

二維地電阻率影像剖面法在地下水測勘上之應用與分析

— 以海岸沙丘下淡/鹹水界面之測繪為例

陳可恭^{1,2}

1. 國立臺灣師範大學 科學教育研究所（博士班研究生）

2. 國立宜蘭技術學院 人科中心（兼任講師）

摘 要

本研究探討「地電阻率影像剖面法」在地下水測勘上之應用，並援引「宜蘭海岸沙丘下淡/鹹水界面之測繪」為例以進行效能分析。經實測並以不同資料解釋法展現二維剖面，結果顯示：

1. 不同解釋法各具特色，可依探測目的選擇使用：視電阻率擬似剖面法，容易獲取，但僅能表達電阻率隨空間變化的概略趨勢；以一維模型為基礎的簡易逆推法，計算較簡，但僅較適用於近似水平地層之測勘；以雙極排列法施測、二維有限元素法逆推，對複雜的地下構造，能展現最佳的解析效能。
2. 實測案例中，可發現：壯圍鄉公館沿岸沙丘之下方，在淺部為電阻率較高的含淡水地層，且其所儲存之淡水體略呈凸鏡構造，此對海水入侵應具「屏障」之效；但在深約 60-70 公尺處，低於 5 歐姆米的等值線幾乎橫貫全剖面，推測此高鹽度的層次應與海水相通；此外，測線上在近魚塢處，其淡/鹹水界面則略見揚昇；諸此現象，均可由所獲取之二維地電阻率影像剖面清楚判讀。

關鍵詞：地電阻率影像剖面法、雙極排列法、二維有限元素法、地下水測勘。

2-D RIP Method Employed in Groundwater Prospecting – a Case Study of Mapping the Fresh/Salt Water Interface under Coastal Dune

Ke-Kung Chen^{1,2}

1. Graduate Institute of Science Education, National Taiwan Normal University

2. Center of Liberal and Science Education, National Ilan Institute of Technology

Abstract

The purposes of this study are to investigate the efficiency of geoelectrical method (2-D RIP) employed in the groundwater prospecting, and to take a case study of mapping the fresh/salt water interface under the dune along the coast in I-lan. The results of this study lead to two conclusions shown as follows:

1. Surveyed by pole-pole array and interpreted by 2-D FEM method can achieve high efficiency in mapping complicated structure such as fresh/salt water interface.
2. The results of the RIP survey across the coastal dune near Gung-guan village indicate that the fresh water body is a form of lens shape. This lens-shaped fresh water body serves as a barrier against seawater intrusion. But at the depth ranging from 60 to 70 meters, the seawater has intruded landward. This can be figured out by the presence of a zone where the resistivity is lower than 5 ohm-m. In addition, the boundary between the fresh and salt water zones rises at the location of fish farm.

Key Words: Resistivity Image Profiling (RIP), Pole-pole array, 2-D FEM, Groundwater prospecting.

緒 言

一. 研究動機與目的

應用地球物理學中的「地電法」(Goelectrical method)，可經由對地球輸入電能，再於地表接收及分析來自地內的響應，以推算地層物質的電性特徵及特殊構造。地電法，根據所欲解析的物理參數(如電阻率、磁導率或介電常數等)之不同，又可分為直流電阻法(DC resistivity method)、暫態電磁波法(TEM)和透地雷達法(GPR)等測勘方式(楊潔豪, 1889)【1】；而其中的直流電阻法，由於便捷有效，故向來常被推薦於沉積地層、工程基址、礦體和地下水資源的調查。在以往，本探測法常以「一維模型」進行資料解釋(Data interpretation)；然而，對於如斷層、破碎帶、坑洞或海水入侵等現象之詳細測繪，此解釋法則有解析能力上的限制。因此，朝向以建構二維模型的進程努力，並研究如何妥善規劃測線與處理資料，以獲取理想的電性構造解，這已成為探討複雜地質構造之電性特徵的必然取向(Shima and Kamiya, 1993)【2】。

