

海底大地測量 - 結合 GPS 和水下聲波  
定位應用於海洋板塊監測

Acoustic Positioning Linking to GPS on the  
Oceanic Plate monitoring – Seafloor Geodesy

<構想書>

撰寫人：郭隆晨

中央研究院 地球科學研究所

2005 年 09 月 29 日

## 一、前言

台灣地區處於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交互碰撞帶，菲律賓海板塊在台灣東方沿琉球海溝向北隱沒於歐亞大陸板塊下，弧溝系統包含沖繩海槽、琉球島弧、琉球海溝，交互作用之系統甚為複雜；而在台灣東部海岸山脈與縱谷則是以擠壓碰撞之形式進行著。此兩大板塊在台灣東部陸上與近海處以碰撞和隱沒形式交互作用，此乃台灣地區大地構造主要動力來源，整個碰撞隱沒區域之地殼變形劇烈，應力變化、累積極為快速，地震非常頻繁；對生活在島上居民的生命財產威脅很大。過去對板塊間之運動或邊界之碰撞、隱沒、聚合等現象，常用全球板塊運動模型來加以描述，其主要用在計算之數據大致上有三類：第一為地磁正、負異常間距資料，紀錄著中洋脊擴張速率。第二種是由在轉形斷層或海溝附近的大地震資料，以震波反演地震破裂面的滑移向量，代表過去數十年～數百年累積之應變，推估板塊運動之方向。第三種則是轉形斷層方位，通常此種資料是由多波束測深儀(multi-beam)、海底地形側掃(side-scan)聲納或衛星測高儀(Altimeter)等直接測量或逆推而得之海底地形，再由海底地形萃取出轉形斷層之方位。這些估測的地磁資料紀錄著數百萬年平均的板塊運動速率；而轉形斷層則反應出平均的板塊運動方位；地震滑移向量則是代表著現代的板塊運動方向。以 DeMets et. al.(1990)提出的 NUVEL-1 全球板

塊模型最具代表，經全球各地專家印證，公認為目前較佳的板塊運動模型，對板塊邊界附近的運動現象也較能解釋。

全球主要板塊間之相對運動速度，多由地質觀測資料所推導出的板塊運動模型，在速率上有數個 mm/y 的精度及±幾度的方位誤差 (DeMets et al., 1990)，這種模型是根據中洋脊 (mid-ocean ridge) 擴張 (spreading) 速率、地磁的數百萬年平均異常(anomaly)、轉形斷層方位 (azimuth of transform fault)、地震滑移量 (slip vector) 等所推算的；這種數百萬年的平均板塊運動模型所推算的速度，和短時期、近代的大地測量所推算的或許會有些許不同 (尤其在時間的尺度上)，這可解釋為長期平均值與瞬間值之差異。此外，除在板塊邊界之變形及板塊內之相對變形，或板塊邊界之快速翻轉等，不易由板塊運動模型充分表述外，大體上板塊運動模式是正確的且不容置疑的。近年來，由於太空定位技術純熟，像 VLBI，SLR，GPS 等方式觀測所得之成果，也一一併入模型中，或增進模型之可靠度，或檢視模型之正確性。美國 NASA 在板塊運動觀測之估算時，利用 VLBI 和 SLR 太空定位技術，來確認板塊間相對運動的正確性。即便模型已有經過太空技術之再確認，但有些板塊邊界處因無法取得有效之資料，仍缺少觀測或約制；因此，靠 GPS、VLBI 或 SLR 來對模型作出貢獻，似乎是另外的選擇。

有些板塊因邊界定義不明（如菲律賓板塊）或不甚明顯（如 Caribbean），板塊幾何中心也不明確，導致相對於鄰近板塊之運動速度因而估算不準。同時，由於轉形斷層之走向及地震滑移方位可能受到大陸地殼(continent crust)影響而有偏差，以致相對運動之方位不易估算準確；在隱沒帶(subduction zone)之預估運動速度值，因海溝地震之滑移量系統誤差而有偏差。若地區性的資料缺少或有偏差、錯誤，板塊相對運動因閉合條件弱化了而不易估算準確，GPS、VLBI 或 SLR 恰好可補強此一缺失。再者板塊邊界處隱沒、聚合(convergent)附近的地殼變化是複雜的，不容易用簡單的模型來描述，高精度的 GPS 恰可扮演分類出整體的板塊移動速度及各別的斷層系統，在板塊邊界處的粗略與細部變化，或橫跨變形帶的各區域之變形量（移動量），包括斷層間地塊之剛體旋轉、平移運動。了解斷層運動速率及板塊整體速率可幫助推估出一致的板塊內地塊間相對運動模式。

台灣地區近年也因 GPS 之普及化與政府之重視並投入經費研究，如經濟部地質調查所、中央研究院地球科學研究所、中央氣象局等單位陸續布設許多 GPS 監測網，研究成果包含在 921 地震事件中，觀測震前、同震與震後之地殼變形，及台灣地區沿海之地層下陷。然而，這些大地監測網大多布設在屬於大陸板塊的台灣島上，是屬於板塊邊界之觀測。可是這種板塊邊界是“單側”的，僅限於大陸板塊上；

