

# 淺地表地球物理技術應用於水下探測 與地下水環境監測調查之案例研究

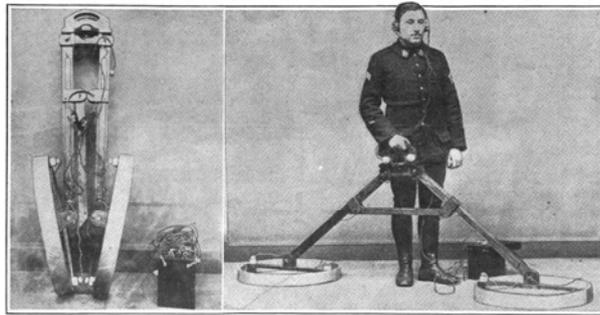
國立臺灣海洋大學

應用地球科學研究所副教授

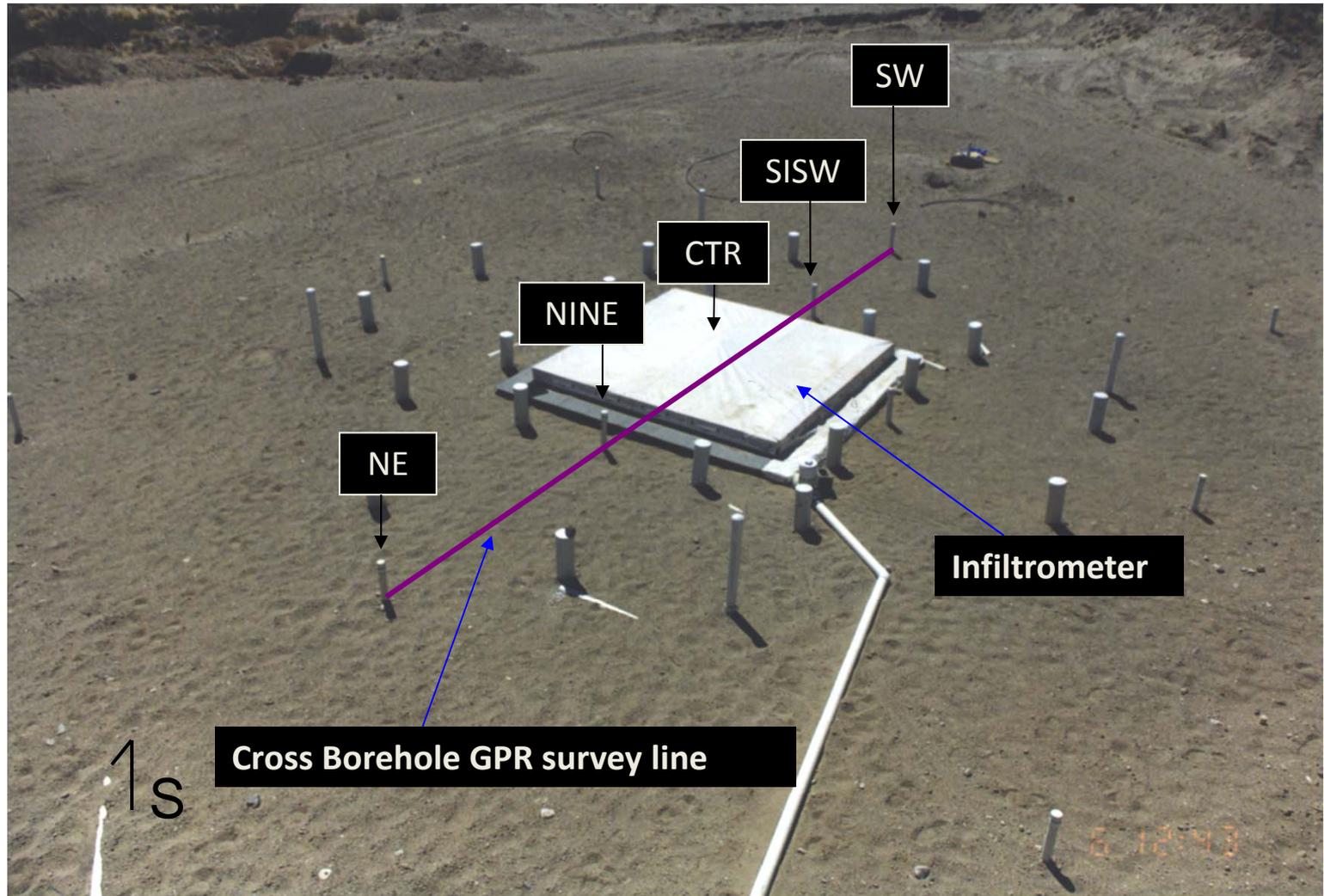
張竝瑜

# 淺地表地球物理技術的發展

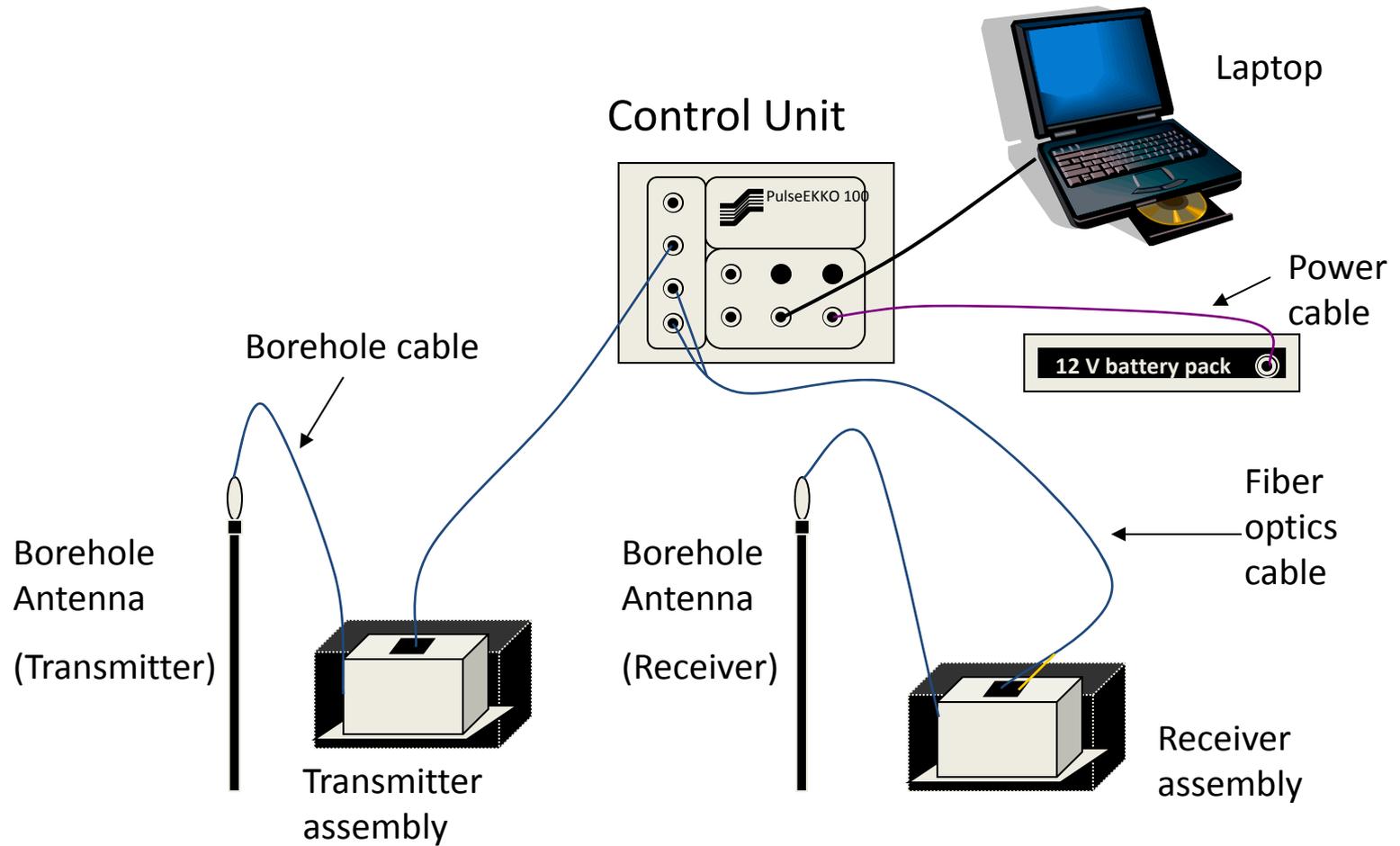
淺地表地球物理技術，包括淺層震測、地電阻法、電磁法、井下地球物理法、透地雷達、大地電磁方法等。由於近十年來，儀器以及電腦運算能力的進步與價格下降，這些相關調查方法，已經廣泛被用在地質工程、水下探測、地熱與地下水資源、以及環境汙染應用上。除了提供空間分佈訊息之外，由於較不受場域限制，因此能以較高的空間解析度與較佳的準確度呈現三度空間，乃至於時序的監測變化。



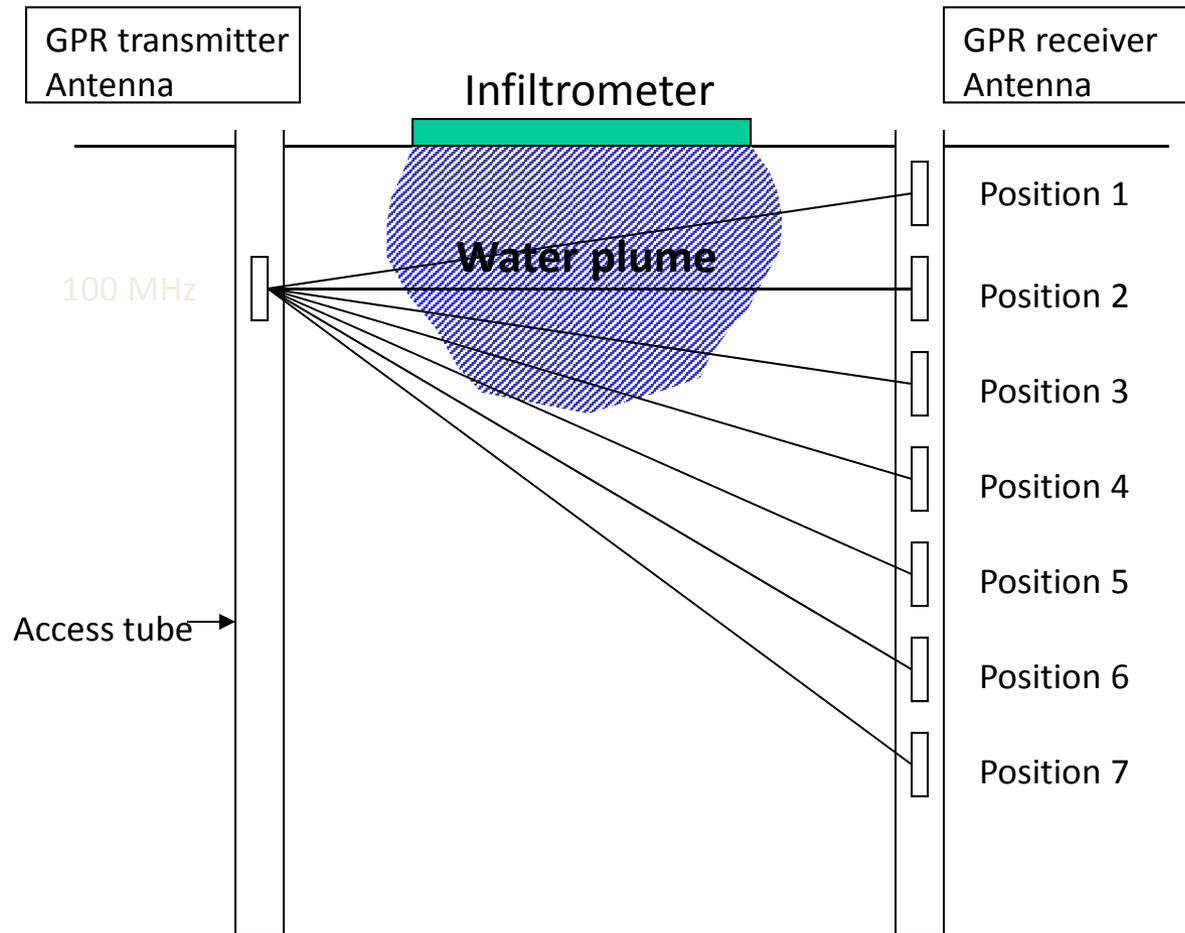
# 運用跨孔透地雷達斷層掃描技術監測未飽和層汙染物之研究



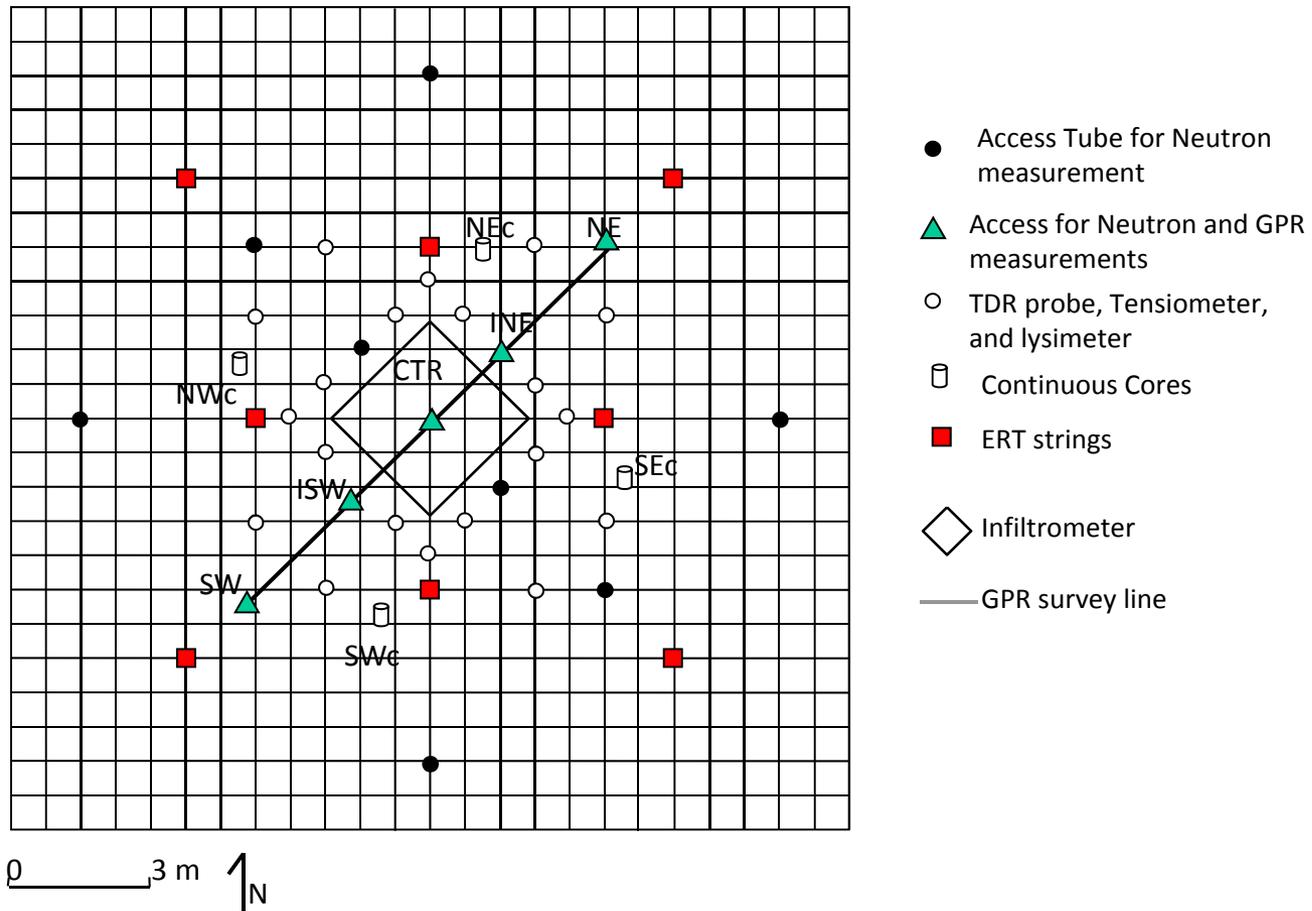
# 跨孔透地雷達設備



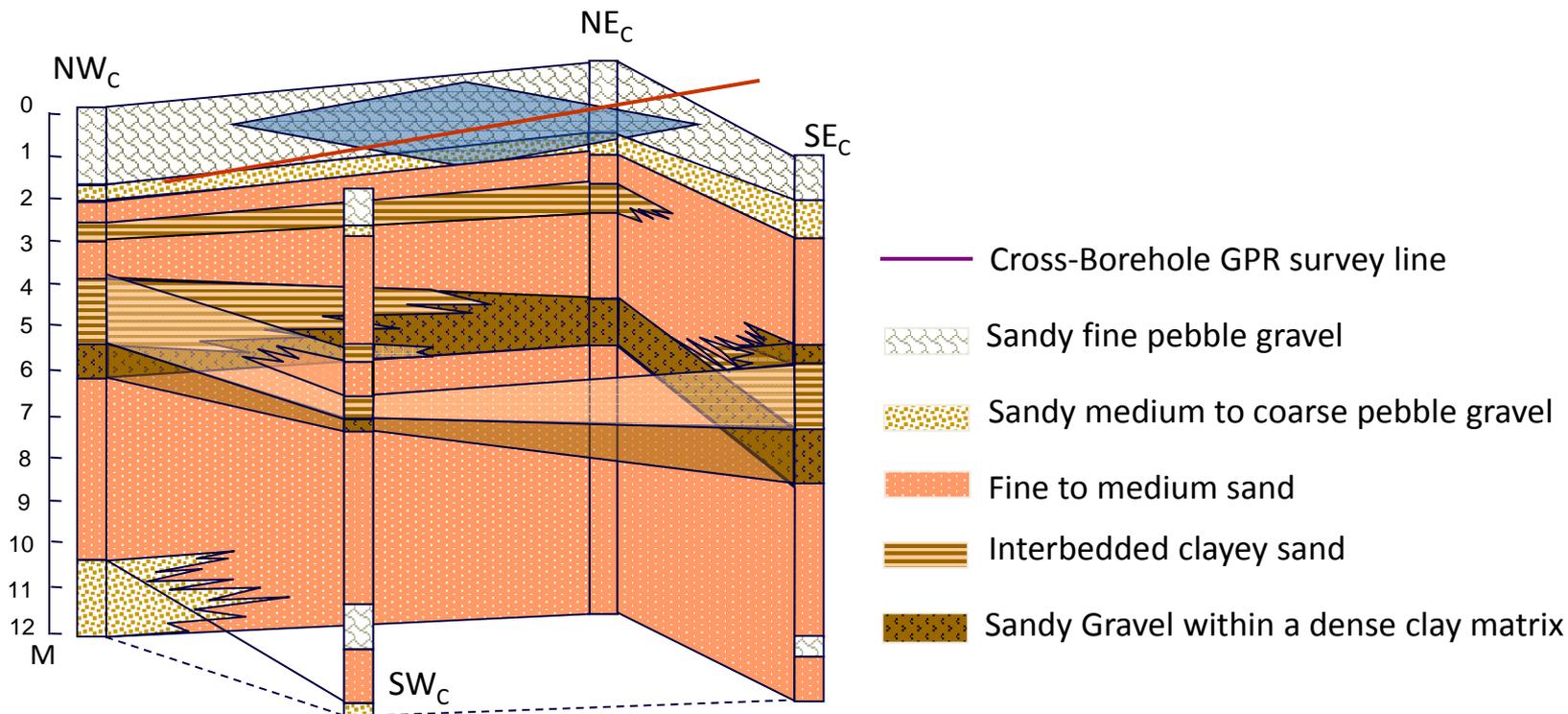
# 資料收集方式 (multiple offset gather, MOG )



