

行政院原子能委員會
委託研究計畫研究報告

海嘯波浪於廠區效應機率評估方法建置(103 年度期末報告)
Development a probability model on the propagation of tsunami
waves and its effect at nuclear power plant sites in Taiwan 2014
annual report

計畫編號：1032001INER044

受委託機關構)：財團法人成大研究發展基金會

計畫主持人：胡凱程 博士

聯絡電話：(06) 237-1938 #254

E-mail address：kchu@thl.ncku.edu.tw

核研所聯絡人員：侯雨成

報告日期：103 年 12 月 4 日

目錄

目錄	I
中文摘要.....	1
ABSTRACT	2
壹、計畫緣起與目的	4
一、計畫緣起與目的	4
二、研究項目和內容	5
貳、研究方法與過程	7
一、海嘯概述	7
(一) 海嘯之形成、傳播與破壞	7
(二) 台灣海嘯記錄	11
二、數值模式適用性探討	15
(一) 海嘯數值模式介紹與研選	15
(二) 二維海嘯模式介紹 (COMCOT)	20
(三) 三維數值模式介紹 (<i>FLOW-3D</i>)	29
(四) 小結	33
參、主要發現與結論	34

一、數值模式驗證.....	34
(一) 二維海嘯模式驗證.....	34
(二) 三維高精度數值模式驗證.....	39
(三) 小結.....	40
二、馬鞍山發電廠海嘯衝擊之研究.....	42
(一) 馬鞍山發電廠簡介.....	42
(二) 地形資料收集與建置.....	44
(三) 海嘯情境設置.....	51
(四) 二維和三維數值模型之建立.....	53
(五) 海嘯溯升水位及流場分析.....	54
四、結果與討論.....	74
肆、參考文獻.....	76

中文摘要

台灣位於板塊之交界處且四面環海，若鄰近海域產生海嘯，可能會威脅核電廠之安全。為建立由海嘯源之波高到核能發電廠（核三及核四廠）廠址近岸溯升模擬之研究，本計畫期程三年，以廠區外圍地形資料並考慮既有已預測甚至更高之海嘯波高來進行數值模擬。探討各種不同條件下的海嘯波高對於核三及核四廠廠址外圍之溯升影響性，以此建立各種波高對應可能之溯升影響程度及其對應之可能發生機率，以提供核能廠防範海嘯災害決策之參考。

本研究報告首先針對選定之海嘯數值模式做其適用性評估。在數值模式方面，分別以二維及三維數值模式來做介紹，包含控制方程式理論、邊界條件和針對海嘯模擬之網格適用性。藉由數值地形資料蒐集和建置，提供二維和三維數值模式進行海嘯模擬。由二維模式模擬一海嘯波之生成和傳遞，再藉由機率式海嘯模型所估算出來的海嘯波高作為三維模式模擬孤立波之入射條件。計算結果已成功描述。

關鍵字：海嘯、數值模擬、核能發電廠海嘯、溯升

Abstract

On March 11th 2011, a seaquake-induced tsunami invaded the northeast coast of Japan. The potential threat of nearshore around nuclear power plant (NPP) under tsunami attack has therefore been better understood. Taiwan is an island located in the subduction zones around the Pacific Ocean rim, the importance to understand how the tsunami may affect the NPPs close to the shoreline due to its potential threat. Consequently, a proposal for three-year duration is presented in order to establish a probability model on predicting the propagation and inundation of possible seaquake-induced tsunami faced with the nearshore NPPs. The possible tsunami events are simulated numerically based on the fault movements of the Manila and Ryukyu trenches. The foci are mainly paid on evaluating the influence of tsunami faced with the Maanshan and Lungmen NPPs.

The works in the first year of this project are to review the relevant literatures and develop numerical models to simulate propagation and inundation of tsunami waves. In this report, the comparisons of numerical models for tsunami wave modeling and assessment of the

selected numerical model applicability are made. For tsunami wave modeling, the governing equations, boundary conditions and grid resolution sensitivity analysis of two-dimensional and three-dimensional numerical models are introduced and evaluated, respectively. In addition, the needed digital terrain data and sources are detailed elucidated in present report.

At first, the generation and propagation of tsunami is simulated by two-dimensional numerical model for building the PTHA. Then, the wave heights given by the probability model are used to the incident solitary wave height in three-dimensional numerical model. The evolution of solitary waves and its effect at Maanshan nuclear power plant site are simulated.

Keywords: Tsunami, Numerical simulation, Nuclear power plant Run-up.

壹、計畫緣起與目的

一、計畫緣起與目的

2011年3月11日在日本東部海域發生芮氏規模9.0的大地震，不僅導致許多建築物倒塌，也造成許多人的傷亡，同時此強震引發一場災難性的大海嘯，浪高十多公尺，日本本島東北部沿岸的區域許多城鎮和農田幾乎都被海水吞沒。除此之外，海嘯對福島的核電廠造成嚴重的破壞，引發輻射外洩且輻射量超標千倍，對人民生命和財產造成極大的損害。台灣與日本相鄰，同樣地面對到地震與颱風等天災影響，因此更不可忽視海嘯侵襲台灣的可能性。有鑒於海嘯造成福島核電廠的巨大災害，海嘯對於台灣核能發電廠的潛在威脅和影響性應當被縝密的考量。當位於深海處之斷層發生破裂所引發的海嘯波傳遞至淺水近岸區時，海嘯波高會因淺化效應而急遽增長。當海嘯前導波（leading wave）與近岸區斜坡或是海灘產生接觸時，波前會沿著坡面或是海灘向上爬升。此溯升現象很可能會造成海水侵襲核電廠房，導致廠房受損進而引發大規模的災害。

本研究擬建立海嘯波到核能發電廠（核三及核四廠）廠址近岸溯升之數值模擬。將以機率式海嘯模型所估算出來的海嘯波高作為

海嘯入射波之條件，進行數值模擬並探討各種波高對應可能之溯升影響程度及其對應之可能發生機率，以提供核能廠防範海嘯災害決策之參考。其中對海嘯給予簡單的概述並對國內外核能廠對於海嘯規範資料進行蒐集和彙整，數值模式的適用性和驗證及數值地形的蒐集和建置也有做深入探討。最後，藉由數值模擬之結果進行分析，以建立核電廠區可能發生溯升高度之機率模型。

二、研究項目和內容

第一年（民國 103 年）之研究工作項目：

(一)評估模式比較及研選

比較國內外適用於海嘯溯升淹水模擬之數值模式，評估選定本計畫採用之數值模式，評估內容須涵蓋控制式理論、邊界條件設定、網格解析度等資料，證明選定模式及其工具符合核能設施要求。

(二)地形資料收集

研究地區各種之地形資料，資料等級：重點海域 10x10m 之 DTM 資料，重點陸域 5x5m 之 DTM 資料。

(三)核三廠數值模型之建立

利用本計畫蒐集之地形資料，進行核三廠數值模型之建立，建

立之模型包含地表以及臨海上重要之結構物在內。

(四)核三廠海嘯近岸溯升模擬

利用本計畫建立之數值模型，進行各種波高情況下之溯升模擬，波高設定應配合本所「海嘯浪高波傳機率模型之建置研究」所蒐集之成果，並考慮既有預測之不確定性以更高之數值執行。

第二年（民國 104 年）之研究工作項目

(一)地形資料收集

收集核四廠及其鄰近地區各種之地形資料。

(二)核四廠數值模型之建立

利用本計畫收集之地形資料，進行核四廠數值模型之建立。建立之數值模型需包含地表上重要之結構物在內。

(三)核四廠海嘯近岸溯升模擬

利用本計畫建立之數值模型，進行各種波高情況下之溯升模擬

第三年（民國 105 年）之研究工作項目

依據本計畫模擬結果，配合機率式計算評估，建立各核能設施之機率式海嘯評估結果。

貳、研究方法與過程

一、海嘯概述

(一) 海嘯之形成、傳播與破壞

海嘯的英文為“tsunami”，是由日本詞“港口波浪”而來。他是由兩個字所組成，第一個字，津“tsu”是港口的意思，第二個字，“nami”是意指波浪。因此海嘯的日文漢字寫成“津波”。海嘯主要是由於海水受到垂直方向的擾動所形成，當海水受到突如其來的外力擾動，導致大量水體離開原本均衡的位置，這些擾動皆有可能造成海嘯。海嘯是一種能量集中的重力長波，具有長週期和長波長的特性，波長約為數十至數百公里，週期約為數十至數百分鐘間。因為能量集中的關係，在其撞擊海岸結構物或海港時，會引起海面巨大的震盪現象，造成結構物的損壞。海嘯的主要成因是海底地震、海底或陸地山崩、海底火山爆發等地質活動。海底地震主要是由板塊擠壓而成，地殼的巨大變動會瞬間造成大規模的水體擾動而形成海水的波動，海水隨即受到重力的影響，使波動的位能轉換為動能形成海嘯波，並以同心圓狀的方式向四周傳遞。此類型的海嘯發生

機率最高，約數年或十數年就會有海嘯事件發生。然而，並不是所有的海底地震都一定會引發海嘯，若地震深度小於 30 公里的淺層地震，及地震規模大於 6.5，則海嘯發生的可能性較大(徐明同，1981)。火山爆發和海底山崩而引發的海嘯的機率大約數百至千年，相較斷層錯動來的少見。然而，若是海底火山爆發噴出大量的岩漿，推擠、擾動海水也同樣會造成海嘯。另外陸地上大規模的土石（冰塊）崩落入海或巨大隕石落入海洋，傳遞大量的能量進入海洋，也會造成大量的海水擾動，進而引發海嘯。

綜合上述，海嘯可由海底地震、火山爆發，陸地或海底大規模坍塌引起海面水位突然變化，隨即受到重力作用而以波動形態向外傳播所產生的重力長波。在傳播過程中有可能因能量集中使水位升高，甚至沿著斜坡淺灘向岸推移，而造成極大的破壞（圖 1）。

當海嘯波生成後，它會因重力作用而向四面八方傳遞出去。一般來說，在水深越深處，海嘯波傳遞速度較快；水深較淺處，傳播速度較慢。因海嘯波為一重力淺水長波，其傳播速度可以公式 $c = \sqrt{gh}$ 求得，其中 g 為重力加速度 (m/sec^2)、 h 為海水深度 (m)。舉例來說，太平洋平均水深約為 4000m，海嘯在太平洋中的傳遞速度可達約 198m/sec (713km/hr)，相當於噴射機的速度。

當海嘯波於深海中 ($h > 200m$) 形成時，其波高通常不超過 1m，

但其波長卻長達數十至數百公里，在茫茫大海中難以用肉眼辨別。以 2004 年南亞海嘯為例，在海嘯震源附近的海嘯高度約為 5m，但傳播至深海就只有 0.5m。

由靠近海溝的深海處所發生的地震而引發的海嘯，當他傳遞至淺水近岸區時，由於水深變小，波浪傳遞速度變慢，波長變短，導致波浪能量越來越集中，導致波高劇烈增高，使海嘯波具有強大的破壞力，可能進而導致沿岸建築物的損壞。這種由水深變淺所導致之海嘯波高變化稱為淺化效應，海嘯波的淺化效應可由下列方程式估算：

$$\frac{\eta}{\eta_0} = \left(\frac{h}{h_0} \right)^{-1/4} \quad (1)$$

式中， η 與 η_0 分別為海嘯在水深 h 以及 h_0 處之波高，如圖 2 所示。下標 0 表示深海某一點。舉例來說，假設在水深 4000m 處發生一海嘯，且傳播至水深 10m 處， $\eta/\eta_0 = (10/4000)^{-1/4} = 4.47$ 也就是說，水深 10m 處的波高大約放大了 4.5 倍。當海嘯轉變為湧潮，接觸近岸區斜坡或是海灘時，波浪持續沿著坡面或是海灘傳動發生溯升現象。若溯升高度超過近岸斜坡或灘岸最高點則會溢淹至內陸，能量較大時甚至會深入陸地近公里遠。當波浪溯升至最大水位後，水體則會開始全面溯降，此時可能會將人畜、物品等捲入海中；此外，

(二) 台灣海嘯記錄

依據歷史文獻記載，台灣自西元 1661 至 1867 年間，疑似海嘯紀錄就有高達六次之多，次數相當頻繁，由此可發現，台灣是海嘯發生的危險區域，因此事先建立完善的海嘯預警系統，對於減輕海嘯對台灣的災害影響是相當重要。以下為海嘯侵襲台灣的歷史資料：

1. 1661 年 1 月 8 日於安平

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為 6.4，震央為東經 120.1°、北緯 23.0°(台南)。災情記述為「台灣安平大海嘯。海潮至，淹廬舍無算」；另外鄭世楠等(1989)關於此次地震之記述為「地裂，餘震達六週，房倒 23」。另外，德人海卜脫(Herport)著旅行記稱：「1661 年 1 月某日晨 6 時開始地震，約歷 30 分，居民均以為地將裂開。安平房屋倒塌 23 棟，海地(今安平)城破裂多處。大震之後仍不斷有輕微地震，使人如置身舟中，約 3 小時，無一人能站穩。其時適有 3 船入港，在水中亦激烈震動，一若即將覆沒者。此次地震中，有一事最可驚奇，即海水曾被捲入空中，其狀如雲。此次地震，無論海中，在陸上，人身均能感覺，共歷 6 星期。」

2. 1721 年 1 月 5 日於台南

王必昌，重修台灣縣志「雜誌·祥異」：「12 月庚子（1721 年 1 月 5 日），又震，凡震十餘日，日震數次，房屋傾倒，壓死居民。」。明清史料戊編載朱一貴供詞有云：「因地震，海水冷漲，眾百姓合夥謝神唱戲。」。由上述的「因地震，海水冷漲」看來，海水上漲可能與地震有關，有地震海嘯的可能。

3. 1754 年 4 月於淡水

包澄瀾等（1991）引述楊華庭（1987）之「中國海嘯歷史年表」。災情記述只提及「許多房屋被海嘯破壞」，並無其他詳細災情之描述。

4. 1781 年 4-5 月於高雄

包澄瀾等（1991）引述楊華庭（1987）之「中國海嘯歷史年表」。5 月 22 日，台灣地震，災情記述為「台灣海峽地震海嘯持續 1-8 小時，共死 5 萬多人」；另外日本海嘯歷史學家鳥羽德太郎也提及「台灣海峽海嘯。海水暴吼如雷，水漲持續 1 至 8 小時。海嘯吞沒村庄，無數人民在海嘯中喪生」；此次海嘯前蘇聯科學院通訊院士 Soloviev 和 Go 也根據 1952 年來自荷蘭及英國的資料「影響所及台灣全島的地震，且伴隨橫掃台灣西南沿海的海嘯，造成了巨大的破壞。幾乎

全島海水溢 120 公里。地動與海嘯持續達 8 小時。該島的三個重鎮和二十餘個村莊，先是被地震破壞，隨後又為海嘯浸吞。海水退去後，在那些原是建築物的地方，充其量只剩下一堆瓦礫。幾乎無一人生還。40,000 多居民喪生。無數船沉沒或被毀……。安平鎮（即蘭遮）及赤崁城堡（台南市赤崁樓舊址）連同其坐落的山包均被沖跑了」。

5. 1792 年 8 月 9 日於彰化

包澄瀾等（1991）引述楊華庭（1987）之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為 6.75，震央為東經 121.7°、北緯 23.6°。徐泓（1983）引述「台灣采訪冊」「祥異，地震」中災情記述為「……郡城地震，西定坊新街折一亭，隕一命。次日，聞嘉城地大震，店屋、民房倒壞，而繼之以火。一城惶恐無措，民房燒損過半，死者百餘人。壬子，將赴鄉闈，時六月望，泊舟鹿耳門，船常搖蕩，不為異也。忽無風，水湧起數丈，舟人曰：『地震甚。』又在大洋中亦然，茫茫黑海，搖搖巨舟，亦知地震，洵可異也。……」。

6. 1866 年 12 月 16 日於高雄

徐泓（1983）引述 Alvarez 著 Formosa 書中提及「晨 8 時 20 分，發生地震，約歷一分鐘，樹林、房舍及港中船隻，無不震動，河水

陡落三尺，忽又上升，似將發生水災」。

7. 1867 年 12 月 18 日，基隆

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。

此日，發生地震的震級為 7，震央為東經 121.7°、北緯 25.5°。災情記述為「台灣北部地震，是日有 15 次連續地震，基隆（雞籠頭，金包里）沿海山傾，地裂，全島震動，基隆全市房屋倒壞，死者數百人，基隆港海水向外海流出，港內海底露出，瞬間巨浪捲進，船隻被沖上市內，釀成重大災害，處處發生地裂，山腹大龜裂，噴湧泉水，淡水也有地裂，海嘯，數百人被淹死，房屋部分倒壞。」。

8. 1917 年 5 月 6 日於基隆

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。

此日，發生地震的震級為 5.8，震央為東經 121.6°、北緯 23.2°。並且記述「基隆海嘯 1 米，周期 26 分」，並無其他災情相關之描述。

9. 1951 年 10 月 22 日於花蓮

徐明同(1981)將此次芮氏地震規模定為 7.3，震央為東經 121.7°、北緯 23.8°。並且書中提及災情為「死者 68 人，傷者 856 人，房屋損害 2382 戶，花蓮驗潮儀有海嘯記錄，波高幾十公分而已。」

二、數值模式適用性探討

本研究計畫將利用數值模式模擬不同海嘯波高情境下，其海嘯波傳遞至核能設施周圍時，可能之溯升高度和溢淹範圍。以下以三種海嘯數值模式來做評估比較，並針對本計畫所使用的二維及三維數值模式做介紹和適用性的評估。

(一) 海嘯數值模式介紹與研選

由大型海底地震所引發的海嘯，會因為地殼的大規模變動(large spatial scale of seismic source)而具有極長的波長。這些海嘯的波長可長達數十至數百公里。與海洋的水深比較起來，海嘯波長是相當大的(海洋的最深處位於太平洋的馬里亞納海溝，其深度為 10.9 公里)。因此，海嘯波浪又被稱為長波(long wave)或者是淺水波(shallow water wave)，而後者是指水深跟波長比較起來極小。海嘯波的傳遞過程是相當複雜的，需要依靠數值計算才能得到整體的海嘯波傳遞過程。然而海嘯傳遞是由遠域(水深大於 200m)至近域(水深小於 200m)，含括範圍非常廣，因此數值求解需要相當的計算時間。

二維海嘯數值模式在進行尺度較大的模擬上有較佳的計算效率，同時能準確的計算海嘯波傳遞過程。JSCE [4]整理了二維海嘯

模式常用的兩種演算方法，分別為 Goto 法和 Tanaka 法，詳細的比較如表 1 所示。本研究計畫評估常用的二維海嘯數值模式包含 MOST、TUNAMI 和 COMCOT，分別屬於 Tanaka 法和 Goto 法。以下，概述這三種模式的特性並做一評估。

1. MOST

MOST (the Method of Splitting Tsunami) 是由南加州大學所發展的數值模式[5, 6]，之後由 NOAA 的海洋環境實驗室維護與改良[7]。MOST 是一個可以模擬海嘯因地震發生而生成、在海洋中傳遞與溯升的模式。此模式使用 Okada [8]的斷層模組模擬海嘯生成；採用球座標表示的非線性淺水波方程式，並考慮科氏力之影響；以 Shuto [9]建議之內含數值頻散效應的有限差分法離散。

2. TUNAMI

TUNAMI-N1、TUNAMI-N2 與 TUNAMI-N3 模式用於模擬近域的海嘯；TUNAMI-F1 與 TUNAMI-F2 則用於遠域海嘯[10]。這些模式被廣泛的應用在海嘯模擬，並且經由現有的海嘯資料做了進一步的修正與改良。此數值模式分別使用可模擬近域以及遠域海嘯的模組進行計算，這些模組在 UNESCO [11]及 Imamura et al. [10]有較詳盡的描述。此模式中，近域海嘯模組使用卡氏直角座標系統，而遠

域模組使用球座標系統。這兩個模組的控制方程式與 MOST 相似，皆是以非線性淺水波方程式為基礎；遠域模組中考慮了科氏力之效應。另外，近域以及遠域海嘯模組皆使用有限差分法進行計算。

