

Sondeos magnetotelúricos de banda ancha (BMT) para el estudio del acuífero transfronterizo de Zarumilla, Ecuador-Perú

Jorge A. Arzate*
Fernando Corbo**
Fernando Quirola***
Jaime Otiniano****
Luis Araguás*****

Abstract

This paper focuses on the cross - border aquifer of Zarumilla. The characteristics of this coastal aquifer with very high conductivity in the surface strata due to its marine sediment content, considerably limit the exploration depth of the controlled source geophysical techniques used in the past (VES and TDEM) to study the stratigraphic distribution and hydrological bed of the aquifer. A proposal was made to apply the magnetotelluric method which has the advantage of not depending on the dimension of an array, the electrode configuration nor the power supplied by a motor generator. All that is required is a small scale surface to conduct the sounding process with the possibility of reaching the depth of the bed in spite of the presence of superficial conductor layers.

The objective of this paper is to establish a model of the cross- border aquifer of Zarumilla based on the interpretation of broadband magnetotellurics (BMT). To this end, the resistivities and phases of the invariance of the impedance for each sounding were estimated and they were subsequently both inverted using a smoothed layer algorithm and another discrete layer algorithm to obtain the corresponding depth models. Simultaneously, an analysis was undertaken of the frequencies at which the maximum tipper values occurred, which is a measure of lateral discontinuities of the site, in order to analyze said variations in terms of possible structural

* Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, México, correo electrónico: arzatej@geociencias.unam.mx

** Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Querétaro, México.

*** Secretaría Nacional del Agua, Dirección de Articulación Territorial e Intersectorial, Machala, Ecuador.

**** Instituto Nacional de Desarrollo, Proyecto Binacional Puyango-Tumbes, Perú.

***** International Atomic Energy Agency, Section of Isotope Hydrology, Vienna, Austria.

limits. Lastly, three representative profiles were selected for interpretation in terms of geology, using the results of the inverted two-dimensional TE and TM modes and integrating information available from previous studies. A block model was also made based on the interpolation of the layer models obtained to have a general idea of the subsoil in the area of interest. This geological model is the starting point for the creation of a robust, reliable hydrological model for the sustainable use of the hydrological resources in the zone.

Key words: *Magnetotelluric soundings, Aquifer exploration.*

Resumen

El presente estudio se enfoca al acuífero transfronterizo de Zarumilla. Las características particulares de este acuífero costero que presenta conductividades muy altas en los estratos superficiales debido a su contenido de sedimentos marinos, limitan considerablemente la profundidad de exploración de las técnicas geofísicas de fuente controlada que han sido utilizadas con anterioridad (SEVs y TDEM) para estudiar la distribución estratigráfica y el basamento hidrológico del acuífero. Por ésta razón, se propuso la aplicación del método magnetotelúrico el cual tiene la ventaja de no depender ni de la dimensión de un arreglo o configuración eléctrica, ni de la energía suministrada a través de un motogenerador, siendo necesaria solamente una pequeña superficie para realizar un sondeo con posibilidades de alcanzar la profundidad del basamento aún en presencia de capas conductoras superficiales.

El objetivo del presente estudio es establecer un modelo del sistema acuífero transfronterizo de Zarumilla a partir de la interpretación de sondeos MT de banda ancha (BMT). Para este propósito se calcularon las resistividades y fases del invariante de la impedancia para cada sondeo y posteriormente fueron ambas invertidas utilizando un algoritmo de capas suavizadas y otro de capas discretas para obtener los modelos de profundidad respectivos. Simultáneamente se analizaron las frecuencias a las que ocurren los valores máximos del *tipper*, que es una medida de discontinuidades laterales en el terreno, con el objeto de analizar dichas variaciones en términos de los posibles límites estructurales. Finalmente se seleccionaron tres perfiles representativos para interpretarlos en términos de la geología usando los resultados de las inversiones bidimensionales de los modos TE y TM e integrando la información disponible de estudios previos. Al mismo tiempo se elaboró un modelo de bloque a partir de la interpolación de los modelos de capas obtenidos para proporcionar una idea general del subsuelo en la zona de interés. La obtención de este modelo geológico es el punto de partida para la elaboración de un modelo hidrológico robusto y confiable para el uso sustentable de los recursos hidrológicos de la zona.

Palabras clave: *sondeos magnetotelúricos, exploración de acuíferos.*

Introducción

Existen varios estudios geológicos en la zona acerca de la evolución tectónica a lo largo de la trinchera Perú-Ecuador, así como del origen de las cuencas Terciarias en las costas de ambos países (p.e. Steimann *et al.*, 1999; Jaillard *et al.*, 1995; Marocco *et al.*, 1995; Bourgeois *et al.*, 1990). Entre los resultados relevantes que se pueden encontrar en dichos estudios es que las cuencas sedimentarias del sur de Ecuador y norte de Perú se desarrollaron en dos etapas.

La primera fue la Etapa de la costa Pacífica, en la que la sedimentación ocurrió sobre una gran superficie cercana al nivel del mar entre los 15 y 9.5Ma y cuya fuente predominante fue la cordillera al Este. La segunda etapa inicia a partir de los 9.5Ma (Mioceno tardío) en la que la sedimentación se restringe a pequeñas cuencas remanentes de cuencas más extensas. La sedimentación en este caso es de origen continental cuya fuente predominante se encuentra al Oeste, en las cordilleras andinas. A esta fase se le conoce como la Etapa intramontaña. Estas fases se asocian con periodos de deformación compresional, con simultáneos periodos de erosión y enfriamiento. Se estima que el levantamiento que han experimentado algunas cuencas por efecto de la compresión inducida por la subducción de la placa de Nazca es de más de 2.5km.

La Figura 1 muestra de manera simplificada la configuración tectónica actual de la zona, de donde se deduce que la complejidad estructural en la parte continental es debida a la subducción de una corteza oceánica heterogénea. Como se puede observar, la dirección de la estructura principal de carácter regional en la corteza oceánica (Zona de fractura de Grijalva) es SO-NE, la cual se traslada a la corteza continental como la zona de megacizalla Guayaquil-Caracas, relacionada con la abertura del Golfo de Guayaquil. Por otro lado, la dirección de convergencia de la placa oceánica ha favorecido la exhumación de terrenos marinos que ahora forman reservorios hidrológicos, y que ha sido simultánea al levantamiento de la corteza en la región del litoral Ecuatoriano-Peruano, fuente de sedimentos para los acuíferos costeros superficiales. La Figura 2 muestra con mayor detalle la geología de la zona del entorno del Golfo de Guayaquil en donde se observan las principales cuencas Terciarias de la región asociadas al proceso tectónico descrito.

A partir de una paleo-reconstrucción continental, Steinmann (1997) y Hungerbuhler (1997) sugieren que en tiempos pre-miocénicos existieron en la zona frontera dos bahías, llamadas por ellos bahías de Cuenca y Loja, formadas como consecuencia de la interacción (convergencia y divergencia) entre las placas oceánica y continental. A esta etapa del Mioceno se le conoce como Etapa de la Costa durante la cual hubo una incursión oceánica en la región de Zarumilla al mismo tiempo que ocurrió un periodo de abundante sedimentación de origen aluvial. Posteriormente, durante el Mioceno Medio se iniciaron los esfuerzos de compresión

tectónica en el sur de Ecuador que provocaron la inversión de las cuencas, al mismo tiempo que ocurría el levantamiento de la Cordillera Occidental lo que resultó en las disconformidades sedimentarias observadas entre los depósitos de la costa y los de las cuencas inter-montañas. A esta se le conoce como Etapa Intermontaña. Esta etapa coincidió con la abertura de la cuenca Jambelí-Tumbez que se formó presumiblemente como producto de una estructura *pull-apart* con desplazamiento de 100km hacia el norte del bloque marino a lo largo de la mega-cizalla Dolores-Guayaquil (DGM).

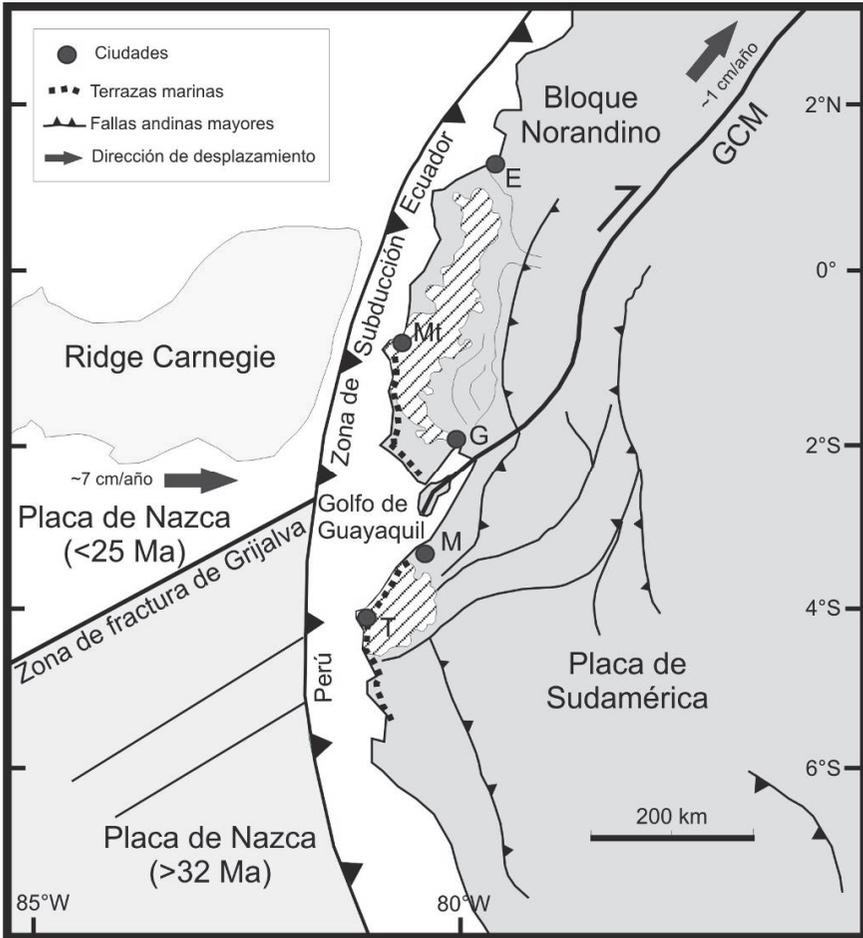


Figura 1. Marco tectónico regional de la zona de estudio (modificado de Gutscher *et al.*, 1999). GCM: Megacizalla Guayaquil-Caracas, G: Guayaquil, T: Talara, M: Machala, Mt: Manta, E: Esmeralda. El recuadro indica de forma aproximada el área de estudio.