宜蘭平原，位臺灣東北，環山面海，體系完整。臨海地區，平行於海岸線分佈標高約十餘公尺的沿岸沙丘，是本區相當特殊的地形景觀。沙丘地形，因為走向南北，故在陸地與海水間形成一道自然防堤，並阻擋了地面水系直接流出海洋(張智欽, 1995)【3】。然而，此透水性良好的沙丘堆積物加上蘭陽地區的多雨，是否也因而能促使沙丘得以在其下方形成「淡水障壁」(Fresh water barrier)以阻絕海水入侵，這是一個頗具趣味且饒富意義的研究課題。

基此，本研究援引地電法中的「地電阻率影像剖面法」(Resistivity Image Profiling, RIP)，針對宜蘭壯圍沿岸沙丘，嘗試改良野外施測方式，並使用不同模型進行資料解釋，以描繪沙丘下方之電性地層形貌。期達成下列目標：(一)分析並比較各種解釋法的效能；(二)剖析沿海沙丘下之電性地層分佈及淡/鹹水界面型態；(三)同時，期望能對環境地質、地下水控管及鄉土保育的研究，提供些許參考資料。

二.文獻回顧

「直流電阻法」，是電性地層學研究上的重要方法，其技術已相當成熟。但是，此法的應用，在以往大多採「垂直電探法」配合一維模型的資料解釋做為主軸，即使在沿海地區進行地下水調查時亦是如此；例如，Hagemeyer and Stewart (1990)〔4〕、游志毅(1992)〔5〕、陳可恭等(1996)〔6〕。至於，二維地電阻率影像剖面法，自從由 Shima and Kamiya (1993) 參考 Coggon (1971) 的「有限元素模型」〔7〕和 Stefanescu and Stefanescu (1974) 的「Alpha 中心法」(Alpha center method) 所研發的資料處理系統〔2〕及 1996 年由 Loke and Barker〔8〕所發展的逆推技術被提出之後，此測勘法即常於實際作業中被推薦使用。然而，諸此方法，雖均能方便有效地提供地電測勘的資料解釋；但採用此二維模型配合改良式的「雙極排列法」施測，並同時使用不同的逆推法進行結果比對，以剖析像海岸沙丘下地下水分佈之類的特殊電性構造，則罕見於相關文獻。故本研究擬嘗試為之。

此外，有關本文目標探測區(宜蘭海岸沙丘附近)之相關研究：1992 年張政亮曾對此南北縱走的沙丘地形之成因、型態與組成物質進行探討，並指出其在蘭陽溪以北的寬度約為 500 公尺，標高超過 10 公尺的範圍不大；溪口以南，寬度則有超過一公里者，而高度也多在 10 公尺以上；張同時亦對沙丘地形的保護提出呼籲〔9〕。在水文地質方面：劉聰桂等(1992)曾以 ^{14}C 放射性定年法探討地下水系、地下水年代與流速及海水污染的情形〔10〕；接著，彭宗仁(1995)則以穩定碳氫氧及放射性碳氫之環境同位素的組成，分析本地地下水的來源，並指出沿海地區養殖區近期水的入滲不是單一的水體來源，而其中應包括沿岸海水、養殖池的半淡鹹水以及附近地區受過蒸發作用的淡水等〔11〕；張智欽(1995)則曾以水利局、水利會、省自來水公司、省公路局第四工程處、中央地調所等單位之鑽探資料及縣政府水利課列管之鑿井記錄，進行有系統的蒐集與整理，並進行抽水試驗及水質分析，且對地下水流路、水質狀況及適當的開發區與開發量等亦有所討論；同時對沙丘地形在地下水保護所扮演的角色並有正面評價，指出由於沙丘的淘選度佳、透水性好，在多雨的宜蘭地區不僅阻擋各地面水系流往太平洋，也因其為地下水補助區而形成地下分水嶺，成為淡水障壁；故此沿岸沙丘除了能使宜蘭平原的地下水豐富，同時也防止了海水入侵〔3〕。本研究，擬以上述的相關文獻為基礎，從地球物理的面向，藉由二維地電阻率法的應用，對沿海地區之淡/鹹水界面型態與水質狀況做進一步的探討。

