

臺灣周邊海域的內波

著者／毛正氣

海軍官校77年班
曾任大氣海洋局局長
備役上校

臺灣周邊東北角和西南海域都是巨型內波的多發區，而內波不只僅僅像海面波浪那樣水平傳播而已，內波也進行海底到海面的垂直能量傳播與海水交換，把表面的熱能與高含氧(及二氧化碳)量的水帶到幾百公尺以下的海底，同時把低溫、高營養鹽、低含氧(及二氧化碳)量的深層海水，帶到海水表面來，提供表面生物必要的養分。因此，整體內波的震盪，是影響到整個海洋水平與垂直上的海水運動，不僅是涉及海洋物理部分，更對海洋生物及海洋底質有大影響。

內波會影響海軍潛艦水下航行及聲納與武器的使用，是一極為重要的海洋戰場環境參數。內波會使潛艦水下操控變得困難；內波會導致海水等密度面的波動，使水下聲波的音源強度大小和行進方向發生變化，對聲納裝備與水下武器的使用影響極大；因此，了解海洋內波及其發生機制，對海軍作戰有極大的幫助。

壹、前言

「內波(internal wave)」從字面上看應是發生在水裏的波動，雖不像海面波浪那樣洶湧澎湃，但它隱匿水中，不易發覺，常使人們防範不及，故有「水下魔鬼」之稱。¹內波的產生應該至少具備兩個條件，一是海水密度穩定分層，二是要有擾動能源，兩者缺一不可。當深層海水因溫度，鹽度的變化出現密度的分層後，經潮汐、海流、地震影響以及船舶運動等外力擾動時，就可能在海水內部引發波動。²

由於海水的密度分佈經常是處於不均勻狀態，因此出現海洋內波是一種普遍的現象，但如果加上地形的因素，而出現巨大內波，卻是少有現象。

內波是一項重要的水平與垂直海水運動，它將海洋上層的熱能傳至深層，又把深層較冷的海水與營養鹽帶到表面水層，促進生物的生息繁衍。但到目前為止，世界各國學者對海洋內波的產生機制仍並不十分清楚，而臺灣周邊海域東北部和西南部海域以都是巨型內波的多發

區；因此，了解海洋內波及其發生機制，對海軍作戰有極大的幫助。

內波是會影響潛艦航行、反潛作戰及水下武器的使用是一極為重要的海洋水文環境因素。振幅劇烈的內波可將潛艦拋向水面或壓向海底，危及潛艦安全，就如同水面艦艇在波浪處航行一樣，當潛艦在海洋內波區域活動時，也會產生「中拱」、「中垂」現象，嚴重時會造成艦體斷裂，或者潛艦不易保持正常的航向和武器發射姿態，水下武器發射後也難以命中目標。內波會導致海水等密度面的波動，使水下聲波的音源強度大小和行進方向發生變化，對聲納裝備與水下武器的使用影響極大。

本文有系統的完整介紹海洋內波生成機制與臺灣周邊海域的內波；第二節將介紹內波生成機制與特徵。其次介紹臺灣周邊海域的內波與內波對海洋物理與生物的重要性；同時，爾後將另闢專文介紹內波對海軍作戰的影響，希望我海軍軍官能了解臺灣周邊海域海洋的限制與優勢，才能佔地利之便，確保主導戰場的能力、武器裝備充份發揮以及戰場人員安全。³

貳、什麼是內波?生成機制與特徵

一、海水環境與層化(stratification)

海水溫度主要來源仍為空氣與海水交界面的熱交換。太陽輻射能經大氣反射、散射與吸收後到達海面。海水的溫度介於-2℃

至35℃之間，其水平方向之變化雖較小，但在垂直方向變化卻很顯著。一般在高緯度區域的溫度變化大都呈等溫結構，變化較小，亞熱帶區域的層次變化較為明顯，赤道區的變化最大。⁴典型的海水溫度在垂直方向的變化大致上可分為三個層次：等溫層（又名混合層，Isothermal）、斜溫層（又名溫躍層、躍變層、變溫層，Thermocline）、⁵深海低溫層（又名深海層，Deep Permanent Thermocline），如圖1(左)所示。

海水溫度的分布結構，除地理位置外，與季節、月份及當日陽光之加熱及海面擾動有密切之關連。冬季時，海水隔熱效用降低，且風浪較大，海洋表層之溫度得以混合，使恆溫表層溫度向下延伸。春季時，海洋表層溫度上升，若海面平靜或僅有輕微風浪，溫度將保持穩定之分布狀態(等溫層)；當海面有波浪運動時，海面下數公尺深之海水逐漸混合形成等溫層，使太陽輻射熱不再繼續往下傳導，故等溫層與下方海水之間形成一溫度梯度驟增之交界層(斜溫層)。因此春夏之際，當海面受風吹而產生浪時，可觀測到逐漸加深之表面等溫層，其下方斜溫面之溫差亦加大；秋冬之初，海水表層隔熱作用逐漸降低，海面波浪增大，表層溫度逐漸下降，最後達冬季等溫狀態。因此，基本上深海水溫因不受表面風及氣溫影響，得以保持其原有之低冷溫度狀態，故形成「深海低溫層」。混合層一般位於海平面到25~200公尺的深度，受到陽光照射，加上洋流及各種波

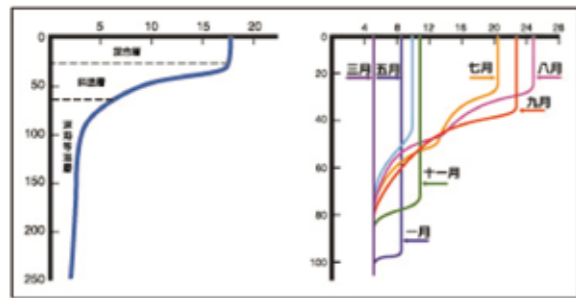


圖1 海水垂直溫度結構示意圖。圖(左)為典型的海水溫度在垂直方向的三個層次：等溫層、斜溫層、深海低溫層；圖(右)是每月的海水垂直溫度結構示意圖。
資料來源：作者自繪。

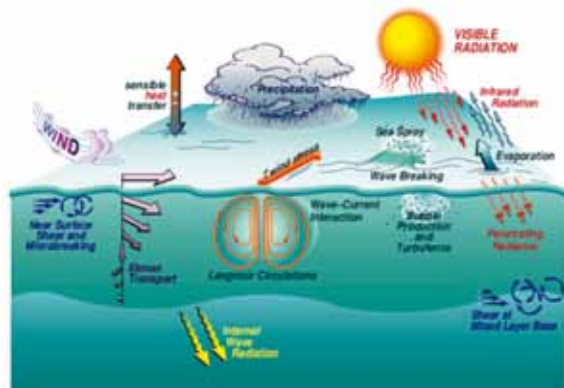


圖2 影響斜溫層深度(Thermocline Depth)的因素。海水中明顯的一條界線，軍事海洋學稱為層次深度(MLD, Mixed Layer Depth)，而這深度也是內波產生的地方。資料來源http://www.whoj.edu/science/AOPE/dept/CBLASTmain.html。

浪的混合作用而形成，沿岸與近岸混合層變化較大，大洋則趨近穩定而成規律變化。

造成等溫的表面層的原理很簡單，就是海水的表面被攪動—混合了；攪動的主要動力是風和日光的照射，但海流、雲的結構、降雨情形等也都會對混合能夠到達的深度產生影響(圖2)。在海水與空氣的交界面，會因為風

的吹動而發生擾動動能(Turbulent Kinetic Energy, TKE)，這些TKE在向傳遞時，會使海水攪和，將熱往下搬運並消耗這些擾動動能；因此，表面層能夠到達的混合深度，就會隨著風力愈大而愈深，但也隨著日光照射對海水表面的增溫愈強而愈淺。⁶雖然等溫的表面層的原理很明確，但想要海洋數值模式模擬與預報等溫層或是海水溫度剖面卻是不容易。因為所有「外力」，包括日照、風應力、海流、波浪均要量化後，進入數值模式，是一件技術層面很高的工作。

再深入海洋底部，海水雖是「等溫」，但並不如我們想像的平靜，因為海水溫度、鹽度與深度(壓力)的原因(合起來就是海水密度 ρ ， $\rho = \rho(T, S, P)$ ，T是溫度，S是鹽度，P壓力(水深))，造成海水分層(stratified ocean)，就像一層一層的千層派一樣(圖3)。每一層海水並非是死水，而是有溫鹽環流在流動，就如我們常看到的氣壓圖一樣，風是順著等壓線在流動，也因為海水流動，海水表面所吸收的熱能與二氧化碳才能逐漸的進入深層的海底。真實的海洋分層現象如圖4所示，海水依真實當地壓力所呈現的海水溫度曲線圖。海水表面溫度變化大，等溫線較為稠密，海流流速較快；愈到海底，等溫線較為疏鬆，海水也比較穩定，流度也緩慢。海底溫鹽環流雖然流速較慢，但面積較大，動能很大，就如開船一樣，船速雖不及車速，但要停船，衝止距可不短。

