

第一章 奧祕的海洋

1.1 無盡的海洋

海洋是生命的來源，然而，人類對海洋的興趣似乎比不上對那神秘的外太空。在 1969 年 7 月 20 日，人們都注目美國太空人阿姆斯壯踏上月球一小步，而在歡欣鼓舞人類爭服月球成功的一大步的同時，海底探測員柯爾在阿留申群島水底六百呎(約二百公尺)處從事原始冰河峽谷探測，這偉大的研究確鮮為人知，足見我們對海洋的關注還是不足的(見何，1978)。

海洋是一個充滿生命力及奇特生態之水域，也具有無限的礦產及能源，其中澎湃的波浪也是海洋能源之一。在沿岸水深小於 10 公尺的海中，太陽光可以透射進去，因此在此區域光合作用可以進行，太陽的熱能也可以被吸收到，且從陸地流下各種營養素，有利於生物成長，潮間帶溼地與藻場，形成魚介類的生息地，也是候鳥往來的棲息處。岩礁上生長的青苔，附生貝類，河口附近淡水流入沿岸海域營養鹽類豐富，形成海產植物群落，其中隱藏許多在成長初期受到保育的動物幼苗，所以沿岸區域可以說是生態系統的起點。

海洋中有種在空間週期及時間週期的水位變化叫做波浪。波浪有許多種類別，最多的是由風所造成的風浪，波浪的產稱除了表面上水位的起伏外，還有其他延伸的效應，比如，颶風在沿岸海面上時，不僅發生平均水位變動，而且海水也有顯著的垂直方向循環；尚有風揚 (wind setup) 使海平面傾斜，若加上低氣壓引起的暴潮，會使海岸災害更嚴重。因垂直方向的海水循環而發生湧升流 (upwelling)，將海底含氧量最少的水流到水面取代水面附近營養分多的海水而發生青潮 (anoxia, blue tide)。

外洋與沿岸間也是互動頻繁，潮汐、潮流與海流都是由外海進入沿岸區，氣象潮、暴潮，海嘯與波浪也大部份在大洋的海面上發生後傳播進來，這種海水活動在沿岸海洋中受地形地貌的限制，被扭曲變形而消耗能量。其他如地球規模 (global scale) 的海洋變化，如聖嬰現象，或西太平洋中我國與日本菲律賓間的暖流黑潮 (Kuroshio) 的大蜿蜒 (meandering)，由北方經日本朝鮮半島南下的寒流親潮 (Oyashio) 的異常南下，並非經常發生的特殊現象，但卻使沿岸海洋帶來水溫、密度的變化。另一方面，陸地對沿岸海洋的一切影響，也因海水的擴散作用傳到外海，散佈到更廣大的空間中，有害而不能在海水中溶解變質的污染物，成為永久性禍患。

閉鎖性的沿岸海洋與湖沼的性質非常近似，像停滯的死水域，底面有層層的少氧水，但是可能有固有週期的振盪(seiche)，以及因為有與外海相通的灣口，潮流、海流仍可進入，海水交換率的大小按灣口寬度而定，若再有河川流入，引起灣內的水平及垂直的循環流，或海水密度因水溫、鹽度而變化，灣中出現密度

流 (density flow) 的可能性很大，故死水域的存在可能性遠較湖泊為小。

波浪傳到水深較小的近岸就發生觸底現象，雖然海底摩擦削弱波浪能量，但將要接近海岸時，波浪終將發生碎波，在碎波帶 (surf zone) 內發生沿海岸的流動即沿岸流，壅積在碎波帶內的水衝裂碎波線而流向外海稱為裂流或離岸流 (rip current)。部份波浪衝上海灘移動沙土而使海岸線變化，且將波浪能量耗盡。

1.2 波浪的利用

波浪因為有水位的起伏變化，水粒子的運動及其它如上述之水流流動都是造成海洋變得更活潑的重要因子，也是海洋生態動力的來源之一。在近岸的碎波使得空氣混入水體使得含氧量增加，加上陽光的照射，提供植物生存的光合作用，以至於沿岸生態系相當豐富。除此之外波浪的起伏也是一種位能的形式，在石化能源逐漸耗盡且會造成環淨境污染的原因，有人就想到這種波浪能源，其具有環保性及永續性之優良特性下，研發出波浪發電或者潮汐發電的可能性，甚至已興建完成，如法國計畫到本世紀末利用潮汐能發電 350 億千瓦時，英國修建一座 100 萬千瓦的波浪能發電站。

與人們最直接關聯當然是近海的利用，最常見的就是海灘活動，如海水浴場，水上活動，浮潛，或者休閒觀景等，這些利用都是需要對波浪有一些某種程度的要求，比如，海水浴場的波浪不能太大，但是波浪太小時水流就不足，水質就容易變差。或者，最近台灣北海岸逐漸流行衝浪運動 (surfing)，此種運動就是利用波浪特點最佳的例子 (見圖 1)。衝浪運動的基本原理說明，見如圖 1 之力量平衡示意圖，當衝浪者往外滑行適當距離後，當至大波浪到來時，衝浪者立即站起來在滑板上，此時滑板及運動員在波浪波峰前緣之傾斜面上，因為重量在斜面上有向下之分量，所以運動員就會往下衝，直至岸邊因為波浪表面傾斜變緩，流速減少，就沒往前衝之力量，因此運動員就會在近岸邊停下來。



