

自然科學小叢書

海 洋

野滿隆治著

蔡源明等譯



商務印書館發行



目次

第一章 海洋……………一

第一節 海之形狀及其廣袤之特殊意義……………一

第二節 海洋之分類……………七

第三節 海深之測定……………一〇

(一) 直接錘測法……………一〇

(二) 水壓測深法……………一五

(三) 音響測深法……………一七

(四) 測深值之誤差……………一九

第四節 海之深度……………二〇

第五節 海之平均深度及海水分量……………二七

第六節 海陸之生成……………三一

(一) 冷却收縮說……………三二

(二) 由自轉速度變化生彎曲說……………三五

(三) 因地殼比重之差而生成海陸說……………四〇

(四) 大陸移動說……………四二

第二章 海水……………五〇

第一節 汲取海水之裝置……………五〇

第二節 海水之成分……………五一

第三節 海水及鹽分之起源與海之年齡……………五六

第四節 鹽分之分布及年變……………六二

(一)	表面鹽分之分布	六二
(二)	深層鹽分之分布	六七
(三)	鹽分之年變化	六九
第五節	海水之比重	七一
(一)	當場比重及標準比重	七一
(二)	海水比重最大時之溫度	七四
(三)	比重分布及年變化	七六
第六節	海中之壓力	七七
第七節	海水溫度之熱源及水之特性	七九
第八節	海面之溫度	八三
第九節	深層之溫度——洋底之水雖在熱帶亦甚冷	八八
第十節	附屬海深層之溫度	九三

第十一節 光線射入海中之深度……………九五

第十二節 光之吸收及海中物體之色彩……………一〇一

第十三節 海面之色……………一〇六

(一) 海色之標準——水色計……………一〇六

(二) 水色之分布與透明度之關係……………一〇八

(三) 海色不同之原因……………一一〇

第十四節 海中之冰……………一一三

(一) 冰之種類及其特性……………一一三

(二) 河冰……………一一五

(三) 冰山及其危險……………一一六

(四) 海冰及冰壓……………一一七

第三章 海水之運動……………一二五

第一節	波之理論	一一五
第二節	大洋上之風浪	一三二
(一)	波之測定法	一三二
(二)	海波之大小	一三五
(三)	海之大小及風之強弱與浪之關係	一三九
(四)	波形及水分子的運動等	一四一
第三節	近濱波與穩長波	一四三
第四節	定常波港灣之副振動	一四六
(一)	絕壁附近之定常波	一四六
(二)	湖水之定常波	一四七
(三)	港灣之副振動	一四九
第五節	海嘯	一五一

(一)	海嘯之原因及其特徵.....	一五一
(二)	海嘯之實例.....	一五三
(三)	海嘯之速度週期及波長.....	一五五
(四)	海嘯之波動及最大波順序.....	一六一
(五)	海嘯之高低及海岸形狀.....	一六二
(六)	海嘯.....	一六四
第六節 與浪有關係之其他事項..... 一六五		
(一)	油之鎮浪作用.....	一六五
(二)	船波.....	一六六
(三)	底波及死水.....	一六六
(四)	波之遺跡.....	一六八
第七節 驗潮儀..... 一七〇		

(一)	浮標式驗潮儀	一七〇
(二)	水壓式驗潮儀	一七三
	第八節 潮汐之現象	一七三
(A)	一定地方之潮汐	一七三
(B)	各地潮汐之比較	一七六
	第九節 發生潮汐之原因	一八〇
	第十節 潮汐之理論	一八五
(一)	平衡說	一八七
(二)	拉普拉斯之動力學說	一八九
(三)	溝渠說	一九一
(四)	定常波說	一九四
	第十一節 潮汐之預報及調和分解	一九八

第十二節 基準海面及氣象潮汐	二〇三
(一) 平均海面及水深基準面	二〇三
(二) 平均海面與氣象	二〇四
(三) 象地體	二〇六
第十三節 隨潮發生之潮流	二〇六
第十四節 海流及其測量法	二一五
(一) 用漂流物測定法	二一六
(二) 船之偏流法	二一七
(三) 流筭計法	二一八
(四) 間接法	二二〇
第十五節 世界之主要海流及其性質	二二二
第十六節 中國東方及日本近海之海流	二二七

第十七節 海流生成之原因……………一三二

(一) 風成海流……………一三三

(二) 依海水比重差而起之海流……………一三七

(三) 其他原動力……………一三九

第十八節 海流及氣候……………一四〇

第四章 海底之沈澱物……………一四四

(一) 海底沈澱物之分類及種類……………一四六

(二) 海岸及淺海沈澱物……………一四八

(三) 深海沈澱物……………一四九

(四) 海底沈澱物之分布……………一五九

(五) 沈澱物堆積速度及沈澱物層之形成……………一六五

海洋

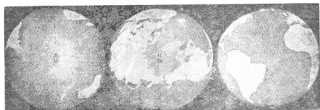
第一章 海洋

第一節 海之形狀及其廣袤之特殊意義

海岸線爲陸之邊緣，亦卽海之邊緣。故海之周圍形狀，可用陸地周圍形狀定之；陸地周圍形狀，亦可由海之周圍形狀定之。海之周圍形狀及其大小，今雖大致決定，然實非直接觀察之結果，乃一方由海一方由陸，雙方對照，始行得出。

一 海陸之形 海陸之形一見似甚複雜，惟其間自成一種規律，而非偶然成立者。吾人若觀察一架地球儀或一幅世界全圖，其中最引吾人之注意者，約有數端：（一）吾人所住之大陸，皆不約

而同。北部廣闊，南部尖狹，成三角形，向南方突出。若更就地球全體觀察之，（二）大陸乃由亞、澳、非，兩美三大塊構成，其南端如鼎之三足，立於南極之上。（三）大西洋之東西兩岸，分成亞非利加及南美相對，亦極有趣，即其一方突出之處，他方則凹入，若將兩大陸合併成一塊，必成吻合而無餘隙之狀（圖一）。至於無人居住之兩極地方，其形勢因探險尙未十分成功，不能詳知。北極地方自十九世紀以來南森（Nansen）氏等探險家頻出，一九〇九年美人配氏達北極，將冰擊破，測知其爲三千呎以上之深海。南極地方之探險，較北極稍後，英人沙克爾頓氏發現南磁極；挪威人亞濃曾氏於一四一一年達南極，確定其爲三千餘呎之大高原。其翌年英人斯科脫氏（Scott）雖達南極，歸途遇大風雪，至成不歸之客。總之，由此種探險（四）知南極地方爲一大陸；北極地方與之相反，爲一大洋。



圖一 兩極地方所有之三分部影線 四大洋兩岸與形相似

關於極地形狀，其尙有令人注意者：（五）環繞南陸之大洋中，南美，非洲，澳洲之南端，有若三座石橋，聯接於南極，將太平，大西，印度三大洋分隔包圍。北極海之大陸則有格林蘭東西兩側及白峇海峽之三進口。北極南極雖一爲海一爲陸，但其排列皆成三放射線狀，此則爲兩極之相似。

以上乃由陸地以觀察海岸線之特異點，茲再直接視海岸線爲海之邊緣以觀察之：（六）陸地乃多數之塊散布於地球表面，不相聯結，海洋則與此相反，皆互相聯絡而包圍大陸塊。若就海洋全體綜合觀察之，則形狀複雜，出入交錯，難於形容。故將其分爲太平，大西，印度，三洋概論之。而北極海較小，與大西洋相聯之處面積頗大，故以爲大西洋之枝海。南冰洋因無天然界限，如前所述，以通過南美非洲澳洲最南端之經線爲界，分屬於三大洋。若如是分配，則（七）最大之太平洋乃以由日本至南美智利間之線爲長軸之橢圓形。最小之印度洋其縱橫軸略相等，故與圓形相近，如圖（二）。惟大西洋則彎曲如S字形，似沿南北方向之長河。

吾人若就普通所見之地圖，如上述細察之，必驚歎其海陸形狀之奇異。其所以呈此種形狀者，必有何等意義存在。吾人有好奇心，故深欲詳究生成此種形狀之原因。實際上，以前多數學者雖對

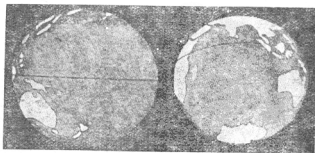
此已加考察，而為各種說明；著者現僅將其奇異之事實摘出，其理由則俟海底測量告終，狀況明白後再說明也（參觀第六節）。

二、海之廣袤 吾人若就地球儀或世界地圖觀察時，則知海面較陸面廣大，有與其謂為陸世界不如謂為海世界之慨。然海較陸果大幾何，其大概可於地球儀上用目測之，即南半球大部分為海，北半球之海稍多於陸，故海或為陸之三倍弱。

然欲精確知海之面積與陸之比例，其唯一良法，為將地球表面之緯度線分為寬五度之帶，於各帶內計其海之面積；即其法係將各帶內陸地附近之海之面積暫置不計，計算適當的二經度間之海之面積。今如視地球為

平均半徑 = 6363 浬

表面積 = 510000000 平方浬



印度洋之形圖 太平洋之形圖 二圖

之球面，即可簡單求出之，至陸岸附近之海面，則用測深之精密地圖或海圖，用求積器 (Planimeter) 或其他方法實測之。用此方法，除測知海之全體面積外，緯度與海陸分布之狀況，亦能推知，亦一件有趣之事也。測定之結果如下：

緯度	北半球海面		南半球海面	
	面積(百萬方里)	同(百分比)	面積(百萬方里)	同(百分比)
90°—85°	1.0	100?	0?	0?
85°—80°	2.6	88?	0?	0?
80°—75°	4.3	79.3	0?	0?
75°—70°	4.2	61.9	3.1	46.0
70°—65°	2.0	33.8	6.8	79.7
65°—60°	3.3	31.9	10.3	99.6
60°—55°	5.5	46.0	12.0	99.9
55°—50°	5.6	41.1	13.4	98.2
50°—45°	6.5	43.4	14.7	97.7
45°—40°	8.3	51.7	15.8	96.1
40°—35°	10.0	56.7	16.5	94.3
35°—30°	10.8	57.5	15.8	84.0
30°—25°	11.7	59.5	15.4	78.2
25°—20°	13.4	65.4	15.5	75.4
20°—15°	15.0	70.7	16.1	76.2
15°—10°	16.5	76.3	17.3	79.7
10°—5°	16.7	75.8	16.9	76.9
5°—0°	17.4	77.7	16.8	75.8
半球全積	154.9	60.7	26.5	80.9

故將兩半球合算，海之總面積為三億六千一百萬平方呎，當地球全面積之七〇・八%，與陸地之二・四三倍相等。

緯度與海陸分布之關係，由前表更以圖示之時，則益明瞭。如圖三，乃以緯度為橫軸，以海陸面積之百分比為縱軸所成之曲線。陸地在北緯七十度附近為最大，由此以南則成三角形，漸次減少，至南緯五五度附近即消滅；由此以至六二——六三度間則全部為海。

海陸分布因緯度而不同：陸地多集合於北半球，南半球則大部分為海。此種海陸分布，若將地球分為北東與南西兩半球，則水陸之差達於極點，所謂陸半球與水半球是也。此種半球之中心及海陸比例如次：

海面積(百分比)

半球之中心

陸半球

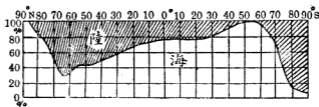
五二・七%

法國羅亞爾(Loire)河口

水半球

九〇・五%

新西蘭之安蒂波德(Antipodes)島



圖三 緯度與海陸分布

茲再將三大洋（其周圍之枝海除外）及其枝海之全體面積記之如下：

面積（百萬方呎）

同（百分比）

太平洋

一六六

四六%

大西洋

八二

二〇%

印度洋

七三

二三%

其他

四〇

一一%

其內（北冰洋）

（一四）

即大西洋與印度洋相差不大，太平洋則超過其他二大洋者甚多，約占海洋全體之半。

第二節 海洋之分類

通俗使用之洋、海灣等名稱，甚為亂雜，漫無定規，性質完全不同者而加以同樣之名稱，性質全屬同類者則反以異名稱之。如紅海與波斯灣，因位置稍異，一則為海，一則為灣。為今後說明上之便

利計，對於現代慣用之名稱暫不加討論，唯將海洋以略近科學的方法分類之。庫留墨耳氏 (K. L. Mearns) 綜合海面之大小，形狀，位置等為標準，設定分類法如次。

最初將海洋分為獨立海及附屬海：

(A) 獨立海一名大洋 此種海面積廣大，其海內自身有強大之海流發生，即與他海洋隔離亦不生何等影響。實際與大洋之名相稱，在地球上此種海之數凡三，即

(一) 太平洋 (二) 大西洋 (三) 印度洋

北冰洋謂其為大海則面積過小，與三大洋內最小之印度洋相較亦不及其五分之一；且其中無強大獨立之海流，故僅能謂為大西洋之枝海。又所謂南冰洋者在其北部無天然之界限，與其稱為海，則不如以之分屬於其他三大洋，始與自然相合且便利也。

(B) 附屬海一名枝海 此種海面積比較狹小，海流微弱，且其中之大多數乃由大洋流入，一切均受大陸及所隸屬之大洋之影響。

附屬海尚可分為內海及邊海二種：

(一) 內海 爲深入大陸內部之海，或爲二三大陸包圍之海。其中又分爲：

(a) 介在於二三大陸間者，在附屬海中面積最廣；次列四海屬之：

(一) 北冰洋 (二) 地中海 (三) 加勒比海 (Caribbean Sea) 墨西哥海 (四)

亞澳多島海 (亞洲與澳洲之間。)

(b) 深入於一大陸之內，海面積比較狹小，屬此類者爲：

(一) 波羅的海 (二) 哈得孫灣 (Hudson) (三) 紅海

(二) 邊海 在大陸之外緣，乃與列島及半島爲界之枝海，有縱邊海及橫邊海之別：

(a) 縱邊海 此乃與附近地殼之主要斷層平行之海，次列六海屬之：

(一) 伯令海 (Bering Sea) (二) 鄂霍次克海 (Okhotsk Sea) (三) 日本

海 (四) 中國東海 (五) 安達曼海 (Andaman Sea) (六) 加利福尼亞灣

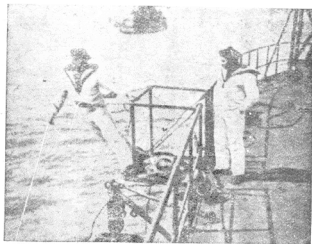
(b) 橫邊海 此與附近地殼之主要斷層線成直角；次列四海屬之：

(一) 北海 (二) 英吉利邊海 (三) 巴斯海峽 (四) 聖羅稜斯灣

第三節 海深之測定

海面之廣狹及其形狀已如前述。茲再述其深淺及海底形狀，然後關於海之——滿貯鹽水之海——知識，始可謂為完全。惟測深之法，在今日已知者止有三種：即直接法，水壓法，及音響法是也。

(一) 直接鐘測法 輪船入港時，每見船側立一海員，以繩繫鐘，投入水中，引上後復投之，反復不息。深百呎之淺海，均用此法；用麻繩一端繫重六疋至二十疋之鐘，擲入海中，鐘達海底時，可由手之感覺（即底觸後簡稱底觸）知之。以



圖四 入港之時鐘測景况

其引上之繩之長短而定海之深淺，此乃從來所行最輕便之直接測深法。惟有時錘之下端稍凹，內塗黏着性強大之固形油類，於測海時黏取海底之泥沙類。一般測量船以此爲材料，將物質種類記入海圖中。普通之軍艦及商船等，遭暴風雨或遇濃霧時，雖不見陸上目標，然可將其深淺及海底物質，與海圖對照，即可推定船本身之位置。

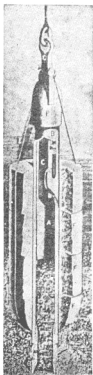
然在數千呎之深海，則難用此法測定。深海之測深法非易事。第一爲繩之問題；海愈深則繩之重量增加，錘小則底觸微弱；若錘重則繩粗，又有種種不便。最初世界周圍探險船察楞澤（Challenger）號所用之麻繩，周圍一吋；若用此大繩以測世界最深海時，須萬呎以上，則其所占地位之大，扯上時水之摩擦及其自身之重，亦可想見矣。故繩以小而強韌者爲佳。現今所用者爲鋼線，此乃物理學者湯姆孫（Thomson）氏經長時間之研究而得，其結果甚佳。湯姆孫氏最初將此鋼線應用於其自製測深器，與麻繩時代相較，甚爲輕便，水之摩擦甚少，測深之時間亦減少一半，爲測深工作上之一大改良。惟錘上數呎則仍用柔軟麻繩，以免錘達海底時，鋼線彎曲，致生不良之結果也。

現今普通所用鋼線：直徑僅〇·六乃至〇·九呎，重量每千呎爲二——五呎，可懸一百呎至

二百斤之重錘。

第二爲錘之問題；現今所用之錘，依海之深淺，約重十五至二十斤；麻繩時代所用之大錘則達一百五十斤。測深完畢，將繩捲上時，長達數千呎之繩，加以海水抵抗及其自身重量，需力已不少；若再加重錘，則繩有中斷之虞。加之不能從速將繩捲上，需時甚多。故將錘加以特別裝置，使達海底時，自行脫落；每測深一次，需錘一個。然此亦不僅錘之損失，其餘之損失尙多。

最初製作此種錘者爲美人布魯克氏，今日使用者乃此種改良物，圖五所示，卽其一類。



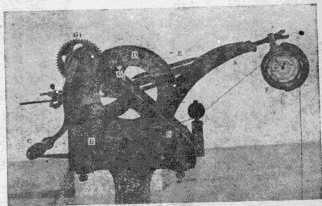
五 圖

管泥採與錘海測

圖中F爲必要時可自由增減之錘層；A爲普通中央之鐵管。錘如圖中所示，用小繩繫於探泥管上部之鈎D。管深入泥中時，錘繩由鈎脫落，錘始沉於海中。提上時只有泥中之管A升起。

第三問題爲知鍾之底觸方法；此乃深海測深上之重要事項，若無特別裝置，則鍾雖達海底，鋼線仍以自身重量繼續降下，手之感覺不甚明瞭。以前僅注意鋼線降下速度，將速度急速減少之處，視爲鍾之底觸，但用此法其誤差約在二〇呎上下。現在以鍾達海底時，鋼線之張力驟減，故利用此而爲一種表示底觸裝置，現今所用之深海測深儀，爲美之士格斯比 (T. G. Beebe)，法之勒布朗英之盧卡斯三種；今將其中最且輕便之盧卡斯式之表示底觸法說明之：

圖六之D爲捲鋼線之輪，F爲表示深淺之器，懸於槓桿A之一端。槓桿A以S爲支軸，可向左右迴轉，其先端除示深器之外，用彈條E以牽制之。B爲制動之革帶，



圖六 盧卡斯式之表示底觸法

附於槓桿A之下端與器臺之一部。此革帶B與彈條E，乃表鐘之底觸之重要部分。

鋼線由D輪下方經示深器F之上，其前端先鍾沉於海中。因鍾之重量將F向下方牽引，彈條E亦稍延長，槓桿A之下端稍向左方移動，使革帶B弛緩。因此革帶與鋼線間生稍大之間隙，鋼線可自由抽動。若鍾達海底，則由鋼線分離，此時鋼線之張力減少，故彈條E收縮，槓桿A之下端遂向右方移動。結果革帶B緊張，使D輪上之鋼線受強大之壓力，停止抽出。此時依鋼線抽出之長，使示深器F之輪迴轉，而表示海深。

測深既竟，將鋼線照原捲上時，則將以前未嵌合之齒 G_1 及 G_2 嵌入，再用把手C迴轉之即可；惟大型之測深器，則非用人力，乃用蒸氣或電力。

第四為船雖動搖，其震動不波及鋼線之裝置；若將通過鋼線之滑車固定時，因船動搖，有時將鋼線牽引甚急，其張力增大，有切斷之虞；故有風波時，不能測量。為防此弊，故將鋼線通過之滑車懸於如圖七所示之橡皮帶或彈條。盧卡斯式之彈條E，則兼有此種緩和作用。

若對上述各點曾加研究之測深儀，用鋼線及鍾，即可直接將海深測定。惟直接測深，無論如何

爲極困難之事。第一鋼線須垂直放下，故必停船。此外雖將鋼線沉下，其速度每秒爲二至二·五呎；又捲上時之速度，雖用蒸氣或電力，每秒亦不過一呎半至二呎。故測平均四千呎海之深，每地點所需之測量時間在一小時以上。於此亦可想見測深工作之困難矣。

(二) 水壓測深法 海中水壓之增加，與深度成正比例，故將壓力測定，卽知其深淺。湯姆孫氏之特許測深管，卽利用此理者也。用一端閉塞，直徑一耗半或二耗，長六十呎之小玻璃管，內部塗紅色鉻酸銀，盛於黃銅製之保護管中，縛於懸錘之鋼線，與錘同投海中。隨海之深度，海水浸入管內，將空氣壓縮，鉻酸與鹽水化合成爲白色之氯化銀，故將管提上觀之，依紅白境界，而知海水侵入程度。測空氣體積之減少程度，依波義耳定律 (Boyle's law) 容易將海底壓力算出，而知水之深度。惟一在船中計算，則甚煩雜，故多製特別尺，可直接由此尺以計海深 (圖八)。

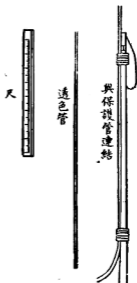


繩皮樣用和錘 七圖

此器械之優點爲管及鋼線無垂直之必要，在船之進行中亦可使用。惟不能用於三百呎以上之深處，蓋空氣之體積與壓力成反比例；而水柱約高十呎，其重約與一氣壓等；着色管在水面若滿裝空氣，距水面深十呎，則縮爲

1—2，百呎附近，則減爲1—10，故長六十呎之着色管，在水深千呎之處，足可將空氣壓縮爲六耗，停於管之上端；以後雖深度增加十呎，管內之水僅增加○·○六耗，殊難於辨認也。

是故克爾文 (Kelvin) 測深儀之着色管，在二三百呎以上之深，即不能使用。但普通軍艦及商船所有測深器，均屬此式；蓋此種船艦實際上無測百呎以上深度之必要，且以測深時無須停船者爲宜故也。克爾文式測深儀上，亦有附鋼線長六十呎，且有表示鋼線沉降深度之裝置者；故用此器在停船時亦可測深約六百呎之海。

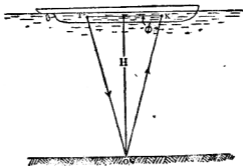


湯姆孫氏測深管 八四

(三) 音響測深法 由船送音響於海中，使由海底反射，以測海深之考案，由來已久；然實際之應用，則在最近數年間。

實用的音響測深裝置，雖有德之柏姆式，法之郎糾宛式，英國海軍式，美國海軍式等；其中現今以美國式為最良，此蓋受潛艇戰爭影響也。潛艇戰爭為世界大戰中心之一，當時各國為發現敵艇及與自國潛艇通信計，對於水中信號器，水中聽音器均盛行研究，故進步甚速，由此器具可聽數海里外潛艇推進機之微音。就中以美國斐森登教授為有名。此種精巧之水中聽音機，其原理與現今普通之電話送話機相同，亦用炭素粒微音器。美國式音響測深器，即利用此理而加以適當改良，其功績多屬海軍研究員黑斯氏。茲將其方法說明如次。

如圖九，船側之一點T所發之音，由海底反射後，而於船側之他點K接受之。若將此反射音之



深測器音(甲) 九圖

方角 ϕ 及由T至K之時間測定且水中之
音之速度及TK之距離皆既知，故容易將
水深H算出。惟測定反射者之方向及其傳
播時間，雖有種種方法，其中以黑斯氏之方
法為最佳。

吾人以有兩耳故，可知音之發生方向。

蓋發音體與兩耳之距離相差，音自左側來
時，左耳較右耳近，故先至。此種到着之時間之差，不能由耳覺察，僅覺察其方向，知音由左來而已；同
樣，同一之音若先達右耳，則知音自右來。同時達兩耳之音，則可判斷其或前或後。此種同一音源所
發之音，達至兩耳之時間之差，在無意識中，能判定之，而生方向感覺，謂之兩耳感。由音到着之先後
所生之先後感，特稱之為兩耳中央感。耳力佳者，其辨別音之從何而來，甚為敏銳，其音到達兩耳之
時間之差，在一秒之二萬分之一以上，即可感知云，此不得不謂為一種奇異之事實也。黑斯氏之音



器音聽中水(乙) 九圖

響測深法，即將水中聽器，掛左右兩耳上，而善利用此兩耳感者也。

音響測深無須鋼線及錘，亦不必停船，且吾人所使用之音，在海中進行甚速，每秒凡一五〇〇呎，故在一萬呎之深海，僅十四五秒間，即可往還一次。惟調整聽音器，稍費時間，熟練後測深一回，僅需一分鐘云。故與需一兩小時之直接測深法相較，不啻有雲泥之差。現因音響測深儀一具之價約數萬元，故用之者少。但以其在時間及努力上，有極大利益，故以後必風靡於測深界，可想而知也。

以上為測深之方法。茲再將測深之精確度述之。

(四) 測深值之誤差 直接錘測法之誤差原因，約有三種：

(i) 船遇海流及風時，鋼線及船自身皆動搖，故鋼線傾斜，非與海底垂直。故由鋼線所得之長常較海深大，此種誤差，有達海深全體之五%者。

(ii) 船遇海浪動搖時，若錘適達海底，其時視船向上浮動或向下低落，所得之結果，與實際深度有過大過小之差，此種誤差，依船之幅及動搖角而異，但至多不過五呎內外，與海深無大關係。

(iii) 由測深位置不確而生之誤差。在海上決定船之位置，由於星及太陽之觀察，其結果至

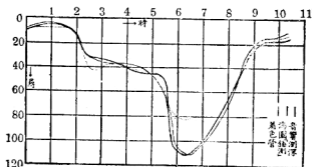
少有一海里以上之差。故測深處之位置，與其假定之位置，約有一海里之差，亦未可知。此時視海底情形如何，若傾斜甚急，或深或淺，因此所生之誤差極大。

因此知從來海圖所載之深淺，皆稍有誤差，不可不注意也。

其次音響測深亦有種種誤差。惟較直接鍾測結果稍佳耳。在同一地方，一用鍾測一用音響法，將兩者所得結果比較之，即甚明瞭。圖一〇即為英國海軍試驗測深之一例也。

第四節 海之深度

測深不僅限於沿岸線之海。在地中海等處，古代亦有測深之形跡，即亞理斯多德 (Aristoteles) 氏之記事，中亦有將



圖一〇 測深之誤差

地中海之各部分深淺順序記述者。至測知大洋之深淺，則在海底電線敷設問題發生後。

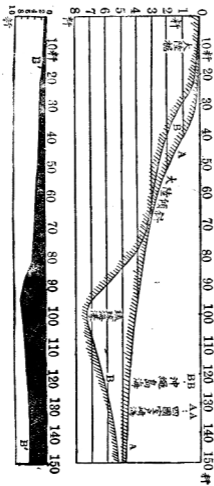
十八世紀末葉，歐人始擬敷設大西洋海底電線。但敷設之先，必須調查狀況及其深淺。因電線敷設之成功，同時發見海底之種種奇異形狀及各種罕見之動植物。

海底電線到處敷設後，一方為調查水產物，更進一步以研究海的學術為目的，遂有特派專船之舉。由有名之世界一周探險船察楞澤號促成之。此船於一三七〇年至一三七六年之五年間，純為研究海洋學術，遍航大西洋、太平洋、印度洋。以後歐美各國，競相效法，均派學術探險船。此種船與海底電線敷設之測量船相助，從事調查，故世界大洋之深度及狀況，日見明瞭。

茲先就世界大洋全體之共通性述之。

(一) 陸地附近海底之深度及形狀 陸地附近之海底，因其與航海及漁業有直接之關係，故均詳加測量。其中有淺洲水道，形極複雜，與陸地之有多數小凹凸小起伏者相同。但若將此種小凹凸劃平而概觀之，由陸岸入海，深度漸加，通例水深在二〇〇呎內外者，其平均傾斜為一度或二度，與海岸附近低地之平均傾斜相等，狀若陸之終端，故稱此區域為大陸架(Continental Shelf)。

由陸地運來之泥土大抵至此為止，成所謂泥線。又魚類大都繁殖於此處，故為漁業上最重要之地。由大陸裾之終端，離海岸稍遠，水深達二三千呎之處，傾斜度加大，與大陸裾作明瞭之界線。此部分謂之斜海面。傾斜度普通平均雖不過四五度；但在特別深處，達二三十度者，亦常發現。



狀 形 之 歐 洋 海 一 一 圖

大陸斜海底，爲大陸與大洋底之中間連續部分；由此再進時，其傾斜轉緩，以達大洋底。後述之海濠，則必存在於斜海底之終端。

以上關係可由圖一一所示之日本四國戶崎及流球島二處之附近海底狀況知之。圖中A及B之水平距離較深度縮少五倍餘，爲表現其傾斜計也。

但大陸裾之廣狹，則依地方而異；前所云大陸裾之傾斜常與陸地相同者，其意蓋謂近海底之深淺廣狹，略與沿岸陸面之高低廣狹一致。即海岸隣近，若有高山脈，則近海急成深海，大陸裾亦比較狹小；反之，隣接大平原之海必爲淺海，大陸裾則甚廣闊。如日本爲山國，故其近海均極深；反之，我國東南部爲廣闊大平原，其附近之東海、黃海，雖至遠方亦不甚深。故大陸裾之廣幅有距岸僅二三海里及達二三百海里者。

此外謂大陸裾之末端其水深約二百呎者，乃指其平均數而言，其本意則欲表明海底傾斜有變化甚著之界線，但此亦因地而異。遠者水深達二千呎，始爲大陸裾之終端；近者僅距百呎外，亦有爲大陸裾之終端者。

(二) 大洋底之形狀及其深度 地學者據種種理由，將大陸裾劃為大陸之一部，斜海底為真正海與陸地之連結部分，斜海底以下之部分，始為學術上之真正大洋底。

大洋底之狀況，非如陸面之短距離間有山岳溪谷及各種複雜之起伏，其情形完全與面不同，雖有深淺凹凸之別，面積類皆廣闊，傾斜頗小，無小起伏，故洋底除火山島珊瑚礁及後述之海濠附近部分外，大概皆極平坦。海底電線之成功，亦可謂全藉海洋底平坦之力，蓋電線之截斷及各種障害，均起因於傾斜甚大之近海地；而在大洋中心，則尚無此等事故發生。

真正洋底之深度，大部分為二三千呎至五千五百呎等部分，占地球全面積之 $1-2$ 以上，謂之為大洋高臺區域；惟有時有較此更深之部分。馬萊氏以達五千五百呎以上之深處，名之為海淵；此等部分僅當地球面積 $1-20$ 。其稍向四方廣張呈圓形者，謂之海盆地。細長呈溝狀者謂之海濠。其最奇異者，海洋中之極深處其形均如海濠，且此等極深部分，均存在於大洋之中央，常接近陸地而與海岸線平行。現今已知之海濠有二一個，其中一六個屬太平洋為最深；印度洋二，大西洋三，比較稍淺。

海濠乃表示地殼之弱點，世界最深最大之海溝，爲日本海濠。此溝於一八七四年爲美國探險船赫斯加拉號所發見，故又名赫斯加拉海濠。同船於日本海濠中，測得深八五一三呎，在長期間認爲世界最深之海濠；但其後復於古安島及斐律濱附近發見深達九六三六呎及九七八〇呎之海溝，爲世界最深之海。又在至一九二一年日本於房洲南端東南約八〇海里處，用九九五〇呎之測深線，尙未達海底。與此相前後，美國海軍測量船復於東京東南一四〇海里處所測定之海深爲一三三〇呎，故世界第一之深海，仍屬日本，其深度較世界最高八八四〇呎之埃佛勒斯峯（Everset）尙高一五〇〇呎。在日本境內，除日本海外，在琉球東側，尙有琉球海濠，詳圖一二中。大洋底比較稍淺部分，有次述之種種名稱：

臺 (plateau) 面積甚廣之部，但在邊緣傾斜稍急。

隆起 (swells) 四周傾斜極緩，面積廣大之高部。

脊 (ridge) 作長形隆起，面積略寬之部分。

堆堤 (bank) 孤立之山隆起部分，但其上無險阻之岩石。

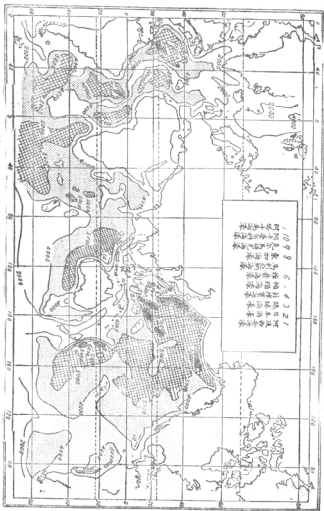


圖 經 深 等 界 世 圖 一 一 第

海洲 (shore) 前者種類中之一部，爲航海時須留心之淺海底。

礁 (reef) 爲小規模之細長隆起地，其上巉岩頗多。

此種種隆起及海淵等，在海中之狀況，若用等深線表之，則甚明瞭（圖一二）。由此種圖，可知三大洋各有特異之點：即太平洋在三大洋中爲最深，其周圍多海溝，尤以西部爲最。大西洋則沿中央軸線，自北而南，有隆起部分，頗引人注目；此外在英吉利與格林蘭間有甚淺之大陸架，其狀似將北冰洋由大西洋分出，亦爲可注意之事實也。印度洋之形狀則比較簡單，其東側深而有海溝，與太平洋相似；西半則較淺，頗似大西洋。

第五節 海之平均深度及海水分量

在精密之等深線圖上，將各深度所占之面積加以測定，可知海之深度與面積之關係；由是海之平均深度亦可算出。惟今日在極海固不待言，即在其他大洋，測深度之數仍少，故等深線依各人所測而稍有不同，亦不得已之事也。本篇則採用柯辛拿 (Kosina) 氏據最近材料所得之深度及

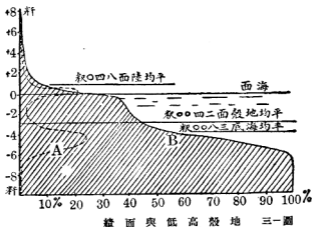
面積關係，示之如次：

	高度或深度 海拔 积 积	(A) 面積(百分比)	(B) 與上項合計
陸	6000—3000	1.2%	1.2 %
	3000—2000	2.0%	3.2 %
	2000—1000	4.7%	7.9 %
	1000—200	1.8%	19.7 %
	200—0	7.4%	29.1 %
海	水深 0—200	5.6%	34.7 %
	100—1000	3.0%	37.7 %
	1000—2000	2.9%	40.6 %
	2000—3000	4.8%	45.4 %
	3000—4000	13.9%	59.3 %
	4000—5000	23.3%	82.6 %
	5000—6000	16.5%	99.1 %
	6000—10000	0.9%	100.00%

將上表圖示之，則如圖一三；以垂直線表地面之高低，點線A示各高度所有之面積比，橫線B示由最高峯至各深度之面積之和。由此種曲線觀之，則大陸與大洋底，非由一方漸次向他方推移，乃由極顯著之兩階段所合而成。如次節所述之威格那(Wegener, Alfred)氏之論，海陸成因，特重視此點

又由前表計算世界全海洋之平均深度為三八〇〇呎，陸面之平均高度為八四〇呎；若將地殼而全體劃平，則其高度為二四〇〇呎。

地球上之海水全容積為海之面積與其平均深度之乘積，約為一三三〇〇〇〇〇〇〇〇〇立方呎，實與陸地體積之十五倍相等。



今再將三大洋及附屬海之面積及深度分別記之如下：

海 洋		平均深度(呎)	最大深度(呎)	面積(萬方呎)
大 洋	太 平 洋	4100	11330	16 72
	大 西 洋	3860	8526	8166
	印 度 洋	3930	7000	7344
內 海	墨 西 哥 加 利 比 亞 地 中 海	2090	6269	458
	北 冰 洋	1431	4400	297
	亞 澳 多 島 海	1170	3100	1435
	紅 海	109	6505	813
	哈 得 孫 海	488	2249	46
	波 羅 的 海	128	702	122
	波 斯 海	55	463	41
		25	122	23
邊 海	白 令 海	1444	5700	227
	鄂 濱 次 克 海	1270	3370	151
	日 本 海	1530	3575	104
	利 加 福 尼 亞 海	987	2904	17
	安 得 門 海	779	3156	79
	中 國 東 海	177	2341	124
	羅 梭 斯 海	128	572	22
	北 海	94	665	57
	美 國 邊 海	62	263	21
巴 斯 海	72	88	8	