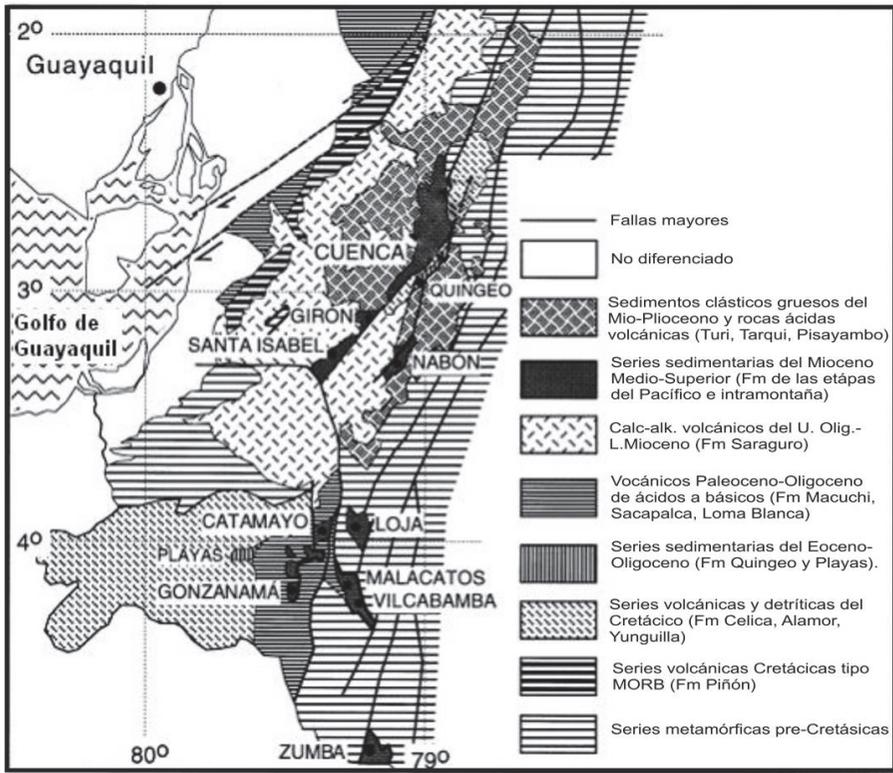


Figura 2. Principales cuencas terciarias de la zona fronteriza Peruano-Ecuatoriana y las principales estructuras tectónicas (modificado de Steinmann *et al.*, 1999).

La relevancia de esta revisión de los procesos regionales que han ocurrido a lo largo de la historia geológica de la zona radica en el hecho de que algunas de las estructuras que se formaron durante el Mioceno, pueden seguir jugando un papel importante en la distribución de los recursos hidrológicos en el área. Tal puede ser el caso de la paleo bahía de Cuenca, cuyos límites podrían sugerir alguna relación espacial con la hidrología actual sobre todo por las características marinas de los depósitos sedimentarios en dicha etapa.

Estudios previos

El reporte sobre la revisión de la información geofísica en Tumbes, Perú (Vásquez, 2005) menciona la existencia de doce informes técnicos de la zona acuífera de Zarumilla, seis de ellos realizados en el lado peruano y otros seis en el lado ecuatoriano. Los estudios del lado ecuatoriano son principalmente geofísicos, enfocados a

la prospección de agua subterránea del acuífero somero, en tanto que los estudios provenientes del lado peruano son principalmente geológicos e hidrológicos enfocados a caracterizar el acuífero de Zarumilla. Aunque no se tuvo acceso a ellos, sí a los resultados sintetizados en el reporte de la revisión de Vásquez (2005) mencionado anteriormente. En dicho trabajo se concluye que las rocas pre-Cretácicas (Triásicas y del Paleozoico) constituyen el basamento hidrológico en la zona, en tanto que las rocas del Cenozoico (Paleógeno y Neógeno), incluyendo a los depósitos Cuaternarios, constituirían los materiales de interés hidrológico en la zona. Es decir, que los acuíferos potenciales comprenden prácticamente toda la columna estratigráfica desde el Cretácico al presente, aunque a la formación de éste último periodo se le considere de menor importancia hidrológica. Por otro lado, Steinmann (1997) y Steinmann *et al.* (1999) llevaron a cabo fechamientos de la estratigrafía en diferentes cuencas Terciarias e investigaron las relaciones generales de fases ambientales (o facies) de sedimentación también en la zona costera del sur de Ecuador, la secuencia estratigráfica se muestra en la Figura 3, en donde se observa la estratigrafía de las principales cuencas Terciarias de la zona.

De acuerdo con la descripción de la Figura 3, el basamento pre-Cretácico en la zona fronteriza de Zarumilla está constituido por rocas metamórficas continentales a las que le sobreyacen depósitos Cretácicos de rocas volcánicas básicas de origen marino, sobre las cuales se encuentran en relación discordante, depósitos de turbiditas y otras series sedimentarias de talud a su vez cubiertas por más depósitos de basaltos marinos de básicos a intermedios. Según esta información, la unidad de mayor interés hidrológico se encontraría en los depósitos de una fase fluvial que corresponde al Eoceno temprano a medio (en vez del rango más amplio que comprende el Paleógeno) la cual se encuentra ubicada sobre los depósitos volcánicos de origen marino.

Del Eoceno medio al Oligoceno define una secuencia de productos volcánicos como piroclastos y depósitos de rocas ácidas a intermedias aparentemente de origen continental, que en principio, constituyen también reservorios hidrológicos potenciales, en tanto que la unidad de turbiditas por otro lado, jugaría el papel de acuitarado o basamento hidrológico, separando probablemente dos tipos de acuíferos independientes. La parte más superficial de la secuencia, la constituyen depósitos cuaternarios continentales separados por un *hiatus* de los depósitos volcánicos de caída.

Por otro lado, Coello (2003) define las principales formaciones hidrológicas en la cuenca del río Zarumilla a partir de información litológica proveniente de pozos. Según dicha información, las formaciones del Cuaternario Q1 y Q2 correspondientes a depósitos fluviales y marinos respectivamente, y los depósitos del Neógeno, o Ng, que de acuerdo a Steinmann *et al.* (1999) serían más bien del Paleógeno identificadas por lo tanto con productos de origen continental como piroclastos y depósi-

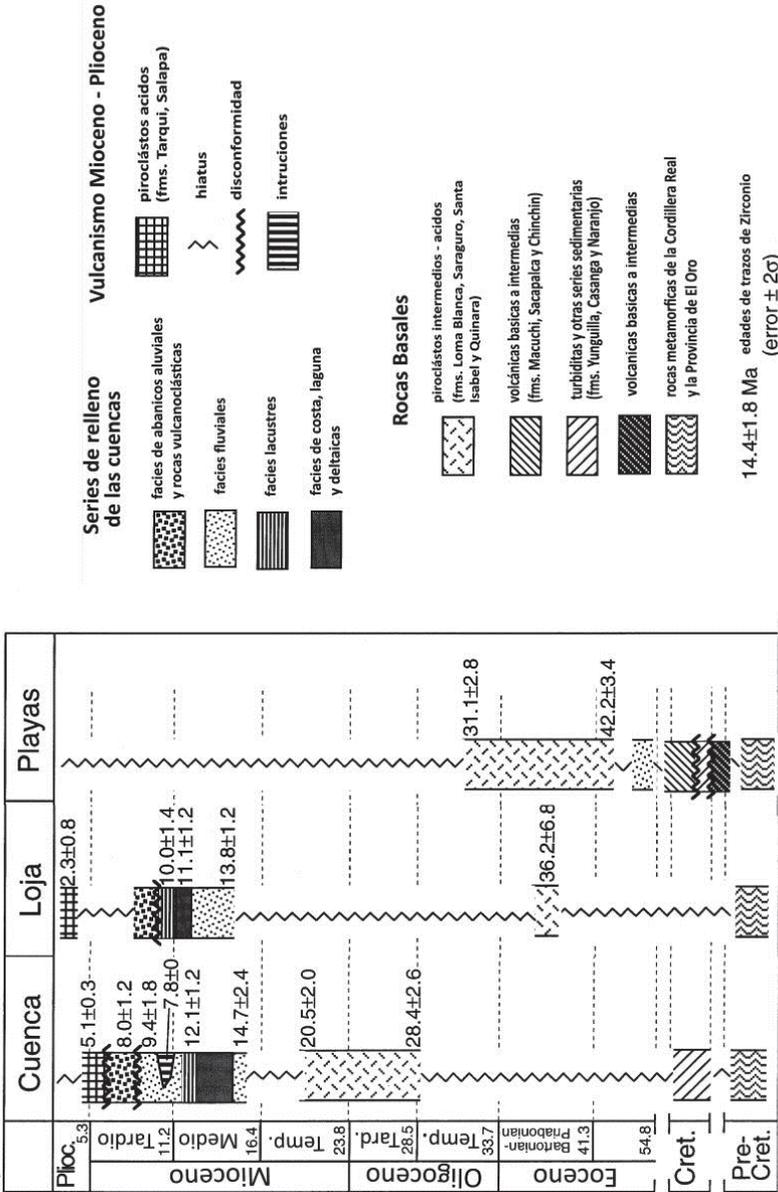


Figura 3. Estratigrafía y relaciones de facies de algunas cuencas del sur de Ecuador (modificada de Steinmann *et al.*, 1999).

tos de rocas ácidas a intermedias, serían las principales unidades acuíferas de la zona de estudio. Las profundidades de extracción de estas formaciones varían entre 10 y 15m, 30 y 130m, y 150 a 180m para Q1, Q2 y Ng respectivamente cuyos rangos de conductividad hidráulica varían entre 8.6 y 26.2m/d para Q1; 1.5 y 4.7m/d para Q2; 0.2 y 2.5m/d para Ng de acuerdo a 19 pruebas de bombeo reportadas. El autor proporciona también las resistividades de los diferentes tipos de agua medidas en dichos acuíferos las cuales se reproducen en la Tabla 1.

