

NGHIÊN CỨU VẬN TỐC TRUYỀN SÓNG CỦA TRẦM TÍCH CHỨA GAS HYDRAT VÀ ỨNG DỤNG TRONG CÔNG TÁC TÌM KIẾM THẨM DÒ

PHAN THIÊN HƯƠNG, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

NGUYỄN THANH TÙNG, *Viện dầu khí Việt Nam*

TRẦN VĂN HỮU, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Tóm tắt: *Phương pháp địa chấn là một phương pháp chủ đạo nghiên cứu Gas hydrat (GH). Tại Việt Nam, trong khi các phương pháp địa vật lý, địa chất khác địa chấn chưa cung cấp được thông tin một cách định lượng về tiềm năng GH thì việc khai thác các tham số từ phương pháp địa chấn là một việc cần thiết và cấp bách. Vận tốc truyền sóng trong môi trường chứa GH là một trong những thông tin có giá trị được khai thác từ tài liệu này. Trong khuôn khổ của bài báo, các yếu tố ảnh hưởng đến vận tốc và việc lựa chọn phương pháp xây dựng mô hình vận tốc cho trầm tích chứa GH trong điều kiện Việt Nam đã được nghiên cứu. Kết quả chỉ ra cấu trúc thạch học ảnh hưởng lớn đến vận tốc, mặc dù GH chiếm vị trí trong các lỗ rỗng nhưng khi tính các modul đàn hồi thì nó lại đóng vai trò như xương đá. Ngoài ra, độ rỗng, hệ số Biot, yếu tố độ sâu của tầng GH so với đáy biển, độ sâu nước, thành phần cát sét cũng làm thay đổi vận tốc truyền sóng trong trầm tích. Nghiên cứu này cũng đã chỉ ra khả năng ứng dụng thuộc tính AVO để nghiên cứu trầm tích chứa GH.*

Mở đầu

Gas hydrat (GH) được định nghĩa là hydrocarbon tồn tại bền vững trong tự nhiên ở thể rắn khi các phân tử hydrocarbon kẹp giữa những phân tử nước tạo thành các tinh thể [1], tại đây hoàn toàn không có sự tham gia của các yếu tố hóa học (chemical bonds) để giữ các phân tử hydrocarbon trong cấu trúc. Những phân tử này chỉ bền vững tại điều kiện nhiệt độ và áp suất xác định, thường gặp ở vùng biển sâu hoặc vùng cực (polar) [2].

Trên thế giới, GH đã được tìm thấy bằng các phương pháp khác nhau, từ phương pháp địa chất như địa mạo đáy biển, địa hóa, phân tích mẫu trầm tích đến những phương pháp địa vật lý như phương pháp điện trở suất, phương pháp điện từ, phương pháp Từ Telua, phương pháp địa vật lý giếng khoan và phương pháp địa chấn. Đặc biệt tại Việt Nam, nghiên cứu GH mới chỉ trong giai đoạn đầu của tìm kiếm thăm dò, số liệu hiện đang có chủ yếu từ số liệu ngành dầu khí thu được trong quá trình tìm kiếm thăm dò dầu khí. Vì vậy trong nghiên cứu này, việc xác định sự tồn tại của GH chủ yếu dựa trên những biểu hiện đặc trưng theo tài liệu địa chấn dầu khí.

Trong nghiên cứu của Hương [1] đã chỉ ra khá chi tiết đặc tính địa chấn mặt mô phỏng đáy

biển (BSR) đặc trưng cho đáy của tập GH bền vững (GHSZ). Tuy nhiên, trong thực tế, việc nhận biết và lý giải mặt BSR cho sự tồn tại GH không phải lúc nào cũng rõ ràng vì có nhiều yếu tố địa chất khác cũng có thể tạo nên những mặt phản xạ mạnh với đặc trưng tương tự mặt BSR thí dụ như biến đổi Opal [3]; các dải khí nông hoặc các lớp trầm tích carbonat. Các tập phun trào gần đáy biển cũng có đặc điểm giống sự thoát khí của GH theo tài liệu đáy biển. Ngoài ra, tại một số vùng không tồn tại mặt BSR mặc dù GH có mặt tại đó. Như vậy ngoài yếu tố là mặt BSR, chúng ta cần phải tìm hiểu thêm những đặc điểm khác mà GH có thể thể hiện trên tài liệu địa chấn. Tham số đầu tiên mang yếu tố định lượng trong địa chấn chính là vận tốc. Chính vì vậy chúng tôi đã tìm hiểu, nghiên cứu về vận tốc của trầm tích chứa GH, các đặc tính đàn hồi và xây dựng mô hình cho vận tốc của trầm tích chứa GH, các kết quả được trình bày trong bài báo này.

Vận tốc của trầm tích chứa GH là một vấn đề còn đang được tranh luận do hiện nay việc xác định vận tốc các trầm tích chứa GH trên thế giới có nhiều cách tiếp cận khác nhau và chưa có phương pháp nào thuyết phục được hoàn toàn. Trong nghiên cứu này, một số phương pháp nghiên cứu vận tốc truyền sóng của trầm

tích chứa GH sẽ được xem xét và lựa chọn làm cơ sở xây dựng mô hình vận tốc GH phục vụ nghiên cứu GH tại vùng biển Việt Nam.

