

用過核子燃料最終處置計畫
潛在處置母岩特性調查與評估階段
100年度計畫

成果報告

台灣電力公司

中華民國101年06月

摘要

依據「用過核子燃料最終處置計畫書」短期整體工作規劃目標，擬訂99~101年度之工作項目，本報告乃根據100年工作規劃書進行的年度工作成果摘要報告。內容涵蓋「處置環境條件的調查研究」、「處置技術的研究發展」、「用過核子燃料處置的功能評估」等技術發展成果。

在處置環境條件的調查研究方面，完成本島東部花崗岩第一口500公尺深取岩心地質探查井之設置，並利用現地大地電磁測勘，取得鄰近地質實驗試坑預定地之地下地質與含水層構造分布資訊。為進行地殼變動長期監測，首度建置之地震監測站及GPS連續觀測站，取得地震定位、地震危害度評估、岩體長期抬升或沉陷高精度數據。並持續於離島測試區三口深井中，安裝裂隙封塞壓力監測系統，展開長期地下水壓力監測作業。

在處置技術的研究發展方面，針對岩塊熱效應試驗，完成緩衝回填材料實驗尺寸壓鑄成型、加熱棒安裝、岩塊鑽孔，以及試驗儀器之組裝，以利後續岩塊熱效應室內試驗及熱應力數值模擬之用。此外，完成離島花崗岩坑道裂隙量測，並發展整合離散裂隙網路之三維裂隙結構模擬(DFN_NET模式)。並在地下水地球化學演化技術方面，利用離島現地地下水質數據，完成U、Cu和Fe元素在離島測試區深層地下水之水質條件下的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製工作。同時，針對離島測試區花崗岩樣，展開實驗室核種遷移與緩衝回填材料試驗，獲致放射性或非放射性Cs及Se好厭氧條件下之吸附動力學參數。

在近場緩衝回填材料特性之研究方面，分析不同緩衝材料之基本性質與礦物組成，以瞭解材料成份與性質，並且探討不同緩衝材料之熱傳及水力性質，以瞭解不同材料於不同設計下(如密度、含水量)之性質，以利後續處置場工程障壁設計之參考。

功能/安全評估變異情節之研究則進行(i)分析台灣地區地殼上升、地表剝蝕、氣候變遷、海平面變化、海嘯等環境影響因素之研究成果，及進行系統化之說明；(ii)分析探討環境影響因素過去、近期與未來的變化趨勢，作為綜合分析處置母岩未來週遭環境可能之變遷狀況及形成影響之依據。

在最終處置概念模式與變異情節之研究方面，則分析地震活動如因地震造成的震動、斷層作用等因素造成地下礦坑、隧道破壞之案例研究，瞭解地震活動對地下環境的影響。

在用過核子燃料處置的功能評估方面，針對用過核子燃料最終處置場近場熱水力化耦合國際相關計畫發展之現況進行探討，並依據可能影響近場核種遷移行為之個別熱、水、力、化重要影響因素與其耦合可能之效應，進而分析可能影響處置系統空間與時間尺度耦合演化過程，俾利後續近場核種遷移行為模擬之工作。

ABSTRACT

This Annual Report 2011 reports on the TPC's achievements in implementing the Spent Nuclear Fuel Disposal Program Plan. This report presents "Disposal Environment Investigation," "Development of Disposal Technologies," and "Performance Assessment of Spent Nuclear Fuel Disposal" in consistence with the requirements of the program plan for the 2010 to 2012 period.

The main achievements of the "Disposal Environment Investigation" include drilling of first 500-meter-drilled-core borehole in the eastern Taiwan granitic bodies as well as conducting Magnetotellurics (MT) geophysical survey around the planned area for the Geological Tunnel Laboratory in H-area for underground information about water conductive structures. Moreover, this project firstly sets up microseismic network and continuous GPS monitoring stations around the target granitic bodies to monitor long-term seismicity, uplift or subsidence by crustal movement. Furthermore, downhole multi-packer pressure monitoring for groundwater also has been kept for long-term hydraulic characterization in three deep boreholes in western offshore islands.

On the "Development of Disposal Technologies," significant technical achievements in 2011 include: laboratory-scale rock testing on thermal properties by conducting thermal measurements in a granitic block associated with back-filled bentonite for further numerical simulations; discrete fractural network modeling (i.e. DFN_Net) based on in-situ fracture measurement from a tunnel of the western offshore islands; for geochemical evolutionary modeling based on hydrogeochemical data of the western offshore islands, this year the Eh-pH diagrams of U, Cu and Fe have been carried out to evaluating stable condition of HLW geological repository; and

laboratory nuclide transportation and retardation testing for determination of diffusion coefficient factors in different aerobic/anaerobic environments.

In the buffer/backfill material properties research, it describes the features of bentonite as a candidate material for the buffer including physical properties, mineral composition, etc., in order to understand the material composition and properties, and to explore the thermal properties and hydraulic properties, to understand features of bentonite under different design (such as density, water content, etc.), to facilitate subsequent disposal of the reference design engineering barrier.

The work of sub-item two is delegated to study performance / safety assessment for the variational scenario. The scopes of sub-item two include (1) Analysis and systematic description of research results about crust uplift, surface erosion, climate change, sea level change, tsunami and other environmental factors in Taiwan, (2) Analysis of environmental factors in the past, recent and future trends, as a comprehensive analysis of the disposal sites for possible future changes in ambient conditions and formed a basis for impact.

Earthquake damage to underground constructions is either caused by shaking or displacement on old faults. The study conducts case studies related to seismic activities, understanding of seismic activity on the damage of underground constructions.

In the performance assessment study, it includes overview of current status of international Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Coupling (THMC) project for spent nuclear fuel, and analyze the space and time scale evolution affected by possible individual thermal, hydraulic, mechanical, chemical and its coupling interactions for space scale and time scale to support the research of radionuclides migration behavior simulations in the near-field.

目錄

頁次

摘要

目錄	i
圖目錄.....	ii
表目錄.....	v
1、 概述.....	1-1
2、 計畫目的.....	2-1
3、 計畫執行成果	3-1
3.1. 處置環境條件的調查研究.....	3-1
3.1.1. 花崗岩體深層地質特性調查.....	3-1
3.1.2. 離島地質處置合適性研究.....	3-14
3.1.3. 台灣東部花崗岩體長期穩定性之監測與分析研究.....	3-32
3.2. 處置技術的研究發展.....	3-42
3.2.1. 岩塊熱傳試驗.....	3-42
3.2.2. 深層地化條件物種穩定性研究.....	3-46
3.2.3. 地質實驗試坑特性調查技術發展規劃.....	3-52
3.2.4. 實驗室岩體核種遷移與緩衝回填材料試驗.....	3-52
3.2.5. 近場緩衝回填材料特性之研究.....	3-63
3.3. 用過核子燃料處置的功能評估.....	3-76
3.3.1. 最終處置概念模式與變異情節之研究.....	3-76
3.3.2. 近場緩衝回填材料達飽和後核種遷移行為模擬之研究.....	3-106
4、 結論	4-1
5、 參考文獻.....	5-1

圖目錄

頁次

圖 3-1：本島花崗岩1號井之代表性岩心	3-5
圖 3-2：本島花崗岩1號井之破碎帶區段岩心	3-6
圖 3-3：本島花崗岩1號井75.6-78m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析	3-8
圖 3-4：本島花崗岩1號井125-127m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析	3-8
圖 3-5：本島花崗岩1號井212-214m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析	3-9
圖 3-6：本島花崗岩1號井242.6-244m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析	3-9
圖 3-7：本島花崗岩1號井268.7-271m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析	3-10
圖 3-8：本島花崗岩1號井334-346.5m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析	3-10
圖 3-9：本島花崗岩地區之大地電磁測點分布圖	3-12
圖 3-10：大地電磁探測野外測勘佈置示意圖	3-12
圖 3-11：S-1剖面之地層電阻分布影像剖面圖	3-13
圖 3-12：K區翟山坑道裂隙分布圖	3-18
圖 3-13：K區翟山坑道裂隙位態(以向下裂隙法向量表示)分析結果	3-19
圖 3-14：DFN_NET數值模擬程式架構	3-20
圖 3-15：依翟山坑道資料假設子母型裂隙中心所得的數值面採樣結果	3-21
圖 3-16：依翟山坑道資料假設隨機裂隙中心所得的數值面採樣結果	3-22
圖 3-17：多裂隙段封塞長期監測設備主要元件示意圖	3-27
圖 3-18：離島花崗岩4號鑽孔內4處裂隙段封塞壓力監測成果	3-28
圖 3-19：離島花崗岩5號鑽孔內4處裂隙段封塞壓力監測成果	3-29
圖 3-20：離島花崗岩5號鑽孔內壓力計修復後4處裂隙段封塞壓力監測成果	3-30
圖 3-21：離島花崗岩6號鑽孔內4處裂隙段封塞壓力監測成果	3-31
圖 3-22：本島花崗岩體區之地震震源深度分布圖	3-34
圖 3-23：地震訊號與其P-和S-波到時分析	3-34
圖 3-24：本島花崗岩區地震觀測網收錄之微震及強震訊號	3-35
圖 3-25：本島花崗岩區地震網之試觀測定位成果	3-36
圖 3-26：GPS連續觀測站HGC1訊號品質MP1與MP2指標參數分析圖	3-39
圖 3-27：GPS連續觀測站HGC2訊號品質MP1與MP2指標參數分析圖	3-39
圖 3-28：GPS連續觀測站HGC3訊號品質MP1與MP2指標參數分析圖	3-40
圖 3-29：GPS連續觀測站HGC1坐標變化圖	3-40
圖 3-30：GPS連續觀測站HGC2坐標變化圖	3-41
圖 3-31：GPS連續觀測站HGC3坐標變化圖	3-41

圖 3-32：岩塊-緩衝材料熱傳試驗配置示意圖	3-44
圖 3-33：緩衝材料模型塊體成品	3-44
圖 3-34：岩塊鑽孔配置圖	3-45
圖 3-35：岩塊試驗配置完成圖	3-45
圖 3-36：銅原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果	3-49
圖 3-37：鐵原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果	3-50
圖 3-38：鈾原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果	3-51
圖 3-39：高濃度Cs (10E-3M)於好氧環境的動力吸附結果	3-56
圖 3-40：低濃度Cs (10E-8M)於好氧環境的動力吸附結果	3-57
圖 3-41：高濃度Se (10E-3M)於好氧環境的動力吸附結果	3-58
圖 3-42：低濃度Se (10E-8M)於好氧環境的動力吸附結果	3-59
圖 3-43：高濃度Se (10E-3M)於厭氧環境的動力吸附結果	3-60
圖 3-44：低濃度Se (10E-8M)於厭氧環境的動力吸附結果	3-61
圖 3-45：薄片擴散實驗裝置外觀與水飽和過程	3-62
圖 3-46：擴散實驗裝置取樣端的霧氣圖片	3-62
圖 3-47：GMZ-16不同製備壓力對不同含水量樣本之熱傳導係數	3-68
圖 3-48：日興土於不同含水量及乾密度之熱傳導係數	3-68
圖 3-49：Kunigel V1於不同含水量及乾密度之熱傳導係數	3-69
圖 3-50：MX-80型膨潤土於不同含水量之熱傳導係數	3-69
圖 3-51：日興土不同密度與不同溫度下之水力傳導度	3-72
圖 3-52：日興土於不同溫度下之土壤水份特性曲線	3-72
圖 3-53：日興土之相對水力傳導係數與含水量之關係	3-73
圖 3-54：Kunigel V1試體於不同溫度下之水力傳導度值	3-73
圖 3-55：Kunigel V1試體於不同溫度下土壤水份特性曲線	3-74
圖 3-56：不同膨潤土之土壤-水份特性曲線比較	3-75
圖 3-57：台灣地區大地板塊架構	3-78
圖 3-58：台灣地區垂直運動速度場	3-79
圖 3-59：台灣剝蝕速率圖	3-83
圖 3-60：台灣1970-1999年期間侵蝕速率圖	3-84
圖 3-61：台灣現代造山運動(≤ 5 Myr)時期之核飛跡剝露率圖	3-85
圖 3-62：台灣附近海域可能引發海嘯之區域	3-95
圖 3-63：馬尼拉海溝海嘯之淹溢範圍與深度	3-96
圖 3-64：1906年4月18日舊金山地震位置	3-101
圖 3-65：1906年4月18日舊金山地震等震度分布	3-101
圖 3-66：1952年克恩縣地震等震度分布	3-102
圖 3-67：美國加州斷層位置圖	3-102
圖 3-68：1976年中國唐山地震不同深度位置等震度圖	3-105
圖 3-69：1976年中國唐山地震於地下650 m之地震強度分佈	3-105

圖 3-70：我國用過核子燃料之衰變熱率/罐與冷卻時間關係圖.....	3-111
圖 3-71：流體粘度和流體密度與溫度(0°C至100°C)之間的相對差異示意圖.	3-112
圖 3-72：工程上常用的材料應力-應變特性關係圖(無比例).....	3-123
圖 3-73：化學物種於地下水遷移中可能發生反應之示意圖	3-130
圖 3-74：石英-水-氯化鈉系統介面上不同表面錯合反應模型示意圖	3-131

表目錄

	頁次
表 3-1：翟山裂隙軌跡長度分析結果	3-23
表 3-2：翟山裂隙間距分析結果	3-23
表 3-3：三維DFN模擬所需之輸入資料	3-23
表 3-4：離島花崗岩4、5、6號鑽孔多封塞區段裂隙特性	3-26
表 3-5：不同膨潤土之礦物組成(%)	3-66
表 3-6：不同膨潤土之基本物理性質	3-67
表 3-7：地質時間表	3-80
表 3-8：台灣地區地殼上升/沉降定量資料	3-81
表 3-9：台灣地區性海水面變遷推估速率	3-88
表 3-10：IPCC第四次評估報告建立的六個未來發展情境	3-90
表 3-11：台灣地區特定地點未來兩百年海面上升情景	3-90
表 3-12：金馬離島未來兩百年海面上升情景	3-90
表 3-13：未來15萬年全球氣候情境	3-91
表 3-14：台灣地區未來15萬年海水面自然變遷情景	3-91
表 3-15：各種模擬海嘯源之地震規模與影響各核電廠之最大溯上高	3-97
表 3-16：DECOVALEX-THMC國際合作計畫第四階段(2003~)主要研究內容	3-108
表 3-17：溫度與分子擴散係數之關係	3-112
表 3-18：水溶液之廣義Debye-Hückel活性係數方程式常數	3-117
表 3-19：常見離子之水合直徑	3-117

1、概述

我國用過核子燃料處置之推動，係依「用過核子燃料最終處置計畫書(2006年7月核定版)」之擬定時程，切實執行境內最終處置之技術發展及處置設施的籌建工作。依據「用過核子燃料最終處置計畫書(2006年7月核定版)」之規劃，2005~2017年為「潛在處置母岩特性調查與評估」階段。此階段任務的兩個重要里程碑為於2009年提出「我國用過核子燃料最終處置初步技術可行性評估報告」(簡稱SNFD2009報告)，以及於2017年提出「我國用過核子燃料最終處置技術可行性評估報告(簡稱SNFD2017報告)」。

目前已完成近程工作主要目標——彙整過去長程計畫研發成果與蒐集國內外相關資料，於2009年提出「我國用過核子燃料最終處置初步技術可行性評估報告(簡稱SNFD2009報告)」，該報告內容涵蓋「處置環境條件的調查研究」、「處置技術的研究發展」、「用過核子燃料處置的功能評估」等技術發展成果，於2010年7月獲原能會同意核備，並上網公告。台電公司依核備之SNFD2009報告內容，據以修訂「用過核子燃料最終處置計畫書2010年修訂版」，於2011年1月獲原能會核定公告。

根據SNFD2009報告的研究結果顯示：台灣地區雖處於地質不穩定帶，但活動構造、地震、火山活動及地質災害均有其侷限分布的特性；除了離島花崗岩體具備長期地質穩定特性外，過去認為位於板塊邊界之本島花崗岩體，根據最新研究顯示近百萬年來可能已邁入相對穩定地塊條件。因此，在後續的潛在處置母岩調查工作中，將加強本島花崗岩體穩定性的研究，並取得其岩體規模、分布與主要構造帶延伸等資訊。

在過去幾年中，本計畫將潛在母岩特性調查技術之發展重點，集中於離島花崗岩體測試區之處置技術發展，期能透過各項技術的整合性驗證，取得關鍵技術的能力與成果，以及測試區的地質特性參數、構造等資料，以建構初步地質概念模式，供功能安全評估技術發展應用，俾完備現地調查至功能評估的整體作業流程。總計在

離島測試區完成約500點地表重/磁力探測、16 km地電組剖面探測、6孔地質鑽探共計3000 m，及地物/水文/地化/岩力等各式孔內探測作業，並透過整合性的地質、地物、水文、水化學及環境資料解析，建構出離島測試區初步地質概念模式。

本計畫後續工作規劃係以SNFD2009報告為基礎，持續進行本島花崗岩處置母岩特性調查，同時進行處置工程技術及變異情節之功能安全評估技術的初步發展工作，以期達成潛在處置母岩特性調查與評估階段目標，準時於民國106年底提出「SNFD2017報告」。目前擬訂SNFD2017報告的目標，包括下列三項主要議題：(1)能否找到合適的花崗岩進行地質處置；(2)地質處置技術能力是否完備；(3)地質處置設施長期安全性之評估。此報告中將確認(1)我國是否有合適處置母岩，(2)我國是否已齊備關鍵處置技術。為達成此任務，本計畫需逐步完成我國花崗岩潛在母岩特性的調查與評估、建置深層花崗岩地質概念模式，以及本土化變異情節之功能安全評估技術的研發，作為撰寫SNFD2017報告的重要參考依據。

2、計畫目的

目前「潛在處置母岩特性調查與評估」階段(2005~2017)目標是於2017年提出「我國用過核子燃料最終處置技術可行性評估報告」；該技術可行性評估報告，將依據未來數年內調查評估成果試圖提出國內適合最終處置場候選場址建議調查區域，並依據調查成果評估處置技術發展之可行性，作為最終處置計畫下階段工作規劃之基礎。

為達成2017年目標，本計畫短期整體工作規劃(~2013)為：完成地質實驗試坑建置及坑道周遭岩體構造測繪工作，以作為後續地質實驗試坑各項技術研發及配置的基本底圖，以及發展近場系統整合研究之熱水力耦合模擬技術之發展。中期整體工作規劃(~2015)為：進行花崗岩長期穩定性調查研究；並進行花崗岩深層特性調查與技術驗證、洪水/地震情節評估技術之發展。於長期整體工作規劃(~2017)為：進行花崗岩體長期穩定性之驗證與變異情節功能安全評估技術發展工作；並完成國內處置技術可行性評估報告。

針對短期整體工作規劃目標，擬訂99~101年度之工作項目及內容包括：

- (1) 處置環境條件的調查研究：
 - (a) 花崗岩體深層地質特性調查；
 - (b) 離島地質處置合適性研究；
 - (c) 台灣東部花崗岩體長期穩定性之監測與分析研究。
- (2) 處置技術的研究發展：
 - (a) 岩塊熱傳試驗；
 - (b) 深層地化條件物種穩定性研究；
 - (c) 地質實驗試坑特性調查技術發展規劃；
 - (d) 實驗室岩體核種遷移與緩衝回填材料試驗；
 - (e) 近場緩衝回填材料特性之研究。
- (3) 用過核子燃料最終處置的功能評估：

- (a) 最終處置概念模式與變異情節之研究；
- (b) 近場緩衝回填材料達飽和後核種遷移行為模擬之研究。

綜上所述，在民國106年提出「用過核子燃料最終處置技術可行性評估報告」之長期目標下，本計畫將配合短期、中期及長期整體工作規劃來執行。而自民國100年度起，本計畫將依據短期整體工作規劃目標，逐漸進行上揭各項工作，本年度(100年)執行成果摘述於第三章。

3、計畫執行成果

3.1. 處置環境條件的調查研究

處置環境條件的調查乃針對我國地質環境條件，考量岩體長期安定性的需要所進行最終處置技術可行性的調查與評估。根據「用過核子燃料最終處置初步技術可行性評估報告(SNFD2009報告)」對我國地質環境資料回顧，以及針對處置技術後續研發的建議，最終處置計畫推動潛在處置母岩特性調查與研究工作，將聚焦於符合處置概念深度的深層花崗岩質環境特性調查工作，以提供長期安全性評估之用。

3.1.1. 花崗岩體深層地質特性調查

本年度針對本島花崗岩體的深層地質特性調查，建置第一口深約500 m的地質探查孔，一方面以取得地下岩體的HQ尺寸之鑽井岩心，作為岩體特性、裂隙特性與岩體構造穩定性分析之用；另一方面，該探查孔將作為後續深地層特性參數量測之基本試驗平台。此外，針對地質實驗試坑預定建構區域，本年度現勘山區測點以進行大地電磁測勘工作，藉以獲得該區花崗岩體與其圍岩接觸之構造及含水特性等相關訊息，作為後續地質概念模式建立與岩體穩定性研析之參考依據。相關工作執行成果簡述如下：

(1) 地質鑽探：

為取得花崗岩體西北邊界構造帶之深層水文地質資訊，提供功能安全評估需要之參數，地質鑽探係根據現有地表地質、大地電磁探測及空中磁測磁力解析等資料綜合研判，取得花崗岩體分布範圍、型態與邊界之初步資料，並考量土地取得與使用因素等條件以選定井位。採用P6L油壓旋轉式鑽機，孔徑與岩心尺寸為HQ規格，並採裸孔(Open Hole)方式設置，此區需以60m不鏽鋼套管封住淺層風化層部分，除避免坍塌廢井的風險外，亦

用以隔絕淺層地下水或地表水影響，以利後續地物、地化、水力等深層孔內試驗之進行。

本井鑽探作業於鄰近花崗岩與大理岩邊界之構造破碎帶上進行，岩心鑽取過程中，回收率良好，雖遇多處裂隙聚集的破碎帶，但施予局部性的灌漿處理以穩固井壁與維持鑽孔功能，直至100年8月下旬鑽達預定目標深度500 m。所鑽取之岩心依序置放於岩心箱保存，並進行岩心照相，以供後續進行岩心井錄及裂隙量測應用。此外，本井孔鑽探取樣期間遇地層破碎與岩心漏失區段，在進行灌漿處理之前，皆會進行孔內攝影(Borehole Camera)，以獲取與保存該區段之原有井壁影像與裂隙資料。

以下，將就鑽探岩心觀察與孔內攝影資料，來說明本孔之地下地質概況：

(a) 岩層特性：

本孔於近地表淺部為卵礫石夾砂及巨礫岩塊之沖積層，鑽至29.8 m始遇片麻岩基盤，之後的地層主要以花崗片麻岩為主，偶夾有石英脈及方解石脈(圖 3-1)。岩理上多具明顯的片麻狀構造，具有暗色鐵鎂礦物含量多的特徵，主要礦物組成斜長石、石英、角閃石、黑雲母，並含有綠泥石、方解石、黃鐵礦等礦物。片麻狀構造發達的岩段可能是岩體在地殼深部受到韌性剪切帶活動的影響，靠近剪切帶中心的礦物變形最大，顆粒變細，片麻狀構造最發達；相較之下，遠離剪切帶的岩段，不受剪切帶影響，呈現原有岩體特徵，礦物仍具散點狀分布與流動構造的花崗岩(但仍受過輕度變質作用影響，如圖 3-1 a,c)，因此可知本岩體受變質與變形作用前的原岩為花崗岩。此外，還有部份岩段具有細粒、富含鐵鎂礦物及白色斑狀長石礦物之細粒花崗岩脈(如圖 3-1 c)，此類細粒花崗岩過去並未被文獻報導。

(b) 破碎帶分析：

本孔鑽探過程所遇多處地層破碎帶，其主要分布於深度75.6-78 m、125-127 m、212-214 m、242.6-244 m、

268.7-271 m及334-346.5 m等處(圖 3-2)，從取樣岩心可發現其多夾有泥質物、斷層角礫、方解石、綠泥石或石英充填物等，並造成部份岩心取樣的漏失。鑽探期間針對破碎帶施作的孔內攝影探測結果，輔以破碎帶岩心觀察，可初步說明如下：

- (i) 深度75.6-78 m區段：岩性破碎，裂隙中夾泥，井壁凹陷，破碎帶主要由兩組裂隙組成，裂隙位態一組約為北偏東30度，高角度(大於60度)向西傾，另一組則約為北偏東80度，以約30度向北傾(圖 3-3)。
- (ii) 深度125-127 m區段：岩性破碎，富含泥質充填物，井壁形成凹洞，裂隙位態主要為北偏東45-80度，約50-80度向北傾(圖 3-4)。
- (iii) 深度212-214 m區段：岩性破碎，岩心漏失區段係含大量泥質充填物，裂隙位態主要以近東西走向，約40-60度向北傾為主(圖 3-5)。
- (iv) 深度242.6-244 m區段：本段裂隙中具有黏土質或方解石、綠泥石等充填物，破碎帶主要由兩組裂隙組成，其位態一組約為北偏東45-90度，30-60度向北傾，另一組則約為北至北偏東30度，以約40-60度向西傾(圖 3-6)。
- (v) 深度268.7-271 m區段：本段裂隙中有3處具有明顯的泥質充填物，位態為東西走向，約60度向北傾(圖 3-7)。
- (vi) 深度334-346.5 m區段：本段岩性之片麻狀構造較不明顯，裂隙顯著都具有泥質或方解石、綠泥石等充填物，其中以337.5-342.5 m與344-346 m等區段較為破碎。由於近345 m處之井壁已崩坍，黏土質充填物可能有回脹現象，曾致使孔內攝影探測器無法通過。而其餘區段之井壁則尚屬完整。破碎帶主要由兩組裂隙組成，一組約為近東西走向至北偏西70度，60-70度向北

傾，另一組則約為近南北走向至北偏西15度，以約60-70度向西傾(圖 3-8)。

以上為隨鑽探過程進行之初步成果，後續將進行高精度岩心井錄及孔內攝影，綜合研判岩性與構造特性，提供井下水文地質、地球物理與地球化學調查參考，以及裂隙特性分析之用。

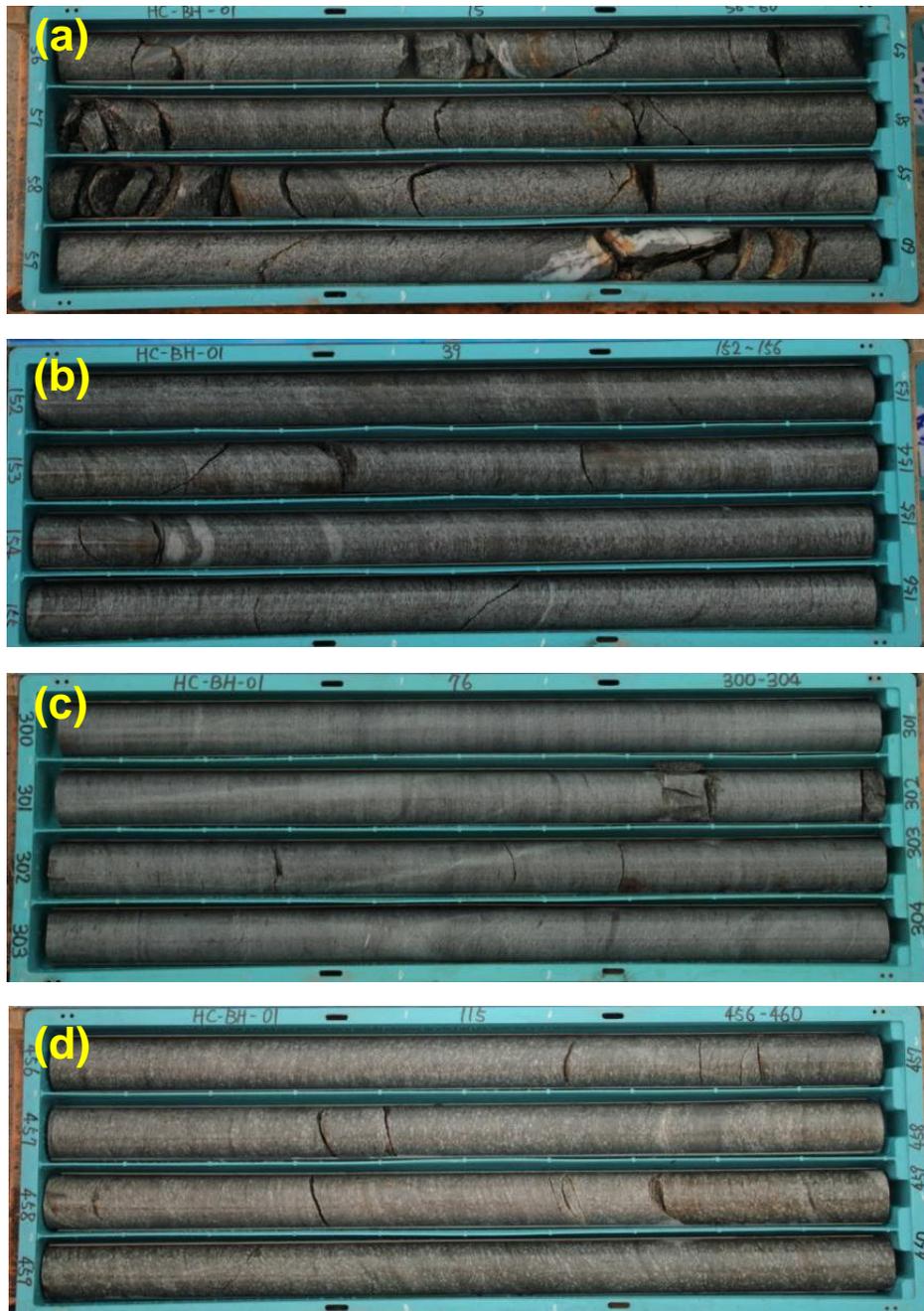


圖 3-1：本島花崗岩1號井之代表性岩心
 (a)56-60m岩心(花崗岩及受剪切作用影響之花崗片麻岩)；(b)152-156m岩心(花崗片麻岩)；(c)300-304m岩心(細粒花崗岩)；(d)456-460m岩心(斑狀花崗片麻岩)。



圖 3-2：本島花崗岩1號井之破碎帶區段岩心
 (a)76-80m岩心；(b)124-128m岩心；(c)212-216m岩心；(d)240-244m岩心；
 (e)268-272m岩心。

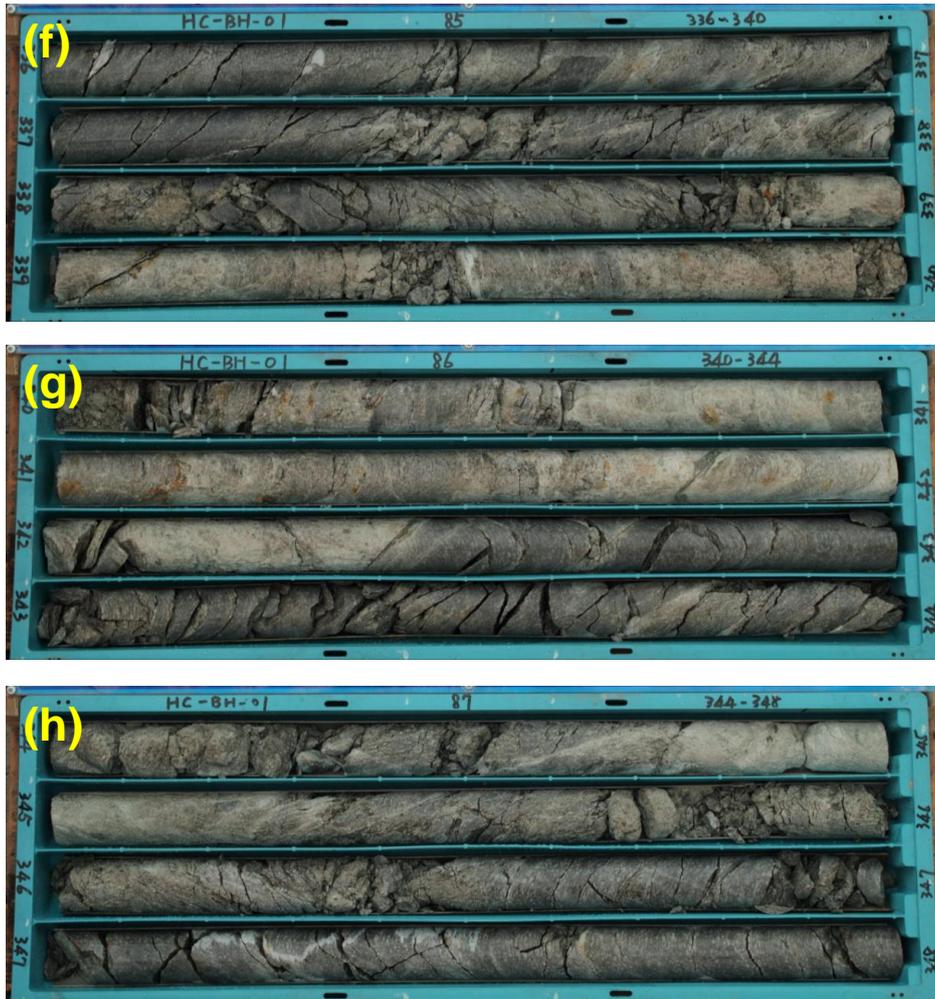


圖 3-2(續)：本島花崗岩1號井之破碎帶區段岩心
(f)336-340m岩心；(g)340-344m岩心；(h)344-348m岩心。

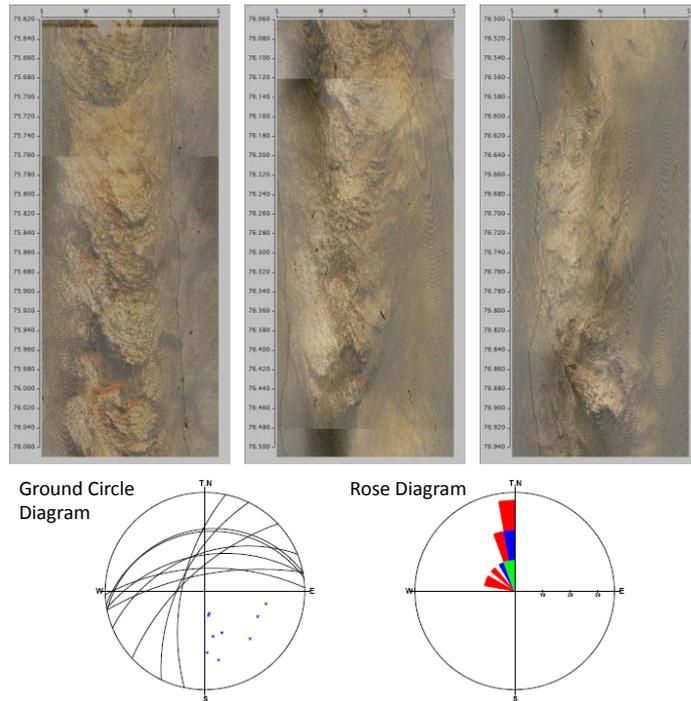


圖 3-3：本島花崗岩1號井75.6-78m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析
 (圖中色塊代表裂隙傾角：紅色代表0-30度、藍色代表30-60度、綠色代表60-90度。)

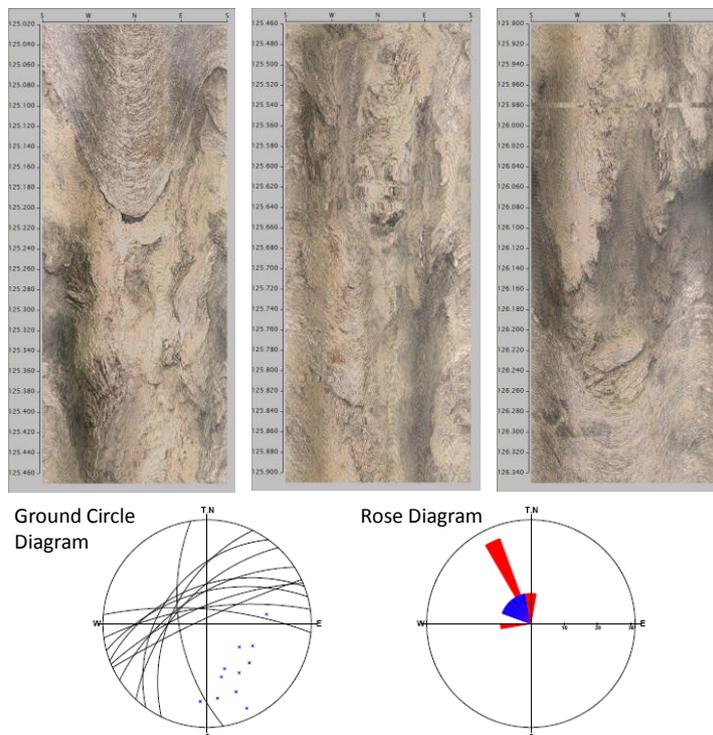


圖 3-4：本島花崗岩1號井125-127m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析
 (圖中色塊代表裂隙傾角：紅色代表0-30度、藍色代表30-60度、綠色代表60-90度。)

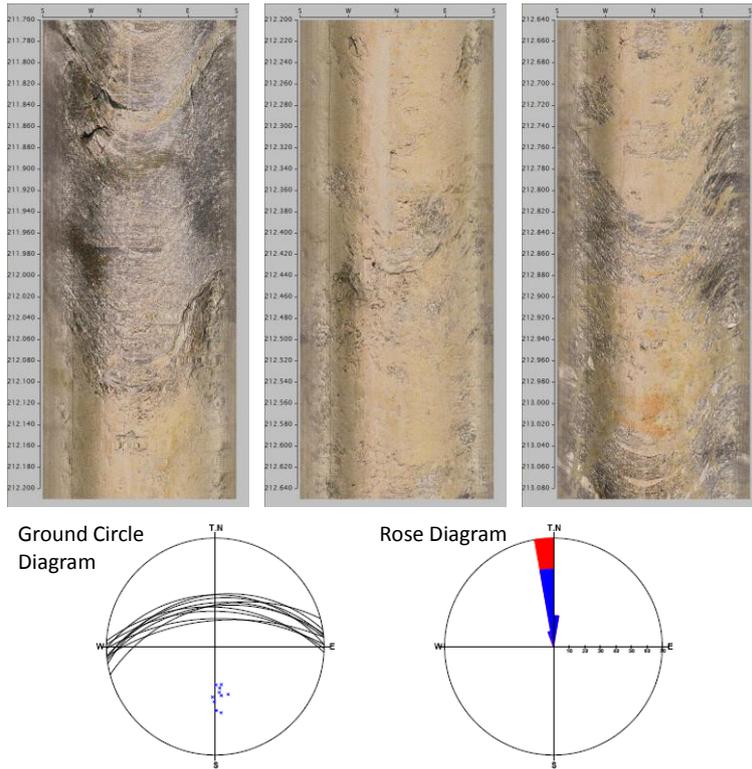


圖 3-5：本島花崗岩1號井212-214m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析
(圖中色塊代表裂隙傾角：紅色代表0-30度、藍色代表30-60度、綠色代表60-90度。)

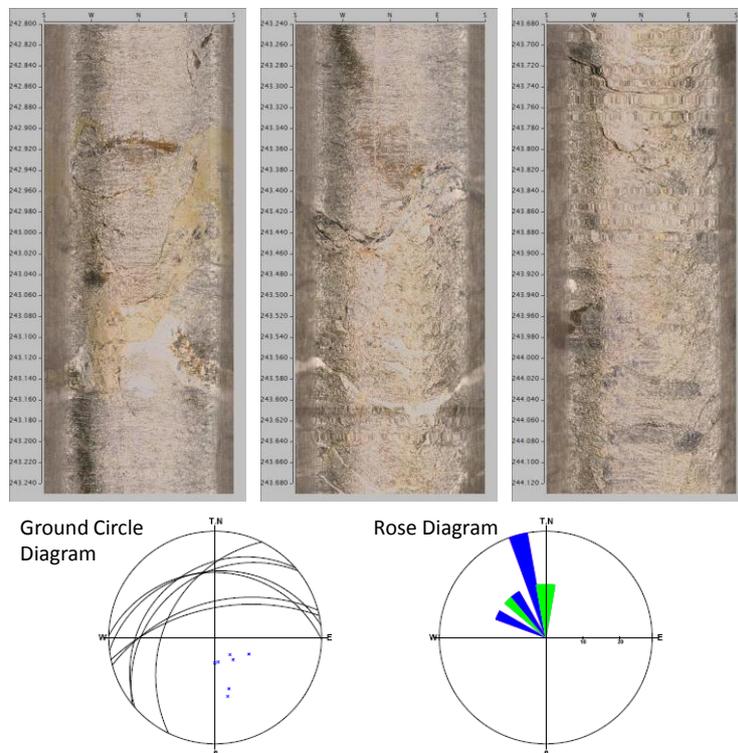


圖 3-6：本島花崗岩1號井242.6-244m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析
(圖中色塊代表裂隙傾角：紅色代表0-30度、藍色代表30-60度、綠色代表60-90度。)

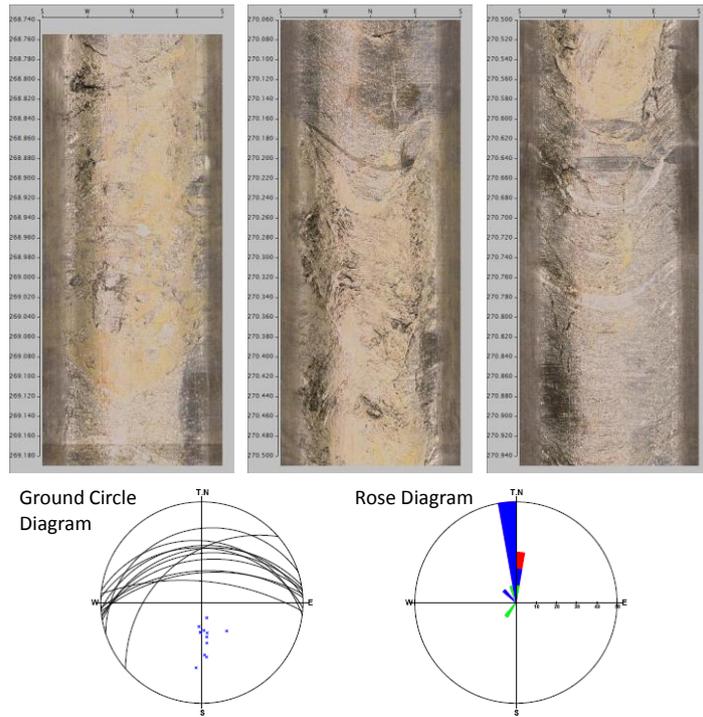


圖 3-7：本島花崗岩1號井268.7-271m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析
 (圖中色塊代表裂隙傾角：紅色代表0-30度、藍色代表30-60度、綠色代表60-90度。)

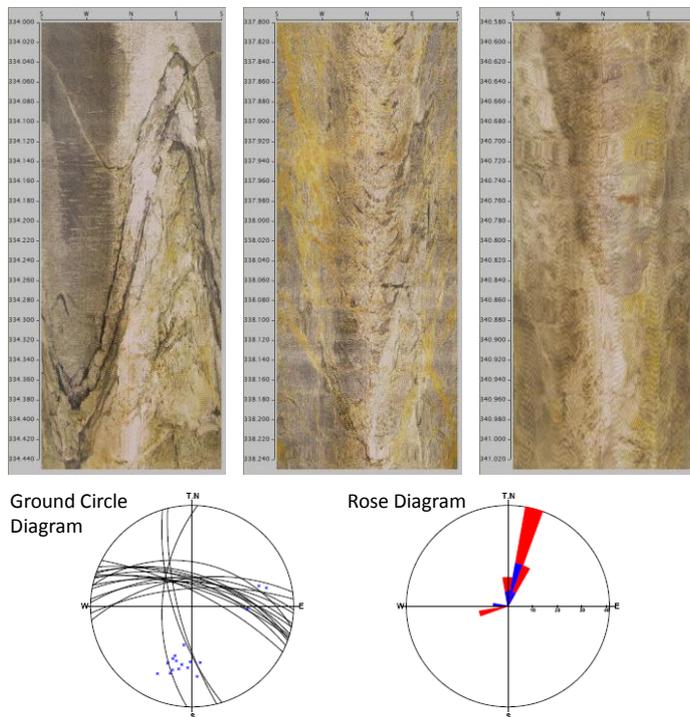


圖 3-8：本島花崗岩1號井334-346.5m孔內攝影井壁影像與裂隙位態分析
 (圖中色塊代表裂隙傾角：紅色代表0-30度、藍色代表30-60度、綠色代表60-90度。)

(2) 大地電磁測勘：

本年度針對本島花崗岩之地質實驗試坑預定建構區域，規劃進行大地電磁測勘，測點位置分布如圖 3-9所示。由於測勘區域地形險峻，需避開高壓鐵塔等干擾源，因此合適進行測勘的點位有限，甚至部份測點資料仍因受到調查區內高壓電及水力發電工程之相關地上或地下設施影響，致使測勘資料品質不良。

大地電磁法野外施測佈置示意圖如圖 3-10所示，在測站位置選定後，先以羅盤標定東、西、南、北等方向，並埋設電極(電場感測器)，同時量測各電極之距離，此時南北方向組成的電極偶距稱為 E_x 場，東西方向的電極偶距組合成 E_y 場，用以量測電場強度。其次分別於地表東西向及南北向埋設水平方向的磁場感測器(東西向稱為 H_x ，南北向稱為 H_y)，通常為降低噪訊干擾，必須於地表挖掘深約20 cm的槽溝，將磁力棒放置於溝內，並確認磁力棒置放呈水平後將其掩埋。同時，於垂直地面設置垂直方向的磁場感測器(H_z)，用以量測水平與垂直方向的磁場訊號。當測勘佈置完成後，依序將電場與磁場纜線連接到主機，再依當日之訊號/雜訊比，設定適當的測勘參數，啟動儀器記錄功能，以同時記錄兩組相互垂直方向的電場與磁場訊號。

大地電磁測勘之野外量測資料，必須經過一系列基礎資料處理與逆推處理後，才能獲得地下地層的資訊。基礎資料處理主要包括：傅立葉轉換、雜訊比對分析、突波移除及視電阻率計算等，以獲得不同頻率的視電阻率與相位資料。逆推處理則需依據視電阻率與相位資料，進而獲取地下不同深度的地層電阻率分布。目前初步獲得S1剖面解析成果，如圖 3-11所示。後續(101年)除延續進行此區花崗岩體之大地電磁測勘工作外，亦將針對地質實驗試坑之鄰近區域，並整合空中磁測資料進行的磁力三維逆推工作，藉此描述地質實驗試坑之預定區域周圍花崗岩體之構造特性，其中大地電磁法將解析出L1、L2及S1三個剖面(測線如圖 3-9所示)，將可用來輔助說明地質實驗試坑附近及往下達3公里深處，其含水裂隙構造所形成的低電阻帶之分布。

