

呂宋海峽內潮引致台灣西南陸棚冷水湧升

陳世明¹

財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心¹

摘要

台灣西南海域陸棚，尤其是高屏海底峽谷，會出現深層冷水湧升的現象。深層冷水湧升至陸棚，對生態以及養殖漁業造成影響。為了解影響湧升強度的海氣象條件，將利用數值模式模擬內潮受地形產生湧升的過程。本研究採用Regional Ocean Modeling System (ROMS) 建立1/500°台灣西南海域模式，利用高解析度模擬進行分析。潮汐與風為影響湧升的重要因素，在弱風的狀態下，潮汐為控制冷水湧升的主要因素。若風速較強，湧升現象會被其影響。在漲潮階段，深層水會沿著高屏海底峽谷向上溯升，到了高屏溪和東港溪出海口處冷水就漫出至淺水陸棚。

關鍵字：冷水湧升、潮汐、海洋模式

一、前言

台灣西南陸棚為台灣重要漁業經濟海域，尤其是高屏溪、東港溪出海口至小琉球一帶，因高屏海底峽谷的地形效應，使富含營養鹽的深海冷水被沿著峽谷帶至近岸，對當地的海洋生態系產生巨大的影響。潮汐影響當地冷水湧升的重要因素 (Wang, et al., 2008)。此外，風也為影響近岸海水湧升的另一因子。為了解潮汐與風在台灣西南陸棚冷水湧升所扮演的角色，我們將利用數值模式來進行研究。在本初步研究成果中，將展示潮汐與風對高屏海底峽谷湧升現象的影響。

二、方法

我們使用海洋模式Regional Ocean Modeling System (ROMS) revision 1013 進行研究，其為自由液面靜水壓三維海洋數值模式，廣被海洋科學社群運用在各種海洋動力研究上 (Haidvogel et al., 2000; Shchepetkin and McWilliams, 2005)。在建立一區域的海洋模式時，首先需取得海底地形以建立模式網格，且模式網格解析度需足以解析高屏海底峽谷地形。考量以上需求，我們使用科技部海洋學門資料

庫200公尺網格間距地形模型¹來建立模式網格 (圖1a)。原始的地形資料通常無法直接使用，需要經過平滑處理，原因是ROMS的垂直坐標特性。ROMS的垂直坐標層數固定，但會隨地形變動；意即在深海和淺海處的垂直坐標層數皆相同。在這種特性下，若地形梯度太大，將造成較大的數值誤差，無法進行模擬運算，因此必須對地形資料進行處理。處理方法可以針對特定容易出問題的區域進行平滑處理，或是對全部區域進行。要特別注意不能將地形處理得太過於平滑化，這樣會喪失地形特性。因為本模擬的區域主要是陸棚、陸棚邊緣及海底峽谷，大部分的地形變化皆劇烈，因此選擇對全部模擬區域使用Shapiro filter (order 2, 10 passes) 進行平滑處理。圖1b為處理後的地形減去處理前的差異，其root-mean-square差異值為20.4公尺，可以發現差異量大的位置皆位於峽谷地形。若以高屏海底峽谷深度~0(100 m)來看，採用此平滑後的海底地形並不會大幅影響本研究所欲探討的海底峽谷地形湧升之動力機制。

要驅動海底地形之上的水體，則需給與初始流場及邊界條件。我們從全球模式HYCOM的資料²截取出本模式需要的初始流場與側向邊界條件，包括流速、水位、溫度、鹽度。因為HYCOM資料每3小時一筆，並不包括潮汐的訊號，所以邊界條件要再

¹ Ocean Data Bank of the Ministry of Science and Technology, Republic of China (<http://www.odb.ntu.edu.tw/>)

² GOFS 3.1: HYCOM + NCODA Analysis (<https://www.hycom.org/>)