Tabla 1
Resistividad de las formaciones acuíferas en la zona de estudio

<i>Litología</i>	<i>Tipo de agua</i>	<i>Resistividad (ohm-m)</i>
Arena, arcilla, grava	salada, salobre	0 a 2
Arena, arcilla, grava	salobre	2 a 8
Arena y grava	semi-dulce	8 a 14
Arena y grava	dulce	14 a 64
Rocas metamórficas	dulce	>64

Fuente: Coello-Rubio, 2003.

Sondeos audio-magnetotelúricos

El método magnetotelúrico se basa en la interpretación de mediciones en superficie de los campos eléctrico y magnético generados por corrientes terrestres naturales que fluyen por el subsuelo. La medición de estos campos eléctrico y magnético naturales permite estimar la resistividad eléctrica del subsuelo en función de la frecuencia y posteriormente en función de la profundidad a través de algoritmos de inversión de datos.

Los sondeos audio-magnetotelúricos (AMT) y magnetotelúricos (MT) se usan en general para diferentes propósitos separadamente. Los sondeos AMT se utilizan para la prospección de objetivos a profundidades medias, por ejemplo de origen mineral o más recientemente en la prospección de acuíferos someros o profundos (>400m), en tanto que los sondeos MT se utilizan para objetivos que rebasan los 1000m, originalmente en estudios relacionados con la exploración de recursos petroleros pero mayormente para estudios de corteza superior e intermedia. En el presente trabajo, hemos realizado sondeos coincidentes AMT+MT para abarcar un espectro de frecuencias de campo natural que va de 10^4 a 10^{-1} hz, lo cual garantiza la profundidad de exploración necesaria para alcanzar el basamento hidrológico de la zona de interés, además de que se obtiene el detalle del subsuelo desde los estratos más superficiales.

Este tipo de sondeos requiere la medición de las componentes horizontales E_x , E_y del campo eléctrico y H_x , H_y del campo magnético naturales en el rango de frecuencias mencionado. A partir de los valores medidos en campo durante un periodo que va de 2 horas (rango AMT) hasta 24 horas o más (rango MT) se obtienen series de tiempo de las variaciones de estos campos que una vez transformadas al dominio de la frecuencia se relacionan entre sí a través del tensor de impedancia Z , de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \tag{1}$$

El tensor de impedancia Z proporciona información del subsuelo en función de la frecuencia por lo cual se le considera como la función respuesta del medio. A partir de sus elementos Z_{ij} es posible definir las resistividades aparentes y las diferencias de fase entre E y H . Estrictamente hablando, los cuatro elementos complejos del tensor definen igual número de resistividades aparentes y fases para un medio estructuralmente complejo. Sin embargo, es posible simplificar Z cuando el medio geológico se puede aproximar a un medio bidimensional (2D) o unidimensional (1D). El primer caso correspondería a un ambiente geológico en el que prevaleciera una estructura de carácter regional con una orientación preferencial (p.e. un contacto geológico) mientras que el segundo a un medio estratificado. Para ambos casos los elementos de la diagonal de Z son nulos mientras que $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ para el caso 2D y $Z_{xy} = Z_{yx}$ para el medio estratificado. Es decir, para el caso 2D se definen dos resistividades aparentes y dos fases, cuando uno de los ejes del sistema coordinado de medición de Z coincide con la dirección de la estructura regional, dadas por las expresiones (Vozoff, 1991):

$$\rho_{xy}(\omega) = \frac{C_1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad \phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im} Z_{xy}(\omega)}{\text{Re} Z_{xy}(\omega)} \tag{2a}$$

$$\rho_{yx}(\omega) = \frac{C_2}{\omega\mu_0} |Z_{yx}(\omega)|^2 \quad \phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im} Z_{yx}(\omega)}{\text{Re} Z_{yx}(\omega)} \right] \tag{2b}$$

en donde C_1 y C_2 son constantes que representan factores de corrimiento estático de las curvas de resistividad por efecto de diferencias en la resistencia de contacto de los dipolos eléctricos utilizados para medir el campo eléctrico. Las unidades de la resistividad aparente ρ_{ij} y de la fase ϕ_{ij} son ohm-m y grados respectivamente. En las ecuaciones 2a y 2b, $\omega = 2\pi f$, en donde f es la frecuencia de exploración en hertz y

μ_0 es la permeabilidad magnética cuyo valor constante es igual a $4\pi \times 10^{-7}$ H/m. En el caso de un medio predominantemente estratificado sin mayores complicaciones estructurales tanto la resistividad aparente como la fase son las mismas en cualquier dirección horizontal y por lo tanto estarán dadas por solo una de estas ecuaciones, sin embargo, es más conveniente utilizar las expresiones promedio (Berchichevsky y Dmitriev, 1976):

$$\rho_{\text{det}}(\omega) = \frac{C}{\omega\mu_0} \text{Det } Z(\omega) \quad (3)$$

$$\phi_{\text{det}}(\omega) = \frac{1}{2} \tan^{-1} \text{Det } Z(\omega)$$

en donde $\text{Det } Z(\omega) = Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}$, debido a que los datos pueden tener variaciones locales que son promediadas utilizando el determinante además de que estas expresiones son invariantes a las rotaciones, es decir, no dependen del sistema de referencia de medición.

Adquisición de datos

Se midieron un total de 13 sondeos magnetotelúricos realizados en cada uno de los sitios previamente seleccionados. La ubicación de los sondeos se muestra en la Figura 4. Los sitios fueron escogidos de tal forma que los datos adquiridos proporcionarían la mayor información posible de la zona acuífera de Zarumilla, particularmente del área en la que ocurre la mayor explotación del acuífero y su entorno. Cada sondeo se llevó a cabo en dos partes, la primera corresponde a la adquisición en el rango de alta frecuencia (10^4 a 1 Hz) en tanto que la segunda se llevó a cabo en el rango de frecuencias medias y bajas (10 a 10^{-1} Hz). Previo a la medición y sólo al inicio del trabajo de campo se realizó una calibración del instrumento así como del conjunto de sensores magnéticos utilizados. El equipo utilizado fue un Phoenix modelo MTU-2000, que se complementa con seis sensores magnéticos (tres para AMT y tres para MT) y cuatro tazas porosas que forman dos dipolos eléctricos y otra para conexión a tierra del instrumento. El trabajo de adquisición de datos se realizó en dos etapas. La primera se llevó a cabo en territorio ecuatoriano, principalmente dentro de una reserva ecológica, por lo que la vegetación es frondosa y los lugares disponibles se localizaron fundamentalmente en el entorno de los campamentos e instalaciones militares que existen. La segunda etapa se realizó en territorio peruano en una zona que se localiza al oeste de la ciudad de Tumbes, entre esta ciudad y la frontera con Ecuador.

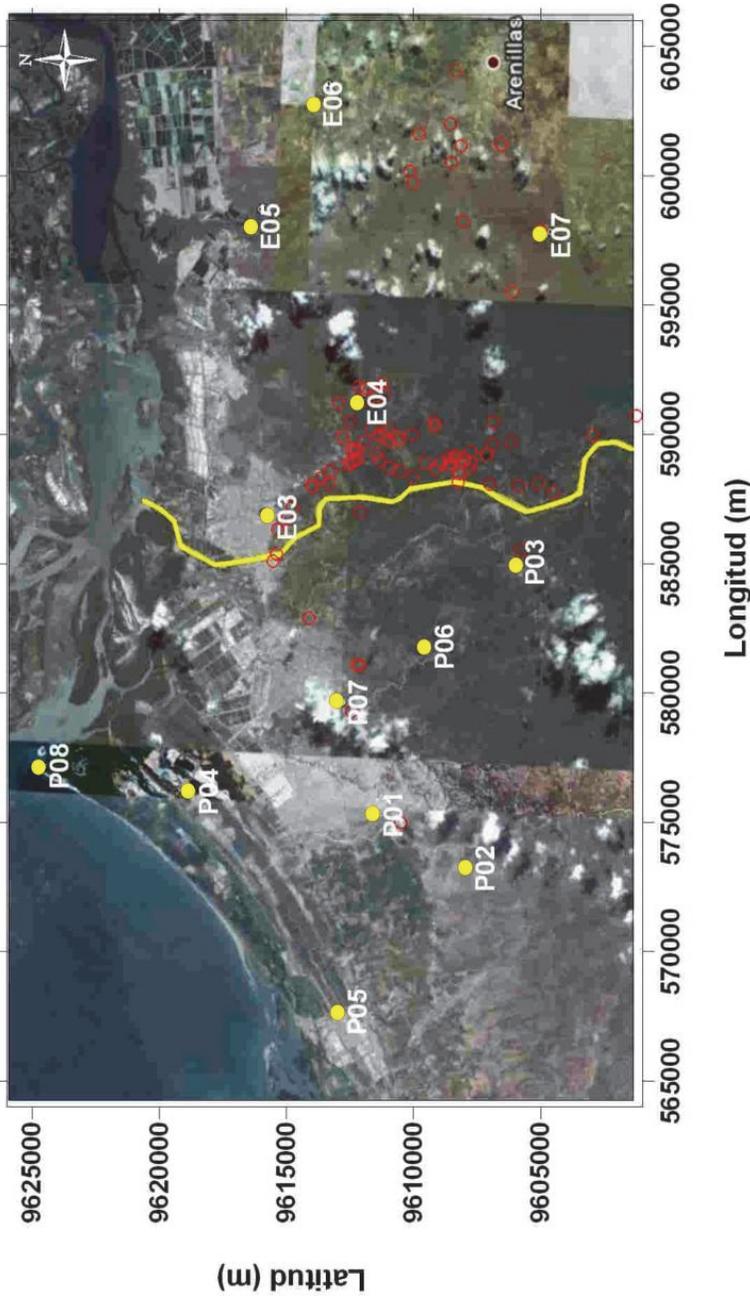


Figura 4. Ubicación de los sondeos magnetotéluricos de espectro amplio realizados en la zona de estudio (círculos amarillos). La línea amarilla representa la frontera entre Ecuador y Perú que corresponde parcialmente a la trayectoria del río Zarumilla. Los círculos rojos representan la ubicación de pozos de suministro de agua perforados en la zona. La escala vertical y horizontal es en metros.