研究方法

直流電阻法，是地球物理探勘的地電法中的一種，其藉以界定地層物質分佈的物理參數係電阻率（電導率之倒數；單位：歐姆米，ohm-m）。由於，地層物質的電阻率與其組成礦物的種類、岩理、膠結度及含水狀況等因素有關（陳平護，1987）〔12〕；而在沖積層中，一般而言又與組成物粒度、含水量及地層水鹽度之關係最為密切（以宜蘭平原為例，地層物質與電阻率的關係，經實測結果大致如表 1 所示〔6〕）。由此可知，只要能求得電阻率的空間分佈，便可追蹤地下物質之分佈及地下水界面之型態。

目前，直流電阻法中，使用得較普遍的測勘方式有「垂直電探法」（Vertical Electrical Sounding, VES）和「地電阻率影像剖面法」（Resistivity Image Profiling, RIP）。前者，常用於一維構造之研究，其理論、施測及資料處理技術，均已發展得十分成熟。後者，則於近來常被嘗試於二維構造之測勘，但由於所需觀測資料量較大，逆推計算較繁，因此使用時須先對施測目標深入掌握，並細心安排測線及選擇理想逆推法，方可事半功倍地獲取最佳的解釋。為便於後文討論，茲對本法之背景理論及所引案例之實測流程略作敘述：

一.理論簡述

直流電阻法之工作原理，如圖 1 所示係經由一對電極（電流極 C_1 與 C_2 ）將直流或低頻交流電通入地層中，以建立一人為電場，並在地表利用另一對電極（電位極 P_1 與 P_2 ）量測電位差 ΔV ，以做為計算電阻率的基礎資料；由於此電位差除了與通入地層的電流強度有關之外，也與電極間的幾何關係（如間距大小）及地層的導電性相關，故藉由一系列的量測，便可獲取以不同深度的地層為主要響應來源的訊號（大抵，電極展距越大，則能獲得越深層的訊號）。

由於，在一電性均質之半空間介質中，由點電流源通以強度 I 的電流，則距離為 r 的任一點之電位為 $V = \rho I / 2\pi r$ ；因此，假設由 C_1 與 C_2 通入電流，則由 P_1 與 P_2 所量測的電位差值 ΔV 應為：

$$\Delta V = V(r_{11}) - V(r_{12}) - V(r_{21}) + V(r_{22}) = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{21}} \right) - \left(\frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{22}} \right) \right] \quad (1)$$

式中： ρ 為介質的電阻率； r_{ij} 為 C_i 電流極與 P_j 電位極之間的距離。式（1）可縮寫成

$$\rho = G \frac{\Delta V}{I} \equiv \rho_a \quad ; \quad G = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{21}} \right) - \left(\frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{22}} \right) \right]^{-1} \quad (2)$$

其中 G 表幾何因子 (Geometric factor) , 僅與電極的幾何位置有關。因此, 若測得 ΔV 、 I 及電流極與電位極的相對位置, 便可算出任意四極排列下的電阻率。然而, 真實地層並非電性均質介質, 所以此值通常並不是地下地層之實際電阻率, 而是代表「對應於某一電極排列幾何之下, 所有電性地層的綜合效應」, 故稱之為「視電阻率」(ρ_a ; Apparent resistivity) ; 至於實際電阻率之空間分佈, 則須以此觀測資料為基礎, 經逆推處理方可求得。

基本上, 欲獲取複雜構造的地電阻率影像剖面, 須使用二維逆推 (2-D inversion) 處理, 才能獲得較佳的電性構造解。本研究作逆推時, 在非均質空間中, 電位和視電阻率理論值的順向演算, 假設電阻率垂直於主構造 (y 軸) 的方向呈二維分佈, 並採「二維有限元素法」進行演算 [7,13] : 當地表有一點電流源時, 由「歐姆定律」(Ohm's law) 知電流密度 J 、電導率 σ 與電場 E 之間的關係為 $J = \sigma E$; 而整個空間的總功率 Ψ_T (Total power) 可分成場功率 Ψ_F (Field power) 與電流源功率 Ψ_J (Current source power) , 且

$$\Psi_T = \Psi_F + \Psi_J = \int_V \sigma E^2 dv + \int_V 2J_s E dv \quad (3)$$

由此關係, 將上式作「傅氏餘弦變換」(Fourier cosine transform) , 再利用有限元素的原理將地下構造分割成有限個極小的元素, 據此即可作視電阻率的順向計算。然後, 便可逆演與野外觀測資料匹配最佳的理論模型解 (董倫道, 1988) [14] 。

