

MỘT SỐ ĐÁNH GIÁ VỀ CÁC YẾU TỐ ẢNH HƯỞNG ĐẾN SỰ HÌNH THÀNH VÀ BẢO TỒN KHÍ HYDRATE Ở BIỂN ĐÔNG VIỆT NAM

TS. Trịnh Xuân Cường¹, ThS. Nguyễn Trung Hiếu¹
 TS. Nguyễn Thu Huyền¹, KS. Nguyễn Hoàng Sơn¹
 TS. Tạ Quang Minh¹, KS. Nguyễn Mạnh Hùng¹
 TS. Lê Hoài Nga¹, ThS. Ngô Sỹ Thọ²

¹Viện Dầu khí Việt Nam

²Văn phòng Chính phủ

Email: cuongtx@vpi.pvn.vn

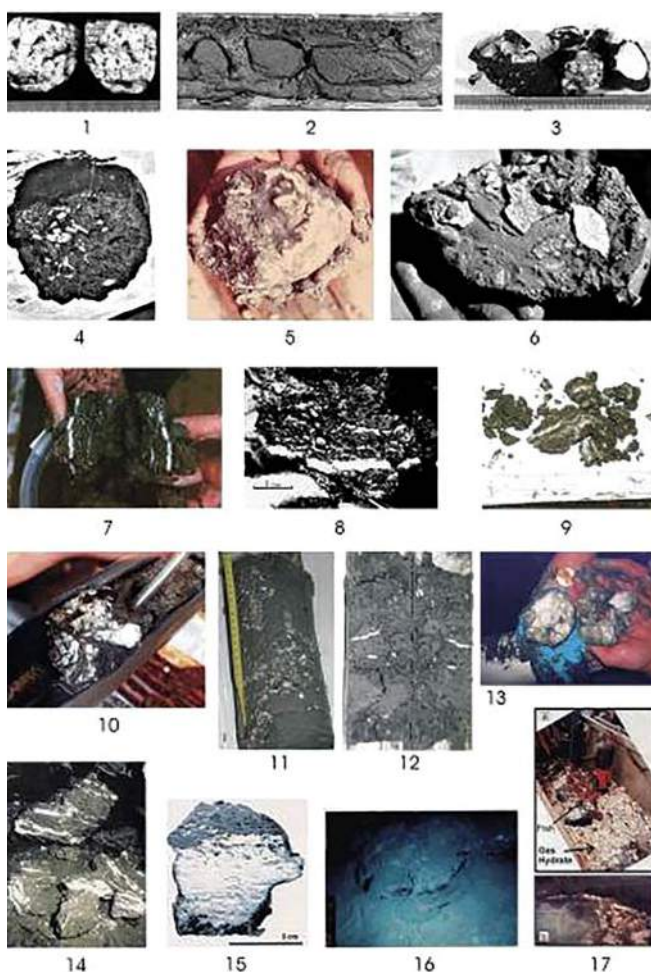
Tóm tắt

Qua tổng hợp phân tích các tài liệu địa chất - địa vật lý và hải dương có thể thấy vùng nước sâu Biển Đông của Việt Nam có tiềm năng về khí hydrate do tồn tại các khu vực có đầy đủ các điều kiện hình thành và bảo tồn. Tuy nhiên, tiềm năng khí hydrate có thể suy giảm do các yếu tố ổn định tạo khí hydrate bị phá vỡ (nhiệt độ, áp suất, độ khoáng hóa nước biển và nước thành hệ, nguồn sinh hạn chế...) hoặc khí hydrate bị phá hủy ở một số khu vực có các hoạt động kiến tạo trẻ mạnh (động đất, đứt gãy, hoạt động động núi lửa, trượt lở, bào khoét đáy biển...). Nhìn chung, công tác điều tra khí hydrate thời gian vừa qua mới ở mức rất sơ bộ, do vậy cần tiếp tục nghiên cứu để định hướng công tác tìm kiếm thăm dò tập trung vào những khu vực có tiềm năng cao.

Từ khóa: Khí hydrate, Biển Đông, bảo tồn khí hydrate, dấu hiệu khí hydrate, đới ổn định khí hydrate, đới mô phỏng đáy biển (BSR), khí sinh học, khí do trường thành nhiệt.

Tài nguyên khí hydrate mới được biết đến vào những năm 70 - 80 và đang được nhiều quốc gia có biển trên thế giới như Liên bang Nga, Hoa Kỳ, Canada, Cộng hòa Liên bang Đức, Ấn Độ, Trung Quốc, Hàn Quốc, Nhật Bản, Mexico [1, 2] quan tâm đặc biệt. Công tác điều tra về tiềm năng khí hydrate cho đến nay mới được đặt thành "vấn đề thời sự" và được triển khai nghiên cứu [1]. Các quốc gia trong khu vực đã nghiên cứu, điều tra, đánh giá về tiềm năng khí hydrate và bước đầu thu thập được mẫu khí hydrate trong khu vực Biển Đông.

Về biểu hiện của khí hydrate (GH - gas hydrate), ở các khu vực biển sâu, tích tụ khí hydrate thường hình thành gần bề mặt đáy biển trong vùng khí hydrate ổn định (GHSZ - Gas hydrate stable zone). Các tích tụ hydrate (Hình 1) với các ống thoát khí có đặc điểm sau: (1) khí hydrate nằm ngay gần bề mặt đáy biển và một số trường hợp ngay trên mặt đáy biển; (2) mặc dù kích thước tương đối nhỏ (vài km²) chúng vẫn đặc trưng bởi hàm lượng khí hydrate rất đáng kể (lên tới 100%); (3) các tích tụ đặc trưng với hàm lượng khí hydrate cao nhất trong trầm tích nằm dưới đáy biển; (4) có bằng chứng cho thấy nguồn khí ở gần đáy của tích tụ khí hydrate luôn được đổi mới. Các vùng có tiềm năng chứa khí hydrate có thể nhận dạng theo các dấu hiệu địa vật lý và địa hóa như: (i) các đặc điểm riêng biệt trên dấu hiệu trên địa chấn là phản xạ mô phỏng đáy biển BSR (Bottom Simulation Surface - đánh dấu ranh giới giữa



Hình 1. Khí hydrate trong các trầm tích khác nhau [3]

hydrate và vùng khí tự do) tương ứng với đáy của GHSZ, hay các dấu hiệu dị thường có liên quan khí khác như các đặc trưng vận tốc và biên độ (Velocity-Amplitude features) và dị thường biên độ, tạo ra các khoảng trắng (seismic blanking zones), điểm sáng/mờ (bright/dim spots), cột khí (gas chimney); (ii) phân bố ions chloride âm trong nước thành hệ trong lỗ rỗng và hàm lượng khí cao dị thường trong đất đá trầm tích; (iii) bằng các tài liệu quan sát khí hydrate bằng mắt thường trong quá trình lấy mẫu nông và khoan biển sâu. Ngoài ra còn phải dựa vào hàng loạt các phương pháp nghiên cứu hỗ trợ khác để có được các lý giải phù hợp. Khi có giếng khoan, tài liệu địa vật lý giếng khoan đóng vai trò quan trọng trong việc phát hiện các đới chứa khí hydrate. Các đường cong siêu âm (DT) và các đường cong điện trở (LLD, LLS) đặc biệt là các phương pháp đo hình ảnh nhiệt, hình ảnh giếng khoan... cho phép phát hiện đới dị thường khí hydrate trong giếng khoan, tính toán độ rỗng, hàm lượng khí hydrate và khí tự do nằm dưới lớp khí hydrate trong giếng khoan. Các nghiên cứu chỉ ra rằng trong đới khí hydrate các kết quả đo địa vật lý giếng khoan có đặc trưng:

- Đường Gamma-ray cho thấy đá chứa hydrate có biểu hiện thạch học như các trầm tích hạt mịn;

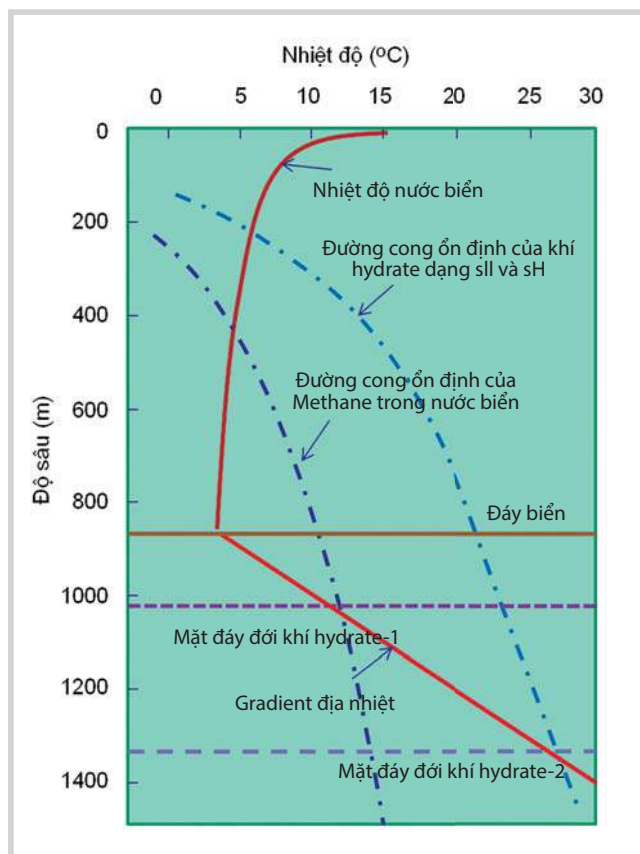
- Giá trị điện trở tăng 0,2Ωm dọc theo khoảng chứa hydrate;
- Giá trị điện trở giảm đột ngột tại đáy của đới khí hydrate ổn định.

