

MỘT SỐ KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU VỀ TỐC ĐỘ TÍCH TỤ TRẦM TÍCH PHẦN CHÂN CHÂU THỔ MÊ KÔNG VÀ THỀM KẾ CẬN

NGUYỄN TRUNG THÀNH¹, PHÙNG VĂN PHÁCH¹, LÊ NGỌC ANH¹,
NGUYỄN TRUNG MINH², BUI VIỆT DŨNG³, NGUYỄN QUANG LONG⁴

E-mail: thanhtramtic@yahoo.com

¹*Viện Địa chất và Địa vật lý Biển, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam*

²*Bảo tàng Thiên nhiên Việt Nam, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam*

³*Viện Dầu Khí, Tập Đoàn Dầu Khí Việt Nam*

⁴*Viện Khoa học Kỹ thuật Hạt nhân, Bộ Khoa học và Công nghệ*

Ngày nhận bài: 29 - 8 - 2012

1. Mở đầu

Sông Mê Kông bắt nguồn từ cao nguyên Tây Tạng, chảy qua sáu quốc gia bao gồm Trung Quốc, Miến Điện, Lào, Thái Lan và Việt Nam trước khi đổ vào Biển Đông. Sông Mê Kông dài khoảng 4880 km và có diện tích lưu vực 795.000km² [26]. Lưu lượng nước sông chảy ra biển trung bình là 470km³/năm với lưu lượng vận chuyển trầm tích là 160×10^6 tấn/năm và được xếp thứ 10 trên thế giới dựa trên cơ sở của dòng chảy trung bình hàng năm tại cửa sông [10, 11]. Sông Mê Kông phân thành hai nhánh lớn khi chảy vào Việt Nam là sông Tiền và sông Hậu. Sông Tiền chảy ra Biển Đông qua sáu cửa sông bao gồm Cung Hầu, Cổ Chiên, Hàm Luông, Ba Lai, Cửa Đại và Cửa Tiểu, trong khi đó sông Hậu chảy ra biển qua hai cửa sông là Định An và Tranh Đề.

Châu thổ sông Mê Kông có hình dạng tam giác, bắt đầu từ Kompong Cham, Campuchia, bao phủ diện tích khoảng 49500 km². Trong đó, diện tích châu thổ trên lãnh thổ Việt Nam chiếm khoảng 74% vẫn thường được gọi là đồng bằng sông Cửu Long (ĐBSCL). ĐBSCL cung cấp gần một nửa sản lượng lúa gạo cho Việt Nam, khoảng 20 triệu tấn/năm và trên một nửa sản lượng xuất khẩu thủy sản [27]. Dân số trên ĐBSCL là khoảng 17 triệu người. Đây là vùng có mật độ dân số cao hàng thứ hai của Việt Nam với mật độ trung bình 423

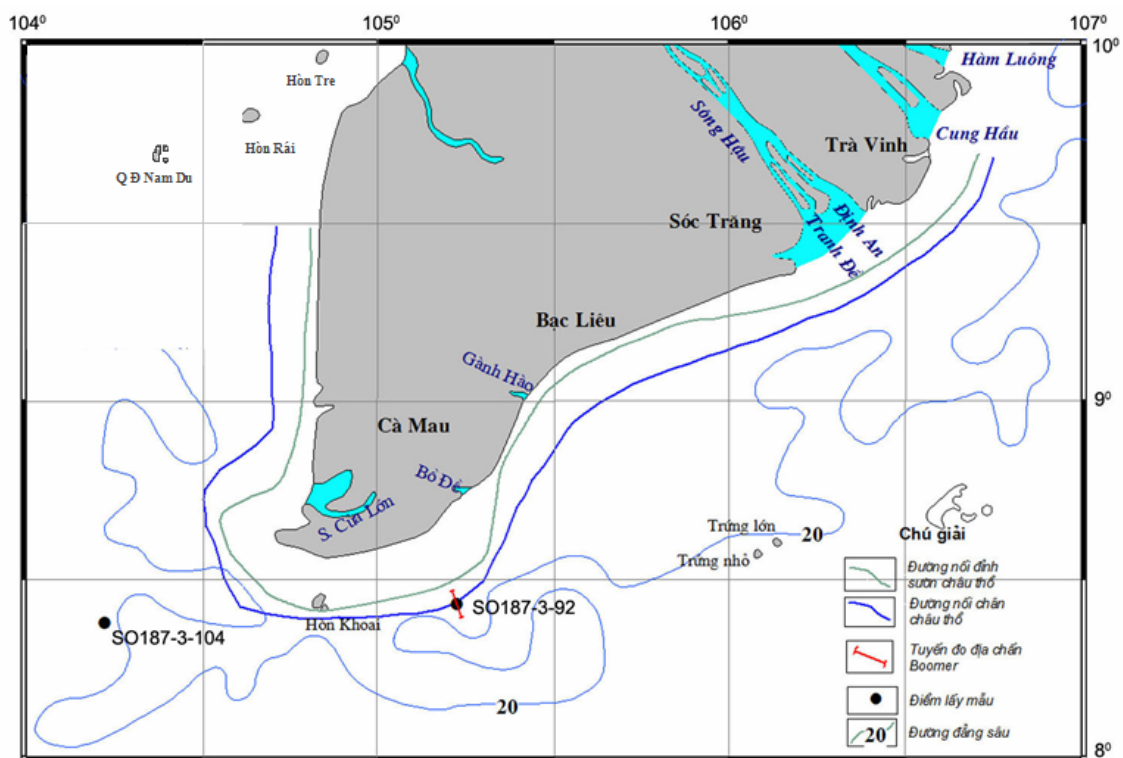
người/km², chiếm 21% dân số quốc gia. Vùng châu thổ là vùng trọng điểm về kinh tế bởi nó đóng góp diện tích trồng lúa lớn nhất cả nước. Tuy nhiên, khu vực này với độ cao phần lớn xấp xỉ mực nước biển hiện tại nên dễ bị tổn thương trước sự gia tăng của mực nước biển hiện nay.