3. COMCOT

COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) 數值模式為美國康乃爾大學土木與環境工程學系劉立方教授團隊所研發。採用球座標與卡氏座標；利用巢狀網格之優點，可同時合併求解線性和非線性淺水波方程式，提升計算效率；以移動邊界的方式計算海嘯溢淹範圍。該模式已被使用於重現許多海嘯事件，如 1992 Flores Islands tsunami[12]、2003 Algeria Tsunami[13]和 2004 Indian Ocean tsunami[14]，均顯示 COMCOT 有可靠之準確性。

在海嘯波的計算上，非線性和頻散性的效應都必須含括在內才能較準確並完整的計算海嘯波由遠域至近域的演變和傳播行為。由上述各模式簡介知，相較於其他模式 COMCOT 模式具有較完整功能與適用性。因此，本計畫以 COMCOT 模式做為本計畫模擬海嘯波之傳遞模式。以下，針對 COMCOT 模式做更進一步說明。

表 1 二維海嘯模式採用之數值方法[4]

		Goto method	Tanaka method
Governing equation	Advection term	Conservation type	Non-conservation type
	Friction term	Manning type	General friction type
	horizontal eddy viscosity term	Introduced if necessary	Introduced

表 1 二維海嘯模式採用之數值方法[4] (續)

		Goto method	Tanaka method
Numerical scheme	Alignment of variables	Staggered scheme	Staggered scheme
	Pressure term	Leapfrog	Leapfrog
	Advection term	1st-order upwind difference scheme with accuracy of 1st order	Lax-Wendroff scheme with accuracy of 2nd order
	Friction term	Approximated implicitly	Approximated explicitly (time forward)
	Horizontal eddy viscosity term	-	Approximated explicitly (time forward)

(二) 二維海嘯模式介紹 (COMCOT)

1. 模式簡介

本計畫使用 COMCOT (COrnell Multigrid COupled Tsunami model) 模式作為模擬海嘯運動行為的數值工具。COMCOT 是由美國康乃爾大學土木與環境工程學系劉立方教授團隊所發展出，以 COMCOT 為研究工具的研究成果常見於國內外期刊，廣受學界採用，且其經由 1986 Hua-lien tsunami[15]、1992 Flores Islands (Indonesia) tsunami[12]、2003 Algerian tsunami[13]、2004 Indian Ocean tsunami[14]等實例驗證，所模擬出的海嘯波高、抵達時間、溢淹範圍等結果，與潮位資料及衛星影像比對均有相當高的準確性。

COMCOT 模式具有以下特點：

- (1) 可依模擬範圍，選擇使用線性淺水波方程式或非線性淺水波方程式為統御方程式，如此可計算海嘯波由外海傳遞至近岸的情形。
- (2) 可依模擬範圍，選擇使用球座標或卡式座標作計算，如此可同時解析大尺度及小尺度的海嘯波。
- (3) 巢狀網格，可節省計算時間並維持準確性。
- (4) 移動邊界，可以處理海嘯波溯升時乾濕邊界的問題，精確計算

海嘯波於陸地上所造成之溢淹範圍。

- (5) 可選擇不同生成初始波形的方式，如：地震、海底山崩、人工造波……等。

2. 統御方程式

根據波浪理論定義，當 $kh < \pi/10$ 為淺水波， $kh > \pi$ 為深水波，而 $\pi/10 \leq kh \leq \pi$ 則為中間性波，其中， h 為海水深度、 L 為波浪長度，其海嘯波波長遠大於海水深度，可視為一淺水長波，因此可以淺水長波理論描述海嘯之運動情形，而本計畫所使用的 COMCOT 模式所求解的統御方程式為淺水長波方程式。一個完整的海嘯模擬須包含非線性及頻散性效應，如此才能準確計算海嘯波從大洋傳播至近岸的演變過程，由於淺水長波方程式假設流場於垂直方向為均勻分布且不考慮頻散效應，COMCOT 透過數值方法的改進[12, 16, 17]，由數值方法產生的頻散效應仿效實際上的頻散效應。

海嘯波在深海中，海嘯振幅相對於海水深度相當小，此時淺水波方程式中，可不考慮非線性項的影響，也可忽略底床摩擦力的作用，在大尺度範圍模擬下，須考慮科氏力及地球曲面效應，線性淺水波方程式以球形座標表示為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (Q \cos \varphi) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fp = 0 \quad (4)$$

其中為 η 波高， P 、 Q 為 x 、 y 方向的體積通量（ $P = Hu$ ， $Q = Hv$ ）， u 、 v 分別為 x 、 y 方向平均深度的速度， h 為水深， g 為重力加速度， R 為地球半徑， φ 、 ψ 為經緯度， f 為科氏力係數（ $f = \Omega \sin \varphi$ ）， Ω 為地球自轉速率。

當海嘯波由深海傳播至近岸後，因為淺化效應，始得波高增大、波長減小，非線性效應變大，因此不可忽略非線性項的影響，且因水深變小，底床摩擦力影響增大，應將摩擦力納入計算中。在小尺度範圍模擬下，科氏力及地球曲面效應相對較小，可不考慮，此時非線性淺水波方程式可以卡式座標表示為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (Q \cos \varphi) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fp = 0 \quad (7)$$

其中， H 為總水體高度（ $H = \eta + h$ ）， τ_x 、 τ_y 為底部摩擦項中的剪應力，可由曼寧公式得， n 為曼寧相對粗糙係數：

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (8)$$

$$\tau_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (9)$$

3. 數值方法

(1) 有限差分法

COMCOT 利用顯性蛙跳有限差分法 (explicit leap-frog finite difference method) 求解線性及非線性淺水波方程式[18]，離散式為：

$$\frac{\eta_{i,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \quad (10)$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gH \frac{\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \quad (11)$$

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gH \frac{\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \quad (12)$$

在程式中波高 η 及水深皆位於網格中心， P 、 Q 為位於網格線上的體積通量，如圖 3 所示。其中， $\eta_{i,j}^{n+1}$ 表示在格點 i 、 j 上，且時間步為 $n+1$ 的波高， Δx 、 Δy 為 x 、 y 方向上空間間格大小， Δt 為時間間格大小。

(2) 巢狀網格系統

在計算海嘯波於深海中傳播時，因波形變化不大，為節省計算

時間，以粗網格描述即可，當海嘯波逐漸傳遞至近岸，為了瞭解海嘯波侵襲陸地時的溯上高及溢淹範圍，須採用較細網格加以分析，以便得到更精確的資訊。示意圖如圖 4。

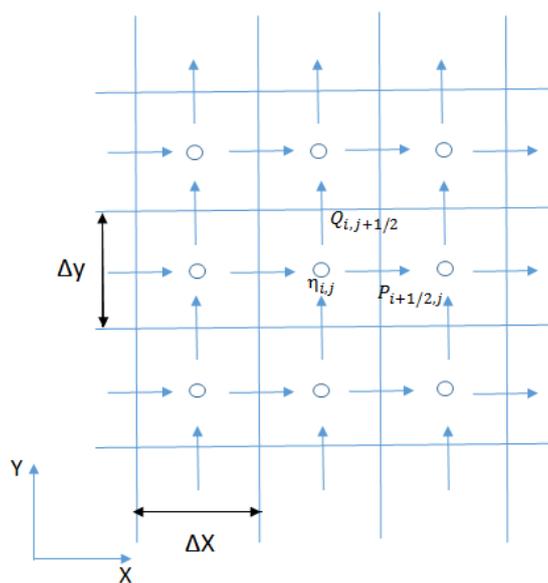


圖 3 交錯式有限差分網格系統

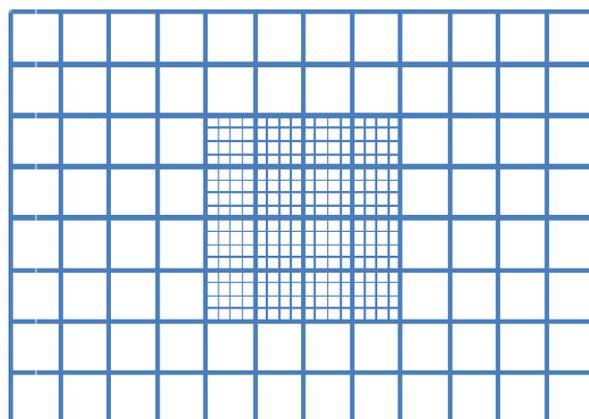


圖 4 巢狀網格示意圖

(3) 移動邊界

為了闡述移動邊界法處理過程，以一維階梯代表真實地形來描述移動邊界條件的運算（圖 5），圖中 MWL 為平均海水面，代表洪氾高度， ζ 為平均海平面至陸地的高度。當網格點在乾陸地上時，定為正值，總水深（ $H = h + \zeta$ ）為負值，而在有水溢淹的濕網格中，總水深為正值，位於乾網格與濕網格的交界則定義為海岸線。波由外海計算到近陸地區，當遇到定義的海岸線，即 $H_i > 0$ 及 $H_{i+1} \leq 0$ 的條件成立，則開始使用移動邊界計算。以下的計算是用來判斷海岸線是否該移動，其先決條件是 $H_i > 0$ ，可能的情況如下：

- 當 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \zeta_i \leq 0$ ，則海岸線仍位於第 i 與 $i+1$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 仍為零。
- 當 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \zeta_i > 0$ ，則海岸線會移到第 $i+1$ 與 $i+2$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 此處不等於零， $P_{i+3/2}$ 值於零，洪氾高度為 $H_f = h_{i+1} + \zeta_i$ 。
- 當 $H_{i+1} > 0$ ，則海岸線會移到第 $i+1$ 與 $i+2$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 此處不等於零，而 $P_{i+3/2}$ 值於零，洪氾高度為 $H_f = \max(h_{i+1} + \zeta_i, h_{i+1} + \zeta_{i+1})$ 。

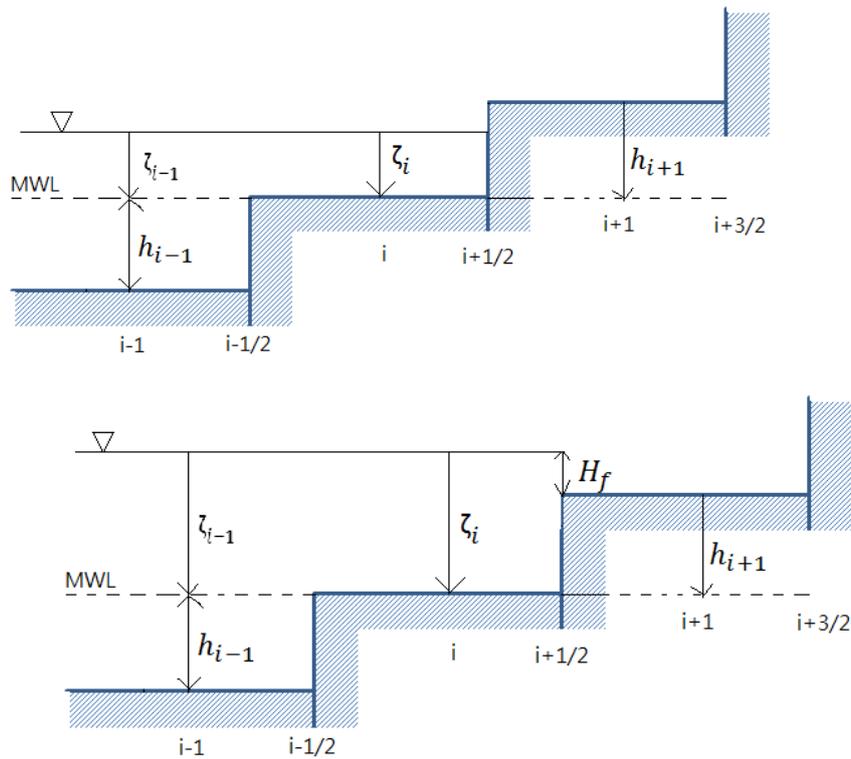


圖 5 移動邊界示意圖

(4) 海嘯初始波生成

Okada [8]的理論模型經由計算海底位移量，由海底斷層錯動產生各方向之位移分量，來計算海水面變化以求得海嘯初始波形。此方法已廣泛應用在目前的海嘯模式之中。[17, 19-21]使用此模型(圖 6)需給定以下參數，一般是透過地質調查所得的資料(如：USGS (United States Geological Survey, 美國地質調查局))；或由專家學者所提出的情境條件。

1. 震央 (epicenter)：地震發生時，地震震源向上垂直投影至地面的位置，即地面距震源最近的地方。

2. 破裂深度 (focal depth, h): 震央至震源垂直距離。
3. 斷層長度 (L): 平行於走向角的斷層長。
4. 斷層寬度 (W): 垂直於走向角的斷層長。
5. 滑移量 (dislocation, D): 將已決定之地震矩規模 M_w 轉換為地震矩 M_0 ，再透過同一系列之地震定比定律[22]，可決定斷層之滑移量。
6. 走向角 (strike angle, θ): 斷層走向 (沿海溝破裂為主) 與北方的順時針夾角。
7. 傾角 (dip angle, δ): 若該海溝曾有詳細之地質結構調查，則可採用其傾角。如：南海海槽，其 35 公里深度內之傾角為 10 度。馬尼拉海溝則為 20 度。若無詳細資料，則以 20 度取代。一般而言，隱沒帶於 35 公里以內之傾角多介於 10 度至 20 度之間。
8. 滑移角 (rake angle, λ): 滑移方向與斷層走向之夾角。

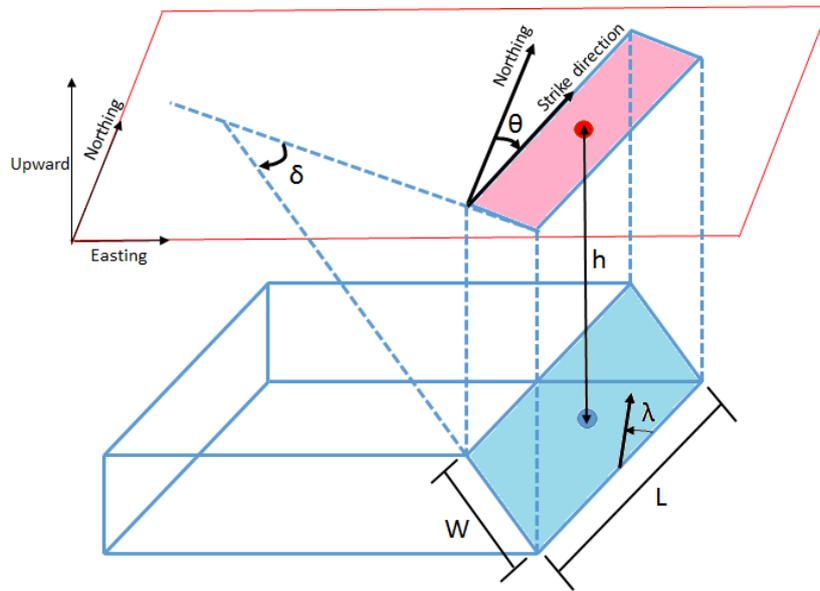


圖 6 參數示意圖[23]

表 2 彈性斷層模型所需參數

參數	單位
震央 (經度、緯度)	度
破裂深度 (h)	公尺
斷層長度 (L)	公尺
斷層寬度 (W)	公尺
滑移量 (D)	公尺
走向角 (θ)	度
傾角 (δ)	度
滑移角 (λ)	度

(三) 三維數值模式介紹 (*FLOW-3D*)

於前一節可知 COMCOT 平面二維數值模式能夠有效率的計算，模擬海嘯由海洋遠域傳播至近域的過程。然而，當海嘯波傳遞至近岸區時，若要考慮更詳細的溯升點位置、碎波情況、紊流效應、結構物受力和特殊地形（例如：陡峭斜坡和低窪地形）影響時，則需要更為完整的流場描述來作分析。此時，可透過求解完整的 Navier-Stokes 的三維數值模式來獲得更詳細的流場資訊，進一步分析更複雜的海嘯相關問題[24]。

求解 Navier-Stokes 方程式相較於二維的水深積分模式需要更多的計算時間及硬體容量，隨著電腦計算速度的提升，模擬波浪與複雜底床及結構物互制的水動力行為已屬可行。本報告將文獻整蒐所推估之波浪條件當作邊界條件，計算作用在結構物上之剪應力及正向力，透過面積分可進一步求得作用力。再者，此方法不僅適用於波浪碎波之模擬，波浪作用在海岸結構物之衝擊力亦可相當準確的描述。

FLOW-3D 是一套三維的 CFD (Computational Fluid Dynamics) 商業軟體[25]。其控制方程式為連續方程式和 Navier-Stokes 方程式，如式(13)~(16)所示。在結構物的邊界上，以 FAVOR (Fractional Area/Volume Obstacle Representation) 法區分出結構物和流體；在自

由液面上，以流體體積法區分出液體和氣體。

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u A_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v A_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w A_z) = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{V_F} \left(u A_x \frac{\partial u}{\partial x} + v A_y \frac{\partial u}{\partial y} + w A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + G_x + f_x \quad (14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{V_F} \left(u A_x \frac{\partial v}{\partial x} + v A_y \frac{\partial v}{\partial y} + w A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + G_y + f_y \quad (15)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{V_F} \left(u A_x \frac{\partial w}{\partial x} + v A_y \frac{\partial w}{\partial y} + w A_z \frac{\partial w}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + G_z + f_z \quad (16)$$

其中， ρ 代表流體密度， u, v, w 代表流體速度， G_x, G_y, G_z 為重力項， f_x, f_y, f_z 為黏滯項， V_f, A_x, A_y, A_z 是 FAVOR 中的參數，分別代表流體可自由通過的體積及面積分率。

在數值上，要直接以 Navier-Stokes 方程式求解紊流場，需要相當龐大的計算量。因此常會採用紊流模式，以避免直接求解 Navier-Stokes 方程式。*FLOW-3D* 共有五種不同的紊流模式，較廣泛使用的有三種，分別為 $k-\varepsilon$ ，RNG (Renormalization Group) 和 LES (Large Eddy Simulation)。本計畫依據不同的條件，選用適當的紊流模式。值得注意的是，一旦選定紊流模式，上述方程式之變數代表的是不同的平均值(時間或空間)，而動力黏滯係數則為分子動力黏滯係數及紊流黏滯係數之總和。

$$u_{i,j,k}^{n+1} = u_{i,j,k}^n + \quad (17)$$

$$\delta t^{n+1} \left[-\frac{p_{i+1,j,k}^{n+1} - p_{i,j,k}^{n+1}}{(\rho\delta x)_{i+1/2,j,k}^n} + G_x - FUX - FUY - FUZ + VISX \right]$$

$$v_{i,j,k}^{n+1} = v_{i,j,k}^n +$$

$$\delta t^{n+1} \left[-\frac{p_{i,j+1,k}^{n+1} - p_{i,j,k}^{n+1}}{(\rho\delta y)_{i,j+1/2,k}^n} + G_y - FVX - FVY - FVZ + VISY \right] \quad (18)$$

$$w_{i,j,k}^{n+1} = w_{i,j,k}^n +$$

$$\delta t^{n+1} \left[-\frac{p_{i,j,k+1}^{n+1} - p_{i,j,k}^{n+1}}{(\rho\delta z)_{i,j,k+1/2}^n} + G_z - FWX - FWY - FWZ + VISZ \right] \quad (19)$$

其中， FUX 、 FUY 和 FUZ 為 x 、 y 、 z 方向的對流項； $VISX$ 、 $VISY$ 和 $VISZ$ 為 x 、 y 、 z 方向的黏滯項。上述這幾項會依據不同的數值方法而有不同的離散型態，在此不予闡述。

FLOW-3D 可透過在邊界上直接給予以理論解析解造波或流，目前內建的造波邊界具有許多學術研究常使用的波型（規則波、不規則波和孤立波）。此外，亦可透過直接給予速度和水面時序列變化的方式造波。然而，此方法有諸多的限制，如：數據上限為 1000 筆以及速度和水面在邊界上不隨空間變化（舉例來說：速度不隨水深方向改變）。上述的限制，使得以 *FLOW-3D* 內建的方式無法完整銜接外部資料。本團隊在先前的研究中，已成功將孤立波（Grimshaw 3rd-order）造波模組加入 *FLOW-3D*，增加了 *FLOW-3D* 於波浪的應