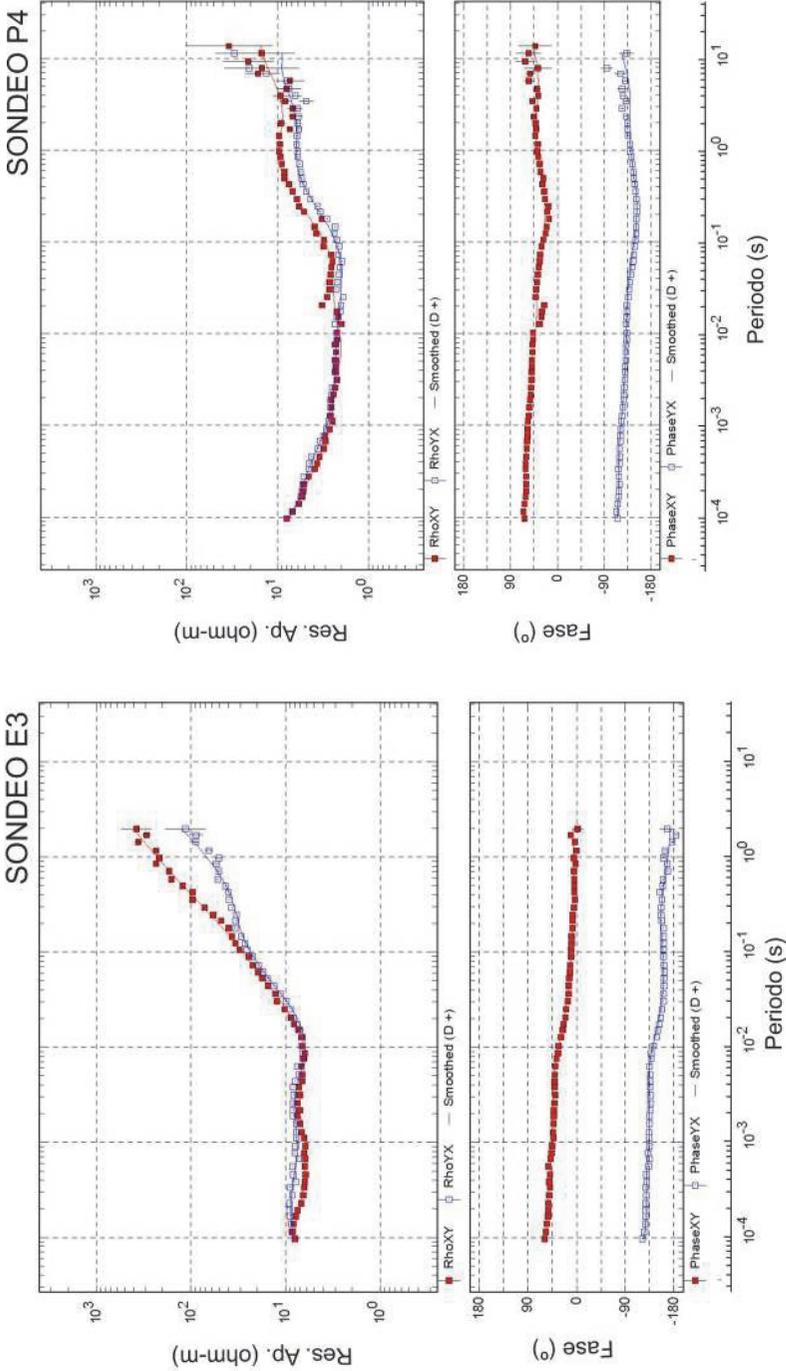


Figura 5. Ejemplo de curvas de resistividad aparente (parte superior) y fase (parte inferior) de los sondeos E3 y P4. Las curvas rojas están asociadas a la dirección NS y la azules a la EW.

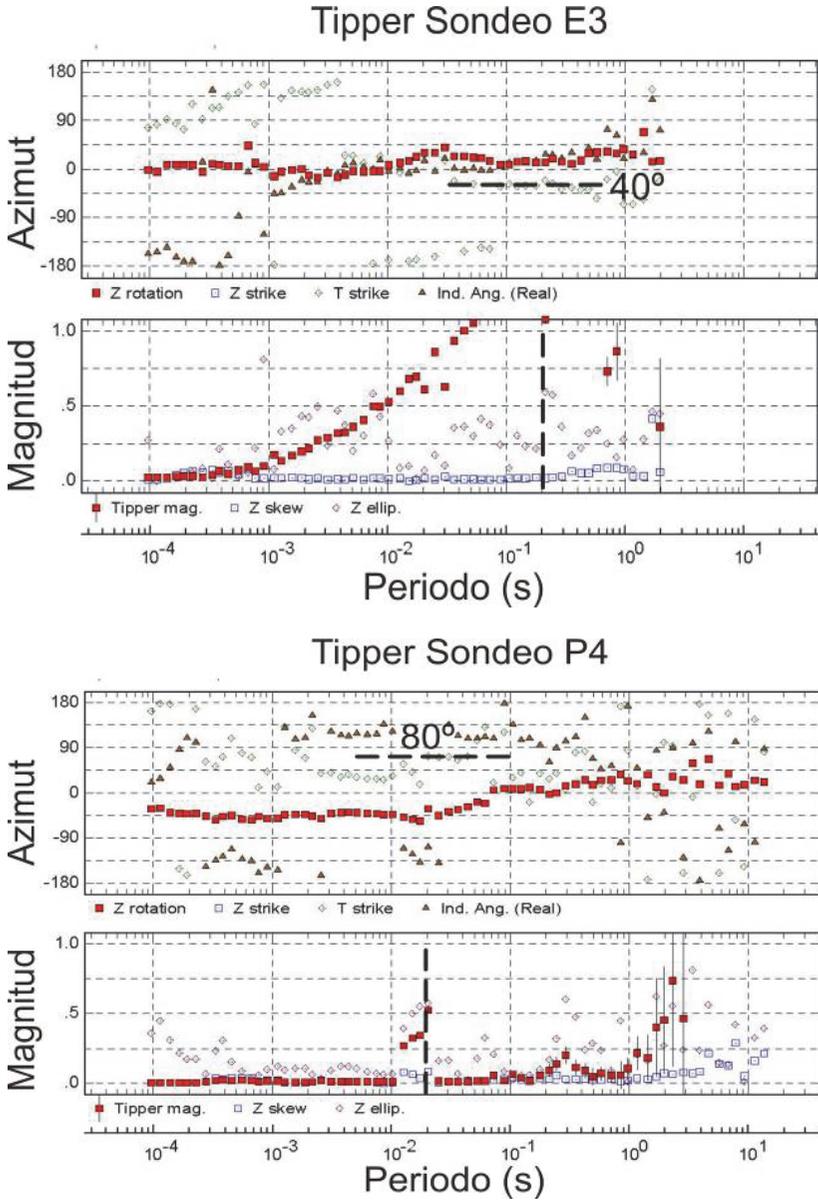


Figura 6. Ejemplo de curvas de azimut (arriba) y magnitud (abajo) del *tipper* en los sitios E3 y P4. Las líneas punteadas horizontales representan el azimut promedio de la máxima amplitud del *tipper* en los respectivos sondeos. A partir de la frecuencia a la cual ocurren se estimó la profundidad aproximada de las discontinuidades.

Curvas de resistividad y fase

El procesado de los datos previo a la obtención de las gráficas de resistividad y fase consiste en la transformación al dominio de las frecuencias de las series de tiempo registradas en el instrumento y en la estimación del tensor de impedancia a partir de criterios estadísticos de minimización y de promedios en multi-ventanas previamente seleccionadas. De acuerdo a las ecuaciones (2a) y (2b), en cada sitio de medición se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase en función de la frecuencia, las cuales representan dos direcciones de conducción mutuamente perpendiculares. La Figura 5 muestra como ejemplo de las gráficas de resistividad (recuadros superiores) y fase (recuadros inferiores) que corresponden a los sondeos E3 y P4, en donde los puntos rojos representan la respuesta eléctrica en la dirección NS en tanto que los puntos azules representan la respuesta en la dirección EW. Cuando una zona es geológicamente o estructuralmente simple, las respuestas eléctricas suelen ser semejantes, en caso contrario éstas pueden ser muy diferentes entre sí. De los 13 sondeos realizados, solamente uno de ellos (P3) muestra respuestas eléctricas muy diferentes en las dos direcciones perpendiculares, claramente afectadas por la distorsión EM como consecuencia de la presencia de una estructura geológica en el entorno del sitio. El resto de los sondeos tiene un comportamiento más regular, que refleja relativamente poca distorsión EM del subsuelo por lo que se puede considerar que la zona de estudio proporciona una respuesta de un medio unidimensional estratificado. Este resultado se apoya además en valores bajos de skew y determinaciones inestables del *strike* eléctrico regional (Bahr, 1991).

