



10
201

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

CARACTERIZACION GEOELECTRICA DEL
SISTEMA ACUIFERO DEL VALLE DE
SAN LUIS POTOSI, S.L.P.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

Aquiles Romero Díaz

MEXICO, D. F.

FALLA DE ENGEN

1990



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO.

	pag.
INTRODUCCION	---- 1
I.- ANTECEDENTES	---- 3
1.1.- Localización	
1.2.- Objetivo	
1.3.- Estudios Previos	
II.- GEOLOGIA	---- 11
II.1.- Fisiografía	
II.2.- Estratigrafía	
II.3.- Geología Estructural y Tectónica	
III.- PANORAMA HIDROGEOLOGICO	---- 18
III.1.- Dinámica del Sistema Acuífero	
III.2.- Modelo Conceptual Hidrodinámico	
III.3.- Balance Hidrológico	
IV.- PARAMETRIZACION HIDROGEOFISICA	---- 23
IV.1.- Principales Parámetros Hidrodinámicos	
IV.2.- Relaciones Hidrogeofísicas	

V.- METODOS ELECTRICOS ---- 31

V.1.- Fundamentos Teóricos del Método Eléctrico Empleado

V.2.- Condiciones de Frontera

VI.- ANALISIS GEOELECTRICO ---- 41

VI.1.- Generalidades

VI.2.- Secciones de Isorresistividad Aparente

VI.3.- Secciones Geoelectricas

VII.- CARACTERIZACION GEOELECTRICA DEL SISTEMA ACUIFERO ---- 54

VIII.-DISCUSION ---- 58

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS ---- 62

Lista de figuras

Figura I.1	localización de la zona de estudio.			
Mapa II.2.1	geología local del área de estudio.			
Tabla II.2.1	leyenda del mapa geológico.			
Mapa VI.1	ubicación de los pozos y perfiles geoelectricos.			
Figura VI.1	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp01.			
Figura VI.2	sección de isorresistividades tridimensional			perfil
	vslp01.			
Figura VI.3	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp02.			
Figura VI.4	sección de isorresistividades tridimensional			perfil
	vslp02.			
Figura VI.5	sección de isorresistividades tridimensional			perfil
	vslp04.			
Figura VI.6	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp05.			
Figura VI.7	sección de isorresistividades tridimensional			perfil
	vslp05.			
Figura VI.8	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp06.			
Figura VI.9	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp07.			
Figura VI.10	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp08.			
Figura VI.11	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp09.			
Figura VI.12	sección de isorresistividades bidimensional			perfil
	vslp10.			
Figura VI.13	sección de isorresistividades tridimensional			perfil
	vslp10.			

- Figura VI.14 sección de isorresistividades tridimensional perfil vsip11.
- Figura VI.15 sección geoelectrica perfil vsip01.
- Figura VI.16 sección geoelectrica perfil vsip02.
- Figura VI.17 sección geoelectrica perfil vsip03.
- Figura VI.18 sección geoelectrica perfil vsip04.
- Figura VI.19 sección geoelectrica perfil vsip05.
- Figura VI.20 sección geoelectrica perfil vsip06.
- Figura VI.21 sección geoelectrica perfil vsip07.
- Figura VI.22 sección geoelectrica perfil vsip08.
- Figura VI.23 sección geoelectrica perfil vsip09.
- Figura VI.24 sección geoelectrica perfil vsip10.
- Figura VI.25 sección geoelectrica perfil vsip11.
- Figura VII.1 gráficas de STD vs. σ perfiles vsip02 y vsip06.
- Figura VII.2 gráficas de R_c vs. T perfiles vsip02 y vsip06.
- Figura VIII.1 sección geológica A-A' del área de estudio.
- Figura VIII.2 sección geológica B-B' del área de estudio.
- Figura VIII.3 sección geológica C-C' del área de estudio.

derivar una tesis de éste tipo, porque además de que se ponen en práctica los conocimientos adquiridos durante la formación académica profesional, se está participando en un proyecto real, donde los resultados son aplicados de manera inmediata en un contexto más amplio, con repercusiones socio-económicas palpables.

Es importante mencionar la oportunidad que ofrece el Instituto de Geofísica de la UNAM, a través del departamento de Recursos Naturales, de incorporarse a la dinámica de un proyecto de investigación del cual se derive un tema de tesis profesional, para involucrar al estudiante en la resolución de problemas nacionales.

Habría que remarcar el interés y oportunidad que brinda el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), de la Comisión Nacional del Agua (CNA), de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH), a los estudiantes del área que requieran de apoyo para llevar a cabo la realización de su tesis en temáticas asociadas a la exploración, evaluación y/o explotación de las aguas subterráneas.

De ésta manera, además de que puede cubrirse satisfactoriamente el requisito de estructuración de tesis profesional, se tiene la oportunidad de iniciarse en el campo de la Hidrogeofísica (técnicas y métodos geofísicos aplicados al estudio de las características del flujo subterráneo).

INTRODUCCION

En la realización de investigaciones geohidrológicas que incluyan prospección geofísica es posible poder demostrar la versatilidad y poder de resolución que tienen los métodos geofísicos, particularmente, los métodos eléctricos o geoelectricos en el estudio de las aguas subterráneas.

En el presente caso se trata de demostrar que a través de la implementación de la variante de los métodos eléctricos, sondeos eléctricos verticales (SEV's), se puede ir más allá de la simple obtención de los parámetros geoelectricos clásicos (i = número de capas, ρ = resistividad, h = espesor). Mediante un adecuado manejo de la información geoelectrica y correlación con datos geohidrológicos es posible inferir parámetros hidrodinámicos, como lo es la transmisividad; aunque estas aproximaciones tienen un fuerte carácter empírico, se ha analizado que pueden ser de utilidad en aquellos casos en donde para acuíferos homogéneos totalmente saturados con agua de una misma calidad, contando con un escaso número de pruebas de bombeo y requiriéndose de tales datos para evaluar la potencialidad de un sistema acuífero, (por ejemplo, un modelo matemático computacional) la obtención de ellos vía un análisis geoelectrico proporciona por lo menos el rango de variación de los mismos.

El papel actual de un ingeniero geofísico en el desarrollo contemporáneo de la Geofísica y de las Ciencias de la Tierra tiene que ser tal, que su participación en investigaciones que conlleven a la solución de problemas que afecten de alguna manera el desarrollo de la sociedad en la que se esté circunscrito le permitan implementar los conocimientos adquiridos en las aulas, mejorar y perfeccionarlos, así como contribuir a la expansión de las áreas técnico-científicas de las Ciencias de la Tierra. El agua subterránea está jugando un papel cada vez más importante en el desarrollo de nuestro país, y por lo tanto, un ingeniero geofísico debe de incorporarse con más vigor a éste relativamente nuevo campo de estudio. Como ingeniero geofísico es muy atractivo participar en un proyecto de investigación del cual se pueda

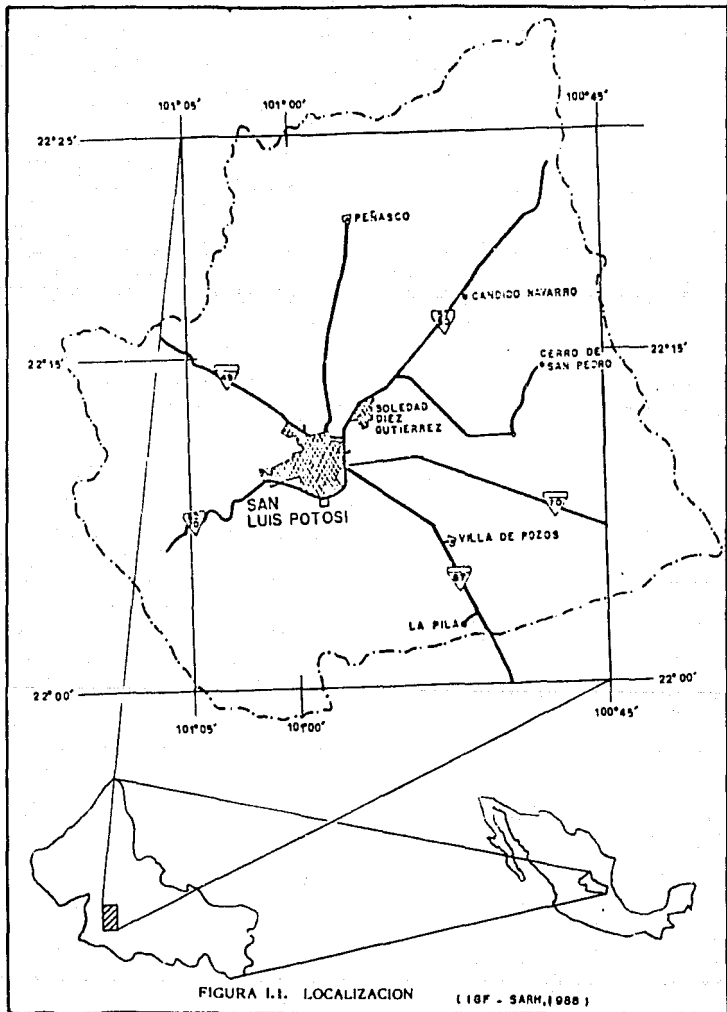


FIGURA 1.1. LOCALIZACION

(18F - SARH, 1988)

I ANTECEDENTES

I.1 Localización

El valle de San Luis Potosí se ubica en la porción suroccidental del Estado de San Luis Potosí y tiene como límites geográficos aproximados los paralelos $22^{\circ} 00'$ y $22^{\circ} 25'$ de latitud norte y los meridianos $100^{\circ} 37'$ y $101^{\circ} 03'$ de longitud oeste a partir del meridiano de Greenwich. La cuenca incluye la Ciudad de San Luis Potosí, capital del estado del mismo nombre, y tiene una superficie de 1916 Km^2 , aproximadamente. La figura I.1 muestra la zona de estudio. La capital del estado está incluida por lo que se encuentra ampliamente comunicada por carreteras federales, vías férreas y un aeropuerto internacional. Su sistema de comunicación se complementa con otros servicios, como es el teléfono, telégrafos, correos y telex.

Las carreteras federales números 49, 70-80, 57, 70 y 57-80 comunican a la Ciudad de SLP con las Ciudades de Zacatecas, Ojuelos, Queretaro, Tampico y Saltillo respectivamente. Las vías férreas más importantes son la México-Laredo, San Luis-Tampico y San Luis-Aguas calientes.

Existe un gran número de terracerías y caminos vecinales, algunos transitables en toda la época del año y otros sólo en época de estiaje, que comunican los diferentes puntos dentro del valle (IGF-SARH, 1988).

sobreexplotación del acuífero profundo. No se aplicó ningún método geofísico.

El segundo estudio geohidrológico lo realiza la empresa Consultores S.A., en el cual se hace una evaluación y censo de pozos, en los estados de San Luis Potosí y Zacatecas en el año de 1977. Se encuentra que no existe una frontera impermeable que separe a los dos acuíferos en cuestión, sino que se trata de una disminución de la permeabilidad en el sentido vertical, y que el acuífero superior recarga al inferior. Detectan una estructura de tipo "graben" en el subsuelo y proponen continuidad en las riolitas fracturadas de la sierra San Miguelito hacia el Valle y que existen recargas al acuífero a través de éstas. Se hizo geofísica y basados en su interpretación de 48 SEV's, clasifican tres zonas en el sentido vertical, asignándole a la más profunda de rocas volcánicas o sedimentarias fracturadas, las mejores posibilidades acuíferas, especialmente, cuando se trata de las primeras. Por pliezometría detectaron un gran cono de abatimiento en la zona urbana.

El tercer estudio lo realizan Labarthe y Tristán en la Cartografía Geológica de la hoja SLP (folleto técnico no.59, Instituto de Geología y Metalurgia, VSLP, 1978) con el cual definen varias unidades de rocas volcánicas félsicas de edad terciaria, asignándole nombres informales e interpretando al valle de Villa de Reyes como un "graben" y al Valle de SLP como una Caldera. No se aplicó ningún método de prospección geofísica.

El cuarto estudio lo realizan Martínez y Cuellar (publican en 1979), con la información anterior y la descripción de muestras de pozos, en el que analizan y determinan una litología consistente de material de relleno para el acuífero superior y otra de tobas arenosas y de material de relleno más antiguo para el acuífero inferior, separados por la riolita panalillo que actúa como confinante. No se aplicó ningún método de prospección geofísica.

Al mismo tiempo, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) hace el quinto estudio, comenzando a estudiar diferentes sitios que pudieran abastecer de agua subterránea a una planta Termoelectrica (Ahuatlco, La Florida, Matehuala, El Fuerte y Villa de Reyes), éste último se encontró idóneo para obtener el recurso necesario para su desarrollo energético. Así mismo, se estiman los abatimientos posibles por dicho abastecimiento con las restricciones del caso. No se realizan

1.2 Objetivo.

El presente estudio tiene como objetivo primordial el de proporcionar una Parametrización Hidrogeofísica de un sistema acuífero, basándose en resultados geoelectrónicos. Esta idea pretende además extender la versatilidad de los métodos geoelectrónicos, los cuales generalmente se restringen a la definición de la geometría de los sistemas acuíferos.

Este tipo de investigaciones amplían el horizonte profesional de los Ingenieros Geofísicos, diversificando su papel en el área del Agua Subterránea. El conocimiento del marco teórico de los métodos eléctricos, de la Hidrodinámica de los sistemas acuíferos y de las restricciones que controlan el vínculo Geofísico-Geohidrológico, facilitan que un Ingeniero Geofísico contribuya a proyectar las metodologías Hidrogeofísicas.

Para lograr los objetivos citados es necesario conjugar elementos Geofísicos, Geológicos e Hidrogeológicos además de compenetrarse en Hidrogeología, Computación y Matemáticas. El desarrollo contemporáneo de la Geofísica requiere del esfuerzo de todos los interesados en las Ciencias de la Tierra, especialmente de los Ingenieros Geofísicos.

1.3 Estudios Previos.

El primer estudio geohidrológico que se llevó a cabo en el valle de San Luis Potosí del que se tiene noticia, es de 1960 y fue realizado por Stretta y Del Arenal, del Instituto de Ciencia Aplicada de la UNAM. En él delimitan zonas de interés para la perforación de pozos en la parte oeste, este y sur de la cuenca y como impermeables los macizos Riolíticos que la circundan. Consideran dos acuíferos basados en diferencias de temperaturas del agua y de elevación del nivel estático. Recomiendan, al acuífero profundo, como posible fuente de abastecimiento de agua para cubrir las necesidades actuales y futuras, ya que todas las observaciones parecen demostrar que existe una

se tendrán problemas graves de abatimientos regionales en un plazo no mayor de 12 años...". Martínez y Aguirre (1984) ratifican que a partir de 1977 el acuífero profundo manifiesta un promedio de abatimiento de dos metros anuales. No se realizó ningún estudio de prospección geofísica.

El mismo año, Martínez hace el noveno trabajo, estudiando el control geológico y estructural del agua subterránea entre SLP, Aguas calientes y Zacatecas; encontrando que en la porción semidesértica de los estados anteriormente mencionados el mayor volumen de agua subterránea "...está comprendida en fosas tectónicas de rumbo N-S y NE-SW..." y cita siete ejemplos de grandes cuencas con condiciones geológicas, geohidrológicas y de sobreexplotación similares. No se realizó ningún estudio de prospección geofísica.

En el año de 1984 la CFE encomendó a la compañía Acuaplan, S.A., el que sería el décimo estudio de tipo geohidrológico de actualización en el valle de SLP, que no aportó ningún concepto nuevo y/o relevante del modelo conceptual del sistema acuífero. Esto fué debido a que la planta de Villa de Reyes de la empresa paraestatal utilizaría un caudal del orden de 700 l/s cuando entraran en operación todas las unidades de generación de energía, lo que causó alarma y preocupación entre la opinión pública y las autoridades; que a su juicio era un caudal muy grande y para tratar de calmar la preocupación de la población se ordenó dicho estudio, que se basó en la toma de información de campo actualizada, como es: número de aprovechamientos existentes, cuantificación de la extracción anual, análisis fisicoquímicos y bacteriológicos de agua de pozos, etc. En lo referente a pruebas de bombeo, se realizó una buena contribución al determinar un coeficiente de almacenamiento de 0.002 que curiosamente no es utilizado en el balance. Una de sus principales conclusiones es que "...el resultado del balance en el periodo analizado es de $-2.46 \times 10^6 \text{ m}^3$ /año por lo que existe una sobreexplotación, que si bien no es de la magnitud que otras personas han venido mencionando, si deberá tomarse en consideración...". No se realizó ningún estudio de prospección geofísica.

Paralelamente al estudio Acuaplan, la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH) encomienda a la compañía Tecnología y Sistemas, S.A. (TYSSA) en 1984, la ampliación del estudio

levantamientos geofísicos.

Posteriormente, Labarthe y Tristán realizan el sexto estudio, haciendo Cartografía geológica de las hojas topográficas editadas por DETENAL, adyacentes a la anteriormente realizada (1979, 1980a, 1980b, 1981) y recopilan información de otras publicaciones de diversos autores (Aguillón y Tristán, 1981; Garza Lehlanc, 1978; Zapata y Pérez, 1979 y Zarate, 1977), y publican en 1982, teniendo como coautor a Aranda y con el título de Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de SLP, en la que proponen nombres formales de 12 unidades de rocas volcánicas y una de sedimentos clásticos continentales, determinan la edad absoluta de algunas de las formaciones por el método de K-Ar La composición y clasificación química (rocas ricas en K, pertenecientes a la serie calco-alcalina de Irvine y Baragar, localizadas en el campo subalcalino), analizan a su vez la tectónica (que es eminentemente extensional, marcada por la presencia de depresiones tectónicas y calderas), estructura y origen de las rocas (cristalización fraccionada de cámara magmática somera). Hasta aquí, éste es de los estudios más completos, pero no se realizó levantamiento geofísico.

El séptimo estudio aparece en 1983 con Amozurrutia (tesis, UASLP) pero no es enfocado a la geohidrología. Se apoyó en hidrogeoquímica y en geología superficial, plantea una total independencia entre los Valles de Villa de Reyes y SLP y apoya lo expresado por Consultores, S.A. (1977) en lo referente a la recarga del acuífero profundo a través de la sierra de San Miguelito. No se realiza ningún tipo de estudio geofísico.

El octavo trabajo lo realizó Martínez de la UASLP (1983), quien estudió las cuencas geohidrológicas de Villa de Reyes, SLP Y Villa de Arista, y menciona que el agua subterránea está controlada por "grabens" de rumbo preferencial noreste-suroeste y norte-sur, y considera que en general, los límites laterales se pueden considerar impermeables. Con la recopilación de trabajos anteriores concluye que las tres cuencas previamente mencionadas están sobreexplotadas, haciendo notar que "...no es recomendable la ejecución de más pozos..." y con base en un cálculo de "reservas perennes" concluye "...que de seguir con el ritmo de sobreexplotación actual, aunado con los requerimientos de la planta termoelectrónica de CFE, en Villa de Reyes,

densidad de drenaje, constatando con ellas que "...la mayor infiltración se efectúa en las laderas de ambos márgenes como en el valle...". No se realizó ningún estudio de prospección geofísica.