Các phương pháp xác định vận tốc từ tham số vật lý tầng chứa GH

Đã có nhiều công trình nghiên cứu xác định vận tốc của GH thí dụ như kết quả đo trong phòng thí nghiệm của Whalley (1980) với V_p của GH là 3,31 km/s [21]; của Winter và n.n.k (2000) $V_p= 3,65$ km/s [22]; của Miller và n.n.k (1991) [17] GH trong trầm tích chứa nước biển là 1,7 km/s hay của Rowe và Gettrust (1993) $V_p=2,5$ km/s [20]. Tại sao các vận tốc của tập trầm tích chứa GH trong các nghiên cứu lại khác nhau như vậy?

Trên nguyên tắc, những phương pháp này đều tiếp cận dựa trên 1) tính chất vật lý của các thành phần của trầm tích; 2) tổng hợp chúng lại. Tuy nhiên do cách nhìn nhận các thành phần ảnh hưởng lên vận tốc khác nhau dẫn đến kết quả tính vận tốc khác nhau, điều này làm các nhà địa vật lý khá là bối rối. Trong nghiên cứu của Lee và nnk (1996) [14] sử dụng phương trình trọng số (WE - weighted equation); Ecker và nnk (1998) [11], Dvorkin và Nur (1996) [8] sử dụng phương pháp "lý thuyết môi trường 3 pha" (three phase effective-medium theory - TPME); Carcione và Tinivella (2000) [6], Gei và Carcione (2003) [9] lại sử dụng "Lý thuyết ba pha Biot (TPB)" để tính vận tốc của trầm tích chứa GH. Mỗi phương pháp đều dựa trên những cơ sở cụ thể để áp dụng nên nhìn chung có ưu và nhược điểm của nó.

Từ các nghiên cứu, tập trầm tích có chứa GH có thể được chia làm 2 loại chính với vai trò của GH khác nhau trong kết cấu của thành hệ (formation):

a) GH trở thành một phần của khung đá (hay còn gọi là xi măng), xi măng hóa phần tiếp xúc của các hạt làm vững chắc các trầm tích.

Trong trường hợp này GH vừa làm giảm độ rỗng, vừa ảnh hưởng đến độ cứng trầm tích;

b) GH đóng vai trò chất lấp đầy trong các lỗ rỗng, khi này GH được hình thành tách rời với phần tiếp xúc giữa các hạt, vì vậy ảnh hưởng của GH tới độ cứng của khung đá là không đáng kể (hay modul trượt của đá chứa GH ít thay đổi).

Một vài nghiên cứu chỉ ra khi hàm lượng GH cao thì vai trò của GH biến đổi từ dạng b sang dạng a. Đây chính là cơ sở để tính vận tốc truyền sóng địa chấn trong môi trường trầm tích chứa GH theo các phương pháp khác nhau.

1. Phương pháp "Phương trình trọng số 3 pha"

Lee và n.n.k [14] vào năm 1996 đã đưa ra phương pháp trọng số (weighted equation) WE dựa trên thời gian trung bình 3 pha (Willie, 1958) [24] và phương trình Wood [23] cũng dành cho 3 pha (1941) để thu được mối quan hệ giữa vận tốc sóng dọc P và lượng GH lấp đầy trong các lỗ rỗng theo loại b nêu trên (hình 1).

Trong phương trình thời gian trung bình 3 pha: (Wyllie và nnk, 1958) [23] thì vận tốc của toàn bộ khối đá được tính bằng tổng vận tốc theo tỷ lệ khối lượng của các thành phần. Trong phương pháp này GH được đóng vai trò như xi măng của đá. Sau đó Peason và n.n.k (1983) [19] đã đưa ra công thức tính như sau:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi(1-S)}{V_w} + \frac{\phi S}{V_h} + \frac{(1-\phi)}{V_m}, \quad (1)$$

trong đó: V_p là vận tốc sóng dọc của đá chứa GH (toàn bộ khối đá);

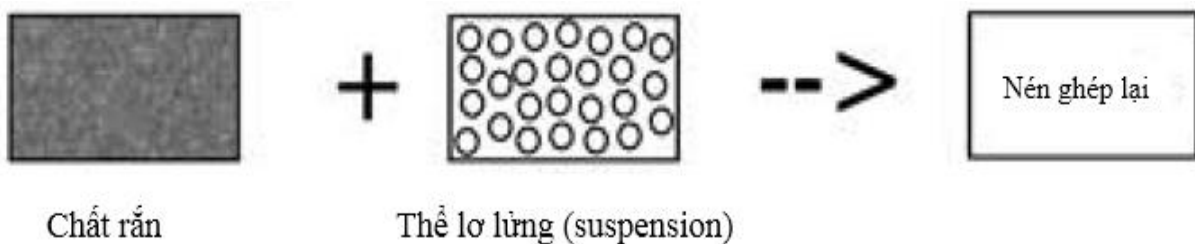
V_h là vận tốc sóng dọc của GH nguyên chất;

V_w là vận tốc sóng dọc của chất lỏng chứa trong lỗ rỗng;

V_m là vận tốc của xương đá;

ϕ là độ rỗng;

S là hàm lượng của GH trong các lỗ rỗng.