Magnitud y dirección del tipper

Además de las gráficas de resistividad y fase, se obtuvo el tipper en función de la frecuencia para cada sitio, el cual proporciona información independiente del subsuelo a partir de la relación entre la componente vertical del campo magnético H_z y las componentes horizontales relacionadas por la expresión:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad (4)$$

donde A y B son parámetros complejos de los cuales se obtienen expresiones para la magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción o *tipper* dadas por (Vozoff, 1991):

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad \beta \tan^{-1} B/A \quad (5)$$

Las variaciones de la magnitud y dirección del tipper se relacionan a la presencia de cambios laterales de conductividad y por lo tanto a la posición y extensión de conductores en rangos de frecuencia específicos. Los vectores, según la convención de Parkinson (1959) apuntan hacia los conductores y su magnitud es mayor cuanto mayor sean sus dimensiones o más cercanos se encuentren del punto de medición. Si no existen conductores laterales, la magnitud de H_z es cero, lo cual es un criterio adicional para definir si un medio es o no unidimensional en un rango de frecuencias específico. En el caso de la zona estudiada, varios sondeos presentan variaciones significativas en la magnitud del tipper aunque en solo uno de ellos (E3) dicha variación ocurre en un rango amplio de frecuencias. En el resto de los sondeos solo se manifiesta en frecuencias específicas. La Figura 6 muestra un ejemplo de la variación del azimut (T strike) y magnitud de éste parámetro (cuadros rojos en gráficas inferiores) en los sitios de los sondeos E3 y P4. Las líneas punteadas horizontales de las gráficas de azimut corresponden al promedio de la dirección de máxima amplitud del tipper. En este caso, la dirección de máxima amplitud en los sitios de los sondeos E3 y P4 apunta a -40° y 80° con respecto al norte y ocurre para periodos de 0.2 y 0.02s respectivamente. Los resultados del análisis del resto de los sondeos se muestran en la Tabla 2, en la cual se incluye también el resumen de varios parámetros calculados para cada uno de los sondeos medidos. Entre otros, se estimó la profundidad de investigación en cada sitio obtenida a partir de la expresión de *skin depth* (Vozoff, 1972), que depende de la conductividad superficial y de la más baja frecuencia de la siguiente manera:

$$\delta = \left(\frac{2\rho_{prom}}{\mu_0\omega} \right)^{1/2} \cong 503 \left(\frac{\rho_{prom}}{f} \right)^{1/2} \quad (6)$$

donde $\omega=2\pi f$ es la frecuencia angular, μ_0 es la permeabilidad magnética y ρ_{prom} es la resistividad aparente promedio del subsuelo. La Figura 7 muestra las direcciones del tipper correspondientes a profundidades mayores a los 700 metros, cuya dirección apunta hacia posibles estructuras conductoras orientadas perpendicularmente a estos y representadas por líneas punteadas color rojo en la misma figura. La ausencia de vectores en varios sondeos indica que su magnitud es cero a los periodos correspondientes a 700 metros de profundidad o mayores. Se asume que las estructuras interpretadas con las líneas punteadas corresponden a contactos geológicos cuya dirección es consistente con la dirección de las estructuras regionales (p.e. Figura 1), y probablemente tengan influencia en la dirección del flujo subterráneo del acuífero.

Tabla 2
Síntesis de los resultados obtenidos del análisis del tipper de los sondeos realizados.
Adicionalmente, se incluyen las profundidades máximas de investigación
para cada sondeo a partir de la ecuación (6) utilizando las resistividades promedio
de la 5a columna. P1 y P7 no tienen tipper

<i>Sondeo</i>	<i>Dimensionalidad</i>	<i>Prof. Max. (km)</i>	<i>Tipper Max. T(s)</i>	<i>Rho prom. (ohm-m)</i>	<i>Prof. Tipper Max. (m)</i>	<i>Azimet Tipper (°)</i>
E3	1D /2D	14.0	0.2	20	700	-40
E4	1D/2D	6.5	0.02	5	160	-45
E5	1D	1.5	0.0007	8	40	100
E6	1D	4.0	0.001	6	40	35
E7	1D/2D	6.5	1) 0.001 2) 3.0	7 20	40 3800	-40 130
P1	1D	2.5	—	—	—	—
P2	1D	6.0	3	4	1700	135
P3	2D	12	1) 0.01 2) 0.3	10 20	160 1200	0 -40
P4	1D	3.5	0.02	4	140	80
P5	1D/2D	14.0	1) 0.02 2) 0.25	10 20	220 1100	135 100
P6	1D	2.5	3.0	3	1500	130
P7	1D	6.5	—	—	—	—
P8	1D	1.5	2.0	5	1580	135

Inversiones 1d y diagramas de bloques

Los modelos unidimensionales de los sondeos fueron obtenidos a partir de la inversión del invariante de la resistividad y de la fase (Ec. 3) que se caracteriza por ser independiente de la dirección de la estructura regional y proporcionan un promedio de las dos respuestas eléctricas perpendiculares (o modos de polarización). La Figura 8 muestra los modelos de profundidad de los sondeos E3 y P4 y el ajuste a las curvas de resistividad y fase del invariante. Adicionalmente, se calculó el modelo de profundidad suavizado para cada sondeo utilizando un algoritmo tipo Occam (Constable *et al.*, 1987) que consta de un número mayor de capas. Entre los rasgos que sobresalen de las curvas de campo es una capa superficial conductora (~10ohm-m) presente en toda la zona de estudio, que en algunos casos es aún más conductiva a profundidad (E5, P1, P2, P4, P6, P7 y P8) para luego incrementarse por efecto de la presencia de un estrato más resistivo. En algunos de los sondeos la presencia del basamento es clara (E3, E4, E6, E7, P1, P3, P4 y P5) pero no en otros (P2, P6, P8 y E5). Por otro lado, en la mayor parte de las curvas es posible distinguir una secuencia de estratos que alterna de resistivos a conductivos y luego a moderadamente resistivos pasando a conductivos o muy conductivos y finalmente a resistivos. Esta alternancia se asocia cualitativamente a la secuencia sedimentaria del Cuaternario-Neógeno-Paleógeno y basamento respectivamente que se reproduce

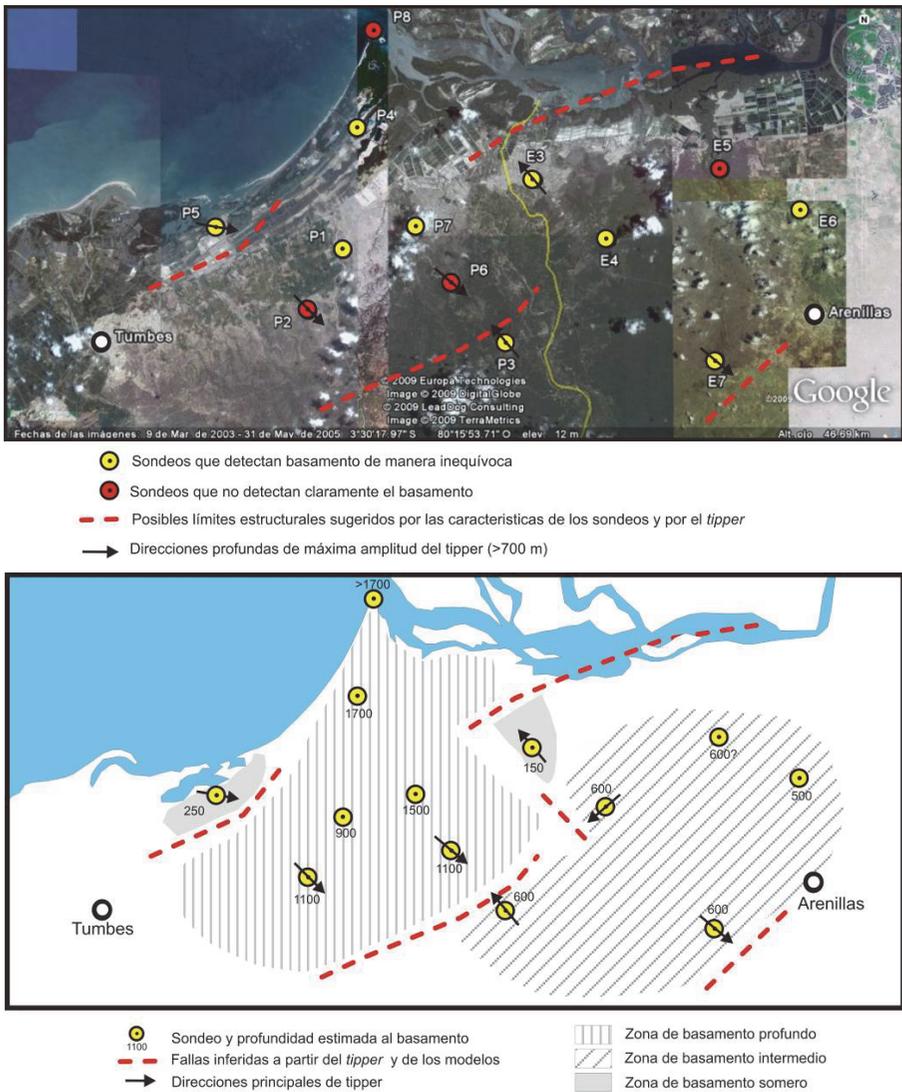


Figura 7. Arriba: estructuras deducidas a partir del azimut del *tipper* a profundidades mayores a 700m. Los vectores, según la convención de Parkinson (1959) son perpendiculares a dichas estructuras y apuntan hacia ellas. Los sondeos que no tienen flechas de *tipper* indican que su magnitud es nula. Abajo: distribución de profundidades del basamento obtenida de los modelos de profundidad de los sondeos.