而海洋板塊處則因板塊多位於海下，除少數島弧系統外，全球的板塊邊界處大多位處深海處不易觀測。在台灣東部及外海附近恰好有大陸板塊和海洋板塊交會，地理條件對板塊邊界研究而言是全球首屈一指的环境。因此，我們有必要深入探討較少被研究的海洋板塊運動與地殼變形。對“大”的地震發生都集中在台灣東部(花蓮、宜蘭)外海，這些地震大多屬於碰撞與隱沒的能量釋放。但過去我國在海洋的板塊與地震之觀測是近乎空白的。近年，中央研究院之海底地震觀測計畫(OBS)與台灣板塊邊界觀測計畫(PBO-T)已開始對台灣附近外海的板塊運動觀測著手進行了；然而，PBO-T計畫中大多的經費都在布設屬於大陸板塊的 GPS 連續觀測站。因此，有迫切之需要應用海底大地測量觀測方式(Seafloor Geodesy)，彌補海洋板塊處觀測資料之不足，將可因海底大地測量觀測而對板塊邊界之碰撞、隱沒、聚合等情形有較深且廣的瞭解，不致因用“單側”的觀測資料所解釋分析的板塊模型或物理現象而有所偏差或錯誤。

由於現今的 GPS 遠距( $>100$  km)瞬間定位能力與精度提升很多(保守估計約在 $\pm 5-10$  cm 附近)，加上水下聲波定位技術與能力，有長足之進展，可達之工作範圍約在 7-10 km，水深測距能力也可達 6 km。因此結合兩者之特色，海底定位可透過水下聲波定位傳播至船(或浮筒)再透過 GPS 與陸上參考站鏈結，則海底監測站與陸上監測系統一