第六節 海陸之生成

吾人在前數節已將海洋之廣袤，深度及其形狀等，就其現狀，略為敘述。唯吾人之知識，仍不能以此為滿足，地球面之有海陸區別，其故何在？且海陸之作此種分布狀況，其原因若何？凡略知海洋現狀之讀者，對此等疑問，想無不欲早為解決也。

元來今日之海陸，非從古至今全無變化者也。今日之陸，有為昔日之海者；現在之海，又有為往古之陸者。世界各地不少此種明確之證據。惟此均限於大陸裾之附近，深廣之大洋底，則從無浮出海面者。陸之一部，雖有時為海，但所成之海，為淺海，決不沈降為大洋底。此乃由海底沈澱物調查所得之學術的最大收穫，所謂大洋大陸永存不變說，是當於後章詳述之。其意謂今日之大陸，原為古昔之大陸，地殼自有海陸之區別以來，陸地從無變為深大之海洋底者；大洋底亦為古昔之大洋底，從無成為陸地之事實云云。近海較淺處，即大陸裾之附近，以之為大陸之一部，而與大洋有區別之原因，亦在此處。所欲討論之問題，不在近海變遷甚多之稍小分布，實欲檢討大洋與大陸之成因及

其分布之原因也。

海陸不外爲地球表面之一種變化，故其成因與地球本身之成因不同。古來對於海陸成因有種種假說，茲舉其代表的假說數種，而加以說明如次。

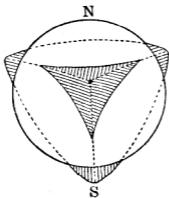
(一) 冷卻收縮說 此說最古，迄近年猶佔勢力，即以拉普拉斯 (Laplace) 之星雲說爲基礎之冷卻收縮說是也。星雲說或爲讀者所熟聞，本叢書中之「宇宙壯觀」中亦已詳細說明，故無贅述之必要。地球由星雲經過甚著之冷卻，固結而成現今之固體的地殼狀態。在此種狀態之下，地殼早已完全冷卻，但其內部溫度尙極高，常將熱向外部發散，而漸次冷卻收縮。故地殼與地心間之收縮程度不同，其間生空隙，地殼因重力作用，有向下墜落之傾向，其結果地殼生強大之橫壓力，而生各種凹凸之褶曲；其甚者則成斷層陷落，由此遂有大陸大洋之別，山脈溪谷之分，此即荳斯 (De Saussure) 氏等所唱之冷卻收縮說之大要。

將此種海陸成因之冷卻收縮說更推進一步，以說明現在之大陸大洋之分布形狀者，爲格林 (Green) 氏之地球四面體說。如鐵管等圓筒形物，若由外面加以同樣之大壓力，常變爲三角柱形

毀壞，此事實已有弗亞般氏等工學者之實驗的證明。格林氏由此種實驗結果推察，謂空球若由外部同時加大壓，或將成爲三角錐（即四面體）狀。此理可適用於地球之冷卻收縮；即地球內部漸冷，地殼下部發生空隙，其因重力而落下之狀況，恰如在空球外部同時加增壓力情形相同，故地殼遂變爲三角錐形。若以海水掩蔽地表，則四隅三角頂現出水面，即爲各大陸（圖一四）。

其中一角頂恰在南極爲南極大陸。其他三項則爲南北兩美，歐非，亞澳三大陸塊。據格林之四面體說，則北極地方爲海，南極地方爲陸；且各大陸塊北廣而南狹，成三角狀等事實，均與此說一致。

上述爲關於海陸起源之冷卻收縮說，尤以格林氏之四面體說爲最巧妙有趣。惜四面體之形狀不平衡，非受重力之彈性體。換言之，即四面體欲永久維持其原狀，在數理上爲不可能。不僅此也，地殼完全爲剛性體，在生成地層之後，不應再有冷卻收縮。



圖一四 地殼之四面體

於太陽系成立之星雲說，既將拉普拉斯之舊說打破，進斯 (Jeans) 氏新創螺旋狀星雲說以代之；最近復有澤夫立斯 (Zellevy) 氏將其一部加以改良，其說頗得學界之信仰，即當地殼變為充分之剛性體，能維持其海陸山谷等形狀之地質時代，其溫度不應較今日為高。就地球之現狀觀察之，尚不少此種證據。茲舉數例述之，由現在地下之地溫增加率，若依湯姆生氏及退特 (Tilley) 氏之計算，假定地殼今尚繼續收縮，則以地球之位置能補償現今地球每日所失之熱量而有餘，結果即證明地球並非在冷卻中。又近來盛行鐳之研究，知地殼內所有鐳之數量甚豐，若地球內部亦有多量之鐳，則地球決非漸次冷卻之物。此外褶曲山脈中，依褶曲而短縮之距離甚大，僅以溫度降下為其原因，頗難說明。如亞爾卑斯山，其現在山脈之幅為一五〇杆，將其地層褶曲測量，則亞爾卑斯山原有之幅為現在之四倍至八倍，即自六〇〇杆達一二〇〇杆，此種巨大之短縮，謂為發生於地殼充分固化之後，實難得一般之同意也。又陸地之大山脈，若謂全由地球冷卻褶曲而成，則海底亦應有同樣之山脈，然據近來大洋底之調查，海洋底固無大山脈也。斐謝氏謂僅依地質時代之冷卻收縮，決不能成現在所有之褶曲山脈，澤夫立斯氏由數量上指出以前推算之錯誤，而主張山脈冷卻收

縮說毫無進步，故無討論之必要。

由上述知山脈與海陸之成因，實難以地球之放熱收縮作用說明之，

(二) 由自轉速度變化生變曲說 打破拉普拉斯氏之星雲說，在太陽系遊星之成立說上開一新紀元者，為張伯林 (Chamberlin) 氏與莫爾頓 (Moulton) 氏之微遊星說。進斯氏等之新星雲說，實亦由張伯林氏之新思想為之先導，其構成原理略相同，惟在中途變更思想之方向。進斯氏之說已詳見本叢書中之「宇宙壯觀」此處所述之微遊星說，僅就其與進斯說不同處論之。

據張伯林氏說，則炎熱之太陽，在古代曾與某恆星接近。其時因恆星之引力，太陽起猛烈之潮汐作用，其中之一部由太陽面奔騰分離而出者凡數次。此種分裂片，因太陽之引力激滅，遂膨脹散亂，冷卻後變為無數之微塵狀大固塊，在太陽周圍旋轉，以形成螺狀集團。惟在其間，各處有比較稍大之中心核，當循軌道運動之際，收集多數與之相會之微塵（微遊星），漸次將其體積擴大，而成今日所見之行星。行星之大小則依運星區域中微塵之豐富與否而定；此乃張伯林氏與莫爾頓氏說之根本觀念也。此說果確，則地球不應較創成初期時漸次縮小，實應漸次增大。又今日之地殼，其最

初乃固體，非灼熱之熔融狀物，其溫度亦不較今日爲高。

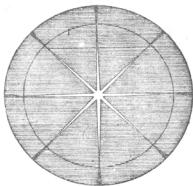
由上述，然則地殼面之海陸分布，應如何說明？張伯林氏謂：地球自轉速度應有變化，即如前述下落至地球面之隕石甚多，地球由是增加其體積，同時因隕石落下之位置，方向，數量，及速度常不相同，因時代或生若干不平衡，故地球之自轉速度，亦有增減。自轉速度差變，則地球形狀亦生變化；蓋地球以其固有之重力及自轉所生之遠心力略成迴轉橢圓體，自轉若變，則遠心力亦隨之而變；遠心力若變，則地球爲適應此種環境，遂生變更其形狀之彎曲力。如自轉速度增加時，遠心力亦增加，赤道部益膨脹，使地球之扁平度加大；其結果兩極附近地殼壓縮，赤道附近則生脹出之歪力。若自轉速度較從前減少，則其作用與前相反，地球此時由扁平形漸變爲球形，將赤道部壓縮，使兩極部突出。以上二種彎曲力，在兩極與赤道成正反對，一方受壓力，則他方發生張力。但在中間某緯度之地，有不受張力及壓力作用之部分，在此部分，毫無伸縮變化，常維持其原狀，因名之爲無彎曲帶。此種無彎曲帶之位置，司利希忒 (Slichter) 氏因受張伯林氏之委託，由理論上計算，所得如下：即三〇度至三五度之附近是也。

自轉週期	二 三 . 七 三 時	一 四 . 〇 〇 時
無彎曲帶緯度	三 五 度 一 三 分	三 五 度 八 分

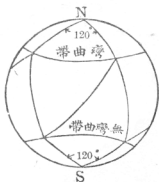
此時地球若為熔解之液體或固體及其他有黏性之流動體，則隨自轉速度之變化，極地與赤道間實際上物質互相流動，以調和前記之彎曲力。惟地殼係固體非流動體，因須調和此種彎曲力，故除於各處生裂罅，其岩磐全體沿裂罅滑動外，無他法也。然此種裂罅之成生狀況，果如何耶？因地球自轉變化所生彎曲力，在極部者適為赤道部者之二倍，故裂開或先起於極地附近。地球之自轉速度變化減少時，極地則由下方脹出，故地殼受張力。其張力以極部為最大，離極地愈遠則張力愈減，在緯度三五度內外之無彎曲帶，此張力等於零。受此種張力所成之裂開，如圖一六所示，以極為中心向四方成放射狀。若地殼為均等整齊之基性岩，則各以中心角一二〇度之三個扇形為最普通最正當之分裂法。如玄武岩之六角柱狀劈開，亦由角點為一二〇度間之三放射裂線。

其次之問題，即赤道附近應生如何之裂線。此乃以兩極地方之裂線到達無彎曲帶處為基點，

由此點極易順次分裂。故赤道之裂線，或為南北兩極之三放射線與無彎曲帶之終點之連結線
 (圖一六)



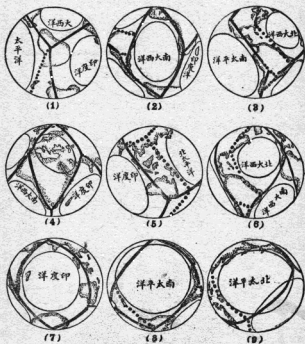
圖五 固自轉速度變化所成之放位
 狀裂開



圖六 赤道附近之裂線

地殼若果沿此種裂線移動，以和緩地球之自轉變化時，則現在為大陸大洋境界之主海岸線本身，必為此種裂線。張伯林氏由此種思考，觀察地球面海陸分布之實在情形，其所畫裂線，如圖一

七所示。惟地球實際非完全平均整齊之物，故其裂線與理論亦有不一致處；又圖中之點線，乃發生主要裂線後，二次裂開再生之副裂線。依上述之分裂法，大概可以說明地球之海陸分布，且大陸之南端成三角狀者，亦極易理解。故今日之英美地質學者，多信仰張伯林



張伯林氏之地球裂線圖 七一圖

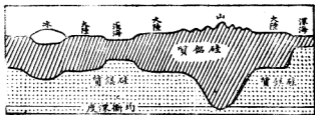
氏之說；但此說亦有種種不適當之點：如裂線之位置對南北兩美歐非等大陸雖與實際一致，但按之亞細亞大陸，則有不能滿人意者。即裂線由北極達印度北方通過亞細亞大陸中央，而在世界上構造最不安定之亞細亞東海沿岸之日本則無裂線。尚有較重大之缺點，則如澤夫立斯氏所指摘：天空有無數之灰塵狀微行星，飛行不息，理論上微行星自身互相衝突之適遇率（或可能性）極大，其不衝突而落下於地球之適遇率極小。故地球能由小塊而成今日之大塊，在數理上實難承認。又微行星說對於山脈生成之說明，亦感困難。不僅此也，據近來由重力測定所證實之地殼均衡，則地殼因大陸與大洋之不同，而異其性質及比重；即無冷卻收縮及自轉速度之變化等，亦可以發生海陸凹凸之各種形狀也。

(三) 因地殼比重之差而生成海陸說 由重力測定結果而產出地殼均衡論之經過及其詳細內容，當讓地球篇詳述之。此處僅將目前急待解決之海陸成生在地殼均衡論上有如何關係之問題，略加說明。

據地殼均衡論，地球上之有大陸與大洋之別，乃因地殼內部之密度不平均所致。大洋底下面

地殼之密度大且重，而大陸則由地表至極深部皆為密度較小且輕之物質。故在一定深度（百呎內外）以下之深層，其上部所有之重量，無大陸與大洋之別，以下皆相同呈均衡狀態；此謂之均衡深度。以此種實證的事實為根據，海姆（Heim）氏所想像之地殼模型如圖一八所示。地殼之表層由硅及鋁為主成分之較輕岩石（謂之為硅鋁質）而成；在以硅質及鎂質為主成分之較重岩漿（謂之為硅鎂質）上浮動。至硅鋁質地殼，則有厚薄之分，厚處質輕高出地表上，為大陸高原；薄處則較地表低下，沈為海洋。惟與鋁質最厚部分之下端同水準而處，其壓力相同，即為均衡深度。

此種地殼均衡論，在海陸成因之說明上，雖為可信之一說；惜僅將海陸成立之原因指出，而於海陸分布狀況，則未加說明。即硅鋁質地殼何以有厚薄部分之分？除謂為偶然之外，尚無其他理由。



圖一八 海姆氏之地殼模型

足以說明之也。

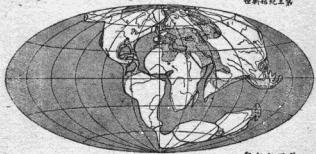
(四)大陸移動說 試將非洲與南美二洲相對之海岸比較觀察，謂此二大陸以前實相連接，至最近始行分離，當無人否認。將此種感想加以擴大，謂地球上之各大陸，在太古時代，曾相併爲一塊，後經過各地質時代，漸次分離，遂呈今日之各種複雜形狀者，即威格那氏之大陸移動說是也。其分離運動之徑路，則如圖一九所示：即南美與非洲在白堊紀時代分裂；北美原與歐洲相連，其中包含格林蘭及英吉利爲一大塊，由第三紀之末期經第四紀始生裂隙分離。至於安第斯 (Andes) 羅基 (Rocky) 等海岸山脈，乃美大陸分離向西移動時，受地殼抵抗所成之褶曲。又南極大陸澳洲 印度 在侏儸紀 (Jura) 初期，尙與南非洲南美洲連續，其後漸次分裂星散。印度 陸塊在當時較今爲長，自與南非洲分離後，受亞細亞 大陸之牽引而短縮，結果在北方構成喜馬拉耶 山系。海洋中則僅有太平洋 爲最初最古之唯一大洋；大西洋 印度洋 二洋，則在大陸分散後始生於其間之新海洋也。

至於海陸成因本身，即大陸塊由最初即高出海面之理由，威氏 亦以爲全因比重之差，蓋大陸塊質較輕也。

第一集 海洋



紀 白 垩



第 三 紀 新 世



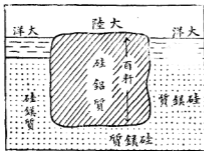
第 四 紀 新 世

四三

圖 一 九 威 格 納 之 大 陸 移 動

此說與從來之地殼平衡論之異點：為以海底全部為硅鋁質物。即包圍地球之硅鎂質岩漿上，有較輕之硅鋁質大陸浮塊（圖二〇）；其狀恰如石蠟塊浮於瀝青油上之狀。但海底面之硅鎂質，因與甚冷之海水相接，其黏性較陸塊下之硅鎂質強，大惟於長年月間，受同樣的力之作用，雖極徐緩，亦必變形，隨力之方向而流動。故當大陸塊將分裂移動時，大洋底雖常與之抵抗，但經長年月之後，亦唯有任其通過，且充填由大陸分裂所成之間隙也。

威格那氏之下此種結論，由各方面提出之論據甚多。在古生物學上之考證，如今日南美與非洲及印度，亞細亞與澳洲及新西蘭，其間為海洋所分隔，似無何種直接的關係；但其所產生物，尤以既成化石之古生物皆極相似。故古生物學者中，早已有所謂陸橋說者；謂此種陸地在古昔原相連接；即在今日，大洋中必有陸橋為之聯絡。維此種陸橋說與由調查海底沈澱物結果所生之大洋永存不變說，似相矛盾，故各以其所得證據互相爭



威格那氏之地球殼模型

論，威格那氏之大陸移動說出現後，始將此二說調和，而使之有互相存立之餘地。

其次爲地質學上之考證。威氏復將所假想之古代相連接之兩地地層之相同，及山脈溪谷斷層等之地質構造上之相類似等，詳細討論。又在古氣候學上所謂冰河時代，歐洲北美之大部分，均有廣大的冰凍等事實，從來無滿足說明。然據大陸移動說，謂其爲該區域縮小之原因，遂成簡單問題，無俟說明，亦易理解也。又如今日地下所埋藏之煤礦脈之分布，在各大陸分離以前，成一大圓弧狀，且與當時之熱帶地方相當；則植物茂繁之事跡，不難想像，而大陸移動說，又得一有力之左證。

此外地球學上之論據亦多。其最顯著者，則爲過去各地所有之移動，現在尙繼續進行，已由實測證明之。且其移動程度，現在與過去略相一致。例如格林蘭之北邊，因北極探險，由一八二三年至一九〇七年，其間測定經度凡三回，而其值各異。事實上每回均有增加，每年向西方移動凡二〇呎。將大陸分離之地質年代除現今所有距離時，其每年之移動量如下表所示，大概與實測量一致。

格林蘭與蘇格蘭間

每年三六一—一八呎

冰洲與挪威間

每年一八一—九呎

南美與阿非利加間

每年

〇·二呎

印度與阿非利加間

每年

〇·四呎

陸上大山脈之狀況，如前所述，似表示大陸塊之移動；又由測定海洋深度，知海濠之排列狀況，亦足爲大陸移動之證明。由亞細亞之東岸達澳洲，其間之半島島嶼之排列狀，有如明珠沿其外側，則有多數之深海濠，此似爲亞細亞大陸向西方移動時與太平洋底間所生之裂隙。

以上所舉諸例，均於大陸移動說爲有利。大陸塊之能作此種移動，則大洋底與大陸塊必完全爲不同物質，可無容疑。縱其運動徐緩，然必爲帶流動性之物則甚明。關於此點，威氏之根據如次：即如前節所述，海陸之高低與其面積之關係，截然分爲二段，由陸向海之推移，不相連續。蓋暗示大陸及大洋爲比重不同之物質而成。由地磁之測定及觀測地震之傳播速度，亦同樣表示大陸與大洋底之物質不同。不僅此也，大陸有甚多之褶曲大山脈，而洋底則皆平坦無變化。又決無與山岳地相當之小區域起伏，此足表示海洋底之爲流動性。又三大洋中以太平洋爲最深，且海濠甚多；大西洋中央有稍高之隆起，而海濠少且淺等，亦爲有力之證據。蓋太平洋爲最古之海洋，海底物質受壓縮

冷卻之時期最久，雖同爲硅鎂質，亦較其他海洋之比重大，因地殼有平衡之關係，故沈降甚深。大西洋則爲新成之大洋，因美大陸之移動，其後亦有新硅鋁質潛行流入。此種流入物質，即增加大西洋之中央部，且其流動性大於太平洋海底，故無海濠等深溝之存在。

此上爲威格那氏大陸移動說之概要，其對於各種事實之說明均甚巧妙，爲吾人前所未聞。其未解決問題，則爲大陸塊之向西方及赤道方向移動之原動力。此種大原動力之存在，理論上若能說明，則大陸移動說必可得全世學者之信仰。但現尙無滿足之解釋，亦一憾事也。茲將一般認爲最有望之說明，介紹如次。

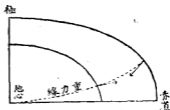
第一對於向赤道方面移動之原動力，各學者所說，殆皆一致。即地球因自轉結果，而變爲橢圓體狀，因此之故，重力由地表遠深處，其方向漸次變更，如圖二一所示。浮於硅鎂層上之硅鋁質大陸塊，其重心稍高於浮力中心，重力與浮力之方向非正反對，而以角度相交；故浮力與重力之合力不等於零，結果變爲指向赤道之力。此種力明明與大陸之高低成正比例，在緯度四五度爲最大；但就現在之大陸計算時，其最大值亦不過重力之一百萬分之一內外。然此與月之起潮力相較，仍大數

倍。

其次偏西力之說明最困難，一般以爲此係由日月引力而起之地殼運動。即海洋由日月之引力而起漲潮現象，同樣地殼亦受日月之引力而起此種作用。惟其位相 (Phase) 較日月之起潮力稍後，其高潮部不在日月之垂直線下，故日月吸引二高潮部之力不同，此即地殼對其內部向西移動之原因云。

惟此種力極弱，因之有對大陸移動說懷疑者。其所持理由：即形成洋底之硅鎂質，果因其長年月間之作用，遂隨此微弱之力，而爲無制限之順應流動耶？又如羅基山脈，安第斯山脈等，其生成時所需之能力及彎曲力，必大於與此相反之重及彈力，然後能隆起。前述之微弱偏西力，僅以長日月之作用，未必能勝此重任。故此說亦難取信於人也。

以上係就大洋大陸之成立及其分布而介紹各家學說，但足爲一般學者所篤信之定說，則尙未之有也。惟以由地殼比重之差而生之平衡作用，爲大陸大洋之成因，則皆無異詞。其他海陸之分



源起之力道赤道 一二圖

布及形狀之說明，則尙無定論。故讀者可依自身之判斷，而選擇其中之一說可也。

最後當論及附屬海小灣海狹等之成因。此皆爲地質時代所有之地質的變化，卽爲不安定之海也。除大陸大洋生成當時受力的餘波生成者外，尙有三種成因：第一爲陷沒海，此乃地殼之一部爲小規模之陷沒，由海水之浸入而成；例如紅海，波斯灣，加利福尼亞灣（Gulf of California）日本之瀨戶內海等是。第二爲氾濫海，由海岸線之下降，該地方土地全體漸次沈降，海水氾濫其上；如波羅的海，哈得孫灣，羅稜斯斯灣，北海之南部，我國東海等處是。此種海多爲淺海，其海底地質爲氾濫以前之陸成土。第三爲侵蝕海，此由海水之侵蝕而成，多限於海峽等之小部分；如多佛海峽（Straits of Dover）其適例也。

第二章 海水

第一節 汲取海水之裝置

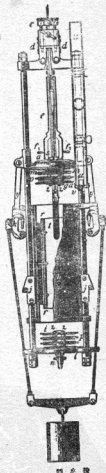
關於海之調查事項，略如前章所述，今試就其內容之海水略述之。

欲詳究海水之性質時，則必先汲取所欲研究地方之海水。海面水之汲取甚易，可無庸細述。至汲深處之海水，則必需有相當設備之器械，此謂之採水器。採水器之第一要件爲採集吾人所要求地點之水，當提上時，須使其不與他地點之水相混合，故必在所指定之深度將蓋密閉。又因須測其溫度，對汲取之水之熱度，有加以防護之必要。故按此二條件創製採水器者亦甚多。現今裝置最佳者爲拍忒遜氏及南生氏之採水器。如圖二二所示：水筒外部爲金屬製外筒 h ；內盛硬橡皮製之三層圓筒 r ，上下有蓋。此蓋於採水器未入水之前開放，掛於上部之 d 器上。若達目的地之深處時，由

上部沿綫線放下一種傳動小錘 (Messenger)，擊動 d 器，使蓋落下。附屬之溫度計 t ，為測所汲之水溫度之用。採水器所汲上之水，其溫度須即測定。至其他各項研究，則多於持歸後為之。故將水密封於玻璃瓶內；瓶塞亦以能完全密閉之玻璃瓶塞為佳。若用軟木塞時，則必於外部用石蠟或封蠟封之。

第二節 海水之成分

(一) 海水中之鹽分 海水於鹹味之外，稍帶苦味，故知其中有各種溶解物。其中礦物質，總稱



器水採 二二圖

之爲鹽分；即蒸發海水時，殘留釜底之物。鹽分量普通以海水重量之千分比例（‰）表之。雖依地而不同，但將世界所有海水平均時，其含鹽分約爲千分之三十五（三五‰）之溶液，及極稀薄之物。各鹽分之要素，大抵解離而爲離子。然世界中海水量極大，故單計算其中之鹽分，其體積約與阿非利加洲之體積同。海水中之鹽分，大部分爲食鹽，即鹽化鈉，此人皆知也。此外尙有何物？又各成分相互間之比例如何？由世界各處海水分析結果，其能用天秤稱定者，如次表所示（係以離子計算）：

地名 成分	(I) 三大洋 平均	(II) 紅海	(III) 波羅的海
Cl	55.3%	55.6%	50.0%
Na	30.6%	30.8	30.5
So ₄	7.7	7.6	8.0
Mg	3.7	3.9	3.5
Ca	1.2	0.9	1.7
K	1.1	1.0	1.0
Co ₂	0.2	0.1	0.2
Br	0.2	0.1	0.1
計	100.0%	100.0%	100.0%

表中第一行，係察楞澤號船航行世界一周時，在三大洋之七七處地方就海水分析之平均結果，總鹽分量爲三三——三七%。第二三爲總鹽分極大之紅海及極小之巴爾提克海（Baltic Sea）之海水分析表，可供比較。紅海之總鹽分量爲四十%，波羅的海則僅千分之七。在此表中，吾人所應注意者，爲海水之

總鹽分量雖不相同，其中各成分之比例則極相似。若大洋中鹽分量無大差之水，其各成分間之比例均有一定，與海之深淺及緯度之高低無關。吾人既知此種事實，則以後對於海水之各成分，可不必一一測定，只須將其中之任意一成分測知，其他各成分可用計算求出；其總鹽分量亦由此得之。其最易測定者為氯素，可用硝酸銀溶液簡單定量之。由氯素之量以計算總鹽分量時，可用克紐德蘇 (Knudsen) 氏之實驗式：

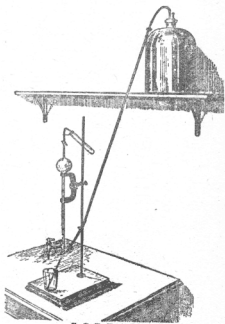
$$S = 0.030 + 1.805 Cl$$

此式之 S 為總鹽分量；其中之碳酸鹽量係由氧化物概算而來；Cl 為氯之量；均以海水重量之千分比表之。惟由硝酸銀測定時，溴素亦同時沈澱，故此亦以氯素視之。當定海水中之氯素量時，普通以水一研溶解硝酸銀七·一八六克為標準溶液，而滴下於一五方厘之海水中（圖二三）。若是，則沈澱全部所需之硝酸銀溶液量（立方厘），即與氯量之千分比相當。又為欲知海水中氯素全部沈澱起見，故先加重鉻酸鉀液數滴；若全部沈澱，則液變赤色，易於辨認之。

以上乃就可用天平秤定之成分而言；其為痕跡而確實存留海水中者，有碘，氟，磷，硼，砷，砂，金，銀，

銅，鐵，錳，鎳，鈷，銻，鉍，鋇，鋁，鎂，錳，等三二元素。將來若有更精密之檢驗法時，或將發見海水中包含有一切元素亦未可知也。然此種元素之全體，尚不及鹽分全體之一%；然其所含數量雖少，若以全世界之海水計算時，則其數值亦甚大。如銀雖僅當海水之一億萬分之一，但就全體言，則為一三三億噸；金雖較此少，然亦有數十億噸。

(二) 海水中之氣體 海水中含礦物質以外，亦含有氣體。主要物為氮，氧及碳酸氣；特別地方，



海水氮素測定器

圖二 三 海水氮素定量

亦有含硫化氫者。此種海水中之氣體，與海產生物生活有密切關係，故此種研究，在漁業上不可忽視。

海之表面因與大氣相接，故各處海水均溶解有氧與氮，幾近於飽和狀態。同狀況之下，氧較氮，容易溶解於水中，約為氮之二倍。空氣之一〇〇容積中，有氧二一氮七九相混；故海水中溶解之空氣，百分中有氧約三五，氮約六四。魚族吸收之空氣雖稀薄，然較吾人所吸之空氣，含氧極豐。海水中空氣全體之濃度雖達飽和狀態，但與空氣相接時，亦僅千分之二十內外。其含量因海水之溫度及鹽分而異，如下表所示。表中之數字係以海中飽和空氣為大氣界中空氣之千分之一為單位。由此

千分之 三五	〇	鹽 分	水
二三	三〇	〇度	〇度
一八	二二	一五度	一五度
一五	一九	三〇度	三〇度

表觀之，則氣體溶解於海水之程度，以溫度較低，鹽分較少時為大。故寒流較暖流之空氣及氧亦加多；魚類之多棲於寒流者，此或其因也。

其次為二氧化碳氣，在大氣中通例為一萬分之三，其量雖少；但溶解於水之量為氮之五十倍乃至七十倍，

約占海水內空氣之一——二%。故海水中二氧化碳氣之濃度，有較空氣更大者。此種現象，能使空氣清潔，於人類實有重大意義；蓋人烟稠密之大都市，由住民之呼吸及工場內放出之二氧化碳氣，其量極大，大半由風送往海面，為海水所吸收，故空氣亦不甚污穢。此種水因海流及潮流等運至二氧化碳氣極少之處，再將其一部分放出。故海水實為空氣之一大清淨器。

以上係就溶解於海水中之空氣說明之；此外生息海中之動植物亦有作用。動物甚多之處，則將氧素消費，而使二氧化碳氣增加；植物甚多之處，則與此相反，其情形與陸地相同。又有名硝化細菌者，或吸收氮而成硝酸鹽，或從生物之屍骸將氮遊離；因此海中之空氣亦依地而稍有不同。

最後，在某種特殊地方有多量之硫化氫存在。其最有名者為黑海；黑海表面之水，其鹽分較低部少而輕；故雖在冬季，亦不起對流。故使黑海底部之水為不動之死水，因此生物之屍體堆積海底，腐敗而化為多量之硫化氫素；以致水深二〇〇呎以下，魚類幾不能生存。

第三節 海水及鹽分之起源與海之年齡

一望無際之海，其水由何而生？所含鹽分由何而來？其解釋亦如海陸之生成，因地球之成因如何而生變化，此亦不得已之事也。

(一) 海水之起源 地球之起源若為高熱之星雲，則海水起源之說明如次：即地球上之一切物質，皆地球星雲由太陽分離時所分得之財產。惟地殼尚未完全冷卻時，水不能成液體存留於地殼上。一部作化合物，為地殼內之岩漿所吸收；一部存在大氣中，與空氣及易於氯化之物質之蒸氣相混合，地殼上無一滴水存在。然此時地殼之溫度若低降至水之沸騰點以下，則大氣中之水蒸氣開始凝結而為第一次之海。惟當時地殼尚甚薄弱，內部之勢力強烈，其高熱部常爆發，至海水永久存在時為止，其間水之凝結與蒸發，常更盛行於各處。此種原始時代之水蒸氣，必為海水生成原因之一。

此外由地球內部岩漿內分離之水量亦極多。即如今日之火山地方，常噴出甚多之水蒸氣，二氧化碳氣，氫氣等。又有某種溫泉發出之水，原從地球內部流出，非外部滲入之雨水。如岩石化學所示，在高壓高溫之下，岩漿與水極易混合；含水分極多之溶岩，冷卻後變為粗面岩及輕石，其水分之

多，概可想見。岩漿冷卻凝固時，除結晶水以外，餘皆吐出。故地球最初由太陽所分得之水，其一部分雖在岩漿內，因地殼凝結，水又漸向地表流出，其補充海水之量實甚大。

以上係由星雲說推論海水之起源。此種說明，其受攻擊之點有二：第一為氣體之熱度愈高，則其分子飛散之速度亦愈大；重力較小時，高熱氣體均有飛散之可能。在地球熔融之高熱時代，其重力不能將水蒸氣分子及空氣分子等留住，必皆由地球飛散；此為一種難問題。然據弗勒斯氏之辯駁，謂地球若永久保持二〇〇〇——三〇〇〇度以上之高熱，則上說固可認為真理；惟普通以地殼完成溫度降落至一五〇〇度之年限，與其後之地質年代相較，其期間甚短；故除特別輕速之氫分子外，如水蒸氣等速度遲緩之分子，依氣體理論計算，其由高熱時代存留之部分亦多；至一五〇〇度以下時，則幾無飛散之事。故第一種非議不能認為理由充足。其第二種非議謂若由火山之噴氣及熔岩中之水分量等推測之，即現在之地殼，若全部由岩漿冷卻而成，則其吐出之水，較今日世界中所有之水尚多。此種多餘之水存積何處，亦一難解之事。此實為由星雲說以論海水起源說時之難點。

由微遊星說推想之海水起源論；謂地球之幼年時代，重力甚弱，不能保留任何氣體分子，由太陽所得之水蒸氣，空氣，皆全部飛散，毫無氣體存在，其狀況與今日之月球相同。最初僅有灰塵狀之遊星紛紛落下；其後漸漸生長，除速度大之氫分子等外，其他重量稍大，分子速度較遲之二氧化碳氣及水蒸等，漸可被保留，頗與火星之現狀相似。至成今日之地球，水蒸氣固無論，且因重力增大，則氫亦可被保留矣。惟此種空氣及水蒸氣等，皆在地球之幼年期失之；今日保有水及空氣如是之多者，蓋皆由微遊星塵帶來之物也。惟微遊星之空氣及水蒸氣，乃與礦物質相化合，非單獨之氣體或液體；即微遊星之礦物質與水分相化合，而落於地球；此即從微遊星說以解釋之海水起源也。由此種化合物集積而成之粗鬆地殼，經長年月間起分解作用，將水分分離；其後由此種集積物之重量，漸次壓縮硬化，再將水分榨出；故海水量依時代而增加之一點，與星雲說一致。

此說明最受攻擊之點，為今日地上所落之隕石，其所含構成大氣之空氣要素，尚不甚充足，焉得有水存在？

(二) 海水鹽分之起源 海在數千萬年間，匯收大小無數河川之水，故海水之鹽分，大部分由

陸地運來，此人人皆承認者也。河水一年中注入海之量，約為海水全體四萬五千分之一；而由海面將與此等量之水蒸發為水氣，再變成雲成雨，以涵養河川之水源，使河川無涸竭，海水無溢出之虞；惟有水始能在天地間循環不息。其間雨水變為地下水或河水，在陸地上流動時，將陸上物質溶解。而河水平均含鹽分量約〇〇〇九%。終局貯之於海中。

然則河水果為海水鹽分之唯一原因耶？換言之，即在原始時代之海，全不含鹽分耶？但在今日之通說則決不然，在永久海洋，其最初即自含有若干鹽分。蓋從星雲說考察，或從微遊星說考察，至液體之水最初出現於地上為止，由地殼內壓出之水，經過地層，或在高溫之地殼上，反覆蒸發凝結，然後成爲永久海洋故也。

關於海水之成分尙欲有言者，為河水雖非海水鹽分之唯一來源，亦為其主要成因之一。但實際海水成分與河水成分完全不同。如河水之溶解物以碳酸鈣爲最多。



海水則與此相反，以食鹽爲最多。



全鹽分之詳比如下：

	碳酸鹽類	硫酸鹽類	氯化物
河水	八〇 %	一三 %	七 %
海水	〇・二 %	一〇 %	八九 %

此乃受海中所棲生物之影響。生物於海水中攝取各種物質以營其生活，而其中碳酸鈣因係組成骨骼及貝殼之重要物質，故消費最多，死後大部分沈積海底，故此種物質之減量又極大。就海洋底球形蟲軟泥等石灰殼沈澱物分布區域之廣大，及珊瑚島之成立等觀之，亦可想見矣。反之，食鹽一物，除人類外，無攝取利用之者。卽有時利用或起作用，亦不構成沈澱物，復溶解於海水中，故海水中食鹽之量特多。

(三) 海之年齡 海之年齡，卽自海水生成迄今之年數。湯姆孫氏從星雲說，謂熔融地球漸形

成固體地球之後，放熱冷卻以至今日，依冷卻法則計算，約為四千萬乃至一億年之間云。此種計算，係鑄發見以前之事，未將放射性物質之放射熱加入其中，故其立論為現代學者所擯棄。佐力氏由河水及海水中所含鈉量而推算海之年齡。鈉在現今之海洋全體，約重 1.5×10^{16} 噸，由河水每年流入者約為 1.6×10^6 噸。故假定原始海洋中所有之鈉量為現在百分之十四時，海之年齡約為九千萬年。

又由放射能物質鈾變為鉛之速度亦已測定；故擇一極舊時代之礦物，將其中所有鉛及鈾之含有比測定，可推算此種物之生成年代。但水成岩或海之生成，實在此種礦物生成以前。據此方法，諸學者所求得之海之年齡，約在十億年內外。