En 1986 Tristán publicó un estudio geológico importante (Estratigrafía y Tectónica del Graben de Villa de Reyes en los Estados de SLP y Guanajuato), en el que realiza una revisión cronológica de los eventos volcánicos ocurridos con respecto a la formación del graben (rocas precontemporáneas y post-graben). Así mismo, relaciona esta estructura con la tectónica de placas. No se realizó ningún estudio de prospección geofísica.

En el año de 1987, la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM) y la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, llevan a cabo estudios geohidrológicos en el valle de SLP. El trabajo de la UAM es dirigido por H. Niedzielski, quien trata al acuífero profundo (confinado) de otros estudios como acuífero libre, y al llamado acuífero somero como varios acuíferos colgados sin relación entre sí. El acuífero libre de Niedzielski (principal), puede tener pequeñas partes en que se comporte como confinado. Menciona que hace mucho tiempo, en el valle existía un lago perenne, que posteriormente fue temporal, y que bajo el lago todos los sedimentos estaban saturados. En tiempos recientes la explotación abatió el nivel freático (140 mts. actualmente), lo que ocasionó una zona de aireación y otra de saturación. Reinterpreta varias pruebas de bombeo por un método por él implementado, con el que obtiene transmisividad, permeabilidad y porosidad eficaz. A partir de la temperatura del agua encuentra que proviene de una profundidad de 600 m., y de acuerdo a su composición química (reinterpretación de análisis previos) indica que es poco mineralizada, calificándola como agua dulce de composición biotrófica. Con el dato de extracción por bombeo obtenida por Martínez (op. cit.), en 1986 realiza un balance tomando en cuenta la entrada de aguas negras al sistema, con lo que obtiene una sobreexplotación de $39.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. También determina que la vida útil del acuífero principal SLP no será mayor de 14 años a partir de la fecha. Se realizó un estudio de prospección geofísica con un levantamiento de 33 SEV's.

Paralelamente a la UAM, la UASLP estudió conjuntamente las cuencas de SLP y Villa de Reyes, concluyendo que en el valle de SLP el acuífero actúa como semiconfinado a la porción noreste del área y como libre en

geohidrológico, para el cual realiza un levantamiento de 20 SEV's para el abastecimiento de agua en bloque para la ciudad de SLP, que en su punto referente al balance y mediante la resolución de tres ecuaciones simultáneas, encuentra un "...coeficiente de almacenamiento medio regional calculado de 0.035, que corresponde probablemente a un sistema regional de flujo semi confinado, quizá trabajando como acuífero libre en las áreas de máximo abatimiento y en la porción norte del valle...", e introduce un nuevo concepto al calcular con base en la recarga vertical la permeabilidad del acuífero que sobreyace al acuífero profundo. Para satisfacer el déficit que existe en el abastecimiento propone la construcción de 15 pozos (más once ya existentes) en un área rectangular de 6x3 km., situada al norte de la ciudad de SLP y mediante la resolución de un modelo matemático (no se especifica su característica de funcionamiento) encuentra que al cabo de cinco años, los abatimientos variarían de 6 a 16 m en el área de bombeo y no se propagarían hasta la porción central del valle.

En 1985 la SARH contrata a la compañía IDDECSA, para tener una idea exacta del grado de contaminación del agua subterránea; dicha compañía analiza el agua del acuífero superior y encuentra altos valores de coliformes y un alto contenido de nitratos y que "...de acuerdo a las concentraciones de flúor en los acuíferos superior e inferior se puede decir que rebasa los estándares recomendados (en cuanto a fluoruros se refiere) de 6 a 10 veces más...". el boro, en toda las fuentes de agua potable analizadas, se encuentra por arriba de la norma de calidad para agua potable (1.0 mg/l).

Respecto a los compuestos orgánicos sintéticos (pesticidas), los valores detectados son del orden del 5.5 veces menores, de acuerdo a las normas internacionales de calidad del agua, pero dan "...una evidencia clara de la influencia del acuífero superior sobre el inferior, dado que fueron detectados compuestos orgánicos sintéticos, cuya procedencia se debe únicamente a influencia externa...". Las concentraciones de metales pesados (hierro, zinc, arsénico, cobre, cromo) se encontraron dentro de los límites recomendables. No se realizó ningún estudio de prospección geofísica.

En 1986 Martínez llevó a cabo la actualización de datos correspondientes a dicho año, quien incorpora un capítulo de hidrogeomorfología ; define varias zonas con distintos índices de

II GEOLOGIA.

II.1 Fisiografía

El valle de San Luis Potosí, de acuerdo con la clasificación de provincias fisiográficas establecida por Raisz (1959), se localiza en la zona limítrofe entre la provincia de la Mesa Central (tercio central y Oeste de la cuenca) y la subprovincia de las sierras bajas de la Sierra Madre Oriental (tercio oriental, sierra de San Pedro).

La provincia de la Mesa Central consiste principalmente de sierras alargadas con extensas planicies de valles intermontanos. Entre las sierras alargadas se encuentra la Sierra de San Miguelito, localizada en la porción oeste y suroeste de la cuenca, caracterizada por topografía muy abrupta e irregular, con pendientes en algunos casos mayores de 45° y diferencias de alturas sobre el nivel del valle de hasta 950m (2780 msnm) en sus partes más prominentes (Cerro Grande y Cerro del Potosí). La zona central de la cuenca consiste de una amplia planicie con una altitud media de 1850 msnm, y representa el nivel de base local. Hacia el norte está limitada por suaves lomeríos y al sur por un parteaguas poco prominente.

La sierra de San Pedro está enmarcada dentro de la Subprovincia de sierras bajas, localizada en la porción más oriental de la cuenca, hasta con 2300 msnm y una topografía de contornos suaves.

La cuenca consta de una red hidrográfica de avenamiento intermitente y de manera general centripeto. Las corrientes que bajan de las sierras que rodean al valle se infiltran en la zona de pie de monte sin llegar a formar una red continua. Localmente los diferentes afloramientos presentan patrones característicos, con predominancia de avenamiento dendrítico a enrejado en la sierra de San Miguelito y dendrítico a subdendrítico en la Sierra de San Pedro. La cuenca es definitivamente endorreica.

La zona de interés, desde el punto de vista de su composición litológica general, está compuesta en su porción este (Sierra de San

el resto, y que tiene su mayor zona de recarga al suroeste de la ciudad de SLP. En el capítulo de hidrogeoquímica, mencionan que existe un aumento gradual de la concentración de sales del agua en la dirección en que se establece el flujo subterráneo. En cuanto a la clasificación de familias de agua, las principales son las sódica-bicarbonatada y la de aguas Mixtas; la clasificación de Chase Palmer indica que el 95% de las muestras son de clase I, o sea aguas de larga permanencia en el subsuelo (aguas del almacenamiento del acuífero). En éste punto es necesario recalcar, que al igual que la compañía Acuaplan, no se determinaron directamente los iones de sodio y potasio, por lo que estos análisis e interpretación deben tomarse con reservas. Estiman una extracción por bombeo de $108 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, y en base a la resolución de dos ecuaciones de balance para diferentes periodos de tiempo, obtienen un coeficiente de almacenamiento medio regional de 0.009 y una sobreexplotación de $67.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. No se hizo estudio de geofísica.

En el año de 1986 el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM, llevó a cabo un estudio geofísico, en el que realizan un levantamiento de 48 SEV'S y concluyen que el acuífero profundo tiene una recarga vertical ascendente de origen termal, lo cual concuerda con los resultados hidrogeoquímicos. Para el mismo trabajo, se hizo un levantamiento de dos perfiles magnéticos, y se correlaciona la información magnética con la geoelectrónica.

En el año de 1988, nuevamente el DRN del IGF de la UNAM, realiza un estudio de tipo geofísico, en el que hace un levantamiento de 20 SEV'S y estructura un modelo matemático computacional de tres dimensiones, que considera fuentes lineales y se redefine la estructura del sistema acuífero (IGF-SARH, 1988).

un espesor de 200m ,sobreyace a la formación la Peña y subyace a la formación Indidura en contacto concordante y transicional. Su edad estimada es Albiano-Cenomaniano.

Formación Indidura.- Aflora en la sierra de San Pedro. Consiste de calizas arcillosas, carbonosas, de color gris verdoso con algunos estratos de areniscas de color verde olivo. Se le estima un espesor de 220m., sobreyace a la formación Cuesta del Cura y subyace a la formación Caracol en un contacto concordante y bastante transicional. Se le asigna una edad del Turoniano.

Post-Cretácico Superior:

Pórfido Cuarzomonzónico.- Aflora en la sierra de San Pedro. Es una roca de color gris verdoso a café rojizo, de textura porfíritica, con fenocristales de ortoclasa, plagioclasas y cuarzos. Intrusiona a la formación la Peña y se asocia al granito Auperos, al granito del Fuerte, a los intrusivos de la Comanja, Peñón Blanco y Estancias de Animas, que son apófisis del granito que compone el basamento principal de toda la región.

Terciario:

Ignimbrita Santa María.- Aflora al sur de la sierra de San Pedro. Consiste de una roca gris rosáceo a café, de textura porfíritica, con fenocristales de cuarzo y sanidino, fragmentos de pómez colapsados en una matriz desvitrificada. Ocasionalmente contiene magnetita como mineral accesorio. Presenta estructura columnar. Se le estima un espesor de 60-120m. Sobreyace discordantemente a la formación Cenicera y a la andesita Casita Blanca. Su base es un vitrófido. Subyace discordantemente a la latita Portezuelo. Se le estima una edad del Oligoceno.

Latita Portezuelo.- Aflora al sur de la sierra de San Pedro, al norte y noroeste de la cuenca. Es un derrame lávico de color pardo rojizo (al intemperismo) y grisáceo (en fractura fresca), es de textura porfíritica, con fenocristales de sanidino, plagioclasas y cuarzo en pequeñas proporciones. Se presenta la magnetita como mineral accesorio. Se le estima un espesor de 300m. al sureste del área. Sobreyace

pedro), por una secuencia de rocas carbonatadas del Cretácico, cubiertas parcialmente por rocas ígneas extrusivas, en general félsicas y ricas en potasio (derrames lávicos, ignimbritas y tobas) del Terciario. La base de ésta secuencia volcánica se compone de sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno que afloran aislada y discordantemente sobre las rocas del Cretácico. El flanco oeste (sierra de San Miguelito) lo conforma la misma secuencia volcánica del Terciario; rocas que debido a su amplia distribución, se puede decir que forman una gran provincia geológica de rocas volcánicas, que va desde el Eje Neovolcánico en la parte sur, hasta el presente límite geográfico con los EE.UU de América del norte.

El basamento principal se estima por geología regional en un complejo Granítico-Calizo, el primero intrusiónó en el Poscretacico superior las formaciones Cretácicas existentes. (IGF-SARH, 1988).

11.2 Estratigrafía

La definición de las unidades Estratigráficas en el presente estudio, se realizará breve y sustancialmente tomando en cuenta solo las de cierto Interés Geohidrológico.

Cretácico:

Formación la Peña.- Aflora en el anticlinal de la sierra de San Pedro, al este de la zona. Consiste de calizas de color gris claro (al intemperismo) a gris oscuro (en fractura fresca), criptocristalinas, en estratos medianos a gruesos, con interestratificaciones arcillosas, lentes y nódulos de pedernal. Se le estima un espesor de 225 m., subyace concordante a la formación Cuesta del Cura y se sitúa en el Aptiano.

Formación Cuesta del Cura.- Aflora en el anticlinal de la sierra de San Pedro. Consiste de calizas de color gris claro de textura microcristalina, se presenta en estratos delgados a medianos, con bandas y lentes de pedernal negro y en algunas ocasiones con interestratificaciones arcillosas. Contiene plegamentos, se le estima

variable, debido a que llenó depresiones. Sobreyace a la latita Portezuelo, a la riolita San Miguelito e Ignimbrita Cantera. Su edad estimada es Oligoceno Superior.

Sedimentos Cuaternarios.- Afloran preferentemente en la planicie y pie de monte de las sierras. Se agrupan dentro de esta denominación a conglomerados, suelos residuales y material aluvial.

Los conglomerados son polimíticos con clasificación pobre y en general poco consolidados. Sus fragmentos varían de subredondeados a redondeados con tamaños desde el canto rodado hasta el tamaño de arena. Su espesor va desde 2 a 20m.

Además, existen en el área, suelos residuales con espesores de 1 a 15m y aluviones de granos finos, arenas, limos y arcillas que rellenan los valles y vegas de los ríos y arroyos. (Ver mapa II.2.1 y la tabla II.2.1). (IGF-SARH, op. cit.).

discordantemente a varias formaciones marinas del Cretácico y rocas volcánicas. Subyace a la riolita San Miguelito, Ignimbrita Cantera y a la riolita Panalillo. Su edad estimada es Oligoceno Medio.

Riolita San Miguelito.- Aflora en la sierra de San Miguelito. Es un derrame lávico de color gris claro a oscuro, de textura porfírica, con fenocristales de cuarzo y sanidino, con un poco de magnetita como mineral accesorio. Llega a alcanzar un espesor de 500m. Sobreyace a la latita Portezuelo; Subyace a la ignimbrita Cantera y a la riolita Panalillo. Su edad estimada es Oligoceno Medio.

Ignimbrita Cantera.- Aflora en la sierra de San Miguelito. Es una secuencia de rocas volcánicas agrupadas en cuatro miembros:

Miembro 1.- Su base es una toba depositada por aire, bien estratificada y graduada, de color crema a amarillento. Sobre de ella descansa una ignimbrita de color rosáceo, de textura porfírica con fenocristales de sanidino y cuarzo generalmente rotos, en matriz desvitrificada con soldamiento variable.

Miembro 2.- Toba sin soldar de color gris claro a crema con fenocristales de cuarzo y sanidino y algunos líticos.

Miembro 3.- Ignimbrita color gris rosáceo a café grisáceo con fenocristales de cuarzo y sanidino, en matriz desvitrificada, bien soldada.

Miembro 4.- Toba de color claro, bien gradada y estratificada en capas de 5-40cm, con interestratificación de horizontes de ceniza. El espesor del paquete completo es muy variable. Esta formación sobreyace a la latita Portezuelo y a la riolita San Miguelito. Subyace a la riolita Panalillo. Su edad estimada es el Oligoceno Medio.

Riolita Panalillo.- Aflora aisladamente al sur de la sierra de San Pedro y al noroeste de la cuenca. Consiste de dos miembros:

Miembro inferior (Tap).- Es una toba depositada por aire, de color crema a café claro, de bien estratificada a masiva, en capas con grano fino a arenoso y/o conglomeráticos, con fenocristales de cuarzo y sanidino, presentando en ocasiones líticos.

Miembro Superior (Trp).- Su base es una ignimbrita café rojiza con fenocristales de cuarzo y sanidino. sobre ésta descansa otra ignimbrita de color gris rosáceo a café rojizo, con textura porfírica, fenocristales de cuarzo y sanidino. Presenta esferolitas en general rellenas de calcedonia. Presenta estructura columnar. Su espesor es muy

COLUMNA GEOLOGICA

TERCARIO O L I G O C E N O EOCENO EOCENO PALEOCENO	CUATERNARIO ROLITA PARALELA	Q	ALUVION			
		Qa	PUNOTA EL DESERTO			
		Obj Oqj	BASALTOS LAS JOYAS / PROCLASTICOS LAS JOYAS			
		Trp	MIEMBRO SUPERIOR		CRETACICO TURONIANO SENOZANO ALBUINO APTIANO	
		Tnp	MIEMBRO INFERIOR			
		Tlc	IGNIBRITA CAÑERA	Ksl		FORMACION MEXOURA
		Tsm	RIOLITA SAN MIGUELITO	Kcc		FORMACION CUESTA DEL CURA
		Tlp	LATITA PORTIZUELO	Kip		FORMACION LA PEÑA
		Tis	IGNIBRITA SANTA MARIA	ROCAS INTRUSIVAS		
		Tre	RIOLITA QUELITAL	Tm		POFTIDO CUARZOMONZONITICO
		Tca	ANDESITA CASITA BLANCA			
		Tc	FORMACION CENCERA			

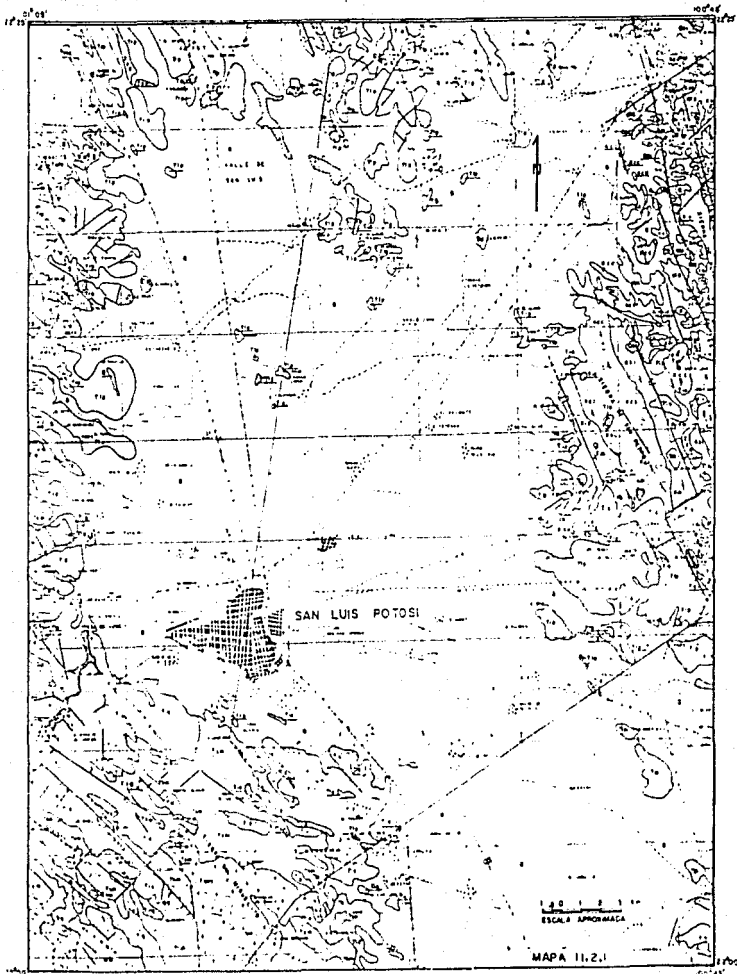
L E Y E N D A

	CARRETERA PAVIMENTADA
	TERRACERIA
	GRIETA
	HEREDA
	FERROCARRIL
	ARROYO
	EMBALSE
	LAGUNA
	POBLADO
	LÍNEA DE SECCIÓN

	CONTACTO GEOLOGICO
	RUMBO Y ECHADO
	RUMBO Y ECHADO DE ROCAS VOLCANICAS
	EJE DE ANTICLINAL
	EJE DE SINCLINAL
	EJE DE ANTICLINAL BUZANTE
	EJE DE SINCLINAL BUZANTE
	EJE DE ANTICLINAL RECOSTADO
	EJE DE SINCLINAL RECOSTADO
	FRACTURA O FALLA SIN ESPECIFICAR
	FALLA
	FALLA NORMAL MOSTRANDO EL LADO HUNDIDO
	FUENTE DE MATERIAL VOLCANICO

TABLA 11.2.1

(IGF - SARH, 1988)



(IGF - SARH, 1988)

perpendiculares a éste (bledos, enramadas,...).