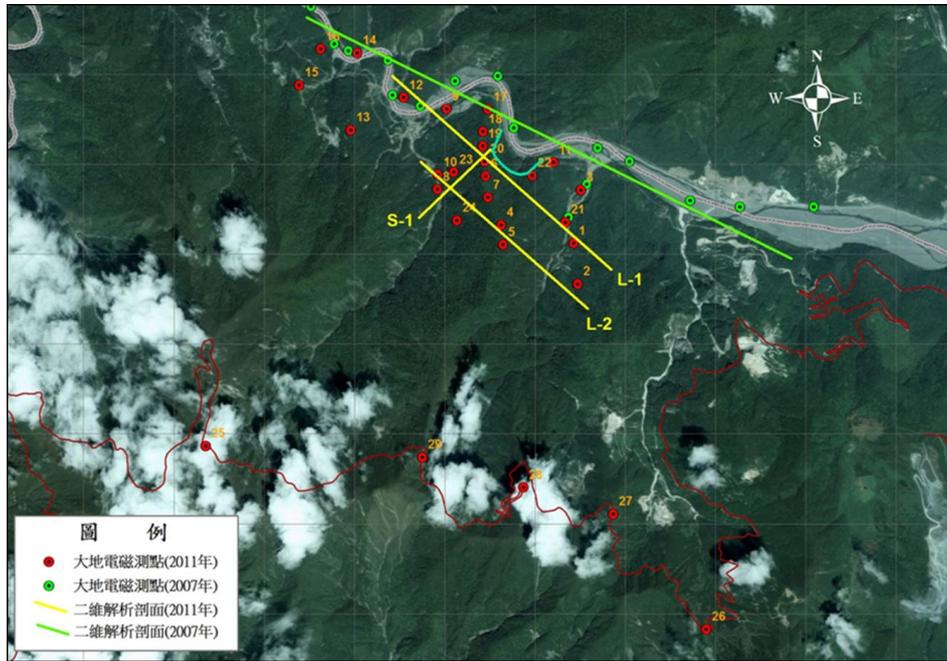


圖 3-9：本島花崗岩地區之大地電磁測點分布圖

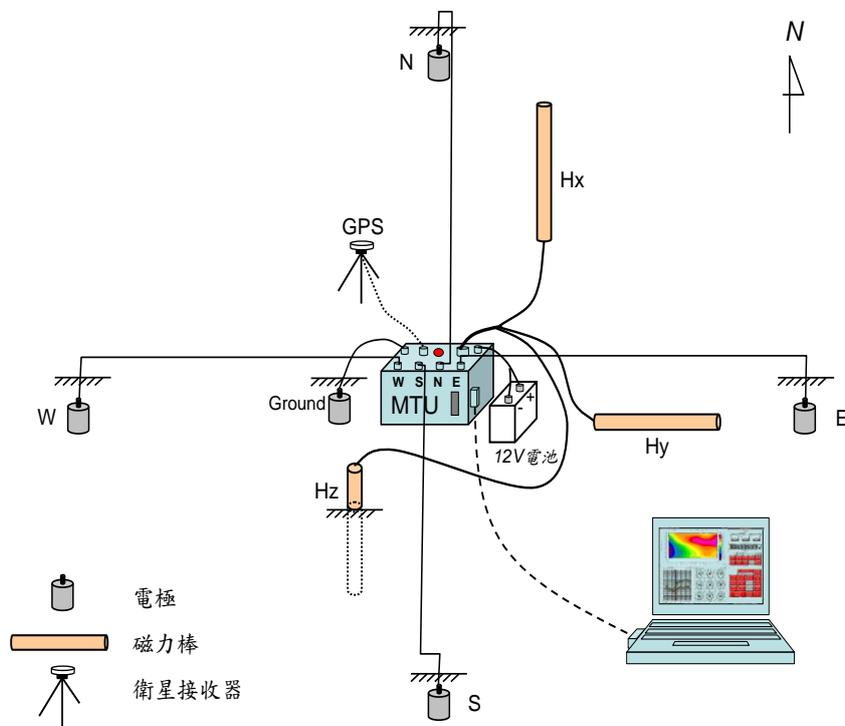


圖 3-10：大地電磁探測野外測勘佈置示意圖

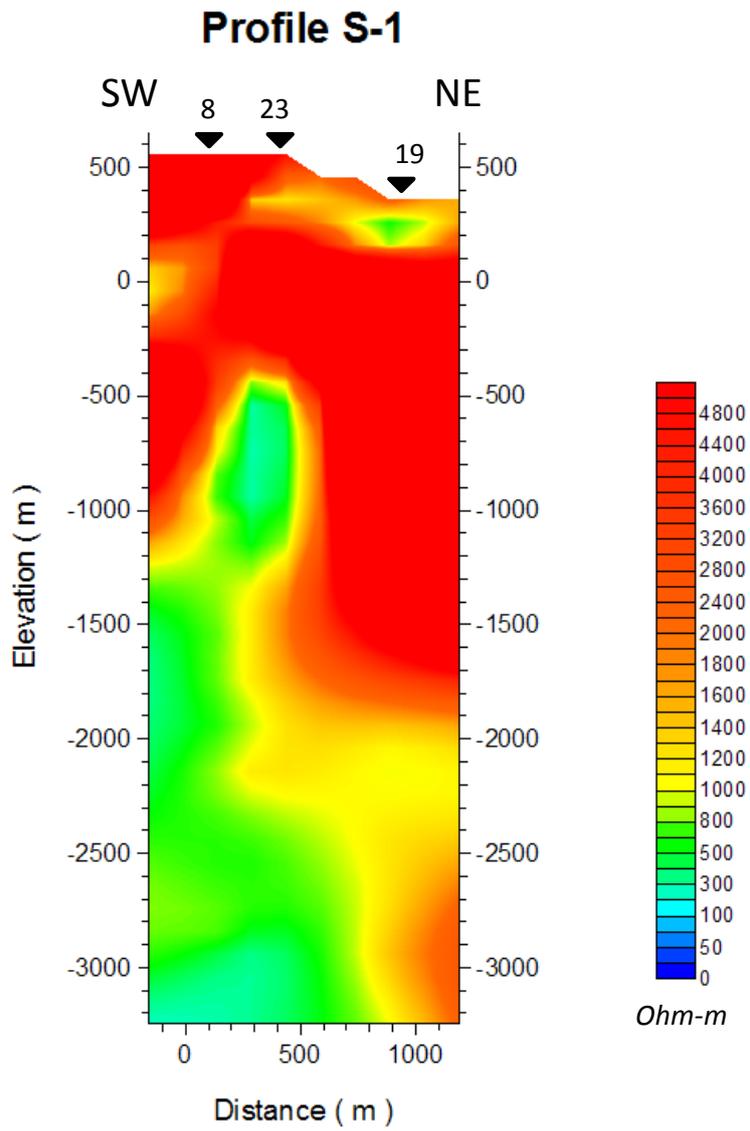


圖 3-11：S-1剖面之地層電阻分布影像剖面圖

3.1.2. 離島地質處置合適性研究

本計畫發展本土裂隙網路之水文地質傳輸分析，基於過去井下資料解析之基礎，於99~101年進展至離島花崗岩體坑道之裂隙網路研析。本年度計畫成果以K區翟山裂隙資料為例，成果概述如下：

(1) 裂隙網路解析技術：

前一年度本計畫利用離島小規模試驗場水力試驗、裂隙水力傳導係數之地質統計分析所得資料，模擬二維裂隙之裂隙滲透係數分布、裂隙連通性及溶質傳輸參數。本年度將持續利用現場裂隙量測資料驗證裂隙網路模擬結果，於離島花崗岩測試區量測坑道裂隙，取得裂隙中心分布數據，用以發展整合離散裂隙網路之三維裂隙結構模擬(即DFN_NET模式)，作為未來地質實驗試坑分析現場裂隙資料之數值模擬應用工具。

(a) 離島花崗岩測試區坑道裂隙量測：

圖 3-12為根據現場人工量測結果所繪製的坑道面裂隙分布圖，資料分析後得知現場裂隙具有三組叢集，若以(傾向,傾角)(dip direction, dip angle)表示，則三組裂隙之位態為(315°, 82°)，(34°, 85°)及(284°, 19°)，前兩組裂隙幾乎共軛。以DFN數值模擬的角度而言，裂隙資料分析的目的，為得到不同裂隙參數的統計特性，以提供數值模擬所需的輸入資料。然而裂隙為岩體受力破壞後所產生的不連續面，其形狀及延伸範圍均無法由現場直接量測；且現地露頭上所看到的裂隙，僅為三維裂隙面在某個外露的岩石面上所產生的裂隙軌跡(Trace)。故欲從裂隙軌跡資料反推三維裂隙面的特性，必須經過資料校正及統計分析等步驟方能完成(Priest, 1993a)，且由有限的軌跡資料推論裂隙母體的特性，勢必存在分析結果的不確定性。過去本計畫94-97年度報告已有關裂隙量測資料的校正與分析，並以該項技術分析K區小規模試驗場附近的裂隙資料，及建構KMBH01-02-04小規模試驗場之離散裂隙網路構造。

(b) 裂隙特性化與DFN_NET模擬：

由圖 3-12可看出坑道內的裂隙分布極不均勻，且高角度裂隙交錯共生，接近子母型裂隙分布特性。進行裂隙資料分析之前，通常會依照裂隙位態找出裂隙叢集的分組情形，並對不同的裂隙叢集分別分析其裂隙參數特性，以瞭解不同應力作用下所產生裂隙的特性。例如，若以向下裂隙法向量繪圖，則圖 3-13為裂隙位態分析結果，其裂隙裂隙軌跡長度及裂隙間距的分析結果則分別見表 3-1及表 3-2。若分析測線採樣法所量測的資料，在決定裂隙叢集位態之前，須先校正裂隙與測線之間的夾角偏差，以免低估與測線約略平行之裂隙的重要性。其他需要校正的裂隙參數，包含裂隙間距、裂隙頻率、裂隙長度等(黃淞洋，2008)。裂隙資料校正完成後，下一步則為根據統計理論分析裂隙參數特性(Priest, 1993a)，分析的結果通常表示為裂隙參數的機率密度函數(Probability Density Function)表示，故分析的重點為是否能找到該機率密度函數的統計參數。以坑道現地量測資料，進行離散裂隙網路(DFN)之三維裂隙結構模擬(即DFN_NET模式)為本年度工作重點，其流程如圖 3-14所示。程式的執行由使用者建立輸入資料開始，若輸入資料中包含非參數化的裂隙參數，則會先計算該參數的經驗累積分布函數(Empirical Cumulated Distribution Function, ECDF)，再進行DFN模擬。因DFN_NET假設裂隙中心為隨機或空間相關的標的點過程(Marked Point Process, MPP)，且根據現場量測資料可知，裂隙分布通常會以位態分為幾種叢集(Cluster)，因此DFN_NET以現場資料分析出的叢集位態基礎，首先模擬出每個叢集中每個裂隙的中心位置，下一步則模擬每個裂隙的標的參數，如裂隙位態、裂隙大小及裂隙內寬等，最後再考慮截切關係得到最終的DFN。如圖 3-15(b)及圖 3-16(b)分別以子母型裂隙中心及隨機裂隙中心所得之三維裂隙網路模擬結果，兩模擬案例所需之輸入參數如表 3-3所示。子母型裂隙(Parent-daughter)反映岩體中裂隙的生成具有空間相關性，即母裂隙附近產生數目不等的子裂隙，形成區域性的裂隙區(Billaux *et al.*, 1989; Xu and Dowd, 2010)；而隨機裂隙中心則表示

裂隙中心的位置在空間中的分布屬於隨機卜瓦松過程(Poisson point process) (Xu and Dowd, 2010)。裂隙截切的數值模擬方法，主要根據現場觀測結果推論小裂隙通常被大裂隙截切而終止於大裂隙面上，此現象反應次要裂隙因無法穿越主要裂隙而被截斷，可能與岩體應力條件、裂隙生成的先後順序、裂隙膠結情形及裂隙充填物等有關。根據此觀察現象，DFN_NET設定裂隙被截切的機率與其半徑大小成反比，則裂隙愈小的裂隙被截切的機率愈大。此外，考慮小裂隙不會因截切而由連通裂隙變成獨立裂隙，因此限定截切後的裂隙面積至少須為原裂隙面積的50%。DFN_NET接著根據輸入資料給定的採樣面或測線，計算出三維DFN與量測面或測線相交的裂隙，並繪製出相交裂隙軌跡圖，如圖 3-15(a)及圖 3-16(a)。

在模擬子母型裂隙分布時，子裂隙的位置在以母裂隙為中心的橢圓體中隨機指定，且每個母裂隙橢圓體的長短軸方向及大小均不相同。但可能因為母裂隙位置太靠近模擬邊界，以致於子裂隙的位置落於模擬區域之外，即所謂的邊緣效應(Edge Effect) (Xu and Dowd, 2010)。為校正此邊緣效應，將落於模擬區域外的子裂隙，以母裂隙為中心，將子裂隙的x-、y-、z-坐標值鏡射回模擬區域，如此則可以保留所有子裂隙的資料，以免因刪除落於模擬區域外的子裂隙而錯估岩體的裂隙網路特性。

根據坑道資料，以子母型裂隙中心點過程，考慮50x50x10m的岩體進行模擬，所得的三維DFN (以第三叢集為例)及在兩個採樣面上的數值採樣結果如圖 3-15所示，共包含兩個採樣面。由圖 3-15(a)可明顯看出子母型裂隙分布的型態，且由圖 3-15(b)採樣面上的結果可看出與類似圖 3-12的子母型裂隙分布特性。然因現場採樣面高度僅有3米，且高角度裂隙所佔比例約為全部資料的66%，故現場無法準確量測高角度裂隙的長度，以致於模擬結果中高角度裂隙看來比低角度裂隙小。此乃受限於量測面大小而導致的偏差，雖然資料分析已進行校正，但仍無法完全移除此偏差，代表在有限面積坑道壁上的視窗採樣法無法準確反映

現地岩體中延伸性好的高角度裂隙。另外一方面，若模擬中假設裂隙中心為隨機，則模擬所得的三維DFN與數值面採樣結果如圖 3-16所示。比較圖 3-15與圖 3-16可明顯看出子母型裂隙分布型態較能代表坑道的裂隙特性。

(c) 後續規劃：

過去97-99年度本計畫已利用現地井下試驗，結合離散裂隙網路模擬結果，運算出二維連通裂隙網路路徑、計算出花崗岩體中當量傳輸參數，如裂隙滲透係數(permeability)及孔隙率(Porosity)，並利用離散岩體溶質傳輸數值模擬方法，分析強制水力梯度及自然水力梯度之跨孔示蹤劑試驗結果，以驗證現地岩體裂隙連通性。本年度(100年)在K區坑道中進行的裂隙特性量測工作，在無現地水文地質試驗搭配下，主要以發展DFN_NET程式為主，其不同的模擬功能均以模組化的概念撰寫程式，以方便日後掛載其他數值模組，進行不同目的的DFN數值模擬。後續(101年)將以DFN_NET為基礎，利用全域最佳化(Global Optimization)的概念，以現場量測所得裂隙資料的特性(如裂隙頻率；裂隙參數平均質、變異數、空間相關性等)作為條件資料，使DFN_NET能產生最接近現地裂隙特性的DFN模擬結果，此一自動驗證模組稱為DFN_OPT，提供未來遠場裂隙系統數值模擬之工具。

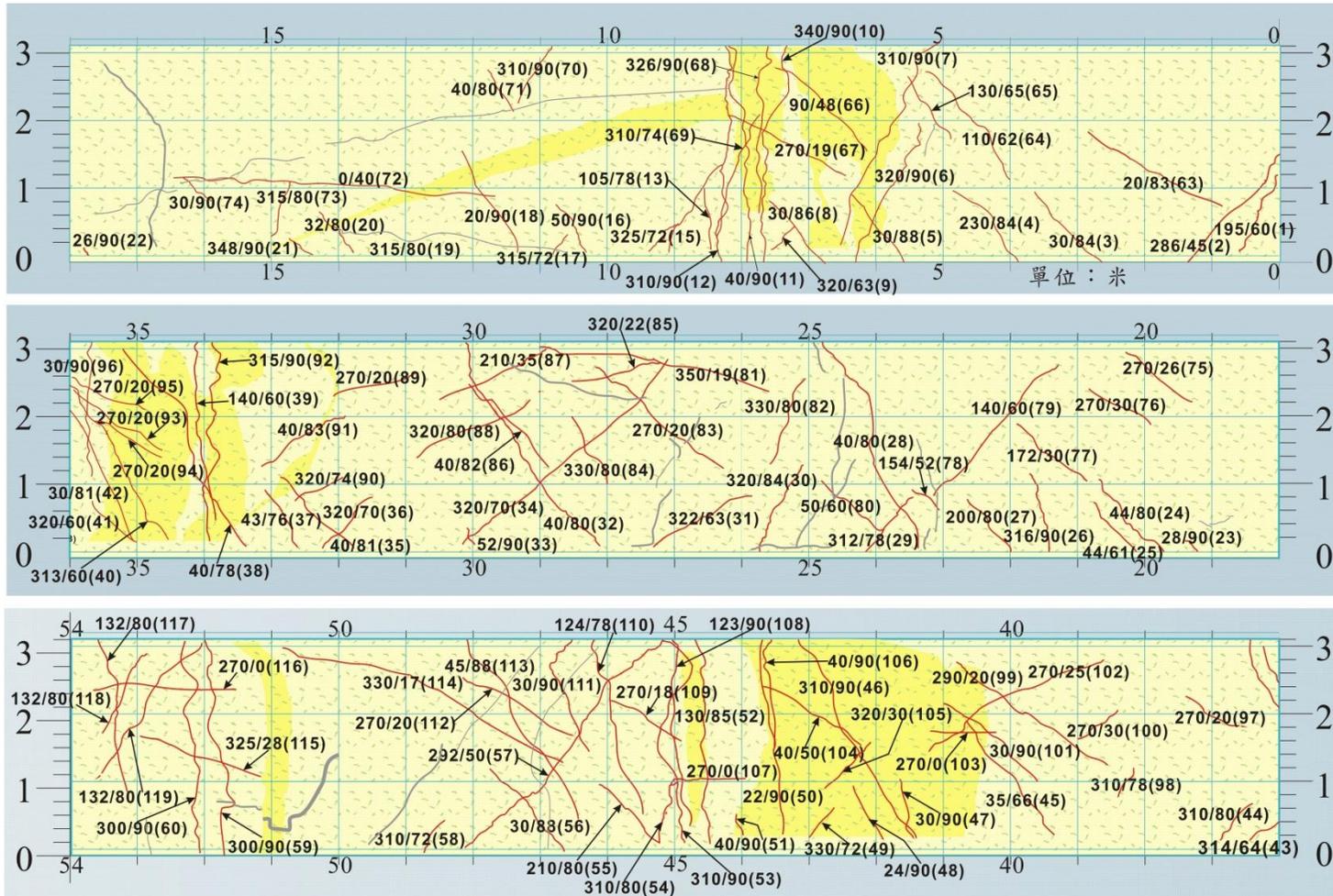


圖 3-12：K區翟山坑道裂隙分布圖

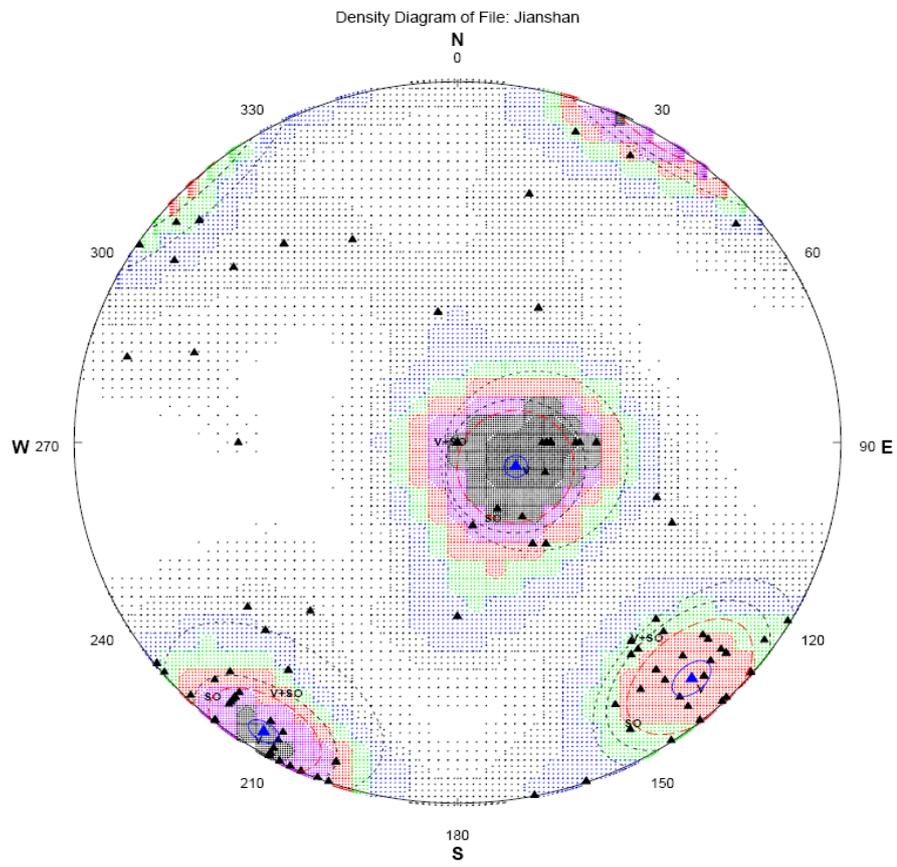


圖 3-13：K區翟山坑道裂隙位態(以向下裂隙法向量表示)分析結果

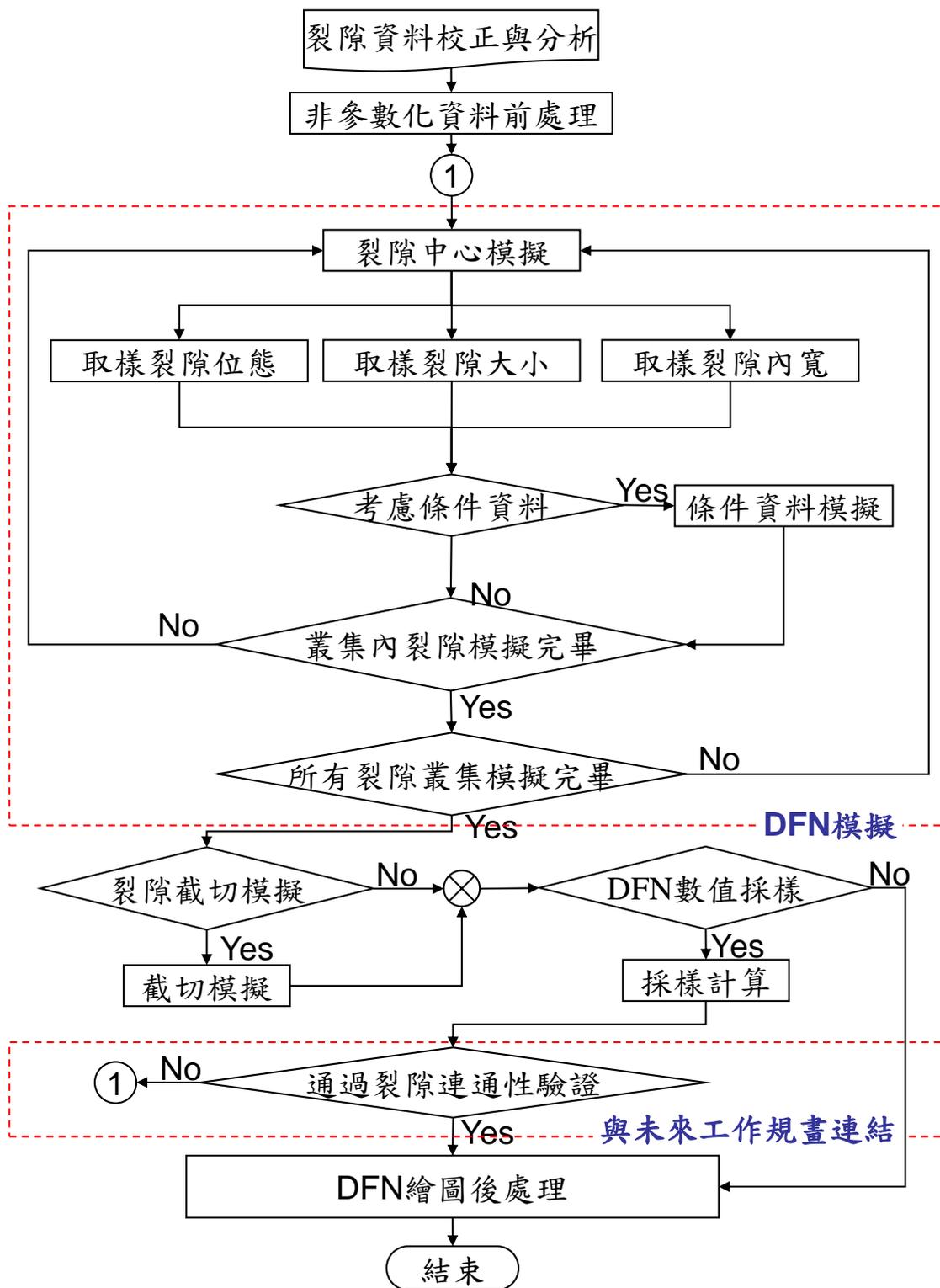
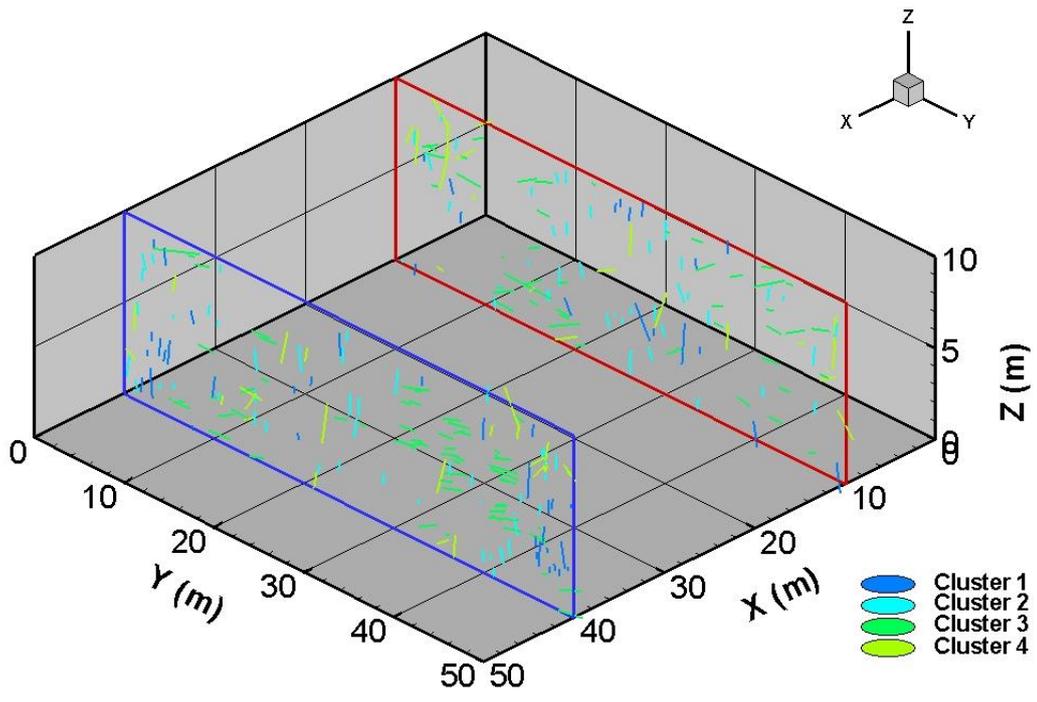
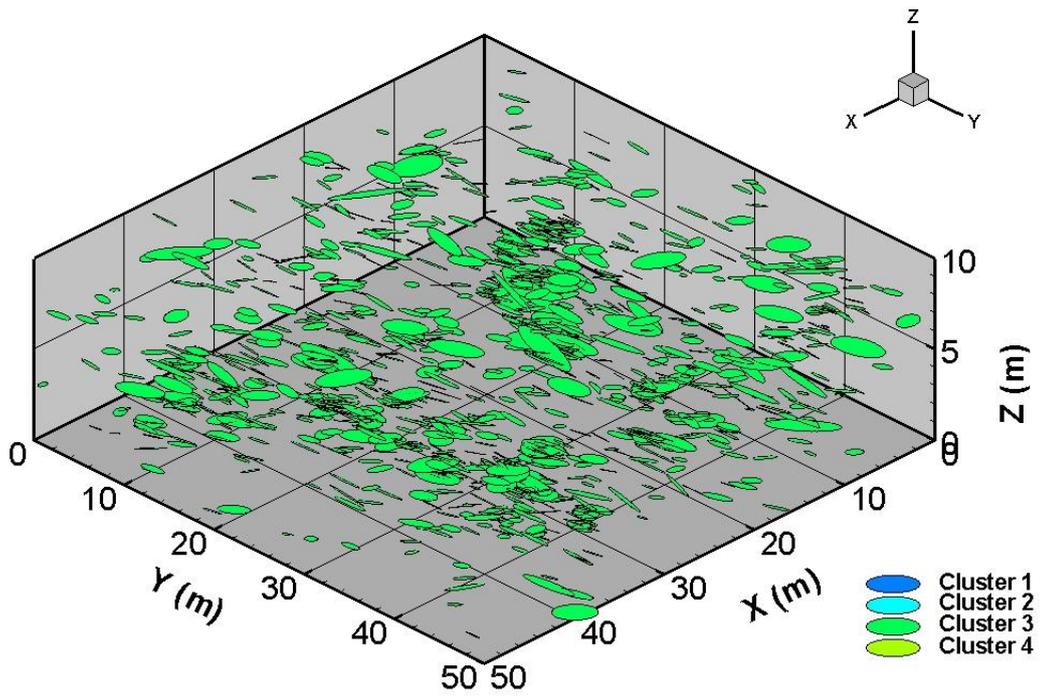


圖 3-14：DFN_NET 數值模擬程式架構

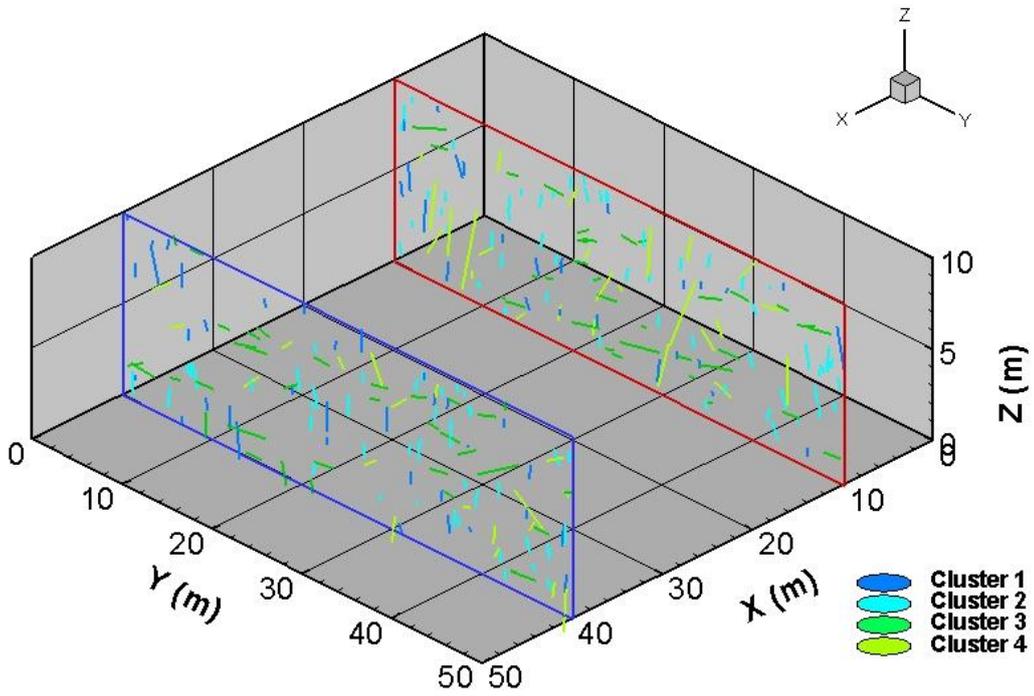


(a)

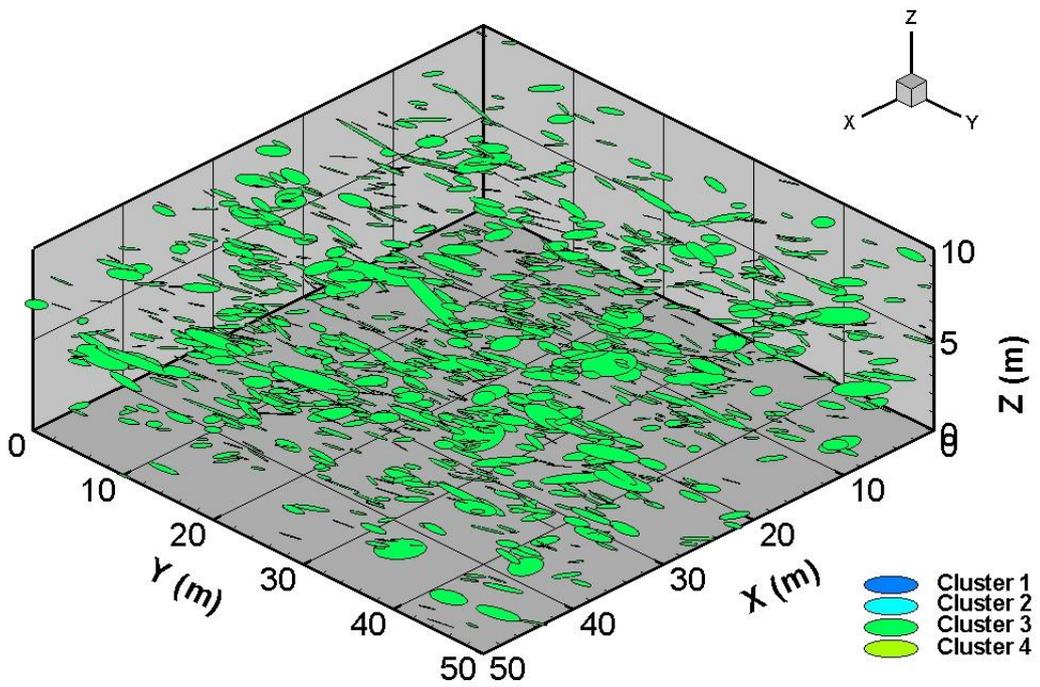


(b)

圖 3-15：依翟山坑道資料假設子母型裂隙中心所得的數值面採樣結果



(a)



(b)

圖 3-16：依翟山坑道資料假設隨機裂隙中心所得的數值面採樣結果

表 3-1：翟山裂隙軌跡長度分析結果

位態	資料數	樣本平均值	樣本標準差	對數常態分佈參數 ⁺
叢集1 (315°, 82°)	42	1.641	0.982	$\mu_l = 0.303, \sigma_l = 0.712$
叢集2 (34°, 85°)	38	1.597	0.886	$\mu_l = 0.321, \sigma_l = 0.490$
叢集3 (284°, 19°)	25	1.970	0.978	$\mu_l = 0.413, \sigma_l = 0.423$

⁺對數常態分佈函數：
$$f(l) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_l l} e^{-\frac{[\ln(l)-\mu_l]^2}{2\sigma_l^2}}$$

表 3-2：翟山裂隙間距分析結果

位態	樣本平均值	樣本標準差	對數常態分佈參數
叢集1 (315°, 82°)	0.792	0.842	$\mu_s = -0.759, \sigma_s = 1.224$
叢集2 (34°, 85°)	0.694	0.538	$\mu_s = -0.658, \sigma_s = 0.861$
叢集3 (284°, 19°)	0.567	0.663	$\mu_s = -1.285, \sigma_s = 1.030$

表 3-3：三維DFN模擬所需之輸入資料

模擬參數	叢集1	叢集2	叢集3
位態	(315°, 82°)	(34°, 85°)	(284°, 19°)
點頻率 (#/m ³)	0.032082	0.040726	0.011002
裂隙半徑 ⁺	$\mu_D = -0.2945$ $\sigma_D = 0.5027$	$\mu_D = -0.2357$ $\sigma_D = 0.3039$	$\mu_D = -0.5558$ $\sigma_D = 0.4041$

⁺裂隙半徑機率分布模式為對數常態分布

(2) 區域性裂隙壓力監測：

本計畫99~101年利用多裂隙段封塞長期監測設備(圖 3-17)，於測試區相距數公里的4號、5號及6號鑽孔內，同時封塞量測各鑽孔中個深度封塞段內裂隙岩層(各井下封塞段裂隙數如所表 3-4示)的地下水壓力變化，藉此研析區域性地下水之壓力長期變化趨勢。本年度完成井下設備組裝工作，即展開壓力監測，目前工作成果簡述如下：

(a) 4號鑽孔裂隙壓力監測：

本監測作業期間係自2011年03月22日零時至2012年03月29日中午12時止。圖 3-18為4號鑽孔各封塞區段裂隙壓力與時間及降雨量間之變化結果。監測結果顯示，各封塞區段壓力值亦均有上下震盪的情形，符合裂隙不連續流動特性，但震幅稍微小，顯示各裂隙地下水流動量應比6號鑽孔內流動量小。

(b) 5號鑽孔裂隙壓力監測：

本監測作業期間係自2011年01月13日下午6時至2011年05月05日中午12時止。圖 3-19為5號鑽孔各封塞區段裂隙壓力與時間及降雨量間之變化結果。第2封塞區段(鑽孔內200-300 m)壓力水頭值之監測結果顯示，於2011年3月14日晚間由93.10 m持續下降，最低值達89.6 m (2011年3月22日)，最大變化幅度約3.5 m，可能與日本東北宮城外海2011年3月11日下午1:46發生芮氏規模9.0 ($M_w=9.0$)強地震有關，並致使此封塞段的井下壓力感測器發生故障，後續將更換損壞組件。至於其他封塞區段壓力值則均於2011年03月22日起(約延遲11日)呈現抬升震盪之變化趨勢，變化範圍小於1 m；直至2011年04月10日止，日本311地震影響方趨緩，但整體影響期間約30日左右。至5月初此井設置的資料記錄器故障，經更新後自2011年12月20日至2012年03月29日繼續記錄井下地下水壓力值(如圖 3-20)。

(c) 6號鑽孔裂隙壓力監測：

本監測作業期間係自2011年03月22日下午6時至2012年03月29日中午12時止。圖 3-21為6號鑽孔各封塞區段裂隙壓力與時間及降雨量間之變化結果。監測結果顯示，各封塞區段壓力值均上下震盪反應明顯，符合裂隙不連續流動特性，震幅約0.1m，顯示各裂隙地下水流動量大。

整體而言，由目前監測數據顯示，離島花崗岩測試區之4號及6號鑽孔裂隙壓力值變化趨勢較相近，與5號鑽孔的差異性較大，可能與分屬不同岩體有關。此外，5號井各封塞段地下水壓力值明顯受到日本311地震影響，但4號及6號井似乎無明顯影響。此一監測工作持續進行，預計後續可用於計算各深度裂隙壓力之梯度，以利未來進一步計算區域性地下水流速及流向研判，提供地質概念模式深層地下水特性之長期監測資訊。

表 3-4：離島花崗岩4、5、6號鑽孔多封塞區段裂隙特性

鑽孔編號	鑽孔封塞區段(m)	封塞區段高程(m)	裂隙總數	主要裂隙種類*
4號	000~100	33.713~-66.287	101	開口裂隙/平整
4號	100~200	-66.287~-166.287	15	開口裂隙/髮狀裂隙
4號	200~300	-166.287~-266.287	10	開口裂隙/粗糙
4號	300~400	-266.287~-366.287	102	開口裂隙/粗糙
4號	400~560	-366.287~-466.287	471	開口裂隙/粗糙
5號	000~100	22.173~-77.827	41	開口裂隙/微裂隙
5號	100~200	-77.827~-177.827	19	開口裂隙/微裂隙
5號	200~300	-177.827~-277.827	48	開口裂隙/微裂隙
5號	300~400	-277.827~-377.827	12	微裂隙
5號	400~500	-377.827~-477.827	25	微裂隙
6號	000~100	32.722~-67.278	41	開口裂隙/微裂隙
6號	100~200	-67.278~-167.278	126	開口裂隙/微裂隙
6號	200~300	-167.278~-267.278	84	開口裂隙/微裂隙
6號	300~400	-267.278~-367.278	117	開口裂隙/微裂隙
6號	400~500	-367.278~-467.278	124	開口裂隙/微裂隙

