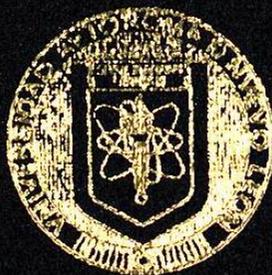


UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO



CARACTERIZACION FISICO-QUIMICO Y ORIGEN
DE LOS SOLIDOS DISUELTOS EN EL AGUA SUB-
TERRANEA DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSI; SU
RELACION CON EL SISTEMA DE FLUJO.

TESIS

MAESTRIA EN CIENCIAS

ESPECIALIDAD EN HIDROLOGIA SUBTERRANEA

ANTONIO CARDONA BENAVIDES

CIVIL.

1990

TM

Z6834

.C5

FIC

1990

C3

C. DE I
. I. 344



1020091193

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO



CARACTERIZACION FISICO-QUIMICO Y ORIGEN
DE LOS SOLIDOS DISUELTOS EN EL AGUA SUB-
TERRANEA DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSI; SU
RELACION CON EL SISTEMA DE FLUJO.

TESIS

MAESTRIA EN CIENCIAS

ESPECIALIDAD EN HIDROLOGIA SUBTERRANEA

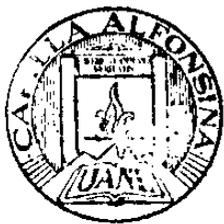
ANTONIO CARDONA BENAVIDES



2020 00409

1990

TM
Z6834
.C5
FIC
1990
C3



FONDO TESIS

63056

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**CARACTERIZACION FISICO-QUIMICA Y ORIGEN DE LOS SOLIDOS DISUELTOS EN
EL AGUA SUBTERRANEA DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSI: SU RELACION CON EL
SISTEMA DE FLUJO.**

TESIS QUE PRESENTA COMO REQUERIMIENTO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO
DE MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN HIDROLOGIA SUBTERRANEA

ANTONIO CARDONA BENAVIDES

MONTERREY N.L.

SEPTIEMBRE 1990

INDICE

RESUMEN

I	GENERALIDADES	1
I.1	Antecedentes	1
I.2	Objetivos	11
I.3	Marco Teórico	11
I.4	Localización	13
I.5	Metodología	14
I.6	Climatología	21
I.7	Fisiografía	22
I.8	Marco Geológico Regional	24
I.9	Geología Superficial	24
I.10	Geología Estructural y Tectónica	29
I.11	Geología del Subsuelo	33
II	RESULTADOS	38
III	DISCUSION	42
	Temperatura de equilibrio a profundidad	44
	Origen de los constituyentes disueltos	54
	Elementos mayores en el agua	54
	Elementos menores disueltos en el agua	70
	Modelo conceptual de mezcla	78
	Relación de la calidad del agua con respecto al sistema de flujo	84
IV	CONCLUSIONES	90
	BIBLIOGRAFIA	92

INDICE DE FIGURAS

Modelo Conceptual del sistema Acuífero	I.1.1
Plano de Localización Area de Estudio	I.4.1
Hoja de campo utilizada en el muestreo de agua	I.5.1
Plano Geológico Superficial	I.9.1
Sección Geológica A-A'	I.11.1
Sección Geológica B-B'	I.11.2
Sección Geológica C-C'	I.11.3
Distribución Horizonte Arcilloso	I.11.4
Familias de Agua	II.1
Diagramas de Stiff Modificados	II.2
Gráfica $(rNa^+ - rCl^-) - (rCa^{+2} + rMg^{+2})$	II.3
Calidad del Agua-Tiempo de Bombeo (PSLB-1)	II.4
Calidad del Agua-Tiempo de Bombeo (1008-ZA)	II.5
Plano de Isovalores de Temperatura del Agua	II.6
Histograma de Temperaturas del Agua	II.7
Diagramas de Piper	III.1
Gráfica Fluoruro-Litio	III.2
Gráfica Temperatura de Agua-STD	III.3
Gráfica Temperatura-Silice (varios polimorfos)	III.4
Gráfica Silice-Temperatura del agua	III.5
Gráfica Temperatura del Agua-Log(Na/K)	III.6
Gráfica $(HCO_3^-/H_4SiO_4) - ([Na]/[Ca])$	III.7
Diagrama de Estabilidad Sistema $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$	III.8
Diagrama de Estabilidad Sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$	III.9
Gráfica $Na^+ - \{ [Ca^{+2}] [H_4SiO_4]^8 / [H]^2 \}$	III.10
Gráfica $\{ [Na^+] / [H^+] \} - \{ [Ca^{+2}] / [H]^2 \}$	III.11
Gráfica $[Na^+]^2$ -Litio	III.12
Gráfica $[Na^+]^2$ -Fluoruro	III.13
Gráfica $[Na^+]^2$ -Boro	III.14
Gráfica $[Na^+]^2$ -Zinc	III.15
Gráfica Fluoruro-Zinc	III.16
Diagrama pH-Eh del sistema $Fe-H_2O$	III.17
Gráfica $[Na^+]$ -Hierro	III.18
Gráfica IAP Calcita-IAP Fluorita	III.19
Gráfica Fluoruro-pH	III.20
Modelo Conceptual de Mezcla de Aguas	III.21

Plano de Isovalores de Porcentajes de Mezcla	III.22
Gráfica Profundidad-Temperatura	III.23
Gráfica Gasto-% de Pozos con Gasto \geq el indicado	III.24

INDICE DE TABLAS

Columna Estratigráfica Zona de Estudio	I.9.1
Análisis Físico-Químicos de Agua de Pozos	II.1
Análisis Físico-Químicos de Agua para diferentes tiempos de bombeo	II.2
Temperaturas Obtenidas con los Geotermómetros	III.1
Composiciones Promedio de los Diferentes Grupos de Agua	III.2
Promedios Molares de los Grupos 1 y 4	III.3
Balace de Masa Propuesto	III.4

RESUMEN

A la fecha mucho se ha escrito en lo referente al funcionamiento hidrodinámico del acuífero profundo que suministra casi la totalidad (90% aprox.) del agua para consumo humano, riego agrícola y usos industriales en la ciudad de San Luis Potosí y alrededores inmediatos.

En el primer capítulo de esta tesis aparecen los trabajos previos consultados. Un análisis de esos datos indica que existen numerosas interpretaciones partiendo básicamente de la misma información, aunque en general los siguientes puntos son aceptados:

- a) Existe un acuífero somero (tipo libre) y un profundo (de tipo semiconfinado a libre).
- b) Los abatimientos promedio para el acuífero profundo son del orden de 1 a 2m/año.
- c) Existe sobreexplotación alarmante en el acuífero profundo.
- d) La dirección de flujo subterráneo es de Villa de Reyes hacia San Luis Potosí, considerando los límites laterales (sierras) como fronteras impermeables.

En casi todos los trabajos se tomaron muestras de agua para análisis físico-químicos, pero en el capítulo de hidrogeoquímica se limitaron a describir mapas de isovalores de concentración de algunos iones, clasificar el agua de acuerdo con el ión dominante y Chase Palmer, y a comparar las concentraciones detectadas con las de normas de calidad de agua para diversos fines.

En 1988 el Instituto de Geofísica de la UNAM terminó un estudio cuyos resultados fueron distintos a la mayoría de los conceptos establecidos previamente. El presente trabajo de investigación es una continuación de dicho estudio, en donde se trata de cubrir algunas de las deficiencias que se estima tuvieron los estudios previos analizados, en el renglón de química de las aguas. Esto es, se trata de incrementar el conocimiento, principalmente en lo que se

refiere a las reacciones químicas que tienen lugar entre el material encajonante y el agua subterránea, que a final de cuentas son las que determinan las concentraciones de los sólidos disueltos.

El marco geológico de referencia (detallado en el capítulo primero) fué establecido a partir de información bibliográfica complementada con recorridos de campo y descripción de muestras de canal de 35 pozos profundos.

Los resultados de los análisis fisico-químicos de las muestras de agua subterránea que se tomaron a lo largo de la zona de estudio aparecen en el segundo capítulo en forma de tablas, gráficas y mapas, con lo que se consigue un rápido y fácil acceso a dicha información, de tal manera que pueda ser utilizada para reinterpretaciones posteriores.

En la Discusión se detallan las clasificaciones y agrupaciones realizadas, al mismo tiempo que se proponen ciertas reacciones químicas que se estima condicionan las concentraciones detectadas. Al final se trata de integrar toda la información disponible para ubicar la zona de estudio dentro de la teoría que sostiene la existencia de sistemas de flujo locales, intermedios y regionales.

I. GENERALIDADES

I.1.- Antecedentes

Con la finalidad de conocer el estado actual del conocimiento del sistema acuífero del valle de San Luis Potosí (SLP), en este capítulo se establecerá una revisión cronológica de los trabajos relacionados con el tema que nos ocupa, con énfasis en la química de las aguas.

Con el título de estudio para el abastecimiento de agua potable para la ciudad de SLP realizado por el Instituto de Ciencia Aplicada de la UNAM (Streeta y Del Arenal, 1960), se conoce la primera evaluación de los recursos hidráulicos globales, así como la calidad de los mismos, planteando una deficiencia en el abastecimiento a la población del 40%. Diferencia dos acuíferos (un somero y un profundo) basado en piezometría y temperatura del agua, aunque no menciona nada acerca de la naturaleza de la frontera que los separa. El acuífero somero es señalado como de bajo rendimiento y contaminado por aguas negras; respecto al acuífero profundo cita "...todas las observaciones parecen demostrar que hay una sobreexplotación del manto acuífero profundo de los aluviones (el único digno de interés) en la ciudad y sus alrededores inmediatos...", y recomiendan al acuífero profundo, como posible fuente de abastecimiento de agua para cubrir las necesidades actuales y futuras, a reserva de "...estudiar de manera detallada y por lo menos en un punto las características hidrogeológicas de los niveles permeables en los aluviones...". Con base en diagramas semilogarítmicos de análisis de agua concluyen que las riolitas que circundan el valle (Sierra de San Miguelito) "...no parecen contribuir a la alimentación de los mantos acuíferos de los aluviones...", delimita como zonas de recarga para Villa de Reyes (VR) y SLP a la región de Villa de Arriaga y Tepetate (al oeste de SLP) descargando el flujo en la zona de Ojo Caliente.

En el año de 1965, Villalobos detectó concentraciones por arriba de las recomendables del ión fluoruro (1.3mg/l) en aguas subterráneas que se utilizaban para abastecimiento a la población. Con base en este trabajo, Villalobos y Díaz de León (1983) compararon los resultados de 1974 con los de 1965. Pese a que se observaron variaciones en las concentraciones, no encontraron ninguna relación

clara de estos cambios. Del total de aprovechamientos seleccionados (28) el 18% arrojaron concentraciones por encima del límite máximo permisible.