用性。其孤立波方程式如下，其中 $\varepsilon = H/h$ ， $X(x,t) = x - ct$ ，水平底

$$\text{床位於 } z = -h, \quad h' = \frac{z+h}{h} :$$

$$c = \sqrt{gh} \left(1 + \varepsilon - \frac{1}{20} \varepsilon^2 - \frac{3}{70} \varepsilon^3 \right)^{0.5} \quad (20)$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{3}{4}} \varepsilon \left(1 - \frac{5}{8} \varepsilon + \frac{71}{128} \varepsilon^2 \right) \quad (21)$$

$$s = \frac{1}{\cosh\left(\alpha \frac{X}{h}\right)} \quad (22)$$

$$q = \tanh\left(\alpha \frac{X}{h}\right) \quad (23)$$

$$\eta = h \left[\varepsilon s^2 - \frac{3}{4} \varepsilon^2 s^2 q^2 + \varepsilon^3 \left(\frac{5}{8} s^2 q^2 - \frac{101}{80} s^4 q^2 \right) \right] \quad (24)$$

$$u = \sqrt{gh} \left\{ \begin{array}{l} \varepsilon s^2 - \varepsilon^2 \left[-\frac{s^2}{4} + s^4 + h'^2 \left(\frac{3s^2}{2} - \frac{9s^4}{4} \right) \right] - \\ \varepsilon^3 \left[\frac{19s^2}{40} + \frac{s^4}{5} - \frac{s^6}{5} + h'^2 \left(-\frac{3s^2}{2} - \frac{15s^4}{4} + \frac{15s^6}{2} \right) \right] - \\ \varepsilon^3 \left[h'^4 \left(\frac{-3s^2}{8} + \frac{45s^4}{16} - \frac{45s^6}{16} \right) \right] \end{array} \right\} \quad (25)$$

$$w = -\sqrt{3\varepsilon g h h'^2} q \left\{ \begin{array}{l} -\varepsilon s^2 + \varepsilon^2 \left(\frac{3s^2}{8} + 2s^4 + h'^2 \left(\frac{s^2}{2} - \frac{3s^4}{2} \right) \right) + \\ \varepsilon^3 \left[\frac{49s^2}{640} - \frac{17s^4}{20} - \frac{18s^6}{5} + \right. \\ \left. + h'^2 \left(\frac{-13s^2}{16} - \frac{25s^4}{16} + \frac{15s^6}{2} \right) \right] \\ \left. - \varepsilon^3 h'^4 \left(\frac{-3s^2}{40} + \frac{9s^4}{8} - \frac{27s^6}{16} \right) \right\} \quad (26)$$

圖 7 為一個波高 (H) 0.06m 之孤立波於水深 (h) 0.20m 水平底床中前進的波形變化。橫軸為無因次化的水平距離，縱軸為無因次化的水位變化，其中特徵波長 L_{99} ($L_{99} = 3.0561h/\sqrt{H/h}$)。將不同時間點的空間水位變化疊和，可確認波浪之穩定度。與解析解相比，可得知本團隊自行加入的孤立波造波模組是正確的，且可得到穩定的高非線性 ($\varepsilon = H/h = 0.3$) 孤立波。

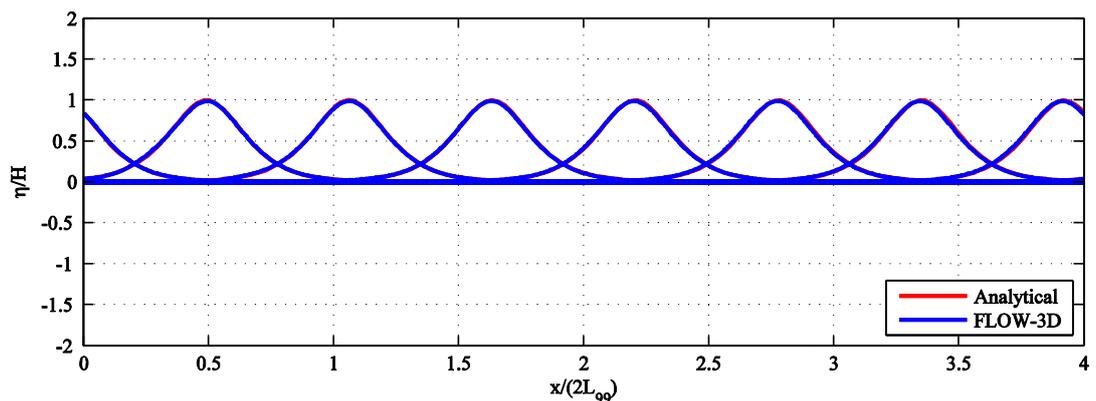


圖 7 孤立波於水平底床中的時序列變化

(四) 小結

由前述之模式介紹和評估，本研究計畫將使用 COMCOT 二維海嘯模式計算海嘯波之生成、傳遞和演化至核能廠外海之波高。接著以 FLOW-3D 三維數值模式將 COMCOT 所得之外海波高當作孤立波之波高，針對核三廠進行計算。

參、主要發現與結論

一、數值模式驗證

(一) 二維海嘯模式驗證

由於本計畫探討的是海嘯波於廠區之變化及影響，對於二維海嘯模式 COMCOT 與三維數值模式 *FLOW-3D* 模擬波浪自外海傳遞至近岸（廠區）之差異性，藉以釐清使用三維模式於近岸（廠區）相較於二維海嘯模式之優缺點。

本研究選定之物理問題為一維孤立波於斜坡上之溯升，並與 Synolakis [26] 所提出的理論解析解為依據，判斷模擬結果之正確性。模式配置如圖 8 所示，孤立波自深海往近岸傳遞，近岸單一斜坡之斜坡角度為 2.88° 。孤立波於深海的水深為 h_0 ，波高為 H_0 ，非線性量 H_0/h_0 為 0.0185，屬弱非線性。孤立波波峰之初始 ($t=0$) 位置位於斜坡起始點往外海 L_0 的距離：

$$L_0 = h_0 \sqrt{\frac{4h_0}{3H_0}} \cosh^{-1} \sqrt{20} \quad (27)$$

COMCOT 求解的控制方程式選用非線性淺水波方程且不考慮摩擦力的影響，時間步為 0.005sec，網格大小為 0.500m。*FLOW-3D*

使用求解無黏性流的模組，時間步為 0.002sec。網格於波浪行進方向上 (x) 為均勻網格 0.05m；水深方向上 (z) 最小為 0.005m，最大為 0.050m。就同一台電腦而言，COMCOT 求解所需的時間約為 2 分鐘，*FLOW-3D* 則約為 8 小時。在此需要注意的是，經本研究測試，即便繼續提高 COMCOT 之網格密度對於結果並無法獲得改善，甚至更糟。有可能是起因於網格密度與滿足數值頻散所需之條件差異過大，進而導致孤立波無法保持波形；相反地，由於 *FLOW-3D* 並非依靠後天的數值方法來模擬頻散的現象，故無此限制。

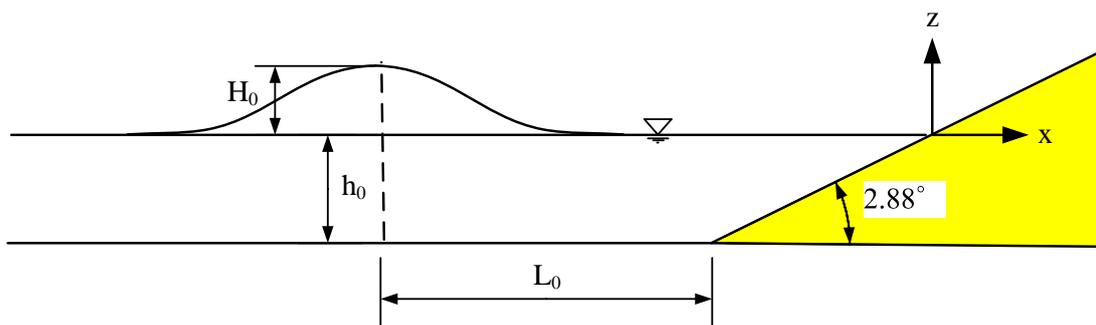


圖 8 孤立波溯升示意圖

圖 9 和圖 10 分別為 COMCOT 和 *FLOW-3D* 模擬結果與理論解析解之比較， t^* 為無因次化時間 ($t^* = t\sqrt{g/h_0}$)。當 $t^* = 35, 40$ ，COMCOT 和 *FLOW-3D* 所得之結果差異性不大，這是因為孤立波剛接觸到斜坡，波浪尚未因底床改變而產生大量的形變。在孤立波溯升 ($t^* = 45, 50, 55, 60$) 和溯降 ($t^* = 65, 70$) 的過程中，可發現到 *FLOW-3D* 的結果明顯優於 COMCOT。這可能是起因於模式處理固

體邊界的方式不同所致，COMCOT 採用的是移動邊界法，*FLOW-3D* 採用的是 FAVOR 法（或可稱為部分網格法）。相較於移動邊界法，採用部分網格法的計算可將地形之變化同步反應到控制方程式之中，即質量守恆和動量守恆。

從本研究與 Synolakis [26] 解析解之驗證成果中，可知當波浪傳遞至近岸時，採用 *FLOW-3D* 雖然需要較長的計算時間，但可得到較為理想的結果。

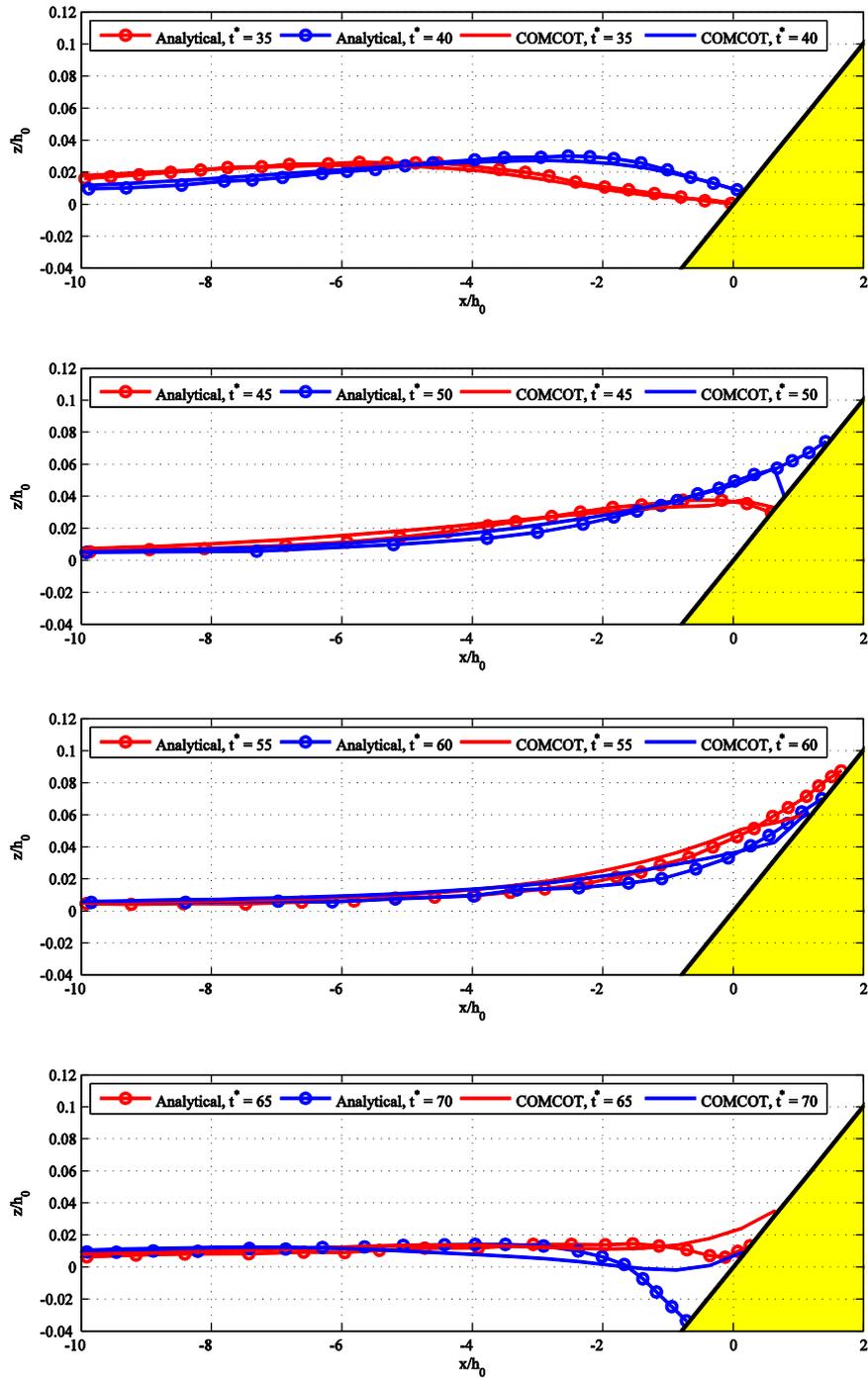


圖 9 孤立波於斜坡上之溯升 (COMCOT)

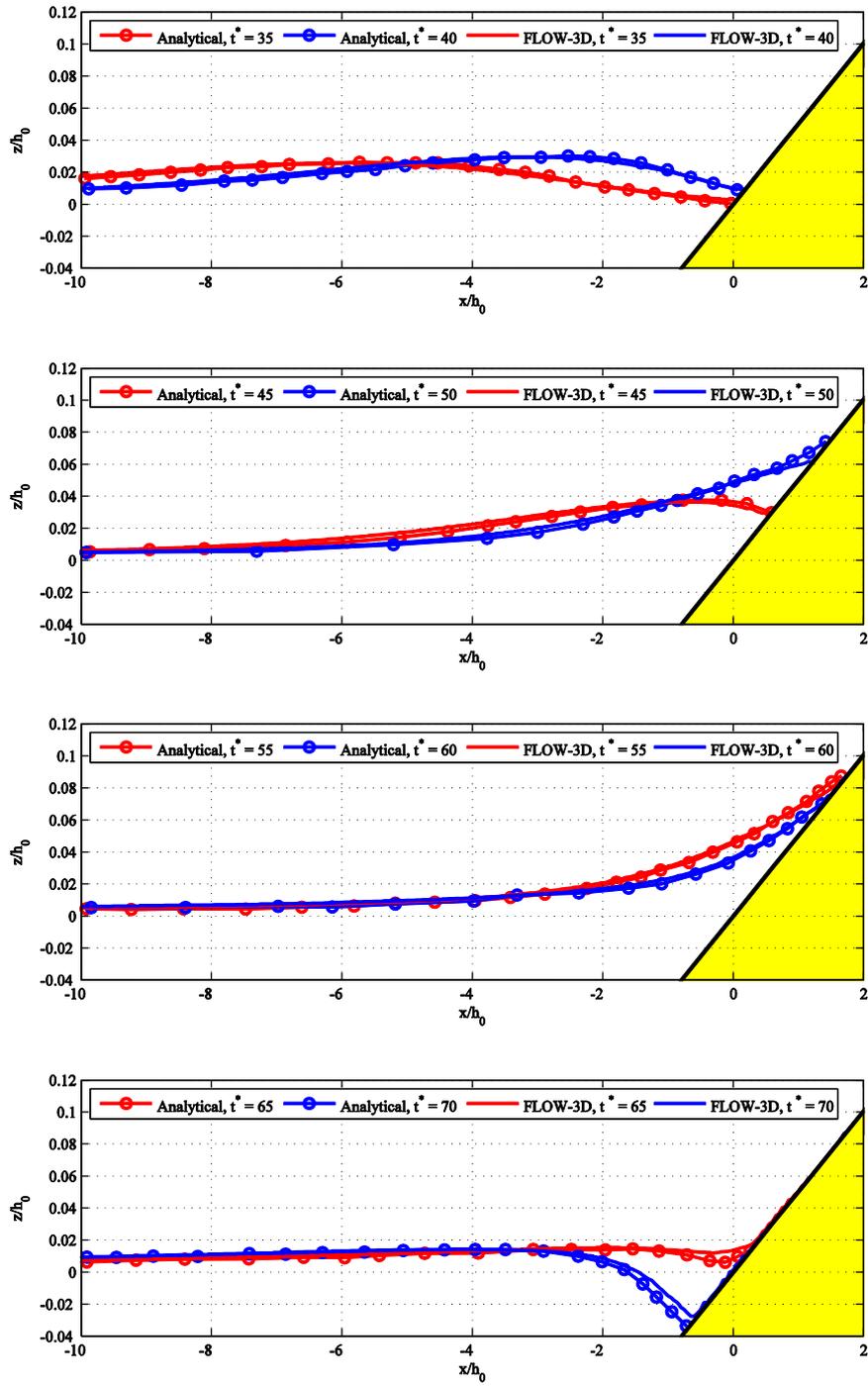


圖 10 孤立波於斜坡上之溯升 (FLOW-3D)

(二) 三維高精度數值模式驗證

為確保本計畫所用之模式 (*FLOW-3D*) 在計算波浪與結構物交互作用之正確性，以現有之水工試驗進行驗證。孤立波通過單樁之試驗是於美國俄勒岡州立大學進行[27]，本計畫除了與水工試驗做驗證外，亦與[27]數值成果進行比較。由於文獻使用模式之控制方程式乃三維的尤拉方程式，當 *FLOW-3D* 不考慮黏滯性時，亦等同於尤拉方程式。

此試驗在美國俄勒岡州立大學進行，其水槽有效長度為 48.8m、寬 26.5m、深 2.1m。距造波端 21.085m 處，置一單樁，直徑為 1.219m。水深 (h) 為 0.75m，孤立波波高 (H) 為 0.3m，非線性量 (H/h) 為 0.4。

圖 11 為模式配置示意圖，基於單樁在幾何上具有對稱性，故只模擬半圓柱，再透過鏡射的方式得到完整的流場，以提高計算之效率。數值水槽長 (x) 48.8m、寬 (y) 3.6m、深 (z) 1.5m，矩形網格在 x 、 y 、 z 方向上分別為 1.56cm，9cm，2cm，共 936 萬個網格，總模擬時間為 15 秒。孤立波近似解析解中，常用的有 Boussinesq 和 Grimshaw 三階近似解，其中 Grimshaw 三階近似解較適用於高非線性量之孤立波。故在數值水槽中，以 Grimshaw 三階近似解作為入射之條件。

圖 12 為波高計的時序列水位變化，在自由液面上無論是入射波或反射波，其波形、波高及發生的時刻，皆與實驗結果十分一致。此外，在靠近單樁的 WG3 和 WG4 上，液面之變化明顯優於前人的成果。差異原因，可能來自於兩者網格建構的方式不同。圖 13 為單樁受孤立波作用所造成的受力，與實驗相比，本計畫使用的模式所得到之受力高於實驗，約 3.4%；與文獻的數值結果相比，無論是受力大小或發生時間，更為貼近實驗。

(三) 小結

由前述之二維和三維模式驗證結果可知，雖然二維和三維模式都能夠精確地模擬波浪於外海的傳遞過程，但是當波浪受地形效應影響發生溯升和溯降現象時，三維模式更能有效的模擬結果。此外，藉由單樁受力的實驗驗證可知，三維模式對於波浪通過結構物時，液面變化和結構物受力都有可信度較高的模擬結果。由此可知，本研究以此三維模式模擬波浪於近岸(廠區)之現象，具有高度之適用性。