*裂隙種類相關之水文地質特性：(裂開)開口或(半裂開)封閉/(表面)平整或粗糙/(特殊形態)髮狀分岔或微隙未破裂



圖 3-17：多裂隙段封塞長期監測設備主要元件示意圖

註：左上圖為4組封塞器；右上圖為封塞器膨脹測試；左下圖為INW/PS9805壓力感測器；右下圖為INW/PS9805系列壓力感測器之電纜線。

KMBH04 monitoring for fracture pressure

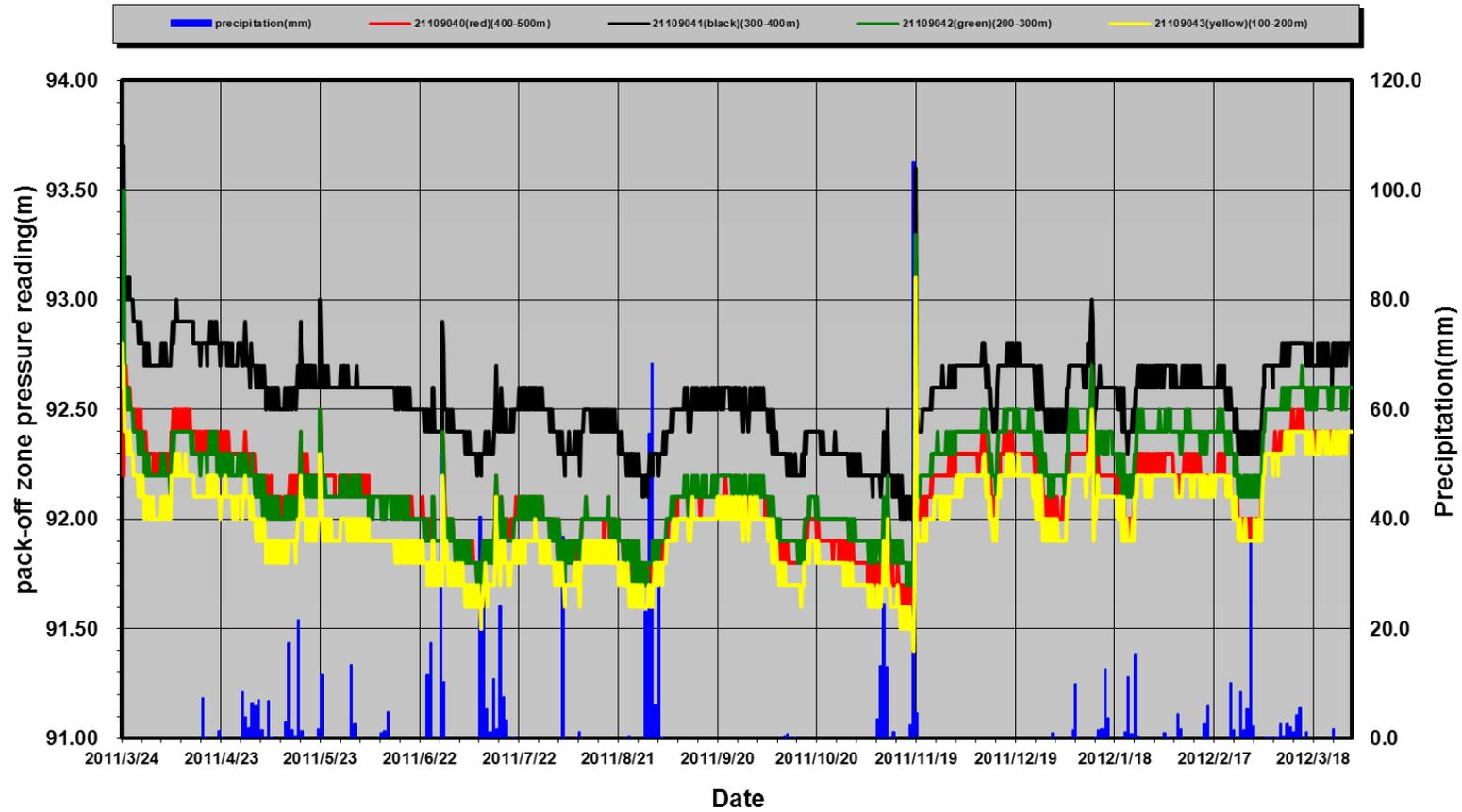


圖 3-18：離島花崗岩4號鑽孔內4處裂隙段封塞壓力監測成果

註：監測日期自2011年03月22日至2012年03月29日止。

KMBH05 monitoring for fracture pressure

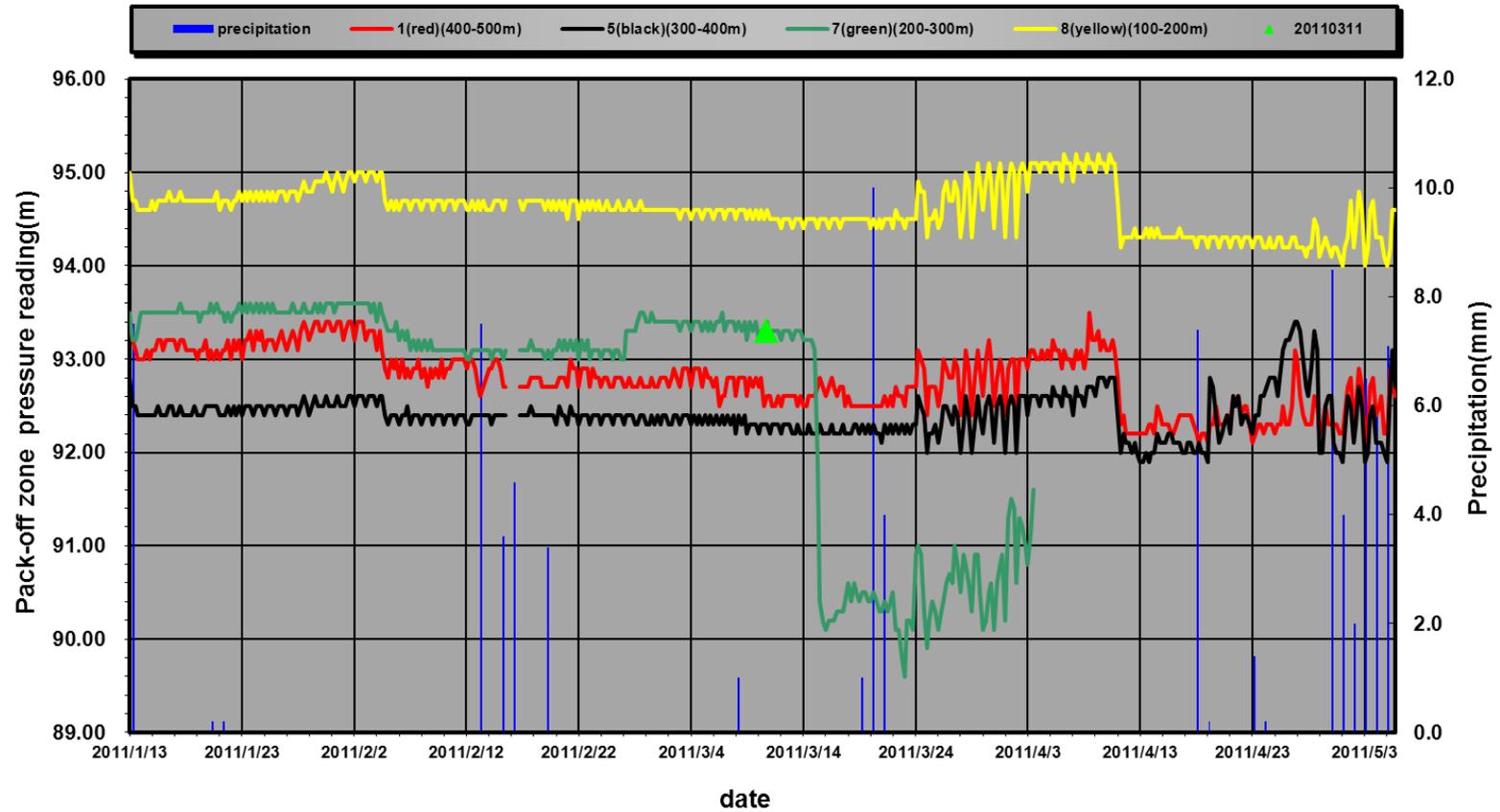


圖 3-19：離島花崗岩5號鑽孔內4處裂隙段封塞壓力監測成果

註：自2011年01月13日至2011年05月05日止；綠色三角形代表日本311地震日期。

KMBH05 monitoring for fracture pressure

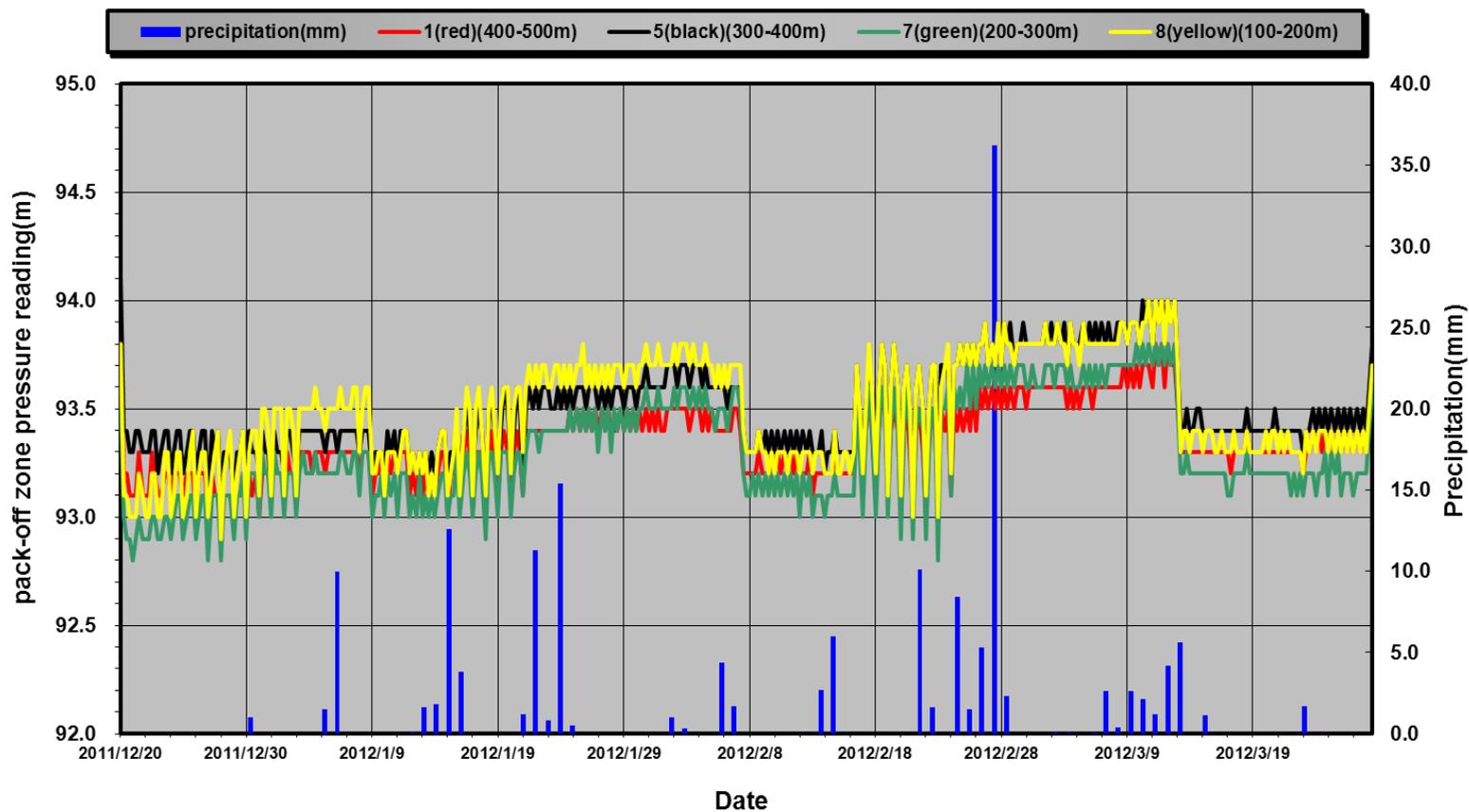


圖 3-20：離島花崗岩5號鑽孔內壓力計修復後4處裂隙段封塞壓力監測成果

註：自2011年12月20日至2012年03月29日止。

KMBH06 monitoring for fracture pressure

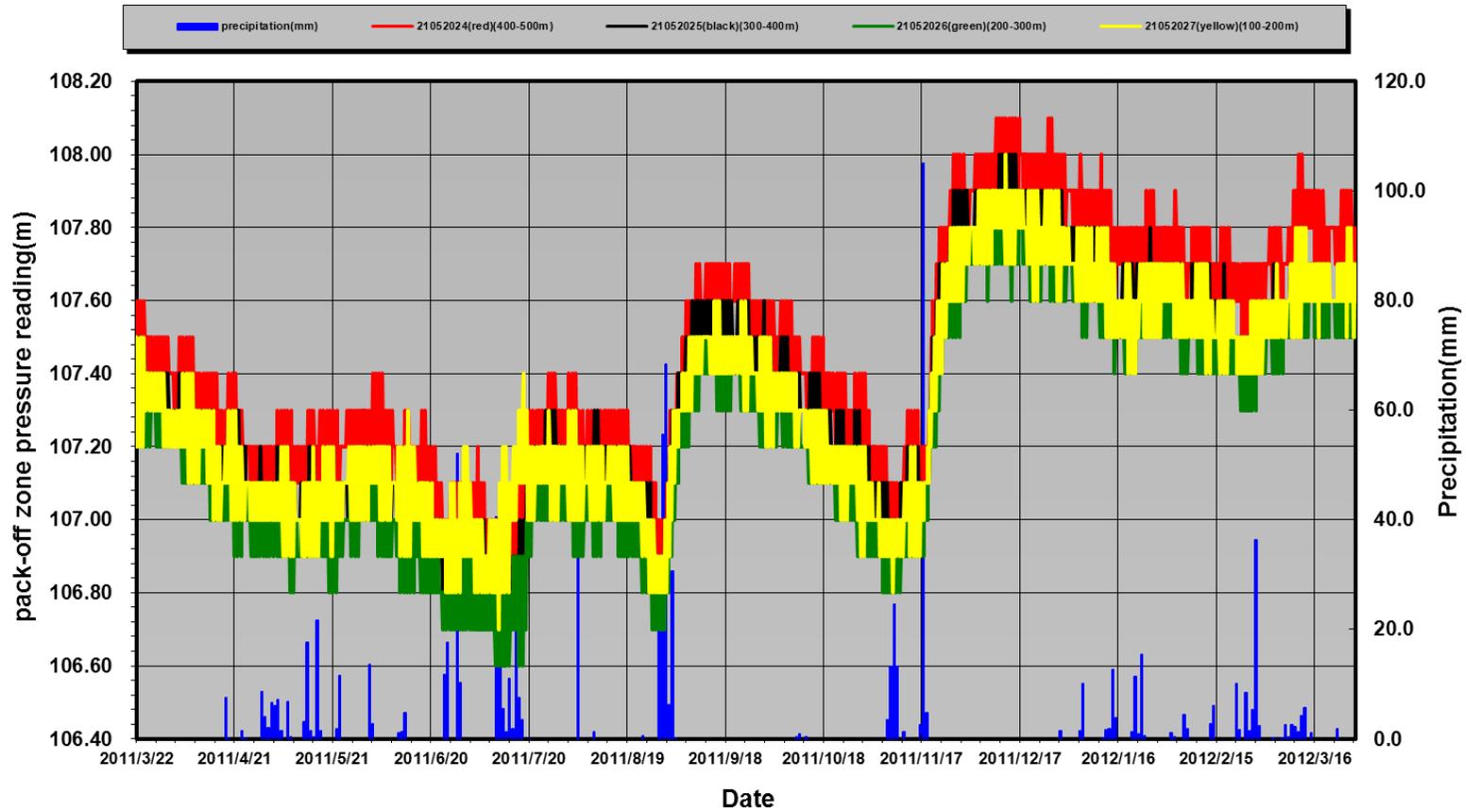


圖 3-21：離島花崗岩6號鑽孔內4處裂隙段封塞壓力監測成果

註：監測日期自2011年03月22日至2012年03月29日止。

3.1.3. 台灣東部花崗岩體長期穩定性之監測與分析研究

本年度將透過近場地震監測網，及GPS連續觀測站與定期觀測樁之建置與監測資料之分析，來檢視並評估本島花崗岩體之長期穩定性。相關工作執行成果簡述如下：

(1) 地震網建置與監測

99~101年本計畫擬設置3座固定地震儀，進行高精度震源定位、震波速度及震波參數分析。並蒐集國內強震網觀測資料，對本島東部花崗岩體附近區域，進行地震活動性分析，包括區域地震分布及活動型態與區域構造之關係，提供長期穩定性評估之用。

本島花崗岩體在過去的觀測上，一般認為可能屬地震安靜帶(Shyu et al., 2005)，其立論在於其遠離板塊交界之主要應力累積區，同時此地塊屬於古老先第三紀較為堅硬之岩體，由岩性的分布及地震發生的震央空間分布觀察(圖 3-22)，顯示其符合過去在此板塊交界區所進行研究之推論。然由於地理條件的限制，一般強震網可能將中央山脈東翼，包括本區花崗岩體中所發生的微弱地震忽略，而非該區無地震行為。為釐清本區之地震特性，本年度以寬頻速度型地震儀及加速度地震儀，同時針對鄰近地質實驗試坑地區，進行岩體微震的監測，可以獲得區域內岩體之微弱破裂引發之微弱地震紀錄，以重新檢視及評估本島東部花崗岩體之穩定性。

為實際瞭解本區花崗岩體之穩定性及地震行為，本年度將以地質實驗試坑之預定建構位置為中心，建置3座固定及4座臨時地震觀測站，並結合國內學界4座觀測站所構成的外網，共同設置一個為數11個地震站的近場地震(Near-field Earthquake)觀測網，預期將可獲得區域內岩體之微弱破裂引發之微弱地震及現地強震紀錄。而寬頻之感應器可以記錄完整之地震波形訊號，以提供後續地震定位及震源行為之分析。

地震資料之收錄係採用連續記錄方式，以利偵測微震活動，其效果比過去傳統之激發式記錄方式更能收錄完整地震資訊。基本上，若地震能量夠強，所有地震資料包括遠地地震、區域地震及微震活動均能完整記錄。而為獲得高解析度之地震資料，均以每秒紀錄100點之方式儲存。另外，在資料處理方面，為符合本計畫研究區內之微震偵測目的，目前對於地震訊號之辨識與截取，係以挑選P波與S波時間差小於10秒之地震事件為主，再以地震資料分析軟體(Seismic Analysis Code，簡稱SAC)，對所截取之地震檔案進行分析與處理，研判P波及S波到時及其誤差量、振動時間長度、初動方向等定位相關參數(圖 3-23)。最後再以李及納氏(Lee and Lahr, 1972)之電腦程式(HYPO 71)，進行地震定位處理，以計算地震的發生時間、震央位置、震源深度等。

地震站之建置工作已於本年度2-6月完成，7-8月則開始進行地震試觀測及參數調整，9月起則開始以11站進行連續觀測。圖 3-24顯示該地震網經系統改善及觀測參數調整後，地震站紀錄情況已逐漸趨向於完整與穩定，且可有效同時記錄到微小地震及強震。此外，由試觀測期間的地震資料經地震定位分析結果(圖 3-25)顯示，此區之地震規模介於 M_L 1.2-2.75之間，深度約介於2-19 km間，主要分布於花崗岩體東側邊界，且具群震叢集特性。而此地震觀測作業將持續進行，以累積足夠的地震資料並加以分析，作為後續進行地震危害度評估及岩體穩定性相關研究之參考依據。

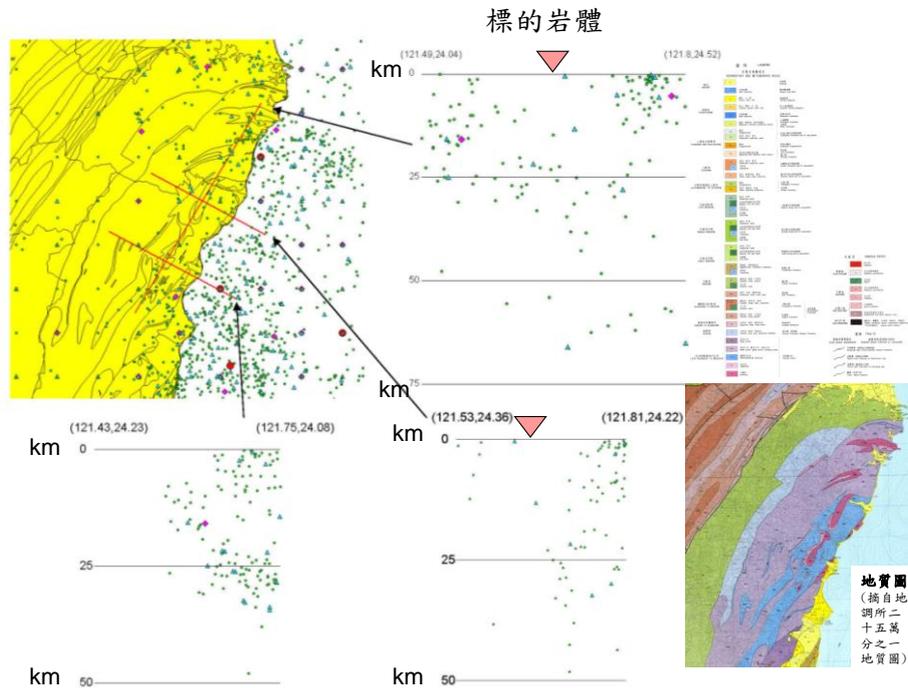


圖 3-22：本島花崗岩體區之地震震源深度分布圖

註：根據氣象局(1970-2002年)發佈地震震源深度資料，其中標示紅點為規模大於7之地震。左上圖黃色區域之實線，代表岩層界限，其中靠近紅色剖面線附近為花崗岩體所在。右下圖為地調所二十五萬分之一地質圖。

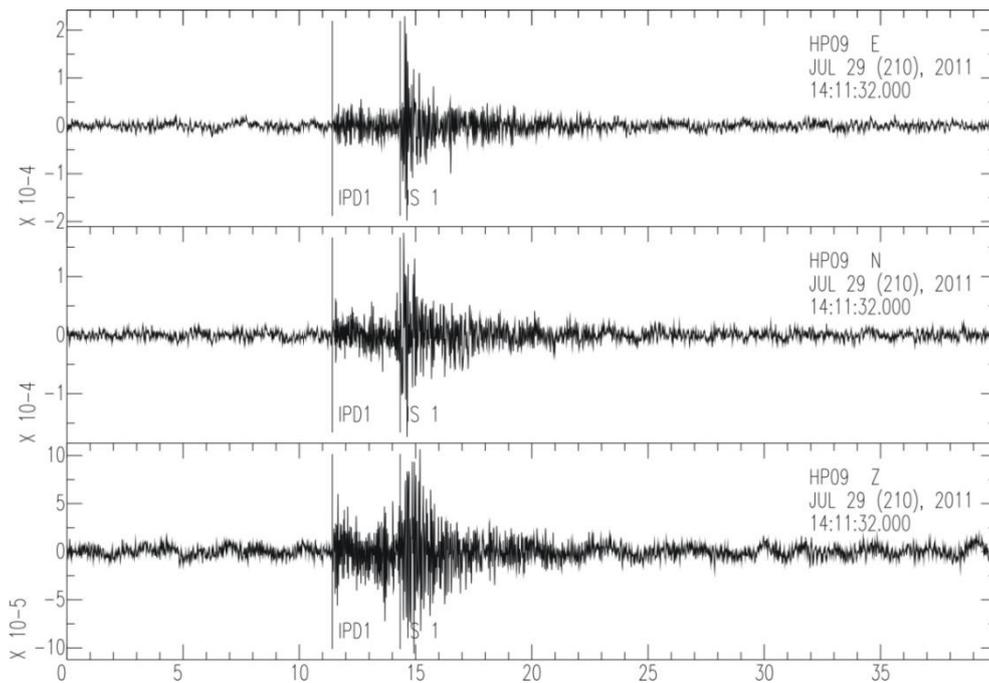


圖 3-23：地震訊號與其P-和S-波到時分析

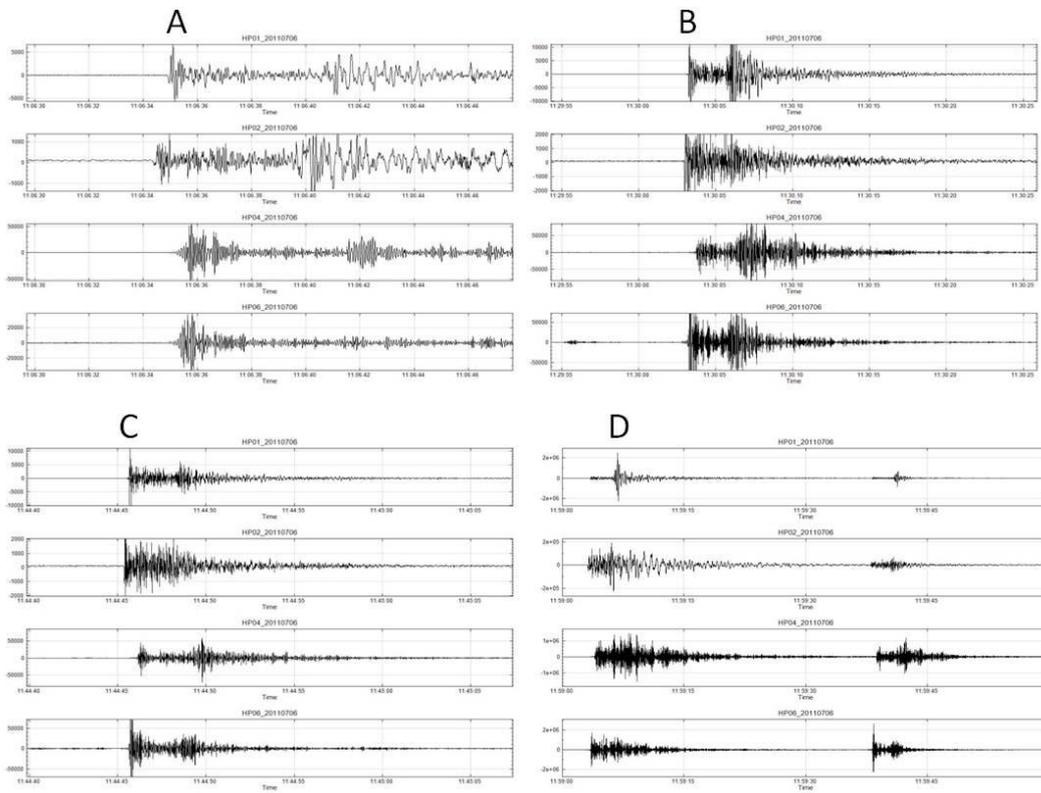
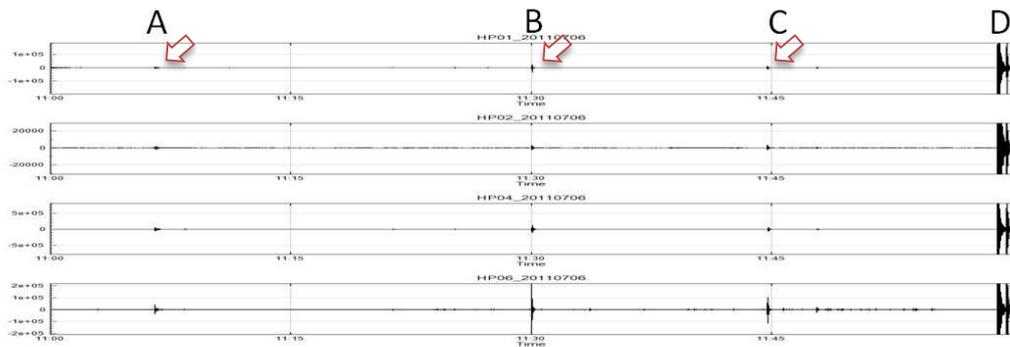


圖 3-24：本島花崗岩區地震觀測網收錄之微震及強震訊號
2011/07/11之微震(A、B、C)及強震訊號(D)

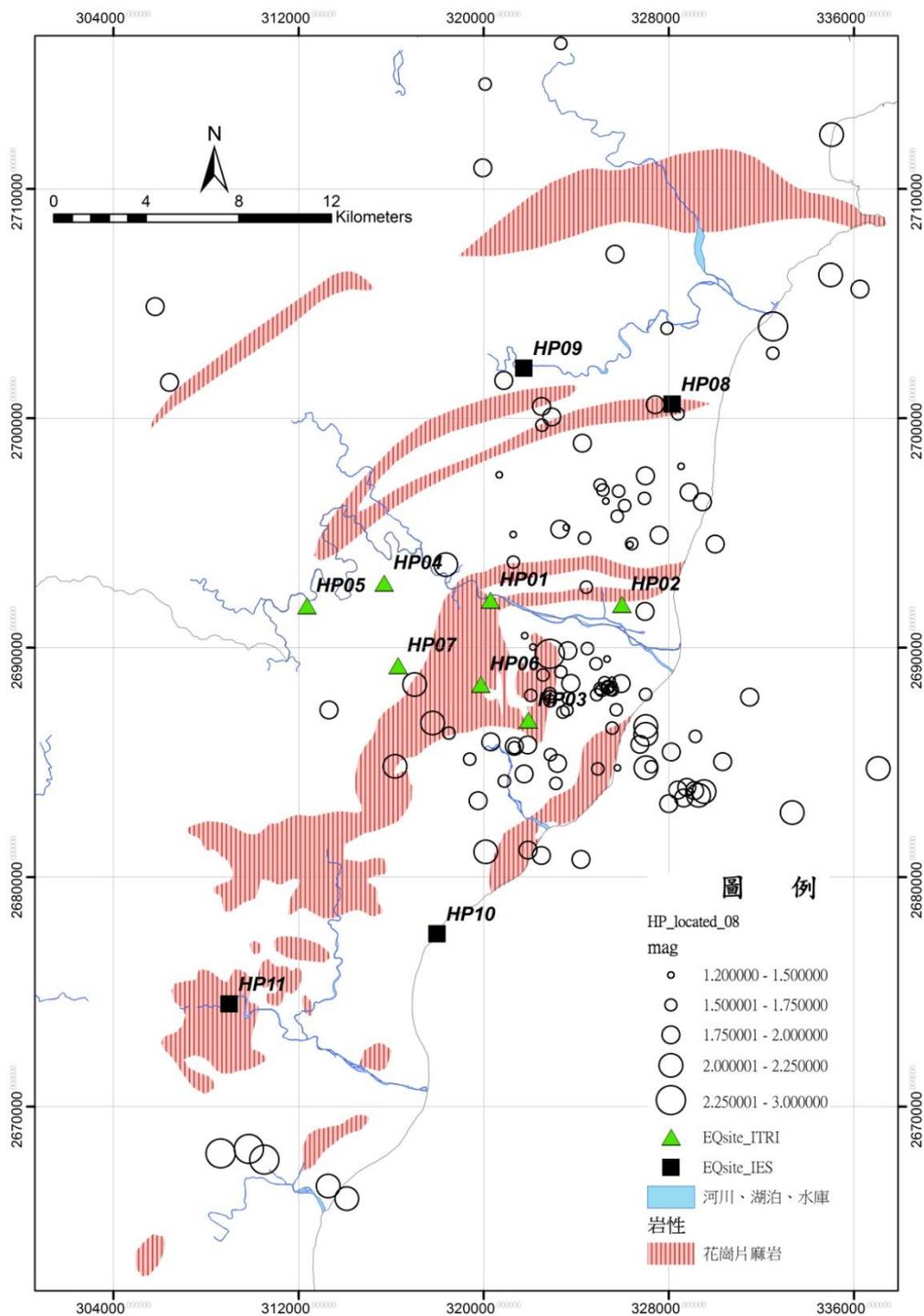


圖 3-25：本島花崗岩區地震網之試觀測定位成果
 試觀測分析所獲得之區域微震規模由ML1.2-2.75之間；分布情況多發生於花崗岩體東側邊界。

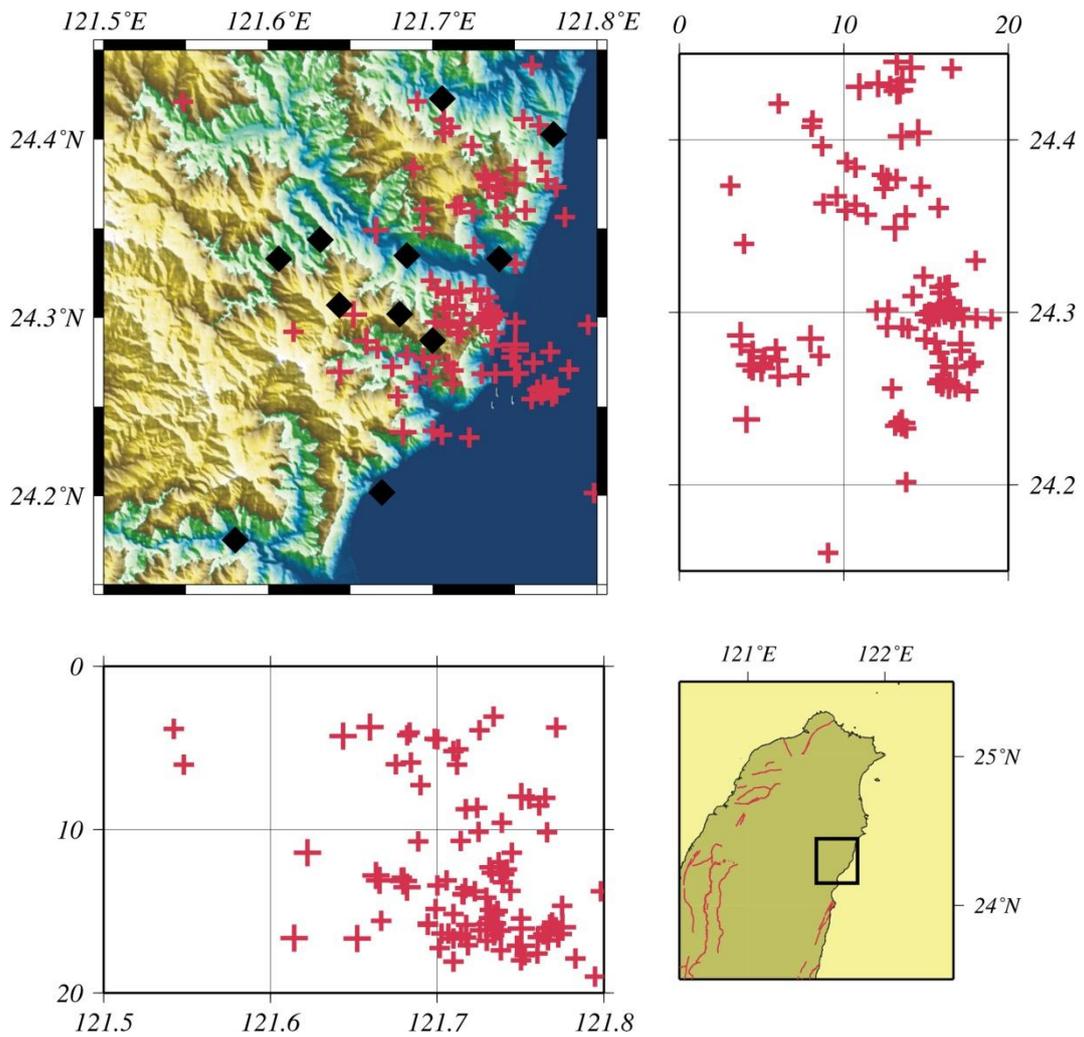


圖 3-25(續)：本島花崗岩區地震網之試觀測定位成果
 由深度剖面可以發現地震多發生於20km至淺地表，地震多發生於和平岩體東緣，有叢集現象，此可能與區域岩體構造差異與應力有相當關係。

(2) GPS建站與監測

全球定位系統(Global Positioning System, GPS)測量可有效獲得地表三維變化。GPS在高程精度上雖然低於水準測量，但若在透空度良好的場地與長時間觀測，仍可達到1-2cm的高程測量精度。有鑑於國內目前針對本島東部花崗岩體的位移監測資料缺乏，99~101年本計畫規劃在適當地點建置花崗岩體GPS連續觀測站與GPS定期觀測樁，來瞭解該區花崗岩與鄰近接觸帶的變動趨勢；經GPS長期觀測，取得岩體抬升或沉陷之位移變化量等資訊，作為區域性地質穩定分析參考佐證使用。

本年度共建置了三個GPS連續觀測站(編號HGC1，位於鄰近地質實驗試坑附近，HGC2和HGC3位於開南岡花崗岩體兩端)與六個GPS定期觀測樁(其中三個做為GPS連續觀測站副樁使用)，並構成測量所需的三角網形分布。另外，在觀測作業規劃方面，GPS連續觀測作業係以30秒之測量間隔來進行連續記錄；而GPS定期觀測樁之測量作業則以半年為頻率，並遵循內政部衛星控制點的作業規範(內政部，1994)，測量精度之基線長標準誤差在 $5.0\text{mm}+1.0\text{ppm}$ 內。為提升測量精度，GPS實際測量時間增加至8小時(大於內政部規範之4小時)，重複觀測3日(次)，以獲得位移變化的觀測數據。

100年8月初GPS連續觀測站開始接收觀測資料，經訊號品質分析結果發現，訊號品質MP1與MP2指標參數的成果皆在0.2-0.5m之間(圖 3-26至圖 3-28)，顯見GPS連續觀測站觀測訊號品質穩定。目前以累計約一個月的觀測資料經Bernese 5.0軟體之三維坐標解算成果(圖 3-29至圖 3-31)顯示，三個GPS連續觀測站皆處於穩定狀態，水平坐標(N、E)的標準偏差約在0.2至0.5cm，垂直坐標(h)的標準偏差約在1-2cm之間。對於研判標的岩體是否有水平或垂直位移，後續需累積GPS數年觀測資料據以估算，較能具代表性。

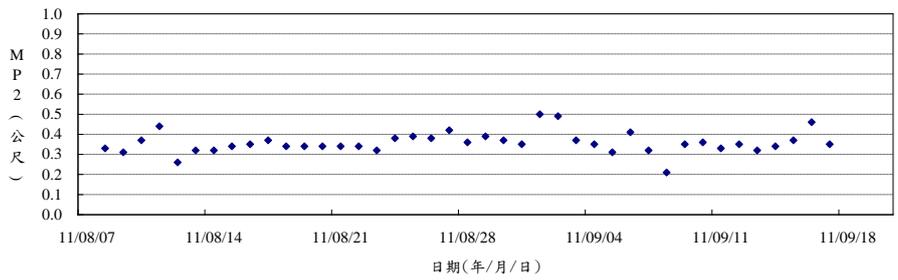
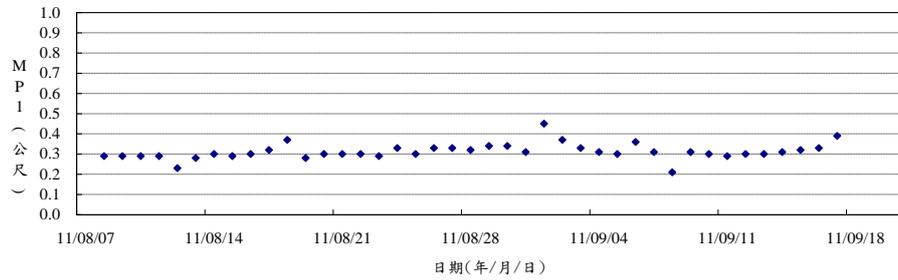


圖 3-26：GPS連續觀測站HGC1訊號品質MP1與MP2指標參數分析圖

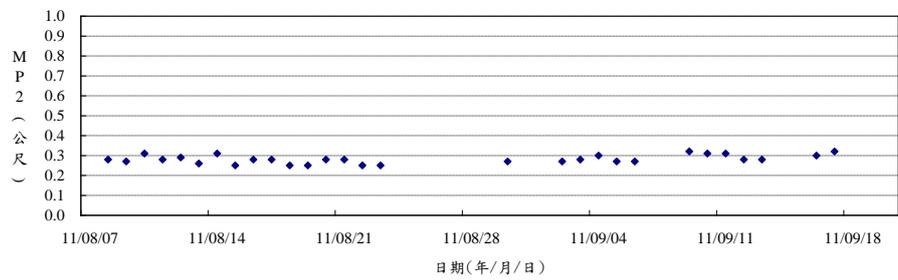
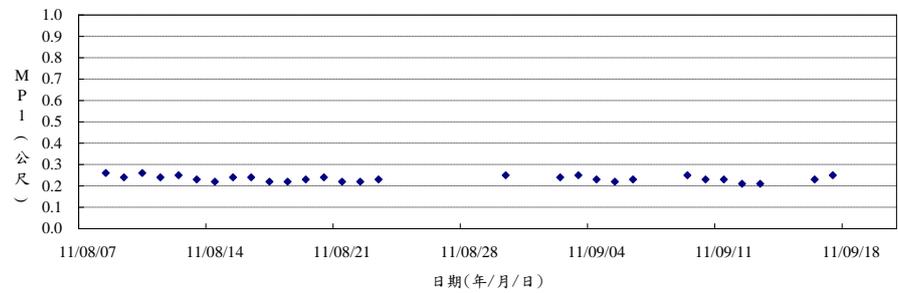


圖 3-27：GPS連續觀測站HGC2訊號品質MP1與MP2指標參數分析圖

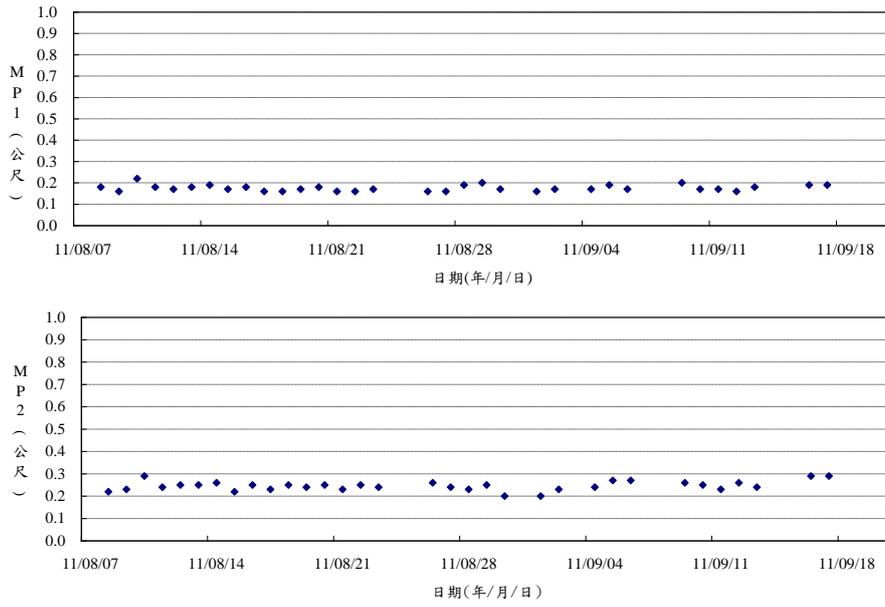


圖 3-28：GPS連續觀測站HGC3訊號品質MP1與MP2指標參數分析圖

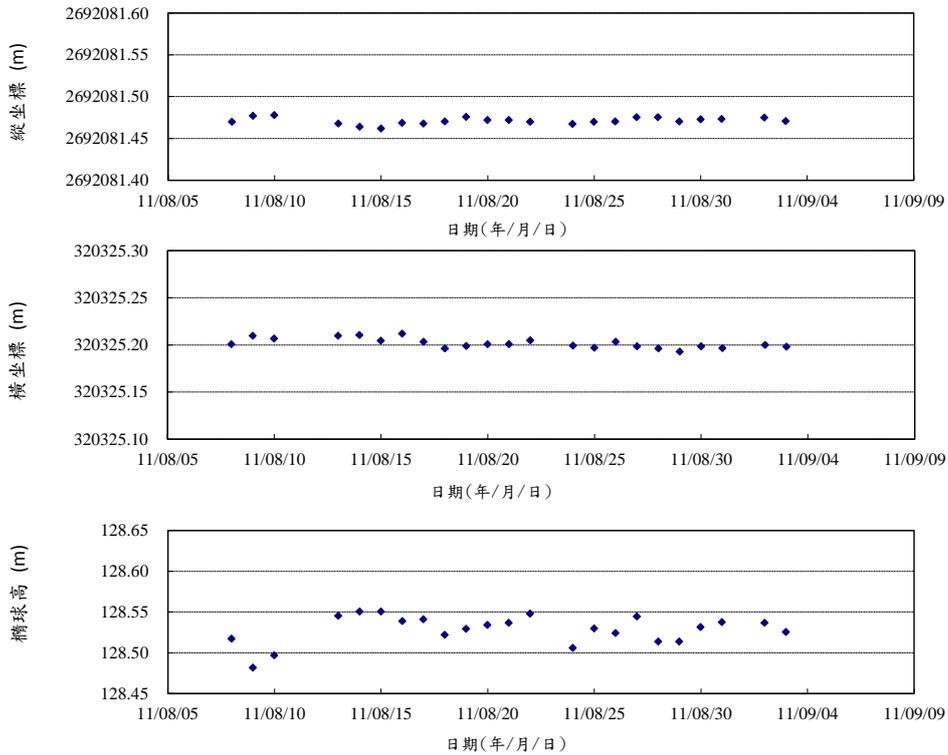


圖 3-29：GPS連續觀測站HGC1坐標變化圖

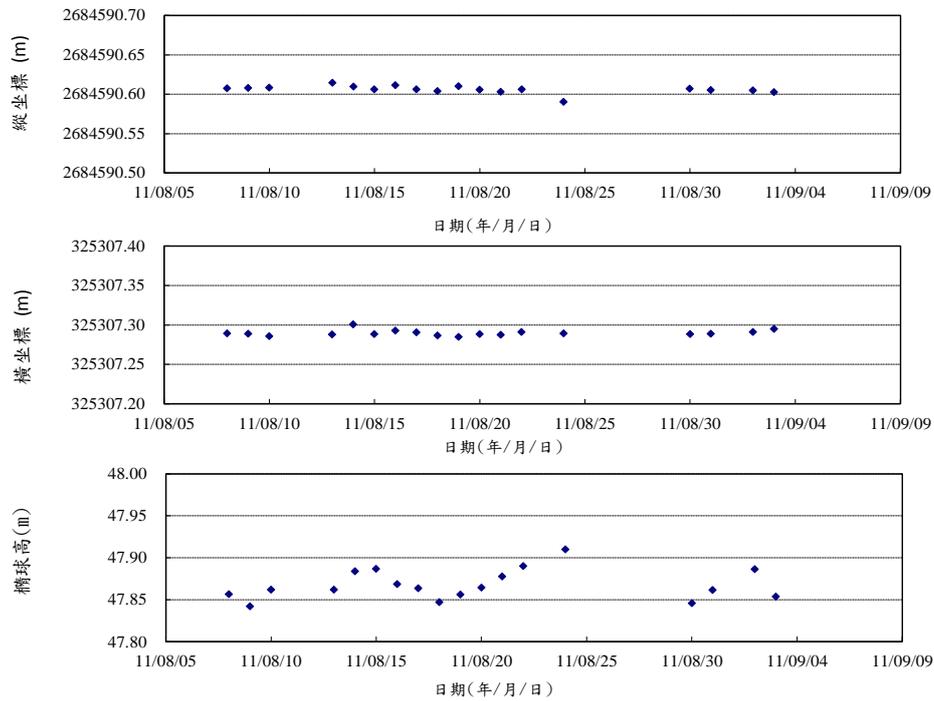


圖 3-30：GPS連續觀測站HGC2坐標變化圖

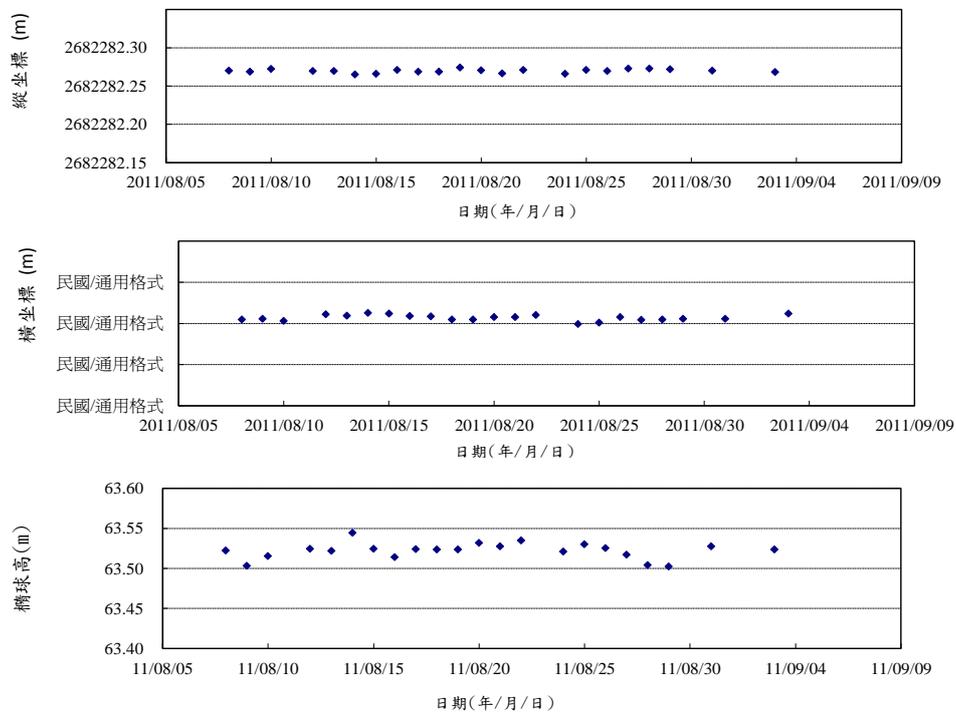


圖 3-31：GPS連續觀測站HGC3坐標變化圖

3.2. 處置技術的研究發展

3.2.1. 岩塊熱傳試驗

關於岩塊試驗之技術發展，過去本計畫已利用暫態平面熱源法以及熱探針法分別針對離島花崗岩之岩心與岩塊進行熱傳導係數量測，並以量測之熱傳導係數為基礎，進行小比例岩塊熱傳試驗與數值模擬，建立相關試驗與數值模擬之能力。然而在實際進行處置工作時，緩衝材料對於金屬包封容器的物理(例如：熱傳導、力學穩定)、化學(例如：腐蝕性)性質都有舉足輕重的影響，因此對於緩衝材料之性質有進一步評估之必要。有鑑於此，本年度規劃以小比例花崗岩為試驗母岩，膨潤土為緩衝材料，進行試驗塊體之製作與試驗裝置之架設，以供下年度進行膨潤土與母岩組合之複合材料熱傳試驗(圖 3-32)，藉以探討障壁系統在受熱效應作用下的溫度場變化情形。以下茲就本年度岩塊試驗項目之工作執行成果簡述如下：

(1) 緩衝材料試體製作：

本試驗所使用之緩衝材料為MX-80膨潤土。購置之膨潤土原始狀態為粉體(顆粒密度約 2.7 g/cm^3 ，重量含水量約12%)，需經過壓製成塊體後方可置入岩塊預留之鑽孔，壓製完成後之塊體成品如圖 3-33所示。塊體為圓盤狀，直徑70 mm，高度30 mm，依照試驗設計，共需6塊塊體，其中5塊中心挖孔，孔的直徑12 mm，以利熱探針與訊號線穿過，第6塊則墊於探針下方，配置如圖 3-32所示。此外，參考瑞典SR-97、日本H3以及瑞士FEBEX等相關使用純膨潤土作為緩衝材料的研究資料顯示，其緩衝材料乾密度(Dry Density)約介於 1.59 到 1.8 g/cm^3 間。而為使膨潤土塊體性質與國際規格一致，本試驗之膨潤土塊體係將粉狀膨潤土裝於金屬模具中，再利用壓力機施以5噸軸向靜荷載來製作，所製成之塊體乾密度為 1.6 g/cm^3 。

(2) 岩塊試體製作：

本試驗所使用之岩塊試體為長、寬、高各為 $50 \times 50 \times 25 \text{ cm}$ 之離島花崗岩塊，並依熱傳試驗之設計需求，進行相關的岩塊鑽孔作業(圖 3-34)。岩塊中心設有直徑70 mm之鑽孔，以置放膨潤土

和熱探針，熱探針為提供系統熱源，以模擬廢棄物罐釋出之衰變熱。另外，則是圍繞著熱源分別設有三組鑽孔(每組4孔，孔徑和孔深分別為3 mm和10 cm)，以置放熱耦；其中，第一組鑽孔距離熱源中心5 cm，第二組鑽孔距離10 cm，第三組鑽孔則為20 cm。

(3) 試體組裝與量測儀器埋設：

在完成上述的試驗塊體製作與鑽孔作業後，接下來的工作則是進行複合材料試體的組裝與量測儀器的埋設。膨潤土塊體共6塊，依設計順序置入花崗岩塊體之中心鑽孔內，每置入一塊塊體，即灑入些許膨潤土粉體，以填充塊體之間及塊體與岩塊之間的空隙，並將熱探針置入預留之中央孔洞內，最後拉出訊號線。熱探針本身含一組熱耦，因此之後試驗過程可以得知熱探針溫度變化。此外，考量膨潤土吸水後產生之回脹壓力，置入最後一塊膨潤土塊體後，其上以直徑與膨潤土塊體相似之花崗岩塊覆蓋，並設計一固定架以螺絲鎖緊後，即完成膨潤土塊體置入工作。至於熱耦的埋設，則是先於鑽孔內灌注導熱泥，再從岩塊中心由內而外依序置入，並拉出熱耦訊號線。圖 3-35為試體與量測儀器之配置完成圖。至於此複合材料之熱傳試驗，則規劃於下年度中進行。

