

# Impact Using 2D Electrical Resistivity Imaging for Characterize the Shallow Groundwater Surface across the Bizetou Pass of Bagua-Douliu Hills in Central Taiwan

Ping-Yu Chang, Shu-Kai Chang, Yin-Yu Wu

Institute of Applied Geosciences, National Taiwan Ocean University, Keelung  
Email: pingyuc@mail.ntou.edu.tw

Received: May 9<sup>th</sup>, 2013; revised: May 28<sup>th</sup>, 2013; accepted: Jun. 7<sup>th</sup>, 2013

**Abstract:** In the study, we tried to use the electrical resistivity method for characterizing the groundwater surface along the Choushui River near the Bizetou Pass across the Baqua-Douliu Hills. Comparing the results from the electrical resistivity Imaging (ERI) with the groundwater level measured in the nearby observation wells, we concluded that the groundwater surface in the unconfined aquifer is consistent to a horizontal boundary with a sudden resistivity change. Hence we are able to use the ERI results to estimate the groundwater level where no observation wells are available in this area. We found that the groundwater level is getting deeper away from the Choushui River and forming a tongue-like structure for the groundwater surface in the west of the Pass. In addition, the hydraulic gradient suddenly increases for about twice near the Pass. And the hydraulic gradient then decreases to less than 3‰ in the west of the Pass. The findings suggest that the Choushui River is a hanging river and also the source for the groundwater in the unconfined aquifer, and there is a hydraulic boundary existing near the Bizetou Pass.

**Keywords:** Groundwater; Resistivity Survey; Unconfined Aquifer

## 利用地表地电阻方法协助建立台湾中部鼻子头隘口区域浅层地下水位分布变化之研究

张并瑜, 张舒凯, 吴尹聿

国立台湾海洋大学应用地球科学研究所, 基隆  
Email: pingyuc@mail.ntou.edu.tw

收稿日期: 2013年5月9日; 修回日期: 2013年5月28日; 录用日期: 2013年6月7日

**摘要:** 本研究尝试以二维地电阻方法调查浅层地下水面, 于台湾浊水溪冲积扇顶, 跨越八卦 - 斗六丘陵之鼻子头隘口处进行施测, 协助决定浅层地下水位面之分布。根据地电阻施测结果, 比对分析邻近观测井资料后, 我们发现浅层自由含水层的地下水位面, 均与一个连续性良好之电阻率由高转低之接口一致。因此可以运用地电阻施测之结果, 作为浅层自由含水层地下水位面分布调查之用。由地电阻推测的地下水位分布看来, 在鼻子头隘口东西侧之地下水位有明显之变化, 水力坡降在隘口附近突然增高约两倍, 通过隘口后又逐渐降低至小于 3‰以下。另外, 越靠近浊水溪主流河道, 浅层地下水位面深度有逐渐变浅之趋势。造成等水位线形状呈现以隘口为根部, 向两侧急降之舌状分布。此现象显示在隘口处应存在一导水系数较低之水文地质构造, 并且暗示在隘口附近之浅层地下水补注来源主要为浊水溪之入渗, 因此地下水位在通过隘口后有快速向四周辐射低降之情形。

作者简介: 张并瑜(1970-), 男, 台湾台中人, 副教授, 美国威斯康辛大学麦迪逊校区地质工程博士, 主要从事水资源及水文地球物理方向的研究。

**关键词:** 地下水; 地电阻探测; 自由含水层

### 1. 引言

浊水溪冲积扇位于台湾中部彰化、云林两县境内, 浊水溪上游发源于中央山脉西麓, 流至中游切穿平均高度在 200 公尺以下之八卦 - 斗六丘陵, 在八卦 - 斗六丘陵之鼻子头隘口以西, 展开形成冲积扇平原。浊水溪冲积扇平原为台湾之重要农业生产地区, 主要之灌溉用水一部分来自于地下水, 因此对于本区地下水来源及补注之研究极为重要。扇顶部分之浅层非受压地下水, 由于直接受到来自天水或浊水溪主流垂直补注, 亦或是侧向来自于山区之补注影响, 其变动显示重要之地下水蓄存量之变化。