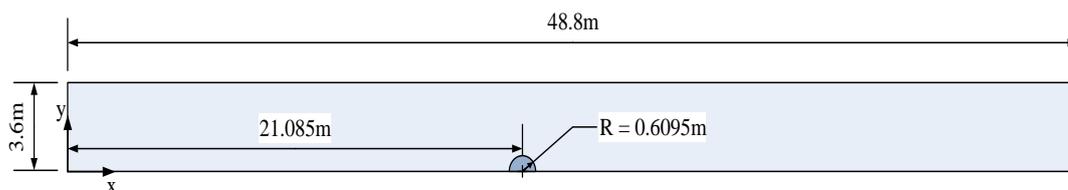


圖 11 孤立波通過單樁之模式配置

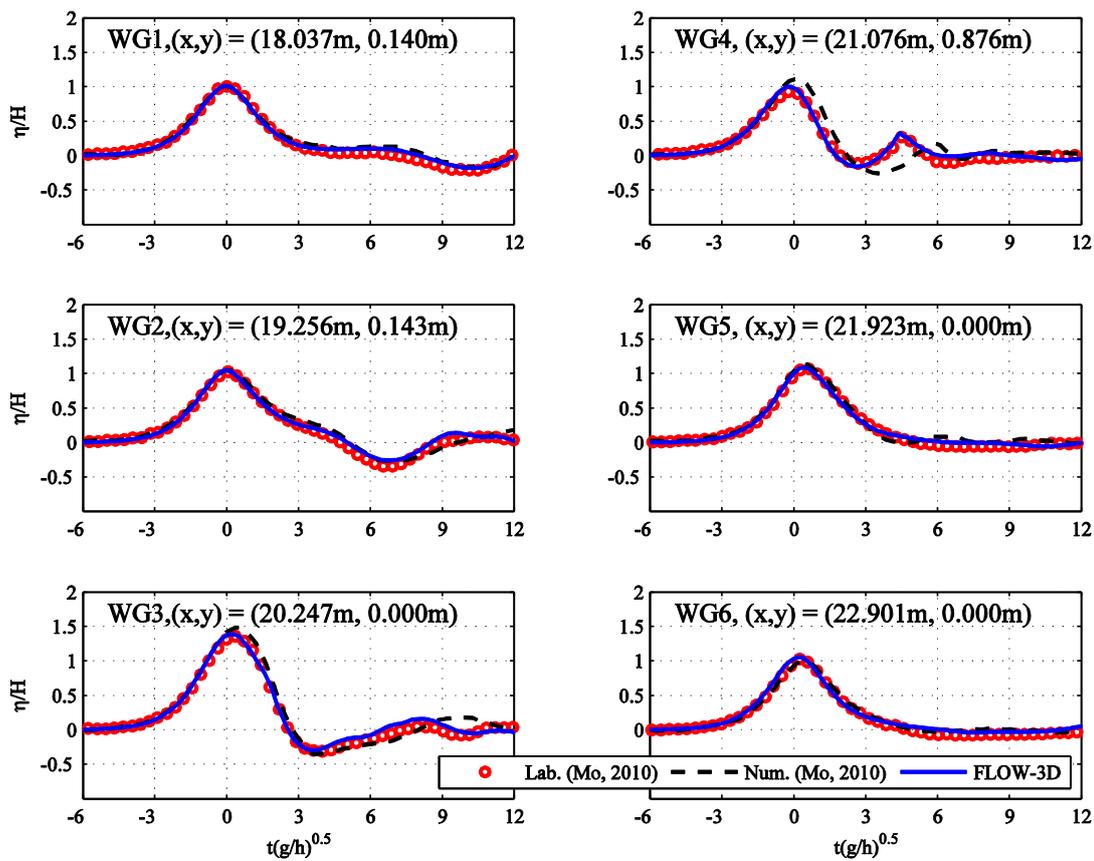


圖 12 孤立波通過單樁之自由液面變化

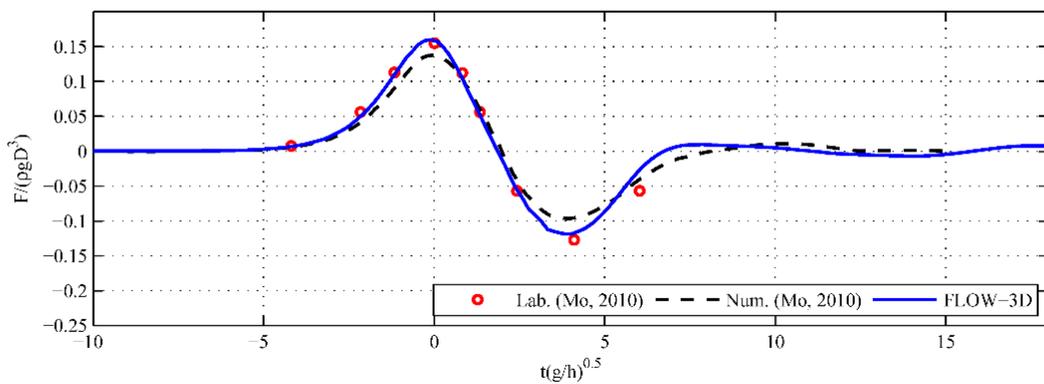


圖 13 孤立波作用於單樁上的受力變化

二、馬鞍山發電廠海嘯衝擊之研究

(一) 馬鞍山發電廠簡介

台灣第三座核能發電廠，建立於 1978 年為台灣的十二大建設之一，簡稱「核三廠」，鄰近馬鞍山，故亦稱為馬鞍山發電廠。核三廠位於屏東縣恆春鎮南灣路 387 號（圖 14），占地約 354 公頃，廠址與恆春鎮直線距離約 6 公里，是台灣南部唯一一座核能發電廠。

核三廠沿海地形平緩且鄰近馬尼拉海溝，若海溝斷裂引發大規模的海嘯將對核三廠造成威脅。核三廠外海具有防波堤，對於日常的波浪、潮汐和湧浪……等，具有一定的防護效果。然而，對於不同情境的海嘯波高是否皆足以抵擋，仍是未知數。因此，本章節將以高精度的三維數值模式對核三廠進行模擬研究。初步的波高研究，將依據 COMCOT 情境模擬之條件。



圖 14 核三廠位置圖 (資料來源：Google map)

(二) 地形資料收集與建置

為了計算波浪通過真實地形之變化，需要先建置地形資料。本研究先以二維海嘯模式（COMCOT）模擬海嘯波傳遞至近岸之波高，再以三維數值模式計算該波高之孤立波進入廠區之演化。因此，本章節將介紹地形資料於二維（COMCOT）和三維（*FLOW-3D*）模式中之建置方法。

1. 地形資料於二維數值模式中之建置

海嘯波於不同水深會產生不同之傳遞速度與波形，因此模擬海嘯傳播之精確度仰賴高解析度之數值地形與適當之邊界條件。地形包含水深（bathymetry）與陸地（topography）。當海嘯於相對深海中傳遞時，因海嘯波長極長，此時水深地形解析度可不用太高。U.S.NRC 建議使用 2 或 5 arc-minute（ETOPO2 or ETOPO5）即可，ETOPO 系列地形涵蓋全球並可由 NOAA（National Oceanic and Atmosphere Administration，美國海洋暨大氣總署）網站下載。但當海嘯傳遞至相對淺海時（如：大陸棚區，水深小於 200m），水深變淺導致波長變短且底床摩擦力影響漸劇。此時，任何忽高忽低變化之地形均會影響海嘯傳遞，因此模擬海嘯於相對淺海區傳遞需較高解析度之水深地形資料，以提高數值計算之準確性。U.S.NRC [28]

於近岸區模擬海嘯傳遞時使用之地形，最小可達 1/3 arc-second (約 10m)。當海嘯傳播至近岸，能夠抵達陸地最高處稱溯升 (run-up)；而進入內陸之海嘯則會以洪水形式傳遞，稱為溢淹 (inundation)，溢淹之距離可達數公里 (如 2011 日本東北 311 海嘯，海嘯發生 20 分鐘後入侵內陸約 5km)。在此區域，陸地地形精確度則需更加精準，如建築結構物與河川均需精準地描述。U.S.NRC [28]使用之陸域地形，最小可達 1m。

本研究報告於二維海嘯傳播模擬上，採用五層巢狀網格。五層網格區域皆搭配不同之數值地形，以符合海嘯數值模擬之地形適用性。第一層地形資料由 NOAA 提供，精度為 1 minute (圖 15)，經緯度範圍為 110.00E~130.00E，10.00N~30.00N。第二層範圍涵蓋台灣本島陸域和周邊海域，地形資料向行政院國家科學委員會海洋學門資料庫進行申請購買，精度為 500m (圖 16)，經緯度範圍為 117.00E~125.00E，18.00N~27.00N。第三層範圍包含台灣全島陸域台灣沿海海域，也是由行政院國家科學委員會海洋學門資料庫購得，精度為 200m (圖 17)，經緯度範圍為 119.00E~123.00E，21.00N~26.00N。第四層範圍包含台灣南部陸域和沿海海域，此層是由第三層內插而得，精度為 50 m，經緯度範圍為 120.65E~120.90E，21.85N~22.00N。第五層則是由核能所提供的陸域 (DEM) 和海域數值高程資料 (精度為 10m) 合併而成 (圖 18)，經緯度範圍為

120.70E~120.88E，21.88N~21.96N，涵蓋台灣南部陸域和沿海海域。

由於此層較第四層範圍更為局部且地形解析度更高，因此能更完整和清楚地描繪出核三廠周圍陸域和海域的地形。第一層至第五層資料屬於大尺度範圍，本計畫模擬所需地形資料的精確度均滿足規範的要求。

經由二維數值模式計算模擬海嘯波傳遞後，能夠得到台灣全島周圍海域和南部局部海域的海嘯波高分布，再以此波高分布估算於海嘯事件下，核三廠區外圍海域之波高條件。以此來當作三維數值模式邊界的起始波高，進而計算海嘯波侵襲廠區所造成的溢淹範圍。為了能夠得到更準確和細部的模擬結果，在三維模式中需使用高精度網格，並配合高解析度陸域和海域數值地形。

於近岸區，高解析數值地形資料部分，由核能所提供的核三廠區周圍海域資料（圖 19），其精度為 5m。另外，陸域數值地形資料部分則由核能所提供的數值高程資料（DEM，其精度為 5m）和核三廠詳細結構物高程資料結合建構而成。藉由高解析度的陸域和海域數值地形資料的蒐集和結合，可建構三維模式所需的精細地形資料。

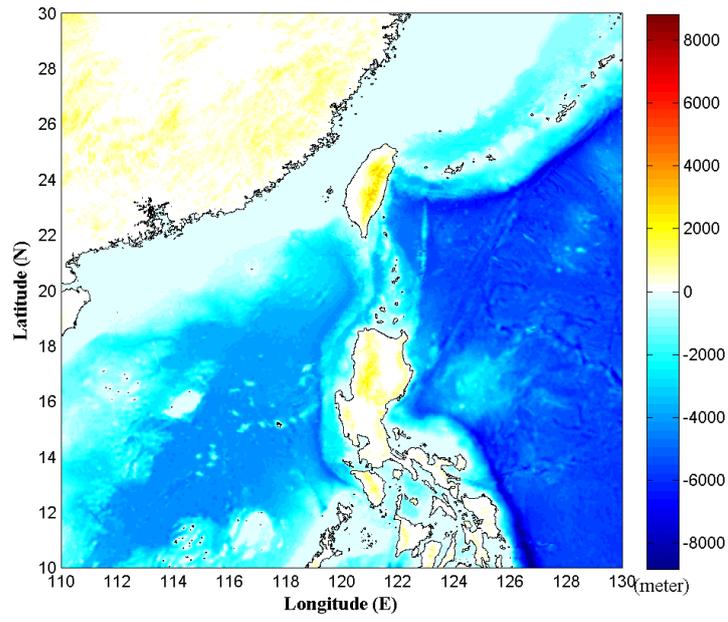


圖 15 第一層計算範圍和地形高程

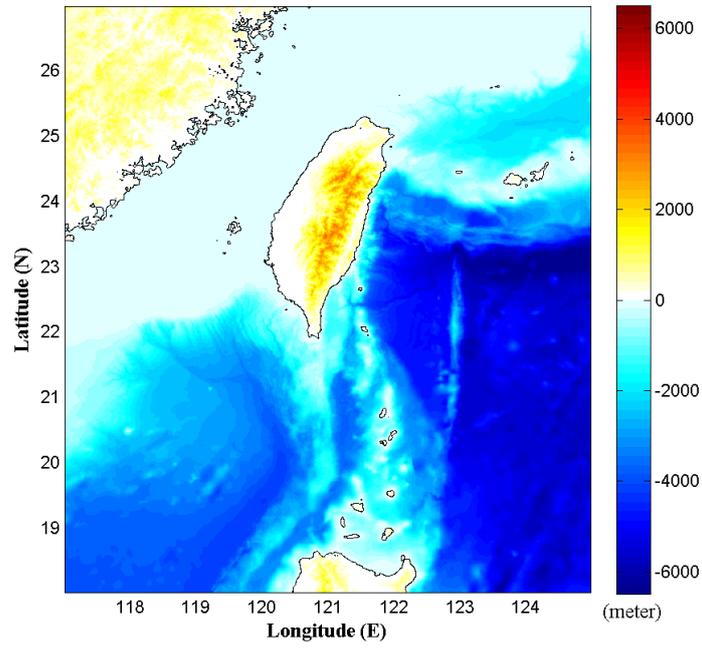


圖 16 第二層計算範圍和地形高程

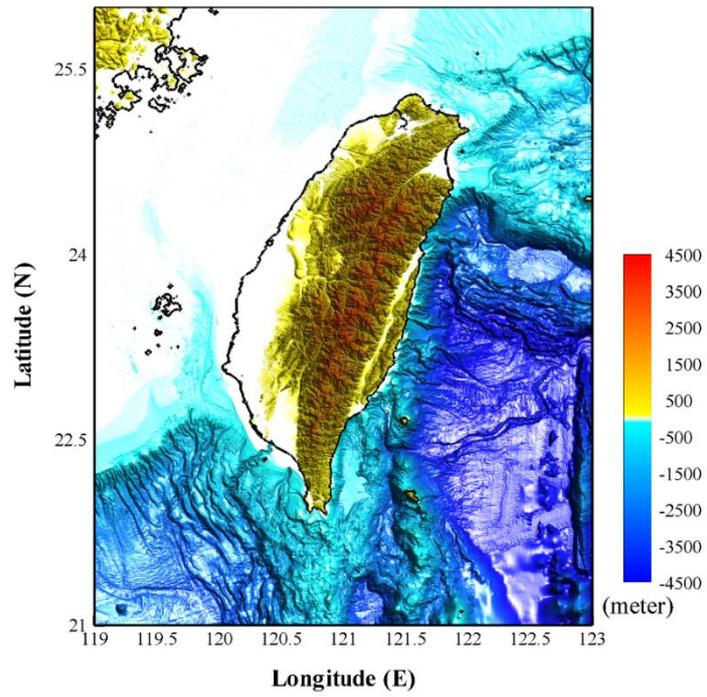


圖 17 第三層計算範圍和地形高程

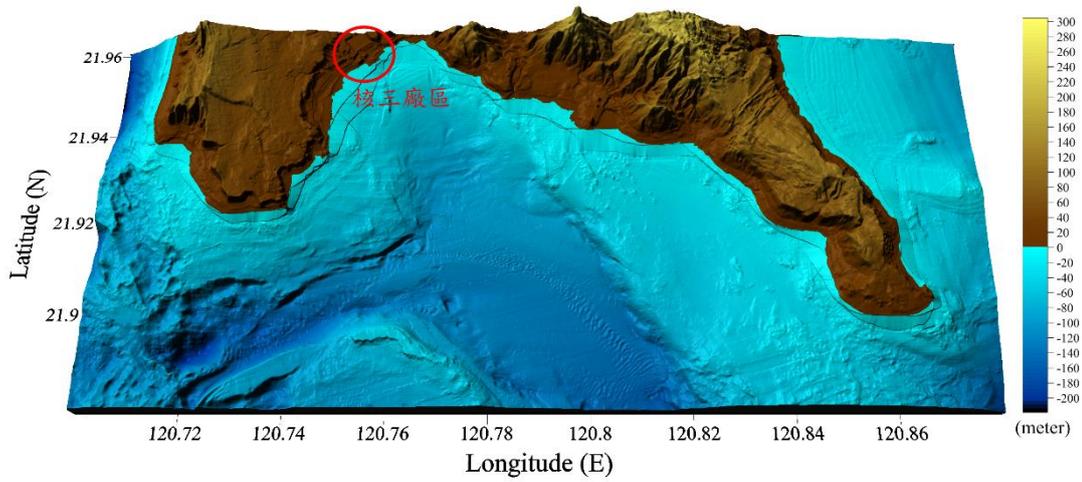


圖 18 第五層計算範圍

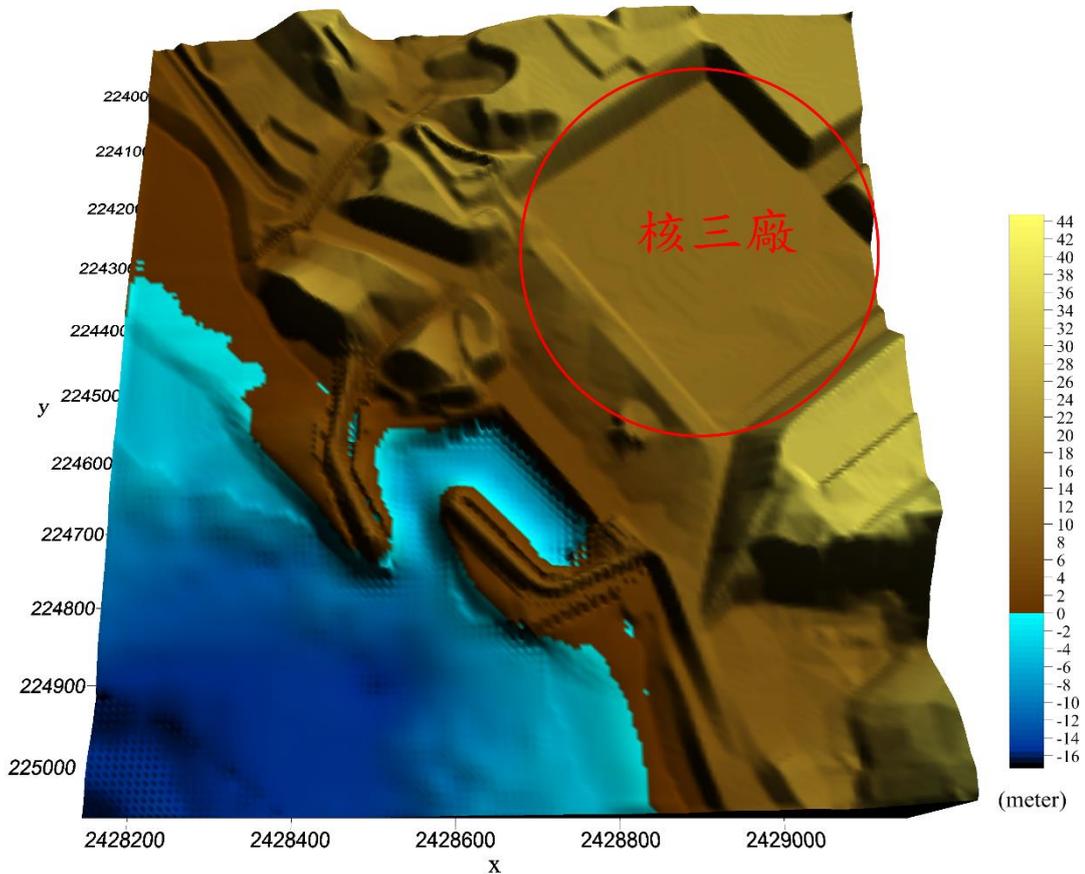


圖 19 三維模式計算範圍和海域地形資料

2. 地形資料於三維數值模式中之建置

地形資料之取得與二維數值模式相同，差異是在於 *FLOW-3D* 目前在主程式中只可讀取 STL 的三維 CAD 檔，以建構結構物或地形資料。因此，必須把 Topo 檔轉換成 STL。*FLOW-3D* 內建有 Topo2STL 的小程式（圖 20）可將地形高程檔（topo）轉換成 stl 檔。藉由此程式，可相當便利地在模式中建構地形，轉換之結果如圖 21 所示。