La región NW de la cuenca de SLP (El Saucito-Estanzuela-Mezquitic) fué estudiada hidrogeoquímicamente por Medina (1974), aunque debido a la escasez de pozos profundos, la mayoría de los aprovechamientos muestreados fueron del acuífero somero, concluyendo que en la zona las aguas subterráneas son de facie calco-magnésiana de regular calidad. Posteriormente, en 1977 publica "Aguas subterráneas termales bajo la cuenca de SLP", en el que a partir de 19 muestras de agua del acuífero profundo (17 de SLP y 2 de VR), utilizando diagramas semilogarítmicos y tomando en cuenta que el agua subterránea de SLP tiene menor temperatura que la de VR, concluye que el agua subterránea termal de SLP proviene del flujo principal de VR (50km al sur), también relaciona la temperatura del agua con el gasto del pozo que la extrae, de tal manera que a mayor temperatura del agua mayor volumen de extracción del pozo (entre las isotermales de 30 y 37.5°C). En Medina (1978) se relaciona la termalidad del manto profundo en la zona de Soledad Diez Gutierrez (SDG) y Enrique Estrada con las corrientes subterráneas que existen bajo la ciudad de SLP, y basándose en diagramas triangulares y semilogarítmicos encuentra que "...no existe conexión subterránea de las aguas profundas de la cuenca de SLP con los acuíferos del valle de Arista...".

El contenido de yodo en aguas subterráneas para el abastecimiento de la ciudad de SLP (1978), aparece en Villalobos y Gallegos (1983), encontrando que las concentraciones detectadas (entre 37 y 88µg/l) son adecuadas para el consumo humano.

Con el propósito fundamental de determinar la estructura y geometría de los acuíferos y establecer un balance de aguas subterráneas, la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH) contrata en el año de 1977 a la compañía Consultores S.A. En su estudio señala la existencia de dos acuíferos separados por una disminución en la permeabilidad en el sentido vertical, y que la recarga que recibe el acuífero profundo proviene de las salidas verticales del acuífero

superior y de las riolitas fracturadas de la Sierra de San Miguelito (SSM). La litología de los acuíferos corresponden a depósitos aluviales constituidos por arenas, gravas, limos y arcillas, frecuentemente intercados con riolitas y tobas fracturadas. Mediante geofísica (sondeos eléctricos verticales) detecta una zona de aluvi3n, otra que corresponde a una alternancia de tobas y riolitas y una 3ltima correlacionable con rocas volc3nicas o sedimentarias que si est3n fracturadas pueden constituir acuíferos de importancia. Teniendo como base los recorridos de medici3n de la profundidad al nivel est3tico en pozos, detecta que la direcci3n de flujo subterráneo es de la periferia del valle hacia la zona urbana e industrial, encontrando una evoluci3n negativa en el nivel piezométrico de 1m/año para el per3odo de 1971-1977, y un balance de $-1.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Junio-Noviembre 1977) que no toma en consideraci3n la zona urbana.

Debido a la complicada secuencia y estructura de las rocas del 3rea, hasta 1977 no existía una definici3n completa de la estratigrafía de las rocas volc3nicas, sino que los estudios que abordaron el tema geología, en los referente a las rocas ígneas, agrupaban todas las unidades dentro de un solo paquete estableciendo diferencia entre lava y producto pirocl3stico (toba) unicamente. Esta situaci3n, aunada a la escaza informaci3n del subsuelo dificult3 el entendimiento de la ocurrencia del agua subterránea. Trabajos sistemáticos encaminados a la cartografía geológica superficial en la regi3n comenzaron en 1978 por medio del Instituto de Geología y Metalurgia (hoy Instituto de Geología) de la Universidad Aut3noma de San Luis Potosí (UASLP).

Labarthe y Trist3n (1978) definen varias unidades de rocas volc3nicas félsicas de edad Terciaria, asign3ndoles nombres informales e interpretando el valle de VR como un "graben" y el valle de SLP como una caldera (?).

Con la informaci3n geológica superficial disponible y la descripci3n de muestras de canal de pozos, Mart3nez y Cuellar (1979), asignan una litología correspondiente a material de relleno para el acuífero

somero (espesor de 350m), de tipo libre y otra de tobas arenosas y material de relleno más antiguo para el acuífero profundo, el cual es confinado y con agua termal, encontrándose entre 200 y 350m de profundidad, separados por la Riolita Panalillo que actúa como horizonte confinante. Además, contrariamente a lo expresado por Medina (*op.cit.*), aseveran basados en datos de perforaciones que el acuífero confinado del valle de SLP se continúa hacia el valle de Bocas, Moctezuma, Venado, no obstante el parteaguas superficial de riolita que separa las cuencas. Por otro lado, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) comienza a estudiar en ese mismo año diferentes sitios que pudieran abastecer de agua subterránea a una planta Termoeléctrica (Ahualulco, La Florida, Matehuala, El Fuerte, VR); este último se encontró idóneo para obtener el recurso necesario para su desarrollo energético. Asimismo, estima los abatimientos posibles por dicho abastecimiento con las restricciones del caso.

Posteriormente, basándose en Labarthe y Tristán (1979, 1980a, 1980b, 1981), Aguillón y Tristán (1981), Garza Blanc (1978), Zapata y Pérez (1979) y Zárata (1977); Labarthe, Tristán y Aranda (1982) publican un trabajo en el que proponen nombres formales a 12 unidades de rocas volcánicas y a una de sedimentos clásticos continentales, determinan la edad absoluta de algunas de las formaciones (método de K-Ar) con lo que obtienen una columna estratigráfica muy confiable, clasifican químicamente a las rocas volcánicas, analizan la tectónica y comentan acerca del origen de los magmas.

Como se aprecia en los párrafos anteriores hasta el momento, los estudiosos del agua subterránea de la zona tenían una idea definida con respecto al funcionamiento del sistema acuífero de SLP (totalmente dependiente del sistema de VR). Una corriente distinta aparece con Amozurrutia (1983) quien cuestiona la dependencia del acuífero de SLP con el de VR. Indica que los iones disueltos apuntan una relación directa con el tipo de rocas drenadas por el parteaguas por lo que sigue una recarga de tipo local proveniente de las sierras que limitan el valle, a través de las fallas que las atraviezan. Según sus conclusiones, esto es confirmado por las configuraciones de sólidos totales disueltos, aniones y cationes, que

presentan una tendencia de crecimiento de las márgenes este y oeste hacia el centro del valle, por lo que el acuífero confinado contiene una mezcla de aguas fósiles y aguas de reciente infiltración. En lo que respecta a la dependencia entre SLP y VR menciona "...si consideramos a la termalidad como base de esta suposición (como hasta ahora viene ocurriendo) tenemos que reconocer que tanto por ambientes geológicos, como por igualdad de condiciones tectónicas, ambos valles son capaces de justificar por sí mismos la termalidad de sus acuíferos profundos...", y en lo referente a la similitud entre las aguas subterráneas del valle de VR y las de la parte oeste de SLP, apunta que debe de considerarse como causadas por la igualdad de situaciones geológicas que las determinan, pero no por ser dependientes entre sí. También aborda un tema referente a la evolución piezométrica del acuífero profundo entre 1970-1980, encontrando un abatimiento anual promedio que varía de 0.5 a 1.0m en las zonas con mayor densidad de pozos.

Un poco después, Martínez (1983) estudió las cuencas geohidrológicas de VR, SLP y Villa de Arista. De acuerdo con el marco geológico estructural encuentra que el agua subterránea está controlada y contenida por "grabens" de rumbo preferencial NE-SW y N-S, considerando en general, los límites laterales (sierras) como impermeables. Con la recopilación de trabajos previos, concluye que las cuencas analizadas están sobreexplotadas apuntando 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 a los requerimientos de la planta Termoeléctrica de CFE en VR, se tendrán problemas graves de abatimiento regionales en un plazo no mayor de doce años...".

Martínez y Aguirre (1984), observaron que el acuífero profundo manifestó un promedio de dos metros de abatimiento fuera de la zona urbana de SLP para el período de junio 1983-junio 1984.

Nuevamente Martínez (1984), estudia el control geológico y estructural del agua subterránea entre SLP, Aguascalientes y Zacatecas; encontrando que en la porción semidesértica de éstos

Estados, el mayor volumen de agua subterránea "...está comprendida en fosas tectónicas de rumbo N-S y NE-SW...". Existen rellenando éstas fosas sedimentos lacustres, material aluvial, volcanoclásticos e intercalaciones de lavas e ignimbritas que constituyen acuíferos libres, semiconfinados y confinados. Además, cita ejemplos de 7 grandes cuencas con similares condiciones geológicas, geohidrológicas y de sobreexplotación.

Para estas fechas, en vista de que se comenzó a considerar a la Termoeléctrica que CFE construía en VR como una amenaza para el abastecimiento de agua potable para SLP, esta empresa por conducto de la compañía Acuaplan, S.A. (1984), realiza un estudio en el valle de SLP con la principal finalidad de actualizar el conocimiento que permitiera tener un control riguroso en lo referente al agua subterránea. Los principales tópicos que abordó el trabajo fueron la realización de un censo de aprovechamientos, evaluación de la extracción por bombeo y de la calidad del agua y evolución del nivel piezométrico. Sus principales conclusiones fueron de que existe un abatimiento del nivel piezométrico de 1.8m/año para el período 1977-1984, lo cual es reflejo de una sobreexplotación de $2.84 \times 10^6 \text{ m}^3$ entre enero y noviembre de 1984. Mediante una prueba de bombeo con pozo de observación determina un coeficiente de almacenamiento de 0.0012, aunque mañosamente en la ecuación de balance no utiliza este valor sino otro varias veces mayor. Del censo selecciona 80 aprovechamientos en los que toma muestra de agua para análisis químico. Durante la revisión de estos datos se detectaron inconsistencias en la realización e interpretación de los análisis que surgen del hecho de que no se realizaron determinaciones de sodio y potasio sino que la concentración en miliequivalentes por litro de la suma de estos dos iones fueron obtenidas por diferencia entre la suma de aniones con la suma de cationes también en miliequivalentes, además los iones magnesio, cloruro y bicarbonato parecen estar sobrevalorados. Por otro lado en la elaboración de mapas de isovalores no discrimina entre aguas procedentes de diferentes acuíferos. En lo referente a las familias de agua determina que las principales son la bicarbonatada-mixta y la bicarbonatada-sódica. La calidad del agua del acuífero inferior o profundo es detectada como

apta para usos domésticos y de riego de casi cualquier tipo de siembra. Respecto a las normas bacteriológicas del agua, en algunos aprovechamientos se detectaron coliformes totales por arriba del límite permisible.

Paralelamente al trabajo anterior la SARH por medio de la compañía Tecnología y Sistemas S.A. (1984), lleva a cabo un estudio para determinar el volumen de agua subterránea susceptible de ser aprovechada y satisfacer la demanda de agua potable para la ciudad de SLP. La extracción por pozos para el acuífero inferior es un 22.5% mayor que la registrada por Acuaplan (*op.cit.*), lo que da una idea de la incertidumbre que existe al realizar un balance con esos datos para cuantificar la recarga y el coeficiente de almacenamiento. Resolviendo 3 ecuaciones de balance para diferentes periodos obtiene un coeficiente de almacenamiento medio regional de 0.035 y una sobreexplotación de $43 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ que se reflejan en una evolución negativa de 1.65m/año para el periodo 1971-1984. El coeficiente de almacenamiento obtenido corresponde probablemente a un sistema regional de flujo semiconfinado, quizá trabajando como acuífero libre en las áreas de máximo abatimiento y en la porción norte del valle, y calcula con base en la recarga vertical la permeabilidad del acuitardo que sobreyace al acuífero profundo. Tomando en consideración análisis químicos de agua realizados por la SARH (por cierto muy deficientes), menciona únicamente que la calidad del agua se mantiene sin cambios entre 1977 y 1982.