然而, 过去仅能依赖有限的观测井进行此类研究, 但因观测井为单点之数据, 且受用地取得影响, 无法密集布设, 而在多数的边界部位, 例如山区或河床底流, 更缺乏可用之观测井。Sanford, et al.<sup>[1]</sup>曾应用地电阻以及透地雷达等地球物理方法, 调查浅层地下水位变动与含水层、阻水层间之相互关系, 并藉以协助抽水井及验证井之钻凿位置。本研究计划应用地电阻方法调查浅层地下水位分布。于扇顶补注区(图 1)之重要水文边界, 例如经八卦山 - 斗六丘陵进入浊水溪冲积扇平原、及浊水溪河床与冲积扇边界, 以地电阻测绘观测井与河床间, 或经过如丘陵山区边界等可

能之水文地质边界之浅层水位延续情形, 辅以其他观测井与河川之水位纪录, 提供具空间分布解析能力的水位分布延续关系, 以推测地下水流向空间变化及补注机制。

### 2. 地下水位分布与变化

根据本区地下水观测井网之观测水位数据显示, 在浊水溪地区自由含水层中非受压地下水, 于图 1 中之触口观测井(高程 113 m)位置, 观测到之地下水位高程约在 110 m 左右, 东北侧之新民观测井(高程 150 m), 地下水位高程也约在 130~140 m, 然而在鼻子头隘口以西之二水(高程 82 m)、乌涂(高程 71 m)等观测井, 地下水位高程却迅速降至 40~50 m。至于位于浊水溪冲积扇顶的柑园(高程 46 m)、六合(高程 55 m)等更西侧下游之观测井, 地下水位缓降至高程约 30~40 m 左右(地面下 10~20 m)。

由以上数据显示, 鼻子头隘口附近, 似乎为浅层之地下水位之一个不连续边界。然而, 根据 Wang<sup>[2]</sup>等人之浅层震测资料, 隘口北侧之彰化断层并未延续出露至地表。因此, 此一不连续之浅层水位变化边界如何存在, 与地下水位之经过此一边界的延续性, 以及水位和岩性与构造之变化关系仍有待进一步研究厘清。

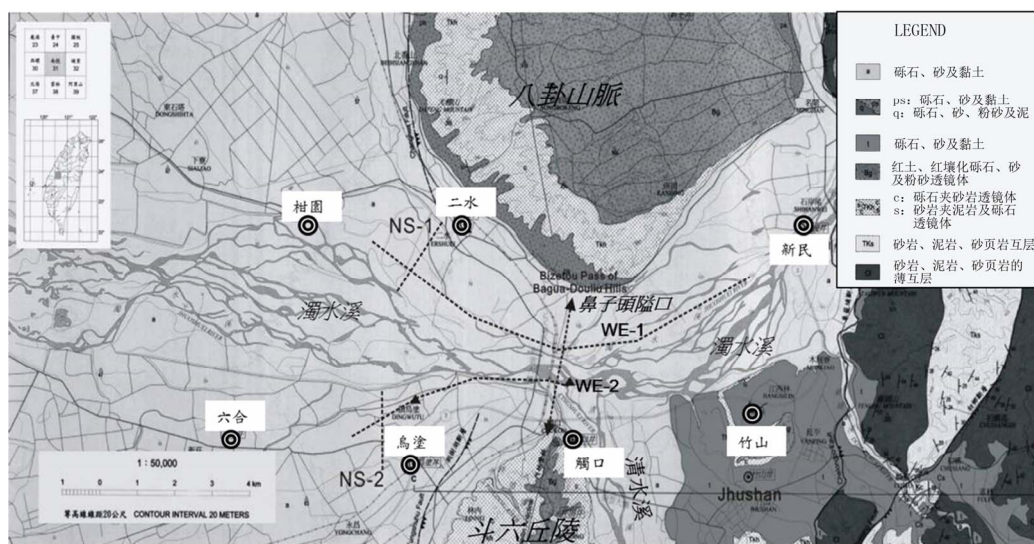


Figure 1. Locations of the observation wells and resistivity survey designs in the upper Choushui Alluvial Fan  
图 1. 台湾浊水溪冲积扇顶区域地电阻测线规划