Để đánh giá các dấu hiệu có thực sự là biểu hiện của khí hydrate, ngoài yếu tố nhiệt độ và áp suất còn có rất nhiều các yếu tố cần phải quan tâm nghiên cứu và có các đánh giá về mức độ ảnh hưởng của chúng đến quá trình hình thành và bảo tồn bền vững của khí hydrate. Các nghiên cứu thạch học - trầm tích cũng như nghiên cứu cấu trúc kiến tạo và lịch sử tiến hóa địa chất đặc biệt là các hoạt động kiến tạo trẻ rất hữu ích trong việc đánh giá các tác động đến hình thành, phá hủy khí hydrate cũng như khả năng phân bố của chúng.

1. Nhiệt độ và độ khoáng hóa của nước biển

Khi đánh giá tiềm năng của khí hydrate một vùng biển thì yếu tố nhiệt độ và độ khoáng hóa của nước biển là hết sức quan trọng trong việc thiết lập đới ổn định cho phép khí hydrate hình thành và bảo tồn (Hình 2). Để nghiên cứu chế độ nhiệt và độ khoáng hóa, các đo đạc trên Biển Đông theo thời gian và theo độ sâu đã được triển khai. Các bản đồ nhiệt độ đã được xây dựng cho các tầng theo các mùa từ mặt biển đến độ sâu 150m. Tuy nhiên, các số liệu đo nhiệt độ đáy biển cho tới nay rất ít, do đó không thể sử dụng để thiết lập bản đồ mà phải xác định dựa trên các hàm quan hệ nhiệt độ và độ sâu đáy biển trên cơ sở các số liệu đo đạc và mô phỏng ở một số khu vực.

Kết quả nghiên cứu cho thấy, lớp nước từ 100 - 300m có độ khoáng hóa cao. Nhiệt độ thay đổi từ 12 - 20°C và ít biến đổi theo mùa. Độ khoáng hóa lớn nhất có thể đạt tới trên 34,6g/l xuất hiện ở độ sâu 150m và nhiệt độ tại đây khoảng 20°C. Lớp nước trung tâm từ 300 - 900m, có đặc điểm chính là độ khoáng hóa thấp (34,2 - 34,5g/l) và hàm lượng oxy (thấp nhất $1,8 \times 10^{-3}g/l$). Nhiệt độ dao động từ 5 - 11°C. Độ khoáng hóa thấp nhất 34,4g/l xuất hiện ở độ sâu 500m với nhiệt độ khoảng 9°C. Lớp nước sâu dưới 1.000m có độ khoáng hóa cao hơn lớp nước trung tâm và đạt khoảng 34,6g/l. Nhiệt độ khoảng 2,4 - 4°C. Lớp nước này hầu như không có sự thay đổi theo mùa. Ở độ sâu nước trên 1.500m, nhiệt độ nhỏ hơn 3°C và độ khoáng hóa là 34,6g/l. Như vậy có thể thấy nhiệt độ lớp nước mặt thay đổi trong khoảng 28 - 31°C; thay đổi theo khu vực và theo mùa với quy luật giảm dần từ Bắc vào Nam, từ Tây sang Đông; tăng từ mùa đông sang mùa hè. Độ khoáng hóa của nước bề mặt từ 33 - 34g/l. Các nghiên cứu cũng cho thấy nhiệt độ và độ khoáng hóa của phần dưới sâu hầu



Hình 2. Điều kiện hình thành và tồn tại khí hydrate với các dạng hydrocarbon với bề dày và phân bố khác nhau của chúng [3]

như không thay đổi trong năm (Hình 3). Sử dụng các số liệu có được tại các vị trí nghiên cứu khí hydrate và nhiệt độ trung bình đo được từ mặt biển tới độ sâu 450m nơi nhiệt độ khá ổn định (dao động quanh 10°C), có thể xây dựng được quan hệ nhiệt độ - độ sâu nước biển như sau:

$$T = 1592,79 \times H^{-0,81833}$$

Trong đó:

T: Nhiệt độ đáy biển (°C);

H: Độ sâu nước biển (m).

So sánh kết quả dự báo nhiệt độ nước biển theo quan hệ thực nghiệm và theo quan hệ của Wang [4] cho thấy hai quan hệ có sự khác nhau khoảng 0,5°C ở độ sâu dưới 1.000m và cả hai quan hệ được sử dụng để xác định nhiệt độ đáy biển khi dự báo khoảng ổn định của khí hydrate trong khu vực Biển Đông (Hình 4).

2. Đặc trưng áp suất nước biển

Áp suất nước biển và thành hệ trầm tích đáy biển cũng ảnh hưởng tới đường cong ổn định của khí hydrate. Để tính toán gần đúng nhất áp suất cột nước tại đáy biển, có thể tạm thời sử dụng công thức sau với giả thiết nước biển và thành hệ có chung hệ thống thủy động lực (coi nước biển và trầm tích liên thông do chưa gắn kết):

$$P = G.D.H$$

Trong đó:

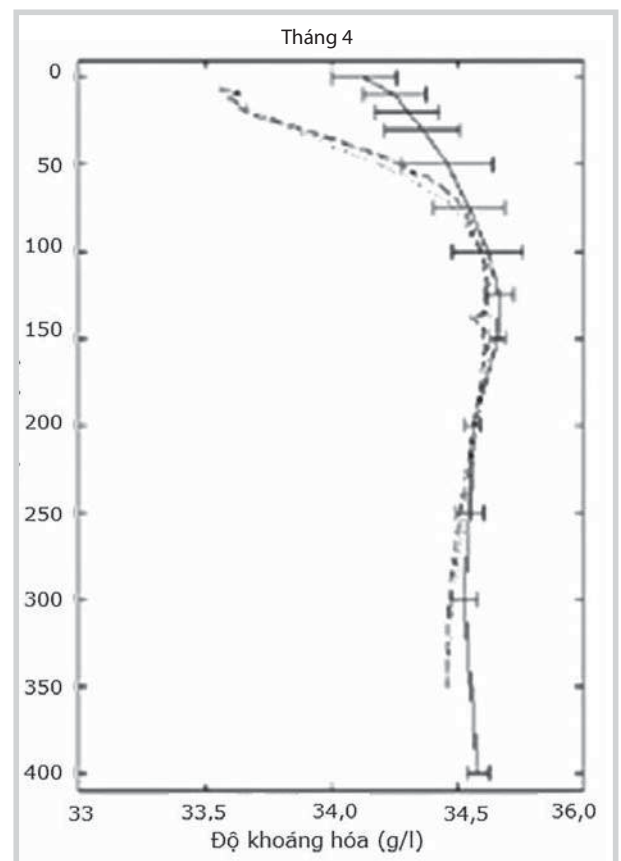
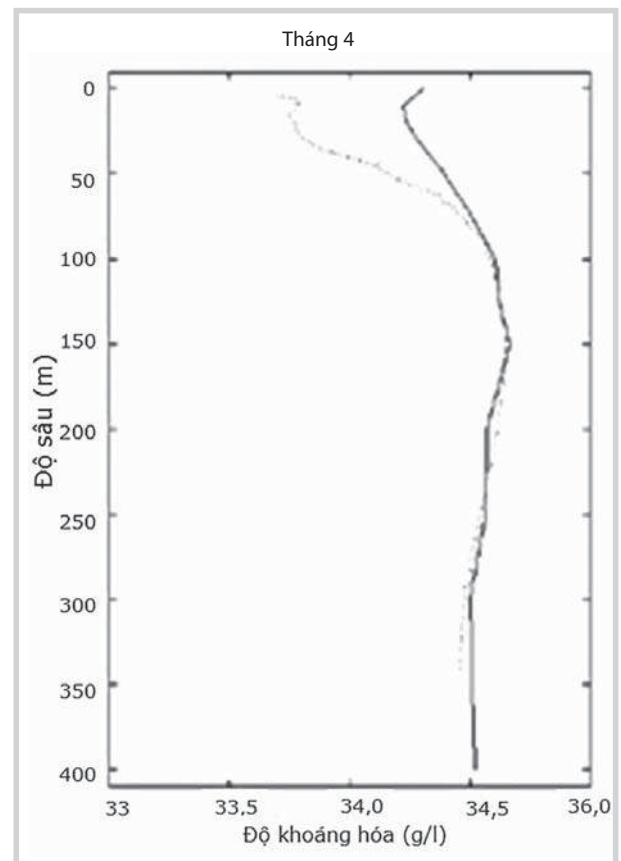
G: Gia tốc trọng trường (9,8m/s²);

D: Khối lượng riêng của nước biển (1.030 tấn/m³);

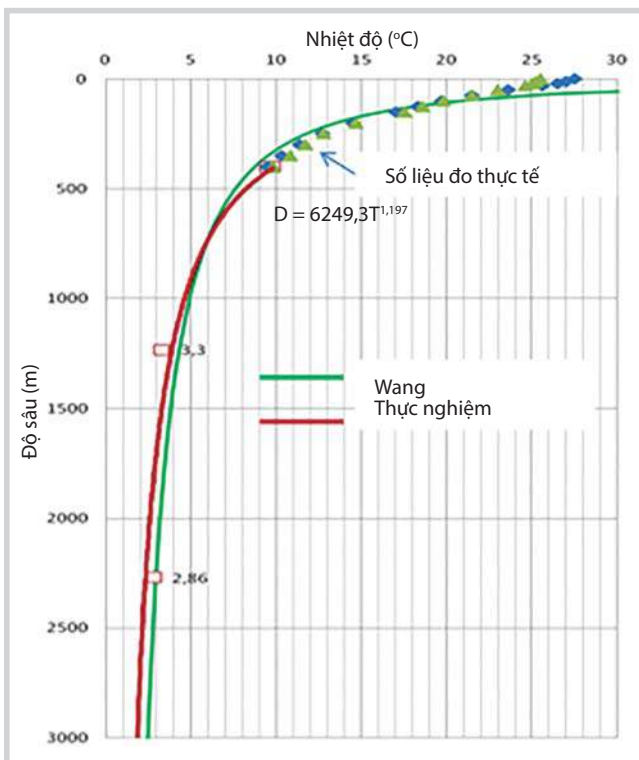
H: Độ sâu nước biển/thành hệ.