Hình 1. Sơ đồ biểu diễn mô hình WE để tính theo phương pháp trọng số

Một số nghiên cứu đưa ra bằng chứng vận tốc quan sát được của một số loại đá phổ biến (không ngậm nước - unhydrate) không phải lúc nào cũng đúng với phương trình (1). Trừ trường hợp vận tốc của xương đá thấp - tương ứng với các đá không bị nén.

Phương trình Wood (1941): cũng là phương trình được dùng để tính vận tốc truyền sóng trong môi trường trầm tích chứa GH:

$$\frac{1}{\rho V_p^2} = \frac{\phi(1-S)}{\rho_w V_w^2} + \frac{(1-\phi)}{\rho_m V_m^2} + \frac{\phi S}{\rho_h V_h^2}, \quad (2)$$

trong đó: ρ - mật độ của trầm tích chứa GH;

ρ_m - mật độ của xương đá;

ρ_w - mật độ của chất lỏng trong lỗ rỗng.

Cũng giống như phương trình thời gian trung bình, phương trình này cũng không phải lúc nào cũng đúng. Đặc biệt trong môi trường trầm tích biến, đôi khi nó cho giá trị thấp hơn.

Phương trình trọng số 3 pha

Các thông số vật lý của tầng chứa GH cũng có thể tính toán bằng phương pháp phương trình trọng số. Theo nghiên cứu Nobes (1986) [18], dựa trên tính chính xác của phương trình Wood và Peason theo thành phần của trầm tích thì công thức phương trình trọng số 3 pha được xây dựng:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{W\phi(1-S)^n}{V_{p1}} + \frac{1-W\phi(1-S)^n}{V_{p2}}, \quad (3)$$

trong đó: V_{p1} là vận tốc sóng dọc theo công thức Wood (2);

V_{p2} là vận tốc sóng dọc theo công thức Peason (1);

W là trọng số;

n là hằng số mô phỏng quá trình tạo đá, liên quan đến hàm lượng GH trong trầm tích.

Trọng số W ước lượng từ V_p của các trầm tích không chứa GH và n được chọn cho phù hợp với hàm lượng GH.

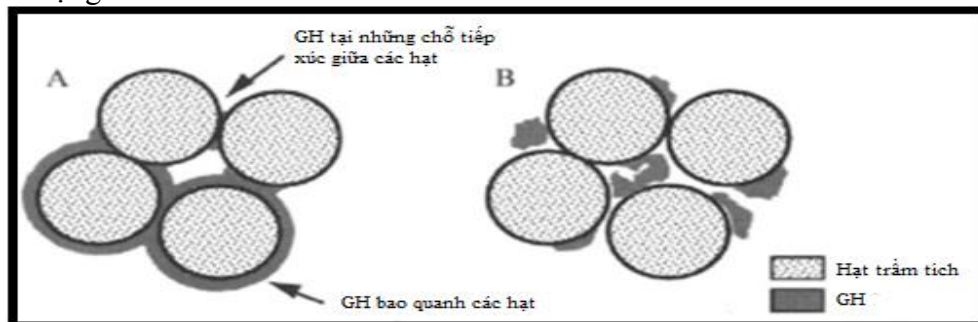
Lợi thế của phương pháp này là sự đơn giản của phương trình và các tham số W, n có thể thay đổi để phù hợp với số liệu. Tuy nhiên, nó lại bị giới hạn do không chứa ý nghĩa vật lý mà dựa trên thực nghiệm, thường thì nó sẽ phải có một bộ số liệu thực tế để suy ra giá trị W và n , sau đó áp dụng vào một vùng tương tự. Cùng với đó, ảnh hưởng của các giá trị có thể thay đổi như nhiệt độ, áp suất lại không được tính đến. Phương pháp này không phù hợp với nghiên cứu GH tại Việt Nam khi chúng ta chưa có số liệu thực tiễn để làm cơ sở xác định W, n .

2. Phương pháp "Lý thuyết môi trường ảnh hưởng 3 pha" (three phase effective-medium theory TPME)

Ecker và nnk (1998) [11] đã cân nhắc 2 trường hợp trên quan điểm cơ học (mechanical) phụ thuộc vào hình thái học của GH: mô hình xi măng và mô hình tiếp xúc giữa các hạt (như ở trên đã nói). Trong mô hình xi măng, GH đóng vai trò xi măng trong quá trình hóa đá, xi măng hóa phần tiếp xúc của các hạt làm vững chắc các trầm tích. Trong mô hình tiếp xúc giữa các hạt, GH được hình thành tách rời với phần tiếp xúc giữa các hạt, ảnh hưởng yếu hoặc không ảnh hưởng tới độ cứng của khung đá. Cả 2 mô hình này dựa trên giả thuyết môi trường 3 pha (three phase effective medium theory) TPME, trong đó mô tả mối quan hệ giữa modul đàn hồi của đá, cấu trúc hình học của các lỗ rỗng và chất lỏng lấp trong các lỗ rỗng.