二. 施測方式與資料處理

(一) 施測方式 - 雙極排列法

直流電阻法, 野外施測須視測勘目標及地形地物等況, 安排最合適的電極排列方式。本研究, 對海岸沙丘下方地下水分佈形貌的測繪, 二維剖面觀測資料的獲取, 採「雙極排列法」(Pole-pole array) 為基礎, 再作修改 (詳於成果探討) 。如圖 2 所示, 係將 C_2 電流極與 P_2 電位極, 固定於離欲探測剖面極遠處, 此時式 (2) 中的 r_{21} 、 r_{12} 、 r_{22} 值極大, 故稱為雙極排列法。施測時, 於欲探測剖面上以等間距 a 一次佈置多支電極棒, 再逐次切換更替。本研施測開始時, 如圖 3 所示, 先以第 1 支做 C_1 電流極, 第 2 支、第 3 支.....第 $N+1$ 支逐次做 P_1 電位極 (分別標以 P_1^n ; 且 $r_{11} = C_1 P_1 = na$; $n = 1, 2, 3, \dots, N$; N 為設定之目標測深參數) , 如此, 便可測得由第一支電極棒做 C_1 電流極之由淺而深的地層訊號; 接著, 改由第 2 支做 C_1 電流極, 第 3 支、第 4 支.....第 $N+2$ 支, 逐次做 P_1 電位極, 此時可得到以第 2 支做 C_1 電流極的地層訊號。然後, 依此方式, 由第 1 支至倒數第 2 支電極棒依序更換做為 C_1 電流極, 便能獲得整個剖面的地層之電性響應。採如此安排, 由於

所有電極棒均以一相同間距 a 一次佈置，再逐次更替電極，因此可快速而便捷地獲取大量的野外觀測資料。

(二) 資料處理 - 二維剖面之獲取

1. 檢視原始資料及繪製視電阻率擬視剖面圖 (本作業於施測現場直接進行) :

- (1) 檢視電位差/電流 ($\Delta V/I$) 衰減曲線 - 為確保原始觀測資料的良好且完整，在野外於施測後，立即以 ($\Delta V/I$ 之對數值) 為縱軸 (C_1P_1 電極間距 na) 為橫軸，用攜帶式電腦繪製關係圖，並檢視其合理性，若資料不良 (相交過多) [2]，則針對此等資料點所對應的特定電極排列重行施測。
- (2) 根據各電極棒座標值，將地形起伏的效應作修正，並以觀測資料繪製「視電阻率擬視剖面圖」，俾利初步判讀 (方法詳於成果探討)。

2. 逆推解釋 :

- (1) 簡易 (一維模型) 逆推法 : 類似垂直電探資料以慣用「多層模型線性濾波法」 (Linear filter multilayer inversion) 為順演基礎，進行一維逆推 (Ghosh, 1971 ; O'Neill, 1984) [15,16]，然後，再將所有結果合併成二維剖面。此法，計算較簡，速度較快，但僅適用於近乎水平的層狀地層。
- (2) 二維有限元素逆推法 (2-D FEM inversion method) : 二維逆推由於同時考慮的參數極多，運算較費時費事。而本研究採本逆推法時，其中逆演係使用「Powell法則」，過程中不重複計算雅氏矩陣 (Jacobian matrix) 但同時兼具「Steepest Descent法」的穩定收斂與「Quasi-Newton法」的快速收斂之優點，可大幅提昇資料處理效率 [8,13]。

三. 測勘實例 - 應用地電法進行地下水調查

(一) 使用儀器 :

使用 McOHM-21 型電探儀施測。此儀器最大輸出電壓為 200V，最大輸出電流 400mA，電位差靈敏度可達 $6 \mu V$ ；可設定電流強度、濾波及疊加次數等參數；並有一螢光幕可在工作時直接顯示電流輸出值與電位差量測值及各項設定，即時監控十分方便。

