

海南島榆林灣水交換研究

管衛兵^{1, 2, 3} 王麗姬¹ 董禮先^{1, 2}

1. 香港科技大學海岸與大氣研究中心

2. 國家海洋局第二海洋研究所

3. 國家海洋局海洋動力過程與衛星海洋學重點實驗室

摘要

基於 1997 年 9 月間的現場調查資料,利用 POM 模式模擬了榆林灣的環流狀況,並利用三維 Lagrange 浮子試驗計算榆林灣的水交換能力,研究結果表明,榆林灣是一個層化很強的河口灣,它的垂向混合十分的弱,其縱向剖面存在一個餘環流,淡水從上層快速外瀉,咸水從下層入侵。榆林灣水交換能力也因此表現出明顯的垂向差異,雨季表、中、底三層的沖洗時間 (flushing time) 分別為 2.2 天、3.8 天和 6.0 天,總的沖洗時間為 4.0 天。如果將上游的大茅河流量設為零,榆林灣的沖洗時間則增大至雨季時的 2.5 倍左右。這說明大茅河流量雖然相當微弱,但對榆林灣的水交換起了十分重要的作用。總體而言,由於灣的縱向尺度不大,加上上游存在一淡水流量,所以榆林灣具有相當的水交換能力,但榆林灣日益富營養化表明生活污水和網箱養殖的持續污染已超出了榆林灣的自淨能力。

1. 引言

三亞市位於海南島南端,是我國唯一一座熱帶海濱旅遊城市。自 1987 年三亞升級為地市級城市以來,該市在旅遊和高技術產業方面得到很大發展。榆林灣和三亞灣是緊鄰三亞市的兩大海灣。隨著旅遊業的發展和城市人口的增加,注入海灣的城市污水量不斷加大,同時灣內不斷發展網箱養殖業,也給海灣帶來污染。為保護三亞市海洋生態環境和海洋資源,必須進行系統的海域環境監測,在此基礎上進行深入的海洋環境容量研究。

榆林灣的水動力和水質調查開始於 80 年代。香港科技大學研究中心、國家海洋局第二海洋研究所和三亞市環保局生態環境監測站曾於 1996 年 5 到 10 月對三亞市毗鄰水域進行了水質調查和監測工作,目的在於瞭解三亞市近岸水域的水質狀況及污水排海量與沿岸水質的關係 (陳介中,李炎,張海生等,1997)。為進一步瞭解榆林灣富營養化程度及其納污能力,香港科技大學研究中心與國家海洋局第二海洋研究所於 1997 年又合作進行了榆林灣環境容量研究,並於 1997 年 9 月進行了為期 10 天的現場調查和實驗室實驗。調查項目包括水動力條件、污染和營養要素以及有關生態要素的分佈。

2. 榆林灣地形和水動力特徵

研究海區包括榆林港、三亞港以及鹿回頭角與榆林角之間的大東海、小東海(圖 1)。榆林與安遊以北的海域我們稱之為榆林灣。榆林灣為袋狀灣,水深較淺,在安遊附近的淺灘和斜對岸的較長的丁壩使水道有一個較大的彎曲,臨近灣頂,水深更淺。灣的上游有大茅河輸入淡水,但淡水流量較小,年平均流量 1.42 米³/秒。

圖 1 也給出了 1997 年 9 月的現場觀測站位及

1992 年進行的歷史觀測站位。1997 年調查包括 32 個水文水質大面觀測站和 3 個水文水質連續觀測站,而 1992 年只包括 2 個水文水質連續觀測站和一個連續觀測一個月的潮位站。