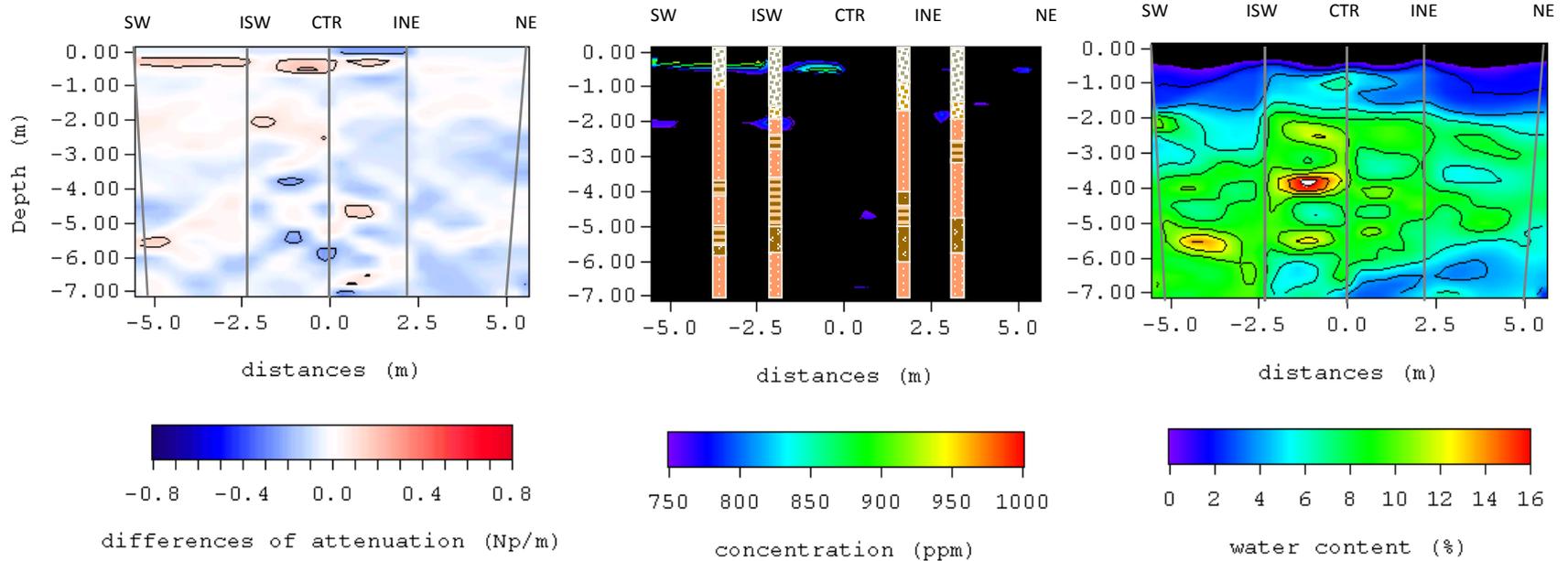
# STVZ 現地實驗場址設計平面圖



# 由連續岩芯紀錄建立的場址地質三維剖面

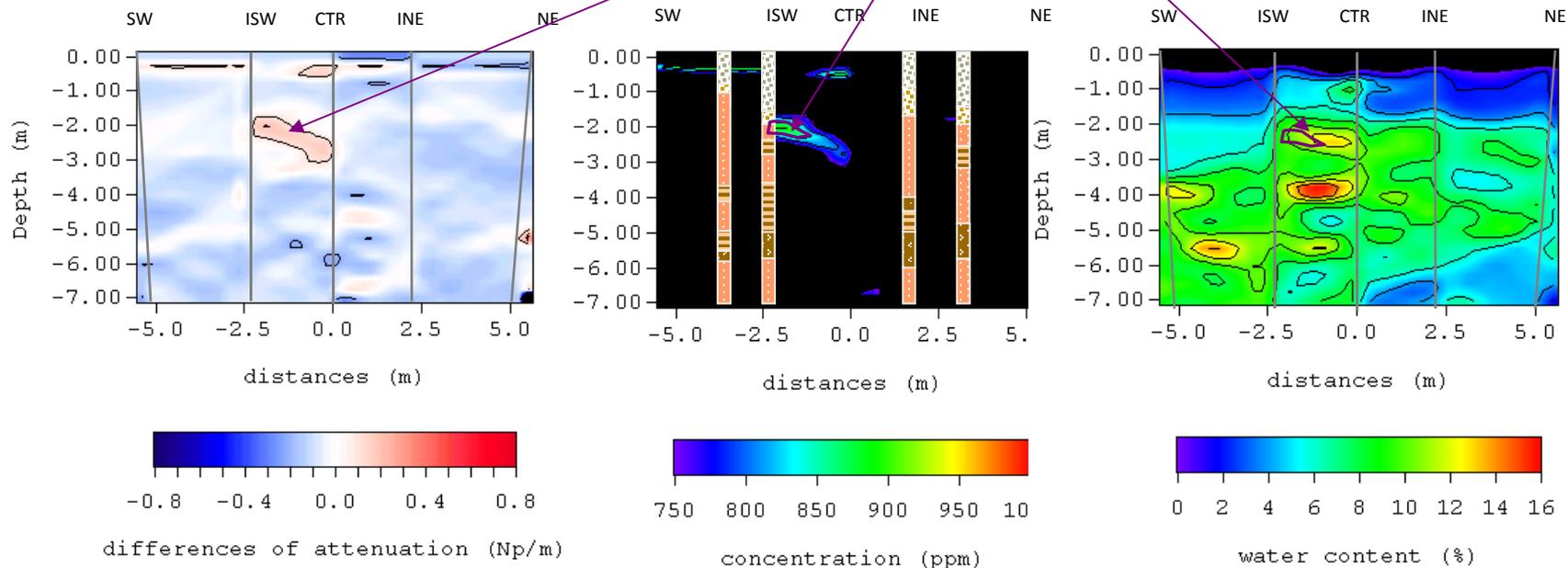


# 鹽水入滲試驗中，透地雷達訊號衰減率及含水量斷層時序影像

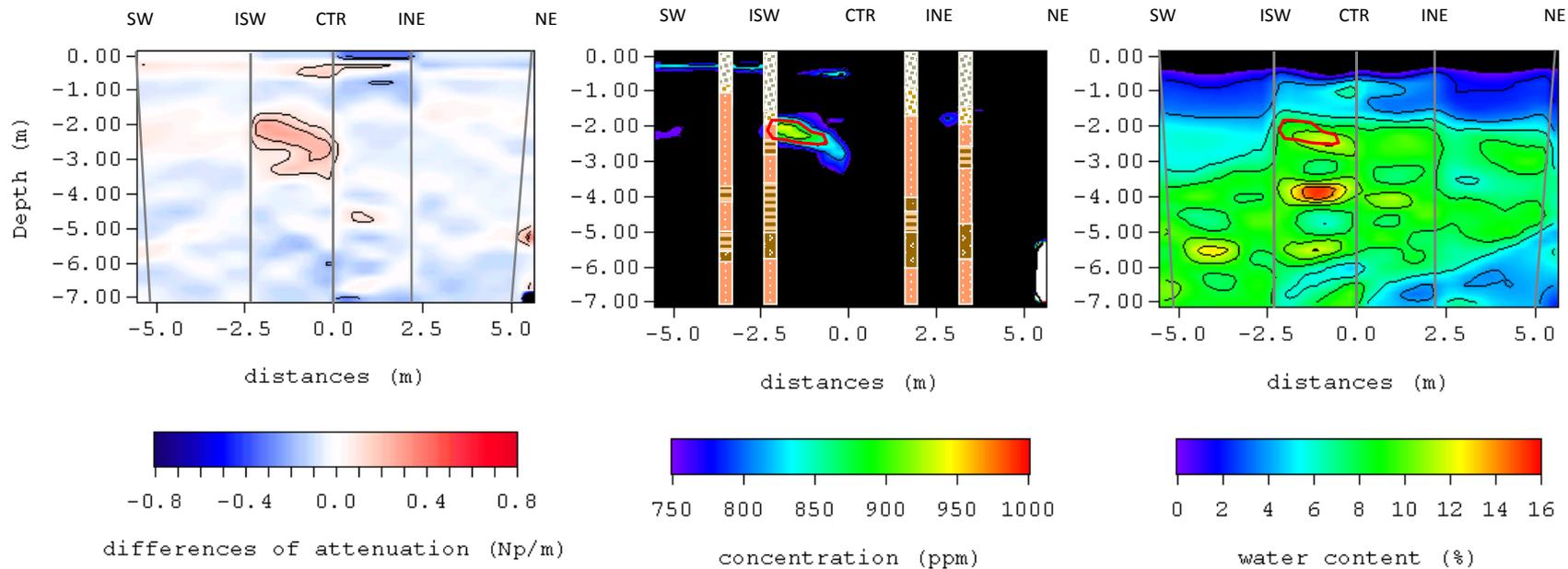


入滲後5日 (June-09-01)

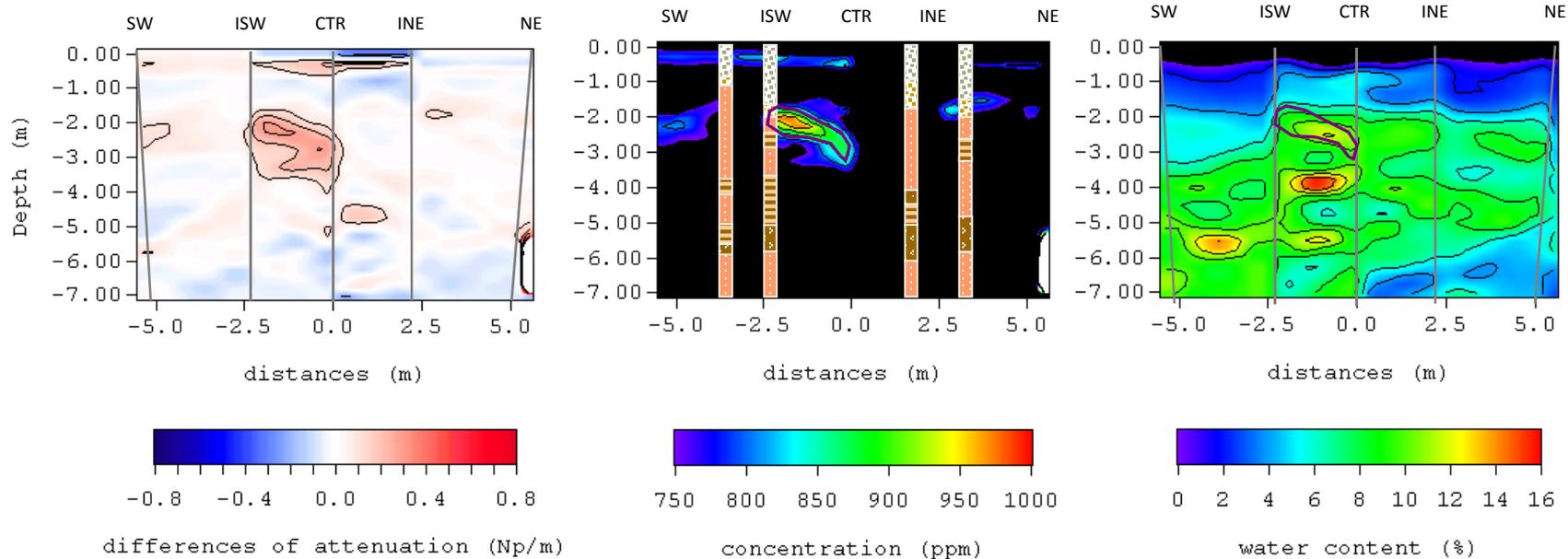
The salt plume coincides with the perched water body at 2 to 3 m depth



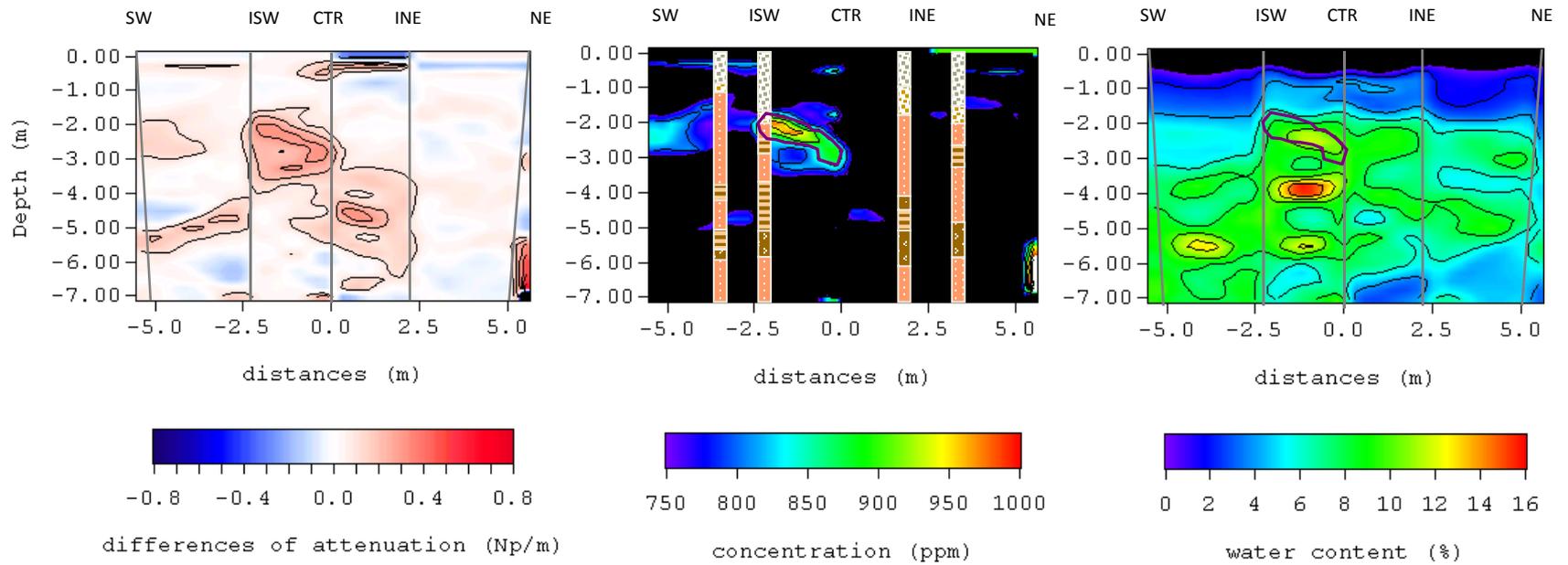
入滲後14日 (June-18-01)



入滲後38日 (July-12-01)



入滲後45日 (July-19-01)

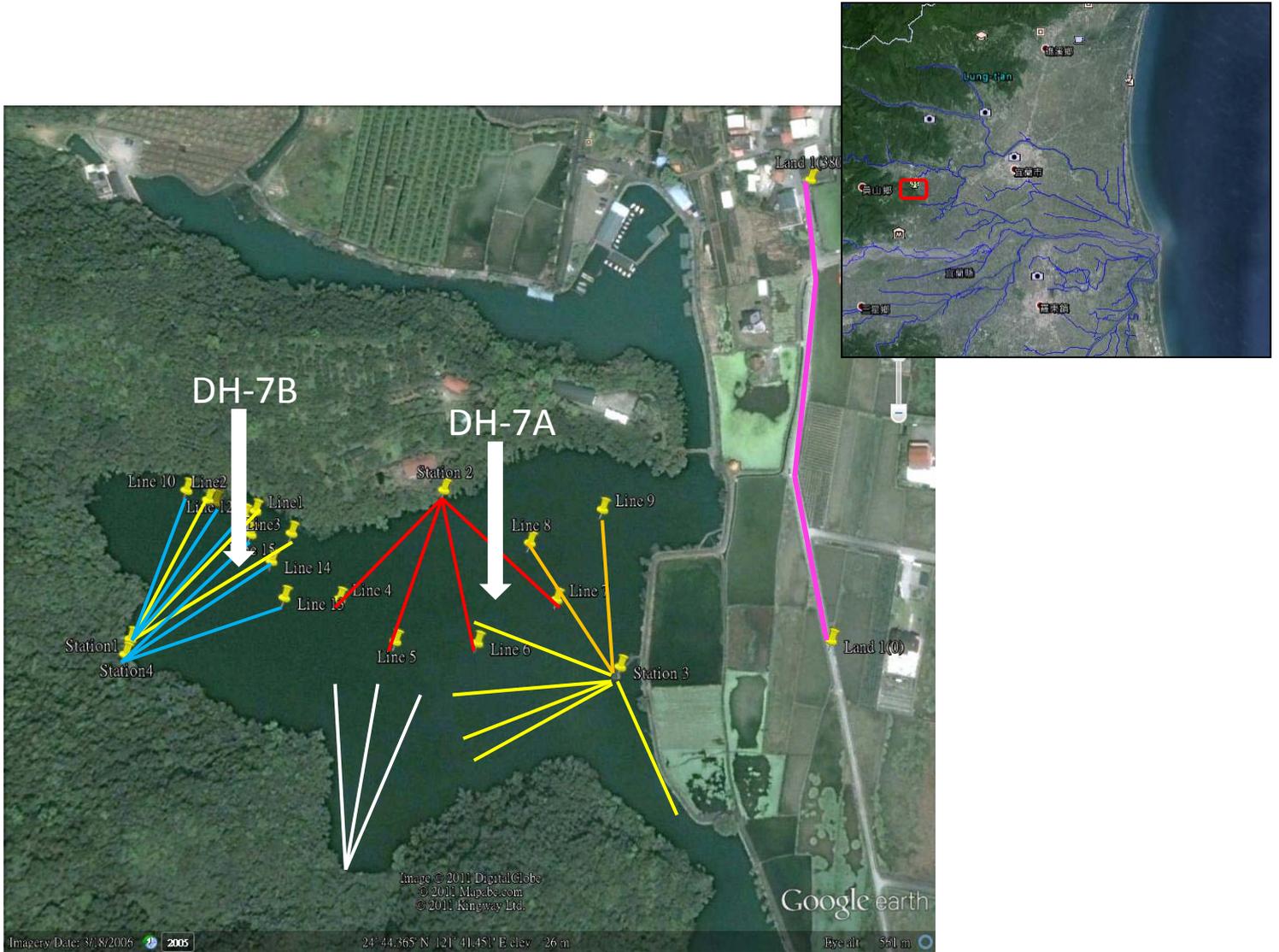


入滲後158日 (Nov-9-01)

# 小結

- 跨孔透地雷達方法，是利用電磁波通入地下/地中，藉由訊號的到時/波速，反演解算出體積含水量之高低。也可再進一步利用訊號的衰減程度，解算出水中的總鹽度/總導電度，因此可以在未飽和層中，呈現高解析度的地下水體積含水量分布的變化，或是導電性的汙染物分布與入滲途徑。
- 在鹽水的入滲實驗中，我們注意到體積含水量並沒有太大的變化，但是由跨孔透地雷達的訊號衰減率影像中，卻觀察到鹽水尋一定的入滲途徑流動，而此種途徑，並非沿最小的距離移動。
- 在後續的實驗中，我們發現鹽水的差異流動途徑，更受到鹽水濃度的影響，不同的入滲濃度，會造成不同的入滲途徑。

# 水下地電阻影像法運用於宜蘭大湖湖底結構探測之研究



# 施測儀器

- AGI SuperSting R1/IP

電極間距： 10 公尺

使用38 根電極



# 施測儀器

- AGI SuperSting R1/IP

電極間距： 10 公尺

使用38 根電極

- Lippman 4 point Light hp



# 施測儀器

- AGI SuperSting R1/IP

電極間距： 10 公尺

使用38 根電極

- Lippman 4 point Light hp

- Multiplexer

電極間距： 2 公尺

使用50根電極



# 施測儀器

- AGI SuperSting R1/IP

電極間距： 10 公尺

使用38 根電極

- Lippman 4 point Light hp

- Multiplexer

電極間距： 2 公尺

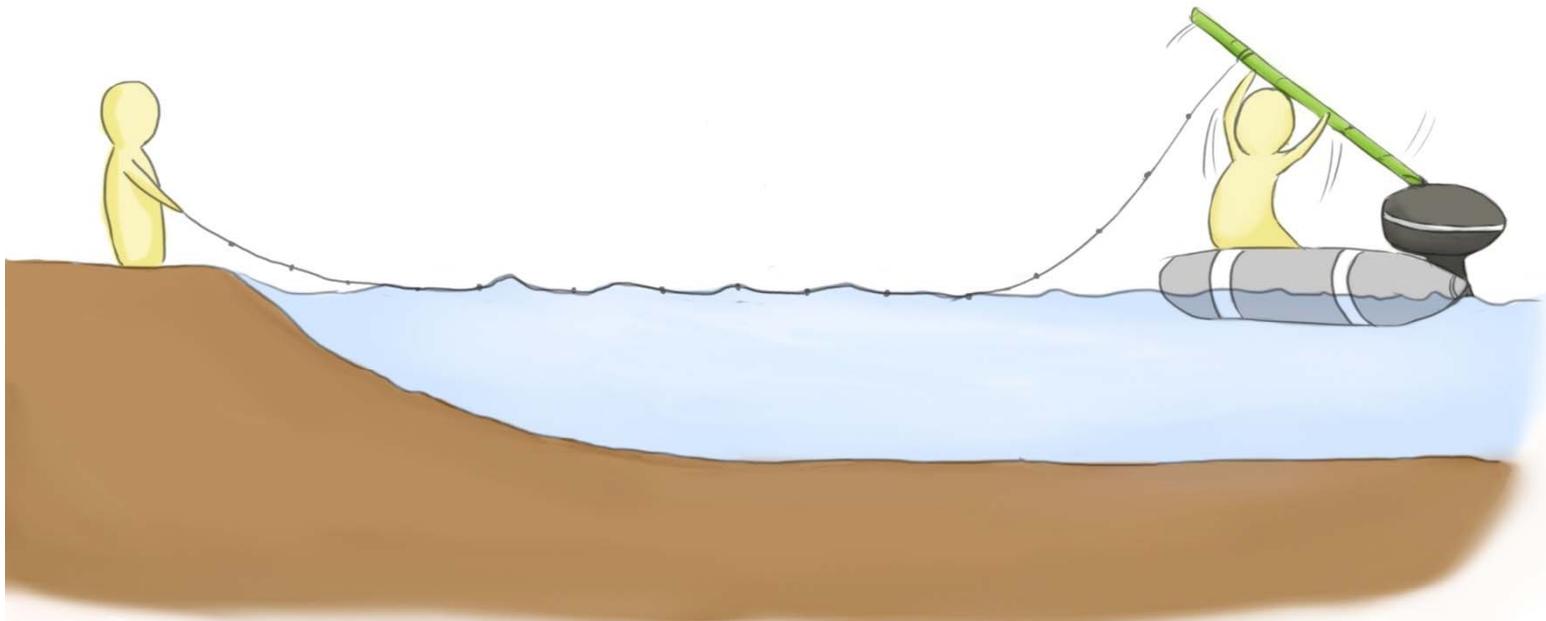
使用50根電極

- EarthImager2D

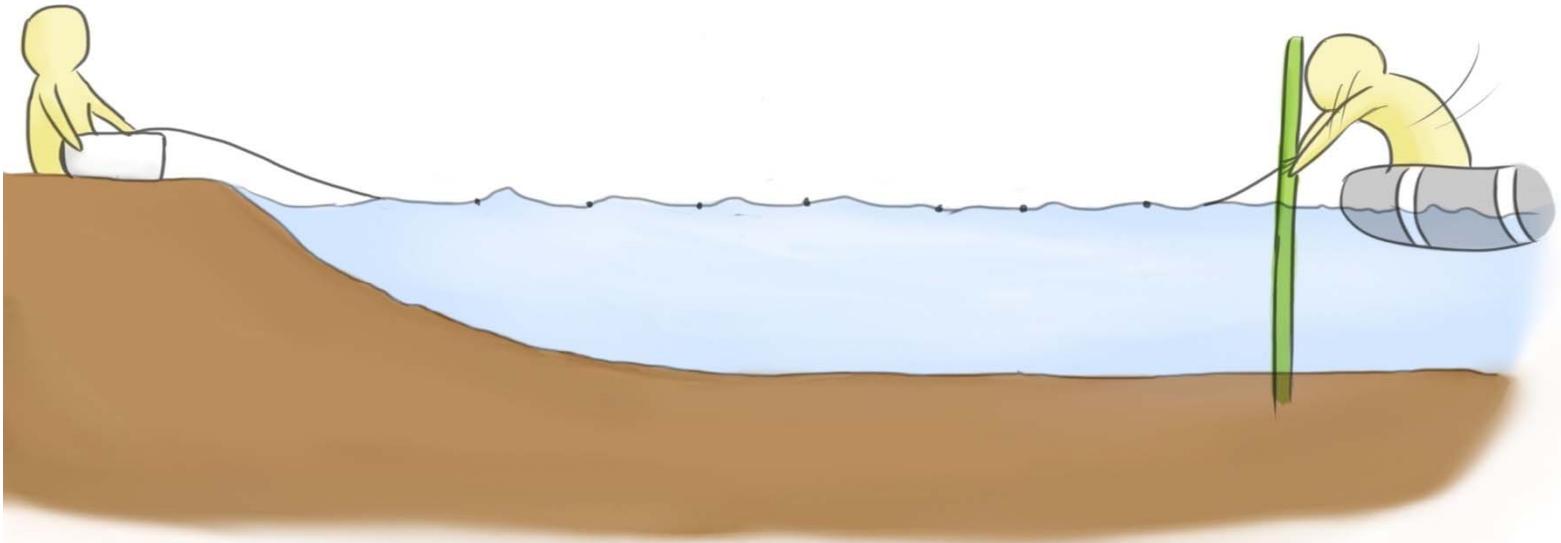
# 測線設計



# 測線設計



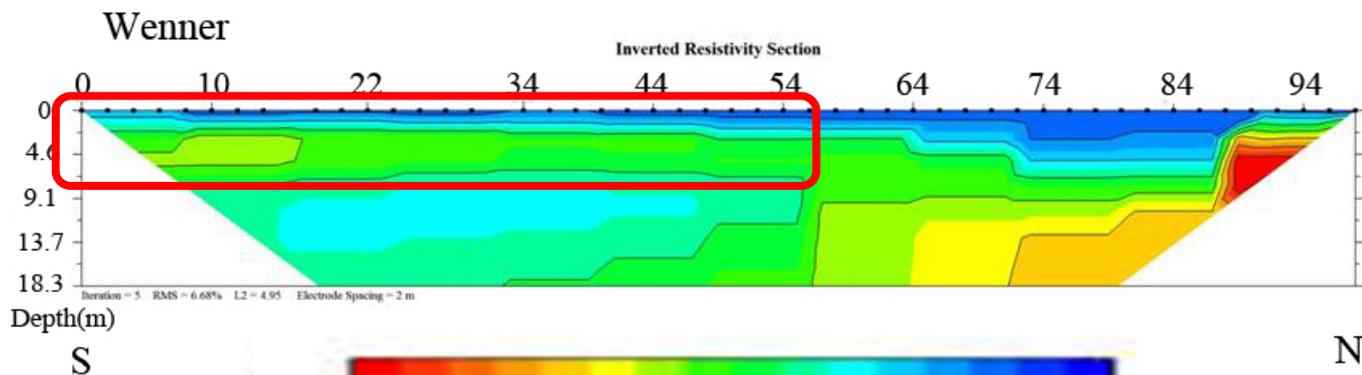
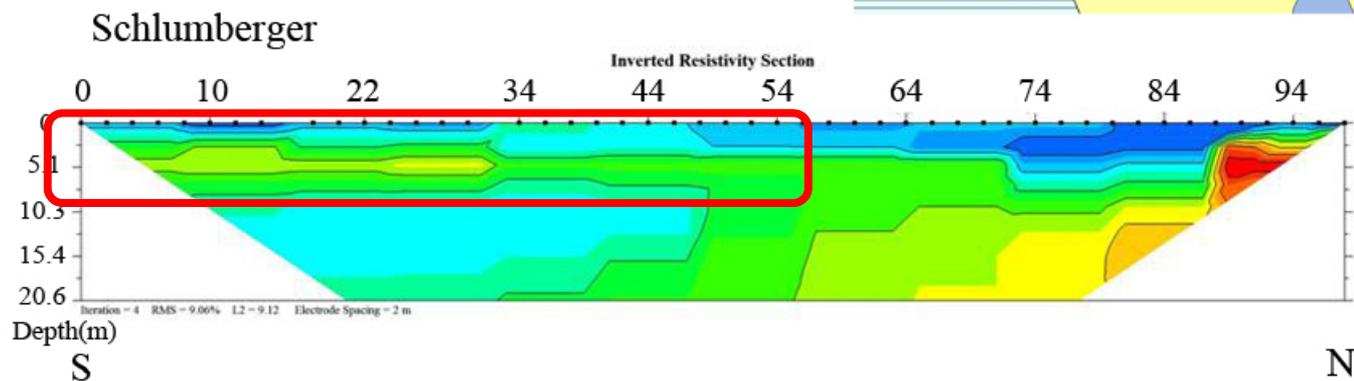
# 測線設計



