

東亞海域之潮汐：1/12°三維斜壓潮汐模式之數值模擬

詹森

國立中央大學水文科學研究所

中壢市中大路300號 Tel: 03-4223410 Email: senjan@cc.ncu.edu.tw

摘要

為探討東海、台灣海峽暨南海之正、斜壓潮動力，本研究建立一水平網格解析度1/12°、垂直方向51個 σ 層之三維斜壓潮汐模式。模式範圍涵蓋東經99.25—135.25°和北緯2.25—43.25°之間海域，模式地形取用ETOPO2和國家海洋科學研究中心較準確的台灣週邊海域1弧分水深資料共同建立。動量方程式中包含平衡潮引潮力、地殼彈性造成的水位變化之計算。開口邊界之水位採用二維全球潮汐模式之結果(Matsumoto et al., 2000)，經由強制輻散邊界條件輸入模式，垂直平均流速則採重力淺水波邊界條件，三維斜壓速度與水文場採流鬆弛邊界條件處理。為儘可能維持模擬潮汐動力之正確，模式區域內不使用任何資料同化技術。半日潮 M_2 與全日潮 K_1 分量模擬結果顯示，正壓潮位振幅、相位分佈和無潮點之位置均與Matsumoto的全球潮汐模式結果相當吻合。根據進一步數值實驗的結果，半日與全日正壓潮在呂宋海峽均因陡升之海檻地形而引發顯著的內潮運動，其中 M_2 潮進入南海後振幅繼續衰減，但其整體行為受海水垂直分層之強弱與內潮的影響較小。相較之下， K_1 潮進入南海後除發生近似共振現象，其振幅尚受分層強弱與呂宋海峽內潮之影響。

關鍵字：潮汐、斜壓潮、東亞海域、三維數值模式

一、前言

東亞海域海底地形複雜(圖1)，從4000—5000 m深的西北太平洋，往西至廣大的東海陸棚，水深驟減為100—200 m，太平洋與東海之間以琉球島弧及沖繩海槽相隔。太平洋與南海之間以呂宋海峽為界，呂宋海峽中包含兩道南北走向的海脊，阻隔深邃的太平洋海盆與3000 m深、近乎封閉的南海海盆。東海和南海之間以平均水深60 m、寬約200 km的台灣海峽銜接。

西北太平洋潮波以半日潮為主，振幅約0.5 m自東而西進入東海陸棚後因地形淺化和1/4波長共振效應，以致振幅在長江口、杭州灣附近大增為1.5 m (Kang et al., 1998; Lefevre et al., 2000; Jan et al., 2004)。東海潮波大約在長江口附近分為兩股，分別沿岸往北與往南，往北的潮波進入黃海和渤海，在朝鮮半島西岸振幅達2 m以上；往南的潮波沿著中國大陸東南海岸進入台灣海峽，到台灣灘南邊因水深陡降，造成反射以致潮差在台灣海峽中段增至2 m左右 (Jan et al., 2002)。南海的潮汐 主要由太平洋潮波向西通過呂宋海峽的能量所維持，半日潮能量從呂宋海峽往西南方持續衰減，振幅愈來愈小，全日潮則近似駐波，振幅在南海中間增加了約50%(Fang et al., 1999)。

東海陸棚邊緣、呂宋海峽和南海北部也是世界上內潮最強烈的區域之一(Hsu et al., 2000; Ramp et al., 2004)。近年亞洲聲學實驗(ASIAEX)和南海北部的觀測資料顯示內潮在東沙島附近造成等溫線約50 m的垂直起伏(Duda et al., 2004)，南海北部內波的形成則可能源自呂宋海峽(Liu et al, 2004; Ramp et al., 2004)，而且主要是伴隨半日潮而來，在大潮期間振幅達最大，其最大振幅可達106 m、引起的溫度變化可達11°C、最大流速可達2.4 m/s (Yang et al., 2004)。Niwa and Hibiya (2004)則用數值模式探討亞洲海域的 M_2 內潮能量收支，驗證了東海陸棚邊緣和呂宋海脊都是重要的內潮產生區，在呂宋海峽內甚至有近25%的 M_2 正壓潮能量轉為斜壓潮能量。

為了承續過去對東亞海域之正壓、斜壓潮汐動力研究，進而提高台灣週邊海域潮位、潮流預報之準確度，本研究擬建立了一個1/12°之三維潮汐模式，範圍涵蓋東海、黃、渤海、南海等東亞邊緣海，除了模擬主要的全日與半日潮汐分量外，最重要的工作包括分析南海正、斜壓潮的能量收支及南海的全日潮行為。