(二) 施測場址 :

為檢視二維地電阻率剖面法解析效能，並剖析臨海地區地下水分佈形貌及海水入侵的問題，本研究於宜蘭縣蘭陽溪口北側，壯圍鄉公館附近南北向沿岸沙丘上，規畫兩條垂直於海岸線之雙極排列法的電探測線，並銜接成 PP' 剖面 (圖4、圖5)。

(三) 測線安排與施測流程 :

如圖4 所示，兩測線略呈東西向，首尾銜接可成一橫越沙丘的二維剖面（圖5）。施測時，兩條測線均採電極間距 $a=6$ 公尺； C_1P_1 由6公尺（ $a=6$ ）逐次增加至90公尺（即設定之目標測深參數 $N=15$ ； $Na=15\times 6=90$ ），亦即探測深度約可達90公尺。其中，測線一：採48頻道施測，長度282公尺（ $6\times 47=282$ ），1號電極棒與海岸線相距85公尺，沙丘最高點（標高14公尺）約在中間的22與23號電極位置附近，全線計獲得觀測資料600筆；測線二：接於測線一之後，以32頻道施測，長度186公尺（ $6\times 31=186$ ），計獲資料360筆，其1、2、3.....8號電極棒分別與測線一之41、42、43.....48號電極棒的位置重複，以便剖面銜接並相互檢驗。如此，銜接兩條測線計可獲得總長426公尺，有932個資料點分佈的二維剖面 PP' 。為保持相同的接地條件，避免造成誤差，更換測線時並未移動遠極（ C_2 、 P_2 ）位置。 C_2 、 P_2 分別置於測線兩側垂直距離約700公尺處。相對於測線一之1號電極棒的（ x,y,z ）座標為 $C_2 = (-60,-700,3)$ ， $P_2 = (-60,750,3)$ ；相對於測線二之1號電極棒的座標為 $C_2 = (-150,730,3)$ ， $P_2 = (-150,780,3)$ 。（註： $x(+)$:向東； $y(+)$:向北； $z(+)$:向上。）

成果探討

一.實測結果剖析 - 資料解釋與效能比較

（一）視電阻率擬似剖面的獲取與應用

逆推前所得的視電阻率，雖非地層電性真實分佈，但無論對初步判讀或對後續逆推演算提供「初始模型」（Initial model），都具有參考價值。雙極排列法，因 C_2 與 P_2 極均置於距 C_1 與 P_1 甚遠處，且 C_2 與 P_2 也相距甚遠，亦即 $1/r_{21}$ 、 $1/r_{12}$ 、 $1/r_{22}$ 極小，故式（2）便可簡化為：

$$\rho_a = 2\pi r_{11} \frac{\Delta V}{I} = 2\pi C_1 P_1 \frac{\Delta V}{I} = 2\pi na \frac{\Delta V}{I} \quad (4)$$

將上式計算所得的每一視電阻率值，分別標示在所對應的 C_1 與 P_1 中點下方深 na 的位置，同時將 n 相同（即施測時 C_1 與 P_1 極間距相同）的視電阻率排於同一橫列（即標示於同一深度），再將 $n = 1,2,.....$ 的值依次往下排列於如圖3與圖5中的黑點所示位置，並繪製等值線圖，即成如圖6(A)之「視電阻率擬似剖面圖」（Pseudosection of apparent resistivity），如此便可窺得地下電性構造的大致形貌及電阻率變化的概略趨勢。圖6(A)係由本研究兩條雙極排列測線所獲之梯形剖面銜接而成，在水平座標 $x = -240$ 至 $-282m$ 為銜接處；採如此設計，除可增進資料點的完整之外，更可藉重疊區域相互檢驗觀測值及理論計算值之可信度。經

檢視原始觀測資料及擬似剖面可發現，除代表極淺層反應的短展距測值之外，視電阻率幾乎均隨 C_1P_1 展距 n_a 的增加而變小；可見，真實地層電阻率的分佈亦應隨深度的增加而變小。當 n_a 值達72-84公尺時，視電阻率低至2-3歐姆米；由此可推測，測線下方稍深處地下水之鹽度勢必極高，甚至與海水相當。

