

行政院國家科學委員會補助專題研究計畫 ■ 期末報告

崩積地層工址特性評估與大地工程問題—

崩積地層的力學行為(3/3)

**Mechanical Behavior of Colluvium Deposits**

計畫類別：☐ 個別型計畫      ☒ 整合型計畫

計畫編號：NSC 96—2221-E-009-173

執行期間： 96 年 8 月 1 日至 97 年 7 月 31 日

計畫主持人：廖志中

共同主持人：

計畫參與人員： 王智仁、劉盛華、鄭孟雄、張振成

成果報告類型(依經費核定清單規定繳交)：☐ 精簡報告      ☒ 完整報告

本成果報告包括以下應繳交之附件：

☐ 赴國外出差或研習心得報告一份

☐ 赴大陸地區出差或研習心得報告一份

☒ 出席國際學術會議心得報告及發表之論文各一份

☐ 國際合作研究計畫國外研究報告書一份

處理方式：除產學合作研究計畫、提升產業技術及人才培育研究計畫、  
列管計畫及下列情形者外，得立即公開查詢

☐ 涉及專利或其他智慧財產權，☐ 一年☐ 二年後可公開查詢

執行單位：國立交通大學

中 華 民 國 97 年 10 月 27 日

## 中文摘要

本研究計畫屬整合性計畫『崩積地層工址特性評估與大地工程問題』的子計畫二。整合性計畫旨在探討崩積層工址特性、地形地貌、如何受地表逕流及地下水文影響、風化與侵蝕、崩積地層材料力學行為、破壞機制及模式、模擬分析方法、與相關之大地工程問題等。本子計畫以梨山地區為例，探討大規模崩積地層之力學行為，主要研究內容包括崩積地層的組成及形成微觀機制、崩積地層之力學行為（含風化破碎岩體、粉土質黏土介面、風化岩體）、及風化岩體的分類等等。

本報告為三年期計畫成果摘要報告。經由三年的詳細調查、試驗與分析，主要成果包括梨山崩積層的形成原因主要為逆向坡潛移剪裂引致大規模山崩所形成、崩積層中之弱帶材料大略區分為二種，即淺層黃色黏土夾板岩屑與深層灰色黏土夾板岩屑，黃色黏土為崩落後之表土，因降雨而往下入滲所形成，而灰色黏土則為逆向坡潛變剪裂風化所形成、灰色黏土夾板岩碎屑（第四類）三軸壓密不排水試驗結果發現，當試體岩塊含量很小，在相同圍壓及反水壓的條件下其應力應變曲線強度其實差異不大、灰色板岩夾灰色黏土（第二類）三軸試驗結果顯示岩塊的尖峰軸差強度、及切線楊式模數皆隨著岩塊含量增加而有上昇之趨勢。而岩塊含量較少的試體在模數隨變形量折減時有較大之折減情形。由試體破壞形示發現，高含量之試體受到岩塊排列影響，破壞面呈蜿蜒曲折狀，且破壞面上岩塊與岩塊間有摩擦之情形，增加了試體破壞面的粗糙度，推測此為造成併構岩材料強度增加之原因，本研究並提出結合室內試驗與數值模擬進行決定併構岩力學參數之方法。

關鍵詞：崩積地層、併構岩、逆向坡潛移剪裂、力學行為

# Abstract

This sub-project belongs to the three-year integrated project “Site Characterization and Engineering Problems in Colluvial Deposit”. This project is responsible for studying the origin and the mechanical behavior of the colluvium by using site investigation, in-situ and laboratory experiments. The testing materials include fractured rock, interface with silty clay, and weathered rock. The experiments adopted include laboratory triaxial test, laboratory ultrasonic measurement, borehole P and S waves measurements, and borehole acoustic televiewer test. This report presents the final research results for the project. The results include the classification of colluvium deposits, laboratory experimental results, and the origin of the colluvial deposits.

According to the existed geological data and the results of the discontinuity measurement by Borehole televiewer, Li-shan colluvial deposits may be formed by large-scale hillslope creep. Two weak layers which composed by silts, clays, and slate gravels, were observed from the cores. The upper formation originates possibly the ground water level changing frequently to accelerate the weathering speed. The lower formation may be the weathered product of a shear zone caused by the large-scale hillslope creep, which made the rock formation rub each other. Based on the experimental results, it can be found that both the triaxial peak strength and tangential Young’s Modulus of the BIM rock increase with the increase of block content in specimens; the degree of modulus degradation for lower-block-content specimens is more significant than that for higher-block-content specimens. After observing failed specimens, it was found that failure path of high-block content specimens is zigzag and the blocks located on the failure surface were sheared. The fact can be explained

that the larger of the block ratio of the specimen is the higher of the triaxial peak strength of the BIM rock. Finally, an approach is recommended for determining the mechanical properties of BIM rocks by laboratory trial compression test associated with numerical analysis.

. Keywords: Colluvium, BIM, Weathered Rock, hillslope creep, Mechanical Behavior



# 目錄

目錄 .....	5
圖目錄 .....	8
表目錄 .....	12
第一章 前言 .....	1
第二章 文獻回顧 .....	3
2.1 崩積層的形成與特性 .....	3
2.1.1 崩積層的形成 .....	3
2.1.2 崩積層種類 .....	5
2.1.3 崩積層形成的崩塌方式 .....	6
2.2 土石混合材料之力學特性 .....	9
2.3 梨山地滑區概況 .....	24
2.3.1 地理位置與交通概況 .....	24
2.3.2 地形與地質 .....	26
2.3.3 氣象與水文 .....	28
2.4 梨山過去地滑相關文獻摘述 .....	29
2.4.1 地滑狀況 .....	29
2.4.2 崩積層材料分類 .....	34
2.4.3 既有一般物性及力學試驗成果 .....	40
2.5 梨山崩塌地過去研究方法及成果 .....	50
2.5.1 鑽探取樣方法及介質材料 .....	50
2.5.2 現地孔內造影 .....	57
2.5.3 現地孔內震波量測 .....	60
2.5.4 地電阻探測技術(Electrical Resistivity Image Profiling) .....	61
第三章 地質鑽探與現地實驗 .....	64
3.1 地質鑽探規劃 .....	64
3.1.1 研究場址 .....	64
3.1.2 鑽探位置深度及現地試驗 .....	69
3.1.3 鑽探取樣方法與保存 .....	77
3.2 現地孔內造影施作方法 .....	82
3.2.1 試孔之準備與檢測 .....	82
3.2.2 試驗儀器 .....	83
3.2.3 試驗方法與過程 .....	86
3.2.4 資料分析方法 .....	87
3.3 現地孔內震波量測施作方法 .....	91
3.3.1 試孔之準備 .....	91

3.3.2 試驗儀器.....	91
3.3.3 試驗方法與過程.....	94
3.3.4 資料分析方法.....	94
3.4 地電阻探測技術.....	97
3.4.1 試驗儀器.....	97
3.4.2 現地施作過程.....	97
3.4.3 資料分析.....	98
第四章 地質研究成果.....	101
4.1 崩積材料分類.....	101
4.2 現地實驗結果.....	107
4.2.1 孔內照影試驗.....	107
4.2.2 孔內震波量測.....	111
4.2.3 地電阻探測結果與討論.....	117
4.3 崩積層形成的機制與軟弱層形成原因.....	119
4.3.1 崩積層的形成機制.....	119
4.3.2 軟弱帶成因.....	132
4.3.3 邊坡破壞演進過程.....	142
4.3.4 綜合比較.....	143
第五章 力學試驗成果.....	145
5.1 灰色黏土夾板岩碎屑類材料.....	149
5.1.1 三軸壓密不排水應力應變及孔隙水壓.....	149
5.1.2 三軸壓密不排水剪力強度.....	153
5.1.3 室內與現地剪力波速比較.....	154
5.2 灰色板岩夾灰色黏土類材料.....	157
5.2.1 岩心岩塊面積比與體積百分比.....	157
5.2.2 三軸壓密不排水應力應變及孔隙水壓.....	162
5.2.3 岩塊含量比較.....	164
5.2.4 微應變量量測與切線楊氏模數.....	166
5.2.5 影響強度因子探討.....	171
第六章 結論與建議.....	176
6.1 結論.....	176
6.2 建議.....	178
第七章 計畫成果自評.....	176
參考文獻.....	181
附錄 A 地質鑽探岩心照片及岩心柱狀圖.....	190



## 圖目錄

圖 2-1 邊坡發展圖(WOOD, 1942).....	4
圖 2-2 崩積層分類示意圖(董家鈞、楊賢德, 2001).....	5
圖 2-3 典型崩塌地地形示意圖(藤原明敏, 1970).....	5
圖 2-4 岩石邊坡破壞模式(HOEK&BRAY, 1977).....	7
圖 2-5 山坡潛移作用類型(CHIGIRA, 1992).....	8
圖 2-6 併構岩體積含量比與有效摩擦角關係圖(MEDLEY, 2001).....	16
圖 2-7 不同取樣面積岩塊粒徑對取樣面積平方根正規化後出現.....	16
圖 2-8 試體強度受到尺寸效應影響結果圖(MARSAL, 1969).....	17
圖 2-9 最大粒徑與內摩擦角關係(MARACHI, 1972).....	17
圖 2-10 岩塊與基質在不同含量下之排列 (MONTRASIO, 1998).....	18
圖 2-11 多個立方體元素所構成單一個試體示意圖(MONTRASIO, 1998) ....	18
圖 2-12 應變門檻值 $E_{MAX}$ 與岩塊含量 $P$ 之關係圖(MONTRASIO, 1998).....	19
圖 2-13 單剪試驗尖峰剪力強度與含量比關係圖.....	19
圖 2-14 不同圍壓中孔隙率與含量比曲線 (VALLEJO, 2000).....	20
圖 2-15 含量比變化下砂與黏土顆粒排列情形 (VALLEJO, 2000).....	20
圖 2-16 乾淨砂受黏土填於孔隙中之理論模型(VALLEJO, 2000).....	21
圖 2-17 破壞強度與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑, 2003).....	21
圖 2-18 楊氏模數與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑, 2003).....	22
圖 2-19 凝聚力與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑, 2003).....	22
圖 2-20 內摩擦角與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑, 2003).....	23
圖 2-21 梨山交通位置圖(工研院能資所, 1993).....	25
圖 2-22 梨山地滑分區示意圖(水保局二工所, 2005).....	27
圖 2-23 梨山地區區域地質圖(劉岫雲, 2003).....	28
圖 2-24 梨山地滑分區與滑動體位置圖(劉岫雲, 2003).....	34
圖 2-26 典型梨山地區崩積層剖面(工研院, 1993).....	38
圖 2-27 梨山地區地層材料分類圖示(工研院, 1993).....	38
圖 2-28 岩心分類流程圖(黃玉麟, 2006).....	39
圖 2-29 崩積層材料分類(賴忠良, 2006).....	39
圖 2-30 X1、X2 及 X3 鑽孔位置示意圖(劉盛華, 2007).....	40
圖 2-33 方世傑(1990)等於台七甲 73 K 鑽孔、篩分析及塊狀取樣位置圖 ...	49
圖 2-34 鋼索取樣法鑽孔取樣步驟示意圖(摘自侯秉承、黃俊鴻, 1995)....	55
圖 2-35 岩心筒種類(摘自劉武志, 1979).....	55
圖 2-36 鑽探水洗造成膠結物消失(摘自黃玉麟, 2006).....	56
圖 2-37 提取率極高之岩心照片(摘自黃玉麟, 2006).....	56
圖 2-38 孔內聲波造影原理(摘自 SIDDANS & WORTHINGTON, 2002).....	59

圖 2-39 孔內聲波造影儀裝置示意圖(摘自黃玉麟，2006).....	59
圖 2-40 懸垂式 P-S 波探測法示意圖(修改自 OGURA，1988).....	61
圖 2-41 二維地電阻施測示意圖(尤仁弘，2006).....	63
圖 2-42 各種電及施測排列幾何(楊証傑，2005).....	63
圖 3-1 佈孔位置圖.....	68
圖 3-2 N1N2 孔鑽探規劃示意圖(修改自富國技術工程，2001).....	71
圖 3-3 N1 孔鑽探前與鑽探施作情形.....	71
圖 3-4 N2 孔鑽探前與鑽探施作情形.....	72
圖 3-5 X1 鑽孔位置及深度圖(修改自黃玉麟，2006).....	72
圖 3-6 X2 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001).....	73
圖 3-7 X3 孔位置及深度圖 (修改自富國工程，2001).....	73
圖 3-8 X1 孔鑽探前與鑽孔施作情形.....	74
圖 3-9 X2 孔鑽探前與鑽孔施作情形.....	74
圖 3-10 X3 孔鑽探前與鑽孔施作情形.....	74
圖 3-11 B1 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001).....	75
圖 3-12 B1 鑽孔位置示意圖.....	75
圖 3-13 B2 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001).....	76
圖 3-14 B2 鑽孔位置示意圖.....	76
圖 3-15 鋼索式取岩心法示意圖(CLAYTON, ET AL., 1995).....	78
圖 3-16 實際鋼索取樣現況.....	79
圖 3-17 爪狀矛頭.....	80
圖 3-18 三層岩心筒(劉武志，1979).....	80
圖 3-19 岩心筒內外管及鑽頭.....	81
圖 3-20 岩心保存方式.....	81
圖 3-21 三臂孔壁狀態探測器(摘自黃玉麟，2006).....	83
圖 3-22 孔內聲波造影儀與其構造示意圖(摘自黃玉麟，2006).....	84
圖 3-23 孔內聲射影像.....	85
圖 3-24 孔內光學造影儀與其構造示意圖(摘自黃玉麟，2006).....	85
圖 3-25 資料擷取裝置(左)與絞盤(右)(修改自黃玉麟，2006).....	85
圖 3-26 三腳架與升降速度控制器架設.....	86
圖 3-27 孔內聲射造影儀資料分析示意圖(修改自黃玉麟，2006).....	89
圖 3-28 孔內聲射造影儀鑽孔偏移(左)與孔壁狀況(右)示意圖.....	89
圖 3-29 孔內光學造影儀量測影像資料(摘自 SIDDANS，2002).....	90
圖 3-30 震源與受波器組裝前(左)組裝後(右)(修改自林忠義，1999).....	93
圖 3-31 震源原理示意圖(摘自林忠義，1999).....	93
圖 3-32 受波器(GEOPHONE)示意圖(摘自林忠義，1999).....	94
圖 3-33 P-S 波量測流程(摘自林忠義，1999).....	95
圖 3-34 懸垂式 P-S 波系統量測結果.....	96

圖 3-35 IRIS 地電阻探測儀 .....	99
圖 3-36 測線與鑽孔相對位置 .....	99
圖 3-37 測線一現場照片 .....	100
圖 3-38 測線二現場照片 .....	100
圖 4-1 板岩顆粒排列方式 .....	104
圖 4-2 弱面膠結填充物 .....	104
圖 4-3 岩心分類流程圖 .....	105
圖 4-4 材料力學行為分類流程圖 .....	106
圖 4-5 N1 孔 28.0~29.0M 孔內聲射造影結果與岩心比對 .....	109
圖 4-6 X2 孔 46.0~47.0M 之聲波、光學造影與岩心比對 .....	110
圖 4-7 N2 孔 54.0~56.0 M 軟弱層造影與岩心比對結果 .....	110
圖 4-8 N2 孔 53.0~54.0 M 膠結情況造影與岩心比對結果 .....	111
圖 4-9 N1 孔 P 波波形訊號與深度比對圖 .....	114
圖 4-10 N1 孔 S 波波形訊號與深度比對圖 .....	114
圖 4-11 N1 孔 P-S 波波速資料與岩心判釋比對結果 .....	115
圖 4-12 X1 孔 S 波波形與深度對照圖 .....	115
圖 4-13 X1 孔 S 波波速與岩心比對圖 .....	116
圖 4-14 POLE-POLE 地電阻剖面圖 .....	118
圖 4-15 WENNER-SCHLUMBERGER 地電阻剖面圖 .....	118
圖 4-16 柱狀岩心圖 .....	118
圖 4-17 梨山地區地形略圖(修改自工研院能資所，1993) .....	126
圖 4-18 B-B'剖面線位置圖 .....	126
圖 4-19 B9 滑動體地層劈理位態分布圖 .....	127
圖 4-20 第二型潛變破壞(CHIGIRA,1992) .....	127
圖 4-21 鑽孔與剖面線位置說明圖(下圖為局部放大圖) .....	128
圖 4-22 B4 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 1，下為剖面 3) .....	129
圖 4-23 葉理高傾角之折彎褶皺型山崩潛移模式(CHIGIRA,1992) .....	129
圖 4-24 B1 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 2，下為剖面 4) .....	130
圖 4-25 A-A'剖面線位置圖 .....	131
圖 4-26 A-A'剖面圖 .....	131
圖 4-27 B9 滑動體地下水位變化(摘自富國技術工程，2001) .....	137
圖 4-28 N1 孔上層軟弱層 .....	137
圖 4-29 N2 孔上層軟弱層 .....	138
圖 4-30 B1 滑動體地下水位變化圖(富國技術工程，2001) .....	138
圖 4-31 B1 監測站位置圖 .....	139
圖 4-32 N2 孔下層軟弱層附近岩心柱狀圖 .....	139
圖 4-33 B1 孔劈理角度統計示意圖 .....	140
圖 4-34 破壞與劈理關係示意圖(修改自 CHIGIRA，1992) .....	141

圖 4-35 B2 孔劈理位態立體投影圖 .....	141
圖 4-36 邊坡破壞演變過程示意圖 .....	142
圖 4-37 劈理轉向示意圖 .....	144
圖 5-1 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓 $4\text{KG}/\text{CM}^2$ 、反水壓 $3\text{KG}/\text{CM}^2$ ) .....	150
圖 5-2 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓 $3\text{KG}/\text{CM}^2$ 、反水壓 $2\text{KG}/\text{CM}^2$ ) .....	151
圖 5-3 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓 $4\text{KG}/\text{CM}^2$ 、反水壓 $2\text{KG}/\text{CM}^2$ ) .....	151
圖 5-4 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓 $5\text{KG}/\text{CM}^2$ 、反水壓 $2\text{KG}/\text{CM}^2$ ) .....	152
圖 5-5 用莫爾圓求剪力強度圖 .....	153
圖 5-6 現地 P-S 波波速資料與岩心判釋比對結果 .....	155
圖 5-7 N1 孔深度 26~27M 岩心照片 .....	155
圖 5-8 C-N203 與 C-N209 試體照片 .....	156
圖 5-9 面積比與實際溼篩後體積比比較 .....	159
圖 5-10 岩心之岩塊與現地岩石之差異 .....	159
圖 5-11 心中三種種類之板岩岩塊 .....	160
圖 5-12 N1 12~16 M (黃玉麟, 2006) .....	161
圖 5-13 N2 40~44 M (黃玉麟, 2006) .....	161
圖 5-14 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓 $4\text{KG}/\text{CM}^2$ 、反水壓 $2\text{KG}/\text{CM}^2$ ) ....	163
圖 5-15 高岩塊比應力應變及孔隙水壓比較 .....	163
圖 5-16 軸差強度與岩塊含量趨勢圖 .....	165
圖 5-17 岩塊含量與軸差應力比較 .....	165
圖 5-18 MTS LVDT 與 PROXIMETER 小應力應變行為比較(SG-N202) .....	167
圖 5-19 $4.5\text{KG}/\text{CM}^2$ 有效圍壓下之軸差強度、含量與微應變圖 .....	168
圖 5-20 切線楊氏模數與岩塊含量關係 .....	168
圖 5-21 2.0 有效圍壓下模數遞減曲線 .....	169
圖 5-22 4.5 有效圍壓下模數遞減曲線 .....	169
圖 5-23 6.0 有效圍壓下模數遞減曲線 .....	170
圖 5-24 破壞曲線與岩塊分佈圖(N2 18.4~18.6M) .....	172
圖 5-25 破壞曲線與岩塊分佈圖(AH-1 37.80~37.95M) .....	173
圖 5-26 低含量併構岩材料破壞曲線示意圖 .....	173
圖 5-27 高含量併構岩材料破壞曲線示意圖 .....	173

## 表目錄

表 2-1 卵礫石含量對粘土砂土強度參數的影響(HOLTZ&WILLARD, 1961)	15
表 2-2 5 組不同含量比的砂-黏土混合試體(VALLEJO, 2000)	15
表 2-3 梨山地滑區地層相關文獻表	32
表 2-4 崩積地層分類基準表(藤原明敏, 1979)	36
表 2-5 岩心分類方法(黃玉麟, 2006)	37
表 2-6 崩積層材料分類組成與特性、力學模式與建議使用的破壞準則	37
表 2-7 與過去研究者對梨山崩積層歸納(唐禎國, 2007)	44
表 2-8 梨山崩積材料力學性質 (劉盛華, 2007)	45
表 2-9 四號篩以下重模直接剪力試驗結果(工研院, 1993)	46
表 2-10 三軸 SCU 試驗結果(工研院, 1993)	46
表 2-11 一般物理性質試驗結果(方世傑, 1990)	46
表 2-12 崩積土與砂質黏土基本參數(劉啟鋒, 1990)	47
表 2-13 不同粒徑凝聚力與摩擦角大小(劉啟鋒, 1990)	47
表 2-14 砂質黏土強度參數(劉啟鋒, 1990)	47
表 2-15 梨山地區崩積土層的相關研究整理	48
表 2-16 鑽探介質材料之比較(修改自黃玉麟, 2006)	54
表 3-1 歷年鑽孔資料表	67
表 3-2 B9 滑動體監測儀器列表(整理自富國技術工程, 2001)	67
表 3-3 B5 滑動體監測儀器列表(整理自富國工程, 2001)	68
表 3-4 94 年度鑽探與現地孔內試驗規劃表	70
表 3-5 95 年度鑽探與現地孔內試驗規畫表	70
表 4-1 岩心分類方法	103
表 4-2 岩心分類對照表	104
表 4-3 孔內照影試驗資料表	109
表 4-4 P-S LOGGING 量測波速統計表	113
表 4-5 X3 孔測線參數表	117
表 4-6 X2 與 X3 孔劈理位態分區統計結果	122
表 4-7 G1 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所, 2003)	123
表 4-8 G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所, 2003)	124
表 4-9 B9 滑動體暴雨前後地下水位變化狀況(整理自富國工程, 2001)	135
表 4-10 85~89 年度地下水位(摘自富國技術工程, 2001)	136
表 4-11 劈理統計表	136
表 4-12 軟弱層資料整合	136
表 5-1 C-N2 試體三軸壓密不排水試驗基本資料表	146
表 5-2 試體編號及基本資料表	147



表 5-3 試體基本資料表 .....	148
表 5-4 室內剪力波速量測資料表(試體 C-N203 與 C-N209).....	154
表 5-5 N1 12~16 M 岩塊長短軸與厚度比(註：樣本紀錄置於附錄) .....	158
表 5-6 N2 48~52 M 岩塊長短軸與厚度比(註：樣本紀錄至於附錄) .....	158

# 第一章 前言

因地質、地形、及環境(地震、降雨等)的影響，不同型態的邊坡破壞為大自然的正常現象，尤其於地質條件不佳及環境劇烈變化區，不同大小規模的邊坡破壞或規律性或突發性的發生時有所聞。崩坍的岩石及土壤物質經過搬移作用而在崖錐或邊坡下方原有的地層之上堆積，形成「崩積層」或「崩積土」。崩積地層邊坡常具有高度活動性，因此，當工程或土地利用位於或通過崩積層組成之邊坡，常引致重大災害以及可觀之經濟損失。對於邊坡破壞的種類、機制、分析方法、邊坡材料性質、及邊坡行為，國內外大地工程界已有相當多的經驗與研究成果。然而，邊坡破壞後堆積於邊坡上或山腳下的地質材料，因為受到原有邊坡材料、破壞型態、形成年代等的影響，崩積地層具高度的不均質性、不易調查性、及實驗結果代表性不足等現象。因此，無論力學或水力特性均不易掌握，相對的工程破壞機制也不甚清楚，因而於分析、設計、及施工上皆未臻完美。臺灣山麓地區大小規模不一之崩積層經常可見，並產生大量砂石堆積於山谷河床。例如，梨山地區發育於老崩積層中之大規模滑動即為重要之案例，台北盆地東南側麓山帶(新店、石碇等)地區大規模的社區於崩積地層上開發。

過去國科會、水保局等機構曾陸續針對中橫公路梨山大規模崩積層上的不穩定邊坡推動多年相關研究，針對該個案之地質背景、工程性質、破壞機制、工程穩定措施評估、與長期監測等投下不少心血與財力進行研究，釐清梨山大規模邊坡滑動的破壞機制並提供整治評估許多重要的參考。但是仍有不少有關崩積層的問題仍有其進一步研討，譬如：堆積歷史與崩積層型態與特性的因果關係與研判，地下水與逕流入滲的影響與分析，風化與侵蝕的角色與影響，含水量/飽和度的變化與穩定性之關連，崩積層材料具代表性之力學行為與力學性質及力學模式、崩積層破壞機制及

模式、崩積層邊坡之復發性及漸進性破壞的分析方法、推估材料參數的合宜手段、合理考量材料性質高度不確定性的途徑、和最佳的工址調查計畫等。上述待釐清的問題非單一計畫所能完成，本研究團隊因此針對這些問題組成整合性研究計畫，推動不同的子計畫，在崩積層之調查、試驗、模擬、分析等問題上多方面加以研討。本子計畫針對硬岩地區大規模崩坍形成的崩積地層之力學行為(以梨山地區為例)加以有系統且深入的研究，主要研究內容包括崩積地層的組成及形成微觀機制、崩積地層之力學行為(含風化破碎岩體、粉土質黏土介面、及風化岩體)、及風化岩體的分類等等。

本計畫分三年執行，研究內容包括實驗場址決定及調查、現地試驗、室內試驗、成因探討、力學行為分析等等。本報告為三年期計畫的期末成果報告，涵蓋第一年、第二年及第三年的成果，包含地質鑽探及現地試驗結果、梨山地滑區崩積材料分類、崩積層形成機制及粉土質黏土介面成因、第二年度、崩積併構岩室力學試驗結果等等。

## 第二章 文獻回顧

### 2.1 崩積層的形成與特性

#### 2.1.1 崩積層的形成

因地質、地形、氣候等自然因素，使得原本在邊坡上部的土、石、人為回填材料或上述物質的混合物，造成物理或化學性的風化，產生不穩定的現象，經由滾動、滑動、或崩塌等重力作用向低處移動，造成邊坡破壞或滑動。這些物質往往在坡腳處形成無一定形狀大小的堆積物，覆蓋在原本的岩層上，即為崩積層。洪如江(1979)認為在上游集水區或礦區上、下方常有崩積土，在斷層帶上或附近的地質材料較為破碎或軟弱，因此也會造成小規模的崩坍地或是崖錐堆積。

Wood(1942)於 Geomorphology(B.W.Spark, 1960)書中提出一邊坡發展觀念，如**錯誤！找不到參照來源。**。以下為各階段說明：

1. 為一開始幾乎呈垂直未受風化之原始邊坡，稱此坡面為自由面(free surface)。
2. 邊坡開始受風化侵蝕並產生岩屑，受重力影響後堆積於坡腳，即形成一新坡面，稱此坡面為自然邊坡(constant slope)。
3. 持續風化侵蝕產生岩屑並逐漸往上邊坡堆積。
4. 較細之物質風化後受雨水沖刷經搬運並堆積至坡腳，則形成一沖洗邊坡(wash slope)之坡面。
5. 雨水沖刷使較細物質漸朝上邊坡堆積，且自由面受風化而逐漸消失。
6. 自由面消失，自然邊坡亦受沖刷而逐漸向上邊坡後退。
7. 沖洗邊坡持續發展直至自然邊坡消失。

王鑫(1986)將邊坡之位置，分成上、中及下部，依坡形分為凸、平及凹坡，用以解釋邊坡本身對於環境關係的相互影響，例如：在凸坡上部土壤侵蝕多半受雨水撞擊造成，而山坡中部其坡形大多較為平直，常出現短暫性的堆積現象。第一次驟雨造成之上部邊坡地表物質沖刷，隨著逕流被搬運至山坡中部坡度平緩處堆積，形成之堆積物就成為下次驟雨搬運攜帶的物質。在坡的下部則為永久性的堆積。

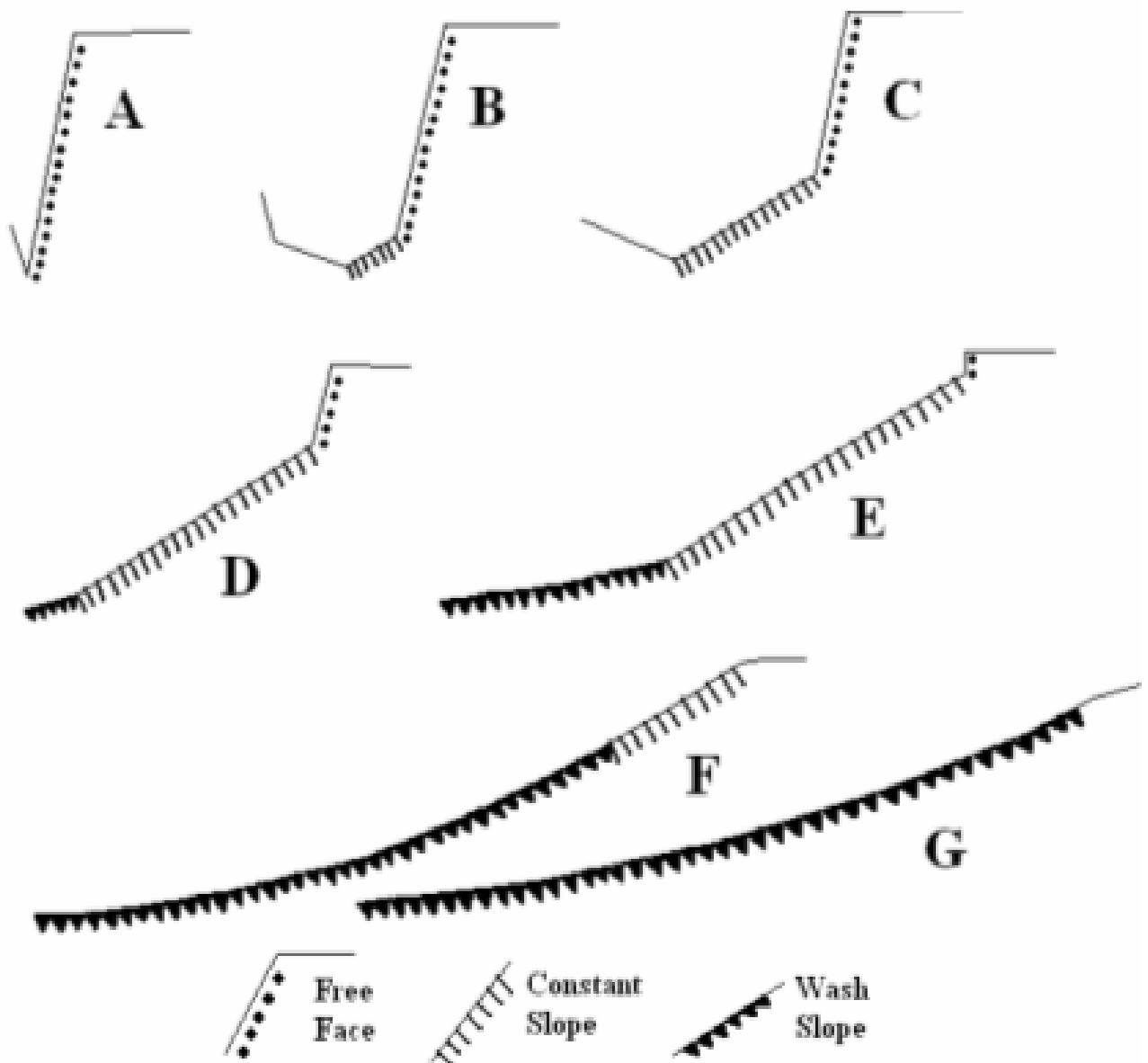


圖 2-1 邊坡發展圖(Wood，1942)

## 2.1.2 崩積層種類

崩坍的種類與母岩、形成年代與環境息息相關，典型崩塌地之特徵可依其崩塌地之塊體崩落方式與堆積位置來區分。李文勳(1971)與徐鐵良(1983)定義崩積土依照距離母岩的遠近，可分為距離較近的岩屑堆積或距離較遠的崖錐堆積。而董家均與楊賢德(2001)將崩積層的位移破壞型態分為岩塊堆積崩積層、土石混合崩積層與岩層滑動崩積層。如圖 2-2。

藤原明敏(1970)指出崩塌地之坡頂一般為張力區，伴隨張力裂縫與頂部塌陷產生崩崖的特徵，而坡頂塊體陷落後，受重力影響往下邊坡移動，直到坡度減緩而停止，而於坡址處產生塊體堆積而隆起的情形。如圖 2-3。

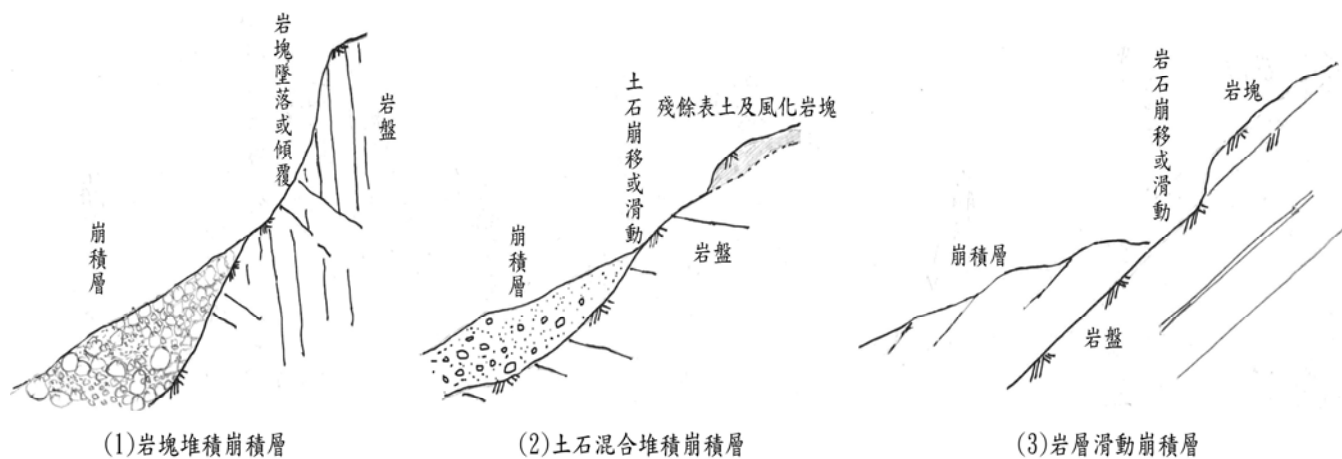


圖 2-2 崩積層分類示意圖(董家鈞、楊賢德，2001)

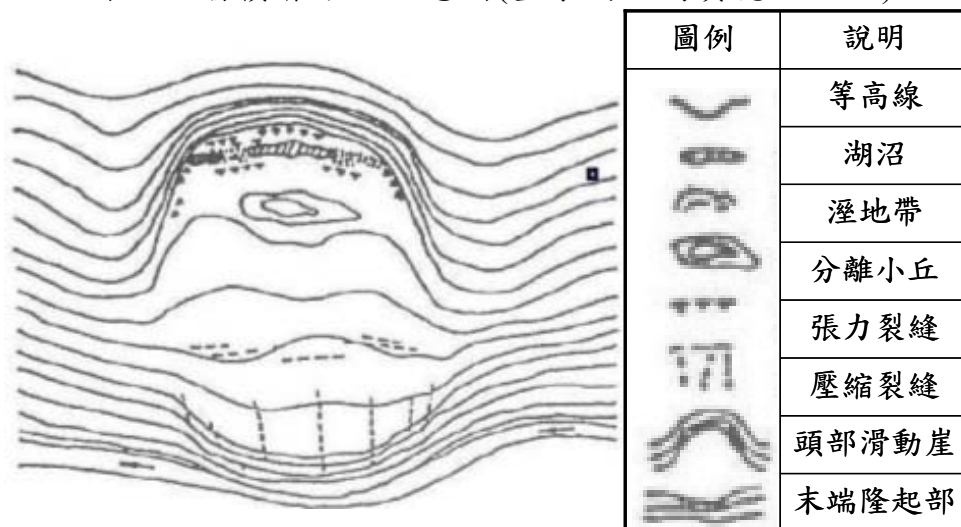


圖 2-3 典型崩塌地地形示意圖(藤原明敏，1970)

### 2.1.3 崩積層形成的崩塌方式

一般而言，岩時邊坡的破壞可概略分為五種(Hoek&Bray，1977)，如下所述：

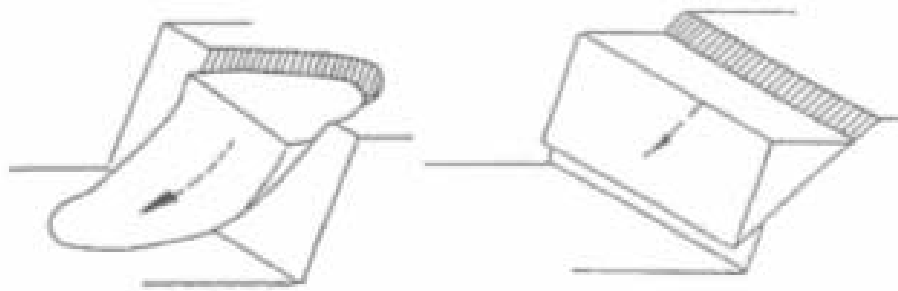
1. 圓弧破壞：大都發生在極破碎的岩盤或性質近似土壤之岩盤，產生岩塊體滑動。
2. 平面破壞：大都發生在順向坡且沿層面移動。
3. 楔形破壞：沿著兩個不連續面之交線方向，出露於坡面上方而產生之岩塊體滑動。
4. 傾倒破壞：大都發生在岩層不連續面傾角接近垂直，或是岩塊重心向外傾斜已超出岩塊之投影面時而傾倒如圖 2-4。
5. 複合式破壞；以上有兩種以上一起出現為複合式破壞。

然而對於較大範圍邊坡的破壞，日本學者 Chigira(1992)提出岩體潛移作用形成的破壞型態，他依據葉理位態的特性，提出四大類型分類如圖 2-5，其分類如下所述：

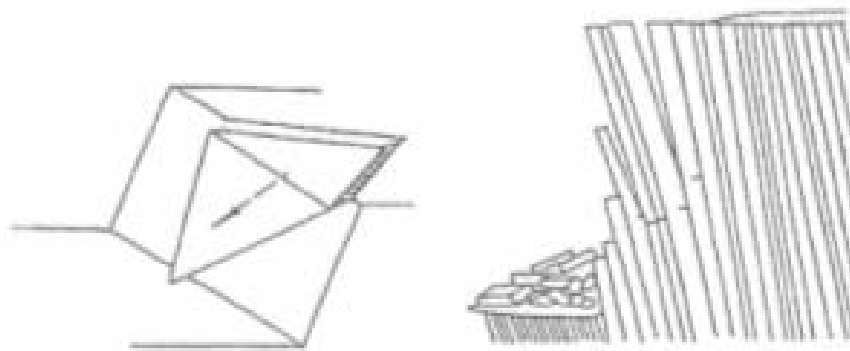
1. 順向坡之拱彎褶皺型(Buckling folds formed in consequent slopes)：葉理位態的形式較緩，與坡向之位態關係為順向，因受到重力的影響，產生拱彎型的潛移作用，並在邊坡外側造成凸起變形。
2. 逆向坡之拖曳褶皺型(Drag folds formed in obsequent slopes)：葉理位態呈現高角度或與坡向呈逆向時，邊坡外側的葉理會因重力的作用而產生類似拖曳褶皺狀的潛移現象。
3. 葉理高傾角之折彎褶皺型(Bending folds formed in slopes with steeply dipping foliation)：其葉理位態常為高角度，邊坡外側的葉理受到重力的作用而向下或向外產生折彎的潛移現象，由剖面來看，其葉理型態呈現「<」字型。

4. 順向坡之斷層型(Faults formed in consequent slopes)：葉理位態較為平緩且與坡面平行，邊坡外側受到重力的作用，而產生類似斷層面的潛移面。

梨山地層由板岩所組成，岩性單調，上覆不均勻的崩積層。邱坤豪(2000)發現，鄰近梨山崩積地區之佳陽地區近河谷之板岩劈理位態與邊坡上之板岩劈理位態傾向相反，認為此區劈理之變化乃因大規模邊坡潛移造成，而並非構造上之褶皺作用。



(a)圓弧型破壞(Circular failure) (b)平面破壞(Planar failure)



(c)楔形破壞(Wedge failure) (d)傾倒破壞(Toppling failure)

圖 2-4 岩石邊坡破壞模式(Hoek&Bray，1977)





## 2.2 土石混合材料之力學特性

崩積材料多為組成不一且顆粒大小懸殊、不均質性高。因此，對於類似此種土石混合材料組成的岩體必須加以定義並探討其力學行為。

許靖華(1988)描述土、石混合材料如下：「包含不同粒徑之本身或外來的碎片及岩塊鑲嵌在基質泥中所構成之岩體。」，可稱為「混同層」或「混成岩」(Melange)。

Medley(1994)認為所謂的 Melange 或其他材料顆粒組成類似的岩體，只要是具有軟弱基質材料與硬質岩塊所構成的岩體，在力學行為與力學分析模式應該相同，因此定義此類岩石為 Bimrock (Block-in-Matrix)，可稱為「併構岩」(林銘郎，2000)。Medley(2001)亦定義岩體材料內岩塊與基質之強度與勁度比必須滿足  $\tan\phi_{\text{block}}/\tan\phi_{\text{matrix}} \geq 2.0$  或  $E_{\text{block}}/E_{\text{matrix}} \geq 2.0$  其中之一的條件才可稱此材料為 Bimrock (Block-in-Matrix)，他認為低於此標準時，當複合材料受剪，破壞面可能轉變為穿過岩塊。另外 Medley(2001)認為岩塊的分佈與含量深深的影響著併構岩的力學行為。較高含量的岩塊導致了破壞的路徑較蜿蜒，破裂沿著岩塊發展，較長的破裂路徑直接造成材料的摩擦阻抗增加。他利用室內三軸試驗對當地的併構岩做實驗得到圖 2-6 的結果，雖然實驗組數多集中在岩塊含量 0~40% 的地方，而高含量僅 80% 一個，但是仍然可看出岩塊含量增加使有效摩擦角提升，同時驗證了岩塊在併構岩中的影響是相當可觀的。

Medley(2002)由露頭及地質圖量測 Franciscan Melange 的最大觀測粒徑( $d_{\text{mod}}$ )，量測區域大小範圍差異甚大，粒徑量測大小由數公釐至數十公里。Medley 量測粒徑大小的目的在探討何謂併構岩的岩塊及基質。圖 2-7

為其依不同量測面積所得岩塊大小出現的相對頻率。為易於比較各種不同面積的粒徑皆以各面積的平方根除之，而相對出現頻率則以各面積的各粒徑總數目除以各面積的總顆粒數目。圖 2-7 也顯示在不同的取樣面積下岩塊尺寸的相對頻率分佈曲線類似，各面積取樣合理的最大岩塊粒徑為  $0.75\sqrt{A}$ 。他認為粒徑小於  $0.05\sqrt{A}$  的顆粒僅所佔的比例小於 1%，不影響整體 Melange 的性質，因此建議粒徑  $0.05\sqrt{A}$  為基質與岩塊的分界。他提出特徵工程尺寸  $L_c$ (characteristic engineering dimension)供不同的工程定義基質與岩塊尺寸使用， $L_c$  可為隧道長度、基礎寬度及試體直徑等。

Holtz&Willard(1961)曾探討土壤礫石混合物力學參數的變化，他們分別於粘土(摩擦角  $\Phi'24\sim26^\circ$ )及砂土(摩擦角  $\Phi'35\sim37^\circ$ )中加入礫石施作試驗，發現礫石含量增加時，有效摩擦角相對增加，而凝聚力  $c'$ 卻降低，如表 2-1 所示。除此之外，不同的土壤加入等比例的礫石之後，其  $c'$ 及  $\Phi'$ 之改變量也有所不同。

Marsal(1969)認為試體直徑  $D$  與顆粒最大粒徑  $d_{max}$  之比值小於 6 時，尺寸效應會有明顯之影響，但當比值漸增後，影響程度將逐漸縮小，而當此一比值大於 10 左右時，抗剪摩擦角會趨近一定值，如圖 2-8。

Marachi(1972)研究三種不同土石壩材的力學特性，利用現地粒徑分佈曲線平移製作成體積較小的試體(直徑 2.8in,12in,36in)，大型三軸試驗結果指出最大顆粒尺寸增大時，其內摩擦角降低之趨勢，不受材料不同而改變，如圖 2-9；Marachi 也認為三種不同的土石壩料雖然粗顆粒強度不同，但顆粒形狀以及材料配比接近時，應力應變行為和抗剪強度會相當接近。

Montrasio(1998)研究山義大利 Parma 附近山崩所形成的崩積土層，稱此崩積土層為「complex soil」，崩積土層由黏土、粉土與破碎岩塊構成。

Montrasio(1998)認為岩塊含量的多寡會影響 complex soil 的力學行為與受剪時應變之改變量，因此他建立數學模型來分析 complex soil 的力學行為。

Montrasio(1998)將 complex soil 材料構成理想化，如圖 2-10，圖中 a 為無岩塊存在的土體；圖 b 為材料內岩塊互相接觸，岩塊顆粒間之孔隙存在基質土壤，材料的破壞行為主要由岩塊所控制；圖 c 材料內岩塊懸浮(floating)在基質土壤中，岩塊顆粒彼此並無接觸，當應變量增加達到應變門檻值時，懸浮(floating)在基質中的岩塊逐漸接觸直到圖 b 的狀態。

Montrasio(1998)認為 complex soil 材料的力學行為會受到材料的應變門檻值所影響，為建立此指標他將單一個試體分割成許多立方體元素所構成的群體，如圖 2-11。假設岩塊不可壓縮以便得到應變門檻值  $\varepsilon_{max}$  與岩塊含量  $p$  的關係；

$$P = V_G / V \dots\dots\dots(2-1)$$

$P$ ：岩塊體積含量比

$V$ ：複雜土基質加岩塊體積含量

$V_G$ ：複雜土中岩塊的體積含量

$$\begin{aligned} \varepsilon_{max} &= \frac{Li - 2Ri}{Li} \\ &= 1 - 2Ri/Li \\ &= 1 - 2 \left( \frac{\sqrt[3]{3/4\pi V_G}}{\sqrt[3]{V}} \right) \\ &= 1 - 2\sqrt[3]{\frac{3p}{4\pi}} \end{aligned} \dots\dots\dots(2-2)$$

$Li$  為元素的邊長， $Ri$  為元素中礫石之半徑

由公式 2-2 可得到應變門檻值  $\varepsilon_{\max}$  與岩塊含量  $p$  的關係，如圖 2-12。Montrasio(1998)指出當岩塊體積含量比( $p$ )在 30%以下時，在試體剪動應變量達到 20%，材料內岩塊彼此並無接觸，試體內基質土壤將沿著岩塊周圍而產生滑動破壞；岩塊體積含量比( $p$ )達到 50%時，試體內岩塊彼此互相接觸，剪力強度將由岩塊相互摩擦所控制。

Vallejo 與 Mawby(2000)認為粗顆粒接觸型態是由孔隙率所控制，他們將五組不同比例砂土與粘土的混合材料以靜態夯實法製作重模試體，並進行單向度直剪試驗，試驗結果如表 2-2。

根據試驗結果，Vallejo 與 Mawby(2000)推導出砂與黏土混合物之孔隙率公式( $n_{\text{mix}}$ ，公式 2-3)；另外根據單剪試驗尖峰剪力強度與含量比關係，如圖 2-13 顯示在砂土含量比低於 40%時，力學行為由黏土控制；砂土含量比在 40~70%之間時，強度由砂土與黏土相互所提供；當砂土含量比再 75%以上，力學行為則由砂土所控制。

$$n_{\text{mix}} = \frac{V_0 - [(W_s/\gamma_s) + (W_c/\gamma_c)]}{V_0} \dots\dots\dots(2-3)$$

( $n_{\text{mix}}$ :砂與黏土混合物之孔隙率； $W_s$ :砂子重量； $W_c$ :黏土重量； $\gamma_s$ :砂子單位重； $\gamma_c$ :黏土單位重； $V_0$ :靜態夯實 24 小時後的試體體積)

同時，Vallejo 及 Mawby 整理孔隙率隨砂、黏土含量比分佈改變曲線發現，孔隙率/含量改變曲線，能更確切區分材料含量比的臨界值，如圖 2-14。圖中虛線代表試驗中實際量測計算得到的孔隙率改變曲線，利用公式 2.4 求得。而實線段為理論孔隙率改變直線，茲以圖 2-14、圖 2-15、圖 2-16 說明如何得到理論孔隙率。圖 2-16 (A)表示乾淨砂的孔隙率，因此乾淨砂的孔隙率  $n_s$  可表為：

$$n_s = \frac{V_{VS}}{V_T} = V_{VS} \dots\dots\dots(2.4)$$

$n_s$ ：砂的孔隙率

$V_{VS}$ ：乾淨砂孔隙體積

$V_T$ ：砂總體積，在此假設  $V_T=1$

因此，當乾淨砂加入黏土時，如圖 2-15(A)~(C)情形下，黏土等於填充於砂子間孔隙中。此時砂土與黏土混合物孔隙率因黏土填充於其中而會有下降的情形，如圖 2-14 中實線 C →B 線段。當黏土完全填於乾淨砂孔隙中時，乾淨砂土中的孔隙由黏土與黏土孔隙組成。圖 2-14(C)為砂土完全被黏土取代，因此孔隙只存在於黏土中。

$$n_s = V_{VS} = V_{VC} + V_C \dots\dots\dots(2.5)$$

$$n_c = \frac{V_{VC}}{V_{VC} + V_C} \dots\dots\dots(2.6)$$

$V_{VS}$ ：乾淨砂中孔隙體積

$V_C$ ：乾淨砂填入的黏土體積

$V_{VC}$ ：黏土中孔隙體積

$n_c$ ：黏土的孔隙率

由公式 2.5 與 2.6 整理得到公式 2.7 的砂與黏土最緊密的孔隙率：

$$n_c = \frac{V_{VC}}{V_{VC} + V_C} = \frac{V_{VC}}{n_s}$$

$$V_{VC} = n_s n_c$$

$$n_{mix-min} = \frac{V_{VC}}{V_T} = n_s n_c \dots\dots\dots(2.7)$$

$n_{mix-min}$ ：砂與黏土混合物所能達到最低的孔隙率，而此時所對應之最小砂土含量為  $s-min$ ，如公式 2.8

$$\begin{aligned}
\omega_{s-\min} &= \frac{W_s}{W_s + W_c} \\
&= \frac{\gamma_s V_s}{\gamma_s V_s + \gamma_c V_c} \\
&= \frac{\gamma_s (V_T - V_{VS})}{\gamma_s (V_T - V_{VS}) + \gamma_c (V_{VS} - V_{VC})} \\
&= \frac{\gamma_s (1 - n_s)}{\gamma_s (1 - n_s) + \gamma_c (1 - n_c) \cdot n_s} \dots\dots\dots(2.8)
\end{aligned}$$

圖 2-13 與圖 2-14 相互比對後，更清楚由孔隙率區分出砂黏土含量不同下所反應之力學行為，然而砂子與土壤混合試體與本研究的風化板岩夾黏土有以下的差距：

1. 砂子與黏土間顆粒差異大，風化板岩與基質間差異沒這麼明顯，是否風化板岩夾黏土層的孔隙率變化如同圖 2-13 所表現有待研究。
2. 砂子與黏土的強度差異亦不如板岩與黏土間明顯，因此本研究之材料是否力學行為等同砂土混合物也待實驗結果加以探討。

蔡文傑(2002)研究不同比例的基質與岩塊所構成材料的力學行為，基質材料使用高嶺土，岩塊為水泥漿所製成粒徑 1cm 之圓球狀塊體，將拌合完成的混合材料逕行等向壓密，壓密完成後利用岩心鑽機鑽出試體進行試驗。試驗結果指出：

1. 單軸壓縮狀態下，材料力學行為由基質或界面性質控制，在基質與岩塊界面容易產生破壞面；在三軸狀態下，材料受到側向的束制，此時基質與岩塊共同控制材料的力學行為，因此破壞強度與岩塊體積比成正比關係，如圖 2-17 所示。
2. 楊氏模數會隨著岩塊體積比增加而上升，如圖 2-18 所示。
3. 材料內岩塊體積含量 0%~46%時，凝聚力隨岩塊體積比增加而降低，內摩擦角隨岩塊體積比增加而提高，見圖 2-19 與圖 2-20。

表2-1 卵礫石含量對粘土砂土強度參數的影響(Holtz&Willard，1961)

Gravel content(%)	Clayey matrix		Sandy matrix	
	$\Phi'(^{\circ})$	$c'(\text{psi})$	$\Phi'(^{\circ})$	$c'(\text{psi})$
0	24.0	8.7	35.7	3.7
20	25.6	7.0	37.0	6.6
35	25.1	8.3		
50	32.2	4.5	41.3	5.5
60	34.2	5.0	42.0	5.0

表 2-2 5 組不同含量比的砂-黏土混合試體(Vallejo，2000)

Test No.	Sample composition		Normal stress (kPa)	Porosity $n_{\text{mix}}$ (%)	Percentage by weight of sand in mixture, $w_s$ (%)
	Sand (N)	Clay (N)			
1	3	0	54.2	37	100
2	3	0	102.1	36	
3	3	0	150.0	35	
4	3	1	54.2	32	75
5	3	1	102.1	30	
6	3	1	150.0	25	
7	2	3	54.2	36	40
8	2	3	102.1	35	
9	2	3	150.0	35	
10	1	3	54.2	41	25
11	1	3	102.1	39	
12	1	3	150.0	39	
13	0	3	54.2	56	0
14	0	3	102.1	48	
15	0	3	150.0	50	



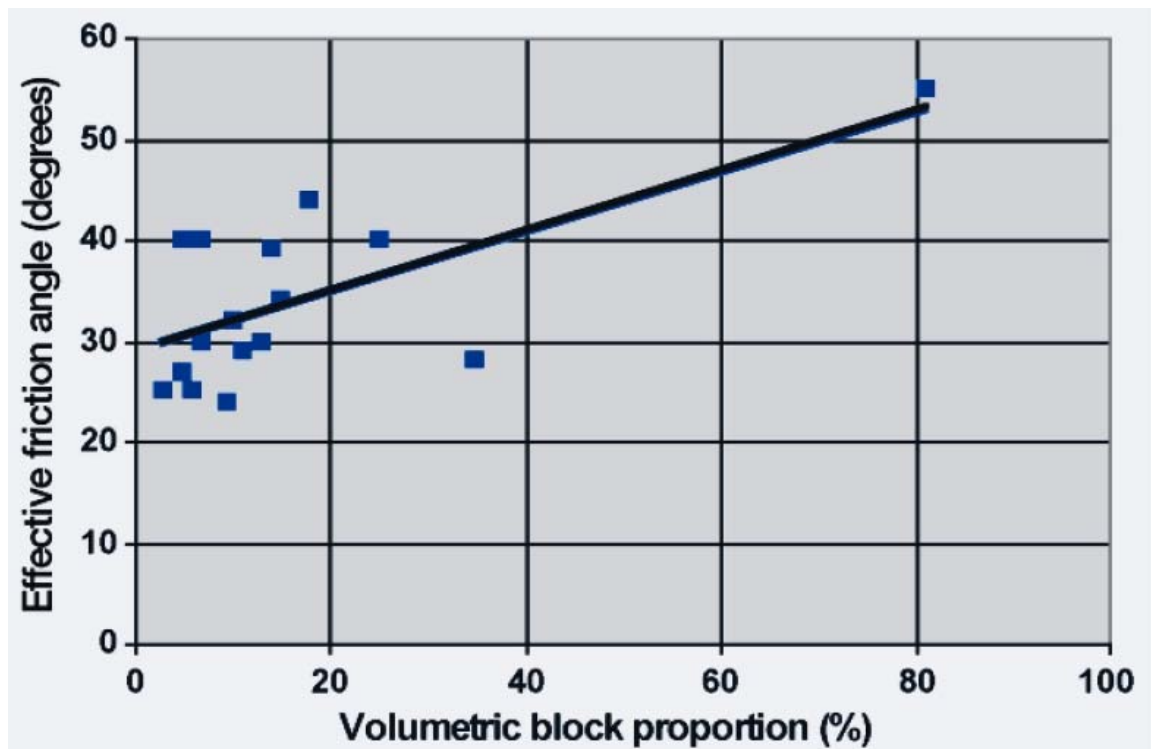


圖 2-6 併構岩體積含量比與有效摩擦角關係圖(Medley, 2001)

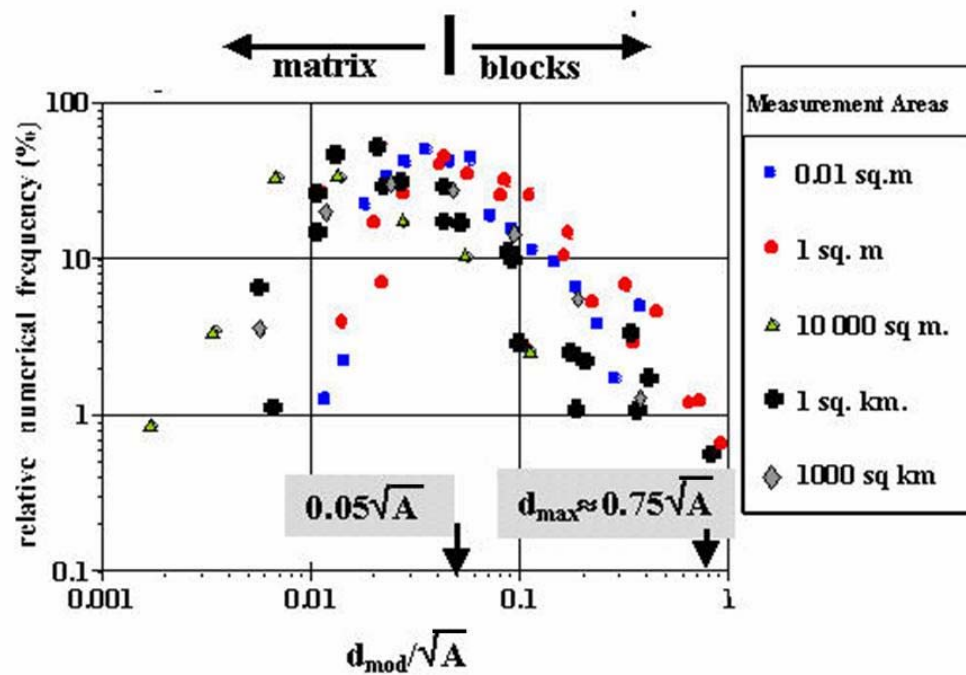


圖 2-7 不同取樣面積岩塊粒徑對取樣面積平方根正規化後出現  
機率分佈圖(Medley, 2002)

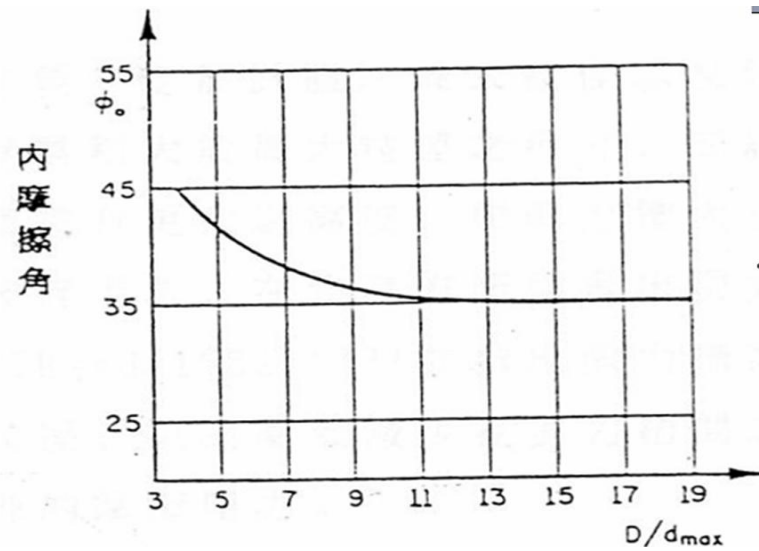


圖 2-8 試體強度受到尺寸效應影響結果圖(Marsal, 1969)

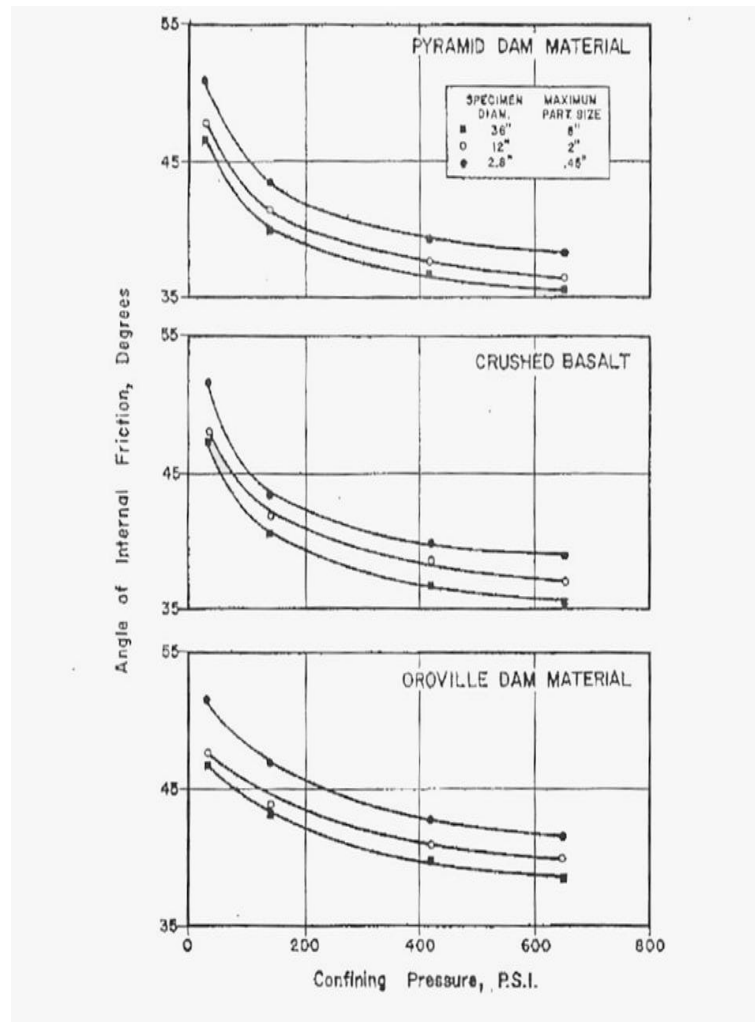


圖 2-9 最大粒徑與內摩擦角關係(Marachi, 1972)

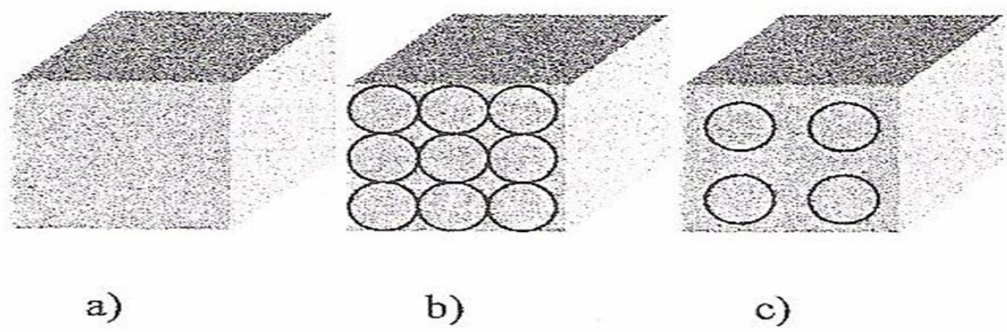


圖 2-10 岩塊與基質在不同含量下之排列 (Montrasio, 1998)

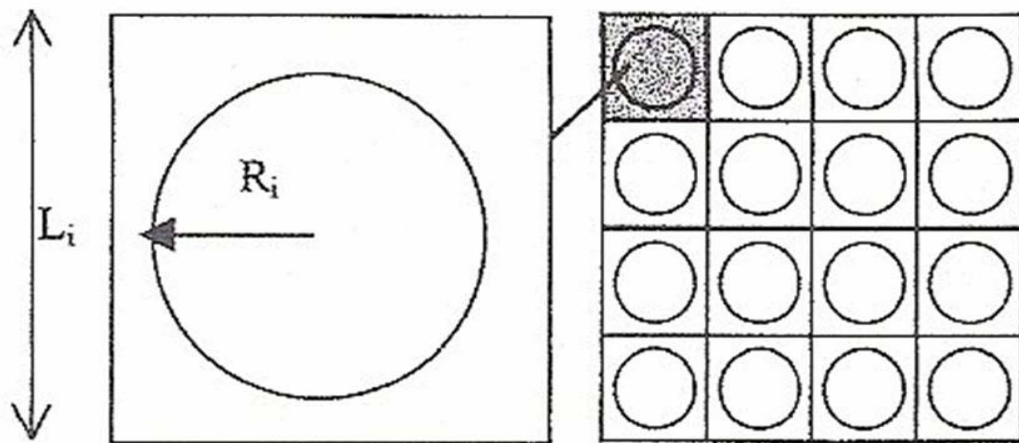


圖 2-11 多個立方體元素所構成單一個試體示意圖(Montrasio, 1998)

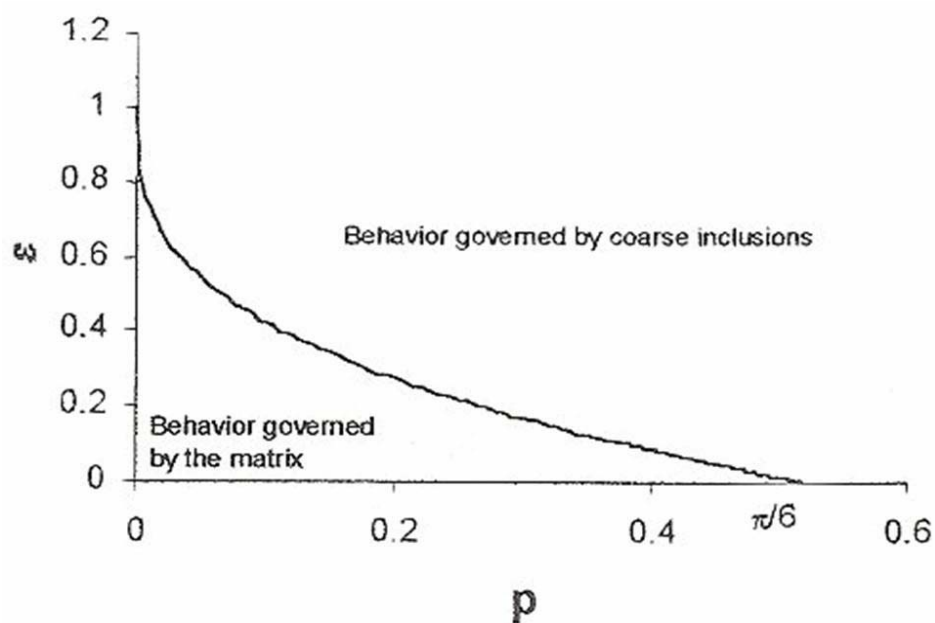


圖 2-12 應變門檻值  $\varepsilon_{max}$  與岩塊含量  $p$  之關係圖(Montrasio, 1998)

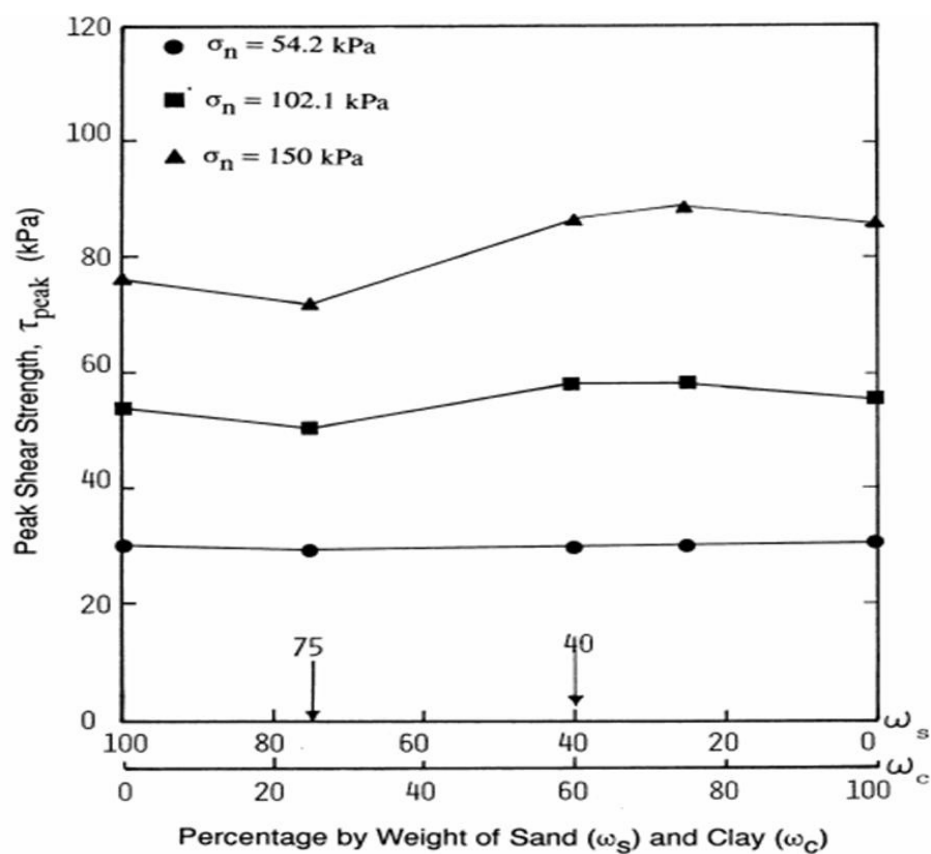


圖 2-13 單剪試驗尖峰剪力強度與含量比關係圖  
(Vallejo&Mawby, 2000)

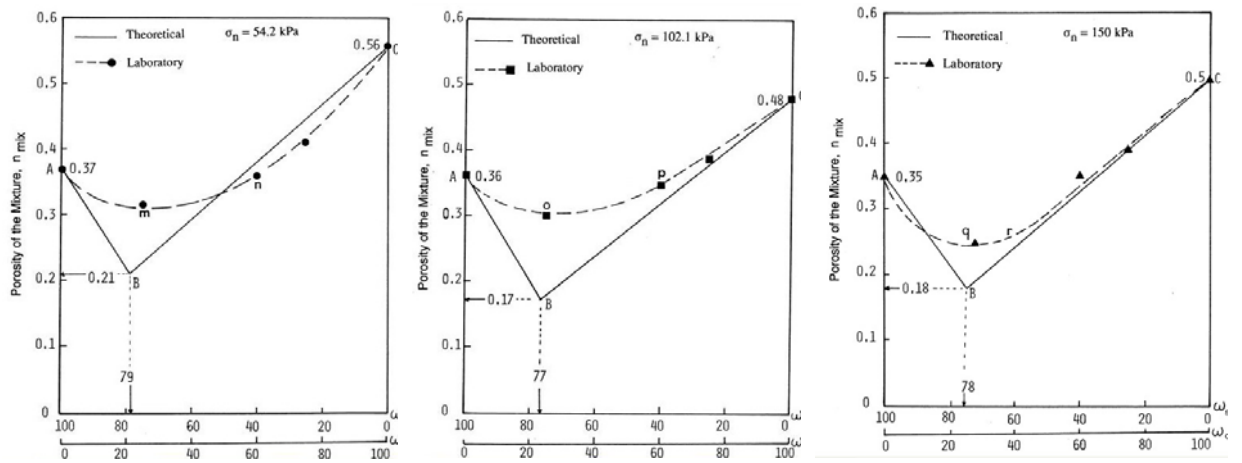


圖 2-14 不同圍壓中孔隙率與含量比曲線 (Vallejo, 2000)