3. Đặc trưng vùng cung cấp khí hydrocarbon

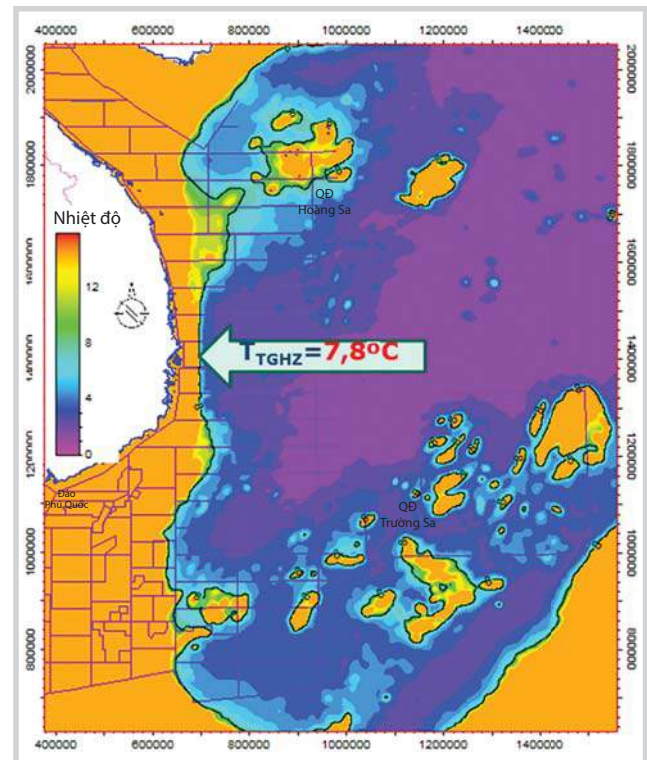
Để đánh giá các vùng có khả năng cung cấp khí hydrocarbon tạo khí hydrate, các nghiên cứu địa hóa được sử dụng để xác định khí tự do, lượng carbon vô cơ và hữu cơ trong trầm tích; nồng độ dị thường của các ion trong nước thành hệ/nước biển, loại đồng vị và các khoáng vật chỉ thị cũng như xác định sự thay đổi của các thông số địa hóa trong tầng chứa hydrate. Ở điều kiện nhiệt độ và áp suất mà thể hóa học của hydrate khí thấp hơn thể hóa học của dung dịch quá bão hòa thì cân bằng sẽ chuyển dịch theo hướng tạo thành tinh thể hydrate khí. Điều kiện lý tưởng cho sự thành tạo hydrate khí biển là tại những vùng trầm tích đáy biển sâu, nơi có nhiệt độ thấp - áp suất thủy tĩnh cao và gần các tích tụ khí thiên nhiên. Nước ngầm di chuyển qua các tích tụ khí, mang khí tạo hydrate hòa tan và tiếp tục di chuyển lên phía



Hình 3. Thay đổi độ khoáng hóa của nước biển theo độ sâu ở các thời điểm khác nhau trên khu vực Biển Đông. Dưới độ sâu 250m độ khoáng hóa có sự ổn định [3]



Hình 4. Quan hệ nhiệt độ và độ sâu nước biển số liệu có được ở vùng biển Việt Nam và lân cận [3]

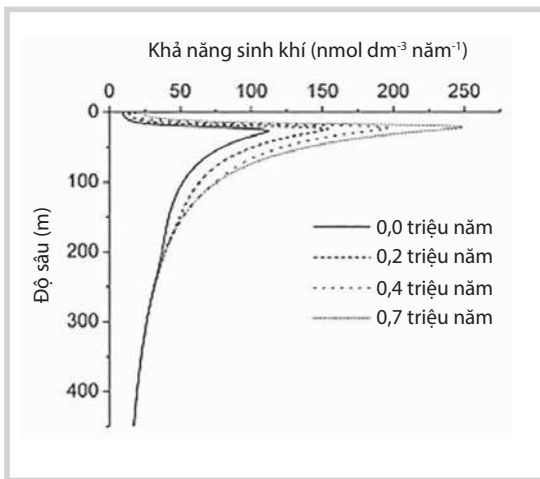


Hình 5. Bản đồ nhiệt độ đáy biển được tính theo quan hệ của thực nghiệm [3]

trên gần đáy biển theo các đứt gãy, nứt nẻ và lỗ rỗng trầm tích. Tại đây, nước ngầm giàu hydrocarbon được làm lạnh bởi nước biển và hydrate bắt đầu kết tinh.

Theo Rice and Claypool [5], để sinh thành khí CH₄ sinh vật (biogenic methane) cần điều kiện: i) Môi trường ít oxy; nồng độ sulfate (SO₄²⁻) thấp; ii) Nhiệt độ cao nhất để thành tạo khí sinh vật là khoảng 75°C (kể cả với vi khuẩn ưa nhiệt); iii) Mức độ nén ép vừa phải cho cơ thể vi khuẩn (1 - 10µm) hoạt động. Với những điều kiện như trên cũng như quan sát tại một vài bể trầm tích có thể giả định rằng hầu hết khí biogenic được sinh thường từ những độ sâu 0 - 1.000m (trầm tích chưa đạt ngưỡng trưởng thành - độ phản xạ vitrinite thấp Ro < 0,5%), sự sinh thành này cũng phụ thuộc nhiều vào gradient nhiệt độ tại khu vực nghiên cứu. Theo một vài nghiên cứu trên thế giới thì lượng khí hình thành do vi khuẩn từ quá trình diagenesis thấp hơn rất nhiều so với khí được thành tạo do nhiệt độ cao từ quá trình catagenesis và metagenesis [5] (tại các bể trầm tích tại Tây Âu tỷ lệ khí sinh vật chỉ đạt 7% so với khí có nguồn gốc nhiệt). Tốc độ sinh thành khí methane sinh vật qua nhiều nghiên cứu [5] cho thấy có sự thay đổi theo độ sâu và thời gian (Hình 6). Lượng khí biogenic sinh thành từ tập trầm tích trẻ (Pliocene) được tính toán từ mô phỏng quá trình sinh thành khí sinh vật với các giả định trên cơ sở một số giếng khoan trong khu vực nước sâu ở bể Nam Côn Sơn. Giá trị nhiệt độ 50°C được coi là nhiệt độ sinh

thành lớn nhất của khí CH₄ sinh vật. Sau đó khả năng sinh giảm dần và kết thúc khi nhiệt độ đạt 75 - 80°C (theo phần mềm mô phỏng địa hóa Petromod của Schlumberger). Giá trị tổng hàm lượng carbon hữu cơ TOC được giả định cho tầng Pliocene trung bình là 0,5%wt (tiềm năng sinh thấp). Ngoài ra mô hình được kiểm soát dựa trên sự tương quan giữa giá trị nhiệt độ và trưởng thành nhiệt vitrinite. Trên cơ sở tài liệu giếng GK 05.2/10-NT4-1X, đã tiến hành mô phỏng quá trình sinh của đá mẹ Pliocene, khí sinh vật bắt đầu sinh tại thời điểm 1,65 triệu năm trước và tiếp tục cho đến hiện tại; tổng lượng thể tích khí CH₄ được sinh ra tại 1 điểm - GK 05.2/10-NT4-1X đạt 219,66 x 10⁶m³. Kết hợp với bản đồ đẳng dày của Pliocene, bản đồ di thoát khí biogenic cho khu vực nghiên cứu đã được thành lập (Hình 7) với tổng lượng khí CH₄ di thoát từ Pliocene ước tính đạt 2,22 x 10¹⁴m³ (7.838tcf). Ngoài mô phỏng sinh khí sinh học, việc xây dựng mô hình mô phỏng sự trưởng thành nhiệt và dịch chuyển dầu khí cũng đã được thực hiện cho toàn bộ các bể trầm tích. Kết quả tổng hợp số liệu địa hóa về mức độ trưởng thành của vật chất hữu cơ cho toàn thềm lục địa và vùng biển Việt Nam được thể hiện trên bản đồ mật độ sinh khí đạt 603 x 10⁶m³/km² (Hình 8). Qua bản đồ phân bố tổng lượng hydrocarbon di thoát (quy dầu) của tầng đá mẹ các bể trầm tích cho thấy khu vực có tổng lượng sinh thành lớn đa số nằm trong khu vực có độ sâu nước biển dưới 500m nước và không đủ điều kiện hình



