

新垂直網格系統於台灣海域作業化海流模式之發展與應用

尤皓正¹ 張應龍² 于嘉順¹ 陳琬婷³ 朱啟豪³ 滕春慈³

國立中山大學海洋環境及工程系¹ 維吉尼亞海洋科學研究所(VIMS)² 中央氣象局海象測報中心³

摘要

垂直網格系統及設定對於海流模式一直為相當重要之課題，針對非結構性網格模式而言，其模擬尺度常由外海數十公里至近岸之數百公尺，為克服在不同尺度下傳統垂直網格設定在不同深度所造成之壓力梯度不平衡，發展了新垂直網格系統，LSC²(Localized Sigma Coordinates with Shaved Cell)，並應用於台灣海域作業化海流模式，此網格系統允許各計算節點擁有各自之垂直網格，使得垂直網格於水平方向保有合理的平滑，消除了垂直網格於格點間之不連續性。藉由台灣海域作業化海流模式之應用，並比較原有垂直格點系統之結果，新垂直網格系統在保有同等的計算效率下，可得到更佳之計算結果。

關鍵字：LSC²、SELFE、海流循環、密度

一、前言

垂直網格系統對於海流模式的設定與計算結果長久以來一直為相當重要之課題，大致可分為3種主要的類型，等深垂直網格(Bryan 1969; Cox 1984)，常以Z網格稱呼；隨地形劃分之垂直網格(Siddorn and Fumer, 2013)，如sigma、S垂直網格等(Bleck and Chassignet 1994)；等密度或等壓力垂直網格。每種網格皆有其優缺點(Song and Hou 2006)，Z與等密度垂直網格自然地平衡了等密度面與海洋水層的穩定狀態，在數值計算上預先消除了水平壓力梯度而平衡了水體，但從另一方面來看，Z座標對於底層水體將因似樓梯形狀而無法完整的呈現，造成底部摩擦力的不連續性，此類模式常利用其餘方法解決，如Shaved cells，然而這些方法常在模式的設定上帶來麻煩。

隨地形劃分之垂直網格對於水體表層與底層可以有較佳的描述，因此對於地形造成的流場有較好的模擬結果，然而，此類網格卻有著較嚴重的缺點，在地形變化較大的區域將造成水平壓力梯度的不平衡，使得較深區域的底層流場計算結果形成之偽流(Spurious flow)(Haney 1991)。等密度面之垂直網格則較少被使用，先天的特性使得它對於質量有著較佳之保守性，並常用於長期之模擬，但是對於混合較佳之水體區域則會造成問題(Haidvogel and Beckmann 1998)。綜合2種以上類型之垂直網格，亦即複合式(Hybrid)網格亦常見於不同的海洋模式，如SELFE(Zhang and Baptista, 2008)、NCOM(Barron et al., 2006)、HYCOM(Bleck et al., 1993)，結合不同垂直網格之優點進行開發，然而完成此類複合式垂直網格的模式並不容易，對於不同網格間之接合並避免造成數值邊界層將為此類模式之重要課題。

在真實的海洋中，水平與垂直的維度是緊密結合的，然而，水平與垂直網格系統兩者間之關係則較少討論，因為大部分之海洋模式為結構型網格(structured grids)，此類網格對於水平解析度提供了部分的彈性，同時，此類模式發展了的不同方法來部分減緩垂直網格可能造成之問題，例如，最常見的方法為利用地形的平滑化(smooth)來減少在隨地形劃分之垂直網格上可能造成之偽流(Mellor et al. 1994)，這樣的方法改變了原始地形，並造成朝夕相位的改變及其他細部之特性，因此並不理想。