圖 1 衝浪運動的力量平衡示意圖

1.3 波浪的突發災害

雖然波浪有許多的功用，但是也會發生一些缺點，譬如

(1)海嘯：海底如發生地震坍塌或突起等，海面水位以長波波動向四方擴散，侵入沿岸陸地，造成極大災害。最近的南亞海嘯就是很好的例子。

(2)暴潮：因海面某地點氣壓特低，則該處海水位必然升高，升高的水位隨颱風中心而移動，故又稱為氣象潮，此現象如在滿潮時出現，則可能侵入陸地發生海水倒灌的災害。台灣在夏季就時常嘗受颱風及暴潮之災害。

(3)巨浪：發生強烈颱風及氣壓非常高的反氣旋 (anticyclone) 引起的沿岸海洋的巨浪，可以毀壞海堤及防波堤，或成為越波擾亂港池，甚至溢上近岸地帶陸地上。沿岸海洋面並未有波浪，可能在遠方海洋中有長週期而振幅並不大的湧浪，在沿岸海洋中與緣波之類的水面振動現象等重疊而出現的孤立波 (soliton, solitary wave) 形式的波峰，撞擊防波堤，將堤上海釣人捲入海中滅頂，台灣稱為瘋狗浪 (freak wave, rogue wave)。這種災害也在台灣東北角海岸有些案例，也有學者研究過。

(4)水面動盪：海峽或海灣都有一固有振動週期，如因外力使一面的水位抬高，則水面按此週期動盪不已，外力的週期與固有週期相同或為其整數倍時，可能引起共振而成為較大振幅與相當時間的動盪不安，人工港灣亦有此現象發生。

第二章 波浪的家譜

2.1 波浪的家源

一般在海上的波浪多由風吹所造成，所謂「無風不起浪」，風浪是最常見的波浪之一。當小波形成時，水表面因為有表面張力(surface tension)會有將此小波回復(restoring force)成原來平坦的水面，此種極小波存在是因為表面張力所以叫做毛細波(capillary wave)。

由太陽與月亮等天體引力所產生海水面的週期起落叫潮汐(tide)，它也是波浪的一種，只是它的週期很長，因為在空間上之潮位高低不同引致潮流流速不同，而會水流流動，稱為潮流 (tidal current)。地球表面各處所受日光熱量不同，使水溫發生差異，海水密度因而各地不一而發生對流，此為產生海流 (ocean current) 的主因。在貿易風帶(trade winds)的季節風(monsoon)經常以同樣方向吹襲而造成海面的風驅流 (drift current)。與大氣中發生颱風同樣，海岸中也有很多直徑數百公里的漩渦 (vortex)。此外，表面上較暖的水，因風驅動而離開時，下層較冷的水向上流動，發生湧升 (upwelling)。海面受風力作用發生波浪是大氣海洋互動，所產生能量、運動量交換移轉的現象。海水內部有密度不同的兩層時，也如水面流體交界處一樣，出現波動，稱為內部波(internal wave)，其他尚有突然發生的海底地震或異變而生的海嘯(tsunami)及大型氣壓變動所生的氣象潮(meteorological tide)等。

由外洋進入沿岸的海洋波動，波能集中在狹隘的區間中，使其運動激變，有時會碎波(wave breaking)。若沿岸海洋在地形上形成一振動系，例如台灣海峽，東西向有固定週期約 100 秒的振動。海灣必有固有振動週期，如果進入的波浪週期相似，則引起共振 (resonance) 而發生長期不斷的振盪，此即沿岸海洋的增幅作用 (amplification)。

由外洋進入的波浪以及在沿岸海洋發生的局部波浪，不會迴轉到海外，其能量圈禁在沿岸，轉化為沿海岸邊緣振動前進，餘湧 (resurgence) 即其週期在 0.4~5 小時，能傳播很遠而不減衰，稱為緣波 (edge wave)，振幅並不太大，不超過 1 公尺。潮汐的波動，週期更長到 12 小時以上，將偏向作用力(Coriolis force)加入波浪的運動方程式後求出的解，名為克萊文波 (Kelvin wave)，與陸階波類似，有與進行方向正交的減衰波動，用以解釋英法海峽法國北岸潮差遠大於英國南岸的問題。

依不同外力所造成的波浪波長不同，若依外力因素波浪的分類如下表所示

表 1 引起海洋波浪之外力分類及波長大小

波浪	波長大小	外力因素
毛細波	<1.73cm	表面張力
風浪(wind wave)	60-120m	海面上的風
蕩漾(seiche)	與池的尺寸有關	壓力、暴潮、海嘯
海嘯(tsunami)	200km	海床滑動、火山爆發、板塊移動
潮汐(tide)	約地球周長之半	天體引力

若將海洋中所有可能產生之各種波浪能量(與波高成平方比)所佔的比例繪圖如圖 2，從圖中可知海洋波浪中能量大部份為潮汐與風浪，此因為潮汐每天隨時隨刻都會發生，有的約 0.5 公尺，但有的地方可高到 4-5 公尺，在台灣之潮汐高差亦可達 5 公尺，所以潮汐佔海洋波浪能量之的大部份。另外，在信風帶之季節風長期吹送，如台灣之強烈的冬天東北季風，長期在此風域中產生之大風浪所具能量亦高。夏季颱風之強風所造成之風浪更為嚇人。較長的波浪如地震或湧浪都是區域而且隨機出現，所以其所佔的比例較小。毛細波本身因為存在之可能波高就小，所以其所佔之能量亦低。