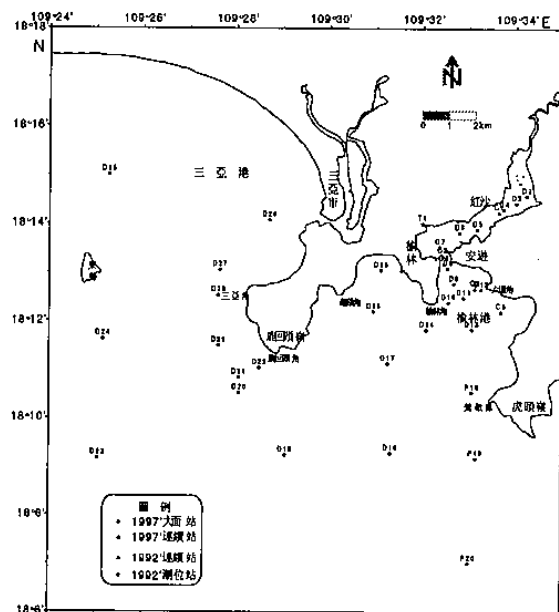


圖 1 研究區域地形及觀測資料站位

通過分析這些資料可以知道,整個海區屬於混合潮海區,流速較小,但受沖淡水和地形的影響,流路複雜多變,流動有明顯的垂向結構。溫鹽的水平分佈表現為近岸變化較大,而在外海相對較為均勻。榆林灣是一個層化很強的河口灣,它的垂向混合十分的弱。大茅河流量極小,主水道受沖淡水影響較大的水層厚度一般小於 1m。縱向剖面存在一個餘環流,淡水從上層快速外瀉,咸水從下層入侵。

3. 數值模型概述

爲了瞭解榆林灣當地環流過程的細節、水交換情況及化學物質的輸運過程，將利用一個三維數值模式結合觀測資料來進行研究，對 Princeton 海洋模式(POM)作必要的改進可滿足本研究的特殊需要。之所以選擇 POM 是因爲它包括自由表面、非線形平流項、耦合的密度和速度場、徑流、反映垂直混合的 2 階湍流閉合模型等；並且它已被設計得很容易進行“真實”模擬。此外，水平面上的正交曲線性座標和垂向的 sigma 座標的結合可以使感興趣的區域加密網格，而不犧牲笛卡爾格點方案熟知的特性(Blumberg and Mellor, 1987)。

在本研究中，模式僅考慮鹽度對斜壓場的貢獻而不計算溫度場。利用 Ives and Zacharias(1987)概括的等角投影法生成整個計算區域的正交曲線性網格。圖 2 是計算區域的網格分佈圖。從圖中可以看出，我們對感興趣的榆林灣、榆林港及附近區域進行了加密，以達到足夠的計算分辨率。整個計算區域最小網格間距爲 69m，最大 1155m，平均 281m。在垂向，整個數值模型具有 9 個 σ 層。其中，在表、底附近使用了對數關係加密層次，以更好地分辨上層淡水和底邊界層。

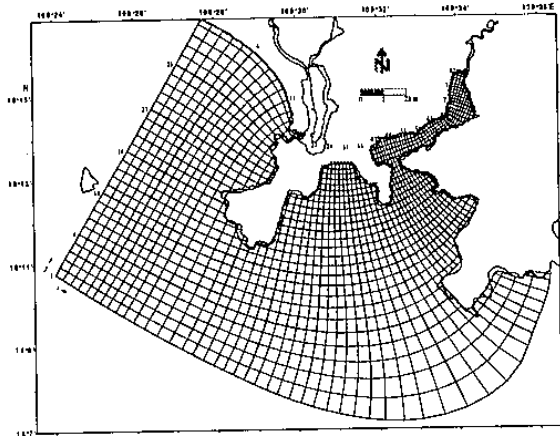


圖 2 計算區域及網格分佈

從圖 2 中可以看出，西、南兩邊界爲水域開邊界，而北、東兩邊界分別有三亞河和大茅河的入口。在本研究中，不考慮風的作用，也不考慮表層的浮力通量（鹽通量），模式是在側邊界條件的驅動下運行的。

在南邊界，模式使用四個調和常數 (M_2 、 S_2 、 K_1 和 O_1) 的潮位預報值給定邊界上每個計算時刻的水位值。外海區域的潮波大致上從東向西傳播，這一點已反映在調和常數中遲角的沿程變化上。在西邊界，用 Sommerfeld 形式的幅射邊界條件計算外模速度。

$$\frac{\partial U}{\partial t} - c \frac{\partial U}{\partial n} = 0$$

其中 U 爲對應邊界法向 (n 向) 外模速度， c 是自計算域內部的近邊界處擾動的位相速度。在北、東兩河口邊界，給出外模速度隨時間變化的運算式，三亞河和大茅河雨季流量分別給定爲 $10\text{m}^3/\text{s}$ 和 $3\text{m}^3/\text{s}$ 。

