MOTC-IOT-IHMT-NA8916

台灣四周海域海流數值模擬研究

著者：莊文傑、江中權

交通部
運輸研究所 港灣技術研究中心

中華民國 八十九 年 十二 月

交通部運輸研究所港灣技術研究中心出版品摘要表

出版品名稱：台灣四周海域海流數值模擬研究		
國際標準書號（或叢刊號）	政府出版品統一編號 009254890291	港灣技術研究中心出版品編號 MOTC-IOT-IHMT- NA8916

主辦單位：數學模式組 主　　管：簡 仲 璟 計畫主持人：莊文傑 研究人員：江中權 聯絡電話：(04)6564216 分機 419 傳真號碼：(04)6571329	研究期間 自 88 年 07 月 至 89 年 12 月

關鍵詞：台灣海峽、環島海域、潮位、潮流、潮流橢圓、協振盪、共振、駐波

摘要：

本研究爲五年期研究計畫之第一年，研究重點主要係在探討並模擬計算台灣環島四周海域之水位與海流特性。於本研究中，首先建置台灣環島海域整體之地形與水深資料，並依據過去之實測潮汐資料與相關研究結果做一綜合性之分析，藉以探討潮汐波動與水深地形之關聯性。其次，使用二維水動力有限差分數值計算模式，於含括東海、南海、太平洋及台灣海峽之整體計算海域下，透過時序性潮波水動力之模擬計算結果，以闡釋台灣環島海域潮波與潮流所呈現之動力(dynamic)及運動(kinematic)特性。最後，依據淺水長波理論推導得含科氏力(Coriollis force)效應之緩坡方程式(Mild-slope equation)，使用有限元素法，應用局部輻射邊界條件(local radiation boundary condition)，重新建置單頻波(monochromatic wave)計算模式，藉以針對潮波之個別分潮(constituents) 與分潮流特性進行探討，並驗證台灣環島、台灣海峽及中國大陸沿岸總體地形、水深對潮波分潮特性之影響，同時，確認造成台灣環島沿岸潮汐呈現特殊時空分佈特性之重要機制。至於，台灣環島開放海域邊界條件之提供，可自本研究二維水動力計算所得之時序性模擬計算結果中直接萃取，或由單頻波計算模式所得之分潮驗證結果，藉其計算振幅及相位遲角，再以潮汐預報方式間接求得。

出版日期	頁數	工本費	本 出 版 品 取 得 方 式
89 年 12 月	282	1000	凡屬機密性出版品均不對外公開。普通性出版品，公營、公益機關團體及學校可函洽本中心免費贈閱；私人及私營機關團體可按工本費價購。

機密等級：

☐限閱 ☐密 ☐機密 ☐極機密 ☐絕對機密

（解密【限】條件：☐　年　月　日解密，☐公布後解密，☐附件抽存後解密，☐工作完成或會議終了時解密，☐另行檢討後辦理解密）

☑普通

備註：本研究之結論與建議不代表交通部運輸研究所之意見。

PUBLICATION ABSTRACTS OF RESEARCH PROJECTS

INSTITUTE OF HARBOR & MARINE TECHNOLOGY

INSTITUTE OF TRANSPORTATION

MINISTRY OF TRANSPORTATION AND COMMUNICATIONS

TITLE: Study of Tidal Current Simulations around Taiwan

ISBN(OR ISSN)	GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER	IHMT SERIAL NUMBER
	009254890291	MOTC-IOT-IHMT-NA8916

DIVISION: Mathematical Modeling Division
DIVISION CHIEF: Chung-Ching Chien
PRINCIPAL INVESTIGATOR: Wen-Jye Juang
PROJECT STAFF: Chung-Chiuan Chiang
PHONE: +886-4-6564216 Ext. 419
FAX: +886-4-6571329
E-mail: jye@mail.ihmt.gov.tw

PROJECT PERIOD
FROM July, 1999
TO December 2000

KEY WORDS: Taiwan Strait, Seas around Taiwan, Tides, Currents, Current Ellipse, Co-oscillation, Resonance, Standing Wave.

ABSTRACT:

The total period of the studies is scheduled to be 5 years. In this report all efforts of the first year stage will be presented. The studies are aiming at the regional characteristic investigations and numerical simulations of tides as well as tidal currents around the coasts of Taiwan. The bathymetry is constructed by using the point data of sea maps published by Naval Hydrographic Office, Taiwan. Based on the two-dimensional depth-integrated shallow water waves equations, numerical solving schemes of the alter-directional implicit finite-difference method will be adapted and the MIKE21-HD module developed by Danish Hydraulic Institute will be applied. The tides predicted by IOS software at part of stations of Japan, Philippine, and Malaysia will be used to construct the pelagic open sea boundary conditions, whilst the non-reflective boundary conditions will directly applied to shorelines around Taiwan. Some of the measurement records of tides of specific tidal stations around the coasts of Taiwan will be used for verifications. Related computation results will be extracted in advance to supply the essential requirements of constructing the open sea boundary conditions such as the near-shore zones of local coasts and the harbor areas of five main commercial ports of Taiwan. Furthermore, A finite element model that based on the extended mild-slope equation with the Coriolis effects included is developed. It is used to calculate the co-range and co-tidal charts with associated the component current ellipse of seas surrounding Taiwan. With the help of using the charts and the current ellipses, the hydrodynamic characteristics of tides around Taiwan are understood completely.

DATE OF PUBLICATION	NUMBER OF PAGES	PRICE	CLASSIFICATION
Dec. 31, 2000	282	1,000	☐SECRET ☐CONFIDENTIAL ☑UNCLASSIFIED

台灣四周海域海流數值模擬研究

目　　錄

表 目 錄

圖 目 錄

第一章　導　論

1.1 研究緣起

台灣四面環海，進行近岸海域相關之水動力(hydrodynamic)模擬計算，常須面對開放海域之邊界條件無從據以決定之困擾。往昔，在水深約20米之近岸海域內，雖政府相關部門與機構曾進行各項海象特性之現場觀測，但對潮汐與潮流之相關水動力模擬計算而言，現場之觀測範圍相對於長波長之潮汐波動仍屬局部性的。因此，其對計算模擬所需之邊界條件基本上仍甚難充分滿足。以高雄港海域近岸潮流之流場模擬計算(莊文傑、江中權, 1997)[1]為例，雖然在台灣環島沿岸海域，政府相關單位曾陸續設置有綿密之驗潮站，但為高雄港海域之潮流模擬計算，由於計算驗證牽涉到與實測潮流時間區段之對應問題，故海岸側之邊界潮汐水位控制，在南端必須取恒春蟳廣嘴驗潮站之潮位為依據；在北端必須用台南將軍驗潮站之潮位為基準，海側開放水域之時序性(time series)水位與流速，在無適當之實測潮位資料及相關模擬計算結果配合下，其僅能依據海岸側之邊界時序潮位作外差(extrapolation)嚐試。僅管如此，在台灣西南部整體海岸地形之考量及影響下，應用海岸線上或近岸區域之邊界資料外差處理開放海域側之邊界條件，將造成對象(interested)海域水動力模擬計算結果之驗證誤差，甚至無法準確。由此數值計算經驗可知，充分且準確地掌握台灣環島海域之水動力特性是甚為必要的。

對於台灣環島海域潮汐水動力特性之瞭解，多年以來，國內學者、專家大多以局部海岸實測潮位及潮時為研究依據。故而，對於台灣西部海岸上，台中港、新竹海域一帶潮差最大(平均潮差在台中港及新竹分別為：4.008 公尺及 3.714 公尺)；而在基隆與高雄海域其潮差卻甚小(平均潮差在基隆及高雄分別為 0.795 公尺及 0.685 公尺)之潮汐空間分佈特性(劉文俊, 1996; 1999)[2, 3]，一般常將其詮釋為潮波淺化(shoaling)、潮波交會(interference)及因交會過程之非線性效應影響所導致之自然波動結果。但就上述潮差之空間分佈特性而論，最大(台中港)與最小(高雄港)平均潮差之放

大率高達 5.85 倍，應遠非單純之潮波淺化及交會理論所能說明。除此之外，在潮時方面，由中央氣象局對台灣環島海域每日滿潮時間之預報結果可看出，在台灣東北部，自福隆至淡水，其滿潮時間差約達 5 小時；而在台灣西南部，自南灣至將軍，其滿潮時間差亦約為 4 小時。但在台灣中西部海岸，自台中港至淡水或至將軍，其滿潮時差卻普遍不及 1 小時。可見，在台灣環島海域，潮汐之時間分佈特性亦頗值得探討。僅管如此，造成台灣環島海域潮汐特殊時空分佈之詳細原因，迄今，於公開之文獻上仍甚為少見。

潮汐為長週期性(periodic)之波動，主要之構成成分有半日型(semidiurnal)及全日型(diurnal)分潮(constituents)兩類。其中，半日型分潮之代表週期約為 12 小時。在平均水深僅約 80 米之台灣海峽水域，其代表波長約達 1,200 公里。以其具長波長之波動特性，即使在深達 5,000 米之太平洋海域中，其波動仍屬淺水長波(shallow-water wave)之範疇。因此，局部(local)海域之地形及水深變化應不致引起潮波總體時空分佈特性之改變。從此一觀點出發，探討台灣環島沿岸實測潮汐所呈現之特殊時空變化特性，意謂著其應大範圍地由台灣環島及中國大陸沿岸之地形與海域水深之綜合影響著手。其中，東亞大陸棚架(continental shelf)地形及台灣西海岸所面對之台灣海峽水域，其幾何形狀及長、寬尺寸之影響，尤其應值得注意與納入考量。

1.2 研究目的與方法

本研究主要在探討並模擬計算台灣四周近岸海域潮位與海流特性之變化機制，其次，再將研究成果應用於台灣東西海岸及國內五大國際商港海域之局部海象特性探討。主要之研究目標為

1. 完成台灣環島四周近岸海域整體潮位與海流數值計算模式之評選。
2. 建置台灣環島四周近岸海域數位化大範圍之計算地形與水深。
3. 提供台灣環島海側之潮位與海流邊界條件，俾利於近岸海域進行相關水動力模擬計算之應用，補充實測資料之不足。
4. 釐清台灣海峽中段海域潮差特別大之原因係潮波交會與非線性交互作

用結果之推論。

主要之研究重點為

1. 確立台灣環島四周近岸海域潮位與海流數值計算模式之計算範圍。
2. 潮位與海流數值計算模式初始及邊界條件資料之蒐集與建立。
3. 台灣環島四周近岸海域之潮位與海流數值模擬計算。
4. 數值模式及數值模擬計算結果之檢核及驗證。
5. 台灣近岸海域潮位與海流特性變化機制之探討。
6. 成果整理、展示及出版。

本研究全程執行期間預定為五年，第一年以台灣四周近岸海域總體之水位及海流數值模擬計算、檢核為重點；配合第一年之研究成果，第二年起之研究將分別以國內五大國際商港區近岸海域海流模擬為應用；初步之規劃第二年係以高雄港及台灣西岸南部海域為對象，第三年以基隆港及其鄰近之台灣北部海域為優先；第四年以台灣東部海域之蘇澳港與花蓮港海域為目標；台中港及台灣西岸中部海域則一併於第五年執行。

為提供於台灣環島近岸海域進行潮汐相關水動力模擬時所需之開放海域邊界條件，更為詳細探討台灣環島海域潮汐所呈現特殊時空分佈之影響機制(mechanism)，因此，本研究將首先收集、整理台灣環島海域整體之地形與水深資料，並依據過去之實測潮汐資料與相關研究結果做一綜合性之分析，藉以探討潮汐波動與水深地形之關聯性(莊文傑, 2000[4]；莊文傑、江中權, 2000[5])。其次，使用二維水動力計算模式(DHI, 1994)[6]，於含括東海、南海、太平洋及台灣海峽之整體計算海域下，透過時序性潮波水動力之模擬計算結果，以闡釋潮波在台灣環島海域所呈現之動力(dynamic)及運動(kinematic)特性。最後，依據淺水長波理論推導得之含科氏力(Coriollis force)效應緩波方程式(Mild-slope equation)（莊文傑, 2000 [4]；Tsay, 1991[7])，使用有限元素法，應用局部輻射邊界條件(local radiation boundary condition) (陳柏旭、蔡丁貴, 1990)[8]，重新建置單頻波(monochromatic wave)計算模式，藉以針對潮波之個別分潮(constituents)特性進行探討，並驗證台

灣環島、台灣海峽及中國大陸沿岸總體地形、水深對潮波分潮特性之影響，同時，確認造成台灣環島沿岸潮汐呈現特殊時空分佈特性之重要機制。至於，台灣環島開放海域邊界條件之提供，可自本研究二維水動力計算所得之時序性模擬計算結果中直接萃取，或由單頻波計算模式所得之分潮驗證結果，藉其計算振幅及相位遲角，再以潮汐預報方式間接求得(Juang et al., 2000[9]；Tsay et al., 2000[10])。

1.3 相關研究

針對台灣海峽及台灣環島海域探討潮波特殊時空(潮時與潮差)分佈特性與振盪機制之研究，於國內外公開之文獻上尚不多見。Hwung & Tsai (1984)[11] 及 Hwung et al. (1986)[12]曾針對台灣西海岸十一個驗潮站上之實測潮汐資料進行調和分析(harmonic analysis) 及波譜分析(spectrum analysis)，並引用潮型判別指標(Pugh, 1987)判定台灣西海岸，北自淡水、南至臺西，其潮型皆屬半日潮型，其中，尤以 M_2 分潮最為顯著(dominate)；另依據其潮波能譜分析之結果，推算台灣西海岸具最大潮差之海域係發生於台中港以北 20.9 公里處。中央氣象局簡任技正劉文俊 (1996; 1999) [2, 3] 近年來曾針對台灣環島沿岸實測之潮汐資料做甚有系統之整理與分析。國家海洋科學研究中心為台灣海峽海況即時預報模式計畫(TSNOW)，近期內，曾透過現場觀測與數值模擬計算方式探討台灣海峽潮汐與潮流之特性，其中，王玉懷 (1998; 1999)[13, 14]依據實測潮汐資料之調和分析結果，並依據凱文波(Kelvin wave)之理論，說明台灣海峽潮波之運動方向，其實際是由北而南傳遞行進，且由潮流實測資料分析得：布袋至馬公間，半日潮平均流速為 117cm/s；全日潮平均流速為 32cm/s，澎湖至金門間，半日潮平均流速為 46.7cm/s；全日潮平均流速為 7.9cm/s。詹森 等(1999)[15]為模擬計算台灣海峽之潮汐與潮流，因此，採用 Semtner (1986)[16]所建立之海洋環流三維模式，以一個通過台灣海峽由南而北之固定流量模擬平均流場做為初始條件，然後採用富基、東引和後壁湖三潮位站之調和分析常數預報其潮位，再加上由東引、馬祖、烏坵與金門之潮位外插東山島之潮位，然後按線性差分方式設定台灣海峽計算海域之南、北邊界。不過，依據其模擬結果顯示，潮汐與潮流在台灣海峽中、北部海域之準確度較佳，但在

澎湖水道以南海域，台灣淺灘(Taiwan Bank)與台灣之間，則有較大之誤差。

相對於近期之相關研究，國內早期針對台灣環島海域進行潮汐水動力之模擬研究亦甚有限，劉肖孔 (1983)[17]為配合當時多項經濟建設之需要，曾應行政院科技顧問組之聘請，建置「中國海域三度空間數值模式」，並從事暴潮、天文潮及潮流等相關課題之應用研究 (Liu, 1983; 1994)[17, 18]。但其模式之運作必須與其「太平洋之海流模式」銜接。Li (1987)[19]；李賢文 (1989)[20]應用水深積分後之二維水動力模式，並引用 Ogura (1933)[21]提供之調和分析常數預報特定邊界點之潮位，再以內差方式處理開放海域邊界條件，經計算求出台灣環島海域各重要分潮之等潮差圖(iso-amplitude chart)及等潮時圖(co-tidal chart)後，再將其計算結果進一步應用於潮汐與潮流之預報。綜合上列國內遠、近期以時變性水動力計算模式從事潮汐之相關研究過程可看出，選取及設定開放海域邊界條件，至今仍是迫切待克服、解決之課題。

鑑於國內大範圍海域地形與水深資料不易掌握與取得，故國內學者探討台灣環島海域之潮波動力特性甚少從總體地形之影響性著手。Tsay (1991)[7]為探討地球自轉效應對長週期波動之影響，曾依據三維線性波動系統方程式，推導出含括科氏力(Corilis force)效應之地轉緩坡方程式(geophysical mild-slope equation)，並於具變動水深之大型人工圓島地形上，以理論解析方式探討環繞圓島海域之長週期波動特性。郭思吟 (1995)[22]應用 Tsay (1991)之模式，於檢討不具透水性(impermeable)之海岸邊界條件後，使用有限元素法(finite element method)進行人工圓島週圍海域之潮汐波動特性模擬，並與 Tsay (1991)之理論解析結果驗證。陳柏旭、蔡丁貴 (1990)[8]為解決波動因海岸地形及人工構造物影響所產生之開放海域散射波(scattered wave)控制問題，因此，改良 Chen & Mei (1974)[23]之開放邊界控制型式，提出局部輻射邊界條件(local radiation boundary condition)，該邊界控制條件經進一步計算驗證後，證實其不僅適於開放海域邊界具不等水深之實際海況，更可大幅度地縮小計算海域之範圍。

對於海岸地形、水深影響性之考慮，Keller (1958)[24]及 Shen et al. (1968)[25] 曾採用逼近展開法(asymptotic expansion)首先探討單頻波

(monochromatic wave)在緩坡(mild slope)海床上之波動傳遞(propagating)特性。Berkhoff (1972)[26]及 Smith & Sprinks (1975)[27]分別使用三維勢流(potential flow)理論推導得能適於緩坡海底地形之單頻波緩坡方程式(mild-slope equation)，該方程式並可將波動之折射(refraction)及繞射(diffraction)現象充分地含括。此外，Booij (1983)[28]應用數值計方式確認緩坡方程式可適用於非緩坡(not moderate)海床上。Kirby (1986)[29]並進一步將緩坡方程式應用於具急劇變化(fast varying)之海底地形上，且由其研究結果顯示，緩坡方程式之適用性仍然良好。其後，Copeland (1985)[30]並以理論證明緩坡方程式實際可進一步轉換為淺水波(shallow water wave)之系統控制方程式。Madsen & Larsen (1987)[31]依循 Copeland (1985)之研究結果，採用交替方向隱式有限差分法(alternate direction implicit finite difference method)，並以大範圍海域之應用為對象，最後可求得時變特性之波動穩態解(stationary solutions)。

當海床水深具不連續之階梯(step)地形時，Newman (1965)[32]曾使用造波吻合解(wavemaker matching solution)以理論解析波動在海床具劇烈變化情況下之波動特性。Mei & Black (1969)[33]及 Black et al. (1971)[34]應用變分法(variation formulation)解析波動受地形突變影響下之反射及透射(transmission)特性。Chen & Mei (1971; 1974)[35, 23]針對等深圓島情況於綜合波動之反射、繞射及散射(scattering) 效應下，透過理論求得圓島地形周圍海域之波動解析解(analytical solution)。Smith (1974)[36]為消除(eliminate)因邊界效應產生之反射波影響，曾針對 Dirichlet 及 Neumann 型態之邊界值問題，提出無反射(nonreflecting)之平面邊界條件型式。另為開放海域邊界條件設定型式之取捨，Chapman (1985)[37]曾以各種不同型式之邊界條件進行數值計算比較及評估。Hunkins (1986)[38]應用圓柱座標系統之渦度(vorticity)及質量守恒方程式解析高緯度 Yermak Plateau 海域異常(anomalous)之全日型潮流及相關之波動特性。 Chen (1990)[39]研創無限元素法(infinite elements)藉以解決河口、海灣及不規則海岸地形所造成之波動散射及輻射(scattering and radiation)問題。Tsay & Liu (1983)[40]及 Tsay, et al . (1989)[41]使用有限元素法計算變水深人工島周圍海域之波浪反射、折射及繞射效應。

台灣座落於東亞大陸棚架邊緣，因此，有必要瞭解大型陸架地形對其上波動特性之影響。Munk, et al. (1956)[42]即依據觀測資料進行大陸棚架上之緣波(edge wave)探討。Reid (1958)[43]使用線性淺水波方程式亦曾進行緣波之解析，同時，探討科氏力之影響。Munk, et al. (1964)[44]以波動方程式針對波動抓陷(wave trapped)現象進行相關模態(modes)解析。Chamber (1965)[45]使用淺水波方程式探討在地球自轉效應下，長週期波動之通式解(general solutions)，並且將其解析結果應用至海嘯(tsunamis)理論上。Rao (1966)[46]結合實驗及理論探討矩形海灣在旋轉座標上，其波動所呈現之振盪模態。Mysak (1967)[47]使用線性淺水波方程式亦對大陸棚架地形影響下之波動進行解析，並提出北半球之陸架波會以順時鐘方向作環形之傳播。Buchwald & Adams (1968)[48]使用指數函數型式之陸架坡度，探討自由陸架波(free shelf wave)在陸架斜坡上之傳播特性，同時，並求出各模態之分散關係(dispersion curves)。Cartwright (1969)[49]及 Cartwright et al. (1980)[50]藉 St Kilda 海域實測潮流之不尋常 (unusually)強流速分析結果，推論其可能係由陸架波所引致。Rhines (1969)[51]於考慮地球面曲度(curvature)及海底地形變化下，針對長週期波動進行解析，根據其解析結果指出，由於大陸棚架之攔阻(barriers)效果，即使對週期甚長之波動，地形之小變動(∇h)仍具有其甚為重要之影響效應，其研究中更引用實例說明，當海脊(ridge)地形之寬度夠大時，海脊地形可將最低模態之 Rossby 波完全反射。Momoi (1974)[52]應用 **L**-型渠道模擬實際海灣形狀具大角度轉變下之波動模態，並探討其反射及透射特性。Mysak & Tang (1974)[53]曾對不規則之海岸線進行凱文波(Kelvin wave) 傳遞特性之探討。Thomson & Crawford (1982)[54]曾於雷諾應力考量下，推導經水深積分後之渦度(vorticity)方程式，並據以解析潮流所引致之陸架波特性。Middleton et al. (1982)[55]及 Crawford & Thomson (1984)[56]皆使用線性淺水波模式，並分別以 Southern Weddell Sea 及溫哥華島(Vancouver Island)之潮流及陸架波為研究重點，進行理論解析探討並與實測資料相互驗證。

回顧台灣環島海域之地形可知，台灣不僅座落於大陸棚架邊緣，其形狀更似一大型之圓島。只是環島之水深具變化且約呈現東、西方向之不對稱分佈，並兼具有中國大陸不規則海岸線之影響。因此，台灣環島之波動

特性，就地形水深之影響而言，其不僅可能具陸架波(shelf wave)之型式，也可能具緣波(edge wave)之特質。但最可能者為圓形島地形影響下之長波抓陷(wave trapped)特性。在地形產生抓陷波之研究上，Longuet-Higgins (1967; 1968; 1969; 1970)[57~60]曾以一系列之研究加以探討。且對抓陷波之波動模態、抓陷條件、地形、水深、地球自轉效應之影響等皆作詳細剖析。其中，與台灣環島潮波特性最直接相關地結論是：在北半球海域中，圓島波動若具有抓陷波之特性，則其將是順時鐘方向環繞圓島而傳遞行進地，且在環繞圓島一圈後，其相位仍吻合(in phase)其繞行前之相位。除此而外，台灣東部多海脊(ridge)地形，有關海脊地形產生之波動抓陷解析，Shaw & Neu (1981)[61]及 Hunkins (1986)[38]曾有詳細之理論探討。

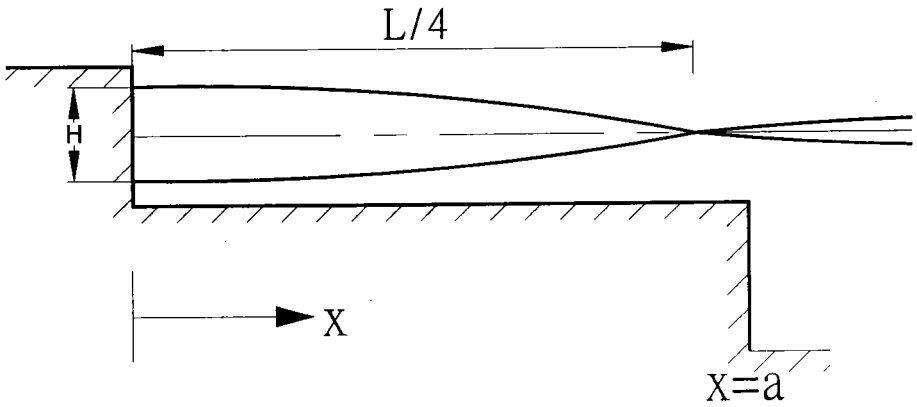
綜合上述相關之研究可知，儘管不同學者曾針對不同波動特性進行探討，但共通地是大部分學者皆以線性淺水波系統方程式為基礎，並將大部分的研究重點置於海岸地形及海域水深之變化上。可見，即使採用架構簡單之理論模式，但在掌握特殊地形、水深影響下，複雜之波動特性仍是可完全呈現地。

為理論解析之必要，地形、水深之影響常是理想性或簡化地。電子計算機科技大幅進展後，使用數值模擬計算方式探討波動及相關流場之特性已是時代趨勢。Wang (1982)[62]即以有限差分法研發有限海域內具陸架地形變化之三維流場計算模式。Ye & Robinson (1983)[63]使用二維非線性有限差分模式以研究南海潮波之分潮特性。Le Provest & Fornerino (1985)[64]亦以二維非線性有限差分模式探討英倫海峽(English Channel)之潮波與潮流特性，在其研究中並強調開放海域上，邊界條件設定之方法。Lynch & Naimie (1993)[65]以三維非線性有限元素法計算 Maine 海灣中之M_2潮流及其殘餘流(Residual Current)。Lyard & Genco (1994)[66]針對海洋潮波之有限元素計算法提出其開放海域邊界條件設定之優選方法(optimisation)。Nguyen & Ouahsine (1997)[67]再使用二維有限差分模式進行多佛海峽(Dover Strait)之潮流及潮位計算。Yanagi & Takao (1998 a;b)[68, 69]同樣使用二維有限差分模式並針對南海及泰國灣(Gulf of Thailand)分別探討分潮潮波及潮流之傳播特性。Guo & Yanagi (1998)[70]自行發展三維模式，並率定相關摩擦、粘滯係數後，結合部分台灣海峽潮汐資料，據以計算東海、黃海及台灣北部海

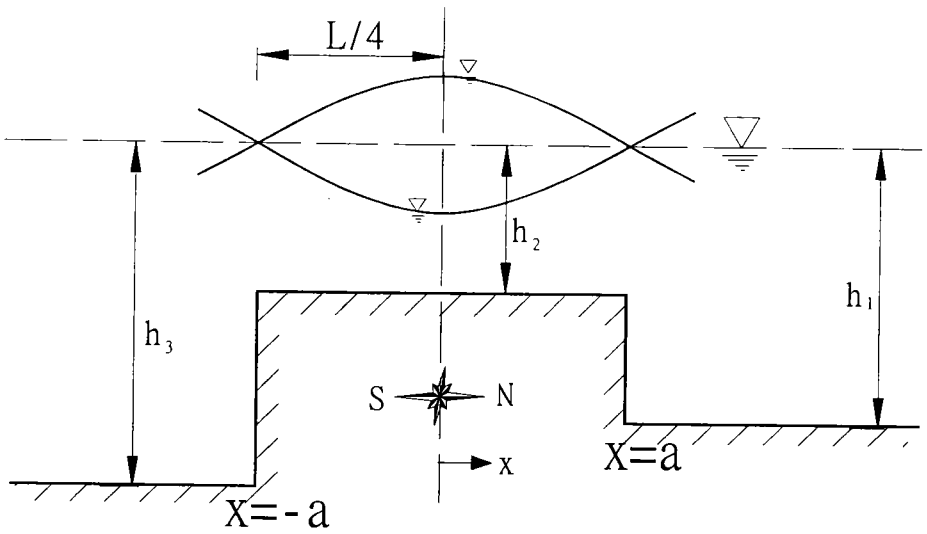
域之分潮潮波及潮流特性。

根據以上數值研究結果可知，在數值計算模式中，雖理論及地形之簡化相對減小，但相關計算參數之率定與開放海域側之邊界條件設定，相對地仍是一大難題，而且其因計算海域不同所面對的困難與挑戰亦不一致。目前解決開放海域之邊界值問題已可依據衛星高度儀(altimeter)資料或藉由現場綿密觀測網所建置之分潮等潮幅(co-amplitude)及等潮時(co-tidal)圖來輔助。Luther & Wunsch (1975)[71]即曾公布中太平洋區之分潮特性分佈圖。Bennett & McIntosh (1982)[72]為應用特定海域上具有限點之潮位資料，因此應用變分法(variational formulation) 以反算(inverse)方式調整開放海域模式。Francis & Mazzega (1990)[73]曾針對環球海域(Global ocean) 進行解析度為$1^0 \times 1^0$之潮汐荷載效應(loading effects)計算。Cartwright (1990)[74]及Cartwright & Ray (1991)[75] 應用 Geosat 衛星高度儀資料計算環球海域之潮汐分潮能量(admittance)分佈圖。Zahel (1991)[76]透過實測潮汐資料之同化(assimilating)計算，探討環球海域潮汐分潮之振幅及相位分佈。Le Provost et al. (1994)[77]採用有限元素法建置環球海域之分潮特性分佈圖，並採用TOPEX/POSEIDON 衛星高度儀(altimeter)資料進行計算精度檢核及率定。在 1994 年間，應用 TOPEX/POSEIDON 衛星高度儀(altimeter)資料進行潮汐相觀研究之學者、專家尚有 Ma et al. (1994)[78]、Egbert & Bennett (1994)[79]、Wagner et al. (1994)[80]、Mazzega and Berge (1994)[81] 及 Schrama (1994)[82]等。Yanagi, et al. (1997)[83]亦應用衛星高度儀資料設定開放海域邊界條件，並以南海為計算例，所得計算結果經與海域實際測站資料比對，證實計算精度甚為良好。Lefevre, et al. (2000)[84]將應用衛星資料計算所得之大範圍海域(global ocean)分潮特性分佈圖，萃取局部海域(regional)所須之開放海域邊界條件，據以大幅改善局部海域內分潮特性分佈圖之精度。

經由以上結合衛星高度儀資料進行潮汐相關之應用研究可知，開放海域潮位邊界條件之設定，確實可透過衛星高度儀資料之應用而順利解決。但針對臺灣環島海域之水深地形，尤其在靠近陸地之海域上，國內目前並無整體性高準確度之水深地形資料可供引用，因此，探討臺灣環島海域之潮汐特性與相關之動力機制仍具有相當之困難度，此點尚有待政府相關部門與單位進一步努力克服。



理想化潮波協振盪之渠道地形圖 (莊文傑, 2000[4])



台灣海峽協振盪潮波與理想化矩形海峽陸架地形圖
(莊文傑, 2000[4])

第二章　台灣環島之水深地形與潮汐

2.1 緒 言

雖然政府相關部門及單位曾在台灣環島沿岸海域建置有綿密之潮汐觀測站，但限於各項事權管理及人力、物力與財力因素，相關之研究成果與資料常無法共通與分享。又多年以來，由於政治、軍事等因素之考量，加以學術研究之缺乏交流，因此，對於台灣海峽內主要之海象特性—潮汐，海峽兩岸之學者、專家皆甚少從事完整、詳實之研究與探討，導致迄今有關台灣環島潮汐特性之掌握是頗不完整且極為片面地。

實際上，潮汐運動應屬大尺度(Gill, 1982[85]; Pedlosky, 1982[86])之動力研究課題，而探討其特性之影響因素亦應以宏觀之角度出發且不應侷限於局部海域或片段之海岸線。鑑此，本研究於本章文內除將台灣環島鄰近海域之地形與水深作全面性之影響剖析外，對於台灣環島及中國大陸沿岸之潮汐相關資料亦將作一綜合整理、分析並比較，藉期透過本研究能充分掌握現況台灣環島海域潮汐呈現之主要特性與變化機制。

2.2 台灣環島之地形與水深

台灣四面環海，如圖 1 所示，北瀕東海；東對西太平洋；南接南海且隔巴士海峽與菲律賓相鄰接；西隔台灣海峽與中國大陸相望，總體地理座標位置約在東經 120 度至 122 度；北緯 22 度至 25.5 度間。為台灣環島四周海域水深地形瞭解之需要，引用我國海軍測量局出版之相關海圖，針對各海圖逐點標示之水深資料，取用六度分帶之大地座標系統，再以數位讀點方式逐點將水深資料數位化，則台灣鄰近海域之逐點水深資料經整理可得如圖 2，再細部整理並覆上經緯座標，因此可得以色階顯示之水深地形如圖 3 所示。圖 3 中，色階愈藍表示水深愈深；色階愈紅表示水深愈淺，水深小於二十米之水域係以粉紅色色階表示。從圖 3 中輕易地即可觀察知，台灣位於亞洲大陸棚架(continental shelf)邊緣上，台灣東部

海岸甚且為大陸棚架邊緣之一部分。一九九八年國立台灣大學海洋研究所與國科會海洋科學研究中心海洋資料庫依據海研一、二、三號研究船實測水深資料整理、繪製之台灣環島四周海域水深地形圖分別如圖 4 與圖 5 所示。從圖 4 與圖 5 中清楚可看出，不僅台灣東部海岸為大陸棚架邊緣之一部分，大陸棚架邊緣甚且於台灣之東北與西南部海岸外延伸。圖 6 所示則為台灣環島四周全海域細部水深等值平面圖(劉文俊，1996)[2]。

觀察圖 2 至 6 所示之台灣環島四周海域水深地形圖可知，台灣海峽恰位於亞洲大陸棚架內。其中，除澎湖群島羅列其內以外，在接近海峽南端開口處，尚存在一台灣淺灘(Taiwan Bank)，其平均水深甚淺，普遍均在 30 米以下。台灣東北與西南部海岸外之大陸棚架邊緣恰約構成台灣海峽之南北端界線，因此，台灣海峽為一東北－西南走向之狹長型水道，總長度約達 600 公里，最窄寬度約僅 150 公里，平均水深不及 80 米。

在台灣環島之亞洲大陸棚架(Asia continental shelf)外緣，由台灣東北部海域開始，沿著台灣東部海岸往南繞行，對照圖 2 至 6 首先可看出，於台灣東北部海岸之鹽寮外海有一東海大陸斜坡(East China Sea Slope)存在，海底地形坡度在一緯度之距離內，水深可由 2,000 米變化至 100 米；在宜蘭外海，存在一沖繩海槽(Okinawa Trough)，最大水深在 2,000 米以上；於蘇澳外海，以蘇澳海脊(Su-Ao Ridge)聯接日本之宮古與石垣島，在海脊上，水深約為 500 米左右；於台灣東部海岸之蘇澳、花蓮至台東富岡間海域上，因其緊接西太平洋海域，水深變化甚劇烈，離岸 50 公里外，水深最深處可達 5,000 米以上，因此東部海域地形在近岸處坡度甚為陡峻，陸架緣之坡度約為 1/10。其間在台東富岡南側再以蘭嶼海脊(Lan-Yu Ridge)與菲律賓群島相接，在台灣東南部海域上，另有一台東海槽(Tai-Tung Trugh)與台灣東北部之沖繩海槽相對應，水深亦在 2,000 米以上。在台東海槽西側即進入台灣南部海域，於該海域上，在恒春後壁湖南側外海尚存在有一恒春海脊(Heng-Chun Ridge)，水深約在 1,000 米以內，海脊縱長不及半個緯度，在地形上可約略視為台灣本島恒春陸地之延伸；在台灣西南部海域內，亦即進入台灣海峽之南側海域，由圖 2 至 6 亦可明顯看出，於高雄外海存在有一高屏斜坡(Kao-Ping Slope)，在該斜坡上，由南而北水深可自 3,000 米變化至 80 米，斜坡之槽谷

最北端更可深入至雲林與澎湖間海域。

台灣環島海域除了以上變化較大的海域水深地形外，整體地形上，台灣海峽海域之水深變化相對而言甚不明顯(平均水深約僅在 80 米以下)。於圖 2 至 6 中，若將台灣東北角之鹽寮與西南側之高雄港作一連線，則在連線以東，海域水深普遍皆甚深，並約可以水深級數 1,000 米以上衡量；但在連線以西，海域水深一般不大，其水深約在 100 米以下，可見台灣海峽之大陸棚架地形甚為明顯。另就台灣環島海域總體之地形、水深而言，台灣海峽相對於台灣東部海域之地形，其只不過是深海中一水深極淺之狹長潛沒陸架(shelf)平台而已。

至於台灣環島海域之水深地形剖面，依據圖 7，於台灣環島離岸約 50 公里之距離上，萃取其剖面水深地形，並將環繞台灣本島之萃取地形剖面經直線展開後可得如圖 8 (莊文傑, 2000)[4]。於圖 8 中，台灣環島之主要潮汐測站亦已依其相對於台東蘭嶼(LY)測站之地理距離完整地標示。仔細觀察圖圖 8 並與圖 4 相對照可知，由蘭嶼開始經成功(CK)、花蓮(HL)到蘇澳(SA)，其剖面地形水深大多深於4,000 米；而在蘇澳外海，因蘇澳海脊(Su-Ao Ridge)之存在，部分水深淺於 1,000 米；在蘇澳、梗枋(KF)及福隆(FL)之間，因沖繩海槽(Okinawa Trough)之存在，最大水深約達 2,000 米。從台灣東北角之龍峒(LT)開始，由圖對照可清楚看出，龍峒已明顯跨越過了大陸棚架，自龍峒沿著台灣西部海岸以逆時鐘方向南下，直至台灣南部海岸之安平(AP)與高雄(KH)間，水深實際並無太大之變化，平均皆在 100 米內，而此段平坦之地形，其長度約為 650 公里，其中，新竹(HC)、苗栗(ML)、大安(TA)及台中(TC)適巧約座落於此平坦地形之中段，因此，台灣海峽之有效影響長度相對於大陸棚架概略地可以 650 公里為代表；自安平往南至東港(TK)，其相對位置實際為高屏斜坡(Kao-Ping Slope)之所在，平均坡度約達 3/100，通過台灣最南端之蟳廣嘴(SK)回至蘭嶼，其間因恒春海脊(Heng-Chun Ridge)、台東海槽(Tai-Tung Trough)及蘭嶼海脊(Lan-Yu Ridge)之存在，因此水深又呈現複雜之變化。僅管如此，於圖 8 中若忽略各處海脊與海槽之地形，則台灣海峽與台灣西海岸在大陸棚架上之代表地形實際上將可視為一形狀頗為規則之矩形陸架(Shelf)，其總長度約 650 公里；平均水深約 80 米；陸架外之水深約 4,000 米。

2.3 台灣海峽兩岸之潮汐測站

為台灣環島海域環境之研究探討；為軍事、海防之必要；為工程建設與休憩參考之需要，潮汐實為最基本之海象資訊。而潮汐資料之測取與應用則有賴於長期潮汐測站之建立與觀測。

台灣環島及中國大陸沿岸之潮汐測站分佈如圖 9 (莊文傑, 2000)[4]；潮汐測站名稱、代號、地理位置及潮汐調和分析常數(harmonic constants)分別如表 1 及表 2 所示。其中，海峽兩岸之潮汐測站以數字編號表示者為整理自英國皇家海軍潮汐表(UKHO, 1997)[87]內所刊載之測站；以文字簡稱者則為我國中央氣象局、水利處、港灣技術研究中心及台灣電力公司等相關政府及公司機構陸續建立，現仍持續運作中之主要潮汐測站。調和分析常數之分析期間取自英國皇家海軍潮汐表者參閱 UKHO(1997)[87]之相關說明；取自國內相關政府及公司機構者係由中央氣象局簡任技正劉文俊(1996)[2]協助提供，有效潮汐資料之分析期間如表 3 所示。

整體而言，如圖 9 所示，台灣環島沿岸之潮汐測站分佈已極綿密，但部分離岸島嶼之測站設置尚待加強。其中，金門、馬祖、東引、烏坵、東沙及南沙等測站，我國海軍海測局雖有設站觀測（黃明哲、吳祥雲，1999）[88]，但由於資料之限制性，因此，本研究無法取得並加以引用。至於中國大陸沿岸之潮汐測站，其分佈密度明顯不足，又長久以來，限於海峽兩岸之研究資訊阻隔，近年來中國大陸所增設之潮汐測站因此無從掌握，加以中國大陸沿岸多大型河口與灣澳，在英國皇家海軍潮汐表內刊載之測站中，本研究於過濾不適合代表中國大陸沿岸特性之潮汐測站後，於中國大陸沿岸北自長江口；南至香港，總共僅能選列 31 個測站(如表 2)。另因中國大陸沿岸測站設置資訊無法取得，因此，在本研究中，中國大陸沿岸之潮汐測站將以測站代號或測站英譯名表述。

2.4 潮汐記錄、分析及迴報

在天體引潮力作用下，海水面產生之週期性垂直漲落稱為潮汐。一九九

六年三月台灣環島及中國大陸沿岸部分潮汐測站之典型月逐時潮位記錄，經應用相關之調和分析常數迴報(hindcast)結果可分別得如圖 10 與圖 11 所示。由台灣環島部分潮汐測站之逐時潮位記錄(圖 10)比較可知，在天體引力與地球自轉等天體週期性運行影響下，即使台灣環島海域之地理空間跨度甚小，南、北之緯度差約僅 3 度，但不同地點、不同時間之潮汐大小與型態卻有甚大之差異。基於此項結果，為進一步詳細分析並探討台灣環島及中國大陸沿岸不同海域之潮汐特性，以下將介紹並整理國內學者、專家採用波譜分析法(spectrum analysis)及採用調和分析法(harmonic analysis)所求得之潮汐資料分析及相關迴報(hindcast)之成果。

2.4.1 潮汐資料之波譜分析

使用波譜分析法以分析實測潮汐資料，其與使用調和分析法之最大不同點乃在假定週期性之潮汐記錄資料係由無窮多個連續性作簡諧性(harmonic)週期運動之潮汐分潮所組成。僅管物理上，無窮多個連續性分潮之假定可能不合適，但其卻有確定分潮能量與分潮週期主要分佈區間之功用。

黃煌煇 等(Hwung et al., 1986)[12]曾針對台灣西海岸十一個驗潮站上之實測潮汐資料進行波譜分析 (spectrum analysis)，並判定台灣西海岸，北自淡水、南至臺西，潮汐分潮之能量以半日潮佔最大部分，其中，尤以 M_2 分潮之能量最為顯著(dominate)，另黃煌煇 等(Hwung et al., 1986)依據其潮波能譜分析之結果，推算台灣西海岸具最大分潮能量之海域係發生於台中港以北 20.9 公里處。蘇青和、江中權 (1992)[89]亦曾針對台灣環島沿岸海域不同地點之實測潮汐資料進行波譜分析，綜合其波譜分析所求得之結果比較可知，台灣環島沿岸之潮汐，其主要之分潮週期分佈大多皆集中在全日型與半日型之週期上，部分地區並有六小時週期之分潮存在。另就高雄港與基隆港個別潮汐分潮之能量觀察，潮汐全日型與半日型分潮之能量，其能量之大小皆甚為相當，在高雄港與基隆港，其全日型與半日型分潮之能量各僅約 0.1~0.2 M^2 而已；在台中港海域，全日型分潮之能量雖仍僅有 0.2 M^2 左右，但其半日型分潮之能量卻高達約 10.0 M^2，可見，全日型分潮之能量分佈，在台灣西部沿岸海域上並無明顯之變化，但半日型分潮之能量則有甚為特殊之能量放大

現象(莊文傑，1998)[90]，亦即台中港海域半日型分潮之能量約分別可達高雄港與基隆港海域之 50 倍。在台灣西部沿岸海域上，潮汐半日型分潮之特殊顯著性由此可見。

2.4.2 潮汐資料之調和分析及迴報

潮汐特性使用調和分析法之原理，其主要在將不同地點實測所得之週期性(periodic)潮位記錄，視其為由有限個各自具單一週期並作簡諧(harmonic)運動之潮汐分潮(constituents)所組成，其後再依最小平方誤差(least-square error)理論計算各不同地點潮汐分潮之振幅(amplitude)與相位遲角(phase-lag)，並據以描述潮汐之特性。調和分析法主要係依據牛頓平衡潮理論將潮汐視為由多種不同預先選定頻率分潮組合而成之週期性規則海水面變化。常用之分潮頻率半日型分潮以 M_2 (主太陰半日週潮：Principal Lunar Semi-diurnal)、N_2 (主太陰橢率潮：Larger Lunar Elliptic) 和 S_2 (主太陽半日週潮：Principal Solar Semi-diurnal)為主；而全日型分潮則以 K_1（日月合成日週潮：Lunar Solar Diurnal）、O_1 (主太陰日週潮：Principal Lunar Diurnal)和 P_1（主太陽日週潮：Principal Solar Diurnal）為主。為方便日後參考，以上各主要分潮之代表週期分別列如表 4。

劉文俊(1996;1999)[2, 3]曾以調和分析法針對台灣環島海岸之實測潮汐記錄，求得不同潮汐測站之調和分析常數(分潮之振幅與相位遲角)。比較其分析結果可得：在台灣環島沿岸，潮汐之 O_1、K_1 及 P_1 等全日型分潮與 M_2、S_2、N_2 及 K_2 等半日型分潮皆在各不同海岸測站上佔有其相對上甚為重要之份量。

莊文傑(2000)[4]曾針對台灣環島及中國大陸沿岸之實測潮汐調和分析資料進行整理。於綜合劉文俊(1996)[2]及英國皇家海軍潮汐表(UKHO, 1997)[87]之主要分潮調和常數後，對於圖 9 內所列之各潮汐測站，整理其調和分析結果分別如表 1 及表 2 所示。依據表 1 及表 2 所列之調和常數，重新迴報(hindcast)台灣環島及中國大陸沿岸部分主要潮汐測站一九九六年三月之典型月逐時潮位記錄分別如圖 10 與圖 11 所示。由圖 10 觀察可清楚看出，

在台灣西部沿岸，以中部台中港(TC)之潮汐振盪幅度最為明顯；分別位於台灣南、北兩端之基隆(KL)及高雄(KH)測站，其潮汐之振盪幅度則相對地甚為微小。另由圖 11 觀察中國大陸沿岸之迴報潮汐記錄亦可看出，在中國大陸南、北部海岸之 Zhenhai(7257) 及 Shantou Gang(7155)，其潮汐之振盪幅度皆甚小，但位於中部海岸之 Sando Ao(7219)及 Mazo Dao(7216)測站；其潮汐振盪幅度相對地則甚為可觀。總體觀之，台灣海峽兩岸之潮汐振盪幅度具有頗為相似之變化特性。

根據表 1 及表 2，進一步整理台灣環島及中國大陸沿岸潮汐主要分潮之調和常數(振幅與相位遲角)分佈可分別得如圖 12 及圖 13 (Lin et al., 2000a; 2000b)[91, 92]所示。於圖 12 中，值得注意的是，在台灣環島沿岸之調和分析常數，雖然其資料部分為國內自行實測、分析之結果，部分取自英國皇海軍潮汐表所刊列，但其在相同測站或鄰近測站所得之結果皆頗能相互匹配，而且資料之一致性亦頗為良好。故而在圖 13 中有關中國大陸沿岸之調和分析結果，其調和常數雖完全引用自英國皇家海軍潮汐表，但經圖 12 之比對與驗證，可得其調和常數之品質與準確性應是可確認無疑地。

2.5 台灣海峽兩岸之潮汐特性

潮汐特性一般泛指潮型、潮差與潮時而言。對於台灣海峽兩岸之潮汐特性，依據喬彭年 等(1994)[93]對中國大陸沿海之潮汐振盪研究結果指出：中國大陸沿海之潮汐振盪是由太平洋潮波向中國大陸沿海傳播引起的協振盪與天體引潮力在大沿海直接引起之獨立潮所合成。但因渤、黃、東海水域體積遠比太平洋小得多，因此在以上水域所產生之獨立潮相對較小，所以中國大陸近海之潮汐可看成主要是由太平洋傳入的潮波所引起的。另據孫湘平等(1981)[94]之研究：太平洋之潮波，一支經日本九州與台灣之間進入東海後，除少部分進入台灣海峽之外，其他大部分偏西北方向傳遞到渤海、黃海與東海；另一支則經巴士海峽傳入南海，其中，亦有部分繞行台灣南部海域進入台灣海峽者，整體潮波之主要傳遞路徑概略如圖 14 所示。在潮波傳遞運動之過程中，由於受到地球自轉產生之科氏力(Coriollis force)與複雜的海

底地形及曲折岸線的影響，使中國大陸及台灣環島沿岸的潮汐類型和潮差變化都展現相當複雜的特性。當潮波進入大型河口後，外加河床型態之阻力以及上游下泄逕流的影響，潮汐在河口之特性與現象就更為複雜了。

為充分探討台灣海峽兩岸之潮汐特性，以下即為依據台灣環島及中國大陸沿岸實測或迴報(hindcast)資料分析、整理所得之潮汐特性結果。

2.5.1 潮型

潮型係指沿海特定區域潮位之日變化型態。由於天體運動引力及水深與地形之差異，潮型在台灣及中國大陸沿海亦有所不同。潮型一般分為全日潮型、半日潮型及混合潮型等三類，其具體之示意圖如圖 15 所示 (劉文俊，1999)[3]。判別潮型首先必須依據潮汐實測記錄進行潮汐調和分析，經過潮汐調和分析求得潮汐 M_2、S_2、N_2 及 O_1、K_1、P_1 等主要之分潮振幅後，將其分潮振幅代入潮型指標(form factor：FF) 判別式中計算，則特定驗潮站或海域上之潮型即可依據不同之準則加以判別並分類。

目前在台灣沿岸海域常用之潮型指標判別式共有法國制與美國制兩種類型（Hicks, 1989[95]; 劉文俊，1996[2]）。法國制以

$$FF = \frac{A_{O_1} + A_{K_1}}{A_{M_2} + A_{S_2}} \qquad (2.1)$$

$$\left.\begin{array}{ll} FF < 0.5, & \text{半日潮型} \\ 0.5 \le FF < 1.25, & \text{混合潮型} \\ FF \ge 1.25, & \text{全日潮型} \end{array}\right\} \qquad (2.2)$$

為判別指標。式中，A_{O_1}、A_{K_1}、A_{M_2} 與 A_{S_2} 分別為與潮汐主要分潮 O_1、K_1、M_2 與 S_2 相對應之分潮振幅。美國制則以

$$FF = \frac{A_{O_1} + A_{K_1}}{A_{M_2}} \qquad (2.3)$$

$$\left.\begin{array}{l} FF < 0.5,\ \text{半日潮型} \\ 0.5 \le FF < 2.0,\ \text{混合潮型} \\ FF \ge 2.0,\ \text{全日潮型} \end{array}\right\} \quad \cdots\cdots (2.4)$$

為潮型判別指標。事實上，不論採用法國制與美國制，潮型判別指標可有不同的劃分標準。蔡政翰(1999)[96]於研究台灣北部海域之潮汐特性時，曾依據Pugh (1987)[97]之潮型劃分標準，將式(2.1)之法國制潮型指標作如下之區分：

$$\left.\begin{array}{l} FF = 0 \sim 0.25, \text{半日潮型} \\ FF = 0.25 \sim 1.5, \text{半日潮佔優勢之混合潮型} \\ FF = 1.50 \sim 3.00, \text{全日潮佔優勢之混合潮型} \\ FF = 3.00 \sim\ \ , \text{全日潮型} \end{array}\right\} \quad \cdots\cdots (2.5)$$

另一方面，喬彭年 等 (1994)[93]於中國大陸河口之演變研究中曾說明，目前中國大陸沿岸及河口之潮型指標係以式(2.3)之美國制為基準，但其潮型分類劃分如下：

$$\left.\begin{array}{l} FF = 0 \sim 0.5, \text{規則半日潮型} \\ FF = 0.5 \sim 2.0, \text{不規則半日潮型} \\ FF = 2.0 \sim 4.0, \text{不規則全日潮型} \\ FF = 4.0 \sim\ \ , \text{規則全日潮型} \end{array}\right\} \quad \cdots\cdots (2.6)$$

引用表 1 之潮汐調和分析成果，依據上述潮型之判別指標(式 2.1 與式 2.2 或式 2.5)，可得台灣四周沿海主要潮汐測站之潮型指標值如圖 16 及表 5 所示。由圖 16 及表 5 觀察可知，若以式(2.2)之法國制為潮型判別依據，則台灣西部海岸從淡水、桃園、新竹、台中到嘉義以及澎湖大多皆為半日潮型；台南將軍與台東富岡、成功及花蓮、蘇澳與梗枋則屬混合潮型；台灣北部海岸：如鹽寮、龍峒、深澳與基隆及南部海岸包括安平、高雄及最南端之蟳廣嘴測站則屬全日潮型。根據以上潮型之判別結果，再配合潮波在台灣鄰近海域之主要傳遞路徑(圖 14)，綜合可知，台灣之東部海岸，因其直接面對太平洋潮波傳遞至大陸棚架之主要方向，因此，台灣東部海岸之潮型以全日潮之大洋潮型展現。潮波分別通過台灣南、北兩端海域時，因大陸棚架之水深變化及台灣南、北端陸架地形之阻擋，原屬全日潮型之大洋潮波開始轉變其潮

型特性，並在台灣南、北兩端之海域展現為半日潮佔優勢之混合潮型。潮波由台灣南、北兩端海域分別傳遞進入台灣海峽後，由於臺灣海峽水域邊界之限制，外加陸架地形與潮波協振盪效應之影響，因此，在台灣西部海岸之潮型大多皆屬半日潮型。

同樣地，依據式(2.1)與式(2.2)之法國制潮型劃分標準，則中國大陸沿岸之潮型指標分析結果可得如圖 17 及表 6 所示。參考表 6 內之測站經緯度座標及圖 9 之測站位置可知，在中國大陸沿岸海域，北起長江口之 Sheshan(7281)南至汕頭(Shantou Gang, 7155)，其潮型皆屬半日潮型。尤其在與台灣西海岸嘉義以北相對之中國大陸沿岸海域(北緯 23.5 度至北緯 28.7 度間)，其半日潮型特別顯著(FF 小於 0.25)，且其潮型指標值與台灣西海岸分析所得者極為接近。鑑此，可判定台灣海峽兩岸沿岸海域之潮型是頗為相似地。在中國大陸沿岸自汕頭港以南之沿岸海域，因其無台灣本島及足夠寬度大陸棚架之屏蔽，且又直接面對太平洋主要潮波之傳遞方向，故其潮型又回復為大洋潮型主控之全日潮型。

2.5.2 潮差

統計上，為表示局部海域潮位之逐時升降現象，故以同一地點但不同時刻之潮位差值以顯示區域性之潮汐特性。針對局部海域之潮位而言，海水面上升時稱漲潮(flood)；海水面下降時稱為退潮或落潮(ebb)。從漲潮轉為退潮，海水位達到相對最高時稱為高潮或滿潮(high water)；從退潮轉為漲潮，海水位達到相對最低時稱為低潮或干潮（low water）。高低潮間，有一段時間海水面無升降現象稱為停潮或平潮(stand tide)。高潮至下一次高潮或低潮至下一次低潮相隔的時間稱潮汐之週期(period of tide)。通常，由於潮型不一，各地之潮汐週期亦都不一樣，但平均約為 12 小時又 25 分鐘。高潮和相鄰的低潮之水位差值稱為潮差(tidal range)。潮差也有週期性，即潮差會由小變大，再由大變小，其變化之週期約為 14.77 日(劉文俊，1996)[2]。潮差相對最大時稱為大潮(spring tide)；相對最小時稱為小潮(neap tide)，每天有兩次高潮、兩次低潮稱為日雙潮(double day tide)或半日潮(semidiurnal tide)，兩次高潮中較高者稱為較高高潮(higher high water)，較低者稱為較低高潮(lower

high water)；兩次低潮也可分為較高低潮(high low water)和較低低潮(lower low water)。每天僅有一次高潮、一次低潮稱為日單潮(single day tide)或全日潮(diurnal tide)。一般海岸水域實際的潮汐現象並不單純為半日潮或全日潮，此種潮汐稱為混合潮(mixed tide)。在半日潮地區，大潮約發生在朔或望(農曆初一或十五)以後一至三日；小潮則約發生於上弦(農曆初七日左右)或下弦(農曆二十二日左右)以後一至三日(劉文俊，1996)[2]。

在工程應用中，最高高潮位(HHWL)係指在潮位觀測期間內所發生之最高潮位；最低低潮位(LLWL)則為觀測期間內所量得之最低潮位。每月所發生兩次大潮中，最高潮位的平均值稱為大潮平均高潮位(HWOST)，而同期之最低潮位之平均值稱為大潮平均低潮位(LWOST)；每月所發生次小潮中最高潮位的平均值稱為小潮平均高潮位(HWONT)；而同時之最低潮位的平均值稱小潮平均低潮位(LWONT)；潮位觀測期間內，潮位量測之平均值稱為平均水位(MWL)；各低潮位的平均值稱為平均低潮位(MLWL)，各高潮位的平均值稱為平均高潮位(MHWL)。最高高潮位與最低低潮位之差值稱為最大潮差，大潮平均高潮位與大潮平均低潮位之差稱為大潮差，小潮平均高低潮位之差稱為小潮差，平均高低潮位之差稱為平均潮差。最低低潮位至大潮平均高潮位之潮位差值稱為大潮升，最低低潮位至小潮平均高潮位之差值稱為小潮升。以台中港為例，上述各項潮位之統計值如下：

最高高潮位(HHWL)=5.86m (發生於 1971/09/23)

平均高潮位(MHWL)=4.42m

平均潮位(MWL)=2.65m

平均低潮位(MLWL)=0.88m

最低低潮位(LLWL)=-0.55m (發生於 1987/01/02)

又若以 1993 年台灣四周海岸全年實測潮位為分析例(劉文俊, 1996)[[2]，則在平均潮差方面，可得基隆為 79.5 公分、淡水 247.1 公分、桃園竹圍 278.2 公分、新竹南寮 371.4 公分、台中港 400.8 公分、澎湖馬公 223.2 公分、嘉義東石 169.8 公分、高雄港 68.5 公分、台東成功 125.3 公分；而在最大潮差方面可得基隆為 132 公分、淡水 352 公分、桃園竹圍 378 公分、新竹南寮 503

公分、台中港 532 公分、澎湖馬公 301 公分、嘉義東石 220 公分、高雄港 126 公分、台東成功 207 公分。比較以上潮位資料可得，在台灣環島海域，潮差以台灣南部海域最小、北部次之，中西部海域潮差最大。其中值得注意的是，基隆與高雄其潮差實際上頗為近似，而東石與成功亦甚相當。

至於在中國大陸沿岸之潮差統計結果，以 1996 年 3 月為例，依據圖 11 之迴報潮汐記錄分析可得，在平均潮差與最大潮差方面，其在 Zhenhai(7257) 分別為 1.611 公尺；2.403 公尺，在 Haimen Gang(7236)為 3.882 公尺；5.713 公尺，在 Shacheng Gang(7224)為 4.236 公尺；6.144 公尺，在 Sando Ao(7219) 為 5.439 公尺；7.762 公尺，在 Mazu Dao(7216)為 4.870 公尺；7.091 公尺，在 Wuqiu Yu(7205)為 4.438 公尺；6.159 公尺，在 Liaoluo Wan(7165)為 3.403 公尺；4.922 公尺；在 Shantou Gang(7155)為 0.956 公尺；1.315 公尺。比較以上潮位資料可知，在中國大陸沿岸海域，潮差以 Sando Ao 及 Mazu Dao 海域，即在台灣淡水西北方之中國大陸沿岸海域一帶最大，長江口沿岸海域之 Zhenhai 次之，而與台灣高雄、安平海域相對之汕頭一帶沿海潮差最小。此外，依據喬彭年 等(1994)[93]之研究結果可知，中國大陸沿岸主要河口之潮差分佈，因其屬於強潮河口地區之故，故亦具有浙閩地區潮差最大之特點。中國大陸沿岸主要河口之潮差統計如表 7 (喬彭年 等, 1994)[93]所示。一般而言，中國大陸沿岸主要河口之平均潮差大於 4.0 公尺；最大潮差為 6～7 公尺，在錢塘江河口最大潮差甚至達到 8.93 公尺；在蘇北及長江口等地，其屬中等潮河口地區，平均潮差為 2～4 公尺，最大潮差 4.5～6 公尺；華北、東北地區以黃河口的潮差最小；黃河口以南從弱潮河口逐漸向中等潮河口轉變，平均潮差從黃河口的 0.6 公尺到長江口的 2.67 公尺；黃河口以北，從弱潮河口逐漸向強潮的鴨綠江口（平均潮差為 4.58 公尺）漸變；粵桂兩省海岸的河口，主要屬弱潮河口，平均潮差多數不及 1.0 公尺。總體而論，河口潮差的分布與變化，除了天文因素的影響和受海底地形、海岸線形狀以及潮波傳播強弱等因素影響之外，還與河口地形、逕流及氣象等因素有關。一般來說，三角洲河口潮差要比三角江的潮差小，如長江口（三角洲）與錢塘江（三角江）、珠江三角洲、西江干流河口（磨刀門）與珠江口之比較就是最好之說明。

以上有關海峽兩岸沿岸海域之潮差統計結果亦可依據世界海象圖(marine climatic atalas of the world)所刊載之東亞地區平均最大半月潮差分佈圖，如圖 18 (USNWSD, 1977)[98]，獲得簡要之驗證。圖 18 中，等潮差值係以英呎表示。仔細觀察該圖可得知，針對台灣環島沿岸而言，平均最大半月潮差係以台灣西南部海域最小，東北部海域次之，東部海域再次之且較平均，台灣西部海域或西北端較西南端為大，中西部海域最大，最大值約可達 5 公尺左右。至於中國大陸沿岸之平均最大半月潮差其大小變化之分佈特性與前述依據 1996 年 3 月迴報潮汐資料分析所得之結果相似。大體而言，在台灣海峽兩岸之沿岸海域，中國大陸沿岸之潮差普遍較台灣環島沿岸海域之潮差大。除此而外，在圖 18 中值得注意的是，在中國大陸沿岸海域上，除三都澳(Sando Ao)及馬祖(Mazu Dao)沿岸海域具最大之平均最大半月潮差外，在長江口以南、馬祖以北之溫州(Wenzhou Gang, 7230)及海門(Haimen Gang, 7236)一帶，尚可發現有潮差大於 6 公尺之局部海域。此一海域之潮差尚且比台灣中西部海域為大。此種潮差之特殊分佈特性，依據整體地形因素推斷，其應係大陸棚架之地形及寬度影響效應所導致，詳細之原因有待後續研究加以進一步確認。

2.5.3 潮時

潮時特性主要用以描述空間上固定之潮汐站，其潮位隨時間之起伏變化特性。圖 19 顯示民國八十六年六月二十三日以台灣環島四周沿岸預報各測站第一次滿潮時間為例所推估之等潮時分佈圖。由圖可看出，就日第一次滿潮時而言，台灣東部潮時最早，台灣南端之南灣與北端之福隆相當，高雄與鼻頭角近似，將軍與石門、淡水潮時相同，近中部海域之澎湖、台西則與台中港相當。在潮時之特性上，鼻頭角至基隆近在咫尺，直線距離不及 20 公里，但潮時差異竟達約三小時，淡水至台中雖海岸線距離在 200 公里以上，唯潮時差異僅約三十分鐘不到。此外，在台灣西南部沿海，恒春南灣至台南將軍之海岸線距離約與將軍至台中港之距離相當，但前者潮時差異亦高達約三個小時又三十分鐘左右，而後者僅有約一小時之潮時差異而已。

以台灣西海岸外明顯存在之規則矩形陸架地形(圖 8)為基礎重新檢視圖

19 所示之潮時分佈，則台灣西海岸在陸架上之潮時分佈可重新整理如圖 20 所示。對照表 1 內所示之潮汐測站名稱，則由圖 20 可明顯看出，從台灣南端之南灣(Ta-Pan-Lieh; 7187)，經東港(Tung-Kang; 7184)到高雄，在此段相距約 100 公里之海域，潮時之變化甚為有限，大約僅在 1 小時內。但高雄到安平與安平至將軍(CC)，其各段海域相距之距離各約 80 公里，但潮時各皆有約兩小時之差距。對照圖 8 可得，潮波自深海傳遞至接近大陸棚架後，在大陸棚架上，於其邊緣內側，潮時將呈現劇烈之變化。此可由高雄至將軍間之海上距離不過約 160 公里，但潮時即約有 4 小時之差距說明。同樣且近似對稱地潮時變化特性亦可在台灣東北部海域呈現。從蘇澳(SA)至鹽寮(YL)，其海上離相距約 60 公里，潮時差距約 1 小時。但從鹽寮、龍峒到基隆(KL)，其海上距離僅約 40 公里，但潮時之相差卻高達約 2 小時。自基隆至淡水其海上距離亦接近約 40 公里，其間潮時之差異更高達 3 小時。由以上潮時分佈與陸架地形之對應探討可知，陸架地形之存在確實將影響潮時之特性，且就台灣海峽而言，潮時呈現劇烈變化之海域，恰是陸架之邊緣位置所在。緣此陸架地形之影響特性，故而，在台灣南、北兩端海域所觀測之潮時分佈亦是約略具對稱特性地。

為細究台灣西海岸中部之滿潮時變化特性，取民國 83 年 1 月 11 日至 1 月 14 日，台中、新竹與芳苑三潮位測站實測潮位記錄進行比較，其比較結果如圖 21 所示，由圖可看出，針對滿潮時刻，新竹與芳苑其潮時皆比台中港為早，且芳苑約略落後新竹。但若就低潮時刻而言，則新竹最早，且台中反而比芳苑提前。

針對潮時之分佈特性，以往之研究一般皆以潮時之先後差異判定潮波在台灣環島四周之運動方向。因此，依據潮時(圖 19)所呈現之現象與特性，而有潮波於台灣海峽中部海域交會之錯覺。而實際上，潮時僅可用以詮釋局部海域潮位之起伏振盪現象(莊文傑, 2000)[4]。若使用圖 21 所示之實例，且以低潮之潮時為潮波運動方向之判定依據，則依據低潮時所作潮波運動方向之判定將與以滿潮潮時所作之判定相異，故滿潮時僅闡明在時間軸上，於特定驗潮站海域，其潮位係為滿潮而已。學理上，真實潮波之運動方向應取相位之空間梯度表示，如此潮波之運動方向方不致誤判。

2.6 潮汐之綜合特性與討論

台灣海峽居處北半球之中低緯度區，代表緯度約為北緯 24 度。整體水域經緯跨度各僅約 3 度左右，相對於東海、西太平洋及南海之巨大水體而言，實際其為一甚為狹窄且短小之水域。不過，在地形上因其座落於大陸棚架上，加以台灣本島陸地之屏蔽，故在台灣海峽海域內，潮汐即使被侷限在此一狹小水域裏，但潮汐特性卻仍展現頗為多樣之變化。

首先就潮型而言，恰座落於大陸棚架緣上之台灣東海岸受大洋潮型之直接影響結果，導致其潮型主要偏重於全日潮；在台灣南、北兩端沿岸海域，潮型逐漸展現大規模大陸棚架及楔形端陸地地形之影響，潮型逐漸轉變為混合潮型；及至潮波轉進水深甚淺之台灣海峽內後，海峽兩岸之潮型則完全轉變為半日潮型，且愈接近海峽中段水域，半日潮型愈顯著。由此潮型特性之轉變現象可看出，在天體引力及地球自轉效應並無太大之變動條件下，台灣海峽水深、地形及幾何形狀之影響推斷應是造成台灣海峽與鄰近海域潮型轉變之最重要因素。

其次，就潮時之分佈而言，在台灣南北兩端楔形陸地端外之鄰近海域，其潮時之變化頗為劇烈，但從大陸棚架緣位置之對照可知，潮時具劇烈變化之海域恰約在大陸棚架緣上，可見大陸棚架地形之存在不僅會造成潮型改變，更會直接左右潮波之傳遞特性，進而影響潮時之分佈。

最後，就潮差之變化而言，以台灣海峽之有限寬度，且在台灣東部海岸屏蔽下，台灣海峽西岸之平均潮差卻遠大於海峽之東岸，而且在海峽中段水域潮差又遠大於海峽南、北兩端水域，此種特殊之潮差近似對稱分佈特性與型態，實非傳統上單純就潮波相交會，或就潮波淺化、繞射及其他非線性因素考量所能完全詮譯。尤其在台灣之南、北兩端海域，即使其相隔之距離不少於 400 公里，但其潮差之大小卻仍甚相當。另若依據台灣西海岸之平均潮差推估，則台中港之平均潮差約達基隆之 5 倍；相對高雄而言則高達 6 倍。至於中國大陸沿岸之平均潮差，Sando Ao 亦約為 Zhenhai 之 3.4 倍，且達 Shantou Gang 之 5.4 倍。故而，就以上台灣海峽中段水域之平均潮差之不尋

常放大倍率而論，台灣海峽之潮汐特性除了大尺度水深及地形影響因素之外，台灣海峽在大型大陸棚架上之特殊位置及幾何形狀與尺寸亦應是研究台灣海峽潮汐特性之重點考量因素。

為深入地探討地形因素與台灣本島陸地尺寸及其幾何形狀對台灣海峽潮汐特性之影響，再以矩形陸架地形(圖 8)為基礎，並將台灣海峽東岸之調分析結果重新檢視，由圖 12(a)所示之台灣環島沿岸分潮振幅(amplitude)之分佈圖可明顯看出，在台灣環島沿岸，全日型分潮：K_1、O_1 及 P_1 之分潮振幅大小是頗為均勻且無變化的，即使在高雄、安平及鹽寮、龍峒等陸架緣海域上，分潮振幅大小亦無明顯之變化。但半日型分潮：M_2、S_2 及 N_2 等則完全呈現了陸架地形之影響。其中，最明顯的影響可由半日型分潮在鹽寮至基隆及在高雄至蟳廣嘴測站一帶，分潮振幅皆相對地呈現最小值證實。除此之外，台中測站約座落在陸架之中段位置上，其半日型分潮之振幅相對地則呈現為最大值。就半日型分潮之振幅放大倍率而言，台中相對於高雄對 M_2 為 10.17；S_2 為 7.36；N_2 為 6.88，台中相對於深澳(SO)對 M_2 為 9.82；S_2 為 7.04；N_2 為 6.17。可見在特定陸架之地形效應影響下，不僅特定分潮之振幅放大倍率甚為可觀，單純就放大率之分佈而言，其亦有對陸架兩端約略呈對稱之特性。此外，將圖 12(b)所示之台灣環島沿岸分潮相位遲角(phase-lags)分佈圖與圖 20 之潮時分佈圖相互對照，由對照結果可知，台灣西部海岸潮汐之潮時分佈型態實際與半日型各主要分潮之相位遲角分佈型態極其近似。

在中國大陸沿岸方面，由於中國大陸沿岸整體海岸線皆座落於亞洲大陸棚架內緣(如圖 3)，因此以調和分析結果檢視大陸沿岸之潮汐特性，其陸架之影響性應以全大陸棚架為著眼。依據圖 13(a)所示之中國大陸沿岸各主要分潮之振幅分佈可清楚看出，在中國大陸沿岸海域，從長江口以至香港沿岸，其全日分潮之振幅大小頗為均勻且一致。但半日分潮之振幅則特別顯著且具明顯之起伏變化，其中，半日型分潮之最大振幅與潮差之分佈相似係出現在 Sando Ao 沿海，而較小之分潮振幅在北端發生於 Zhenhai(7257)；在南端則發生在 Jiazi-Jiao(7149)附近海域。Sando Ao 相對於 Jiazi-Jiao 之分潮振幅放大率對 M_2 為 12.85；對 S_2 仍約達 7.90。再檢視圖 13(b)所示之中國大陸沿

岸各主要分潮之相位遲角分佈可知，整體上，半日分潮之相位遲角分佈與台灣環島沿岸相似，亦有約略呈現南北對稱之分佈趨勢。只是，在中國大陸沿岸潮汐測站間之半日分潮相位遲角變化率已不如台灣南北兩端海岸所呈現之劇烈變化明顯。

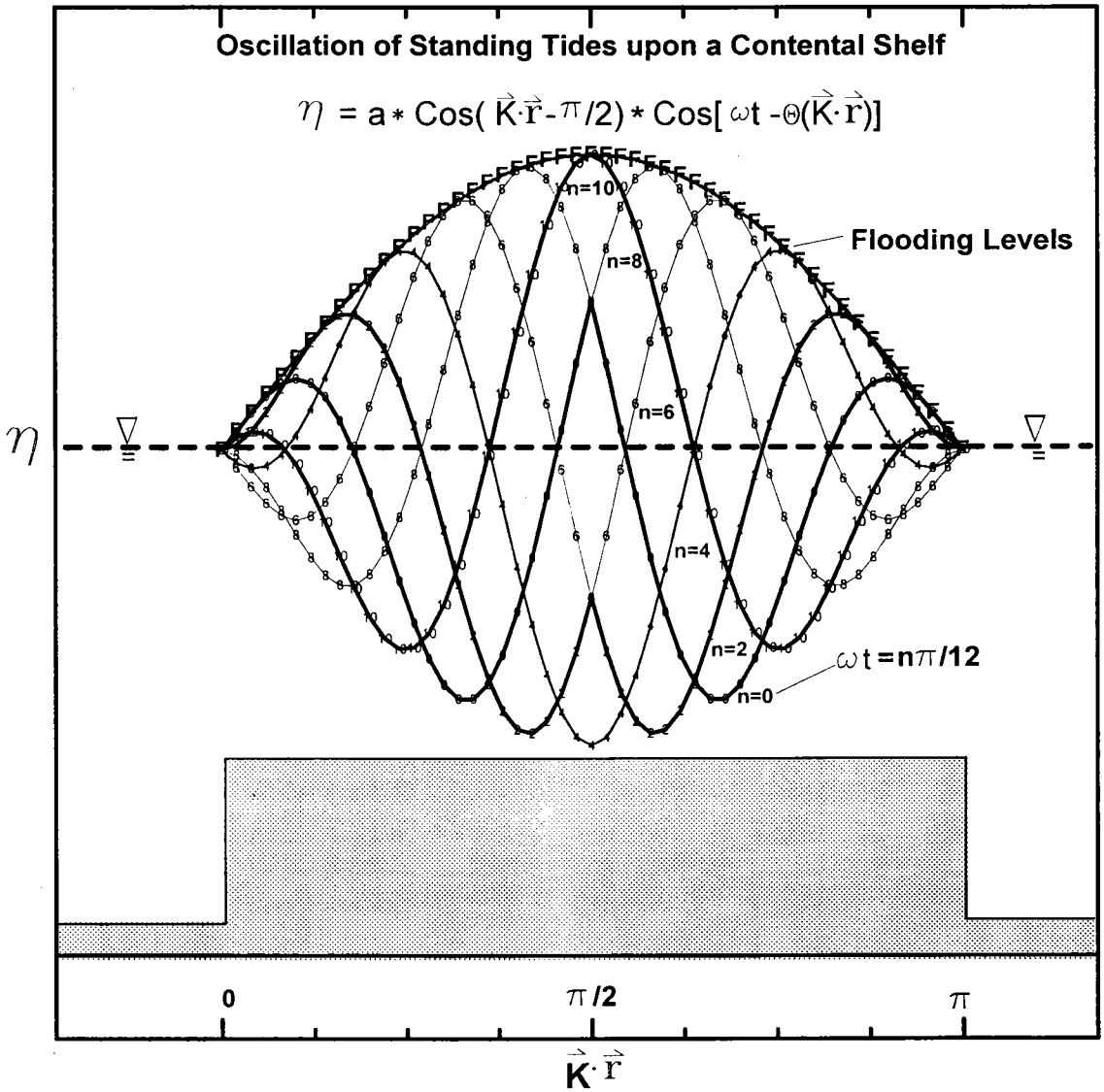
根據以上之分析與討論，對於台灣環島及中國大陸沿岸之潮汐，概要之特性可分別綜合如下：

1. 從宏觀角度著眼，亞洲大陸棚架地形與台灣本島之形狀大小對台灣海峽之潮汐特性具有甚為重要之影響地位。

2. 亞洲大陸棚架緣之存在與其地形長度主控著台灣環島海域潮汐特性之呈現與變化，同樣地，中國大陸沿岸之潮汐特性也受其影響。

3. 在台灣海峽內，即使潮汐特性受亞洲大陸棚架地形所主宰，但全日型主要潮汐分潮之各項潮汐特性並未明顯受其影響。相對地，半日型主要潮汐分潮則完全呈現出大陸棚架地形之效應。

4. 台灣海峽內潮汐所展現之各項特性可由半日型主要潮汐分潮，如：M_2、S_2 及 N_2 等之分潮調和分析常數呈現其代表特性。



陸架上半日型分潮部分重複駐波隨時間變化之概念性振盪波形圖
(莊文傑, 2000[4])

第三章 台灣環島海域海流之水動力模擬

3.1 緒 言

顧名思義，水動力模擬主要係在應用流體水動力理論，以數值模擬計算方式，探討流體之運動(kinematic)與動力(dynamic)特性。在台灣環島海域內，以往僅能根據台灣環島潮差與潮時等之實測潮汐特性以研判潮波之運動特性，唯真實之潮波運動特性實際上是應對時空的變化通盤加以考量的。鑑此，為能清楚洞悉台灣環島海域之潮波運動特性，並整體地考量時間、地形、水深、底床摩擦與渦度效應等之影響，本研究因此引用丹麥水力研究所(DHI: Danish Hydraulic Institute)研發完成之 MIKE21 HD 水動力計算模式，配合韓國、日本、菲律賓及中國大陸等地部分潮汐測站之迴報(Hindcast)資料據以設定邊界條件，進而針對台灣環島海域進行潮汐與潮流數值模擬計算，數值模擬計算結果經使用台灣環島部分潮汐測站之實測或迴報(Hindcast)資料驗證後，相關數值結果將進一步用以探討台灣環島潮汐與潮流之運動與動力特性。

3.2 相關模擬研究回顧

傳統地，三維(3-dimensional)淺水長波(shallow-water wave)水動力方程組可表示如下：

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial(uu)}{\partial x}+\frac{\partial(uv)}{\partial y}+\frac{\partial(uw)}{\partial z}-fv+\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y}+\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}\right]=0 \quad \text{.....(3.1)}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{\partial(vu)}{\partial x}+\frac{\partial(vv)}{\partial y}+\frac{\partial(vw)}{\partial z}+fu+\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}-\frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x}+\frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y}+\frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}\right]=0 \quad \text{.....(3.2)}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z}+\rho g=0 \quad \text{.....(3.3)}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \quad \text{.....(3.4)}$$

式中，$(x,\ y,\ z)$分別為右手卡氏座標(Cartesian coordinate)系統之座標，座標原點置於平均水面，z 軸垂直水面向上為正；$(u,\ v,\ w)$ 為與座標軸對應之水體運動速度分量；t 表時間；$f=2\Omega\sin\phi$ 表科氏力參數(Coriolis parameter)；$\Omega=7.3\times10^{-5}S^{-1}$ 為地球自轉角頻率(angular frequency)；ϕ 為計算水體所在之緯度值；p 表示水壓力；ρ 表水密度；$\tau_{ij}:i,j=x,y,z,$ 為動量消耗應力張量(stress tensor)；$g=9.8ms^{-2}$ 為地球上之重力加速度。進一步應用淺水近似特性，即 $p=\rho g\varsigma$，則在水深為 $h(x,y)$ 之水域裏，三維淺水長波動力方程組亦可表示如下：

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\vec{u}\cdot\nabla u-fv=-g\frac{\partial\varsigma}{\partial x}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(A_v\frac{\partial u}{\partial z}\right)+\frac{1}{\rho}A_h\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right), \quad \text{.....(3.5)}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\vec{u}\cdot\nabla v+fu=-g\frac{\partial\varsigma}{\partial y}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(A_v\frac{\partial v}{\partial z}\right)+\frac{1}{\rho}A_h\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right), \quad \text{.....(3.6)}$$

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\int_{-h}^{0}udz+\frac{\partial}{\partial y}\int_{-h}^{0}vdz=0\,. \quad \text{.....(3.7)}$$

式中，A_h 為水平方向之渦動滯度(horizontal eddy viscosity)；A_v 為垂直方向之渦動滯度(vertical eddy viscosity)，而 $\varsigma(x,y,t)$ 表示淺水長波自由水面之波動位移。

針對台灣海峽及台灣環島鄰近海域潮汐水動力之模擬研究，劉肖孔(1983)[17]為配合當時國內多項經濟建設之需要，在行政院科技顧問組禮聘下，即曾運用上列傳統性之三維(3-D)水動力方程組（式 3.1 至式 3.4）建置「中國海域三度空間數值模式」，並從事暴潮、天文潮及潮流等相關課題之應用研究（劉肖孔，1983;1994）[17, 18]。唯模式之運作必須與其「太平洋之海流模式」銜接運算。Li (1987)[19]、李賢文(1989)[20]亦使用上列傳統三維水動力系統，經水深積分處理簡化成二維模式後，引用 Ogura (1933)[21]提供之調和分析常數，透過內差(interpolation)方式處理開放海域邊界條件，並據以

研究台灣周圍海域潮流與潮汐水位之變化。Lu & Warren (1992)[99]為探討嘉義外傘頂沙洲之變遷，曾使用丹麥水力研究所研發之 MIKE21 HD 二維水動力模式(DHI, 1994)[6]進行台灣海峽潮流與潮位變化模擬，但相關邊界條件之取用與設定並無清楚的描述。最近期內，國家海洋科學研究中心為發展台灣環島海域三維海況數值預報模式，詹森 等(1999)[15]曾採用 Semtner (1986)[16]依據上列傳統三維模式所研發之海洋環流模式，並結合富基、東引、後壁潮及中國大陸沿岸南端之東山島水位迴報(hindcast)資料，進行台灣海峽之潮汐與潮流數值模擬。

綜觀以上採用水動力模擬方式以探討台灣環島鄰近海域之相關研究結果可看出，接近二十年來，眾多學者專家雖曾努力地從大範圍海域著手，試圖藉環島海域大範圍潮汐特性之掌握以進一步提供相關應用所需之海象資訊。但限於大範圍海域之邊界控制條件設定、取用皆有其不準確性與困難度，因此，在台灣海峽水域內，潮波相關之運動與動力特性尚有待進行更廣泛、深入之探究。

3.3 二維水動力系統方程式—MIKE21 HD

在潮波之大尺度波長與地轉效應考量下，由於台灣環島海域之水深相對於潮波之大波長而言，其相對水深比值實際上仍甚小，因此可假定潮波之運動特性其在水深方向之變化不大，故而可對一般含時間因素之空間上三維的水動力系統方程式，式(3.1)至式(3.4)，以水深方向積分處理後，簡化為如下含時間變化之二維水動力計算系統(DHI, 1994)[6]:

連續方程式：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+\frac{\partial p}{\partial x}+\frac{\partial q}{\partial y}=I-e \quad \text{.....} \quad (3.8)$$

運動方程式：

x 方向：

$$\frac{\partial p}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{p^2}{h}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{pq}{h}\right)+gh\frac{\partial \zeta}{\partial x}+\frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{C^2\cdot h^2}$$
$$-\frac{1}{\rho_w}\left[\frac{\partial}{\partial x}(h\tau_{xx})+\frac{\partial}{\partial y}(h\tau_{xy})\right]-\Omega q-f_wVV_x+\frac{h}{\rho}\frac{\partial}{\partial x}(P_a)=0 \qquad \text{.....} (3.9)$$

y 方向：

$$\frac{\partial p}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{q^2}{h}\right)+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{pq}{h}\right)+gh\frac{\partial \zeta}{\partial y}+\frac{gq\sqrt{p^2+q^2}}{C^2\cdot h^2}$$
$$-\frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial}{\partial y}(h\tau_{yy}+\frac{\partial}{\partial x}(h\tau_{xy})\right]-\Omega q-f_wVV_y+\frac{h}{\rho}\frac{\partial}{\partial y}(P_a)=0 \qquad \text{.....}(3.10)$$

上列式中，$p,q(x,y,t)$：分別為 x 及 y 向之流量強度 $(m^3/s/m)=(uh,vh)$；I：單位平面源流之大小 $(m^3/s/m^2)$；e：蒸發損失率（m/s）；$C(x,y)$：Chezy 阻力係數 $(m^{1/2}/s)$：f_w：風摩擦係數；$V,V_x,V_y(x,y,t)$：分別為風速及其在 x 及 y 方向之速度分量(m/s)；$\Omega(x,y)$：柯氏(Coriolis)力參數，與緯度有關 (S^{-1})；$P_a(x,y,t)$：大氣壓力 $(kg/m/s^2)$。

3.4 有限差分法

對於實際物理應用問題而言，水動力系統方程式之求解方法一般可分為有限差分法(F.D.M.)與有限元素法(F.E.M.)兩類。此二類求解方法，依前、後置處理（pre-& post –processor）工作、數值方法與技巧及邊界處理難易程度等而各有優劣點。本研究引用丹麥水力研究所(Danish Hydraulic Institute)使用之交替方向隱式(alternating direction implicit)有限差分法以求解式(3.8)至(3.10)之水動力系統方程式(DHI, 1994)[6]。求解計算中，各計算網格位置上之時空變量並以雙向刮掃(double sweep)方式處理計算。空間網格分割與時階分割分別如圖 22 與圖 23 所示。

依據 A.D.I.有限差分法及時空網格分割之定義，因此，連續方程式，式(3.8)，在無質量增損情況下，其 x 及 y 方向之差分型式可分別表示為

x—方向：

$$2\cdot\left(\frac{\zeta^{n+1/2}-\zeta^{n}}{\Delta t}\right)_{j,k}+\frac{1}{2}\cdot\left\{\left(\frac{p_j-p_{j-1}}{\Delta x}\right)^{n+1}+\left(\frac{p_j-p_{j-1}}{\Delta x}\right)^{n}\right\}_k$$
$$+\frac{1}{2}\cdot\left\{\left(\frac{q_k-q_{k-1}}{\Delta y}\right)^{n+1/2}+\left(\frac{q_k-q_{k-1}}{\Delta y}\right)^{n-1/2}\right\}_j=0 \quad \text{.....(3.11)}$$

y—方向：

$$2\cdot\left(\frac{\zeta^{n+1}-\zeta^{n+1/2}}{\Delta t}\right)_{j,k}+\frac{1}{2}\cdot\left\{\left(\frac{p_j-p_{j-1}}{\Delta x}\right)^{n+1}+\left(\frac{p_j-p_{j-1}}{\Delta x}\right)^{n}\right\}_k$$
$$+\frac{1}{2}\cdot\left\{\left(\frac{q_k-q_{k-1}}{\Delta y}\right)^{n+3/2}+\left(\frac{q_k-q_{k-1}}{\Delta y}\right)^{n+1/2}\right\}_j=0 \quad \text{.....(3.12)}$$

而動量方程式，在忽略大氣壓力、風力及其他波浪有效應力後，式(3.9)等號左右各項可逐項表示為

時間變化項：

$$\frac{\partial p}{\partial t}\approx\left(\frac{p^{n+1}-p^{n}}{\Delta t}\right)_{j,k} \quad \text{.....(3.13)}$$

重力影響項：

$$gh\zeta_x\approx g\left(\frac{h_{j,k}+h_{j+1,k}}{2}\right)^{n}\left(\frac{\zeta_{j+1,k}-\zeta_{j,k}}{\Delta x}\right)^{n+1/2} \quad \text{.....(3.14)}$$

其中，

$$h_{j,k}^{n}=d_{j,k}+\zeta_{j,k}^{n} \quad \text{.....(3.15)}$$

x—方向對流項：

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{pp}{h}\right)\cong\left[\frac{(p_{j+1}+p_j)^{n+1}}{2}\cdot\frac{(p_{j+1}+p_j)^{n}}{2}\cdot\frac{1}{h_{j+1}^{n}}-\frac{(p_j+p_{j-1})^{n+1}}{2}\cdot\frac{(p_j+p_{j-1})^{n}}{2}\cdot\frac{1}{h_j^{n}}\right]_k\cdot\frac{1}{\Delta x} \quad .(3.16)$$

$$\overline{u^2}\Delta t\frac{\Delta^2 p}{\partial x^2} \cong \Delta t\left(\frac{p_{j,k}^n}{h^*}\right)^2 \cdot \left(\frac{p_{j+1}-2p_j+p_{j-1}}{(2\Delta x)^2}\right)_k^{n-1} \quad \text{.....(3.17)}$$

其中

$$h^* = \frac{1}{2}\cdot(h_{j+1}+h_j)_k^n \quad \text{.....(3.18)}$$

x—方向動量交換項：

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{pq}{h}\right) \approx \left[\left(\frac{p_{k+1}^a + p_K^b}{2}\right)_j \cdot v_{j+1/2,k}^{n+1/2} - \left(\frac{p_k^a + p_{k-1}^b}{2}\right)_j \cdot v_{j+1/2,k-1}^{n+1/2}\right]\cdot\frac{1}{\Delta y} \quad \text{.....(3.19)}$$

其中，$a=n+1$, $b=n$表向下刮掃而$a=n$, $b=n+1$表向上刮掃，且

$$v_{j+1/2,k}^{n+1/2} = \frac{2(q_j+q_{j+1})_k^{n+1/2}}{(h_{j,k}+h_{j,k+1}+h_{j+1,k}+h_{j+1,k+1})^n} \quad \text{.....(3.20)}$$

$$v_{j+1/2,k-1}^{n+1/2} = \frac{2(q_j+q_{j+1})_{k-1}^{n+1/2}}{(h_{j,k-1}+h_{j,k}+h_{j+1,k-1}+h_{j+1,k})^n} \quad \text{.....(3.21)}$$

$$\overline{v^2}\Delta t\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \approx \Delta t\,(v^*)^2\cdot\frac{\left\{p_{k+1}^a - \left(p_k^{n+1}+p_k^n\right) + p_{k-1}^b\right\}_j}{(\Delta y)^2} \quad \text{.....(3.22)}$$

a、b之定義同式(3.19)，而

$$v^* = \frac{1}{2}\cdot(v_{k+1/2}+v_{k-1/2})_{j+1/2}^{n+1/2} \quad \text{.....(3.23)}$$

摩擦阻力項：

$$\frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{C^2h^2} \approx \frac{gp_{j,k}^{n+1}\sqrt{p^{*2}+q^{*2}}}{C^2h^{*2}} \quad \text{.....(3.24)}$$

其中，

$$p^* = p_{j,k}^n \quad \text{.....(3.25)}$$

$$q^* = \frac{1}{8}(q_{j,k}^{n-1/2} + q_{j+1,k}^{n-1/2} + q_{j,k-1}^{n-1/2} + q_{j+1,k-1}^{n-1/2} + q_{j,k}^{n+1/2} + q_{j+1,k}^{n+1/2} + q_{j,k-1}^{n+1/2} + q_{j+1,k-1}^{n+1/2}) \ldots (3.26)$$

$$h^* = 1/2(h_{j+1} + h_j)_k^n \ldots\ldots (3.27)$$

$$C = M \cdot h^{*1/6} \ldots\ldots (3.28)$$

C 表 Chezy number, 而 M 表 Manning number

地轉效應項：

$$\Omega \cdot q \approx \Omega q^* \ldots\ldots (3.29)$$

q^* 同式(3.26)。至於式(3.10)內各項之差分處理可彷照式(3.13)至式(3.29)方式編寫。

3.5 計算海域

為台灣環島海域潮波運動特性整體模擬之需要，引用我國海軍測量局出版之相關海圖，可得含括台灣環島海域最大之細部計算範圍如圖 3 所示。為取得細部計算範圍開放海域上之邊界控制潮位與流速，因此，必須先就如圖 24 所示包含渤海、黃海、東海、西太平洋及南海海域之陸地或島嶼邊界，從英國皇家海軍潮汐表(UKHO, 1997)[87]內搜尋登載有潮汐調和分析常數之潮汐站，然後規劃出含括台灣海峽之大範圍計算海域，如圖 25 所示。整個大範圍計算海域之長度約為 2,300 公里；寬度約達 1,600 公里。表 8 所示即為圖 25 中大範圍計算海域邊界上經查得之潮汐站位置與相關之調和分析常數。觀察表 8 中所列潮汐站之位置可知，潮汐站之地理位置不僅分佈於不同之時區(time zone)，甚且其位置尚分佈於韓國、對馬海峽、日本、琉球群島、菲律賓、東沙島及香港等不同國境或地區。因此，依據表 8 中所列潮汐站之迴報(hindcast)逐時潮位，由於缺少實測資料可供比較，故其準確度無法確實掌握，加以迴報之潮汐逐時資料跨時區，故而迴報同一時期之邊界潮位，其時間之對準對於二維水動力計算更是一大挑戰。

3.6 初始與邊界條件之設定

對於水深積分處理後之二維水動力系統方程式，在進行計算前，處理必要之起始與邊界條件是必須的。對圖 25 所示之計算範圍而言，不透水之邊界條件將應用於台灣環島沿岸、中國大陸東部沿海與計算海域內之島嶼。而開放海域上之邊界條件係依據表 8 所列潮汐站之調和分析常數，針對選定之模擬時段，如 1992 年 7 月，先行逐站迴報(hindcast)月逐時潮汐序列，分別如圖 26 至圖 29 所示，再依據圖 25 中所列示之潮汐站位置，應用線性差分(interpolation)方式聯結相鄰潮汐站之潮汐序列，最後再將其設定於開放海域邊界上。初始之計算潮位在全計算海域內皆設定為零，同時，相對應之開放海域邊界潮汐序列亦配合修整自零水位起動。亦即採用軟起動(soft start)方式以設定初始計算條件，藉以避免模擬計算起動時，瞬間水位變動所造成數值衝擊波(numerical shocks)之影響(DHI, 1994)[6]。

值得一提的是，使用表 8 中所列潮汐站之調合分析常數迴報(Hindcast)同一時期之邊界潮汐資料後，由於在大範圍計算海域邊界無額外實測潮汐資料可供進一步檢校，加以迴報之潮汐逐時資料係跨國境且跨時區，故而，邊界潮位之準確度與同一時期潮位之時間對準皆不易準確掌握。為克服以上邊界潮位之準確度與同時性問題，因此，本研究乃應用試誤法(try and error method)，於大範圍計算海域原始邊界潮汐站上之潮位振幅大小保持不變下，選擇性且重點性地調整部分邊界潮汐站之潮時，並以台灣環島海域潮汐測站之實測或迴報(Hindcast)資料檢核數值模擬計算之結果，如此，週而復始，直至台灣環島海域潮汐測站之實測或迴報(Hindcast)資料，其準確度可被接受、認同為止。

以上以試誤法選擇性且重點性地調整大範圍計算海域部分邊界潮汐站之潮時，其相關之延時調整大小皆列入敏感性分析記錄，俾利確立針對不同時期進行相關二維水動力數值模擬計算之邊界潮時調整基準。相關之數值模擬計算結果遂得進一步用以探討台灣環島潮汐與潮流之運動與動力特性。

3.7 計算參數

使用有限差分法必須首先決定差分格距及時距，俾使數值之穩定條件(stability condition)得以達成。而一般採用之數值穩定條件係以Courant Number(C_r)滿足下式加以限制，

$$C_r = \frac{C_{\max} \cdot \Delta t}{\Delta x} < 1 \quad \text{.....(3.30)}$$

式中，$C_{\max}$為計算變數之最大計算訊號傳遞速度，Δx與Δt分別為空間與時間格距。對台灣海域之大範圍計算，本研究Δx選定為 16 公里，Δt設定為 150 秒，所得之C_r值因計算海域水深差異甚大而使最大值約達 2.3，僅管如此，計算結果經與臺灣環島各實際驗潮站迴報或實測資料比較後，計算準確度仍甚良好。

底床摩擦係數一般可選擇 Chezy Number(C)或使用 Manning Number (M)表示，兩者之關係為$C = Mh^{1/6}$，h為計算區之水深，C及M之單位分別為$m^{1/2}/s$及$m^{1/3}/s$，且$M = 1/n$，n為一般文獻使用之 Manning Number。當計算區域水深變化較大時，依據計算經驗建議使用 Manning Number，其選用範圍約在 20 至 40 間。

渦度係數(E)主要用來計算動量方程式中之紊流效應，藉以阻滯(damping)短波之長向振盪及表現小網格之尺度影響，一般其大小必須滿足下列限制：

$$E \le \frac{\Delta x^2}{2\Delta t} \quad \text{.....(3.31)}$$

並可依下式估算

$$E = 0.1 \times \Delta x \times V \quad \text{.....(3.32)}$$

式中，Δt為時距，Δx 為網格間距，V為流速。對於流場係隨時空而變化時，渦度係數尚可依 Smagorinski 公式計算(DHI, 1994)[6]，即

$$E = C_s^2 \Delta^2 \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right] \quad \text{.....(3.33)}$$

式中，U,V 分別表示水深平均之 x 及 y 向流速分量，Δ為網格間距，C_s 可於 0.25 至 1.0 間選用。綜觀上述，E 之大小與時距及網格距皆有分不開之關係。本研究於模式計算中對於渦度係數係使用式(3.33)之公式，並設定 $C_s = 0.5$。

3.8 台灣環島海域潮波之運動模擬結果與討論

台灣海峽及台灣環島鄰近海域之潮波運動水動力模擬，依據水深積分後之二維水動力系統方程式，式(3.8)至式(3.10)，於選定計算範圍、設定初始與邊界條件及相關參數後，可得潮波自 1992/07/21 06:00 至 1992/07/22 10:00 共 29 小時之逐時潮位與潮流計算結果分別如圖 30 至圖 58 所示。各圖中，圖右之顏色圖說代表計算海域內之潮位值；流速大小與方向以箭矢表示；圖下方之逐時水位則為計算海域內以台中港海域逐時迴報潮位為代表之檢視參考水位。

3.8.1 計算潮位驗證

由於大範圍海域潮波水動力模擬邊界水位係皆引用相關調和分析常數所迴報之結果，故而在以下有關計算潮位之驗證中，台灣環島部分驗潮站之水位於計算時段內，若無實測資料可供比對，則亦以其迴報潮汐資料為比較驗證之基準。

為確認計算潮位之準確性，於台灣環島沿岸水域取蘇澳(SA)、淡水(DS)、台中(TC)、高雄(KS)、蟳廣嘴(KT)及富岡(FK)為驗潮站。各驗潮站之迴報或實測潮位與模擬計算潮位之驗證比較結果分別如圖 59 與圖 60 所示。由圖 59 與圖 60 所示之驗證比較結果觀察可得，除了座落於台灣東南部沿岸之高雄與蟳嘴測站，計算潮位及潮時與實測值比較具有部分差異外，其他驗潮站之計算潮位與潮時皆與迴報資料頗為吻合，尤其，在蘇澳驗潮站上，計

算與實測之潮位及潮時皆甚一致。可見，應用 MIKE21 HD 水動力模式，配合沿用本研究所提之邊界潮位潮時調整方法，在台灣環島海域，計算潮位與潮時整體特性之變化及分佈趨勢是可藉大範圍海域潮波水動力模擬而充分掌握並完整地呈現。

3.8.2 計算潮流驗證

在台灣環島沿岸為各項海岸防護或港口建設之需要、國內相關之研究及技術顧問機構雖曾於近岸地區進行海流觀測，但因海流之組成成分複雜，尤其於近岸區更易受局部陸地地形、海岸上人工結構物及風力等因素而影響特性(永田丰 等, 1985[100]；莊文傑、江中權，1999[101])，加以大範圍海域之網格間距太大，空間解析度不足，所依據之地形水深資料又較粗略，因此，引用近岸區所量測之海流資料進行計算潮流驗證實際上將有其困難度。

單純的潮流係指水體隨潮汐的漲落而在水平方向上作週期性流動的現象。在近岸海域，依據實際調查之結果，潮流一般是沿海岸陸地之代表方向作往復性之流動，而其流速之大小係隨時都在變化的。通常，當潮流流向改變時稱作轉流(turn of tide)，而轉流時海水停止流動即稱為憩流(slack water)，遠離海岸外之潮流，由於其流速、流向時刻皆在改變，因此，一般並無憩流流況(永田丰 等, 1985)[100]。鑑於上述潮流流速、流向之變動特性，加以遠離海岸外，潮流不易測量，所以，本研究於計算潮流驗證上，將採用定性方式針對流速大小與流向探討。