# 測線設計

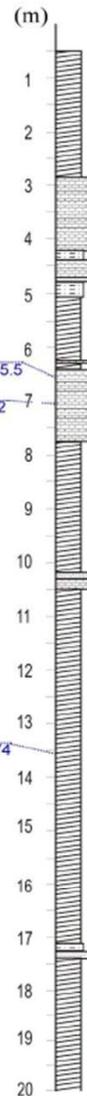
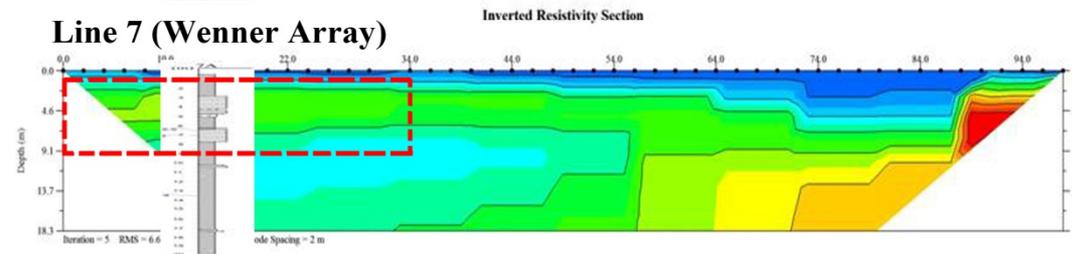
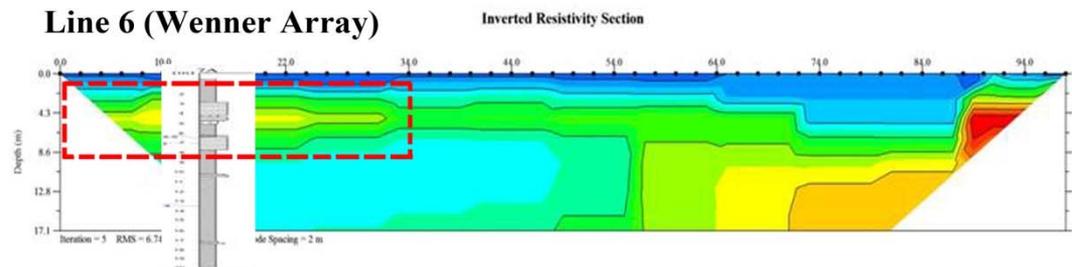
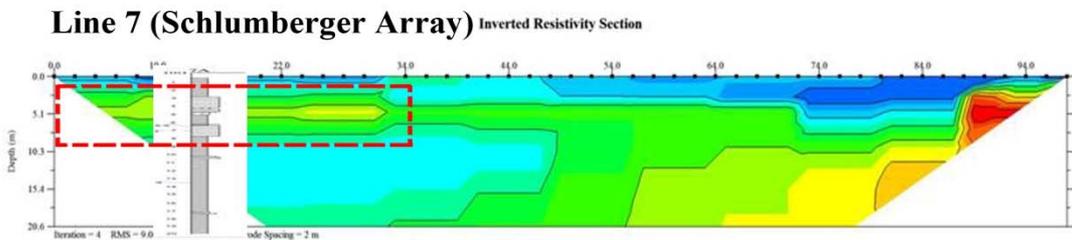
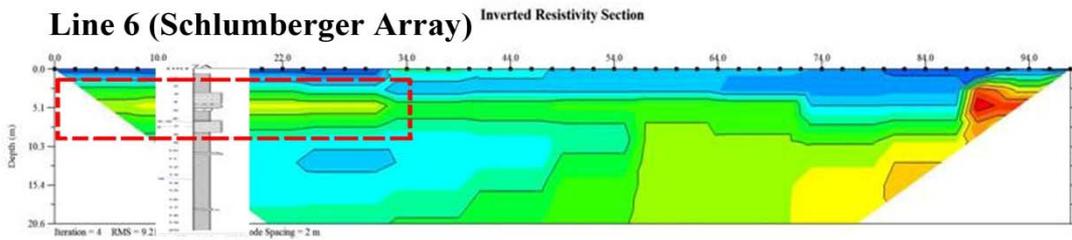


# (北側) Line 7



ohm-m

201 95 45 21.5 10.2



1756.5+65.5

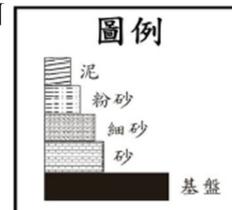
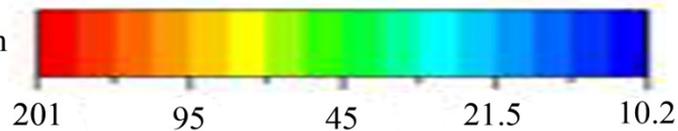
1990+72

3287+74

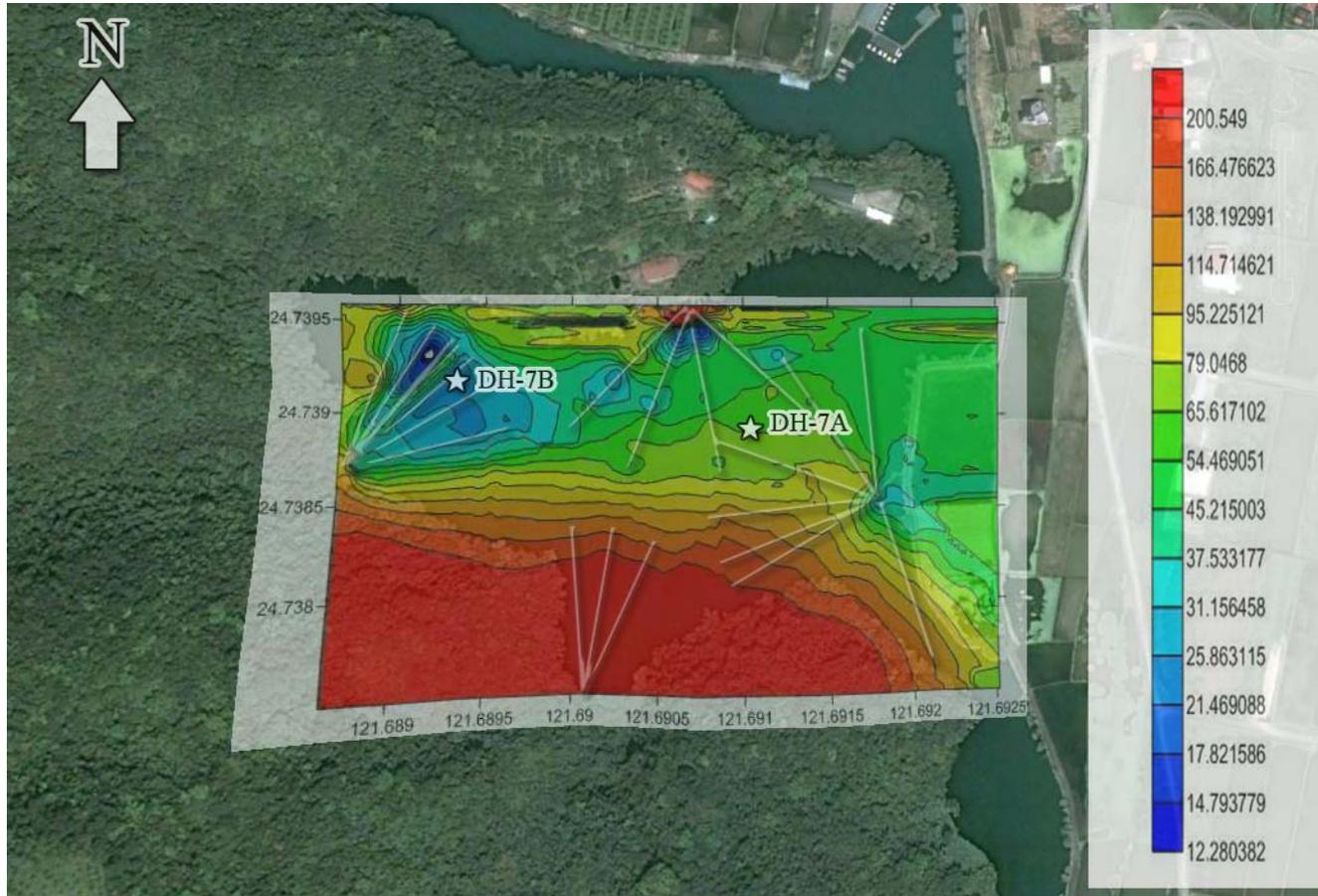
S

N

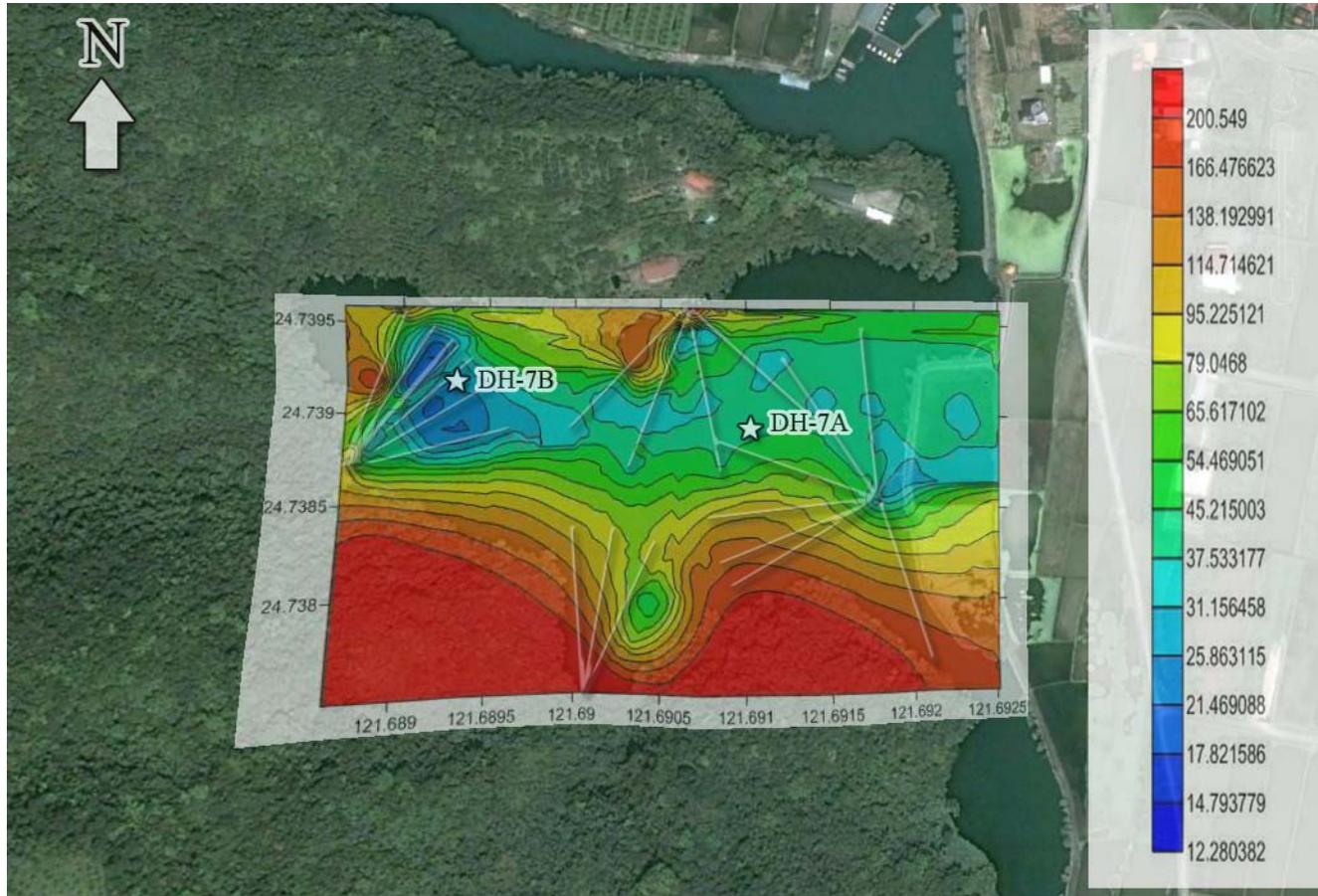
ohm-m



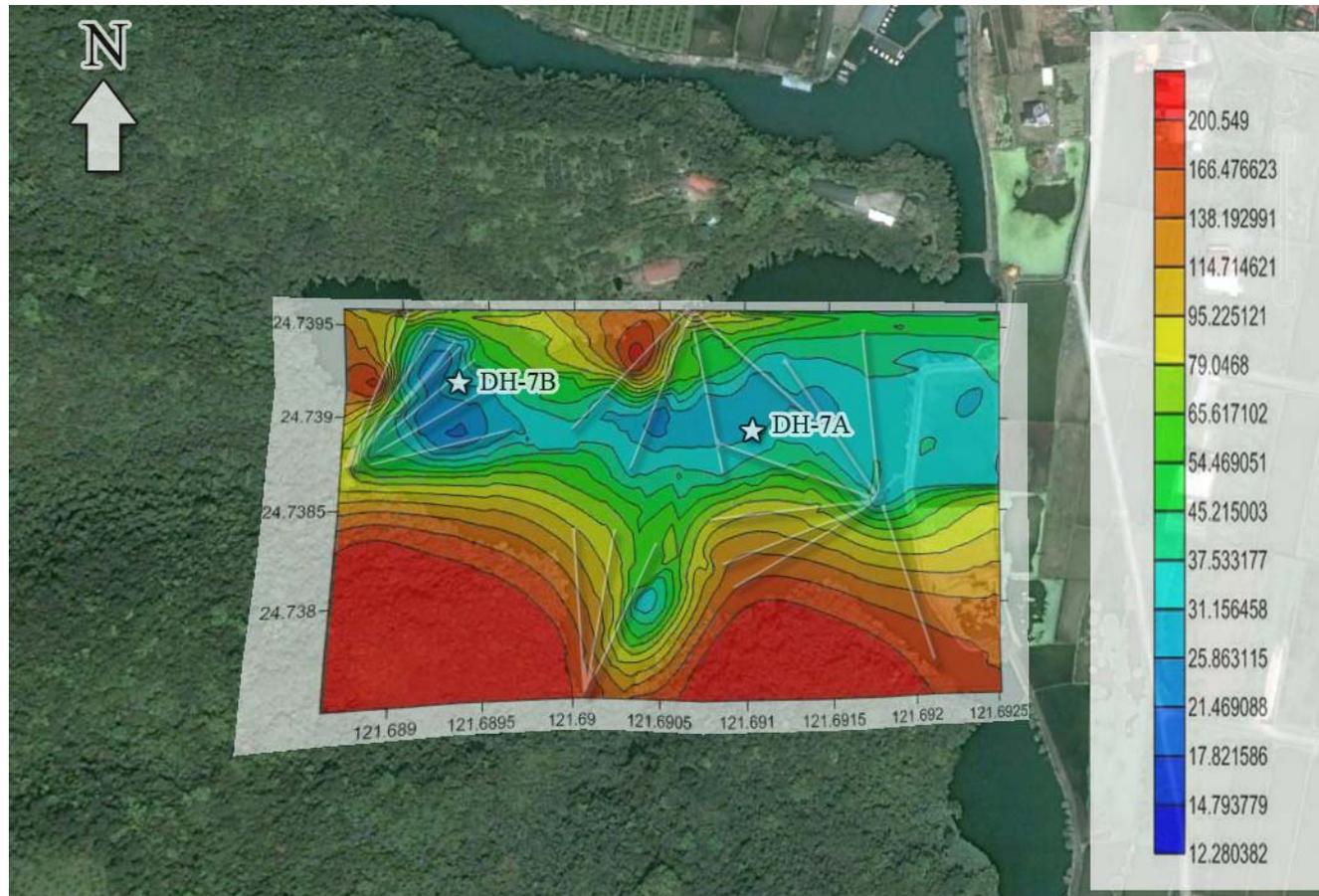
# 水平切面套疊圖(-5m)



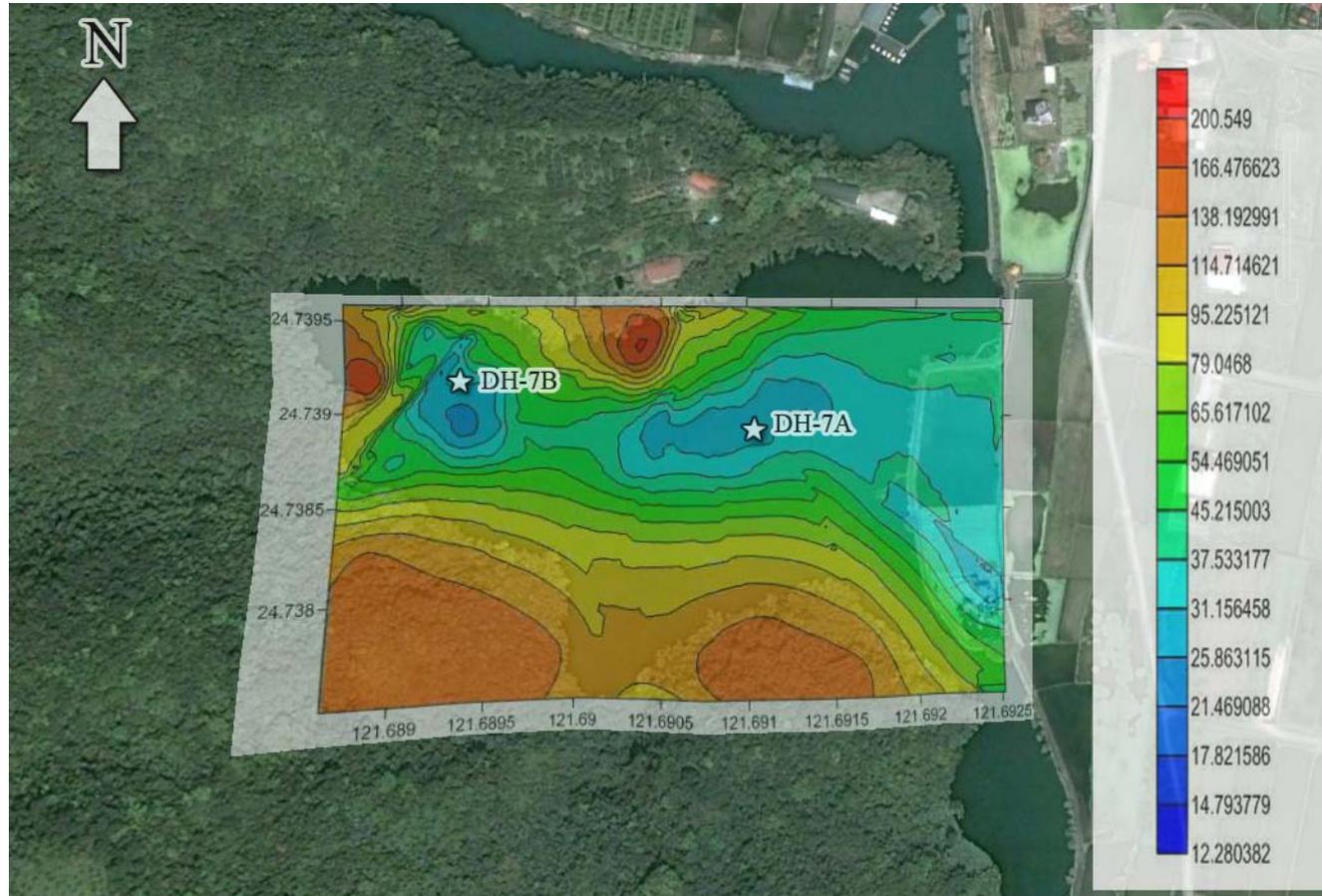
# 水平切面套疊圖(-8m)