為解析小尺度之物理過程、或探討淺水區域之水動力現象，在水平高解析度下某些問題將更為加劇，在跨尺度的問題上，如針對河流、河口、陸棚至大洋之模擬本為不易，在跨尺度時，水平與垂直的解析如無法互相配合，某些問題將更為嚴重。在Z座標下，每個垂直層深度皆預先定義，但對於某些需要特別增加層數的區域則無法去完整描述。隨地形劃分之垂直座標則是利用固定數目之層數，在不同的水深進行劃分，因此在水深與水深的區域皆有相同之層數，較淺區域則較為稠密，因此水層較薄，對於像河流上游轉交區域而言，將使得底層粗糙度與紊流閉合的計算與模式其餘範圍的不一致，由於這些區域之垂直解析較其適合之解析度更高，也影響了模式的執行效率。

在了解這些可能之優缺點下，SELFE採用了2種垂直網格進行解析，一種為隨地形變化之S開式垂直網格(Song and Haidvogel, 1994)，另一種為SZ複合式網格，表層為S網格，底層為Z網格，此種網格為消除可能形成之水平壓力梯度不平衡而開發，非常顯著地改善了美國哥倫比亞亞可水舌模擬之結果(Zhang and Baptista, 2008; Burla et al., 2010)，然而，在S與Z之交界處將可能不利地減弱水體動量，因此兩者交界一般建議設於較深之區域。

對於SELFE模式而言，更改或新增垂直網格系統之定義是較為容易的，本文利用SELFE最新開發之垂直網格系

統LSC²(Localized Sigma Coordinates with Shaved Cell)，應用於中央氣象局之台灣海域作業化海流系統，並透過衛星資料與CTD量測溫度剖面，探討在新網格系統與現有網格系統下之差異與改進。

二、作業化模式介紹

中央氣象局為提供台灣周邊海域之海流變化，建置了台灣海域作業化海流系統，該系統利用SELFE模式進行構建，該模式是為了更容易解析海洋中內陸少洲及河口、港灣及瀉湖等不規則陸地形狀，而發展的三維水理模式。由於SELFE模式的計算直接採用三維計算，並不利用Mode splitting的方式分開計算來加速，而是藉由Eulerian-Lagrangian方式計算動量方程式之對流項，可提高其計算步長，得以確保計算的效率。水平網格大小則依水深分布控制，可符合近岸之高解析，並保持其計算效率，網格節點數控制於100'000點以下，產出之水平網格如圖1(b)所示，最小網格約為0.75分，分布於台灣近岸區域，總節點數為94'286，網格數則為185'105。透過局內之WRF輸出之計算結果作為表層氣象場進行驅動，並搭配RTOFS預報結果作為邊界輸入，目前以1天預報配合3天預報進行作業化計算。