Luego de la extrusión del miembro superior de la riolita Panalillo, se llevaron a cabo otros pequeños colapsos, que dan lugar a fallas, que son aprovechadas por algunos cuerpos intrusivos para emplazarse. Este fracturamiento ocasionó en la riolita Panalillo y en algunas zonas de la latita Portezuelo, la formación de una buena permeabilidad secundaria.

Después de ésta etapa comienza el llenado de la fosa, la cual debió de haber tenido ocasionalmente lagos interiores cuyos sedimentos arcillosos se interestratifican con material más grueso proveniente de los pilares de la fosa tectónica. Toda ésta secuencia de acontecimientos da una idea de los factores que dieron lugar al acuífero del valle de San Luis Potosí (formado por el miembro inferior de la riolita Panalillo, material areno-arcilloso y en lugares por la latita Portezuelo, principalmente) y explican el porqué de la irregular distribución de los materiales en el subsuelo.

La formación del acuífero superior, por su extensión limitada, parece que se debe a sedimentos aluviales recientes.

El modelo simplificado mencionado anteriormente, implica la existencia de una cámara magmática somera que pudiera ser la fuente de calor que provee de temperatura al agua subterránea no solo del valle de SLP, sino a toda la región. Dicho de otra manera, es posible que todas las zonas termales de la región (Gogorrón, Ojo Caliente, SLP,...) tengan un origen individual o local, pues en las diversas zonas existen condiciones favorables (fuentes de calor y rocas fracturadas) para su formación, sin tener que recurrir a la hipótesis mencionada por otros autores de que el termalismo tiene origen en un solo punto y de ahí el agua caliente se distribuye en el acuífero recorriendo grandes distancias. (IGF-SARH, op. cit.).

II.3 Geología Estructural y Tectónica

El valle de SLP forma parte de una gran estructura regional llamada Graben de Villa de Reyes, cuya parte hundida tiene una longitud aproximada de 200Km, con un ancho promedio de 15Km.

El proceso de formación de la fosa tectónica comienza con el combamiento de la corteza terrestre, producido por el empuje de la parte superior del manto, que formó una zona de tumescencia y de formación de fracturas profundas. Estas fracturas son aprovechadas por flujos de ceniza y lava para escapar, dando origen a grandes estructuras (cauldrons) en los alrededores de lo que posteriormente sería la fosa tectónica. Debido al escape de las rocas (ignimbrita Santa María y Traquita Ojo Caliente) se produce el colapso iniciador de dicha fosa, el cual es controlado estructuralmente y de manera regional por el evento extensional que en ese momento tenía lugar en la Mesa Central de México, debido a la ascensión del manto en forma diapírica hasta ≈ 30 Km de la superficie.

Las fallas producto del colapso, son utilizadas como conducto de salida, por la latita Portezuelo, la riolita San Miguelito y la ignimbrita Cantera (rocas contemporáneas a la fosa), lo cual provocó pérdida de presión en la cámara magmática con el consiguiente descenso en el bloque hundido de la fosa paralelo a la extrusión de las rocas.

El período siguiente al máximo colapso fue de extremo desequilibrio, tanto en la fosa como en la cámara magmática. Las paredes de la depresión eran muy inestables por lo que comenzaron a socavarse rápidamente por efecto de avalanchas y deslizamiento de masas. Estos son los primeros procesos de sedimentación que durante el tercio tardío dan lugar a la formación de material granular, que posteriormente conforma en lugares el sistema acuífero profundo.

Una parcial restauración de la presión de la cámara magmática, un tiempo después (≈ 3 millones de años), causó la extrusión de los dos miembros de la riolita Panalillo (roca post fosa tectónica). El miembro inferior consiste de una toba depositada por aire y que debido a su naturaleza de emplazamiento se depositó relleno de los bajos topográficos del interior de la fosa tectónica principal y de algunos

máxima explotación y así como la de baja transmisividad del acuífero (zona de riego Peñasco, zona al oeste de Cándido Navarro, zona urbana e industrial, rancho Macor al este de la Pila). La superficie piezométrica es del tipo radial convergente a la ciudad de SLP. (IGF-SARH, op. cit.).

III.2 Modelo Conceptual Hidrodinámico.

El sistema acuífero definido consta, como ya se mencionó, de un acuífero superficial de tipo libre que sobreyace parcialmente a otro denominado profundo (confinado). El primero, obtiene su recarga de agua de lluvia, así como de la infiltración principalmente de aguas negras que se usan para riego. El profundo, es alimentado por un flujo horizontal pequeño (≈ 120 l/s) proveniente del norte y noreste de la cuenca; su recarga principal consiste de agua termal profunda (> 1300 l/s), en una franja amplia e irregular que va desde la zona industrial hasta más allá del límite norte de la ciudad de S.L.P.; a éste flujo vertical de agua de buena calidad (< 400 mg/l de STD) se le adiciona un volumen importante de agua fría (no termal) que viene de la Sierra San Miguelito y pasa a través de los sedimentos de pie de monte y se manifiesta en el centro de la misma ciudad, con salinidades < 200 mg/l de STD. Las extracciones de agua subterránea para los diferentes usos han ido en constante aumento, sin embargo, los abatimientos se han mantenido en un orden relativamente estable de ≈ 1 m/año; lo que implica que el volumen de extracción no afecta el almacenamiento del acuífero profundo, pues, ésta cantidad es de un orden similar al de los volúmenes que se mueven hacia la cuenca horizontalmente. Lo anterior indica que puede existir una fuente de aporte al acuífero profundo proveniente de recarga más allá de la cuenca y que se infiltra a profundidades someras (< 2000 m) con velocidades que se pueden considerar altas (IGF-SARH, 1988).

La información analizada indica que el agua de recarga termal está en tránsito hacia otras zonas fuera de la cuenca, puesto que el valle no ha sido zona de descarga natural. (IGF-SARH, op. cit.).

III PANORAMA HIDROGEOLOGICO.

III.1 Dinámica Del Sistema Acuífero.

Los últimos estudios han confirmado la existencia de un sistema acuífero constituido por un acuífero superior no confinado, un paquete arcilloso que funciona como confinante de una formación acuífera inferior, cuyo carácter va de confinado en el centro a semi-confinado y libre en los márgenes.

Hasta la fecha existen 280 pozos activos reportados que captan agua del acuífero profundo del valle de SLP y extraen un volumen anual del orden de $100 \times 10^6 \text{ m}^3$, según la actualización de aprovechamientos subterráneos proporcionados por la SARH (delegación SLP). Aproximadamente un 25% (~1000 l/s) se utilizan para abastecimiento de agua potable, un 15% (~400 l/s) para fines industriales y el 60% (~1800 l/s) restante para usos del agro.

Para conocer la evolución piezométrica se realizaron mensualmente durante un año mediciones de la profundidad al nivel del agua en pozos pilotos seleccionados (octubre 1986 a octubre 1987). La profundidad del nivel piezométrico para el acuífero profundo en la zona norte es de 60m, aumentando de manera regular hacia el sur hasta llegar a la zona urbana de SLP donde se cierra la curva de 130m; en el centro alcanza hasta los 140m. En la parte sur (Zona Industrial, Villa de Pozos, La pila) la profundidad al nivel piezométrico es más uniforme y varía entre los 100 y 110 m (IGF-SARH, 1988).

Respecto al acuífero somero, en la zona urbana se tienen las menores profundidades al nivel freático, aumentando en dirección al oriente, alcanzando en la zona de riego de Soledad Diez Gutiérrez los 30m.

Como promedio se obtuvo una evolución media negativa de 1.3m en el año para el acuífero profundo tomando en cuenta el primer mes de mediciones y el último. Se encontró que las mayores evoluciones negativas concuerdan con las zonas de más concentración de pozos,

embargo, en la zona el aumento de la recarga local no es posible en términos prácticos, debido a que ésta no es perenne. Así, que la extracción irá básicamente contra el almacenamiento del acuífero y reducción de la descarga (natural) y posiblemente sobre la recarga subregional (intermedia).

Un balance de aguas subterráneas convencional acude a los siguientes puntos fundamentales: cambio de almacenamiento, infiltración, extracción por bombeo, salidas horizontales y entradas horizontales (recarga). Normalmente, los últimos tres puntos se obtienen por medio de mediciones directas en el caso del bombeo y por cálculos basados en la ley de Darcy los dos últimos. Las ecuaciones de balance efectuadas normalmente para cada año inducirán ciertos errores de acumulación, debido al desconocimiento del funcionamiento real del sistema analizado. Esto es, los errores en la estimación del bombeo, reflejan con frecuencia sobrestimación en la infiltración. Aunado a esto, en la zona se tiene el esquema de pérdida de agua del sistema profundo, hacia afuera de la cuenca y una recarga subregional (termal) hacia el centro de la ciudad de SLP, ambas fuera del alcance de medición con la información disponible. Así el siguiente análisis indica el problema mencionado en forma más amplia.

Si se considera que la extracción (Q) en la zona de interés es del orden de $85 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (2700 l/s), con una entrada de flujo horizontal (E_h) calculada en $4.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ y que el cambio de almacenamiento (ΔS) es de $-1.04 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ ($-1.3 \times 400 \times 10^6 \times 0.002 \text{ m}^3/\text{año}$), entonces aplicando la ecuación convencional de balance de flujo subterráneo ($E_h + E_v = Q + \Delta S$) encontramos que la entrada por flujo vertical (E_v) es de aproximadamente $79.26 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$.

Debido a los ordenes de magnitud de las variables aquí consideradas, cualquier error en la estimación de Q, repercutirá directamente en el valor calculado de E_v .

Es importante mostrar que el volumen extraído de agua subterránea definitivamente termal tiene un límite menor de 1150 l/s para agua con temperatura $>30^\circ\text{C}$ y de 1300 l/s para $>29^\circ\text{C}$, lo que significa que al menos explotaciones del 42 y 48% del total, provendrán de flujo exclusivamente termal. De aquí se desprende que el flujo vertical subterráneo termal, es en varias ordenes de magnitud, más importante que el horizontal e incluso que el cambio de almacenaje observado.

III.3 Balance Hidrológico

Como se definió anteriormente, la zona de estudio es una cuenca de tipo endorreico, la cual se prevé tiene este carácter desde hace varios millones de años. Esta peculiaridad implica que toda el agua de lluvia que logre infiltrarse se acumulará en lo que forma el recipiente de la cuenca. En el valle de SLP no se tiene noticia de que la condición natural hidrológica original de la cuenca fuera con salida superficial. Esto es, no hay evidencias actuales, ni anteriores de manifestaciones de zonas de descarga, como son lagos, pantanos, manantiales, salinas, etc.; lo anterior implica que la cuenca, nunca para fines prácticos, se llenó (IGF-SARH, op. cit.).

Otros conceptos que indican que la zona del valle de SLP no es una zona de descarga, sino más bien de recarga, son:

- i) Los niveles estáticos profundos,
- ii) Una calidad de agua con pocos sólidos totales disueltos,
- iii) La carencia de manantiales importantes y perennes y
- iv) Nula presencia de vegetación exuberante, entre otros.

Antes de iniciarse su explotación, el sistema acuífero de SLP, se encontraba en condiciones aproximadas de equilibrio dinámico, lo que implica que el agua de lluvia que se infiltraba, salía en forma más o menos rápida de la cuenca por alguna(s) salida(s) subterránea(s). Este concepto también puede explicar la presencia de aguas termales profundas en medio del valle. Esto es, el agua de lluvia se filtra localmente y llega a la zona de calor a través de una distancia relativamente corta y el agua prosigue su camino fuera de la cuenca donde adquiere otras características fisicoquímicas.

Los volúmenes de extracción de la cuenca por medio de los pozos ahí perforados toman su caudal del almacenamiento del acuífero, de una reducción de la descarga (natural) y de un posible aumento en la recarga. Cuando la extracción (artificial y constante) de un acuífero se ha desarrollado, la piezometría continuará abatiéndose hasta que exista un balance con los tres conceptos arriba mencionados. Sin

IV PARAMETRIZACION HIDROGEOFISICA

La prospección geofísica aplica el sondeo eléctrico vertical (SEV) en estudios hidrogeológicos para definir la geometría de los sistemas acuíferos y sus parámetros geoelectrónicos (h , espesor ; ρ , resistividad). Esto limita la versatilidad de los mismos, ya que se necesita información alterna para calibrar sus resultados y disminuir la ambivalencia de los mismos. Se requiere de buscar alternativas que enriquezcan su implementación y abran nuevos horizontes a una disciplina que poco a poco se va definiendo, como lo es la Hidrogeofísica (técnicas y métodos geofísicos aplicados al estudio de las características del flujo subterráneo).

Cuando se han determinado estos, se puede obtener la resistencia transversal $R_t = \rho h$ y la conductancia longitudinal $C_L = h/\rho$. Estos parámetros fueron definidos por Maillet en 1947 y los denominó variable de Dar Zarrouk R_t y función de Dar Zarrouk C_L . Fueron utilizados en el proceso de interpretación de SEV'S.

La aplicación de los métodos geofísicos en las aguas subterráneas ayudan en:

- La determinación de las estructuras del basamento en el subsuelo,
- La determinación de la distribución horizontal y vertical de los acuíferos y sus fronteras regionales,
- La investigación detallada de áreas artificiales apropiadas para la recarga de agua subterránea,
- Trazo del movimiento y velocidad del agua subterránea,
- Localización de aguas subterráneas, áreas de descarga bajo el mar, lagos y ríos,
- Mapeo de depósitos de relleno de cuencas,
- Mapeo de paleocanales,
- Mapeo de zonas permeables en sedimentos libres y
- Monitoreo de plumas contaminantes.

La parametrización hidrogeofísica de sistemas acuíferos se basa en

Otra forma de cuestionar el balance, si no se toma en cuenta la entrada por flujo vertical (E_v), sería (IGF-SARH, op. cit.):

1) Si no se conoce el coeficiente de almacenamiento: $E_h - Q = \Delta V S$
 $4.7 \times 10^6 + 1.3 \times 400 \times 10^6 \times S = 85 \times 10^6$ de aquí se tiene que $S = 0.15$ (acuifero libre), valor que no corresponde a la condición geológica presente de acuifero confinado.

2) Si se utiliza el coeficiente de almacenamiento, obtenido por pruebas de bombeo: $E_h - Q = \Delta h A S$

$$\Delta h = \frac{-85 \times 10^6 + 4.7 \times 10^6}{400 \times 10^6 \times 0.002} = -100 \text{ m/año}$$

Lo cual no concuerda con la realidad observada en los niveles estáticos, ya que estos solo varían del orden de un metro por año.

Para evitar cálculos que lleven a conclusiones erróneas, es necesario, evitar la continuación del uso de dicha ecuación de balance, especialmente cuando los conceptos involucrados estén fuera del alcance de la información disponible. Una solución más veraz, confiable y que sí determine la magnitud del posible desarrollo de los acuiferos, es la implementación de un modelo matemático.

Es necesario recordar que los métodos tradicionales de cálculo de la transmisividad (T) y el coeficiente de almacenamiento (S), a partir de datos de evolución del nivel dinámico contra el tiempo de bombeo, se deben de adaptar a una serie de condiciones teóricas consideradas en el modelo básico. (IGF-SARH, op. cit.).

conductividad hidráulica (o permeabilidad) ; y K es el valor de flujo por unidad de longitud a través de una sección de área bajo la influencia de un gradiente unitario, teniendo las dimensiones de longitud/tiempo. En investigaciones hidrogeofísicas, la transmisividad y la conductividad hidráulica, usualmente existen simultáneamente en una ecuación, $T = K h$, donde h es el espesor del acuífero. Conociendo la transmisividad por pruebas de bombeo y el espesor por técnicas de resistividad u otros métodos, la conductividad hidráulica puede ser calculada como sigue :

$$K = \frac{T}{h}$$

Actualmente, no hay método geofísico que pueda medir directamente la conductividad hidráulica. Se puede hacer solamente por relaciones empíricas.

Porosidad, Factor de formación y Grado de saturación.

La porosidad se puede definir como la relación que existe entre el volumen de espacios (ó poros vacíos) y el volumen total de la roca. Sólo se consideran los espacios interconectados (porosidad efectiva), pero no los espacios aislados.

Las porosidades de las formaciones subterráneas pueden variar en alto grado, sin embargo, los poros individuales son generalmente tan pequeños que la roca es impermeable al flujo de los líquidos. Si los espacios vacíos son en extremo pequeños, estos son denominados intersticios moleculares, mientras que si son grandes, en proporción al volumen considerado, son denominados cavernas. Los poros entonces son espacios vacíos de tamaño intermedio entre los anteriores.

La porosidad se clasifica según la disposición física del material que rodea a los poros y a la distribución y forma de los poros. De ésta manera tenemos:

Porosidad efectiva: Denota el volumen de poros que en el momento actual contribuye al flujo del agua subterránea, excluyendo los poros

la definición de rangos de variación de variables que definen la geometría de las formaciones acuíferas, sus propiedades físicas y las propiedades físico-químicas del flujo subterráneo.

IV.1. Principales Parámetros Hidrodinámicos

Conductividad Hidráulica

Un parámetro ya citado es la conductividad hidráulica ó permeabilidad, que es la habilidad de un líquido o gas de fluir a través de un medio poroso. (La porosidad efectiva es la que dá a la roca la propiedad de permeabilidad). La permeabilidad es controlada por varios factores, como son : la porosidad efectiva de la roca, la geometría de los poros, la fuerza capilar entre la roca y el fluido, la viscosidad y el gradiente de presión. La permeabilidad se determina convencionalmente por la ley de Darcy. Para fines de este estudio se considera a la porosidad efectiva basada únicamente en la porosidad primaria; la porosidad secundaria debido a fracturamiento o fenómenos kársticos no es incluida ya que restringe la solución del método.

