波速度计算值和实测值的相对误差分布

水合物饱和度定量计算提供理论依据, 同时也为天然气水合物的定量解释和探区优选提供数据指导。

6 结论和认识

本文针对孔隙充填和颗粒支撑模式的水合物地层, 分别考虑矿物组分、孔隙微观结构和流体性质以及水合物的剪切性质, 在岩石物理建模的理论框架下, 构建了这两种模式水合物地层的岩石物理模型, 并将模型应用到 Priest 等(2005)的实验室测量数据以及中国南海北部神狐海域的实际数据, 取得了较好的应用效果。本文中的岩石物理建模方法区别于前人方法的主要优势在于: (1) 考虑了孔隙的形状和连通性, 将孔隙空间分为连通的椭球形孔隙和孤立的硬币状孔隙, 并

基于微分等效介质理论定量计算两种孔隙的微观结构对地层弹性性质产生的影响; (2) 考虑了水合物的剪切性质, 根据广义 Gassmann 理论定量计算孔隙中充填的水合物组分对地层弹性性质的影响。所建立的岩石物理模型一方面可以提供常规测井中缺乏的横波速度信息, 以及泊松比、拉梅参数等弹性参数信息, 为地震定量解释和反演提供数据支持, 另一方面可以根据实际数据求取水合物饱和度、孔隙纵横比等物性参数, 为水合物地层的定量描述和资源评价提供一定的依据。研究中还得到以下结论和认识:

(1) 纵横波速度随孔隙度增大而减小, 随水合物饱和度增大而增大。相同孔隙度的水合物地层, 颗粒支撑模式地层的纵横波速度对水合物更为敏感。纵横波速度都随孔隙纵横比增大而增大, 孔隙纵横比越小, 纵横波速度对水合物饱和度更为敏感。纵横波速度随着水合物剪切模量的增大而增大, 颗粒支撑模式地层的纵横波速度在高水合物饱和度时对水合物组分剪切性质更为敏感。

(2) V_p/V_s 随孔隙度增大以及水合物饱和度增大而减小。孔隙度较低时, 孔隙充填模式地层的 V_p/V_s 随水合物饱和度稍有增大, 颗粒支撑模式地层的 V_p/V_s 稍有减小; 孔隙度较高时, 颗粒支撑模式的地层, 在水合物饱和度较低时 V_p/V_s 随水合物饱和度快速下降, 水合物饱和度较高时 V_p/V_s 缓慢下降, 孔隙充填模式地层的 V_p/V_s

图 17 SH2 站位水合物地层弹性参数交会图

(a) 实测纵波速度和 Gamma 值交会图; (b) 纵波速度和泊松比交会图; (c) $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 交会图。交会图右侧的垂直色标表示 SH2 站位水合物地层的水合物饱和度

V_s 下降趋势与颗粒支撑模式地层相反。孔隙充填模式地层的 V_p/V_s 对游离气的存在更为敏感, 尤其是水合物饱和度低于 20% 的情况下。孔隙充填模式地层的 V_p/V_s 在高水合物饱和度时受水合物组分的剪切性质的影响更大。

(3) $\lambda\rho$ 和 $\mu\rho$ 参数对水合物饱和度有较强的指示能力, 而且孔隙度越大, 指示能力越强, $\mu\rho$ 参数对颗粒支撑模式地层的水合物饱和度有较强的指示能力; 孔隙度较低时, 泊松比对孔隙充填模式地层的指示能力较强, 孔隙度较高时, 泊松比对颗粒支撑模式地层的水合物饱和度指示能力较强。 $\lambda\rho$ 和 Russell 流体因子对两种模式地层的水合物饱和度指示能力相近。