二、內波生成機制與特徵

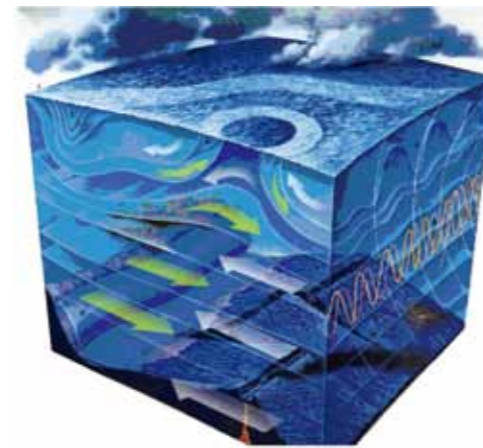


圖3 海水分層概念圖。資料來源：<http://scienceblogs.com/deepseanews/2007/05/23/oasis-in-the-sargasso-sea/>，作者自繪海流。

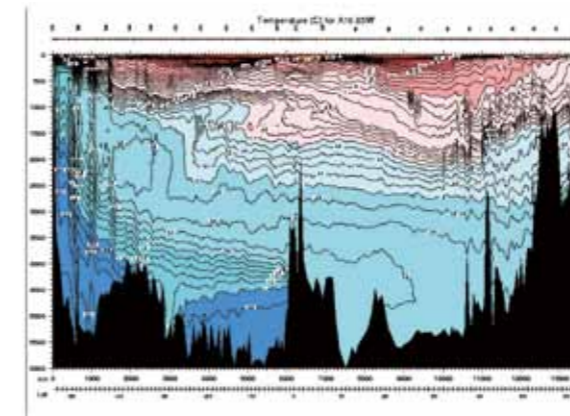


圖4 真實海洋海水分層現象。地點為西經25°的垂直剖面—北緯60°至南緯60°，水平距離單位為公里；垂直座標是水深，單位公尺。資料來源：http://sam.ucsd.edu/sio210/lect_2/lecture_2.html。

在海洋，斜溫層(thermocline)是海洋內波(internal wave)產生的主要地方，也是內波震幅最大的地方。海洋內波是發生在溫度、鹽度變化斜溫層的水下重力波(gravity wave)。⁷內波的產生必須具備兩個條件，一是海水

密度分層(兩層海水的相對密度值大於0.1%時)的環境，二是要有擾動能源。擾動使原本穩定的密度分層移位，繼之的重力復原效應(recovery force)引發了波動。海水的密度分佈通常處於不均勻狀態，大氣壓波動、潮汐、海流及海底地震都是重要的擾動能源。如果加上第三個條件—劇烈的地形變化與擾動能源相互作用，必定引發震幅劇烈的內波。地形變化越激烈，內波震幅越大，同時連續的密度分層密度差越大，內波震幅也越大，當然外力擾動的大小，也會影響內波的大小。

圖5說明內波產生在斜溫層的底部，分層海水受到擾動，立即產生波動。圖5(a)、(b)是儀器在沿岸測量出來的觀測值。測量資料顯示，此地區鹽度化大，推測為河口附近或沿岸流強勁的地區。資料顯示此區域等溫層在深度80公尺左右，斜溫層厚度約為30公尺，從80-110公尺左右；圖5(c)為密度，利用海水狀態方程式⁸推算出來的，而內波的發生是在密度變化劇烈的深度(有學者稱為「躍密層」)，約80-90公尺的地方。內波發生的大小與斜溫層(或「躍密層」)的厚度有關，斜溫層越厚實，內波震幅越大；擾動源越大，內波震幅越大；地形越陡峭，內波震幅也越大。

圖6為西班牙籍的海洋科學研究船在通過直布羅陀海峽(the Strait of Gibraltar)時，以聲納探測儀以38kHz的頻率，所探測到的內波。垂直座標是深度；橫坐標是時間，顏色表示聲波反射強度。這條研究船底聲納探測到一

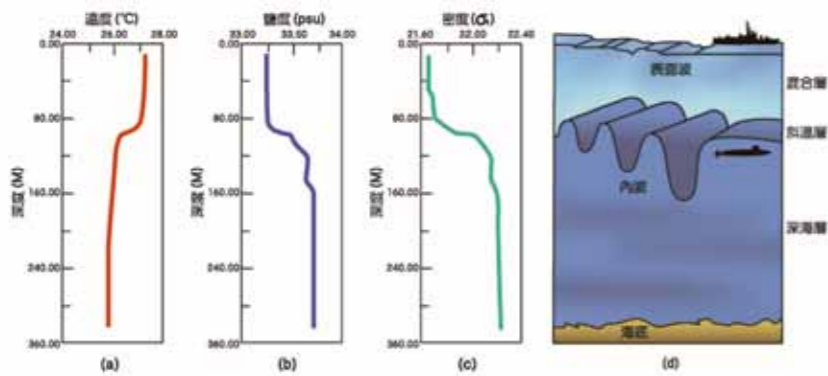


圖5 內波產生在斜溫層地帶，分層海水受到擾動能源，內波即發生是在密度變化劇烈的深度，約80-90公尺的地方。資料來源：許光明、劉安國，2010，神秘的巨浪-南海內波，科學發展，第446期；作者修改。

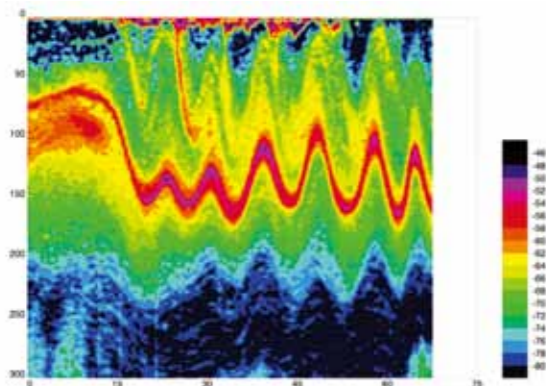


圖6 聲納探測儀以38kHz在西班牙直布羅陀海峽(the Strait of Gibraltar)所探測到的內波。垂直座標是深度(Depth, meter)；橫坐標是時間(time, hour)，研究船底聲納探測到一股強勁的內波正通過船底。資料來源：<http://noc.ac.uk/science-technology/life-oceans/technology-used>

股強勁的內波正通過船底。內波震幅為約50公尺，頻率約為12分鐘；波長也約為50公尺，波速約為7cm/sec。

在產生內波處的波高比海面波波高大的多，原因是：密度躍層把海水分為上下兩層，上層

密度隨著深度變化緩慢，下層密度幾乎均勻一致；在這種情形下，層結處(躍層底部)海水容易受到擾動，自由海面的海水受到擾動時的波動，需要克服重力，因此波高受到限制，而海洋內部海水上升時，由於本身的重量大部分被浮力所抵消，因此在相同的能量條件下，與表面波相比，升高就比較容易，⁹也正因如此，內波的震幅要比表面波大得多，震幅從數公尺到數幾百公尺；而波長一般有幾百乃至上萬公尺，範圍也有幾百公里。在密度差較小的大洋中已經紀錄到內波周期也達12小時、振幅300公尺以上。內波並不只像海面波那樣僅僅水平傳播，內波也提供了從海底到海面的垂直能量傳播與海水交換，把表面的熱能與高含氧(及二氧化碳)量的水帶到幾百公尺以下的海底，同時把低溫、高營養鹽、低含氧(及二氧化碳)量的深層海水，帶到海水表面來，提供表面生物必要的養分。因此，整體內波的震盪，是影響到整個海洋水平與垂直上的海水運動，不僅是涉及海洋物理部分，更對海洋生物及海洋化學有大影響。

海洋內波在海面下運動，在海面上看得到的，但是以「間接」的方是看到，且在大潮期間且海面風浪不大的狀況下。當海面風浪不大，內波在海面下通過時，原本平靜的海面，在遙遠的地平線，每隔一陣可以看到一排白浪花由遠方傳來。當這道波浪傳到船邊，可以發現它約幾百公尺到數公里寬，最大波高約1公尺，波長約2-3公尺，海面上到處是碎波，嘩嘩的碎波聲不絕於耳，像爐子上煮開的滾水，因此以前的有漁民稱為「沸海」。雖然內波通過時會在海面上留下蹤跡，但如果海面風浪太大，還是會把它們掩蓋掉，這就是為什麼近10年來才在南海發現它的蹤跡的原因。圖7顯示在海面上所看到的內波波紋。圖7(a)為站在海岸高處觀看到海底的內波，波紋緩緩的移動潛進，海水表面沒有浪花；圖7(b)為站在船上甲板上看到的內波波紋；圖7(c)亦為站在船上甲板上看到的內波波紋，但海水表面起了浪花，表示內波波峰很接近海水表面；圖7(d)顯示海面上到處是碎波，且有碎波聲，就是漁民所稱之「沸海」，表示內波波峰已碰觸到海水表面了，但單從海水表面是無法知道此內波的振幅大小的。