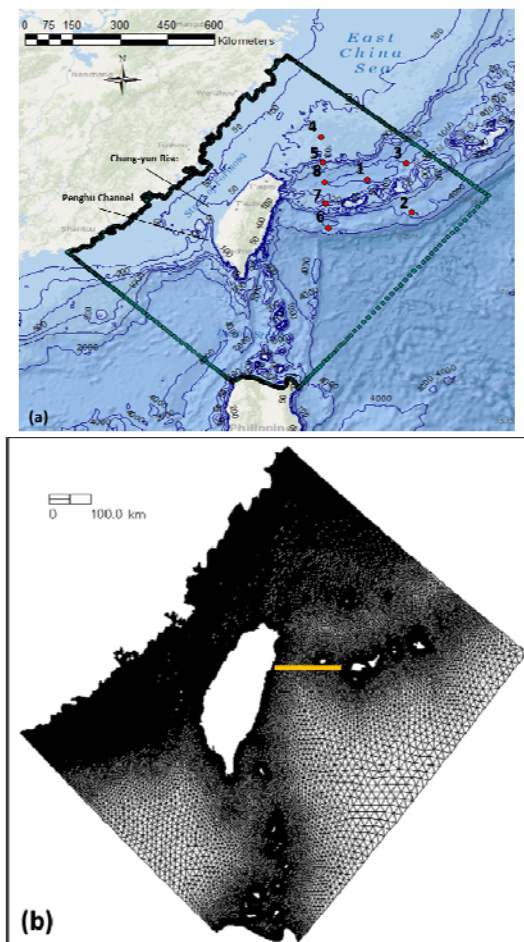


圖1 (a)台灣鄰近海域地形與CTD比對測站分布
(b)模式網格分布，水平橫條為圖2垂直網格位置

三、新垂直網格系統

SELFE在水平方向利用一般的非結構性三角網格進行差分，垂直方向則採用結構性網格，因此基本之計算單元為三角菱柱，橫向之三個垂直面則與水平流場垂直，表層與底層則更為彈性，可有不同方向之變化，表層隨著水面運動而變化。在模式中，垂直網格的角色為描述垂直水層的劃分，以及每一個節點隨時間之垂直變化，在某一特定時間下，一旦網格在垂直方向被重新劃分，所有的變數不需透過轉換而是在垂直Z空間直接進行計算，限制垂直網格系統在差分上的角色是SELFE得以彈性地轉換至新垂直網格系統的主要因素。

垂直網格系統在原有的S與SZ設定上，所有的計算節點擁有相同的垂直層數，可簡便的作為整體網格之布局設計，但為了克服SZ網格原有之限制與缺點，每個節點擁有自己之垂直層數為新垂直網格系統必要之條件，其垂直層數依據鄰近地形變化與需求來決定。此想法最早源自於Fortunato and Baptista (1996)模擬乾涸時所應用，他們提供了數個準則與優化過程作為參考，但不適用於本文所探討之更為複雜之斜壓計算應用。

新垂直網格系統LSC²歸屬於隨地形變化之垂直網格系統，它克服了傳統Z網格樓梯狀(stair cases)造成之水平流場阻斷之缺點，對於底層水深變化有著更佳之描述，而水深變化對於水體動量的計算相當重要。透過在垂直層可縮減之三角菱柱(degenerate prism)網格設定，可直接阻斷在水深變化區域較大之鄰近網格間之水體交換，因此可大幅縮減穿越等密度面之混合(diapycnal mixing)，傳統之Z網格雖然亦利用樓梯狀可達到類似之目的，但較不符合現實情況，LSC²的方法較此類替代方案更為合理。

透過新垂直網格系統LSC²，台灣東部之垂直網格變化如圖2所示，其橫切位置如圖1(b)之水平橫條。可看到水層中網格間的變化幾乎皆在同一Z平面，另外，底層網格可依據地形變化調整為不同數目，亦可可關閉底層部分網格進行計算。在原有SZ網格之設定下，並無去如此適當的描述底層地形。

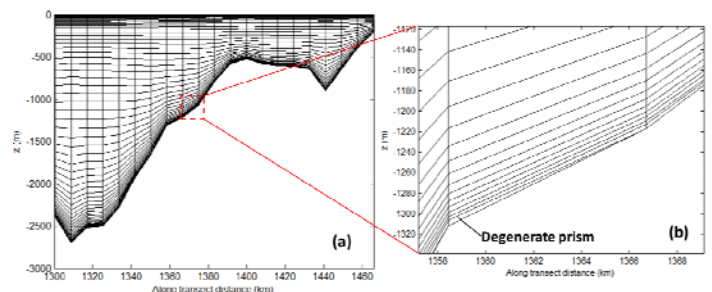


圖2 (a)台灣東部之LSC²垂直網格分布
(b)細部放大之垂直網格分布

四、作業化海流模式之應用

現有作業化模式採用SZ網格設定，在1000公尺表層內以26層S劃分，底部則以8層Z固定層劃分，由於前述之水體動量衰減問題，因此將兩者之介面定於較深位置。

新垂直網格系統則以最大94層網格設定，表層利用39層固定層，底層則以可縮減之三角菱柱進行配置，共有4,473,474計算菱柱，約等同於24層之隨地開變化垂直座標層數，在水體內部，網格間之坡度較為和緩，並合理地在垂直與水平方向分布配置。