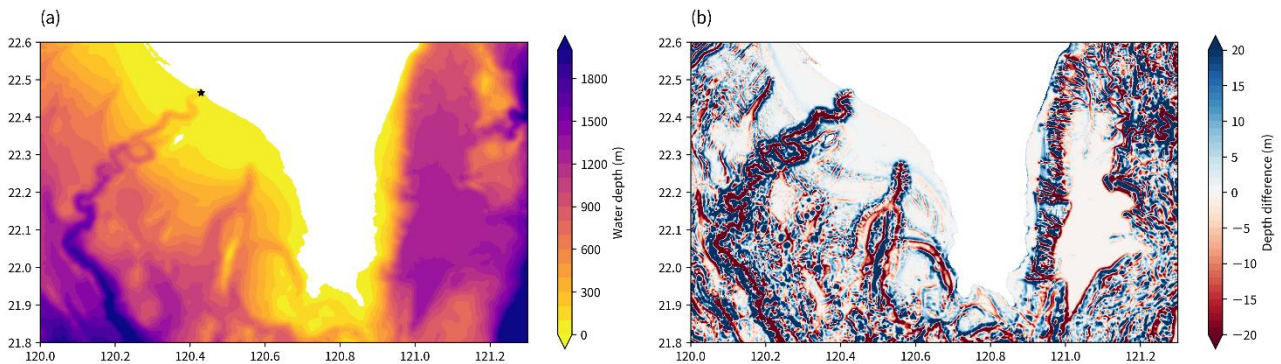


圖 1. (a) 模擬範圍之海底地形。星號為圖 3a、3b、3c 溫度時間序列的位置。
(b) 平滑後減去平滑前的海底地形資料。

疊加上潮流速度和潮汐水位變動。我們將TPXO8潮汐產品 (Egbert and Erofeeva, 2002) 提供的13個分潮 (Q1、O1、P1、K1、N2、M2、S2、K2、Mf、Mm、M4、Ms4、MN4) 進行轉換，成為ROMS使用的潮汐資料檔。水面邊界條件來自大氣，包括風、氣溫、濕度、輻射熱、潛熱、可感熱、降水及蒸發。我們採用ERA5產品 (Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017) 的資料，並藉由內建的函數將其轉換為bulk fluxes (Fairall et al., 2003)。目前研究的湧升事件其時間尺度為數天，故模擬2015年6月此一時段，使用5秒時間步階長度。

三、結果

為確認模式的可信度，將模擬的水位高、4公尺深流速、水面溫度與中央氣象局在小琉球潮位站和浮標量測的資料比較 (資料來源：中央氣象局海象測報中心)。圖2a顯示模擬的水位高與觀測資料一致，而流速的比較偏差較大 (圖2b、2c)，但模擬流速的變動振幅和趨勢與浮標觀測接近，可認為模擬重現了主要的流場。模擬與觀測的水面溫度有類似的變動樣態 (圖2d)，但是整體上模擬比觀測低約1至2度C，可能是因為過高的垂直混合係數，造成水面溫度降低。後續可測試不同係數來修正水面溫度過低的問題。

為了測試風對冷水湧升現象的影響程度，除了原本正常風速的模擬，我們另外執行了無風與兩倍風速的數值實驗。圖3a、3b、3c顯示高屏海底峽谷上游 (圖1a星號處) 的溫度時間序列，分別是無風、正常風速、兩倍風速的模擬結果，其中溫度下降的時段即為冷水湧升發生的時段。由圖3a和3b來看，冷水湧升事件呈現與潮汐變動類似的樣態，且無風和正常風速的模擬皆出現相同的冷水湧升事

件，這表示約低於 5 m s^{-1} 的風並不會影響冷水湧升，主要是受潮汐所控制。風的作用展現在垂直混合。圖3a不同深度的水溫曲線相距較遠，顯示出明

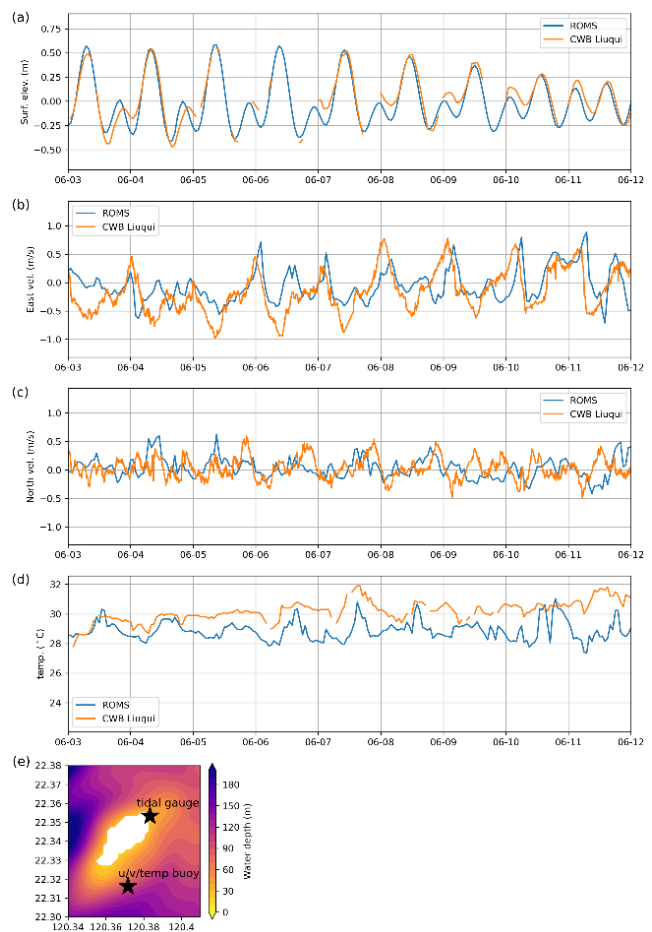


圖 2. 模擬結果 (藍線) 與中央氣象局觀測資料 (橘線) 的比較。(a) 潮位 (b) 水面下 4 公尺東向流速 (c) 水面下 4 公尺北向流速 (d) 水面溫度。(e) 為潮位站與流速、溫度浮標的位置。