內波在海面下運動，為什麼會在海面上留下蹤跡？圖8為內波流線、內波表面波紋及雷達船測方法示意圖。內波在運動時，引起海水對流，內波向下運動時，把海水往下帶，就好像下面有一條排水溝，海面上的海水都會流向這裡，海面的小波浪都聚在一起，海面因而變得非常粗糙。相反地，當內波向上運動時，就像噴泉一樣，海水都由這裡往外流，海面的小波浪被拉平，因此這一帶海面比較平靜。

粗糙的內波表面波紋，可以船用導航雷達與氣象可見光衛星觀測到。圖9(a)為臺灣大學海洋研究所所屬的海研一號研究船利用船上導航雷達所觀測到的南海內波，清晰可見粗糙的內波表面波紋行進的速度與位向；圖9(b)為氣象可見光衛星所觀測到的臺灣西南海域的內波。依觀測資料推測，內波可能發生在恆春海脊，向西行進與擴散，照片可以看出內波結構很厚實，範圍很廣，行進約500公里，似乎衰減很少；再者，主波峰之間，距離也很寬(約有20公里)，是一明顯的孤立波(solitary wave，請參閱下文：內波的分類)。衛星合成口徑雷達(SAR)¹²可藉由海面的粗糙度、反光的強度等，也可以間接偵測到在水面下運動的內波。¹³(請參閱下文：臺灣東北角海域的內波，如圖17)。

三、內波的分類

內波根據不同的分類標準，可從頻率、週期及波長尺度來進行分類。海洋內波大致可分為三類：第一類是短週期及短波長的「高頻內波」，其周期大約在幾分鐘到幾個小時，通常空間尺度也較小，波長為幾十公尺到幾百公尺，這類內波一般表現出很隨機，是如何造成此類內波，原因很多，微小的擾動即可發生高頻內波，也因為出現機率不定，因此研究起來，格外不易。一般而言，層次海水，加上擾動能源即可生成此類「高頻內波」。

三、內波的分類

內波第二類最為重要，是具有潮汐週期的潮流生成的內波(tide-driven internal tide)

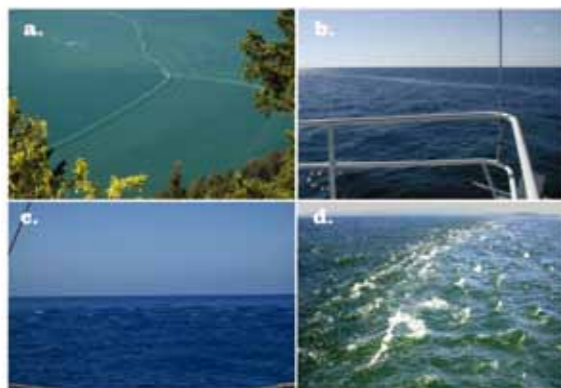


圖7 海面上所看到的水下內波行進圖。資料來源：圖(a)取來自<http://taflab.berkeley.edu/ME245-SP14/>，圖(b)取自<http://science.whoj.edu/labs/>，圖(c)與圖(d)取自「海洋內波簡介」。¹⁰

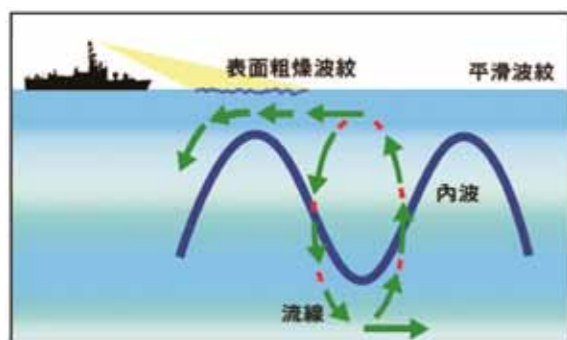


圖8 內波流線、內波表面波紋及雷達船測方法示意圖。資料取自「海洋內波簡介」，¹¹作者修改。

或稱為內潮波(internal tide)的內孤立波(internal solitary wave)。¹⁵這類內波可稱之為「中頻內波」。所謂孤立波(solitary wave)，指一種單獨一組波群行進的波，其在很長的空間距離內傳播而不散失其能量，並且有兩波相碰而不會改變外型及傳遞的特殊性質(圖10)。孤立波最早是由約翰羅素(John Scott Russell)於1834年觀測並命名，科

特韋格(Diederik Korteweg)與德弗里斯(Gustav de Vries)於1895年提出理論並求得解析解，他認為因其作用力中之非線性效應與消散項平衡，使得此波動可以傳播相當遠的距離而不散失其能量。由於孤立波除了有波動性質外，也具有類似粒子的行為，近似光具有波動性與粒子性，故贊布斯基(Norman Zabusky)與克魯斯卡(Martin Kruskal)於1965年模仿光子的命名，而將孤立波命名為孤立子(soliton)。¹⁶

而內孤立波是指大洋中，因海水密度的分層效應，使得在海洋內部會產生內波，並具有孤立波的特性。研究顯示：大洋中之內孤立波的形成機制有二。第一種機制是在陸棚邊緣處，潮流(tidal current)與地形變化的交互作用引發內潮運動(海水運動有潮汐般的周期)；若傳遞方向與地形斜坡方向平行，則有可能更進一步將能量投影至更高頻率的運動，並引發非線性效應，¹⁷進而產生內孤立波。臺灣東北角海域的內波就屬此類。第二種機制則是流速較大的潮流於漲、退潮時流經海脊(sill)，因而內潮波引發駐波形式的李氏波(standing leewave)(圖11)。¹⁸當潮流轉向後，此李氏波擾動會伴隨著相對較慢的潮流運動再次越過海脊，同時擾動區域將會變得較為寬廣，而此擾動的傳遞過程會引發非線性效應，進而產生內孤立波。此種內孤立波的波長範圍為 10^2 - 10^3 m，是一非線性很強的內孤立波，其變化週期通常從5-10分鐘到2-5小時不等，傳播速度

約為10 cm/s，震幅可達100公尺。此類內孤立波是伴隨潮流而發生，臺灣巴士海峽的內波就屬此類內波。

第三類是頻率接近當地慣性頻率的慣性內波(inertially internal wave)，稱之為「低頻內波」，其周期在12小時以上，波長為 10^1 - 10^3 km，傳播速度約 10^2 cm/s。此類波出現是很隨機，不易被觀察與研究。從地理位置對內波進行分類，海洋內波可分為大洋內波、近海內波、極地內波及赤道內波。還可以從擾源進行海洋內波的分類，在應用當中常常採用這種分類來方法。例如：由正壓潮與地形相互作用所產生的內波，稱之為潮成內波(internal tide)；而由風的慣性振盪所引起的內波稱之為慣性內波(inertial wave或inertial oscillation)等。

參、臺灣周邊海域的內波

一、臺灣東北角、南部海域海底地形、水流、潮汐與水文

臺灣周邊海域的東北角及西南海域(巴士海峽)為內波活動海域²⁰。這兩地方主要有非線性潮成內波(發生在臺灣東北角與西南海域)，而這兩地方均符合內波生機制的三大條件：海水嚴重分層，陡峭的地形變化，以及有擾動源。圖12是臺灣周邊海域海底地形，加上黑潮與潮流(紅色箭頭是黑潮，藍色箭頭是潮流)，明顯看出這兩地方的崎嶇的海底地形與黑潮與潮流流經之處。以下將分段臺灣周邊海域的東

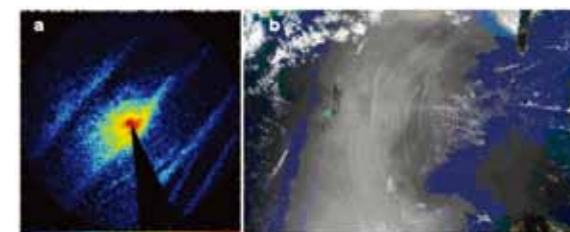


圖9 雷達(圖a)與氣象用可見光衛星(圖b)觀測內波。(資料來源：圖a取自「海洋內波簡介」¹⁴，圖b取自<http://www.sci-news.com/othersciences/geophysics/science-underwater-wave-01679.html>)