### 3. 地电阻施测及规划

本调查工作采用地电阻调查方法, 以浊水溪地区设置之观测井为起点与终点, 沿浊水溪河岸之南北两侧的东西方向 WE-2 与 WE-1 规划线, 选择适当测线布设位置, 完成分段二维地电阻影像剖面施测, 为了解垂直河道之变化, 我们另规划两组各在南北岸且约略垂直河岸之规划线 NS-1 与 NS-2(如图 1), 沿南北向进行分段施测。希望可以获得本区浅层地下水位分布之详细情形与地层之岩性变化关系。

根据 Furman<sup>[3]</sup>等人对于地电阻数组分辨率的研究, 使用施兰卜吉排列(Schlumberger Array)及温奈排列(Wenner Array)可以减少环境噪声的影响, 获得较佳的地层分辨率。因此本研究主要采用温奈电极排列完成各测线的施测。采用之每条电极数组之电极间距为 10 公尺, 单次施测长度最大展距为 300~320 公尺。测深约可达 50~60 公尺, 最小分辨率在 10 m。测线之总长度超过 5.5 公里以上(如图 2)。

施测采用的仪器为美国 Advanced Geosciences, INC.(AGI)公司之 SuperSting R1/IP 地电阻仪, 联接可由计算机程序控制调变频道之 SmartCable 系统。反演算数值软件则采用逆推反算程序 EarthImager 2D<sup>TM</sup>。EarthImager 2D<sup>TM</sup><sup>[4,5]</sup>可根据各种不同电极排列, 与施测位置顺序等数据, 计算出半球面空间中的二维地电阻模型, 并可根据已知数据钻井岩芯数据等, 设定起始模型, 最后产生地电阻影像剖面模型。

### 4. 地电阻与观测井地下水位面验证

根据过去经验, 位于扇顶砾石层之浅层地下水位面, 一般为非拘限的自由含水层, 地下水位面以下因为含水达到饱和, 相比于地下水面以上的未饱和和带导电度相对较好, 因此电阻率在地下水位面附近有突然由高转低的趋势变化。因此在二维地电阻剖面上往往呈现一水平延伸良好的电性界面。为检视本地区利用地电阻方法判断之界面位置, 是否与浅层地下水位面一致, 我们在新民观测井旁, 施作一最大展距为 380 公尺之二维地电阻探测, 以分析地电阻协助判断之地下水位面误差。

图 3(a)为新民观测井旁所施作之二维地电阻测线反演算后之结果, 以及观测井之岩芯柱状图与井测纪

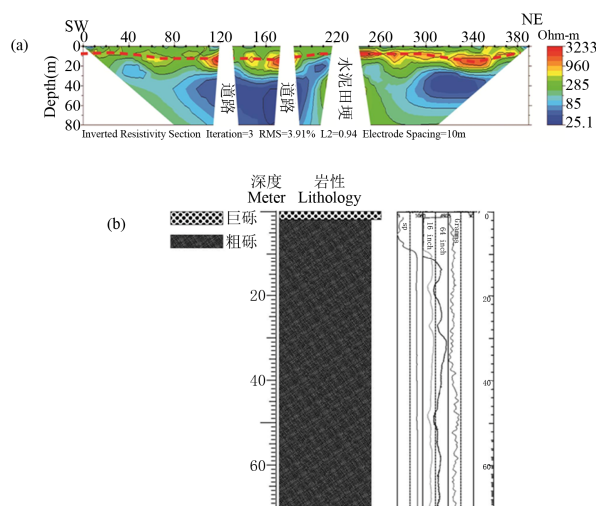


Figure 2. Locations of the resistivity survey lines in the upper Choushui Alluvial Fan

图 2. 浊水溪冲积扇顶之地电阻测线分布

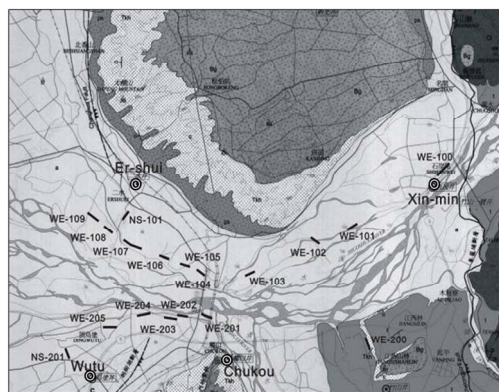


Figure 3. (a) The resistivity image collected near the Xinmin well, the dotted line and blank area shows the horizon that the resistivity starts to decrease and the regions affected by the near surface artifacts; (b) The core and well logs of the Xinmin well

