

# Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoeléctricos

**José Alfredo Ramos-Leal<sup>1,\*</sup>, Héctor López-Loera<sup>1</sup>,  
Víctor Julián-Martínez Ruiz<sup>1</sup> y José Jorge Aranda-Gómez<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), Camino a la Presa San José 2055, Col. Lomas 4<sup>a</sup> Sección, 78216, San Luis Potosí, S.L.P., México.

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado Postal 1-742, 76001, Querétaro, Qro., México.

\* jalfredo@ipicyt.edu.mx

## RESUMEN

El relleno sedimentario del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) está formado por sedimentos clásticos del Cenozoico tardío que alojan al acuífero de Villa de Reyes. El estudio de las propiedades eléctricas del subsuelo en la zona de La Pila–Jesús María permitió interpretar la geometría de dicho acuífero en la porción central del valle de Villa de Reyes. El análisis de 104 sondeos eléctricos verticales (SEV) reveló la existencia de dos tendencias lineales (trends) georesistivas en direcciones N-S y NE-SW que están controladas por anisotropías estructurales en las rocas que limitan al valle. La primera tendencia (N-S) está relacionada con el graben de San Luis Potosí y la segunda (NE-SW) con el Graben de Villa de Reyes. El basamento de las cuencas continentales de estas estructuras está formado por rocas volcánicas con resistividades ( $\rho$ ) en un rango de 67 a  $>500 \Omega\text{m}$ . Los valores más bajos se interpretan como lecho rocoso fracturado y/o alterado con contenido de humedad, y los valores altos como roca seca sin fracturar. Hacia el sur del área de estudio la depresión tectónica de Villa de Reyes está rellena por materiales gruesos como depósitos de arena y grava con  $\rho$  de 21 a 35  $\Omega\text{m}$ . Hacia el norte, estos materiales sólo se presentan cerca de los bordes del graben, mientras que hacia su parte central gradúan a materiales sedimentarios finos como limo y arcilla con  $\rho$  de 10 a 21  $\Omega\text{m}$ . Con los SEV se construyeron tres pseudosecciones geoeléctricas de resistividad aparente ( $\rho_a$ ). Con base en ellas se interpretó que cerca del flanco oriental del valle existe un pilar tectónico sepultado que se relaciona al sistema de fallas del Graben de Villa de Reyes. A partir de la relación entre las tendencias de  $\rho_a$  se deduce que en la sucesión de eventos geológicos que condujeron a la formación del valle, primero se formó el graben San Luis Potosí (N-S) y posteriormente el de Villa de Reyes (NE-SW).

*Palabras clave:* Acuífero, geometría, sondeo eléctrico vertical, resistividad, graben, pseudosección, Villa de Reyes, San Luis Potosí, México.

## ABSTRACT

The geometry of the aquifer of the Villa de Reyes graben (San Luis Potosí, México) was inferred from the study of the underground electric properties in the La Pila – Jesús María region. The results of 104 vertical electrical soundings (VES) were used to establish two georesistivity trends with N-S and NE-SW directions. The N-S trend is related to the San Luis Potosí graben and the NE-SW trend to the

*Villa de Reyes graben. The basement of the continental basins in these tectonic depressions is formed by volcanic rocks with resistivities ( $\rho$ ) between 67 and  $>500 \Omega\text{m}$ . The lower values are interpreted as fractured rocks containing water, and the higher values as dry, unfractured basement. The San Luis Potosí and Villa de Reyes grabens are partially filled by upper Cenozoic continental sediments. Coarse-grained sediments, such as gravel and sand deposits, predominate in the southern portion of the studied area. These sediments have  $\rho$  values in the order of 21 to 35  $\Omega\text{m}$ . In the northern part of the area, the coarsest deposits are restricted to the borders of the basin and the fine-grained sediments—such as silt and clay, with  $\rho$  values of 10 to 21  $\Omega\text{m}$ —predominate toward the central part. Three geoelectric pseudosections were prepared using apparent resistivity ( $\rho_a$ ) values derived from the VES. On the basis of these pseudosections, a buried horst, probably related to the Villa de Reyes fault system, is inferred near the western border of the valley. The data derived from the pseudosections are also used to speculate about the tectonic events that led to the formation of the valley. It is proposed that the N-S trending San Luis Potosí graben is older and was partially overprinted in the area by the NE-SW trending faults of the Villa de Reyes graben.*

*Key words: acuífer, geometry, vertical electric sounding, resistivity, graben, pseudosection, Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mexico.*

## INTRODUCCIÓN

En zonas áridas es común que la extracción del agua subterránea sea superior a la recarga natural de los acuíferos, lo que trae como consecuencia el abatimiento de sus niveles, cambios en la calidad del agua y, en casos extremos, problemas de subsidencia, acompañados por fisuramiento y/o fallamiento del terreno. En algunos casos, el fallamiento activo observado en la superficie y causado por la extracción excesiva, está relacionado con heterogeneidades en el material que constituye el acuífero y/o a estructuras geológicas preexistentes en el lecho rocoso debajo del relleno sedimentario (Holzer, 1978; Bell and Price, 1991; Helm 1994).

Muchas ciudades importantes en México que presentan una marcada deficiencia en agua para el consumo humano de la población están situadas en valles tectónicos parcialmente rellenos por material sedimentario (e.g., Celaya, Querétaro, San Luis Potosí y Aguascalientes en el centro del país). Este tipo de escenarios geológicos y de condiciones hidrogeológicas precarias debido al desequilibrio entre la recarga y la extracción, ya ha causado problemas de subsidencia, fallamiento y fisuramiento en algunas áreas dentro de estas zonas urbanas. Ante esta problemática es necesario utilizar métodos indirectos, como los eléctricos, para estudiar las heterogeneidades en los lechos rocosos debajo de ellos. Los métodos eléctricos de resistividad son aún usados ampliamente en la prospección del agua subterránea y en la caracterización de las cuencas hidrológicas debido a que es uno de los métodos geofísicos más económicos y no se requieren técnicos especializados para operar el equipo (Sree-Devi et al., 2001).

La ciudad de San Luis Potosí y su zona conurbana han tenido un crecimiento urbano e industrial considerable en las últimas décadas, lo que ha provocado una explotación intensiva del agua del subsuelo. La sobreexplotación del

agua subterránea en la zona urbana y sus alrededores ha provocado subsidencia del terreno acompañada por agrietamiento y fallamiento del suelo en algunos sitios de la ciudad, lo que ha acarreado daños en edificios, pavimento y redes de drenaje y agua potable. De manera similar, en la región de Villa de Reyes, ubicada a 50 km al SE de la ciudad de San Luis Potosí, el mismo acuífero está sujeto a una extracción excesiva para abastecer los requerimientos industriales y agrícolas del área (Carrillo-Rivera, 1992). En las últimas tres décadas el abatimiento es de 1 a 2 m/año (Cardona-Benavides, 2005) y, al igual que en la ciudad, en esta área ya existen problemas de subsidencia evidenciados por fallamiento superficial.

En este trabajo se reportan los resultados de un estudio realizado con base en sondeos eléctricos verticales con la técnica Schlumberger en la región de La Pila – Jesús María. Con los datos obtenidos se interpreta la geometría del acuífero y la evolución tectónica de una parte de la cuenca hidrogeológica San Luis Potosí – Villa de Reyes (Figura 1). La región de La Pila – Jesús María es un área importante desde el punto de vista de la evolución estructural de la Mesa Central porque en ella se cruzan al menos dos estructuras de importancia regional: el graben de Villa de Reyes (NE-SW) y el sistema NW-SE de fallas en dominó de la Sierra de San Miguelito. Además no es claro si en esta área sólo sucede un cambio notable en la dirección del graben de Villa de Reyes de NE-SW a N-S o si hacia el norte de La Pila – Jesús María existe un tercer conjunto de fallas normales que se formaron independientemente de los anteriores y en tiempos distintos. Con base en la suposición simple de que la forma de la cuenca de Villa de Reyes estuvo siempre controlada por fallas normales, se utilizan las variaciones en su forma a profundidad para proponer una serie de cambios en la orientación y distancia entre las fallas. Estas variaciones se cree que fueron controladas por cambios en la orientación del tensor de esfuerzos conforme