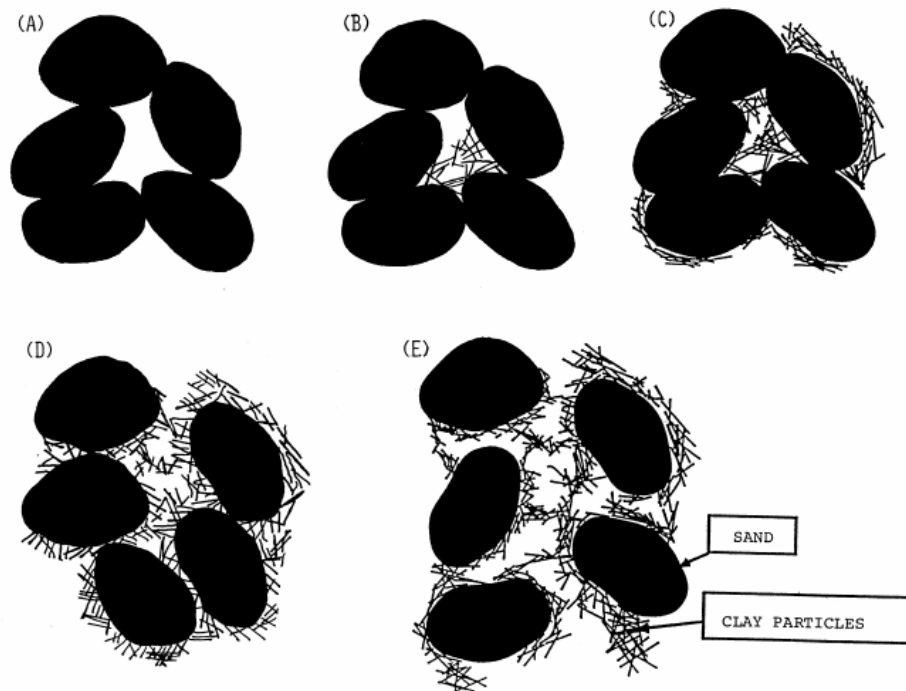


圖 2-15 含量比變化下砂與黏土顆粒排列情形 (Vallejo, 2000)

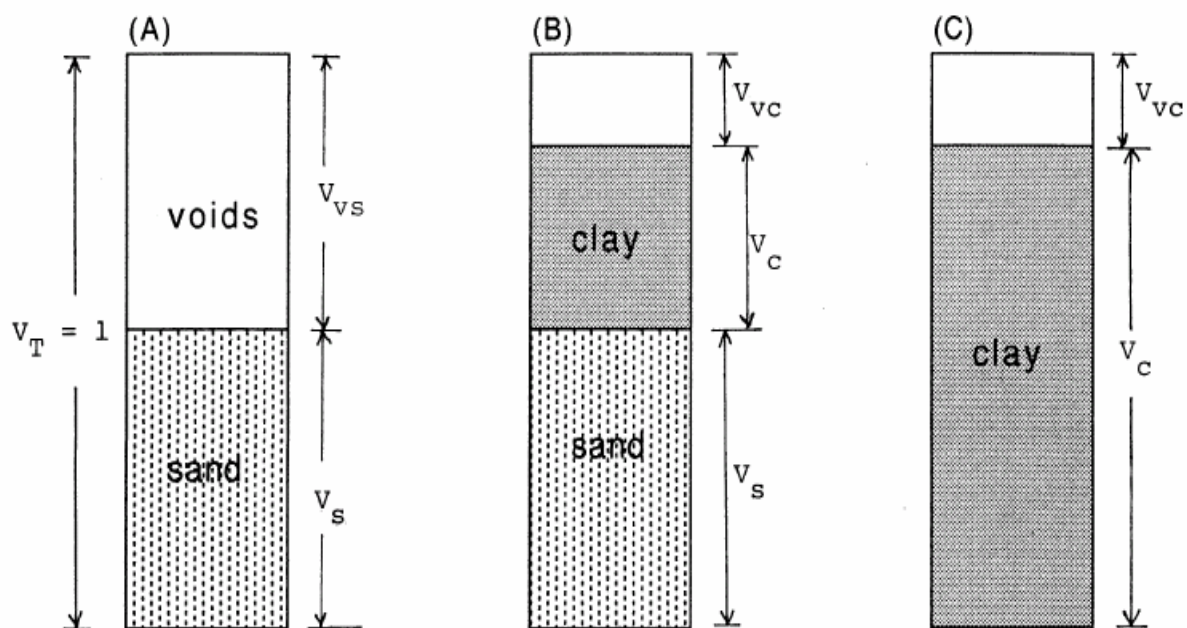


圖 2-16 乾淨砂受黏土填於孔隙中之理論模型(Vallejo, 2000)

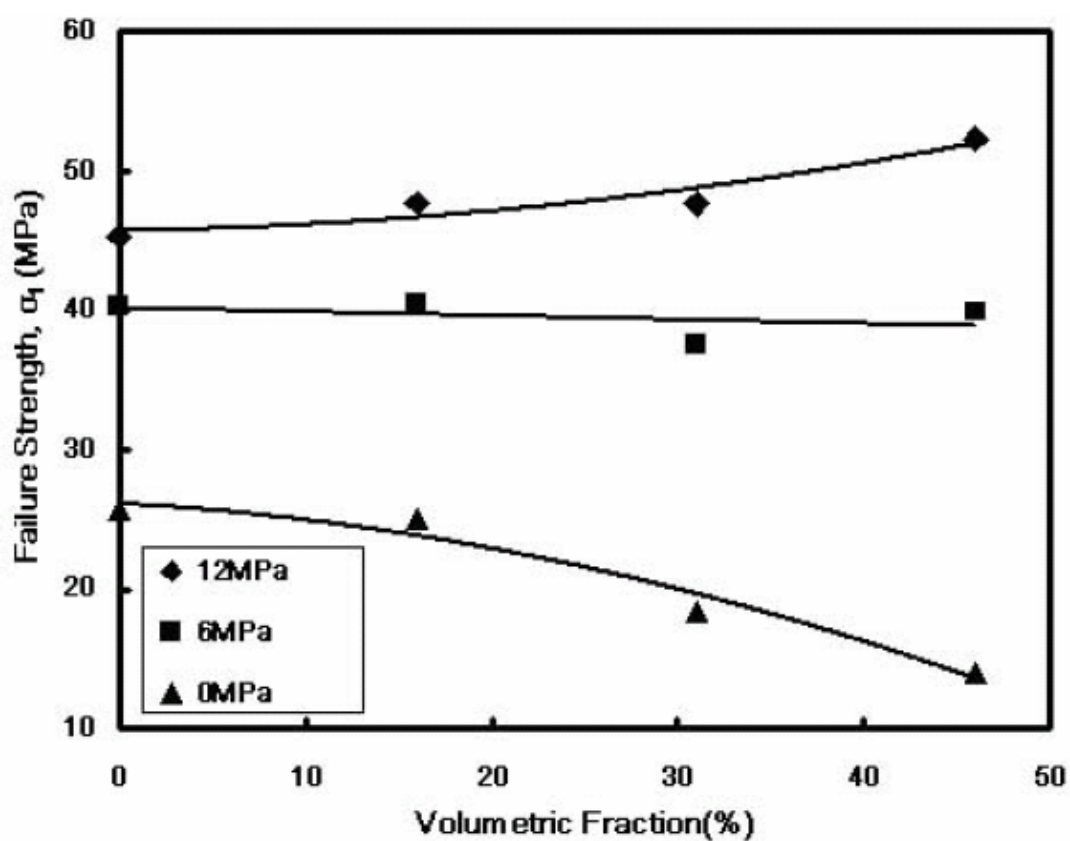


圖 2-17 破壞強度與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑, 2003)



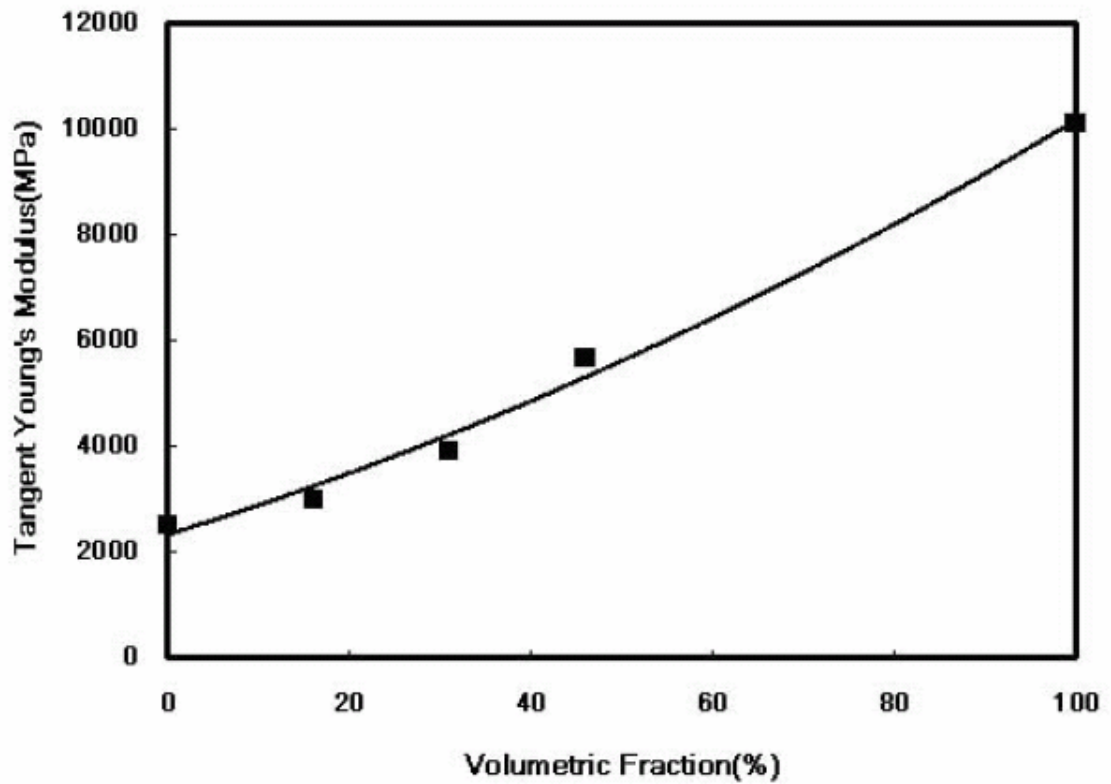


圖 2-18 楊氏模數與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑，2003)

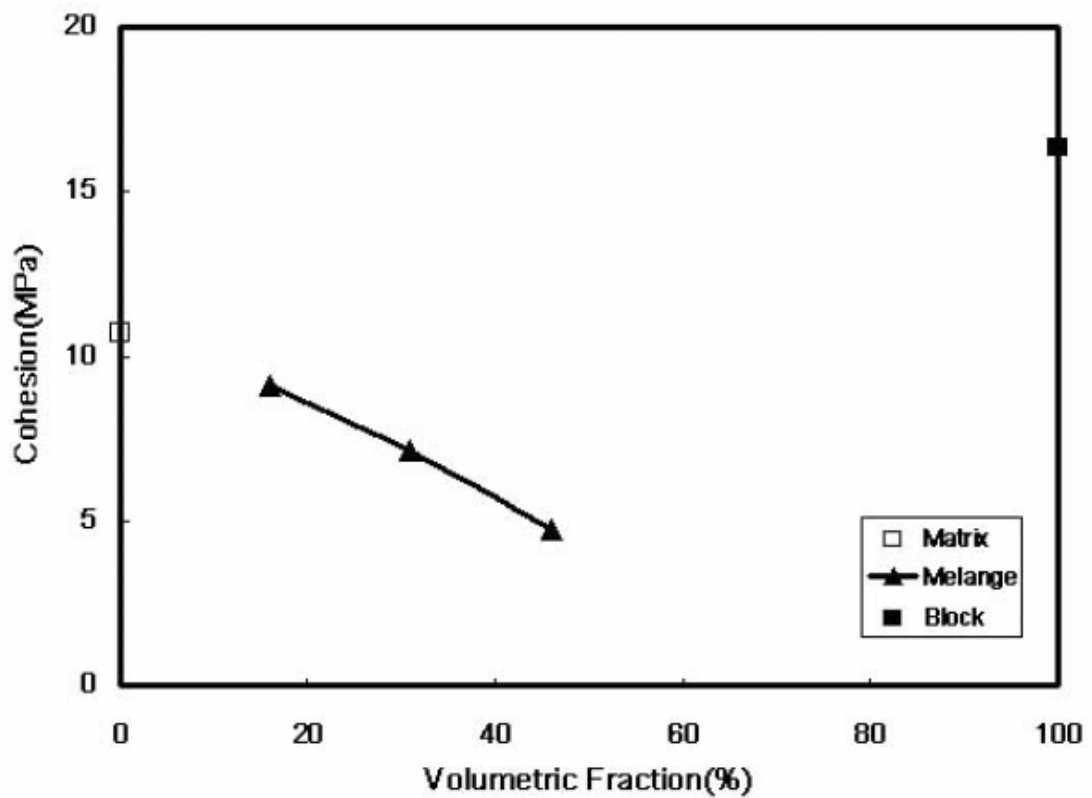


圖 2-19 凝聚力與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑，2003)

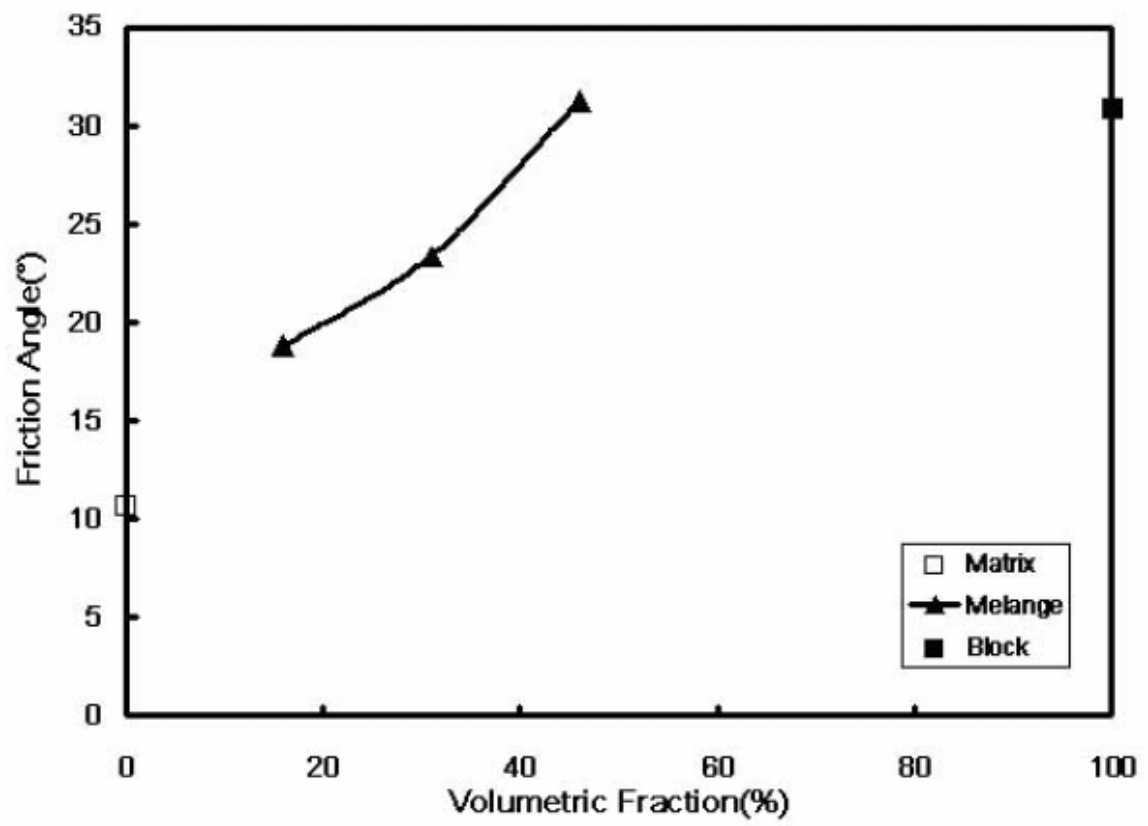


圖 2-20 內摩擦角與不同岩塊體積含量關係圖(蔡文傑，2003)



## 2.3 梨山地滑區概況

本研究場址位於台中縣和平鄉梨山地滑區，本節針對梨山地滑區之基本概況加以說明。

### 2.3.1 地理位置與交通概況

梨山，位於台灣中部地區，臺中市東北東約 100 公里的中央山脈裡，標高 1,950 公尺，面積 31,300 公頃，行政區劃分隸屬於台中縣和平鄉梨山村，如圖 2-21。設籍人口約 2,000 人，以種植溫帶水果及高冷蔬菜而聞名。與雪霸及太魯閣國家公園相鄰，是台灣山區著名的觀光景點。梨山為中橫公路(台八線)與中橫公路宜蘭支線(台七甲線)的交會點。中部橫貫公路西起台中縣東勢鎮，沿大甲溪河岸蜿蜒進入中央山脈地區，途中經和平、谷關以及德基水庫後行至梨山，長 82 公里。梨山自中橫公路開通後，即為東西交通的樞紐重鎮；沿中橫公路繼續向東行進翻越大禹嶺過後可達花蓮縣，長 137 公里。若由宜蘭支線向東北過思源啞口後即可抵達宜蘭縣，長 112 公里。中橫公路為台灣東西聯絡要道，但九二一地震過後，谷關至德基路段坍方嚴重，幾經重新修復，但又遭逢七二水災重創，迄今尚未修復。目前進出梨山僅能由台七甲線或由中部轉接台二十一線，至埔里後接台十四線往霧社，再由台十四甲線經合歡山及大禹嶺至梨山，路途遙遠且山路崎嶇(富國工程，2001)。

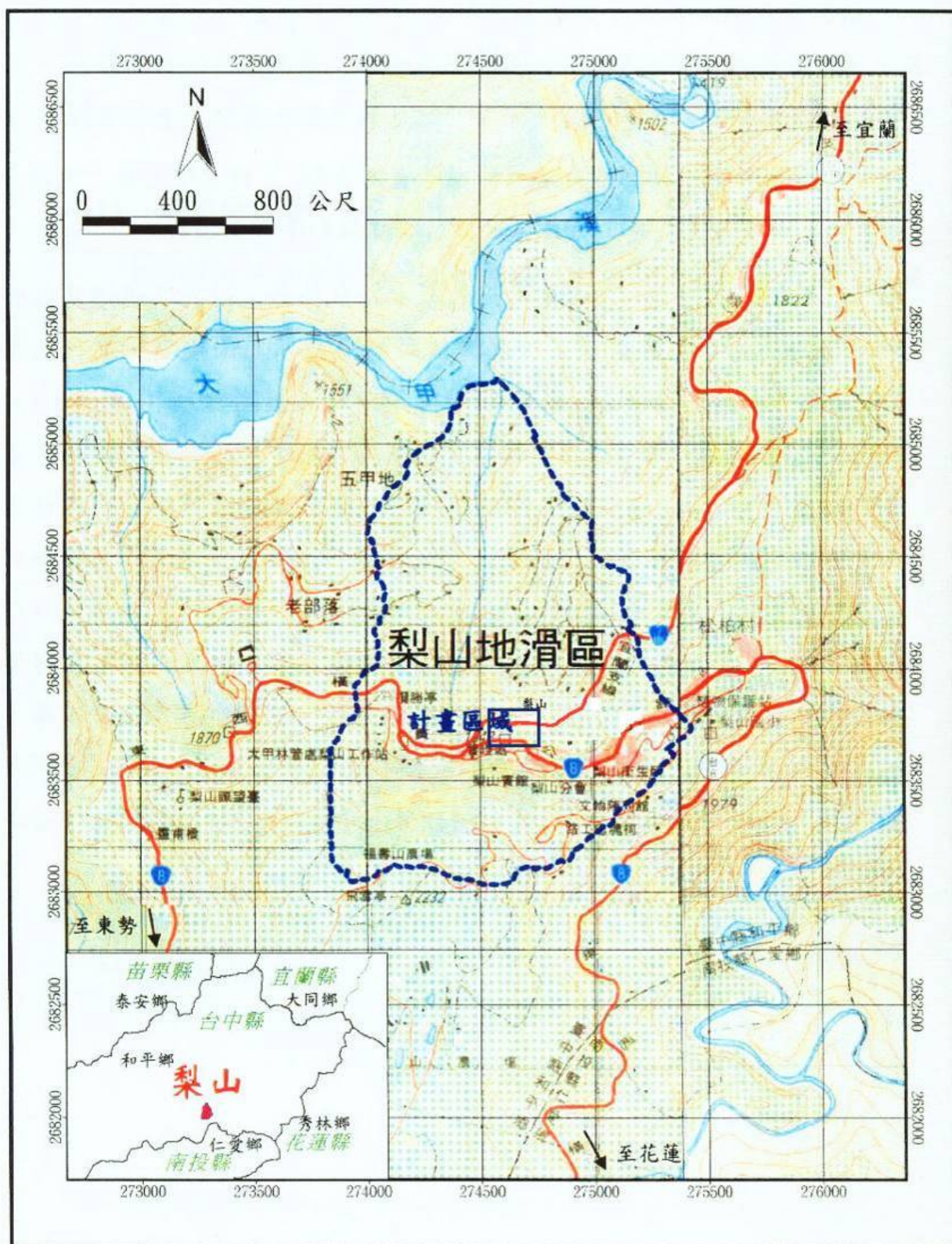


圖 2-21 梨山交通位置圖(工研院能資所，1993)

### 2.3.2 地形與地質

梨山地滑區位於中央山脈西側的雪山山脈板岩山塊(徐鐵良，1983)。面積約 230 公頃，呈倒三角形，海拔標高在 1,800~2,100 公尺之間，平均高度約在 2,000 公尺，地形走勢由南向北漸減下降至大甲溪河床(1,400 公尺)，南側稜線為福壽山農場(2,232 公尺)。唐禎國(2007)引用 Davis 地形輪迴學說，依河流切割之侵蝕型態，指出此處屬壯年期之河谷地形，下切作用明顯。沿大甲溪兩岸有呈東北-西南走向，坡度約為 15~30°之山脊相互交錯排列。河谷兩岸靠近河床之坡面，偶有 30~50°之陡坡存在且岩盤裸露，但在河谷上部近山脊處，顯露出幼年期地形特徵，留有前期侵蝕或沉積的遺跡。山腰則分佈著起伏的大小滑動土體，呈標準的地滑地形。水保局第二工程所(2005)將梨山崩塌地區大致以集水區內之主要河谷為界，由西到東劃分為西區、東南區、東北區三個地滑區如圖 2-22。根據地質調查結果，顯示此崩坍地形成是由於過去發生大規模岩盤滑動所造成，指出梨山賓館南側之馬蹄形陡坡(古滑落崖)下，有一向北延伸出之平緩山脊(古滑動體)，而呈凸狀台地型之地滑地形。

梨山地滑區依照何春蓀(1986)之地質分類，屬於第三紀輕度變質岩區，其出露之地層屬中新世廬山層，如圖 2-23 所示。本層主要由黑色至深灰色板岩(slate)、千枚岩(phyllite)、硬頁岩(argillite)及深灰色硬砂岩互層所組成，偶有零星散佈之泥灰岩團塊，劈理相當發達。此外，由於地形陡峭及河谷解壓與地質構造、氣候等自然因素影響，致使岩盤風化程度及岩層破碎程度均相當嚴重。工研院能資所(1993)指出覆蓋於新鮮岩盤上之崩積滑動體材料，組成為風化程度不一的板岩塊體與風化板岩碎屑，岩性單調，偶夾砂岩與石英岩，組成顆粒粒徑不一，膠結性不佳，強度低，透水性高，地層走向約呈 N15°~45°E，向東南傾斜 15~35°，並發現在河谷處之層面及劈理的傾斜角度近乎垂直，但在稜線或山坡上轉為平緩，認為此一



現象可能是因岩性軟弱及河谷解壓，造成邊坡頂部岩層潛移翻倒所致。富國技術工程公司(2001)進行排水廊道開挖之地質調查時，在崩積層底部量測岩層位態資料，經統計結果顯示劈理平均位態為  $N36^{\circ}E/32^{\circ}SE$ ，並有三組高角度節理： $(1)N32^{\circ}W/86^{\circ}SW$ ； $(2)N29^{\circ}E/83^{\circ}SE$ ； $(3)N68^{\circ}W/82^{\circ}SW$ 。由此三組節理可發現其傾角甚陡，幾近垂直，走向間夾角約為  $45+\Phi/2$ 。推斷其所受之大地應力方向，最大主應力方向為水平向，且其走向約為南北向，中間主應力方向則為垂直向，最小主應力方向為水平向，且其走向垂直最大主應力方向，因此其走向應為東南向。沿此垂直之節理面應可發現水平項之滑動痕跡，亦即此區域之岩層曾受橫移斷層之力學機制影響。



圖 2-22 梨山地滑分區示意圖(水保局二工所，2005)

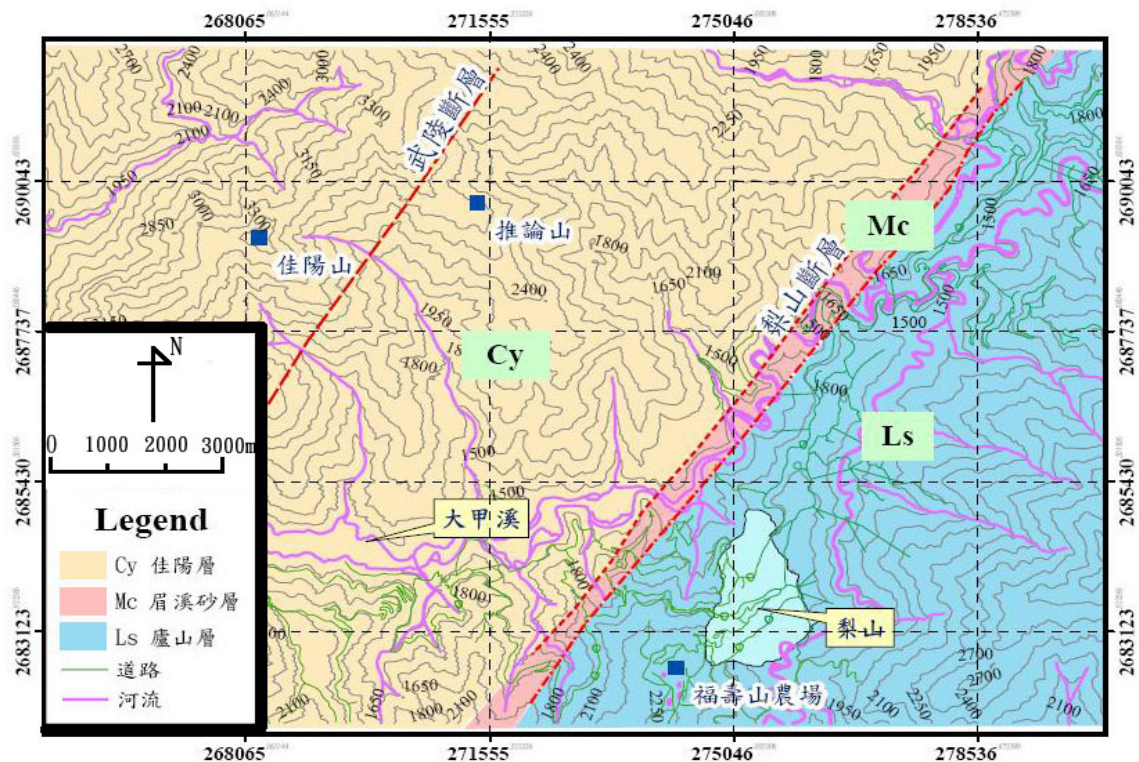


圖 2-23 梨山地區區域地質圖(劉岫雲，2003)

### 2.3.3 氣象與水文

大甲溪由東向西流經梨山地滑區之北緣。內有兩條主要溪流，分別匯集西區集水區(梨山小築附近)與東南區集水區(梨山賓館至榮民醫院附近)的水，並在地滑區中央偏北處匯合後，向北流入大甲溪。

由民國 85~91 年間中央氣象局梨山監測站資料得出梨山地區年平均氣溫  $15.2^{\circ}\text{C}$ ，最冷 1、2 月約  $6\sim 16^{\circ}\text{C}$ ，月平均氣溫最低為 1 月  $9.4^{\circ}\text{C}$ ；而 7、8 月溫度較高約  $17\sim 28^{\circ}\text{C}$ ，月平均氣溫最高為 6 月之  $22^{\circ}\text{C}$ ，夏涼冬寒，相對濕度約在 75~80%。梨山地區年平均降雨量 2,152 公釐，降雨主要受台灣地區梅雨季節及本區地形所影響，使得本區春夏季之雨量豐沛，全年中 2~9 月之月平均雨量均達 190 公釐以上，其中 5、6 月之平均雨量達 514 公釐；而秋冬季則雨量甚少，自 11 月至翌年 2 月為乾季，雨量僅及年雨量之 20.2%。此外，由工研院能資所(1993)在梨山地區地層滑動整治報告中，地下水位監測資料顯示地下水位容易受到降雨量之影響而改變其水位深度。

## 2.4 梨山過去地滑相關文獻摘述

### 2.4.1 地滑狀況

民國七十九年四月，梨山地區因連日豪雨，造成省道台七甲線 70K+150 處大規模地層活動，長約 60 公尺路段遭到破壞，道路因而中斷，在崩塌區域上緣梨山賓館、梨管所活動中心、國民旅舍、台汽客運梨山站與台八線等處有嚴重的道路或建築物下陷與龜裂現象，此次的災害同時也推動梨山地滑區一系列的相關研究與整治。

張其教(1984)統計梨山地區邊坡災害較易發生在五至八月雨量豐沛時期，邊坡滑動材料為崩積土。萬獻銘(1986)利用 x-ray 繞射分析崩積土礦物成份，發現此土層組成礦物為石英、伊萊石、綠泥石、交錯層黏土與膨潤石等黏土礦物。膨潤石及他種黏土礦物經風化作用後，黏土化現象顯著，在各種內外因素搭配下可能產生崩坍，且膨潤石含量多寡會影響崩坍規模大小。他種礦物具有扁平晶形，且聚遇水膨脹現象，常發現於崩塌地中。

梨山地滑區地層相關文獻詳細說明依日期整理如表 2-3。中華顧問(1996)將梨山地滑區地層組成探討依鑽探、室內試驗與現地調查結果，區分為三層：崩積土、風化破碎板岩、新鮮岩盤；劉長齡(1991)研究中橫公路岩坡地下水，指出中橫公路梨山以西岩層組成依序為，山坡堆積物、風化擾動板岩層、風化破碎板岩層及新鮮岩盤；蘇苗彬(1990)、蔡光榮(1987)認為梨山地滑區地層材料為山坡堆積物、風化板岩層與新鮮岩盤所組成，而在山坡堆積物與風化板岩層或風化板岩層與新鮮岩盤之間夾雜黏土質粉土層；工業技術研究院能源與資源研究所(1993)規劃梨山崩坍地區 28 個鑽探孔，經由岩心判釋後指出，此區域之岩盤主要由板岩所構成，其上覆有較厚之崩積層，一般厚約 2~10 公尺，部份地區厚達 38 公尺，由崩積土內部存在枯木，得知崩積土為過去邊坡滑動所造成的堆積物，而岩盤受到

地質作用的影響，地表下 40 公尺處岩盤仍相當破碎，地下水造成風化作用的產生，使得破碎岩盤內產生褐色黏土，因此推估此區域岩層由崩積土、風化程度不一的板岩及新鮮板岩所構成。邱坤豪(2000)發現，鄰近梨山崩積地區之佳陽地區近河谷之板岩劈理位態與邊坡上之板岩劈理位態傾向相反，認為此區劈理之變化乃因大規模邊坡潛移造成，而並非構造上之褶皺作用。

由於地層內風化程度嚴重，材料結構破碎，加上地震、豪雨等影響，造成此區域大小規模不一的地層滑動或潛移頻繁，地層內形成多個滑動塊體與滑動面。亞新工程顧問公司(1984)在台八線 82 公里處邊坡調查結果指出地層滑動破壞面位於崩積土層與新鮮岩盤間的軟弱粉土層，此層滑動速率隨著地下水位的升高而增加。蔡光榮(1987)認為邊坡滑動潛勢最高處在崩積土層的淺層不規則處，在崩積土層底部與風化破碎岩層或新鮮岩板岩層接觸位置，常形成透水層，容易加速風化對岩層的作用。劉長齡(1991)、蘇苗彬(1990)、蔡光榮(1987)認為易發生邊坡破壞的主要滑動層面為黏土質粉土夾層，此層夾於山坡堆積物與風化板岩層之間或風化板岩層與新鮮岩盤之間，在雨季發達的季節，由於地下水位的升高，也增加地層滑動的潛能，而地下水位的上升與下降也加速地層風化的可能。林炳森(1991)指出中橫公路崩積土材料在降雨或地下水升高時，大量的水流會使滲流壓力增加，迫使土體內孔隙水壓上升，有效應力降低，加上土體顆粒飽和度上升而降低抗剪角，使得邊坡破壞容易發生滑動。

蘇苗彬(1990)指出滑動土體以崩積土層為主，此土體沿著崩積土層下方的砂質黏土夾層滑動，其破壞的形式推估為類似平面滑動破壞。謝敬義(1984)認為在德基至梨山路段的邊坡破壞應屬於深層圓弧滑動，地層滑動的破壞面在風化破碎地層與岩盤之間。亞新工程顧問公司(1990)在中橫公

路台七甲 73k+150 路基災害修復工程報告指出，台汽客運梨山站西側與國  
民旅舍的滑動破壞，滑動面深度達 20 公尺至 42 公尺。

工研院能資所(1993)利用早期的研究與滑動體監測報告，並加入航  
照、線形構造、岩性構造、水系、崩塌地與地球物理探測等調查，判釋後  
將梨山地區地滑現象區分成 A、B、C 三種等級的危險程度，並分為西地  
滑區、東南地滑區與東北地滑區等三個區域的地滑分區，如圖 2-24 所示。  
西地滑區主要由 A-1~A-9 等九個滑動土體所組成，各個滑動體在平面上呈  
馬蹄或角形；東南地滑區由 B-1~B-14 等十四個滑動土體所組成，主要滑  
動方向為北北東，約略與區域性的地層走向平行；東北地滑區 C-1~C-10  
等十個滑動體所組成，多位於逆向坡而朝西北滑動，主要滑落崖多沿地層  
走向排列，在平面上呈馬蹄形或角形。



表 2-3 梨山地滑區地層相關文獻表

研究者 (年代)	研究位置	研究結果	滑動體地層組成
張其教 (1984)	梨山地區	邊坡災害較易發生在五月至八月雨量豐沛時期。	
亞新工程 (1984)	台八線 82 公里處	調查指出地層滑動破壞面位於崩積土層與新鮮岩盤間的軟弱粉土層，此層滑動速率隨著地下水位的升高而增加。	
謝敬義 (1984)	中橫德基至梨山段	邊坡破壞應屬於深層圓弧滑動，地層滑動的破壞面在風化破碎地層與岩盤之間。	
萬獻銘 (1986)	中橫公路沿線	崩積土礦物成份為石英、伊萊石、綠泥石、交錯層黏土與澎潤石等黏土礦物。此類礦物經風化作用後，黏土化現象顯著；澎潤石含量多寡會影響崩坍規模大小。他種礦物有扁平晶形，且可能聚遇水膨脹，常發現於崩塌地中。	
蔡光榮 (1987)	中橫德基至梨山段	認為邊坡滑動潛勢最高處在崩積土層的淺層不規則處；在崩積土層底部與風化破碎岩層或新鮮岩板岩層接觸位置，常形成透水層，容易加速風化對岩層的作用。	山坡堆積物、風化板岩層與新鮮岩盤所組成
蘇苗彬 (1990)		滑動土體以崩積土層為主，此土體沿著崩積土層下方的黏土夾層滑動，其破壞的形式推估為類似平面滑動破壞。	山坡堆積物、風化板岩層與新鮮岩盤所組成
亞新工程 (1990)	中橫公路台七甲 73k+150	報告指出，台汽客運梨山站西側與國民旅舍的滑動破壞，滑動面深度達 20 公尺至 42 公尺。	
劉長齡 (1991)	中橫公路沿線 岩坡地下水	指出中橫公路梨山以西岩層組成依序為，山坡堆積物、風化擾動板岩層、風化破碎板岩層及新鮮岩盤。	山坡堆積物、風化擾動板岩層、風化破碎板岩層及新鮮岩盤

表 2-3(續) 梨山地滑區地層相關文獻表

研究者 (年代)	研究位置	研究結果	滑動體地層組成
林炳森 (1991)		此區崩積土材料在降雨或地下水升高時，大量的水流會使滲流壓力增加，迫使土體內孔隙水壓上升，有效應力降低，加上土體顆粒飽和度上升而降低抗剪角，使得邊坡破壞容易發生滑動	
工研院 能資所 (1993)	梨山地區	此區域主要由板岩所構成，上覆之崩積層厚約 2~10 公尺，部份地區厚達 38 公尺，皆為過去邊坡滑動所造成的堆積物，而岩盤受到地質作用的影響，地表下 40 公尺處岩盤仍相當破碎，地下水造成風化作用的產生，使得破碎岩盤內產生褐色黏土。	崩積土、風化程度不一的板岩及新鮮板岩構成
中華顧問 (1996)	梨山地區	由鑽探、室內試驗與現地調查結果，主要可分為三層：崩積土、風化破碎板岩、新鮮岩盤	崩積土、風化破碎板岩、新鮮岩盤
邱坤豪 (2000)	鄰近梨山崩積 地區之佳陽地 區	發現，近河谷之板岩劈理位態與邊坡上之板岩劈理位態傾向相反，認為此區劈理之變化乃因大規模邊坡潛移造成，而並非構造上之褶皺作用。	
富國工程 (1996)	梨山地區	由 G1、G2 排水廊道發現一巨大剪裂帶，其中剪裂泥經比對與 B11、B13 滑動體鑽孔底部之黏土狀板岩相當類似。研判為剪裂泥之延伸，而非強風化板岩。推估此區較深層之基盤中由於大地應力作用造成相當廣泛之剪裂帶，當大甲溪河谷下切造成河谷解壓後，造成滑動變位或潛移變位。	

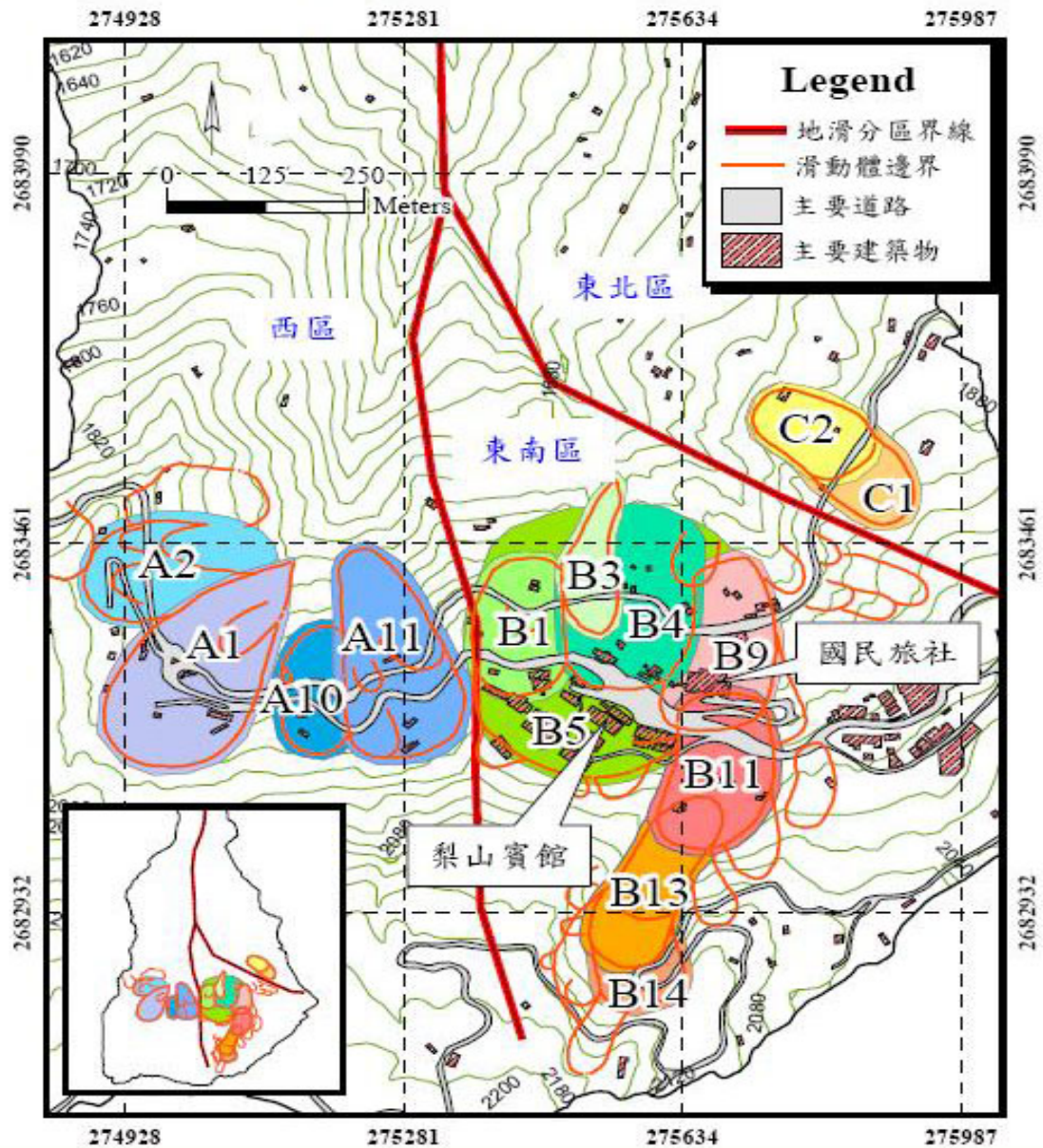


圖 2-24 梨山地滑分區與滑動體位置圖(劉岫雲，2003)

## 2.4.2 崩積層材料分類

工研院(1993)採用藤原明敏地滑地質風化程度分類標準，將梨山地區組成地層崩積土層分為五類，如表 2-4 所示。典型地層剖面與地層材料狀況如圖 2-25、圖 2-26，第一層由崩積土(Dt)覆蓋，其主要包含一般棕色表土及含礫石之土壤。下一層為風化岩層，其因風化等級不同，又可細分為兩類；中風化層(W2)與弱風化層(W3)。崩積土與風化岩層中間或是風化岩層與新鮮岩盤介面夾強風化岩層(黏土質粉土層(W1))。在這些岩層下方為

母岩，也就是新鮮岩盤(Rf)。藤原明敏從風化程度對崩積層材料來分類，礙於早期台灣鑽得的岩心品質不良，無法做更進一步的研究。由圖 2-26 亦明顯可看出鑽探的岩心只能取得板岩塊，岩塊與岩塊間膠結的土壤均無法取樣，其分類無法充分反應梨山崩積地層之特性。也因此不能瞭解岩心中岩塊細料顆粒間排列分佈情形，更無法製作試體並施做室內力學試驗。

黃玉麟(2006)對梨山崩積層 B9 滑動體鑽的 N1 孔及 N2 孔，改良鑽探方法以後，提高岩心提取率超過 95%並取得完整的岩心，且可以清楚的紀錄岩塊間膠結土壤之特徵。藉此提出以地質材料、顆粒排列方式、弱面與裂隙、膠結充填物以及風化程度等五項指標，來分類梨山地層之岩心。第一類灰色板岩夾黃色黏土(SY)，主要分佈在滑動體淺層接近地表部分；位於地水位以上，黃色黏土可能為地表細料土壤順著地表水沿裂隙下滲而膠結於板岩裂隙之間；第二類灰色板岩夾灰色黏土(SG)，其板岩所夾之灰色黏土，應為原崩積物之母岩因風化作用而生；第三類灰色完整板岩(S)則為新鮮岩盤的部分；第四類灰色黏土夾灰色板岩碎屑則為軟弱層，其他研究或稱為沉泥質黏土層，判定可能為滑動面。整理如表 2-5 所示，分類方法流程如圖 2-27。

賴忠良(2006)參考黃玉麟(2006)材料分類準則後，以材料力學行為模式為觀點將崩積層材料分為四類，如圖 2-28。第一類，灰色黏土夾灰色板岩顆粒；第二類，破碎板岩岩體；第三類，灰色板岩內含有節理(節理厚度不可忽略)；第四類，灰色板岩內含有節理(節理厚度可忽略)。表 2-6 列出各類型崩積層材料組成與特性、力學模式與建議使用的破壞準則。

表 2-4 崩積地層分類基準表(藤原明敏，1979)

地滑 地質 符號	名稱	岩心的形 狀及色調	組成地質的特徵	崩積土地滑 (崩積土 黏質土)	岩盤地滑 (岩盤 風化岩)
Dt	崩積土	土砂狀 褐色系	1.含一般的表土層，廣義的崩積土是夾礫的土壤，常呈褐色部分。 2.滑動面亦有可能發生於二次堆積物中。 3.老期崩積土以 Dt2 表示，岩盤中的擾亂黏土以 Dc1，細片至破片狀的擾亂部分以 Dr 表示。	移動土塊	移動土塊
W1	強風化岩	黏土狀 原岩色系	1.與原岩石呈同一色調的黏土，硬質黏土及未固結狀之粉土。 2.黏土類保持原岩石組織，砂質類呈均質土類。 3.褐色系以 W1'表示。 4.為一次堆積物。	準移動或準不動土塊	移動土塊
W2	中風化	細片 原岩色系	1.與原岩石呈同一色調且呈細片狀的岩心。 2.地表的岩層露頭富含裂隙或軟質。 3.褐色系以 W2'表示。	準不動岩盤	移動至準移動土塊
W3	弱風化岩	圓板狀至 塊狀 原岩色系	1.與原岩石呈同一色調且呈圓板狀至塊狀的岩心。 2.地表呈新鮮岩層露頭。 3.褐色系以 W3'表示。	不動岩盤	準不動岩盤
Rf	基盤岩	棒狀 原色岩系	新鮮的基盤岩 岩心呈完整棒狀。	不動岩盤	不動岩盤
備註			W3 及 Rf 若位於 Dt、Dc1、Dr、W2 之上時，則應視為移動岩塊。	1.地形平緩。 2.山谷地形。 3.馬蹄狀滑落土體，地表坡面陷沉帶，水池及濕窪地。	1.地形較陡。 2.山脊形地形。 3.地滑頭部及兩側與線狀構造有密切關係。

表 2-5 岩心分類方法(黃玉麟，2006)

類別	代碼	岩心描述	說明
第一類	SY	灰色板岩夾黃色黏土	板岩顆粒排列整齊為 SY 板岩顆粒排列不整齊為 SY'
第二類	SG	灰色板岩夾灰色黏土	板岩顆粒排列整齊為 SG 板岩顆粒排列不整齊為 SG'
第三類	S	灰色板岩	完整板岩塊為 S 含節理面分佈則為 SJ
第四類	C	灰色黏土夾灰色板岩碎屑	軟弱層
第五類	BF	回填土	

表 2-6 崩積層材料分類組成與特性、力學模式與建議使用的破壞準則

(賴忠良，2006)

崩積層材料		材料描述與力學行為	力學模式	破壞準則(建議)
編號	材質			
第一類	灰色黏土夾 灰色板岩顆 粒	灰色黏土夾板岩顆粒、偶夾一些許 石英顆粒，抗剪強度相當低。	彈塑性 力學 模式	摩爾-庫倫彈塑性模 式
第二類	破碎板岩 岩體	破碎的岩體材料，灰色板岩及灰色 黏土所組成，內含極高密度節理 面，屬於強到中度風化性的板岩， 板岩顆粒排列不規則性。輕度至中 度變質作用造成礦物重新排列形成 劈理面，承受到大地應力作用後， 形成整齊破碎的狀態。	彈塑性 力學 模式	Hoek-Brown 準則
第三類	灰色板岩內 含有節理 (節理厚度 不可忽略)	具有較完整的板岩塊，力學行為受 不連續面分布及不連續面間接觸機 制控制。內部只具有幾組的節理存 在，而節理面，大部分夾有灰色黏 土。	彈-塑 性體加 上弱面 的特性	PANDE(1993)組構 性彈塑性力學模式
第四類	灰色板岩內 含有節理 (節理厚度 可忽略)	完整的板岩塊，力學行為主要受不 連續面分布及不連續面間接觸機制 控制。內部只具有幾組的節理存 在，節理面厚度薄到可以忽略或不 存在。	彈性體 力學 模式	屈服前：林建宏 (1992)之異向性等值 岩體力學彈性關 係。屈服後： Hoek-Brown 或摩爾- 庫倫岩石破壞準則



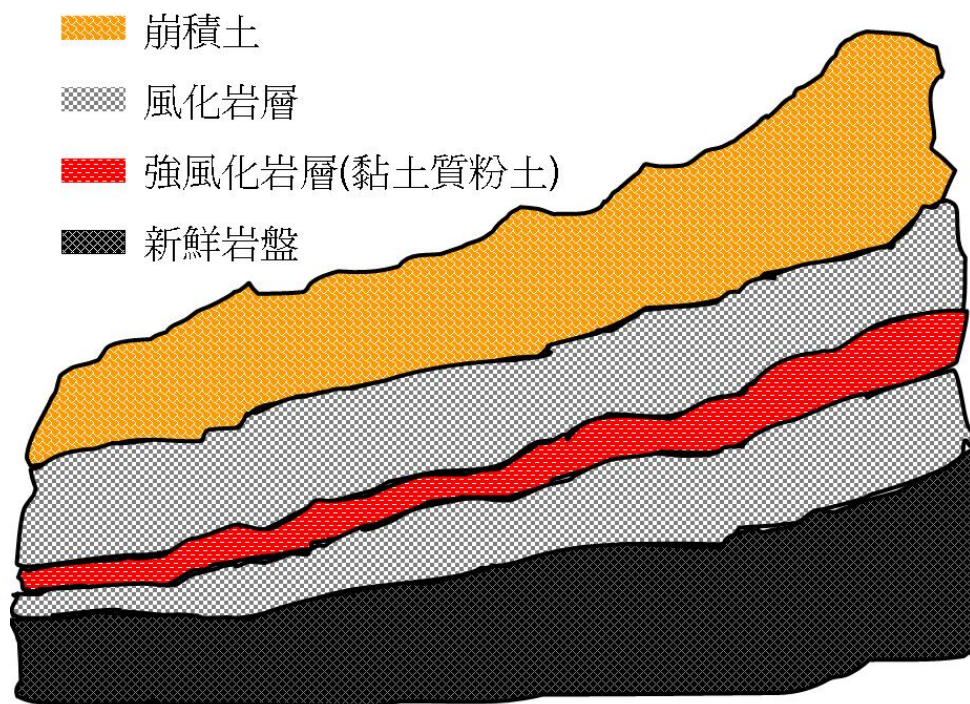


圖 2-25 典型梨山地區崩積層剖面(工研院，1993)



圖 2-26 梨山地區地層材料分類圖示(工研院，1993)

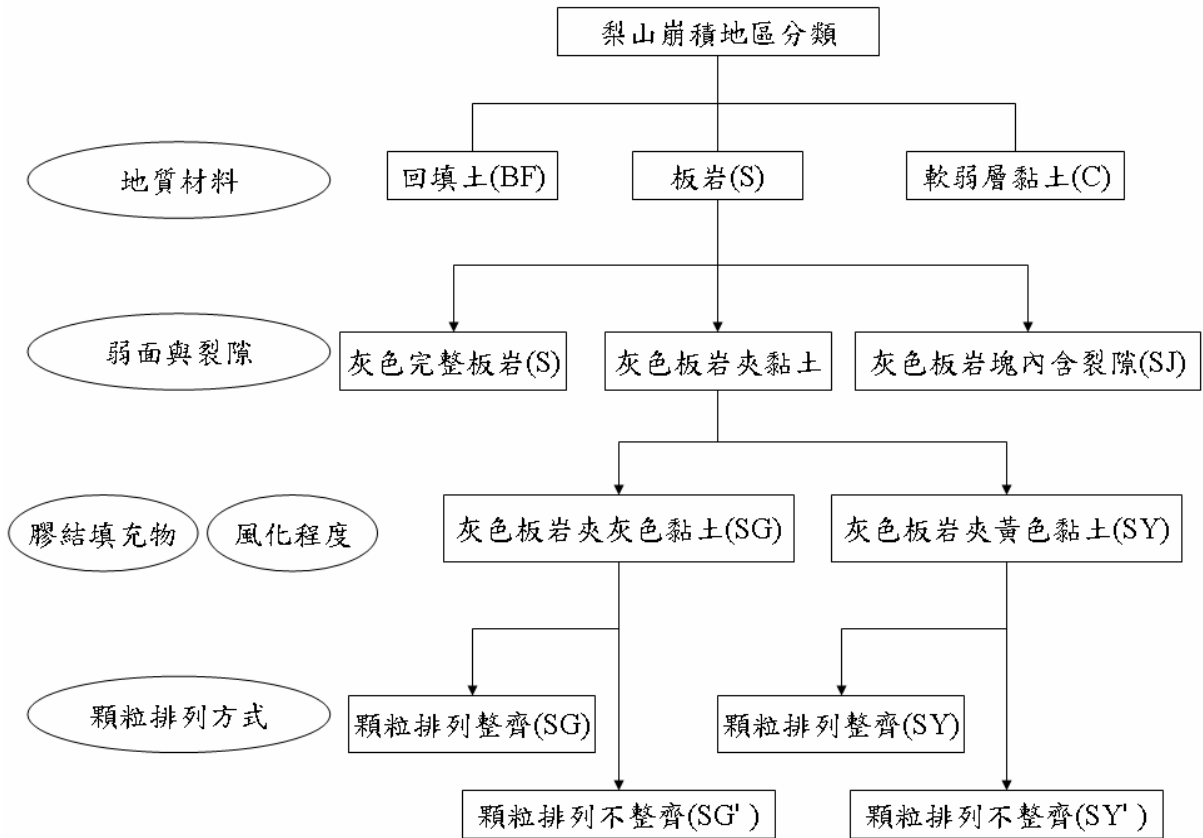


圖 2-27 岩心分類流程圖(黃玉麟，2006)

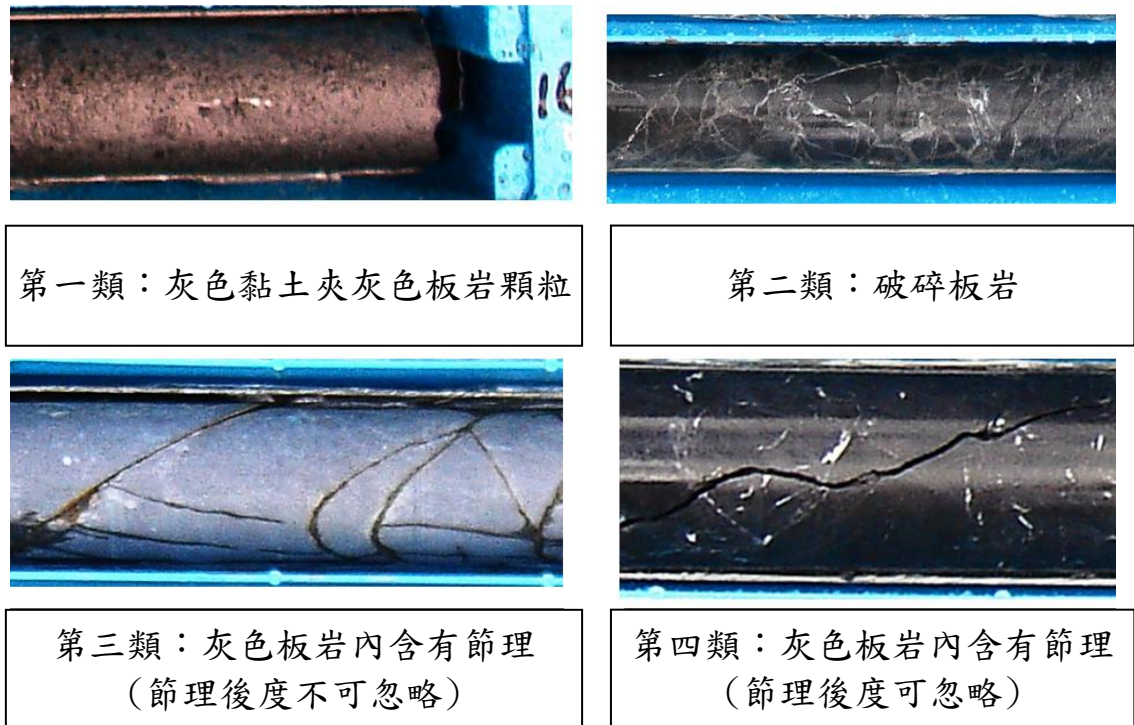


圖 2-28 崩積層材料分類(賴忠良，2006)



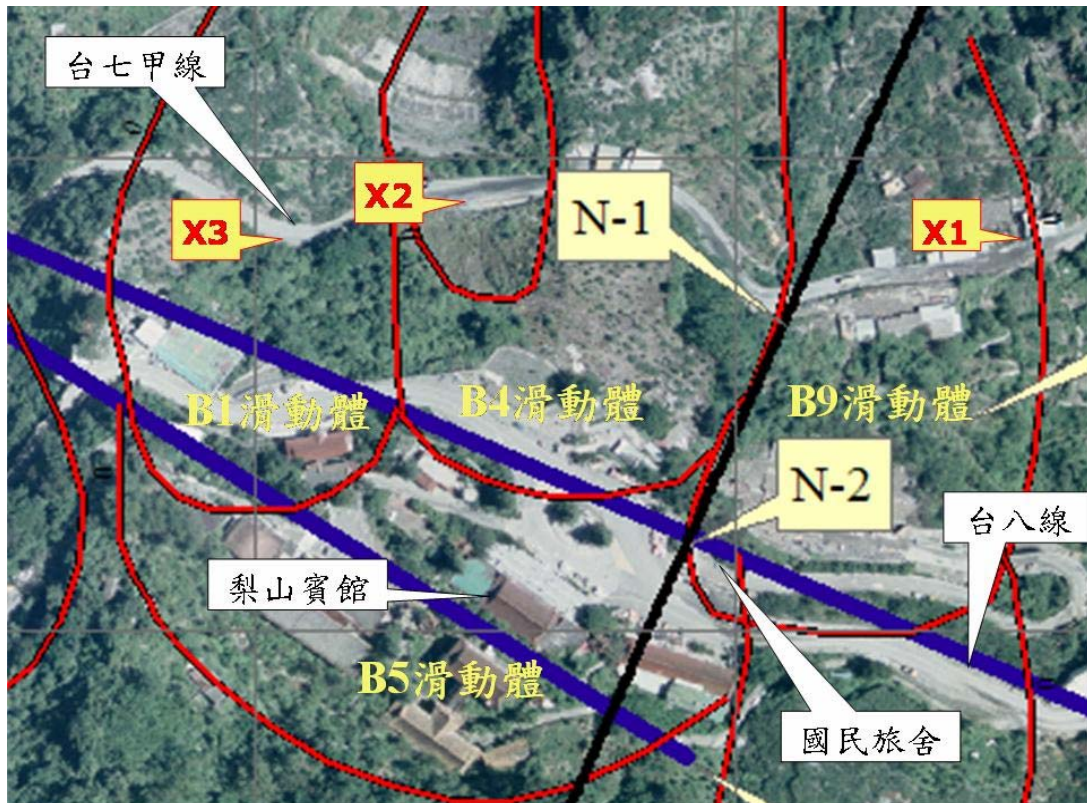


圖 2-29 X1、X2 及 X3 鑽孔位置示意圖(劉盛華，2007)

### 2.4.3 既有一般物性及力學試驗成果

依藤原明敏的分類，梨山崩積層可分為崩積土層、風化岩層、軟弱粉砂質黏土層及岩盤等。其強度及膠結性不一，新鮮岩盤處常帶有劈理及節理，不易取得完整試體。因此早期多用重模試體或明坑開挖得到之崩積土壤進行試驗。各類研究都對崩積層分類有不同的定義，為避免混淆，本研究接則統一採用唐禎國(2007)之分類，見表 2-7。劉盛華(2007)將過去學者或工程單位(蘇苗彬，1990、亞新顧問，1990、林柄森，1991、蔡光榮，1987、工研院，1993)研究所得的力學性質整理如表 2-8，分別討論各類材料在重模以及自然試體下強度參數。

工研院能資所(1993)調查梨山地層滑動，對此處地層材料做相關的室內試驗，其中直接剪力試驗採用四號篩以下之顆粒重模試體進行六組試驗；三軸試驗則以取自滑動面附近土樣，以自然沉降重模所得試體進行試

驗。試驗結果如表 2-9、表 2-10。其中表 2-10 顯示以自然沉降法所得的重模土樣，主要由黏土、粉土或黏土質粉土所組成，重模後三軸試驗所得的凝聚力與抗剪角偏低，性質如同土壤，剪力試驗的抗剪角則較三軸試驗結果高出很多，可能是重模的夯實能量不同，且材料也不盡相同所致。

方世傑(1990)、楊東賢(1990)及黃信璋(1991)於梨山中橫公路台七甲 73k 處以鑽孔及塊狀試體取樣，鑽孔分佈於 B1、B4 滑動體上，見圖 2-30。圖中 BH1~BH6 為方世傑等人所佈鑽孔位置。N1、N2 為黃玉麟(2006)於 B-9 滑動體進行鑽探取樣。

表 2-11 為方世傑(1990)於中橫公路 73k 處試驗所得的一般物性試驗結果，顯示崩積土在現地含水量狀況下其膠結性不良；現地取得塊狀土體進行大型直接剪力試驗結果，凝聚力在  $0.017\sim 0.25\text{kg/cm}^2$ ，摩擦角約  $31.9\sim 38^\circ$ ；利用鑽探在滑動面處的沉泥質黏土的土樣，其直接剪力試驗結果為凝聚力  $0.13\text{kg/cm}^2$ ，摩擦角  $18.2^\circ$ ，而三軸試驗(三段式飽和壓密不排水)得到結果，凝聚力  $0.29\text{kg/cm}^2$ ，摩擦角  $18.5^\circ$ ，方世傑推估此沉泥質黏土為造成滑動的主因；崩積土的壓縮性：壓縮指數  $0.15\sim 0.16$ ，再壓縮指數為  $0.014\sim 0.018$ ，預壓密壓力  $0.3\sim 0.5\text{kg/cm}^2$ ，此預壓密壓力推估為覆土層因滑動而造成解壓；而岩石的耐久性試驗則被歸納為中高耐久性之岩石。

楊東賢(1990)使用台七甲 73k 邊坡之鑽探岩心(NX 尺寸)，進行一系列消散性耐久試驗、超音波試驗、單壓試驗與點載重試驗。研究成果將地層材料分為崩積土、破碎板岩崩積層、沉泥質黏土層、新鮮岩盤。試驗結果顯示崩積土風乾含水量  $0.12\%$ 、密度  $2.7\text{g/cm}^3$ 、比重 2.70、吸水率  $0.32\%$ ，沉泥質黏土層風乾含水量  $0.26\%$ 、密度  $2.67\text{g/cm}^3$ 、比重 2.69、吸水率  $0.57\%$ 。黏土礦物經由 X 光繞射分析得到主要成份為雲母。另外於利用反

覆泡水、烘乾模擬不同風化循環中，測得與超音波速以及單壓強度，結果發現風化循環次數愈高其超音波速愈低，單壓強度也愈低。

黃信璋(1991)研究台七甲 73k 滑動層沉泥質黏土層力學特性，結果為沉泥質黏土含水量 9.6%~14.5%，平均單位重  $2.315\text{t/m}^3$ ，三軸不排水壓縮強度試驗有效凝聚力  $0.13\sim0.29\text{kg/cm}^2$ ，有效摩擦角  $18.2\sim18.5^\circ$ ，標準貫入值因孔位不同約在 10~14 與 4~6，屬於軟弱至中等硬度之黏土，單向度壓密曲線  $C_c=0.088\sim0.092$ 、 $C_r=0.023\sim0.024$ 。

劉啟鋒(1990)研究中橫公路台七甲 72K+500 處的邊坡穩定性，在監測兩孔水位計(A-1 深度 20m、A-2 深度 13m)資料後發現地表下 5.85m 與 5.57m 處有一滑動面。其研究在埋設兩孔水位計旁各進行一立方公尺之明坑開挖，取得崩積土密度分別為  $1.99\text{g/cm}^3$  與  $1.93\text{g/cm}^3$ ，並在選擇 A-1 明坑開挖下方進行直徑 1.1m 的試井開挖(深度 6.3m)，並將試井開挖所得到的現地土樣進行相關的材料特性試驗(開挖取得之材料土壤基本性質表 2-12)，試井開挖後土壤分層為表土層(0.0~0.6m)、灰黑色板岩礫石土(0.6~2.40m)、黃棕色黏土夾雜板岩塊與岩層(2.40~4.20m)、破碎灰色板岩層(4.20~5.90m)、砂質黏土(5.90~6.30m)。另外利用縮小現地顆粒級配以製作重模試體再進行直接剪力試驗，試驗結果如表 2-13 及表 2-14。經由粒徑分佈曲線得知明坑土樣顆粒分佈一致，屬於良好級配土壤，而其板岩材料消散耐久性試驗得到在第二次循環百分比平均為 94.87%，其抗風化能力不弱；另外在直接剪力試驗結果得知，最大顆粒粒徑變大，細粒料含量減少時，凝聚力有逐漸變小的趨勢，摩擦角值隨著試體最大顆粒粒徑增加而上升，與細料含量之關係則較不明顯，可能因試驗儀器不同及試體大小尺寸影響所致。

由上述梨山地區崩積土層的相關研究將其整理為表 2-15。方世傑(1990)等人將梨山地區地層組成由地表向下區分為崩積土層、風化板岩層、新鮮岩盤，粉土質黏土層則夾於各層之間。粉土質黏土層含水量在 15~18%之間、抗剪角  $9\sim 16^\circ$ ，被判定為地層滑動主要層面；崩積土的抗剪角大約在  $35\sim 40^\circ$  之間，凝聚力偏低，可能是與材料形成方式有關，板岩顆粒隨機的分佈在地層內，顆粒大小不一，造成膠結性不良，剪力強度可能受到顆粒大小所控制；板岩主要組成礦物為雲母，因此容易受到風化作用，而依照風化程度的差異也反映在板岩顆粒的形狀上，在模擬風化作用，風化循環次數愈高其超音波速愈低，單壓強度也愈低。

中興大學與工研院所做的梨山崩坍地材料力學試驗，大多在研究軟弱的粉土質黏土的力學行為，對於崩積土層與風化板岩層僅以直剪試驗定義力學參數，但其組成相較於粉土質黏土更複雜且顆粒大小不一。

羅文驤(2007)則視梨山崩積層為併構岩材料，並針對影響其材料強度因子加以探討。所施作併構岩之試體發現破壞面未有直接穿越岩塊者，多為沿著岩塊間發展。岩塊分布較少區域產生膨脹情形，而岩塊分布較多區域則束制膨脹的行為。岩塊含量高時，岩塊相互束制，可能產生岩塊相互磨擦而延邊緣破碎之行為，反應較大之強度。當岩塊含量小於 25%，材料強度依舊有隨著岩塊增加而成長之趨勢。併構岩材料之彈性模數隨岩塊含量增加而上升，並具隨應變量增大而遞減之趨勢，岩塊含量少之併構岩，在大應變量下遞減情形也較大。

劉盛華(2007)探討梨山滑動地層之滑動面材料(灰色黏土夾板岩碎屑)之顆粒組成及強度關係。發現此類材料岩塊含量約 2.77~8.74%，基質土壤含量 91.26~97.23%；試體比重 2.64~2.76、飽和含水量 8.93%~16.42%、孔隙比 0.28~0.55、有效粒徑  $D_{10}=0.00102\sim 0.0218\text{mm}$ 、 $D_{60}=0.1\sim 2.42\text{mm}$ 、 $D_{30}=$

0.009~0.22mm、 $C_u = 84.75 \sim 406.86$ 、 $C_c = 0.07 \sim 0.99$ ，統一土壤分類法分類為粉土質砂(SM)。一般物理性質試驗結果，板岩比重為 2.76、飽和含水量 0.25%、孔隙比 0.00702；基質材料比重 2.70、液性限度 39.88%、塑性限度 29.56%、塑性指數 10.32%，Casagrande(1948)的塑性圖分類為低塑性粉土(ML)。推估深層灰色黏土夾灰色板岩碎屑，岩塊含量較低(10%以下)，且最大岩塊粒徑 2cm 或更小，三軸實驗結果顯示岩塊含量與材料強度並無明顯的關係，亦即無明顯尺寸效應，材料行為由基質土壤控制，但岩塊排列方式與分佈會影響試體的破壞型態與應力應變曲線的行為。材料在受剪初期，孔隙水壓隨應變量增加而增加，隨著應變量增加到某一定值，受剪脹作用影響，孔隙水壓開始降低，此現象類似緊密砂或過壓密黏土的材料行為。由三個不同應力路徑試驗結果，利用  $p'$ - $q'$  圖可回歸得到修正的破壞包絡線  $K_f$  line，可得到材料強度參數為凝聚力  $c = 0.13 \text{ kg/cm}^2$ ，有效摩擦角  $(\Phi') = 26.74^\circ$ 。

表 2-7 與過去研究者對梨山崩積層歸納(唐禎國，2007)

研究者(年代)	崩積層分類				
藤原明敏(1979)	崩積土	風化破碎岩 或弱風化岩	強風化岩	基盤岩	回填土
方世杰(1990)	崩積土	風化板岩層	粉土質黏土層	新鮮岩盤	回填土
唐禎國(2007)	灰色板岩 夾黃色黏土	灰色板岩 夾灰色黏土	灰色黏土 夾灰色板岩碎屑	完整板岩	回填土
註：唐禎國(2007)解釋，當板岩岩塊含量超過 50%，則以灰色板岩在前。當黏土含量較多，則以灰色黏土或黃色板岩在前					

表 2-8 梨山崩積材料力學性質 (劉盛華, 2007)

資料來源 地層參數 地層種類		蘇苗彬(1990)		亞新顧問(1990)		林炳森(1991)		蔡光榮(1987)		工業技術研究院 能源與資源研究 所(1993)		中華工程(1996)	
		c (t/m <sup>2</sup> )	Φ (°)	c (t/m <sup>2</sup> )	Φ (°)	c (t/m <sup>2</sup> )	Φ (°)	c (t/m <sup>2</sup> )	Φ (°)	c (t/m <sup>2</sup> )	Φ (°)	c (t/m <sup>2</sup> )	Φ (°)
崩積土		0	35	0	29.0-34.5	0.17-1.6	33.0-38.0	1.9 -3.9	33.5-35.0	0.1-2.2	15-45	0.04-1.97	27.1-27.5
強至中度風 化板岩										2.0-6.0	36-39		
滑 動 面	崩積土	2.1-3.8	9.0-16.0			1.3-2.9	18.2-18.5	1.8-4.0	25-45	0-2.0	20-23	0.5-1.1	28.7-30.9
	強至中度 風化板岩												
	弱風化至 新鮮板岩											0.3-1.8	28.5-31.3
備註		皆以重模試體為主				皆以鑽探取樣所 得到之天然試體 (NX)		崩積土材料為重 模試體 滑動面材料為現 地薄管取得之天 然試體		皆以重模試體為主		皆以鑽探取樣所得 到之天然試體(NX)	

表 2-9 四號篩以下重模直接剪力試驗結果(工研院，1993)

項目	C'	$\psi'$	備註
1	0.6	36	預壓 $6\text{kg/cm}^2$
2	0.2	39	預壓 $3\text{kg/cm}^2$
3	0.2	23	
4	0	23	
5	0.05	20	
6	0.3	38	

表 2-10 三軸 SCU 試驗結果(工研院，1993)

項目	1	2	3	4	5
抗剪角( $^\circ$ )	10	19	14	19	13
凝聚力( $\text{kg/cm}^2$ )	0.07	0	0.04	0	0
有效抗剪角( $^\circ$ )	20	34	15	45	28
有效凝聚力( $\text{kg/cm}^2$ )	0.1	0.08	0.22	0.02	0.01
土樣分類	SC	SP-SC	SC	SP-SM	SM

註：土樣分類乃利用統一土壤分類規範所區分 S 為砂土，C 為黏土，M 為粉土。P 代表土壤材料為貧級配。

表 2-11 一般物理性質試驗結果(方世傑，1990)