De acuerdo a la ley de Darcy, la circulación de un flujo a través de un medio poroso de sección transversal A, es directamente proporcional a la pérdida de carga hidráulica h_r , e inversamente proporcional a la longitud del flujo L.

$$Q \sim A h_r \cdot \frac{1}{L}$$

$$Q = \frac{K A h_r}{L} = K A I \quad \text{y} \quad V = \frac{Q}{A} = K I$$

Donde : Q es el fluido de descarga, I es el gradiente hidráulico, L es la pérdida de la cima h_r sobre la distancia, A el área de la sección transversal y V es la velocidad del flujo.

El coeficiente K en la ecuación de flujo de la ley de Darcy es una constante que depende de las propiedades del medio poroso y el fluido. Desde entonces, cuando se usa en agua, es generalmente llamado

formación intrínseco.

La corrección debe de ser aplicada a los factores de formación medidos (Worthington et. al., 1972) antes de servir como indicación confiable de porosidad, de otra manera, se introducirán serios errores ya que la influencia de la conducción de la matriz F de la ecuación IV.1 se redefinirá como factor de formación aparente Fa. El factor de formación intrínseco se define como $F = \rho'_f / \rho_w$ donde ρ'_f es la resistividad que se mediría si la roca no fuese una matriz conductora.

Anteriormente, Fa se usó para determinar la porosidad y/o permeabilidad. Worthington et. al., (1972), dan tres posibles relaciones de expresiones del factor de formación aparente Fa y la resistividad de la solución saturante ρ_w :

$$Fa = \sum_{i=0}^{n-1} A_i \rho_w^i \text{ ----- IV.3}$$

$$\text{Log Fa} = \sum_{i=0}^{n-1} A_i \left(\log \rho_w \right)^i \text{ ----- IV.4}$$

$$\frac{1}{Fa} = \sum_{i=0}^{n-1} A_i \rho_w^i \text{ ----- IV.5}$$

Donde $n = 2$ ó 3 y A es la resistividad efectiva de los constituyentes sólidos (sirve como un indicador del contenido de arcilla y es infinito en ausencia de una matriz conductora) y ρ_w es la resistividad del electrolito. Se encontró por medio de experimentos que la ecuación IV.3 no ajusta los datos de la fuente, la ecuación IV.4 tiene ciertas limitaciones cuando se aplica. Los resultados óptimos se obtuvieron por la expresión IV.5. Para $n = 3$, el coeficiente de segundo orden se encontró pequeño, y linealmente se ajusta mejor a $n = 2$. Así, Pantnode y Wyllies 1950 (Mustafa Abdelrahim Y., 1986) encontraron la fórmula;

$$\frac{1}{Fa} = \frac{1}{F} + A \rho_w$$

que no contribuyen. Porosidad primaria: define los poros asociados a la matriz rocosa. Porosidad secundaria: se refiere a los espacios vinculados con las fracturas que presenta la roca.

Se ha establecido de manera experimental que la resistividad de una formación pura con contenido de agua, es proporcional a la resistividad del agua con la cual está completamente saturada. La constante de proporcionalidad se llama factor de formación (F). El factor de formación está inversamente relacionado a la porosidad, es también una función de la estructura porosa y de la distribución del tamaño de los poros.

El grado de saturación es el volumen de agua en los poros por unidad total del volumen de poros. Varía de cero a uno. Una relación empírica entre la hidrogeología y las propiedades eléctricas de un acuífero de arenisca saturada completamente, ha sido encontrada en términos de porosidad y factor de formación;

$$F = \frac{\rho_f}{\rho_w} \quad \text{---- IV.1}$$

Donde: ρ_f es la resistividad de la formación saturada y ρ_w es la resistividad de la solución saturante.

Archie, basándose en observaciones, propuso una fórmula que relaciona la porosidad (ϕ) y el factor de formación (F), la cual es:

$$F = a \cdot \phi^{-m} \quad \text{---- IV.2}$$

$$\frac{\rho_f}{\rho_w} = a \cdot \phi^{-m} \rightarrow \rho_f = \rho_w a \phi^{-m}$$

Donde: a y m son constantes determinadas por mediciones de laboratorio.

La relación entre las ecuaciones IV.1 y IV.2 asume que durante el flujo subterráneo la medición de la corriente eléctrica es definida solamente por electrolitos intersticiales de conducción uniforme. Si la arcilla es un constituyente menor de la arenisca, la corriente no solamente fluirá a través de los electrolitos sino también por la vía de la arcilla. El factor de formación medido es una cantidad aparente que varía con la concentración del electrolito y que debe de ser corregido para que el valor obtenido se aproxime a un factor de

eléctrica se mueven a lo largo de diferentes caminos. Como estas relaciones no son tan simples de obtener es necesario revisar el comportamiento hidrogeofísico de cuencas bien conocidas y definir relaciones $T = f(\rho)$ que tengan cierto rango de validéz.

Aproximación de Kosinski.

Kosinski, 1977 en sus trabajos de investigación desarrolló una relación empírica entre la resistencia transversal obtenida por mediciones de resistividad y los valores de transmisividad obtenidos por pruebas de bombeo. La resistencia transversal se normaliza por el efecto de calidad del agua, donde el factor de normalización es $1/\rho_w$ (ρ_w es la resistividad promedio del agua).

En las relaciones obtenidas se aprovecha el hecho que tanto las expresiones para T y R_T incluyen h, esto es, $T = K h$ y $R_T = \rho h$, directamente podría obtenerse:

$$\frac{T}{K} = \frac{R_T}{\rho} \implies R_T = \frac{T}{K} \rho$$

Si se considera el factor de corrección $1/\rho_w$ entonces queda:

$$R_T = \frac{T \rho}{K \rho_w} = C T \quad \text{con } C = \frac{\rho}{K \rho_w}$$

Al elaborar gráficas de T vs. R_T en acuíferos lo más homogéneos posibles y con h constante, se pueden establecer ecuaciones que relacionen ambos parámetros, Kosinski obtiene por ejemplo, para una zona particular:

$$R_T = 0.66 \cdot T^{1.0376}$$

Por lo tanto, la relación entre la resistencia transversal como una función de la resistividad del acuífero y la transmisividad como una función de la conductividad hidráulica o permeabilidad, se pueden encontrar del factor que afecta a la resistividad y a la conductividad

El uso de ésta corrección de la conducción de matriz en el campo de estudio de acuíferos, envuelve la determinación del coeficiente A para un número de muestras sobre un área dada. Esto necesita solamente las mediciones mínimas de un par de valores de F_a y ρ_w para los cuales necesariamente se debe de calcular A.

Así, esto ha sido demostrado por Worthington et. al., (1972) que, en la corrección por la conducción de la matriz, es posible el uso de datos geoelectrónicos para estudios de propiedades hidrogeológicas de los acuíferos, entre los cuales tenemos el flujo intergranular.

IV.2 Relaciones Hidrogeofísicas.

Un gran número de trabajos de investigación como son los de Ponzini et. al., 1984; Sir Niwas y Singhal, 1982; Kosinski, 1977; Worthington et. al., 1973; contribuyeron en la determinación de las relaciones empíricas entre la transmisividad y la técnica de la resistividad eléctrica. Para el presente trabajo se hará uso de las aproximaciones de Kosinski, 1977. Las cuales están basadas en que las relaciones de T y R_T tienen como factor común el espesor h, esto es:

$$T = K h \text{ [m/s m]} \quad \text{y} \quad R_T = \rho h \text{ [\Omega-m m]} \quad **$$

$$T = K \sigma R_T \text{ [m/s } \Omega\text{-m m}/\Omega\text{m]} = \text{[m}^2\text{/s]}$$

Donde : T es la transmisividad, K es la conductividad hidráulica, σ es la conductividad eléctrica = $1/\rho$ y R_T es la resistencia transversal.

En realidad, la ecuación que gobierna al flujo de agua y el flujo de corriente eléctrica en un medio poroso, son similares, por lo tanto se puede esperar que la conductividad hidráulica alta, debería de producir una simple relación lineal entre los dos parámetros, entonces, el agua y la corriente eléctrica deberían de fluir por el mismo camino (en un medio poroso, homogéneo, isótropo y totalmente saturado). Sin embargo, el medio poroso con baja conductividad hidráulica produce el más complicado enlace, entonces, el flujo del agua y la corriente

V METODOS ELECTRICOS

V.1 Fundamentos Teóricos del Método Eléctrico Empleado.

El marco teórico contemporáneo de los métodos geoelectricos se fundamenta en la teoría del potencial eléctrico, las ecuaciones de Laplace, de Poisson y la teoría del Potencial que desarrollara inicialmente Maxwell.

El flujo de corriente en un medio se basa en el principio de conservación de la carga espacial y es expresado por la ecuación:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot J = 0 \quad \text{---- (V.1)}$$

Donde: J, es la densidad de corriente

q, es la densidad de carga.

La relación anterior es conocida como la ecuación de continuidad.

Para una corriente estacionaria: $\nabla \cdot J = 0$ en todos los puntos, excepto en la fuente y en el sumidero, ya que:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = 0$$

Por otra parte, se debe cumplir la ley de Ohm en su forma diferencial y para medios isotropos:

$$J = \sigma E = E / \rho \quad \text{---- (V.2)}$$

Donde: σ , es la conductividad eléctrica

E, es el campo eléctrico.

El campo eléctrico E se define como: $E = -\nabla U$

Donde: U, es un potencial escalar.

eléctrica, que son idénticos. Estos son:

Tamaño del grano

Arreglo de los granos(porosidad)

Textura

Contenido de arcilla.

Según el sistema acuífero que se trate pueden encontrarse relaciones del tipo:

$$K = f(\rho) \quad \text{ó} \quad \text{Log}(K) = f(\text{log } \rho)$$

ó lo que es lo mismo: $R_T = f(T)$ y $\text{log } R_T = f(\text{log } T)$.

son cero. La ecuación anterior se simplifica a:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad \text{---(V.4)}$$

Resolviendo por el método de separación de variables, suponemos que existe una solución de la forma:

$$U(r, z) = R(r) \cdot Z(z)$$

desarrollando la expresión anterior en el laplaciano y dividiendo entre $R(r)Z(z)$, tenemos;

$$\frac{1}{R(r)} \left(\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} \right) + \frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z}{dz^2} = 0$$

Para que la ecuación anterior se satisfaga, se debe de cumplir que ambos términos sean iguales a una constante:

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{R(r)} \frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{R(r)r} \frac{dR}{dr} &= -\lambda^2 \\ \frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z}{dz^2} &= \lambda^2 \end{aligned} \right\} \text{---(V.5)}$$

Donde: λ , es una constante real arbitraria. Las soluciones respectivas son:

$$Z(z) = e^{-\lambda z}$$

$$R(r) = J_0(\lambda r)$$

La ecuación anterior nos dice que el campo eléctrico E es conservativo e irrotacional, también nos indica, que la densidad de corriente J en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto, y que es proporcional a él.

Sustituyendo la ecuación (V.2) en la ecuación (V.1) simplificada, y desarrollando tenemos, la ecuación fundamental de la prospección eléctrica con corriente directa.

$$\begin{aligned}\nabla \cdot J &= \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \\ \nabla \cdot (\sigma E) &= \sigma \nabla \cdot E + E \cdot \nabla \sigma \\ &= -\sigma \nabla \cdot \nabla U + E \cdot \nabla \sigma \\ &= -\sigma \nabla^2 U + E \cdot \nabla \sigma = 0\end{aligned}$$

Para zonas homogéneas de conductividad uniforme : $\nabla \sigma = 0$ tenemos:

$$\nabla^2 U = 0 \quad \text{----- (V.3)}$$

Así, la distribución del potencial eléctrico para un flujo de corriente directa en un medio homogéneo e isotrópico, satisface la ecuación de Laplace, la cual será válida en todo el semiespacio conductor, pero no en la fuente y el sumidero, ni en la superficie de discontinuidad de la resistividad.

Ahora, resolveremos la ecuación de Laplace para dos capas. Ya que las capas se consideran homogéneas e isotrópicas, y tomando al eje Z como la perpendicular a la fuente, entonces se propone usar coordenadas cilíndricas para aprovechar la simetría axial. Las coordenadas a usar serán Z, r y θ donde : Z, es el eje en la dirección vertical; r, es el radio y θ , es el ángulo.

La ecuación diferencial queda de la forma:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U}{\partial \theta^2} = 0$$

Para una solución simétrica con respecto a la coordenada del eje vertical, la primera y segunda derivada del potencial con respecto a θ

$$\int_0^{\infty} e^{-\lambda Z} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{(r^2 + Z^2)^{1/2}}$$

Ahora, la ecuación (V.7) nos queda de la forma:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda Z} J_0(\lambda r) d\lambda$$

La solución general de la ecuación diferencial (V.4) nos queda de la forma:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda Z} + \Theta(\lambda)e^{-\lambda Z} + X(\lambda)e^{\lambda Z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Donde: $\Theta(\lambda)$ y $X(\lambda)$, son funciones arbitrarias de λ . La solución de la ecuación anterior es válida únicamente para la primera capa, debido a que las funciones $\Theta(\lambda)$ y $X(\lambda)$ no son necesariamente iguales en las diferentes capas del subsuelo. Para la segunda capa, el potencial será análogo:

$$U_i = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda Z} + \Theta_i(\lambda)e^{-\lambda Z} + X_i(\lambda)e^{\lambda Z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \text{---- (V.8)}$$

para toda $i = 2$

Para esta segunda capa no se incluyó una solución particular debido

Donde: $J_0(\lambda r)$, es una función Bessel de primer especie y orden cero.

Ahora, combinando las dos ecuaciones anteriores, obtenemos una solución particular de la ecuación diferencial (V.4):

$$U = C_1 e^{-\lambda Z} J_0(\lambda r)$$

$$U = C_2 e^{+\lambda Z} J_0(\lambda r)$$

Donde: C_1 , C_2 y λ son constantes arbitrarias. Como λ puede tomar cualquier valor posible de cero a infinito, y C_1 y C_2 varían en forma dependiente de λ , entonces integrando, tenemos (Koefoed, 1979):

$$U = \int_0^{\infty} [C_1(\lambda) e^{-\lambda Z} + C_2(\lambda) e^{+\lambda Z}] J_0(\lambda r) d\lambda \text{----- (V.6)}$$

La ecuación de Laplace tiene dos soluciones, por ser una ecuación diferencial homogénea; una complementaria y la otra particular. La complementaria en este caso es la ecuación anterior. Para encontrar la solución particular consideremos al potencial generado por una fuente puntual de corriente de intensidad I , localizada en la superficie de un material eléctricamente homogéneo, siendo este;

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi (r^2 + z^2)^{1/2}} \text{----- (V.7)}$$

Donde: ρ_1 , es la resistividad del semiespacio homogéneo.

I , es la intensidad de corriente. Haciendo uso de la Integral de Weber-Lipschitz;

capa debe de ser igual. Así, la ecuación será :

$$\int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda h} + \theta_1(\lambda) e^{-\lambda h} + X_1(\lambda) e^{-\lambda h} \right] J_0(\lambda r) d\lambda =$$

$$\int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda h} + \theta_{1+1}(\lambda) e^{-\lambda h} + X_{1+1}(\lambda) e^{-\lambda h} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Esta última ecuación se satisface para todos los valores de r , si los integrandos en ambos lados de la ecuación son iguales. Ahora, obtenemos la ecuación;

$$\theta_1(\lambda) e^{-\lambda h} + X_1(\lambda) e^{-\lambda h} = \theta_{1+1}(\lambda) e^{-\lambda h} + X_{1+1}(\lambda) e^{-\lambda h} \quad \text{--- (V.9)}$$

De acuerdo con las condiciones mencionadas, notese que la componente vertical de la densidad de corriente es igual a la derivado del potencial con respecto a Z dividida por la resistividad de la capa bajo consideración. Haciendo uso de la expresión para el potencial (ec. V.7) tenemos (Koefoed, op.cit);

$$\frac{1}{\rho_1} \int_0^{\infty} \left\{ \left(1 + \theta_1(\lambda) \right) e^{-\lambda h} - X_1(\lambda) e^{-\lambda h} \right\} J_0(\lambda r) \lambda d\lambda =$$

$$\frac{1}{\rho_{1+1}} \int_0^{\infty} \left\{ \left(1 + \theta_{1+1}(\lambda) \right) e^{-\lambda h} - X_{1+1}(\lambda) e^{-\lambda h} \right\} J_0(\lambda r) \lambda d\lambda$$

Cualesquiera de estas ecuaciones anteriores se satisface para todos los valores de r solamente si los integrandos de ambos lados de la ecuación son iguales. De ésta forma obtenemos la ecuación;

a que no contiene fuente, y por lo tanto, el problema es homogéneo.

Para la solución general de las dos ecuaciones anteriores, se deben de determinar las funciones $\theta(\lambda)$, $X(\lambda)$, $\theta_2(\lambda)$ y $X_2(\lambda)$, para que así, quede resuelto el problema propuesto, y por lo tanto, hay que aplicar condiciones de frontera.

V.2 Condiciones de Frontera.

En el caso de un campo potencial generado por una fuente particular de corriente puntual en la superficie de un material estratificado horizontalmente, se deben de satisfacer las siguientes condiciones de frontera;

- En cada una de las fronteras planas, en el subsuelo el potencial eléctrico debe de ser continuo.
- En cada una de las fronteras planas, en el subsuelo la componente vertical de la densidad de corriente debe de ser continua.
- En la superficie plana, la componente vertical de la densidad de corriente, y de aquí la intensidad de campo eléctrico, debe de ser cero en todas partes, excepto alrededor de una vecindad infinitesimal de la fuente de corriente; la razón de esto es que en el aire la densidad de corriente es cero y en vista de la condición (b) la componente vertical de la densidad de corriente debe de ser también cero en el suelo.
- Cerca de la fuente de corriente el potencial tenderá a infinito;

$$\text{Limite } \frac{\rho_1 l}{(r^2 + z^2) \rightarrow 0} \frac{1}{2\pi (r^2 + z^2)^{1/2}} \rightarrow \infty$$

- En una profundidad infinita el potencial tenderá a cero.

De acuerdo a las condiciones mencionadas, la profundidad de la i frontera plana, la expresión para el potencial (ec.V.7) en la i y (i+1)

Al sustituir la expresión anterior en la ecuación (V.9) se obtiene un sistema de $2n$ ecuaciones, donde, $\theta_1(\lambda)$ y $X_1(\lambda)$ son las funciones desconocidas. Sustituyendo nuevamente la condición de la expresión (V.10), y al resolver el sistema de matrices generado, se obtiene;

$$\theta_1(\lambda) = \frac{k_1 e^{-2\lambda h_1}}{1 - k_1 e^{-2\lambda h_1}}$$

Que nos muestra la solución para el caso de dos capas. Donde: k_1 es el coeficiente eléctrico de reflexión;

$$k_1 = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

Concluyendo, por medio de las ecuaciones (V.5) y (V.8) el potencial en la superficie de la tierra con las condiciones especificadas anteriormente es;

$$U = -\frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[1 + 2\theta_1(\lambda) \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Donde:

U , es el potencial en una superficie potencial, I es la intensidad de corriente emitida por la fuente de corriente, ρ_1 es la resistividad de la primera capa, λ es una variable de integración, r es la distancia de la fuente de corriente al punto de medición, J_0 es una función de Bessel de orden cero.