致了，故觀測“兩側”的板塊邊界之理想，可依此觀測方式而完成。

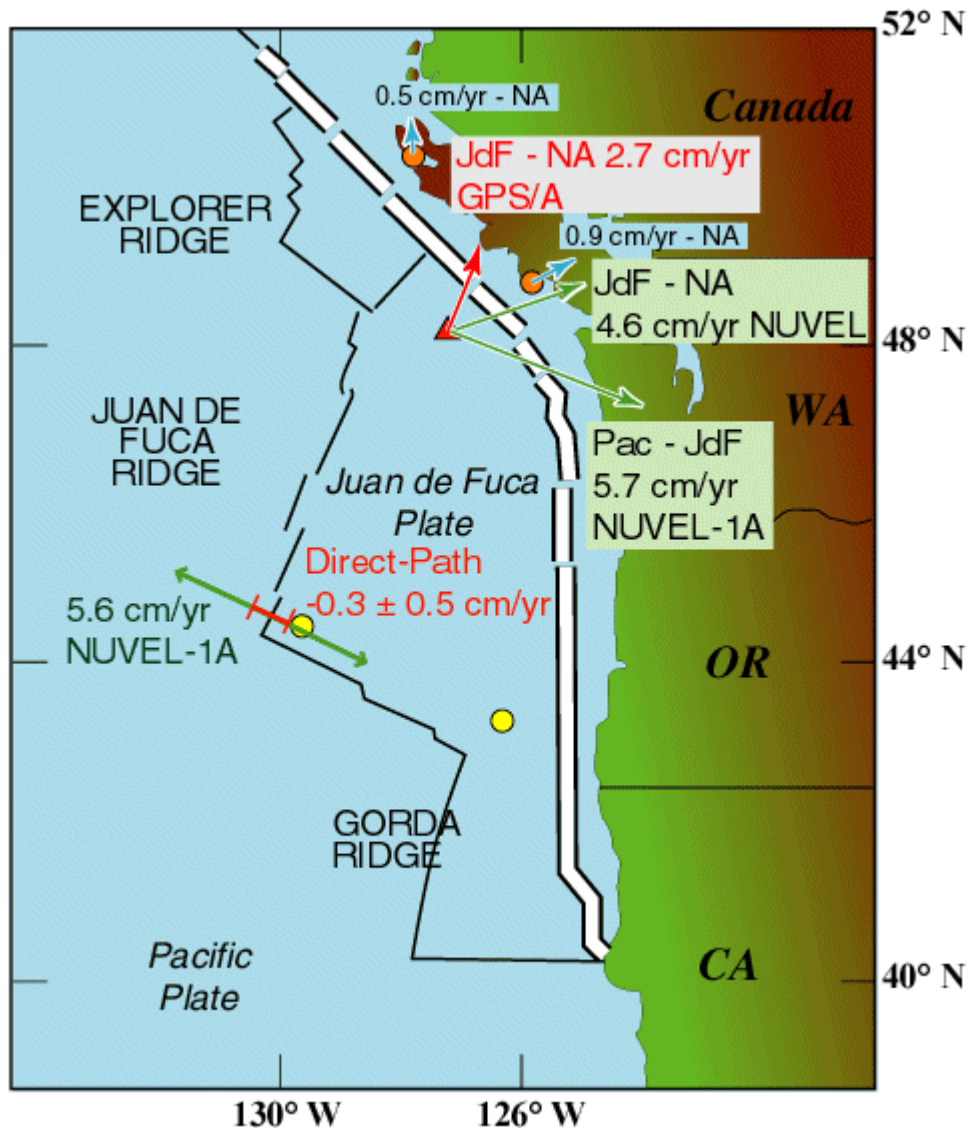
## 二、結合 GPS 定位與水下聲波定位

水下聲波定位技術很早就有應用於船隻、潛航載具之定位，如海底地形測量等，近年則有研究單位將其應用於海脊(ridge)擴張之監測，以印證 NUVEL-1 所提出的板塊邊界處，海脊之擴張速率，例如，Chadwell et al.(1999)在 1994-1996 年於北美洲太平洋海中之 Juan de Fuca 海脊兩側布設 3 個水下聲波偵測儀(transponders)跨越海脊最窄處(約 30~50 m)(圖一)，量測海脊張裂速率，經過 2 年間歇式觀測，分析指出其張裂速率約 -3 mm/yr 與 NUVEL-1 全球模型預估之 +56 mm/yr 有很大差異；這就是典型的由海底監測數據否定 NUVEL-1 模型推估之現象，此即意涵模型須被修正，海脊附近的其他觀測數據也須再檢視，模型參數須再調整，或者觀測數據宜再補強。然而這種類似電子測距(EDM)之水下直接聲波觀測，雖然其布設在深海處之水溫終年近乎恆溫；量測誤差約在 $\pm 0.003^{\circ}\text{C}$ ，對水下測距觀測精度非常有利，但因聲波在水下行進路線近乎“凸透鏡”式折射之故，聲波無法沿海底傳播很遠(1~2 km 上限)。同時，聲波在水下因能量為海水所吸收也影響其直接傳播至遠處；因此直接式水下聲波定位技術，一般侷限於較明確且距離短之窄範圍監測區；對大區域且斷層構造不明確或待

確定之區域，此種直接觀測型式有其先天上之限制。較不適合用於一般之板塊運動和板塊邊界觀測。由於一般之板塊邊界大多數千公里～數萬公里，且邊界也大多不甚明顯，待確定，且板塊邊界附近的變形帶，常寬達數十公里到百公里不等，因此較稀疏（監測站距較遠）的監測網（站）常在初期研究時採用的，待初步研究成果有具體時，才進行加密布設觀測網或採直接短距觀測。由於 GPS 動態定位技術之提升，其定位精度在長距離(100 km 以上)時，一般保守估計可在 $\pm 10$  cm 以內，精密計算時可達 $\pm 5$  cm。因此，利用 GPS 太空定位技術由陸上座標系經由 GPS 動態定位，將其座標連結到海底定位船隻再由已知船舶位置，將船上座標傳播引測到海底偵測儀上，此即所謂“GPS/A”定位方式(GPS/Acoustic positioning)。此方法，因結合 GPS 動態定位，使得海底大地測量之監測範圍，由原來僅侷限於近岸淺處之小範圍觀測，可擴展到大範圍、離岸、深海之板塊中心或隱沒、聚合型海溝處之溝弧系統監測；或海底板塊邊界、海底地殼變形之觀測；對真正落實板塊邊界之“雙邊”觀測幫助甚大。

以 Spiess et al.(1998)在加拿大西方離岸約 150 公里、水下約 2.6 公里處之太平洋海底所監測之 Juan de Fuca 板塊的研究為例(圖一)，相對北美板塊之運動速度有著 2.7 cm/y 之運動速率。雖然其僅在 1994-1996 進行 3 個時段監測，但已是全球首次能在海底布設板塊運

動監測網，並有初步研究成果可和 NEVEL-1 模型進行比對。



圖一：直接式水下聲波定位和 GPS 水下聲波定位應用於海地板塊監測成果，與 NUVEL-1 模型之比較。(編改自 Spiess et al. 1998 & Chadwell et al. 1999)

而美加合作即將進行之科學研究計畫 NEPTUNE (North East Pacific Time Series Under Sea Network Experiment)，其海下之科學研究項目中，水下定位及監測也是其中極重要且關鍵的研究項目。而鄰近國家之日本，也因其地處太平洋板塊、菲律賓海板塊與歐亞大陸板



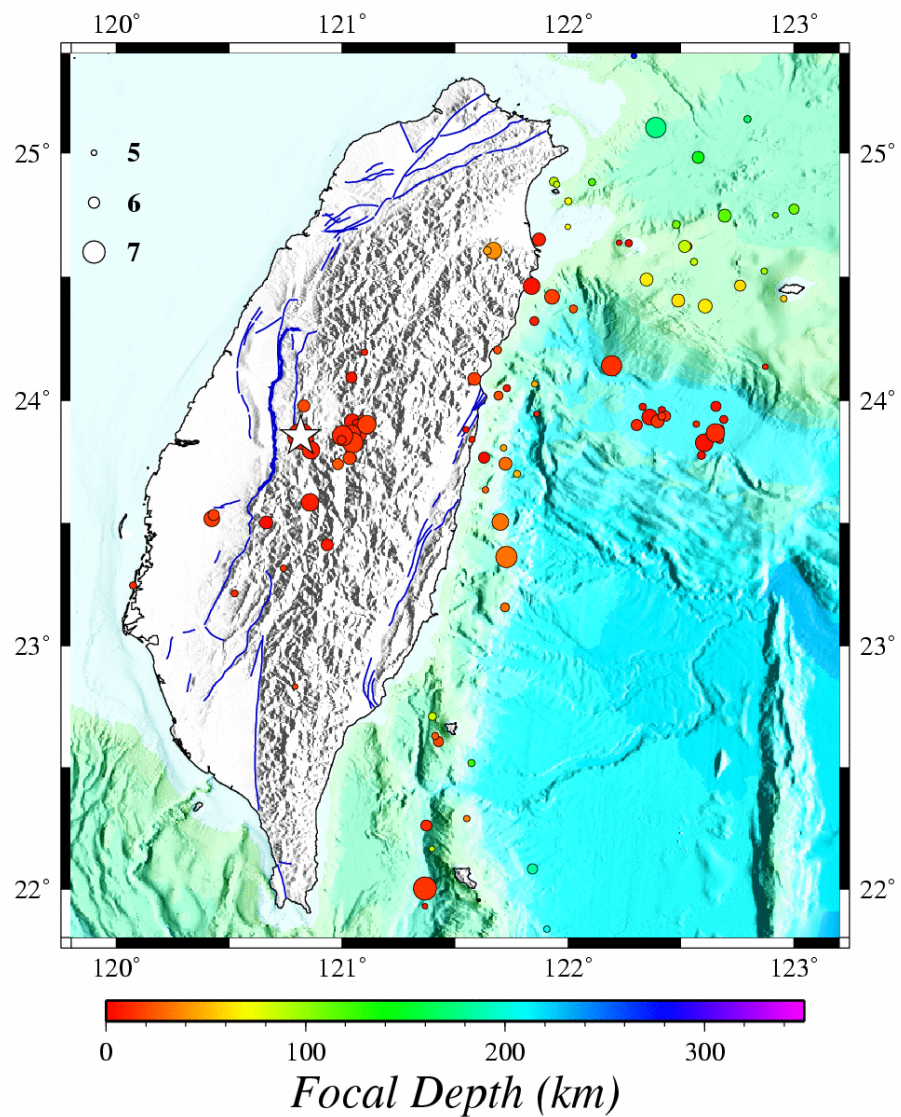
塊交界處，碰撞、隱沒、聚合之交互作用，錯綜複雜，災害型地震頻傳，或傳海底地震引發海嘯威脅沿岸居民生命財產。日本在過去 5 年內(~2003)已在日本東方海域板塊隱沒地區，布設許多水下聲波定位偵測儀，監測海底變形、板塊移動。已由 1999 年~5 套到 2003 年增設近 20 套水下監測儀，期能監測常好發生於海底之大型災害性地震，藉由觀測海底地殼變形與板塊位移，早期偵測地殼能量之累積，達到預警發佈或更密集、即時之監測。