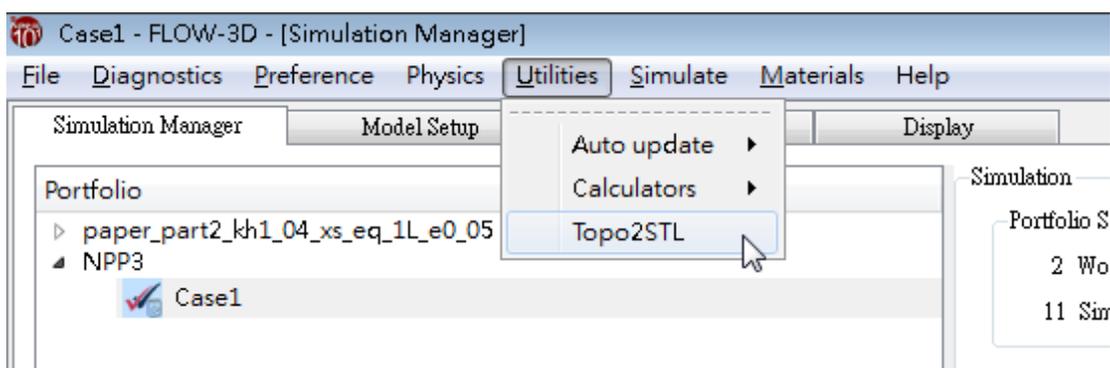


圖 20 Topo2STL 程式

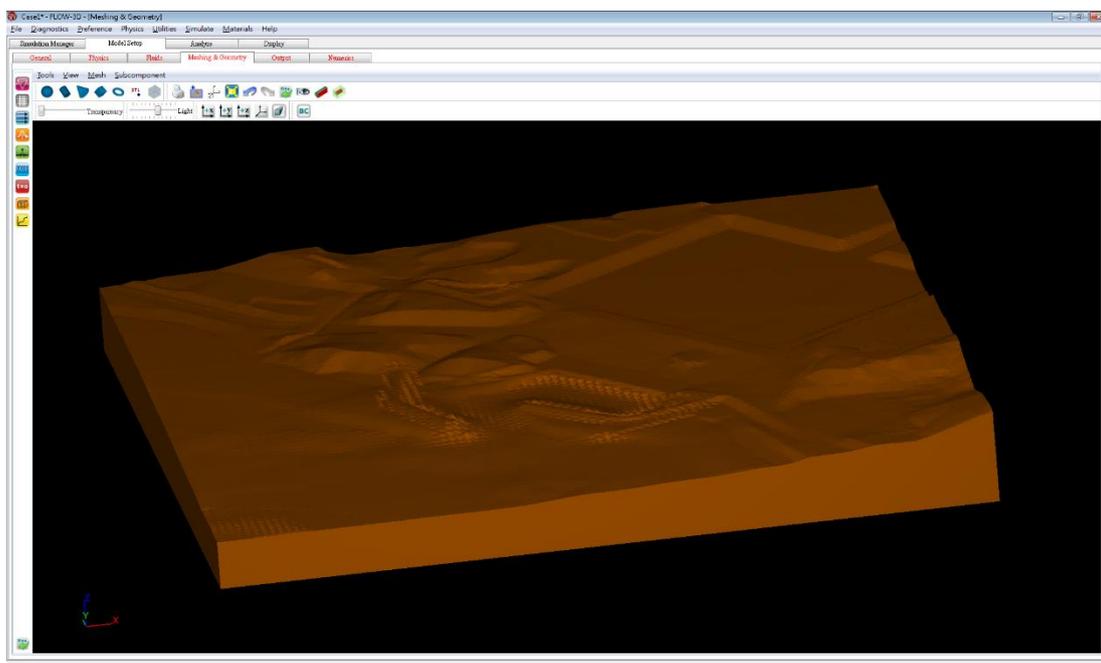


圖 21 核三廠 topo 地形資料轉成 STL 之結果

(三) 海嘯情境設置

台灣鄰近海域有兩個主要可能發生地層活動的海溝，其中一個位於台灣東北方，由菲律賓海板塊隱沒至歐亞大陸板塊下方而形成的琉球海溝；另一個則是位於台灣西南方，由歐亞大陸板塊張裂形成的南中國海海洋地殼隱沒至菲律賓海板塊下方而形成的馬尼拉海溝（圖 22）。若以核三廠址作為考量，馬尼拉海溝破裂所引發之海嘯波對於核三廠的安危有最直接的影響。另外，馬尼拉海溝面對擁有平緩大陸棚以及廣大平原的台灣西南沿岸，該地形相對利於海嘯傳播；再加上南中國海地區地勢封閉，一旦發生海嘯，僅有台灣與呂宋島相望的巴士海峽一個出口，海嘯能量集中不易擴散[29]。鑑此，本研究報告在斷層選定上以馬尼拉海溝斷層為主，進行海嘯情境模擬和參數分析。

Kirby [30]依照馬尼拉海溝走向的不同，將馬尼拉海溝分成六個破裂面。其中有三個破裂面離台灣較近，造成海嘯襲擊台灣並成災的機率較高。表 3 中三個破裂面 A - C 之斷層資料是根據 Liu et al. [20]所提供的海嘯情境條件之設定。由於 A 斷層位置最為接近台灣南部海域，因此在斷層情境設定上優先考量此破裂面。

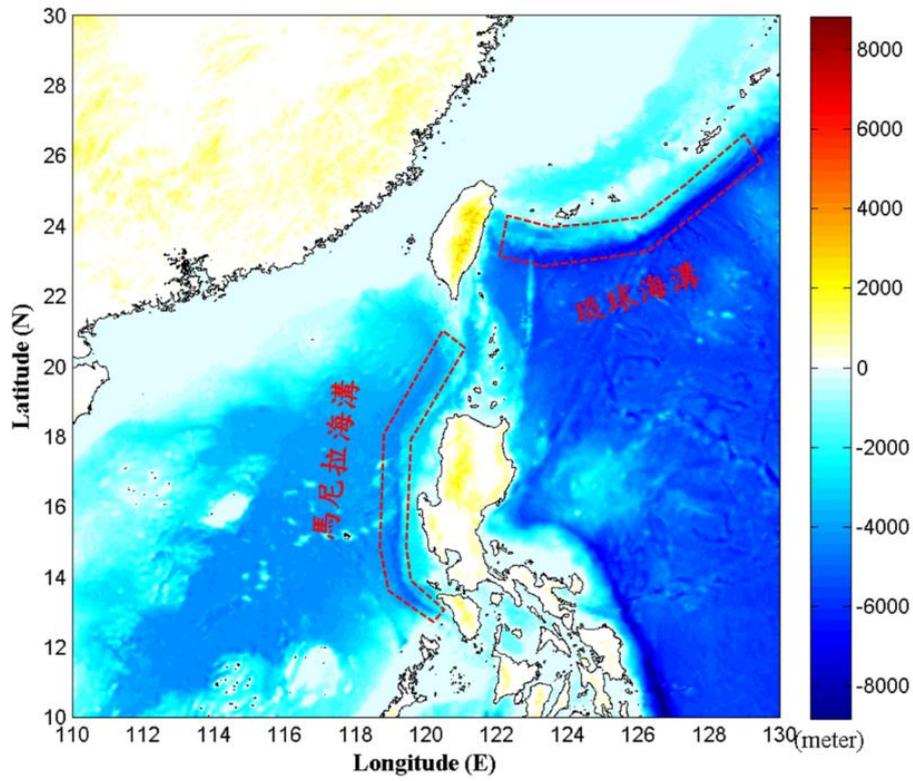


圖 22 台灣附近潛在海溝示意圖

表 3 斷層資料

斷層	位置 (deg.)	走向 (deg.)	長度 (km)	寬度 (km)	滑移量 (m)	M_w
A	120.50/20.20	10.00	160.00	35.00	6.68	8.0
B	119.80/18.70	35.00	180.00	35.00	5.94	8.0
C	119.30/17.00	359.00	240.00	35.00	4.45	8.0

(四) 二維和三維數值模型之建立

1. 二維數值模型之建立

本研究報告中，關於二維海嘯數值模式巢狀網格所需考慮的範圍和各層的地形解析度，都已在地形資料收集與建置此章節中做詳細的說明。目前的模擬案例中，採用五層的巢狀網格來做模擬計算，而各層計算網格皆設定和地形解析度相同，摩擦係數則以 MLIT [31] 所提出之建議值 0.025 來進行設定。

2. 三維數值模型之建立

於 COMCOT 中取一位置之水位資料，做為核三廠孤立波入射之波浪條件。該點位於東經 120.7592 度，北緯 21.9450 度，其水深為 29.65m。待 COMCOT 模擬完成後，將最大波高透過淺化公式 (1) 計算核三廠模擬範圍中，於水深 16.91m 處之最大波高，再透過機率式海嘯危害度分析模型得到另外二組機率式波高，以此三組波高條件分別當作入射條件進行數值模擬。

三維模式使用均勻大小的網格 ($dx = dy = 2.5m$ ， $dz = 1.0m$)，總網格數約為 1000 萬，並將水體視為無黏性且不可壓縮的理想流體。總模擬時間為 300 秒。圖 23 可看到計算範圍、真實地形以及波高計的位置 (波高計的確切位置和水深列於表 4)。孤立波從計算

域的左下角入射，為得到一穩定的孤立波，提供一段水平底床使孤立波穩定發展。在測試的過程中發現，A 和 B 兩區之水深較淺，孤立波會幾乎整個反射，對結果造成干擾並影響數值的穩定性。為了克服這個問題，本研究計畫採用數值海綿層消波。當孤立波順利進入真實地形後，將於原本的水平底床區域放置數值海綿層，如此可兼顧入射孤立波的正確性以及消除不必要的反射波。

(五) 海嘯溯升水位及流場分析

破裂面 A 約略平行於台灣島走向，而其錯動所造成之初始波高約為 2.3m，地震發生後往兩側傳播，波峰前導海嘯波往中國大陸東南沿岸傳播，而波谷前導海嘯波則往太平洋傳播。由於海底地形之因素，海嘯亦沿台灣東岸往北前進。第一波波峰約在地震發生後 20 分鐘抵達後壁湖海域（圖 24）。波高計測得之最大波高為 1.33m，如圖 25 所示。透過式 (1) 得水深為 16.91m 處的孤立波波高為 1.53m，並以此作為三維模式之孤立波入射條件。除此之外，為了考慮危害度更大之波高，本研究也利用機率式海嘯危害度分析模型所建構的海嘯波高之危害度分析曲線（圖 26），來選定另外兩組機率式波高作為入射條件之考量。此三組高波條件和其對應之重現期的資料可由表 5 得知。需要注意的是，目前機率式海嘯危害度分析模型正於發展階段，所提供之資料僅供參考。

圖 27 為 *FLOW-3D* 模擬所得之單點水位資料，三條實線皆為模擬之結果，紅、藍和黑線分別對應 Case 1~3。雖然三組孤立波的起始水深相同，但波高不同，使得波速不同。因此，為了比較這三組在時間變化上的差異性。將第一支波高計 (WG1) 之最大波高發生的時間作為 Case 1~3 在水位資料上的時間位移量 (t_{shift})，分別為 61.60sec、57.20sec 和 51.20sec。

WG1 位於入射波與真實底床最短距離的位置上，由此可看到三組不同入射波高之波形分佈。WG2、WG3 和 WG4 分別位於第一個防波堤前、兩個防波堤中間和防波堤後方。以最大波高來看，當孤立波傳遞至第一個防波堤前，發現受到淺化效應的影響，波高變大（從 WG2 可知，波高為 2.16m，2.76m，4.14m）。兩個防波堤中間之水位 (WG3) 會受到第一個防波堤的影響，三組波高會因此分別衰減大約 18.5%、16.3% 和 9.2% 的波高。而從 WG4 的水位變化結果可發現，三組條件於防波堤後的水位高度幾乎相同。由此可知，在目前的孤立波波高條件侵襲下，防波堤能夠有效的阻擋波浪能量進入堤內，也因此達到降低堤後溯升之高度和溢淹之危害。

三組孤立波入射核三廠之水位變化，如圖 28~圖 30 所示。於起始時刻時 ($t=0\text{sec}$)，廠區外海之水位是靜止的。於 $t=40\text{sec}$ ，孤立波於真實底床外的水平底床中穩定前進。在孤立波進入真實底床後， $t=80\text{sec}$ 時，數值海綿層將放置於水平底床的區域，藉以消

除圖 23 中 A 和 B 兩區域產生之反射波和真實地形區域內產生之往外海的反射波。

於圖 28 中 (Case 1) 可以發現，當 $t=100\text{sec}$ 時，最大水位出現在第一支防波堤的前端，隨後往左方沿岸傳遞 ($t=110\text{sec}$)，甚至造成左方沿岸輕微的溢淹 ($t=120\text{sec}$)。同時，核三廠右邊沿岸也因波浪的侵襲而有溢淹現象發生。核三廠沿岸地形除了防波堤之外，皆較為平緩。故可發現波浪於較為平緩的區域內可溯升至較深的內陸。而在 Case 1 中，防波堤的阻擋使得波浪溯升之高度不會超過堤頂，並使波浪產生輻射狀反射 ($t=120\text{sec}$)。而從圖 27 中 WG1 的水位資料來看，大部分的入射波浪之能量皆受到核三場地形和防波堤之影響而消散。當入射波浪繞射通過防波堤進入堤內後，波浪所剩餘之能量並不足以繼續往內陸前進。然而，大部分的能量會被困於堤內，來回震盪。震盪的過程中，一部分的波能會脫離堤內往外海傳遞，其餘的又會往堤內傳遞，如圖 28 所示 ($t=150\sim 190\text{sec}$)。從圖 27 中可知堤內 (WG4) 的波浪衰減速度明顯小於其他位置。

當入射之波高變大後 (Case 2，如圖 29)，波浪會於第一個防波堤造成更高的溯升高度 ($t=100\text{sec}$)，甚至傳遞至第二根防波堤時，波浪越過堤頂並發生越波現象 ($t=110\text{sec}$)。在核三廠左右沿岸處，亦有更高的溯升高度發生。當最大入射波高傳遞至核三廠時

(Case 3, 如圖 30), 波浪在第一 ($t=90\text{sec}$) 和第二個 ($t=100\text{sec}$) 防波堤處皆會有越波的現象發生。當波浪進入堤內後, 由於能量較大, 因此造成堤內左側水位較劇烈的震盪和較高的溯升高度 ($t=110\text{sec}$)。

本研究報告中, 在目前三組波高入射條件波浪的侵襲之下, 發現防波堤能有效的反射和消滅波能, 使得堤後不至於有溢淹現象產生, 故不會影響到場區設備。另外, 由於目前入射波方向上的設定, 幾乎都與防波堤體垂直, 波浪受堤體影響後, 會產生較大的反射, 入射波大部分能量被衰減後, 使得因繞射效應進入堤內的水位不至於太大而導致堤後的溢淹。

圖 31~圖 33 為水深平均的速度在空間上的變化, 從中可發現於三組波浪條件作用下, 海水於防波堤左右兩側海岸線附近的速度都較大, 可能會對海岸造成侵蝕。隨著入射波高增加, 其溯升和溯降過程中, 海水流動的速度也會提高, 這使得海岸侵蝕效應會更顯著。此外, 當入射波波高較大時 (Case2 和 Case 3), 海水因溯升侵入到第二個防波堤的後端, 其海水流速仍舊很大, 這也可能造成防波堤結構上的破壞 (圖 32, $t=130\text{sec}$; 圖 33, $t=110\text{sec}$)。相對地, 防波堤內的速度較小, 故較不會有地基被掏刷的可能性。

表 4 *FLOW-3D* 波高計位置

波高計	x (m)	y (m)	h (m)
WG1	344.0	344.0	16.91
WG2	658.0	638.0	8.19
WG3	758.0	678.0	6.20
WG4	888.0	758.0	5.60