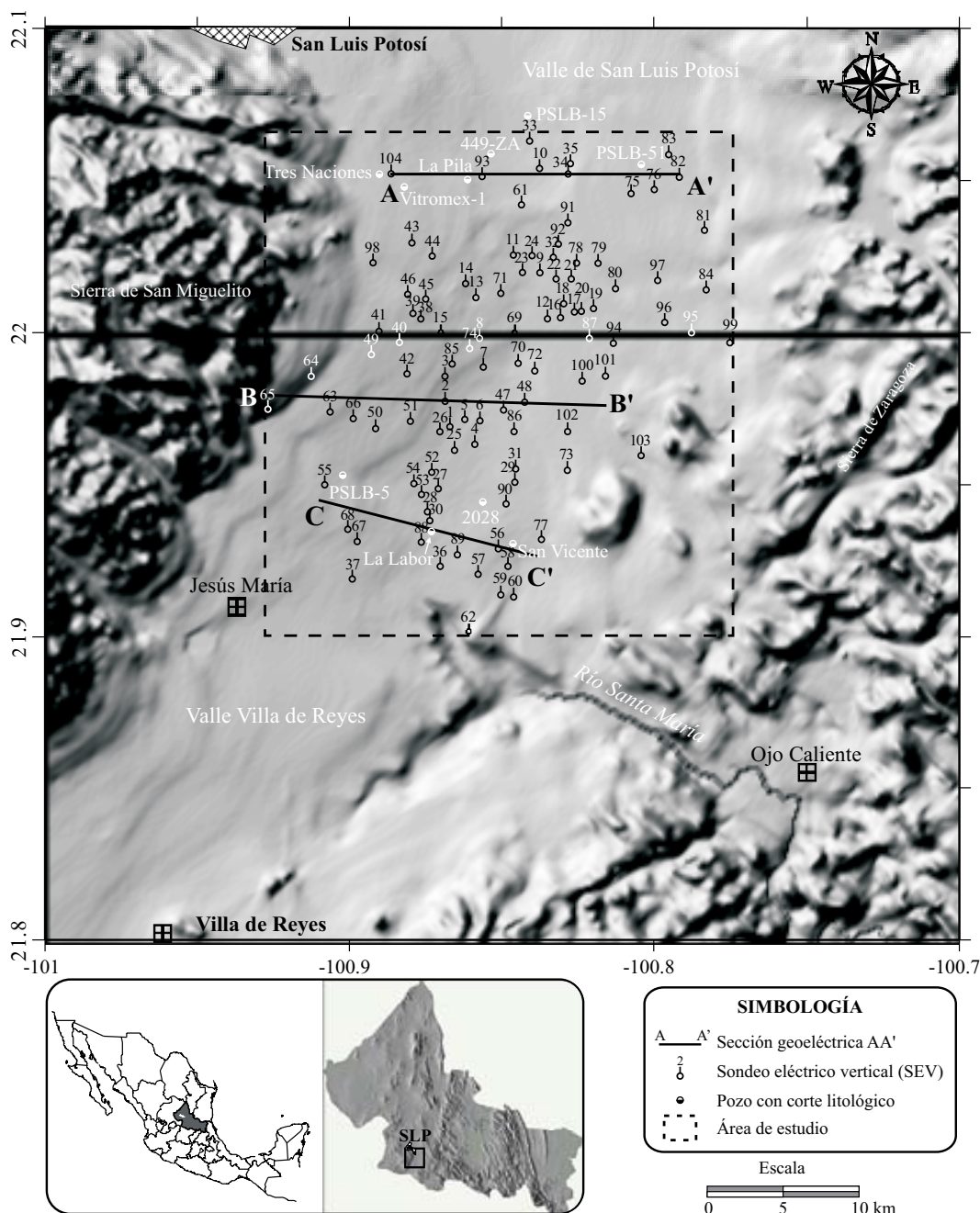


Figura 1. Modelo de elevación digital que muestra la ubicación del área de estudio, localización de los sondeos eléctricos verticales (SEV) y la ubicación de las pseudosecciones geoelectricas discutidas en el texto.

la extensión cortical progresaba en la región. Por otro lado, los procesos tectónicos involucrados en la formación de la cuenca, principalmente fallamiento normal y sedimentación sintectónica, pueden haber influido de manera directa en la hidrodinámica del acuífero (e.g., Burbey, 2002), por lo que el entendimiento de los mismos permitirá comprender mejor el funcionamiento del sistema e identificar zonas en el subsuelo en que potencialmente puedan nuclear estructuras, que al propagarse hacia la superficie afecten a las obras civiles.

### METODOLOGÍA

Para estudiar las propiedades geoelectricas del subsuelo en el área de trabajo se utilizó la técnica conocida como sondeo eléctrico vertical, la cual consiste en determinar la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) del subsuelo en una serie de sitios pre-establecidos dentro del área de interés. Las determinaciones se efectuaron con un dispositivo electrónico de separación creciente entre dos electrodos de emisión (corriente) y dos de recepción (potencial). Los estudios de

los sondeos eléctricos verticales (SEV) se realizaron con la técnica Schlumberger (Figura 2), donde los electrodos de corriente (A y B) y de potencial (M y N) se van abriendo a partir de un centro a lo largo de una misma línea recta. Esto conduce a obtener las variaciones en la resistividad con la profundidad del subsuelo, inmediatamente abajo del centro del arreglo. Durante la ejecución del estudio, los electrodos de potencial (M y N) sólo se modificaron cuando los valores medidos eran muy pequeños, de tal manera que en los datos existen uno o dos puntos con diferente abertura de MN y diferente abertura de electrodos AB, por lo que se obtuvieron algunos puntos de traslape o “clutch” durante la medición del SEV. Normalmente por cada tres a cinco cambios de AB se hizo un cambio de MN, procurando mantener en lo posible la relación de  $AB \geq 5 MN$  (Orellana, 1972).

El arreglo usado durante las mediciones consiste en cuatro electrodos alineados sobre una recta. De las lecturas obtenidas se calculó la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) a partir de considerar la diferencia de potencial entre los electrodos (M y N) debido a una corriente inducida por los electrodos de corriente (A y B). Así, el potencial es dado por:

$$V = \rho \times I / 2\pi [(1/AM - 1/BM) - (1/AN - 1/BN)] \quad (1)$$

donde  $V$  es la diferencia de potencial,  $I$  es intensidad de corriente y  $\rho$  es la resistividad. Resolviendo para la resistividad aparente se tiene:

$$\rho_a = k \times (\Delta V / I) \quad (2)$$

Donde  $k = 2\pi [(1/AM - 1/BM) - (1/AN - 1/BN)]$  es el factor geométrico de arreglo, y el subíndice ‘a’ indica que el valor calculado es aparente.

Uno de los problemas que se afronta al interpretar las variaciones en la resistividad del terreno es que toda la teoría ha sido desarrollada para medios homogéneos e isotrópicos con estratificación horizontal. Como esta condición no se cumple generalmente en los valles de origen tectónico, es necesario tener al menos una perforación (pozo) en el área con un corte litológico conocido para correlacionar la información geológica con aquella derivada de las mediciones geofísicas. En este estudio se calibraron las mediciones de resistividad con el corte litológico del pozo Vitromex-1 ubicado en la parte norte del área de estudio (Figura 1).

Para inferir la geometría del relleno del valle y la profundidad a la que se encuentra el lecho rocoso y para

analizar las posibilidades acuíferas de la zona se realizaron 104 SEV, con aberturas máximas entre los electrodos de corriente (A y B) hasta de 2,000 m. Para esto se empleó un equipo SYSCAL modelo R2. El grupo de datos usados en este estudio consiste en tres perfiles de resistividad 2D CD (Corriente Directa) con los que se prepararon pseudosecciones representativas de la zona (Figura 1). Dos de las pseudosecciones tienen una orientación general E-W y la otra es WNW-ESE, siendo burdamente transversales a las estructuras geológicas de las fosas tectónicas de San Luis Potosí y Villa de Reyes, respectivamente. Las pseudosecciones muestran la distribución y espesores del relleno aluvial.

Los datos de los SEV fueron procesados con el programa comercial Resix Plus que resuelve el problema inverso basado en el método de Ghosh del filtro inverso (Ghosh, 1971a, 1971b).

## MARCO GEOLÓGICO Y CONDICIONES HIDROGEOLÓGICAS

Las rocas más antiguas expuestas en el margen noroccidental del Valle de Villa de Reyes (Figura 3) son parte de la Formación Indidura, una secuencia marina deformada del Cretácico Superior constituida por caliza arcillosa y lutita. Sobre estas rocas descansa discordantemente una secuencia de rocas volcánicas félsicas del Oligoceno, que en la parte central del campo volcánico de San Luis Potosí, cercana al área de estudio, alcanza un espesor hasta de un kilómetro (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

La región de La Pila – Jesús María se encuentra en o cerca de la intersección de varios sistemas regionales de falla (Figura 3), siendo las más notables en la geología expuesta las fallas maestras del graben de Villa de Reyes (NE-SW) y el sistema NW-SE de fallas en dominó expuestas en la sierra de San Miguelito y a lo largo de la cuenca de los ríos Enramadas y Santa María. Al norte del área se ubica el graben de San Luis Potosí, con orientación N-S, y hacia el sur se extiende el graben de Villa de Reyes, con orientación NE-SW (Tristán-González, 1986; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002). Estas fosas tectónicas se extienden por distancias del orden de cien kilómetros y con anchura promedio de 10 a 20 kilómetros. Debido a la complejidad estructural del área, no es claro si los grábenes de San Luis Potosí y Villa de Reyes son estructuras independientes o si en la zona de La Pila – Jesús María ocurre un cambio de rumbo de la misma estructura, como ha sido interpretado por varios autores (*e.g.*, Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).

La formación del graben de San Luis Potosí – Villa de Reyes inició en el Oligoceno medio cuando el vulcanismo de la Mesa Central aún estaba activo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). El valle fue generado por desplazamiento a lo largo de sistemas de fallas normales escalonadas y el relleno de la depresión tectónica inició con el depósito de la Riolita