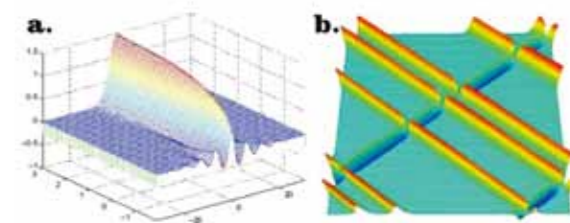


圖10 圖(a)模式模擬孤立波示意圖；圖(b)孤立波指一種單獨一組波群行進的波，行進很長的時間與距離而不散失其能量。圖(a)取自<http://personal.maths.surrey.ac.uk/st/T.Bridges/MASLOV/>；圖(b)取自<http://www.phy.kit.edu/ustinov-research.php>。



圖11 當平穩的風吹過高山，在山的後方即產生大氣波動，稱為山後波(mountain wave)或是李氏波(lee wave)。資料來源：http://ocw.usu.edu/Forest_Range_and_Wildlife_Sciences/Wildland_Fire_Management_and_Planning/Unit_6_Local_and_General_Winds_3.html

北角及西南海域(巴士海峽)說明海底地形、潮汐與黑潮。

臺灣東北角海域，海底地形相當複雜，主要是由東海大陸棚，沖繩海槽(Okinawa Trough)、火山島嶼、琉球島弧(Ryukyu Arc)、琉球海溝(Ryukyu Trench)組成臺灣東北角海域主要的地形。此區特徵為一系列東西走向的地質構造(圖12)。臺灣島位於東海大陸棚約200公尺的大陸棚邊沿上(continental edge)，在東北角的大陸棚有三條下切的海底峽谷，從西到東分別為基隆海谷(Chilung valley)、棉花峽谷(Mien-Hua Canyon)、北棉花峽谷(North Mien-Hua Canyon)。峽谷上游之四條支流於水深900公尺處匯集成一條主峽谷，峽谷最寬處約6.9公里，並延伸至水深1,463公尺之沖繩海槽底部。

沖繩海槽(Okinawa Trough)：沖繩海槽是板塊隱沒作用的弧後擴張所引起的，目前許多活動的海底火山，以及熱液作用。海底煙囪的壽命在200-500年間，其高度矮則1-2公尺，高則7-8公尺，其活躍性會受地殼下方岩漿活動強弱而有不同。南沖繩海槽有100公里寬，向西變窄並終止於宜蘭陸棚(Ilan Shelf)，在海槽中央部分水深可達2,270公尺，其大體的走向為東北東-西南西，而海槽中央的線型凹陷則呈現東西走向的雁行排列。

琉球島弧(Ryukyu Arc)：為一長條狀火山島弧，水深僅100-200公尺，部分露出海面成島嶼，如與那國島、石垣島、西表島等，使黑

潮主軸大大向南偏移。宜蘭外海的龜山島，為琉球群島(亦即琉球島弧)的最西端。琉球海溝(Ryukyu Trench)是菲律賓板塊向北隱沒入歐亞大陸板塊之接縫處，向西延伸到約123°E處，即加瓜海脊接觸海溝的地方，水深介於4,000-6,000公尺之間。臺灣東北部海域高低起伏的海脊、海弧與海槽，是觸動黑潮驟動發生的地方，而大陸棚邊沿(continental edge)是產生內波的地方。

臺灣南部海域，以南北走向的海脊和海槽為主要的構造型態，由地質構造決定地形起伏高低。從東到西分別有：呂宋島弧(Luzon Arc)；北呂宋海槽(North Luzon Trough)，恆春海脊(Hengchun Ridge)，和馬尼拉海溝(Manila Trench)。馬尼拉海溝的西側則與南中國海盆為界。另外，緊鄰臺灣東南側與綠島-蘭嶼之間有較小之地形特徵，也以南北走向狹長的海脊與海槽為主，如：台東海槽(Taitung Trough)；花東海脊(Huatung Ridge)；南縱海槽(Southern Longitudinal Trough)。

呂宋島弧(Luzon Arc)為一火山島弧，亦有學者命名為「蘭嶼海脊」(LanHsu Ridge)，往南一直延伸至菲律賓東北的巴浦耶火山弧。呂宋島弧露出海面即為綠島、蘭嶼和小蘭嶼等島嶼。呂宋島弧之東，即為深度達4,000公尺的菲律賓海海床。北呂宋海槽(North Luzon Trough)，水深約3000-3500公尺。恆春海脊(Hengchun Ridge)是臺灣陸上中央山脈之向南

延伸之部分。馬尼拉海溝(Manila Trench)是一隱沒帶，向北延伸與棉花峽谷，以及高屏峽谷相銜接。²¹臺灣南部海域高低起伏的海脊、海弧與海槽，正是觸動巨大內波發生的地方。

潮汐是淺水波，順著沖繩海槽的2000公尺的深度，從日本過來，²²碰觸到臺灣花蓮附近後開始分開，向南北方向流動(圖12，藍色箭頭代表潮流)。一股沿宜蘭，繞過基隆、新北市進入臺灣海峽；另一股自花蓮南下，經臺東，繞過屏東、鵝鑾鼻進入臺灣海峽。因此，每逢漲潮時，海水由臺灣海峽南北兩端沿著海岸往臺中、彰化附近海域前進，一股水流由北向南流，另外一股水流則由南向北，也就是說臺灣西岸在漲潮時沿岸有兩股相反方向的水流。退潮時，潮水又順著原路往臺灣島南北兩端退去。²³

潮汐所引發的水流會受到地形、水深與周邊水流的影響，一般來說，臺灣南北兩端的潮差較小，而接近中部地區潮差逐漸地增加，在台中、彰化沿海一帶潮間帶的潮差可達4公尺之多。而臺灣島南北兩端海岸，除非在朔望之際，才有明顯地漲退潮，一般來說潮汐漲退並不明顯，也就是海平面的變動幾乎看不出來有明顯地變動，常讓人誤以為沒有漲退潮的變化，水流是靜止不動地，其實水表面之下的潮流是很強勁的；也因為看不出明顯的潮差。

Niwa and Hibiya (2004) 在研究臺灣南部海域潮汐時發現，臺灣周遭海域半日內潮波的能量通量(Energy flux)非常大，顯示在呂

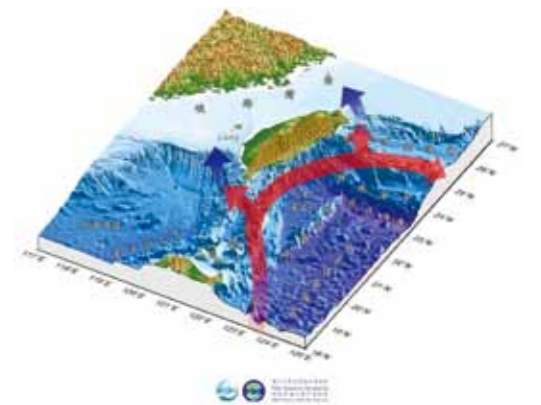


圖12 臺灣周邊海域海底地形、海流與潮流。海底地形底圖取自臺灣大學海洋研究所<http://www.odb.ntu.edu.tw/bathy/>，作者自繪黑潮(紅色箭頭)與潮流(藍色箭頭)。

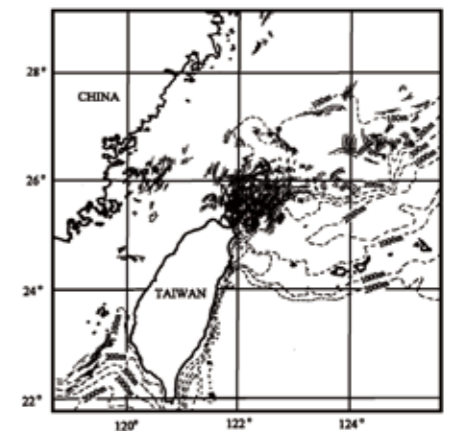


圖13 臺灣東北角海域內波圖。此圖係根據SAR影像描繪而成，取自Hsu et al., 2000。²⁸

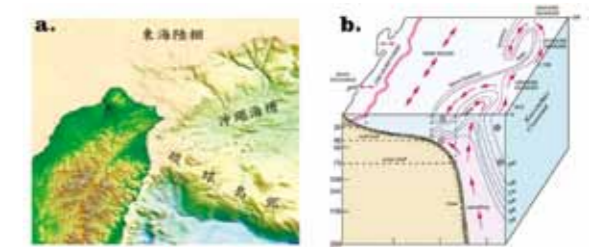


圖14 臺灣東北角海域海底地形與湧升流(upwelling)、渦漩(eddy)的形成示意圖。圖(a)取自臺灣大學海洋研究所<http://www.odb.ntu.edu.tw/bathy/>；圖(b)取自http://www.floridasportsman.com/2013/09/24/features_050730/