由以上各方面之推算，故海洋之年齡大約一億年乃至十億年也。

第四節 鹽分之分布及年變

(一) 表面鹽分之分布 海水為一種溶液，故一方有擴散及海流等使世界之鹽分平均之傾

向；他方又有與此相反之作用，使各地海面鹽分生差異之傾向。此雖以受氣象之影響為主，但使海水鹽分稀薄之原因，當然為淡水之增加；雨量甚多之地，多數大河注入之海，及溶解冰水甚多之地方等，其鹽分自減。至使鹽分濃厚之原因，則為水之蒸發。左右蒸發量者，以日曬及風之強弱為主，濕度與氣溫助之。日曬甚強，燥風常吹之處，其鹽分必大。

此種氣象的要素，其影響於陸地者甚大。故附屬海及近海鹽分之差異甚巨。例如世界鹽分最濃之處為紅海之內部，達四〇——四三%。蓋不單日射甚烈，且周圍為沙漠，乾燥達於極點故也。反之，冰溶解甚多之北冰洋，鹽分平均僅二五·五%。若河水流入最多之波羅的海，平均鹽分僅七八%耳。

附屬海及近海之鹽分如上所述，依地方情形如何而發生濃淡之差。若大洋中之鹽分，則無大差異，為三三——三七%；此種鹽分之分布，皆有一定的規律，測定各處海面之鹽分，連結其鹽分相等各點時，成等鹽分線圖，如圖二四是也。由此可易觀察次述各事。

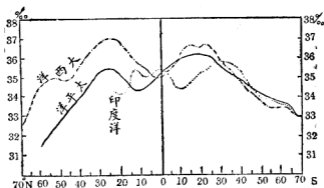
大洋面之鹽分，與緯度及距大陸之遠近有關係；三大洋均係離大陸愈遠，鹽分愈大，南北回歸

線附近之鹽分爲最大；赤道近旁反少；在極地方則更小。更詳細說明之，將各大洋面就緯度分爲每五度之帶，將各帶之平均鹽分求出時，如圖二五所示。

蓋赤道地方之日射固最強，而所謂赤道無風帶，則風少雨多，故鹽分亦比較稀少。反之，回歸線近傍爲貿易風帶，既受乾風常吹，且日射亦與赤道無大差異，故蒸發極盛，鹽分大有增加。至於極地，則冰雪之溶解量甚多，故鹽分較少。

三大洋之表面鹽分，平均如左表所示，大西洋最多；印度洋與太平洋幾相似，而太平洋方面稍小。

各附屬海面之平均鹽分，亦分爲尋常，尋常以上及以下之三種，以供參考。



圖二五 緯度與鹽分之分布

大 四 洋	33.37 %
太 平 洋	34.01 %
印 度 洋	34.81 %
各大洋平均	35.00 %

右表中地中海與黑海則分別計算。蓋地中海以鹽分最多為有名；其枝海之黑海，則鹽分特少也。附屬海之鹽分較大洋稍少之處甚多，故兩者合算時，全世界海面之平均鹽分，約為三四五%

又就海流而言，由低緯度而來之暖流，其鹽分較大，高緯度之寒流則較小。日本太平洋岸之日

尋 常 以 上	紅 海	33.8 %
	地 中 海	38.0 %
	波 斯 海	36.9 %
	加 利 比 亞 海	36.0 %
尋 常	加 利 福 尼 亞 灣	35.5 %
	巴 斯 灣	35.5 %
	英 國 邊 海	34.8 %

本海流系爲三五·〇%；其他各處多爲三三·〇%——三四·〇%；若千島海流，則僅三一·三二%而已。

尋常以下	北 海	34.2 %
	日 本 海	34.2 %
	亞 澳 多 島 海	33.9 %
	中 國 海	32.1 %
	安 得 門 海	31.5 %
	鄂 霍 次 克 海	30.9 %
	白 荅 海	30.3 %
	聖 羅 破 斯 灣	30.5 %
甚 小	哈 得 遜 灣	26.0 %
	北 冰 洋	25.5 %
	黑 海	18.0 %
	波 羅 的 海	7.8 %

(二)深層鹽分之分布 深層海水之調查甚困難，故其觀測結果不若表面鹽分之多，其詳細情形雖不易知，但由大體觀之，確有以下各傾向。

大洋表面之鹽分，雖因地而生之差異頗大，若深達四〇〇——五〇〇呎處，則地方之差異有消滅之概。即表面富有鹽分者，愈入下層則漸減；表面缺少鹽分者，則入下層轉加多。故海底各處之鹽分，大概平均即在三四·五——三五·五%之間。由特氏 (Schott) 之海底鹽分之分佈圖觀察時，乃極簡單；即印度洋與太平洋殆相一致，均在三四·六%內外。大西洋則較此稍多，南大西洋為三四·八——三五·五%，北大西洋平均為三五·八%；三大洋全體平均時為三四·七%，與表面鹽分之平均相差甚少。

若北冰洋之表面鹽分，有僅五%者，有為三〇%者，平均不過二五·五%；而深層之鹽分，則與大洋中之鹽分相近似。據南生氏北極探險時之測定，則千呎之深處為三五%以上，由表面至底部之平均似為三四·八%云。

其他附屬海深層之鹽分，若與大洋之連絡程度甚大，且有充分之深度時，其鹽分亦與海洋底者相似。但若與大洋之連絡口淺狹，深處之水與大洋交通不便之附屬海，其鹽分自然與大洋底不同。惟附屬海海底自身，到處之鹽分皆有均一之傾向。地中海，紅海，波斯灣，波羅的海等，其適例也。

茲將各附屬海由表面達底部之平均鹽分概算表列舉如下，以供參考：

尋常以上	紅海	39.0 %
	地中海	38.3 %
	波斯灣	37.0 %
尋常	加利福尼亞灣	35.5 %
	加利比亞海	35.3 %
	巴斯海	35.5 %
	英國透海	35.0 %
	北海	35.0 %
	北冰洋	34.8 %
尋常以下	亞澳多島海	34.0 %
	中國海	34.0 %
	鄂霍次克海	34.50 %
	白苔海	33.0 %
	安得門海	33.0 %
	聖羅種斯海	33.0 %
甚小	哈得遜海	30.0 %
	黑海	22.4 %
	波羅的海	10.0 %

(三) 鹽分之年變化 一定地點之海水鹽分在一日中非時刻有變化；惟在一年中，則依各種情況而有差異。一日之變化難於分明，而一年之變化則易認出也。鹽分無日變化，即隔數日或十數日亦無大差，故由鹽分之測定，對於決定海水之系統，實為便利。

鹽分之有年變化，乃起因於增減鹽分原因之氣象要素。在海流通過地方，則不僅受觀察地點之氣象要素之影響，而與海流本源地之氣象年變化亦有關係。

在大洋中，欲一年間測定同一處所之鹽分實不可能，故不能得說明年變化狀況之材料。又附屬海及近海之氣象上之年變化各不相同，故鹽分之年變化，亦因地方而異，不可一概而論。茲僅將日本近海之鹽分年變化略言之。

年變化程度顯著者為對馬海峽附近，其中變化最大與最小之差達五%，其他地方均不過有一——二%之微差而已。又年變化於所及深度之影響，僅限於表面下百呎附近；但海峽或系統不同之海水相會處，亦有達二百呎者。

鹽分依季節而生之變化，南部與北部各異其趣。如次表所示：

		冬	春	夏	秋
日本南部	稍大	最大	最小	稍小	
日本北部	稍大	最小	最大	稍小	

其理由：蓋冬季以偏西風為主，南方為乾燥期；北部陸上雖降雪而不溶解，故海水之鹽分稍高。在春季，南部則繼續其冬季之形勢，日本海流勢力亦漸增加，故鹽分最高。反之，北部

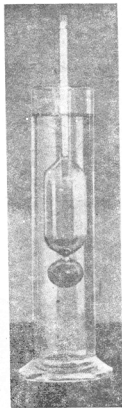
附近陸地之雪溶解，白苔海及其他寒海之海冰亦在晚春溶解，助成千島海流等寒流，故鹽分最小。夏季則奧羽以南一帶爲梅雨期，故日本南部鹽分最小；但北部以無此種現象，暖流增進，寒流減退，結局鹽分最大。及秋季，南北二部，均不受夏季之影響，故鹽分稍小，乃當然之現象也。

第五節 海水之比重

(一) 當場比重及標準比重 海水中溶解有各種鹽類，比較同容積之淡水重；即其比重較大。世界平均鹽分三五%之海水，在攝氏零度時，與攝氏四度之蒸餾水比較，約重一·〇二八倍餘，即比重爲一·〇二八餘也。

能直接測定比重之精密方法，用已知容量之比重瓶裝海水，以天平秤稱之，即可知比蒸餾水重幾倍。然在航行上，此法不易行，故特製一種刻有度數之比重浮秤（即比重計）以測之；惟不甚精密耳（第二六圖即此種比重計）。

比重因溫度而異，即同一之海水，其比重因溫度而有變化，故有指定測量時溫度之必要。簡單



計重比秤浮 六二圖

方法，用 σ 符號表之；其意即溫度 t 之海水與溫度 4 度之蒸餾水相比時之比重也。海洋學上比較各地海水之必要比重有二種：其一為海上當場溫度之比重，謂之當場比重；他一種為將各地海水之溫度變成同一之溫度，以便於比較，其所選擇之溫度，謂之標準溫度，此時之比重曰標準比重。標準溫度，有用攝氏零度者，有用英美之平均室溫一五度者，有用德國附近之平均室溫一七度半者；日本則採用攝氏一五度制，以 σ_{15} 為標準比重。

比重又因鹽分量而異。水溶液之比重，與其中所含鹽分之種類量及水溫有關。海水成分，世界各處均同，故可以鹽分量及水溫，決定海水之比重。為測定此種比重與鹽分量及溫度之關係，從事

研究調查者頗多；其中之最精密可信者爲克紐德森氏之研究。克氏先測鹽分量及氣量與零度時比重 σ_0 之關係，其結果如下：

$$\begin{aligned}\sigma_0 &= -0.093 + 1.8149S - 0.000482S^2 + 0.0000068S^3 \\ &= -0.069 + 1.4708C1 - 0.00157C1^2 + 0.0000398C1^3\end{aligned}$$

其中 S 及 $C1$ 爲鹽分及氣量，係以千分比表之； b_0 爲零度時所有比重減去一之餘數，以千分之一單位測得之物，即

$$\sigma_0 = (b_0 - 1) \times 1000$$

克紐得森氏復將比重與溫度之關係決定，溫度 t 度時以千分之一單位所測定之比重值若爲 b_t ，則得次之實驗式：

$$\begin{aligned}\sigma_t &= (b_t - 1) \times 1000 \\ &= \Sigma_t + (\sigma_0 + 0.13241)[1 - A_t + B_t(\sigma_0 + 0.1324)]\end{aligned}$$

$$\text{但 } \Sigma_t = \frac{(t - 3.98)^2}{503570} \times \frac{t + 283}{t + 67.26}$$

$$A_1 = t(4.7867 - 0.098(85t + 0.00108 - 43t^2)) \times 10^{-3}$$

$$B_1 = t(18.030 - 0.8164t + 0.01667t^2) \times 10^{-6}$$

既得上述二關係式，若知海水之鹽分量，則與之相應之任意溫度之比重，例如現場比重及標準溫度比重等，均不難計算而得之。且小數五位以下之數亦正確。若以之作成表面研究，則更便利；下頁之表即其一例也。

此種表若更精密作成，則在任意溫度測得之比重，可利用之以計算鹽分量，可得一種逆用法。克紐德森氏之關係式，乃一方用比重瓶精密測定比重；他一方又由氯素定量將鹽分量求出，為兩者對照所得之結果。此種關係既已成立，故現今僅由氯素之定量法可將比重測定。前述比重瓶稍有不便之處，而比重計亦稍有不正確之缺點，故現今以氯素定量法為比重測定法之最精確便利方法。即大略之比重測定，可用浮秤比重計；如須精密時，則用氯定量法。

(二) 海水比重最大時之溫度 蒸餾水在攝氏四度時最重，海水比重最大時之溫度 T ，則依鹽分而不同；由克紐德森氏之公式計算時則為：

$$T = 3.95 - 0.286\sigma_0$$

σ_t 度

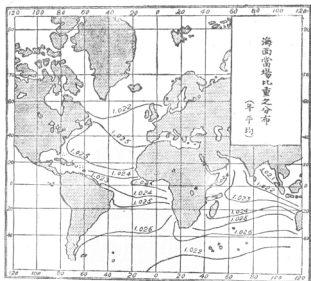
鹽分 \ 溫度	0°	5°	10°	15°	20°	30°
5%	3.97	4.01	3.67	3.01	2.06	0.57
10%	8.01	7.93	7.56	6.84	5.85	3.14
20%	16.06	15.85	15.32	14.49	14.41	10.56
30%	24.11	23.75	23.09	22.16	20.94	18.02
35%	28.13	27.70	26.97	25.94	24.78	2.75
40%	32.16	31.63	30.88	29.81	28.59	25.50

鹽分	最大比重 之溫度 T	最大比重 數值 σ_T
5	2.93	4.15
10	1.86	8.18
20	- 0.31	16.07
30	+ 2.47	24.15
35	- 3.52	28.22
40	- 4.54	32.32

由此種計算，其溫度及最大之值如上表所示。

(三) 比重分布及年變化 換算為標準溫度時之比重，僅與鹽分量有關，其分布及年變化，全依鹽分為轉移。故在海洋學上，標準比重與鹽分量，究有同等之價值。

當場比重，除鹽分之外，尚與溫度有關係，故其分布及年變化，自然由鹽分及水溫之分布變化等所組成。然在大洋，普通水溫之差異較鹽分為顯著，故當場比重受溫度分布之支配者甚



圖二七 海面當場比重之分布

大。當場比重，在高緯度地方，大概較赤道地方大；惟在極海，則因冰之溶解，使鹽分特別減少，故當場比重亦較小。

關於當場比重，實用上尚須考究者有二：一為當場比重之差，乃海流生成原因之一；此當於計論海流項下說明之。一為海水比重之差，影響於船之吃水。水之比重愈大，則船愈上浮；水之比重小，則吃水愈深。故船由河入海時吃水變淺；由海入河時吃水變深。故對於淺水河，如欲溯江上航時，對於此種現象，非充分考慮不可。

第六節 海中之壓力

海中之物體，因負載有上達海面之水柱之重，故深海之壓力甚大。此種壓力，縱令同水深，亦因海水之鹽分及溫度而稍有差異。若為標準鹽分三五%，溫度零度之海，則水深每一〇呎，約增加一氣壓，即深度一〇〇呎為一〇氣壓，四〇〇呎為四〇〇氣壓內外。

密閉空瓶投入深海時，則瓶破裂。若開瓶口使水能出入自由，則少有破壞者。生物之細胞因能

滲透水，故無因受水壓而潰裂之虞。有沈至一〇〇〇呎之深海者，以後提出視之除肺部有潰裂之形跡外，別無異狀。

陸上動物，若由高處下墜，則必跌傷至死。深海之魚則反是，受驚急向上浮時將斃命。蓋深海之魚，有時因受驚急向海面浮上時，因壓力驟變，致氣胞脹大而斃命也。以網捕深海之魚，如提起過急時，皆無生存希望云。

此外與海中大壓力相關聯有應考究之事，即因壓力而起之海水體積減少現象。水雖為極難壓縮之液體，然亦因壓力而稍縮小。標準鹽分三五%之海水，每加一氣壓之壓力，則減少之比，為原體積之百萬分之四十七（約與淡水之壓率九二%相當）。壓縮率之影響，在淺處雖極輕微，若在數千呎以上之深處，則有不可忽視者。愈深則其比重愈大，故壓力之增加率亦大，由布厄爾克涅斯氏之計算，則鹽分三五%之海水，在攝氏零度時，所生壓力與比重如下表所示：

水深 (呎)	壓力 (氣壓)	比重
〇	〇	二八·一三
一〇〇	九·九	二八·六一
一〇〇〇	九九·七	三二·九〇
二〇〇〇	一九九·八	三七·五九
四〇〇〇	四〇一·六	四六·六九
六〇〇〇	六〇五·二	五五·五〇
八〇〇〇	八一〇·五	六四·〇〇
九〇〇〇	九一三·八	六八·一六

故海水若絕對爲不壓縮之物，則由計算，海面當較現在約高三〇呎。

第七節 海水溫度之熱源及水之特性

研究海水時，其與鹽分同占重要位置者爲水溫。在未述溫度測定法及測定結果等以前，先說明海水生溫之熱源，及熱學上水之特性，較爲便利。

海水溫度增高之原因種類似甚多，實則以太陽熱爲唯一之熱源亦無何不可。星與月之放射熱固不足論，即地熱之影響亦甚少，與太陽熱相較，殆無討論之價值。此外海底沈澱物及海水放射能物質，亦有增熱之事，惟無變更海水溫度之能力。若太陽熱全然與海面隔離，則海水或全部冰結，或變爲絕對溫度一——二度之物。地球所受之太陽熱，其使用於增高海水溫度之分量僅一小部分。即在熱帶地方，其送達地球之太陽熱，大半爲氣層所吸收，達海面者，平均僅三三%耳。又送達海面之熱，其9—10復消費於海水之蒸發，故海水之溫度增高之熱量，僅爲大氣上層所有太陽熱之二三%而已。

與水溫問題相關，其尙宜注意者，爲水之性質。水由各方面觀察，其溫度之增高及變低均較難。第一，水於普通之溫度較易蒸發，其蒸發潛熱較他物特別加大，爲五三八卡。故如上述太陽熱之9—10均變爲蒸發熱。第二，水爲萬物中比熱最大之物。所謂比熱大者即加以極多之熱，難使其溫度即時上昇；反之減去極多之熱，難使其溫度即時降下。海水與淡水比較，其比熱雖小，然相差極微，與空氣相比約大四倍。據杜勒氏測得結果如次表所示：

物質	空氣		水				
	比熱	體積	體分	一	二	三	四
比熱	〇・二三五	一・〇〇〇	〇・九五八	〇・四五九	〇・九三一	〇・九二六	
體積							

惟標準鹽分三五‰之海水，較標準狀態之空氣尙重七九〇倍；故海水一體積，溫度降下一度之熱，與空氣三二〇體積上昇一度之熱相等。故太陽光線雖直射海上，海之溫度不若陸地之高；又不以太陽沒落而驟減其溫度。世界最熱之紅海及波斯灣，雖在盛夏，無超過攝氏三四——三五度。

者。本來攝氏之三五度爲華氏九五度。陸上日光所及之地方，有達華氏一〇〇度以上者。故海水溫度上昇之難易，由此可以知也。

第三，水之性質足堪注意者爲其冰點；與他液體比較既不甚低，而其融解潛熱之大，則爲他物所不能及。淡水之冰點爲〇；其結冰時放出之熱量，足使其周圍八十倍之水溫度上昇一度。至於海水之冰點，則較零度稍低，其依鹽分降下之度數如左表所示。即標準鹽分三五%海水，其冰點爲零下二度，其潛熱與淡水略相同。縱在極地雖甚寒，然海水冰結時放出之潛熱量甚多，故能防止溫度之驟變。因是，冬季陸上溫度在攝氏零下一〇——一二度之地方雖甚多，而海洋上之水温，則無降至零下二——三度以下者。

鹽分	冰點
〇	〇度
一五	零下・八〇
二五	零下・三五
三五	零下・九一
四〇	零下二・二〇

第四，水乃熱之不良導體。爲說明其熱之傳導如何不良，故韋革曼 (Wegeman) 氏使海之表

而與溫度三〇度之熱源相接，海水全體最初假定爲零度，而觀察其溫度依傳導向下移動之狀況：結果表面下一〇〇呎處雖過百年，其溫度亦無上昇之事；一〇〇〇年後，僅上昇七度三分。故傳導之於水溫問題殆無考察之必要。

水之第五特性，爲其對於熱線之吸收率甚高。太陽熱之作輻射線直接浸入水中者深僅數呎，其熱全爲此數呎中之水吸收。若果如是，則太陽熱雖射入海水，能直接使其加溫者，僅表面數呎。且傳導熱極緩；故夏冬溫度之差，不至傳達下部。然則表面之熱能移至深處否，此須一加考究者也。

海水中熱之移動，多由海水自身運動互相混合所致。海水混合之原因爲對流浪，及海流等三事。茲先就對流說明之：海面因受太陽熱雖稍膨脹，然以蒸發之故，鹽分濃厚，結果表面之水重而下沈，下部之水則上昇。縱令晝間及夏季之熱膨脹足以防礙鹽分增加之影響；但在夜間及冬日，表面稍冷，則此種對流作用可完全達到。其次爲波浪；風浪最烈時，下部之海水亦受其動搖，亦可使海水混和。惟對流及波浪所起之作用，最深亦不過一〇〇——二〇〇呎耳。熱之傳於全地球海面及傳達於海底者，乃海水實質之流動所致。海面常見甚強之海流固不待言；此外海中依多種原因，有中

層，下層，水平，垂直，及遲速等各種不同之流動。此等海水流動之影響，往後當陸續說明之。

第八節 海面之溫度

測定海面之溫度，乃極容易之事，用表面探水器將海水吸上，以普通溫度計測之即可。惟其時海水與探水器之溫度必須相同，故將探水器暫時置海水中，然後引上；或將第一回所取之水棄去，再取第二次水，將溫度測定。有時將溫度計下部圓球封入一小水筒中以代探水器，稍置海中，再取上而觀其度數亦可。無論何法，其測定海面之溫度甚易；故各國往來海外之商船及軍艦，常規定時刻每日將水溫測定。蓋水溫之調查，與航海上最密切之海流有極大關係。故觀察各大洋海面水溫之結果極多，茲將此種結果綜合說明之。

海面之水溫與其上之氣溫比較時，晝間雖稍低，夜間則頗暖；若將一日平均，則水溫普通約高五——二度。惟此種差異，在暖流上則更甚；若在寒流時，與上反對，其氣溫亦有較高者。

水溫雖在同一處所，亦依晝夜及季節而生變化，即一日變化與一年變化是也。惟其變化起因

海面之水温，其温度最高之月爲八月，最寒之月爲二月；即與陸地氣温之最高最低相較，約遲一月乃至二月。

沿岸海水因受陸地之影響，故年差較大洋面大。就中在淺海有相差最甚者：如渤海灣年差爲二七度，波羅的海亦有達二四度之時期云。日本海及鄂霍次克海，夏冬之差在一五度內外。

其次海面温度分布在世界之狀況如何？圖二八乃就一年中之平均水温所作之海面等温線圖也。

年平均之最高温度，爲紅海之攝氏二九度，此乃受周圍陸地之影響所致。若大洋之最高温度線，則爲自印度洋赤道以北逾爪哇婆羅洲而跨太平洋之二八度線。其最低

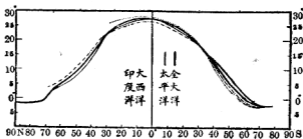


圖二八 世界海面水温之分布

則為極海之零下二度。其他則大概皆由赤道向兩極，溫度漸次減低。而南半球之等溫線，則與緯度平行，為顯著事實。在北半球亦係緯度愈高則溫度降低；緯度每隔一〇度之平均溫度，如下頁之表所示，又各大洋之南北兩半球所有溫度與緯度關係，若以曲線表之，則如圖二九所示。

太陽熱已為水溫之唯一熱源，則溫度依緯度而變化，乃當然之事。其引人注意者，為北半球之等溫線不與緯度平行。雖在同一緯度，大洋東側與西側溫度相差頗大。太平洋大西洋之溫度，均以緯度四〇度附近為界；以南，其西側較高，以北，則為東側較高；故同溫度線均密集於北緯四〇度附近。

在北半球同溫線之有此種特異的分布，因係受海流影響。蓋日本海流及灣流 (Gulf Stream) 二大暖流，向大洋西側北

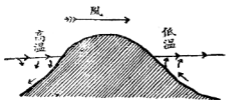


圖二九 緯度及海面溫度

海溫攝氏	北緯
二七·一	〇度
二七·二	一〇
二五·四	二〇
二一·三	三〇
一四·一	四〇
七·九	五〇
四·八	六〇
〇·七	七〇
零下·七	八〇

緯三〇附近流動，由此更向東北而達大洋東側北緯四五度以北；且由極向赤道之寒流，則沿大洋之西側而南下，在北緯三〇——四〇度處與暖流相會之故也。

支配海面溫度分布之主要原因，由上所述，第一為太陽熱之多少，即緯度之高低；第二為海面海流之影響；此外風及由風而起之海水昇降流，亦發生極大效果。如圖三〇所示，由一定方向吹來之風，若繼續稍久，則島之背風方向，表面之水被吹去，其下層之水上昇遞補。然如次節所述下層之水常較上層稍冷，故因上升流而使島一方面之海面溫度較低於他側。在貿易風區域，其差有時在一〇度者。反之其他一側，則風將表面水吹成下降流，向下層



係關之溫水與風 〇三圖

流動，故雖在深處，亦比較溫暖。

第九節 深層之溫度——洋底之水雖在熱帶亦甚冷

吾人已知海面之溫度，更進而欲知深處之水温。其測定方法：第一，採水器之保溫裝置須完全，能將所希望深處之水汲上而測其溫度。惟此時之海水，係由深海大壓力下汲上，因壓力減少而生斷熱膨脹，水温稍低，故欲知海中當場之真正水温，必加以相當之補正。

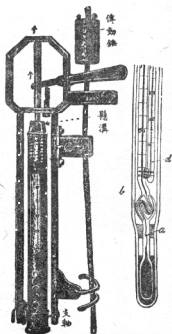
第二，測深海水温之最便利方法，係使用名顛倒溫度計之特別溫度計。其要點為溫度計中水銀絲之一部特別細狹。若加以擊動，水銀絲必在該處分離。將此溫度計裝於一框中，而懸於測深儀之銅線上，使墜入海中欲測之深處，稍置水中後，亦與使採水器蓋落下之環相同，將傳動蓋 (Dropping cover) 落下，可使溫度計急行倒轉，使水銀絲在一定點切斷，而存留於反對之一端。由此種切斷水銀絲之分量，即可由刻有度數之水銀管上將溫度測定。如圖三一乃現今最良之利希特式溫度計；其中 a 為水銀絲之切斷處。此溫度計尚多注意周到之點：如稍近水銀切斷處製一 σ 形之稍大

空處；蓋顛倒水銀計被提上時，途中溫度或較高，有使水銀球膨脹再行落下之虞，故爲此以貯留之。又溫度計若裸置於外部，則因水壓有將球壓縮使水銀絲上昇之事，故將溫度計全體封於一堅

固之玻璃管內。欲使海水傳導敏銳，則溫度計之球與外管之間亦盛水銀。又於提上後，水銀絲之長度依溫度而發生變化，故另附普通小溫度計，此以爲測定當時溫度之用。

綜合由此種測定所得之大洋中溫度可以知下述之事項：

表面溫度雖依地方而生大差異，但此僅限於表層；若達五〇〇——六〇〇呎之深處，則地方的差異甚少；在二〇〇〇——三〇〇〇呎之深處，大洋中各處均爲攝氏一——二度，幾與冰水相



圖一 利希特式寒暖計

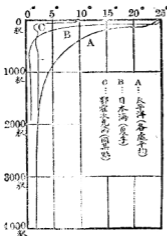
同。雖在赤道下，其海底之泥當取上時，以手觸之，亦感覺其非常冰冷。今察楞澤號在太平洋由赤道向北緯四〇度一帶測得之結果列表如下：

緯度 \ 深度	0	50呎	100	200	300	500	1000	1500
0°—5°N	27.8	—	20.7	10.1	8.0	5.3	2.7	2.0
5—10	27.8	24.3	15.0	9.0	7.6	5.3	2.6	1.9
15—20	26.0	24.6	18.5	11.1	7.4	4.6	2.7	1.9
25—30	23.3	18.8	15.4	11.1	7.8	4.1	2.2	1.8
35—40	20.3	14.5	12.6	9.4	6.3	3.7	2.2	1.8

平均此種數值，將溫度因深度而低減之狀況，用圖表之，如圖三二之A是也。即由表面至一〇〇呎之深處，溫度之差異尙少；自此以下，溫度急變；此種溫度之激變處，謂之飛躍層。及一〇〇〇呎以下，其變化又少；若至二〇〇〇——三〇〇〇呎，則幾無變化。

其次大洋中層之溫度因緯度而生之變化，與表面溫度之分布不同，而與鹽分布則有相似

之處。由前記察楞澤號之觀測表，亦可知之。即四〇〇——五〇〇呎之深層，其溫度在回歸線附近較赤道附近稍高。故在由北極達南極之大洋縱斷面中劃同溫線時，如圖三三中之實線。若單就海面所受太陽熱着想，應如圖中點線所示；實則不然，蓋赤道附近海面之水，因海流不絕移動而去，於是附近之表面水流來補充之；同時下層之冷水亦稍向上昇遞補。此即赤道附近溫度較低之原因。若回歸線近傍，則如鹽分分布時所述之狀，蒸發盛而水之比重加大，故表面之水多下沉，使下層溫度變高。



二 圖
係關之深海與溫水



深層之水海及布分度溫之層中 三三圖

此外由赤道流來之暖流，其一部分向極海進行，遂流入於鹽分較少之極海下層。故在底部，則有一種由極向赤道流動之海流。惟此種底流極緩，大約須數百年始可達赤道。大洋底之水溫度，雖在赤道下部亦甚寒冷者，其理由即在此。極海表面之水雖在零下二——三度，然其海底則與赤道附近無大差，在零度上下，有平均較表面高一度以上之奇象；此事亦可由海水之緩慢循環可了解之。

以後就水溫之日變化及年變化影響所及之溫度及恆溫層等事項述之。

	表面	一〇〇呎	二〇〇呎	三〇〇呎
二月	四·八	六·八	七·九	六·三
五月	七·三	六·四	七·〇	六·五
八月	一三·八	六·九	六·七	六·四
十一月	八·七	九·三	七·九	—
年差	九·〇	二·九	一·二	〇·二

——三〇呎。若年變化則在極深處亦能認出。由實測所得年變化所及之深度為三〇〇——四〇〇呎，亦有達六〇〇呎者。較此更深之層，一年中溫度無變化，故謂之恆溫層。將表面至恆溫層間各層之年變化詳加調查而觀之，年變化普通依深度而漸

減，最高最低之時期，愈深而愈遲。遂至與表面成反對狀態；甚至有夏季最冷，冬季最溫之層存在。例如北歐測定之結果，如表所示。

第十節 附屬海深層之溫度

附屬海表面之水溫，本因緯度及海流等之關係而異；但在某種深度下，亦與大洋相似，其溫度有一定。然所謂某種深度及一定溫度，又與大洋中所有者不同。例如據一九二四年夏，日本觀測之結果，水深二〇〇——三〇〇呎處之海流影響甚顯著，日本方面與大陸方面及中央部雖有十數度之溫度差；但若達四〇〇呎之深處後，海流影響完全消滅，全海底均成〇·五——一·〇度。又在紅海，則深度七〇〇呎以下，其溫度一定，爲二一·五度。地中海則九〇〇呎以下，溫度一定，爲一三度內外。

茲將各附屬海由表面至海底全體平均溫度列表如下。海底溫度較此稍低，故可以意想見之。又將三大洋之平均溫度列表如次，以供參考。

波斯灣	24.0
紅海	22.7
地中海	13.4
巴斯海	12.5
安得門海	10.1
英國邊海	9.8
我國東海	9.3
加洲灣	9.1
北海	7.7
亞澳多島海	6.9
加利比亞海	6.6
波羅的海	3.9
羅破斯海	2.1
白苔海	2.0
鄂羅大克海	1.5
日本海	0.9
哈得遜海	1.0
北冰洋	- 0.7

太平洋	印度洋	大西洋	全大洋
三·七度	三·八度	四·〇度	三·八度

附屬海之海底溫度，與大洋底之溫度，各示獨特之數值。此可由附屬海入口之海床及同深度之外洋中之水溫，

或由附屬海之各層溫度以定之。

如在地中海，其入口為直布羅地 (Gibraltar) 海峽；水深為五〇〇呎。此種水深，在大西洋中其溫度為一二·五度左右。地中海西部，在此深度以下，全部為一二·七度。然地中海東部則為一二·五度；北部之亞得里亞海 (Adriatic Sea) 附近，則為一二度。雖稍有差異，但皆與各地冬季表

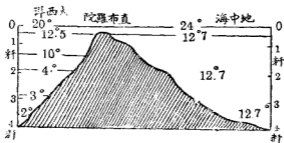
而溫度一致。

附屬海在某種深度以下，其溫度一定之帶，較大洋更爲確實。如圖二B爲日本海之水温曲線，四〇〇——五〇〇呎以下，成爲垂直線。其表層則與此相反，一般年變化最著。故寒帶地方之附屬海表層附近，在夏季寒暖交錯，分布複雜。圖三二之C線，爲鄂霍次克海之水温分布。北冰洋等之夏季，其寒暖水層之交錯更甚。

第十一節 光線射入海中之深度

關於海水成分及溫度各事，已如上述；以後當就海水中光線各問題討論之。

曾作遠洋航海之人，對於海水之澄清及其鮮麗之色，莫有



圖三 地中海深層之溫度

不驚嘆者。就中以熱帶地方之水色最爲澄清，自古有名。例如船停於珊瑚礁附近水深約二〇呎之白珊瑚泥地，則其鏽可由船上望見之；各種奇異魚類之游泳，亦可一覽無遺，蓋光線可完全達到海底也。

惟較此更深之海底，其明暗關係及日光達到之深度，均爲吾人所急欲研究之問題。吾人普通均以水爲完全透明，光可自由通過；惟此僅限於表面薄層間，若水層漸厚，則光線亦漸次將被吸收或散亂，最後使其全部消滅。即甚厚之水層，謂爲非透明體可也。惟透明與非透明，僅就比較上而言；吾人若對於水之透明程度加以考察，將光線所能達深度之大小以表透明度，則得一種比較。

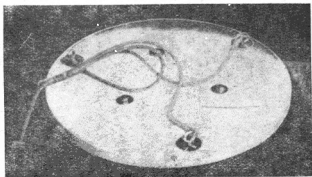
海水之透明度依地而異。沿岸，就中如河口等地方係含泥沙及浮游微生物極多之濁水，故透明度低；至於其他澄清之處，其透明度雖高，然日光能達處極淺。深海之底雖在夏日最強烈光線之下，亦極黑暗，爲永久闕然無光區域，以下當就此點詳述之。

潛水夫潛入海中，據云愈下則愈暗，至三〇呎時，即難見足下所有物體。以光線係從上部射入，故仰觀上部甚明，而周圍則皆黑暗，在五——六呎面前之處即難分辨。蓋散光線雖由從側面亂反

射而來，但若與上部所來光線相較，則極微弱故也。如至岩石之旁，其稍凹處亦若黑暗無底，不敢前進。到今熟練之潛水夫，其潛入深度，最多至七〇——八〇呎時，以光線極微弱，視力不自由，必藉手之觸覺行之云。

各處海中之光線狀況，人不能一一入其中以視察測定；然則各處海中之透明度將如何測定之？使用最多之法爲一塗白漆直徑約三十種之圓板，繫於繩上，與錘同沈海中，而測定其本身有看見時之深度（圖三五）。

普通所謂透明度者，乃由此法所測得之深度之意，此板謂之透明度板，或以創始者之名稱之爲色克板。全世界中實測所得結果，大抵爲一五——五〇呎。熱帶地方離陸岸較遠處，多爲三〇——五〇呎。最高記錄爲六六·五呎，



圖三五 透明度板

乃在大西洋之正中；世界海水最澄清之處爲薩魯加索 (Sargasso Sea) 海（藻海）。

惟此種透明度板法尙未完善：第一，由上部射入光線達水中之白板時，其光力尙強，其在反射而達吾人之目之途中，往返受水之吸收二次，故不能似板不見處爲光線之到達界限。不僅此也，板不見之原因，非光線絕對不由板射來，乃板與周圍之水，其光度相同，不能區別。由赫爾姆霍斯之測驗，則二物體明度之差，任何一方，其相差之透明度在 $\frac{1}{133}$ 以下時，卽不能區辨。故光線射入之深度，較透明板所測者尙深，可由此想像而知也。此外研究實行各種方法以代替此法者亦有之。

斯賓得拉 (Spindler) 氏及蘭格魯 (Wrangell) 氏，暗夜沉入燭光之電燈於黑海，以測其不見時之深度。其結果雖依地而異，惟直接可見電燈光之最深處爲四〇呎，僅見散光之深處則爲六五呎。

其後有用照像乾片置水中而測其光之深度者：福爾氏及其他諸人在地中海所測得結果：則法國尼斯 (Nice) 港外爲四〇〇呎，意大利之加甫利島 (Capri Island) 附近爲五〇〇呎，地中海東部爲六〇〇呎，近來赫蘭德罕孫氏使用感光最快之乾片，在挪威附近之海試驗，其結果爲深