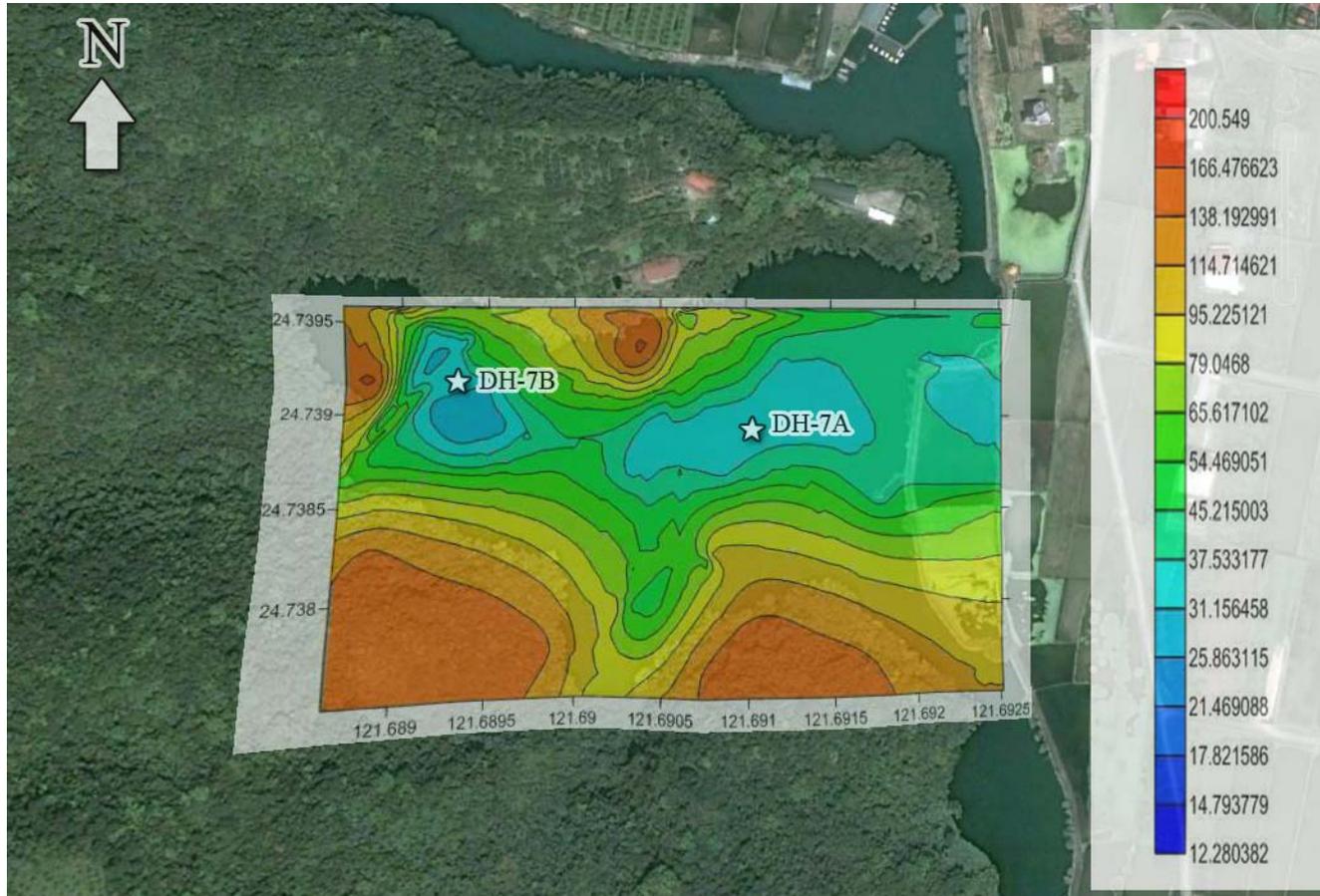
# 水平切面套疊圖(-10m)



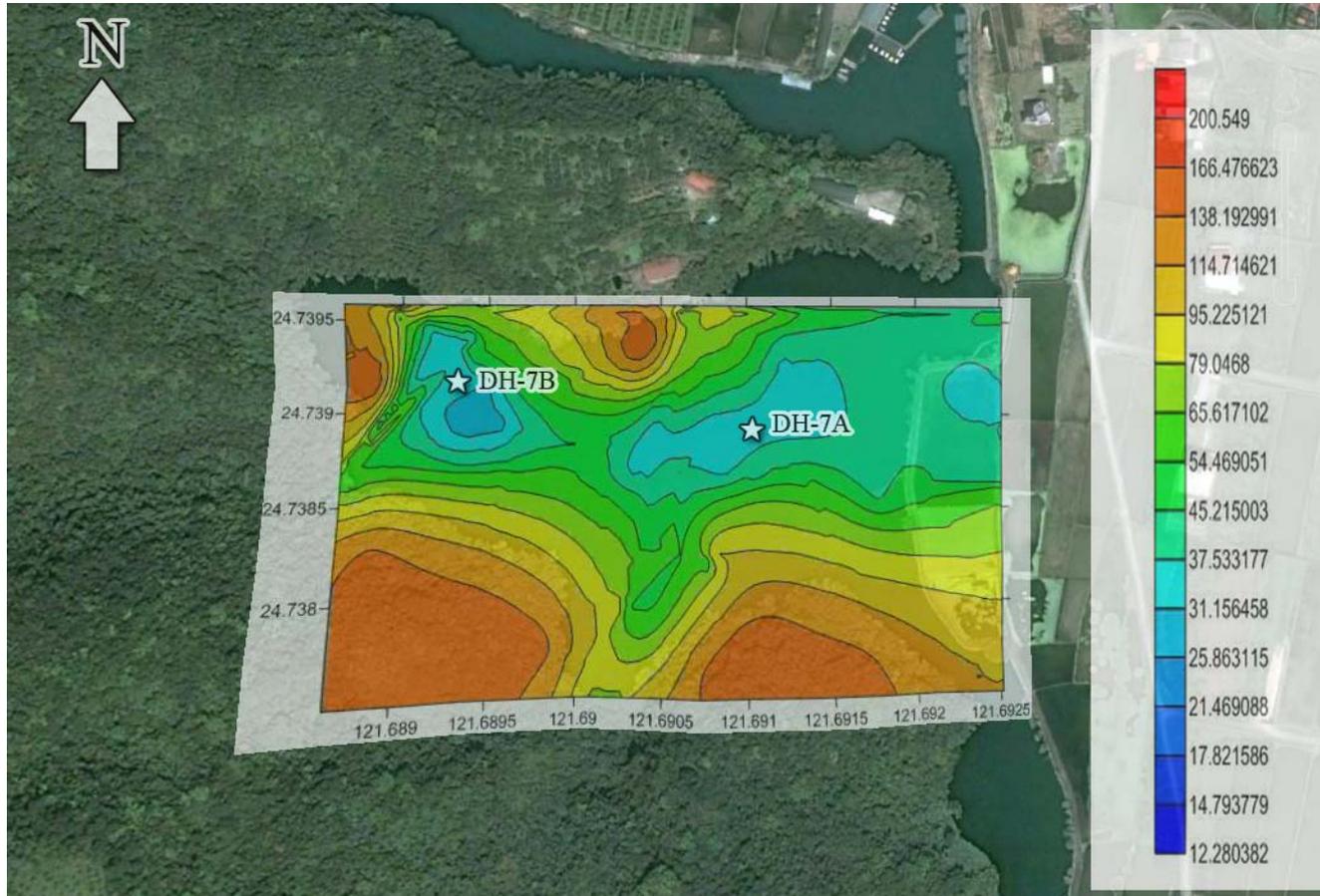
# 水平切面套疊圖(-13m)



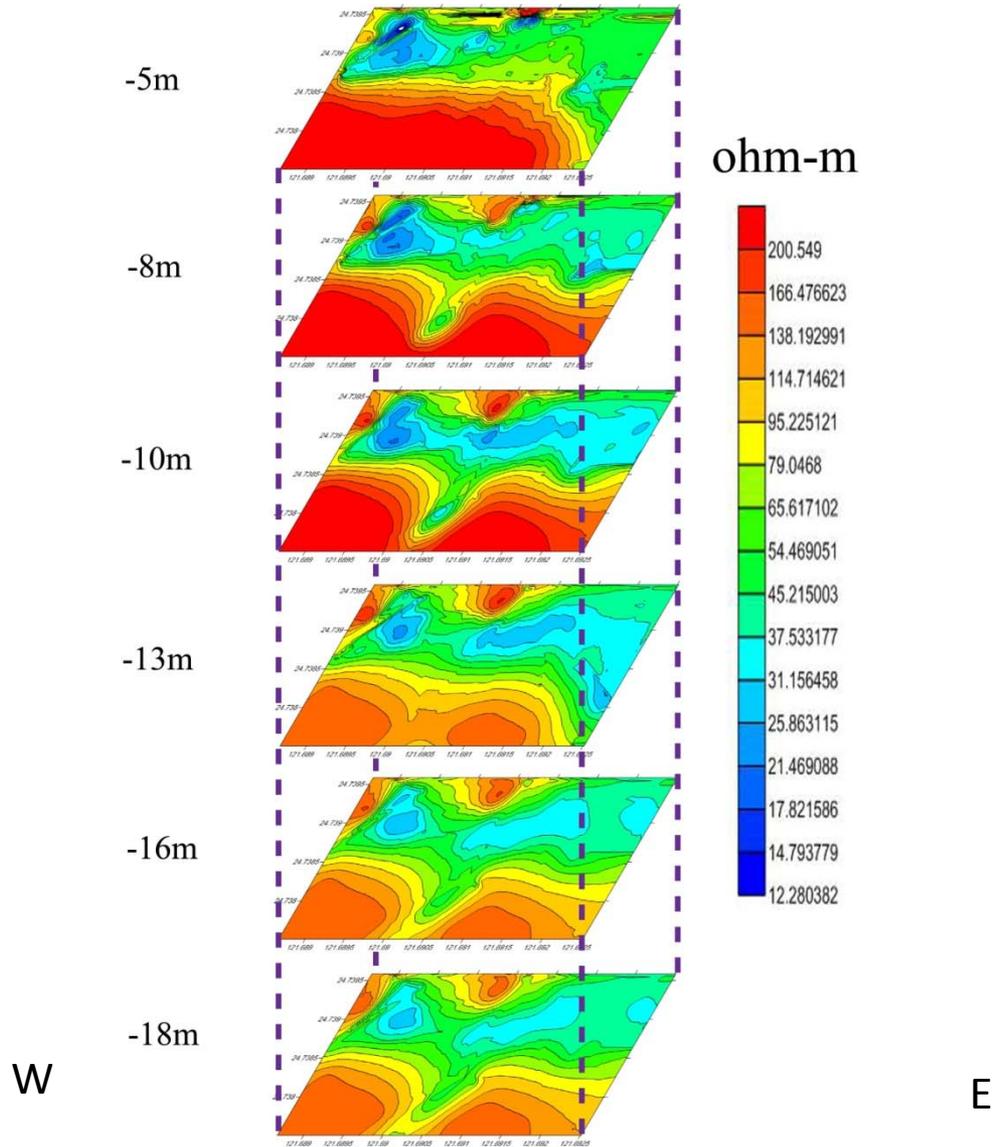
# 水平切面套疊圖(-16m)



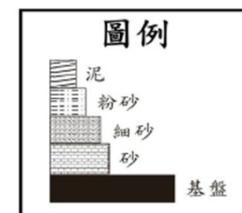
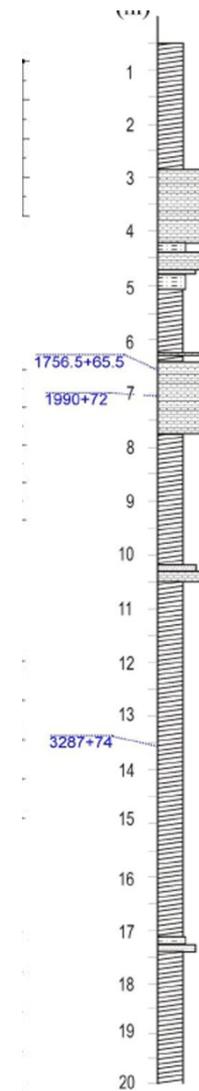
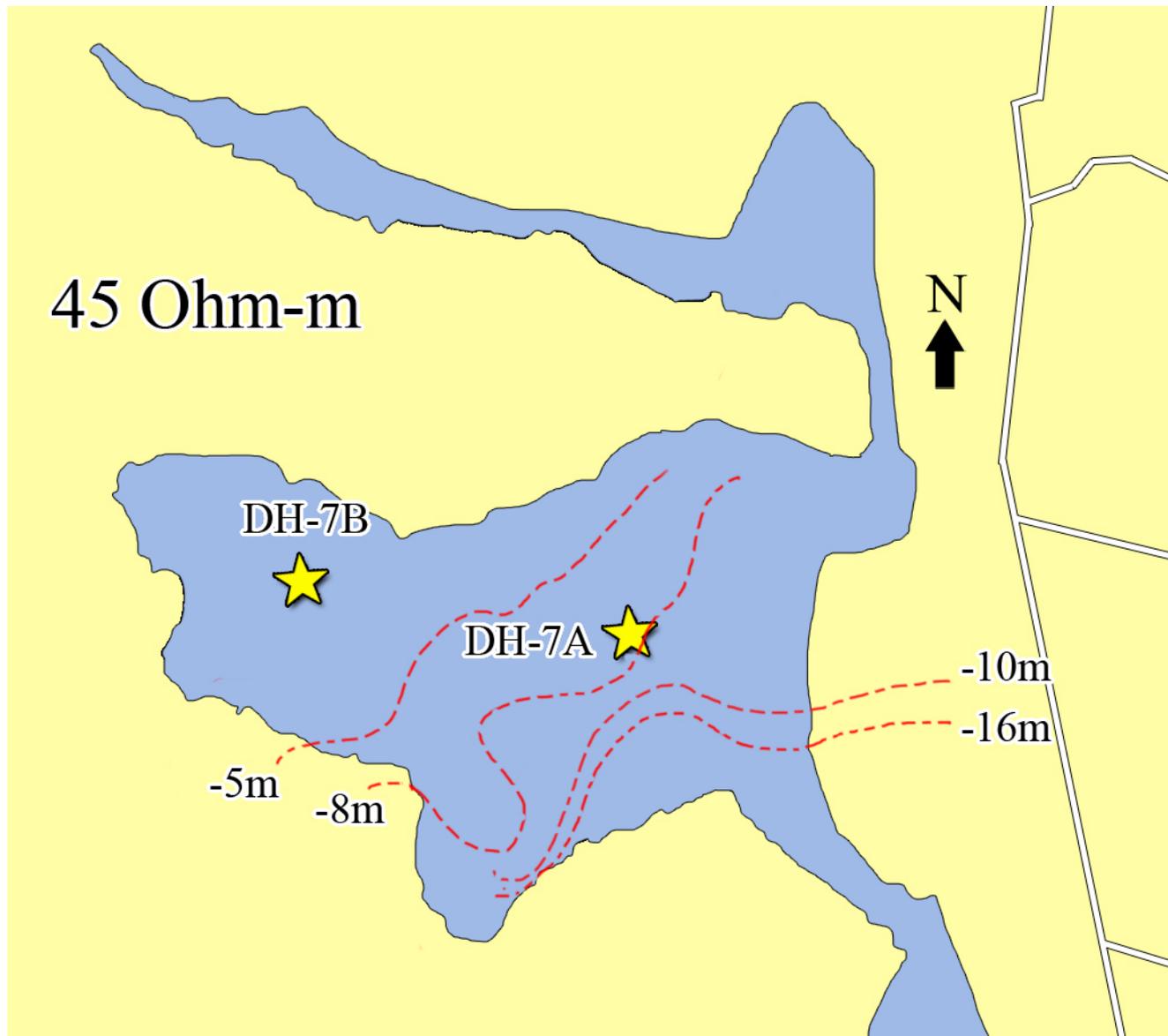
# 水平切面套疊圖(-18m)

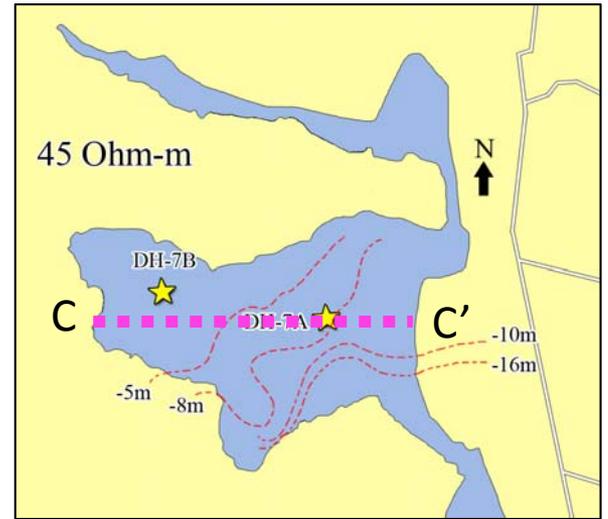
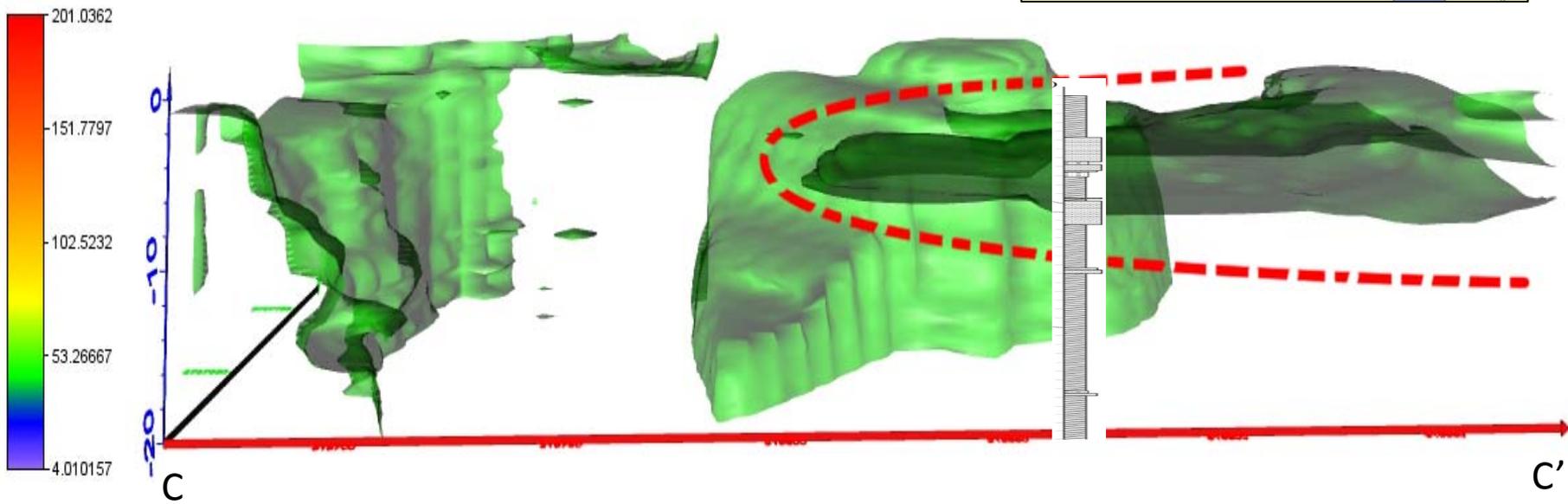