对实验数据和实际资料的应用结果证明了本文所建立的岩石物理模型的有效性, 对微观孔隙结构可以采用不同的分类方法进行描述, 如果孔隙结构比较复杂, 可以根据孔隙形状和连通性将其划分为多种不同的孔隙类型。本文求取的孔隙纵横比参数以及各类孔隙的孔隙度是对实际微观孔隙结构的等效表征, 可以在一定程度上反映孔隙系统的组成和孔隙的形状。本文所构建的两种模型假设水合物地层固结而且固体组分是均匀、弹性、各向同性的; 模型没有考虑水合物胶结固体矿物颗粒的情况; 颗粒支撑模型假设水合物为固体基质组分, 孔隙充填模式假设水合物分布于孔隙空间中并且不具有流动性。如果地层中水合物部分沉积为固体颗粒, 部分充填于孔隙空间中, 可以将两种模型联合使用。实际应用中, 如果输入参数未知, 一方面可以使用参数的经验值, 如石英、黏土的弹性模量值, 另一方面根据实测数据对参数值进行求取和标

定, 如孔隙纵横比参数, 而且需要尽量利用更多的先验信息, 如实测纵波速度、密度、电阻率等测井信息、岩芯信息、地球化学数据以及地震资料等, 以提高输入参数的准确性, 从而建立更为准确合理的岩石物理模型, 为天然气水合物地层的定量解释和预测提供有力的方法和数据支持。

参考文献

- 包茨. 1988. 天然气地质学. 北京: 科学出版社. 390
- 陈玉凤, 李栋梁, 梁德青, 周雪冰, 吴能友. 2013. 南海沉积物天然气水合物饱和度与电阻率的关系. 石油学报, 34: 507–512
- 顿铁军. 1995. 储层研究状况与发展趋势. 西北地质, 16: 1–15
- 高红艳, 钟广法, 梁金强, 郭依群. 2012. 应用改进的 Biot-Gassmann 模型估算天然气水合物的饱和度. 海洋地质与第四纪地质, 32: 83–89
- 胡高伟, 李承峰, 业渝光, 刘昌岭, 张剑, 刁少波. 2014. 沉积物孔隙空间天然气水合物微观分布观测. 地球物理学报, 57: 1675–1682
- 姜在兴. 2003. 沉积学. 北京: 石油工业出版社. 180–197
- 李维新, 王红, 姚振兴, 刘伊克, 常旭. 2009. 基于约束条件横波速度反演和流体替代. 地球物理学报, 52: 785–791
- 刘昌岭, 业渝光, 孟庆国, 贺行良, 陈强, 胡高伟. 2012. 南海神狐海域天然气水合物样品的基本特征. 热带海洋学报, 31: 1–5
- 刘学伟, 李敏锋, 张聿文, 张广学, 吴能友, 黄永祥, 王宏斌. 2005. 天然气水合物地震响应研究——以中国南海 HD152 测线应用实例. 现代地质, 19: 33–38
- 陆红锋, 陈弘, 陈芳, 廖志良. 2009. 南海神狐海域天然气水合物钻孔沉积物矿物学特征. 南海地质研究, 20: 28–39
- 栾锡武, 赵克斌, Obzhairov A, 岳保静. 2008. 鄂霍次克海浅表层天然气水合物的勘查识别和基本特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 99–107