材料取得方式	土層材料	一般物理性質						
		濕密度( $\text{g/cm}^3$ )	比重	孔隙比	含水量(%)	液性限度(%)	塑性限度(%)	液性指數(%)
明坑開挖	崩積土	2.14	2.7	0.49	18.07	42	28	14
鑽探 bh-1	崩積土	2.02	2.75	0.42	3.83	NP	NP	NP
	灰色板岩碎屑	2.17	2.75	0.44	10.59	NP	NP	NP
	沉泥質黏土	2.29	2.82	0.42	15.15	25	18	7
鑽探 bh-2	崩積土	1.94	2.67	0.6	16.19	NP	NP	NP
	灰色板岩碎屑	2.42	2.74	0.23	8.51	32	21	11

註：分類法與黃玉麟(2006)做比較，崩積土同(SY'或 SY)；灰色板岩碎屑類似(SG)，沉泥質粘土稱為軟弱帶(C)

表 2-12 崩積土與砂質黏土基本參數(劉啟鋒，1990)

試驗項目 土樣	含水量 (%)	比重 (10 號篩以下)	阿太堡限度		土壤分類	
			液限	塑限	AASHTO	USCS
A-1 明坑土樣	13.99	2.75	38	23	A-2-6	GC
A-2 明坑土樣	12.04	2.76	40	23	A-2-6	GC
試井之砂質黏土	15.65	2.77	25	13	A-6	SC/CL

表 2-13 不同粒徑凝聚力與摩擦角大小(劉啟鋒，1990)

最大粒徑 強度參數	2"	3/4"	#4	#8	#16	#30	#50	#100	#200
凝聚力(kg/cm <sup>2</sup> )	0.03	0.35	0.38	0.49	0.65	0.66	0.66	0.68	0.67
摩擦角(°)	35.02	21.56	24.16	33.12	30.51	29.75	33.06	33.22	33.07

表 2-14 砂質黏土強度參數(劉啟鋒，1990)

試驗方法 強度參數	不壓密不排水直剪	壓密不排水直剪
凝聚力(kg/cm <sup>2</sup> )	0.21	0.38
摩擦角(°)	9.15	15.67



表 2-15 梨山地區崩積土層的相關研究整理

	含水量(%)		凝聚力(kg/cm <sup>2</sup> )		摩擦角(°)	比重
方世傑 (1990)	18.07 (明坑開挖土樣，崩積土)		0.017~0.25		31.9~38	2.7
	15.15 (BH-1 鑽孔，沉泥質粘土)		0.13(直接剪力試驗)		18.2(直接剪力試驗)	2.82
			0.29(三軸試驗)		18.5(三軸試驗)	
劉啟鋒 (1990)	12.04~15.65		0.21(不壓密不排水直剪)		9.15(不壓密不排水直剪)	2.77
			0.38(壓密不排水直剪)		15.67(壓密不排水直剪)	
黃信璋 (1991)	9.6~14.5		0.13~0.29		18.2~18.5	
楊東賢 (1990)	崩積土	風乾含水量 0.12%	密度 2.7g/cm <sup>3</sup>		比重 2.70	吸水率 0.32%
	沉泥質粘土	風乾含水量 0.26%	密度 2.67g/cm <sup>3</sup>		比重 2.69	吸水率 0.57%

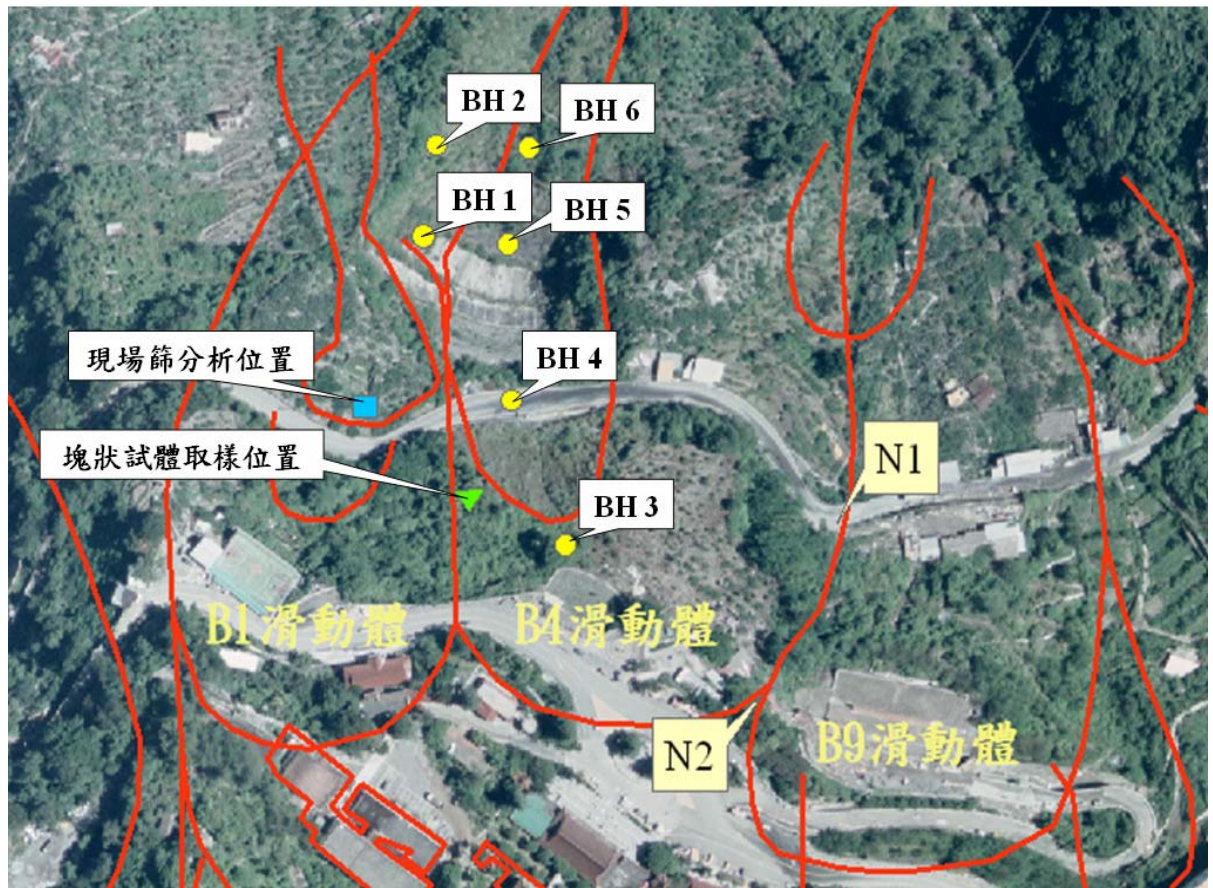


圖 2-30 方世傑(1990)等於台七甲 73 k 鑽孔、篩分析及塊狀取樣位置圖

(羅文驤，2007)

## 2.5 梨山崩塌地過去研究方法及成果

### 2.5.1 鑽探取樣方法及介質材料

#### 1. 鑽探方法

地質鑽探工作目的主要有二：一為利用鑽機及岩心管(core barrel)採取岩心，以供研判鑽探深度範圍內之地下地質情況及滑動面位置，並將所取之岩心進行各項力學試驗；二為利用鑽孔進行各種現地孔內試驗如孔內造影、孔內波速量測等。一般地滑調查時，至少應於滑動體的頭、中央及趾部各鑽一孔，若因受現場地形、土地利用及經費等因素所限，使鑽探孔位佈設無法盡如理想，則選取鑽探資料較缺乏處補鑽，並與鑽探資料較充足具正確性之地方作連結，但鑽孔佈設亦須注意日後地物調查所需之工作範圍及限制。

鑽探方法依使用的鑽頭機器設備、機械操作方式及現地地質環境狀況，如地下水的位置、是否為崩積土、岩層破碎程度等，而有沖洗法(wash boring)、螺鑽法(auger drilling)、衝擊法(percussion)以及旋轉法(rotary drilling)等四種方式(謝敬義，1990)。此處針對普遍使用亦為本次研究將採用之旋轉法作整理。

## 旋轉法(rotary drilling)

旋鑽法為地質鑽探中最普遍使用亦為較新的方式。最初於 1863 年法國土木工程師李斯科(Leschot)所使用。

利用鑽機以高速旋轉方式，帶動鑽桿、岩心筒及鑽頭的旋轉鑽入地層中，在其施工過程中需不斷灌入水或泥漿，目的除了冷卻鑽頭外，更可以藉由循環水的流動將鑽屑帶出，此外泥漿水的流動可保持孔內之壓力、穩固孔壁以防止垮孔，其鑽探深度可達數百公尺。停止鑽進後即可開始提取岩心，取岩心時，因岩心筒在最前端，所以需提起所有鑽桿，主要由鋼索經孔架頂端之滑輪連結捲揚器將鑽桿提升，則可將岩心筒取出。

## 2. 取樣方法

一般取樣方式有兩種，一為傳統取岩心方式(conventional coring method)，一則為鋼索取岩心方式(wireline drilling system)。傳統取岩心方式需將所有鑽桿抽拔，方能將置於鑽桿底部之取樣器中的岩樣取出；鋼索取岩心方式則不須抽拔所有鑽桿，僅需卸下鑽機鑽桿接合處，利用鋼索將置於鑽桿底部之岩心取樣器吊掛出，過程對岩樣擾動程度甚低(劉武志，1995)其鑽孔取樣步驟如圖 2-31。

取樣用之岩心筒為鑽進時，岩樣儲存之場所。在鑽探時需用水冷卻鑽頭並將岩屑沖出地表，若鑽探所需深度愈深，則此循環水之水壓與流速相對較大，若與岩心直接接觸，對於較軟弱岩石，如頁岩、泥岩或劈理發達之板岩，將影響岩心之提取率，為避免岩心全面與水接觸，岩心筒可分為單層岩心筒(single tube core barrel)、雙層岩心筒(double tube core barrel)，及三層岩心筒(Treble tube core barrel)如圖 2-32 所示。

單層岩心筒因水流經鑽桿直接流入岩心管，易與岩心接觸故不適用於軟弱破碎地層。雙層岩心管之設計使岩心管之前端沿外管與內管間之空隙流入鑽頭之水槽，不致於與岩心直接接觸，故對於軟弱破碎之地層可獲得較佳之提取率。岩心管提出地面後岩心儲存在內管與內管壁緊緊相黏，取出岩心須大力敲打岩心管而損害岩心之完整，因此又發展出三層岩心管，將內管分為兩層，而最內層為可分裂式，岩心可直接剝開取出，其岩心之完整性最高。

### 3. 介質材料

鑽探時須使用循環水，循環水可冷卻鑽頭與鑽具，並將鑽屑排出孔外。循環水本身的黏性、比重影響鑽探時岩屑排出的效率。一般鑽探以清水作為循環水即可獲得清除岩屑的良好效果(假定孔內

不漏水)。過去梨山崩積地區之鑽探取樣大多採用清水為循環水進行傳統旋鑽法鑽探，並用三套管進行取樣，但其岩心取樣率甚低。工研院(1993)針對梨山崩積層施作鑽探亦採用鋼索取樣，鑽探孔徑為NX，但對軟弱層之取樣率相當低。而中風化板岩及弱風化板岩應有少量黏土膠結物存在，但觀其岩心照片研判應為鑽探水洗消失如圖2-33。依黃玉麟(2006)論文當中針對循環水之使用做改良，經研究採用超泥漿®高分子穩定液作為鑽探循環水，由岩心照片圖2-34看出提取率極高。陳賀瑞(1997)曾將數種介質材料之比較並增加黃玉麟(2006)之改良方法作整理如表2-16。

本研究取樣方式為鋼索取岩心法取樣，搭配三層岩心筒並採用超泥漿®高分子穩定液作為鑽探循環水，來克服梨山地區板岩劈理發達、岩層破碎的特性，確保鑽探岩心品質以供岩心判釋及室內試驗，與維持孔壁完整性供現地孔內試驗之施作。

表 2-16 鑽探介質材料之比較(修改自黃玉麟，2006)

介質種類	優點	缺點	適合地質狀況
空氣	1.取得最容易 2.免費 3.最適合鑽孔	1.鑽具嚴重震動影響取樣 2.產生大量塵埃與噪音 3.施鑽深度較淺	任何地層
水	1.取得較容易 2.輔助機具簡單 3.可有效冷卻鑽頭 4.施鑽深度較深	1.容易對地層造成擾動 2.影響地層之含水量 3.對軟弱地層取樣率低 4.套管使用率較高	1.堅硬、完整岩層 2.一般土層
泥漿	1.形成泥壁防止鑽孔崩坍，可省略套管使用 2.適當比重之泥漿，可封閉岩層之裂隙防止漏泥 3.可抑制高壓地層內氣體或流體之突出 4.有黏性，可降低衝擊速度，減少地層擾動 5.施鑽深度相當深	1.泥漿的調配不容易 2.對環境造成污染 3.對人體有害 4.輔助設備設置較複雜 5.價格較貴	1.地熱鑽井 2.含高壓流體之地層 3.海域沖積礦床 4.較破碎之地層
泡沫	1.拌合容易，所需水量較少 2.下沖速度低，減少對機具之震動 3.具有穩定孔壁作用，可延緩施加套管的時間 4.減少孔壁摩擦力，使套管之施加或拔除較省力 5.無毒性，不會造成環境污染	1.膠結較緊密地層不適合	1.軟弱地層 2.破碎地層
超泥漿® 高分子 穩定液 (Neat Vis)	1.拌合後即達到功效，即拌即用且不需設置預拌池 2.比重近於 1，鑽掘土壤不易水解於此穩定液中，因此不易提高比重 3.利用此穩定液中之膠質黏度將土壤顆粒縱橫膠結，達到穩定開挖壁面 4.不產生劣化現象，可無限次重覆使用 5.回收液中含砂量極低，可直接置於貯存池中備用，不須設置沈澱池	1.價格較貴	1.黏土 2.頁岩 3.砂質地層

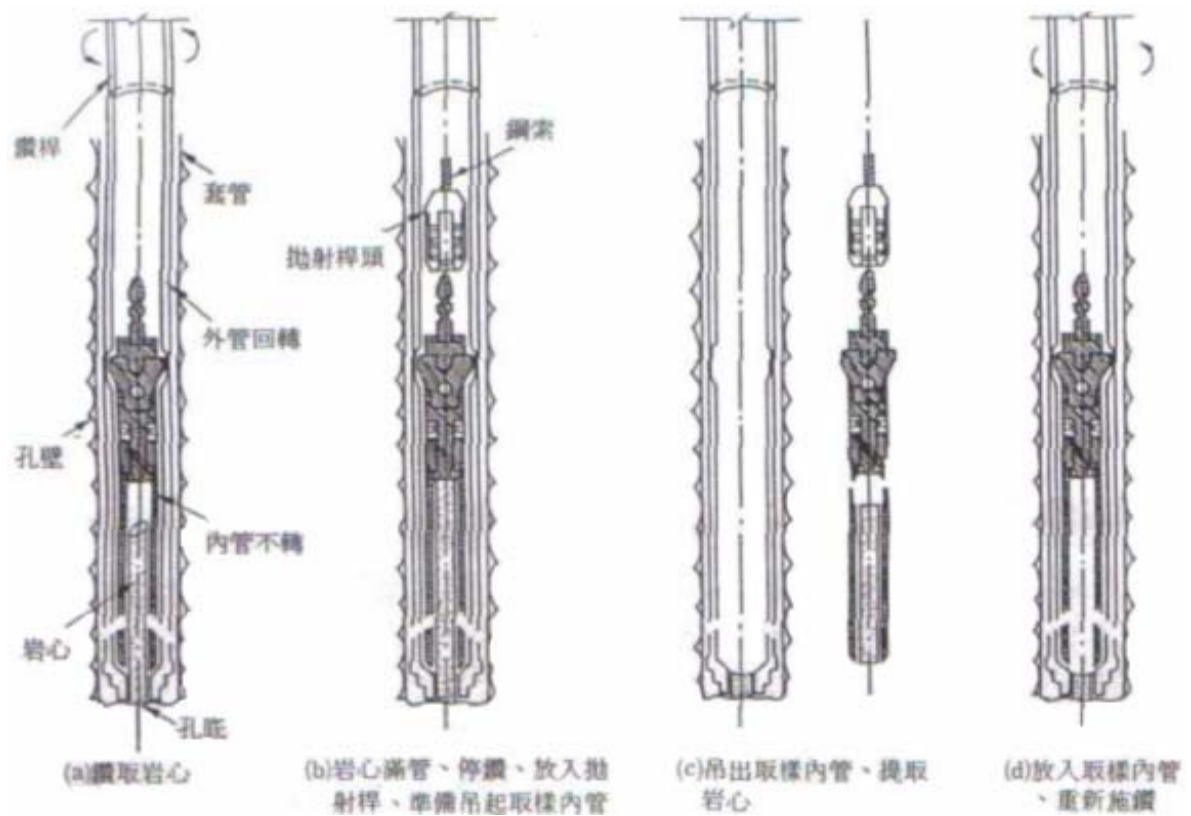


圖 2-31 鋼索取樣法鑽孔取樣步驟示意圖(摘自侯秉承、黃俊鴻，1995)

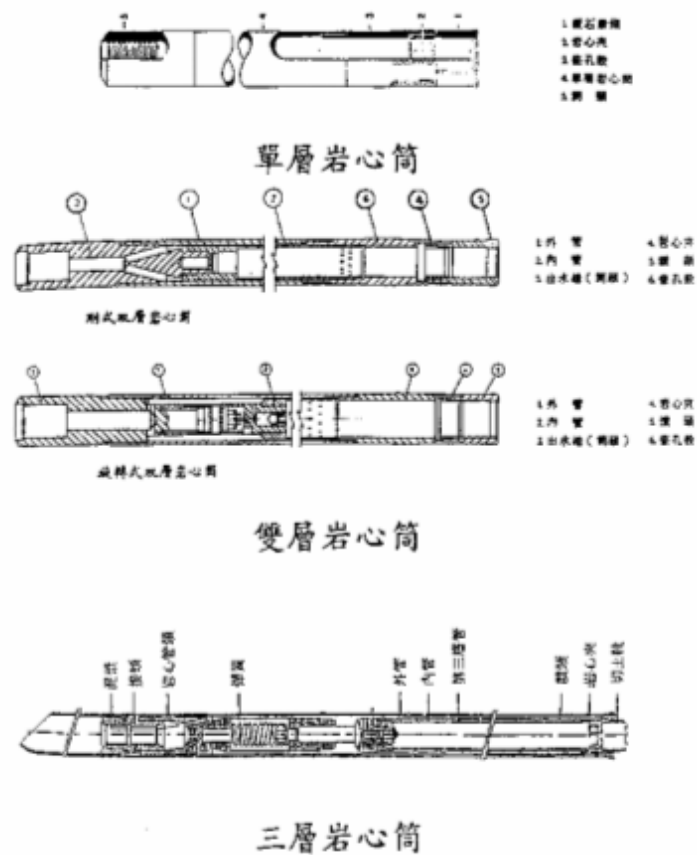


圖 2-32 岩心筒種類(摘自劉武志，1979)



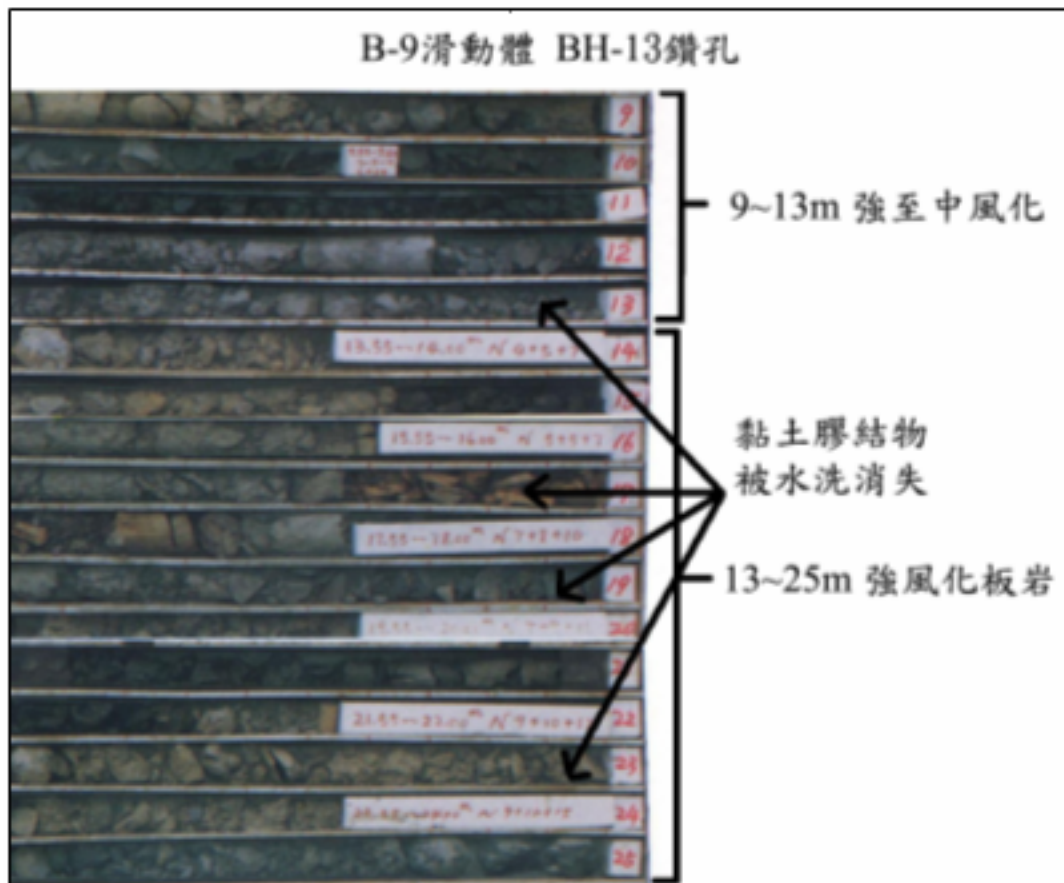


圖 2-33 鑽探水洗造成膠結物消失(摘自黃玉麟，2006)



圖 2-34 提取率極高之岩心照片(摘自黃玉麟，2006)

## 2.5.2 現地孔內造影

現地孔內造影為利用影像擷取設備直接在鑽孔孔壁內擷取孔壁的影像資訊，此方法可獲得直接的孔內影像畫面或 360°的孔內照片，經影像分析得到現地岩體狀況，如不連續面之位態。其優點在於能夠得到最直接孔內狀況，可消除岩心取樣過程中，擾動岩心而影響判釋成果。而孔內造影的技術主要有(U.S. Army Corps of Engineers，1982)：

1. 鑽孔內視鏡(Borescope)
2. 孔內攝影機(Borehole Television)
3. 孔內照相機(Borehole Camera)
4. 孔內拓印法(Impression Packer)
5. 孔內造影儀(Borehole Televier)

此處針對過去常採用之孔內造影儀(Borehole Televier)作資料整理：

孔內造影儀可分為孔內聲波造影儀(Borehole Acoustic Televier)以及孔內光學造影儀(Borehole Optical Televier)。孔內聲波造影儀原理是利用聲波探測器於鑽孔內由下而上取得孔壁 360°影像，聲波探測器為一種可發射聲波及接收孔壁所反射聲波的裝置，擷取孔壁反射聲波的振幅(amplitude)及來回走時(traveltime)。聲波之傳遞須有孔內水作為傳遞介質，其影像資料為反射聲波的振幅與來回走時所計算呈現的對比影像，故無論孔內水清澈或混濁皆可施作。

孔內聲波造影儀包括內建數位測傾儀及羅盤儀，可用來判別影像掃瞄時探測器的傾角與方位，記錄各探測深度傾角與方位，並藉由傳輸裝置回傳孔壁反射訊號至放置於地表面的資料接收器。進一步分析孔內聲波影像與探測器之傾角與方位，即可得地層不連續面走向與傾角等資訊。圖 2-35 為孔內聲波造影儀原理說明圖，圖 a 顯示一傾斜平面(incline plane)與圓柱

狀岩心相交的情形，該傾斜平面與水平面(horizontal plane)相交，其最大角度即為傾角(dip)，傾角所指方向稱為傾向(dip azimuth)。傾斜平面與水平面交會出的線則為走向(strike)。利用簡單幾何與三角函數關係，可以展開圓柱狀正圓在傾斜平面的橢圓投影，圖 b 則為橢圓投影展開之軌跡圖，軌跡圖含有偏移角( $\theta$ )，與傾斜角(dip,  $\rho$ )，將其繪製於直徑為 1 單位的正圓上，可得該傾向與正北旋轉方向( $\theta$ )以及投影量( $\rho$ )，如圖中 c 與 d。

孔內光學造影儀以本身發出光源照射孔壁，並同時將孔壁影像掃描紀錄，此為鑽孔最直接的影像，接收同一鑽孔深度 360°的孔壁狀況，紀錄成數位影像檔案，可以匯入儀器所搭配之分析軟體進行地層不連續面分析。圖 2-36 為孔內聲波造影儀裝置示意圖，儀器下端為超音波感測元件，而孔內光學造影儀與孔內聲波造影儀不同處為感測元件部份改為感光元件，即電荷耦合元件(Charge Coupled Device, CCD)。

本研究將採用之造影設備為孔內聲波造影儀與孔內光學造影儀，來輔助岩心不連續面之判釋。

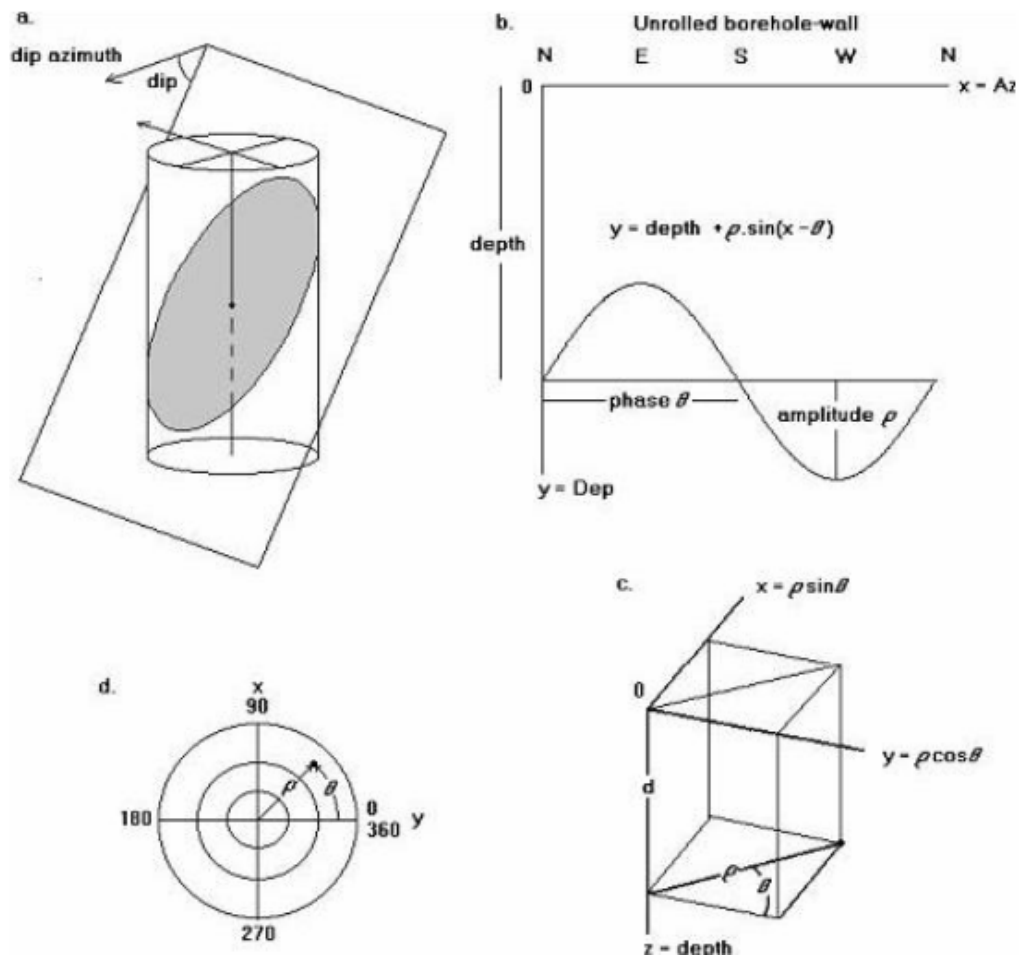


圖 2-35 孔內聲波造影原理(摘自 Siddans & Worthington, 2002)

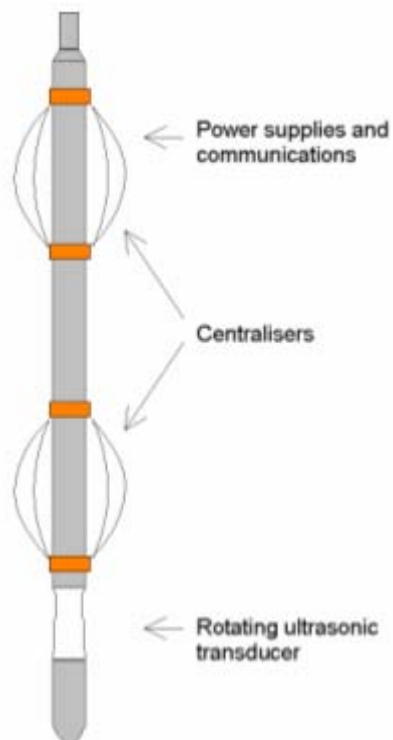


圖 2-36 孔內聲波造影儀裝置示意圖(摘自黃玉麟, 2006)

### 2.5.3 現地孔內震波量測

現地波速量測方法一般可分為需要鑽孔與不需要鑽孔兩種。需要鑽孔之探測法雖然單價較高，但可以量測到比較精確之波速剖面。本研究採用需要鑽孔之波速量測，因此以下針對需鑽孔之探測法加以說明。需要鑽孔之探測法有(林忠義，1999)：

1. 跨孔式探測法(Cross-hole Velocity Measurement)
2. 下孔式(Down-hole Velocity Measurement)
3. 上孔式(Up-hole Velocity Measurement)
4. 懸垂式 P-S 波量測法(Suspension P-S logging measurement)

此處針對本研究將施作之懸垂式 P-S 波量測法作資料整理：

懸垂式 P-S 波探測法，主要裝置是一含有兩組受波器及一震源產生器之探測管，兩組受波器間距 1 公尺如圖 2-37。量測方式是將一電磁式探測管置於含有液體之孔中，震源產生平行於管壁走向之震波，經周圍岩層之傳導可由兩組受波器同時接收(Nigbor & Imai，1994)。施作時僅需一鑽孔及小區域的操作空間，且可不需要套管，由於震源和受波器乃跟隨著纜線一同下降至鑽孔內部施測，故可量測較深之地層。其資料擷取及控制監測裝置可將訊號疊合以克服雜訊的問題。每隔 1 公尺可決定正確之速度，最小可量測 20cm 之地層速度。

本研究將採用懸垂式 P-S 波量測法來測得波速並間接求出岩體性質。

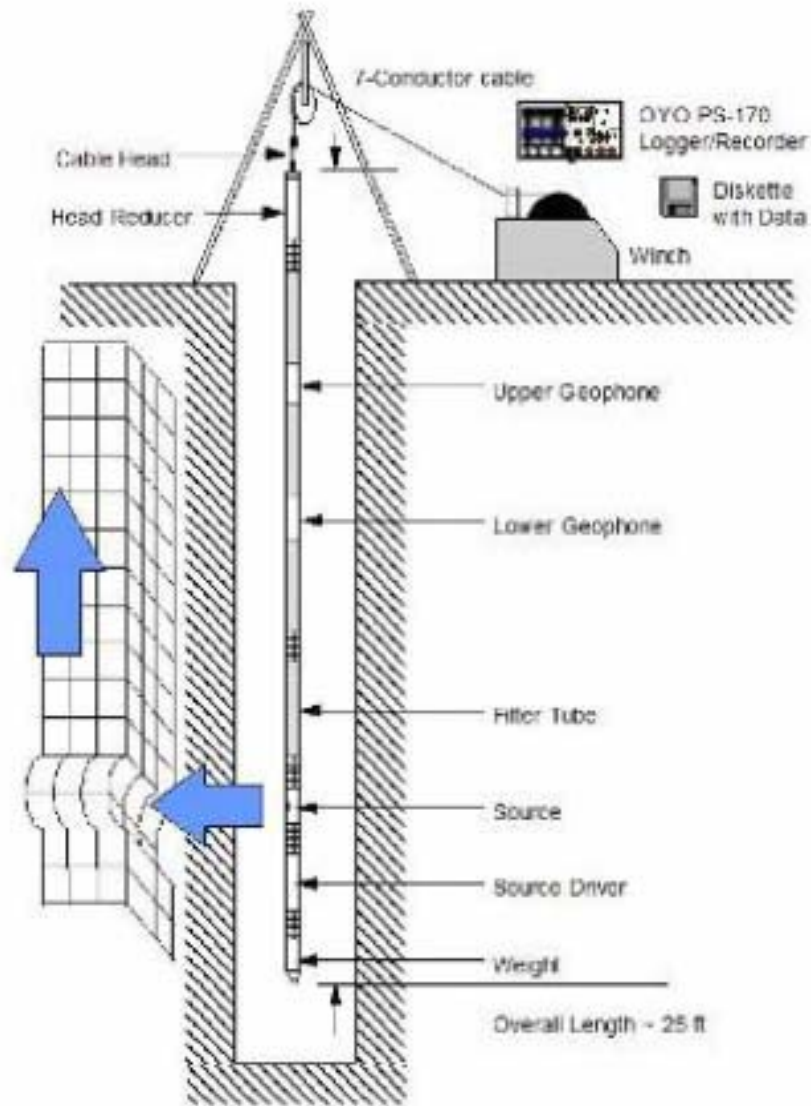


圖 2-37 懸垂式 P-S 波探測法示意圖(修改自 Ogura, 1988)

## 2.5.4 地電阻探測技術(Electrical Resistivity Image Profiling)

地電阻法為傳統地球物理探測技術之一，不僅可計算出地層之電阻率值，並間接推測出屬何種地層材料，進而以鑽探資料點輔助解釋地電阻探測技術所得到之地質材料性質。其方法包括直流電法、電磁法與透地雷達。以下針對本研究將採用之直流電法作說明：

直流電地電阻法的施測方法是將電極插入地表，傳導直流電或非常低頻交流電進入地底，產生人為電場，由額外電位極量測電位差如圖 2-37。

依據電極排列方式不同，對應到不同的空間幾何因子，得到之電阻率稱視電阻率(Apparent Resistivity)，在由反算分析獲得接近實際之電阻率值。

直流電地電阻法依探測方式有一維、二維及三維形式，一維探測可分為垂直探測(Vertical sounding)與橫向探測(profiling)；二維探測或稱為地電阻影像剖面法(Electrical resistivity tomography, ERT)是綜合一維探測的垂直與橫向之探測結果，組成擬似剖面(Pseudo-depth)；三維探測是佈設一矩形陣列的電極，得到 3D 似電阻剖面。

一般應用於地電阻探勘之電極排列方式甚多，其中常用為施蘭普吉排列法(Schlumberger Array)、溫奈排列法(Wenner Array)、雙偶極排列法(Dipole-Dipole Array)及雙極排列法(Pole-Pole Array)如圖 2-39，而在野外施測所選定使用之方法，則須視欲探測目標及施測地點的地形而異，一般建議測線選擇概要如下：

1. 選擇地勢平坦或略為緩坡地形，使地形效應降低(Tsourles et al., 1999)。
2. 遠離地下管線、金屬導電物質等減少造成的雜訊。
3. 選擇測線與層面走向或斷層方向垂直為主。
4. 考慮測深和測線展距比例關係，與橫向涵蓋範圍。
5. 測線盡量避免彎曲，最好保持直線。

本研究採用直流電二維探測(ERT)而電極排列方式則採用 Pole-Pole 來探測深層地層及 Wenner-Schlumberger 探測淺層並與 Pole-Pole 作比對。

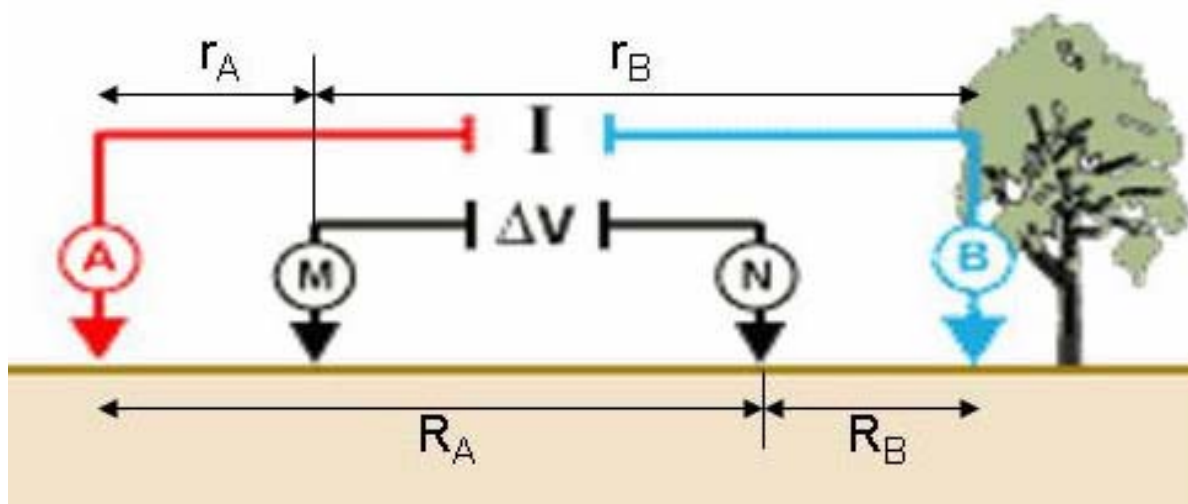


圖 2-38 二維地電阻施測示意圖(尤仁弘，2006)

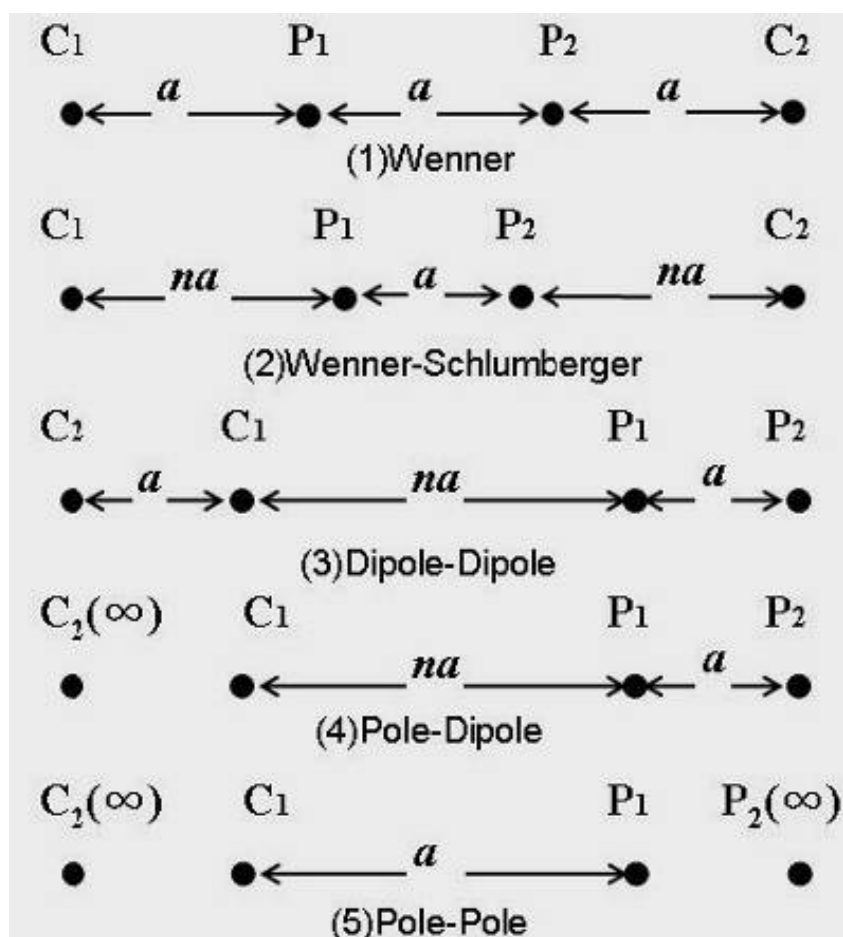


圖 2-39 各種電及施測排列幾何(楊証傑，2005)



## 第三章 地質鑽探與現地實驗

本研究主要分成三部份，第一部份為地質鑽探取得良好岩心，以供崩積層判釋與材料分類，進一步提供室內試驗所需之試體及研究滑動機制所需資料；第二部份為現地試驗，包括孔內造影與孔內震波量測，以求得研究場址之不連續面位態資料與岩層狀況，以及間接求得岩體之動態性質；第三部份為地球物理調查，包括地電阻探測技術與 TDR 監測技術，可輔助鑽探岩心判釋成果之準確性，以及監測未來研究場址之滑動量；最後綜合以上各部分研究成果作出材料分類、力學性質與地形指標三者之整合，期能夠由地形來推論崩積層演變之過程及滑動原因等，提供未來台灣地區類似梨山崩塌地研究及工程治理的參考。

### 3.1 地質鑽探規劃

本研究分別於 94、95 及 96 年度分三次，於 B9、B5 等滑動體進行地質鑽探，鑽取 N1、N2、X1、X2、X3、B1、B2 等八鑽探孔，共 350 公尺。以下詳細說明鑽孔目的及位置等。詳細資料整理如表 3-1，孔位佈置如圖 3-1 所示。

#### 3.1.1 研究場址

本研究於 94 年度選擇梨山地滑區之 B9 滑動體來進行地質鑽探，分別鑽取 N1 孔及 N2 孔各 40 公尺與 80 公尺。其選址之理由如下敘述：

1. 用地取得容易，施工機具進出方便：梨山崩積地區山坡地遍佈私人土地作為果園栽種，而 B9 滑動體為「國民旅舍」舊址公有地，現闢為景觀平臺，隸屬「叁山國家風景區」，對於鑽探孔位選取之協調較為方便。

2. 有過去滑動體之監測資料：B9 滑動體以往建構許多監測儀器監控地滑情形，有許多監測資料，茲列於表 3-2 整理。
3. 鑽探可以獲得粉土質黏土層的軟弱層：一般認為梨山崩積地區之滑動介面乃風化板岩塊與岩盤之間的粉土質黏土層，其力學性質與材料組構，為探討其形成原因與滑動體滑動機制的其中一項指標，由於過去鑽探品質不佳，此軟弱層常因為鑽探回水沖洗而消失殆盡，鑽取此軟弱層施作室內力學試驗有助於釐清其滑動的原因。

95 選擇梨山地滑區之 B9、B4 及 B1 滑動體鑽取 X1 孔、X2 孔及 X3 孔，鑽掘深度分別為 30 公尺、60 公尺與 40 公尺。其選址之理由如下敘述：

#### B9 滑動體：

1. 根據黃玉麟(2006)論文中提到，B9 滑動體下邊坡 N1 孔所鑽取之岩心發現二軟弱帶，上層軟弱帶乃由於鑽孔地下水位變動範圍恰位於軟弱帶附近，故推論此軟弱帶應為地下水上下起伏，使得岩體加速風化而導致，但其軟弱帶之延伸本研究認為有待驗證，且於 N1 孔下方之 CH-23 鑽孔岩心照片發現此處亦有黏土化情形，故其軟弱帶延伸線應加長至更下方(圖 3-5 藍色線段)，因此考量後將於 N1 孔往下邊坡再施鑽 X1 孔，以確認下層軟弱帶之延伸。
2. 此處位於台七甲路邊屬公有地，可免除私人用地之協商過程，故用地取得容易且機具進出方便。
3. 過去有許多 B9 滑動體之鑽孔與監測資料，有助於鑽孔後之岩心判釋並可建造滑動體完整之剖面，以了解其滑動機制與原因。

#### B1 滑動體：

1. 根據文獻中富國工程(2001)與中華顧問(1999)，由鑽孔及監測結果顯示 B1 滑動體亦有兩滑動面，且位於 B9 滑動體旁，推測其滑動機制與原因

應屬相同，故於此處鑽孔將可確定此兩滑動體是否有相關性，則可推論整個 B 區滑動體之滑動歷史，因此將施鑽 X2 孔。

2. 於 B1 施鑽調查將更加了解 B 區崩積層與滑動機制之橫向發展。
3. 亦位於台七甲道路旁屬公有地，具諸多方便之處。

#### ➡ B4 滑動體

1. 其目的與考量如 B1 滑動體所示，故施鑽 X3 孔。

96 選擇梨山地滑區之 B13 及 B5 滑動體鑽取 B1 孔及 B2 孔，鑽掘深度分別為 40 公尺與 60 公尺。其選址之理由如下敘述：

#### ➡ B5 滑動體

1. 由黃玉麟(2006)於 B9 滑動體 N2 所鑽取所得之岩心可發現二軟弱帶，藉由劈理位態來看，深層滑動層之劈理位態有 180 度的反轉，推測由於山坡大規模潛移破壞所導致此一拖曳帶。為驗證位於 B9 滑動體上方之 B5 滑動體是否亦有因潛移破壞所造成之拖曳帶，因此考量後，於 N2 孔上方不遠處再施鑽 B2 孔，以確認梨山地滑區大規模潛移破壞之可能性。
2. 依據黃玉麟(2006)及唐禎國(2007)針對梨山地滑區所作之鑽探佈孔，作更廣更全面的規劃來進一步驗證梨山地滑區形成的滑動成因。
3. 對於 B5 滑動體，過去已有許多鑽孔，且佈置許多關於地滑監測儀器，整理如表 3-3 可得許多監測資料。有助於滑動成因的分析及岩心判釋之輔助。

#### ➡ B13 滑動體

1. 加強 B 區滑動體關於滑動面及滑動型態在縱向方面之分析。
2. 由富國工程(2001)推估 B11、B13 滑動體底部之黏土狀板岩，與 G1、G2 排水廊道之剪裂泥相似，研判其為剪裂帶之延伸。為驗證整體滑動態

勢，及期望鑽取可供室內實驗對於滑動材料探討之鑽心，故於此區鑽探。

表 3-1 歷年鑽孔資料表

年份	孔號	所在滑動體	深度(m)
94	N1	B9 滑動體	40
	N2	B9 滑動體	80
95	X1	B9 滑動體	30
	X2	B4 滑動體	60
	X3	B1 滑動體	40
96	B1	B13 滑動體	40
	B2	B5 滑動體	60

表 3-2 B9 滑動體監測儀器列表(整理自富國技術工程，2001)

系統	儀器項目(編號)數量		備註
自動監測	管內傾斜儀一組		資料測讀時間 85/1/28~90/1/31
	地表伸縮儀一組		
	雨量計一組		
	壓力式水位計一組		
人工監測	管內傾斜儀(MIN-9)		台七甲線上邊坡 利用 CH-22 鑽孔設置 資料測讀時間 87/7/7~89/12/15
	水管式地盤傾斜計(T-6)		國民旅舍東側橋下 資料測讀時間 87/6/23~89/12/15
	水管式地盤傾斜計(T-8)		台七甲線上邊坡 資料測讀時間 87/6/23~89/12/15
施工中 安全監測	第四期集水井 (W15)	傾斜儀觀測管一組 水位觀測井一組 建物傾斜儀三組	
	第四期集水井 (W16)	傾斜儀觀測管一組 水位觀測井一組	
	G2 排水廊道	傾斜儀觀測管兩組 水位觀測井四組 建物傾斜儀六組	

表 3-3 B5 滑動體監測儀器列表(整理自富國工程，2001)

系統	儀器項目(編號)數量	
自動監測	管內傾斜儀一組	
	地表伸縮儀一組	
	雨量計一組	
	壓力式水位計一組	
人工監測	孔隙水壓計(NWP-1)	
	孔隙水壓計(NWP-2)	
	水管式地盤傾斜計(T-5)	
施工中 安全監測	第一期集水井 (W9)	傾斜儀觀測管一組 水位觀測井一組 壓力式水位計一組 建物傾斜儀一組
	第三期集水井 (W5)	水位觀測井一組 建物傾斜儀兩組
	G2 排水廊道	傾斜儀觀測管兩組 水位觀測井四組 建物傾斜儀六組

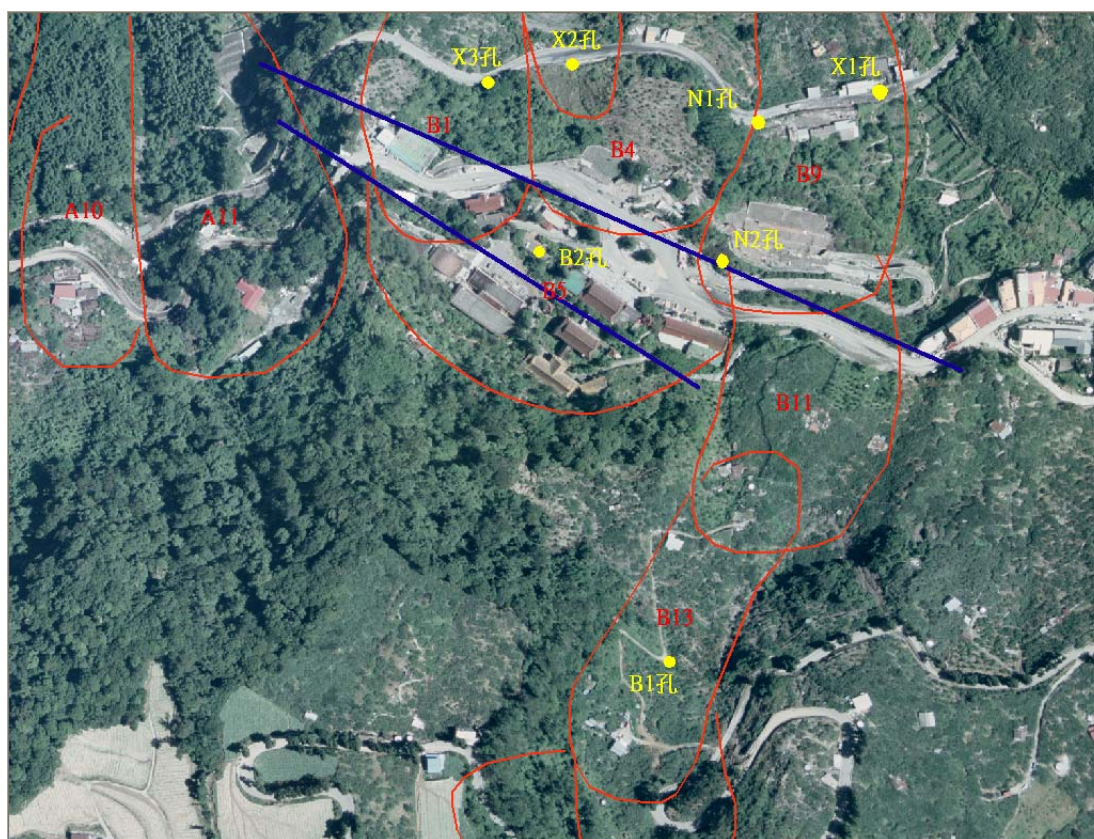


圖 3-1 佈孔位置圖



### 3.1.2 鑽探位置深度及現地試驗

94 年度為針對梨山崩積層之組成材料特性，鑽探孔位之佈設與深度以能夠提取崩積土、風化板岩塊、粉土質黏土之軟弱層，以及新鮮板岩為主要考量條件，依照富國技術工程公司(2001)所繪通過 B9 滑動體之 Y-4 剖面圖(圖 3-2)來判斷鑽探所需之深度。N1 孔佈設於 B9 滑動體下邊坡台七甲線之南側(圖 3-3)，鑽孔深度 40m，預計在 25m 深遇到新鮮岩盤；N-2 孔佈設於 B-9 滑動體上邊坡國民旅舍觀景平臺入口處(圖 3-4)，台八線北側，鑽孔深度 80m，預計在 52m 深遇到新鮮岩盤。N1 孔在鑽探後，預計施作懸垂式孔內震波量測以及孔內聲波造影儀；N2 孔在鑽探完成後，施作孔內聲波造影儀以及孔內光學造影儀，並埋設 TDR 纜線供日後量測之用，茲將 N1、N2 兩孔鑽探與現地試驗規劃項目整理列於表 3-4。

95 年度 B9 滑動體之 X1 鑽孔深度，目的為研究地下水之影響故不深及岩盤。深度以黃玉麟(2006)論文中及富國技術工程公司(2001)之剖面圖來判斷，X1 鑽孔如圖 3-5 紅線所示，深度欲超過上層軟弱層故取 30m 為主，孔位位於 B9 滑動體下邊坡台七甲線北側；X2 鑽孔如剖面圖 3-6 所示，深度約取 60m，估計 50m 達到岩盤，孔位位於 B1 滑動體下邊坡台七甲線南側；X3 鑽孔如剖面圖 3-7 所示，深度約取 40m，估計 30m 達到岩盤，孔位位於 B4 滑動體下邊坡台七甲線南側。各孔鑽探前與施作時之情形見圖 3-8~圖 3-10。X1 孔於鑽取後將施作孔內震波量測試驗，並裝設 PVC 管做地下水位觀測井，X2 及 X3 孔施作現地孔內聲波及光學造影，並埋設 TDR 纜線以未來監測滑動情形，詳細鑽孔後之現地試驗規劃項目如表 3-5 所示。

96 年度為了釐清梨山地滑區崩積材料之材料特性與滑動機制，故鑽探深度以達到新鮮岩盤為原則，需包括以 95 本研究年度（唐禎國，2007)所

分類之崩積土、風化板岩、新鮮板岩而粉土質黏土(即軟弱帶)更為本次研究重點。

B13 滑動體之 B1 鑽孔深度，參考富國技術工程公司(2001)之 y-4-01 剖面圖及相關監測報告來判斷鑽至新鮮岩盤之深度。B1 鑽孔如圖 3-11 紅線所示，深度以達新鮮岩盤故取 40 公尺為主，孔位位於 B13 滑動體之中央，現場照片如圖 3-12；而 B5 滑動體之 B2 鑽孔深度，參考富國技術工程公司(2001)之 y-1-01 剖面圖至新鮮岩盤之深度，B2 鑽孔如圖 3-13 所示，深度約取 60 公尺估計到達岩盤，現場照片如圖 3-14。

表 3-4 94 年度鑽探與現地孔內試驗規劃表

孔位	N1	N2
位置	台七甲線南側	台八線北側
孔位高程(m)	1883	1930
岩盤高程(m) 鑽探前推估	1858	1878
風化層深度(m) 鑽探前推估	25	52
鑽探深度(m)	40	80
孔內試驗	孔內聲波造影	孔內聲波造影
	懸垂式 P-S 波量測	孔內光學造影
		TDR 纜線埋設

表 3-5 95 年度鑽探與現地孔內試驗規畫表

孔號	X1	X2	X3
位置	台七甲線南側	台七甲線北側	台七甲線北側
孔位高程(m)	1876	1893	1900
岩盤高程(m) 鑽探前推估	1812	1843	1870
風化層厚度(m) 鑽探前推估	64	50	30
鑽探深度(m)	30	60	40
計畫孔內試驗	懸垂式 P-S 波量測	孔內光學造影	孔內光學造影

	地下水位觀測井	孔內聲波造影	孔內聲波造影
		TDR 纜線埋設	TDR 纜線埋設

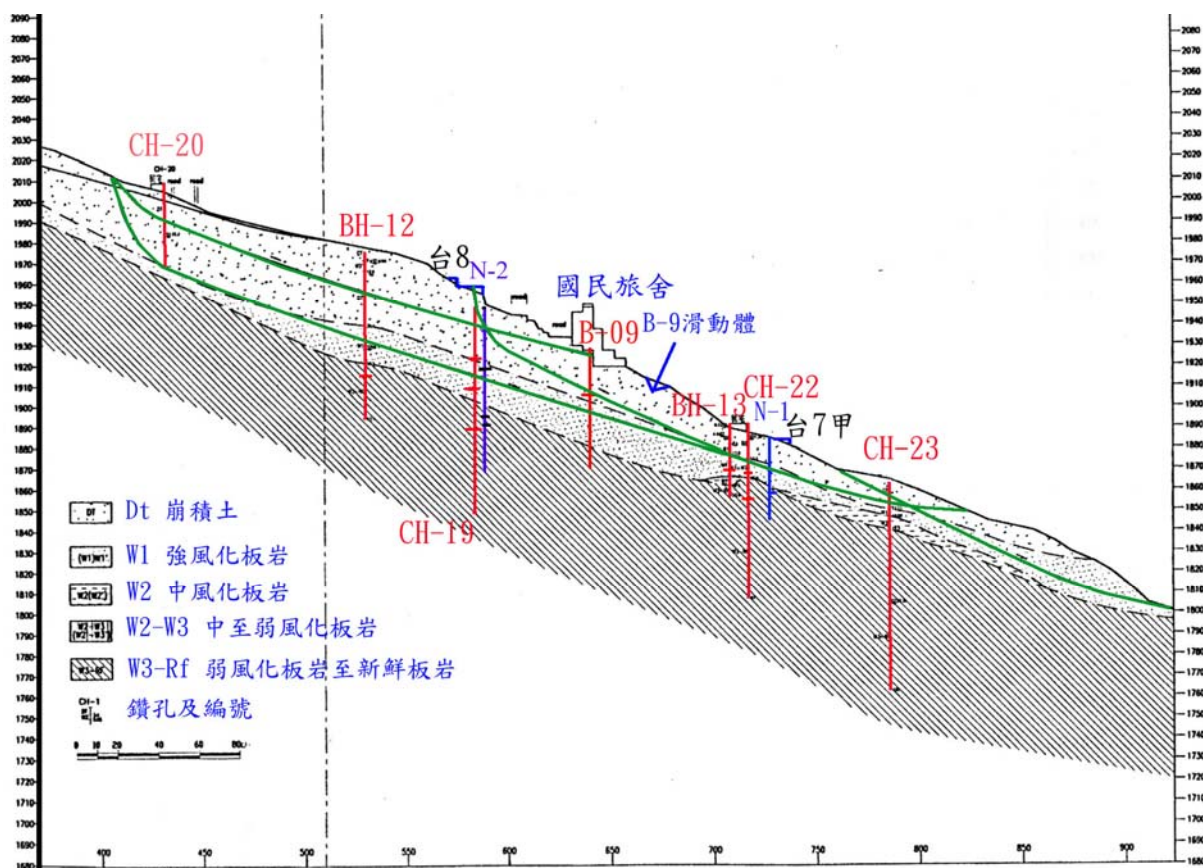


圖 3-2 N1N2 孔鑽探規劃示意圖(修改自富國技術工程，2001)



圖 3-3 N1 孔鑽探前與鑽探施作情形





圖 3-4 N2 孔鑽探前與鑽探施作情形

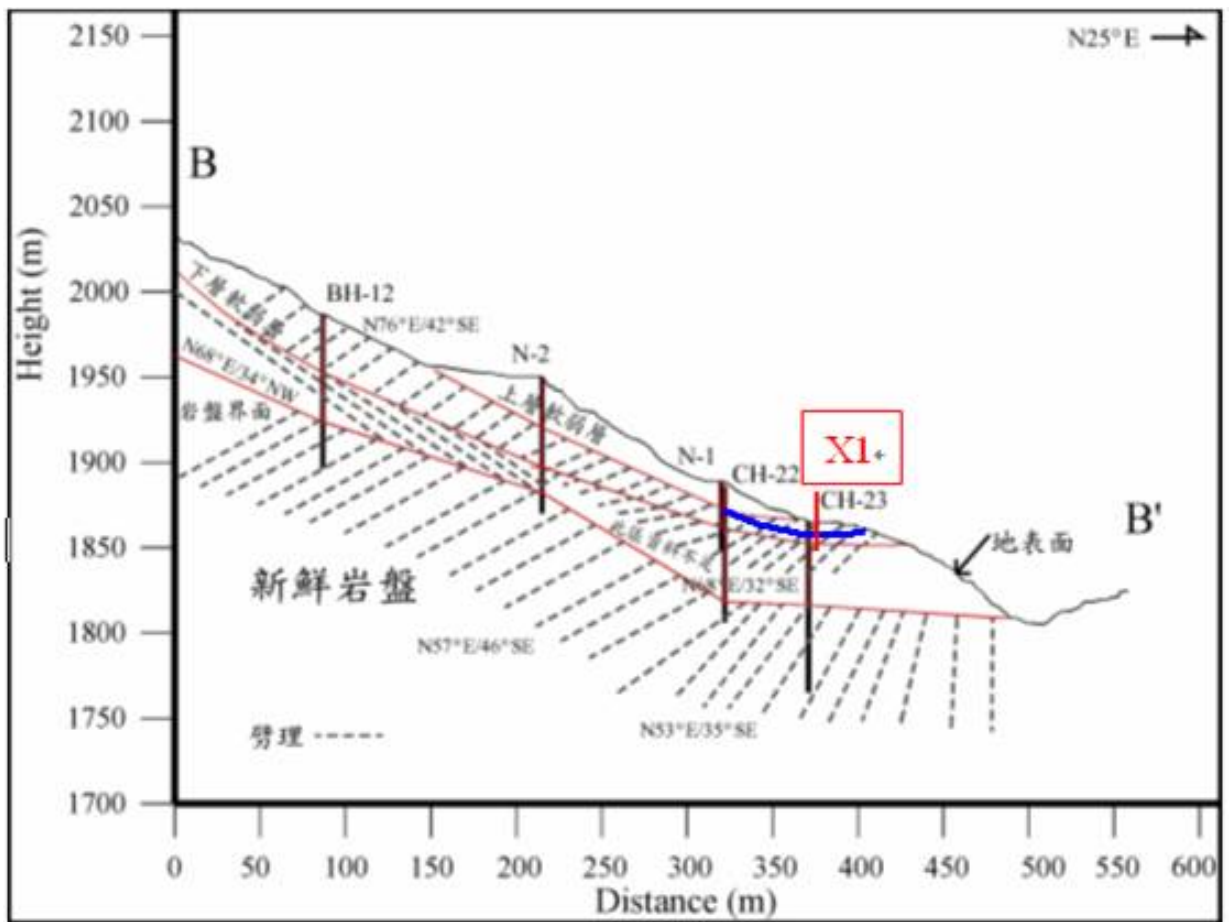


圖 3-5 X1 鑽孔位置及深度圖(修改自黃玉麟，2006)

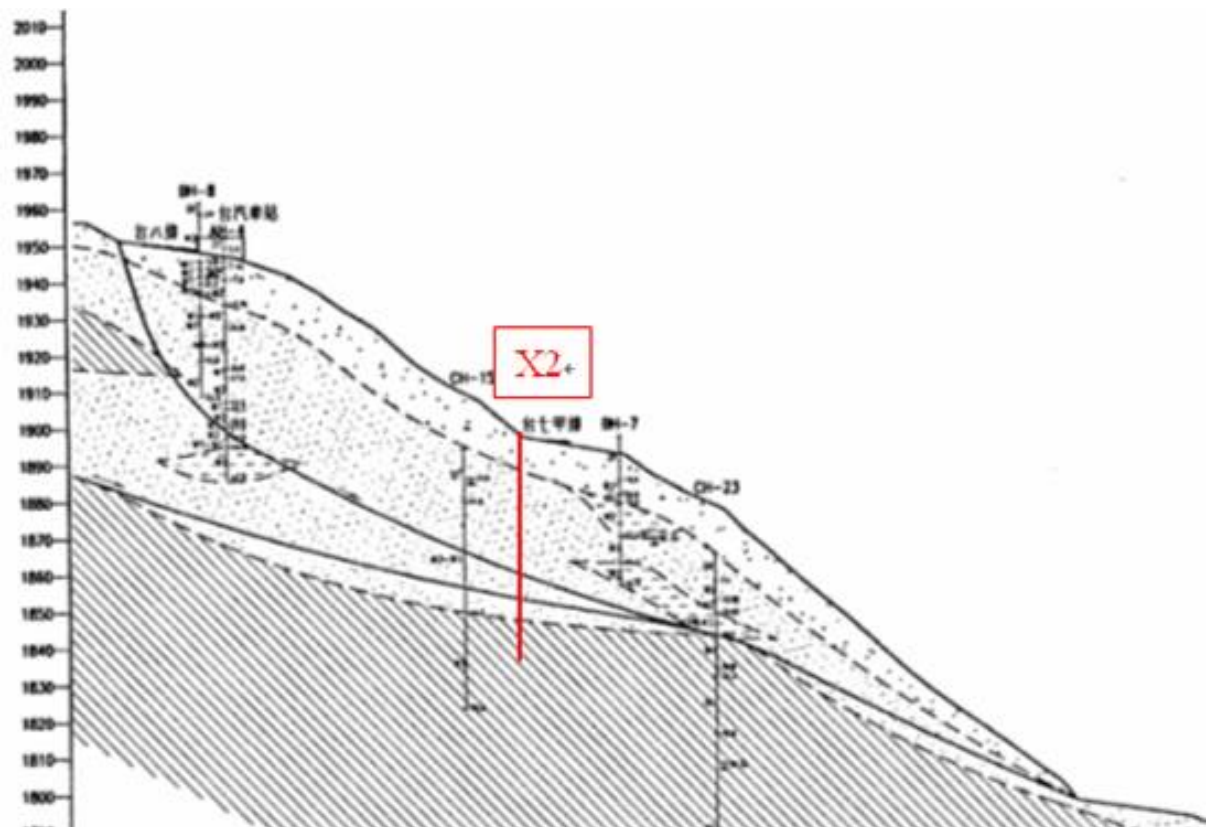


圖 3-6 X2 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001)

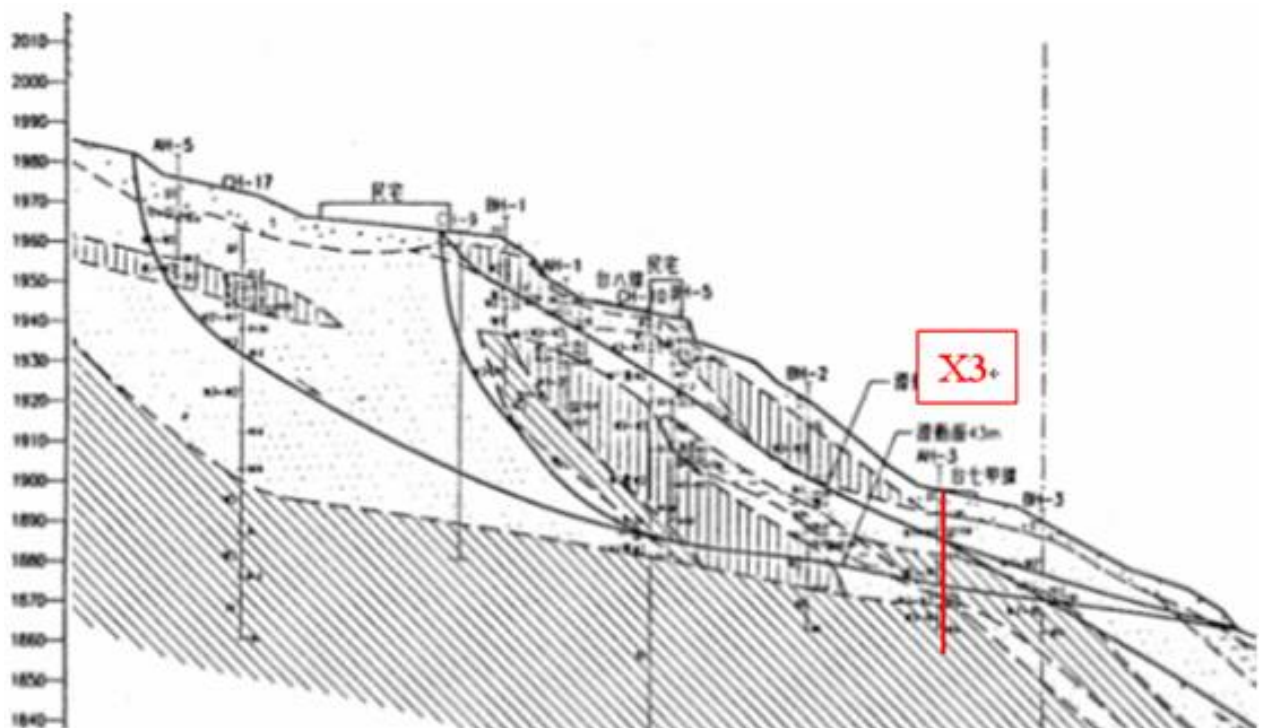


圖 3-7 X3 孔位置及深度圖 (修改自富國工程，2001)





圖 3-8 X1 孔鑽探前與鑽孔施作情形



圖 3-9 X2 孔鑽探前與鑽孔施作情形



圖 3-10 X3 孔鑽探前與鑽孔施作情形

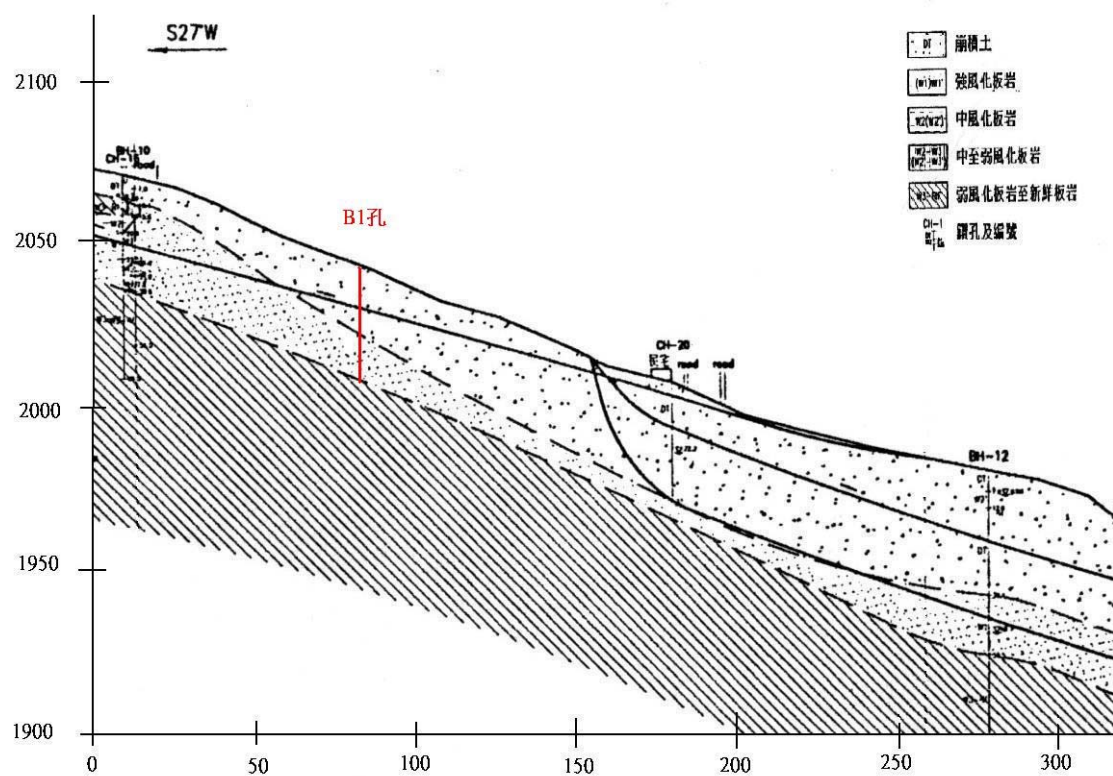


圖 3-11 B1 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001)