Un desarrollo semejante es requerido para el caso de n capas, que para el dispositivo Schumberger es de la forma;

$$\frac{1}{\rho_1} \left\{ (1 + \theta_1(\lambda)) e^{-\lambda h} - X_1(\lambda) e^{\lambda h} \right\} =$$

$$\frac{1}{\rho_{1,1}} \left\{ (1 + \theta_{1,1}(\lambda)) e^{-\lambda h} - X_{1,1}(\lambda) e^{\lambda h} \right\}$$

Que satisface las condiciones mencionadas, bajo la tercera condición diferenciaremos primero la expresión para el potencial en la primer capa (ec.7) con respecto a Z y se sustituye Z = 0. Así, se obtiene la ecuación:

$$\int_0^{\infty} (-1 - \theta_1(\lambda) + X_1(\lambda)) J_0(\lambda r) \lambda d\lambda = 0$$

Este término define el campo que debe de existir en un material homogéneo con un campo primario que automáticamente satisface las condiciones de frontera. La pérdida de los dos términos integrandos definen los campos perturbadores. La componente vertical de la intensidad del campo perturbador debe de ser cero en la superficie para todos los valores de r, incluyendo el origen donde se localiza la fuente de corriente puntual.

Las condiciones mencionadas después de la cuarta, se satisfacen automáticamente por la expresión para el potencial primario. Estas condiciones se satisfacen solamente si los dos términos continuos de los integrandos juntos se hacen cero. Así, tenemos la ecuación:

$$\theta_1(\lambda) - X_1(\lambda) = 0 \quad (V.10)$$

La quinta condición mencionada requiere que en la capa profunda, indicada por el subíndice n, la función X debe de ser cero, porque de otra manera el factor $e^{\lambda Z}$ conducirá a un potencial de valor infinito a una profundidad infinita. Estas consideraciones definen:

$$X_n(\lambda) = 0$$

VI ANALISIS GEOELECTRICO

VI.1 Generalidades

Las curvas obtenidas en el procesado, en su gran mayoría, son del tipo H y muy pocas del tipo Q y K. La interpretación de los perfiles geoelectricos se calibró con información de pozos que están dentro de un radio no mayor de 5 Km para cada perfil en cuestión y se hizo uso de secciones geológicas que cubren toda la zona y que comprometen el área de los perfiles en forma regular.

El proceso de interpretación geoelectrica se inició integrando secciones de isorresistividad aparente, no sólo en su expresión clásica bidimensional, sino también, en forma tridimensional, simplemente para poder apreciar mejor las tendencias de los máximos y mínimos relativos. Se utilizó el paquete de computadora Golden Software versión de 1983. También se utilizó el programa basado en el filtro de O'Neill en el procesado de cada uno de los SEV's para proponer un modelo de capas estratificadas del subsuelo.

En el área de estudio ubicada en el valle de SLP se reinterpretaron un total de 53 sondeos eléctricos verticales (SEV's) con una separación mínima de electrodos de corriente AB/2 de 0 a 600m y máxima de 0 a 1000m para el dispositivo tipo Schlumberger y AB/3 de 0 a 600m para el tipo Wenner. También se utilizaron los resultados de los sondeos efectuados por el Instituto de Geofísica en 1986 y 1988.

El total de SEV's reinterpretados se ubican en el mapa VI.1 y están distribuidos en 11 perfiles geoelectricos. Tres de ellos (vslp05, vslp06 y vslp08) contienen la mayor parte de los SEV's realizados (19).

Los perfiles geoelectricos vslp01 y vslp02 están localizados en la parte norte de la Cd. de SLP, entre las localidades de Ojo Zarco y Peñasco. El primero de ellos tiene una dirección preferencial NW-SE; se intersecta con el segundo entre los sondeos dos y tres, presenta pequeños cambios de dirección entre sondeo y sondeo, y consta de cuatro SEV's. El segundo perfil tiene una orientación W-E con un ligero

$$U = \frac{\rho_1 I^2}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + 2 \int_0^{\infty} k_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \right\}$$

Que es la llamada ecuación de Stefanescu-Schlumberger. La función $k_n(\lambda)$ o función Kernel considera las condiciones de frontera e incluye la información física del modelo (l , h_i , ρ_i), (número de capas, espesor, resistividad).

cambio de dirección al sur a la altura del tercer sondeo; consta de cuatro SEV's.

Los perfiles vsip03, vsip04, vsip05 y vsip06 se localizan al NE de la Cd. de SLP, entre las localidades de Candido Navarro y Enrique Estrada a lo largo de la vía del tren e intersectándose con la carretera federal México 57-80; el primero de éstos consta de cinco SEV's con una orientación SW-NE; un cambio de dirección al SE en el sondeo tres y otro cambio al este en el sondeo cuatro. Se intersecta a la altura del sondeo cuatro entre los sondeos uno y dos del perfil vsip06. El segundo perfil tiene una dirección SE-NW; consta de cuatro sondeos y se cruza a la altura de los sondeos dos y tres del perfil vsip06. El tercero de ellos tiene una dirección E-W con un cambio de dirección al NE, a la altura del segundo sondeo. Cubre una distancia de 8 Km aproximadamente, se intersecta con el perfil vsip06 entre los sondeos cinco y seis a la altura del sondeo cinco. Se sitúa al NE de la Cd. de San Luis Potosí, entre las localidades de Enrique Estrada y Palma de la Cruz. El cuarto perfil tiene una dirección NE-SW; se cruza con el perfil vsip03 a la altura del cuarto SEV, con el perfil vsip04 entre los sondeos dos y tres y con el perfil vsip05 en el SEV cinco. Cubre una distancia de 11.5 Km aproximadamente; se sitúa al NE de la Cd. de SLP, a un costado de las localidades de Enrique Estrada y Candido Navarro. El perfil vsip07 se localiza al este de la Cd. de SLP por la localidad de San Pedro; consta de cuatro sondeos y tiene una dirección E-W. El perfil vsip08 tiene una dirección W-E con un cambio de dirección al norte a la altura del tercer SEV; cubre una distancia de 6 Km en la dirección W-E y 12 Km aproximadamente en el cambio al norte. Se sitúa al SE de la Cd. de SLP, iniciando en la localidad de San Nicolas de Jasos y terminando en la Pila. El perfil vsip09 se localiza al SE de la Cd. de SLP entre las localidades de la Pila y Arroyos, consta de cuatro sondeos y tiene una orientación N-S. Los perfiles vsip10 y vsip11 se localizan al sur de la Cd. de SLP, alrededor del Poblado de Villa de Reyes; el primero tiene una orientación SE-NW y consta de cuatro sondeos, el segundo tiene la dirección E-W y comprende un total de cuatro SEV's.

FIG. VI.1 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 01

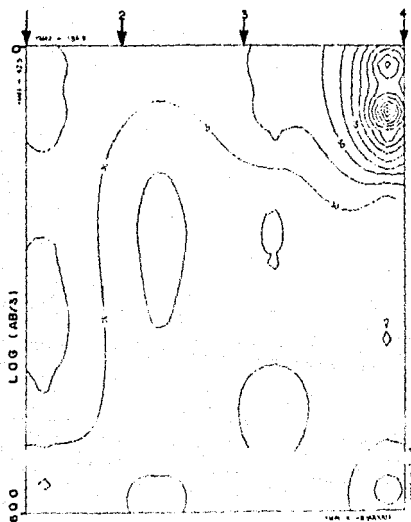
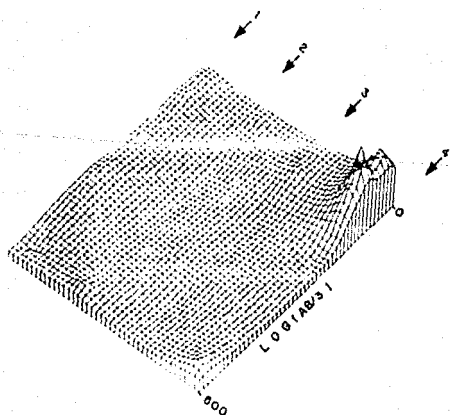


FIG. VI.2 SECCION TRIDIMENSIONAL DE
ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 01



VI.2 Secciones de Isorresistividad Aparente

VSLP01:

Esta sección de isorresistividad aparente presenta a la altura de los SEV's tres y cuatro los valores someros más altos de resistividad que son del orden de 40-150 ohms-m. En el resto del perfil se tiene un valor promedio de 30 ohms-m el cual se extiende más en profundidad bajo el SEV uno. Por la distribución de los valores resistivos podemos decir que se trata de un modelo de capas de bajo contraste resistivo.

VSLP02:

Esta sección de isorresistividades presenta a la altura del primer y segundo sondeo los valores más altos de resistividad aparente que llegan a los 200 ohms-m, disminuyendo su valor en 60-70 ohms-m entre los sondeos segundo y tercero e incrementándose un poco nuevamente hasta los 120 ohms-m después del tercer sondeo, culminando con este valor en el cuarto. Todos estos valores disminuyen en forma drástica aproximadamente al alcanzar la mitad de la profundidad de penetración esperada, alcanzando valores de 30 ohms-m hasta su máxima profundidad que fué de $AB/2 = 1000m$, con un total de cuatro SEV's. Después de haberse rebasado la distancia eléctrica $AB/2 = 500m$ se mantiene cierta uniformidad en los valores de resistividad, mostrando una zona conductora con valor mínimo de 30 ohms-m. El esquema general a profundidad corresponde a un modelo de capas con un ligero buzamiento que comprende de los SEV's uno al cuatro, con cierta irregularidad en el SEV tres.

VSLP03:

Esta sección de isorresistividades no se incluye por presentar un cambio de dirección considerable que afectaría los resultados a discutir.

VSLP04:

Esta sección presenta un valor de resistividad aparente un poco mayor de 100 ohms-m muy someramente entre los sondeos tres y dos, y el resto de la zona disminuye su valor en forma secuencial llegando a la mayor profundidad y dirigida al sondeo uno, hasta alcanzar un valor menor a los 30 ohms-m. Otro ligero aumento, en un valor de 80 ohms-m, se presenta a profundidad en el sondeo cuatro. El perfil manifiesta la presencia de un cuerpo resistivo profundo a la altura del SEV cuatro, en la parte superior al parecer es un modelo de capas y su parte inferior es un tanto irregular.

VSLP05:

Presenta valores de resistividad aparente de 190 ohms-m a lo largo de todo el perfil, presentando altibajos en su valor resistivo, y disminuyendo de manera rápida después de haber alcanzado dos tercios de la profundidad de $AB/2 = 800m$. A mayor profundidad presenta un valor de 40 ohms-m más o menos constante a lo largo de todo el perfil. Se puede decir que corresponde a un modelo de capas.

VSLP06:

Esta sección presenta su valor de menor resistividad a la mitad de la distancia $AB/2$ implementada y es menor de 11 ohms-m y una profundidad de penetración del orden de 600m. En la parte somera a la altura de los SEV's dos y tres presenta un valor mayor a los 25 ohms-m y nuevamente se presenta a profundidad a la altura de los SEV's cuatro y cinco. Puede tratarse de un modelo de varias capas.

VSLP07 :

Esta sección presenta del SEV uno al tres los valores de resistividad más bajos en la parte superior, que oscilan entre los 40 ohms-m y se presenta desde lo somero hasta la mitad de la sección. Después se continúa con un incremento en su valor resistivo para todos los SEV's restantes hasta un valor de 120 ohms-m aproximadamente. Su parte profunda es relativamente más conductora con respecto a la parte somera de la mitad del perfil y se tiene una profundidad de investigación de 600m. Refleja una inhomogenidad lateral hacia el SEV cuatro.

FIG. VI.3 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VS L P O 2

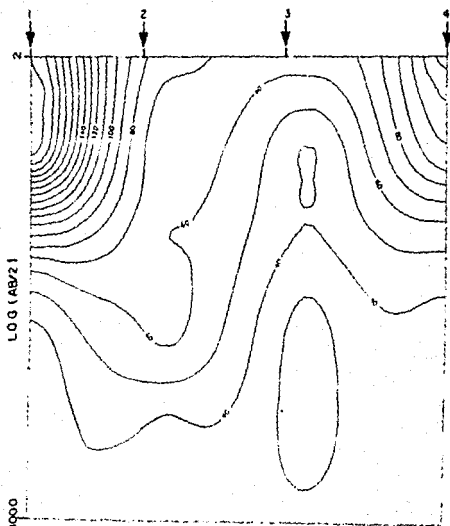


FIG. VI.4 SECCION TRIDIMENSIONAL DE
ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VS L P O 2

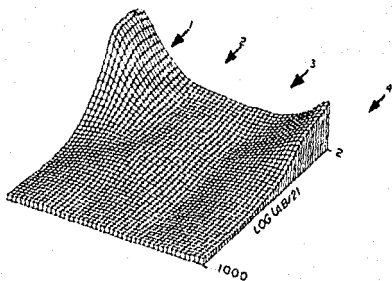


FIG. VI.6 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 05

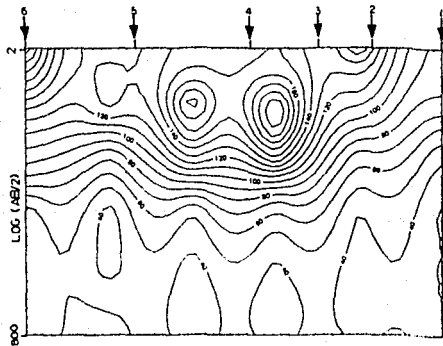


FIG. VI.7 SECCION TRIDIMENSIONAL DE
ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 05

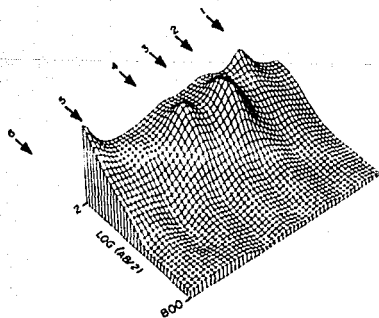


FIG. VI.5 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 04

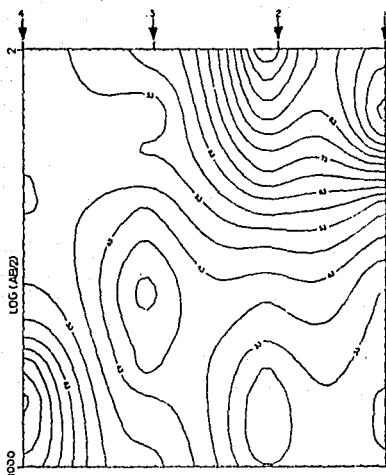
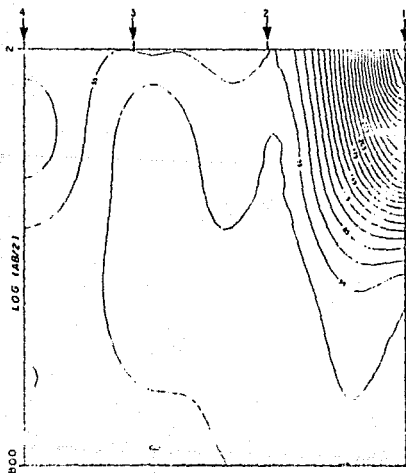


FIG. VI.14 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP II



VSLP08:

Presenta valores resistivos en altibajos de una manera uniforme a lo largo de todo el perfil, su parte más estable es a partir del sondeo número cuatro al siete después de rebasar la mitad de la profundidad estudiada, conteniendo un valor de 35 ohms-m. El valor más alto es arriba de los 110 ohms-m. Refleja el cambio de dirección entre los SEV's tres y cuatro. Representa un modelo de capas entre los SEV's cuatro y siete, y de contraste lateral entre los SEV's uno al tres.

VSLP09:

Presenta un valor de 140 ohms-m en la parte somera del primer sondeo y se va disminuyendo en su valor de una manera paulatina a lo largo de todo el perfil hasta alcanzar los 40 ohms-m a profundidad en el tercer y cuarto sondeo. Consta de cuatro SEV's. Representa un modelo de capas inclinadas del SEV uno al tres y a profundidad parece reflejar un modelo estratificado.

VSLP10:

Esta sección presenta del sondeo cuatro al tres valores de 290 ohms-m en la parte somera, disminuyendo a lo largo del perfil hasta los 80 ohms-m e incrementándose en 130 ohms-m en la parte superior del sondeo uno. Estos valores decrecen de una manera secuencial hasta alcanzar el valor de 30 ohms-m al rebasar un poco más de la mitad de la profundidad de $AB/2 = 650m$ con cuatro SEV's. Después de esto se mantiene una uniformidad en los valores resistivos, siendo mucho menores a los 30 ohms-m. Representa un modelo de capas de bajo contraste resistivo.

VSLP11:

Se presenta entre el sondeo dos y uno el valor resistivo más alto en la porción somera, que es de 625 ohms-m y disminuye secuencialmente hasta alcanzar la mitad a la distancia de $AB/2 = 800m$. El resto de la sección se mantiene de una manera casi perfectamente uniforme con un valor medio de 25 ohms-m. Consta de cuatro SEV's. Representa un modelo de capas muy homogéneas o de gran espesor de carácter conductivo.