Trong mô hình GH đóng vai trò xi măng

Trong trường hợp này, GH xi măng hóa phần tiếp xúc giữa các hạt tạo nên trầm tích, phần yếu nhất trong cấu trúc có dạng hạt (hình 2a). Trong trường hợp này GH gia cố thêm độ cứng của đá.



Hình 2. 2 mô hình thể hiện vai trò GH trong cấu trúc tạo đá của trầm tích

Sự tác động cơ học lên đá bắt buộc phải truyền qua phần xi măng cấu kết giữa các hạt, bản thân vận tốc truyền sóng của GH cao so với các loại đá khác nên vận tốc sóng địa chấn trong trầm tích chứa GH cao hơn các đá gốc xung quanh (đá không chứa GH). Ảnh hưởng của chúng được thể hiện như sau:

$$K_{eff} = \frac{n(1-\phi_0)}{6} (K_H + \frac{4}{3} G_H) S_n, \quad (4)$$

$$G_{eff} = \frac{K_{eff}}{5} + \frac{3n(1-\phi_0)}{20} G_H S_\tau, \quad (5)$$

với K_{eff} và G_{eff} là modul khối và modul trượt của đá khi có GH; K_H và G_H là modul đàn hồi của riêng GH; ϕ_0 là độ rỗng của đá trước khi GH xâm nhập và n là giá trị trung bình của số tiếp xúc trên một hạt; S_n và S_τ là tỷ lệ giữa độ cứng vuông góc và độ cứng trượt của xi măng và các giá trị này phụ thuộc vào sự tiếp xúc giữa các hạt. Các giá trị được tính theo ν - hệ số Poisson, modul trượt của các hạt trầm tích và GH riêng rẽ, ngoài ra, S_n và S_τ còn phụ thuộc vào α là tỷ số bán kính của phần xi măng với bán kính hạt (Ecker và n.n.k, 1998) [11].

Trong mô hình GH trầm tích xa các hạt

Trong trường hợp GH tích tụ xa các hạt (hình 2b), GH không ảnh hưởng đến các tham số đàn hồi của đá. Khi đó, có thể sử dụng phương trình Hashin Shtrikman với ranh giới dưới:

$$K_{eff} = \left[\frac{\phi_0 / \phi_c}{K_{HM} + \frac{4}{3} G_{HM}} + \frac{1 - \phi_0 / \phi_c}{K + \frac{4}{3} G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3} G_{HM}$$

$$G_{eff} = \left[\frac{\phi_0 / \phi_c}{G_{HM} + \frac{G_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right)} + \frac{1 - \phi_0 / \phi_c}{G + \frac{G_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right)} \right]^{-1} - \frac{G_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_H} \right). \quad (6)$$

trong đó: ϕ_c là độ rỗng tương ứng phụ thuộc vào bán kính hạt; K modul khối của hạt; K_{HM} và G_{HM} là modul khối và modul trượt của trầm tích, nó phụ thuộc vào áp suất hiệu dụng, được tính theo công thức Hertz-Mindlin (1949). Cần phân biệt GH đóng vai trò là phần cứng hay chất lỏng. Nếu như GH được coi là một phần của

chất lỏng (đóng vai trò lấp lỗ rỗng) thì modul trượt độc lập với hàm lượng GH và modul khối được tính theo công thức Reuss trung bình của GH và chất lỏng trong lỗ rỗng. Nếu GH được coi như phần cứng thì cả modul khối và trượt đều được tính theo công thức Reuss trung bình của đá trầm tích, GH và chất lỏng.

Cả 2 mô hình này dựa trên giả thuyết môi trường 3 pha (three phase effective medium theory) TPME, trong đó mô tả mối quan hệ giữa modul đàn hồi của đá, cấu trúc hình học của các lỗ rỗng và chất lỏng lấp trong các lỗ rỗng.

Trong mô hình GH liên kết giữa các hạt (grain contact model) với GH là thành phần của phần cứng của trầm tích, vận tốc P thấp hơn 30-40% giá trị thật, nếu GH được cho là một phần của chất lỏng trong lỗ rỗng thì mô hình dự đoán Vs độc lập với độ bão hòa của GH, điều này ngược lại với quan sát thực tế của vùng có độ bão hòa GH cao (Collett và n.n.k, 1999) [13]. Nhược điểm nữa trong phương pháp này là Vs cao bất thường khi độ rỗng của đá cao. Tài liệu thực tế tại vùng Alaska cũng đã chỉ ra phương pháp này không phù hợp.

3. Phương pháp Biot - Gassman

Từ 2 phương pháp trên, so sánh mô hình với tài liệu thực tế đều không khớp. Những nghiên cứu sau đó như của Helgerud (1999) Sakai (1999) [13] Lee và Collet (2001) [15] đều chỉ ra ảnh hưởng của GH như một thành phần lấp đầy lỗ rỗng. Bên cạnh đó những phân tích của mẫu lõi như tại Blake Ridge (ODP Leg 164) thì Guerin (1999) [12] lại thiên về ảnh hưởng của GH như xi măng. Nó được mô tả như một lớp bao bọc các hạt và ảnh hưởng lớn đến đặc tính đàn hồi của trầm tích. Bởi vậy trong nghiên cứu sau này của Lee (2002) [12] cũng như nghiên cứu của Carcione và Tinivella (2000) [6], đã phát triển dựa trên cách tiếp cận lý thuyết Biot trong đó sóng địa chấn truyền trong lỗ rỗng bao gồm 2 thành phần không trộn lẫn nhau được. Cần nhắc sự tồn tại 2 chất rắn (là các hạt và GH với nước). Gei và Carcione [9] năm 2003 tổng quát hóa mô hình dựa trên ảnh hưởng của hàm lượng GH, độ rỗng, độ bão hòa, modul đàn hồi của đá không chứa chất lỏng, của chất lỏng và các hạt dạng rắn.