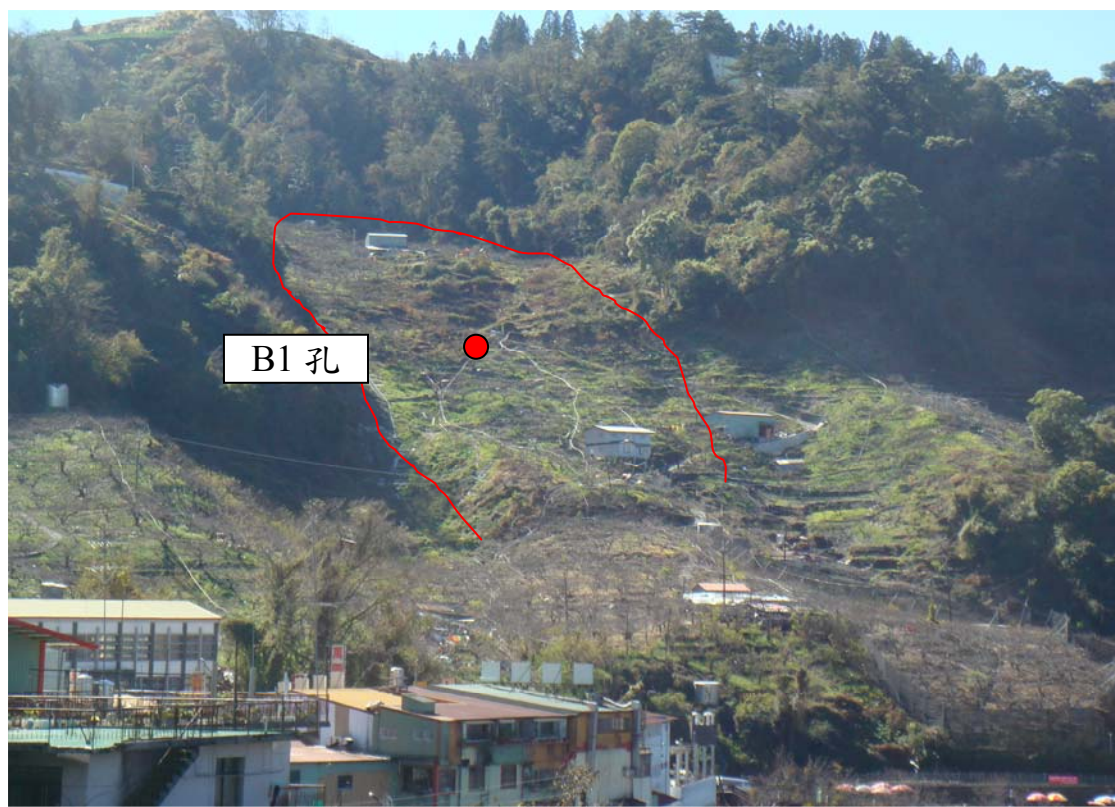


圖 3-12 B1 鑽孔位置示意圖



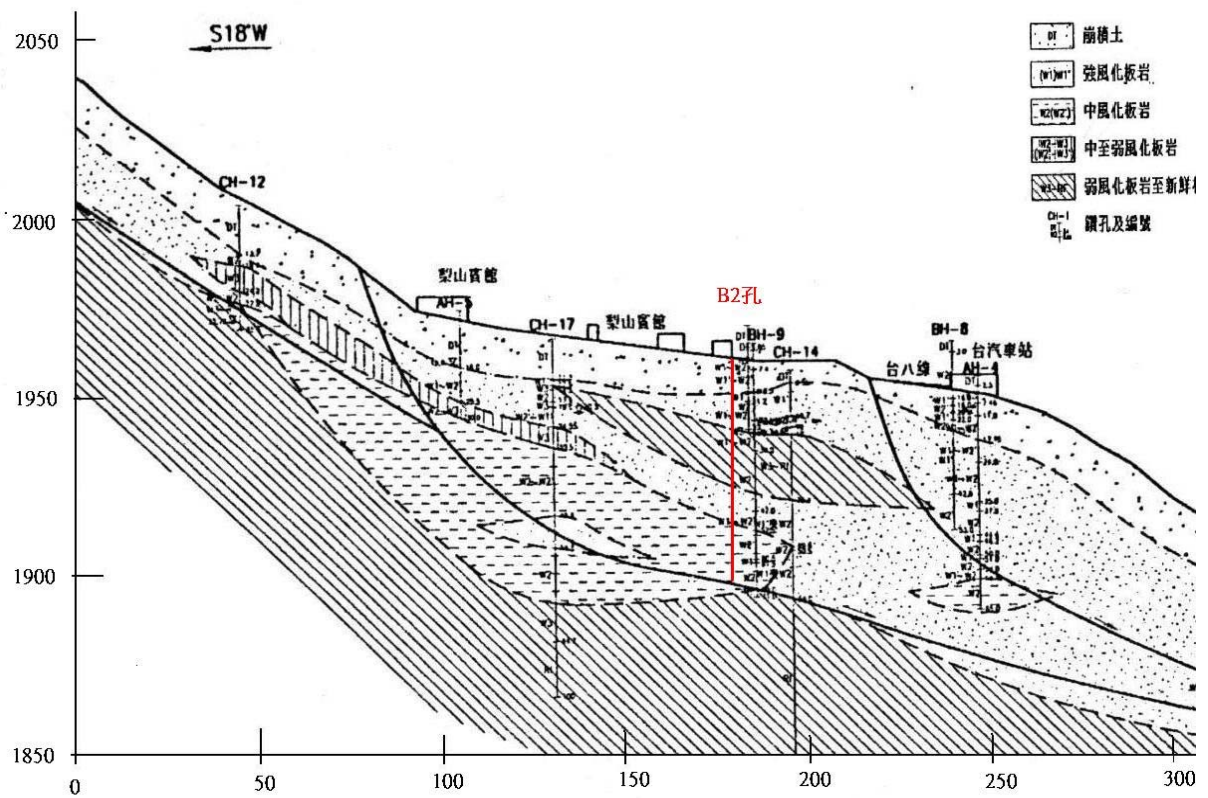


圖 3-13 B2 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001)

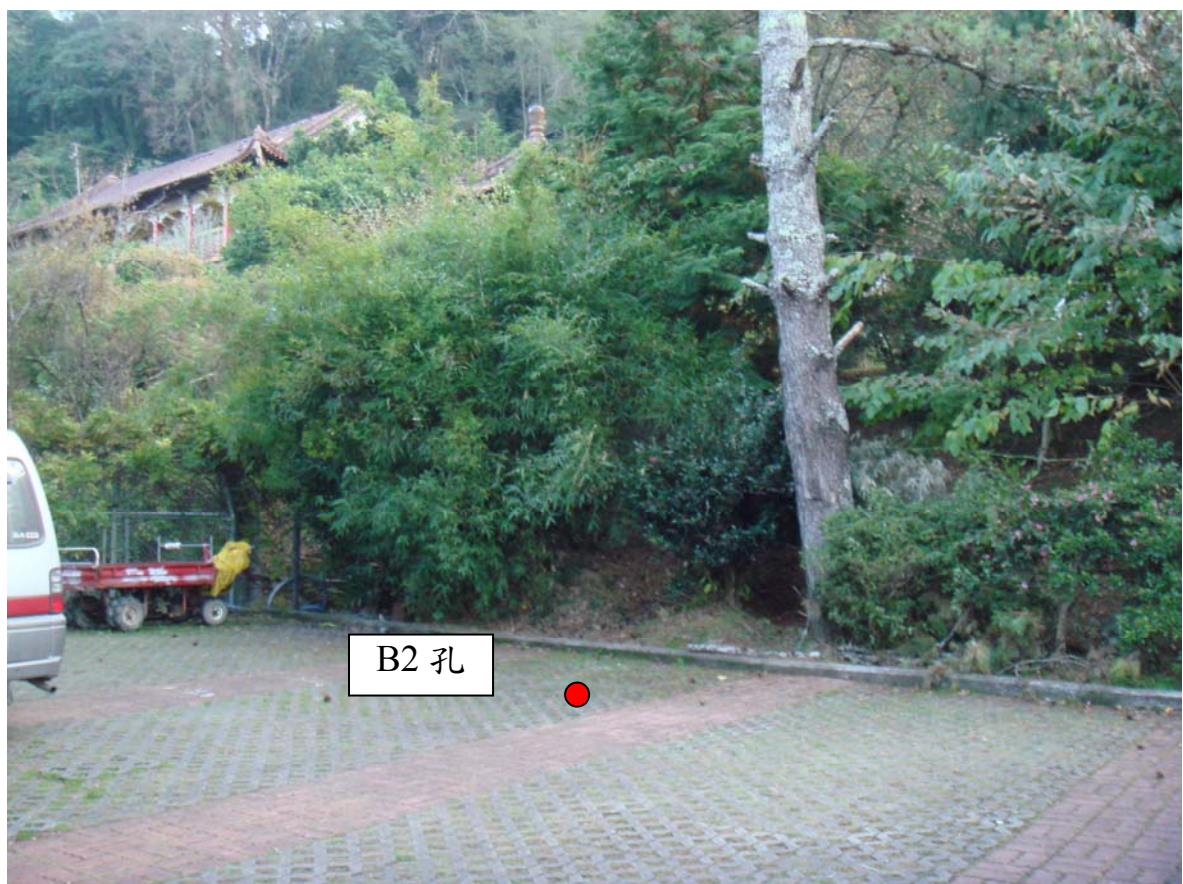


圖 3-14 B2 鑽孔位置示意圖

### 3.1.3 鑽探取樣方法與保存

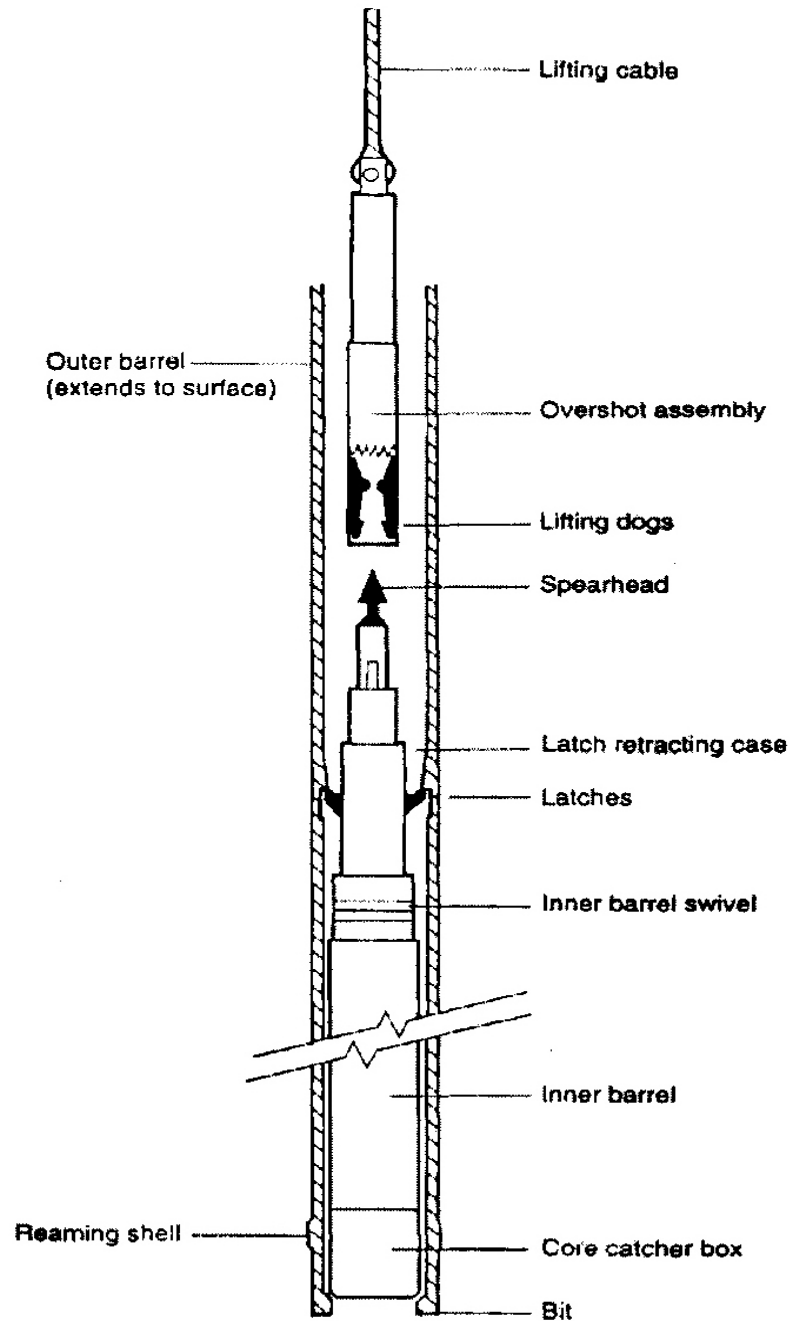
本研究之地質鑽探採用黃玉麟(2006)經考慮地質材料條件評估過後且於梨山實地鑽探亦有良好成果，所建議利用之旋轉式鑽探(Rotary drilling)，搭配鋼索取樣方式，如圖 3-15。且使用超泥漿作為穩定液來鑽掘 HQ(6.2cm)規格之岩心。實際鋼索取樣方式如圖 3-16 所示，當取樣器內鑽取之岩心須由地底下取出時，只需將鑽桿管最上端之鑽管轉開，由管口放入連接鋼索之拋射桿，使拋射桿與鑽桿底部岩心管內管上端之爪狀矛頭接合，利用捲揚機即可吊出內管與取樣器，圖 3-17 為爪狀矛頭。此法可免除拆卸鑽桿的繁瑣動作，可加快鑽探速度以及減少鑽孔之擾動，同時因泥漿水持續迴流而增加孔壁的保護性。

林忠義(1999)岩心取樣器採用伸縮式三層岩心筒，如圖 3-18 及圖 3-19 所示，其特色為內管之內部另有兩片分裂式的第三層管，其材料為鋁合金，內部鍍有低摩擦係數之硬質鉻，或銅板壓成，或不鏽鋼管，岩心可平順滑入分裂管。當裝滿岩心或岩心已堵塞時，將岩心筒取出，卸下內管組合頭及岩心夾套(core lifter case)，裝上岩心壓縮活塞螺絲及接頭，即可用手搖唧筒將分裂式的第三層管與岩心緩緩擠出，取出之岩心為幾近未受擾動之原狀。

由取樣器取出之岩心，經初步描述完岩心，待整箱 4 公尺長岩心皆放滿之後，進行拍照及整理，等待時需將岩心蓋蓋上，盡量避免試體之水分蒸發。將每公尺之岩心包裹保鮮膜後放入長度約等長之 PVC 管中，於兩端再包覆保鮮膜，之後把 PVC 管放入岩心箱中依深度放置。岩心箱與 PVC 管間之空隙在以石蠟蠟封，如圖 3-20 所示，澆灌時需注意應使石蠟在接近凝固時在澆灌，避免石蠟溫度過高將 PVC 管兩端之保鮮膜溶化影響內部岩心。石蠟冷卻後再蓋上岩心箱之蓋子，即可使試體在保存過程中

免除水份之流失消耗。且為了避免岩心箱在崎嶇山路運送中彼此碰撞，運送時外層利用大型海綿包裹，減少運送過程中對岩心之損害。

94-96 年度鑽探所得岩心照片及岩心柱狀圖詳見本報告附錄。



Principal components of the Longyear NQ-3 wireline drilling system

圖 3-15 鋼索式取岩心法示意圖(Clayton, et al., 1995)



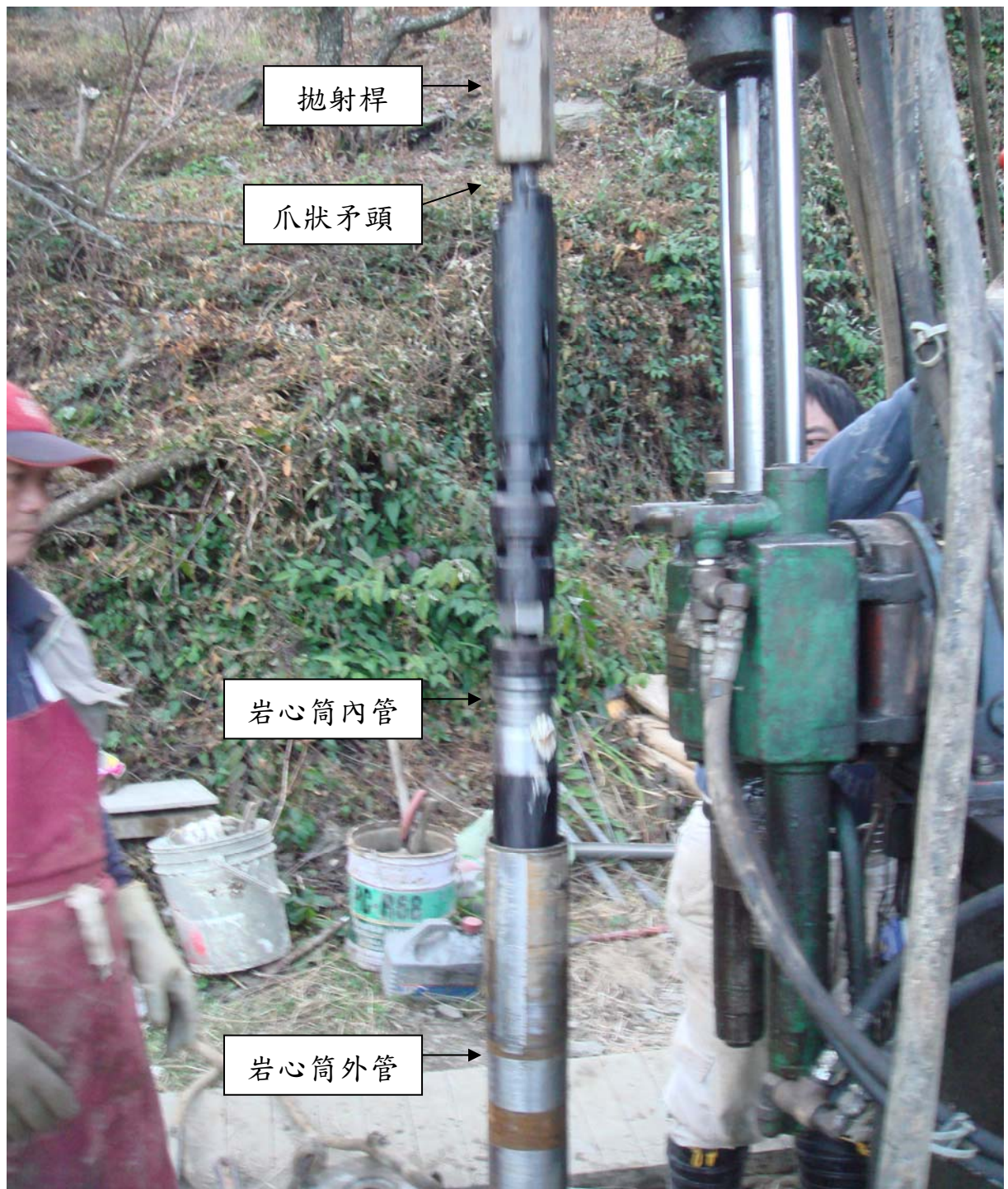


圖 3-16 實際鋼索取樣現況





圖 3-17 爪狀矛頭

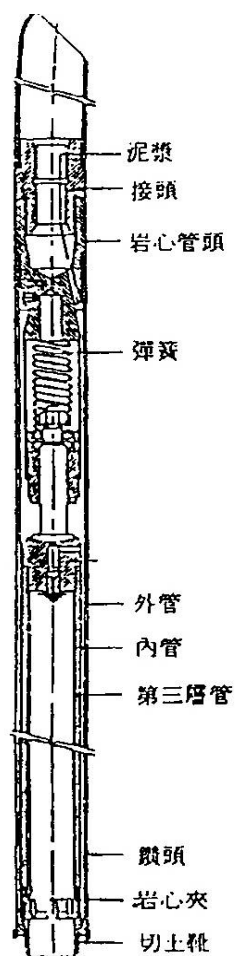


圖 3-18 三層岩心筒(劉武志，1979)



圖 3-19 岩心筒內外管及鑽頭

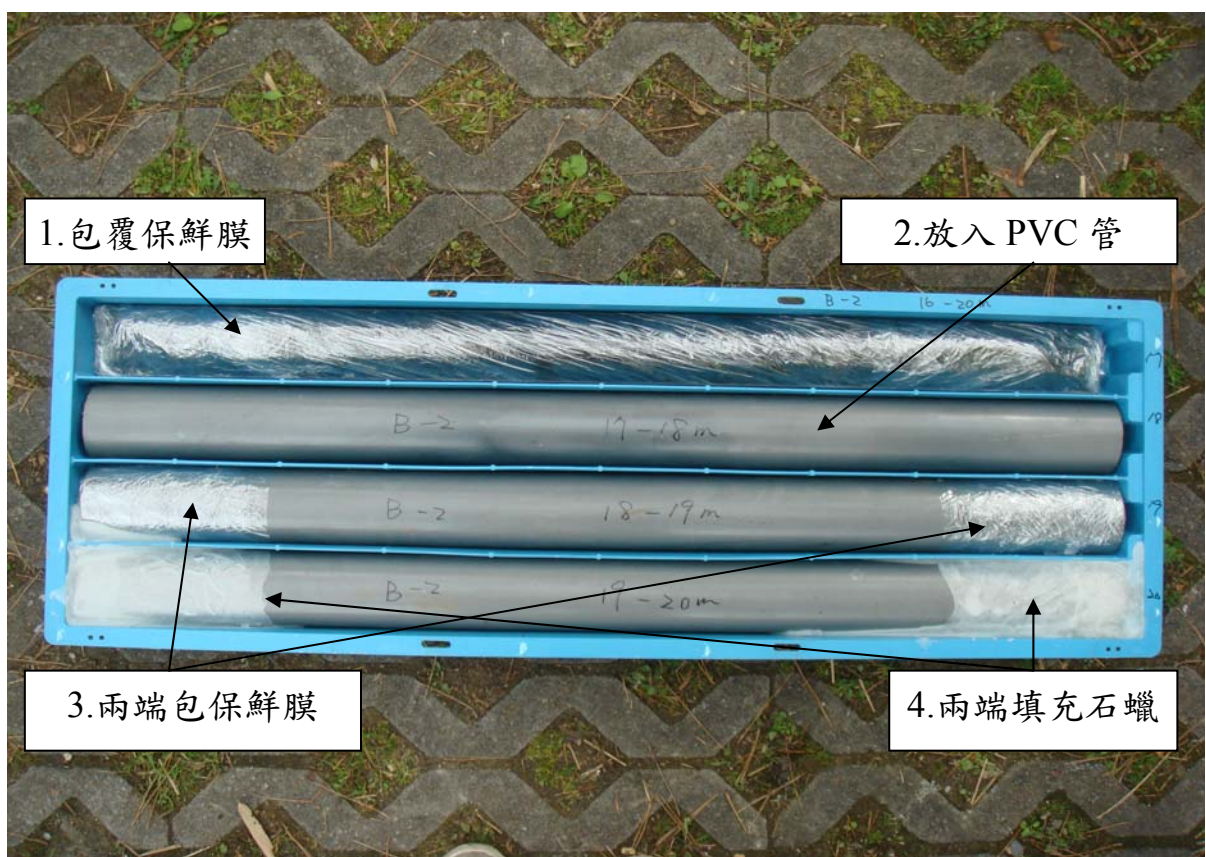


圖 3-20 岩心保存方式



## 3.2 現地孔內造影施作方法

本研究之孔內造影可分成聲波造影儀與光學造影儀，以下將說明儀器操作原理，因兩造影儀施作方法幾近相同，故施作方法部份即以聲波造影儀來統一說明。

### 3.2.1 試孔之準備與檢測

試孔即由上述鑽孔施作，但孔內聲波造影施作之前提為需以水當聲波傳遞介質，因此儀器下放前先須觀察地下水位，若過低則將利用外加水源使水位上升，但遭遇孔隙過大之岩層，恐外加水源易快速流失，則將於孔壁外側灌漿固結以防水。光學造影施作則無須介質，施作較為方便亦可補足聲波造影地下水位以上缺乏之資料。為了確保儀器工作階段不會受到埋沒等意外，地下水位以上孔壁皆應以套管保護以防坍塌，相對地受套管保護處則無法提供孔壁資訊，而套管保護之確切深度，則可藉由岩心判釋初步結果來概估，以梨山地區而言，一般皆下放至黃玉麟(2006)分類之灰色板岩夾黃色黏土為主。

由於儀器昂貴，施作前須先檢測鑽孔有無坍塌之虞，避免儀器遭埋沒之事故。本研究先以三臂孔壁狀態探測器，檢測孔壁穩定狀態如圖 3-21 所示，此三臂未張開狀態時下放至鑽孔底部，由電腦操作使其張開三臂，再由捲揚機緩緩拉起，此三臂互為連動，只要任一臂因孔徑發生變化(坍塌)而壓縮或伸張，則另外兩臂亦會跟著變化，此時由電腦孔徑大小之紀錄畫出孔徑變化柱狀圖，可得知鑽孔內有無破碎帶，此處即可能伴隨岩塊之崩塌剝落，則可決定是否繼續施作，若欲施作則應亦下放套管來保護孔壁。



圖 3-21 三臂孔壁狀態探測器(摘自黃玉麟，2006)

### 3.2.2 試驗儀器

本研究使用之孔內聲波造影儀為英國 Robertson Geologging Ltd.之產品，主要可分為三個部份，分別為 1.探測器(Sonde)；2.資料擷取裝置(Micro-logger 2)；3.絞盤(Winch)。以下即針對各部份儀器做說明：

#### 1. 探測器：

- a. 聲波探測器長度 2.31m 直徑 48mm，其主要由三部份所組成，分為：電源供給與傳輸裝置(Power supplies and communications)、中心定位裝置(Centralizer)、以及自旋式超音波傳感器(Rotating ultrasonic transducer)，構造如下圖 3-22 所示。
- b. 電源供給裝置主要提供自旋式超音波傳感器能源，而中心定位裝置為兩組彈簧片，其主要功用為藉由彈簧片與孔壁接觸，使孔內聲波造影儀保持於鑽孔中心，使其不易晃動而造成儀器損壞，並使自旋式超音

波傳感器中心與孔壁的距離維持固定，其施作時超音波傳感器以固定速率旋轉，將孔壁所反射聲波振幅(amplitude)及走時(travel-time)影像以 360°展開顯示如圖 3-23，並可即時在地面控制程式中看到孔壁聲波反射的影像。

- c. 光學探測器長度 1.43m 直徑 50mm，其主要組成與聲波探測器之差別，在於以光源及電荷耦合感光元件(Charge Coupled Device, CCD)替換自旋式超音波感測器，構造如下圖 3-24 所示，其施作時探測器由側方擷取孔壁影像，經由曲面鏡反射後由置於軸向之攝影鏡頭拍攝影像，並以 360°展開顯示。
2. 資料擷取裝置：主要由 Robertson Geologging Ltd. 所研發的 Micrologger 2 來擷取如圖 3-25(左)，需利用具有 USB 介面及控制孔內造影儀之工作用軟體「HIRAT」之筆記型電腦方能施作。
3. 絞盤：使用日本 OYO 公司所製之絞盤，材料主要由四蕊導線之鋼索組成如圖 3-25(右)，主要用途為控制及記錄探測器之升降速度，其最大上升速率為 20m/min，最大荷重為 80kg。

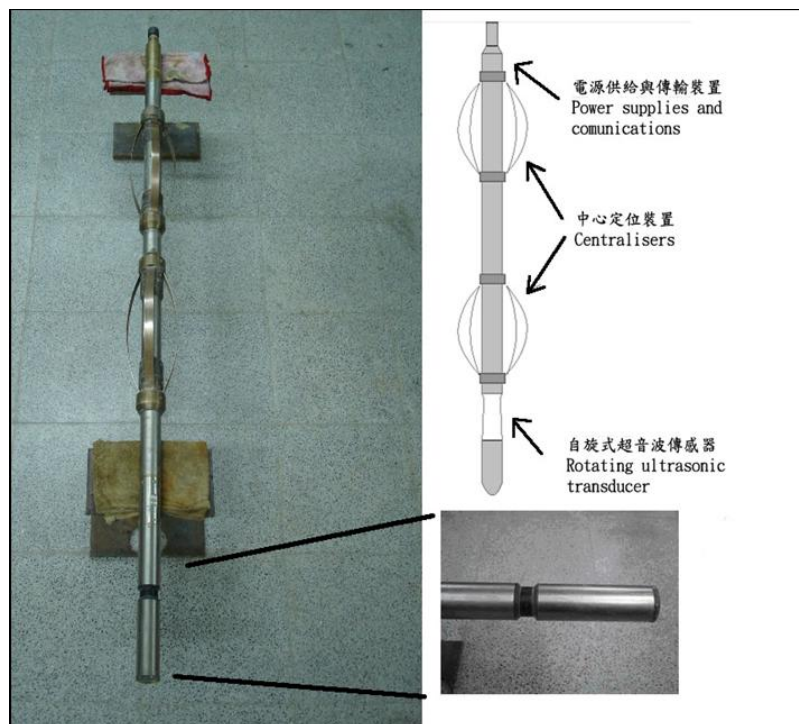


圖 3-22 孔內聲波造影儀與其構造示意圖(摘自黃玉麟，2006)

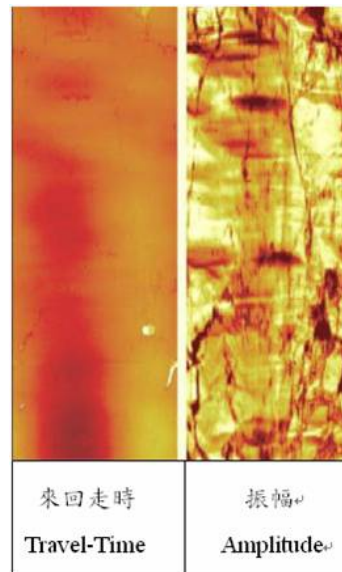


圖 3-23 孔內聲射影像

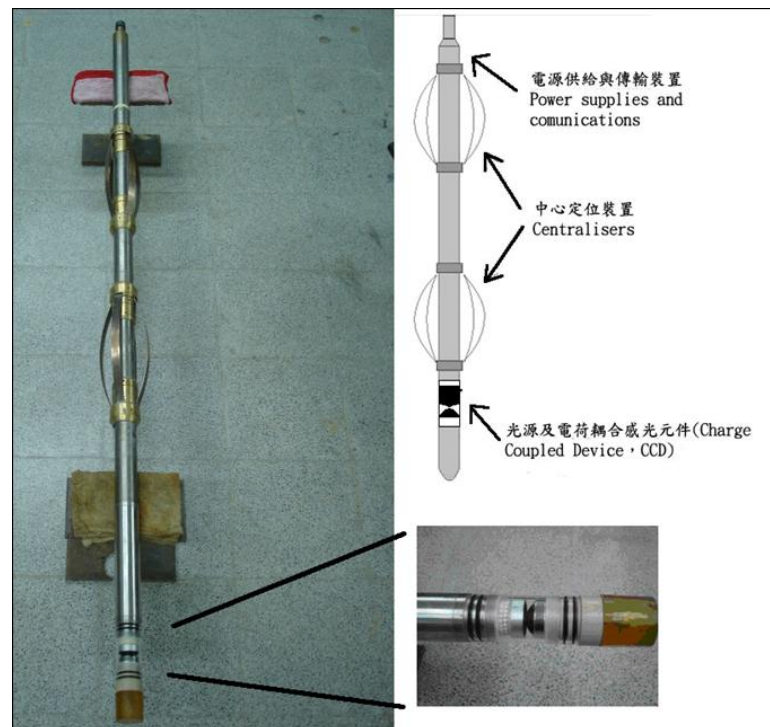


圖 3-24 孔內光學造影儀與其構造示意圖(摘自黃玉麟，2006)

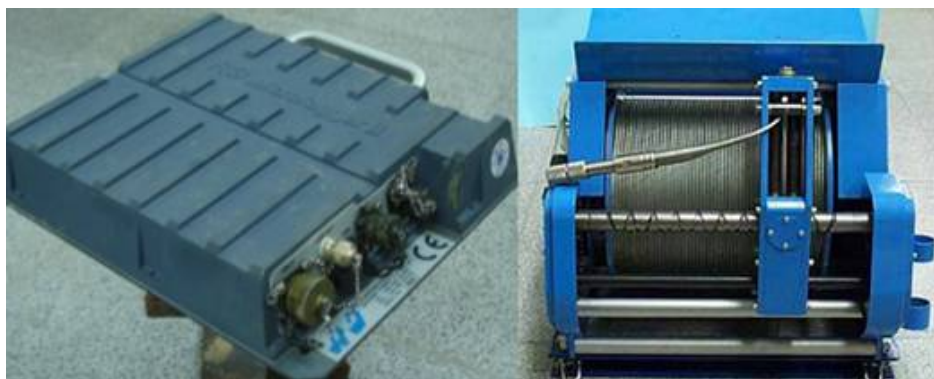


圖 3-25 資料擷取裝置(左)與絞盤(右)(修改自黃玉麟，2006)



### 3.2.3 試驗方法與過程

量測前先架設三腳架與升降速度控制裝置如圖 3-26，並將探測器與絞盤鋼索連接，隨後將鋼索放置升降速度控制裝置之鋼索軌道，並由絞盤輔助控制設定探測器之高程原點，由於聲波造影儀是利用聲波振幅及來回走時來收集孔壁資料，因此在下放探測器前，須先利用中心定位裝置使探測器維持在孔壁中央，才可確保量測結果之準確性。

施作時先開啟訊號接收器及工作軟體 HIRAT，開新檔案並輸入探測器長度以及調整來回走時，使訊號範圍適中並調整振幅能量之大小，使影像顏色亮度明暗恰當能準確分辨出裂隙，隨後即可往上拉起讀取孔壁資料。

光學造影儀工作控制軟體為「DOPTV」，亦先開啟新檔並 refresh 出孔底之實際影像，此時可調整影像擷取半徑，使影像至最清晰狀態後即可拉起進行攝錄。利用 HIRAT 程式控制探測器之升降與訊號之接收，軟體介面亦可得知數位測傾儀傾角及羅盤儀方位等資訊，供最後孔內資料結果分析之用，下放時因不需量測資料，故速度可稍微提高，所得資料可供孔內孔壁安全檢測，正式量測時拉起之速度需設定在儀器解析度容許範圍之內，聲波式最高解析度為 360 samples/rev，其施測速度約可設定在 2m/min；光學式最高解析度為 720 pixels/rev，其施測速度約可設定在 1m/min。



圖 3-26 三腳架與升降速度控制器架設

### 3.2.4 資料分析方法

孔內聲波造影主要分析其振幅與來回走時，先將孔壁 360° 資料攤開成平面影像呈現，一般影像顏色越深表接收到之反射訊號微弱，則走時較長振幅較小，因此可能為孔壁裂隙位置，所以由顏色深淺程度即可大致看出孔壁狀況，再利用儀器附加之資料分析軟體「RGLDIP V6.2」，挑選影像當中裂隙曲線之最高與最低點如圖 3-27 所示，回歸出一正弦函數圖形，利用此正弦函數圖形可以推算出此裂隙之傾角，再加上內建之羅盤儀可得知傾向，而內建之測傾儀，則可量測鑽孔之偏斜程度如

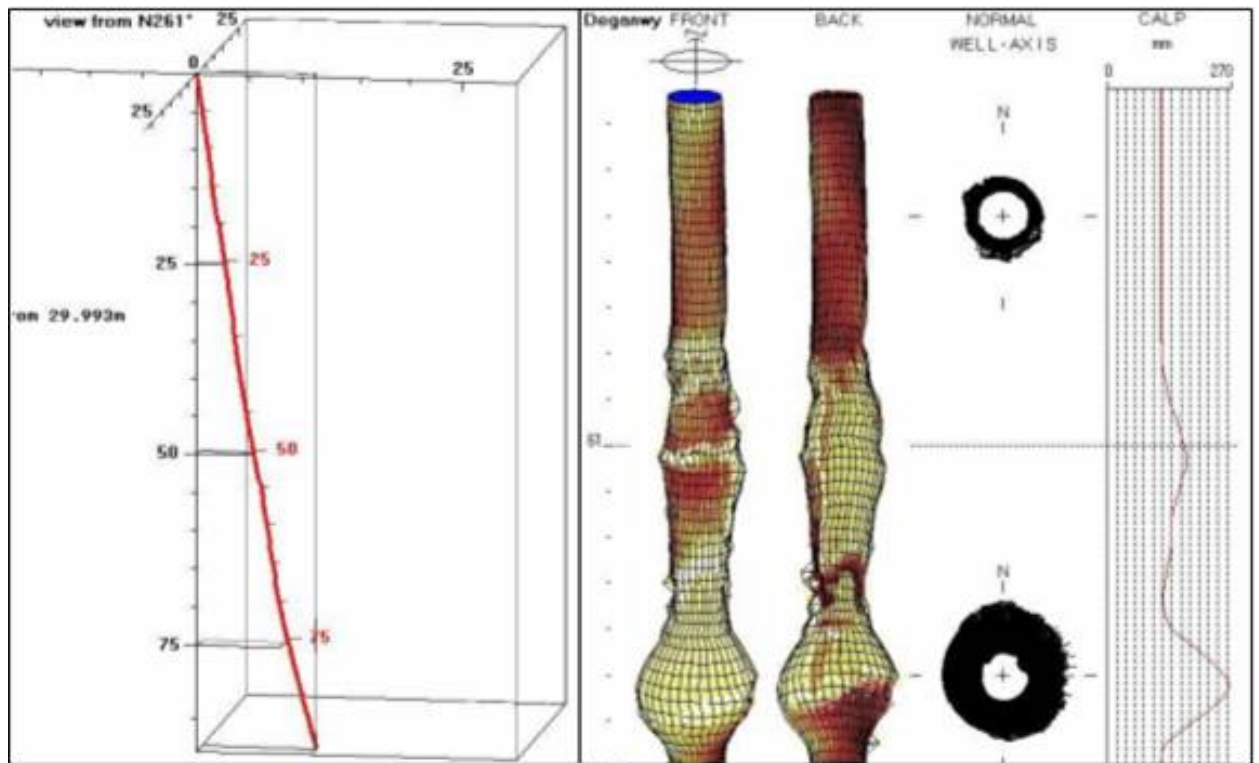


圖 3-28 左，而聲波反射能量可反應孔壁情形如



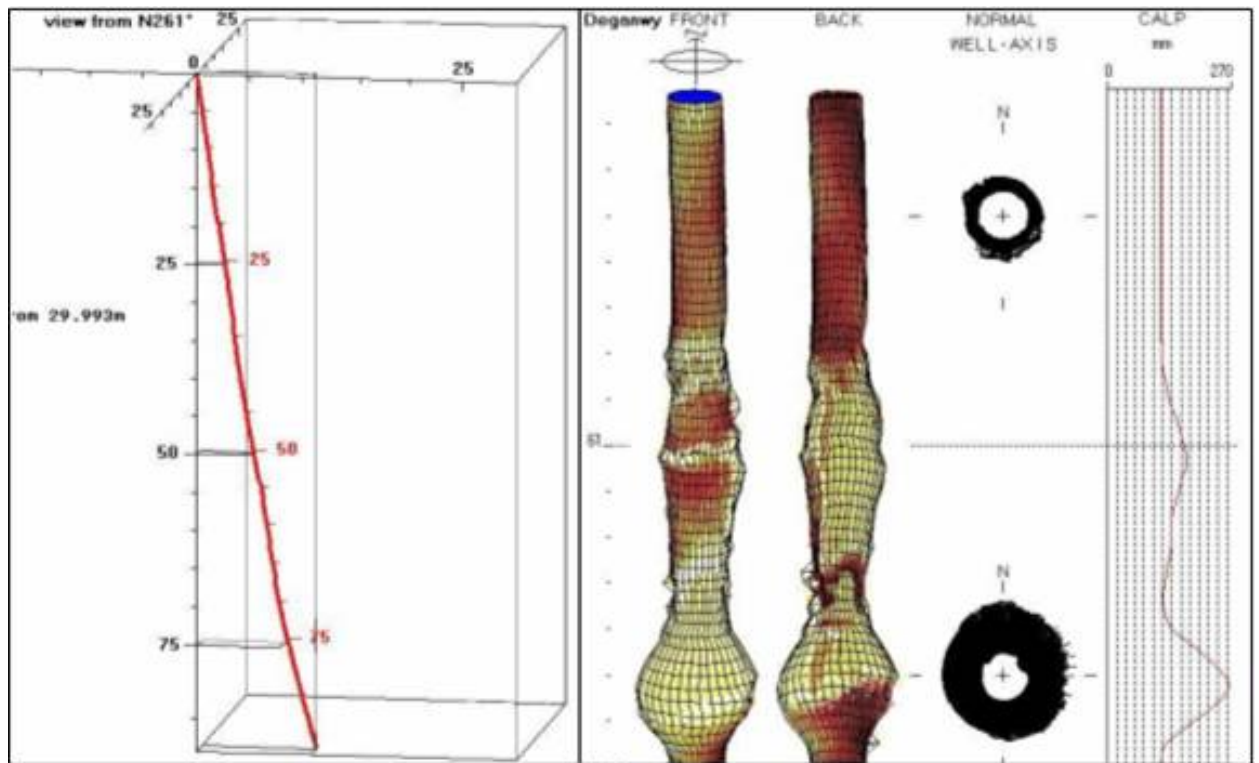


圖 3-28 右。

孔內光學造影儀量測所得之影像資料，為鑽孔內岩石之實際 360° 影像如圖 3-29，亦經由「RGLDIP」分析軟體，挑選出可能構造或裂隙影像，與孔內聲波造影儀挑選之不連續面位態資料可相互疊合分析，之後進入構造與節理統計分析。



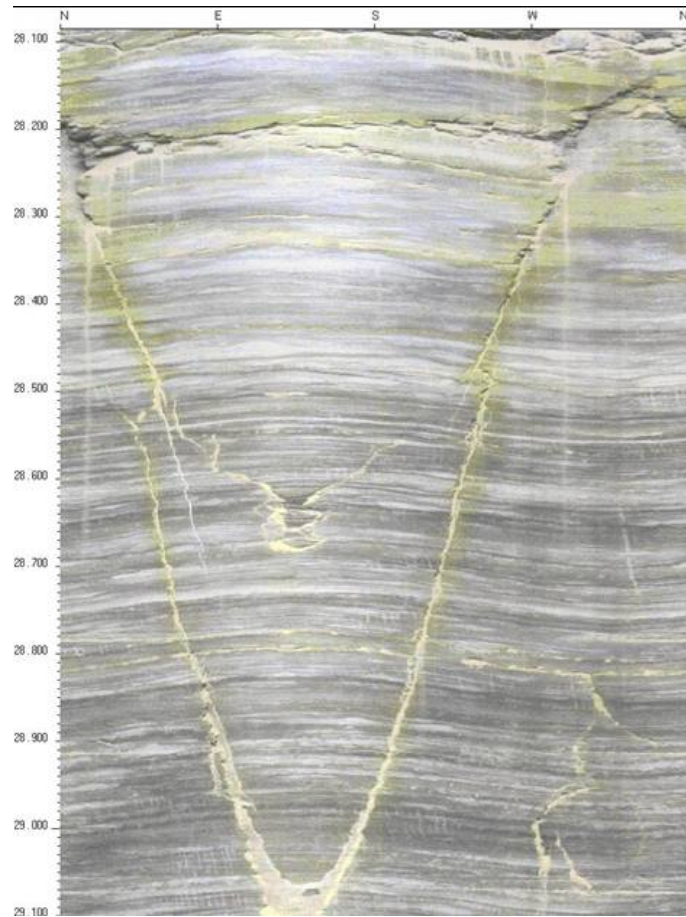


圖 3-29 孔內光學造影儀量測影像資料(摘自 Siddans , 2002)

### 3.3 現地孔內震波量測施作方法

孔內震波量測主要目的為利用量測岩體之 P 波與 S 波，間接推算出岩體之彈性模數與剪力模數等性質，則可幫助了解研究區之岩體力學性質。

#### 3.3.1 試孔之準備

震波量測方法運用於本研究區，須考量到崩積層存在坍塌之危險性，因此無法直接以裸孔施作，需在鑽孔內加入套管或 PVC 管來固定孔壁，但須於管壁每隔 0.5m 鑽一小開口，使地下水能流入鑽孔內，為了防止土石顆粒跑入小孔中，亦於管壁開口處包覆紗布才可進行試驗，且為了使震波之傳遞能夠完全到達孔壁，特在孔壁與 PVC 管間之空隙填砂(不填水泥乃因過去經驗發現易流失)。根據 Nigbor and Imai(1994)的研究顯示，使用有套管之鑽孔時，鋼管套管會產生管波(Tube Wave)的問題影響波速的量測，若使用 PVC 套管，則管波之影響較小。本研究將只於 X1 孔施作震波試驗且欲作地下水位觀測井之用，故將採取 PVC 套管來保護孔壁。

#### 3.3.2 試驗儀器

懸垂式 P-S 波量測系統為日本 OYO 公司之產品，主要可分為三個部份：1.含有震源及受波器之探測管(Probe)；2.控制監測裝置(Suspension PS Log 170)；3.絞盤(Winch)。各部份儀器說明如下：

##### 1. 探測管

- a. 主要為震源、濾波管和兩組受波器所組成的一體化構造，如圖 3-30，亦需利用水當介質才可量測，震源採間接振動型式產生如圖 3-31 所示，主要是利用擊槌及水平螺線線圈在孔內液體中產生一壓力波 (pressure wave)，經過孔壁轉換成實體波(P wave 和 S wave)放射狀地傳

播到岩體。當此實體波傳遞到每一個感應器所相對應之孔壁時，在孔內液體中先轉換成壓力波(pressure wave)，再透過受波器接收訊號(Ogura, 1988)。依據試驗條件此種螺線管震源所產生的頻率介於500~5000Hz之間。

- b. 受波器為一個三向度受波器如圖 3-32 所示，其構造為兩個可接收水準振動(x y 方向)之電磁式感應器，另一個則為接收垂直振動(z 方向)之電磁式感應器，兩組受波器間距為 1 公尺，可量測到 P 波及 S 波之傳遞時間，則速度值即可計算出。

## 2. 監控與資料擷取裝置

採用日本 OYO 公司所製造的 Suspension PS Log 170，尺寸小、重量輕包括量測控制、CRT、列印、資料儲存等部份，其特點如下所示：

- a. 量測控制模式分成手動、半自動及自動三種，其中手動模式可利用重鎚敲擊來產生外部訊號，而半自動與自動模式下可自動控制絞盤上升和下降，減少人為操作誤差。
- b. 取樣範圍從 2~200 $\mu$ sec，可控制較高的準確量測能力。在不同的取樣速率下可保持個別量取 P 波和 S 波，為使其雜訊之影響降低，其疊加功能最多可至 9 次。
- c. 波形資料可同時顯示於螢幕上經簡單計算出波速，亦可直接列印在感光紙上，且資料將儲存在 3.5-inch 磁片上，供日後電腦分析所需之資料。

## 3. 絞盤

此試驗之絞盤與現地孔內造影所用之絞盤相同，故不再贅敘。其利用滑動環來處理 8 個電極並結合電子傳遞裝置，將訊號經由鋼索內部纜線，且用螺旋狀的路徑使其鋼索有系統的上升。





圖 3-30 震源與受波器組裝前(左)組裝後(右)(修改自林忠義，1999)

### Structure of the source and Description of the Generated Wave

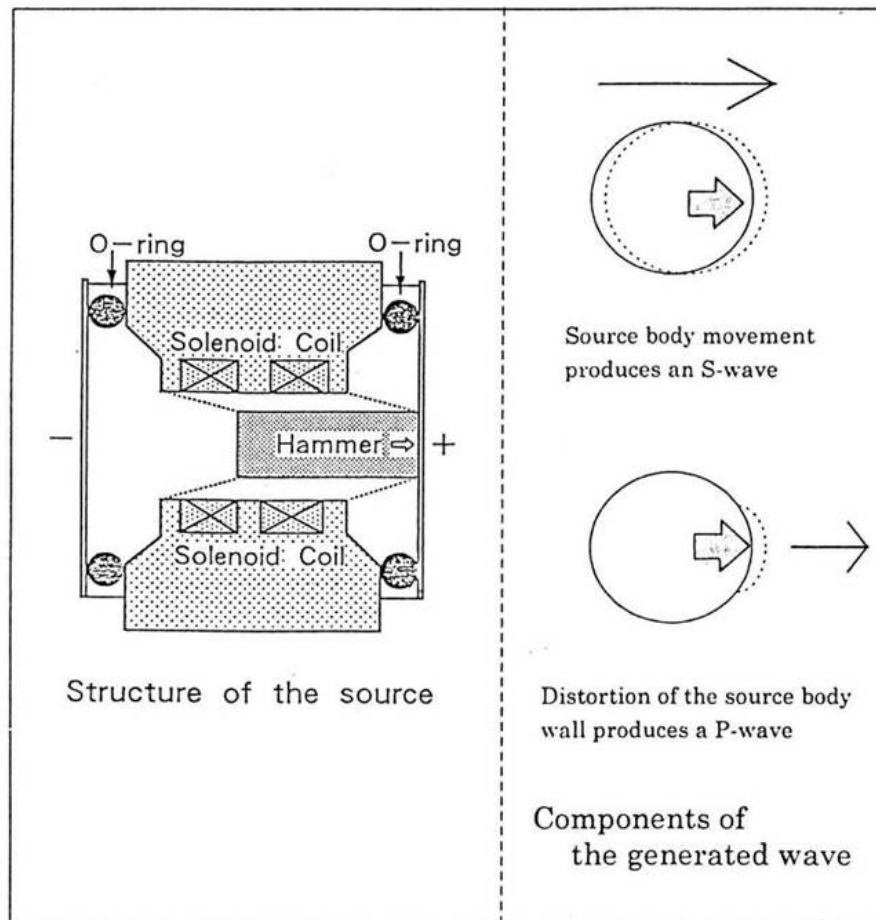


圖 3-31 震源原理示意圖(摘自林忠義，1999)

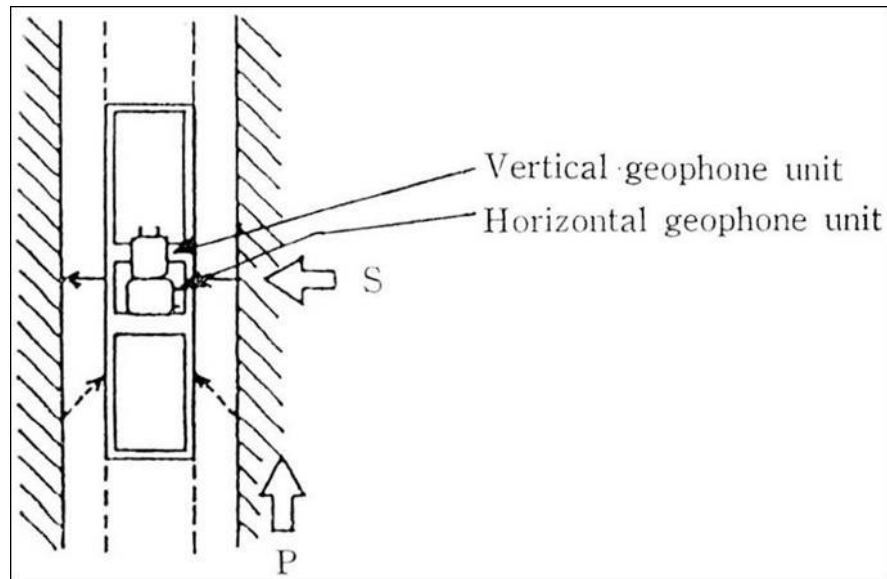


圖 3-32 受波器(Geophone)示意圖(摘自林忠義，1999)

### 3.3.3 試驗方法與過程

施測時，首先震源的電子系統在水平方向激發 SH 波震源，由兩個位於與震源運動軸線平行的水平方向受波器記錄其輸出信號。接著震源於相反方向被激發，並再次記錄這些水平輸出信號，產生一個與先前相反極性的 SH 波。最後在第一個方向再次激發震源，此時受波器接收之波形為垂直受波器之 P 波，其流程圖 3-33。此三次不同記錄之波形即代表完成一個深度之波速量測。本研究於 X1 孔深度 30m 進行試驗，當天地下水位約 11m，故試驗深度僅地下 11~30m 之範圍，且每隔 1m 即發出一震源，而每個受波器紀錄部份則由系統中之不同頻道負責。本研究之紀錄器有六個頻道，當使用一個共同時間尺度時，可將記錄資料顯示在 CRT 螢幕且用感光紙列印出來，而每個頻道有 12-bit，1024 個取樣記錄最後可用 3.5-inch 磁片儲存資料，再配合儀器所附電腦計算軟體可得到波速。

### 3.3.4 資料分析方法

懸垂式 P-S 波量測系統在試孔內產生一震源時，首先下部受波器會先經由水接收地層傳來之震波，隨後才由上部受波器接收到震波，而震波資

料結果如圖 3-34 所示。圖中  $H1$ 、 $/H1$ 、 $V1$  為上部受波器所接收之剪力波 (SV 波與 SH 波)與壓縮波(P 波)；同理  $H2$ 、 $/H2$ 、 $V2$  為下部受波器所接收之剪力波與壓縮波，若要計算試孔各深度之波速，可藉上下兩受波器接收之波傳到達時間差  $\Delta T$  與兩受波器之距離  $L$ ，經由式便可求得波速值。

$$V=L/\Delta T$$

其中  $V$ ：波速，單位為 m/s

$L$ ：受波器間距，其值為 1 公尺

$T$ ：受波器之波傳時間差



圖 3-33 P-S 波量測流程(摘自林忠義，1999)



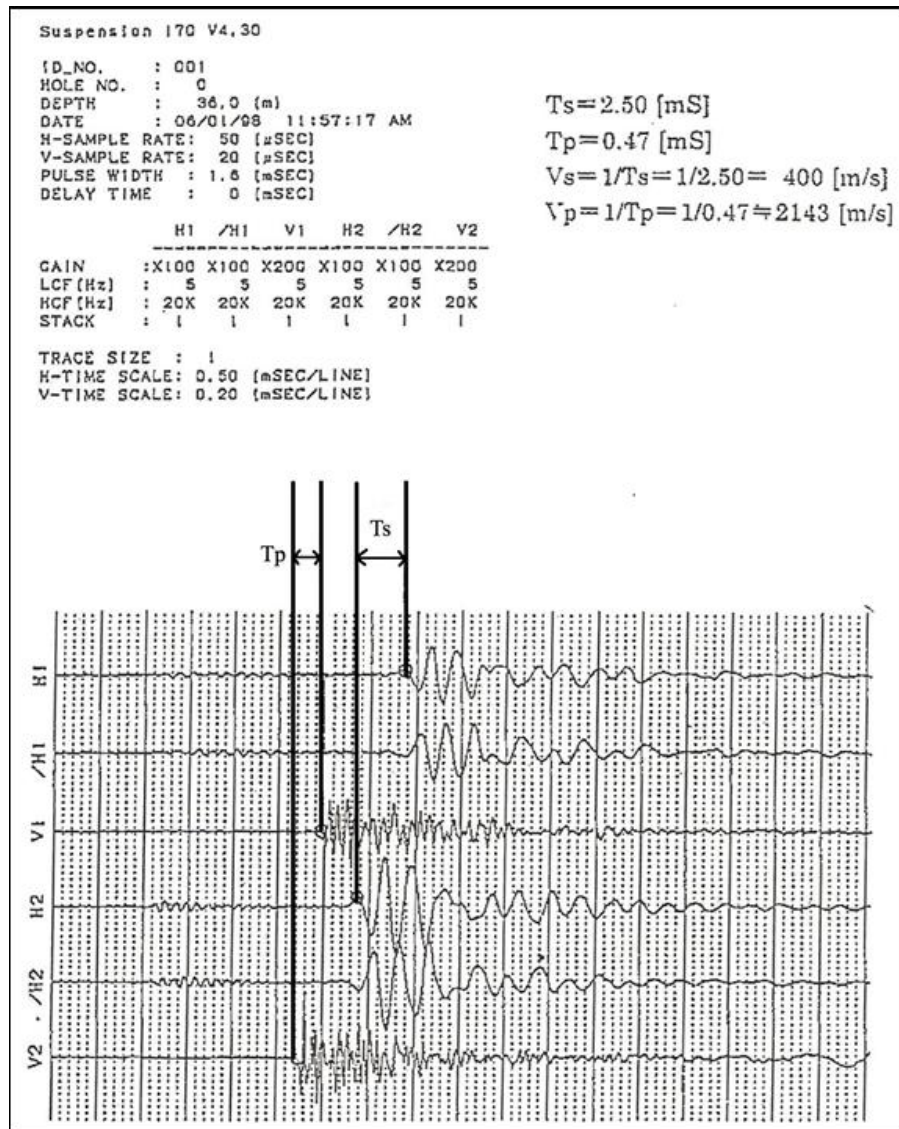


圖 3-34 懸垂式 P-S 波系統量測結果

### 3.4 地電阻探測技術

利用各種材料具有不同電阻率之特性，可由電阻率分布之型態反推地質狀況。本研究根據梨山地滑的特徵探討其與由地電阻探測獲得的電阻率之相對關係，期能由堆積區之電阻率分佈來分析各區之堆積特性，及梨山地滑之滑動面與阻水層與地下水之分佈狀況，並有效掌握崩積層及風化板岩中之滑動狀況，除此更可輔助鑽探作業結果之岩心判釋正確性。

#### 3.4.1 試驗儀器

本研究野外施測是採用法國製造的 IRIS 地電阻探測儀，利用電極棒傳送電流至地底下，並依地下地層之電性差異(電阻率)來解釋地底下構造，IRIS 探測儀如圖 3-35，野外施測相關配備如下列：

1. 主機(IRIS)和 SWIFT
2. 衛星定位系統(GPS)
3. 電纜線(Cable)
4. 電腦(須具備 RS232 連接埠)
5. 電極棒及遠電極棒
6. 遠極線(花線)
7. 12V 鉛蓄電池數個
8. 電壓計(量測遠極是否通電)
9. 鹽水(增加地層導電面積)

#### 3.4.2 現地施作過程

本研究施測位置位於梨山地滑東南地滑區，近幾年幾乎已開發為果園屬私人用地，且鑽孔佈置皆位於台七甲道路上，故測線之佈設皆位於台七

甲道路上(圖 3-36)，與滑動體滑動方向相互垂直，而施測方式由於研究區 B4 滑動體岩盤深度約 50m；B1 約 30m 皆屬較淺層之岩盤，故經考量以溫奈-施蘭普吉排列法(Wenner-Schlumberger array)、雙極排列法(pole-pole array)為主，電極間距分別展開 3m 與 2m，電極數目皆為 36 根，測線展距長度分別為 105m 與 70m。

施測首先於既定測線上每隔固定展距(2 或 3m)鑽孔，於孔內灌水並釘下傳統貫入式之電極棒，其材質為不鏽鋼，長度 30cm 直徑 1.0cm，貫入地表約 15~20cm 深，並與測線相連結，隨後拉遠電極左右各 500m 長並釘下遠電極棒。隨後以地電探測儀檢測每個電極棒間之電阻值，以確保電極棒與地面之導電品質，若超過標準則須於有誤之電極棒處理，一般處理方式為鑽孔加深或添加鹽水，減少電阻值以達到施測標準。根據過去施測經驗，地表面與電極棒之間的電阻值(Resistance check)於一般在土壤表面施測時檢核皆控制小於 1K-Ohm(E. Athanasiou et.al, 2005)，待所有電極棒間電阻無誤後，則施加直流電通電至地底下建立電場進行施測。因施測之地表為緩慢上升的道路斜坡，因此需考慮地形影響，進行水準測量以提供日後地形修正資料。現場施測照片如圖 3-37 與圖 3-38。

### 3.4.3 資料分析

將現場施測結果之資料先繪製視電阻率剖面(Apparent Resistivity profile)並匯入 Prosys. II 分析軟體，首先去除不良之資料點及匯入高程資料進行地形修正，並以.bin 形式存檔，經轉檔工作轉為.dat 檔，再匯入 Res. 2D INV.之反算軟體，設定反算參數後進行視電阻率反算，即可得真正電阻率剖面圖(True Resistivity Profile)。



圖 3-35 IRIS 地電阻探測儀



圖 3-36 測線與鑽孔相對位置





圖 3-37 測線一現場照片



圖 3-38 測線二現場照片

## 第四章 地質研究成果

### 4.1 崩積材料分類

梨山崩塌區主要為新鮮板岩、風化破碎板岩、軟弱黏土層以及回填土四個部分所組成。工研院(1993)曾針對梨山崩積地區進行大規模地質鑽探調查，依據日本學者藤原明敏(1979)之地表地質分類準則進行岩心分類，將梨山地區崩積層分為崩積土(Dt)、強風化板岩(W1)、中風化岩板岩(W2)、弱風化板岩(W3)與新鮮岩盤(Rf)五類，而上述五項分類中，若色調與原岩顏色不同時則另行加註(')表示。此種分類方式以風化程度來區別，雖可針對材料做定性描述，若考慮到將來工程上之應用，理應有較為詳細的分類。而本研究依照鑽取之 N1、N2、X1、X2 及 X3 等五孔岩心共 250 m 崩積地層的判釋結果及參考以往大量的岩心照片提出可反應滑動機制等之分類方式。分類方法應有其分類的依據，以下對本分類方法之指標做說明。

1. **地層材料**：崩積地層的材料來自崩坍來源的母岩及其風化產物，因此其組成與原母岩相關。崩積層的組成材料可為分類的參考指標之一。梨山地區地層組成包括新鮮板岩、破碎板岩塊、軟弱層黏土，部分地區上覆工程的回填土。因此本研究將梨山地區的崩積組成材料細分為板岩、軟弱黏土及回填土三部分。
2. **顆粒排列方式**：除崩積材料的組成可反應崩坍的型態外，崩坍岩塊或岩體的顆粒排列，亦可判斷其破壞型態。為反應滑動機制，顆粒排列方式亦為崩積層分類為不可或缺的指標之一。梨山地區的岩心鑽探結果顯示，可將岩心排列分為整齊與不整齊，顆粒排列整齊處其擾動可能性較低，而顆粒的排列方向有依尋劈理方向的趨勢，而顆粒排列不整齊的岩

心則多為顆粒大小之板岩塊與黏土膠結散亂夾雜(圖 4-1)。

3. **弱面與裂隙**：岩石受形成時或形成後的應力作用形成弱面，因此位於地層淺處的岩層皆存在程度不一的不連續面。崩積地層若由大規模塊體移動所形成，則此類崩積體除原有不連續面存在外，亦可能因崩壞產生更多的裂面。此類不連續面的多寡及方位，可反應出不同的崩坍機制。因此岩心所呈現的不連續面密度及方位，也為崩積材料分類的一項重要指標。梨山地區岩性以板岩為主，其原岩或其上覆堆積之破碎板岩皆有發達之劈理面分布，而此區岩心弱面除劈理之外亦伴隨幾組高角度節理或裂面，因此劈理面並不另行加註，而有節理存在或裂隙發達的岩心部分則另行加註(J)。
4. **膠結填充物種類**：崩積層因滲透性佳，其內的裂隙甚易因地表水下滲而將細粒土壤填充其內，亦可能因地下水導致的物理及化學風化而生成黏土質土壤，此類黏土質土壤可視為崩積層的裂隙填充物，其存在影響崩積層的力學性質而將其納為分類指標之一。梨山地區裂隙之填充物為其原來板岩風化後之黏土(圖 4-2)。
5. **膠結填充物比例**：由於黏土比例含量，亦會影響崩積層的力學性質，將之視為一分類之指標。當黏土含量超過 50%以上，推斷其黏土將會大幅度影響其力學行為、故將黏土一詞擺於前方，如灰色黏土夾灰色板岩(GS)(黏土 50%以上)、若黏土含量更高於 70%時則稱為灰色黏土夾板岩碎屑(C)。
6. **風化程度**：岩石的色調可反應風化程度，與原岩相同色調之風化產物受風化程度較低，反之與原岩色調不同而有其他色調之風化產物則受風化程度較高。梨山地區之崩積層其最終風化產物為灰色黏土，填充物與板岩塊相互膠結，因其填充物皆為黏土，則以色調來描述區分，灰色加註(G)；黃色加註(Y)。



利用上述之分，由地質材料、顆粒排列方式、弱面與裂隙、膠結充填物比例種類以及風化程度等六項指標，可用圖 4-3 的流程將梨山崩積層加以分類。如圖 4-3 所示，進行分類時，首先由地層材料歸納梨山崩積地層為回填土(BF)、軟弱層黏土(C)、板岩(S)三部分。若為板岩則視弱面與裂隙的存在與否及裂隙內存在黏土與否，若為完整岩心則命名為(S)，若含節理或裂面則命名為(SJ)，裂隙中富含黏土部分則依照黏土色調命名為灰色板岩夾灰色黏土(SG)和灰色板岩夾黃色黏土(SY)，假若黏土含量大 50%則以黏土擺在首位命名，便為灰色黏土夾灰色板岩(GS)與黃色黏土夾灰色板岩(YS)。最後觀察其顆粒排列組成，顆粒排列不整齊的部份則加註(')。

本研究依地質鑽探結果(N1、N2、X1、X2 及 X3 孔)依上述分類加以判釋，岩心分類流程圖如圖 4-3，其分類說明如表 4-1。此外，若依力學行為考量亦可將其分成五類如圖 4-4，亦即夾有黏土之板岩皆稱為併構岩，而新鮮板岩則依破裂程度分為破裂板岩及完整板。其中併構岩材料將作為室內試驗及數值模擬分析。

表 4-1 岩心分類方法

類別	帶碼	岩心描述	說明
第一類	BF	回填土	
第二類	C	灰色黏土夾灰色板岩碎屑	
第三類	GS	灰色黏土夾灰色板岩	板岩顆粒排列整齊為 GS 顆粒排列不整齊為 GS'
第四類	SG	灰色板岩夾灰色黏土	
第五類	YS	黃色黏土夾灰色板岩	板岩顆粒排列整齊為 YS 顆粒排列不整齊為 YS'
第六類	SY	灰色板岩夾黃色黏土	
第七類	F	新鮮板岩	完整板岩為 S 含多組節理為 SJ

表 4-2 岩心分類對照表

藤原明敏 分類	崩積土	強風化板岩	強至中 風化板岩	中至弱風化板或 弱風化板岩	新鮮板岩
本研究 分類	黃色黏土夾 灰色板岩(不 分黏土比例)	灰色黏土夾灰色 板岩(黏土>70%) 或灰色黏土夾板 岩碎屑	灰色黏土夾 灰色板岩(黏 土 50~70%)	灰色板岩夾灰色 黏土(黏土<50%)	新鮮板岩 (無黏土)
黃玉麟 (2006)分類	灰色板岩夾 黃色黏土	灰色板岩夾灰色 黏土或灰色黏土 夾板岩碎屑	灰色板岩夾 灰色黏土	灰色板岩	新鮮板岩

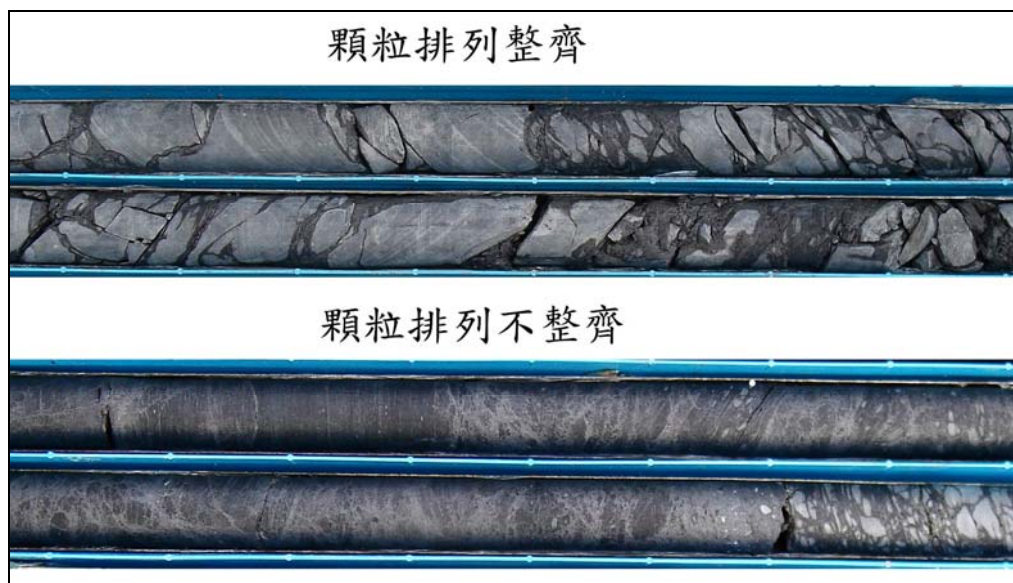


圖 4-1 板岩顆粒排列方式

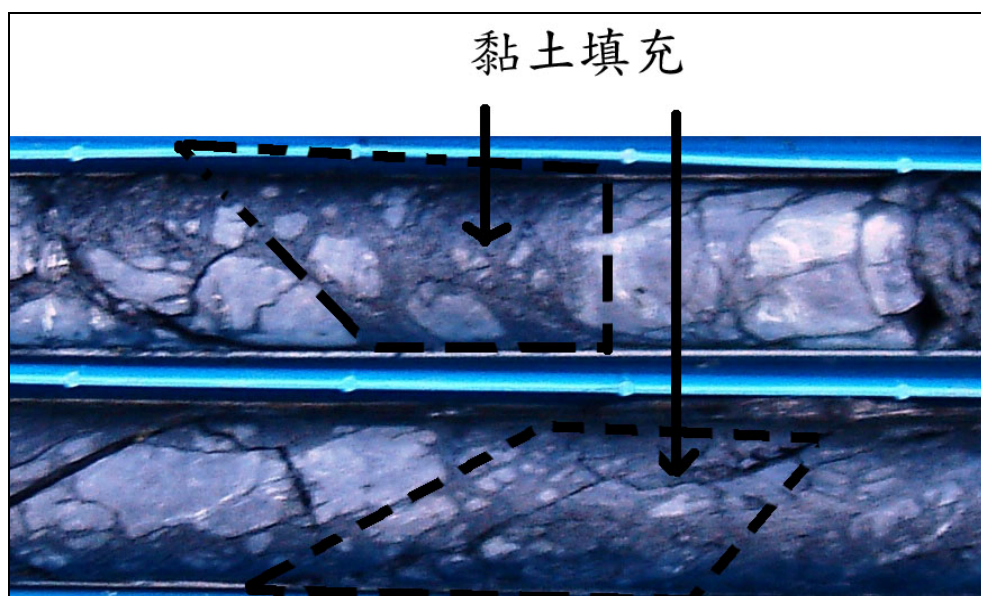


圖 4-2 弱面膠結填充物

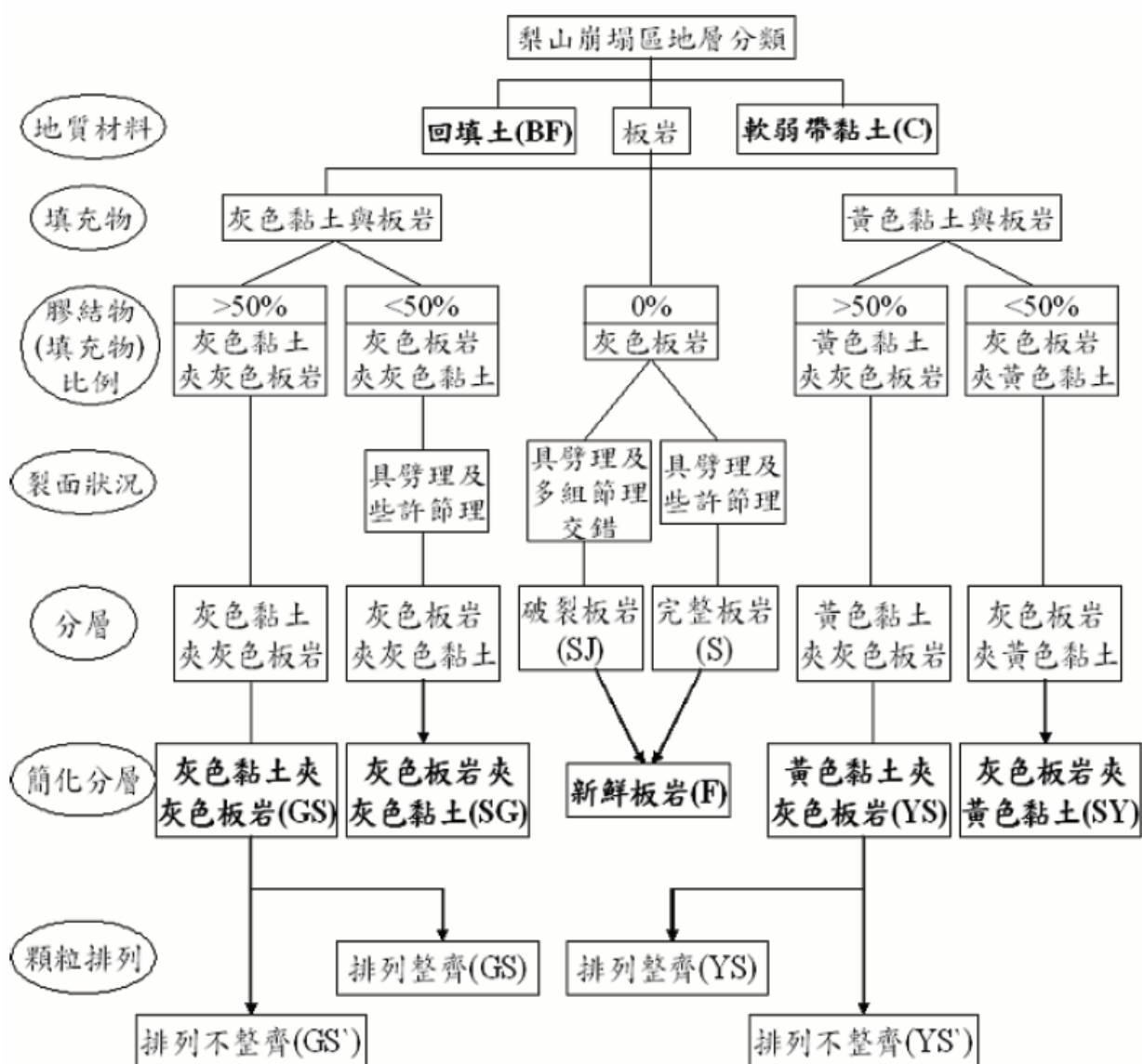


圖 4-3 岩心分類流程圖

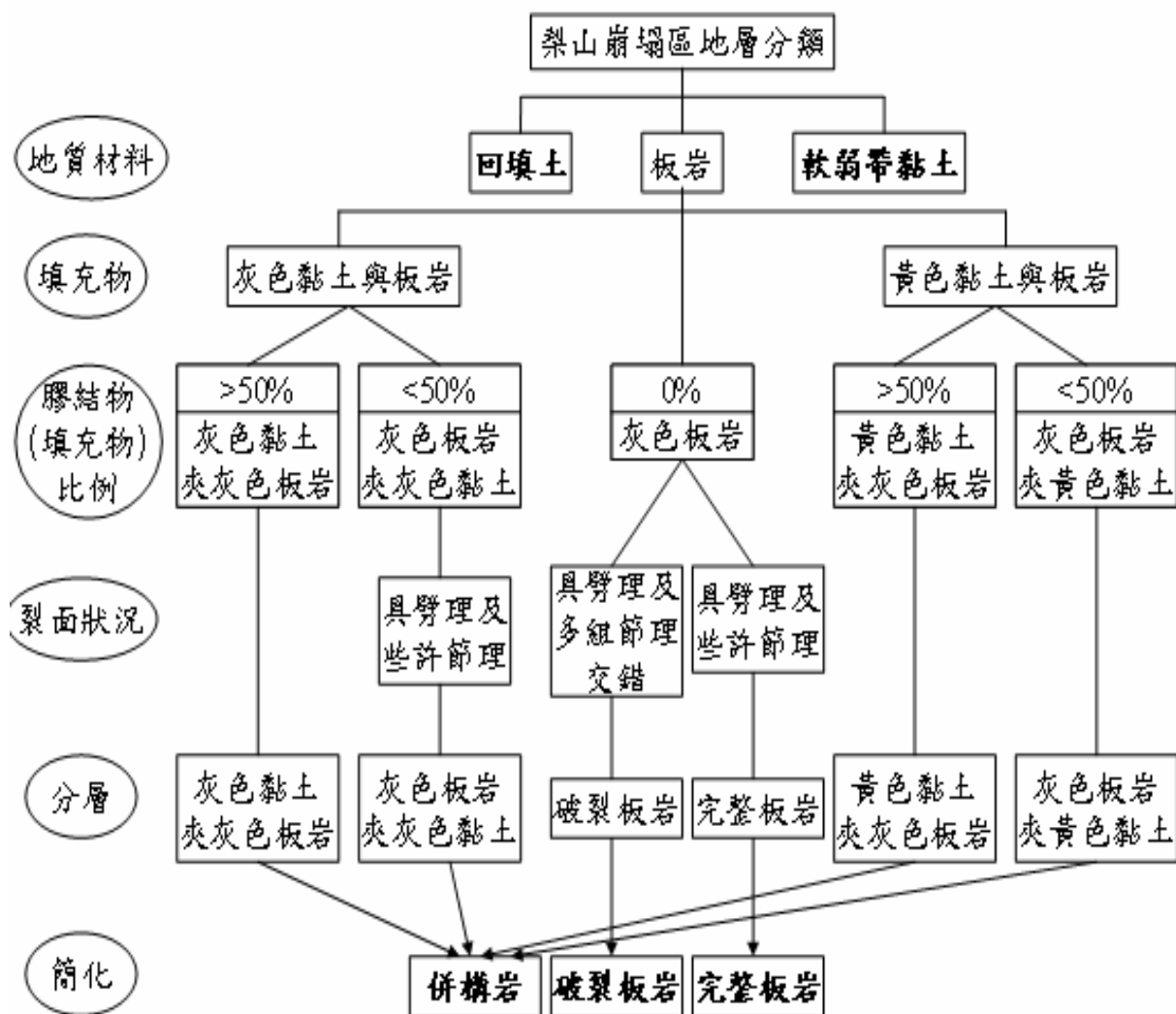


圖 4-4 材料力學行為分類流程圖

## 4.2 現地實驗結果

### 4.2.1 孔內照影試驗

本研究孔內造影的目的，主要在探討崩塌地層內的不連續面方位變化及軟弱層的存在性、位置及厚度，藉以探討此崩積地層的成因及其滑動機制。首先對不連續面位態、軟弱層及膠結物的孔內造影結果及鑽探岩心檢視結果之差異性加以說明。表 4-3 為孔內照影試驗資料。