Para determinar el grado de contaminación que pudiera existir en el agua del acuífero sujeto a explotación y su relación con las enfermedades en la población la compañía IDDECSA (1985), por encargo de la SARH, realizó un estudio con esta finalidad encontrando que únicamente el 5% de las muertes pudieran estar ligadas a la ingestión de agua contaminada, o sea, defunciones causadas por enfermedades del aparato digestivo. Analiza aguas utilizadas con diversos fines y realiza por primera vez en las aguas subterráneas del valle de SLP, análisis para determinar elementos traza (Pb, Zn, Fe, Cr, Cu, As, B), fosfatos totales y ortofosfatos, demanda química y bioquímica de oxígeno, nitrógeno amoniacal, sustancias organocloradas y

pesticidas, oxígeno disuelto; y en aguas residuales además de las anteriores determinaron nitrógeno orgánico, grasas y aceites. Para evaluar la calidad del agua, relacionándola con el uso a que se destina, utiliza un modelo de doce parámetros que fueron seleccionados con base en la importancia que presenta su concentración en el agua, resultando que la calidad química del agua en más del 90% de los aprovechamientos del acuífero profundo está entre excelente y aceptable. En el acuífero superior existen altas concentraciones de nitratos, coliformes y boro, cuyo origen atribuyen a la infiltración de aguas residuales. Para el acuífero profundo encuentran valores por encima de los recomendables en fluor, plomo y cromo que atribuyen a procesos naturales (no especifica cuales), sin influencia de la mano del hombre.

La actualización de datos para 1986 la realiza Martínez, que detecta un abatimiento de 2.6m en el nivel piezométrico del acuífero profundo debido a una sobreexplotación de $36.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ tomando el coeficiente de almacenaje de 0.035 recomendado por TYSSA (*op.cit.*). Un aspecto que es necesario hacer notar es que la extracción por bombeo que determina ($83 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$) es un 20% menor que la obtenida por TYSSA (*op.cit.*) dos años antes. Además incorpora un capítulo de hidrogeomorfología y define varias zonas con diferentes índices de densidad de drenaje, constatando con esos datos que "...la mayor infiltración se efectúa en las laderas de ambos márgenes del valle como en el mismo...".

Un estudio geológico importante fué publicado por Tristán (1986) en el que realiza una revisión cronológica de los eventos volcánicos con respecto a la formación del *graben de VR*. Asimismo relaciona esta estructura con la tectónica de placas.

En el año de 1987, la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM) y la Facultad de Ingeniería de la UASLP llevan a cabo sendos estudios geohidrológicos en el valle de SLP. En su trabajo la UAM trata al acuífero profundo (confinado) de otros estudios como acuífero libre; y al acuífero somero como varios acuíferos colgados sin relación entre sí. El acuífero libre (principal) puede tener pequeñas partes

confinadas. Menciona que al principio en el valle se formaba un lago que posteriormente fué temporal, y que bajo el lago todos los sedimentos estaban saturados de agua. En tiempos recientes, la sobreexplotación abatió el nivel freático (140m actualmente) lo que ocasionó la formación de una zona de aereación y otra de saturación. Reinterpretando varias pruebas de bombeo de estudios anteriores, por un método que proponen, obtienen transmisividad, permeabilidad y porosidad eficaz. A partir de la temperatura del agua suponen que proviene de una profundidad de 600m, y de acuerdo a su composición química (análisis de estudios previos), indican que es poco mineralizada, calificándola como agua dulce de composición biotrófica (?). Con el dato de extracción por bombeo obtenido por Martínez (*op.cit.*) realiza un balance, tomando en cuenta la entrada de aguas negras, que arroja una sobreexplotación de $39.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Asimismo, estima que la vida útil del acuífero de SLP no será mayor a 14 años a partir de la fecha.

La Facultad de Ingeniería de la UASLP estudió conjuntamente las cuencas de SLP y VR, concluyendo que en el valle de SLP el acuífero actúa como semiconfinado en la porción NW y como libre en el resto de área, con una zona de recarga al SW de la ciudad de SLP. En el capítulo de hidrogeoquímica, mencionan que existe un aumento gradual de la concentración del agua en la dirección que se establece el flujo subterráneo. En cuanto a la clasificación de familias de agua, las principales son bicarbonatada-sódica, bicarbonatada-cálcica y la de aguas mixtas. La clasificación de Chase Palmer indica que el 95% de las muestras son clase I, o sea, aguas de larga permanencia en el subsuelo (agua de almacenamiento del acuífero). Al igual que Acuplan (*op.cit.*), no determinaron directamente los iones sodio y potasio por lo que estos análisis deben tomarse con reservas. Estiman una extracción por bombeo de $108 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ y con base en la resolución de dos ecuaciones de balance para diferentes periodos obtienen un coeficiente de almacenamiento medio regional de 0.009 y una sobreexplotación de $67.11 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$.

El último de los estudios geohidrológicos que se revisó fué el realizado por el Instituto de Geofísica (IGF) de la UNAM por encargo

de la SARH y de donde se tomó la información básica que se utiliza en este trabajo, pues el suscrito laboró activamente durante la realización de ese proyecto. El sistema acuífero que define el IGF consta de un acuífero superficial de tipo libre que sobreyace parcialmente a otro denominado profundo y confinado, situación similar a la de muchos otros trabajos. El primero, obtiene su recarga de agua de lluvia en los alrededores inmediatos al valle, así como de la infiltración principalmente de aguas negras que se usan para riego. El profundo es alimentado por un flujo horizontal pequeño (≈ 120 lps) proveniente del norte y noreste de la cuenca, su recarga principal consiste de agua termal profunda (>1300 lps) en una amplia faja que va desde la zona industrial hasta más allá del límite norte de la ciudad de SLP; a este 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 de 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. Tomando en consideración que las extracciones de agua han aumentado considerablemente, mencionan y hacen énfasis que este efecto no se ha reflejado en los abatimientos registrados; contrariamente a lo que todos los otros trabajos esgrimen como argumento principal; pues después de analizar históricamente la información llegaron a la conclusión de el abatimiento anual promedio está del orden de 1m/año ; lo que implica que el volumen de extracción no afecta el almacenamiento del acuífero (cuando menos no en la proporción que se suponía). Esta aseveración está soportada por el coeficiente de almacenamiento detectado (en el material granular) por medio de pruebas de bombeo con pozo de observación ($S=0.0012$). Lo anterior indica que existe una fuente de aporte al acuífero profundo proveniente de recarga más allá de la cuenca superficial y que se infiltra a profundidades someras ($<2000\text{m}$) con velocidades que se pueden considerar altas. Infieren como principal zona de recarga, apoyándose en la calidad del agua y en un estudio hidrogeomorfológico a la SSM, apuntando que la información analizada indica que el agua termal está en tránsito hacia otras zonas fuera de la cuenca, puesto que el valle nunca ha sido zona de descarga natural. El modelo conceptual de funcionamiento que proponen aparece en la figura I.1.1.

1.2.-Objetivos

La contribución que se desea realizar con este trabajo utilizando la hidrogeoquímica como arma y considerando el entorno geológico (superficial y del subsuelo) además de lo que se conoce acerca del funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero es:

- i) Clasificar y diferenciar el agua subterránea del valle de SLP
- ii) Determinar la temperatura de equilibrio químico del agua subterránea a profundidad
- iii) El origen de los constituyentes disueltos
- iv) Proporciones de mezcla entre diferentes tipos de agua
- v) Relacionar todos los conceptos anteriores dentro del marco de sistemas de flujo regionales

1.3.- Marco Teórico

Se considera que en general la mayor parte del agua subterránea proviene del porcentaje de lluvia que se infiltra y que alcanza el nivel de saturación del sistema acuífero en ese lugar y que posteriormente pasará a formar parte del sistema de flujo.

Desde el proceso de infiltración la composición química del agua cambia de acuerdo con las condiciones propias del suelo, por la mineralogía de los materiales que atravieza y a medida de que se mueve de acuerdo a la trayectoria de flujo desde las zonas de recarga hasta las de descarga.

El movimiento de constituyentes disueltos en sistemas de flujo de agua subterránea, para medios porosos, saturados, isotermales e isotrópicos es descrito por la siguiente ecuación (Back y Cherry, 1976):

$$\frac{\delta C_i}{\delta t} = D_l \frac{\delta^2 C_i}{\delta L^2} + D_t \frac{\delta^2 C_i}{\delta T^2} - v_l \frac{\delta C_i}{\delta L} - \frac{\delta q}{\delta t}$$

La ecuación indica que el movimiento de los constituyentes en sistemas de flujo subterráneo está controlado por cuatro parámetros:

- 1) velocidad del agua subterránea
- 2) dispersividad
- 3) coeficiente de difusión
- 4) término de reacción

El análisis del término de reacción $\frac{\delta q}{\delta t}$ o término de transferencia de masa nos indica que representa la razón de transferencia de la especie i a la fase líquida, a otra fase u otra forma iónica o molecular en solución por lo que incluye cualquier proceso químico, bioquímico o radioactivo relacionado con la transferencia del soluto. Los procesos químicos que se incluyen son los de precipitación y solución, coprecipitación, oxidación y reducción, adsorción desorción, intercambio iónico, complejación, decaimiento radioactivo, filtración de iones y generación de gases. El término de reacción afecta la concentración del soluto que es función de la solubilidad del mineral, patrón de flujo y tiempo de residencia. Una consecuencia de lo anterior es que la concentración de sólidos totales disueltos aumenta en la dirección del patrón de flujo, por lo que diferentes patrones de flujo a través de diferentes materiales geológicos darán como resultado aguas químicamente distintas, que posteriormente pueden mezclarse en diferentes proporciones.

Prácticamente todas las investigaciones de solutos en el agua subterránea se basan al menos en parte en la ecuación de transporte ya sea en forma matemática o de una manera más simple considerando el significado de algunos términos de la ecuación.

Para comprender mejor el término de reacción mucho se utiliza el apoyo de la ley de acción de masas para describir y explicar el carácter químico del agua subterránea, pues de ahí es posible junto con el concepto de energía libre y otros conceptos de la termodinámica, tomar un punto de referencia para la desviación del equilibrio del agua analizada.

I.4.-Localización

La cuenca hidrológica que abarca el valle de SLP se localiza en la porción SW del Estado del mismo nombre (figura I.4.1). El área de estudio comprende la cuenca superficial ubicada entre los paralelos 22° y 22°15' de latitud Norte, y los meridianos 100°45' y 101°25' de longitud oeste.

La forma de la cuenca se asemeja a un cuadrado con el vértice NW truncado, tiene un área de 1920km² y es endorreica. El límite oriental se ubica sobre las sierras de San Pedro y Alvarez, y el occidental sobre la SSM. Hacia el norte, el parteaguas se localiza sobre la sierra de la Melada; en el sur una porción del límite se encuentra sobre la SSM, y otra sobre la planicie del valle, constituyendo un parteaguas poco conspicuo.