圖 2 海洋中所有可能產生之各種波浪能量及其導致外力
(修改自 Wright et al., 2005)

2.2 波浪的觀測

早期對波浪特性的觀測大多是由航海家所從事，如圖 3 是在船上藉用測量理論觀測波浪大小的例子。這個例子為有名之 Marggraff 在 1933 年二月北太平洋所測量波浪之波高達 34 公尺之記錄。往後也就習慣使用這種目視觀測波浪的規範。另外如在海面上之海鷗，見圖 4 因為波浪之起伏海鷗也會做類似圓周之運動，此種運動可說明波浪水粒子運動軌跡之很好的例子。

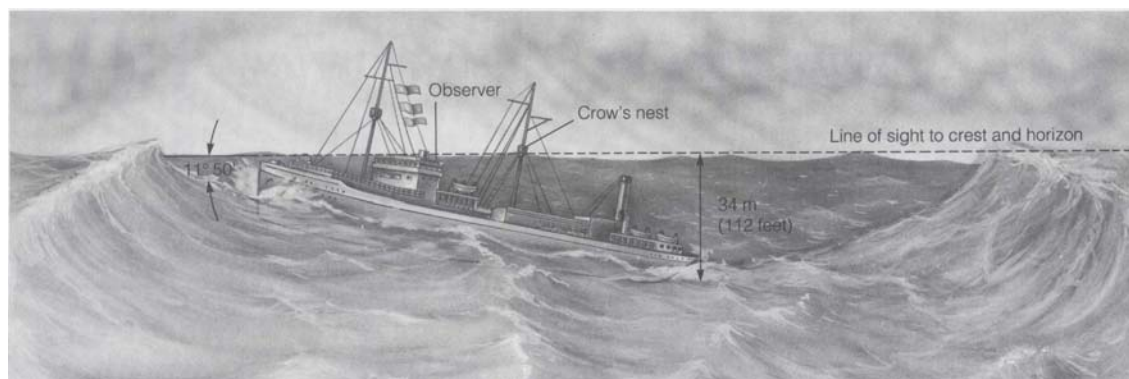


圖 3 Marggraff 在 1933 年二月北太平洋所測量波浪之草圖(引自 Garrison, 1993)

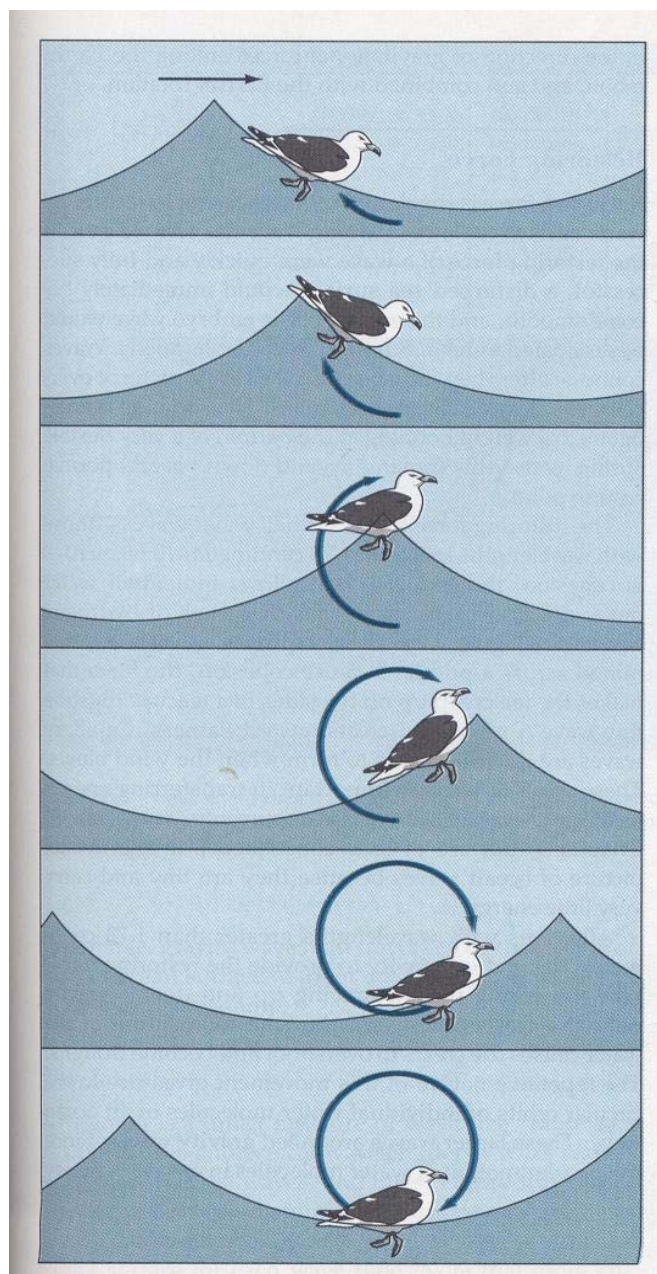


圖 4 從海面上海鷗上下過程瞭解波浪水粒子軌跡示意圖(引自 Garrison, 1993)

目測是早期瞭解波浪特性的方法之一。有名的如 **Beaufort** 所提出之蒲福風級表，如表 2 所示，蒲福風級表主要列出風速及其對應陸地與海面特性及波高大小，台灣目前漁業活動及氣象報導還是常引用的氣象及海象之術語。

