CÁC KẾT QUẢ PHÁT TRIỂN VÀ ỨNG DỤNG MÔ HÌNH BA CHIỀU (3D) THUỶ NHIỆT ĐỘNG LỰC HỌC BIỂN VEN VÀ NƯỚC NÔNG VEN BỜ QUẢNG NINH

Đinh Văn Ưu

Khoa Khí tượng Thủy văn & Hải dương học
Đại học Khoa học Tự nhiên, ĐHQG Hà Nội

1. Hệ các phương trình

Mô hình thuỷ nhiệt động lực được phát triển và ứng dụng trên cơ sở mô hình do Phòng nghiên cứu địa- thuỷ động lực (GHER) dưới sự chỉ đạo của giáo sư Nihoul (Beckers, 1996). Mô GHER đã được đã ứng dụng thành công trong 10 năm gần đây trong nghiên cứu hoàn lưu các biển ven, trong đó có Biển Đông (Đề tài KHCN 06-02, 2000, Đinh Văn Ưu và nnk, 2000). Những quá trình mà mô hình này tập trung giải quyết thuộc khái niệm về "thời tiết biển" bao gồm các quy mô từ hoàn lưu chung toàn biển đến quy mô trung bình. Việc sử dụng hệ các phương trình nhiệt- thuỷ động lực lấy trung bình theo thời gian ta cho phép tách riêng các quá trình để nghiên cứu. Đối với các quá trình đã bị loại trừ do quy mô nhỏ hơn quy mô lấy trung bình, người ta sử dụng các sơ đồ tham số hoá thông qua các phương trình, tham số bổ sung.

Hệ các phương trình cơ bản của mô hình gồm các phương trình chuyển động và liên tục, các phương trình truyền nhiệt và khuyếch tán muối đã được biến đổi theo các phép xấp xỉ Boussinesq và tựa thuỷ tĩnh.

Các biến của hệ phương trình gồm: vectơ vận tốc $\vec{v}$, nhiệt độ T, độ muối S, áp suất giả định q, động năng rối k và tản mát năng lượng rối ε.

Trên cơ sở này, cùng với phương trình cân bằng năng lượng rối và sơ đồ tham số hoá rối quy mô vừa, hệ các phương trình cơ bản theo GHER có dạng sau:

$$\nabla.\vec{v} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{v}.\nabla\vec{u} + f\vec{e}_3 \times \vec{u} = -\nabla_h q + \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\tilde{\nu}\frac{\partial \vec{u}}{\partial x_3}\right) \tag{2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v}.\nabla T = \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\tilde{\lambda}^T \frac{\partial T}{\partial x_3}\right) \tag{3}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v}.\nabla S = \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\tilde{\lambda}^S \frac{\partial S}{\partial x_3}\right) \tag{4}$$

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \vec{v}.\nabla k = \tilde{\nu}\left\|\frac{\partial \vec{u}}{\partial x_3}\right\|^2 - \lambda^h \frac{\partial b}{\partial x_3} + \pi^0 - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\lambda^k \frac{\partial k}{\partial x_3}\right) \tag{5}$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \vec{v}.\nabla \varepsilon = \frac{\varepsilon}{k}\left(\gamma_1 \tilde{\nu}\left\|\frac{\partial \vec{u}}{\partial x_3}\right\|^2 - \gamma_2 \lambda^h \frac{\partial b}{\partial x_3} + \gamma_1 \pi^0 - \gamma_3 \varepsilon\right) + \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\lambda^\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_3}\right) \tag{6}$$

trong đó:

$$\nabla \equiv \vec{e}_1 \frac{\partial}{\partial x_1} + \vec{e}_2 \frac{\partial}{\partial x_2} + \vec{e}_3 \frac{\partial}{\partial x_3}; \nabla_h \equiv \vec{e}_1 \frac{\partial}{\partial x_1} + \vec{e}_2 \frac{\partial}{\partial x_2}$$

$\vec{v} \equiv \vec{u} + u_3 \vec{e}_3$: vận tốc;

$b = -\frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g = b(T,S)$: độ nổi;

$q \equiv \frac{p}{\rho_0} + g x_3 + \xi$: áp suất giả định; $\frac{\partial q}{\partial x_3} = b$;

$f = 2\Omega \cos\lambda$ - tần số Coriolis, λ^ν - các hệ số khuyếch tán rối, $\tilde{\nu}$ - hệ số nhớt rối, γ_i - các hệ số phi thứ nguyên O(1), ξ - thế của lực tạo triều, ρ - mật độ nước biển (ρ_0 là giá trị quy chiếu của mật độ).