針對台灣海峽內之觀測潮流，國家海洋科學研究中心曾以海研三號使用船碇式流剖儀(VM-ADCP)進行兩航次(532 與 550 航次)觀測，王玉懷(1999)[14]依據觀測結果分析後得：在布袋至馬公間，距離約 30 公里，半日潮平均流速為 117cm/s，全日潮平均流速為 32cm/s；在澎湖至金門間，距離約 130 公里，半日潮平均流速為 46.7cm/s，全日潮平均流速為 7.9cm/s。由於半日潮為台灣海峽水域之重要代表分潮，故以其為基準，定性上可看出，在台灣海峽南端陸架緣內，其東側海域之流速一般大於西側海域，且東側海域之潮流大小平均可達西側海域之 2.5 倍。

對於台灣海峽水域之計算潮流而言，依據劉肖孔(1983)[17]於「中國海域三度空間數值模式」之研究，茲節錄其有關之研究結論如下：

1.潮流的方向，在台灣海峽以南為順時鐘旋轉，海峽以北則相反，如圖 61 所示，一般而言，離岸遠者為「旋迴形」，離岸近者呈「反覆型」。

2.台灣海峽各點之潮位以廈門及台中以南最高，潮流流速變化，如圖 62 及圖 63 所示，並以下列三點較大。

(1)淡水以北(因總流量大)；G 點。

(2)布袋與澎湖之間(因水淺化及岸形之加速作用)；D 點。

(3)台灣灘附近(因水淺)；B 點。

3.圖 62 及圖 63 中，A 及 C 點因海域水深大、潮位變化小，所以流速較小。

4.潮流如與當地海流混合後，可用向量綜合法作圖得潮流之流向變化如圖 63 所示。

5.太平洋潮，經台灣北部，進入海峽時，必須轉向、加速，所以區域性的變化大。在理論上，這兩種因素均屬「非線性」作用，以致產生相當可觀的「殘餘流」回原性小，如圖 64 所示。

為驗證上列觀測及計算之潮流特性，於圖 25 中，取計算點(67, 28)代表布袋至馬公間之水域，或代表圖 62 中之 D 點，則從圖 30 至圖 58 中萃取(extracting)該點之潮流流速大小、流向及潮位可得如圖 65 所示。圖 65 中，流向定義為與正北方向之順時鐘夾角，並以正北方向為零度。另為潮位對照說明之需要，台中港之迴報潮位亦一併顯示於圖中。觀察該圖可知，計算潮流在布袋至馬公間海域之平均最大流速約達 60cm/s；平均最小流速僅約 20cm/s 左右。潮流流速與流向明顯皆隨當地潮位之漲落而變化。當當地潮汐在漲潮期間，潮流保持約為正北(0°)之流向；當在退潮期間，則潮流轉而保持為約正南(180°)之流向。一個潮汐漲退週期間，潮流流向先順時鐘方向由北而南，其後反轉為逆時鐘方向由南而北。最大潮流流速皆發生於台中港海域之平潮位時刻。將此特性與圖 62 及圖 63 中 D 點顯示之潮流特性相對照，由對照結果可知，兩者計算潮流顯示之特性彼此是頗相吻合地。尤其兩者計

算潮流之結果皆顯示，在布袋至澎湖之間海域，當流向約為正北或正南方向時，其相對應之潮流流速皆為最大。只是本研究所得之最大流速與劉肖孔(1983)[17]之計算及王玉懷 (1999)[14]之觀測分析結果比較皆略為偏小，造成此種差異之原因，除了潮流係由各主要分潮之潮流所合成外，計算使用之地形、水深及計算點之代表位置亦皆可能為誤差造成之主因。至於布袋至澎湖間海域之當地滿潮時刻與台中港比較，兩者相差無幾但稍提前，潮位則普遍較台中港低。

於圖 25 中，取計算點(60, 30)代表澎湖至金門間海域，則從圖 30 至圖 58 中萃取該點之潮流流速大小、流向及潮位可得如圖 66 所示。觀察該圖可知，計算潮流在澎湖至金門間海域之最大流速一般約為 35cm/s；最小流速約僅 10cm/s。計算潮流流速與半日潮之觀測平均流速比較普遍亦偏低。但相對於布袋至馬公間之計算流速而言，本海域潮流速度較低之趨勢與王玉懷(1999)[14]之觀測分析結果相近似，亦與劉肖孔(1983)[17]之研究結論相吻合。其主要原因應係本海域較為寬闊所致。在流速與流向隨潮位漲落之變化特性上，明顯地，潮流流向將隨當地潮位之高低而呈現週期性逆時鐘方向旋轉之特性。且最大潮流流速與布袋至馬公間海域相似，其皆約發生於當地海域之平潮時刻，並於漲潮時段，最大流速為北向；退潮時段，最大流速為南向。將上述流向之改變特性與圖 61 中澎湖左側海域之流向變化圖(劉肖孔, 1983)[17]相對照，可得兩者之特性是完全一致的。

值得注意的是，在澎湖右側海域之流向係約作順時鐘方向旋轉，於參考圖 61 後，本研究推測劉肖孔(1983)[17]之研究結果內所定義之潮流流向轉換界面(interface)海域－台灣海峽，應係指澎湖海域而言，而流向轉換界面海域之形成，由澎湖之位置及地形研判，應係台灣海峽南端陸架緣端之影響效應所導致。至於本海域之潮位，因其位置接近台灣海峽之中段海域，故潮位與台中港海域近似，但滿潮時刻卻稍落後。對照上述布袋至馬公間滿潮時刻較台中港海域提前之計算結果可得，即使在台灣海峽由布袋、馬公至金門之單一橫斷面上，若依據滿潮時刻以觀察、討論潮波之運動方向是有待商榷地。

3.8.3 台灣海峽內潮波之運動方向

由於潮波在台灣海峽裏呈現振盪之漲退現象，因此若依據等潮位線或滿潮之潮時判斷潮波整體之運動方向極易引致潮波在台灣海峽中部海域匯聚或分離之錯覺。為明確釐清此點，自圖 36 至圖 48 接續地觀察，由連續性的潮波運動逐時圖可得，台灣海峽中段水域漲退潮之潮波實際係順中國大陸海岸線單一地由北而南單向運動傳遞。潮波之最大或最低潮位始終保持在中國大陸東部海岸線上，當此單一方向行進之潮波抵達台灣海峽中段海域時，因海峽寬度之限制與陸架地形水深及長度之影響而使潮波整體之波動(理論上，潮波可由各主要分潮潮波所合成)於台灣海峽南、北兩端海域形成形如部分重複駐波波節點(node)及在中段形成如部分重複駐波波腹(anti-node)之振盪波形，如圖 40 與圖 45 所示，此時，若依同潮位之潮時研判潮波之運動方向，必定產生潮波自海峽南、北兩側向台灣海峽中段匯聚或自此向南、北兩端分離之假象。而實際上，其只不過是部分重複駐波波形振盪過渡階段之錯覺而已。真實之潮波運動方向，至此應可確定其是單一方向由北而南且以逆時針方向環台灣本島繞行運動。除此而外，由潮波整體呈現之運動方向亦證實，組成部分重複駐波之小振幅進行波(莊文傑, 2000)[4]，不論其週期屬半日型分潮，抑或屬全日型分潮，皆將對整體潮波運動方向之呈現產生重要主導之影響。有關台灣海峽內潮波之運動方向，王玉懷(1998)[13]從凱文波(Kelvin wave)之觀點出發亦得到與上述相同之結論。

3.8.4 潮波振盪與潮時之特性

台灣海峽內總體潮波之振盪與運動特性可藉觀察圖 30 至圖 58 所示之逐時潮位分佈變化而獲得全面性之概念與印象。其中有關台灣海峽內潮波之運動方向已於本文前節中闡釋。另為釐清整體潮波波動顯現之潮時特性，因此，於台灣環島海域內，取蘇澳、淡水、台中及高雄驗潮站上之迴報及計算潮位，對照比較如圖 67 所示。由於逐站之計算潮位與潮時(圖 59 及圖 60)與相關之迴報結果經驗證是相吻合的，故而圖 67 中各驗潮站上潮位與潮時顯現之特性，直接地代表了圖 30 至圖 58 中整體潮波所呈現之波動振盪傳遞

特性。為潮時特性檢視之必要，首先，於圖 67 中逐站比較計算潮位之變化關係，由比較結果可知，淡水與台中驗潮站所顯現之波動振幅遠較蘇澳及高雄大，其中又以台中驗潮站之波動振幅最大；淡水驗潮站其次，蘇澳驗潮站振幅已偏小；而高雄驗潮站之振幅最小。足見不同驗潮站上顯現之波動振幅特性，不會因單一方向傳遞之行進波動振盪而改變，亦即潮波之整體波動雖顯現為單一運動方向，但在台灣西岸沿海，其波動之振幅特性仍保持其部分重複駐波之波動振盪對稱特性。

再就圖 67 中所示之滿潮時間觀察，於 1992/07/21 06:00 至 18:00 間可清楚地看出，蘇澳之滿潮時刻最早，其次為高雄，淡水落後蘇澳約五小時，但比台中略提前，若從此滿潮時之觀點出發並據以判斷潮波之行進方向，則從蘇澳至淡水與從高雄至台中驗潮站滿潮時所呈現之對稱關係，將甚容易令人誤認潮波是相向行進且將交會於台灣中西部海域。而事實上，依據圖 30 至圖 58 所呈現之整體波動傳遞特性，實際其是單一方向且由北而南行進地。可見滿潮時之對照比較在台灣海峽海域並不適於擴充地用於闡釋實際波動之傳遞方向特性。其應僅代表特定空間位置上，潮波隨時間而起伏振盪之特性而已。

3.8.5 台灣海峽潮流之計算特性

為綜合性地檢視台灣海峽水域計算潮流之特性，於圖 30 至圖 58 中取點(65, 45)；(63, 35)；(60, 22)分別代表台灣海峽北、中、南端之海域，則相關點位上之流速大小、流向及潮位經萃取後可分別得如圖 68、圖 69 及圖 70 所示。為對照說明方便，台中港區之迴報潮位亦列示於各圖中。綜合性地檢視圖 68 至圖 70 可得，在台灣海峽內，不論北、中、南水域，最大之潮流流速一般皆發生於當台中港之潮位為平潮位時。且在台灣海峽北端海域之最大流速約達 45cm/s，最小流速約為 10cm/s 左右，潮流流向隨潮位高低而作逆時鐘方向旋轉之變化。在漲潮期間，最大流速約保持為正西(270°)方向；在退潮期間，最大流速約保持為正東(90°)方向。在台灣海峽中部海域，其最大及最小流速之變化較不規則，最大流速約在 17cm/s 至 28cm/s 間，最小流速僅約 7cm/s 至 10cm/s，潮流流向隨潮位高低亦作逆時鐘方向旋轉之變化，唯

漲潮時段最大流速約為正北(0°)方向，退潮時段則轉變為正南(180°)方向。在台灣海峽南端海域，其最大流速可達約 80cm/s，最小流速仍約有 20cm/s，潮流流向隨潮位高低作順時鐘方向旋轉之變化，漲潮時段內，最大流速為正北向，退潮時段內，最大流速為正南向。

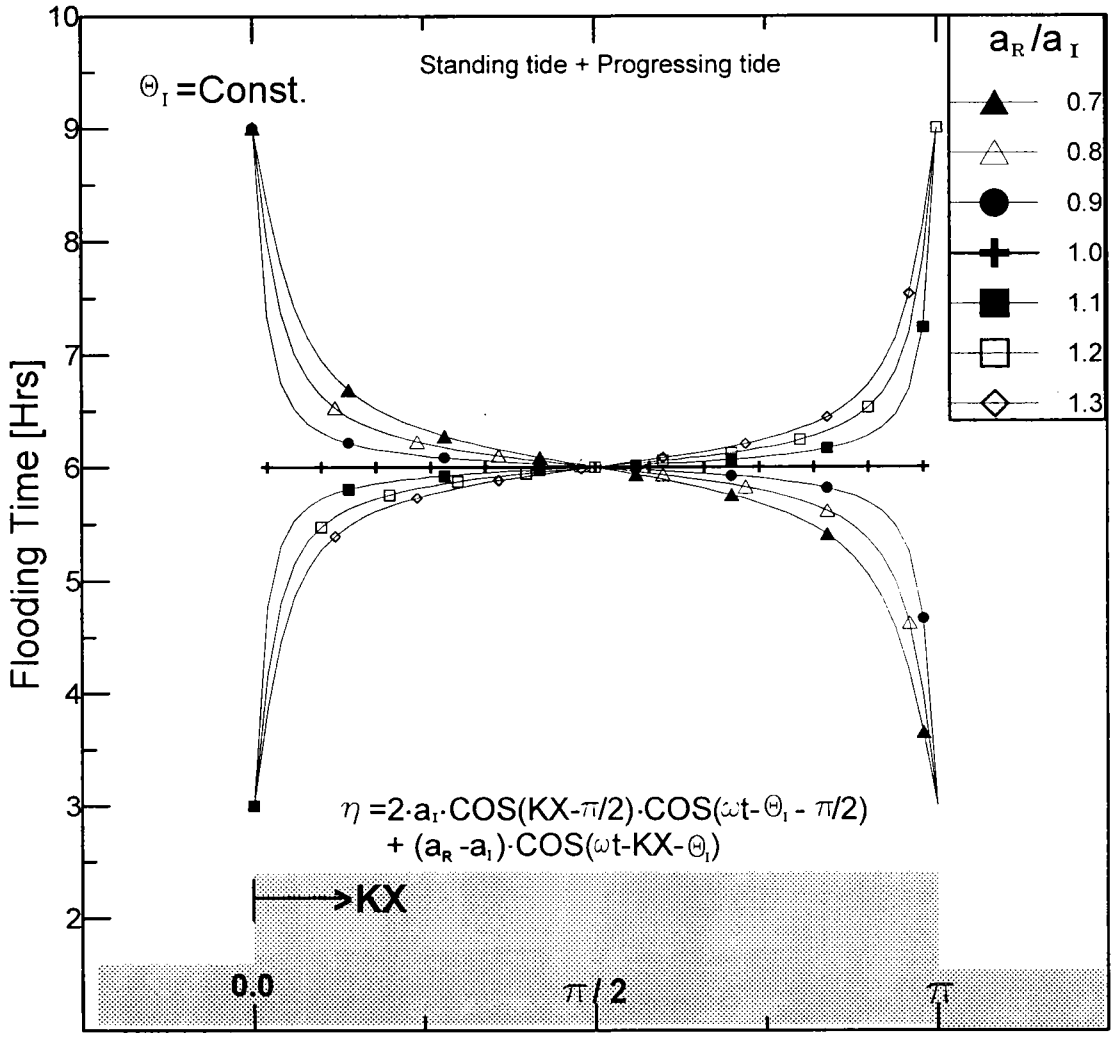
整體而論，當台中港海域之潮位在漲潮時段，則由低潮位開始，台灣海峽南、北兩端之潮流將分別從陸架緣端外開始流向台灣海峽中部水域，各陸架緣端內流向海峽中段水域之潮流速度於台中港區潮位漲至平潮時刻時達到最大，並於台中港區潮位達到高潮時刻時減到最小，其後，當台中港潮位處於退潮時段，由高潮時刻至平潮位期間，台灣海峽南、北兩端之潮流分別以順時鐘及逆時鐘旋轉方向，潮流轉而自陸架上流向陸架外。流出之潮流速度於台中港水位為平潮位時再次達到最大，而後，隨著台中港區水位逐漸接近低潮位而流出之速度才漸減小。接著再回復至台中港潮位處於漲潮期間之流況，如此週而復始。

經由以上台灣海峽南、北兩端潮流流速大小與方向隨台中港海域潮位之變化關係可知，台灣海峽中段或台中港海域之潮位振盪起伏狀況，明顯地主控著台灣海峽水域整體潮流流速之變化特性。值得一提的是，將台灣海峽北、中、南端各海域潮流流向之旋轉方向與圖 61 所示者相對照，由對照結果可知，本研究針對台灣海峽水域計算所得之潮流流向變化特性，實際上，其與劉肖孔(1983)[17]之研究結果是相吻合且一致地。此外，在台灣西南部高雄外海，由於該海域接近部分重複駐波之波節點位置，故在潮流流速之分佈上可明顯看出其呈現有流速較大之特性。但在台灣東北部龍峒、鹽寮外海，雖其亦為部分重複駐波對稱波節點存在之鄰近海域，但因其在陸架緣端附近，因此，由於水深變化之影響以致大流速並未明顯地呈現於該海域。也因此，在台灣海峽南端之最大流速稍較北端之最大流速為大。

3.9 結 語

使用二維水動力系統方程式進行大範圍計算海域之潮汐特性探討，由以上之研究結果顯示，只要邊界條件能準確、有效地掌握，整體潮汐之運動特

性將可清楚地呈現。對於近岸局部海域之潮流計算，更可進一步提供開放海域必要之水動力邊界控制條件。僅管如此，對於陸架地形影響性與潮波之協振盪共振現象(莊文傑, 2000)[4]等細部潮汐振盪機制之確認與解析，則尚須結合理論或藉助於簡化模式之應用與配合。



陸架上半日型分潮部分重複駐波滿潮時之變化分佈圖

(莊文傑, 2000[4])

第四章 台灣環島海域潮波特性之有限元素法解析

4.1 緒 言

使用水深積分處理後空間上為二維之時變性水動力系統方程式，配合有限差分法以模擬計算台灣環島海域及台灣海峽內之潮波運動特性，其雖可有效地將地轉效應(geophysical effects)、地形、水深、底床摩擦及水體間能量移轉等複雜因素完全納入考量，但相關計算參數之設定與邊界條件之取得，對具時變性之週期波動模擬而言，仍是極大之困擾。有鑑於此，蔡丁貴(1991)[7]與莊文傑(2000)[4]即曾著手依時空之尺度將時變性三維水動力系統予以適當地簡化，並導得含地轉效應與水深影響因子之週期性波動緩坡方程式(mild-slope equation)。由於該方程式單純為橢圓(elliptic)偏微分型態，因此，只要應用波動相關之散射(scattering)條件即可輕易地設定邊界條件，在數值模擬計算中，對於計算範圍之劃定也可適當彈性地縮小。也因此，其亦可配合有限元素法以解析模擬台灣環島附近海域各主要分潮潮波之運動與動力特性。

潮波係天體間相對運動引力所引起，其後，在天體運行與地球自轉等效應共同作用下，於大洋中或陸地沿岸各海域造成具週期性振盪(periodic oscillation)之波動。解析具週期性運動特質之潮波，其最簡單之方法應是從潮波之分潮(constituents)研究著手。尤其在台灣海峽水域，依據潮汐與陸架地形之相互關聯分析結果，總體上已可確認半日型分潮潮波應是解析台灣海峽潮波傳播與振盪特性之關鍵成分。而半日型潮波在台灣海峽海域內，以半日之代表週期 12 小時而言，估計其波長可達 1,200 公里左右(水深以 80 米估算)，基於此種波長之尺度，即使在水深 5,000 米之西太平洋盆地中，此種長週期波動仍皆可滿足淺水波之各式判定標準。因此，解析分潮潮波之振盪現象與進行相關特性之探討時，可以淺水長波(shallow-water wave)之理論為依據，同時，將大陸棚架之陸架地形一併納入考量。

4.2 線性淺水長波控制方程式之推導

依據莊文傑(2000)[4]之研究結果，假設流體為均質(homogeneous)且具不可壓縮性(incompressible)，取一右手卡氏座標系統(Cartesian coordinate system)於水體平均靜止水位面上，令 x 軸向北為正；y 軸向西為正；z 軸垂直靜止水位面且以離開水面方向為正，時間以 t 表示。於水深為 h(x,y)之水體中，考量地球自轉效應，但忽略各型式之摩擦(friction)阻抗，則經線性化之淺水長波動力及連續方程式可分別表示如下：

$$P = \rho g(\xi - z) \quad \text{(4.1)}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -g\frac{\partial \xi}{\partial x} \quad \text{(4.2)}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -g\frac{\partial \xi}{\partial y} \quad \text{(4.3)}$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad \text{(4.4)}$$

式中，P 表水體中於座標 z 點之水壓力，U、V、W 分別為 x、y、z 方向之流體速度，$f = 2\Omega\sin\phi$ 表科氏力參數(Coriolis parameter)；$\Omega = 7.3\times10^{-5}S^{-1}$ 為地球自轉角頻率(angular frequency)；ϕ 為計算水體所在之緯度值，$g = 9.8ms^{-2}$ 為地球上之重力加速度，$\xi(x,y;t)$ 則為淺水長波在平均靜止水位面上之垂直振盪位移(oscillation displacement)。重複應用淺水長波近似之假設(Pedlosky, 1979)[86]，則水平方向之流體速度 U 與 V 可進一步令其獨立於水深方向之座標，即

$$\left.\begin{aligned} U &\sim U(x,y;t) \\ V &\sim V(x,y;t) \end{aligned}\right\} \quad \text{(4.5)}$$

再由底床 $z = -h(x,y)$ 至水體振盪之自由水面 $z = \xi(x,y;t)$ 積分式(4.4)，則式(4.4)可改寫為

$$(h+\xi)\frac{\partial U}{\partial x} + (h+\xi)\frac{\partial V}{\partial y} + W_{\xi} - W_{-h} = 0 \quad \text{(4.6)}$$

引用自由水面及底床之運動(kinematic)條件：

$$W_{\xi}=\frac{\partial\xi}{\partial t}+U\frac{\partial\xi}{\partial x}+V\frac{\partial\xi}{\partial y};\quad z=\xi \qquad (4.7)$$

$$W_{-h}=-(U\frac{\partial h}{\partial x}+V\frac{\partial h}{\partial y});\quad z=-h \qquad (4.8)$$

將式(4.7)及(4.8)代入式(4.6)中化簡並整理，最後，得淺水長波之連續方程式為

$$\frac{\partial\xi}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}[U(h+\xi)]+\frac{\partial}{\partial y}[V(h+\xi)]=0 \qquad (4.9)$$

若ξ與水深h之比值相對甚小，即若$\xi/h<<1$，則式(4.9)可化簡成

$$\frac{\partial\xi}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(Uh)+\frac{\partial}{\partial y}(Vh)=0 \qquad (4.10)$$

以$\xi\approx 5$公尺；$h\approx 100$米檢視以上之假設，則$\xi/h\approx 1/20$，因此對解析台灣海峽海域陸架上之潮波振盪問題而言，式(4.10)其實是符合實際之合理簡化。在此簡化之條件下，若再令潮波之振盪係由其主要分潮之振盪組成，且各分潮之振盪屬簡諧振盪(harmonic oscillation)並具有週期T或角頻率$\sigma(=2\pi/T)$，亦即令

$$(U,V,\xi)=(u,v,\eta)e^{-i\sigma t} \qquad (4.11)$$

式中，(u,v,η)分別為(U,V,ξ)作簡諧振盪之相關流速與振盪位移振幅。則式(4.2)、式(4.3)及式(4.10)可在頻率領域(frequency domain)上表示為

$$i\sigma u+fv=g\frac{\partial\eta}{\partial x} \qquad (4.12)$$

$$i\sigma v-fu=g\frac{\partial\eta}{\partial y} \qquad (4.13)$$

$$i\sigma\eta-\frac{\partial(uh)}{\partial x}-\frac{\partial(vh)}{\partial y}=0 \qquad (4.14)$$

為統合以上之控制方程式，首先將式(4.12)及式(4.13)以矩陣方式改寫為

$$\begin{Bmatrix} \dfrac{\partial \eta}{\partial x} \\ \dfrac{\partial \eta}{\partial y} \end{Bmatrix} = \frac{1}{g}\begin{bmatrix} i\sigma & f \\ -f & i\sigma \end{bmatrix}\begin{Bmatrix} u \\ v \end{Bmatrix} \quad \text{.....(4.15)}$$

因此，流速振幅u與v可表示如下：

$$\begin{Bmatrix} u \\ v \end{Bmatrix} = \frac{-g}{\sigma^2 - f^2}\begin{bmatrix} i\sigma & -f \\ f & i\sigma \end{bmatrix}\begin{Bmatrix} \dfrac{\partial \eta}{\partial x} \\ \dfrac{\partial \eta}{\partial y} \end{Bmatrix} \quad \text{.....(4.16)}$$

於式(4.16)兩端同時乘入水深$h(x,y)$，並進行微分操作，結果可得

$$\begin{Bmatrix} hu \\ hv \end{Bmatrix} = \frac{-gh}{\sigma^2 - f^2}\begin{bmatrix} i\sigma & -f \\ f & i\sigma \end{bmatrix}\begin{Bmatrix} \dfrac{\partial \eta}{\partial x} \\ \dfrac{\partial \eta}{\partial y} \end{Bmatrix} \quad \text{.....(4.17)}$$

及

$$\frac{\partial(hu)}{\partial x} = \frac{-g}{\sigma^2 - f^2}\frac{\partial h}{\partial x}(i\sigma\frac{\partial \eta}{\partial x} - f\frac{\partial \eta}{\partial y}) - \frac{gh}{\sigma^2 - f^2}(i\sigma\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - f\frac{\partial^2 \eta}{\partial x \partial y}) \quad \text{.....(4.18)}$$

$$\frac{\partial(hv)}{\partial y} = \frac{-g}{\sigma^2 - f^2}\frac{\partial h}{\partial y}(f\frac{\partial \eta}{\partial x} + i\sigma\frac{\partial \eta}{\partial y}) - \frac{gh}{\sigma^2 - f^2}(f\frac{\partial^2 \eta}{\partial y \partial x} + i\sigma\frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2}) \quad \text{.....(4.19)}$$

並得

$$\begin{aligned} &\frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} \\ &= \frac{-g}{\sigma^2 - f^2}\left[(i\sigma\frac{\partial h}{\partial x} + f\frac{\partial h}{\partial y})\frac{\partial \eta}{\partial x} + (i\sigma\frac{\partial h}{\partial y} - f\frac{\partial h}{\partial x})\frac{\partial \eta}{\partial y}\right] - \frac{i\sigma gh}{\sigma^2 - f^2}(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2}) \end{aligned}$$

$$\text{.....(4.20)}$$

至於在底床上之垂直速度W_{-h}，依據式(4.11)，則式(4.8)可轉化如下

$$\begin{aligned} W_{-h} &= -(U\frac{\partial h}{\partial x} + V\frac{\partial h}{\partial y}) \\ &= -(u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y})e^{-i\sigma t} \\ &= -\vec{V} \bullet \nabla h \end{aligned} \quad \text{.....(4.21)}$$

式中，$\vec{V}=(u,v)$ 表水平流速振幅向量。將式(4.16)代入式(4.21)中化簡，得

$$W_{-h}=\frac{g}{\sigma^2-f^2}\left[(i\sigma\frac{\partial\eta}{\partial x}-f\frac{\partial\eta}{\partial y})\frac{\partial h}{\partial x}+(f\frac{\partial\eta}{\partial x}+i\sigma\frac{\partial\eta}{\partial y})\frac{\partial h}{\partial y}\right]e^{-i\sigma t} \quad \text{.....(4.22)}$$

若定義 $\vec{e}$ 表沿 z 軸方向之單位向量，則底床上之垂直速度可簡單地表示如下：

$$i\sigma(\nabla\eta\bullet\nabla h)+f\vec{e}\bullet(\nabla\eta\times\nabla h)=\frac{\sigma^2-f^2}{g}e^{i\sigma t}W_{-h} \quad \text{.....(4.23)}$$

或可依據下式計算，

$$W_{-h}=\frac{i\sigma g}{\sigma^2-f^2}\left[(\nabla\eta\bullet\nabla h)-i\frac{f}{\sigma}\vec{\mathrm{e}}\bullet(\nabla\eta\times\nabla h)\right]e^{-i\sigma t} \quad \text{.....(4.24)}$$

上列式中，$\nabla=(\frac{\partial}{\partial x},\frac{\partial}{\partial y})$ 表平面之空間梯度運算向量。當底床具不透水性(impermeable)，$W_{-h}=0$，或在淺水長波近似條件下，$W_{-h}\sim 0$，則由式(4.24)可得

$$(\nabla\eta\bullet\nabla h)=i\frac{f}{\sigma}\vec{\mathrm{e}}\bullet(\nabla\eta\times\nabla h) \quad \text{.....(4.25)}$$

為單一變數控制方程式之整理，將式(4.20)代入式(4.14)中整理並化簡，結果可得

$$\eta+\frac{g}{\sigma^2-f^2}\left[(\frac{\partial h}{\partial x}-\frac{if}{\sigma}\frac{\partial h}{\partial y})\frac{\partial\eta}{\partial x}+(\frac{\partial h}{\partial y}+\frac{if}{\sigma}\frac{\partial h}{\partial x})\frac{\partial\eta}{\partial y}\right]+\frac{gh}{\sigma^2-f^2}(\frac{\partial^2\eta}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\eta}{\partial y^2})=0$$

.....(4.26)

或

$$\nabla^2\eta+\frac{\sigma^2-f^2}{gh}\eta+\frac{1}{h}\left[(\frac{\partial\eta}{\partial x}+\frac{if}{\sigma}\frac{\partial\eta}{\partial y})\frac{\partial h}{\partial x}-(\frac{if}{\sigma}\frac{\partial\eta}{\partial x}-\frac{\partial\eta}{\partial y})\frac{\partial h}{\partial y}\right]=0 \quad \text{.....(4.27)}$$

或

$$\nabla^2\eta+\frac{\sigma^2-f^2}{gh}\eta+\frac{1}{h}(\nabla\eta\bullet\nabla h)-\frac{if}{h\sigma}(\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial h}{\partial y}-\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial h}{\partial x})=0 \quad \text{.....(4.28)}$$

式中，$\nabla^2 = (\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2})$ 表平面二維度之 Laplacian 運算符號。同式(4.23)中之定義，若 $\vec{e}$ 表沿 z 軸方向之單位向量，則在頻率領域內，包含地球自轉效應之線性淺水長波動力控制方程式，可重新導出並表示如下：

$$\nabla \bullet (gh\nabla\eta) + (\sigma^2 - f^2)\eta - i\frac{gf}{\sigma}\vec{e} \bullet (\nabla\eta \times \nabla h) = 0 \quad \text{.....} \quad (4.29)$$

將式(4.29)與 Pedlosky (1979)[86]於時間領域(time domain)針對微小振幅淺水長波(small-amplitude shallow-water wave) 所得之控制方程式，Pedlosky (1979)[86]之式(3.6.9)，相對照，可得兩者之形式是完全可相互轉換的。值得注意的是，在式(4.29)中，當地球自轉效應可忽略時，即若 $f = 0$，則式(4.29)將退化成 Berkhoff (1972)[26]、Smith & Sprinks (1975)[27]、Booij (1983)[28]、Kirby (1986)[29]及 Tsay (1991)[7]等學者所推導得之緩坡方程式(mild-slope equation)：

$$\nabla \bullet (gh\nabla\eta) + \lambda^2 gh\eta = 0 \quad \text{.....} \quad (4.30)$$

只是在式(4.30)中，波動之本質週波數(intrinsic wave number)，λ，必須滿足下列淺水長波之分散關係(dispersion relation)

$$\sigma^2 = g\lambda^2 h \quad \text{.....} \quad (4.31)$$

或波速(phase speed)，C，之定義

$$C = \sqrt{gh}(= \sigma / \lambda) \quad \text{.....} \quad (4.32)$$

除此而外，若潮汐波動在某些特定海域可滿足等地轉(geostrophic)條件，即若

$$\nabla\eta \times \nabla h = 0 \quad \text{.....} \quad (4.33)$$

則式(4.29)將可簡化如下：

$$\nabla \bullet (gh\nabla\eta) + (\sigma^2 - f^2)\eta = 0 \quad \text{.....(4.34)}$$

觀察上式並與式(4.30)比對可知，事實上，式(4.34)亦具有緩坡方程式之特徵，只是波動之特性將受地球自轉效應影響而改變，其中，當 $f^2/\sigma^2 > 1$，即當波動之週期大於地球自轉週期($T_\Omega \cong 24hrs$) 時，式(4.34)將呈現大尺度(large-scale)波動之特性(郭思吟，1995)[22]。而一般大尺度波動之歸類準則係用 Rossby Number, ε, 來評估(Pedlosky, 1979)[86]，其定義為

$$\varepsilon = \frac{U}{2\Omega L} < 1 \quad \text{.....(4.35)}$$

式中，$\Omega = 7.3\times10^{-5} S^{-1}$ 為地球自轉角頻率(angular frequency)，L 及 U 分別為波動之特徵長度與水平速度尺度(characteristic length & horizontal velocity scale)。由於

$$\frac{f}{\sigma} = \frac{f}{\lambda \cdot C} \sim \frac{2\Omega L}{U} = \frac{1}{\varepsilon} \quad \text{.....(4.36)}$$

故直接採用 f/σ 與使用 ε 來定義大尺度波動，其實兩者展現之分類特性是一致地。

對於包含地球自轉效應之線性淺水長波動力方程式(式 4.29)而言，比較特殊的是，當波動水域之底床具不透水性，且為不等深，則應用式(4.25)之結果。可直接將式(4.29)簡化為

$$\nabla^2\eta + \frac{\sigma^2 - f^2}{gh}\eta = 0 \quad \text{.....(4.37)}$$

於上列式中，若令

$$\kappa^2 = \frac{\sigma^2 - f^2}{gh} \quad \text{.....(4.38)}$$

並將式(4.31)之波速定義代入，可得

$$\kappa^2 = \lambda^2\left(1 - f^2/\sigma^2\right) \quad \text{.....(4.39)}$$

式中，κ 為波動在科氏力作用下所具有之外顯週波數(apparent wave number)。因而，式(4.37)可以荷姆茲方程式(Helmhotz equation)之形式寫為

$$\nabla^2\eta+\kappa^2\eta=0 \qquad (4.40)$$

式(4.40)之方程式雖然亦可自式(4.29)中直接令 $\nabla h=0$ 或藉等水深條件直接導得，但其在本研究中所具有之形式傳統上使用荷姆茲方程式最大之不同點在於其除了可解析大尺度流體波動現象外，其尚適用於水深具變化之海域。

當波動解析之對象為針對陸架上之潮汐分潮時，由於 $\nabla h\sim O(h/L)<<1$，因此，對於淺水長波之波動解析而言，依據式(4.37)或式(4.40)與採用式(4.34)進行解析或計算，兩者所得之結果應是相近似地。為此，莊文傑(2000)[4]於台灣海峽之理想化陸架上進行潮汐波動理論解析時係依循 Chambers (1965)[45]；Longuet-Higgins (1967, 1968, 1969)[57~59]；Mysak and Tang (1974)[53]；Chen and Mei (1974)[23]；Mei (1983)[102]及 Dean and Dalrymple (1984)[103]等學者之選擇並以式(4.37)為依據。於數值計算探討中，為充分考量地形坡度(∇h)之影響，因此將沿用 Tsay et al. (1989)[41]，Tsay (1991)[7]、郭思吟 (1995)[22]等之模式而改以式(4.34)為依據。

4.3 地轉緩坡方程式

依據 Tsay (1991)[7]及郭思吟 (1995)[22]對地轉(geophysical)緩坡方程式之推導或參考式(4.34)，可得線性(linearized)與週期性微小振幅單頻波(small-amplitude monochromatic wave)其在水深變化與地轉效應考量下，潮波波動之運動控制方程式在頻率領域(frequcy-domain)可表示為

$$\nabla\cdot(PG\nabla\eta)+k^2PG\eta=0 \qquad (4.41)$$

式中，P、G 及 k^2 分別定義為

$$P=\frac{\sigma}{\lambda} \qquad (4.42)$$

$$G = \frac{1}{2}\left(1 + \frac{2\lambda h}{\sinh 2\lambda h}\right)P \quad \text{.....} (4.43)$$

$$k^2 = \lambda^2 \left(1 - \frac{f^2}{\sigma^2}\right) \quad \text{.....} (4.44)$$

$\sigma = \frac{2\pi}{T}$ 表具週期 T 之單頻波動之角頻率；f 為科氏(Coriolis)地轉參數，且

$$f = 2\,\Omega \sin\varphi \quad \text{.....} (4.45)$$

式中，$\Omega = 7.3 \times 10^{-5} S^{-1}$ 表地球自轉角頻率；φ 為地球表面特定地理位置之代表緯度；$h(x,y)$ 表計算海域內之水深；$\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ 為水域平面空間 (x,y) 上之梯度運算向量。η 為單頻波波動 $\varsigma(x,y;t)$ 之波動振幅，且

$$\varsigma = \eta\, e^{-i\sigma t} \quad \text{.....} (4.46)$$

t 表時間，$i = \sqrt{-1}$ 表複數常數，$\lambda = \frac{2\pi}{L}$ 表具波長 L 之波動之本質(intrinsic)週波數，其必須滿足下列由 σ 及 $h(x,y)$ 構成之波動特性方程式(characteristic equation)，即

$$\sigma^2 = g\lambda \tan \lambda h \quad \text{.....} (4.47)$$

式中，g 表重力加速度。至於水體內因波動引致之 x 及 y 向之流速 u 及 v，則可依據式(4.16)簡單地直接以下列方程式表示，

$$u = \frac{gf}{\sigma^2 - f^2}\frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{ig\sigma}{\sigma^2 - f^2}\frac{\partial \eta}{\partial x} \quad \text{.....} (4.48)$$

$$v = -\frac{gf}{\sigma^2 - f^2}\frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{ig\sigma}{\sigma^2 - f^2}\frac{\partial \eta}{\partial y} \quad \text{.....} (4.49)$$

根據以上之線性二維地轉緩坡方程式，值得注意的是在式(4.44)中，若忽略地轉效應，即若 $f = 0$，則可得 $k = \lambda$，而 λ 滿足式(4.47)所代表進行波之分散關係式(dispersion relation)，所以，k 或 λ 即代表進行波之週波數(wave

number)，配合式(4.42)及式(4.43)，則 P 將表示進行波之相位速度 C (phase velocity)，而 G 則代表進行波之群速度 C_g (group velocity)。此時，式(4.41)將退化為 Berkhoff (1972) [26]或 Smith & Sprinks (1975)[27]所導得之緩坡方程式(mild-slope equation)。此外，當 λh 滿足淺水波(Shallow-Water Wave)條件，即 $\lambda h << 1$ 或 $h/L < 1/20$，則由式(4.42)及式(4.47)可得淺水波之波速 $P = G = \sqrt{gh}$，同時，式(4.41)退化為與式(4.34)完全一致。另再觀察式(4.41)所代表之地轉緩坡方程式可知，由於地轉效應單純由式(4.44)所呈現，而式(4.44)及式(4.47)中，因 λ 並無實數或虛數之限制，因此，式(4.41)不僅可用以求解進行波之波動，當 λ 為虛數或 f^2/σ^2 大於 1 時，其更可對衰減波(evanescent wave)加以解析。

4.4 邊界條件

為求解波動系統方程式—式(4.41)之需要，針對不同邊界特性使用或設定不同型式之邊界條件是不可避免的。針對台灣環島海域潮波之數值模擬計算而言，本研究面對之邊界條件設定問題有兩類：其一為不規則海岸線邊界；其二則為開放性海域邊界。對於前者，本研究以假定海岸線具零水深；$h = 0$，或皆不具滲透性(impermeable)處理，而後者則用 Sommerfeld (1964)[104]無限遠域輻射邊界條件(radiation boundary condition)或依據陳柏旭、蔡丁貴(1990)[7]使用強制散射波在開放海域為無反射(non-reflective)且正向透過之局部輻射邊界條件(local radiation boundary condition)。

4.4.1 不規則海岸線之無滲透性條件

波動之無滲透條件主要係指代表波動之流速或流量其在邊界之法線方向分量等於零而言。對於不規則之海岸線，本研究係先以雲線(spline)求取海岸線不同位置上之法線及切線方向角，而後將海岸線以極座標表示，並推求極座標上不同波動變量在法線方向之梯度。以 $\partial\eta/\partial n$ 之推求為例，首先定義直角座標 (x,y)、法線方向與極座標 (r,θ) 之關係如圖 71 所示，根據此座標定義，(x,y) 與 (r,θ) 之關係可直接表示如下：

$$x = r\cos\theta \qquad (4.50)$$

$$y = r\sin\theta \quad \cdots\cdots (4.51)$$

再依座標轉換之關係可得(dx,dy)與$(dr,d\theta)$之關係為

$$\begin{Bmatrix} dx \\ dy \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & -r\sin\theta \\ \sin\theta & r\cos\theta \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} dr \\ d\theta \end{Bmatrix} \quad \cdots\cdots (4.52)$$

或

$$\begin{Bmatrix} dr \\ d\theta \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\dfrac{\sin\theta}{r} & \dfrac{\cos\theta}{r} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} dx \\ dy \end{Bmatrix} \quad \cdots\cdots (4.53)$$

對波動振幅在不同座標之變化量$d\eta$而言，因

$$\begin{bmatrix} \dfrac{\partial\eta}{\partial r} & \dfrac{\partial\eta}{\partial\theta} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} dr \\ d\theta \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \dfrac{\partial\eta}{\partial x} & \dfrac{\partial\eta}{\partial y} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} dx \\ dy \end{Bmatrix} \quad \cdots\cdots (4.54)$$

將式(4.52)及式(4.53)分別代入式(4.54)可得

$$\frac{\partial\eta}{\partial x} = \frac{\partial\eta}{\partial r}\cos\theta - \frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\sin\theta \quad \cdots\cdots (5.55)$$

$$\frac{\partial\eta}{\partial y} = \frac{\partial\eta}{\partial r}\sin\theta + \frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\cos\theta \quad \cdots\cdots (4.56)$$

而法線向量$\vec{n}$，因其可表示為

$$\vec{n} = \cos\theta_n\, i + \sin\theta_n\, j \quad \cdots\cdots (4.57)$$

(i,j)為相對於(x,y)座標上之單位向量，應用式(4.55)及式(4.56)之關係式，則$\dfrac{\partial\eta}{\partial n}$即可導得如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial\eta}{\partial n} &= \nabla\eta\cdot\vec{n} \\ &= \frac{\partial\eta}{\partial x}\cos\theta_n + \frac{\partial\eta}{\partial y}\sin\theta_n \quad \cdots\cdots (4.58) \\ &= \frac{\partial\eta}{\partial r}\cos(\theta_n - \theta) + \frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\sin(\theta_n - \theta) \end{aligned}$$

再以海岸線無滲透性條件：$U_n = \vec{V}\bullet\vec{n}$；$\vec{V} = (u,v)$之推求為例，因$U_n = 0$可用

平面流速分量(u,v)表示為

$$u\cos\theta_n + v\sin\theta_n = 0 \quad \text{.....(4.59)}$$

而u與v依據式(4.48)及式(4.49)，其可以矩陣方式改寫成

$$\frac{1}{A}\begin{bmatrix} -ig\sigma & gf \\ -gf & -ig\sigma \end{bmatrix}\begin{Bmatrix} \dfrac{\partial\eta}{\partial x} \\ \dfrac{\partial\eta}{\partial y} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} u \\ v \end{Bmatrix} \quad \text{.....(4.60)}$$

其中，$A=\sigma^2-f^2$，將式(4.60)代入式(4.59)整理並化簡，則$U_n=0$之無滲透性邊界條件即可以極座標改換為下列等式

$$\frac{\partial\eta}{\partial r} = \frac{f\cos(\theta_n-\theta) - i\sigma\sin(\theta_n-\theta)}{f\sin(\theta_n-\theta) + i\sigma\cos(\theta_n-\theta)}\frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta} \quad \text{.....(4.61)}$$

進一步而言，若海岸線具無滲透性，根據式(4.58)及式(4.61)，則$\partial\eta/\partial n$此時可再簡化(莊文傑, 2000)[4]並以下式表示

$$\frac{\partial\eta}{\partial n} = \frac{f}{f\sin(\theta_n-\theta) + i\sigma\cos(\theta_n-\theta)}\frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta} \quad \text{.....(4.62)}$$

在式(4.58)、式(4.61)及式(4.62)求得後，為驗證其代表之通性，假設不規則之海岸線可表示為圓形，因此r可以圓形海岸線之半徑R取代，而θ_n可用θ代表，則式(4.58)即表示$\dfrac{\partial\eta}{\partial n}=\dfrac{\partial\eta}{\partial R}$，而式(4.61)與式(4.62)同時退化為

$$\frac{\partial\eta}{\partial R} = \frac{f}{i\sigma}\frac{1}{R}\frac{\partial\eta}{\partial\theta} \quad \text{.....(4.63)}$$

當地轉效應可再忽略時($f=0$)，式(4.63)即表示

$$\frac{\partial\eta}{\partial R}\left(=\frac{\partial\eta}{\partial n}\right) = 0 \quad \text{.....(4.64)}$$

並與一般無滲透性海岸線之邊界條件設定完全一致。將式(4.64)與式(4.62)及

式(4.63)相對照比較，由比較結果得，當 $f \neq 0$，明顯地，水位在不透水海岸線上之法線方向分量將不為零。此由科氏力效應導致之邊界條件在應用上是值得注意的。

4.4.2 開放性海域之邊界條件

傳統的水動力模式計算，在開放海域邊界上必須依據 Dirichlet 或 Newmann 之型式設定水位或給定流速邊界條件，但限於各項人力、物力及量測技術之限制，欲於開放邊界上取得完整且正確之實測波動變量幾乎是緣木求魚。為克服此計算上之限制，通常，於計算海域內可依據式(4.34)及式(4.41)所示之線性計算模式特性，假設波動 η 係線性地由入射波動 η^I 與散射波動(scattering waves) η^s 所組成，亦即

$$\eta = \eta^I + \eta^S \quad \text{.....} (4.65)$$

而 η^S 滿足下列 Sommerfeld (1964)[104]之無限遠域散射波條件(Chen & Mei, 1971[35],1974[23]; Mei, 1983[102]; Tsay & Liu, 1983[40]; Tsay, 1991[7])

$$\lim_{r\to\infty} \sqrt{r}\,(\frac{\partial}{\partial r} - ik)\,\eta^S = 0 \quad \text{.....} (4.66)$$

為理論解析或數值計算之必要，當開放海域邊界上之水深為等深時，依據 Tsay (1991)[7]之研究，η^I 及 η^S 於圓柱座標下一般可分別用下列型式展開求解，

$$\eta^I = \sum_{m=0}^{\infty} \varepsilon_m \left[R_m(kr)\right]^I \cos m\theta^I = \begin{cases} e^{ikr\cos\theta^I}; & \sigma > f \\ e^{-ikr\cos\theta^I}; & \sigma < f \end{cases} \quad \text{.....} (4.67)$$

$$\eta^S = \sum_{m=0}^{\infty} \beta_m \left[R_m(kr)\right]^S \cos m\theta \quad \text{.....} (4.68)$$

式中，$\varepsilon_o = 1,\ \ \varepsilon_m = 2\,(m \geq 1)$，且

$$[R_m(kr)]^I = \begin{cases} i^m J_m(kr); & \sigma > f \\ (-1)^m I_m(kr); & \sigma < f \end{cases} \quad \text{.....} (4.69)$$

$$[R_m(kr)]^S = \begin{cases} H_m(kr); & \sigma > f \\ K_m(kr); & \sigma < f \end{cases} \quad \text{.....} (4.70)$$

而 J_m 與 I_m 分別表示第一類 m 階之貝歇爾及修正貝歇爾函數(the Bessel and modified Bessel functions of the first kind of order m)；H_m 為第一類 m 階之韓克爾函數(the Hankel function of the first kind of order m)；K_m 為第二類 m 階之修正貝歇爾函數(the modified Bessel function of second kind of order m)；β_m 為待求解之係數。但應用式(4.67)及式(4.68)之型式，並針對潮波進行計算時，由於潮波波長甚長，因此，在有限的計算水域內，一般之 kr 值將甚小，以致計算水域之邊界範圍實際無法滿足 $r \to \infty$ 之基本要求，尤其在實際的計算海域上，開放邊界上之水深往往並非定值，致使式(4.67)之應用亦有入射波週波數計算之困難性。

鑑於以上開放邊界條件型式選定之檢討，本文因此依據陳柏旭、蔡丁貴(1990)[7]之研究結果，於開放海域邊界上，採用無反射性之局部輻射條件(local radiation condition)，即令 η^S 滿足

$$\frac{\partial \eta^S}{\partial r} - ik\eta^S = 0 \quad \text{.....} (4.71)$$

以控制散射波 η^S 之散射特性。值得一提的是，使用式(4.71)，一般其邊界範圍必須遠離散射源(scatter)約一倍波長以上(陳柏旭、蔡丁貴, 1990[7])。僅管如此，式(4.71)之最大效用，實際應是在控制散射波，使其無反射且正向地通過人為(artificial)的海域邊界(Mei, 1983[102]; Chapman, 1985[37])。

4.5 有限元素法數值模式

在地球自轉效應考量下，為探討潮波接近台灣陸地、進入台灣海域，並受海岸邊界、陸架地形與水深影響後之波動特性，本研究依式(4.41)之控制

方程式，採用葛勒金(Galerkin)有限元素法以建立數值模式(莊文傑, 2000)[4]。

依據圖 71 之定義，假定在計算海域Θ內存在一權重函數(weighting function) W，則應用權重殘差(weighted residual)法觀念可得計算海域之控制方程式必需滿足下式

$$\iint_{\Theta} W\left[\nabla\cdot\left(PG\nabla\eta\right)+k^2PG\eta\right]dA=0 \qquad \text{.....(4.72)}$$

引用高斯散度定理(Gauss divergence theorem)及部分積分法，可得式(4.68)之弱化形式(weak form)為

$$\iint_{\Theta}\left[-\nabla W\cdot\left(PG\nabla\eta\right)+k^2PGW\eta\right]dA+\oint_{\Gamma}\left(WPG\nabla\eta\right)\cdot\vec{n}\,dL=0 \qquad \text{.....(4.73)}$$

式中，Γ表計算海域之所有各類型邊界，並皆以逆時針方向為積分正向。dA 為計算海域內之微小面積；dL 為邊界Γ上之微小長度。以圖 72 所定義之台灣環島海域為例，Γ實際為開放性海域邊界(Γ_o)與中國大陸沿岸(Γ_{C_2})及台灣環島沿岸(Γ_{C_1})等不同類型邊界所組成。應用式(4.42)至式(4.44)及式(4.47)之結果，式(4.73)內 k^2PG 先可改換為

$$k^2PG=n(\sigma^2-f^2) \qquad \text{.....(4.74)}$$

而

$$n=\frac{1}{2}\left(1+\frac{2\lambda h}{\sinh 2\lambda h}\right)=G/P \qquad \text{.....(4.75)}$$

在台灣環島及中國大陸沿岸邊界：Γ_{C_1}與Γ_{C_2}上，引用式(4.62)之結果，並令

$$D_f=\frac{f}{f\sin\left(\theta_n-\theta\right)+i\sigma\cos\left(\theta_n-\theta\right)} \qquad \text{.....(4.76)}$$

則式(4.62)可簡單表示為

$$\frac{\partial\eta}{\partial n}=\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta} \qquad \text{.....(4.77)}$$

將式(4.74)及式(4.77)代入式(4.73)中，展開得

$$\iint_{\Theta}\left[\nabla W\cdot(PG\nabla\eta)-n\left(\sigma^2-f^2\right)W\eta\right]dA+\oint_{\Gamma_{C_1}}\left(WPG\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\right)dl$$
$$-\oint_{\Gamma_o}\left(WPG\frac{\partial\eta}{\partial n}\right)dl-\oint_{\Gamma_{C_2}}\left(WPG\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\right)dl=0 \quad \text{.....(4.78)}$$

在上式中，由於對Γ_o之邊界積分項直接與開放性海域之邊界條件設定有關，因此若以式(4.66)為邊界條件，則其積分符號內之$\partial\eta/\partial n$可依式(4.58)及式(4.65)之關係而表示為

$$\frac{\partial\eta}{\partial n}=\frac{\partial\left(\eta^I+\eta^S\right)}{\partial r}\cos(\theta_n-\theta)+\frac{1}{r}\frac{\partial\left(\eta^I+\eta^S\right)}{\partial\theta}\sin(\theta_n-\theta) \quad \text{.....(4.79)}$$

但若以式(4.71)為邊界條件，$\partial\eta/\partial n$依式(4.58)及式(4.65)則可表示為

$$\frac{\partial\eta}{\partial n}=\left[ik\left(\eta-\eta^I\right)+\frac{\partial\eta^I}{\partial r}\right]\cos(\theta_n-\theta)+\frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\sin(\theta_n-\theta) \quad \text{.....(4.80)}$$

上列二式主要之差異，在於式(4.79)中，η^I及η^S係分別由式(4.67)及式(4.68)所定義，而η^S理論上僅適用於當計算海域之開放邊界離計算座標中心之距離r達無窮大且計算海域外皆為等深時方適用。因此式(4.79)對台灣環島海域潮波之運動模擬應用而言，將有其適用上之困難度。對此困難度本研究曾以圖 72 之計算海域範圍加以測試，但計算結果，因相對尺度kr值太小，造成散射波效應過於強盛，終而放棄。因此本文以下對開放性海域之邊界條件設定，將以式(4.80)之應用為主。

假定台灣環島海域之單一特定分潮之入射潮波可用η^I表示，且

$$\eta^I=A_o e^{iK_o r\cos\left(\theta-\theta^I\right)} \quad \text{.....(4.81)}$$

式中，A_o表特定單一分潮入射潮波之振幅，θ^I為潮波自深海入射計算海域其與正x軸之逆時針向交角，如圖 71 示；k_o為入射分潮潮波在深海處之週

波數,，r與θ分別為計算海域內特定之極座標位置。應用式(4.81)，並將式(4.80)代入式(4.78)中整理化簡，最後可得有限元素法潮波數值模擬之計算模式為

$$\begin{aligned}
&\iint_{\Theta}\left[\nabla W\cdot(PG\nabla\eta)-n\left(\sigma^2-f^2\right)W\eta\right]dA+\oint_{\Gamma_{C_1}}WPG\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\,dl\\
&-\oint_{\Gamma_o}WPG\left[ik\eta\cos(\theta_n-\theta)+\frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}\sin(\theta_n-\theta)\right]dl\\
&-\oint_{\Gamma_{C_2}}WPG\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}dl\\
&=\oint_{\Gamma_o}WPGi\cos(\theta_n-\theta)\left[k-k_o\cos\left(\theta-\theta^I\right)\right]\eta^I\,dl
\end{aligned}\qquad\text{.....}(4.82)$$

使用葛勒金有限元素法，則權重函數W可用形狀函數(shape function) N_i^e取代，其型態可為線性或二次曲線(quadratic)，而元素內之未知變數則可藉形狀函數利用元素節點上之變數值做內差近似。本研究使用線性等參數三角形元素(linear triangular isoparametric element)，形狀函數與相關變數之內差近似分別表示如下：

$$W=N_i^e=\left\{N^e\right\}_{1\times3}^T \qquad\text{.....}(4.83)$$

$$\eta=\sum_{i=1}^{3}N_i^e\eta_i^e=\left\{N^e\right\}_{1\times3}^T\left\{\eta^e\right\}_{3\times1} \qquad\text{.....}(4.84)$$

$$P=\sum_{i=1}^{3}N_i^eP_i^e=\left\{N^e\right\}_{1\times3}^T\left\{P^e\right\}_{3\times1} \qquad\text{.....}(4.85)$$

$$G=\sum_{i=1}^{3}N_i^eG_i^e=\left\{N^e\right\}_{1\times3}^T\left\{G^e\right\}_{3\times1} \qquad\text{.....}(4.86)$$

$$n=\sum_{i=1}^{3}N_i^en_i^e=\left\{N^e\right\}_{1\times3}^T\left\{n^e\right\}_{3\times1} \qquad\text{.....}(4.87)$$

式中，上標"e"表關於元素(element)之特性；{ }定義為一行向量(column vector)而其上標"T"為行向量轉置之意(transpose)，故而$\{\ \}^T$即為一列向量(row vector)，而下標之數字乘積則指示矩陣的維度。以$\left\{N^e\right\}^T$為例，其可詳細表示

如下：

$$\{N^e\}^T = \left(N_1^e, N_2^e, N_3^e\right)$$

而

$$N_i^e(x,y) = \frac{a_i + b_i x + c_i y}{2\Delta^e}; \qquad i = 1,2,3 \quad \text{.....(4.88)}$$

其中

$$\left.\begin{array}{lll} a_1 = x_2^e y_3^e - x_3^e y_2^e & b_1 = y_2^e - y_3^e & c_1 = x_3^e - x_2^e \\ a_2 = x_3^e y_1^e - x_1^e y_3^e & b_2 = y_3^e - y_1^e & c_2 = x_1^e - x_3^e \\ a_3 = x_1^e y_2^e - x_2^e y_1^e & b_3 = y_1^e - y_2^e & c_3 = x_2^e - x_1^e \end{array}\right\} \quad \text{.....(4.89)}$$

Δ^e 為元素"e"之面積，且

$$\Delta^e = \frac{1}{2}\begin{vmatrix} 1 & x_1^e & y_1^e \\ 1 & x_2^e & y_2^e \\ 1 & x_3^e & y_3^e \end{vmatrix} \quad \text{.....(4.90)}$$

此外，三角形元素形狀函數之邊界積分與元素積分可得為

$$\int_{l^e} N_1^m N_2^n \, dl^e = \frac{m!n!}{(m+n+1)!} \, l^e \quad \text{.....(4.91)}$$

$$\iint_{\Delta^e} N_1^m N_2^n N_3^p \, d\Delta^e = \frac{m!n!p!}{(m+n+p+2)!} \, 2\Delta^e \quad \text{.....(4.92)}$$

故而式(4.82)等號左、右兩側之各分項可分別積分並表示如下：

$$\begin{aligned} I &= \iint_{\Theta} \left[\nabla W \cdot (PG\nabla\eta) - n\left(\sigma^2 - f^2\right) W\eta\right] dA \\ &= \sum_{\Theta} \iint_{\theta^e} \left\{ \left[\frac{\partial N_i}{\partial x} \sum_l^3 N_l P_l \sum_m^3 N_m G_m \sum_j^3 \frac{\partial N_j}{\partial x} \eta_j \right] \right. \\ &\quad + \left[\frac{\partial N_i}{\partial y} \sum_l^3 N_l P_l \sum_m^3 N_m G_m \sum_j^3 \frac{\partial N_j}{\partial y} \eta_j \right] \\ &\quad \left. - (\sigma^2 - f^2) N_i \sum_l^3 N_l n_l \sum_j^3 N_j \eta_j \right\} d\Delta^e \\ &= \sum_{\Theta} \left[K_I^e\right]_{3\times 3} \left\{\eta^e\right\}_{3\times 1} \end{aligned} \quad \text{.....(4.93)}$$

而

$$\left[K_I^e\right]=\frac{1}{4\Delta^e}\left(\sum_i^3\sum_j^3\frac{1}{12-6\delta_{ij}}P_iG_i\right)\begin{bmatrix} b_1^2+c_1^2 & b_1b_2+c_1c_2 & b_1b_3+c_1c_3 \\ b_2b_1+c_2c_1 & b_2^2+c_2^2 & b_2b_3+c_2c_3 \\ b_3b_1+c_3c & b_3b_2+c_3c_2 & b_3^2+c_3^2 \end{bmatrix}$$
$$-\frac{\Delta^e}{60}\left(\sigma^2-f^2\right)\begin{bmatrix} 6n_1+2n_2+2n_3 & 2n_1+2n_2+n_3 & 2n_1+n_2+2n_3 \\ 2n_1+2n_2+n_3 & 2n_1+6n_2+2n_3 & n_1+2n_2+2n_3 \\ 2n_1+n_2+2n_3 & n_1+2n_2+2n_3 & 2n_1+2n_2+6n_3 \end{bmatrix} \quad ..(4.94)$$

$$\begin{aligned} I_{11}^{\Gamma_o} &= \oint_{\Gamma_o} WPG\ ik\cos(\theta_n-\theta)\eta\, dl \\ &= \oint_{\Gamma_o} WB\eta\ dl \\ &= \sum_{\Gamma_o}\int_{l^e}\ [N_i\sum_m^2 N_mB_m\sum_j^2 N_j\eta_j\ ]\,dl^e \quad \cdots\cdots (4.95) \\ &= \sum_{\Gamma_o}\left[K_{11}^{\Gamma_o}\right]_{2\times2}\left\{\eta^e\right\}_{2\times1} \end{aligned}$$

而

$$\left[K_{11}^{\Gamma_o}\right]=\begin{bmatrix} \frac{l_j^e}{4}B_j+\frac{l_j^e}{12}B_{j+1} & \frac{l_j^e}{12}B_j+\frac{l_j^e}{12}B_{j+1} \\ \frac{l_j^e}{12}B_j+\frac{l_j^e}{12}B_{j+1} & \frac{l_j^e}{12}B_j+\frac{l_j^e}{4}B_{j+1} \end{bmatrix} \quad \cdots\cdots (4.96)$$

$B_j=ik_jP_jG_j\cos\left(\theta_{n_j}-\theta_j\right)$，$j$ 為邊界上第 j 段元素之起始結點編號，$j+1$ 則為其終點編號。

$$\begin{aligned} I_{12}^{\Gamma_o} &= \oint_{\Gamma_o} WPG\, i\cos(\theta_n-\theta)\left[k-k_o\cos(\theta-\theta^I)\right]\eta^I\, dl \\ &= \oint_{\Gamma_o} WD\, dl \\ &= \sum_{\Gamma_o}\int_{l^e}(N_i\sum_j N_jD_j)\, dl^e \quad \cdots\cdots (4.97) \\ &= \sum_{\Gamma_o}\left[Q_{12}^{\Gamma_o}\right]_{2\times1} \end{aligned}$$

而

$$\left[Q_{12}^{\Gamma_o}\right]=\begin{Bmatrix} \frac{l_j^e}{3}D_j+\frac{l_j^e}{6}D_{j+1} \\ \frac{l_j^e}{6}D_j+\frac{l_j^e}{3}D_{j+1} \end{Bmatrix} \quad \cdots\cdots (4.98)$$

且 $D_j = i\,P_jG_j\cos(\theta_{n_j}-\theta_j)(k_j-k_o\cos(\theta_j-\theta^I))\eta_j^I$； $\eta_j^I = A_o e^{ik_o\gamma_j\cos(\theta_j-\theta^I)}$

$$\begin{aligned} I_{13}^{\Gamma_o} &= \oint_{\Gamma_o} WPG\sin(\theta_n-\theta)\frac{1}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}dl \\ &= \oint_{\Gamma_o} WE\frac{\eta_{j+1}-\eta_j}{\theta_{j+1}-\theta_j}dl \\ &= \sum_{\Gamma_o}\int_{l^e} N_i\sum_m^2 N_mE_m\frac{\eta_{j+1}-\eta_j}{\theta_{j+1}-\theta_j}dl^e \\ &= \sum_{\Gamma_o}\left[K_{13}^{\Gamma_o}\right]_{2\times2}\left\{\eta^e\right\}_{2\times1} \end{aligned} \quad \cdots\cdots (4.99)$$

而

$$\left[K_{13}^{\Gamma_o}\right]=\begin{bmatrix} \frac{-l_j^e(2E_j+E_{j+1})}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} & \frac{l_j^e(2E_j+E_{j+1})}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} \\ \frac{-l_j^e(E_j+2E_{j+1})}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} & \frac{l_j^e(E_j+2E_{j+1})}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} \end{bmatrix} \quad \cdots\cdots (4.100)$$

且 $E_j = \frac{P_jG_j}{r_j}\sin\left(\theta_{n_j}-\theta_j\right)$

對邊界Γ_{C_1}之積分項，

$$\begin{aligned} I_{\Gamma_{C_1}} &= \oint_{\Gamma_{C_1}} WPG\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}dl \\ &= \oint_{\Gamma_{C_1}} WF\frac{\eta_{j+1}-\eta_j}{\theta_{j+1}-\theta_j}dl \\ &= \sum_{\Gamma_{C_1}}\int_{l^e} N_i\sum_m^2 N_mF_m\frac{\eta_{j+1}-\eta_j}{\theta_{j+1}-\theta_j}dl^e \\ &= \sum_{\Gamma_{C_1}}\left[K^{\Gamma_{C_1}}\right]_{2\times2}\left\{\eta^e\right\}_{2\times1} \end{aligned} \quad \cdots\cdots (4.101)$$

而

$$\left[K^{\Gamma_{C_1}}\right]=\begin{bmatrix} \dfrac{-l_j^e\left(2F_j+F_{j+1}\right)}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} & \dfrac{l_j^e\left(2F_j+F_{j+1}\right)}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} \\ \dfrac{-l_j^e\left(F_j+2F_{j+1}\right)}{6(\theta_{j+1}-\theta_j)} & \dfrac{l_j^e\left(F_j+2F_{j+1}\right)}{6\,(\theta_{j+1}-\theta_j)} \end{bmatrix} \quad \text{.....} (4.102)$$

且

$$F_j=\frac{P_jG_j}{r_j}\frac{f}{f\sin(\theta_{n_j}-\theta_j)+i\sigma\cos(\theta_{n_j}-\theta_j)}$$

彷照式(4.101)之操作，可得對邊界Γ_{C_2}之積分項為

$$I_{\Gamma_{C_2}}=\oint_{\Gamma_{C_2}} WPG\frac{D_f}{r}\frac{\partial\eta}{\partial\theta}dl=\sum_{\Gamma_{C_2}}\left[K^{\Gamma_{C_2}}\right]_{2\times2}\left\{\eta^e\right\}_{2\times1} \quad \text{.....} (4.103)$$

而$\left[K^{\Gamma_{C_2}}\right]$之型式與$\left[K^{\Gamma_{C_1}}\right.$相同，其差異僅是對不同海岸邊界進行積分計算而已。將(4.93)至式(4.103)重新整理，則式(4.82)可以矩陣方式表示如下：

$$\begin{aligned}&\left[\sum_{\Theta}\left[K_I^e\right]_{3\times3}+\sum_{\Gamma_{C_1}}\left[K^{\Gamma_{C_1}}\right]_{2\times2}-\sum_{\Gamma_o}\left[K_{11}^{\Gamma_o}\right]_{2\times2}-\sum_{\Gamma_o}\left[K_{13}^{\Gamma_o}\right]_{2\times2}-\sum_{\Gamma_{C_2}}\left[K^{\Gamma_{C_2}}\right]_{2\times2}\right]\left\{\eta^e\right\} \\ &=\sum_{\Gamma_o}\left\{Q_{12}^{\Gamma_o}\right\}_{2\times1}\end{aligned} \quad \text{.....} (4.104)$$

或進一步組合(assembling)式(4.104)，則式(4.82)所表示之單一分潮潮波有限元素法數值模式最後可以線性勁性矩陣(stiffness matrix)方式表示為

$$[K]\{\eta\}=\{Q\} \quad \text{.....} (4.105)$$

由於科氏力效應與局部輻射條件之使用，依據式(4.100)及式(4.102)之關係式，明顯可知，$[K]$為一非對稱性矩陣。僅管如此，從式(4.82)或式(4.98)可

清楚看出，只要單一分潮潮波之入射角θ^I給定，則式(4.105)之線性矩陣將可使用一般矩陣運算之高斯消去法(Gauss elimination method)將波動變量$\{\eta\}$順利求解。在式(4.105)中，值得注意的是，由於矩陣$[K]$與$\{Q\}$中之元素值皆為複數(complex)型態，因此，矩陣向量$\{\eta\}$經求解後，波動振幅η亦是複數(complex)，故而計算領域Θ內，各三角元素節點(node)上之波動振幅，可進一步透過尤拉公式(Euler formula)之應用並以其振幅(amplitude)及相位角(phase angle)表示。而後，全計算領域單一分潮潮波之等振幅(iso-amplitude; co-range)及等相位(equi-phase; co-tidal)分佈圖即可據以求得並繪出(莊文傑, 2000[4]；Lin et al., 2000a[91], 2000b[92]; Juang et al., 2000[9]；Tsay et al., 2000[10])。

4.6 計算海域範圍與有限元素網格

為含括亞洲大陸棚架及台灣環島與中國大陸沿岸複雜海岸地形之影響，依據圖 3 及圖 4 所示之台灣環島海域地形及水深點分佈，並於半日型分潮潮波在台灣海峽波長約達 1,200 公里之綜合考量下，劃定計算範圍如圖 73 所示，該計算範圍係以中國大陸之泉洲為圓心，並以 732 公里為半徑所設定。計算海域內，有限元素結構化正交(orthogonal)網格三角形元素之佈置如圖 74 所示。網格之產生係由台灣大學蔡丁貴教授製作並提供。於總體計算海域內，三角形元素總共有 17,582 個元素，節點總共有 8,940 點，但各元素之帶寬最大僅約 150，因此，可大幅度降低計算機記憶體之需求，同時亦可使式(4.105)中勁性矩陣$[K]$之組合及運算具可觀之效率。此外，各網格節點之水深係依據圖 2 中之水深點差分計算。開放海域邊界上，平均水深約為 3,058 米。計算海域內，除台灣環島陸地外，其他較小之島嶼，如澎湖、綠島、蘭嶼、金門、馬祖、琉球群島等，其水深以 3 米替代設定。

4.7 潮波與大尺度流體運動

潮汐為具長週期性之波動，在其主要構成之成分中，半日型分潮週期一般在 12 小時以上，全日型分潮之週期約在 24 小時左右(參見表 4)。衡量潮汐運動特性受地球自轉影響之指標為 Rossby Number，ε，其定義(Pedlosky,

1979)[86]為

$$\varepsilon = \frac{U}{2\Omega L} \leq 1 \quad \text{.....} (4.106)$$

式中，U 及 L 分別為流體運動之特性速度及長度，$\Omega \cong 7.3 \times 10^{-5} S^{-1}$ 為地球自轉角頻率。ε 之定義為：當流體以特性速度通過特性長度之時間(L/U)遠小於地球自轉週期時，則在地球自轉之時間尺度上，地球自轉之效應將不易被流體運動所感知(sense)。故當地球自轉效應對流體運動之影響性顯著時，通常其 Rossby Number(ε)將較 1 為小。據此，當流體運動之特性長度足夠大，致使 ε 滿足式(5.66)，則該流體運動即稱為大尺度流動(large-scale flows)，ε 愈小表示地球自轉效應愈重要(Pedlosky, 1979)[86]，亦即科氏力(Coriolis force)在流體動力平衡間扮演顯著之支配功能(dominant participant)。

本研究係依據式(4.41)所示之地轉緩坡方程式以探討潮汐主要分潮潮波之動力及運動特性。而科氏力之影響性主要藉式(4.44)而呈現。當針對潮汐波動研究時，由於 $\lambda h << 1$，故式(4.47)將退化為

$$\sigma^2 = g\lambda^2 h \quad \text{.....} (4.107)$$

而式(4.42)中，$P = \dfrac{\sigma}{\lambda}$ 將可用淺水波波速(C)表示，且

$$C = \sqrt{gh} \quad \text{.....} (4.108)$$

據此，式(4.44)中用以展現科氏力影響性之作用項，f^2/σ^2，可轉化為

$$\frac{f^2}{\sigma^2} = \frac{4\Omega^2 \sin^2\phi}{(\lambda C)^2} \approx \left(\frac{2\Omega L}{C}\right)^2 = \left(\frac{1}{\varepsilon}\right)^2 \quad \text{.....} (4.109)$$

明顯地，f^2/σ^2 即表示 Rossby Number 之另一型式。當科氏力效應明顯時，由於 $\varepsilon \leq 1$，故應有 $f^2/\sigma^2 \geq 1$，在此條件下，式(4.44)中之波動週波數(k)自動具有複數(complex)之型態，可見，大尺度流體運動可清楚地藉式(4.41)而予以具體地描述。

令地球自轉之代表週期 $T_{\Omega} \cong 24$ 小時，並於台灣海峽海域內取主要之半

日型分潮代表週期$T_\sigma \cong 12$小時，則根據式(4.109)可得

$$\frac{f^2}{\sigma^2} \approx \left(\frac{T_\sigma}{T_\Omega}\right)^2 \cong \frac{1}{4} \le 1 \quad (4.110)$$

與大尺度流體運動判別式，$f^2/\sigma^2 \ge 1$，比較，很明顯地，即使針對長週期之半日型分潮潮波進行研究，當地形、水深與計算海域陸地之幾何配置明顯具影響性時，忽略科氏力之影響對依據式(4.41)進行台灣海峽半日型分潮潮波振盪特性之探討應尚不致有太大之影響性。尤其，Rossby Number 並未將地形效應，如$\nabla h \sim O(h/L)$，納入考量，而式(4.41)卻已將ε及∇h作充分地含括。僅管如此，考量科氏力效應之作用，其在邊界條件(式 4.62)及潮流流速(式 4.48 與式 4.49)之影響性仍甚值得注意。

4.8 潮波入射角及計算振幅與相位角率定

針對台灣環島海域分潮潮波之計算而言，使用依據式(4.82)所建構之有限元素法數值模擬計算模式，深海開放海域邊界上之潮波入射角(θ^I)是首先需要經率定而設定的。於地球自轉效應忽略下，取式(4.81)中入射潮波之週波數k_o由開放海域邊界上之逐點水深先行計算並取代，即令$k_o = k_i$，則當入射振幅$A_o = 1$，且入射角$\theta^I = 180^o$，即分潮潮波由正東往正西方向入射時，計算之等振幅(co-range)及等相位(equi-phase)圖可得如圖 75 所示。觀察圖 75(a)可得，台中港海域M_2分潮之計算振幅為 9.8934 單位(相對於入射振幅A_o為一單位)；圖 75(b)中計算相位角為 128.425 度。將此計算結果與圖 12 或表 1 所示之台灣環島沿岸潮汐調和分析主要分潮調合常數相對照(台中港驗潮站M_2分潮調和分析常數，其分潮振幅為 1.719 公尺；相位遲角為 324 度)，由對照結果可知，計算振幅及相位角，明顯地皆須經縮放調整(scaling factor)方能與調和分析常數相比較並驗證。

由於台中港驗潮站之調和分析各主要分潮振幅在台灣環島沿岸皆最大，為減小縮放調整之誤差，故而，在本研究後續各主要分潮之計算結果比較及驗證中，計算振幅及相位角之縮放調整將皆以台中港驗潮站之分潮調和

常數為參考基準。

4.8.1 計算振幅率定

在式(4.41)之線性模式中，對計算振幅作適當之縮放調整並不失其一般性且是必須的。此主要之原因在於計算前之入射振幅(A_o)係設定其具一單位。對照圖 75(a)及圖 12(a)與表 1，在以台中港驗潮站(TC)為參考基準下，因M_2分潮之計算振幅 9.8934 單位；但調和分析振幅常數卻為 1.719 公尺，故計算與調和常數之振幅間存在一縮放調整係數(F_{M_2})其值為

$$F_{M_2} = 1.719/9.9834 \ \ (\text{公尺/單位}) = 0.17375 \quad (4.111)$$

求得縮放調整係數後，將此值全面地乘上圖 75(a)之振幅計算值，即可求得與調和分析振幅常數具匹配性之台灣環島全面計算海域之計算振幅分佈。並可進一步地萃取相關驗潮站上計算振幅，進而與相關調和分析振幅常數相驗證、比較。值得注意的是，經由式(4.111)所推算之縮放調整係數，其實際之意義係代表數值模式計算前，入射分潮潮波在深海原應具有之原始入射振幅(A_o)，亦即若計算前，M_2之分潮振幅若依式(4.111)之值而設定，則計算所得之振幅不須經縮放係數調整即可直接與實測分析資料相驗證、對照並比較。只是，式(4.111)中之分母或計算振幅，將隨分潮之計算條件，如深海潮波週波數、入射角及科氏力之影響而改變。儘管如此，相關分潮計算振幅之率定方法是相似地。為日後率定參考之方便，在不同計算條件下，台中港驗潮站上各主要分潮之計算振幅及相位角，經相關計算後，可整理並得如表 9 所示。

4.8.2 計算相位角對相位遲角之轉換

傳統理論上，實測潮汐資料經調和分析後所求得之相位角係指相位遲角(phase-lag; epoch)而言。其定義為特定地點上某時刻之分潮潮位到達下一滿潮位時刻之時間差距(Schureman, 1988[105]; 蘇青和、江中權, 1992[89])，且以角度表示。而本研究所得之相位角係指空間分佈之振幅相位，並依據尤拉公式直接自式(4.105)中解出。

在計算振幅係依據台中港驗潮站之分潮調和常數為率定基準上，為使圖75(b)所示之空間分佈計算相位角能與圖 12(b)或表 1 所示之調和分析相位遲角相互匹配、比較，因此，特定分潮之計算相位角亦須相對於台中港驗潮站之相位遲角作必要轉換調整。轉換調整之說明如下：自圖 75(b)中，取基隆(KL)、台中港(TC)及高雄(KH)驗潮站上之計算相位角分別可得為 148.75°、128.43°及 7.49°；自圖 12(b)或表 1 之分潮調和常數中則可查得上列驗潮站相對應之相位遲角分別為 278°、324°及 218°。明顯地，在以台中港驗潮站之相位遲角為基準上，圖 75(b)中之計算相位角必須調整之相位角度($\Delta\theta_{M_2}$)為

$$\Delta\theta_{M_2} = \theta_{harm} - \theta_{comp} = 324^o - 128.43^o = 195.57^o \quad (4.112)$$

將此調整角度全面地增加於計算相位角上，則M_2分潮調整後之計算相位角在台灣環島沿岸驗潮站上其調和分析相位遲角之比較結果可得如圖 76 中之虛線所示。自圖 76 中可明顯看出，台中港驗潮站之計算相位角已轉換為與調和分析相位遲角完全一致，高雄驗潮站之計算相位角經調整後，其值為 203.06°與調和分析相位遲角比較偏離已甚有限，但在基隆驗潮站上，計算相位角經調整後，其值為 344.32 °，明顯地與調和分析相位遲角不相符。但僅管如此，在圖 76 中詳細觀察卻可發現，調整後不一致之計算相位角與相位遲角，實際上兩者對台中港驗潮站之相位遲角具有約略對稱之趨勢。可見，在選定調整基準驗潮站並依據式(4.112)對計算相位角作初步全面性地調整後，為符合相位遲角之原始定義，部分驗潮站之調整後計算相位仍有進一步再調整之空間(莊文傑, 2000)[4]。

根據上述，調和分析相位遲角與計算相位角調整後雖不一致但約略呈對稱之特性，若以台中港驗潮站為調整參考基準並從相對之觀點出發，則高雄與基隆驗潮站相對於台中驗潮站之計算相位角與調和分析相位遲角之相對關係可分別表示如圖 77。由圖中可看出，高雄相對於台中驗潮站，其計算相位角與調和分析相位遲角之相對差值是相當地，但基隆相對於台中驗潮站，雖其計算相位角與調和分析相位遲角之相對差值仍是相當，但卻有正負符號之差異，因此導致圖 75 所示之不相符合、但約略呈對稱之趨勢。針對此結果，若重新檢視相位遲角之定義，則基隆相對台中驗潮站調和分析相位

遲角之相位差值實際上其正負值是呈現相同意義地。亦即若從相位遲角之觀點，則基隆相對於台中驗潮站將具有負相對相位角，但若轉換為相位角之觀點，則其將具有與負相對相位角值相同之正相對相位角。由上述相對相位角之演算實例可說明，本研究計算所得之分潮相位角，在經式(4.112)作初步調整後，為與調和分析分潮相位遲角相比較，其尚須相對於基準參考驗潮站作相對相位角差值之符號修正。經過此正負符號之相對差值修正後，圖 76 之計算相位角因此可順利地轉換為相位遲角，如同圖中之含實圓實線所示，並可與調和分析所得之相位遲角相互驗證並比較。

為充分檢視計算相位角調整及轉換之正確性，彷照上述M_2分潮之計算條件，並針對S_2分潮進行計算，相關相位角調整及轉換前後之計算結果與驗證分別如圖 78 所示。由轉換後之計算與調和分析相位遲角相互匹配之比較結果可知，依據選定之基準參考驗潮站，具空間分佈特性之相位角，將可經由相對調整而將其轉換為具時間特性之相位遲角。以上有關計算相位角調整之方法，其理論之基礎可從部分重複駐波波形相位函數之週期性時間對稱特性：$\omega(T-t)=\omega t$ 加以驗證(莊文傑, 2000)[4]。而此部分重複駐波波形相位函數之週期性時間對稱特性亦恰可用以說明，單獨採用潮時之分佈特性以判斷潮波之運動方向將容易誤判且是值得再檢討地。

4.8.3 分潮潮波入射角之率定

依據台灣環島及中國大陸沿岸有關之實際潮汐特性與調和分析之結果(莊文傑, 2000[4]；莊文傑、江中權, 2000[5])可知，在台灣海峽內，潮波以半日型分潮最顯著，此外，半日型分潮也充分地呈現出大陸棚架地形之影響。為此，在本研究內，有關潮波入射角之率定將以半日型分潮為主，並以M_2分潮為代表。另為率定之需要，前述計算分潮振幅之縮放調整(第 4.8.1 節)及計算相位角對相位遲角之轉換(第 4.8.2 節)亦將應用於率定資料之整理。而率定之準確度將分別依據台灣環島沿岸及中國大陸沿岸(圖 13)之M_2分潮調和分析結果，如圖 12 及圖 13，為檢核參考。

應用式(4.112)所示之有限元素潮波計算模式並針對M_2分潮，於不考量

科氏力之影響下，取分潮潮波之入射角(θ^I)分別為 90°、160°、180°、200°及 250° 進行率定計算，則於台灣環島及中國大陸沿岸海域萃取之計算振幅及相位遲角，其與調和分析之相關調和常數比較結果可分別得如圖 79 及圖 80 所示。由圖 79 之計算結果總體比較後可知，若針對台灣環島沿岸海域而論，除入射角 90° 之計算結果與調和分析之結果比較具明顯差異外，入射角在 160° 至 250° 間皆可得到與調和分析甚為吻合之結果。而若綜合圖 80 所示針對中國大陸沿岸計算之比較結果，則在不考慮地球自轉效應下，率定之入射角應以 180° 較佳。此外，由台灣環島沿岸針對M_2分潮計算之分潮振幅及相位遲角與調和分析常數之符合度看出，即使將地球自轉效應忽略不計，採用式(4.112)所示之計算模式，仍可有效地掌握台灣環島沿岸之半日型潮波分潮特性。而在中國大陸沿岸，由於海岸邊界之地形及水深於網格分割時，即在其南、北兩端之海岸線使用較粗略(crude representation)之近似(參考圖 74)，加以中國大陸沿岸海岸線上水深地形無法準確掌握又多大型河口與灣澳，故半日型M_2分潮之計算振幅及相位遲角，僅在中國大陸沿岸部分海岸線上與調和分析之分潮調和常數一致。

於考量科氏力之影響下，仍應用式(4.112)之有限元素模式針對M_2分潮計算，則入射角為 90°、160°、180°、200° 及 250° 之相關率定及驗證比較結果可分別整理如圖 81 及圖 82 所示。根據以上台灣環島及中國大陸沿岸之率定比較圖綜合可知，在含括地球自轉效應下，率定之入射角明顯以 90° 最佳。且在台灣環島沿岸，計算與調和分析之分潮振幅符合度已明顯優於忽略科氏力所計算者，但計算相位遲角之吻合度卻有降低之趨勢。同樣地比較結果亦可在中國大陸沿岸海岸線上發現。

綜合以上有關半日型M_2分潮入射角之率定結果，本研究於後續其他重要分潮之計算中，當忽略科氏力影響時，深海分潮潮波之入射角將以$\theta^I = 180^o$設定；當含括科氏力影響時，則入射角皆以$\theta^I = 90^o$設定。

4.9 台灣環島海域分潮潮波特性計算—忽略科氏力

分析潮波特性最好的方法是將其簡化，並針對潮波各別之主要分潮進行探討(劉肖孔, 1983)[17]。於配合式(4.41)之地轉緩坡方程式原始理論之單頻波

動條件下，本研究因此於分潮潮波特性計算模擬中，將以台灣海峽海域實際較顯著之M_2、S_2、N_2、K_1、O_1及P_1等分潮為探討及驗證重點。各分潮相關之週期及頻率參見表 4。

依據式(4.35)，使用 Rossby Number, ε, (Pedlosky, 1979)[86]評估之結果，科氏力之影響對全日型分潮應是不可忽略的。但為呈現計算結果之完整性，本研究於本節內仍於忽略科氏力效應下，將其完全計算，俾提供研究之對照與參考。此外，於忽略科氏力效應下($f=0$)，取深海分潮潮波之入射角(θ^I)為 180 度，週波數(k_o)採用開放海域邊界上之平均水深($\bar{h}$)為 3,058 米並依據式(4.47)計算。計算海域範圍如圖 74 所示。為便於計算結果之討論及說明，計算海域平面範圍內之計算振幅及相位角將保持計算結果之初始數值型態；當與實測調和分析資料驗證、比較時，計算振幅及相位角將依據本研究於第 4.8 節之資料率定方法整理、呈現。

4.9.1 半日型潮波--M_2分潮之計算與驗證

台灣環島海域針對M_2分潮計算所得之振幅及相位角分佈分別如圖 83(a)與(b)所示(莊文傑, 2000[4]; Lin et al., 2000b [92])。在圖 83(a)中，由計算振幅分佈圖看出，在台灣海峽中段海域內，中國大陸沿岸之M_2分潮計算振幅明顯較台灣西部海岸大。而且在台灣環島沿岸上，台灣西部海岸之計算振幅亦明顯地遠大於東部海岸。但在台灣東北部及西南部海域，很清楚地，其計算振幅皆相對呈現為最小。總體計算振幅之分佈特性與圖 18 所示之東亞地區平均最大半月潮差分佈圖甚為相似。尤其，計算振幅之兩倍一般即可用以代表潮差之大小，依據此特性，若從潮差之觀點，亦可很容易地自圖 83(a)中觀察得，其實M_2分潮之計算振幅即已清楚地展現了台灣西海岸中段潮差特大而在台灣東北及西南部海岸上，潮差卻甚小之特性。此計算潮差之特性經與台灣多年來實測之潮汐分析結果(參見第二章)相對照亦可發現，其實兩者彼此是相吻合地。除此而外，順時鐘方向由南而北沿著台灣西海岸觀察圖 8(a)之計算振幅，由觀察結果可概略性看出，台灣西海岸實際上係由一部分重複駐波波形所圍繞，且此部分重複駐波之波腹(anti-node)即呈現在台灣中西部海域之苗栗、台中一帶；而其波節點(node)則分別呈現在台灣東北部海岸之

龍洞、鹽寮與台灣西南部海岸之安平、高雄外海一帶。再將此計算振幅之分佈特性與圖 3 或圖 4 所示之大陸棚架地形對照，由對照結果可看出，該部分重複駐波之波節點實際其皆約座落在大陸棚架邊緣上。而且，存在東北部海域之節點約座落在東海大陸斜坡上；而存在西南部海域之節點則約座落在高屏斜坡上(參考圖 6)。由此可見，大陸棚架地形對半日型分潮潮波特性之影響是甚為重要且突出的。

對於M_2分潮之計算相位角分佈，觀察圖 83(b)首先可看出，在台灣西南部海域，自蟳廣嘴至安平海域一帶，由於本區段之海域約為部分重複駐波波節點所涵蓋，故其相位角之變化在該區段海域中即達約 90°，將半日型分潮之相位角換算為對應之波動週期時間，即 360° 12 小時，則 90° 之相位角變化約相當於 3 小時之潮時變化。將此潮時特性與圖 20 所示之滿潮時預測整理結果相對照，由對照結果可知，兩者在節點所展現之特性彼此亦是一致地。而此潮時變化之吻合特性也可據以證實，確實在台灣之東南部海域存在有一部分重複駐波之波節點。類似地，在台灣東北部海域，自鹽寮至基隆海域一帶亦可發現計算相位角具急遽變化之海岸區段，在該區段海域中，其相位角之變化值約在 100° 左右，換算相當之潮時變化亦在 3 小時以上。因此，亦可依據部分重複駐波波節點之特性(莊文傑, 2000[4])確認該區段海域確實被部分重複駐波之波節點所涵蓋。再與圖 3 或圖 4 所示之大陸棚架地形對照，由對照結果亦可看出，在大陸棚架邊緣附近由於波節點之存在，分潮潮波之相位角或潮時將受地形水深影響而作顯著地改變。除此而外，值得一提的是，若以計算相位角之空間分佈梯度表示分潮波動之傳遞(propagation)方向，則依據圖 83(b)研判，很明顯地，雖然M_2分潮之深海入射角設定為 180 度，但其相位角分佈卻是由 0° 至 360° 近乎完美地以順時鐘方向環繞台灣本島陸地而變化。可見M_2分潮潮波是以順時鐘方向環繞台灣本島陸地而運行的。而此種潮波以順時鐘方向環島運行之特殊特性，經 Longuet-Higgins (1969)[59]以理論證實，實際其為北半球長週期波動被地形捕陷(trapped)之自然現象。並與莊文傑(2000[4])依據 Mei (1983)[102]之理論所解析之結論一致(Lin et al., 2000a)[91]。

為計算結果之驗證，於台灣環島及中國大陸沿岸主要驗潮站上萃取計算振幅及相位遲角，並與調和分析之分潮常數(如圖 12 及圖 13 所示)驗證，相關之驗證結果分別如圖 84 及圖 85 所示，台灣環島海域詳細之比較分析則如表 10 所示。由圖 84 及表 10 之驗證比較結果可看出，在台灣環島沿岸，計算振幅及相位遲角與實測分析結果總體之吻合度甚佳。計算振幅之平均誤差約僅 13.59 公分，計算相位遲角之平均誤差約為 24 度。台灣西海岸計算值之準確性明顯優於東部海岸。台灣東北部及西南部海岸其計算誤差普遍皆大。計算振幅偏差最大之驗潮站在淡水；計算相位角則在龍洞驗潮站偏差最大。造成計算偏差之主要原因應係本研究單一地以台灣西部海岸台中港驗潮站作為基準參考測站之故。另就振幅之放大率而言，台中(TC)對深澳(SO)之實測放大率為 9.82，但計算放大率則約達 9.48。兩者之放大率甚為相當。其中，值得注意的是，成功(CK)、花蓮(HL)及蘇澳(SA)其計算振幅對深澳(SO)之放大率皆在 1 左右，可見計算潮波之振幅在進入大陸棚架前，其振幅之放大率甚為有限，但在台灣海峽中部水域，於大陸棚架之中段上就頗為可觀了。

在中國大陸沿岸，由圖 85 之驗證比較結果可看出，北自東引(7216a)南至 Shibeishan-Jiao(7151)，計算振幅與實測分析結果之符合度頗為良好。但在東引以北，可能因海岸地形之建置誤差，導致該區段之計算振幅誤差偏大。不過，總體計算振幅在各驗潮站上仍約與實測資料具相同之分佈趨勢。在計算相位角與實測資料比較之準確性上，總體之符合度尚算良好。但在測站 7203 至 7160 與測站 7155 以南之海域上，其誤差明顯偏大。造成之原因除了原始海岸地形之建置誤差外(參考圖 73)，中國大陸沿岸大型河口及灣澳之影響亦可能為導致誤差偏大之主因。

經將台灣環島及中國大陸沿岸之計算振幅及相位遲角與實測分析結果相驗證、比較後，由其整體分佈之符合度可綜合性地確認，圖 83 所示之計算振幅與計算相位角，應可用以說明半日型M_2分潮在台灣環島海域所呈現之波動特性。另為詳細探討台灣海峽中段海域橫斷面上潮差大小之對應關係，於圖 83(a)中，由烏坵至台中港驗潮站間之斷面，取其計算振幅分佈，整理後可得如圖 86。於圖 86 中，很清楚地即可看出，在台灣海峽中段水域

橫斷面上，中國大陸沿岸之計算振幅不僅明顯大於台灣西部沿岸，其斷面上之計算振幅甚且約具指數函數(exponential function)分佈型態。在有限寬度之狹長海峽渠道橫斷面中，經比對相關之理論解析結果(Pedlosky, 1979)[86]後可確認，即使無科氏力之影響，台灣海峽水域橫斷面(寬度方向)上之波動仍呈現出澎卡芮波(Poincare' wave)之振盪特性。可見，台灣海峽內半日型潮波之整體波動特性很顯然地受大陸棚架地形與海峽之幾何形狀及長、寬尺寸所影響。

4.9.2 半日型潮波--S_2分潮之計算與驗證

半日型潮波S_2分潮之計算振幅及相位角分佈分別如圖 87(a)及(b)所示。於圖 87(a)中，與M_2分潮之特性相當，部分重複駐波形仍清楚地可於圖中發現，但原在台灣東北部之節點明顯地發生於台灣海峽水域之北端，在台灣西南部之節點則發生於台灣海峽水域之南端。總體計算振幅相對於台灣海峽中段水域而言，具甚為良好之對稱性。在海峽兩岸間，澎卡芮波(Poincare' wave)之振盪特性仍清楚可見。海峽中段水域計算振幅之放大值相對台灣東部海岸約達七倍。僅管部分重複駐波之節點分別分佈於台灣海峽之南、北兩端水域，但在圖 87(b)中，於台灣東北及西南部海岸之相位角急遽變化之現象依然存在，可見大陸棚架邊緣之水深、地形變化，針對半日型潮波是具有其固定之影響性。

台灣環島沿岸計算振幅及相位遲角之驗證分別如圖 88 及表 11 所示。總體而言，計算結果與調和分析甚為相符。計算振幅之平均誤差僅 6 公分，最大之誤差發生於由成功至蘇澳一帶之東部海岸海域；計算相位遲角之平均誤差約為 19 度，最大誤差發生於自深澳至基隆海域一帶，其位置恰約在台灣東北端部分重複駐波之節點分佈範圍內。在駐波另一節點附近之安平及高雄海域，其計算相位遲角誤差亦普遍偏大。由於在駐波節點之分佈範圍內，相位遲角一般變化率甚可觀，因此，驗潮站精確位置之掌握與選取將相對地顯得重要，也因此可能造成本研究計算相位角在節點分佈範圍內皆具較大偏差之原因。

在中國大陸沿岸，計算振幅及相位遲角之驗證分別如圖 89(a)及(b)所示，與M_2之驗證結果相似，對於計算振幅及相位遲角，本研究僅能就其海岸線上整體之變化趨勢加以掌握，部分驗潮站上具較大之誤差值仍導因於地形、水深之無法準確描述。

4.9.3 半日型潮波--N_2分潮之計算與驗證

半日型潮波N_2分潮之計算振幅及相位角分佈分別如圖 90(a)及(b)所示，由於N_2之分潮週期較S_2及M_2分潮長(參考表 4)，於圖 90(a)中，與S_2及M_2之部分重複駐波節點分佈範圍與位置相比較，明顯地，在台灣東北部海域，N_2分潮因陸架地形影響產生之駐波節點有朝大陸棚架邊緣外之深水區移動趨勢。而在台灣西南部海域內節點之分佈範圍有集中、縮小並向高雄驗潮站海域靠攏之趨勢。就計算振幅之放大率而言，台灣中西部海岸約達東部海岸之 12 倍。於圖 90(b)中，分潮潮波環繞台灣本島陸地作順時鐘方向運行之捕陷波(wave trapped)特性依舊完美地呈現，其中可清楚地看出，在台灣中西部海域及在台灣東部海域，計算相位遲角之變化皆甚為有限，此現象意謂分潮潮波在環繞台灣本島陸地運行之過程中，其在該兩段海域之環繞速度是極快速地，也因此，在該兩段海域上相鄰驗潮站間，其潮時應僅有微小之差距(參考圖 19)。

對於N_2分潮計算振幅及相位遲角之驗證，由於無中國大陸沿岸之調和分析結果可供比較，因此，僅就台灣環島沿岸之實測資料值進行驗證，相關驗證結果如圖 91 及表 12 所示。自圖 91 及表 12 中可清楚地看出，N_2分潮之計算結果總體上仍與實測分析結果甚為一致。其計算振幅之平均誤差僅 3 公分，最大誤差發生於東海岸成功(CK)驗潮站上；計算相位遲角之平均誤差約為 29 度。與M_2之相位遲角平均誤差相當，最大之計算誤差仍發生於鹽寮(YL)、龍洞(LT)至深澳(SO)海域。其原因可能為駐波節點範圍內，驗潮站之位置不易精確定位，或本研究計算依據之該區段海域地形及水深皆不夠準確，致使駐波節點位置產生偏移(shift)之故。

4.9.4 全日型潮波--K_1、P_1、O_1之計算與驗證

就 Rossby Number(ε)之判定(式 4.109)，忽略科氏力效應以針對全日型潮波計算似乎已接近本計算模式之計算臨界(critical)，但在大陸棚架地形明顯具影響性下，為研究之完整性及相關對照參考之必要，本研究仍針對主要全日型分潮：K_1、P_1及O_1進行計算。相關計算結果及驗證分別如圖 92 至圖 99 所示。台灣環島沿岸之計算誤差分析則分別示如表 13 至表 15。

總體性地，針對計算振幅分佈而論，由圖 92(a)、圖 95(a)及圖 97(a)可觀察出，全日型分潮在台灣海峽水域其計算振幅分佈仍具有對海峽中段水域呈現對稱分佈之趨勢。亦即在海峽南、北兩端水域，其計算振幅皆小，但在中段水域則較大。僅管如此，台灣中西部海域之計算振幅大多僅約為台灣東岸振幅之 1.6 倍左右，很明顯地，其放大幅度皆在深海分潮潮波進入陸架地形後之合理淺化(shoaling)範圍內。半日型分潮潮波計算振幅之特殊放大現象在全日型分潮潮波之計算結果中已不再呈現。此外，雖然全日型分潮計算振幅之分佈型態與半日型分潮相類似，但在所有全日型主要分潮之計算振幅分佈圖中，部分重複駐波之波動型態已不復存在。不過，在海峽水域中，澎卡芮波(Poincare' wave)之波動振盪型態仍清楚可見。

針對計算相位角分佈綜合而論，由圖 92(b)、圖 95(b)及圖 97(b)可觀察出，全日型分潮潮波之相位角受大陸棚架地形之影響性已不明顯。計算相位角具快速變化之海域呈現在台灣西北端淡水海岸外及台灣南端之恒春海脊與蘭嶼海脊間(參考圖 4 與圖 6)。在台灣海峽水域內整體分潮波動之傳遞方向很顯然地係由北而南單一方向行進，並於台灣西南部海岸外匯合。其中，值得注意的是，高雄驗潮站不僅被半日型分潮潮波之部分重複駐波節點所涵蓋，其位置更約座落於全日型潮波自深海傳遞至近岸之潮波交會海域。由此計算結果所呈現之現象可說明，何以多年來高雄驗潮站之潮汐預報(蘇青和、江中權, 1992)[89]及相關水理特性模擬計算(莊文傑、江中權, 1997[1])皆不易準確掌握之原因。

在台灣環島沿岸之計算振幅驗證方面，由圖 93(a)、圖 96(a)及圖 98(a)可清楚地看出，全日型分潮潮波之計算振幅其與實測資料比較大多具有甚佳

之符合度，平均計算振幅之誤差對K_1為 1.66 公分；P_1為 0.61 公分；O_1則為 1.48 公分。在計算相位遲角方面，由圖 93(b)、圖 96(b)及圖 98(b)可看出，除了在台灣西部海岸，計算相位遲角與實測值較吻合外，自台灣西南部經東部至台灣西北部海岸，其計算相位遲角皆未能為本計算所掌握(captured)，僅管如此，從表 13 至表 15 中可看出，計算相位遲角之平均誤差一般皆在 25 度以下。最大誤差亦不過 45 左右而已。