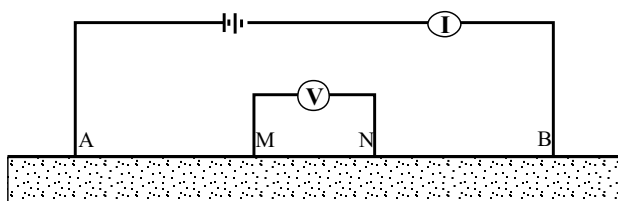
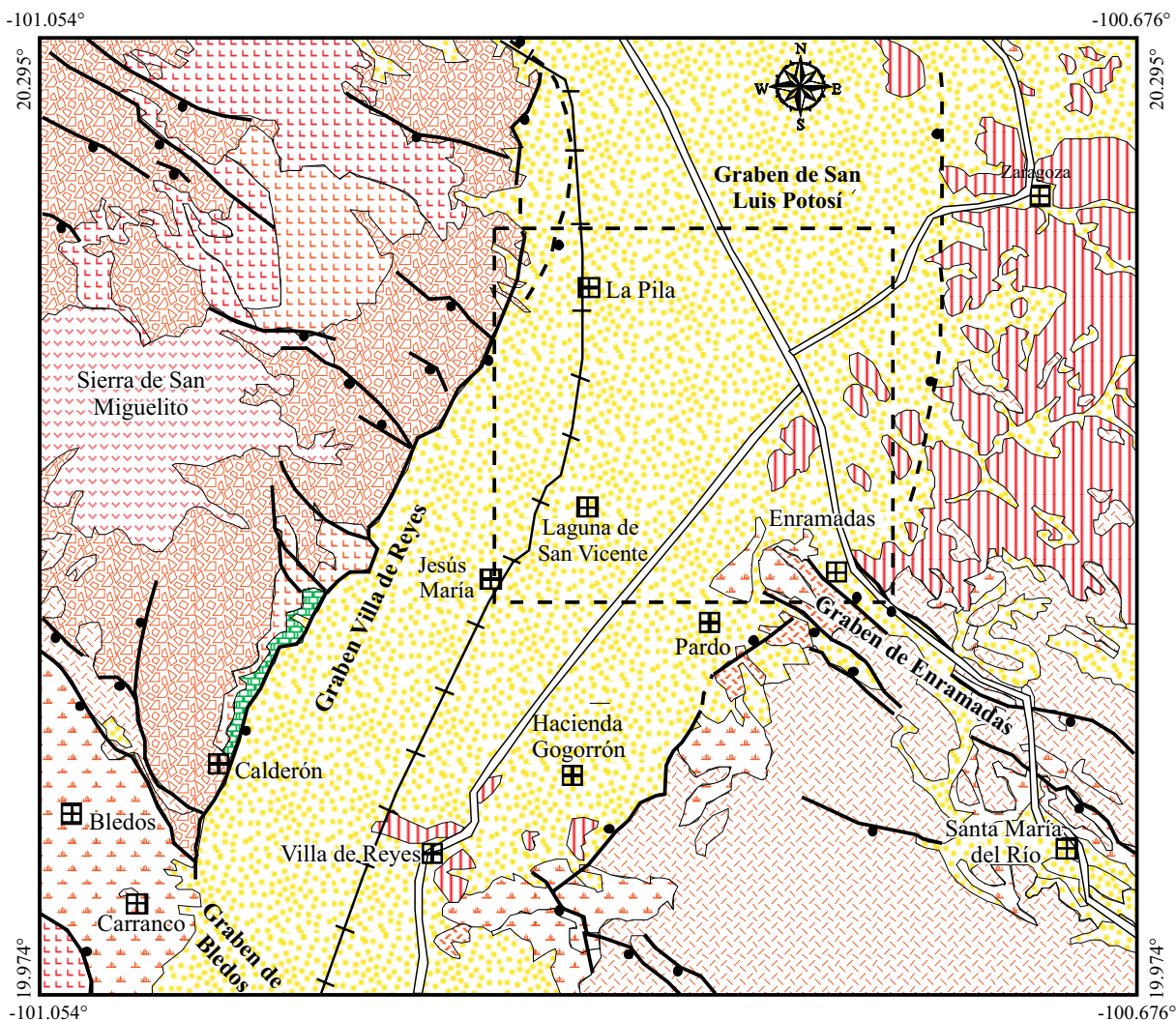


Figura 2. Dispositivo eléctrico tipo Schlumberger.



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

ERA	PERIODO	ÉPOCA		
		PISO		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Aluvi3n
				Riolita Panalillo
	TERCIARIO			Riolita El Zapote
				Ignimbrita Cantera
				Riolita San Miguelito
MESOZOICO	CRETÁCIICO	TURONIANO		Latita Portezuelo
				Traquita Ojo Caliente
				Formaci3n Indidura

LEYENDA

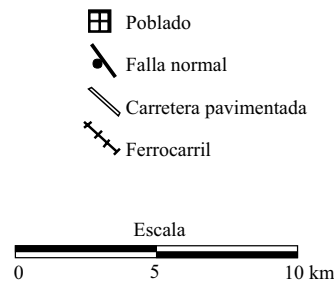


Figura 3. Plano geol3gico simplificado del graben de Reyes. El cuadro con lnea punteada indica la localizaci3n del 3rea estudiada (La Pila-Jesús María). Modificado de Labarthe-Hernández *et al.* (1982).

Panalillo, que es una unidad formada por tobas de caida, material epiclástico volcánico, tobas de derrame piroclástico que varían de débil a intensamente piroconsolidadas y horizontes locales de sedimentos arenosos y limo-arcillosos. Sobre esta unidad se acumuló material epiclástico granular, compuesto principalmente por clastos derivados de la

erosi3n de la secuencia volcánica expuesta en las sierras circundantes y, en menor escala, de las rocas sedimentarias del basamento prevolcánico. Visto como un todo, el relleno de las cuencas consiste en alternancias de dep3sitos de grava y arena intercalados en algunos sitios con limo y arcilla de origen lacustre. Por tanto, en el “relleno aluvial” del valle

existen cambios abruptos de facies, verticales y laterales, aunque se pueden hacer generalizaciones ya que en las partes marginales de las fosas tectónicas dominan los depósitos gruesos de abanico aluvial y en su parte interna, los sedimentos más finos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

Adyacente al área de estudio afloran rocas volcánicas (principalmente la Riolita San Miguelito y la Latita Portezuelo) en la ladera oriental de la sierra de San Miguelito y en la parte suroriental del área de estudio (Figuras 1 y 3). Además de las fallas maestras de las fosas tectónicas de Villa de Reyes y San Luis Potosí, en la región existe un sistema de fallas normales que originan una fosa tectónica transversal al valle de Villa de Reyes (*i.e.*, Graben de Enramadas; Figura 1) y el sistema de fallas en dominó expuesto en la sierra de San Miguelito (Figura 1). El Graben de Enramadas también fue rellenado parcialmente por tobas blancas híbridas (Riolita Panalillo) del Oligoceno y sobre esa unidad se encuentra un paquete sedimentario compuesto por material areno-limo-arcilloso y gravas del Cuaternario (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Cubriendo a todas las unidades del Terciario y Cuaternario se localiza una delgada capa semiconsolidada de 2 m de espesor de material limo-arcilloso.

En la zona La Pila – Jesús María (Figura 1), el agua subterránea se encuentra principalmente en dos unidades hidrogeológicas: 1) En el material del relleno de la fosa tectónica y 2) en el lecho rocoso alterado o fracturado que constituye la base del valle. Con base en afloramientos aislados y el estudio de pozos que han atravesado el relleno sedimentario del valle de San Luis, se conoce que el lecho rocoso está constituido por la Latita Portezuelo y/o la Traquita Ojo Caliente (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Por tanto, en el conjunto de depresiones estructurales que se intersectan en Jesús María – La Pila hay dos tipos de acuíferos principales: uno semiconfinado con agua fría en el material granular y otro, más profundo que el anterior, confinado y termal, en la roca volcánica fracturada.

La red del flujo subterráneo en el acuífero del valle es de sur a norte, con niveles estáticos que oscilan entre los 40 y 120 m de profundidad, siendo más frecuentes los de 60 a 100 m. Así mismo, se sabe que existen acuíferos colgados (subválveos) de poco espesor y extensión, localizados en las terrazas fluviales, y que son explotados por medio de norias, las cuales se agotan en época de estiaje (Carrillo-Rivera *et al.*, 1996; 2002).

## EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

### Curvas tipo

Cuando en el subsuelo se tienen tres capas con resistividades distintas, son posibles cuatro combinaciones de éstas (Kalenov, 1957): (a) Tipo H en donde  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ; (b) Tipo K en donde  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ; (c) Tipo A en donde  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ; y (d) Tipo Q en donde  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ .

Las posibles permutaciones y/o repeticiones de estas

cuatro combinaciones de resistividad generan un número grande de curvas (Kalenov, 1957). Con los 104 SEV obtenidos se identificaron 17 tipos distintos de curvas de resistividad (Figura 4). Sin embargo, entre ellas predominaron (40 %) las de tipo QH. Otras menos frecuentes (5 al 13%) fueron las KH, KQH, QHA, QQH, H, KHA y HKH. Las menos frecuentes ( $\leq 3\%$ ), las cuales sólo se identificaron en tres o menos ocasiones, fueron las HKHA, KHKH, KHK, KHKHA, QQ, QQQ, QKH, HKHK y HA (Figura 4).

En la Figura 4 se ubican las diferentes familias de curvas obtenidas mediante los SEV; se configuró la existencia de principalmente diez dominios, caracterizados por cinco familias de curvas de SEV. El primer dominio está constituido por curvas SEV (23) de la familia tipo QH. Su configuración genera una forma amorfa ubicada principalmente en la parte central del área de estudio y se extiende hacia el W para luego comportarse como asociada a un cuerpo con características tabulares con rumbo NE-SW, cambiando a E-W y finaliza hacia el N de la zona de estudio con un rumbo N-S. El segundo dominio en importancia por el número de SEV (6) está constituido por curvas tipo KH; este dominio se ubica en la parte centro-oriental de la zona de estudio, con un rumbo hacia el S, NE-SW cambiando hacia el N a WNW-ESE.

El tercer dominio está constituido también por curvas de la familia QH (6) y se localiza al S del área de estudio en la parte central, con un rumbo NW-SE que cambia en la parte baja a NE-SW; está separado del primer dominio por curvas del tipo H (3) que constituyen el cuarto dominio, el cual tiene forma alargada con una dirección NW-SE.

El quinto dominio, constituido también por curvas del tipo QH (3), se localiza hacia el N de la zona estudiada y tiene una forma alargada con dirección N-S. Del sexto al décimo dominio están constituidos por sólo dos SEV del mismo tipo (Figura 4).

Así mismo, los dominios 1, 2 y 3 reflejan en su morfología un contraste resistivo, que se interpreta como asociado a la presencia de humedad, que en la exploración de aguas subterráneas estas zonas puede representar buenas posibilidades acuíferas.