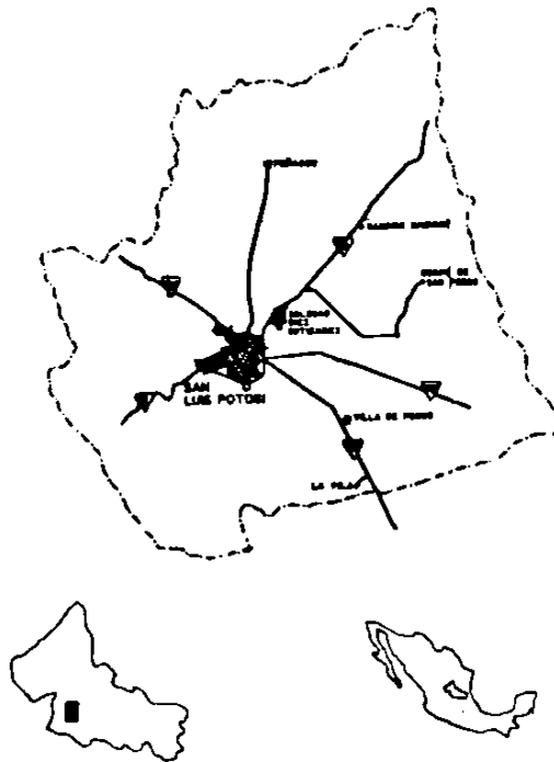


FIGURA I.4.1

Debido a que la cuenca contiene a la capital del Estado, el área de trabajo se encuentra perfectamente comunicada en todos sentidos. Por ejemplo las carreteras federales números 49, 70-80, 57, 70, y 58-80 comunican a la ciudad de SLP con las ciudades de Zacatecas, Ojuelos, Querétaro, Tampico y Saltillo respectivamente. Las vías férreas más

importantes son la México-Laredo, San Luis-Tampico y San Luis-Aguascalientes, con corridas regulares de carga y pasajeros. También existe un Aeropuerto Internacional con vuelos diarios. En cuanto a otros servicios de comunicación existen telégrafos, teléfonos, télex etc.

Un gran número de terracerías y caminos vecinales, algunos transitables en toda época del año y otros solo en época de estiaje, comunican los diferentes puntos dentro del valle.

I.5.-Metodología

Actividades de campo

En todas las ramas de la ciencia de la tierra es necesaria la obtención de información básica recabada en el sitio bajo investigación. Si bien la naturaleza de los datos dependerá de los objetivos específicos del trabajo encomendado, si debe de ser un común denominador en todos los trabajos el diseño y planeación de las actividades de campo, pues solo así será posible obtener información confiable, fidedigna y suficiente, y de esta manera lograr un rendimiento óptimo.

Para cumplir con los objetivos planteados en este trabajo fué necesario realizar varias actividades de campo. Algunas se diseñaron y planearon de acuerdo con el análisis de información previa; y otras surgieron como una necesidad debida a la retroalimentación producto de los resultados parciales obtenidos durante el desarrollo del trabajo. Algunas actividades fueron las tradicionales en los estudios hidrogeoquímicos como toma de muestras de agua en diferentes aprovechamientos y recoridos de verificación de geología superficial; y otros de reciente innovación como lo fueron la determinación de la variación de la calidad del agua subterránea en pozos con respecto al tiempo de bombeo.

La obtención de muestras de agua subterránea que efectivamente representen la química original del agua del acuífero es difícil, por lo que antes de comenzar con el programa de muestreo se debe de tener idea de la clase de datos necesarios, así como los cambios que

podieran ocurrir debido a la construcción de los pozos y a las técnicas de muestreo utilizadas (Claassen, 1982).

En lo referente al muestreo de agua subterránea, la selección de los puntos en los que se obtuvo muestra de agua se basó principalmente en las consideraciones siguientes:

- * Que se conociera el corte geológico y el diseño del pozo de bombeo.
- * Que se tuviera el registro de análisis químicos realizados previamente.
- * Altas concentraciones de fluoruro y/o boro detectadas en análisis previos.
- * Que fuera posible tomar la muestra directamente de la tubería de descarga del pozo al estar bombeando, preferentemente con una bomba de tipo turbina vertical.
- * Distribución lo más homogénea posible dentro del valle.

Por otro lado, una gran variedad de condiciones pueden afectar la calidad original de las muestras de agua subterránea desde que es tomada del acuífero en cuestión hasta que son llevadas al sitio en donde se realizarán las determinaciones, por lo que se trató en lo posible coleccionar la muestra en un punto lo más cercano posible al cabezal de descarga del equipo de bombeo utilizando un sistema en condiciones cerradas (sobre todo para la toma de datos *in situ*) y de que el período comprendido entre la recolección y el análisis en laboratorio fuera pequeño.

La metodología utilizada, teniendo en mente lo anterior, comprende desde el diseño de una hoja para los datos de campo (figura 1.5.1), en que se anotaron las condiciones imperantes durante la toma de la muestra, hasta la colocación de las botellas con la muestra de agua debidamente etiquetada en un recipiente con hielo y su diario transporte al laboratorio de Geoquímica del Área de Ciencias de la Tierra de la UASLP para la determinación de los iones más fácilmente afectables. Otras tomas fueron transportadas también en hieleras, al laboratorio del Instituto de Geofísica de la UNAM, para el análisis correspondiente.

La refrigeración de las muestras de agua inmediatamente después de la toma es un conservador que actúa como inhibidor bacteriano, aunque Claasseen (*op.cit.*) y Custodio y Llamas (1975) anotan que no es deseable cambiar la temperatura y la presión (Wood, 1976) de la muestra para que teóricamente no ocurran cambios en la química original del agua, pero esto solo es válido si la muestra no tiene potencial de cambio, porque por ejemplo si está sobresaturada con respecto a algún mineral, la precipitación de esa fase puede ocurrir aún si no existen condiciones diferentes a las imperantes en el acuífero. De cualquier manera, por las concentraciones detectadas se estima que los efectos debidos a los cambios mencionados fueron mínimos.

También se estableció una rutina en el procedimiento de campo con el fin de que todas las muestras fueran colectadas siguiendo el mismo procedimiento y bajo las mismas condiciones, por lo que, es importante hacer notar que todas las muestras se tomaron en aprovechamientos con equipos de bombeo instalado y funcionando.

DATOS DE CAMPO PARA MUESTREO DE AGUA SUBTERRANEA

I.-DATOS GENERALES:

FECHA _____
 TEMP.AMBIENTE _____ C
 TIEMPO APROX. TRANSCURRIDO
 EN EL MUESTREO _____ min
 CLAVES _____

HORA DE MUESTREO _____
 No. MUESTRA DEL DIA _____
 TIPO DE APROVECH. _____
 USO DEL AGUA _____
 DIAM DE DESCARGA _____ mm
 TIPO DE AGUA _____
 TIPO DE BOMBA _____
 NIVEL DINAMICO _____ m

TIEMPO DE BOMBEO _____
 GASTO DE BOMBEO _____ lps

II.-DATOS OBTENIDOS:

TEMPERATURA _____ °C
 pH DEL AGUA _____

SALINIDAD _____ o/oo
 COND.ELEC. _____ µmhos/cm

MUESTRA PARA:

FISICO-QUIMICOS(IGF)	SI	NO
FISICO-QUIMICOS(UASLP)	SI	NO
METALES PESADOS(IGF)	SI	NO
METALES PESADOS(UASLP)	SI	NO
NITRATOS(IGF)	SI	NO

III.-CARACTERISTICAS DEL LUGAR:

TIPO DE DESCARGA DEL APROVECHAMIENTO: _____
 ESPECIFIQUE COMO TOMO LA MUESTRA _____
 ANOTE POSIBLES FUENTES DE CONTAMINACION EN UN RADIO DE 500M _____

OBSERVACIONES _____

FIGURA I.5.1

La muestra de agua se tomó adaptando una manguera de pequeño diámetro (66.2mm) a una válvula soldada a la tubería de descarga o en su defecto directamente a la descarga del cabezal. Dejando fluir el agua por la manguera, se enjuagaron 4 veces todos los frascos (de polietileno que es un material inerte al contacto de las aguas) antes de llenarlos, evitando al máximo la aereación y agitación del agua, y cerrarlos herméticamente con tapa y contratapa evitando la formación y permanencia de burbujas en el seno del líquido. Por último con cera derretida se sellaba el exterior de cada botella.

El orden en que se llenaron los frascos fué el siguiente:

Tipo de análisis	Capacidad	Conservador
1)Físico-químicos (IGF)	1000ml	refrigeración
2)Físico-químicos(UASLP)	1000ml	refrigeración
3)Metales pesados(IGF)	500ml	refrigeración y HNO_3
4)Metales pesados(UASLP)	250ml	refrigeración y HNO_3
5)Nitratos(IGF)	250ml	refrigeración y HgCl_2

En lo que respecta a la muestra para metales pesados fué necesario modificar su pH, hasta que fuera menor a 3 unidades, con el fin de asegurar la permanencia en solución de los metales por analizar, lo que se logró con la adición de 5ml de HNO_3 por litro de muestra. La muestra para determinar nitratos se le agregaron 2.5mg de HgCl_2 como conservador, ya que es un excelente inhibidor bacteriano. Debido a limitaciones de equipo no fué posible filtrar el agua muestreada con una membrana de $0.45\mu\text{m}$ como es lo más recomendable para eliminar todas las partículas en suspensión.

Desgraciadamente las técnicas de conservación existentes para ciertos parámetros como lo son el pH, temperatura, Eh, oxígeno disuelto, conductividad eléctrica y en ocasiones la alcalinidad total dejan mucho que desear, por lo que aunque los aparatos y técnicas disponibles en el laboratorio son más precisos, es necesario la medición de estos parámetros en el sitio de muestreo a pesar de los inconvenientes que se presentan y a una menor precisión; pero al menos estamos seguros que medimos condiciones naturales. Para este trabajo las determinaciones que se realizaron en campo fueron pH, temperatura y conductividad eléctrica.

Como se desea que los datos sean representativos (sobre todo el pH), fué menester utilizar una celda de aislamiento similar a la recomendada por Wood (*op.cit.*) en la que el agua que fluye del pozo tiene un mínimo contacto con la atmósfera antes de medir el parámetro deseado. Conectando el extremo libre de la manguera en un recipiente cerrado de plástico se dejaba fluir el agua, que salía del recipiente por un pequeño orificio hecho expresamente, manteniendo la situación hasta el término de la operación de toma de datos. Las mediciones de pH se realizaron con un potenciómetro-termómetro digital portátil, por lo que fué necesario, previo a la medición, una calibración con soluciones "buffer" de pH conocido (7.0, 10.0, 4.0 a 25°C) colocados en pequeños frascos adaptados al recipiente de plástico de tal manera que estuvieran casi totalmente sumergidos en el agua del interior del mismo. Para conocer la temperatura del agua se introducía el sensor correspondiente en el recipiente en donde fluía el agua, observando el dato en la pantalla del aparato después de que se estableciera la lectura. Con ese dato en el conductivímetro se realizaba el ajuste para esa temperatura y con el sensor en el agua, se obtenía la conductividad del agua leyendo la pantalla del aparato. Después de un tiempo razonable (aprox. 10 min) cuando se igualaba la temperatura del agua y la de las soluciones "buffer", se procedía a la calibración del potenciómetro, tomando en cuenta que el pH de las soluciones "buffer" es exactamente 7.0, 10.0 y 4.0 a 25°C y que varían una pequeña cantidad, perfectamente conocida, cuando la temperatura difiere de la standar. Con el potenciómetro calibrado y el electrodo en el agua del interior del recipiente se tomaba el dato cuando la lectura se estabilizaba (no más de 5 min). Como último paso se colocaba el electrodo, después de limpiarlo con agua destilada, en la solución "buffer" de pH 7.0 a 25°C para comprobar la medición realizada. Si el aparato no marcaba el pH esperado con la corrección por temperatura se repetía el procedimiento desde la calibración. Con la metodología y aparato utilizados fué posible obtener lecturas con una precisión de ± 0.01 de una unidad de pH midiendo en un mismo aprovechamiento, siempre y cuando no existieran variaciones en la calidad del agua.