- 钱进, 王秀娟, 董冬冬, 吴时国, Sain K, 叶月明. 2016. 基于叠前地震数据和岩石物理的游离气定量估算方法——以印度Krishna-Godavari盆地NGHP01-10A井为例. *地球物理学报*, 59: 2553–2563
- 宋海斌, Osamu M, 杨胜雄, 吴能友, 江为为, 郝天姚. 2002. 含天然气水合物沉积物的岩石物性模型与似海底反射层的AVA特征. *地球物理学报*, 45: 546–556
- 宋海斌, 吴时国, 江为为. 2007. 南海东北部973剖面BSR及其热流特征. *地球物理学报*, 50: 1508–1517
- 薛姣, 顾汉明, 蔡成国, 李宗杰, 朱定. 2016. 基于等效介质模型的裂缝参数AVOA反演. *石油地球物理勘探*, 51: 1171–1179
- 吴能友, 杨胜雄, 王宏斌, 梁金强, 龚跃华, 卢振权, 郭黛黛, 管红香. 2009. 南海北部陆坡神狐海域天然气水合物成藏的流体运移体系. *地球物理学报*, 52: 1641–1650
- 业渝光, 刘昌岭. 2011. 天然气水合物实验技术及应用. 北京: 地质出版社. 88–89
- 印兴耀, 化世榜, 宗兆云. 2016. 基于线性近似的微分等效介质方程解耦方法. *石油地球物理勘探*, 51: 281–287
- 印兴耀, 刘欣欣. 2016. 储层地震岩石物理建模研究现状与进展. *石油物探*, 55: 309–325
- 印兴耀, 宗兆云, 吴国忱. 2015. 岩石物理驱动下地震流体识别研究. *中国科学: 地球科学*, 45: 8–21
- Bai H, Pecher I A, Adam L, Field B. 2016. Possible link between weak bottom simulating reflections and gas hydrate systems in fractures and macropores of fine-grained sediments: Results from the Hikurangi Margin, New Zealand. *Mar Pet Geol*, 71: 225–237
- Berge L I, Jacobsen K A, Solstad A. 1999. Measured acoustic wave velocities of R11 (CCl₃F) hydrate samples with and without sand as a function of hydrate concentration. *J Geophys Res*, 104: 15415–15424
- Berryman J G. 1995. Mixture theories for rock properties. *AGU Reference Shelf*, 3: 205–228
- Brown R J S, Korrinda J. 1975. On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. *Geophysics*, 40: 608–616
- Carcione J M, Tinivella U. 2000. Bottom-simulating reflectors: Seismic velocities and AVO effects. *Geophysics*, 65: 54–67
- Carmichael R S. 1989. *CRC Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*. Florida: CRC Press. 741
- Chand S, Minshull T A, Gei D, Carcione J M. 2004. Elastic velocity models for gas-hydrate-bearing sediments—A comparison. *Geophys J Int*, 159: 573–590
- Ciz R, Shapiro S A. 2007. Generalization of Gassmann equations for porous media saturated with a solid material. *Geophysics*, 72: A75–A79
- Dai J, Xu H, Snyder F, Dutta N. 2004. Detection and estimation of gas hydrates using rock physics and seismic inversion: Examples from the northern deepwater Gulf of Mexico. *Leading Edge*, 23: 60–66
- Dallimore S R, Collett T S, Uchida T. 1999. Overview of science program, JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 gas hydrate research well. *Bull Geol Surv Can*, 544: 11–17
- Dillon W P, Lee M W, Fehllhaber K, Coleman D F. 1993. Gas hydrates on the Atlantic continental margin of the United States. *US Geological Survey Professional Paper*, 1570: 313–330
- Dutta N C, Dai J. 2009. Exploration for gas hydrates in a marine environment using seismic inversion and rock physics principles. *Leading Edge*, 28: 792–802
- Dvorkin J, Nur A. 1993. Rock Physics for characterization of gas hydrates. *US Geological Survey Professional Paper*, 1570: 293–298
- Dvorkin J, Nur A. 1996. Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea data sets. *Geophysics*, 61: 1363–1370
- Dvorkin J, Prasad M. 2001. Velocity to porosity transform in marine sediments. *Petrophysics*, 42: 429–437
- Ecker C. 2001. Methane hydrate rock physics models for the Blake Outer Ridge. *Stanford Exploration Project*, 80: 1–18
- Ecker C, Dvorkin J, Nur A. 1998. Sediments with gas hydrates: Internal structure from seismic AVO. *Geophysics*, 63: 1659–1669
- Ecker C, Dvorkin J, Nur A M. 2000. Estimating the amount of gas hydrate and free gas from marine seismic data. *Geophysics*, 65: 565–573
- Gassmann F. 1951. Elastic Waves through a packing of spheres. *Geophysics*, 16: 673–685
- Helgerud M B, Dvorkin J, Nur A, Sakai A, Collett T. 1999. Elastic-wave velocity in marine sediments with gas hydrates: Effective medium modeling. *Geophys Res Lett*, 26: 2021–2024
- Helgerud M B, Waite W F, Kirby S H, Nur A. 2009. Elastic wave speeds and moduli in polycrystalline ice Ih, sI methane hydrate, and sII methane-ethane hydrate. *J Geophys Res*, 114: B02212
- Hill R. 1963. Elastic properties of reinforced solids: Some theoretical principles. *J Mech Phys Solids*, 11: 357–372
- Holbrook W S, Hoskins H, Wood W T, Stephen R A, Lizarralde D, Leg 164 Science Party D. 1996. Methane hydrate and free gas on the Blake ridge from vertical seismic profiling. *Science*, 273: 1840–1843
- Jakobsen M, Hudson J A, Minshull T A, Singh S C. 2000. Elastic properties of hydrate-bearing sediments using effective medium theory. *J Geophys Res*, 105: 561–577
- Jin S, Nagao J, Takeya S, Jin Y, Hayashi J, Kamata Y, Ebinuma T, Narita H. 2006. Structural investigation of methane hydrate sediments by microfocus X-ray computed tomography technique under high-pressure conditions. *Jpn J Appl Phys*, 45: L714–L716
- Kleinberg R L, Flaum C, Griffin D D, Brewer P G, Malby G E, Peltzer