Về phương diện khí hậu, châu thổ Mê Kông được đặc trưng bởi các điều kiện nhiệt đới nóng ẩm và chịu ảnh hưởng mạnh bởi hệ thống gió mùa Châu Á. Gió mùa tây nam gây ra lượng mưa lớn chiếm hơn 80% lượng mưa hàng năm và xảy ra vào khoảng giữa tháng năm và tháng mười [3]. Lưu lượng nước tại Phnôm Pênh đạt cực đại vào tháng mười và cực tiểu vào tháng năm [5, 9, 24]. Một lượng lớn trầm tích được vận chuyển ra biển vào mùa mưa. Trong khi đó vào mùa khô lưu lượng nước sông và lượng mưa đều rất nhỏ. Tuy nhiên, vùng biển nơi sông Mê Kông chảy vào chịu ảnh hưởng đáng kể của gió mùa đông bắc.

Trong những năm qua, nhiều nghiên cứu về địa chất địa mạo trên phần đồng bằng châu thổ đã được tiến hành như nghiên cứu của Nguyen (1993) [11], Nguyen và nnk (2000) [13], Ta và nnk (2002a, 2002b, 2005) [18, 19, 20], Tamura và nnk (2009) [21], Hanebuth và nnk (2009) [5], Nguyễn Biểu và nnk (2009) [1], Nguyễn Thị Ngọc Lan và Trần Kim Thạch (2009) [17],... Gần đây, có một số công bố của Nguyễn Trung Thành và nnk

(2009, 2010) [14, 22], Xue.Z và nnk (2010) [25] về quá trình vận chuyển và tích tụ trầm tích trên vùng châu thổ ngằm. Tuy nhiên, những nghiên cứu về quá trình trầm tích trên phần châu thổ ngằm và thềm lục địa kế cận vẫn còn ít ỏi cho một vùng biển rộng lớn với môi trường tích tụ trầm tích khá đa dạng. Như ta biết, những thông tin về quá trình tích tụ trầm tích trên phần châu thổ ngằm và thềm lục địa kế cận là rất quan trọng trong việc đánh giá

sự ổn định cũng như phát triển của châu thổ Mê Kông trong giai đoạn hiện tại và tương lai, phản ánh phần nào tương tác lục địa - đại dương tại khu vực chuyển tiếp nhảy cảm này. Trong nghiên cứu này, một số kết quả tính toán tốc độ tích tụ trầm tích trên phần châu thổ ngằm của sông Mê Kông đã được thực hiện dựa trên kết quả đo hoạt độ ^{210}Pb và ^{137}Cs của hai lõi mẫu SO187-3-92 và SO187-3-104 tại hai vị trí được chỉ ra trên hình 1.



Hình 1. Khu vực nghiên cứu và vị trí lấy mẫu

2. Một vài nét đặc trưng địa chất địa mạo châu thổ Mê Kông

Thành tạo châu thổ bao phủ lên bề mặt bào mòn Pleistocene muộn, bao gồm một tập trầm tích biển tiến và một tướng châu thổ xâm lấn. Sự hình thành lớp than bùn trong vùng đất thấp của Campuchia cho thấy sự phát triển khởi đầu của châu thổ vào khoảng 8 nghìn năm trước (BP) [13, 21]. Sự phát triển mạnh của châu thổ bắt đầu sau khi biển tiến đạt mức độ cực đại vào khoảng 6.300 năm BP [21]. Những kết quả nghiên cứu về tướng trầm tích, như rừng đước, cát xen kẹp bùn (mud draped sand) và than bùn phân lớp mỏng

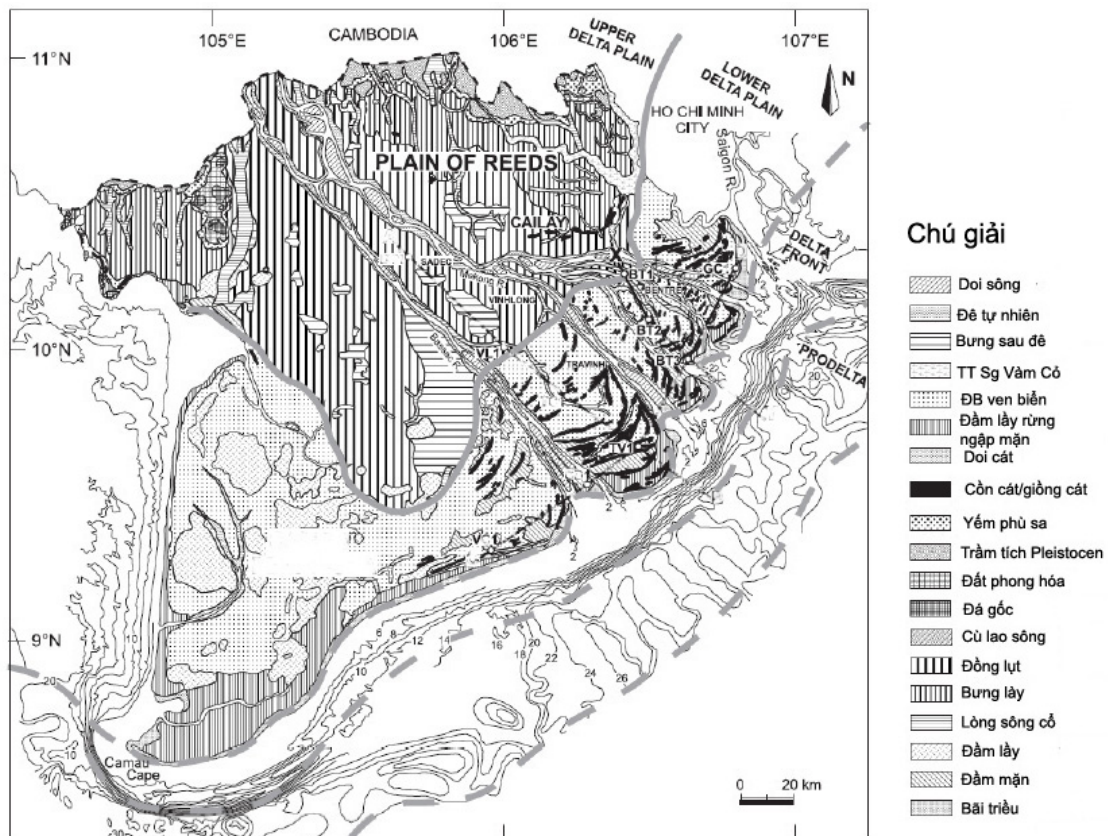
(laminated peat) đã cho thấy châu thổ Mê Kông đã trải qua môi trường thủy triều chiếm ưu thế từ lúc khởi đầu cho đến khoảng 3 nghìn năm BP [21]. Ngoài ra một số công bố trước đó cũng khẳng định sự phát triển của châu thổ chịu ảnh hưởng chính của yếu tố thủy triều từ lúc khởi đầu phát triển châu thổ đến khoảng 3 nghìn năm BP [12, 16, 19].