二、潮汐模式

模式控制方程式經Bousinessq近似和靜水壓近似後，包括動量平衡方程式、連續方程式、溫鹽度平衡式和狀態方程式：

$$\frac{Du}{Dt} + f \times u = -\frac{\nabla_H p}{\rho_0} - \nabla_H(\beta\eta - \zeta) + A_H \nabla_H^2 u + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - F_D \quad (1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho'g \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_H U = 0 \quad (3)$$

$$\frac{D\phi}{Dt} = K_H \nabla_H^2 \phi + K_V \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \quad (4)$$

其中 $D/Dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$ ， $\nabla_H = \partial/\partial x i + \partial/\partial y j$ ， $\nabla_H^2 = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$ ， t 為時間，水平速度 $u = ui + vj$ ， ρ_0 為初始密度剖面， ρ' 是變動密度， p 是變動壓力， η 是水位變化， β 是潮汐負荷效應 (loading effect due to ocean tides) 係數， K_H 為 0.940、 M_2 為 0.953 (Foreman et al., 1993)， ζ 為平衡潮， g 是重力加速度， $U = U_i + V_j$ 是水平速度垂直積分， ϕ 代表溫或鹽度， (A_H, A_V) 是水平和垂直黏滯係數， (K_H, K_V) 是水平和垂直擴散係數。內潮行進過程中經由非線性作用轉換至內波、孤立波所消耗的能量以 F_D 代表， $F_D = r(u - \bar{u})$ ， \bar{u} 是垂直平均速度， r 是阻尼係數取 0.2/days (Niwa and Hibiya, 2001)。

潮汐模式範圍為 99.25°E—35.25°E 和 2.25°N—43.25°N (圖1)，水平網格解析度為 1/12°。垂直座標以 $\sigma = (z - \eta)/(H + \eta)$ 將 z 座標轉換為 σ 座標， H 為平均水深。垂直方向分為 51 層，每層間距不等， $\sigma_k = (0, 0.002, 0.004, 0.006, 0.008, 0.01, 0.012, 0.014, 0.018, 0.022, 0.026, 0.03, 0.034, 0.037, 0.045, 0.053, 0.061, 0.069, 0.077, 0.085, 0.1, 0.116, 0.132, 0.148, 0.179, 0.211, 0.243, 0.274, 0.306, 0.337, 0.369, 0.4, 0.432, 0.464, 0.495, 0.527, 0.558, 0.59, 0.621, 0.653, 0.684, 0.716, 0.748, 0.779, 0.811, 0.842, 0.874, 0.905, 0.937, 0.968, 1)$ ， $k=1-51$ ， $\sigma_1=0$ 為海表面， $\sigma_{51}=-1$ 為海底。模式地形採用水平解析度 2 弧分的 ETOPO2 全球水深資料和海科中心 1 弧分東亞海域水深資料 (Liu et al., 1998) 共同建立。

模式的有限差分方式及數值解法與 Blumberg and Mellor (1987) 發展的普林斯頓大學海洋模式 POM (Princeton Ocean Model) 完全一致。溫度場在水平方向均一，垂直方向初始分層 (圖2) 採夏季南海典型的溫度剖面 (Chen et al., 2006)，鹽度則取常數值，原因是深海區鹽度上下層的差異僅約 1 psu，造成的密度差有限，而垂直密度差異主要是溫度造成的。模式潮汐的驅動，除了平衡潮外，在開口邊界上的潮位以 Matusmoto et al. (2000) 的 0.5° 全球潮汐調和常數 (NAO.99) 合成，正壓潮流速度以 $u_{NB} = u_{2D} + C (\eta_B - \eta_{nc})/H$ 決定，其中 u_{2D} 為自 Jan et al. (2004) 的二維潮汐模式算出的垂直邊界流速， $C = (gH)^{0.5}$ 是淺水波的相位速度， η_B 是三維潮汐模式推算的邊界水位， η_{nc} 是自 NAO.99 合成的邊界潮位。對於三維的斜壓變數，在開口邊界 1° 寬的範圍內採流鬆弛 (Flow relaxation scheme) 的邊界條件 (詳見 Engedahl, 1995)。

海底剪應力採二次方剪應力計算 (Quadratic stress law)，其中無因次摩擦係數採對數海底邊界層

剖面計算，海底地形粗糙度取 0.01 m。水平黏滯與擴散係數以 Smagorinsky 公式計算 (詳見 Smagorinsky, 1963)，垂直黏滯與擴散係數採 Mellor and Yamada (1982) 的 2.5 階紊流閉合理論計算。為探討潮汐動力，本模式不採用任何模擬—實測資料同化技術。