度一〇〇〇呎，曝露一·五時二〇分，尙有感光作用；若達一七〇〇呎，即放置二小時亦不感光。

惟此種照像乾片法，亦不能謂爲完全；蓋同一光線，其感光與否，亦因乾片之感度而異，且與曝露時亦有關係。如上所述之實測數值，在地中海爲五〇〇——六〇〇呎，在挪威爲一〇〇〇呎以上，兩者相較，不能以此即謂地中海之透明度爲挪威附近海中之一半。且其露出時間在一——二小時以上，實難行於大洋，若將時間縮短，即淺處亦難感光。此外可作參考者，爲勒尼亞爾氏用照像軟片裝於自行迴轉之時鐘機械上，使其徐徐旋轉，而測其一日中感光時刻。三月末在地中海所測得結果，爲水深二〇呎處，一日間感光一小時；三〇呎爲五小時；及一〇〇呎處深，則僅於午後二時前後，約有十五分餘之感光。

以上各方法實極簡單，當然難免有缺點。又乾片所易感之光線，與吾人眼中易感之光線，其種類不同；故欲詳論海水之透明度時，非測定光之各波長所有之吸收及散亂不可。此等事以後再述。現僅參酌上述各結果，將光線到達海中之深度，大概示其標準。

即吾人用目力，在設備不甚完全之暗室內，能見物體之距離，平均爲五〇呎前後；若以最敏銳

之乾片久置此種暗室中，其感光度在若有若無之間，不甚明顯時，則其距離為一〇〇〇呎左右。惟此係就大概之平均數而言，當因地而異；例如色克板測定之數值中，有因海不同而差達一五呎至六〇呎，即可知之。

此種透明度依地而異之主要原因，為浮游海中之細微的泥砂塵埃及微生物；概言之，即由濁度之多少所致。縱令取世界最清之海水，苟用光線從側面觀測，其中亦有微細粒子浮游。射入海水中之日光，其在途中漸次消滅者，第一為海水自身吸收光線，第二為浮游微生物及水分子自身所起之亂反射所致。惟海水之光線吸收及水分子自身之亂反射，雖因鹽分及溫度而有輕微之化變，但對吾人現今所測之透明度法，則尚無直接影響。不過浮游微細物之量因地不同，此即透明度發生差異之主原因也。

鹽分之多少，亦間接與透明度有關係；蓋鹽分大之海水，因離子作用，有使濁水中泥砂等迅速沈澱之效，故其透明度自然較高。至如日本近海系統之透明度亦相當高者，乃赤道地方流來之水缺少浮游微細物，非直接由溫度或鹽分高所生之結果也。故在暖流，因溶解氮化合物，其結果微生

物繁殖；或海底噴火，生多量之灰塵浮游海中，故此等海洋之透明度甚小。

最後須注意者，即雖在同一地方，透明度亦因時期而變化。在沿岸淺海，其例甚多。如海水被暴風雨攪盪，及陸地大雨傾瀉後，使浮游泥砂增加，或以其他原因，使微生物繁殖時，均能使透明度低減。

第十二節 光之吸收及海中物體之色彩

如前所述，欲將透明度問題加以詳論，必須將海水吸收光線情形，及因光之種類其吸收有何差異等事項研究之。光之吸收亦以次節所述之色彩之說明為基礎。

實際測定海中吸收光線之狀況者，僅勒尼亞爾氏一人；勒氏因矽元素可由其受光力之強弱，而使電氣抵抗增減，故利用之，在莫拿可 (Monaco) 海岸實驗，假定海面光度為一〇〇，而以百分

水深 (呎)	〇	一	二	三	四	五	七	九	一〇
光度	一〇〇	五二	四〇	三七	三四	三二	三一	三〇	一九

率表示其他各深度之光，如上表所示。

勒氏又以氫及氯氣在暗處雖不化合，若遇光則應光之強弱，而化合有遲速；故利用之以測海中之光量，結果與用矽所測定者相似。其初數積間急激減少甚急，以後則其減少率比較遲緩，此為已測知之事實。

惟以上各深度之光，不僅為上部射來光線中因海水之吸收而餘存之部分，此外由周圍之水及岸壁等亂反射之散光亦混其中。若盡為吸收後殘餘之光線，則其減退必較上表所示者加甚。如斯密特 (Schmidt) 氏在淡水中所測得結果如下。

水深	光 度
〇	一〇〇
一呎	九〇
一呎	七三
一〇呎	五五
一呎	三六
一〇〇呎	一·四

以上係就光量全體而言，惟水吸收光線之程度，亦因光之色而生大差異，即所謂選擇吸收者

是。太陽光線合成色之順序，吾人可由虹知其為紅橙黃綠青紫；其被水吸收之程度亦與此順序相同。其差異甚著，紅之吸收率極大，黃比較小，若青之吸收率更小，僅為赤之 $\frac{1}{20}$ 。各色光之吸收率，據澳夫則斯 (Aufsess) 氏及馬丁 (Martin) 氏等諸人實驗結果，舉示如次：

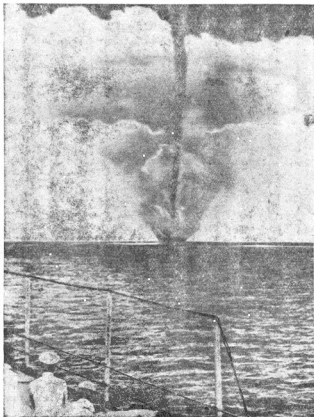
色	波長 (nm)	吸收率 (概)
紅	658	0.320
	613	.291
橙	622	.230
	612	.333
	602	.173
	590	.089
黃	578	.064
	546	.034
綠	510	.012
	450	.010
青	436	.012
	430	.023
紫	415	.035

吸收率為光線通過與其逆數相等之水之厚層時，減少為原來數值之三六·八%；例如上表，光減少三六·八%時之水深，對紅色光線約為 $\frac{1}{0.3} = 3.3$ 呎，對青色光線約為 $\frac{1}{0.01} = 100$

积。此外在理論上，水層之厚若爲等差級數增加，則其殘餘光之強度，依等比級數而急減。

因此，太陽之白光射入海中時，紅色光先爲所吸收，在上部薄層間消失；以後依入海深度之順序，將橙、黃等色消滅，僅青色存留達深海底。即海中所有之光，其性質與陸地不同，因深度而異，故同一物體，在海中觀之，完全與陸地不同。潛水夫每云海中各物均帶青色，白貝等均爲淡青色；綠青色之藻類，在海中觀之，均極鮮艷；紅色之魚藻等則呈黑色。若達三十呎之深度時，則全爲黑暗境，此乃當然之事。蓋物體之有色，乃由日光之各色光線中，將一部反射，其他均吸收；其反射光線之色，即該物體之色。如紅色物體，即反射日光中紅色光線之物體。惟吸收日光全部各色之光線者爲黑色，其反射日光中全部各色者爲白色；故海中缺少紅色光線之青色光與白色物相遇時，則呈青色；與紅色物體相遇時，因無反射光線，故爲黑色。

海水極美麗之色彩，非潛水夫亦能見者，爲意大利加甫利島有名之青色洞，其內部深約五四呎，幅三〇呎，高一二呎，入口甚狹，不過水面上僅留空處約一呎而已。其光線由狹小之洞口射入，潛過甚長之水層，再反射於水面，故洞內全爲鮮艷之純青色，幾如置身於世人所稱之龍宮中。



圖三六 龍卷之景况

第十三節 海面之色

以後當就海面之色論述之。

(一) 海面之標準——水色計 吾人常稱海為蒼海碧海或青海，一言及海，即聯想海之為青色；實則此種青色，亦因海面有差異，有呈藍色者，有為綠而帶青色者，有為青而帶綠色者；在沿海地方則有帶黃色者。惟將此種不同色彩調查研究，以便與他人之研究結果比較，使色彩統一，故特製各種色彩標本，以與海面比較。此種色之標本稱為水色計；普通用者，為有名之湖沿學者福勒爾氏之標準液。其作法先將藥料照下列比例配合成純青色及黃色二液：

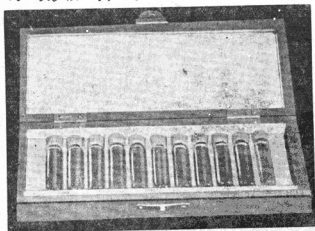
第一液（青色）	硫酸銅	一克
	氨液	五克
	水	一九四克
第二液（黃色）	中性鉻酸鉀	一克

（水

一九九克

此二液若以各種比例混合，則由青而綠，由綠而黃，可得各種不同之色。此等色之號數，即以此混合液中第二液之百分比數目表之。例如第一液之青色爲第零號；第一液九九%第二液一%之混合液，則爲第一號水色；又第一液九八%，第二液二%之混合液，則爲第二號水色。色號碼較少，色與青色相近時，則謂其水色高；號碼大，而愈與黃色相近時，則水色低。此種混合液，均一一密封於小玻璃管中，再裝於箱內，以便携往各處（圖三七）。惟此種液經過時間長久則漸漸變色；故每年須更換一二次。

（註）福勒爾氏之水色計，原係調查湖水時



圖三七 水色計

用之；當其研究勒曼湖時，所用水色之號碼如次：

水色號數	一	二	三	四	五	六	七	八	九	一〇
第一液	一〇〇	九八	九五	九一	八六	八〇				
第二液	〇	二	五	九	一四	二〇	二七			

研究湖水，固皆使用上表；但海水用之水色計，其號碼甚密，對於相鄰二色之差，不易判斷，故普通研究海水之色時，亦用此表。

(二) 水色之分布與透明度之關係 由海岸及船上所見之海色，常依天氣狀況及波浪之形態而異；如天晴無風之日，雖為極美麗之藍碧色，若在陰日，則為灰色。當太陽出沒之際，則常帶紅色及黃色。有風浪處，則全體帶暗色；風之吹來方向之海面，其水色較吹去方向為高。故雷累氏等雖主張海色係由天空色彩反射而成，但天空無反射之色彩，如白雲滿天時，海仍保持其自己固有之色；普通均為青色。學問上所謂海色者，均指其固有之色而言，非由遠方眺望之色也。為防空色之反映，故在船側日陰處，以水色計與海面之水比較，其最完善方法，為用管狀物插入水面，以防外面射來

光線；或用尼氏三稜鏡，使海面反射光線消滅亦可。

由此法所測定之世界海色，大洋之大部分，均為福勒爾標準液之零號至二號之藍色；就中薩爾加索海及熱帶亞熱帶等處之海，其青色艷麗，必使初視者驚嘆。惟寒帶地方之海，或陸地沿岸及附屬海等淺海，其水色較低，多為五號以下帶綠色之海；參看圖三八即明。惟太平洋海色之觀察，其記錄甚少，致不能揭載其分布狀況，乃一憾事。此處應注意之事，為海與透明度

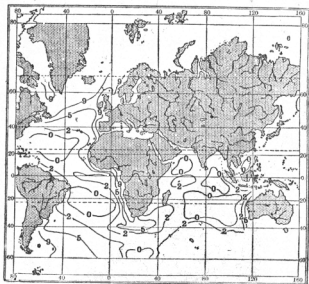


圖 布 分 色 水 八 三 圖

間亦有大關係。透明度較大，澄清之海，均爲水色較高之藍色；若透明度較小之濁水，則爲綠色乃至黃綠色。據探險船伽澤勒號航行世界一周，在各地測得結果如下。惟此係就平均之值而言；在特別地方，有水色較低而透明較大者，亦有透明度較低而水色較高者。

水色 號數	透明度 (用白板)
〇——二 (藍色)	平均 二六·七呎
一——五 (帶綠色)	平均 二三·二呎
五——九 (帶青綠色)	平均 一六·二呎
九——二〇 (綠色)	平均 一五·五呎

(三) 海色不同之原因 如前所述，海色因地面不同，又與透明度有關係，其理由均爲吾人所急欲開問。

吾人由海面向海中觀察，所見之色，乃日光及空中光線射入海中，由海中微細分子及水分子自身反射，再送達於海面之光色。即射入時雖同爲白光，復返海面時，則變爲各種有色光線。故考察海色，必就光通過水中時所受之吸收作用，及遇微細分子所起之反射作用之二方面着想。在水之吸收光線中，有所謂選擇吸收者，其選擇因光之色而大有差異；結果水中之光早已保有各種顏色。即如前所述淺海中白光之外，多混合欠缺紅色光線之黃綠色；較深之海則全爲青色光線。故此

種光線與水中浮游分子相遇而反射時，縱令不受變化能返送而出，但亦因其返送時之深度，使海色不同。浮游分子最多之濁海，光線在淺處即反射，故帶黃色；其微分子不多，光可於稍深處反射時，則為綠色。反之，水甚澄清，微分子極少之海，光由極深之下層反射，故成青色或藍色。即因反射光線之浮游微分子之多少，致透明度有大小之分，使水色有高低之別，此乃普通之說明也。

詳言之：則微分子之反射，亦直接影響於海面色彩。若微分子稍大，且為無色及白色之物時，光之反射為正規反射，各色光均相同，光色不因反射而變化；反之，微分子極少，則成亂反射，其波長較短之青色光，散亂度最大。能與光之波長比較之微細分子，其選擇反射最著；理論上，各色光之反射量，係與波長之白乘成反比例；波長甚短之青色，與波長甚長之紅色相較，其反射能約大十倍。故海面所見之反射光，較之單由選擇吸收者更有傾向青色之形勢。

此處尚有須說明者為水中無一浮游微分子之海，因無使光線反射之物，故甚黑暗。若由拉愛氏之說明則不然；光之散亂，不僅限於不同物質，水亦絲分子構造物，其分子自身，亦將光選擇散亂。薩加索海等最透明之深青色，實皆由水分子之散亂光線所成；可不必假想其為異質微分子之作

用也。此事正與天空之作青色同，以前均謂天空之青色，乃浮游天空塵埃將日光散亂，現今亦謂其係空氣自身分子之散光所致也。

要之，不含異物質之海，乃依水之選擇吸收及分子散光作用而呈深青色。水色最高之海，應爲此種海。惟海中保有浮游分子時，其光度雖增加，但水色則減低。微分子愈多，則送反光線處愈淺，故海色漸次由綠色變爲黃色。若認其僅爲水之選擇吸收，則其青色似覺太深。

以上乃就普通之海色而言；此外變更世界海色之原因有二：一爲海中溶解一種物質，使光線吸收狀態生變化；其他則爲影響反射光色之微分子，保有特殊顏色。據斯普林氏等之研究，海中溶解之無色鐵物質鹽類不生沉澱時，對水色雖不生任何影響。但若有機腐蝕物質溶解達水之四億分之一，則亦能使水色降低；有因量之多少而變爲綠及黃褐色之效力。此事依喇嘛那珊氏最近之調查，似爲螢光性之物，將紫色及青色光吸收變爲綠色光，再將其放散。其他溶解鐵分及石灰分之海，若稍帶沉澱性，必影響於水色。

由浮游生物及泥粒自身保有特殊色彩，使海色生變化者，可無須說明；此可就以下各例知之：

紅海因其南部常有赤褐色之細小漂浮性海藻，名託立柯得斯苗者，羣生其間，致成紅色故名。日本沿海之赤潮，亦浮漂性生物，於一九〇七及一九二一年夏，由橫濱達橫須賀一帶海上，均呈暗紅色，其光景極奇異。又於北冰洋及由北冰洋流來之寒流，其中浮游之硅藻甚多，故呈橄欖色。如北美加利福尼亞灣呈褐色及紅血色，初至此地之西班牙人，有呼之爲朱海者；其南部之血紅色及紅色，乃由撓腳蟲羣棲所致；北部則爲由可洛拉得河在雨期中流入之濁水所成。如我國之黃海，則由永無澄清希望之黃河運來之黃土微粒，致帶黃色。白海及黑海，不以水色得名；或謂白海以結冰成白色，黑海則以海面暴風雨時極黑暗，故有是名云。

第十四節 海中之冰

(一) 冰之種類及其特性 海上所浮之冰約有三種：第一種由海水之凍結而成，謂之海冰。其他則爲由陸地流入海中之冰，謂之陸冰；陸冰又可分爲二種：一爲河冰，其他則爲冰山。所謂河冰，如其名稱所示，係河水結冰流入海中；而冰山則爲陸上冰河與海相接部分破碎而浮於海口者也。

其最奇異者，三種冰之組織各不相同，即就冰之一小塊觀之，亦可知其屬於何種。檢查冰之組織，皆為豌豆大及馬鈴薯大之顆粒狀集合物，各粒中又由極有規則之多數薄片層疊而成。此點在三種冰中均相同；惟粒中薄片之排列，則依冰之特性而異。河冰之薄片排列，均與水面平行；海冰則成直角；若冰山各粒中之薄片，皆非互相平行，對冰面成種種傾斜。如就海冰與冰面平行之切口及與此成直角之縱斷面觀察時，其組織如圖三九所示。一般冰面為薄片之橫斷面，故短線甚多，其縱斷面則成長纖維狀物。

冰之組織依種類而異者，若就冰之生成狀態考察，不難了解也。觀淡水初結冰時，其冰與水面平行，生甚多之烏羽狀薄片，此種薄片集合而為厚冰。至海水則以雪片等為中心，在水面下

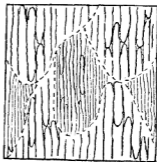
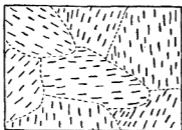


圖 三 九 海 冰 之 組 織

生成薄片，此種薄片相集壓疊而成冰板。又河冰則爲落下之雪，作不規則之堆積，經長年之壓縮凝固，漸次向海中移動，故其組織複雜。

以上三種類之冰，不僅組織不同，尚有各種特異點。如俄國及西伯利亞以北之海，其河冰均爲綠色，較海冰尙堅固。冰山常包藏有堆石；海冰大概保有甚多小氣泡，內貯濃厚鹽分，即溶解後亦不可飲用。蓋海冰亦係一種溶液，其冰結時本應將鹽分與溶解其中之氣體分離，僅將純淨之水結冰；惟因薄片叢生之際，介在其間之濃鹽水爲所堵截，致不能向下方排出，冰結愈速，則此種氣泡愈多。故淡水冰之比重雖爲 0.92 ，海冰之比重則有由 0.85 至 0.92 之各種。

以下再就三種冰分別述之。

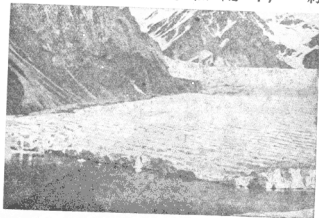
(二)河冰 河冰在三種冰中，其分量最少，規模亦甚少。世界最多河冰之地，爲北美及亞細亞北部之河流，均向北冰洋流動；與海水相較其量極微。在南極地方，無此種河，故無河冰存在。

在亞洲東部，無大河冰，其中稍大者，如朝鮮之大同江及我國東三省之鴨綠江。鴨綠江於十一月末開始結冰，於三月下旬融解；在此期間，成厚約一呎之小流冰，流入近海中。當最盛期，其冰塊成

長爲蛇狀，達日本之西島及椒島方面，其最大者，方約二〇呎，厚一呎以上。

(三) 冰山及其危險 冰河之末端若深入海中，則因浮力而上昇，或受風浪之打擊，折斷而爲冰山。北極地方冰山之發源地，如格林蘭之兩岸；斯匹次北爾根島亦稍產冰山。其形狀極不規則，高出海面約一〇〇呎，若加算入水中部分，則有厚達六〇〇呎者。南極之冰山，係由廣大冰原分裂而成，非北極地方之由谷間流出折斷者可比，故普通均爲扁平形，面積極大，有長五〇——六〇海里者。惟其厚薄則略與北極地方同，高出水面部分，最大爲一三〇呎左右。

淡水之冰，在攝氏零度，其比重爲〇·九二；極海



圖四 〇 冰河之末端

之冰則爲一·〇二八左右。故冰山若爲上下同大之物，則沉降水面下部分之厚爲水面上之八倍；然水中部分實際較上面部分大，故水中部分，似爲水面上之六七倍。

冰山爲航海者之大敵。在暖海中流動之冰山，雖漸次溶解，其近水面部分溶解最多，故深入內部，往往使冰山全體顛覆，不能保持其平衡狀態；或將水上部分崩壞，致成險惡之渦流。船遇此種事變，極其危險。此種事變雖不常見，其因濃霧致與冰山衝突之例，則數見不鮮。歐戰前，英德爭霸海上，當時號稱世界最大之新船太他尼克號，竟與冰山衝突，而沉沒大西洋底。

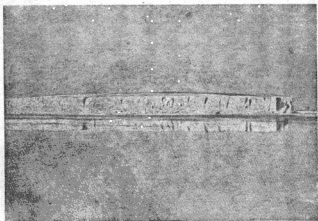
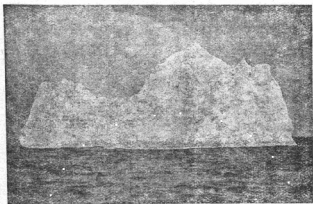
(四)海冰及冰壓 今後當論直接由海水凍結而成之海冰。海水結冰較淡水難，其原因有二：海水因係溶液，鹽分量較多，故冰點較低；又其達最大比重時之溫度，亦與淡水者不同，比較此二點之狀況，表示如下：

最大比重溫度	冰點 (攝氏)	鹽分 量(%)
四度	〇度	一〇
一度	〇·五下	二〇
〇·九	〇·一	三〇
〇·三	〇·一	三〇
二·五	〇·六下	三〇
三·五	〇·九下	三五
四·五	二·二	四〇
五·五	二·二	四〇

海水因冰點較低，結冰甚難；至於達最大比重之溫度，亦與海水結冰之難易有影響，或須加以說明。

淡水最大比重之溫度為攝氏四度，比冰點甚高；故淡水湖在冬季寒冷，水溫未達四度時，表面之水冷而下沉，下部之水則上昇代之，如此循環不絕，以使湖水全部冷卻。但冷卻溫度一旦達四度，若再冷卻則水膨脹變輕，不起對流作用，表面之水不再起變化。以後僅將表面同溫度之水冷卻至零度時即結冰，故比較迅速。惟在風浪險惡處，水為所攪亂，故下部亦有冷卻至二——三度者；若穩靜之湖水，則深處不能降低至四度以下。反之，海水則如前所述，鹽分在二四·七%以上時，其最大比重之溫度，在冰點以下；故海水愈冷，愈易收縮，致重量增加而下沉。故欲使海水結冰，須使底部之水亦冷至二——三度而後開始凍結，其結冰之難，可想而知矣。惟極海深部之水，其鹽分較表面多故重，對流作用不及下部深處，其結冰則較易。

海水較淡水難結冰，已如上述。但在溫度極低之兩極地方，冬季海水亦竟凍結。然有時水溫雖在冰點以下，亦不結冰，即呈所謂過冷卻現象；須以降雪等為動機，而始結冰。海冰皆在容易冷卻之



山冰極北之則規不(上) 一四圖
山冰極南之坦平(下)

海岸附近開始凍結，以後漸次擴張而成廣大之平野，謂之野冰（圖四二）。野冰之厚，最初增加較速，以後逐漸轉緩，如北冰洋雖在嚴冬之季，其增加之厚無達二呎及三呎以上者；即經過五六年，亦僅四——五呎左右。南極海冰較北極尤少，在北極之一半以下。此種冰極難增厚，其原因乃冰爲熱之不良導體，結冰時表面之水雖因冷卻起對流作用，若已成冰，則輕而上浮，滿布水面，阻碍下部水之冷卻。且海水凍結時，其內部鹽分分離，移往下部，故下部水之鹽分增加，致冰點愈低，亦爲妨阻冰層加厚之一原因。

純淡水中之冰，雖因溫度低下而收縮；但海冰則雖溫度降至零下二〇度，亦尙膨脹。由此再下，則漸收縮。其理由如前所述，即海冰中包藏有鹽分之濃溶液滴，溫度若低，其結冰部分雖收縮，而溶液部分之一部則再冰結膨脹。野冰因此種性質，在冬季夜間氣溫



冰 野 二 四 圖

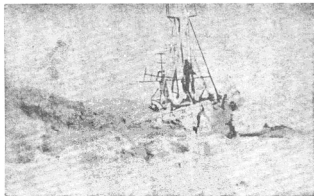
極低時，因冰殼之膨脹而生極大側壓力，致各處生裂罅，折斷重疊，受風浪潮流之作用，而使冰分離。爲多數之浮游小塊，謂之浮冰。浮冰互相衝突，角部崩潰成圓狀物，特名之爲冰餅，就中以南極海中爲最多（圖四三）。

浮冰由強風吹集一處，重疊層積後，後互相凍結，致成高低凹凸形狀複雜之丘陵。此種集積之大冰塊，謂之羣冰，杜絕極地水路，爲探險最大之障礙物（圖四四）。羣冰在北極海爲最多，其浮出水面之高有達五——六呎上下者。遇暴風時，堆積愈多，或互相壓迫，或被擊破，其互相衝突，互相磨擦之聲，與折斷破裂之音響混合，使兩極天地間轟轟之聲震耳欲聾，其悽慘猛烈之情形，有難以言語形容者。通行於冰塊間之船，若爲普通構造者，則必受兩方所加之大壓力而破碎無疑。故南生氏北極探險時使用之福蘭號，其船底形狀曾特別加以研究改造，壓力由兩方壓來時，則船可上昇，以避免破壞。

此種冰塊相互間生大壓力之現象，謂之冰壓。當溫度驟行降低時，即無風亦發生冰壓現象。蓋如前所述，海冰自身亦包藏溶液；且羣冰爲亂雜不規則之海冰破片所堆積，冰片與冰片之間隙中，



餅冰之洋冰南三四圖



號蘭船之門奮冰羣與四四圖

含海水甚多。故溫所再低下時，均凍結成冰，愈見膨脹，由是增加大壓力，此不難推想而知也。

冰塊因風及海流而飄流於不結冰之暖海者，謂之流冰。北極之羣冰，至幾全爲有晝無夜之夏季時，急分裂爲多數冰塊，由格林蘭及斯匹次北爾根島間南下。格林蘭之西側，雖亦稍可通過，然不過爲其通過東側者之 $1/3$ ；白荅海峽則謂其全不通過，亦無不可。

由極地流來之流冰中，以冰山爲最大，其質亦堅固，故漂流之區域亦最廣。南極地方之羣冰，雖以南緯五五度內外爲止境；但冰山則達南緯四〇度，有時亦可發見於三五度之處。由北極地方流向大西洋中之冰山，普通達北緯三五附近。

北太平洋之流冰，爲海冰而非冰山，其規模較小。白荅海北部所生之羣冰，至晚春則南下。惟由亞留西安羣島所脫出者，僅由戡察加東側，經千島北海道東岸，隨千島海流而下，而與千島西岸鄂霍次克海之流冰相較，則極稀少。

冬季之鄂霍次克海，如戡察加島及庫頁島間之北半部，距岸一——二海里處，均爲野冰所蔽，厚約一呎內外。因風之狀況，各處亦有如小山之羣冰成立。此種冰在冬季，由內外海交界處，漸次分

裂而成流冰，在初夏則全部分裂離散，而爲多數之漂流冰塊。庫頁島東岸，則於十一月末卽有流冰，至翌年六月上旬爲止，航海難期安全也。又在千島及北海道北部，其自身雖亦凍結，但較此更危險者，爲由鄂霍次克海流來之東北流冰。由流冰通過之路徑推測，則流冰存在千島之北部者，較南部及北海道北岸爲少。在日本釧路十勝海岸，一二月之最盛期，常見面積達二方海里，高出水面七呎之羣冰，至四五月間始絕跡。

在日本海，則由其北部間宮海峽沿大陸岸達朝鮮元山附近皆結冰，每年須至四五月始融解；其防礙航海時期，則以三月中旬爲限。但日本海中之流冰，則薄而小。

第三章 海水之運動

風波甚多之海濱，早晚均受大波小浪之打擊；即海波不興之海岸，亦有海潮往來。廣大無涯之大海，其間雖無明瞭之區劃，然亦如河水常有海流向一方向流動；故海洋無片刻停留，乃繼續運動者也。以後請述此三種之海水運動。

第一節 波之理論

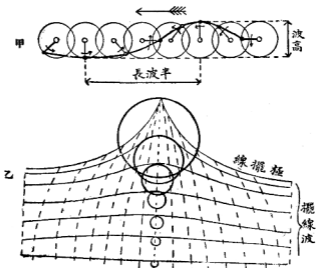
無論池湖河海，凡有水處，均可見水波。吾人對波浪，有時顧而樂之，有時甚覺險惡。因其屬常見現象，故研究之者亦多，其理論亦甚進步。然大海中所起之浪，難於精測，故海波之實際觀測，則尚幼稚。關於海波之說明，須先將其理論究明，然後及海波之實在情形，較為便利。

互相連續的物質之一部，由某原因脫離其原有之平衡位置時，起一種欲回歸原狀之復原力，

由此力之作用，即成波之現象。海上面所見波浪之原因力，以風為主；亦有因地震及海底噴火而起者。若復原力則為重力及表面張力。波長數種以下之微波，以表面張力作用為主要原因，故有謂之為毛管波者。反之，波長數十種以上之波，其復原力以重力為主，故名重力波。本章僅就重力波論之。

重力波由波長與水深之關係而大異，茲就其性質分別述之：

(一) 表面波 與水深比較而波長極短之波，稱為表面波。其運動殆限於表



圖四五 (甲) 表面波與深水 (乙) 表面波與淺水之關係

層間，在稍深處，其分子之運動激減，深處之大部分，幾不受其影響，故謂之表面波。極深的大洋上之風波，均表面波也。

表面波之各水分子，理論上均循圓形軌道運動，惟其前方各分子較後方分子稍遲，故水面生高低，波之高度與軌道圓之直徑相等（圖四五之甲）。此種波成擺線形，故謂之擺線波。擺線之極限，謂之極擺線，如乙圖中最高之曲線是；波頂削立呈尖狀，波高為波長之 $\frac{1}{2}$ 即 $\frac{1}{3.14}$ 。理論上，此種形狀之波亦有存在之可能也。

欲知表面波影響所及之深度，先推定軌道圓之直徑（即波高），如何應深度而漸次減小？如圖四五之乙，即表示此種狀態；深度之增加若為算術級數，則波高之減退即為幾何級數。理論之表面波高為 H 時，則深度 Z 處之波高 H_z ，可由次公式求之：

$$H_z = H e^{-2\pi \frac{Z}{\lambda}}$$

示：

其中 λ 係表波長。依此式計算，深度每增加波長之 $1/9$ 時，其波高約減低一半，即如次表所

波數 (以波之半 數表之)	0	$\frac{1}{9}$	$\frac{2}{9}$	$\frac{3}{9}$	$\frac{4}{9}$	$\frac{5}{9}$	$\frac{7}{9}$	1	2
波高 (比例)	1	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{8}$	$\frac{1}{16}$	$\frac{1}{28}$	$\frac{1}{182}$	$\frac{1}{535}$	$\frac{1}{254000}$

及深度與波長相等時，波高不及表面之 $\frac{1}{500}$ ；深度為波長之一倍時，則僅 $\frac{1}{300000}$ 強；達此種數值後，實際上謂其全無波之影響亦無不可也。故水不必太深，若在波長之二倍以上，其生成之波即可謂之表面波。表面波之傳播速度（C），僅由波長（ λ ）定之，即有

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad \text{之關係}$$

其中 g 為重力加速度。

(11) 長波：較水深稍長之波謂之長波。其情形與表面波不同，即長波之影響下達水底，分子所描之軌道為扁平之橢圓形；且此種橢圓之垂直徑（即波高）與海水深度成比例，由表面向下層漸減小，至底部則為零；但其水平直徑，亦即水分子之水平運動，在表面及下層殆無變化（圖

四六。不僅此也，長波之傳播速度（ C ），與波長無關係，僅由水深（ h ）可決定之，即有

$$C = \sqrt{gh} \text{ 之關係}$$

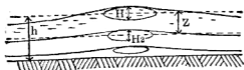
波長若為水深之十數倍以上時，即可使用此式。

在實際問題上，最重要者為表面波及長波兩種；然亦有介在此二者之間波，其速度與波長及水深均有關係，水愈深，波長愈大時，其速度亦大，由式表之如次：

$$C^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \times \frac{e^{\frac{4\pi h}{\lambda}} - 1}{\frac{4\pi h}{\lambda} + 1}$$

其數值則如下頁之表所示。

波之速度問題，所當注意者，不可將波之傳播速度與水分子實質之速度混同而觀之為要。普通人以為波之傳播，即水自身之流動，實則非是。波雖由甚



圖六 波長及水分子之運動

波長	一呎	十呎	百呎	千呎	萬呎	十萬呎	百萬呎
深度	一呎	2.9%	3.13	長	波		
	十呎	3.9	9.31	9.0		\sqrt{gh}	
	百呎	表	12.5	29.5	11.3		
	千呎			39.5	93.4	97.0	
	萬呎			$\int \frac{g\lambda}{2\pi}$	125	293	313
波之速度單位爲(呎秒)							

大速度傳達於遠方，然僅爲表面形之進行；至水之實質運動，如上所述，不過描圓形乃至橢圓形軌道，往復於最短距離間，決無傳達遠處之事。即波之山（即波頂）雖使水分子向前進，但其谷（即凹處）則向後退，與波之進行成反對運動。試觀浮於海面之藻及鷗等，雖因大波之動搖而上下浮動，略呈前後漂流之狀，然結局與原位置相差極微，可以知之。

軌道上所有水分子實質之速度，比波形之傳播速度極緩。例如在表面波，雖最上層之水分子，其軌道運動，亦不過爲波速之 $\frac{3}{10}$ 倍。況進行至下層，波速雖不變，而水分子實質之速度則與軌道圓之縮少成正比例，其遲速相差更大。又在波長方面，波速雖爲 $\sqrt{\frac{3}{10}}$ ，而水

分子之最大速度（波頂或波谷處），若以 H 表示波高，則得次之關係式：
水分子之最大速度 $\parallel \frac{3}{10} H$

故兩者之比，等於水深（ h ）與波高之半（ $\frac{H}{2}$ ）之比。

(三) 因風生波之原因 投石於水，或魚躍水中，固可生波；而風吹水面亦生波。此為極普通之現象，人多以為當然如此，而不足奇。然稍加以考察，亦知其不能簡單以當然二字解釋之。投石於水，最初水面之一部生凹凸，由此凹凸再傳達於四方，當然或亦成波。若對此種波之狀況及傳播方法，加以詳細觀察時，固屬較困難之問題；然投石水中則生波，就常識上言，無疑問也。但由風所生之波，則完全不同；風之方向雖與水面平行，無壓水面之力，亦可生波。縱令風從山上吹下，足使水起凹凸現象，然其所及範圍相當廣，何故使水面生甚多凹凸之短波？由此觀之，謂風能起浪，難得人同意也。有謂風之強度，非始終相同，其間亦稍停息，此即為風波之成生原因；但若僅參照上述諸事，其理由殊難說明。碩學赫爾姆霍斯氏為欲解決此問題，用兩不同之流動體為上下兩層，理論的研究此兩層流體，各以不同的速度而流動之狀態（圖四七），結果上下兩層之速度差異在某種限度以內時，僅見上下兩層滑動；若超過此限度，則接觸面間之安定狀態破壞，遂起波浪現象。假設兩層之厚為 h_1, h_2 ，比重為 ρ_1, ρ_2 ，波長較小時，波之速度 C 可依下式求之：

若波長較液層厚，即為長波時，應如次式所示：

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \sqrt{\frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'}}$$

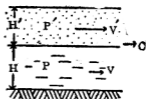
$$C = \sqrt{\frac{gH}{2\pi}} \sqrt{\frac{\rho - \rho'}{\rho}} \times \frac{1}{1 + H/\lambda}$$

此種研究成功後，今日一般學者解釋風能成波之理由，均與此相同；即波最初由此種原因生成，其後因凹凸二部所得風力不同，漸次將波高及波長增大，遂成風波。

第二節 大洋上之風浪

欲說明海上實際所見之風浪，茲先述其測定方法。

(一) 波之測定法 欲在大海中央，實測波之各種數值及形狀，事本困難；其中比較容易測定者為週期，稍難者為波長及速度，最難者為波高。測定週期（T），波長（λ），速度（C）時，用時



波之起所面界體流種各 七四圖

計及羅針儀(圖四八)即(1)測定相連接之波通過船之一點如船首或船尾之時間爲 t_1 ；(2)相同之一波，其通過船首船尾間即通過船全身 L 之時間爲 t_2 ；(3)測定波之進行方向與船首尾線所成之角 θ 即得。惟此時之波，無論屬何種類，均可以 $\lambda = C.T$ 之關係爲參考。此種測法，若船在停泊中，則

$$\text{週期 } T = t_1$$

$$\text{速度 } C = \frac{L \cos \theta}{t_2}$$

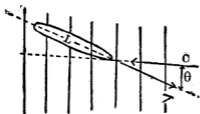
$$\text{波長 } \lambda = C.T = \frac{t_1}{t_2} L \cos \theta$$