至於鹽度邊界條件，我們使用 Thatcher-Harleman 型邊界條件 (Thatcher and Harleman, 1972) 形式

$$\begin{cases} S(t) = \alpha(t)S_{max} + [1 - \alpha(t)]S_{lws} & \text{for } t_{lws} \leq t \leq t_{lws} + T_{TH} \\ S(t) = S_{max} & \text{for } t_{lws} + T_{TH} \leq t \leq t_{hws} \end{cases}$$

其中 T_{TH} 爲 Thatcher-Harleman 時間延遲(返回時間)，即低潮位憩流時刻 t_{lws} 以後的 T_{TH} 時段間，鹽度將介於低潮位憩流時鹽度值 S_{lws} 和最大鹽度 S_{max} 之間，此後一直到高潮位憩流時刻 t_{hws} 間的鹽度均等於 S_{max} 。時間函數 $\alpha(t)$ 定義爲

$$\alpha(t) = \sin^2\left(\frac{1}{2}\pi \frac{t - t_{lws}}{T_{TH}}\right)$$

返回時間的大小取決於計算區域外流的情況。在外海邊界，由於歷史觀測資料的缺乏，只能根據大面觀測資料給出外海各點鹽度的最大值；此外，我們對 Thatcher-Harleman 時間延遲 T_{TH} 的敏感性也進行了分析，結果表明，該時間因數影響不大，因爲開邊界處水體混合程度較好，亦即鹽度梯度較小。在兩河口邊界，仿效海邊界鹽度邊界條件形式，給出了當地瞬時鹽度與最小鹽度值 0 及高潮憩流時鹽度值之間的關係，並通過敏感性試驗給定適當的 T_{TH} 值，來正確反映河口的鹽度梯度，進而正確反映河口環流的垂直結構。

模式計算的起始時間爲 1997 年 8 月 1 日 0 時，整個區域的鹽度初始值爲 26。爲了使鹽度分佈達到平衡狀態，利用給定的邊界條件連續積分模式一個月，從而消除初始值對模式結果的影響。同時利用隨後半個月的計算結果對各計算點進行調和分析，得出整個計算海區的潮流橢圓常數和餘流值。

將灣內計算水位和用四個調和常數預報潮位作了比較，同時也比較了 $c1$ 、 $c2$ 和 $c3$ 站表底流速、流向及鹽度的計算結果與觀測結果。潮位的模擬值和預報值之間具有很好的一致性。 $c1$ 、 $c2$ 和 $c3$ 站流速、流向的計算值和實測值量值基本一致，可以滿足進一步研究的要求。而從這三個站的模式計算鹽度值和觀測值之間比較可知，模式也較好地反映出鹽度的變化規律。

4. 水交換特性分析

海水水交換能力的強弱，在很大程度上決定著港灣的環境容量的大小。潮流的振幅和遲角的空間分佈不均勻性是導致相鄰水體之間交換的主要原因。此外，余環流在水交換過程中也起著重要的

作用。

4.1 餘環流分析

歐拉餘流是指海域內某確定網格點上隱含在流動中的非周期性成分，它由斜壓餘流、風生餘流和潮餘流三部分組成。其中潮餘流起因於摩擦、地形等因素造成的非線性現象。歐拉餘流反映了在潮汐作用下，水體的長期平均遷移趨勢，因此可作為討論某特定海區水體自淨能力的一個重要特徵參數。

由計算結果可以看出，表層餘流顯著大於底層。由於模式沒有考慮風的作用，表層餘流主要由沖淡水和地形效應引起。榆林灣內主水道表層餘流在 10cm/s 左右，並一律向海流動。出榆林灣口後，在科氏力的作用下表層餘流不斷右拐，過了榆林角表層餘流轉向東流，鹿回頭嶺岸線又使其轉向南流，在鹿回頭角右側存在一反時針旋轉的渦。在外海，沖淡水和地形效應引起的表層餘流流向東南。在虎頭嶺右側流的隱蔽區，出現一個強度較大的反時針渦。此外，在榆林角和龜頸角之間的大東海海域的表層存在一個範圍較大的弱順時針渦。三亞河沖淡水主要流向西南，但也有部分水體繞過三亞角東流的迹象。