宋海峽為半日內潮波能量起點，向兩側傳遞，進入南海以及西太平洋，同時於臺灣東北角陸棚區域亦有稍大的能量通量，進入臺灣北部海域。²⁴

黑潮，又稱日本暖流(Kuroshio current)，是太平洋洋流的一環，為全球第二大洋流。途經菲律賓東岸、呂宋海峽與臺灣東部海岸向北方流動，持續輸送具有高溫高鹽特性之熱帶海水至中高緯度地區。黑潮起自民答那峨海流(Mindanao Current)，為北赤道回流，在臺灣東南海域黑潮因地型及地球自轉原因開始分裂為二，主流右轉沿著臺灣東部海底地形，往東北日本方向流去。支流穿過巴士海峽滯留並轉入臺灣海峽。黑潮流速約為100-200 m/sec，厚度約在500-1000公尺，寬度約200多公里。黑潮年平均水溫約攝氏24-26℃，冬季約為18-24℃，夏季可達22-30℃。黑潮也較鄰近的黃海溫度高7-10℃，冬季更可高出20℃。

大致而言，臺灣南部與西南海域的海水水文與整個南海表層環流系統的變化息息相關，主要是受到季風的影響。黑潮大約於秋冬季(10月)開始由呂宋海峽入侵南海北部，並逐漸與南海北部的氣旋式環流結合，沿著南海西側南流至巽他陸棚，夏季時，黑潮入侵現象則侷限在臺灣西南側。²⁵基本上，在臺灣南端呂宋海峽以西大多以西流為主，以東則東西流相互交錯，代表此處黑潮的結構較鬆散，流速較小但幅緣較廣。²⁶

當黑潮行至臺灣東北部海域時，由於受到呈

東北—西南走向之東海陸棚邊緣地形影響，迫使黑潮主軸從向北流動轉變成為向東北流動。黑潮經臺灣東部數千公尺的水深而來，到達宜蘭外海時先跨越過數百公尺深之宜蘭海脊，再進入深達2000公尺之沖繩海槽南端，之後便遭遇200公尺高聳之東海陸棚而被迫轉向。在此處，離心力促使黑潮深層冷海水上湧至表面，且整層海水都呈現氣旋式的渦漩(eddy)，同時高溫、高鹽的黑潮表面海水開始入侵大陸棚，與低溫、低鹽的中國沿岸流進行海水交換。表層的反時針冷渦具有季節性的變化，其變化的主要的原因來自於相對應週期的黑潮東西向擺動，而臺灣季風型風向(東北與西南季風)是造成黑潮擺動的主因。

二、臺灣東北角內波

內孤立波(internal solitary wave)是非線性較強的海洋內波，因此潮流生成的內孤立波(tidally internal solitary wave)，也就是內潮波的生成必須是在潮流流速大、地形變化大的狀況下，才能生成。因此，內孤立波只在各別海域、某些時間出現。臺灣東北部有非常密集的內孤立波分部，表明該區域是一個內孤立波的高發區(圖13)。進一步可以看出，在該區域，各種傳播方向的內孤立波互相交錯，而每一組內孤立波的峰線都較短，這既說明該區域內孤立波的源比較多，生成機制較複雜，也說明該區域的內孤立波源的水平空間尺度較小。²⁷

從臺灣東北角海底地形(如圖14(a))、與海

水分層情形(圖16)與黑潮海水(如圖15(a))、潮流(圖15(b))進入大陸棚的行進方向來看，此地點的確對內波的產生極為有利。臺灣東北角海域因黑潮東西向擺動，撞擊到大陸棚的垂直壁，使黑潮產生渦漩與湧升流(圖14(b))，且從海水溫鹽結構分佈來看(圖16)，深水區存在長年性溫躍層；但在陸架淺水區，高溫、高鹽的黑潮表面海水入侵大陸棚時，始與低溫、低鹽的中國沿岸流進行海水交換。表層的反時針冷渦具有季節性的變化，其變化的主要的原因來自於相對應週期的黑潮東西向擺動，使大陸棚僅存在季節性斜溫層，在這些區域中，內波的出現是具有季節性特徵。因此，就東北角海域內波而言，其時空變化與各個海域溫度垂直分布與變化有密切關係。

圖15是臺灣東北角海域黑潮所形成的渦漩與潮流圖。從渦漩的行進方向與溫度分層來看，黑潮海水應大部份滯留在大陸棚邊沿上，僅有少量「流進」大陸棚上，且中國沿岸流與臺灣海峽暖流分布在臺灣北部陸棚海域上(大陸學者稱流出臺灣海峽的水流已混了南海海流、黑潮與河水，並自成一個海流體系)；但潮流卻把黑潮海水帶到大陸棚上了(圖15(b))，造成嚴重海水分層現象。臺灣東北角海域的潮差為1.5-2.0公尺，近岸潮流速度約為70cm/sec，因海底地形與海岸地勢的原因，使潮流又急又快，因此造成東北角海岸受到海水的高度侵蝕。²⁹

綜整臺灣東北角海域相關資料，歸納出臺灣

東北角海域內波生成機制如下，圖17(a)為臺灣東北角海域場景設定。線條為等溫度線，由高(紅)到低(藍)，藍箭頭表示深層海水的湧升流的方向，紅色⊕是代表黑潮流動方向(像紙張裡面流)，紅箭頭表示黑潮擺動時，撞擊大陸棚壁的水流流動方向。圖17(b)表示所有水流開始動作，深層黑潮水開始上湧，擾動使原本穩定溫度(密度)分層移位，繼之的重力復原效應(recovery force)引發了波動；圖17(c)表示內波產生了，並向前波動前進。因此，大陸棚邊緣應是第一道內波產生的地方。

圖18為ERS-1衛星SAR影像所拍攝的影像。³³影像中KF為黑潮主流，也就是產生內波動力的來源之一。黑潮主軸擺動，撞擊大陸棚壁的水流的流動方向，而產生了內波，依動力來源的反方向，加上潮流的推近，向東海大陸棚方向前進。行進中，遇到高低起伏的海底地形，則增減內波振幅，以維持能量守恆，或是發生頻散(disipation)作用，產生小的內波群。IW就是小的內波群。此衛星影像可以印證圖16東北角海域內波生成機制。

三、臺灣西南海域內波

1990年代初期，美國石油公司在南海北部(東沙島附近)探勘石油，當半潛式鑽油平台在作業時，遇到強流發生操作困難並斷纜，調查後發現強流是內波造成的，而南海北部東沙島附近海域的內波才開始受到重視。臺美研究學者把合成口徑雷達(SAR)所發現南海內波的波峰線，描繪在南海海圖上以製作南海內波分布

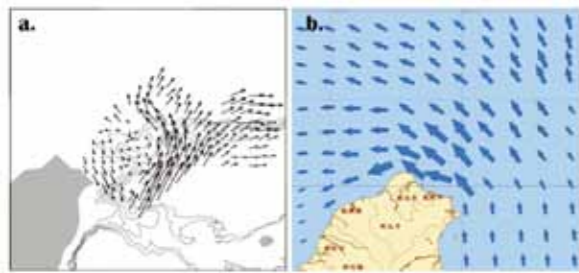


圖15 臺灣東北角海域黑潮所形成的渦漩與潮流。圖(a)取自Tang et al. (1999),³⁰黑色箭頭的長短代表黑潮水流強與弱(最大約為100 cm/s)。圖(b)使用商用套裝HYDRMap³¹運算後,所獲得的臺灣東北角海域潮流圖;色箭頭大小代表潮流強與弱(最大約為70 cm/s)。

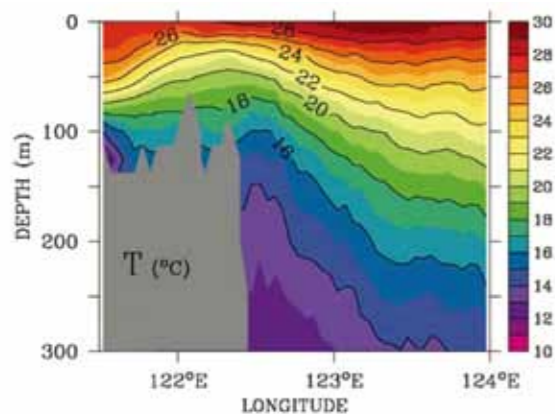


圖16 臺灣東北角大陸棚海水溫度剖面圖。地點為北緯25.6°的垂直溫度剖面—東經121.5°至東經124°。資料來源Wu et al., 2008。³²

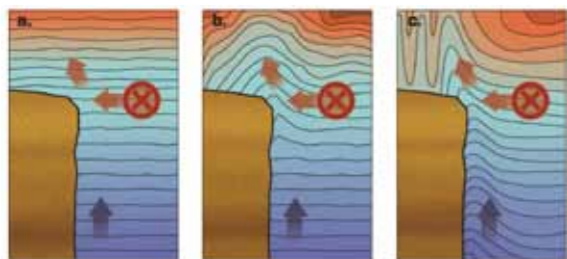


圖17 臺灣東北角海域內波生成示意圖。線條為等溫度線,由高到低,藍箭頭表示深層海水的湧升流,紅色⊕是代表黑潮流動方向(像紙張裡面流),紅色箭頭表示黑潮擺動時,撞擊大陸棚壁的水流流動方向;藍色箭頭表示深層冷海水向上湧出。資料來源:作者自繪。