如船正在進行中，其進行速度爲 V 時，波之速度，波長及週期，均可依下列各式定之：

$$\text{速度 } C = \frac{L \cos \theta}{t_2} - V \cos \theta$$

$$\text{波長 } \lambda = \frac{L \cos \theta}{t_2} t_1$$

$$\text{週期 } T = \frac{\lambda}{C} = \frac{L \cos \theta}{L \cos \theta - V t_2 \cos \theta} t_1$$



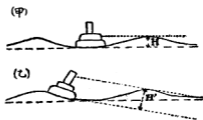
法定測浪波 八四圖

其次爲測定波高之法；從來所通用者係目測法。船在波之凹處時，吾人可由船橋及橋等之頂上，越波頂以望遠方之水平線，至能望見之極限爲止，此時觀測者之目與船之吃水線間之距離，恰與波高相等（圖四九之甲）。惟由此法測得之波高，有過高之虞。蓋船有時未達波谷之水平線上，而在波之斜面，此時所測定之值，如（乙）圖之H，非真正之波高也。

測定波高之第二法，爲用敏銳之無液晴雨計，以測定高度不同時所生氣壓之微差。氣壓相差 0.1 一耗時，其高度約與 1.05 呎相當。

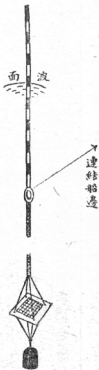
此法若在比波長更小之船則結果雖佳，然在開往外洋之大船，其上下非必與波之峯谷相當，故誤差亦較大。

以上二法，非大波浪，不能實行測定；較小之波時，則用如圖五〇所示之福爾得氏裝置。此係利用表面波之影響不達下部深處，在刻有度數之長棒下，用長繩縛一四方框形帆布及重錘，而沈於



法測目高波 九四圖

水中，由棒上之度數，知水面之上下數值，以計算波之高度。



福爾得波高計 ○五圖

最後爲波形實測法；此乃應用近來發達之照相測量術，在一器械之兩端，裝置照相機二架，可同時攝取二枚位置稍異之照片。以此置於實體鏡中，將照片各部之遠近高低，使成實物顯出，然後以附屬調整器，精測波各部之高距離等。依此法，不僅知波之形，其他如波高及波長，亦可同時測知之。

用此種方法，在海上實測，所得結果如次：

(二) 海波之大小 海洋上因風所成之波，其大小依風之強度繼續時間以及海之大小而異；茲先就暴風時所生之最大限述之。柯爾尼希氏，斯科茲比氏，及巴里氏等，觀測之結果，則地中海中

國海日本海等大附屬海，當暴風時所生大波之因素，如次表所示：

波長 λ	100 呎內外	高 H	6—7 呎
速度 C	1—2 呎秒	$\frac{\lambda}{H}$	20 內外

	北大西洋及北太平洋	南半球
波長 λ	200—250 呎	300 呎
速度 C	17—20 呎秒	20 呎秒
週期 T	11—12 秒	13 秒
高度 H	9—12 呎	13 呎
$\frac{\lambda}{H}$	35—25	35—30

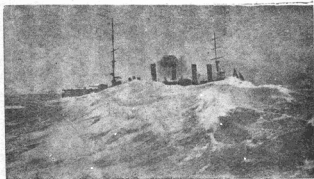
若為大洋之波，則較此更大，就中在最廣之南半球海中為最發達。

以上係就普通之暴風而言，若由特別例外之力颶風等，據相德氏之觀測，則其因素如次表所示：

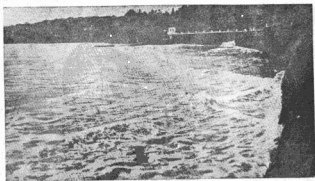
波長	250—400 呎	週期	1.5 呎內外
速度	24 呎秒內外	高度	1.5 呎左右

此或為最大限度之波，速度每秒二四呎，與一時間五四哩相同，一般急行快火車之速度，不過如此。

當颶風之中心，二個以上方向不同之波會於一處，則成所謂三角波者，如角錐狀，向上跳躍，有高達二〇呎以上者（圖五一，及圖五二）；此乃航海者所最畏懼之風浪也。



艦軍之觸奮濤怒潮狂與 一五圖



波角三之起所濱海 二五圖

由以上各表觀之，則海波之長大者，其波長達數百呎，雖可謂最長，但若與深度達數千呎之海洋相較則極短；故由學問上言之實非長波而為表面波也。茲為考察其是否與前節理論一致，故一方將實在之波長週期速度等測定，他方則由表面波之理論式計算比較雙方所得結果，知觀察困難全同。如勾特氏所實測之波速，與由其波長與週期計算而得之值，如次表所示：

位置	風速(比氏所定階級)	實測值				速度計算值		
		波高	波長	週期	速度	由波長	由週期	
大西洋	五	一·〇	呎 三一	秒 四·六	呎秒 七·二	呎秒 七·一	呎秒 七·二	
印度洋	六	二·五	四四	五·四	八·二	八·二	八·四	
南大西洋	六	四·五	六二	六·〇	一〇·二	九·八	九·四	
印度洋	八	七·〇	一三〇	八·八	一四·七	一四·三	一三·七	

又波高發達之極限，若由理論計算，其為極擺線時，約當波長之 $\frac{1}{3}$ ；即 $\lambda = 1H$ 雖能達三·一四之值，惟實際上決無此種高波；風浪雖極大， $\lambda = 1H$ 無超過一五者。

(三)海之大小及風之強弱與浪之關係 波之發達雖知其與風之大小及距陸地遠近有關，至其數量的關係，在理論上則尙不明。惟由各種時期將觀測所得結果而作實驗式者甚多，茲將其中之主要者略記如次：

就波之高度言，雖同樣由大陸吹來之風，但離海岸愈遠，則波愈高。有名之港灣工程師斯替芬氏，由蘇格蘭湖水上之經驗，得一實驗式，即當暴風時爲：

$$H_{\text{波}} = 1.5\sqrt{D_{\text{海}}} + (25 - \sqrt{D_{\text{海}}}) = 1.5\sqrt{D_{\text{海}}}$$

式中H爲波高，以呎表之；D爲波之觀測處，達陸岸之距離，以海里（哩）表之。如D爲三〇〇時，波高爲二四呎，六〇〇時則爲三八呎。

惟此式僅限於大暴風雨之日，風之強度未指定，故在學問上尙欠周密。柏爾根氏更以各種實測爲基礎，不僅由陸岸吹來之風之距離，且按風之強度，及風發動後經過之時間，調查波之增高狀況，得實驗式如下：

$$H_{\text{根}} = \frac{H_{\text{風}}}{\left(1 + \frac{10}{t_{\text{時}}}\right) \left(1 + \frac{1.94W_{\text{根}}}{D_{\text{哩}}}\right)}$$

式中 H 爲波高 (呎), D 爲風吹來方向之陸岸距離 (哩);

W 爲風速 (呎/秒) 以一·九四乘之即爲海里;

t 爲風吹動經過時間 (時);

$H_{\text{風}}$ 爲 W 風所生 H 之最大值, 柏爾根氏之 $H_{\text{風}} = \frac{W}{3}$, 柯爾尼希氏之 $H_{\text{風}} = 0.37W$ 也。其次

波長依風及陸岸距離而增加, 其所增之程度如何? 柏爾根氏復作下記實驗式, 即:

$$\lambda_{\text{根}} = \frac{\lambda_{\text{風}}}{\left(1 + \frac{13.31}{t_{\text{時}}}\right) \left(1 + 13.31 \times \frac{1.94W_{\text{根}}}{D_{\text{哩}}}\right)}$$

式中 λ 爲波長

$\lambda_{\text{風}}$ 爲由 W 風所生之最大波長, $\lambda_{\text{風}} = 12.34W$

波之計算式既求出，則波之速度及週期，可通用表面波之理論式算定；但柯爾尼希謂風浪之速，必較風速遲數海里，勾特氏謂此種遲緩之數值，約當風速之三〇%，故波之速度為：

$$C = \frac{W}{1.32}$$

以上各種實驗式，本非正確，不過表其大略而已。蓋表示同一關係之實驗式，其形因人而異，即實地計算，其值亦各不同。就中對上述波長及速度式，克留墨爾氏甚反對；氏謂由一定之風速吹甚久時，波高雖達一種極限值，但波長（同速度）決無達極限值之事，惟常欲為無窮之增大；且實際調查大洋之波，其速度有比風尤大者；其究竟果如何？

（四）波形及水分子的運動等 科爾徐特氏用照相測量術，攝取實際的波之形狀，加以分析後，所得之波形和圖五三中之實線，與擺線（點線）相較，斜面處稍低，凸處傾斜稍大。



形波之實際

欲觀測水分子之爲圓運動與否；有沈瓶於海底，由其內生之泡或油滴上昇時而觀測其振動狀況者；結果雖知其與圓形運動相近，但欲精確測定之，則不可能。惟科爾徐特氏據波之照片，謂海波之形，既與擺線稍有不同，則水分子之軌道，亦可想見其非完全之圓形，而爲稍帶橢圓形云。

波在海中之動搖，實際所能達深度，亦有製特別器械以測定之者。在四〇——五〇呎深處，其動搖尙大；若大洋中數百呎以下之狀況，在暴風時實難測之，在今日除間接推定外，別無方法。大陸裾傾斜之界約在水深一〇〇——二〇〇呎處，陸上之泥大概在此處沈澱，以形成所謂泥線者，海水因波而動搖細流之限界，即至此泥線爲止；故普通之大波浪，其動搖所及，不能達深至二〇〇——三〇〇呎之下。更由表面波之理論，推論在深度與波長相等處波之動搖，約當表面之 $\frac{1}{100}$ 以下；故波長二〇〇呎，高一〇呎之大波，達水面下二〇〇呎時，水分子之動搖直徑僅在二呎以內，故知在深二〇〇——三〇〇呎處，實爲動搖所及之限度。

惟大洋之中央部，有波長四〇〇呎，波高一五呎之長大波；與波長相等，深四〇〇呎之處，其水分子軌道直徑不足三呎；與波長之一倍半相等，水深六〇〇呎處，減少爲一呎左右。故海上雖颶風

怒號，海浪極大，然在水面下五〇〇——六〇〇呎處，則極靜穩，爲閉寂之世界也。

第三節 近濱波與穩長波

(一) 近濱波 由海岸稍深處傳至海濱淺處之近濱波，亦呈特殊現象。在深海波峯必與風之方向成直角排列，若近海濱則漸與海岸平行，離岸稍遠之波雖極微小，但接近海岸時，波長漸次縮短，波高亦漸次增加，而爲顯著之波峯，次第傾向前方，最後捲倒，將原形破壞（圖五四），此吾人所熟知之事也。

此種現象之發生，乃離岸較遠之深海表面波，當接近海濱淺處時，其波長不因水淺而縮短，其性質仍與長波同。長波之速度與水深之平方成正比，水愈淺則愈遲；故淺處之波較深處之波進行甚遲，間隔縮短，波高漸增，波峯漸與海岸平行，惟週期不生變化。又前方所有之波峯，常爲後部波峯所追及，故波形漸次向前方傾斜，達極限時，即捲倒將原形破壞。關於此點，曾一度被浪激上岸上之水，常沿波之底部向外海逆流，此種倒退現象，亦促成波之捲倒之一。而倒退所成之位置，其水深

大約與波高相等。世界中捲波最雄壯有名者，爲非洲西部之幾內亞海岸。

(二) 穩長波 在海上某處遇暴風時，所起之波中，有波長極長，週期甚緩之波濤，因其速度大，且難消滅，故可脫離暴風發生地點，而傳達至遠方。即在暴風發生處風靜止後，其波長較短之波雖即時消滅，波長較長之波則存留頗久。此種無風處所見之波長較長之波，謂之穩長波。此種波在日本海岸頗多，如在海濱，較在內灣與外海會合處強，至少在一倍以上。在小田原附近，雖爲夏季無風之日，仍有小輪船因此穩長波而不能泊近陸岸者。其他日本之太平洋岸雖無風時，亦可見壯快之近濱波，此亦穩長波到達至陸岸者也。穩長波之規模甚大者，其與海岸衝突時所起之聲，傳達於地面，有時在離岸若干里之內陸，亦能聽見。

在海上若遇穩長波，其傳來方向大概爲低氣壓或爲發生暴風處。據柯爾尼

希氏之研究，傳達遠方之穩長波，非由低氣壓之全部發出，似對於氣壓中心之移動方向，由右側後部象限發生，如圖五五所示之狀。蓋在此部位所起之波，因低氣壓中心之移動，受同一風力之時間

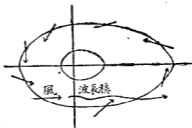


四 五 圖

最久，故波之發達容易故也。

穩長波之波長一般極長，其週期雖遠淺海岸亦不變化，故可試在海邊觀近濱波而測得穩長波之週期；一〇秒固覺其短，大約有達二〇秒乃至三〇秒者。在深海中尙爲表面波時代，週期二〇秒之波，其波長爲六二四呎，週期三〇秒之波，則爲一四〇〇呎。

穩長波不僅波甚長，其形狀亦與普通之風浪不同。普通風浪之波峯爲尖形，至穩長波則較平坦作圓形（圖五六）。最後應注意者，爲穩長波之速度。各個穩長波之前進速度固爲 $C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$



區域生發之波長穩與壓氣低 五五圖

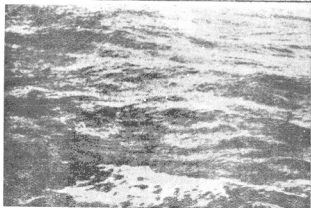
但穩長波所在地，則以此速度之半進行而來。此雖似稍難理解，但表面波除單獨波之速度外，尙有波羣速度。若爲完全相同之無數波，前後連續極多時，即不能成羣；而事實上無論風浪或投石於池面所生之波，常由一局部發生無數之波繼續進行，對於波之所在地，可視爲一波羣。此時就投石於池中觀之，其在池面波羣前部之波，在前進中消滅，而波羣後之新波又繼續而來。故就波羣全體言時，

有波處所之移動，比各個波之進行甚遲，此謂為波羣速度；在水之表面波，波羣速度恰與各個波之速度之半相等，此已由理論上證明之。故從大洋上低氣壓所生之穩長波，其達極遠處之時間等，不用各個波之速度，應以波羣之速度計算之。

波長穩



浪風



波長穩之見所間浪風 六五圖

第四節 定常波港

灣之副振動

(一) 絕壁附近之定常波

海岸若成垂直絕壁，且入水中甚深時，由外海傳來之波，其形狀全與淺斜海岸大異。波被此種海岸反射，與遠來之波起干涉，而成所謂定常波。定常波非其波形進行，乃在同一地點增減其波高，實為一種振動性之波也（圖五七）。反之，其波形向前進行之普通波，則稱為進行波。

在定常波，有沿某直線而水而無上下運動之處所，謂之節。其上下運動最盛處謂之腹。其相鄰二節間之海面，雖全部同時上下，而一節兩側之昇降則恰相反，當一側上昇時，他一側有下降之特性。

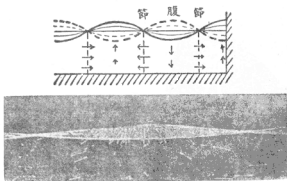
此時水分子之運動如圖中所示，腹處雖全為上下運動，其他則於上下運動之外，有水平運動。此種水平運動，以節為最大。又節腹間之水平流，係由水面漸次降低之方面流往漸高之方面，其流速止於水面上昇或下降之最終點，以水面在平均位置時為最大；與進行波恰相反。

(二) 湖水之定振波 箱中裝水，以適當之速度，使其兩端交換上下振動時，其水面生出小波之外，箱中水之全體，亦依箱之上下振動週期而昇降運動。此亦為一種定常波或稱定常振動，以容器之兩端為腹，上下運動最盛，而箱中央則為靜止之節。其次若驟停止箱之動搖，任其自然，則在若

干時內，其水面尚繼續定常振動；但週期則與最初之週期不同。此後之振動，乃為容器中之水固有之振動，不受外力之週期的影響，謂之自由振動；其受外部週期的力之振動，則稱為強制振動。當強制力之週期與自由振動之週期一致時，強制振動最發達；此時稱為共振。若兩者之週期甚異時，則振動之發達極微弱。

湖中之水，亦因地震，巨風，急雨，氣壓局部急變等原因，而為此種振動。如此湖中所起之定常波，特稱為定振波。西人稱曰 *Seiche*，乃瑞士方言，因最初在日內瓦湖中發見故也。日內瓦湖之定振波，雖曾經福勒爾精細研究；其後就各國之湖沼調查之，無論何處之湖水，皆多少有此種波也。

湖水若成長形，假定其長為 L ，比水深 h 極大時，其定振波與長波之干涉而成之定常波相當；其週期 T 如次：



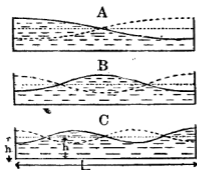
定常波與水分子之運動 七五圖

$$T = \frac{2L}{n\sqrt{gh}}$$

但其中 n 爲定常波之節數。普通之湖水，大概如圖五八 A 所示，只有一節，故 n 與 1 相當者較多；有時則如 B 或 C 所示，有加入二節或三節之振動者。

(三) 港灣之副振動 海灣或河口，亦有與湖水相似之定振波發生；故其水面因潮汐之乾滿而上下昇降之外，均各保有其固有之週期（數分鐘乃至二小時）而稍有昇降；是謂爲潮之副振動。副振動之程度，普通極小，雖不過僅有數厘，然灣之形狀若簡單，且深入陸地者，則特別發達，有時竟達一呎。此種現象最顯著之地，爲日本之長崎。圖五九所示者，卽此種現象最顯著之驗潮曲線也。

港灣之副振動與湖水之定振波對照時，如圖六〇所



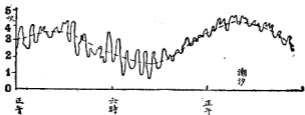
波之水湖 八五圖

示，將湖水截為二部，其截口可視為與外海相連即得。灣口為節，灣底為腹；若灣長為L，則其週期T如次：

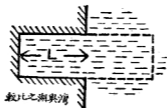
$$T = \frac{4L}{\pi \sqrt{gh}}$$

又其原因雖與湖水之定振波相同，然在港灣方面，尚有外海之大波，或潮汐所起灣口之強烈潮流等，亦為其原因。

在波羅的海(Baltic Sea)岸，當天氣晴和之日，海岸之水有忽然升高一至二呎而呈小海嘯之現象，自古即有名。此恐波羅的海為細長形，其一部受氣壓之



潮沙副振動曲線 九五圖



湖與灣之比較 〇六圖

局部的急變，驟然發生副振動所致，亦未可知也。

第五節 海嘯

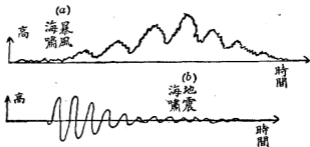
(一) 海嘯之原因及其特徵 海嘯者，乃海水因(甲)深厚低氣壓之驟然襲來；(乙)地震；(丙)火山之破裂等，起大波動而氾濫深入陸地內部之謂也。其激烈者，成高達數呎或數十呎之水壁，如迅雷之奔流而來，洶斃人畜，一切樹木家屋等，當其衝者，盡破壞無餘，又即刻挾此等破片而退卻；其後更一進一退，往返數次，其勢之兇，誠難以言語形容之。

本書為便宜計，稱以低氣壓為原因者為暴風海嘯；以地震及火山為原因之海嘯為地震海嘯；今述兩者之特徵如次：

暴風海嘯，當深厚之低氣壓向陸岸襲來，其低氣壓中心移動迅速時，甚易發生。蓋深厚之低氣壓，不僅有暴風隨之吹動，增加風浪；且因氣壓低下，及風之激吹，漸使平均之海面增高。此時若低氣壓中心之移動迅速，海面之隆起尚未充分全達平衡狀態而其中心位置已早變化，致海水愈不安

定，不得不起極大之震盪。故暴風海嘯，隨時間而漸增，如圖六一（a）所示，非突如其來，海水之大波動驟侵入陸上也。即因暴風襲來，平均海面漸漸隨之上升，同時普通短定期（數秒）之風浪亦烈，更加以數十分之長波動，其達極限時，遂使水位高出堤岸之上，而向陸地奔流。此時恰如滿潮時之狀，其勢力愈大。然低氣壓若已通過，則海面之動搖減衰，固不待言。日本多風暴，故暴風海嘯頗多，我國則少。

其次為地震海嘯：地震或噴火在海底或海岸時，則海面之一部遂陷沒，或隆起，或噴氣，或海底及岸壁崩潰，故有海嘯隨之發生，其理甚明。地震海嘯之特色，與暴風海嘯不同；若地盤本身無昇降，則平均海面無漸次增加之現象。但成爲大災害之大海嘯，其來勢猛急；其水位之變化，如圖六一（b）所示。



圖六一 暴風海嘯與地震海嘯之特徵

又海嘯不論其種類若何，一般離岸較遠則較弱，而在海岸港灣內則甚強；就中地震海嘯雖過其暴威，演成種種慘劇及大災害，而在相離數里之海上，若非直接為震源或噴火頂上，則毫無異狀發生；故漁舟等罷漁言旋時，尙不知禍從天降，無家可歸有之。此種海嘯，以近海岸為最多，就中以港灣中最顯著，日本人稱之為津浪，蓋港津即港灣之意也。

以下所述係以地震海嘯為主。

(一) 海嘯之實例 地震海嘯日本最多，然在日本海方面則甚少，縱有之，規模亦甚小；惟在太平洋方面則甚多，且其規模有甚大者。

茲舉世界最大海嘯之二三例以作參考。

(i) 一七五五年葡萄牙里斯本之大地震，最初海水激退，其次激震繼之，以後經過約三〇分，有高達至二十呎之大波突來，死人十萬，損害極大。

(ii) 一八七七年，在南美智利之伊克海底起地震，最初海水由海岸退落約七〇呎，隨後則有一〇——二〇呎之大波傳來，地方所受損害甚大。此海嘯傳達太平洋各處，日本函館海岸之海水，

亦有一——二呎之昇降。

(iii) 一九〇六年智利大地震，發生海嘯，其勢越太平洋而達日本，致日本之三崎串本等處之驗潮儀，皆受其影響。

以上皆爲隨普通地震所起之海嘯；至於隨火山爆發而起之海嘯則比較甚少；以下所舉，卽此種例：

一七九二年日本肥前溫泉岳噴火，其一峯名前山者裂崩降落海中，故島原肥後沿岸，起大海嘯，死者一萬五千。當時日本人有島原大變，肥後受害之歎。

一八八三年，爪哇蘇門答臘間巽他海峽之克刺卡士亞島大爆發，其破裂之聲，達四五〇〇杆之遠方，致二方里之島，破壞達三分之二，沉沒海中，變爲水深二〇〇——三〇〇呎之海。灰燼遍全世界，空中日色因此變赤。海嘯之大，爲從來所未有，最高爲三〇呎附近，都市森林全爲所毀壞消滅，全世界亦皆受其影響，惟地震則極微弱。

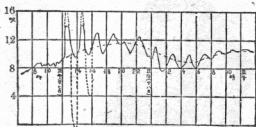
此次海嘯在同海峽之一端巴達維亞港所有驗潮儀之記錄，如圖六二所示，第一波最大，以後

則約隔二小時而襲來一次，繼續襲來者不知若干回。

此等海嘯，與其謂由海底噴火而起，不如謂其起因於沿岸噴火。真由海底噴火而生之海嘯則甚少。有時海底噴火，其程度較輕，海水雖不向陸岸奔騰，然得由航船上見之。此種狀況，恰與水雷爆發相同（參觀圖六三）。

(三) 海嘯之速度週期及波長 地震後至發生海嘯為止之時間，在日本之太平洋岸之大海嘯，大概為二〇——三〇分乃至一小時，一九二三年之關東地震，侵襲伊東熱海鎌倉之海嘯，似為五——一五分。此種時間，均與震源之距離，地震波及海嘯之速度有關，故可為計算海嘯之材料。

計算海嘯之傳播速度時，可先就橫斷大遠距離而來之大海嘯研究之。蓋震源地點及發震時間雖有小誤差，但亦無大妨。



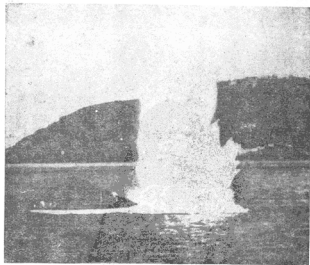
圖二六 克刺卡土亞破裂時所起之海嘯(巴達維亞之驗潮線)

碍也。以前所載實例，大概均與此目的相合。

由種種實例，推定海嘯橫渡太平洋之速度，每秒為三〇〇呎左右，雖極速之飛機亦不能追及。此種速度對於世界大洋之平均深度四〇〇〇呎之長波用速度如次：

$$\sqrt{gh} = \sqrt{9.80 \times 4000} = 198 \frac{\text{呎}}{\text{秒}}$$

由此可知海嘯之爲物，其波長極長，即對於世界之深海，亦可視爲長波，惟上記諸例，乃視爲長波成直線傳達於二點間；若就海圖取其通過各處之平均海深計算時，實際之海嘯，常覺其稍遲。蓋其故或因實際海嘯傳達於二點間時，非成真正直線，其對於深處及容易通過之



水在雷中爆發之狀 三六圖

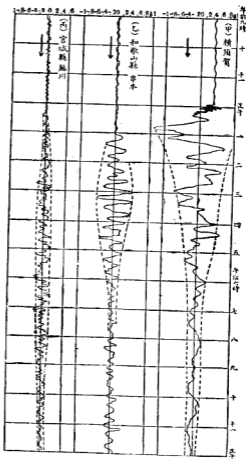
處稍迂迴，故由數學上就平均海深計算之速度，或較實際之平均速度大。

海嘯既爲帶長波性質之波，故進至陸岸附近之淺海，其速度自然漸較二〇〇呎小，隨之而大減；同時波長縮短，波高則大增。

其次爲海嘯之週期。就歷史觀察之，大海嘯發生時，每隔數十分鐘而襲來一次；若更欲精細測之，則不如就海面昇降之自動驗潮儀調查即知之。結果知海嘯乃爲週期數分或數十分有時達一——二小時之一種或數種波動。所謂大海嘯者，乃海水之激烈動搖，巨十餘小時，及其復平靜狀態則需數日也。例如圖六四（甲），爲日本關東大地震時，其橫須賀海軍驗儀上所現之記錄（潮汐部分除外），其主要波動之週期爲三三·五分，在海嘯之最初，有僅數分之短週期波動，更混有週期約二小時之波，至最後亦尙存在。

其所注意者，僅在海岸一點測得之週期，不能即斷定其與該時海嘯全體之固有週期或發生海嘯之海水振動週期一致。蓋海嘯之週期，其原則如次：

（1）海嘯之出發點雖同，但視推進之地點而週期互異。反之



— 70 —

日本關東大地震時之海嘯記錄 四六圖

(2) 同一地點之海嘯週期，無論其為何種海嘯（地震，或暴風）或時代不同之海嘯，其週期常同，且與平常之副振動週期一致。例如日本關東地震時之海嘯，其發源地雖同，其傳達於紀州串本及越前鮎川等地，據驗潮儀所現出之海面動搖，如圖六四之（乙）（丙）所示，在串本之週期為一

九分餘。鮎川則除七·三分之主要波動外，尚有二三·三分之副波動。然在地震前之平常狀態，昇降程度雖小，但其週期在橫須賀爲二二分，串本爲一九·七分，在鮎川爲七·三分及二四分，可見其甚相接近。

因此，海底形狀整齊，海岸線無凹凸之直線的外海，當海嘯發生時，無論何處，或即以同週期爲發生當時之週期亦未可知；但在深入之港灣，其海水平時均以其固有週期而振動，若遇地震或暴風海嘯襲來時，則助長其固有之副振動，增大振幅，故各港灣所發生之海嘯，均各保有其固有之特別週期。

次就海嘯之波長論之。海嘯若由其傳播速度考察時，即在太平洋中央之深海，亦知其帶長波性質，故其波長應甚長，可想像而知之。一般若已知波之速度及週期，則波長亦由此計算而得之；但海嘯之週期，雖同一海嘯，亦因地而異。故在外海之週期，其長短甚難判斷，其程度大概亦與大洋之海岸之週期相似，爲十數分乃至一二小時也。若週期爲一五分，三〇分，及一小時，就各種水深而計算海嘯之波長時，則如下表所示：

水深 (呎)	速度(呎秒)	波長 (呎)		
		週期十五分	週期三〇分	週期六〇分
一〇〇〇	三一	二八	五五	一一〇
一〇〇〇	九九	八九	一七八	三五六
四〇〇〇	一九八	一七八	三五六	七一二
八〇〇〇	二八〇	二五〇	五〇四	一〇〇八

若為同一之週期，則波長自以淺海為短，大洋則最長。例如週期三〇分之波，在水深一〇〇呎時，波長為五五呎；在深達四〇〇呎之外海，則為三五六呎，其橫斷太平洋，僅需昇降數十回而可達到；其長實堪驚異也。

海嘯因屬此種長波，故在沿岸或有高數十呎之大海嘯，然距岸二——三海里之海上，則無何等異狀。故海嘯現象僅限於海岸之小部分；又海嘯雖橫斷太平洋之大海，其勢力不甚減弱而能達對岸，其理亦在是。

(四) 海嘯之初動及最大波順序 地震海嘯之初動，約有二種：即地震後無退水之豫兆，若干時後，忽然有大浪騰空而來，將陸地淹沒；其他為地震後海水暫時減退，然後高浪隨之，繼續為大昇降數回。最初之退水，有時幾可現出平日之投錨地點，然與其繼起之高浪比較，則其量甚小。史上所載之海嘯，多屬後一種，故世人一言及海嘯時，即聯想到海水減退。一般人以為海水退落而起之海嘯，係因海底陷沒所致；而最初即發生高浪之海嘯，係海底隆起或噴火之故云。但就驗潮儀之記錄觀之，未必盡然。同一海嘯，有在某地最初起退落現象，而在他處則以高浪開始者有之。例如日本關東地震，在震源附近之伊豆及三浦半島，其初均見海水退落，此退落現象，以後雖知陸地隆起，亦為其原因，然就橫須賀驗潮儀觀之，陸地隆起，乃在地震後一〇分內外；其以前有短週期而比較規則之昇降，其第一波明表示退落現象。反之，距震源較遠之串本海岸，則以上昇動而開始。更遠之房總半島方面之鮎川海面，則動搖漸次增加，即海嘯由何時發生，殊難判斷。

由上述各點考察時，知不能以一二地點海嘯之初動為上昇或下降，即決定其海底之隆起或陷落。蓋假定以下降動開始之海嘯，或因接近震源，或因海嘯之猛烈，其初次之下降雖甚顯著，若與

其後之上昇動比較，則尙屬輕微，故距震源甚遠，或海嘯弱小時，初次之海水退落愈小，與平日之海面動搖相混，不易認明，故謂爲由高浪開始歟。

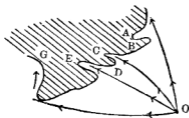
以此等距離及強弱，對於同一海嘯之初動，不僅外觀上之不得直接視爲上昇或下降；且如某學者謂此與裂罅地震依方向而異其初動之現象相似，雖爲同源之海嘯，在距現發地點某方位角間之處，其初動爲下降，而在他一方位角間之處所，其初動爲上昇亦未可知；尙大有研究之餘地云。初動問題就此告一結束，次就海嘯之最大波順序述之。

海嘯有以第一波爲最大者，有第二三回爲最大者。例如日本關東大地震，則以第二波最大。此種最大波之順序，亦因海嘯之強弱及距離而異；距震源近而海嘯猛烈處，第一波最大；若震源甚遠，海嘯甚弱處，以第二三回或數十回後之波爲最大。如就圖六四所示，亦可了然；即橫須賀雖近震源，而在相模灣之內，海嘯甚弱，未達浸入陸上之程度。其最大波之順序，比熱海等地方遲。串本因距離甚遠，以第六波爲最大。至於海嘯更弱之鮎川，則以十數波後爲最大。

(五) 海嘯之高低及海岸形狀 同一海嘯，其高低亦因地而大異。若與海嘯流來方向成正對

面，而又成外開內狹之漏斗狀，且爲淺遠之港口時，海嘯最爲發達。蓋理論上長波之高度與通路之副之平方根成逆比例，而與水深之四乘亦成反比例，故也。反之，海岸成直線狀，而水深亦大時，則海嘯應極微小。如圖六五所示，海嘯由O發生，則其相對成漏斗狀之港灣C，E等處之海嘯最烈；B，D比E則其輕微。又港灣雖同爲漏斗狀，然不正對震源之處如A，其海嘯甚弱，不言而明。如G處有遮斷海嘯進路之半島，海嘯亦弱，但非全無海嘯。此或因海嘯之波長甚大，故一方或由週折而來至G處；又當主海嘯擦過半島時，其內側之水，受海水動搖之刺戟，致發生第二次之副海嘯也。

總之海嘯因地形及水深而生差異，已如上述。南美智利之法爾巴來索，(Valparaiso)因臨深淵，其附近所有遠淺港灣，雖屢受大海嘯之害，惟法爾巴來索則安然無患。又日本關東地震時在狹小之鎌倉灣內，其海岸岩壁上所現海面昇降之程度，在五——六尺以下，不能越過堤防；但沿稻瀨川後其他小川而上之海嘯，則浪高至一倍以



五六圖 海岸線形狀與海嘯強弱

上，較堤防甚高處之建築物均浸水中。

(一) 海震 當地震海嘯發生之時，在海上一概頗為安全，幾不知有此災患，已如前述。但在震源頂上或在離震源極近之海上，亦未嘗不生陷落隆起或渦捲等現象。然普通在震源附近，外觀上無特別變化，僅船底感受地震之影響，恰如船觸暗礁而令人驚駭之例亦不少。蓋海水因地震及海底噴火而受震動，稱為海震；海水發生彈性波，傳達於船體，其性質與海水中之音波相似，同為縱波。故其傳播速度與水中音之速度相等，每秒為一四四〇呎內外。

海震有發音響者。又激烈之時，致使船內之器物顛倒，槳竿折斷，船有因此而沉沒者。

一八九九年三月七日，日本之紀伊大和、大阪等地方有地震，其震源為距紀州海岸稍遠之海中。當時有海船行於其上，感受震動者約一六秒，而船員有被震倒者云。

又如日本關東地震時，亦有軍艦名武藏者，經過館山海面，船員以為坐礁，因登甲板觀察，但不見異狀，均以為奇，及抵橫須賀始知有地震發生云。

以前缺海震智識，故各國船長均信其為觸礁，報告於航政當局，其結果竟在海圖上記入孤岩

字樣者屢有之。近因測深術進步，精測此種孤岩之存在，始知其與事實不符。

第六節 與浪有關係之其他事項

以上已將浪之重大問題述其大概，尚有若干有趣之問題，統歸本節內述之。

(一) 油之鎮浪作用 傾油水面，可鎮風浪，自古航海者均知之；學者中最先加以研究者，則為美國之佛蘭克林(Franklin)氏。佛氏嘗大風浪時，乘帆船出海，繼續傾油於水面，測知其效果甚大。以後學者曾比較調查油之種類及肥皂水等之效能，且研究其作用理由者甚多。在英國之里發普爾(Liverpool)港入口，現今仍由燈臺船傾油海中以鎮浪。至就油之種類而言，動植物油較礦物性油之效力大。

油之息波作用，其理由尚無充分之確說；今則以勒諾爾咨氏等之說為最有力。其說謂油擴散於水面成油層，層愈薄則表面張力愈大，此由實驗可知之。因波之進行，油層遂生厚薄之差，故表面張力亦發生差異，處處發生引力，遂使波勢滅殺云。

鎖波作用，不僅油爲然，卽海藻或碎冰等亦多少有效，不待說明。

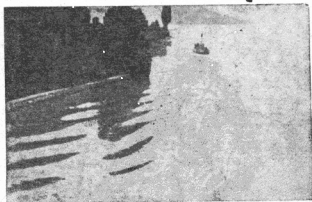
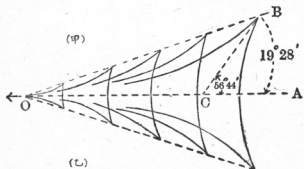
船通過後之遺跡，甚形平滑；由陸上觀之，見其成明瞭之白帶。因船尾所生之小渦妨礙碎波之發生故也。

(二) 船波 船於進行時，生一種特有之波（圖六六），由船之首尾發出，與船身作傾斜之波，固甚明顯，倘更注意觀之，尙有與船進路成直角之波存在。克爾文氏由理論上研究一點在水面滑動時所成之波，其形如圖六六之（甲），角 AOB 應爲一九度二八分。最近由何格那氏又證明角 ACB 等皆爲五六度四四分。