Phân đồng bằng thấp của châu thổ hình thành trong khoảng 3 nghìn năm trở lại đây, chịu ảnh hưởng của sự gia tăng yếu tố sóng với các sản phẩm để lại là các giồng cát ven biển [19] (hình 2). Phân đồng bằng thấp bao gồm hệ thống cửa sông và bán đảo Cà Mau. Ở đây, các giồng biển cổ có

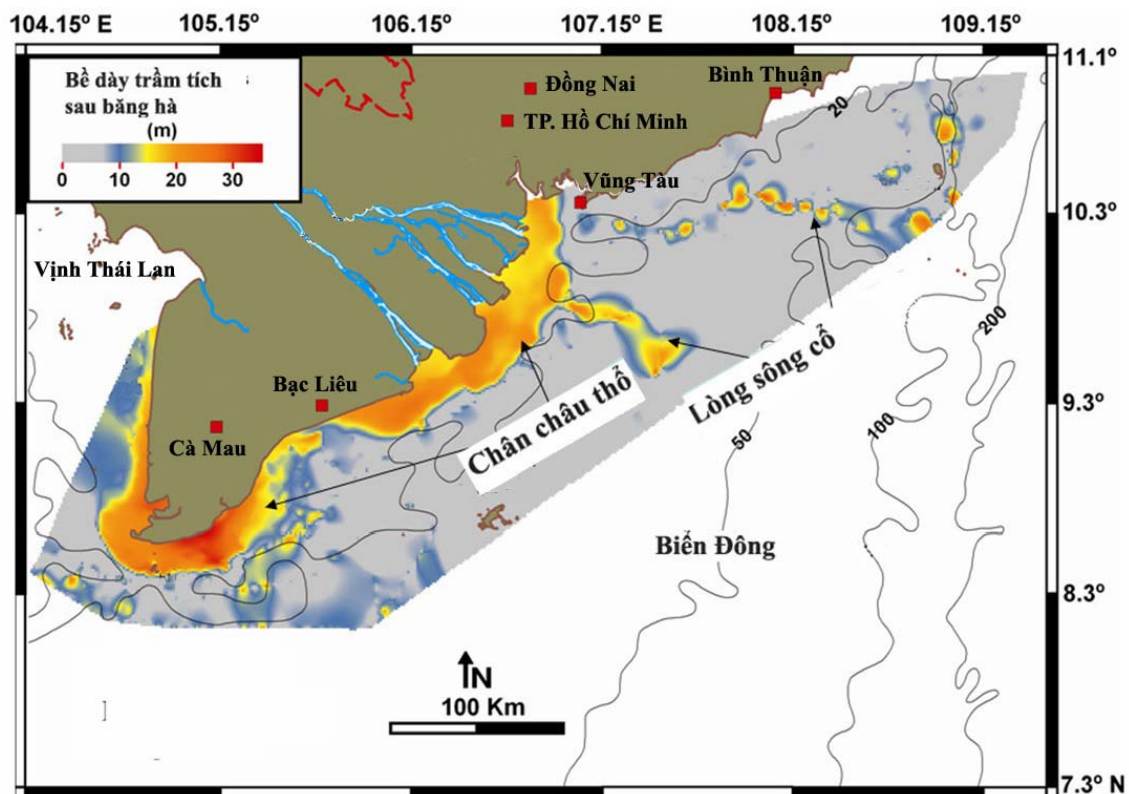
phương song song với đường bờ ngang qua đồng bằng xen lẫn các trũng giữa giồng phát triển mạnh ở khu vực cửa sông xuống đến khu vực Bạc Liêu. Sự phổ biến của các giồng biển và phương của nó minh chứng cho sự phát triển đường bờ về phía đông nam, trong khi hình dạng phân kỳ về phía tây nam thường xuyên chỉ ra sự dịch chuyển các doi cát hướng tây nam do vận chuyển trầm tích dọc bờ [12, 18]. Nghiên cứu đặc trưng của châu thổ ngầm và vận chuyển trầm tích trong khu vực này cũng cho thấy sự vận chuyển trầm tích có hướng tây nam chiếm ưu thế đặc biệt trong mùa gió đông bắc [14, 22].

Bề dày thành tạo biển tiến và các trầm tích xâm lấn châu thổ phủ lên bề mặt bào mòn Pleistocen đã

được xác định vào khoảng 15-20m [18, 20], có thể lên đến 25m tại vùng đồng bằng châu thổ thấp, và vát mỏng về khu vực đá móng gần biên giới Việt Nam - Campuchia [18]. Trên cơ sở nghiên cứu các tài liệu địa chấn nông phân giải cao trên khu vực thềm Đông Nam, các lỗ khoan trên đồng bằng và các mẫu lõi thu thập được trên thềm lục địa, có thể xác định được bề dày trầm tích sau cực đại băng hà cuối cùng trên vùng ven bờ ĐBSCL và thềm lục địa kề cận (hình 3). Thông qua kết quả nghiên cứu này có thể nhận thấy khu vực ven bờ biển bán đảo Cà Mau có bề dày trầm tích biển tiến và thành tạo xâm lấn châu thổ là lớn nhất. Đây cũng đã được xác định là một tâm tích tụ lớn trong sự phát triển của đồng bằng châu thổ [22].