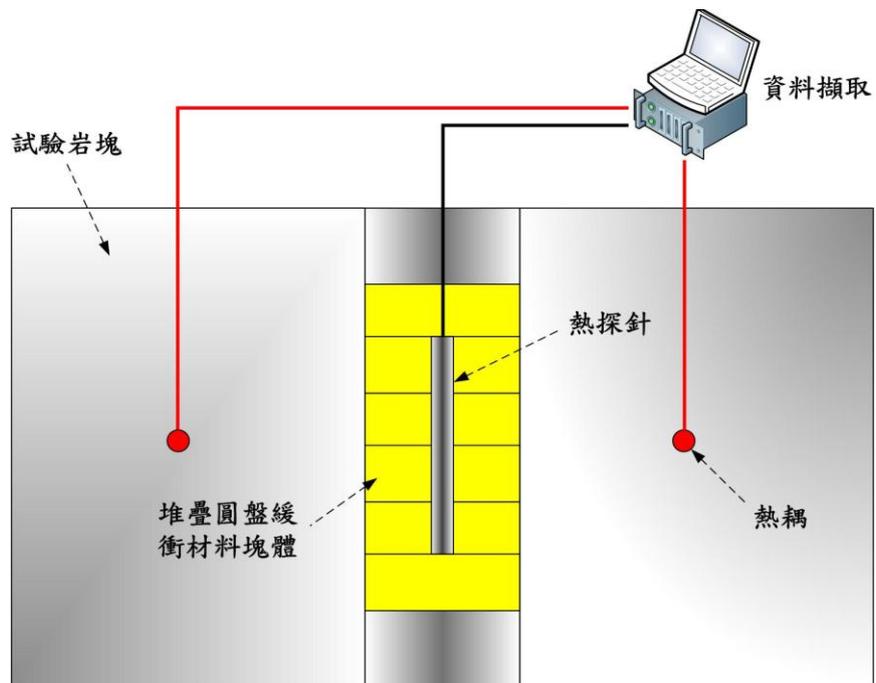


圖 3-32：岩塊-緩衝材料熱傳試驗配置示意圖



圖 3-33：緩衝材料模型塊體成品



圖 3-34：岩塊鑽孔配置圖



圖 3-35：岩塊試驗配置完成圖

3.2.2. 深層地化條件物種穩定性研究

在用過核子燃料地質處置系統中，地下水是影響核種外釋、遷移最主要的媒介。核種在地下水中的遷移行為，不僅取決於地下水的流動狀態，也深受地下水化學特性的影響和控制。其中，氧化還原電位(Eh)、酸鹼值(pH)與主要離子濃度等水質條件，為影響核種傳輸的化學反應與穩定性。由於本計畫至2008年，已取得離島花崗岩測試區較完整的深層地下水水質資料，故本年度計畫將利用過去所建立的穩定相圖繪製技術，繪製U、Cu和Fe元素在此測試區深層地下水之水質條件下的Eh(pe)-pH穩定相圖，藉以瞭解上述元素之穩定性及穩定型態。

Eh(pe)-pH穩定相圖又稱為Pourbaix相圖(Pourbaix, 1974)，係以熱力學理論為基礎，用以描述溶液中某特定元素(共同原子)在不同的Eh、pH條件下的穩定性及穩定型態。然而，除了共同原子本身的濃度外，溶液中所含陰離子的濃度、系統溫度與壓力，亦會影響相圖中的物種分布情形。Cu(銅)和Fe(鐵)為「用過核子燃料」包封容器的主要材質；而U(鈾)則是用過核子燃料的主要成分。因此，本年度規劃以過去於離島花崗岩體所獲得的深層地下水(深度介於300-500 m)之水質條件為基礎，來建立Cu、Fe、U在此水質條件下的Eh(pe)-pH穩定相圖，藉此作為評估處置場之地球化學環境合適性的參考依據。

本研究繪製相圖所使用的工具為GWB (Geochemist's Workbench Version 8.0)地球化學軟體；使用的熱力學資料庫為軟體所內建之thermo.com.V8.R6+.dat，其內容與目前EQ3/6地球化學軟體(Version 8.0)中所使用的熱力學資料庫(data0.cmp)相同。繪製的主要條件為Cu、Fe和U的離子總活性等於 $1.0E-06$ M；pH(橫軸)的範圍為0-14，pe(縱軸)的範圍則介於-16.9-+16.9。圖中兩平行斜虛線內所涵蓋的範圍，則是代表在1atm壓力條件下水的穩定區間。

在參考水質部份，本研究除了以離島花崗岩區深度300-500 m平均地下水水質(簡稱Kmi)中的常見陰離子(C、Cl、S、F、Si、N、P)之

總濃度，作為繪製相圖的主要參考水質條件外，也將另以純水水質及全球平均海水水質(簡稱Sea)為次要的參考水質條件，藉以探討不同的離子濃度條件對Cu、Fe和U物種穩定性的影響。

至於繪製相圖所需考量之系統溫度條件，則將以25°C和80°C為主。其中，25°C為熱力學資料之主要參考溫度，故一般Eh(pe)-pH穩定相圖多數建立於此溫度條件；而80°C則是參考瑞典KBS-3處置概念中，關於廢棄物罐外圍溫度的限制條件(SKBF/KBS, 1983)，藉此瞭解處置環境之地下水因核種熱衰變增溫後，對相關物種穩定性的影響程度。另外，相圖中標示pH=4之虛線，係呈現離島花崗岩區近年來的雨水平均pH值(中央氣象局, 2011)；而標示pH=13之虛線，則是假設處置設施若含有混凝土結構物時，混凝土劣化主要釋出為鈣(Ca)離子，並對混凝土本身及近場環境產生一定程度之影響，其中劣化伴生鹼離子的釋出(如NaOH或KOH)，將可能促使該區地下水之pH值上升至此一限值 (SKB, 2002；2009；2010)。

以下，茲就本年度之工作執行成果簡述如下：

- (1) 根據銅原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果(圖 3-36)顯示，在pH=4-13且水呈穩定的條件下，Cu_(Copper)具有其穩定區間。換言之，在該穩定區間內，Cu_(Copper)將可保持其化學穩定性，而成為一良好的包封材料。另外，水中硫原子及氯原子濃度的高低，則是影響Cu_(Copper)穩定區間大小的最主要因素。
- (2) 根據鐵原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果(圖 3-37)顯示，在pH=4-13且水呈穩定的條件下，Fe_(Iron)並無其穩定區間。換言之，Fe_(Iron)在水中將持續的進行氧化(腐蝕)至其他的穩定物種(如Fe⁺²)。因此，就用過核燃料包裝容器的化學穩定性而言，Fe_(Iron)並非是一理想的材質。然而Fe_(Iron)將是一相當理想的還原劑，藉由其本身的氧化作用，可消耗地下水中的氧化劑並降低地下水的氧化還原電位，進而增加其他金屬(如銅)的化學穩定性。
- (3) 根據鈾原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果(圖 3-38)顯示，在pH=4-13且水呈穩定的條件下，UO₂(Uraninite)具有其穩定區間。換言之，若用過核子燃料之鈾原子的原始型態為UO₂(Uraninite)時，則

其在該穩定區間內將可保持其固相之化學穩定性，不易形成離子而隨地下水遷移。

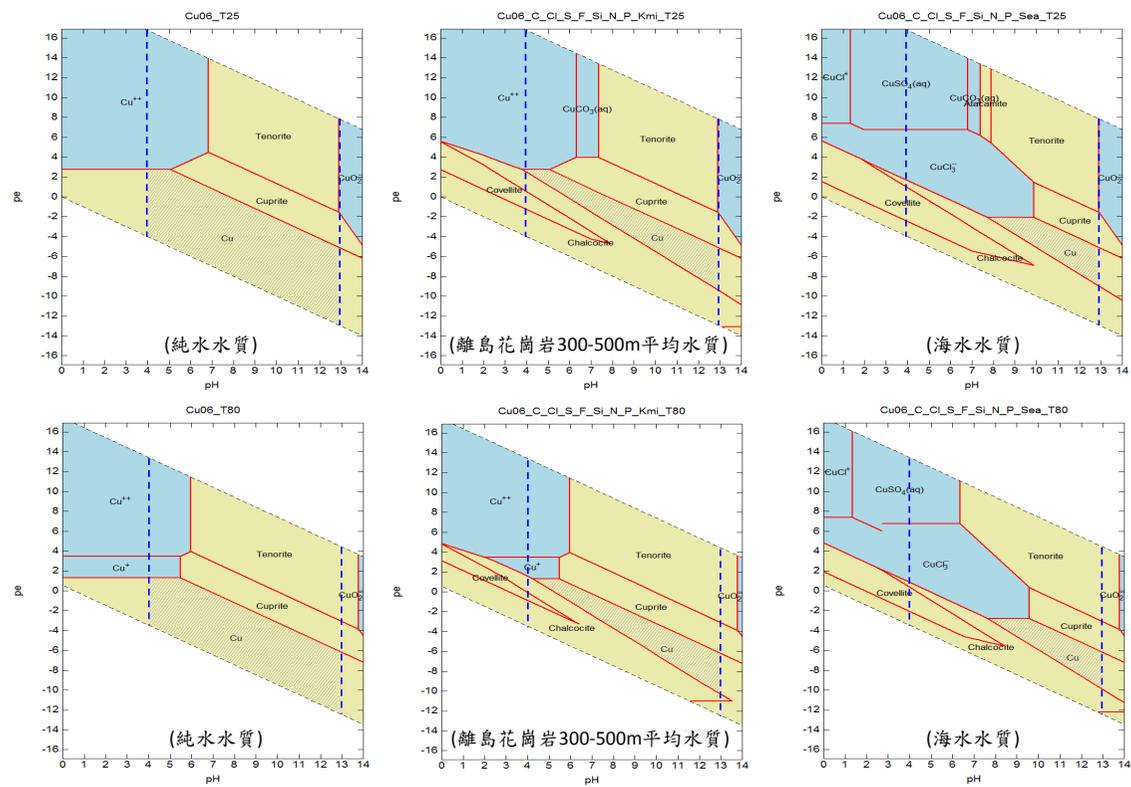


圖 3-36：銅原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果

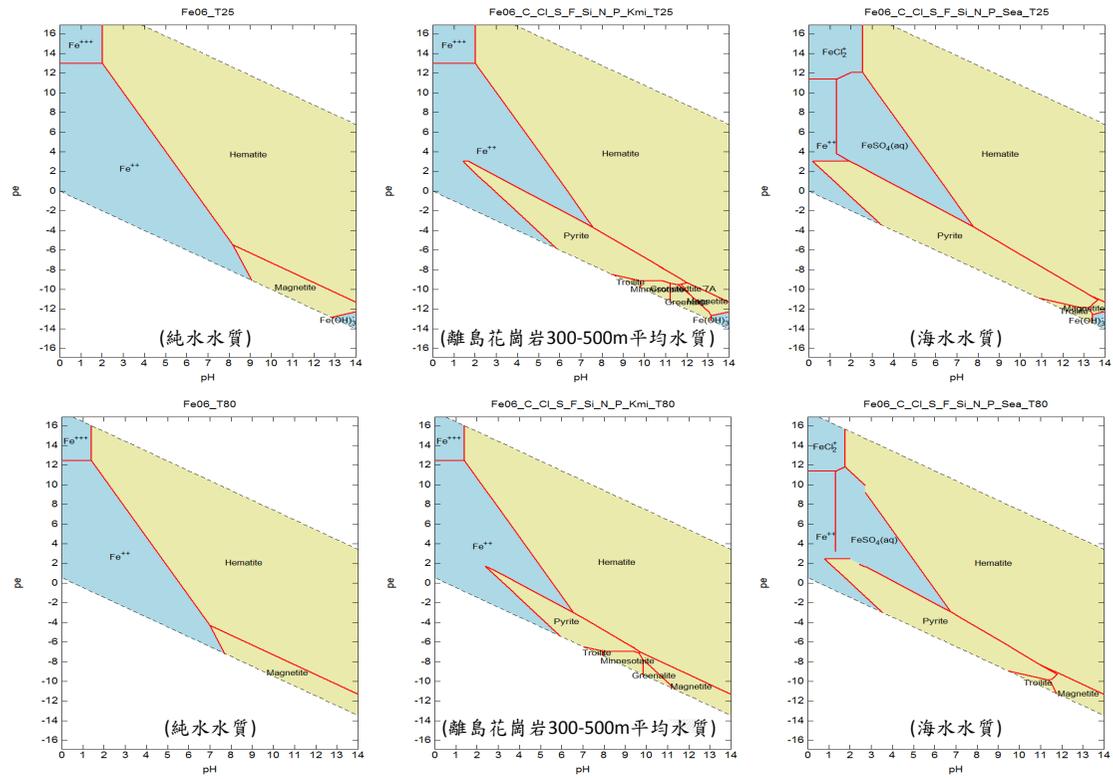


圖 3-37：鐵原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果

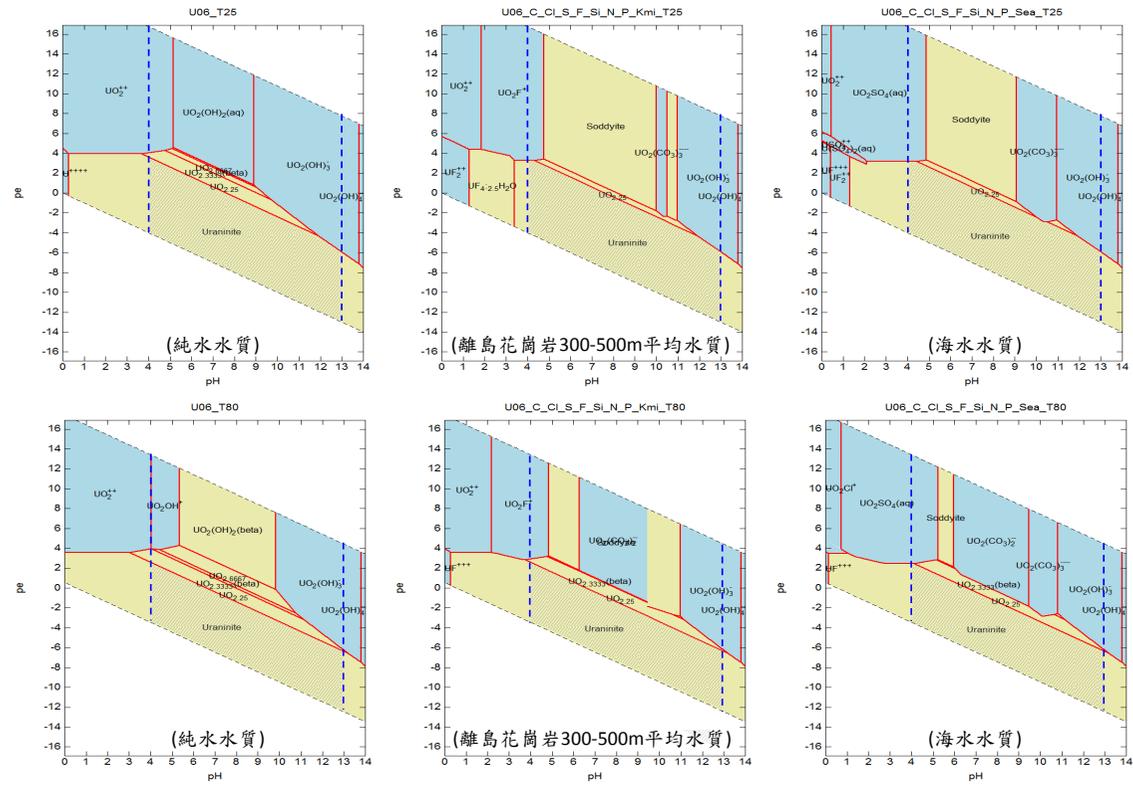


圖 3-38：鈾原子的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製結果

3.2.3. 地質實驗試坑特性調查技術發展規劃

地質實驗試坑擬利用現有道路隧道建置，該隧道自2002年通行後至今，坑道內壁穩定，未曾有坑壁崩落等記錄。由於該地區已有完整的基本工程資料，可供後續技術發展驗證參考，因此，本計畫擬於該隧道臨山內側另鑽掘一(總)長度約400公尺，倒D形，斷面直徑約6公尺之試驗用橫坑(隧道)，簡稱地質實驗試坑(H-area Tunnel Laboratory, HTL)，作為坑道內水文地質、跨孔地質試驗與開挖擾動帶調查等試驗平台，並進行地下岩體工程地質特性受地殼板塊運動、地震及氣候等自然環境變動影響之長期監測工作，對「潛在處置母岩特性調查與評估階段」各項調查與評估技術的發展與驗證具關鍵意義，有助於完備下階段(2018~2028年)所需調查與評估技術。地質實驗試坑規劃工作已完成「地質實驗試坑規劃報告」，且原能會已於民國101年3月20日同意備查。

3.2.4. 實驗室岩體核種遷移與緩衝回填材料試驗

進行用過核子燃料處置的安全評估，首須掌握關鍵核種的遷移動向，欲掌握其動向，則有賴取得可靠核種遷移參數，而可靠參數的取得，則絕大部份依賴實驗，包括模擬現場可能條件的實驗以及場址選定後的現場驗證。藉由地質環境的調查，提供核種遷移實驗的模擬條件，以符合實際並利於後續實驗的進行。而欲正確評估處置場的輻射安全，也需以核種遷移實驗所得的各項參數，作為評估模式的輸入資料。為此，本年度規劃利用過去計畫於離島花崗岩所取得之岩心為材料，進行核種吸附特性實驗，並著手建立核種傳輸之相關實驗技術。相關工作成果簡述如下：

(1) 核種吸附特性實驗：

吸附動力實驗主要探討粉碎離島花崗岩母岩，在離島花崗岩區地下水環境下，對Cs與Se兩核種在好氧與厭氧條件下的吸附行為。而Cs與Se兩核種的起始濃度為 $10E-3M$ 與 $10E-8M$ 。 $10E-3M$ 的起始濃度的主要目的在於建立一核種濃度遠大於吸附固體表面

吸附位置總濃度，在此狀況下，固體表面吸附位置的異質性(Heterogeneity)相較之下並不明顯，因此可假設固體表面是均一性(Homogeneity)，以便探討固體材料對於核種吸附量。此外，使用較高的起始濃度可以省去使用放射性示蹤劑，除了免去放射性廢棄物處理的麻煩外，也便於日後現地實驗室的實驗進行；相對的， $10E-8M$ 的起始濃度主要目的在於模擬真實核種外釋狀況。

由圖 3-39至圖 3-44中動力吸附結果顯示，離島花崗岩對Cs與Se的吸附量都很小，且吸附行為不受到環境酸鹼度與好氧厭氧環境的影響。

(2) 室內傳輸相關實驗技術之建立：

(a) 母岩薄片之擴散實驗：

以陰離子為例，一般陰離子在孔隙中的擴散係數大多落在 $10E-9 m^2/s$ 之數量級，再將其帶入方程式 $x^2=2Dt$ 中(其中 x 為擴散距離， D 為擴散係數， t 擴散時間)，可以粗估陰離子在孔隙中擴散1 mm至少需要八分鐘。若岩石樣品的孔隙率極低，所需要的擴散時間會更久。鑒於此，文獻上許多的實驗進行方法是利用粉碎樣品進行擴散實驗，假設粉碎樣品所造成的極高孔隙率代表真實樣品的孔隙環境，因此將粉碎樣品視為擴散的加速實驗，藉此求取核種的擴散係數。粉碎樣品擴散實驗的好處是大幅縮短擴散實驗所需要的時間；相對的，粉碎樣品擴散實驗的最大問題在於所取得樣品的代表性。因此，本計畫的重點在於建立薄片擴散實驗方法。

由於岩石薄片的厚度越厚，所需要的擴散時間越多，但過薄的岩石薄片可能造成額外的孔隙，因此本實驗初步採用的岩石薄片厚度共有2 mm、3 mm、與5 mm等三種，預期來自這三種不同厚度的擴散係數應該很相近，若所得到的擴散係數相距甚遠，也可以利用岩石薄片厚度與擴散係數作圖，利用漸進線的斜率與截距，推測出合理的薄片厚度。

為了提供小塊薄片額外的機械支撐力，避免磨片拋光過程中製造額外的人工孔隙，將岩石小塊樣品倒入樹脂模具中，利用樹脂加以固化，再進行後續的磨片作業。

完成岩石薄片後，需要先進行水飽和，將薄片孔隙內充滿地下水，以滿足孔隙內的化學環境與另一端的來源端相同的假設，在此條件下，驅動核種擴散行為的動力只有來自於核種濃度的梯度。為了加速水飽和過程，在血清瓶上鑿上兩個開口，作為地下水進與出的兩個口。此設計的主要目的在於與日後大規模實驗的銜接。將來源端連接上一大水槽，利用蠕動幫浦循環擴散腔，藉此固定來源端的濃度(亦固定數值解析時的邊界條件狀況)。在取樣端部份，接上相同的血清瓶，並利用機械真空幫浦降低取樣端的壓力，透過岩石薄片兩端的壓力差，推動地下水流經岩石薄片，藉以達到水飽和的目的。圖 3-45及圖 3-46為此實驗裝置之外觀，後續將開始進行母岩薄片擴散實驗。

(b) 花崗岩完整岩塊之傳輸實驗規劃作業：

傳輸實驗主要在於探討核種的傳輸(Active Transport)的行為。日後的實驗規劃針對離島花崗岩之完整岩塊進行碘離子之傳輸試驗，因此綜合本階段的文獻蒐集發現，孔隙率的決定與傳輸情節的分析將是實驗規劃的關鍵。目前的進度是先將大岩塊(約兩百多公斤)切割成較小(25cm x 25cm x 25cm)的立方體，嘗試建立較小規模的完整岩塊。

由於核種主要是透過岩石內的孔隙傳輸，核種的傳輸與岩石介質的孔隙率有直接的關係，因此目前規劃以電腦斷層掃描方法(Computer Topography, CT)取得岩石的孔隙率。CT主要原理就是輻射與物質作用，也就是高能粒子與重原子和輕原子的作用。岩石介質內主要是矽鋁氧化合物，而孔隙內主要的物質為空氣，因此在CT的影片上，岩石介質所在的位置就會呈現較淺的顏色，而孔隙空氣的部份呈現穿透的黑色，在透過影像處理軟體，將各顏色的面積積分，

藉此得到岩石的孔隙率與孔隙分布。CT廣泛運用於非破壞性的掃描，例如醫療用途上的骨質密度掃描，癌細胞掃描等，由於其非破壞性的特色，藉由CT方法取得岩石的孔隙率非常具有代表性。

後續亦規劃執行K區母岩完整岩塊之傳輸實驗時，能搭配傳輸情境的分析。根據功能安全評估的情節分析需求，找出最有可能的傳輸情節。盡可能在實驗室尺度內，建立具有代表性的現地環境，再篩選出最有可能的情節進行實驗。由於近場環境，核能廢棄物中的輻射熱會造成緩衝回填材料與母岩樣品的局部結構改變，此結構的改變會影響材料的表面化學，進而影響對核種的吸附行為。在Migration 11會議中，瑞士與法國團隊的報告指出，經過兩年對緩衝回填材料與花崗岩的熱照射，其吸附行為並沒有顯著的改變，諸如此類國際經驗對後續完整岩塊的傳輸實驗均有參考價值。

整體而言，岩塊的傳輸實驗目前的執行重點在於輔助岩石薄片的擴散實驗，待岩石薄片的初步結果出來後，會設計在來源端的加壓系統，藉由壓力的調整改變傳輸的速度，得到一參考的標準。接著即可在大岩塊上進行實驗，藉由比較薄片所得到的結果，才可以更深入解析傳輸實驗結果的反應機制與擴尺度的效應。

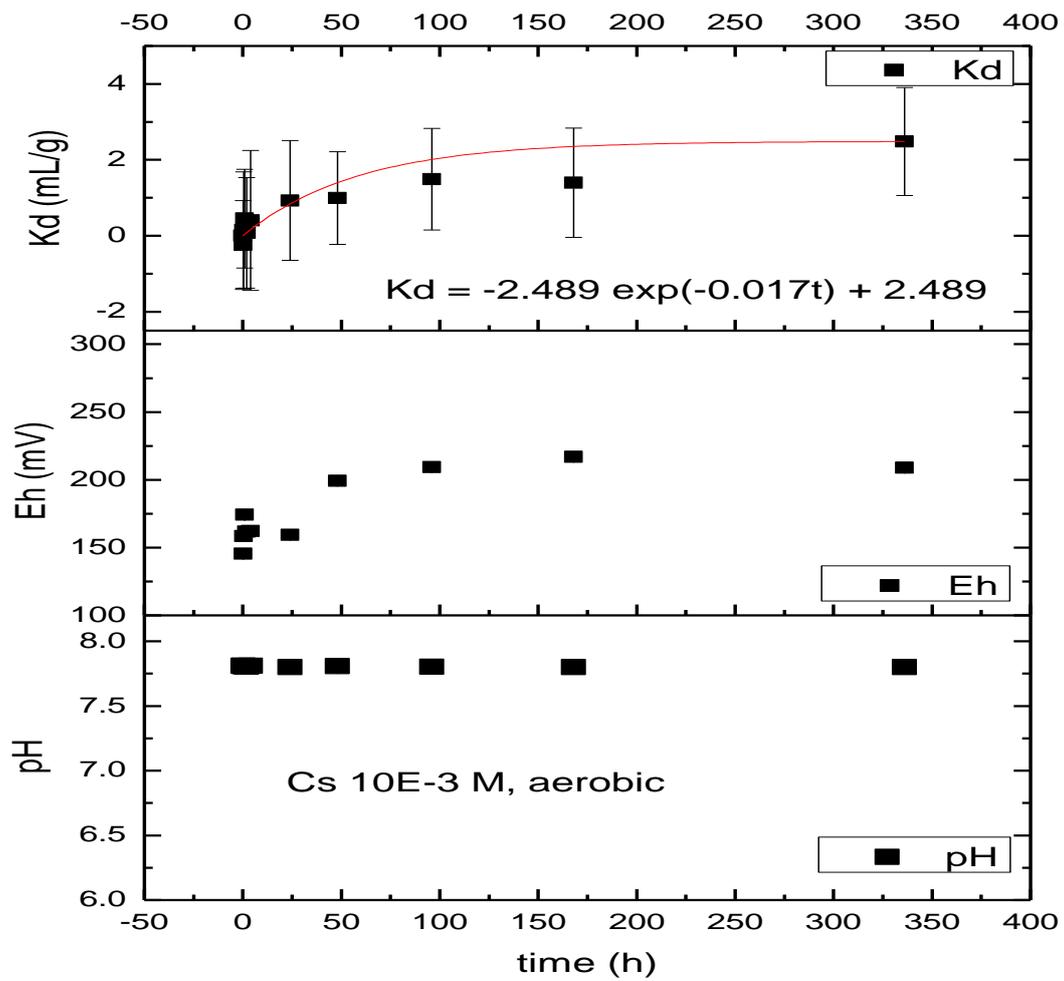


圖 3-39：高濃度Cs (10E-3M)於好氧環境的動力吸附結果

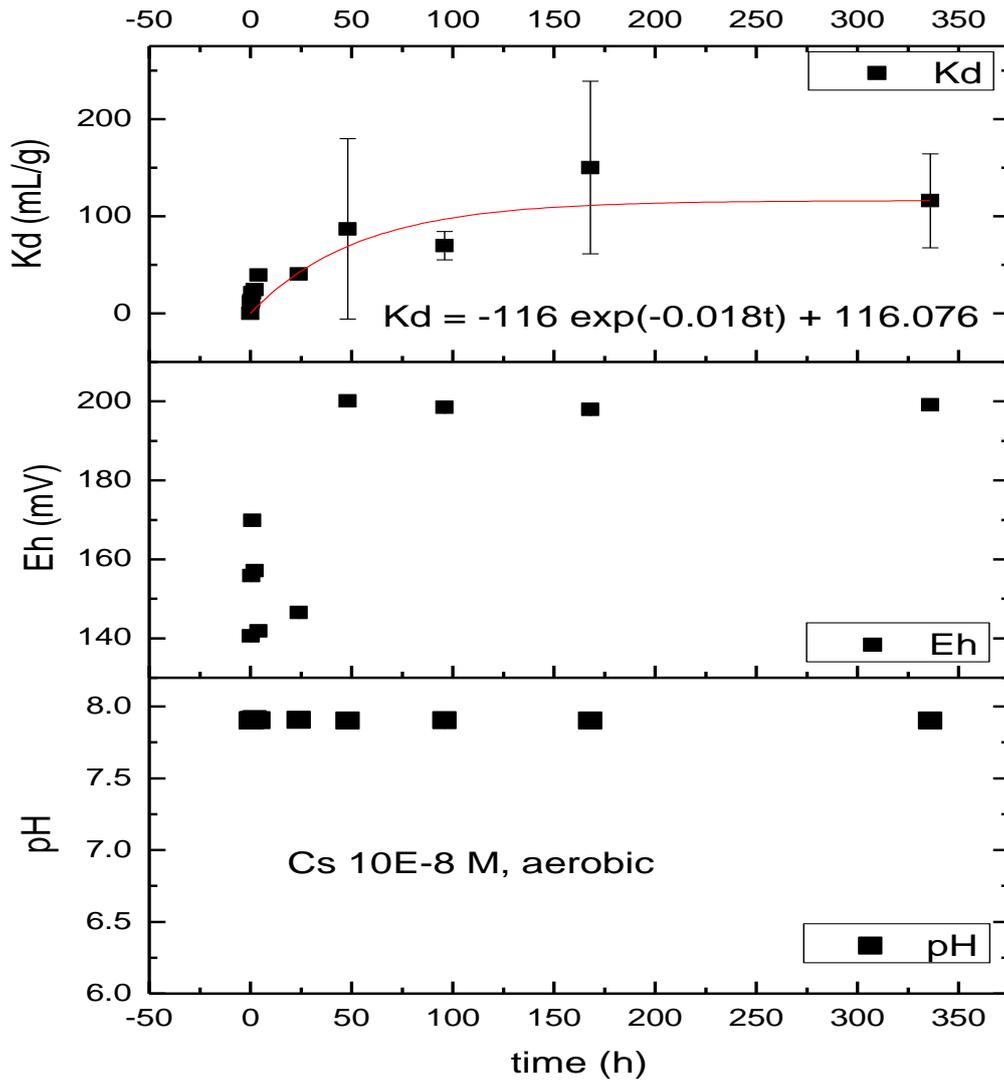


圖 3-40：低濃度Cs (10E-8M)於好氧環境的動力吸附結果

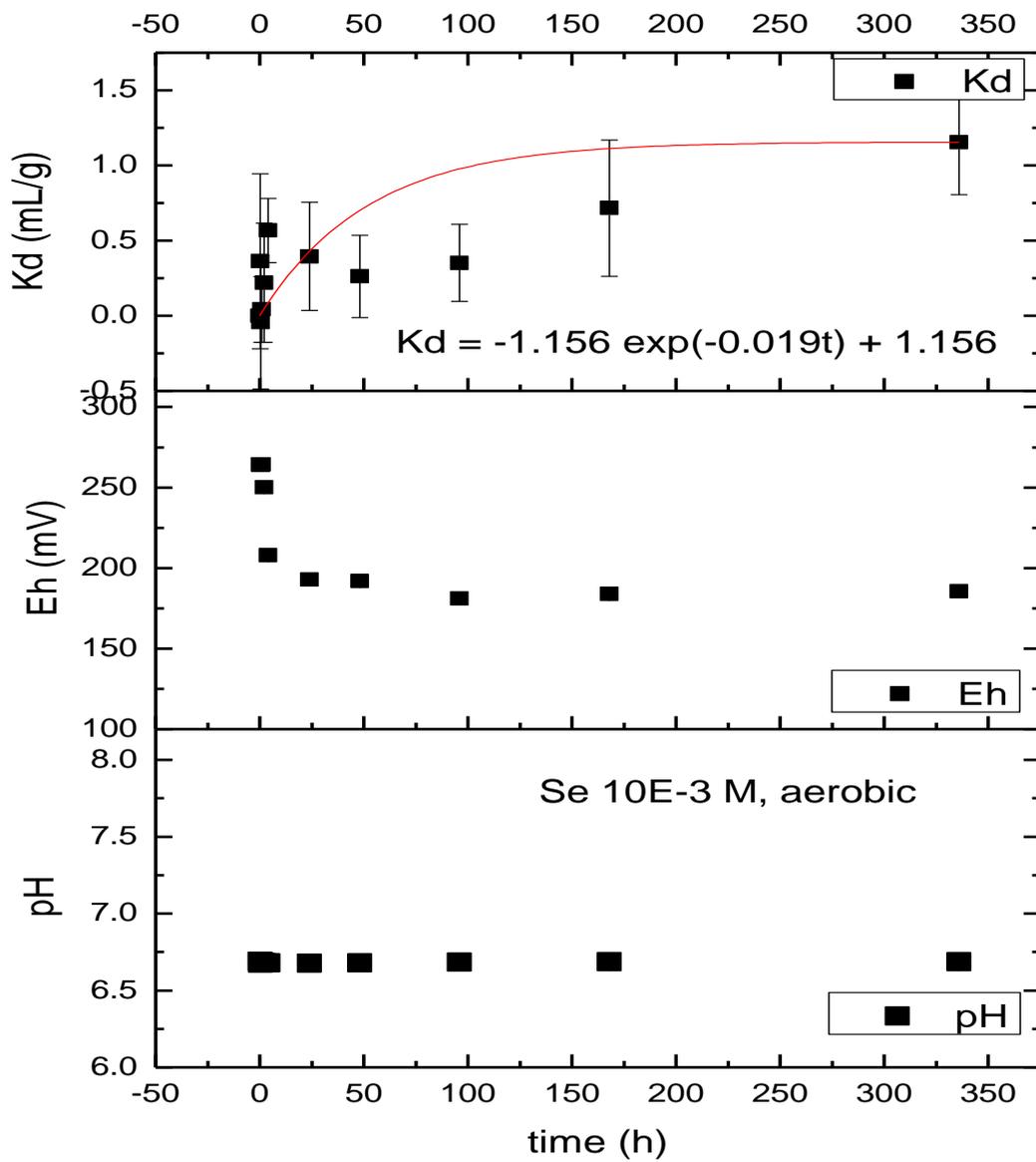


圖 3-41：高濃度Se (10E-3M)於好氧環境的動力吸附結果

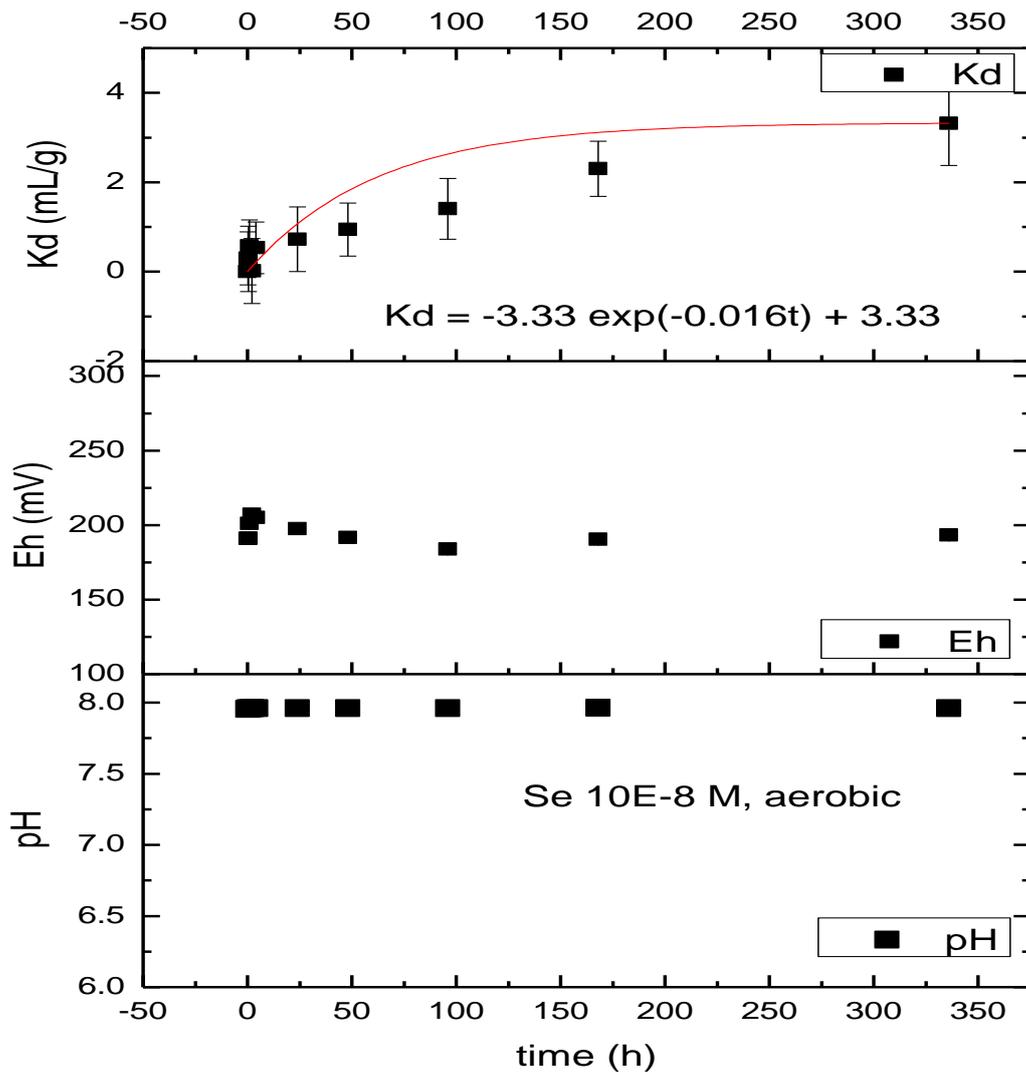


圖 3-42：低濃度Se (10E-8M)於好氧環境的動力吸附結果

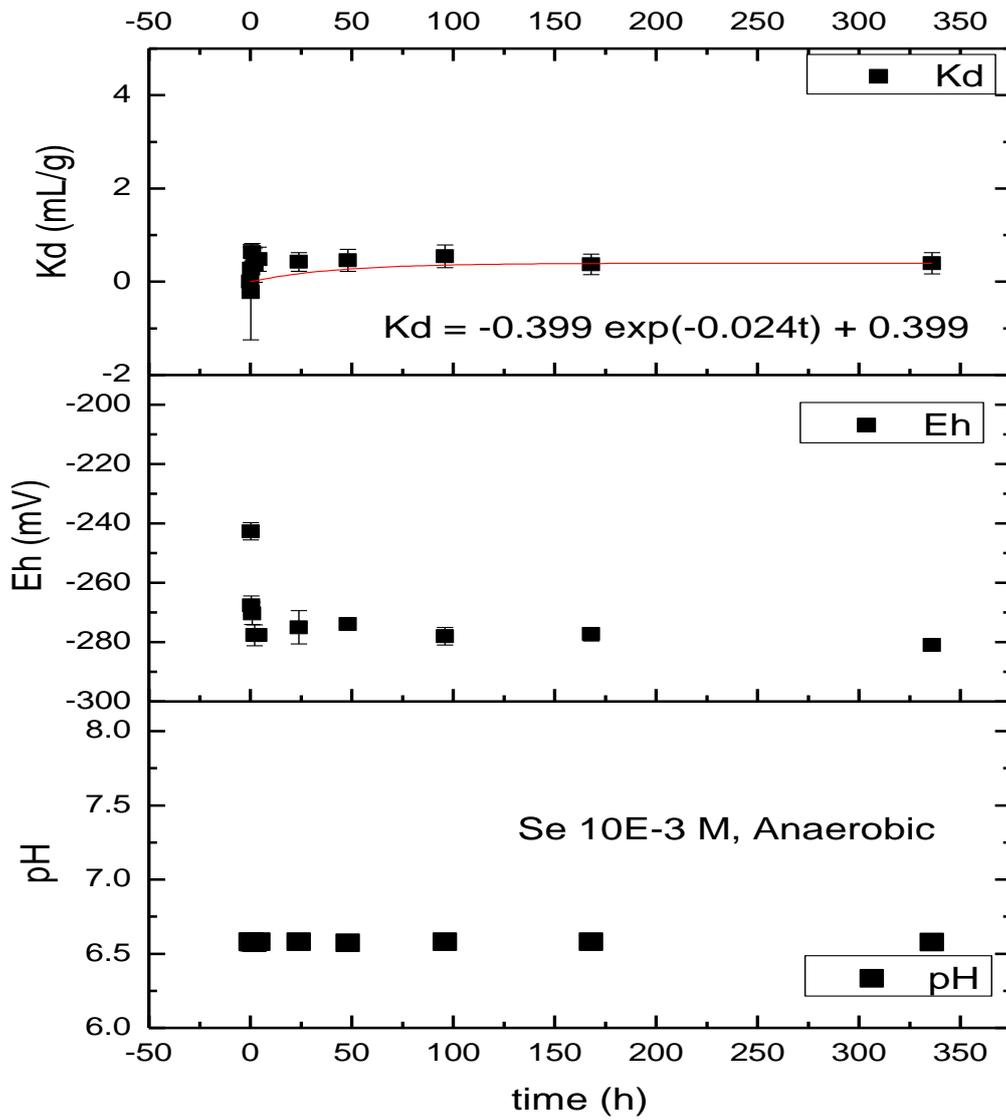


圖 3-43：高濃度Se (10E-3M)於厭氧環境的動力吸附結果

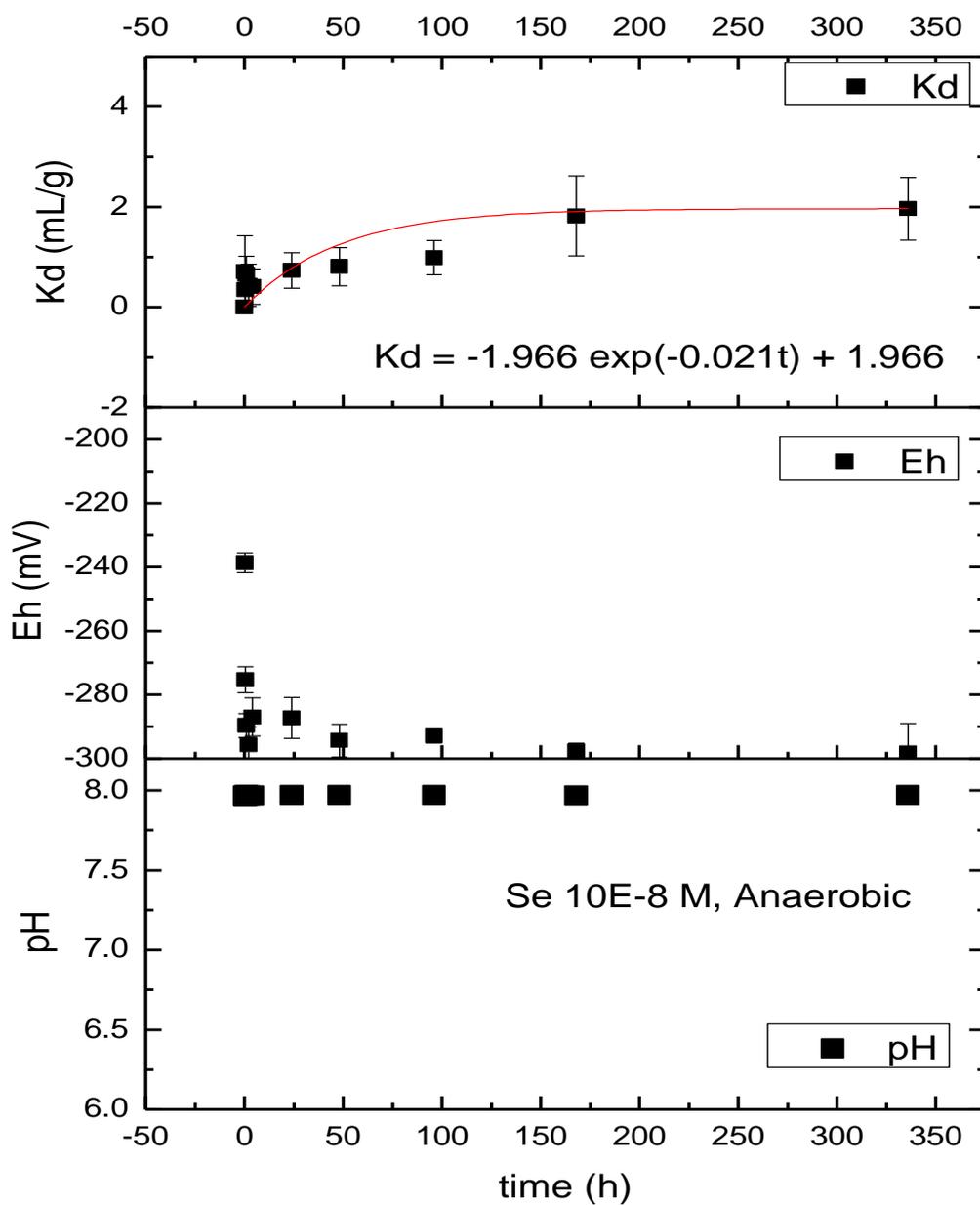


圖 3-44：低濃度Se (10E-8M)於厭氧環境的動力吸附結果

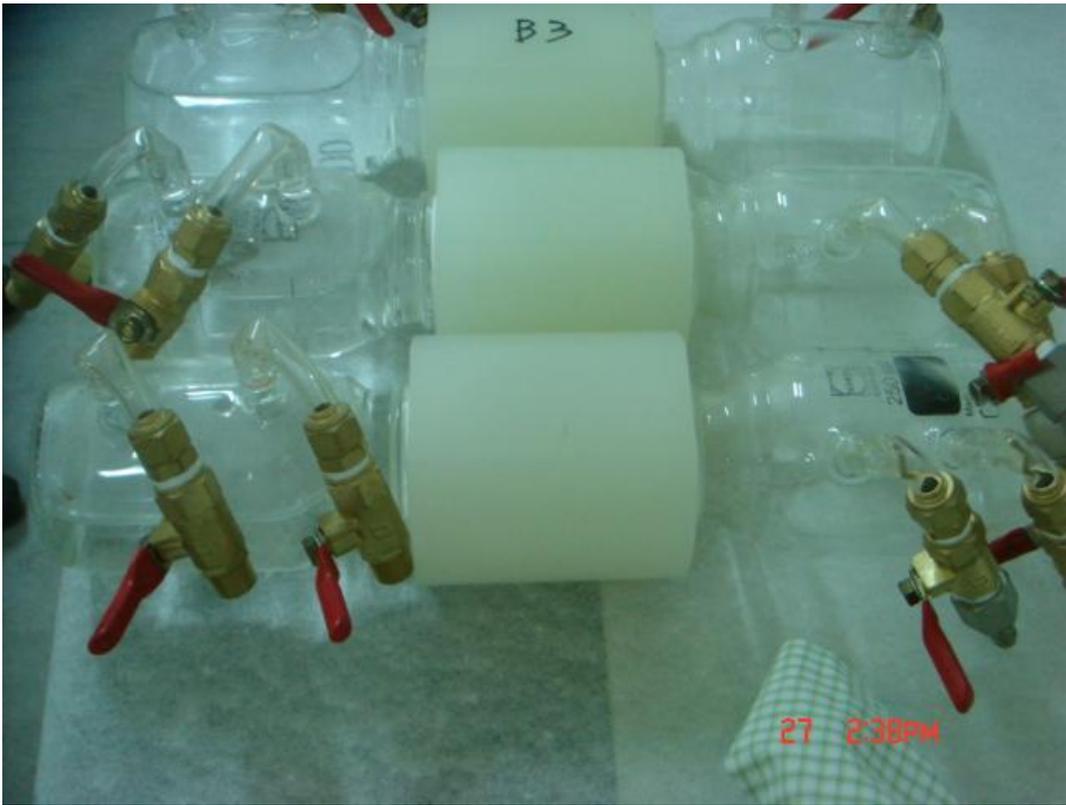


圖 3-45：薄片擴散實驗裝置外觀與水飽和過程



圖 3-46：擴散實驗裝置取樣端的霧氣圖片

3.2.5. 近場緩衝回填材料特性之研究

本年度以深地層處置場的緩衝材料特性與設計為主軸，瞭解國際間以深地層處置之國家其處置場緩衝材料之選擇與材料特性，以做為我國緩衝材料之選擇與設計之參考。

3.2.5.1. 緩衝材料特性

各國緩衝材料大多以膨潤土材料做為主要之研究目標，本報告以膨潤土(bentonite)做為緩衝材料之優點說明如下：

- (1) 膨潤土可吸收水且具回脹性：膨潤土之回脹現象為水份接觸乾燥膨潤土後，陽離子交換產生之水化作用所造成，其層間結構因內部陽離子水化引發TOT夾層的層間擴張，使得膨潤土產生膨脹。在過去研究中得知，夯實之鈉型膨潤土濕潤後具有乾燥體積10倍以上之回脹能力(Fukue et al., 1995)。處置場之設計可利用此回脹特性使其填充緩衝材料塊間及處置坑周圍處置母岩之間隙。
- (2) 膨潤土具有非常低的滲透性及抑制水流流動：由國際間研究結果得知，一般以鈉型膨潤土具有非常低的水力傳導度，當地下水由處置場母岩滲透至夯實之膨潤土緩衝材料層時，由於非常低的水力傳導度使得水流以擴散之形式傳輸，此種特性得以做為延遲地下水直接對廢棄物罐造成之危害。
- (3) 膨潤土具有高陽離子交換能力：膨潤土具有80 ~ 120 meq / 100 g之高陽離子交換能力(cation exchange capacity, CEC) (Fukue et al., 1995)。在吸脫附試驗中得知，Cs⁺離子可與膨潤土中之層間Na⁺離子產生交換作用(Shibutani et al., 1992)。