而台灣也處於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界處，台灣東部陸上有著碰撞及花蓮外海處之板塊隱沒作用、地震頻傳，自 1990~2003 由較先進之地震觀測系統，在宜蘭、花蓮外海之海溝-島弧間之增積岩帶紀錄很多大型地震（如圖二），同樣地在花東外海(邊界變形帶)也發生許多地震，而對台灣居民而言較具威脅之地震則是發生在陸上及近岸之海底處。以變形觀測及板塊邊界觀測為主之 PBO-T 其布設之 GPS 監測網所涵蓋者多位於陸地上(如圖三)，除綠島、蘭嶼與琉球島弧等島弧可設 GPS 監測站外，海中之地殼變形監測是一片空白的。尤其在弧-溝間的地殼變形對瞭解琉球海溝之隱沒型式、運動方向、大小，截至目前為止近乎“全然不知”，僅能由 NEVEL-1 得到。而島弧之運動雖有少數 GPS 測點可監測到，但弧後之琉球海溝之“擴張”大小與正確之方向，所知仍然不明；況且，較常發生“大”地震之弧-

溝間增積岩帶之變形與能量累積，則更是沒任何實際觀測資料，可供研究。

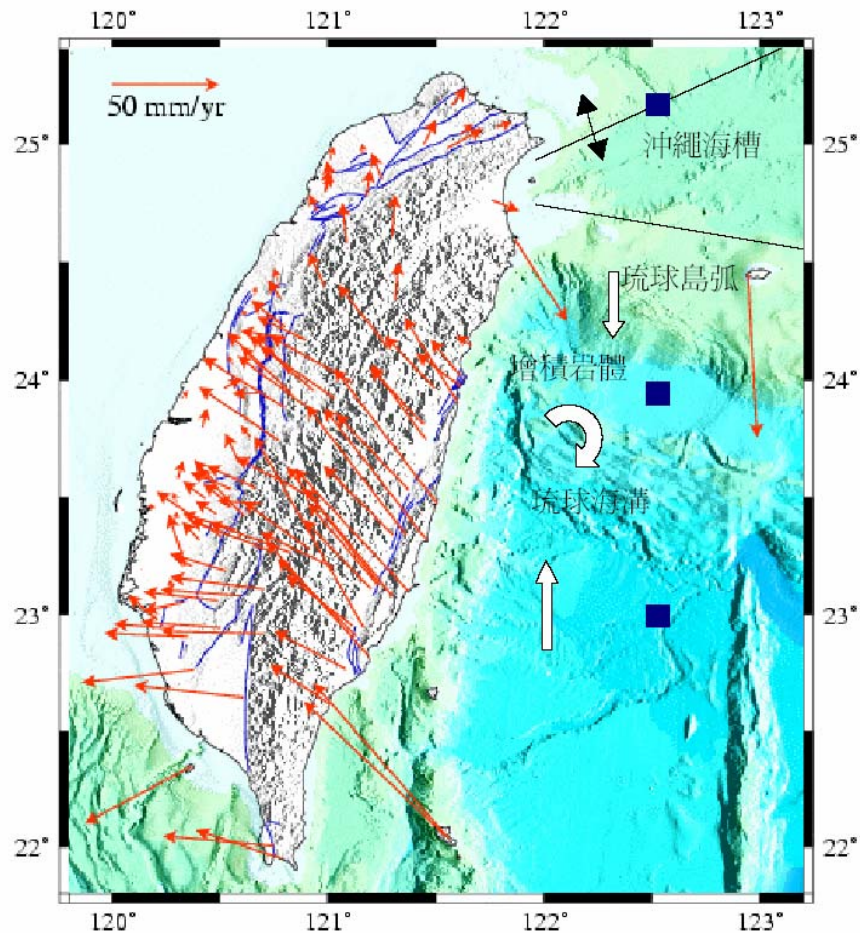
## Taiwan Seismicity

Jan. 1990 ~ Sep. 2003,  $M_L \geq 5.5$



圖二：台灣地區附近 1990-2003 規模大於 5.5 以上之地震分布。(本圖地震資料由中央氣象局提供，中研院地球所梁文宗繪製)