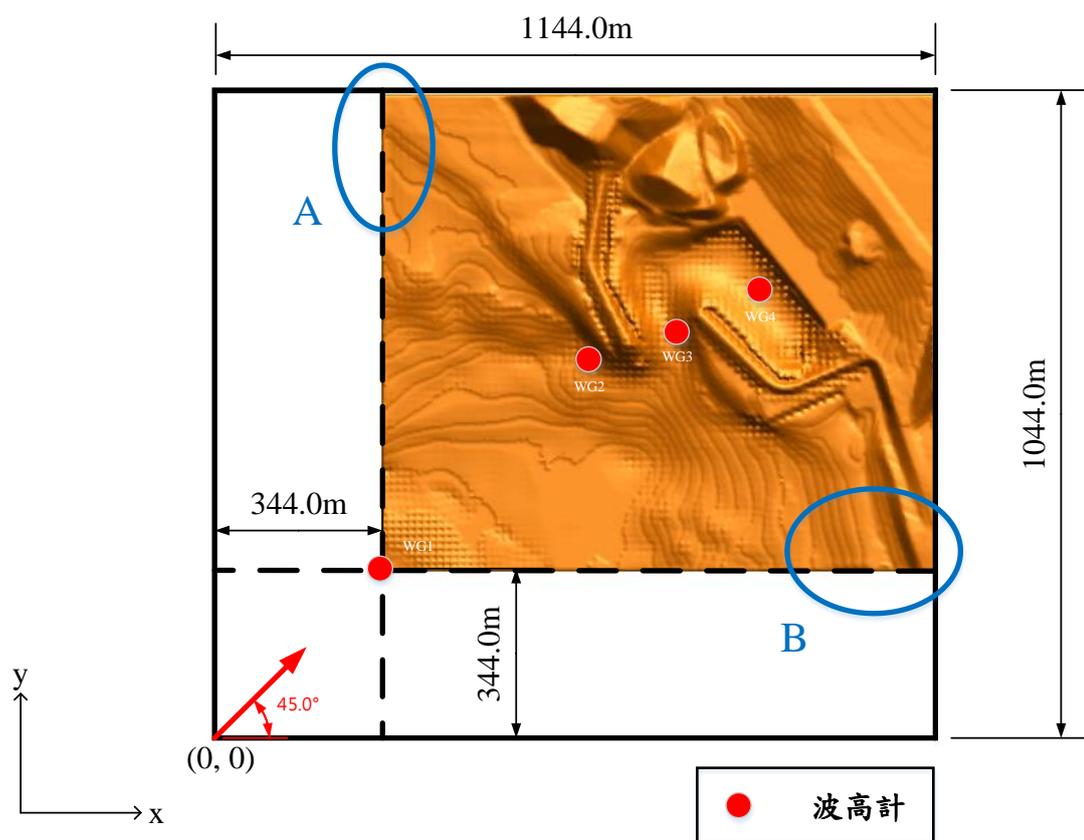


圖 23 *FLOW-3D* 之數值建模及波高計位置

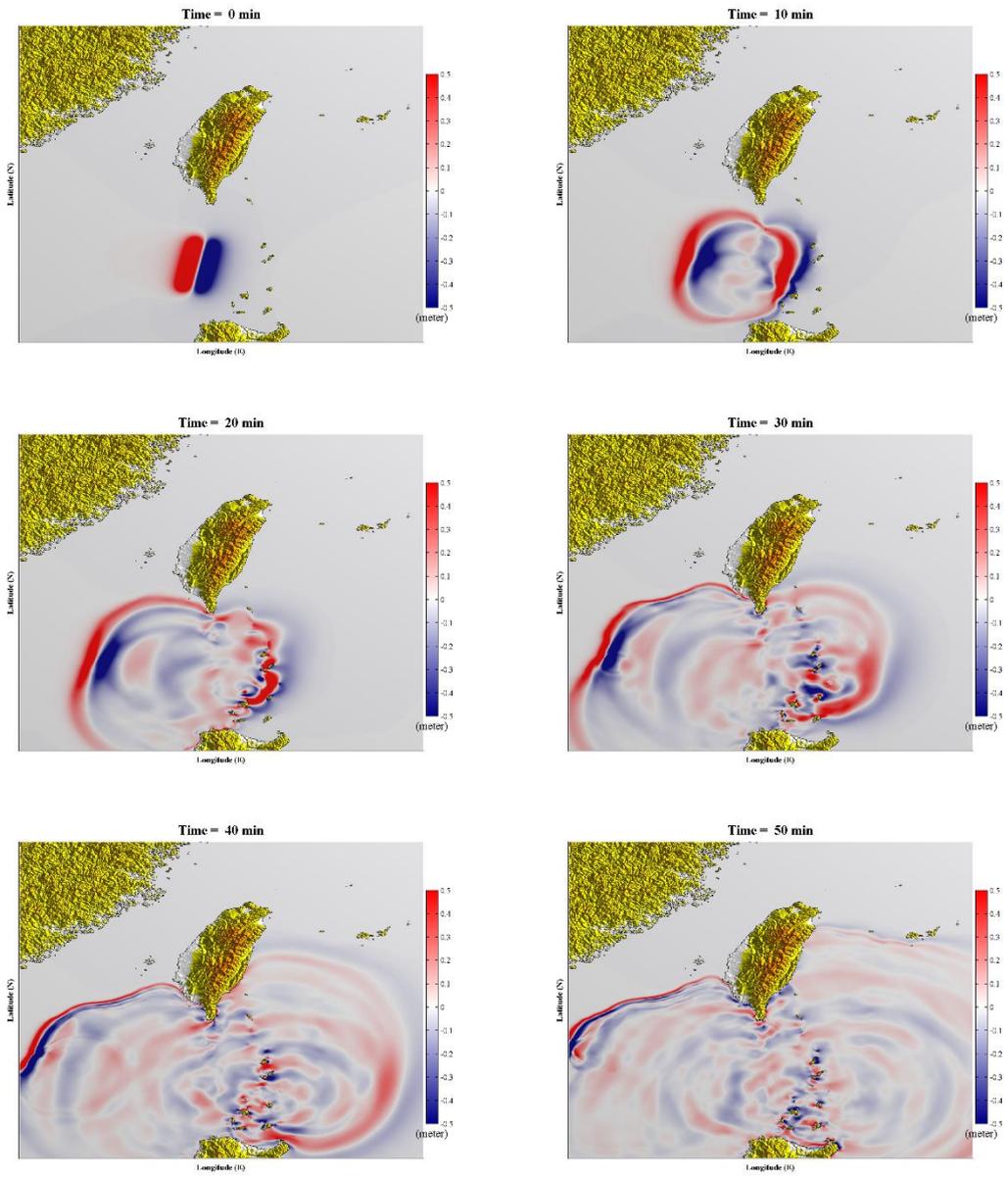


圖 24 破裂面 A 錯動造成之各時序表面波高平面分佈圖，Layer 3

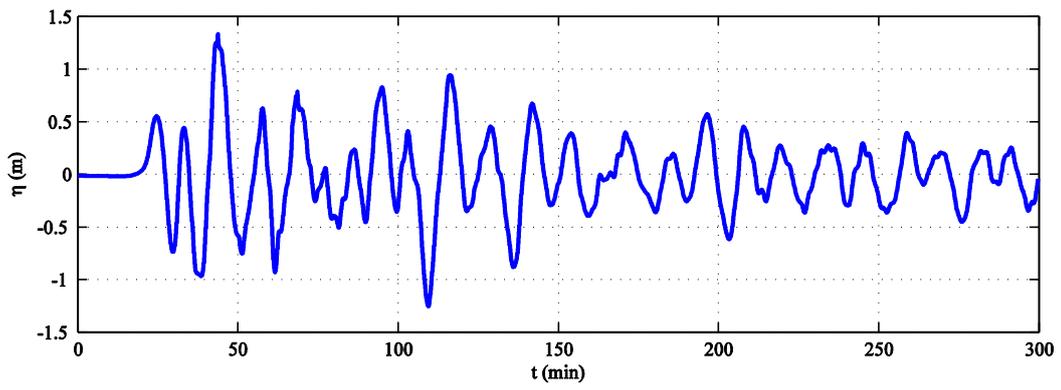


圖 25 COMCOT 模擬之水位資料

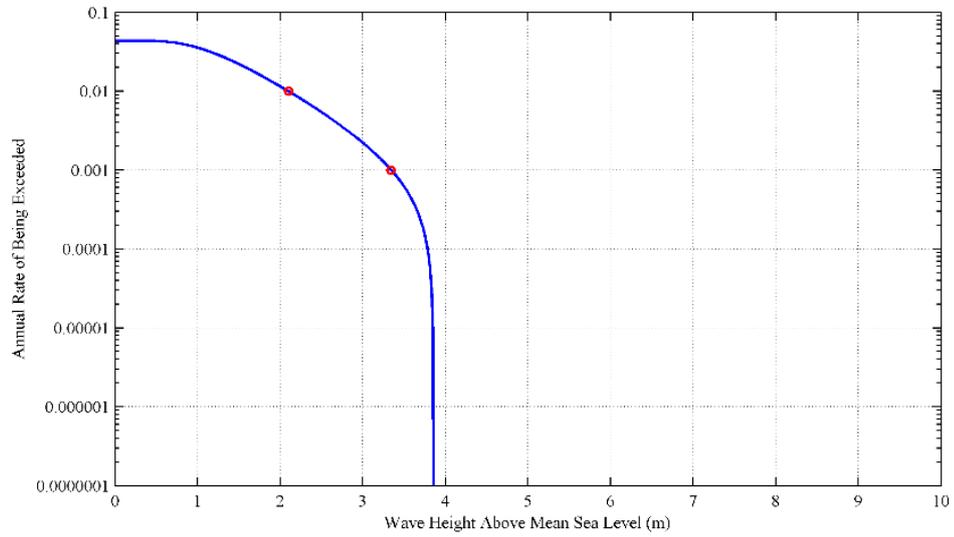


圖 26 機率式海嘯波高之危害度分析曲線

表 5 入射條件資料

	重現期 (year)	波高 (m)
Case 1	23	1.53
Case 2	100	2.10
Case 3	1000	3.34

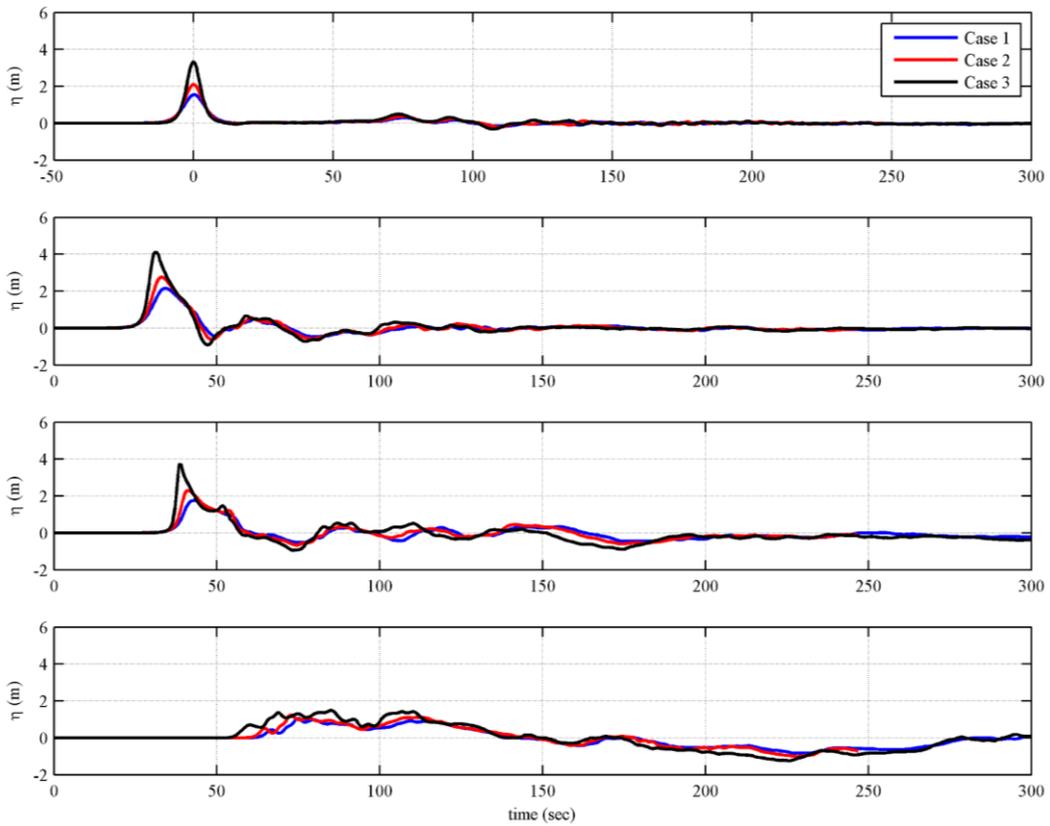


圖 27 核三廠廠區之波高計時序列資料 ($\text{time} = t - t_{\text{shift}}$)

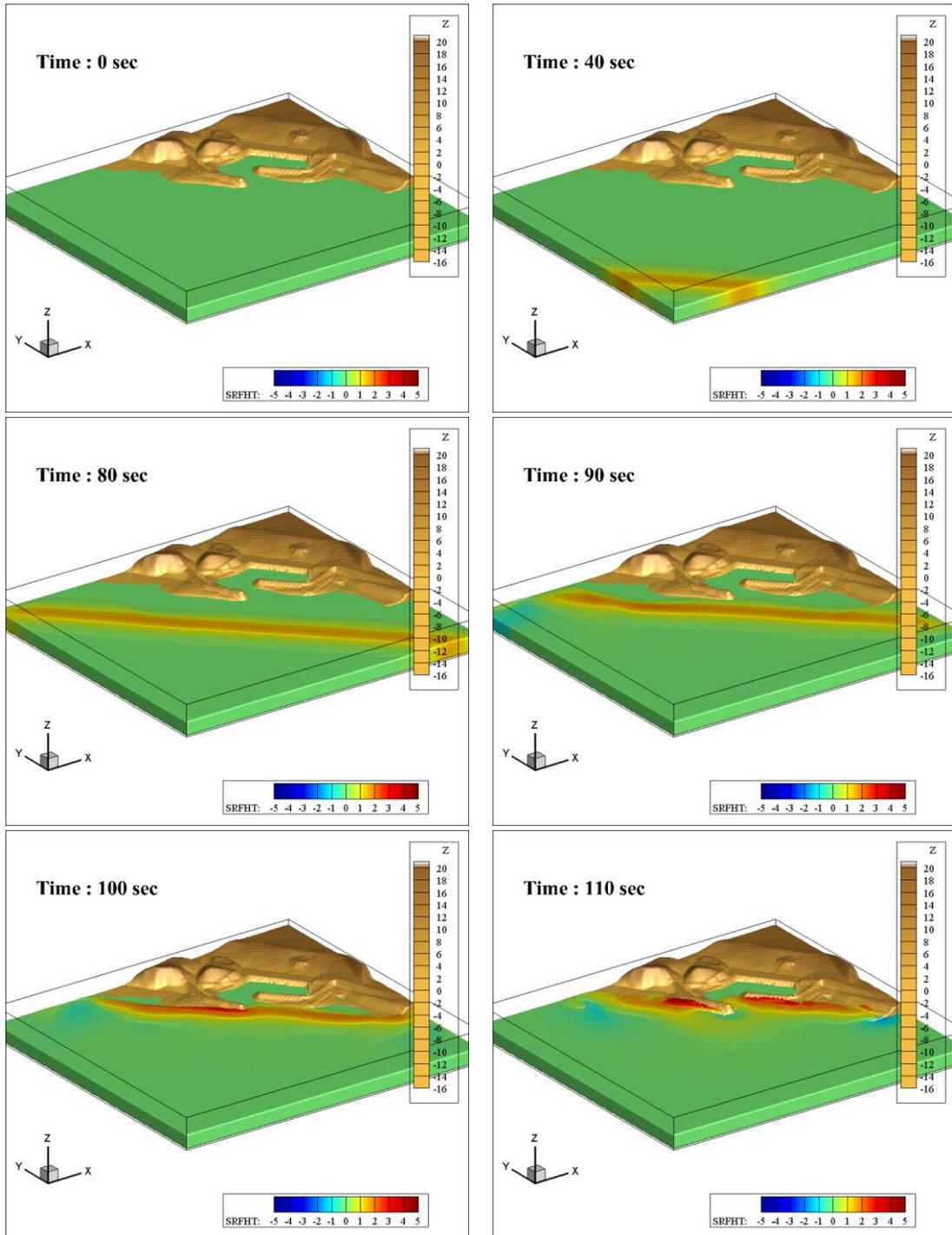


圖 28 Case 1 核三廠水位變化

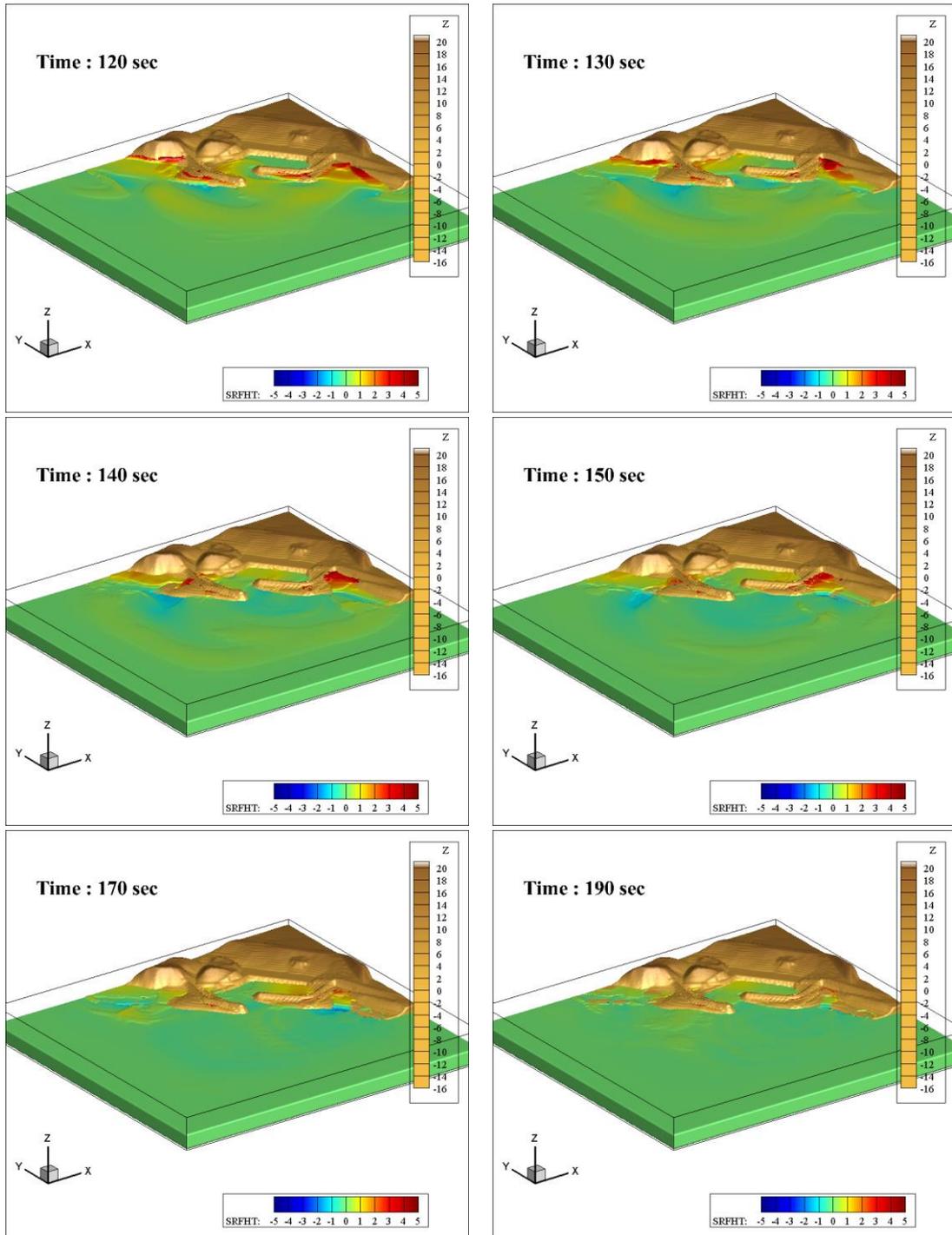


圖 28 Case 1 核三廠水位變化 (續)