底層除外海和榆林灣口處餘流稍大外，其他區域餘流均相當微弱，量級在 2cm/s 之下。底層大部分區域的方向與表層相異甚至相反。如榆林灣內底層餘流在主水道全為上溯流，這說明榆林灣縱向剖面存在一個餘環流，淡水從上層外瀉，咸水從下層入侵。水平上，在口門附近的底層對稱性地存在兩個餘流渦。

從榆林灣水平餘流主水道分量的縱向剖面分佈來看，上面一薄層沖淡水體（厚度一般小於 1m）快速向海流動，而中、下層被上溯的咸水佔據。由於受底摩擦的影響，臨近底層的餘流較小。

由上可知，本海區的流動具有很強的三維結構，如果用水平二維模式來研究本海區的話，必將不能反映出表層沖淡水相對快速下瀉這一重要特徵。

4.2 三維 Lagrange 浮子試驗

本研究利用 Euler-Lagrange 方法來研究相鄰水體之間交換。這種方法是通過計算海水標識浮子的 Lagrange 運動來揭示各水體之間的交換過程 (Signell et al., 1990; Signell et al., 1992)。

浮子軌迹可通過對三維模式中速度場的數值積分來求得。確定給定時刻 Lagrange 浮子位置的數值技術細節可參見 Hedstrom(1990)和 Hofmann et al.(1991)。其主要過程是，首先將速度場雙線性插值到質點位置而獲取質點位置上的速度值。嘗試改用雙樣條插值方法代替雙線性插值，但質點軌迹上

並沒有實質性的改變。有了速度場後，就可以使用如下的 4 階 Runge-Kutta 積分格式來計算質點的新位置。

$$\begin{aligned} \vec{k}_1 &= \Delta t \times \vec{v}(t, \vec{x}_n) \\ \vec{k}_2 &= \Delta t \times \vec{v}(t + \frac{\Delta t}{2}, \vec{x}_n + \frac{\vec{k}_1}{2}) \\ \vec{k}_3 &= \Delta t \times \vec{v}(t + \frac{\Delta t}{2}, \vec{x}_n + \frac{\vec{k}_2}{2}) \\ \vec{k}_4 &= \Delta t \times \vec{v}(t + \Delta t, \vec{x}_n + \vec{k}_3) \\ \vec{x}_{n+1} &= \vec{x}_n + \frac{\vec{k}_1}{6} + \frac{\vec{k}_2}{6} + \frac{\vec{k}_3}{6} + \frac{\vec{k}_4}{6} \end{aligned}$$

其中 \vec{x}_{n+1} 代表先前在 \vec{x}_n 的浮子經過 Δt 時間按速度 \vec{v} 移動的新位置，而 \vec{k}_i 則是 Runge-Kutta 係數。

標識浮子的運動軌迹不僅與浮子投放的初始時刻有關，而且還與浮子投放的初始位置有關。圖 3a 畫出了浮子在小潮高平潮時的施放位置，在榆林灣計算區域內，水平每隔 47m，垂向每隔 0.2m 放置一個標識浮子，共 43535 個。這樣每個標識浮子代表著相同體積的水體，可對其運動作統計分析。

4.3 浮子試驗的結果和討論

圖 3b-d 分別為施放 1 天、5 天、10 天後表、中、底層浮子分佈。施放 1 天後，表層有 40% 的標識浮子沖出榆林灣口散佈於灣外近岸區域，中層有 23.7% 的水質點離開榆林灣，而底層只有 6.4% 的水體被置換。1 天以後，榆林灣內標識浮子總數還剩 76.6%，23.4% 的浮子離開了榆林灣。施放 5 天後，已有半數以上（70.2%）的標識浮子沖出灣口，離開榆林灣的浮子散佈於灣外廣闊海區，同時也有部分浮子跑出了計算區域。散佈於灣外浮子的分佈並不均勻而呈補丁狀，反映出浮子離開榆林灣後的流動狀態。施放 10 天後，表、中、底三層分別有 95.5%、91.5% 和 85.4% 的標識浮子離開榆林灣，總計有 90.8% 水體被置換，並有更多的浮子離開榆林灣並跑出計算區域。