#### 1. 不連續面：

在孔內造影影像資料中對於不連續面的種類判定，首先由影像資料與岩心照片初步比對判釋，由於單由孔內造影資料並無法完全區別劈理面與節理面，因此挑選孔內造影位態時，得藉由直接觀察鑽探之岩心狀況來輔助。傳統岩心判釋由於進行鑽探時鑽桿自由旋轉的原因，無法獲得正確的走向資料，僅能由量取岩心裂面角度來獲得傾角資訊。而孔內造影儀內建羅盤儀，可在施測時不受到儀器轉動的影響而正確紀錄走向資料。圖 4-5 為 N1 孔 28.0~29.0m 之孔內聲波造影位態資料與岩心比對結果。由圖 4-5 中 A 區間來看，岩心資料顯示為較完整岩塊內出現一劈理產生的明顯裂面，而由聲波造影亦可容易挑選出。B 區間由岩心資料可觀察到數組劈理間距甚密的狀況，但由聲波造影則出現的劈理面只有一條。C 區間岩心出現為一高角度節理，但在聲波造影之結果沒有反應出。綜合以上比對結果可知，岩心上劈理密集出現的區段，其岩心還沒被鑽出時，原本的劈理面間隙可能相當小，而岩心取樣之後解壓，造成岩心上劈理面裂面趨於明顯。

針對梨山崩積材料以聲波造影與光學造影分別對不連續面位態的判釋結果以圖 4-6 為例，聲波造影之結果其裂隙輪廓明顯，但在光學造影影像中則裂隙輪廓模糊，其主要原因與鑽探使用之迴水有關。本研究為顧及

在崩積地層中鑽探岩心取樣品質，並且於鑽探完畢後維持孔壁的自立性以供孔內造影之施作，使用超泥漿®高分子穩定液作為鑽探迴水，超泥漿®與水拌合後黏性甚高，雖然超泥漿®本身為無色透明，但因鑽探產生之岩屑可能被超泥漿®包裹而附著於孔壁上，使得光學造影的效果不佳，而聲波造影由超音波能量回傳大小來描繪孔壁，所以不受雜質之影響。

## 2. 軟弱層

軟弱層內含灰色黏土夾灰色板岩碎屑，可由聲波造影之聲波振幅反應孔壁軟硬狀況，而光學式在孔內清晰可視的情況下亦可直接觀察軟弱帶的分布情況。圖 4-7 為 X2 孔 48.0~49.0m 之孔內造影與岩心照片比對結果，其中 48.0~48.5m 為軟弱層，聲波振幅可看出聲波造影對於軟弱層內夾薄層岩塊亦可表現，而光學造影因受渾濁水影響較難看出；聲波振幅色調顏色較深處，表示回傳之聲波能量較低，反應此段有極軟弱黏土層分布。由以上結果判斷，孔內造影在軟弱層界定上的表現，可利用聲波振幅色調顏色較深之區段，找出軟弱層分布之範圍。

## 3. 膠結物

聲波造影可由岩塊與土壤其硬度的不同，反應聲波反射振幅的大小差別，藉此描繪出岩塊和土壤的膠結狀況；而光學造影也可藉由影像直接判釋。圖 4-8 為 N-2 孔 53.0~54.0 m 的岩塊土壤膠結情況與岩心比對結果，可知藉著聲波的反射能量反應顆粒膠結狀況比光學影像更容易。但聲波造影之資料影像並無法反應孔壁真實的色調，而由光學造影可觀察出不同色調的表現，如圖 4-8 中石英脈的分布狀況。

由以上三點結果可知，孔內造影可以輔助崩積地層岩心判釋，而聲波造影與光學造影各有其優缺點。聲波造影對於崩積地層中位態的解析、軟弱層的分布情況以及膠結物，皆有良好的解析度，而光學造影則受限孔內



水的清晰度，但光學造影可反應孔壁真正的色調表現，如白色石英脈的分布，而聲波造影則無法分辨。

表 4-3 孔內照影試驗資料表

孔位	地下水位	鑽桿保護深度	量測資料範圍	
N1	-19.40m	-20.60m	聲波式	-19.40m~-38.80m
N2	-26.30m	-10.35m	聲波式	-24.25m~-77.50m
			光學式	-1.55m~-75.00m
X2	-41.0m	-12.5m	聲波式	-41.0m~-60.0m
			光學式	-12.5m~-60.0m
X3	-17.5m	-21.0m	聲波式	-21.0m~-40.0m
			光學式	-21.0m~-40.0m
B2	無	-16.9	光學式	-16.9m~-56.30m

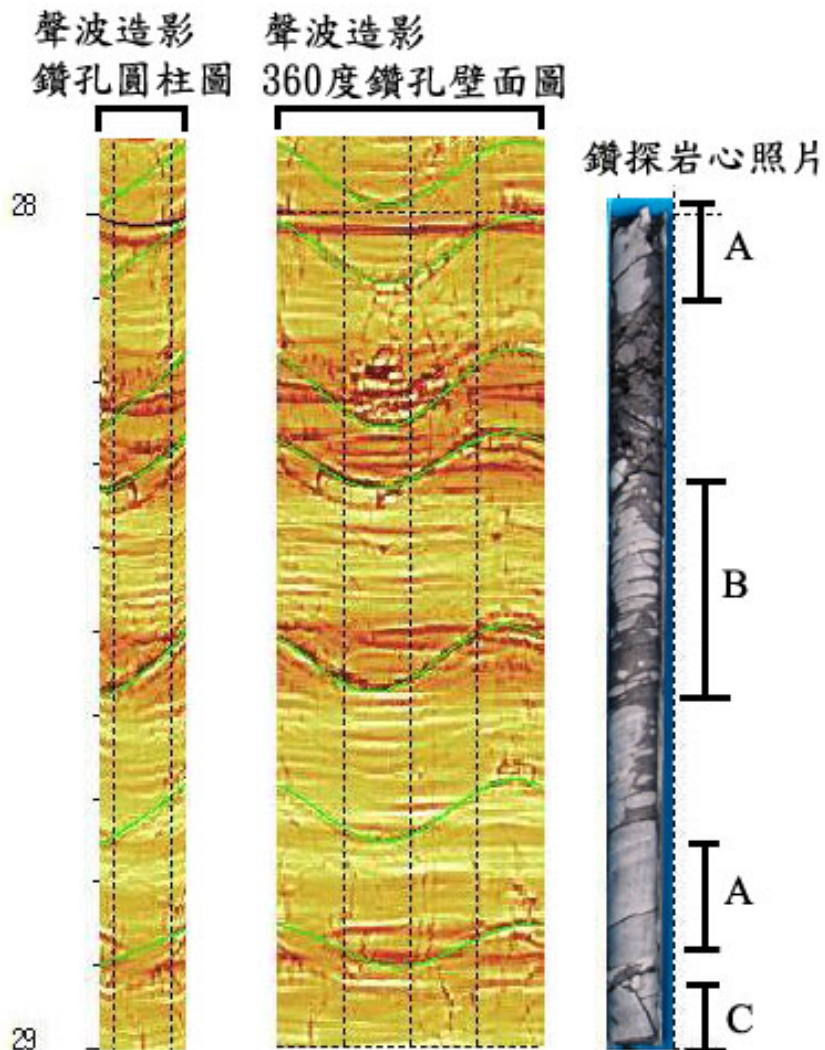


圖 4-5 N1 孔 28.0~29.0m 孔內聲射造影結果與岩心比對

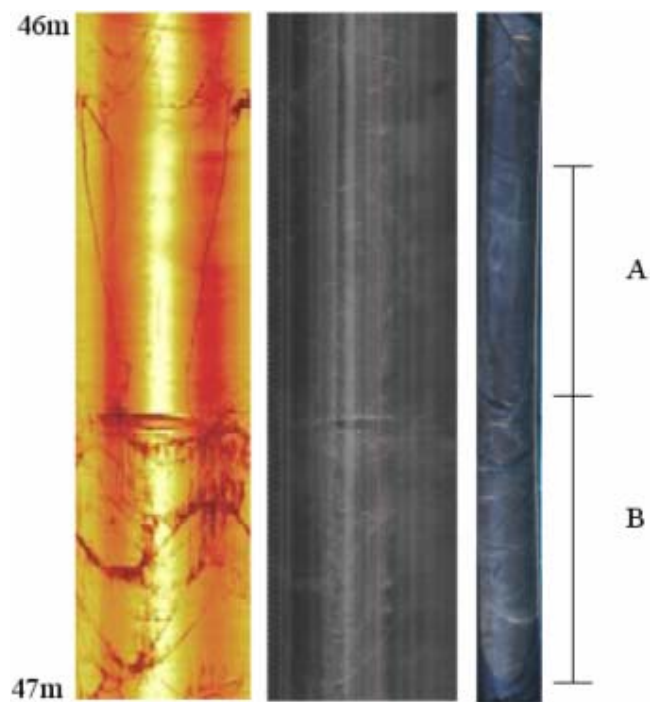


圖 4-6 X2 孔 46.0~47.0m 之聲波、光學造影與岩心比對  
(左：聲波造影，中：光學造影，右：岩心照片)

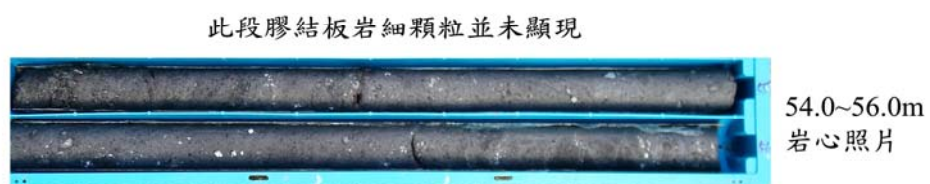
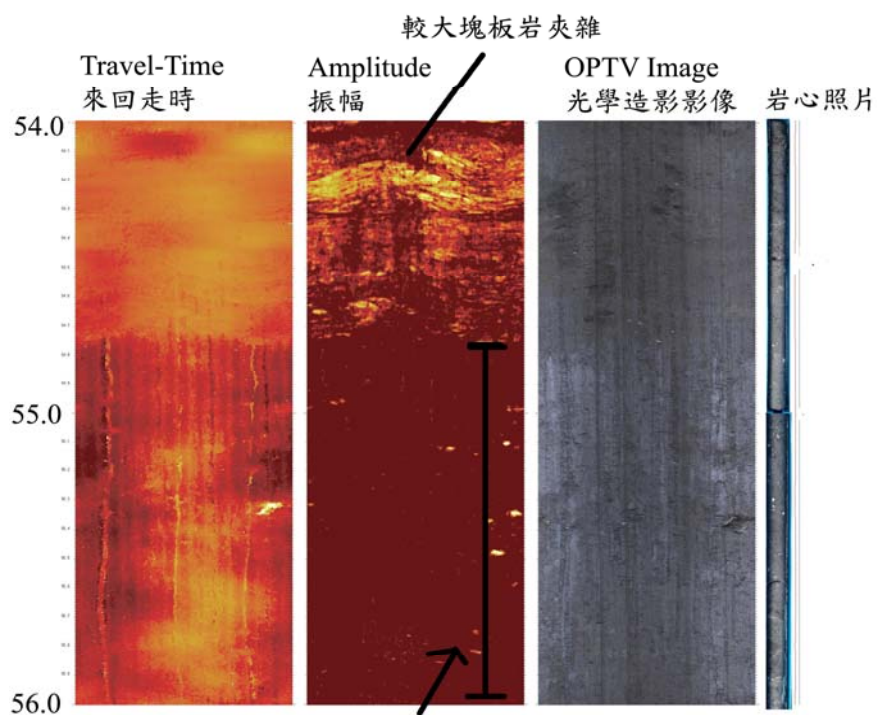


圖 4-7 N2 孔 54.0~56.0 m 軟弱層造影與岩心比對結果

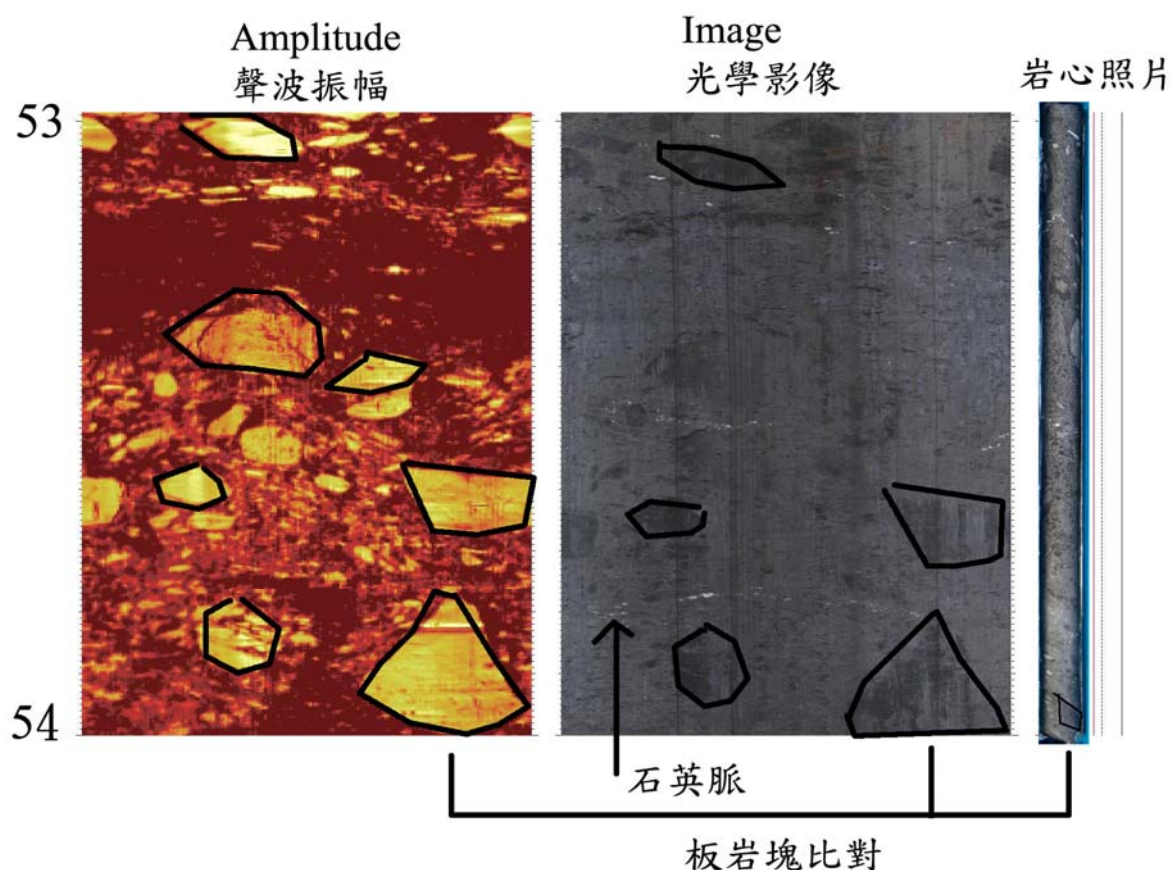


圖 4-8 N2 孔 53.0~54.0 m 膠結情況造影與岩心比對結果

#### 4.2.2 孔內震波量測

本研究針對梨山崩積地區之 B9 滑動體之 N1 孔及 X1 孔位施作懸垂式孔內 P-S 波量測。N1 孔深為 40 m，考慮鑽探後孔底埋沒與探測管部分連結總長度共 5 m 兩項因素，則試驗施作深度定為地表下 4.0 m 至地表下 30.0 m；而 X1 孔深為 30.0 m，當天地下水位為 10.0m，試驗施作深度為地表下 10.2 m 至地表下 26.2 m。

施作前埋置 2.5 英吋孔徑之 PVC 管，在管壁處約間隔 0.5 cm 鑽一小孔，再以不織布包紮後埋放於孔內，PVC 管與鑽孔孔壁間填滿粗砂並於孔口灌漿以固定 PVC 管，PVC 管埋設完成後方行施測。由於試驗過程中孔內必須充滿水為介質，N1 孔於試驗施作當日，其地下水位面約在 19.5 m 處，故加水使其地水位暫時上升以供試驗施作。

進行 N1 孔內震波量測時，每次量測之間距設為 1 m，因此在量測深度自 4 m 至 30 m 理應共計 27 個資料點，但能夠挑選出 P 波之初達波與 S 波波幅反向之資料點僅 20~30 m 之間共 11 點，再經計算後，將地層深度相對應之波速列於表 4-4 所示，P 波波速介於 1220(m/s)~2174(m/s)之間，而 S 波波速介於 360(m/s)~1020(m/s)之間。

X1 進行孔內震波量測時，每次量測之間距設為 1 m，因此在量測深度自 10.2 m 至 26.2m 應有共計 17 個資料點，經計算後將地層深度相對應之波速列於表 4-4 所示，其中 P 波因上下接收器時間差非常相近，使其波速值極大甚不合理故不採用，而 S 波波速經計算後介於 1517(m/s)~3306(m/s)之間。

圖 4-9 N1 孔 P 波波形訊號與深度比對圖為 N1 每筆施測深度與所得之 P 波波形對照圖，垂直方向敲擊之結果 V1、V2 在地表下 4~20 m 的波形資料相當不明顯，地表下 20~24 m 的 P 波速度較為一致，地表下 25~30 m 則是另一 P 波波速相似區，較地表下 20~24 m 為快。

圖 4-10 為 N1 每筆施測深度與所得之 S 波波形對照圖，水平方向敲擊之 H1、H2 在深度 4~20 m 雖然有波型資料呈現，但應非 S 波，為管波(pipe Wave)的成分居高，其可能原因在於放置 PVC 管時，水泥砂漿由 18.60~18.90 m 處之裂隙流失，以致回填不確實或回填品質較差而產生較多的孔隙，又或是施作實驗前充填之孔內水在試驗施測期間流失，而回到原先地下水面之位置。H1 在地表下 20~30 m 處，P 波之初達波在 5ms 左右出現，H2 在地表下 20~30 m 處，P 波初達波也在 5ms 左右出現，但波形的能量小於 H1。S 波出現在 17ms 附近，波型反向明顯。

將 20~30 m 之 P 波波速、S 波波速資料以及岩心判釋結果相互比對如圖 4-11 所示。由圖可看出，整體波速隨者深度的增加而提高，但增加的幅

度不大，26.20~27.10 m 處之灰色黏土夾灰色板岩碎屑(C)，此軟弱層之波速有突然偏低的現象。

圖 4-12 為 X1 孔每筆施測深度與所得之 S 波波形對照圖，將 10.2~26.2 m 之 S 波波速資料以及岩心判釋結果相互比對如圖 4-13 所示。S 波主要反應岩體的剪力強度，由圖中可看出整體波速隨者深度的增加而提高，14.0~16.0 m 處之灰色板岩夾黃色黏土，此層之波速有突然偏低的現象，乃因此層黏土含量達 70~80%，故使波速驟降，而 20~25m 亦有黏土含量約 40%之灰色板岩夾灰色黏土層，但其波速值仍大於 2500m/s，由上述可知夾有黃色黏土層其軟弱程度大於夾有灰色黏土層，推測其原因可為黃色黏土為崩落之表土下滲，而灰色黏土為板岩就地風化之結果，故就緊密性而言黃色黏土層小於灰色黏土層，因此使得傳遞波之能力下降即波速小。

表 4-4 P-S Logging 量測波速統計表

	N1 孔			X1 孔	
	Depth(m)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	Depth(m)	Vs(m/s)
1	20.0	1785.7	963.0	10.2	1874
2	21.0	1666.7	709.6	11.2	1517
3	22.0	2173.9	359.5	12.2	2803
4	23.0	1639.3	1019.6	13.2	2430
5	24.0	1562.5	839.3	14.2	1605
6	25.0	1851.9	779.4	15.2	1520
7	26.0	1219.5	595.6	16.2	3200
8	27.0	1428.6	724.9	17.2	2181
9	28.0	1886.8	899.6	18.2	2339
10	29.0	1369.9	643.2	19.2	2383
11	30.0	1960.8	552.7	20.2	2676
12				21.2	3306
13				22.2	2672
14				23.2	2966
15				24.2	2660
16				25.2	2796
17				26.2	2636



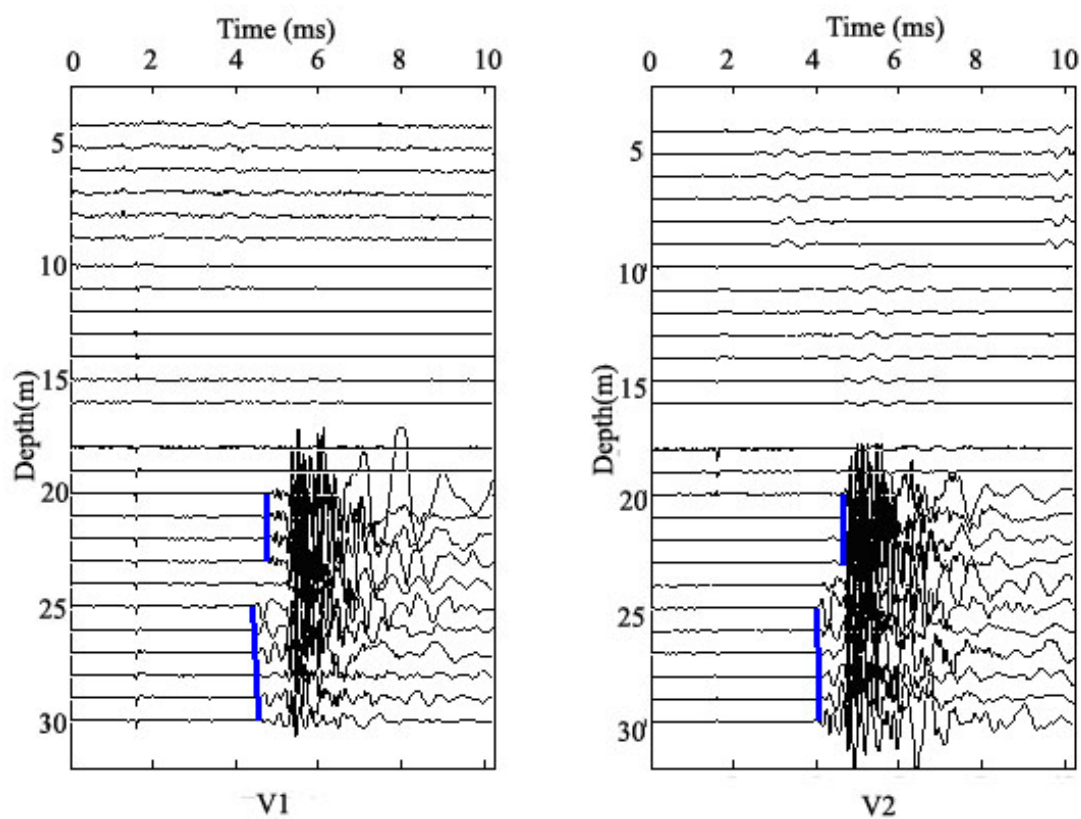


圖 4-9 N1 孔 P 波波形訊號與深度比對圖

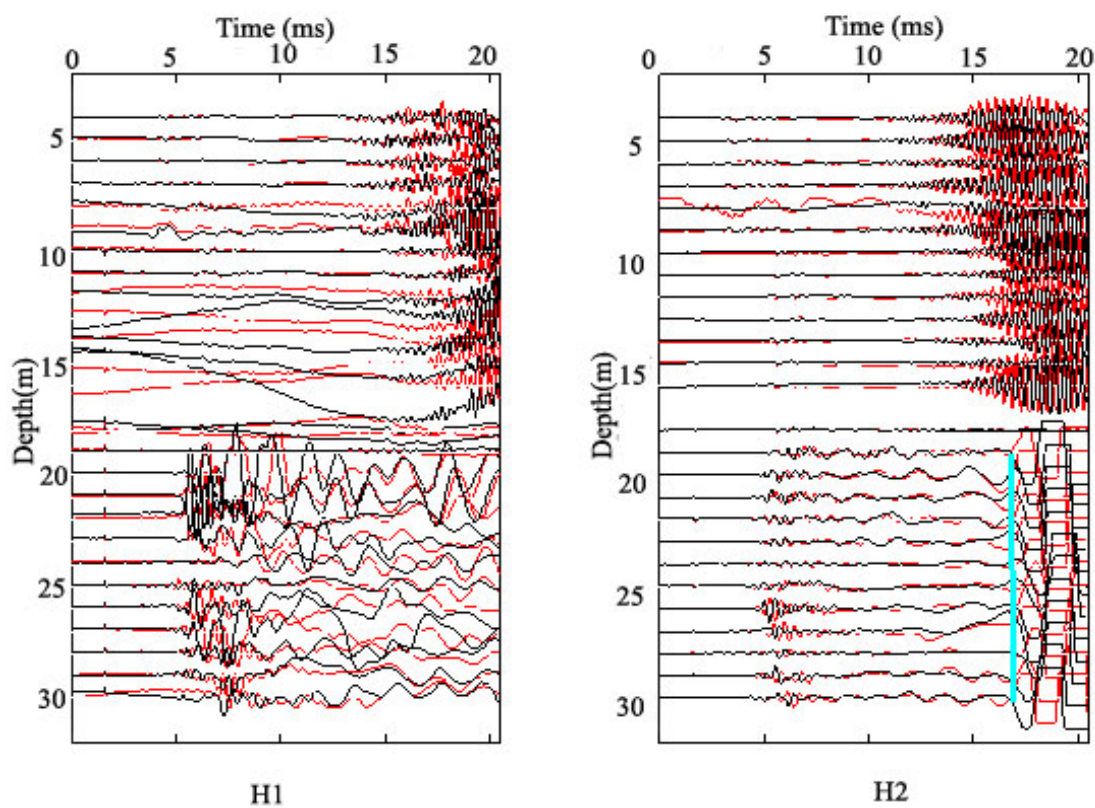


圖 4-10 N1 孔 S 波波形訊號與深度比對圖



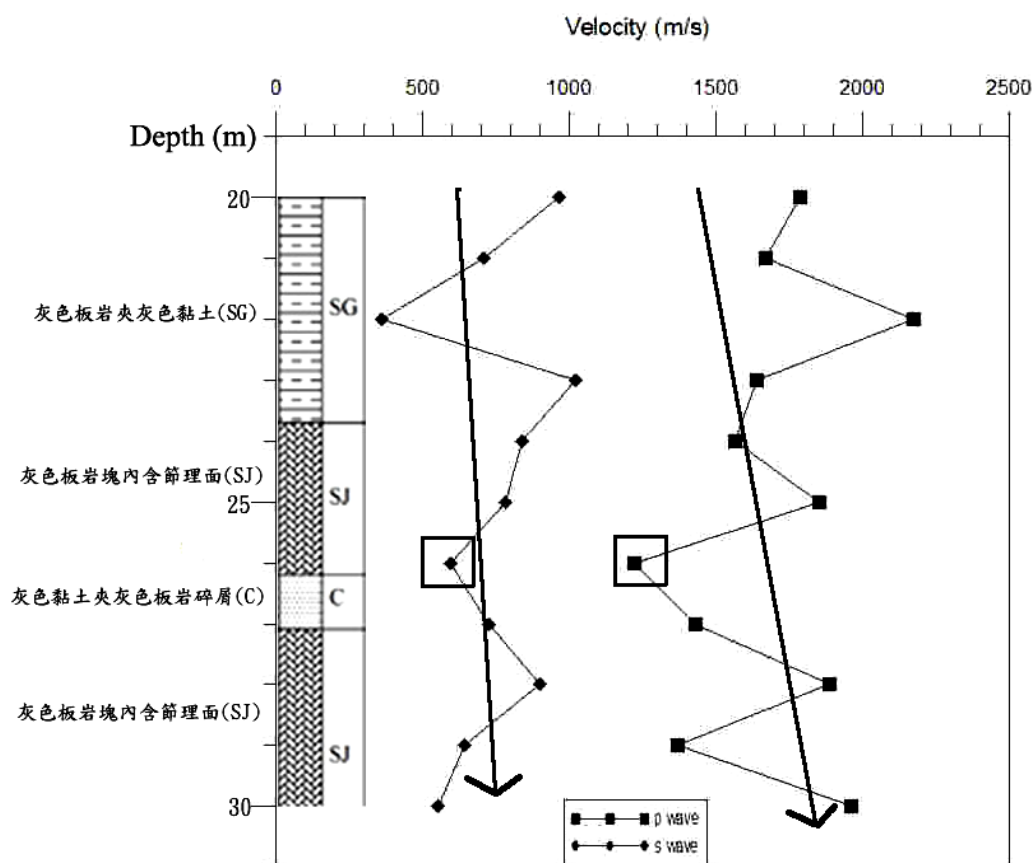


圖 4-11 N1 孔 P-S 波波速資料與岩心判釋比對結果

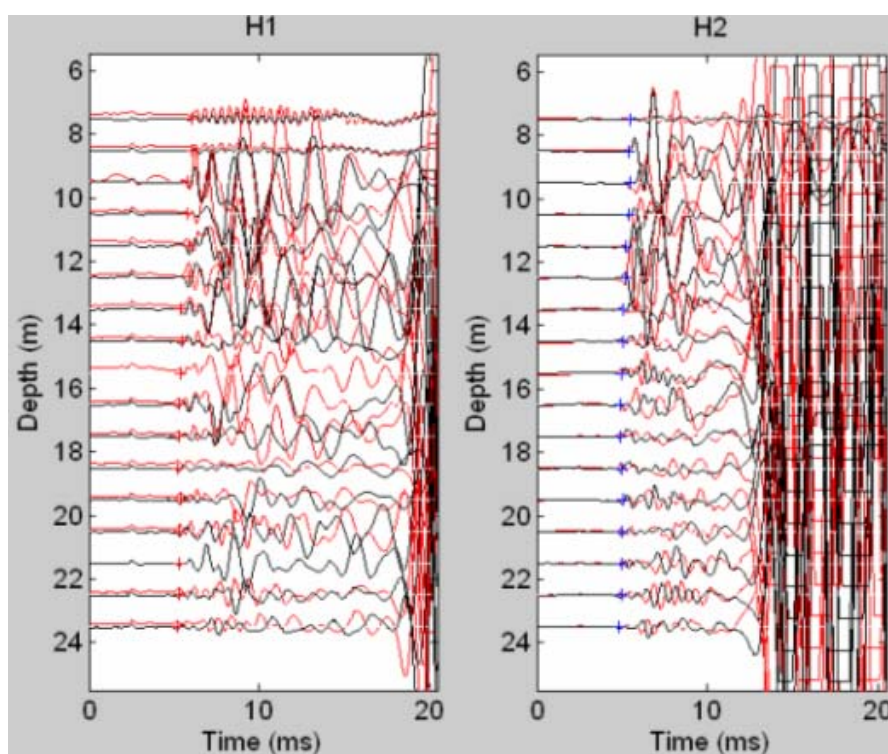


圖 4-12 X1 孔 S 波波形與深度對照圖

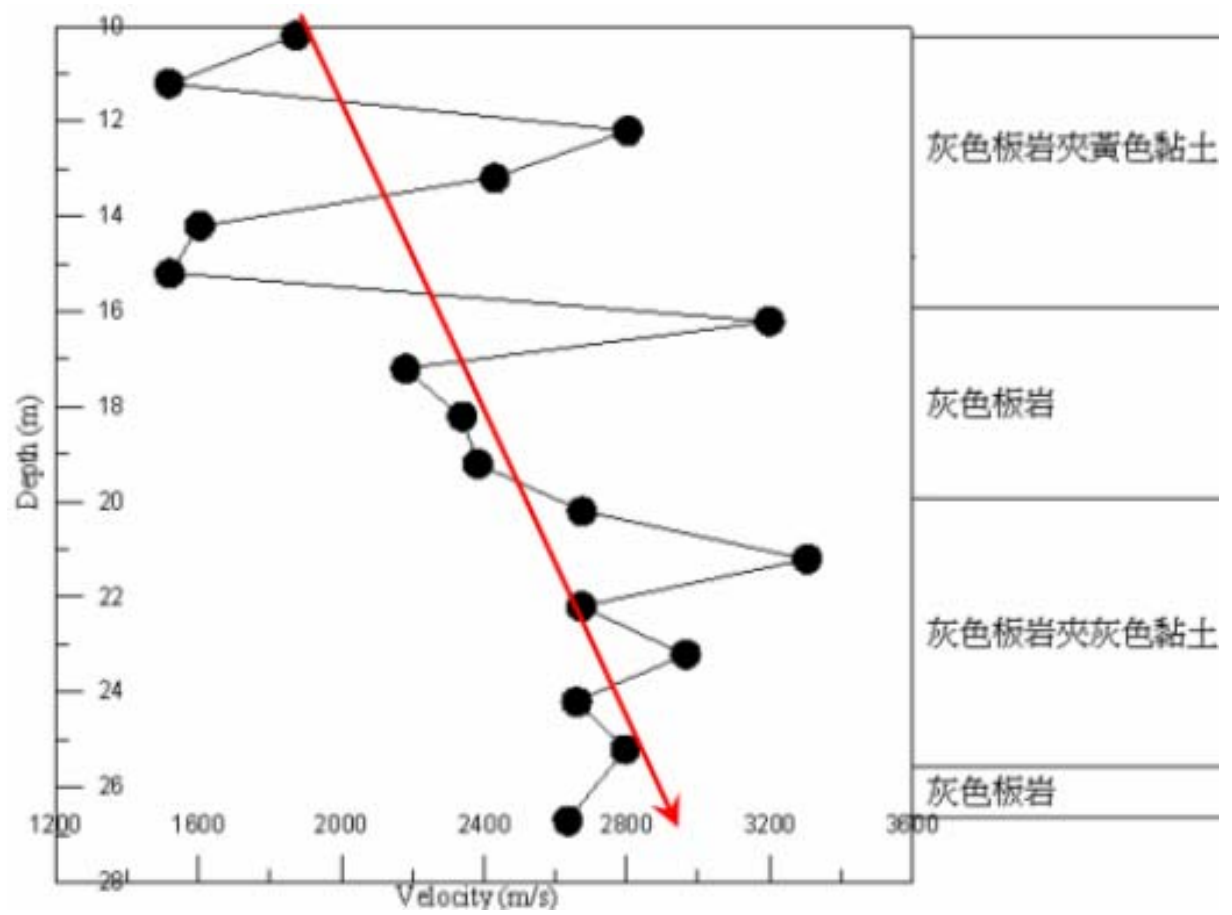


圖 4-13 X1 孔 S 波波速與岩心比對圖

### 4.2.3 地電阻探測結果與討論

本研究於 X2 及 X3 孔各佈一測線其測線長度分別為 105m 與 70m，位置如圖 3-36。施測前先以地電阻探測儀檢測每個電極棒間之電阻值，發現測線一之電阻值異常，經處理後並無改善，因此其施測結果極差，初步由岩心推測乃因級配料深度達 5m，電流無法順利流通，故施測結果無法採用，而測線二位於果園土層並不受級配料之影響，因此電阻值檢測皆達標準，其測線參數如表 4-5。

圖 4-14 為測線二雙極排列法(Pole-Pole array)施測結果以探查深層並達到岩盤為主，圖 4-15 為溫奈-施蘭普吉排列法(Wenner-Schlumberger array)結果主要探查淺層狀況，以比對 Pole-Pole 施測結果的正確性，該測線所施作地表為緩升的道路斜坡，因此需考慮地形因素進行地形修正，圖中並將 X3 孔之柱狀圖套入，圖 4-16 為柱狀圖岩層標示。比對圖 4-14 與圖 4-15 剖面之淺層資料分佈結果，有相當的一致性，故雙極排列法施測結果佳。

圖 4-14 深層地電阻剖面顯示，地表下約具 15m 厚之低電阻區域與岩心判釋之板岩夾黃色黏土厚度大致符合，由此可知板岩夾黃色黏土含水量多造成電阻值較低，乃因縫隙大較易含水，而上層軟弱層(17.3~17.6m)以及下層軟弱層(32.2~32.4m)，似乎恰位於高電阻值區域之上緣及下緣，可推測軟弱層具有易發生於岩性改變之可能性，是否正確待後續劈理位態研究之判斷可釐清。

表 4-5 X3 孔測線參數表

測線名稱	X3 鑽孔測線			
電極間距 (m)	2 m		測線展距 (m)	70m
電極數目	36 支			
施測方式	Wenner-Schlumberger、Pole-Pole			
GPS 座標	起點	(275395，2683400)	遠電流	(275807，2683435)
	終點	(275455，2683376)	遠電位	(275027，2683287)

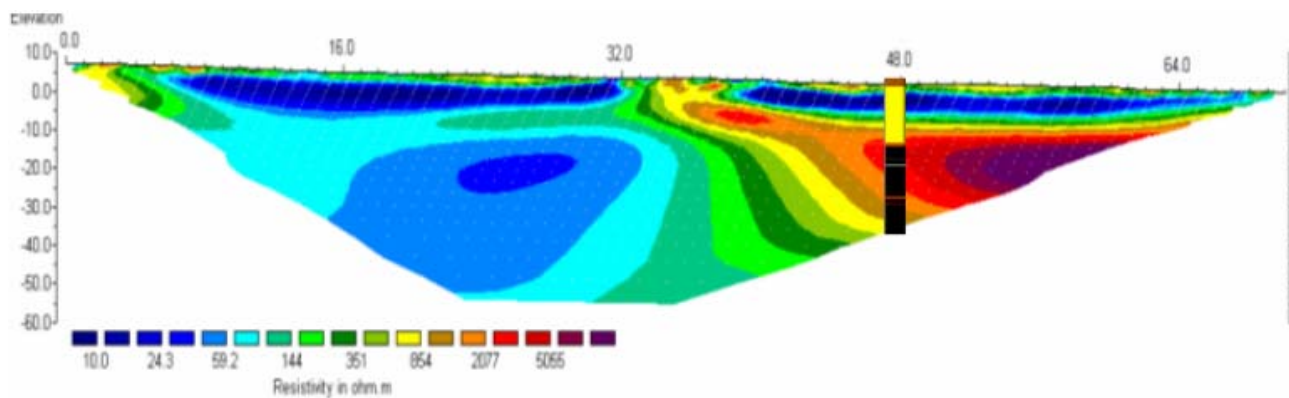


圖 4-14 Pole-Pole 地電阻剖面圖

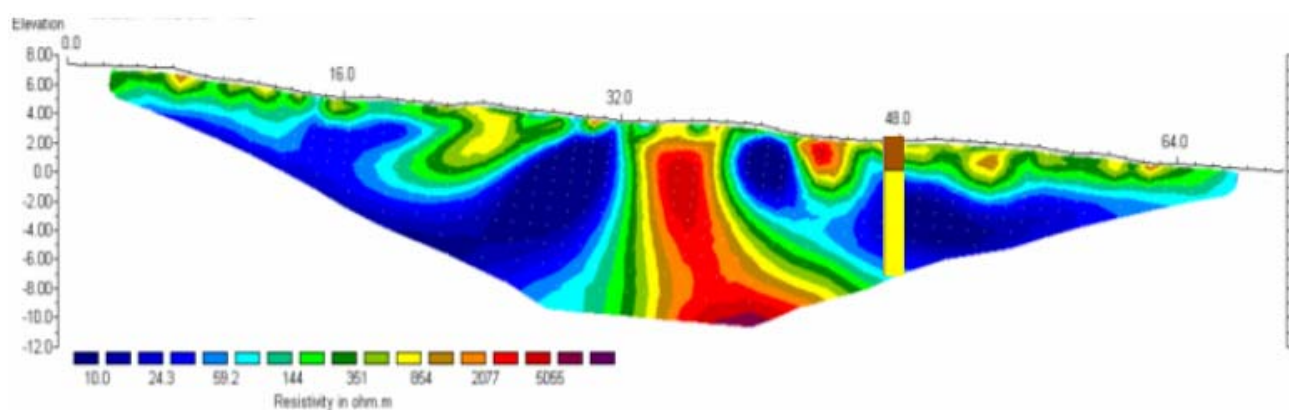


圖 4-15 Wenner-Schlumberger 地電阻剖面圖



圖 4-16 柱狀岩心圖

## 4.3 崩積層形成的機制與軟弱層形成原因

### 4.3.1 崩積層的形成機制

梨山地層屬中新世廬山層，主要由板岩所組成。梨山地區崩積層應由板岩邊坡的破壞所形成，其邊坡破壞機制可由不連續面的位態加以探討。以下分別由梨山地區區域地質資料、梨山地區排水廊道開挖地質資料以及本研究之現地孔內照影結果三部分歸納並探討。

梨山地區區域地質資料，根據工研院能資所(1993)區域地質資料顯示梨山地區位於之廬山層為一層理走向約為  $N15\sim45^{\circ}E$ ，向東南傾斜  $15\sim35^{\circ}SE$  之地層，而梨山地區地勢由南向北遞降如圖 4-17，以地形與地質之宏觀角度來看，梨山地區並未存在沿層面產生順向滑動破壞的條件，除層面影響外，因板岩劈理極為發達，而劈理是否存在區域性之順向坡滑動之可能性，則可由內造影結果之劈理面位態來釐清。

本研究 94 年度於 B9 滑動體由孔內照影之 N2 孔位態資料發現有劈理傾向方向反轉的情況，且反轉之現象發生在軟弱層與新鮮岩盤之間的風化板岩層(52.80-67.80m)，此類型之特徵為原本葉理位態與坡向呈逆向，邊坡外側因重力產生潛移，使原本相同位態之劈理經由滑動體拖曳後偏離原來之傾向。而在 G2 排水廊道約 0k+344m 處進入 B9 滑動體下方，深度約在地表下 60~70 m，與富國工程(2003)觀察發現 G2 排水廊道之剪裂泥中常會出現  $N60^{\circ}\sim80^{\circ}W/20^{\circ}\sim30^{\circ}NE$  的剪裂面相符。剪裂面上並有很明顯之擦痕，代表其間層產生相對之滑動，而其移動方向顯示為上盤相對下滑，可確定

滑動體拖曳的行為。推測深層軟弱帶為 Chigira 第二型潛變破壞。如圖 4-18、圖 4-19 及圖 4-20 所示。

本研究 95 年度由 X2 及 X3 孔的孔內照影劈理位態統計結果如表 4-6 顯示，新鮮岩盤平均劈理位態(以傾向/傾角表示，其中傾向為與北方順時針之夾角)為  $128^{\circ}\sim 138^{\circ}/43\sim 50^{\circ}$ 。由 B4 滑動體之 X2 孔量測到的 B4- I 崩體平均劈理位態為  $285^{\circ}/37^{\circ}$ ，明顯與以下之岩心劈理位態呈現  $180^{\circ}$  反轉現象，而 B4- II、III 崩體與新鮮板岩間之劈理位態有漸變趨勢。參考 X2 孔孔內造影結果及舊鑽孔岩心資料所繪製之 B4 滑動體劈理位態剖面示意(剖面 1)如圖 4-22(其剖面方向與 B4 滑動體之新鮮板岩劈理走向相垂直)，本文剖面 2 及剖面 4 之劈理位態以視傾角表示，此剖面位置如圖 4-21 所示(圖中崩崖界線乃由現地勘查及地形坡度分析所推測)，其詳細原因如以下所述。綜合上述兩點推測 B4 滑動體可能的破壞形式。首先由區域地質來看，梨山地區地勢向北傾斜及層面位態資料為東北-西南走向，傾向南方，非沿層面之順向滑動破壞。以 B4 及 B1 滑動體來看，X2 與 X3 孔之孔內造影資料雖非量測到層面位態資料，但由於劈理為板岩區主要之不連續面，且平均劈理位態亦傾向南方，故推論亦非沿劈理面順向滑動的破壞形式。

由圖 4-22 上圖發現新鮮板岩之劈理走向與崩崖傾向大致垂直，且恰可由大甲溪至崩崖延伸出最深之軟弱層，證實此崩崖乃第一次大規模山崩潛移所形成，其上之軟弱層則為再度復發之小型滑動造成。而下圖 B4 滑動體於 B4-2 崩體間存在一剪裂崩體其劈理位態具明顯轉變，且由岩心觀察 18.8~20.2m 其破裂程度疑為剪裂造成，推測為後續之小規模滑動造成之區域性剪裂帶且尚未完全風化成黏土。

B4-2、3 崩體與新鮮板岩間漸變關係，依日本學者 Chigira(1992)提出之大規模山崩潛移模式分類，B4 滑動體類似其第三類即葉理高傾角之折



彎褶皺型如圖 4-23，特徵為葉理位態常為高角度，邊坡外側葉理受重力作用產生向下或向外折彎的潛移，由剖面來看葉理呈現「<」字形，但 B4 滑動體劈理傾角最大約 45°並不屬高傾角，故排除屬第三類之可能性。根據 94 年度推測 B9 滑動體潛移模式屬第二類逆向坡拖曳褶皺型，鄰近之 B4 滑動體滑動機制理應相同，但研究後並未發現潛移造成拖曳之劈理反轉帶，初步推測 B4 滑動體亦屬第二類潛移模式，但為小型潛移且劈理反轉帶即軟弱層位置所在，故無法如 B9 滑動體般找出其劈理反轉處。

針對 B1 滑動體來看，由孔內造影量測結果(表 4-6)X3 孔所示，其劈理位態亦傾向東南，但 B1-1 崩體部分因下套管保護孔壁影響，故缺乏位態資料，無法確切判斷破壞模式。而 B1-2 崩體與新鮮板岩之位態資料雖類似，但於投影圖可見新鮮板岩之劈理位態分布密集，B1-2 崩體則較分散，推測 B1-2 崩體受過擾動，故劈理位態稍受影響。繪製 B1 滑動體劈理位態剖面示意(剖面 2)如圖 4-24(圖中剖面方向與 B3 滑動體之新鮮板岩劈理走向相垂直)。

於剖面圖中可見 B1-2 崩體與新鮮板岩間，其劈理位態亦稍有漸變之趨勢，與 B4 滑動體相似，推測亦為小規模逆向坡之拖曳褶皺型山崩潛移，而圖 4-24 上圖中亦存在一可由大甲溪延伸至崩崖之最深軟弱層，故的確可證實崩崖之存在，且可推論此崩崖乃因大甲溪沖蝕坡腳產生大規模潛移而形成，而後 B4 及 B1 等滑動體則為向源侵蝕形成之沖蝕溝再度侵蝕坡腳所造成，故軟弱層僅延伸至沖蝕溝。

一般認為梨山地區滑動破壞通常發生在位於沉泥質粘土夾層當中，而 B5 滑動體之 B2 鑽孔中並未發現此類材料，且至 50 多公尺處仍發現到黃色黏土夾板岩，這類一般認為較淺層之崩積土才可發現之材料，由此推估此鑽孔鑽至 50 多公尺處仍為崩積土層。由圖 4-35 為 B2 孔內造影統計結果，上方崩積層平均劈理位態角度為 N20°E/67°SE 和大多梨山地區之層理走向 N15°~35°E/15°~35°SE 的傾角為大。此處鑽孔下方由於有兩道排水廊道通過，其地質調查資料如

表 4-7 及表 4-8 所示，利用排水廊道所得之資料來詳細說明此區域之崩塌機制。富國工程(2003)由排水廊道開挖所得發現，G1 廊道開挖至 0k+175m 約 B2 孔附近處之地質資料顯示有一巨型剪裂帶。其中岩體以灰黑色板岩碎片、角礫及剪裂泥為主，大量剪裂泥以不規則型態出現，0k+162~168.5m 有一 N40°E/40°S 之界面出現，界面以上為棕灰至黃棕色板岩塊夾黃棕色黏土。與 B2 孔底部 50 多公尺處鑽得灰色板岩夾黃色黏土之情形相符，且剪裂泥與粘土狀之強風化板岩極為相似。利用此處界面位態角度 N40°E/40°SE。相較於上方 B2 孔所得之劈理位態，傾角較小。此外，綜合 95 年度於下邊坡 B4 滑動體所鑽之 X2 孔之劈理位態資料，如表 4-6 所示。製作剖面線 A-A'，見圖 4-25 及圖 4-26。

表 4-6 X2 與 X3 孔劈理位態分區統計結果

孔位	深度(m)	劈理位態 (傾向/傾角)	劈理位態 (走向/傾角)	說明
X2	14.8-18.8	285°/37°	N15°E/37°WN	B4- I 崩體
	20.2-30.3	105°/29°	N15°E/29°SE	B4- II 崩體
	30.6-47.9	114°/43°	N24°E/43°SE	B4- III 崩體
	48.5-60.0	138°/43°	N48°E/37°SE	新鮮板岩
X3	0-21.0	缺		
	21.2-32.2	129°/46°	N39°E/46°SE	B1- II 崩體
	32.4-40.0	128°/50°	N38°E/50°SE	新鮮板岩

表 4-7 G1 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所，2003)

基 本 資 料	廊道編號	G-1	廊道口位置座標	N: 2683564, E: 274473
	廊道總長度	350 m	廊道穿越之滑動體	A11、B1、B2、B5
地 質 資 料	廊道內位置	位態資料		附註
	0k+0m~0k+18m	劈理 $N60^{\circ}E \sim EW/35^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N20^{\circ} \sim 30^{\circ}W/70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$ $N50^{\circ} \sim 70^{\circ}E/55^{\circ} \sim 65^{\circ}S$		
	0k+18m~0k+20m			剪裂帶
	0k+20m~0k+23m	劈理 $N30^{\circ} \sim 60^{\circ}E/45^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N30^{\circ} \sim 50^{\circ}W/70^{\circ}S \sim 70^{\circ}N$ $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E/30^{\circ} \sim 50^{\circ}S$		
	0k+23m~0k+28m			剪裂帶
	0k+28m~0k+43m	劈理 $N30^{\circ} \sim 60^{\circ}E/40^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}E/40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ $N10^{\circ} \sim 20^{\circ}W/50^{\circ} \sim 70^{\circ}S$		
	0k+43m~0k+47m	劈理 $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}E/40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N20^{\circ} \sim 50^{\circ}W/50^{\circ} \sim 70^{\circ}S$ $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}W/55^{\circ} \sim 60^{\circ}N$		黃棕色板岩，節理面常夾岩屑及黏土
	0k+47m~0k+55m	劈理 $N45^{\circ} \sim 50^{\circ}W/50^{\circ} \sim 55^{\circ}S$ 節理 $N40^{\circ} \sim 55^{\circ}W/70^{\circ} \sim 80^{\circ}S$ $N70^{\circ} \sim 75^{\circ}W/70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$		灰黑色板岩，節理面鏽染，常夾岩屑及黏土
	0k+55m~0k+57m	層面 $N30^{\circ}E/70^{\circ} \sim 80^{\circ}S$		剪裂帶
	0k+57m~0k+93m	劈理 $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}E/50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N10^{\circ} \sim 20^{\circ}W/55^{\circ} \sim 70^{\circ}S$ $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}W/70^{\circ} \sim 85^{\circ}N$		灰黑色板岩，岩體完整
	0k+93m~0k+94m			破碎帶
	0k+94m~0k+105m	劈理 $N45^{\circ} \sim 50^{\circ}E/55^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N10^{\circ} \sim 20^{\circ}W/55^{\circ} \sim 70^{\circ}S$ $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}W/70^{\circ} \sim 85^{\circ}N$		灰黑色破碎板岩，節理面鏽染
	0k+105m~0k+120m			灰黑色極破碎板岩，夾少至多量剪裂泥，節理多不連續，劈理位態變化劇烈
	0k+120m~0k+170m			剪裂帶，以灰黑色板岩碎片、角礫及剪裂泥為主，大量剪裂泥以不規則型態出現，162~168.5m有一 $N40^{\circ}E/40^{\circ}S$ 之界面出現，界面以上為棕灰至黃棕色板岩塊夾黃棕色黏土
	0k+170m~0k+183m			黃棕色至棕灰色極破碎板岩，劈理不明顯，節理不連續
	0k+183m~0k+284m			剪裂帶
	0k+284m~0k+350m	劈理 $N30^{\circ} \sim 70^{\circ}E/40^{\circ} \sim 70^{\circ}N$		灰黑色板岩，岩體完整呈厚片狀，偶見不連續節理

表 4-8 G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所，2003)

基本資料	廊道編號		G-2
	廊道口位置座標		N: 2683591，E: 274453
	廊道總長度		550 m
	廊道穿越之滑動體		A11、B1、B2、B4、B5、B9、B11、B23
地質資料	廊道內位置	位態資料	附註
	0k+0m~0k+8m	劈理 $N10^{\circ} \sim 45^{\circ}W / 25^{\circ} \sim 45^{\circ}S$ 節理 $N40^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 70^{\circ}S$	
	0k+8m~0k+12m		剪裂帶
	0k+12m~0k+43m	劈理 $N15^{\circ} \sim 45^{\circ}W / 25^{\circ} \sim 45^{\circ}S$ 節理 $N60^{\circ} \sim 85^{\circ}W / 60^{\circ} \sim 80^{\circ}S$ $N15^{\circ} \sim 25^{\circ}W / 45^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ $N5^{\circ} \sim 25^{\circ}E / 55^{\circ} \sim 70^{\circ}N$	
	0k+43m~0k+44m		剪裂帶
	0k+44m~0k+56m	劈理 $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N55^{\circ} \sim 65^{\circ}W / 80^{\circ}N \sim 80^{\circ}S$	
	0k+56m~0k+57m		剪裂帶
	0k+57m~0k+95m	劈理 $N45^{\circ} \sim 65^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N45^{\circ} \sim 65^{\circ}W / 60^{\circ} \sim 75^{\circ}S$	
	0k+95m~0k+112m	劈理 $N45^{\circ} \sim 65^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 80^{\circ}S \sim 80^{\circ}N$	
	0k+112m~0k+116m	層面 $N45^{\circ}E / 40^{\circ}S$	灰色石英砂岩
	0k+116m~0k+118m	節理 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}N$ $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}E / 40^{\circ}S$	
	0k+118m~0k+119m		剪裂帶
	0k+119m~0k+135m	劈理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 75^{\circ} \sim 85^{\circ}S$	灰黑色板岩，破碎至極破碎，偶夾黏土
	0k+135m~0k+163m	劈理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$	灰黑色板岩，破碎至極破碎，節理位態變化大
	0k+163m~0k+202m		剪裂帶
	0k+202m~0k+205m	劈理 $N45^{\circ} \sim 55^{\circ}E / 25^{\circ} \sim 35^{\circ}S$ 節理 $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}W / 40^{\circ} \sim 75^{\circ}N$	
	0k+205m~0k+220m	層面 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 45^{\circ} \sim 55^{\circ}S$ 轉至 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 60^{\circ} \sim 70^{\circ}S$ 節理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 60^{\circ} \sim 70^{\circ}N$ $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 70^{\circ}S$	灰黑色板岩及灰色砂岩互層，砂岩均破碎成塊狀，劈理約與層面平行，劈理面及層面間常夾有薄層剪裂泥，偶有剪裂面出現，岩盤有輕微擾動現象
	0k+220m~0k+237m	劈理 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 65^{\circ} \sim 80^{\circ}S$	
	0k+237m~0k+252m	層面 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 60^{\circ} \sim 65^{\circ}S$	
	0k+252m~0k+257m		剪裂帶

表 4-8(續) G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所，2003)

地質資料	廊道內位置	位態資料	附註
	0k+257m~0k+275m	劈理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 60^{\circ} \sim 65^{\circ}S$	灰黑色破碎板岩，偶夾剪裂帶
	0k+275m~0k+287m	劈理 $N60^{\circ}E / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$	灰黑色板岩，岩質堅硬，劈理不明顯
	0k+287m~0k+308m	層面 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 55^{\circ} \sim 60^{\circ}S$	
	0k+308m~0k+309m		剪裂帶
	0k+309m~0k+317m	劈理 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 60^{\circ}S$	
	0k+317m~0k+327m		剪裂帶
	0k+327m~0k+338m	劈理 $N60^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 50^{\circ}S$ 節理 $N10^{\circ} \sim 35^{\circ}W / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$	
	0k+338m~0k+353m	劈理 $N60^{\circ}E / 50^{\circ}S$ $N35^{\circ}E / 40^{\circ}S$	
	0k+353m~0k+365m		剪裂帶
	0k+365m~0k+385m	劈理 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 80^{\circ} \sim 90^{\circ}N$ 轉至 $N45^{\circ} \sim 50^{\circ}E / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N30^{\circ} \sim 45^{\circ}W / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$ $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 65^{\circ} \sim 75^{\circ}N$	
	0k+385m~0k+388m		剪裂帶
	0k+388m~0k+462m	劈理 $N50^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 70^{\circ} \sim 90^{\circ}N$ 節理 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}W / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$	灰黑色板岩，岩體完整堅硬，一組節理斷續出現
	0k+462m~0k+477m		剪裂帶
	0k+477m~0k+498m	劈理 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$	灰黑色破碎板岩，易剝落成片狀，劈理明顯
	0k+498m~0k+547m		剪裂帶
	0k+547m~0k+550m		灰黑色板岩，岩體完整，劈理不明顯

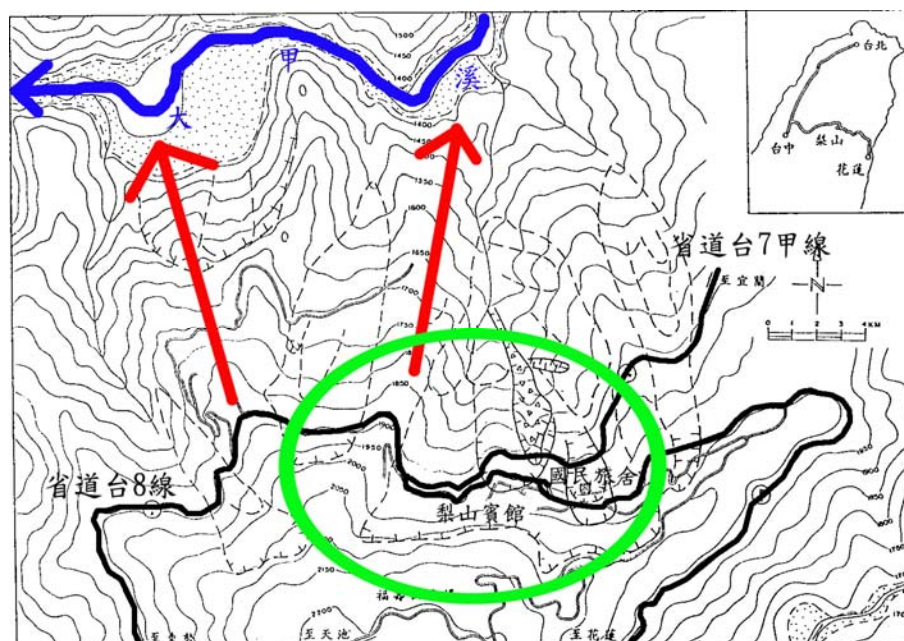


圖 4-17 梨山地區地形略圖(修改自工研院能資所，1993)

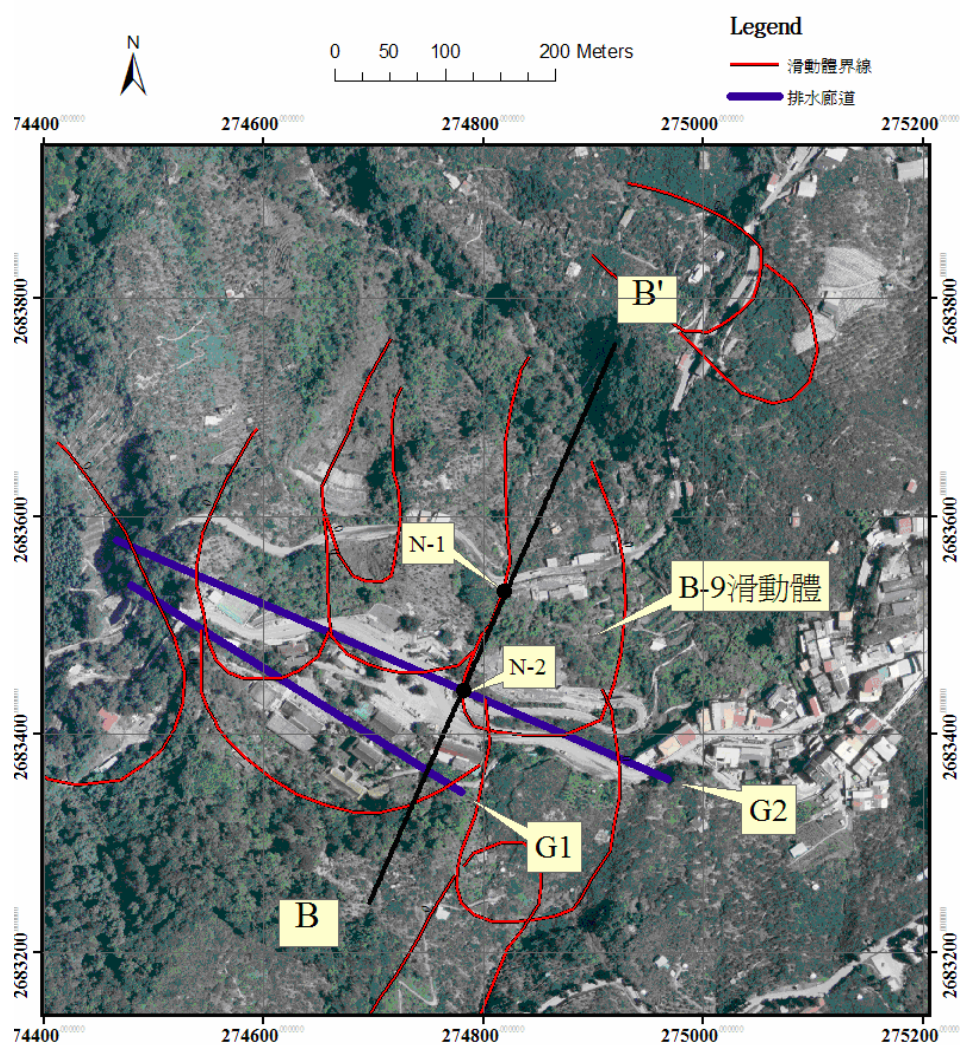


圖 4-18 B-B'剖面線位置圖



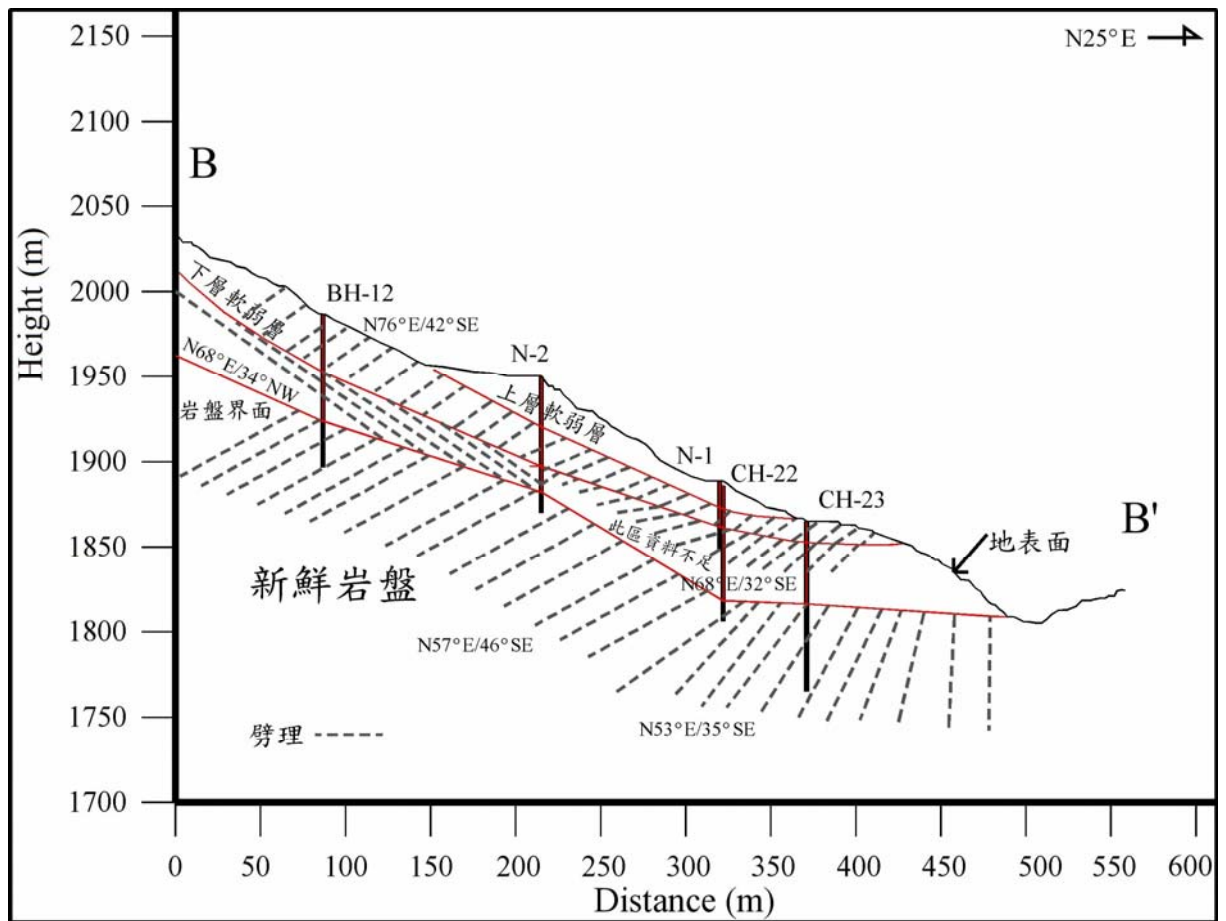


圖 4-19 B9 滑動體地層劈理位態分布圖

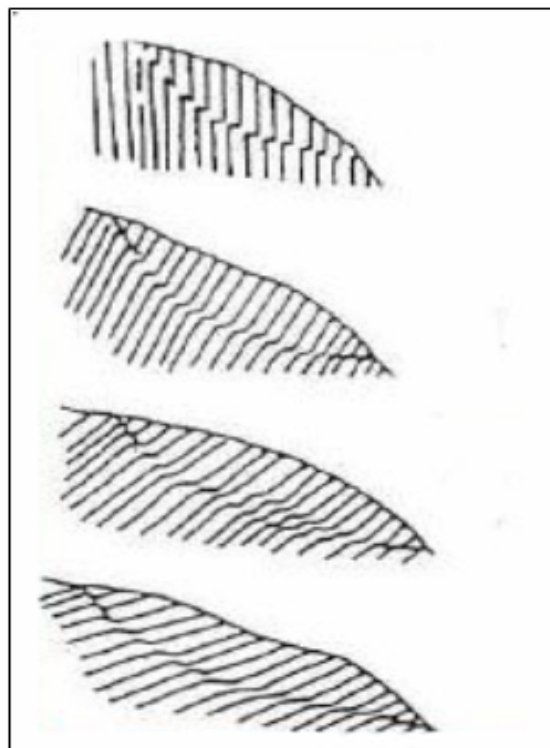


圖 4-20 第二型潛變破壞(Chigira,1992)