(三) 底波及死水 波不僅生於液體之表面，二種液體相重時，其境界面亦可生波；此種波謂之底波。海中固無界限分明之二液層；惟有時因溫度及鹽分等關係，比重相差而成二層者亦有之。如寒帶地方之海，在冰溶解之季節，或在水量甚多之河口，淡水層與濃鹽水層之區別比較明瞭。此時往往發生底波，界面起昇降運動。惟其速度如第二節波之理論項下所述，與兩層間比重差之平方根成比例；然海中之比重差甚小，故底波之速度甚遲，週期甚長。據南生氏測得之一例，週期僅二

四小時之間，界面之
 昇降為六〇呎，波長
 亦有六〇呎云。底波
 之週期普通均甚遲
 緩，其減衰亦需經極
 長之時間；若因風等
 之作用發生波浪，當
 風停息時，海面之波
 雖隨之平息，而底波
 則劇難中止。

由漁業論之，則
 底波較表面波更為



波 船 六 六 圖

切要。蓋魚類各喜適於生存之水温。水層因底波緩緩昇降，魚類亦隨之而昇降，故捕魚之網及釣線，亦須增減長度始適用。

關於底波尚有應注意之現象：即於重之水層，其比重差甚大之處，船之速度亦有因之而大減者，甚如原速僅四——五海里之輪船，有至不能稍移動者。南生氏向北極探險時，即遭遇此種現象；歸後與愛克曼氏等用模型實驗，遂證明其理由（圖六七）。據此種研究，其所以不能前進者，蓋船之推進機作用，完全消費於底波之製造故也。此種比重急變之層隱藏水面，就船而言，可謂為水面下之隱患，故謂之死水。

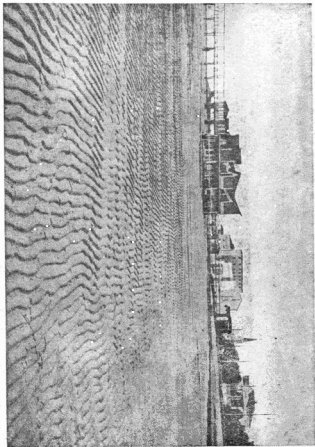
（四）波之遺跡 當乾潮時至遠而淺之海濱觀之，往往見泥沙等排列成波形，如圖六八中所示之狀；此稱為波之遺跡。其間隔不與表面波之波長相等，由砂粒之大小，水之深淺，及波之高低等不同而生變化。

此種砂之集散，或因底部之水隨波蕩動，往復不定，因底部所有小凹凸而生渦，一方將砂推散，他方又將砂積成堆所致歟。



愛克曼氏之死水實驗 圖六七

圖 六 八 波 跡



第七節 驗潮儀

久居海濱之人，均知潮之乾滿，即海面常有週期的昇降。當海面上昇達最高處時，謂之高潮（或稱滿潮）；降落至最低之處時，謂之低潮（或稱乾潮）。水面由乾潮至滿潮爲止，漸漸上昇之期間，稱爲漲潮；反之，漸漸降落之際，稱爲落潮。

若欲詳知此種潮之乾滿現象，非長期正確觀測潮位不可。此種觀測裝置，謂之驗潮儀。普通所用者，爲驗潮柱及自記驗潮儀二種。

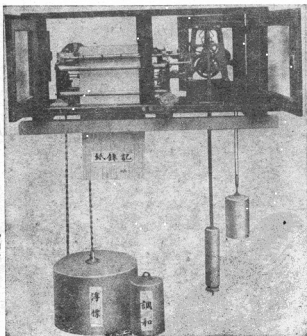
驗潮柱爲最簡單之驗潮裝置，乃一刻有度數之柱，置於海中，此海須在低潮時亦不涸者爲宜。依據此柱，每小時讀取柱面之度數，以觀測水面之高低一次即可。

自記驗潮儀乃晝夜無間斷，不用人力而器械自身能將海面之昇降記錄於紙上。此有浮標式及水壓式二種：

(一)浮標式驗潮儀 此又有克爾文式、理查式及美國海軍式等數種；其構造雖各不相同，而

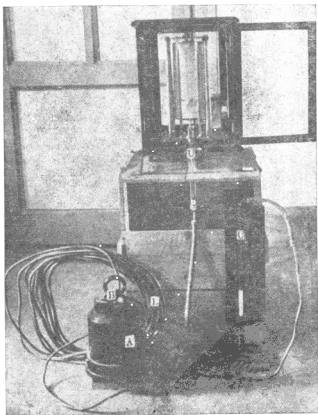
原則則一也。用金屬之浮子浮於水面，由其昇降而自記於紙上。然海面之昇降甚大，若直接畫於紙上，則因潮之高低，有時須用數呎乃至數十呎之紙及器械，因有種種不便；普通均用滑車或齒車等組合而使其縮成十分之一至二十分之一。捲紙之圓筒有直立裝置者，亦有橫置者；而紙則每經一週或一月換易一次。圖六九所示者，乃克爾文式驗潮儀稍加改良之新型。

浮標式驗潮儀常隨風



圖六九 克爾文新式驗潮儀

原



水壓式驗潮儀 圖七〇

浪而動搖；爲避免此種動搖計，在海中立一堅固之圓筒，其下部開數小孔，以便海水出入，或在海岸附近掘井，其底部與海底間用細管相連，使海水可自由出入，而將浮標置此種圓筒或井內；故此式僅可用於固定驗潮所。

(二) 水壓式驗潮儀 利用因海面昇降而海底之水壓發生變化，製成水壓式驗潮儀。其形式頗多，圖七〇所示卽稍變更其形式者，便於攜帶，且使用法亦簡單。

A 爲釣鐘形空圓筒，有重鉛底；以長鉛管 L 與裝有水銀之連通管之一方 C 連絡。連通管之他方 B 有輕浮子。使用此器時將 A 沉於沿岸海底，海水由其曲管 B 浸入，隨海面之高低，壓縮 A 管內空氣。其壓力通過鉛管，達 C 之水銀面。其結果，將 C 內之水銀面壓高，而此水銀面昇降之程度，與潮昇降之程度成比例。於是浮子上之筆卽在紙上作記錄。

第八節 潮汐之現象

(A) 一定地方之潮汐 繼續調查某海岸之潮汐，卽可知下列各事項：

(一) 通例每日潮乾滿二回，由某一高潮至其次之高潮爲止之時間，即潮之週期，雖約爲半日；若詳細觀察之，則平均爲一二時二五分。故每乾滿二回，需二四時五〇分（恰爲月球繞地球一周之時間，即所謂太陰日）；而逐日之高潮時，每日約遲五分。又高潮之時刻與月之運行有密切關係，月球經過觀測地點之子午線後，約經一定時間，即成高潮或低潮。此種時間稱爲高潮間隙或低潮間隙，兩者總稱爲月潮間隙。更詳觀察之，此種高潮間隙亦因月齡而稍有差異。每月之朔（新月）及望（滿月）之高潮間隙，特名之爲潮候率；而半個月之高潮間隙之平均，稱爲平均潮候率；兩者間相差約數十分。

(二) 比較一日間二回之高潮或低潮觀之，其高度及間隙常有差異；此種一日間二回潮之差異程度，稱爲潮之一日差。二高潮中其最高者謂之高高潮，較低者謂之低高潮。同樣，低潮方面，亦有低低潮及高低潮之別。此種潮之有一日差者，蓋主要之半日潮外，尚有以一日爲週期之一日潮存在故也。

再詳細調查潮之一日差時，其差隨季節而變；月及太陽在赤道附近時最少，離赤道愈遠則愈

大；尤以月之影響爲最甚。春分及秋分，日月均在赤道附近，故潮之一日差甚少，潮亦甚整齊。

(三) 潮之高度及時刻，按日稍有變化，惟相隔半月之潮汐則略同，卽其變化以半月爲週期也。其間所有乾滿潮之差卽潮差，依月齡而增減，以成其所謂大潮小潮之別，故此稱爲潮之月齡差。大潮爲潮差最大之潮，每發生於新月及滿月後一二日；小潮則起於上弦及下弦時。

大潮遲於新月及滿月之時間，謂爲該地之潮齡。

(四) 月齡雖同，亦因月在軌道中之位置而潮差發生變化，卽月在近地點附近時最大，遠地點附近時最小。如此月與地球間之距離有差異，致潮汐有變化之事，稱爲潮之視差。其週期爲月球循軌道之一周時間，不足一月。

(五) 潮亦按月漸次變化，但約隔半年而又在月齡之同日，則其潮汐均略相同；惟午前與午後相反而已。例如正中滿月時之高高潮爲午前四時，則七月中滿月之高高潮爲午後四時。

(六) 在相當長期間觀察海面之昇降而得平均之高度，稱爲平均海面；每月取此平均海面觀之，知其一年中依季節而有變化，卽以一年爲週期之變化。

(七)繼續長久觀測，就各年之平均水面觀之，知一般有一九年餘之週期變化。此外有若干地方，其平均水面無週期的變化，有每年漸次上昇或下降者。

(B)各地潮汐之比較 調查各地潮汐而互相比較研究之時，各地潮汐之週期雖同，但其他各現象，則依地而大異，可發見有趣味之事項甚多。

(一)潮差因地不同，其差異極大。在大洋之中央，上述之方法不適用，其潮差雖不明；若與大陸相距甚遠之孤島，其潮差大概爲四〇——五〇呎乃至一呎餘。如在太平洋之塔希提島 (Tahiti Island) 僅有四〇呎；但在同海之馬貴斯及沙漠亞羣島 (Marquesas Islands & Samoa Islands) 則有一至二呎。在日本之小笠原島有一呎附近。大西洋之阿生星島 (Ascension Island) 有四六呎；而在亞佐兒斯島 (Azores) 則爲一·二呎。

大陸沿岸之潮差與海岸形狀及深淺有關係。其與大洋之交通極自由，外口甚大之港，潮差非常顯著；地中海及日本海等入口較小之邊海及內海，潮汐則甚小。世界上潮差最大處爲加拿大東岸凡的灣之內部，大潮之平均潮差亦有一五呎，最大時有達二〇呎者。

(二)潮之一日差，亦因地而異其程度。一日差較少之地方，其潮乾滿兩次，極有規則；而一日差甚大之處，則一日僅有一回之乾滿者頗多。世界中一日差甚大之處為墨西哥灣，馬尼拉灣，東京灣等。歐洲方面一日差普通甚少。

淺海中普通上潮較急於下潮；由低潮至高潮為止之時間，較由高潮至低潮之時間短。又河口及海峽一日有二回高潮，此各高潮更分爲較小之二高潮；又低潮亦有由更小之二低潮所合成者。此種潮謂之雙潮；以蘇格蘭東岸之意河口爲最有名。

(三)潮候率亦因地而大有差異。例如我國上海爲一小時半，廈門僅二〇分，香港爲九小時半。更就世界上之潮候率觀之，則有自零至十二時之種種數值。

然僅就潮候率本身直接比較之，其興趣頗少；若用潮候率而畫同時潮線，則滿潮時各地之狀況一目了然，甚有興趣。此由英國拉波克氏及賀愛爾氏等所首創，在同一時刻所起高潮之各地點，用海圖表之，得若干連結線，即可作比較。太陰時普通以月經過某標準地之子午線之時刻爲零時，其回至原來地點所需之時間即所謂太陰日者，分爲二四等分爲標準，每經過一太陰時而作

同時潮線，如是所成之圖，謂之同時潮圖。惟宜注意者，在陸岸及島嶼之近旁，雖以觀測值為基礎而作成確實之同時潮線，若大洋中，則因未能實地觀測，僅在一種假說之下，由理論推算而繪成，不能謂之確實；故同時潮圖亦因人而異。然陸近傍之同時潮線若無錯誤則實用上亦無何不便。圖七一為最近斯特涅克氏所繪之世界同時潮圖，數字為太陰時，乃以月通過格林威奇 (Greenwich) 子午線之時刻為零也。

各地潮候率若皆相同，則滿潮隨月之運行而保持一定之間隔以前進，故同時潮線常與經度線平行，且隨時刻之進行，由東向西，成等間隔之排列；然事實上與此不符。同時潮線之間隔或僅不相同，或其進行方向大出人意料之外。大洋中之同時潮線為一種想像，暫置不論；僅就沿岸觀之，其由東向西之高潮時，發生遲緩現象者，惟北太平洋日本沿岸及北美西岸而已。在南美之西海岸，高潮向南進，在大西洋向北，至在印度洋則向東進行。

圖七一中同時潮線集合成一點之處，表示潮之高度為零，其周圍之高潮，有旋繞迴轉之特殊現象。此種地點，哈里斯稱之為圓潮路 (amphidrome) 區域。

斯特涅克氏之
世界同時潮圖

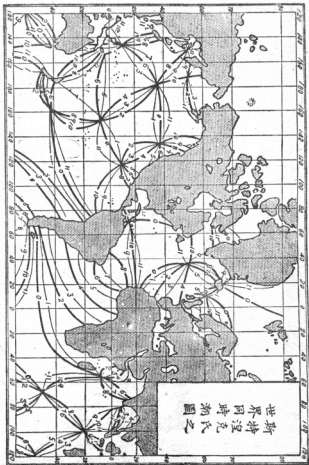


圖 一七 斯特涅克氏同時潮圖

(四)潮齡亦因地而不同，例如日本之千島羣島附近，約五〇小時；本州東岸爲三五小時內外，本州南岸爲二八小時，其南西諸島爲二五小時左右云。

第九節 發生潮汐之原因

前節對於潮之乾滿現象，僅就事實述之；然則潮汐發生之原因果何在？

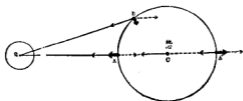
潮汐發達之國，在古代早已知潮汐與月必有關係；然僅知其有關係而已。至牛頓始用萬有引力證明潮汐之原因，乃日月所及於海水之引力，依各地之位置而各不相同所致；因而潮汐現象始得以數理的方法研究之。牛頓之理論，如後所述，以之說明地球上各地所起複雜潮汐之實狀，雖不能謂爲完全，然以之說明潮汐發生之原因力，則確爲無疑之定論。

故潮汐之起因爲天體之引力；且其引力依地球上地點而有不同。假若月及太陽所及於地球之引力各處皆同，則結果地球全體各部分均受同一引力，不過使地球全體起同一之運動，而地球各部相互間應無相對的運動發生，即無潮汐作用可見。然依據牛頓氏之萬有引力定律，引力與物

體之質量成正比例，與距離之二乘成反比例；故日月及於地球之引力，依地點而各不相同。

圖七二係單就月之引力作用着想，月之垂直線下之點A，距月最近，引力較地心C大，其反對方向A'距月甚遠，引力較地心C小；其他任意一點B之引力，則為A及A'之中間值；惟方向則皆指向月。此等作用於地球之引力中，其僅與地心C之引力相等時，不過單起與地心吸力相同之運動；故減去此種引力所得之剩餘，則起潮汐，——即對於地心或在固定位置之地殼上所見海水之相對運動——稱之為潮汐力。故知潮汐力者，結局為作用於海水各點之月之引力（圖中細線），與地心作用力反抗之力（圖中點線）相合而成之合力（圖中粗線）也。

由此方法，調查地球上潮汐力之分布，如圖七三所示之狀。潮汐力之大小比例，如圖中之數字所示。潮汐力之方向，在月之直下及正反對地點則向上方，而與此相隔九〇度之大圓上則向下方；其中間之點則



明說之沙潮

二七圖

成斜方向。

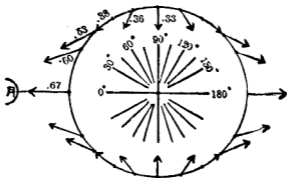
此種關係在太陽亦相同。

以上已說明潮汐力存在理由之大概；尚有應說明之各事如次：

第一，潮汐力與天體之質量成正比例，與距離之三次成反比例。如天體之質量為 M ，由地球中心起之距離為 r ，地球半徑為 a ，萬有引力之常數為 K ，則在天體直下之地點之潮汐力，得以次式表之：

$$\frac{K}{(r-a)^2} + K \frac{M}{r^3} = K \frac{M}{r^3} \left\{ \left(1 - \frac{a}{r}\right)^{-2} - 1 \right\}$$

此可由以上所有說明知之。然因 $\frac{a}{r}$ 甚小，故將 $\left(1 - \frac{a}{r}\right)^{-2}$ 照二項定理展開後，將 $\frac{a^2}{r^2}$ 之二乘以下略去，亦無大差。



布分之力沙潮 三七圖

$$\text{在天體垂直線下之潮沙力} = K \frac{M}{r^2} \left\{ 1 + 2 \frac{a}{r} + 3 \left(\frac{a}{r} \right)^2 + \dots - 1 \right\} = 2K \frac{Ma}{r^3}$$

即與 $\frac{M}{r^3}$ 成正比例。地球上與天體恰成正反對之地點，亦可準此計算之，其值完全相同。在其他地點，計算雖稍複雜，但在天體之天頂角（天體之方向與該地垂直線間所成之角）為 Z 之地方之潮沙力，若分為水平及垂直方向，則得二力如次：

$$\text{水平分力} = \frac{3}{2} K \frac{Ma}{r^3} \sin 2Z$$

$$\text{垂直分力} = 3 K \frac{Ma}{r^3} \left(\cos^2 Z - \frac{1}{3} \right)$$

凡與天頂角相等時之潮沙力，亦皆與 $\frac{M}{r^3}$ 成比例。

太陽與月較，其質量雖極大，因距離非常之遠，故結局其潮沙力不及月之二分之一，其比例如次：

$$\frac{\text{月之潮沙力}}{\text{太陽之潮沙力}} = \frac{2.2}{1.0}$$

$$\frac{\text{太陽之潮沙力}}{\text{太陽之潮沙力}} = \frac{1.0}{1.0}$$

第二應注意之事，爲起潮汐作用時，其潮汐力之垂直分力與水平分力中，以何者爲有效普通之思想，以爲垂直分力有效，但事實則與此相反。今就月之潮汐力說明之：垂直分力雖以月之垂直線下及其正反對之點爲最大，然不過與地球之平均重力之 $\frac{1}{3640000}$ 相當，其量極弱小。結局此力可使重力之值生變化，惟其變化甚微，雖今日最精密之器械亦難發見之。又水平分力亦極小；雖以月之天頂角 $\frac{1}{4}$ 五度或一三五度之點爲最大，然亦不過爲垂直分力最大值之 $\frac{1}{2}$ 而已。但在水平方向無外力作用，故雖有小力，其影響亦甚顯著。即潮汐之水平分力作用於重力，遂使垂直方向起變化（圖七四）。

其量雖微，不能超過五十分之一秒；然用敏銳之水平振子，亦可測得之。潮汐力之原因已如上



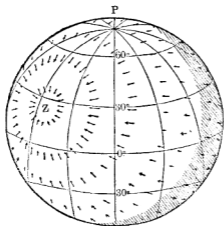
述，而潮汐力之垂直水平二分力，對於海水有何作用，茲試說明之。先就垂直分力而言，其對於被極大重力吸引之海水，僅以其 $\frac{1}{3640000}$ 之微力而反抗之，欲發生效力，使海水上昇，可謂決不可能。

之，水平分力乃作用於無外力作用之方向，其力雖甚微小，然能使海水起水平運動使海面隨垂直線之變化，而常欲與之成直角之傾向；結果某處之海水高漲，某處之海水則低下。

在此種潮汐力中，其發生效力者，以水平分力為主；故將水平分力在地球上之分佈及其在某一地點之變化狀況，用圖表之，不無裨益也。圖七五為月正在Z點上之水平分力分布圖；圖七六示在一定地點之水平分力隨一日中各時間發生變化之狀況。數字為月通過該地子午線後之太陰時，此時之水平分力，則由大黑點向記有數字各小點連接所成之直線表之。

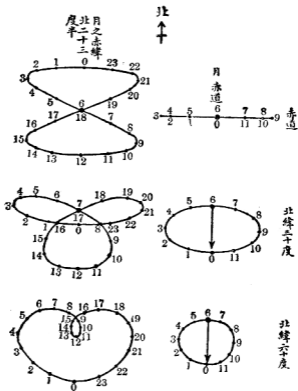
第十節 潮汐之理論

前節所述之潮汐力，其起潮之狀果如何？此種



五七圖 水平潮汐力之分布

問題，古來有種種學說，已經過幾多之變遷。其主要者如次：



水漸平沙之力之一日變態 六十一圖

(一) 牛頓氏之平衡說

(二) 拉普拉斯氏之運動力學說

(三) 亞立氏之溝渠說

(四) 哈黎斯氏之定常波說

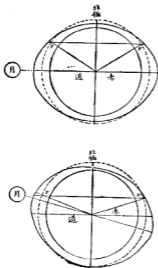
以下順次將此等學說分述之。

(一) 平衡說 牛頓氏以爲海水受天體潮汐力之作用後，即追隨之以保持其平衡狀態；換言之，即以爲海面對地球自身之重力與潮汐力之合力方向即對垂直線常成直角。是即爲潮之平衡說。依此說，海面因受月及太陽之潮汐力之作用，成爲旋轉橢圓體，其長軸應在天體與地球中心相連結之直線上。故在天體之直下及與此成正反對之點，海水最高；與此成九〇度角之地方則最低。由月所起之潮曰太陰潮；由太陽所起之潮曰太陽潮。兩者之比等於其潮汐力之比。太陰潮爲太陽潮之二·二倍。吾人地球上之潮汐，乃由此二者所合成者也。

此種平衡說，與第八節所述之實在潮汐對照，其一部雖與此種說明相合，然一部則難以此說

說明之。

與平衡說之說明一致者，為潮汐現象所有之各種週期。即潮汐之主要部為半日潮，一太陰日應有乾滿潮二次；此外更有一日潮，生成所謂潮之一日差，且其差應在月之赤緯下起變化；又以半月為週期而應有大潮小潮之別等是也。今就圖七七將各事簡單說明之。在地球上之任意一點P，及其反對位置之P'點，因地球之自轉月通過該二地子午線時，有二回高潮。且此二回高潮，當月在赤道上時，其潮全相同，而無潮之一日差現象；若月不在赤道上時，此二回高潮之高度不同，而月時為高高潮，其反對時為低高潮，即應生潮之一日差現象，觀圖即知之。其次大潮小潮之發生，乃由太陰潮與太陽潮互相加減所致。即在新月滿月時，太陽與月及地球在一直線上，故兩者之作用相加而成大潮；反之，在兩弦之時，月與太陽對地球



圖七七 半日潮與日一

成直角，故兩者之作用相減，遂成小潮。其比例如次式所示：

$$\frac{\text{大潮}}{\text{小潮}} = \frac{2.2+1}{2.2-1} = 2.7$$

惟按平衡說，則潮之高度與高潮時刻不一致。第一依平衡說計算之潮差過小。依潮差計算之，太陰潮之最大處之潮差爲五五厘，太陽潮爲其 $\frac{1}{2}$ ，即僅二五厘，與實在之高潮相差甚遠，難於說明。又太陽潮與太陰潮之比，半日潮與一日潮之比等，亦與平衡說不合。此外實際之高潮時，與月通過子午線時不一致，一般有所謂潮候率者，相隔六小時之處，即月在地平線時，始生高潮之處頗多。又以半月爲長週期之潮，亦與平衡說所示之高不同；又有所謂潮齡者，其時刻亦變遷。

實際之潮汐不能與平衡說一致者，蓋水有惰性，又有摩擦作用，不能即隨潮汐力運動；且地球表面有不規則之陸塊，海中亦深淺不一樣，遂妨礙水之移動故也。惟大湖之水，或如地中海等，因與外洋之潮汐無關，在比較深之小區域，其潮汐與平衡說一致。

(二) 拉普拉斯之動力學說 若潮汐不能以力之平衡爲論點之根據，則海水必爲受力作之作用而運動，即應以動力學的解釋說明之。潮汐爲水面之昇降，即可視爲一種波動，稱之爲潮浪。

由動力學研究潮汐之元祖爲拉普拉斯氏；拉氏欲使此問題簡單化，故假定地球表面全體無陸存在；且同緯度之海水，其深度亦假定相同；則潮汐乃此種海受日月之潮汐力而生強制波，環地表週轉云。此種學說由數理上所得之結果，發見次述事項：即在低緯度地方，月通過子午線時，反應成低潮；月在水平線上時應成高潮；在高緯度區域之極地，則如平衡說所示，月當通過子午線時，成高潮；而其中間之某緯度，則完全無潮。不特此也，潮之高度一般比較平衡說所示者高數倍；若海全體之深度果相同，則一日潮消滅，不生潮之一日差；惟自赤道至兩極若水深漸漸變化，則隨此變化，當有一日差之發生也。

如日本之太平洋岸各處，其潮候率在六小時內外之處頗多，在歐洲方面，潮之一日差甚小；又實際之潮汐，大概比平衡說所示者爲高等事項，由此說均較易說明，實潮汐學上之一大進步也。

惟拉普拉斯之理論，乃綜合地球全面之水之運動而計算得之結果，其說頗難理解；加以月通過子午線時能成高潮者僅限於極地，其他各處反成低潮之理，拉氏則歸之於潮汐爲波之故云；是與更簡單之亞立氏溝渠說亦相同，故其說從略，併入下項說明之。

(三) 溝渠說 拉普拉斯氏說，係假定地球表面全無陸地存在，故實際上不能與沿岸各處之

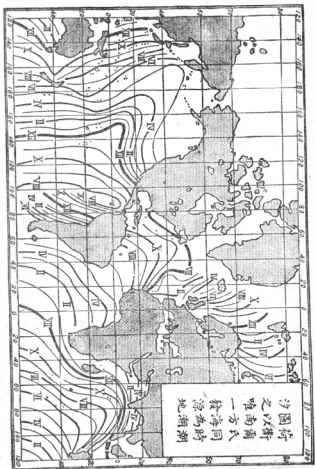
潮汐一致。於是亞立氏以爲海之各部爲地球上之溝渠，就其中所起之波動，而說明潮汐之狀況。先假定沿緯度有完全環繞地球之溝渠狀海，此海受月之潮汐力，爲週期的作用而生波，月以太陰日即二四時五〇分繞地球一周，假定在其垂直線下及與之反對之經度地方爲高潮，成一種潮浪，其波長爲全緯線之半，且其速度恰如以太陰日相同之時間繞緯線一周。惟此種長大之波爲學術上之長波，若不受潮汐力之支配而作自由波，則其速度在海深爲 h 時決定之，應爲 \sqrt{gh} 。然此 \sqrt{gh} 在平均深度四〇〇〇呎之海中每秒爲二〇〇呎左右，故其速度，在低緯度地方，決不及月之潮汐力在緯度上進行之速。然緯度愈高，則緯線愈短，而潮汐力繞行此緯線一週之時間，則有一定，仍爲二四時五〇分。故潮汐力傳播之速度，在緯度愈高地方則愈遲，在某緯度地方，其潮汐力有恰與 \sqrt{gh} 相等者。在高緯度之極地方，則波之自由速度反比潮汐力之速度大。

溝渠內所生之潮浪，雖依其自由速度 \sqrt{gh} 而進行，然其後潮汐力之繼續作用，不令其自由進行，有使其與自身同速度而前進之傾向。此時，在波動理論上，波之速度遂與強制力之速度一致；但

其位相則應波之自由速度及強制力速度之大小而有差異。即波之自由速度較力之速度大，則波被牽制力之作用，與波之高低一致。反之，波之自由速度若遲於強制力時，則波常在強制力之後，波之位相全成反對。故以之與溝渠內所有潮汐對照時，在極地方之溝渠內，恰如平衡說所示，高潮雖與月之通過子午線時一致，然在其他一般低緯度之溝渠，則高潮反於月在地平線上時發生，月通過子午線時反成低潮。

亞立氏更就沿經度線之溝渠或不能環繞地球一周而被陸地所阻之溝渠內之潮浪研究之；或在其他海洋所起之潮浪，由溝渠一端傳來之狀況等，亦加以研究。

再就實際之地球海面觀之，大陸島嶼如星列棋布，幾無真正環繞地球一周之海。惟通過南美南端，沿南緯六〇度附近之海，幾可視為環繞地球一周；此處實為發生強大潮浪之溝渠。而兩端被陸地遮斷之海，受潮汐力之作用，遂斷定其決難成高潮。即此南方之海面為世界潮汐之唯一發源地，而其他地方之潮汐，乃為自由潮汐之速度 \sqrt{gh} 而傳播；由此算出世界各地之高潮時，以說明潮候率有由零時至十二小時之種種變化。如圖七八乃荷衛爾氏之同時潮圖，乃其一例。

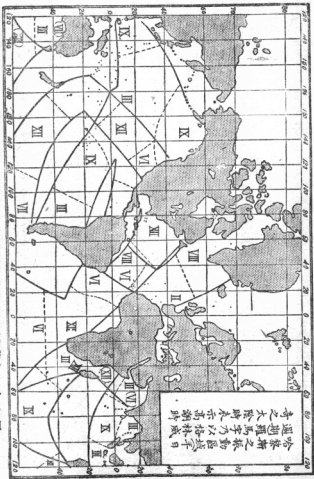


荷以衛爾之唯一發源地圖潮時同氏照附寄 八七圖

大西洋兩岸之高潮，如前所述，係漸次由南向北移動，故對此見解雖相合，惟其進行速度，未必單以 \sqrt{gh} 而前進。至於太平洋及印度洋等之潮汐則非全由南向北行。故以南方海面為唯一之潮汐發源地，到底難說明世界各地之高潮時；況潮之高度耶。

(四) 定常波說 如前所述，僅就向前進行之波考慮，欲說明實際之潮汐，事甚困難；故美人哈里斯氏等，則以為大洋中之潮汐，乃由潮汐力所生之海水中之定常波。在亞立時代根據武斷之想像，以為兩端被陸隔斷之海面，不能發生強大之潮汐，然詳加研究而觀之，則未必盡然。雖在受陸地制限之海面，其自由振動週期約為半日或一日，與潮汐力之週期相接近時，海面起顯著之振動，或成與潮水之定振波相似之定常波。此為哈里斯氏之着眼點，哈氏依據海圖，將各大洋中兩端被陸遮斷之矩形或三角形梯形等之簡單區域，且其自由振動週期與半日或一日相近者尋出，名之為振動區域（圖七九）。例如北太平洋中由亞拉斯加經日本至呂宋之線，與由亞拉斯加至南美哥倫比亞之北美海岸，及呂宋與哥倫比亞之連結線，所圍之大三角形，由海深計算時，理論上之週期，恰與半日相近，而成為大振動區域。圖中點線為定常振動節之位置；又其中羅馬數字，乃以太陰時

哈祭斯之振動區域十日
 運期羅馬字乃以格林威
 奇之大陰時表示高潮時



哈祭斯之振動區域(即溫日午)之奇森林格以乃字馬羅 (即溫日午) 區域動張之斯蒙哈 九七圖

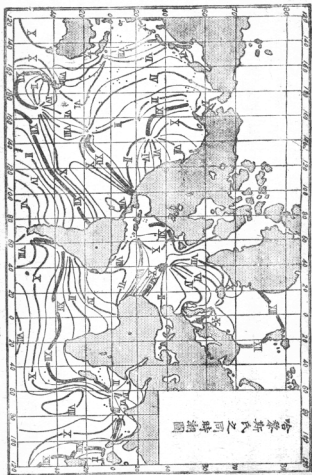
表示之高潮時（以月通過格林威奇子午線時爲零時）也。振動區域之全部境界，因非盡由陸地包圍，故與他海相通處即傳播波動，決非單純之定常波。哈黎斯氏之定常波說，不過僅言大洋中之潮汐大概爲定常波，並信其中有若干進行波的要素。故在振動區域之腹部，其潮汐之傳播速度甚大；與節相當之處，則極其緩慢。由此種觀察以說明種種複雜之潮汐，頗爲便利。

如大洋中之小島等，若在定常波之節部，潮高應非常之小，而實際上此種小島亦頗多。又兩振動區域相交之附近，應成所謂圓潮路區域，即高潮包圍區域；此種區域，實際上亦已知之。依此種理論所作之同時潮圖，如圖八〇所示之狀。

現今說明實際之潮汐，以此種定常波說爲最適合。惟尙覺不足者，即爲振動區域之區分法稍嫌過於任意，而無一定必然之理由。斯塔涅克氏不採用預先假定振動區域之方法，反先從各地之觀測潮時以決定圓潮路區域，以此爲基礎，而作成同時潮圖。其結果如圖八〇所示，利用此圖，可作推定振動區域之資料。

以上各節所述者，乃地球上大洋中所生潮汐之大概，因受日月之潮汐力所刺激而生之強制

哈里斯氏之同時期圖



波也；然被羣島或半島所包圍之附屬海，或規模較此更小之港灣海峽等所見之潮汐，普通非其海自身受潮汐力直接生成之強制波，乃多由大洋之潮汐脫離強制力之羈絆而傳來之自由波浪也。蓋在小區域之海，無論何處，潮汐力幾相同，無獨立自生強制波浪之餘地故也。

因此之故，附屬海及港灣海峽等之潮汐，與上述大洋之潮汐相同，無再說明之必要。而此種潮汐，因地形及海底狀況，呈種種不同之現象；俟當於後節之潮流問題中述之。

第十一節 潮汐之豫報及調和分解

亞立氏及哈黎斯氏之理論，雖如何完善，然此等概略之理論，亦難將地球上形狀複雜之海岸各地之實際潮汐一一決定之。又欲於一年前，預報某港之高低潮時刻及潮之高度，亦為不可能之事。然由實用上觀之，將各地之潮汐精確豫報而出，對於航海者及築港工程師等，亦與天氣預報同，實較概略理論更為重要有益也。故目下之緊要問題，為先將世界各地之潮汐精密調查，確定預報方法，實為重要。既知此種預報又以世界各地之實際潮汐為基礎，再綜合之，以討論地球潮汐果如

何生成，由是或可以確立與事實相合之穩健理論歟。

以前各國關於一地方將來潮汐之預報法均相同，即僅由一年間之觀測，本難為確實之預報，普通均以數十年之觀測為基礎。惟克爾文氏發明潮之調和分解法，對於某港之潮汐，只須觀測半月一月或一年之實在潮汐情況，以後無論何時，單由計算而可得其預報。依此法，普通預報之誤差，潮時為二〇——三〇分以內，潮之高則在三〇厘米左右。今就潮之調和分解法之方針說明之。

據拉普拉斯氏之說，無論何種物體系，若有週期的力長時間作用之，則該物體系之強制運動，即成與力同一週期之運動。故各地之潮汐雖極複雜，然必為與潮汐力同一週期之數多週期運動所合成。若月與地球之距離保持一定不變，常在赤道上，以等速進行，即成爲所謂平均太陰日，則任意地點之潮汐力甚簡單，僅有一種以太陰日之半時即一二時二五分爲週期之變化。故由此所起之潮汐，亦成爲同週期之正規的半日潮；其昇降量一定不變；高潮間隙，即月通過子午線後至成爲高潮之時間，亦應無變化。此事若用數學方法表之，則任意時刻之潮之高度，由平均海面計算，則

$$\text{潮高} = H \cos(V - K)$$

此處 H 爲潮差之半， V 爲月之時角之二倍， k 爲與高潮間隙相關之角， $\angle \ll \pi$ 時即成高潮，故 k 亦爲高潮時之時角之二倍。 V 雖與時間相比例而增加，但在天文學上，由月之位置，亦可隨時算定之。又 H 及 k ，在海陸分布極複雜之地球表面，雖不能由理論上算出，但在一定地點，各保有一定之數值，則甚明瞭也。

然就實際月之運行觀之，則不如上述之單純。蓋月之實際軌道爲橢圓，且與赤道面成一傾斜，故月與地球之距離，軌道上之速度，及赤緯，約以二七日半爲週期，而不絕的變化。此外軌道自身，亦以約九年及一九年之週期，而有徐徐變化之作用，故實際月之潮汐力變化極其複雜。然雖云複雜，而月之運動，天文學上既明瞭，故其潮汐力之變化，亦可由數學上研究之，其結果亦與前相同，知其爲餘弦變化，由各種週期不同之潮汐力相合而成。若通俗的說明之：即現實不規則的月之作用，假定其與地球保有一定之距離，且在赤道上有各以特殊之週期而進行之數個假想天體；其所及於正規的潮汐力之影響皆相同。且此等週期不同之各潮汐力或假想天體，其作成甚有規則之潮汐，亦與前述之平均太陰相同。