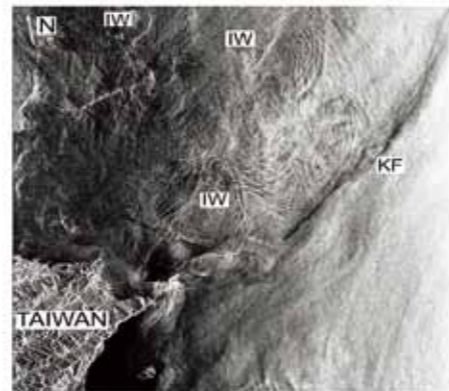


圖18 1994年5月10日圖東北角海域ERS-1衛星SAR影像,影像中KW為黑潮主流,也就是產生第一道內波, IW就是小的內波群。本圖取自本圖取自Hsu et al., 2000。³⁴



圖19 臺灣西南海域內波圖。此圖係根據SAR影像描繪而成。本圖取自Hsu et al., 2000。³⁵

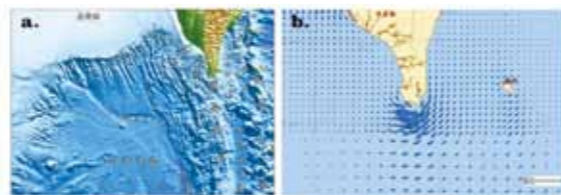


圖20 臺灣西南海域海底地形與潮流圖。圖(a)取自臺灣大學海洋研究所http://www.odp.ntu.edu.tw/bathy/;圖(b)使用商用套裝HYDRMap³⁷運算後,所獲得的臺灣東北角潮流圖;色箭頭大小代表潮流強與弱,近岸潮差為1.5-2.0公尺,近岸潮流速度約為50 cm/sec。

圖(圖19),才逐漸揭開南海內波的面紗。

從臺灣南部海底地形(圖20(a))、與海水分層情形(圖22)與黑潮海水(圖21)、潮流(圖20(b))進入行進方向來看,此地點的確對內波的產生極為有利。臺灣西南海域因黑潮擺動而入侵巴士海峽,從海水溫鹽結構分佈來看,高溫、高鹽的黑潮表面海水入侵時,始與南海海水進行海水交換,此區域深存在長年性溫躍層(圖22)。美國海洋學者汪東平教授用海洋數值模式重建臺灣南部海域內波發生的機制發現:黑潮海水入侵是造成海水層化的主因,但黑潮海水動力不足以推動海水以產生內波;而真正造成南海內波的動力是潮流。³⁶

圖23為綜整臺灣西南海域相關資料,歸納出臺灣西南海域內波生成機制圖。圖23(a)為臺灣西南海域場景設定。線條為等溫度線,由高(紅)到低(紫),紅色箭頭代表潮流流動方向。圖23(b)表示所有潮水開始流動,撞擊海底凸出的海底地形,擾動使原本穩定溫度(密度)分層使其移位,繼之的重力復原效應(recovery force)並引發了波動;圖23(c)表示內波產生了,並向前波動前進。因此,恆春海脊應是西南海域第一道內波產生的地方。

恆春海脊所產生內波向西傳播播時,在水深較深的地方,一群內波所包含波的個數並不多,當內波碰到東沙環礁時,分裂成南北兩群內波。這兩群內波在東沙環礁西方會合後,繼續向西北進行,最後因碎波而消失不見。依據呂宋海峽衛星合成口徑雷達所拍攝的影像,

發現內波的波峰線長達200公里,且波源可能不只一個。從東沙環礁附近衛星合成口徑雷達所拍攝的影像(圖24),與研究資料顯示:海水下冷上熱,這些冷熱海水在大約100公尺深的地方交會,一旦受到崎嶇地形等外在擾動的影響,就會形成海面下的巨浪,也就是「內波」,一般海洋的內波,上下起伏的幅度大多在10幾公尺,但位於臺灣恆春半島西南方的南海,內波動輒100公尺以上,振幅最大的甚至超過170公尺,足足有40層樓高,是目前世界上觀測到最大的內波。另外,內波會帶來近8級的扭力,對鑽油平台、海中的潛艦都會帶來不可預測的威脅。⁴⁰中山大學王玉懷教授也發現兩群非線性內波在東沙環礁的西邊會合,非線性交互作用的現象非常明顯。由於東沙環礁附近水域深度迅速變淺,內波因而產生頻散作用,分解成許多波速不同的小波繼續向西北傳播。⁴¹

肆、內波對海洋物理、化學、海底地形及生物重要性

海洋中富營養的物質都會慢慢沉入海底,海面雖有陽光,若沒有充分的營養鹽供應,浮游植物仍無法藉由光合作用大量繁殖,也無法建立食物鏈而形成大型的漁場。臺灣北部也因為黑潮衝擊大陸棚形成湧昇流與內波,造就彭佳嶼附近海域成為臺灣北部重要的漁場。內波運動過程可以使深層冷海水上升至海表面,並與上層海水翻攪混合,進而使上下層海水密?混

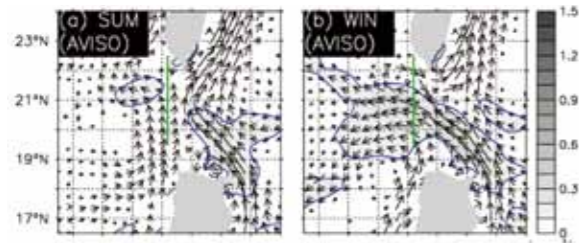


圖21 臺灣南部海域黑潮夏、冬季入侵情形。圖(a)為夏天表面水流，圖(b)為冬季表面水流。色階代表水流資料取自Wu and Hsin, (2012)³⁸。

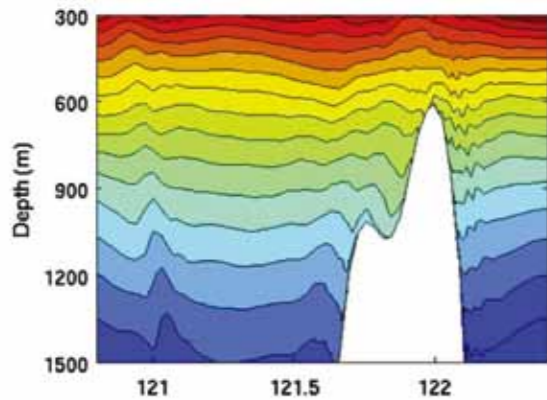


圖22 臺灣南部海域(巴士海峽)溫度剖面圖。地點為北緯20.5°，東西向自120.5° E至130° E，水深自300公尺至1500公尺，溫度以每0.5°C分層，至自300公尺水中溫度12°C往下至藍色約為4°C。資料來源：Wang, D.-P., 2012。³⁹

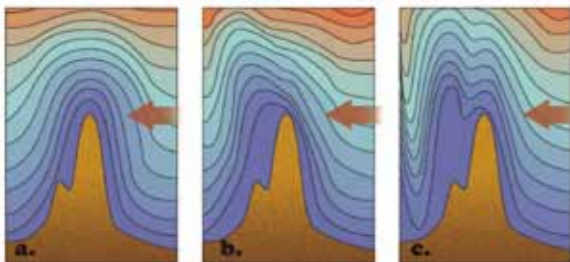


圖23 臺灣南部海域內波生成示意圖。線條為等溫度線，由高到低，紅色箭頭表示潮流擺動時(由東往西流)，撞擊恆春海脊，擾動使原本穩定溫度(密度)分層使其移位，繼之的重力復原效應引發了波動。資料來源：作者自繪。

合均勻，對於局部地區營養鹽由深層移到表層有很大的貢獻。而內波會把海底豐富的養份攪攪上來，吸引魚蝦、浮游生物聚集。另外，研究也發現，領航鯨喜歡追著內波來覓食，由於內波可經由衛星觀察出來，所以掌握內波的動向，就可藉此預測鯨豚出沒時間及地點，將有助賞鯨活動的發展。

當內波通過時，在分層的海水上方及下方，海流的方向正好相反，若海中有結構物如鑽油平台的柱子等，在分層的地方就會受到非常大的扭力，且這扭力會隨混合層厚度變化而改變位置。緬甸及泰國西邊的亞德曼海，即2004年南亞大海嘯發生的地區，海底有豐富的油氣，美國石油公司曾打算開採，但由於內波的影響，終止了開發的計畫。因此在內波頻繁的海域從事海洋工程，內波的影響是必須考慮的重要因素在分層較明顯的海域。