图 3. (a)新民井西方 100 公尺处之二维地电阻影像数据, 虚线为电阻率值高转低之界面, 空白处为近地表之人造物干扰范围; (b)新民井之岩芯纪录与井测纪录

录(图 3(b))。根据钻井时的岩芯柱状图, 新民井下之浅层地层均为砾石组成, 而图 3 中地电阻反演剖面清楚显示于地下约 10~12 m 深处附近, 存在一电阻率值由高电阻率开始转低之界面。

新民观测井地下水位高程约为 138 公尺; 约在地面下 12 公尺处。与地电阻推测之地下水位面位置相比, 推测之误差约 1~2 公尺左右, 由于本区域之地下水位落差可达约 80 公尺以上, 对于大区域之地下水位分布调查而言, 地电阻方法 1~2 公尺之推测水位之误差尚可以容忍。因此我们在本地区的地下水位调查研究, 在无法有观测井水位信息之位置, 可以利用二

维地电阻施测与此一水平延伸的电性界面, 提供地下水水面深度与区域分布之信息, 协助描绘更精细之地下水水位区域分布。

## 5. 二维地电阻与区域地下水位面分布推测

### 5.1. 北岸(新民 - 二水)测区

图4为浊水溪北岸 WE-1 施测沿线, 位于鼻子头隘口以东之新民 - 二水测线部分的地电阻测线反演算剖面。由东向西分别由 WE-100、WE-101、WE-102、WE-103 等二维地电阻测线。由 WE-100 测线位于新民观测井旁, 地下水水面之深度大致在约 10 m 深处, 换算为地下水水位高程约为 140 公尺。位于下游稍远处之 WE-101 与 WE-102 测线地下水水面深度较浅, 约在地面下 5 m 深左右。由于 WE-101 与 102 测线地面高程较新民观测井低, 分别为 133 m 与 120 m 左右, 因此换算地下水水位高程, 此二处之地下水水位高程约在 128 m 与 115 m。位于鼻子头隘口附近之 WE-103 测线, 判断地下水水面约在 7 m 深处, 换算高程约在 98 m 左右。

图5则为鼻子头隘口以西之北岸六条测线影像。分析之地下水水面, 在 WE-104、WE-105、WE-106、WE-107、WE-108、WE-109 等剖面上逐渐向西有变深之趋势, 水位分别在地面下约 13 m、14 m、14 m、15 m、16 m, 以及 17 m 左右。换算为高程约分别在 80 m, 76 m, 73 m, 70 m, 67 m 与 64 m。

### 5.2. 南岸 WE-2(竹山 - 林内)测区

图6为浊水溪南岸 WE-2 测线所施作之二维地电阻测线。由东向西分别为: WE-201, WE-202, WE-203, WE-204, WE-205 等测线。在浊水溪南岸触口以东区域, 因受地形与建物限制, 我们选择在清水溪以东之竹山地区施作一大致南北向剖面 WE-200。根据施测结果, 我们发现此处代表浅层自由含水层之地下水水面的电阻率转折面深度, 在竹山附近之 WE-200 剖面, 大约深度在地面下 16 m 左右。由于此处高程约为 143 m 左右, 因此换算地下水水位面高程约为 127 m 左右。与北岸遥遥相对之 WE-101 及 WE-102 测线所得之地下水水位高程大致相当。