本節分別蒐集Kunigel V1、Kunipia F、MX-80、Montigel、Avonseal、高廟子膨潤土及我國國產日興土之材料特性，以比較國外所產的膨潤土與我國國產日興土之特性，並探討我國國產日興土做為緩衝材料之適用性。

3.2.5.2. 緩衝材料礦物組成

本節彙整不同緩衝材料之膨潤土的礦物組成如表 3-5所示。膨潤土主要成份為蒙脫石(Montmorillonite)及其它次要組成礦物如石英、長石等組成，由表 3-6比較得知，除Kunigel V1及Zhisin(國產日興土)之外其他類型之膨潤土的蒙脫石含量皆高於50%以上，相對其液性限度值亦高，而液性限度在大地工程中可做為計算膨脹土壤之膨脹潛能之參數，可利用此參數初步判斷其回脹潛能。

3.2.5.3. 緩衝材料基本物理性質

本分項分別彙整不同膨潤土及黏土的基本物理性質，如表 3-6所示。各類型膨潤土之比重皆為2.6~2.8，液性限度(Liquid Limit, LL)為土壤由塑性狀態至液性狀態之含水量，除日興土為67%，於液性限度性質中屬高值外，其它膨潤土皆大於90%，於液性限度性質中屬特高值；塑性限度(Plastic Limit, PL)為土壤由半塑性狀態變化到塑性狀態時之含水量，將土樣混合水後搓揉成小土條，依試驗標準以土條龜裂程度定義其塑性狀態時之含水量，以定義不同土壤之塑性行為，具塑性或黏性之土壤，塑性限度值頗大，表中MX-80型膨潤土之塑性限度值為最大，表示其塑性行為較其他土壤來得高；塑性指數(Plasticity Index, PI)為液性限度與塑性限度之差，用以表示土壤之塑性程度，表中各個膨潤土之塑性指數皆大於35，屬於高塑性程度之黏土；在離子分析部份可看出Kunigel V1、Kunipa F、MX-80、Avonseal屬鈉型膨潤土，Montigel、GMZ-16及日興土屬鈣型膨潤土。

3.2.5.4. 熱傳性質

中國大陸針對內蒙古的高廟子膨潤土進行相關材料試驗，其中熱傳性質試驗，採用DRP-1型平板導熱穩態法及Shotherm-D2導熱儀以非穩瞬時熱線法測量膨潤土之熱傳導係數(王承祖等，2010)。其探討膨潤土含水量18~22%在不同的製備壓力壓實的試體與熱傳導度之關係，如圖 3-47所示，一般而言，製備壓力越高，熱傳導係數越

大，其中試體含水率達18%時，熱傳導係數在壓力增加到120 MPa時明顯增大；另外含水率高的試體，熱傳導係數越高。

日興土之熱傳特性(Thermal Characteristics)研究方面，劉俊志(2003)、張大猷(2004)及朱正安(2009)等人利用熱探針法(Heat Probe Method)，量測壓實日興土材料之熱傳導係數，得到如圖 3-48所示之日興土在不同的乾單位重(Dry Density)與含水量(Water Content)下的熱傳導係數(Thermal Conductivity)。由於密度越高之土壤顆粒越緊密且孔隙越少，日興土在同一含水量，密度越高則熱傳導係數越高；在同一密度條件下，含水量越高熱傳導係數亦越高。

日本針對該國本土黏土材料Kunigel V1進行相關材料試驗，其中熱傳性質試驗試體條件為 1.8 Mg/m^3 之純膨潤土塊及混合30%石英砂密度為 1.6 Mg/m^3 之膨潤土塊，利用快速熱導儀量測膨潤土試體由全乾燥至飽和程度之熱傳導係數(Suzuki and Taniguchi, 1999)。圖 3-49為Kunigel V1在不同含水量下之熱傳導係數，其在不同的含水量及密度條件下之熱傳導度值範圍約為 $0.45\sim 2.00 \text{ W/mK}$ 之間。

瑞典核燃料及廢棄物管理公司(Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, SKB)亦針對MX-80型膨潤土進行熱傳導係數試驗(Börgesson et al., 1994)，其熱傳導係數的量測技術則是採用熱探針法，試體條件為控制試體孔隙比為0.8的條件下，進行不同飽和度下之熱傳導係數量測，圖 3-50為MX-80型膨潤土在不同飽和度下之熱傳導係數，在該條件下之熱傳係數範圍為 $0.6\sim 1.3 \text{ W/mK}$ 之間。

表 3-5：不同膨潤土之礦物組成(%)

	Kunigel V1 ^(1,2)	Kunipia F ^(1,2)	MX-80 ⁽³⁾	Montigel (3)	Avonseal (3)	GMZ ⁽⁴⁾	日興土 (Zhisin) ⁽⁵⁾
蒙脫石	46-49	98-99	75	66	79	75.4	14
石英/玉 髓	29-38	<1	15.2	8.3	5	11.7	
長石	2.7-5.5		5-8	2-4		4.3	
方解石	2.1-2.6	<1	1.4			0.5	
白雲石	2.0-2.8						
方沸石	3.0-3.5				1.5		
黃鐵礦	0.5-0.7		0.3				
高嶺石			<1			0.8	30
雲母			<1	12-15			
伊利石				2	9.5		56
石膏					2		
有機物	0.31-0.34		0.4	0.003	0.3		
其它			2	2-3		7.3	

1：Ito et al, 1993；2：PNC, 1996；3：Lajudie et al., 1996；4：Wang, J. et al, 2006；5：王雅薇, 2008。

表 3-6：不同膨潤土之基本物理性質

	Kunigel V1 ^(1,2,3)	Kunipia F ^(1,2)	MX-80 ⁽⁴⁾	Montigel ⁽⁴⁾	Avonseal ⁽⁴⁾	GMZ-16 ^(5,6)	日興土 (Zhisin) (7)
Specific gravity	2.7	2.7	2.7	2.8	2.8	2.6	2.7
LL (%)	416	993	400	140	257	99.8	67
PL (%)	21	42	70	50	49	41	18
PI	395	951	330	90	208	58.8	49
Montmorillonit (%)	46-49	98-99	75	66	79	80	2.3
CEC (meg/100 g)	52	1117	79	62	82	83.4	70
Leach cation (meg/ 100 g)							
Na ⁺	54.6	114.9	56	1.8	46.5	1.6	23.1
K ⁺	1.3	1.1	2.3	0.2	0.7	0.34	1.4
Ca ²⁺	41.9	20.6	30.1	37.6	39.5	52.92	38.7
Mg ²⁺	6.6	2.6	15.6	22.4	7	27.86	6.8
Na ⁺ /Ca ²⁺ ratio	1.3	5.58	1.86	0.05	1.18	0.03	0.6

備註：1：Ishikawa et al., 1990；2：Ito et al, 1993；3：Suzuki and Fujita, 1999a；4：Lajudie et al., 1996；5：劉月妙等，2004a；6：劉月妙等，2004b；7：Chuang et al., 2010。

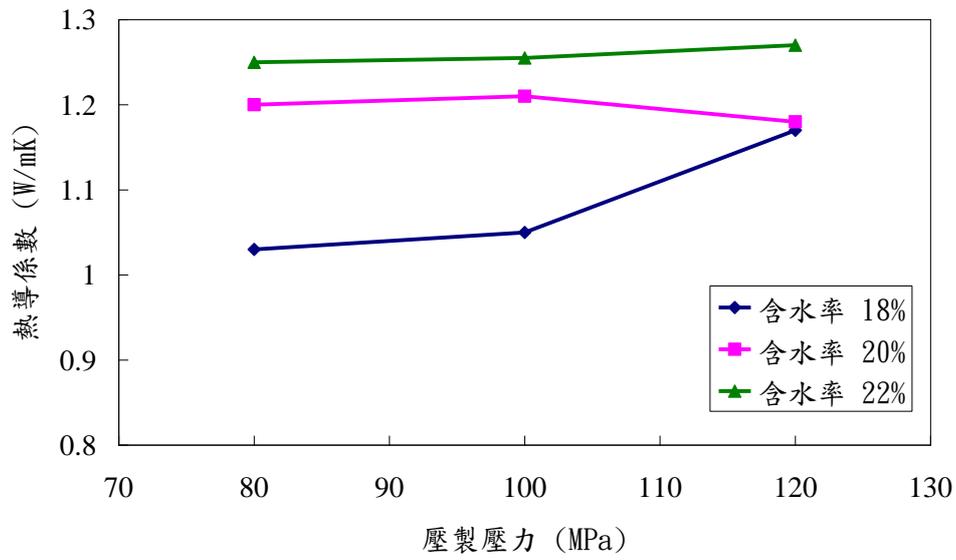


圖 3-47：GMZ-16不同製備壓力對不同含水率樣本之熱傳導係數
資料來源：重繪自王承祖等(2010)

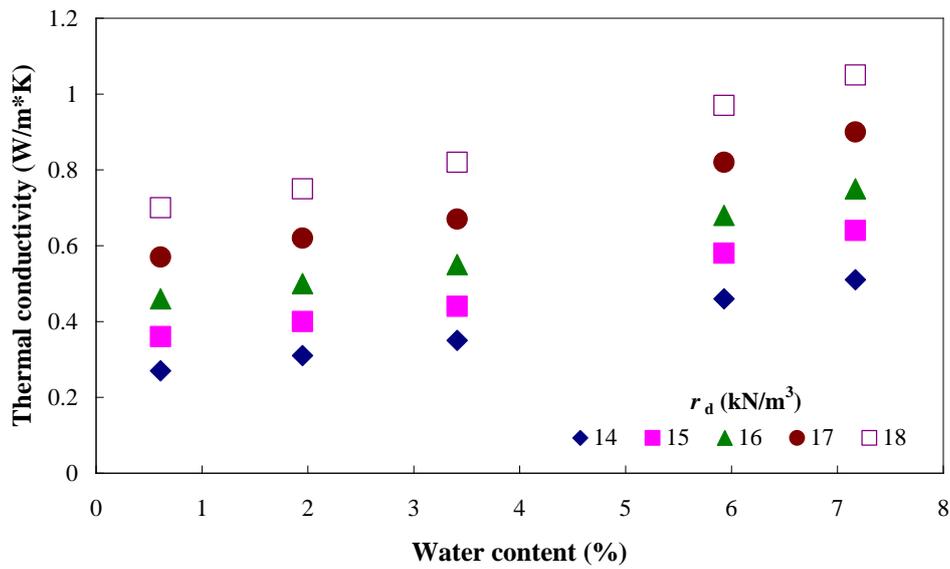


圖 3-48：日興土於不同含水量及乾密度之熱傳導係數
資料來源：Chuang et al. (2010)

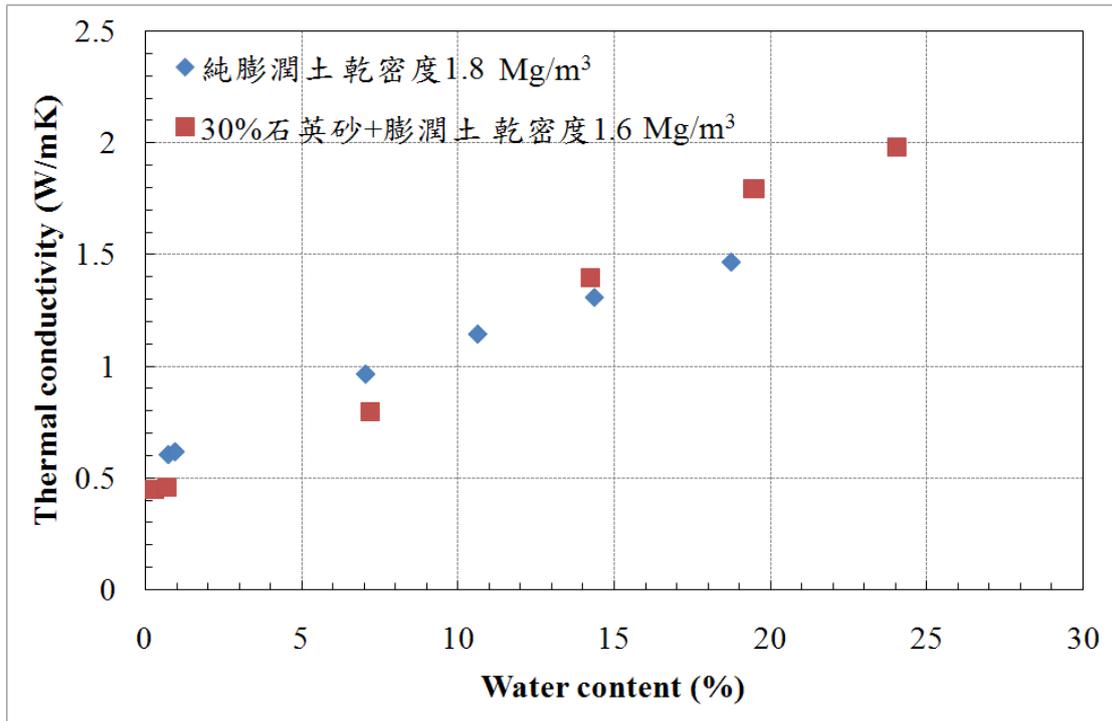


圖 3-49：Kunigel V1於不同含水量及乾密度之熱傳導係數
 資料來源：重繪自Suzuki and Taniguchi (1999)

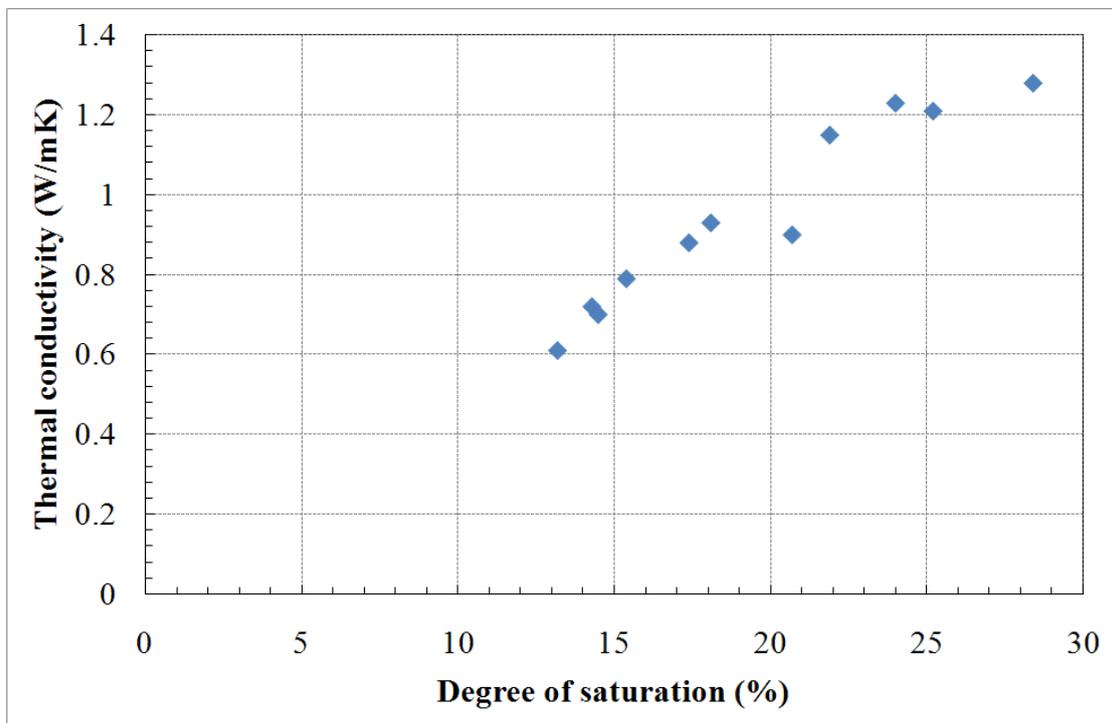


圖 3-50：MX-80型膨潤土於不同含水量之熱傳導係數
 資料來源：重繪自Suzuki and Taniguchi (1999)

3.2.5.5. 水力特性

由於放射性廢棄物會釋放衰變熱，影響處置場近場環境溫度，且處置場於封閉後極有可能會遭遇地下水之入侵，王雅薇(2008)曾進行密度為 $1.5\sim 1.7\text{ Mg/m}^3$ 時，且日興土在溫度 $25\sim 80\text{ }^\circ\text{C}$ 下之水力傳導度(hydraulic conductivity)研究，探討緩衝材料在不同環境溫度下之水力傳輸行為，試驗成果如圖 3-51所示，水力傳導度隨溫度升高而增高，且密度越低水力傳導度越大。其中密度為 1.7 Mg/m^3 之日興土在溫度由 $25\text{ }^\circ\text{C}$ 增加至 $80\text{ }^\circ\text{C}$ 時，水力傳導係數增加幅度較為緩慢，而在密度低於 1.7 Mg/m^3 時之水力傳導係數增加幅度較明顯，Pusch and Weston(2003)以微觀結構之觀點探討水力傳導係數的影響，認為鈣型膨潤土(Ca-type bentonite)密度低於 1.6 Mg/m^3 時不會產生太大回脹壓力且因水流流通過孔隙，使孔隙結構受水流侵蝕及傳輸容易造成微觀結構的不穩定，故水力傳導係數之變化較大。

莊怡芳(2008)利用水汽平衡法(Vapour Equilibrium Technique)量測日興土不同環境溫度下之土壤吸力(soil suction)，並利用Fredlund and Xing model(Fredlund and Xing, 1994; Fredlund et al., 1994)推求完整(指飽和度0至1之土壤吸力值)之土壤-水份特性曲線(soil-water characteristic curve, SWCC)以及未飽和水力傳導係數(Unsaturated hydraulic conductivity)，此兩項特性參數代表土壤在未飽和狀態下水力特性參數。圖 3-52為日興土在不同溫度下之土壤-水份特性曲線，其中點為實驗數據，線段為利用Fredlund and Xing model推求之土壤-水份特性曲線，由圖可知在溫度 25 至 $40\text{ }^\circ\text{C}$ 間，土壤吸力值變化較大，而溫度在 40 至 $60\text{ }^\circ\text{C}$ 間吸力值變化較小。圖 3-53為利用Fredlund and Xing model推求之相對水力傳導度，即未飽和土壤水力傳導度與飽和土壤水力傳導度之比。

日本亦針對Kunigel V1材料進行飽和水力傳導度試驗，其試驗方法遵照日本大地工程協會標準(Japanese Geotechnical Society Standard)之JGS T 331試驗標準方法進行。其試體尺寸為直徑 50 mm 、高 10 mm 之試體，將Kunigel V1膨潤土材料混合 30% 之石英砂壓

製成密度 1.6 Mg/m^3 之試體，另壓製 1.8 Mg/m^3 之純膨潤土試體，並且對試體進行不同溫度之控制。圖 3-54 為 Kunigel V1 試體於不同溫度下之飽和水力傳導度值，由試驗結果可知當溫度越高其飽和水力傳導度則越高；密度 1.6 Mg/m^3 試體之飽和水力傳導度亦高於密度 1.8 Mg/m^3 之試體，其原因在於試體之緻密度影響水力傳導度值；另該試驗亦比較水力傳導度試驗介質黏滯度影響，利用人工海水進行試驗之水力傳導度值會高於純水之水力傳導度值。另外亦利用水汽平衡法進行 Kunigel V1 於不同溫度下之土壤-水份特性曲線試驗 (Suzuki and Fujita, 1999) 如圖 3-55 所示，試驗結果顯示其溫度對土壤水份特性曲線無明顯的影響。圖 3-56 為 Kunigel V1、MX-80、Kunipa F 及混合 30% 石英砂之 Kunigel V1 材料之土壤-水份特性曲線比較，由圖中結果得之，Kunipa F 膨潤土之吸力值最高，其次為 MX-80 型膨潤土及 Kunigel V1，因膨潤土中蒙脫石含量影響其吸力值之高低。

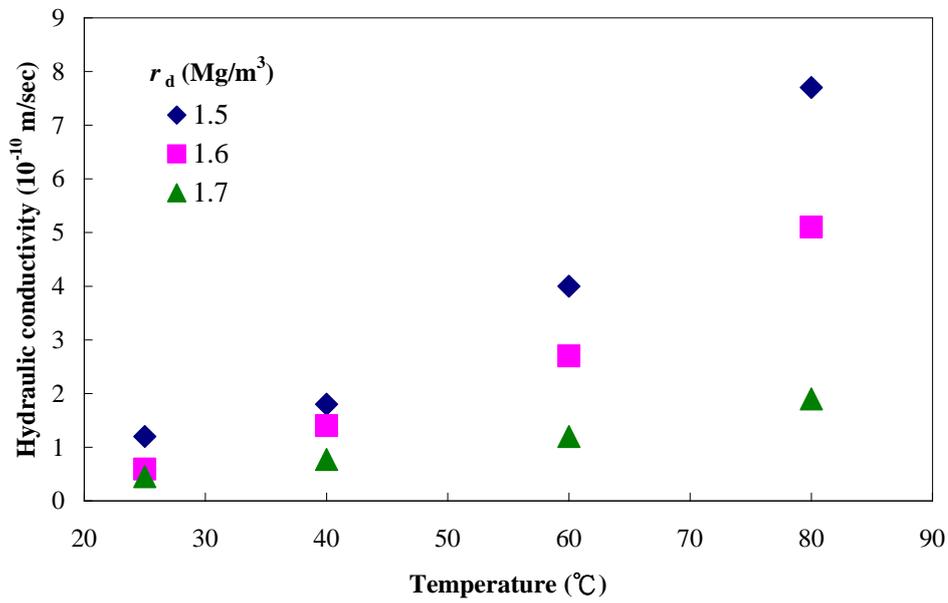


圖 3-51：日興土不同密度與不同溫度下之水力傳導度
資料來源：重繪自王雅薇(2008)

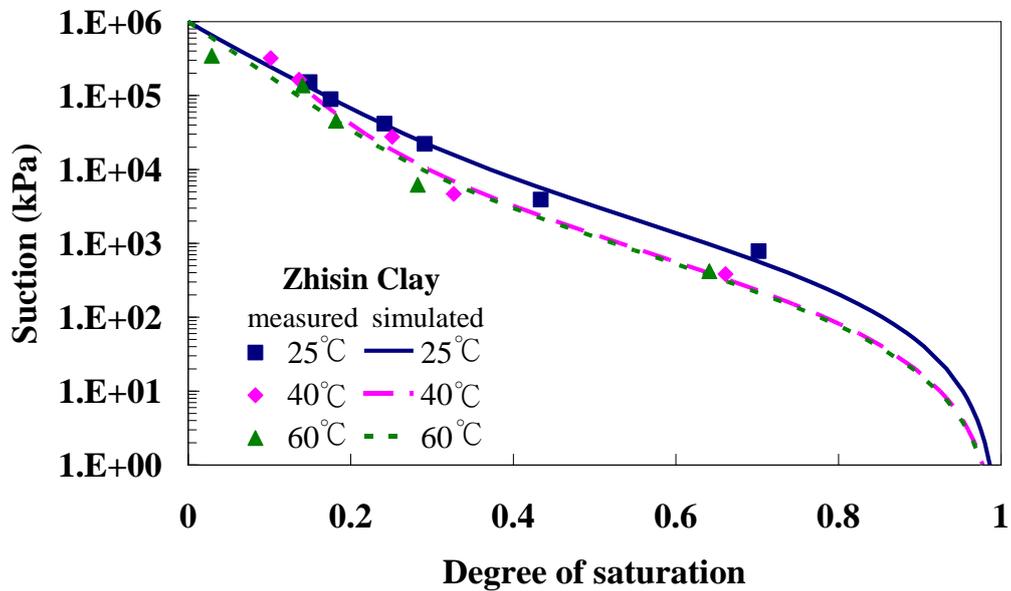


圖 3-52：日興土於不同溫度下之土壤水份特性曲線
資料來源：莊怡芳(2008)

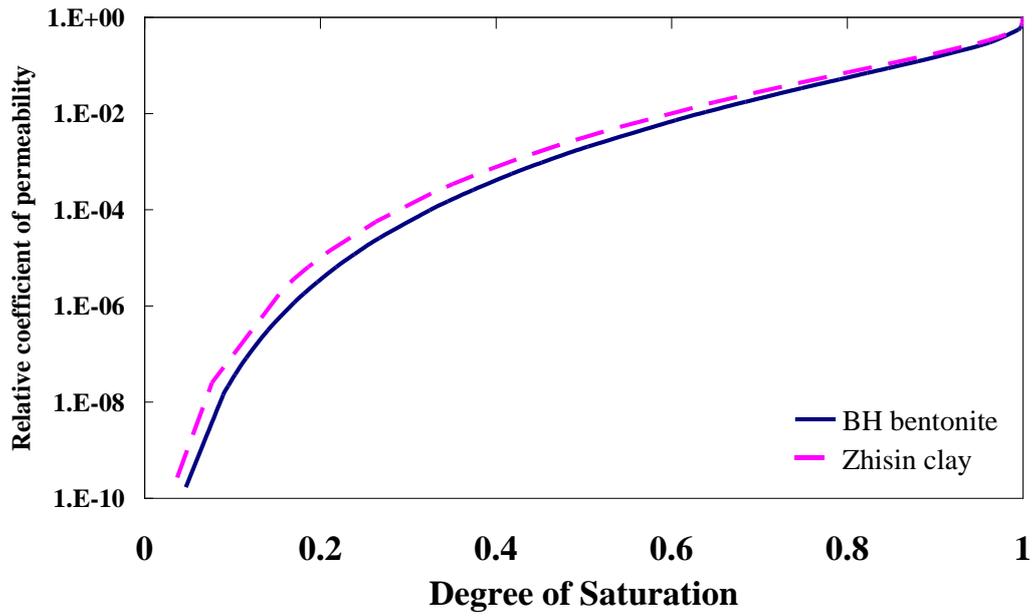


圖 3-53：日興土之相對水力傳導係數與含水量之關係
資料來源：莊怡芳(2008)

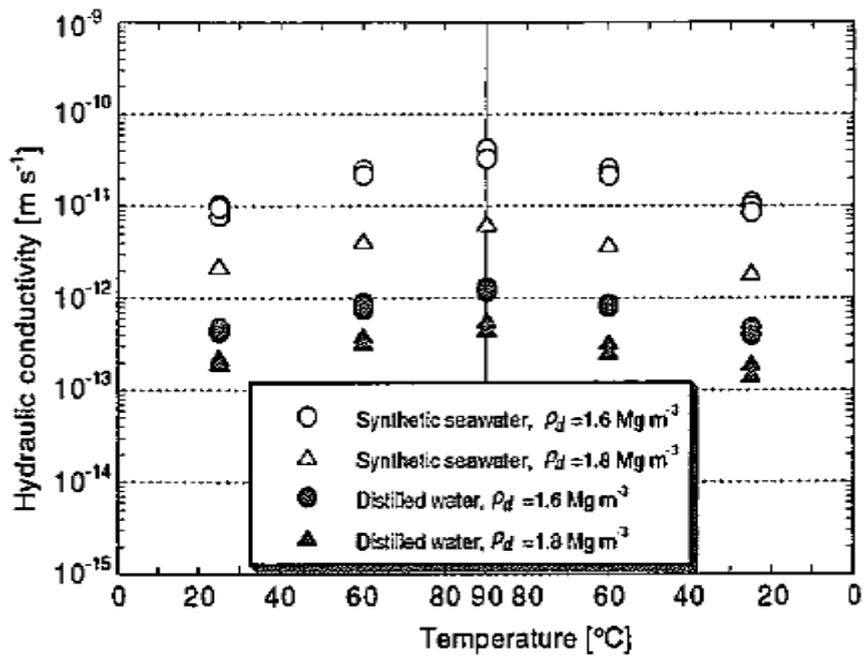
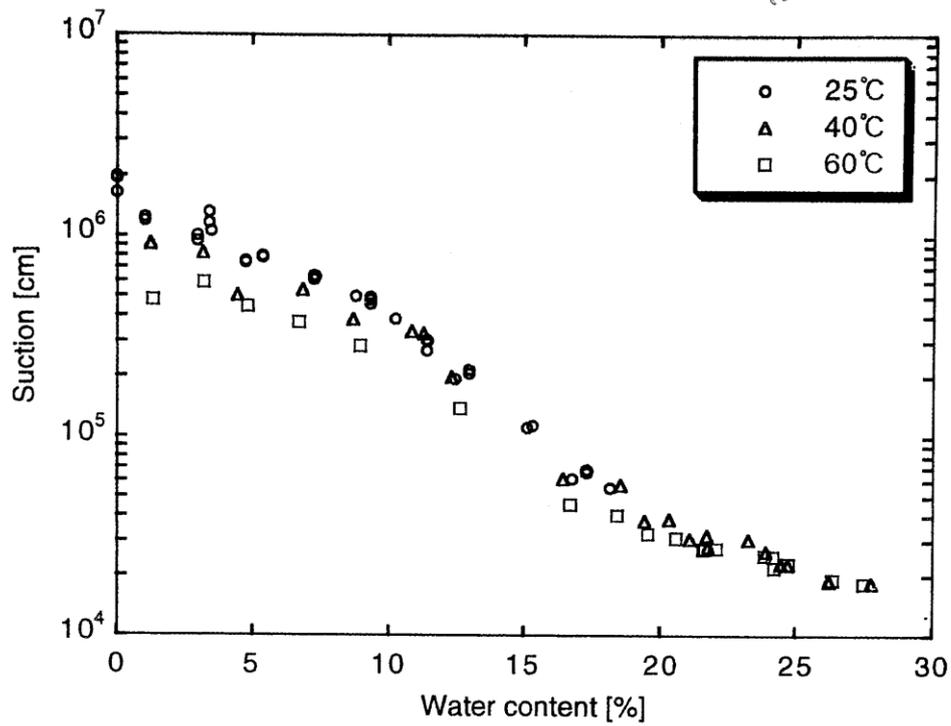
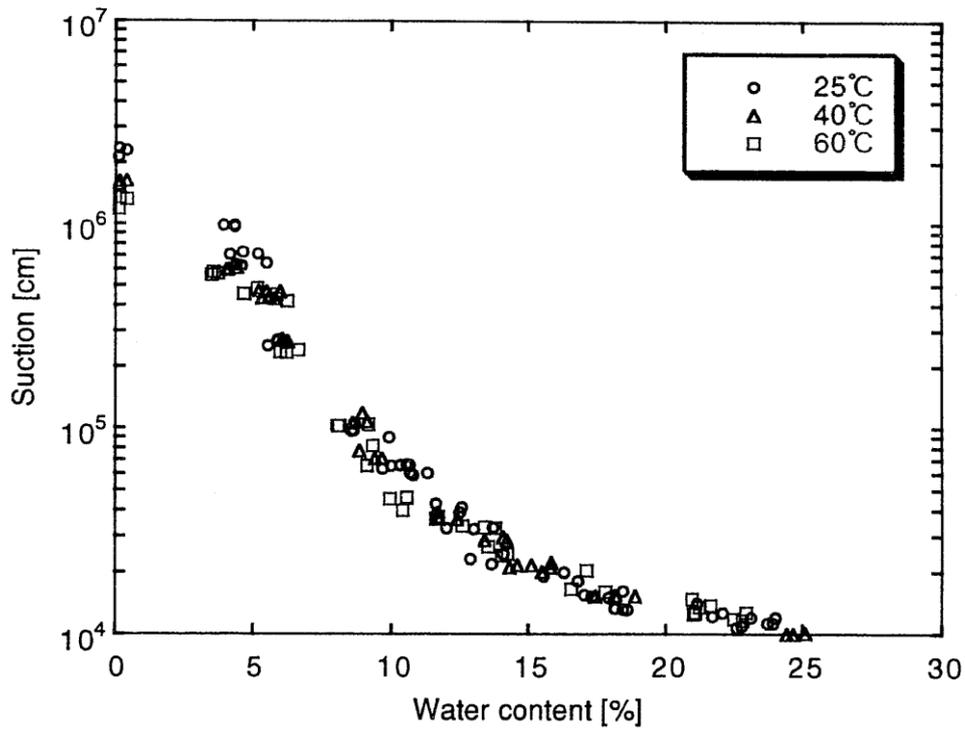


圖 3-54：Kunigel V1試體於不同溫度下之水力傳導度值
資料來源：JNC (2000)



(a) Kunigel V1膨潤土試體



(b) 混合30%石英砂與Kunigel V1之試體

圖 3-55：Kunigel V1試體於不同溫度下土壤水份特性曲線

資料來源：Suzuki and Fujita (1999)

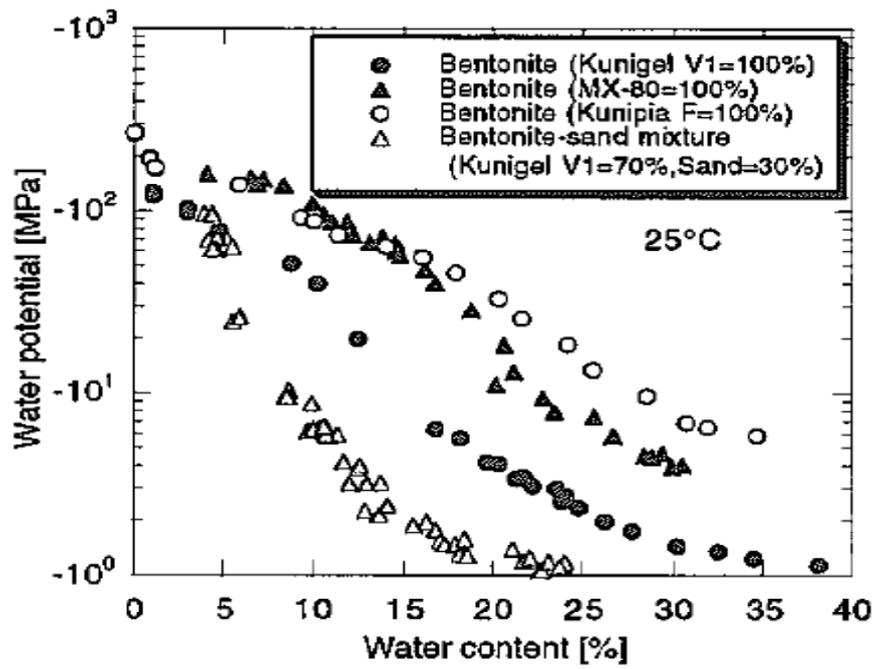


圖 3-56：不同膨潤土之土壤-水份特性曲線比較

資料來源：JNC (2000)

3.3. 用過核子燃料處置的功能評估

3.3.1. 最終處置概念模式與變異情節之研究

基於台灣本島位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊聚合交界處，一般從板塊聚合之本島上的特殊山嶺地形的研究中可以反映造山運動、侵蝕率以及氣候環境等相互間之特殊關係。因此最終處置場址受到地體抬昇率與地表侵蝕率作用，大約在10萬年後處置區上方覆蓋厚度逐漸減小，加上氣候變遷海水面可能上升或受間冰期影響而下降的環境因素，使得處置場上方地面可能接近海水面或為海水淹沒，抑或漸漸遠離海平面，而當處置場接近或被海水面淹沒，此時廢棄物體所含放射性核種將可能外釋到生物圈海洋環境之中。因此本年度計畫針對前述本島地表上升速率與地表侵蝕速率及周圍海平面的變化趨勢等環境影響因素，進行探討與綜合分析，研究分析處置場址受到海水淹沒所產生的影響及海洋外釋的評估技術。

此外，地震對放射性廢棄物最終處置系統之長期安全性影響為重要研究議題之一，強震可能造成周圍母岩破壞或透過母岩震動與變形，導致地下設施發生不同程度之損害。處置場隧道周圍母岩的破壞如受斷層錯動，其破壞性甚強，有可能地下設施結構因無法承受此衝擊而遭受損害，因此有關處置設施受地震影響的損害研究，為相當重要的議題，故本年度亦參考國際間地震對地下設施危害之案例分析，以及相關地震研究發展，探討地震活動對地下設施之重要影響因子，做為未來地震危害分析及情節分析研究基礎。

3.3.1.1. 地殼上升/沉降與剝蝕作用

地殼上升/沉降與剝蝕作用為一長期且漸進之作用。而此作用所累積之效果，將使處置於地底下具放射性之用過核子燃料所在位置深度漸淺或漸深，而逐漸進入或逐漸遠離人類生活圈。因此，在考量長期處置之時間效應時，必須重視地殼上升/沉降與剝蝕作用等營力對地層之影響。

台灣電力公司(2009)綜合整理了過去許多學者對於台灣的大地構造、地殼上升/沉降與剝蝕作用所做的研究成果，其分析結果摘要與本年度資料更新如下。

3.3.1.1.1. 台灣地殼上升/沉降

台灣位於亞洲大陸的東南沿海、日本琉球群島的西南方，及菲律賓呂宋群島的北方，屬於太平洋西岸的海島。根據台灣地區大地板塊架構(圖 3-57)，顯示台灣地區介於歐亞大陸東緣與菲律賓海板塊交界處，處於環太平洋火山與地震帶中。菲律賓海板塊在台灣東北方，沿琉球海溝向北隱沒到歐亞大陸板塊之下，在台灣南方，菲律賓海板塊沿馬尼拉海溝以西北方向仰衝於歐亞大陸板塊之上。

台灣位於歐亞大陸板塊及菲律賓海板塊的縫合線上，就台灣而言，此縫合線即為花東縱谷，縱谷以西的中央山脈及其西之麓山帶與西部濱海平原屬於歐亞大陸板塊的邊緣部份；縱谷以東為菲律賓海板塊的西緣；於上新世(表 3-7)中期菲律賓海板塊與歐亞大陸碰撞，引發了台灣地質史上一次大規模的造山運動，將原本位於海平面以下台灣區的沉積物隆起，並開始接受侵蝕作用。至更新世(表 3-7)早中期造山運動達於高潮，陸地隆升更為迅速，台灣島大部份地區已露出水面，由於陸地隆升之速率大於侵蝕速率，造成今日有高達3,000公尺以上的山脈，並造就了今日的台灣島。至今，菲律賓海板塊仍以每年約7公分的速度向西北方向移動，對歐亞大陸邊緣產生持續性的擠壓。

關於台灣地區地殼上升/沉降活動特性與定量研究，根據已有長時間尺度範圍的研究資料整理如表 3-8，可以發現台灣並不是每個地區都是上升，中央山脈、北部海岸與部分丘陵地區屬於上升趨勢，而平原地區大都以沉降為主。

至於台灣當今地殼上升/沉降的觀測主要從1990年起，由中央研究院地球科學所在全島佈設一百多個GPS觀測站，並運用此高精度GPS設備來進行地殼變動(水平、垂直方向)之觀測研究。郭隆晨等(2002)根據1993~1999年的觀測資料，將台灣地盤升降情形，以垂直

變動速度場來表示，大致之區域升降速率亦整理於表 3-8，其中上升率較大的區域，集中在中央山脈玉山以南到高雄茂林一帶及中部地區中央山脈附近，平均上升速率約5 mm/yr。下降的地區出現在雲林、嘉義沿海地區及宜蘭平原，平均下降速率約-10~-70 mm/yr 不等。

另由Kuo-En Ching et al.(2011)應用精密水準測量資料及台灣199個GPS觀測站從2000年至2008年的觀測資料，以垂直變動速度場來表示(圖 3-58)，大致上山脈區域呈現上升趨勢，上升速率約0.2 ~ 18.5 mm/yr，由山脈區域向海岸區域上升率逐漸減小，而逐漸轉為沉降的趨勢，惟東南沿岸海岸山脈南段部分仍呈現上升的趨勢。

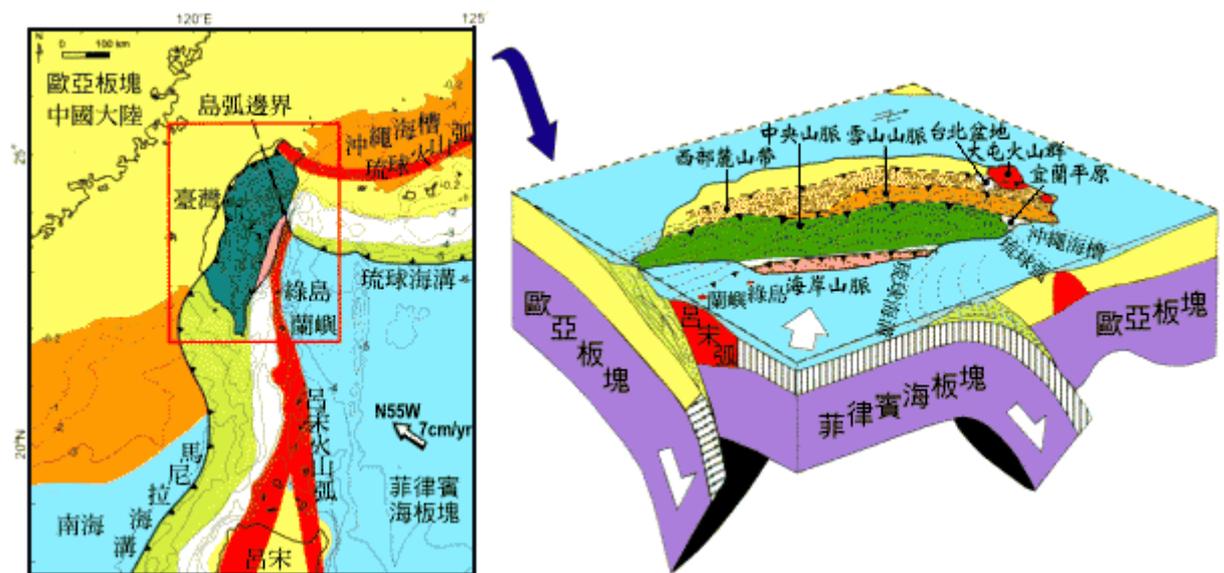


圖 3-57：台灣地區大地板塊架構

轉載自鄧屬予(2001)

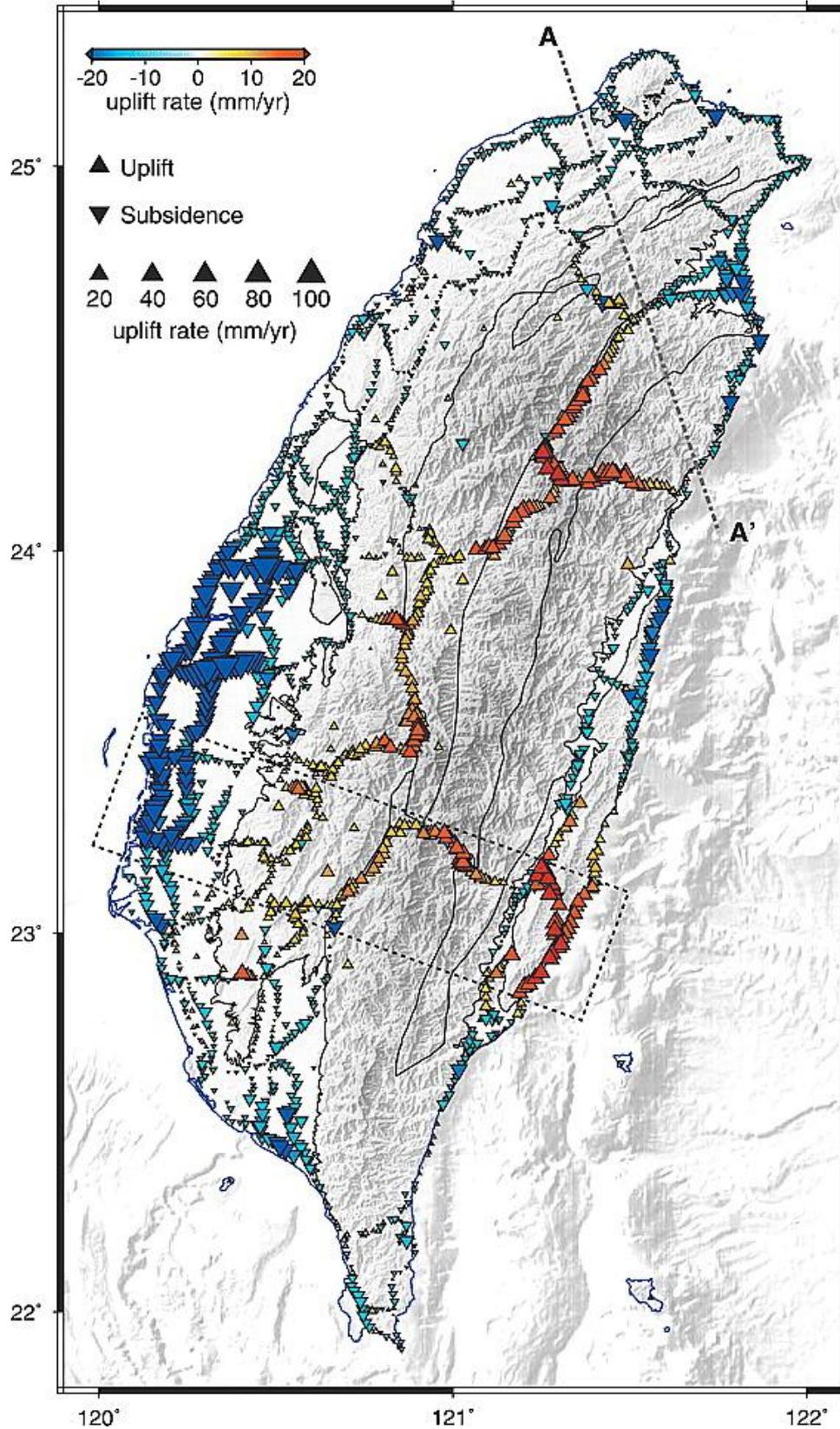


圖 3-58：台灣地區垂直運動速度場

轉載自 Kuo-En Ching et al. (2011)

註：澎湖S01R參考站速度為零

表 3-7：地質時間表

元 Eon	代 Era	紀 Period	世 Epoch	放射性定年 大約數字 (單位：百萬年以 前)
顯生元 Phanerozoic	新生代 Cenozoic	第四紀 Quaternary	全新世 Holocene	0.01
			更新世 Pleistocene	1.6
		第三紀 Tertiary	上新世 Pliocene	5.3
			中新世 Miocene	23.7
			漸新世 Oligocene	36.6
			始新世 Eocene	57.8
			古新世 Paleocene	66.4
	中生代 Mesozoic	白堊紀 Cretaceous	144	
		侏羅紀 Jurassic	208	
		三疊紀 Triassic	245	
	古生代 Paleozoic	二疊紀 Permian	286	
		石炭紀 Carboniferous	360	
		泥盆紀 Devonian	408	
		志留紀 Silurian	438	
奧陶紀 Ordovician		505		
寒武紀 Cambrian		570		
隱生元 Cryptozoic				4600