Thành phần π^0 biểu thị vai trò nguồn bổ sung năng lượng rối do các quá trình quy mô vừa hoặc dưới lưới. Hệ phương trình trên đã được áp dụng có hiệu quả cho vùng biển ven với quy mô tương đối lớn, trong đó có Biển Đông.

Nhằm mục đích áp dụng cho vùng nước nông ven bờ và cửa sông, chúng tôi đã bổ sung vào mô hình các thành phần rối ngang, trong vế phải của các phương trình 2 - 6, bằng cách đưa thêm các số hạng $\frac{\partial}{\partial x_i}(\kappa^\nu \frac{\partial \gamma}{\partial x_i}), i = 1,2$, $\kappa = \nu, \lambda$ - hệ số nhớt rối và khuyếch tán rối ngang đối với các đặc trưng tương ứng $\vec{u}$, T, S, k, ε.

Về cơ bản, mối tương quan giữa hệ số rối thẳng đứng và hệ số rối ngang đã được khẳng định về mặt lí thuyết cũng như thực nghiệm, chúng cho phép xác định một giá trị tương đối có thể chấp nhận được trong triển khai trên quy mô lớn. Theo lí thuyết Prandtl hệ số nhớt rối sẽ phụ thuộc trực tiếp vào tần số M:

$$M = \left\{\sum_\alpha \sum_\beta \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta}\frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta}\right\}^{\frac{1}{2}}.$$

Đối với hệ số rối ngang ta có thể viết:

$$\tilde{\nu}_1 = \tilde{\nu}_2 = l_m^2 \mathrm{M} \tag{7}$$

Đối với hệ số nhớt rối theo phương thẳng đứng, căn cứ lí thuyết rối Kolmogorov (Monin and Iaglom, 1985), ta có

$\tilde{\nu} = \frac{1}{2}\alpha_k^{1/4}\sqrt{k}\,l_m$; k là mật độ động năng rối.

Trong mô hình 3D nêu trên, kích thước dài l_m có thể xác định thông qua quy luật rối lớp biên và ảnh hưởng phân tầng:

$$l_m = (1 - R_f) l_n(x_3), \tag{8}$$

trong đó $l_n(x_3)$ hàm mô tả phân bố của quãng đường xáo trộn. Theo lí thuyết rối lớp biên $l_n(x_3)$ phụ thuộc vào khoảng cách tính từ đáy.

Số Richardson động lực trong trường hợp này, đã được bổ sung bởi các nguồn năng lượng qui mô vừa, có thể viết trong dạng sau:

$$R_f \equiv \frac{\tilde{\lambda}^b N^2}{\tilde{\nu} M^2 + \pi^0},$$

trong đó N và M là các tần số Brunt- Vaisailia và Prandtl tương ứng. Chấp nhận giả thiết của Kitaigorotxki (Kitaigorotxki, 1979) về lớp xáo trộn trên của biển, ta có thể cho rằng

$$\pi^0 = \left[\left\langle -\vec{v}'\vec{v}'\right\rangle_1 \cdot \nabla u_1\right]_0 \sim \beta\left[\tau^{3/2}\right]_0 D^{-1},$$

D - là kích thước đặc trưng cho độ dày của lớp xáo trộn trên của biển, 1 và 0 là các chỉ số cho thấy quy mô thời gian lấy trung bình tương ứng quy mô rối.

Các hệ số khuyếch tán rối có thể được xác định phụ thuộc vào hệ số nhớt rối $\tilde{\nu}$ và mức độ phân tầng thông quá số Richardson thông lượng R_f (Beckers, 1996):

$$\tilde{\lambda}^b = \Psi^b \tilde{\nu};$$
$$^b \sim \gamma\sqrt{1 - R_f};$$
$$\gamma \sim 1.1 - 1.4$$

Cũng trên cơ sở nghiên cứu sơ đồ khép kín rối, chúng ta có thể thay thế phương trình tiến triển tản mát năng lượng rối ε thông qua tương quan với mật độ động năng rối k.

$$\varepsilon = \frac{\alpha_k k^2}{16\nu} \tag{9}$$

với $\alpha = \frac{\alpha_1^{1/4}}{2}$, trong đó $\alpha_k \approx 1$.