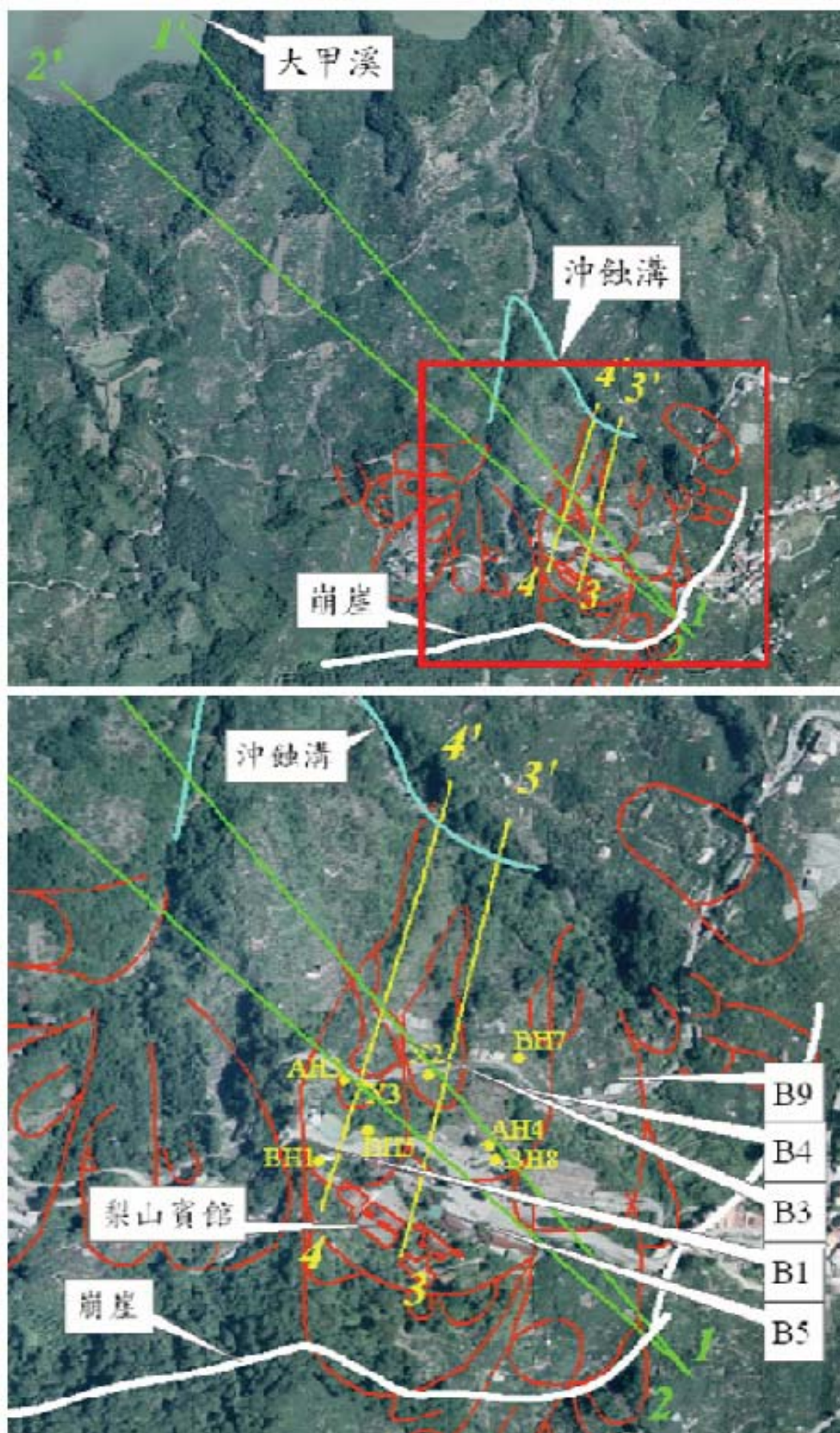


圖 4-21 鑽孔與剖面線位置說明圖(下圖為局部放大圖)



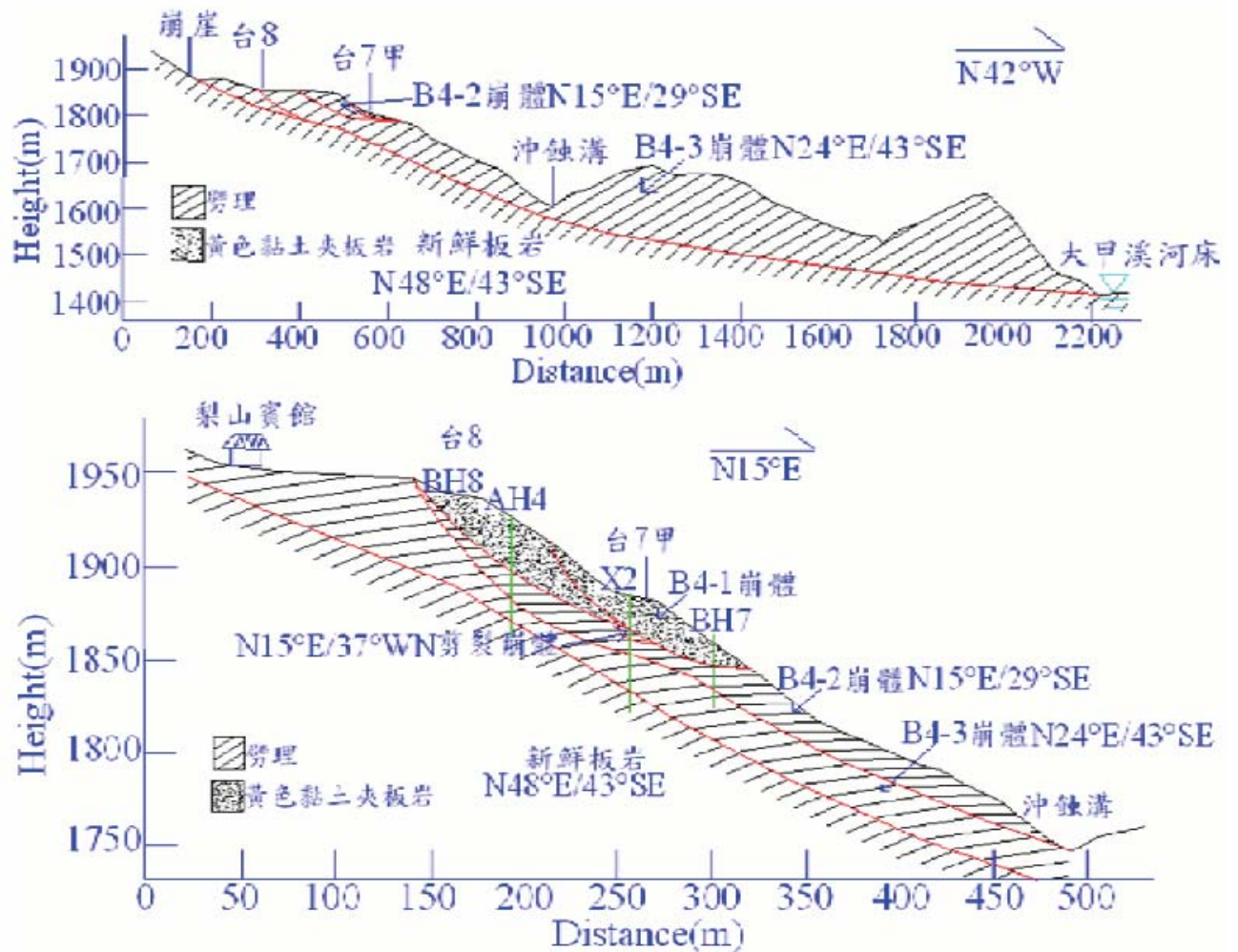


圖 4-22 B4 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 1，下為剖面 3)

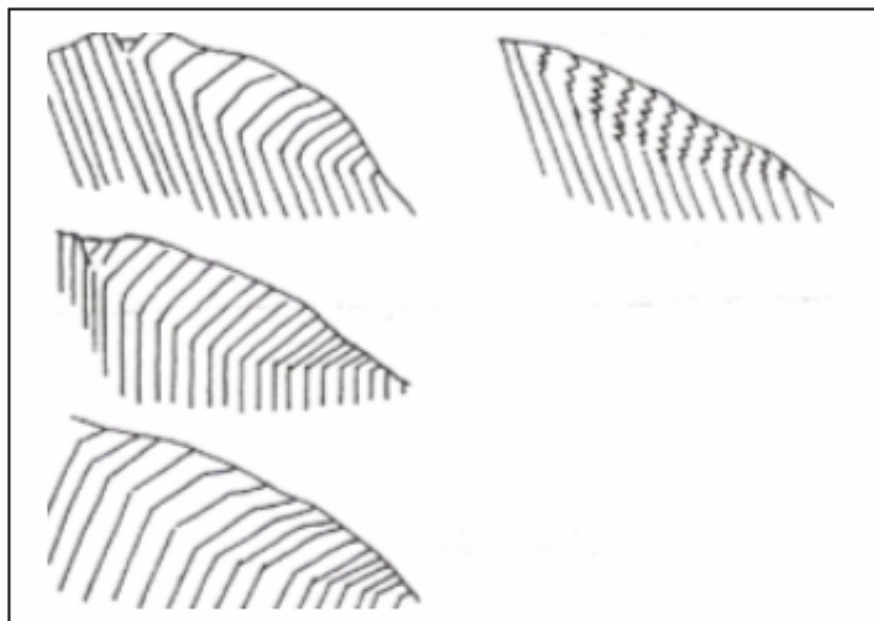


圖 4-23 葉理高傾角之折彎褶皺型山崩潛移模式(Chigira,1992)

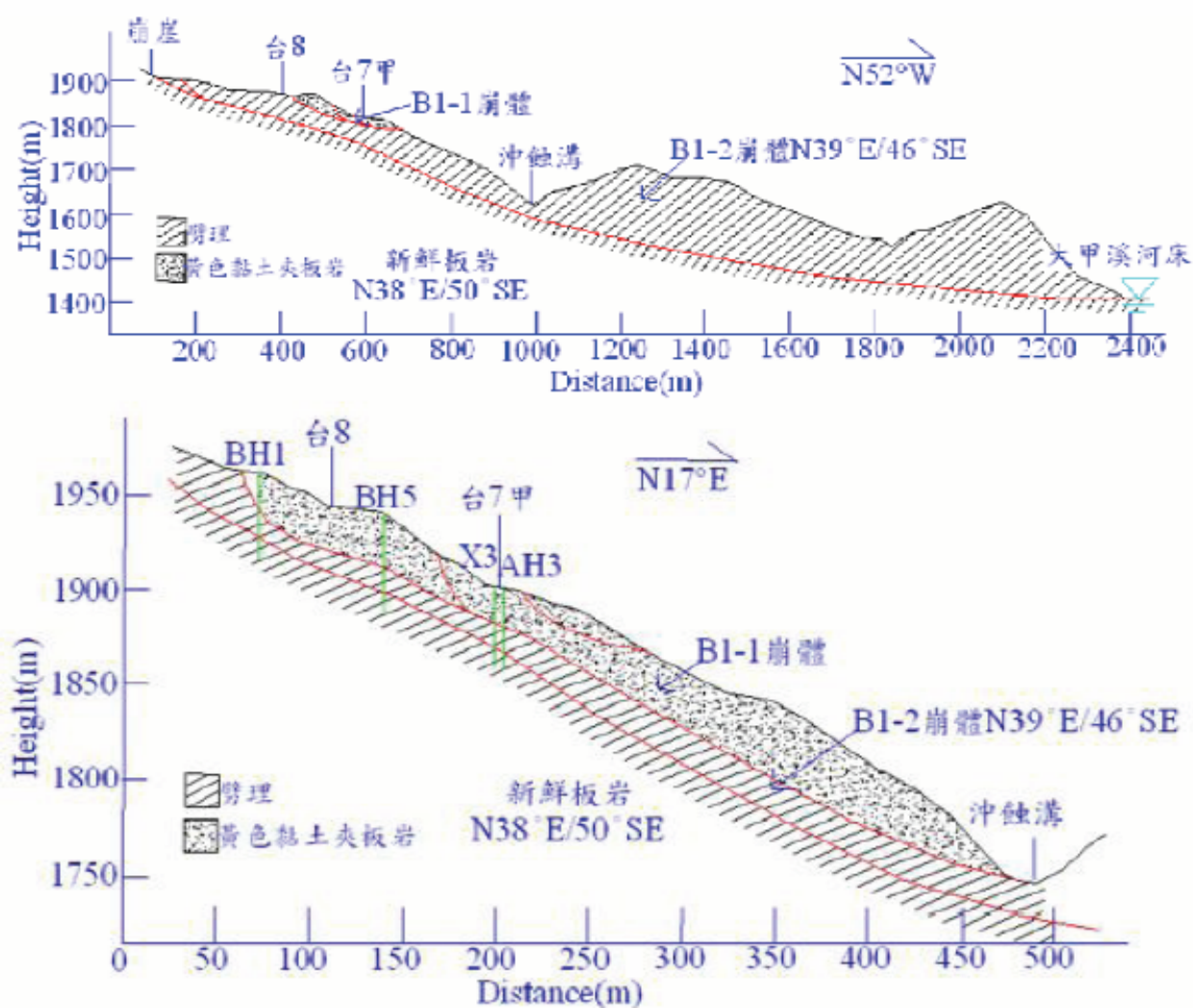


圖 4-24 B1 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 2，下為剖面 4)



圖 4-25 A-A'剖面線位置圖

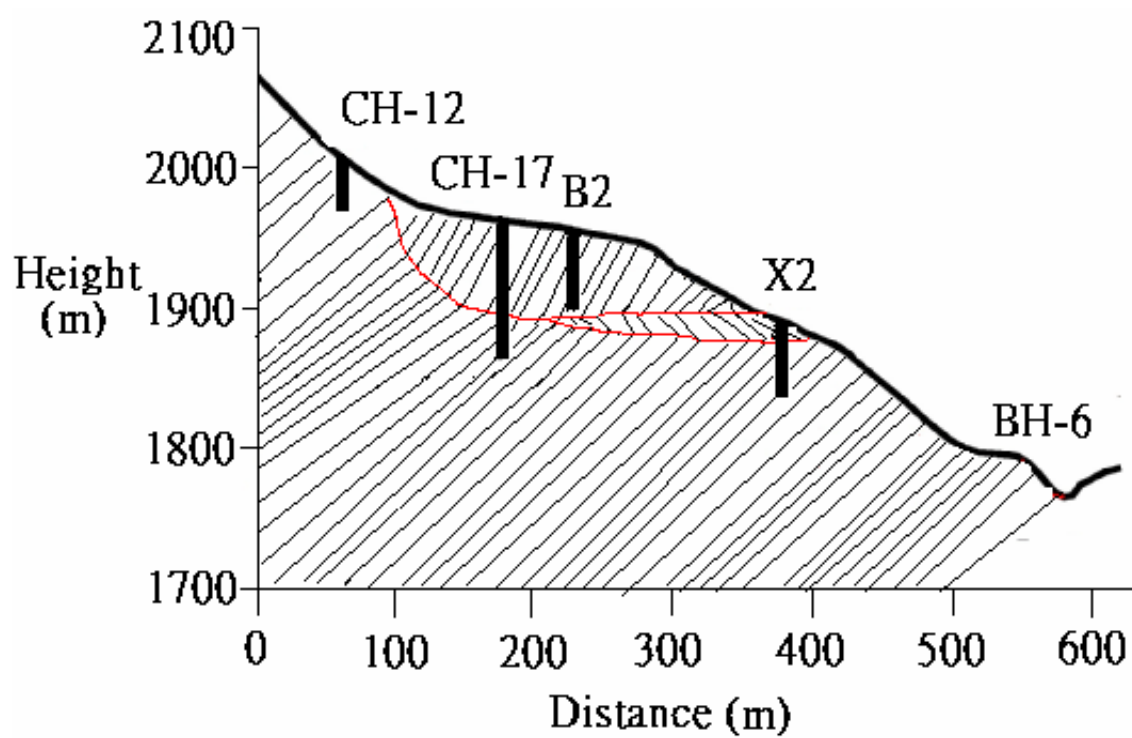


圖 4-26 A-A'剖面圖



### 4.3.2 軟弱帶成因

梨山地滑區一般認為滑動面位於粉土質黏土介面上，即日本學者藤原明敏分類之強風化板岩 W1 部分。而本研究搭配孔內造影的結果將此軟弱層獨立區分為灰色黏土夾灰色板岩碎屑(C)。針對本研究區鑽探結果之軟弱層分布位置，對其形成原因有以下兩點推論：

#### 1. 上層軟弱帶

民國 85~90 年之地下水位監測結果，如圖 4-27 所示(富國技術工程，2001)。地下水位變動範圍大約為地表下 26~30m，監測期間有 W-4 集水井以及 H-8、H-9 橫向排水管等地滑整治工程設施完工，曾經短暫使地水位下降至地表下 32m，但排水設施完工後隔年，地下水位又回到地表下 26~30m 處。監測期間之短暫暴雨情況(表 4-9)也不足以影響地下水位的位址，而以降雨量較少之枯水期 11 月平均地水位資料來看，也並未因為枯水期的影響而使地下水位大幅降低。

觀察 N1 孔與 N2 孔上層之軟弱層(圖 4-28、圖 4-29)，上層軟弱層由灰色黏土夾灰色板岩碎屑而成，其灰色黏土與原母岩灰色板岩色調相同，為由原母岩因風化弱化而成，而非由地表經由崩積層之裂隙將地表細料帶下產生。在本研究之現地試驗施作當時，N1 孔地水位為 19.40m，N2 孔地水位為 26.30 m，與 N1 孔上層軟弱層 15.70~18.90 m 及 N2 孔上層軟弱層位置 26.15~29.80 m，在位置上大致相符。推測上層軟弱層可能為地下水上下變動而使風化板岩加速風化而形成。

B4 及 B1 上層軟弱層(1、2 崩體之界面)：X2 孔之 B4-1 崩體缺乏造影資料，而 X3 孔由於需套管保護孔壁，亦缺乏 17.3~17.6m 軟弱層以上之 B1-1 崩體劈理位態，無法得知上下崩體劈理之變化，但依岩心判釋結果，此兩軟弱層上方為板岩夾黃色黏土居多，而此區段為轉變成風化板岩之漸



變段，故推測此軟弱層並非為潛移造成。鑽探期間(民國 95 年 12 月 20~27 日)皆無降雨，其平均地下水位約 7~18m 間，B1 滑動體之地下水位監測由「B1 自動監測站水位計」進行，其民國 85~90 年之地下水位監測結果如圖 4-30，監測站位置如圖 4-31。

由圖可見水位變化隨降雨發生反應甚快，變動範圍約為地表下 17~45m，有隨雨量上升而增加之趨勢，表此處地表滲透性較高。監測期間(民國 85 年 5 月至 90 年 1 月)有 W-11 集水井整治設施完工，使地下水位約下降 5~10m，若發生短暫暴雨可使水位上升至 17m，由岩性來看其灰色黏土與原母岩灰色板岩色調相同無剪切擦痕，應為原母岩團風化而成，且 17.3m 以上屬板岩夾黃色黏土，若因地下水將細料經由崩積層之裂隙往下帶則應為黃色黏土，故推測此軟弱層乃地下水上下變動而使板岩加速風化所致。

X2 孔地下水位於鑽探期間約在地表下 40m，但應與鄰近之 B1 滑動體地下水位差距不大，推測乃因鑽孔附近恰有集水井及排水管之工程，促使地下水位驟降且此軟弱層上方為板岩夾黃色黏土居多，應為轉變成風化板岩之漸變段並非為潛移造成。

## 2. 下層軟弱帶

圖 4-32 為 N2 孔下層軟弱層上下岩心柱狀圖，可看出風化程度朝下層軟弱層增加之趨勢。下層軟弱層上下之劈理位態分布傾向為相反方向，而上述推論 B9 滑動體可能為潛移破壞的形式，推測下層軟弱層可能由於潛移破壞造成上下岩層剪動而產生。N1 孔下層軟弱層之上下岩層劈理位態，並未有傾向方向相反的情況發生，但由於鑽探結果並未鑽至新鮮岩盤，而下層軟弱層與下方新鮮岩盤之間的位態是否亦呈現傾向方向相反之現象則有待釐清。

B4 及 B1 下層軟弱層(2、3 崩體及 3 及其與新鮮板岩之界面)：依上述劈理位態分析結果，推論 B4 及 B1 滑動體為第二類逆向坡之拖曳褶皺型山崩潛移破壞，故推測軟弱層可能受到潛移造成上下岩層相互移動而產生。

位於 B13 滑動體之 B1 孔並未施做孔內造影試驗，無法得知其不連續面之位態資料。假設此區域之劈理位態的傾向傾角一致，利用取得之鑽心進行劈理角度的統計，整理如

表 4-11。可大略觀察出劈理角度越接近軟弱帶角度越趨於平緩，劈理越密集，且破碎處較多，如圖 4-33。推測 B13 滑動體之深層軟弱帶為 Chigira 第二型潛變破壞，如圖 4-20 所示。

綜合上述各軟弱層形成原因及岩心判釋之結果作

		下：黑色板岩具些許劈理		
X2	30.3~30.6	上：黑色板岩且劈理發達	黏土化夾破碎顆粒	潛移
		下：灰色板岩且較完整		
X2	47.9~48.5	上：黑色板岩且較完整	具多方向裂面形成破碎顆粒及黏土化	潛移
		下：黑色板岩且劈理發達		
X3	17.3~17.6	上：板岩夾黃色黏土	均勻黏土化但夾大塊板岩	地下水風化
		下：灰黑色板岩具些許劈理		
X3	32.2~32.4	上：黑色板岩且劈理發達	具多方向裂面形成破碎顆粒及黏土化	潛移
		下：灰色板岩且較完整		
備註：劈理程度 發達：間距<3cm 些許：3<間距<8cm 完整：間距>8cm				

，由表可見剪裂帶上下岩性相同且劈理位態變化明顯，故應為強制剪動造成。潛移乃因上下岩性在劈理或板岩顏色有所不同，當受重力潛變時，易於岩性轉變處發生，通常具有不同方向之裂面，故造成極破碎顆粒甚至黏土化。而受地下水風化之岩層，其黏土化均勻只含些許大塊板岩。

綜合以上軟弱層厚度大約介於 20~60cm 間，上層軟弱層乃因地下水風

孔號	深度(m)	上下岩性	軟弱層岩性	形成原因
X2	18.8~20.2	上：黑色板岩具些許劈理	隨劈理變化排列之破碎	前烈

化形成，故其形成時間相較潛移來得許久，至少需幾年的時間，針對此軟弱層可進行泡水軟化試驗加以驗證。

表 4-9 B9 滑動體暴雨前後地下水位變化狀況(整理自富國工程，2001)

颱風名稱	年	降雨量 (mm)	最大 降雨強度 (mm/hr)	水位變化(m)		
				地水位(m)		上升(m)
				水位高程(m)		
賀伯	85	356.7	17.0	27.55	25.78	1.77
				1899.97	1901.74	
安伯	86	249.3	24.5	27.38	24.50	2.88
				1900.14	1903.02	
瑞伯	87	309.2	25.9	31.39	25.43	5.96
				1896.13	1902.09	
碧利斯	89	348.2	36.5	27.05	25.30	1.75
				1900.47	1902.22	
象神	89	220.2	16.0	27.55	25.58	1.97
				1899.97	1901.94	

表 4-10 85~89 年度地下水位(摘自富國技術工程，2001)

年度	85	86	87	88	89
月雨量(mm)	47.5	0	32.5	31.5	117.4
水位(m)	28.82	26.03	29.63	26.91	26.70

表 4-11 劈理統計表

深度(m)	劈理角度(°)
13.75	45
13.80	45
16.90	25
17.10	40
17.40	48
17.50	45
18.35	35
18.55	45
19.60	20
19.70	25
19.82	20
21.10	30
21.55	10
21.60	15
21.90	10

表 4-12 軟弱層資料整合

孔號	深度(m)	上下岩性	軟弱層岩性	形成原因
X2	18.8~20.2	上：黑色板岩具些許劈理	隨劈理變化排列之破碎板岩裂縫夾黏土	剪裂
		下：黑色板岩具些許劈理		
X2	30.3~30.6	上：黑色板岩且劈理發達	黏土化夾破碎顆粒	潛移
		下：灰色板岩且較完整		
X2	47.9~48.5	上：黑色板岩且較完整	具多方向裂面形成破碎顆粒及黏土化	潛移
		下：黑色板岩且劈理發達		
X3	17.3~17.6	上：板岩夾黃色黏土	均勻黏土化但夾大塊板岩	地下水風化
		下：灰黑色板岩具些許劈理		
X3	32.2~32.4	上：黑色板岩且劈理發達	具多方向裂面形成破碎顆粒及黏土化	潛移
		下：灰色板岩且較完整		
備註：劈理程度 發達：間距<3cm 些許：3<間距<8cm 完整：間距>8cm				

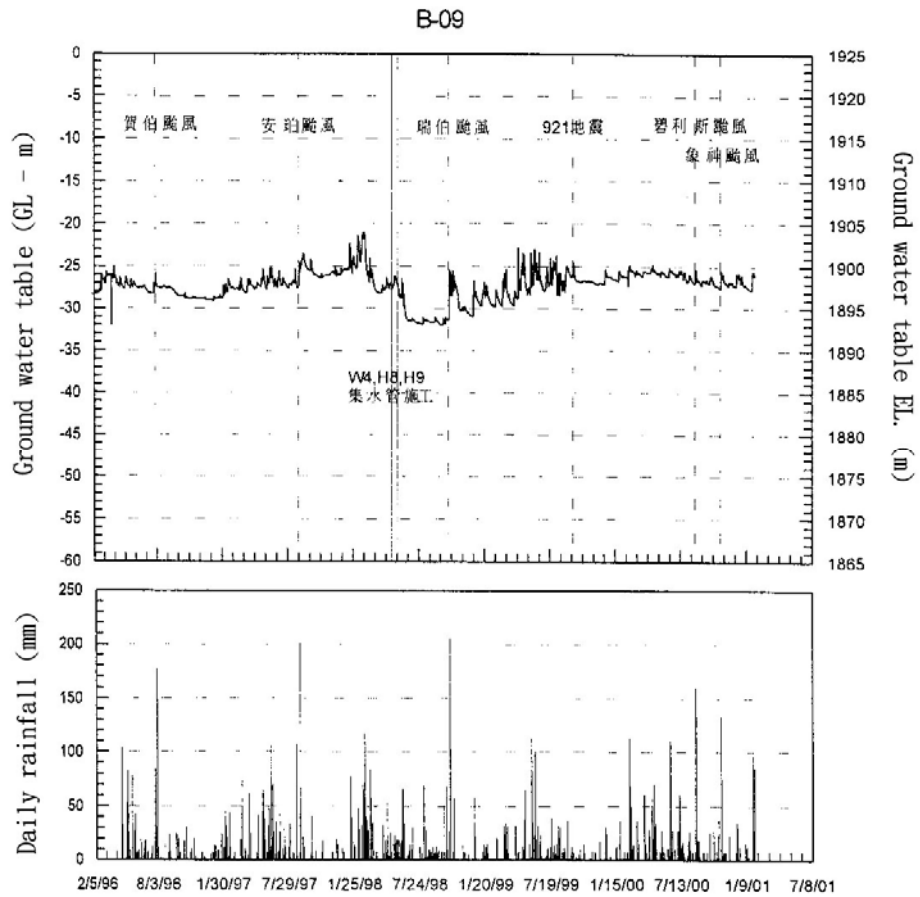


圖 4-27 B9 滑動體地下水位變化(摘自富國技術工程，2001)

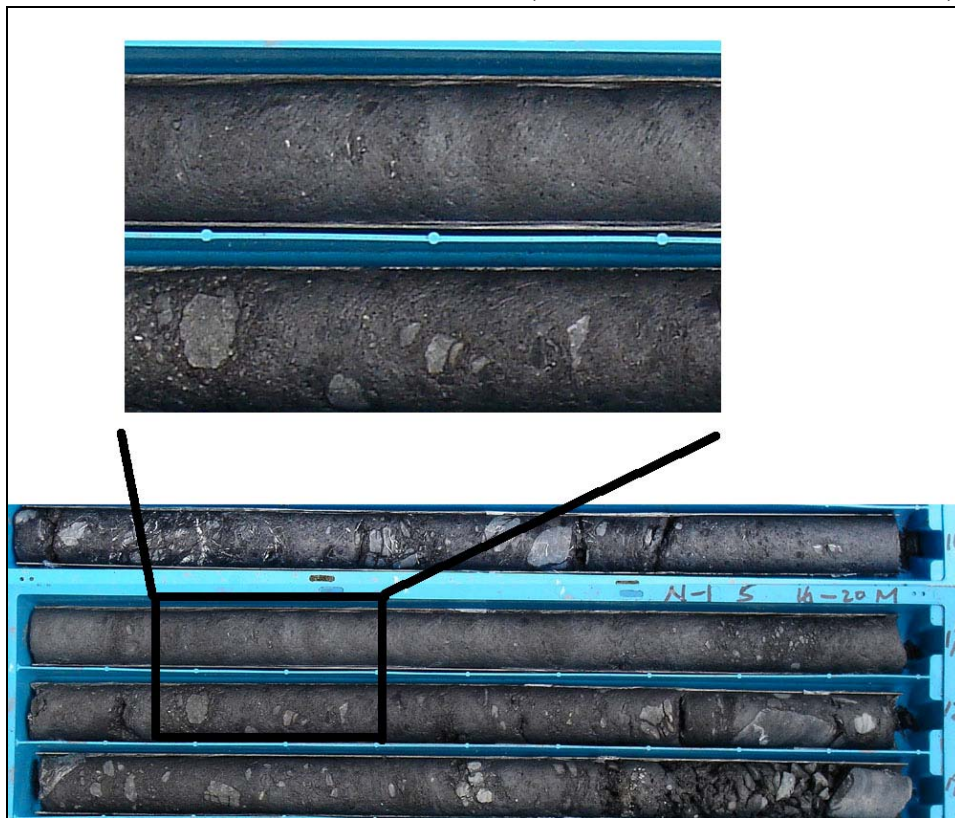


圖 4-28 N1 孔上層軟弱層



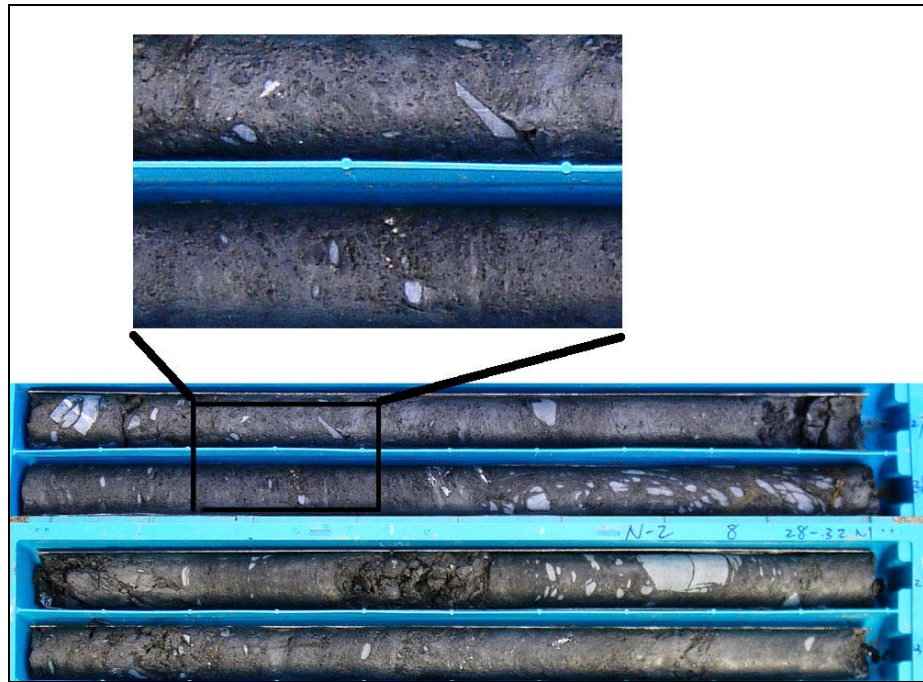


圖 4-29 N2 孔上層軟弱層

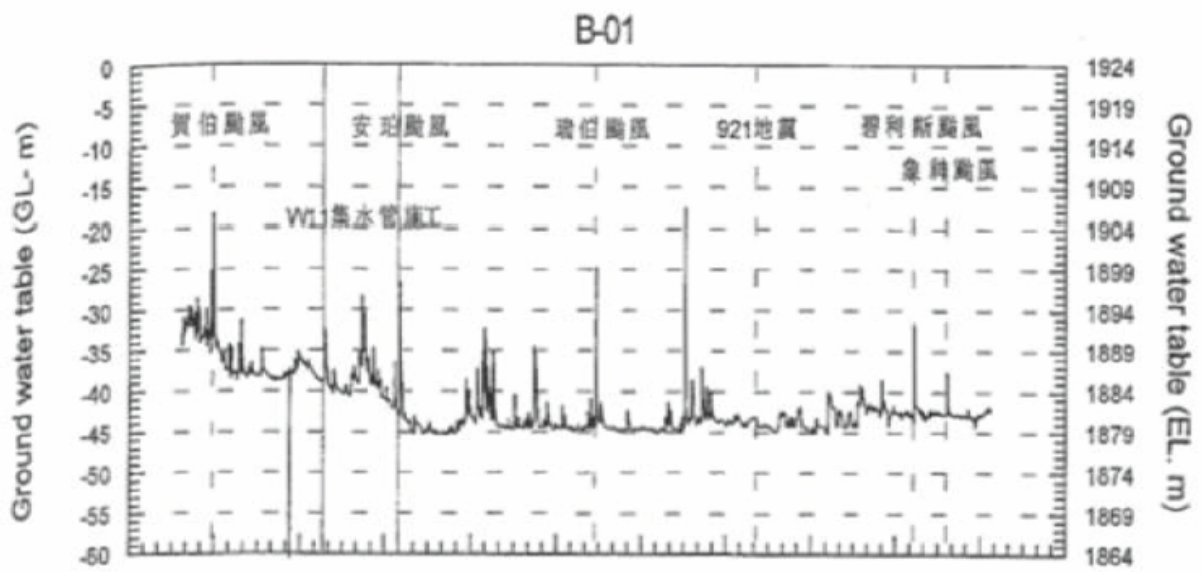


圖 4-30 B1 滑動體地下水位變化圖(富國技術工程，2001)

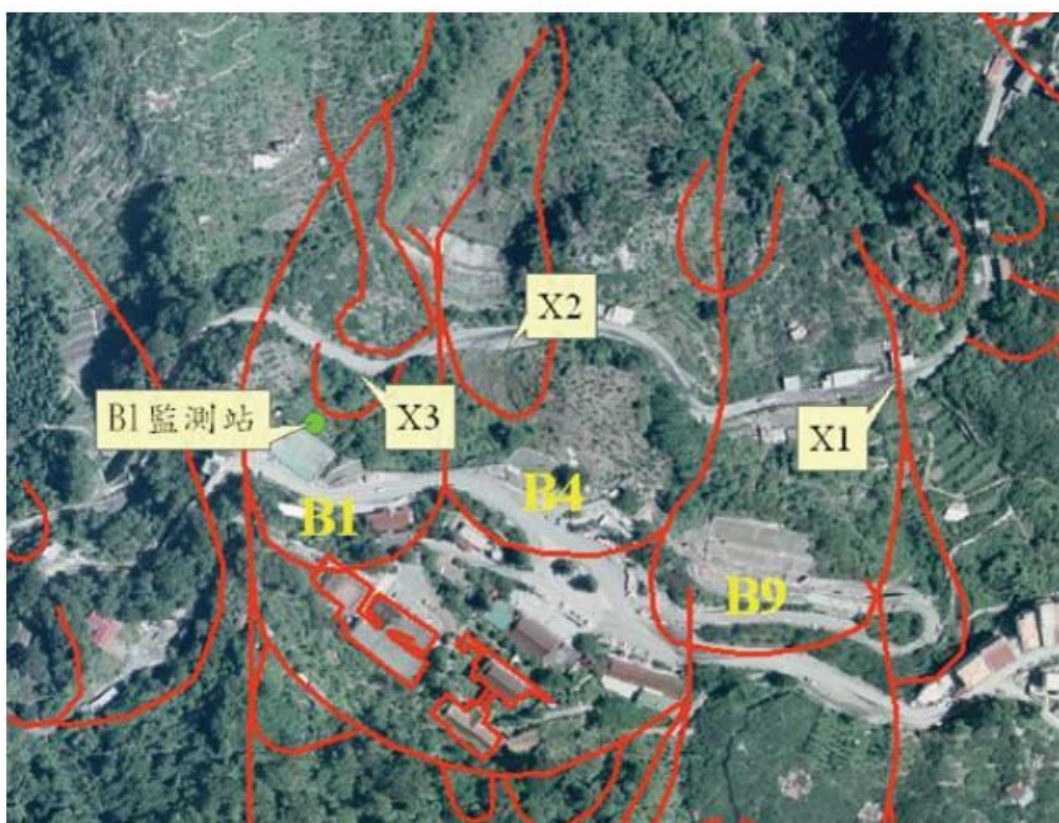


圖 4-31 B1 監測站位置圖

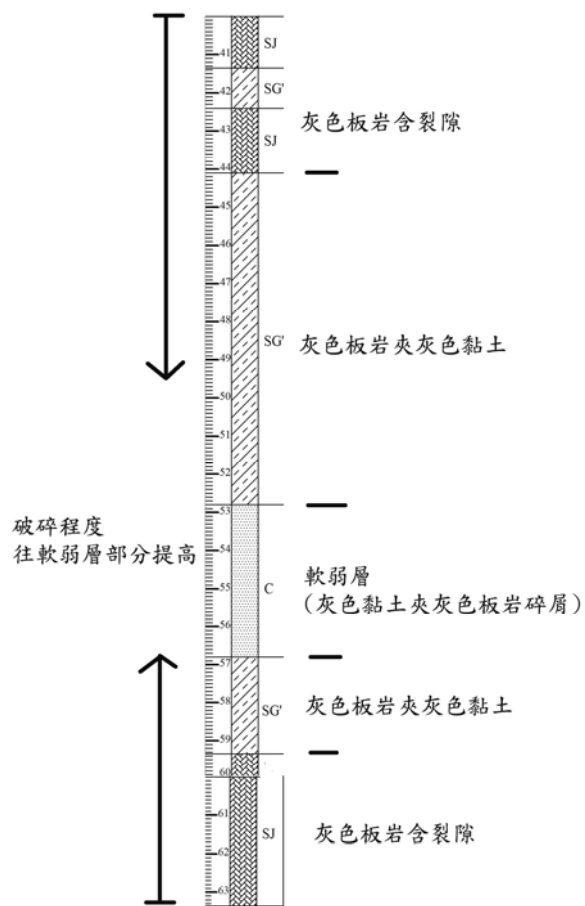


圖 4-32 N2 孔下層軟弱層附近岩心柱狀圖



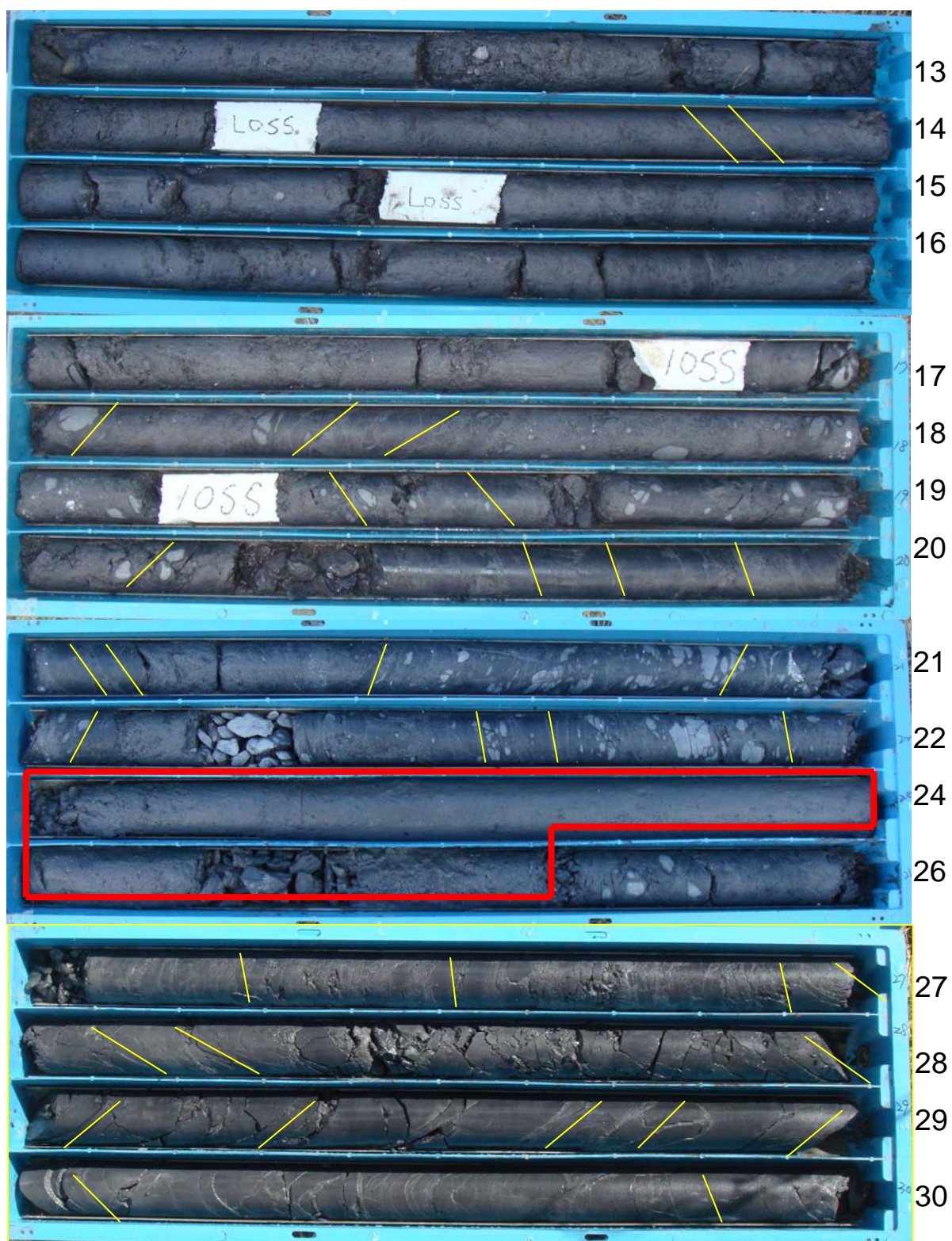


圖 4-33 B1 孔劈理角度統計示意圖

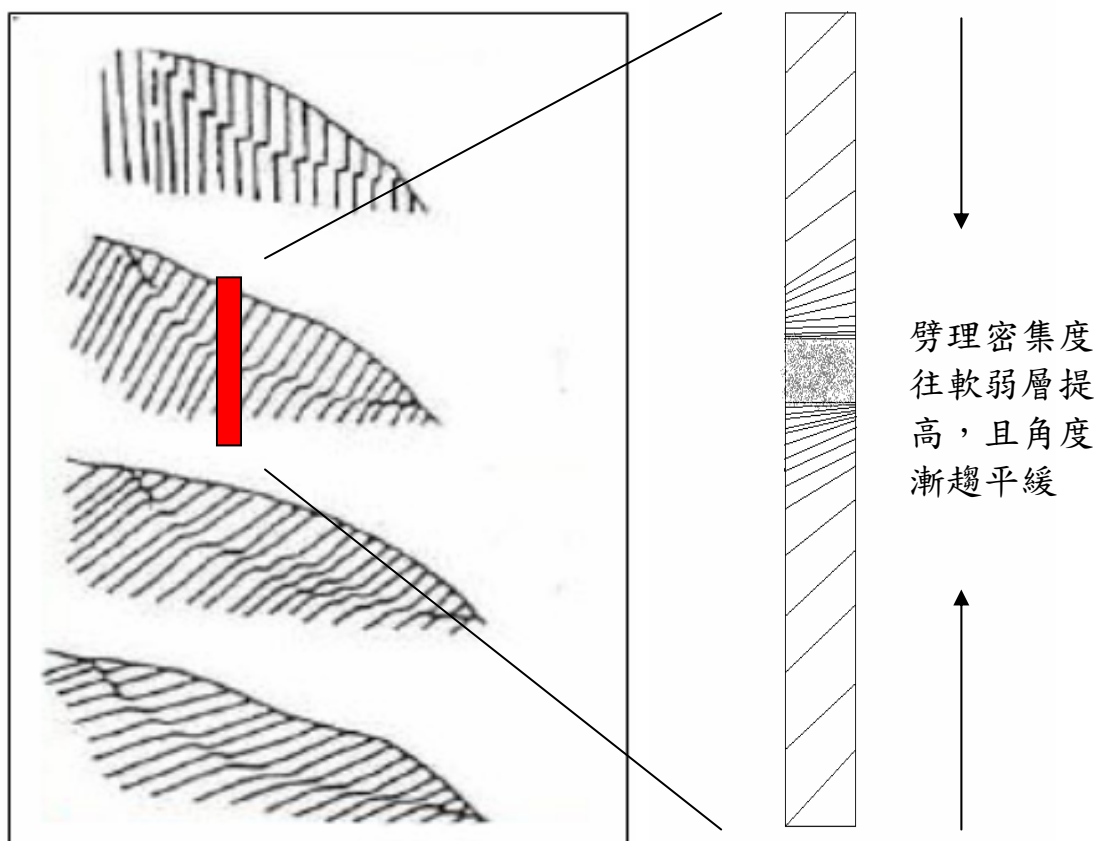


圖 4-34 破壞與劈理關係示意圖(修改自 Chigira, 1992)

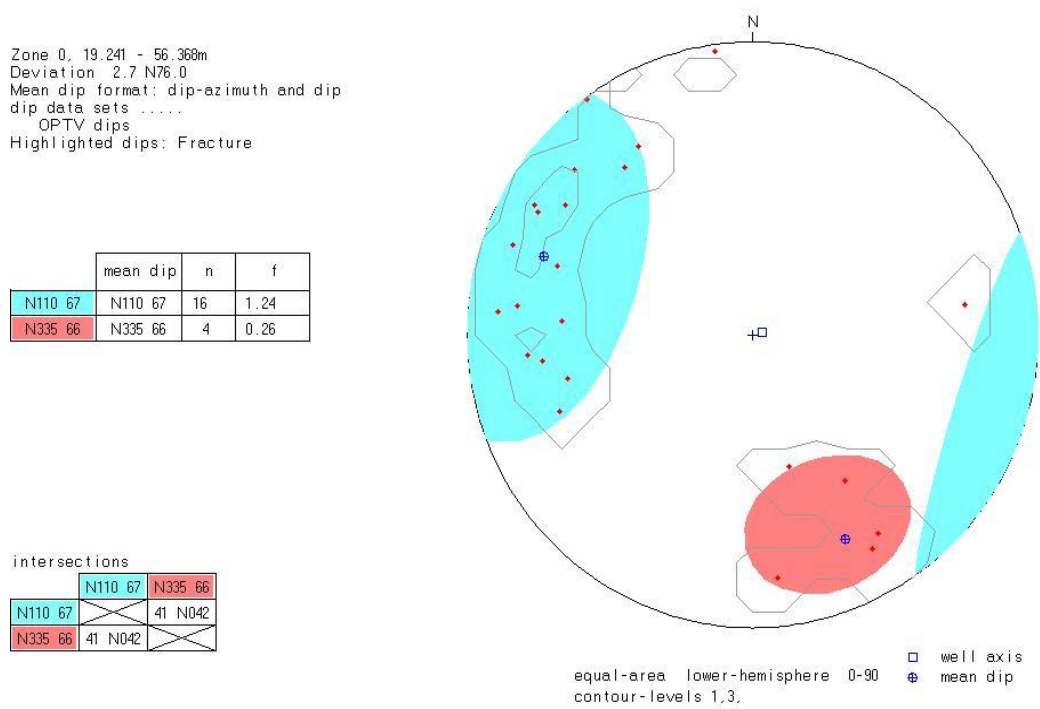


圖 4-35 B2 孔劈理位態立體投影圖

### 4.3.3 邊坡破壞演進過程

由上述所得之邊坡破壞機制與軟弱層成因，可推論出梨山崩塌區其破壞之演變過程示意圖 4-36，本研究以 B4 滑動體為例：圖(a)為一原始尚未受破壞之邊坡，屬新鮮板岩；當坡腳受大甲溪侵蝕後使邊坡不穩定而產生大規模潛移作用，範圍延伸至大甲溪，其劈理位態則發生變化如圖(b)，且此滑動使大甲溪發生改道之情形；待穩定後，因大甲溪之向源侵蝕所造成之沖蝕溝，持續侵蝕崩體之坡腳如圖(c)；圖(d)沖蝕溝之侵蝕作用而再度發生之小型滑動，劈理位態亦再次改變。

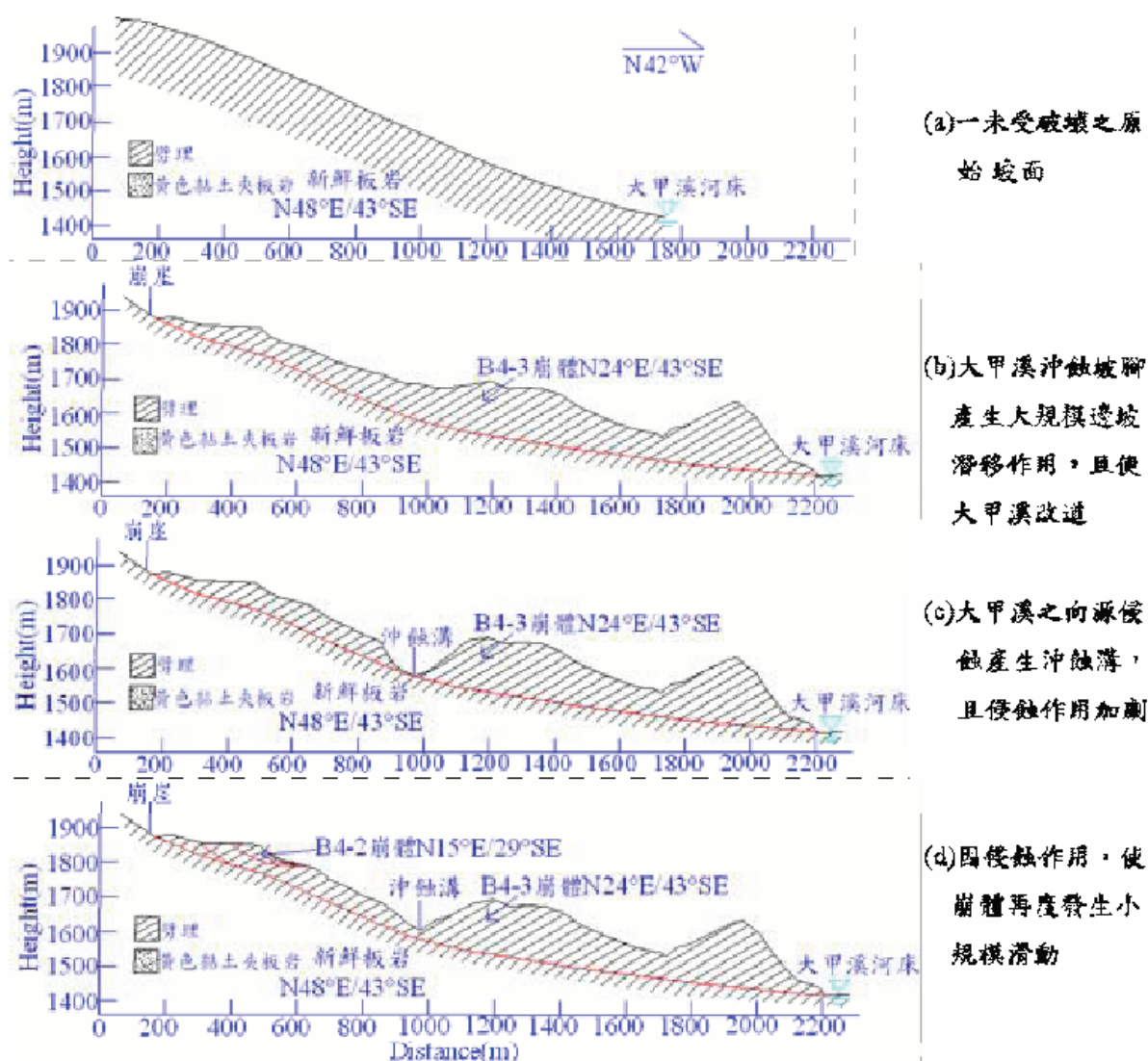


圖 4-36 邊坡破壞演變過程示意圖



#### 4.3.4 綜合比較

B9 滑動體之破壞模式，由於 N2 孔位態資料有劈理傾向反轉的情況，且反轉之現象發生在軟弱層與新鮮岩盤間的風化板岩層(52.80~67.80m)；而 G2 排水廊道在里程約 0k+344m 處進入 B9 滑動體，深度約在地表下 60~70m 深(水保局二工所，2003)，平均劈理位態傾向北，與孔內造影資料相符。類似日本學者 Chigira(1992)提出之大規模山崩潛移模式第二類即逆向坡拖曳褶皺型圖 4-20。

此類型特徵為葉理位態與坡向呈逆向，邊坡外側因重力產生潛移，使劈理經滑動體拖曳後偏離原來之傾向。至於下邊坡 N1 孔劈理位態並未發現有傾向倒轉之現象，由於此現象位於邊坡較深層，或許因鑽孔深度不足，使得 N1 孔並未鑽至有潛移破壞現象的地方。

本研究認為 B1、B4 亦屬 Chigira(1992)提出之山崩潛移模式第二類，與 B9 滑動體相同，但其規模較小故劈理變化不明顯且恰位於軟弱層。由 G2 排水廊道資料中，可發現自 0k+119m~+336m 即通過 B1 與 B4 滑動體，此區段之劈理位態皆傾向東南，與 X2 及 X3 孔內造影結果相符，直到進入 B9 滑動體時，劈理位態呈現向北傾之反轉現象，由此可知 B9 滑動體的確在劈理位態上有巨大改變，而 B1 及 B4 滑動體並無此狀況，故可推測此三滑動體潛移模式雖相同，但因規模具差異性而造成劈理位態反轉之存在與否。

B2 孔由現地鑽孔施作之孔內光學照影可知此崩積土層之平均劈理位態為 N20°E/67°SE，較下方排水廊道內量測到之不連續面位態 N40°E/40°SE 大，由 B4 滑動體剖面線 A-A'，圖 4-26，及 94 年度於 B9 滑動體之結果，推測 B5 滑動體亦為 Chigira 第二型潛變破壞，只是 B2 鑽孔



位於上邊坡，在潛變上層較似翻倒破壞造成上部之傾角會比下方的大，且無傾角反轉之現象，如圖 4-37 所示。

綜合上述所講，更進一步說明，整個離山地滑區 B 區滑動體底部有一因潛變拉移造成之地質弱帶，會有劈理角度反轉或巨大變化的情形發生。

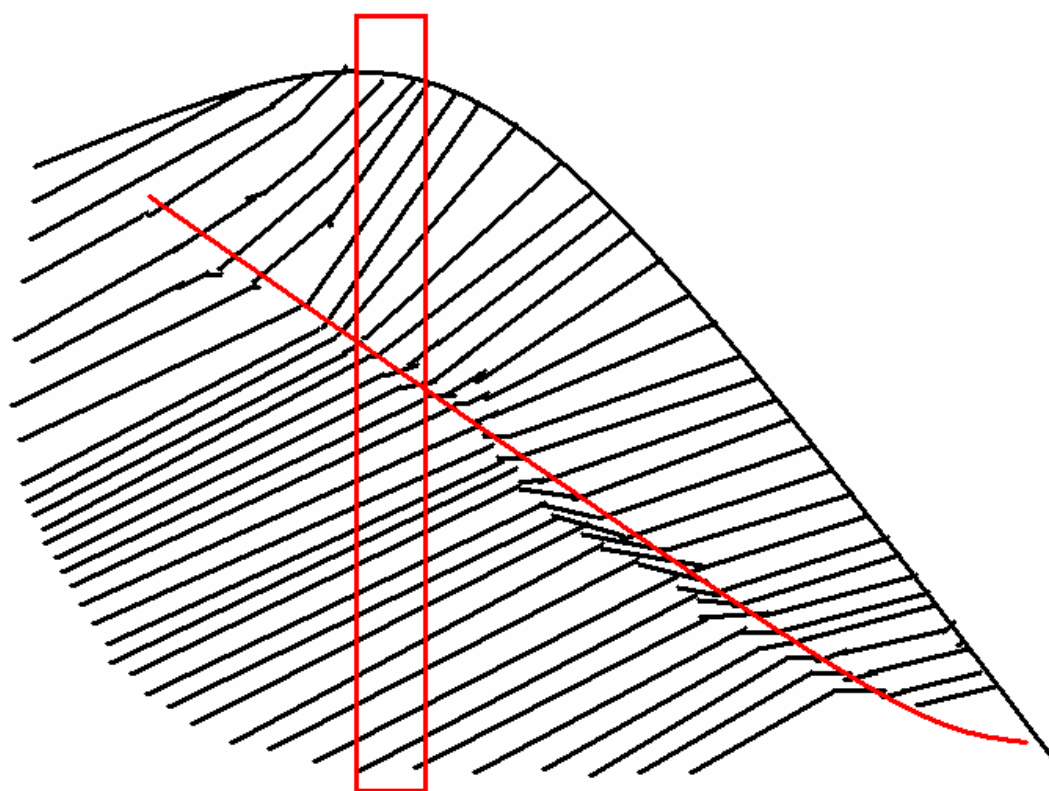


圖 4-37 劈理轉向示意圖

## 第五章 力學試驗成果

過去梨山相關研究指出，此地區是由膠結不良的崩積材料(山坡堆積物)與風化程度不一的板岩(風化擾動或破碎板岩層)覆蓋於新鮮板岩上所構成，一般認為主要滑動層材料為粉土質黏土層。礙於過去鑽探品質不佳，許多滑動層之黏土岩心提取率極低，由於岩心品質不佳，故多使用重模試體施作室內實驗，以決定崩積材料的力學性質。此外，即使利用明坑開挖之天然崩積層試體，進行直接剪力試驗，由於很難開挖至滑動層，且結果散亂，致使滑動層之物理及力學性質難以具有代表性。本計畫 94、95、96 等三個年度，於梨山使用適合此區域之鑽探方式，提高鑽探品質及滑動層黏土岩心之提取率後，藉由取得之完整鑽心進行崩積材料分類及一系列之現地及室內試驗。進一步來對崩積材料的力學參數有所掌握，即便如此，由於此種材料先天上的不均質性及，往往亦無法藉由少數取得之試驗數據來加以確定其行為性質，唯有靠初步取得其強度參數，爾後藉由可靠的參數及適合的模式，來進行數值模擬，以便可更確實的來掌握此種材料的性質。

本研究針對兩大類崩積併構岩，一為灰色黏土夾板岩碎屑，另一類為灰色板岩夾黏土類材料，進行物理性質及三軸壓密不排水試驗，其基本資料如表 5-1、表 5-2 及表 5-3，詳細的試驗資料如試體破壞模式、曲線等等，請詳見劉盛華(2007)、羅文驤(2007)及王智仁(2008)。

表 5-1 C-N2 試體三軸壓密不排水試驗基本資料表

試體 編號	孔號	深度 (m)	長度 h (mm)	直徑 d (mm)	長 徑 比 h/d	4 號篩以上(岩塊) 顆粒含量(%)		4 號篩到 200 號 篩之間(粗顆粒) 顆粒含量(%)		200 號篩以下(細 顆粒)顆粒含量 (%)		圍壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	反水壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	有效圍壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	B 值
						重量比	體積比	重量比	體積比	重量比	體積比				
C-N201	N-2	55.65-55.85	159.50	61.00	2.61	6.52	4.63	39.67	40.47	53.81	54.90	4.00	2	2	0.8
C-N202	N-2	56.00-56.20	167.00	61.86	2.70	10.83	7.82	48.52	50.16	40.65	42.02	3.00	2	1	0.88
C-N203	N-2	56.17-56.35	149.50	61.45	2.43	3.92	2.77	48.95	49.54	47.12	47.69	2.00	1	1	0.79
C-N204	N-2	57.15-57.35	162.20	62.10	2.61	27.36	20.82	57.47	62.64	15.18	16.54	4.00	3	1	0.87
C-N205	N-2	58.30-58.50	155.20	61.80	2.51	10.10	7.26	48.06	49.58	41.84	43.16	4.00	3	1	0.83
C-N206	N-2	54.5-54.70	150.42	61.80	2.43	8.92	6.40	37.97	39.02	53.11	54.58	4.00	2	2	0.8
C-N207	N-2	54.70-54.90	167.00	61.90	2.70	12.06	8.74	54.44	56.50	33.50	34.76	4.00	2	2	0.75
C-N208	N-2	55.05-55.2	167.20	61.86	2.70	6.02	4.28	52.37	53.34	41.61	42.38	5.00	2	3	0.82
C-N209	N-2	55.25-55.45	162.64	62.00	2.62	3.62	2.55	52.37	52.95	44.01	44.50	5.00	2	3	0.85
C-N210	N-2	55.45-55.65	155.40	60.12	2.58	7.05	5.03	34.61	35.36	58.34	59.61	5.00	2	3	0.85

註：編號意義：C 為灰色黏土夾板岩碎屑材料(第四類)、N2 為孔號分類。

表 5-2 試體編號及基本資料表

試體編號	孔號	深度 (m)	長度 (mm)	直徑 (mm)	h/d	面積比 (%)	體積比 (%)	重量比 (%)	有效圍壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	反水壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	B 值
SG-N101	N1	18.23~18.38	152.5	62.9	2.42	47.39	60.83	65.3	4.50	2	0.75
SG-N201	N2	18.4~18.6	152.3	60.9	2.50	28.93	25.52	30.90	4.50	2	0.81
SG-N202	N2	44.8 ~ 45.0	153.47	62.2	2.47	27.58	27.25	30.44	2.00	2	0.85
SG-N203	N2	53.4 ~ 5.36	183.125	61.15	2.98	33.13	33.79	39.38	6.00	2	0.86
SG-Ah101	Ah1	37.03~37.18	151.68	61.93	2.45	3.84	14.53	16.81	4.50	2	0.83
SG-Ah102	Ah1	37.55~37.75	153.49	61.63	2.50	16.61	17.28	18.96	6.00	2	0.75
SG-Ah103	Ah1	37.80~37.95	152.32	60.97	2.50	51.21	56.86	61.70	4.50	2	0.77
SG-Ah104	Ah1	38.70~38.85	159.49	61.19	2.60	19.41	30.11	33.91	2.00	2	0.82
SG-Ah105	Ah1	38.85~39.00	155.28	62.21	2.50	27.66	27.89	31.29	4.50	2	0.83
SG-Ah106	Ah1	39.55~39.70	150.55	60.61	2.49	19.76	17.44	20.00	6.00	2	0.76
SG-Ah107	Ah1	12.00~12.15	157.00	60.96	2.57	12.40	23.07	28.06	2.00	2	0.82
SG-Ah108	Ah1	16.80~16.95	164.92	60.24	2.72	2.70	3.89	4.80	4.50	2	0.87
SG-Ah109	Ah1	19.85~20.00	151.59	59.37	2.55	3.93	3.02	3.47	2.00	2	0.85
SG-Ah110	Ah1	17.05~17.20	169.13	60.92	2.76	2.32	5.02	6.39	2.00	2	0.89
SG-Ah111	Ah1	17.25~17.40	152.88	60.92	2.510	17.91	18.40	20.21	6.00	2	0.88

註：編號意義：SG：岩性分類，為灰色板岩夾灰色黏土層（第二類）。N1、N2、Ah1：孔號分類。

表 5-3 試體基本資料表

編號	深度(m)	飽和含水量 (%)	B value	4 號篩以上 顆粒含量(%)	200 號篩以下 顆粒含量(%)	圍壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	反水壓 (kg/cm <sup>2</sup> )	有效圍壓 (kg/cm <sup>2</sup> )
C-B101	13.10-13.25	14.233	0.92	4.536	54.2591	4	2	2
C-B102	13.40-13.55	12.396	0.94	3.114	51.8371	5	2	3
C-B103	13.55-13.70	10.122	0.97	0.862	53.1812	6	2	4
C-B104	13.70-13.85	13.976	0.97	0.064	77.4628	4	2	2
C-B105	13.85-14.00	15.399	0.94	1.424	73.1098	3	2	1
C-B106	15.00-15.20	16.239	0.91	9.541	45.1722	4	3	1
C-B107	24.55-24.70	13.465	0.91	10.34	50.88	3	2	1
C-B108	24.70-24.85	15.11	0.97	18.47	31.342	4	2	2
C-B109	24.85-25.00	13.893	0.89	15.3562	52.3462	5	2	3
SG-B101	18.80-19.00	6.62	0.87	68.23	7.2628	0.5	2.5	2
SG-B102	14.55-14.70	12.863	0.76	13.55	36.8664	5	2	3
SG-B103	14.75-14.90	11.744.	0.83	15.76	39.3871	4	2	2
SG-B104	17.55-17.70	9.155	0.81	29.58	27.4759	4	2	2
SG-B105	19.65-19.80	5.496	0.85	77.18	3.9433	6	2	4

註：編號意義：C 為灰色黏土夾板岩碎屑材料（第四類）；SG：為灰色板岩夾灰色黏土層（第二類）。B1：孔號分類。



## 5.1 灰色黏土夾板岩碎屑類材料

### 5.1.1 三軸壓密不排水應力應變及孔隙水壓

對於梨山軟弱材料(灰色黏土夾板岩碎屑)進行一系列試驗(代表性結果如圖 5-1-5-4)。由於整個天然試體包含了灰色板岩及黏土，在未做篩分析前無法判斷其岩塊之含量。由文獻回顧可知其岩塊，黏土含量之差異對於強度有個很大的影響。以下就岩塊含量相近之試體結果進行比較討論。如圖 5-1 圍壓  $4\text{kg/cm}^2$ ，反水壓  $3\text{kg/cm}^2$  情況下，C-N205 軸差強度約  $6\text{kg/cm}^2$ ，此試體岩塊含量雖低，但岩塊排列方式具有方向性，且集中於某一處。當應變量增加時，岩塊彼此接觸，反映在應力應變曲線上造成有一尖峰強度。孔隙水壓部分，在一開始往上激發了些許孔隙水壓之後便隨著軸向應變量增加而減少，可看出為緊砂或

過壓密之行為；

圖 5-2 在圍壓  $5\text{kg/cm}^2$ ，反水壓  $2\text{kg/cm}^2$  條件下之情形，由於 C-B102 之應力路徑，由於在試驗過程中試體扭曲程度過大，造成後半段跳升之應力路徑，無法比較應力應變行為。整體而言 C-B1 系列在剪動初期約 4-6%應變量時應力應變曲線皆以達平緩，但大多數 C-N2 系列試體在 20%之應變量時仍未到達其尖峰強度，而在相同條件下 C-N2 系列之強度皆大於 C-B1 系列，除了 C-N201 及 C-N205

大了許多之外，其他並無相差太多。孔隙水壓方面比較各條件下之情況。看出孔隙水壓變化，C-N2 系列試體之孔隙水壓曲線達某一值後便會往下跑；而 C-B1 系列之試體，除了 C-B102 試體有此情形外，卻不易發現此趨勢，但其孔隙水壓並無太大差異。推測岩塊含量相近之材料強度，當其深度越深(C-N2 系列試體取樣位置皆在 50 多公尺處；C-B1 系列試體則位於 15-25 公尺處)，會有過壓密情形越大，造成強度上之差異。或因為 C-N2 系列試體皆位於深層軟弱帶以致有此現象產生。

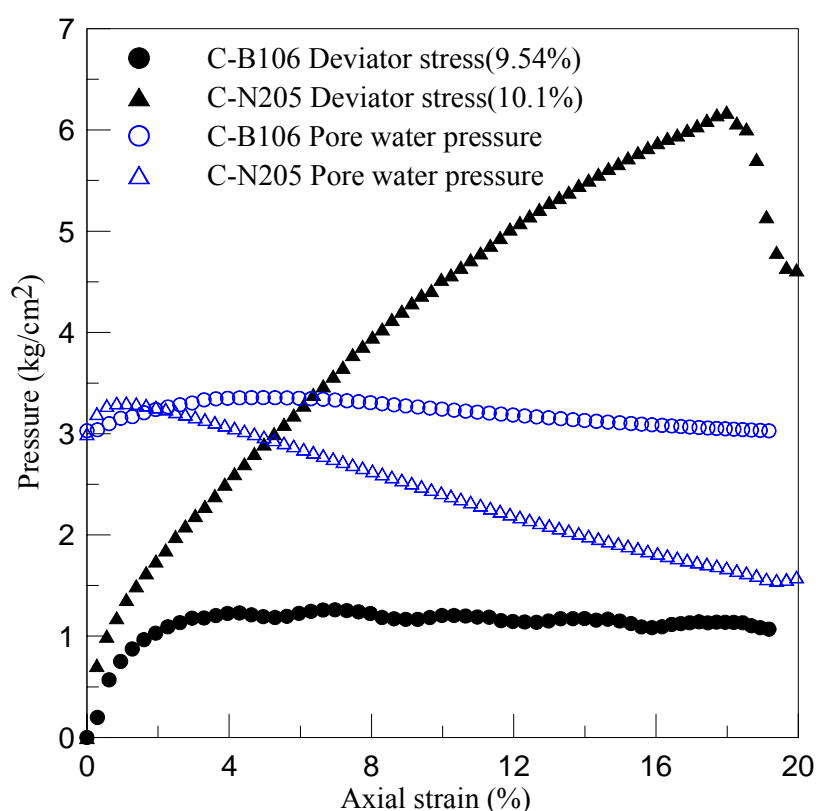


圖 5-1 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓  $4\text{kg/cm}^2$ 、反水壓  $3\text{kg/cm}^2$ )

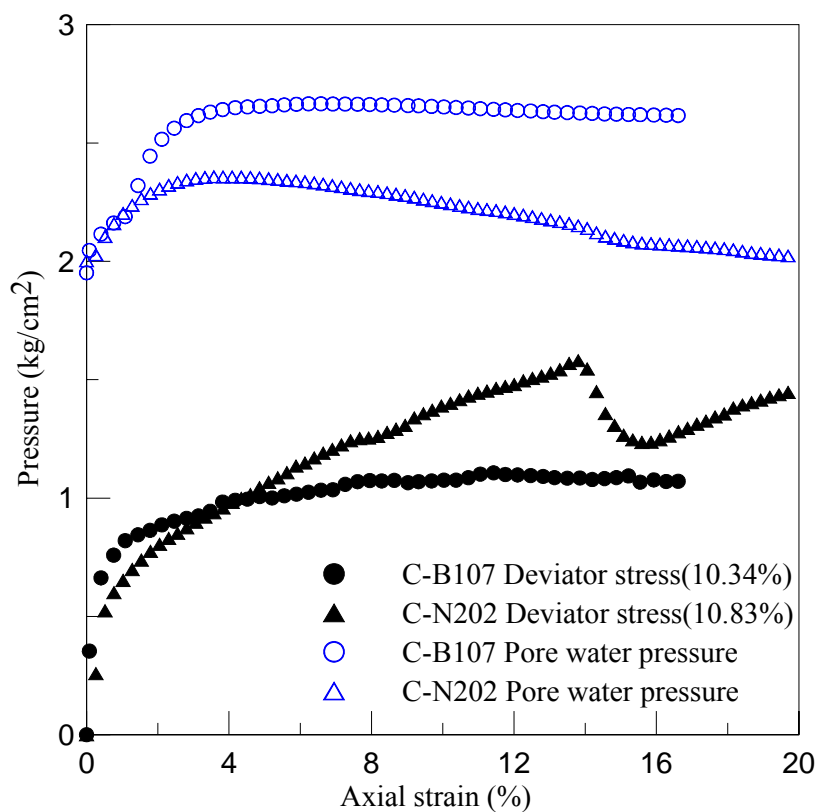


圖 5-2 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓  $3\text{kg/cm}^2$ 、反水壓  $2\text{kg/cm}^2$ )