FIG. VI.8 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL V S L P 06

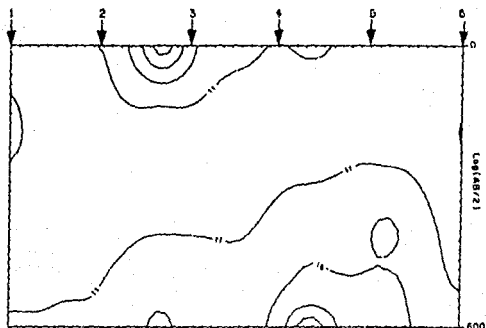


FIG. VI.9 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL V S L P 07

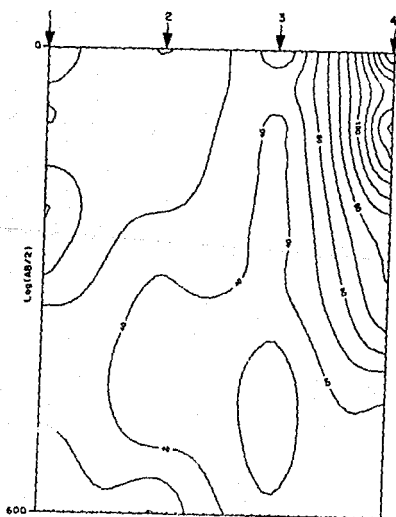


FIG.VI.12 SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 10

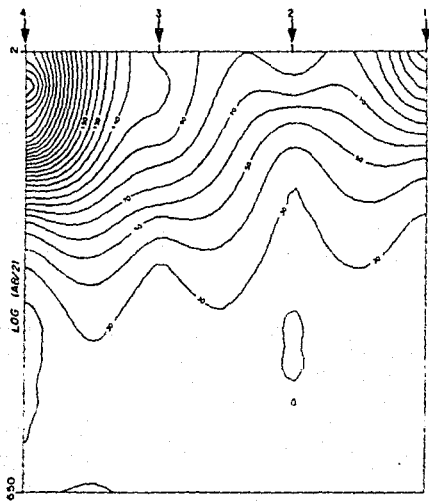


FIG.VI.13 SECCION TRIDIMENSIONAL DE
ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 10

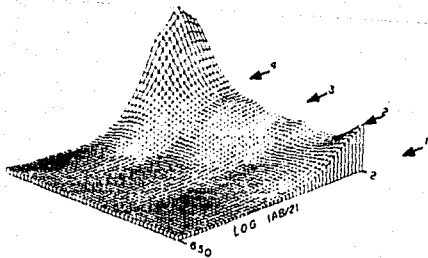


FIG. VIJO SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 08

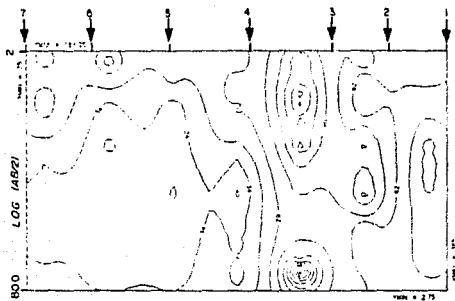
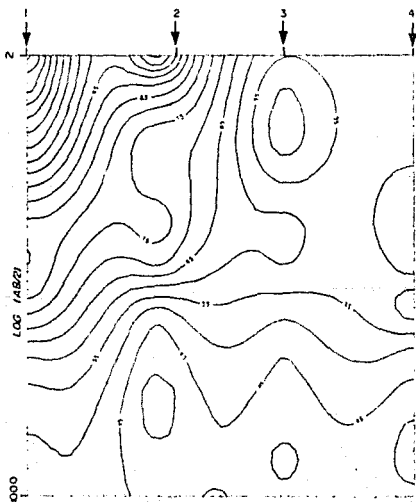


FIG. VI.II SECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
PERFIL VSLP 09



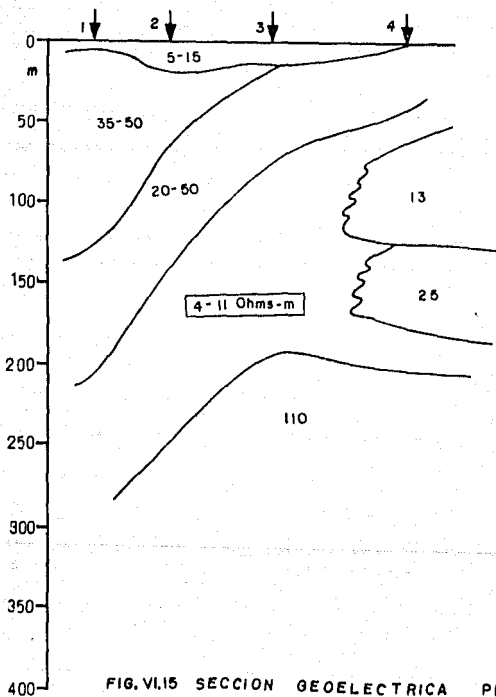


FIG. VI.15 SECCION GEOELECTRICA PERFIL VSLPOI

VI.3 Secciones Geoeléctricas

VSLPOI:

En esta sección se interpretaron al menos cinco unidades geoeléctricas. La más superficial es una capa de unos cuantos metros relativamente conductora con respecto a la que le subyace. Su resistividad varía de 5-15 ohms-m, su espesor es de 1 a 15 m. La resistividad de la capa inmediata inferior es de 35-50 ohms-m, su espesor no es mayor a los 110 m y desaparece a la altura del tercer sondeo. La siguiente unidad es una capa relativamente conductora, pero menos que la primera, su valor resistivo es de 20-50 ohms-m con un espesor de 50 m aproximadamente. Presenta un buzamiento del SEV uno al cuatro en donde aflora. La unidad que le subyace, es relativamente muy conductora, su valor es de 4-11 ohms-m, en el primer sondeo se manifiesta con un espesor de 60m y se va incrementando hasta el último sondeo donde aparecen dos capas incrustadas; la superior con una resistividad de 13 ohms-m y la inferior con 25 ohms-m. La primera tiene un espesor medio de 75m en tanto que la segunda de 50m.

La capa más profunda que se interpretó presenta un valor resistivo arriba de los 110 ohms-m y se considera el basamento geoeléctrico, presenta una forma muy irregular y da inicio desde los 200m de profundidad. Las capas de este perfil presentan una inclinación hacia el NW.

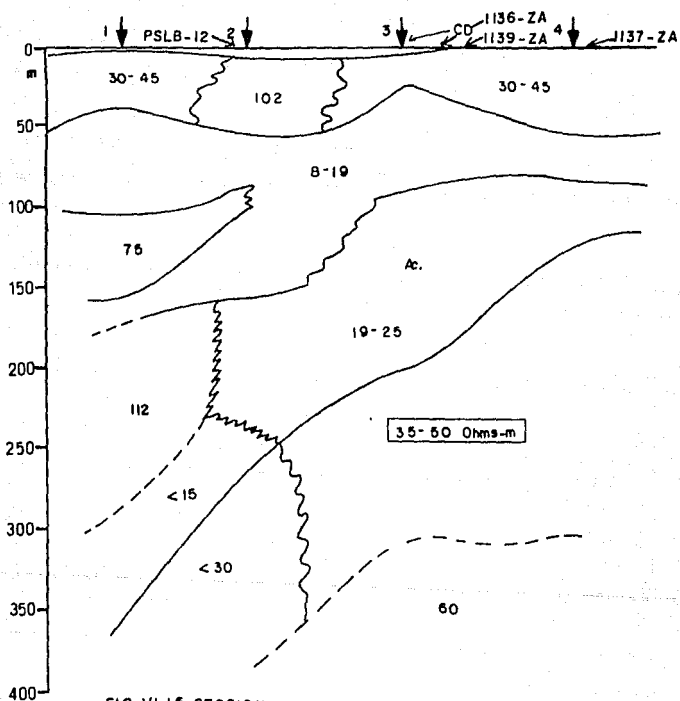
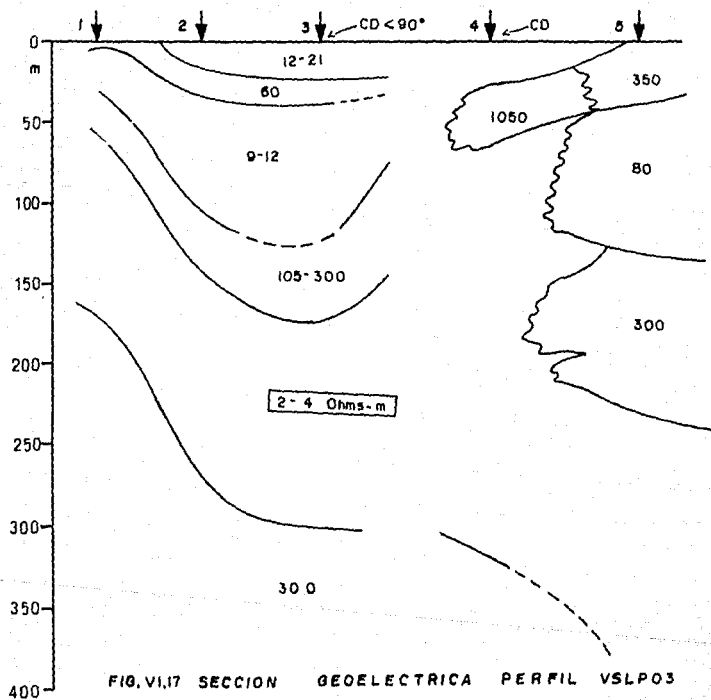


FIG. VI.16 SECCION GEOELECTRICA PERFIL VSLP02
 CD = CAMBIO DE DIRECCION
 Ac. = ACUIFERO

VSLP02:

Contiene al menos cinco grandes paquetes resistivos. En la parte somera, del sondeo uno al tres, se presenta una delgada capa de 50 ohms-m. La unidad que la subyace es de un espesor variable de 25 a 80m con una resistividad de 30-45 ohms-m y contiene a la altura del sondeo dos un pequeño paquete tipo lente de 102 ohms-m. En seguida tenemos, de los sondeos uno al dos la incrustación de una formación intrusiva lateral de 75 ohms-m, continuándose la capa con una resistividad de 8-19 ohms-m y un espesor muy variable que va de unos cuantos metros hasta los 100m. La siguiente unidad contiene una resistividad de 19-25 ohms-m y un espesor de los 30 a los 100m, en el sondeo uno presenta un lente de 112 ohms-m que termina poco antes de llegar al sondeo dos. La unidad que le subyace varía de 100m en adelante con una resistividad de 35-50 ohms-m. La unidad final que se le asocia al basamento geoelectrico presenta un valor resistivo de 60 ohms-m con forma irregular y se presenta más allá de los 350m de profundidad. Las unidades de este perfil presentan una inclinación hacia el W.



VSLP03:

Este perfil presenta un cambio de dirección importante por lo que la descripción irá de la primera parte (SEVs uno y tres) a la segunda (SEVs cuatro y cinco). Se interpretaron al menos cuatro grandes paquetes geoelectrónicos. En la parte somera se presentan dos delgadas capas, la primera inicia del sondeo dos y termina en el sondeo cinco, con un espesor medio de 20m y una resistividad de 12-21 ohms-m. La segunda capa inicia en el primer sondeo y termina entre el tres y cuatro con una resistividad de 60 ohms-m y un espesor de unos cuantos metros. El primer gran paquete subyace a estas delgadas capas, con un valor resistivo de 9-12 ohms-m, un espesor de unos cuantos metros hasta los 90m y termina en el sondeo cuatro. La siguiente unidad es de un espesor de 50m con una resistividad 105-300 ohms-m con una inhomogeneidad intermedia de resistividad mayor (1050 ohms-m). Al inicio se presenta muy somero, en los sondeos dos y tres se profundiza y en el último sondeo vuelve a ser somero. El siguiente paquete es relativamente muy conductor con un valor de 2-4 ohms-m, un espesor de unos 75m en adelante. A la altura del sondeo cinco se presentan dos lentes; el superior de 80 ohms-m y un espesor de 100m, el inferior de 300 ohms-m y un espesor igual al anterior. El último paquete se asocia al basamento geoelectrónico o capa impermeable que presenta un valor de resistividad del orden de 300 ohms-m con una forma irregular. A la altura del primer sondeo se manifiesta a una profundidad de 150m y se profundiza hacia los demás sondeos.

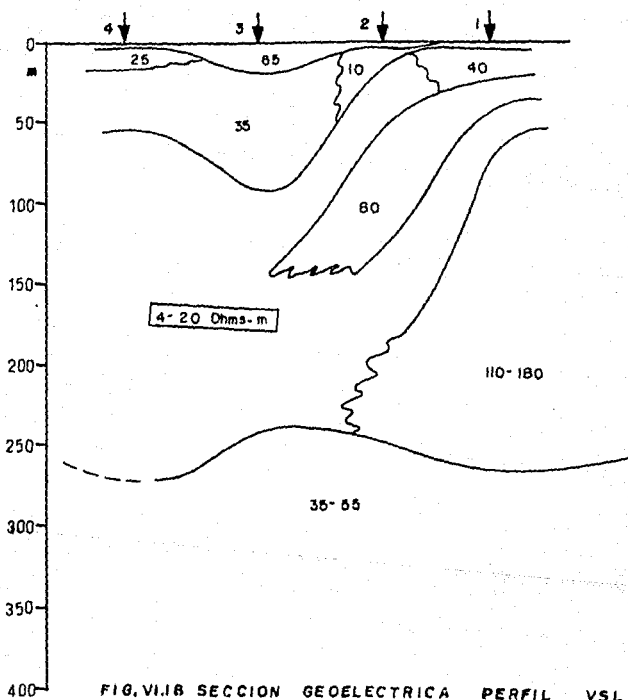


FIG. VI.18 SECCION GEOELECTRICA PERFIL VSLP 04

VSLP04:

En esta sección se obtuvieron tres grandes paquetes geoelectrónicos. Al inicio tenemos una delgada capa de unos cuantos metros de espesor que inicia en el sondeo cuatro y termina en el dos con una resistividad de 65 ohms-m, por la parte inferior tenemos dos lentes, el primero a la altura del sondeo cuatro con 25 ohms-m y el segundo a la altura del sondeo dos con 10 ohms-m. El primer paquete tiene 35 ohms-m y un espesor que va de los 30 a 75m, inicia en el sondeo cuatro y termina antes del dos. El segundo paquete tiene una resistividad de 4-20 ohms-m con un espesor muy variable, arriba de los 130m y presenta tres capas incrustadas; la primera es de 40 ohms-m, muy somera y de aproximadamente 18m de espesor, la que le subyace es de 80 ohms-m, se manifiesta del sondeo uno al tres de lo muy somero a lo más profundo con un espesor no mayor de los 50m, la última empieza en el sondeo uno y termina en el dos y tres con un espesor de 200m y una resistividad de 110-180 ohms-m. El último paquete tiene una resistividad de 35-55 ohms-m y presenta una profundidad media de 250m.

VSLP05:

Esta sección presenta al menos cinco grandes paquetes geoelectrónicos. En la superficie tenemos una capa de unos cuantos metros de espesor con una resistividad de 40-245 ohms-m, inicia en el sondeo seis y termina en el tres, donde contacta con una pequeña capa de 18 ohms-m y termina en el sondeo uno. El paquete que le subyace es de 20-45 ohms-m, con un espesor de unos cuantos metros hasta 60m, a la altura del sondeo uno hace contacto con un lente de 110 ohms-m, no mayor de 25m de espesor. El paquete que le sigue es de mayor espesor con una resistividad de 7-32 ohms-m y entre éste se manifiesta un paquete de 60-80 ohms-m que inicia en el sondeo seis y culmina en el tres, viene de lo profundo y termina a los 125m de profundidad aproximadamente a la altura del SEV cuatro. El siguiente paquete se manifiesta en forma inclinada con una resistividad de 40-150 ohms-m, se pierde a profundidad en la dirección del sondeo cuatro. El último paquete presenta una profundidad de 280m y se manifiesta a la altura del SEV uno con una resistividad mayor a 20 ohms-m.

VSLP06:

Esta sección consta únicamente de un gran paquete geoelectrico. En la parte somera contiene una delgada capa con un valor resistivo mayor de los 100 ohms-m. Le subyace el paquete geoelectrico con una resistividad de 15-25 ohms-m y un espesor muy variable que va de los 40m hasta los 240m aproximadamente. Dentro de éste paquete a partir del SEV tres hacia el seis se manifiesta una capa de 50m de espesor y un valor resistivo de 46-56 ohms-m. Posteriormente, tenemos el basamento geoelectrico que inicia muy someramente en el SEV uno y contiene un contacto inclinado a la altura del SEV cuatro con un rango resistivo de 58-75 ohms-m.

VSLP07:

Esta sección presenta al menos tres paquetes geoelectricos. En la parte somera se encuentra una delgada capa de 70-120 ohms-m. Le subyace el primer paquete con una resistividad de 11-25 ohms-m y un espesor que va desde unos metros hasta los 40m aproximadamente. Le sigue el segundo paquete con una resistividad de 34-46 ohms-m y un espesor desde unos cuantos metros hasta los 50m aproximadamente, aflora en el SEV uno y buza hacia el SEV cuatro donde presenta una profundidad de 40m aproximadamente. En seguida tenemos el tercer paquete con una resistividad de 10-27 ohms-m y un espesor medio de 90m. Posteriormente tenemos el basamento geoelectrico con una resistividad mayor de los 80 ohms-m e inicia muy someramente a la altura del SEV uno, profundizándose hacia el SEV cuatro donde su profundidad es de 200m. En profundidad en el SEV uno se infiere la presencia de una formación.