Hình 2. Bản đồ địa mạo - trầm tích khu vực ĐBSCL [13, 23]



Hình 3. Bề dày trầm tích sau băng hà cuối cùng [1, 18]

3. Tài liệu và phương pháp nghiên cứu

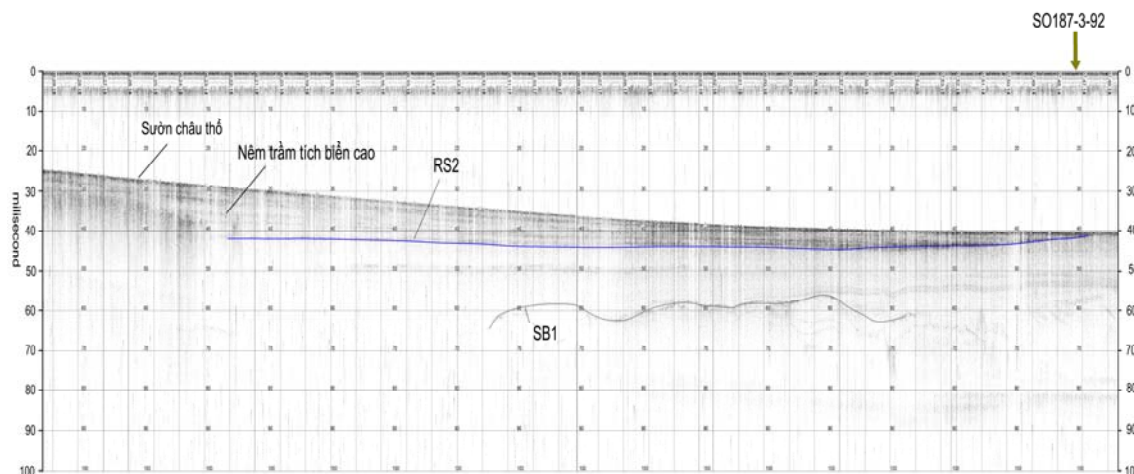
3.1. Tài liệu nghiên cứu

Tài liệu nghiên cứu gồm hai cột mẫu trầm tích SO187-3-92 và SO187-3-104 thu thập được bằng thiết bị lấy mẫu hộp (boxcorer) (hình 4) trong chuyến khảo sát SO187-3 bằng tàu nghiên cứu biển R/V SONNE tháng 4 năm 2006 trong khuôn khổ chương trình hợp tác nghiên cứu biển Việt - Đức do GS. Karl Statteger đứng đầu [23]. Và tuyến đo địa chấn nông phân giải cao 29032007-3 được thực hiện trong chuyến khảo sát ven bờ ĐBSCL trong năm 2007 cũng trong khuôn khổ đề tài hợp tác Việt - Đức (hình 5). Kèm theo là các bản đồ địa mạo - trầm tích, bản đồ bề dày trầm tích sau cực đại băng hà cuối cùng trên vùng thềm đông nam Việt Nam đã được trình bày phần trên sẽ là những tư liệu bổ sung nhằm làm sáng tỏ thêm môi trường trầm tích tại các điểm tính toán tốc độ tích tụ trầm tích. Vị trí lấy mẫu được thể hiện trong hình 1, trong đó mẫu

SO187-3-104 nằm ở phía tây nam, bên ngoài châu thổ ngậm, còn mẫu SO187-3-92 nằm tại phần chân của châu thổ ngậm.



Hình 4. Ảnh chụp hai lõi mẫu SO187-3-92 và SO187-3-104 (hai lõi mẫu được lấy bằng thiết bị boxcorer)



Hình 5. Tuyến đo địa chấn nông phân giải cao 29032007-3 và vị trí mẫu SO187-3-92
(SB1, RS2 là các ranh giới phản xạ quan sát thấy trên băng địa chấn)

3.2. Phương pháp nghiên cứu

3.2.1. Phương pháp xác định hoạt độ các đồng vị phóng xạ ^{210}Pb , ^{226}Ra và ^{137}Cs

Xác định hoạt độ các đồng vị phóng xạ ^{210}Pb , ^{226}Ra và ^{137}Cs được thực hiện bằng phổ kế gamma phòng thấp với đầu dò Ge siêu tinh khiết dải rộng. ^{210}Pb được xác định ở đỉnh 46,5 KeV, ^{226}Ra được xác định thông qua trung bình hai đồng vị con của nó là ^{214}Pb và ^{214}Bi với năng lượng tương ứng ở 352 KeV và 609 KeV và ^{137}Cs được xác định ở phổ 662 KeV trên hệ đo phòng thấp, thời gian đo mỗi mẫu là 24 giờ để đạt được sai số cỡ 10%. Phương pháp xác định hoạt độ ^{210}Pb qua phổ kế gamma có nhược điểm là sai số cao do ở vùng năng lượng gamma mềm (46,5 KeV) chịu ảnh hưởng của hiệu ứng tự hấp thụ của bản thân mẫu vật. Đồng vị ^{137}Cs là đồng vị phóng xạ nhân tạo sinh ra trong các vụ nổ bom hạt nhân vào những năm 60 của thế kỷ XX. Nó được sử dụng như một đồng vị đánh dấu bởi trước những năm 1960 thì đồng vị này không xuất hiện trong các trầm tích. Việc xác định hàm lượng đồng vị phóng xạ này giúp ta có thêm số liệu để kiểm tra các kết quả tính toán tốc độ tích tụ trầm tích từ hoạt độ chì dư tích cực ^{210}Pb .

Xác định hoạt độ ^{210}Pb thông qua đồng vị con là ^{210}Po bằng cách xử lý hóa học phá mẫu (1,5g), cho đồng vị đánh dấu ^{208}Pb , ^{209}Pb đã biết trước hoạt độ. Sau khi xử lý mẫu, ^{210}Po được điện phân lên đĩa bạc và đo hoạt độ phóng xạ trên đĩa bạc bằng phổ kế alpha với đầu đo bán dẫn Si (2 ngày).