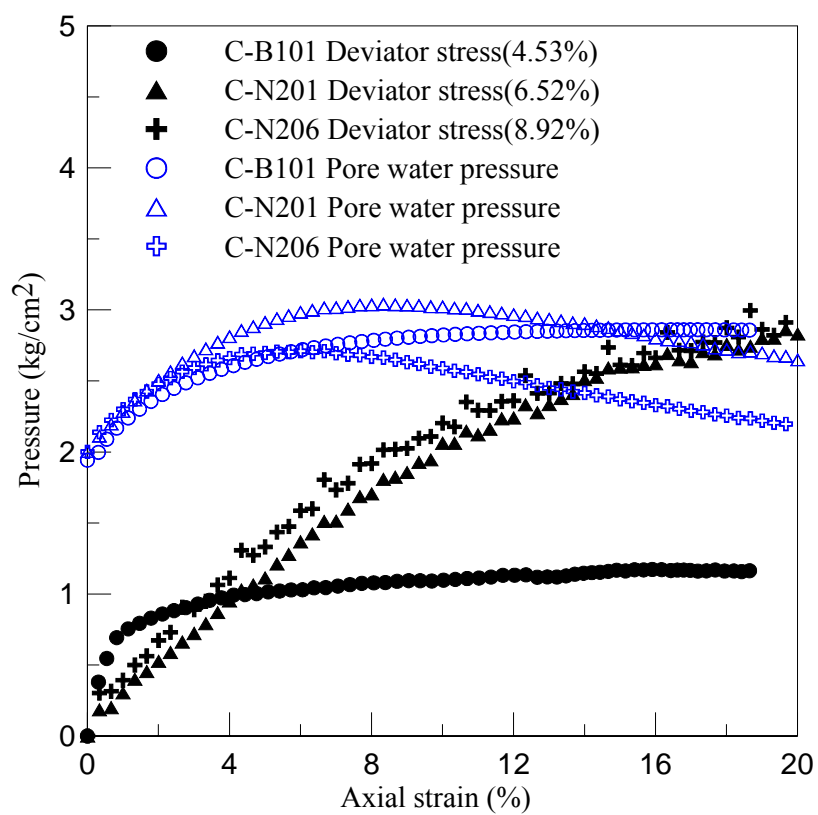


圖 5-3 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓  $4\text{kg/cm}^2$ 、反水壓  $2\text{kg/cm}^2$ )

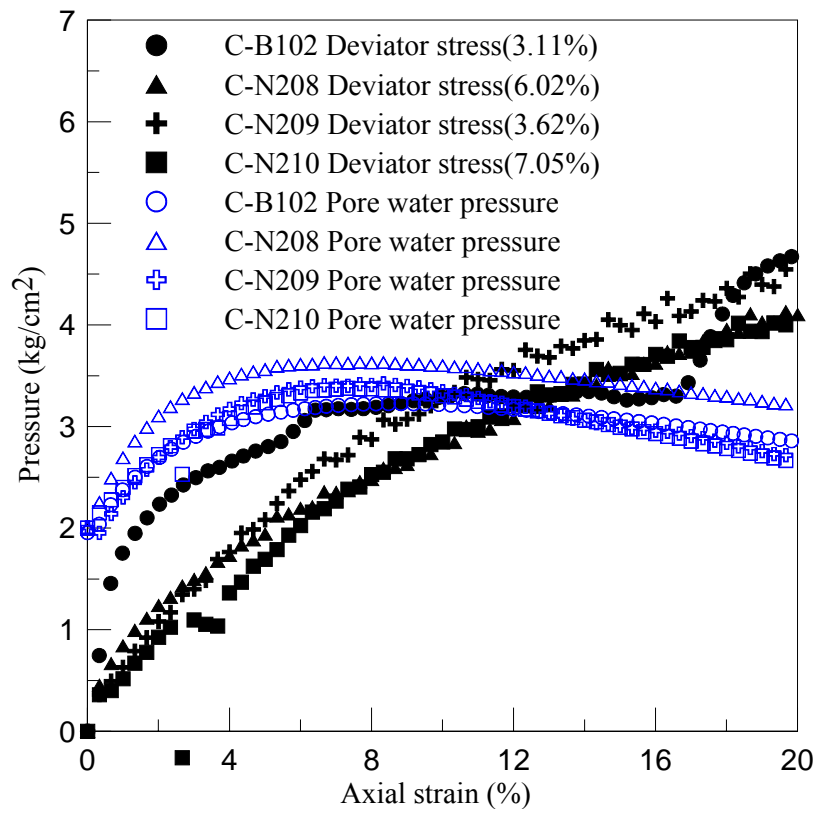


圖 5-4 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓  $5\text{kg/cm}^2$ 、反水壓  $2\text{kg/cm}^2$ )

### 5.1.2 三軸壓密不排水剪力強度

綜合 C-B1 及 C-N2 系列試體，梨山崩積層內軟弱材料（採用岩塊比含量少之試驗結果），藉由莫爾圓求出此區域灰色黏土夾板岩碎屑材

料的  $C' = 0.297 \text{ kg/cm}^2$ ， $\Phi' = 20.59^\circ$ ，如

圖 5-5 所示。

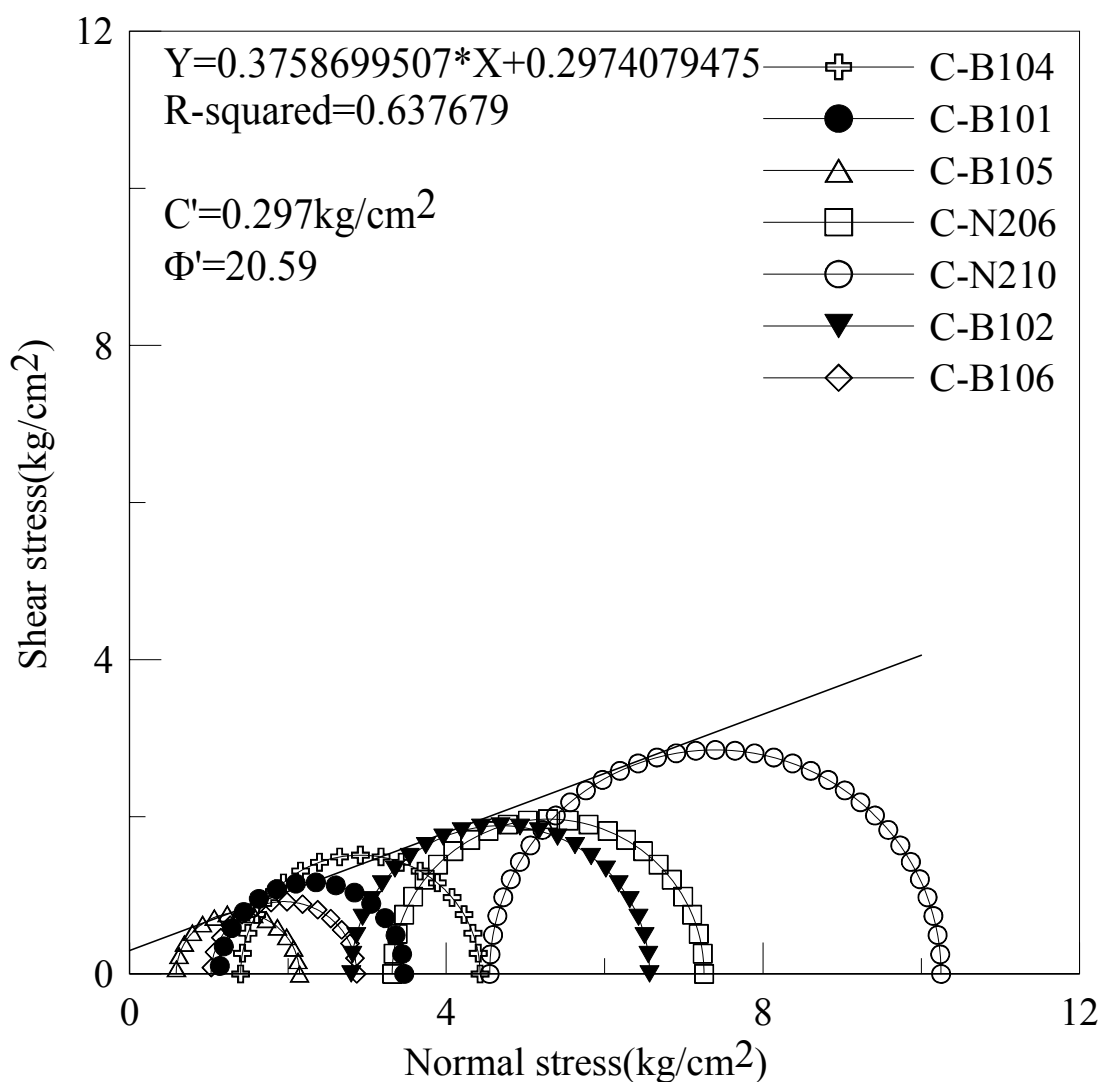


圖 5-5 用莫爾圓求剪力強度圖



### 5.1.3 室內與現地剪力波速比較

圖 5-6 為 94 年度在梨山崩坍地 B9 滑動體 N1 使用 P-S Logging 所量測的現地波速結果，其中灰色黏土夾灰色板岩碎屑(C)之 P 波與 S 波分別為，1219.5~1428.6m/s 與 595.6~724.9m/s；室內波速係利用剪力波元件進行量測，結果如表 5-4，S 波波速為 132.54 與 178.44 m/s。

比較室內與現地剪力波速的差異，推估是由於量測尺寸的差異所造成。現地剪力波所量測到的範圍比室內所量測到的範圍廣，由圖 5-6 與圖 5-7，可比較現地岩體所含岩塊尺寸及含量與室內試體所含岩塊尺寸，可知現地岩塊尺寸比室內岩塊尺寸大，甚至大很多，另外現地岩塊與基質土壤含量也比室內岩塊與基質土壤含量多，因而造成剪力波速的差異；再者，鑽探取樣所造成的擾動與岩心解壓作用，皆會對室內試體之剪力波速造成影響。

表 5-4 室內剪力波速量測資料表(試體 C-N203 與 C-N209)

試體編號	剪力波到達時間 (sec)	剪力波速 (m/sec)
C-N203	0.001128	132.54
C-N209	0.000937	178.44

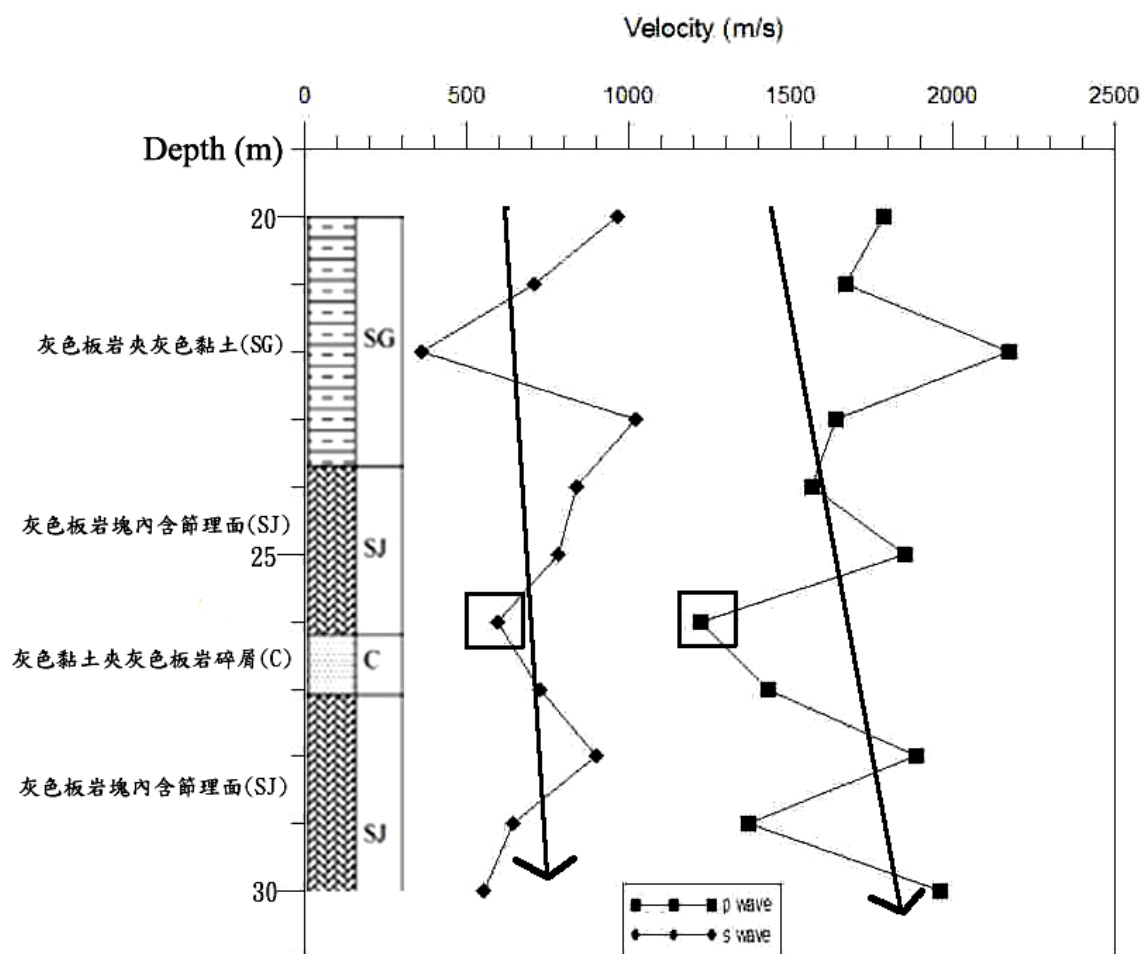


圖 5-6 現地 P-S 波波速資料與岩心判釋比對結果

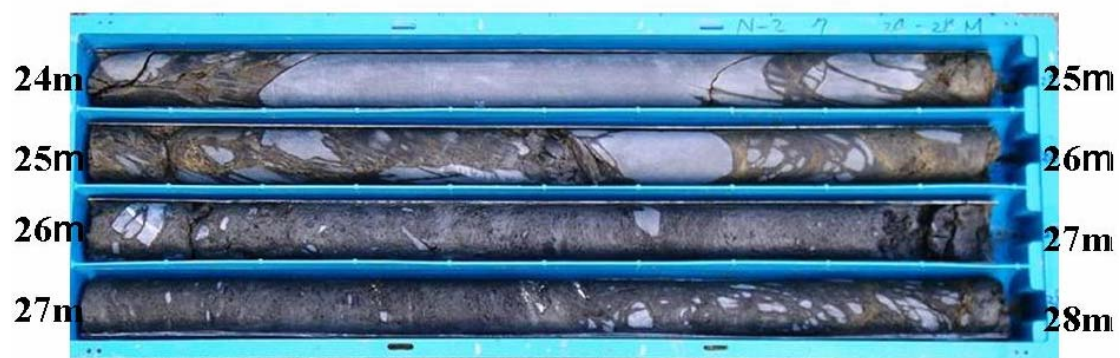


圖 5-7 N1 孔深度 26~27m 岩心照片

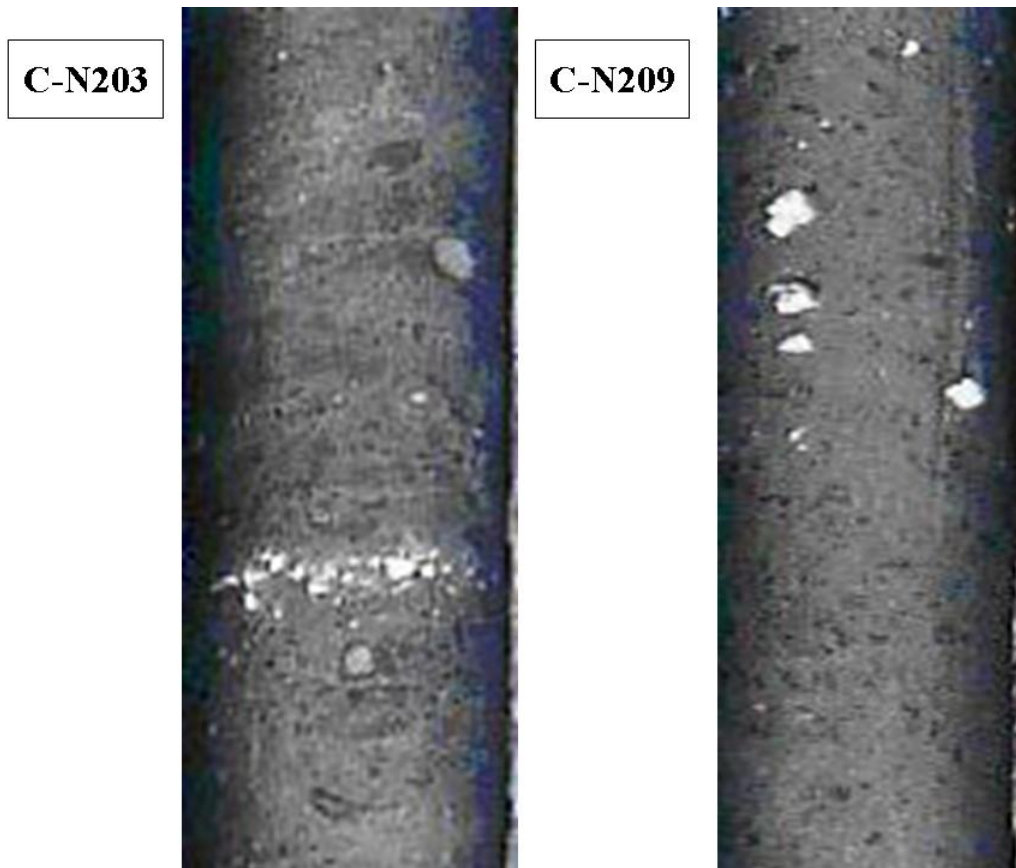


圖 5-8 C-N203 與 C-N209 試體照片

## 5.2 灰色板岩夾灰色黏土類材料

### 5.2.1 岩心岩塊面積比與體積百分比

本研究於試驗前進行試體表面拍照記錄，搭配影像軟體合成以後進行岩心表面岩塊分佈與面積比計算。於三軸試驗後對試體進行濕篩，利用板岩之單位重換算為體積比，藉此評估兩者間差異。圖 5-9 表示面積比與體積比之關係，由趨勢線得到面積比雖然可能稍微低估濕篩得到之體積比，但基本上差異性不大。因此從試體外觀初步評估岩塊之含量是可接受的。

檢視表面攝影、岩心柱狀圖、與濕篩後殘留於#4 上之岩塊，可以判斷岩心的岩塊可分為三類，如圖 5-10 及圖 5-11，並說明如下（紅色長條代表鑽機於現地取得之岩心）：

- a. 鑽機直接鑽穿現地岩石，因此岩心中的鑽孔直徑完全為岩塊所佔據。（圖 5-11A）
- b. 現地岩石之一部份受鑽機切割，即分佈於岩心表面之岩塊。（圖 5-11B，岩塊圓弧狀部分乃受鑽機切割所致）
- c. 包覆於岩心中之岩石，並未受到鑽機切割，與現地大小相同之岩塊。（圖 5-11C）

因為只有 C 類板岩塊為完整岩塊，本文假設崩積體內無論大小岩塊其形狀皆與 C 類板岩塊形狀相似。因此，首先統計歸納出 C 類板岩塊長短軸與厚度，再利用岩心中 A 類岩塊厚度推估現地岩塊最大粒徑。表 5-5 與表 5-6 為淺層之灰色板岩夾黏土與較深層灰色板岩夾黏土層之長短軸與厚度比，其中可發現，深層與淺層岩塊之長短軸比大約為 1.3~1.4。而長軸與厚度比為 2.38 與 3.06，表示梨山崩坍地的板岩塊有明顯的長短軸差距，且深層之岩塊較淺層更為扁平。

黃玉麟(2006)提到淺層之灰色板岩夾黏土層排列較不整齊(圖 5-12)，較深層之板岩夾黏土層有沿著劈理面排列之趨勢(圖 5-13)。從圖 5-13 可看到 41m~41.3m 為 A 類板岩塊，若假設該地層排列一致，岩心中板岩塊深度即為現地岩石之厚度。最大之岩塊預估為 90cm x 23cm x 30cm。至於淺層之岩塊排列較無方向性因此無法評斷最大岩塊尺寸。

表 5-5 N1 12~16 m 岩塊長短軸與厚度比(註：樣本紀錄置於附錄)

	長軸	短軸	厚度
平均值	2.38	1.70	1
標準差	0.64	0.58	0

表 5-6 N2 48~52 m 岩塊長短軸與厚度比(註：樣本紀錄至於附錄)

	長軸	短軸	厚度
平均值	3.06	2.37	1
標準差	1.05	0.80	0

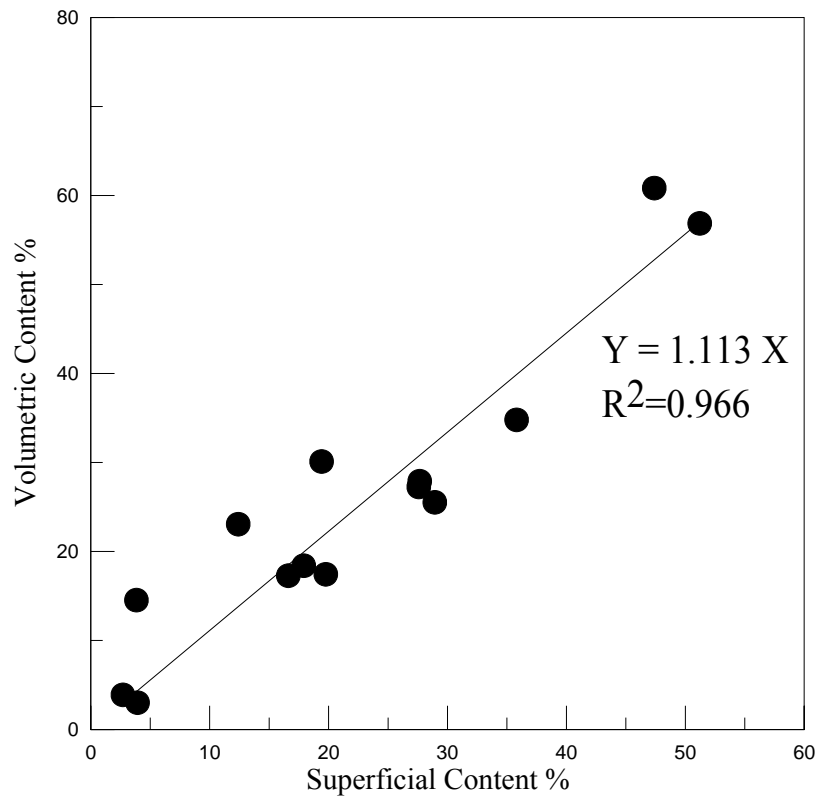


圖 5-9 面積比與實際溼篩後體積比比較

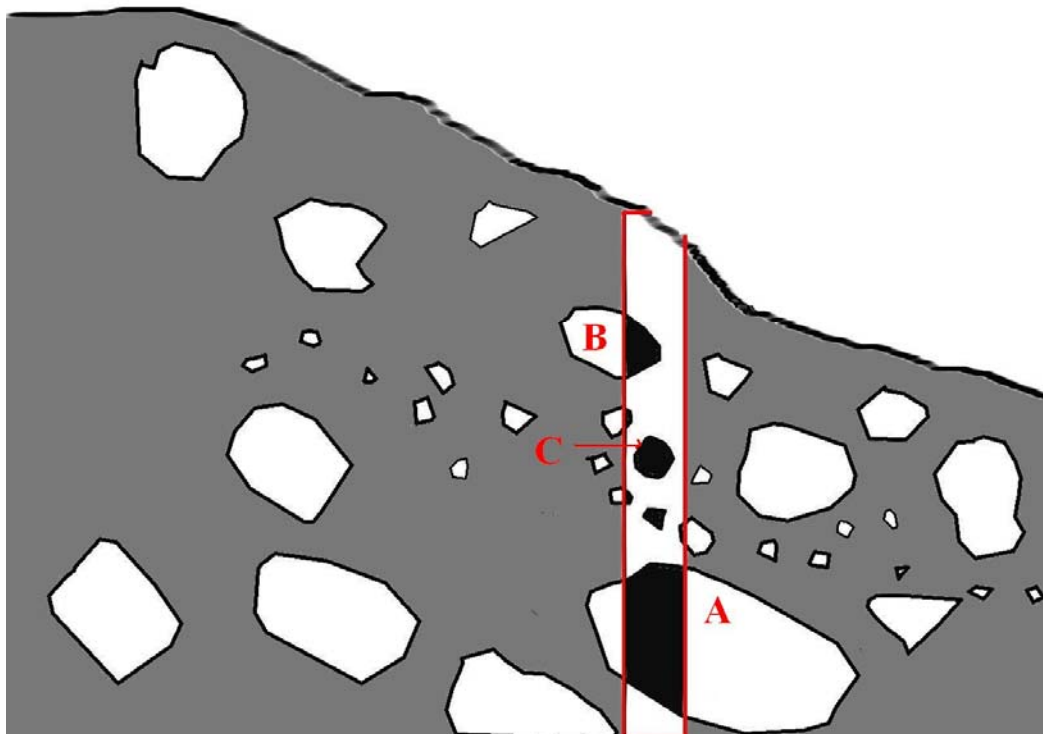


圖 5-10 岩心之岩塊與現地岩石之差異



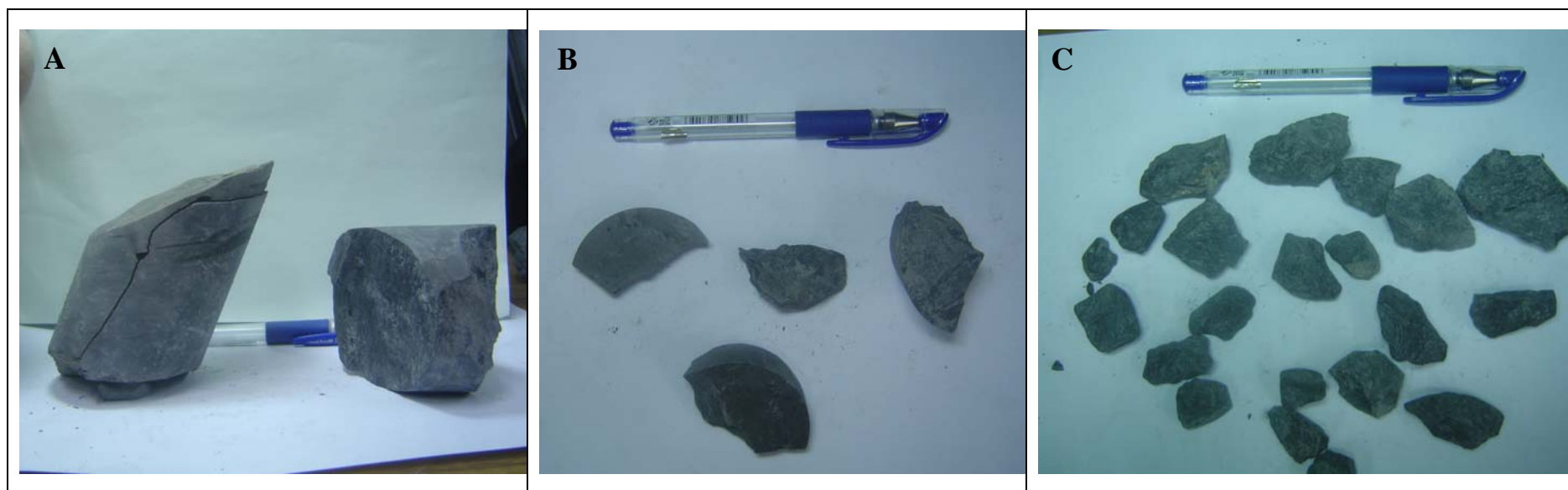


圖 5-11 心中三種種類之板岩岩塊

岩



圖 5-12 N1 12 ~ 16 m (黃玉麟, 2006)



圖 5-13 N2 40 ~ 44 m (黃玉麟, 2006)

### 5.2.2 三軸壓密不排水應力應變及孔隙水壓

針對梨山地區類併構岩材料(灰板岩夾黏土)SG 系列試體試驗結果發現。如圖 5-14 為岩塊含量約在 30%左右，圍壓  $4\text{kg/cm}^2$ ，反水壓  $2\text{kg/cm}^2$  之情形，看出應力應變趨勢相當一致，但 SG-Ah 系列試體強度仍較大。且達 20%應變時皆未達其尖峰強度。推測主要由於工研院(2005)之 Ah 系列試體存放較久，且岩心的保存並未蠟封，使得試體乾縮、含水量流失，造成強度上的差異。而孔隙水壓方面，達某一值後便會往下跑，三者皆然。另就討論高岩塊含量下之情況，如圖 5-15 所示，在反水壓皆為  $2\text{kg/cm}^2$  情況下圖中 SG-B105 圍壓  $6\text{kg/cm}^2$ ，而 SG-N101 及 SG-Ah103 圍壓皆  $6.5\text{kg/cm}^2$ ，亦可發現當岩塊含量越高，其強度也越高。

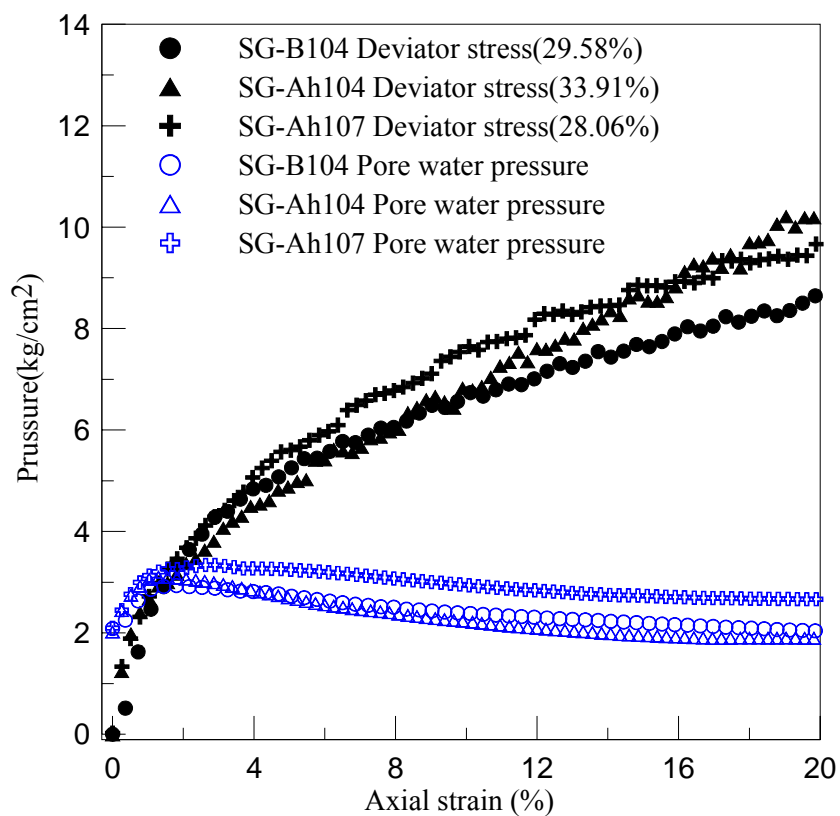


圖 5-14 應力應變及孔隙水壓變化圖(圍壓  $4\text{ kg/cm}^2$ 、反水壓  $2\text{ kg/cm}^2$ )

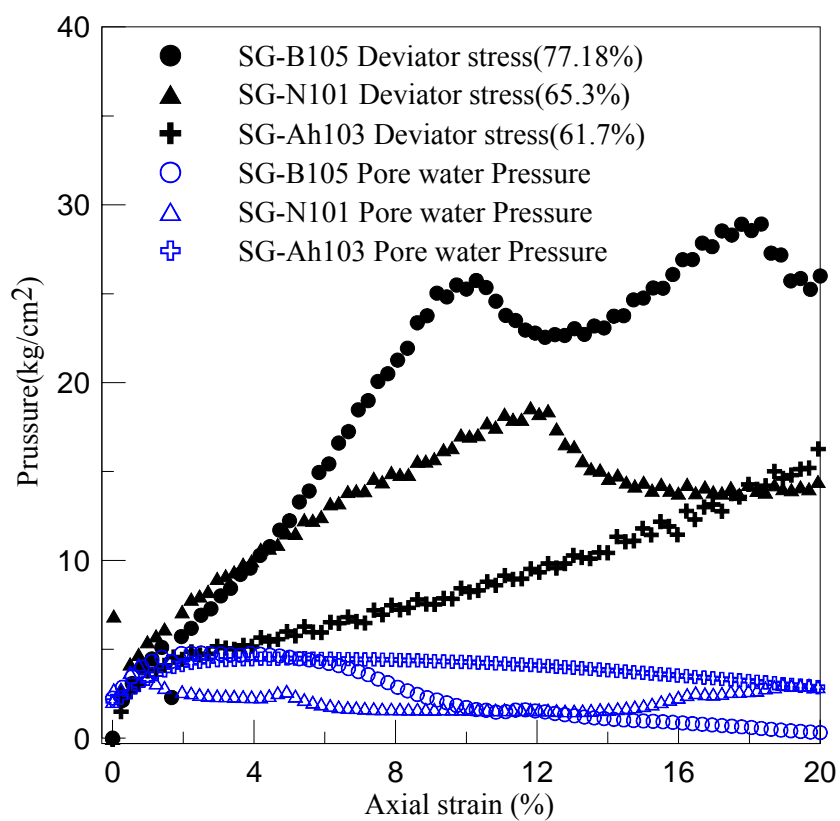


圖 5-15 高岩塊比應力應變及孔隙水壓比較

### 5.2.3 岩塊含量比較

由實驗結果綜合來說，當岩塊含量低時，圍壓增加其軸差應力亦會跟著增加。此外比較岩塊含量百分比與軸差強度關係，如圖 5-16 及圖 5-17，可看出當岩塊含量越高其軸差應力也會越高，即使岩塊含量低於 25% 也有此現象。孔隙水壓部份出在受剪初期，孔隙水壓隨應變量增加而增加，岩塊含量高的會有明顯的剪脹作用，而岩塊含量低的較無此現象。且岩塊含量越高，此趨勢似乎越明顯。本文以岩塊重量百分比討論其對三軸不排水試驗之應力應變曲線中破壞軸差強度的影響，發現強度有明顯隨岩塊含量增加之趨勢。而實驗結果亦顯示當岩塊含量低於 25% 時，不同圍壓下，三軸不排水剪力強度隨岩塊增加而上升，與 Montrasio(1998)提出之假設：“當岩塊含量低於 25% 時，岩塊間不互相接觸，因此材料行為類似土壤材料行為”不同。經試驗結果發現，岩塊含量相同之試體，即使存在於不同之取樣位置，其表現之尖峰軸差強度也相當接近。因此未來經由鑽探所取得的梨山類併構岩材料，經由粒徑分布分析岩塊含量應可粗略的判斷其強度。

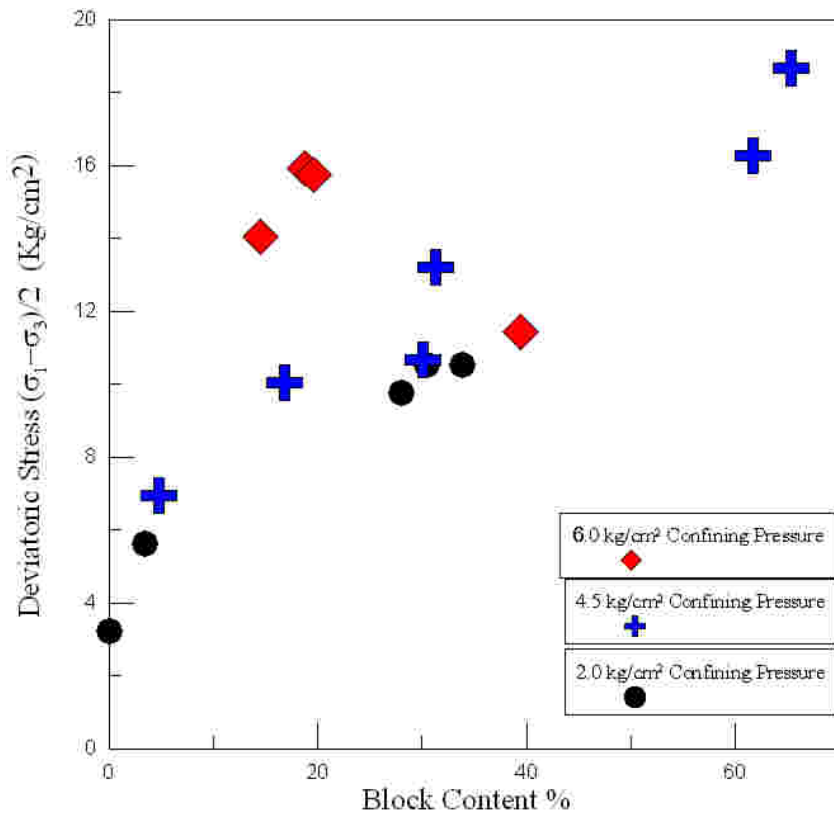


圖 5-16 軸差強度與岩塊含量趨勢圖

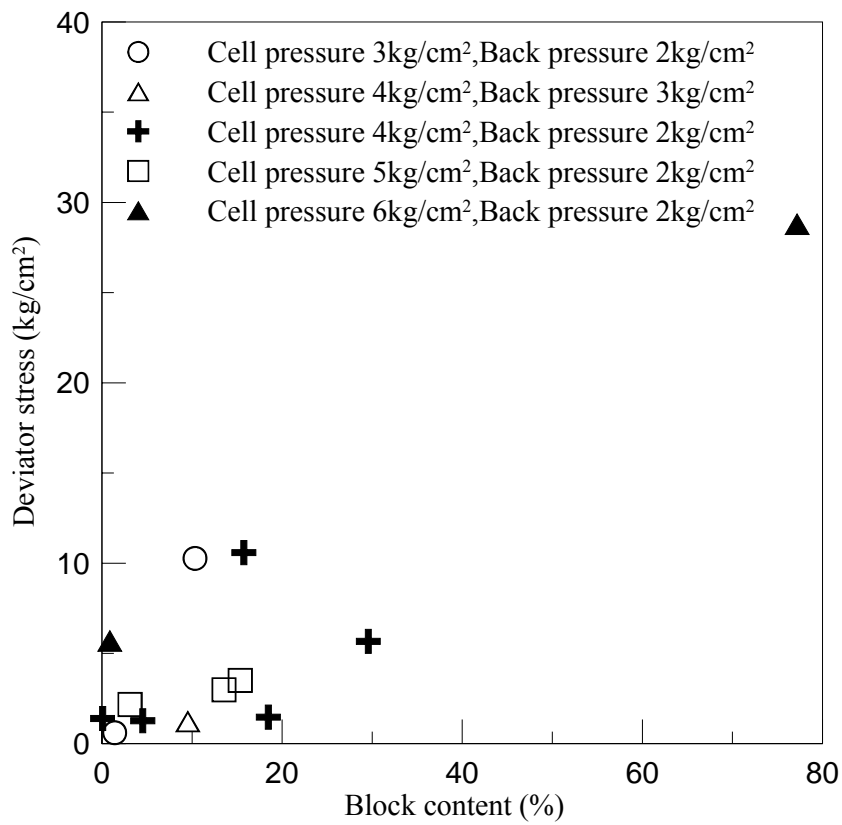


圖 5-17 岩塊含量與軸差應力比較



#### 5.2.4 微應變量量測與切線楊氏模數

本研究為了得到灰色板岩夾黏土類試體之切線楊氏彈性模數，利用 Proximeter 微應變計紀錄應變量 0.1%以下之應力應變行為量測。圖 5-18 為 SG-N202 於三軸試驗下 Proximeter 與 MTS-810 LVDT 量測得到的小應力應變行為之比較。由於 LVDT 為三軸室內部內建，其量測之變形量包含三軸室、加壓座之變形。故在微應變量下楊氏模數差距達 6 倍以上。若利用 MTS-810 的 LVDT 計算彈性段行為，則會低估材料小應變下的楊氏模數。

由於微應變量原理乃利用兩個微應變計為不動端，分別量測兩鋼片小位移量，利用上鋼片位移量減去下鋼片位移量除以微應變計距離得到微應變量然而因為岩塊的不均勻分佈，或岩塊內於受剪有相對位移，因此於較高岩塊含量試體下量測，上鋼片位移量會較小，導致初始微應變量為負的(圖 5-19)。

實驗中利用微應變計量測計算所得的切線楊氏模數如圖 5-20，圍壓較大時切線楊氏模數亦增大，此為壓密造成的結果。而顯而易見的，岩塊含量增加也使得切線楊氏模數有增加的趨勢。

然而，在現地條件下，梨山崩坍地在大規模滑動下，併構岩材料之變形量已超過彈性行為。因此有必要探討併構岩試體在較大變形量下的模數折減行為。利用 MTS LVDT 量測所得的變形量，計算材料在應變量 1%~20% 下的楊氏模數。圖 5-21、圖 5-22 與圖 5-23 為各圍壓下併構岩試體模數隨應變增加而折減之關係，材料受壓密應力增大影響，模數遞減程度會較低。另從圖中發現，併構岩岩塊含量較少，其模數折減情形較大。

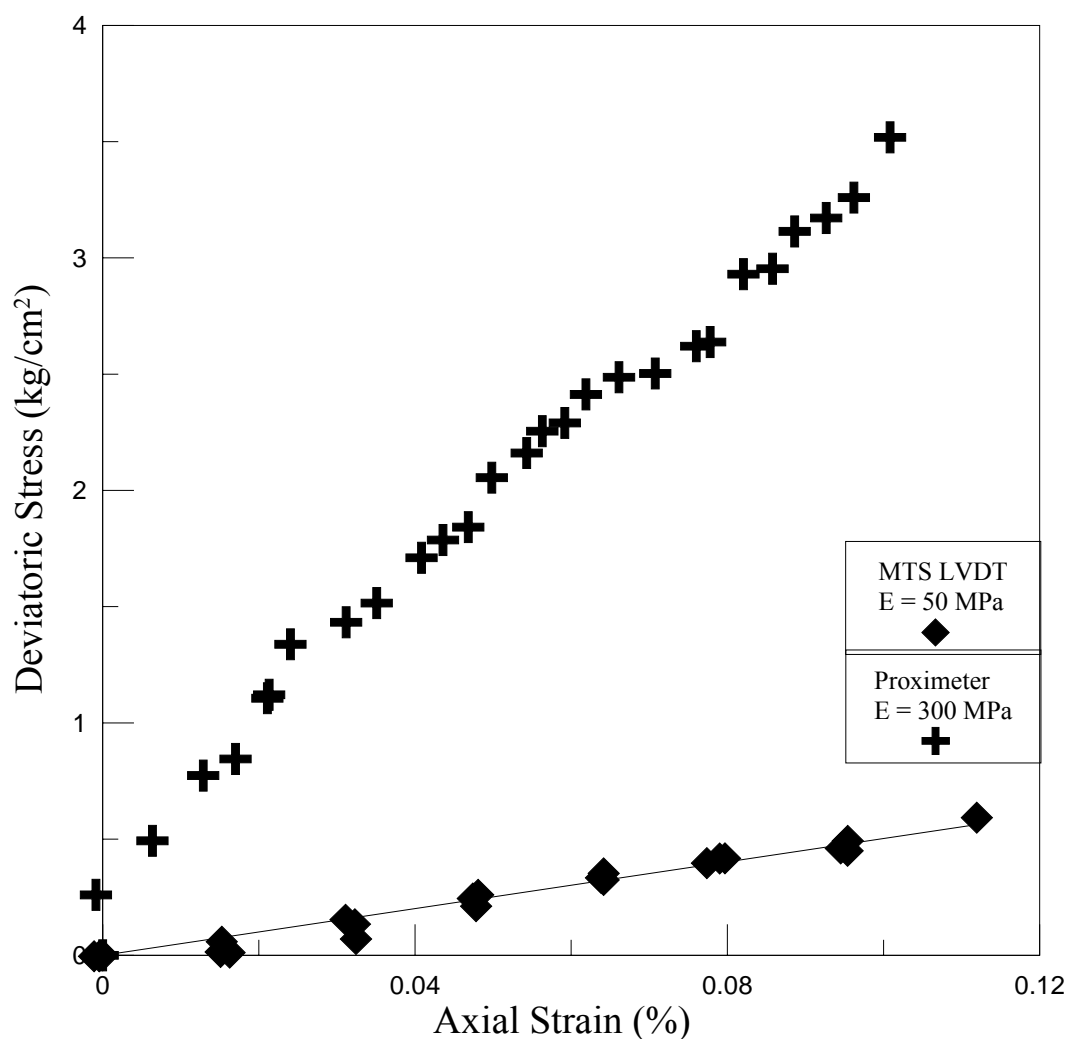


圖 5-18 MTS LVDT 與 Proximeter 小應力應變行為比較(SG-N202)

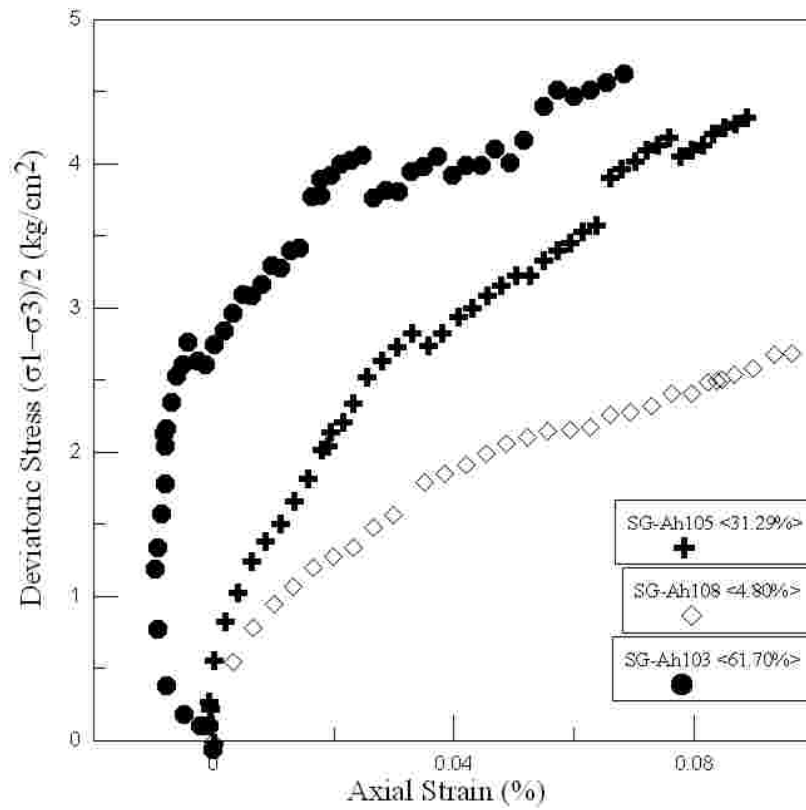


圖 5-19 4.5 kg/cm<sup>2</sup> 有效圍壓下之軸差強度、含量與微應變圖

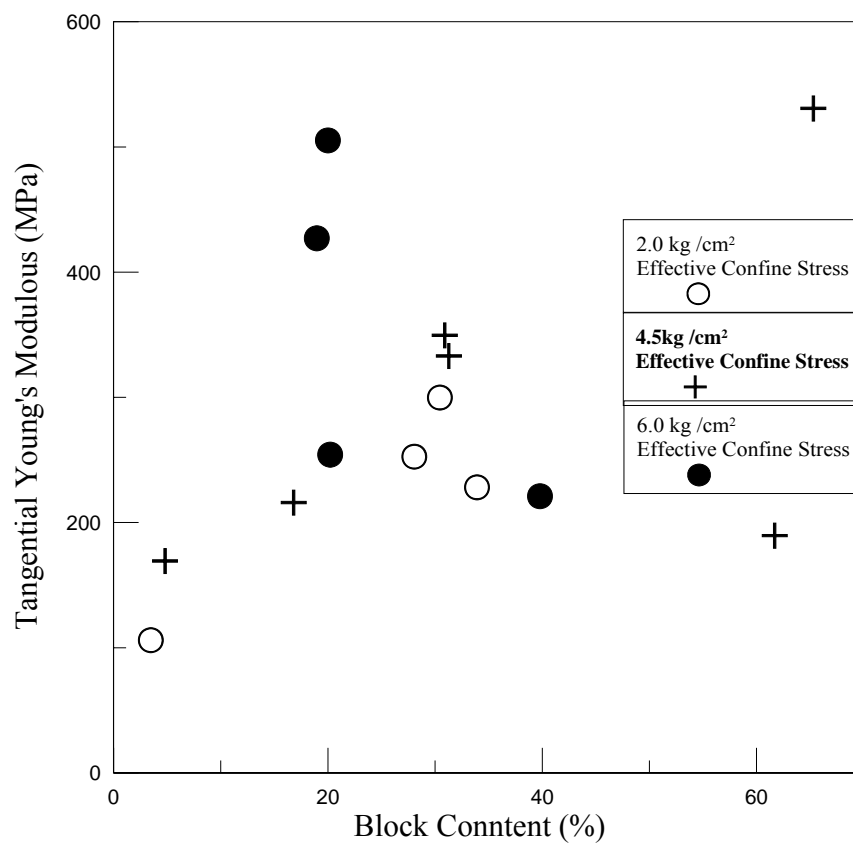


圖 5-20 切線楊氏模數與岩塊含量關係

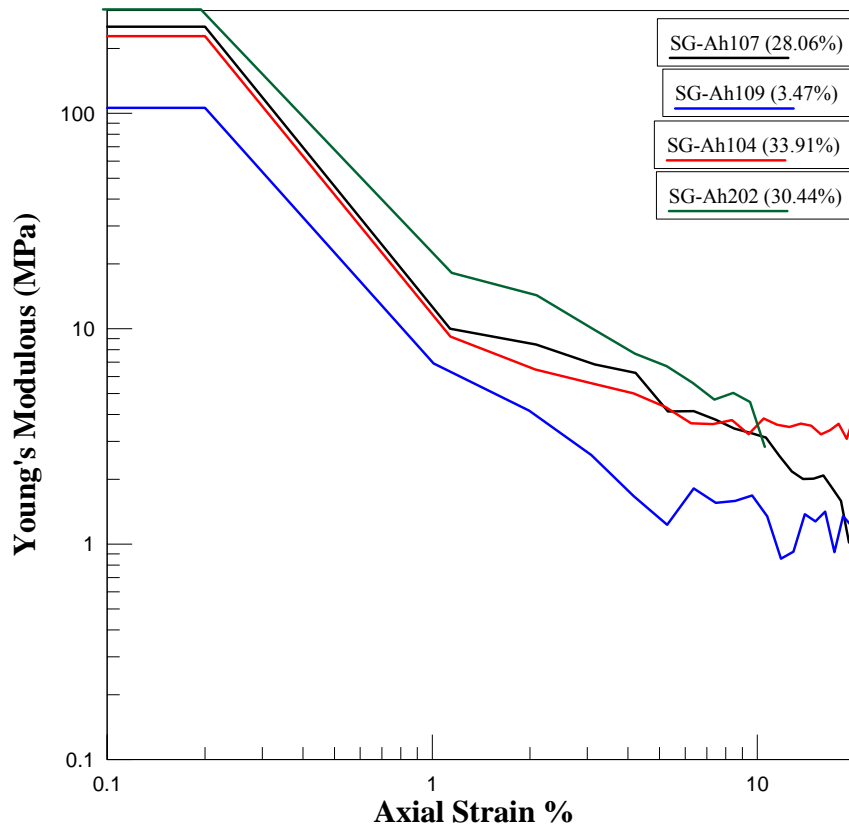


圖 5-21 2.0 有效圍壓下模數遞減曲線

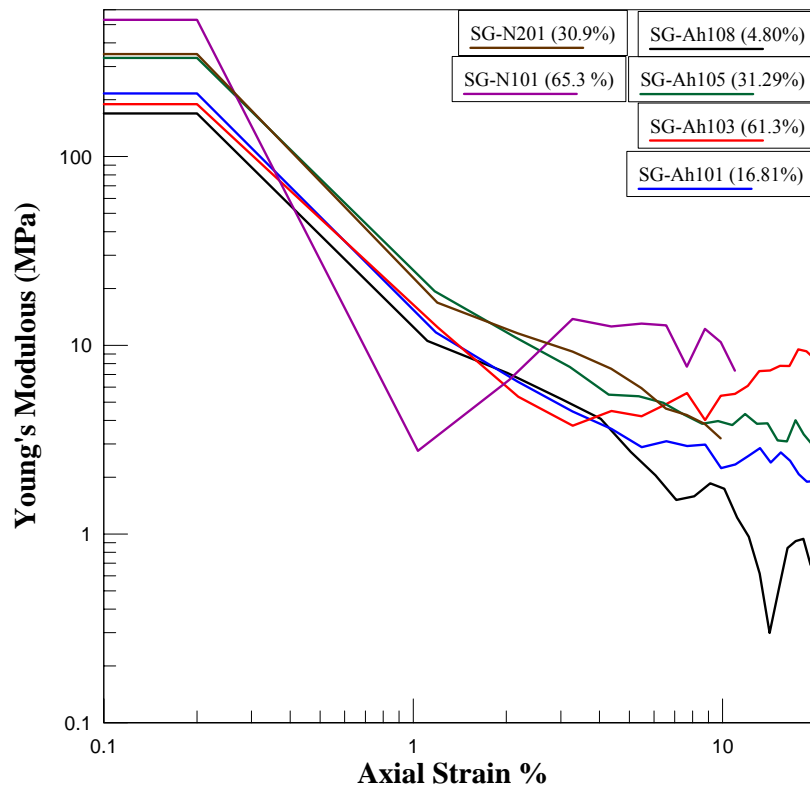


圖 5-22 4.5 有效圍壓下模數遞減曲線

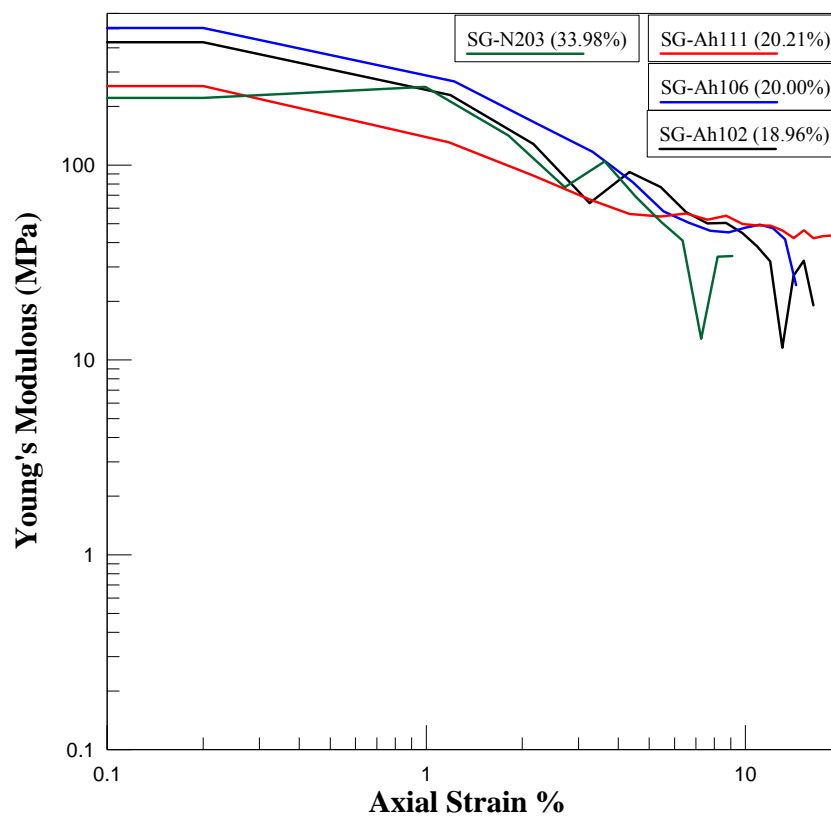


圖 5-23 6.0 有效圍壓下模數遞減曲線

### 5.2.5 影響強度因子探討

由文獻回顧可得知岩塊含量與強度與土壤基質本身強度會影響類併構岩材料，而由於本研究所研究之併構岩材料灰色板岩夾灰色黏土中，基質基本物理性質相當接近，皆為高塑性的黏土或高塑性的粉土，且大顆粒的岩塊為板岩。因此就影響強度之因子只剩下岩塊含量之影響。

觀察施做之試體，無論岩塊大小與含量，於試體破壞後由試體表面觀察及剝開試體檢測，發現破壞面未有直接穿越岩塊者，多為沿著岩塊間發展，如圖 5-24 及圖 5-25 所示，紅色曲線顯示為破裂面。本研究結果與 Medley(2001)定義併構岩之破壞形式類似。另外岩塊分佈較少的地方產生膨脹的情形，而岩塊多的區域則束制膨脹的行為。

另外，雖然破壞面未通過岩塊，然而較高岩塊含量之試體其岩塊與岩塊間基質受到擠壓導致岩塊邊緣產生破裂的現象，推測高岩塊含量試體強度可能受岩塊間於受剪狀態下接觸摩擦而提高。圖 5-25 為岩塊含量大於 50%之試體，明顯可看出因材料岩塊含量大，受岩塊束制而膨脹效應不明顯，試驗結束後檢視發現岩塊可能有相互磨擦而產生邊緣破碎之行為。



如上所述，高岩塊含量試體於破壞面兩側的岩塊有相互擠壓且摩擦的痕跡，破壞面較蜿蜒曲折，因而增加試體破壞介面之粗糙度，增強了併構岩摩擦阻抗(圖 5-27)。相對的，岩塊含量少之試體之破壞介面較平滑，破壞面兩側的岩塊岩塊與岩塊間摩擦不明顯，表現強度較弱(圖 5-26)，此與 Medley(2001)所提出之併構岩強度與岩塊含量關係符合，另外也驗證了 Montrasio(1998)年所提出當複合性材料岩塊含量高時，岩塊間磨擦而反映了較大的強度。



圖 5-24 破壞曲線與岩塊分佈圖(N2 18.4 ~ 18.6m)



圖 5-25 破壞曲線與岩塊分佈圖(AH-1 37.80 ~ 37.95m)

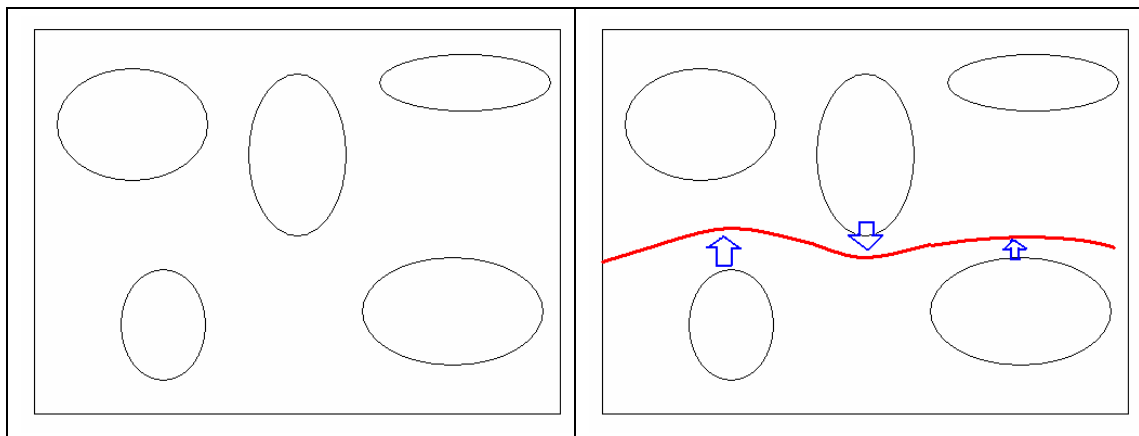


圖 5-26 低含量併構岩材料破壞曲線示意圖

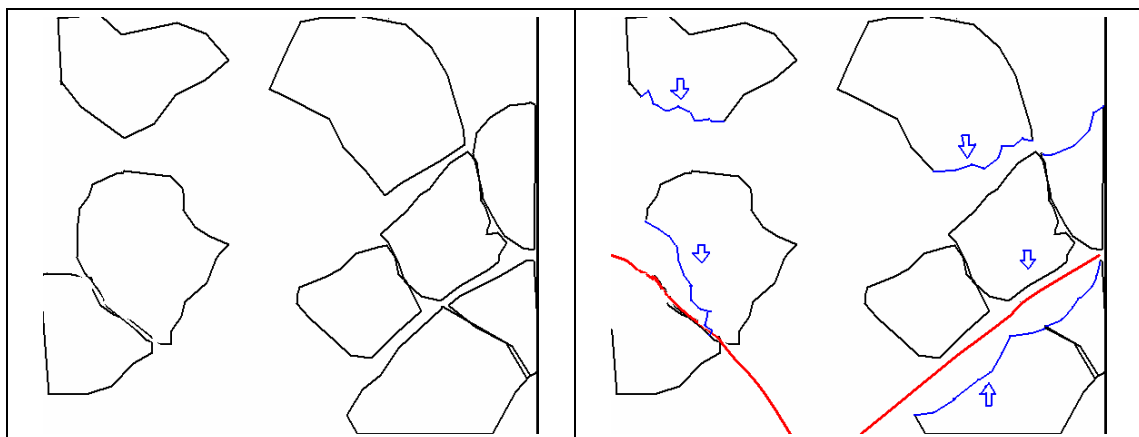


圖 5-27 高含量併構岩材料破壞曲線示意圖

### 5.2.6 利用實驗結果與數值模擬決定崩積材料剪力強度參數之建議

由本研究鑽探岩心之物性分析結果得知，本崩積材料具高度不均質性，甚難取得足夠岩性相近的試體進行三軸試驗，亦即甚難由室內試驗決定其強度參數。因此本文建議利用單一試體三軸試驗結果進行數值模擬標定，待模擬結果與實驗結果接近後，固定使用參數，再進行不同圍壓數值模擬，最後可由模擬所得的應力應變曲線結果計算彈性模數極強度參數等。謝孟修(2007)利用 FLAC 軟體已可模擬 2-D 下類併構岩的三軸排水剪力試驗，而張永奇(2008) 利用 FLAC 軟體已可模擬 3-D 下類併構岩的三軸排水剪力試驗。利用數值模擬與已施作試驗之試體相互比對，並模擬不同圍壓下之應力應變情形，企圖求得類併構岩之材料力學參數。

謝孟修(2007)數值模擬之方法為：

- 1) 在數值模擬前，首先製作數值模擬的試體。方法為將岩心試體表面展開(圖 5.23)，並切割為三各單位。成為三顆長徑比 2 之試體(圖 5.24)。
- 2) 定義板岩與土壤基質的力學參數，如凝聚力與摩擦角。
- 3) 模擬試體在圍壓  $2.0 \text{ kg/cm}^2$ 、 $4 \text{ kg/cm}^2$ 、 $6 \text{ kg/cm}^2$ 、 $8 \text{ kg/cm}^2$  下之三軸排水剪力試驗，得到模擬試體材料之應力應變曲線並計算其力

學參數。

圖 5.25 為 SG-Ah102 實驗結果與謝孟修數值模擬結果之應力應變曲線。圖中三組數值模擬對象岩塊含量稍有差距，然而應力曲線相似，皆在 3 % 應變量以內達到尖峰後產生應變軟化，三者尖峰軸差應力相當接近。其模擬結果與本研究 SG-Ah102 試驗結果比較，在應力應變曲線或是強度卻有相當大的差異，推測可能原因為本研究所做三軸不排水試驗為利用飽和試體。然而謝孟修數值模擬為模擬一 2-D 乾燥試體，因此兩者可能應力應變行為會有不同之表現。未來數值模擬在考慮 3-D 之邊界條件與孔隙水壓變化後，應更較能模擬室內試驗之結果。對此，本文對未來室內試驗與數值模擬決定力學參數之流程(圖 5.26) 作如下建議：

- 1) 對單顆併構岩試體進行三軸試驗，得到強度、應力應變曲線。
- 2) 數值模擬調整參數與邊界條件，模擬出與室內試驗接近之應力應變行為與強度。
- 3) 數值模擬進行該試體不同圍壓之三軸試驗模擬，回歸後得到併構岩強度參數  $C'$ 、 $\Phi'$ 。

利用篩分析或岩心判釋，決定梨山崩坍地各地層屬於何種含量之併構岩，因此可得到梨山崩坍地層之強度參數。並可提供邊坡穩定分析作為參考依據。

## 第六章 結論與建議

### 6.1 結論

本研究目的為探討梨山崩積層部分滑動體之形成原因，並擴大至整個梨山地區，主要以鑽探岩心判釋、現地孔內試驗及地物調查與監測之結果歸納，並與數值地形模型之分析建立一崩積層之地形指標。以下為本研究之結果敘述：

1. 以岩心判釋搭配孔內造影結果，歸納梨山崩積層形成原因主要為逆向坡山崩潛移剪裂造成，其模式類似為 Chigira(1992)提出之逆向坡拖曳褶皺型。破壞所達深度由區域劈理位態判斷大略推估於 50m 左右，而 50m 以上則為崩積材料。
2. 以孔內震波量測、地電阻探查、及地質鑽探結果，推測淺層板岩夾黃色黏土中之黃色黏土主要為大規模山崩後之表土或工程填土，因降雨而往下入滲並填充於崩落之板岩塊縫隙間，因此具縫隙大、膠結不緊密及易含水之特性，板岩夾黃色黏土之 P 波速波速約為 1500m/s，而地電阻值亦明顯較低(約 20~60 $\Omega$ )。相較之下深層的灰色板岩灰色黏土則 p 波波速約為 2500m/s 以上，故膠結佳較為緊密，推測為山崩潛移剪裂後風化所造成。

3. 由崩積層形成機制及軟弱層成因，本研究提出梨山地滑區演變過程，即邊坡坡腳受侵蝕造成潛移剪裂形成大規模的山崩地形，後續因向源侵蝕形成之沖蝕溝，使崩體不穩定而再度復發小規模滑動。
4. 灰色黏土夾板岩碎屑類試驗結果發現，當試體岩塊含量很小，在相同圍壓及反水壓的條件下其應力應變曲線強度其實差異不大，在約 3-6%的應變量就不再有巨幅的變動；顆粒材料含量類似之試體在各種不同圍壓在下之情況，可以發現材料性質相近軸差應力會隨著圍壓加大而變大。本研究 95 年度結果所述不同，推測 C-N2 系列試體由於岩心試樣擺放過久，導致其含水量溢失造成有過壓密之現象；或為 C-N2 系列試體皆位於深層軟弱帶以致有此現象產生。
5. 由灰色板岩夾粘土類試驗結果發現，比較岩塊含量百分比與軸差強度關係，發現當岩塊含量越高其軸差應力也會越高，即使岩塊含量低於 25%也有此現象。
6. 利用岩塊含量稀少之試體所得出之數據，對於梨山崩積層內軟弱材料(灰色黏土夾板岩碎屑)，以莫爾圓求出此區域灰色黏土夾板岩碎屑材料的  $C' = 0.297 \text{ kg/cm}^2$ ， $\Phi' = 20.59^\circ$ 。
7. 崩積併構岩（尤其是第二類板岩夾灰色黏土）具高度異質性，相



同岩段，其岩塊比例及分佈亦有極大差異，因此甚難由室內試驗之結果決定現地的力學參數（ $E$ ,  $c$ ,  $\Phi$  等）。因此結合數值試驗決定崩積併構岩材料之力學性質為較佳的選擇。

## 6.2 建議

1. 由於梨山崩積層內組成不均質，顆粒大小不一，差異性大。雖曾有研究針對此區崩積材料做力學參數探討，但材料不均質，取樣位置接近的岩心，實驗結果亦有差異，岩塊含量亦會造成影響，且以往鑽探大多使用 HQ 或小於 HQ 之岩心規格，無法評估尺寸效應對試體的影響。因此由試驗室試驗甚難決定其代表性力學性質，應由數值試驗配合決定之。建議往後可使用較大尺寸之鑽探搭配數值模擬的方式來更進一步的來決定梨山崩塌地崩積材料之力學參數。
2. 本次研究多以 B 區滑動體為主體，推論其邊梨山地滑區的形成乃因逆向坡拖曳剪裂所造成，建議可針對 A 區及 C 區進行研究，觀察其破壞機制是否類似，則可更進一步確認梨山地滑區之演譯。

## 第七章計畫成果自評

本計畫大多依原計畫書執行，預期成果亦皆能達成。本計畫 已於 96 年度的大地工程研討會發表一篇論文(1)，並將於 2008 岩盤工程研討會再發表一篇論文(2)。總計三年已完成五篇碩士論文（黃玉麟 2006，劉盛華 2007、唐禎國 2007、羅文驤 2007，王智仁 2008），依據本研究結果，主持人亦已開始撰寫期刊論文。

1. 黃玉麟、廖志中、潘以文、唐禎國(2007)，”大規模崩積地層之形成機制-以梨山崩坍區為例”，第 12 屆大地工程學術研討會論文集，民國九十六年八月，台灣溪頭，A2-16-01- A2-16-06。
2. 羅文驤、王智仁、廖志中、潘以文 (2008)，” 梨山崩積層中類併構岩之三軸力學行為”，2008 岩盤工程研討會論文集，民國九十七年十月三十-三十一日，台灣台北。
3. 黃玉麟，「崩積地層的組成及形成機制-以梨山地區為例」，國立交通大學，碩士論文，2006。
4. 羅文驤，「梨山崩積層中類併構岩(板岩夾黏土)之力學行為」，國立交通大學，碩士論文，2007。
5. 劉盛華，「梨山崩積層內軟弱材料之力學行為」，國立交通大學，碩士論文，2007。

6. 唐禎國，「崩積層之的地形特徵與崩積層的行成- 以梨山崩坍地為例」，交通大學，碩士論文，2007。
7. 王智人，「梨山地區崩積層成因與崩積材料之力學行為」，國立交通大學，碩士論文，2008。

## 參考文獻

1. 藤原明敏「地すべり調査解析」,理工圖書株式會社,222 頁,1970。
2. 藤原明敏,「地滑の解析與防止對策」,理工圖書株式會,113 頁,1979。
3. 方世杰,「中橫公路崩積土坡地力學特性之初步研究」,國立中興大學土木工程研究所碩士論文,民國七十九年。
4. 尤仁弘,「應用地電阻影像法於壩體潛在滲漏調查之研究」,國立交通大學,碩士論文,2006。
5. 李咸亨,吳志明,「高雄市區土壤動態特性之研究(一)」,行政院國家科學委員會防災科技研究報告 79-04 號,5-48 頁,1990。
6. 林炳森,方世傑,黃信彰,「崩積土坡地力學性質及穩定性研究」,行政院國家科學委員會防災科技研究報告 79-44 號,1991。
7. 林忠義,「鑽探擾動性對軟岩力學性質之影響」,國立交通大學,碩士論文,1999。
8. 林光敏,「梨山地區地滑行為與數值模擬之研究」,國立台灣大學,碩士論文,2003。
9. 林智惠,「膠結不良砂岩在不同應力路徑下之力學行為」國立交通大學,碩士論文,2003。

10. 林景民，「軟弱岩石之應力應變與屈服行為」，國立交通大學，碩士論文，2001。
11. 羅文驤，「梨山崩積層中類併構岩(板岩夾黏土)之力學行為」，國立交通大學，碩士論文，2007。
12. 劉盛華，「梨山崩積層內軟弱材料之力學行為」，國立交通大學，碩士論文，2007。
13. 柳政男，「軟岩多功能儀器研發與軟砂岩基本性質之探討」，國立交通大學，碩士論文，1998。
14. 吳偉康，「含水量對夯實礫石土強度影響之研究」，台灣工業技術學院碩士論文，民國 72 年。
15. 侯秉承、黃俊鴻，「鋼索取樣法的介紹及應用實例」，地工技術雜誌，第 49 期，57~71 頁，1995。
16. 洪浚祐，費平侯，「等高線與不規則三角網格(TIN)模式之探討」，地圖，第三卷，61-76 頁，1992。
17. 洪如江，「地工技術在台灣山崩中應用」，邊坡穩定與坍方研討會，第 147~172 頁，民國 68 年。
18. 洪若安，「非擾動粉土細砂試體之  $K_0$  壓密三軸試驗」，國立交通大學，碩士論文，2006。

19. 洪任賢，「軟弱岩石之應力應變行為」，國立交通大學，碩士論文，2002。
20. 周稟珊，「應用歷年航空照片判釋林口台地的崩壞特性」，國立師範大學，碩士論文，2006。
21. 徐鐵良，「地質與工程」，科技圖書，臺北，1992。。
22. 邱坤豪，「台灣中部德基至梨山地區岩石劈理位態分佈之研究」，國立中央大學，碩士論文，2000。
23. 劉武志，「取岩心鑽鑿技術」，地工技術雜誌，第 49 期，27-38 頁，1995。
24. 陳信雄，「崩塌地調查與分析」，渤海堂文化事業有限公司，臺北，1995。
25. 陳建昕，「應用時域反射技術(TDR)監測排水廊道變形之方法研究」，國立中興大學，碩士論文，2004。
26. 陳賀瑞，「中北部地區極軟弱砂岩之物理與力學性質之初步探討」，國立交通大學，碩士論文，1997。
27. 黃信璋，「中橫公路沉泥質黏土層動態特性之初步研究」，國立中興大學，碩士論文，民國八十年。
28. 黃玉麟，「崩積地層的組成及形成機制-以梨山地區為例」，國立交通大學，碩士論文，2006。



29. 黃慧儀，「軟弱砂岩之三軸試驗」，國立交通大學，碩士論文，1999。
30. 董家鈞，楊賢德，「崩積層之分類與工程特性研究」，水土保持研究，第八卷第 1 期，2001。
31. 劉岫雲，「空間風險分析模式之建立與其在梨山崩塌地之應用」，國立中興大學，碩士論文，2004。
32. 劉啟鋒，「中橫公路崩積土坡地穩定性之研究」，國立中興大學，碩士論文，民國七十九年。
33. 劉武志，「取岩心鑽探機具」，地工技術雜誌，民國 84 年 3 月，49 期，第 39-49 頁。
34. 謝敬義，「地質鑽探」，地工技術雜誌，民國 79 年 9 月，31 期，第 106-123 頁。
35. 謝敬義，「中橫公路梨山至德基地區邊坡破壞之調查與處理」，地工技術雜誌，第 7 期，第 50~61 頁
36. 謝敬義，「中橫公路 67k 崩塌區坡面穩定調查及分析研究報告」，土木水利季刊，第八卷第 2 期，6-18 頁，1981。
37. 謝孟修，「崩積層之類併構岩材料行為與模式 - 以梨山地滑區為例」，國立交通大學，碩士論文，2007。
38. 賴忠良，「滑移型崩積層材料分類及其力學模式-以梨山地滑區為例」，交通大學碩士論文，2006。

39. 蘇泰維、賴典章，「淺談未固結地層之地質鑽探方式」，地工技術雜誌，民國 84 年 3 月，49 期，第 51-56 頁。
40. 楊證傑，「ERT 在地工調查應用之問題評析與空間解析度探討」，國立交通大學，碩士論文，2005。
41. 楊清良，「運用時域反射技術與傾斜管觀測管在量測地層變形之適用性」，國立中興大學，碩士論文，2004。
42. 楊東賢，「風化作用對中橫公路板岩強度影響之研究」，國立中興大學，碩士論文，民國七十九年。
43. 葉致翔，「TDR 邊坡資訊自動化監測系統」，國立交通大學，碩士論文，2003。
44. 葉季霖，「軟弱岩石之勁度」，國立交通大學，碩士論文，2003。
45. 蔡宗勳，「數值高度模型之地形量度研究」，國立台灣大學，碩士論文，1994。
46. 唐禎國，「崩積層之的地形特徵與崩積層的行成- 以梨山崩坍地為例」，交通大學，碩士論文，2007。
47. 萬獻銘，「中橫公路邊坡崩塌地黏土礦物與坡面破壞之關係研究」，行政院國家科學委員會防災科技研究報告 75-52 號，1987。
48. 工業技術研究院能源與資源研究所，「梨山地區地層滑動調查與整治方案規劃-總報告」，1993。

49. 工業技術研究院能源與資源研究所，「梨山地滑東北區加強調查與規劃成果報告書」，行政院農業委員會水土保持局第二工程所，。民國九十四年十二月。
50. 中華顧問工程司，「八十五年度坡地災害整治計畫-梨山地區地層滑動基本設計與補充調查委託技術服務期末報告」，水土保持局第二工程所，1999。
51. 行政院農業委員會水土保持局第二工程所，「梨山地區地層滑動整治計畫圖表與解說彙編」，2003。
52. 行政院農業委員會水土保持局第二工程所，「梨山地區地層滑動管理基準檢核及評估」，2003。
53. 行政院農業委員會水土保持局第二工程所，「梨山地滑東北區加強調查與規劃成果報告書」，2005。
54. 經濟部水利署水利規劃試驗所，「基隆河四腳亭分洪規劃評估地質補充調查試驗計畫—鑽探孔內聲波造影」，第一版，台中，2005。
55. 統偉貿易股份有限公司網站，”<http://www.tondalee.com.tw>”，2006。
56. 富國技術工程股份有限公司，「八十八年度坡地災害整治計畫『監測系統分析及運用』委託技術服務工作報告」，2001。

57. Bell, F.G. and Maud, R.R., 1999, "Landslide associated with the soils overlying the Natal Group in the greater Durban region of Natal", *Environ. Geol.*, Vol.39, pp. 1029-1038.
58. Boozer, G.D., Hiller, K.H., and Serdengecti, S., 1962, "Effect of Pore Fluids on the Deformation Behaviour of Rocks Subjected to Triaxial Compression." *Proc. 5<sup>th</sup> Symp. Rock Mech.*, pp. 110-174.
59. Chigara, M., "Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep", *Eng. Geol.*, Vol.32, pp. 157-184, 1992.
60. Clayton, C. R. I., Simons, N. E. and Matthews, M. C., *Site Investigation*, 2<sup>nd</sup> ed., Blackwell Science, 1995.
61. Davis, J.C., 1986, "Statistics and data analysis in geology", John Wiley & Sons, Inc., 2nd., pp. 330-340.28. Forestry Suppliers inc. website., "<http://www.forestry-suppliers.com/index1.asp>".
62. Hoar, R. J., "Field measurement of seismic wave velocity and attenuation", The University of Texas at Austin, Ph. D. Thesis, 1982.
63. Holtz, W. G. , "Triaxial Shear Characteristics of Clayey Gravel Soils", *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineerings*, Paris, Vol.1, pp.143-149.
64. Miller, C. L. and Laflamme, R. A., "The Digital Terrains Model-Theory and Application", *Photogrammetric Engineering*, Vol. 24, No. 3, pp. 433-442, 1958.
65. Nigbor, R. L. and Imai, T., "The suspension p-s velocity logging method", *Geophysical Characterization of site*, Woods, R. D., ed., A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 57-61, 1994.
66. Marachi, N. Dean and Clarence K. Chen, and H. Bolton Seed, "Evaluation of Properties of Rockfill Materials", *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division*, 1972, ASCE, Vol. 98, pp.95-114.
67. Marsal, R. J., "Large Scale Testing of Rockfill Materials", *Proceedings of ASCE, Journal of Soil Mechanics and Foundation Division*, 1967, Vol.93, pp.27-43.
68. Marsal, R. J., "Mechanical Properties of Rockfill and Gravel Materials", *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineerings*, Mexico, Vol.3, pp.499-506.
69. Medley, E.W., 2001, "Orderly Characterization of Chaotic Franciscan Melanges", *Eng. Geol.*, Vol.19, pp.20-33
70. Montrassio, L., 1998, "Characterization of Complex Soil", *The Geotechnics of Hard Soils – Soft Rocks*, pp. 702-714.