# 水平切面分層圖



# 45 ohm-m 等值線圖(東側)

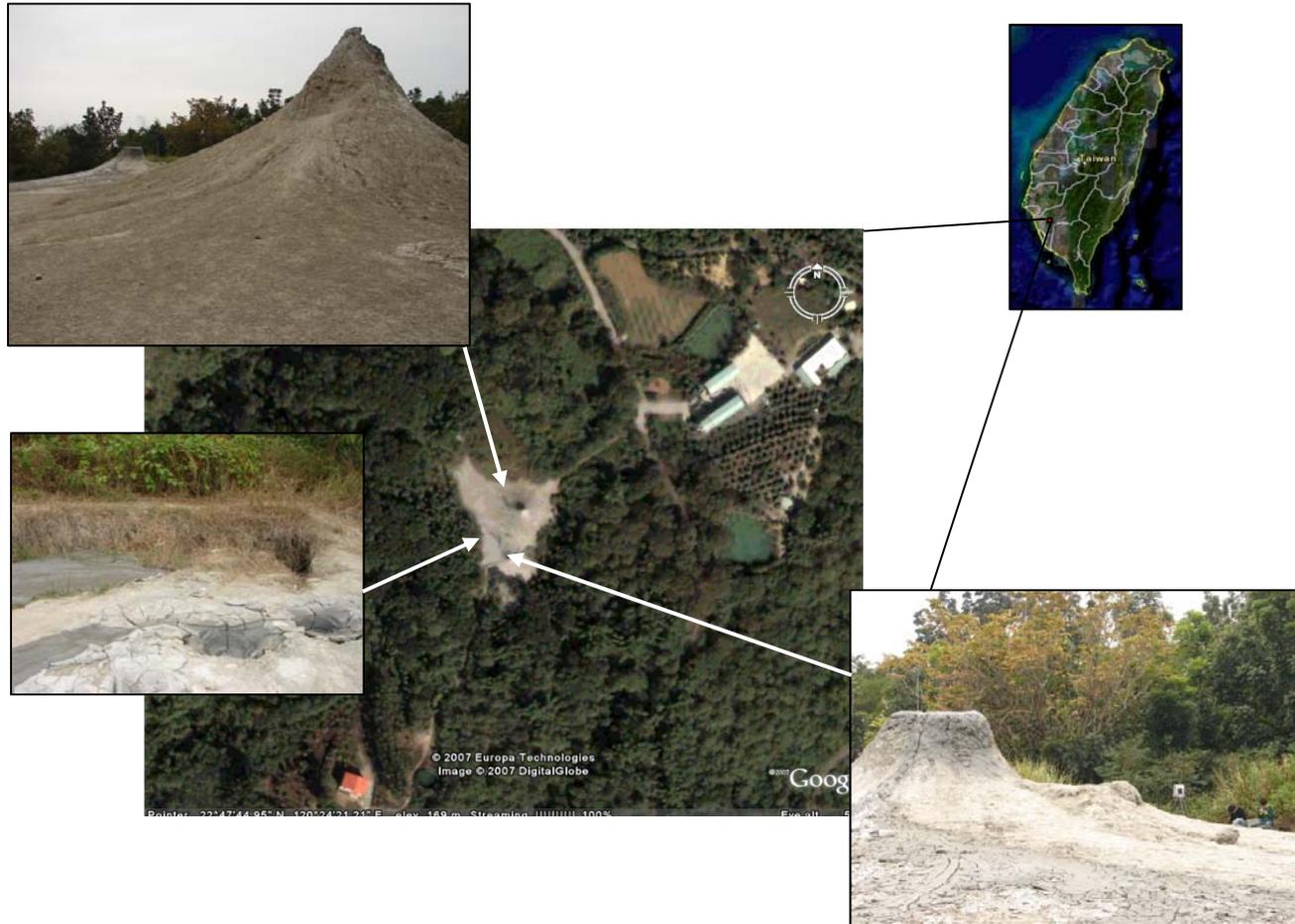




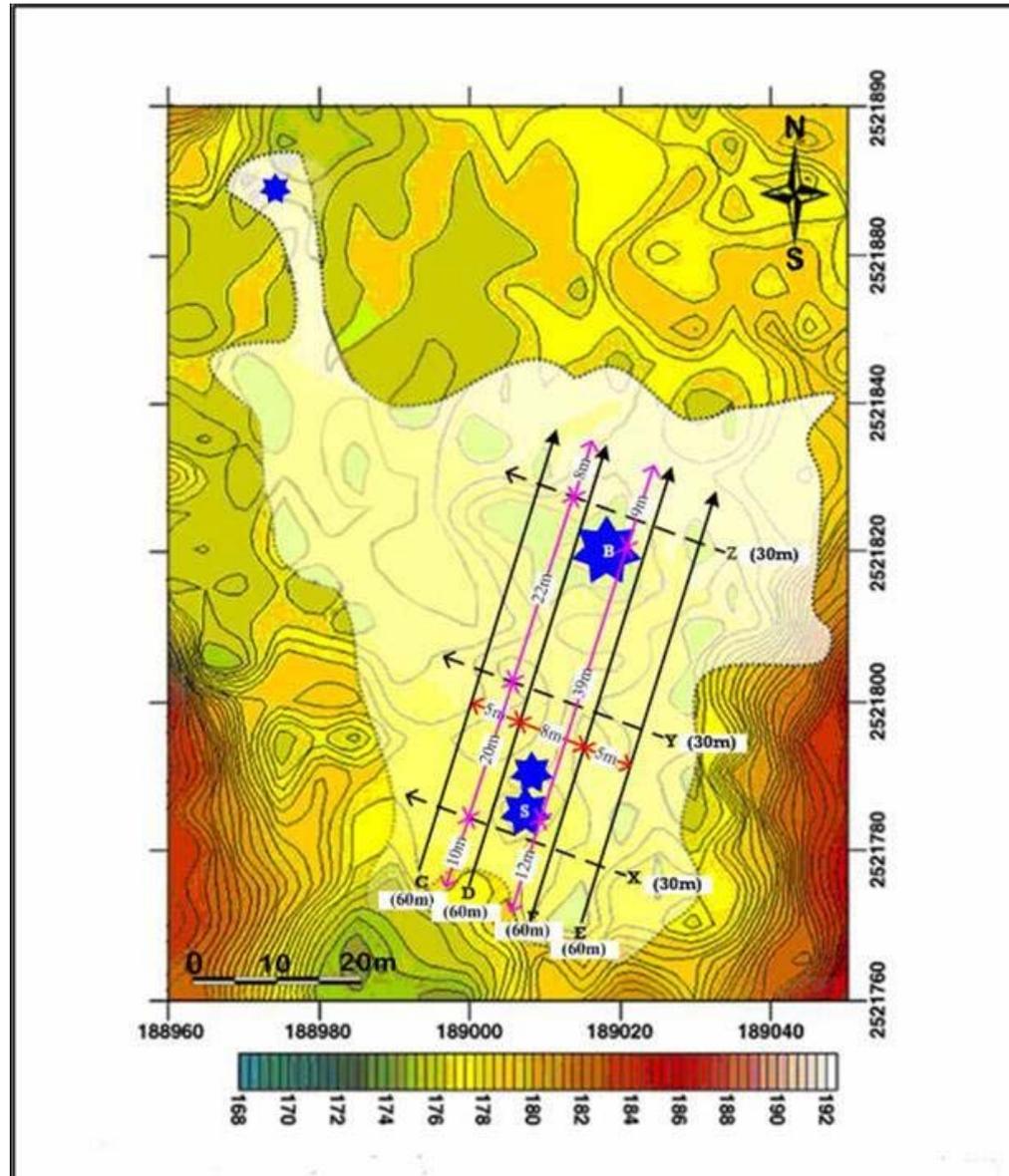
# 小結

- 在大湖西北側的電性驟變帶，根據陸上正斷層走向與ERI推測，正斷層確實可能延續至大湖西北側湖內，其走向即為東北—西南走向，下盤位置位於正斷層線西側，而上盤位置則位於正斷層線東側。
- 宜蘭大湖湖底是以泥層沉積物為主，在深度8公尺處的沉積面開始，發生持續性的事件令大量的砂層沉積物從大湖東側帶入湖泊之中沉積，直到測深5公尺左右，南側山邊的大量高電阻反應才開始出現於大湖之中。
- 從二維ERI與水平分層圖可知，在南側測線下3至7公尺處存在一層高電阻率向湖內延伸之反應，在擬三維剖面上亦呈現相同反應，我們推測此高電阻率沉積物反應應是由大湖南側山邊沖刷進入大湖內。
- 東側砂層反應上，可以發現其厚度由東側向西側漸漸變薄，我們推測其來源應來自大湖東側外部，帶入大湖後至大湖中心處。

# 陸上泥火山地下構造探測與時序的監測



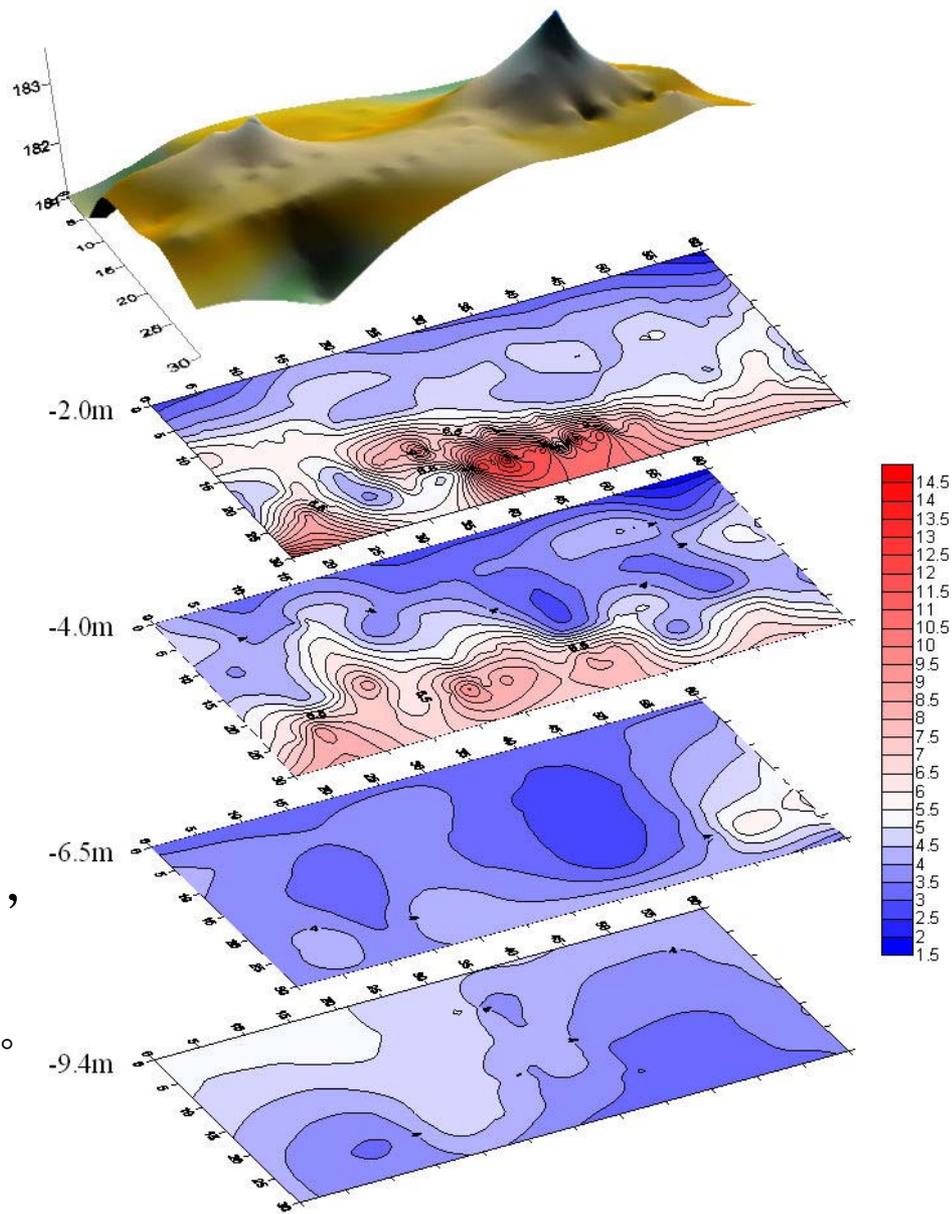
# 地電阻二維測線分布情形



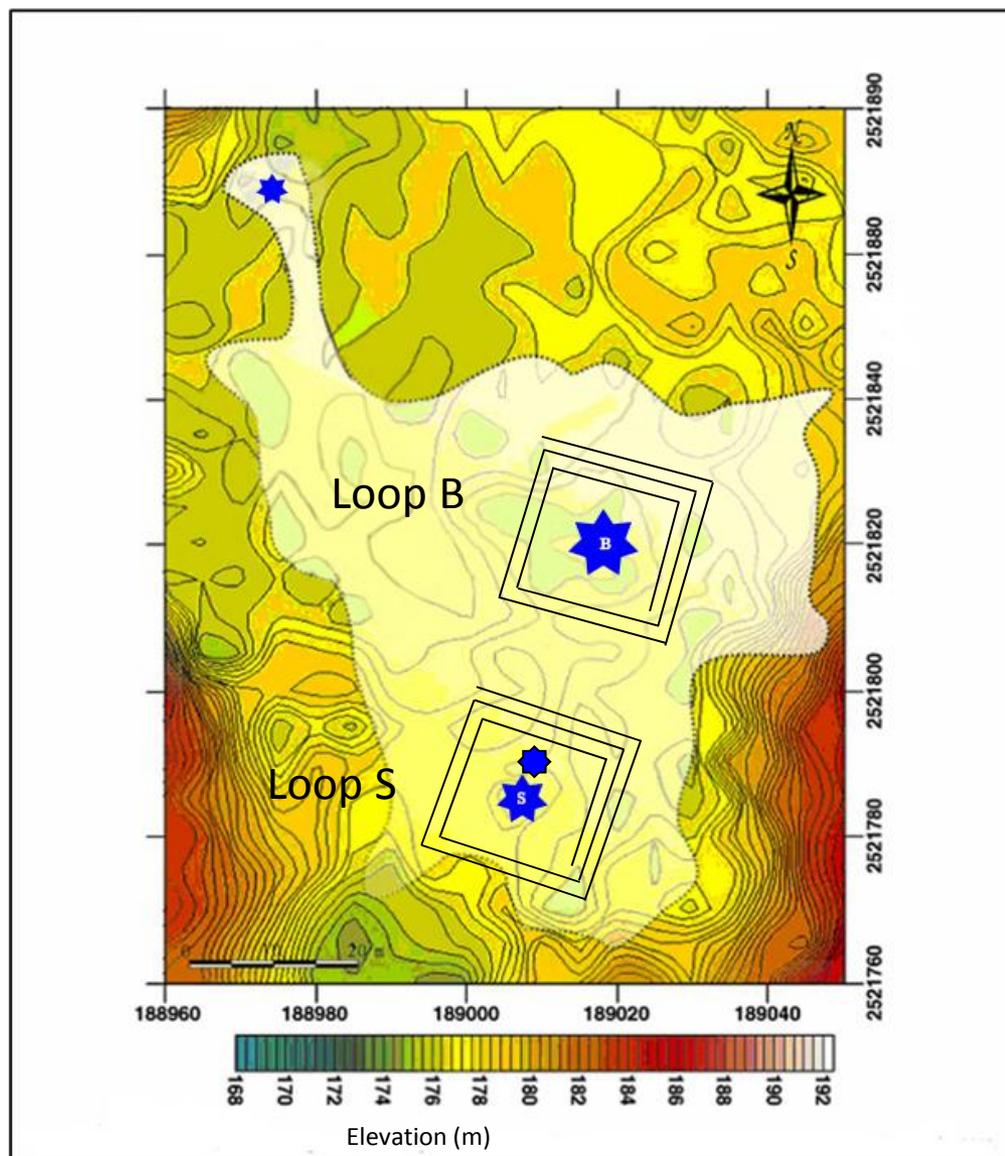
# 烏山頂泥火山研究之二維地電阻探測結果綜合解釋分析

• 烏山頂泥火山區域近地表( $<-4\text{m}$ )處，於大小泥火山中軸線東側及東南側，電阻率相較於其他部分為高，由於此處地形也相對較高，顯示此處於飽和層之上之通氣層由於泥火山加積作用而厚度較厚。

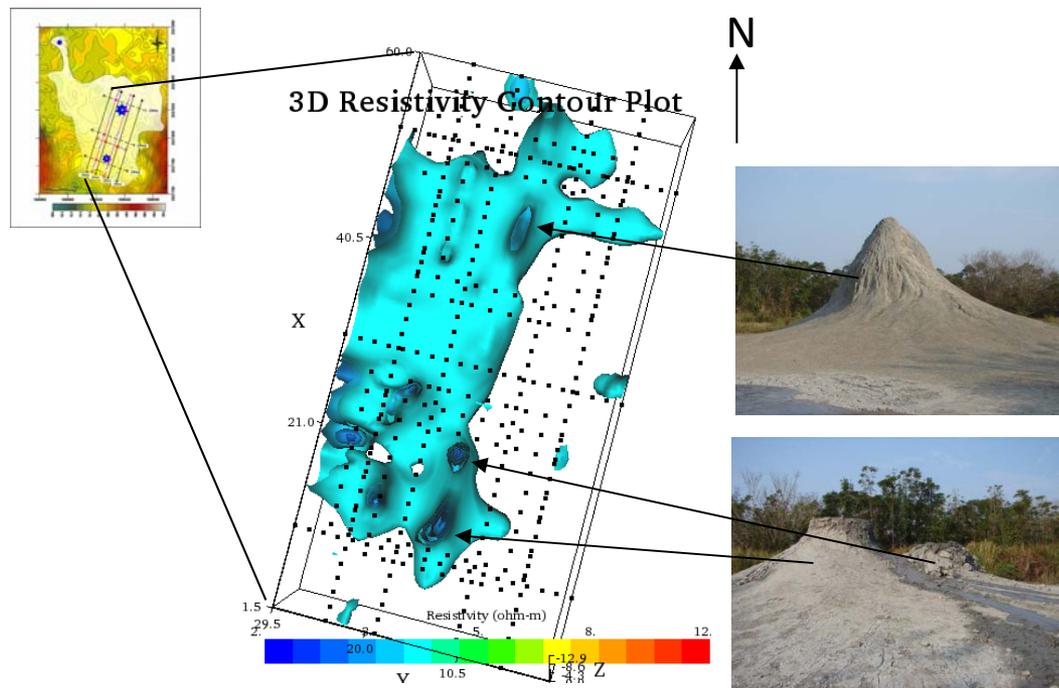
• 深處之泥火山則呈現與泥火山口位置相當之兩處低電阻率區域分布，研判反應存在有充滿飽和泥漿水之裂隙帶分布。



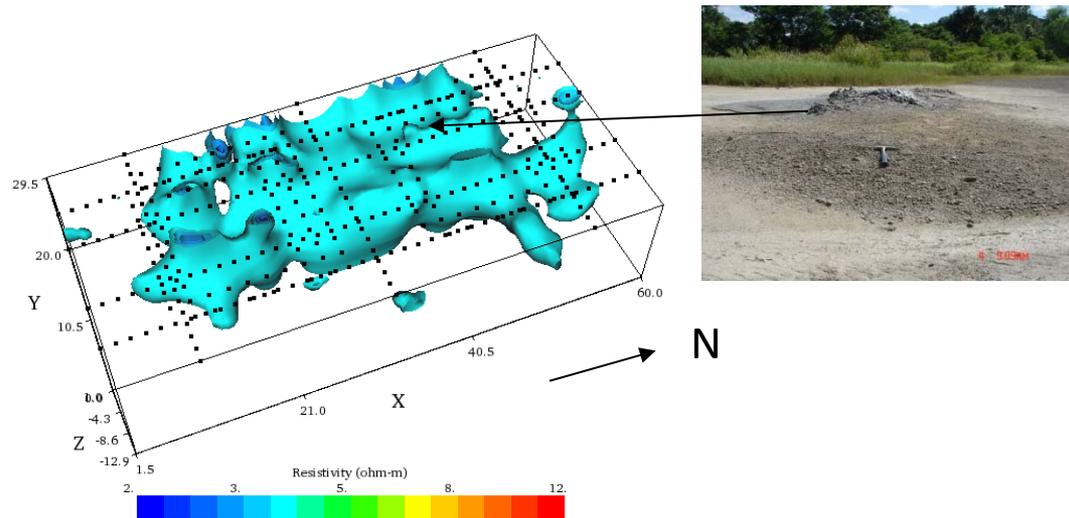
# 地電阻三維測線分布情形

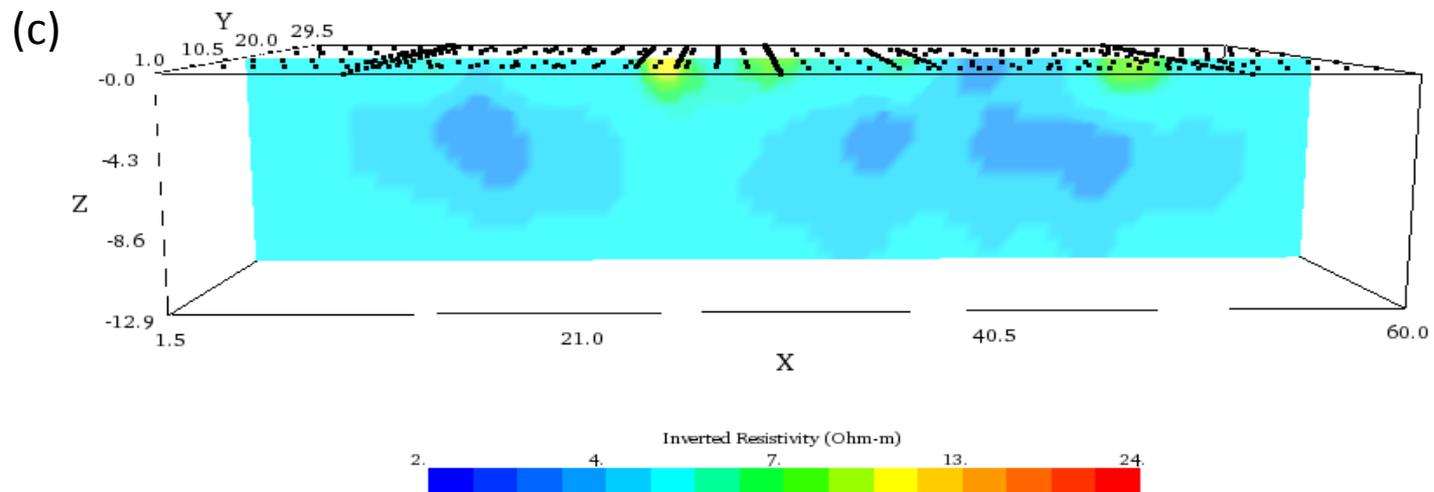
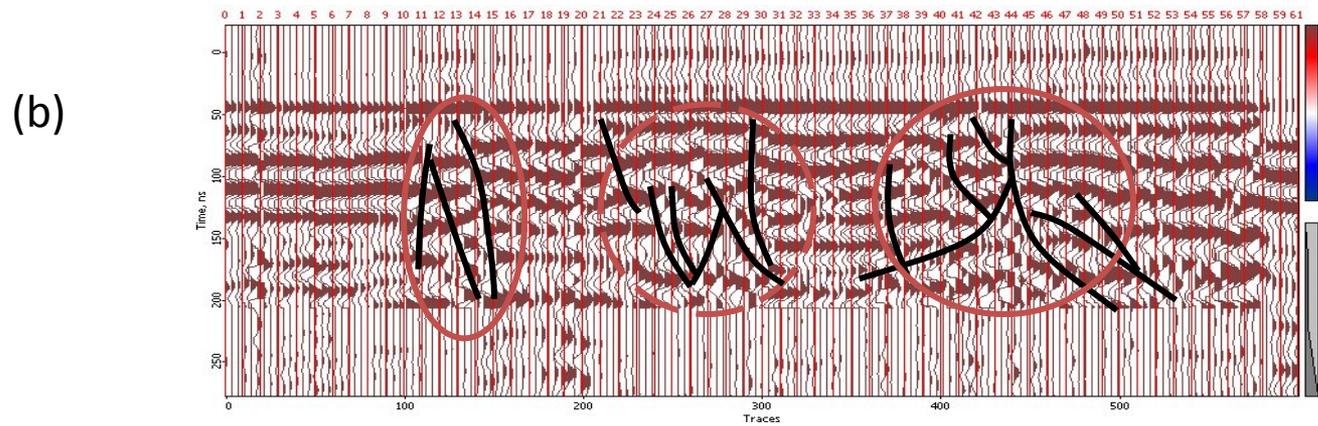
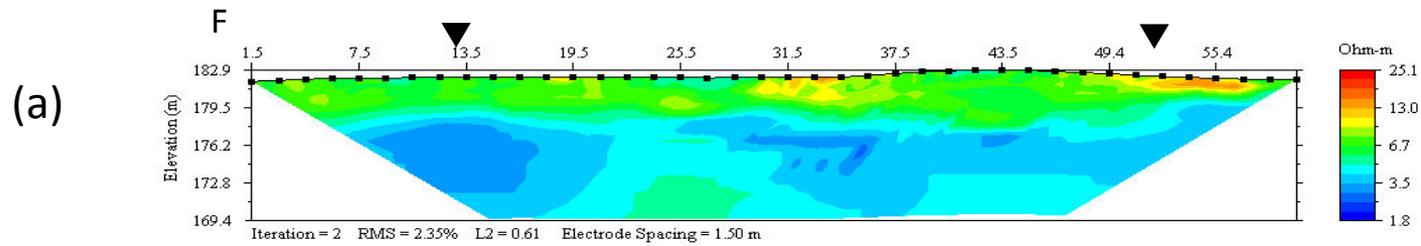