Lee cũng giống như nghiên cứu của Carcione và Tinivella, nhận thấy nếu dựa trên lý thuyết Biot - Gassman kết hợp với giả thuyết tỷ số vận tốc (tỷ số vận tốc giữa sóng ngang và sóng dọc) của đá trầm tích bờ rời (tương ứng với trầm tích GH không quá sâu so với đáy biển) liên quan tới tỷ số vận tốc của xương đá và vận tốc thành phần chất lỏng trong lỗ rỗng, có thể khắc phục những nhược điểm của 2 phương pháp trước đó là phương pháp "Phương trình trọng số 3 pha" và phương pháp "Lý thuyết môi trường ảnh hưởng 3 pha". Phương pháp này cũng đã thành công với tài liệu thực tế tại vùng Mallik, Canada. Vì vậy, phương pháp này sẽ được chọn để xây dựng mô hình vận tốc cho trầm tích chứa GH ứng dụng vào vùng biển Việt Nam.

Như chúng ta đã biết, vận tốc của sóng đàn hồi V_p , V_s của trầm tích bão hòa nước được tính theo công thức:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad \text{và} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (7)$$

với k , μ , ρ là các tham số đàn hồi đặc trưng cho đá: modul khối, modul trượt, mật độ.

Mật độ của đá được tính theo công thức:

$$\rho = (1 - \phi)\rho_{ma} + \phi\rho_{fl}, \quad (8)$$

với ϕ , ρ_{ma} , ρ_{fl} là độ rỗng, mật độ của xương đá và mật độ của chất lỏng trong lỗ rỗng.

Trong nghiên cứu của mình, Biot (1941) tìm thấy mối liên hệ sự thay đổi thể tích của chất lỏng trong lỗ rỗng $\delta(V_{fl})$ là một đại lượng phụ thuộc vào sự thay đổi áp suất thủy tĩnh $\delta(p)$ và sự thay đổi của thể tích của đá $\delta(V)$ theo công thức:

$$\delta(V_{fl}) = \frac{\delta(p)}{M} + \beta\delta(V) \quad (9)$$

trong đó: β - hệ số Biot đo tỷ số của sự thay đổi thể tích chất lỏng và thể tích của đá. Hệ số này là hàm của độ rỗng; M là modul đo sự thay đổi của áp suất thủy tĩnh cần để đẩy lượng nước vào đá mà không làm thay đổi thể tích của đá.

Khi đó modul khối của đá được tính theo hệ số Biot β (Krief và nnk, 1990) và modul khối của xương đá:

$$k = k_{ma}(1 - \beta) + \beta^2 M \quad (10)$$

Gassman chỉ ra M phụ thuộc vào hệ số Biot β theo công thức:

$$\frac{1}{M} = \frac{(\beta - \phi)}{k_{ma}} + \frac{\phi}{k_{fl}}, \quad (11)$$

với k_{ma} và k_{fl} là modul khối của xương đá và chất lỏng.

Tuy nhiên Biot hay Gassman đều không chỉ ra mối quan hệ giữa modul trượt của đá và modul trượt của xương đá, nghiên cứu của Lee (1996) đã chỉ ra:

$$V_s = V_p \alpha (1 - \phi) \quad (12)$$

với $\alpha = (V_p / V_s)^{-1}$ cho xương đá. Từ đó có thể viết mối quan hệ giữa modul trượt của đá và modul trượt của xương đá:

$$\mu = \frac{\mu_{ma} k_{ma} (1 - \beta)(1 - \phi)^2 + \mu_{ma} \beta^2 M (1 - \phi)^2}{k_{ma} + \frac{4}{3} \mu_{ma} [1 - (1 - \phi)^2]} \quad (13)$$

Hệ số Biot β đo tỷ số của sự thay đổi thể tích chất lỏng với sự thay đổi thể tích của đá. Đối với những đá mềm hay bờ rời thì hệ số Biot độc lập với áp suất và Lee (2002) [16] đã tính theo giá trị trung bình dựa trên 2 phương pháp trọng số 3 pha " và "Lý thuyết môi trường ảnh hưởng 3 pha":

$$\beta = \frac{-68,7421}{1 + e^{(\phi + 0,40685)/0,09425}} + 0,98469 \quad (14)$$