(王執明，1991)，轉載自台灣電力公司(2009)

表 3-8：台灣地區地殼上升/沉降定量資料

地區	上升/沉降(-) mm/yr	時期	資料來源
台灣地區	5	更新世	詹新甫(1985)
中央山脈	10.7±2.2	0.58~0.128百萬年前	劉聰桂(1982)
中央山脈	8.9±1.9	最近六十萬年	劉聰桂(1982)
中央山脈	5.0±0.4	百萬年時距	Lin (1999)
恆春半島、台南一帶 及海岸山脈	5.0±0.7	9,000年以來	彭宗宏等(1977)
台灣北部海岸	不大於2	1,500~5,500年前	彭宗宏等(1977)
台灣北部海岸	5.3	5,500~8,500年前	彭宗宏等(1977)
北海岸、竹苗海岸	1~2	全新世	謝孟龍(2005)
恆春半島局部區域	3~4	全新世	謝孟龍(2005)
西南丘陵外緣與花東 海岸南段	5~10	全新世	謝孟龍(2005)
蘭陽溪平原	-10	全新世	謝孟龍(2005)
高屏溪出海口	-5 ~ -6	全新世	謝孟龍(2005)
濁水溪平原	-1 ~ -2	全新世	謝孟龍(2005)
嘉南、高雄平原(向斜 構造地區)	-3 ~ -4	全新世	謝孟龍(2005)
中央山脈玉山以南到 高雄茂林	5	1993~1999年	郭隆晨等(2002)
中部地區中央山脈附 近	5	1993~1999年	郭隆晨等(2002)
雲林、嘉義沿海地區	-10 ~ -70	1993~1999年	郭隆晨等(2002)
宜蘭平原三塊厝、宜 蘭市	-10	1993~1999年	郭隆晨等(2002)

整理自台灣電力公司(2009)

3.3.1.1.2. 台灣地表剝蝕作用

台灣地區地形坡度陡急，雨量豐沛，風化作用盛行，這些條件均促使地表接受快速的剝蝕。由詹新甫(1985)推測台灣全島陸地物理性剝蝕速率之成果(圖 3-59)；虛線左側地區年侵蝕速度較低，大部分在3 mm/yr以下；虛線右側(山地部份)的侵蝕速度平均5.5 mm/yr。由Dadson et al.(2003)對台灣山區之30年期間(1970~1999)之侵蝕速率研究成果(圖 3-60)，即標高大於500 m之山區平均侵蝕速率為6 mm/yr。另就長時間範圍尺度，利用台灣東部逆衝斷層帶及變質岩山區代表現在造山運動(≤ 5 Ma)之核飛跡磷灰石之定年樣品，量測出在中央山脈東翼之剝露率為3~6 mm/yr (圖 3-61)。由前述山區平均侵蝕速率研究結果顯示相當一致，均約介於5.5~6 mm/yr之值，與世界各地相比較，本島山地侵蝕速率仍顯得非常地高。

具有標準亞熱帶氣候之台灣島，每年大約會受到4個颱風的侵襲，年平均雨量分佈在2500mm以上。大量的降雨，常造成地表的沖刷，並加速山崩及土石流的發生。大抵上，島內的侵蝕率，在921地震前，平均約為3.9mm/yr，在921地震後侵蝕率則增加至2倍以上，此結果直接的反映出山嶺集水區的岩性、降雨及地形起伏間的關係，也同時反映了島內侵蝕作用，與活躍的板塊碰撞及特殊之氣候環境彼此間之關連性。(陳宏宇等，2003)

Siame, L. L. et al. (2011) 利用水利署測站之水中懸浮沈積載濃度(suspended sediment load)資料，評估過去50年台灣東北部蘭陽溪地區的平均地表侵蝕率，推測結果為5~7 mm/yr。

李準勝(2009)以地形變化的均衡穩定(topographic steady state)基礎，利用構造地型指標來探索河流縱剖面變動趨勢的量化分析，來討論構造地形變化趨勢上的均衡穩定。結果說明了雖然中央山脈西側地區和中央山脈東翼地區分別包含不同且差異性大的地質材料，長時間以來大地構造變動趨勢與強烈的侵蝕作用可以呈現一個均衡穩定的狀態或是動態平衡。



圖 3-59：台灣剝蝕速率圖
 (詹新甫，1985)，轉載自台灣電力公司(2009)

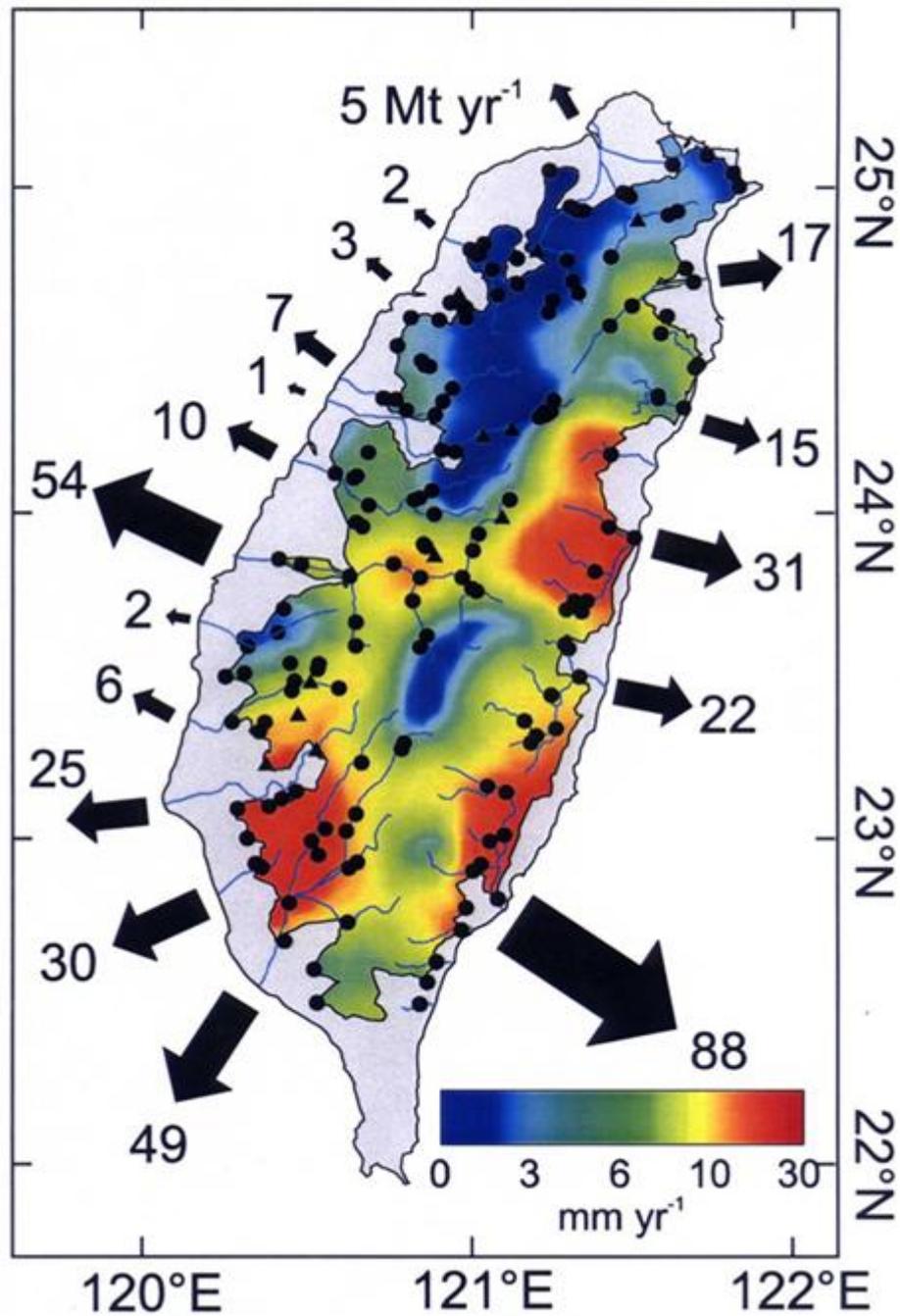


圖 3-60：台灣1970-1999年期間侵蝕速率圖

轉載自 Dadson et al. (2003)

註：黑色箭頭表由大於400 km² 流域區內諸河川懸浮質含量，懸浮質含量係由靠近海岸之水文測站觀測記錄。黑色圓點為水文觀測站；黑色三角點係代表水庫；灰色陰影區域則無觀測資料。

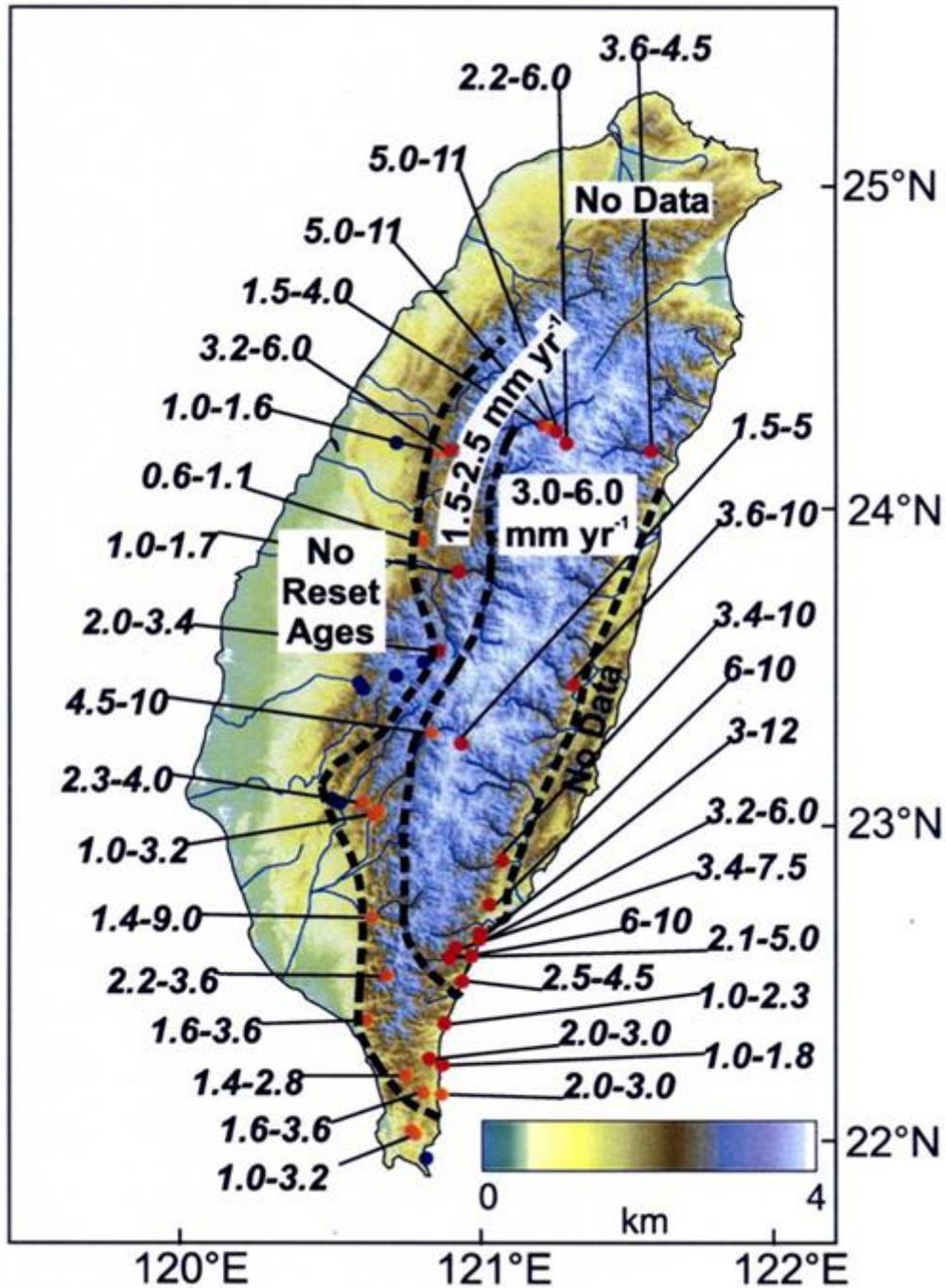


圖 3-61：台灣現代造山運動(≤5 Myr)時期之核飛跡剝露率圖

轉載自 Dadson et al. (2003)

註：虛線為剝露率等值線；單位：mm/yr。

3.3.1.2. 海平面變化

由於全球氣候變遷為海水面長期演變之驅動力，海水面之變遷則對處置系統造成之衝擊，包括改變地下水流和地下水化性、地下水位變動、海/淡水介面遷移、侵蝕/淤積作用等，以致干擾處置系統的穩定地質環境，進而影響處置場之功能。

另一方面，氣候變遷於短期方面，造成區域異於昔日之異常性氣候變化加劇，諸如氣溫之劇升/降、降雨量/日數之增加或減少、颱風/暴雨增加，造成區域性乾旱/水滯、山崩/土石流…等災變現象之發生，此皆因區域性氣候變遷，改變了流域的水文、水力狀況，影響河流的搬運、侵蝕能力；改變山坡上的植被，影響沉積物顆粒的大小及供應量，而大幅的增加了大地侵蝕或風化之速率所致。

台灣電力公司(2009)綜合整理了過去許多學者關於海平面變化所做的研究成果，其分析結果摘要與本年度資料更新如下。

3.3.1.2.1. 台灣過去之海平面變化

全球上次冰期後期距今約1.8萬年前左右，當時北極冰原的發育到達極致，稱為上次冰期最盛期(Last Glacial Maximum, LGM)。自此以後，全球氣溫便開始急速上升，而於1萬年前正式脫離冰期進入溫暖的全新世(表 3-7)。進入全新世以後，全球溫度仍緩緩上升，至全新世中期達最高，大概比目前還高出1~2 °C，稱之為全新世大暖期或氣候適宜期，Bard et al.(1996)估計6,000年前的海水面，比一萬年前(全新世之初)要高出55 m左右。大暖期之後，溫度長期屬於下降趨勢，但其中2,000年前左右曾經歷一次較小幅度的暖化時期。

相對地，台灣地區上次冰期最盛期的乾冷氣候，一直持續到約1.7萬年前開始有減緩趨勢，真正乾涼的上次冰期最盛期，其植物分布較目前垂直下降至少850 m，溫度要比目前低超過6 °C以上，年雨量也可能要遠低於目前1,000 mm以上。距今約1.3~1萬年間，氣候表現出冰期與間冰期之間的過渡現象，稍稍轉暖變濕，但氣候狀況相當不穩定，大約在1.1~1萬年前，有新仙女木短暫回冷事件發生。

進入1萬年前的全新世後，則意味真正暖濕氣候的來臨。發生於早~中全新世的大暖期，在全省都可發現紀錄。大致而言，台灣地區全新世大暖期約發生於9,500~4,000年前，其中又以9,500~8,500年前及7,000~5,000年前最為鼎盛，當時氣候甚至比目前更暖和，海水面較現今高出約2.4 m。在大暖期之後，溫度略有下降，直到約2,000年前左右，溫度再次稍微升高1~2 °C。

由Church et al.(2001)的研究，末次冰期距今約2萬年前，當時全球海水面較現今低約120 m，之後氣候變暖，海水面一直持續的上升至今。初期約從2~1.4萬年前期間，海水面回升的速度較緩慢，平均每千年約6 m。之後1.4~0.6萬年前之間，海水面上升的速度約每千年10 m。6,000年前至今，海水面的變動則趨於穩定，沒有太多的變化，至今的海水面變動大約不會超過0.3~0.5 m。

針對台灣地區全新世海水面的變化研究，謝孟龍(2005)運用地質調查所西南部平原岩心資料，建立台灣20,000年前至今(全新世)的絕對海水面曲線。顯示之後1.1~1萬年前之間，海水面上升的速度大於13 mm/yr，10,000~6,500年前之間，海水面上升速度約8~9 mm/yr，但自6,500年前以來，海水面變動甚微。

3.3.1.2.2. 台灣百年以來之海平面變化

依據IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change)在2007年公佈的「第四次氣候評估報告」中，有關海水面上升趨勢的評估結果及分析全球潮位計觀測紀錄顯示，在20世紀的百年間，全球海水面上升速率約1.2~2.2 mm/yr，而以高緯地區上升較為快速，由台灣所處緯度研判海水面上升速率約為1.5 mm/yr。

劉啟清(2000)應用中央氣象局西岸之基隆、台中、高雄、蟬廣嘴、東岸之富岡等五地，穩定度較高的驗潮站18年以上觀測資料分析海水面變化顯示：台灣地區海水面變動趨勢為東岸下降，西岸及宜蘭平原上升；楊任徵(2002)依此進一步估算海水面變化率，並排除20世紀台灣海域之「全球性海水面變遷」速率為1.5 mm/yr後，推

估出基隆、台中、高雄、蟬廣嘴、富岡等五特定地點之「地區性海水面變遷」速率(表 3-9)。

Tseng Yu-Heng et al.(2010)以1961-2003年之潮汐測站資料推論台灣周圍海平面上升率，值約為2.4 mm/yr，此數據相較全球海平面上升率1.8 mm/yr為高。而當以1993-2003之近年資料分析時，台灣海平面上升速率提高為5.7mm/yr，且相較全球平均3.1 mm/yr高出許多。此結果對比於海溫上升趨勢，發現海平面上升主要因素為海水水溫膨脹與熱對流影響。

金門與馬祖地區由於缺乏長期監測資料，無法評估海平面變動趨勢，而由中國國家海洋局分析其沿海48個站之紀錄顯示，在中國沿海各區海平面變化情形大多數為上升趨勢，其中東海上升率為1.9 mm/yr，南海為2.0 mm/yr，略高於全球海平面上升速率。因此，若金馬等離島海平面上升速率以2.0 mm/yr計，在排除全球海平面上升趨勢(1.5 mm/yr)之後，地區性海水面變遷推估為0.5 mm/yr。

表 3-9：台灣地區性海水面變遷推估速率

基隆	台中	高雄	蟬廣嘴	富岡	澎湖	金馬
-1.1	-0.3	0.7	1.2	-7.1	0	0.5

單位：mm/yr(楊任徵，2002)，轉載自台灣電力公司(2009)

3.3.1.2.3. 台灣未來之海平面變化

依上述IPCC對未來百年全球暖化導致氣候變遷所作的預測，在這幾種可能發生的氣候變遷情景(表 3-10)發展下，預期百年內全球和台灣地區海水面顯著的變化趨勢不可免。海水面變遷所考量的因素包括：極地和高緯地區冰雪融化，以及海水水體的熱脹效應。台灣海水面變遷除了上述全球性的因素外，還要考量地區性的長期變遷因素(板塊運動、地殼垂直變動、地層下陷、沖蝕/淤積)。楊任徵(2002)推估台灣地區特定地點，在未來200年海水面上升情景(累積發生機率99%)，推估結果如表 3-11所示。另因最終處置場設施並非都必須用未來最嚴謹狀況檢驗(例如：接收碼頭)，因此，楊任徵(2002)以金馬離島為例，推估未來兩百年累積發生機率由60~99%的海水面上升情景，推估結果如表 3-12所示。

關於未來長期海水面變化推估，Moren及Passe(1999)曾應用三個簡單模型，推算未來15萬年全球氣候特徵，楊任徵(2002)並據以推算台灣地區海水面變化的結果如表 3-13所示。

由台灣古氣候研究結果顯示，冰河未曾在此區出現(Liew et al., 1999)。國外古氣候研究結果亦顯示，上一次冰期最盛期(LGM)(約在22,000~19,000年前)冰層和凍原範圍向南延伸，距台灣仍有相當距離。因此，在Moren及Passe (1999)全球氣候變遷情境，四個冷期北半球冰層和凍原南下擴散範圍不及台灣地區的情況下，全球海水面下降，是影響台灣地區相對海岸線變動的主要因素。

在有了上述氣溫長期演變的預測後，楊任徵(2002)假設：「上一次冰期最盛期海水面約比目前低約130 m(Yokoyama et al., 2000; CLIMAP, 1981)，並假設下一冰期最盛期(約在未來10萬年)海水面最低點同為130 m；未來各冷、暖期海水面，也比照前一間冰期相同氣溫時的水平」前題下，來估算台灣海水面變遷情景，估算結果顯示於未來10萬年低於目前海水面約132公尺為最低，而於未來12萬年高於目前海水面6.6公尺為最高(表 3-14)。

表 3-10：IPCC第四次評估報告建立的六個未來發展情境

情境	特點
A1FI	密集使用化石能源，人口成長緩慢，全球均衡發展
A1T	非化石能源擴張迅速，人口成長緩慢，全球均衡發展
A1B	各類能源均衡使用，人口成長緩慢，全球均衡發展
A2	人口持續成長，全球非均衡發展
B1	在A1人口成長情況下，全球永續發展的最佳解決方案
B2	地區性經濟、社會和環境永續發展的解決方案

(IPCC, 2007)

表 3-11：台灣地區特定地點未來兩百年海水面上升情景

西元 地點	1990	2025	2050	2075	2100	2150	2200
基隆	0	14	26	46	76	188	374
台中	0	17	31	52	85	201	391
高雄	0	20	37	61	96	217	412
蟬廣嘴	0	22	40	65	101	225	422
富岡	0	-7	-10	-5	10	92	248
澎湖	0	18	33	55	88	206	397
金馬	0	20	36	59	94	214	408

單位：cm (楊任徵，2002)，轉載自台灣電力公司(2009)

註：表內數字表示累積發生機率99%之海水面上升高度(負值代表海水面下降)

表 3-12：金馬離島未來兩百年海水面上升情景

西元 發生機率(%)	1990	2025	2050	2075	2100	2150	2200
60	0	8	16	25	34	59	86
70	0	10	18	27	39	70	106
80	0	11	20	32	47	85	133
90	0	13	25	39	58	111	181
95	0	15	29	45	68	139	238
97.5	0	18	33	52	80	171	303
99	0	20	36	59	94	214	408

單位：cm (楊任徵，2002)，轉載自台灣電力公司(2009)

註：表內數字表示累積發生機率60~99%之海水面上升高度

表 3-13：未來15萬年全球氣候情境

期間(kyr)	氣候特徵
0~5	與目前相近
5~30	逐漸步入冷期，全球平均氣溫約較目前低約8 °C，於未來20~30 kyr 期間達冰河最大量。 台灣地區海水面隨全球趨勢，逐漸下降。
30~40	暖期，氣溫快速回昇，但仍較目前為冷，氣溫較目前低約1 °C。 台灣地區海水面逐漸上升，但仍較目前為低。
40~70	進入新的冷期，未來60 kyr氣溫約比目前低約10 °C，其後冷期達於最高點，冰層蔓延北半球高緯地區。 台灣地區海水面隨全球趨勢下降，約較目前低。
70~80	暖期，逐漸回暖但仍較目前低約5 °C。 台灣地區海水面回升，但較目前低。
80~110	新的冷期開始，未來100 kyr氣溫約比目前低約12 °C，之後冰河達於最大。 台灣地區海水面隨全球趨勢下降。
110~130	間冰期，全球氣溫迅速回暖。 台灣地區海水面回升，但較目前為低。
130~150	開始新的冰期循環。 台灣地區海水面下降至最低點。

(Moren and Passe, 1999；楊任徵，2002)，轉載自台灣電力公司(2009)。

表 3-14：台灣地區未來15萬年海水面自然變遷情景

距今萬年	0.5	2.8	4	6.6	8	10	12	13	15
海水面(m)	-22	-88	-11	-110	-55	-132	6.6	-5.5	-99

(楊任徵，2002)，轉載自台灣電力公司(2009)。

註：以目前海水面為基準，不準度約 ±10%。

3.3.1.3. 海嘯

海嘯係因海底地震、火山爆發或海底大規模坍塌方引致海面水位突然變化，又因重力作用將此位能差轉換成能量而以波動形態向四方傳播。台灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的交界處，當板塊推移時，便會受到擠壓而產生地震。假使有較大的地震發生在附近海域，就有可能發生海嘯。

目前國際上最近的重大海嘯事件，即2011年3月11日發生在日本東北外海的海底地震，其地震強度高達芮氏規模9.0。該地震隨即引發強烈海嘯，並在10分鐘左右即抵達日本之福島縣，並在仙台、岩手引起高達10公尺之恐怖巨浪。而在台灣所觀測到之海嘯波初達波僅12公分，後續陸續有海嘯波抵達，高度大約在後壁湖、成功、烏石等處有50公分左右的波高。(吳祚任，2011)

根據中央氣象局及歷史相關文獻記載，台灣地區自十七世紀中葉至十九世紀中葉，共有六次海嘯或疑似海嘯之事件，惟其振幅都不大，大多只有幾十公分。

許明光(2005)整理20世紀以來台灣發生過的海嘯，若由遠地海嘯到達台灣的記錄，計有1960年智利的大海嘯，基隆波高66公分，花蓮30公分，基隆田遼河橋墩被浮木衝毀；1964年阿拉斯加大海嘯，花蓮海嘯波高15公分；1993年8月8日關島附近的海嘯，花蓮海嘯波高29公分；1998年新幾內亞海嘯，台灣東部的潮位計也曾記錄到。在台灣近海發生的海嘯，有1986年11月15日發生在花蓮外海不遠處(東經121.8度，北緯23.9度)，地震規模7.8，震源深度13.9公里，花蓮港內記錄到的海嘯最大波高接近2公尺，日本石垣島、宮古島則記錄到幾十公分的海嘯波高，連較遠的琉球那霸港亦有相關記錄，是台灣近年來記錄到波高最大的海嘯；1994年9月16日發生在澎湖西南方147公里，規模6.4，深度45.1公里的地震，造成38公分的海嘯波高；2002年花蓮外海地震，其地震矩規模為7.1，造成台灣東部沿海20公分之海嘯波高。而最近一次的例子為2006年12月26日於屏

東外海所發生之規模7.1海底地震，於後壁湖潮位站監測到40公分海嘯波高(吳祚任，2011)。

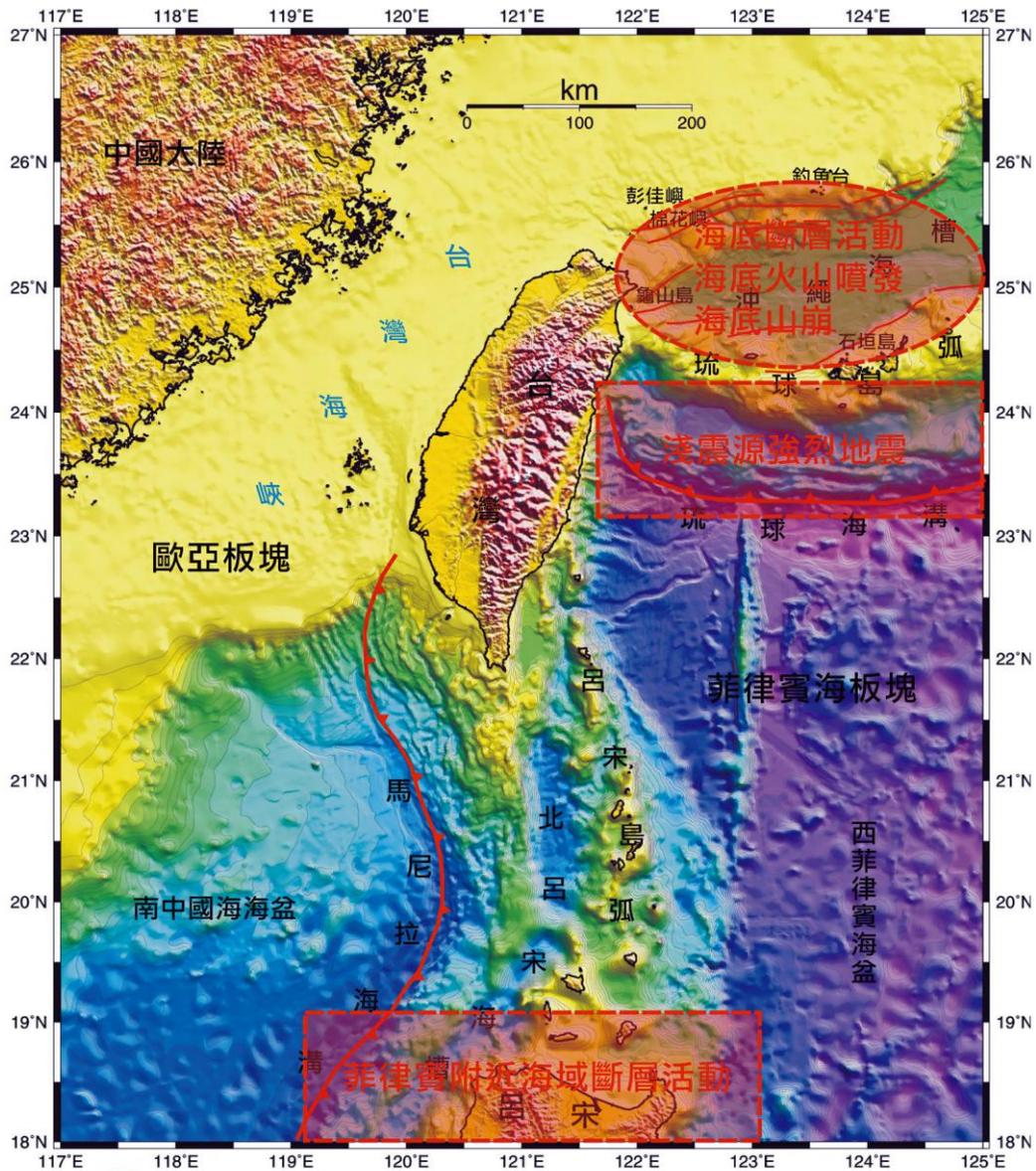
關於台灣可能發生海嘯的區域，林朝宗(2005)指出台灣東北部以及西南外海水深較淺，海床坡度平緩，較易受到海嘯的侵襲(圖3-62)。台灣東北海域為沖繩海槽最南段，由於沖繩海槽不斷的擴張，伴隨許多張裂性的斷層活動及海底火山，而劇烈性的張裂性斷層活動及海底火山活動都是引發海嘯的主要原因，且台灣東北方的琉球群島及日本海域均為地震頻繁地區，與台灣的距離在1000公里以內，這些海域發生的大規模地震活動所引發的海嘯亦將有可能侵襲台灣的海岸。

台灣西南部與南部海域較少活動斷層，地震頻率及規模均少，斷層活動引發海嘯的機率較低，惟位於台灣南方的菲律賓與台灣同屬於菲律賓海板塊與歐亞板塊的聚合帶，地震頻繁，有許多活動斷層向北方海域延伸，大規模斷層活動引發之海嘯，短時間內即可到達台灣西南部海域，衝擊台灣南部及西南部海岸。

相較於台灣東部外海常發生大規模地震，由多數資料顯示當海底50公里內的深度，發生芮氏規模6.5以上地震時，即有可能發生海嘯。但就海底地形而言，台灣東部近岸水深即達數千公尺，海底地形陡峭，較不利海嘯形成。

吳祚任(2011)亦指出台灣的海嘯威脅，主要還是看海底地形。台灣的海底地形特色是：西部淺又平，東部陡峭，東北有往東南的琉球島弧，宜蘭外海有小斜坡通往沖繩海槽，正南方是呂宋島弧，西南方有個大斜坡，若以可以動搖國本的海嘯威脅來看，台灣東北方有許多活躍的海底火山，的確有可能產生海嘯，但是該影響範圍小。宜蘭外海就緊接琉球島弧，這島弧扮演改變海嘯方向之角色，因此即使如1771年石垣島遭到85.4公尺高的海嘯攻擊，但是台灣卻僅有小到可忽略的波高。而來自太平洋之海嘯則由於受到陡峭東岸地形影響，主要能量會被反彈至太平洋。最後就剩位於高屏外海的大斜坡，該斜坡直接面向南中國海，因此必須謹慎探討來自南中國海的海嘯威脅。

南中國海的東側為菲律賓呂宋島，呂宋島與台灣僅一海峽相隔，呂宋島西岸為歐亞版塊隱沒至菲律賓海版塊之馬尼拉海溝，該海溝被美國 USGS 評定為全球最活躍之海溝，其長度將近 1000 公里。根據國科會召集國內學者進行海嘯模擬之初步結果(100年8月19日記者會新聞資料)，馬尼拉海溝北段，若發生地震規模 8.2 的地震，引發的海嘯將對核三廠影響至海拔 10 公尺，核三廠位處高程約 15 公尺(圖 3-63)，不致對核三廠廠區造成溢淹，但仍有潛在威脅性；而模擬研究中所有的海嘯對於北部核電廠均無重大威脅(表 3-15)，但建議仍需研擬適當因應方案。另外，位於帛琉東側的亞普(Yap)海溝，雖然距離臺灣約 2000 公里，但若發生規模 8.7 的地震，可能引起的海嘯在 3 小時後侵襲臺灣東部；而花蓮外海的海溝型地震亦對臺灣東部造成威脅。



 台灣附近海域可能引發海嘯之區域

圖 3-62：台灣附近海域可能引發海嘯之區域
轉載自林朝宗(2005)

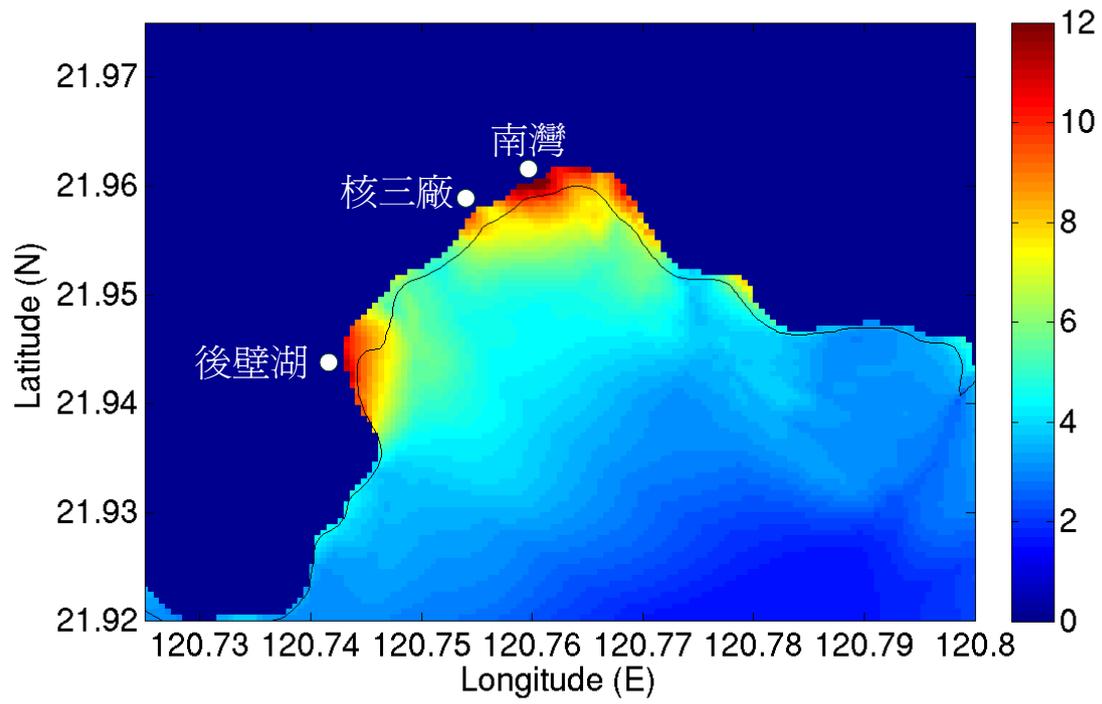


圖 3-63：馬尼拉海溝海嘯之淹溢範圍與深度
 (吳祚任，100年8月19日國科會記者會簡報資料)
 註：情境分析之規模8.2

表 3-15：各種模擬海嘯源之地震規模與影響各核電廠之最大溯上高

海嘯源 編號	名稱	地震 規模 (Mw)	核一廠 最大溯上 高(m)	核二廠 最大溯上 高(m)	核三廠 最大溯上 高(m)	龍門電 廠 最大溯 上高(m)
T1	(花蓮外海)	8.1	1.4	1.7	2.4	2.5
T2	(馬尼拉海溝1)	8.2	0.8	0.7	10.0	1.1
T3	(馬尼拉海溝2)	8.4	0.6	0.7	9.5	0.7
T4	(馬尼拉海溝3)	8.6	0.3	0.6	5.0	0.5
T5	(馬尼拉海溝4)	8.0	0.0	0.1	0.6	0.1
T6	(菲律賓海溝1)	8.5	0.8	1.1	1.5	1.1
T7	(菲律賓海溝2)	8.8	0.7	0.7	1.2	0.9
T8	(亞普海溝)	8.7	2.6	2.5	6.4	3.4
T9	(馬里亞那海溝1)	8.6	0.8	0.8	1.6	0.9
T10	(馬里亞那海溝2)	8.8	1.2	1.2	2.0	1.5
T11	(馬里亞那海溝3)	8.7	0.7	1.1	2.0	1.2
T12	(馬里亞那海溝4)	8.8	0.8	0.8	2.8	1.4
T13	(伊豆-小笠原海 溝1)	8.7	0.7	0.7	1.5	0.8
T14	(伊豆-小笠原海 溝2)	8.7	0.6	0.7	1.4	0.8
T15	(南海海槽)	8.8	0.3	0.2	0.7	0.3
T16	(琉球島弧1)	8.7	0.3	0.3	0.6	0.3
T17	(琉球島弧2)	8.7	1.2	1.2	1.3	1.5
T18	(琉球島弧3)	8.5	2.8	2.3	2.5	3.3
T19	(恆春斷層)	7.6	0.3	0.3	2.7	0.3
T20	(山腳斷層1)	7.5	1.7	1.4	0.0	0.5
T21	(山腳斷層2)	7.2	0.7	0.8	0.0	1.6
T22	(山腳斷層1+2)	7.8	1.7	1.4	0.0	1.2

(吳祚任，100年8月19日國科會記者會簡報資料)

3.3.1.4. 地殼垂直活動、海平面變化對處置場\系統的影響

針對前述台灣地區環境的特性，受到地殼上升/沉降、剝蝕作用及海平面變化等環境因素累積作用，將會影響處置母岩所在處置場位置深度的變化。因此，假設地殼上升與剝蝕速率相當時，處置場的深度隨著時間將逐漸減少，加上海平面的變化造成地下淡水與海水交界面的變動，處置母岩的地質環境條件亦將隨著改變，例如地下水流速增加，處置母岩將由還原環境漸變為氧化環境等其他許多的影響因素。

而用過核子燃料最終處置場功能/安全評估時間長達十萬年甚至至數十萬年，除了需要對於重要的環境因素進行個別的分析與探討，亦需考慮各因素間交互作用所造成的影響。JNC(2000)估算日本國內大部份地區，於未來十萬年之地殼上升低於100公尺，因此針對此相關自然現象如地殼上升/沉降、剝蝕作用及海平面變化等環境因素，所發展的擾動情節(perturbation scenario)分析，近年來已有相當的研究成果，值得我國參考。

關於處置場環境受到前述地質演化因素影響的分析與探討，主要是依據以往地史演化的研究結果來推測未來處置時期地質環境條件可能的演化情形，以獲知未來處置場位置的變動情形，分析探討未來處置場地質環境條件的相關參數。

3.3.1.5. 地震活動對地下設施及周圍母岩環境之影響因素

本節分析過去歷史上發生之較重大的地震案例，並探討地震影響所造成之災害及對地下環境的影響，主要做為處置場之地下設施受地震影響下可能發生之情節因子之參考。

3.3.1.5.1. 地震工程特性

地震對地下設施如隧道、洞穴、坑道等之直接影響為斷層的震動、搖動及位移，間接影響為改變設施周圍環境狀態，如地下水位、水壓、地下水化學等。與地震相關之特性參數如下：

- (1) 斷層的長度、深度及位移量
- (2) 地震強度可用地震規模 (Magnitude)、近震規模 (Local Magnitude)、表面波 (Surface Wave) 及體波 (Body Wave) 規模及地震矩 (Seismic Moment)
- (3) 地震的動態參數則為量測其加速度、頻率、持續性及強度

Iwasaki 等人 (1977) 探討地表及地下的加速度比，不同的地層材質也有所差異，岩石材質地層之地表加速度與地下加速度比大約為 1.5，黏土質地層地表加速度與地下加速度比大約為 3.5。Owen (1982) 亦指出地表與地下加速度及位移差異隨地區不同而異。

Pratt 等人 (1982) 針對斷層做長期觀察，結果發現約在地下深度 100 m 以下，地震引起的位移量小於 25 cm，而 500 m 深以下的位移量則微乎其微。1976 年發生之中國唐山地震，唐山煤礦區不同深度之地震強度由地表至地下 800 公尺處遞減 (Wang, 1985)。

3.3.1.5.2. 斷層作用影響

地震對放射性廢棄物最終處置系統之長期安全性影響為重要研究議題之一，強震可能造成周圍母岩破壞或引起母岩震動與變形，導致地下設施發生不同程度之損害。處置場隧道周圍母岩如位於斷層錯動帶上，其破壞力甚強，地下設施結構將無法抵抗而遭受嚴重損害，可能之影響為坑道壁、坑道口崩塌及坑道位移錯動。若地下坑道不在錯動帶上則可能無明顯之破壞情形 (Röshoff, 1989)。母岩震動與變形對地下設施的影響亦視地震大小、深度、距離、母岩特性與結構耐震能力而異。以下為地震引起斷層錯動對地下設施如礦坑、隧道等破壞案例。

1906 年在美國加州舊金山發生芮氏規模 8.3 的地震，位置如圖 3-64 所示，地震對該地區的強度影響分佈如圖 3-65 所示，該地區岩石形態主要為砂岩，由 Stevens (1977) 關於地震對地下坑道作用之研究得知，有兩個地下坑道因地震造成損害。其中一隧道位於地下 213 m、長 1.8 km，因與聖安地列斯斷層 (San Andreas fault) 相交，故造成

隧道1.37 m的偏移、隧道頂部、側牆面塌落、隧道支撐彎曲變形及隧道內運輸用鐵軌變形上舉等破壞；另一隧道位於地下206 m、長1.07 km，因未與任何斷層相交錯，僅有因地震動造成的隧道支撐彎曲及隧道頂坍塌造成隧道堵塞等輕微破壞。

1930年於日本伊豆半島發生芮氏規模為7.3的地震，該地區位於地下140 m之岩石形式為火成安山岩。伊豆地震發生於丹那斷層(Tanna fault)，該斷層橫越過位於地下160 m之排水隧道，因地震作用造成隧道位移2.29 m，而地表因地震作用造成約55%的破壞。

1952年於美國加州克恩縣(Kern Country)發生芮氏規模7.6的地震，等震度分布如圖 3-66所示，該地區岩石形態為風化閃長岩。其中有四個地下隧道與白狼斷層(White Wolf fault)交錯，斷層位置如圖 3-67所示，其受地震作用造成嚴重的破壞。隧道位置約在地下45~70 m處，隧道內有木材支撐及12~24 in之混凝土襯砌，其中一長213 m的隧道因受斷層錯動作用造成有61 m長的隧道坍塌，另一隧道則是完全坍塌，第三個遭破壞的隧道因斷層錯動除多處坍塌外亦因應力傳遞作用造成地表裂口，第四個受破壞之隧道受斷層錯動造成位移。這些隧道位置雖位於震央區，但其破壞位置皆因與斷層交錯而造成破壞，無斷層經過的隧道則無明顯的破壞。

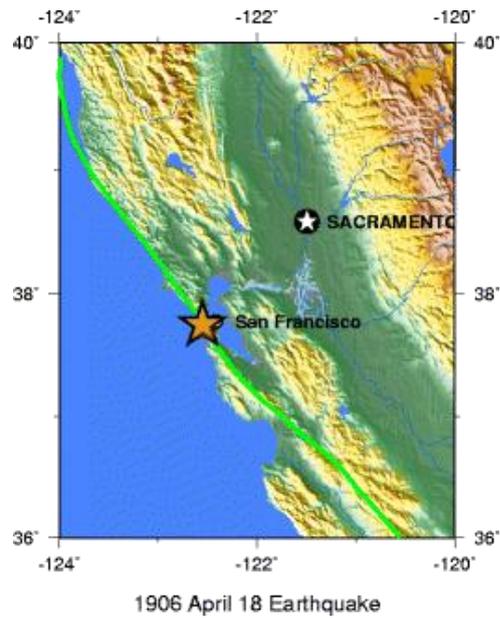


圖 3-64：1906年4月18日舊金山地震位置
 (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/states/events/1906_04_18.php)

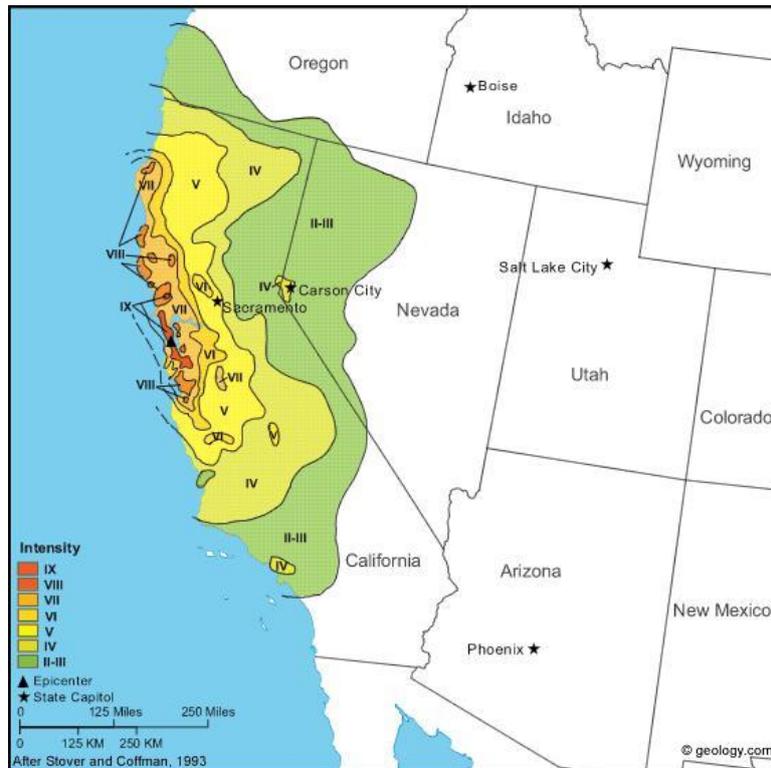


圖 3-65：1906年4月18日舊金山地震等震度分布
 (<http://geology.com/earthquake/california.shtml>)

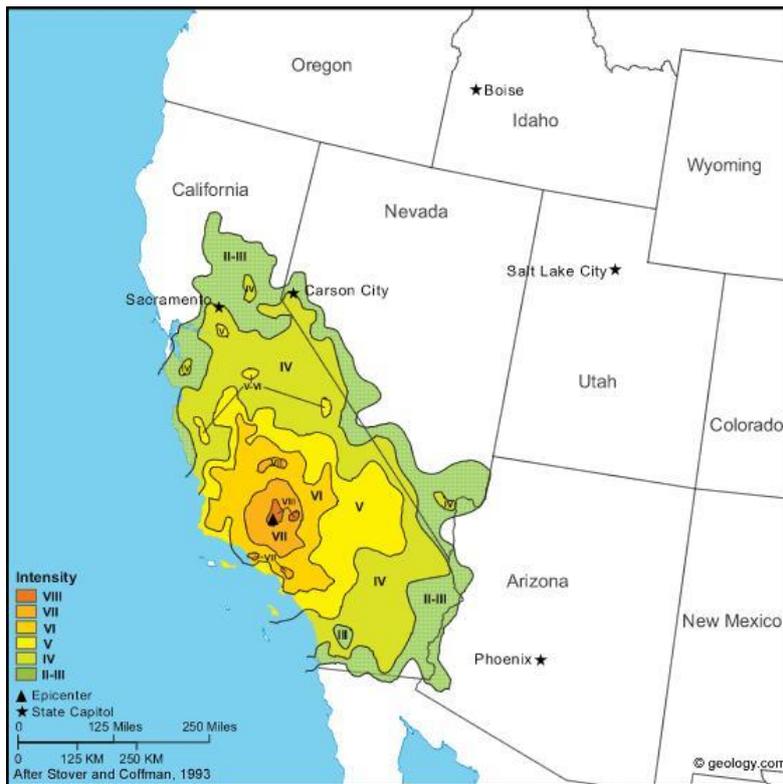


圖 3-66：1952年克恩縣地震等震度分布
 (<http://geology.com/earthquake/california.shtml>)