臺灣南部海域內波抵達東沙環礁或墾丁南灣後，也把海洋下層含營養鹽較高的冷海水帶上來，並經由水體上下混合而降低海水溫度，使東沙環礁附近的珊瑚礁得以存活。在全球暖化、海水增溫的情況下，內波很可能使得某些地方的珊瑚仍能存活，並減輕白化的威脅。

海水分層的界面可以想像成是一片半透明的鏡面，聲納發射的聲波，依聲波入射的角度會被折射或反射。而當內波通過時，這界面會隨時間而變動，就像一片柔軟的鏡面，使得聲波行進的路線相當複雜。當然，內波也使水下光波、電磁波的行進變得複雜，難以預測其路徑

與保持其能量的聚集。

海洋內波經過海底山脊時，可能發生渦旋現象；強烈底層海流捲起的海底沉積物，可造成海底地形的快速變遷；同時，內波經過海底山脊、陸棚...等，會與地形產生一連串交互作用，如破碎變形、湧升沉降、越頂、渦旋等現象，此結果與海洋有著複雜的傳遞、變形、淺化、破碎等過程，與折射、繞射、反射等相關物理作用。

伍、結論

臺灣周邊海域東北角與南部海域是中頻內波(內潮波與內孤立波)活躍的地區，過去幾年已有物理即聲學上的實測資料，但對海洋內波生成的機制與相關物理性質卻仍是少人研究的領域，未來我國海洋研究值得投入的議題。同時，海洋內波會影響海軍潛艦航行、反潛作戰及水下武器的使用，是一極為重要的海洋戰場環境參數，因此，了解海洋內波及其發生機



圖24 臺灣西南海域ERS-1衛星SAR影像。本圖取自<http://gis.tcgs.tc.edu.tw/resources/news/viewtopic.asp?id=3130>

制，對海軍作戰有極大幫助。

潛艦在內波界面附近活動是非常危險的。因為潛艦會被內波帶得往下沉或向上升，潛艦的浮沉系統為補償內波所造成的升降，會讓潛艦朝相反的方向運動，但若操作不當就可能浮出水面或撞到海底，因此在內波活躍的海域，潛艦的操控與航行安全就顯得格外的重要。因此，各國海軍都投入大量人力、物力研究內波；而我國周邊海域東北角與南部海域就存在內波，是不是我輩海軍必須更了解內波，以確保航行安全，發揮武器裝備於極致呢?

- 1 小番薯問號小博士, <http://kids.yam.com/why/article/article964.html>。
- 2 中國船舶重工集團公司編著, 海軍武器裝備與海戰場環境概論, 北京, 海軍出版社, 2007年。
- 3 毛正氣, 濱海環境作戰參數與海戰場環境即時預報模式, 國防雜誌, 22卷 3期, 頁6-32。
- 4 毛正氣, 「海水的物理特性」, 海軍軍官雙月刊, 17卷3期, 民國87年6月。
- 5 許多海洋學名詞, 英文只有一個, 但中文卻有很多同譯名; 主要原因是臺灣以早期留美學譯名為主, 加上政府不重視海洋科學, 大學中僅有二所有海洋科學系, 因此就以學者自譯的名詞為主。中國大陸近百所大學有海洋科學系, 官方有正式翻譯名稱; 日本海洋科學也很發達, 也有正式官方譯名。
- 6 陳企韶, 「簡介海水層次深度及其變化」, 海軍軍官, 11卷5期。民國81年5月。
- 7 維基百科: 重力波(gravity waves)在流體力學, 是在液體介質內或兩種介質界面間(例如大氣與海洋間)的一種波, 其恢復力來自於重力或浮力。當一小團液體離開液面(界面類型)或者在液體中到了一個液體密度不同之區域(液體內類型), 透過重力作用, 這團液體會以波動形式在平衡態之間擺盪。在液體介質內的類型又稱為內波, 在兩界面間的類型又稱為表面重力波或表面波。海浪及海嘯也是重力波的一種表現。資料來源: [http://zh.wikipedia.org/wiki/%E9%87%8D%E5%8A%9B%E6%B3%A2_\(%E6%B5%81%E9%AB%94%E5%8A%9B%E5%AD%B8\)](http://zh.wikipedia.org/wiki/%E9%87%8D%E5%8A%9B%E6%B3%A2_(%E6%B5%81%E9%AB%94%E5%8A%9B%E5%AD%B8))

8 海水狀態方程 -海水的現場密度略大於1。在海洋學中常用現場條件密度σ_T(-1)×103。在大氣壓p=0條件下的密度，稱為條件密度σ_T，現場比容α_{STp}和現場密度成反比，即海水狀態方程。同理，現場條件比容V_{STp}和條件比容V_T分別為(-0.9)×103。公尺勒羅等人按新鹽標計算實際鹽度S，並提出了新的狀態方程式，並寫成在一個標準大氣壓（p=0）下的海水密度可由下列方程確定；式中ρ_w為基準純水密度，K0和K分別為大氣壓下和壓力為p時的正割體積彈性模量，其中：

$$K0=Kw+fS+gS3/2$$

$$A=Aw+iS+j0S3/2$$

$$B=Bw+mS$$

式中下角標W代表純水的量；Kw、Aw、Bw、pw、b、c、f、g、i、m都是和溫度有關的係數；d0和jw為常數（見表）。此方程式的準確度相當高，能計算出某些熱力學參數，已被聯合國教科文組織的海洋學常用表和標準聯合專家小組第九次會議採納，並向全世界的各海洋學技術組織和學者推薦使用。它的適用範圍為：溫度-2~40℃，壓力 0~1000巴，鹽度0~42。

9 張為華、湯國建、文援藍、張洪波、羅亞中、朱彥偉、尚洋，2012，戰場環境概論，科學出版社，北京。

10 楊穎堅，2009，海洋內波簡介，海軍軍官，28卷，3期。98年8月。

11 同註10。

12 維基百科：合成孔徑雷達（Synthetic Aperture Radar，SAR），又譯成合成口徑雷達或合成開口雷達（日本），屬於一種微波成像雷達，也是一種可以產生高解析度圖像的（航空）機載雷達或（太空）星載雷達。它在早期係使用透鏡成像機制在底片（膠卷）上形成影像，目前則以複雜的雷達數據後處理方法來獲得極窄的有效輻射波束（對產生的雷達圖像意味著極高的空間解析度）。它一般安裝在移動的載體上對相對靜止的目標成像，或反之。自合成孔徑雷達發明以來，它被廣泛的應用於遙感和地圖測繪。資料來源：<http://zh.wikipedia.org/wiki/%E5%90%88%E6%88%90%E5%AD%94%E5%BE%84%E9%9B%B7%E8%BE>

13 許光明、劉安國，2010，神秘的巨浪-南海內波，科學發展，第446期，2010年2月

14 同註10。

15 百度百科<http://baike.baidu.com/view/135485.htm>

16 楊穎堅，2013，南海的巨大振幅內孤立波，科學月刊，第528期，102年12月。

17 維基百科：線性linear，從數學上來講，是指方程的解滿足線性疊加原理，即方程任意兩個解的線性疊加仍然是方程的一個解。線性意味著系統的簡單性，但自然現象就其本質來說，都是複雜的、非線性的。所幸的是，自然界中許多現象都可以在一定程度上近似為線性。傳統的物理學和自然科學就是為各種現象建立線性模型，並成功獲得解答。而隨著對自然界中各種複雜現象的深入研究，越來越多的非線性現象開始引起科學家的注意。非線性即non-linear，是指輸出和輸入不是成正比例的情形。自變量與變量之間不成線性關係，成曲線或拋物線關係或不能定量，這種關係叫非線性關係。「線性」與「非線性」，常用於區別函數y = f(x)對自變量x的依賴關係。線性函數即一次函數，其圖像為一條直線。其它函數則為非線性函數，其圖像不是直線。<http://cg2010studio.wordpress.com/2013/03/13/>。

18 維基百科：在氣象學，李氏波是大氣中的駐波。最常見的形式是山波，這是大氣內部的引力波，由兩位德國滑翔機飛行員在1933年發現的。李氏波的週期與強度是依大氣壓力、溫度和正高電流的空氣所造成的垂直位移大小而定；當風吹拂過高山或山脈時，越山氣流形成湍流或渦旋，旋轉軸並平行於山脈，並生成波動，後面氣流不斷越山，推著波動往前形進。資料來源：http://en.wikipedia.org/wiki/Lee_wave

19 同註10。

20 Hsu, M.-K., A. K. Liu, C. Liu, 2000, A study of internal wave in the China Seas and Yellow Sea using SAR, Continental Shelf Research, 20, pp. 389-410.