## Sep.2002~Sep.2003



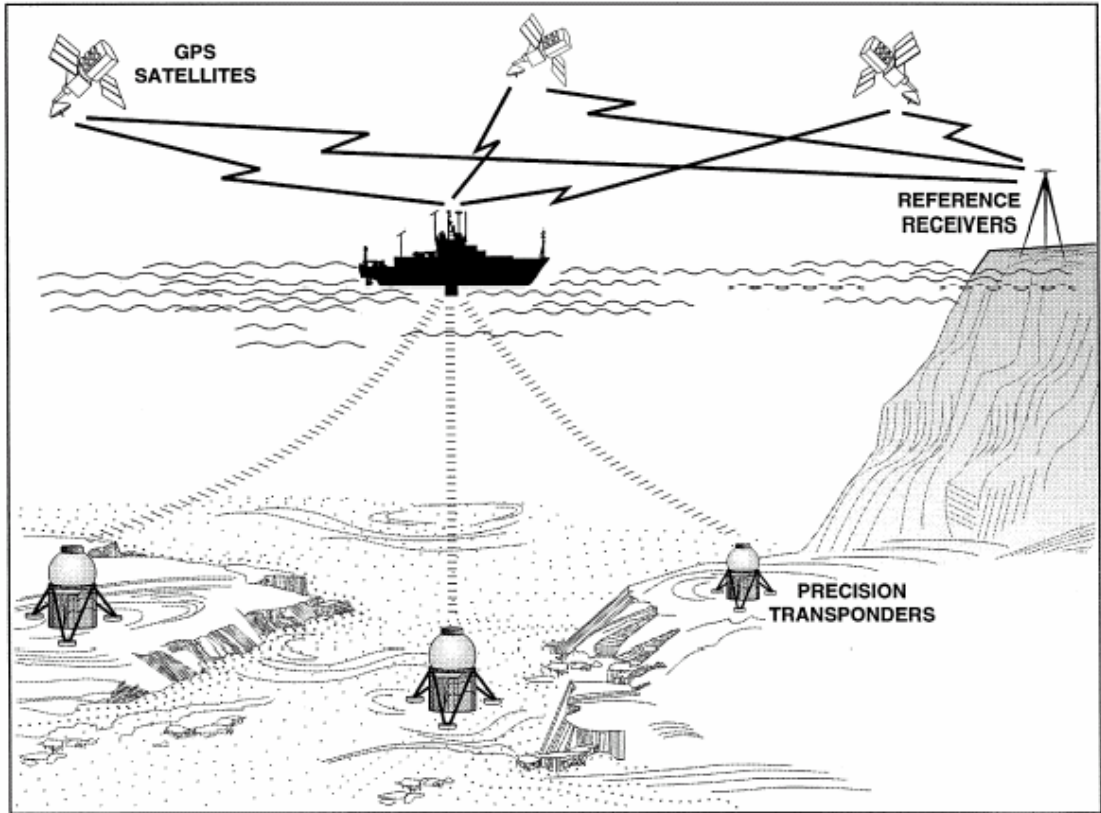
圖三：台灣地區 GPS 連續觀測站 2002 年 9 月至 2003 年 9 月期間之 1 年平均地殼運動速度。圖中四方形表部署之 GPS-A 海底大地測量監測基準預定位置。

因此，現階段以 3 年為期，先分 3 處進行海底大地測量觀測，第 1 處（第 1 年）則設於琉球海溝與琉球島弧間增積岩變形帶處(24° N, 122.5° E)，布設一組包含 4 個水下聲波反射儀(mirror transponder)之基準(圖三)，監測變形前緣、逆衝斷層聚合作用之行為。第 2 處（第 2 年）布設位置則以設於菲律賓海板塊中 Gagua 海脊北端西側處(23

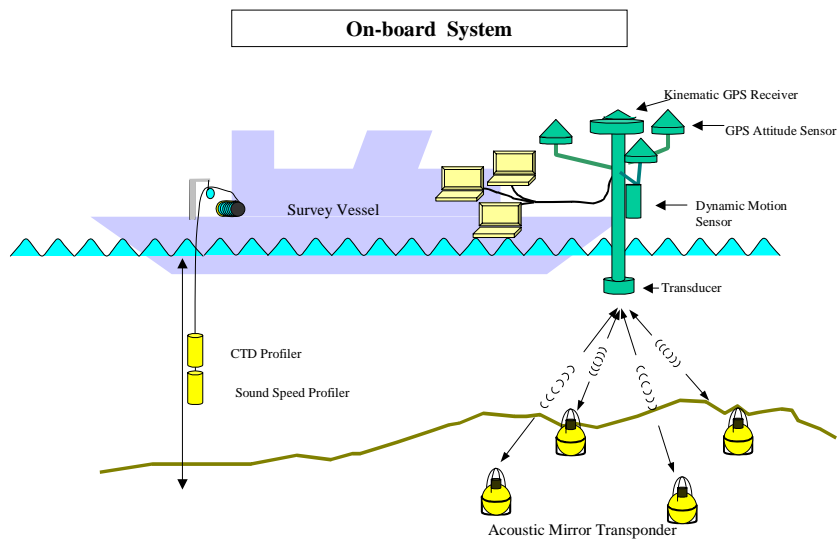
° N,122.5° E)，監測菲律賓海板塊近琉球海溝處之隱沒速率大小與方向。第 3 處(第 3 年)則設於基隆外海之沖繩海槽北緣(25.2° N,122.5° E)，監測海槽之擴張速率與大小。如此，對發生在台灣東部外海之菲律賓海板塊隱沒於歐亞大陸板塊之弧溝系統作用之機制；自北往南將可藉由弧後的海槽監測、島弧 GPS 觀測、增積岩變形與琉球海溝前緣等四大區域觀測數據，而增進我們對弧溝系統交互作用之機制的瞭解，對模型之建立與較精確之解釋，可望有大幅之提升。對威脅大台北附近(近千萬人)居民之海底隱沒型地震，期能有機會近距離觀(監)測，並進一步瞭解海底地震之震前、同震與震後之變形機制。對變形觀測能有較全方位(海、陸)之數據與模型，對地震之成因、能量釋放累積、平衡等現象能有較詳細之瞭解。