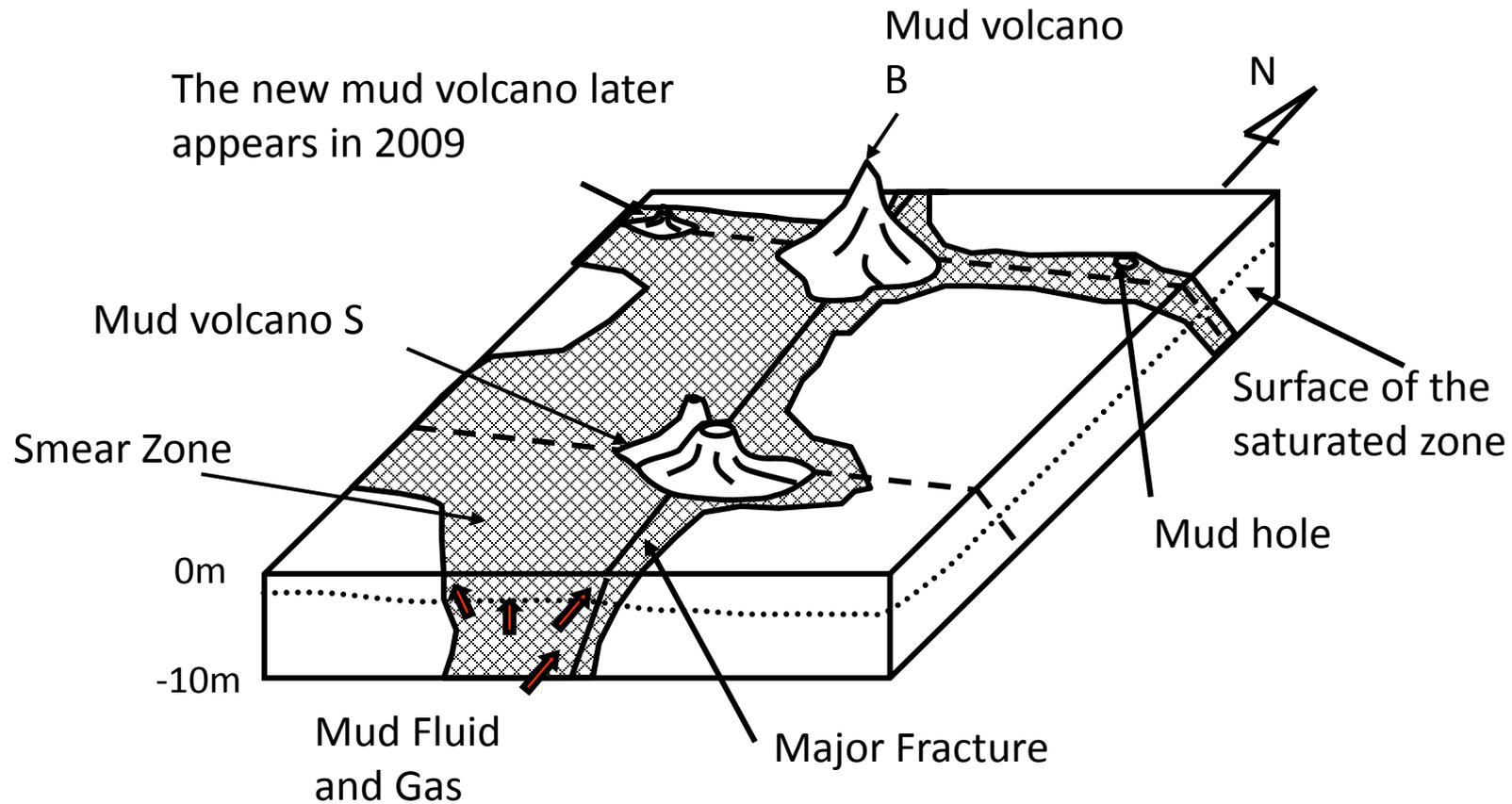
(a)



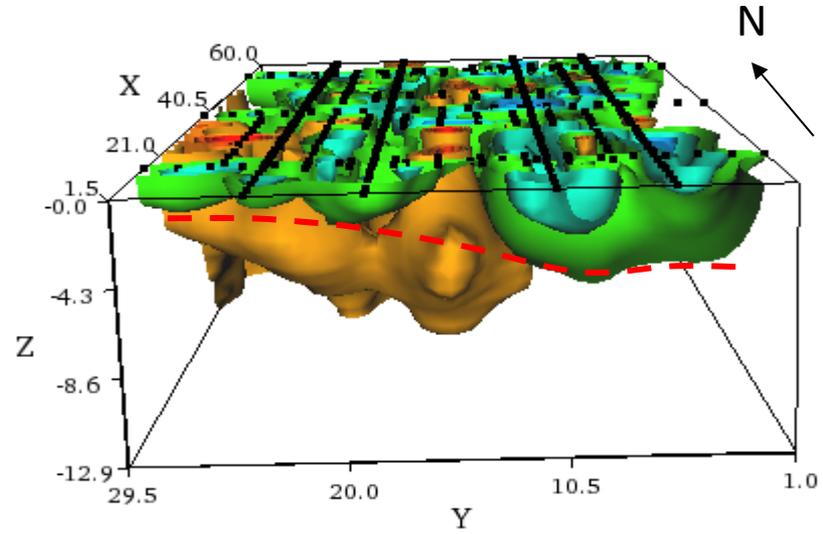
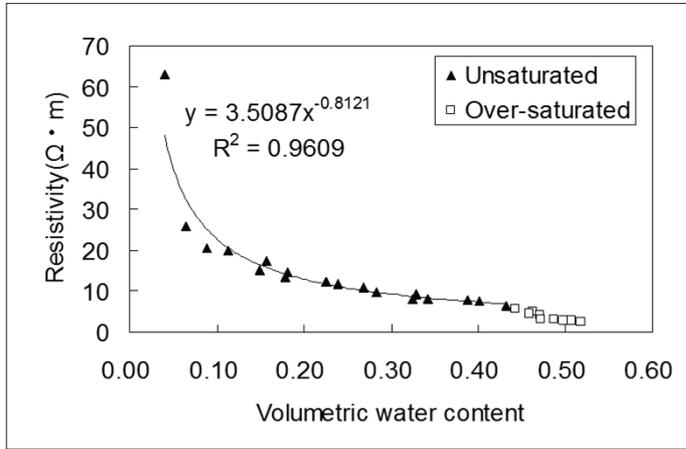
(b)



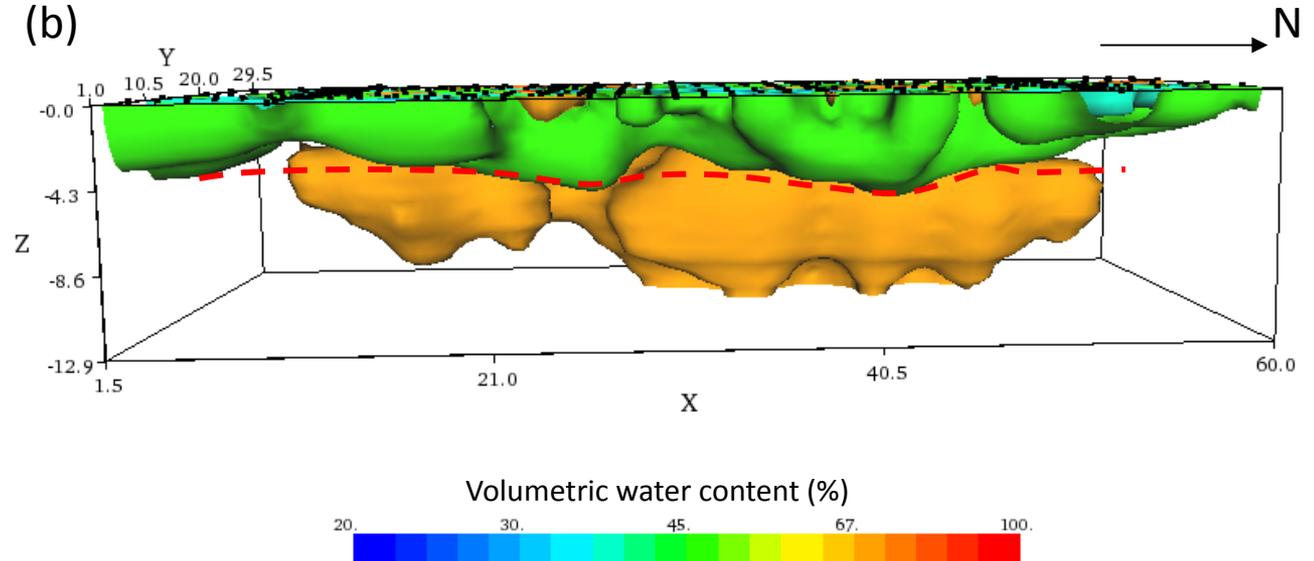




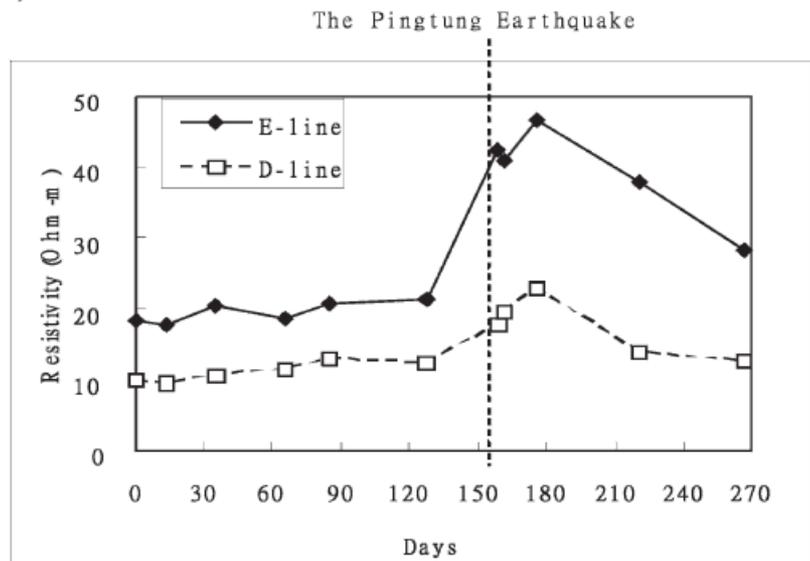
(a)



(b)

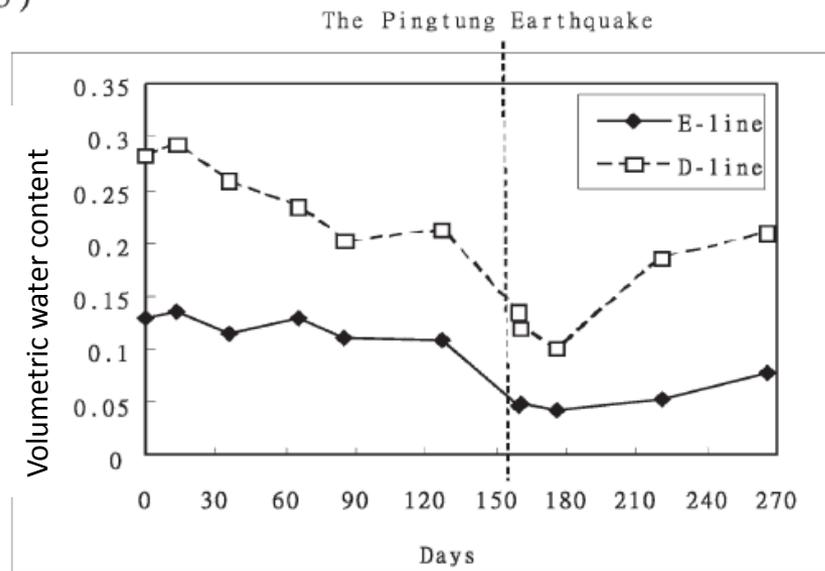


(a)



烏山頂泥火山270天的地電阻監測結果(虛線為2006年屏東地震發生日)

(b)

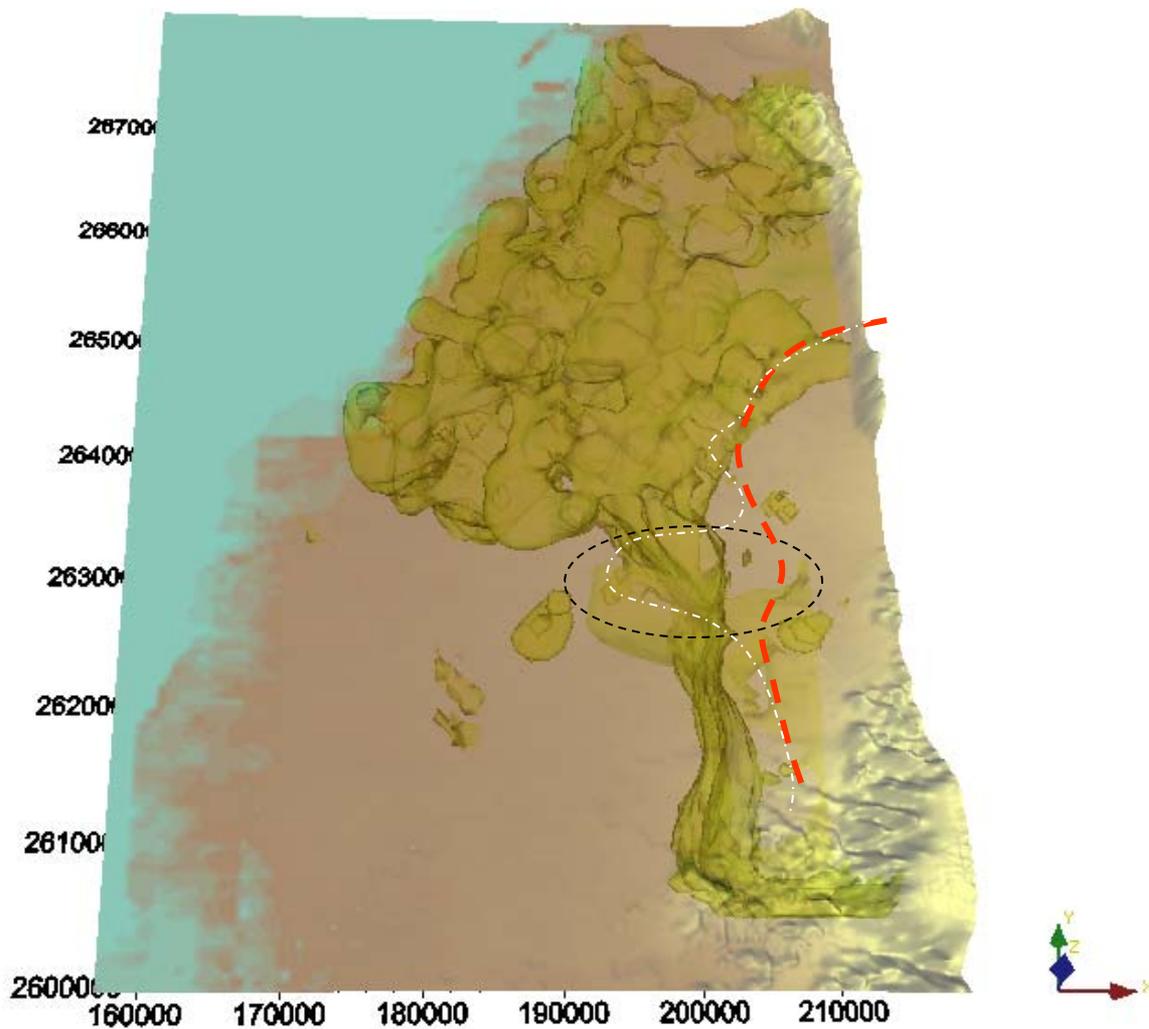


烏山頂泥火山270天的地電阻監測推算之未飽和層體積含水量變化

# 小結

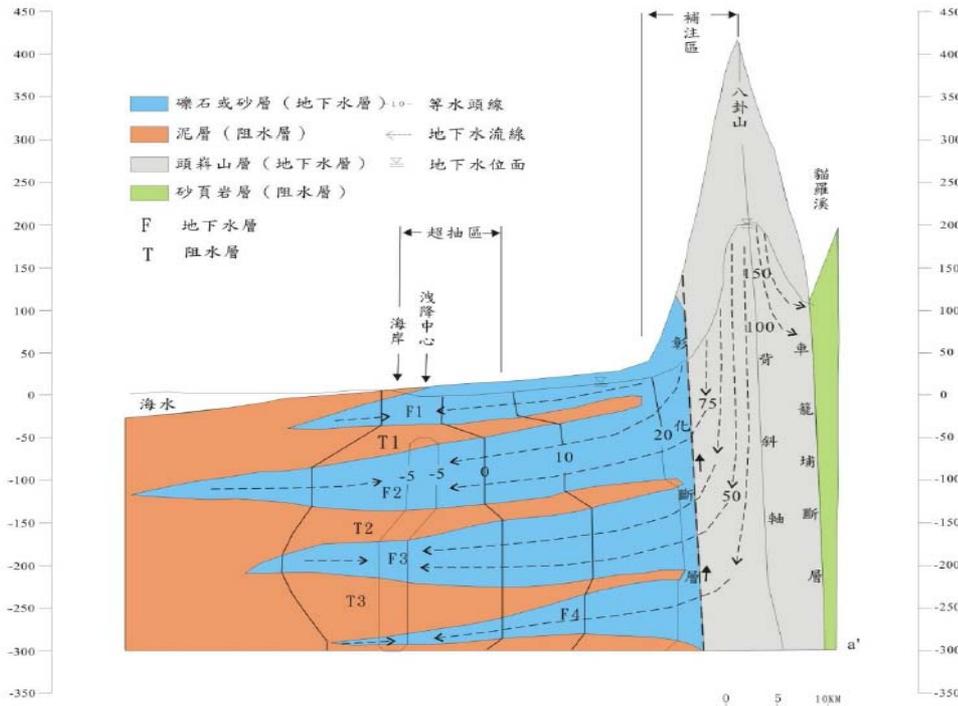
- 地電阻方法可以在泥岩層等低電阻率環境下，精確的描繪出充滿泥漿的裂隙二維及三維幾何型態，烏山頂泥火山的地下裂隙，係由約略南北及東西向的節理組所構成，並相互連通。泥漿及氣體沿這些節理裂隙湧出，而主要的聯通裂隙，位於研究區域的偏東側部分。
- 結合實驗室的電阻率-含水量試驗，我們可以將量測的電阻率值轉換為體積含水量，並進一步利用時序的監測，反映地區含水量的變化。
- 在2006-2007年的時序監測試驗中，我們發現泥火山錐周圍的含水量，因為2006年底的屏東地震，而快速下降了約7-10%，顯示地震造成地下深處氣體快速釋放，並堆積在泥火山錐附近，直到兩個月後才逐漸消散。這種情形，相當類似在頁岩層中進行水力破裂，產出頁岩氣的過程。

# 利用地電阻資料建立沉積盆地三維地質模型之研究：以濁水溪扇洲為例



## □傳統的水文地質模擬:水文地質概念模型( Hydrogeological Conceptual Models)

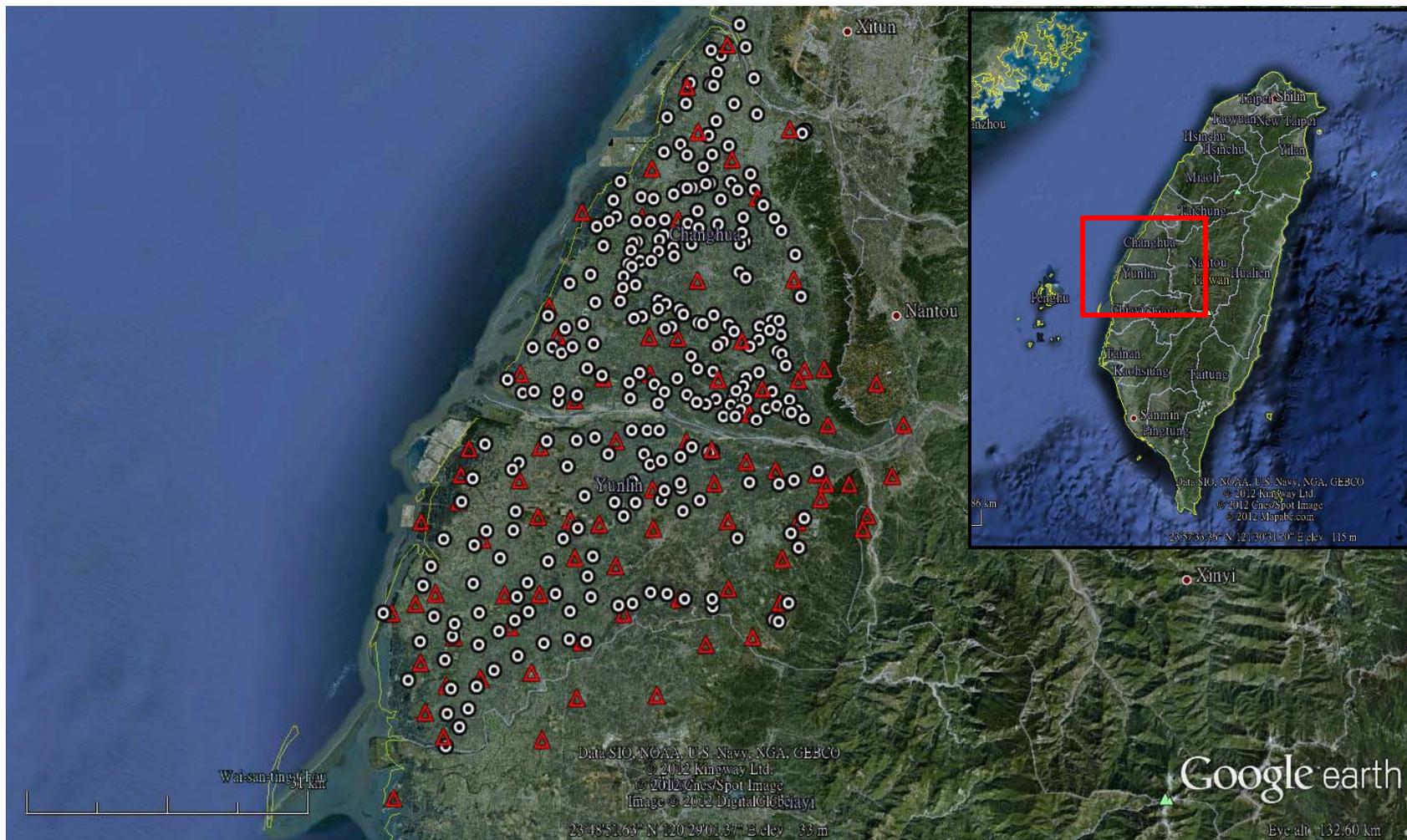
- 主要來自於岩芯判釋等地質資料，受鑽井密度限制。
- 過度簡單化的地質模型，後網格化處理。
- 水文地質岩層延續與分佈的判斷，來自主觀的解釋。
- 反應大區域的地質趨勢，無法解決局部、小區域的地質非均  
值分佈(ex. 局部砂礫岩層、河道沉積物)。



(中央地質調查所，1995)