Para conocer la variación de la calidad del agua bombeada en pozos profundos con respecto al tiempo, se procedió en forma similar a una prueba de bombeo, es decir se tomaron muestras de agua y datos de campo (utilizando el procedimiento descrito) a intervalos predeterminados tomando como punto de partida el inicio del bombeo en el pozo.

Respecto a la manera como se realizaron los análisis de las muestras de agua, los carbonatos y bicarbonatos se obtuvieron por titulación volumétrica, utilizando como indicador la mezcla rojo de metilo-verde de bromocresol; al final de la titulación se calentó la muestra para obtener un punto final más nítido (Armienta *et al.*,1987). Las concentraciones de cloruros y fluoruros se midieron con electrodos selectivos adecuando el medio para evitar interferencias y estabilizar la fuerza iónica. Se utilizó un potenciómetro Orion Research 407A (Carrillo y Armienta, 1989). El calcio y el magnesio se determinaron por el método volumétrico con EDTA. La evaluación del contenido de sulfatos por el método turbidimétrico. El sodio y el potasio por fotometría de llama. Los nitratos se determinaron por colorimetría mediante la reacción con el ácido fenoldisulfónico. Para la cuantificación de arsénico se aplicó el método del ditiocarbamato de plata. La concentración de boro se obtuvo colorimétricamente por reacción con ácido carmínico. Los metales Li, Cr, Pb, Cu, Zn y Fe, se cuantificaron por espectroscopia de absorción atómica utilizando un equipo Perkin Elmer 2380.

Otra actividad de campo importante fué la verificación geológica con fines hidrogeológicos, que se realizó teniendo como base la cartografía geológica levantada por el Instituto de Geología de la UASLP. Durante los recorridos y caminamientos por las zonas de mejor exposición de las formaciones aflorantes se levantaron secciones geológicas esquemáticas en el campo, para comprender mejor las relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades litológicas. Se describieron afloramientos y muestras de mano tomando en cuenta la disposición mineralógica, textura y estructura, grado de alteración, cuando se encontraron fracturas se consideró su disposición, densidad y profundidad, además de la porosidad primaria, tipo de vegetación

etc. Como complemento a la geología del subsuelo y de acuerdo con las formaciones definidas en superficie, se describieron muestras de canal de alrededor de 35 pozos profundos perforados en el valle.

Actividades de gabinete

Las actividades de gabinete se pueden dividir en dos etapas:

1) Recopilación, selección, análisis y procesamiento de estudios geohidrológicos, geológicos y geofísicos del área de estudio y sus alrededores inmediatos, que diversas instituciones educativas, gubernamentales y privadas realizaron con anterioridad.

2) Análisis, procesamiento e interpretación de información generada en el desarrollo de este trabajo, relacionándola con la información previa.

En la primera etapa se elaboraron resúmenes de los trabajos, con énfasis en los principales aportes y conclusiones, así como las deficiencias que se estimó que presentaba. Toda la información que se compiló de las publicaciones se utilizó para complementar una base de datos en un censo de aprovechamientos, que contiene las principales características constructivas de la mayoría de los pozos, así como información histórica.

La importancia de esta etapa radicó en que con los datos obtenidos se planificaron las actividades de campo tales como la selección de aprovechamientos para las actividades de campo entre otras.

Toda la información generada durante el período de trabajo, fue objeto de un minucioso y examen interdisciplinario, así como de una interpretación conjunta, comparándose con información anterior para tener idea del patrón evolutivo que siguieron los diversos campos analizados. Posteriormente, se escogieron las tablas, figuras, configuraciones y secciones que se juzgaron apropiadas para una fácil accesibilidad y entendimiento de los datos presentados, integrándose en el presente trabajo, lo que conformó la última actividad de gabinete realizada.

I.6.- Climatología

El clima de una región puede definirse como el ambiente atmosférico constituido por la serie de estados de la atmósfera sobre un lugar determinado y según su habitual sucesión (Viers,1975), por lo que puede entenderse como climatología a la ciencia que estudia el clima, o más específicamente, como la ciencia que estudia los fenómenos meteorológicos pero desde un punto de vista estadístico sin interesarse por las leyes físicas que las rigen y sus relaciones, pues eso es competencia de la meteorología,

En la geohidrología estos fenómenos son muy importantes pues influyen determinadamente en el volumen de agua susceptible a infiltrarse, siendo los principales la precipitación que constituye un factor esencial, temperatura del aire, humedad absoluta, tensión de vapor, punto de rocío, velocidad del viento, evaporación potencial, presión atmosférica etc.

Todos estos fenómenos, deben evaluarse por medio de aparatos que dan los valores de las variables meteorológicas en intervalos de tiempo fijos o bien que registran de manera continua las variaciones. Por lo general varios aparatos para medir distintas variables, se encuentran reunidos en un lugar determinado denominado estación climatológica. Debido a que los fenómenos meteorológicos son también función del espacio es necesaria la observación por medio de una red de monitoreo cuya densidad variará de acuerdo con la orografía de la región, entre otras.

Cuando se tiene gran cantidad de datos de buena calidad tanto en espacio como en tiempo , en determinadas situaciones se puede conocer la evapotranspiración (real y/o potencial), dato que puede utilizarse por ejemplo en un balance de aguas superficiales.

En la zona de estudio a causa de la escasez de datos básicos (períodos cortos de observación) y a la irregular distribución de las estaciones climatológicas (densidad de una estación climatológica por 200km^2 de área gruesa) aunado a que los modelos tradicionales de infiltración no son aplicables (en zonas áridas la infiltración se

realiza por sitios localizados, tales como fracturas), los datos recabados se usarán para conocer las condiciones climáticas de manera muy tentativa.

PRECIPITACION PLUVIAL.- Para la cuenca el período de lluvias comprende los meses de mayo a octubre. Aunque no es representativo ni correcto, en este caso particular, el utilizar polígonos de Thiessen para evaluar la precipitación media anual en la cuenca (los supuestos básicos no se cumplen) en la bibliografía consultada reportan un valor de 400mm/año (Facultad de Ingeniería,*op.cit.*) dato obtenido por el método mencionado.

TEMPERATURA.- Los valores máximos de temperatura se tiene durante los meses de mayo y junio (20.2°C, media mensual), correspondiendo a enero ser el mes más frío con una media de 12.5°C. La temperatura media anual está reportada como de 17.6°C.

EVAPORACION POTENCIAL.- Los valores detectados son más elevados en los meses de abril y mayo con el valor más bajo para el mes de diciembre. La evaporación potencial media anual reportada para la cuenca es del orden de 1925mm.

Con los datos anteriores, se puede clasificar el clima de la cuenca de acuerdo con la clasificación de Köppen, modificada por E. García, entre el BSohw(w)(i)g, BSokw(w)(i) y el Sokw(w)(e)g (Carta de climas 14Q-I, San Luis Potosí, SPP, Esc.1:500,000), lo que significa que es seco, la evaporación excede a la precipitación y su característica es de árido-estepario.

I.7.- Fisiografía

El valle de SLP se encuentra localizado de acuerdo a la clasificación de Provincias Fisiográficas establecida por Raisz (1959), 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, representadas en el área por la SSM, con extensas planicies de valles intermontañosos. Dicha sierra, se localiza en la porción oeste y suroeste de la cuenca y está constituida por rocas igneas extrusivas del Terciario (derrames lávicos, tobas e ignimbritas) y caracterizada en su parte central por una topografía muy abrupta e irregular, con pendientes en algunos casos mayores de 45° y con diferencias de alturas sobre el nivel del valle hasta de 950m (2780msnm) en sus partes más prominentes (Cerro Grande y Cerro del Potosí). La zona central abrupta de la sierra, contrasta con la zona exterior que limita con la planicie y que está conformada por lomeríos arredondados de pendientes suaves. Una monótona planicie (1850msnm en promedio) compuesta por material granular reciente, solo interrumpida en ocasiones por domos de rocas igneas (zona de Rinconada) representa la zona central de la cuenca y el nivel de base local de la misma; hacia el norte limita claramente con lomerios de rocas igneas (derrames lávicos), pero hacia el sur es difícil distinguir el límite superficial que la separa de la cuenca de VR. El elemento fisiográfico que está enmarcado dentro de la Subprovincia de las Sierras Bajas, es la Sierra de San Pedro, localizada en la porción más oriental. Estas prominencias forman un conjunto de sierras de hasta 2300msnm compuestas por rocas calcáreas del Mesozoico, sumamente plegadas y con una topografía de contornos suaves.

La cuenca superficial es definitivamente endorreica, con una red de avenamiento intermitente y de manera general centrípeto, aunque la mayoría de las corrientes que bajan de las sierras adyacentes al valle terminan en la zona de pie de monte sin llegar a constituir una red continua. Localmente los diferentes afloramientos en las sierras presentan patrones característicos con predominancia de avenamiento dendrítico a enrejado en la SSM y dendrítico a subdendrítico en la Sierra de San Pedro.