### Resistividades aparentes

#### *Pseudosección geoelectrica AA'*

La representación bidimensional AA' de la distribución de resistividades aparentes (pseudosección geoelectrica), está conformada por ocho SEV con aberturas máximas de AB/2 de 1,000 m. Tienen una dirección E-W y los espaciamentos entre los diferentes SEV varían entre 0.5 km y 3.5 km (Figura 5a). Los SEV individuales que conforman esta pseudosección geoelectrica de  $\rho_a$  se relacionan principalmente a curvas del tipo QH y KQH, que en espaciamentos de AB/2 = 200 muestran resistividades altas. Hacia la parte central de la sección, los valores de  $\rho_a$  son del orden de 15 a 25  $\Omega\text{m}$  y hacia los bordes del valle

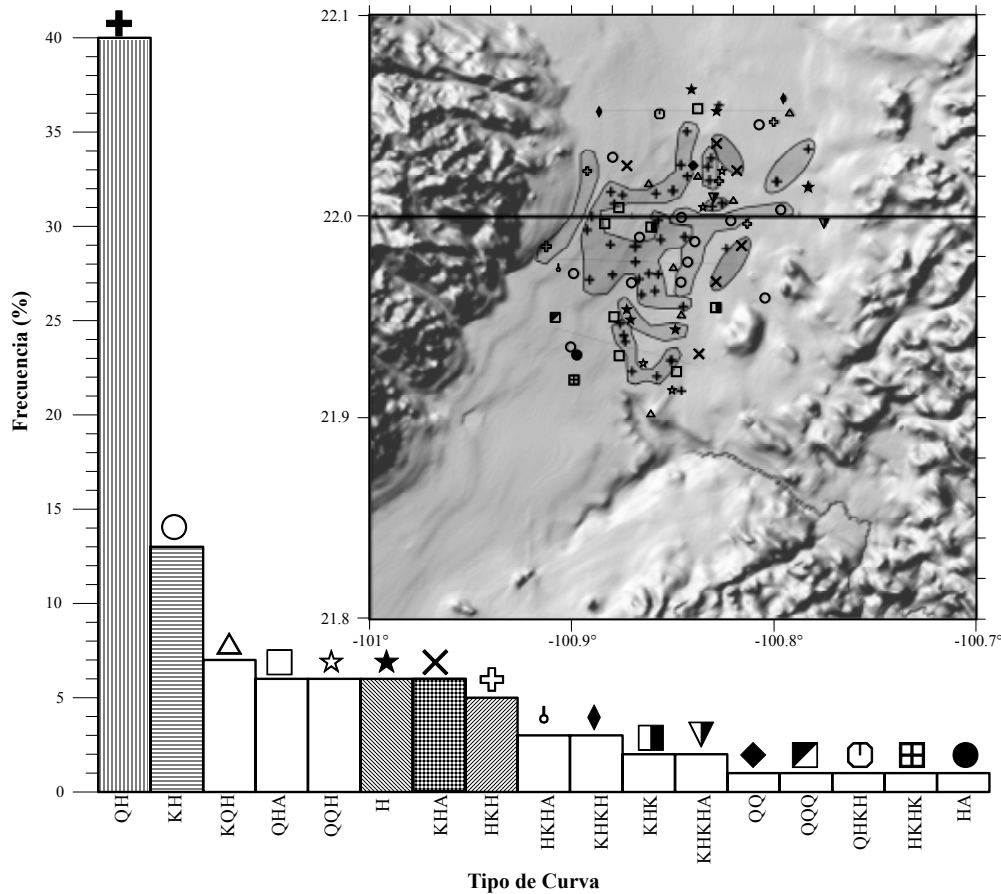


Figura 4. Histograma que muestra la distribución de frecuencia total contra tipo de curva identificada en el Valle de San Luis Potosí – Villa de Reyes y distribución espacial de los tipos de curva en el área de estudio. Las curvas se clasifican en tipo H ( $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ), tipo K ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ), tipo A ( $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ) y tipo Q ( $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ ), según Kalenov (1957).

hay contrastes laterales que oscilan entre los 35 y 60  $\Omega\text{m}$ , tanto al E como al W. A separaciones de  $AB/2 = 400$  y hasta 1,000 m, la pseudosección presenta un contraste discreto entre la parte central y los extremos E y W de la misma. Las variaciones de  $\rho_a$  son del orden de 20 a 35  $\Omega\text{m}$ , siendo este contraste gradual, correspondiendo el primer valor al centro de la sección.

En general, esta pseudosección de resistividad aparente muestra en superficie un mismo comportamiento resistivo a excepción del SEV 34, el cual es más conductivo y por lo tanto contrastante respecto a sus vecinos. A separaciones mayores de  $AB/2 = 400$  m, la sección se muestra conductiva, siendo lo anterior por lo general mayor en su parte central (Figura 5a)

**Pseudosección geoelectrica BB'**

Esta formada por 13 SEV con aberturas máximas de  $AB/2 = 1,000$  m. También tiene una dirección general E-W y los espaciamentos entre los diferentes SEV varían entre 1.2 y 5 km (Figura 6a). Los SEV muestran curvas QH y KH, existiendo algunos que sugieren la presencia de hasta seis capas geoelectricas (HKHA y KQHA). La pseudosección

calculada muestra una zona ubicada entre los SEV 2 y 48 (Figura 6a) que contrasta marcadamente con las zonas al E y al W de ella. En dicha zona central las resistividades aparentes son del orden de los 20  $\Omega\text{m}$ , variando de 40 hasta 80  $\Omega\text{m}$  al E y de 30 a 50  $\Omega\text{m}$  al W de la misma.

La pseudosección geoelectrica presenta  $\rho_a > 50 \Omega\text{m}$  en su mayor parte para aberturas  $AB/2$  menores a 100 m. Para espaciamentos  $AB/2$  de 200 hasta 1,000 m, la zona central se muestra conductiva, con  $\rho_a$  entre 20 a 30  $\Omega\text{m}$  (Figura 6a).

**Pseudosección geoelectrica CC'**

Se construyó a partir de siete SEV con aberturas máximas de  $AB/2$  de 1,000 m. Tienen una dirección N75W y los espaciamentos entre los diferentes SEV varían entre 0.6 km y 1.8 km (Figura 7a). Los SEV se asocian con curvas tipo QQH, QH y HA, principalmente. En la pseudosección se aprecian contrastes laterales y verticales de  $\rho_a$ . A separaciones  $AB/2$  de hasta 100 m, la pseudosección presenta un horizonte resistivo ( $>50 \Omega\text{m}$ ); de 100 a 200 m existe un contraste vertical en la  $\rho_a$  que varía de  $>50 \Omega\text{m}$  a valores del orden de los 25  $\Omega\text{m}$ ; a separaciones de  $AB/2 \geq 400$  m

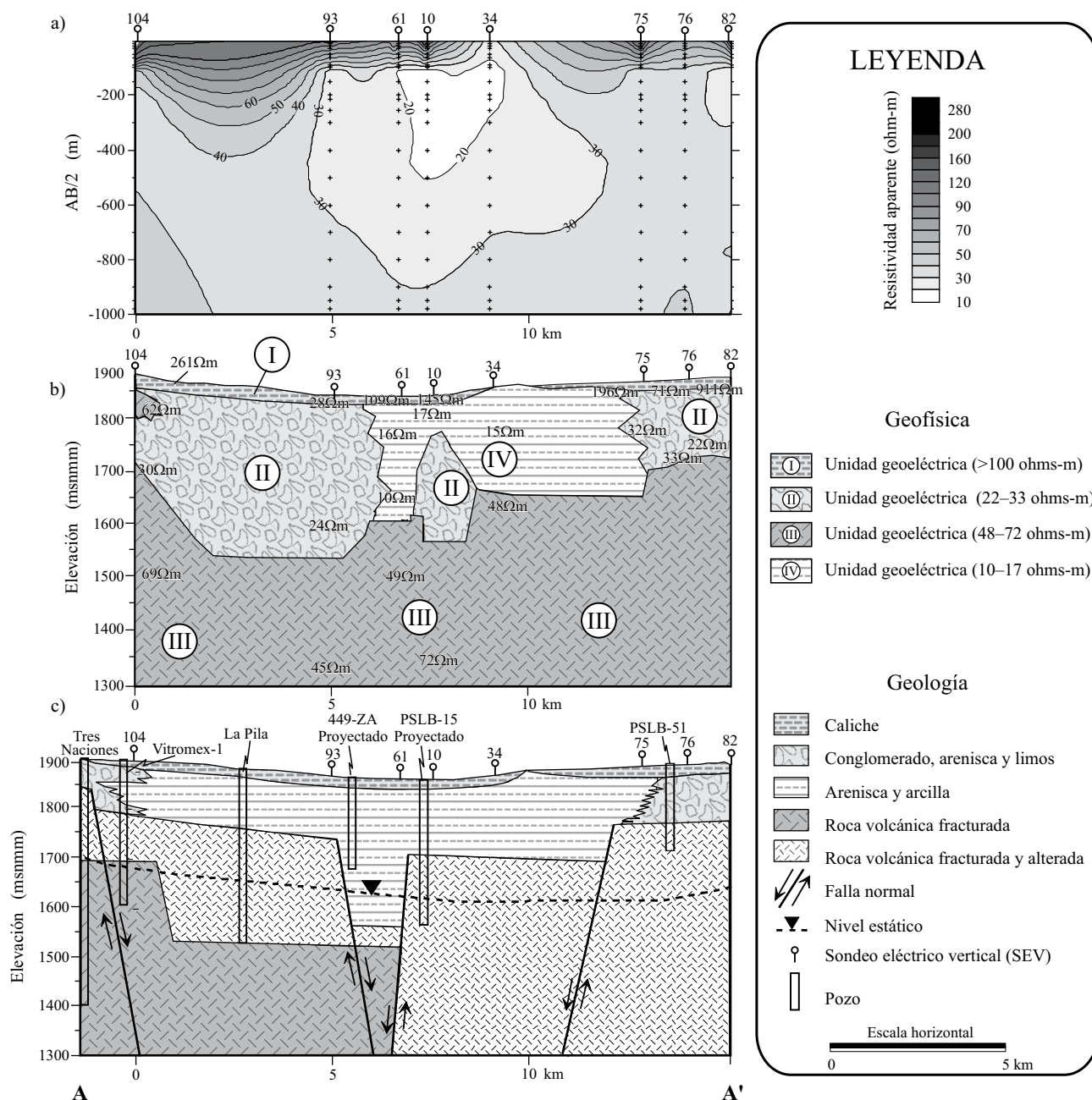


Figura 5. Configuración de  $\rho_a$ , conformando (a) la pseudosección geoelectrica A-A'; (b) interpretación de los SEV que constituyen los valores reales de  $\rho$ ; y (c) sección geológica, interpretada y apoyada con datos de 6 cortes litológicos de pozos cercanos a la sección.

se observa un contraste horizontal discreto de  $\rho_a$ , que es más notorio entre los SEV 30 y 67 (Figura 7); con  $AB/2 \geq 600$  m se observa en la mayor parte de la pseudosección un incremento de  $\rho_a$ , existiendo un contraste vertical muy suave a lo largo de toda la pseudosección (Figura 7a). A partir de aberturas  $AB/2$  mayores a 200 m, la pseudosección geoelectrica muestra en general  $\rho_a$  bajas, en un rango que varía de 15 a 25  $\Omega m$  en la zona E, de 25 a 30  $\Omega m$  en la zona central y de 20 a 35  $\Omega m$  en la zona W.

## INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

### Unidades geoelectricas del subsuelo

#### Sección geoelectrica AA'

La interpretación cuantitativa de los SEV, permitió inferir la existencia de cuatro unidades geoelectricas principales (Figura 5b) en función de la resistividad eléctrica y de la litología (según la morfología de la curva del SEV): La



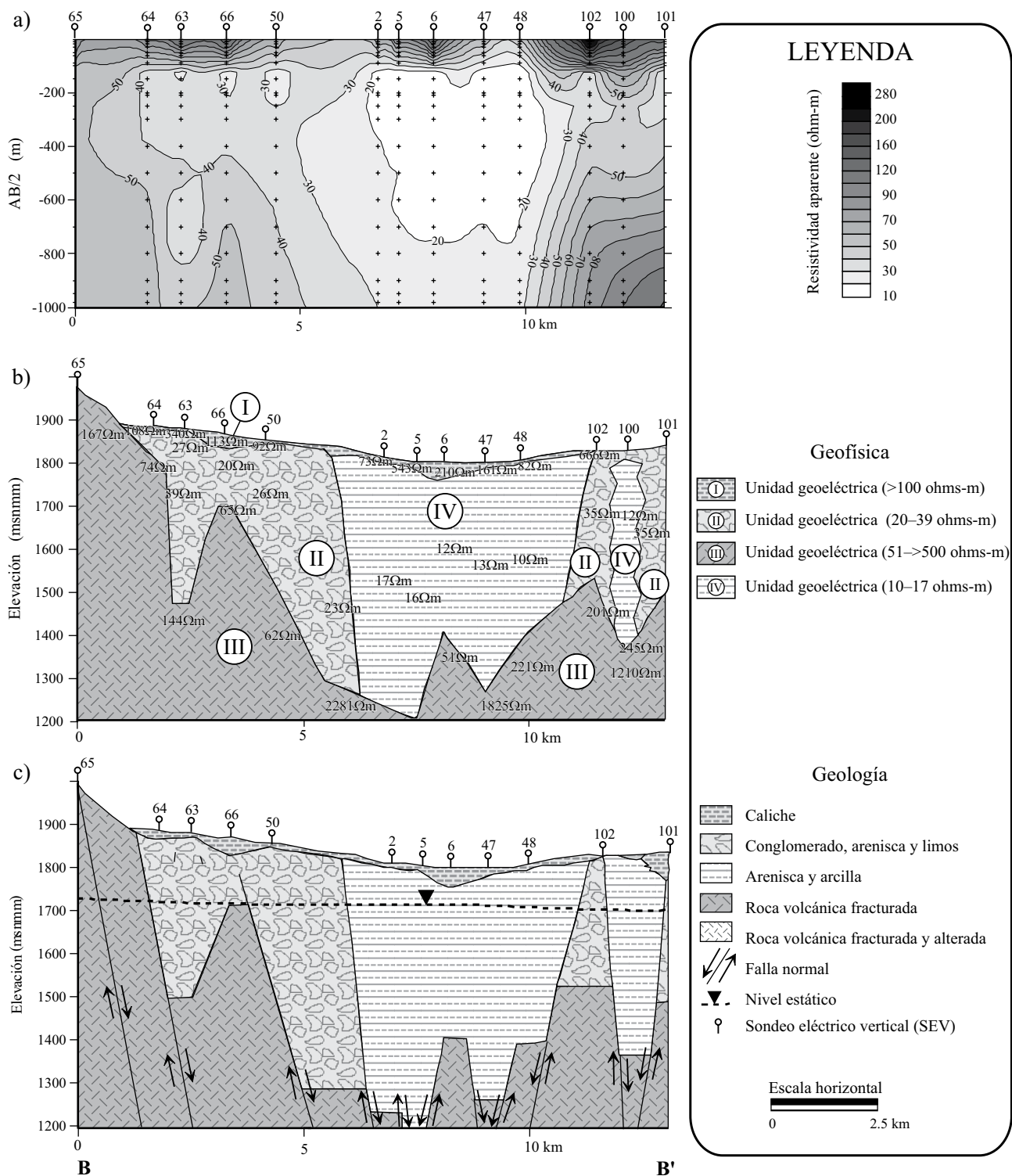


Figura 6. Configuración de  $\rho_a$ , conformando (a) la pseudosección geoelectrica B-B'; (b) Interpretación de los SEV que constituyen los valores reales de  $\rho$  verdaderos; y (c) Sección geológica, interpretada a partir de la pseudosección geoelectrica y modelos de capas con resistividades verdaderas.

primera unidad geoelectrica (I) se ubica cerca de la superficie, prácticamente a lo largo de toda la sección excepto en el SEV 34 donde desaparece, y en su mayor parte se asocia a valores de  $\rho$  mayores de 100  $\Omega$ m. Por información directa obtenida en perforaciones en áreas aledañas en los valles

de San Luis Potosí y Villa de Reyes se asocia a una capa superficial dura compuesta por un conglomerado cementado por carbonato de calcio (caliche). La segunda unidad geoelectrica (II) está mejor representada y su espesor es mayor hacia la parte central de la sección. Presenta valores de  $\rho$

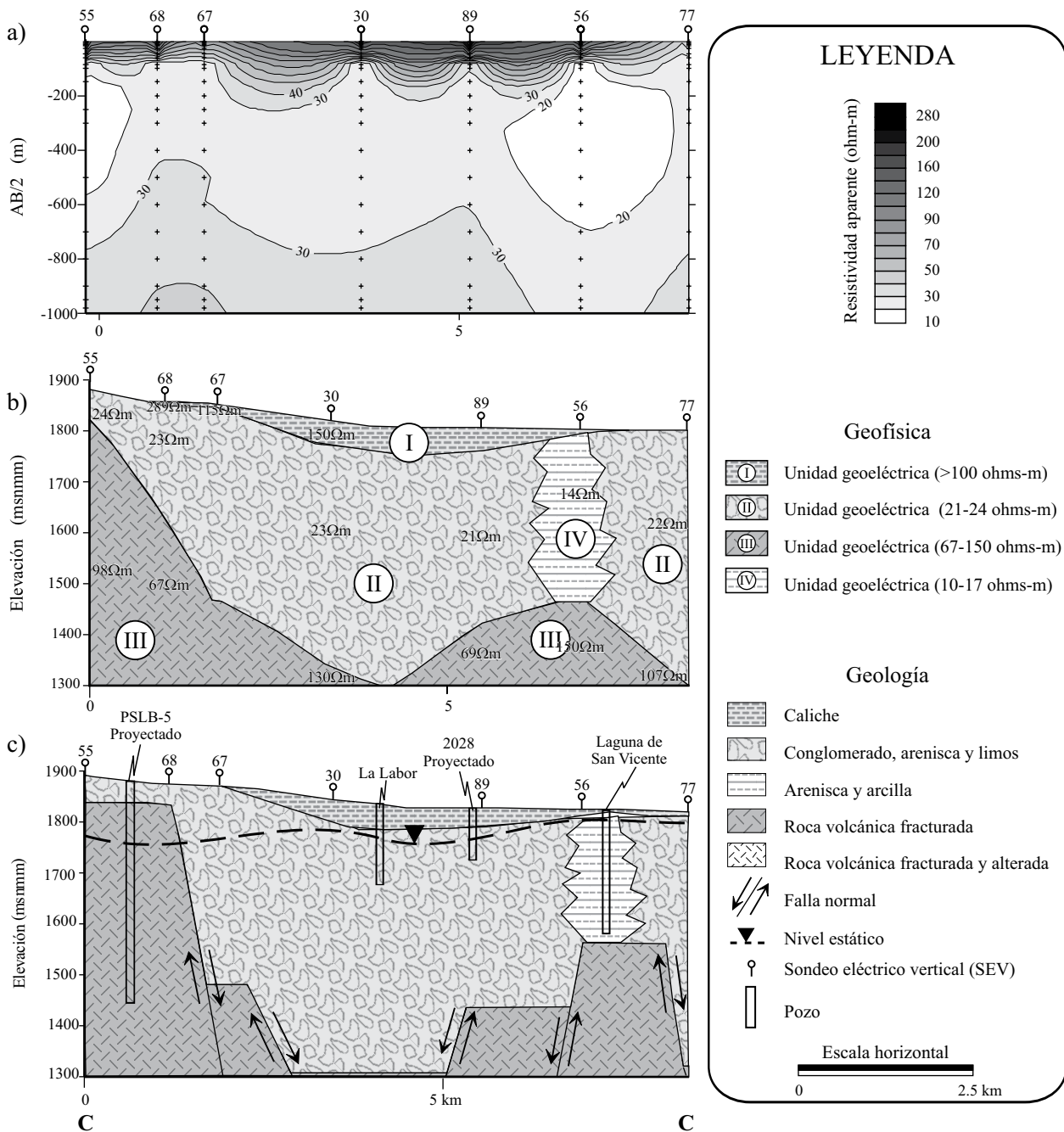


Figura 7. Configuración de  $\rho_a$ , conformando (a) la pseudosección geoelectrica C-C'; (b) Interpretación de los SEV que constituyen los valores reales de  $\rho$  verdaderos; y (c) Sección geológica, interpretadas y apoyada con datos de 4 cortes litológicos de pozos cercanos a la sección.

del orden de 22 a 33  $\Omega\text{m}$  y se le interpreta como depósitos sedimentarios de arenas finas a medias, con contenido de agua mineralizada a una profundidad de aproximadamente 150 m. La tercera unidad geoelectrica (III) corresponde a  $\rho$  en el rango de 45 a 72  $\Omega\text{m}$ . Esta unidad tiene un contraste vertical y lateral con la unidad II y se cree que corresponde a rocas volcánicas de composición latítica o riolítica y que probablemente representa el lecho rocoso de la zona. La cuarta unidad (IV) se localiza principalmente en la parte central, tiene valores de  $\rho$  del orden de 10 a 17  $\Omega\text{m}$ , y se

interpreta como depósitos limo-arcillosos.