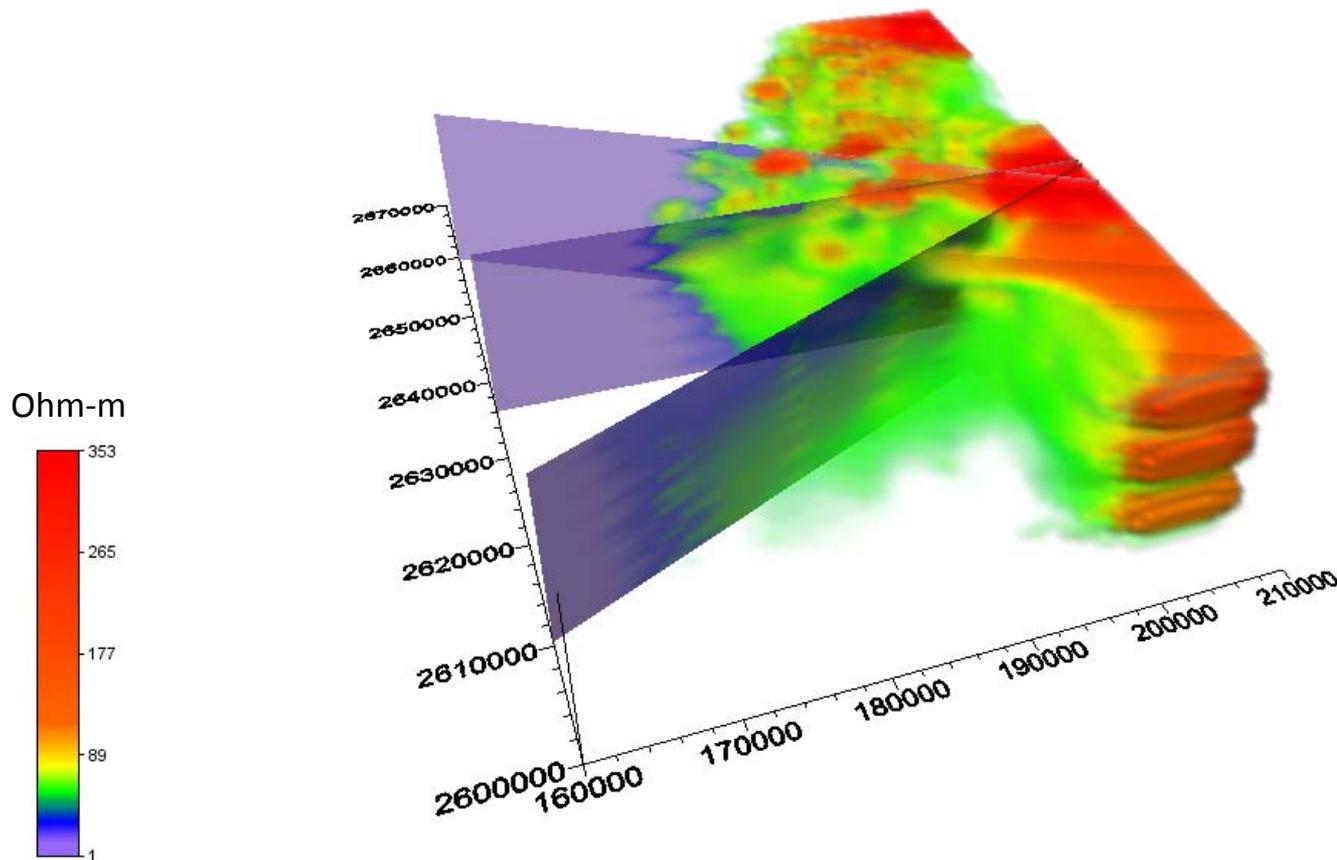
## □ 水文地質表徵模型 (Hydrogeological Apparent Models)

- 來自於岩芯判釋等地質資料與密集的地表地球物理量測資料。
- 利用空間統計或簡單的統計呈現與岩性相關的地質模型。
- 水文地質岩層延續與分佈的判斷，來自較客觀的物理量測與數學統計解釋。
- 不受鑽井限制，可同時反應大區域的地質趨勢，以及局部、小區域的地質非均值分佈(ex. 局部砂礫岩層、河道沉積物)。
- 網格化處理。

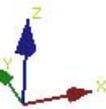
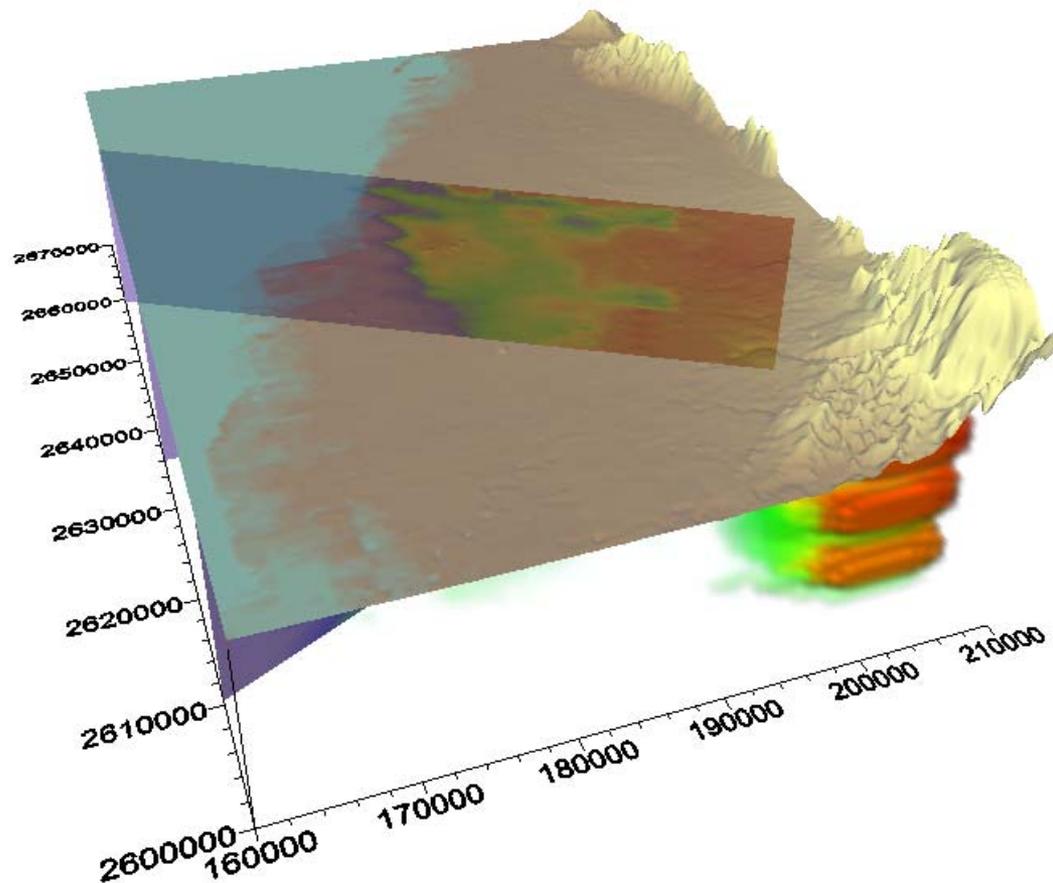


濁水溪扇洲地區的衛星影像。紅色三角形為水利署地下水觀測網的觀測井位置(84站)。白色圓圈點則為一維與二維地電阻探測之位置(超過156點)。

利用濁水溪扇洲地區的一維以及二維地電阻量測資料，進行內外插計算後得到之三維電性地層模型(未加入地形)。(扇頂部分呈現高電阻率之橙紅色，扇緣之地層則呈現深藍色之低電阻率。)



加入地形之三維電性地層模型。扇頂部分呈現高電阻率之橙紅色，扇緣之地層則呈現深藍色之低電阻率。扇央部分則呈現獨立之高電阻率區塊。



岩性與電性之關係，可用 Archie' s Law描述：

$$\rho_b = F \cdot \rho_w$$

上式中：

$\rho_b$  為量測之整體電阻率值(bulk resistivity)，

F為地層參數，

$\rho_w$  則為飽和孔隙水之電阻率(resistivity of pore water)

當存在泥質的黏土地層時，Archie' s Law可進一步修正為：

$$\rho_b = F \cdot \rho_w + X \cdot \rho_c$$

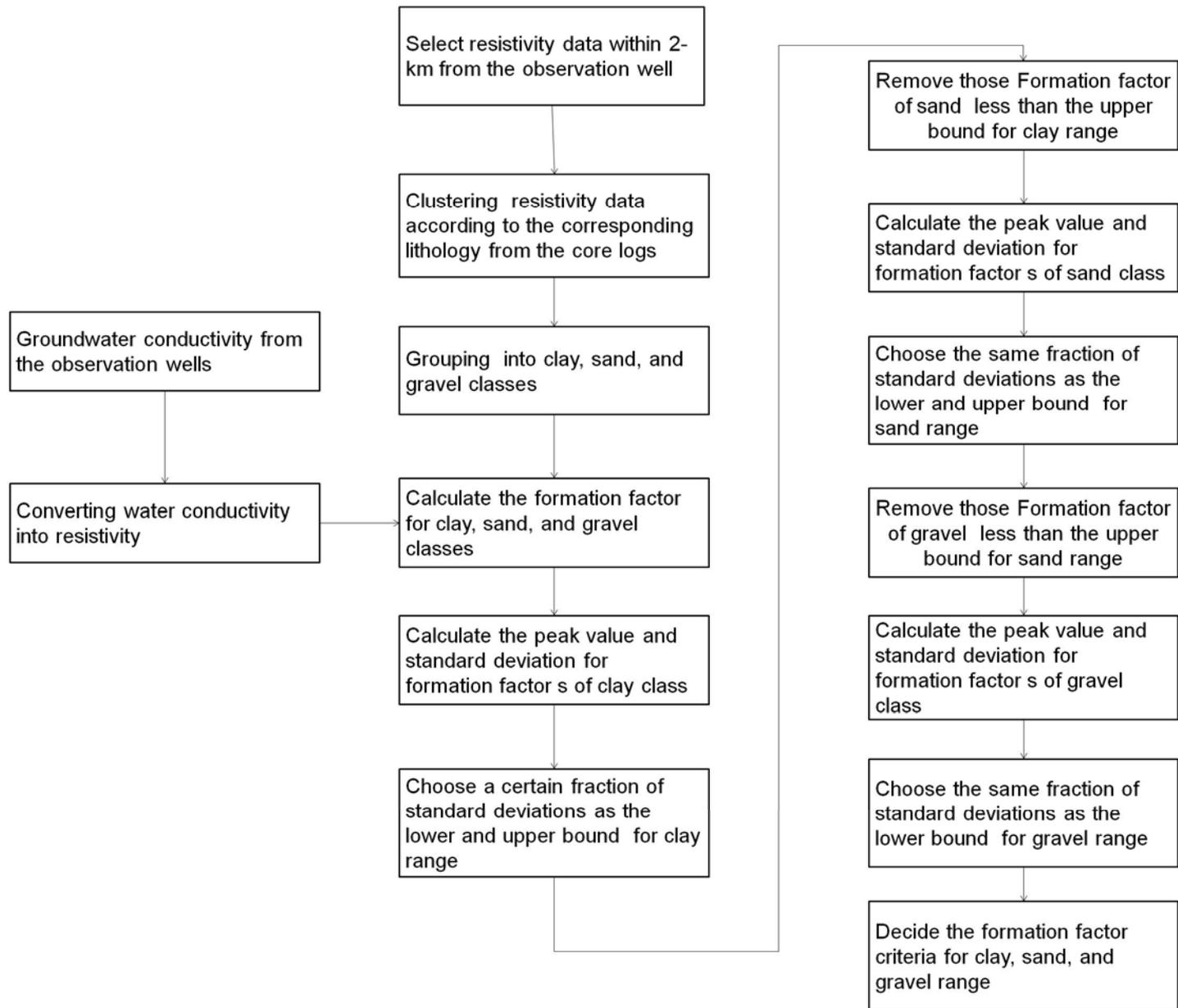
上式中：

$\rho_c$  為黏土電阻率值(bulk resistivity)，

X為地層介質黏土含量體積比，

◆地層因子F，受到孔隙率、地層膠結度、孔隙連通度等影響，反應水文地質性質，因此可以用來作為岩性之轉換參數。並且，可以預期當存在泥質的地層時，地層因子F的質會更進一步降低。因此可以建立F之礫-砂-泥判釋邊界值，自動判釋模型之岩性歸屬。

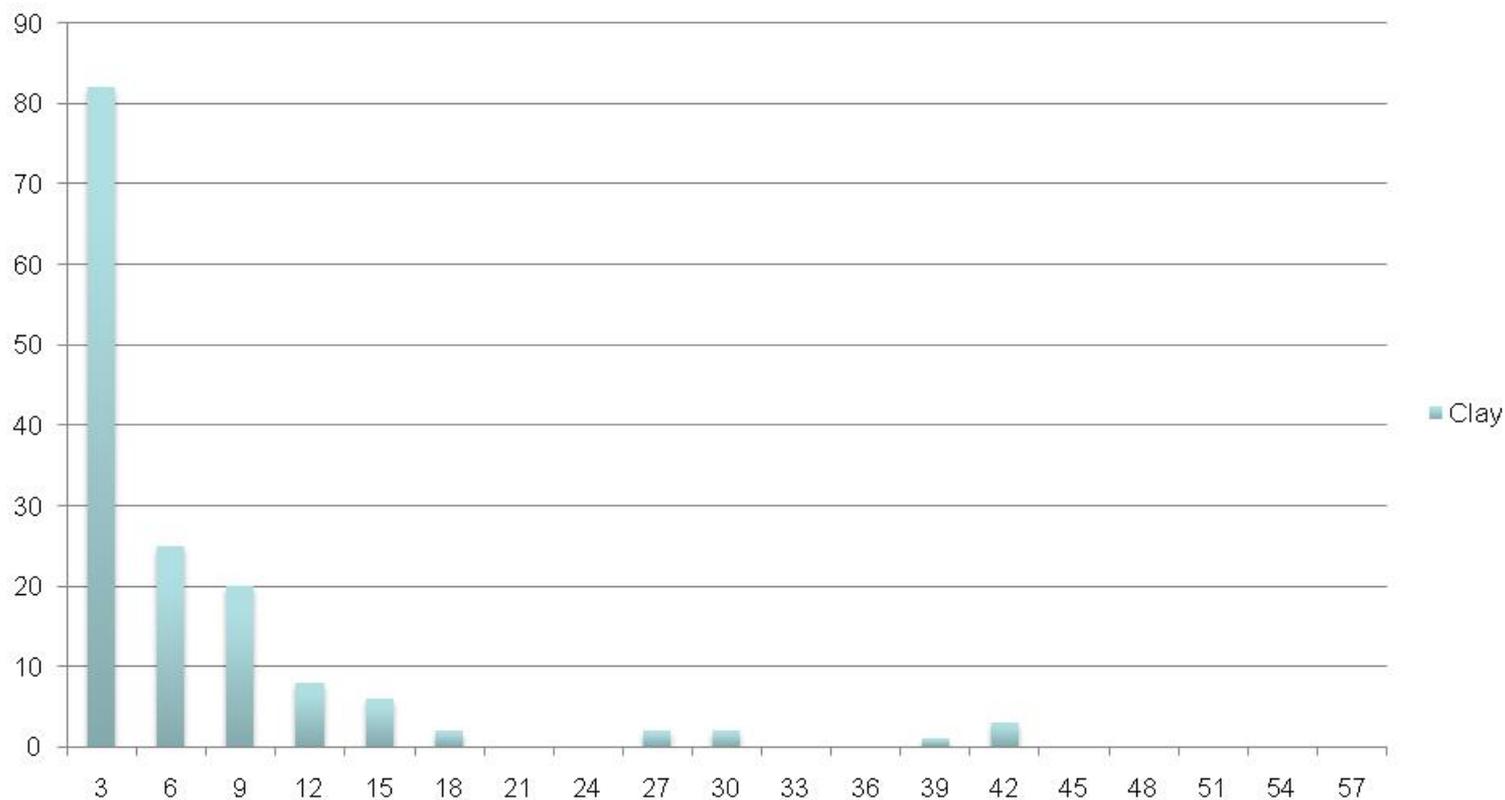
# 利用地層參數，建立礫-砂-泥簡單三維模型之自動判釋邊界值搜尋流程



利用類Parzen window法，進行之地層因子統計分析參數設定資料表

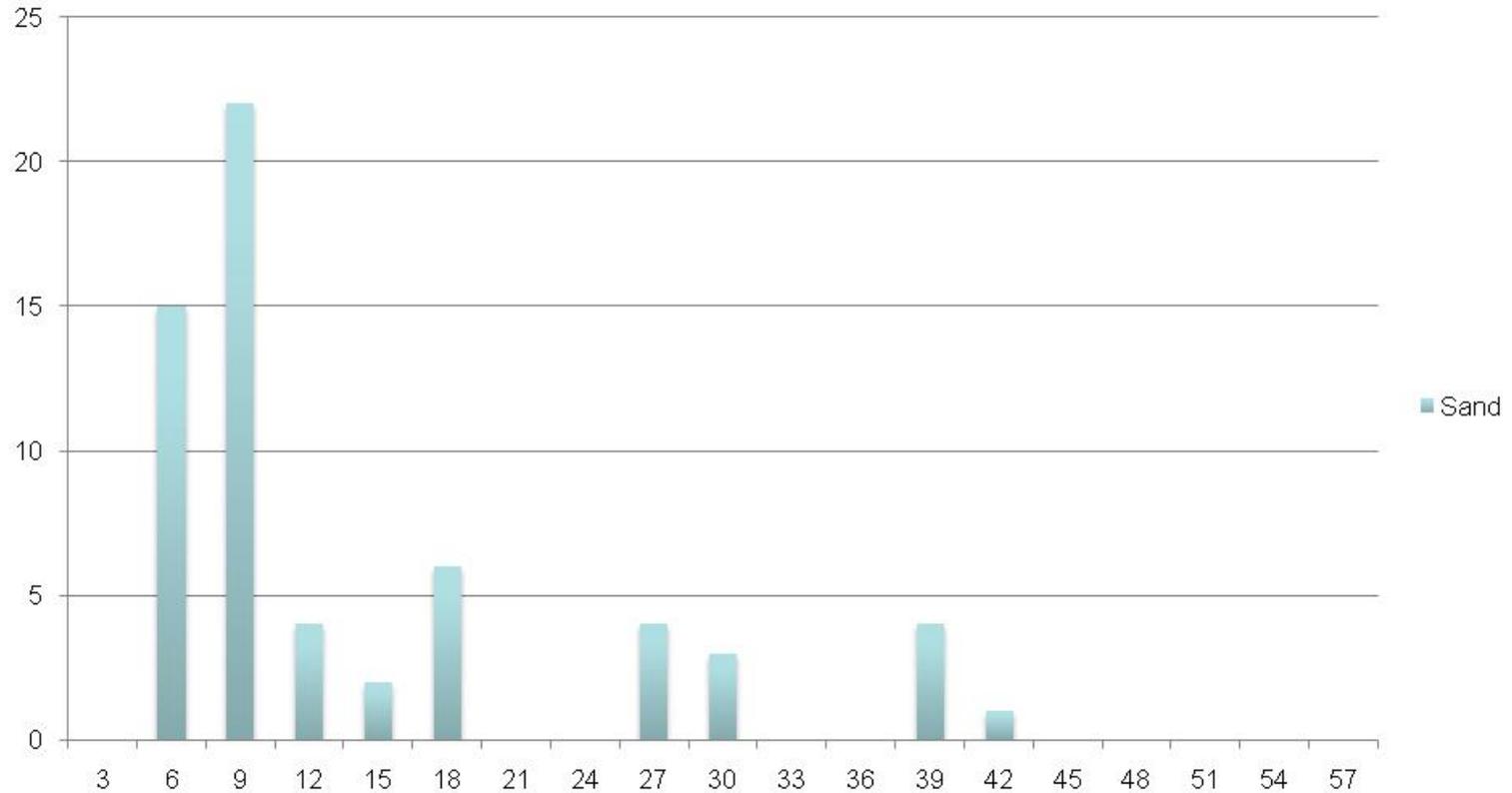
組別	Clay邊界值上限	Snad邊界值上限	資料裝箱間距	標準差倍數
1	4	11	2	0.3
2	4	10	3	0.1
3	5	12	2	0.4
4	5	12	3	0.3
5	6	13	2	0.5

## Clay



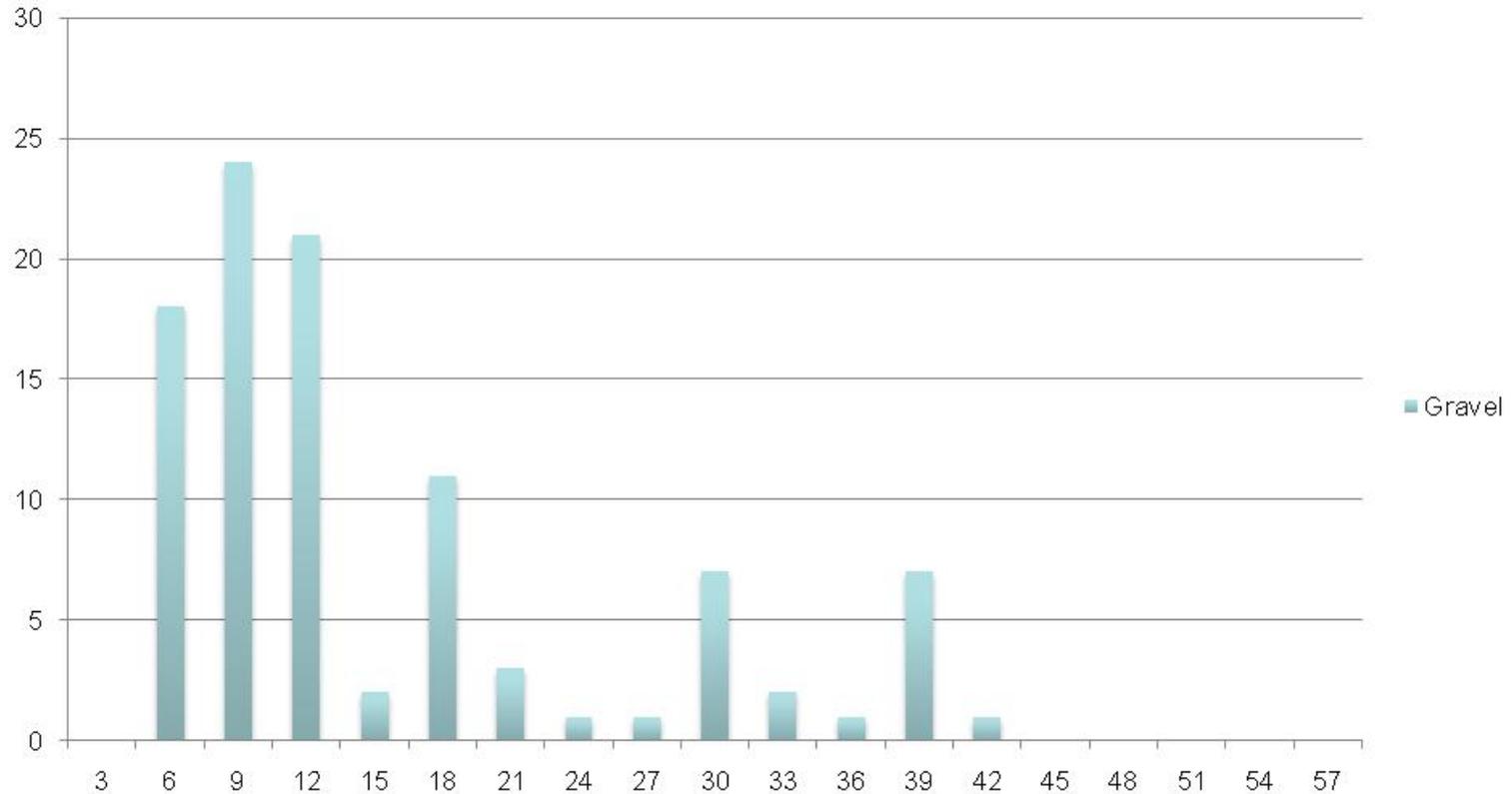
從岩芯紀錄中，統計泥質地層之地層因子F的分佈(橫軸為地層參數，縱軸為個數)