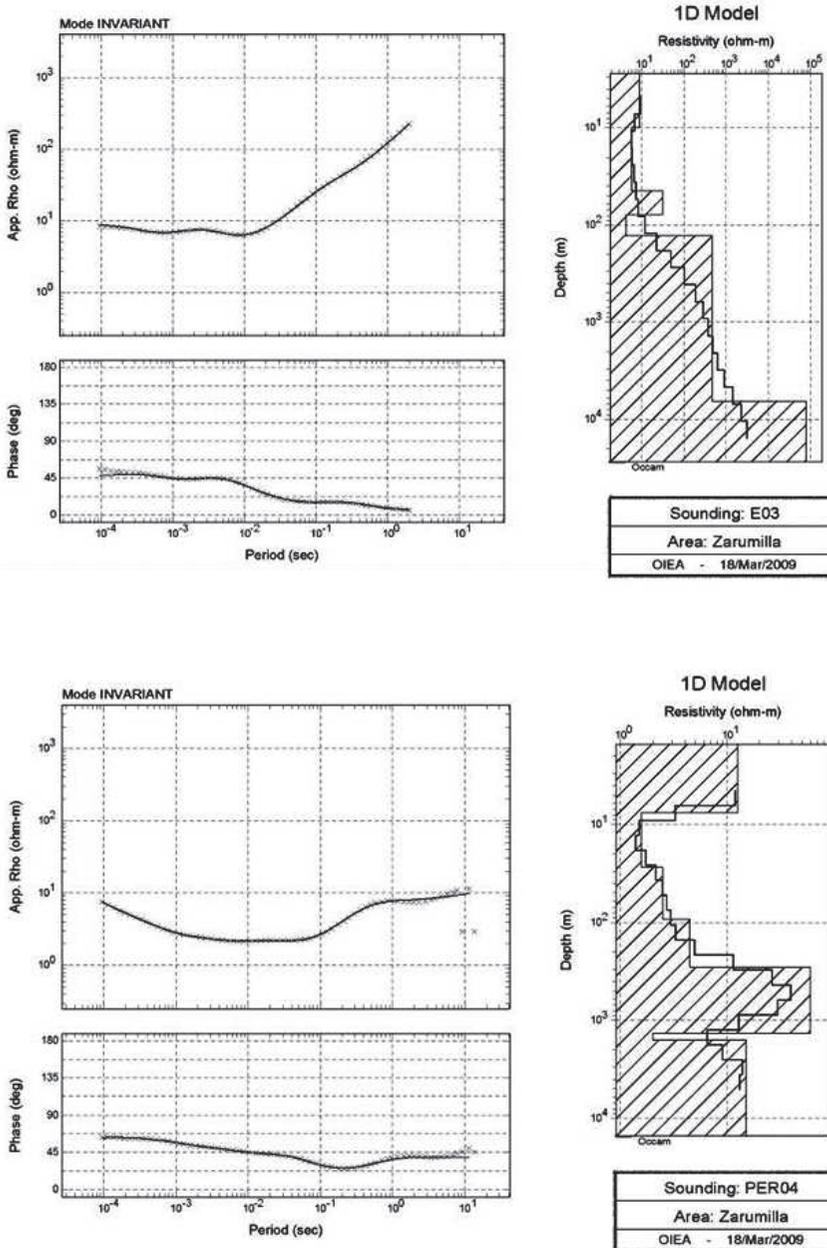


Figura 8. Ejemplos de modelos de profundidad (derecha) de los sondeos E3 y P4. Las gráficas de la izquierda muestran los ajustes entre los datos de resistividad y fase del invariante (cruces) con los datos estimados (línea continua).

en los modelos de profundidad deducidos de las inversiones del invariante realizadas a los 13 sondeos, de donde se obtuvieron los resultados que se muestran en forma resumida en la Tabla 3.

Tabla 3
Síntesis de resultados obtenidos de la inversión unidimensional de los sondeos realizados. La 2a y 3a columnas proporcionan respectivamente la dimensionalidad de cada sondeo y la profundidad teórica máxima alcanzada. Las siguientes tres columnas proporcionan los espesores de las formaciones Ng y Pg, así como la profundidad al techo del basamento

<i>Sondeo</i>	<i>Dim.</i>	<i>Prof. teo. max. de exploración (km)</i>	<i>Prof./res. "Ng" m (ohm-m)</i>	<i>Prof./res. "Pg" m (ohm-m)</i>	<i>Prof. / res. Basamento m (ohm-m)</i>
E3	1D /2D	14.0	55-80 (35)	80-150 (4)	150 (400)
E4	1D/2D	6.5	20-200 (6)	200-600 (1.5)	600 (1000)
E5 ^a	1D	1.5	120-? (20)	—	—
E6	1D	4.0	15-400 (10)	400-500 (3)	500 (400)
E7	1D/2D	6.5	40-350 (20)	350-600 (6)	600 (>40)
P1	1D	2.5	60-500 (8)	500-850 (6)	850 (70)
P2	1D	6.0	35-600 (6)	600-1100 (<1)	1100 (35)
P3 ^b	2D	12.0	40-500 (20)	—	500 (40)
P4 ^c	1D	3.5	300-1500 (60)	1500-1700 (2.5)	>1700 (20)
P5	1D/2D	14.0	70-250 (20)	—	250 (>1000)
P6 ^d	1D	2.5	20-500 (4)	500-700 (<1)	—
P7	1D	6.5	100-900 (10)	900-1500 (2)	1500 (>20)
P8	1D	1.5	180-200 (10)	200-? (5)	—

^a Profundidad máxima limitada por cuestiones técnicas.
^b Sondeo afectado por la cercanía de una falla sepultada, por lo cual la interpretación 1D no es una buena aproximación.
^c Importante espesor de sedimentos superficiales (Q) muy conductivos.
^d El Ng es conductor.

En la Tabla 3 se han puesto entre comillas las formaciones del Neógeno (Ng) y Paleógeno (Pg) debido a que no necesariamente corresponden a los límites temporales de estas formaciones geológicas. Lo que las caracteriza y distingue son los valores de resistividad, mayores en la unidad Ng, los cuales pueden estar vinculados a cambios de facies que no necesariamente corresponden a dichos límites. En este contexto, lo que aquí se ha llamado la formación Ng de hecho se puede asociar a un sistema acuífero que por los valores de resistividad moderada podría sugerir que la calidad del agua es razonablemente buena y por lo tanto una fuente potencial de suministro. En contraste, el estrato Pg sugiere que esta unidad que se encuentra subyaciendo al acuífero Ng, está probablemente saturada con agua de origen marino ya que presenta consistentemente valores muy bajos de la resistividad eléctrica.

Por otro lado, de los resultados de las inversiones se hacen evidentes las irregularidades que existen en el basamento de la zona estudiada que no pueden ser atribuidas a corrimiento estático debido a que éste resultó prácticamente inexistente. Las variaciones de la profundidad al techo de esta unidad que se considera de edad cretácica, van desde los 150 a los más de 1700 metros. La Figura 9 muestra el modelo estructural del basamento en diferentes perspectivas deducido de dichas inversiones junto con los datos de pozos disponibles (Vásquez, 2005). Como se puede observar de la Figura 9, es posible diferenciar la geometría de las principales formaciones interpretadas que constituyen el subsuelo de la zona de estudio. Por ejemplo, la Figura 9a muestra un mayor espesor de la formación Pg y por lo tanto mayor profundidad al basamento en dirección NW, es decir hacia la costa. Las irregularidades observadas se explican en términos de desplazamientos verticales ocurridos durante la historia tectónica en esta región e implica que existen fallas geológicas que en algún periodo fueron activas, las cuales se encuentran limitando a los diferentes bloques interpretados. En general las interfaces son irregulares y en particular, se aprecia una depresión del basamento en el entorno de los sondeos P1 y P7 que parece extenderse hacia la costa, en los alrededores del sondeo P8 en donde alcanza sus valores máximos. Es en esta región en donde los espesores de los depósitos sedimentarios del Neógeno y del Paleógeno son mayores, sin embargo es precisamente en esta zona en donde se observan valores de resistividad muy bajos asociados a dichas formaciones, lo que es un indicio de la invasión de agua de origen marino. Estos contactos dividen en tres áreas distintas la zona estudiada: la zona SE en donde el basamento es relativamente somero (500-600m); la zona NW que corresponde a la más profunda de las tres, alcanzando valores mayores a los 1700m; los altos estructurales en donde el basamento se encuentra más próximo a la superficie y que parecen ser el límite de una cuenca de rellenos sedimentarios considerables (Figura 10).

Secciones de profundidad

Con el objeto de visualizar de manera más clara las variaciones del basamento a lo largo y ancho de la zona acuífera de Zarumilla, se seleccionaron tres perfiles representativos para llevar a cabo una modelación bidimensional a lo largo de los mismos utilizando el algoritmo de Rodi y Mackie (2001). Las inversiones se realizaron utilizando las curvas de resistividad y fase rotadas a los ejes principales e incorporando los modelos unidimensionales obtenidos previamente como modelos iniciales. Las dimensiones de las mallas de los modelos 2D fueron de 7x45 nodos para el Perfil 1, de 5x45 nodos para el Perfil 2 y de 4x45 nodos para el Perfil 3 y el número de iteraciones se fijó en 100 para los tres perfiles. La Figura 10 muestra la ubicación de dichos perfiles. El Perfil 1 incluye 7 sondeos y tiene una orientación aproximadamente Oeste-Este. El Perfil 2 comprende 5 sondeos, tiene una orienta-

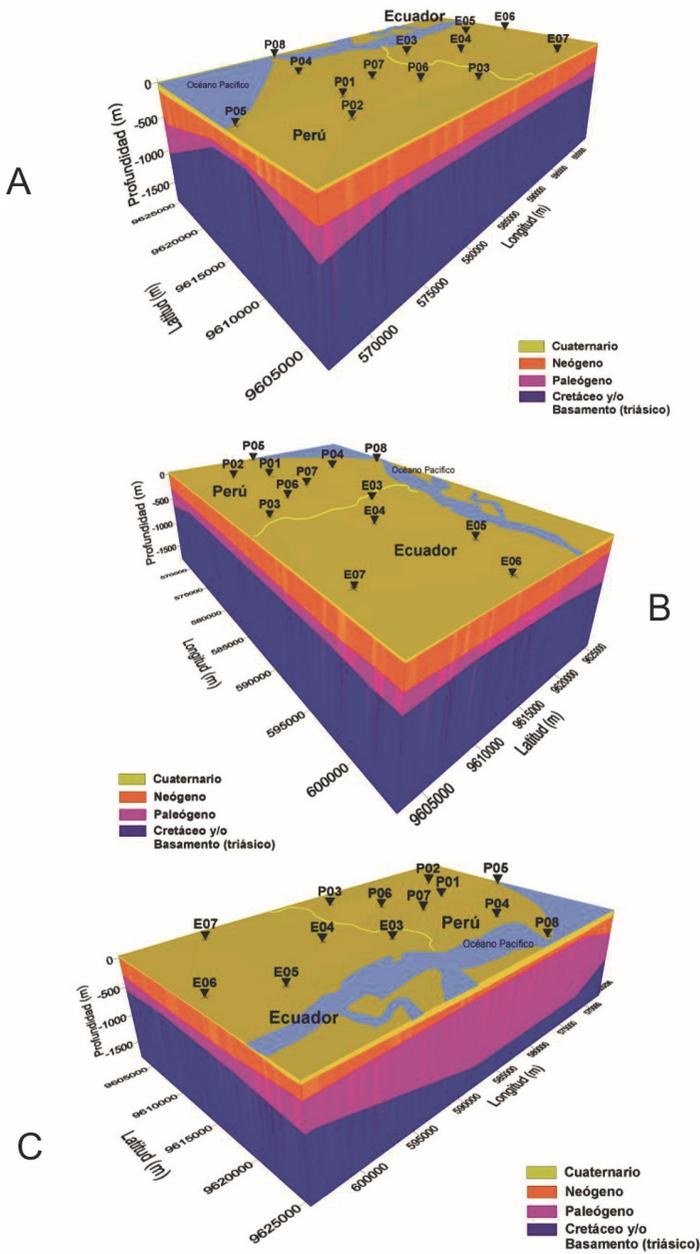


Figura 9. Modelo de bloque de la interpolación de los modelos 1D de los sondeos AMT-MT, mostrando tres perspectivas diferentes del subsuelo de la zona de estudio. A) inclinación de 30 grados mirando hacia el SW; B) misma inclinación mirando hacia el NW; C) misma inclinación mirando hacia el NE.