2. Các điều kiện biên

Trên mặt phân cách biển- khí quyển, cần đảm bảo tính liên tục của các thông lượng trao đổi từ hai môi trường có kể đến sự khác biệt về mật độ của nước và không khí. Thông thường các thông lượng này đều do quá trình trao đổi rối quyết định:

- Đối với ứng suất rối:

$$\nu \frac{\partial \vec{u}}{\partial x_3} = \vec{\tau}_0 \quad , \tag{10}$$

- Động năng rối:

$$-\lambda^k \frac{\partial k}{\partial x_3} = \beta \tau^{3/2} \quad D^{-1} \tag{11}$$

- Thông lượng rối nhiệt và muối:

$$-\tilde{\lambda}^y \frac{\partial y}{\partial x_3} = F^y \tag{12}$$

Điều kiện biên trên đáy đối với vận tốc (ứng suất rối) :

$$\vec{\tau}_b = \tilde{\nu} \frac{\partial \vec{u}}{\partial x_3} = \rho_0 C_D \left\| \vec{v}_b \right\| \vec{v}_b \tag{13}$$

với C_D - hệ số ma sát đáy, đại lượng này có thể tính theo qui luật phân bố logarit trong lớp biên:

$$C_D = \{\kappa / (\ln(z_b/z_o)\}^2,$$

ở đây z_b là khoảng cách tính từ đáy nơi có vận tốc $v = \vec{v}_b$, z_0 tham số nhám, $z_0 \sim 10^{-3}$ - 10^{-2} cm. Việc tính toán hệ số ma sát đáy sẽ được đề cập chi tiết hơn trong phần mô hình số đặc biệt khi vận tốc $\vec{v}_b$ được xác định tại các khoảng cách khác nhau có thể nằm trong hoặc ngoài lớp biên logarit. Khi có hiệu ứng biến đổi hướng vận tốc trong

lớp biên ta có thể đưa thêm hệ số hiệu chỉnh R vào công thức (2.17) và chuyển về trong dạng sau:

$$\vec{\tau}_b = R.C_D.\|\vec{v}_b\|\vec{v}_b$$

Tại những nơi mà lớp biên đáy không xác định thì có thể lấy gần đúng C_D~ 0,026.

Giá trị động năng rối tại lớp biên đáy được xác định theo quy luật rối lớp biên, trong bài toán này lớp biên đáy được mô phỏng theo định luật logarit. Như vậy động năng rối có thể tính theo ứng suất rối đáy, theo Blumbert and Mellor (1987) thì mối tương quan này có thể viết:

$$k_b = B_1^{2/3}\|\vec{\tau}_b\| \quad , B_1=16,6 \tag{14}$$

Cho các thông lượng nhiệt và muối trao đổi qua đáy bằng 0.

Các điều kiện biên lỏng được xây dựng theo nguyên lý đảm bảo sự liên kết giữa, trong và ngoài miền tính. Việc sử dụng phương pháp thể tích hữu hạn cho phép dễ dàng hơn việc triển khai đối với cả hai điều kiện giữ nguyên giá trị hoặc thông lượng qua biên. Việc xây dựng các điều kiện biên cần đảm bảo không những tính liên tục của thông lượng mà có khả năng thể hiện miền ngoài như một hệ tích cực áp đặt lên hệ trong hoặc như hệ thụ động chịu tác động của hệ trong. Vấn đề này sẽ được trình bày kỹ trong mô hình số.

Trên các biên cứng, tương tự như ở đáy, đối với các biến vô hướng, các thông lượng theo hướng pháp tuyến của các biến vô hướng đều bị triệt tiêu và cho bằng 0, còn đối với vận tốc thì áp dụng luật ma sát biên:

$$\nu\frac{\partial}{\partial n}\left(\vec{n}\times(\vec{n}\times\vec{u})\right) = C_D^C\|\vec{u}\|\vec{u} \tag{15}$$