## Sand



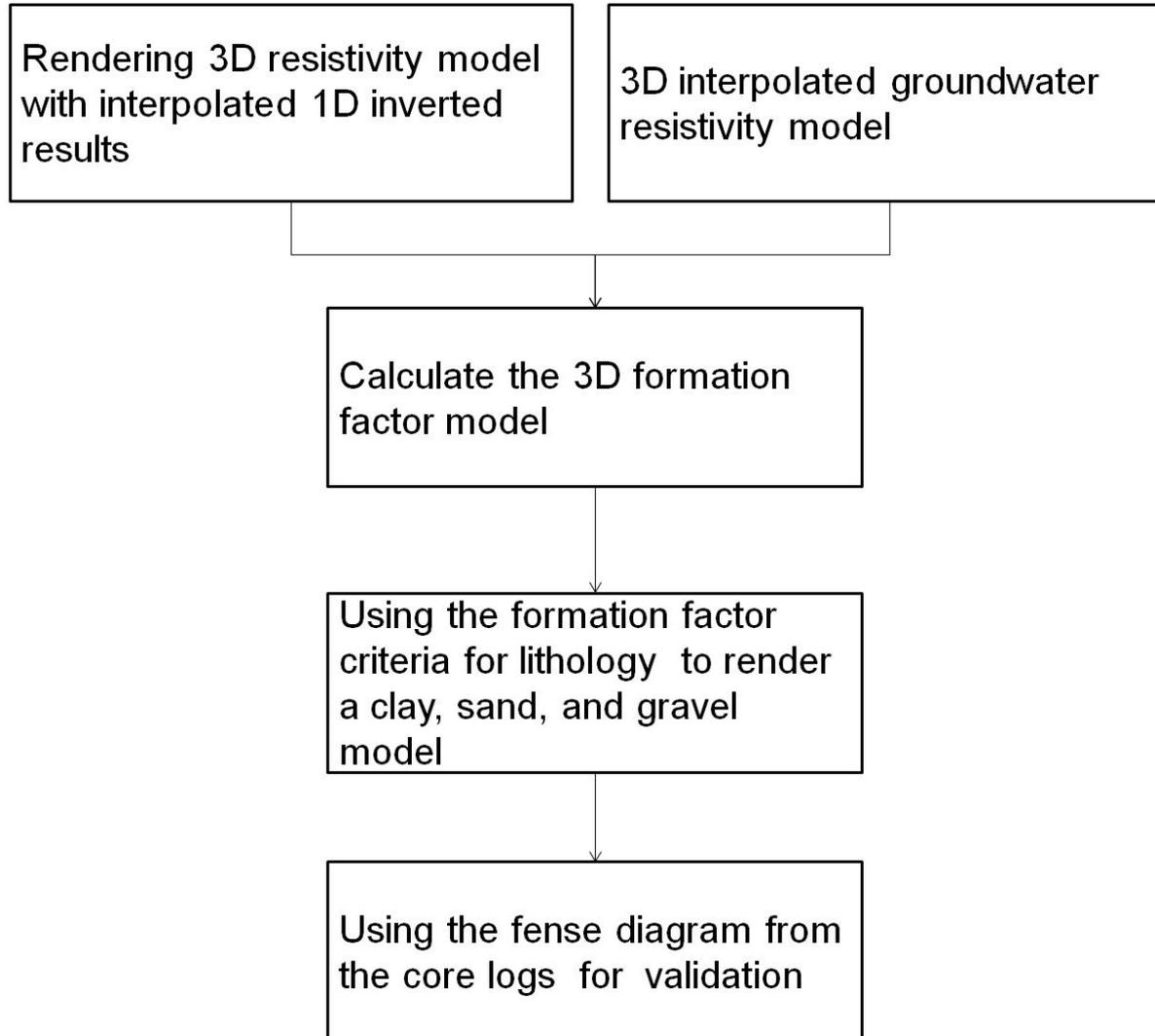
從岩芯紀錄中，統計砂質地層之地層因子F的分佈(橫軸為地層參數，縱軸為個數)

## Gravel

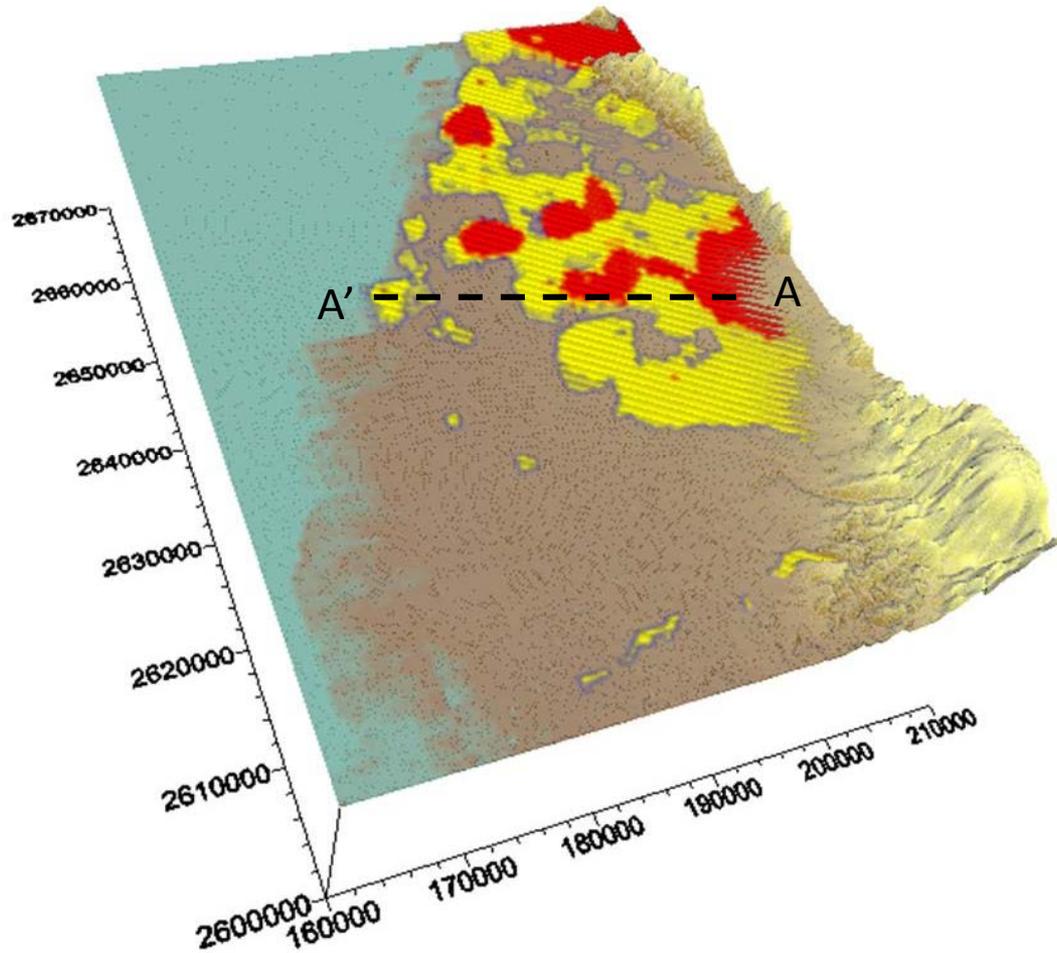


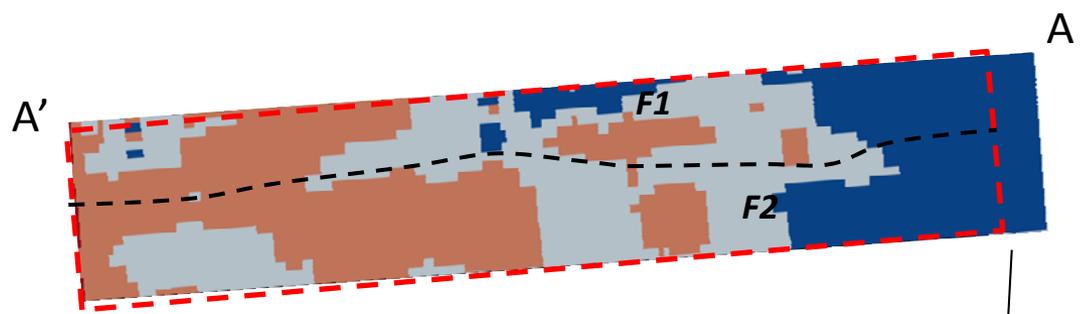
從岩芯紀錄中，統計礫石地層之地層因子F的分佈(橫軸為地層參數，縱軸為個數)

# 建立三維水文地質模型之作業流程

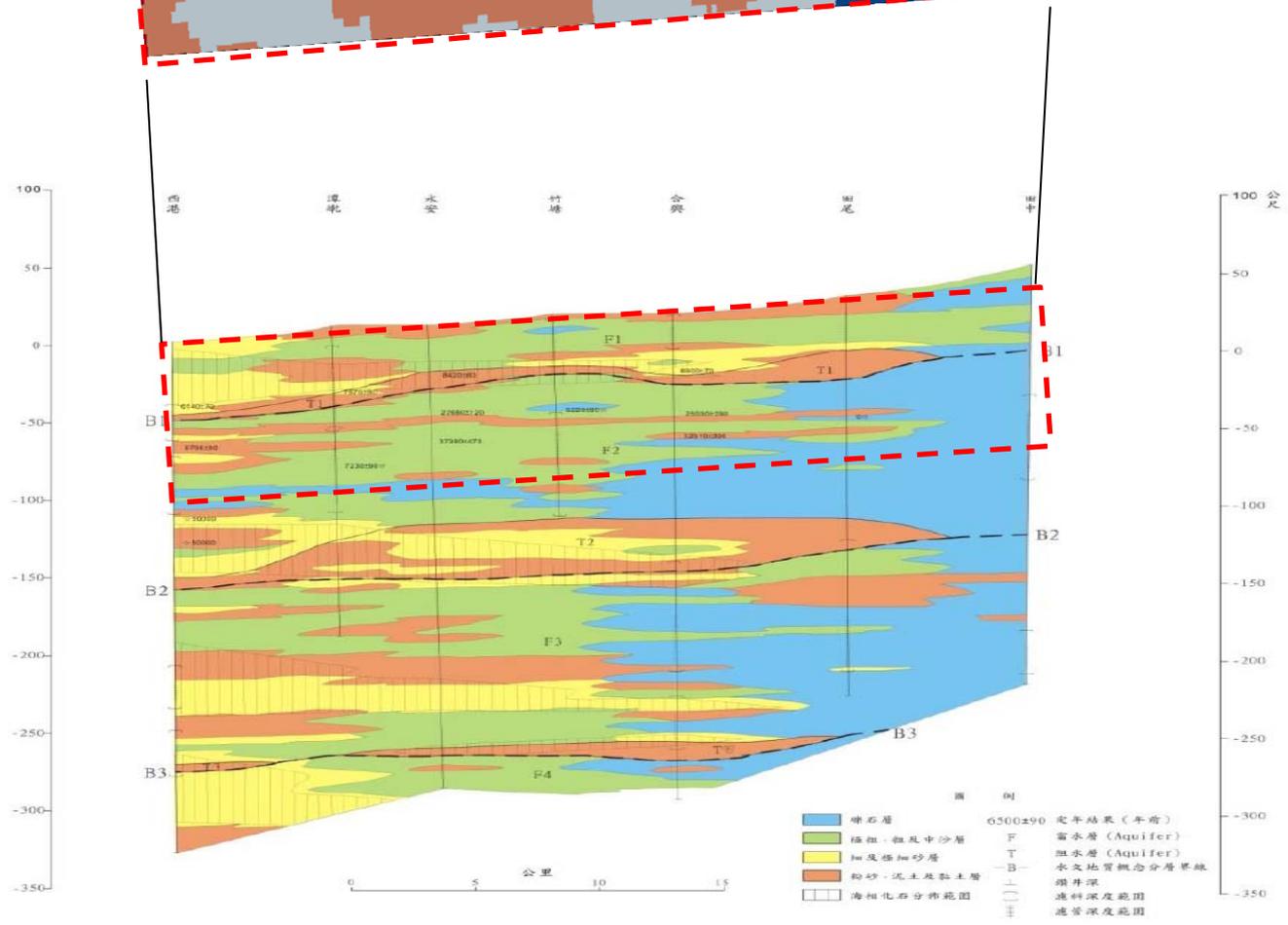


由地電阻資料與岩芯資料統計所建立之濁水溪扇洲網格化岩性表徵模型(紅色區塊顯示礫石層分佈，黃色區塊顯示砂層之分佈)





(本研究表徵岩性模型相當剖面)

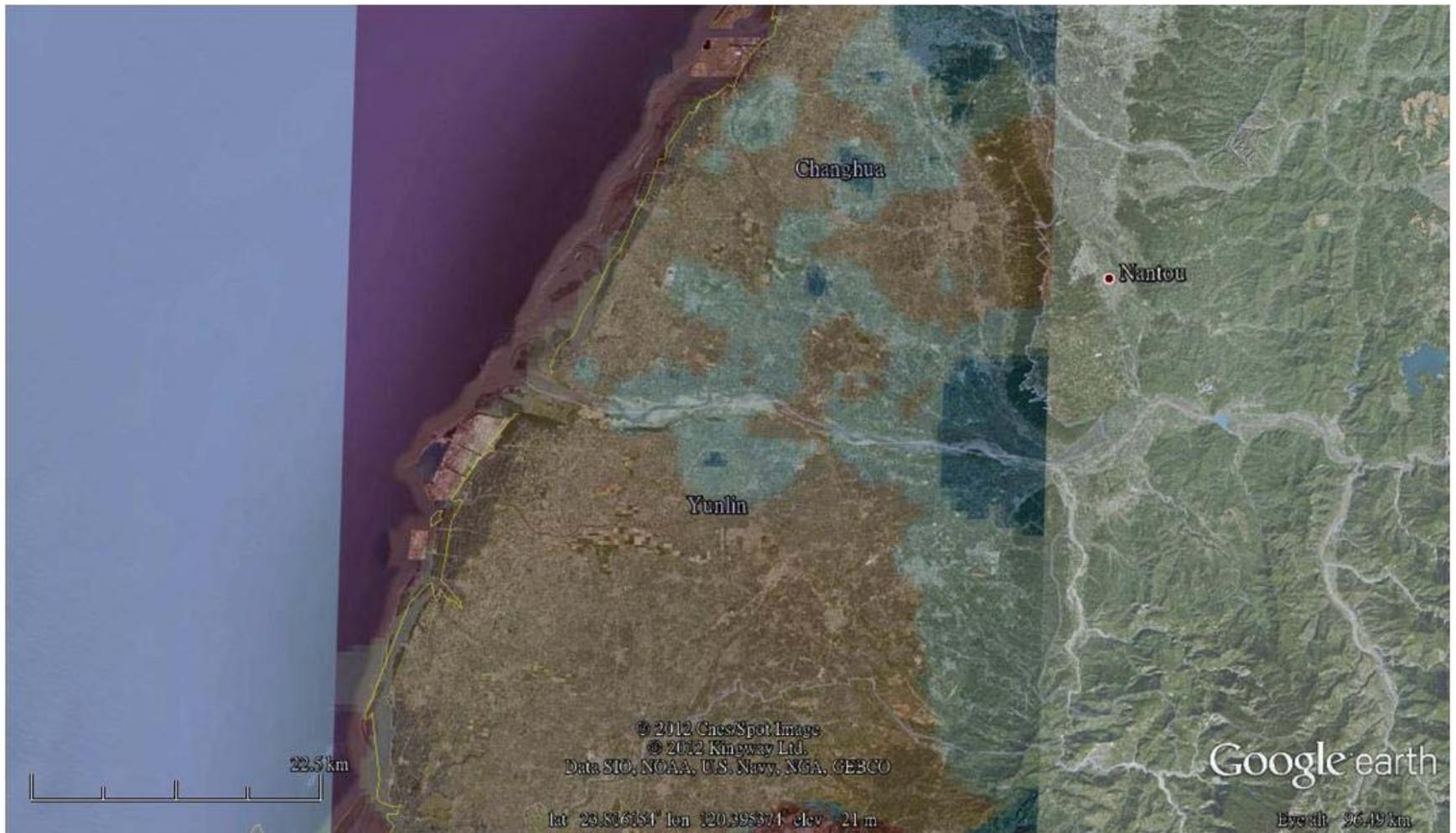


(中央地質調查所，1999)

圖例	
	礫石層
	礫粗-粗及中沙層
	細及極細砂層
	粉砂-泥土及黏土層
	海相化石分佈範圍
	6500±90 定年結果(年前)
	F 潜水層 (Aquifer)
	T 潜水層 (Aquifer)
	-B- 水文地質概念分層界線
	鑽井深
	濾料深度範圍
	濾管深度範圍



濁水溪扇洲之礫-砂-泥岩性表徵模型的近地表水平切面(藍色區塊顯示礫石層分佈，白色區塊顯示砂層之分佈，橙紅色則為泥質地層分布區域):現生沖積扇洲分佈(F1)



濁水溪扇洲之礫-砂-泥岩性表徵模型的40米深度水平切面(藍色區塊顯示礫石層分佈，白色區塊顯示砂層之分佈，橙紅色則為泥質地層分布區域):最大海進期之沖積扇洲分佈(T1)



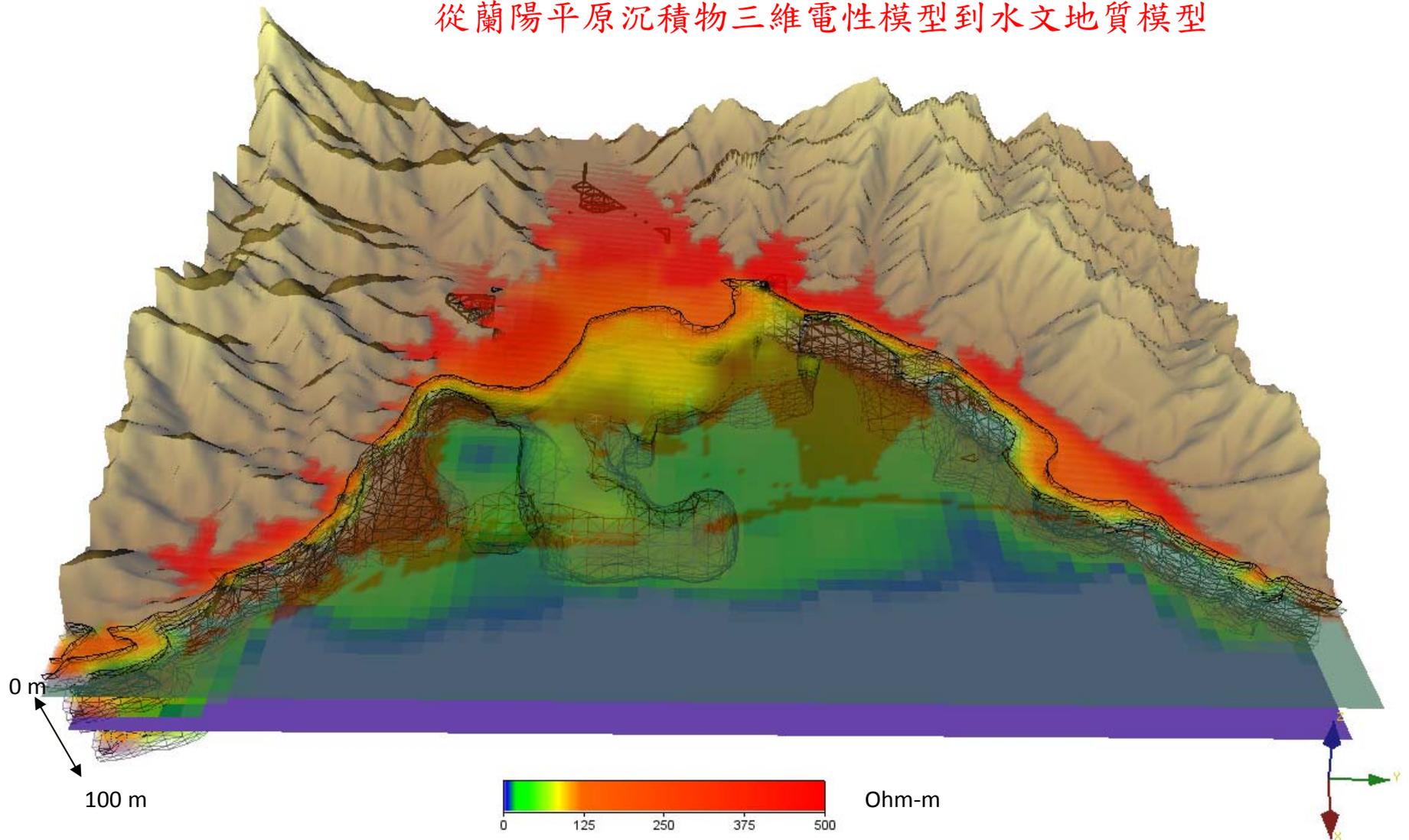
濁水溪扇洲之礫-砂-泥岩性表徵模型的100米深度水平切面  
(藍色區塊顯示礫石層分佈，白色區塊顯示砂層之分佈，橙紅色則為泥質地層分布區域):第二含水層(F2)之沖積扇洲分佈

# 小結

- 水文地質表徵模型來自於岩芯判釋等地質資料與密集的地表地球物理量測資料。利用空間統計或簡單的統計呈現與岩性相關的地質模型。
- 地球物理資料不受有的鑽井空間與經費限制，因此可密集取樣，以反應大區域的地質趨勢，以及局部、小區域的地質非均值分佈(ex. 局部砂礫岩層、河道沉積物)。
- 地層因子F，受到孔隙率、地層膠結度、孔隙連通度等影響，反應水文地質性質，因此可以用來作為岩性之轉換參數。並且，可以預期當存在泥質的地層時，地層因子F的質會更進一步降低。因此可以空間統計或簡單的統計方法，建立F之礫-砂-泥判釋邊界值，藉以自動判釋模型之岩性歸屬。
- 利用地電阻資料計算之地層因子，可以產生一較客觀的網格化岩性表徵模型，然後基於此一岩性表徵模型之基礎，設定各岩性地層對應之水文地質參數限制邊界以及初始值，利用歷史水位資料進行參數檢校，以推估合理之水力參數值。

# 未來工作

從蘭陽平原沉積物三維電性模型到水文地質模型



# 結論

■地球物理資料多為非破壞性量測，因此較不受現有的空間與經費限制，可以密集取樣，其結果與解釋可以反應不同空間尺度的地質趨勢，以及地層的延續性。若進行時序量測，可以協助提供連續的影像與資料，作為推求地層物理參數之工具。

■地球物理方法係屬於間接的量測方法，因此所得到的量測值，需再進一步經過解釋，才能真正反映現地狀況，另外，也需要有限的直接觀察(例如鑽井取樣)，以作為解釋的印證，因此，在沒有直接資料佐證情形下，不建議僅憑單一的地球物理量測獨立作為解釋之用。

■在沒有直接資料作為解釋印證憑據的狀況下，可以藉由兩種以上地球物理方法，利用不同的物理原理方法所得的量測解釋值，交互驗證作為間接的解釋印證。(聯合解釋策略)

■目前的發展，已逐漸由多種物理方法量測→量測結果個別解釋/反演算→聯合解釋的步驟程序作為，轉變為一種物理方法量測→多種物理量→聯合解釋/反演算→聯合解釋的步驟程序作為