地形資料則利用ETOPO1與科技部海洋資料庫最新資料分布至個別節點，網格大小亦依據地形變化調整，模式之時間步長為150秒，並利用k-M紊流閉合演算垂直擴散。氣象場部分則利用CFRSR於表層進行驅動，並以2階TVD進行傳輸演算。

海流模式以2009年莫拉克颱風來襲前後作為案例，時間為6月至8月，以HYCOM結果作為模式之初始場，並利用其結果於側邊界驅動，並不包含潮汐，模式透過104顆Xeon CPU於College of William & Mary之計算叢集進行運算，約較真實時間(real time)快216倍。

模式可模擬出主要之流場系統，如黑潮，藉由HYCOM模式結果與AVISO衛星資料比對(圖3)，結果大致合理，表水溫的比對亦呈現類似之結果(圖4)，但氣象局海流模式並無利用任何類似資料同化技術進行修正，HYCOM與海流模式於大陸沿岸皆低估了湧升流的現象，HYCOM亦高估了表層水溫。海流模式於台灣東北角之黑潮流量估算約為20-25Sv，與文獻大致符合(Teague et al., 2003)。

在衛星資料的比對下，兩種垂直網格的結果差距並不大，然而透過CTD資料之比對，LSC²網格優於SZ網格之結果可明顯的藉由圖5發現，LSC²網格更能適當的模擬出溫度層之剖面變化，如以模式計算結果與量測之均方根誤差比較，SZ網格為1.49度C，LSC²網格則為0.7度C。

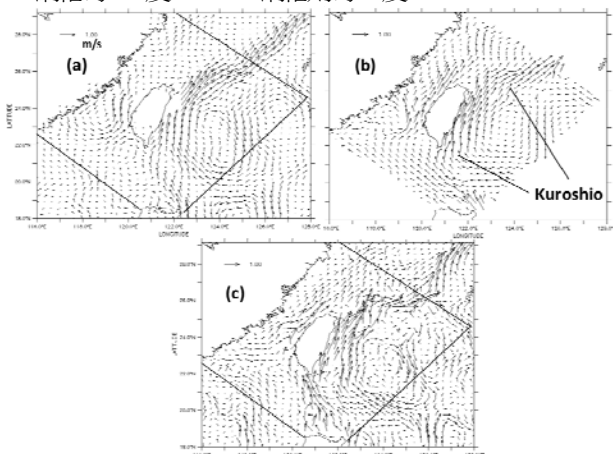


圖3 海表面流速比對(2009/8/26)

(a)AVISO衛星(b)台灣海域作業化海流模式(c)HYCOM

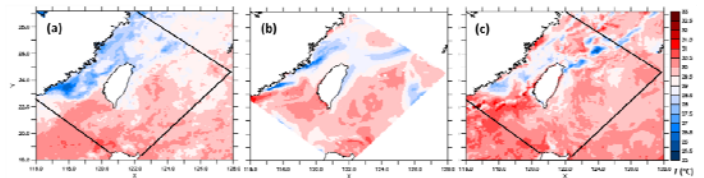


圖4 海表面水溫比對(2009/8/30)

(a)GHRSSST衛星(b)台灣海域作業化海流模式(c)HYCOM

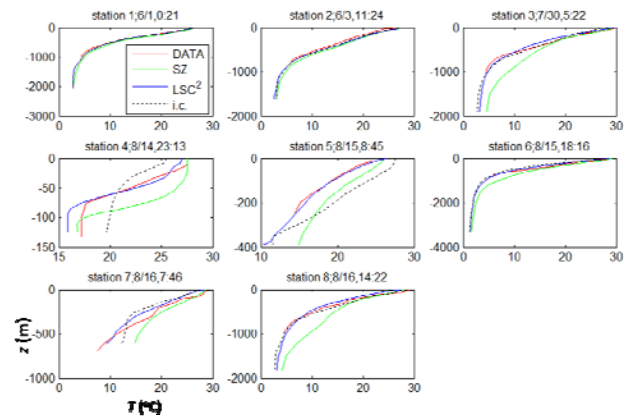


圖5 在不同垂直網格設定下，模式計算之水溫垂直分布與CTD資料之比對，測站位置如圖1(a)