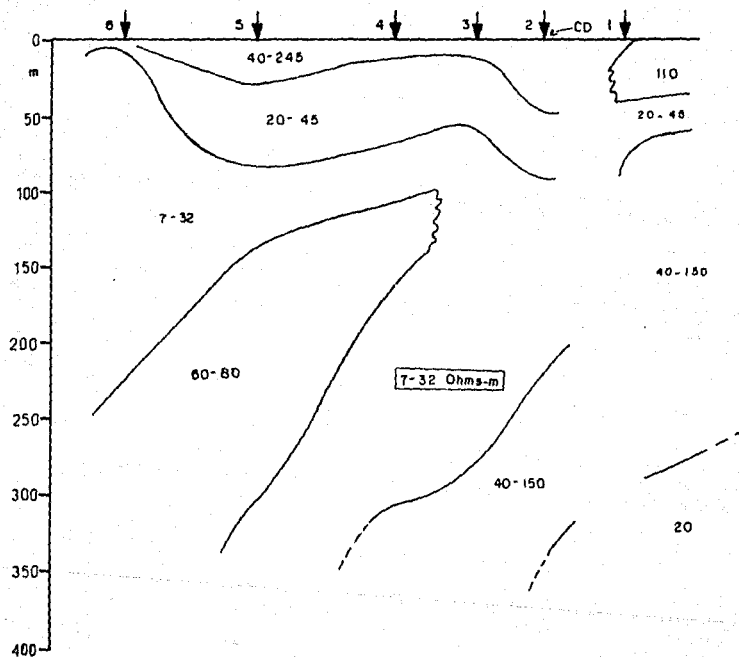


FIG. VI.19 SECCION GEOELECTRICA PERFIL VSLP05
 CD = CAMBIO DE DIRECCION

Fig. VI.21 Sección Geoeléctrica Perfil: v s L P 07

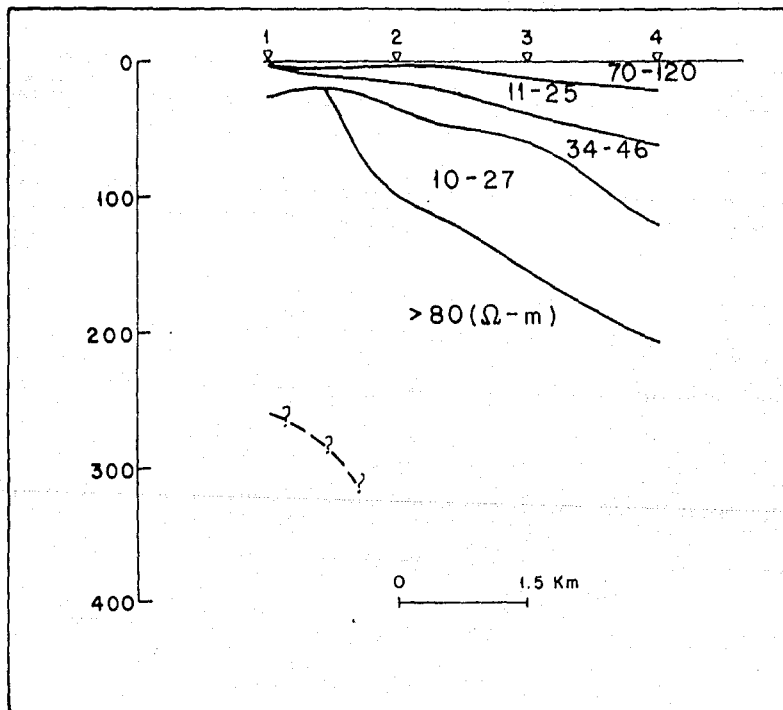
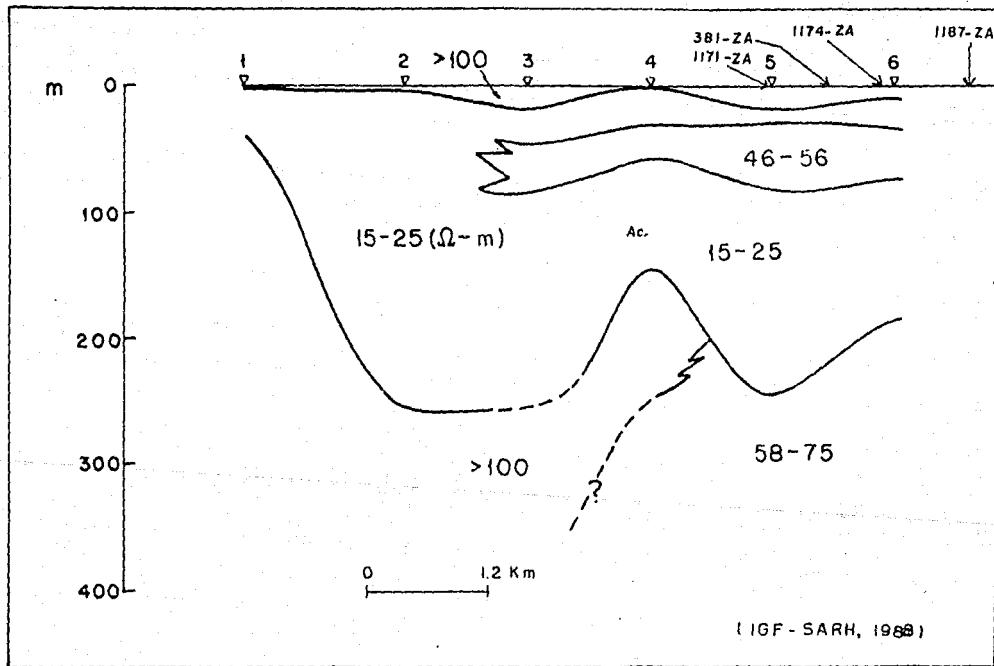
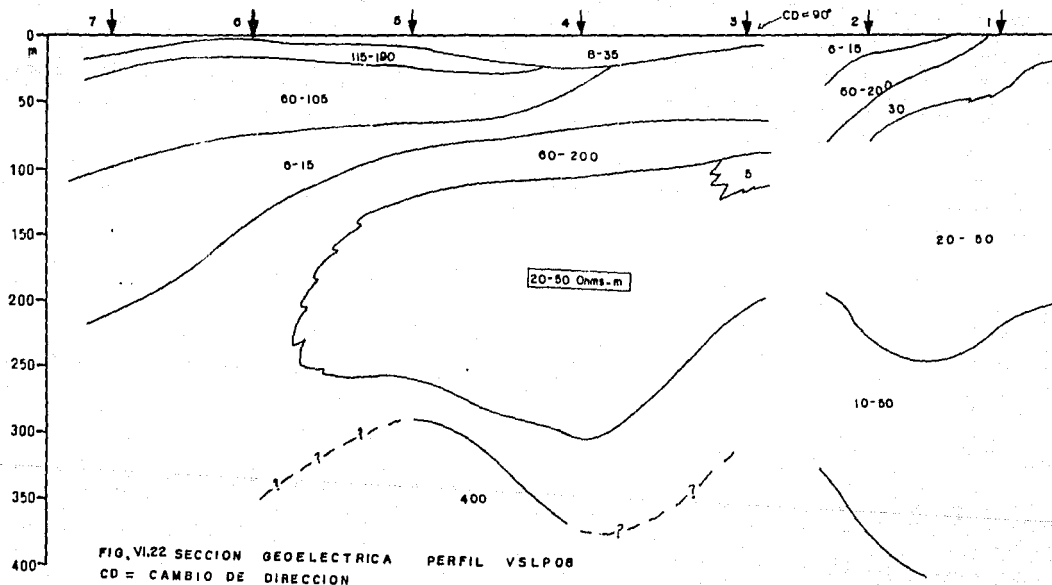


Fig.vi.20 Sección Geoeléctrica Perfil: V S L P 06





VSLP08:

Este perfil presenta un cambio de dirección entre los SEVs tres y dos. Se presenta muy someramente una capa de unos cuantos metros de espesor y una resistividad de 8-35 ohms-m. Le subyace otra capa delgada con un espesor medio de 14m que inicia en el sondeo siete y termina antes del sondeo cuatro, tiene una resistividad de 115-190 ohms-m. Le sigue el primer paquete de 60-105 ohms-m que inicia en el sondeo siete y termina en el cuatro, su espesor no es mayor de los 75m. En seguida tenemos otro paquete de espesor variable, pero que no rebasa los 80m, con una resistividad de 6-15 ohms-m, el cual desaparece a la altura del sondeo cuatro. El siguiente paquete va de 60-200 ohms-m y un espesor de unos cuantos metros que aflora en el sondeo uno y se inclina hasta alcanzar una profundidad de más de 250m y con un espesor máximo de 200m. Posteriormente, tenemos un paquete de forma irregular y gran espesor con una resistividad de 20-50 ohms-m, inicia en el sondeo uno y termina entre el sondeo cinco y seis. Le subyace el último paquete con una resistividad de 10-50 ohms y de forma muy irregular. Le subyace a éste a la altura del SEV cinco un paquete resistivo que pudiera ser continuación de la formación con 60-200 ohms-m. Bajo el SEV dos se detecta una capa conductiva de 30 ohms-m, la cual se asocia al último paquete.

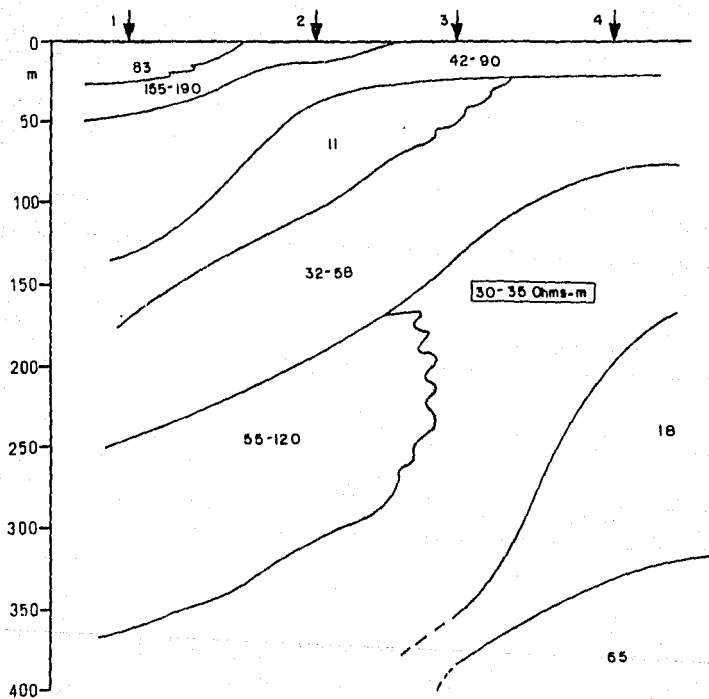


FIG. VI.23 SECCION GEOELECTRICA PERFIL: VSLP09

VSLP09:

En ésta sección geoelectrónica se presentan al menos cuatro grandes paquetes. En la parte somera presenta dos delgadas capas, la primera termina entre el SEV uno y dos con un valor resistivo de 83 ohms-m, la segunda con un rango resistivo de 155-190 ohms-m y termina entre el sondeo dos y tres. El primer paquete tiene una resistividad de 42-90 ohms-m y un espesor de 20m hasta 100m aproximadamente. Debajo de ésta unidad tenemos una capa que termina entre el SEV tres y cuatro con resistividad de 11 ohms-m y un espesor variable de los 32m a los 56m. Le subyace el siguiente paquete con un espesor de 75m aproximadamente y una resistividad de 32-58 ohms-m. Debajo de éste tenemos una capa de 120m de espesor y una resistividad de 55-120 ohms-m que desaparece en el SEV tres. Posteriormente, tenemos un gran paquete de 30-35 ohms-m y un espesor variable de 115m aproximadamente. Le subyace el último paquete de 18 ohms-m, de unos 80m hasta 150m de espesor, inicia en el SEV tres y se continúa hasta el último. Por último, tenemos el basamento geoelectrónico con un valor resistivo de 65 ohms-m y sólo se manifiesta en los SEVs tres y cuatro a una profundidad de 325m aproximadamente. Los paquetes presentan una inclinación al norte.

VSLP10:

Esta sección presenta dos paquetes continuos principales. En la parte somera tenemos una delgada capa de unos cuantos metros hasta 25m aproximadamente y con una resistividad de 9-31 ohms-m. Debajo de ésta tenemos otra capa de 150m de espesor que se adelgaza y termina en el sondeo tres; tiene una resistividad de 15-18 ohms-m y otra más debajo del SEV dos, pero muy delgada y con una resistividad de 60 ohms-m. En seguida tenemos el primer paquete con un valor de resistividad de 3-10 ohms-m, un espesor variable y una forma acombada cuya profundidad va de los 16m en el SEV tres y buza hacia el SEV cuatro hasta una profundidad de los 150m aproximadamente. Le subyace el segundo paquete con una resistividad de 22-27 ohms-m y un espesor desde los 36m hasta 130m aproximadamente. Entre los SEV dos y uno parece continuarse con otra capa de una resistividad de 65 ohms-m y un espesor de 125m. Posteriormente, tenemos el basamento geoelectrónico con una resistividad de 70-120 ohms-m, tiene una superficie irregular y se presenta a una profundidad media de 225m.

VSLP11:

Esta sección presenta cinco grandes paquetes geoelectrónicos. En la superficie tenemos una delgada capa con un valor resistivo de 300 ohms-m que termina antes del SEV dos. Le sigue el primer paquete con 13-30 ohms-m y un espesor de 60m aproximadamente. Debajo de éste, tenemos dos paquetes que presentan un contacto lateral verticalmente a la altura de los SEVs dos y tres; el primero a la izquierda tiene una resistividad de 22-40 ohms-m y un espesor de 160m, el segundo a la derecha con 78-110 ohms-m y un espesor promedio de 125m. El primero intruiona lateralmente al segundo. Le subyace el cuarto paquete con una resistividad de 18-35 ohms-m y un espesor que va desde los 16m hasta los 136m aproximadamente. Posteriormente tenemos un delgado paquete con un valor resistivo de 5-11 ohms-m y llega a alcanzar hasta los 75m de espesor aproximadamente. Por último tenemos el basamento geoelectrónico con un valor de resistividad de 50-100 ohms-m, presenta una superficie regular y se presenta a una profundidad de 300m aproximadamente.

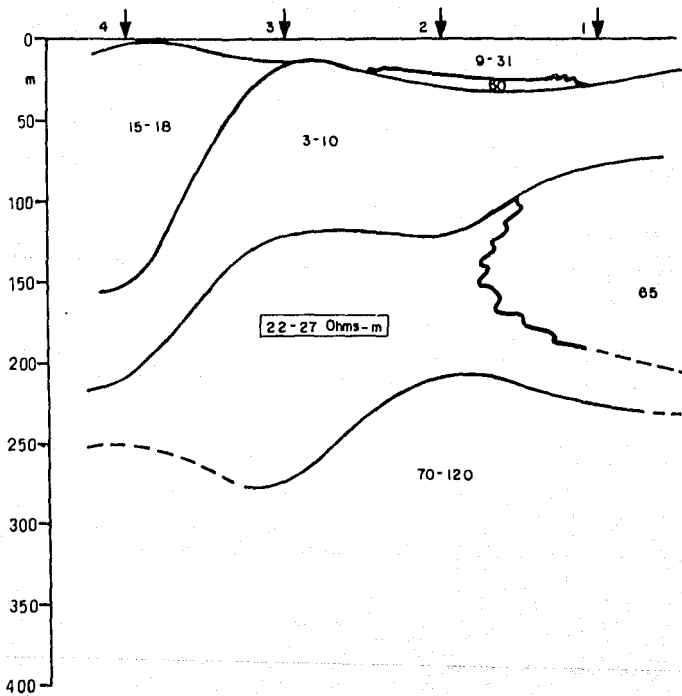


FIG. VI.24 SECCION GEOELECTRICA PERFIL VSL P10

VII CARACTERIZACION GEOELECTRICA DEL SISTEMA ACUIFERO.

Como una implementación de lo discutido en el capítulo IV sobre la parametrización hidrogeofísica en el caso del Valle de San Luis Potosí, ésta se debe de basar en primer lugar, en una confiable interpretación de los SEVs y en una cuidadosa revisión de aquellos pozos que contengan información de la conductividad (σ) ó mineralizaciones y pruebas de bombeo; para tal efecto, se seleccionaron ocho pruebas de bombeo del valle de SLP que fueron confiables para obtener valores de Transmisividad (T) y se buscaron perfiles que estuvieran comprometidos en la misma área, como lo es el caso de los dos perfiles seleccionados que son: VSLP02 y VSLP06, en donde para el primero de ellos se tomaron cuatro pruebas de bombeo efectuadas en los pozos 1139-ZA, PSLB-12 1137-ZA y 1136-ZA; para el segundo perfil se tomaron las pruebas de bombeo de los pozos 1174-ZA, 1187-ZA, 381-ZA y 1171-ZA. Estos pozos también contienen información de conductividad eléctrica, de la cual se obtuvo la resistividad del agua. Para los pozos que no contaban con información de conductividad, ésta se obtuvo a través de una generalización de los valores de mineralización por medio de un análisis de regresión lineal, que se muestra en una representación gráfica de STD en ppm vs. conductividad en $\mu\text{mhos}/\text{cm}^2$ (ver figura VII.1). Para el caso del perfil vslp02 se propone una relación lineal del tipo:

$$\sigma = 4.76 \text{ STD} - 1225.14$$

y para el perfil vslp06 se obtuvo una relación del tipo:

$$\sigma = 1.59 \text{ STD} - 129.37$$

Con la información recabada se procedió a integrar una tabla que representa la caracterización hidrogeofísica del sistema acuífero del valle de San Luis Potosí (ver tabla VII.1).

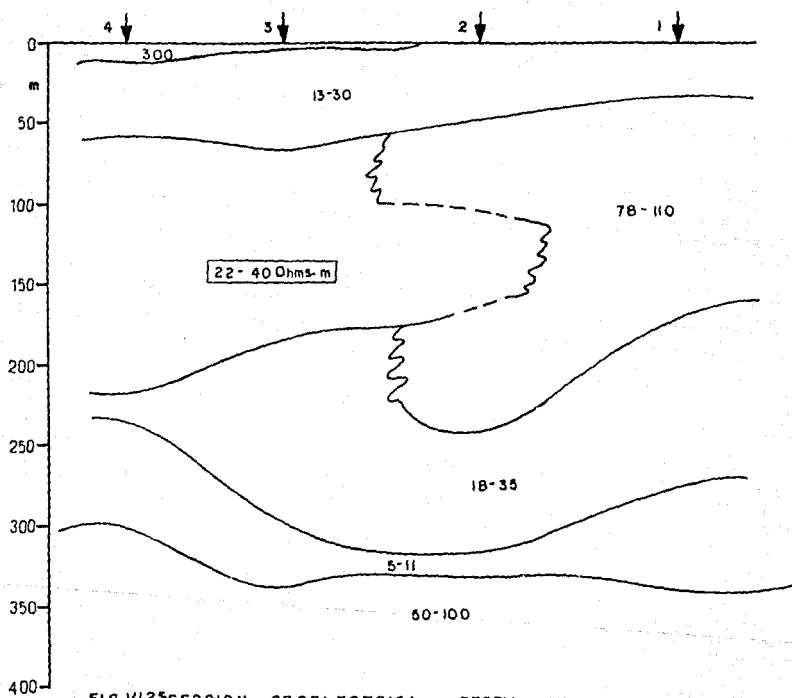


FIG. VI.23 SECCION GEOELECTRICA PERFIL VSLP II

TABLA VII.1

Cálculo de los principales parámetros Hidrogeofísicos.