WE-201 测线位于清水溪与浊水溪汇流口附近, 由于受到较多人为构造物干扰, 虽然仍能大致分辨水

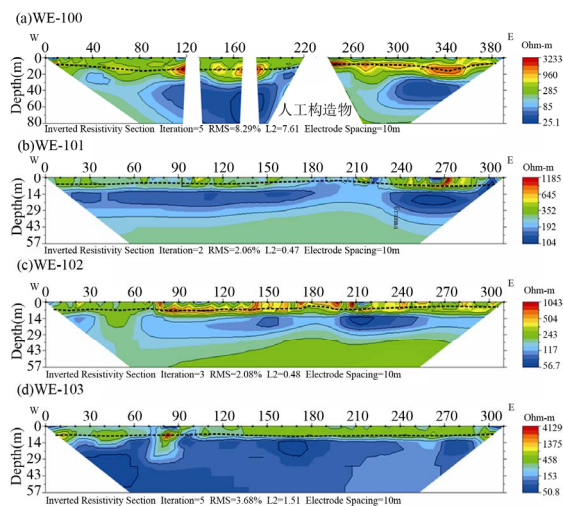


Figure 4. The resistivity image collected on the east of the Bizetou Pass along the northern bank (WE-1) of the Choushuichi river, including. (a) WE-100; (b) WE-101; (c) WE-102; (d) WE-103. Dotted lines shows the estimated water table

图4. 浊水溪北岸 WE-1 施测沿线, 位于鼻子头隘口以东之新民 - 二水测线部分的地电阻测线反演算剖面, 由东向西分别为: (a) WE-100; (b) WE-101; (c) WE-102; (d) WE-103。虚线显示判断的浅层地下水位面位置

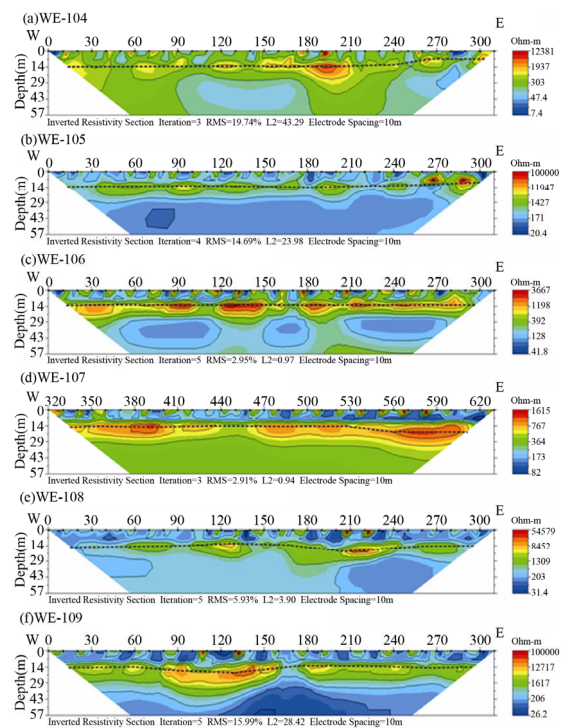
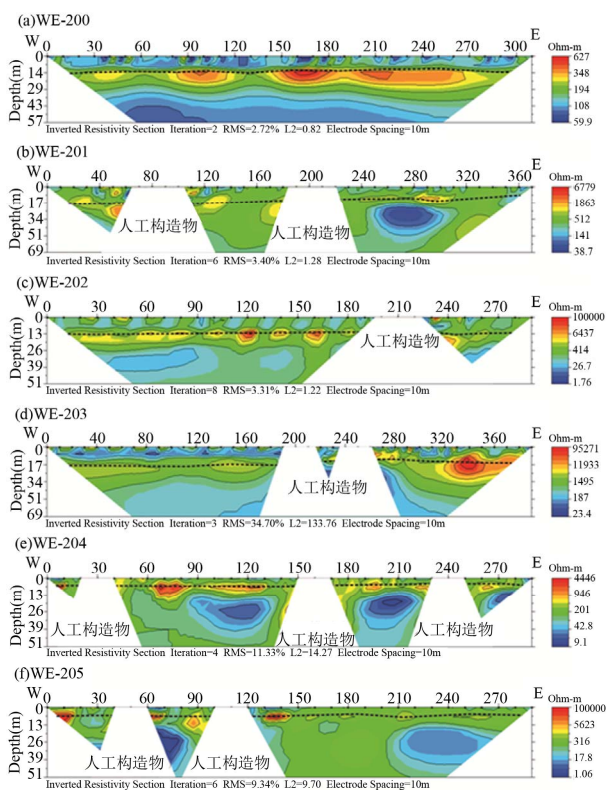