Modul trượt của trầm tích bão hòa nước được tính theo Lee 2004:

$$\mu = \frac{\mu_{ma} k_{ma} (1 - \beta) G^2 (1 - \phi)^{2n} + \mu_{ma} \beta^2 M G^2 (1 - \phi)^{2n}}{k_{ma} + \frac{4}{3} \mu_{ma} [1 - G^2 (1 - \phi)^{2n}]} \quad (15)$$

với μ_{ma} là modul trượt của xương đá G , n là các tham số theo lý thuyết Biot - Gassmann. Triển khai theo lý thuyết, Lee (Lee 2004) n được tính:

$$n = [10(0,426 - 0,235 \log_{10} p)] / m, \quad (16)$$

$$\text{với: } p = (1 - \phi)(\rho - \rho_{fl})gh \quad (17)$$

với: g là gia tốc và h là độ sâu của đáy biển. M độ cứng của đá biến đổi từ 1 đến 2 cho các đá mềm. G được cho là sự bù trừ do ảnh hưởng

của sét hay GH lên đá. Khi thể tích sét tăng, G giảm theo công thức (Han và n.n.k, 1986) [10]

$$G = 0,9552 + 0,0448e^{-C_v/0,06714}, \quad (18)$$

với C_v là thể tích của sét trong đá.

Modul đàn hồi của đá trầm tích chứa GH sử dụng phương trình Hill trung bình (1952) với độ rỗng được lấp bằng nước ϕ_f :

$$\phi_f = (1 - C)\phi, \quad (19)$$

C là hàm lượng GH.

Theo công thức của Lee và Collett (2001) [15] với C là hàm lượng của GH. Khi đó các hệ số đàn hồi được tính như sau:

$$k_{ma} = \frac{1}{2} \left[\sum_{i=1}^3 f_i k_{ma}^i + \left(\sum_{i=1}^3 \frac{f_i}{k_{ma}^i} \right)^{-1} \right], \quad (20)$$

$$\mu_{ma} = \frac{1}{2} \left[\sum_{i=1}^3 f_i \mu_{ma}^i + \left(\sum_{i=1}^3 \frac{f_i}{\mu_{ma}^i} \right)^{-1} \right], \quad (21)$$

$$\text{và } \rho_{ma} = \left[\sum_{i=1}^3 f_i \rho_{ma}^i \right], \quad (22)$$

với

$$f_1 = \frac{(1 - \phi)(1 - C_v)}{1 - \phi_f}, \quad (23)$$

$$f_2 = \frac{(1 - \phi)C_v}{1 - \phi_f}, \quad (24)$$

$$f_3 = \frac{C\phi}{1 - \phi_f}. \quad (25)$$

Kết quả xây dựng mô hình:

Để xây dựng mô hình vận tốc, các tham số được sử dụng như trong bảng 1 (các tham số chủ yếu lấy từ tài liệu giếng khoan ODP Leg 164, site 995 nơi có chứa GH - Helgerud, 1999 [13]). Bên cạnh đó trong nghiên cứu của Hương [1] đã chỉ ra mặt cắt địa chấn tại đó khả năng tồn tại GH tại độ sâu so với đáy biển là 600m nên trong công thức (17) sử dụng $h = 600$ (m).

Mặc dù modul khối của GH có các giá trị khác nhau từ thấp nhất của Winters là 5,6 đến Waiter là 8,8 GPa (Yun, 2005), trong nghiên cứu này chúng tôi tạm thời lấy giá trị 8.8 GPa.

Bảng 1. Các tham số đàn hồi

Tham số đàn hồi	Giá trị	Nguồn
Modul trượt của cát	45 Gpa	Helgerud et al (1999)
Modul khối của cát	36,6 Gpa	Helgerud et al (1999)
Modul trượt của sét	6,85 Gpa	Helgerud et al (1999)
Modul khối của sét	20,9 Gpa	Helgerud et al (1999)
Modul khối của nước	2,29 Gpa	
Modul khối của khí	$1,11 \times 10^{-4}$ Gpa	Domenico (1977)
Mật độ của cát	2,65 g/cm ³	Helgerud et al (1999)
Mật độ của sét	2,58 g/cm ³	Helgerud et al (1999)
Mật độ của nước	1.0 g/cm ³	
Mật độ của khí	$7,78 \times 10^{-4}$ g/cm ³	Domenico (1977)

Hiện nay chưa có kết quả mẫu tại vùng nước sâu Việt Nam nơi có triển vọng GH do dầu khí thường nghiên cứu những đối tượng sâu hơn, dựa trên tổng hợp tài liệu các vùng có GH trên thế giới tại thêm lục địa, tạm thời trong mô hình này sét được cho là chiếm 30% hay $C_v = 0,3$, Độ rỗng thay đổi: $\phi = 0,1 \div 0,5$, GH có hàm lượng là từ 0% đến 80% hay c biến đổi từ 0 đến 0,8. Kết quả tính V_p , V_s theo độ rỗng và hàm lượng GH được trình bày trong hình 3 và hình 4. Qua đó ta cũng nhận thấy khi độ rỗng thấp thì đá chứa GH hàm lượng cao có vận tốc vẫn thấp hơn đá chứa GH hàm lượng thấp. Tuy nhiên khi độ rỗng tăng thì xu hướng này sẽ đổi ngược lại. Trong nghiên cứu này sự thay đổi đối với V_p độ rỗng $\approx 0,4$, còn V_s độ rỗng $\approx 0,5$.