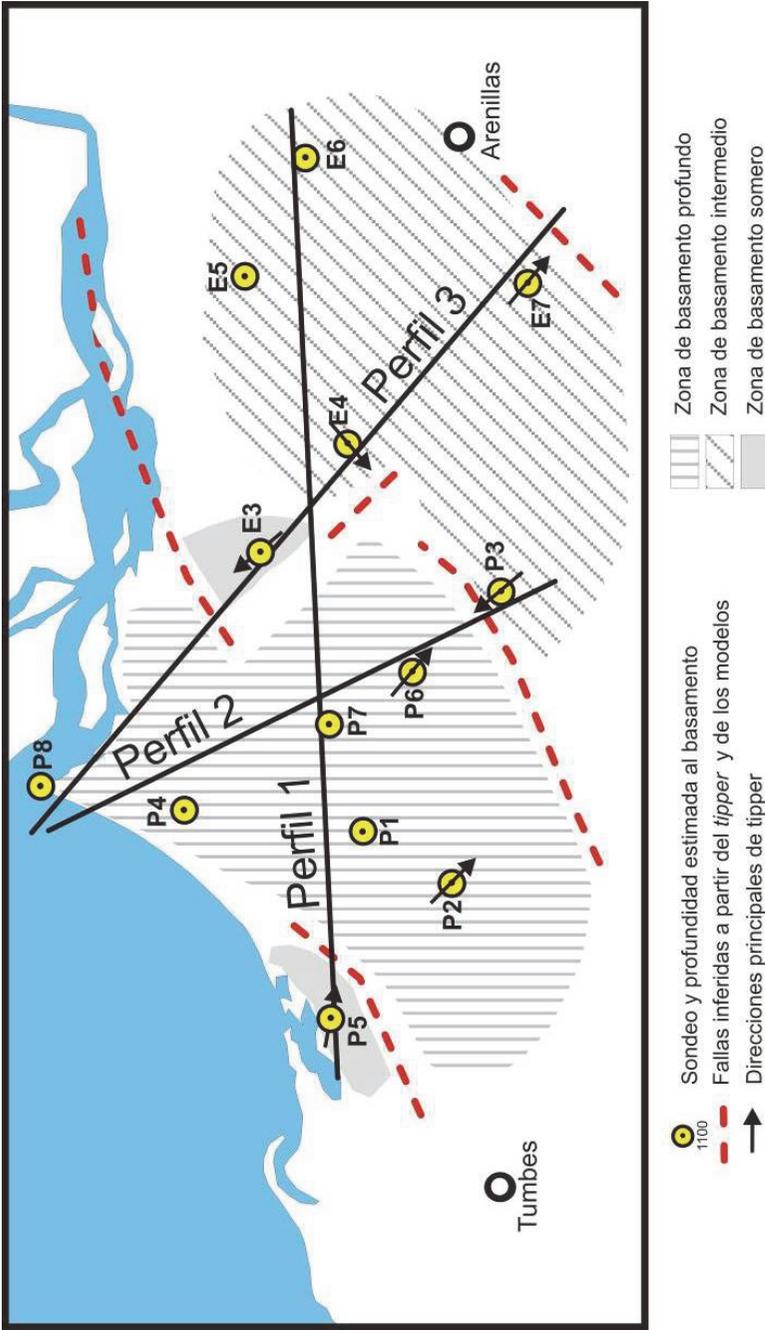


Figura 10 Ubicación de los perfiles seleccionados para la inversión 2D (líneas continuas negras).

ción aproximada Noroeste-Sureste y se ubica del lado peruano de la frontera. Por último, el Perfil 3 incluye 4 sondeos y también tiene una orientación Noroeste-Sureste pero comprende sondeos principalmente del lado ecuatoriano.

Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 11, en donde se aprecia la ubicación de las fallas inferidas a partir de la interpretación del tipper y de los modelos de profundidad 1D del invariante. La exageración vertical aproximada es 1:5. En la Figura se puede apreciar en el Perfil 1 una especie de depresión del basamento (en color azul oscuro), que corresponde a valores de más de 70 ohm-m, y que ocurre entre la ubicación de los sondeos P5 y E3 con profundidades de más de 2000 m. Al Este del Río Zarumilla, en territorio ecuatoriano, también se observa una depresión del basamento a lo largo de este mismo perfil, aunque menos pronunciada que la que se encuentra al Oeste del río. La profundidad máxima interpretada del basamento en este sector es de alrededor de 1200 metros desde la superficie lo cual implica un potente espesor de sedimentos Cenozoicos preponderantemente conductivos. La posición del sondeo E3 sugiere un alto estructural del basamento que a pesar de estar definido por un solo punto, la buena calidad de este sondeo proporciona confianza acerca de la veracidad de este resultado.

De acuerdo a la interpretación de los datos del tipper, entre los sondeos P5 y P1 existe una falla geológica que es consistente con los resultados que se obtienen de la inversión 2D de los datos a lo largo de este perfil que muestra un desplazamiento vertical importante entre ambos sondeos. El resultado del Perfil 2 sugiere que en esta zona el basamento es más conductivo, sin embargo el relleno sedimentario del Paleógeno presenta valores relativamente más resistivos a profundidades mayores a los 300 metros aproximadamente bajo los sondeos P4 y P8, lo cual puede ser indicio de un acuífero no salobre en este sector. En particular, el sondeo P3, que detecta el basamento a una profundidad relativamente somera (~500m), parece estar afectado por la presencia de una falla muy cercana al sitio de medición que resulta en un sondeo claramente afectado por distorsión EM. Tanto el modelo 2D como la interpretación del tipper son consistentes en la existencia de dicha estructura. En este perfil los sondeos P6 y P8 muestran límites de penetración de exploración de 2500 y 1500 metros respectivamente. Por otro lado, el resultado del Perfil 3 muestra un basamento relativamente más resistivo y buzando hacia la costa de manera más suave que a lo largo del Perfil 2 y con un alto estructural alrededor del sondeo E3. El sondeo P8 a pesar de encontrarse en una zona limítrofe con el océano muestra la existencia de una capa de resistividad intermedia y de un espesor considerable (>500m) que puede ser de interés hidrológico. A pesar de que los modelos bidimensionales representados en los perfiles de la Figura 11 proporcionar menos detalle que los obtenidos a partir de las inversiones unidimensionales (líneas continuas negras en Figura 10) dan una clara idea de la variación litológica y vienen a confirmar los resultados de los modelos de capas, sobre todo el de la profundidad del basamento.

Conclusiones

El acuífero transfronterizo de Zarumilla presenta variaciones importantes tanto en la profundidad al basamento como en los espesores de las unidades potencialmente productivas. Entre los resultados más relevantes que se deducen de este trabajo desde el punto de vista geohidrológico se encuentran los siguientes:

En la zona de estudio existe una familia de fallas en dirección SW-NE que puede estar condicionando la dirección de flujo subterráneo del sistema acuífero en su conjunto. Las fallas no tienen expresión superficial y aparentemente afectan al basamento que muestra importantes desplazamientos en el área de estudio, así como a los rellenos del Paleógeno. Su origen se asocia a los esfuerzos de compresión y de extensión tectónica en el sur de Ecuador que ocurrieron durante el Mioceno. Los resultados muestran que el basamento es más somero hacia el Sureste, en donde se localiza a profundidades de entre 500 y 600 metros entre las poblaciones de Arenillas y Huaquillas. Las profundidades máximas detectadas se encuentran alrededor de los 1500 metros en el entorno del sitio P4, sin embargo en algunos puntos la profundidad puede ser incluso mayor (p.e. P8). Adicionalmente, existen dos altos estructurales detectados en el entorno de los sondeos E3 (150m) y P5 (250m) que definen una cuenca de potentes espesores de rellenos sedimentarios. De acuerdo con la información disponible, el basamento pre-Cretácico en la zona de estudio está constituido por rocas metamórficas continentales y depósitos Cretácicos de rocas volcánicas básicas de origen marino.

La formación acuífera de mayor interés, identificada aquí como formación “Ng” la cual correspondería al acuífero intermedio de Zarumilla (AIZ), ha sido caracterizado principalmente por los valores moderados de resistividad eléctrica a partir de los modelos de profundidad de los sondeos. Esta unidad se encuentra ubicada entre dos estratos más conductivos: uno superficial, que se identifica con los rellenos del Cuaternario, y otro que le subyace y que se asocia a depósitos probablemente del Paleógeno inferior o del Cretácico superior. Según los datos de Steinmann *et al.* (1999) el acuífero AIZ sería del Eoceno y estaría hospedado en una secuencia de productos volcánicos como piroclastos y depósitos de rocas ácidas a intermedias de origen continental y en depósitos de origen fluvial. La interface eléctrica que separa al acuífero intermedio de Zarumilla de la unidad conductora que le subyace no necesariamente corresponde a la interfase entre dos interfaces geológicas o a una probable disconformidad sino más probablemente obedece a un límite entre dos tipos de agua de calidades y niveles de saturación diferentes. Es decir, se especula que en esta región costera en donde han ocurrido regresiones y transgresiones, la calidad del agua y la porosidad de las rocas del subsuelo controlan la estratigrafía eléctrica observada.