(二) 逆推解釋與結果比較

如前所述，地電測勘資料需經逆推處理才能獲得最後之電性構造解。本研究經嘗試使用不同的計算法則進行資料處理，分獲如下結果並可相互比較：

1. **簡易（一維模型）逆推：**以本研究的方法佈置電極棒施測，一條測線可同時獲取數量龐大的觀測值，若將其適當重組，則可形成相當於若干緊鄰排列之垂直電探測點的資料組。如果，再使用水平多層模型及線性濾波器法進行簡單逆推，則對近乎水平分佈的電性地層應可有良好的解釋結果。本研究，將兩條測線的觀測資料，使用此法分別計算，並將結果銜接為圖6(B)的剖面。可見，電阻率具「向深部遞減」的變化趨勢，且小於30歐姆米的各等值線在沙丘正下方有下凹的現象；殆由於此處儲存較多淡水且其下界比它處較深之故。而5歐姆米的等值線深度大約出現在80公尺處，此深度應屬鹹水。此外，從剖面可發現，電阻率在水平方向的短波長變化效應相當明顯；推測係因真實地層並非如模型所設之水平分佈所致。倘若，嘗試使用二維逆推法，應可改善解釋結果。
2. **二維有限元素法逆推：**兩測線的觀測結果，分別以「二維有限元素法」進行逆推解釋，各可得798及496個分佈於探測剖面上的電阻率計算值。經繪製等值線並將其合併後，便可得如圖6(C1)及圖6(C2)的二維地電阻率影像剖面PP'。由圖中可發現，在二測線重疊之銜接處（ $x=-240$ 至 $-282m$ ），等值線的連貫仍十分良好，可見二測線個別逆推的結果均具相當可信度。由解釋剖面顯示：除接近地表因受局部乾濕和地形地物的影響電阻率的變化較大之外，大體而言電阻率乃隨深度之增加而遞減，在深約80公尺處可低至3歐姆米。較特別者，電阻率低於30歐姆米的各等值線，幾乎成一向下之凹槽，與其上部整體視之頗像一凸鏡體，推測應有相當多的淡水儲存在此沙丘構造及其後背區域。本剖面所在的位置，由宜蘭地區平均地下水流網圖視之，應有地下淡水在此地流入海洋〔3〕，因而臨海下方的水體分佈形貌、淡/鹹水間的交互作用型態及沿岸砂丘之於抑制海水入侵所扮角色，頗值探討。

二. 應用電阻率影像剖面進一步探討海岸沙丘下之淡/鹹水界面型態

臨海地區淡/鹹水之理想分佈形貌，由流體靜力平衡原理 $\rho_s g z' = \rho_f g (z' + h_f)$ ，可獲如圖7(A)之「Ghyben-Herzberg剖面」(Todd, 1980)〔17〕，其中 ρ_s 和 ρ_f 分別為鹹水和淡水密度； g 為重力場強度； h_f 為陸地上地下水面在海平面上的高度； z' 是淡/

鹹水交界面的深度。由此關係可知，若以平均 $\rho_s = 1.025 \text{ g/cm}^3$ 、 $\rho_f = 1.000 \text{ g/cm}^3$ 而言，則典型的 z' 應等於 h_f 的四十倍（即 $z' = 40h_f$ ）；亦即淡水體在平均海平面之上的高度和之下的深度，在任意地點均應保持 1:40 的關係，故超抽一公尺之淡水將會使淡/鹹水的界面升高四十公尺。但是，由於當淡水沿著淡/鹹水界面向上移動時，水層會產生垂直分流，所以實際情形並不像上述方程式所假設的那般簡單。若考慮此等因素，並對交界面的形貌作進一步的討論，則可知淡/鹹水界面的深度應如 Glover (1964) 所述的，以下式的型態存在【18】：

$$z'^2 = \frac{2\rho_f qx'}{\Delta\rho K} + \left(\frac{\rho_f q}{\Delta\rho K}\right)^2 \quad (5)$$