Phương pháp xác định hoạt độ ^{210}Pb bằng đồng vị con của nó ^{210}Po có nhược điểm là khá tốn kém và tốn thời gian, nhưng độ chính xác cao hơn.

3.2.2. Phương pháp tính mật độ khối trầm tích khô

Hai lõi mẫu trầm tích sau khi được bổ dọc, mô tả sơ bộ trước khi lấy mẫu để xác định mật độ khối của trầm tích được tiến hành. Các piston nhỏ được sử dụng để lấy mẫu và xác định thể tích của mẫu ướt. Sau đó, thể tích của mẫu ướt được cân trước khi sấy (m_1). Nhiệt độ sấy mẫu được đặt tại khoảng 110°C trong vòng khoảng 10 tiếng đồng hồ đảm bảo mẫu khô hoàn toàn, khối lượng mẫu khô được xác định (m_2). Thể tích của khối lượng khô sẽ được tính dựa theo thể tích mẫu ướt (v_1) trừ đi thể tích nước (v_2) mất sau khi sấy ta sẽ thu được thể tích mẫu khô (v_k). Ở đây ta giả sử trầm tích bão hòa nước.

Khi đó ta sẽ tính được mật độ khối trầm tích khô (DBD).

$$\text{DBD} = v_k / m_2 \text{ (g/cm}^3\text{)} \quad (1)$$

3.2.3. Phương pháp tính toán tốc độ tích tụ trầm tích

Tốc độ tích tụ trầm tích tuyến tính được xác định theo sự suy giảm hoạt độ chì dư ^{210}Pb (excess activities) theo hàm số mũ khi độ sâu trầm tích tăng lên kể từ bề mặt với giả thiết một sự tập trung khởi đầu ổn định của đồng vị (mặc dù các tốc độ tích tụ trầm tích có thể thay đổi), ta sử dụng công thức tính toán tốc độ tích tụ tuyến tính dưới đây [17].

$$SAR = \lambda \times z \times [\ln(A_0/A_z)]^{-1} \text{ (cm/năm)} \quad (2)$$

Trong đó z là độ sâu trong lõi mẫu (cm), A_0 là hoạt độ đồng vị ^{210}Pb dư tại bề mặt tham khảo (Bq/g), và A_z là hoạt độ ^{210}Pb dư tại độ sâu z bên dưới bề mặt tham khảo (Bq/g), λ là hệ số bán hủy 0,0311/năm.

Sau khi tốc độ tích tụ tuyến tính được xác định, tốc độ tích tụ khối (MAR) được tính toán theo công thức sau.

$$MAR = DBD \times SAR \text{ (g cm}^{-2} \text{ năm}^{-1}) \quad (3)$$

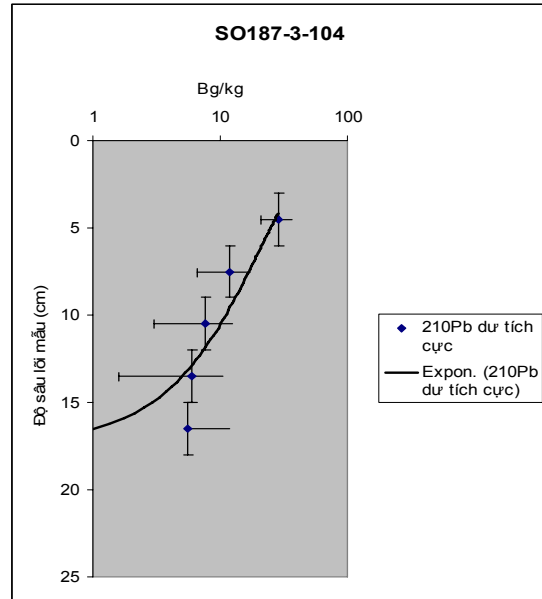
Trong đó DBD là mật độ khối của trầm tích khô (g/cm^3).

4. Kết quả nghiên cứu và thảo luận

Xuất phát từ kết quả phân tích (bảng 1), ta thấy sự hợp lý hơn trong việc tính hoạt độ chỉ dư (^{210}Pb excess activities) bằng cách lấy lượng ^{210}Pb trừ đi ^{226}Ra có trong mẫu SO187-3-104. Sự suy giảm hoạt độ chỉ dư được biểu diễn trong hình 6. Mặc dù những hạn chế đã được nêu ra trong phần phương pháp, nhưng đây là một trong những kết quả tính toán đầu tiên về khu vực nên vẫn có những ý nghĩa nhất định. Để hoàn thiện hơn và khẳng định thêm kết quả này, công việc tính toán tốc độ tích tụ trầm tích ở khu vực này cần tiếp tục trong tương lai. Dựa trên kết quả tính toán hoạt độ ^{210}Pb dư, các giá trị A_0 , A_z được xác định: $A_0 = 28,6$, $A_z = 6,1$ tại độ sâu lõi mẫu tương ứng là khoảng 3-6cm và khoảng 6-9cm, với giá trị $z = 3\text{cm}$. Các giá trị này được thay thế vào công thức (2) cho phép ta tính được tốc độ tích tụ trầm tích tuyến tính $SAR = 0,14 \text{ cm/năm}$ với giả định quá trình tích tụ trầm tích ổn định, không có sự xáo trộn trầm tích do các quá trình động lực hay các hoạt động của sinh vật gây ra. Tốc độ tích tụ khối (MAR) là $0,17 \text{ g cm}^{-2} \text{ năm}^{-1}$ được xác định theo công thức (3) với mật độ trung bình của trầm tích khô là $1,21 \text{ g/cm}^3$.