I.8.- Marco geológico regional

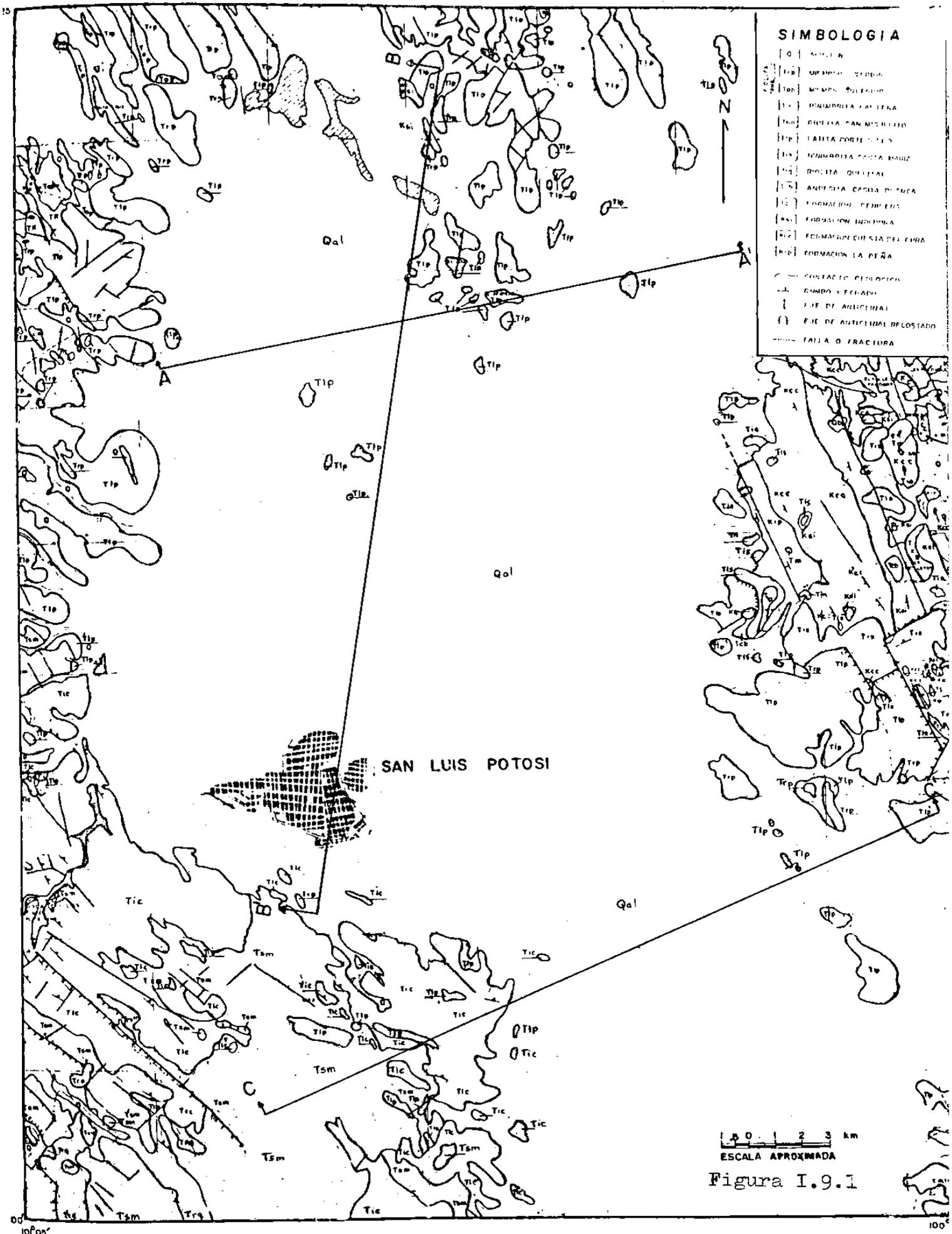
La zona de interés está comprendida entre dos grandes unidades paleogeográficas del Mesozoico; la plataforma Valles-SLP hacia el este y la cuenca Mesozoica del centro de México (Carrillo,1969). La plataforma consiste hacia su base de sedimentos clásticos y evaporíticos del Jurásico cubiertos por una secuencia evaporítica (Fm. Guaxcamá, Cretácico Inferior) y por un complejo arrecifal del Albiano-Cenomaniano (Formación El Doctor). La cuenca Mesozoica consiste de una secuencia de rocas carbonatadas del Cretácico, caracterizadas por ser sedimentos propios de aguas profundas.

Estas rocas están cubiertas parcialmente por rocas ígneas extrusivas, en general félsicas (lavas, tobas e ignimbritas) del Terciario. La base de la secuencia volcánica la forman sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno que afloran aislada y discordantemente sobre las rocas sedimentarias carbonatadas (Labarthe *et al.*,*op.cit.*).

Es muy probable que a profundidad un intrusivo de composición granítica constituya parte del basamento de la región. Su existencia se infiere por extrapolación del batolito que aflora en la Sierra de Guanajuato (Granito Comanja, Quintero, 1989) , el intrusivo de Peñon Blanco (cerca de Salinas SLP) y otros. En la Sierra de San Pedro existe un pequeño intrusivo de edad absoluta no conocida, alojado en las rocas sedimentarias calcáreas, del que solo se sabe que es de edad post-Cretácico y no se conoce si está relacionado con los intrusivos mencionados previamente.

I.9.- Geología superficial

Para el estudio de la geología superficial del área se tomó como base la cartografía del Instituto de Geología de la UASLP, pues se consideró de muy buena calidad y con una detallada descripción de todas las formaciones, razón por la que la definición de las unidades litológicas se realizará breve y sustancialmente, tomando en consideración las unidades y características relevantes desde el punto de vista geohidrológico. Para más detalles en la geología superficial se remite al lector a las publicaciones originales. El plano geológico superficial del área aparece en la figura 1.9.1 y es



SIMBOLOGIA

- [O] SUELO
- [TIP] MIPLENIO TERTIARIO
- [Tic] MIPLENIO CUATERNARIO
- [Tic] FORMACION CALLEJA
- [Tic] FORMACION SAN MATEO
- [Tic] LANTA PORTELLA
- [Tic] FORMACION SANTA MARÍA
- [Tic] BOCOTA QUELETA
- [Tic] ANDALUZA CACABA DE LUCA
- [Tic] FORMACION TEPICENSIS
- [Tic] FORMACION INDIOVIA
- [Tic] FORMACION CHISIA DEL CURA
- [Tic] FORMACION LA PERA
- [---] CONTACTO GEOLOGICO
- [---] CUMULO Y ESCARPA
- [---] EJE DE ANTICLINAL
- [---] EJE DE ANTICLINAL RELOJADO
- [---] FALLA O FRACIURA

SAN LUIS POTOSI

1 0 1 2 3 km
 ESCALA APROXIMADA

Figura I.9.1

una adaptación de los planos disponibles. Además en la tabla 1.9.1 aparece la columna estratigráfica que fué adaptada principalmente de la que aparece en Tristán (op.cit.).

COLUMNA ESTRATIGRAFICA ZONA DE ESTUDIO

I	P	EPOCA	PRE. FOSA	CONT. FOSA	POST. FOSA	LITOLOGIA	CLASIFIC.		
MESOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno				DEPOSITO DE MATERIAL GRANULAR EN LA FOSA TECTONICA	SEDIMENTOS SIN CONSOLIDAR		
		Pleistoceno							
		Plioceno							
	CENOZOICO	OLIGOCENO	Mioceno				RIOLITA	RIOLITA	
			Eoceno				IGNIMBRITA CAMATERA	IGNIMBRITA DE SOLDAMIENTO VARIABLE	RIOLITA
	PALEOCENO	TARDIO					RIOLITA SAN MIGUELITO	DERRAME LAVICO MUY FLUIDAL	RIOLITA
							LATITA PORTEZUELO	DOMO EXOGENO CON ABUNDANTE Fe_2O_3	TRIDACITA
							IGNIMBRITA SANTA MARIA	IGNIMBRITA CON POMIZ COLAPSADA	RIOLITA
							TCD	BRECHAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS	ARENISCAS IMPURAS Y CONGLOMERADOS POLIMICTICOS
							FORMACIONES ROCAS		
CRETACICO	TEMPERANO					INTRUSIVAS EROSION INDIDURA	CALIZAS ARCILLOSAS Y CARBONALES	CALIZA	
						CUESTA DEL CURA	CALIZAS CON LENTES Y BANADAS DE PEDERNAL	CALIZA	
						PERA	CALIZAS CON LIMOLITAS Y MODULOS DE PEDERNAL	CALIZA	

TABLA 1.9.1

Estratigrafia

Mesozoico

Cretácico

Las rocas de esta edad afloran principalmente en el anticlinorio con eje orientado al NW y recostado al NE que constituye la Sierra de San Pedro. Están representadas las formaciones La Peña (Aptiano), Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano) e Indidura (Turoniano); que consisten de calizas y calizas arcillosas color gris claro a oscuro, de textura microcristalina, en estratos delgados con interestratificaciones arcillosas y lentes y nódulos de pedernal café a negro. Su contacto superior es discordante ya sea con los

sedimentos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno (no descritos aquí) o con las rocas volcánicas del Oligoceno. Localmente en el poblado de San Pedro están afectadas por un intrusivo hipoabisal de composición félsica y textura porfirítica (tampoco descrito) probablemente relacionado con la mineralización de oro y plata existente.

Cenozoico

Terciario

Paleógeno

IGNIMBRITA SANTA MARIA.- Aflora en los alrededores de la Sierra de San Pedro. Es una roca de color grisáceo a café, de textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidino con fragmentos de pómez bien colapsados (debido a que está bien soldada) y magnetita como mineral accesorio en una matriz desvitrificada y en ocasiones alterada. Se presenta en estructura columnar con un vitrófido color negro de 1 a 2m de espesor en su base. Alcanza 60m de espesor pero fuera del área Grasel (1979) le estima 120m. Sobreyace discordantemente a la Formación Cenicera, Andesita Casita Blanca (no descrita) y a rocas del Cretácico en la Sierra de San Pedro. Subyace discordantemente a la Latita Portezuelo. La edad absoluta determinada por el método de K-Ar es de $29.5^{+1.5}$ Ma.

LATITA PORTEZUELO.- Aflora ampliamente al sur de la Sierra de San Pedro y en la SSM (porción norte y noroeste de la cuenca). Se trata de un derrame lávico de color pardo rojizo (intemperizada) y grisáceo en fractura fresca, de textura porfirítica con fenocristales de sanidino y plagioclasa con cuarzo subordinado y magnetita como accesorio en una matriz parcial a totalmente desvitrificada (el Fe_2O_3 alcanza 4.5% en peso). Debido a su ocurrencia en forma de domos exógenos su espesor es muy variable y Grasel (*op.cit.*) le estima un máximo de 300m fuera del área. Sobreyace discordantemente a varias formaciones marinas del Cretácico y a rocas volcánicas más antiguas; subyace a la Riolita San Miguelito, Ignimbrita Cantera y a la Riolita Panalillo. La edad determinada por el método de K-Ar resultó ser de $30.6^{+1.5}$ Ma (Rupeliano-Chatiano).

RIOLITA SAN MIGUELITO.- Aflora ampliamente en la SSM. Es una roca de color gris claro a gris oscuro de textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidino y un poco de magnetita como mineral accesorio (Fe_2O_3 alcanza 1.5% en peso) en una matriz parcial a totalmente desvitrificada y en ocasiones alterada. Tristán (*op.cit.*) haciendo referencia a Christiansen *et al.* (1986) menciona que las riolitas topacíferas del noroeste y centro de México están relacionadas a pequeños domos riolíticos con alto SiO_2 y altamente enriquecidos en fluor (>0.2% en peso) asociados a depósitos económicos de Be, U, F, Li y Sn. Son comunes las cavidades con cristalización en fase de vapor de topacios, granates, hematita y fluorita. Es un derrame lávico que presenta abundantes zonas de fuente distribuidos a lo largo de toda la sierra. Es muy característica su textura y estructura fluidal. El espesor es muy variable alcanzando en la zona de fuente del Cerro Grande 500m. Sobreyace discordantemente a la Latita Portezuelo y subyace discordantemente a la Ignimbrita Cantera y a la Riolita Panalillo. Su edad determinada por el método de K-Ar es de $30.0 \pm 1.5\text{Ma}$.

IGNIMBRITA CANTERA.- Aflora ampliamente en la SSM. Consiste de rocas asociadas con las fuentes de la Riolita San Miguelito y que han sido agrupadas en cuatro miembros que consisten de varios flujos de ceniza con grados de soldamiento variable.

MIEMBRO I.- Su base es una toba depositada por aire, bien estratificada y gradada de color crema a amarillento sobre la que descansa una ignimbrita color rosáceo, de textura porfirítica con fenocristales de sanidino y cuarzo generalmente rotos, en una matriz desvitrificada y/o alterada con soldamiento variable. Son frecuentes líticos angulares de color rojizo.

MIEMBRO II.- Toba sin soldar de color gris claro a crema, con fenocristales de cuarzo, sanidino y pómez sin colapsar y algunos líticos.

MIEMBRO III.- Ignimbrita color gris rosáceo a café grisáceo con fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz parcial a totalmente

desvitrificada y/o alterada, bien soldada.