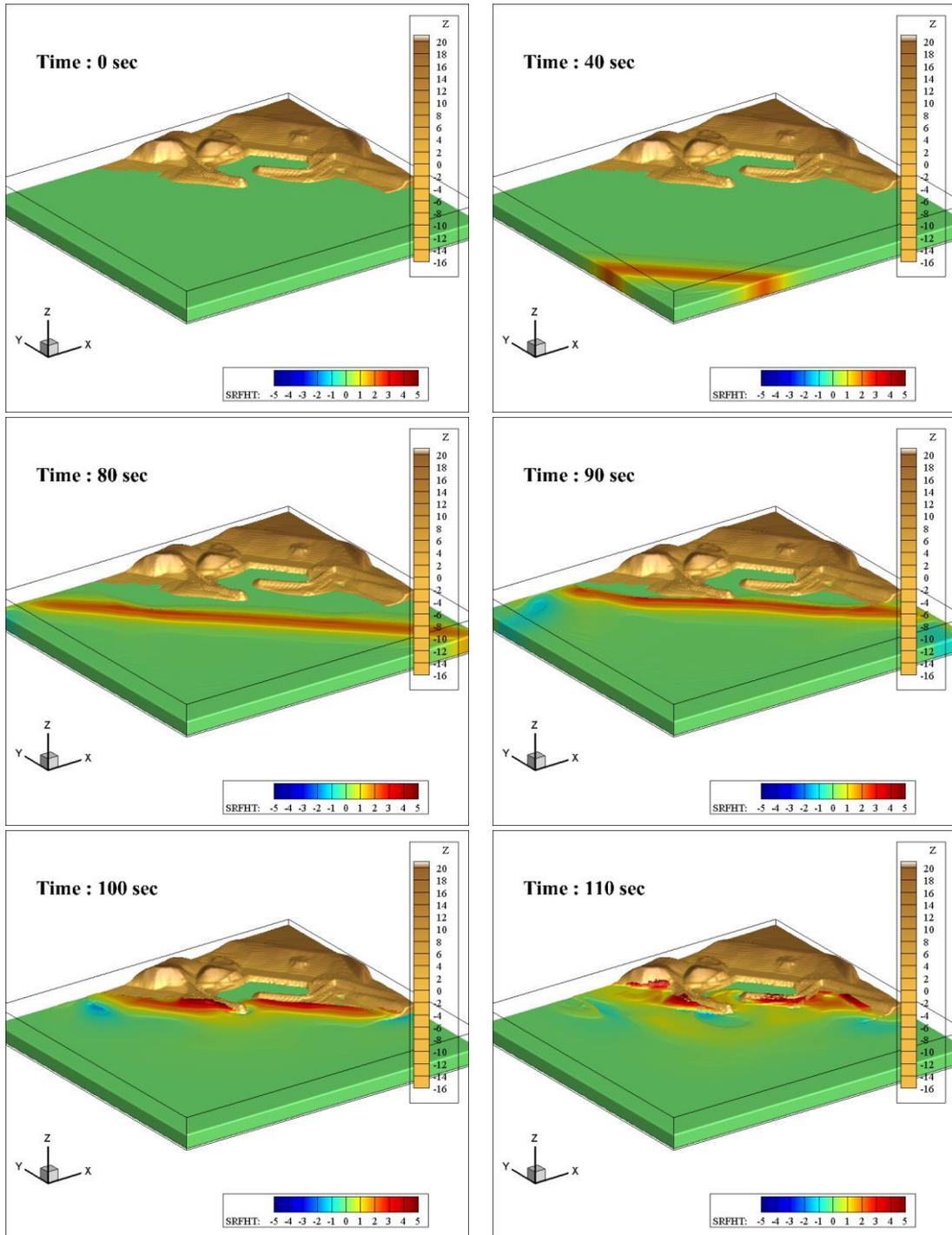


圖 29 Case 2 核三廠水位變化

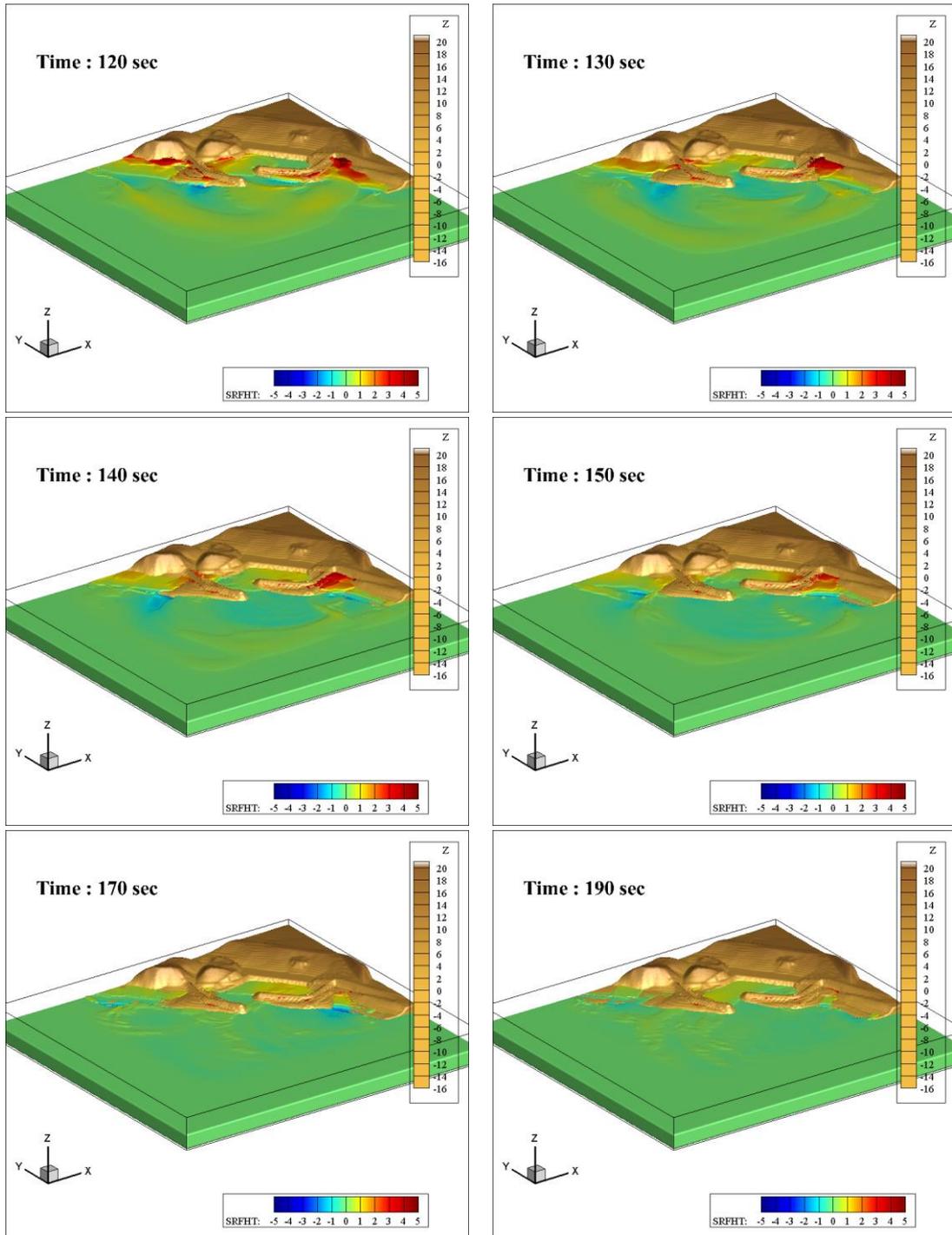


圖 29 Case 2 核三廠水位變化 (續)

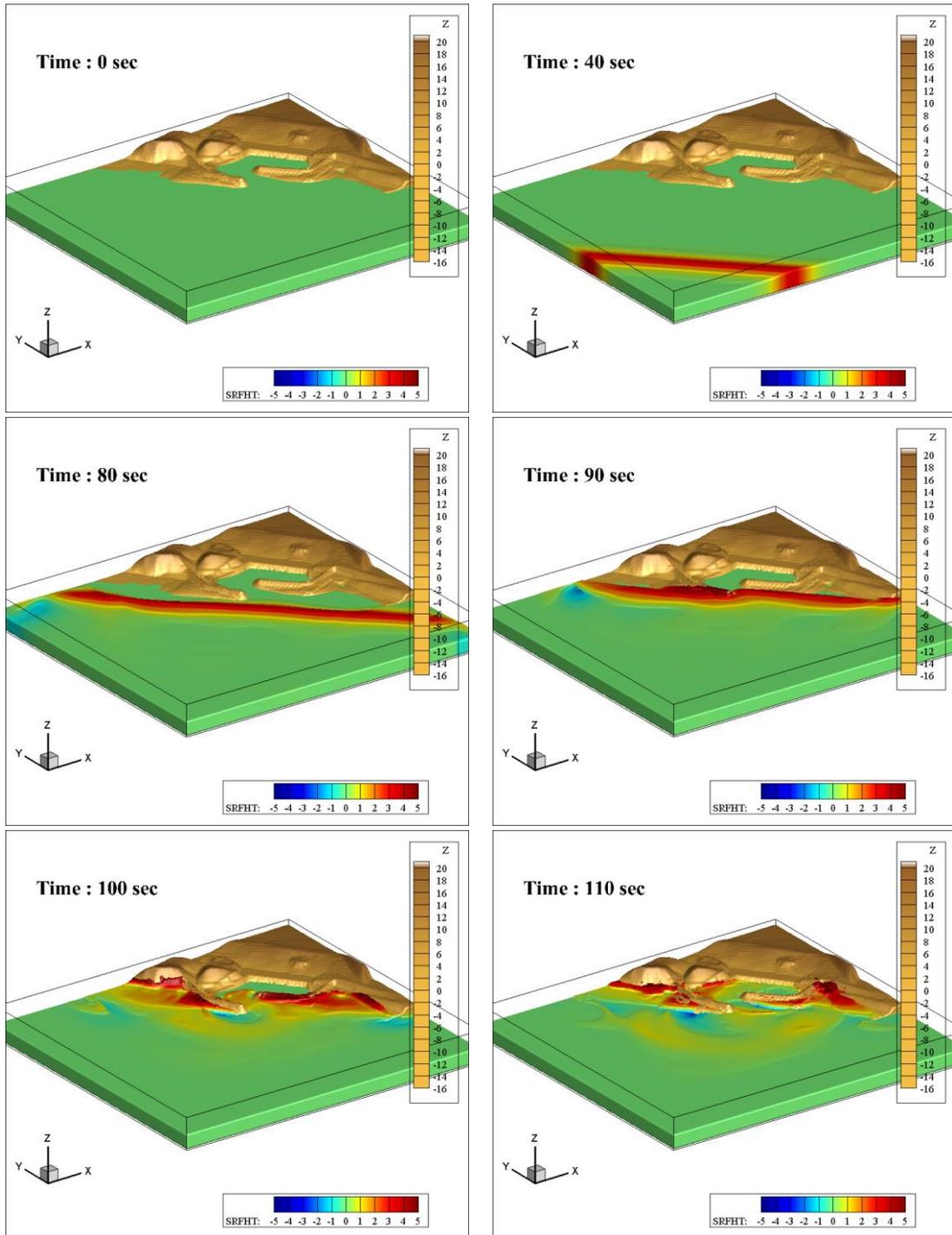


圖 30 Case 3 核三廠水位變化

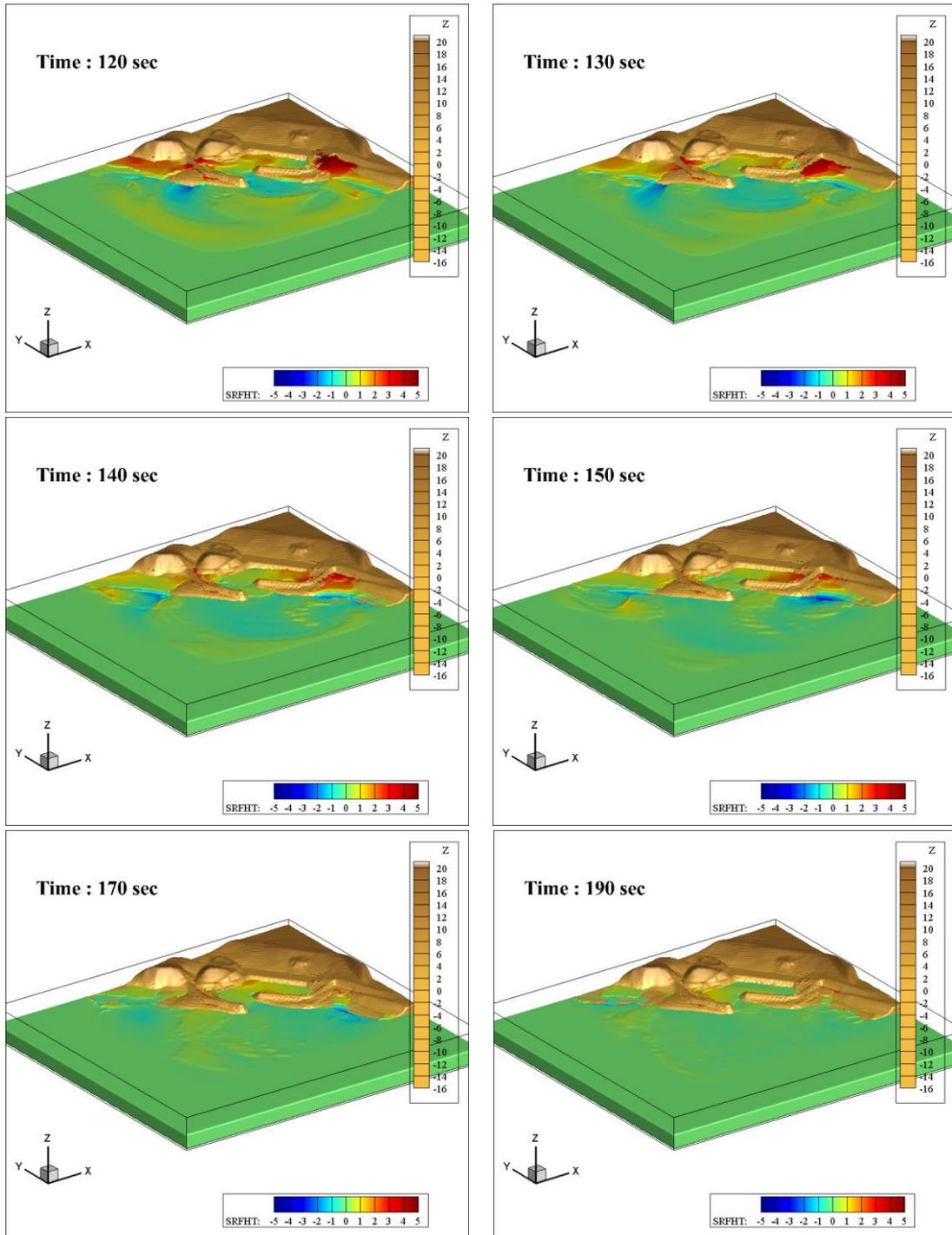


圖 30 Case 3 核三廠水位變化 (續)

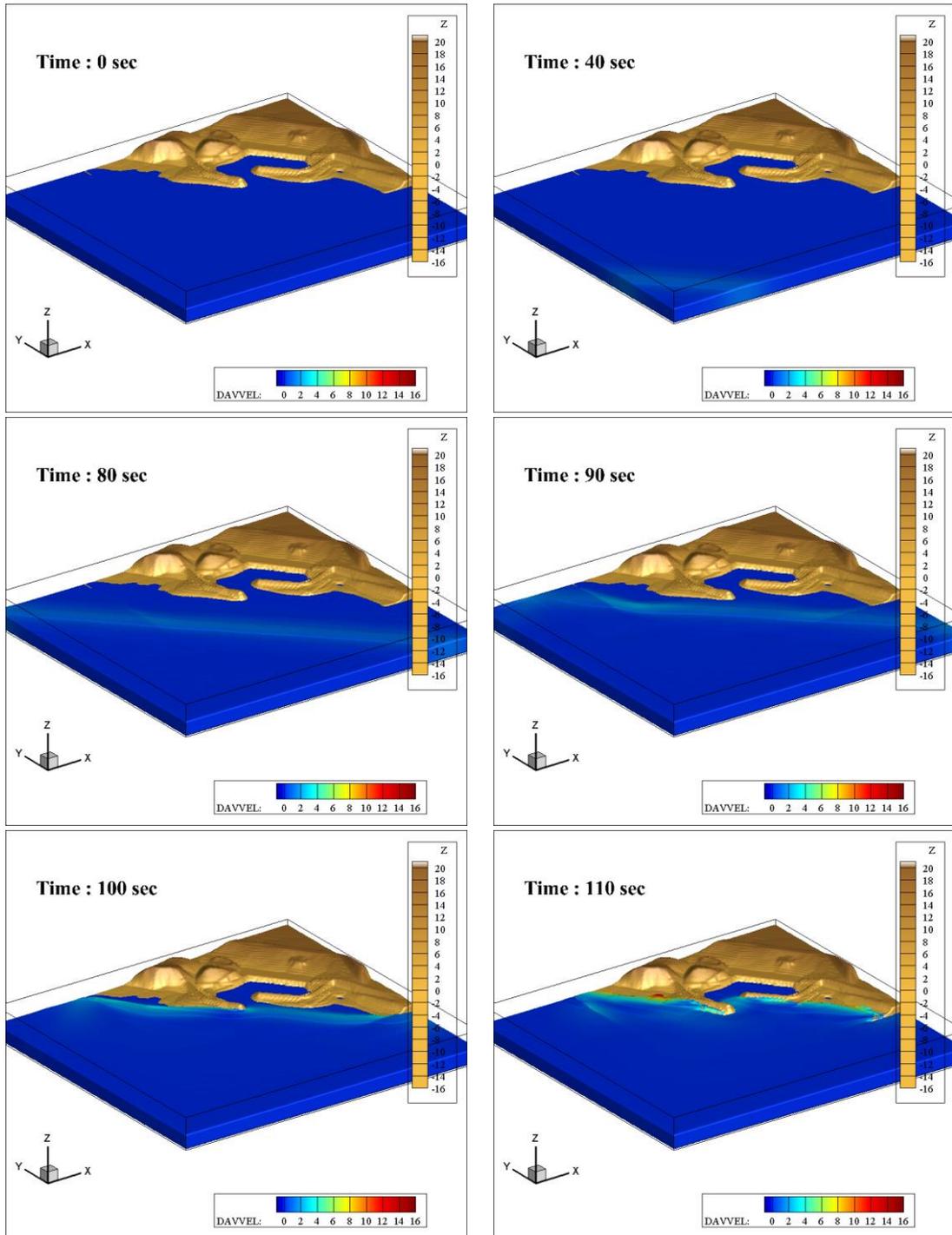


圖 31 Case 1 核三廠水深平均速度變化

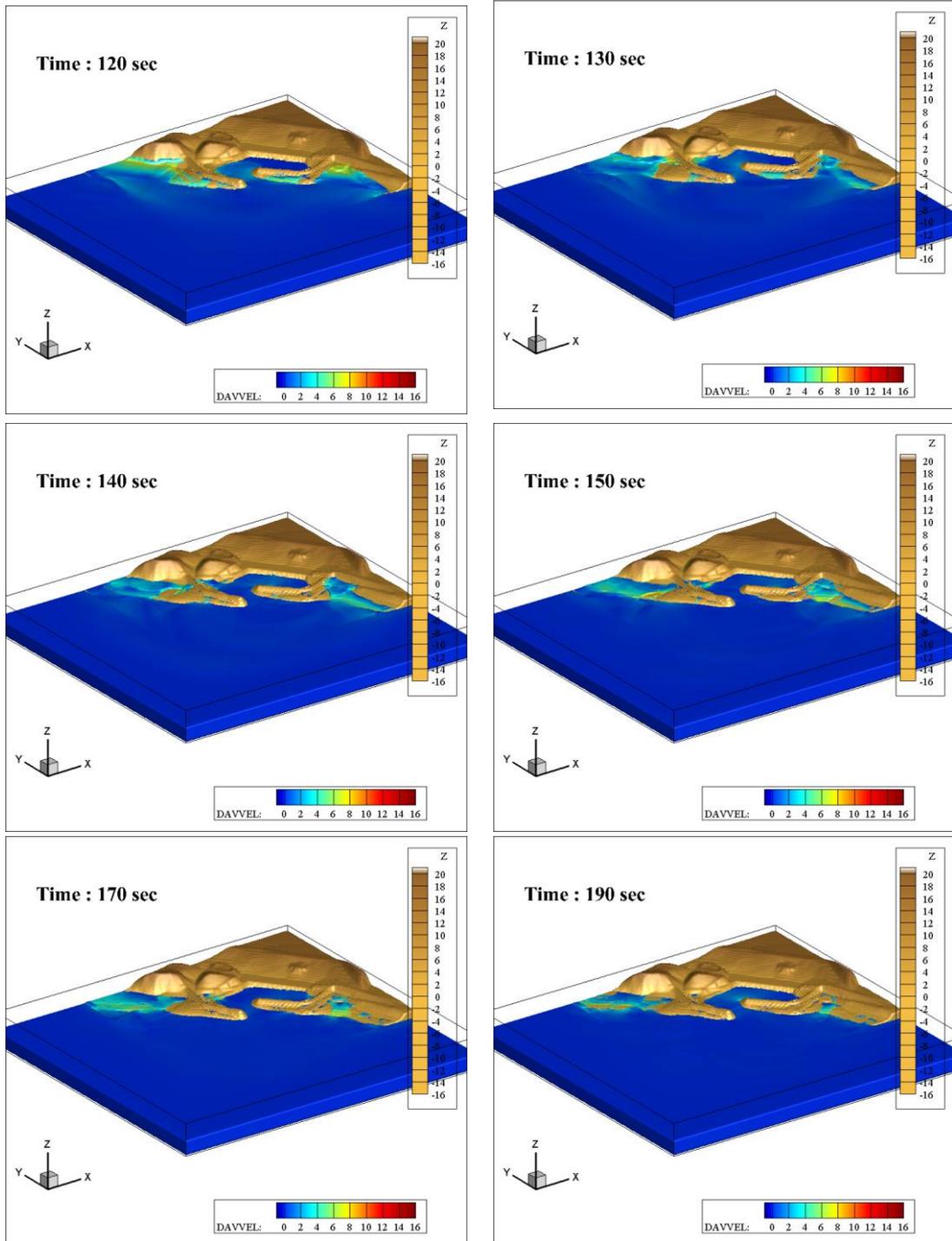


圖 31 Case 1 核三廠水深平均速度變化 (續)