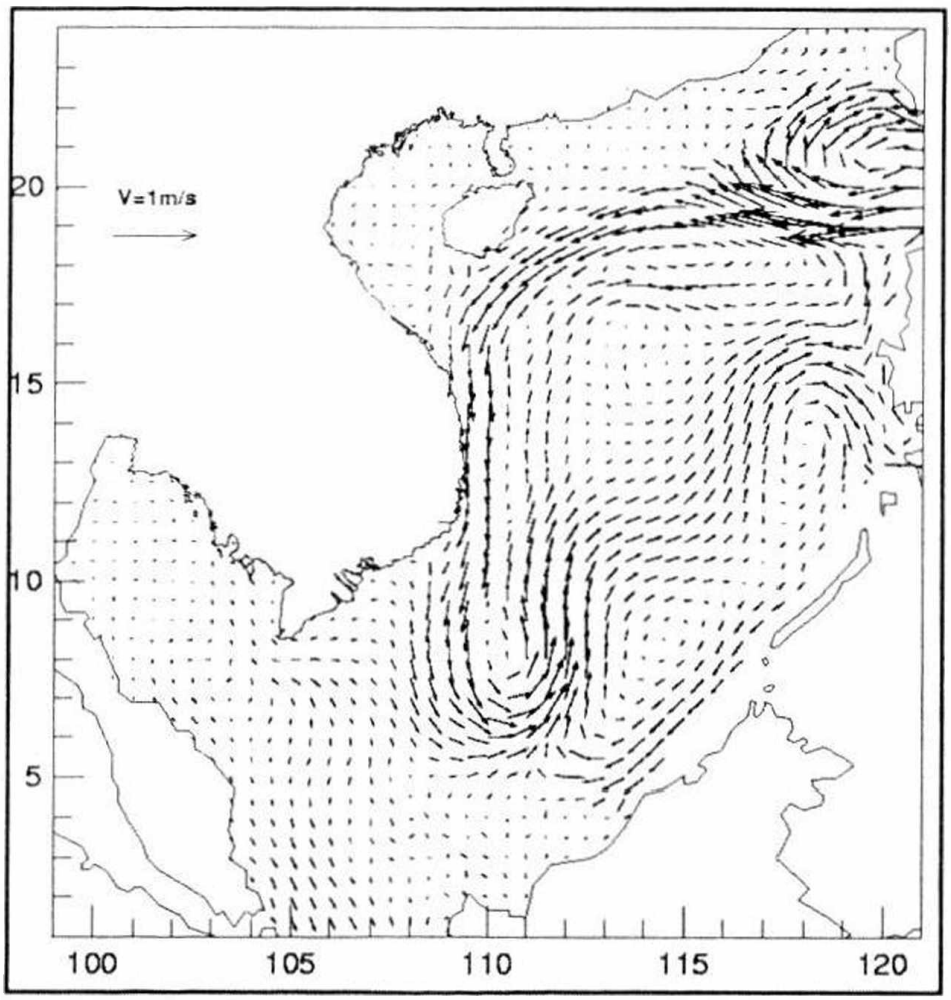
với C_D^C là hệ số ma sát.

Tại các cửa sông, điều kiện biên riêng được áp dụng không tuân thủ điều kiện biên cứng.

3. Một số kết quả ứng dụng và thử nghiệm

Mô hình 3D biển ven đã được ứng dụng trong nghiên cứu cấu trúc 3D hoàn lưu và thuỷ-nhiệt động lực học Biển Đông (Đinh Văn Ưu, Đề tài KHCN 06-02, 2000). Các tác động trên mặt biển đã được lấy theo Haleman et Rosenstein, 1983 và Oberhuber, 1988 cho phép mô tả tương đối hợp lí các trường khí tượng biển khu vực. Các kết quả ứng dụng của mô hình đã cho phép mô tả, tính toán diễn biến của các trường hoàn lưu, nhiệt độ và độ muối trong chu trình năm do tác động của quá trình tương tác biển-khí quyển.

Đối với trường hoàn lưu biển, kết quả triển khai trên ô lưới chi tiết 1/4° x 1/4° kinh – vĩ (các hình 1 và 2) đã một mặt khẳng định những đặc trưng cơ bản nhất quy mô lớn của chế độ hoàn lưu đã được mô tả trước đây, mặt khác đã phát hiện và mô phỏng một cách cụ thể nhiều cấu trúc quy mô vừa và diễn biến của chúng.