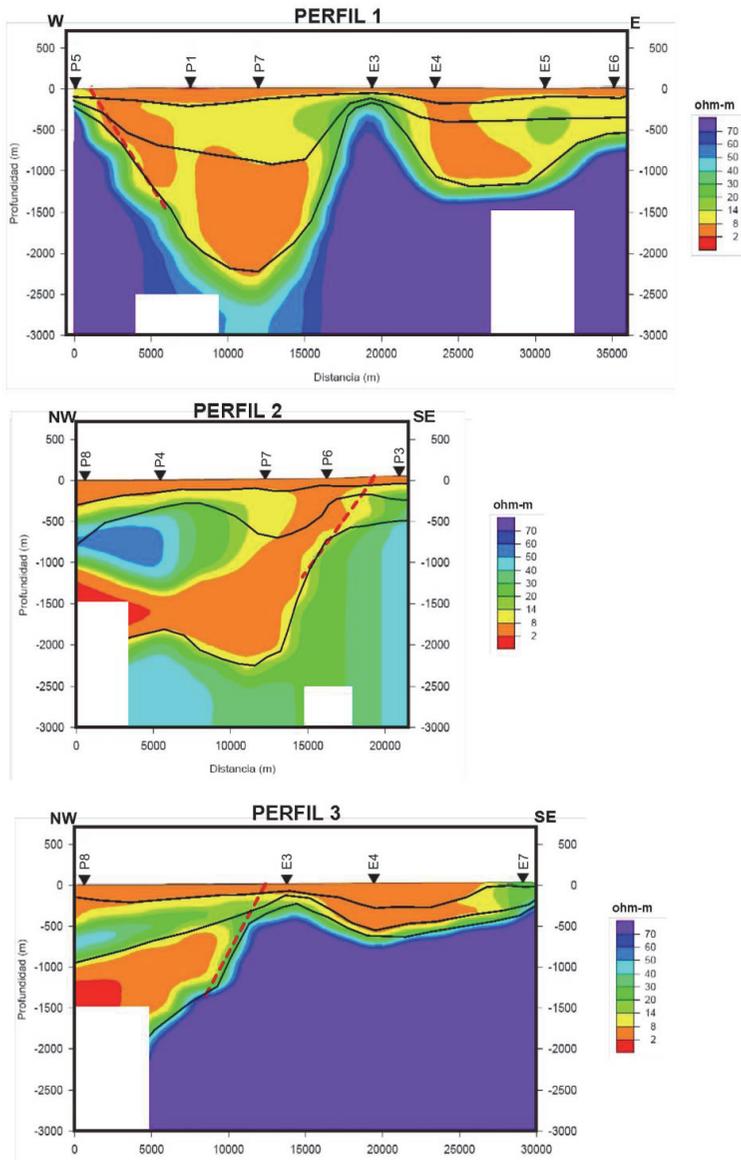


Figura 11. Resultados de la inversión 2D de las curvas de resistividad y fase rotadas a los ejes principales. La ubicación de los perfiles se encuentra en la Figura 11. Las líneas rojas punteadas representan estructuras inferidas a partir de la interpretación del *tipper*. Las líneas negras continuas representan la interpretación 1D extrapolada obtenida de los sondeos individuales. Exageración vertical 1:5. Los rectángulos blancos indican el límite de penetración de los sondeos en esos sitios.

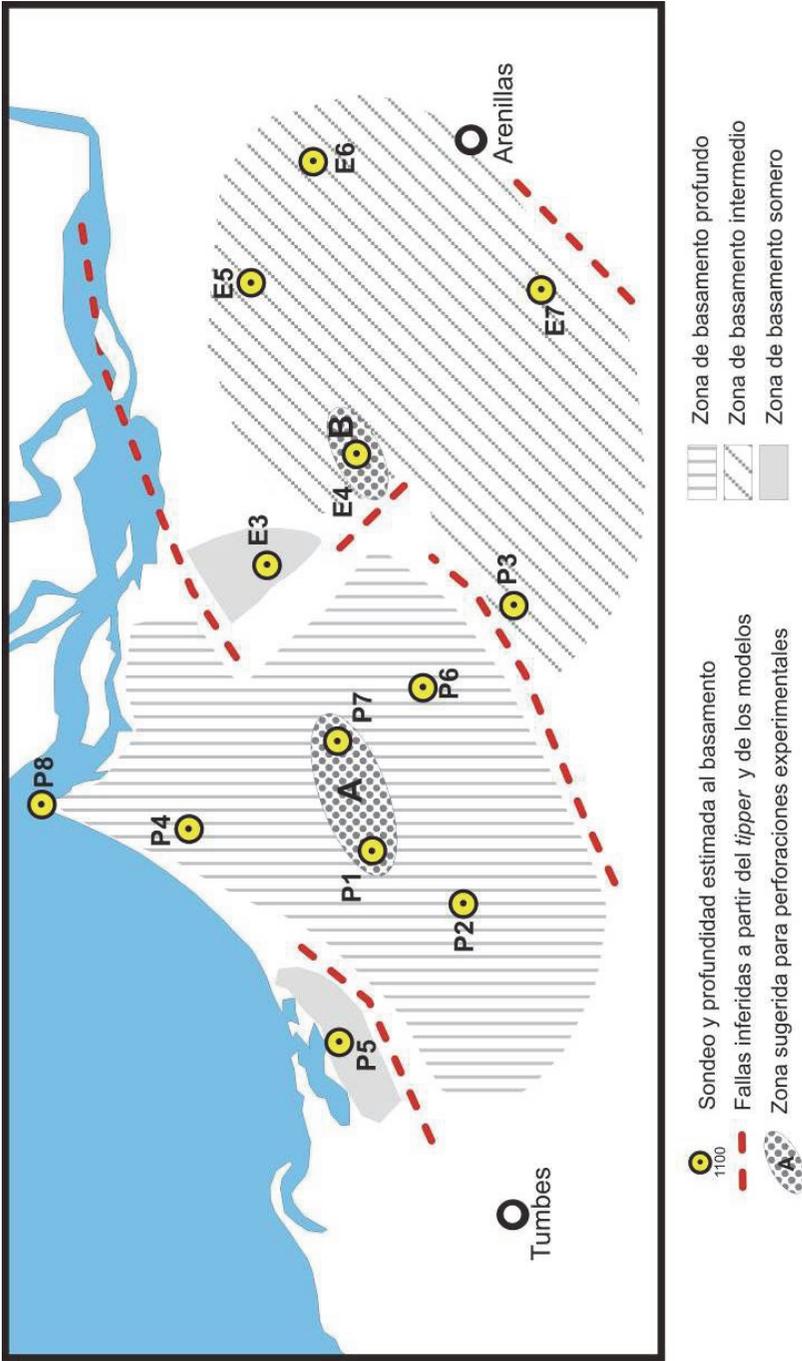


Figura 12. Zonas sugeridas para la exploración detallada para posibles perforaciones profundas.

La profundidad del acuífero intermedio (AIZ) varía entre los 20 y 300 metros y su espesor varía desde unas cuantas decenas de metros (en E3) hasta varias centenas de metros, presentando los mayores espesores en la zona en donde la profundidad del basamento es mayor, es decir en el sector NW del área de estudio. En base a lo anterior, se recomienda llevar a cabo la perforación experimental de un pozo profundo (>300m) que permita explorar tanto la calidad del agua como los niveles de saturación del sistema acuífero intermedio (o AIZ) en un punto propicio. Independientemente de que para la localización específica del punto de perforación se requiera llevar a cabo un estudio geofísico-geohidrológico detallado que permita determinar el sitio con las mejores características, se sugieren dos zonas propicias para este propósito (Figura 12): Zona A: Ubicada en el entorno de los sondeos P7 y P1. Esta zona se caracteriza por presentar importantes espesores de sedimentos (>500m) no conductores, lo cual es un indicio de probables niveles de saturación de agua de buena calidad. Zona B: Ubicada en el entorno del sondeo E4. Aunque esta zona presenta menos potencia de espesores no conductivos (~200m) el acuífero es más superficial. Adicionalmente, la cercanía de la zona de falla sugiere buenas posibilidades de recarga natural.

Bibliografía

- Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys. Earth planet. Inter.*, 66, pp. 24-38.
- Berchichevsky, M.N. y Dmitriev, V.I., 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. *Geoelectric and Geothermal Studies*, pp. 165-221, ed. Adam A., KAPG Geophysical Monograph, Budapest.
- Bourgeois, J., Eguez, A., Butterlin, J., De Wever, P., 1990. Evolution géodynamique de la Cordille`re occidentale des Andes e`quateur; la de`couverte de la formation eoce`ne d'Apagua, *C. R. Acad. Sci. Ser. 311 (1)*, pp. 173-180.
- Coello-Rubio X., 2003. *Characterization of the Zarumilla transboundary aquifer between Peru and Ecuador*, UNESCO-IHE, IAEA-WRP, PEBPT-Perú y PREDESUR-Ecuador, Presentación PPT.
- Constable, S.C., Parker R.L. y Constable C.G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, pp. 289-300.
- Gutscher, M.A., Malavielle, J., Lallemand, S., Collot, J.Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters* 168, pp. 255-270.
- Hungerbuhler, D., 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00'–4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. Tesis Doctoral, Institute of Geology, ETH Zurich, 182 pp.

- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995a. Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous–Late Eocene time, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 62, pp. 615-631.
- Marocco, R., Lavenu, A., Baudino, R., 1995. Intermontane Late Paleogene–Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: sedimentologic and tectonic characteristics. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 62, pp. 597-613.
- Parkinson, W.D., 1959, Direction of rapid geomagnetic fluctuations, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 2, 1-14.
- Rodi, W.L. y Mackie, L.R., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics* 66, pp. 174-187
- Steinmann, M., 1997. The Cuenca Basin of Southern Ecuador: Tectono-Sedimentary History and the Tertiary Andean Evolution. Doctoral Thesis, Institute of Geology, ETH Zurich, p. 176.
- Steinmann M., Hungerbuhler D., Seward D., y Winkler W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach, *Tectonophysics*, 307, pp. 255-276.
- Vásquez L.E., 2005. Revisión de información geofísica, Tumbes, Perú, Acuífero Zarumilla. End off Misión Report, IAEA-RLA/8/031 50 01. Internacional Atomic Energy Agency.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, pp. 98-141.
- , 1991. The magnetotelluric method, *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*, vol. 2. Applications. Soc. Exp. Geophys.