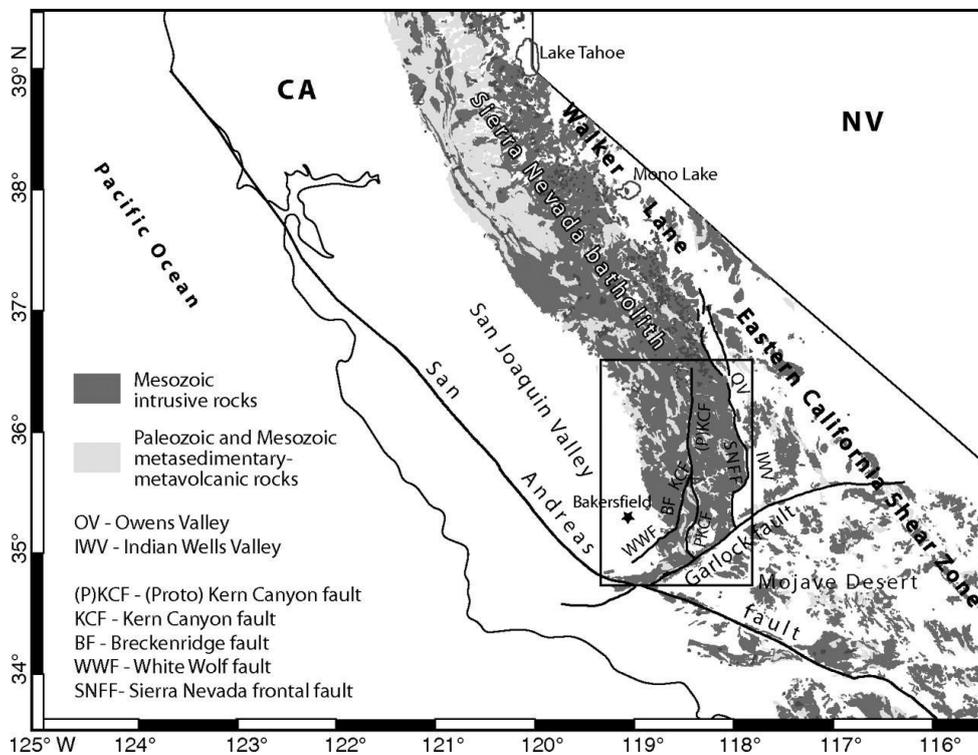


圖 3-67：美國加州斷層位置圖
 (<http://geology.com/earthquake/california>)

3.3.1.5.3. 地震動影響

一般而言，0.2-0.5 g之地表加速度對淺層的地下設施有輕微的損害，大於0.5 g之地表加速度則可能對地下設施有顯著的破壞。損害程度與設施位置及岩石特性有關，設施建造位置越深損害程度越低。本節根據過去地震相關文獻，分析地震動對地下設施如礦坑、隧道等破壞案例。

1964年於美國阿拉斯加發生芮氏規模8.5之地震，Matanuska谷附近之煤礦坑、隧道及排水管路等地下設施皆無明顯破壞，地表之破壞程度遠大於地下設施。

1970年在秘魯發生一芮氏規模7.7的地震，16個淺層的地下鐵路隧道，受地震強度 $MM=VII\sim VIII$ (Modified Mercalli(約我國震度分級4~5級)作用皆無明顯破壞。

1976年於南非發生芮氏規模5.0~5.5之地震，其震央位置靠近Welkom金礦區，震央深度約6 km屬淺層地震，地表受地震作用影響甚為嚴重，而地下2 km處僅產生小於10 cm之位移錯動。

1976年於中國河北省唐山發生芮氏規模7.8的地震，震央深度在12~16 km，約有11600起芮氏規模3.0~6.0的餘震發生，其中兩起為芮氏規模為7.0的餘震。地震發生之震央靠近唐山煤礦區，根據經歷地震之地下工作之礦工感受進行訪問，依中國地震強度分級標準(PRC)彙整出不同深度地震強度資料如圖 3-68所示，由圖可知地震強度等級隨深度遞減，據當時地下礦坑之情況，於地下30 m處之地下室及隧道受地震震動造成裂縫或坍塌，而在地下230~450 m之礦坑隧道則僅有部份隧道有裂縫產生。而地震動的影響除了受深度遞減外，亦受斷層作用影響，圖 3-69為唐山煤礦區地下650 m之等震度分佈，由圖可知地下650 m處之地震強度約為 $PRC=VII$ (約為我國震度分級4~5級)，若該位置剛好與活動斷層交錯，則在活動斷層周圍之地震強度則為 $PRC=VIII\sim IX$ (約為我國震度分級5~6級)，越靠近活動斷層其地震強度越大。

俄羅斯地區中，Bezrodny(1999)以Krugobaikalskaya鐵路為例，由Baikal到Kultuk之85 km長度的鐵道間，共有38個隧道，隧道之岩石材質為破裂狀花崗片麻岩。從隧道完工起至今經歷過4起芮氏規模7.0之地震，及5起芮氏規模達5.0~6.0之地震，距隧道最近之震央距離為70 km。由地震引起之災害主要為山崩及斷層轉移，而隧道並無明顯破壞。但曾發生震度三級之地震造成隧道位移0.01~0.1 mm，以及斷層滲水之情形(流量為70~1000 m³/hr)，但也並無影響隧道之使用安全，除此之外並無明顯因地震造成隧道破壞的案例。

3.3.1.5.4. 小結

經由上述各地震案例分析得知，地震對地下設施影響遠小於地表設施之原因有：

- (1) 地下結構與周圍岩石結合，故使結構達到共震頻率的潛能降低。
- (2) 剪力波主要對地表設施造成破壞，對地下的影響較小。
- (3) 岩體結構的強度較近地表建築基礎的地層強且穩固。
- (4) 地面加速度隨距離衰減，且其與頻譜有關，地震動亦隨深度遞減。

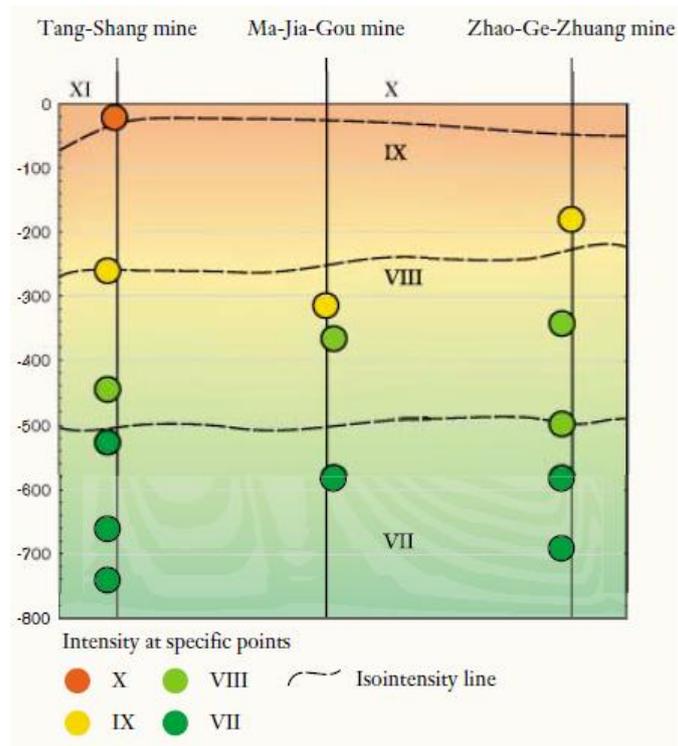


圖 3-68：1976年中國唐山地震不同深度位置等震度圖
資料來源：Wang (1985)

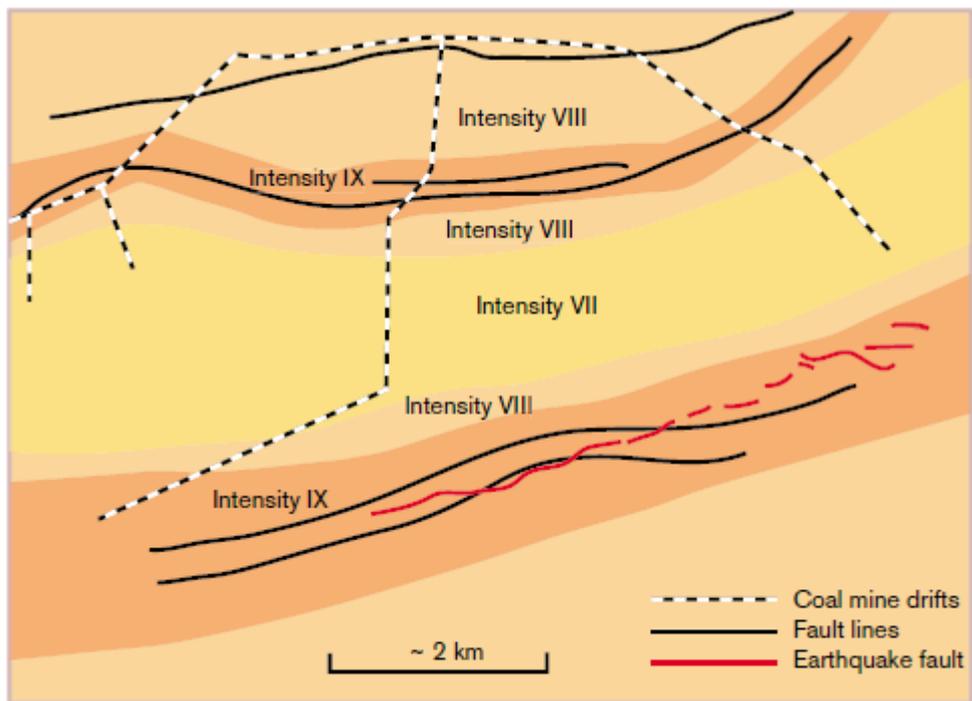


圖 3-69：1976年中國唐山地震於地下650 m之地震強度分佈

3.3.2. 近場緩衝回填材料達飽和後核種遷移行為模擬之研究

由於本年度用過核子燃料處置的功能評估工作係依據國際相關文獻，探討熱水力化與其耦合行為等重要影響特性，及其於用過核子燃料最終處置場近場環境的演化效應與程度等近場行為模擬所需考量之影響因素與模擬概念進行分析，俾利提供未來發展近場於緩衝回填材料達飽和後行為模擬之評估依據，並可作為2017年「我國用過核子燃料最終處置技術可行性評估報告」之技術基礎。

3.3.2.1. 用過核子燃料最終處置場近場熱水力化耦合國際相關計畫發展之現況

用過核子燃料的最終處置作業特性有別於一般土木工程與大地工程的主要原因在於處置源項所含的長半化期核種與長時間對處置設施產生的衰變熱效應。因此最終處置計畫的進行，從場址特性調查、地表與地下實驗室試驗、處置設施設計、開挖、運轉，乃至於處置場的封閉、監管、免於監管等各項階段，都有必要詳細評估整個處置系統經長期演化(Evolution)可能引起的交互影響(陳文泉等，2002)。

用過核子燃料最終處置場近場環境(包括廢棄物本體、廢棄物罐、處置坑道緩衝區與回填區、坑道旁開挖擾動帶及區外周圍接觸母岩等)的效應演化程序，主要是受熱量(Thermal, T)、水力(Hydraulic/Hydro, H)、力學(Mechanical, M)與化學(Chemical, C)等四項較為重要的因素影響。上述影響因素對處置場的演化會依其涉及時間與空間尺度特性持續產生效應，且各因素間的耦合效應(Coupled Process)使得處置系統演化更形複雜，其效應的相關參數與影響程度也隨場址狀況而改變。

國際間針對用過核子燃料最終處置熱、水、力、化特性與其耦合行為模式評估研究始於1970年代，目前已具有中長期研究發展規劃、不斷發展與驗證的數學模式、試驗技術與大型地下實驗室的建置。以下說明CHEMVAL (VALidation and verification of geoCHEMical models project)與DECOVALEX (DEvelopment of COupled models and

their VALidation against EXperiments in nuclear waste isolation)等大型國際合作計畫。

由歐洲共同體委員會(歐盟前身)所主導的CHEMVAL國際合作計畫共分成兩個階段(VTT, 1999)：CHEMVAL第一階段(1991-1994)主要研究目標主要針對於地下水中物種(species)生成與各類型水力-化學(HC)傳輸個別與耦合地化模式進行相關驗證與確認之探討。第二階段(1994-1997)則擴充研究主題至NaOH與石英沙(quartz)的溶解行為、膨潤土障壁中Ca²⁺/Na⁺離子交換與擴散行為模擬、混雜黏土的水樣(clayey water)中之水泥溶解現象探討，以及銅與黃鐵礦(pyrite)交互反應模式確認等研究議題。雖然第二階段最後仍僅完成個別地下水中物種生成模式驗證之目標，卻也提供國際間模式優缺點判定方式之論證平台。

DECOVALEX (DEvelopment of COupled models and their VALidation against EXperiments in nuclear waste isolation)國際合作計畫於1992年由瑞典核能檢察署(Swedish Nuclear Power Inspectorate, SKI)發起，參與國家陸續包括加拿大、中國、西班牙、法國、芬蘭、德國、日本、瑞典、英國、美國、歐洲共同體等主要核能國家與組織。其研究目的著重於經由現地試驗的數據確認數值模式的有效性。

此國際合作計畫第一階段(1992-1995)針對三個假定的熱水力(THM)基礎評效測試(Bench-Mark Test, BMT)與六個水力(HM)與熱水力(THM)測試案例(Test Case, TC)進行模擬試驗(Jing et al., 1995; Tsang et al., 2009)。其中一個基礎評效測試為模擬瑞典KBS-3結合裂隙網路系統之概念模型。

自第二階段(1995-2000)起則把研究重心擺在2個主要的大尺度現地試驗與初步安全評估(Tsang et al., 2009)。其研究任務(Task)內容包括：Task A 針對英國Sellafield豎井內Nirex地下實驗室母岩性質進行模擬研究；Task B 針對日本Kamaishi礦井內的地下加熱實驗室母岩性質進行模擬研究；Task C 針對岩石節理構造關係之研究現況進行

調查評估；Task D 針對影響處置場設計與安全評估的熱水力 (THM) 耦合行為進行研析。

第三階段(2000-2003)的研究任務內容包括(Tsang et al., 2005; Tsang et al., 2009)：Task A 由西班牙ENRESA研究團隊於瑞士Grimsel 礦井內地下實驗室進行結晶母岩全尺度工程障壁試驗(Full-Scale Engineered Barriers Experiment in Crystalline Host Rock, FEBEX)；Task B進行美國雅卡山地下實驗室橫井尺度試驗(Drift Scale Test, DST)；Task C則分別進行模擬再飽和、母岩均質性與冰川作用影響等基礎評效測試(BMT)；Task D熱水力(THM)耦合行為功能評估評析與討論。

綜合上述前三階段的研究方向，可知大部分數值模擬與驗證工作均集中於熱水力(THM)耦合行為相關研究。目前DECOVALEX國際合作計畫已於2003年進入第四階段，且開始對熱水力化耦合行為(DECOVALEX-THMC)影響進行相關之研究(Birkholzer et al., 2005a; Birkholzer et al., 2005b; Birkholzer et al., 2005c; Tsang et al., 2009)。其研究內容如表 3-16所示。

表 3-16：DECOVALEX-THMC國際合作計畫第四階段(2003~)主要研究內容

研究任務	現地實驗數據	主要研究內容
Task A	加拿大Shield場址	近場熱水力耦合對岩體評估的影響
Task B	瑞典Äspö HRL場址	開挖擾動帶的力水化耦合研究
Task C	法國Tournemire場址	黏土岩開挖擾動帶模擬與演化
Task D	1. 美國雅卡山場址 2. 日本JNC耦合地下實驗室	火成岩及結晶岩-膨潤土系統中開挖擾動帶與近場熱水力與熱水化耦合引起永久滲透率與孔隙度變化
Task E	加拿大Shield場址	長期氣候變遷下冰川作用對深地質處置場熱水力之影響

(Tsang et al., 2009)

3.3.2.2. 可能影響近場核種遷移行為之個別熱、水、力、化重要影響因素之探討

絕大部分處置系統的核種傳輸主要機制中，以涉及用過核子燃料產生之衰變熱及水力所引起的遷移行為最為重要。由於用過核子燃料含有相當數量的短半化期分裂產物，在處置初期會產生大量的衰變熱，其熱量在廢棄物罐週遭緩衝材料(膨潤土)內所造成的溫度可能超過 100°C ，且由於溫度超過 100°C ，緩衝材料部分蒙脫土成分開始轉換成伊利石，當溫度增加到 130°C 至 140°C ，伴隨時間與壓力等其他因素的影響，絕大部分的蒙脫土將轉換成伊利石，進而減少緩衝材料的回脹行為等相關力學行為與化學緩衝等功能性。此外，由處置場至生物圈核種遷移行為亦可分成下列連續幾個步驟進行：當廢棄物罐失效時，核種溶解度(單位為 g m^{-3})和體積流量的地下水(單位為 $\text{m}^3 \text{yr}^{-1}$)決定了核種起始釋放速度，在評估放射性核種的遷移通過工程障壁和母岩，則必須知道母岩中地下水為載體的平流(advection)、延散(dispersion)和遲滯(retardation)機制的相關行為。其中遲滯機制主要是由吸附和母岩基質擴散所主導。吸附是一種非特定描述核種經由傳輸路徑及各種物理化學機制而附著於礦物的行為，例如離子交換和表面吸附能夠吸附核種至礦物表面上，此行為與核種本身、接觸礦物種類和地球化學條件(如氧化還原電位Eh，酸鹼值pH值和離子強度等有關)。以下將針對可能影響近場核種遷移行為熱水力化等個別重要影響因素進行探討，另，可能影響近場核種遷移行為之個別熱、水、力、化重要影響因素是相當複雜的，然在近場環境下這些重要影響因素通常會伴隨兩者(含)以上而影響近場內的核種遷移行為，以下將對其產生之耦合效應進行說明。各耦合效應標題中“A→B”符號則代表“A重要影響因素對B重要影響因素之耦合影響”之意。

3.3.2.2.1. 熱量

用過核子燃料最終處置場之處置系統熱量可能來自天然(地溫梯度與地下水水流溫度)或人工外加熱源(用過核子燃料本身)造成熱量

的傳遞(傳導、對流、輻射等)。在飽和多孔質中熱量(能量)守恆控制方程式可由下列式子表示：

$$(\rho c)_s \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(K_H \nabla T) + (\rho c)_f \bar{q} \nabla T \quad (3.3-1)$$

其中T為溫度(K)， $(\rho c)_s$ 與 $(\rho c)_f$ 為固體與液體密度及熱容量乘積(單位為 $J m^{-3} K^{-1}$)， K_H 為水-岩混合物的有效熱傳導係數(單位為 $J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$)，水流通量 \bar{q} 為每單位面積的體積流率(單位為 $m s^{-1}$)，式子右邊的第一個項為熱經由介質傳輸的傳導通量(即傅立葉定律, Fourier's law)，第二個項則為熱經由移動水流所傳輸的對流(convective)或平流通量(advective flux)。

由於用過核子燃料含有相當數量的短半化期分裂產物，在處置初期會產生大量的衰變熱(decay heat)，依據我國用過核子燃料最終處置初步技術可行性評估報告所評估核一廠至龍門電廠商轉40年之數量(台灣電力公司，2009)及本計畫曾應用核種特徵資料庫(CDBS)等研究成果(劉凌振，2002；劉凌振，2003)可得我國用過核子燃料之衰變熱率/罐(單位為Watts/canister)與冷卻時間(單位為yr)之關係(圖3-70)。由圖可看出BWR、PWR與其兩者平均值之量級(order)幾乎相同，故未來本期計畫後續近場核種遷移行為特性案例之模擬與探討可以衰變熱率/罐之平均值作為評估基準。

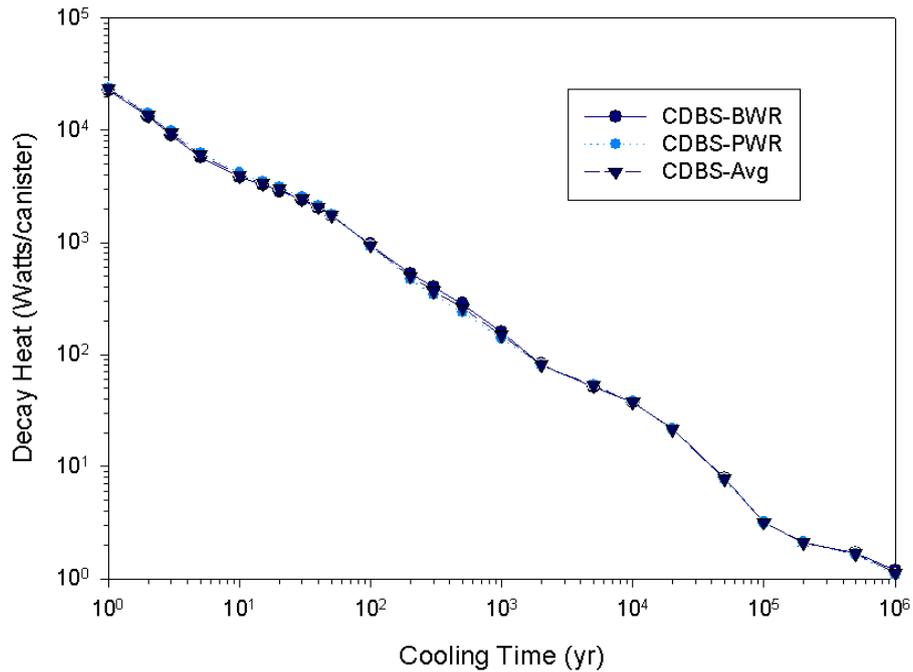


圖 3-70：我國用過核子燃料之衰變熱率/罐與冷卻時間關係圖

(1) 熱量對地下水流動的耦合影響(T→H耦合)

熱量(及所導致之溫度變化)最主要是藉由流體性質，即粘度和密度來影響流動方程式。隨著溫度的升高，水密度減少，而這些密度梯度差異亦造成對流。此外水的粘度也隨著溫度的升高明顯下降。這兩個現象也被稱為浮力的影響(Buoyancy Effects)。圖 3-71顯現出在用過核子燃料最終處置場近場環境中兩者與溫度(0 °C至100 °C)之間的相對差異性(White, 1974)。另一方面，水力流動所產生的延散(Dispersion)現象或延散係數(Dispersion Coefficient)亦間接與溫度相關。在某種意義上說，溫度升高可能會改變流動路徑。而分子擴散係數(Molecular Diffusion Coefficient, D_w)除與溶質種類與液體性質有關外，亦直接與溫度有關，其關係(Frick, 1996)可由表 3-17得知。此外，可能誘發的流體相變化(蒸發和冷凝)、流體熱擴散皆為溫度變化而間接影響地下水流動等耦合現象。

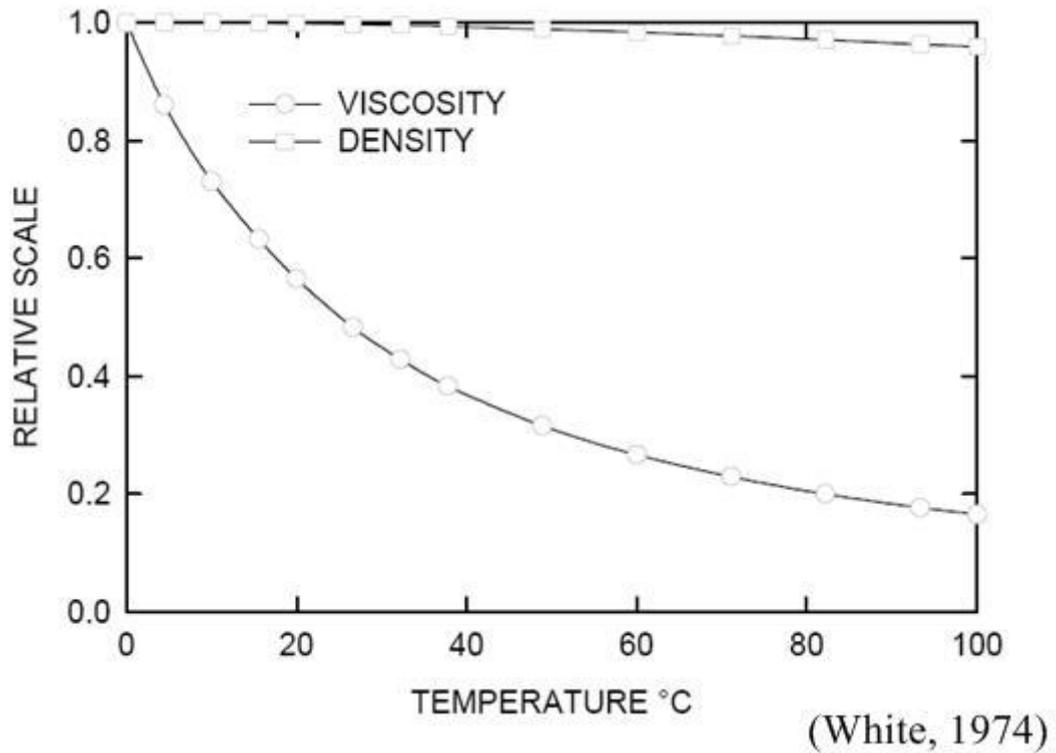


圖 3-71：流體粘度和流體密度與溫度(0°C至100°C)之間的相對差異示意圖

表 3-17：溫度與分子擴散係數之關係

溫度 (°C)	分子擴散係數 D_w/D_{25}
5	0.55
10	0.65
15	0.75
20	0.87
25	1.00
35	1.28
50	1.76
70	2.54

D_{25} 為25 °C的 D_w 值

(2) 熱量對岩石力學的耦合影響(T→M耦合)

處置系統熱量所引發的溫度變化對岩石力學的耦合影響可由楊氏模數 $E(T)$ 與應變 $\varepsilon(T)$ 來討論(VTT, 1999)。考慮在單軸應力(Uniaxial Stress)狀態下，因為溫度變化而導致的應變關係式為：

$$\varepsilon = \alpha \Delta T \quad (3.3-2)$$

其中 α 為線性熱膨脹係數 (Linear Thermal Expansion Coefficient, 單位為 $^{\circ}\text{C}^{-1}$)。另外材料/岩體在單軸應力狀態下，為防止自由位移 (Free Displacement)，溫度變化所造成的應力 σ (T) 為：

$$\sigma = E \alpha \Delta T \quad (3.3-3)$$

當考慮加入兩個應變量，且熱量耦合到機械應力後所誘發的總應變。例如在平面應力 (Plane Stress) 狀態下， $\sigma_x \neq 0$ 、 $\sigma_y \neq 0$ 、 $\sigma_z = 0$ 時，溫度變化所造成的應力為：

$$\Delta\sigma_x = \frac{E}{1-\nu} \alpha \Delta T \quad (3.3-4)$$

$$\Delta\sigma_y = \frac{E}{1-\nu} \alpha \Delta T \quad (3.3-5)$$

其中 ν 為泊松比 (Poisson's Ratio)。上述 E 、 ν 及完整介質/材料的強度特性亦即與溫度相關 (Jaeger and Cook, 1984)。

因此，上述熱力耦合將影響處置系統近場介質/材料的熱應力、熱應變 (熱脹冷縮現象)、因熱誘發的位移現象及塑性 (Plasticity) 等不可逆變形等。

(3) 熱量對化學反應的耦合影響 (T→C 耦合)

熱量所引發的溫度變化對在所有動力學反應有很強的影響性。例如某些化學反應在室溫附近，每增加 10°C 的溫度，反應速率則增加一倍，由此可見總體上化學反應與熱量所造成的溫度變化是有其相關性。

化學反應速率通常可以用阿瑞尼士 (Arrhenius) 方程式來表示，由於反應速率常數 k 通常以 25°C 狀態下為基準，故可以下列方程式表示：

$$k = k_{25} \exp\left[\frac{-E_a}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{298.15}\right)\right] \quad (3.3-6)$$

其中 E_a 為活化能(Activation Energy, 單位為 kJ mol^{-1})， k_{25} 為25 $^{\circ}\text{C}$ 狀態下的速率常數(若為一級反應，單位為 s^{-1})， R 為理想氣體常數(單位為 $\text{kJ mol}^{-1} \text{K}^{-1}$)， T 為凱氏溫標的溫度值(K)。

而溫度變化對物種生成的影響，即溫度影響水溶液相、固體相和其表面等物種生成有許多方式：首先，溫度對化學反應平衡和水相的物種形成變化有直接的影響。同時溫度變化也對活性係數(Activity Coefficients)和靜電電位(Electrostatic Potentials)有影響。溫度對化學的直接影響可透過與溫度相關的熱力學數據加以描述。對平衡常數而言，則需經由考慮的物種和反應之熱容量(Heat Capacity)和焓(Enthalpy)等來推導。一個化合物的生成(Formation)與否可以下列的式子表示：

$$\Delta G = -RT \ln K = \Delta H + T\Delta S \quad (3.3-7)$$

其中 K 為平衡常數， ΔG 為物種生成之吉布士自由能變化量(單位為 kJ mol^{-1})， ΔH 為焓變化量(Enthalpy, 單位為 kJ mol^{-1})， ΔS 為熵變化量(Entropy, 單位為 $\text{kJ mol}^{-1} \text{K}^{-1}$)。其中焓變化量和熵變化量均與溫度有關。

在恆定的壓力狀態下，若不考慮氣相而只有水溶液相和固相的反應發生，焓和熵的關係可寫為下面之關係式(Helgeson, 1969)：

$$H_{f,T} - H_{f,298.15} = \int_{298.15}^T C_p dT \quad (3.3-8)$$

$$S_{f,T} - S_{f,298.15} = \int_{298.15}^T \frac{dH}{T} = \int_{298.15}^T \frac{C_p}{T} dT \quad (3.3-9)$$

其中 C_p 是熱容量(單位為 $\text{kJ mol}^{-1} \text{K}^{-1}$)，下標(f,T)和298.15分別表示形成溫度與參考溫度298.15 K，且 C_p 亦為溫度的函數。此外，溫度變化對離子強度的影響可由與溫度有關連性的活性係數 γ_i 來表示。影響活性係數的因素最主要有兩方面：溫度與離子強度 μ 。其中隨著溫度的升高，活性係數會逐漸降低。而離子強度對於活性係數的影響，會隨著陰陽離子的種類而有所差異；大致上在低濃度下，相同價數、離子大小類似的陰陽離子(不論其陰或陽)，其活性係數隨著離子強度的變化趨勢是差不多的。溶液中不論離子的種類為何，只要帶電荷的離子即會導致溶液的行為偏離理想狀況，而且電荷數越大者，其影響力越強。因此推論，電解質溶液中，離子間的總作用力應該與離子濃度成正比，而且與離子電荷數平方也成正比。為了表述溶液中離子間相互作用的程度，最早由G.N. Lewis和M. Randall定義一個叫做離子強度(Ionic Strength)的參數，以符號 μ 代表：

$$\mu = \frac{1}{2} \cdot \sum C_i \cdot z_i^2 \quad (3.3-10)$$

溶液中個別離子的強度為其濃度 C_i 與其電荷(離子價數) Z_i 平方之乘積之二分之一，溶液總離子強度 μ 為個別離子強度之總和。離子強度代表溶液中任意一個離子周遭的靜電力干擾程度。

離子強度與離子活性係數之關係可由廣義迪拜—胡克爾方程式(Extended Debye-Hückel Equation)來描述：

$$\log \gamma_i = \frac{-A \cdot z_i^2 \cdot \sqrt{\mu}}{1 + B \cdot d_i \cdot \sqrt{\mu}} \quad (3.3-11)$$

式中A、B皆為常數，但隨溫度及溶劑種類而不同，對於25 $^{\circ}\text{C}$ 時之水溶液， $A=0.5091$ ， $B=0.3286 \times 10^8$ ，其他溫度時之值見表

3-18。表 3-19 列出一些常見水合離子的直徑 d_i ，由於水溶液中這些水合離子的大小會受到電荷密度，靜電吸引力吸引溶劑分子強弱等影響；如鋰離子，雖然其在晶格中直徑較小，但由於其電荷密度高，因此可以吸引較多的水分子，反倒是有較大的離子水合直徑。在固體晶格當中，鹼金屬離子的大小為 $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{Rb}^+$ ；但在水中則恰好相反，為 $\text{Li}^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Rb}^+$ 。其他的趨勢，大致上是離子強度增加，活性係數隨之降低；離子大小增加，則活性係數隨之而上升，並且在高濃度時更明顯；即在較小的離子大小時，離子強度的增加令活性係數的下降更為快速。上式對於三價離子最高可以適用到離子強度 $\mu = 0.01$ 的範圍，價數較低的離子則可適用到更高的離子強度範圍，一價離子大約可適用至 $\mu = 0.8$ ，二價離子大約可適用至 $\mu = 0.05$ (趙慶光，2001；張育唐、陳藹然，2011)。

目前我國用過核子燃料最終處置計畫在活性係數模式之研究已有初步成果，劉振宇(2002)曾探討適合中、高濃度鹽水溶液下之活性係數修正模式(如 Debye-Hückel、Davies、改良 Debye-Hückel 及 Pitzer 等)理論分析，並藉由研析不同活性係數函數之理論，比較其適用範圍，以作為放射性核種遷移地化模擬之參考依據。然溫度對表面物種之靜電活性校正關係仍需要未來大量的現地實驗數據來加以求取。

綜觀而論，處置系統近場的溫度變化對固(流)體之化學反應過程速度和穩定性影響的因子則包括：Arrhenius 平衡常數、物種生成自由能、流體活性與離子強度等。

表 3-18：水溶液之廣義Debye-Hückel活性係數方程式常數

溫度(°C)	A	B
0	0.4883	0.3241×10^8
15	0.5002	0.3267×10^8
25	0.5091	0.3286×10^8
40	0.5241	0.3318×10^8
55	0.5410	0.3353×10^8
70	0.5599	0.3392×10^8

(趙慶光，2001)

表 3-19：常見離子之水合直徑

d_i (Å) $1 \text{ Å} = 10^{-8} \text{ cm}$	1價離子	2價離子	3價離子
3	K^+ Br^- , Cl^- , ClO_3^- , ClO_4^- , CN^- , F^- , HS^- , I^- , MnO_4^- , NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , OH^-		
4	Na^+ CH_3COO^- , HCO_3^- , $H_2PO_4^-$, HSO_3^-	CrO_4^{-2} , HPO_4^{-2} , SO_4^{-2}	PO_4^{-3}
5		Ba^{+2} , Cd^{+2} , Hg^{+2} , Pb^{+2} CO_3^{-2} , S^{-2} , SO_3^{-2}	
6	Li^+	Ca^{+2} , Cu^{+2} , Fe^{+2} , Zn^{+2}	
8		Mg^{+2}	
9	H^+		Al^{+3} , Cr^{+3} , Fe^{+3}

(趙慶光，2001)

3.3.2.2.2. 水力

在核種遷移水力行為部分，就放射性核種在一維、飽和、均勻多孔性材料的地下水系統中，可以就質量平衡推導出放射性核種的遷移方程式(蔡世欽，2008)如下：

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} = \theta D_p \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \theta V_w \frac{\partial C}{\partial x} - \lambda(\theta C + \rho_b S) - K_{bio} C \quad (3.3-12)$$

其中C為放射性核種在液相中的濃度(單位為 kg m^{-3})，S為放射性核種在固相中的濃度(單位為 kg g^{-1})， D_p 為孔隙擴散係數(單位為 $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)， V_w 為平均地下水流速(單位為 m s^{-1})， ρ_b 為介質之表像密度(apparent density，單位為 kg m^{-3})， θ 為介質之孔隙率， λ 為放射性核種之衰變常數(單位為 s^{-1})， K_{bio} 為生物吸收速率(單位為 s^{-1})， x 為距離(單位為 m)， t 為時間(單位為 s)。由式(3.3-12)可知，放射性核種在地層材料中的遷移受到擴散作用、地下水流動、固相介質吸附及遲滯、放射性衰變及生物吸收等作用之影響。一般處置設施環境地下水的流速可視為非常低，就緩衝材料部分更是如此，因此地下水流速可忽略不計。若核種半化期很長且生物吸收作用影響不大，則核種遷移機制主要由擴散作用及固相介質的吸附來決定。假定液、固相之間存在著一函數關係， $S=f(C)$ ， $\frac{\partial S}{\partial t} = f'(C)$ ，則式(3.3-12)可改寫為：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_a \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \left(\frac{D_p}{1 + \frac{\rho_b f'(C)}{\theta}} \right) \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \frac{D_p}{R_d} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (3.3-13)$$

其中無因次之遲滯因數(R_d , retardation factor)定義則為：

$$R_d = 1 + \frac{\rho_b f'(C)}{\theta} \quad (3.3-14)$$

若式(3.3-14)中的 $f'(C)$ 為常數，即可以用分配係數 $K_d = S/C$ 來表示 $f'(C)$ ，故遲滯因數為：

$$R_d = 1 + \frac{\rho_b K_d}{\theta} \quad (3.3-15)$$

各個放射性核種在介質中被吸附者，其遲滯因數 R_d 值常達數千至數萬以上。就核種遷移的物理意義而言， R_d 值為1000的核種，其擴散受介質遲滯作用的影響，速率僅為含水擴散速率的1/1000。若不吸附的核種， R_d 值為1。

目前我國用過核子燃料最終處置計畫功能/安全評估係以上述核種水力遷移理論及區塊模式為概念，並考慮放射性核種經由通過近場之次裂隙系統傳導至遠場，再藉由主要導水通道遷移至地表含水層與生物圈飲用水情節進行安全案例分析與劑量評估(台灣電力公司，2009)。

(1) 水力對溫度分佈的耦合影響(H→T耦合)

水力對溫度分佈的耦合影響可以從飽和多孔質中熱量控制方程式看出是藉由流體對流項產生效應，亦即流體速度場引起的構造面內的熱對流及其對鄰近岩石的熱傳導過程的影響，其中平均地下水流通量可藉由水頭壓力分佈或達西模式(Darcy Model)求得。在固定且微小的參考體積下，可能影響到流體本質組成多寡，進而造成流體原先進入該參考體積之有效熱傳導係數及比熱等改變。

(2) 水力對力學的耦合影響(H→M耦合)

流體壓力(水壓)或飽和程度將導致近場處置系統內如緩衝回填材料之回脹壓力改變，進而產生應力、應變、位移等現象，當此壓力極大時亦可能導致膨潤土或母岩基質的毀損。

(3) 水力對化學因素的耦合影響(H→C耦合)

水力對化學因素的耦合影響來自流體壓力、速度及飽和度對水流中固體礦物溶解與沈澱路徑、傳輸快慢或遲滯的影響。若用過核子燃料最終處置場近場介質內地下水流動現象屬緩慢移動或水力傳導係數(Hydraulic Conductivity)小於 $10^{-14} \text{ m s}^{-1}$ ，此一因水力帶動反應溶質的耦合作用則可視為在原固定且微小的參考體積下直接進行化學反應(SKB, 1999; SKB, 2006)。

3.3.2.2.3. 力學

在處置系統力學(Mechanics)部分，固體材料(含緩衝回填材料、開挖擾動帶與鄰近母岩部分)的力學行為都必須符合靜平衡(static equilibrium)和應變相容性(strain compatibility)之要求。與材料負載相關之應力(stresses)和應變(strain)可以利用其組構(constitutive)行為加以描述。其中彈性(elasticity)是許多岩石材料最常用的組構性質之一，同時也提供有用的基礎以了解更複雜的力學行為模式。

最一般性的線性彈性(linearly elastic)行為可以下列廣義的虎克定律(Hooke's law)形式描述之：

$$[\boldsymbol{\varepsilon}] = [\mathbf{S}][\boldsymbol{\sigma}] \quad (3.3-16)$$

其中 $[\boldsymbol{\varepsilon}] = [\varepsilon_x \ \varepsilon_y \ \varepsilon_z \ \gamma_{xy} \ \gamma_{yz} \ \gamma_{xz}]^T$ ， $[\boldsymbol{\sigma}] = [\sigma_x \ \sigma_y \ \sigma_z \ \tau_{xy} \ \tau_{yz} \ \tau_{xz}]^T$ ， $\varepsilon_x \ \varepsilon_y \ \varepsilon_z$ 為 x, y, z 方向應變量， $\sigma_x \ \sigma_y \ \sigma_z$ 為 x, y, z 方向應力量(單位為 N m^{-2})， $\gamma_{xy} \ \gamma_{yz} \ \gamma_{xz}$ 為 x, y, z 方向剪應力(shear strain)量 $\tau_{xy} \ \tau_{yz} \ \tau_{xz}$ (單位為 N m^{-2}) 所造成的剪應變(shear strain)量，而係數矩陣 $[\mathbf{S}]$ (單位為 N m^{-2})⁻¹ 則跟材料特性有關。

一般而言，工程上常用的材料應力-應變的特性關係圖如圖 3-72 所示。其中可分成下列幾個區域來討論(Dolbow, 2010; Hibbeler, 2010)：

- (1) 彈性區域(elastic region)：此區比例極限(proportional limit)內 σ 跟 ε 成正比，即為線性關係 $\sigma = E \varepsilon$ ， E 為彈性模數(elastic modulus)或楊氏模數(Young's modulus)；彈性限度(elastic limit)以內之變形仍可完全回復；而超過彈性限度則開始產生非線性關係的塑性變形(plastic deformation)。由於比例極限與彈性限度極為接近，故通常可視為同一應力值。
- (2) 降伏(yielding)區域：受應力增加至超過彈性限度時，應變將急遽增加，但應力值幾乎僅有微小變動，此階段材料產生大量的塑性變形，且此階段的應力則稱為降伏應力或降伏強度。
- (3) 應變硬化(strain hardening)區域：當應力繼續增加大到材料內部晶格改變時則造成應變硬化現象，此時須增加拉力才能繼續變形，此區域最大應力值又稱為為極限(ultimate)應力。
- (4) 頸縮(necking)區域：經由上述(1)至(3)的過程之後，若應力再持續增大，則材料斷裂處的截面積將急遽縮小，因此所需應力(破裂應力)亦下降，隨後材料最終則斷裂。

在用過核子燃料最終處置場中，地下空間的開挖除了將重新分配原現地應力(in-situ stresses)及可能產生位移(displacement)影響外，同時可能依據岩石的種類、原現地應力的幅度(magnitude)和開挖方法，其重新分配的應力可能會產生或多或少的岩石結構破壞和改變流體流動相關的阻力。尤其是在開挖擾動帶(Excavation Damaged Zone, EDZ)或受干擾岩帶(Disturbed Rock Zone, DRZ)，其更涉及複雜的熱水力化耦合關係與現象。然依據 DECOVALEX-THMC 第一階段成果(SKI, 2007)，目前國際間針對用過核子燃料最終處置場近場均將緩衝回填材料及處置母岩視為彈性介質與材料，以進行相關的力學功能/安全耦合評估。而我國目前針對材料力學部分的研究論著除了針對處置場之岩石材料參數對工程障壁飽和度影響分析(吳佩蓉，2009；王梅因，2010)外，亦對地下處置場之熱應力與地下水影響進行相關分析(范振峰，2006；廖久智，2011)，而在針對熱水力(THM)交互耦合行為亦進行相關研究(戴豪君，2003；許俊賢，2004；郭立楷，2008；陳昭旭等，2008；林志森，2010)。

(1) 力學對熱量的耦合影響(M→T耦合)

用過核子燃料最終處置場近場環境力學行為變化對熱量的耦合影響主要來自於變化過程中介質/材料接觸面相對摩擦引起的機械功到耗散熱能的轉化，進而可能引起熱傳導係數與比熱等流體性質微弱變化，故在進行相關的耦合效應評估時，此一影響可被忽略不計。

(2) 力學對水力的耦合影響(M→H耦合)

用過核子燃料最終處置場近場環境力學行為變化對水力的耦合影響可視為變化過程中介質/材料的應力、應變、損傷強度和破壞進而對孔隙率、可透度與水力傳導係數等影響。目前依據國際相關研究成果(SKI, 2007)，此一影響因素具有較弱的影響效應。

(3) 力學對化學因素的耦合影響(M→C耦合)

處置場近場環境力學對化學因素的耦合影響主要由介質/材料的應力、應變、損傷強度和破壞等行為，對核種或溶解物質傳輸路徑和擴散性質的影響，以及可能誘發的化學反應等。此一影響因素在進行功能/安全評估中可被忽略不計。

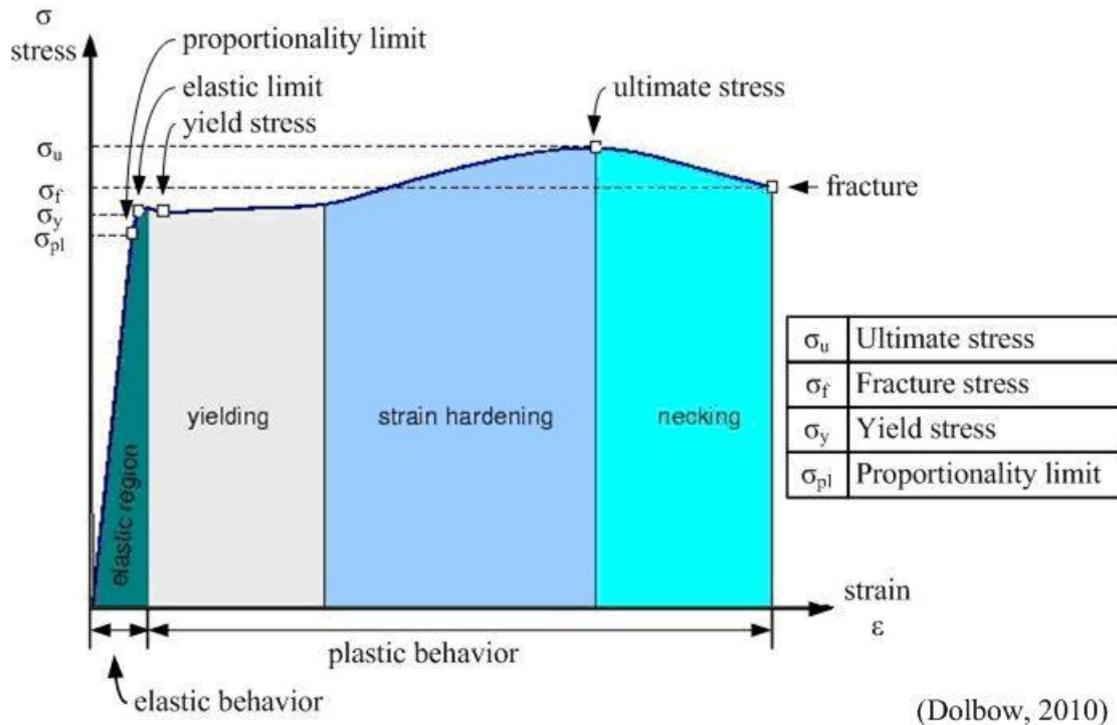


圖 3-72：工程上常用的材料應力-應變特性關係圖(無比例)