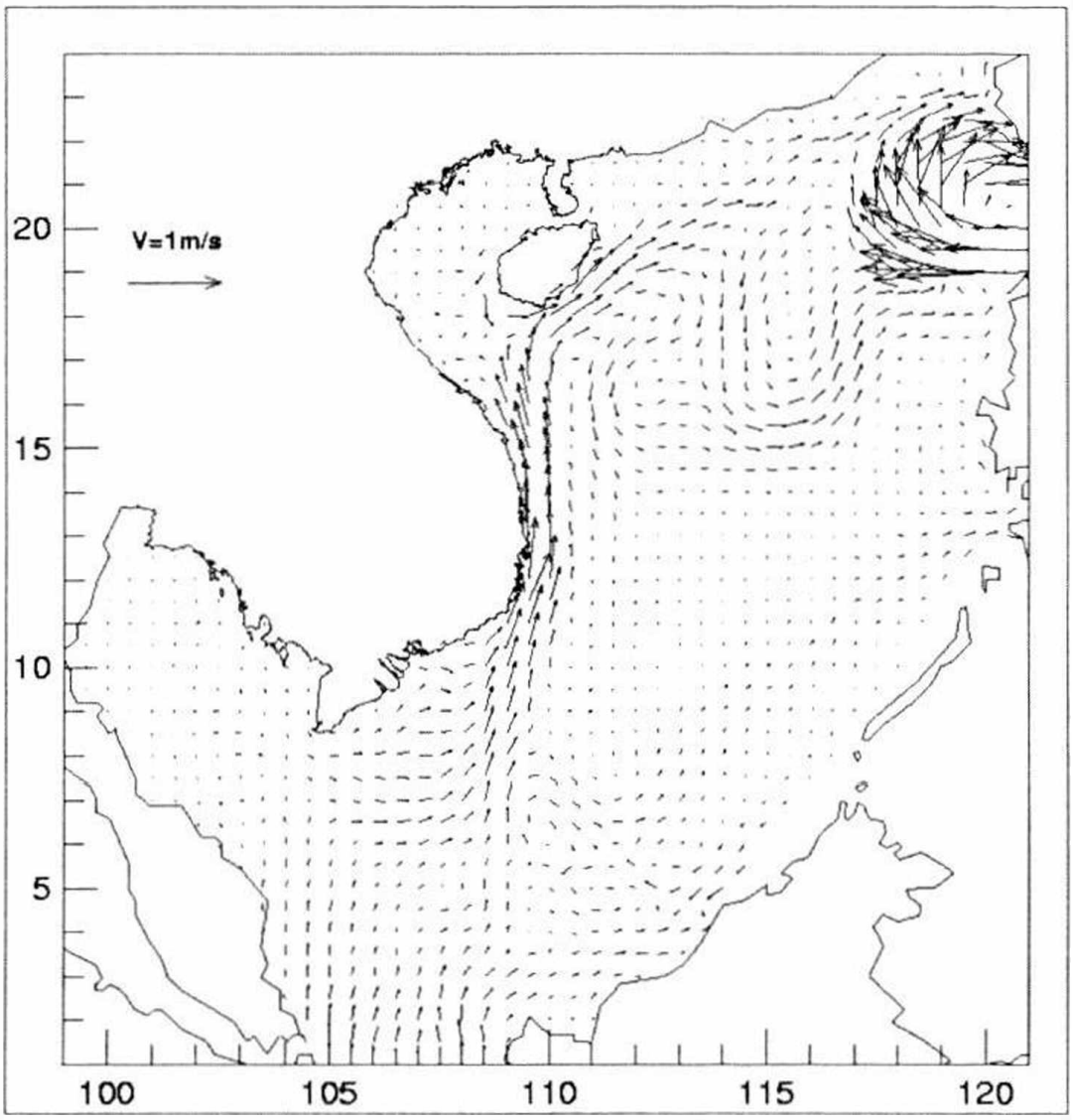
Hình 1. Bản đồ dòng chảy mùa đông trên mặt Biển Đông

Các bộ phận hoàn lưu cục bộ có kích thước khác nhau được hình thành do một số nhân tố mang tính địa phương như địa hình, sự phân hoá gió hay xâm nhập của các dòng chảy lớn vào biển.

Tại vùng đông bắc biển do kết quả tương tác giữa dòng Kuroshio và hoàn lưu Biển Đông với mức độ xâm nhập khác nhau của nước Thái Bình dương vào phần nam eo Luzon luôn tồn tại các xoáy ngược chiều nhau nằm về hai phía của dòng xâm nhập chính. Những xoáy này được Fang dẫn ra dưới các tên: xoáy thuận tây-nam Luzon; dòng ven tây Luzon.

Trên dải gần bờ Trung Quốc, bên cạnh dòng chảy Quảng Đông biến đổi theo hướng gió thịnh hành trong hai mùa, dòng chảy ấm bắc Biển Đông có hướng không đổi trong cả hai mùa được xem như phần liên kết rìa ngoài của các xoáy phía bắc dòng xâm nhập chính từ eo Luzon. Do có gốc xuất phát từ vùng biển ấm phía nam

cũng như Kuroshio nên luôn có nhiệt độ nước ấm hơn và chảy ngược chiều gió trong mùa đông. Trong sự hình thành của dòng chảy này vai trò của địa hình đáy, trong đó có sườn lục địa Trung Quốc và đảo Hải Nam như bức tường ngăn các dòng chảy có nguồn gốc khác nhau từ phía đông tới tạo nên hiện tượng uốn dòng và tăng mực nước phía bờ tây tạo nên dòng gradient ngược chiều gió.