由於全日與半日內潮自產生區 (如東海陸棚邊緣或呂宋海峽) 傳遞至本模式開口邊界約需 8—10 天，因此單一潮汐分量的模式計算至少要 15 天，最後 3 天的模擬結果用來計算調和常數和後續的動力分析。

三、模擬結果與討論

目前的模擬研究是以全日潮 K_1 和半日潮 M_2 成份為主，以下是模擬結果。

圖3是由模擬結果計算所得 K_1 與 M_2 潮的等振幅與等相位分佈，相位變化顯示這兩個潮波都是由太平洋向西前進分別進入東海與南海， K_1 潮在渤海、黃海、暹羅灣 (Gulf of Thailand) 及東京灣 (Gulf of Tonkin) 分別形成無潮點， M_2 分量則在黃、渤海、巽他淺棚 (Sunda Shelf) 等海域形成多個無潮點。振幅分佈方面， K_1 潮在西北太平洋約 0.2 m，東海陸棚上大約 0.3 m，經由呂宋海峽進入南海後，在南海海盆中間約 0.4 m，進入巽他淺棚上增為 0.5—0.8 m，而在東京灣與暹羅灣頭均因 1/4 波長共振效應致振幅大增； M_2 潮振幅在太平洋約 0.5 m，在東海陸棚、沿朝鮮半島西海岸和台灣海峽中，均因地形淺化與近似共振效應而大增至 1.5 m 以上，從呂宋海峽入南海後銳減為 0.2 m。這些特徵都和其他潮汐模式結果 (如：Kang et al., 1998；Fang et al., 1999；Lefevre et al., 2000) 一致。另外在太平洋約 18—25°N 之間以及南海北部，內潮對表面潮的影響於圖3中振幅與相位之分佈隱約可見，振幅與相位變動的波長即為 K_1 與 M_2 第一模斜壓潮的波長。

垂直平均潮流橢圓 (圖4) 顯示正壓潮流在深海區均很小，但進入淺海區即因地形淺化效應而增大。 K_1 潮流在東京灣、巽他淺棚和暹羅灣內較大，潮流振幅約 0.2—0.5 m/s，此外在呂宋海峽也是 K_1 潮流較大的地方，甚至比 M_2 潮流稍大。 M_2 潮流在東海陸棚上非常大，尤其在朝鮮半島西岸和台灣海峽南部，潮流振幅均超過 1 m/s。

根據 Yanagi and Takao (1998) 對南海潮汐的模式研究結果，全日潮週期與南海的自然振盪週期 (19.2 小時) 相近，因而發生接近共振現象，表面潮振幅不減反增。從圖3與圖4由太平洋至南海 K_1 潮振幅增大、相位在呂宋海峽變化大至南海中變化很小和潮流在呂宋海峽變大的特徵，也證明了南海全日潮的共振現象，而呂宋海峽則是駐波的節點。至於台灣海峽半日潮振幅增大的原因，已在 Jan et al. (2004) 中

討論了，從整體潮汐系統來衡量，其振幅從東海陸棚上1.5 m到台灣海峽中部增加到2 m，實在不是如前人所稱的「異常放大」。

對於內潮的模擬結果，因目前用的初始場是理想化的密度分層，水平方向沒有變化，所以僅著重於討論內潮的定性特徵。圖5是第14天模擬結果，水深150 m等密面($\sigma_t=26.1$)的垂直起伏。 K_1 內潮主要在呂宋海脊上產生，垂直振幅大約10 m，部分向西南進入南海，部分反射向東回太平洋，在太平洋的波長約400—500 km，南海北部波長較短，波速則約2.5 m/s，符合斜壓潮第一模(first mode of baroclinic tide)的特性。 M_2 內潮除了在呂宋海脊上產生，也在琉球島弧、東海陸棚邊緣和菲律賓東側產生，振幅在呂宋海峽約15—20 m，向西傳到東沙島附近陸棚邊緣處振幅仍未衰減，另有一部分則自呂宋海峽南部向西南傳並逐漸衰減， M_2 內潮的波長在太平洋約200 km，東沙島附近減小為100—150 km。