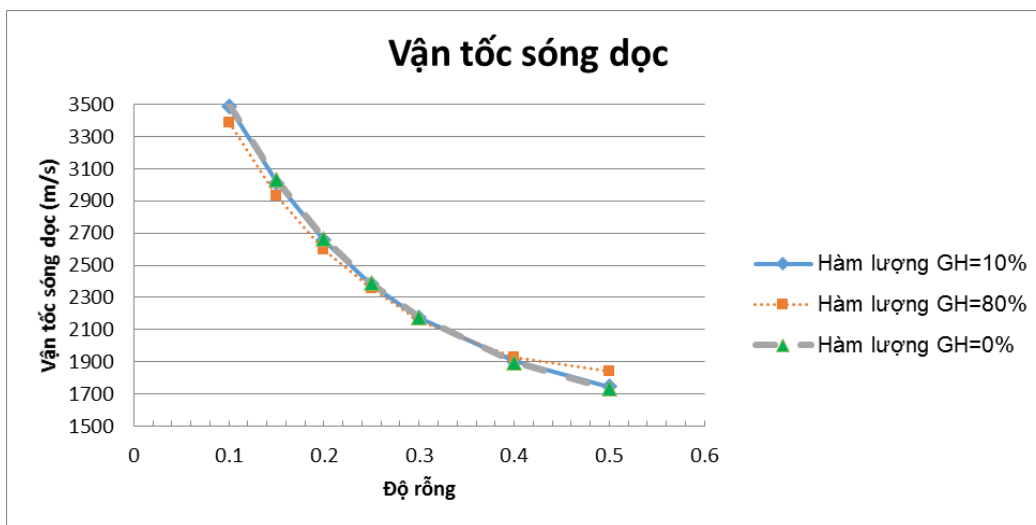
Kết luận

Nghiên cứu này chỉ là một phần nghiên cứu những đặc điểm liên quan đến tính chất đàn hồi và từ đó ứng dụng phương pháp địa chấn trong tìm kiếm GH. Kết quả chỉ ra để xây dựng mô hình vận tốc sóng đàn hồi của trầm tích chứa GH thì yếu tố cấu trúc thạch học của trầm tích đóng vai trò rất quan trọng. Việc xây dựng mô

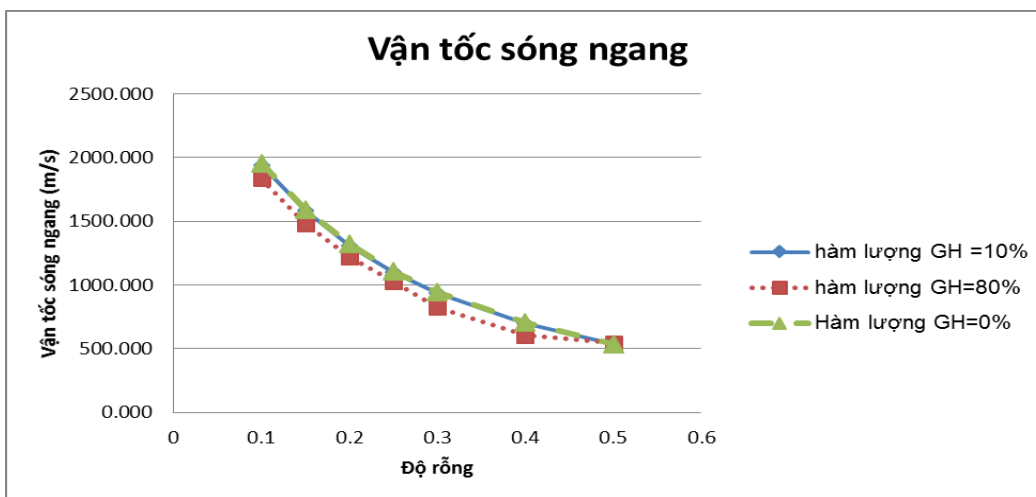
hình vận tốc cho GH khác biệt so với xây dựng mô hình vận tốc một cách truyền thống trong dầu khí. Mặc dù GH chiếm vị trí trong các lỗ rỗng nhưng khi tính các modul đàn hồi thì nó lại đóng vai trò như xương đá. Vì vậy không thể sử dụng trực tiếp các phương trình như Hashin-Shtrikman-Walpole, Voigt và Reuss, Wood hay thậm chí là Biot- Gassman một cách đơn thuần. Kết quả nghiên cứu này đã chỉ ra tại Việt Nam khi chưa có tài liệu thực tế về các trầm tích chứa GH thì mô hình tính vận tốc theo công

thức Biot Gassman là hợp lý nhất. Từ kết quả xây dựng mô hình vận tốc của trầm tích chứa GH này, nghiên cứu cũng chỉ rõ vai trò của độ rỗng, hệ số Biot, yếu tố độ sâu của tầng GH so với đáy biển, độ sâu nước, thành phần cát sét ảnh hưởng lớn đến việc xây dựng mô hình.

Cuối cùng, kết quả nghiên cứu này cũng chỉ ra sự thay đổi gradient vận tốc theo hàm lượng GH từ đó khẳng định cho hướng phát triển nghiên cứu AVO tìm kiếm thăm dò và định lượng GH.