在中國大陸沿岸之計算驗證方面，由圖 94 及圖 99 可看出，計算振幅及相位遲角與調和分析資料比較，其吻合性尚算良好。但計算相位遲角之最大誤差仍約達 45 度。

4.10 台灣環島海域分潮潮波特性計算—含括科氏力

選定計算海域範圍如圖 74，計算海域內地球自轉引起之科氏力效應(f)依各計算點座標緯度之不同而變化，取率定後深海潮波入射角(θ^I)為 90 度，深海分潮潮波之週波數(k_o)採用開放海域邊界上之平均水深($\bar{h}$)為 3,058 米計算。因此，在含括科氏力效應下，台灣環島海域各主要分潮潮波之特性可依據式(4.82)之有限元素地轉緩坡模式而加以完整地計算。為便於計算結果之討論及說明，計算海域平面範圍內之計算振幅及相位角將保持計算結果之初始數值型態；當與實測調和分析資料驗證、比較時，計算振幅及相位角將依據本研究於第 4.8 節之資料率定方法整理、呈現。

4.10.1 半日型潮波--M_2分潮之計算與驗證

台灣環島海域內，M_2分潮為潮汐之最重要且最顯著分潮。針對此分潮計算所得之振幅及相位角分佈分別如圖 100(a)及(b)所示。在圖 100(a)中，由計算振幅分佈圖可看出，在台灣海峽中段海域內，中國大陸沿岸之M_2分潮計算振幅明顯地較台灣西部海岸大。而且在台灣環島沿岸上，台灣西部海岸之計算振幅亦明顯地大於東部海岸，其放大倍率約為 3.5 倍。相對台灣東北及西南海岸之最小計算振幅而言，其放大倍率約分別達到 8.0 及 5.5 倍。計算振幅之特殊放大特性遠非潮波交會及相關淺化(shoaling)理論所能詮釋。以

計算振幅之兩倍代表潮差，則計算振幅之總體分佈特性將與圖 18 所示之東亞地區平均最大半月潮差分佈特性相似。M_2分潮之計算潮差將充分展現台灣南、北兩端海域之潮差皆小而中西部海域潮差卻甚大之近似對稱特性。鑑於此特性，順時鐘方向由南而北沿著台灣西海岸觀察圖 100(a)，很明顯地可看出，台灣西海岸實際上係由一部分重複駐波(partially standing wave)波形所環繞，而且此駐波之波腹(anti-node)即呈現在台灣中西部接近苗栗、台中一帶之海域；而其波節點(node)則分別呈現在台灣東北部海岸之龍洞至基隆外海與台灣西南部海岸之安平、高雄外海一帶。將計算駐波之節點位置與大陸棚架地形對照(圖 3 或圖 4)，由對照結果可看出，駐波之波節點實際皆約座落在大陸棚架邊緣端上。將此地形與分潮波動之特殊關係與協振盪波(co-oscillation wave)之理論特性(莊文傑, 2000)[4]相驗證，由驗證結果不僅可確認上述之部分重複駐波波形，更可確認台灣海峽中段水域潮差特別大之原因係緣於協振盪波引起之共振現象(莊文傑, 2000)[4]。而引起共振現象之狹長矩形渠道之特性長度即約為上述兩節點在台灣海峽南北縱剖面相隔之距離，其距離依圖 100(a)下方之距離比例尺量度，約為 620 公里左右。恰亦與台灣海峽環繞台灣西海岸之陸架長度(約 650 公里，參考圖 8 或圖 4)一致。可見，台灣海峽之陸架地形、水深及特殊之幾何形狀與長、寬尺寸對半日型分潮潮波特性之影響性。

對於M_2分潮之計算相位角分佈，由圖 100(b)觀察可看出，在台灣西南部海岸，自蟳廣嘴至安平海域一帶，由於部分重複駐波波節點存在該區段海域上，故其相位角之變化在該區段海域中即約達 200 度左右，換算相當之潮時可約達 6.5 小時以上，將此潮時特性與圖 12(b)及圖 20 對照比較可知，本計算所得之潮時特性與部分重複駐波潮時之理論解析結果是一致且相吻合地。類似地潮時變化特性尚可由圖 100(b)中，於台灣東北部海域自蘇澳至富貴角外海一帶海域發現。在該區段海域上，相位角約有 160 度之變化，換算相當之潮時可約達 5 小時以上。可見，對台灣中西部海域約具對稱性的之駐波節點，其所呈現之潮時變化亦是約略具對稱性的。此外，由於相位角在駐波節點附近海域通常具急劇變化之特性，故使得潮時在該海域內因而亦呈現大幅度之消耗與延遲(delay)。在圖 100(b)中，另一值得注意的現象是，若以

計算相位之空間分佈梯度表示分潮波動之傳遞(propagation)方向，則由圖中可明顯地看出，即使深海分潮潮波之入射角為 90 度(由南而北)，但潮波在台灣海峽水域內將確實會由台灣南、北兩端分別進入台灣海峽水域，並於桃園至馬祖(7216)、東引(7216a)連線(參考圖 73)海域上交會，此現象與忽略科氏力效應所得之半日型潮波捕陷(wave trapped)結果是具較大差別性的。但其卻與傳統上依據潮汐實測資料所作之潮波交會(interferce)推論一致，只是交會海域不在台灣海峽中段水域而已。僅管如此，在台灣環島近岸海域，M_2 分潮潮波之計算相位角分佈仍是由 0° 至 360° 近乎完美地以順時鐘方向環繞台灣本島陸地而變化。亦即在科氏力效應考量下，M_2 分潮潮波仍是以順時鐘方向環繞台灣環島近岸海域而運行。因此，M_2 分潮潮波在科氏力影響下，依據 Longuet-Higgins (1969)[59]之理論，仍可證實其在台灣環島近岸海域依舊會展現出長週期波動被地形捕陷(trapped)之自然現象。

為詳細探討台灣海峽中段水域內，海峽兩岸潮差大小之對應關係，於圖 100(a)中，由烏坵(7205)至台中港驗潮站斷面上，萃取計算振幅，整理後可得如圖 101。於圖中很清楚地即可看出，中國大陸沿岸之計算振幅不僅明顯地大於台灣西部沿岸，其斷面上之計算振幅甚且約具指數函數(exponential function)分佈型態。在有限寬度之狹長海峽渠道中，經比對相關之理論解析結果(Pedlosky, 1979)[86]後可確認，在台灣海峽水域之橫斷面(寬度方向)上，其波動係以澎卡芮波(Poincare' wave)之振盪型式呈現。故而，僅管中國大陸沿岸之部分海岸線受台灣本島陸地所屏蔽(shielding)，但其計算振幅或潮差仍明顯地較台灣東、西海岸為大。

除了上述總體地驗證 M_2 分潮之計算振幅及相位角之平面空間分佈特性外，於台灣環島沿岸，計算結果與調和分析資料之詳細比較可整理如圖 102 及表 16 所示。由圖 102 及表 16 觀察可知，計算振幅與實測資料相比較之符合度甚佳，平均之計算誤差僅約 7.99 公分，最大誤差發生於部分重複駐波節點之一所在之淡水(TS)。將計算相位遲角與實測資料比較，其總體之變化趨勢亦頗一致，平均之計算相位遲角誤差僅約 23 度，但發生在基隆之最大誤差卻高達 105 度，在深澳亦高達約 80 度。僅管計算振幅在台灣東北部海域與實測資料之吻合度甚為良好，但該區段上之計算相位遲角誤差則普遍偏

大。造成誤差之原因除了局部地形水深正確性之影響外，在東北海岸過渡密集之驗潮站，其在計算網格位置之不易精確掌握亦為導致誤差偏大之主因，尤其該區段海岸又恰座落於相位角具急遽變化之駐波節點海域。

在中國大陸沿岸，計算振幅及相位遲角之驗證分別如圖 103(a)及(b)所示。由圖 103(a)觀察比較可知，計算振幅與實測資料總體上具有甚為良好之一致性，其中，發生於 Sando-Ao(7219)之較大計算誤差主要係因該驗潮站位在大型灣澳內之故。至於在中國大陸沿岸南、北兩端海域之誤差則應係粗略地建置中國大陸海岸線地形與較低準確性之水深資料(參考圖 73)所造成。海岸地形、水深建置誤差之影響同樣地也可由圖 103(b)中，計算相位遲角之驗證誤差看出。其中，自 Chungwu(7203)至 Dongshan (7160)間海域，雖海岸地形之描述已儘可能地準確，但當地水深與大型河口之影響在模式建置中仍甚粗略，故在該區段海域因而產生較大之計算誤差，只不過其最大誤差僅約 45 度，整體之符合度尚算良好。

4.10.2 半日型潮波--S_2分潮之計算與驗證

半日型潮波S_2分潮之計算振幅及相位角分佈分別如圖 104(a)及(b)所示。於圖 104(a)中，與M_2分潮所具有之特性相當，部分重複駐波仍清楚地可於圖中看出。其中，波腹點(anti-node)顯現於台灣海峽中段水域，波節點(node)在台灣北端約存在於深澳至基隆海域外；在南端則存在於將軍至安平海岸外。總體計算振幅相對於台灣海峽中段水域而言，具為良好之對稱性。台灣中西部海域相對於台灣東岸之計算振幅放大率約達 3 倍，相對於台灣南北兩端節點處之計算振幅，其放大率皆在 5 倍以上。在海峽兩岸間，澎卡芮波(Poincare' wave)之振盪特性仍明顯地展現。另於圖 104(b)中，計算相位角仍於波節點存在之海域存在急遽變化之特性。而且，計算相位角具遽烈變化之海域其與大陸棚架緣端位置之關聯性甚為密切。此外，取計算相位角之空間分佈梯度代表潮波之運動方向，由圖 104(b)中可看出，雖然S_2分潮潮波分別由台灣南北兩端海域進入台灣海峽後，將於桃園至馬祖連線之海域上交會，但在台灣環島近岸海域，S_2分潮潮波之計算相位角仍是近乎完美地以順時鐘方向環繞台灣本島陸地而變化。亦即在科氏力效應考量下，S_2分潮潮波

亦是以順時鐘方向環繞台灣環島近岸海域而運行。

針對台灣環島沿岸之計算振幅及相位遲角之驗證分別如圖 105 及表 17 所示。由圖、表參照比較得知，計算振幅及相位遲角皆與調和分析結果甚為吻合。其中，計算振幅之平均誤差僅約 3 公分，最大誤差約為 6 公分且發生於台灣最南端之蟳廣嘴(SK)驗潮站上；計算相位遲角之平均誤差約為 13.5 度，最大誤差 69 度，發生於台灣北端駐波節點涵蓋範圍內之基隆(KL)驗潮站海域。相關誤差之產生應係本計算海域地形及水深之誤差所導致。

在中國大陸沿岸，計算振幅及相位遲角之驗證比較分別如圖 106(a)及(b)所示，若將地形及水深導致之誤差及中國大陸沿岸大型河口與灣澳之影響納入評估，則計算結果總體上其與調和分析資料仍具良好之吻合度。

4.10.3 半日型潮波--N_2 分潮之計算與驗證

半日型潮波 N_2 分潮之計算振幅及相位角分佈分別如圖 107(a)及(b)所示，雖然其週期較 S_2 及 M_2 分潮長，但總體計算振幅及相位角分佈之特性與 S_2 及 M_2 比較並無太大之差異。但值得一提的是，若將圖 107(a)之分潮計算振幅分佈型態與二維水動力模擬計算結果相對照，則在二維水動力模擬計算之時序變化中，當台中港驗潮站達當地高潮位時，參照圖 39 及圖 51 並與圖 107(a)比較可知，在台灣環島海域，採用分潮計算與使用水動力模式直接針對潮汐水位計算，兩者所呈現之計算振幅分佈特性其實是完全一致的。可見本研究由頻率領域(frequency domain)著手，採用局部輻射條件(local radiation condition)作開放海域邊界條件控制，經深海潮波入射角率定後，整體計算之容易度與準確性皆是頗為優異地。

對於台灣環島沿岸 N_2 分潮之計算振幅及相位遲角之驗證分別如圖 108 及表 18 表示。由圖 108(a)及表 18 中可看出，計算振幅與實測結果兩者之吻合度甚為良好。平均誤差僅約 1.94 公分，最大誤差發生於台灣西北部之淡水。另由圖 108(b)及表 18 中也可觀察得，計算相位遲角與實測結果之符合度大體上亦甚佳。平均誤差約 24 度，最大誤差發生於台灣北部之基隆。可見，不論計算振幅或相位遲角，在接近部分重複駐波節點範圍內之海域，其

誤差普遍皆偏大。導致誤差之原因除了地形、水深之準確度可能不足外，驗潮站相對於駐波節點之座標位置亦為迫切待檢討、驗證之重點。

4.10.4 全日型潮波--K_1、P_1、O_1之計算與驗證

於科氏力考量下，本數值模式可將全日型潮波充分地納入計算。針對全日型主要分潮K_1、P_1 與O_1，相關之計算結果及驗證分別如圖 109 至圖 116 所示。台灣環島沿岸之計算誤差分析則分別示如表 19 至表 21。

總體性地，針對計算振幅分佈而論，由圖 109(a)、圖 112(a)及圖 114(a)可觀察出，全日型分潮在台灣海峽水域其計算振幅分佈仍具有對海峽中段呈現對稱分佈之趨勢。亦即在海峽南、北兩端水域，其計算振幅皆較中段水域為小。僅管如此，全日型分潮之計算振幅在台灣環島沿岸並無明顯受大陸棚架地形影響而大幅放大之情況。即使在台灣海峽之中段水域內，計算振幅之放大幅度皆在深海分潮潮波進入陸架地形後之合理淺化(shoaling)範圍內。半日型分潮潮波計算振幅之特殊放大現象在全日型分潮潮波之計算結果中已不再展現。此外，雖然全日型分潮計算振幅之分佈型態與半日型分潮類似，但在所有全日型主要分潮之計算振幅分佈圖中，部分重複駐波之波腹與波結點之波動型態已完全消失。不過，在海峽水域之寬度斷面上，澎卡芮(Poincare' wave)之波動振盪型態依舊清楚可見。

針對計算相位角分佈綜合而論，由圖 109(b)、圖 112(b)及圖 114(b)可觀察出，全日型分潮潮波其相位角受大陸棚架緣端地形之影響性已不明顯。計算相位角具快速變化之海域也已消失。另由於全日型分潮潮波深海之入射角係取 90 度之影響，整體全日型分潮波動之傳遞方向很顯然地係由南而北行進，並於台灣北部三貂角至淡水海岸外匯合。此計算之波動行進方向與忽略科氏力之計算結果並不一致。造成之原因應係全日型潮波之深海入射角係沿用半日型潮波之率定結果所導致。僅管如此，依據過去潮汐實測分析及預報研究結果(蘇青和、江中權, 1992[89]; 蔡政翰, 1999[96])顯示，在基隆至淡水間因該海岸為全日潮型轉半日潮型之轉變海域。故潮汐預報之準確度甚不易掌握。其原因可能為該區段海域為全日型潮波交會區且亦為接近半日型潮波之

駐波節點存在海域之故。

在台灣環島沿岸之計算振幅與相位遲角驗證方面，由圖 110(a)、圖 113(a)及圖 115(a)並參考表 19 至表 21 後可清楚看出，全日型分潮潮波之計算振幅與實測資料比較，其吻合度大多皆甚良好。平均計算振幅之誤差對 K_1 為 2.68 公分；P_1 為 1.39 公分；O_1 為 2.32 公分。在計算相位遲角方面，由圖 110(b)、圖 113(b)及圖 115(b)對照比較可看出，除了在台灣西部海岸，計算相位遲角與實測值較吻合外，自台灣西南部經東部至台灣西北部海岸，與忽略科氏力之計算結果一樣，全日型分潮之計算相位遲角皆未能為本計算所準確掌握(captured)。甚且從表 19 至表 21 可看出，計算相位遲角之平均誤差一般皆在 41 度以上，最大誤差約達 52 度。

在中國大陸沿岸之計算振幅與相位遲角之驗證方面，由圖 111 及圖 116 可看出，總體計算振幅與實測分析值其吻合度尚佳。但計算相位遲角之變化趨勢本計算研究亦無法準確地與之符合。但總體之最大誤差仍僅約 45 度左右。

4.11 地球自轉效應—科氏力之影響

從本文前二節針對台灣環島海域進行潮波主要分潮特性之計算研究與驗證中可看出，科氏力最顯著之影響為分潮之深海入射角之改變，其次，為造成半日型分潮潮波計算相位角空間分佈型態之變化。亦即在忽略科氏力效應下，半日型主要分潮之深海入射角為 180 度(依據入射角率定結果)，其在台灣環島海域導致之波動行進方向為環繞台灣本島陸地作順時鐘方向之旋轉；而在含括科氏力效應下，深海入射角為 90 度且分潮潮波將在台灣西北端海域外交會。除此而外，科氏力效應尚對計算振幅及相位遲角之準確性造成影響。以 M_2 分潮為例，在科氏力效應忽略及含括條件下，計算振幅及相位遲角之相互比較可整理如圖 5-47 所示。以調和分析資料為比較基準，於圖 1177(a)中很清楚地可以看出，在含括科氏力效應下，計算振幅在蘇澳(SA)至龍洞(LT)與蘭嶼(7188)、富岡(7191)至花蓮(HL)間其與調和分析之吻合度皆明顯地比忽略科氏力效應之計算結果具較佳之準確度，亦即含括科氏力效應

後，在台灣環島海域計算振幅與調和分析結果之吻合度是甚為良好地。不過在高雄(KH)至蟳廣嘴(SK)及南灣(Ta-Pan-Lieh; 7187)海域，忽略科氏力效應反而可得到計算振幅較好之一致性。而其原因可能係含括科氏力影響之計算中，深海入射角未再精確、詳細率定所導致。

對於科氏力對計算相位遲角之影響性，檢視圖 117(b)可知，總體而論，考量科氏力效應與將其忽略，兩者在台灣環島沿岸海域所得之準確性是相當地。不過，可能因台灣東北部海域內，計算使用之地形、水深及驗潮站座標位置之誤差，以致在台灣東北部自鹽寮(YL)至基隆(KL)海域，兩者之計算相位遲角皆具有相當之偏差。但僅管如此，兩者所得之計算相位遲角在台灣環島海岸之分佈與調和分析結果對照，其總體之變化及分佈趨勢仍是甚為一致地。

4.12 台灣海峽水域半日型潮波之協振盪共振

相對於深海分潮潮波入射振幅為一單位，則在忽略科氏力效應下，由表 10 至表 15 可看出，在台中(TC)驗潮站上，半日型分潮之計算振幅分別為 M_2：14.597；S_2：10.719；N_2：17.487；全日型分潮之計算振幅分別為 K_1：2.427；P_1：2.413；O_1：2.247。在含括科氏力效應之影響下，由表 16 至表 21 可看出，在台中港驗潮站上，半日型分潮之計算振幅分別為 M_2：5.898；S_2：4.764；N_2：6.755；全日型之計算振幅分別為 K_1：2.393；P_1：2.385；O_1：2.319。很明顯地，就台中驗潮站上全日型分潮之計算振幅而言，其相對於潮波深海入射振幅之增幅率(amplification ratio)甚為有限，且在分潮潮波交會、淺化及邊界反射、散射之合理綜合影響範圍內。但就半日型分潮之增幅率而言，則遠非潮波交會、淺化、反射及散射之綜合影響所能合理詮釋。

為探討半日型分潮潮波振幅在台灣海峽中段海域台中港驗潮站之特殊增幅現象，並為驗證半日型分潮潮波之共振(resonance)理論(莊文傑, 2000[4]；Lin et al., 2000a[91])，因此，再透過式(4.82)所示之計算模式，於台灣環島沿岸之不同驗潮站上，依據圖 73 所示之計算海域，針對不同分潮之潮波進行振幅增幅率計算。於忽略科氏力效應且在深海入射潮波振幅為一單位

下，台灣環島沿岸之福隆(FL)、基隆(KL)、竹圍(CW)、新竹(HC)、台中(TC)、澎湖(PH)、東石(TG)、高雄(KH)、蟳廣嘴(SK)、成功(CK)及花蓮(HL)等驗潮站上，分潮潮波振幅在不同週期之增幅反應曲線(amplification response curve)可分別得如圖 118 所示。觀察圖 118 可知，在台灣環島沿岸，當分潮潮波之週期接近 13.2 小時，則北從基隆、南至東石，幾乎西海岸全面皆具有甚大之振幅增幅率。其中，尤以台中驗潮站之增幅率最大，最高之增幅率約為 22.09。可見在台灣海峽水域內，於特殊陸架地形、水深與海峽幾何形狀及長、寬尺寸搭配下，當分潮潮波之週期接近 13.2 小時，潮波將因協振盪(co-oscillation)機制而展現共振現象。由於半日型主要分潮之潮波週期皆分佈在此共振週期左右，故而在台灣海峽水域內，振幅之特殊增幅現象與潮差特別顯著之原因，經由圖 118 可證實，其確實為半日型分潮潮波因協振盪之共振現象所導致。在圖 118 中，值得注意的是，當分潮潮波週期分佈於 7.4 小時附近，則潮波仍會因協振盪而再呈現次要週期之共振現象。

在科氏力影響考量下，台灣環島沿岸主要潮汐測站對不同週期之分潮潮波振幅增幅反應曲線可分別得如圖 119 所示。觀察圖 119 可知，在台灣環島沿岸，當分潮潮波之週期接近 14.0 小時，則台灣西海岸之分潮潮波振幅增幅率皆普遍達到當地之最大值。其中，最大之振幅增幅率仍發生於台中驗潮站，最高之增幅率達到 16.219。可見，在台灣海峽內，在特殊陸架地形、水深與海峽幾何形狀及長、寬尺寸之顯著影響下，當分潮潮波之週期接近 14 小時，在科氏力效應作用下，半日型分潮潮波依舊會因協振盪機制而展現共振現象。只是協振盪之共振週期比忽略科氏力影響者略長而已。台灣海峽半日型分潮潮波之協振盪共振現象至此可透過莊文傑(2000)[4] 及 Lin et al., (2000a)[91]等之理論與本計算研究獲得完全且充分地證實。

4.13 潮流之調和分析與潮流橢圓

海流為洋流、潮流、風驅流、密度流、地形餘流(residual current)與沿岸流等成分之通稱。不同物理因素將產生不同成分之海流。本研究所稱之海流係單純指潮流而言，而潮流為因潮汐漲落運動所衍生之水平方向海水週期性流動現象。由於潮流主要係因潮汐之運動所引起，故潮流也如同潮汐一樣亦

可進行調和分析。假設潮流是由許多潮汐分潮所引起之分潮流(component current)所組成，因此，進行潮流調和分析時，通常可將潮流分為相互垂直的兩個分量(一般採用東分量與北分量)，個別方向上之分量皆可表示成：

$$U = U_0 + \sum f_n U_n Cos(V_0 + \mu + \sigma_n t - K_n) \quad \text{.....} (4.113)$$

式中，U_0 表示觀測期間的平均流速，相當於潮汐調和分析之平均海水面；σ、f 及 $V_0 + \mu$ 的意義同潮汐調和分析之天文引數定義。U 及 K 表示潮流調和常數，其係由觀測潮流決定之各分潮流的最大流速與遲角，並為因地點而異之固有常數。根據觀測結果算出潮流調和常數之方法稱為潮流調和分析。由於潮流調和分析之步驟與潮汐調和分析完全相同，各分潮流的符號因此也使用與潮汐相同的符號，例如：M_2 分潮流與 K_1 分潮流等。

進行潮流調和分析以求出調和常數必須進行長時期的連續觀測，但潮流的連續觀測通常需較潮汐觀測耗費更龐大之勞力與經費，因此一般之潮流調和分析大多僅根據 15 天或一個月的連續觀測資料即計算出主要分潮流的調和常數(永田丰 等, 1985)[100]。以日本為例，到目前為止，日本海沿岸已算出的潮流調和常數差不多有 100 個地點，其中有三分之二集中在瀨戶內海，且大部分是採用一晝夜 25 小時的連續觀測資料。故在此擬簡單介紹使用一晝夜的潮流連續觀測資料進行調和分析之步驟。令潮流分解為東分量與北分量後均可用下式表示：

$$U = U_0 + U_1 Cos(\sigma t - \varsigma_1) + U_2 Cos(2\sigma t - \varsigma_2) + U_4 Cos(4\sigma t - \varsigma_4) \quad \text{.....} (4.114)$$

式中，U_0 可稱為餘流(residual current)，它在一晝夜間基本上不發生變化，有時，長周期分潮流也包括在餘流中，另根據地形等的影響亦可以很容易地發現餘流之存在，尤其，在地形複雜的海域與狹窄水道之海島後側，餘流或 1/4 日潮流將極為顯著(永田丰 等, 1985)[100]，因此，在整理一晝夜的潮流觀測結果時須格外注意；式(4.114)等號右側第二及第三項分別表示全日潮流與半日潮流；第四項則表示淺海分潮流中的 1/4 日潮流。

潮流也與潮汐一樣，多數分潮流是由月球引力作用所引起。月球繞地球一周需一個太陽日(以平太陽時表示約 24 小時 50 分)，因此，對全日潮流、

半日潮流與 1/4 日潮流分別可以視為是 1 太陽日、1/2 太陽日與 1/4 太陽日，故而，全日潮流、半日潮流和 1/4 日潮流的流速每一太陽時分別是 15°、30°與 60°。把潮流流速、流向的觀測記錄分解為東分量與北分量後，再將兩個分量的逐時流速變化標繪在方格紙上，而後由曆書求出太陽經過當地子午線上之中天的時刻，並由流速曲線上對其前後每隔 1 太陽時(≈1 小時 02 分平太陽時)讀取 24 個流速值，再按調和分析表之步驟進行調和分析，求得分潮流調和分析常數後，即可據以繪製各分潮流的潮流圖(永田丰 等, 1985)[100]。通常，分潮流的潮流圖一般呈橢圓形，故稱為潮流橢圓(current ellipse)。潮流橢圓有時近似呈圓形，有時近似直線形；其旋轉方向因地形而異，有的右旋，有的左旋。因此，要了解實際的潮流特性一般並不直接使用東分量和北分量的調和常數，取而代之的是，依據潮流橢圓之長軸與短軸特性，先求出個別之軸長與方向。詳細之計算步驟如下：

假設東分量與北分量的調和常數分別為R_E、ς_E及R_N、ς_N，則東分量、北分量之分潮流速可分別表示為

$$\left.\begin{aligned} u &= R_E Cos(\sigma t - \varsigma_E) = A_E Cos\sigma t + B_E Sin\sigma t \\ v &= R_N Cos(\sigma t - \varsigma_N) = A_N Cos\sigma t + B_N Sin\sigma t \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots (4.115)$$

因而流速W為

$$W^2 = u^2 + v^2 = C + DCos2(\sigma t - \alpha) \quad \cdots\cdots (4.116)$$

C、D及α可由下式求出

$$\left.\begin{aligned} C &= \frac{1}{2}(A_E{}^2 + A_N{}^2 + B_E{}^2 + B_N{}^2) \\ DCos2\alpha &= \frac{1}{2}(A_E{}^2 + A_N{}^2 - B_E{}^2 - B_N{}^2) \\ DSin2\alpha &= A_E B_E + A_N B_N \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots (4.117)$$

則潮流橢圓長軸(最大流速)W_1的長度和潮流橢圓短軸(最小流速)W_2的長度可分別由下式表示

$$\left.\begin{aligned} &\sigma t = \alpha \text{時} \qquad W_1 = \sqrt{C+D} \\ &\sigma t = \alpha + \pi/2 \text{時} \quad W_2 = \sqrt{C-D} \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots (4.118)$$

假設θ_1與θ_2分別為從東分量按左旋測得的長軸和短軸的角度，則可得

$$\left.\begin{aligned} W_1 Cos\theta_1 &= A_E Cos\alpha + B_E Sin\alpha \\ W_1 Sin\theta_1 &= A_N Cos\alpha + B_N Sin\alpha \end{aligned}\right\} \quad \text{.....} (4.119)$$

$$\left.\begin{aligned} W_2 &= A_E Cos(\alpha + \pi/2) + B_E Sin(\alpha + \pi/2) \\ &= -A_E Sin\alpha + B_E Cos\alpha \\ W_2 &= -A_E Sin\alpha + B_N Cos\alpha \end{aligned}\right\} \quad \text{.....} (4.120)$$

由式(4.117)至式(4.120)可以計算出W_1、W_2、θ_1與θ_2。使用潮流橢圓之長軸與短軸調和常數，因此可將潮流表達成下式

長軸方向(θ_1)的分量：$W_1 Cos(\sigma t - \alpha)$ .....(4.121)

短軸方向(θ_2)的分量：$W_2 Cos(\sigma t - \alpha - \pi/2)$ .....(4.122)

此外，一般潮流橢圓軸的方向是由北按順時針方向測量，因此，θ_1與θ_2尚需作如下之轉換：

$$\left.\begin{aligned} \theta_1 &= \pi/2 - \theta_1 \\ \vartheta_2 &= \pi/2 - \theta_2 \end{aligned}\right\} \quad \text{.....} (4.123)$$

透過上述之計算(永田丰 等, 1985)[100]，分潮流橢圓即可順利求得。

4.14 台灣環島海域之海流

台灣環島海域之海流實測資料與數值計算結果皆甚為有限。在海流實測方面，國家海洋科學研究中心曾針對台灣海峽內之潮流，以海研三號使用船碇式流剖儀(VM-ADCP)進行兩航次(532 與 550 航次)觀測，王玉懷(1999)[14]即依據觀測結果進行海流實測資料之整理與分析。在數值計算方面，劉肖孔(1983)[17]曾針對台灣海峽內之潮流進行研究，部分之數值研究成果如圖 120 所示；Guo & Yanagi (1998)[70]於東海與黃海之潮流研究中，曾將其計算海域含括到台灣之中北部海域，相關之分潮流數值計算結果如圖 121 所示；詹森 等(1999)[15]於國家海洋科學研究中心 TSNow 研究計畫中亦曾針對台灣海峽內之潮流進行研究，其部分之潮流與分潮流橢圓數值計算結果如圖 122 所示。

本研究應用有限元素法，依據式(4.82)或式(4.105)，於台灣環島海域針對潮汐之主要分潮成分解出計算振幅及相位角，並經以台中港之調和分析常數為調整基準率定後，台灣環島海域潮汐之主要分潮調和分析常數已可全面完全求得。Juang et al., (2000)[9]及 Tsay et al., (2000)[10]即曾依據以上潮汐主要分潮之調和分析常數進行台灣環島沿岸之逐時潮汐迴報(hindcast)，迴報結果經與實測資料比較，證實本研究所求得之主要分潮調和分析常數確實具有其準確度。

為進一步依據式(4.117)至式(4.122)之分潮流橢圓理論以求出台灣環島海域分潮流橢圓之最大流速(長軸長度)和最小流速(短軸長度)，因此，首先將本研究所求得台灣環島海域之潮汐主要分潮調和分析常數(如圖 83 至圖 115 所示)，代入式(4.48)及式(4.49)計算，據以算出台灣環島海域(如圖 74 所示)之分潮流大小。由於，依據式(4.48)及式(4.49)所算出之分潮流速為複數(complex)型態，亦即具有分潮流之大小與相位。因此，從潮流調和分析之觀點，本研究於求得各主要分潮流之大小與相位後，實際已完成潮流之調和分析工作。故而，可直接應用式(4.117)至式(4.122)之分潮流橢圓理論，以求出台灣環島海域分潮流橢圓之最大流速(長軸長度)、最小流速(短軸長度)及相關之旋轉方向。本研究針對半日型分潮(以 M_2 為代表)及全日型分潮(以 K_1 為代表)，於台灣環島海域所計算得之分潮流橢圓最大流速(長軸長度)分布圖分別如圖 123 至圖 126 所示。各圖中，分潮流橢圓最大流速及長軸角度係以箭矢長度及方向表示；分潮流橢圓之旋轉方向，以"O"表示順時針方向旋轉，"C"表示逆時針方向旋轉。另因全日型分潮流橢圓最大流速一般皆甚小，為清楚顯示其最大流速之特性，其箭矢長度已適度地于以放大，此點於計算結果之觀察、比較時應謹慎注意。

於忽略科氏力效應下，台灣環島海域半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓最大流速分佈圖如圖 123 所示。觀察圖 123 可知，半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓其在台灣環島海域皆以順時針方向旋轉。再與圖 3 或圖 4 所示之大陸棚架地形對照，半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓之最大流速於台灣環島海域之大陸棚架地形外，其流速一般皆甚小；在大陸棚架地形內，M_2 分潮

流橢圓之最大流速則有明顯之強弱變化，且最大流速之方向呈對稱型態。最強之流速分別存在於臺灣西北部之淡水海域與臺灣西南部之嘉義、澎湖海域。而且澎湖海域之 M_2 分潮流最大流速稍強於淡水海域。較大分潮流之流速普遍約達二節(knot)或約為 1 m/s。較弱之 M_2 分潮流橢圓之最大流速則存在於臺灣海峽中段之台中港與烏坵聯線一帶海域。配合圖 83 所示之計算振幅及相位角分佈圖觀察圖 123，由觀察結果亦可知，存在於臺灣西北部、西南部海域之較大流速及臺灣海峽中段之較小流速，實際與臺灣海峽內之部分重複駐波振盪型態有甚為密切之關聯性。定性上，將圖 123 所示之分潮流橢圓最大流速及旋轉特性與劉肖孔(1983)[17]及詹森 等(1999)[15]計算所得之結果(圖 120、圖 122)相對照，由對照、比較之結果可知，於臺灣海峽內，兩者除臺灣西北部淡水海域之分潮流橢圓旋轉方向具差異外，整體而論，M_2 分潮流橢圓呈現之特性實際上與潮流橢圓是相一致地。

於忽略科氏力效應下，台灣環島海域全日型 K_1 分潮之分潮流橢圓最大流速分佈圖如圖 124 示。觀察圖 124 可知，全日型 K_1 分潮之分潮流橢圓其在台灣環島除台灣之東北部海域外，大多以逆時針方向旋轉。與圖 3 或圖 4 所示之大陸棚架地形對照，全日型 K_1 分潮之分潮流橢圓之最大流速於台灣環島海域之大陸棚架地形外，其流速一般皆甚微小；在大陸棚架地形內，K_1 分潮流橢圓之最大流速則有明顯之強弱變化，且最大流速之方向呈現沿台灣西海岸向南繞行之型態。最強之流速分別存在於臺灣西北部之淡水海域與臺灣西南部之嘉義、澎湖海域。較大分潮流之流速普遍約僅達 10 cm/s。嘉義、澎湖海域之 K_1 分潮流橢圓最大流速之方向並有相向之對稱特性。臺灣海峽中段之台中港與烏坵聯線一帶海域，K_1 分潮流橢圓之最大流速則甚為微弱。配合圖 92 所示之計算振幅及相位角分佈圖觀察圖 124，由觀察結果可知，K_1 分潮流橢圓之最大流速方向呈現沿台灣西海岸繞行之型態，實際上與臺灣海峽內之全日型潮波進行方向有甚為密切之關聯。定性上，將圖 124 所示之分潮流橢圓最大流速及旋轉特性與詹森 等(1999)[15]計算所得之結果(圖 122)相對照，由對照、比較之結果可知，於臺灣海峽內，整體而論，K_1 分潮流橢圓呈現之特性

實際上兩者是頗相近似地。

於考量科氏力效應下，台灣環島海域半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓最大流速分佈圖如圖 125 所示。觀察圖 125 可知，半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓其在台灣西南部海域係以順時針方向旋轉；在台灣西北部海域則以逆時針方向旋轉。與圖 3 或圖 4 所示之大陸棚架地形對照，半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓之最大流速於台灣環島海域之大陸棚架地形外，其流速一般皆甚小；在大陸棚架地形內，M_2 分潮流橢圓之最大流速則有明顯之強弱變化，且最大流速之方向對台灣海峽呈對稱型態。最強之流速分別存在於臺灣西北部之淡水海域與臺灣西南部之嘉義、澎湖海域。而且澎湖海域之 M_2 分潮流最大流速稍強於淡水海域。較大分潮流之流速普遍約達二節(knot)或約為 1 m/s。較弱之 M_2 分潮流橢圓之最大流速則存在於臺灣海峽中段之台中港與烏坵聯線一帶海域。配合圖 100 所示之計算振幅及相位角分佈圖觀察圖 125，由觀察結果亦可知，存在於臺灣西北部、西南部海域之較大流速及臺灣海峽中段之較小流速，實際與臺灣海峽內之部分重複駐波振盪型態有甚為密切之關聯性。定性上，將圖 125 所示之分潮流橢圓最大流速及旋轉特性與劉肖孔(1983) [17]及詹森 等(1999)[15]計算所得之結果(圖 120、圖 122)相對照，由對照、比較之結果可知，於臺灣海峽內，整體而論，M_2 分潮流橢圓呈現之特性實際上與潮流橢圓是相一致地。將圖 125 與圖 123 相比較、對照，由比較結果可知，於考量科氏力效應下，不僅在臺灣西北部海域之 M_2 分潮流橢圓其旋轉方向與忽略科氏力效應者具明顯之差異，其最大流速之大小與方向亦有所變化。可見，考量科氏力之效應確實將造成 M_2 分潮流橢圓最大流速整體特性之改變。

於考量科氏力效應下，台灣環島海域全日型 K_1 分潮之分潮流橢圓最大流速分佈圖如圖 126 示。觀察圖 126 可知，全日型 K_1 分潮之分潮流橢圓其與半日型 M_2 分潮之分潮流橢圓最大流速旋轉方向相似，在台灣西南部海域係以順時針方向旋轉；在台灣西北部海域則以逆時針方向旋轉。與圖 3 或圖 4 所示之大陸棚架地形對照，全日型 K_1 分潮之分潮流橢圓之最大流速於台灣環島海域之大陸棚架地形外，其流速一般皆甚微小；在大陸

棚架地形內，K_1 分潮流橢圓之最大流速則有明顯之強弱變化，且最大流速之方向於台灣西北部淡水海域呈現相互分離之特性；台灣海峽內淡水以南海域，K_1 分潮流橢圓之最大流速則有沿台灣西海岸向南繞行之型態。臺灣西部之近岸海域，K_1 分潮流橢圓之最大流速方向反而呈現有沿台灣西海岸向北繞行之趨勢。最強之流速分別存在於臺灣西北部之淡水海域與臺灣西南部之嘉義、澎湖海域。較大分潮流之流速普遍亦僅達約 10 cm/s。臺灣海峽中段之台中港與烏坵聯線一帶海域，K_1 分潮流橢圓之最大流速甚為微弱，僅管如此，分潮流橢圓之最大流速方向有由烏坵流向台中港海域之特性。配合圖 109 所示之計算振幅及相位角分佈圖觀察圖 126，由觀察結果可知，K_1 分潮流橢圓之最大流速方向不僅實際與臺灣海峽內之全日型潮波進行方向有甚為密切之關聯，其甚且明顯呈現澎卡芮波(Poincare' wave)之振盪特性。定性上，將圖 126 所示之分潮流橢圓最大流速及旋轉特性與詹森 等(1999)[15]計算所得之結果(圖 122)相對照，由對照、比較之結果可知，於臺灣海峽內，整體而論，K_1 分潮流橢圓呈現之特性實際上是相互一致地。

第五章 結論與建議

5.1 結 論

本研究依據海軍測量局出版之海圖自行建置台灣環島海域之數位化水深地形，蒐集、整理台灣環島及中國大陸沿岸潮汐之調和分析資料，選用丹麥水力研究所之 MIKE21 HD 水動力數值模式，調整修改國立台灣大學蔡丁貴教授提供之分潮潮波有限元素計算模式，經對台灣環島四周海域之海流進行研究並作計算驗證後，綜合可得結論如下：

1. 台灣位於東亞大陸棚架邊緣上。大陸棚架之地形、水深及其在台灣海峽水域之地形代表長度明顯地主控著台灣環島海域潮汐特性之呈現與變化。依據本研究蒐集、整理台灣環島沿岸之調和分析資料，配合莊文傑(2000)[4]之理論研究結果可確認，台灣海峽水域內之半日型分潮，在大陸棚架地形影響下，其波動係以一部分重複駐波型態呈現。且此一部分重複駐波之波腹點約位在台灣海峽中段水域(台中港至苗栗一帶)，而其波節點則分別呈現於台灣之東北部(蘇澳至富貴角)及西南部(蟳廣嘴至安平)海岸外。若與陸架地形相對照，則此一部分重複駐波之波節點皆約座落於陸架之緣端海域上。

2. 台灣海峽中段水域內，半日型主要潮汐分潮之振幅放大率甚為顯著，因此，台灣海峽水域內潮汐所展現之潮差與潮時整體特性，可藉由半日型主要潮汐分潮如：S_2、M_2 及 N_2 等之調和分析常數完全代表呈現。此外，在台灣海峽狹長之幾何形狀及特殊長、寬尺寸與陸架地形、水深綜合影響下，依據莊文傑(2000)[4]採用半日型分潮潮波雙向入射之理論解析結果可證實，當陸架之代表長度(650 公里)約達半日型分潮潮波波長之一半(約 620 公里)時，陸架地形上之潮汐波動將有理論之潮波協振盪共振現象發生，且陸架上之波動係以部分重複駐波之波形呈現。也因此造成台灣海峽南、北端海域潮差較小，而中部海域潮差卻特別大之特殊潮汐振盪現象。

3. 由於部分重複駐波可用一完全重複駐波疊加另一小振幅進行波表示。因

此，完全重複駐波之振盪特性不僅可充分用以說明台灣海峽南、北端海域滿潮時對中部海域呈現對稱之特性，對於台灣東北及西南海域呈現之滿潮時遽烈變化之原因亦可完全解釋。此外，構成部分重複駐波之小振幅進行波成分，其進行之方向將主導台灣海峽海域內潮波之運動傳遞方向(莊文傑，2000)[4]。鑑此，以往於台灣西部沿岸海域，依據滿潮時之分布而推想潮波於台灣西岸中部海域交會，應純係誤判且無理論依據。

4. 經由時變性二維水動力模擬計算結果可清楚地確認，於台灣環島海域，整體潮波之運動方向係以逆時針方向單向環繞台灣本島陸地而行進傳遞。另依據二維水動力潮流流速計算結果亦可得知，在台灣東部海域及台灣海峽中段水域內，潮流流速皆甚小；但在台灣海峽南、北兩端水域，或於大陸棚架內緣，潮流流速皆甚大，尤其，當台中港驗潮站之潮位在平潮時刻，台灣海峽南、北兩端海域之潮流將呈現當地海域之最大流速。除此之外，台中港海域之潮位尚與台灣海峽南、北兩端海域之潮流流向關係密切，當台中港潮位處於漲潮時刻，則海峽南、北兩端海域之潮流將分別向海峽中段水域流入；反之，由海峽中段分別向海峽南、北兩端水域流出。且隨台中港潮位之漲落，在台灣海峽南、北兩端海域之潮流係分別以順時鐘及逆時鐘方向逐時改變流向。

5. 使用地轉緩坡方程式(莊文傑，2000[4]；Tsay, 1991[7])，應用有限元素法，再結合開放海域局部輻射條件之應用，可有效、準確地計算分潮潮波在台灣環島海域之振幅及相位遲角空間分佈。同時，亦可確認半日型分潮潮波在台灣海峽之南、北縱剖面方向具有部分重複駐波之波動振盪型態，且可清楚地驗證部分重複駐波之波腹點約座落於台灣西岸中部海域，波節點分別座落於台灣東北部及西南部之大陸棚架端緣附近。故造成台灣西岸中部海域潮差大而台灣東北及西南部海域潮差小。此外，潮波在台灣海峽之東、西橫斷面方向則顯現澎卡芮波(Poincare' wave)之振盪型態，因此，造成中國大陸沿岸之潮差普遍大於台灣西海岸。

6. 依據地轉緩坡計算模式，使用有限元素法，針對全日型及半日型主要潮汐分潮計算後，證實半日型分潮在台灣海峽中段海域皆具有甚大之振幅增幅效應(amplification effect)。而全日型分潮之增幅率普遍皆小，且大多在潮

波淺化、反射、散射及交會之合理效應影響範圍內。對於台灣海峽海域之特殊振幅增幅率，經以振幅增幅反應曲線(amplification response curve)驗證後，可確認潮波在台灣海峽海域之協振盪共振週期約介於 13.2 至 14 小時之間。由於半日型分潮之週期恰接近此一潮波協振盪之自然共振週期，因此可證實，顯著支配台灣海峽海域潮差特性之半日型分潮應明顯地展現潮波之協振盪共振特性。也因此可充分闡釋台灣西部沿岸海域，南、北兩端潮差皆小，但中部海域潮差卻特別大之主要導致原因。事實上，多年來實測潮汐資料已明顯地呈現出潮波之共振現象與特性。只是，本研究藉由部分重複駐波波形之特性與協振盪共振現象之證實，促使多年來對台灣環島沿岸之潮汐特性所作之諸多猜想與推論，獲得更具體之瞭解與詮釋。

7. 地轉緩坡有限元素計算模式除可計算台灣環島全平面海域之潮汐調和分析常數外，亦可準確有效地計算台灣環島全平面海域之分潮流橢圓之最大、最小流速與方向。於考量地球自轉之科氏力效應下，尚可準確有效地計算分潮流橢圓之旋轉方向。

5.2 建議

為數值模擬計算之需要，本研究依據我國海軍測量局出版之海圖建置台灣環島及中國大陸沿岸海岸地形及相關海域之水深。雖然總體數值模擬計算結果之準確性尚差強人意，但因局部海岸地形與海域水深之資料過於粗略或空間之密度與解析度不足，致使本研究數值模擬計算結果在局部海域與近岸水域仍具有相當之誤差。鑑此，迫切地建議政府應詳細地規劃、辦理台灣環島海域水深及海岸地形調查與量測，並收集台灣相鄰海域之水深與相關之海岸地形資料，藉以建置一標準水深地形資料庫供相關研究參照使用。在此一基礎上，數值模擬計算所依據之海岸地形及海域水深資料之品質與準確度可獲得確保，模擬計算之誤差因此可大幅度降低。除此之外，本研究已可將台灣環島海域之潮汐與海流加以計算模擬，但模擬計算後，並無充分且足夠之準確實測資料可供驗證比較。因此，本研究亦誠摯地呼籲政府相關部門與單位，在有限的人力、物力及財力下，可參照本研究相關之數值模擬計算結果，於海象特性明顯呈現特殊性與具差異性之海域(如台灣海峽中段部分重複駐波

波之波腹點水域及台灣之東北及西南部海岸外之波節點存在水域)作重點調查與量測，俾使總體國家資源得以樽節，海域環境得以掌握，政府效能得以展現，研究水準得以提昇。

參考文獻

[1] 莊文傑、江中權 (1997), **高雄港港區水理數值模擬研究**. 86-研(十三)-1, 台灣省政府交通處港灣技術研究所.

[2] 劉文俊 (1996), **台灣的潮汐**, ISBN 957-97179-5-8，初版，自費出版.

[3] 劉文俊 (1999), **台灣的潮汐**, ISBN 957-97334-9-X, 第二版，自費出版.

[4] 莊文傑 (2000), **台灣海峽潮波協振盪之研究**. 國立台灣大學造船及海洋工程學研究所博士論文,.284 pp.

[5] 莊文傑、江中權 (2000), 臺灣海峽兩岸之潮汐特性. 第十一屆水利工程研討會論文集, 臺灣大學, I:15~21.

[6] DHI (1994), **User guide and reference manual of MIKE 21-coastal hydraulics and oceanography hydrodynamic module**. Danish Hydraulic Institute.

[7] Tsay, T.K. (1991), Linear surface waves over rotating fluids. *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117(2): 156-171.

[8] 陳柏旭、蔡丁貴 (1990), 局部輻射邊界條件在水波數值模式上之應用. 中華民國第十二屆海洋工程研討會論文集, 1-18.

[9] Juang, W.J., T.K. Tsay and M.C. Lin (2000), Tidal predictions using a frequency-domain model. *Proc.-Ocean 2nd Int. Ocean and Atmosphere Conf.*, COAA-2000, Taipei, 235~240.

[10] Tsay, T.K., W.J. Juang and M.C. Lin (2000), Tidal predictions around Taiwan. *Proc. 4th Workshop on Ocean Models for the APEC Region (WOM-4)*, Tainan, to appear.

[11] Hwung, H.H. and C.L. Tsai (1984), **The studies on the tidal frequency analysis and variation of mean sea level**. Bulletin No.69, Tainan Hydraulics Laboratory, National Cheng-Kung University.

[12] Hwung, H.H., C.L. Tsai and C.C. Wu (1986), Studies on the correlation of tidal elevation changes along the western coastline of Taiwan. *Proc. 20th Int. Conf. Coastal Eng.*, 1, Taipei, Taiwan, 293-305.

[13] 王玉懷 (1998), 台灣海峽的潮汐特性. 八十七年國科會海洋成果發表會論文摘要集, 203-208.

[14] 王玉懷 (1999), TSNOW 現場觀測資料報告. 台灣海峽海況即時預報模式計畫(TSNOW)研討會論文摘要集. 國家海洋科學研究中心, 16-21.

[15] 詹森、邱朝聰、連榮慧 (1999), 海科中心台灣海峽海況即時預報模式第二年--潮汐、潮流數值模擬結果之驗證. 台灣海峽海況即時預報模式計畫(TSNOW)研討會論文摘要集. 國家海洋科學研究中心, 22-33.

[16] Semtner, A.J. (1986), Finite difference formulation of a world ocean model. *Proc. the NATO Advanced Study Institute on Advanced Physical Oceanographic Numerical Modeling*, Edit by J.J. O'brain, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, 608 pp.

[17] 劉肖孔 (1983), **中國海域三度空間數值模式**. 行政院科技顧問組. 156 pp.

[18] Liu, S.K. (1994), Recent developments in the three-dimensional modeling of the coastal China Seas. The draft of a keynote speech, *16th Conf. on Ocean Eng.*, CICHE.

[19] Li, H.W. (1987), A numerical predictive model of tides in the seas adjacent to Taiwan. Proc. the National Science Council, Part A: *Physical Science and Eng.*, 11(1), Taipei, Taiwan, 74- 89.

[20] 李賢文 (1989), 台灣鄰近海域潮汐預報數值模式. 第二屆海洋數模式研習會論文集, 台灣省政府交通處港灣技術研究, 179-195.

[21] Ogura, S. (1933), **The tides in the sea adjacent to Japan**. Bulletin of the Hydrographic Department, Imperial Japanese Navy, No. 7, 189 pp.

[22] 郭思吟 (1995), **海岸水域潮汐數值模式之研究**. 國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文.

[23] Chen, H.S. and C.C. Mei (1974), **Oscillations and wave forces in an offshore harbor**. Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, Dept. Civil Engrg., M.I.T., Cambridge, Mass., Report No. 190.

[24] Keller, J.B. (1958), Surface waves on water of non-uniform depth. *J. Fluid Mech.*, 4: 607-614.

[25] Shen, M.C., Meyer, R.E. and J.B. Keller (1968), Spectra of water waves in channels and around island. *Phys. Fluids*, 11: 2289-2304.

[26] Berkhoff, J.C.W. (1972), Computation of combined refraction-diffraction. *Proc. 13th Int. Conf. Coastal Eng.*, Vancouver, British Columbia, Canada, 471- 490.

[27] Smith, R. and T. Sprinks (1975), Scattering of surface waves by a conical island. *J. Fluid Mech.*, 72: 373-384.

[28] Booij, N. (1983), A note on the accuracy of the mild-slope equation. *Coastal Eng.*, 7: 191-203.

[29] Kirby, J.T. (1986), A general wave equation for waves over rippled beds. *J. Fluid Mech.*, 162: 171-186.

[30] Copeland, G.J.M. (1985), A practical alternative to the mild-slope wave equation. *Coastal Eng.*, 9: 125-149.

[31] Madsen, P.A. and J. Larsen (1987), An efficient finite-difference approach to the mild- slope equation. *Coastal Eng.*, 11: 329-351.

[32] Newman, J.N. (1965), Propagation of water waves over an infinite step. *J. Fluid Mech.*, 23(2): 399-415.

[33] Mei, C.C. and J.L. Black (1969), Scattering of surface waves by rectangular obstacles in water of finite depth. *J. Fluid Mech.*, 38(3): 499-511.

[34] Black, J.L., Mei, C.C. and M.C.G. Bray (1971), Radiation and Scattering of water waves by rigid bodies. *J. Fluid Mech.*, 46(1): 151-164.

[35] Chen, H.S. and C.C. Mei (1971), **Scattering and Radiation of gravity**

waves by an elliptical cylinder. Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, Dept. Civil Engrg., M.I.T., Cambridge, Mass., Report No. 140, 149 pp.

[36] Smith, W.D. (1974), A nonreflecting plane boundary for wave propagation problems. *J. Computation Physics*, 15: 492-503.

[37] Chapman, D.C. (1985), Numerical treatment of cross-shelf boundaries in a barotropic coastal ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 15: 1060-1075.

[38] Hunkins, K. (1986), Anomalous diurnal tidal currents on the Yermak Plateau. *J. Marine Res.*, 44: 51-69.

[39] Chen, H.S. (1990), Infinite Elements for water wave radiation and scattering. International *J. for Numerical Methods in Fluids*, 11: 555-569.

[40] Tsay, T.K. and P.L.-F. Liu (1983), A finite element model for wave refraction and diffraction. Appl. *Ocean Res.*, 5(1): 30-37.

[41] Tsay, T.K., Zhu, W. and P.L.-F. Liu (1989), A finite element model for wave refraction, diffraction, reflection and dissipation. *J. Applied Ocean Res.*, 11: 33-38.

[42] Munk, W., Snodgrass, F. and G. Carrier (1956), Edge Waves on the Continental Shelf. *Science*, 123(3187): 127-132.

[43] Reid, R.O. (1958), Effect of Coriolis force on edge waves (I) Investigation of the normal modes. *J. Marine Res.*, 16(2): 109-144.

[44] Munk, W., Snodgrass, F. and F. Gilbert (1964), Long waves on the continental shelf: an experiment to separate trapped and leaky modes. *J. Fluid Mech.*, 20(4): 529-554.

[45] Chambers, L.G. (1965), On long waves on a rotating earth. *J. Fluid Mech.*, 22(2): 209-216.

[46] Rao, D.B. (1966), Free gravitational oscillations in rotating rectangular basins. *J. Fluid Mech.*, 25(3): 523-555.

[47] Mysak, L.A. (1967), On the theory of continental shelf waves. *J. Marine*

Res., 25(3): 205-227.

[48] Buchwald, V.T. and J.K. Adams (1968), The propagation of continental shelf waves. *Proc. Roy. Soc.*, A(305): 235-250.

[49] Cartwright, D.E. (1969), Extraordinary tidal currents near St Kilda. *Nature*, 223: 928-932.

[50] Cartwright, D.E., Huthnance, J.M., Spencer, R. and J.M. Vassie (1980), On the St Kilda shelf tidal regime. *Deep-Sea Research*, 27A: 61-70.

[51] Rhines, P.B. (1969), Show oscillations in an ocean of varying depth, Part 1, abrupt topography. *J. Fluid Mech.*, 37(1): 1969.

[52] Momoi, T. (1974), A long wave in an L-shaped channel. *J. Phys. Earth*, 22: 395-414.

[53] Mysak, L.A. and C.L. Tang (1974), Kelvin wave propagation along an irregular coastline. *J. Fluid Mech.*, 64(2): 241-261.

[54] Thomson, R.E. and W.R. Crawford (1982), The generation of diurnal shelf waves by tidal currents. *J. Physical Oceanography*, 12: 635-643.

[55] Middleton, J.H., Foster, T.D. and A. Foldvik (1982), Low-frequency currents and continental shelf waves in the Southern Weddell Sea. *J. Physical Oceanography*, 12: 618-634.

[56] Crawford, W.R. and R.E. Thomson (1984), Diurnal-period continental shelf waves along Vancouver Island: A comparison of observations with theoretical models. *J. Physical Oceanography*, 14: 1629-1646.

[57] Louguet-Higgins, M.S. (1967), On the trapping of wave energy round islands. *J. Fluid Mech.*, 29(4): 781-821.

[58] Louguet-Higgins, M.S. (1968), On the trapping of wave along a discontinuity of depth in a rotating ocean. *J. Fluid Mech.*, 31(3): 417-434.

[59] Louguet-Higgins, M.S. (1969), On the trapping of long-period waves round islands. *J. Fluid Mech.*, 37(4): 773-784.

[60] Louguet-Higgins, M.S. (1970), Steady currents induced by oscillations round island. *J. Fluid Mech.*, 42(4): 701-720.

[61] Shaw, R.P. and W. Neu (1981), Long-wave trapping by oceanic ridges. *J. Physical Oceanography*, 11: 1334-1344.

[62] Wang, D.P. (1982), Development of a three-dimentional, limited-area (island) shelf circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, 12: 605-617.

[63] Ye, A.L. and I.S. Robinson (1983), Tidal dynamics in the South China Sea. Geophys. *J. R. Astr. Soc.*, 72: 691-707.

[64] Le Provost, C. and M. Fornerino (1985), Tidal spectroscopy of the English Channel with a numerical model. *J. Physical Oceanography*, 15: 1009-1031.

[65] Lynch, D.R. and C.E. Naimie (1993), The M2 tide and its residual on the outer banks of the Gulf of Maine. *J. Phys. Oceanogr.*, 23: 2222-2253.

[66] Lyard, F. and M.L. Genco (1994), Optimisation methods for bathymetry and open boundary conditions in a finite element model of ocean tides. *J. Computational Physics*, 114: 234-256.

[67] Nguyen, K.D. and A. Ouahsine (1997), 2D numerical study on tidal circulation in Strait of Dover. *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 123(1): 8-15.

[68] Yanagi, T. and T. Takao (1998a), Clockwise phase propagation of semi-diurnal tides in the gulf of Thailand. *J. Oceanography*, 54: 143-150.

[69] Yanagi, T. and T. Takao (1998b), A numerical simulation of tides and tidal currents in the South China Sea. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 37: 17-29.

[70] Guo, X. and T. Yanagi (1998), Three-dimensional structure of tidal current in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Oceanogr.*, 54: 651-668.

[71] Luther, D.S. and C. Wunsch (1975), Tidal charts of the Central Pacific Ocean. *J. Physical Oceanography*, 5: 222-230.

[72] Bennett, A.F. and P.C. McIntosh (1982), Open ocean modeling as an inverse

problem: Tidal theory. *J. Phys. Oceanogr.*, 12: 1004-1018.

[73] Francis, O. and P. Mazzega (1990), Global charts of ocean loading effects. *J. Geophysical Research*, 95(C7): 11411-11424.

[74] Cartwright, D.E. (1990), Oceanic tides from Geosat altimetry. *J. Geophysical Research*, 95(C3): 3069-3090.

[75] Cartwright, D.E. and R.D. Ray (1991), Energetics of global ocean tides from Geosat altimetry. *J. Geophysical Research*, 96(C9): 16897-16912.

[76] Zahel, W. (1991), Modeling ocean tides with and without assimilating data. *J. Geophysical Research*, 96(B12): 20379-20391.

[77] Le Provost, C., Genco, M.L., Lyard, F., Vincent, P. and P. Canceil (1994), Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. *J. Geophy. Res.*, 99(C12): 24777-24797.

[78] Ma, X.C., Shum, C.K., Eanes, R.J. and B.D. Tapley (1994), Determination of ocean tides from the first year of TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *J. Geophysical Research*, 99(C12): 24809-24820.

[79] Egbert, G.D., A.F. Bennett and M.G.G. Foreman (1994), TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse method. *J. Geophys. Res.*, 99(C12): 24821-24852.

[80] Wagner, C.A., Tai, C.K. and J.M. Kuhn (1994), Improved M2 ocean tide from TOPEX/POSEIDON and Geosat altimetry. *J. Geophy. Res.*, 99(C12): 24853-24865.

[81] Mazzega, P. and M. Berge (1994), Ocean tides in the Asian semienclosed seas from TOPEX/POSEIDON. *J. Geophysical Research*, 99(C12): 24867-24881.

[82] Schrama, E.J.O. and R.D. Ray (1994), A preliminary tidal analysis of TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, 99(C12): 24799-24808.

[83] Yanagi, T., Takao, T. and A. Morimoto (1997), Co-tidal and co-range charts in the South China Sea derived from satellite altimetry data. *La mer*, 35: 85-93.

[84] Lefevre, F., Le Provost, C. and F.H. Lyard (2000), How can we improve a global ocean model at a regional scale? A test on the Yellow Sea and the East China Sea. *J. Geophysical Res.*, 105(C4), 8707-8725.

[85] Gill. A.E. (1982), **Atmosphere-Ocean dynamics**, Academic Press, San Diego, Calif., U.S.A.

[86] Pedlosky, J. (1982), **Geophysical fluid dynamics**, Springer-Verlag, New-York, 624 pp.

[87] UK Hydrographic Office (UKHO) (1997), **Admiralty TIDE TABLES and tidal stream tables**. Vol. 3, the Hydrographer of the Navy, Somerset, U.K., 498 pp.

[88] 黃明哲、吳祥雲 (1999), 海測局潮汐預報業務之回顧與現況. 台灣海峽海況即時預報模式計畫(TSNOW)研討會論文摘要集. 國家海洋科學研究中心, 6-15.

[89] 蘇青和、江中權 (1992), **台灣各港口潮汐相關性與預報模式研究**. 81-研(十三), 台灣省政府交通處港灣技術研究所.

[90] 莊文傑 (1998), 台灣西部沿海之潮汐特性探討. 港灣報導, 台灣省政府交通處港灣技術研究所, 39: 22-33.

[91] Lin, M.C., Juang, W.J. and T.K. Tsay (2000a): Anomalous amplification of semidiurnal tides along the western coast of Taiwan. *Ocean Engineering*, to appear.

[92] Lin, M.C., Juang, W.J. and T.K. Tsay (2000b): Applications of the mild-slope equation to tidal computation in the Taiwan Strait. *J. Oceanography*, 56(6): 625-642.

[93] 喬彭年、周志德、張虎南 (1994), **中國河口演變概論**. 科學出版社.

[94] 孫湘平 等 (1981), **中國沿岸海洋水文氣象概況**. 科學出版社.

[95] Hicks, S.D. (1989), **Tide and current glossary**. U.S. Dept. of Commerence, National Ocean and Atmospheric Administration, National Ocean Service,

Rockville, MD.

[96] 蔡政翰 (1999), 台灣海域潮汐觀測及其特性分析(一):北部海域. 期末報告, 財團法人氣象運用推廣基金會.

[97] Pugh, D.T. (1987), **Tides, surges and mean sea-level.** John Wiley and Sons, New York, 47.

[98] United States Naval Weather Service Detachment (USNWSD) (1977), **U.S. Navy Marine climatic atlas of the world.** Vol. II, the Naval Weather Service Detachment, Asheville, N.C.

[99] Lu, Q.M. and R. Warren (1992), Current simulation in the Taiwan Strait. *Proc. 14th Conf. Coastal Engineering*, R.O.C., 128-147.

[100] 永田丰、彥板繁雄、宮崎正術 (1985), **物理海洋學**. 第三卷, 魯守范 譯, 科學出版社.

[101] 莊文傑、江中權 (1999), 台中港港口第二期擴建工程規劃--海流數值模擬計算報告書. 專刊 161-2 號, 台灣省政府交通處港灣技術研究所.

[102] Mei, C.C. (1983), **The applied dynamics of ocean surface waves**. Chapter 6, Wiley, New York, 740 pp.

[103] Dean, R.G. and R.A. Dalrymple (1984), **Water wave mechanics for engineers and scientists**. Chapter 5, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 353 pp.

[104] Sommerfeld, A. (1964), Mechanics of deformable bodies, Lectures on Theoretical Physics, Vol. 2, Academic Press, New York.

[105] Schureman, P. (1988), **Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides**, Coast and Geodetic Survey, U.S. Department of Commerce, U.S. government printing office, Washington. 317 pp.

[106] Kowalik, Z. and T.S. Murty (1983), **Numerical Modeling of Ocean Dynamics**, Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 5, World Scientific.

[107] Meyer, R.E. (1979), Surface-wave reflection by underwater ridges. *J.Physical Ocean*, 9, 150-157.

[108] Miles, J.W. (1972), Wave propagation across the continental shelf. *J. Fluid Mech.*, 54, 63-80.

[109] Snodgrass, F.E., Munk, W.H. and G.R. Miller (1962), Long period waves over California's continental borderland, Part I, Background spectra. *J. Marine Res.*, 20, 3-30.

[110] Yanagi, T. and K. Inoue (1994), Tide and tidal current in the Yellow/East China Sea. *La mer*, 32, 153-165.

[111] 中國科學院<<中國自然地理>>編輯委員會 (1981),中國自然地理、地貌. 科學出版社.

表 1a 台灣環島沿岸海域之潮汐測站與潮汐調和常數

No.	PLACE or STATION	Lat. N D°M'	Long. E. D°M'	M.L. Z_0 m.	HARMONIC CONSTANTS M_2 g^o	M_2 H.m	S_2 g^o	S_2 H.m	N_2 g^o	N_2 H.m	K_1 g^o	K_1 H.m	O_1 g^o	O_1 H.m	P_1 g^o	P_1 H.m
SA	Su-ao Kang	24°35'	121°52'	0.00	169	0.418	201	0.181	158	0.082	226	0.197	191	0.171	223	0.065
7196	Su-ao Kang	24°35'	121°52'	0.99	169	0.44	203	0.19			225	0.18	191	0.18		
KF	Geng-fang	24°54'	121°52'	0.00	187	0.364	215	0.148	178	0.077	220	0.194	187	0.160	218	0.061
YL	Yan-liao	25°03'	121°55'	0.00	198	0.206	216	0.106	190	0.051	220	0.191	187	0.157	216	0.062
LT	Long-dong	25°06'	121°55'	0.00	209	0.225	230	0.113	198	0.056	222	0.199	188	0.165	218	0.066
SO	Shen-ao	25°08'	121°51'	0.00	251	0.175	246	0.069	224	0.048	225	0.190	191	0.158	222	0.063
KL	Kee-lung	25°09'	121°45'	0.00	278	0.219	281	0.056	246	0.056	228	0.187	194	0.156	225	0.062
7198	Chi-lung	25°09'	121°45'	0.58	283	0.19	281	0.05			230	0.19	197	0.15		
TS	Tan-shui	25°11'	121°24'	0.00	313	1.03	351	0.289	286	0.192	244	0.217	208	0.183	241	0.069
7173	Tan-shui Kang	25°11'	121°26'	1.58	319	1.00	359	0.31			248	0.20	207	0.17		
CW	Chu-wei	25°07'	121°14'	0.00	316	1.196	355	0.341	289	0.221	248	0.224	211	0.189	244	0.069
HC	Hsin-chu	24°51'	120°55'	0.00	319	1.610	360	0.467	293	0.291	257	0.235	218	0.199	253	0.073
7175	Hou-lung	24°37'	120°45'	2.5	323	1.63	366	0.50			264	0.20	213	0.17		
7176	Ta-an Kang	24°23'	120°34'	2.66	323	1.72	366	0.51			261	0.22	226	0.21		
TC	Tai-chung	24°17'	120°31'	0.00	324	1.719	369	0.486	299	0.296	268	0.252	229	0.206	265	0.087
7176a	T'ai-chung Kang	24°17'	120°30'	2.65	317	1.70	370	0.46			262	0.22	221	0.19		
7177	T'u-ko-k'u	24°11'	120°29'	2.18	327	1.48	376	0.37			268	0.18	222	0.15		
7178	Fong-yuang	23°55'	120°18'	2.17	331	1.43	379	0.32			273	0.22	235	0.20		
7171	Chi-pei Tao	23°44'	119°36'	2.1	332	1.21	395	0.30			277	0.23	237	0.22		
7179	T'ai-hsi	23°42'	120°10'	1.73	331	1.14	379	0.25			273	0.18	235	0.16		
PZ	Po-Zi-Liao	23°37'	120°08'	0.00	318	1.051	364	0.277	285	0.186	282	0.230	230	0.202	284	0.061
PH	Peng-hu	23°33'	119°34'	0.00	324	0.892	373	0.223	298	0.163	280	0.249	237	0.216	275	0.081
7169	Ma-Kung Kang	23°33'	119°33'	1.6	326	0.87	375	0.23			278	0.25	236	0.21		
WN	Wen-kang	23°28'	120°06'	0.00	310	0.693	354	0.163	286	0.128	282	0.217	239	0.191	280	0.065
TG	Dong-shi	23°27'	120°08'	0.00	314	0.654	360	0.15	288	0.120	285	0.208	243	0.182	281	0.062
7180	Pu-tai	23°23'	120°09'	1.13	311	0.60	364	0.14			278	0.2	237	0.19		

表 1b 台灣環島沿岸海域之潮汐測站與潮汐調和常數

No.	PLACE or STATION	Lat. N D°M'	Long. E. D°M'	M.L. Z_0 m.	HARMONIC CONSTANTS M_2		S_2		N_2		K_1		O_1		P_1	
					g^o	H.m	g^o	H.m	g^o	H.m	g^o	H.m	g^o	H.m	g^o	H.m
7168	Chiang-chun Kang-tao	23°22'	119°31'	1.2	324	0.60	376	0.12			277	0.22	238	0.2		
CC	Chiang-chun	23°13'	120°06'	0.00	313	0.463	351	0.098	282	0.077	287	0.187	244	0.161	286	0.059
7167	Ch'i-mei Yu	23°13'	119°25'	1.2	329	0.55	379	0.12			285	0.24	235	0.21		
7181	Kuo-sheng Kang	23°06'	120°01'	0.70	295	0.29	330	0.04			278	0.19	236	0.18		
AP	An-ping	22°58'	120°10'	0.00	258	0.236	268	0.059	238	0.052	277	0.181	234	0.165	268	0.059
7182	An-P'ing Kang	22°59'	120°09'	0.68	263	0.25	278	0.06			299	0.2	244	0.17		
KH	Kao-hsiung	22°37'	120°17'	0.00	218	0.169	223	0.066	193	0.043	283	0.162	234	0.154	279	0.062
7183	Kao-hsiung Kang	22°37'	120°16'	0.52	236	0.15	248	0.06			294	0.16	249	0.15		
7184	Tung-kang	22°28'	120°27'	0.6	229	0.20	235	0.07			298	0.2	246	0.17		
7186	Ch'e-ch'eng	22°04'	120°41'	0.69	200	0.20	223	0.10			282	0.22	237	0.17		
SK	Xun-Guang-Zui	21°59'	120°41'	0.00	194	0.206	216	0.089	181	0.042	277	0.222	236	0.188	273	0.068
7187	Ta-Pan-Lieh	21°58'	120°45'	0.78	188	0.26	214	0.11			262	0.23	224	0.18		
7188	Lan Yu	22°01'	121°33'	0.88	174	0.45	218	0.20			244	0.11	208	0.12		
7190	Lu Tao	22°40'	121°28'	0.86	165	0.42	213	0.19			232	0.12	192	0.13		
FK	Fu-kang	22°47'	121°11'	0.00	172	0.430	203	0.170	161	0.075	231	0.167	196	0.161	224	0.051
7191	Fu-kang	22°49'	121°12'	0.93	167	0.43	193	0.18			233	0.16	194	0.16		
CK	Cheng-kuang	23°06'	121°22'	0.00	175	0.426	203	0.200	157	0.095	221	0.172	190	0.150	218	0.057
7192	Ch'eng-kuang	23°09'	121°24'	1.01	166	0.51	204	0.21			220	0.16	191	0.13		
HL	Hua-lian	23°59'	121°37'	0.00	175	0.426	204	0.192	154	0.079	220	0.147	195	0.137	213	0.049
SA	Su-ao Kang	24°36'	121°51'	0.00	169	0.418	201	0.181	158	0.082	226	0.197	191	0.171	223	0.065
7196	Su-ao Kang	24°35'	121°52'	0.99	169	0.44	203	0.19			225	0.18	191	0.18		

表 2 中國大陸沿岸海域之潮汐測站與潮汐調和常數

No.	PLACE	Lat. N.	Long. E.	M.L. Z_0	HARMONIC CONSTANTS								S.W. CORRECTIONS			
					M_2		S_2		K_1		O_1		1/4 diurnal		1/6 diurnal	
		D°.M'	D°.M'	m.	g^o	H.m	g^o	H.m	g^o	H.m	g^o	H.m	f_4	F_4	f_6	F_6
7281	Sheshan	31°25'	122°14'	2.29	309	1.25	005	0.52	184	0.16	123	0.13				
7270	Dajishan	30°49'	122°10'	2.5	288	1.3	342	0.5	192	0.3	145	0.2				
7269	Baijieshan	30°37'	122°25'	2.5	286	1.2	330	0.5	198	0.3	156	0.2				
7262	Yuxingnao	30°21'	121°51'	2.26	341	1.12	023	0.43	213	0.38	171	0.19	224	0.059		
7261	Xihu Men	30°06'	121°54'	2.1	298	1.1	340	0.4	211	0.3	167	0.2				
7257	Zhenhai	29°57'	121°43'	2.07	359	0.74	023	0.29	221	0.3	198	0.23				
7250	Ch'ing-tzu Men	29°51'	122°19'	2.4	265	1.2	308	0.5	215	0.3	170	0.2				
7236	Haimen Gang	28°41'	121°27'	w	275	1.81	332	0.7	249	0.22	188	0.13	273	0.047	195	0.004
7230	Wenzhou Gang	28°02'	120°39'	w	316	1.66	014	0.53	259	0.22	212	0.16	297	0.08	185	0.009
7224	Shacheng Gang	27°10'	120°25'	3.4	272	2.0	319	0.7	232	0.3	195	0.2				
7219	Sando Ao	26°38'	119°42'	4.27	300	2.57	346	0.79	246	0.35	202	0.24	103	0.023		
7220	Xiyang Dao	26°30'	120°03'	3.5	290	2.1	337	0.7	232	0.3	200	0.2				
7216a	Dongyin Dao	26°22'	120°30'	2.78	332	1.7	032	0.54	245	0.30	221	0.24				
7216	Mazu Dao	26°10'	119°55'	3.7	293	2.3	340	0.8	234	0.3	205	0.2				
7208	Dongluo Liedao	25°45'	119°41'	3.6	308	2.1	356	0.7	234	0.3	218	0.2				
7206	Ren Yu	25°20'	119°35'	3.57	318	2.06	005	0.68	236	0.28	222	0.22	285	0.006		
7205	Wuqiu Yu	25°00'	119°27'	3.24	340	2.13	018	0.56	257	0.28	245	0.27				
7203	Chongwu	24°53'	118°55'	3.51	359	2.0	017	0.6	246	0.3	228	0.2				
7163	Xiamen Gang	24°27'	118°04'	3.28	352	1.84	043	0.54	281	0.34	238	0.28	006	0.027	058	0.011
7165	Liaoluo Wan	24°24'	118°25'	2.69	090	1.6	125	0.54	139	0.31	122	0.24				
7160	Dongshan	23°44'	117°32'	2.16	007	1.05	059	0.31	289	0.33	238	0.25	088	0.030		
7169	Ma-Kung Kang	23°33'	119°33'	1.60	326	0.87	015	0.23	278	0.25	236	0.21	359	0.099		
7155	Shantou Gang	23°20'	116°45'	1.37	021	0.42	094	0.10	294	0.30	249	0.24				
7151	Shibeishan Jiao	22°56'	116°29'	1.1	000	0.2	050	0.1	293	0.4	247	0.2				
7149	Jiazi Jiao	22°49'	116°06'	0.89	315	0.2	000	0.1	292	0.4	247	0.2				
7147	Jieshi Wan	22°48'	115°40'	1.22	248	0.22	276	0.09	291	0.38	246	0.23				
7145	Honghai Wan	22°44'	115°11'	1.1	250	0.3	277	0.1	293	0.4	247	0.2				
7135	Ping Chau	22°33'	114°26'	1.3	268	0.4	300	0.2	305	0.4	247	0.3				
7137	Tuoning liedao	22°27'	114°38'	1.2	260	0.3	290	0.2	294	0.3	246	0.3				
7098	Chi Ma Wan	22°14'	114°00'	1.35	268	0.42	299	0.17	299	0.36	251	0.29				
7122	Waglan island	22°11'	114°18'	1.43	265	0.34	296	0.14	301	0.34	252	0.28				

表 3　台灣環島沿岸之潮汐測站與代號

Tidal station and record period around Taiwan				
Area	Station	Anonymous	Record period	waiting for supplement
N	基　隆	KL	1995/04-----1997/03	1997/04-----1997/07
NE	龍　洞	LT	1996/08-----1997/06	no
NE	鹽　寮	YL	1994/02-----1996/01	1996/02-----1997/06
NE	梗　枋	GF	1996/05-----1997/07	1995/08-----1996/04
NE	蘇　澳	SA	1991/01-----1992/12	1996/04-----1997/07
E	花　蓮	HL	1997/01-----1997/06	1993/03-----1993/11
E	成　功	CK	1994/11-----1996/10	1996/11-----1997/07
E	蘭　嶼	LY	1995/07-----1997/02	
S	後壁湖	HP	1996/05-----1997/07	
S	蟳廣嘴	SK	1993/06-----1995/05	1995/06-----1996/06
SW	高　雄	KH	1995/03-----1997/02	1997/03-----1997/07
SW	安　平	AP	1993/07-----1995/06	1993/06
W	將　軍	CC	1991/10-----1993/09	1995/08----1997/07
W	東　石	TG	1995/11-----1997/07	1997/08
W	塭　港	WK	1993/07-----1995/05	1995/08-----1997/07
W	澎　湖	PH	1995/08-----1997/07	no
W	箔子寮	PZ	1995/04-----1997/04	1997/05
W	王　功	WG	1995/03-----1997/07	
W	台　中	WC	1993/02-----1994/12	1996/03-----1997/04
WN	新　竹	HC	1995/08-----1997/07	no
WN	竹　圍	CW	1995/08-----1997/07	no
N	淡　水	HO	1995/08-----1997/07	no
N	富　岡	FG	1997/01-----1997/06	1995/08----1996/12

表 4　全日型及半日型各主要分潮名稱及其代表週期

潮別	分潮代號 Name	分潮名稱 Constituents	頻率 (1/T) (Cycles/hour)	週期 (T) (Hours/cycle)
半日週潮	K_2	日月合成半日週潮 Luna-solar semi-diurnal	0.0835614924	11.96723480
	S_2	主太陽半日週潮 Principal solar	0.0833333333	12.00000000
	M_2	主太陰半日週潮 Principal lunar	0.0805114007	12.42060120
	N_2	主太陰橢率潮 Large lunar elliptic	0.0789992488	12.65834821
	$2N_2$	二次太陰橢率潮 Lunar elliptic second order	0.0774870970	12.90537443
	O_2		0.0774613089	12.90967083
	$2NS_2$		0.0746651643	13.39312663
日週潮	K_1	日月合成日週潮 Luna-solar diurnal	0.0417807462	23.93446961
	P_1	主太陽日週潮 Principal solar diurnal	0.0415525871	24.06589023
	O_1	主太陰日週潮 Principal lunar diurnal	0.0387306544	25.81934169
	Q_1	主太陰橢率潮 Larger lunar elliptic	0.0372185026	26.86835660
倍潮	S_4	太陽 1/4 日週潮 Solar 1/4 over tides	0.1666666667	6.00000000
	M_4	太陰 1/4 日週潮 Lunar 1/4 over tides	0.1610228013	6.21030060
長週期潮	Mm	太陰月週潮 Lunar monthly	0.0015121518	661.30926802
	Sa	太陽年週潮 Solar annual	0.0001140741	8766.23177391

表 5　台灣環島沿岸潮汐測站之潮型指標(FF)

測站代號	測站地名	緯度座標度.分	緯度座標度.分	M2分潮振幅.M	S2分潮振幅.M	K1分潮振幅.M	O1分潮振幅.M	潮型指標FF
SA	Su-ao Kang	24°35'	121°52'	0.418	0.181	0.197	0.171	0.61
KF	Geng-fang	24°54'	121°52'	0.364	0.148	0.194	0.160	0.69
YL	Yan-liao	25°03'	121°55'	0.206	0.106	0.191	0.157	1.12
LT	Long-dong	25°06'	121°55'	0.225	0.113	0.199	0.165	1.08
SO	Shen-ao	25°08'	121°51'	0.175	0.069	0.190	0.158	1.43
KL	Kee-lung	25°09'	121°45'	0.219	0.056	0.187	0.156	1.25
TS	Tan-shui	25°11'	121°24'	1.030	0.289	0.217	0.183	0.30
CW	Chu-wei	25°07'	121°14'	1.196	0.341	0.224	0.189	0.27
HC	Hsin-chu	24°51'	120°55'	1.610	0.467	0.235	0.199	0.21
TC	Tai-chung	24°17'	120°31'	1.719	0.486	0.252	0.206	0.21
TH	Po-Zi-liao	23°37'	120°08'	1.051	0.277	0.230	0.202	0.33
PH	Peng-hu	23°33'	119°34'	0.892	0.223	0.249	0.216	0.42
WN	Wen-kang	23°28'	120°06'	0.693	0.163	0.217	0.191	0.48
TG	Dong-shi	23°27'	120°08'	0.654	0.150	0.208	0.182	0.49
CC	Chiang-chun	23°13'	120°06'	0.463	0.098	0.187	0.161	0.62
AP	An-ping	22°58'	120°10'	0.236	0.059	0.181	0.165	1.17
KH	Kao-hsiung	22°37'	120°17'	0.169	0.066	0.162	0.154	1.34
SK	Xun-guang-zui	21°59'	120°41'	0.206	0.089	0.222	0.188	1.39
FK	Fu-kang	22°47'	121°11'	0.430	0.170	0.167	0.161	0.55
CK	Cheng-kuang	23°05'	121°22'	0.426	0.200	0.172	0.150	0.51
HL	Hua-lian	23°59'	121°37'	0.426	0.192	0.147	0.137	0.46

表 6　中國大陸沿岸潮汐測站之潮型指標(FF)

測站代號	測站地名	緯度座標度.分	緯度座標度.分	M2分潮振幅.M	S2分潮振幅.M	K1分潮振幅.M	O1分潮振幅.M	潮型指標FF
7281	Sheshan	31°25'	122°14'	1.250	0.520	0.160	0.130	0.16
7270	Dajishan	30°49'	122°10'	1.300	0.500	0.300	0.200	0.28
7269	Baijieshan	30°37'	122°25'	1.200	0.500	0.300	0.200	0.29
7262	Yuxingnao	30°21'	121°51'	1.120	0.430	0.380	0.190	0.37
7261	Xihu Men	30°06'	121°54'	1.100	0.400	0.300	0.200	0.33
7257	Zhenhai	29°57'	121°43'	0.740	0.290	0.300	0.230	0.51
7250	Ch'ing-tzu Men	29°51'	122°19'	1.200	0.500	0.300	0.200	0.29
7236	Haimen Gang	28°41'	121°27'	1.810	0.700	0.220	0.130	0.14
7230	Wenzhou Gang	28°02'	120°39'	1.660	0.530	0.220	0.160	0.17
7224	Shacheng Gang	27°10'	120°25'	2.000	0.700	0.300	0.200	0.19
7219	Sando Ao	26°38'	119°42'	2.570	0.790	0.350	0.240	0.18
7220	Xiyang Dao	26°30'	120°03'	2.100	0.700	0.300	0.200	0.18
7216a	Dongyin Dao	26°22'	120°30'	1.700	0.540	0.300	0.240	0.24
7216	Mazu Dao	26°10'	119°55'	2.300	0.800	0.300	0.200	0.16
7208	Dongluo Liedao	25°45'	119°41'	2.100	0.700	0.300	0.200	0.18
7206	Ren Yu	25°20'	119°35'	2.060	0.680	0.280	0.220	0.18
7205	Wuqiu Yu	25°00'	119°27'	2.130	0.560	0.280	0.270	0.20
7203	Chongwu	24°53'	118°55'	2.000	0.600	0.300	0.200	0.19
7163	Xiamen Gang	24°27'	118°04'	1.840	0.540	0.340	0.280	0.26
7165	Liaoluo Wan	24°24'	118°25'	1.600	0.540	0.310	0.240	0.26
7160	Dongshan	23°44'	117°32'	1.050	0.310	0.330	0.250	0.43
7169	Ma-Kung Kang	23°33'	119°33'	0.870	0.230	0.250	0.210	0.42
7155	Shantou Gang	23°20'	116°45'	0.420	0.100	0.300	0.240	1.04
7151	Shibeishan Jiao	22°56'	116°29'	0.200	0.100	0.400	0.200	2.00
7149	Jiazi Jiao	22°49'	116°06'	0.200	0.100	0.400	0.200	2.00
7147	Jieshi Wan	22°48'	115°40'	0.220	0.090	0.380	0.230	1.97
7145	Honghai Wan	22°44'	115°11'	0.300	0.100	0.400	0.200	1.50
7135	Ping Chau	22°33'	114°26'	0.400	0.200	0.400	0.300	1.17
7137	Tuoning liedao	22°27'	114°38'	0.300	0.200	0.300	0.300	1.20
7098	Chi Ma Wan	22°14'	114°00'	0.420	0.170	0.360	0.290	1.10
7122	Waglan island	22°11'	114°18'	0.340	0.140	0.340	0.280	1.29

表 7　中國大陸沿岸主要入海河口之潮差 (喬彭年 等, 1994)

序號	河口	平均潮差 (公尺)	最大潮差 (公尺)	序號	河口	平均潮差 (公尺)	最大潮差 (公尺)
1	鴨綠江	4.58	6.93	14	錢塘江	5.35	8.93
2	遼　河	2.68		15	椒　江	4.01	6.30
3	雙台子河	2.35		16	甌　江	4.29	6.89
4	濼　河	1.36		17	飛雲江	4.30	
5	海　河	2.15	4.00	18	敖　江	4.16	6.41
6	馬頰河	1.70		19	閩　江	4.46	7.04
7	黃　河	0.61-1.13		20	晉　江	4.20	
8	大沽河	2.80	4.10	21	韓　江	1.10	
9	灌　河	3.10		22	榕　江	1.10	2.35
10	射陽河	2.50	4.20	23	鳥坎河	0.82	
11	新津港	2.70	4.10	24	珠江口	1.37	
12	長　江	2.67	4.62	25	西　江 (磨刀門)	0.86	
13	黃埔江	2.30	4.50	26	南渡河	0.86	1.9

表 8　包含台灣海峽大範圍計算海域邊界上之潮汐測站位置與相關之調和分析常數

No	Station Name	Station No.	Grid Coordinate	Location		M2		S2		K1		O1	
				Latitude	Longitude	Amp.	Phase	Amp.	Phase	Amp.	Phase	Amp.	Phase
1	Waglan Island	7122	(31,0)	22°11'	114°18'	0.33	268	0.13	298	0.35	299	0.28	250
2	Pratas	7152	(57,0)	20°42'	116°43'	0.20	271	0.10	287	0.20	312	0.20	247
3	Nagabungan	5001	(85,0)	18°29'	120°34'	0.08	192	0.06	215	0.16	313	0.17	269
4	Port S. Vicente	5005	(101,1)	18°31'	122°08'	0.39	152	0.20	190	0.11	210	0.10	191
5	Baten Ko	7717	(101,67)	26°11'	127°47'	0.57	190	0.22	224	0.22	212	0.17	182
6	Gaja	7726	(101,77)	27°02'	127°58'	0.52	200	0.23	232	0.19	216	0.14	195
7	Nakano Shima	7740	(101,97)	29°50'	129°51'	0.58	197	0.24	236	0.23	204	0.15	169
8	Kottoi	8073	(79,127)	34°19'	130°54'	0.32	292	0.16	324	0.12	309	0.13	263
9	Sasuna No	7606	(85,127)	34°38'	129°24'	0.45	256	0.21	292	0.06	221	0.05	209
10	Pusan Hang	7566	(90,127)	35°06'	129°02'	0.40	236	0.19	273	0.04	143	0.02	109

表 9　台中港驗潮站上，各主要分潮在不同計算條件下所對應之計算振幅與相位角

台中港測站主要分潮之計算振幅與相位角					
Cases / Constituents		f : Excluded; Inc.=180.		f : Included; Inc.=090.	
		K=Ko	K=Ki	K=Ko	K=Ki
S2	Amplitude	10.7190	7.1764	4.7642	4.1420
12.0000hrs	Phase Angle	157.6140	140.7230	144.5830	143.8960
M2	Amplitude	14.5970	9.8934	5.8981	5.1549
12.4206hrs	Phase Angle	143.8860	128.4250	140.1110	139.8070
N2	Amplitude	17.4870	11.9480	6.7552	5.9215
12.6583hrs	Phase Angle	132.1900	117.4710	136.7980	136.6740
K1	Amplitude	2.4274	2.1505	2.3931	2.0062
23.9345hrs	Phase Angle	1.9550	356.8690	354.1460	356.4220
P1	Amplitude	2.4125	2.1398	2.3853	1.9949
24.0658hrs	Phase Angle	1.9060	356.8480	354.0570	356.3620
O1	Amplitude	2.2469	2.0196	2.3185	1.8662
25.8193hrs	Phase Angle	1.3900	356.6690	352.4150	355.1440

表 10 台灣環島沿岸海域M_2分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

臺灣環島沿岸M2分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:180.; f: Excluded; K=Ko)							
		實測M2分潮		計算M2分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	169.00	0.418	151.8113	0.1624	17.1887	0.2556
KF	Geng-fang	187.00	0.364	166.4805	0.0841	20.5195	0.2799
YL	Yan-liao	198.00	0.206	266.8712	0.0477	68.8712	0.1583
LT	Long-dong	209.00	0.225	294.7488	0.0886	85.7488	0.1364
SO	Shen-ao	251.00	0.175	308.3919	0.1812	57.3919	0.0062
KL	Kee-lung	278.00	0.219	313.0862	0.2853	35.0862	0.0663
TS	Tan-shui	313.00	1.030	318.6898	0.7154	5.6898	0.3146
CW	Chu-wei	316.00	1.196	320.1332	0.9727	4.1332	0.2233
HC	Hsin-chu	319.00	1.610	322.1860	1.4411	3.1860	0.1689
TC	Tai-chung	324.00	1.719	324.0000	1.7190	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	318.00	1.051	321.1042	1.0828	3.1042	0.0318
PH	Peng-hu	324.00	0.892	319.4000	0.8200	4.6000	0.0720
WN	Wen-kang	310.00	0.693	319.6902	0.7848	9.6902	0.0918
TG	Dong-shi	314.00	0.654	319.1701	0.7077	5.1701	0.0537
CC	Chiang-chun	313.00	0.463	316.7522	0.4760	3.7522	0.0130
AP	An-ping	258.00	0.236	301.6687	0.1524	43.6687	0.0837
KH	Kao-hsiung	218.00	0.169	181.6083	0.0888	36.3917	0.0802
SK	Xun-guang-zui	194.00	0.206	163.7957	0.1319	30.2043	0.0742
FK	Fu-kang	172.00	0.430	146.7404	0.1791	25.2596	0.2509
CK	Cheng-kuang	175.00	0.426	148.0846	0.1806	26.9154	0.2455
HL	Hua-lian	175.00	0.426	149.7977	0.1771	25.2023	0.2489
台中測站計算振幅	**14.5970** (Phase=143.886)	**換算深海入射振幅**	**0.117763924**		**平均誤差**	**24.3702**	**0.1359**
					最大誤差	**85.7488**	**0.3146**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	2.388571429	0.896197782
YL/SO	1.177142857	0.263230506
KL/SO	1.251428571	1.574306054
HC/SO	9.200000000	7.952651620
TC/SO	9.822857143	9.486231444
PH/SO	5.097142857	4.525357320
AP/SO	1.348571429	0.840737266
KH/SO	0.965714286	0.490039181
SK/SO	1.177142857	0.727608852
CK/SO	2.434285714	0.996357817
HL/SO	2.434285714	0.977374317

表 11 台灣環島沿岸海域S_2分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

臺灣環島沿岸S2分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:180.; f: Excluded; K=Ko)							
		實測S2分潮		計算S2分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	201.00	0.181	202.9594	0.0671	1.9594	0.1139
KF	Geng-fang	215.00	0.148	211.8246	0.0465	3.1754	0.1015
YL	Yan-liao	216.00	0.106	242.2421	0.0240	26.2421	0.0820
LT	Long-dong	230.00	0.113	278.7512	0.0197	48.7512	0.0933
SO	Shen-ao	246.00	0.069	331.9219	0.0339	85.9219	0.0351
KL	Kee-lung	281.00	0.056	348.5488	0.0605	67.5488	0.0045
TS	Tan-shui	351.00	0.289	362.0455	0.1819	11.0455	0.1071
CW	Chu-wei	355.00	0.341	364.3385	0.2573	9.3385	0.0837
HC	Hsin-chu	360.00	0.467	366.9893	0.3984	6.9893	0.0686
TC	Tai-chung	369.00	0.486	369.0000	0.4860	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	364.00	0.277	366.0014	0.3001	2.0014	0.0231
PH	Peng-hu	373.00	0.223	364.1497	0.2221	8.8503	0.0009
WN	Wen-kang	354.00	0.163	364.5123	0.2117	10.5123	0.0487
TG	Dong-shi	360.00	0.150	363.9461	0.1888	3.9461	0.0388
CC	Chiang-chun	351.00	0.098	361.1436	0.1202	10.1436	0.0222
AP	An-ping	268.00	0.059	333.2501	0.0261	65.2501	0.0329
KH	Kao-hsiung	223.00	0.066	207.6027	0.0431	15.3973	0.0229
SK	Xun-guang-zui	216.00	0.089	199.0200	0.0569	16.9800	0.0321
FK	Fu-kang	203.00	0.170	198.6822	0.0704	4.3178	0.0996
CK	Cheng-kuang	203.00	0.200	199.9502	0.0709	3.0498	0.1291
HL	Hua-lian	204.00	0.192	201.4182	0.0703	2.5818	0.1217
台中測站計算振幅	**10.7190** (Phase=157.614)	**換算深海入射振幅**	**0.04534005**		**平均誤差**	**19.2382**	**0.0601**
					最大誤差	**85.9219**	**0.1291**

以深澳(**SO**)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	2.623188406	1.979640012
YL/SO	1.536231884	0.707288286
KL/SO	0.811594203	1.784892299
HC/SO	6.768115942	11.755385069
TC/SO	7.043478261	14.340513426
PH/SO	3.231884058	6.554145766
AP/SO	0.855072464	0.770728829
KH/SO	0.956521739	1.272351726
SK/SO	1.289855072	1.677781056
CK/SO	2.898550725	2.092357628
HL/SO	2.782608696	2.075538507

表 12 台灣環島沿岸海域 N_2 分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

臺灣環島沿岸N2分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:180.; f: Excluded; K=Ko)							
		實測N2分潮		計算N2分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	158.00	0.082	121.4000	0.0210	36.6000	0.0610
KF	Geng-fang	178.00	0.077	143.6969	0.0069	34.3031	0.0701
YL	Yan-liao	190.00	0.051	277.9081	0.0126	87.9081	0.0384
LT	Long-dong	198.00	0.056	284.8616	0.0213	86.8616	0.0347
SO	Shen-ao	224.00	0.048	289.3769	0.0380	65.3769	0.0100
KL	Kee-lung	246.00	0.056	291.3620	0.0562	45.3620	0.0002
TS	Tan-shui	286.00	0.192	294.4711	0.1298	8.4711	0.0622
CW	Chu-wei	289.00	0.221	295.5541	0.1731	6.5541	0.0479
HC	Hsin-chu	293.00	0.291	297.3121	0.2510	4.3121	0.0401
TC	Tai-chung	299.00	0.296	299.0000	0.2960	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	285.00	0.186	296.2161	0.1885	11.2161	0.0025
PH	Peng-hu	298.00	0.163	294.6194	0.1444	3.3806	0.0186
WN	Wen-kang	286.00	0.128	294.8725	0.1385	8.8725	0.0105
TG	Dong-shi	288.00	0.120	294.3867	0.1256	6.3867	0.0056
CC	Chiang-chun	282.00	0.077	292.1953	0.0867	10.1953	0.0097
AP	An-ping	238.00	0.052	280.7079	0.0321	42.7079	0.0199
KH	Kao-hsiung	193.00	0.043	180.7449	0.0109	12.2551	0.0321
SK	Xun-guang-zui	181.00	0.042	149.0146	0.0166	31.9854	0.0254
FK	Fu-kang	161.00	0.075	121.9869	0.0244	39.0131	0.0506
CK	Cheng-kuang	157.00	0.095	120.5474	0.0246	36.4526	0.0704
HL	Hua-lian	154.00	0.079	119.2981	0.0238	34.7019	0.0552
台中測站計算振幅	**17.4870** (Phase=132.190)	**換算深海入射振幅**	**0.01692686**		**平均誤差**	**29.1865**	**0.0317**
					最大誤差	**87.9081**	**0.0704**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.708333333	0.552105263
YL/SO	1.062500000	0.331578947
KL/SO	1.166666667	1.477894737
HC/SO	6.062500000	6.603947368
TC/SO	6.166666667	7.789473684
PH/SO	3.395833333	3.801052632
AP/SO	1.083333333	0.843947368
KH/SO	0.895833333	0.286052632
SK/SO	0.875000000	0.436842105
CK/SO	1.979166667	0.646578947
HL/SO	1.645833333	0.627105263

表 13 台灣環島沿岸海域K_1分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^0$)

臺灣環島沿岸K1分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:180.; f: Excluded; K=Ko)							
		實測K1分潮		計算K1分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	226.00	0.197	261.0444	0.1552	35.0444	0.0418
KF	Geng-fang	220.00	0.194	261.6551	0.1636	41.6551	0.0304
YL	Yan-liao	220.00	0.191	262.3006	0.1717	42.3006	0.0193
LT	Long-dong	222.00	0.199	262.5811	0.1755	40.5811	0.0236
SO	Shen-ao	225.00	0.190	263.0645	0.1824	38.0645	0.0076
KL	Kee-lung	228.00	0.187	263.5308	0.1896	35.5308	0.0026
TS	Tan-shui	244.00	0.217	264.9832	0.2149	20.9832	0.0021
CW	Chu-wei	248.00	0.224	265.6232	0.2274	17.6232	0.0034
HC	Hsin-chu	257.00	0.235	266.7502	0.2457	9.7502	0.0107
TC	Tai-chung	268.00	0.252	268.0000	0.2520	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	282.00	0.230	266.1356	0.2174	15.8644	0.0126
PH	Peng-hu	280.00	0.249	265.5424	0.2045	14.4576	0.0445
WN	Wen-kang	282.00	0.217	265.6678	0.2026	16.3322	0.0145
TG	Dong-shi	285.00	0.208	265.5478	0.1987	19.4522	0.0093
CC	Chiang-chun	287.00	0.187	265.1883	0.1869	21.8117	0.0001
AP	An-ping	277.00	0.181	264.6658	0.1695	12.3342	0.0115
KH	Kao-hsiung	283.00	0.162	264.3905	0.1577	18.6095	0.0043
SK	Xun-guang-zui	277.00	0.222	265.5898	0.1540	11.4102	0.0680
FK	Fu-kang	231.00	0.167	261.9388	0.1509	30.9388	0.0161
CK	Cheng-kuang	221.00	0.172	261.3484	0.1511	40.3484	0.0209
HL	Hua-lian	220.00	0.147	260.9422	0.1524	40.9422	0.0054
台中測站	**2.4274**	**換算深海**			**平均誤差**	**24.9540**	**0.0166**
計算振幅	(Phase=1.955)	**入射振幅**	**0.103814781**		**最大誤差**	**42.3006**	**0.0680**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.036842105	0.851017163
YL/SO	1.005263158	0.941273236
KL/SO	0.984210526	1.039425344
HC/SO	1.236842105	1.347370730
TC/SO	1.326315789	1.381806218
PH/SO	1.310526316	1.121456380
AP/SO	0.952631579	0.929319515
KH/SO	0.852631579	0.864944892
SK/SO	1.168421053	0.844382300
CK/SO	0.905263158	0.828699896
HL/SO	0.773684211	0.835444426

表 14 台灣環島沿岸海域P_1分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta'=180^{o}$)