以上這些統計數位將更清晰地反映在圖 4 中。總體上，榆林灣內剩餘的浮子隨著時間的推移在不斷的減少，表層的減少速度快於中、底層，總數的減少速度與中層的相當。所有的曲線均非單調下降，還有一些小峰存在，說明在離開榆林灣的浮子中還有少量浮子又重新回到榆林灣。將標識浮子數減少至原來的 $1/e \approx 37\%$ 所花費的時間定義為沖洗時間 (flushing time)，由圖 4 可知，表、中、底三層的沖洗時間分別為 2.2 天、3.8 天和 6.0 天，總的沖洗時間為 4.0 天。

模式計算的是雨季小潮時施放浮子的情況，所得的沖洗時間應大於雨季其他潮時，但這正是我們想求的極值情況。從計算結果來看，雨季榆林灣的沖洗時間比較短，說明其水交換能力較強。為

了研究大茅河流量對榆林灣水交換的作用，在模式中將大茅河流量設為零後重新運行並得到了如圖 5 的結果，表、中、底三層的沖洗時間分別為 7.0 天、10.0 天和 13.0 天，總的沖洗時間為 10.0 天。在這種情形下，沖出灣口的浮子中有相當比例的浮子又能重新回到榆林灣。

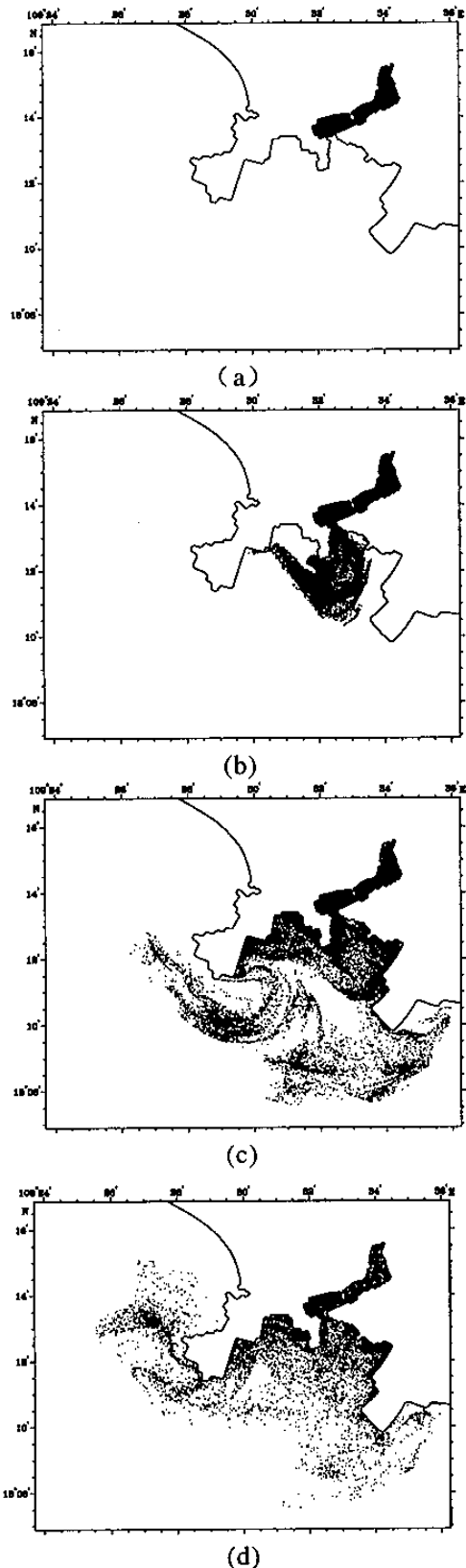


圖 3 標識浮子的初始(a)、1 天(b)、2 天(c)及 10 天(d)時的位置