以上係就太陰而言，對太陽亦可成立完全相同之理論；故海上一地點之實際潮汐，爲有規則的餘弦變化之多數潮汐所集成；由平均海面之潮高 h ，可以次式表之：

$$h = \Sigma H \cos(V - K)$$

此種理論，稱爲潮汐之調和分解，其中各潮名之爲分潮。

各分潮之 V 爲與此相當之假想天體之時角之二倍，故與時間 t 成比例而增加，可隨時由計算而得之。其故何在？蓋今假定測定時間 t 之初，卽於紀元時，其假想天體之時角之二倍爲 V ，其分潮之週期爲 T 時，可知

$$V = \frac{360^\circ}{T} \times t + V_0$$

然 T 與 V_0 由天文學上可精確測知之；故任意之時刻 V ，可隨時算定之。反之，各分潮之 H 及 K ，理論上雖不知之，然總之在一定地點，均有一定數值，故可以半月或一年之觀測爲基礎而決定之。一次決定之後，此種定數，可永久使用。 H 及 K ，稱爲調和常數。

若各分潮之調和常數，由實測方法決定之，則將來無論何日之高潮，可隨時由計算知之，而爲

潮汐之豫報。

以上所言潮汐之調和分解，乃將事實上不規則之潮汐，分解成數多規則的單純分潮，各分潮之週期由理論決定之，而位相與高度，則由觀測上確定之即得。

分潮之數甚多，普通重要者約有二三種；其中最重要者為下表所示之四種：

表中太陰半日潮 M_2 與太陽半日潮 S_2 ，乃假想日月保持一定距離，在赤道上運行時所引起之潮，為最重要之主潮。

太陰一日潮 O 與日月合成一日潮 K_1 ，事實上日月不在赤道上運行所成之潮；月在赤道以外，則潮生一日差。即一日差乃表示一日潮之存在；若此一日差每日完全相同，則一日潮之週期，必完全為一太陰日；實則月之赤緯以二七日餘為週期而變化，故一日差亦每日有變化，每二七日餘成一週。此關係亦與音波之唵相似，一日潮之週期，比太陰日稍長或稍短， M_2 之二波與一日潮之一波，其相差逐日漸增大，其差異表示其每隔二七日餘再復其原來之關係。

分潮之名	記號	週 期
太 陰 半 日 潮	M_2	12.42 時間
太 陽 半 日 潮	S_2	12.00 時間
日 月 合 成 一 日 潮	K_1	23.93 時間
太 陰 一 日 潮	O	25.82 時間

其週期比太陰日稍長者爲O潮，稍短者爲K₁潮。此種關係，對於太陽不在赤道上所生之一日差，亦可適用；就中其週期比一太陽日稍短者，恰與月之K₁潮一致，故由太陰太陽兩方所來之K₁潮相合併，稱之爲日月合成一日潮。

大潮之平均潮差約爲 $2(M_2 + S_2)$ ；小潮之平均約爲 $2(M_2 - S_2)$ ；且大潮中之最大者，與 $2(M_2 + S_2) + (K_1 + O)$ 無大差。

第十二節 基準海面及氣象潮汐

(一) 平均海面及水深基準面 海面因受潮或波之影響，而不絕的起昇降現象，故言一地方海拔及海之深度時，實有指定其基準海面之必要。

表示陸地高度，各國均以其近海驗潮結果所決定之平均海面爲基準。

其次爲測海深時之基準面；此種海深基準面，就航海者而言，與其用平均海面，寧將各地之低潮面記入海圖，雖不必考慮各潮之關係，亦可知沿岸航路之安否，較爲便利也。然而測定基本水準

面之法，各國不同：例如英國則取大潮之平均乾潮面；法國則取事實上最低之乾潮面；美國則在大西洋岸取全體低潮之平均面，在太平洋岸取每日低低潮之平均面。然在一九一九年六月，萬國航路會議在倫敦開會，決定基本水準面如次：

「以平均海面下方四分潮 M_2 , S_2 , K_1 , O 之潮差總和之半處為海深之基準面。」

故嗣後各國之海圖，均告統一。此種基準面，由達爾文氏之提倡，英國海軍早已用於印度方面之海圖，故又稱為印度大低潮面。各處之海面鮮有比此更低者，故海圖上之水深在船之吃水以上處，無論何時航行，均認為安全。

(二)平均海面與氣象 風，雨，氣壓，日照，溫度等之氣象的變化，皆能使海面稍為變化。例如強風繼續吹向海岸，則水集於沿岸一帶，使海面增高；反之，由陸吹向海面，則可使海面低下。此種作用，因地形而程度不同，作喇叭狀之港灣或遠而淺之海等處，此作用尤顯著。大雨亦能使海面增高，尤以河口或出口甚狹之海灣，其影響甚著。又某一局部之氣壓低，則其附近之海面上昇，而氣壓甚高處之海面則降低。又以日照氣溫以及其他種種原因，海水之水溫及鹽分發生差異，使海水之比重

有增減，故亦影響於海面之高度。以此種氣象變化為原因，致海面有昇降，謂之氣象潮汐，其由天體作用所起之普通潮，則稱為天文潮。

此種氣象變化，其週期大約為一日或一年，故半日及一日潮或半年及一年潮，均稍受此氣象之影響。但每日之作用，雖於某特別之日，偶然特別顯著，然與平日之半日潮或一日潮相較則甚小，故不甚令人注目。反之，除去半日乃至一日潮之平均水面之變化，其氣象潮之影響甚大，比長週期之天文潮，反有更大者。

氣象之影響，不僅因時不同，且因地而異。故世界上之海雖相連通，然平均海面則各地各有高低。據精密之水準測量，如波羅的海及北海，比地中海約高一〇——二〇裡。

以前頗重視此種因地而不同之平均水面差，有人甚唱蘇彝士及巴拿馬地峽兩側之水準差甚大，致開運河之工程師深懷疑懼。例如在蘇彝士運河未開通之前，人皆以為紅海之水準面比地中海高，若掘運河，則海水將成急流衝入，致該計畫停頓二次云。又就巴拿馬地峽而言，當時之地質學者洪波爾特氏等，亦主張大西洋之水準面比太平洋方面高三呎；及開通後觀之，其水準之相差

甚小。

(三)象地體 實際上海面如上所述，受天體之作用或氣象之影響，常生變化，又因地而水準不同。然今假定無潮汐力，及氣象之變化，海水之密度皆相同，則海面僅由重力而形成平滑之形態。此為永久之理想的平均海面；且想像其普及於大陸之內部，稱為象地體 (Geoid)。所謂普及於大陸內部之義，即由海岸掘小溝直達陸地內部，導入海水時所生水面之位置，是也。

視象地體為地球之真實形狀，最為適合。就學術上言之，此乃與各處重力成直角之水準面或等位面是也。其與旋轉橢圓體雖有微差，但其差最大處，亦不超過五〇呎。

第十三節 隨潮發生之潮流

海水亦隨潮之乾滿，在水平方向起週期的往復流動，此謂之潮流。即依日月之潮汐力，海水起週期的運動是也。就中上下運動為潮汐，水平運動則為潮流。故潮流亦與潮之上下相同，每日變更方向二回。隨上升潮發生之潮流，稱為漲潮流；隨下落潮發生之潮流，稱曰落潮流；停止流動時則稱

爲憩流。

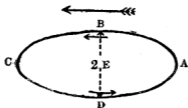
測定潮流法，與後述海流測定法相同，其法容後詳述。據測定所得結果，深大洋中之潮流一般極微，實不足道；然在洋中驟遇淺處，或近陸之淺海，均有顯著的潮流存在；此外，在狹水路或海峽，海口等處，發現強大之潮流頗多，其速力有達一〇哩以上者。在此等潮流之激烈處，一般生大小旋渦甚多；又在有潮流之處，其水流非全體以同樣之速度進行，其主流域常有一定；以外之流勢較弱，或有竟成逆流之部分。而漲潮流與落潮流之通過處，亦未必完全相同。潮流激烈，旋渦極強大，在世界上有名者，爲挪威之洛福登島附近及意大利墨西拿海峽。

潮爲一種長波，已如前述，故欲了解隨潮而發生之潮流之性質及與潮之關係，長波之理論，儘可適用亦無妨。例如潮流不如風浪之僅限於海水表層，即在底部，其作用亦顯著；在潮流甚烈之處，其海底常無泥土沉澱，露出岩盤。此蓋潮流既帶有長波之水平動，當然有此性質，若海底無凸凹，又無摩擦作用，則由表面至海底，應以同一速度而流動。但事實上海底既有凹凸，且有摩擦作用，再加地球自轉之影響，故深層海流之方向及速度，常與表面不同。

潮流之其他性質與潮汐之關係，依各處之情形而生差異，故分項說明之如次。

(一) 隨進行之潮浪而發生之潮流 潮汐作自由進行波，傳達於底部少凹凸之長水道中時，海水分子必循扁平橢圓軌道而運動，應以一二時二五分爲過期（就半日潮而言，以下相同）其橢圓軌道之垂直短徑，與潮差相等，雖不過數呎，然其水平長徑，則依潮流而表示海水往復流動之距離，有達數百呎乃至數杆不等。至於潮流方向與潮汐乾滿之關係，如圖八五所示，在平均水位A之位置，則無水平運動，即無潮流發生；此後隨海面之上昇，在潮浪進行之方向發生潮流；及達滿潮之B處，速度最大；其間大約經過三小時。滿潮後，潮漸低落，潮流亦漸減，其進行方向，仍與前同，又經過三小時，達平均水位C處，而成憩流。此憩流以後，潮流之方向又與前反對，至乾潮之D處，速度最強，達A處復成憩流。如鄂霍吹克海，黃海及日本之豐後水道等，均其適例。

此種最大潮流之速度，理論上由海深 h 與潮差 R 而決定，即



圖八一 潮流之方向與潮汐乾滿之關係

$$\text{最大流速} = \frac{R}{2} \sqrt{\frac{g}{h}}$$

即潮流與潮差成比例而增加，與海深之平方根成逆比例而減少，此即潮流在深海極微，在淺海而發達之所以然也。茲將按前式計算所得之數舉例如次：

水深	潮差				
	一呎	二呎	三呎	四呎	五呎
十呎	〇·四九呎秒	〇·九九	一·四八	一·九八	二·四七
百呎	〇·一六呎秒	〇·三一	〇·四七	〇·六三	〇·七八
千呎	〇·一〇呎秒	〇·一〇	〇·一五	〇·二〇	〇·二五
四千呎	〇·〇二呎秒	〇·〇五	〇·〇七	〇·一〇	〇·一二

與波之理論對照，即可知潮流為水分子實質之運動，其速度與波浪之速度不同，蓋波浪不過為波形之傳播，不可相混也。自由波浪不遇障礙而進行時，其傳播速度為 \sqrt{gh} ，愈淺則愈遲。故隨 h 之變化，波浪可起屈折等現象，其通過兩側甚淺中央部較深之水道時，其進行中央速而兩側遲；故同時潮線為中央部凸出之曲線。例如鄂霍次克海及黃海之同時潮圖，此種現象甚著。

潮浪昇入河口或河中時，不過爲一種大規模之近濱波，其高度漸次增加，其形亦漸漸變化，愈至前面愈急；故漲潮之時間比落潮之時間短。其激烈者，如圖八二所示，成水壁狀而突進。此稱爲潮海嘯，最有名者，爲我國之錢塘江（圖八三）潮，極其壯觀。又如法國之塞因河（Seine），南美之亞麻孫河（Amazon），英國之布立斯托爾灣（Bristol）如圖八四，亦常發生此種現象。

(二)受潮浪反射之海岸港灣 潮浪之前方，爲直立之陸岸所妨礙，受完全之反射作用，與前進波同強之反射波與前進波起相干涉現象時，遂成定常波，其附近一定區域，全部同時成乾滿現象；隨此發生之潮流，其狀況與進行波完全不同。即在此種海岸附近，在滿潮及乾潮時之懸流爲潮流變化之分界點，平均水位時則呈現最大流。而潮流之方向，上昇潮向陸，下降潮則向與此相反之海中流去。

海岸非直立而爲遠淺，或有潮可逃散之溝或河等，則潮浪之反射，以一

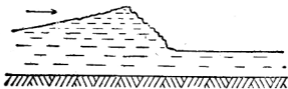


圖 八 四 潮 海 嘯 之 維 斯 圖



(圖) 海潮) 潮之江蘇錢 三八圖

部分為限。此種潮汐為定常波與自由的進行波所合成，其附近一帶之乾滿，非完全同時，其迅速傳來之速度比 \sqrt{gh} 尤大。由此所生之潮流為中間的，其憩流比滿乾稍遲，但亦在三時間以內。即於乾滿潮後，仍暫時繼續流動，須達平均水位若干時以前，始停止。入口稍廣之普通海灣，多屬於此。不僅此也，外海岸作懸崖狀，為完全反射時，詳言之，其帶有定常波之性質者，僅限於距岸一定之區域，離岸愈遠，因摩擦之關係，反射波漸減衰，結局與反射不完全者相同。故潮流之性質，亦自岸壁向外海而發生變化，距岸愈遠，其憩流時愈遲，至滿乾後為止，其繼續流動時間有增加，約近三小時。距岸數哩之遠處，反射

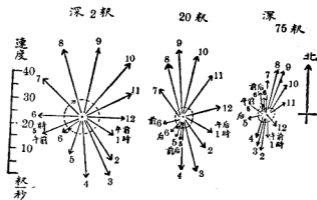


觀壯之嘯海潮爾托斯立布 四八圖

之影響消滅，則多與外洋海相同。

以上所述者，為反射波與進行波完全從正反對方向而干涉之現象；然此外亦有二潮浪成斜交而相干涉者。此時之潮流，不僅速度有變化，其方位亦不絕變動，成為旋轉性，以太陰半日為一週。圖八五所示者，在北海某處，深度二呎，二〇呎，及七五呎之水層潮流，自午前五時以至午後六時，每隔一時而測得之結果；其方向及速度，由一點畫各箭符表之。

(三) 海峽之潮流 所謂海峽者，乃指兩方有廣大之海，中部成狹水道之處而言，故普通之港灣口，若其灣內甚為廣大，則此灣口之潮流，亦歸入此



流潮性轉週之海北 五八圖

中述之。反之，入口與內部相差不大之灣，則屬於前項，非此項所述之海峽潮流也。

海峽甚狹且甚短時，海峽內之潮汐及潮流，與海峽之海深無關，僅受兩端之海面差之支配，與其謂為波之傳播，毋寧謂為與貯水池之放水溝相似也。即由潮位高者向低者傾流，若兩端之海面差為 h 時，則其速度為 $\sqrt{2gh}$ 。

海峽狹而且長時，其底部及兩岸之摩擦力相當大，故流勢減殺，與流於傾斜面上之長河流相似，其流速與傾斜度成比例，然較 $\sqrt{2gh}$ 遲，為與較一小之某常數相乘而得之數值。此種常數與陸岸之形狀及土質甚有關係，固不待言。

海峽之幅若甚廣，則陸岸之摩擦幾無考慮之必要，且在海峽甚長，其距離為海水分子之水平移動距離之數倍者，則外海之潮，保持其波之性質，傳入此海峽中，達他端之廣海而出時，則為負反射；故在兩方海中均有獨立之潮汐時，則在海峽內，除兩方傳入之潮浪外，又有由雙方之他一端反射而來之潮浪，共有四種波相干涉，故因兩端海之狀況不同，海峽內之潮汐及潮流，亦呈種種狀況，乃當然之事也。就中尤以僅一方海有潮汐，他側無潮之海峽中，其潮汐為以無潮方面之海口為節，

而以有潮汐之海口爲腹之定常波。故其潮流亦在滿乾時爲憩流，在平均水面時爲最大流。

第十四節 海流及其測量法

潮流者，乃海水以與潮汐相同之週期，在某一定範圍內，向各方往復運動，非流向無限之遠方而去。然在海中，除此種週期的往復運動以外，亦有進行的運動，有流至遠方之水。摩利氏（美國海軍士官）有言，海洋中又有廣大之河，向各方流動云。其流動方向，一年中大概一定，不過依季節而稍有變化耳。惟此種流動，吾人稱之爲海流，以與潮流區別。

海流之研究，在航海家及漁業上，極其重要。今舉一實例，就摩利氏之功績述之。摩利氏在十九世紀中葉，調查大西洋之海流及氣流而觀之，知其當時所探之航路甚不相宜。故無論如何，非利用此種海流及氣流，將航路變更不可。如是，則航海之日數，必可減少三分之一至二分之一云。此種意見，雖經摩利氏提出，然氏當時之官位尚低，故其意見未被採用。其後數年輪船公司依摩利氏之意見，選定一新航路，結果將英美間之航海日數縮短成一〇日，英國與澳洲間之往復程縮短爲六〇日；單

英國方面，以當時之金計算，年獲二百萬鎊以上之利益云。

海流之界限極混沌，無界線可言，非如河流，有流水可以認出。惟近陸處速度甚大之海流，則早已知之；例如日本海流，最初見載於瓦聯牛斯氏（一六五〇年）之地理書中。然古人何故知有海流？現今又用何種方法以調查研究海流？今分成類述之。

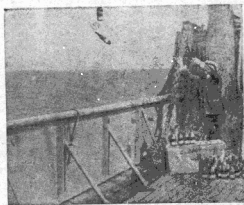
（一）用漂流物測定法 此為直接表示海流存在之原始的方法，將各種海流瓶多數投入海中，任其漂流。在啤酒瓶及其他底部甚重之玻璃瓶中，密封入各國文字書成之信片，外部塗紅色，使易於發見；在航海中之船上，投入各處之海流中，其投入之位置及年月日，均明記於瓶內。此物漂流達各處時，可由拾得者將瓶內信片取出，將拾得之位置及年月日記入片內，由郵局送還投入人。將投入處所，拾得處所及經過日數比較調查時，可由此推定海流經路及其速度。

陸岸近處及船可停泊之淺海流，則可以更精確之法測定之。將適當浮標繫於長索上，任其漂流，視其現出之索之長度及時間，可測定海流；或將浮標自由放流，每隔數分鐘測其位置一次，亦可知流向及速度者亦有之。測定浮標之位置，有在陸上設二架經緯儀以觀測浮標者，亦有觀測者乘

小舟隨浮標遊行，由其一方用六分儀測定浮標與陸上固定物標間之角度者。此種觀測用之浮標，普通乃用長約數呎之竹棒或木棒，其下端附十字紋板框及懸錘，使直立於海中，僅上端稍露於水面。

(二) 船之偏流法 船雖由其自身之能力向某方進行，但若有海流存在，則為所推移，致達其他非目的之地點；此或為古代船員及漁民所稔知之經驗，為發見近海之極速海流之一因也。

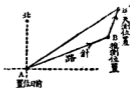
今日航行於大洋中之輪船，先確定船之針路，再測船對水之速度，以推定每日在一定時間能達之地點，而以此為推定之位置。一方於定時觀測天體（大概於正午測太陽），由天文學上測定船之實在位置，是謂之天測位置。推定位置（B）與天測位置（B'）不同時，知其差異（B'B'），乃由海流所生結果，因此可算定該地海流之方向及速度（圖八七）。



狀入投瓶流海 六八圖

世界中多數之船將因自身之必要上測得之推定位置及天測位置報告海關，此乃極易辦到之事，故繼續搜集之材料甚多，此方法行使最易，又省經費，各國海軍，均繼續實行此法。現在之世界海圖，可謂皆由此法製成者也。

(三)流速計法 以上二法僅知表面海流而已，至於流處，如何流動，則不知之。欲知表面及深層之水平流，則必使用一種器械，稱為流速計。此器械有三種：一種由振子受水流作用，由其傾斜之角度以計算流速；第二種，應用彼德管原理；第三種用推進機，由其迴轉速度而算出水流。最普通使用者，屬第三種，名曰厄克曼流速計（圖八八）。圖中F表推進機，其迴轉數以齒車裝置表示之；A為廣薄板，形如示風狀之箭簇，其作用在使器械常向海流之方向；N為磁石，定海流方向，其中之一腕上部有溝。推進機每旋轉三〇回，即有小鉛球由上部落於磁石之中央，循溝滑入下部之圓盤中。此圓盤周圍分為三十六等分，中心角每一〇度而有一刻度，故觀鉛球墮入狀況，可知平均之流向。此種器械，最初置入水中

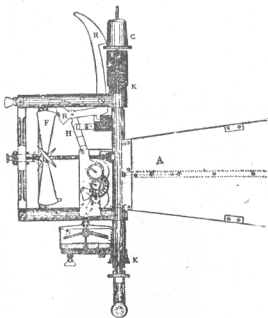


法流梅定測流偏之船由 七八圖

以前，推進機F與制動器R之下端相接，使不旋轉，及其達某希望之深度時，由上部將傳動錘G落下，依槓桿之作用，使R離開，而使推進機迴轉。在某一定時間，例如一〇分鐘之後，使第二傳動錘落下時，制動器R更向下動而與推進機之一端相接，遂停止其迴轉；於是取出觀之即可。

在淺海可用二錨或三錨，將船固定於一處，對於任意層之海流，可由此器自由測定之。

但錨不能達到底部之深海，則不如是之簡單易行。挪威之探險船米卡厄爾沙號等，由船沈下一種



計速流曼克厄 八八圖

袋網達千呎深之海底，使與海底物體相接觸而測定之；但在此以上之深度，則無法可測。惟用抵抗甚大之網懸於水中為懸錘，使船之漂流甚整齊，於是可算出船之漂流速度與各水層之相對速度。又此器械因有摩擦作用，若為每秒三呎以下之極緩水流，則不能測定。

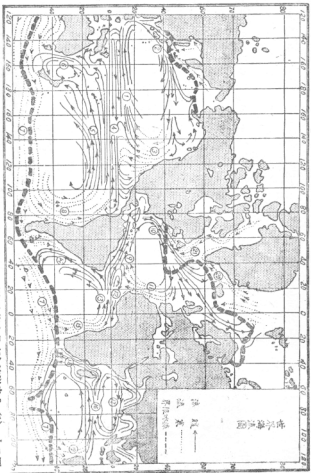
(四)間接法 如日本海流及墨西哥灣流等暖流，其溫度較周圍之水高，鹽分甚多，為濃藍色。此種潮流，若作等溫線，等鹽分線，等水色帶，可將海流方向及範圍確定。此外寒流及暖流系統，同樣調查溫度，鹽分，水色，含有氣體，及其他物理的化學的性質等。以間接求出者甚多。有時動植物之分布，亦大可作參考之用。

此種間接研究海流法，最初乃佛蘭克林調查水溫，以詳細決定墨西哥灣流之界線，始有此法；嗣後各方盛行採用。

就中難用流速計測定之極緩的深層流，或垂直方向之昇降流等；除此法以外，別無何種良法。

第十五節 世界之主要海流及其性質

世界海面所有主要海流及其名稱，如圖八九所示；圖中用實線表示者為暖流，點線表示者為



九八圖 (1) 北海道 (2) 流道赤北 (3) 流亞尼福利加 (4) 流道赤 (5) 流道赤南 (6) 流道澳東

流道赤道 (12) 流列那加 (11) 流西亞西 (10) 流道赤道 (9) 流魯德 (8) 流風西 (7)

西 (18) 流斯登古河 (17) 流道赤道 (16) 流道赤道 (15) 流拉給奔 (14) 流西巴 (13)

流多利加蘭 (20) 流蘭本格 (19) 流道

寒流。此種暖流寒流之區別，乃單與附近之水温比較，非謂水温在某度以上為暖流，在某度以下則為寒流也。又各暖流温度亦不皆較各寒流高。故由赤道向高緯度流動者為暖流，與此相反者為寒流。

就世界海流圖觀之：各大洋海流形勢極相似，概觀之，如圖八九，即在赤道之兩側，有二並行海流：由東向西流動，謂之赤道海流。其間有方向相反，自西向東之甚狹海流，謂之赤道逆流。但在大西洋，則稱之為幾內亞海流。赤道海流達西側大陸時，其小部分作赤道逆流，大部分則沿大陸向緯度高處進行，流速普通頗顯著；日本海流，墨西哥灣流，東澳洲流，巴西海流，及阿古拉斯海流等屬之。達緯度四〇度附近時，東流（海流之東流乃向東流動與東風之由東吹來者之意義不同）向大洋東方之大陸進行；故在大洋之東側，以補充赤道海流流去之水，成補充海流；由緯度高處向緯度低處進行，而完成其環流；加利福尼亞海流，加那列海流，祕魯海流，奔給拉海流，西澳洲海流屬之；皆為

寒流。又由北極地方，則有沿西側南下至緯度四〇度附近之寒流；千島海流，里門海流，東格林蘭海流，臘布刺多海流均屬之。

南北兩半球之海流形勢雖相似，惟其循環方向則互相反對，此應注意之事也。

如圖九〇為海流之大概情形，至實際之大洋，因海陸形狀極不規則，故海流自與前述之流向稍有出入。如赤道以北之印度洋極狹，故無前述之各種海流存在，且有每半年交互變更方向之季節風，故海流亦在夏冬兩季發生變化；即夏季季節風由西南吹來，使海流向東；冬季為東北季

節風，海流向西（故圖八九之世界海流圖中印度洋赤道以北僅畫流線無箭符。）

在南極為大陸，其周圍之三大洋均連絡無何阻隔，故兩極海流之大部分通三大洋共向東流動。

此種海流之速度如何？及其層之厚薄如何？以下再為分別述之。



勢大之流海 ○九圖

由速度言，圖中所載各海流，大概一晝夜雖爲數海里至數十海里，若日本海流，墨西哥灣流，莫贊俾克海流（阿古拉斯海流之上流），及太平洋南赤道海流，一晝夜有達百海里以上之部分。日本海流勢力最大之四國至紀州南部一帶，依季節其速度一晝夜有達一五〇——一六〇海里者（普通七海里半）；墨西哥灣流通過佛羅里達海峽後，一晝夜有達一二〇海里者（普通五海里半）；其他流之速度，大概如次表所示：

太平洋北赤道海流	一日	一八海里
太平洋赤道逆流	一日	六〇海里
北太平洋四風海流	一日	一六至一八海里
東澳海流	一日	一二——三六海里
秘魯海流	一日	一五海里
南半球四風海流	一日	一六海里
大西洋南赤道海流	一日	一五海里
北赤道海流	一日	一五海里

流速在海流帶內，其流勢以中央部爲最急，愈近邊緣則愈遲。又若論季節，則以晚春至夏季爲最盛，暖流由春至夏，其勢甚強，因爲當然之事；若寒流亦有此現象者，乃寒海之冰由晚春至初夏解，使比重較小之淡水增加也；惟偏北方之強大寒流，在冬期亦有成爲最有勢力者。

海流之幅均甚廣闊，其形狀可由圖上推想。同一海流系統，若通過處愈狹，則流勢愈強。此乃當然之現象也。

其次爲海流之厚薄；海流之影響及於水面下部之深度如何？及下層與表層是否同樣流動？因觀測值不多，其確實情形不甚明；但據以前所行之少數觀測，及後述之海流理論等考察之，可解釋之如次。

在沿岸淺海或大洋中，水深僅數百呎之淺脊上之海流，其底部亦流動，惟其流向與速度，不與表面同，按深度而有變化。例如米卡厄爾沙號泊於亞佐爾島之南，水深九〇〇呎處，由種種深度，測得水流方向及速度，當午後三時半，其情形如圖九一所示；即由表面至深度五〇呎處，方向漸次向左移動；一〇〇——二〇〇呎以下，其流向移向左方；於五〇呎附近，其流向與表面相反。惟當其測

定之際，海流以外，尚有他之潮流存在，然近陸處海流之性質，可由此略測定之。

離陸較遠之深大洋海中，其狀況稍有不同；海流

以上層數百呎間為限，與大洋之深度相較，僅表面一

薄層流動耳。惟流速表面（但表面因有空氣摩擦實

際最速處或為海面數呎以下）為最大，愈下則愈減，

雖為最強海流，在二〇〇——三〇〇呎以下，其流動

否不能直接察知之。至其流向，多信其為漸次向右移

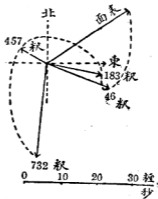
動（參觀第十七節）。在弱海流，則以表面二〇——三

〇呎為限，水流之方向及速度，亦以有因當時之風向及風力而生大變化者；此海流特名之為面流。

以前所述，均為表面之海流；最後尚須說明者，為大洋底之緩慢循環。在大洋之深層，無直接能

用流速計等測知之海流，其情況實一寒冷黑暗世界；然此亦係程度問題；大洋底之水，亦非自開關

以來，永無變易。世界之水，不僅表面向各處流動循環，即深層之水，亦有極緩慢之流動。按前所述，洋



圖一九 海流在時刻因深度所生之變異 (於亞佐爾島南)

底之水，雖在熱帶地方，亦甚寒冷；且據深層之等溫線分布狀況，以間接研究之時，則發見底帶有由寒帶地方流向熱帶地方之海流，至赤道附近，卽上昇海面；此學者所不能否認者也。惟此種海流極遲緩，或須數十年至數百年，始可循環一週云。

第十六節 中國東方及日本近海之海流

圖九二爲中國東方及日本近海海流圖。暖流中有日本海流（日人稱爲黑潮本流）及對馬海流，西朝鮮海流之二支流。在日本小笠原附近，有似日本海流之環流的西南流。寒流中則有千島海流（日人名爲親潮），東樺太海流，里門海流，及中國海流之四系統。此種暖流寒流之流路及分流狀況等，可於圖中察知之，故此處僅述圖上難表示之各點。

日本海流 經台灣兩側向東北行，在沖繩羣島附近，則以西側爲限，東側全無。通過大隅與奄美大島間，向東行，再經潮岬向大吠岬進行；惟流帶之邊緣，因受島嶼及陸岸出入影響，故沿岸各處自有逆流之存在。如沖繩羣島之間，有通過島列向東或南之環流；在四國及東海道沿岸各處，則有



流海之海近本日及方東國中 二九圖

微弱之西南流；其與本流邊緣間形成局部的八環流。日本海流通過大吠岬附近以後，其幅漸次廣大，取東及東北之方向，流向北美；此外，至少可分有二支流，向偏北分歧，將千島寒流分裂而入其間，此事可就等溫線圖察知之。此二支流在千島海流本流東側，一達北海道根室附近，一達戡察加半島。

日本海流之速度在台灣東岸，一晝夜爲五——五〇海里，在琉球西方一〇——六〇海里，有時一日達一五〇——一六〇海里，在伊豆七島，雖減退爲五——五〇海里，然因地點不同亦有較速之處。

日本海流，在沖繩島之西，向北分爲二支流，其一沿朝鮮西岸北上入黃海爲西朝鮮海流，一爲對馬海流，入日本海。

對馬海流，在對馬津輕宗谷三海峽，順次分裂成四支流，其速度大概一晝夜約在二〇——三〇海里以內。但海峽之流速最大，在對馬海峽西水道，一日有達四〇海里者；津輕海峽平均爲七〇海里，宗谷海峽一日爲五〇——六〇海里。

對馬海流中有由對馬海峽分裂，沿朝鮮東岸北上之支流。圖中所載流路及到達區域，係一年間平均，實際依季節有極大之差異，其勢力一般雖微弱，但在夏季則甚明瞭。沿朝鮮東岸北行，至海參崴附近，爲寒流所阻，向南東轉流，由隱島北部至能登地方近海，與對馬海流本系之外側相合。冬季北西風甚強，寒流勢力增大，對馬海流支派，流勢因此減退，至朝鮮東岸之南部，一部消滅，一部則爲寒流所阻，向東南流動，朝鮮北部沿岸，則絕對無暖流存在也。

千島海流發源於白苔海，由戡察加島東側南下，至千島中部以南，始成顯著之海流。在千島附近，其幅約五〇海里，速度一日爲數海里；由此再南下，因受日本海流壓迫，其幅漸狹，流速增加，至日本本州東岸時，幅爲二〇海里，流速一日爲五——三〇海里，以距岸五六海里處之流速爲最大云。在犬吠岬以南，雖不見表面流之千島海流，但似潛在於暖流之下部作底流，由房總沿岸流至伊豆紀伊附近。

千島海流之水爲暗濁色，其與日本海流之濃藍色，一見容易區別之。東樺太海流及里門海流，均發源於鄂霍次克海之北西隅，沿西伯利亞東岸南下，達樺太島（即庫夏島）之北端，分爲二流。

此二海流在鄂霍次克海時，均甚微弱，實係由偏北風所生之面流。在繼續吹偏北風之冬期，此面流雖明瞭，但在北風停止之季節，此海流即減衰。

里門海流通過間宮海峽，與黑龍江流來之寒水相混，更與沿樺太西岸北上因淺洲所阻礙而向左迴轉之對馬海流相合後，其流勢漸顯著；在冬期常受偏北風之影響，其速度一日竟達二〇——三〇海里，其勢力及於沿海省一帶。在海參崴附近，為對馬海流之一支流所隔離，一部與此海流相合，向隱岐能登方面環流，其他一部則循朝鮮東岸南下，達對馬海峽。

第十七節 海流生成之原因

廣漠無涯之海中，亦如河川之有一定流路，此豈非一種奇異之現象耶？然則此種海流何由而成？吾人不可不加以研究也。

海流之原因雖有種種，吾人則分之為主原因及副原因兩類：主原因者，為使海水直接發生運動之原動力；副原因者，其自身不能成海流之直接原動力，惟補助主原因，或變水流之方向，遂成今

日之海流分布狀況。前者爲風力，海水比重之差等；後者則爲地球之自轉，大陸之存在，海水之粘性等。

以下將由各種原動力所起之海流分項述之。至於不能獨立生成海流之副原因，則於各項適當處說明之。

(一)風成海流 世界之大海流，可謂以風爲主要之原動力。向西流動之南北赤道海流，爲隨該地年中續吹之偏東貿易風而生；又南北緯四五十度附近向東流動之海流，由該地方所起之偏西風所釀成，故有西風海流之稱。水之直接被風吹動，固以海之表面爲限；但水有粘性，故其上層之運動漸傳達於下層，若長年間繼續受風力之吹送，則至相當深處亦受其影響，其理甚明。印度附近季節風帶之海流，其方向每半年變換一次，故其影響無暇達下層深處，此或真爲表面流。

若海流爲風所釀成，則其方向是否兩相一致？最初主張風爲海流之主因者實爲佛蘭克林；而最初開始數理的研究者，則爲澤夫立次。莫恩或味革曼則利用此種理論，由風力風向圖以說明實際之海流。然澤夫立次之理論，僅就風與水之摩擦着想，故當時之理想，以爲海流之方向與風向一

致；然當南生氏探險北極時，實際測知海流對於風向偏向右方二〇度至四〇度；又布爾克涅斯氏及厄克曼氏等，由理論上證明地球之自轉亦為風成海流之副原因，故海流之流動方向，應與風向不同。假若地球無自轉，則大洋中之海流，應與原動力之方向一致，但事實上，有自轉，故無論運動體之為何種物質，在北半球偏向右，南半球則偏向左方，其狀況適與受偏倚力（對運動方向成直角）者相同；

$$\text{偏倚力} = 2\omega V \sin \lambda$$

式中 ω 為地球自轉之角速度， λ 為緯度， V 為運動體之速度。即此種力與物體之速度成正比例，對於靜止之物，則不起作用。

據厄克曼氏將此種力亦併入計算所得之風成海流理論，則在無陸地阻隔之深廣之大洋中，若有方向一定之風在長年月間繼續吹送，由此所生之強制海流，將如圖九三所示之狀（此圖乃在北半球之結果；若在南半球，則向左方迴轉即可。）

圖中CO為海面所有海流方向及速度，與風向正成四五度之角。其他由C至1 2 3 4……

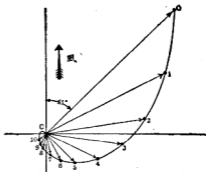
等點所引之直線，乃表示用一種單位測得深度 1 2 3 …
 …等水層之流向與速度。觀此圖，可知海流方向與深度成
 比例而增加與風之交角，遂與表面流成反對之現象。又流
 速亦隨深度而激減，在流向與表面流相反處，其速度僅與
 表面流速度之四〇%相當。今假設風向之交角為 α ，深度
 為 z 時，可以下式表之：

$$\text{偏角 } \alpha = 45^\circ + kz$$

$$\text{流速 } V = V_0 - kz$$

式中 k 為與 $\sin \lambda$ 成比例之各地固有常數， V 為表面流速。與表面相反對之流向之深度，厄克曼氏稱為風成海流之深度；對於貿易風（平均速度七呎秒）而言，在緯度五度附近有二〇〇呎；一五度附近為一〇〇呎；四五度附近為六〇——七〇呎。

地球自轉之影響，至海流脫離風之區域，成為自由海流之後，亦仍繼續作用。在北半球有常向

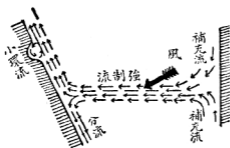


流海成風之中洋大之上論理氏曼克厄 三九圖

右偏，南半球常向左偏之傾向。墨西哥灣流及日本海流，在緯度三四十度，離陸岸而去者，大部分係受地球自轉影響所致。其他大洋中之大海流及附屬海中之水流等，均成環狀者，大多數亦係受地球自轉之影響也。