臺灣環島沿岸P1分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:180.; f: Excluded; K=Ko)							
		實測P1分潮		計算P1分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	223.00	0.065	258.0969	0.0539	35.0969	0.0111
KF	Geng-fang	218.00	0.061	258.6942	0.0568	40.6942	0.0042
YL	Yan-liao	216.00	0.062	259.3290	0.0596	43.3290	0.0025
LT	Long-dong	218.00	0.066	259.6056	0.0609	41.6056	0.0052
SO	Shen-ao	222.00	0.063	260.0825	0.0632	38.0825	0.0002
KL	Kee-lung	225.00	0.062	260.5433	0.0657	35.5433	0.0037
TS	Tan-shui	241.00	0.069	261.9830	0.0744	20.9830	0.0053
CW	Chu-wei	244.00	0.069	262.6204	0.0786	18.6204	0.0096
HC	Hsin-chu	253.00	0.073	263.7470	0.0849	10.7470	0.0119
TC	Tai-chung	265.00	0.087	265.0000	0.0870	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	284.00	0.061	263.1303	0.0752	20.8697	0.0142
PH	Peng-hu	275.00	0.081	262.5371	0.0708	12.4629	0.0102
WN	Wen-kang	280.00	0.065	262.6623	0.0701	17.3377	0.0051
TG	Dong-shi	281.00	0.062	262.5423	0.0688	18.4577	0.0068
CC	Chiang-chun	286.00	0.059	262.1832	0.0647	23.8168	0.0057
AP	An-ping	268.00	0.059	261.6626	0.0588	6.3374	0.0002
KH	Kao-hsiung	279.00	0.062	261.3889	0.0548	17.6111	0.0072
SK	Xun-guang-zui	273.00	0.068	262.5822	0.0535	10.4178	0.0145
FK	Fu-kang	224.00	0.051	258.9926	0.0525	34.9926	0.0015
CK	Cheng-kuang	218.00	0.057	258.4049	0.0525	40.4049	0.0045
HL	Hua-lian	213.00	0.049	257.9989	0.0530	44.9989	0.0040
台中測站計算振幅	**2.4125** (Phase=1.906)	**換算深海入射振幅**	**0.036062176**		**平均誤差**	**25.3528**	**0.0061**
					最大誤差	**44.9989**	**0.0145**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.031746032	0.852894654
YL/SO	0.984126984	0.941948750
KL/SO	0.984126984	1.038911737
HC/SO	1.158730159	1.342296742
TC/SO	1.380952381	1.376146789
PH/SO	1.285714286	1.119424233
AP/SO	0.936507937	0.930085416
KH/SO	0.984126984	0.866656121
SK/SO	1.079365079	0.846251186
CK/SO	0.904761905	0.830907941
HL/SO	0.777777778	0.837551408

表 15 台灣環島沿岸海域O_1分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

臺灣環島沿岸O1分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:180.; f: Excluded; K=Ko)							
		實測O1分潮		計算O1分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	191.00	0.171	222.7107	0.1373	31.7107	0.0337
KF	Geng-fang	187.00	0.160	223.1635	0.1434	36.1635	0.0166
YL	Yan-liao	187.00	0.157	223.6801	0.1492	36.6801	0.0078
LT	Long-dong	188.00	0.165	223.9113	0.1519	35.9113	0.0131
SO	Shen-ao	191.00	0.158	224.3161	0.1569	33.3161	0.0011
KL	Kee-lung	194.00	0.156	224.7137	0.1620	30.7137	0.0060
TS	Tan-shui	208.00	0.183	226.0045	0.1801	18.0045	0.0029
CW	Chu-wei	211.00	0.189	226.6069	0.1889	15.6069	0.0002
HC	Hsin-chu	218.00	0.199	227.7194	0.2017	9.7194	0.0027
TC	Tai-chung	229.00	0.206	229.0000	0.2060	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	230.00	0.202	227.0878	0.1815	2.9122	0.0205
PH	Peng-hu	237.00	0.216	226.5003	0.1724	10.4997	0.0436
WN	Wen-kang	239.00	0.191	226.6215	0.1710	12.3785	0.0201
TG	Dong-shi	243.00	0.182	226.5034	0.1682	16.4966	0.0138
CC	Chiang-chun	244.00	0.161	226.1540	0.1598	17.8460	0.0012
AP	An-ping	234.00	0.165	225.6596	0.1474	8.3404	0.0176
KH	Kao-hsiung	234.00	0.154	225.4083	0.1391	8.5917	0.0149
SK	Xun-guang-zui	236.00	0.188	226.5269	0.1363	9.4731	0.0517
FK	Fu-kang	196.00	0.161	223.6120	0.1342	27.6120	0.0269
CK	Cheng-kuang	190.00	0.150	223.0585	0.1343	33.0585	0.0157
HL	Hua-lian	195.00	0.137	222.6581	0.1352	27.6581	0.0018
台中測站計算振幅	**2.2469** (Phase=1.390)	**換算深海入射振幅**	**0.091681873**		**平均誤差**	**20.1282**	**0.0148**
					最大誤差	**36.6801**	**0.0517**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.082278481	0.875326662
YL/SO	0.993670886	0.951175983
KL/SO	0.987341772	1.032761808
HC/SO	1.259493671	1.285614125
TC/SO	1.303797468	1.313021862
PH/SO	1.367088608	1.098667856
AP/SO	1.044303797	0.939766716
KH/SO	0.974683544	0.886353496
SK/SO	1.189873418	0.869016508
CK/SO	0.949367089	0.856141245
HL/SO	0.867088608	0.861941488

表 16 台灣環島沿岸海域M_2分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

臺灣環島沿岸M2分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:090.; f: Included; K=Ko)							
		實測M2分潮		計算M2分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	169.00	0.418	161.6817	0.4503	7.3183	0.0323
KF	Geng-fang	187.00	0.364	159.9840	0.3467	27.0160	0.0173
YL	Yan-liao	198.00	0.206	161.7413	0.2591	36.2587	0.0531
LT	Long-dong	209.00	0.225	160.3254	0.2321	48.6746	0.0071
SO	Shen-ao	251.00	0.175	171.4248	0.1917	79.5752	0.0167
KL	Kee-lung	278.00	0.219	172.4432	0.1902	105.5568	0.0288
TS	Tan-shui	313.00	1.030	302.5182	1.2793	10.4818	0.2493
CW	Chu-wei	316.00	1.196	310.7840	1.2437	5.2160	0.0477
HC	Hsin-chu	319.00	1.610	317.2500	1.5591	1.7500	0.0509
TC	Tai-chung	324.00	1.719	324.0000	1.7190	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	318.00	1.051	312.4181	1.0794	5.5819	0.0284
PH	Peng-hu	324.00	0.892	309.7732	0.7926	14.2268	0.0994
WN	Wen-kang	310.00	0.693	307.5988	0.8277	2.4012	0.1347
TG	Dong-shi	314.00	0.654	306.1600	0.7860	7.8400	0.1320
CC	Chiang-chun	313.00	0.463	299.2162	0.5823	13.7838	0.1193
AP	An-ping	258.00	0.236	278.9642	0.4773	20.9642	0.2413
KH	Kao-hsiung	218.00	0.169	201.9634	0.2440	16.0366	0.0750
SK	Xun-guang-zui	194.00	0.206	155.5045	0.4201	38.4955	0.2141
FK	Fu-kang	172.00	0.430	159.7296	0.4735	12.2704	0.0435
CK	Cheng-kuang	175.00	0.426	160.2638	0.4730	14.7362	0.0470
HL	Hua-lian	175.00	0.426	161.2308	0.4653	13.7692	0.0393
台中測站	**5.8981**	**換算深海**			**平均誤差**	**22.9502**	**0.0799**
計算振幅	(Phase=140.111)	**入射振幅**	**0.291449789**		**最大誤差**	**105.5568**	**0.2493**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	2.388571429	2.348737743
YL/SO	1.177142857	1.351293553
KL/SO	1.251428571	0.992019612
HC/SO	9.200000000	8.132171917
TC/SO	9.822857143	8.966200709
PH/SO	5.097142857	4.134362612
AP/SO	1.348571429	2.489307323
KH/SO	0.965714286	1.272532860
SK/SO	1.177142857	2.190955560
CK/SO	2.434285714	2.467191738
HL/SO	2.434285714	2.426872522

表 17 台灣環島沿岸海域S_2潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

臺灣環島沿岸S2分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:090.; f: Included; K=Ko)							
		實測S2分潮		計算S2分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	201.00	0.181	205.0411	0.1631	4.0411	0.0179
KF	Geng-fang	215.00	0.148	204.2391	0.1343	10.7609	0.0137
YL	Yan-liao	216.00	0.106	205.5164	0.1087	10.4836	0.0027
LT	Long-dong	230.00	0.113	204.5193	0.1007	25.4807	0.0123
SO	Shen-ao	246.00	0.069	211.4907	0.0886	34.5093	0.0196
KL	Kee-lung	281.00	0.056	212.0909	0.0881	68.9091	0.0321
TS	Tan-shui	351.00	0.289	347.5676	0.3284	3.4324	0.0394
CW	Chu-wei	355.00	0.341	354.0292	0.3353	0.9708	0.0058
HC	Hsin-chu	360.00	0.467	361.9355	0.4342	1.9355	0.0328
TC	Tai-chung	369.00	0.486	369.0000	0.4860	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	364.00	0.277	356.7057	0.2941	7.2943	0.0171
PH	Peng-hu	373.00	0.223	353.5065	0.2080	19.4935	0.0150
WN	Wen-kang	354.00	0.163	351.0033	0.2184	2.9967	0.0554
TG	Dong-shi	360.00	0.150	349.2102	0.2061	10.7898	0.0561
CC	Chiang-chun	351.00	0.098	340.1862	0.1456	10.8138	0.0476
AP	An-ping	268.00	0.059	314.0946	0.1205	46.0946	0.0615
KH	Kao-hsiung	223.00	0.066	229.3888	0.0894	6.3888	0.0234
SK	Xun-guang-zui	216.00	0.089	197.1596	0.1526	18.8404	0.0636
FK	Fu-kang	203.00	0.170	202.6656	0.1687	0.3344	0.0013
CK	Cheng-kuang	203.00	0.200	203.2968	0.1688	0.2968	0.0313
HL	Hua-lian	204.00	0.192	204.3880	0.1670	0.3880	0.0250
台中測站計算振幅	**4.7642** (Phase=144.583)	**換算深海入射振幅**	**0.102010831**		**平均誤差**	**13.5359**	**0.0273**
					最大誤差	**68.9091**	**0.0636**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	2.623188406	1.840893703
YL/SO	1.536231884	1.227036786
KL/SO	0.811594203	0.994245091
HC/SO	6.768115942	4.899684044
TC/SO	7.043478261	5.484089370
PH/SO	3.231884058	2.346874295
AP/SO	0.855072464	1.359174001
KH/SO	0.956521739	1.008575942
SK/SO	1.289855072	1.721958926
CK/SO	2.898550725	1.904197698
HL/SO	2.782608696	1.883999097

表 18　台灣環島沿岸海域N_2分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

臺灣環島沿岸N2分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:090.; f: Included; K=Ko)							
		實測N2分潮		計算N2分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	158.00	0.082	137.8855	0.0656	20.1145	0.0164
KF	Geng-fang	178.00	0.077	135.6115	0.0477	42.3885	0.0293
YL	Yan-liao	190.00	0.051	138.1028	0.0329	51.8972	0.0181
LT	Long-dong	198.00	0.056	136.3473	0.0283	61.6527	0.0277
SO	Shen-ao	224.00	0.048	153.0916	0.0219	70.9084	0.0261
KL	Kee-lung	246.00	0.056	154.6861	0.0217	91.3139	0.0343
TS	Tan-shui	286.00	0.192	277.2278	0.2301	8.7722	0.0381
CW	Chu-wei	289.00	0.221	286.7591	0.2190	2.2409	0.0020
HC	Hsin-chu	293.00	0.291	292.4701	0.2704	0.5299	0.0206
TC	Tai-chung	299.00	0.296	299.0000	0.2960	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	285.00	0.186	287.8868	0.1895	2.8868	0.0035
PH	Peng-hu	298.00	0.163	285.5544	0.1417	12.4456	0.0213
WN	Wen-kang	286.00	0.128	283.5219	0.1476	2.4781	0.0196
TG	Dong-shi	288.00	0.120	282.2512	0.1406	5.7488	0.0206
CC	Chiang-chun	282.00	0.077	276.2327	0.1065	5.7673	0.0295
AP	An-ping	238.00	0.052	258.6002	0.0875	20.6002	0.0355
KH	Kao-hsiung	193.00	0.043	190.3760	0.0373	2.6240	0.0057
SK	Xun-guang-zui	181.00	0.042	132.8951	0.0612	48.1049	0.0192
FK	Fu-kang	161.00	0.075	136.1737	0.0699	24.8263	0.0051
CK	Cheng-kuang	157.00	0.095	136.6473	0.0698	20.3527	0.0252
HL	Hua-lian	154.00	0.079	137.5511	0.0683	16.4489	0.0107
台中測站計算振幅	**6.7552** (Phase=136.798)	**換算深海入射振幅**	**0.043818096**		**平均誤差**	**24.3858**	**0.0194**
					最大誤差	**91.3139**	**0.0381**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.708333333	2.992248062
YL/SO	1.062500000	1.499316005
KL/SO	1.166666667	0.991336069
HC/SO	6.062500000	12.331053352
TC/SO	6.166666667	13.497492020
PH/SO	3.395833333	6.463292294
AP/SO	1.083333333	3.988600091
KH/SO	0.895833333	1.700410397
SK/SO	0.875000000	2.789785682
CK/SO	1.979166667	3.181942544
HL/SO	1.645833333	3.115823073

表 19 台灣環島沿岸海域K_1分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

臺灣環島沿岸K1分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:090.; f: Included; K=Ko)							
		實測K1分潮		計算K1分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	226.00	0.197	267.7084	0.2117	41.7084	0.0147
KF	Geng-fang	220.00	0.194	266.8269	0.2145	46.8269	0.0205
YL	Yan-liao	220.00	0.191	266.7307	0.2160	46.7307	0.0250
LT	Long-dong	222.00	0.199	266.7128	0.2164	44.7128	0.0174
SO	Shen-ao	225.00	0.190	266.7461	0.2171	41.7461	0.0271
KL	Kee-lung	228.00	0.187	266.7542	0.2172	38.7542	0.0302
TS	Tan-shui	244.00	0.217	261.3379	0.2362	17.3379	0.0192
CW	Chu-wei	248.00	0.224	266.4467	0.2407	18.4467	0.0167
HC	Hsin-chu	257.00	0.235	266.7469	0.2481	9.7469	0.0131
TC	Tai-chung	268.00	0.252	268.0000	0.2520	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	282.00	0.230	266.1893	0.2417	15.8107	0.0117
PH	Peng-hu	280.00	0.249	266.0943	0.2361	13.9057	0.0129
WN	Wen-kang	282.00	0.217	265.9759	0.2369	16.0241	0.0199
TG	Dong-shi	285.00	0.208	265.9398	0.2360	19.0602	0.0280
CC	Chiang-chun	287.00	0.187	265.7213	0.2321	21.2787	0.0451
AP	An-ping	277.00	0.181	265.2957	0.2289	11.7043	0.0479
KH	Kao-hsiung	283.00	0.162	265.3385	0.2172	17.6615	0.0552
SK	Xun-guang-zui	277.00	0.222	265.8835	0.2101	11.1165	0.0119
FK	Fu-kang	231.00	0.167	267.4784	0.2105	36.4784	0.0435
CK	Cheng-kuang	221.00	0.172	267.6742	0.2107	46.6742	0.0387
HL	Hua-lian	220.00	0.147	267.9774	0.2113	47.9774	0.0643
台中測站計算振幅	**2.3931** (Phase=354.146)	**換算深海入射振幅**	**0.105302745**		**平均誤差**	**26.8430**	**0.0268**
					最大誤差	**47.9774**	**0.0643**

以深澳(**SO**)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.036842105	0.974989637
YL/SO	1.005263158	0.995025563
KL/SO	0.984210526	1.000322417
HC/SO	1.236842105	1.142784763
TC/SO	1.326315789	1.160701948
PH/SO	1.310526316	1.087513242
AP/SO	0.952631579	1.054212151
KH/SO	0.852631579	1.000506656
SK/SO	1.168421053	0.967896458
CK/SO	0.905263158	0.970521855
HL/SO	0.773684211	0.973101193

表 20 台灣環島沿岸海域P_1分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

臺灣環島沿岸P1分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:090.; f: Included; K=Ko)							
		實測P1分潮		計算P1分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	223.00	0.065	264.7291	0.0736	41.7291	0.0086
KF	Geng-fang	218.00	0.061	263.8752	0.0745	45.8752	0.0135
YL	Yan-liao	216.00	0.062	263.7813	0.0750	47.7813	0.0130
LT	Long-dong	218.00	0.066	263.7643	0.0751	45.7643	0.0091
SO	Shen-ao	222.00	0.063	263.7954	0.0754	41.7954	0.0124
KL	Kee-lung	225.00	0.062	263.8030	0.0754	38.8030	0.0134
TS	Tan-shui	241.00	0.069	258.5712	0.0817	17.5712	0.0127
CW	Chu-wei	244.00	0.069	263.4956	0.0832	19.4956	0.0142
HC	Hsin-chu	253.00	0.073	263.7832	0.0857	10.7832	0.0127
TC	Tai-chung	265.00	0.087	265.0000	0.0870	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	284.00	0.061	263.2345	0.0836	20.7655	0.0226
PH	Peng-hu	275.00	0.081	263.1383	0.0817	11.8617	0.0007
WN	Wen-kang	280.00	0.065	263.0259	0.0820	16.9741	0.0170
TG	Dong-shi	281.00	0.062	262.9905	0.0817	18.0095	0.0197
CC	Chiang-chun	286.00	0.059	262.7776	0.0804	23.2224	0.0214
AP	An-ping	268.00	0.059	262.3670	0.0793	5.6330	0.0203
KH	Kao-hsiung	279.00	0.062	262.4026	0.0754	16.5974	0.0134
SK	Xun-guang-zui	273.00	0.068	262.9261	0.0731	10.0739	0.0051
FK	Fu-kang	224.00	0.051	264.4808	0.0732	40.4808	0.0222
CK	Cheng-kuang	218.00	0.057	264.6716	0.0733	46.6716	0.0163
HL	Hua-lian	213.00	0.049	264.9891	0.0734	51.9891	0.0244
台中測站	**2.3853**	**換算深海**			**平均誤差**	**27.2323**	**0.0139**
計算振幅	(Phase=354.057)	**入射振幅**	**0.0364734**		**最大誤差**	**51.9891**	**0.0244**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.031746032	0.976250498
YL/SO	0.984126984	0.995223564
KL/SO	0.984126984	1.000265358
HC/SO	1.158730159	1.136791827
TC/SO	1.380952381	1.154305427
PH/SO	1.285714286	1.084383707
AP/SO	0.936507937	1.052408120
KH/SO	0.984126984	1.000663394
SK/SO	1.079365079	0.969351201
CK/SO	0.904761905	0.971872098
HL/SO	0.777777778	0.974392995

表 21 台灣環島沿岸海域O_1分潮之計算相位遲角與振幅誤差分析

(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta' = 90^o$)

臺灣環島沿岸O1分潮計算之相位遲角與振幅誤差分析(入射角:090.; f: Included; K=Ko)							
		實測O1分潮		計算O1分潮		誤差=ABS(實測-計算)	
測站代號	測站代號	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅	相位遲角	振幅
SA	Su-ao Kang	191.00	0.171	228.9325	0.1901	37.9325	0.0191
KF	Geng-fang	187.00	0.160	228.6755	0.1907	41.6755	0.0307
YL	Yan-liao	187.00	0.157	228.6299	0.1911	41.6299	0.0341
LT	Long-dong	188.00	0.165	228.6236	0.1912	40.6236	0.0262
SO	Shen-ao	191.00	0.158	228.6333	0.1914	37.6333	0.0334
KL	Kee-lung	194.00	0.156	228.6359	0.1914	34.6359	0.0354
TS	Tan-shui	208.00	0.183	225.8820	0.1985	17.8820	0.0155
CW	Chu-wei	211.00	0.189	228.3355	0.1998	17.3355	0.0108
HC	Hsin-chu	218.00	0.199	228.3738	0.2031	10.3738	0.0041
TC	Tai-chung	229.00	0.206	229.0000	0.2060	0.0000	0.0000
TH	Po-Zi-liao	230.00	0.202	227.9190	0.2030	2.0810	0.0010
PH	Peng-hu	237.00	0.216	227.8162	0.2009	9.1838	0.0151
WN	Wen-kang	239.00	0.191	227.7770	0.2012	11.2230	0.0102
TG	Dong-shi	243.00	0.182	227.7528	0.2008	15.2472	0.0188
CC	Chiang-chun	244.00	0.161	227.6205	0.1992	16.3795	0.0382
AP	An-ping	234.00	0.165	227.3999	0.1979	6.6001	0.0329
KH	Kao-hsiung	234.00	0.154	227.3629	0.1929	6.6371	0.0389
SK	Xun-guang-zui	236.00	0.188	227.6125	0.1897	8.3875	0.0017
FK	Fu-kang	196.00	0.161	228.5128	0.1898	32.5128	0.0288
CK	Cheng-kuang	190.00	0.150	228.6228	0.1899	38.6228	0.0399
HL	Hua-lian	195.00	0.137	228.8107	0.1900	33.8107	0.0530
台中測站	**2.3185**	**換算深海**			**平均誤差**	**21.9242**	**0.0232**
計算振幅	(Phase=352.415)	**入射振幅**	**0.08885055**		**最大誤差**	**41.6755**	**0.0530**

以深澳(SO)測站爲基準之振幅放大率		
	實測放大率	計算放大率
SA/SO	1.082278481	0.993207232
YL/SO	0.993670886	0.998380186
KL/SO	0.987341772	1.000104504
HC/SO	1.259493671	1.061396175
TC/SO	1.303797468	1.076392518
PH/SO	1.367088608	1.049848469
AP/SO	1.044303797	1.034172850
KH/SO	0.974683544	1.007733305
SK/SO	1.189873418	0.991326157
CK/SO	0.949367089	0.992266695
HL/SO	0.867088608	0.992893719

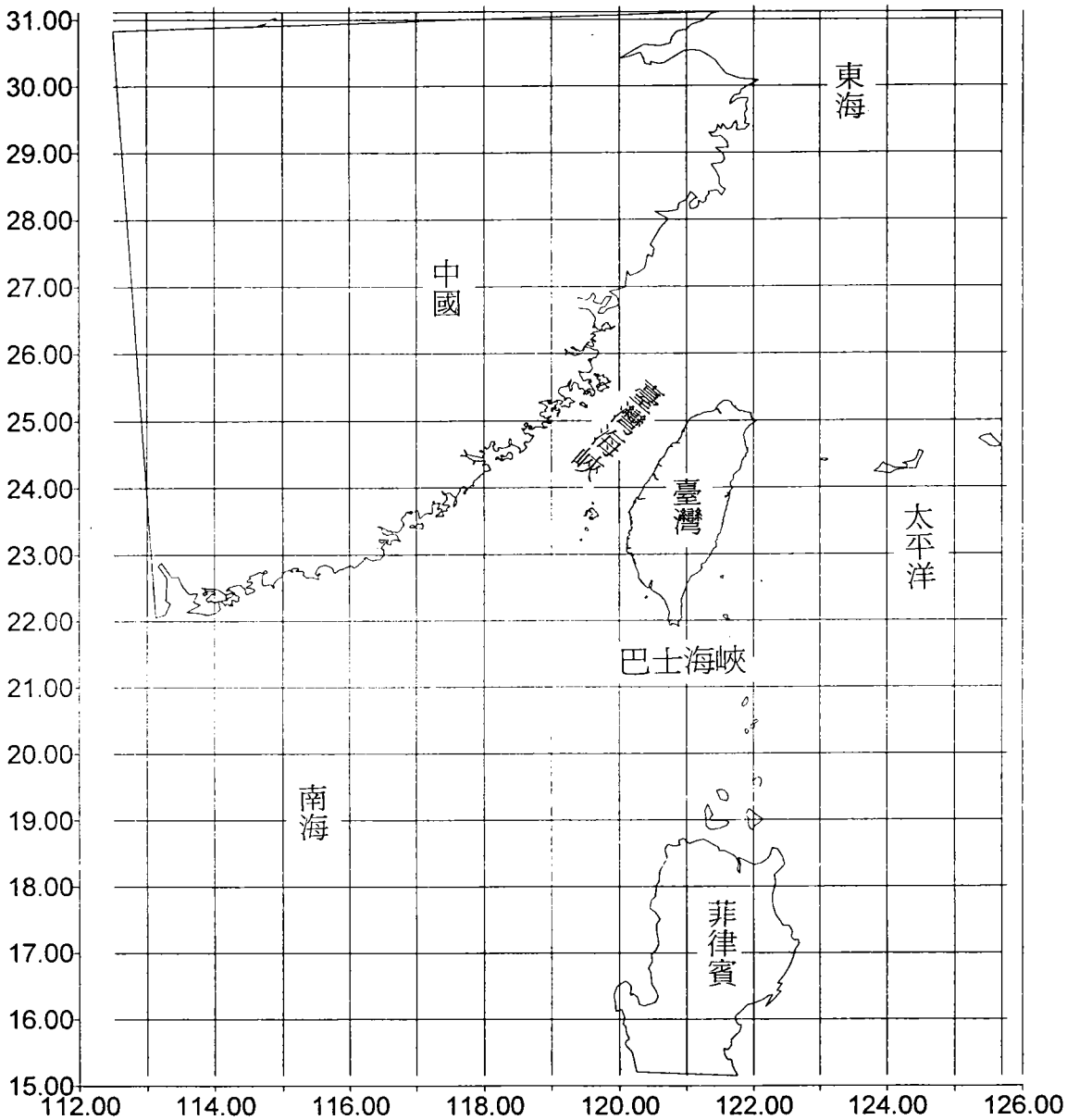


圖 1 台灣海峽之地理位置

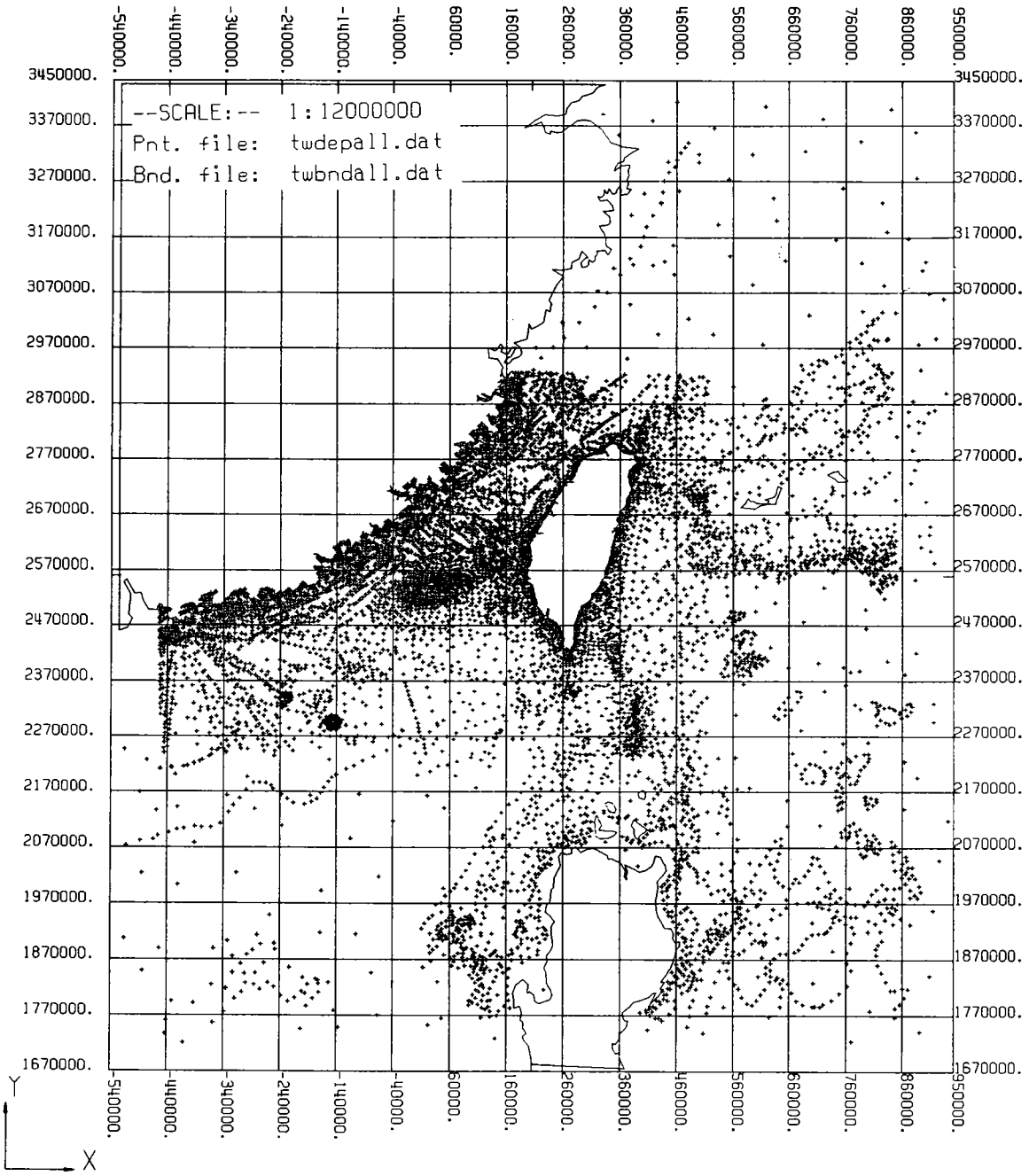


圖 2　台灣與鄰近海域之水深圖點分佈

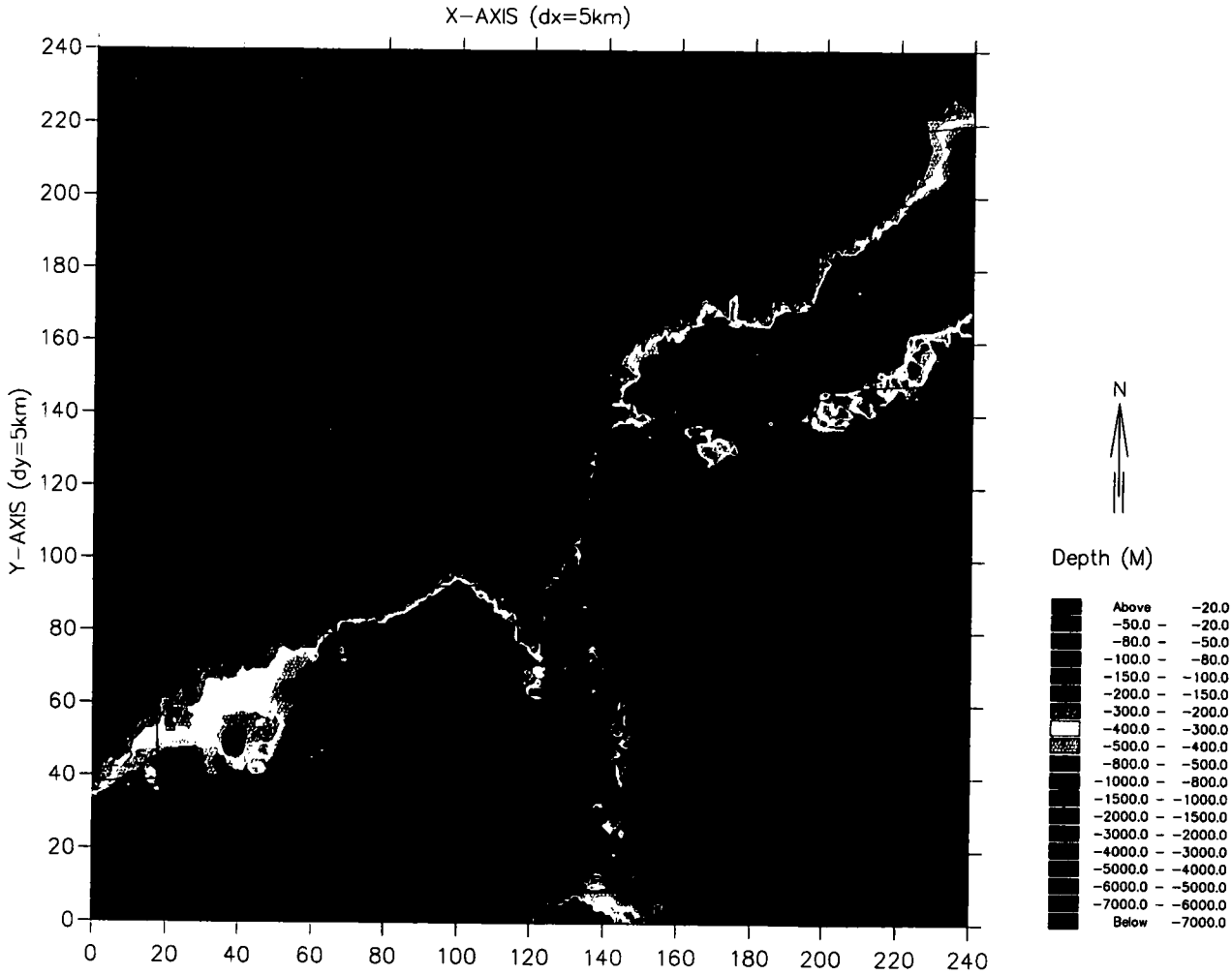


圖 3 台灣海峽與鄰近海域之地形與水深

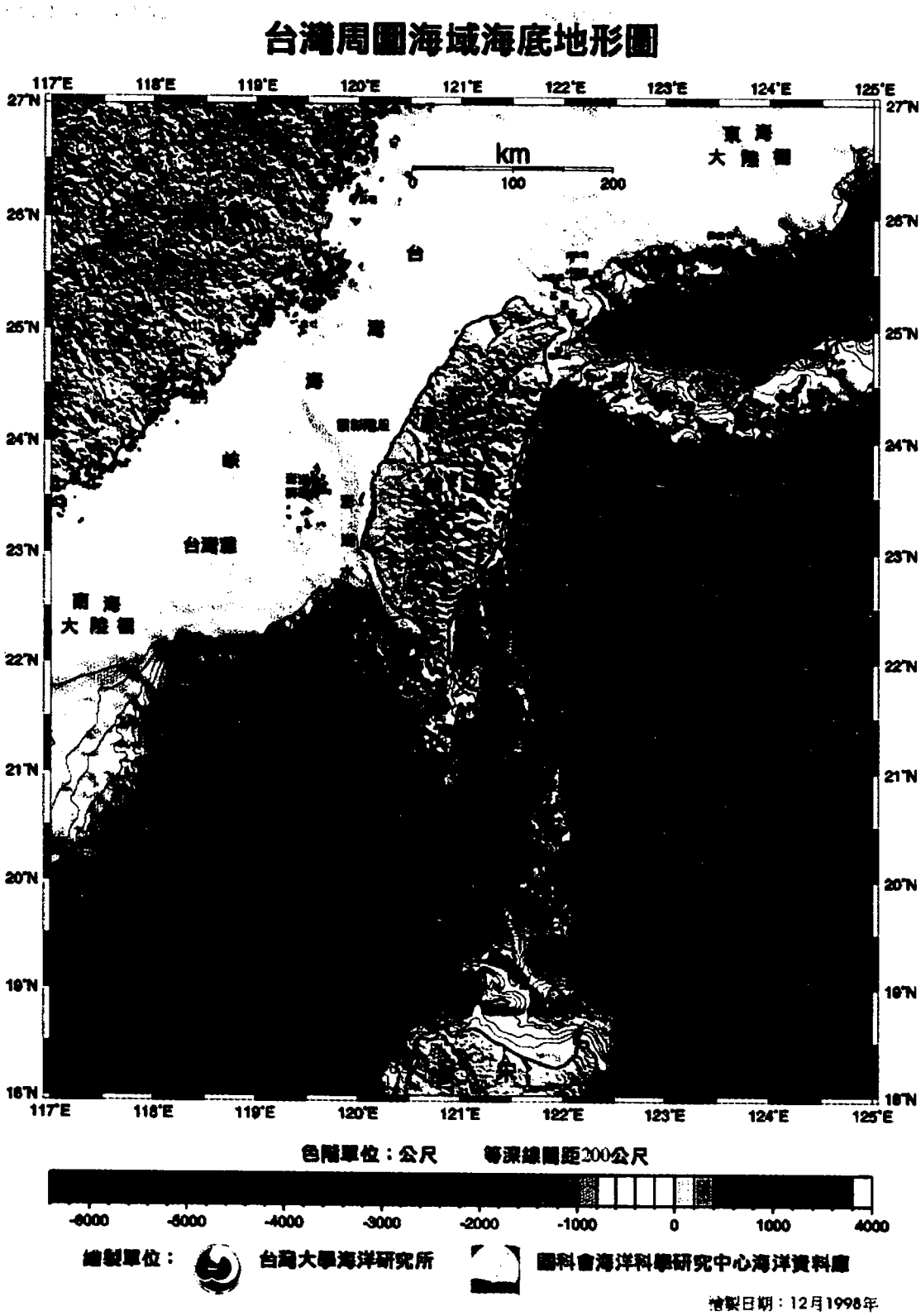


圖 4　台灣海峽與鄰近海域之海底地形
(國家海洋科學研究中心 海洋資料庫，1999)

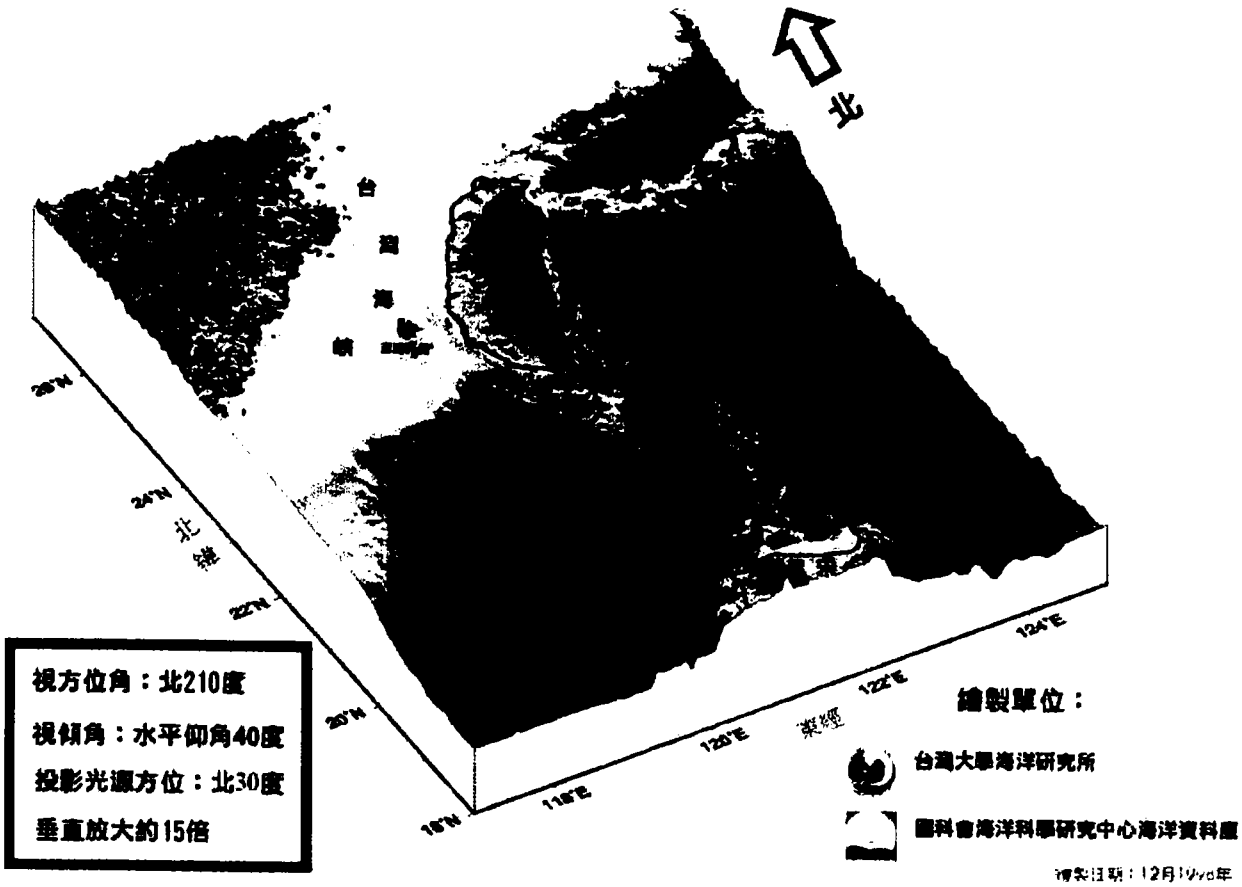


圖 5　台灣與鄰近海域之海底地形
(國家海洋科學研究中心 海洋資料庫，1999)

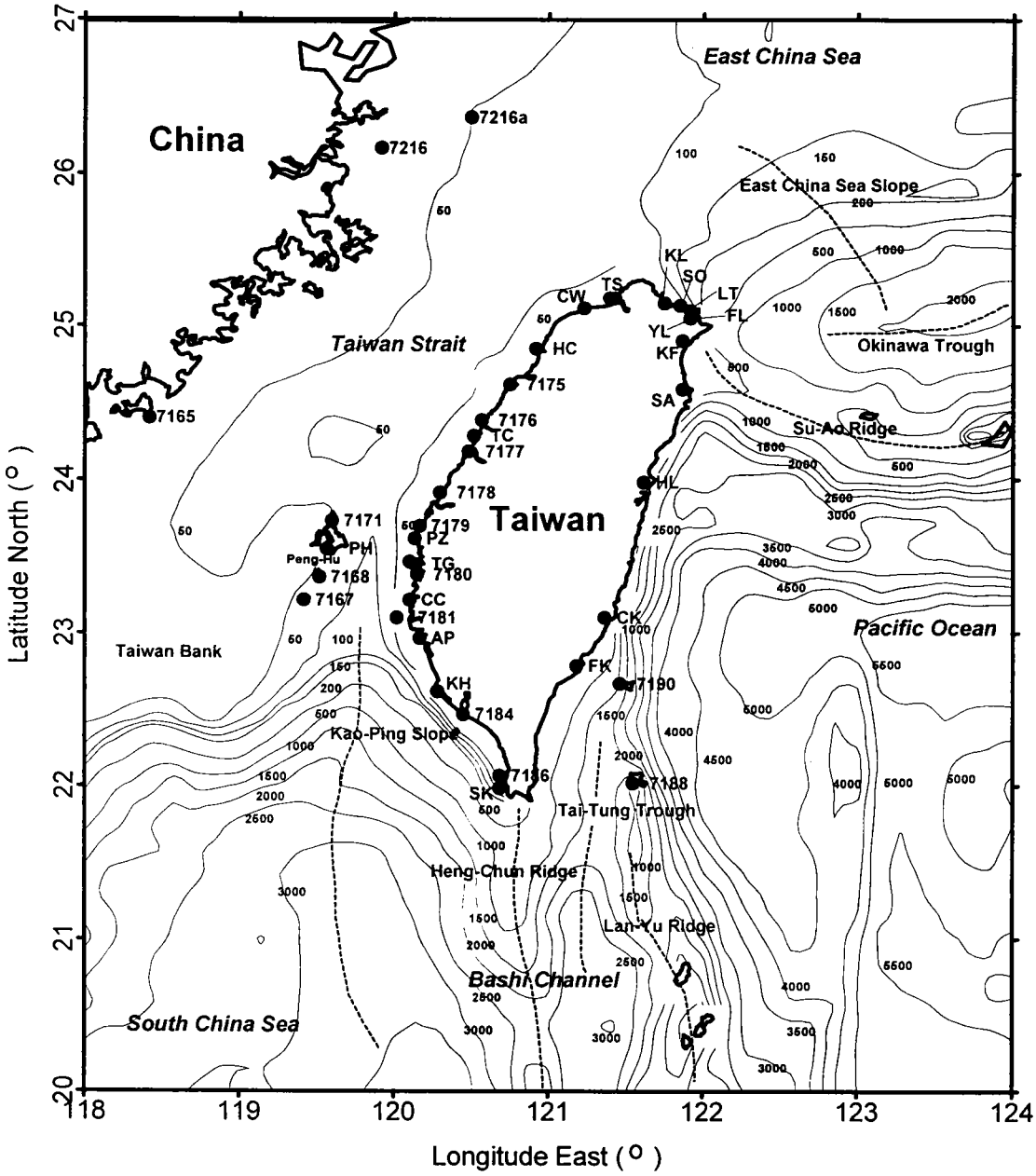


圖 6 台灣環島鄰近海域之地形水深 (劉文俊，1996)

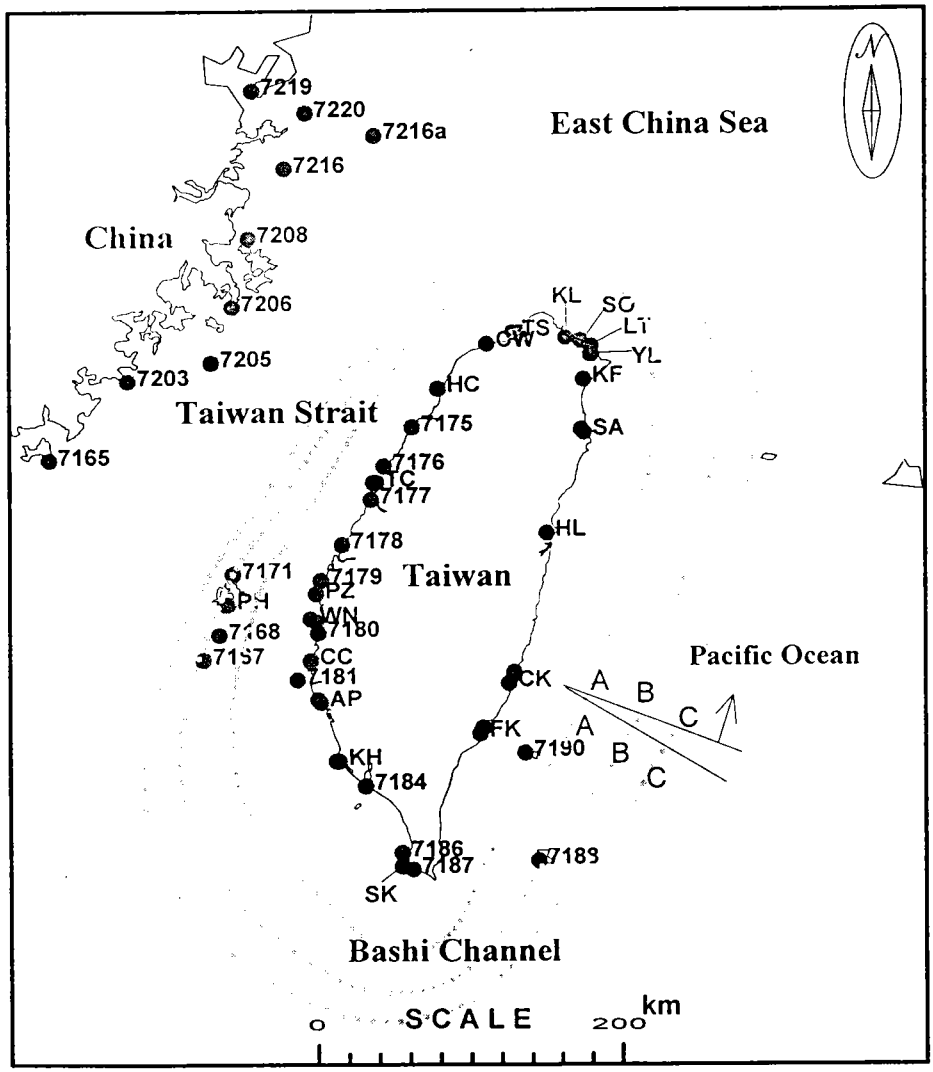


圖 7　台灣環島之地形剖面萃取圖

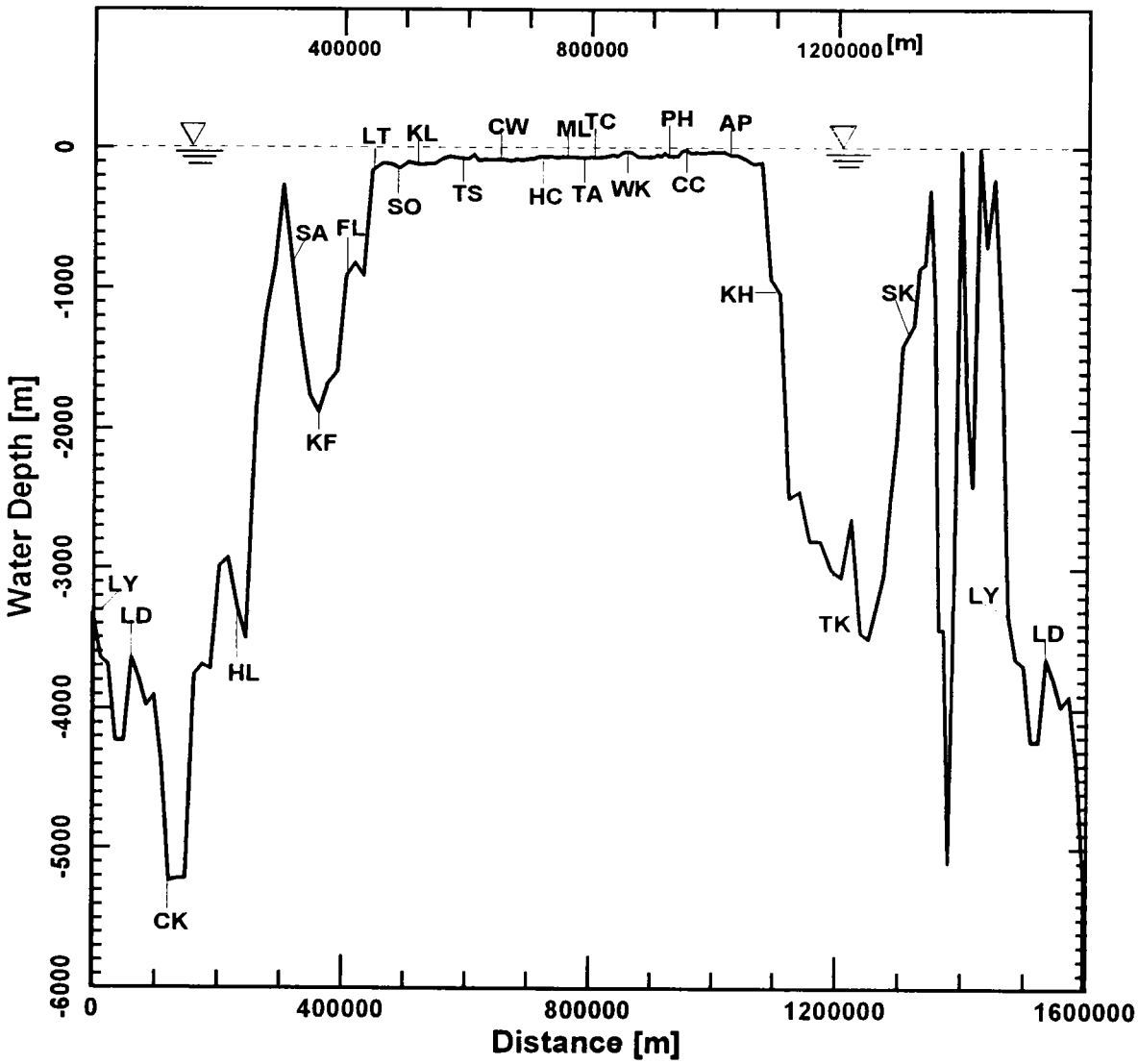


圖 8　台灣環島離岸 50 公里之地形剖面及水深

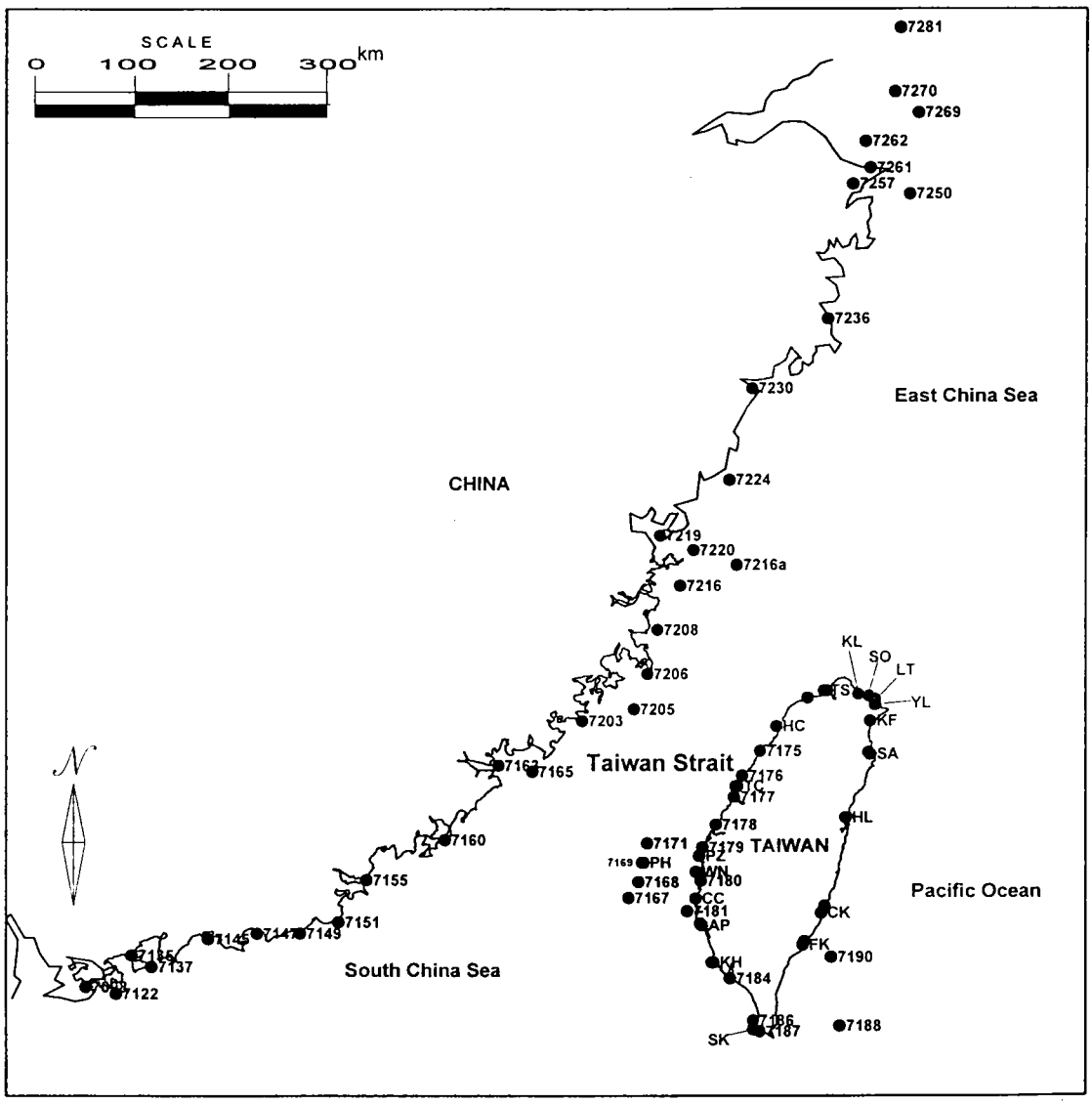


圖 9 中國大陸與台灣環島沿岸之潮汐測站分佈

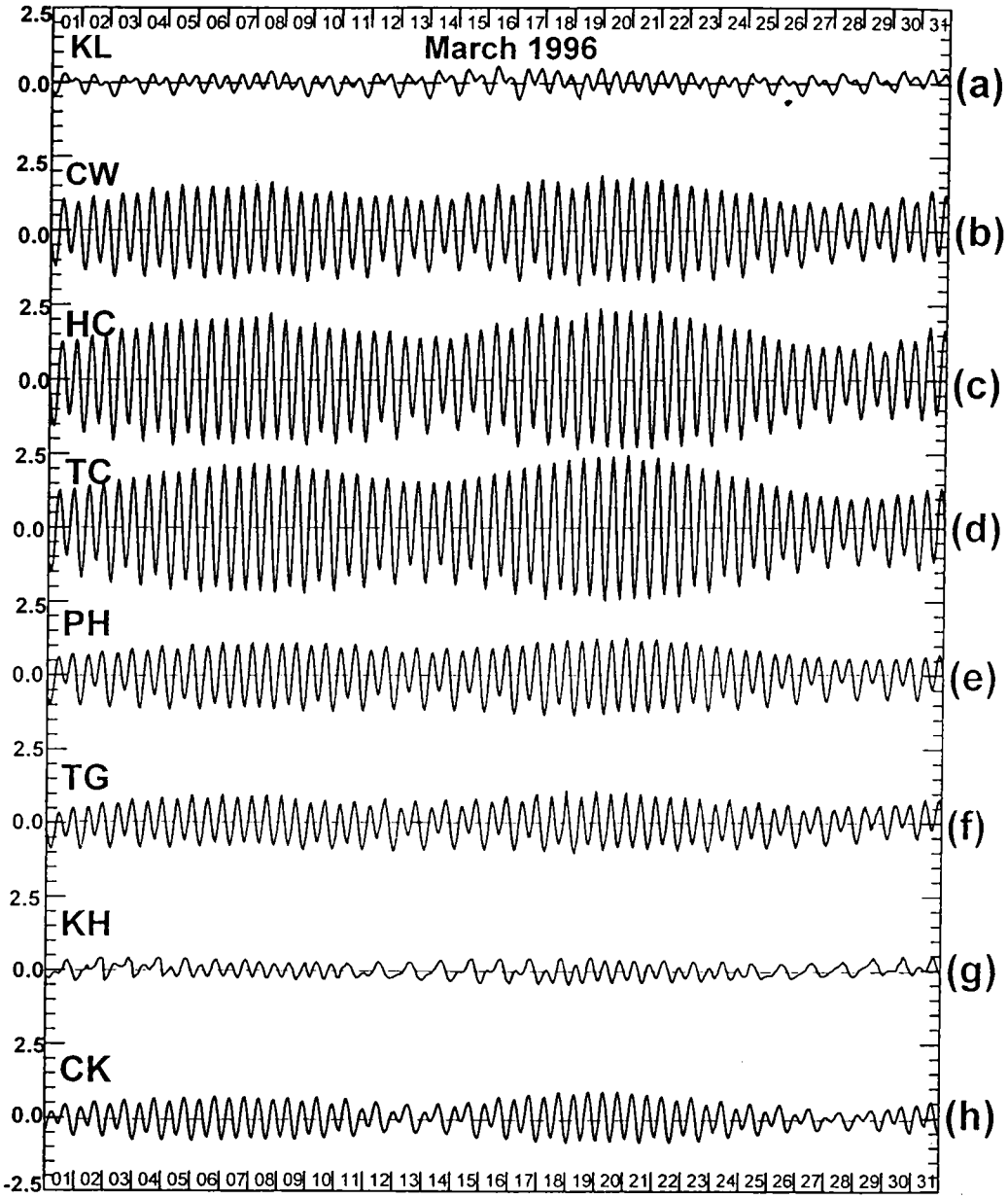


圖 10 台灣環島沿岸部分主要潮汐測站之迴報潮汐記錄

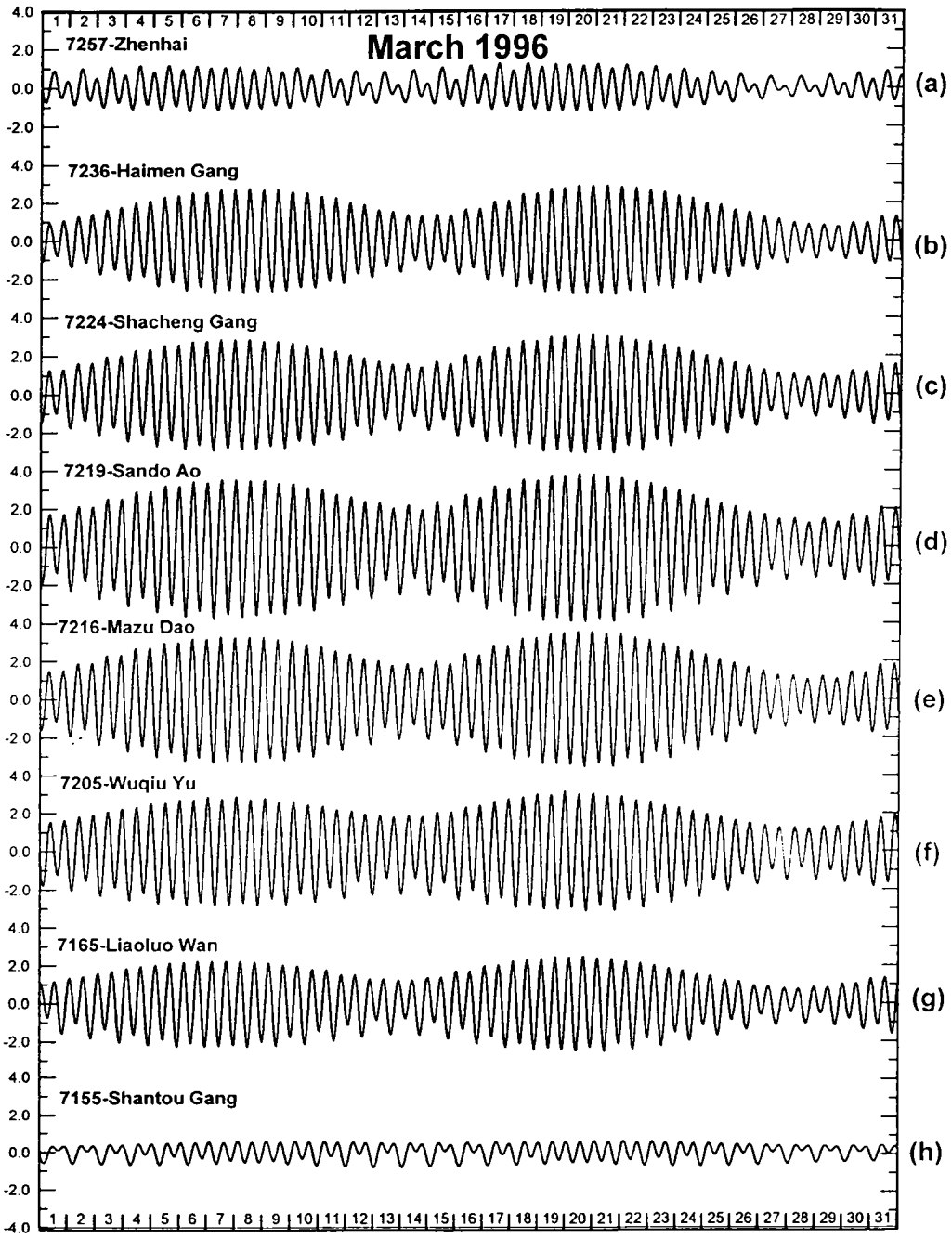
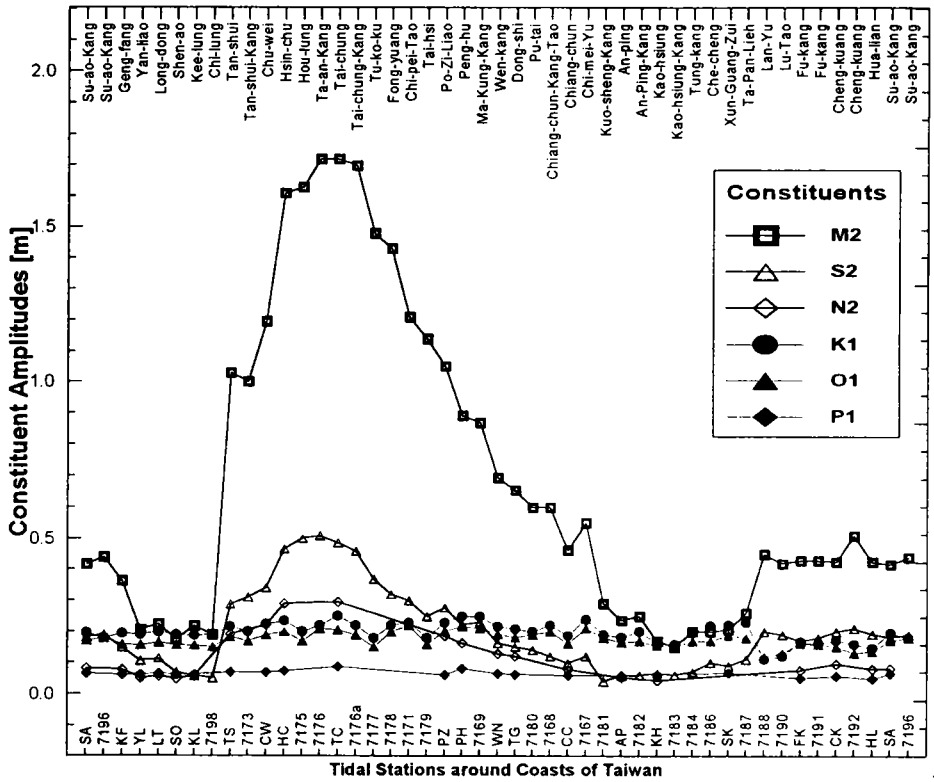
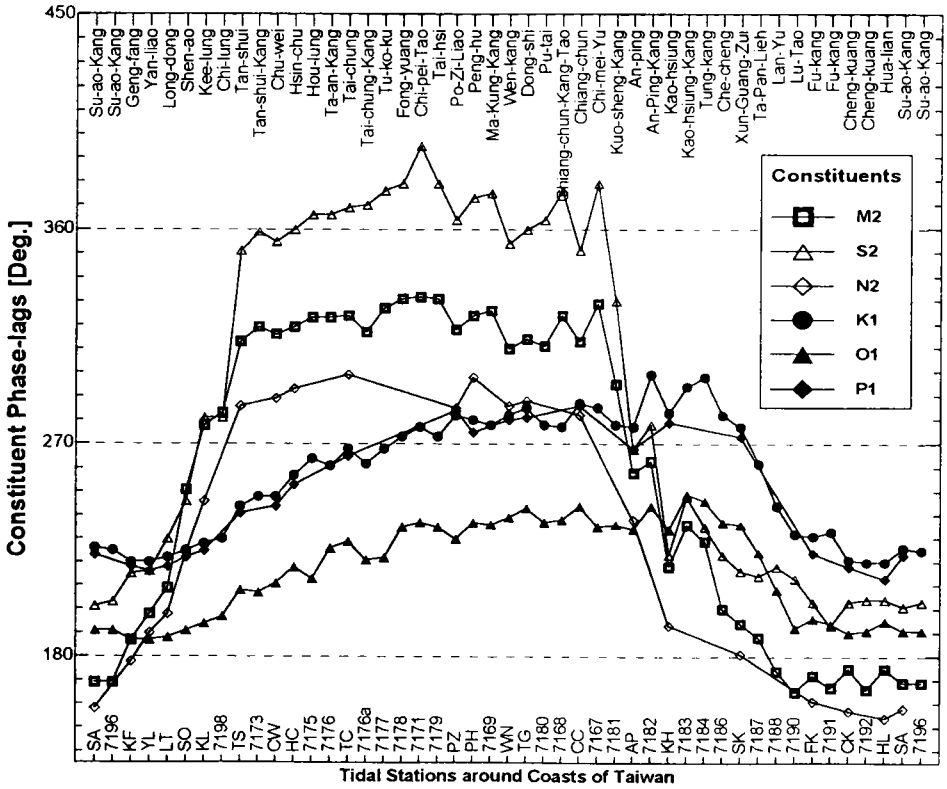


圖 11 中國大陸沿岸部分主要潮汐測站之迴報潮汐記錄

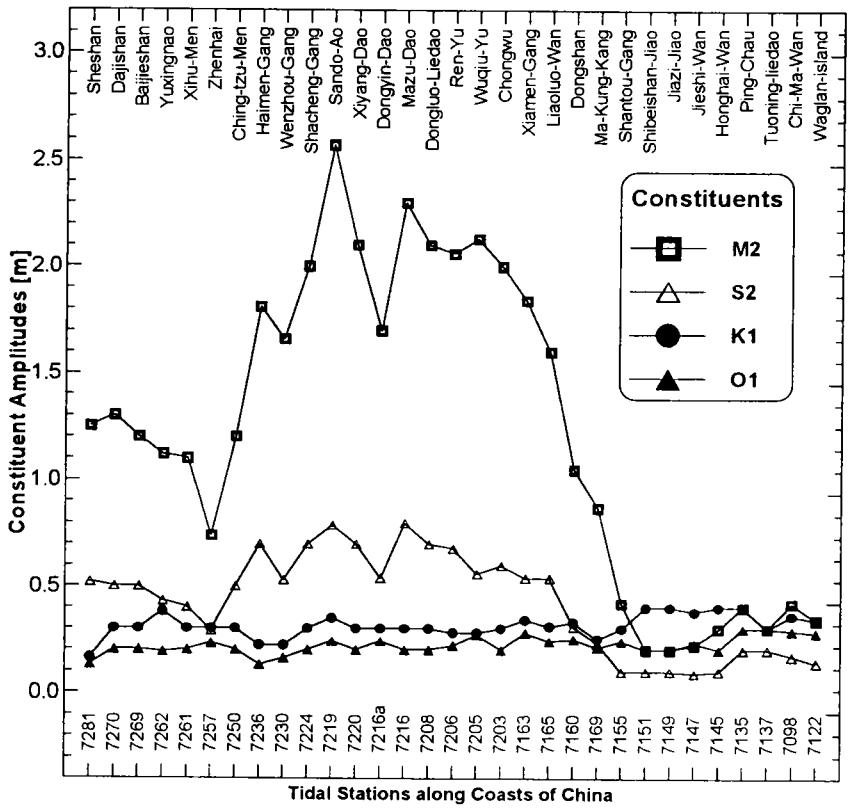


(a)

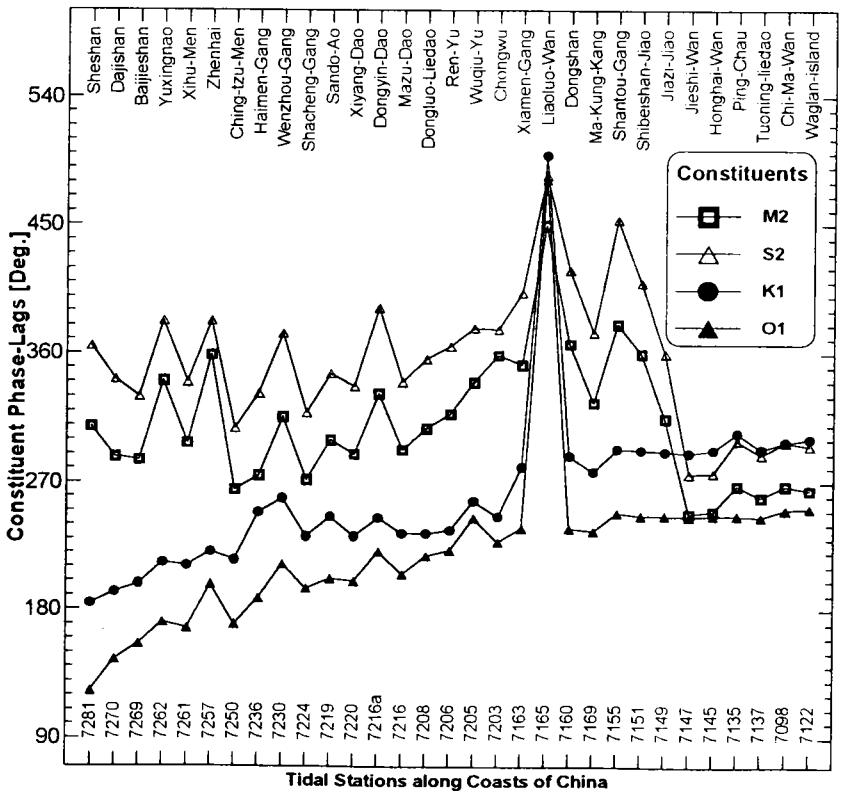


(b)

圖 12 台灣環島沿岸潮汐調和分析所得之主要分潮調和常數分佈 (a)振幅; (b)相位遲角



(a)



(b)

圖 13 中國大陸沿岸潮汐調和分析所得之主要分潮調和常數分佈 (a)振幅; (b)相位遲角

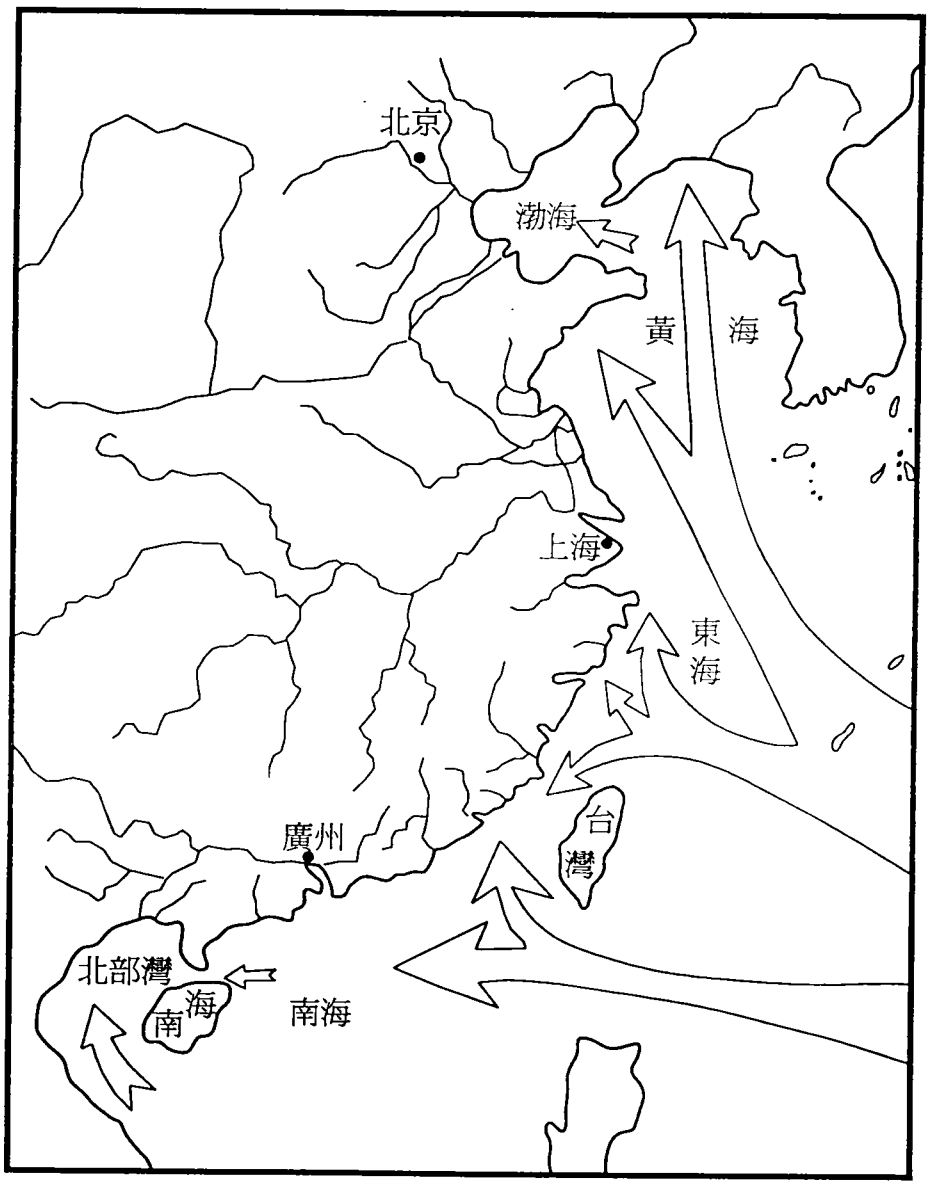


圖 14 中國大陸沿岸及其毗鄰海域之潮汐傳播示意圖
(孫湘平 等, 1981)

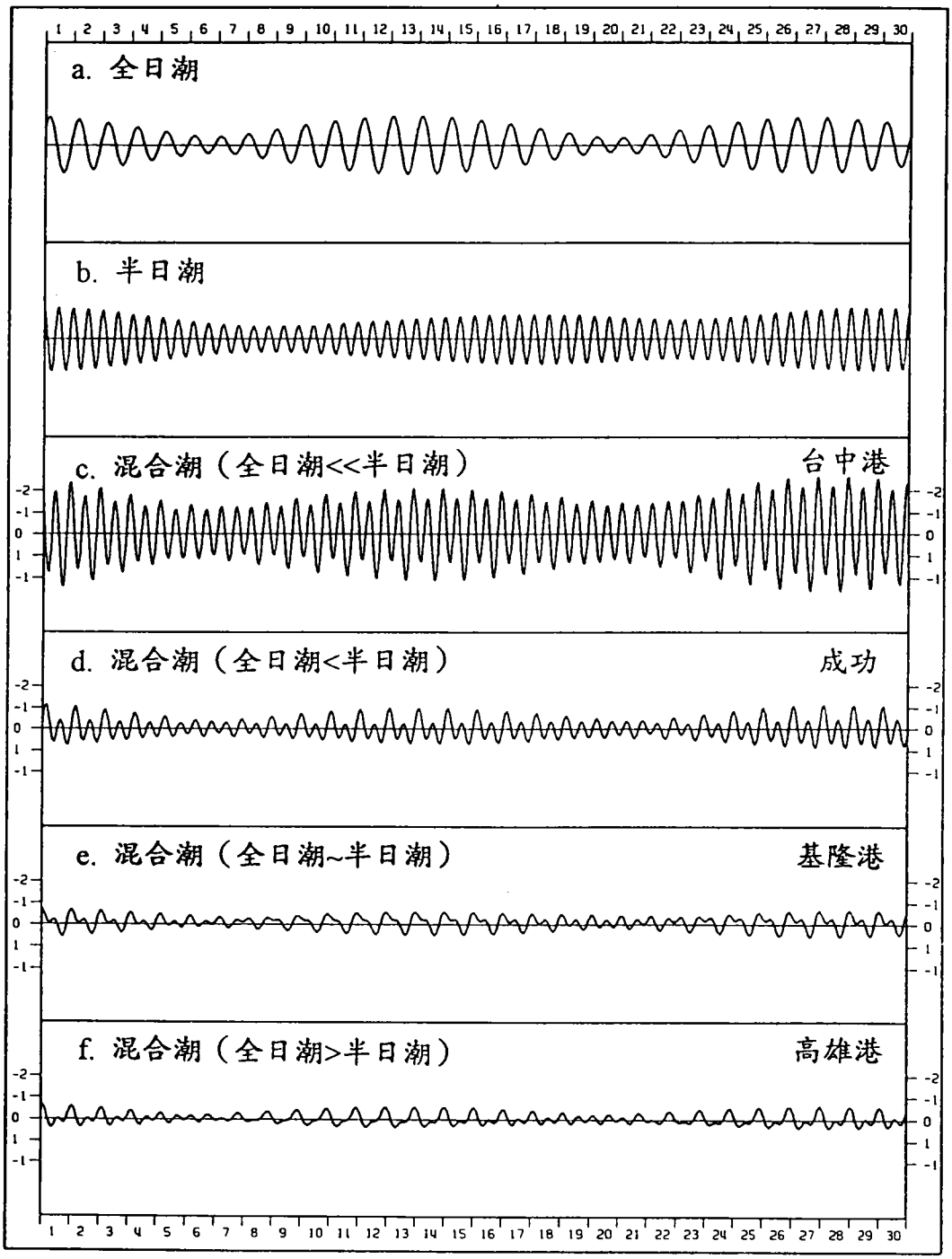


圖 15 全日潮、半日潮及混合潮型示意圖

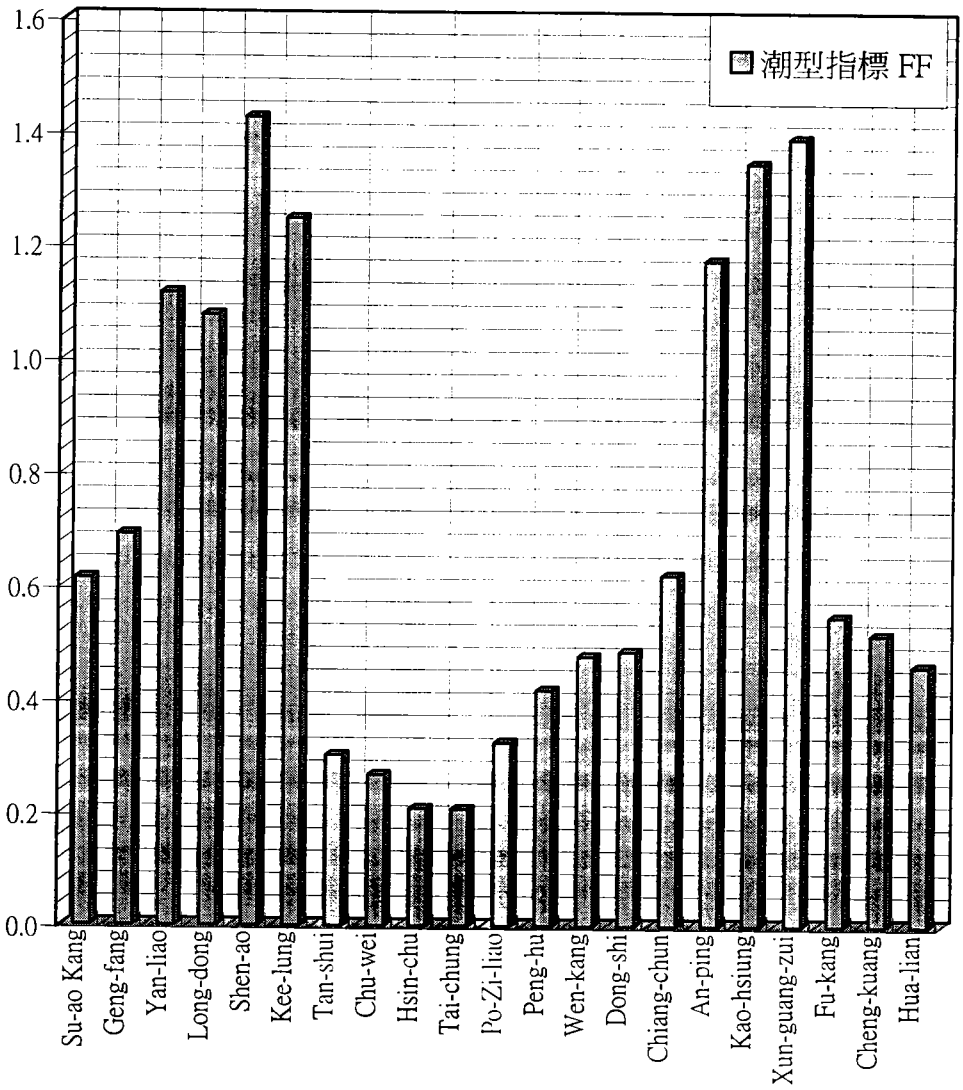


圖 16　台灣環島沿岸潮汐測站之潮型指標(FF)

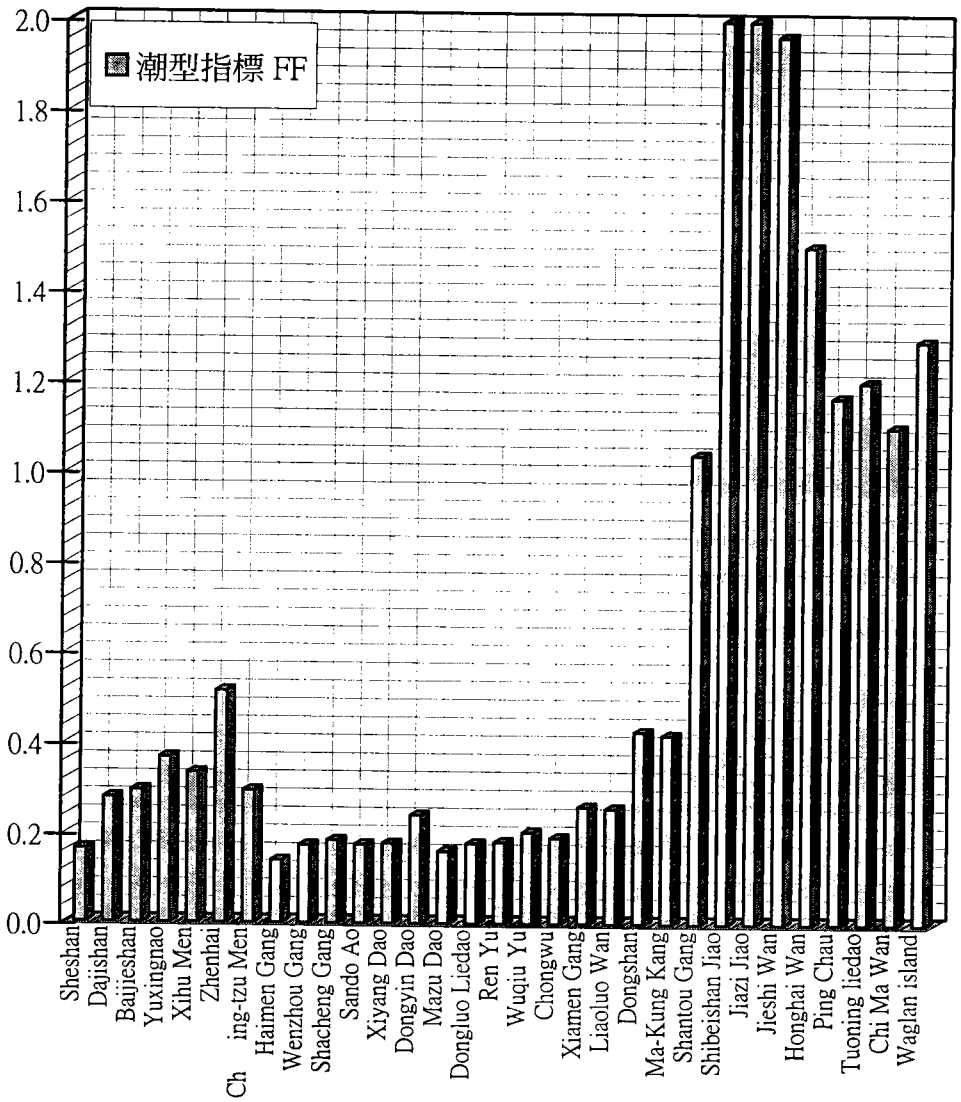


圖 17　中國大陸沿岸潮汐測站之潮型指標(FF)

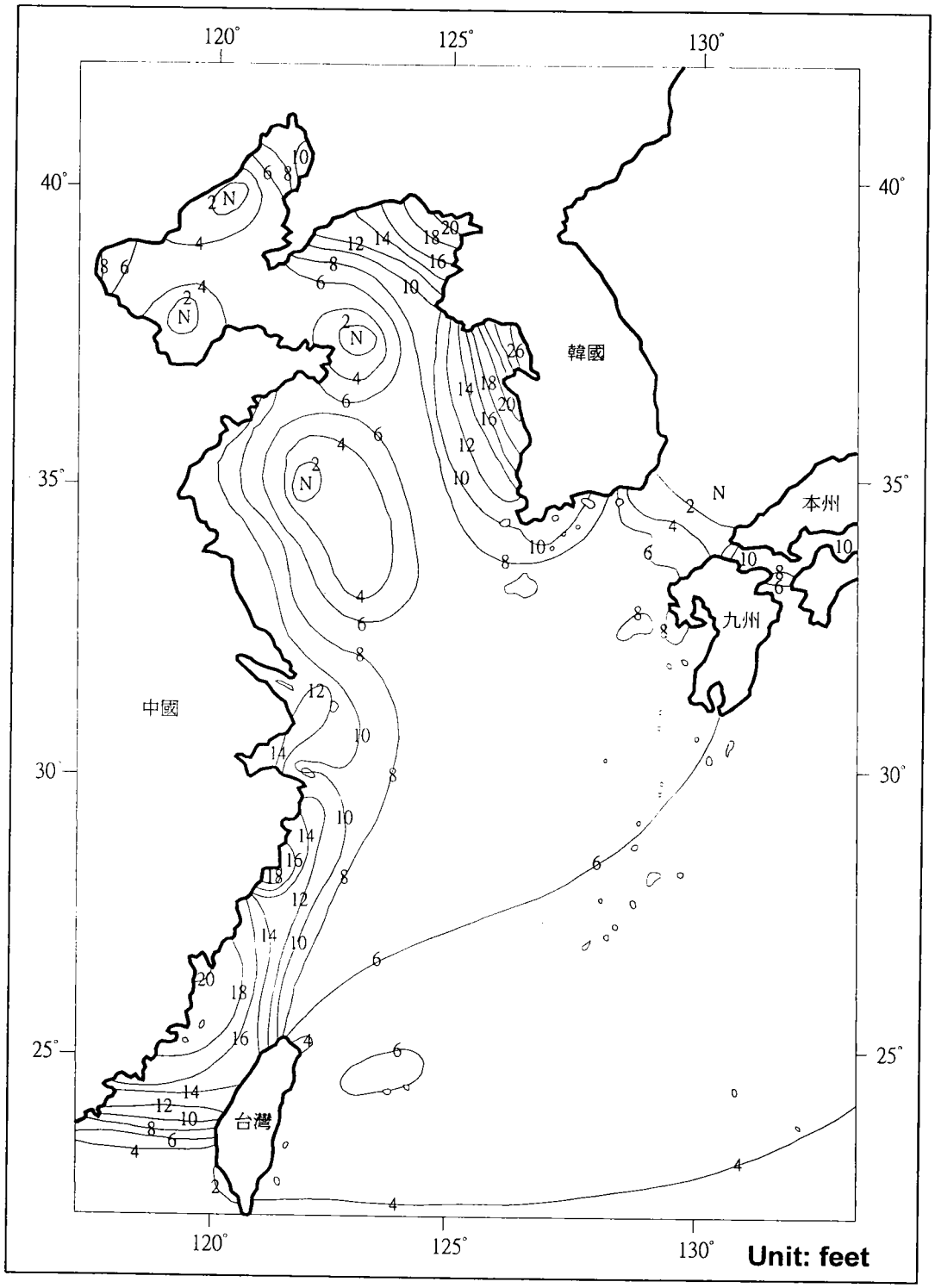


圖 18 東亞地區平均最大半月潮差分佈圖(圖示潮差單位：英呎)
(USNWSD, 1977)

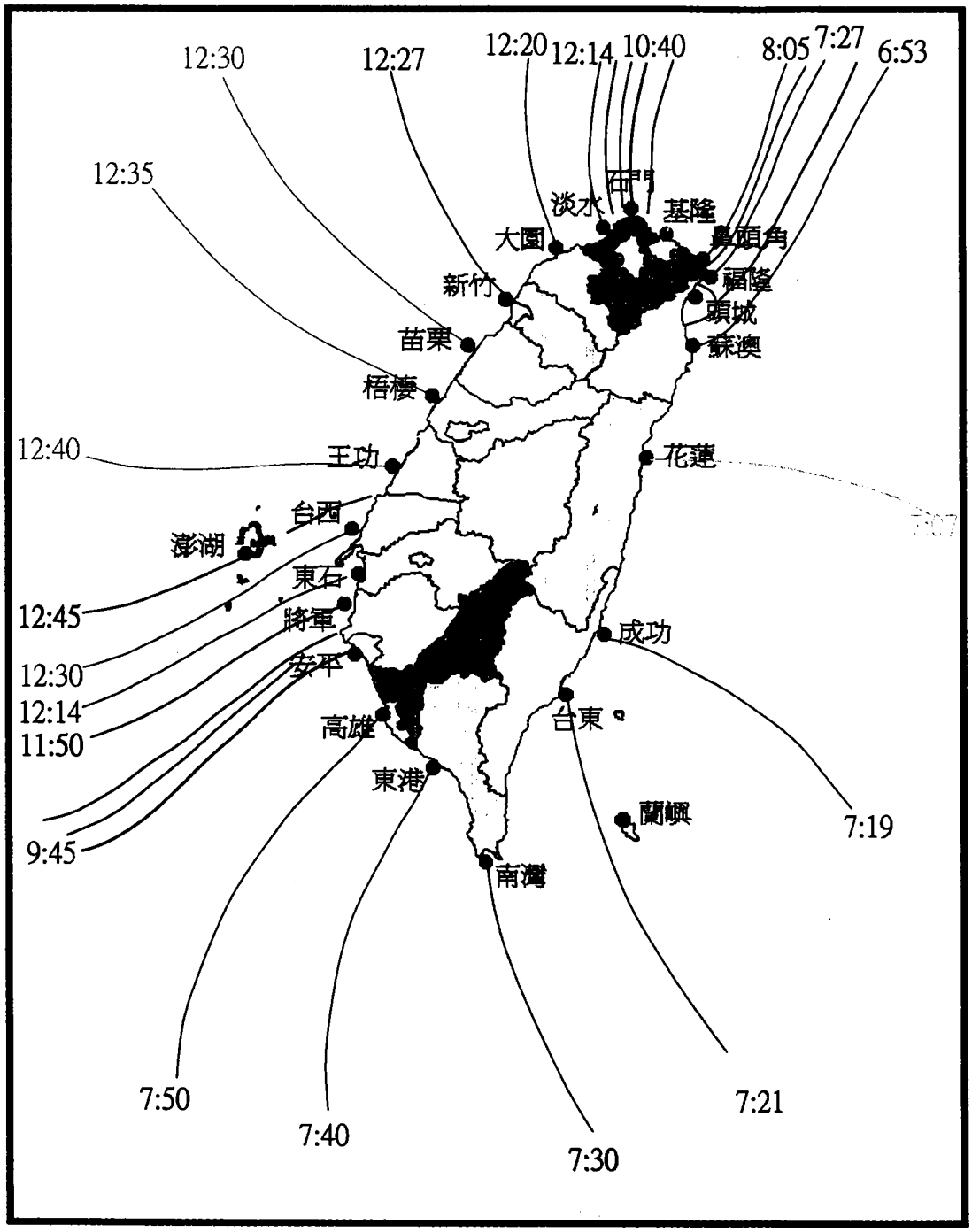


圖 19　台灣環島沿岸潮汐測站 1987/06/23 預報第一次滿潮之潮時分佈

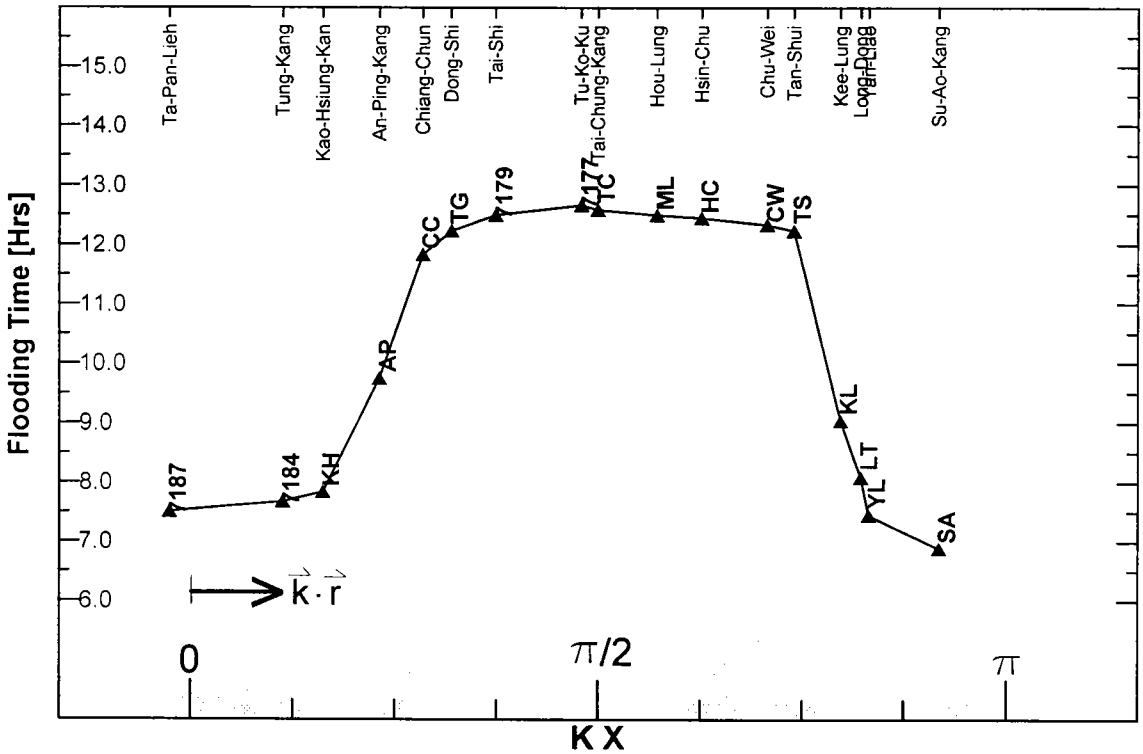


圖 20 台灣西部沿岸潮汐測站 1987/06/23 預報第一次滿潮之潮時分佈

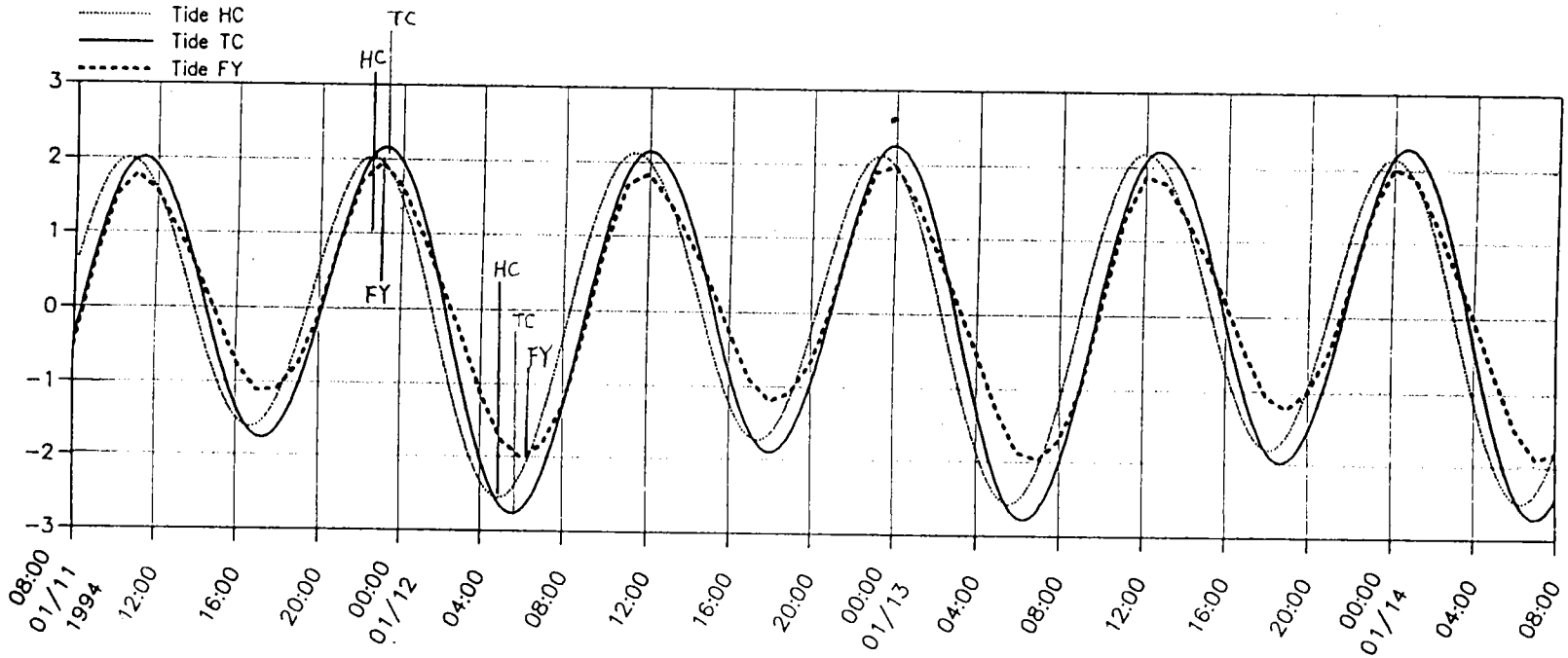


圖 21　台中港、新竹漁港與芳苑潮位測站之實測潮位與潮時

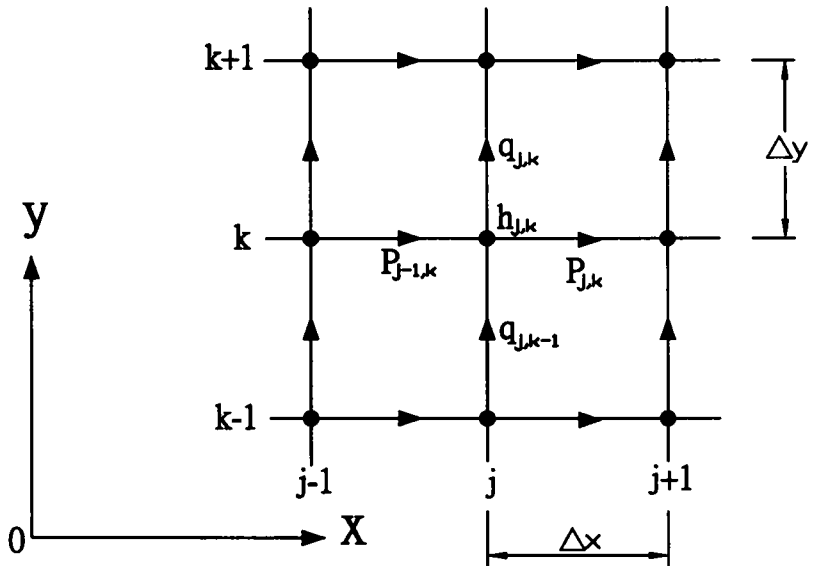


圖 22 交替方向隱式有限差分法之空間網格分割 (DHI, 1994)