Hình 2. Bản đồ dòng chảy mùa hè trên mặt Biển Đông

Do độ sâu của biển không lớn nên hoàn lưu trong vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan được hình thành chủ yếu dưới tác động của trường gió thịnh hành trên mặt biển. Tuy nhiên với sự liên kết tương đối chặt chẽ với Biển Đông, quá trình trao đổi nước qua cửa vịnh cũng gây nên tính đa dạng trong phân bố và biến động của hoàn lưu mùa trong các vịnh. Tính đa dạng này còn bị chi phối bởi sự khác biệt của quá trình tương tác biển khí, chủ yếu là tương tác nhiệt, trên các vịnh phụ thuộc vào vị trí địa lý của chúng.

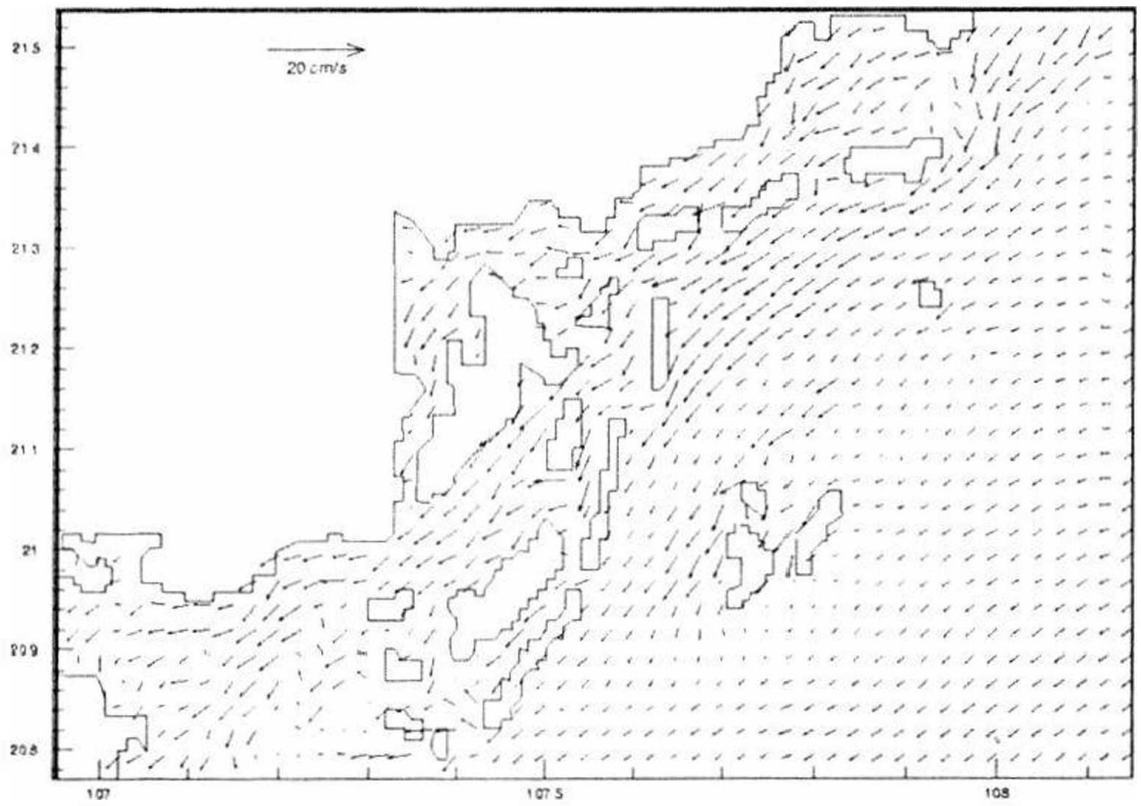
Đặc điểm quan trọng của hoàn lưu trong vịnh Bắc Bộ là sự tồn tại trong cả năm của dòng chảy ven bờ tây vịnh. Điều này đã được khẳng định không những

bằng các kết quả phân tích số liệu khảo sát từ những năm 1960 mà còn được mô phỏng bằng kết quả mô hình hoá 3D. Bên cạnh hoàn lưu trong dạng xoáy thuận nêu trên, các kết quả nghiên cứu thực nghiệm cũng như mô hình hoá đều cho thấy sự hiện diện của một xoáy nghịch trên vùng biển phía bắc vịnh trong mùa hè. Các bản đồ hoàn lưu vịnh Bắc Bộ được thể hiện trong Atlas Quốc gia (1995), dựa trên cơ sở phân tích số liệu khảo sát.