正壓轉斜壓潮能量轉換率的計算結果(圖6)，也呼應了圖5的結果，能量轉換率的計算方法詳見Niwa and Hibiya (2004)。 M_2 潮在琉球島弧、東海棚緣和呂宋海峽都是能量轉換率高的區域，其中在呂宋海峽的能量收支計算結果為正壓潮自東邊輸入57.1 GW，17.4 GW轉為斜壓潮能量，由西邊輸出的能量為37.5 GW，約1 GW能量被底部與側向摩擦消耗掉，斜壓潮能量在東邊有2 GW反射回太平洋，1.5 GW由西邊界進入南海，這些估計值和Niwa and Hibiya (2004)的結果相似。 K_1 潮自呂宋海峽東邊界進入的正壓潮能量約34.2 GW，在呂宋海峽中有12.4 GW轉為斜壓潮能量，南海中的轉換率僅1 GW，在南海南部通過 10°N 的正壓潮能量為15.7 GW，因此大約5 GW能量被摩擦力消耗掉。由這些估計可知，25%的 M_2 正壓潮和高達36%的 K_1 正壓潮能量，在呂宋海峽中轉為斜壓潮能量，這對南海潮汐，尤其是全日潮的特性必有影響，至於有何影響仍待繼續探討。

四、結論

半日潮 M_2 與全日潮 K_1 分量模擬結果顯示，正壓潮位振幅、相位分佈和無潮點之位置均與其他潮汐模式，例如Matsumoto的全球潮汐模式結果吻合。根據能量收支分析結果，半日與全日正壓潮在呂宋海峽均因陡升之海檻地形而引發顯著的內潮運動，其中 M_2 潮進入南海後振幅繼續衰減，但其整體行為受海水垂直分層之強弱與內潮的影響較小。相較之下， K_1 潮進入南海後除發生近似共振現象，其振幅尚受分層強弱與呂宋海峽內潮之影響。

致謝

行政院國家科學委員會資助本研究，計畫編號：95-2611-M-008-004-MY3。

參考文獻：

- Blumberg, A. F., and G. F. Mellor, 1987: A description of a three dimensional coastal ocean circulation model. In: *Three-Dimensional Coastal Ocean Models Coastal and Estuarine Stud.*, vol. 4, edited by N. Heaps, pp. 1-16, AGU, Washington D.C.
- Chen, C.-C., F.-K. Shiah, S.-W. Chung, and K.-K. Liu, 2006: "Winter phytoplankton blooms in the shallow mixed layer of the South China Sea enhanced by upwelling." *J. of Mar. Sys.*, 59, 97-110. doi:10.1016/j.jmarsys.2005.09.002
- Engedahl, H., 1995: "Use of the flow relaxation scheme in a three-dimensional baroclinic ocean model with realistic topography." *Tellus, Ser. A*, 47, 365-382.
- Fang, G., Y.-K. Kwok, K. Yu, and Y. Zhu, 1999: "Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand." *Cont. Shelf Res.*, 19, 845-869
- Foreman, M. G. G., R. F. Henry, R. A. Walters, and V. A. Ballantyne, 1993: "A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia." *J. Geophys. Res.*, 98, 2509-2532.
- Hsu M.-K., A. K. Liu and C. Liu, 2000: "A study of internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR." *Cont. Shelf Res.*, 20, 389-410.
- Jan, S., C.-S. Chern, and J. Wang, 2002: "Transition of tidal waves from the East to South China Seas over the Taiwan Strait: Influence of the abrupt step in the topography." *J. Oceanogr.*, 58, 837-850.
- Jan, S., C.-S. Chern, J. Wang, and S.-Y. Chao, 2004: "The anomalous amplification of M_2 tide in the Taiwan Strait." *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07308, doi:10.1029/2003GL019373.
- Kang, S.-K., S.-R. Lee, and H.-J. Lie, 1998: "Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas." *Cont. Shelf Res.*, 18, 739-772
- Lefevre, F., C. Le Provost, and F. H. Lyard, 2000: "How can we improve a global ocean tide model at a regional scale? A test on the Yellow Sea and the East China Sea." *J. Geophys. Res.*, 105, C4, 8707-8725
- Liu, A. K., S. R. Ramp, Y. Zhao, and T. Y. Tang, 2004: "A case study of internal solitary wave propagation

during ASIAEX-2001.” IEEE J. Oceanic Eng., 29, 1144-1156.

Liu, C.-S., S.-Y. Liu, S. E. Lallemand, N. Lundberg and D. L. Reed, 1998: “Digital elevation model offshore Taiwan and its tectonic implications.” Terr., Atmos. and Oceanic Sci., 9, 4, 705-738

Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe. 2000, “Ocean tide models developed by assimilating Topex/poseidon altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan.” J. of Oceanogr., 56, 567-581.

Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: “Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems.” Rev. Geophys., 20, 851-875.

Niwa, Y. and T. Hibiya, 2001: “Numerical study of the spatial distribution of the M2 internal tide in the Pacific Ocean.” J. Geophys. Res., 106, 22441-22449.

Niwa, Y. and T. Hibiya, 2004: “Three-dimensional numerical simulation of M2 internal tides in the East China Sea.” J. Geophys. Res., 109, C04027, doi:10.1029/2003JC001923.

Ramp, R. S., T. Y. Tang, T. F. Duda, J. F. Lynch, A. K. Liu, C.-S. Chiu, F. Bahr, H.-R. Kim, and Y. J. Yang, 2004: “Internal solitons in the northeastern South China Sea Part I: Source and deep water propagation.” IEEE J. Oceanic Eng., 29, 1157-1181.

Smagorinsky, J., 1963: “General circulation experiments with primitive equations. I. The basic experiment.” Mon. Wea. Rev., 91, 99-164.

U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2001: 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2)

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>

Yanagi, T. and T. Takao, 1998: A numerical simulation of tides and tidal currents in the South China Sea. Acta Oceanographica Taiwanica, 37, 1, 17-29

Yang, Y. J., T.-Y. Tang, M.-H. Chang, A. K. Liu, M.-K. Hsu, and S. R. Ramp, 2004: “Solitons northeast of Tung-Sha Island during the ASIAEX pilot studies.” IEEE J. Oceanic Eng., 29, 1182-1199.