En general, esta sección de resistividad muestra en superficie un mismo comportamiento resistivo a excepción del SEV 34, el cual es más conductor y por lo tanto contrastante respecto a sus vecinos. A separaciones mayores que  $AB/2 = 400$  m, la sección muestra material conductor, siendo lo anterior por lo general mayor en su parte central (Figura 5a). En el SEV 10, la profundidad del nivel de agua subterránea, de acuerdo con los datos geoelectricos obtenidos, se ubicaría a unos 200 m. Esta interpretación es

coherente, ya que si se extrapolan los valores piezométricos resultantes de las mediciones hidrológicas en los pozos Tres Naciones, Vitromex-1 y La Pila, situados al oeste del perfil, el nivel de agua se ubicaría entre 200 y 210 m de profundidad (Figura 5c).

### **Sección geoelectrica BB'**

La interpretación de los SEV se muestra en la Figura 6b, en la cual se puede observar que las variaciones laterales de  $\rho$  sugieren zonas con resistividades contrastantes, sobresaliendo la parte centro-oriental (IV), la cual se caracteriza por resistividades en un rango de 10 a 17  $\Omega\text{m}$ , y espesores mayores a los 400 m. La interpretación geológica de estos datos permitió inferir la existencia de un depósito sedimentario compuesto principalmente por arena limo-arcillosa, probablemente con contenido de agua muy mineralizada. El contraste resistivo que existe entre los SEV vecinos (101 y 102), indica que el modelo interpretado en el SEV 100 (Figura 6) no tiene continuidad lateral, por lo que en este SEV se interpreta la presencia de un cuerpo tabular sub-vertical dado el contraste vertical y lateral que se presenta en esta zona.

En los extremos de la sección se identifica con un cuerpo con  $\rho$  en el orden de 20–35  $\Omega\text{m}$  (II), que se puede asociar geológicamente con sedimentos acumulados en abanicos aluviales compuestos por la alternancia de sedimentos clásticos continentales de granulometría gruesa como arena y grava, con posibilidades de contener humedad. La unidad (III) se interpreta en esta sección como el lecho rocoso (Latita Portezuelo) que presenta resistividades del orden de 51–500  $\Omega\text{m}$ . Al poniente de la sección se encuentra expuesta a la superficie y se profundiza hacia la parte central con profundidades mayores 500 m (SEV 2). El lecho rocoso presenta esta gran variación de  $\rho$  debido a que cuando está alterado o fracturado se tiene un aumento considerable de la porosidad secundaria, generando de esta forma dominios menos resistivos. Por el contrario, cuando el lecho rocoso se presenta inalterado, su porosidad es baja y por lo tanto su conductividad es baja.

### **Sección geoelectrica CC'**

La sección geoelectrica de  $\rho$  generada con los datos de los SEV (Figura 7b), muestra cuatro zonas bien contrastadas: I) Ubicada únicamente en la zona central, desde la superficie y hasta profundidades del orden de los 100 m con  $\rho$  del orden de 150  $\Omega\text{m}$ , que se interpreta como una capa dura compuesta por un conglomerado cementado por carbonato de calcio; II) Esta paquete geoelectrico se presenta a lo largo de toda la sección, desde superficie hasta profundidades >400 m; se caracteriza por  $\rho$  en el orden de 21 a 24  $\Omega\text{m}$  y se correlaciona geológicamente con arenas, gravas y conglomerados, existiendo dentro de este paquete una zona (SEV 56) con mayor contenido arcilloso (IV), y  $\rho$  en el orden 14  $\Omega\text{m}$ . Subyaciendo a las capas geoelectricas II y IV, hay una zona con  $\rho$  en el rango de 67 a 150  $\Omega\text{m}$  (III), que se ubica a profundidades del orden de los 50 m al W y

a >400 m al centro y E de la sección. Esta capa geoelectrica se interpreta como el lecho rocoso del valle y se asocia geológicamente a la Latita Portezuelo.

### **Unidades hidrogeológicas del subsuelo**

Con base en el análisis de la geología expuesta en la superficie (Figura 3), análisis de cortes litológicos de pozos en el área, interpretación de rasgos geomorfológicos como son los alineamientos estructurales observados en los modelos digitales del terreno (Figura 1), las estructuras cartografiadas por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) y Tristán-González (1986) que sugieren la presencia de fallas escalonadas en ambos flancos del valle de Villa de Reyes y la interpretación de los mapas de isoresistividad aparente a diferentes AB/2 (Figura 8), se propone el siguiente modelo geológico en el que se interpreta la existencia de fallas normales en el sustrato rocoso al fondo del valle y que implica la presencia de fosas y pilares tectónicos sepultados bajo el aluvión.

La sección AA' fue construida con la información de los SEV y cortes litológicos de seis pozos, se interpretan fallas normales escalonadas, teniendo la parte más profunda del graben en la parte media de la sección. En esta zona, el espesor del relleno de sedimentos continentales puede exceder localmente los 300 m (Figura 5c). Los reportes en cortes litológicos de pozos indican que los contrastes existentes en la sección geoelectrica en las unidades (II) y (III) se asocian a una sola unidad geológica volcánica con diferente grado de fracturamiento.

La parte central del graben, que en algún tiempo debió de constituir un depocentro local, está rellena por material sedimentario con gran contenido de material arcilloso, posiblemente de origen lacustre. Hacia los flancos se presentan bloques de la roca volcánica, alterada y fracturada (Figura 5c).

En la sección BB', los datos del lecho rocoso se asocian con una serie de pilares y fosas rellenas con depósitos granulares formados por un sistema de abanicos aluviales (Figura 6c). Cerca del borde del valle se asocia con la presencia de depósitos de grava. Hacia el centro de la cuenca, el espesor del depósito aumenta pero el contenido de material fino es mayor en los sedimentos.

En la sección CC' se muestra un graben escalonado con un pilar hacia el flanco oriental (Figura 7c). En general se cree que el graben fue relleno por material grueso (arenas y gravas) asociado a abanicos aluviales. La interpretación de esta sección se apoyó con los cortes litológicos de cuatro pozos ubicados a lo largo de la sección (Figura 7c). En el SEV-56 se observó un paquete grueso de material sedimentario con alto contenido arcilloso.

Con base en las secciones ilustradas en las Figuras 5, 6 y 7 se infiere que, en general, en la zona meridional del área de estudio predominan los depósitos sedimentarios de granulometría media a gruesa (arenas y gravas) con valores

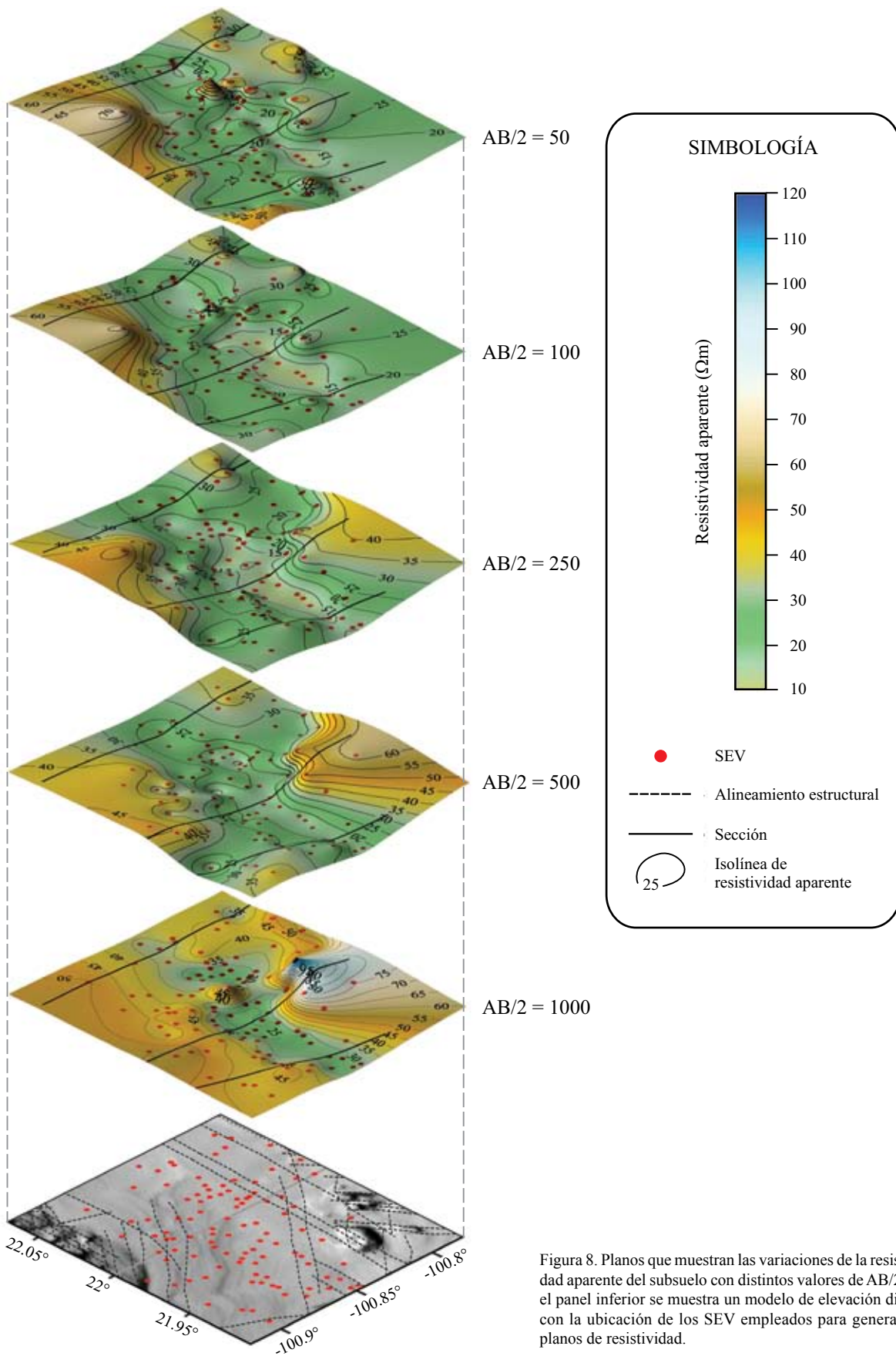


Figura 8. Planos que muestran las variaciones de la resistividad aparente del subsuelo con distintos valores de  $AB/2$ . En el panel inferior se muestra un modelo de elevación digital con la ubicación de los SEV empleados para generar los planos de resistividad.

de 21 a 24  $\Omega\text{m}$  y hacia el norte hay principalmente sedimentos de grano más fino como son arena, limo y arcilla con valores resistivos de 10 a 17  $\Omega\text{m}$ .