Nguyên nhân hình thành bức tranh hoàn lưu trong mùa hè trên vịnh Bắc Bộ được mô tả trên đây có thể lý giải bằng sự phân hoá về hướng gió trên vịnh do hoạt động kết hợp của áp thấp bắc Đông Dương và dải hội tụ nhiệt đới. Với hướng gió thịnh hành đông-nam từ Bạch Long Vỹ đến Hải Phòng, Quảng Ninh, sự hình thành hai xoáy đối lập dấu nằm hai phía bắc và nam hoàn toàn khẳng định vai trò của gió trong mùa hè. Trong mùa đông, sự xâm nhập của dòng chảy Biển Đông góp phần làm tăng cường dòng chảy đi về phía nam ven bờ phía tây vịnh.

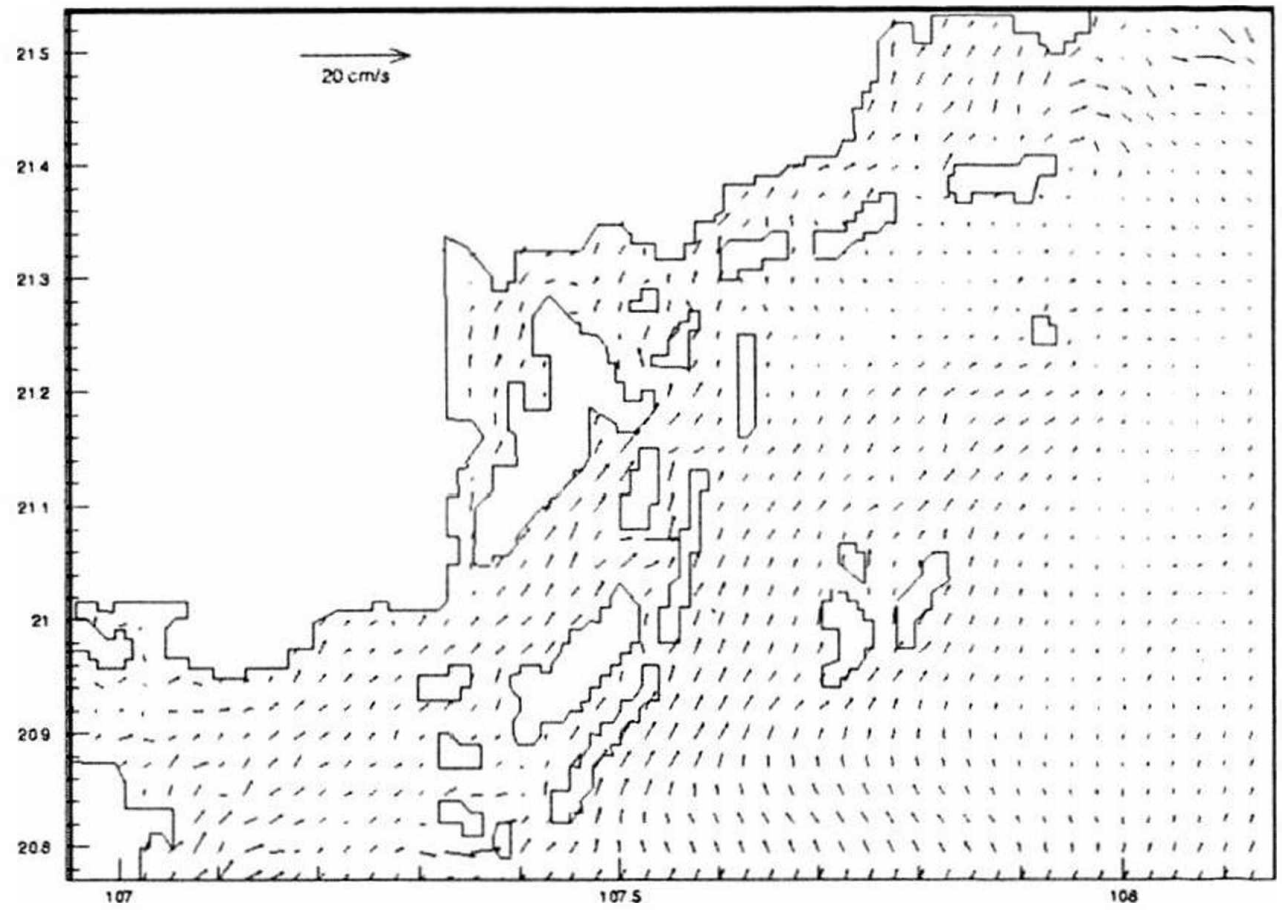
Mô hình 3D nước nông ven biển đã được áp dụng nghiên cứu hoàn lưu dư tại khu vực nước nông ven bờ có địa hình phức tạp của biển Quảng Ninh.