71. McKean, J., and Roering, J., 2003, "Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry", *Geomorphology*, Vol.57, pp. 331-351.
72. Ogura, K., "Expansion of applicability for suspension P-S logging", *應用地質年報*, No.10, OYO Corporation, pp. 69-98.
73. Peucker, T. K., Feoler, R. J., Little, J. J. and Mark, D. M., "The Triangulated Irregular Network", *Proceedings of the Digital Terrain Modelling Symposium*, St. Louis, pp. 516-540, 1978.
74. Robinson, L.H., "The Effect of Pore and Confining Pressure on the Failure Process in Sedimentary Rock", *Proc. 3<sup>rd</sup> Symp. Rock Mech.*, Golden, Colo. , 1959, pp. 177-199.
75. Schwarz, S. D. and Musser, J. M., "Various technique for making in situ shear wave velocity measurement – A description and evaluation", *Proceeding of the Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application*, Seattle, San Francisco, CA., USA, Vol. 2, pp. 593-608, 1972.
76. Siddans, A. W. B., 2002, "Structural geology using borehole wall imagery: case study of an OPTV log in flagstones, North Scotland", *First Break*. 20, pp. 623-629.
77. Siddans, A. W. B. and Worthington P. R., 2002, "Structural geology using borehole-wall imagery: Case studies of 3 HiRAT logs", *Robertson Geologging Limited*, UK.
78. Sparks, B.W., 1960, "Geomorphology", John Wiley, Inc., 1st.
79. U.S. Army Corps of Engineers, 1982, "Engineering and Design-Borehole viewing systems", Pamphlet No.1110-1-10
80. Kjaernsli, B. and Sande, a., "Compressibility of Some Course-grained materials", *Norwegian Geotechnical Institute Publication No.66.1963*
81. Kirkpatrick, W. M., "Effects of Grain Size and Grading on the Shearing Behaviour of Granular Materials", *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineerings*, Canada, 1965, Vol.1, pp.273-277.
82. Lee, K.L., Seed, H.B. and Dunlop, P., "Effect of Transient Loading on the Strength of Sand", *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineerings*, Vol. 1, pp.239-247.

83. Lee, S., and Min, K., 2001, "Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea", *Environ. Geol.*, Vol.40, pp. 1095-1113.
84. Vallejo, L.E. and Mawby, R., 2000, "Porosity Influence on the Shear Strength of Granular Material-Clay Mixtures", *Eng. Geol.*, Vol.58, pp.125-136.
85. Vutukuri, V.S., Lama, R.D. and Saluja, S.S., "Handbook on Mechanical Properties of Rocks", 1974, Vol.1, pp.176-216.
86. Zeller, J. and Wullimann, R., "The Shear Strength of the Shell Materials for the Goschenalp Dam, Switzerland", *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineerings*, 1957, Vol. 2, pp. 399-404.
87. Varnes, D. J., 1978, "Slope movement types and processes", *Landslide Analysis and Control*, Schuster, R.L., Krizak, eds. Transportation Research Board Special Report, No.176, National Academy of Sciences, Washington, D. C., pp. 11-33.
88. Welch, R. A., 1990, "3-D Terrain Modeling for GIS Applications", *GIS World*, Vol.3, No.5, pp. 26-30
89. Wood, A., 1942, "The development of hillside slopes", *Proc. Geol. Assn.* 53, 3-4: 128-40
90. Williams, J. H. and Johnson, C. D., "Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies", *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 55, pp.151-159, 2004



## 附錄 A 地質鑽探岩心照片及岩心柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

2之1頁

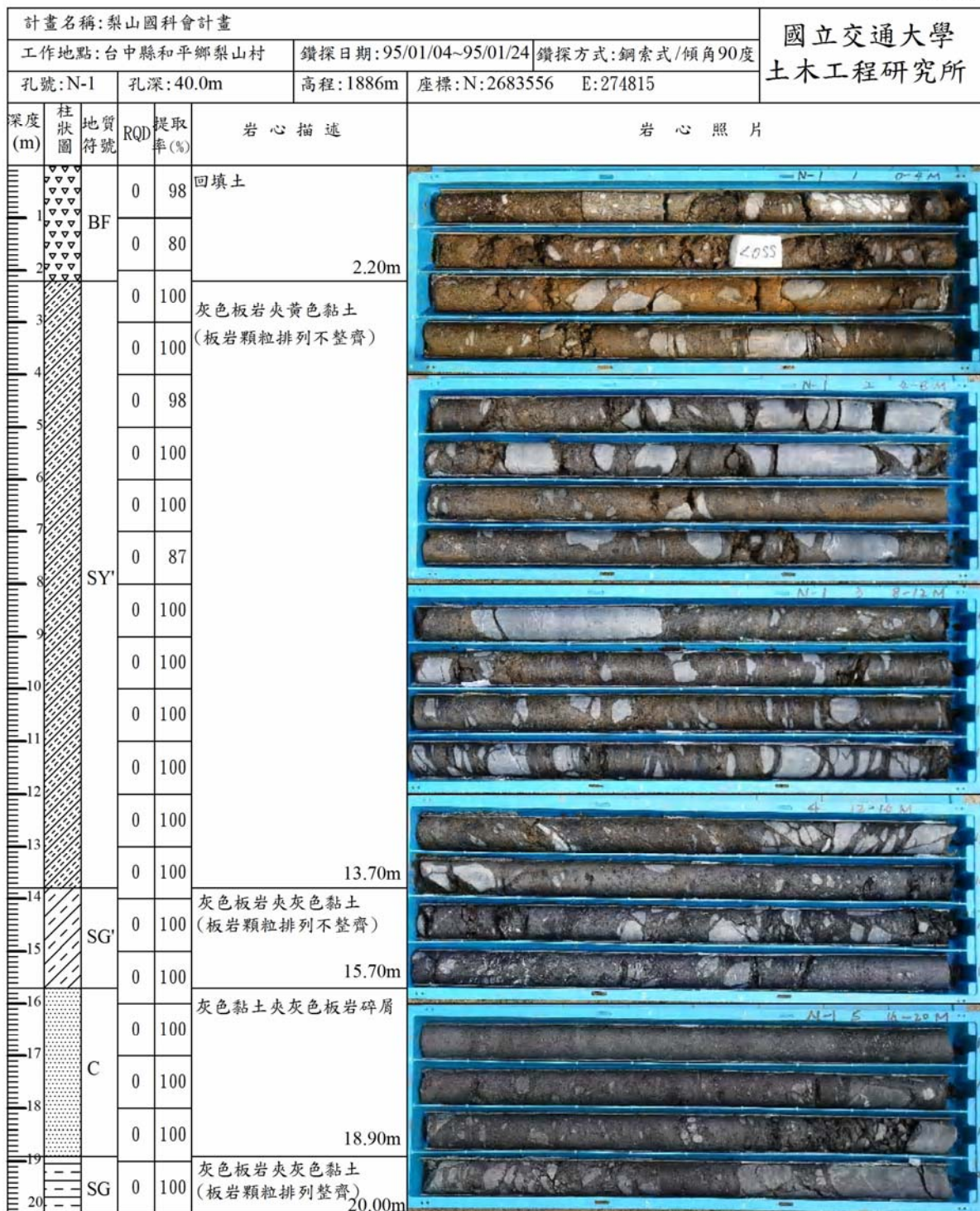


圖 A.1 N1 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

2之2頁

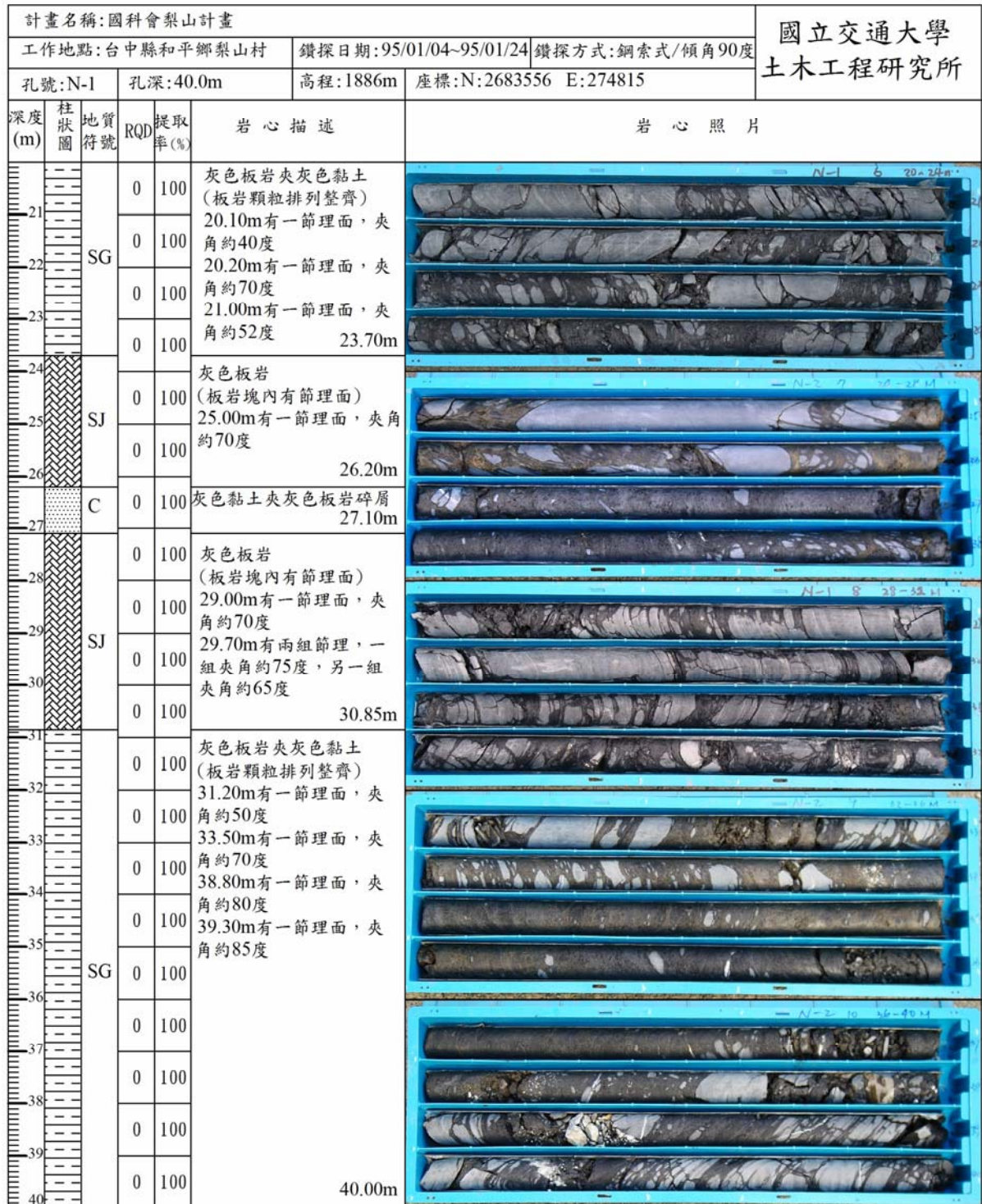


圖 A.2 N1 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

4之1頁

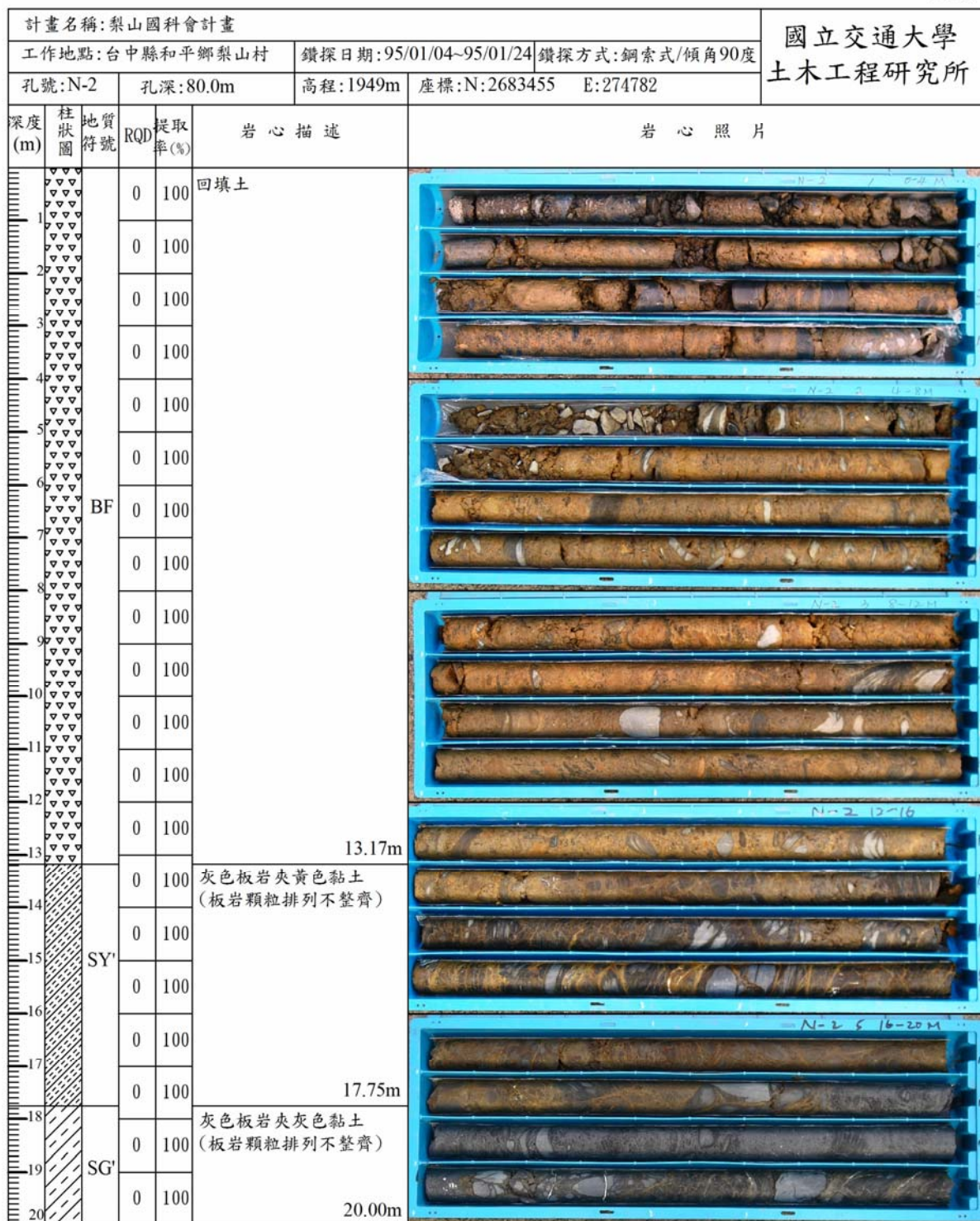


圖 A.3 N2 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

4之2頁

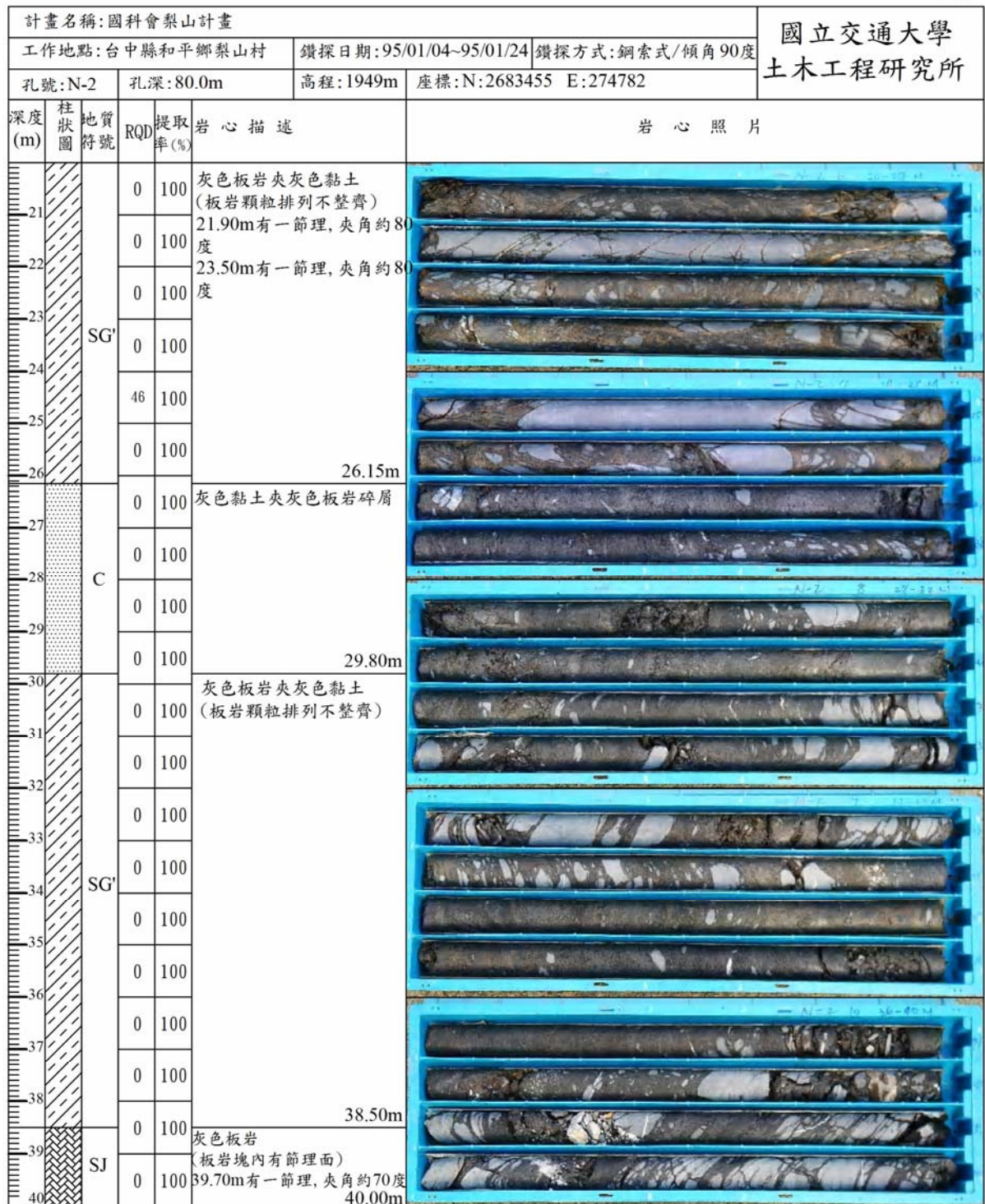


圖 A.4 N2 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

4之3頁





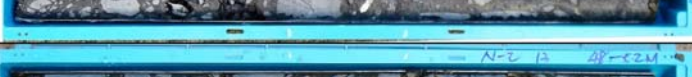









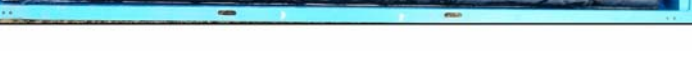
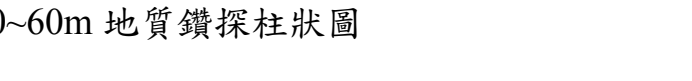


計畫名稱:國科會梨山計畫					國立交通大學 土木工程研究所	
工作地點:台中縣和平鄉梨山村			鑽探日期:95/01/04~95/01/24		鑽探方式:鋼索式/傾角90度	
孔號:N-2		孔深:80.0m		高程:1949m 座標:N:2683455 E:274782		
深度 (m)	柱狀圖	地質 符號	RQD	提取 率(%)	岩 心 描 述	岩 心 照 片
41		SJ	0	100	灰色板岩 (板岩塊內有節理面) 41.35m	
42			SG'	0	100	42.40m
43		SJ		0	100	灰色板岩 (板岩塊內有節理面)
44			0	100	44.10m	
45		SG'	0	100	灰色板岩夾灰色黏土 (板岩顆粒排列不整齊)	
46			0	100		
47			0	100		
48			0	100		
49			0	100		
50			0	100		
51			0	100		
52			0	100	52.80m	
53		C	0	100	灰色黏土夾灰色板岩碎屑	
54			0	100		
55			0	100		
56			0	100	56.80m	
57		SG'	0	100	灰色板岩夾灰色黏土 (板岩顆粒排列不整齊)	
58			0	100		
59			0	100	59.35m	
60		SJ	0	100	灰色板岩(板岩塊內有節理面) 59.90m有一節理面, 夾角約 55度 60.00m	

圖 A.5 N2 孔 40~60m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

4之4頁

計畫名稱:國科會梨山計畫						國立交通大學 土木工程研究所	
工作地點:台中縣和平鄉梨山村			鑽探日期:95/01/04~95/01/24		鑽探方式:鋼索式/傾角90度		
孔號:N-2		孔深:80.0m		高程:1949m		座標:N:2683455 E:274782	
深度 (m)	柱狀圖	地質 符號	RQD	提取 率(%)	岩 心 描 述	岩 心 照 片	
61		SJ	0	100	灰色板岩 (板岩塊內有節理面) 61.60m有一節理面, 夾角 約70度  63.47m		
62			35	100			
63			63	100			
64		SG	44	100	灰色板岩夾灰色黏土 (板岩顆粒排列整齊) 64.40m		
65		SJ	0	100	灰色板岩 (板岩塊內有節理面) 64.90m有一節理面, 夾角約60度 65.70m有一節理面, 夾角約60度 65.80m有一節理面, 夾角約70度 66.50m有一節理面, 夾角約80度 66.75m		
66			0	100			
67			0	100			
68		SG	0	100	灰色板岩夾灰色黏土 (板岩顆粒排列整齊) 67.80m		
69		SJ	0	100	灰色板岩 (板岩塊內有節理面) 68.30m有一節理面, 夾角 約70度 70.10m有兩組節理, 兩 組夾角均約80度 77.50m有一節理面, 夾角 約70度		
70			0	100			
71			0	100			
72			0	100			
73			0	100			
74		SJ	0	100			
75			0	100			
76			0	100			
77			0	100			
78			0	100			
79		SJ	0	100			
80			0	100			
					80.00m		

圖 A.6 N2 孔 60~80m 地質鑽探柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

2之1頁

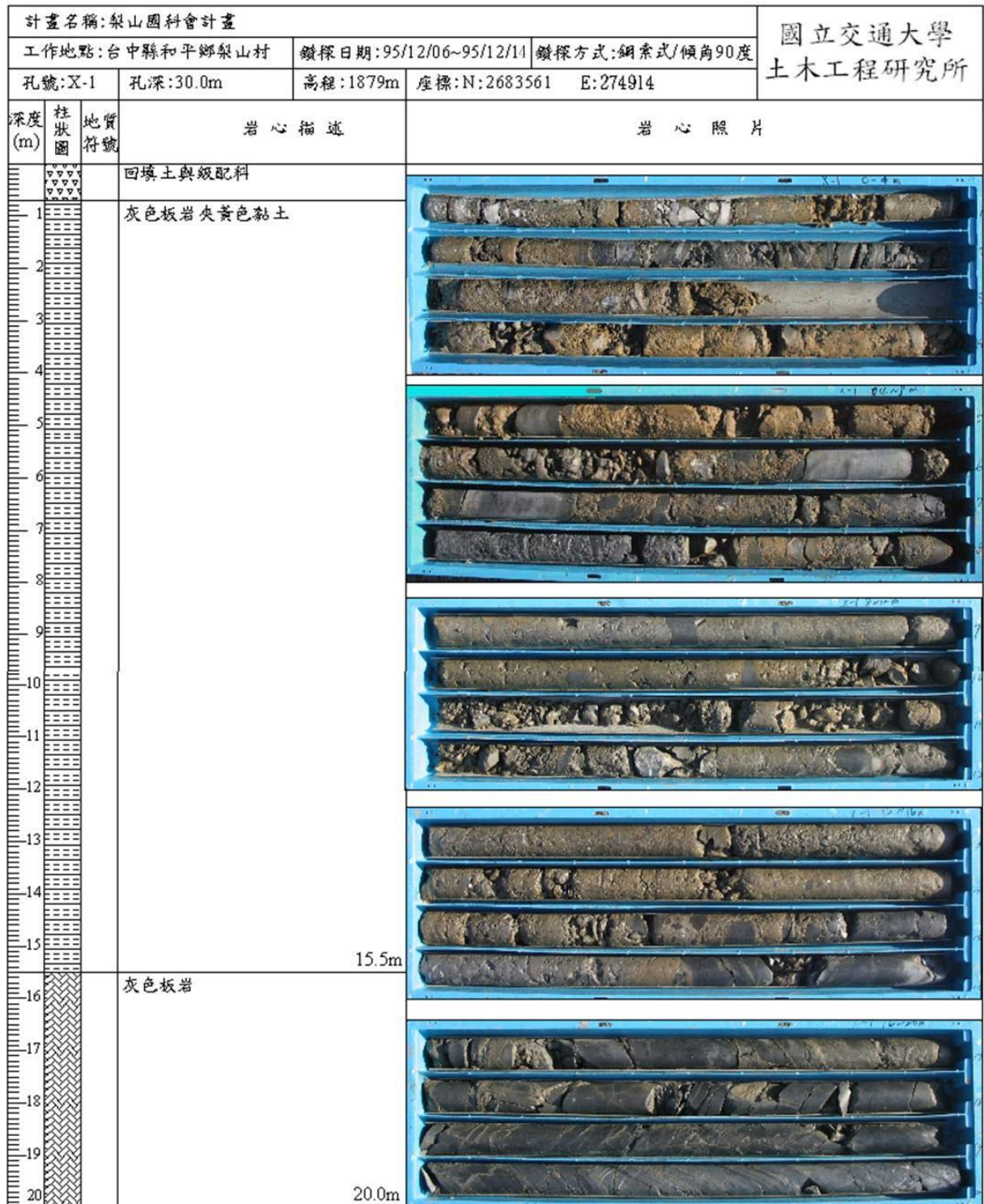


圖 A.7 X1 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

2之2頁

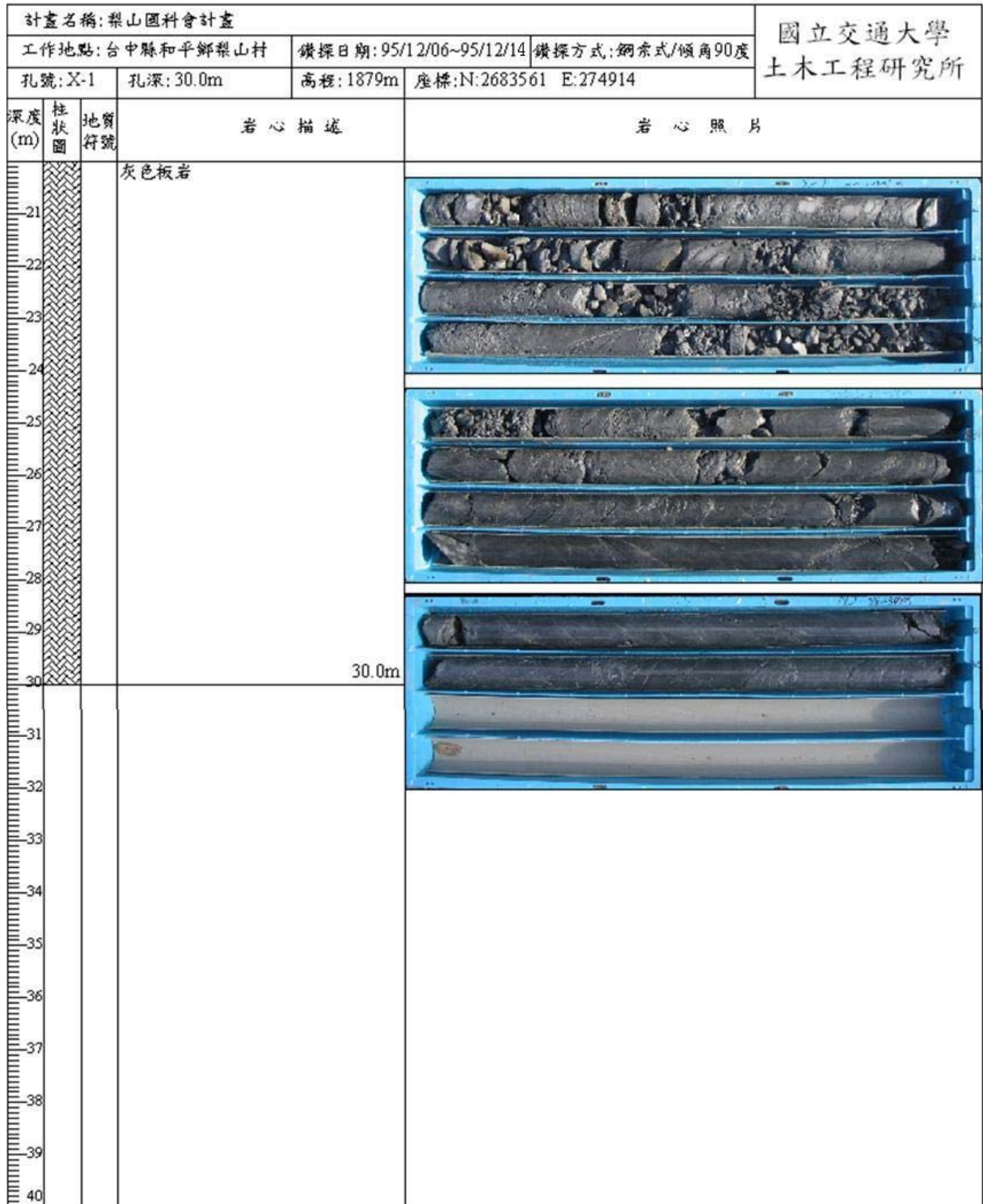


圖 A.8 X1 孔 20~30m 地質鑽探柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

3之1頁

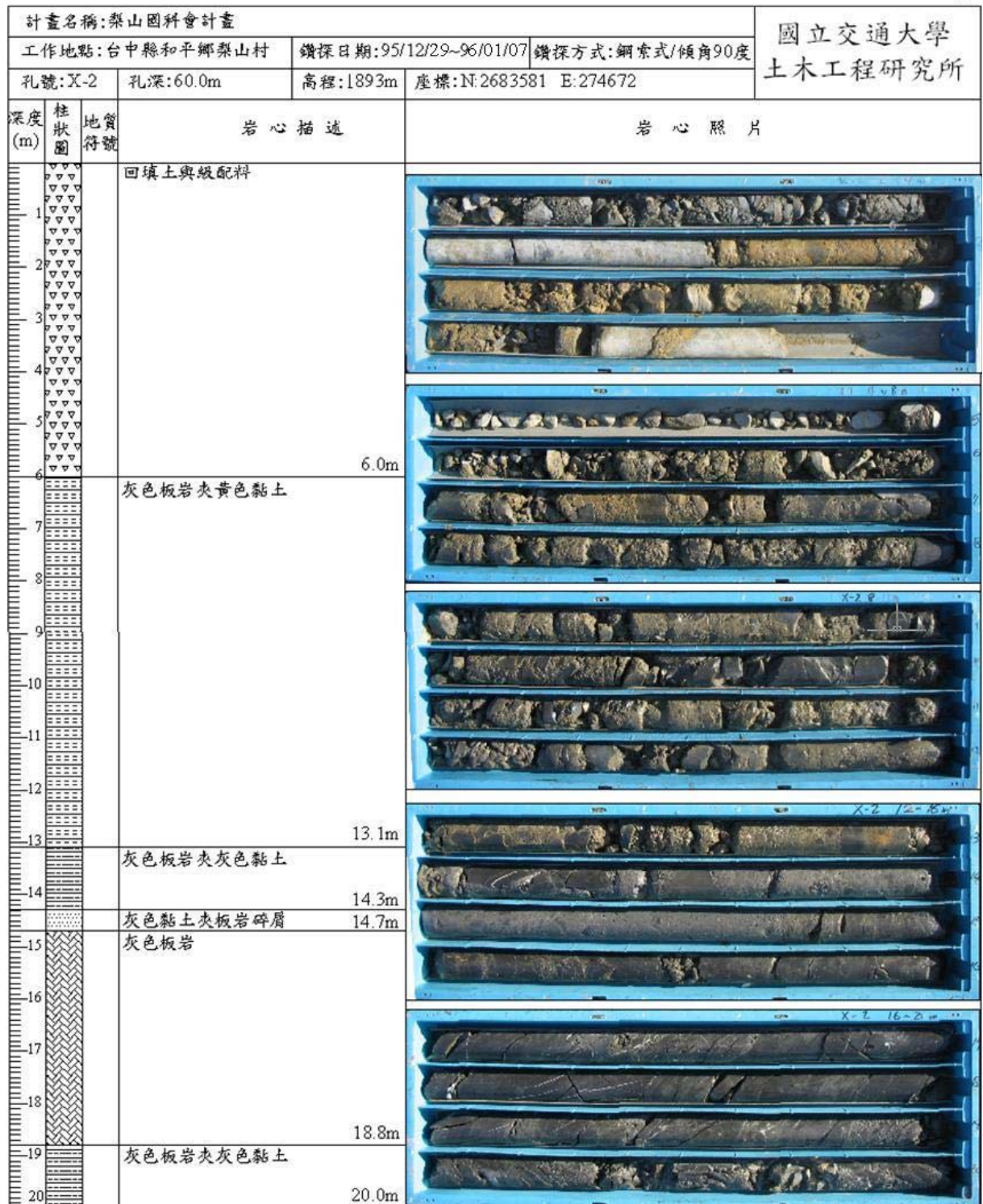


圖 A.9 X2 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

3之2頁

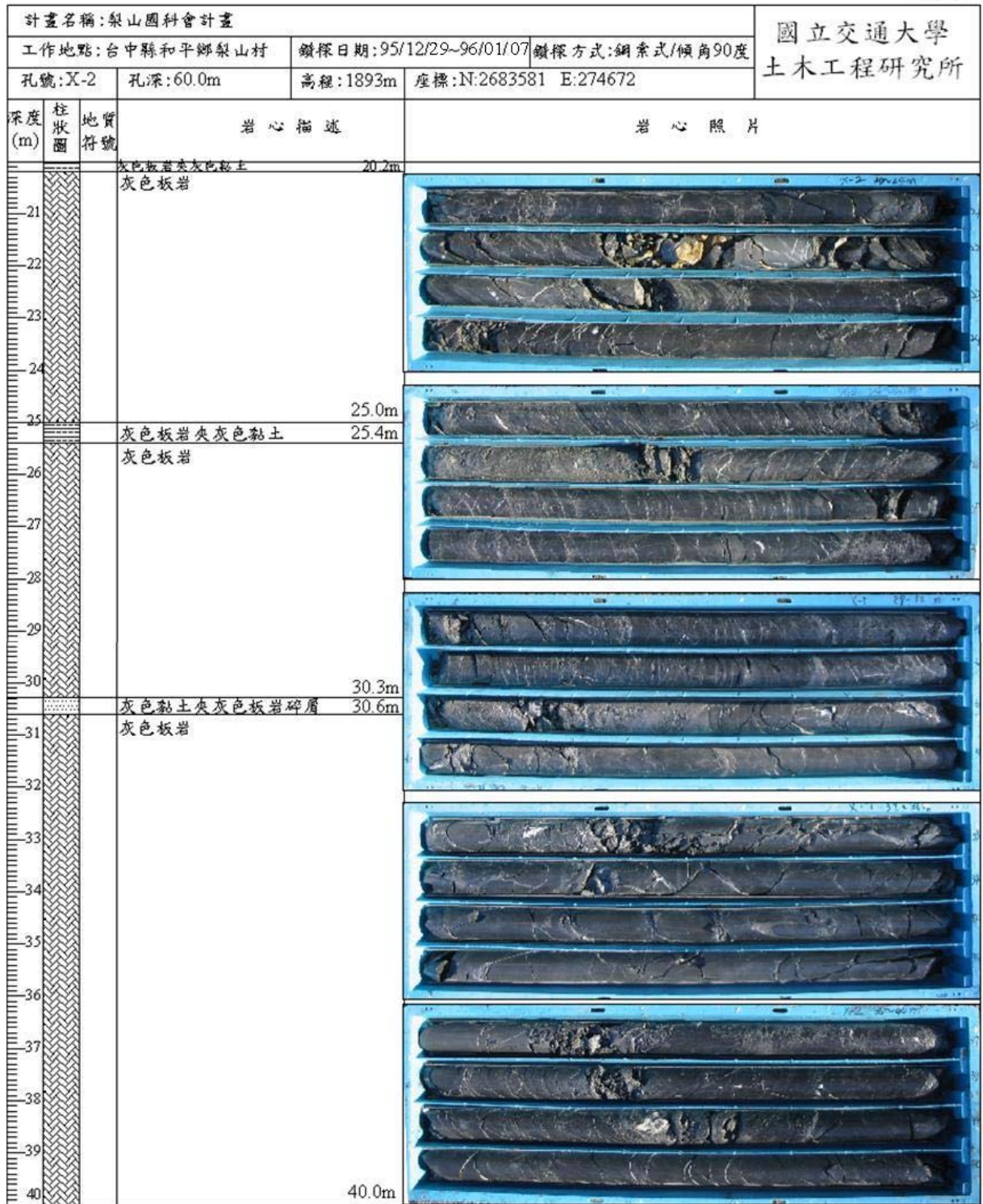


圖 A.10 X2 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

3之3頁

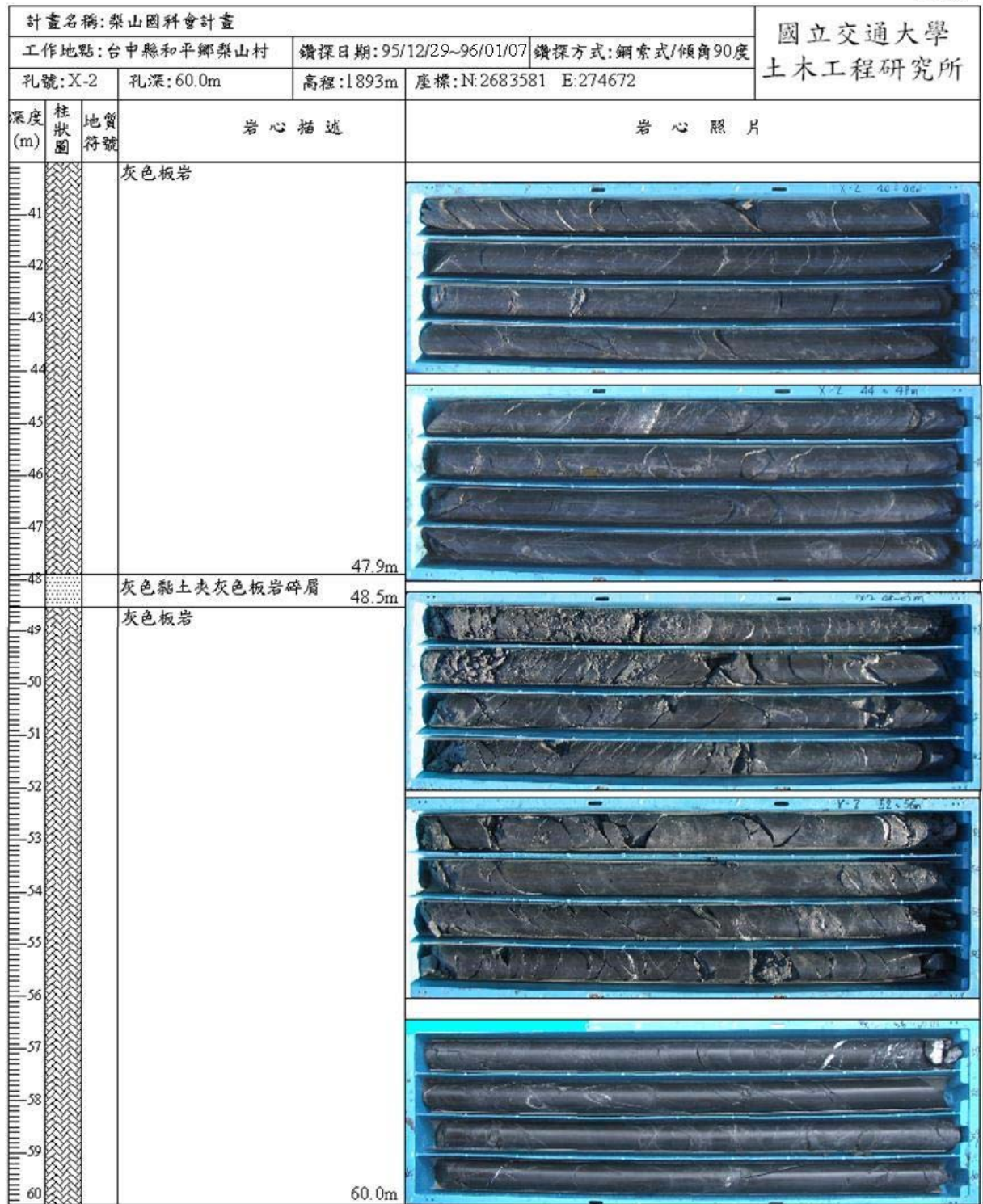


圖 A.11 X2 孔 40~60m 地質鑽探柱狀圖



# 地質鑽探柱狀圖

2之1頁

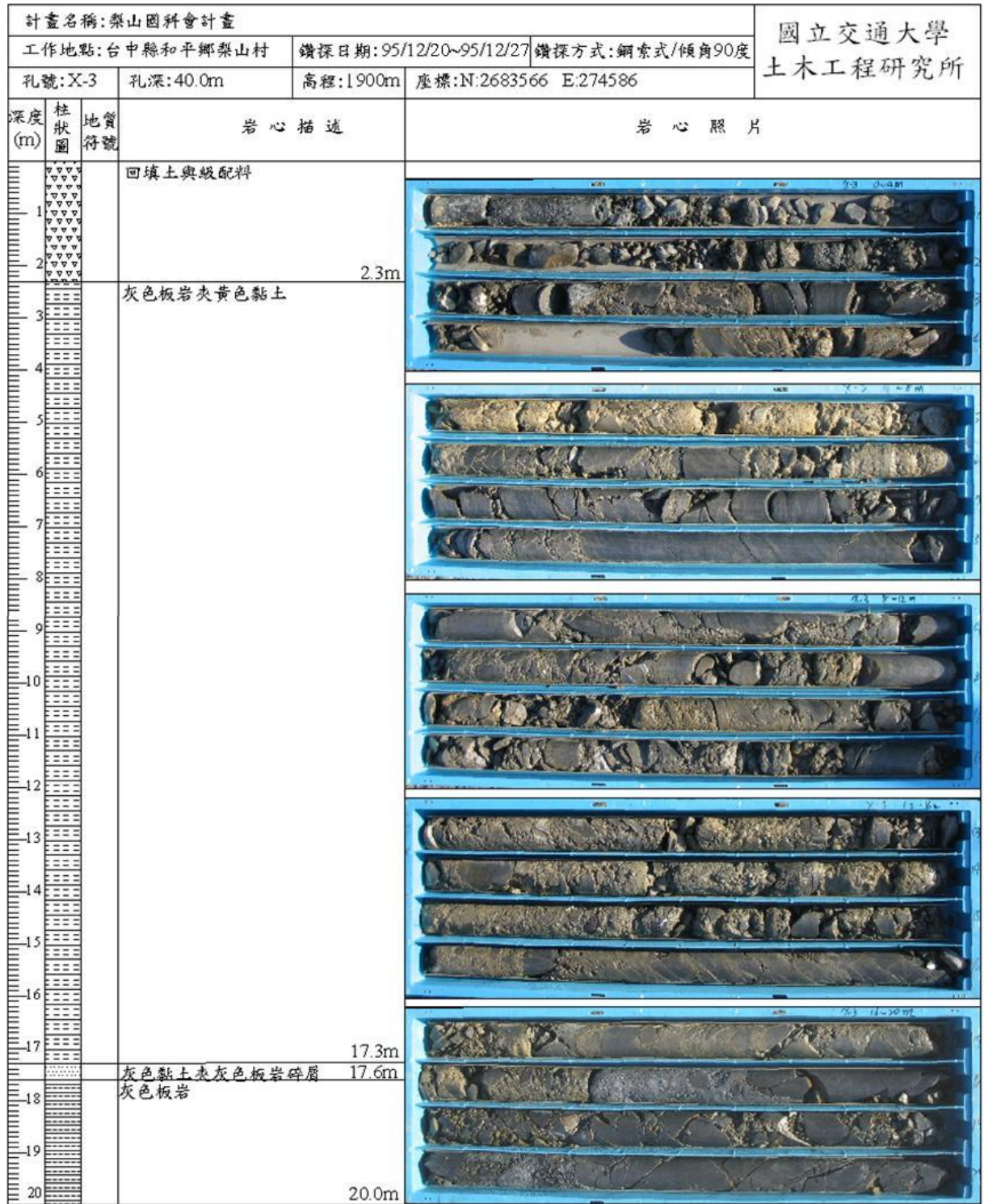


圖 A.12 X3 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

2之2頁

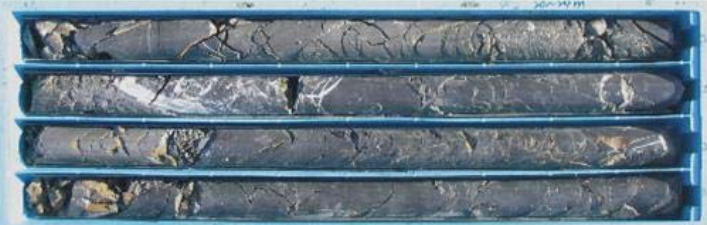
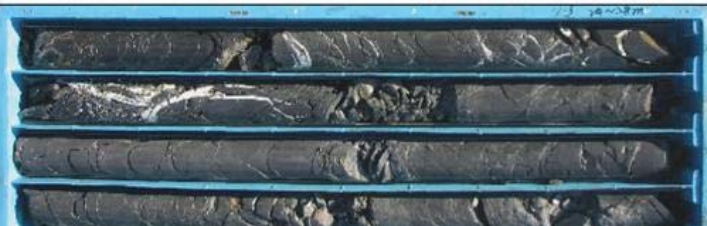



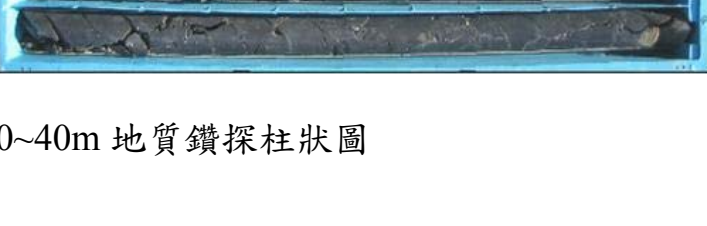

計畫名稱: 梨山圖科會計查				國立交通大學 土木工程研究所			
工作地點: 台中縣和平鄉梨山村		鑽探日期: 95/12/20~95/12/27				鑽探方式: 鋼索式/傾角90度	
孔號: X-3		孔深: 40.0m				高程: 1900m 座標: N: 2683566 E: 274586	
深度 (m)	柱狀圖	地質 符號	岩 心 描 述	岩 心 照 片			
			灰色板岩				
21			21.0m				
			灰色板岩夾灰色黏土				
			21.2m				
22			灰色板岩				
23							
24							
25							
26							
27							
28							
29							
30							
31							
32							
33							
			32.0m				
			灰色黏土夾板岩碎屑				
			32.4m				
			灰色板岩				
33							
34							
35							
36							
37							
38							
39							
40							
			40.0m				

圖 A.13 X3 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖



地質鑽探柱狀圖

1 之 2 頁

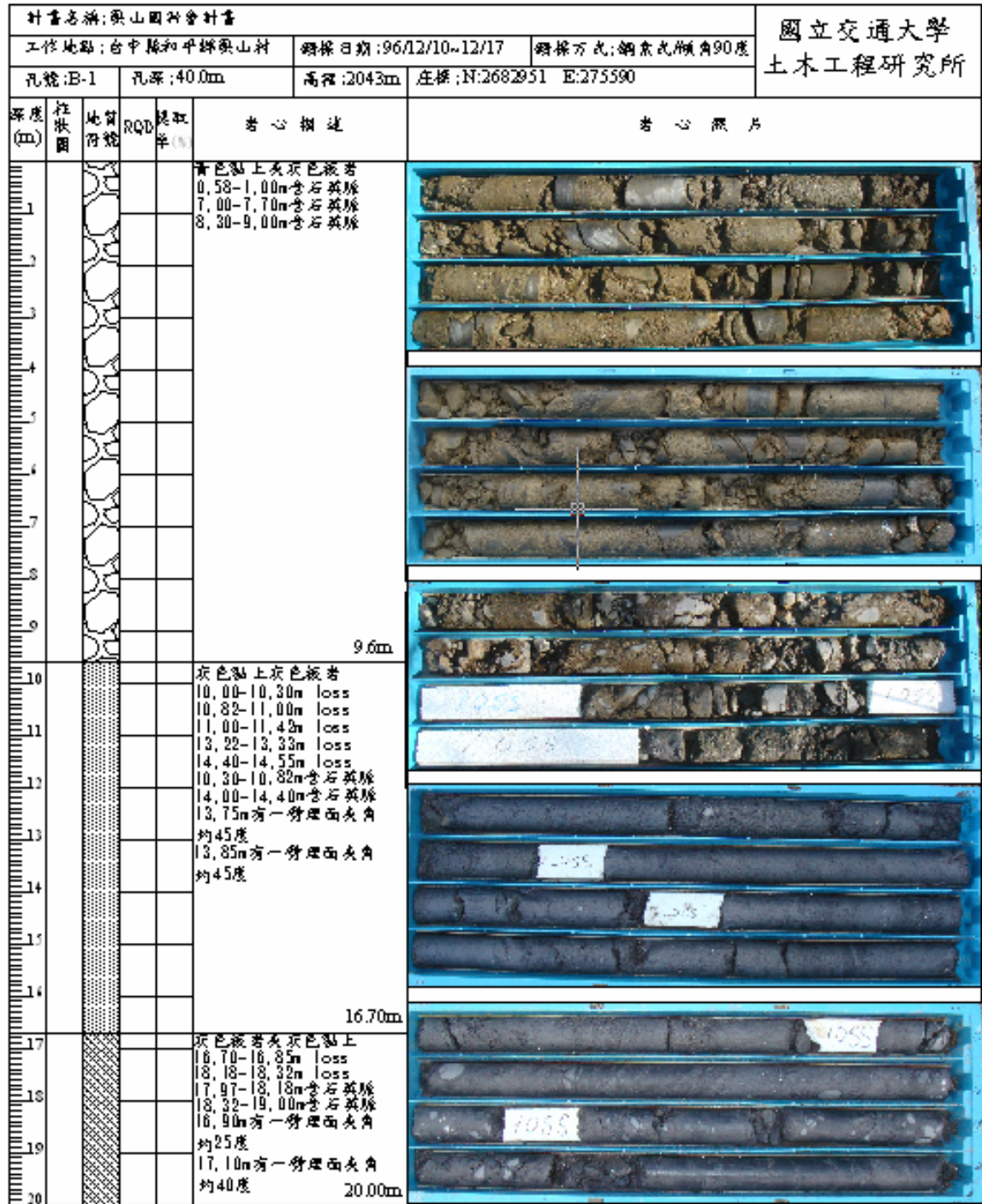


圖 A.14 B1 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

2次2頁

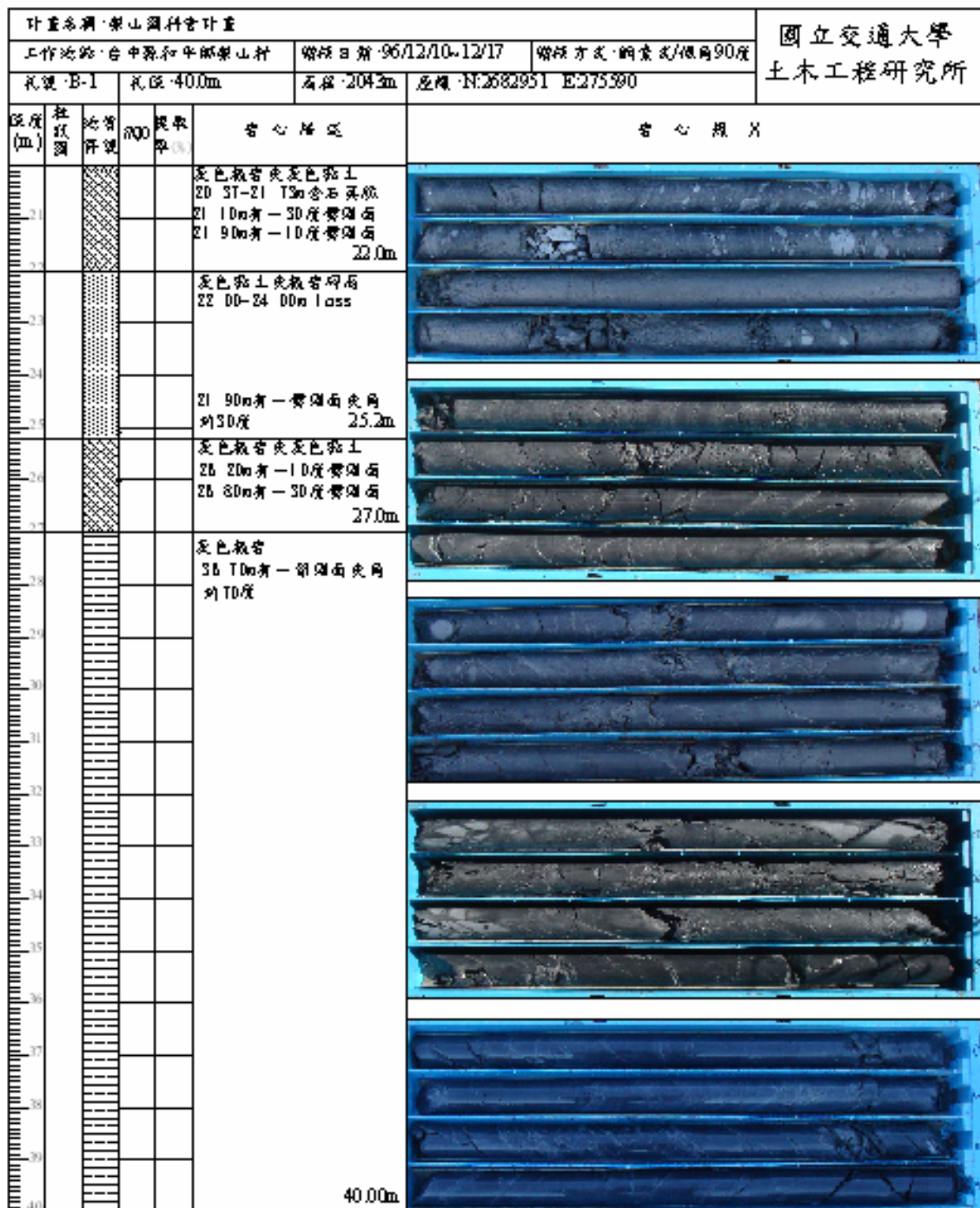


圖 A.15 B1 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖



地質鑽探柱狀圖

1之3頁

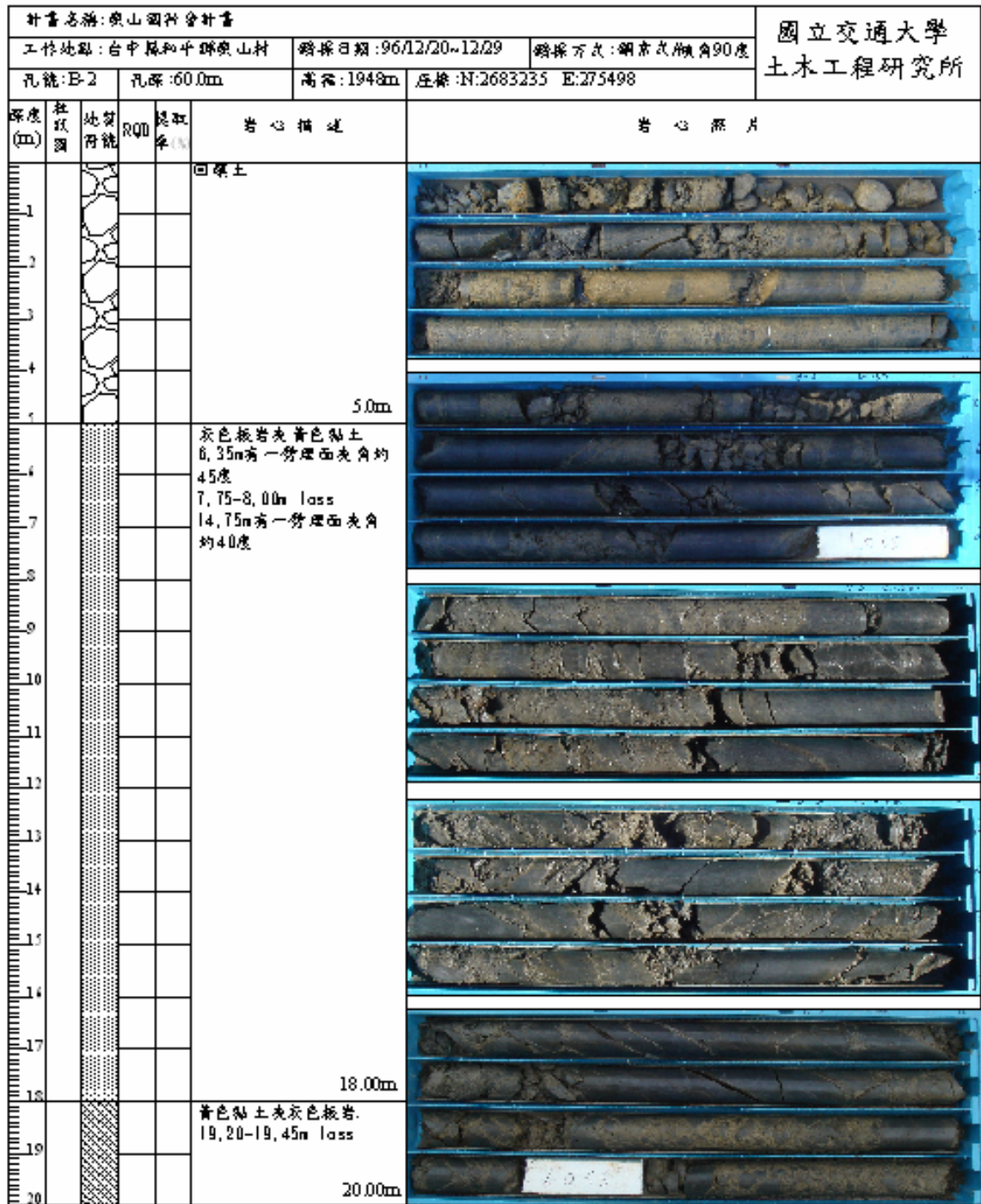


圖 A.16 B2 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

# 地質鑽探柱狀圖

2之3頁

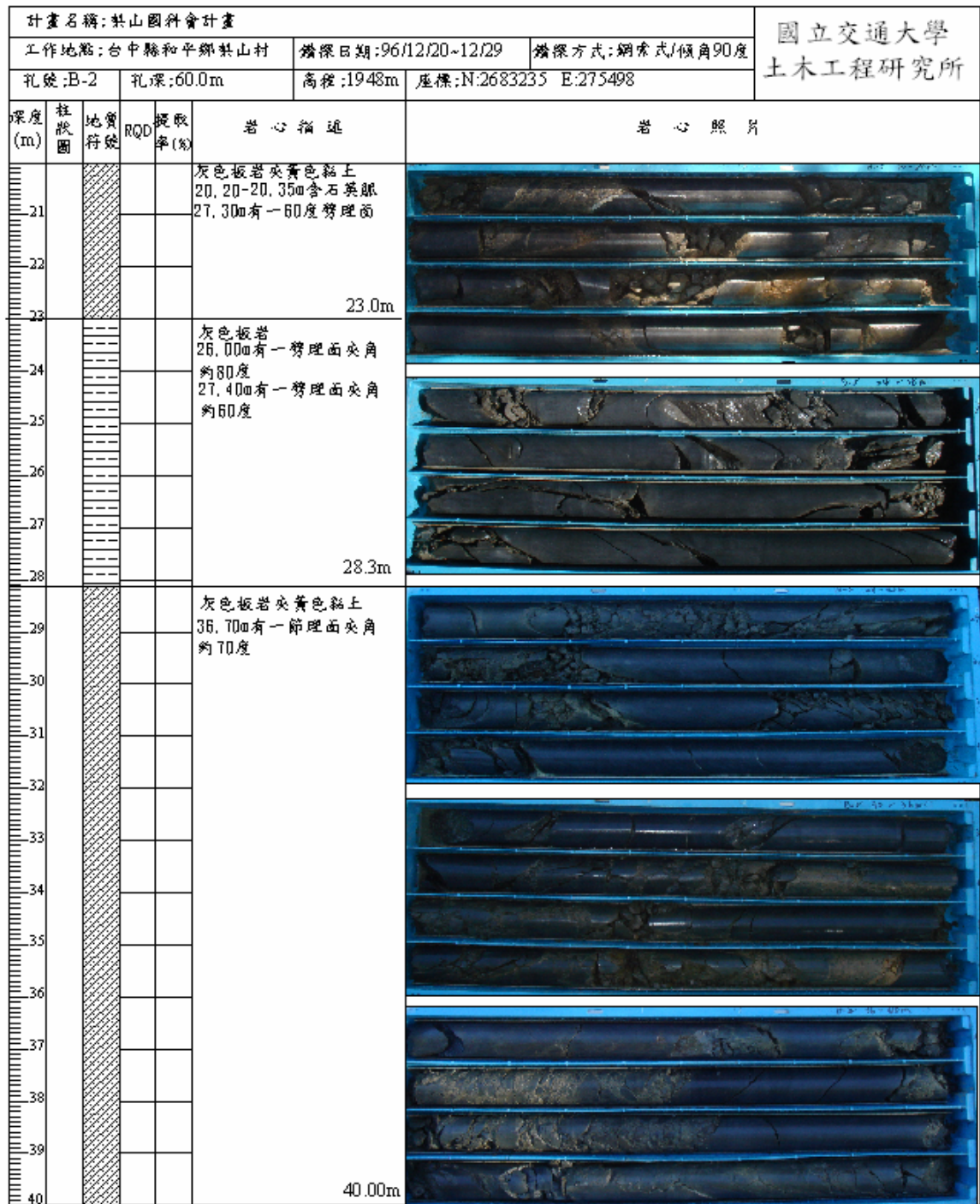


圖 A.17 B2 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖



地質鑽探柱狀圖

3 of 3

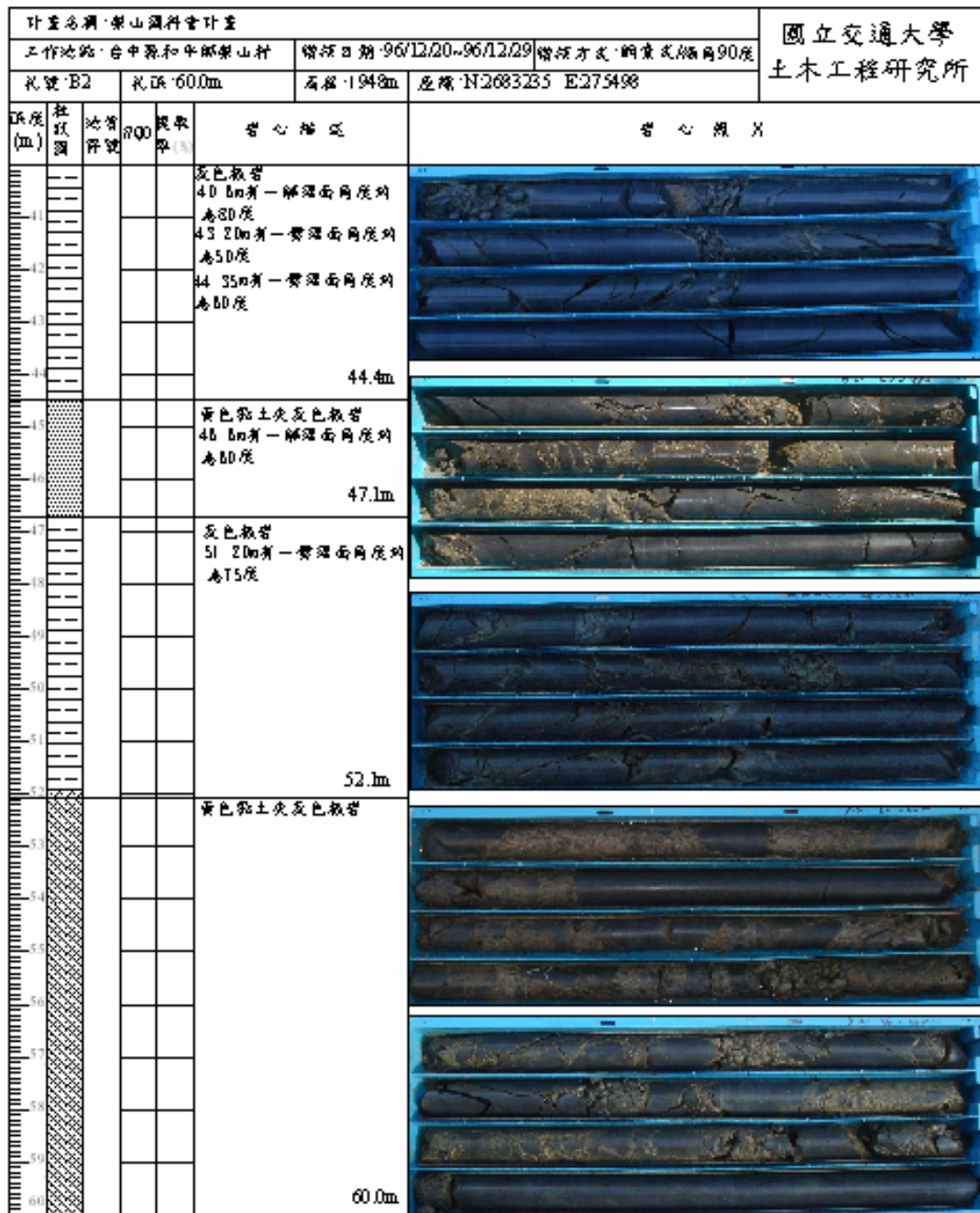


圖 A.18 B2 孔 40-60m 地質鑽探柱狀圖