Figure 5. The resistivity image collected on the west of the Bizetou Pass along the northern bank (WE-1) of the Choushuichi river, including. (a) WE-104; (b) WE-105; (c) WE-106; (d) WE-107; (e) WE-108; (f) WE-109. Dotted lines shows the estimated water table

图5. 浊水溪北岸 WE-1 施测沿线, 位于鼻子头隘口以西之新民 - 二水测线部分的地电阻测线反演算剖面, 由东向西分别为: (a) WE-104; (b) WE-105; (c) WE-106; (d) WE-107; (e) WE-108; (f) WE-109, 虚线显示判断的浅层地下水位面位置

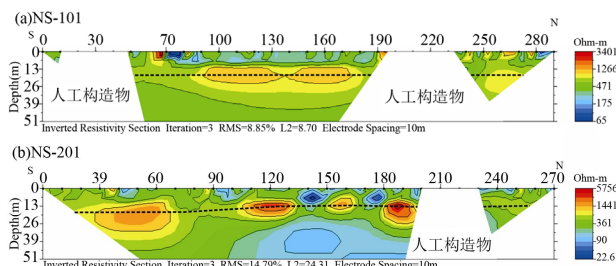


**Figure 6. The resistivity image collected on the west of the Bizetou Pass along the southern bank of the Choushuichi river, (a) WE-104; (b) WE-105; (c) WE-106; (d) WE-107; (e) WE-108; (f) WE-109. Dotted lines shows the estimated water table**  
**图 6. 浊水溪南岸 WE-2 施测沿线, 位于鼻子头隘口以西之新民主水测线部分的地电阻测线反演算剖面, 由东向西分别为: (a) WE-104; (b) WE-105; (c) WE-106; (d) WE-107; (e) WE-108; (f) WE-109. 虚线显示判断的浅层地下水位位置**

平之浅层地下水位面, 但是也呈现许多来自于人工构造物之构造影像。此处判断之地下水位面约在地面下 7 m 左右。换算为高程约 100 m 左右, 大致在北岸较近之 WE-103 与 WE-104 地下水位之间。较下游之 WE-202, WE-203, WE-204, WE-205 等测线, 地下水位高程约在地面下深度约 9 m (WE-202)、13 m (WE-203)、12 m (WE-204), 以及 13 m (WE-205); 换算为高程约为 84 m (WE-202)、79 m (WE-203)、75 m (WE-204), 以及 69 m (WE-205)。

### 5.3. 南北向 NS-1 与 NS-2 测区

图 7(a)为沿浊水溪北岸所施作之 300 公尺长二维地电阻南北向测线: NS-101 测线。本处沿大略垂直东西向的浊水溪主流河道方向进行施测, 位于先前之 WE-109 测线之西偏北侧约 300 公尺处。根据施测结



**Figure 7. The resistivity image collected along the north-south direction in the Choushuichi upper fan area, including. (a) NS-101; and (b) NS-201**  
**图 7. (a) 浊水溪北岸之南北向 NS-101 测线二维地电阻剖面反演算剖面影像; (b) 浊水溪南岸之南北向 NS-201 测线二维地电阻剖面反演算剖面影像。虚线显示判断的浅层地下水位位置**

果, 我们发现此处代表浅层自由含水层之地下水位面的电阻率转折界面深度, 大约位于深度 20 m 左右, 较 WE-109 更深, 换算为高程约在 63 m 左右。

图 7(b)则显示浊水溪南岸所施作之二维地电阻测线: NS-201 测线。本处沿浊水溪主流河道南侧进行施测, 位于乌涂观测井之东偏北侧约 50 公尺处。地电阻率由高转低之水平界面约由北端的 13 m 深(高程 59 m)左右, 逐渐变深至南端约 20 m 深(高程 52 m)左右。