Hình 3. Mối quan hệ giữa độ rỗng và vận tốc sóng dọc khi hàm lượng GH thay đổi



Hình 4. Mối quan hệ giữa độ rỗng và vận tốc sóng ngang khi hàm lượng GH thay đổi

TÀI LIỆU THAM KHẢO

[1]. Phan Thiên Hương, Nguyễn Thanh Tùng, Bùi Thị Hạnh, 2016. Nghiên cứu ứng dụng địa

chấn trong tìm kiếm khí hydrat khu vực Tư Chính - Vũng Mây, Tạp chí khoa học và Công nghệ Biển, Tập 16, số 1, DOI: 10.15625/1859-3097/16/1.

- [2]. Chand S., Minshull T.A., Gei D., Carcione J.M., 2004. Elastic velocity models for gas-hydrate - bearing sediments - a comparison. *Geophysics J. Int.*, Vol 159, pp 573-590
- [3]. Berndt C., Bunz S., Clayton T., Mienert J., Saunders., 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid Norwegian margin. *J. Marine and Petroleum Geology* Vol. 21, pp. &23-733
- [4]. Biot, M.A., 1941. General theory of three dimensional consolidation. *J. App. Physics*, 12, 155-164.
- [5]. Carmichael, R.S., 1989. *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*: CRC Press, 741 p.
- [6]. Carcione, J.M., Tinivella, U., 2000. Bottom simulating reflectors: seismic velocities and AVO effects. *Geophysics* 65, 54– 67; Errata 2001, 66, 984.
- [7]. Domenico, S.N., 1977. Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs: *Geophysics*, v. 42, p. 1339–1368.
- [8]. Dvorkin, J., and Nur, A., 1996. Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea data sets. *Geophysics*, 61, 1363-1370
- [9]. Gei, D., Carcione, J.M., 2003. Acoustic properties of sediments saturated with gas hydrate, free gas and water. *Geophys. Prospect.* 57, 1 – 17.
- [10]. Han, D., Nur A., Morgan D., 1986. Effect of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, Vol.51, pp. 2093-2107.
- [11]. Ecker C., Dvorkin J., Nur A., 1998. Sediments with gas hydrate: internal structure from seismic AVO. *J. Geophysics*, Vol.63, pp. 1659-1669.
- [12]. Guerin, G., Goldberg D. and Meltser A., 1999. Characterization of in situ elastic properties of gas hydrate - bearing sediments on the Blake Ridge. *J. Geophysics Research* , Vol. 104, pp. 17781-17795.
- [13]. Helgerud, M. B., Dvorkin J., Nur A., Sakai A., Collet T., 1999. Elastic wave velocity in margin sediments with gas hydrate. *Effective medium modeling: Geophysical Research letter*, Vol. 26, pp. 2021-2024
- [14]. Lee M.W., Hutchinson D.R., Collette T.S., Dillon W.P., 1996. Seismic velocities for hydrate- bearing sediments using weighted equation, *J. of Geophysical research*, Vol. 101, N0 B9, pp. 20,347-20,358.
- [15]. Lee M.W., Collet T.S., 2001. Elastic properties of gas hydrate- bearing sediments. *J. Geophysics*, Vol. 66, No 3, pp. 763-771
- [16]. Lee M.W., 2002. Biot- Gassmann theory for velocities of gas hydrate -bearing sediments. *Geophysics*, Vol. 67, pp.1711-1719.
- [17]. Miller J.J., Lee M.W., Huene R., 1991. An analysis of a seismic reflection from the Base of a Gas hydrate zone, Offshore Peru. *The american Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 75, No 5, pp. 910-924.
- [18]. Nobes, D.C., Viilinger, H., Davis, E.E., Law, L.K., 1986. Estimation of marine sediment bulk physical properties at depth from seafloor geophysical measurements. *J.Geophys. Res.* 91, 14033–14043.
- [19]. Pearson, C.F., Hallek P.M., McGuire P.I., Hermes R. and Mathews M., 1983. Natural gas hydrate deposits: A review of in situ properties. *Journal of Physical Chemistry*, Vol 87, pp 4180-4185
- [20]. Rowe, M. M., J. F. Gettrust, 1993. Fine structure of methane hydrate-bearing sediments on the Blake Outer Ridge as determined from deep-tow multi-channel seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 98, 463–473
- [21]. Whalley, E. 1980. Speed of longitudinal sound in clathrate hydrate, *J. Geophysic Reserach*, Vol. 85, pp. 2539-2542
- [22]. Winters, W.J., Dillon, W.P., Pecher, I. A., Mason D.H., 2000. GHASTLI-determining physical properties of laboratory hydrate, *Natural Gas hydrate in Oceanic Permafrost Environments, Coastal Systems and Continental Margins*. Vol.5, Pp. 317-322, ed Max M.D., Kluwer, Dordrecht.
- [23]. Wood, A.B., 1941. *A Textbook of Sound*. G Bell and Sons, Ltd., London
- [24]. Willie M.R.J., Gregory A.R., and Gardner G.H.F., 1958. An experimental investigation off factor affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23, pp. 459-49.

(xem tiếp trang 57)