式中： $\Delta\rho = \rho_s - \rho_f$ ； q 為海岸線單位長度的淡水流量； K 為水力傳導係數（Hydraulic conductivity）； x' 、 z' 為相對於海岸的座標（ x' 向陸側為正， z' 向下方為正）。如此，可得地下水面的高度 h_f 、淡水滲流進入海洋的寬（厚）度 x'_0 、及 $x'=0$ 處淡/鹹水交界面的深度 z'_0 ，應分別為： $h_f = (2\Delta\rho qx' / (\rho + \Delta\rho K))^{1/2}$ ； $x'_0 = -\rho_f q / 2\Delta\rho K$ ；及 $z'_0 = \rho_f q / \Delta\rho K$ 。本研究，唯因缺乏 q 與 K 的實徵資料，故無法作數量上的計算。但若以逆推解釋所獲的剖面輔以上述的數學式，則可對地下水分佈及界面型態進行定性分析與描繪。

事實上，當淡水沿著淡水與鹹水之間的交界面向上移動時，因受含水層產生垂直分流及潮汐作用等擾動因素的影響，如上所述的清晰界面亦不太可能真正出現，取而代之的，是淡水與鹹水間會有一如圖 7(B) 之「過渡帶」（Transition zone）產生【17】。本研究，圖 6(C2) 剖面之 $x=0$ 處與海岸線的水平距離為 85 公尺，從 $x=-40$ 至 -360m 處電阻率低於 30 歐姆米的各等值線有下凹的現象，其上電阻率較高的部分略成凸鏡狀。推測可能由於沙丘物質透水性甚佳，在其後背區域可儲存相當多的淡水，而使 $x=-120$ 至 -320 m 處淡/鹹水界面較它處為深——故抑制海水入侵的「淡水障壁」（Fresh water barrier）現象隱約可見；而即使在晚近，於沙丘後背濕地的淺部仍可抽取淡水。據張智欽（1995）稱，其曾利用位於本研究場址稍北之沙丘上的過嶺國小舊址之觀測井連續抽水三小時，地下水導電度仍未見明顯上升【3】；此與本研究的結果相當吻合。由於，此處亦為宜蘭平原地下水集中出海的地方，故在靠海側，應會形成如前所述之具「過渡帶」的分佈型式，此由 5-30 歐姆米的各等值線在 $x=0$ 至 -100m 處的向右上分佈可見。全剖面在較深處其電阻率可低至 1.6 歐姆米，無疑地其所對應之深度的地層水鹽度必然極高。5 與 10 歐姆米等值線幾乎橫貫全剖面，可見應與海水相通，唯在 $x=-380$ 至 -400m 處呈現抬升現象，研判係地下水位面較低所致，由於此處在測線垂直方向相距 30 公尺處即有大面積魚塢，是否與其相關，則有待深入研究。

此外，為檢驗二維解釋結果，本研究特別在沙丘上較平坦之 $x = -360\text{m}$ 處，使用另組儀器（McOHM），以「施蘭卜吉法」（Schlumberger array）平行沙丘走向展開測線進行垂直電探（VES）。結果當半展距 $AB/2$ （亦即 $C_1C_2/2$ ）達50公尺後視電阻率即呈現急降，在200公尺時則低至2.5歐姆米。逆推結果亦顯示，除了淺部顯示電阻率較高之外，在深40-50公尺處則可低至4.9-1.5歐姆米。由此可見，目標探測區經採兩種測勘法（VES及RIP），進行交叉校比對，結果均相當一致，故資料效度應可信賴。

結 論

- 一.地電測勘，依探測目的妥善規劃施測方式，可省時省力地獲得良好的觀測資料；同時，不同的資料處理法亦各具特色：
 - 1.視電阻率擬似剖面法 - 容易獲取；但未經嚴謹理論計算，故僅能表達概略狀況。
 - 2.簡易逆推法 - 以一維逆推為基礎，計算較簡；但僅適用近似水平的地層。
 - 3.二維有限元素法 - 將空間切割為小元素，可考慮地形效應，對複雜的地下構造亦能有良好的解析效能。
- 二.實測案例，經以雙極排列法施測，二維有限元素法進行逆推，由所獲之地電阻率影像剖面可研判，宜蘭壯圍鄉公館之沿岸沙丘之下方，在淺部為電阻率較高的含淡水地層，且其所儲存之淡水體略呈凸鏡構造，此對海水入侵應具「屏障」之效；但在深約 60-70 公尺處，低於 5 歐姆米的等值線幾乎橫貫全剖面，推測此高鹽度的層次應與海水相通；此外，在近魚塢處則可見淡/鹹水界略有揚昇現象，詳細原因則有待深入研究。