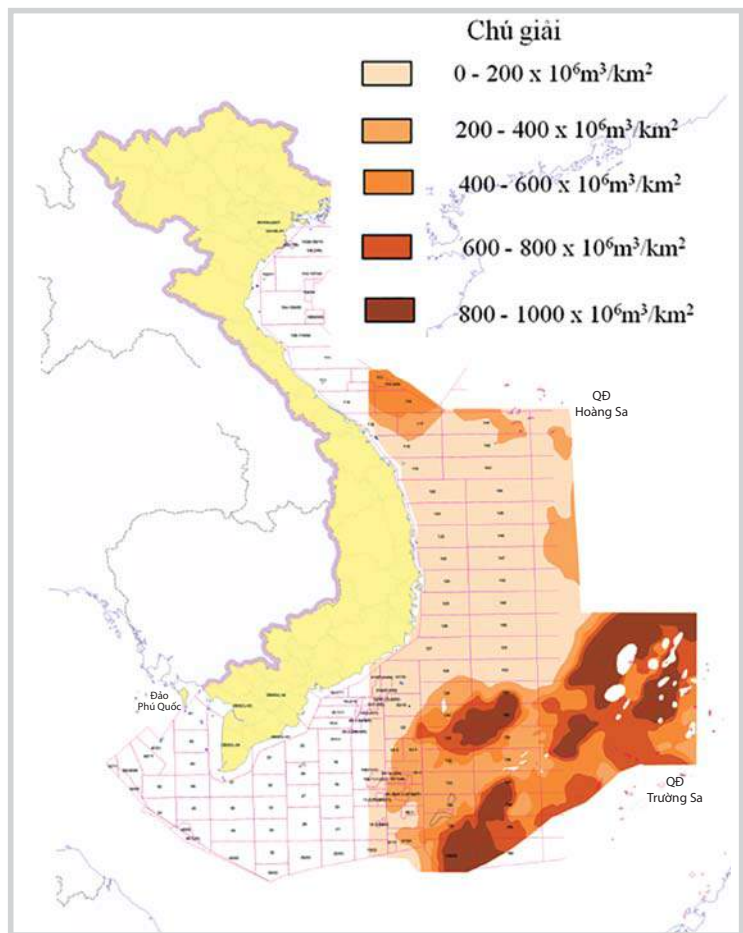
Hình 6. Tốc độ sinh thành khí methane sinh vật theo độ sâu và thời gian [5]

thành khí hydrate. Khu vực lớn hơn 500m nước ở vùng Hoàng Sa, Phú Khánh, Nam Côn Sơn và Tư Chính - Vũng Mây tổng lượng hydrocarbon di thoát hầu hết nhỏ hơn $2 \times 10^6 \text{m}^3/\text{km}^2$ (Hình 7).

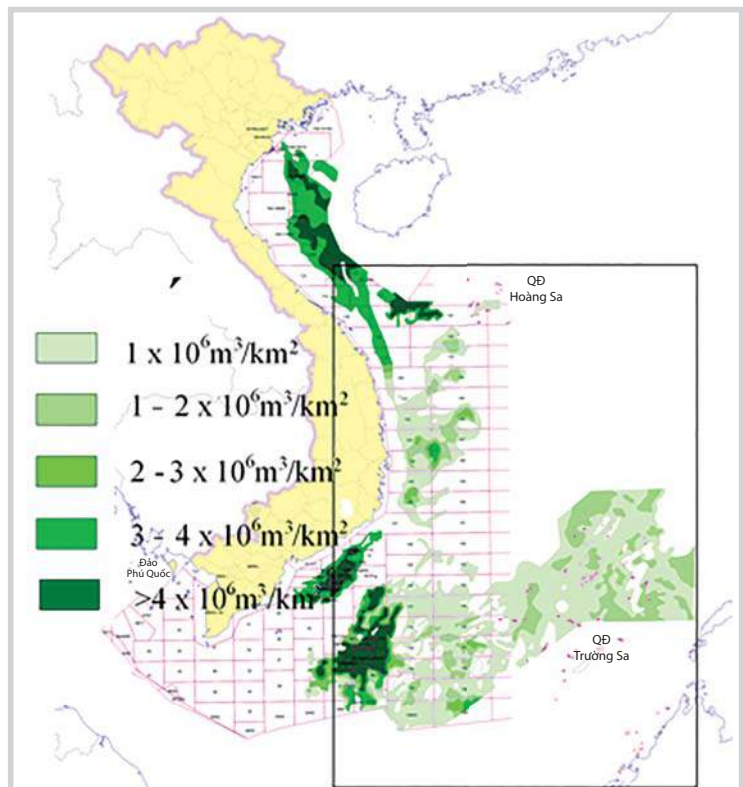
Mặt khác, việc các đứt gãy sâu hầu như kết thúc ở Miocene trung trong hầu hết các khu vực và tồn tại tầng chắn Miocene thượng mang tính khu vực và bản thân phần dưới Pliocene cũng có khả năng chắn tốt nên khối lượng khí có thể dịch chuyển tới gần bề mặt đáy biển là không đáng kể, ngoại trừ một số khu vực có các đứt gãy phát triển lên phần trên của lát cắt.

4. Chế độ nhiệt lát cắt trầm tích đáy biển

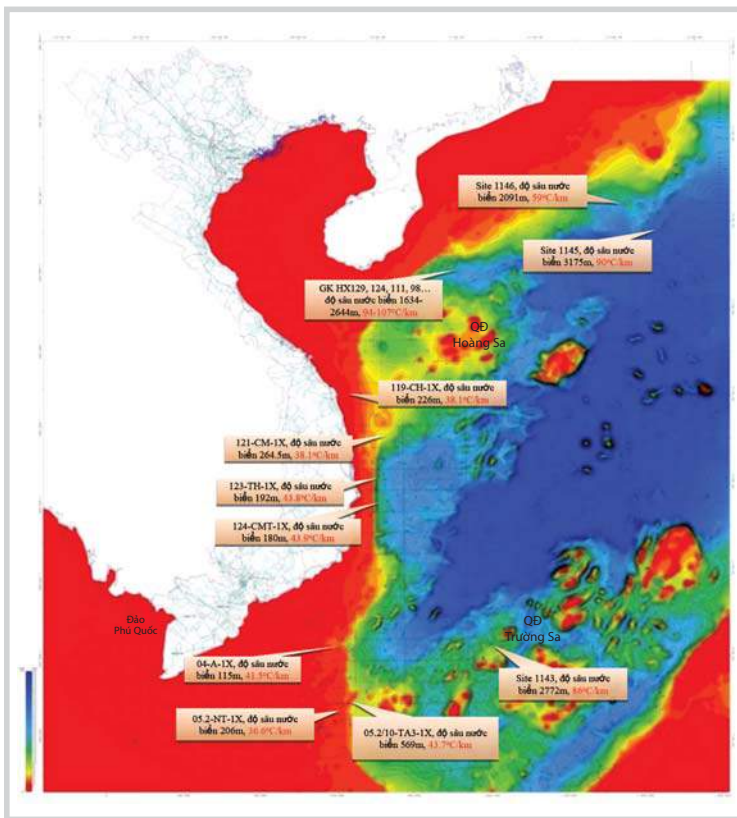
Độ sâu của mặt phản xạ mô phỏng đáy biển hay đáy của vùng ổn định khí hydrate chịu tác động lớn của gradient địa nhiệt, do vậy việc xác định chế độ dòng nhiệt trong trầm tích nông khu vực biển sâu là việc làm không thể thiếu khi nghiên cứu khí hydrate. Các nghiên cứu cho thấy, nhiệt độ đáy biển và gradient địa nhiệt trong khu vực Biển Đông phụ thuộc khá nhiều vào độ sâu nước biển. Nhiệt độ đáy biển ở độ sâu khoảng 1.000m là khoảng 4°C ; ở khoảng độ sâu 2.500 - 3.000m nước biển nhiệt độ dao động trong khoảng $2 - 3^\circ\text{C}$. Hình 9 thể hiện giá trị gradient địa nhiệt tại một số vị trí trong khu vực Biển Đông trên nền bản đồ độ sâu nước biển. Các tài liệu công bố cho thấy dòng nhiệt ở khu vực gần quần đảo Hoàng Sa khá cao. Tại GK HX129, 124, 111, 98... (phía Trung Quốc) độ sâu nước biển dao động từ 1.634 - 2.644m, giá trị gradient địa nhiệt thay đổi từ 94°C đến $107^\circ\text{C}/\text{km}$. Trong khu vực Lô 05-2, gradient thay đổi từ $33,6^\circ\text{C}/\text{km}$ ở độ



Hình 7. Bản đồ phân bố tổng lượng khí CH₄ di thoát tầng Pliocene + Đệ Tứ [3]



Hình 8. Bản đồ phân bố tổng lượng hydrocarbon di thoát (quy dầu) tầng đá mẹ Oligocene [3]



Hình 9. Giá trị gradient địa nhiệt tại một số vị trí trên Biển Đông [3]

sâu 206m nước biển đến 43,7°C/km ở độ sâu 569m nước biển (Hình 10). Tại lỗ khoan 1143 Leg 184 ODP (vùng biển sâu khu vực gần đảo Trường Sa), ở độ sâu 2.270m nước, nhiệt độ đáy biển là khoảng $2,86 \pm 0,02^\circ\text{C}$; nhiệt độ đo được trong trầm tích cho thấy gradient nhiệt độ dao động khoảng 86°C/km (Hình 10).