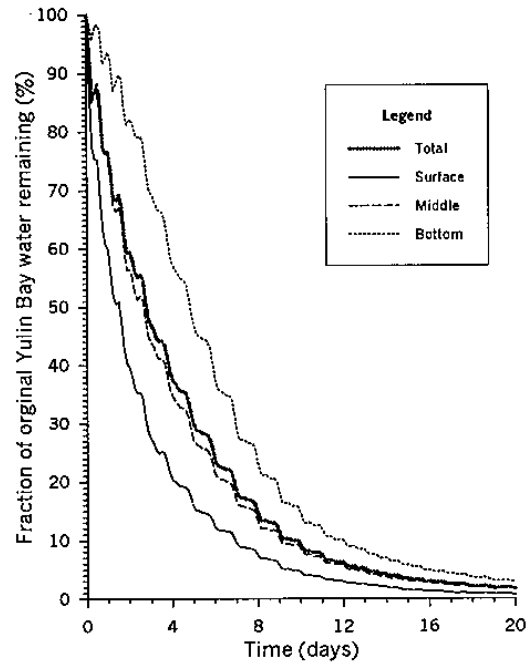


圖 4 初始榆林灣水體剩餘量隨時間變化曲線

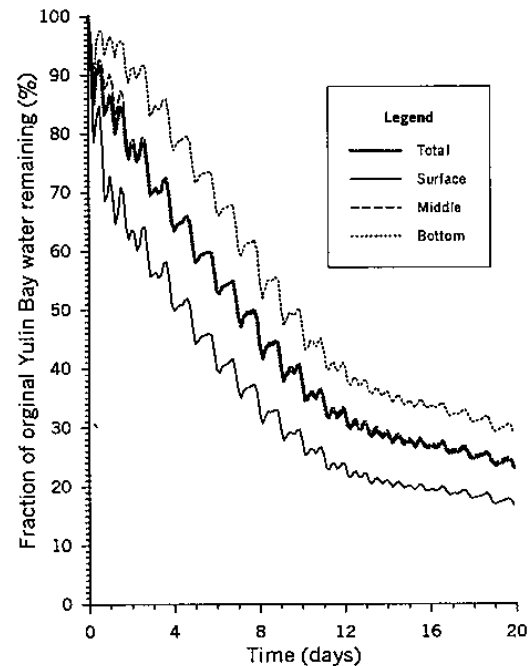


圖 5 大茅河流量為零情況下初始榆林灣水體剩餘量隨時間變化曲線

大茅河流量設為零後，榆林灣的沖洗時間增大至雨季時的 2.5 倍左右。這說明大茅河流量雖然相當微弱，但對榆林灣的水交換起了十分重要的作用。大茅河沖淡水的出現使整個榆林灣存在縱向餘環流，雖然一定量的物質可能會在這裏被捕獲，但最顯著的作用還是咸水由底部頂托原先的水體使其被上部快速下瀉的沖淡水帶出海灣。這個實驗還說明，榆林灣雨季水交換能力較強，而其他季節其水交換能力有所減弱。水交換能力的減弱將不利於灣內營養物質的排出，容易造成富營養化，雖然雨季榆林灣水交換能力較強，但雨季從灣上游大茅河

帶來的營養物質也多餘其他季節。調查表明榆林灣正日益富營養化，這說明生活污水和網箱養殖的持續污染已超出了榆林灣的自淨能力。

分析水平餘流分佈和圖 3 可知，歐拉餘流分佈基本上反映了較長期物質的輸運趨勢。從兩分佈上都可以看出，榆林灣水質對大東海和小東海海域均有較大的影響。榆林灣水體甚至可以越過鹿回頭嶺進入三亞港(圖 3c)，這一點在表層的餘流分佈上雖不能發現，但可從底層的餘流分佈中發現它的蹤跡。