Các kết quả thu được đã phản ánh bức tranh hoàn lưu dư khá phù hợp với địa hình và các trường gió trong năm. Các hình 3 và 4 là ví dụ về kết quả tính cho 2 tháng đặc trưng mùa đông và mùa hè của vùng ven bờ Quảng Ninh.



Hình 3. Hoàn lưu dư tầng mặt trong tháng 2 theo kết quả mô hình tại vùng biển ven bờ Quảng Ninh

Các kết quả triển khai mô hình cho 12 tháng trong năm đã mô tả diễn biến của hoàn lưu dư trong chu kì năm với sự chuyển đổi các trường gió trong hai mùa. Nhìn chung mức độ ổn định của hoàn lưu theo mùa khá cao. Những kết quả này có thể sử dụng giải quyết các bài toán vận chuyển và lan truyền các chất ô nhiễm trong vùng nghiên cứu.



Hình 4. Hoàn lưu dư tầng mặt trong tháng 8 theo kết quả mô hình tại vùng biển ven bờ Quảng Ninh

Việc tính toán chi tiết phân bố vận tốc ngang theo độ sâu, cùng với khả năng lựa chọn sơ đồ tính ứng suất đáy khác nhau đã cho phép đưa ra giá trị vận tốc trong lớp biên đáy hay ứng suất rất cần thiết cho các bài toán vận chuyển trầm tích và ô nhiễm trong biển.

Cảm ơn. Bài báo hoàn thành với sự hỗ trợ của Chương trình nghiên cứu cơ bản, đề tài 731 701

Tài liệu tham khảo

1. Beckers J-M., *User manual of the GHER 3D primitive equation model.* University of Liege, 1996.
2. J-M Beckers, Dinh Van Uu, Doan Van Bo, J.C.J. Nihoul, Mô hình 3 chiều (3D) sinh thái-thuỷ động lực và ứng dụng tại các khu vực cửa sông ven bờ Việt Nam,

Kỷ yếu Hội thảo quốc tế về cơ học chất rắn, chất lỏng, cấu trúc và tương tác, Nha trang, tháng 8 2000, trang 390-397.

3. *Đề tài KHCN 06-02, 2000* (Đinh Văn Ưu, chủ trì), Nghiên cứu cấu trúc ba chiều (3D) hoàn lưu và nhiệt muối Biển Đông và các ứng dụng, Báo cáo tổng kết đề tài thuộc Chương trình Biển KHCN 06, giai đoạn 1996-2000.
4. Helleman, S., and Rosenstein M., Normal monthly windstress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13(1983), pp. 1093-1104.
5. Kitaigorotskii S. A., Review of the theories of wind-mixed layer deepening, In J.C.Nihoul (Editor), *Marine Forecasting*, Elsevier, Amsterdam, 1979, pp.1-33.
6. Monin A. S. and Ozmidov R. V., *Turbulence in the Ocean*, Riedel, Dordrecht, 1985, 247 p.
7. Oberhuber J. M., *An atlas based on the 'CODAS' data set*, Rep. 15, Max-Planck-Inst. fir Meteorol., Hamburg, Germany, 1988.

VNU JOURNAL OF SCIENCE, Nat., Sci., & Tech., T.XIX, N$_0$1, 2003

PRELIMINARY RESULTS OF DEVELOPMENT AND APPLICATION OF THE THREE-DIMENSIONAL (3D) THERMO-HYDRODYNAMIC MODEL FOR COASTAL AND SHALLOW WATER SEAS

Dinh Van Uu

Department of Hydro Meteorology and Oceanology
College of Science, VNU

Three-dimensional (3D) thermo-hydrodynamic primitive equation (PE) model was applied to investigate 3D thermohaline and circulation structure of the Bien Dong Sea. The turbulence closure schema was developed for coastal shallow and estuarine region.

In the mathematical model the horizontal turbulence terms was included according to Prandtl theory: $\tilde{\nu}_1 = \tilde{\nu}_2 = l_m{}^2 M$, where $M = \left\{ \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} \right\}^{\frac{1}{2}}$.

In the numerical model the mixing leng l_m is considered dependant of the horizontal grid size.

The developed model is able to apply for the coastal shallow water and estuarine area with complex of the topography and more fine grid size. The model was successfully applied to Quang Ninh sea region with reversing monsoon conditions.