Bảng 1. Hàm lượng ^{210}Pb và ^{226}Ra trong lõi mẫu

SO187-3-104					
Tên mẫu	Độ sâu mẫu (cm)	Mật độ khối (cm^3/g)	^{210}Pb		^{226}Ra
			(Bq/kg)	Error(%)	(Bq/kg)
104-1-02	3-6cm	1,27	51,1	7,8	22,5
104-1-03	6-9cm	1,15	31,6	5,3	19,7
104-1-04	9-12cm	1,25	33,7	4,7	26
104-1-05	12-15cm	1,27	30,4	4,4	24,4
104-1-06	15-18cm	1,29	28,8	6,2	23,2
104-1-07	18-21cm	1,20	27,3	5,2	29,5



Hình 6. Sự biến đổi của hoạt độ ^{210}Pb dư theo cột mẫu SO187-3-104

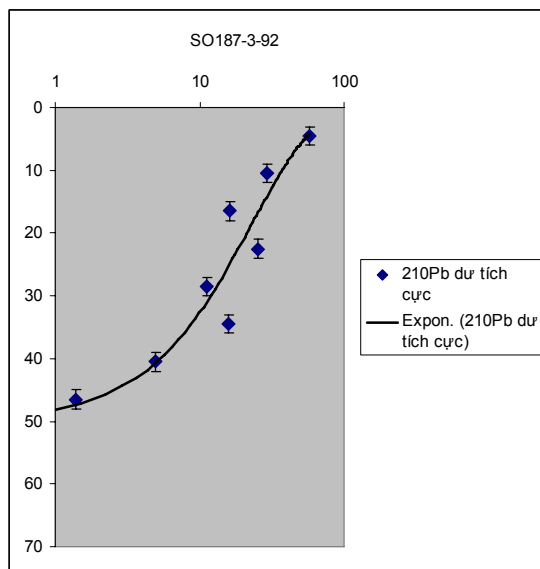
Kết quả tính toán tốc độ tích tụ trầm tích tại điểm mẫu SO187-3-92 (vị trí chân châu thổ) có một ý nghĩa khá quan trọng trong việc đánh giá sự phát triển của châu thổ trong giai đoạn gần đây. Số liệu phân tích mẫu được trình bày trong bảng 2.

Bảng 2. Hoạt độ ^{210}Pb , ^{226}Ra và ^{137}Cs trong lõi mẫu SO187-3-92 (đo bằng phổ gamma với đầu dò Ge siêu tinh khiết dải rộng tại Viện KHKH Hạng nhân)

Độ sâu mẫu	Mật độ khối (cm^3/g)	Hàm lượng ^{226}Ra (Bq/kg)	Hàm lượng ^{210}Po (Bq/kg)	^{137}Cs (Bq/kg)
3-6cm	0,68	23,7	74,1	12,06
9-12cm	0,99	23,4	46,4	20,78
15-18cm	1,04	22,8	33	< 0,21543
21-24cm	1,03	23,7	42,4	< 0,20113
27-30cm	0,68	24,4	28	< 0,19975
30-33cm	0,91	22,5	32,7	< 0,16447
36-39cm	0,85	25,6	21,8	< 0,20601
42-45cm	0,93	25,4	18,3	< 0,16228
48-51cm	1,06	23,1	16,62	< 0,13737
54-57cm	0,91	29	16,3	< 0,20478

Việc tính toán tốc độ trầm tích tại điểm mẫu này được thực hiện bằng việc tính hoạt độ ^{210}Pb thông qua đồng vị con ^{210}Po , đo bằng phổ alpha. Hoạt độ chỉ dư ^{210}Pb được thực hiện bằng việc lấy hoạt độ ^{210}Pb tổng trừ đi hàm lượng trung bình nền (tính từ phần không còn sự suy giảm về hoạt độ ^{210}Pb hoặc suy giảm rất ít). Sự suy giảm hoạt độ ^{210}Pb dư được thể hiện trên hình 7. Thêm vào đó, xác định hoạt độ ^{137}Cs cũng được thực hiện trên lõi

mẫu này. Phương pháp tính toán này cho phép ta xác định được độ tin cậy các kết quả tính toán.

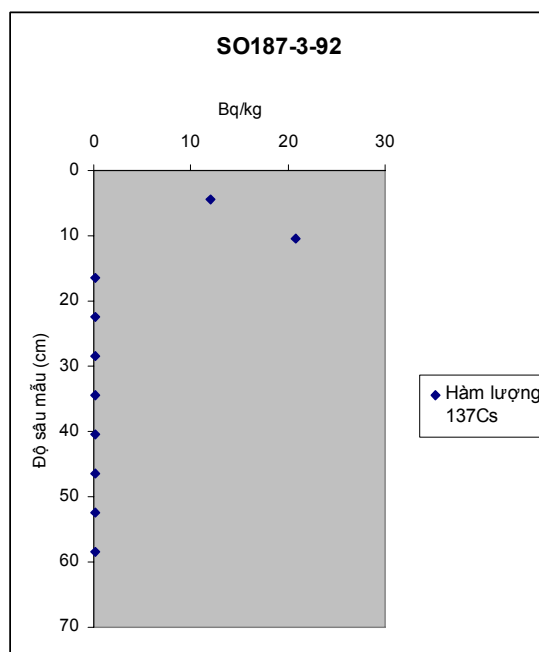


Hình 7. Hoạt độ ^{210}Pb dư trong lõi mẫu SO187-3-92

Mẫu SO187-3-92 nằm tại cuối chân châu thổ khu vực đông nam bán đảo Cà Mau, một trong những khu vực có mức độ tích tụ trầm tích định tính là khá cao thông qua bản đồ bề dày trầm tích sau băng hà (hình 3) và được đánh giá như một tâm tích tụ trầm tích [22]. Với giả thiết rằng không có sự xáo trộn trầm tích do hoạt động của sinh vật hay động lực cho phép ta áp dụng các công thức (2) và (3) đã được trình bày ở trên để tính tốc độ tích tụ trầm tích với giá trị $A_0 = 55,845 \text{ Bq/kg}$ tại độ sâu lõi mẫu 3-6cm, $A_z = 4,7 \text{ Bq/kg}$ tại độ sâu cột mẫu 36-39 cm, và $z = 33\text{cm}$. Tốc độ tích tụ trầm tích tuyến tính (SAR) tại vị trí chân châu thổ tiếp giáp với thềm trong khu vực này là $0,41\text{cm/năm}$. Tốc độ tích tụ khối (MAR) là $0,36\text{g cm}^{-2} \text{ năm}^{-1}$ với mật độ khối trung bình là $0,88\text{g/cm}^3$. Kết quả tính toán này cho thấy tốc độ tích tụ trầm tích tại chân châu thổ là lớn hơn khá nhiều so với phần thềm phía tây nam của khu vực nghiên cứu.