- E T, Yesinowski J P. 2003. Deep sea NMR: Methane hydrate growth habit in porous media and its relationship to hydraulic permeability, deposit accumulation, and submarine slope stability. *J Geophys Res*, 108: 2508
- Kvenvolden K A. 1993. A primer of gas hydrates. US Geological Survey Professional Paper, 1570: 555–561
- Lee M W, Collett T S. 2001. Elastic properties of gas hydrate-bearing sediments. *Geophysics*, 66: 763–771
- Lee M W, Hutchinson D R, Collett T S, Dillon W P. 1996. Seismic velocities for hydrate-bearing sediments using weighted equation. *J Geophys Res*, 101: 20347–20358
- Lee M W, Waite W F. 2008. Estimating pore-space gas hydrate saturations from well log acoustic data. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q07008
- Liu J, Liu J P, Cheng F, Wang J, Liu X X. 2017. Rock-physics models of hydrate-bearing sediments in permafrost, Qilian Mountains, China. *Appl Geophys*, 14: 31–39
- Lu H, Seo Y T, Lee J W, Moudrakovski I, Ripmeester J A, Chapman N R, Coffin R B, Gardner G, Pohlman J. 2007. Complex gas hydrate from the Cascadia margin. *Nature*, 445: 303–306
- Lu S M, McMechan G A. 2002. Estimation of gas hydrate and free gas saturation, concentration, and distribution from seismic data. *Geophysics*, 67: 582–593
- Mason W P. 1943. Chapter I: Quartz crystal applications. *Bell Syst Technical J*, 22: 178–223
- Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J. 2009. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis in Porous Media. 2nd ed. New York: Cambridge University Press
- Miller J J, Lee M W, von Huene R. 1991. An analysis of a seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, Offshore Peru. *AAPG Bull*, 75: 910–924
- Priest J A, Best A I, Clayton C R I. 2005. A laboratory investigation into the seismic velocities of methane gas hydrate-bearing sand. *J Geophys Res*, 110: B04102
- Qu L, Zou C C, Lu Z Q, Yu C Q, Li N, Zhu J C, Zhang X H, Yue X Y, Gao M Z. 2017. Elastic-wave velocity characterization of gas hydrate-bearing fractured reservoirs in a permafrost area of the Qilian Mountain, Northwest China. *Mar Pet Geol*, 88: 1047–1058
- Russell B H, Hedlin K, Hilterman F J, Lines L R. 2003. Fluid-property discrimination with AVO: A Biot-Gassmann perspective. *Geophysics*, 68: 29–39
- Sakai A. 1999. Velocity analysis of vertical seismic profile (VSP) survey at JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 gas hydrate research well, and related problems for estimating gas hydrate concentration. *Bull Geol Surv Can*, 544: 323–340
- Sava D, Hardage B A. 2006. Rock physics characterization of hydrate-bearing deepwater sediments. *Leading Edge*, 25: 616–619
- Schultheiss P, Holland M, Humphrey G. 2009. Wireline coring and analysis under pressure: Recent use and future developments of the HYACINTH system. *Sci Dril*, 7: 44–50
- Shankar U, Riedel M. 2011. Gas hydrate saturation in the Krishna-Godavari basin from *P*-wave velocity and electrical resistivity logs. *Mar Pet Geol*, 28: 1768–1778
- Shipley T H, Houston M H, Buffler R T, Shaub F J, McMillen K J, Ladd J W, Worzel J L. 1979. Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. *AAPG Bull*, 63: 2204–2213
- Tohidi B, Anderson R, Clennell M B, Burgass R W, Biderkab A B. 2001. Visual observation of gas-hydrate formation and dissociation in synthetic porous media by means of glass micromodels. *Geology*, 29: 867–870
- Tosaya C, Nur A. 1982. Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. *Geophys Res Lett*, 9: 5–8
- Waite W F, Helgerud M B, Nur A, Pinkston J C, Stern L A, Kirby S H, Durham W B. 2000. Laboratory measurements of compressional and shear wave speeds through methane hydrate. *Ann New York Acad Sci*, 912: 1003–1010
- Waite W F, Santamarina J C, Cortes D D, Dugan B, Espinoza D N, Germaine J, Jang J, Jung J W, Kneafsey T J, Shin H, Soga K, Winters W J, Yun T S. 2009. Physical properties of hydrate-bearing sediments. *Rev Geophys*, 47: 465–484
- Wang J, Sain K, Wang X, Satyavani N, Wu S. 2014. Characteristics of bottom-simulating reflectors for Hydrate-filled fractured sediments in Krishna-Godavari basin, eastern Indian margin. *J Pet Sci Eng*, 122: 515–523
- Wang J, Zhao J, Zhang Y, Wang D, Li Y, Song Y. 2016. Analysis of the effect of particle size on permeability in hydrate-bearing porous media using pore network models combined with CT. *Fuel*, 163: 34–40
- Wang X, Hutchinson D R, Wu S, Yang S, Guo Y. 2011. Elevated gas hydrate saturation within silt and silty clay sediments in the Shenhu area, South China Sea. *J Geophys Res*, 116: B05102
- Wang Y, Chen S, Wang L, Li X Y. 2013. Modeling and analysis of seismic wave dispersion based on the rock physics model. *J Geophys Eng*, 10: 054001
- Weger R J, Eberli G P, Baechle G T, Massaferro J L, Sun Y F. 2009. Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG Bull*, 93: 1297–1317
- Westbrook G K, Chand S, Rossi G, Long C, Bünz S, Camerlenghi A, Carcione J M, Dean S, Foucher J P, Flueh E, Gei D, Haacke R R, Madrussani G, Mienert J, Minshull T A, Nouzé H, Peacock S, Reston T J, Vanneste M, Zillmer M. 2008. Estimation of gas hydrate