MIEMBRO IV.— Toba color claro, bien gradada y estratificada en capas de 5-40cm con interestratificación de horizontes de ceniza. La distribución superficial de este miembro está restringida a las inmediaciones de la Presa El Peaje.

La Ignimbrita Cantera sobreyace a la Latita Portezuelo y a la Riolita San Miguelito. Subyace discordantemente a la Riolita Panalillo. La edad determinada por el método de K-Ar es de 29 ± 1.5 Ma. (Chatiano).

RIOLITA PANALILLO.— Aflora aisladamente al sur de la Sierra de San Pedro y en la depresión de Ahualulco (porción noroeste de la cuenca). Consiste de dos miembros :

MIEMBRO INFERIOR.— Es una toba color crema a café claro, varía de bien estratificada a masiva, en capas de grano muy fino a arenosa y/o conglomerática, con fenocristales de cuarzo y sanidino, presentando en ocasiones líticos de rocas más antiguas.

MIEMBRO SUPERIOR.— Su base es una ignimbrita café rojiza con fenocristales de cuarzo y sanidino y estructuras fluidal y *fiamme*. Sobre esta descansa otra ignimbrita color gris rosáceo a café rojizo con textura porfirítica y fenocristales de sanidino en una matriz parcial a totalmente desvitrificada y/o alterada. Su principal característica es la presencia de numerosas cavidades en general parcialmente rellenas de calcedonia, así como su estructura columnar. Debido a que la Riolita Panalillo preferentemente relleno de presiones su espesor es muy variable. Sobreyace con un vitrófido de espesor variable a la Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito, Ignimbrita Cantera y a material granular Indiferenciado del Terciario. En las depresiones generalmente subyace a materiales granulares más recientes, fuera de estos no se encuentra cubierta por otras rocas. Su edad se le determinó por el método de K-Ar resultando ser de 26.8 ± 1.3 Ma.

Cuaternario

SEDIMENTOS CUATERNARIOS.— Afloran en la planicie y pie de monte de las sierras preferentemente. Se agrupa dentro de esta clasificación a conglomerados, suelos residuales, material aluvial y material de relleno de granulometría variada. Adyacentes al pie de las sierras existen abanicos aluviales constituidos principalmente por conglomerados y brechas que se interdigitan con los materiales más finos del centro de la cuenca. Los conglomerados son polimicticos con clasificación pobre y en general poco consolidados. Sus fragmentos varían de subredondeados a redondeados y tamaños desde el canto rodado hasta el de la arena, con espesores variables. Además existen suelos residuales con espesores aproximados de 1 a 15m y aluviones compuestos por arenas, limos y arcillas que rellenan los valles y vegas de rios y arroyos intermitentes.

1.10.- Geología Estructural y Tectónica

ESTRUCTURA DE LAS ROCAS CRETACICAS.— En la porción oriental de la cuenca afloran rocas calcáreas que fueron sometidas a esfuerzos compresivos durante la Orogenia Laramide que las plegó intensamente. La Sierra de San Pedro es un plegamiento de rumbo N20W recostado hacia el NE, afectado por una serie de fallas normales paralelas a los ejes de plegamiento

ESTRUCTURA DE LAS ROCAS VOLCANICAS.— El valle de SLP forma parte de una gran estructura regional denominada por Tristán (*op.cit.*) *Graben de Villa de Reyes*, cuya parte hundida tiene una longitud aproximada de 200Km pues se extiende desde la Sierra de Guanajuato en el sur hasta el poblado de Moctezuma (al menos) en la porción norte, con 15km de ancho promedio. De acuerdo con Smith y Bayley (1968) esta estructura puede ser definida como un *cauldron* término que "...incluye a todas las estructuras de subsidencia volcánica, sin importar su forma, tamaño, profundidad de erosión o relación con volcanismo superficial. Aquí se incluyen las grandes depresiones volcanotectónicas de forma rectangular o irregular como Toba (porción norte de Sumatra, en Indonesia) y otros, que claramente se relacionan a los mismos procesos genéticos que controlan la formación de calderas, pero que su forma está condicionada por la estructura

regional...". Este hecho fué notado por Labarthe *et al.*(*op.cit.*), que haciendo referencia a los trabajos de Smith (1960) y de Grasel (*op.cit.*) mencionan que el campo volcánico de SLP podría llegar a un séptimo orden de magnitud en la escala propuesta por Smith (*op.cit.*), lo cual refuerza la declaración acerca del origen volcanotectónico del área, pues es en campos volcánicos de un orden de 5 o mayores en donde es común encontrar estos tipos de estructuras de subsidencia.

Las estructuras formadas por la extrusión de rocas volcánicas previas a la Ignimbrita Santa María (Andesita Casita Blanca) no fueron de importancia en el área. Tristán (*op.cit.*) realizó una definición cronológica de las rocas de acuerdo a su ocurrencia con respecto a la formación de la fosa tectónica de VR. Como rocas pre-fosa tectónica aparece la Ignimbrita Santa María que origina grandes *cauldrons* tipo Valles (caldera de Milpa Alta, fuera del área) y además marca el inicio del volcanismo del Oligoceno. En la zona de Santa María del Río al sur de SLP aparece también el derrame lávico denominado Traquita Ojo Caliente.

El principio del proceso formador de la fosa tiene lugar en el Oligoceno Temprano. Las rocas contemporáneas a la formación del *cauldron* son lavas viscosas (Latita Portezuelo y Riolita San Miguelito) y productos piroclásticos (Ignimbrita Cantera) que utilizaron como conducto de salida las fallas marginales que limitan la fosa, cuyos bloques interiores paulatinamente descendieron a medida que las unidades volcánicas se emplazaron en superficie. A este efecto se le suma el levantamiento de los bloques exteriores en respuesta a un reajuste isostático. De acuerdo con Tristán (*op.cit.*) dichas fallas y/o zonas de debilidad se formaron cuando un segmento de la dorsal de la Placa Pacífica alcanza a la Placa Norteamericana (placa estable) cambiando de un movimiento de subducción a uno de fallas transformadas, paralela a la actual falla de San Andrés. Esta interacción entre placas produjo esfuerzos tensionales dando como resultado una tectónica distensiva (aprox. entre 35-15Ma.) (Urrutia, 1986), que desarrolló un difuso agrietamiento y fallas normales en la Placa Norteamericana.

Según Illies (1981) una zona de extensión horizontal supone una atenuación en el peso de la corteza continental, pudiendo el manto "sentir" esa disminución de carga litoestática y responder al estímulo colocando un cuerpo de baja densidad (con respecto al manto) en forma de domo bajo la corteza. Este cuerpo produce un combamiento y levantamiento en la corteza lo que además hace posible que los bloques situados en ambos lados de la cresta del domo se separen por acción de un deslizamiento, creandose fuerzas que pudieran sumarse a las tensionales que actúan en la región, lo que favorece el colapso de los bloques interiores.

El período siguiente al máximo colapso (después de la extrusión de la Ignimbrita Cantera) fue de desequilibrio extremo en la fosa. Las paredes de la depresión eran muy inestables por lo que comenzaron a socavarse rápidamente por efecto de avalanchas y deslizamientos de masas.

Una parcial restauración de la presión de la cámara magmática un poco tiempo después (aprox. 3Ma) causó la extrusión de los dos miembros de la Riolita Panalillo (roca post-fosa tectónica). Luego de la extrusión de esta unidad se llevaron a cabo otros pequeños colapsos evidenciados por el fracturamiento que presenta.

Posteriormente comienza el proceso de relleno de la fosa, probablemente en medios ambientes fluvio-lacustres cuyos sedimentos arcillosos se interdigitan con material más grueso derivado de los pilares de la fosa tectónica, y que continúa hasta nuestros días.

COMENTARIOS ACERCA DEL ORIGEN DE LOS MAGMAS.- El volcanismo félsico del Oligoceno se puede clasificar químicamente como rocas subalkalinas ricas en K pertenecientes a la serie calcoalkalina (Labarthe *et al.*, *op.cit.*). Son rocas extruidas en un período relativamente corto de tiempo (aprox. 4Ma), comenzando hace aproximadamente 30.6[±]1.5Ma; lo que permite correlacionarse con el Supergrupo Volcánico Superior que definieron McDowell y Keyzer (1977) en la Sierra Madre Occidental, y que de acuerdo con McDowell y Clabaugh (1979) estuvo confinado al intervalo de 34 a 27Ma, aunque

alguna actividad persistió hasta hace 23Ma. Cameron *et al.*(1980) ha sugerido que estas rocas representan un arco magmático del Terciario Medio asociado con la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Norteamericana. Los datos de isótopos de Sr que existen han sido usados para suponer un origen a partir del manto para el volcanismo de la Sierra Madre Occidental (rocas de Durango y Chihuahua) con una mínima contribución de la corteza radiogénica (McDowell *et al.*,1978; Lanphere *et al.*,1980).

Verma (1984) encuentra un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.715 y 0.712 para una muestra de la Riolita San Miguelito, mencionando que son valores compatibles con una proporción significativa de corteza sílica en su petrogénesis y con base en datos isotópicos y de elementos traza propone un modelo de mezcla binaria en el cual magmas derivados de un manto levemente diferenciado se mezclan con proporciones variables de la corteza continental media y superior, existiendo cristalización fraccionada en cámaras magmáticas someras antes de la erupción, con lo cual explica la petrogénesis de rocas de Zacatecas y SLP finalizando sus conclusiones diciendo que la Riolita San Miguelito muy probablemente represente simple fusión parcial de la corteza sin mezcla con masas del manto.

Por otro lado Ruiz *et al.*,(1983) con base en análisis químicos y datos isotópicos de Sr encontró que las dacitas de la Serie Potrerillo en los alrededores de Santa María del Río (Labarthe y Tristán, 1985) representan una mezcla de dos fuentes en las que el porcentaje del miembro silíceo (75% SiO₂), varía del 64 al 90%, y que debido a su naturaleza radiogénica no pudo derivarse del manto, contrariamente de lo que se supone de la Andesita Salitrera (30.58 \pm 0.43Ma) que es toleítica con K normal, por lo que ambas unidades a pesar de estar asociadas espacial y temporalmente no pueden ser cogenéticas.

Labarthe *et al.*, (*op.cit.*) con base en análisis químicos y datos de campo menciona que el origen de los magmas es a partir de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas someras con generación de magma por fusión parcial de las rocas de la corteza en

un medio ambiente distensivo, lo cual es congruente con el modelo de Tristán (*op.cit*) y con lo que se explica la gran abundancia de rocas riolíticas en comparación con rocas de tipo basáltico y el volcanismo bimodal asociado con la Riolita Panalillo (Basalto Cabras, toleítico, no definido aquí), aunque menciona que de acuerdo con los datos la interpretación dista mucho de ser concluyente.

Como una conclusión de los comentarios anteriores se puede decir que es claro que una buena parte de las rocas volcánicas del área proceden de fusión parcial de la corteza con cantidades mínimas o quizá nulas de magmas derivados del manto, lo cual es importante considerar y tomar en cuenta, pues este hecho asociado con el que en su mayoría estos magmas se enfriaron muy rápido posteriormente a su extrusión dando lugar a rocas con un porcentaje de matriz vítrea del orden del 80%, es determinante en la composición del agua subterránea que circula por ellas.