### Distribución de resistividades aparentes

Con 104 SEV realizados se elaboraron cinco cartas geoelectricas que muestran las configuraciones de la  $\rho_a$  a diferentes aberturas de AB/2 (50, 100, 250, 500 y 1000 m).

En la configuración de  $\rho_a$  para separaciones de AB/2=1000 (Figura 8) se observa que en la parte central del área de estudio hay una franja con rumbo N-S con valores bajos de  $\rho_a$  (25–35  $\Omega\text{m}$ ). Este rasgo alargado contrasta claramente con la porción SE del mapa en donde  $\rho_a$  tiene valores 40 – >60  $\Omega\text{m}$ . Al NE de la zona de estudio el cambio es más suave (40  $\Omega\text{m}$ ). Hacia el occidente de la carta se presentan valores de 40–50  $\Omega\text{m}$ , con variaciones muy graduales respecto a la parte central. Asimismo, en la franja central hay un alto resistivo (>40  $\Omega\text{m}$ ) que resalta muy bien respecto a su entorno. Se interpreta que la franja con valores bajos de  $\rho_a$  se debe a la presencia de materiales porosos saturados con agua (sedimentos de relleno de graben), los cuales son limitados lateralmente por rocas volcánicas. La zona resistiva en la parte central de la franja puede ser un pilar tectónico. Partiendo del supuesto que la zona con baja resistividad corresponde a la porción más antigua del relleno granular de una depresión tectónica controlada por varios sistemas de fallas extensionales que no se formaron de manera contemporánea, se interpreta que inicialmente la depresión tectónica principal fue muy estrecha, ocupaba lo que ahora es la parte central de la depresión y tenía rumbo N-S. En este mismo mapa se observa que la depresión tectónica N-S aparentemente fue cortada y desplazada hacia el oriente por una estructura NW-SE.

La configuración de  $\rho_a$  para AB/2= 500 m (Figura 8), sugiere que una depresión NE-SW y el sistema N-S parecen controlar al relleno alluvial, que a su vez determina la configuración de las curvas de isovalores. Estas tendencias pueden asociarse con dos de los sistemas de fallas reconocidos en la geología de superficie de la región (Vázquez-Contreras, 1990; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). En la distribución de valores de  $\rho_a$  se observa la presencia de una tendencia geoelectrica alargada con dirección NE-SW bien marcada. Geológicamente se asocia esta distribución de  $\rho_a$  con un graben NE-SW relleno de material sedimentario con predominio de grava y arena. Esta estructura intersecta a la depresión N-S rellena con sedimentos en donde predomina la arcilla. A estas aberturas, la tendencia N-S ya no es tan estrecha como la observada en AB/2 = 1,000 m. Se cree que esto es debido a la presencia, a menores profundidades, de fallas escalonadas en los flancos del graben, que posiblemente causaron fracturamiento y permeabilidad secundaria en las rocas volcánicas, y/o al hecho de que conforme el área fue extendida, la separación entre los bordes de la estructura debió aumentar (Figura 9). Cabe señalar que,

de acuerdo a esta interpretación, cada uno de los mapas geoelectricos con las configuraciones de isovalores de  $\rho_a$  representa distintos tiempos en la evolución tectónica de la cuenca hidrogeológica, siendo la más antigua la de mayor profundidad y disminuyendo la edad con el decremento en la profundidad. La tendencia N-S es limitada al E y W por zonas menos conductivas (28–52  $\Omega\text{m}$  y 30–40  $\Omega\text{m}$ , respectivamente) y es parcialmente interrumpida por una zona de mayor conductividad (20–26  $\Omega\text{m}$ ) en el centro del área de estudio.

Las  $\rho_a$  para AB/2 = 250 m (Figura 8) se ordenan de tal forma que evidencian claramente la existencia de una tendencia geoelectrica de forma alargada en dirección general N-S, con valores del orden de 12 a 24  $\Omega\text{m}$ , incrementándose ligeramente los valores de  $\rho_a$  de S a N (Figura 8). Esta zona conductiva aparentemente cambia de tamaño y dirección en la parte central del área de estudio. La amplitud de los alineamientos se incrementa por la presencia de las fallas escalonadas y por el aumento en la distancia entre los bordes de la depresión tectónica. Así mismo, se puede observar en la carta que los flancos oriental y occidental del valle presentan contrastes claros respecto a la zona central. En la porción meridional del área presentan en general valores de 20 a 40  $\Omega\text{m}$  y localmente de 20 a 28  $\Omega\text{m}$ . Hacia el NE del área se presentan valores de 26–36  $\Omega\text{m}$  y de 30–50  $\Omega\text{m}$  al NW. La configuración de  $\rho_a$  muestra también la presencia de una estructura geoelectrica con dirección NE-SW que, aparentemente, se intersecta con la tendencia N-S, teniendo esta última las resistividades más bajas. Las curvas de isovalores a esta profundidad aparentemente se correlacionan geológicamente con la presencia de dos fosas tectónicas rellenas por depósitos granulares, posiblemente de arena y grava. A juzgar por las variaciones de  $\rho_a$ , el relleno de la depresión N-S se vuelve más limoso o arcilloso hacia el S.

La distribución de  $\rho_a$  con espaciamentos de los electrodos de corriente AB/2 a 100 m, se presenta en general de forma difusa aunque todavía se identifican valores bajos (15–25  $\Omega\text{m}$ ) en la parte central con tendencia N-S (Figura 8). Esta zona contrasta con los bordes E y W de la cuenca, los cuales exhiben valores de  $\rho_a$  del orden de 25–30  $\Omega\text{m}$  y de 30–60  $\Omega\text{m}$ , respectivamente. La configuración de las curvas de isovalores de  $\rho_a$  muestra un alineamiento con dirección E-W con valores de  $\rho_a$  >25  $\Omega\text{m}$ , el cual interrumpe la tendencia lineal de bajos valores de  $\rho_a$  con dirección N-S. Geológicamente, estos datos pueden indicar la existencia de depresiones topográficas sepultadas, con zonas posiblemente asociadas a fallas con direcciones generales N-S y E-W, y/o la existencia de un paleo cañón alineado ~E-W, en donde se acumularon sedimentos gruesos (grava y arena).

En la configuración de  $\rho_a$  con aberturas AB/2 = 50 m (Figura 8), la distribución de resistividades bajas se vuelve aún más dispersa y la tendencia N-S es menos evidente. Se observan zonas de altos resistivos en las partes oriental y central del área. Las zonas con más bajas resistividades se distribuyen en dirección norte a sur en la parte central. Los contrastes de  $\rho_a$  entre los flancos occidental y oriental del

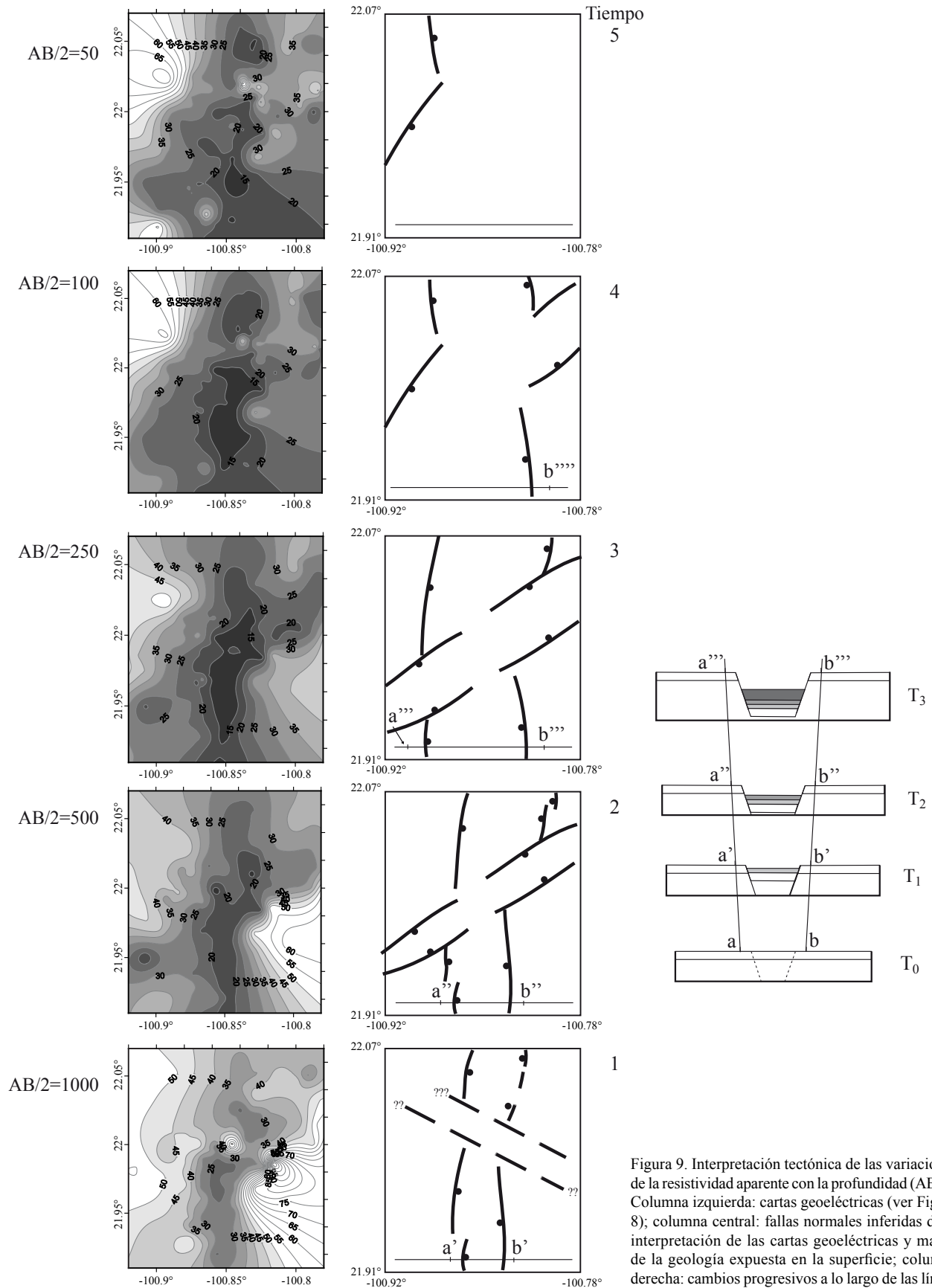


Figura 9. Interpretación tectónica de las variaciones de la resistividad aparente con la profundidad (AB/2). Columna izquierda: cartas geoelectricas (ver Figura 8); columna central: fallas normales inferidas de la interpretación de las cartas geoelectricas y mapas de la geología expuesta en la superficie; columna derecha: cambios progresivos a lo largo de las líneas de sección mostrados en la columna central (ver explicación en el texto).

valle y la zona central son del orden 25–35  $\Omega\text{m}$  y 30–70  $\Omega\text{m}$ , respectivamente.