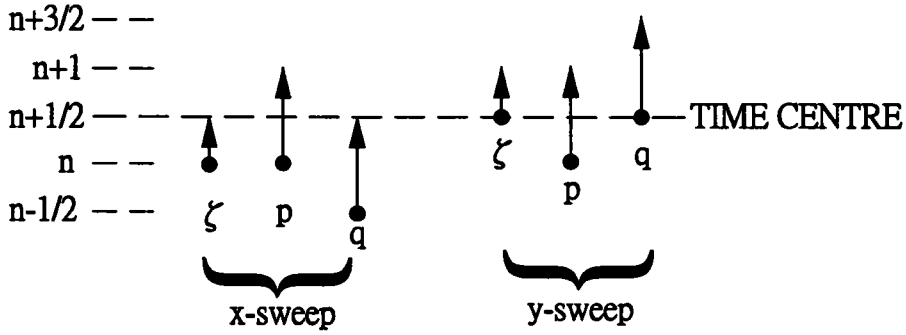


圖 23 交替方向隱式有限差分法之時間階段分割 (DHI, 1994)

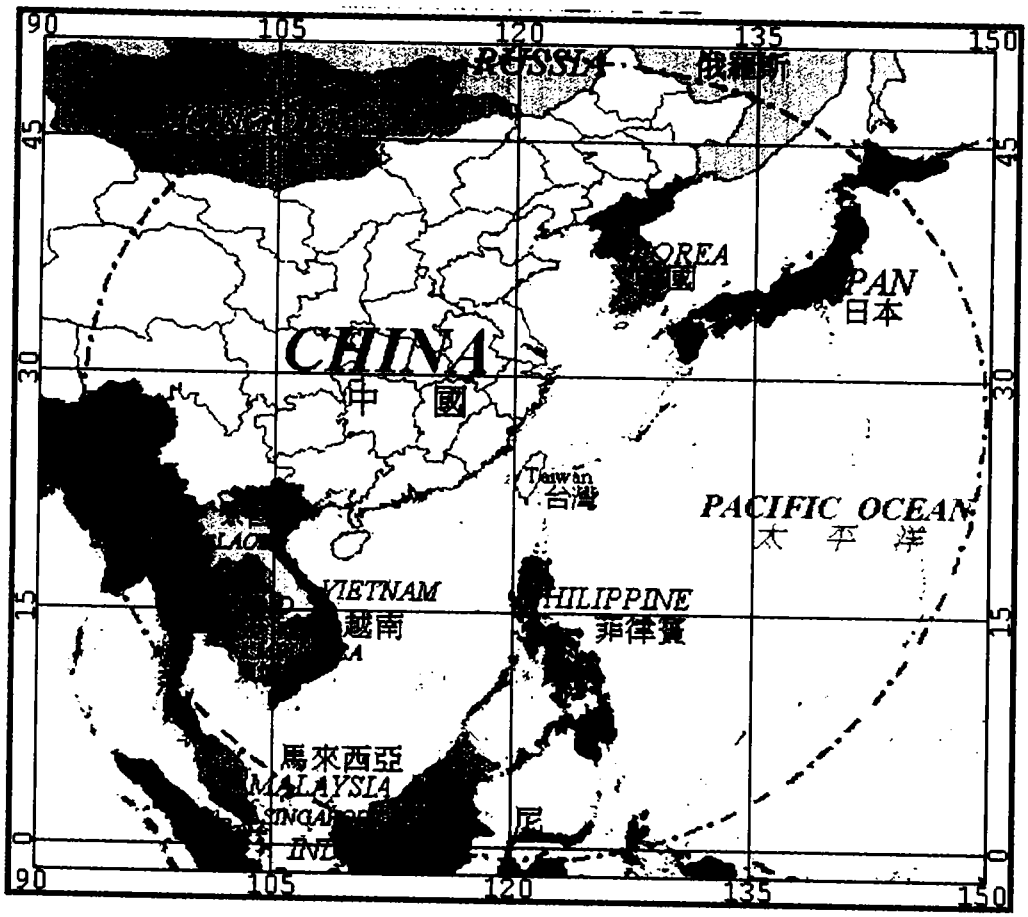


圖 24　包含台灣環島鄰近海域之大範圍計算邊界

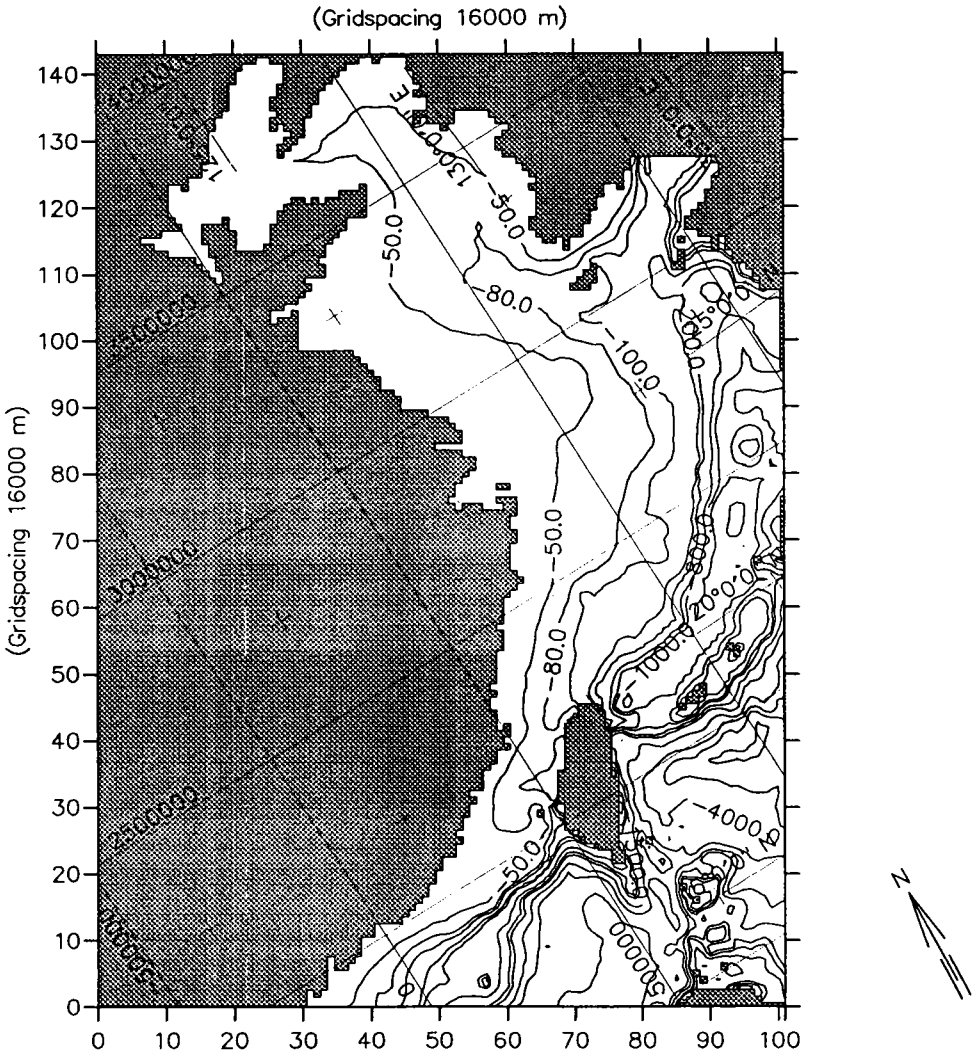


圖 25 包含台灣海峽之大範圍計算海域及其邊界上之潮汐站分佈

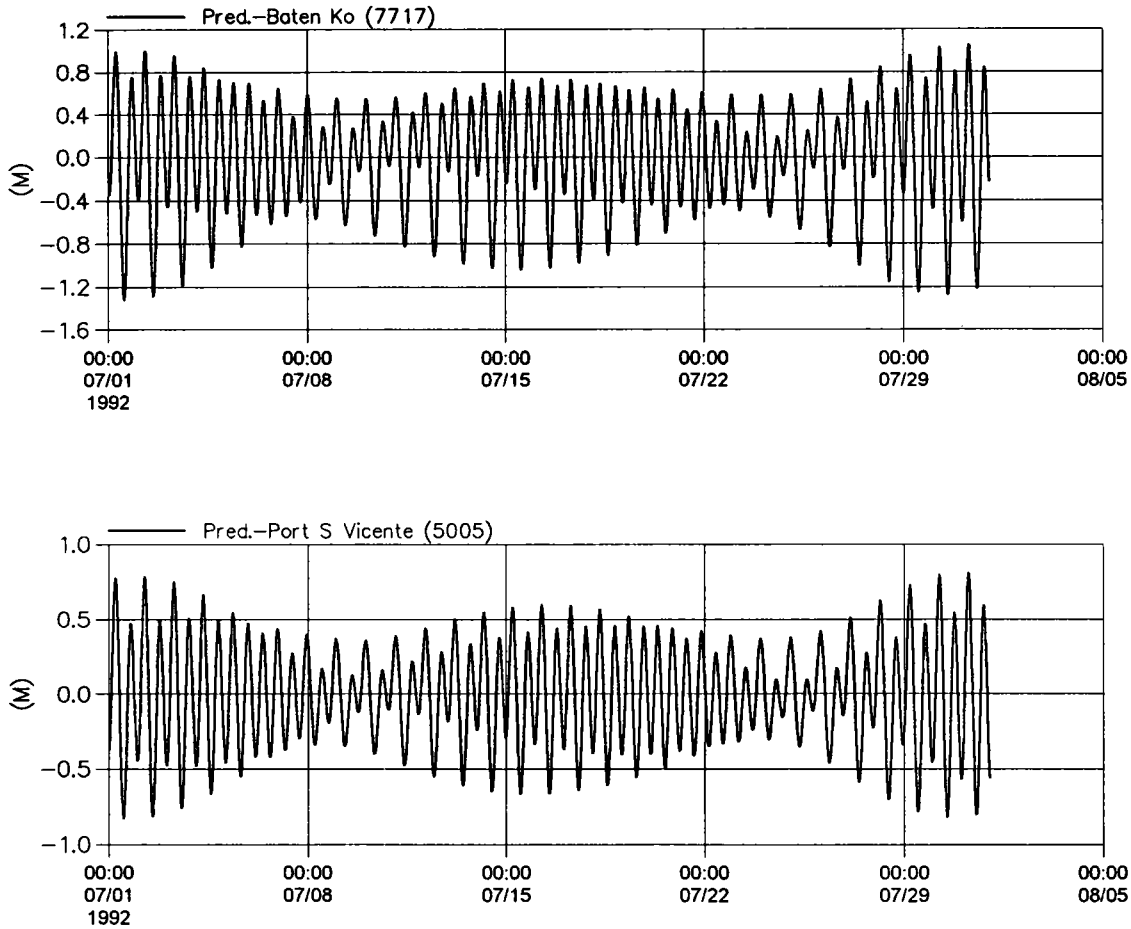


圖 26 大範圍計算海域東南側邊界之月逐時潮位

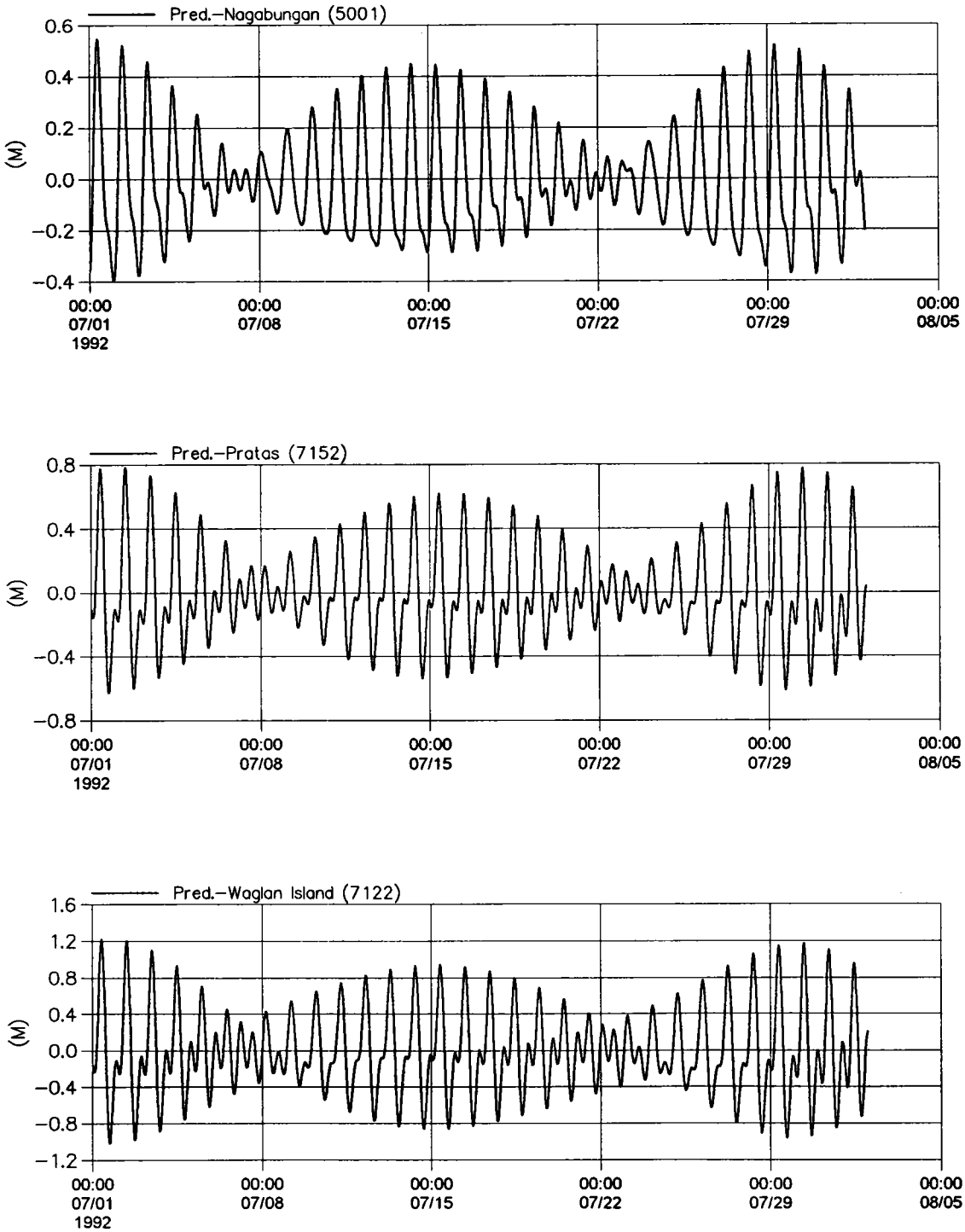
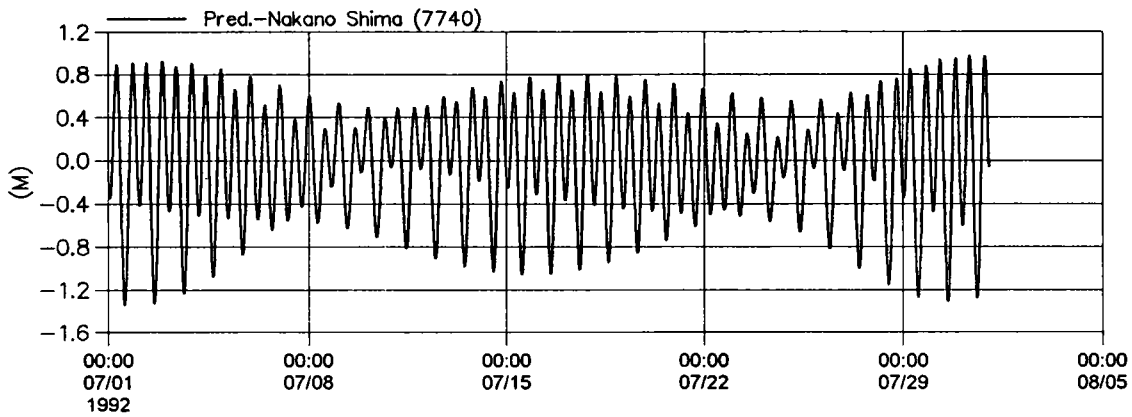


圖 27 大範圍計算海域南側邊界之月逐時潮位



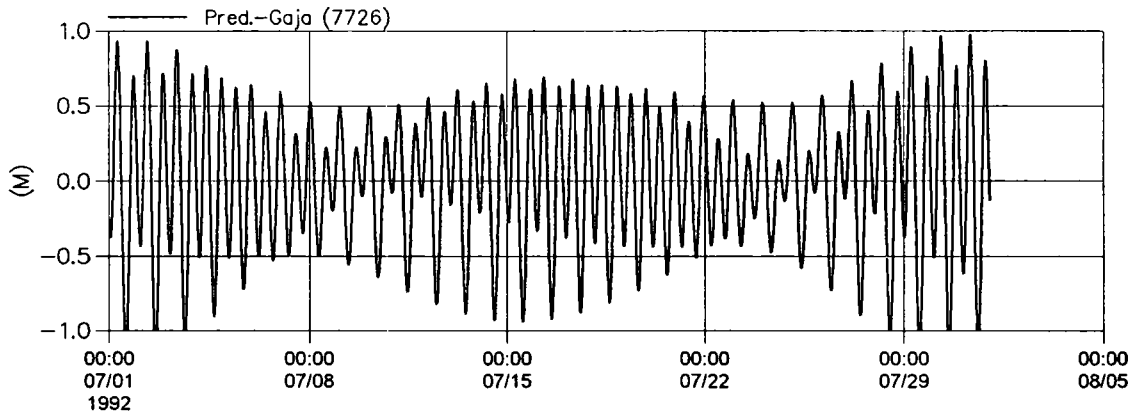


圖 28 大範圍計算海域東北側邊界之月逐時潮位

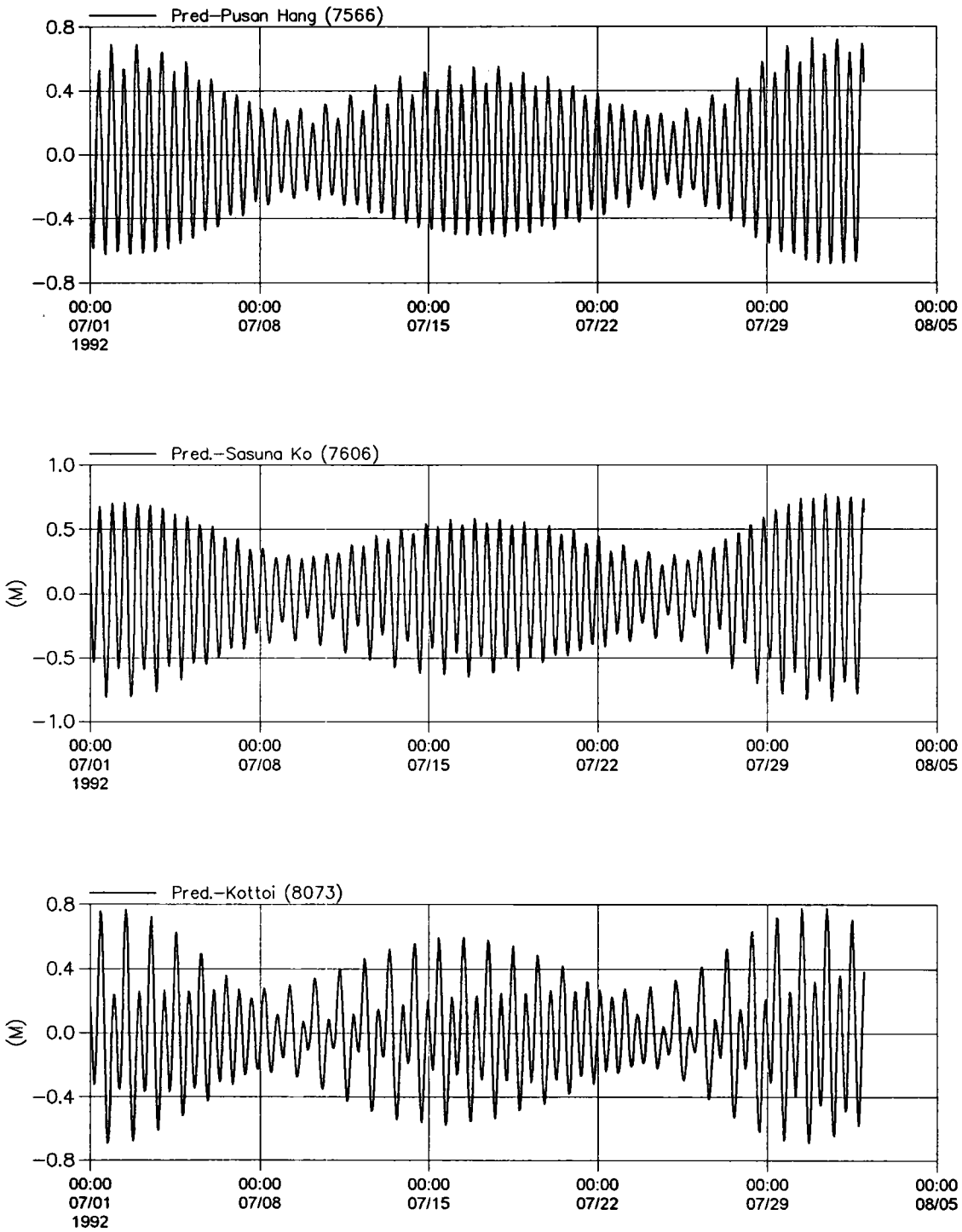


圖 29 大範圍計算海域北側邊界之月逐時潮位

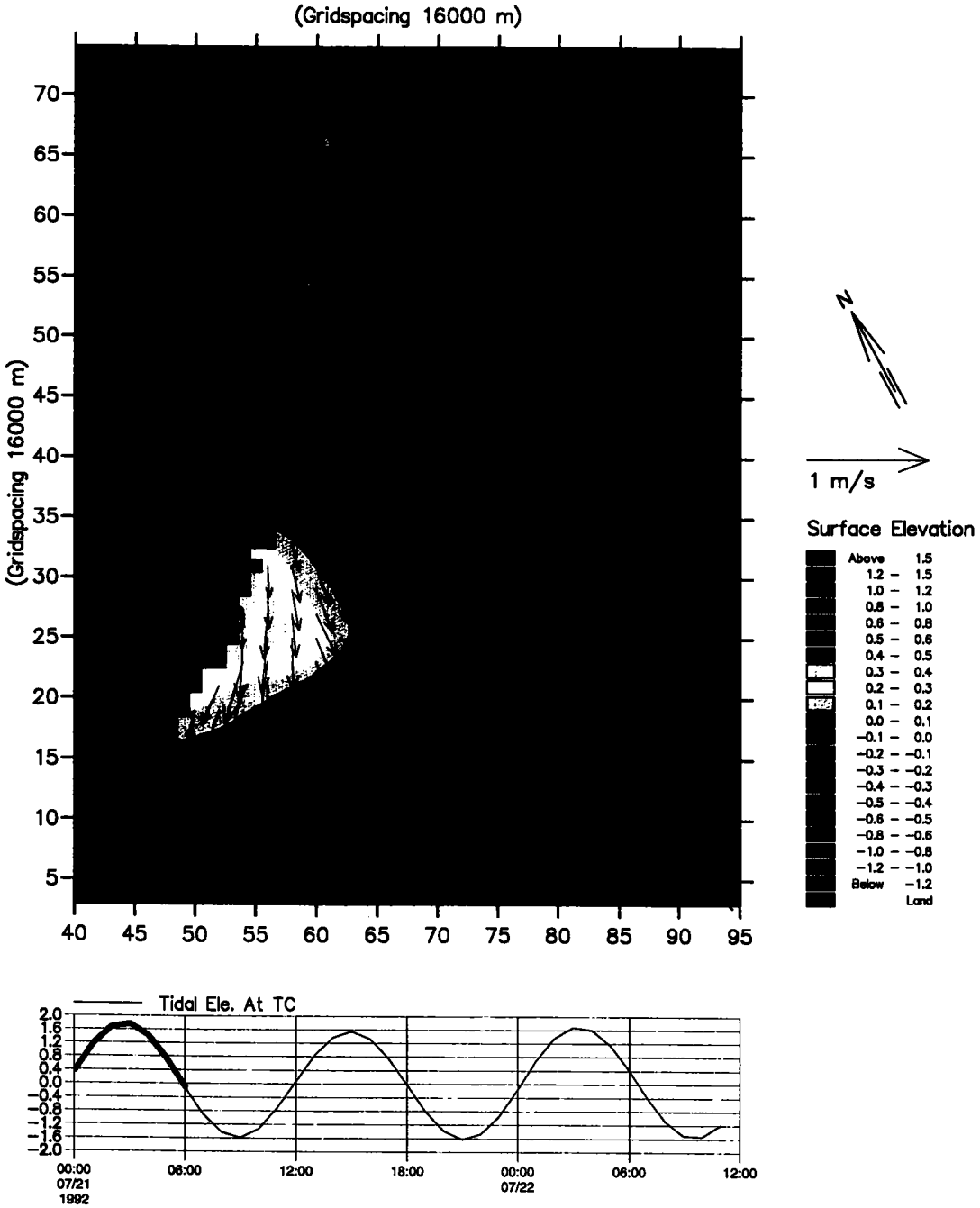


圖 30　台灣海峽及臺灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 06:00 台中港退潮時段平潮時刻)

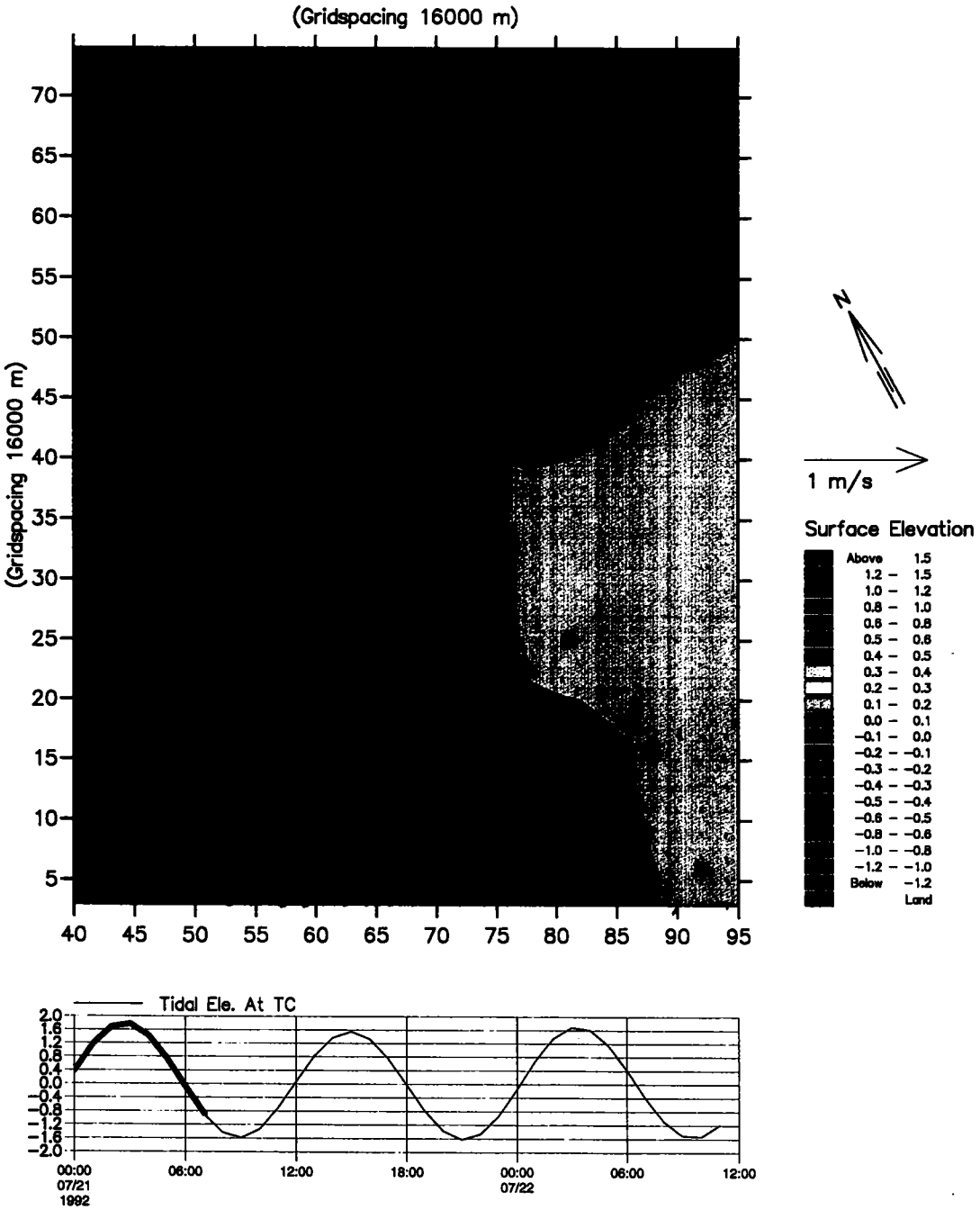


圖 31　台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 07:00 台中港平潮後退潮時段)

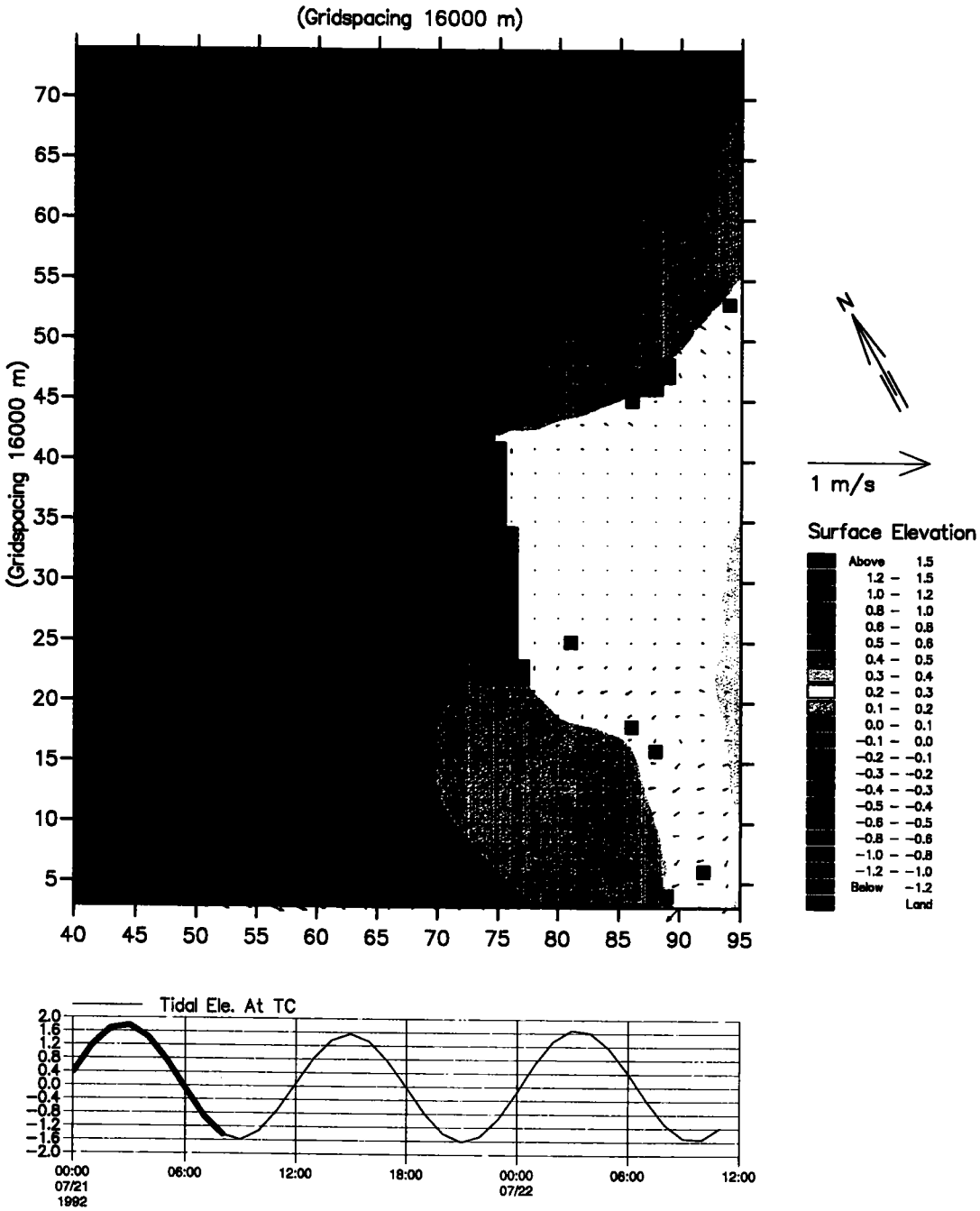


圖 32 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 08:00 台中港平潮後退潮時段)

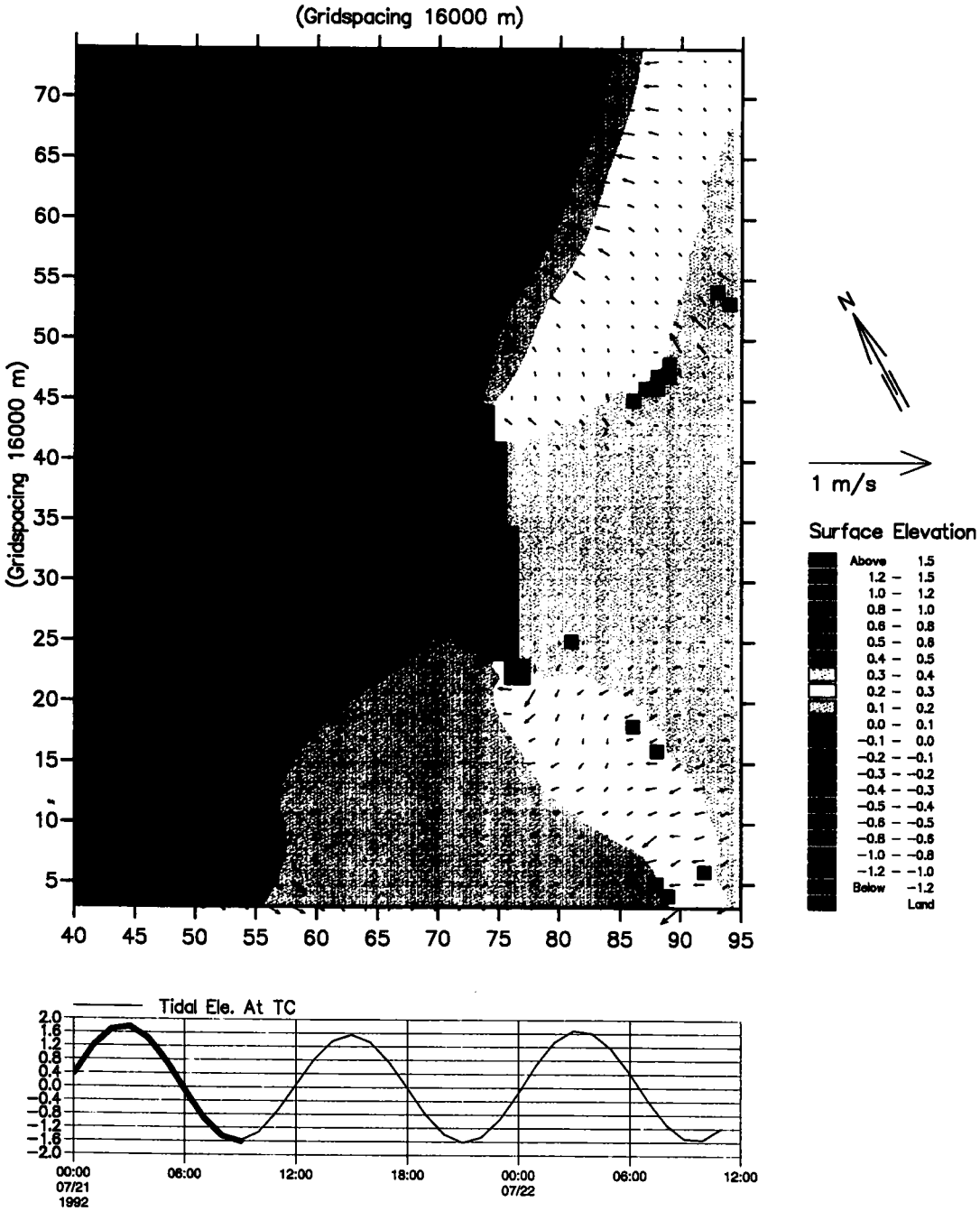


圖 33 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 09:00 台中港退潮時段低潮時刻)

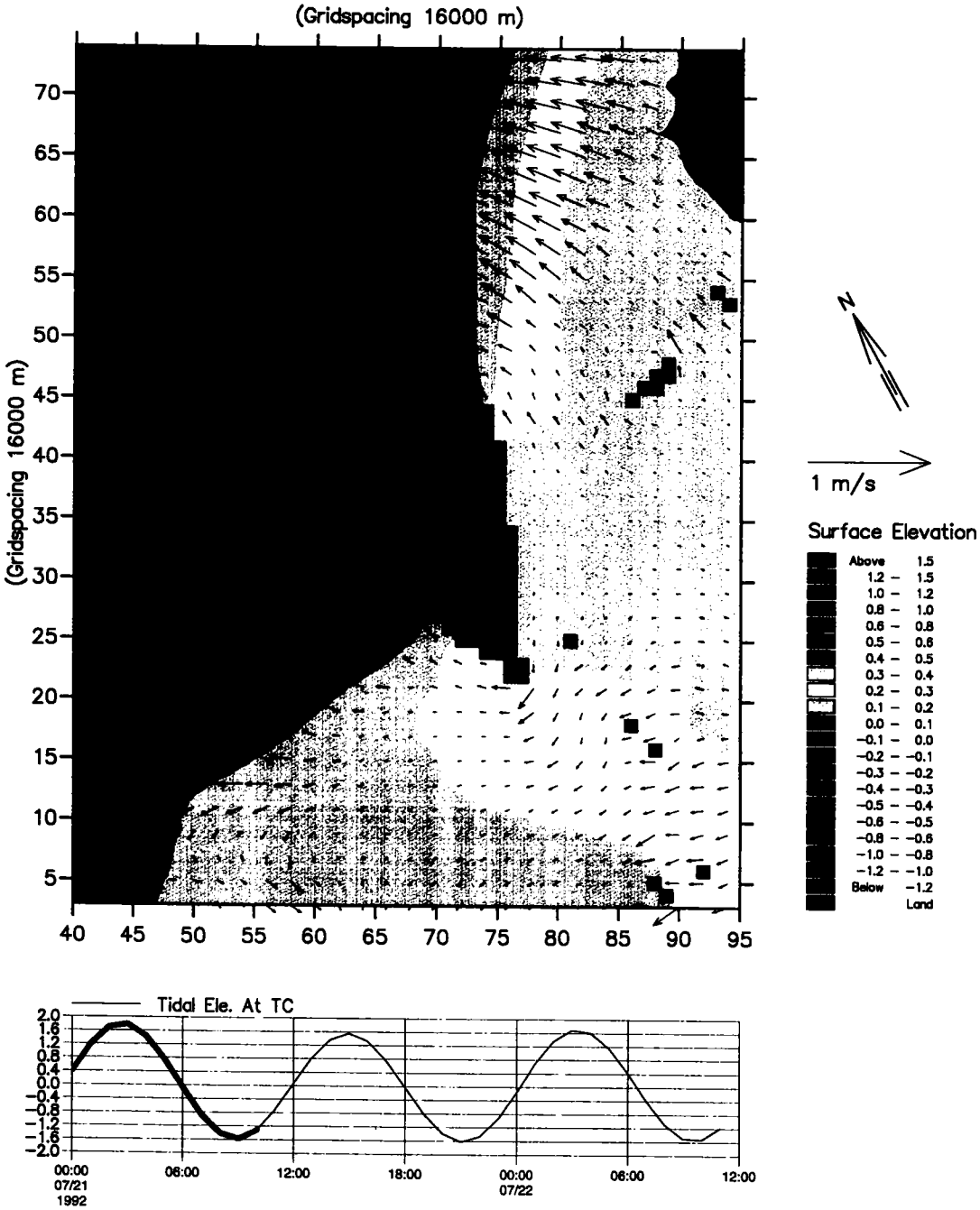


圖 34 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 10:00 台中港低潮後漲潮時段)

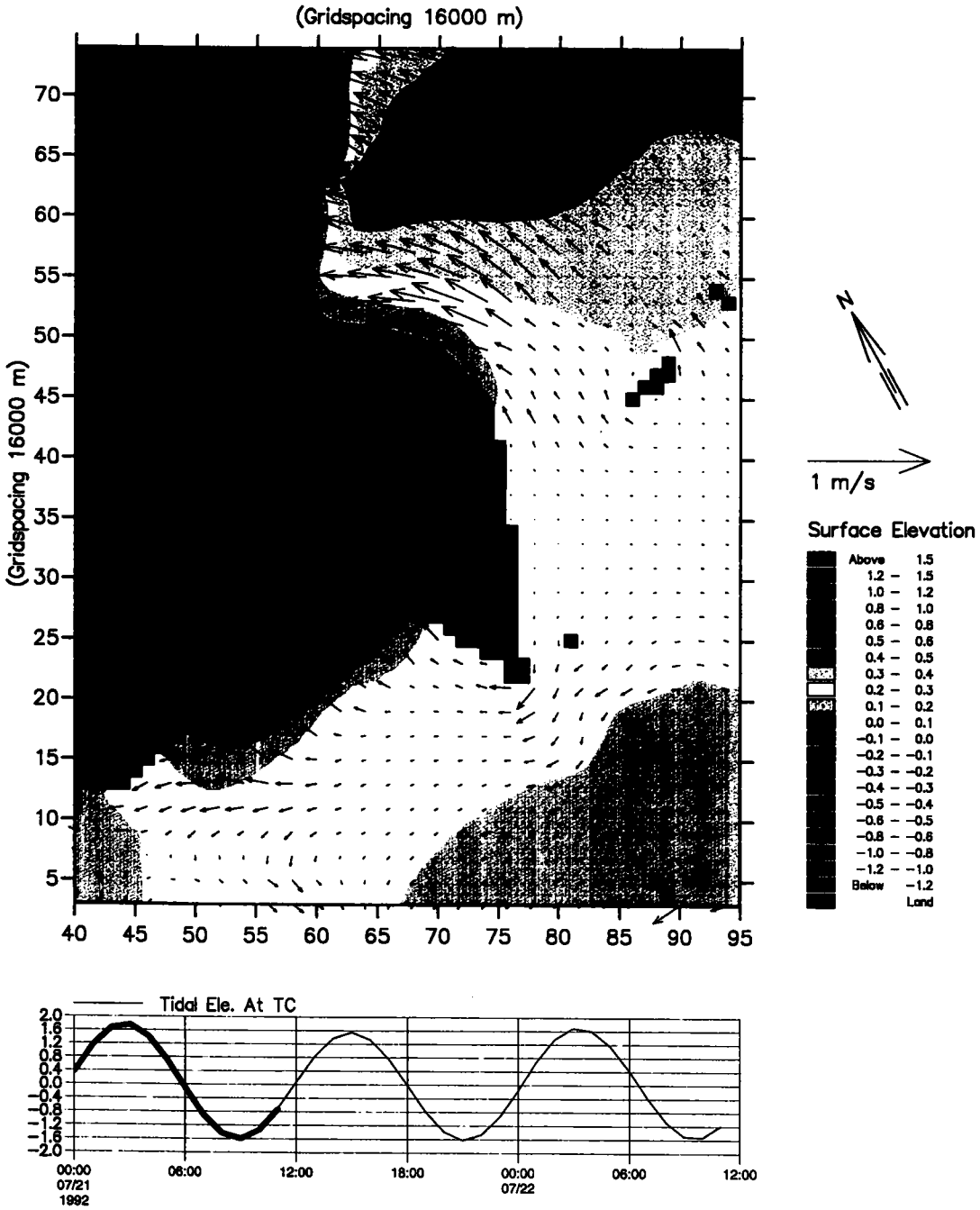


圖 35　台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 11:00 台中港低潮後漲潮時段)

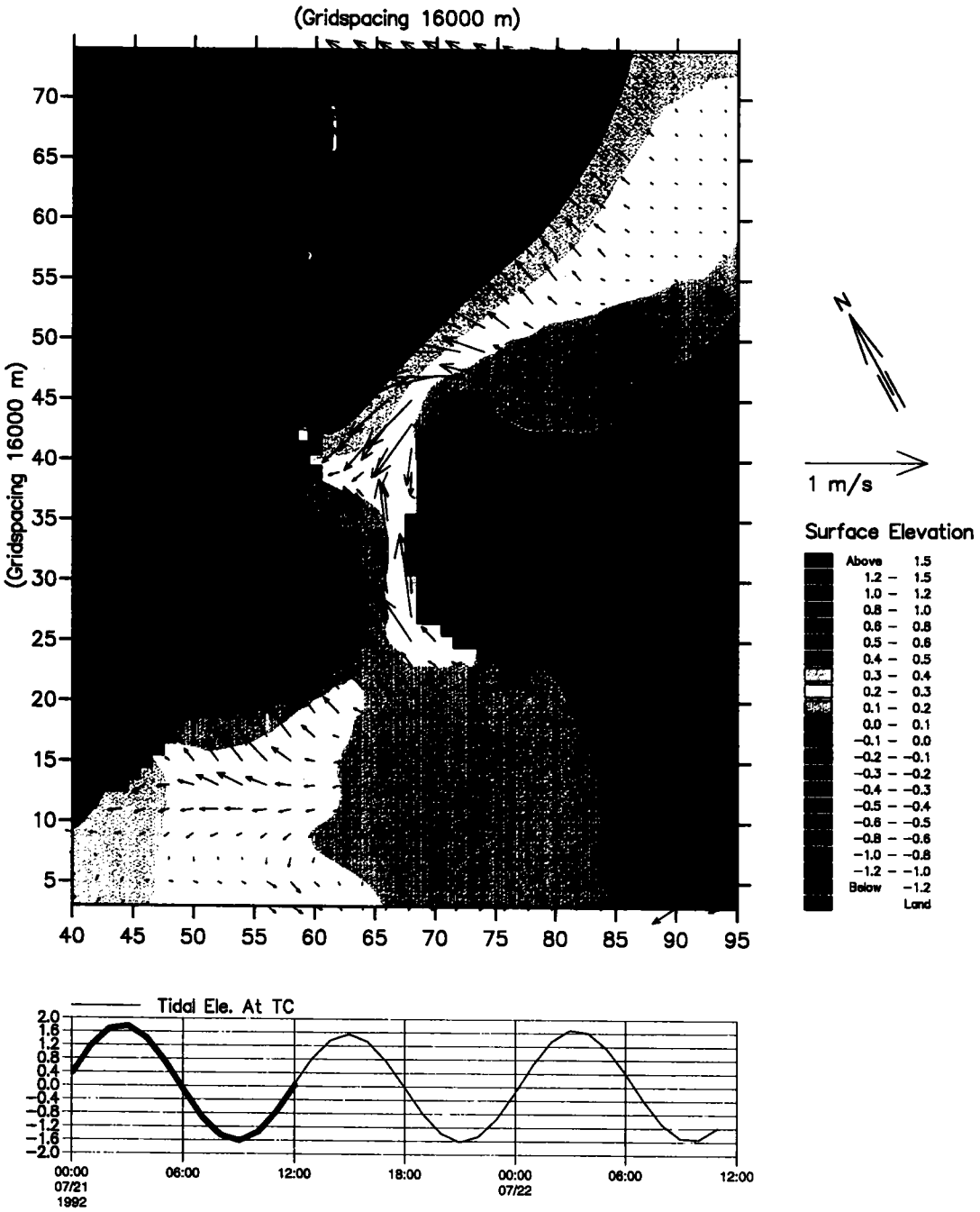


圖 36 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 12:00 台中港漲潮時段平潮時刻)

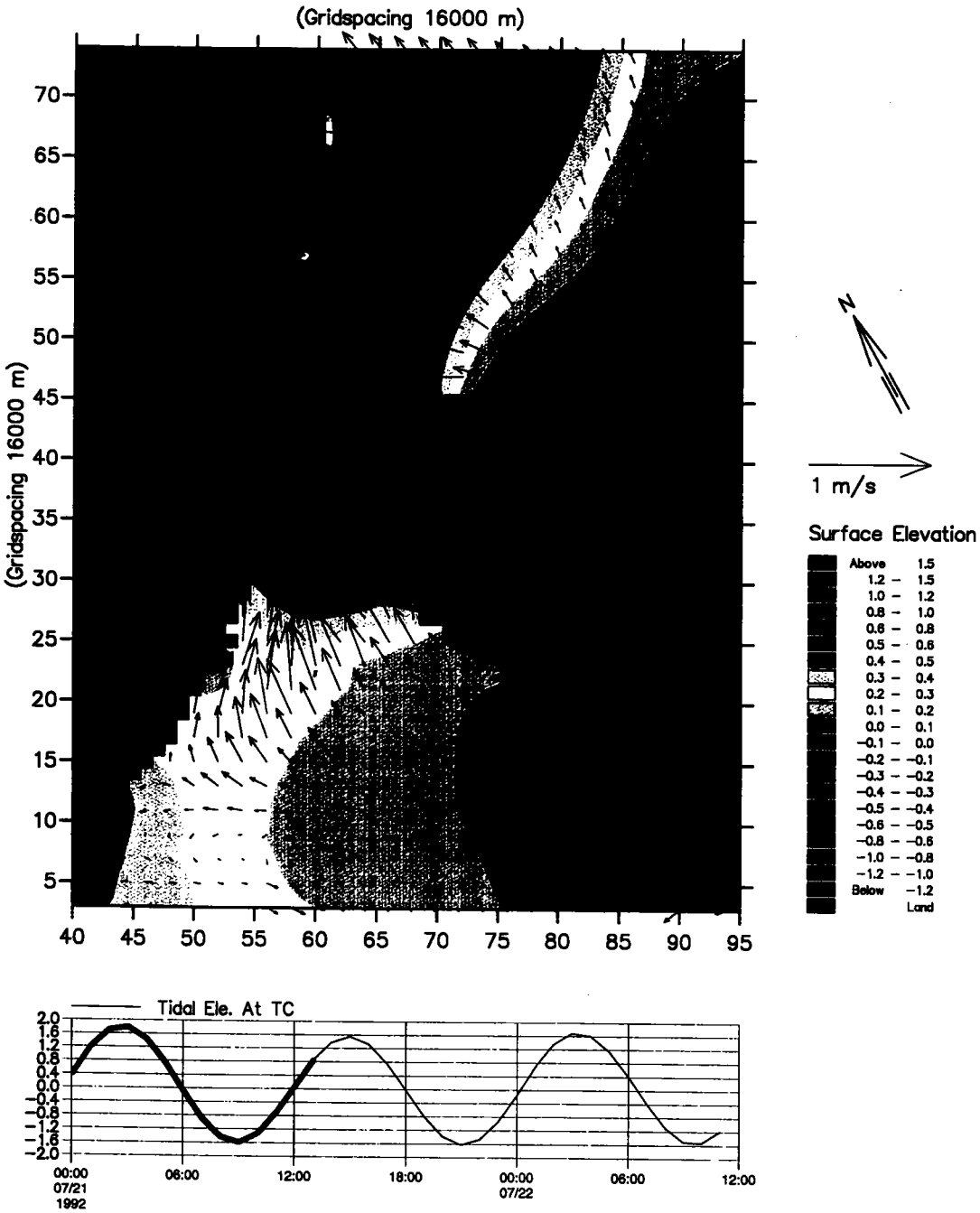


圖 37 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 13:00 台中港平潮後漲潮時段)

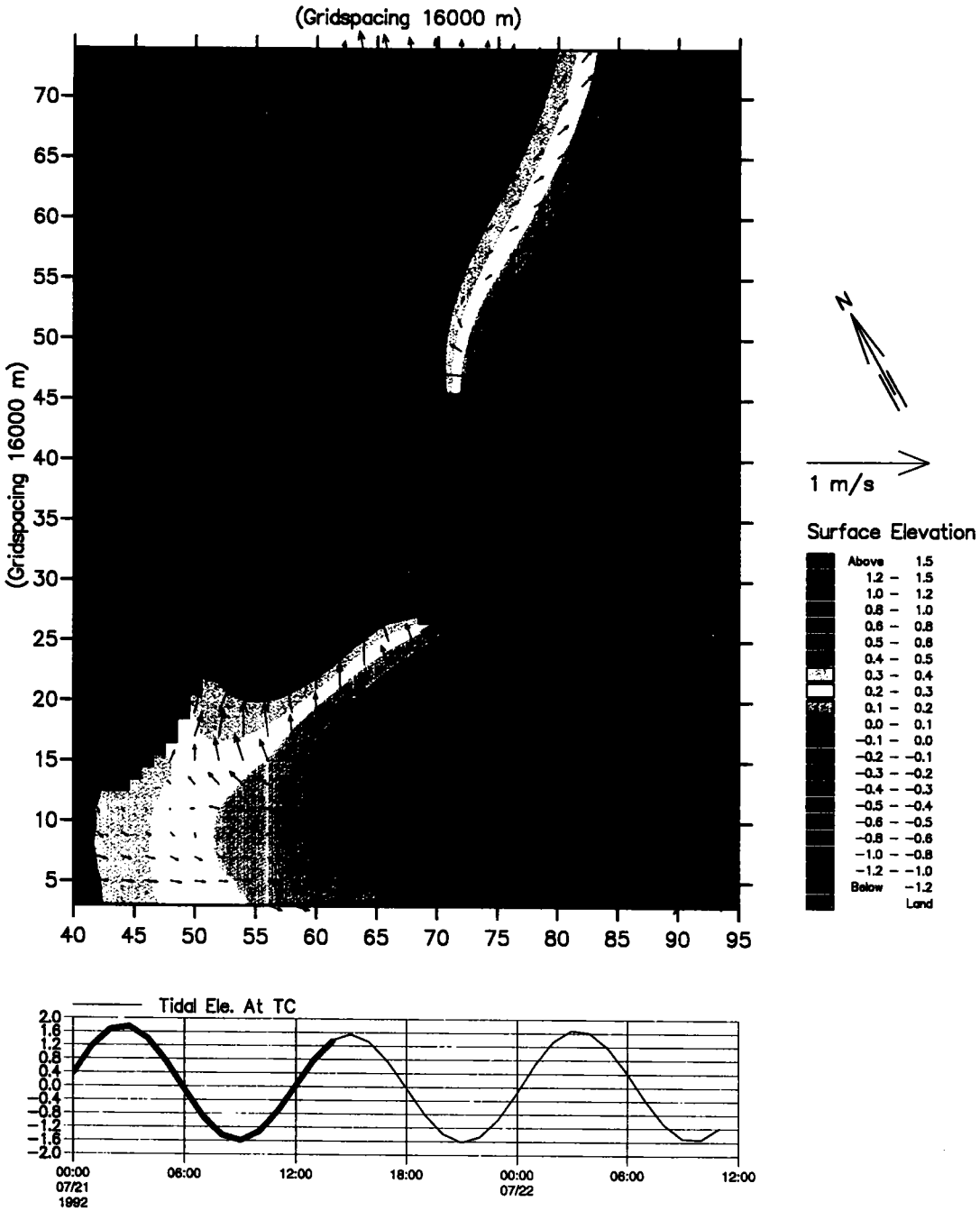


圖 38 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 14:00 台中港平潮後漲潮時段)

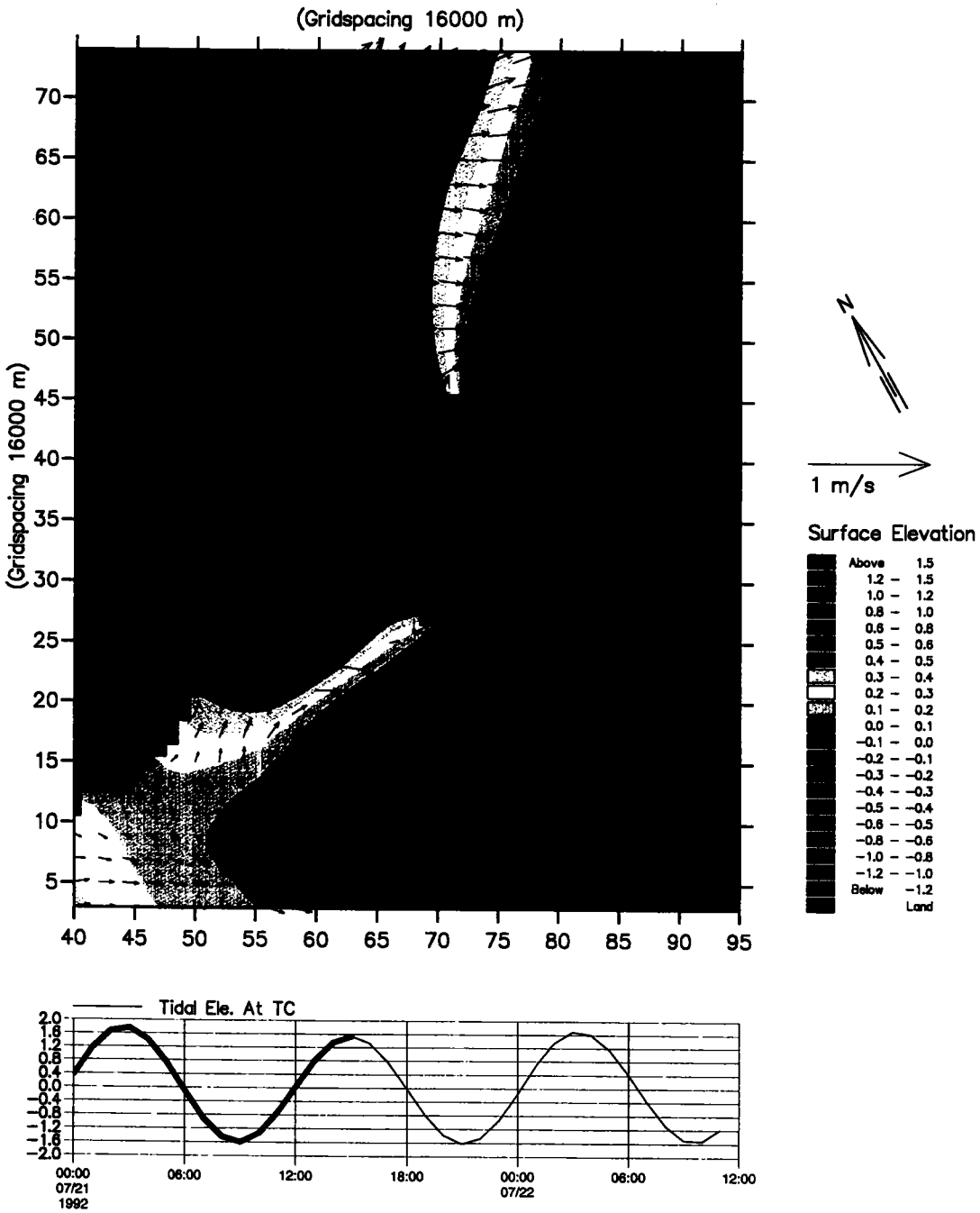


圖 39 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 15:00 台中港漲潮時段高潮時刻)

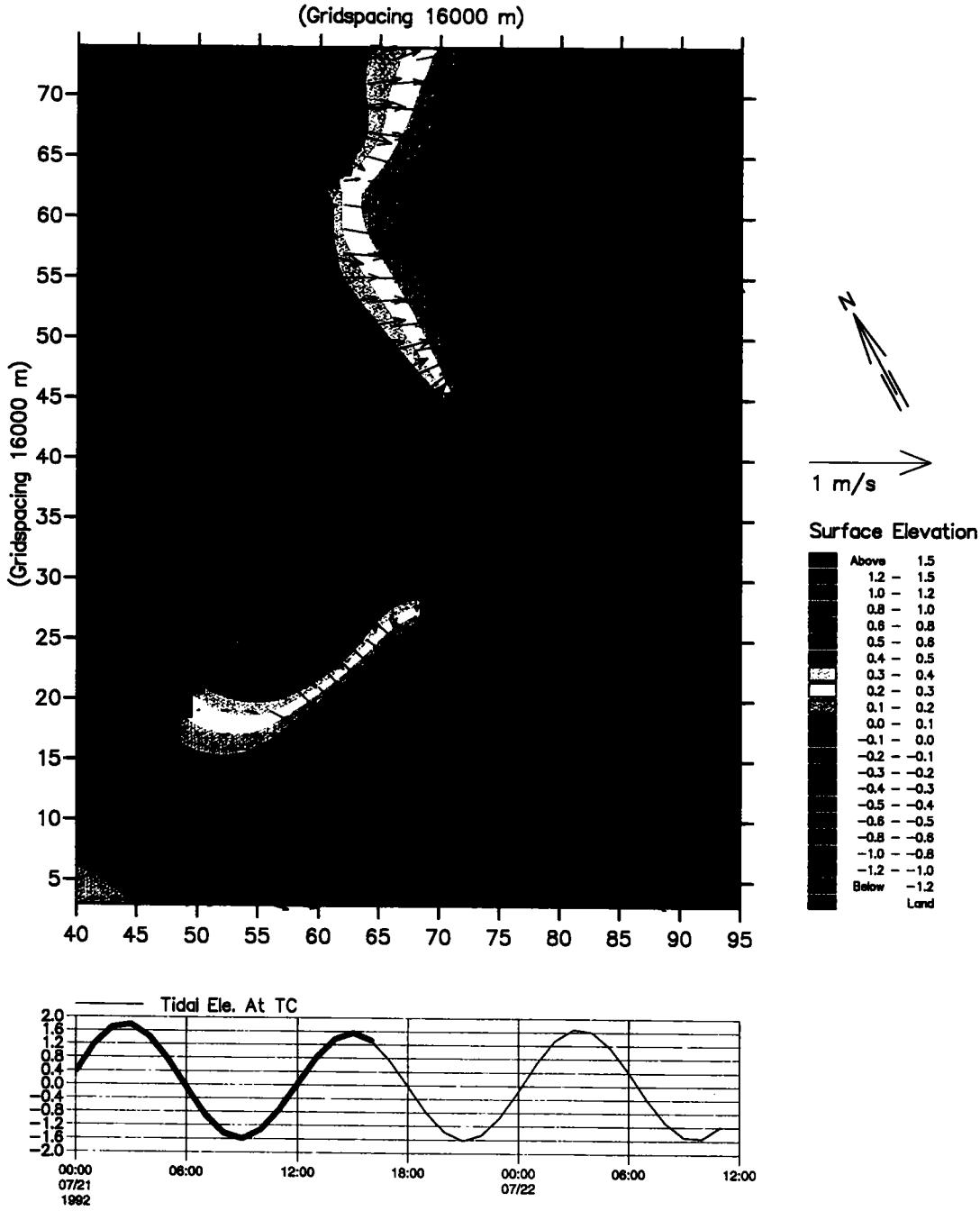


圖 40 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 16:00 台中港高潮後退潮時段)

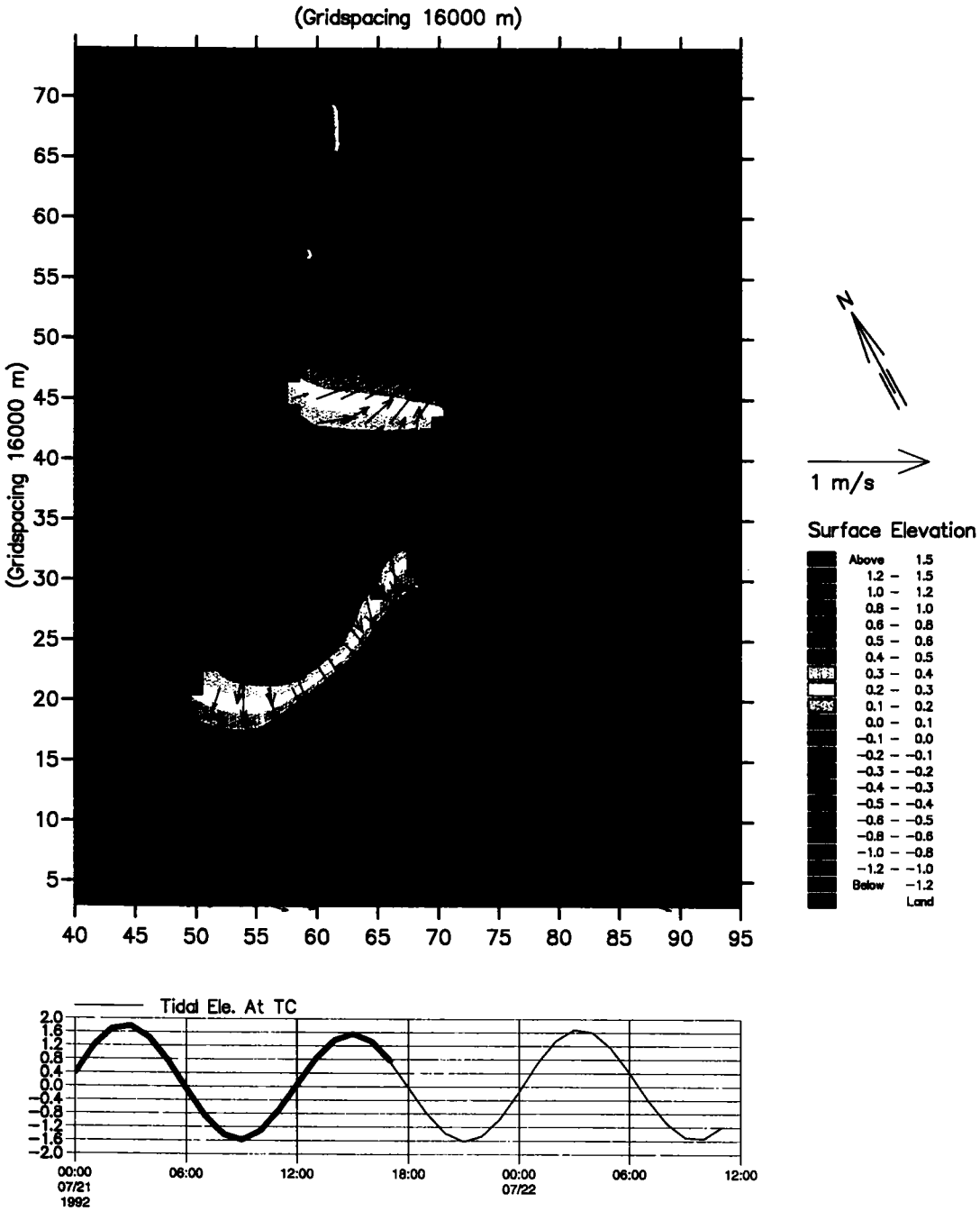


圖 41 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 17:00 台中港高潮後退潮時段)

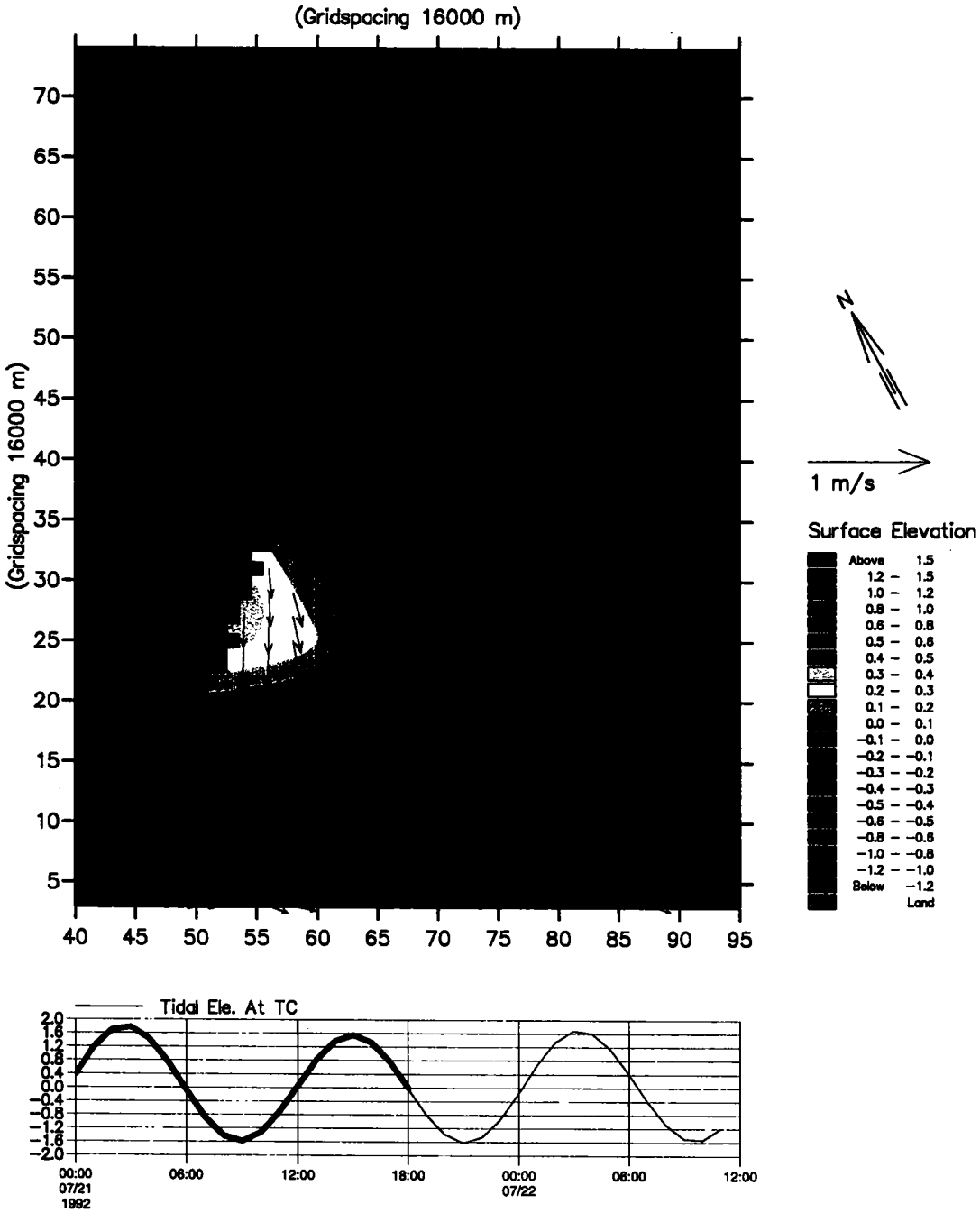


圖 42 台灣海峽及臺灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 18:00 台中港退潮時段平潮時刻)

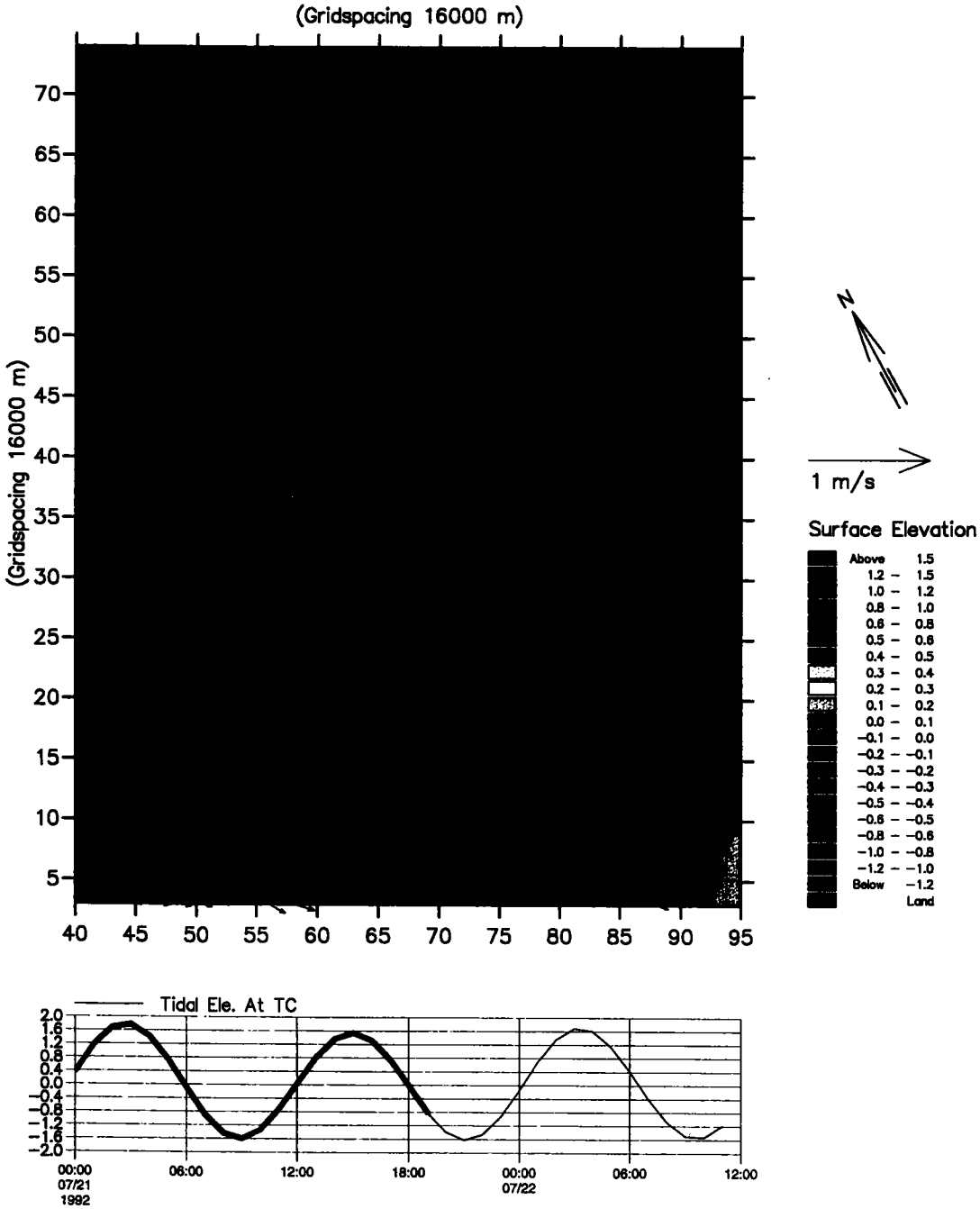


圖 43 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 19:00 台中港平潮後退潮時段)

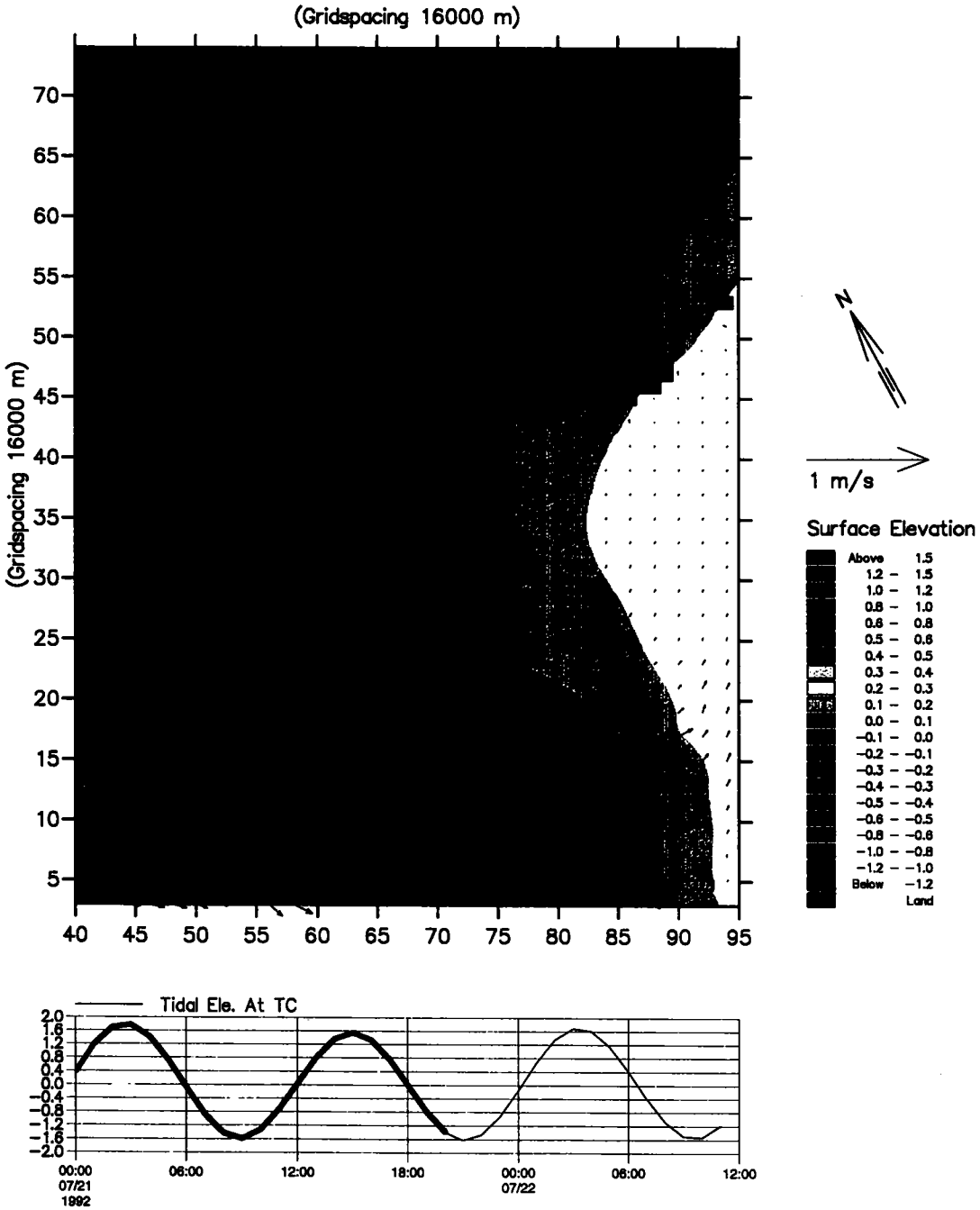


圖 44 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 20:00 台中港平潮後退潮時段)

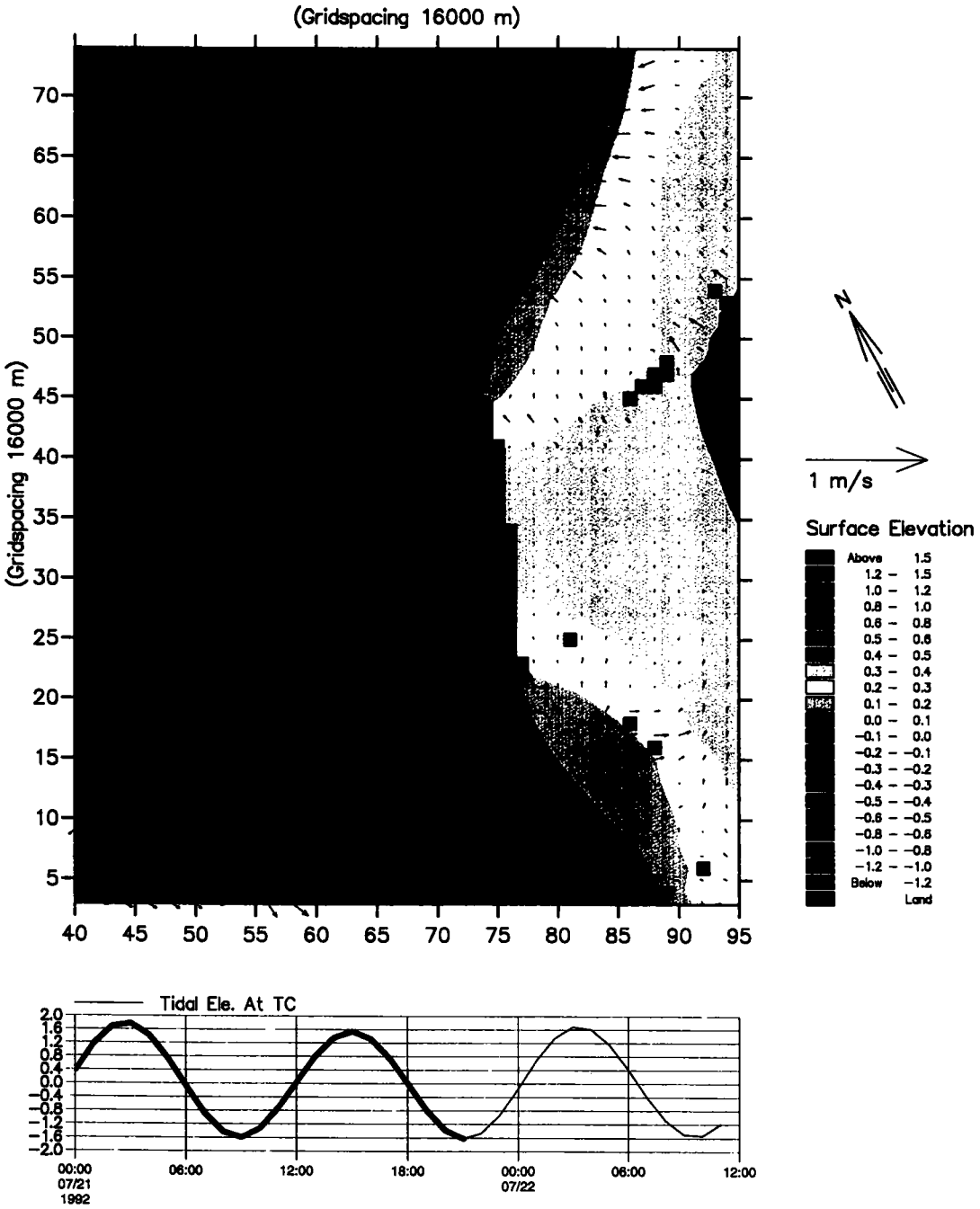


圖 45 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 21:00 台中港退潮時段低潮時刻)

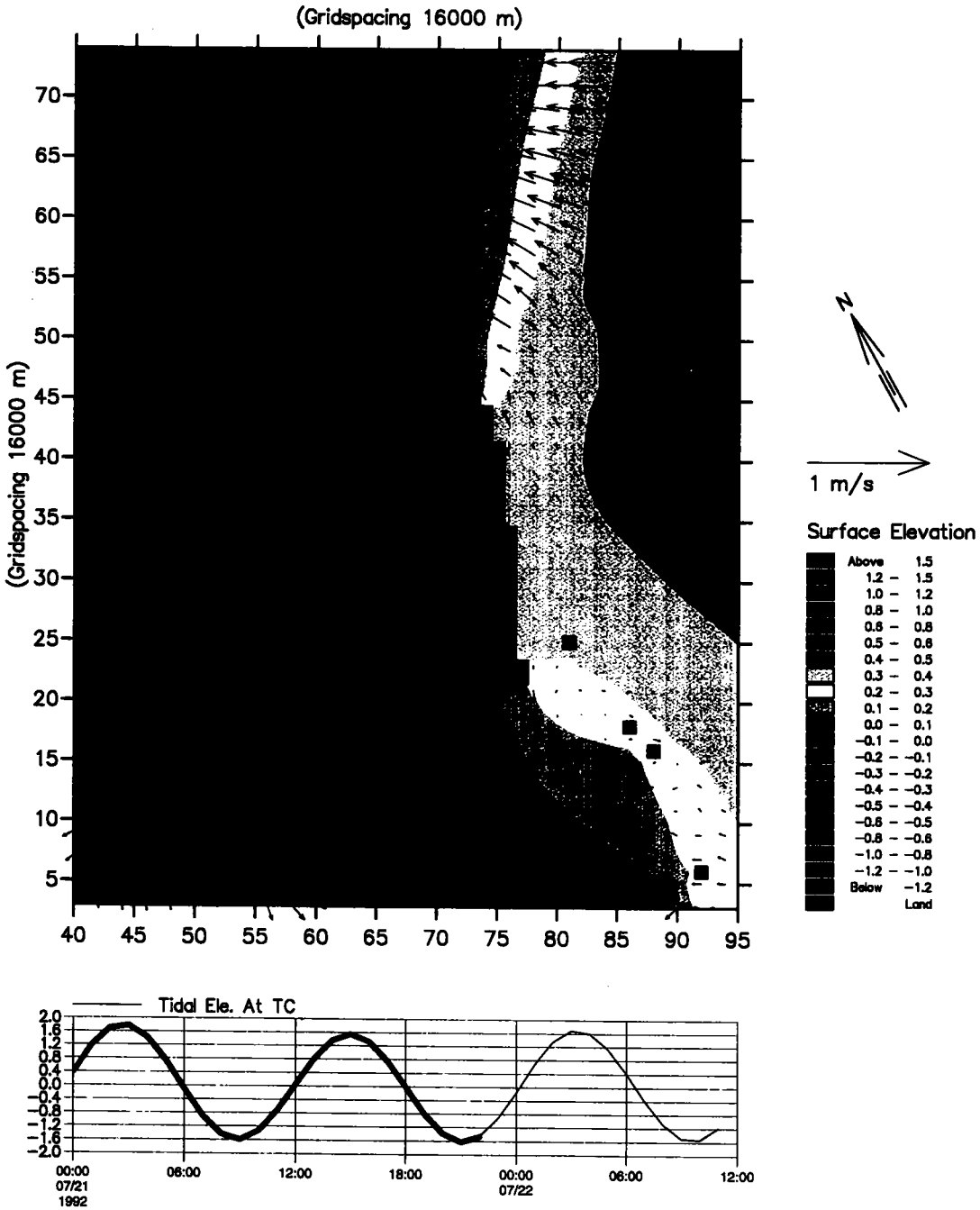


圖 46　台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 22:00 台中港低潮後漲潮時段)

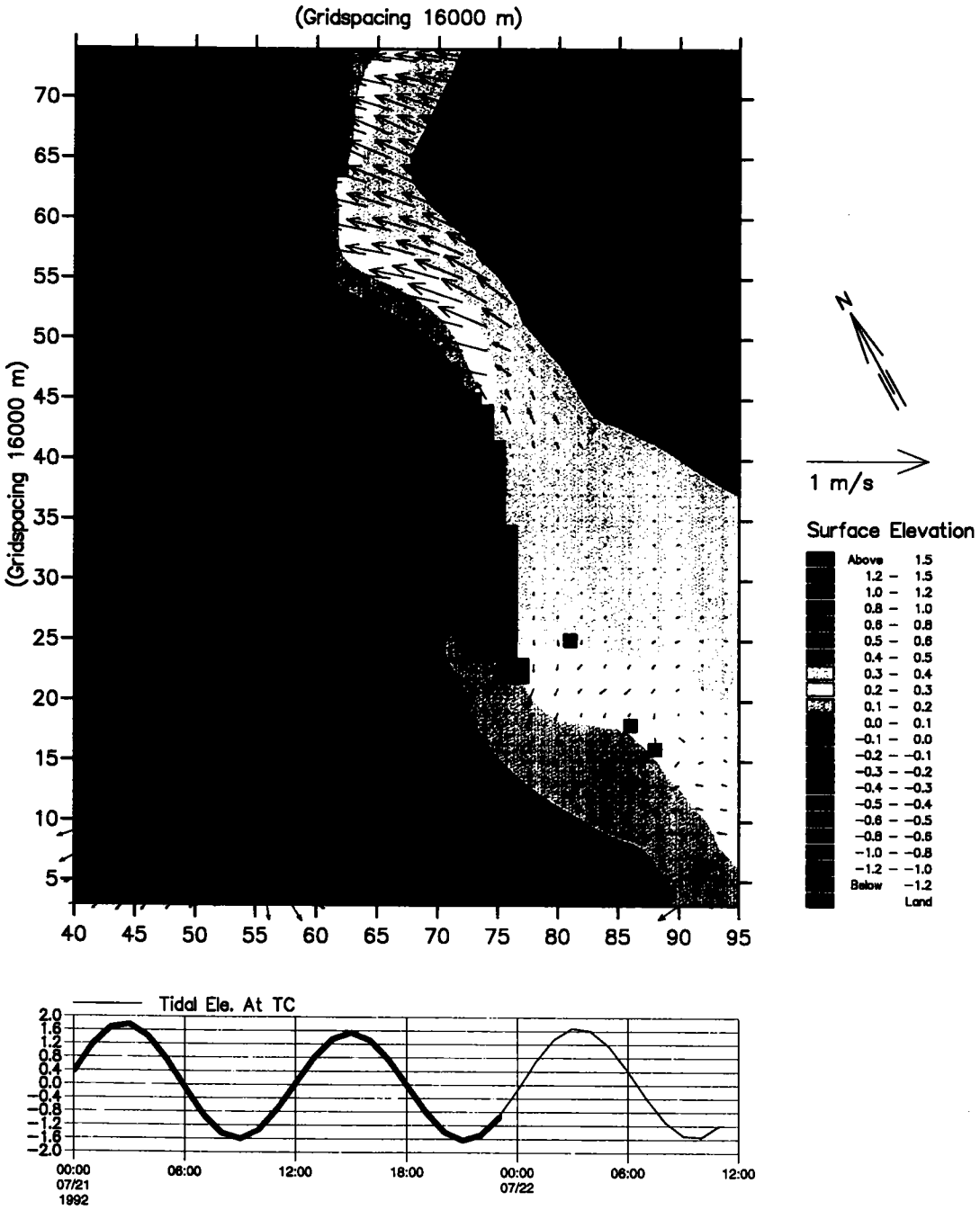


圖 47　台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/21 23:00 台中港低潮後漲潮時段)

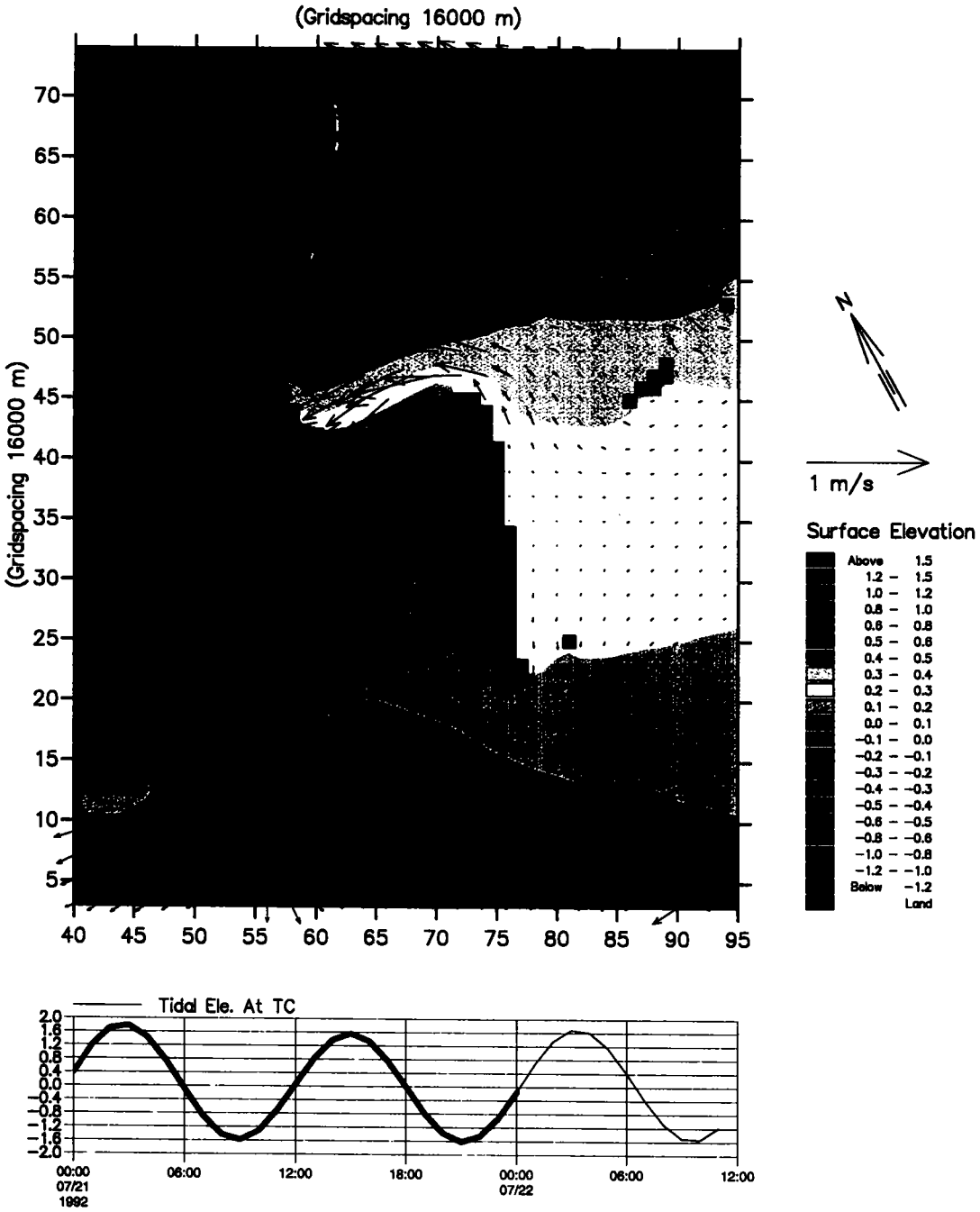


圖 48 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 00:00 台中港漲潮時段平潮時刻)

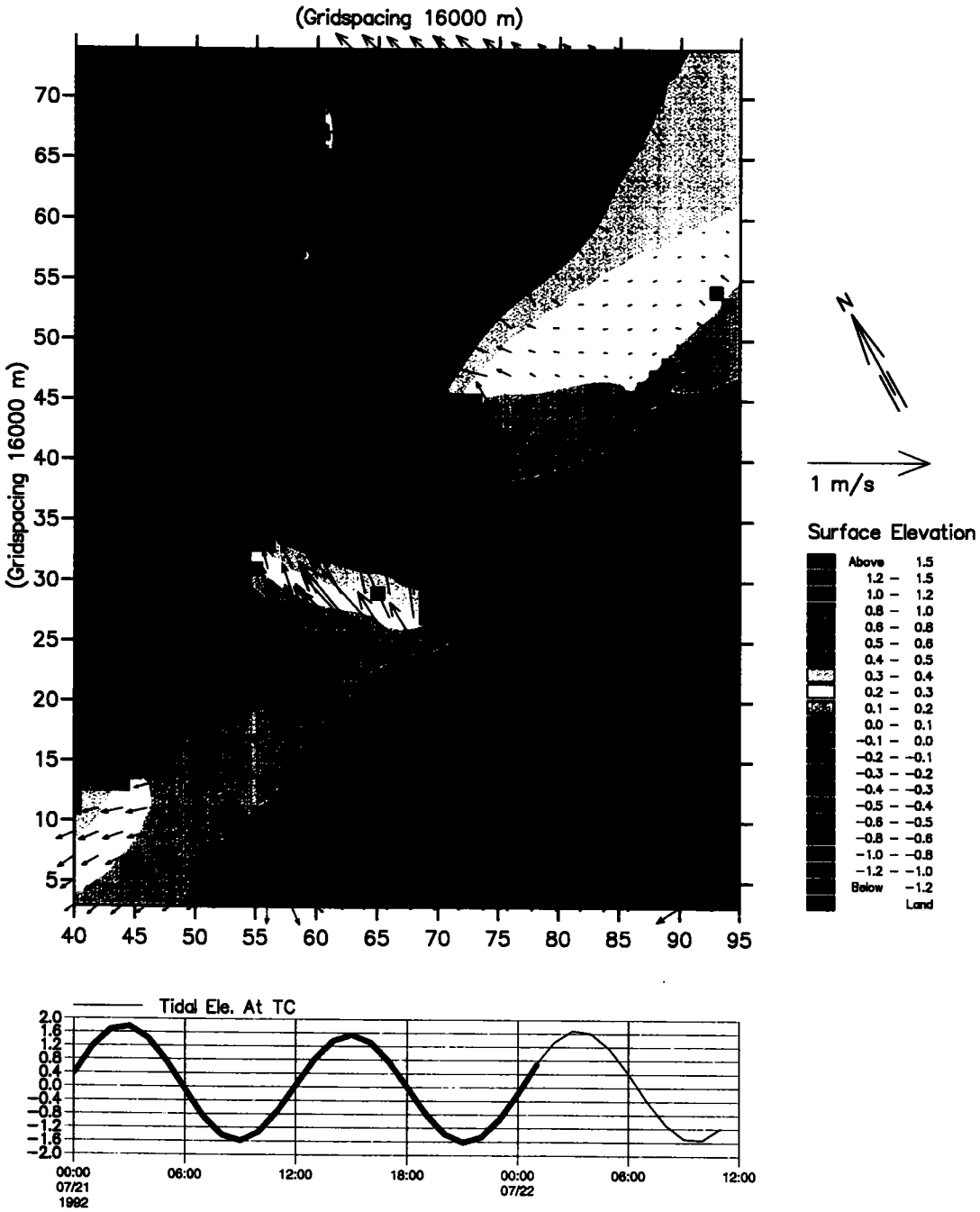


圖 49 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 01:00 台中港平潮後漲潮時段)