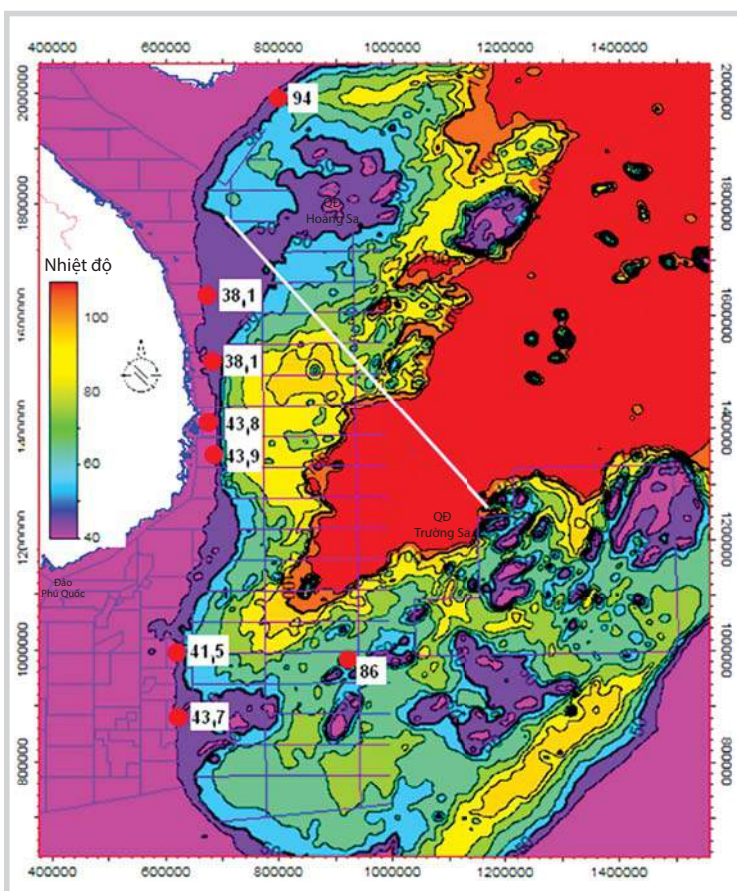
Trên giản đồ pha (Hình 2), với điều kiện nhiệt độ như vậy, khu vực nghiên cứu sẽ tồn tại đới chứa khí tạo hydrate. Gradient địa nhiệt cao có thể do khu vực giếng khoan nằm trên rìa của trũng tách mở Biển Đông. Gradient địa nhiệt phần lát cắt gần bề mặt Biển Đông qua các số liệu có thể thấy sự thay đổi trong phạm vi khá rộng:

- Khu vực thềm: 36,6 - 43,9°C/1km;
- Khu vực phía Bắc (sườn): ~59,0°C/1km;
- Khu vực phía Bắc (sâu): 90 - 107°C/1km;
- Khu vực phía Nam: ~86,0°C/1km.

Do số liệu rất hạn chế nên việc xác định gradient địa nhiệt cho toàn bộ diện tích Biển Đông gặp khó khăn. Trên cơ sở các tài liệu đã có cùng với các phân tích đánh giá về các yếu tố địa chất như độ sâu đến bề mặt Moho, chế độ kiến tạo từng khu vực cũng như đặc điểm của trầm tích đáy biển, bản đồ dự báo gradient địa nhiệt khu vực Biển Đông (Hình 10) đã được xây dựng trên cơ sở quan hệ gradient địa nhiệt đo thực tế thay đổi theo độ sâu nước biển.

5. Thành phần khí tạo khí hydrate và đường cong cân bằng pha vùng Biển Đông

Hiện nay, đã có một số nghiên cứu về kết quả nghiên cứu thành phần khí ở giếng khoan 1143 (leg 184) và khu vực Lô 129-132 (do VietGazprom thực hiện với gần 1.000 mẫu đáy biển được thu thập); độ sâu nước biển ở khu vực này dao động từ 150 - 2.900m. Kết quả nghiên cứu và phân tích lưu thể thu được cho thấy thành phần khí nhẹ trong 1.000 mẫu khu vực Lô 129-132 chủ yếu là khí CH₄ với hàm lượng dao động từ 0,9209ppm đến gần 400ppm, đặc biệt có 4 mẫu hàm lượng CH₄ lớn hơn 600ppm. Qua các dấu hiệu của thành phần khí cũng như thành phần đồng vị phóng xạ cho thấy khí sinh vật có tỷ phần lớn nhưng không có nghĩa là hydrate được hình thành chỉ bởi khí sinh ra tại chỗ. Qua các phân

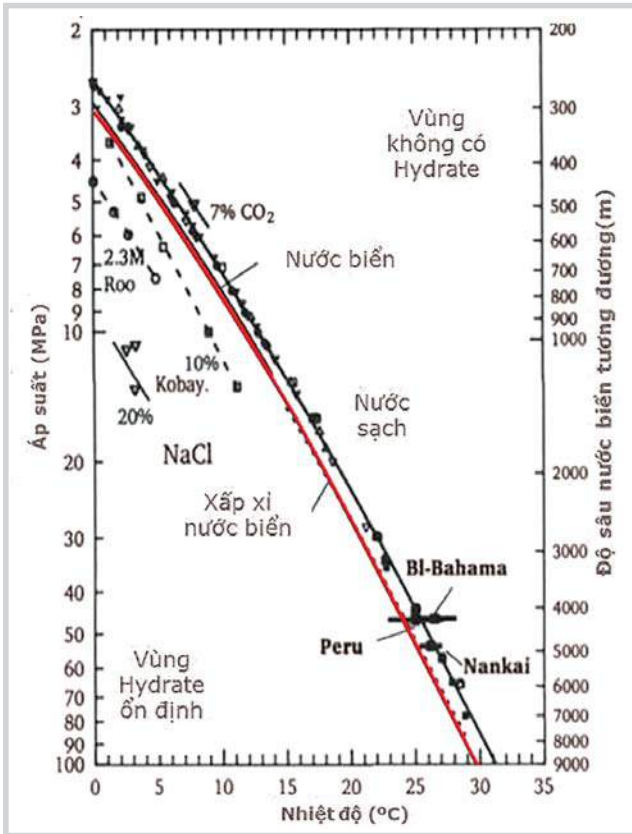


Hình 10. Bản đồ dự báo gradient địa nhiệt khu vực Biển Đông [3]

tích trên thế giới cho thấy hầu hết khí hydrate đều có sự tham gia của khí dịch chuyển từ các trầm tích nằm dưới sâu tức là bao gồm cả khí sinh vật và trưởng thành nhiệt. Hầu hết khí hydrate thu được đều có thành phần khí CH₄ chiếm ưu thế, tuy nhiên các thành phần hydrocarbon nặng hơn từ C₂+ tới C₇ cũng tồn tại và được nhận dạng

trong môi trường tự nhiên, thành phần hydrocarbon có C₂+ chủ yếu có thành phần trưởng thành nhiệt và sự tồn tại của thành phần này cho phép tìm thấy khí hydrate trong trầm tích nằm ở độ sâu lớn hơn.

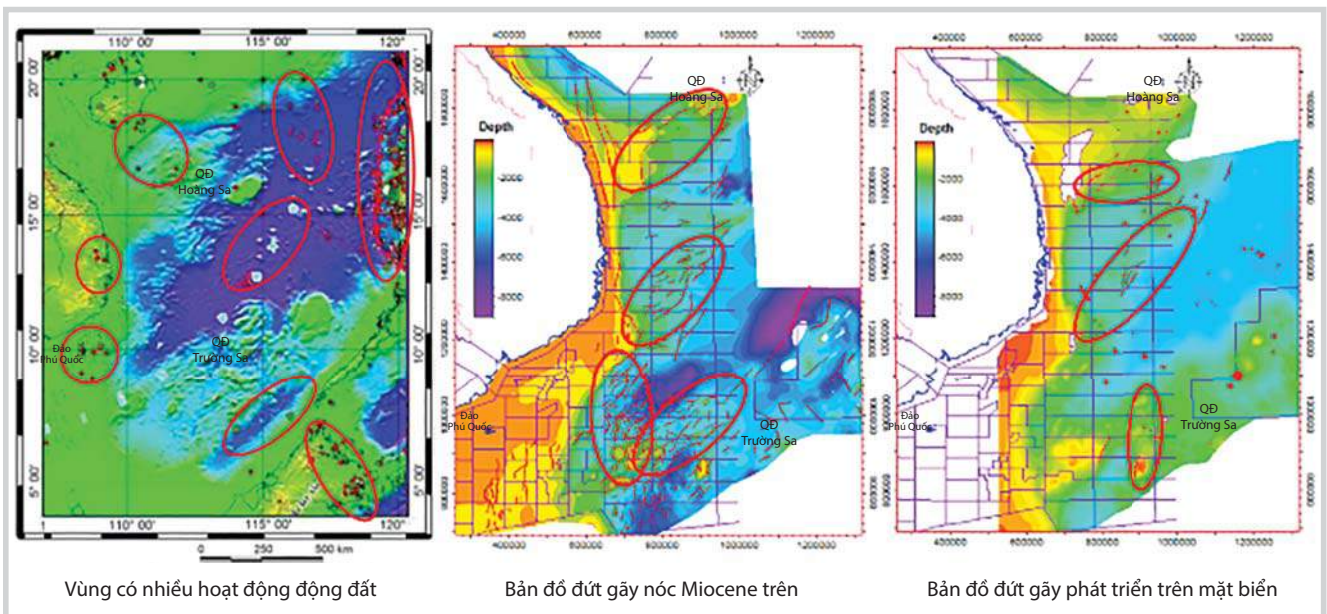
Trên cơ sở các số liệu phân tích thành phần khí khu vực Shenshu (Trung Quốc) và các Lô 129-130 của Việt Nam cho thấy thành phần khí trong hydrate chủ yếu là khí methane, kết quả phân tích thành phần nước biển và nước thành hệ chỉ rõ độ khoáng hóa thay đổi từ 34,2 - 34,6g/l vì vậy có thể áp dụng đường cong cân bằng pha tương ứng với thành phần khí chủ yếu là methane (Hình 11).