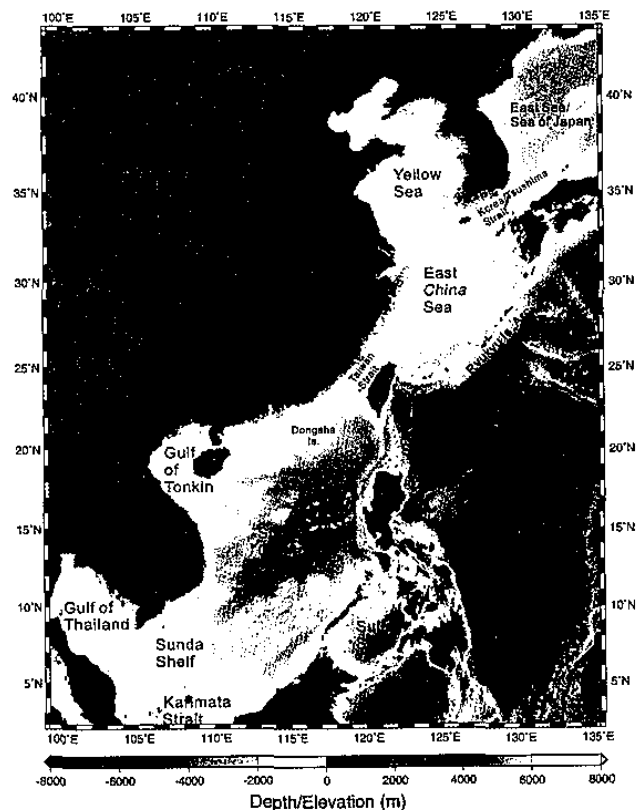


圖1 東亞海域潮汐模式範圍與海底地形

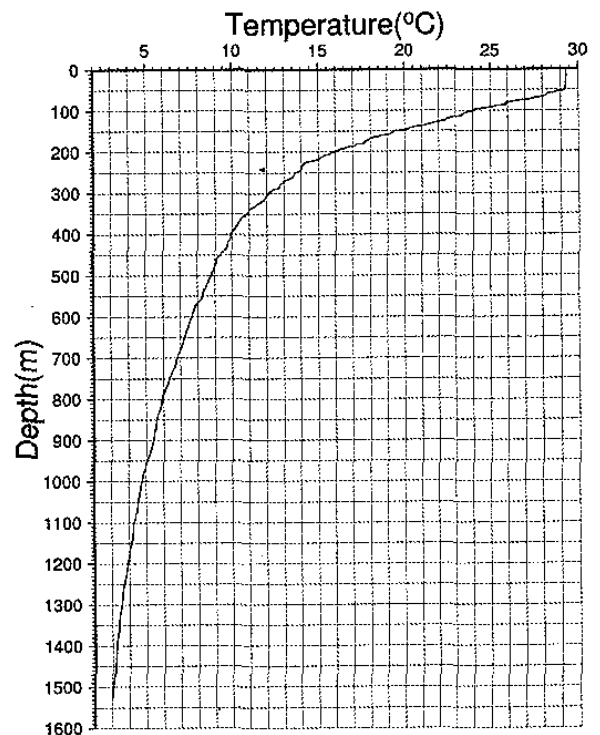


圖2 初始溫度剖面

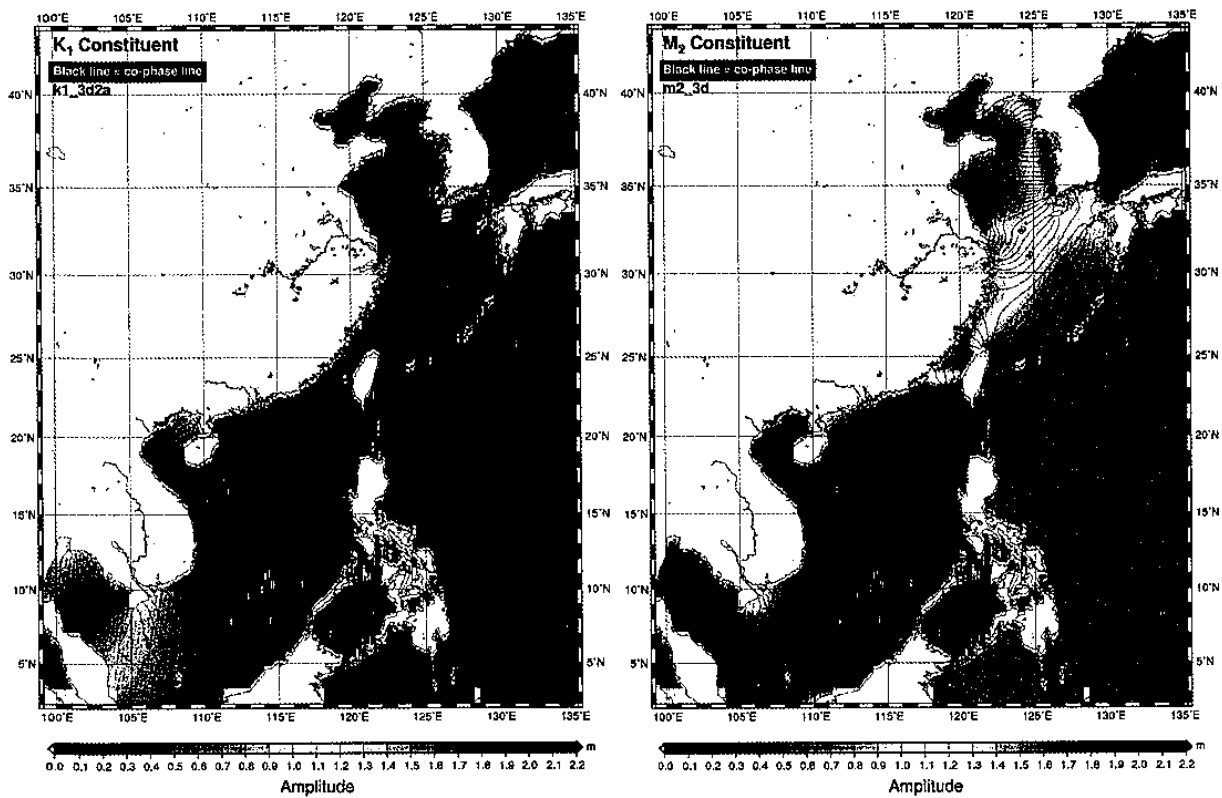