表 2 蒲福風級及波高推算對照表

蒲福風級	名稱	平均風速 (每秒公尺)	風 級 標 準 說 明			海上約略波高 (公尺)
			陸地情形	海面情形	海岸情形	
0	無風	0-0.2	靜，煙直上	海面如鏡	風靜	
1	軟風	0.3-1.5	炊煙能表示風向，風標不動	海面生鱗狀波紋、波峰無泡沫	漁舟正可操舵	0.1
2	輕風	1.6-3.3	風拂面樹葉有聲，普通標轉動	微波，波峰光滑而不破裂	漁舟張帆時每小時可行 1-2 英里	0.2
3	微風	3.4-5.4	樹葉及小樹枝動搖，旌旗招展	小波，波峰開始破裂泡沫如珠，波峰偶泛白沫	漁舟漸覺傾側進行速度約為每小時 3-4 英里	0.6
4	和風	5.5-7.9	地面揚塵，紙片飛舞，小樹幹搖動	小波漸高，波峰白沫漸多	漁舟滿帆時傾於一方利於捕魚好風	1
5	清風	8.0-10.7	有葉之小樹搖擺，內陸水面有小波	中浪漸高，波峰泛白沫，偶起浪花	漁舟縮帆	2.0
6	強風	10.8-13.8	大樹枝搖動，電線呼呼有聲，舉傘困難	大浪形成，泛白沫波峰漸廣，漸起浪花	漁舟張半帆，捕魚須注意風險	3
7	疾風	13.9-17.1	全樹搖動，迎風步行有阻力	海面湧突，白浪泡沫沿風成條，浪濤漸起。	漁舟停息港中，在海中者下錨	4
8	大風	17.2-20.7	小樹枝吹折，行人不易前行	巨浪漸升，波峰破裂，浪花明顯成條沿風吹起	近港之漁舟，皆停留不出	5.5
9	烈風	20.8-24.4	煙囪屋瓦等將被吹毀	猛浪驚濤，海面漸呈洶湧，浪花白沫增濃，能見度減低		7
10	狂風	24.5-28.4	陸上不常見，見則拔樹倒屋或有其他損毀	猛浪翻騰，浪峰高聳，浪花白沫堆積，海面一片白浪，能見度更低		9
11	暴風	28.5-32.6	陸上絕少，有則必重大災害	狂濤高可淹蓋中小海輪，海面全成白沫，驚濤翻騰白浪，能見度大減		11.5
12	颶風	32.7-36.9		空中充滿浪花飛沫，海面呈白色浪濤，能見度惡劣		14

第三章 波浪的一生

3.1 風浪的嬰兒期

古詩有云:「風乍起，吹皺一池春水」。從日常的觀察就知，在原本恬靜的水面，當有風吹襲在水面上就會「吹皺」原本靜止的水面，「吹皺」二字用的相當傳神。這種現象在物理學上的解釋如同示意圖 5 為，當風吹在水面上時，由於移動空氣及水體速度不同且二者存在界面，因此風會拖著表面水體沿著風方向移動，透過這種剪力的效應，逐漸擾動水體而成漣漪(ripple)，這種漣漪波高小波長短，而被擾動起的漣漪在向風面上因為正對著風，所以風會逐漸傳入能量來使波浪成長，而在背風面上因為有波峰的阻礙風會在此形成旋渦，旋渦逆向之風速使得背風面之水體往上。因此在順風面及背風面的風速逐漸增加或吹送時間加長，波浪就有規則地發達成為波浪(wave)。實驗室的結果如照片 1 所示。

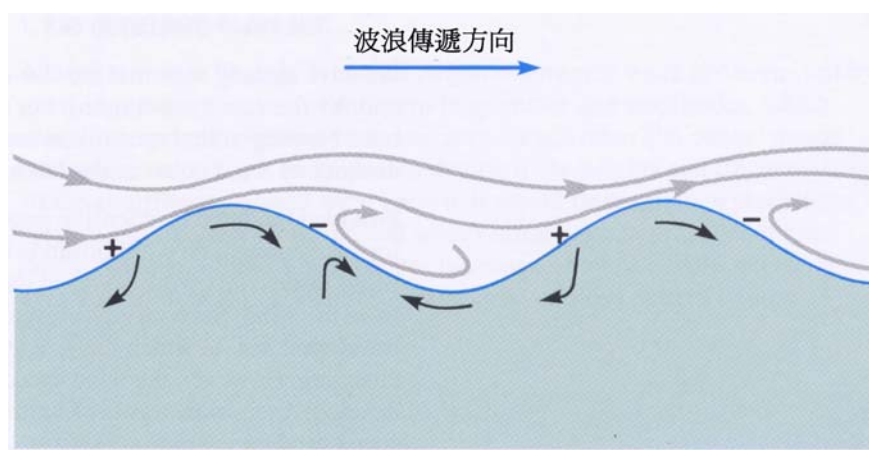
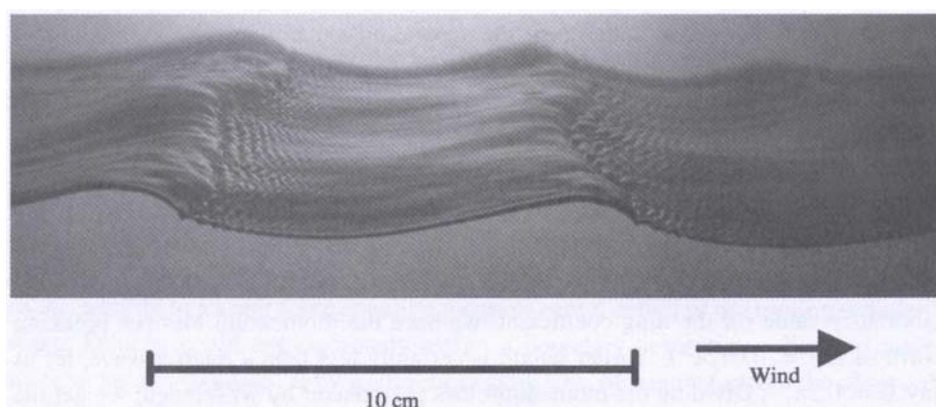