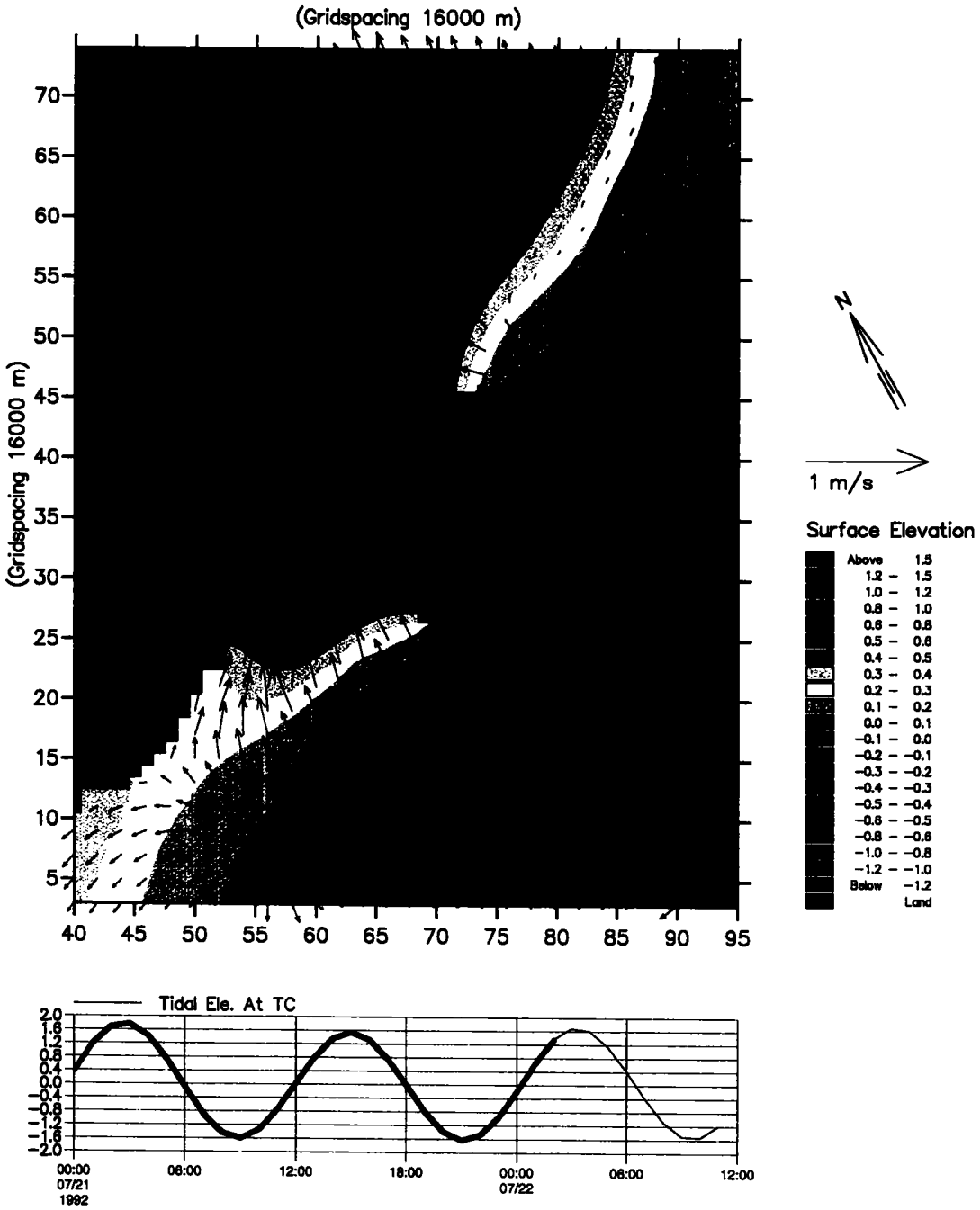


圖 50　台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 02:00 台中港平潮後漲潮時段)

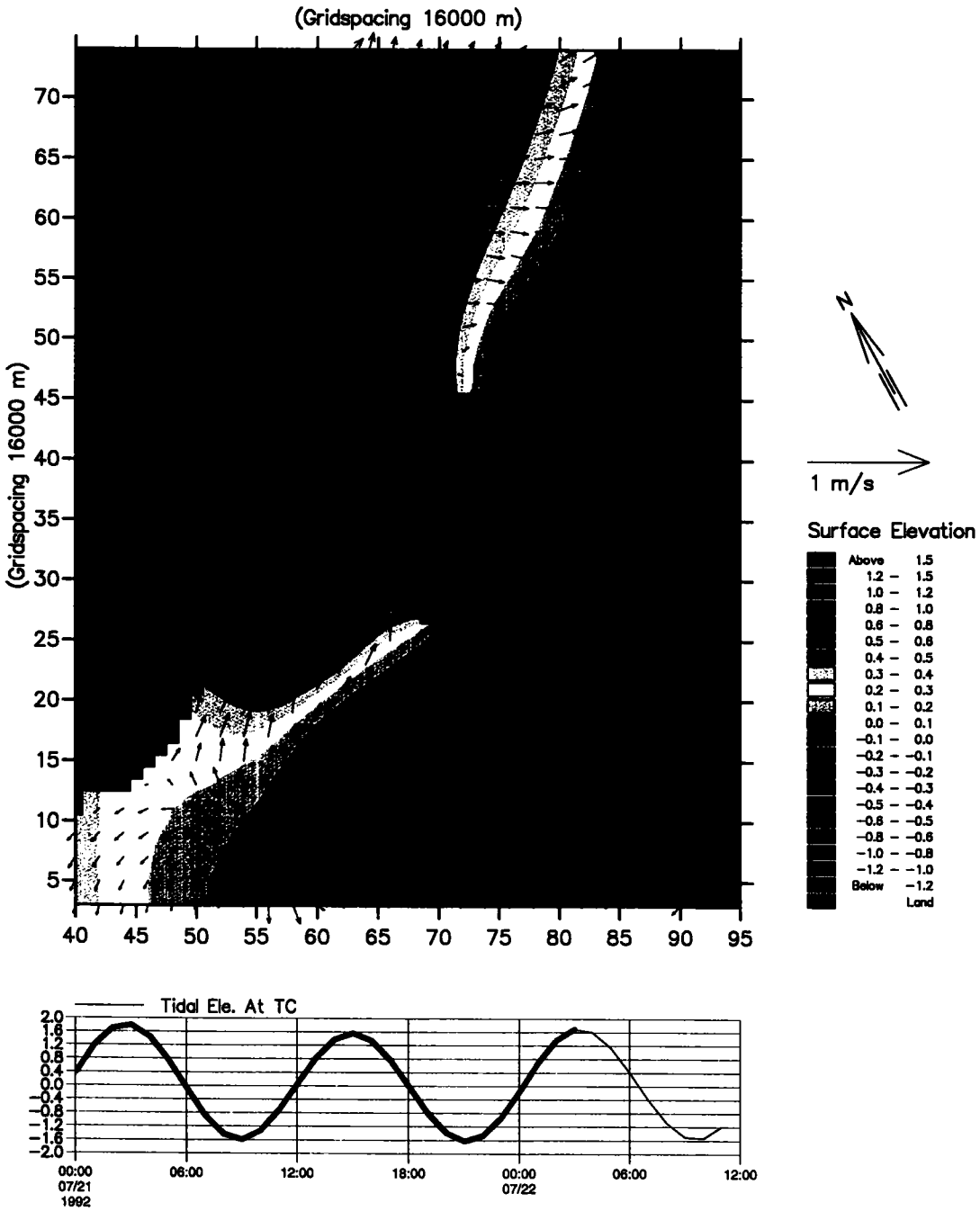


圖 51 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 03:00 台中港漲潮時段高潮時刻)

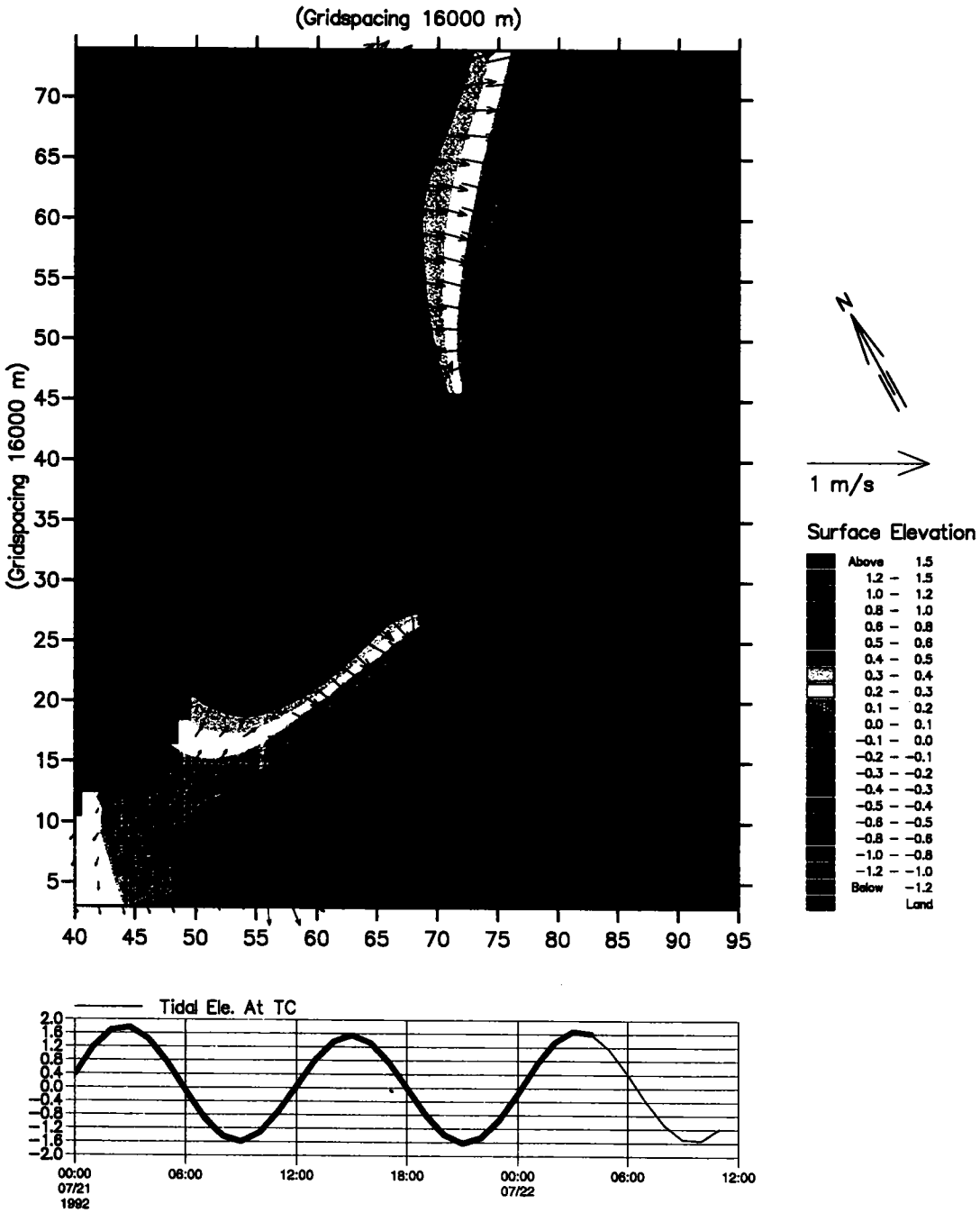


圖 52 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 04:00 台中港高潮後退潮時段)

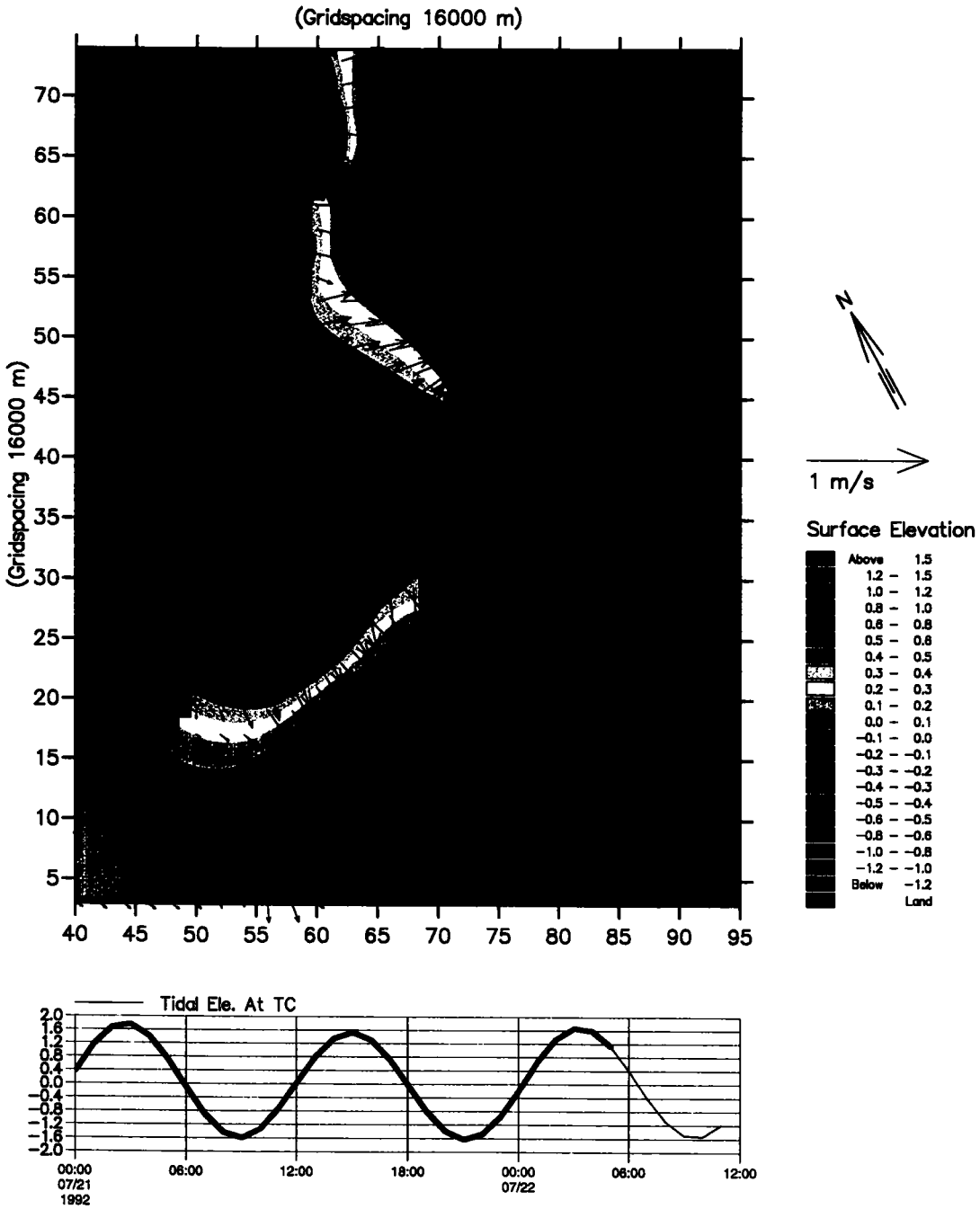


圖 53 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 05:00 台中港高潮後退潮時段)

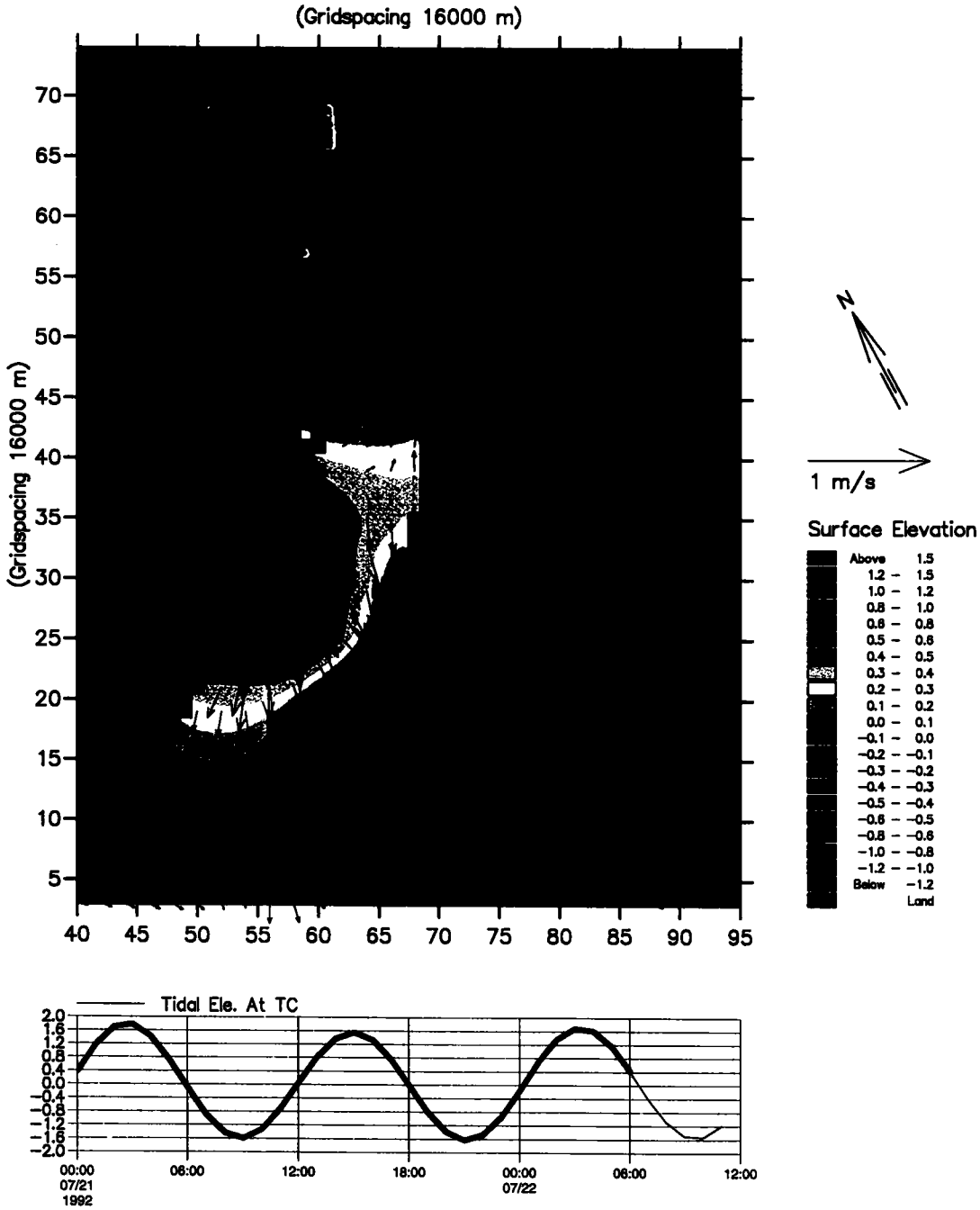


圖 54 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬

(1992/07/22 06:00 台中港退潮時段平潮時刻)

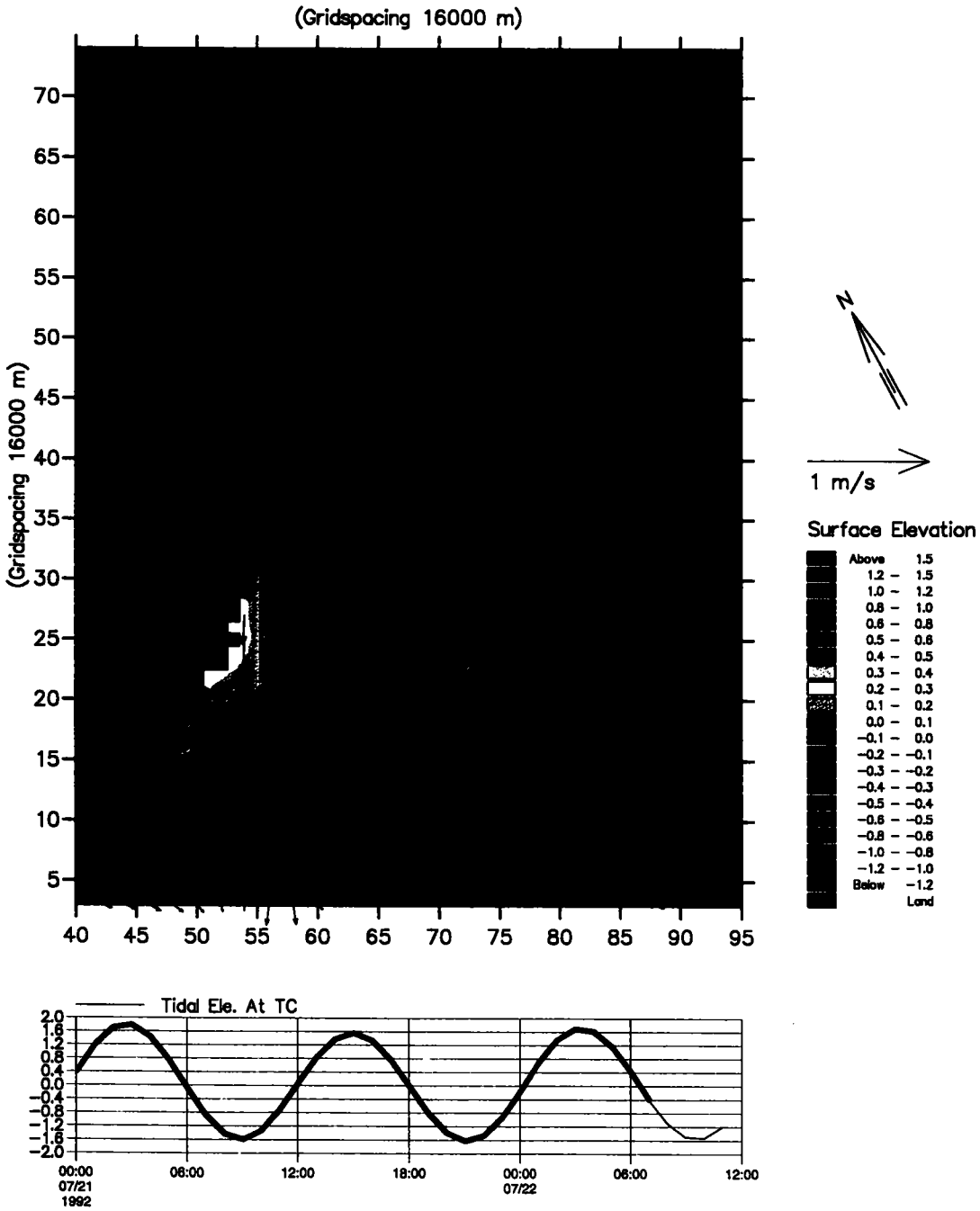


圖 55 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬

(1992/07/22 07:00 台中港平潮後退潮時段)

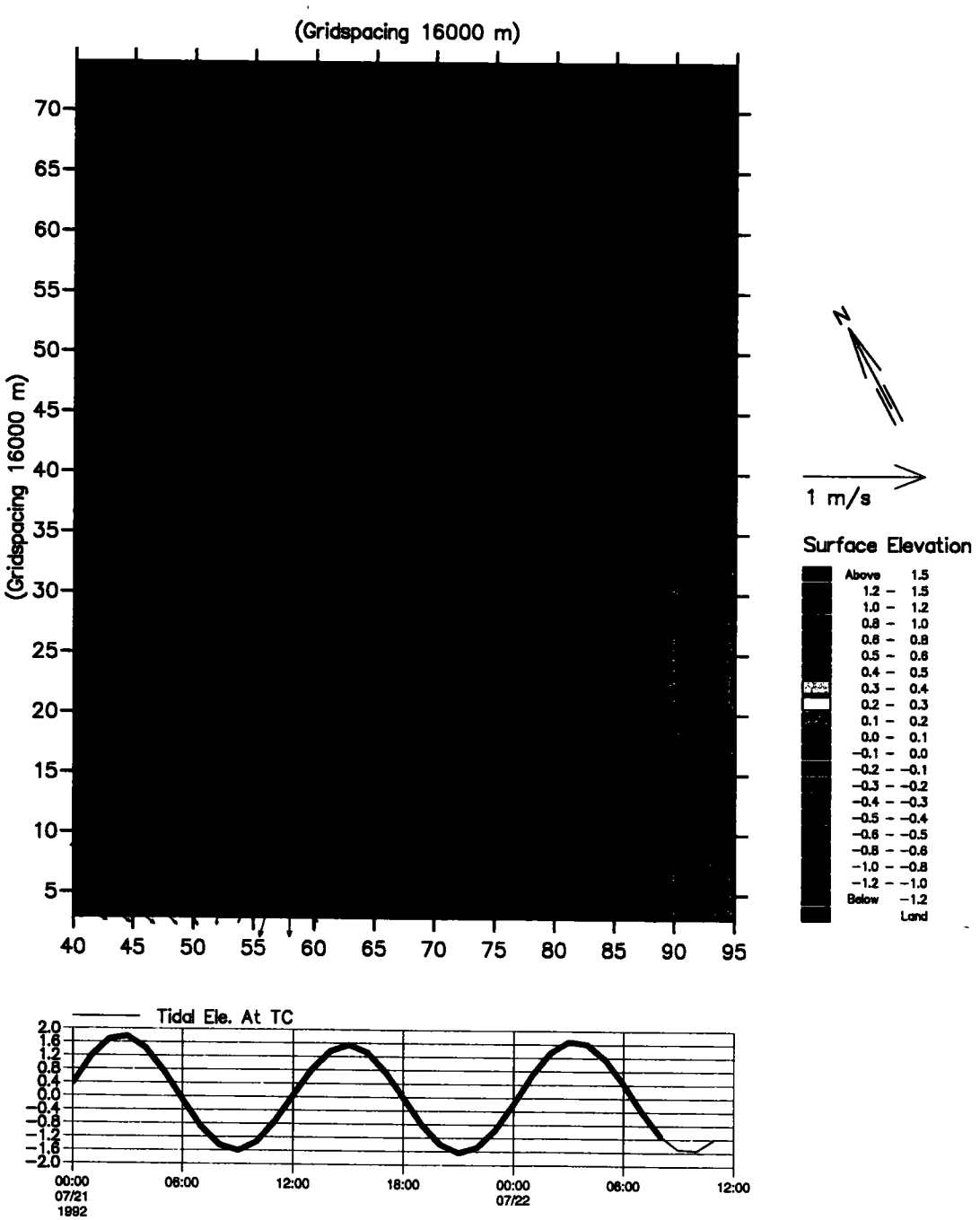


圖 56 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 08:00 台中港平潮後退潮時段)

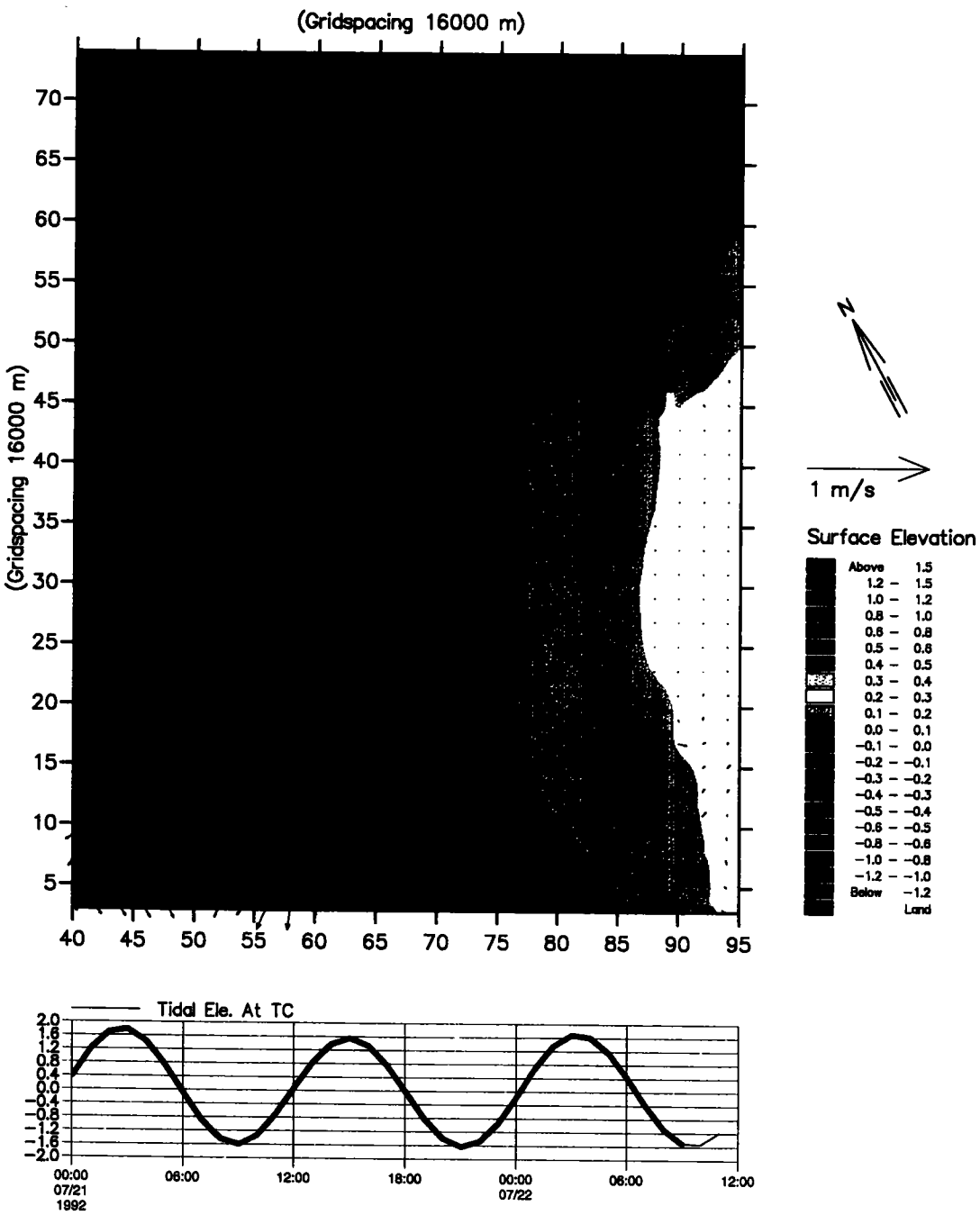


圖 57　台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬
(1992/07/22 09:00 台中港平潮後退潮時段)

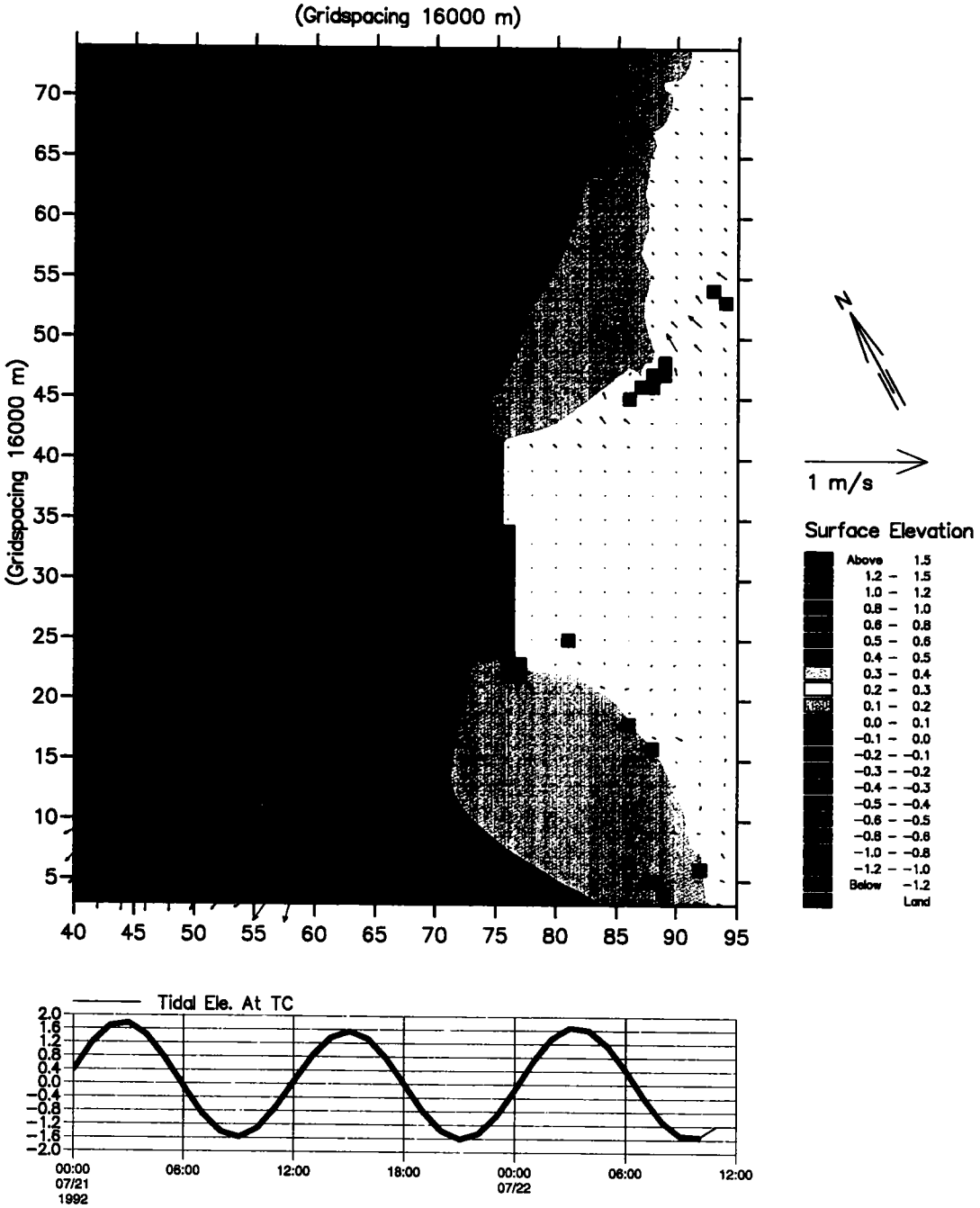
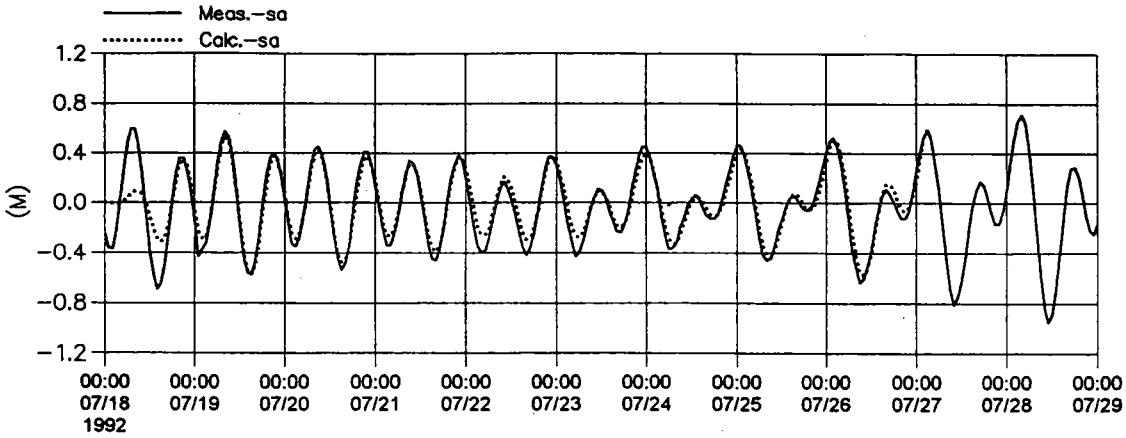
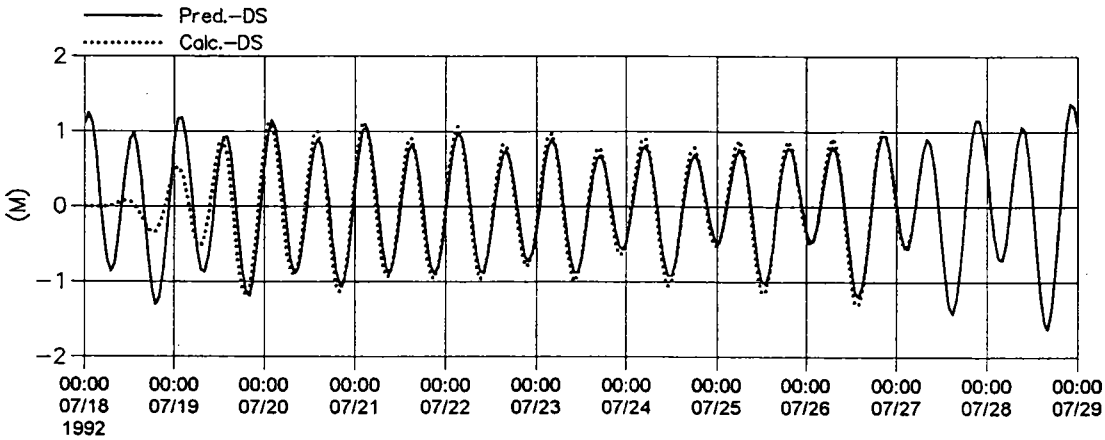


圖 58 台灣海峽及台灣環島海域潮位與潮流之運動模擬

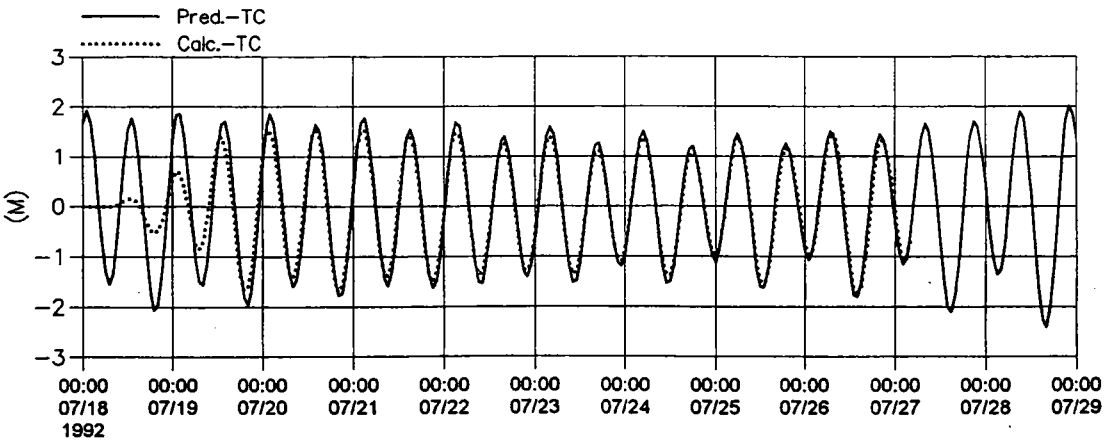
(1992/07/22 10:00 台中港退潮時段低潮時刻)



(a)

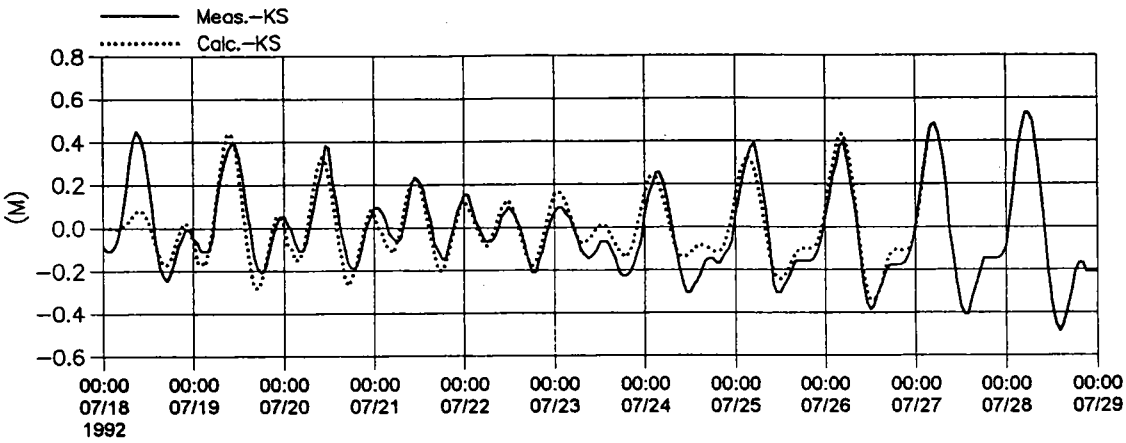


(b)

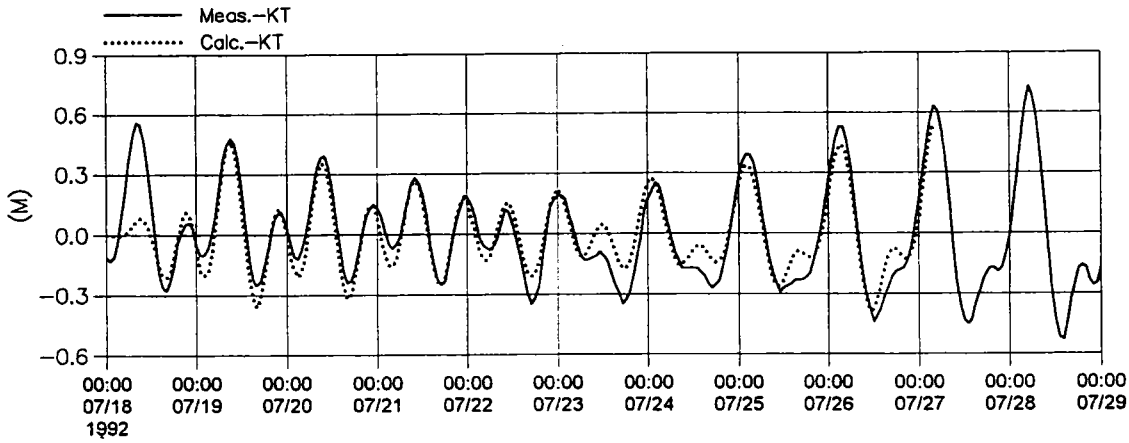


(c)

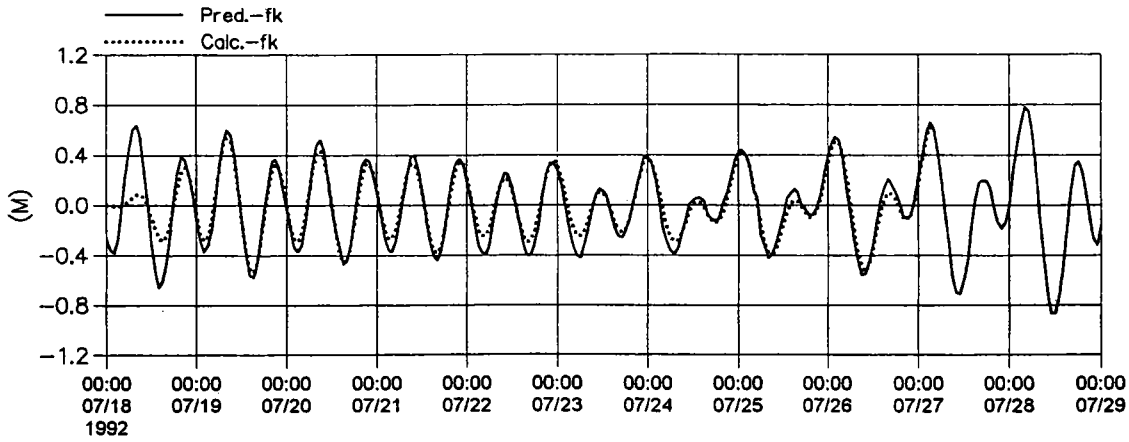
圖 59 大範圍計算台灣環島海域迴報(hindcast)與計算潮位之驗證比較 (a)蘇澳; (b)淡水; (c)台中。



(a)



(b)



(c)

圖 60　大範圍計算台灣環島海域迴報(hindcast)與計算潮位之驗證比較 (a)高雄; (b)蟳廣嘴; (c)富崗。

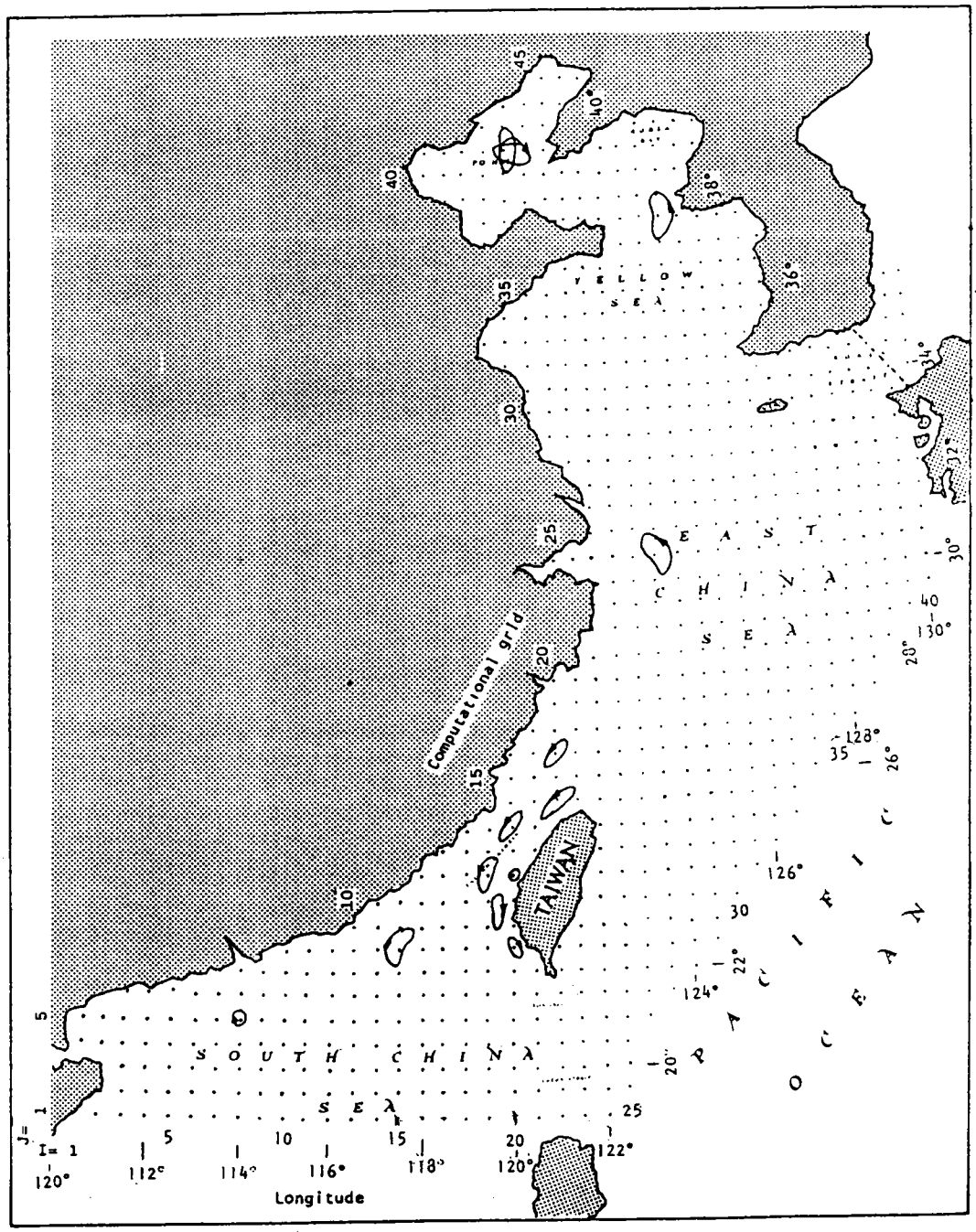


圖 61 台灣海峽水域內,天文潮淺水化之後, 潮流在流向及流速上呈橢圓形的周期性旋轉現象 (劉肖孔, 1983)

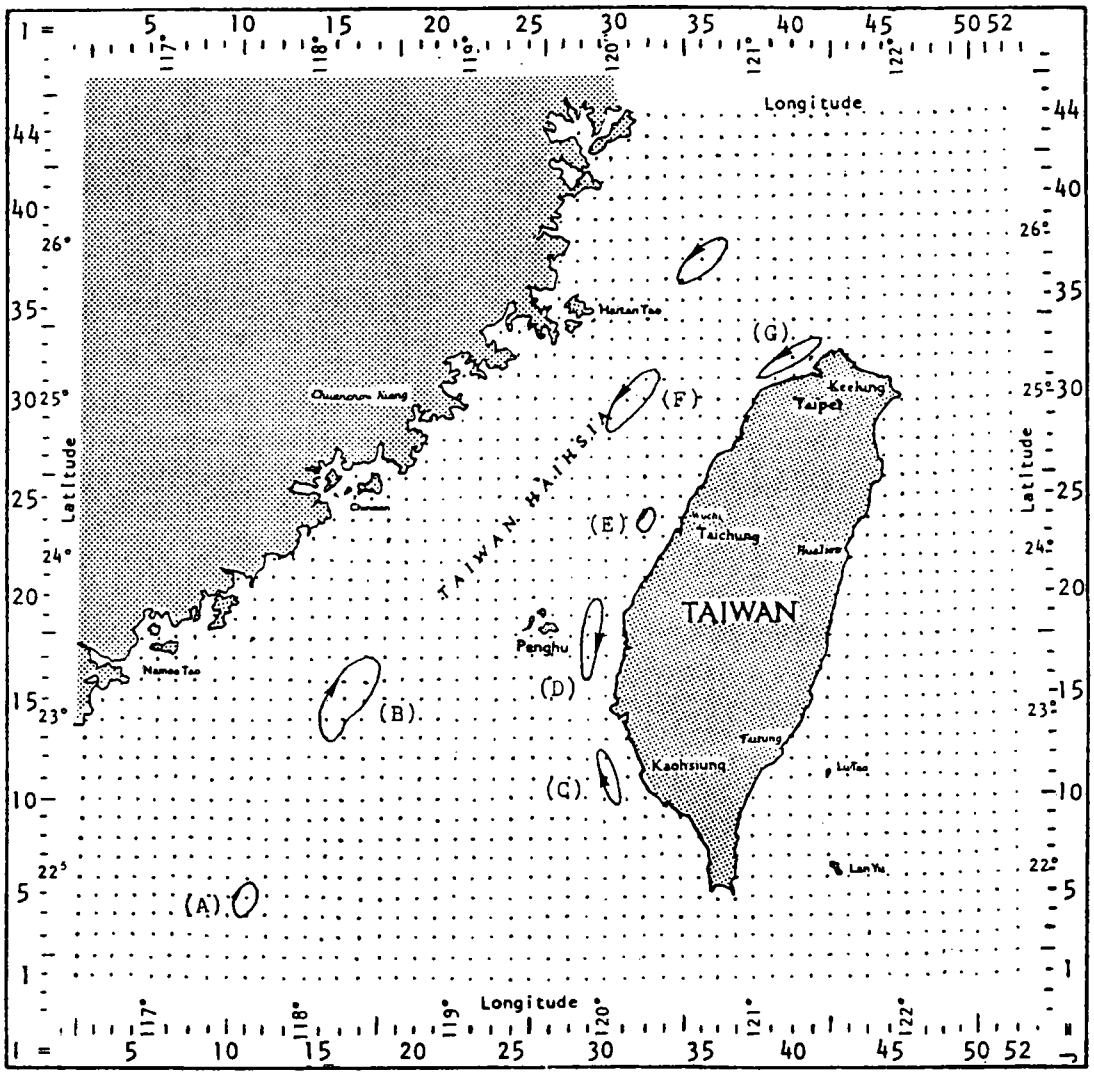


圖 62 台灣海峽水域天文潮潮流橢圓變化圖 (劉肖孔, 1983)

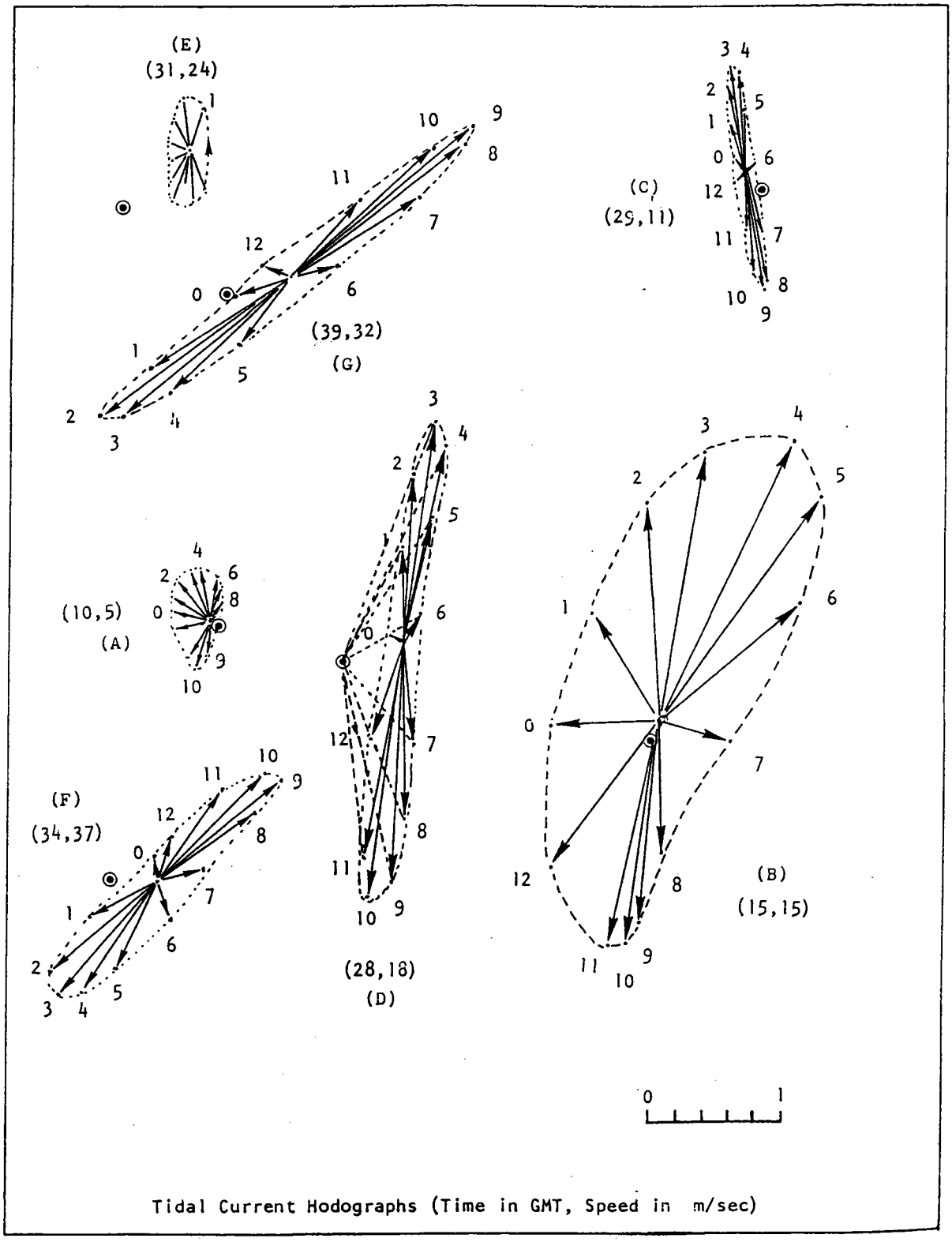


圖 63 台灣海峽水域內潮流每小時的變化情形,
(測站地點參閱圖 4-42, 劉肖孔, 1983)

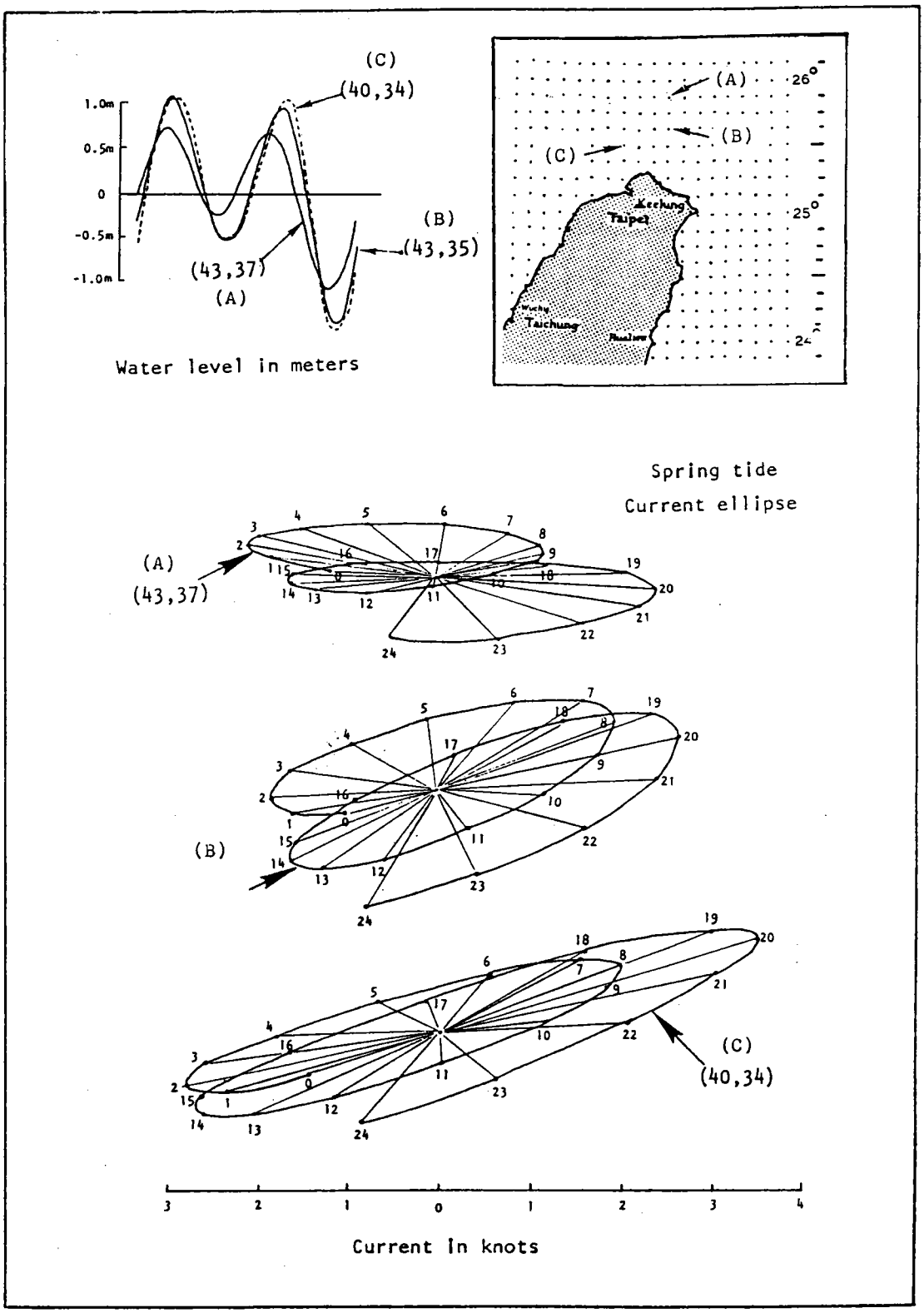


圖 64 大潮時台灣北部表層潮流變化情形 (劉肖孔, 1983)

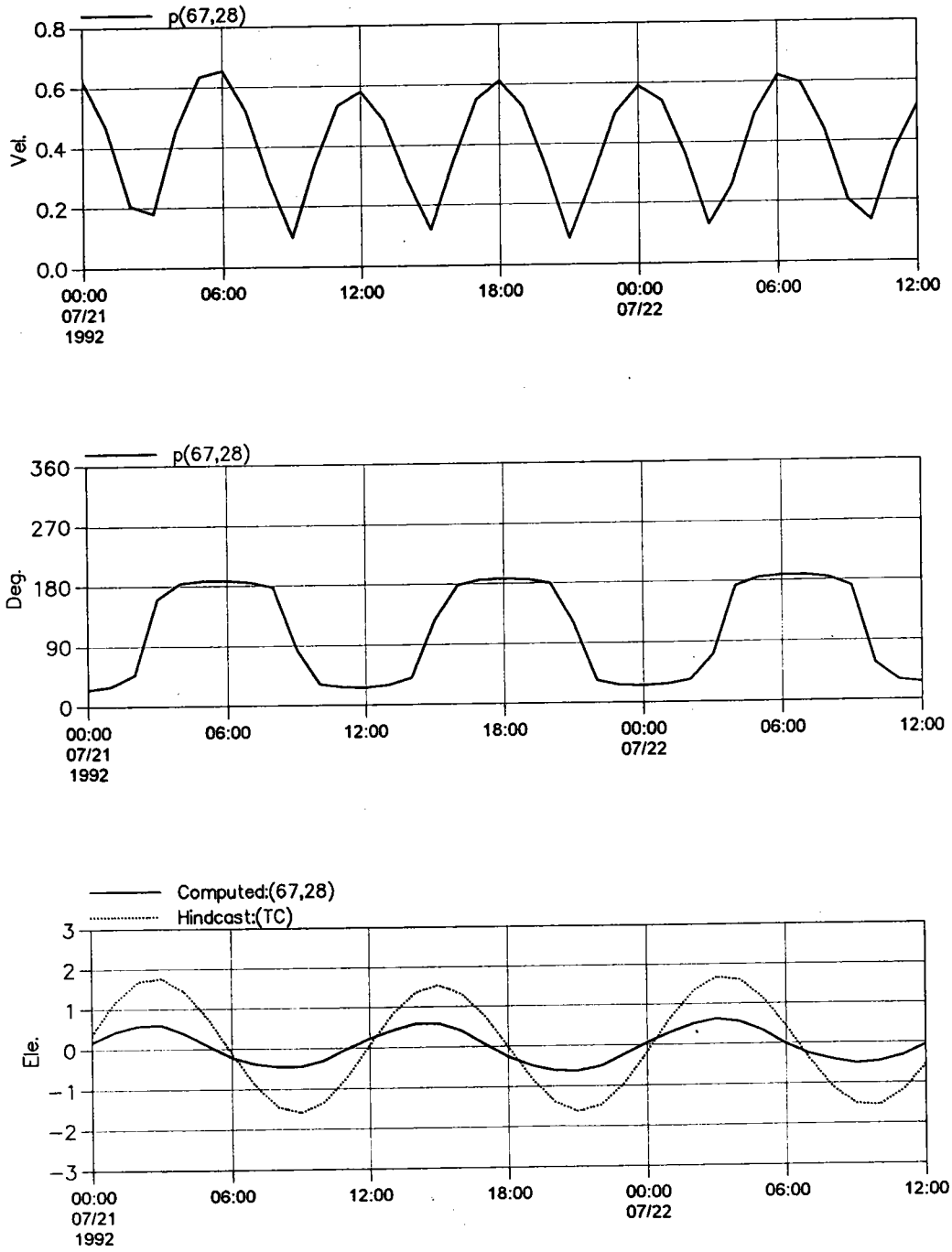


圖 65 布袋至馬公間海域, 計算點(67, 28)之計算潮流流速、流向及潮位

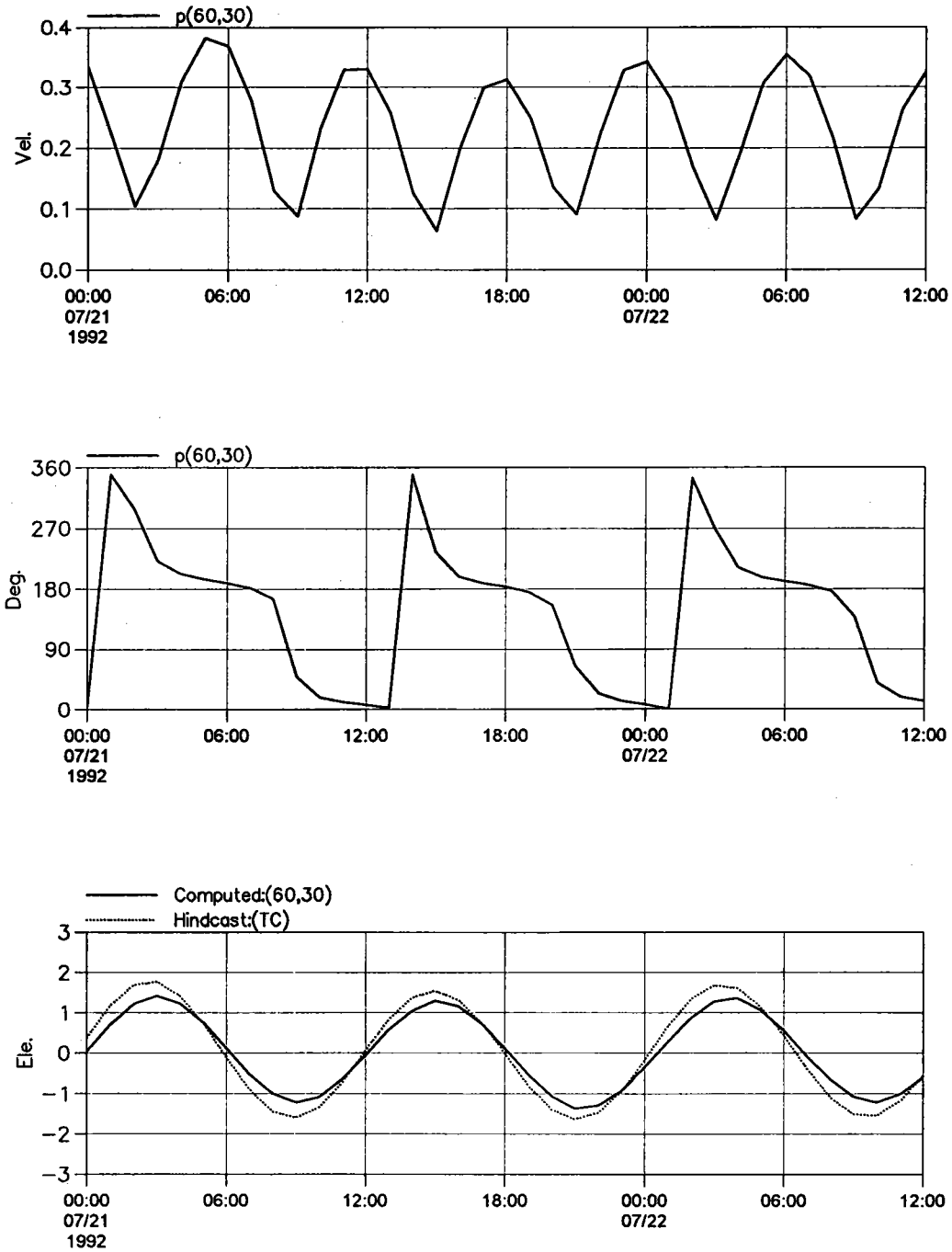


圖 66 澎湖至金門間海域, 計算點(60, 30)之計算潮流流速、流向及潮位

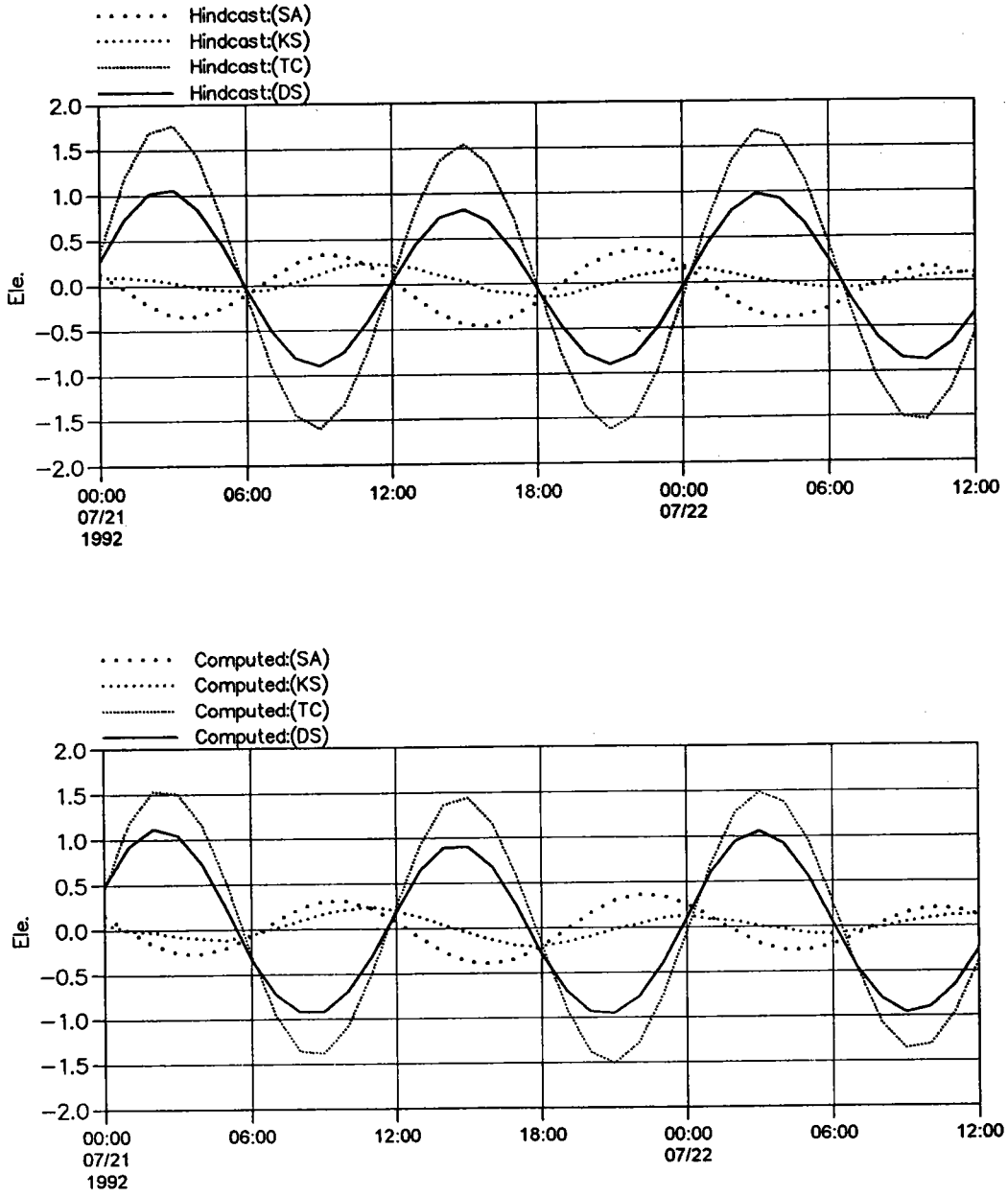


圖 67　蘇澳、淡水、台中及高雄驗潮站上之迴報(上)及計算(下)潮位逐時變化圖

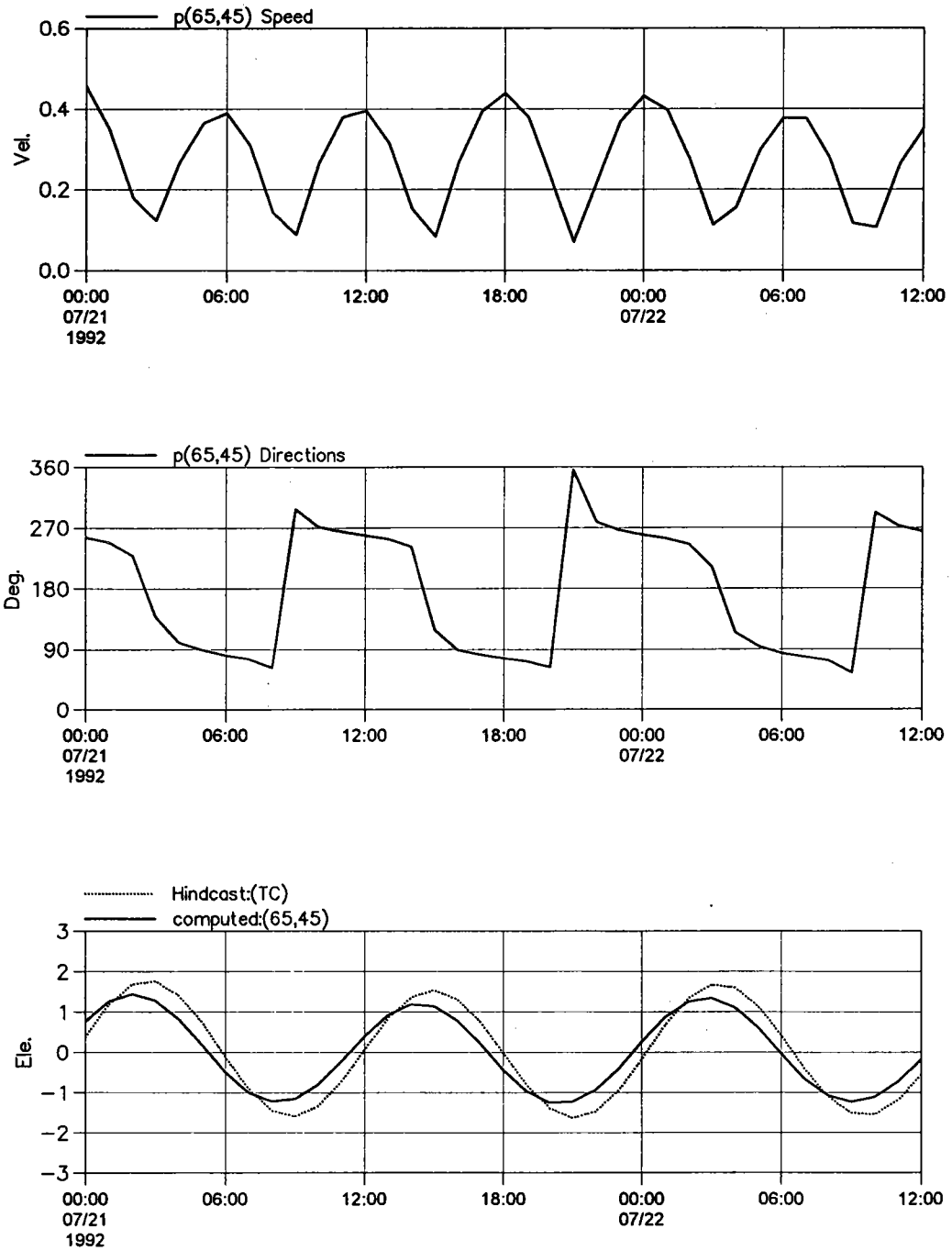


圖 68 台灣海峽北端海域座標點(65, 45)上之計算潮流流速、流向及潮位逐時變化圖

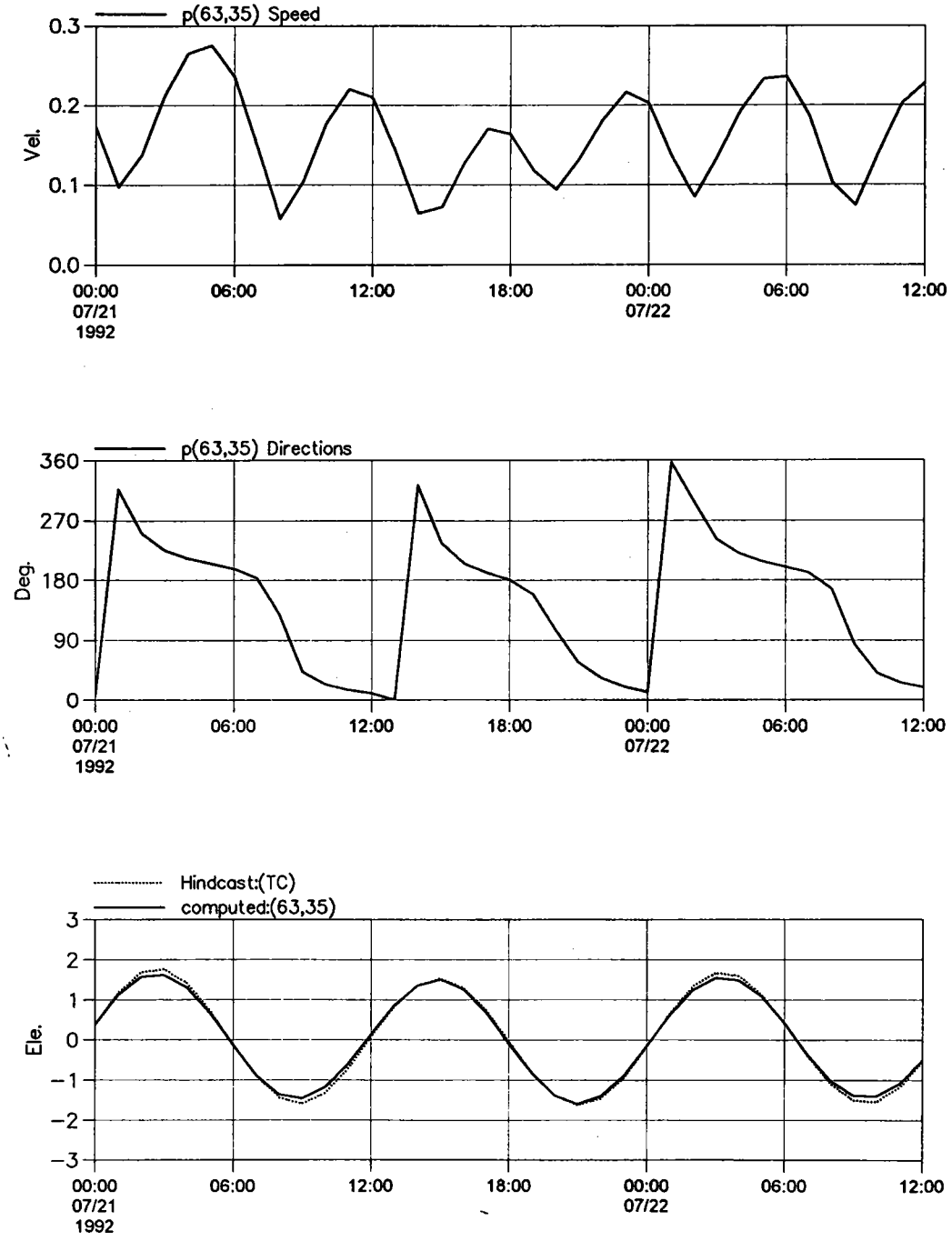


圖 69 台灣海峽中部海域座標點(63, 25)上之計算潮流流速、流向及潮位逐時變化圖

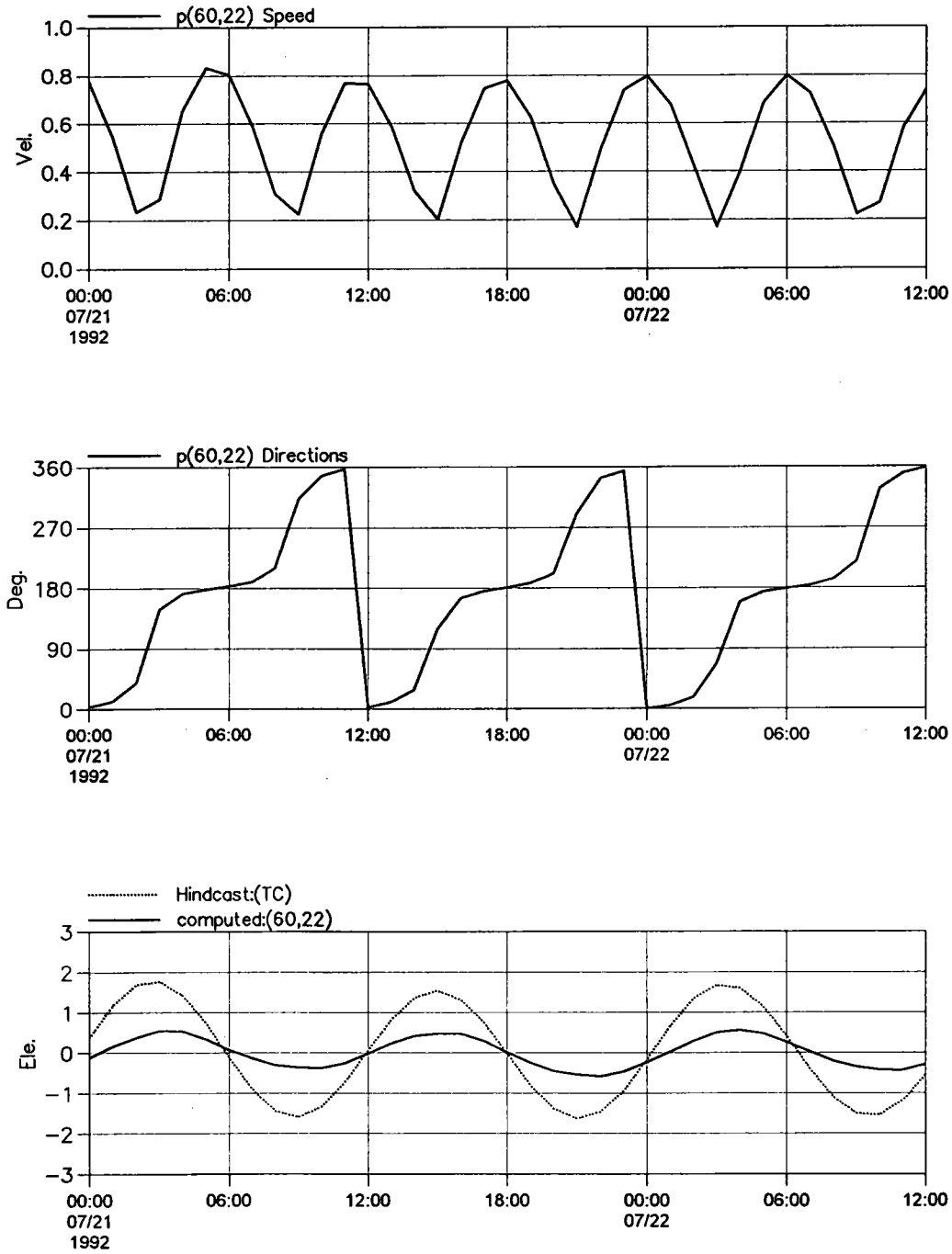


圖 70 台灣海峽南端海域座標點(60, 22)上之計算潮流流速、流向及潮位逐時變化圖

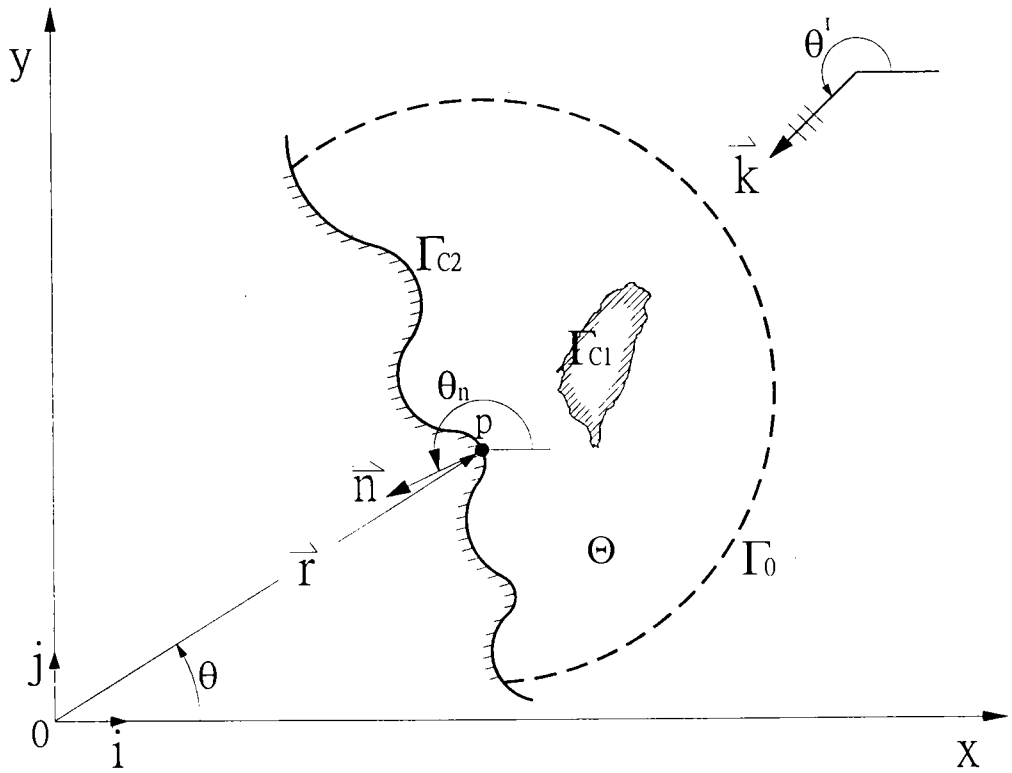


圖 71 直角及極座標與計算海域、不規則海岸線邊界及入射波向之定義

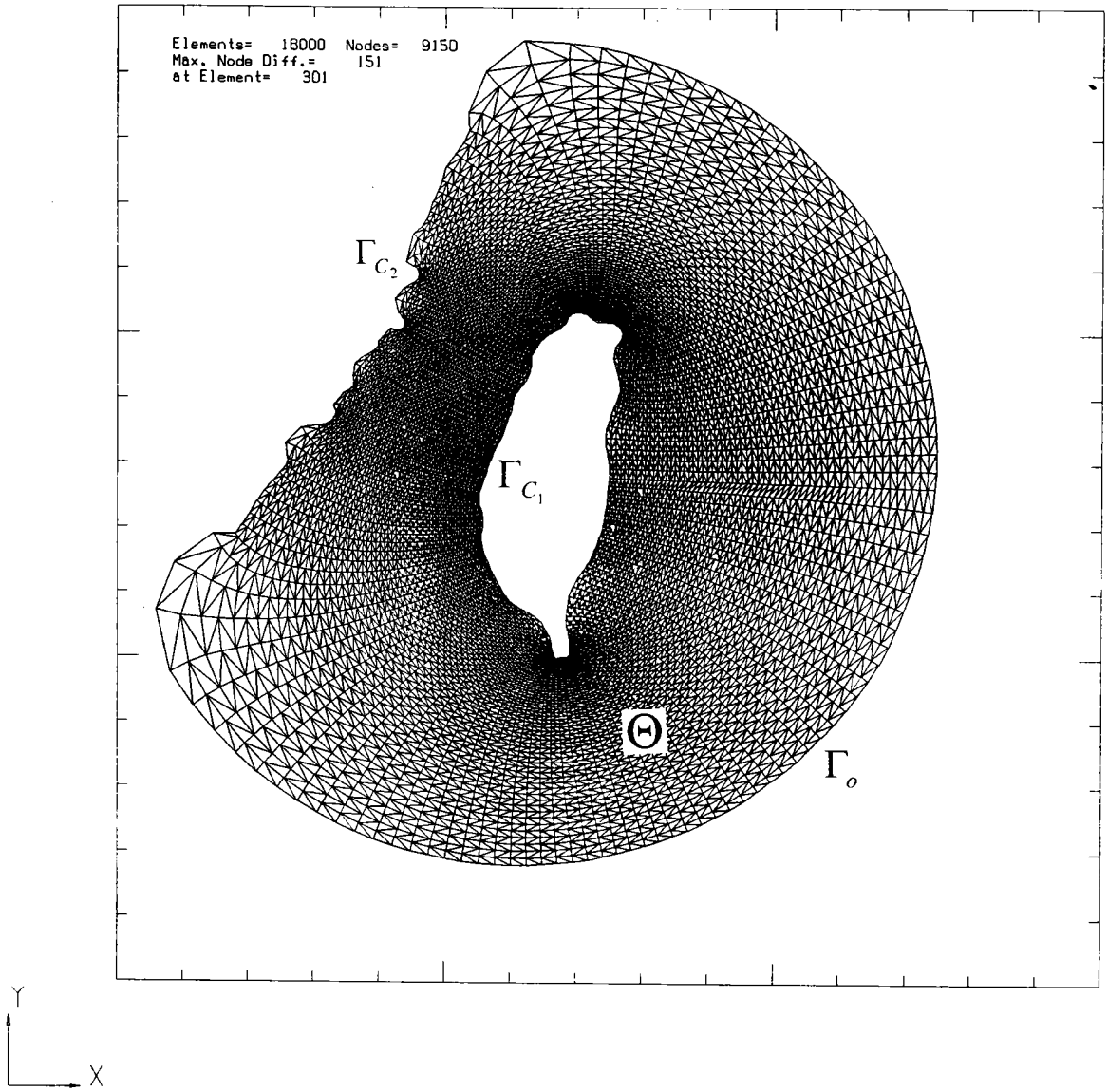


圖 72 計算海域網格化與相關海陸邊界定義

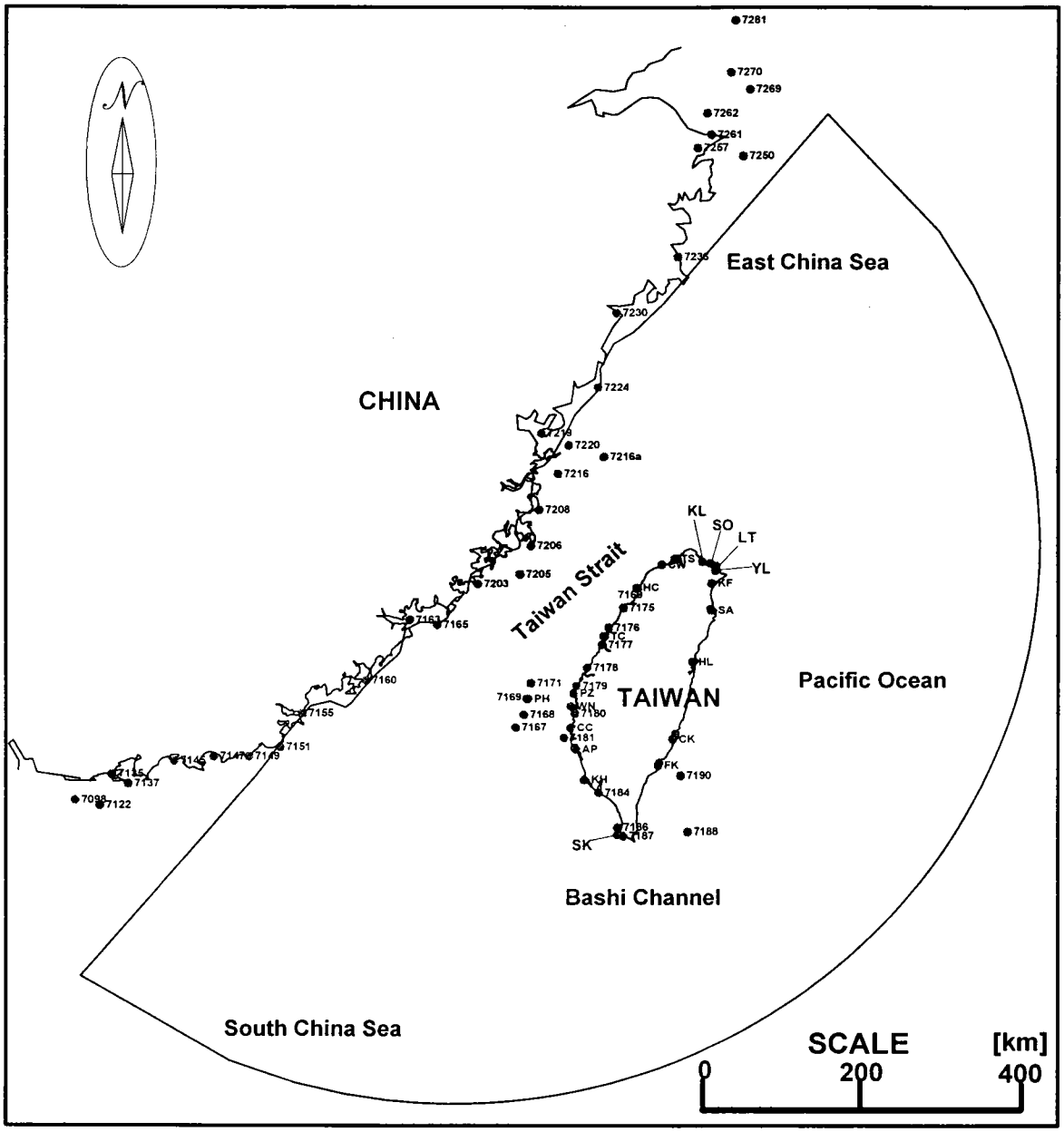


圖 73 台灣環島海域有限元素法之計算海域範圍

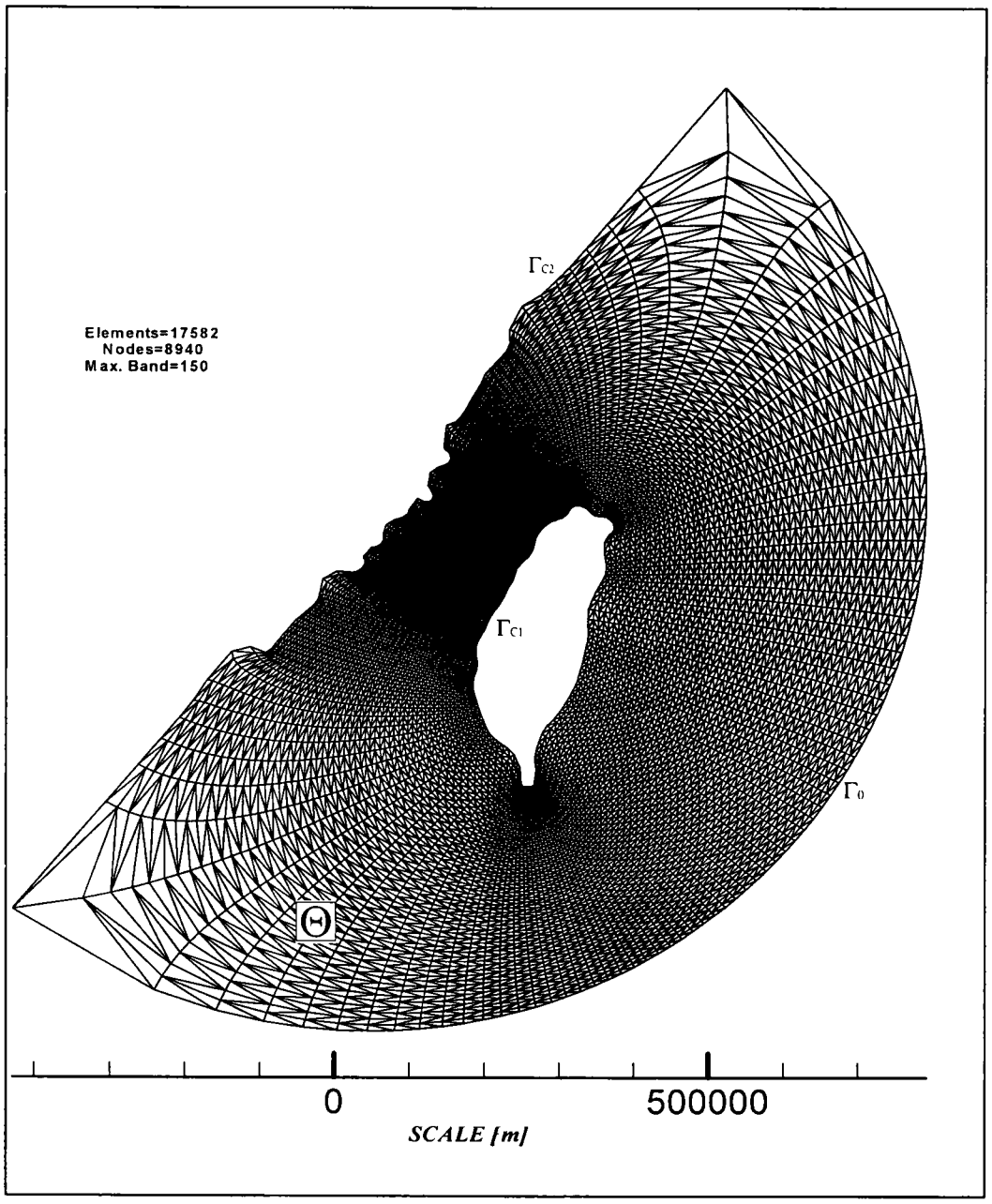
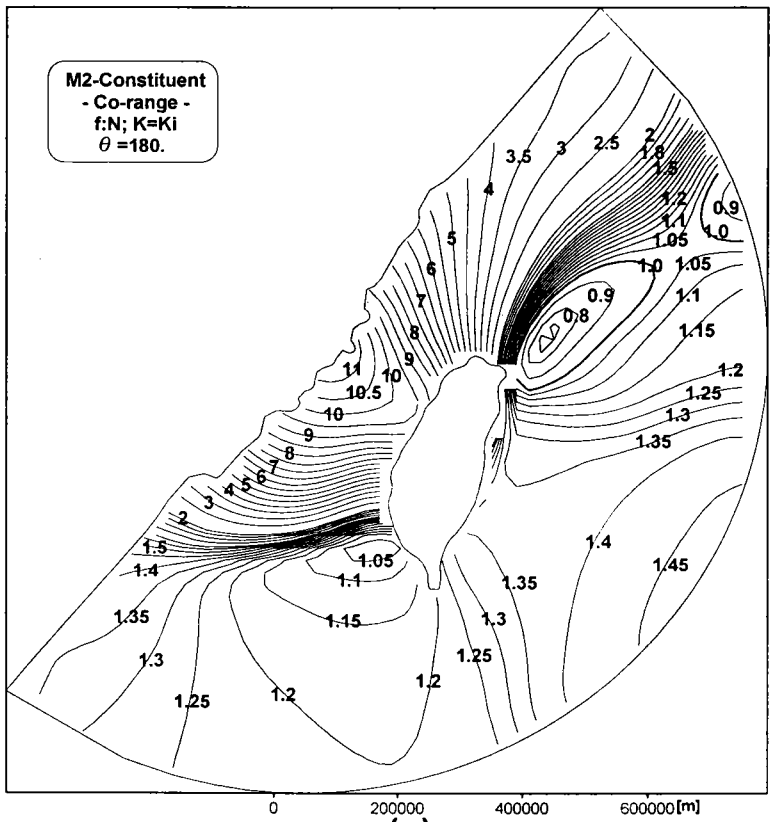
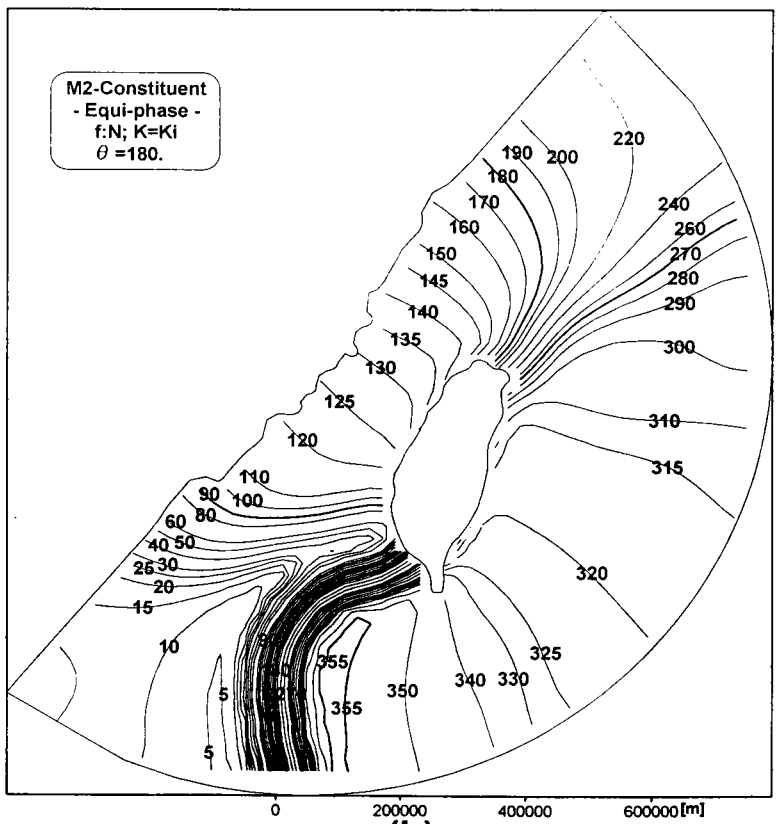


圖 74 有限元素網格化後之台灣環島計算海域



(a)



(b)

圖 75 台灣環島海域M_2分潮潮波之計算振幅(a)及相位角(b)分佈
(f:忽略；$k_o = k_i$；$\theta' = 180^o$)