Để khẳng định thêm kết quả tính toán này, việc đo hoạt độ đồng vị phóng xạ ^{137}Cs bằng phổ gamma cũng được thực hiện đồng thời trên mẫu SO187-3-92. Đồng vị ^{137}Cs là đồng vị nhân tạo sinh ra do các vụ nổ bom hạt nhân trong những năm 60 của thế kỷ trước [4]. Sự thay đổi hoạt độ ^{137}Cs của cột mẫu SO187-3-92 được chỉ ra trong hình 8. Nó cho thấy trong khoảng 40 năm trở lại

đây trầm tích tích tụ tại vị trí này có bề dày vào khoảng 14cm, tương ứng với tốc độ tích tụ $0,37\text{cm/năm}$. Kết quả này cho thấy tốc độ tích tụ trầm tích trong giai đoạn 40 năm trở lại đây thấp hơn so với tốc độ tích tụ tính trung bình trong vòng 100 năm qua; nguyên nhân có thể là do sự tụt giảm lượng trầm tích của sông Mê Kông vận chuyển ra biển, xuất phát từ việc xây dựng các đập thủy điện trên vùng thượng nguồn của con sông này. Nếu đúng vậy, hiện nay nhiều đập thủy điện nữa đang được tiếp tục xây dựng trên phần thượng lưu và trung lưu của dòng sông sẽ làm cho lượng trầm tích từ sông vận chuyển ra biển còn tụt giảm hơn nhiều. Cùng với sự tụt giảm trầm tích tích tụ trên vùng châu thổ ngậm do các đập thủy điện, xu thế mực nước biển đang dâng cao hiện nay do nhiệt độ trái đất nóng lên sẽ làm gia tăng thêm các ảnh hưởng tiêu cực với mức độ nghiêm trọng hơn lên ĐBSCL. Tuy nhiên, các kết quả tính toán này cần được nghiên cứu thêm nhiều hơn nữa để khẳng định một cách chắc chắn.



Hình 8. Hoạt độ ^{137}Cs biến đổi trong lõi mẫu SO187-3-92

5. Một số nhận định thay kết luận

Tốc độ tích tụ trầm tích tại môi trường chân châu thổ đông nam bán đảo Cà Mau là $0,41\text{cm/năm}$ tương ứng với tốc độ tích tụ khối là $0,36\text{g cm}^{-2} \text{ năm}^{-1}$, cao hơn nhiều so với vùng thềm phía tây nam khu vực nghiên cứu có tốc độ tích tụ được

ước tính là 0,14 cm/năm tương ứng với tốc độ tích tụ khối là 0,17gcm⁻²năm⁻¹.

Tốc độ tích tụ tại phần chân châu thổ phía đông nam bán đảo Cà Mau trong giai đoạn gần đây (khoảng 40 năm trở lại đây) có thể đã giảm xuống hơn so với tốc độ tích tụ trầm tích trung bình trong một trăm năm qua. Nguyên nhân có thể do việc xây dựng các đập thủy điện trên thượng nguồn đã làm tụt giảm lượng trầm được vận chuyển ra biển.

Lời cảm ơn: Tập thể tác giả xin chân thành cảm ơn GS.Karl Statteger trưởng đoàn chuyên khảo sát SO187-3 trên vùng thềm lục địa đông nam và các thủy thủ đoàn. Đồng thời, tập thể tác giả cũng cảm ơn sự hỗ trợ kinh phí từ Đề tài Nghiên cứu Khoa học Công nghệ mã số: VAST-07.01/11-12 của Viện Khoa học và Công nghệ Việt Nam và Quỹ Phát triển KH & CN Quốc Gia cho đề tài mã số 105.01-2010.15.

TÀI LIỆU DẪN

[1] Nguyễn Biểu, Nguyễn Dịch Dỹ, Doãn Đình Lâm và Vũ Văn Hà, 2009. Ứng dụng phân tập địa tầng trong thành lập bản đồ địa chất Holocen - hiện đại vùng ven biển châu thổ Sông Cửu Long. Các công trình Địa chất và Địa vật lý Biển, Tập X, p.49-62.

[2] Bui V.D., 2011: Late Quaternary evolution of the southern Vietnamese Continental Shelf. Doctor Thesis, Library at Christian Albrecht University, Germany.

[3] Debenay J-P, Luan B.T., 2006: Foraminiferal assemblages and the confinement index as tools for assessment of saline intrusion and human impact in the Mekong Delta and neighbouring areas (Vietnam). Revue de micropaléontologie, Vol 49, p.74-85.

[4] DeMaster D.J, McKee B.A, Nittrouer C.A., Brewster D.C., 1985: Rates of sediment reworking at the HEBBLE site based on measurements of Th-234, Cs-137 and Pb-210, Marine Geology, Vol.66, No.1-4, p.133-148.

[5] Gagliano S.M, McIntire W.G., 1968: Reports on the Mekong Delta, Coastal Studies Inst., Louisiana State Univ. Tech. Rpt., p.57, 144p.

[6] Hanebuth T.J.J, Proske U, Saito Y, Nguyen V.L, Ta T.K.O., 2009: Early growth stage of a large delta - Transformation from estuarine-platform to

deltaic-progradational conditions (the northeastern Mekong River Delta, Vietnam). Sedimentary Geology, Vol.261-262, p.108-119.

[7] Nguyễn Thị Ngọc Lan và Trần Kim Thạch., 2009: Địa mạo - trầm tích đồng bằng Sông Cửu Long, Việt Nam. Các công trình Địa chất và Địa vật lý Biển, Tập X, p.92-105.

[8] McKee B. A, Nittrouer C. A, DeMaster D. J., 1983: Concepts of sediment deposition and accumulation applied to the continental shelf near the mouth of the Yangtze River. Geology, Vol.11, No.11, p.631-633.