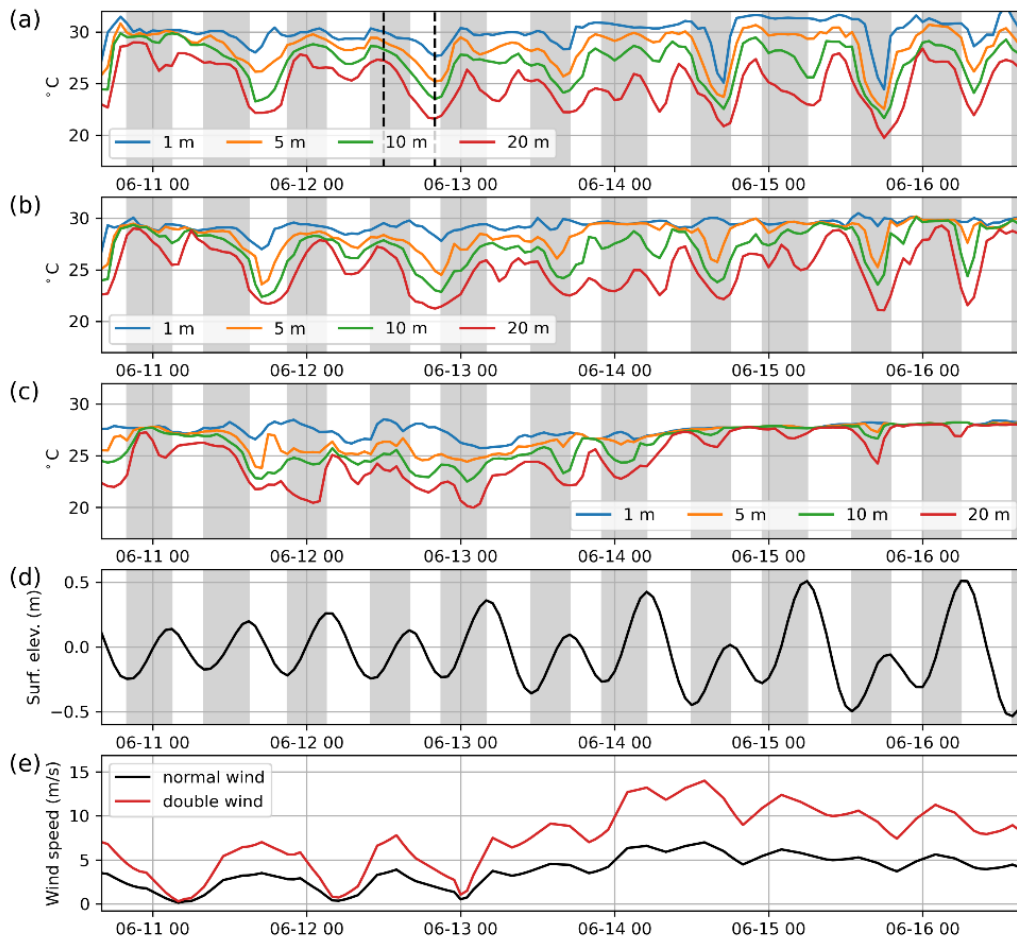


圖 3. (a) 無風 (b) 正常風 (c) 兩倍風模擬的不同水深時間序列，位置參考圖 1a 星號。(d) 潮位 (e) 風速。灰色塊表示當時為漲潮階段。

顯的分層現象，而圖3b的水溫曲線較為接近，為其垂直混合較無風模擬強烈的跡象。然而，當風速大於 5 m s^{-1} 時，對冷水湧升事件造成明顯的影響。圖3c顯示出和圖3a、3b不同的冷水湧升時段，表示冷水湧升事件已被強風所影響，脫離潮汐的掌控。

潮汐周期和冷水湧升事件有很高的相關。圖3a、3b表現出受潮汐影響的湧升事件，漲潮時段（灰色）與水溫降低的時間一致，推測是漲潮時段深海的冷水會沿著高屏海底峽谷向上溯升，到了高屏溪和東港溪出海口處（圖1a星號）即漫出至淺水陸棚。Wang et al. (2008) 的觀測資料裡也呈現此現象。