謝 誌

本研究進行期間，受到中央大學地球物理所陳平護教授與應地所前所長現任清雲技術學院校長楊潔豪博士的支持與協助；同時，承蒙宜蘭技術學院張智欽教授不吝賜教。方使本文得以順利完成。特此致謝。

參考文獻

- 1.楊潔豪（1989），「地球物理探勘技術簡介」，地工技術雜誌，第27期，第6-24頁。
- 2.Shima, H., and Kamiya, H. (1993), "A case study of rock investigation using resistivity image profiling", Geotechnical Institute, OYO Corporation.

- 3.張智欽 (1995) , 「宜蘭地區地下水之研究」, 國立台灣師範大學地理研究所博士論文。
- 4.Hagemeyer, R. T. and Stewart, M. (1990) , “Resistivity investigation of salt-water intrusion near a major sea-level canal”, in “Geotechnical and Environmental Geophysics”, pp.67-80.
- 5.游志毅 (1992) , 「應用可控源音源頻大地電磁法與地電阻法研究蘭陽平原之電性地層」, 國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- 6.陳可恭、陳平護、楊潔豪 (1996) , 「宜蘭平原之電性地層學研究」, 第六屆台灣地區地球物理研討會論文集, 第297-306 頁。
- 7.Coggon, J.H. (1971) , “Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method”, *Geophysics*, **36**, pp.132-155.
- 8.Loke, M.H. and Barker, R.D. (1996) , “Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection by a quasi-Newton method ”, *Geophys. Prosp.*,**44**, pp.131-152.
- 9.張政亮 (1992) , 「蘭陽平原海岸沙丘之地形學研究」, 國立台灣師範大學地理研究所碩士論文。
- 10.劉聰桂, 彭宗仁, 江崇榮 (1992) , 「蘭陽平原地下水放射性碳定年研究」, 地下水調查分析與保育管理研討會論文集, 679-689 頁。
- 11.彭宗仁 (1995) , 「宜蘭地區天水與地下水中穩定碳氫氧及其放射性碳氫之環境同位素研究」, 國立台灣大學地質研究所博士論文。
- 12.陳平護 (1987) , 「臺灣西中部第四系之電性地層學研究」, 國立中央大學地球物理研究所博士論文。
- 13.Shima, H. (1990) , “ Tow-dimensional automatic resistivity technique using alpha centers”, *Geophysics*, **42**, pp.682-694.
- 14.董倫道 (1988) , 「地電阻法與電磁法之綜合解釋」, 國立中央大學地球物理研究所博士論文。
- 15.Ghosh, D.P. (1971) , “The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements”, *Geophys. Prosp.*,**19**, pp.192-217.
- 16.O'Neill, D.J., and Merrick, N.P. (1984) , “A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array”, *Geophys. Prosp.*,**32**, pp.105-123.
- 17.Todd, D.K. (1980) , “Groundwater Hydrology”, 2nd edition, John Wiley and Son's Inc.
- 18.Glover, R.E. (1964) , “The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer”, in “Sea Water in Coastal Aquifers”, U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1963. C, pp.C32-C35.

表1. 宜蘭平原之電阻率分佈與地層物質的對比關係（陳可恭等，1996）

電阻率(ohm-m) Resistivity	地層單元(物質) Lithologic units (materials)	
> 300	(A1)	礫石與粗砂為主，並與自由水位面之上的層段相對應。
130-300	(A2)	礫石與粗砂為主，並與自由水位面之下的層段相對應。
50-130	(B)	位飽和含水帶，岩性為小礫至粗砂。
10-50	(C)	位飽和含水帶，細砂、粉砂與黏土的地層。
< 10	(D)	極細顆粒的物質或具高鹽度地層水之層次。