大陸影響亦為副原因之一；若有陸岸遮斷海流之進路，因陸岸與水流方向成傾斜，則海流必分為二派（圖九四。）

如南北赤道之二條平行海流，其與一大陸衝突時，此二流皆各分為二支流，其內側之二分流互相衝突而成合流，逆流於其最初之本流間，名為赤道逆流；其大部分則沿大陸向高緯度前進，因受地球自轉之影響，即刻與陸岸分離。其次風來方向之大陸影響雖非積極的，然間接斷絕海流方向之水源，結果促成從周圍補給海水之補充海流。如加利福尼亞海流或加那列海流等，即屬此例。海流若流入陸地內部，則如圖所示，其程度雖稍



四九圖 表海面流受陸地影響所生之變化

有差異，但必多少成爲環流。

陸岸不僅影響於表面海流；在表面一二百呎以下，風力影響難達之海底，亦多少受陸岸之影響；蓋當風下方之陸岸附近之水，被吹集一方，而在風上方之陸岸附近之水，則被吹散，故兩陸岸附近水面，有高低之差。在當風下方水位較高之陸岸，水之一部分成下降流；反之，在風上方之陸岸附近，水位較低有補充水由海底上昇，故成上昇流。於是在海底部分，有相反之深層流存在，由風下方流向風上方而去。熱帶地方東側之溫度較低者，此種昇降流亦爲其原因。

由風與陸之關係所起之深層流（圖九五）亦受地球自轉影響，故海流之方向有種種。厄克曼氏對此種現象，亦由理論計算之。圖九六所示者即其數例；乃假定海之深度各處相同，且爲所謂風成海流深度二倍以上之深層以計算得之結果。此圖之意義，由二重點C向曲線上各小黑點所引之直線，乃以風成海流深度之 $\frac{1}{10}$ 爲單位，表示海面



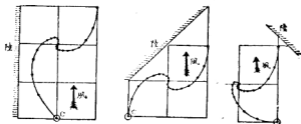
生成之流層深 五九圖

及海底所測得各層間之速度。

厄克曼氏最近對風與海深依地點而異其影響之關係，亦加以研究，其結果雖不能一一在此說明，惟其結果與大陸之存在相同，除表面流之外，亦為發生深層之一原因，不可不注意。

(二) 依海水比重差而起之海流 世界表面之大海流，就中暖流之主要原動力為風，地球自轉及大陸存在則為其副原因；現今之流路雖如前所述，但此外水溫之高低，鹽分之多少，所生海水之比重差，亦為海流之原動力。例如紅海因蒸發極盛，其鹽分較印度洋濃厚，比重較大，故沿海底有海流由紅海向印度洋流動，而在表面，則由印度洋流入紅海。其他局部海流甚著之處，亦有因比重差而起者，茲不列舉。

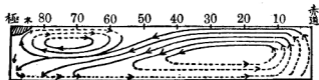
比重差不僅如上述在某地成局部之海流，且與地球全體之海



以厄克曼氏之論理為基礎之陸岸附近成海流圖 六九

水循環亦有關係。赤道地方之表面水，因溫度最高，膨脹而輕，比重小，遂向溫帶地方流動。但在途中漸漸冷卻，因原來為鹽分多之水，故比溫帶地方之水重，漸漸下沉，在海之中層潛進。反之，高緯度之寒海，冰極多，其已熔解之淡水在表面，故水溫低而比重最小而輕；故在表面有由極向南流下之寒流。此寒流之下方中層，有上述潛行之暖水自南流來。而在最下底部，則有極地結冰後殘留之多鹽寒水，向赤道流動。此等海流之狀況，大概如圖九七所示。惟其流動之方向非真正之南北，因地球自轉，起偏右或偏左之現象，與風成海流相似。

由此觀之，即無風成海流，由比重之差，世界中之海水常起由表面達海底之大規模的循環。除最特別之地方而外，一般比重相差之二部分，其距離極遠，比重之變化率甚小，故此種海流之速度，普通均甚遲緩，遠不及風成海流之大。然其影響所及之範圍則極廣，已如前所述，不僅高緯度之寒流，多以



圖九十七 由比重差所生之世界海水循環

此爲原因，而在大洋底之水，雖在熱帶地方，亦如冰水者，蓋因此種海流所致，乃從極海傳來之結果也。

(三)其他原動力 如前所述，方向一定，不絕流動之大規模海流，其主原動力大概爲風及比重差，然在極小局部之地方，且其流向隨時可變動時，其直接原因，大概爲氣壓變化或大河之流入等。在波羅的海，其內部氣壓與外部不同時，其入口之海峽水，與氣壓差相比例而發生海流；又密西西比河等大河口，距陸岸頗遠之處，亦見流動。以前且有人謂墨西哥灣流之原因，此爲河水流所致者；但此灣流之水，鹽分特別濃厚，決非河中淡水之延長可知也。

從前有人以地球自轉爲海流之最初主因，而直接認其爲海流之原動力者，此實謬誤。今特爲釋明之。在普通人之想像，其推理之出發點，係假想初爲海水淹被之地球爲靜止狀態，地球忽然開始自轉時，海水不能以同樣之速度而隨之旋轉，故以地殼爲主體而言，海流似向西流。遂謂此或爲赤道流等之起源。然此實誤解之甚也；蓋第一就海水之成因而言，在其假想靜止之海水下面，僅地殼可開始自轉，其自身已自相矛盾，其假定實不合理，地球當地殼上無一滴水時，早已自轉不息，

其後水由內部之岩漿浸出或由大氣中凝結降下，當水未成爲液體現於地殼面以前，早已隨地球而自轉。即海水在海之生成時，已隨地球自轉，若外界無原動力作用，則必爲靜止地殼上之水也。第二，海水有粘性，縱令退一步說，原始時代之海流，以地球自轉爲其直接之主因，然亦不能永久繼續以及於今日。蓋海水之摩擦，常欲使海水隨地殼而旋轉（與地殼相同之速度），不稍停息，經過數千萬年後之今日，此種原始時代之海流當然早已消滅。故連綿不斷之海流，必有繼續不斷之原動力。即僅僅一回之作用，決不能久存於有摩擦之海水，其理甚明也。

要之，地球自轉，爲海流生成之副原因，其力甚大，使一切海流均成環狀，其彎曲在南北兩半球恰相反對者，幾完全爲此種副原因之作用所致，但非引起海水流動之直接原動力也。

第十八節 海流及氣候

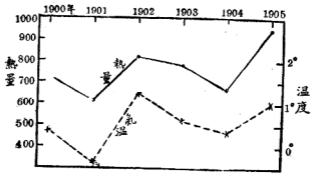
如前所述，使水之溫度降低一度之熱，可使三千倍以上之空氣溫度增高一度；故僅由一種墨西哥灣流，已足調和歐洲全體之氣溫；其他海流對各地氣候之影響甚著，人盡知之，不再贅述；今僅

將與氣候及其他豫報等有關係之二三事項述之。

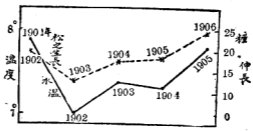
某季節之氣溫寒暖，不僅與各時刻之日照風，及其他氣象有關，且受過去所有之太陽光及其他氣象所左右。能將過去之日光熱保持最久，且佔最廣大之面積者莫如海水。故當預報數月後之氣溫，或豫測某種農作物（與氣候有關係之種類）之出芽期等，以連續調查海水之溫度，為最有力之材料。

挪威之氣候，幾似受墨西哥灣流之消長所左右，試比較索格涅非約爾峽江沿岸每年五月墨西哥灣流之熱量（由水溫與流幅計算）與挪威沿岸之冬期（十一月至四月）平均氣溫，即可知之，如圖九八所示，兩者將近平行也。即挪威冬季之氣溫，可由春季墨西哥灣流之溫度與流幅而豫測之。

又以每年五月索格涅非約爾岸灣流之表面溫度，與翌年挪威東部松樹之生長（樹高延長之量）對照，亦見其互相平行（如圖九九）。由此觀之，松樹之生長，與該年之氣候關係尙少，而與前一年之氣候大有關係。蓋松樹之生長，視前一年芽之準備時代之良否而定，若其芽弱而小，縱令



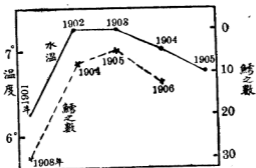
量熱流灣季春及溫氣期冬威挪 八九圖



溫水波灣季春與長生樹松威挪 九九圖

次年之氣候如何佳良，亦無大生長之希望；反之，若在前一年準備完全，發芽壯大，則雖遇稍惡之氣候，亦可與之對抗，繼續成長。由此觀之，在挪威東部，調查上一年之墨西哥灣流，可以預卜次年松樹之生長也。

同樣，觀測每年五月索格涅非約爾之灣流斷面平均溫度，又將挪威近海中每年捕得二三歲之鱈魚數，取其一小時之平均數而對照之，其結果如圖一〇〇所示。即灣流溫度較高之年起，其第二年則捕得之鱈魚較少；又由灣流水溫較低之年計算之，第二年則鱈魚多。此蓋暗示鱈魚之繁殖，於灣流勢力較弱時為盛；當灣流勢力較強時，則其繁殖較衰，誠為該國漁業家所宜注意者也。



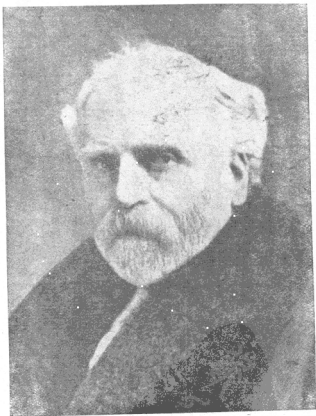
圖一〇〇 挪威海岸所獲鱈魚與灣流溫度

第四章 海底之沈澱物

在陸地周圍之淺海海底，有泥質者，有砂質者，有砂礫質者，又或有岩石存在，而海藻及珊瑚蟲等繁生其上者；其變化甚多。但遠距陸地之大洋海底，殆無岩石露出之部分，亦無砂質或砂礫質，其海底全為軟泥狀物所覆蔽。然將各處深海底之泥狀沈澱物觀察時，知其性質非全相同，隨各地而大有差異。

近陸淺海底之沈澱物，為岩石之破片，小石，砂礫，砂，或泥土等，皆由陸地之一部崩壞而成，直接與陸地有關係。然離陸地甚遠之深海底沈澱物，則為遠洋性之浮漂生物遺骸，或為海底受化學變化所生成之物質等，多與陸地無直接關係。此各色各種之成分，各有特殊之性質，而成為不同之沈澱物，分布於全世界之大洋中。

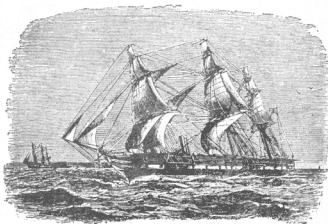
對於海洋之沈澱物，最初計劃有系統的研究者，為英國海洋學者約翰墨累氏（圖一〇一），英



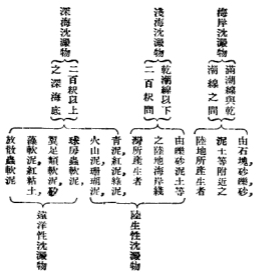
約翰遜氏肖像 —○—■

國之海洋探險船察楞澤號(圖一〇二)由一八七三年至一八七六年環遊世界大洋時在各處採集得多數海底沈澱物;約翰墨累氏即以此為材料,對海洋沈澱物為基本的研究,其結果在察楞澤號學術報告中發表。以後,由各國之海洋探險船,採集多數之材料,種種新事實雖益明瞭,然在今日,此種研究,尚以約翰墨累氏之研究為基礎也。

(一)海底沈澱物之分類及種類 海底沈澱物之種類頗多,欲明瞭了解之,非依適當之系統而分類不可。但分類法亦以所取標準不同而有差異;次所述者,為約翰墨累氏之分



類，將海底沈澱物分爲海岸，淺海，深海三部；又視其與陸地有無直接關係，而分爲陸生性沈澱物與遠洋性沈澱物二大類。海底沈澱物之名稱，各表示其特性，容後詳述之。約翰畢累氏之分類法如次：



此處所舉之各種海底沈澱物，其足以爲代表者，各特性固頗明瞭，惟其中性質之特長亦有不明者，又不知其應歸於何屬者亦多。

(二) 海岸及淺海沈澱物 陸地表面之岩石，常受雨水及大氣等作用，漸次崩壞，而此種崩壞物因水或風之力，終局皆被運至海洋中。此崩壞物由其本身之大小及周圍之狀況，各至適當地點而沈澱，成爲海岸及淺海之海底沈澱物。例如河川之水流，由上流將砂及砂礫推往下流，更將河水中之粘土質微粒混合而流入海中。河水流入海中後，其流動力變弱，故較大之石塊或砂礫等，早沈澱於陸岸附近；細砂則運往離岸稍遠處而後沈澱。又河水中混有之粘土微粒，與海水中鹽分混合，雖同行沈澱；然因其細微，與砂相較，可被運至更遠之處始沈澱。海岸之岩石及土壤，亦以受波浪或潮流之作用而常崩壞。此種崩壞物之大者，停止於海岸附近；小者漸次被運至遠方，至水運動極緩之處而沈澱。石塊及砂礫等稍大之物，當崩壞時雖具有稜角，外狀極不規則，及爲河流所運搬，或在海岸受波之作用，而互相摩擦，遂成無角之圓石。

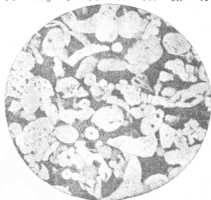
由海岸至海深二〇〇呎處之海底，其沈澱物以此等岩石之崩壞物爲主，故其性質，由其附近

陸地之地質而略可決定。然淺海之沈澱物中，此外尚有多數之生物遺骸，多含石灰質之殼或骨格等；以石灰藻類，有孔蟲，珊瑚蟲，軟體動物等為主。此等石灰質之沈澱物，以熱帶地方之海底為多，在珊瑚礁附近，沈澱物中石灰質之量，有超過九〇%者。此等石灰質沈澱物，在淺海大概由底棲性生物而成；蓋深海中之生物性沈澱物，乃多由浮漂性生物而來，兩相比較，各有特徵，如圖一〇三。

(三) 深海沈澱物 在二〇〇呎以上之深海，其海

底沈澱物雖皆為泥狀物，惟其中比較接近大陸部分之沈澱物，則以由陸地運來之礦物質為主成分，依其性質，有青泥，紅泥，綠泥，火山泥，及珊瑚泥等名稱以區別之。

青泥為環繞大陸各深海及內海之沈澱物中最普通之物；其色如其名稱所示為青色或青灰色，乾燥則變為灰色或褐色。近陸處雖混有粗砂粒及貝殼碎片，形成土壤狀，但愈至深處則粗砂粒



圖一〇三 淺海動物性石灰質沈澱物 之海動物性石灰質沈澱物 之海動物性石灰質沈澱物 之海動物性石灰質沈澱物

愈少。終至全體爲均質之粘土。其中所含之礦物質多爲石英，惟深度增加則漸減少，最後全變爲遠洋性沈澱物之區域。

紅泥爲青泥之一種，僅於一定區域存在；大西洋方面，在巴西之近海，太平洋則在我國之黃海中見之。由此等地方大河運來之泥土，含多量之鐵氧化物，故呈特殊之紅褐色；但其性狀則略與青泥同。

綠泥亦可視爲青泥之一變種，其成分中有一種稱爲海綠石之綠色變生物，故使沈澱物全體呈暗綠色。在無大川河而海岸多由斷崖所成地方之海，因陸地運來之細沈澱物頗少，故堆積於海底之沈澱物，其上少有新沈澱物被覆，故長時間受海水之作用而溶解，使由岩石及礦物碎片生成之分解，遂形成海綠石。所謂海綠者石，爲鐵及鉀之矽酸鹽，普通沈澱於有孔蟲或其他石灰質介殼中。海綠石沈澱之後，其石灰質部分溶解終了，則海綠石成綠色小模型或粒狀物殘留海內。含有多量海綠石之綠泥中，其比較接近海岸者稍呈粗砂狀，有稱爲綠砂者。綠泥已如前述，由無大河及海岸斷崖多之地方海中生成，故在海之表層，則以寒流與暖流相會處特別多。北美之大西洋及太

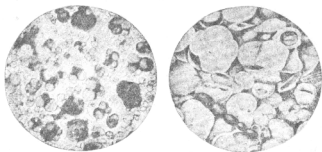
平洋兩岸，日本沿岸，澳洲沿岸，好望角附近等，皆爲此種綠泥之著名地。

火山泥爲存於火山性島嶼周圍或有火山性岩石之海岸沿岸一帶之沈澱物，含安山岩，玄武岩，其他火山岩碎片，以及鑛物之微粒頗多，爲其特徵。與陸接近之淺海中，此種沈澱物頗粗，粘土質成分甚少，謂之火山砂。

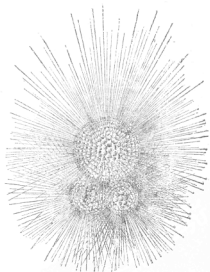
珊瑚泥爲存於珊瑚礁質島嶼周圍及被珊瑚礁包圍之陸地附近海底之沈澱物，含珊瑚蟲，石灰藻類及其他生物所形成之珊瑚礁碎片頗多，爲其特徵。在此等地方，接近陸地者爲粗砂質，謂之珊瑚砂；離陸愈遠則愈細，珊瑚礁之碎片變成泥狀，最終成爲深海之軟泥部。

以上所述各種沈澱物，其主要成分皆由陸地之一部分崩塌物而成。但在離陸甚遠之大洋深處，其主要成分，則爲與陸地無直接關係之遠洋性物。依據其主要成分之種類，各稱爲球房蟲軟泥，翼足類軟泥，矽藻軟泥，紅粘土，放射蟲軟泥等；廣布於大洋深海底各處。其成分均較上述各種沈澱物更細，呈軟泥狀態。

球房蟲軟泥（圖一〇四），在海底沈澱中分布甚廣，居紅粘土之次，其分布區域，自南緯六〇



圖一〇四 球房蟲軟泥



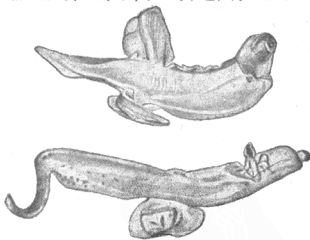
圖一〇五 球房蟲

度至北緯七〇度，佔有一二八，八二四，〇〇〇平方呎之面積，各大洋中均有之；尤以大西洋中最發達，爲其主要沈澱物。其主要成分雖爲遠洋性有孔蟲之石灰質殼，然其中尤以球房蟲屬（圖一〇五）爲多，故有此名稱。但球房蟲以外之有孔蟲死殼亦多；又含有翼足類，異足類等浮漂性軟體動物之石灰質死殼，或浮漂性石灰藻類之殼，以及棲息於海底之種種動物之石灰質死殼碎片等。此外尙發見有矽物質之微粒，放散蟲，矽藻類等矽酸質之殼。

軟泥中所含石灰質之量，常超過三〇%，其純粹者則在九〇%以上。此種軟泥之分布區域雖廣及於各大洋之深海底，然在四五〇〇——五五〇〇呎以上之深海底，則失其特徵，漸變成紅粘土區域。海洋之表層雖有孔蟲甚繁殖之處，若海底達前述之深，則海底沈澱物中幾不發見有孔蟲之死殼；其理由因沈降於非常之深處，需要極長之時間，在途中受海水之作用，遂全溶解云。

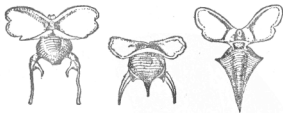
翼足類軟泥視爲球房蟲軟泥之一變種，多含浮漂性軟體動物之翼足類及異足類之死殼，乃其特徵。此等浮漂性軟體動物之繁殖地方，以大洋水溫暖處爲限，故翼足類軟泥亦僅存於熱帶及亞熱帶，較球房蟲軟泥分布之區域淺。球房蟲軟泥甚發達之地方，都爲五〇〇〇至四〇〇〇呎之

以太平洋之廣大區域中，最為發達。其主要成分為粘土質之礬土及鐵之含水矽酸鹽，普通占有全體積之一半。因有此主成分，故呈紅褐色；惟依地方而稍異，其在大西洋者為淡紅色，在太平洋及印度洋者為濃黑褐色。紅粘土中，其在比較淺之海底者，含石灰質或矽酸質；又因地方不同，或有成爲球房蟲軟泥、矽藻軟泥、放散蟲軟泥者。然在非常深之海底之紅粘土，則全無石灰質之殼存在，惟混有種種礦物質或變成物以及其他數種稀有物質而已。粘土所含之礦物質中，最普通者爲輕石，其大小相差甚遠，有大如人頭者，有須用高度顯微鏡始能窺見之者，有由輕石質物之全部分幾盡分解而存



類是異之活生漂浮 七〇一圖
母水純翼(下) 母水象(上)

在者，其變化極大。輕石中所含結晶鏽物，如斜長石，輝石，角閃石等，亦為普通常見之物。具有此種主要成分之紅色粘土質，果何由而成，其議論雖多，然一般均信為火山噴出物沈澱於海底，在海底分解而生成云。在紅粘土中發見少量之物質，有種種有趣之物；其中以微小黑色磁鐵性之球狀物比較多；此蓋為宇宙間之微小天體所謂宇宙塵者，受地球之引力作用，沈降於海底亦未可知。又發見由鹽基性火山岩碎片之沈澱物分解所成沸石結晶，由風運來之砂漠細砂，由冰從極地運來之岩石碎片等，有時亦見之；空氣中或海中噴出之火山灰等，亦偶發見。此外紅粘土中偶發見鮫魚齒，鯨耳石，鯨嘴骨等，但極稀少。鮫魚齒在太平洋中部發見較多，僅留存外部之珉瑯質，內部之石灰質則溶解，而以過氧化錳填充代之，或全部成厚層包蔽之。鯨之耳石或嘴骨，亦同樣被過氧化錳所掩蔽。此等動物，多生活於地質上第三紀層時代，今已絕種，故其齒



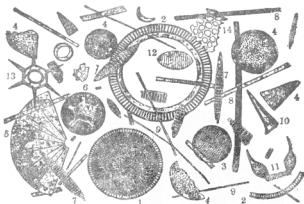
浮游生物之異足類

圖一〇八

此種主



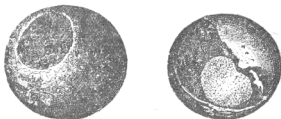
泥軟類足翼 九〇一圖



泥軟藻砂 〇一一圖

或骨久存海底，長年月間受海水之作用，故變成此種狀態。而包蔽此等齒骨之鐵或錳之過氧化物，易發見於深海之沈澱物中，多呈小粒狀，常成厚層沈澱於各種石灰質碎片及岩石碎片之周圍，或呈不規則之塊狀。此種小粒，謂之錳小塊，與深海沈澱物之色多少有關係。

放散蟲軟泥可視為紅粘土之一變種，多含海水表層中所生活之放散蟲之矽酸質骨格；而其中所含鐵物質及其他成分，則與紅粘土相等。此種放散蟲軟泥，僅限於海面表層有放散蟲繁殖之海底，



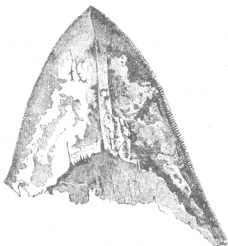
由宙宇之下落小限石所產宙宇圖 一一一圖



品結之石沸 二一一圖

分布於太平洋印度洋中，但在大西洋則不見之。其總面積約佔有五，九五七，〇〇〇平方杆。

(四) 海底沈澱物之分布 總觀上述海底沈澱物之分布狀態而論之，其結果如次。陸生性沈澱物雖有種種，然在大陸或島嶼之周圍，爲此種物質所包圍，依各地方之狀況而分布區域之大小



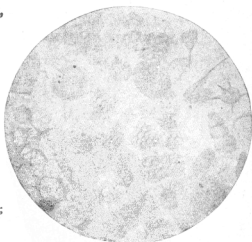
紅粘土中發見之魚鱗 圖一三一



石耳 圖一四一



塊小盆 五一圖



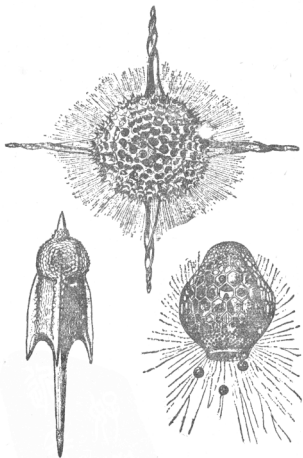
泥軟蟲散放 六一圖

甚有差異。由珊瑚泥或珊瑚砂所成之陸生沈澱物，僅限於熱帶或亞熱帶之珊瑚礁附近；又陸生沈澱物中若含有翼足類，異足類，或浮漂性有孔蟲等之石灰質殼，即表示其為熱帶或溫帶海底之沈澱物。綠泥生成之處，限於海表層溫度有大變化之特殊地方。紅泥則為由大河運來含有氧化鐵量

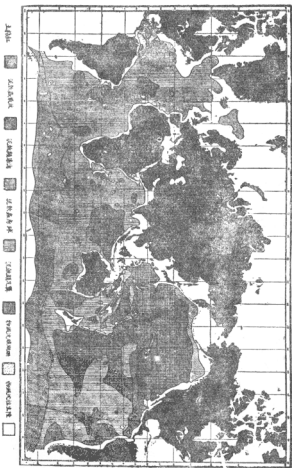
甚多之粘土，故限於有大河之沿岸。火山泥當然僅見於有火山脈地方之海底，青泥在陸生沈澱物中分布最廣，自兩極地方至熱帶，無前述各種泥土之陸地沿岸，皆廣見之。

此種陸生沈澱物，愈近岸之淺海，愈含有大形之礦物質破片，愈深遠，其質亦愈微小。又在大川流入海之附近，陸生沈澱物所及區域頗遠；若河川少而斷崖多之沿岸，則其向外海之分布區域甚狹。

遠洋性沈澱物，僅發見於離陸甚遠之深海。其中翼足類軟泥，以熱帶及亞熱帶之海底為限；但在比較淺處，普通為大洋性之島嶼，即由火山或珊瑚礁所生成，而與大陸無關係之島嶼近傍，或大洋海底臺地之頂及側面等，亦屢發見之；惟其區域則甚狹。球房蟲軟泥，已如前述，其所佔面積，居紅粘土之次；在大西洋方面，北達北緯七二度，南達南緯六〇度附近；大西洋之深海底，大部分為此球房蟲軟泥所覆蔽。硅藻土軟泥，在熱帶及亞熱帶地方無之，僅見於南北高緯度之地方，南極大陸沿岸，青泥區域之外側，成幅廣之環狀而發達。其在北方，北太平洋之北端，由北美之阿拉斯加，英屬之哥倫比亞地方，經亞留西安羣島，至戡察加以達千島北海道附近，沿淺海區域之外側，作一長帶分



種數之蟲散放 七一圖



圖布分之物類沈監海八一—圖

布。放散蟲軟泥，僅以太平洋及印度洋之熱帶海底爲限，分布區域甚狹。惟自中央阿美利加達太平洋中央部較發達，成一廣帶狀。紅粘土覆蔽大洋海底之最深部分，爲發達最廣之沈澱物，尤以太洋洋底最爲發達，廣布於北緯五〇度至南緯五〇度之間。在大西洋則散布於北緯四〇度至南緯四〇度之間，其區域比較狹小。此種紅粘土，以含錕之小塊爲其特徵；在印度洋之紅粘土，含此種小塊甚多，故呈濃褐色；在大西洋底者，錕小塊較少，故爲淡紅褐色。

以上所述各種沈澱物間之境界線，因係漸次變更，故不能作明確之區劃；至地理上之分布，則大概如上所述。又此種沈澱物，其分布地點之深度亦大概一定；卽其垂直分布能有一定也。

陸生性之沈澱物，其上部分布極限爲海岸線；而下部之極限，則依種類而各不相同。各種泥質沈澱物，普通自二〇〇呎等深線之外側始；但在特殊地方，則極淺處亦有此等物質。例如珊瑚礁內部，卽深僅數尺之淺處，亦有珊瑚泥存在。青泥普通限於二〇〇呎以內之深處，但在特殊地方，亦有超過五〇〇呎者。珊瑚泥大概均散布於二〇〇呎至四〇〇呎附近，與翼足類軟泥或球形蟲軟泥相接。火山泥一般存在於極深之海底，與紅粘土相接；但在火山島附近，則在二〇〇呎

前後之處，變成翼足類軟泥；或在深三〇〇〇呎至四〇〇〇呎之處，則變為球房蟲軟泥。綠泥及紅泥，普通二〇〇〇呎以內為限；即在特殊地方，其深度亦不出二〇〇〇呎。

遠洋性沈澱物中，翼足類軟泥存在於最淺處；在七三〇呎至二八〇〇呎之間。球房蟲軟泥雖散布於七三〇呎至六〇〇〇呎之間，然其最發達處為二二〇〇呎至四〇〇〇呎之間。砂藻軟泥普通存在於一一〇〇呎至四〇〇〇呎之間，然因地不同，亦有存在於七〇〇〇呎以上之深處者。放散蟲軟泥完全存在於深海中，三七〇〇呎以上之淺處，幾無此種軟泥；其分布達八〇〇〇呎至九〇〇〇呎之深海底。放散蟲軟泥，如前所述，為紅粘土之一變種，故紅粘土存在之深海，若其海面狀態適於放散蟲之繁殖，則必有此種軟泥存在也。紅粘土為最顯著之深海沈澱物，其沈降之深度，自三七〇〇呎至現今吾人所知之最深海底。

(五) 沈澱物堆積速度及沈澱物層之形成 海底沈澱物之堆積速度，在深海中雖不能直接測定，但在大西洋則有比較稍確實推定之例。即以修理深海底之海底電線時所觀察者為基礎；據此種觀測，在北緯五〇度，西經三一一度，深約四二〇〇呎之地點，每十年間，球房蟲軟泥堆積之厚約

二五耗。其他一例，在大西洋之熱帶，北緯二度四七分，西經三〇度二四分，深度約三五〇〇呎之地點，其沈積速度，則較上例大；此或為該地表層海水溫度，適於有孔蟲之繁殖之結果也。然在大西洋，深約二〇〇〇呎之某地點，亦有幾可視為全不沈澱之處；此或因受深海海流之作用，沈澱物不能堆積所致。陸生性沈澱物之堆積速度，約較遠洋性沈澱物為大；然其中之青泥，似比綠泥等堆積較多。總之，此等沈澱物中若海底由海水作用而起之變化愈少，則其堆積速度愈大；此種推定可謂適當。遠洋性沈澱物中，在熱帶海底之球房蟲軟泥及翼足類軟泥之堆積速度為最大。矽藻軟泥，因其中稍含石灰質，故堆積速度或較放散蟲軟泥速；蓋石灰質若長受海水作用，必全為所溶解故也。一切之沈澱物中，以離陸最遠，沈澱於最深海底之紅粘土之堆積速度為最小。其中與他種遠洋性沈澱物比較，以含宇宙塵，鮫齒，及鯨之耳石等為最多，蓋沈澱物非常少，而此等物質長置海底，不被埋沒故也。且此種動物中之某種，雖生存於地質上之第三紀層時代，至現今則已完全絕種；由此可知此種沈澱物之沈置海中時期之久遠矣。紅粘土中多含矽小塊及沸石結晶等變成物，又其中主成分之粘土質，乃火山性礦物質變質最甚之產物，由此可知其堆積速度之微小也。此種堆積速度極

小之放散蟲軟泥及紅粘土中，其所含錳之量，比陸上之地殼及稍淺海之沈澱物爲多。在太平洋中央部採取之紅粘土中之錳小塊內含有鉛者，乃應注目之事。蓋放射能物質最後崩壞物卽爲鉛，此一般所公認者也。

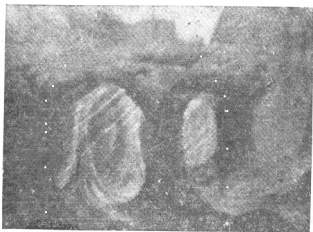
在陸地上，有深達數千尺之地質，亦能探知之；但在大洋之海底，吾人能知者僅爲其表面之二尺；因從來所取之海底沈澱物，鮮有深入海底二尺下之物質也。故吾人對於海底沈澱物之知識，以表面之薄層爲限。但在此不足二尺之表層狀態，可發見各種重要之事實。沈澱物採取器若能取得一尺以上之層，則其垂直斷面，有時可見極明瞭之數層存在。例如球房蟲軟泥堆積於紅粘土之上，或與此相反亦有紅粘土堆積於球房蟲軟泥之上者。前者爲球房蟲軟泥之石灰質之在深層者漸漸溶解，而遺留紅粘土質；後者爲球房蟲軟泥最初堆積於適當之深海底後，因地殼變動，此海底更陷落於紅粘土堆積之地位所致。卽由此種沈澱物層之形成，亦可推測深海底之地殼變動。又在他方面，確知深海底之地殼有變動之事實，亦可想見之。

由海底沈澱物而形成海底層之事實，多少可推知海底地殼之變動，已略如上述；然現今太平

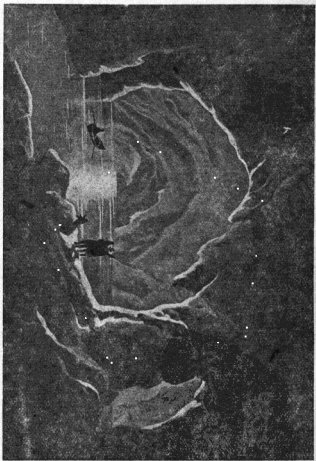
洋之最深海底，是否曾爲陸地而現於水面；又現今之陸地，是否曾作海洋之最深部？則爲大問題，從來已有種種議論。據傳說則太古時代，現在之大西洋中共有「阿特蘭替斯」大陸存在，爲地上之樂園；以後忽然消滅。又由印度洋至南極洋，由地質學上及生物學上想像，謂從前有大陸存在，名之爲岡得瓦那蘭；又現在散於南太平洋中多數珊瑚礁基礎之多數海底隆起，亦有謂其爲曾作大陸之山巔者。地球表面，是否果有此種大陸存在，是否有此種大變動發生？

現在陸地之大部分，由水成岩構成；又在高山之中發見有海產動物化石，故此等地土，以前曾作海底，毫無疑義。且以此種水成岩與現今淺海沈澱物相較；其性質亦全相同。砂岩爲砂質沈澱物；礫岩爲沙礫質沈澱物之凝固而成；又頁岩及不純之石灰岩乃由泥質沈澱物之固結而成；同樣貝殼及珊瑚類石灰藻類等石灰質甚多之近海沈澱物，則與含化石甚多之石灰岩相類似。由此等事實考之，最少淺海部分之海底，以前必爲陸地。至深海部分如何？則因在陸地之地殼中，可信爲由遠洋性沈澱物之固結而成之岩石，尙未發見，故無從斷定。從前曾將各種岩石與深海沈澱物之相似點加以論究，就英國之白堊層岩石，乃由深海沈澱物之固結而成，一時信者頗多。且謂現在尙有

此種相同之層，爲球房蟲軟泥，在大西洋深海底，繼續其作用云。然據以後之研究，知從前之論不甚可靠，現在多信此種白堊層，係當白堊紀時代，由陸生性沈澱物甚少之暖淺海中所形成。深海之遠洋性沈澱物，亦與淺海沈澱物同，可固結成岩石。海洋探險船察楞澤號，由深海底採集有岩石數片，用顯微鏡檢查之，知其性質確係由遠洋性沈澱而成。又在實驗室內，壓縮球房蟲軟泥及其他遠洋性沈澱物，使成岩石之試驗，亦已成功。即此種沈澱物，可完全使其成爲普通之岩石；而察楞澤號所採之岩石片，實得之於深海底，兩物誠相似。然而陸上地殼之岩石中，則其性質無一與此種岩石相同者。由上述事實，吾人可得以下之結論：即地球表面，在極長久之歷史中，陸與海反復生大變動；各種沈澱物所掩之海底變爲陸地，動植物繁盛之陸地忽成海底。此種變動，以海陸隣接處（有相當大之面積）爲限。現在之大西洋及太平洋之最深海底，從前現出於水面之事實，無從知之；又據深海及深海沈澱物之研究，對於以前存在之大陸沉入於深海底之說，亦未得肯定之事實。故地球上之水陸分布狀況固曾經極大之變化，但由海洋學上考察之，則大洋中央部之深海底，恐係地球上水陸最初分離時所有之深大地溝，直至現在而殘留者也。



觀奇麗鼓岩目之人如形洞岩大有分部底海 九一一圖



第四章 海底之沈澱物

加那利海峽之熱液噴出物

一一〇圖

一三二