### 三、GPS 海底定位監測之基本原理

結合 GPS 與水下聲波定位系統，簡單之原理如圖四所示。在海底設置 3~4 個高精度的水下聲波反射式偵測儀，並由在水面上之船(或浮筒)配有聲波發射與接收功能之聲波收發儀(transducer)發射聲波至海底，當反射式偵測儀接收到水面上打下來之聲波時，隨即反射一個聲波回去，當船接收到反射回來之聲波時，由往返時間差與聲波在水中之速度，就可知道船與反射式偵測儀之空間距離(圖四、五)。

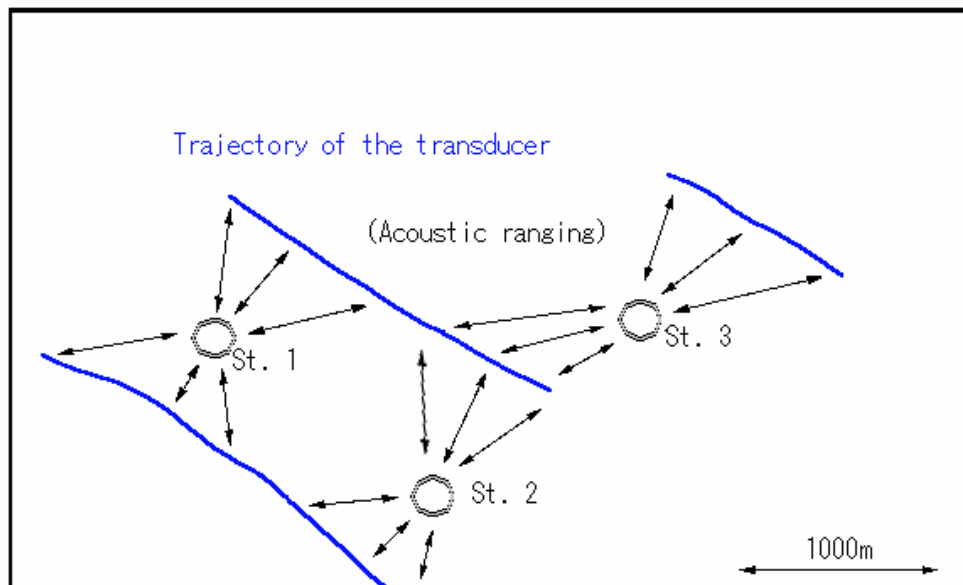


圖四：結合 GPS 與水下聲波定位(GPS-A)之海底大地測量監測系統示意圖。(編  
改自 Spiess et al. 1998 & Chadwell et al. 1999.)



圖五：GPS-A 聲波定位系統觀測船配備，聲速剖面 CTD 量測與測定聲波收發儀  
姿態之 GPS 觀測系統。(摘自 Asada & Yakubi,2001)

船上可同時紀錄 3~4 組反射回來之距離，若船的位置已知(由岸上與船上 GPS 定位得)，則此套由 3~4 個反射聲波儀之幾何中心位置，因而得以測知，經沿所布設之聲波反射儀附近，觀測船不斷地改變航行位置(圖六)，可獲得數千組~數萬組觀測距離，由此所定出的平均幾何中心代表該測區之位置。在不同的時間點所觀測的位置，比對兩個時間點的位置變化，其可解讀為地殼之變動或板塊之運動。如此，經過多年(~5 年) 的觀測，海底之斷層、板塊運動、邊界之隱沒、聚合等情形可獲得有效之偵察。



圖六：GPS-A 聲波定位系統觀測船航行軌跡示意，每次航行可觀測得數百至數千組距離以供定位。(摘自 Asada & Yakubi,2001)

因此，整個 GPS 聲波海底大地測量包含三個部分。第一，陸上部分須有 1 到數個岸上參考 GPS 測站，並且連測到連續運作之 GPS 測

網(CORS)，若所選之參考站即為 CORS 則為最佳，較經濟、方便；陸上 GPS 參考站附掛於連續監測的 GPS 測網，其座標時時刻刻皆在掌握中，縱使有變動也清楚地記錄其座標變化情形；在引(連)測座標至觀測船時，座標才得以和 CORS 座標系一致。