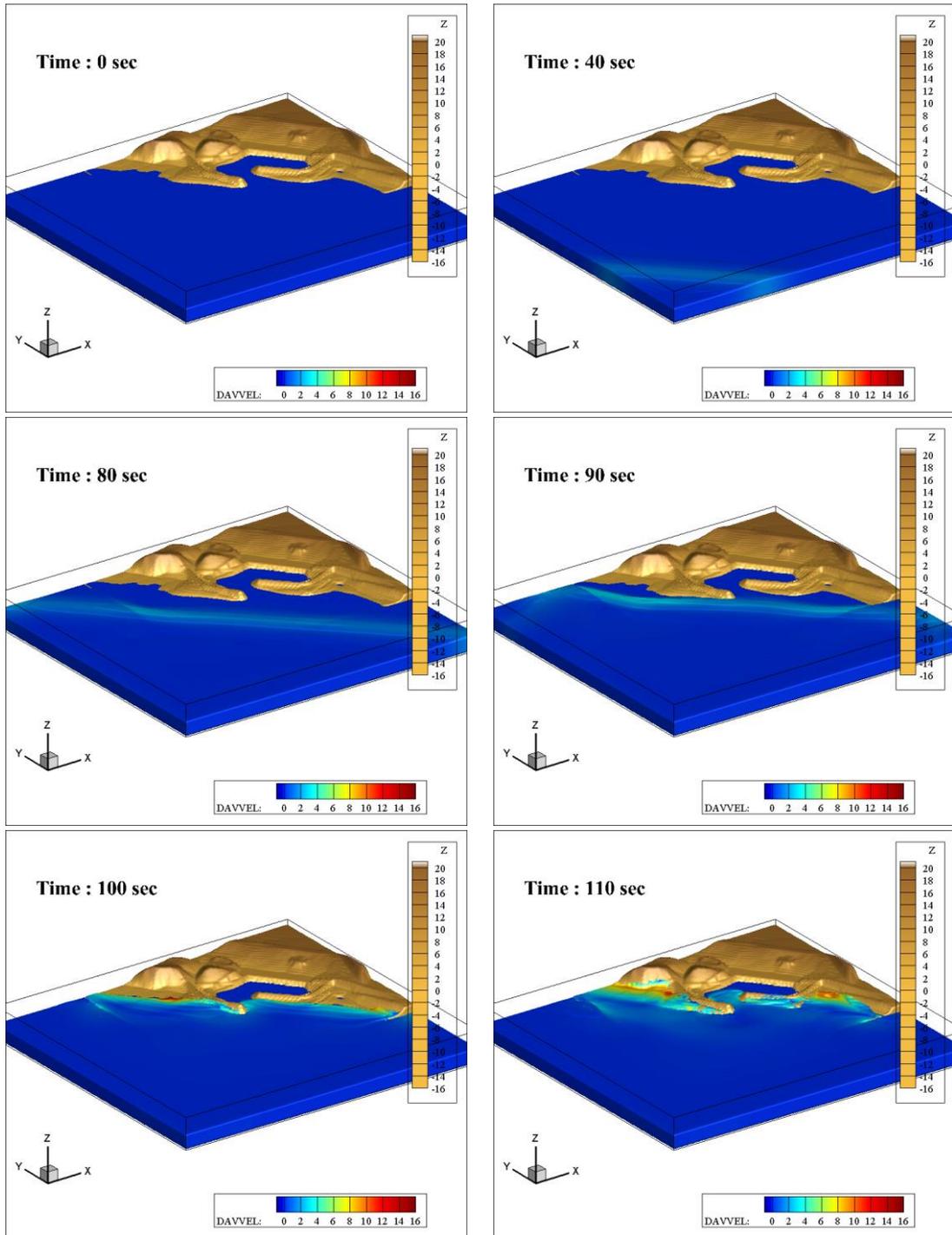


圖 32 Case 2 核三廠水深平均速度變化

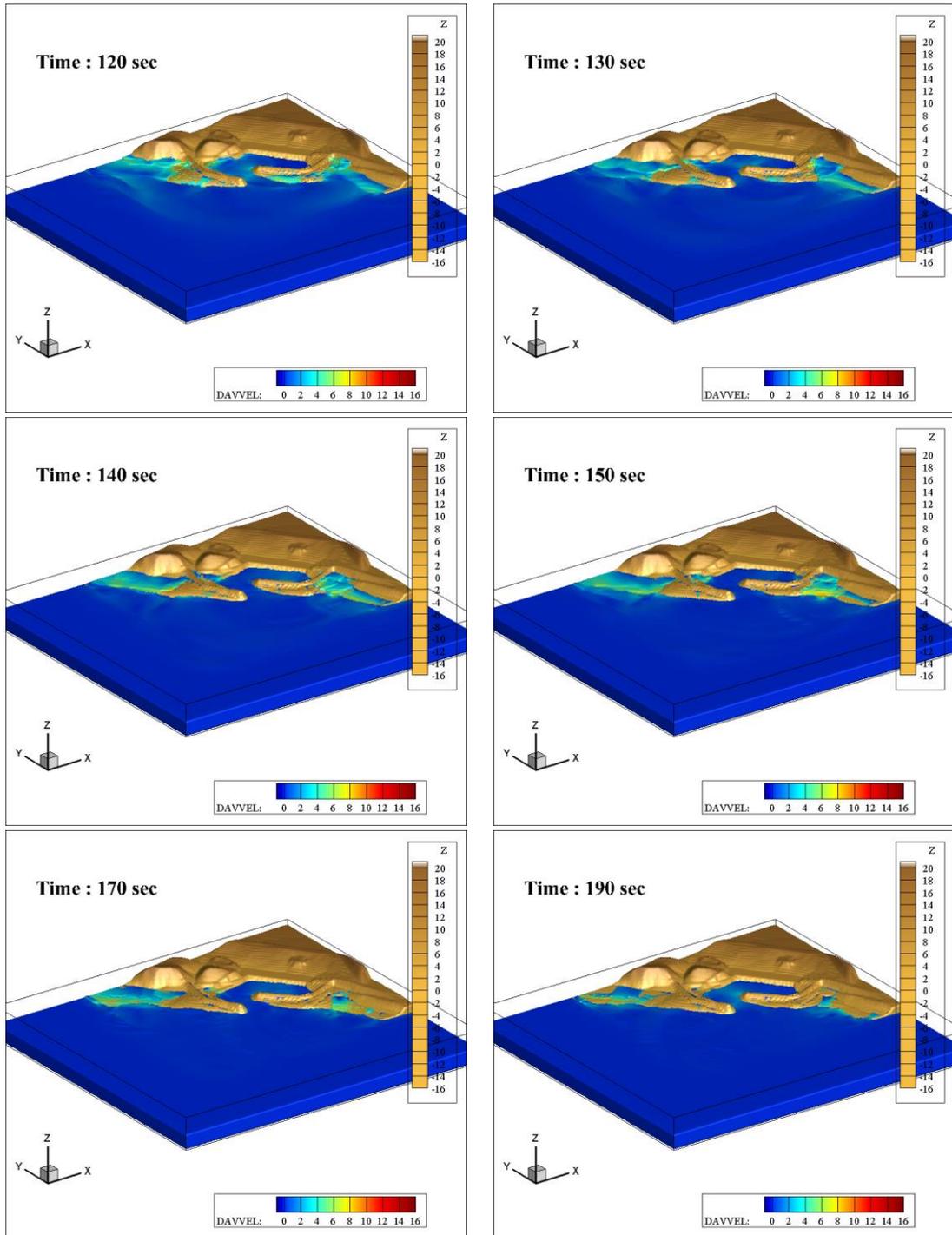


圖 32 Case 2 核三廠水深平均速度變化 (續)

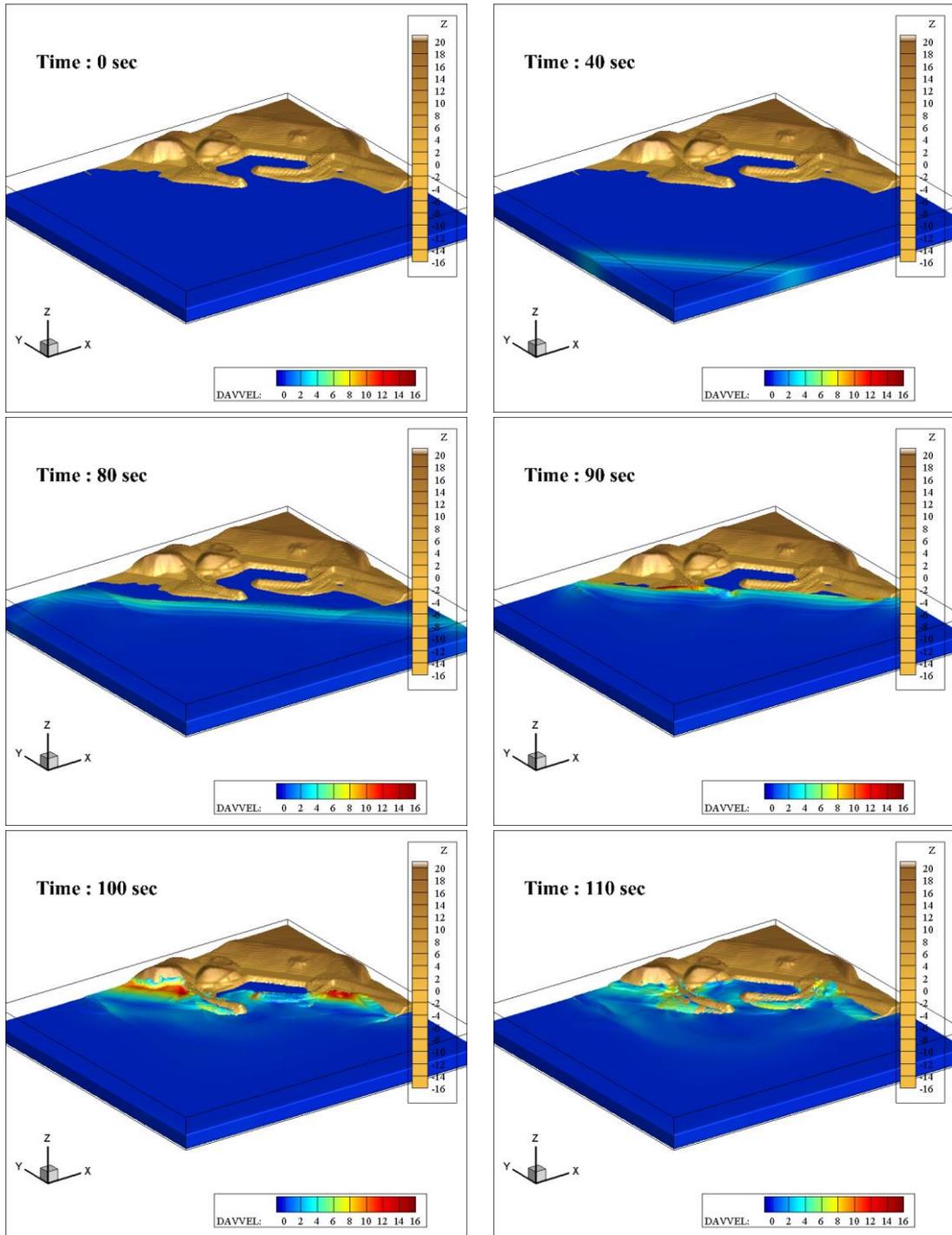


圖 33 Case 3 核三廠水深平均速度變化

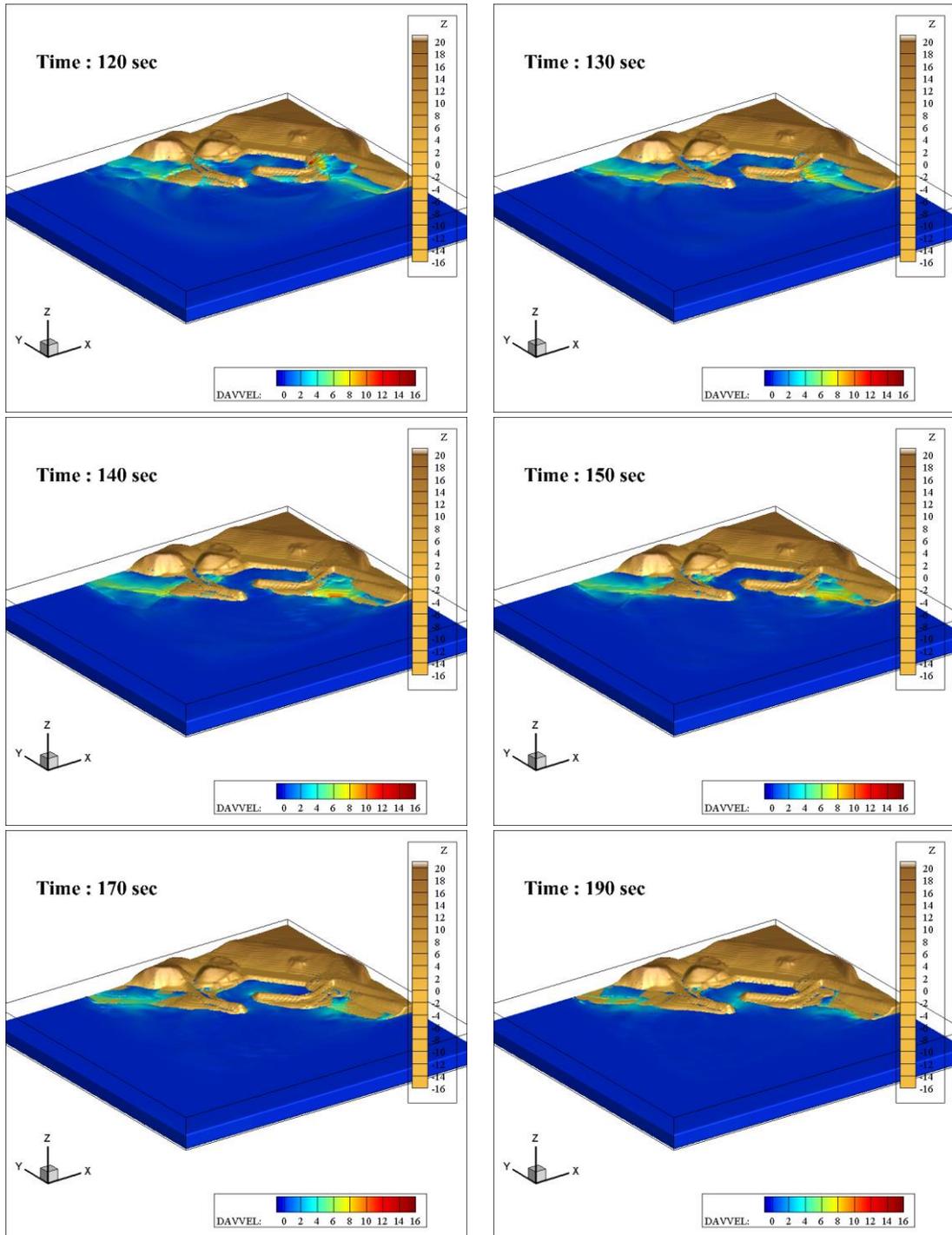


圖 33 Case 3 核三廠水深平均速度變化 (續)

四、結果與討論

根據本計畫所使用的兩個數值模式（COMCOT 和 *FLOW-3D*）與 Synolakis [26]解析解之驗證結果，可知 *FLOW-3D* 對於近岸波浪演化之模擬優於 COMCOT。此外，與 Mo [27]之比較，確認了 *FLOW-3D* 計算三維波浪與結構物交互作用之能力，以及本團隊加入之邊界模組之正確性。

本研究計畫使用 COMCOT 模擬馬尼拉海溝斷層破裂後海嘯波的生成和傳遞，再由其水位資料得到一組入射波高條件，並以機率式海嘯危害度分析模型（由於模式和參數變異量尚未完整，僅供參考）得到另兩組危害度較高的機率波高，以此三組波高作為 *FLOW-3D* 的入射條件，藉此模擬當海嘯波傳遞至核三廠區時，波浪於防波堤、防波堤周圍及堤內造成的水位和水深平均速度變化。由 COMCOT 情境條件所得到之入射波高和機率式海嘯危害度分析模型得到的機率波高，相對地小於核三廠之地理位置的高程，故所得之結果顯示該條件所產生之溯升高度並不會造成核三廠安全上的疑慮。

以海嘯波而言，雖然孤立波能作為極致波高的考量來探討海嘯波對於核三廠之安危性。但實際上海嘯波不會只有單一波峰傳遞，

而且海嘯波入射之方位和路徑並非目前所能掌握的。因此，本研究未來將會以耦合模式配合機率式海嘯危害度分析模型針對核三廠址，建構更精確的海嘯波機率評估。

肆、參考文獻

1. Murata, S., F. Imamura, K. Katoh, Y. Kawata, S. Takahashi, and T. Takayama, *Tsunami: To survive from tsunami*. Advanced Series on Ocean Engineering. Vol. 32. 2010: World Scientific.
2. 包澄瀾, *海洋災害及其預報*. 1991.
3. 徐明同, *海嘯所引起之災害*. 中央氣象局氣象學報第二十七卷第一期, 1981.
4. JSCE, *Tsunami assessment method for nuclear power plants in Japan*. 2006, Japan Society of Civil Engineers (JSCE).
5. Titov, V.V., *Numerical modeling of long wave runup*. 1977, University of Southern California, Los Angeles, California.
6. Titov, V.V. and C.E. Synolakis, *Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami*. Geophysical research letters, 1997. **24**(11): p. 1315-1318.
7. Titov, V.V. and F.I. González, *Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model*. 1997, NOAA technical memorandum ERL PMEL-112, Pacific marine environmental laboratory, Seattle, Washington.
8. Okada, Y., *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1985. **75**(4): p. 1135-1154.
9. Shuto, N., *Numerical simulation of tsunamis*. Kluwer academic publishers, Dordrecht, The Netherlands, , 1991: p. 171-191.
10. Imamura, F., A.C. Yalciner, and G. Ozyurt, *Tsunami modelling manual (TUNAMI model)*. 2006, Tohoku University, Sendai, Japan and Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
11. UNESCO, *Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog*

- scheme, in *International union of geodesy and geophysics/International oceanographic commission (IUGG/IOC) Time panel, IOC manuals and guides No. 35, IOC*. 1997, United nations educational, scientific and cultural organization (UNESCO).
12. Liu, P.L.F., Y.S. Cho, M.J. Briggs, U. Kanoglu, and C.E. Synolakis, *Runup of solitary waves on a circular island*. *Journal of Fluid Mechanics*, 1995. **302**: p. 259-285.
 13. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, *A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami*. *Cmes-Computer Modeling in Engineering & Sciences*, 2005. **10**(2): p. 171-183.
 14. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, *An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami*. *Journal of Hydraulic Research*, 2006. **44**(2): p. 147-154.
 15. 張國棟, 許明光, P.L.-F. Liu, and S.B.Woo, *東台灣海嘯溢淹模擬*. 1986.
 16. Yoon, S.B., *Propagation of distant tsunamis over slowly varying topography*. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 2002. **107**(C10).
 17. Liu, P.L.F. and X.M. Wang, *Tsunami source region parameter identification and tsunami forecasting*. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 2008. **2**(2): p. 87-106.
 18. Cho, Y.-S., *Numerical simulations of tsunami and runup*. 1995, Cornell University.
 19. Watts, P., S.T. Grilli, J.T. Kirby, G.J. Fryer, and D.R. Tappin, *Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model*. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2003. **3**(5): p. 391-402.
 20. Liu, P.L.F., X.M. Wang, and A.J. Salisbury, *Tsunami hazard and early warning system in South China Sea*. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009. **36**(1): p. 2-12.
 21. Synolakis, C.E. and E.N. Bernard, *Tsunami science before and beyond*

- Boxing Day 2004*. Philos Trans A Math Phys Eng Sci, 2006. **364**(1845): p. 2231-65.
22. Yen, Y.T. and K.F. Ma, *Source-Scaling Relationship for M 4.6-8.9 Earthquakes, Specifically for Earthquakes in the Collision Zone of Taiwan*. Bulletin of the Seismological Society of America, 2011. **101**(2): p. 464-481.
 23. Wang, X.M., *User manual for COMCOT version 1.7*. 2009.
 24. Yoneyama, N. and M. Matsuyama, *Numerical analysis of locally high runup of the 1993 Hokkaido Nansei-oki Tsunami*. 2001, Abiko Research Laboratory Report of Central Research Institute of Electric Power Industry, U01002, pp. 17 (in Japanese).
 25. *FLOW-3D user's manuals, version 10.1*. 2012, Flow Science, Inc., Santa Fe NM.
 26. Synolakis, C.E., *The run-up of long waves*. 1986, California Institute of Technology, Pasadena, CA.
 27. Mo, W., *Numerical investigation of solitary wave interaction with group of cylinders*. 2010, Cornell University, Ithaca.
 28. U.S.NRC, *Tsunami hazard assessment at nuclear power plant sites in the United States of America*. 2009, United States Nuclear Regulatory Commission.
 29. Huang, H.-J., *Analysis of the Potential Tsunami Generated by the Earthquakes along the Manila Subduction Zone*. 2008, National Central University, Taiwan.
 30. Kirby, S., *Tsunami source characterization for Western Pacific subduction zones*. USGS Tsunami Source Working Group, 2006.
 31. MLIT, *Guide to determining the potential tsunami inundation*. 2012, National Institute for Land and Infrastructure Management, MLIT, JAPAN.