21 羅建育，2004，臺灣周邊海域海底地形之概述，海軍軍官季刊，23卷3期，民國93年7月。

22 潮汐是淺水波(shallow-water wave)，行進速度與水深有關，潮流速度C=(gh)1/2；g為重力加速度；h是水深。

23 泛科學 <http://pansci.tw/archives/14181>

24 Niwa, Y. and T. Hibiya, 2004: Three-dimensional numerical simulation of the M2 internal tides in the East China Sea, J. Geophys. Res., 109, C04027.

25 盧鴻復，2004，碩士論文，臺灣東北角海域模式流場分析，國立臺灣師範大學地球科學研究所，臺灣，臺北。

26 Tang, T. Y., W. D. Liang, Y. J. Yang, and W.-S. Chuang, 2003: Kuroshio instruction in the Luzon Strait. J. Phys. Oceanogr.

27 同註20。

28 同註20。

29 毛正氣，2014，海軍軍官應知的臺灣東北海域，寫作中。

30 Tang, T. Y., Y. Hsueh, Y. J. Yang, and J. C. Ma, 1999: Continental slope flow northeast of Taiwan. J. Phys. Oceanogr., 29, 1353-1362

31 美國ASA公司(Applied Science Associates, Inc.)研發的潮汐預報軟體HYDROmap。

32 Wu, Chau-Ron, H.-F. Lu, S.-Y. Chao, 2008. A numerical study on the formation od upwelling off northeast Taiwan. J. Geophys. Res., 113, C08025.

33 同註20。

34 同註20。

35 同註20。

36 Wang, D.-P., 2012. Diurnal modulation of semidiurnal internal tides in Luzon Strait,Ocean Modelling, 59-60(2012),1-10.

37 同註31。

38 Wu, C.-R. and Y.-C. Hsin (2012): The forcing mechanism leading to the Kuroshio intrusion into the South China Sea. Journal of Geophysical Research, 117, C07015.

39 同註36。

40 蘋果日報，臺美攜手揭海底大風暴—南海發現最大百公尺內波 衝擊潛艦。2007年11月9日。

41 Wang, Y.H., C.F. Dai and Y.Y. Chen, 2007. The physical and ecological processes of internal wave on an isolated reef ecosystem in the South China Sea. Geophysical Research Letters, 34

參考資料

1 Chuang, W.-S., and W. D. Liang, 1994: Seasonal variability of instruction of the Kuroshio water across the continental shelf northeast of Taiwan. J. Oceanogr., 50, 531-542.

2 Chuang, W.-S., H.-W. Li, T. Y. Tang, C.-K. Wu, 1993: Observations of countercurrent on the inshore side of the Kuroshio northeast of Taiwan. J. Oceanogr., 50, 581-592.

3 Du, Tseng, Y.H., and Yan, X.H., 2008, ‘The impacts of tidal currents and Kuroshio intrusion on the generation of nonlinear internal wave in Luzon Strait,’ Journal of Geophysical Research Ocean, VOL. 113, C08015.

4 Hsu, M.-K., A. K. Liu, and C. Liu, 2000: A study of internal wave in the China Seas and Yellow Sea using SAR. Cont. Shelf Res., 20, 389-340.

5 Johns W. E., T. N. Lee, D. Zhang, R. Zantopp, C.-T. Liu and Y. Yang, 2001: The Kuroshio east of Taiwan: Moored transport observations from the WOCE PCM-1 array. J. Phys. Oceanogr., 31, 1031-1053.

6 Kuperman, W. A., and J. F. Lynch, 2004: Shallow-water acoustics. Physics Today, 57, No. 10, 55-61.

7 Liang, W.-D., T. Y. Tang, Y. J. Yang, M. T. Ko, and W.-S. Chuang, 2003: Upper-ocean current around Taiwan. Deep-Sea. Res. Part II, 50, 1085-1105.

8 Liu, C.-T., 1983: As the Kuroshio turns: (1) Characteristics of the current. Acta Oceanogr. Taiwanica, 14, 88-95

9 Nitani, H., 1972: Beginning of the Kuroshio. In Kuroshio, Eds. by H. Stommel and K. Yoshida, 129-163, University of Tokyo.

10 Niwa, Y. and T. Hibiya, 2004: Three-dimensional numerical simulation of the M2 internal tides in the East China Sea, J. Geophys. Res., 109, C04027.

11 Tang, T. Y., and W. Z. Tang, 1994: Current on the edge of continental shelf northeast of Taiwan. Terrestrial, Atmospheric, and Oceanic Sciences, 5, 335-348.

12 Tang, T. Y., and Y. J. Yang, 1993: Low frequency current variability on the shelf break northeast of Taiwan. J. Oceanogr., 49, 193-210.

13 Tang, T. Y., J. H. Tai, Y. J. Yang, 2000: The flow pattern north of Taiwan and the migration of the Kuroshio. Cont. Shelf Res., 20, 349-371.

14 Tang, T. Y., W. D. Liang, Y. J. Yang, and W.-S. Chuang, 2003: Kuroshio instruction in the Luzon Strait. J. Phys. Oceanogr.

15 Tang, T. Y., Y. Hsueh, Y. J. Yang, and J. C. Ma, 1999: Continental slope flow northeast of Taiwan. J. Phys. Oceanogr., 29, 1353-1362.

16 Wang, D.-P., 2012. Diurnal modulation of semidiurnal internal tides in Luzon Strait,Ocean Modelling, 59-60(2012),1-10.

17 Wu, Chau-Ron, H.-F. Lu, S.-Y. Chao, 2008. A numerical study on the formation od upwelling off northeast Taiwan. J. Geophys. Res., 113, C08025, doi:10.1029/2007JC004697.

18 Yang Y., C.-T. Liu, J.-H. Hu and M. Koga, 1999: Taiwan Current (Kuroshio) and impinging eddies. J. Oceanogr., 55, 609-617.

Yang, Y. J., T. Y. Tang, M. H. Chang A. K. Liu, M.-K. Hsu,

19 and S. R. Ramp, 2004: Soliton northeast of Tung-Sha Island during the ASIAEX pilot studies. IEEE J. Oceanic Eng., 29, 1182-1199.

Zhang D., T. N. Lee, W. E. Johns, C.-T. Liu and R. Zantopp,

20 2001: The Kuroshio east of Taiwan: Modes of variability and relationship to interior ocean mesoscale eddies. J. Phys. Oceanogr., 31, 1054-1074.

中國船舶重工集團公司編著，2007年。海軍武器裝備與海戰場環境

22 概論，海軍出版社，北京。

23 毛正氣，濱海環境作戰參數與海戰場環境即時預報模式，國防雜誌，22卷 3期，頁6-32。

24 李磊，2002。海洋戰場環境概論，兵器工業出版社，北京。

25 柯鈺澤，2001：臺灣周圍的流場。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文，PP 78。

26 孫文心、李鳳歧、李磊，2011。軍事海洋學引論，海軍出版社，北京。馬嘉昌，1995：臺灣北部與陸棚邊緣的夏季流場。國立臺灣大學海

27 洋研究所碩士論文，PP 82。國家海洋科學研究中心，2000：1999年海洋資料圖集。行政院國家

28 科學委員會與國立臺灣大學共同發行，pp. 144。張為華、湯國建、文援藍、張洪波、羅亞中、朱彥偉、尚洋，2012，戰

29 場環境概論，科學出版社，北京。許光明、劉安國，2010，神秘的巨浪-南海內波，科學發展，第446期，

30 2010年2月，陳企韶，簡介海水層次深度及其變化，海軍軍官，11卷5期。民國81年

31 5月。陳伯姿，2006，臺灣東北部海域的黑潮，中正學報第八期。臺灣，高雄。

32 湯文慈，1993：臺灣東北大陸棚邊緣之流場。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文，PP 107。

34 楊穎堅，2009，海洋內波簡介，海軍軍官，28卷，3期。98年8月。楊穎堅，2013，南海的巨大振幅內孤立波，科學月刊，第528期，102年

35 12月。熊學軍，2012。中國近海海洋—物理海洋與海洋氣象，海軍出版社，北京。

36 蔣國榮、張軍、施偉來、劉群燕，2009，海洋內波及其對海戰的影響，氣象出版社，北京。

37 盧鴻復，2004，碩士論文，臺灣東北角海域模式流場分析，國立臺灣

38 師範大學地球科學研究所，臺灣，臺北。戴仁華，1998：臺灣北部流場與黑潮的擺動。國立臺灣大學海洋研

39 究所碩士論文，PP 43。戴昌鳳，2003：臺灣的海洋。台北縣遠足文化事業有限公司。臺灣，臺北。

40 羅建育，2004，臺灣周邊海域海底地形之概述，海軍軍官季刊，23卷3期，民國93年7月)。