圖 5 波浪生成時之上面風與波浪水之流動示意圖



照片 1 背風面生成波浪之實驗室的結果(引自 Csanady, 2001)

發生漣漪的最小風速稱為限界風速(critical wind velocity)，美國 Scripps 海洋研究所根據室內實驗室發現此值約為 2.5m/sec，限界風速與水面上風的吹送範圍有關，如果範圍越大則限界風速越小，在開擴海洋中限界風速約為 1.0m/sec。因

海面上的風速會呈現從表面為零而向上快速遞增之現象，因此為統一表示起見，一般稱海面上的風多為 10m 上之風速。

3.2 波浪的成長期

當漣漪因風持續吹波浪逐漸發達，而波浪發達程度與風吹送之延時(duration)、吹送距離(fetch)與風速(wind velocity)三項因子有關，圖 6 即為波浪之成長過程之波高與吹送距離之關係，由圖 6 可知當延時增加或者吹送距離增大均讓波高成長，當吹送距離固定時吹風延時到達一定時間波高就不再增加，此時波浪就達到成熟(fully arisen)，而吹風距離越大成熟之波高就越高。另一表示就是當吹風距離越大波高就會增加，吹風延時到達一定時間以後波浪就成熟，波浪成熟之大小與吹風距離成正比。

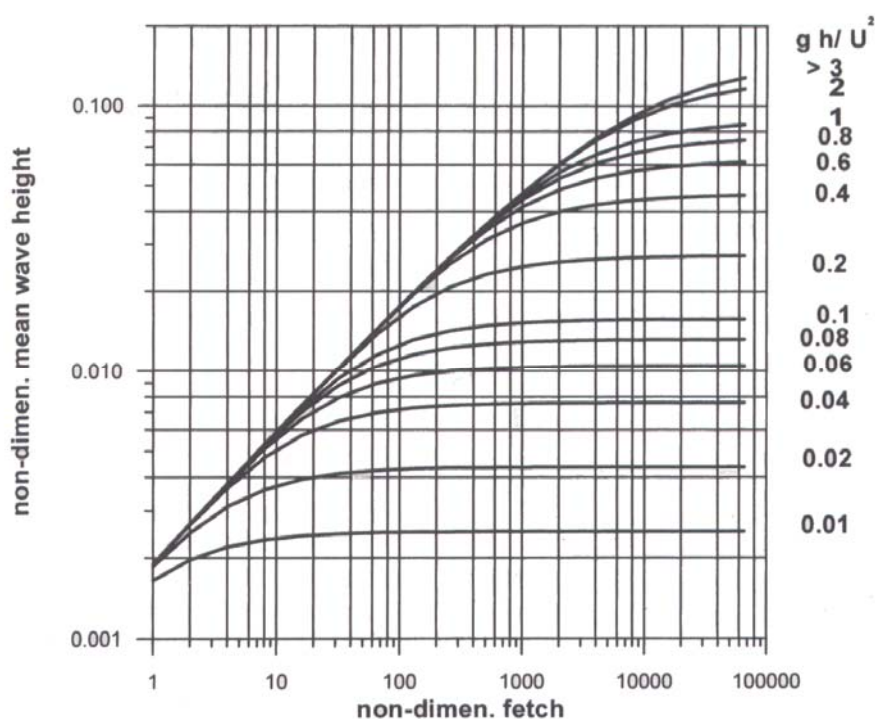


圖 6 波浪之成長過程之波高與吹送距離之關係圖

3.3 波浪的成熟期

由以上所述可知在有限之水域，如湖泊、港灣及水槽等，受一定風速連續吹襲水面，波浪逐漸加大一段時間以後，水域內的波浪均會呈現成熟的定常狀態，其大小由風速及風之吹送距離而定，在極寬廣之海洋，在吹風距離盡頭之下風測很長，要達到成熟定常的狀態需要很長的時間，波浪的大小多數由風速及吹風延時來決定。寬廣無限的水域長時期吹風，波浪無法無限制成長，因為波浪週期隨吹風時間增長而加大，波速亦隨而增加，當波速增加到某程度，則波速與風速相

差變小，波浪自風取得之能量效率減低，因此波浪就不再隨吹風延時增加而增加，亦不會再隨吹風距離增加而增加，此時就達到十分發達完全成熟的狀態。

如圖 7 表示波浪在三種風速(10，15，及 20 公尺/秒)下能量與週期大小，由圖 7 可知當風速小時成熟波浪之週期較小能量也較低；反之，當風速大時成熟波浪之週期較大能量也較高。