第二船上部分，則配有聲波收發儀(transducer)，發射與接收聲波測，船與海底之距離，而連接 transducer 的連桿上則配備記錄船之動作的感測器(motion sensor)與陀螺儀(Gyro),而連桿頂端則配有 4 個 GPS 天線，其一為雙頻天線，作為船觀測時相對於岸上參考站之瞬間定位用，而其餘 3 個天線則是用來觀測連桿之姿態—Heading、Roll 及 Pitch，作為修正 transducer 與雙頻天線中心(桿頂)相對位置之用；如此，Transducer 相對於 CORS 坐標系之每一瞬間位置可獲得確定。同時，在船上另配有觀測聲波速度剖面之設備 CTD(Conductive Temperature Depth meter)與 XBT(eXpendable Bathy Thermograph)，在每隔幾十分到小時間於規劃預定點進行聲速量測，作為觀測之時段內聲速之修正，改進觀測所得距離之精度(其記之水下各深度之溫度、鹽度，另可作為其它研究或應用)。第三部份則為水中部份—基本組成元件為精密反射式聲波儀，這類聲波儀像似長距離轉播站，內含一組高精度( $\pm\mu\text{s}$ )時間延遲線(time delay)，由船上發射端—transducer，在其發射信號出去時即將此一信息儲存於暫存記憶體內，當聲波傳到

海底反射端時，海底反射聲波儀立即回應並複製一反射聲波回去，則此聲波在水中往返，在數秒後(聲速約 1.5km/s)，於船上接收到反射聲波，經內部記憶體以相關方法(Correlation)比對發射時信號與接收時信號，以 Time shift 方式找出最大之相關，則聲波往返之時間可測定出。一般而言，時間比對測定精度約可在 5 $\mu$ s 以內(單程時相當於 4mm)，換言之，這樣的水下測距精度理論上約可在~4mm 以內。

但是，水下聲波傳播速度，是會隨著不同的水深變化而溫度與鹽度，也跟隨變化，聲速因而隨之改變，在水下深度較深處水溫幾乎呈現恆溫(接近 0 $^{\circ}$ C)且終年變化不大( $\pm 0.003^{\circ}$ C)(Chadwell, 1999)，近乎滯流，因此聲速穩定易修正，此即水下聲波直接觀測海底變形高精度之原因。然而，在近水面數百公尺(~500m)受到洋流、潮汐、波浪影響，海水有著強烈的密度變化，水下聲速之變化時間尺度約在數分鐘~數小時內快速變化，聲速度變化快速，即使在水下 300m 內使用觀測之 CTD 資料修正聲速，其距離殘留誤差峰谷間也達 40cm，根據 Spiess et al.(1998)研究，這類殘差有”半日週期”的潮汐效應在內，這種垂直效應的系統性殘差是因在 GPS 資料計算處理時忽略地潮(earth tide)所導致的；因此，在 GPS 計算時加以考慮則此殘差可以消滅大部份。而海水負重(Ocean loading)對高程向僅約影響不到 5cm，對水平位置影響則不超過 5mm。所以，不論聲速修正不全或潮汐改正不良，僅會



導致對反射聲波陣列幾何中心垂直向之變化，而其水平位位置則影響甚微小。

#### 四、目前 GPS 水下定位所遭遇的瓶頸與可能改進之方向

由於過去水下聲波傳播，多數用於資料傳輸、通訊，因技術之緣故，傳播之距離，常受聲波能量在水中快速衰減，當聲波傳至遠方時已甚微弱，甚至無法偵察，致使遠距(或深海)之應用受到限制。近因科技進展，已可把過去水下定位用高頻(50-10KHz)技術，因易受到水吸收能量而損失、其傳播能力且精度侷限在 5cm 附近，近由 LinkQuest 與海洋科學界合作研發出精密海底定位技術，以 7.5~12.5 KHz 較低頻發射聲波，成功地克服在水中遠距傳播能量衰減的困境，並將其精度推升到即便長達 7km 之水下測距精度仍可達約 5mm。此在水下定位應用已大幅地改善其應用之可能性。

另由於水下定位技術較特殊，且因為部署在海底之反射式聲波儀 (Mirror Transponder)，功能單純，設計簡單，其功用像 GPS 一般，在量測船之信號發射源到海底之反射儀之距離。在深海板塊隱沒處之定位，它具有下列幾項優點：①海底反射聲波儀因功能單純，僅在反射聲波，設計簡單。②不需水下電纜、資料遙記傳輸(昂貴且不甚可靠)。③容易在海底布建大地觀測網。故水下定位系統之改進已讓海

底定位之使用變成較容易可行了。

同時，GPS 瞬間之動態定位應用於海上定位，已有可靠且實際之應用例子。如美國 WHOI，SIO，等機構之學者—McGuire，Spiess，Chadwell 等利用 GAMIT GPS 軟體定位出船位置並配合水下聲波定位，測定出約 5 cm 之精度的水下大地監測站的位置。而日本之 JMSA (Japan Marine Safety Agency)自 1999 - 2000 年在日本 Kumano 海槽水下 2000 m 之海底布設了多套海底監測大地網進行變形監測。並在 2003 年底前增購近百個 transponders，預計將部署於日本海域研究板塊之移動、變形。

雖然，台灣完全沒有此項經驗，但筆者與日本、美國研究人員聯絡後，他們表示強烈興趣與台灣合作研究菲律賓海板塊與歐亞板塊之交互作用情形，並願提供其已有之水下經驗及技術，幫助建立海底大地觀測網，進行科學之研究。然而，海底大地觀測網可能之量測精度為~5 cm，此相較於陸上 GPS 監測精度~1 cm 以內，明顯地遜色許多。因此，要應用海底大地測量定位成果於地殼變形監測，勢必要提高其定位精度。現今技術在短期觀測(約 1~2 天)約可達 5 cm 之定位精度，多次重複觀測或許精度可提升；但關鍵的因素仍是存在於定位系統中的可能系統性誤差與改正模式不全所致。