五、結論

透過新垂直網格之應用，現有台灣海域作業化海流模式之計算結果顯示出較佳之表現，本文同時並比較了原有SZ與LSC²網格之差異，兩者之結果雖於平面衛星資料之比對上並無顯著差異，皆有良好之計算結果，但對於垂直溫度剖面而言，LSC²網格更能適當的計算出其剖面變化。針對網格特性而言，LSC²網格消除了傳統Z網格與隨地開變化網格之缺點，網格間之坡度，LSC²網格較隨地開變化網格更為和緩，網格間之不平衡之水平壓力梯度因此而消除，同時，LSC²網格對於底層地層有更好的描述，並消除了原有S與Z網格間之介面所造成之問題。

六、參考文獻

- Amante, C. and B. W. Eakins, March (2009) "ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis." *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*, 19 pp.
- Barron, C.N., Kara, A.B., Martin, P.J., Rhodes, R.C. and Smedstad, L.F. (2006) Formulation, implementation and examination of vertical coordinate choices in the Global Navy Coastal Ocean Model (NCOM). *Ocean Mod.*, 11, 347-375.

- Bleck, R., and Benjamin, S. (1993) Regional weather prediction with a model combining terrain-following and isentropic coordinates. Part I: Model description, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1770-1785.
- Bleck, R., and Chassignet, E.P. (1994) Simulating the oceanic circulation with isopycnic-coordinate models, In: S.K. Majumdar, E.W. Miller, G.S. Forbes, R.F. Schmalz, and A.A. Panah (Eds.), *The Oceans: Physical-Chemical Dynamics and Human Impact*. The Pennsylvania Academy of Science, 17-39.
- Bryan, K. (1969) A numerical method for the study of the circulation of the World Ocean. *J. Comp. Phys.*, 4, 347–376.
- Burla, M., Baptista, A.M., Zhang, Y. and S. Frolov (2010) Seasonal and interannual variability of the Columbia River plume: A perspective enabled by multiyear simulation databases, *J. Geophys. Res.*, 115, C00B16.
- Cox, M.D. (1984) A primitive equation three-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep. 1. Princeton University, 250 pp.
- Fortunato, A.B. and Baptista, A.M. (1996) Vertical discretization in tidal flow simulations, *Int. J. Num. Meth. Fluids*, 22, 815-834.
- Haidvogel, D.B., and Beckmann, A. (1998) Numerical modeling of the coastal ocean. In: Brink, K.H., Robinson, A.R. (Eds.), *The Sea* 10 pp. 457–482.
- Haney, R.L. (1991) On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models, *J. Phys. Oceanogr.* 21, 610–619.
- Mellor, G.L., Ezer, T., and Oey, L.-Y. (1994) The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 11, 1126–1134.
- Siddom, J.R. and Fumer, R. (2013) An analytical stretching function that combines the best attributes of geopotential and terrain-following vertical coordinates, *Ocean Mod.*, 66, 1-13.
- Song, Y. and Haidvogel, D. (1994) A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, 115, 228-244.
- Song, Y.T. and Hou, T.Y. (2006) Parametric vertical coordinate formulation for multiscale, Boussinesq, and non-Boussinesq ocean modeling, *Ocean Mod.*, 11, 298–332.
- Teague, W.J., Jacobs, G.A., Ko, D.S., Tang, T.Y., Chang, K.-I., and Suk, M.-S. (2003) Connectivity of the Taiwan, Cheju, and Korea straits, *Cont. Shelf Res.*, 23, 63-77.
- Zhang, Y., and Baptista, A.M. (2008) SELFE: A semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation, *Ocean Mod.*, 21(3–4), 71-96