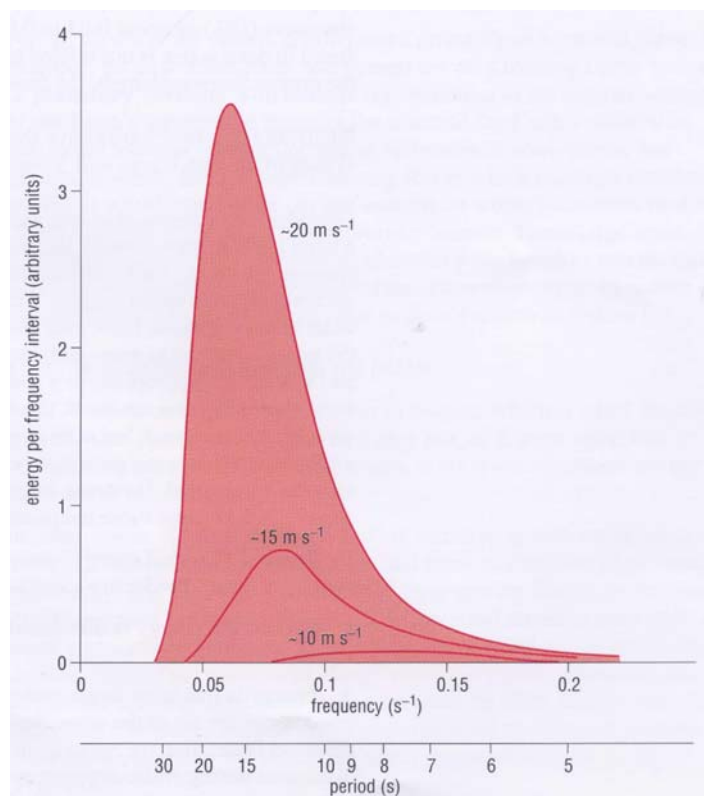


圖 7 波浪在三種風速下能量與週期大小(引自 Wright et al., 2005)

3.4 波浪的衰老期—湧浪

當波浪在風場中因為風持續在吹，所以波浪的波高會維持，倘若波浪脫離風場，見圖 8 的左側，波浪不在受風的限制，可以自由的往外跑，示如圖 8 的右側。由圖 8 可知原本只有在左側小範圍的波浪分散到右邊傘形的大範圍，波浪能量在分散區域就比在原風域區要變少(波高變小)。又因前緣之波浪需推動前面不受風場影響較靜止的水面，此靜止水面會慢慢的激發，所以波浪也較長時間來做起伏，這種脫離風場後具有與原本風浪長之週期而波高較小的波浪就叫湧浪 (swell)。由實測結果圖 9 所示可說明上述現象。

一般風浪與湧浪之波形差異如同圖 10 所示，圖 10 為在座標原點某壓力作用下波浪往外傳之現象，表示之座標為無因次化結果，計算公式可見(Lamb, 1932)。在原點附近之波浪波高較高且週期較短，而在離原點較遠處波高較小且週期明顯較長，此部份即為湧浪。

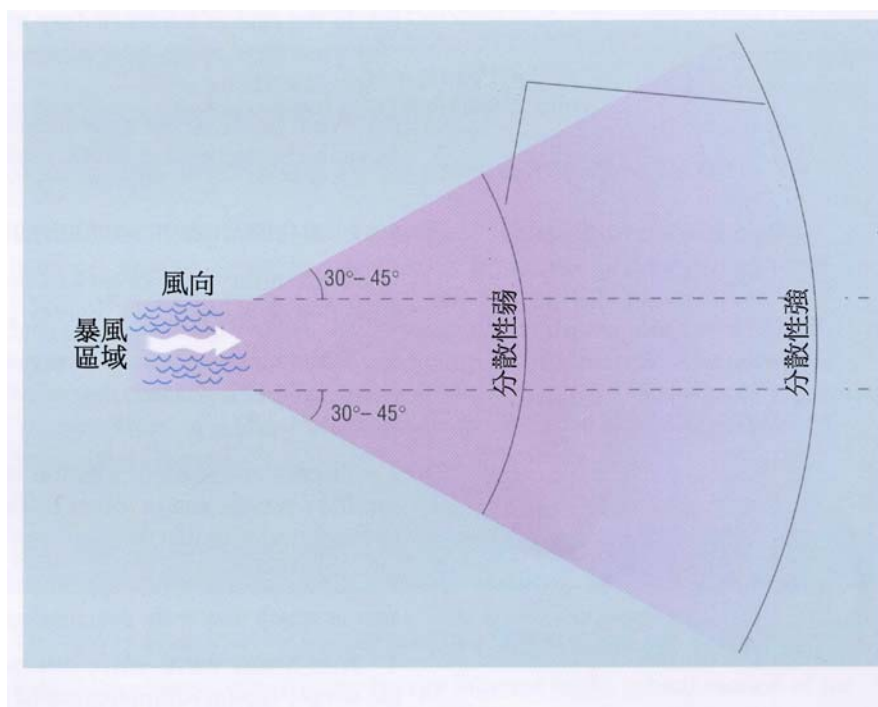
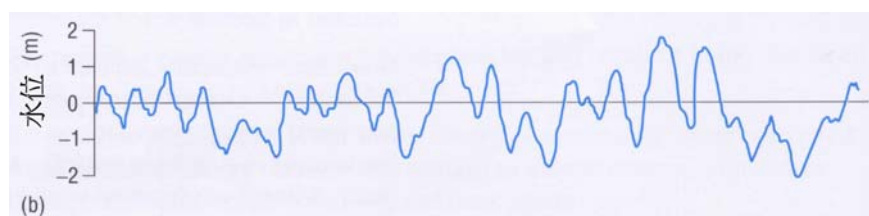
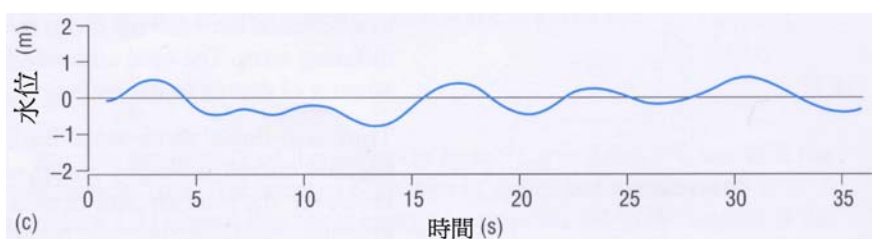