Parámetro		h_f	ρ_f	ρ_w	σ_w	F	R _T	C _L	R _c	T	Prof
P e r f o r m a c i o n	P_{oz_0}	m	Ω -m	Ω -m	$\frac{\mu}{cm^{-2}}$ mhos	---	Ω -m ²	mhos	m	$\times 10^{-4}$ $m^2 s^{-1}$	m
	V S L P O 2	1139-ZA	50	19	23.26	430	0.82	950	5.26	40.84	2.70
PSLB-12		50	20	20.00	500	1.00	1000	3.60	50.00	2.70	300
1137-ZA		50	25	21.74	460	1.15	1250	2.00	57.50	3.90	200
1136-ZA		75	19	22.68	441	1.10	1425	3.00	62.80	4.10	200
V S L P O 6	1174-ZA	100	20	57.01	175	0.35	2000	5.00	35.08	2.87	150
	1187-ZA	80	25	75.76	132	0.26	2000	4.00	26.40	3.77	250
	381-ZA	110	20	47.62	210	0.42	2200	5.50	46.20	10.2	150
	1171-ZA	155	20	52.91	189	0.38	3100	9.00	58.59	10.5	300

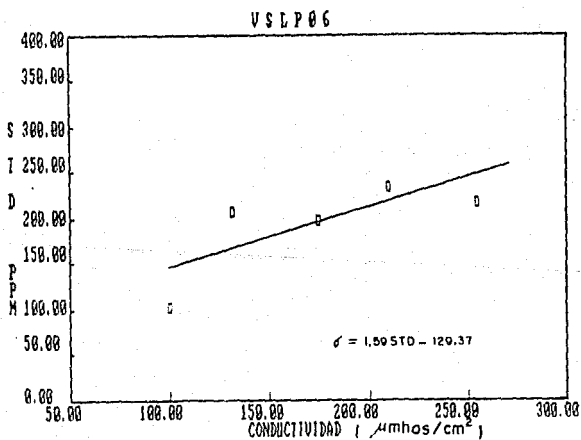
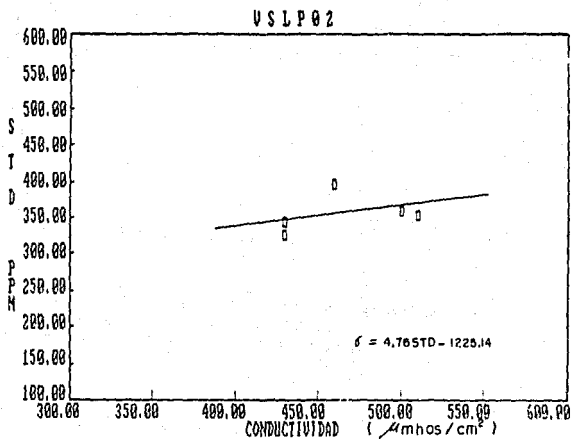


FIG. VII,1

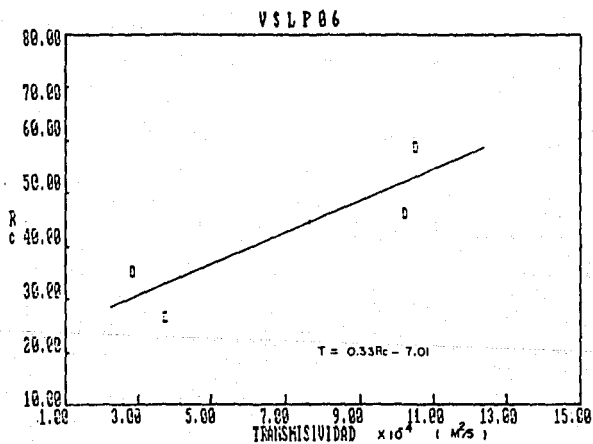
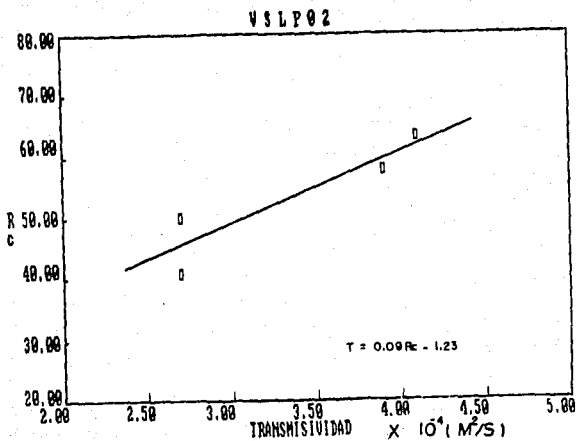


FIG. VII.2

En esta tabla se han resumido los principales parámetros que pueden darnos una idea del comportamiento hidrogeofísico de zonas bien conocidas del acuífero del valle de SLP; ésto es: se determinó el espesor h_f y la resistividad de la formación (ρ_f) que son los valores obtenidos por interpretación de SEVs para la formación saturada considerada como el acuífero; se tabula también la resistividad del agua (ρ_w) que se obtuvo calculando el valor inverso de la conductividad (σ_w) obtenida de los análisis químicos de las aguas del sistema en los pozos seleccionados; tenemos también el factor de formación (F) que es igual al cociente de ρ_f entre ρ_w ; posteriormente tenemos la Resistencia Transversal Unitaria (Rt) que es igual al producto de ρ_f por h_f ; le sigue la Conductancia Longitudinal Unitaria (CL) que es igual al cociente de h_f entre ρ_f ; posteriormente tenemos la Resistencia Transversal Unitaria Corregida (Rc) que es igual al cociente de la Rt entre la ρ_w ; por último tenemos la Transmisividad (T) obtenida por pruebas de bombeo de cada uno de los pozos y a la vez se tiene su profundidad de cada uno.

Con los valores calculados se integró una relación lineal (figura VII.2) mostrando los parámetros Rc vs. T, para ambos perfiles Geoelectrónicos (vslp02 y vslp06).

Entonces para el área entre Ojo Zarco y Peñasco al norte de la Cd. de SLP donde se ubica el perfil vslp02 podemos proponer una relación del tipo:

$$T = 0.09 Rc - 1.23$$

y para el área de Cándido Navarro y Enrique Estrada al noreste de la Cd. de San Luis Potosí donde se ubica el perfil vslp06 proponemos una relación del tipo:

$$T = 0.33 Rc - 7.01$$

En ambos casos se considera el efecto "pesado" de la mineralización del agua.

VIII DISCUSION

Como ya se ha visto en la mayoría de las cuencas hidrogeológicas de zonas áridas y semiáridas que se encuentran en el país, prevalece más información del tipo geoelectrica que aquella derivada de pruebas de bombeo, por lo que, fué necesario hacer una revisión de la metodología inicial propuesta por Malliet en 1947, para de aquí poder derivar valores de Transmisividad a partir de valores de resistividad. Esto requiere de un manejo adecuado de la información, principalmente de una reinterpretación geoelectrica basada en algoritmos computacionales; para éste caso se seleccionó un programa basado en el algoritmo de O'Neill; se debe de tener un buen conocimiento del marco geológico del área. En éste trabajo fué posible, ya que se tiene un estudio bastante completo del área (SARH-IGF, 1988), lo cual permitió tener control en el espesor del acuífero, ya que es uno de los parámetros más importantes, ésto también fué verificado a través de la calibración de los resultados geoelectricos con los perfiles geológicos integrados del área, como se muestran tres de ellos en las secciones geológicas VIII.1, VIII.2 y VIII.3 y además se tuvo acceso a pruebas de bombeo también reinterpretadas con diferentes criterios (se tomó en cuenta el caso de acuífero libre confinado de matriz de doble porosidad y matriz fracturada, de las cuales se pudieron obtener valores confiables en algunos casos puntuales).

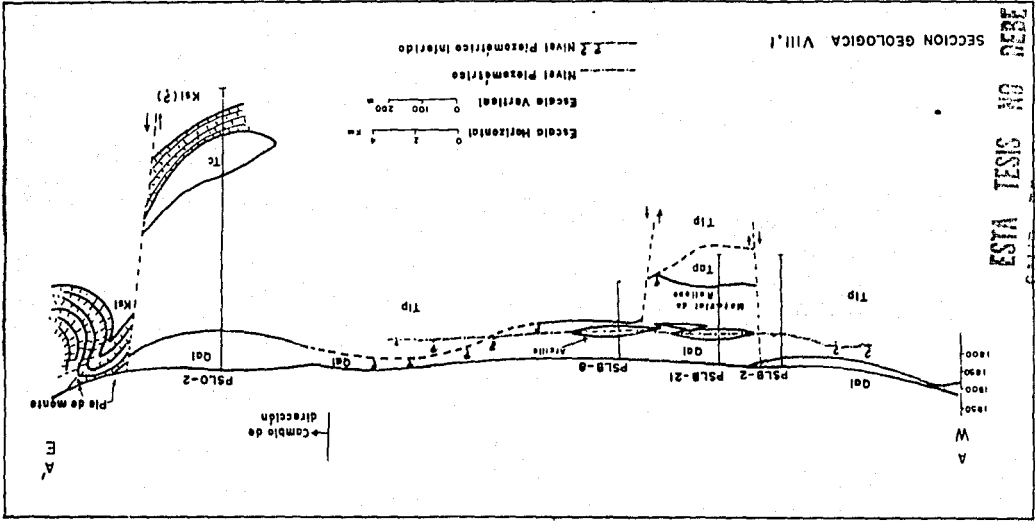
La determinación de T de un sistema acuífero permite inferir conjuntamente con valores confiables del coeficiente de almacenamiento (S) condiciones de potencialidad que contengan políticas de extracción sostenibles a mediano y largo plazo. Los rangos de variación de T de hasta un orden de magnitud ó más, no necesariamente implica condiciones "buenas" o "malas" del acuífero, ya que habría que recordar que T es el producto de K por h. Para un acuífero de espesor variable (por razones tectónico-estructurales) constituido por un material lo más homogéneo posible, ésto es con K constante, T puede también tener un amplio margen de variación.

De la revisión de los valores obtenidos en la tabla VII.1, para el caso del perfil vsip06, tenemos que el factor de Formación (F) es del orden de 0.2 a 0.4, lo cual implica que la matriz está jugando un papel importante en la conducción, ya que normalmente deberíamos de esperar valores mayores ó iguales a la unidad, como es el caso del perfil vsip02. Esto nos permite suponer también que la formación acuífera que estamos considerando es una formación preferencialmente arcillosa. Antes de éste análisis no se tenía mayor certeza del caso. Se revisó cuidadosamente la información obtenida, se reprocesaron algunos de los SEVs y efectivamente se encontró que la formación acuífera considerada tiene un contenido importante de arcilla.

Los valores considerados para el caso de Transmisividad, en el perfil vsip02 son del orden de: 2.70, 3.90 y $4.10 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ y para el caso del perfil vsip06 los valores considerados son casi del mismo rango 2.87 y $3.77 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ con dos valores de 10.23 y $10.53 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ relativamente altos.

De los resultados presentados se tienen ciertas restricciones, ya que en el área no se pudo contar con más pozos de información; la idea es tratar de extender estos resultados y tener la opción a partir de valores resistivos en el área para poder obtener valores de Transmisividad.

(IGF-SARH, 1988)



SECCION GEOLOGICA VIII.1

ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

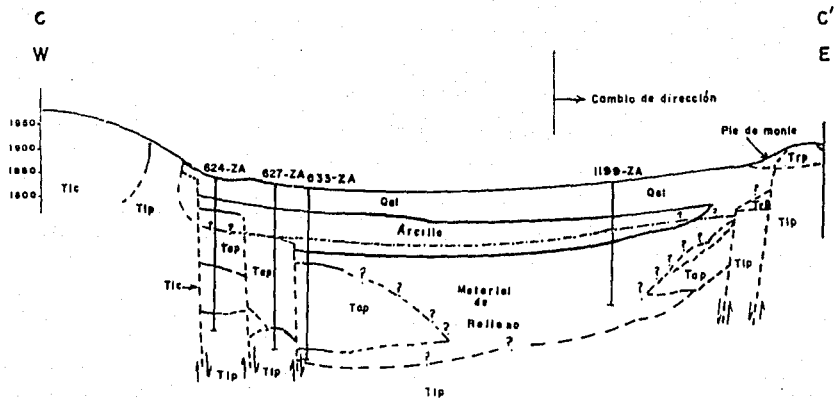
Los métodos de prospección eléctrica pueden, entre otras cosas, proporcionar valores de cierta manera confiables del espesor de las capas que integran el medio. En el presente trabajo se reinterpretaron 53 SEV's y se tomaron en cuenta resultados de otros 50 SEV's. Esto fué con el fin de tomar todos los criterios posibles para la selección de zonas en donde poder implementar la metodología seguida. Las áreas que reunieron las mejores condiciones fueron las de Ojo Zarco y Peñasco al norte de la cuenca y la de Cándido Navarro-Enrique Estrada al noreste de la misma, donde se tenía certeza de la geometría del sistema (h = espesor de la formación saturada) y pruebas de bombeo cuya interpretación era confiable. En el área de Ojo Zarco (perfil VSLP02), se tomó la capa que tiene el rango resistivo de 19-25 Ω -m como el paquete saturado o acuífero y para la zona de Cándido Navarro (perfil VSLP06), se tomó el paquete resistivo de 15-25 Ω -m como acuífero; todo esto, en base a la profundidad del nivel estático que muestran las pruebas de bombeo en los pozos seleccionados para tal efecto.

Estas regiones reunían además algunas otras similitudes, como lo es para la zona norte que presenta aguas clasificadas como mixto-cálcicas, en tanto que para la zona noreste bicarbonatada-mixta; lo cual es importante ya que las relaciones obtenidas para T están en función de R_c que no es otra cosa que la R_t "pesada" por el efecto de la conducción electrolítica.

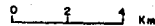
La obtención de relaciones lineales entre STD vs. σ permitió obtener valores de la última en aquellos pozos en los cuales únicamente se contaba con sus valores de mineralización. Se quiso evitar el recurrir a handbooks de química en donde se encuentran tablas de STD vs. σ . Las relaciones obtenidas no son similares, hecho que se explica parcialmente por la diferencia en concentraciones entre las dos áreas; mientras que para la zona norte se tiene un rango de 300 a 350 ppm de STD , para la zona noreste se tiene un agua de mejor calidad (100 a 200), además de que predominan en ambas distintos tipos de iones; en la primera bicarbonatos y en la segunda calcio.

Las relaciones obtenidas para $T = f(R_c)$ presentan tendencias similares, ya que en ambos casos se contó con dos grupos de valores de R_c comprendidos entre los 25 y 60m, debido principalmente a que en las dos zonas el espesor del acuífero varía de 50 a 100m.

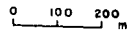
En el caso de la zona norte se obtuvieron valores del factor de



Escala Horizontal



Escala Vertical



----- Nivel Piezométrico

----- ? ? Nivel Piezométrico Interido

SECCION GEOLOGICA VIII.3

(IGF-SARH, 1988)

Como se ha visto en estas demostraciones el método ofrece perspectivas, tiene una amplia versatilidad y le da otra utilidad a la información geoelectrica. Como cualquier otro método tiene limitantes que hace que su extensión sea restringida a aquellas áreas donde se tiene control en por lo menos cuatro pruebas de bombeo y similar número de SEV's interpretados. El papel de la conducción de la matriz aún no es bien entendido, pudiendo ser tan importante como el de la conductividad del agua.

El método funciona como se ha mencionado en medios granulares, sin variaciones importantes en la calidad del agua y con pozos que reúnan las características mínimas en el proceso de interpretación de pruebas de bombeo en pozos de producción. Hay que tomar en cuenta que el parámetro más importante es R_t , y éste puede presentar ligeras variaciones por el proceso de interpretación que se implemente; aunque el producto ρh puede permanecer más o menos constante para distintos modelos teóricos.

formación (F) del orden de uno como era de esperarse, lo cual nos indica que la matriz no juega un papel preponderante en la conducción de la corriente (esto es la conducción electrónica es mínima) y predomina el carácter electrolítico de la conducción, lo cual describe un acuífero granular no arcilloso; en tanto que para la parte noreste F va de 0.2 a 0.4, indicando la presencia de formaciones arcillosas en donde la matriz contribuye en la conducción de la corriente.

Con el propósito de verificar los resultados obtenidos se procedió a obtener valores de T partiendo de valores de ρ en puntos comprometidos con las áreas seleccionadas. Para la zona noreste se tomó el SEV cuatro del perfil vsip06, en donde se tiene un espesor de 90m con una ρ de 15 Ω -m, lo cual proporciona un valor de $T = 2.79 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ que corresponde a la zona de mínimos relativos de T para la gráfica de la figura VII.2. Hacia el SEV dos del perfil vsip05 se tiene un espesor de 100m y una ρ de 12 Ω -m, que en éste esquema proporciona un valor para T de $6.06 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Tomando un punto de mayor espesor del acuífero local (SEV tres del perfil vsip06) donde se tiene $h = 185\text{m}$ y $\rho = 15 \Omega$ -m, se calculó un valor para T de $13.14 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, lo cual está en concordancia con los resultados, ya que el espesor aquí es mayor y caería en la zona de máximos relativos de la gráfica de la figura VII.2.

Para la zona norte se tiene un panorama hidrogeológico más complejo que en la zona noreste, ya que el acuífero está albergado en terciario granular indiferenciado y su distribución es bastante irregular. Aún así en el SEV cuatro del perfil vsip01 se tiene un espesor de 50m y una ρ de 25 Ω -m, lo cual nos da un valor para T de $3.72 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ que es un valor representativo para esta área en donde en general se tienen valores de 2.5 a $4.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Para el SEV cuatro del perfil 01sip (IGF-CNA, 1990), donde se tiene un espesor de 100m y una ρ de 16 Ω -m, nos da un valor para T de $4.75 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ que aunque es ligeramente alto cae en el rango de T considerado para esta zona (como lo muestra la gráfica de la figura VII.2). En éste último punto es especialmente interesante ya que en esa área no se encuentran pozos cercanos y su incorporación en un modelo matemático es importante y de ésta manera por lo menos se tiene un valor para T, con todas las limitantes del caso, que no es intuitivo, sino que tiene un carácter más cuantitativo que cualitativo.

Ponzini, G., Ostraman, A., and Molinari, M., 1984. Empirical relation between electrical transverse resistance and hydraulic transmissivity.

Geoexploration 22; 1-15.

Schimschal, U., 1970. The relationship of the geophysical measurements to hydraulic conductivity at the Brantely Damsite, New Mexico.

Geoexploration 19: 115-125.

Sección Aguas Subterráneas, Departamento de Recursos Naturales, Instituto de Geofísica, UNAM. Subdirección de estudios, Planes y Programas; Dirección General de Captaciones y Conducciones de Agua; Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica, SARH.

Estudio Geofísico Geohidrológico del Valle de San Luis Potosí, SLP., 1988.

Contrato SARH cc-86-314d. Rep. tec. II.

Sir Ntwas and Singhal, D., C., 1981. Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous medium.

Journal of Hydrogeology 50: 393-399.

Worthington, P. F., et. al., 1977. Influence of matrix conduction upon hydrogeological relationship in arenaceous aquifers.

Water Resources Research. Vol. 13. No. 1.

Zohdy, A. A. R., Eaton, G. P., and Mabey, D. R., 1974. Application of surface geophysics to groundwater investigations.

Techniques of water resources investigations of the U.S. Geological Survey, Chapter D1, Book 2.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Cardona Benavides A., 1990; Caracterización Físico-Química de los Sólidos Disueltos en el Agua Subterránea: su Relación con el Sistema de Flujo.

Tesis de posgrado, Facultad de Ingeniería, Univ. Aut. de Nuevo León.

Departamento de Recursos Naturales, Instituto de Geofísica, UNAM. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Infraestructura Hidráulica, Urbana e Industrial.

Modelación Matemática del Valle de San Luis Potosí, SLP., 1986.

Contrato CNA cc-88-38-d. Rep. téc. II.

Koefoed Otto, 1979; Geosounding Principles I. (Resistivity Sounding Measurements). Delft University of Technology, The Netherlands.

Elsevier Scientific Publishing Company.

Kosinski, W. and Kelly, W. E., 1981; Geoelectric sounding for predicting aquifer properties.

Groundwater. vol. 19. No. 2.

Mustafa Abdelrahim Yousif, 1986; Contribution of Geophysical Methods to Groundwater Modelling. Master of Science in Exploration Geophysics. Thesis Exploration Geophysics. Mineral Exploration Department. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Delft, The Netherlands.