圖3 模式模擬 K_1 (左)與 M_2 (右)分潮等振幅與相位分佈

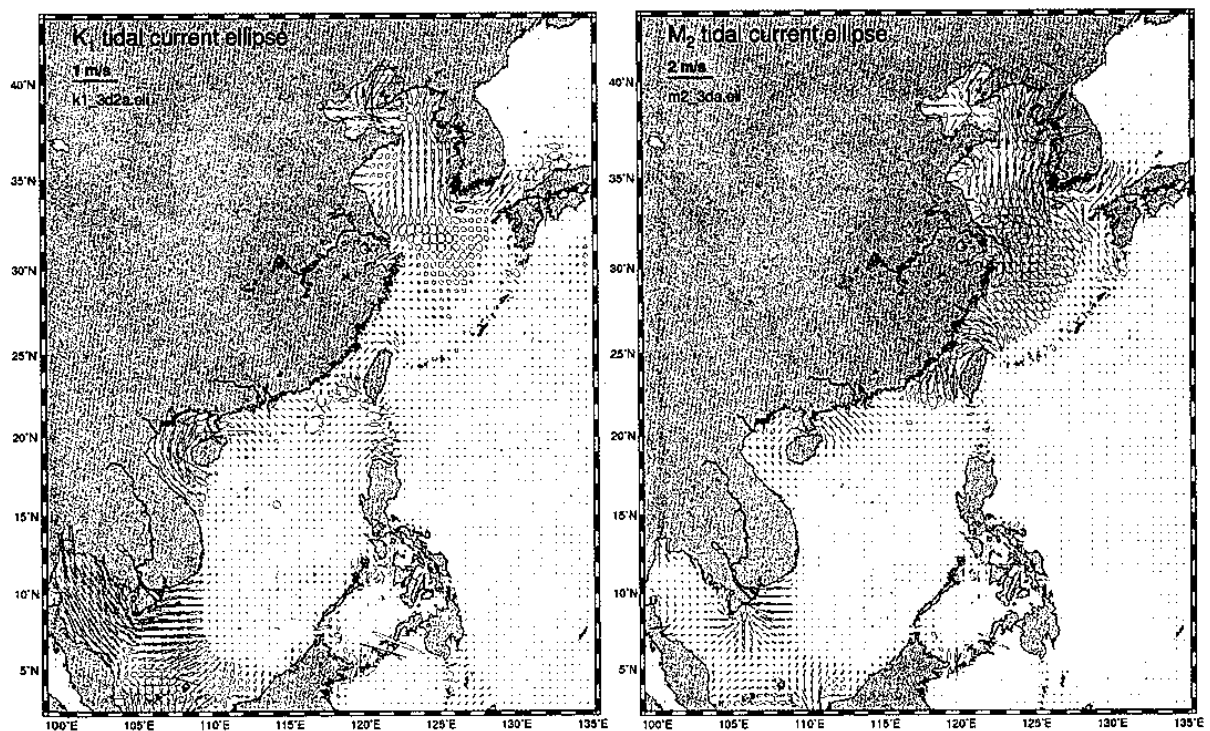


圖4 模式模擬 K_1 (左)與 M_2 (右)分潮垂直平均潮流橢圓