[9] Milliman J.D and Meade R.H., 1983: World-wide delivery of river sediments to the ocean. Journal of Geology, Vol. 91, No.1, p.1-21.

[10] Milliman J.D, Syvitski J.P.M., 1992: Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the oceans: the importance of small mountain rivers. Journal of Geology, Vol. 100, No.5, p.525-544.

[11] Nguyen H.C., 1993: Geo-pedological study of the Mekong Delta. Southeast Asian Studies, Vol. 31, No.2, p.158-186.

[12] Nguyen V.L, Ta T.K.O, Tateishi M., 2000: Late Holocene depositional environments and coastal evolution of the Mekong River Delta, Southern Vietnam. Journal of Asian Earth Science Vol.18 ,No.4, p.427-439.

[13] Nguyen V.L, Ta K.O, Saito Y., 2010: Early Holocene initiation of the Mekong River delta, Vietnam, and the response to Holocene sea-level changes detected from DT1 core analyses. Sedimentary Geology, Vol. 230, No.3-4, p.146-155.

[14] Nguyen T.T., 2009: Surface sediment characteristics and sediment transport from Bassac River mouths to Ca Mau Peninsula (Mekong Delta). Master thesis in Kiel University Library.

[15] Phùng Văn Phách (chủ biên), 2010: Nghiên cứu tiến hóa đới ven biển đồng bằng Sông Cửu Long và thềm lục địa kề cận trong Holocen-hiện đại phục vụ phát triển bền vững. Báo cáo tổng kết Đề tài Việt - Đức. Lưu trữ tại Viện Địa chất và Địa vật lý Biển, 181tr.

[16] Reineck M.E, Singh J.B., 1980: Depositional sedimentary environments, Springer Verlag, Berlin, 326 p.

- [17] *Robbins J.A, Edgington D.N.*,1975: Determination of recent sedimentation rates in lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochim Cosmochim Acta*, Vol.39, No.3, p.285–304.
- [18] *Ta T.K.O, Nguyen, V.L, Tateishi, M, Kobayashi, I., Saito, Y.*, 2005: Holocene Delta Evolution and Depositional Models of the Mekong River Delta, Southern Vietnam. - In: GIOSAN, L. [ed.]: *River Deltas: Concepts, Models and Examples*. - SEPM Special Publication 83, p.453-466; Tulsa (Society for Sedimentary Geology).
- [19] *Ta T.K.O, Nguyen. V.L, TaTeishi. M, Kobayashi. M., Tanabe. S, Saito. Y.* , 2002a: Holocene Delta Evolution and Sediment Discharge of the Mekong River, Southern Vietnam. *Quaternary Science Reviews*, Vol.21, No.16-17, p.1807-1819.
- [20] *Ta T.K.O, Nguyen. V.L, Tateishi. M, Kobayashi. I, Saito. Y, Nakamura. T*, 2002b: Sediment Facies and Late Holocene Progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, Southern Vietnam: An Example of Evolution from a Tide-Dominated to a Tide- and Wave-Dominated Delta. *Sedimentary Geology*, Vol.152, No.3-4, p.313-325.
- [21] *Tamura T, Saito Y, Sieng S, Ben B, Kong M, Sim I, Choup S, Akiba F*, 2009: Initiation of the Mekong River delta at 8 ka: evidence from the sedimentary succession in the Cambodian lowland. *Quaternary Science Reviews*, Vol.28, No.3-4, p. 327-344.
- [22] *Nguyễn Trung Thành, Nguyễn Hồng Lân, Phùng Văn Phách, Dư Văn Toán, Bùi Việt Dũng, Daniel Unverricht, Karl Statteger.*,2011: Xu thế vận chuyển và tích tụ trầm tích trên phần châu thổ ngậm ven bờ đồng bằng Sông Cửu Long. *Tạp chí Các Khoa học Trái đất*, Tập.33, Số.4, tr.607-615.
- [23] *Wiesner M.G, Statteger K, Schwarzer K.*, 2006: Land-ocean-atmosphere interactions in the coastal zone of Vietnam, Cruise report RV SONNE 187.
- [24] *Wolanski E, Nguyen H.N, Spagnol S*, 1998: Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River Estuary, Vietnam. *Journal of Coastal Research*, Vol.14, No.2, p.472–482.
- [25] *Xue. Z, Liu J.P, DeMaster D, Nguyen L.V, Ta T.T.K.* , 2010: Late Holocene Evolution of the Mekong Subaqueous Delta, South Vietnam. *Marine Geology*, Vol.269, No.1-2, p.46-60.
- [26] Mekong River Commission., 2005: Overview of the hydrology of the Mekong Bassin.
- [27] Mekong Secretariat., 1994: Mekong Mainstream Run-of-River Hydropower. Interim Mekong Committee, Bangkok, December.

SUMMARY

Some research results of sediment accumulation rates on the prodelta of Mekong River Delta and the adjacent shelf

Mekong River Delta, one of the largest deltas of Asia, has a high risk of flood due to the present sea level rise under the global climate warming. Therefore, the studies on Mekong River Delta evolution have been interested in the recent years, especially the subaqueous delta part, in which the land-ocean interaction takes place intensively. The sedimentation on the subaqueous delta and the adjacent shelf has an important significance in evaluating the development of the modern Mekong Delta and contributes to predict its future. However, the sedimentation research results on the subaqueous delta of Mekong River Delta and the adjacent shelf are still sparse. In this study, some features of geomorphology and geology of Mekong Delta were summarized and sediment accumulation rates at two points in the study area were calculated by measurement of radionuclides (^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs). The sediment accumulation rate at the prodelta, southeast of Ca Mau Peninsular is 0.41 cm/year corresponding to mass accumulation rate $0.36\text{g cm}^{-2}\text{ year}^{-1}$. The sediment accumulation rate on the shelf, southwestwards the study area is 0.14cm/year corresponding to mass accumulation rate $0.17\text{g cm}^{-2}\text{ year}^{-1}$.