圖 8 風浪脫離暴風區域生成湧浪之示意圖



(a) 暴風區之風浪



(b) 離暴風區外之湧浪

圖 9 風浪及湧浪之波形

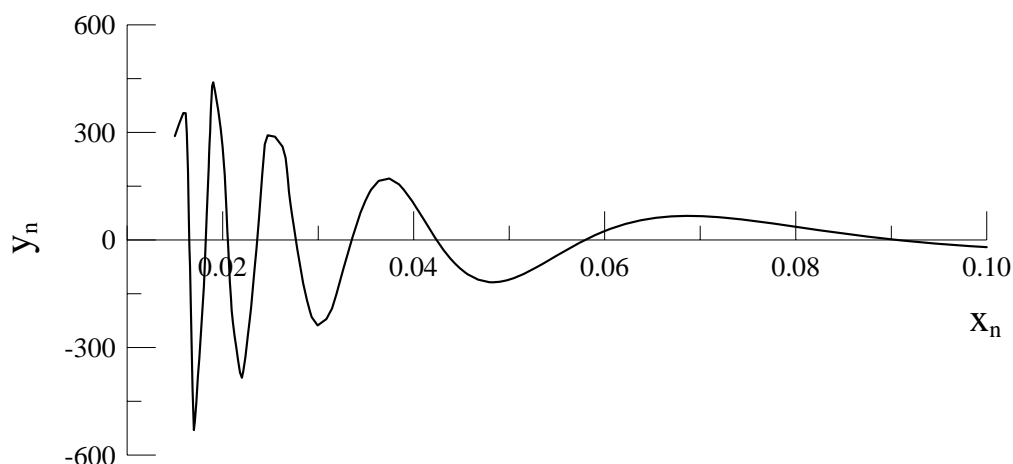


圖 10 湧浪脫離外力範圍傳遞結果

3.4 波浪的滅亡—碎波

當波浪從深海逐漸傳至近岸，水深變淺，水粒子運動受到傾斜的底床影響，往前移動逐漸受到底床影響而往上方發展，因此波浪高度會逐漸變大，而且左右逐漸變得不對稱。當水深越來越淺，波高越來越大，水粒子的運動速度越來越快，快到水粒子離開原來的水體，就變成泡沫，此時叫做碎波(wave breaking)。我們也可將碎波時看作波浪的滅亡這個過程可示如圖 11。

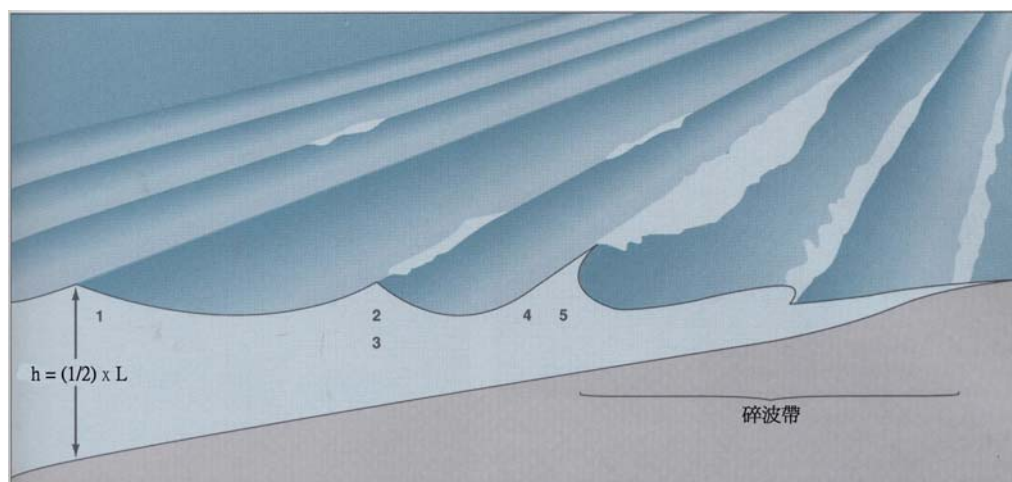


圖 11 波浪進入近岸過程之波浪變形示意圖

碎波形狀依底床斜度及波浪大小大約可分為三種，在影片或電子媒體最常看到是衝浪者在一個捲灣的波浪表面做漂亮的滑行，見照片 2 圖 12，當上端水體捲灣突出而下方有者空隙，如果突出太多到不能承受上方水體的重量時，就水體垮下來，這種碎波的方式叫做捲浪型碎波(plunging breaker)。此種碎波因為上方之大量水體捲入涵有大量氣泡，當有海中結構物面臨此種碎波時，其所受衝擊之力量相當大，而且捲浪型碎波也會在底部產生明顯的往海向之迴流(return

flow)，海床地形容易產生突出之沙洲。



照片 2 捲浪型碎波之實際照片 (引自網址 www.surf.co.nz)