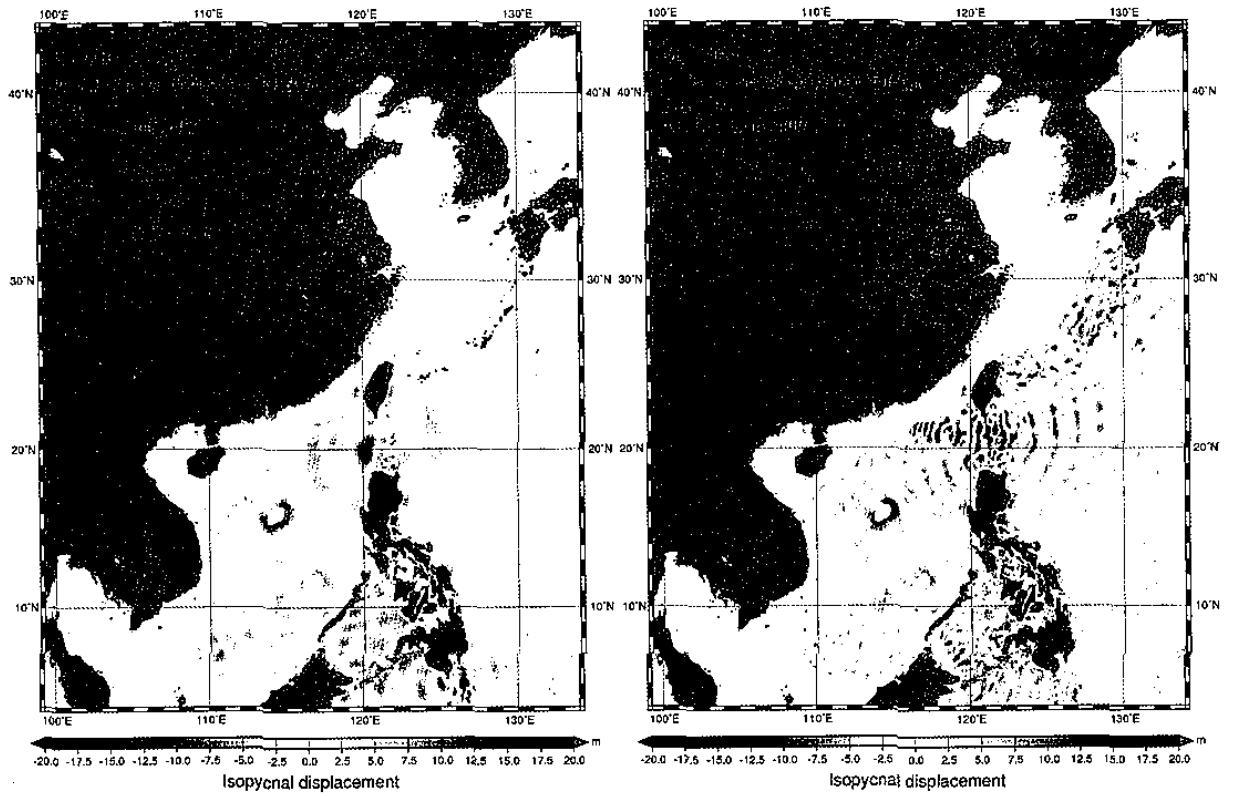


圖5 模式模擬第14天水深150 m， K_1 (左)與 M_2 (右)分潮等密面垂直起伏程度

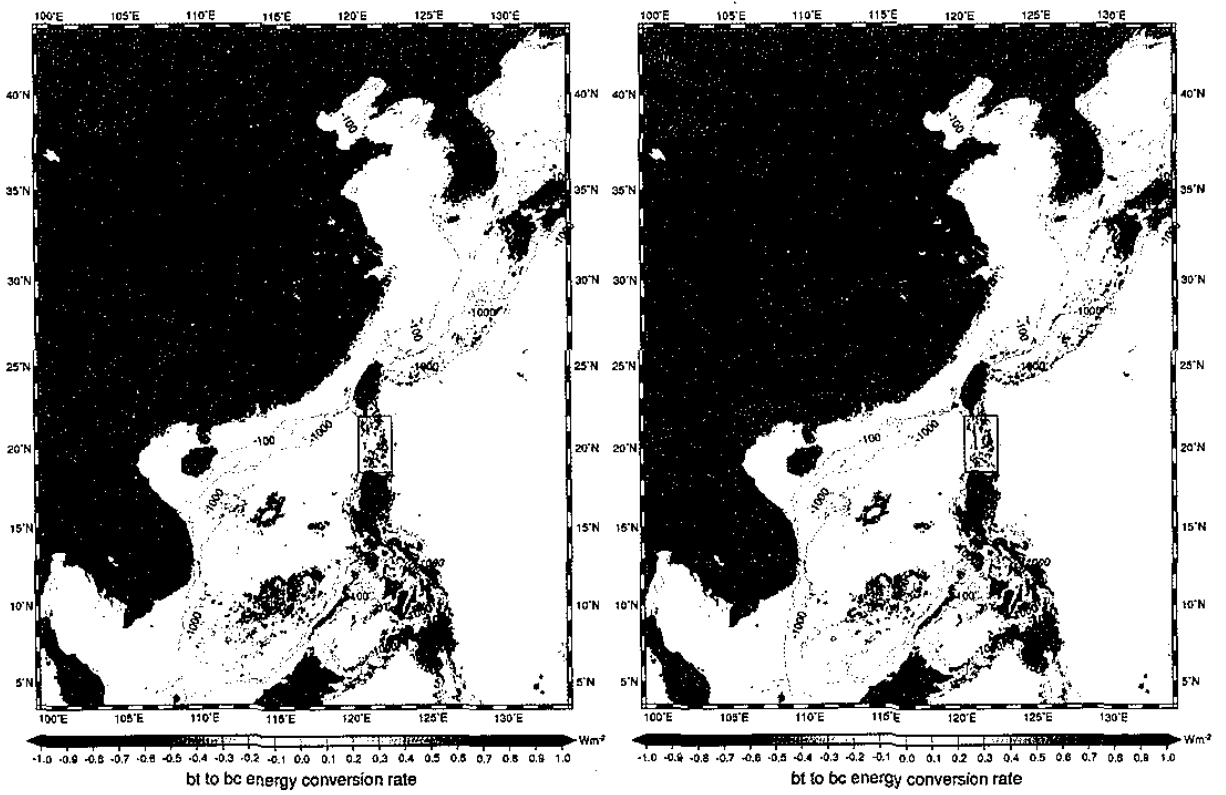


圖6 K_1 (左)與 M_2 (右)分潮正壓潮轉斜壓潮能量轉換率