Hình 11. Quan hệ giá trị khoáng hóa và dạng khí hydrocarbon [6] và đường cong cân bằng pha (đỏ) có thể sử dụng ở khu vực Biển Đông

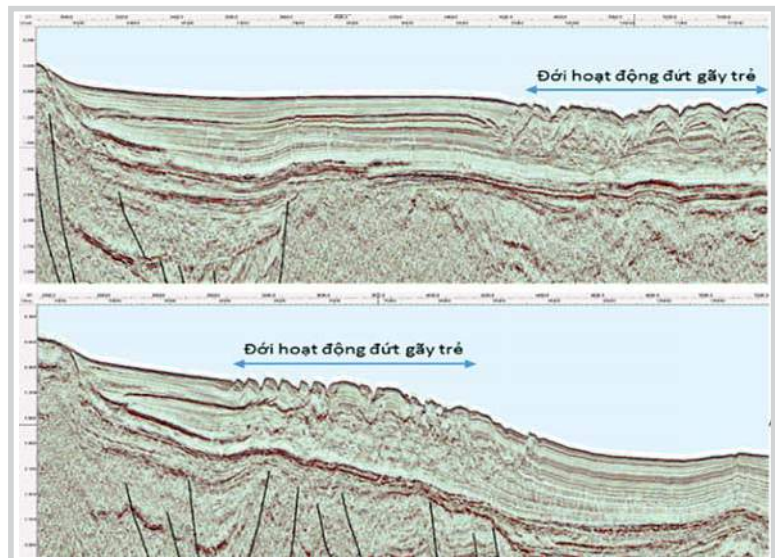
6. Các hoạt động kiến tạo trẻ

Về các hoạt động kiến tạo trẻ, khu vực Đông Nam Á bị bao bọc bởi 2 vành đai động đất lớn nhất hành tinh (Hình 12), ở phía Đông là phần cuối của vành đai Thái Bình Dương, ở phía Tây và phía Nam là phần cuối của vành đai Địa Trung Hải - Himalaya. Động đất mạnh và rất mạnh xảy ra thường xuyên trong hai vành đai này. Vùng Biển Đông nằm trong khối Sundaland tương đối ổn định, hoạt động động đất tương đối thấp. Ngoài một số đới hút chìm, động đất mạnh nhất đã quan sát thấy ở các vùng khác không vượt quá 7 độ richter, chấn tiêu nằm trong vỏ trái đất. Các nghiên cứu chế độ động đất và phân vùng động đất Biển Đông. Vùng Nam Hải Nam - Nam khối nâng DongSha giới hạn bởi các đứt gãy trượt bằng thuận kéo dài theo hướng Đông Bắc từ Tây Nam đảo Hải Nam qua Nam khối nâng DongSha. Vùng Bắc Hoàng Sa nằm trong khoảng kinh tuyến 109°30' - 114°E giới hạn về phía Đông bởi các đứt gãy Tri Tôn, Bạch Quy, Đảo Bà.

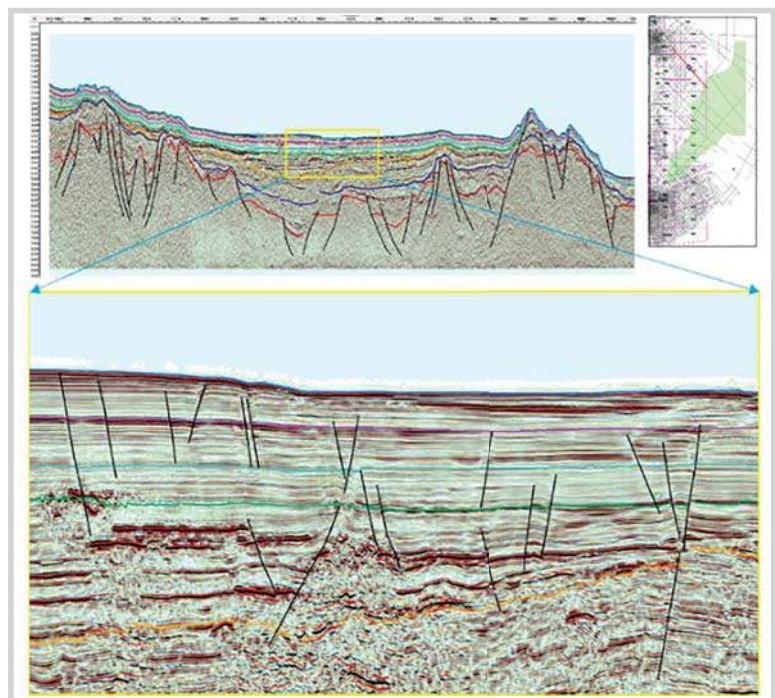


Hình 12. Bản đồ hoạt động động đất và đứt gãy trên Biển Đông các thời kỳ khác nhau

Các hoạt động kiến tạo liên quan đến sự hình thành cũng như bảo tồn khí hydrate. Trước hết là các đứt gãy trẻ trên khu vực nghiên cứu, chúng được phát hiện trên tài liệu địa chấn (Hình 13) và phát triển chủ yếu theo hai phương Bắc - Nam và Đông Bắc - Tây Nam, trong đó hệ đứt gãy Đông Bắc - Tây Nam đóng vai trò chủ đạo. Tiêu chí xác định đứt gãy trẻ là những đứt gãy mới phát triển hoặc đứt gãy cổ hơn tái hoạt động cắt qua tầng Pliocene - Đệ Tứ và đôi khi phát triển lên tới đáy biển hiện đại. Các đứt gãy quan sát được trên địa chấn nhìn chung có biên độ dịch chuyển thẳng đứng nhỏ (vài mét đến 10 - 20m) với chiều dài đứt gãy không quá 35km, trong đó phổ biến nhất là khoảng 20km. Hệ đứt gãy phương Bắc Nam về bản chất là các đứt gãy sụt trọng lực để lại dấu vết sắc nét trên địa hình có thể thấy tên nhiều mặt cắt địa chấn. Các đứt gãy này phát triển dọc thêm, rìa thêm và trên sườn lục địa và hoạt động kéo dài trong Pliocene - Đệ Tứ để lại dấu vết trên mặt đáy biển hiện đại (Hình 12 - 13). Hệ đứt gãy phương Đông Bắc - Tây Nam phát triển mạnh ở một số khu vực dưới chân sườn lục địa ngoài khơi Quảng Ngãi, Bình Định, hay ở bể Tư Chính - Vũng Mây. Chúng là kết quả của sụt trọng lực hoặc hiện tượng trượt lở khối (Hình 13) và cũng có một số là do tái hoạt động của các đứt gãy cổ hơn nhưng những đứt gãy này không nhiều (Hình 14).

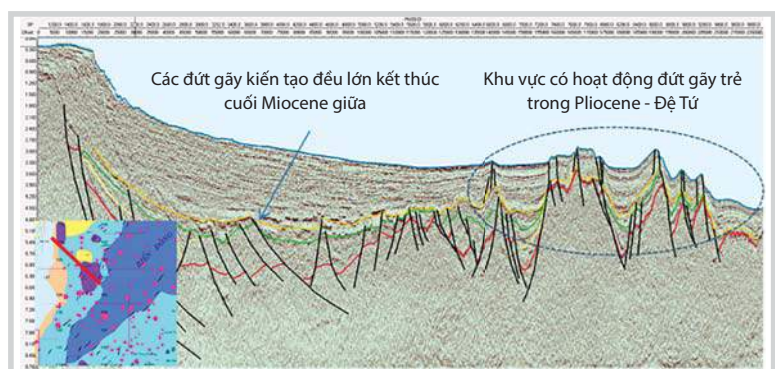


Hình 13. Mặt cắt địa chấn cắt qua khu vực có nhiều đứt gãy trẻ hoạt động để lại dấu vết rất rõ trên bề mặt đáy biển hiện đại [3]



Hình 14. Mặt cắt qua khu vực bể Phú Khánh nơi có nhiều đứt gãy đa giác trẻ hoạt động tới gần bề mặt đáy biển hiện đại

Các đứt gãy khu vực trung tâm Biển Đông có đặc điểm chung là xuyên cắt lên trên mặt đáy biển nhưng đôi khi do thiếu trầm tích nên dễ gây nhầm tưởng là các đứt gãy rất trẻ. Theo quan sát, đứt gãy trẻ trong khu vực chỉ xuất hiện cục bộ với dịch chuyển nhỏ, mà đa số là các phá hủy không kèm dịch chuyển (Hình 15), hầu như không thấy biểu hiện của các đứt gãy hoạt động quy mô lớn trong khu vực này. Ở vùng biển từ Nha Trang, Ninh Thuận đến phía Đông Nam đảo Phú Quý là khu vực có hoạt động kiến tạo trẻ hoạt động mạnh. Đặc điểm của các hoạt động này là đứt gãy xuất hiện với số lượng lớn nhưng tính liên tục không cao. Các đứt gãy chủ yếu theo phương Bắc Nam đến Tây Bắc - Đông Nam với chiều dài khoảng 15 - 30km.