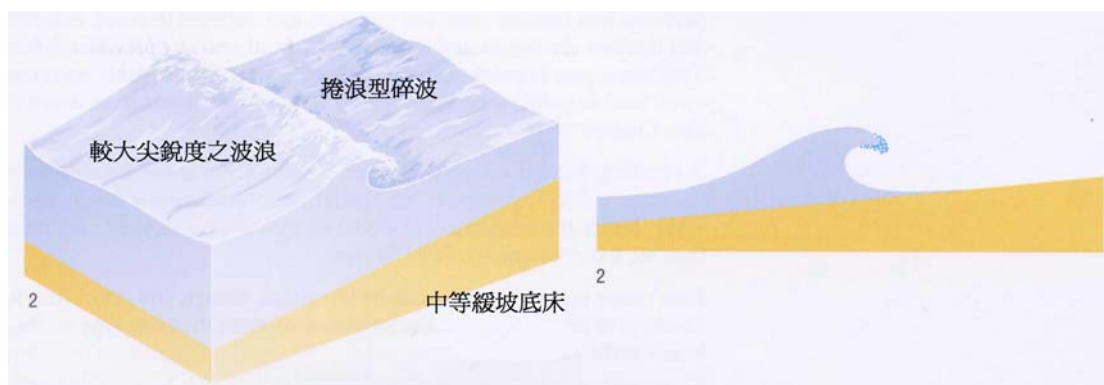


圖 12 捲浪型碎波之示意圖

當海床坡度緩平，波浪大到在波峰附近位置之水粒子脫離水體，且所產生之氣泡在波峰前之斜面上滾落(見照片 3 圖 13)，這種碎波的方式叫做溢出型碎波 (spilling breaker)。溢出型碎波因波峰處之氣泡較捲浪型碎波少，能量消耗比較慢，所以維持時間比捲浪型碎波要久。



照片 3 溢出型碎波之實際照片(引自網址 www.surf.co.nz)

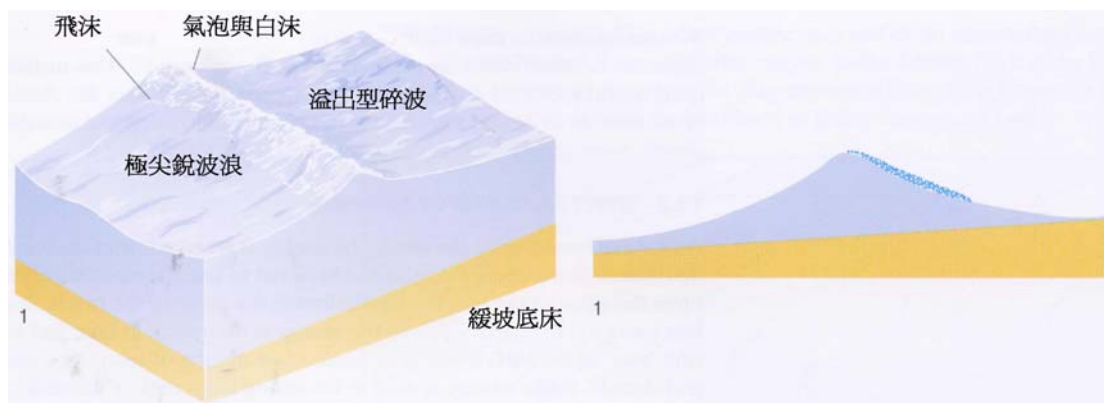


圖 13 溢出型碎波之示意圖

另外一種碎波的方式叫洶湧型碎波(surging breaker)，此種碎波之外觀像照片 4 圖 14 所示，碎波的前緣約為直立，碎波的氣泡涵蓋所有之直立面。發生大部份在近灘線位置，外海波浪較小底床坡度較陡。



照片 4 洶湧型碎波之實際照片(引自 Garrison, 1993)

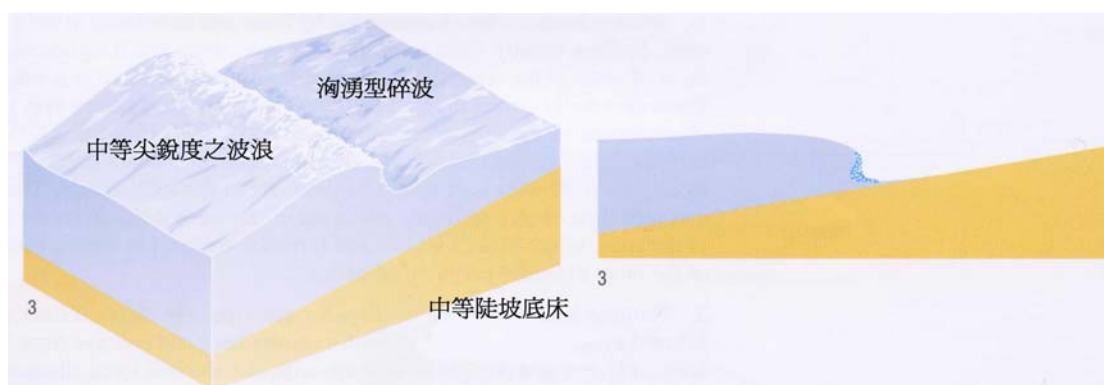


圖 14 洶湧型碎波之示意圖