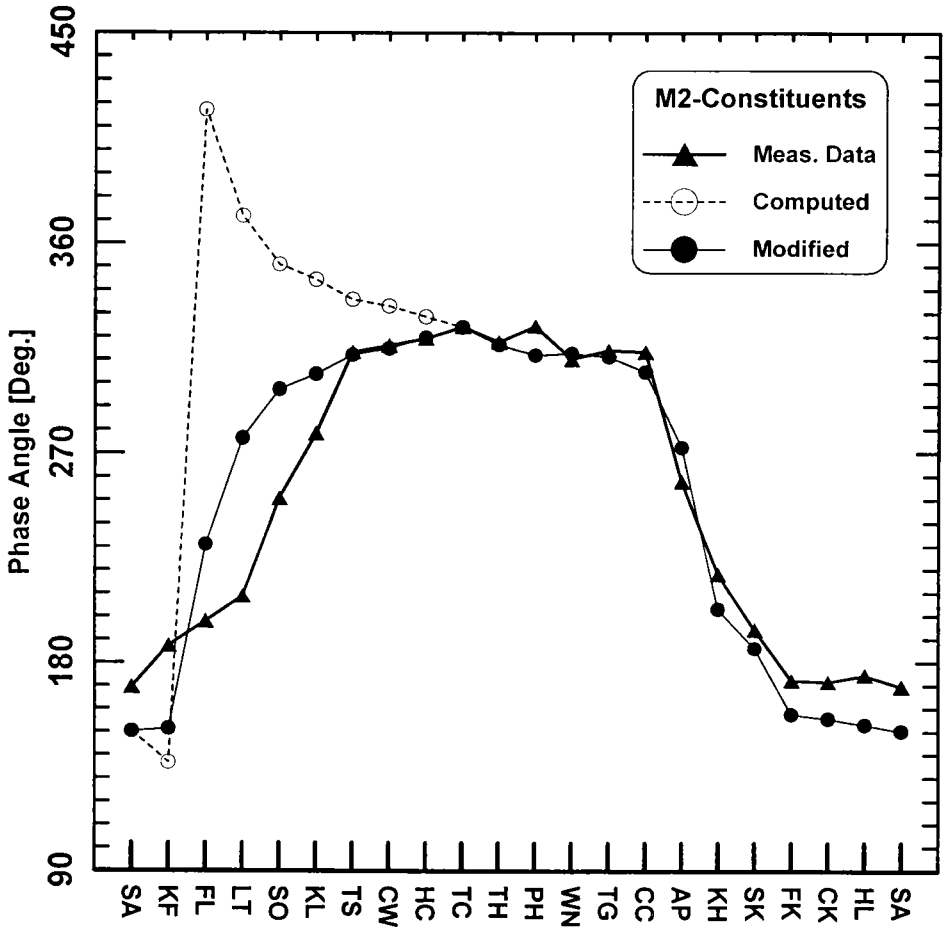
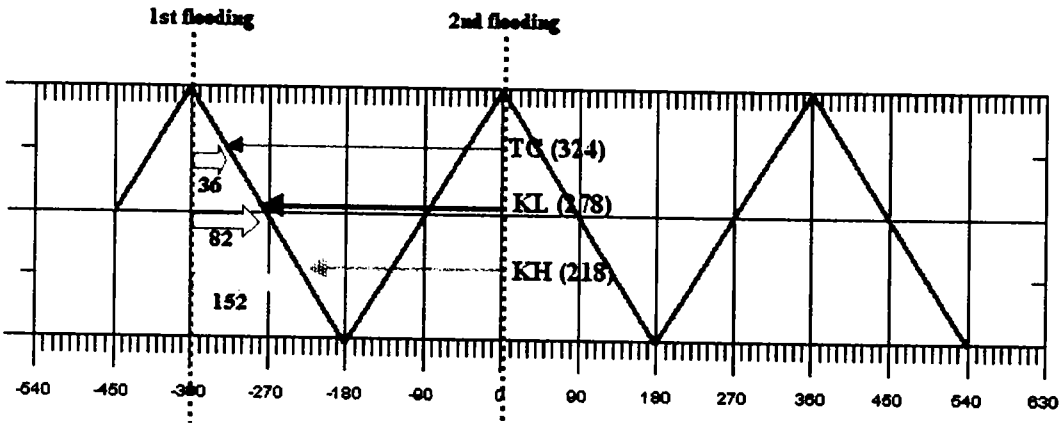


圖 76 M_2分潮計算及調整後之相位角與調和分析相位遲角之驗證比較

M_2 Constituents

	Meas. ~ Harmonic (Phase Lag)	Model ~ Simulation (Phase angle)
KL	278°	148.75°
TC	324°	128.43°
KH	218°	7.49°

Fig. Phase-Lag in Tidal Harmonic analyses



relative phase lag

KH-TC = 218-324 = -106

KL-TC = **278-324** = **- 46**

≅ **82 - 36** = **+46**

relative phase difference

KH-TC=7.49 - 128.43 = -120.94

KL-TC=148.75 - 128.43 = +20.32

圖 77 調和分析相位遲角與計算相位角之相對關係圖

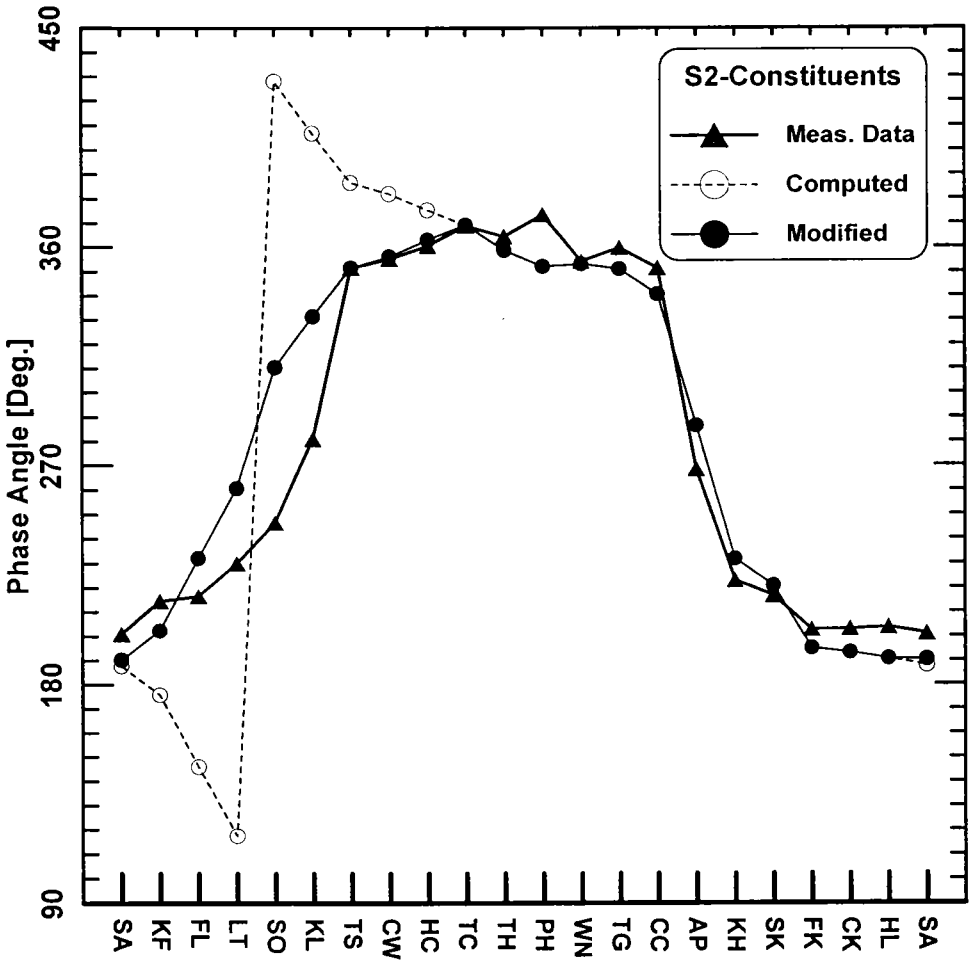
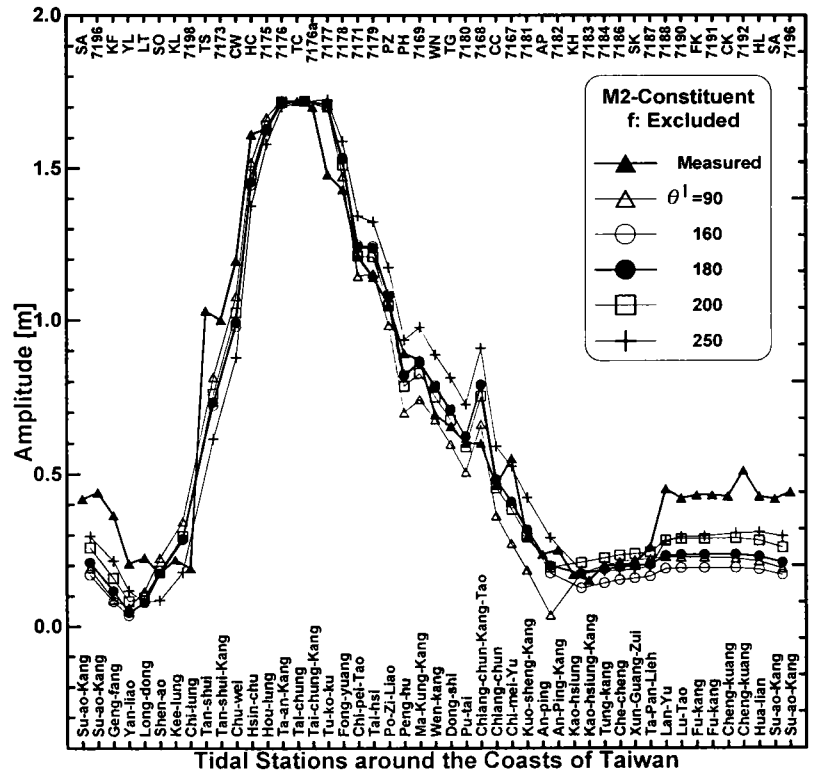
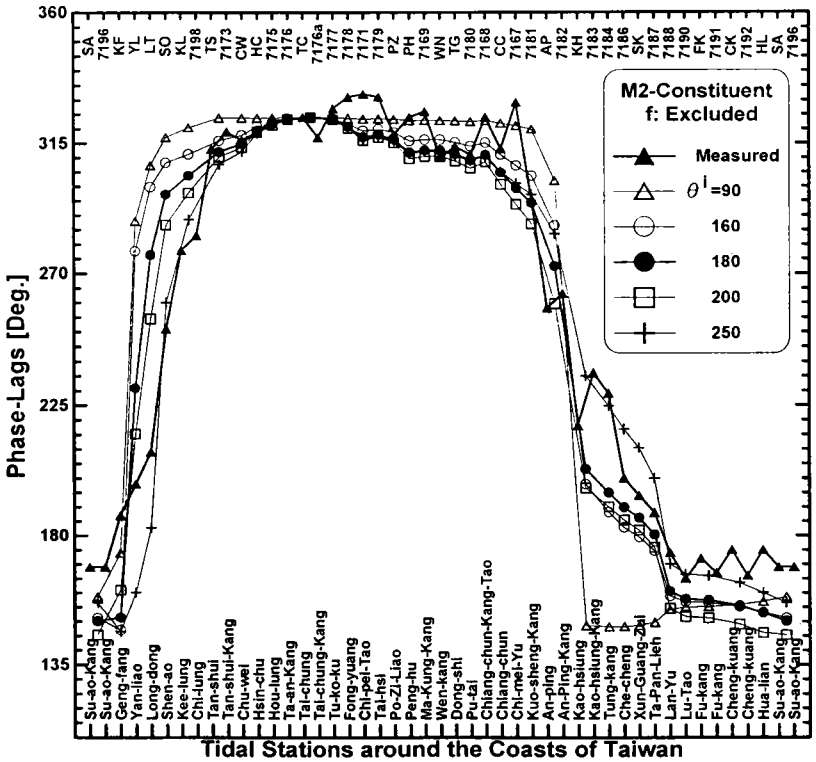


圖 78 S_2分潮計算及調整後之相位角與調和分析相位遲角之驗證比較

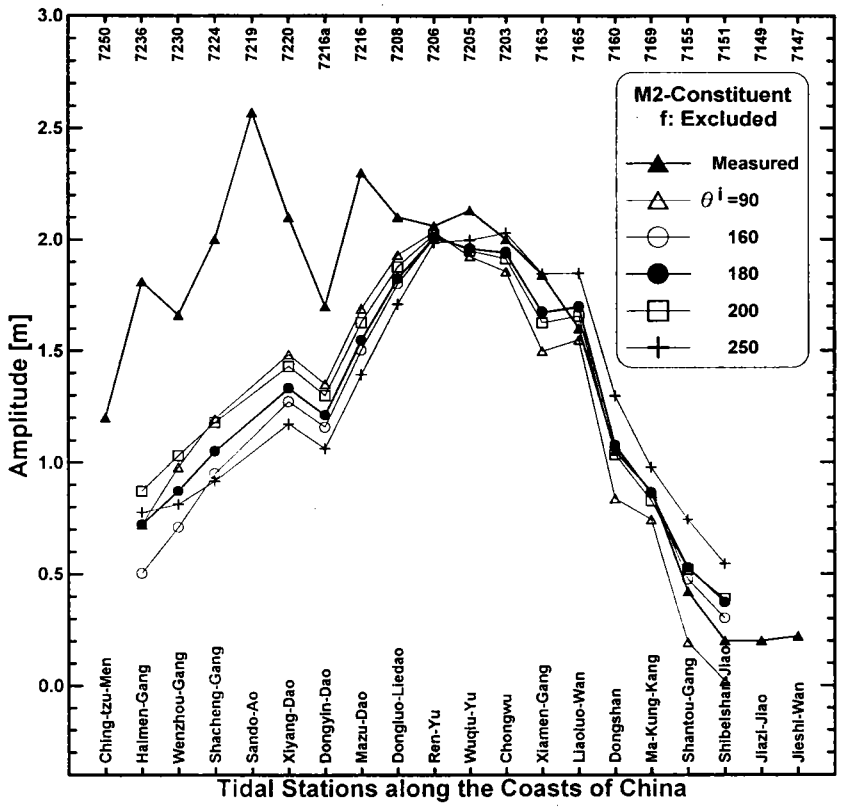


(a)

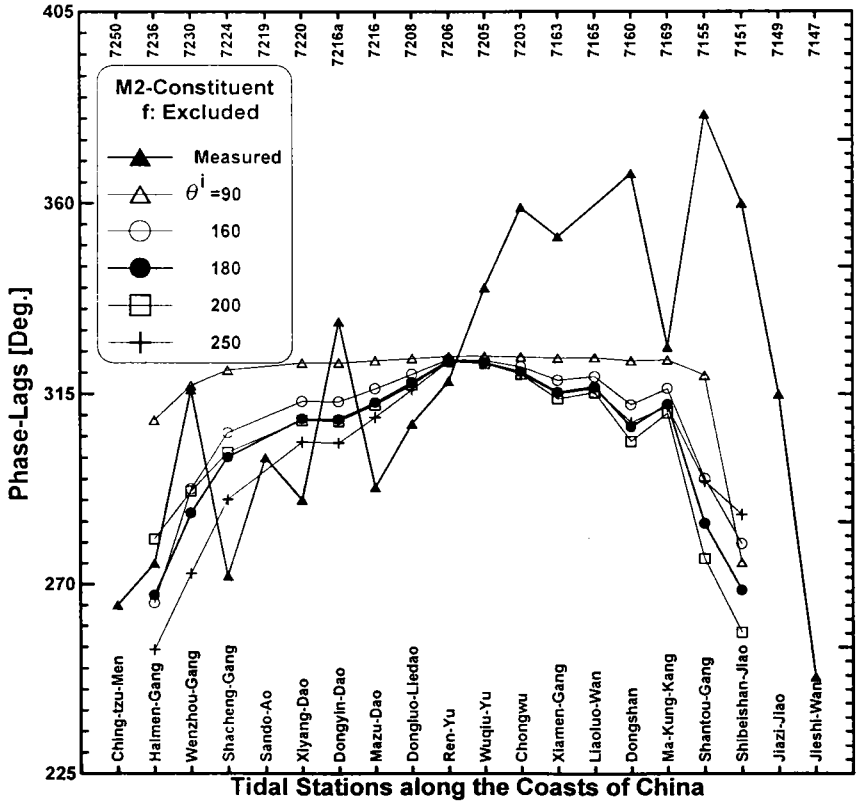


(b)

圖 79 忽略科氏力效應之分潮潮波入射角率定，台灣環島沿岸之(a)計算振幅與(b)計算之相位遲角



(a)



(b)

圖 80 忽略科氏力效應之分潮潮波入射角率定，中國中國大陸沿岸之計算振幅與(b)計算之相位遲角

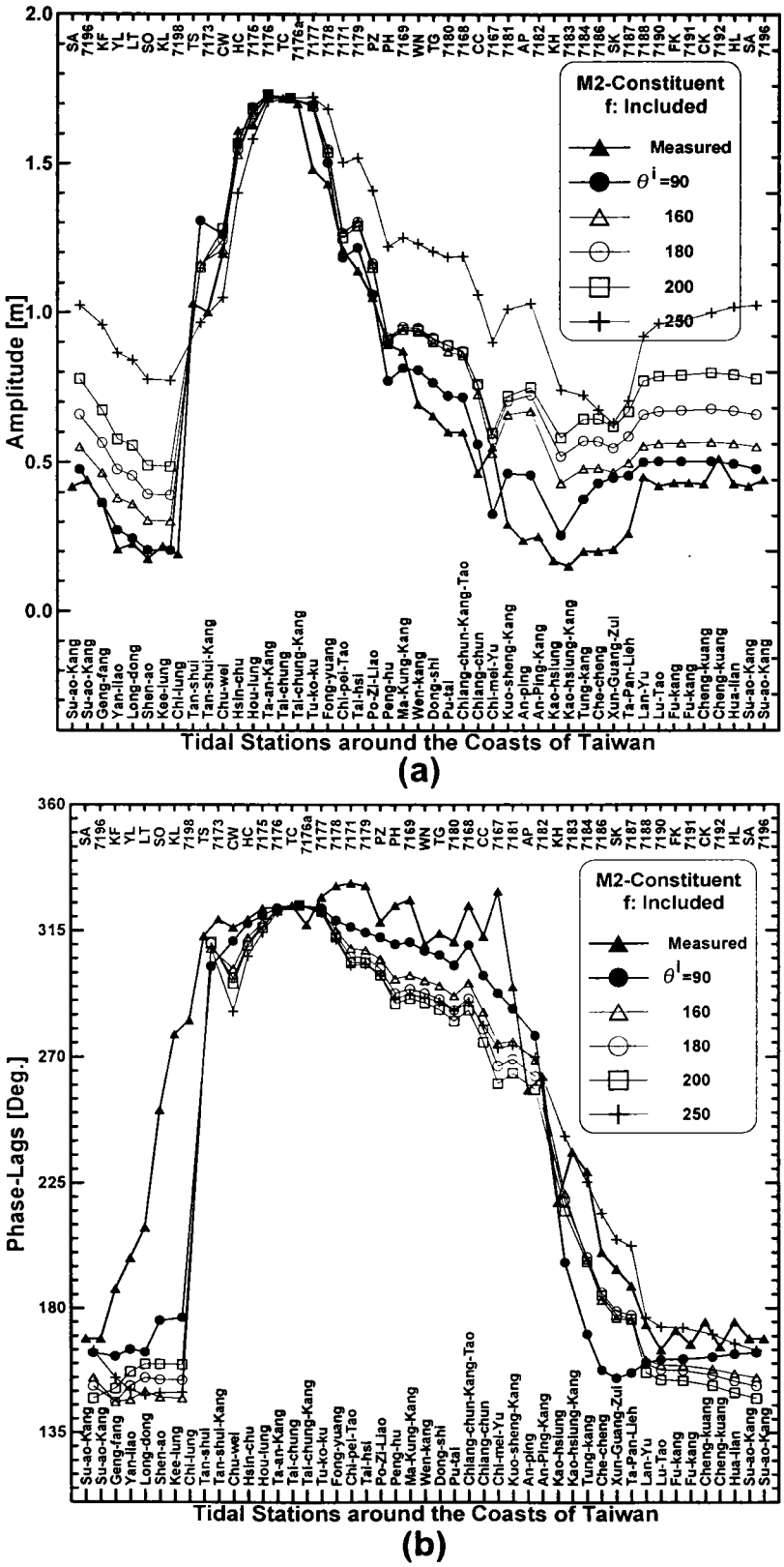
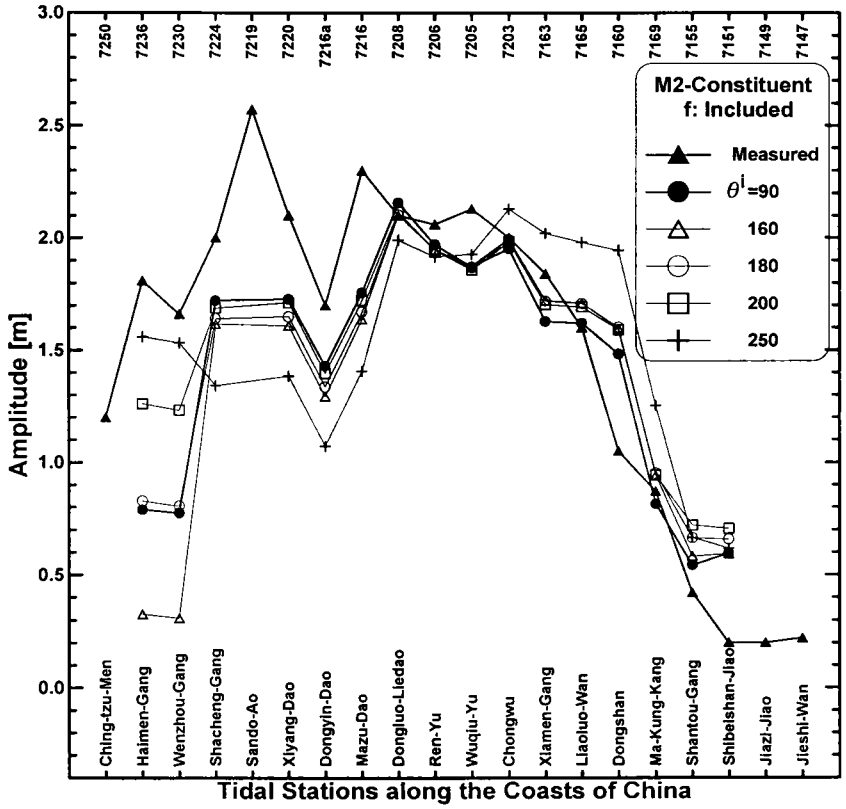
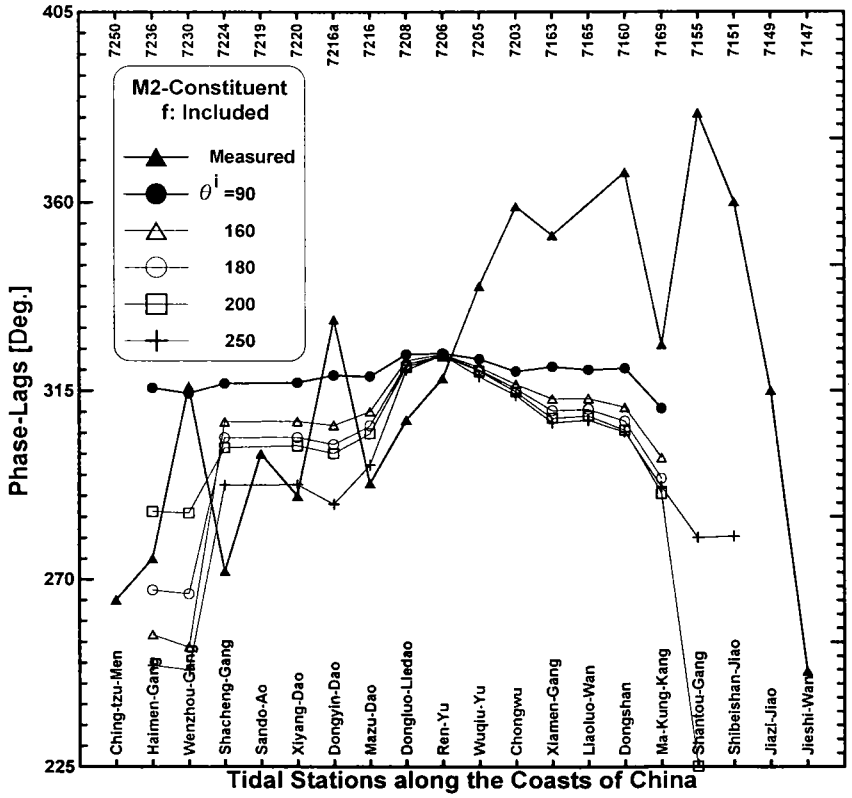


圖 81 包含科氏力效應之分潮潮波入射角率定，台灣環島沿岸之(a)計算振幅與(b)計算之相位遲角

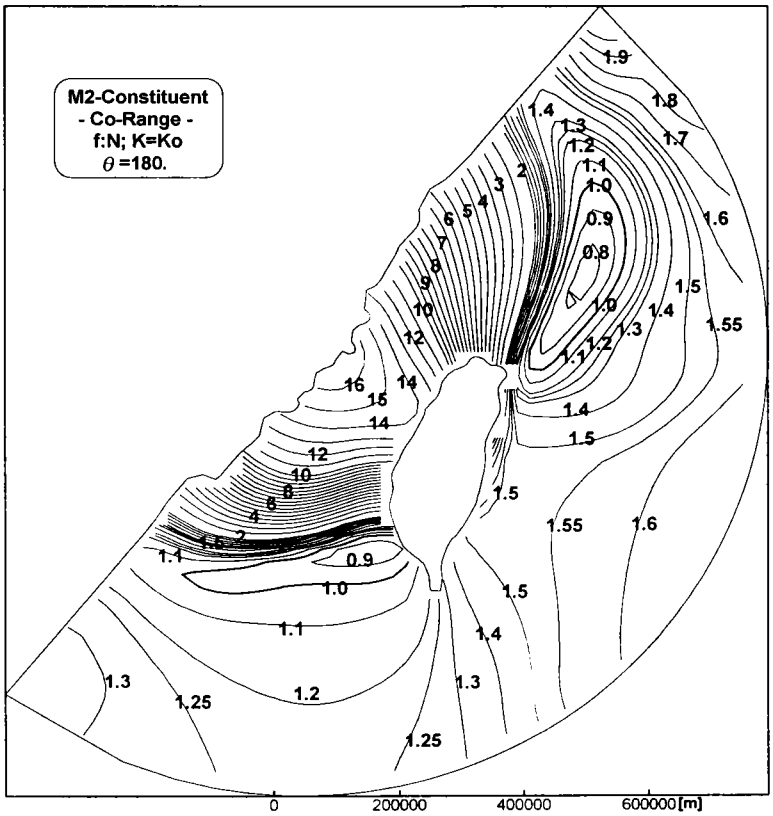


(a)

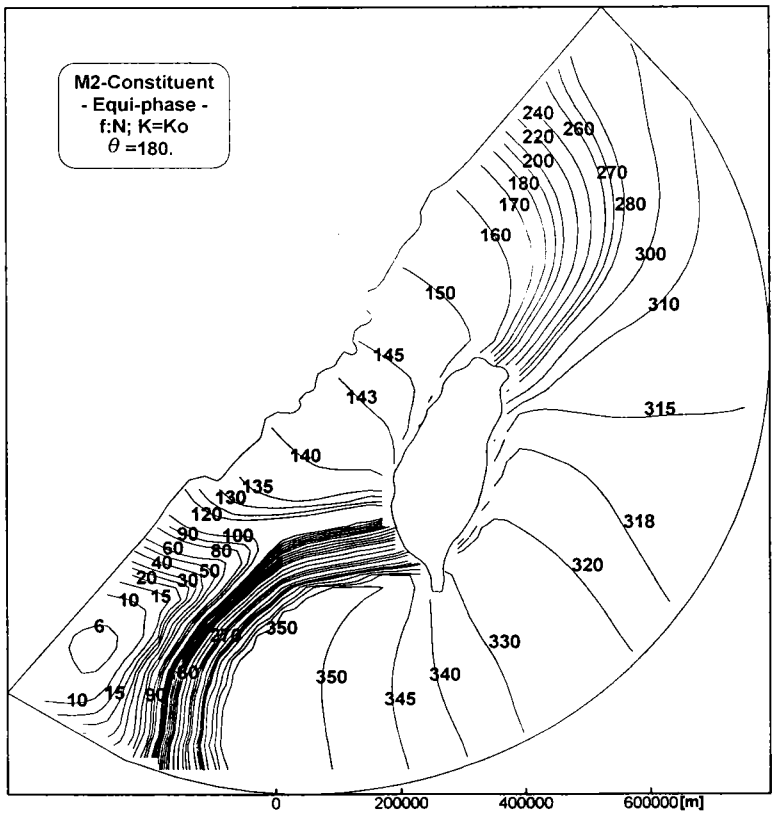


(b)

圖 82 包含科氏力效應之分潮潮波入射角率定，中國中國大陸沿岸之(a)計算振幅與(b)計算之相位遲角

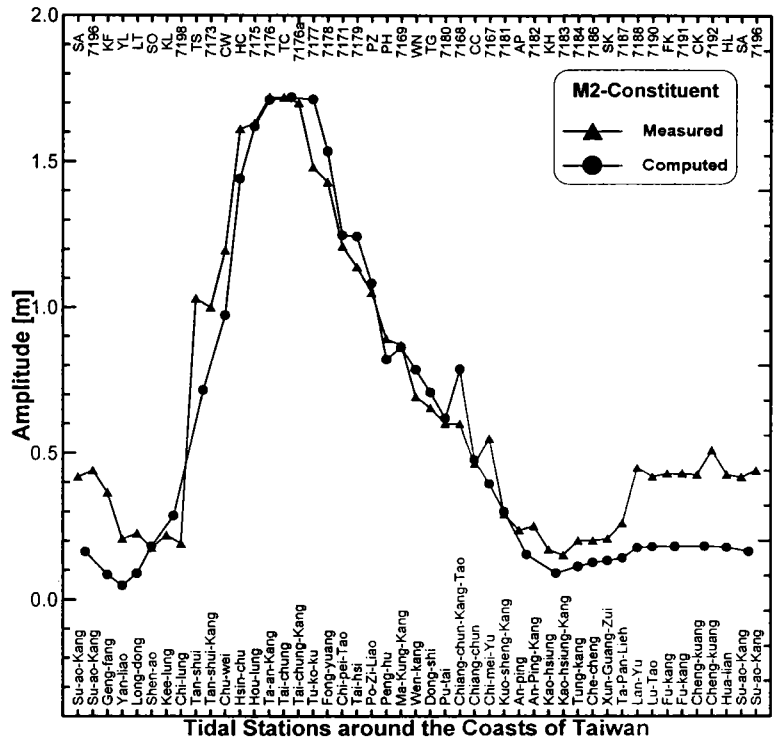


(a)

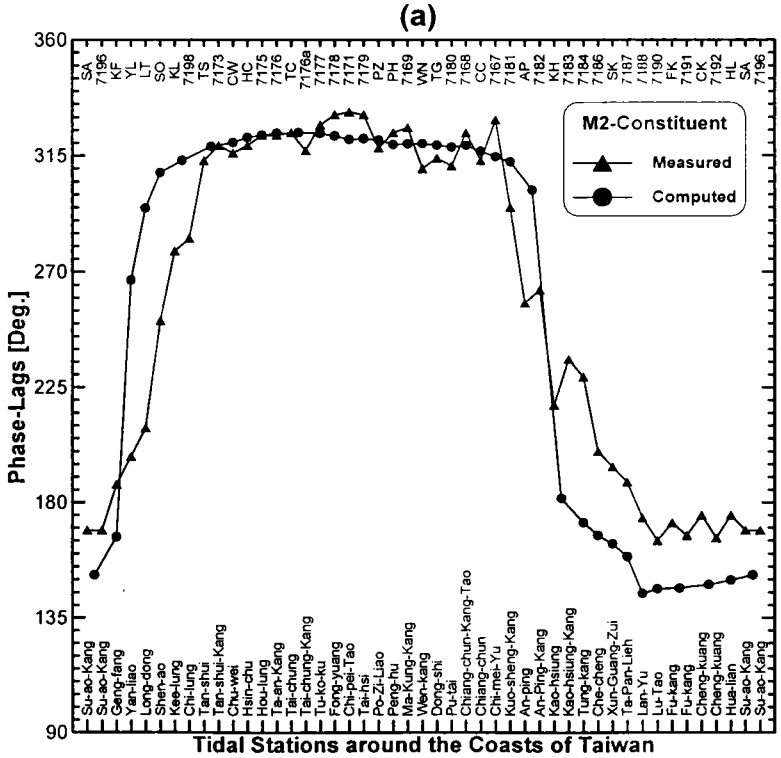


(b)

圖 83 台灣環島海域半日型潮波M_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

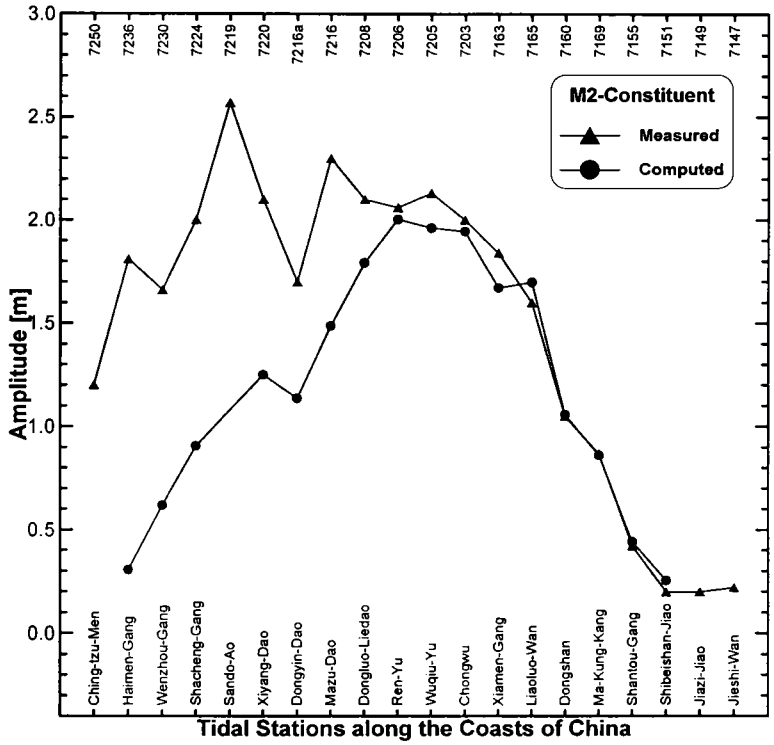


(a)



(b)

圖 84 台灣環島沿岸海域M_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)



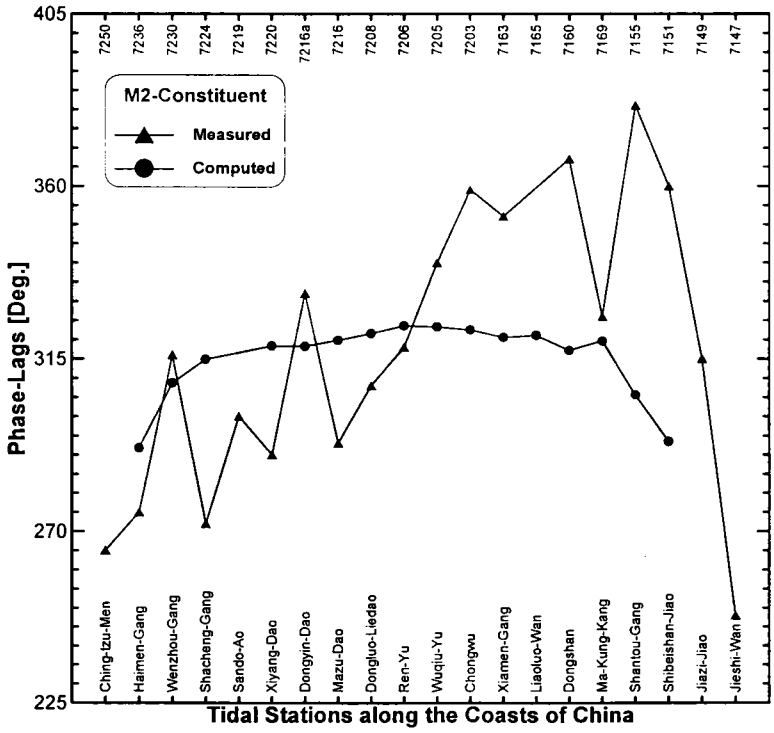


圖 85 中國大陸沿岸海域M_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

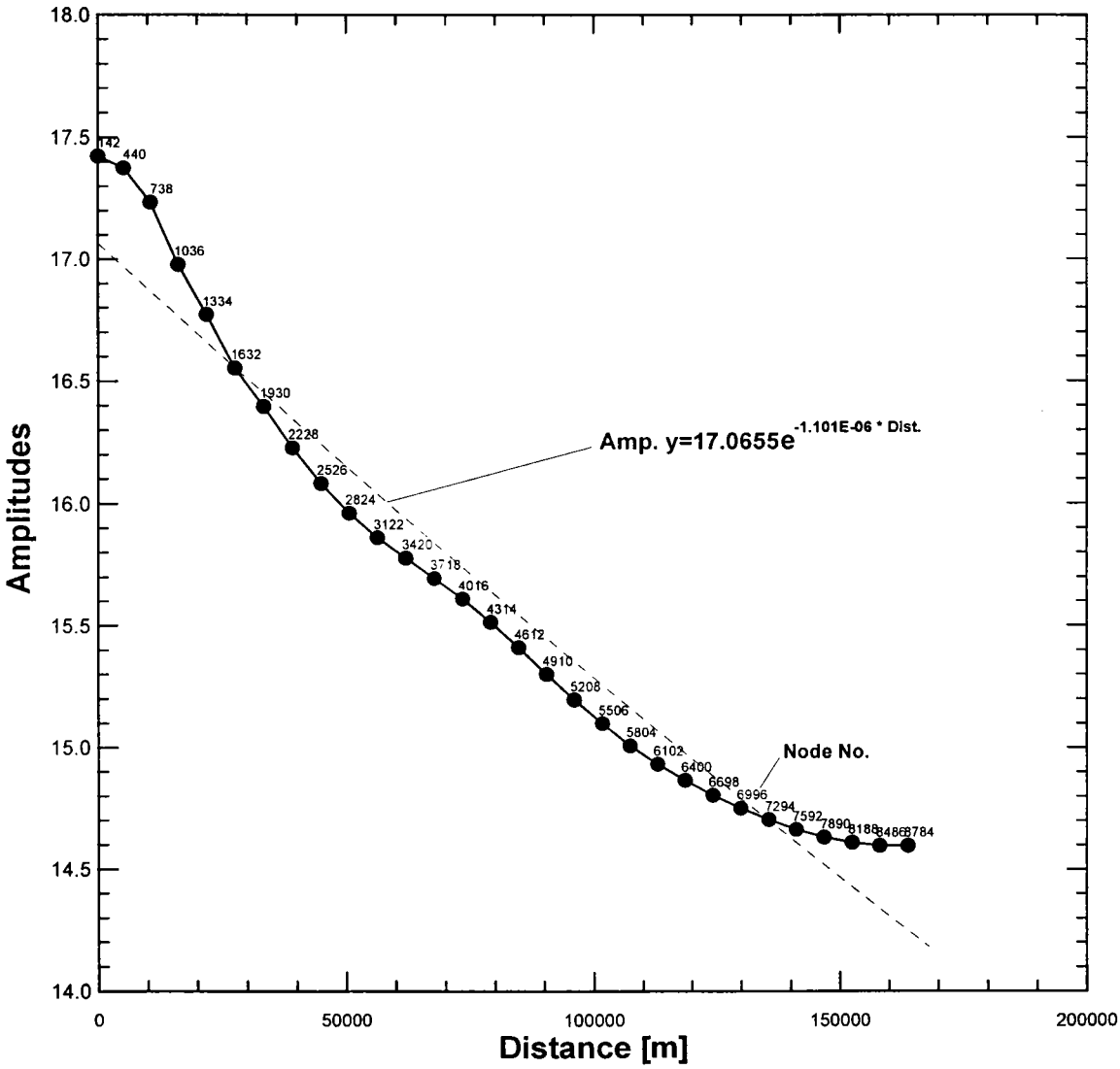
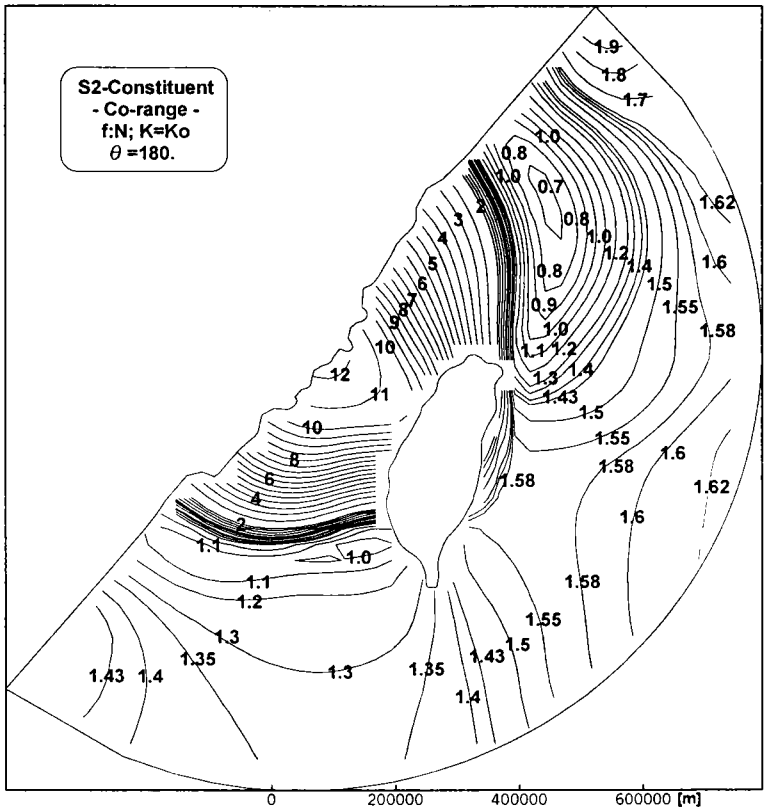
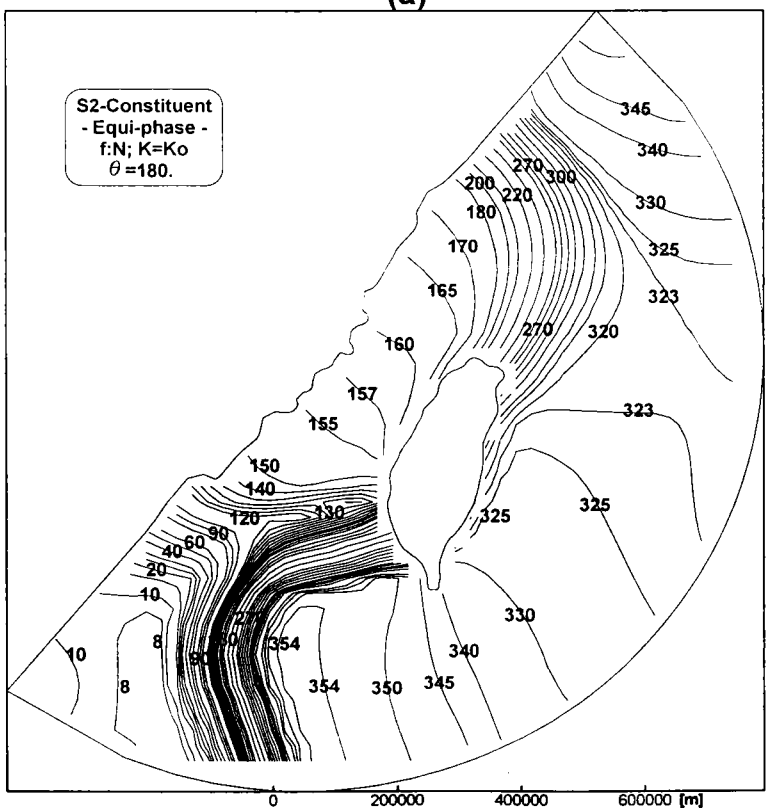


圖 86 從烏坵至台中港驗潮站斷面上，半日型潮波M_2分潮之計算振幅分佈
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)



(a)



(b)

圖 87 台灣環島海域半日型潮波S_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^{I}=180^{o}$)

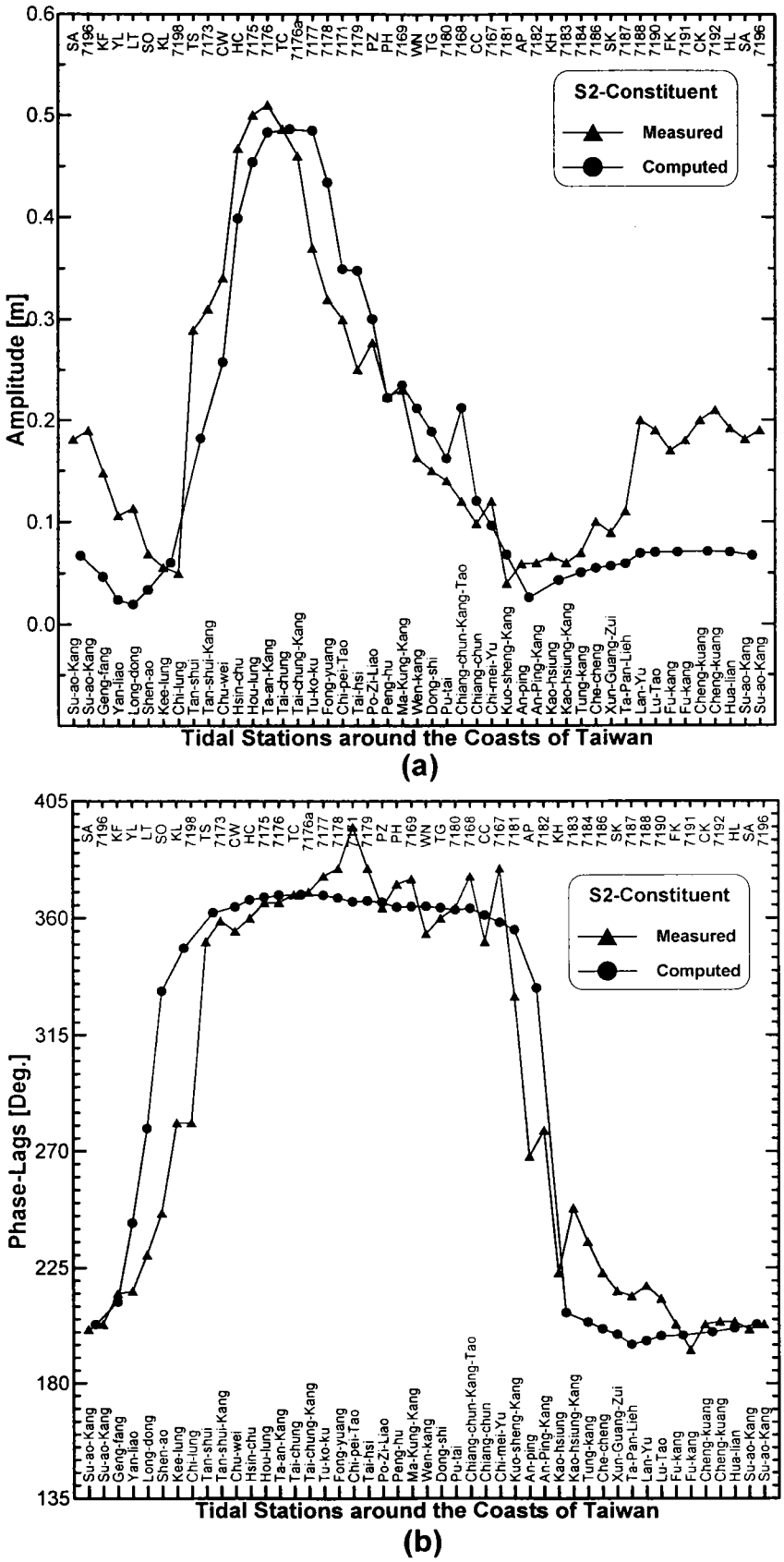


圖 88 台灣環島沿岸海域S_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

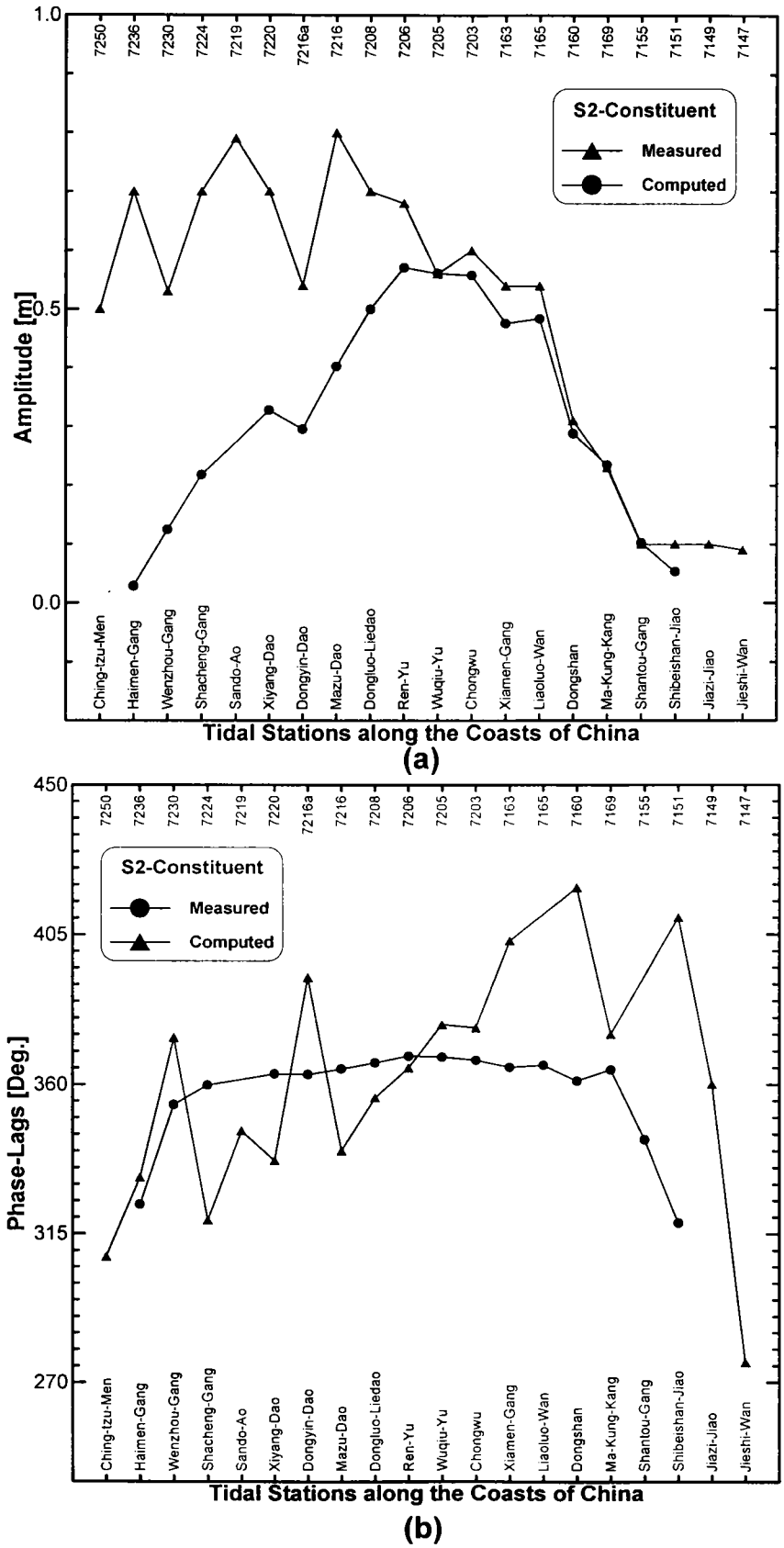
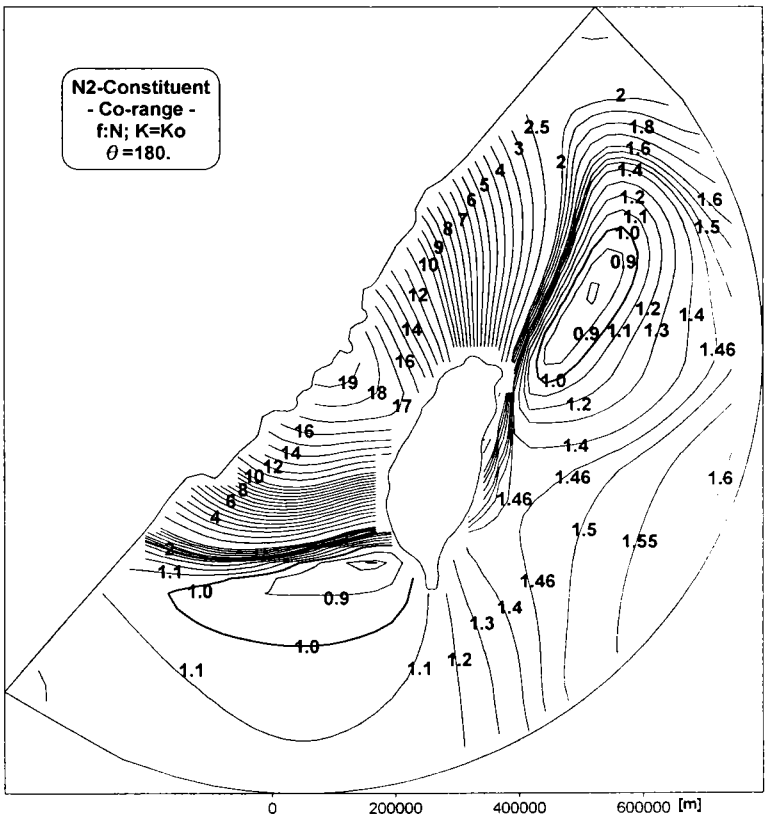
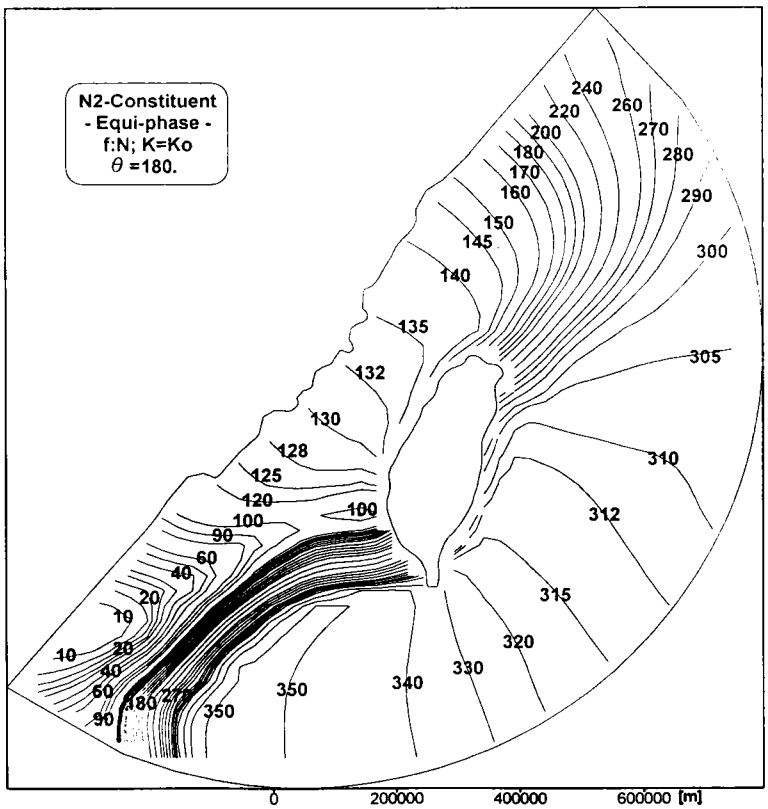


圖 89 中國大陸沿岸海域S_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^0$)

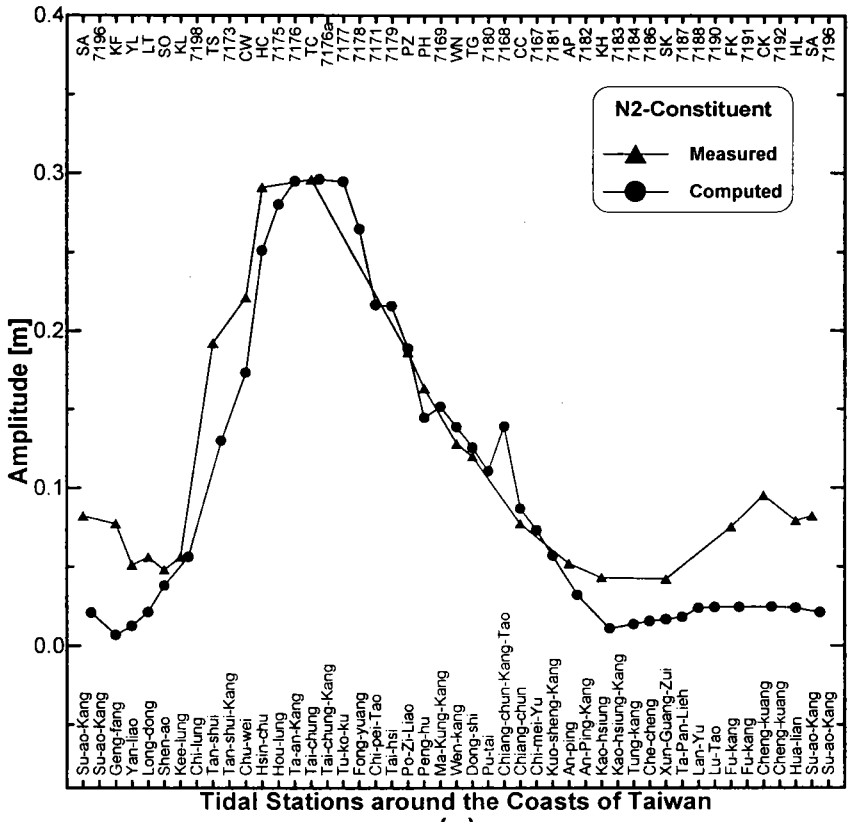


(a)

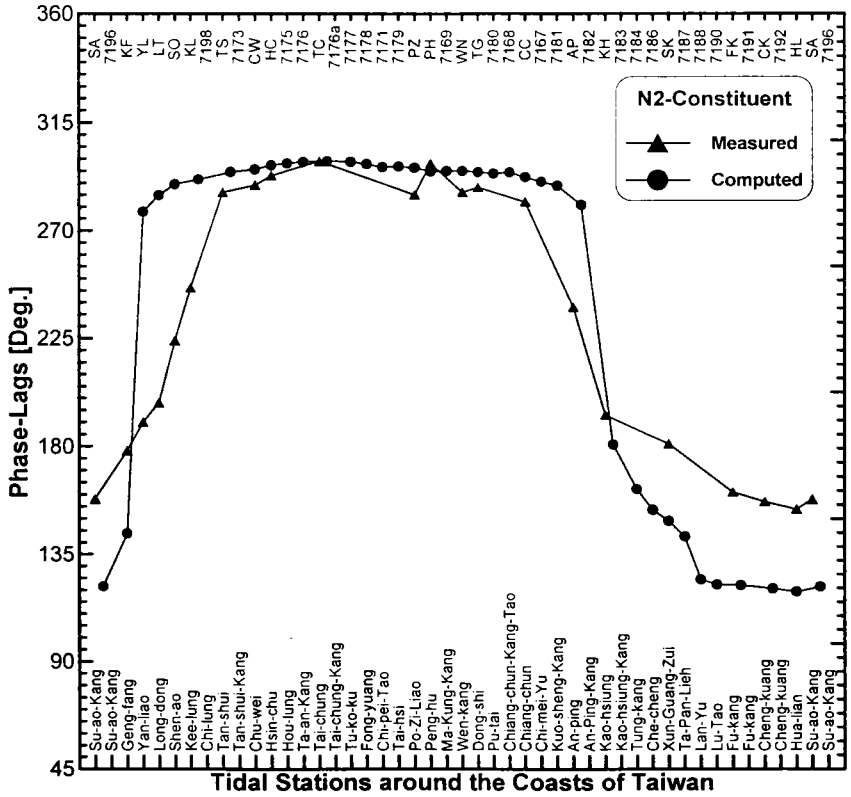


(b)

圖 90 台灣環島海域半日型潮波 N_2 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

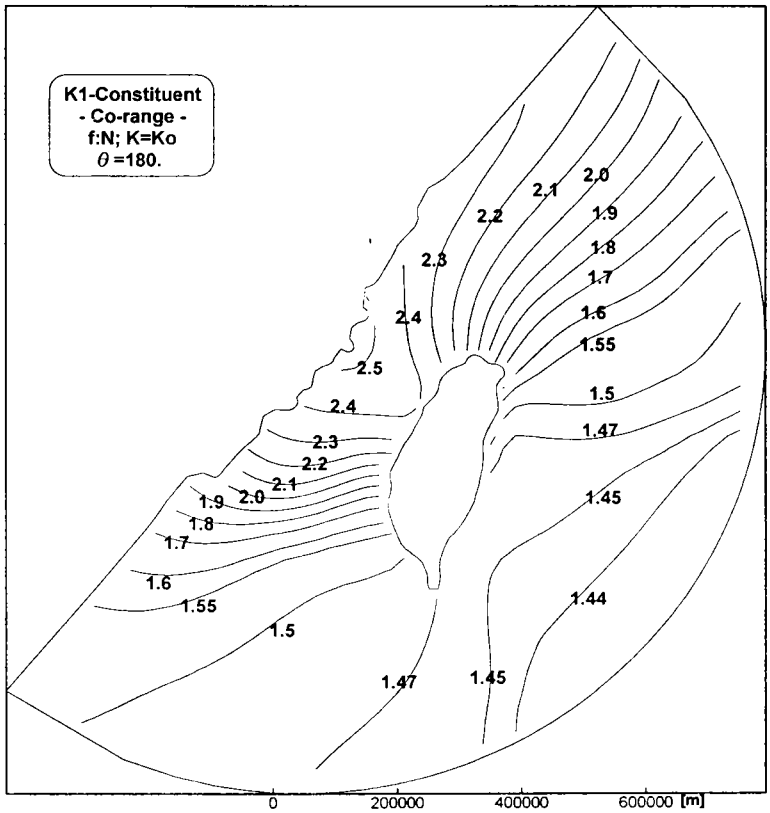


(a)

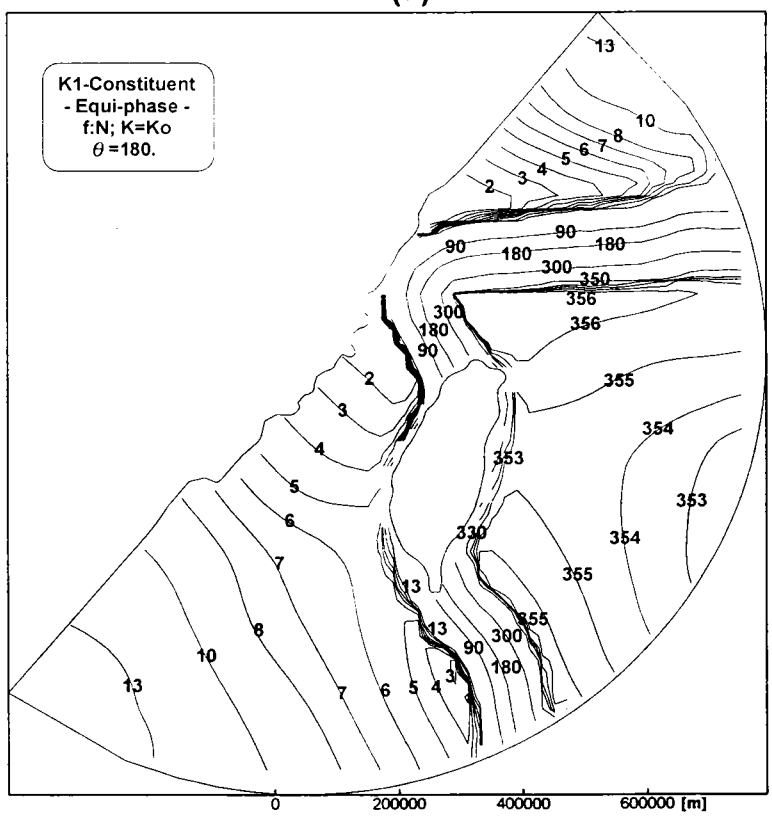


(b)

圖 91 台灣環島沿岸海域N_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

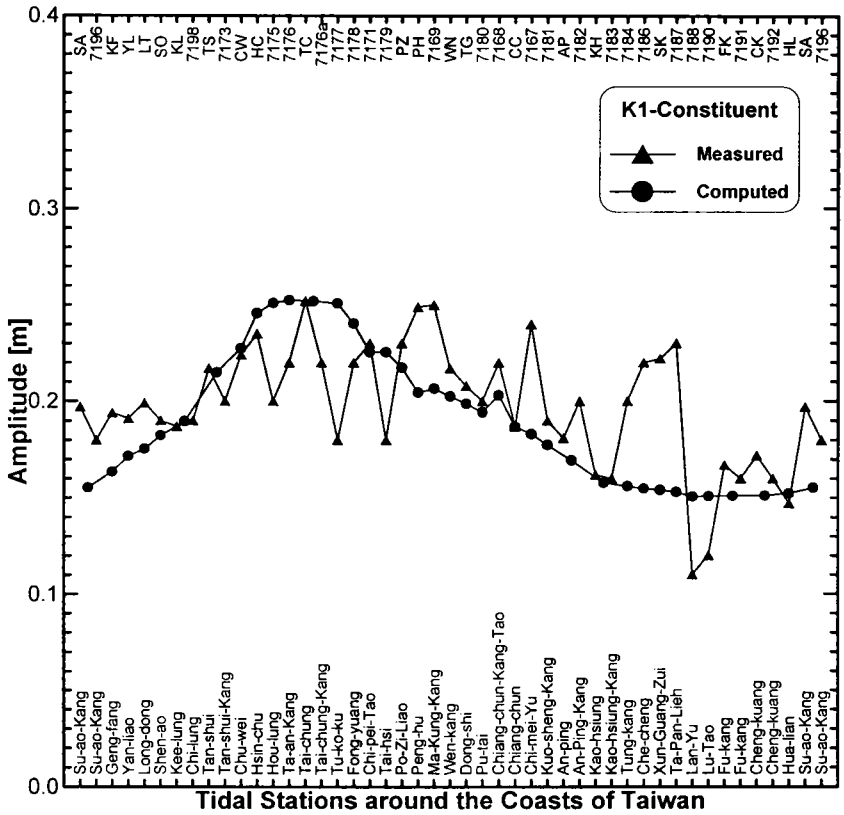


(a)

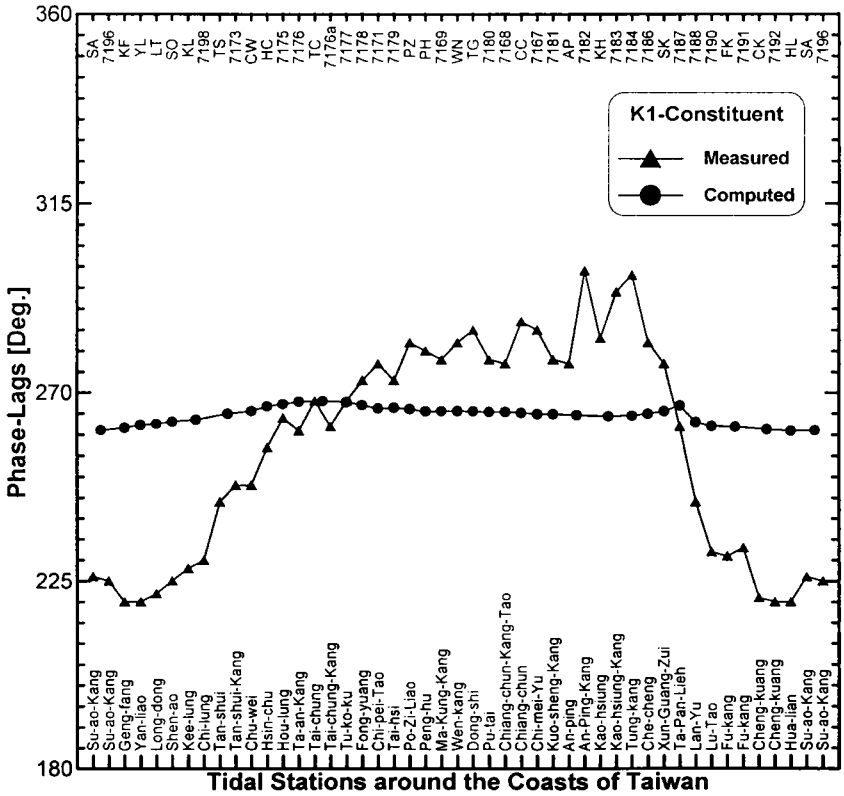


(b)

圖 92 台灣環島海域全日型潮波 K_1 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^o$)

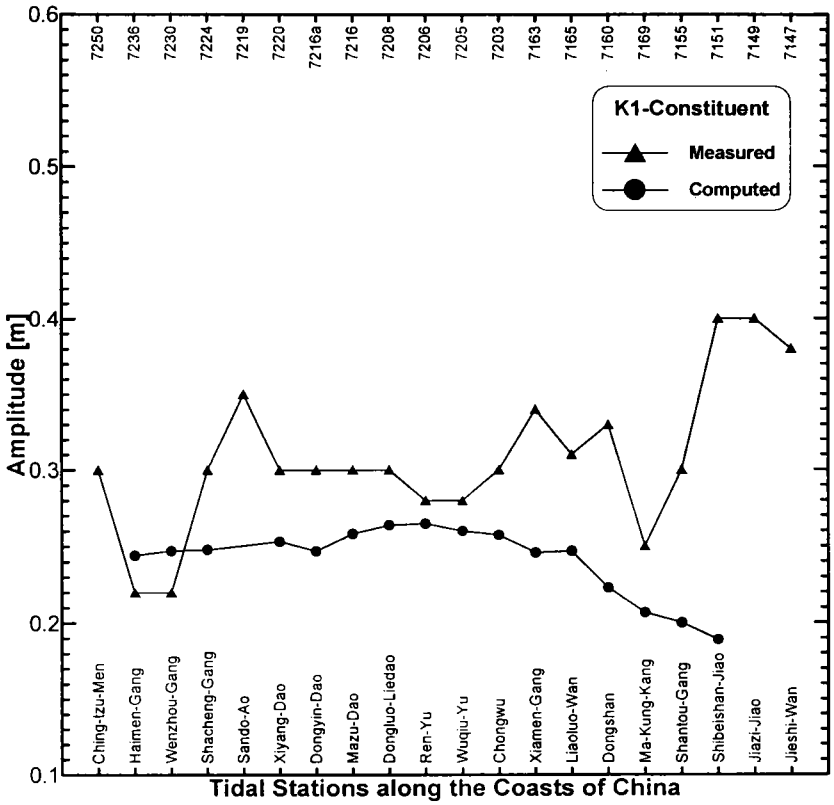


(a)

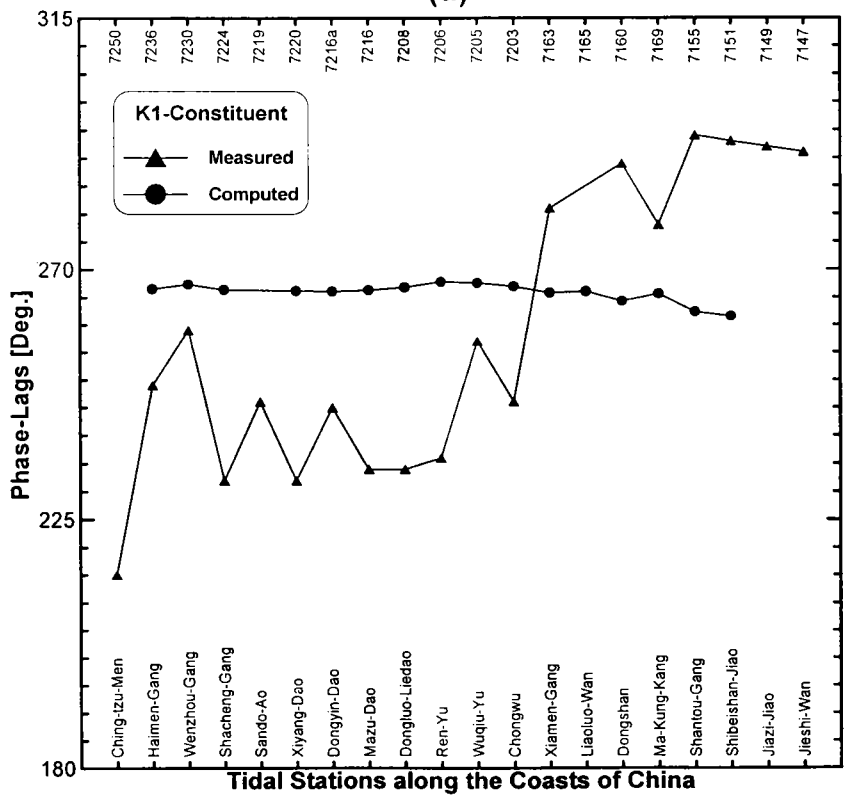


(b)

圖 93 台灣環島沿岸海域K_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta'=180^{o}$)

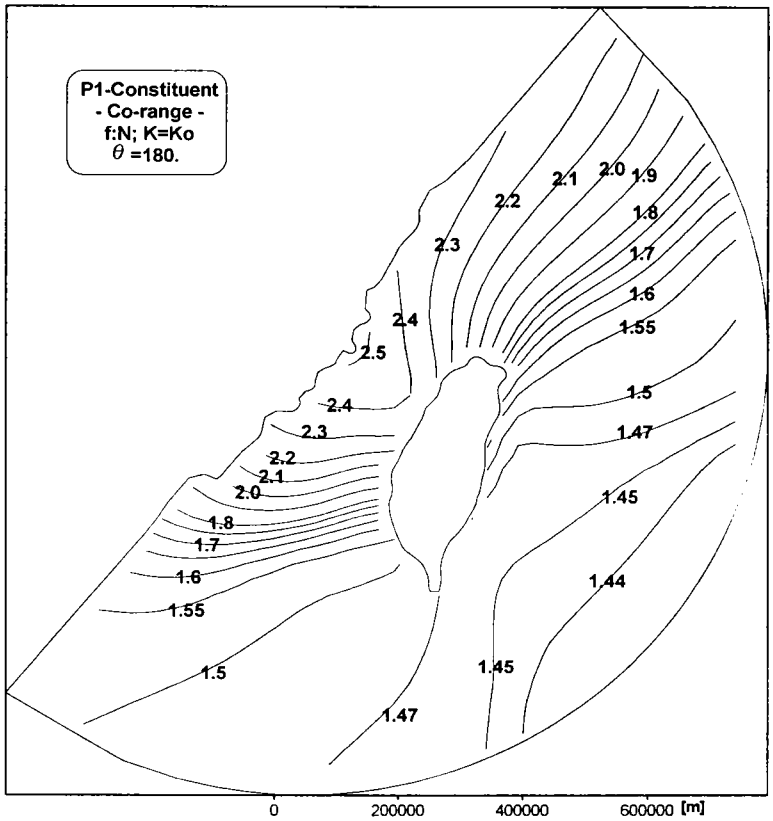


(a)

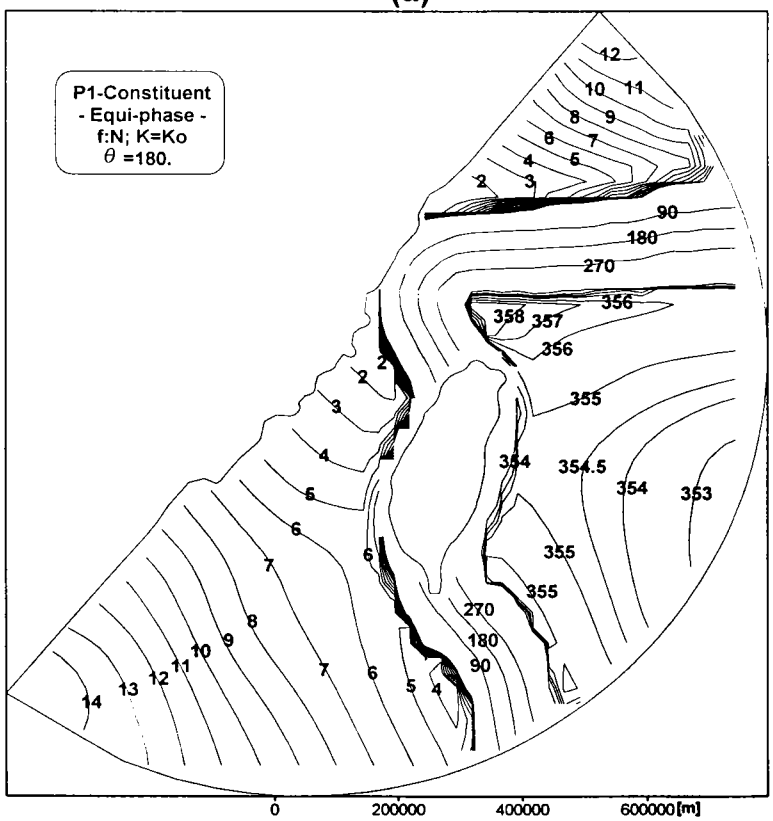


(b)

圖 94　中國大陸沿岸海域K_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta'=180^0$)



(a)



(b)

圖 95　台灣環島海域全日型潮波 P_1 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^{I}=180^{o}$)

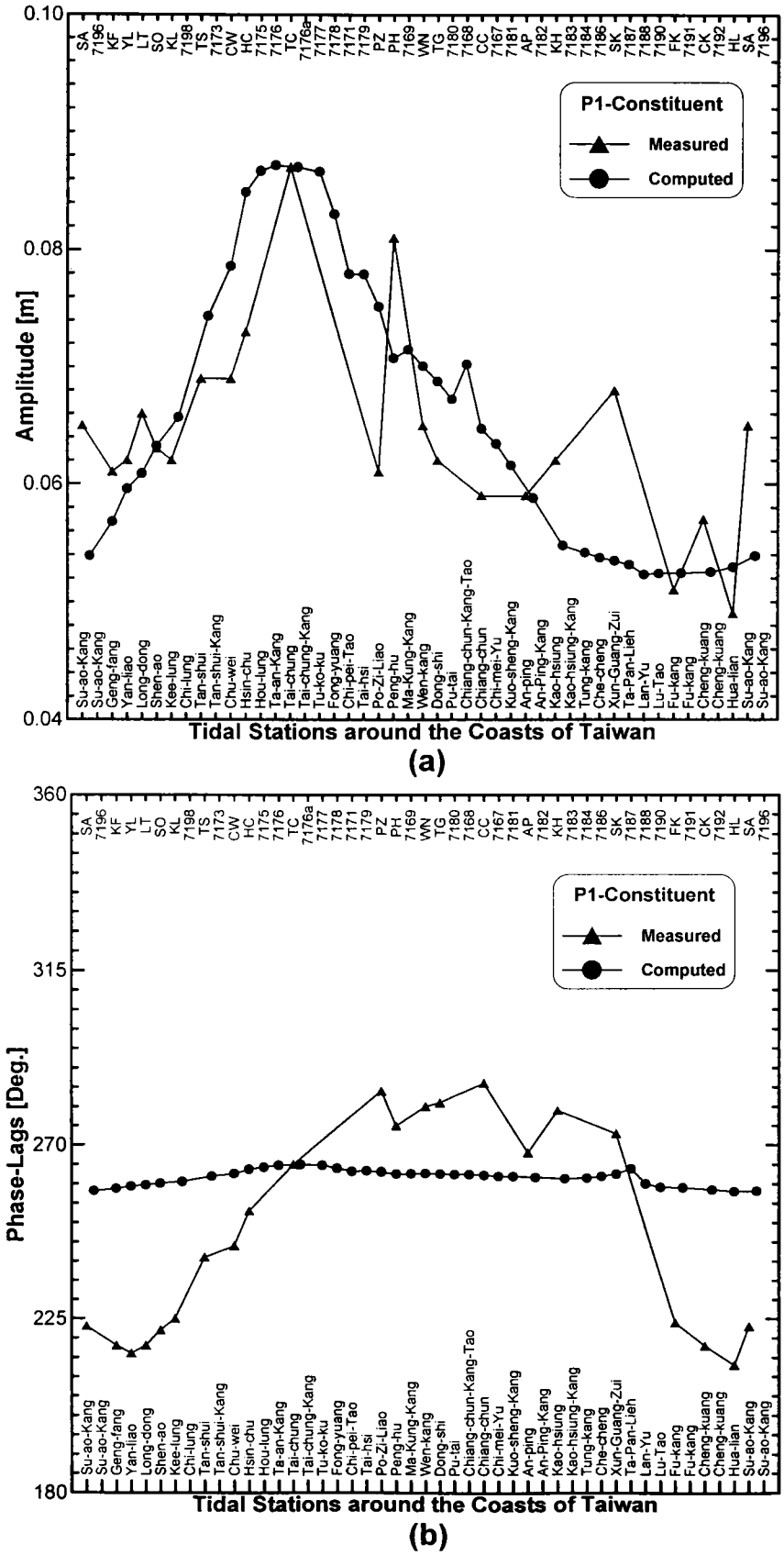
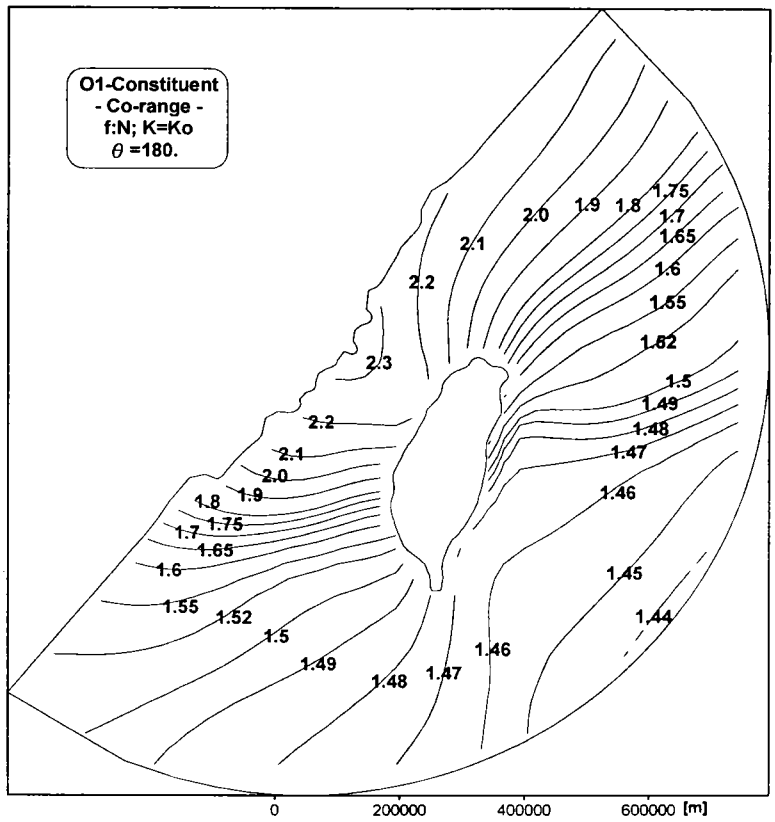
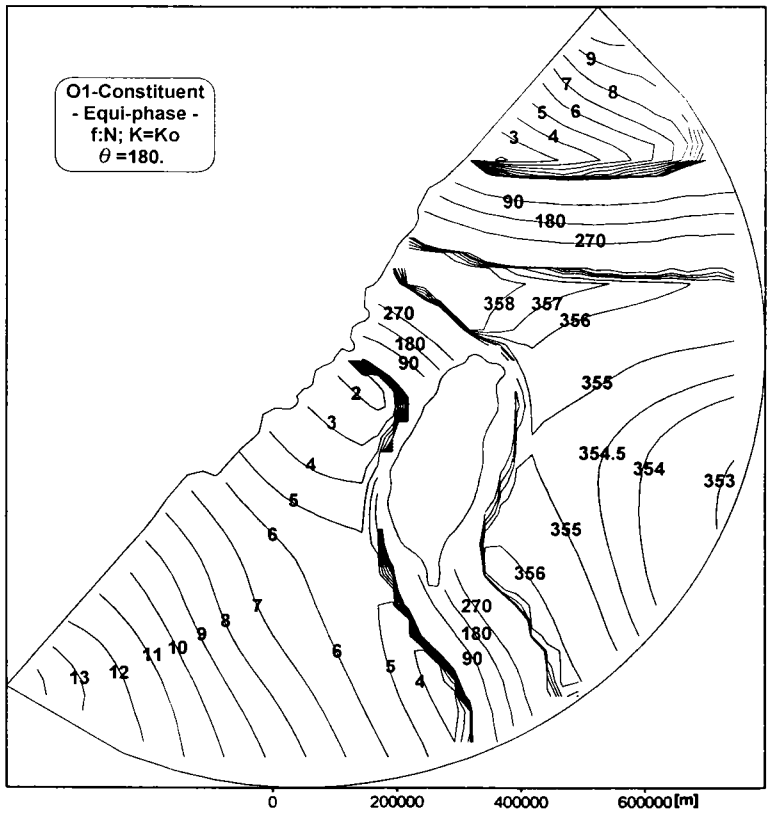


圖 96 台灣環島沿岸海域P_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^l=180^o$)



(a)



(b)

圖 97 台灣環島海域全日型潮波 O_1 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^0$)

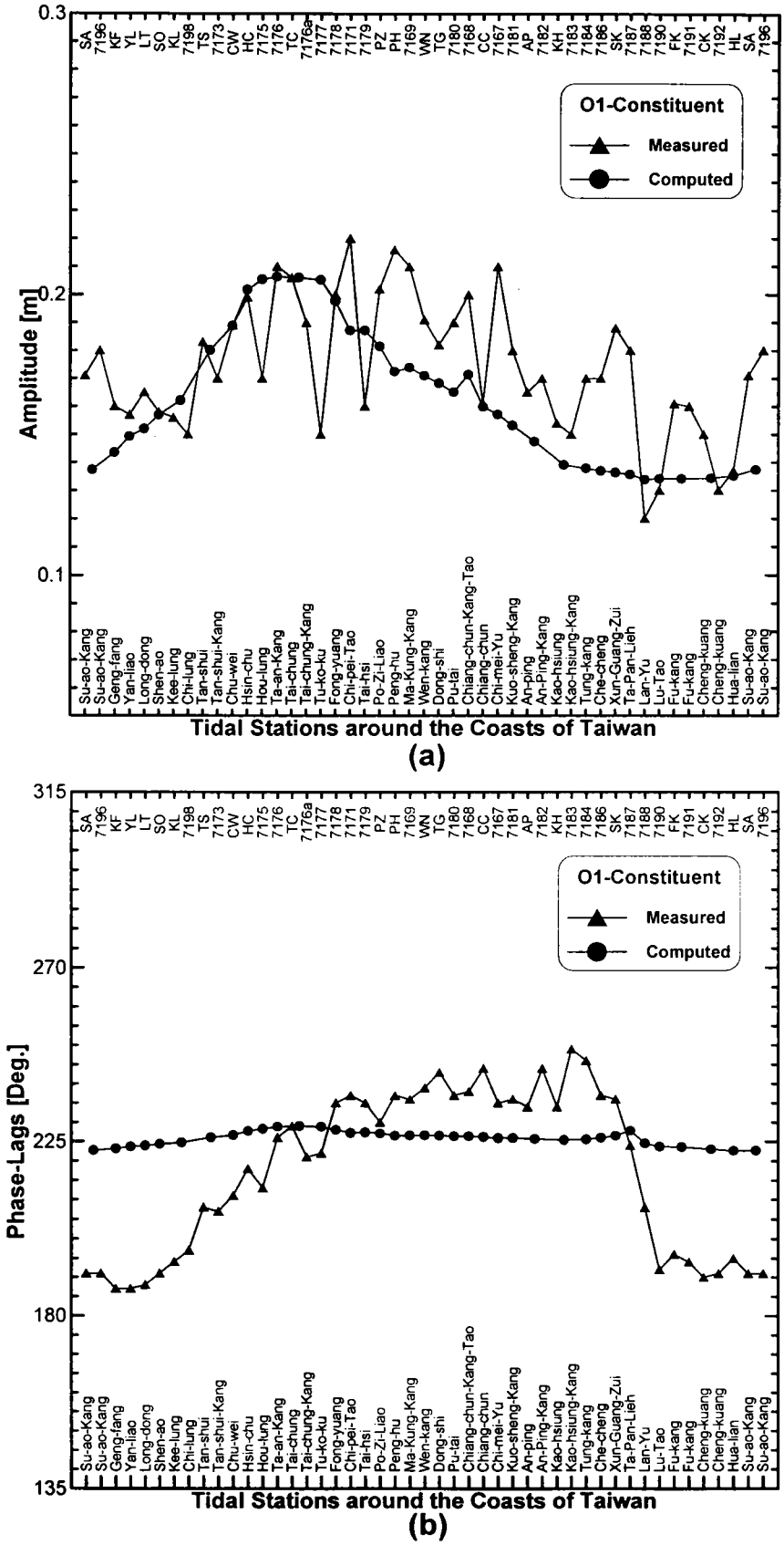


圖 98 台灣環島沿岸海域O_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較

(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^0$)

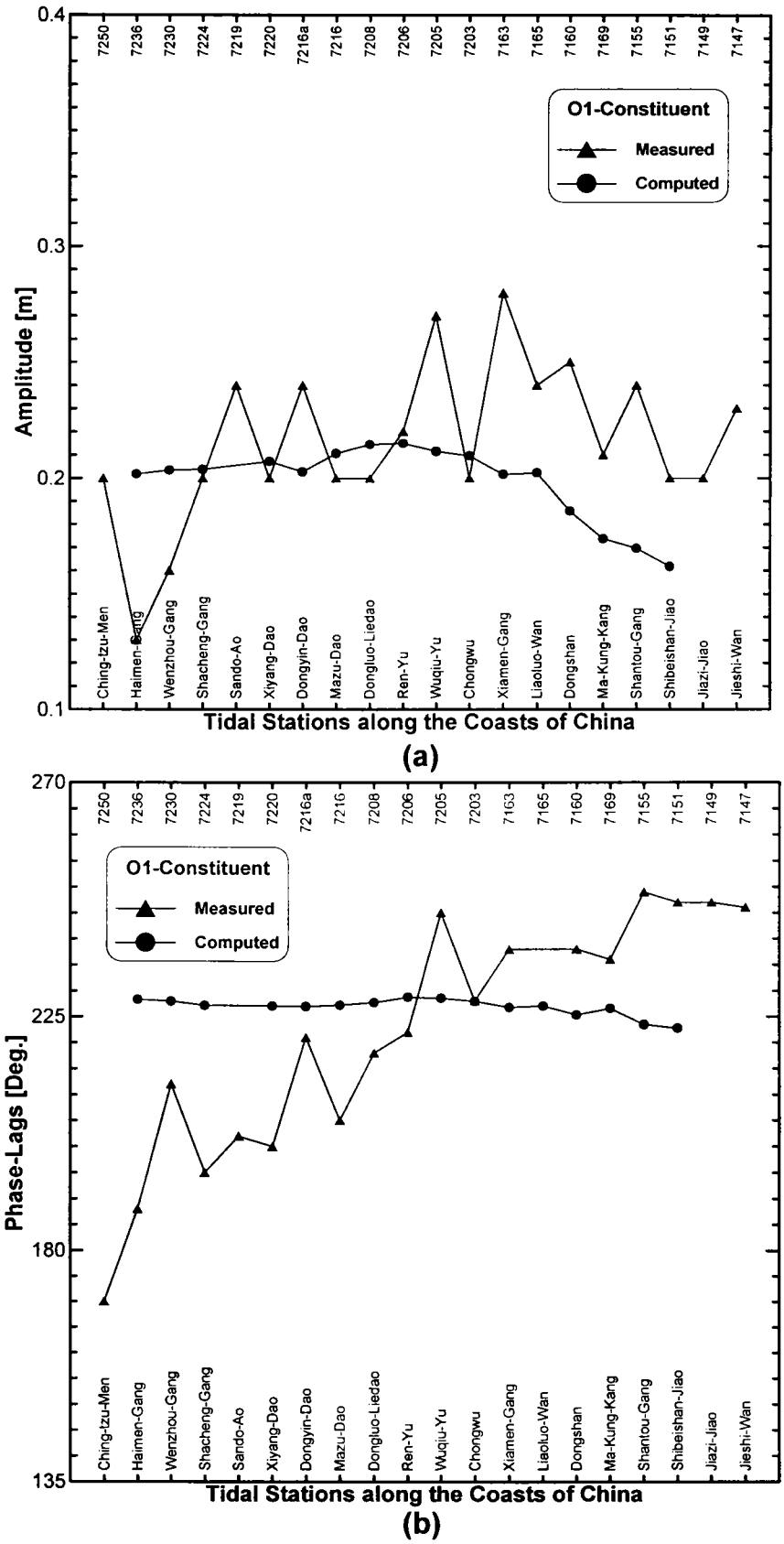
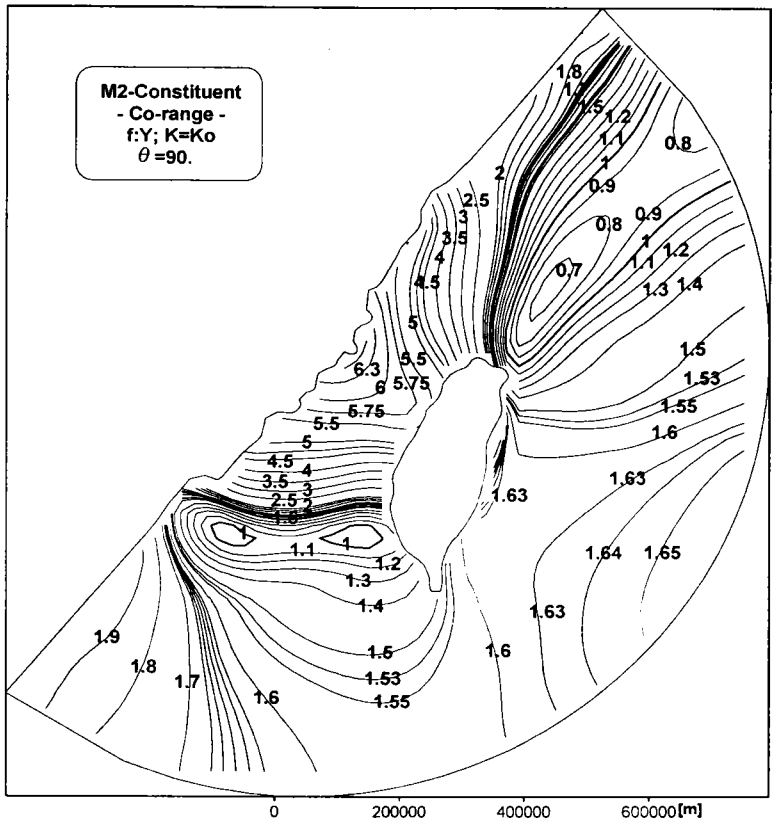
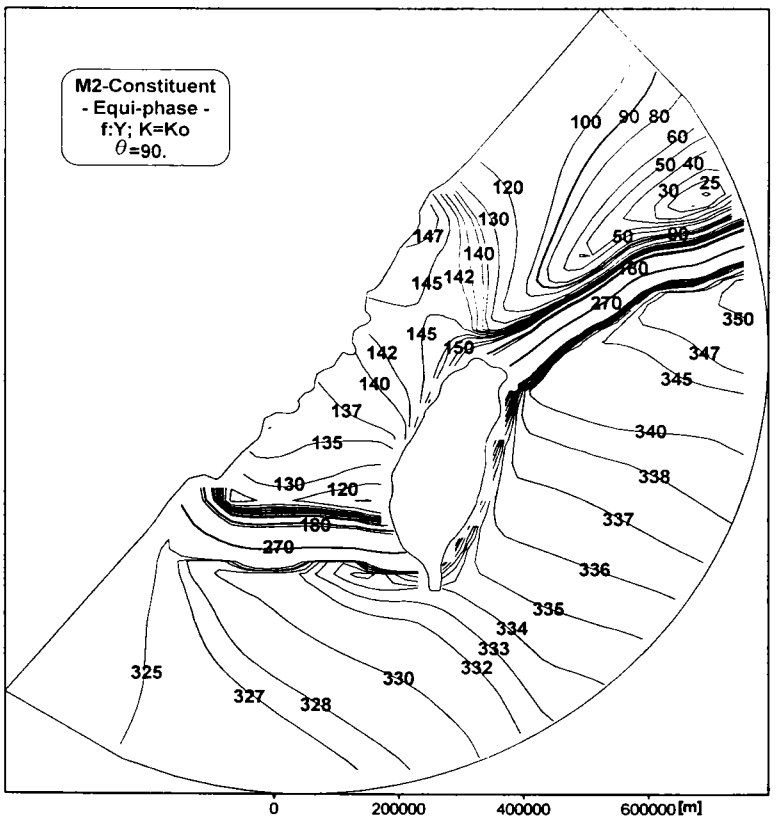


圖 99 中國大陸沿岸海域O_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta^I=180^0$)



(a)



(b)

圖 100 台灣環島海域半日型潮波M_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^{l} = 90^{o}$)