截取兩個時段的流場資料可以顯示此冷水湧升的溫度空間分佈。圖4顯示20公尺深的水平剖面（上圖）以及沿著高屏海底峽谷的垂直剖面（下圖。剖面位置參考上圖的黑線）的流速與溫度分佈。此時海流主要由西北朝向東南流動，經過小琉球時被阻擋，在小琉球東南方外海出現明顯的尾流現象。2015-06-12 12時為高屏海底峽谷上游水溫要開始下

降的時刻（圖4a。參考圖3a左側虛線），可以在圖4a下圖發現此時峽谷的等溫度線向上游沉降，表示此時的冷水是往下游後退。而在8小時後，冷水湧升達到最強烈（圖4b。參考圖3a右側虛線），圖4b下圖顯示此時峽谷的等溫度線向上游上升，此時冷水往上游溯升，造成強烈的冷水湧升現象。

四、討論

本初步研究利用數值模式探討潮汐與風對台灣西南陸棚冷水湧升的影響，尤其是高屏海底峽谷的上游，顯現的湧升現象甚為明顯。模式結果顯示在弱風的狀態下，主導湧升現象的因素是潮汐。漲潮時會帶動高屏海底峽谷底層水向上游流動，冷水最後在高屏溪和東港溪出海口附近漫出至陸棚。然而，尚有幾點因素待釐清。若是在強風狀態，湧升現象會被風劇烈影響。此時風是以何機制造成湧升，是否符合Ekman湧升理論，為值得探討的問題。另外，小琉球為一阻礙海流的島嶼，其類似河中橋墩，在背流處產生的尾流，此高變動性的流場

特徵對冷水湧升的影響，也為可進行進一步探討的問題。

致謝

感謝中央氣象局海象測報中心提供潮位、流速與溫度資料。

參考文獻

Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017, ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), *date of access*. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>

Egbert, G. D. and S. Y. Erofeeva, 2002, “Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides”, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19, 183–204

Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson, 2003, “Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm”, *J. Climate*, 16(4), 571–591

Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte-Rizzoli, and A. F. Shchepetkin, 2000, “Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates”, *Dynam. Atmos. Oceans*, 32, 239–281

Shchepetkin, A. F. and J. C. McWilliams, 2005, “The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model”, *Ocean Model.*, 9, 347–404

Wang, Y.-H., Y.-H. Lee, and T.-J. Liu, 2008: “Observation of internal tidal currents in the Kaoping Canyon off southwestern Taiwan”, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 80, 153–160

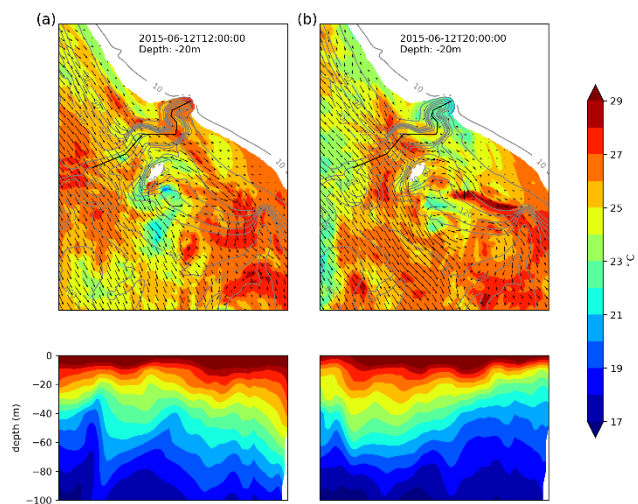


圖 4. 流速與溫度在 20 公尺深的水平剖面分佈（上圖）與沿高屏海底峽谷的垂直剖面（下圖。位置見上圖黑線）。(a) 2015-06-12 12:00 (b) 2015-06-12 20:00。

Abstract

The upwelling of deep cold water in the southwestern Taiwan is vigorous, that, especially in the Kao-Ping Submarine Canyon, the deep cold water is squeezed to upwell onto the shelf, leading to a significant impact on ecosystems and aquaculture. In order to understand the key marine and meteorological factors to influence the upwelling, numerical modeling was performed to simulate the processes of upwelling on the shelf, hoping to build the relation between marine-meteorology conditions and shelf water temperature. A 1/500° SW Taiwan ocean model were built using Regional Ocean Modeling System (ROMS) to study this topic. Based on the high-resolution simulation, we found that the tide dominates the upwelling when wind is weak. However, strong wind could play a more important role on upwelling of this region. The upwelling follows flooding phase of the tides, suggesting that the deep cold water flows up-stream of the Kao-Ping Submarine Canyon when flooding, and the cold water spills out to the shelf near the estuaries of Kao-Ping Stream and Dong-Gang Stream.

Key words: upwelling of cold water, tides, ocean model