- concentration from multi-component seismic data at sites on the continental margins of NW Svalbard and the Storegga region of Norway. [Mar Pet Geol](#), 25: 744–758
- Winters W J, Dallimore S R, Collett T S, Katsube T J, Jenner K A, Cranston R E, Wright J F, Nixon F M, Uchida T. 1999. Physical properties of sediments from the JAPEx/JNOC/GSC Mallik 2L-38 gas hydrate research well, determined using Gas Hydrate And Sediment Test Laboratory Instrument (GHASTLI). *Bull Geol Surv Can*, 544: 95–100
- Winters W J, Waite W F, Mason D H, Gilbert L Y, Pecher I A. 2007. Methane gas hydrate effect on sediment acoustic and strength properties. [J Pet Sci Eng](#), 56: 127–135
- Wood W T, Stoffa P L, Shipley T H. 1994. Quantitative detection of methane hydrate through high-resolution seismic velocity analysis. [J Geophys Res](#), 99: 9681–9695
- Xu S Y, White R E. 1995. A new velocity model for clay-sand mixtures. [Geophys Prospect](#), 43: 91–118
- Zimmerman R W, King M S. 1986. The effect of the extent of freezing on seismic velocities in unconsolidated permafrost. [Geophysics](#), 51: 1285–1290

(责任编辑: 杨顶辉)