由於計算區域的限制，逃離計算區域的水質點運移軌跡將不得而知，也許還有部分水質點隨水流又回到了計算海區。

5 · 結 論

基於香港科技大學研究中心與國家海洋局第二海洋研究所合作的榆林灣環境容量研究項目於 1997 年 9 月間得到的現場調查資料，我們利用 POM 模式模擬了榆林灣的環流狀況，得出了反映該區域中長期物資輸運趨勢的餘流分佈。我們利用三維 Lagrange 浮子試驗計算榆林灣的水交換能力。研究結果表明：

榆林灣是一個層化很強的河口灣，它的垂向混合十分的弱。上游的大茅河流量極小（雨季也只有 $3\text{m}^3/\text{s}$ 左右），主水道受沖淡水影響較大的水層厚度一般小於 1m。榆林灣縱向剖面存在一個餘環流，淡水從上層快速外瀉，咸水從下層入侵。

榆林灣水交換能力也因此表現出明顯的垂向差異，雨季表、中、底三層的沖洗時間（flushing time）分別為 2.2 天、3.8 天和 6.0 天，總的沖洗時間為 4.0 天。如果將模式中大茅河流量設為零，表、中、底三層的沖洗時間則分別為 7.0 天、10.0 天和 13.0 天，總的沖洗時間為 10.0 天。即大茅河流量設為零後，榆林灣的沖洗時間增大至雨季時的 2.5 倍左右。這說明大茅河流量雖然相當微弱，但對榆林灣的水交換起了十分重要的作用。總體而言，由於灣的縱向尺度不大，加上上游存在一淡水流量，所以榆林灣具有相當的水交換能力，但榆林灣日益富營養化表明生活污水和網箱養殖的持續污染已超出了榆林灣的自淨能力。

分析餘流和浮子分佈可知，歐拉餘流分佈基本上反映了較長期物質的輸運趨勢。從兩圖上都可以看出，榆林灣水質對大東海和小東海海域均有較大的影響，榆林灣水體甚至可以越過鹿回頭嶺進入三亞港。

致 謝

本研究得到香港科技大學和國家海洋局第二海洋研究所合作項目的支援，並得到國家海洋局青

年海洋科學基金資助（項目編號：97502）。作者對香港科技大學海岸與大氣研究中心、國家海洋局第二海洋研究所及海洋動力過程與衛星海洋學重點實驗室、陳介中教授和張海生教授的鼓勵和支援深表謝意，對潘建明、陳志強和陳耕心等的合作研究、浙江省河口海岸研究所耿兆銓老師提供歷史資料表示感謝。

參考文獻

- 陳介中,李炎,張海生等 1997 海洋三亞近岸海洋環境質量的調查與評價,香港科技大學研究中心出版物 97-1.
- Blumberg, A. F., and G. L. Mellor 1987 A description of a three-dimesional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimension Coastal Ocean Models*, Vol. 4, edited by N. Heaps, pp. 208, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Hedstrom, K.S., 1990 User's manual for a semi-spectral primitive equation regional ocean-circulation model, version 3.0, Tech. Note FY90-2, 82pp, Inst of Nav. Ocean., Stennis Space Cent., Miss.
- Hofmann, E.E., K.S. Hedstrom, J.R. Moisan, D.B. Haidvogel, and D.L. Mackas,1991, The use of simulated drifter tracks to investigate general transport patterns and residence times in the coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, **96**, 15,041-15,052.
- Ives, D. C. & Zacharias, R. M. 1987 conformal mapping and orthogonal grid generation. Paper No. 87-2057, *AIAA/SAE/ASME/ASEE 23rd Joint Propulsion Conference*, San Diego, California, June 1987
- Signell, R. P. and B. Butman 1992 Modeling tidal exchange and dispersion in Boston Harbor, *Journal of geophysical research*, **97**(c10), 15591-15606
- Signell, R. P. and W. R. Geyer 1990 Numerical simulation of tidal dispersion around a coastal headland, in *Residual Currents and Long-term Transport*, edited by R. T. Cheng, *Coastal and Estuarine Studies*, vol.38, pp210-222, Springer-Verlag, New York
- Thatcher, M.L., Harleman, R.F. 1972 A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in the estuaries, Massachusetts Institute of Technology, Report no 144, February 1972