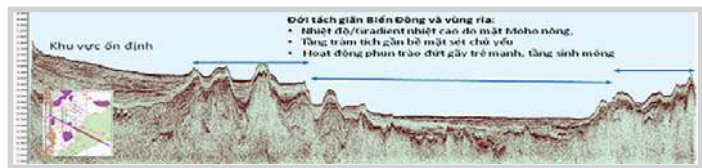


Hình 15. Hầu hết các đứt gãy kiến tạo đều lớn kết thúc cuối Miocene giữa (tầng màu vàng), phía Đông nhiều đứt gãy cổ, tái hoạt động trong Pliocene - Đệ Tứ

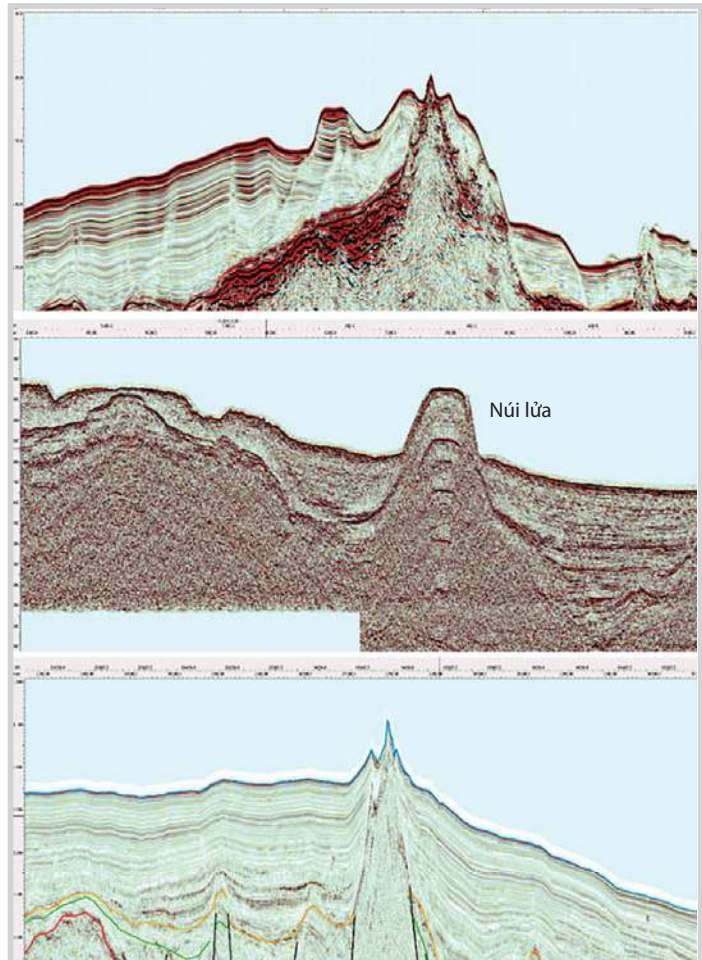
Một dạng đứt gãy trẻ chỉ phát triển trong phần trên của lát cắt, đây là các hệ thống đứt gãy đa giác (Hình 14). Các đứt gãy này tiếp nối với hệ thống đứt gãy sâu đóng vai trò như những kênh dẫn hydrocarbon có nguồn gốc trưởng thành nhiệt từ dưới sâu lên các tầng nông tạo điều kiện cung cấp nguồn khí hydrocarbon cho đới có khả năng hình thành khí hydrate.

Ngoài ảnh hưởng tới địa hình đáy biển, hoạt động của các đứt gãy còn liên quan đến phát triển phun trào núi lửa (Hình 16) dọc dải biển miền Trung từ đảo Côn Cỏ, Lý Sơn, Phú Quý và Hòn Tro. Ở phía Bắc, theo số liệu lỗ khoan và địa chấn của Trung Quốc, hoạt động magma có thể chia làm 3 giai đoạn: Paleogene - Eocene, Oligocene - Miocene giữa, Miocene muộn - Đệ Tứ. Giai đoạn 1 có tuổi K - Ar trong khoảng 57 - 49 triệu năm. Giai đoạn 2 chủ yếu là phun trào bazan và andesite. Phun trào magma giai đoạn Neogene - Đệ Tứ tại khu vực này chủ yếu phát hiện từ các mặt cắt địa chấn hoặc bằng lấy mẫu đáy biển. Ở đảo Hải Nam và vùng lân cận, phun trào bazan Cenozoic phân bố trên diện tích gần 7.000km². Số liệu tuổi tuyệt đối K - Ar và Ar - Ar cho thấy hoạt động phun trào phần lớn xuất hiện từ cuối Pliocene sớm đến Đệ Tứ (4 - 0,1 triệu năm). Tại trung tâm Biển Đông phun trào bazan có tuổi dao động từ khoảng 14 đến 3,5 triệu năm, phân bố rải rác ở độ sâu khoảng 4.000m trên nền tương đối phẳng kiểu đại dương (Hình 16, 17). Thành phần đá chủ yếu là bazan toleit, bazan olivin. Mẫu thu được tại đảo Hoàng Sa là nephelinite chứa ban tinh olivin. Tại Trường Sa một số điểm phun trào bazan được phát hiện (trẻ hơn 2 triệu năm) và vùng Reed Bank có tuổi dao động từ 2,7 đến 0,4 triệu năm. Tại khu vực này sản phẩm bazan olivin và bazan kiềm chiếm đa số.

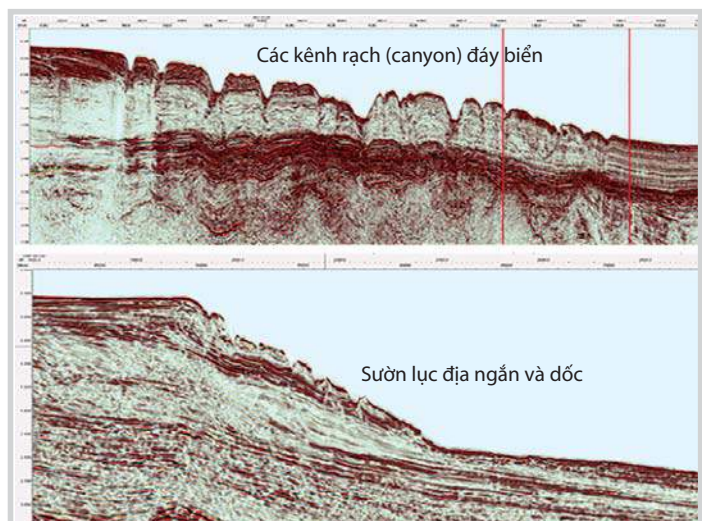
Tại các vùng biển miền Trung Việt Nam, bazan trẻ có diện phân bố vừa và nhỏ xuất hiện rải rác tại đảo Côn Cỏ ($0,35 \pm 0,04$ triệu năm), ven biển và thềm lục địa tại Quảng Ngãi ($7,1 \pm 0,1$ đến $1,5 \pm 0,04$ triệu năm), đảo Lý Sơn (xảy ra tại 2 giai đoạn 12 triệu năm và $1,2$ đến $0,4 \pm 0,01$ triệu năm), đảo Phú Quý (5,5 triệu năm). Cụm đảo Hòn Tro pha phun trào mới nhất được ghi nhận vào năm 1923. Mẫu bazan á kiềm thu thập tại phần nền đảo Tro có tuổi là $1,27 \pm 0,06$ triệu năm. Đáng chú ý là, tại khu vực này phun trào bazan chủ yếu tập trung dọc theo và/hoặc tại các điểm giao nhau của các hệ đứt gãy khu vực có hai hướng chính là á kinh tuyến và Đông Bắc - Tây Nam. Bản đồ



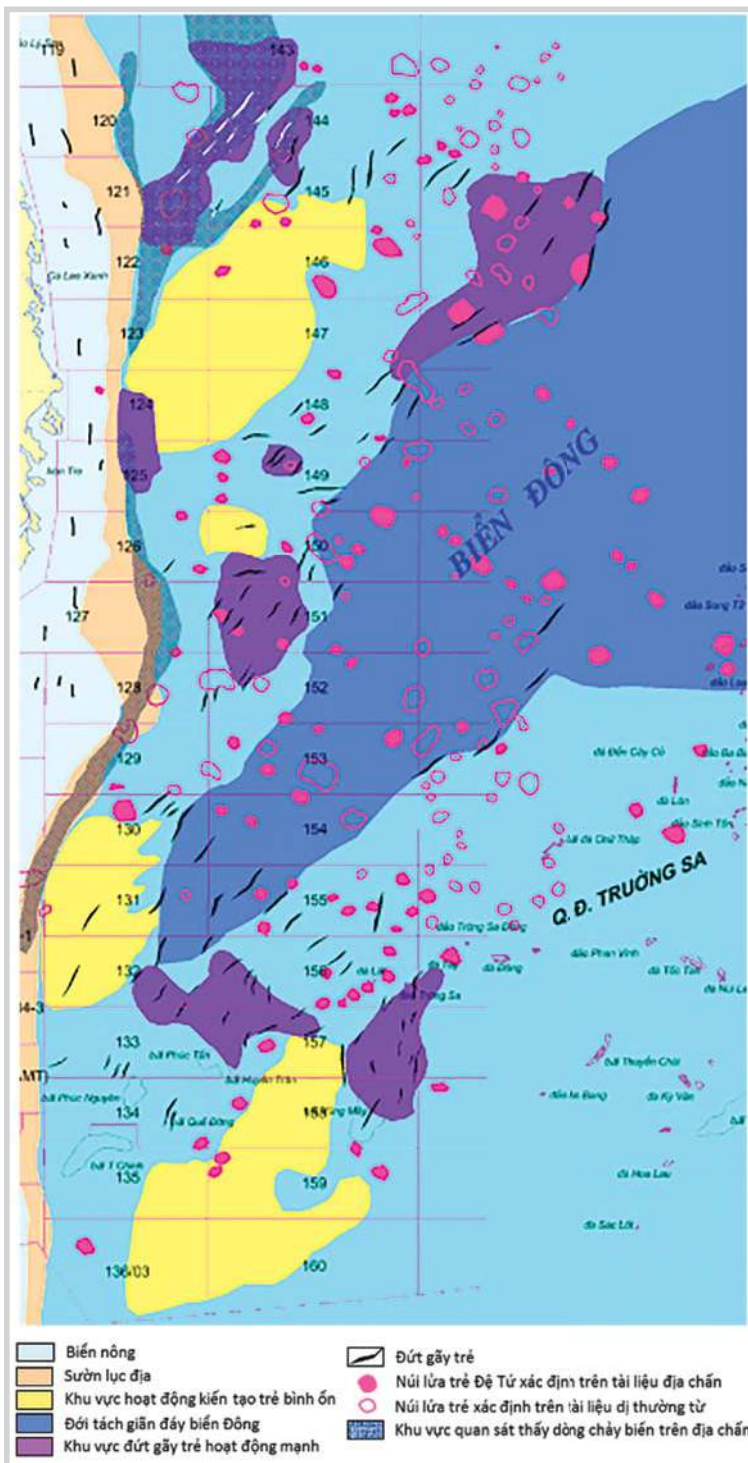
Hình 16. Hoạt động đứt gãy, phun trào trẻ khu vực tách giãn Biển Đông và lân cận