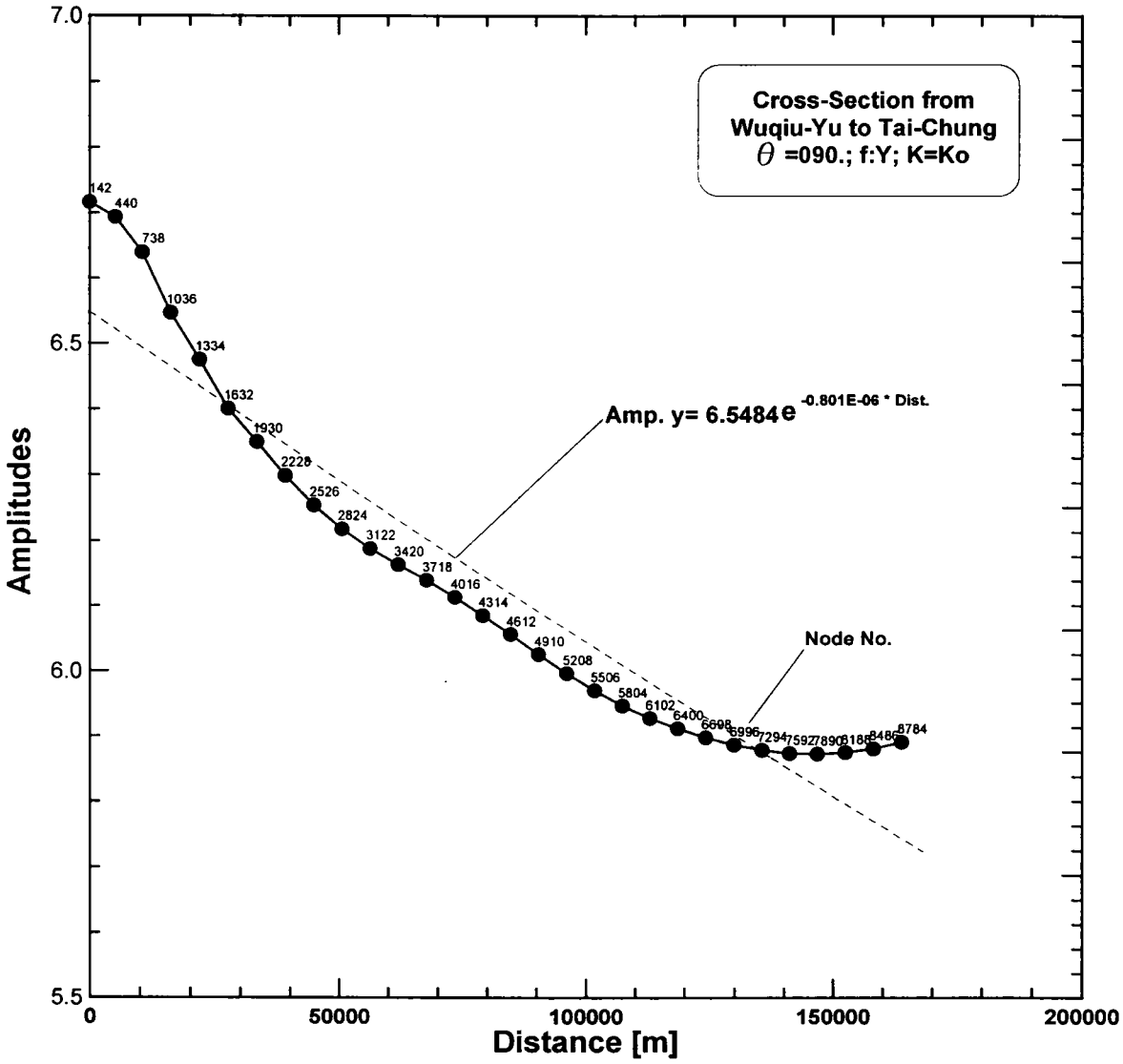
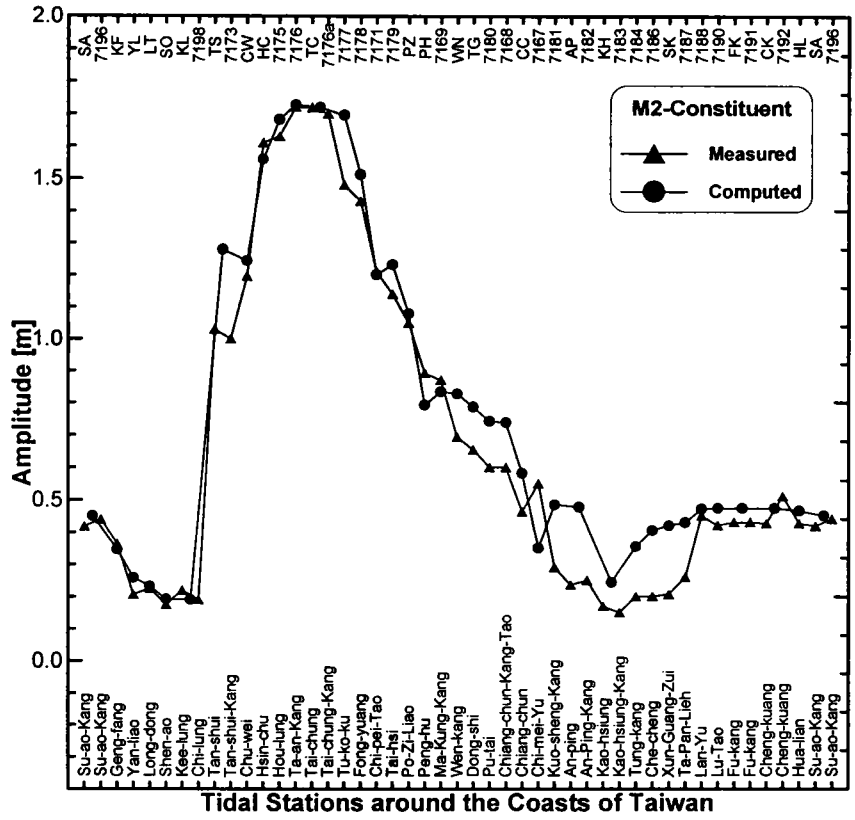
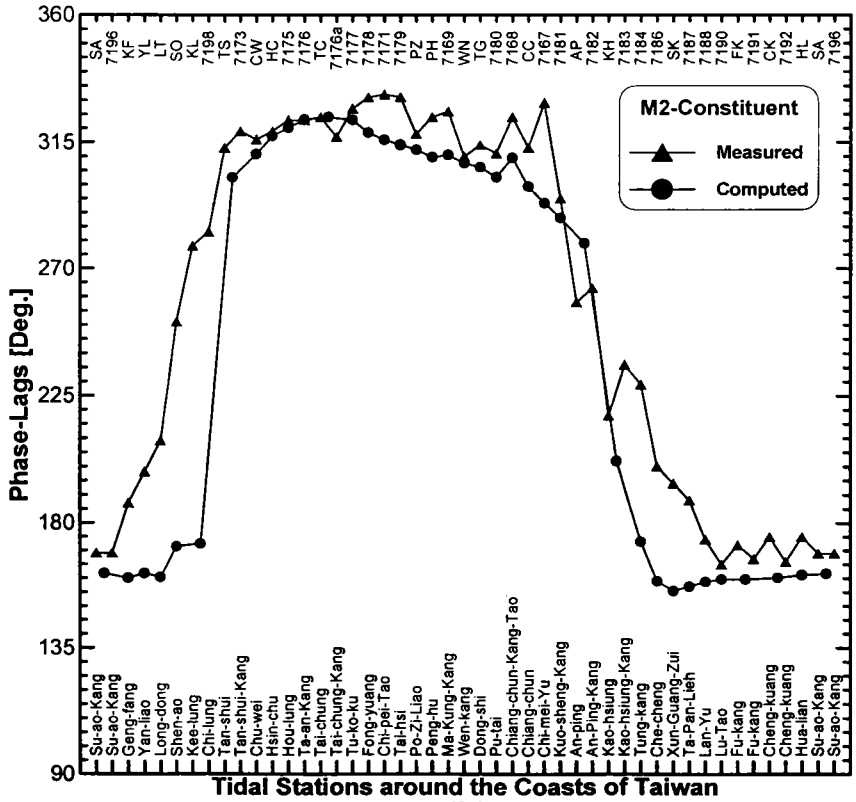


圖 101 從烏坵至台中港驗潮站斷面上，半日型潮波M_2分潮之計算振幅分佈
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)



(a)



(b)

圖 102 台灣環島沿岸海域M_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^0$)

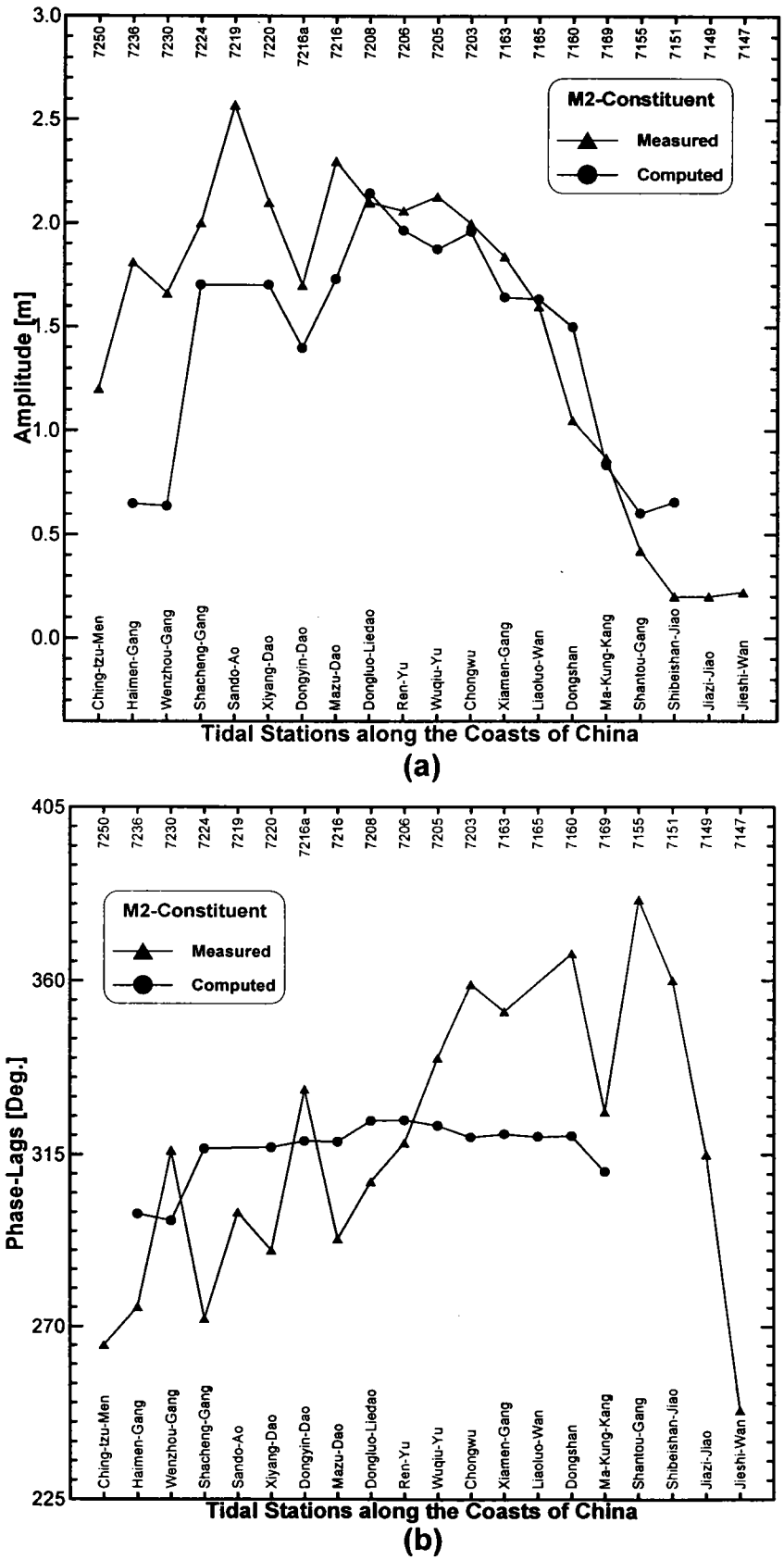
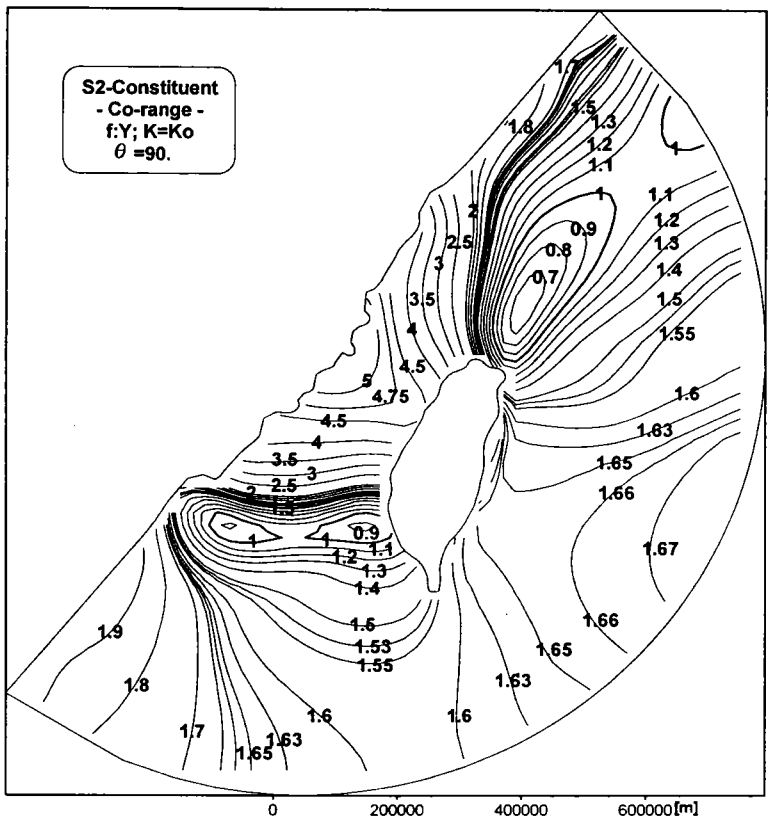
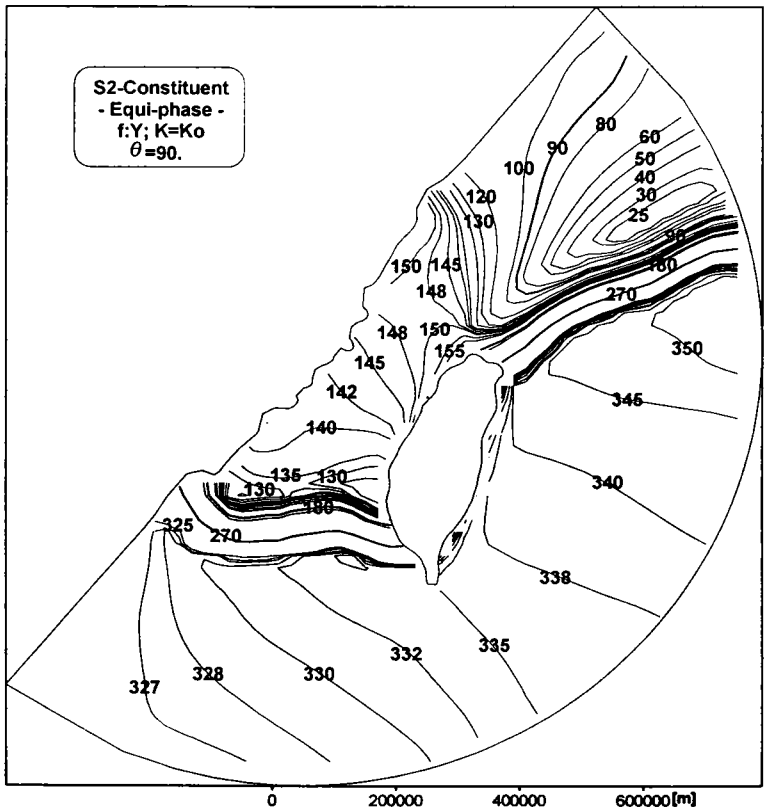


圖 103 中國大陸沿岸海域M_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta' = 90^0$)



(a)



(b)

圖 104 台灣環島海域半日型潮波S_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta' = 90^o$)

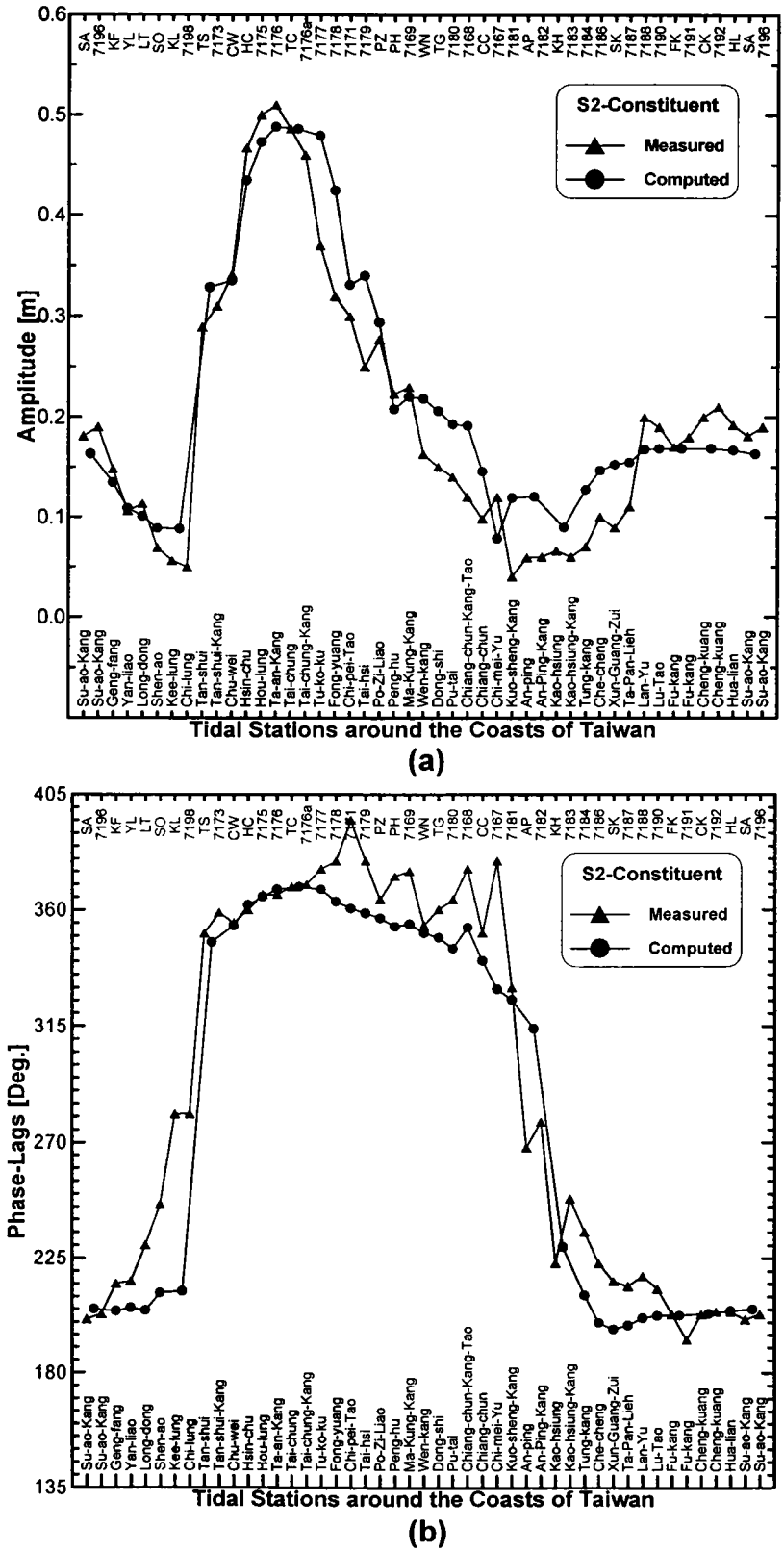


圖 105 台灣環島沿岸海域S_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^l = 90^o$)

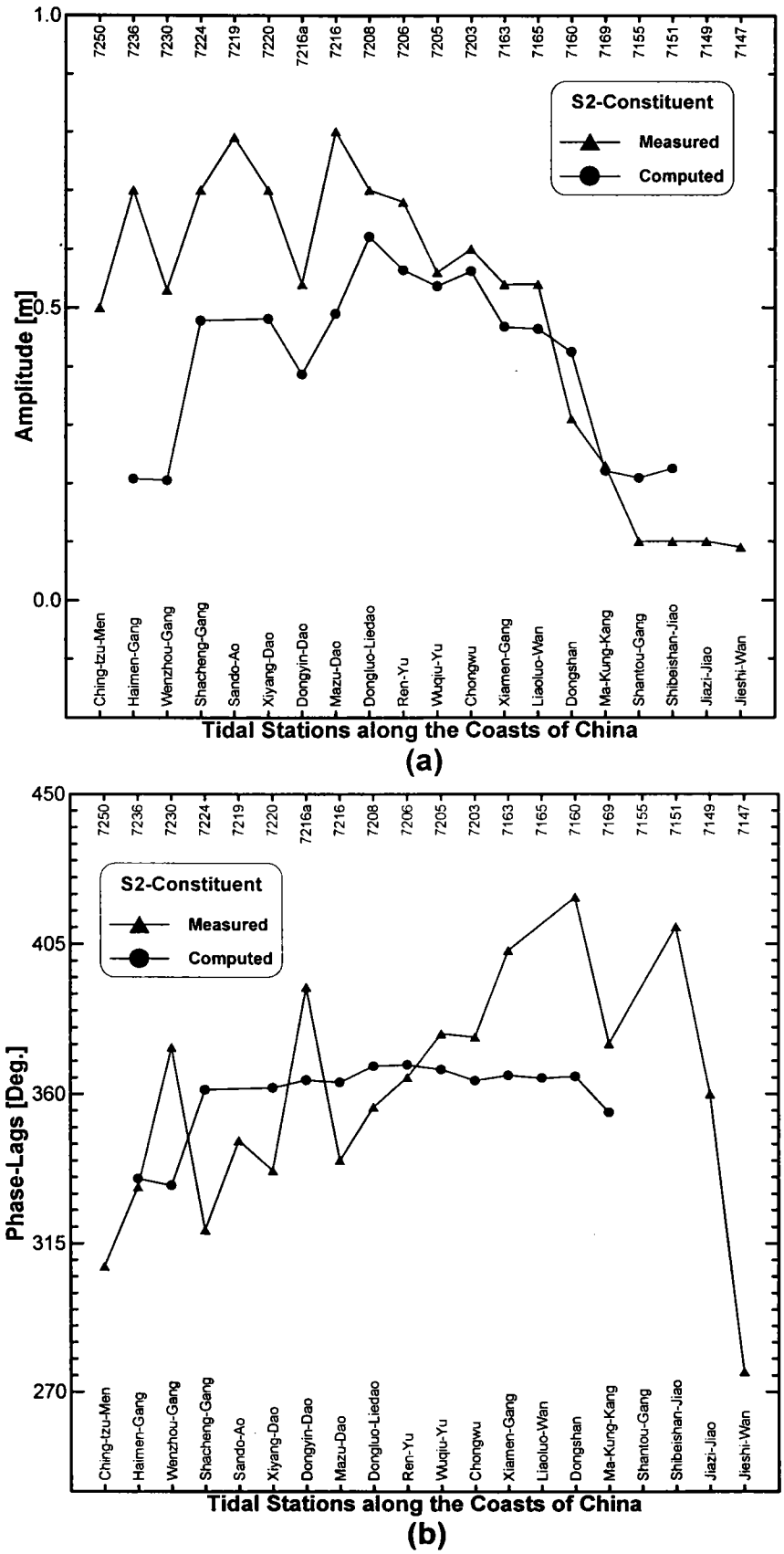
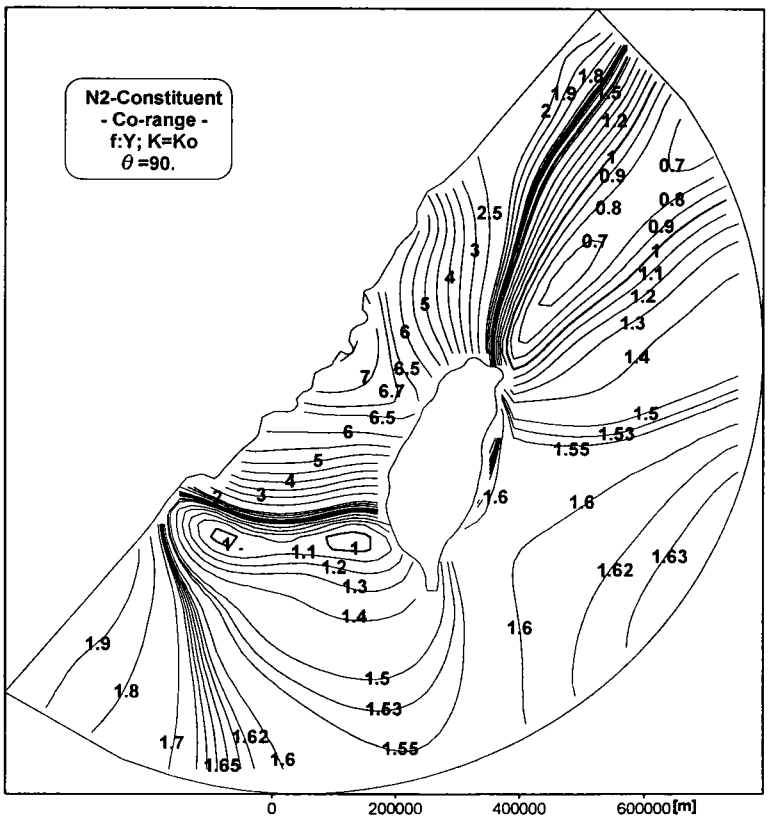
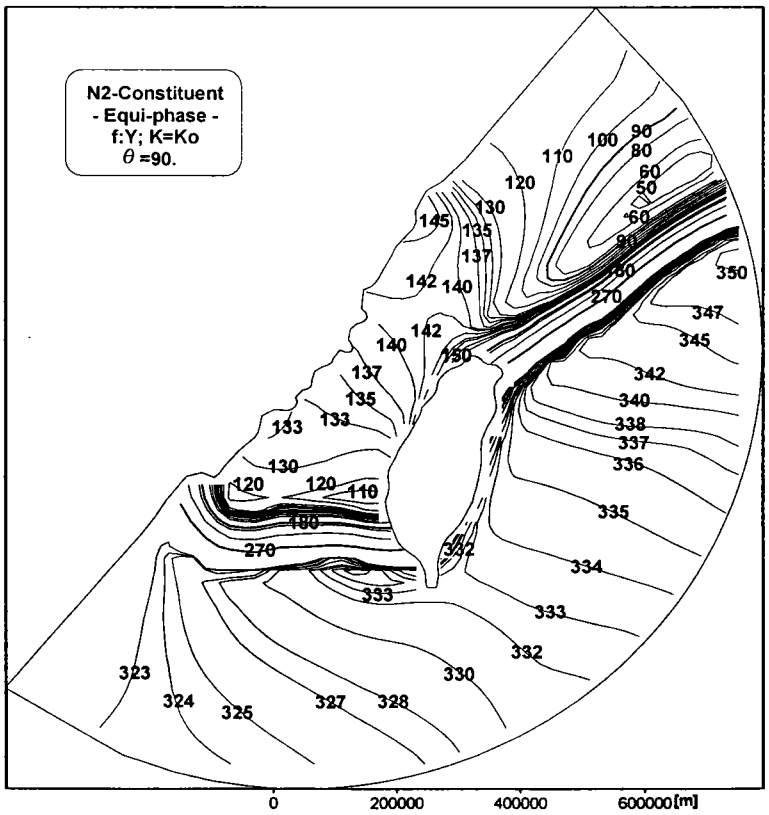


圖 106 中國大陸沿岸海域S_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta' = 90^{\circ}$)

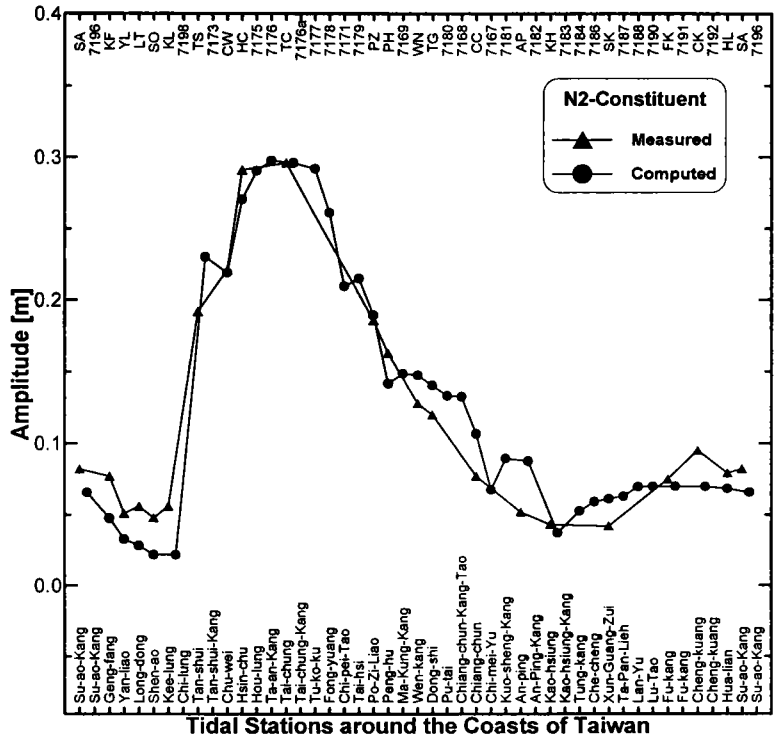


(a)

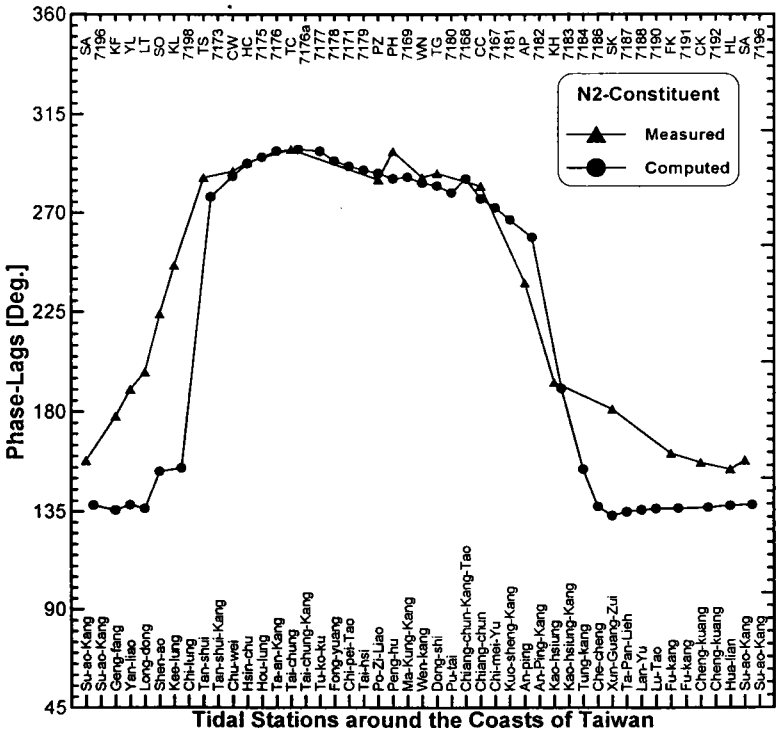


(b)

圖 107 台灣環島海域半日型潮波 N_2 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

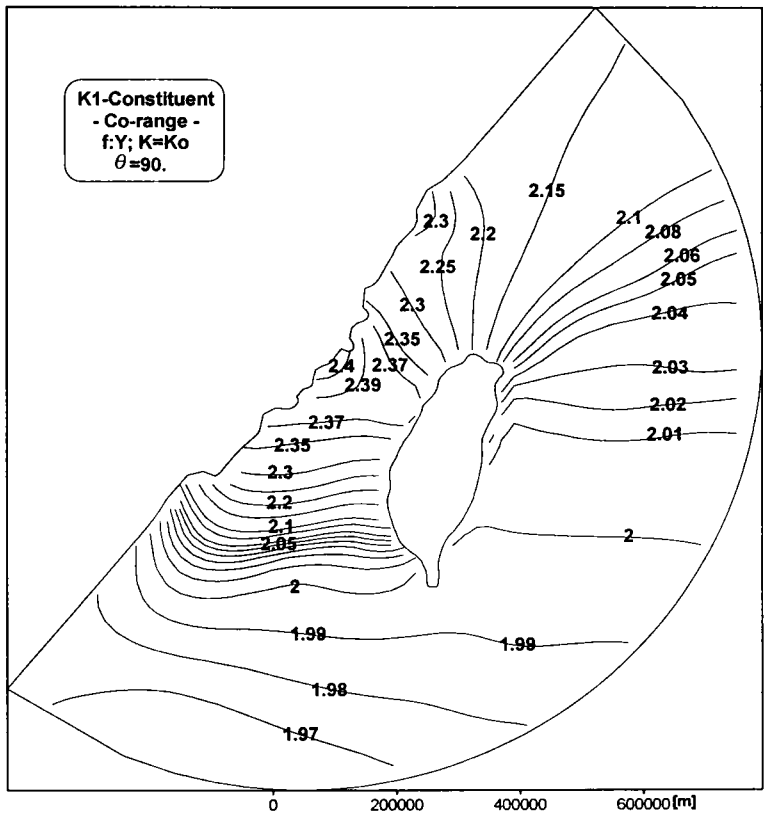


(a)

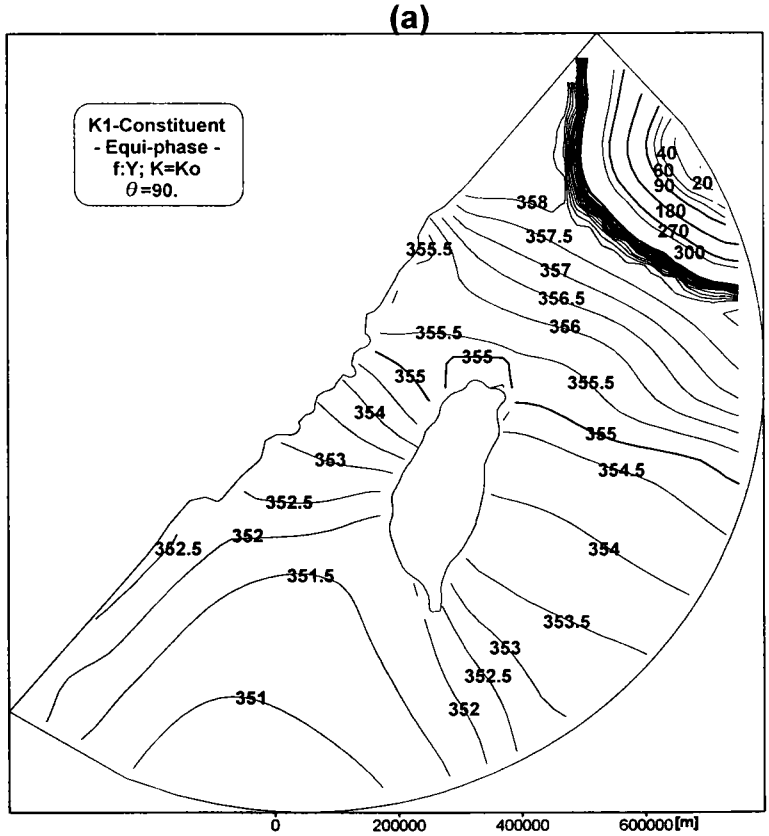


(b)

圖 108 台灣環島沿岸海域N_2分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

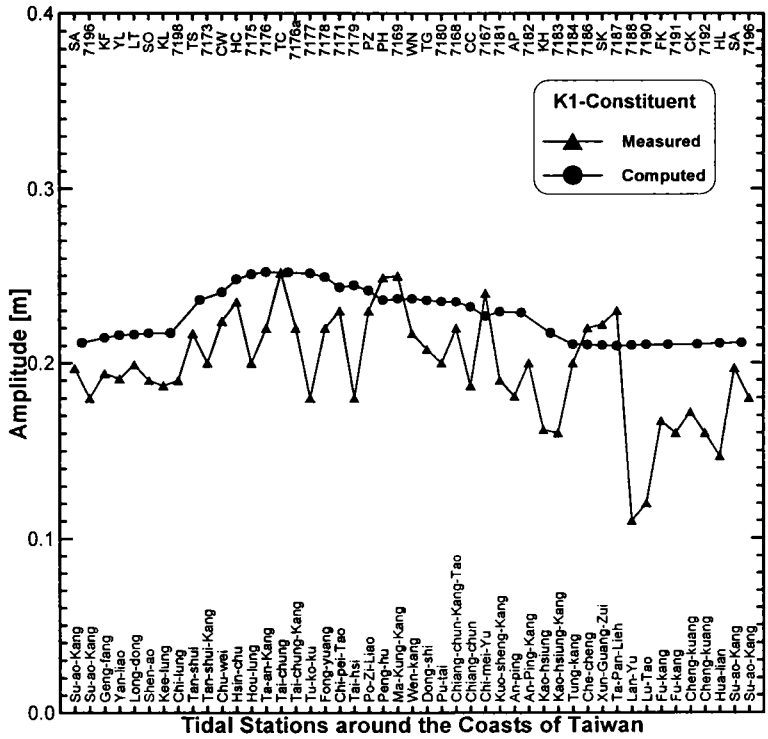


(a)

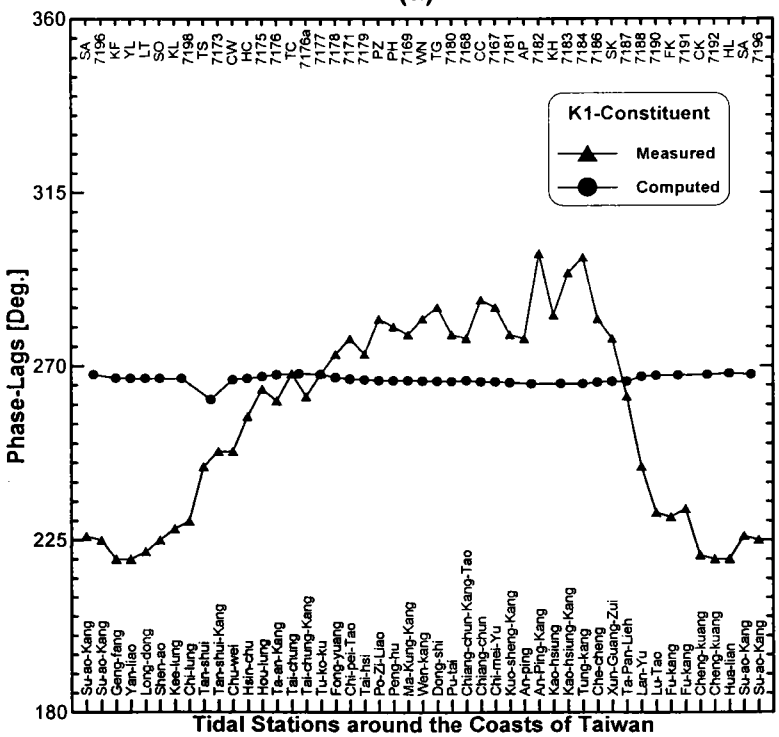


(b)

圖 109 台灣環島海域全日型潮波 K_1 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)



(a)



(b)

圖 110 台灣環島沿岸海域K_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

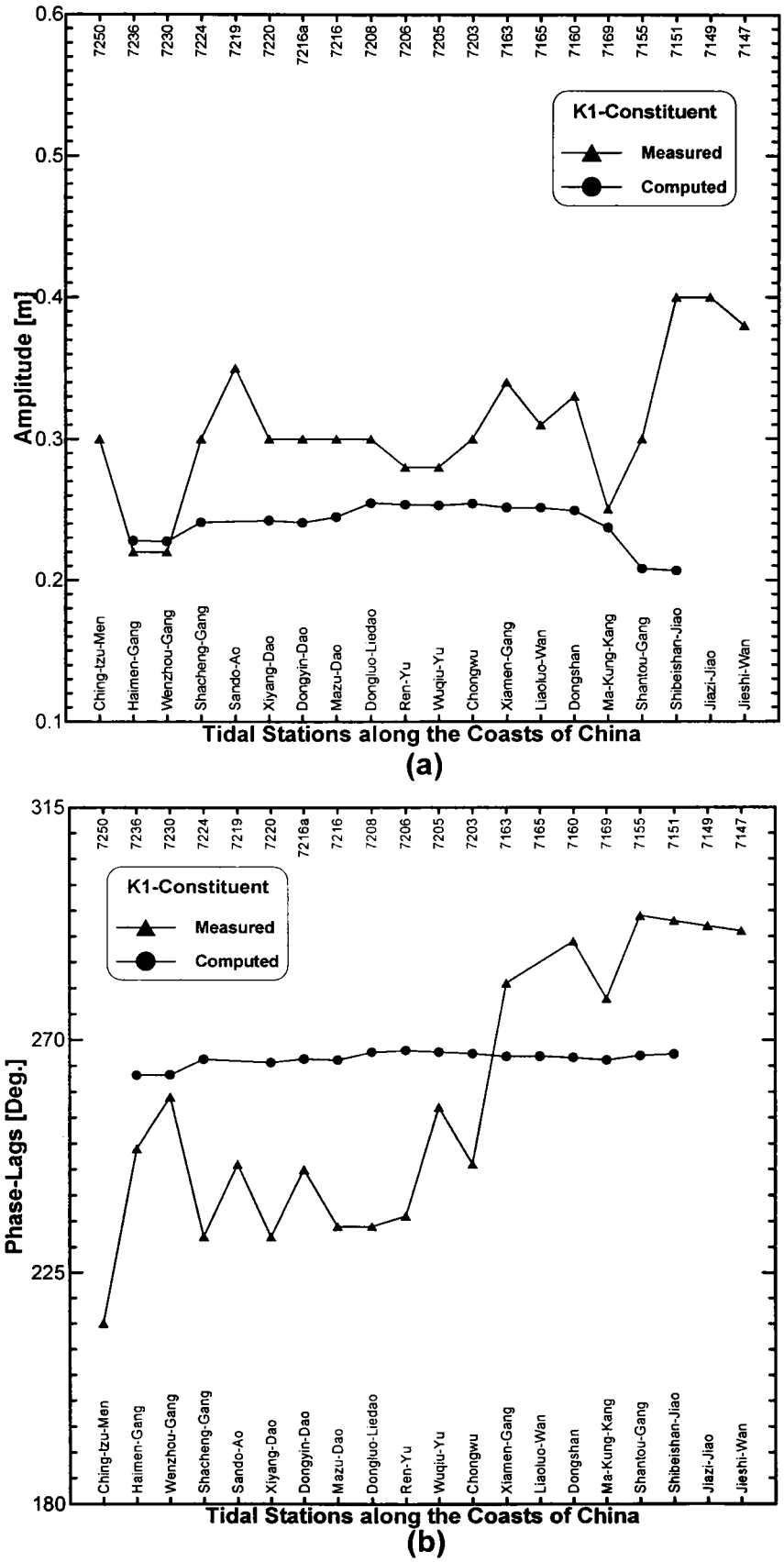


圖 111 中國大陸沿岸海域K_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta' = 90^o$)

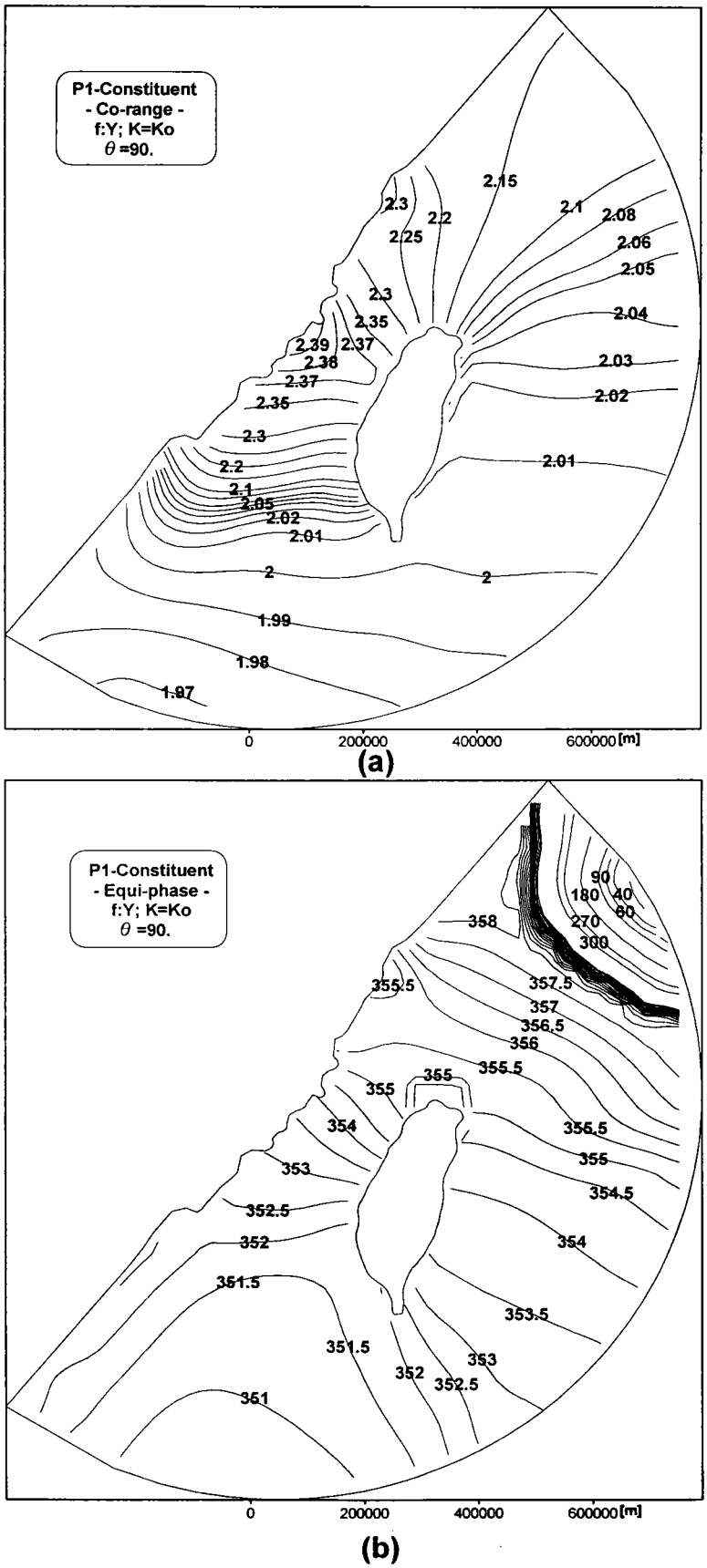


圖 112 台灣環島海域全日型潮波 P_1 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

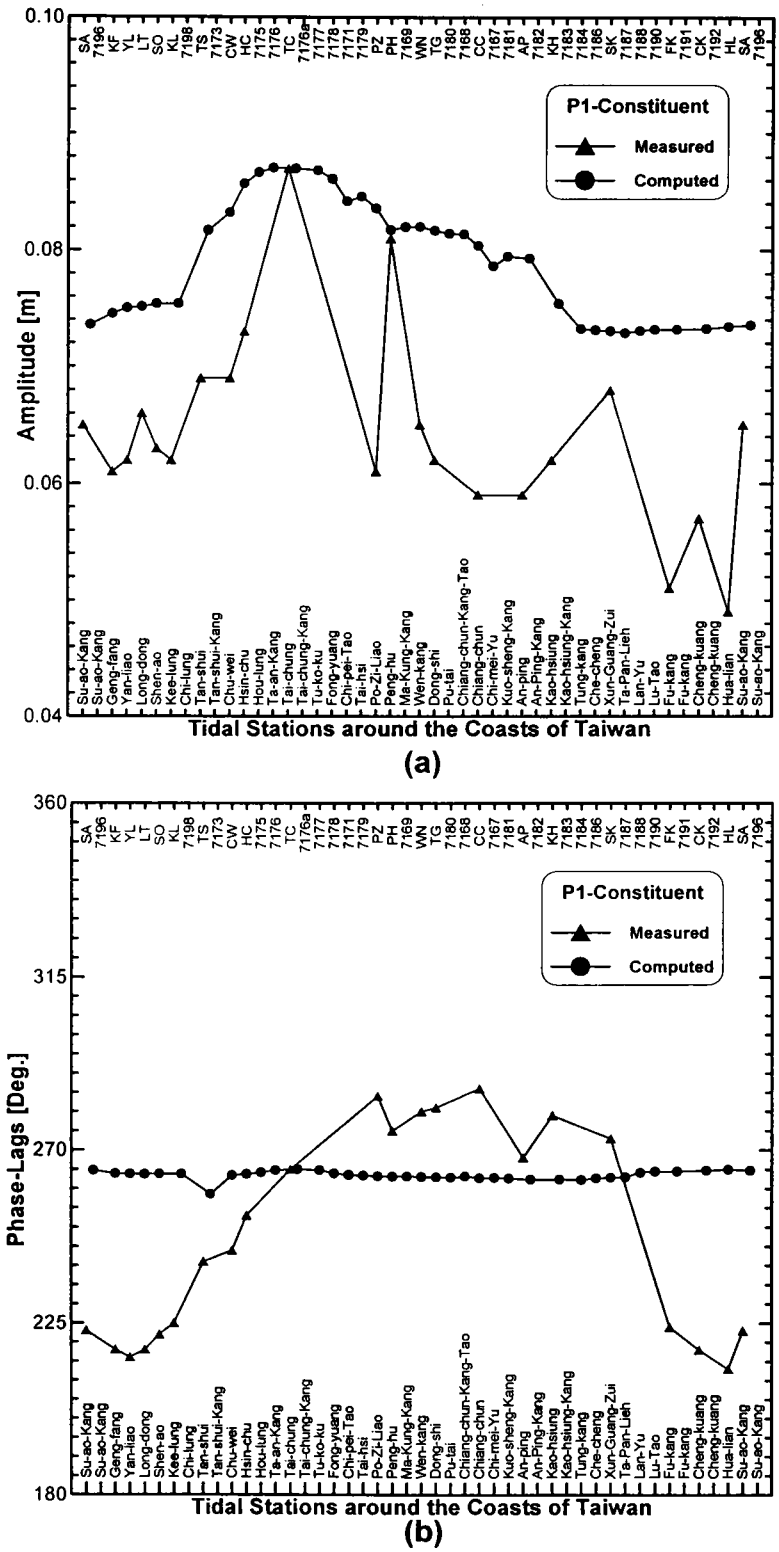
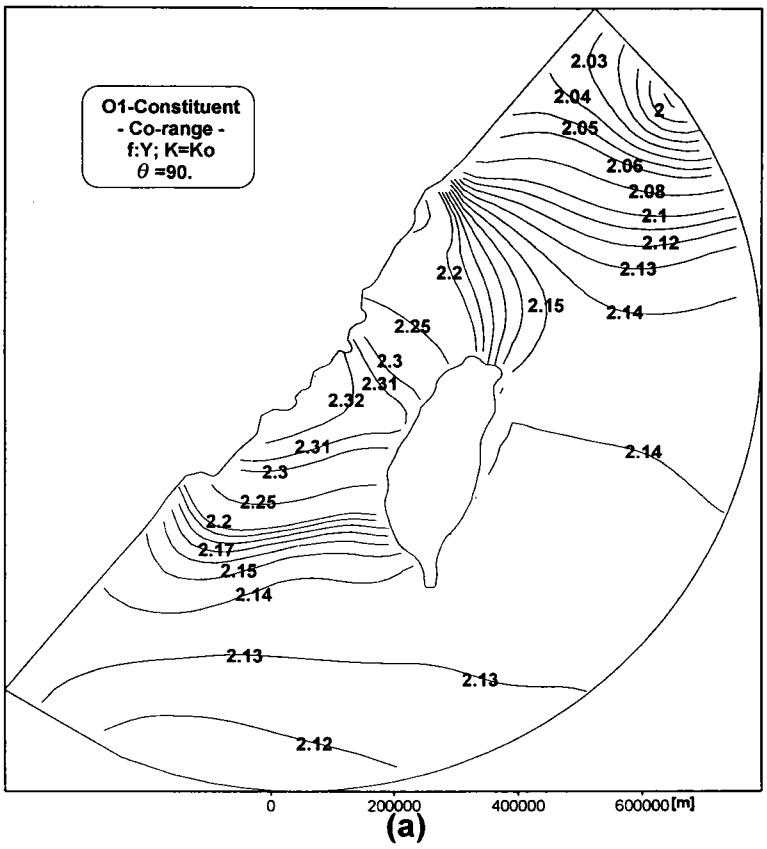
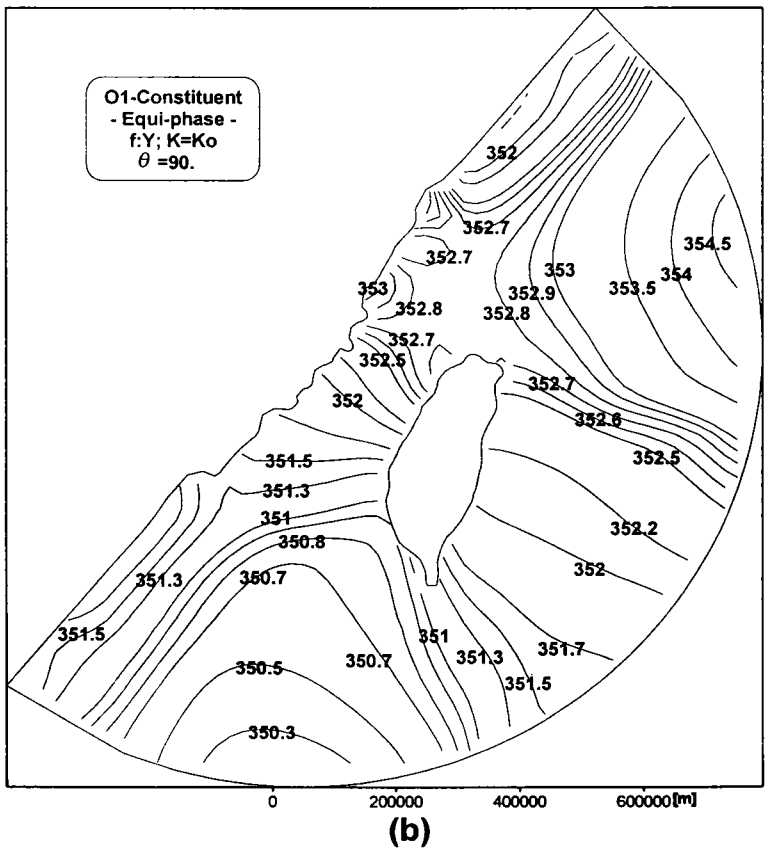


圖 113 台灣環島沿岸海域P_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)



(a)



(b)

圖 114 台灣環島海域全日型潮波 O_1 分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位角分佈
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

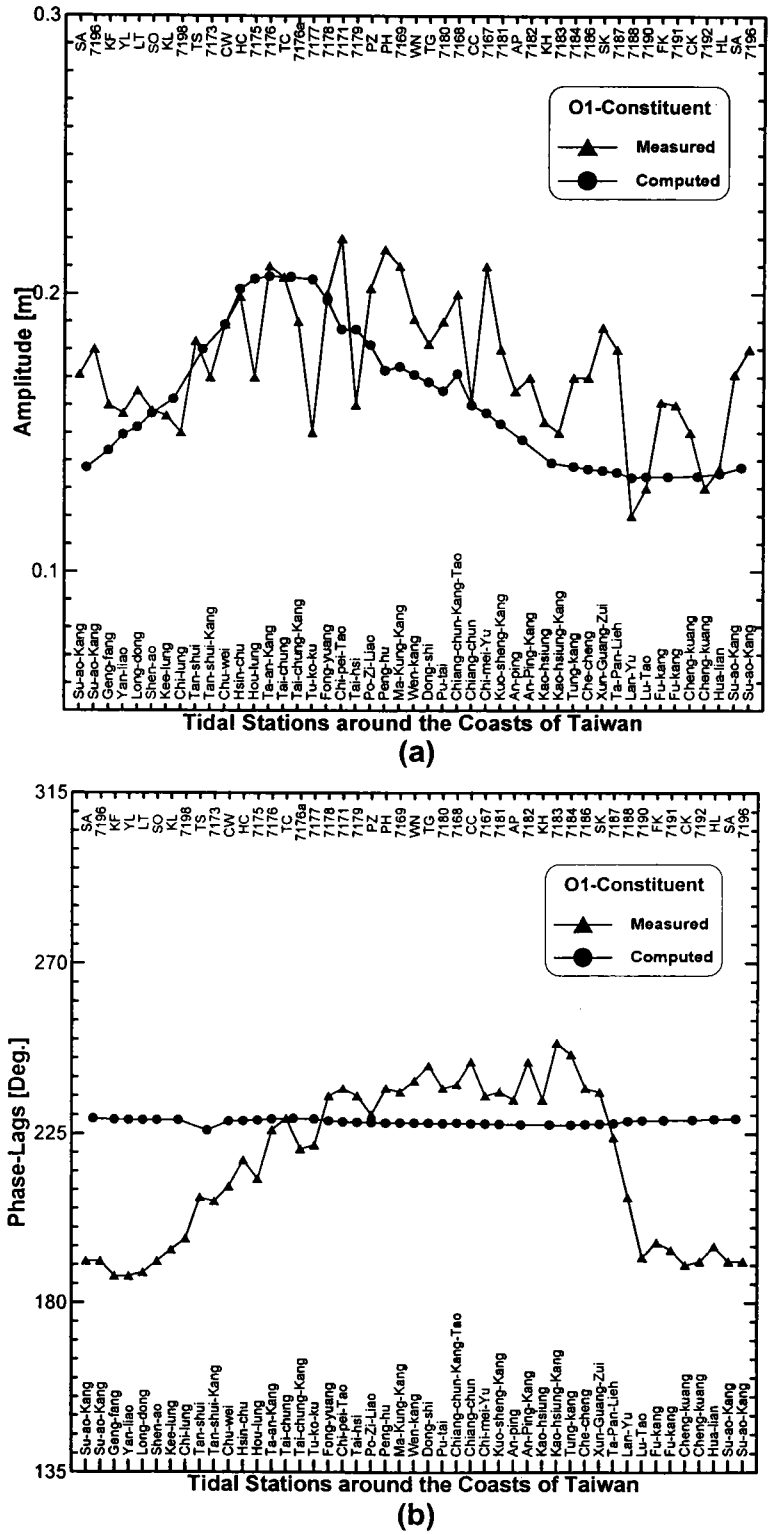
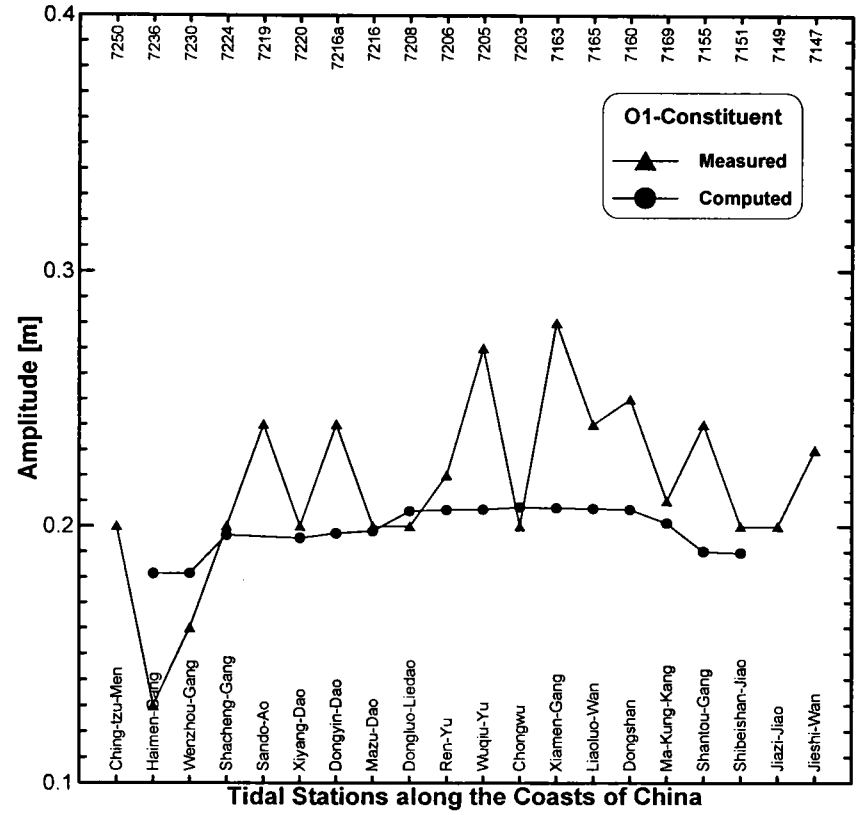
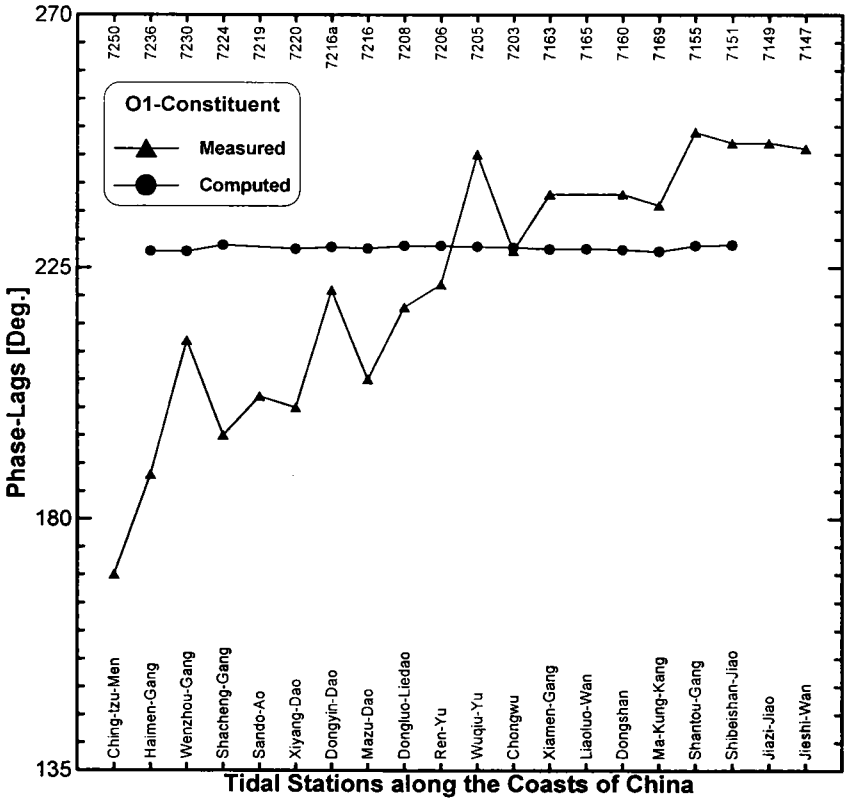


圖 115 台灣環島沿岸海域O_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^I = 90^o$)

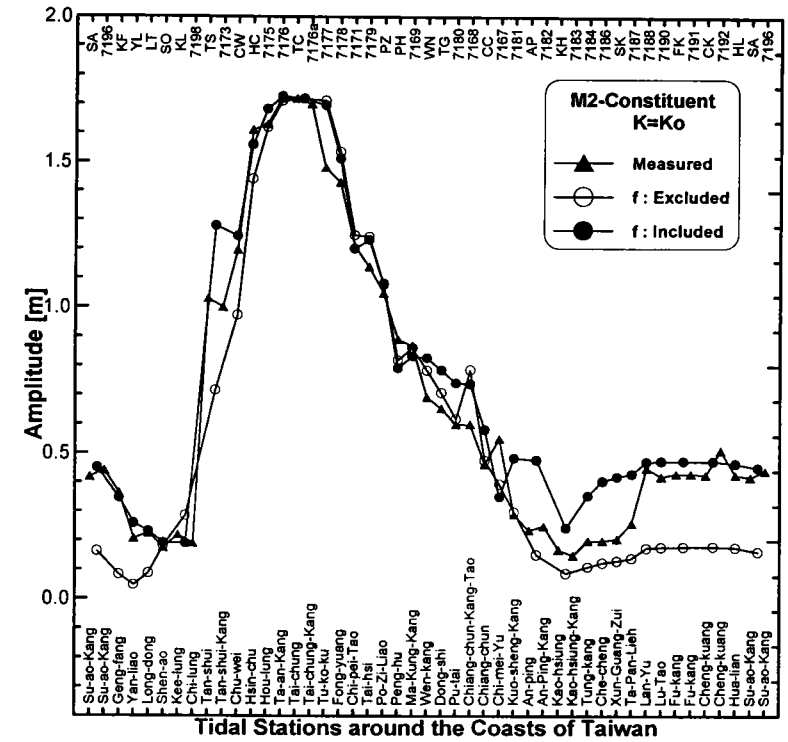


(a)

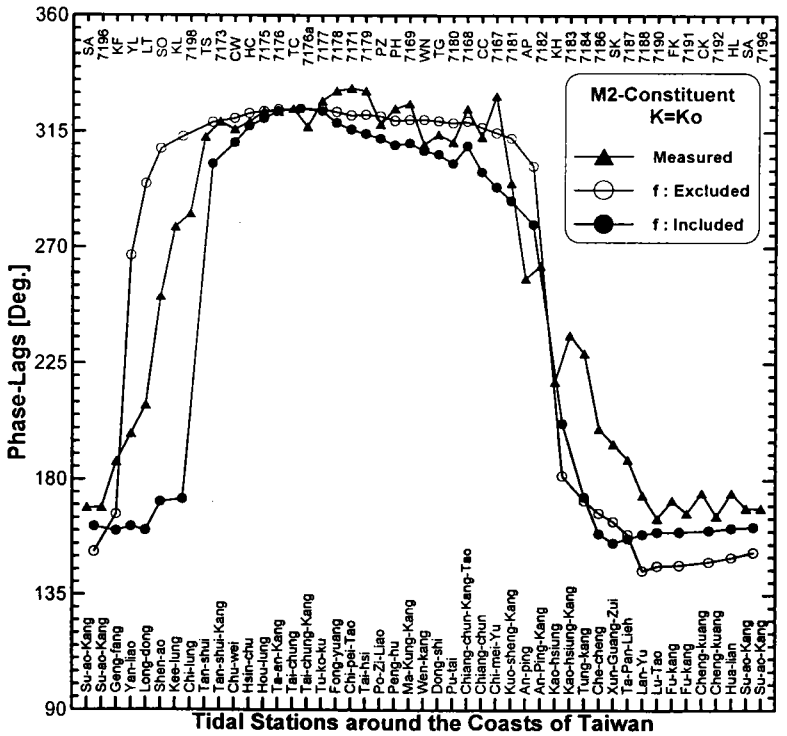


(b)

圖 116 中國大陸沿岸海域O_1分潮之(a)計算振幅與(b)計算相位遲角驗證比較
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta^l = 90^o$)



(a)



(b)

圖 117 台灣環島沿岸科氏力效應對(a)計算振幅及(b)計算相位遲角之影響性比較

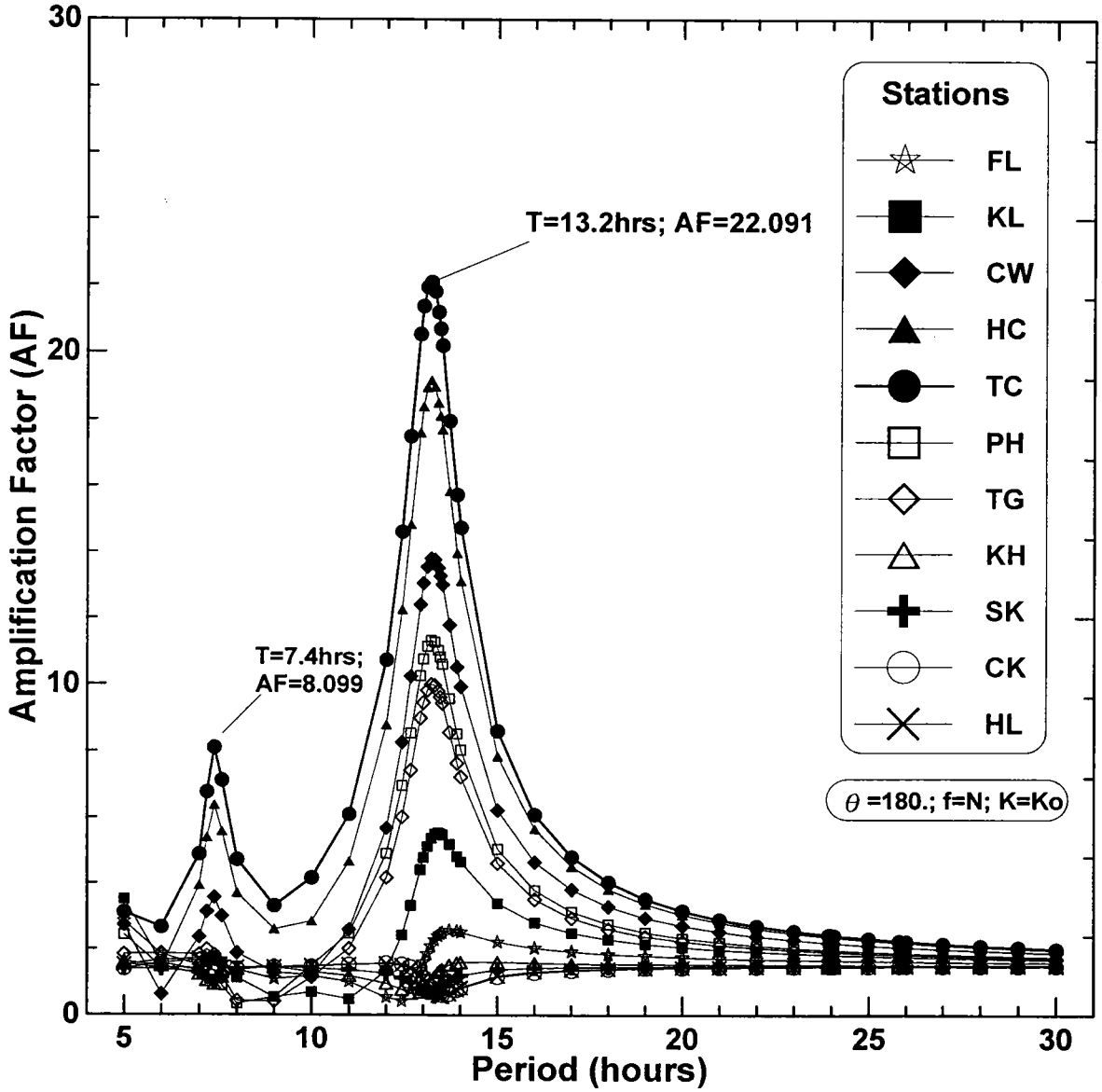


圖 118 台灣環島沿岸海域驗潮站上潮汐分潮波動之計算振幅反應曲線
(FL：福隆；KL：基隆；CW：竹圍；HC：新竹；TC：台中；PH：澎湖；TG：東石；KH：高雄；SK：蟳廣嘴；CK：成功；HL：花蓮)
(忽略科氏力影響：$f=0$；深海潮波入射角：$\theta' = 180^{o}$)

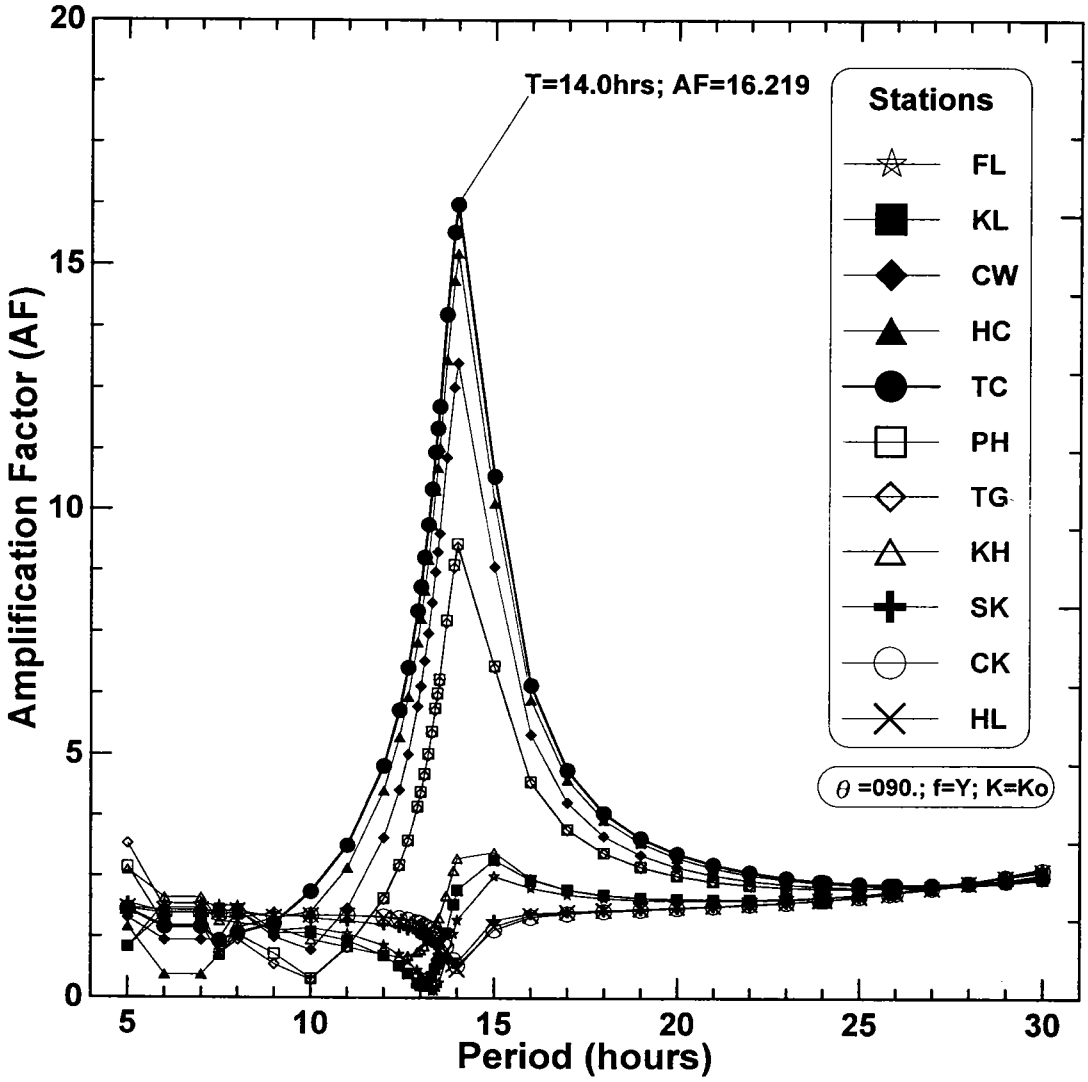
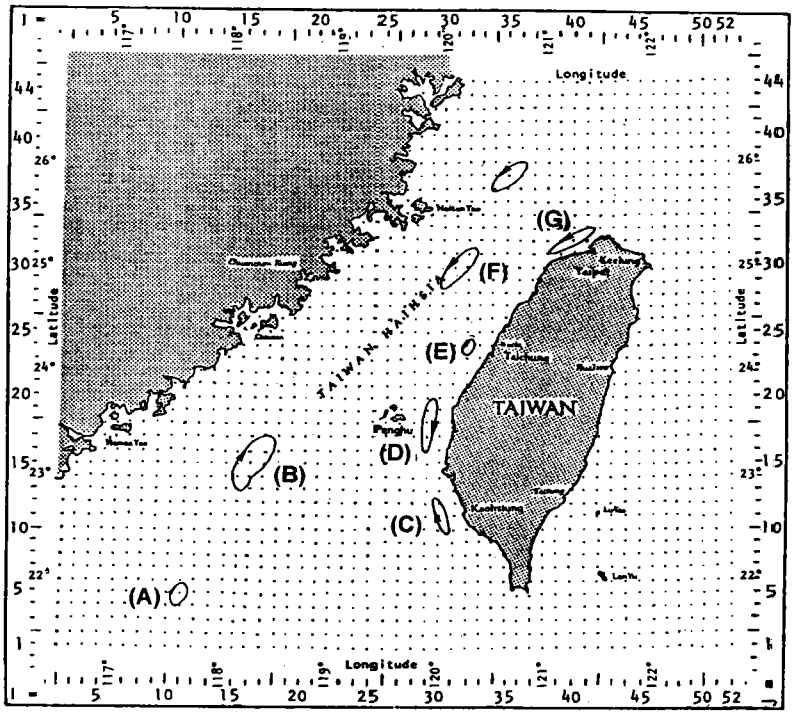
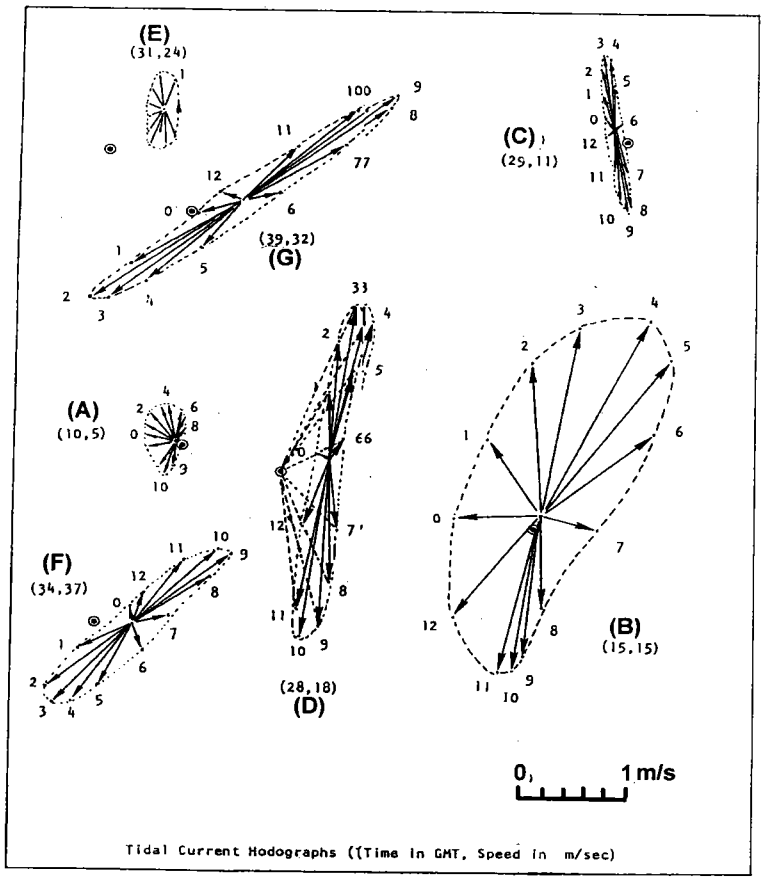


圖 119 台灣環島沿岸海域驗潮站上潮汐分潮波動之計算振幅反應曲線
(FL：福隆；KL：基隆；CW：竹圍；HC：新竹；TC：台中；PH：澎湖；TG：東石；KH：高雄；SK：蟳廣嘴；CK：成功；HL：花蓮)
(含括科氏力影響：$f \neq 0$；深海潮波入射角：$\theta' = 90^{o}$)



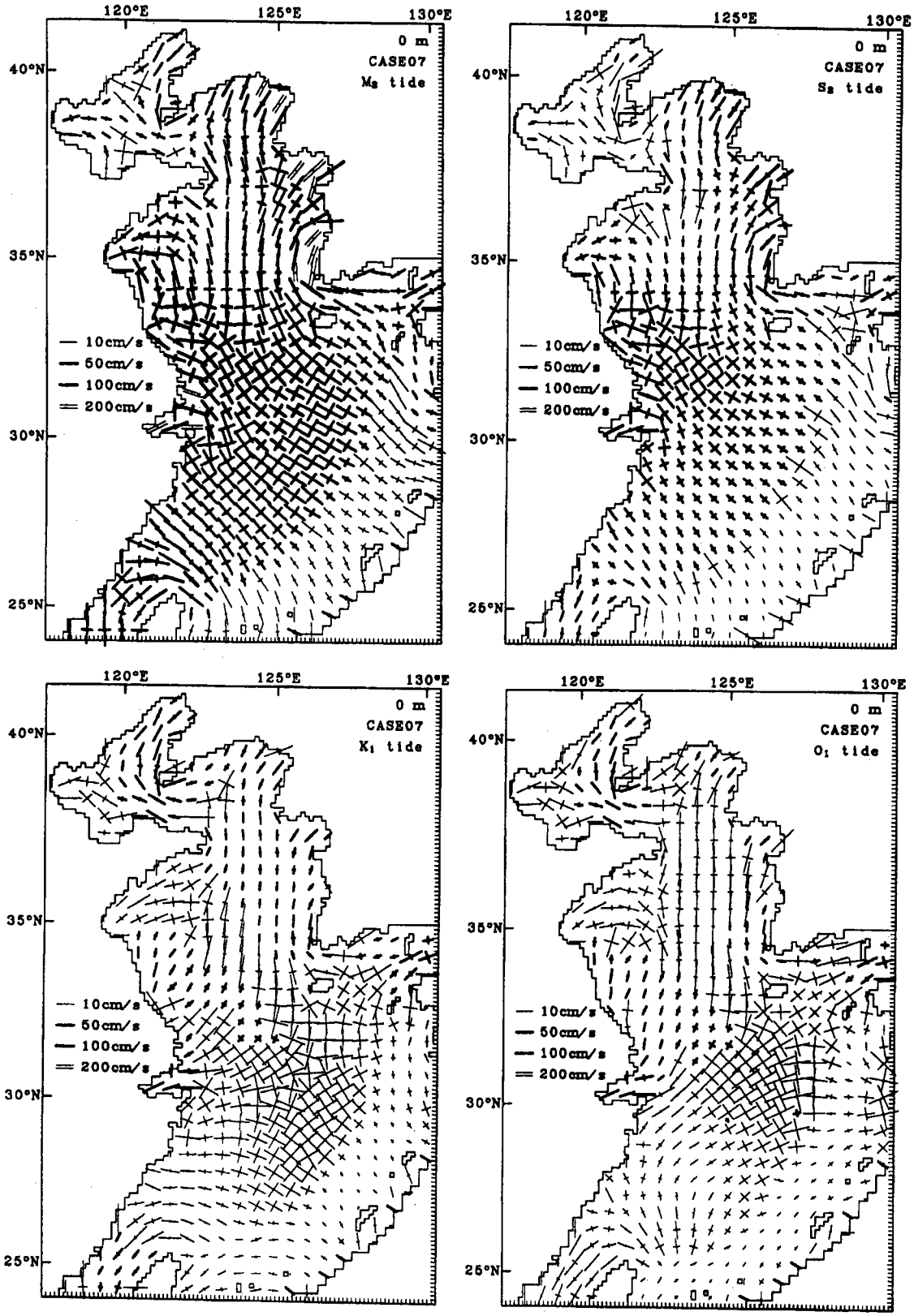
Tidal ellipses showingclockwise and counter-clockwise rotary currents in Taiwan Strait. Time-varying current hodographs are enlarged in the next graph.

(a)



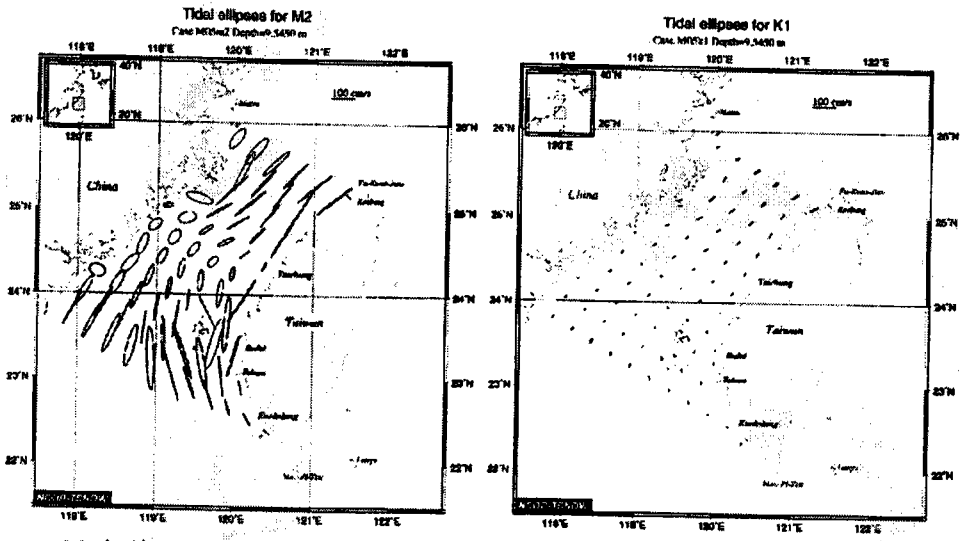
(b)

圖 120 台灣海峽海域之潮流橢圓 (劉肖孔，1983)

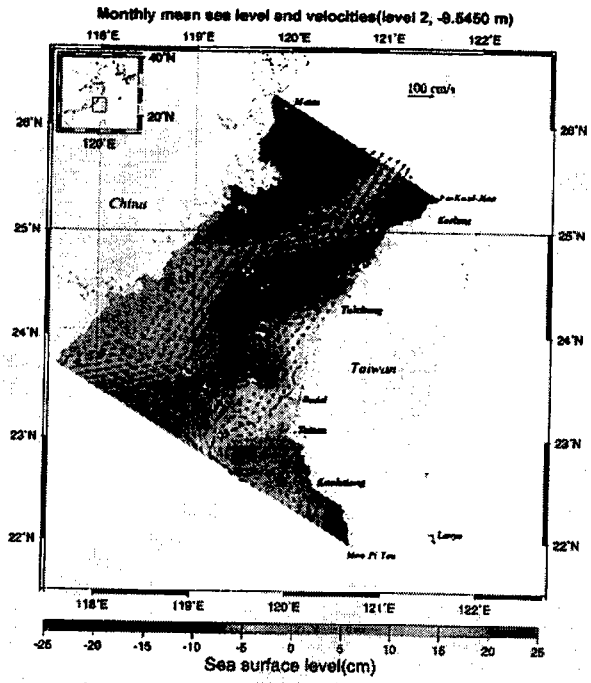


The horizontal distribution of the M_2, S_2, K_1 and O_1 tidal current ellipses on the sea surface.

圖 121 中國黃海、東海及台灣中北部海域之分潮流橢圓
(Guo & Yanagi，1998)



模式第二層(水深 9.5450m)海流經由調和分析結果計算之潮流橢圓，
左圖: M2 分潮; 右圖: K1 分潮



模式水位及第二層海流之月平均結果圖

圖 122 台灣海峽海域之分潮流橢圓 (詹森 等，1999)

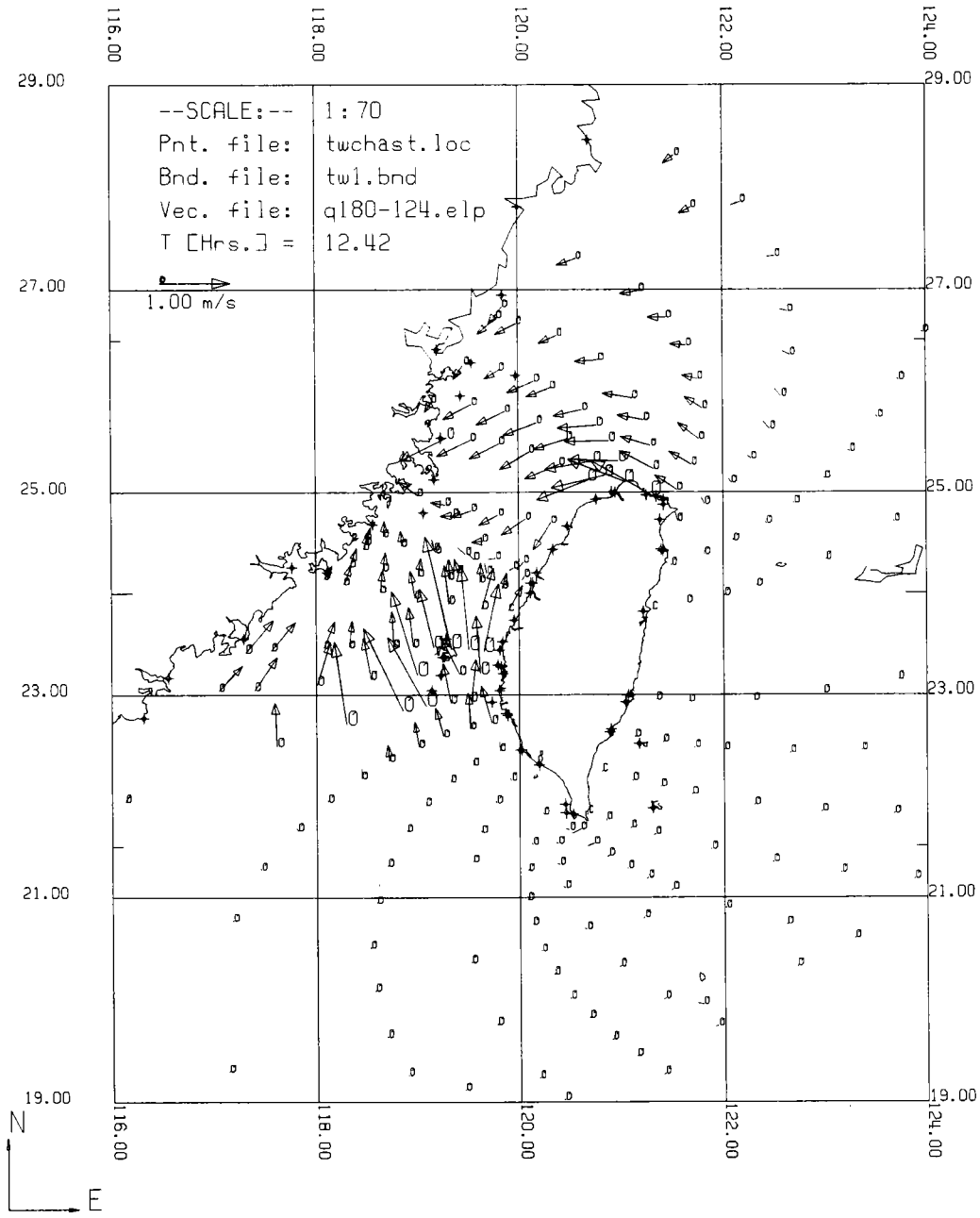


圖 123 台灣環島海域忽略科氏力影響($f=0$)之半日潮M_2分潮流橢圓
(深海潮波入射角：$\theta^I=180^O$；O"：順時針旋轉；"C"：反時針旋轉)

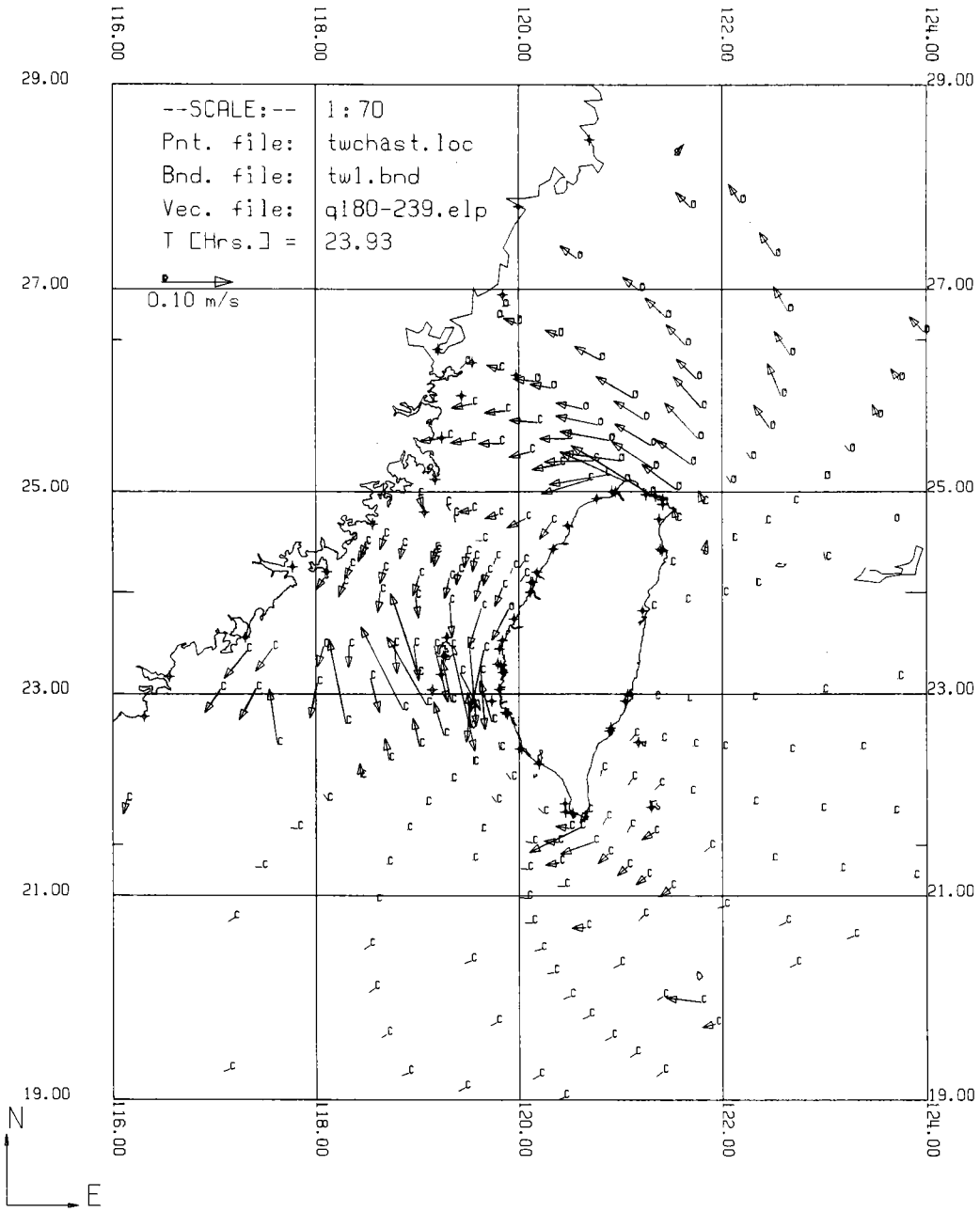


圖 124 台灣環島海域忽略科氏力影響($f=0$)之全日潮K_1分潮流橢圓
(深海潮波入射角：$\theta' = 180^{\circ}$；O"：順時針旋轉；"C"：反時針旋轉)

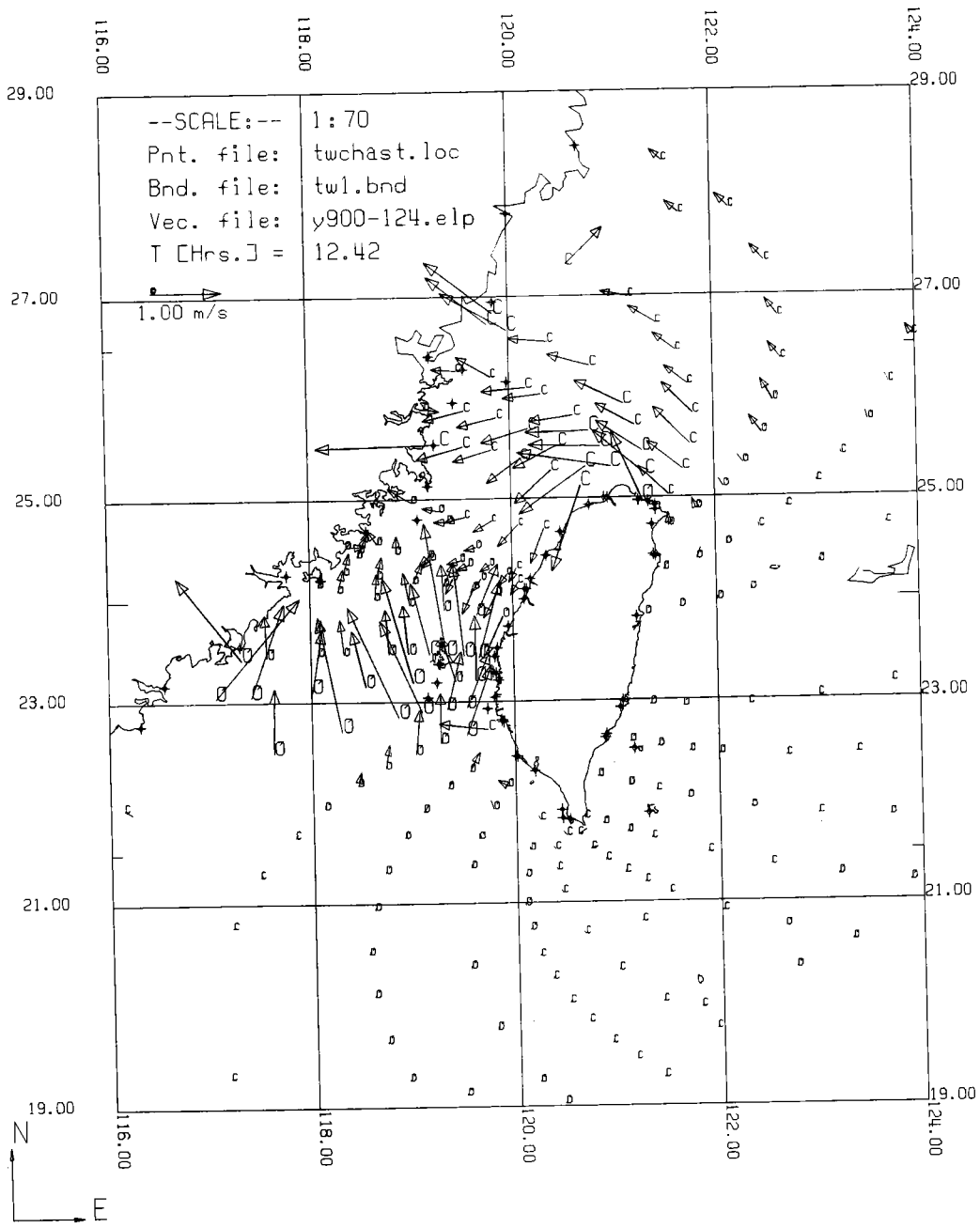


圖 125 台灣環島海域含括科氏力影響($f \neq 0$)之半日潮M_2分潮流橢圓
(深海潮波入射角：$\theta^I = 90^O$；O"：順時針旋轉；"C"：反時針旋轉)

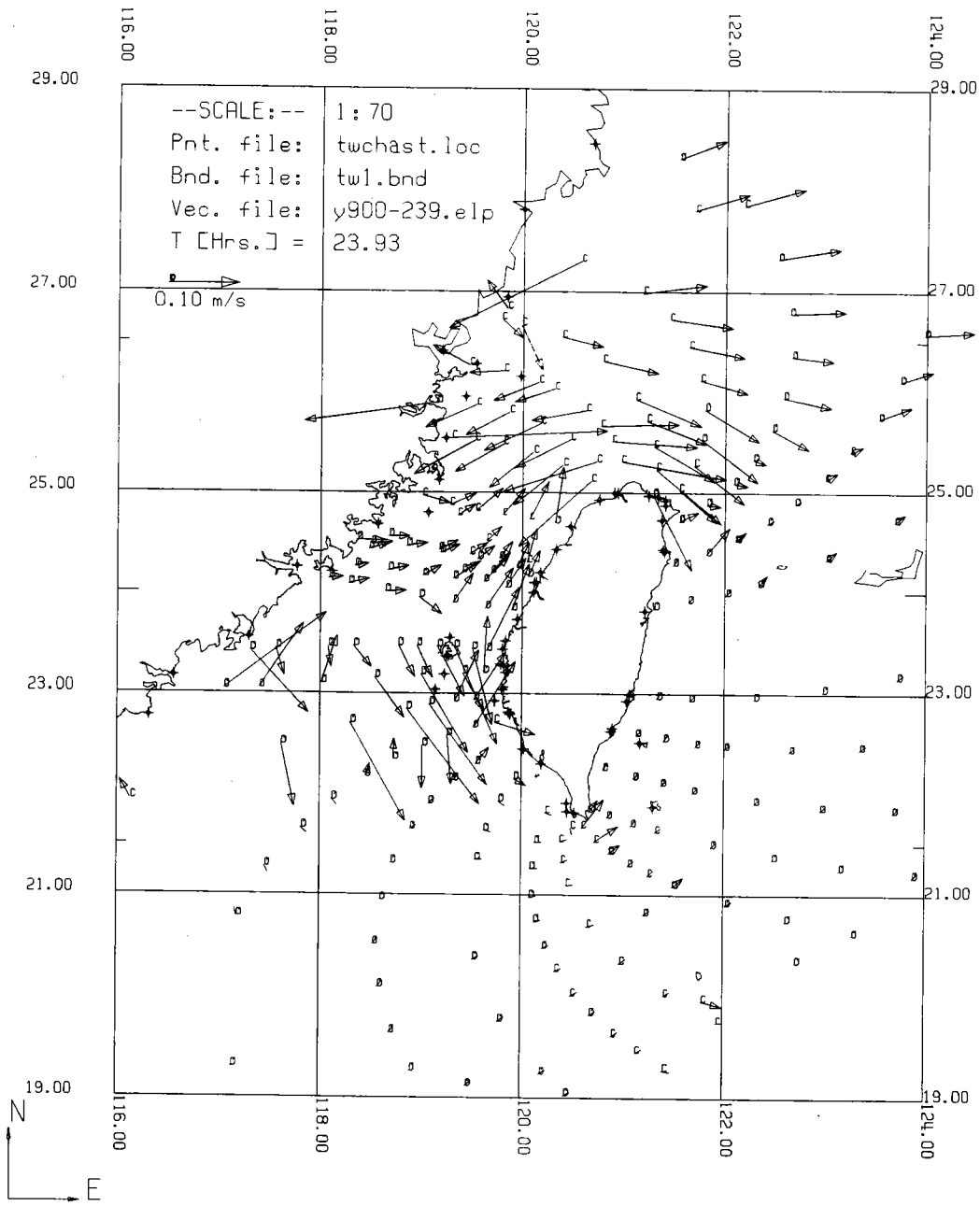


圖 126 台灣環島海域含括科氏力影響($f \neq 0$)之全日潮K_1分潮流橢圓
(深海潮波入射角：$\theta' = 90^{O}$；O"：順時針旋轉；"C"：反時針旋轉)

國家圖書館出版品預行編目(CIP)資料

台灣四周海域海流數值模擬研究

著　　者：莊文傑、江中權
出版機關：交通部運輸研究所港灣技術研究中心
地　　址：台中縣梧棲鎮中橫十路二號
網　　址：www.ihmt.gov.tw
電　　話：(04)6564216
出版年月：中華民國八十九年十二月
印 刷 者：建州企業有限公司
地址：台中縣清水鎮高美路 174-10 號
電話：(04)6270966
版(刷)次冊數：初版一刷 120 冊
工 本 費：1000 元
展 售 處：
交通部運輸研究所港灣技術研究中心　電話：(04)6564216

GPN：009254890291

158