這些系統性誤差，主要來自動態 GPS 定位、水下聲波估計，以及

聲波訊號之檢波。所以，為了使得海底基準點定位之精度能達 1 cm 左右，需解決下述的問題：

- (1)發展新的或尋找動態 GPS 軟體，針對多路徑(multipath)誤差、GPS 天線相位中心誤差、對流層、電離層殘留誤差等，須嚴謹分析處理。使長距離(100 km 以上)之瞬間 GPS 動態定位能在達 1~2 cm 之精度。
- (2)發展新的觀測技術，例如利用較多船隻組成海上觀測網(單船—多船類比於單點交會—多點定位)，經由觀測時，其觀測量之幾何形狀均勻分佈、強度增加，不僅可大幅縮短觀測時間，精度也可大大地提升。
- (3)即時觀測時間域空間域的聲速構造變化，利用海底 4 基準點與船上之 transducer 間之聲波傳播，同時量測其聲速本身之劇烈變化。
- (4)聲波觀測量的取樣至少必須由現在約 20 秒間隔，提高到 1 秒取樣 1 次，甚至更高之取樣，以提升觀測精度。

## 五、GPS 海底大地測量之潛力與前景

隨著公分級(甚至 1 公分)精度之海底定位能力實現，直接可布設於廣大的海洋底下，作為監測地殼變動之基準，偵測地殼變形、板塊

移動、板塊邊界之碰撞、隱沒、聚合等。由於定位精度高，海底所布設之基準其反射式聲波，尚可扮演如 Beacon 一般導航定位之功能，使一般航行於水面之船艦，可獲得精確之航行軌跡；而潛航於水下的軍事、科學、工程等用途之載具，可由水下精密定位系統提供高精度的潛航位置。由於用途可望有革命性之發展，如利用聲納掃描海底地形之作業，掃描聲波源船隻位置可由水面往下貼近海底，地形海底進行掃描精度可大幅提升，無論單音束或多音束聲納海底地形掃描系統，都可因載具掃描之瞬時位置精確提高，而使海底地形之觀測品質，在空間域和時間域內皆能前後一致且具高精度之特色。因此，海洋科學中之海底沈積、搬運等自然變遷，將可經由高精度的海底地形觀測而獲得如同陸上觀測之同等研究機會。而其他海洋科學用途，像水溫、地熱、養分、洋(海)流、生物等之研究，也因布署海底基準提供高精度之導航定位而改善其研究品質，甚或使其研究變成可行，對相關之海下科學研究也扮演革命性的推手角色。

海底高精度定位同時也可幫助發展合成孔徑聲納與干涉式合成孔徑聲納(如空中之 SAR 與 InSAR)，使得觀測海底地形方法能有更新、更準的選擇。由於高精度定位出載具，使地形掃描之解析度和準確度提升，其將是未來研究海底地形變遷的主流。

另外，觀測船或浮筒上之 GPS 觀測系統，也是很重要的氣象觀測

量，除本身直接的氣象觀測—氣壓、溫濕度外，由 GPS 觀測量萃取出海洋上天空的可降水汽含量(pwv)，由於直接記著海洋上之天空路徑的水汽信息，對氣象(預測)模型之改進將有不少的幫助。

海底大地測量將展開台灣對其四周海域之科學研究，揭開過去少為人知的自然現象，瞭解常導致台灣發生地震災害的菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之擠壓碰撞機制，讓科學界有機會真正觸及菲律賓海板塊運動方向與速度，並瞭解沖繩海槽向北、向南之擴張方向與速率。同時，可觀測到島弧之向南運動方向和大小；增積岩帶的變形也可一並獲得進一步之探索。如此，我們將有機會直接觀測琉球海溝附近之弧溝作用下的四大系統—海槽、島弧、增積岩體、海溝之相互關係，對地體構造模型建立與地震發生機制將有很多助益。

## 參考文獻

- Asada, A. and T. Yabuki, Centimeter-Level Positioning on the Seafloor, *Proc. Of the Japan Academy*,. 77, Ser. B, 7-12, 2001.
- Chadwell, C.D., J.A. Hildebrand, F.N. Spiess, J.L. Morton, W.R. Normark and C.A. Reiss, No spreading across the southern Juan de Fuca ridge axial cleft during 1994-1996, *Geophys. Res. Lett.* 26, 2525-2528, 1999.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- McGuire, J.J., P.F. Ihmler and T.H. Jordan, Time-domain observations of a slow precursor to the 1994 Romanche transform earthquake, *Science*, 274, 82-85, 1996.
- Spiess, F., D. Chadwell, J. Hildebrand, L. Young, G. Purcell and H.

Dragert, Precise GPS/acoustic positioning of sea floor reference points for tectonic studies. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 108, 101-112, 1998.

郭隆晨, 高精度 GPS 衛星測量在地殼變形觀測之研究, *交通大學土木研究所博士論文*, 2001.

## 海底大地測量監測經費估算

項目	第一年	第二年	第三年
人事費用	2,200,000	2,600,000	2,900,000
業務費用	15,150,000	17,250,000	19,350,000
海下聲波設備購置費	6,500,000	6,500,000	6,500,000
佈設費和租用費	3,750,000	3,750,000	3,750,000
消耗性材料費	500,000	500,000	500,000
海測船車租用費	900,000	1,800,000	2,700,000
資料處理費	1,400,000	2,000,000	2,600,000
臨時工資費	600,000	1,200,000	1,800,000
其他業務費	1,500,000	1,500,000	1,500,000
管理費 10%	1,735,000	1,985,000	2,225,00
小計	19,085,000	21,835,000	24,475,000
營業稅 5%	954,250	1,091,750	1,223,750
合計	20,039,250	22,926,750	25,698,750