3.3.2.2.4. 化學

放射性核種於處置場的化學遷移行為特性主要集中在各核種本身的溶解度和與接觸物質上的吸附現象。同時反應型或非反應型的物質傳輸與核種遷移及流體/岩土相互作用等則涉及熱力學平衡、反應速率動力學、陰陽離子交換、水解/水合反應、沈澱、擴散、吸附、遲滯效應。此外放射性核種化學遷移行為亦取決於地下水所形成之多種組成和性質之溶解固體相溶液環境(如pH值，Eh等)、不同錯合基(complexing ligands)濃度和其他競爭(competing)金屬離子的濃度。一般而言“吸附”行為可廣闊包含吸附(adsorption)、離子交換(ion-exchange)以及一系列其他表面的相互作用過程。在進行處置場功能評估時，上述行為可由實驗得出的“分配係數”加以綜觀描述。

放射性核種遷移的化學反應行為，即為它們與水-岩系統且經過多次化學反應過程，而這些反應可能延緩或轉換遷移溶質之化學成分。影響物種(species)的濃度之化學反應，可能發生僅在水相，也可能同時涉及水和固相。可能出現的反應又可分為快速可逆(適用局

部熱力學平衡假設)和慢速和/或不可逆的(需要動力學方法加以解析)。上述反應亦可再細分成以均勻水溶液相(homogeneous aqueous phase)系和水相/固相構成之異質(heterogeneous)反應。為簡化上述繁複的各類反應，我們可以用單一方程式描述各種反應的淨影響。假定核種*i*的總反應速率 R_i (單位為 $\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$) 可視為異質且包含沈澱-溶解 (precipitation-dissolution, min)、表面錯合 (surface complexation, sclx)、離子交換 (ion-exchange, ex) 與生物轉換 (biological transformation, bio) 等反應；以及均相中涉及的氧化還原 (redox, red) 與錯合 (complexation, clx) 反應等(圖 3-73)，則可以下列總速率方程式表示：

$$R_i = (R_i^{\text{min}} + R_i^{\text{sclx}} + R_i^{\text{ex}} + R_i^{\text{bio}})^{\text{het}} + (R_i^{\text{red}} + R_i^{\text{clx}})^{\text{hom}} \quad (3.3-17)$$

假設生物效應可以簡化忽略，同時均相及表面吸附等行為合併為水溶液相(aq)型態表示，我們可以得到由可逆(reversible)反應速率 R_i^{aq} 及所有不可逆(irreversible)反應速率 R_i^{min} 總速率方程式如下：

$$R_i = R_i^{\text{aq}} + R_i^{\text{min}} \quad (3.3-18)$$

而淨反應速率 R_i 一般而言在均相中會快速達成平衡而趨近於零。由於功能評估的主要重點是放射性核種在水-岩系統如何遷移且發生反應，為了不高估遲滯反應所帶來的影響，一般只考慮可逆吸附反應，例如可忽略裂隙壁面上不可逆之沈澱反應，故可適用局部熱力學平衡之假設。

(1) 控制遷移物種溶解度的因素探討

根據化學熱力學，探討之系統大致上已知其溫度、壓力、各組成份的活度(activity)及達成平衡的條件(如氣體逸壓、溫度、Eh、pH值等)。大多數地球化學系統中，溫度比壓力更為重要，

且溫度影響平衡常數、活性係數、氣體壓力或逸壓(fugacity)、及氧化還原反應等，而地球化學模型的壓力校正通常可忽略不計。

在用過核子燃料深層處置場環境中所可能流經的地下水通常都具有許多離子態的元素，故可視其為一電解質溶液。由於溶液濃度在離子強度(ionic strength)較高，或在溫度較高時伴隨離子氛(ionic atmosphere)的因素，亦即在溶液中若取某正離子為中心離子，則其周圍有較多的負離子，部分電荷相互抵消，但餘下的電荷在距中心離子某處下又形成一個球形的負離子氛；反之亦然。一個離子既可為中心離子，又是另一離子氛中的一員。這是Debye-Hückel理論中的一個重要概念。他們認為在溶液中，每一個離子都被反號離子所包圍，由於正、負離子相互作用，使離子的分佈不均勻，進而使其與理想狀況下計算的溶液濃度之間產生一定的誤差，則可引入活性(activity)與活性係數(activity coefficient)等概念來反映出真實濃度與理想濃度之間的比值。其中活性 a_i 定義為：

$$a_i = \text{真實溶液活度 } [C] \times \text{活性係數 } \gamma_i \quad (3.3-19)$$

因此反應平衡常數應當修正為活性的乘積，以常見的 $aA + bB \rightleftharpoons cC + dD$ 反應式為例，則：

$$K = \frac{a_C^c a_D^d}{a_A^a a_B^b} = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} = K' \frac{\gamma_C^c \gamma_D^d}{\gamma_A^a \gamma_B^b} \quad (3.3-20)$$

其中K為熱力學中理想狀態的反應平衡常數。根據熱力學對於反應平衡常數、吉布士自由能(Gibbs free energy)的描述，K在定溫下應為一定值。K'則相當於濃度乘積所代表的反應平衡常數；由於活性係數會受到各化學條件因素而改變，因此不一定為一定值。但當濃度範圍不至於差異太大的情況下，活性係數的變

化不大，因此可以將其視為一定值，此時K'則同時可視為一定值。在離子強度弱或溫度較低時，可忽略掉活性係數的影響，假設活性係數 γ 均為1(即所有的分子均被算入有效濃度)，此時 $K = K'$ (張育唐、陳藹然，2011)。

此外在異質系統，固體相也許會跟水溶液相達成平衡，為了維持平衡，當已平衡的水溶液相改變時，所有可溶性物質的總濃度也必須隨之改變。固體相的存在與性質將限制某溶質的溶解度，亦即如果該元素被添加到水相中將會沈澱，如果其濃度降低，固相將往往再溶解於水相。因此藉由溶解度積(solubility product, K_{sp})的概念，當溶解反應中離子乘積大於溶解度積，在熱力學角度而言固體的沉澱是可能的。固體(如礦物組成 AB ，其溶解後可解離成A與B離子，即 $AB(s) \rightleftharpoons A(aq) + B(aq)$)溶解度積的表示式為：

$$K_{sp} = \frac{a_A a_B}{a_{AB}} = \frac{[A]\gamma_A [B]\gamma_B}{[AB]\gamma_{AB}} = [A]\gamma_A [B]\gamma_B \cong [A][B] \quad (3.3-21)$$

上述式子中固體相濃度幾乎為定值且與活性係數乘積視為1，同時當離子強度弱或溫度較低時，亦可忽略掉活性係數的影響(假設活性係數 γ 均為1)，故溶解度積即可視為溶解反應中的個別離子溶解度之乘積。而針對於不帶電的分子，由於離子氛的效應相當不明顯，因此其對於活性的影響就會比較小；相較於電解質，可以大致上視其活性係數為1。

(2) 控制遷移物種離子交換反應的因素探討

就本質上講，離子交換(ion exchange)反應雖被常預期在粘土夾層中發生，但實際上其可能發生在任何固體表面(Stumm, 1992)。由於細微顆粒的礦物具有比表面積(specific surface area)大的特性，如蒙脫石粘土(montmorillonite clays)和雲母(micas)，具特別有效的陽離子交換反應。離子交換反應可以通過化學質量作用方程式、莫耳分率(mole fraction)，及假設各離子對固相

的活性來加以估算。為了計算在某溶液組成下各類離子交換過程的影響，陽離子交換能力(cation exchange capacity, CEC)、吸附劑的表面吸附密度值(sorption site surface density)、吸附劑用量、選擇性係數(selectivity coefficients)或結合常數/平衡常數(binding constants/equilibrium constants)是必要的。而陰離子(anion)交換過程的計算方式則與陽離子交換反應類似。

(3) 控制遷移物種表面錯合反應的因素探討

表面錯合理論則考慮離子吸附行為發生在固體氧化物和水溶液相交界區域的某處或多處。一表面(吸附)反應的吉布士自由能(單位為 kJ mol^{-1})之化學反應驅動力可定義為化學與庫倫(Coulombic)效應共結合的表示式：

$$\Delta G_{\text{sorb}} = \Delta G_{\text{chem}} + \Delta G_{\text{Coul}} \quad (3.3-22)$$

一般而言，最簡單描述吸附的方式即利用等溫線(isotherm)來描述和其吸附在表面之間的濃度關係。亦即假設某物種吸附濃度與水溶液相中該物種相關聯。在絕大多數情況下，量測到的分配係數代表等溫吸附量與溶液濃度近似於線性關係，例如多成分Langmuir方程式或廣義指數等溫線Freundlich等溫線來加以描述。而如果進一步考慮表面電荷的影響，則可以固定電容(constants capacitance)和擴散雙層(diffuse double layer, DDL)結合而成的Stern模型描述之。其即假設當表面帶電的固體與電解質溶液互相接觸，固體表面會被一帶電量相等且電性相反之離子雲所包覆，此種涵蓋固體表面固定電荷即可移動離子雲的結構稱為擴散雙層。其中又可細分成三層構造：

- (a) 雙層內層(Inner Helmholtz Plane, IHP, C_1)：電解質溶液中的溶劑分子作特殊性的吸附，此層最靠近電極表面，電場強度最強，排列規則且緻密。

(b) 雙層外層(Outer Helmholtz Plane, OHP, C_2): 最靠近電極表面的水合離子中心算起, 至電極表面的距離為OHP的厚度, 為非特殊吸附的離子, 排列不緻密。

(c) 擴散層(Diffusion layer, C_3): 擴散層內離子均勻分布, 擴散層外為其餘電解質溶液, 整體溶液維持電中性狀態。

如石英-水-氯化鈉之系統(圖 3-74)可以用此模式描述之。

(4) 功能評估常用的遷移物種吸附行為的因素探討

迄今為止, 功能評估係運用實驗得出的參數來加以描述固體物質和水相間遷移物種的淨吸附量。一般而言最為基礎的分配係數 K_d (單位為 $m^3 kg^{-1}$) 定義為:

$$K_d = \frac{\frac{\text{物種被吸附的量}}{\text{固體相的質量}}}{\frac{\text{物種在水相的量}}{\text{水相的體積}}} \quad (3.3-23)$$

此外, 以表面積為基準的分配係數 K_a (單位為 $m^3 m^{-2}$) 則定義為:

$$K_a = \frac{\frac{\text{物種被吸附的量}}{\text{固體相的表面積}}}{\frac{\text{物種在水相的量}}{\text{水相的體積}}} \quad (3.3-24)$$

功能評估的吸附行為係假設遷移物質迅速附著於礦物表面。而慢與不可逆轉的反應, 例如礦化沈澱則排除忽略。因此上述參數用於描述吸附行為著重於代表可逆吸附的現象。此類試驗概念的缺點是只能在瞬時的時間尺度(timescale)上達成最終結果, 而無法給予任何吸附實驗直接有關且正在發生的詳細機制。此外, K_d 試驗所求得之結果是指在恆溫的平衡條件並假定所有水相溶質有平等的親和力(affinity), 但有時吸附行為則可能依據pH值, 背景電解質的組成、濃度和溶解離子, 以及競爭吸附劑而有所關聯, 故僅應用吸附等溫線亦具有相同的缺點。

然而運用分配係數的優點是在地球化學條件為已知且尚未詳細清楚所有吸附涉及機制(mechanisms)的狀態下，提供一種簡單可行的方式來描述吸附了大量元素種類和條件。而考慮表面電荷影響之優點是可利用吸附熱力學考量水相體系的多重變化，但在固定電容模式中往往高估在界面區域中離子的流動性(mobility)，而擴散雙層模式則適用於多變與稀離子強度下。當然以越詳細模型來考慮功能評估下的吸附行為是越準確的，但也需要更多的調整參數必須被定義和衡量。綜觀來說，由實驗數據擬合(fitting)，或應用等溫線模型或考慮表面電荷影響吸附模型而求得的分配係數並不能保證純吸附行為是唯一的機制，在還沒有更多現地實驗資料與各類化學機制尚未釐清之前，以 K_d 值來表示沈澱-溶解、共沉澱、表面錯合、離子交換等綜合反應仍是較好的方式。

(1) 化學對熱量的耦合影響(C→T耦合)

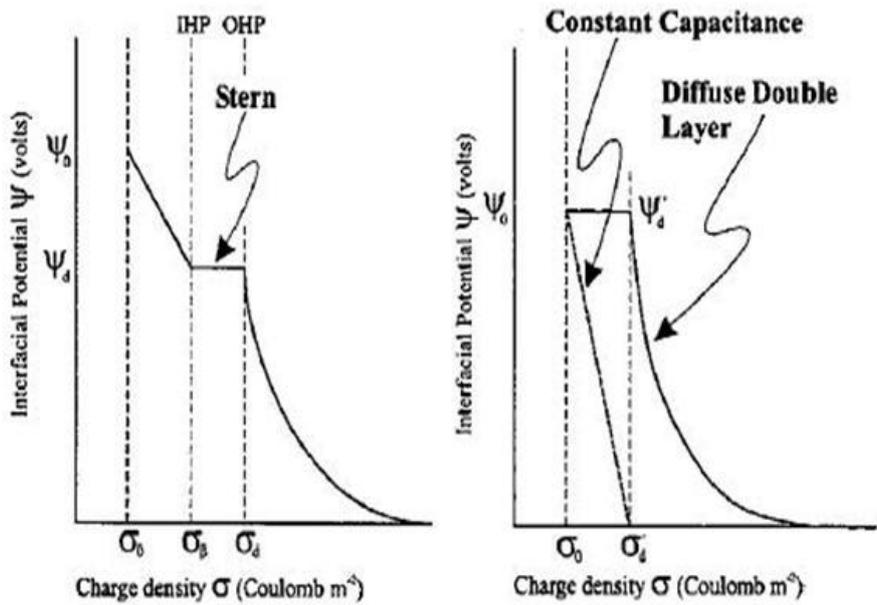
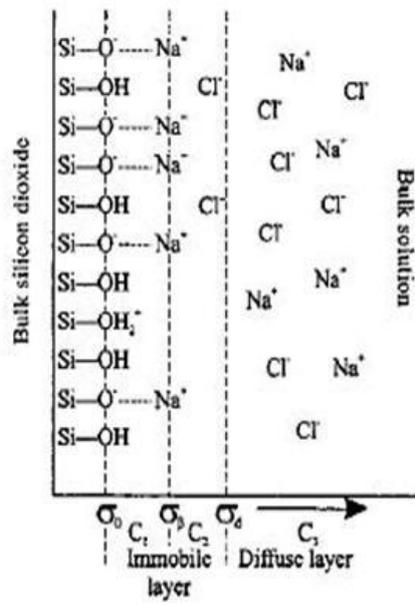
化學反應過程中的吸、放熱現象(如吸、脫附熱等)所產生的微小熱量，可能對整個處置系統某處局部的流體熱傳導係數、流體比熱造成影響，但由於涉及地球化學領域之反應熱與近場用過核子燃料本身所產生的衰變熱比較起來微乎其微，故在考慮共同耦合的總熱量效應時，此條件可簡化成不具決定性且無須考慮的作用。

(2) 化學對水力的耦合影響(C→H耦合)

通常化學對水力的耦合影響並不明顯，除非水溶液相中既有或經由溶解/沈澱化學反應所導致之溶質濃度高到足以影響流體的密度與黏度，或者是導致近場環境內流體介質滲透率的性質變化會產生改變才需考量，故在進行相關的處置系統功能耦合效應評估時，此一影響可被忽略不計。

(3) 化學對力學的耦合影響(C→M耦合)

化學反應對近場環境介質/材料構造面的影響可能源自化學反應所導致膨潤土化學結構改變之回脹現象，介質基質毀損及



(VTT, 1999)

圖 3-74：石英-水-氯化鈉系統介面上不同表面錯合反應模型示意圖

3.3.2.3. 熱水力化因素三者以上可能導致的耦合效應

用過核子燃料最終處置場近場環境熱水力化因素三者以上可能導致的耦合效應可能包括：

- (1) 熱水化耦合(THC)：在熱水系統中之化學反應與傳輸，例如處置初期，用過核子燃料衰變熱所引起的流體壓力、速度及飽和度變化，進而對水流中固體礦物溶解與沈澱路徑、傳輸快慢或遲滯的影響。
- (2) 熱力化耦合(TMC)：因熱化轉換(Transformation)而引發的熱力效應與力學強度變化，例如用過核子燃料衰變熱所引起分子擴散係數、熱膨脹係數改變與由熱引發之相變化，促使近場材料/介質產生相對應的應力、應變與位移等現象。
- (3) 熱水力耦合(THM)：近場環境材料/介質因熱而引發之水力行為，例如在用過核子燃料熱效應之影響下，進而使緩衝或回填材料應力分佈、位移趨勢及飽和地下水之水流向與水壓力均有相當程度的影響。
- (4) 水力化耦合(HMC)：核種遷移路徑中可能影響化學傳輸之水力效應，例如緩衝或回填材料介質中因水流、水壓力造成介質孔隙增大而使得化學遲滯效應之功能性降低而加速核種遷移之能力。
- (5) 熱水力化耦合(THMC)：於熱水荷載(Thermal and Hydraulic Loading)下近場環境材料/介質中的化學反應與核種/溶質傳輸，例如上述現象的綜合交互耦合作用等。

由前述兩兩相互影響的重要影響因素分析裡可知熱量與水力仍是用過核子燃料最終處置場近場環境最重要且直接的主要影響因素，其次則為伴隨或可能主導其他影響因素的力學行為。故如國際大型合作計畫DECOVALEX於長達將近11年的時間在前三階段的研究方向均把重心集中在熱水力(THM)耦合行為相關研究上。除了國際大型合作計畫DECOVALEX成員(包括美國能源部LBNL、德國天然資源研究所BGR應用地質科學中心、中國科學院CAS與日本原子力研究開發機構JAEA等)之外，目前我國針對熱水力(THM)交互耦合行為相關研

究上論述眾多(戴豪君, 2003; 許俊賢, 2004; 郭立楷, 2008; 陳昭旭等, 2008; 林志森, 2010)。上述論著前四者乃運用 TOUGH-FLAC3D 進行核廢棄物處置後其周圍深層飽和岩體之熱量-水力-力學耦合(Coupled Thermo-Hydro-Mechanical)行為, 分析在用過核子燃料處置5年、10年、50年及100年等階段岩體溫度分佈情形, 並且在熱效應影響下, 其岩體應力分佈、位移趨勢及飽和岩體之水流向, 以了解實際深層岩體之熱量-水力-力學耦合行為; 而後者所發展完成的FEM程式則進行熱-水-力 (THM) 耦合案例分析, 其中FEM程式包括有熱-力(TM)之FEM耦合程式FETM以及現階段所完成地下水水流FEM程式FGWFS。上述研究成果除顯示當考慮二維處置孔與母岩間, 其地下水壓力在岩石膨潤土與岩石之滲透係數比為0.5之狀態下, 熱-水-力耦合相關應力分析之外, 在TOUGH-FLAC3D所解析的溫度分佈中, 岩體溫度經過耦合模擬有向上擴張之趨勢, 使處置坑道上部岩體溫度高於下部岩體, 並發現在處置前10年岩體溫度攀升至最高接近100度, 其熱效應影響距離約在400公尺內; 而在岩體應力變化中發現, 張應力與壓應力因溫度上升與下降階段分佈差異甚大; 另外在處置岩體水流向中發現, 孔隙岩體的水流也有向上之趨勢, 因此可知其孔隙岩層中熱對流現象主導水流方向以及溫度分佈, 並且間接影響岩體應力分佈。

至於化學影響因素則屬於處置系統的功能/安全評估直接或間接最被動影響, 但也是學理機制最為複雜又極需隨處置計畫未來各階段性目標所產生的大量現地試驗與數據來加以釐清。故綜合上述3.3.2.1至3.3.2.3各小節之THMC文獻回顧可看出目前我國對用過核子燃料最終處置場THMC之研究仍與國際大型合作計畫DECOVALEX早期研究方向一致, 均著重於TH與THM等材料力學特性與耦合誘發行為之解析, 但對於化學影響因素與其他T、H、M等較重要的影響因素尚未完整建立與各模式間連接等相關的全耦合技術與發展。此外, 對於現地參數部分, 若要模擬解析THMC之相關行為, 我國更需要對用過核子燃料最終處置場址地質結構、地下水成分、Eh與pH等進行長期的監測與評估, 待取得具代表性的參數並繪製處置場址內各可能傳輸物種

/核種之Eh-pH穩定相圖後，方能決定各可能傳輸物種/核種化學平衡與反應機制，再藉由適當之地化模式評估質能守恆與熱力學平衡相關狀態，進而得到化學因素所影響的範圍與相關結果。因此本期計畫本分項接續研究重心將擺在建立可能影響近場核種遷移行為熱、水、化個別特性模擬評估能力與技術，並依據我國用過核子燃料垂直置放之處置概念建構近場廢棄物罐、緩衝材料之二維概念模型，以進行近場核種遷移行為特性模擬與解析。相關具體建議與結論已說明於101年度工作計畫書內容，係針對個別可能影響近場核種遷移行為熱、水、化等特性模擬模組建立模擬技術，並依據本計畫歷年研究成果所建構之用過核子燃料垂直置放處置概念建構近場含廢棄物罐、緩衝材料等之分析模型，進行近場核種遷移行為特性基本案例之模擬與探討。未來用過核子燃料最終處置計畫亦需針對候選場址階段的地質結構、地下水成分、Eh與pH等地化特性持續進行實驗室尺度或現地試驗與模擬分析，以使研究成果更趨向實際情況。

3.3.2.4. 處置系統空間與時間尺度耦合演化過程

在用過核子燃料最終處置系統近場環境除上述各節所分析之各項影響核種於空間遷移耦合行為外，在時間尺度演化過程部分大致上可分成短期效應與長期效應兩大時間範圍。

在短期效應(即用過核子燃料置放在處置坑道完成後之初期部分)，則可能影響的因素則包括：

- (1) 熱量影響因素：由於此時用過核子燃料殘餘的衰變熱持續釋放，使得整個近場環境仍處於高溫型態。
- (2) 水力影響因素：緩衝材料放置初期可能因地下水尚未完全飽和或部分水受近場高溫而造成蒸氣氣體相的存在，使得相關傳輸機制更顯複雜。
- (3) 力學影響因素：緩衝材料可能於放置初期也因孔隙水壓力與回脹特性未完全發揮，使得機械負載之應力-應變行為未達平穩。

(4) 化學影響因素：處置場開挖與運轉作業初期亦因通風因素，而造成處置設施封閉後的初期可能仍有殘餘氧氣存在而呈現短暫的氧化狀態等。

依據我國目前用過核子燃料安全評估處置概念與基本情節，由於此時廢棄物罐尚未完全失效，故涉及的熱水力化耦合效應則不牽涉廢棄物罐破裂後的核種外釋與遷移行為。

而熱水力化耦合行為經過長時間後，將逐漸趨向一穩定平衡狀態(亦即長期效應)。唯熱、水、力、化不同影響因素在短期效應作用下並無一致的時間尺度可以評量，且各階段時間內不同影響因素所個別或耦合造成的效應亦有很大的差異(Birkholzer et al, 2005b)。以熱水力(THM)交互耦合行為為例，以在用過核子燃料處置5年、10年、50年及100年等階段之結果顯示，當處置時間達100年時，溫度(熱量因素)分布之最高溫度已從94°C衰減至61°C且熱效應影響較小，同時熱量漸漸向外傳遞，所以遠場之岩體溫度開始增加，但增加量極為有限；在水力行為部分，溫度愈高則水流方向受熱效應之驅使愈強，在處置10年溫度較高之時，水流方向不但由處置隧道(熱源)向外流動，而且因熱對流高溫往上升之原理，使得水流之主要方向有向上的趨勢。相對於處置100年之狀況，因溫度較低，所以水流方向較平緩且較不明顯；在力學行為部分經過處置100年後，處置坑道(熱源)溫度因熱衰減而降低，所以回填材料之體積膨脹程度較為趨緩，使其處置坑道壁之位移量逐漸減少；故綜合上述研究成果可初步評估，熱水力耦合效應將於處置系統封閉後100年內為最關鍵期(SK B, 2006；郭立楷，2008；陳昭旭等，2008；林志森，2010)。

4、結論

依據「用過核子燃料最終處置計畫書」短期整體工作規劃目標，擬訂99~101年度之工作項目，本報告乃根據100年工作規劃書進行的年度工作成果摘要報告。內容涵蓋「處置環境條件的調查研究」、「處置技術的研究發展」、「用過核子燃料處置的功能評估」等技術發展成果。整體而言，本年度完成之工作成果均符合工作規劃書之預期成果，亦符合原規劃進度。

在處置環境條件的調查研究方面，完成本島東部花崗岩第一口500公尺深取岩心地質探查井之設置，並利用現地大地電磁測勘，取得鄰近地質實驗試坑預定地之地下地質與含水層構造分布資訊。為進行地殼變動長期監測，首度建置之地震監測站及GPS連續觀測站，取得地震定位、地震危害度評估、岩體長期抬升或沉陷高精度數據。並持續於離島測試區三口深井中，安裝裂隙封塞壓力監測系統，展開長期地下水壓力監測作業。

在處置技術的研究發展方面，針對岩塊熱效應試驗，完成緩衝回填材料實驗尺寸壓鑄成型、加熱棒安裝、岩塊鑽孔，以及試驗儀器之組裝，以利後續岩塊熱效應室內試驗及熱應力數值模擬之用。此外，完成離島花崗岩坑道裂隙量測，並發展整合離散裂隙網路之三維裂隙結構模擬(DFN_NET模式)。並在地下水地球化學演化技術方面，利用離島現地地下水質數據，完成U、Cu和Fe元素在離島測試區深層地下水之水質條件下的Eh(pe)-pH穩定相圖繪製工作。同時，針對離島測試區花崗岩樣，展開實驗室核種遷移與緩衝回填材料試驗，獲致放射性或非放射性Cs及Se好厭氧條件下之吸附動力學參數。

在用過核子燃料處置的功能評估方面，由目前研究結果得知，緩衝材料基本性質方面，鈉型膨潤土(如Kunigel V1、Kunipa F、MX-80、Avonseal)之塑性指數遠高於一般黏土材料，該材料之膨脹與收縮特性則較一般黏土更高，且具較小的滲透性。膨潤土之熱傳

特性分析中得知，同一含水量下密度越高則熱傳係數越高，同一密度條件下，含水量越高熱傳係數越高。水力特性方面，膨潤土試體密度越低則水力傳導度越高，同一密度下溫度越高水力傳導度則越高；吸力特性方面，由不同的膨潤土吸力值比較得知，蒙脫石成份含量越高之膨潤土，其土壤-水份特性曲線之吸力值範圍則越高。

綜合最終處置概念模式與變異情節之研究成果，若以全新世之台灣海岸地區地殼之沉降/上升速率在 $-10\sim+5$ mm/yr範圍值估算，則未來10萬年台灣海岸地區之地殼高度變化在 $-1000\sim+500$ m間。由台灣地區未來15萬年海水面自然變遷推估與目前海水面相較結果，於未來10萬年低於目前海水面約132m為最低，而於未來12萬年高於目前海水面6.6m為最高。台灣可能發生海嘯的區域，以台灣東北部及西南外海水深較淺，海床坡度平緩，較易受到海嘯的侵襲；由國內學者模擬結果顯示，若馬尼拉海溝北段發生8.2的地震，其海嘯造成之最大溯上高，在核三廠地區(臺灣南端)可達10公尺，在龍門電廠地區(臺灣東北端)可達3.4公尺；另位於帛琉東側的亞普海溝及花蓮外海的海溝型地震所引發之海嘯，亦會對臺灣東部造成威脅。由各地震案例分析得知，地震作用對設施破壞程度隨深度遞減，且地震之剪力波主要對地表設施造成破壞，地下設施因岩體結構較穩固，故影響程度較小。

在用過核子燃料處置的功能評估方面，由相互影響的重要影響因素分析裡，可知熱量與水力仍是用過核子燃料最終處置場近場環境最重要且直接的主要影響因素，次要為伴隨或可能主導其他影響因素的力學行為。至於化學影響因素則是處置系統的功能/安全評估中，屬於直接或間接之被動影響，但也是學理機制最為複雜，且需進行大量現地試驗，以獲得相關數據加以釐清。此外，在時間尺度演化過程部分，可分成短期效應與長期效應。依據目前處置概念與基本情節，在短期效應(即用過核子燃料置放在處置坑道後之初期)，廢棄物罐所涉及的熱水力化耦合效應，不牽涉廢棄物罐破裂後的核種外釋與遷移行為。就長期效應而言，熱水力化耦合行為經過長時間後，將逐漸趨向一穩定平衡狀態。唯熱、水、力、化不同影響因

素在短期效應作用下，並無一致的時間尺度可以評量，且各階段時間內不同影響因素所個別或耦合造成的效應亦有很大的差異。以熱水力 (THM) 交互耦合行為為例，耦合效應將於處置系統封閉後 100 年內為最關鍵期。

5、参考文献

- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, C., and Rougerie, F. (1996), Deglacial Sea-Level Record from Tahiti Corals and the Timing of Global Meltwater Discharge, *Nature*, Vol.382, pp. 241-244.
- Billiaux, D., Chiles, J.P., Hestir, K., Long, J. (1989), Three-dimensional statistical modelling of a fractured rock mass - an example from the Fanay-Augères Mine. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*. v26. 281-299.
- Birkholzer, J.T., Rutqvist, J., Sonnenthal, E.L., Barr, D., Chijimatsu, M., and Kolditz, O. (2005a), Geomechanical/Geochemical Modeling Studies Conducted within the International DECOVALEX Project, Lawrence Berkeley National Laboratory, LBNL Paper LBNL-59050.
- Birkholzer, J.T., Rutqvist, J., Sonnenthal, E., and Barr, D. (2005b), DECOVALEX-THMC Task D: Long-Term Permeability/Porosity Changes in the EDZ and Near Field due to THM and THC Processes in Volcanic and Crystalline-Bentonite Systems, Status Report October 2005, Lawrence Berkeley National Laboratory, LBNL Paper LBNL-59122.
- Birkholzer, J.T., Barr, D., Rutqvist, J., and Sonnenthal, E. (2005c), Motivation, Description, and Summary Status of Geomechanical and Geochemical Modeling Studies in Task D of the International DECOVALEX-THMC Project, Lawrence Berkeley National Laboratory, LBNL Paper LBNL-59235_Conf.
- Bonilla, M.G. (1977), Summary of Quaternary Faulting and Elevation Change in Taiwan, *Mem.Geol. Soc. China*, Vol.2, pp.43-56.
- Börgesson, L., Fredrikson, A., and Johannesson, L. (1994), Heat conductivity of buffer materials, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.

- Ching, K.-E., M.-L. Hsieh, K. M. Johnson, K.-H. Chen, R.-J. Rau, and M. Yang (2011), Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise leveling and continuous GPS observations, 2000-2008, *J. Geophys. Res.*, 116, B08406, doi:10.1029/2011JB008242.
- Chuang, Y. F., Shih, David C. F., Chuang, W. S. (2010), Review of Properties of Potential Buffer Material for Geological Repository in Taiwan, 2010 East Asia Forum on Radwaste Management Conference, Gyeongju, Korea (2010).
- Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., and Woodworth, P.L. (2001), Changes in Sea Level, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, eds. Houghton and Ding, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- CLIMAP (1981), Relative Abundance of Planktic Foraminifera in the 120 Kyr Time Slice Reconstruction of Sediment Core GIK12392-1, doi:10.1594/PANGAEA.51983.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M., Willett, S.D., Hu, J., Horng, M., Chen, M., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J. (2003), Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen, *Nature*, v. 426p. 648-651.
- Dolbow, J. (2010), Computational Mechanics Laboratory of Civil and Environmental Engineering at Duke University, <http://dolbow.cee.duke.edu/TENSILE/tutorial/node4.html>.
- Domenico, P.A., and Schwarz, W.S. (1998), *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd Ed., Singapore: John Wiley & Sons. New York, p.824.
- Fredlund, D. G., and Xing, A. (1994), Equations for the soil-water characteristic curve, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 31, pp. 521-532.
- Fredlund, D. G., Xing, A., and Huang, S. (1994), Predicting the permeability function for unsaturated soil using the soil-water characteristic curve, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 31, pp. 533-546.

- Freeze, A., and Cherry, A. (1979), *Groundwater*, Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, p.604.
- Frick, U. (1996), *An Evaluation of Diffusion in the Groundwater of Crystalline Rocks.*, Wettingen: Nationale Genossenschaft für die Lagerung Radioaktiver Abfälle, 133p.
- Fukue, M., Kato, Y., and Komatsuda, S. (1995), *Principle of Contaminant Transport in Soils*, Tokai University Publishing Group.
- Helgeson, H.C. (1969), *Thermodynamics of Hydrothermal Systems at Elevated Temperatures and Pressures.* *American Journal of Science*, Vol.267, pp.729-804.
- Hibbeler, R.C. (2010), *Mechanics of Materials*, 10th Ed, Prentice Hall Published, p.888.
- Huyakorn, P.S., and Pinder, G. (1983), *Computational Methods in Subsurface Flow*, NY & Toronto: Academic Press Inc., New York, p.473.
- IPCC (2007), *IPCC Working Group I to the Fourth Assessment Report, Summary for Policymakers*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ishikawa, H., Amemiya, K., Yusa, Y., and Sasaki, N. (1990), *Comparison of Fundamental Properties of Japanese Bentonite as Buffer Material for Waste Disposal*, Proc. of the 9th International Conference, *Sci. Géol. Mém.*, Vol.87, pp.107-115 (in Japanese)
- Ito, M., Okamoto, M., Shibata, M., Sasaki, Y., Danhara, T., Suzuki, K., and Watanabe, T. (1993), *Mineral Composition Analysis of Bentonite*, Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, PNC TN8430 96-003, p.41 (in Japanese).
- Iwasaki, T., Wakabayashi, S., and Tatsuoka, F. (1977), *Characteristics of Underground Seismic Effects*, NBS Special Bull 477, pp.41-56.
- Jaeger, J.C., and Cook, N.G.W. (1984), *Fundamentals of Rock Mechanics*, 3rd ed., Chapman and Hall, London.

- Jing, L., Tsang, C.F., and Stephansson, O. (1995), DECOVALEX—An International Co-operative Research Project on Mathematical Models of Coupled THM Processes for Safety Analysis of Radioactive Waste Repositories, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, Vol.32, No.5, pp.389-398.
- JAEA (2009), Study on Perturbation Scenario for Potential Effect of Uplift, Denudation, Subsidence and Sedimentation on a HLW Disposal System, JAEA-Research 2008-119.
- JNC (2000), H12: Project to Establish the Scientific and Technical Basics for HLW Disposal in Japan, Project Overview Report, JNC-TN1410-2000-001.
- Kipp, K.L (1987), HST3D: A Computer Code for Simulation of Heat and Solute Transport in Three-Dimensional Groundwater Systems, US Geological Survey Water Resources Investigations Report 86-4095, p.517.
- Lajudie, A., Raynal, J., Peite, J.-C. and Toulhoat, P. (1996), Clay-based Materials for Engineered Barriers: a Review, *Mat. Res. Soc. Symp. Proc.*, Vol. 353, 221-229.
- Lee, W.H.K., and Lahr, J.C. (1972), HYP071: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, Open File Report, U. S. Geological Survey, 100p.
- Liew, P.M., and Tseng, M.H. (1999), Climate Event from the Glacial to the Postglacial and Earth Surface Responses in Taiwan, *Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography)*, Vol.49, pp. 183-195.
- Lin, J.C. (1999), Morphotectonic Evolution of Taiwan, *Geomorphology and Globe Tectonics*, pp.135-146.
- Moren, L., and Passe, T. (1999), Climate and Shoreline in Sweden during Weichsel and the Next 150,000 years, SKB Technical Report

- TR01-19, Swedish Nuclear Fuel And Waste Management Company, Sweden.
- Owen, G.N. (1982), Earthquake of Large Underground Structures, Proceedings Workshop on Seismic Performance of Underground Facilities, Savannah River Lab., Aiken, S.c. DP-1623, pp.107-115.
- Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation (1996), Present status of research and development for geological disposal, PNC TN 1410 96-071 (in Japanese).
- Pourbaix, M. (1974), Atlas of Electrochemical Equilibria in Aqueous Solutions, National Association of Corrosion Engineers, USA.
- Pratt, H.R., Stephenson, G., Zandt, M., Bouchon, M., and Hustrulid, W.A. (1982), Earthquake Damage to Underground Facilities and Earthquake Related Displacement Fields, Proceeding-1979 Rapid Excavation and Tunnelling Conf. Atlanta, pp.43-74.
- Priest, S.D. (1993a), The collection and analysis of discontinuity orientation data for engineering design, with examples. In: Hudson, J.A. (Ed.): Comprehensive Rock Engineering, Principles, Practice & Projects, 3, Rock Testing And Site Characterization, pp.167-192.
- Priest, S.D. (1993b), Discontinuity analysis for rock engineering, Chapman & Hall, London, 473p.
- Röshoff K. (1989), Seismic Effects on Bedrock and Underground Constructions. A Literature Survey of Damage on Constructions; Changes in Ground-water Levels and Flow; Changes in Chemistry in Groundwater and Gases. SKB TR 89-30 Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Shibutani, T., Yoshikawa, H., Sato, H., and Yui, M. (1992), Research on Adsorbing Behavior of Cs and Se to Kunigel V1, Atomic Energy Society of Japan ,1992 Autumn Meeting, F45.
- Siame, L. L.; Angelier J.; Chen R. -F.; et al. (2011), Erosion rates in an active orogen (NE-Taiwan): A confrontation of cosmogenic

- measurements with river suspended loads, *Quaternary Geochronology*, Volume 6, Issue 2, Pages 246–260.
- SKB (1999), Coupled Thermo-hydro-mechanical Calculations of the Water Saturation Phase of a KBS-3 Deposition Hole—Influence of Hydraulic Rock Properties on the Water Saturation Phase, TR-99-41.
- SKB (2002), Äspö Hard Rock Laboratory-Annual report (2002), Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, SKB, TR-03-10.
- SKB (2006), Geochemical Evolution of the Near Field of a KBS-3 Repository, TR-06-16.
- SKB (2009), Low pH self compacting concrete for deposition tunnel plugs, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, SKB, R-09-07.
- SKB (2010), Design and production of the KBS-3 repository, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, SKB, R-09-07.
- SKBF/KBS (1983), Final Storage of Spent Nuclear Fuel—KBS-3. Swedish Nuclear Fuel Supply Co./Division KBS, Stockholm, Sweden.
- SKI (2007), DECOVALEX-THMC Project Task A : Influence of Near Field Coupled THM Phenomena on the Performance of a Spent Fuel Repository, Report of Task A1, SKI Report 2007:07.
- Stevens, P.R. (1977), A Review of the Effects of Earthquakes on Underground Mines, US Geology Survey Open File Report 77-313, pp.1-46.
- Stumm, W. (1992), *Chemistry of the Solid-water Interface*, John Wiley & Sons, New York.
- Suzuki, H. and Taniguchi, W. (1999), Thermal properties of buffer material (II), Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN8430 99-996 (in Japanese).
- Suzuki, H., and Fujita, T. (1999a), Swelling Characteristics of Buffer Material, JNC TN 8400 99-938 (in Japanese), Japan Nuclear Cycle Development Institute.

- Suzuki, H. and Fujita, T. (1999b), Unsaturated hydraulic property of buffer material, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC-TN8430-99-010 (in Japanese).
- Teng, L.S., and Lin, A.T. (2004), Cenozoic Tectonics of the China Continental Margin: Insights from Taiwan, in Malpas, J., C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, and Aitchison, J.C., eds., Aspects of the Tectonic Evolution of China, Geological Society, London, Special Publication, Vol.226, pp.313-332.
- Tsang, C.F., Jing, L., Stephansson, O., and Kautsky, F. (2005), The Decovalex III Project: A Summary of Activities and Lessons Learned, Lawrence Berkeley National Laboratory, LBNL Paper LBNL-57344.
- Tsang, C.F., Stephansson, O., Jing, L., and Kautsky, F. (2009), DECOVALEX Project: from 1992 to 2007, Environmental Geology, Vol.57, No.6, pp.1221-1237.
- Tseng Yu-Heng, Breaker Larry C., Chang Emmy T-Y (2010), Sea Level Variations in the Regional Seas around Taiwan, Journal of Oceanography, Vol. 66, pp. 27 to 39.
- VTT (1999), The Feasibility of Modeling Coupled Processes in Safety Analysis of Spent Nuclear Fuel Disposal, Technical Research Centre of Finland, VTT Tiedotteita – Meddelanden – Research Notes 1973.
- Wang, J. M. (1985), Distribution of Earthquake Damage to Underground Facilities during the 1976 Tang-Shan Earthquake. Earthquake Spectra, Vol.1, No.4, pp.741–757.
- Wang, J., Su, R., Chen, W., Guo, Y., Jin, Y., Wen, Z., and Liu, Y. (2006), Deep Geological Disposal of High-level Radioactive Wastes in China, Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, Vol.25, No.4, pp. 649-658.
- White, F.M. (1974), Viscous Fluid Flow, McGraw-Hill, New York, p.725.

- Xu, C., and Dowd, P., (2010), A new computer code for discrete fracture network modeling, *Computers & Geosciences*, 36, pp.292-301, doi:10.1016/j.cageo.2009.05.012.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., and Fifield, L.K. (2000), Timing of the Last Glacial Maximum from Observed Sea-level Minima, *Nature*, Vol.406, pp.713-716.
- 中央氣象局(2011)，雨水pH值統計資料，中央氣象局，2011/03/22取自 <http://www.cwb.gov.tw>。
- 王承祖、李廷君、彭繼寧、李國鼎、沈珍瑤(2010)，膨潤土的熱力學性能及其在高放廢物處置中的應用研究，中國高放廢物地質處置十年進展，原子能出版社。
- 王執明(1991)，太魯閣峽谷的變質岩，內政部營建署太魯閣國家公園管理處。
- 王雅薇(2008)，緩衝材料在熱-水力耦合作用下溫度分布與水力傳導性研究，碩士論文，國立中央大學土木工程研究所。
- 台灣電力公司(2009)，我國用過核子燃料最終處置初步技術可行性評估報告，台灣電力公司。
- 朱正安(2009)，大地材料熱傳導係數量測與預測模式，碩士論文，國立中央大學土木工程研究所。
- 李準勝(2009)，中台灣造山運動帶河流縱剖面構造地形指標之量化分析，博士論文，國立中央大學地球物理研究所。
- 吳祚任(2011)，2011日本大海嘯之初探與省思，*土水會刊*，第三十八卷，第二期。
- 林志森(2010)，處置場熱-水-力耦合行為特性之研究，SNFD-INER-90-591，核能研究所。
- 林朝宗(2005)，看圖說台灣可能發生海嘯的區域，*地質*第24卷第1期(南亞海嘯)，經濟部中央地質調查所。
- 張大猷(2004)，熱探針連續量測法應用於緩衝材料熱傳導係數之量測與分析，碩士論文，國立中央大學土木工程研究所。

張育唐、陳藹然(2011)，國科會高瞻計畫中學教學資源網站
<http://highscope.ch.ntu.edu.tw/wordpress/?p=27055>。

莊怡芳(2008)，未飽和緩衝材料吸力與水力傳導度推求及再飽和行為，碩士論文，國立中央大學土木工程研究所。

許明光(2005)，20世紀以來台灣發生過海嘯嗎，地質第24卷第1期(南亞海嘯)，經濟部中央地質調查所。

許俊賢(2004)，深層岩體熱力-水力-力學偶合行為之研究，國立成功大學資源工程學系碩士論文。

郭立楷(2008)，深層岩體熱力-水力-力學偶合行為之研究，國立成功大學資源工程學系碩士論文。

郭隆晨、余水倍(2002)，高精度GPS觀測在地球科學上的應用，2002年台灣活動斷層與地震災害研討會論文集，第63-82頁。

陳文泉、黃偉慶(2002)，深地層處置緩衝材料熱-力學-機械-化學耦合作用探討，核研季刊，第42期，第39-48頁。

陳宏宇、王瑞斌(2003)，台灣之侵蝕作用與土石流之關係，土石流地質調查及防災對策研討會論文集，第7-1-7-9頁。

陳昭旭、柯明賢、詹鈞詠(2008)，地下深開挖岩體之熱力-水力-力學偶合行為研究，中國隧道論壇會議論文。

陳惠芬(1984)，從三角點檢測成果見到的台灣的地盤升降，經濟部中央地質調查所特刊，第3號，第127-140頁。

彭宗宏、李遠輝、吳大銘(1977)，全新世以來台灣島的上升率，中國地質學會專利，第2號，第57-70頁。

黃淞洋(2008)，地表及井下不連續面參數分析與數值模擬—以金門東部花崗片麻岩體為例，國立中正大學應用地球物理研究所碩士論文，共144頁。

楊任徵(2002)，我國用過核廢料長程處置潛在母岩特性調查與評估階段-潛在母岩特性調查計畫-海水面變遷情景分析及不確定性探討報告，台灣電力公司委辦計畫，SNFD-ERL-90-167，工業技術研究院。

- 詹新甫(1985)，台灣褶皺帶之昇降運動與侵蝕作用對工程之影響，台灣坡地社區工程地質研討會論文專集，經濟部中央地質調查所。
- 趙慶光(2001)，環境化學第四章電解質溶液的活性校正相關資料，<http://wwwdata.fy.edu.tw/env/html/08link/handout/pl015/Chapter4/電解質溶液的活性校正.doc>。
- 劉月妙，徐國慶，劉淑芬，陳璋如(2004a)，膨潤土在高放廢物處置工程中的應用，中國高放廢物地質處置十年進展，p.334-339.
- 劉月妙，徐國慶，劉淑芬，陳璋如(2004b)，我國高放廢棄物處置庫緩衝/回填材料壓實膨脹特性研究，中國高放廢物地質處置十年進展，p.329-333.
- 劉俊志(2003)，膨潤土與花崗岩碎石混合材料之熱傳導係數，碩士論文，國立中央大學土木工程研究所。
- 劉凌振(2002)，源項特性評估模式技術之研究—核一、二廠用過核燃料特性之計算與分析，SNFD-INER-90-506，核能研究所。
- 劉凌振(2003)，源項特性評估模式技術建立，SNFD-INER-90-532，核能研究所。
- 劉振宇(2002)，建立地球化學反應在高/低濃度鹽水之活性係數模式，SNFD-NTU-90-512，核能研究所。
- 劉啟清(2000)，台灣地區驗潮站及高程基準網之監測及計算工作，中央研究院地球科學研究所專題研究計畫成果報告，台北。
- 劉聰桂(1982)，台灣磷灰石、鋳石、楣石之核飛跡研究與其在大地構造上之意義，國立台灣大學，地質系研究所，博士論文。
- 蔡世欽(2008)，高放射性廢料最終處置碘129核種在地質環境介質中之遷移及遲滯研究(1/3)，國立清華大學原子科學技術發展中心，國科會計畫NSC 97-2221-E-007-063-MY3。
- 鄧屬予(2001)，東北角的往日雲煙，地球科學園地、地球科學文教基金會出版，第二十期。
- 戴豪君(2003)，深層岩體熱力-水力-力學偶合行為之初步研究，國立成功大學資源工程學系碩士論文。

謝孟龍(2005)，一些簡單數字的背後：回顧台灣千、萬年時距地塊上升、沉降速率的研究，2005年台灣活動斷層與地震災害研討會論文集，第47-58頁。