## 6. 讨论

过去研究<sup>[6,7]</sup>显示地电阻二维反演算的施测设计及理论误差, 可以经由建立一理想二维模型与正演算仿真进行估计。因此我们根据二维地电阻影像与岩芯比对结果, 设定简单的二层电性地质模型。此一简单模型含有上层为未饱和砾石层, 下层为饱和砾石层之电性结构。根据正演模型与实测比较结果, 我们推论以 10 m 电极间距所进行之二维地电阻探测, 地下水位面大致位于反演后影像之电阻率由高转低之转折水平面上。另外, 我们也尝试利用不同电极数组方法探测之差异, 我们发现不管是 Wenner, Schlumberger 以及 Dipole-dipole 之二维地电阻方法, 均能清楚呈现地下水位面之水平结构。惟在现地实测时, Dipole-dipole 法对于邻近之人工构造物, 有较强之反应, 因此在人为构造物密集之地区, 采用 Wenner 或者 Schlumberger 方法为较佳之选择。

根据上述分析, 我们估计若实际地下水位面在地面下 10~12 m 深时, Wenner 或者 Schlumberger 方法所分析之地电阻地下水位面之分析误差约在 1~2 m 左

右。因此我们可以利用地电阻方法的地下水位分析, 以及可用的观测井水位观测数据, 绘出浊水溪扇顶地区浅层地下水位面之等水位面分布。北岸与南岸之地下水位面由东向西穿越鼻子头隘口之变化情形(图 8)。图 8 呈现浊水溪北岸由新民观测井为起点, 沿浊水溪河道至柑园观测井间之南北岸地表面与地下水位分布。越靠近浊水溪主流河道, 浅层地下水位面似乎有深度逐渐变浅之趋势。例如邻近河道的南岸 WE-204 测线, 分析之地下水位面高程约在 75 m 左右。而离河道较远之 WE-205 测线, 地下水位面高程则降至 69 m 左右, 显示似乎有随距河道越远而有变深之趋势。

我们进一步根据地电阻影像所判断之地下水位面高程, 绘出沿浊水溪河道穿越鼻子头隘口前后之浅层自由含水层地下水位面分布(图 9), 以呈现沿河道之地下水位面可能之延伸情形与水力梯度之变化。图 9 中显示, 水力坡降梯度在鼻子头隘口附近从约千分之三快速增加至约千分之七, 通过隘口后又逐渐回复至千分之三以下。暗示在隘口区域存在一透水系数较低之水文地质构造。另外, 接近北侧的二水观测井附近, 地下水位面似有急降之情形, 南侧地下水位在乌涂一带也似有快速降低之情形。造成等水位线形成类似舌状之形状。此现象显示在隘口附近之浅层地下水补注来源主要为浊水溪之入渗, 因此地下水位在通过隘口后有快速向四周辐射降低之情形, 尤其以两侧二水以及乌涂一带较明显。

### 7. 结论

本研究采用地电阻调查方法, 以浊水溪地区设置之观测井为起点与终点, 沿浊水溪河岸之南北两侧的东西方向进行施测。由地电阻施测结果, 比对邻近观测井水位资料, 发现浅层地下水位面均与一个连续性良好之电阻率由高转低之接口一致。因此, 我们发现运用此一接口, 可以用来作为浅层自由含水层地下水位面调查之用。

由地电阻地下水位分析看来, 切穿平均高度八卦-斗六丘陵的鼻子头隘口, 东西侧之地下水位有明显之变化, 水力坡降梯度在鼻子头隘口附近, 从约千分之三快速增加至约千分之七, 通过隘口后又逐渐回复至千分之三以下。暗示在隘口区域存在一透水系数较低之水文地质构造, 由于根据 Wang<sup>[2]</sup>等人之浅层震测

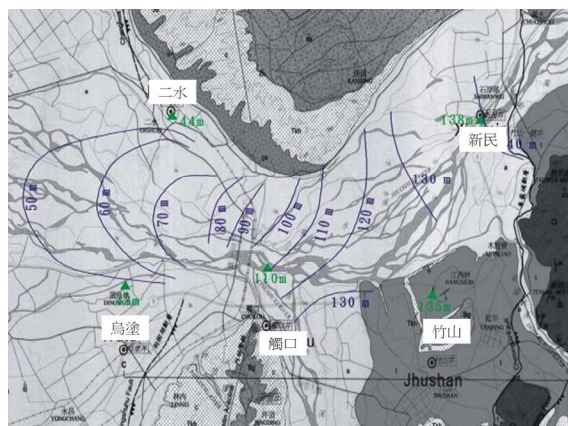


Figure 8. The groundwater surface in the unconfined aquifer constructed from the data of resistivity measurements and the water level in the observation wells(green triangles).  
图 8. 利用地电阻数据与观测井水位数据绘制之浊水溪冲积扇顶地区浅层地下水位面分布(绿色三角形显示观测井地下水位)