Hình 17. Hoạt động núi lửa trẻ quan sát được trên tài liệu địa chấn trong khu vực nghiên cứu



Hình 18. Khu vực bất ổn định trên sườn thềm và hoạt động đào khoét do dòng chảy và trượt lở đáy biển trên tài liệu địa chấn khu vực bể trầm tích Phú Khánh [3]



Hình 19. Sơ đồ các yếu tố kiến tạo trẻ khu vực Biển Đông Việt Nam [3]

các vị trí hoạt động núi lửa được xây dựng từ quan sát trên tài liệu địa chấn và trên cơ sở các dị thường từ. Dị thường từ có hình dạng khối độc lập âm dương đan xen lẫn nhau được quan sát thấy ở vùng trung tâm của vùng biển Việt Nam. Đây là đặc trưng của dị thường từ vỏ đại dương thuộc vùng biển tách giãn và vùng biển rìa. Các dị thường dạng khối độc lập cũng được quan sát thấy ở khu vực vỏ lục địa nhưng mang biên độ nhỏ hơn. Các dị thường dạng khối độc lập thường được liên hệ với các hoạt động phun trào núi lửa. Hầu

hết những dị thường này đều có hướng Tây Bắc - Đông Nam.

Ngoài các hoạt động phun trào núi lửa, hoạt động của hệ đứt gãy này còn gây ra trượt lở dưới biển đặc biệt ở khu vực dọc theo vùng phát triển sườn thềm và tạo nên sự phân cắt địa hình cũng như tạo nên sự không bền vững của các lớp trầm tích đáy biển (Hình 18). Dưới tác động của trọng lực và các hoạt động rung chấn, đất đá có thể bị trượt lở và làm phá hủy các khí hydrate đã hình thành. Cũng như trượt lở dưới biển, quá trình đào khoét đáy biển do dòng chảy biển (Hình 18) cũng là yếu tố ảnh hưởng sự toàn vẹn của khí hydrate. Cho tới nay, số liệu đo dòng chảy mới được các nhà khoa học Viện Địa chất - Địa vật lý biển thực hiện tới độ sâu 150m, chưa có đầy đủ các số liệu đo đạc trực tiếp ở tầng sát đáy biển. Đã có rất nhiều nghiên cứu về dòng chảy trong khu vực Biển Đông, tuy nhiên chưa có các khoan định chi tiết những khu vực bị ảnh hưởng bởi dòng chảy ở phần đáy biển, do vậy tổ hợp các tài liệu đo sâu đáy biển, địa mạo đáy biển và địa chấn đã được sử dụng để xác định các vùng bị đào khoét bởi dòng chảy biển (Hình 18).

Trên cơ sở phân tích các yếu tố kiến tạo trẻ khu vực nghiên cứu qua các kết quả minh giải tài liệu địa chấn, từ và trọng lực và kết quả của các công trình nghiên cứu khác, bản đồ các yếu tố kiến tạo trẻ khu vực Biển Đông đã được xây dựng (Hình 19). Có thể thấy các hoạt động đứt gãy trẻ hầu hết có biên độ yếu, cự ly dịch chuyển và chiều dài đứt gãy nhỏ đồng thời do mật độ mạng lưới địa chấn thưa nên hầu hết được khoan định một cách chủ quan. Các khu vực có hoạt động kiến tạo Pliocene - Đệ Tứ mạnh do đứt gãy (khu vực màu tím) hoặc bình ổn kiến tạo (màu vàng) được khoan định dựa trên tài liệu địa chấn với mức độ tin tưởng cao. Hoạt động núi lửa quan sát được trên tài liệu địa chấn và dị thường từ chỉ ra những khu vực có hoạt động núi lửa mạnh tập trung dọc 2 bên rìa đới trung tâm tách giãn đáy Biển Đông.

7. Kết luận

Có thể nói vùng nước sâu Biển Đông của Việt Nam có tiềm năng với các tích tụ khí hydrate hình thành gần bề mặt đáy biển trong vùng khí

hydrate ổn định. Các tài liệu địa chất - địa vật lý cho thấy khá rõ các biểu hiện trực tiếp và gián tiếp về khí hydrate này trên khu vực Biển Đông Việt Nam và chúng cũng phù hợp với các điều kiện hình thành và bảo tồn khí hydrate. Tuy nhiên, ngoài chế độ nhiệt độ, áp suất, thành phần khí hydrocarbon và độ khoáng hóa, còn có khá nhiều các yếu tố rủi ro, làm cho khí hydrate khó được hình thành hay bị phá hủy như các hoạt động kiến tạo trẻ, các hoạt động động đất, núi lửa mạnh và liên tục có thể tạo khí không hydrocarbon như CO₂, H₂S, nitơ, phân bố tầng sinh... dẫn đến việc tìm kiếm thăm dò khí hydrate trong khu vực rất khó khăn. Nhìn chung, công tác điều tra khí hydrate thời gian vừa qua mới ở mức rất sơ bộ, do vậy cần tiếp tục nghiên cứu để định hướng công tác tìm kiếm thăm dò tập trung vào những khu vực có tiềm năng hơn trong thời gian tới.

Tài liệu tham khảo

1. Nguyễn Như Trung. *Xác định chiều dày tầng hình thành và ổn định gas hydrate (GHSZ) trên biển Đông*. Tạp chí Dầu khí. 2009; 3: trang 27 - 33.

2. Trần Châu Giang. *Cập nhật thông tin, tìm hiểu hoạt động tìm kiếm thăm dò khai thác hydrat khí trên thế giới và dự báo tiềm năng hydrat khí ở Việt Nam*. ĐC 229. 2008.

3. Trịnh Xuân Cường và nnk. *Thu thập, phân tích, tổng hợp các tài liệu về khí hydrate để xác định các dấu hiệu, tiền đề về tiềm năng khí hydrate ở các vùng biển và thềm lục địa Việt Nam*. Viện Dầu khí Việt Nam. Hà Nội. 2014.

4. S.Wang, W.Yan, H.Song. *Mapping the thickness of the gas hydrate stability zone in the South China Sea*. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences. 2006; 17(4): p. 815 - 828.

5. D.D.Rice, G.E.Claypool. *Generation, accumulation, and resource potential of biogenic gas*. AAPG Bulletin. 1981; 65(1): p. 5 - 25.

6. E.D.Sloan, C.A.Koh. *Clathrate hydrates of natural gases*. CRC Press. Taylor & Francis Group. 2008.

Some factors influencing gas hydrate formation and preservation in the East Sea of Vietnam

Trinh Xuan Cuong¹, Nguyen Trung Hieu¹, Nguyen Thu Huyen¹
 Nguyen Hoang Son¹, Ta Quang Minh¹, Nguyen Manh Hung¹
 Le Hoai Nga¹, Ngo Sy Tho²

¹Vietnam Petroleum Institute

²Government Office

Email: cuongtx@vpi.pvn.vn

Summary

Through the integration and analysis of geological, geophysical and oceanographical data, it is recognised that there are potential of gas hydrates in the deep water areas of the East Sea of Vietnam resulting from suitable factors for gas hydrate formation and existence. However, gas hydrate potential can be reduced by many instable factors (temperature, pressure, salinity of sea and formation water, and limitations of source rocks). Furthermore, gas hydrate can be destroyed in areas of strong, young tectonic activities (earthquakes, faulting, eruption, sliding and erosion at the sea bottom, etc.). In general, exploration activities for gas hydrate in the past were very preliminary. Further studies are, therefore, needed to develop an effective plan for gas hydrate exploration that focuses on highly potential areas in the East Sea.

Key words: Gas hydrate, East Sea, gas hydrate preservation, GH evidence, GH stability zone, bottom simulating reflectors (BSR), biogenic gas, thermal gas.