En la Figura 9 se propone una posible interpretación del origen de las variaciones en sentido vertical y horizontal de las resistividades aparentes del subsuelo. Estas variaciones son causadas por cambios en la geometría de la cuenca, en la granulometría del material de relleno y en el contenido y calidad del agua en el material de relleno. Partiendo del supuesto de que las variaciones de primer orden (*i.e.*, las más marcadas) se deben al contraste entre el relleno saturado con agua y la roca seca que bordea a la cuenca tectónica, se infiere la sucesión de eventos tectónicos. En la primera columna de la figura 9 se muestran las configuraciones a distintos valores AB/2 (ver Figura 8). La segunda columna está formada por mapas esquemáticos con las fallas normales principales que controlaban la topografía a distintos tiempos. La tercer columna muestra secciones diagramáticas, con rumbo E-W dibujadas en la parte meridional de los diagramas de la columna dos. La sección correspondiente a  $T_0$  es anterior al inicio de la extensión cortical que originó el valle tectónico y muestra con líneas punteadas los sitios en donde más tarde se formarán las fallas normales; este diagrama no tiene contrapartes en las columnas uno y dos. Los puntos a y b son marcadores arbitrarios empleados para mostrar los efectos de la extensión cortical. Conforme progresó la deformación, la separación entre los puntos ( $a' - b'$ ,  $a'' - b''$ , etc.) fue aumentando y el espesor del relleno del valle se incrementó. Nótese en la columna uno que la forma de la zona altamente conductiva, interpretada como el relleno del valle tectónico, se va haciendo más complicada con el tiempo, apareciendo las estructuras NE-SW después de la formación del graben N-S. En la configuración con AB/2 = 1,000, en la primera columna, se percibe un aparente desplazamiento lateral de la parte norte del graben N-S. Aunque este es muy incierto, se especula que fue producido por el sistema de fallas de Enramadas.

## CONCLUSIONES

El área de estudio es afectada por varios sistemas regionales de fallas. Al parecer, las variaciones de resistividad aparente en el subsuelo de la zona La Pila – Jesús María están controladas principalmente por las fallas N-S del Graben de San Luis Potosí y NE-SW del graben de Villa de Reyes. Una excepción notable es para AB/2 = 1,000, donde también se observa la posible influencia de las fallas en dominó de la Sierra de San Miguelito y del graben de Enramadas (Figura 3).

En la cuenca hidrogeológica se identificaron tres capas isoresistivas: 1) La base de las fosas esta constituida por rocas volcánicas de composición latítica y/o riolítica con resistividades de 67 a  $>500 \Omega\text{m}$ . Las rocas volcánicas se distribuyen a lo largo y ancho de todo el valle; en la parte central de la cuenca, el lecho rocoso se ubica a profundidades hasta de 600 m; 2) En la parte superior del relleno

de la cuenca se identificó una capa con resistividades  $>100 \Omega\text{m}$ , la cual por observaciones hechas en pozos cercanos al área de estudio corresponde a una capa de caliche de poco espesor que se distribuye en todo el valle; 3) Durante sus primeras etapas, las fosas tectónicas fueron rellenadas por material volcánico y sedimentario y posteriormente sólo por material sedimentario. Hacia el sur predominan los materiales gruesos (arena y grava) con resistividades 21 a 35  $\Omega\text{m}$ . Hacia el norte, estos materiales sólo se presentan en los flancos del graben hasta que finalmente desaparecen y predominan los materiales sedimentarios finos (limo y arcilla), con resistividades 10 a 21  $\Omega\text{m}$ .

La distribución de resistividades aparentes con diferentes aberturas de AB/2 (Figura 8) muestra, en general, la presencia de dos tendencias lineales principales, inferidas de la forma de las curvas calculadas de isovalores, una N-S y otra NE-SW. La primera corresponde con la orientación del graben de San Luis Potosí (Tristán-González, 1986) y la segunda se relaciona con el graben de Villa de Reyes (Figura 3). Las zonas de resistividad baja se relacionan con el relleno granular en los valles, los cuales son controlados por estructuras extensionales. En la configuración con AB/2 = 1000 se identifica un alineamiento principal con rumbo N-S, el cual por su profundidad y por la forma en que se desarrollan de manera progresiva las fosas tectónicas, se interpreta como un graben muy estrecho que corresponde a la estructura más antigua del valle, la cual fue llenada con material aluvial. Este *trend* estructural es más notable hacia el N en el valle de San Luis Potosí (Figura 3). En este mismo mapa se observa que el rasgo N-S aparentemente fue interrumpido y/o desplazado por una estructura NW-SE, posiblemente el sistema de fallas San Miguelito–Enramadas. Posteriormente (AB/2 = 500), se formó una depresión NE-SW, que con el sistema N-S parecen controlar la configuración de las curvas de isovalores. El alineamiento NE-SW, corresponde a lo que es conocido como graben Villa de Reyes. Estos rasgos estructurales persistieron a través del tiempo, posiblemente alternando en importancia, mientras que las fallas NW-SE permanecieron aparentemente inactivas, o su desplazamiento fue menor. En aberturas de AB/2 de 100 a 500, se muestran cambios que pueden interpretarse como variaciones en la intensidad de la actividad de cada uno de estos sistemas de fallas.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Instituto de Geología de la UASLP, y al Gobierno del Estado de San Luis Potosí por el apoyo brindado para la realización del “Estudio de la Geología del Subsuelo del área denominada La Pila-Jesús María, Municipio de San Luis Potosí-Villa de Reyes”. H. López agradece a Fondos Mixtos SLP-2002-4722 por el apoyo para los estudios del Graben de Villa de Reyes. J. Aranda agradece el apoyo de CONACYT para

el estudio de cuencas tectónicas cenozoicas en el norte de México (proyecto 47071).

## REFERENCIAS

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII (1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L.F., Xu, S.S., 2002, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LV (1), 12-29.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M. A., Ojeda-García, A. C., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(2), 129-148.
- Cardona-Benavides, A., 2005, Actualización de mediciones piezométricas en los acuíferos denominados El Barril (Municipios de Villa de Ramos y Santo Domingo) Jaral de Berrios-Villa de Reyes (Municipios de Villa de Reyes y Villa de Zaragoza) pertenecientes al estado de San Luis Potosí: Estudio para la Comisión Nacional del Agua, contrato No. SGT-CCN-SLP-05-015-RF-LP, Informe técnico.
- Bell, J.W., Price, J.G., 1991, Subsidence in Las Vegas Valley, 1980-91, Final Project Report: Nevada Bureau of Mines and Geology, Open File Report 93-4, 182 p.
- Burbey, T.J., 2002, The influence of fault in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA: Hydrology Journal, 10(5), 525-538.
- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona-Benavides, A., Edmunds, W.M., 2002, Use of abstraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in groundwater; San Luis Potosí basin, Mexico: Journal of Hydrology, 261, 24-47.
- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona-Benavides, A., Moss, D., 1996, Importance of the vertical component of groundwater flow; A hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico: Journal of Hydrology, 185, 23-44.
- Carrillo-Rivera, J.J., 1992, Investigating recharge of shallow and paleo-groundwater in the Villa de Reyes Basin, SLP, Mexico, with environmental isotopes: Hydrogeology Journal, 1(4), 35-48.
- Ghosh, D.P., 1971a, Inverse filter coefficient for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified Earth: Geophysical Prospecting, 19(4), 769-775.
- Ghosh, D.P., 1971b, The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements: Geophysical Prospecting, 19, 192-217.
- Helm, D.C., 1994, Hydraulic forces that play a role in generating fissures at depth: Bulletin of the Association of Engineering Geologists, 31, 293-392.
- Holzer, T.L., 1978, Documentation of potential for surface faulting related to groundwater withdrawal in Las Vegas Valley, Nevada: US Geological Survey, Open-File Report, 78-79, 20 p.
- Kalenov, E.N., 1957, Interpretatsiya Krivikh Vertikalnogo Elektricheskogo Zondirovaniya (en ruso; Interpretación de curvas de sondeos eléctricos verticales): Moscow, Gostoptekhizdat, 442 p.
- Labarthe-Hernández, H.G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca Martínez, M., 1999, Carta geológica-minera San Miguel de Allende, escala 1:50 000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Orellana, E., 1972, Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua: Madrid, España, Editorial Paraninfo, 532 p.
- Sree-Devi, P.D., Srinivasulu, S., Raju, K.K., 2001, Delineation of groundwater potencial zones and electrical resistivity studies for groundwater exploration: Environmental Geology, 40, 1252-1264.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Vázquez-Contreras, A. 1990, Estudio gravimétrico en la parte suroeste de San Luis Potosí: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, L (1-2), 41-53.

Manuscrito recibido: Marzo 3, 2006

Manuscrito corregido recibido: Agosto 28, 2006

Manuscrito aceptado: Septiembre 4, 2006