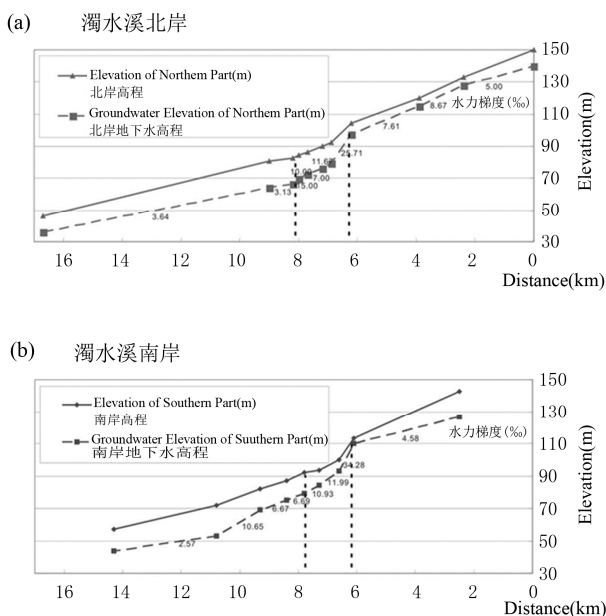


Figure 9. The topography (solid lines) and the groundwater levels (dotted lines) along (a) the northern bank and (b) the southern bank of the Choushuichi river. Vertical dotted lines indicate the regions with sudden changes of hydraulic gradient  
图 9. 浊水溪南北岸沿河道之地表面(实线)、地下水位(虚线)与水力梯度分布, 虚线显示隘口区域水力梯度陡降分布位置

资料, 隘口北侧之彰化断层并未延续出露至地表。因此我们认为此处之水力梯度增加, 系由于被压密后之更新世头嵛山砾石层被抬升出露地表所致。此外, 越靠近浊水溪主流河道, 浅层地下水位面似乎有深度逐渐变浅之趋势。接近北侧的二水观测井附近, 地下水位面似有急降之情形, 南侧地下水位在乌涂一带也似有快速降低之情形。造成等水位线形成以隘口为根

部, 朝河道方向缓降, 但向两侧急降之舌状分布。显示在隘口附近之浅层地下水补注来源主要为浊水溪之入渗。

过去对于区域地下水之调查, 往往受限于经费与钻井位置不易取得, 无法进行区域详细的地下水位面调查。本研究以地电阻调查方法调查浅层自由含水层地下水位, 虽然地下水位面之估计误差仍可达到约1~2 m, 但在地下水位变动甚大之区域仍可取得良好之成果, 可以提供未来地下水调查之另一可能选项。

### 参考文献 (References)

- [1] SANFORD, W. E., FERRANTELLI, C. and HARRY, D. L. Mapping a shallow volcanoclastic aquifer with GPR and ER in El Salvador. EOS Transactions of American Geophysical Union, Fall Meeting, 2009, 90: H52B-03.
- [2] WANG, C., KUO, S., SHYU, W. and HSIAO, J. Investigating near-surface structures under the Changshu fault, west central Taiwan by the reflection seismic method. TAO, 2003, 14: 343-367.
- [3] FURMAN, A., FERRE, T. P. A. and WARRICK, A. W. A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling. Vadose Zone Journal, 2003, 2: 416-423.
- [4] AGI, Instruction Manual for EarthImager 3D version 1.5.3. Austin: Advanced Geosciences, Inc., 2008.
- [5] AGI, Instruction Manual for EarthImager 2D version 2.4.0. Austin: Advanced Geosciences, Inc., 2009.
- [6] DAHLIN, T. and ZHOU, B. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophysical Prospecting, 2004, 52: 379-398.
- [7] ZHOU, B. and DAHLIN, T. Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. Near Surface Geophysics, 2003, 1: 105-117.