I.11.-Geología del Subsuelo

Para la identificación de la estructura y unidades litológicas del subsuelo del valle de SLP se realizó el análisis de la interpretación conjunta de los conceptos siguientes:

- 1) Geología superficial (litología y estructura) e historia geológica de la región.
- 2) Estudios geofísicos (sondeos eléctricos verticales)
- 3) Descripción de muestras de canal de pozos perforados en el valle, tomando en consideración las unidades estratigráficas definidas en superficie
- 4) Registros eléctricos (resistividad y potencial espontáneo) de pozos profundos

El *cauldron*, fosa tectónica o graben de VR (como se le quiera denominar) es la principal estructura del subsuelo en donde a lo largo de fallas normales de alto ángulo varios bloques experimentaron descensos relativos que aumentan hacia la zona central; en las regiones laterales es común encontrar pedimentos (sur de la zona urbana de SLP; zona de Los Rojas al NW del valle). En este tipo de estructuras los desplazamientos ocurren generalmente a lo largo de

una compleja serie de fragmentos de falla interconectados (Menges, 1981) en donde el bloque que experimentó el mayor descenso relativo ocupa solo una pequeña porción del valle actual. En este caso y como se puede apreciar en las secciones geológicas idealizadas (figuras I.11.1, I.11.2, I.11.3), el bloque más hundido ocurre en una fracción del valle asimétricamente localizada, en las zonas norte (Ojo Zarco-Peñasco) y sur (La Pila) con tendencia a la margen oeste, y en la zona central (ciudad de SLP-La Florida) hacia la porción este.

Las rocas ígneas Terciarias pre-cauldron solo han sido reconocidas en el subsuelo del valle en la zona de VR-Santa María del Río. Rocas más antiguas (Formación Indidura ?) se detectaron en los pozos PSLB-9 (NW de Rinconada) a 225m y en el PSLO-2 (Cándido Navarro) a 652m en donde subyace a la Formación Cenicera (124m de espesor).

La unidad volcánica contemporánea a la formación del *cauldron* de mayor distribución en el subsuelo del valle es la Latita Portezuelo que se detectó a profundidades someras en la zona norte (Peñasco-Rinconada-Cándido Navarro) como por ejemplo en los pozos PSLB-5 a 63m; PSLB-8 a 60m; PSLO-2 a 106m; PSLB-22 a 124m de profundidad. Hacia la zona sur aparece en general a mayor profundidad como en los pozos 624-ZA (290m), 627-ZA (305m), 342-ZA (320m), SARH-CC-2 (240m). La Ignimbrita Cantera solo ha sido cortada en algunos pozos cercanos a la margen oeste del valle. La Riolita San Miguelito a la fecha no se ha detectado en el subsuelo del valle.

Como se mencionó con anterioridad, paralelamente al hundimiento paulatino formador del *cauldron*, comenzó el proceso de sedimentación clástica continental (relleno de la fosa). Pool(1983) en un trabajo que abarca no menos de 50 estructuras de subsidencia producto de la tectónica distensiva Basin and Range en Arizona, Nuevo México y Colorado encontró que horizontalmente existe una distribución de sedimentos clásticos gruesos (hacia las partes altas) que gradúan a facies de sedimentos de grano más fino que coinciden con el bloque más hundido. Además divide verticalmente el relleno de la cuenca con base en características estructurales y estratigráficas, en relleno de cuenca Inferior y Superior. El relleno Inferior se depositó

durante la subsidencia activa producto de la tectónica distensiva; y el Superior una vez que cesó la mayor parte del proceso de subsidencia, existiendo una superficie de erosión entre dichas unidades. En el valle de SLP solo fué posible detectar un pequeño afloramiento que corresponde a la facies de grano grueso del relleno inferior (sur de la zona urbana de SLP), por lo que con los datos con que se cuenta no es posible diferenciar en el subsuelo estas unidades.

Por otro lado, Reeves (1977) menciona que en las partes topográficamente más bajas (zona de playa) se espera encontrar arcillas y evaporitas, más sin embargo aclara que, a través de la historia geológica de las cuencas es muy común que la zona de playa haya migrado de un lado a otro debido a movimientos diferenciales dentro de la cuenca y/o de las tierras altas laterales, esto es, la zona de playa se alejará del extremo que experimente el levantamiento relativo mayor en un determinado período de tiempo geológico. De la misma manera las cuñas de material más grueso adyacente también sufrirán cambios en su posición dentro de la cuenca (este factor no es significativo para la unidad Superior pues cuando se deposita el fallamiento y subsidencia han cesado). Además las condiciones paleoclimáticas así como la litología de los bloques laterales ejercerán alguna influencia en la disposición granulométrica de los sedimentos.

El relleno de cuenca inferior generalmente consiste de sedimentos que contienen clastos representativos de áreas locales laterales y una facies central de grano fino que puede incluir evaporitas. El relleno superior consiste de depósitos lacustres y fluviolacustres que incluyen arcillas, limos y arenas (Pool *op.cit.*), que en nuestro caso muy probablemente se originaron intermitentemente en períodos similares al actual, en los que existieron condiciones de cuenca endorreica.

De acuerdo con la descripción de los cortes litológicos y registros eléctricos de pozos profundos en el valle, se encontró que interestratificado con el material granular que debe de corresponder

al relleno de cuenca Inferior, existe material piroclástico (Riolita Panalillo) que en ocasiones alcanza espesores importantes tal como se puede apreciar en las secciones geológicas. La existencia del material fino (arcillas principalmente) que se depositó en la zona de playa y que abarca tanto al relleno Inferior como Superior, fué comprobada con sondeos eléctricos verticales, pues se detectaron para esta unidad resistividades entre 10-20 Ω -m (IGF, 1988,1990) lo que además sugiere que no existen materiales de tipo evaporítico asociados, pues se detectarían valores menores a 5 Ω -m, como fué el caso encontrado en el valle de León Gto. (IGF,1990, en prensa).

La distribución horizontal aproximada de los sedimentos de grano fino se puede apreciar en el mapa de la figura 1.11.4. Pueden alcanzar hasta 100m de espesor; en el pozo 358-ZA de SDG, se encontró entre 100 y 178m, en el pozo M-26 de la zona urbana entre 70 y 160m y en el 633-ZA de la zona industrial entre los 80 y 170m. En la zona del ejido de Moras (W de Rinconada) se detectó la existencia de un horizonte similar pero separado del anterior, con los registros eléctricos de pozos alcanzando espesores del orden de 50m.

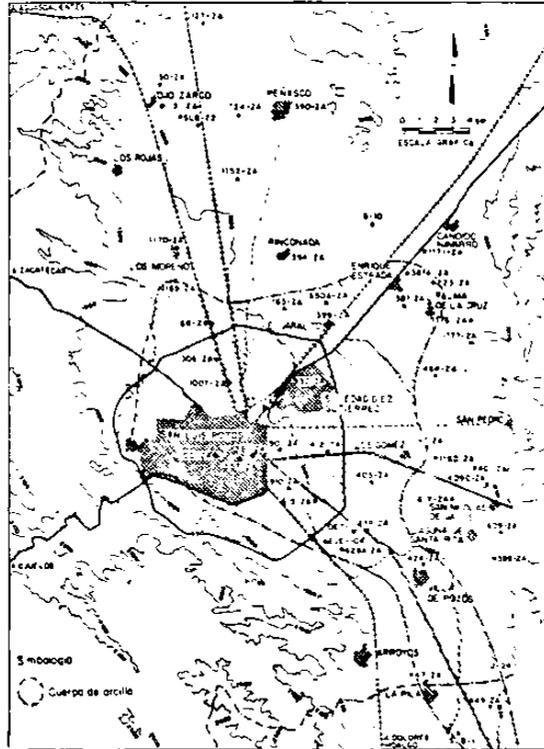


FIGURA 1.11.4 (Adaptado de Carrillo y Armienta, 1989)

Actualmente la cuenca es endorreica, por lo que el material aluvial está restringido a las márgenes de las corrientes, y estrictamente hablando puede ser considerado dentro del relleno de cuenca Superior, pero es posible que exista material aluvial más antiguo sepultado, originado en periodos en los que existió drenaje integrado con cuencas adyacentes(?). Por el momento y con los datos con que se cuenta, se puede concluir que todo el material granular que aflora en el valle, forma parte del relleno de cuenca Superior, pues la cuenca está en un proceso de transición de cuenca endorreica a exorreica.

II.RESULTADOS

Los resultados de los análisis físico-químicos obtenidos de las aguas muestreadas fueron sometidos a un proceso de depuración y manejo, a efecto de establecer interpretaciones en los diferentes aspectos a estudiar.

Existen diversas metodologías utilizables para el procesamiento e interpretación, las que pueden ser relativamente sencillas como el empleo de diagramas y gráficas que relacionen concentraciones de diferentes especies iónicas, mapas con líneas de isovalores de algún parámetro específico etc. Técnicas un poco más complejas son programas computacionales que realicen diferentes cálculos químicos y termodinámicos, aproximación de balance de masas o métodos estadísticos como el factor R y Q (Freeze y Cherry, 1977).

Como primer paso y para facilitar el manejo de datos se elaboró un programa en lenguaje BASIC, donde a partir de concentraciones de iones mayores, realiza balance de aniones y cationes con lo que obtiene el error analítico de cada muestra, clasifica el agua de acuerdo con el ión dominante (familias de agua) y a Chase Palmer. Además coloca los datos en un formato muy accesible. En la tabla II.1 aparecen los análisis químicos sin procesar de las muestras de agua, así como los datos de campo recabados.

Para cumplir con los objetivos planteados, la primera clasificación que se utilizó fué la del ión dominante, en la que se le llama al agua de acuerdo con el anión y el catión que sobrepasen el 50% de sus sumas respectivas en miliequivalentes por litro (meq/l). Si ningún ión sobrepasa el límite anterior, al agua en cuestión se le denomina mixta.

En el mapa de la figura II.1 se presenta la distribución de las familias de agua clasificadas por ión dominante, para el acuífero profundo. Como se puede apreciar las familias con mayor distribución espacial dentro del valle son la bicarbonatada-sódica (zona sur) y la bicarbonatada mixta (zona norte); en menor proporción se presenta la bicarbonatada cálcica en la porción NE del valle (Cándido Navarro).

TABLE II.1

CLAVE	pH	cond. elect.	T °C	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li	Cr	Pb	Cu	Zn	Fe	As	B	KPCC
323-ZA	6.27	438.0	26.8	164.3	20.5	11.2	3.60	3.9	49.0	59.0	4.9	19.2	1.44	0.22	<0.01	0.00	<0.01	0.004	0.03	0.0090	0.238	1.66
850A-ZA	6.27	370.0	35.9	140.8	7.0	11.0	3.10	5.5	60.0	54.0	6.4	18.0	1.20	0.18	<0.01	0.02	<0.01	0.015	0.04	0.0120	0.200	1.76
852-ZA	6.72	235.0	27.3	117.4	10.5	9.6	1.42	3.0	79.5	32.3	11.4	12.8	1.92	0.08	<0.01	0.06	<0.01	0.010	0.06	0.0040	0.123	1.63
1005-ZA	7.01	370.0	24.2	211.3	12.0	4.3	0.58	15.6	81.5	35.1	13.6	45.6	2.85	0.04	<0.01	0.03	<0.01	0.008	0.05	0.0060	---	1.70
213-ZA	6.76	240.0	29.7	117.4	6.0	6.8	0.44	3.4	93.0	19.6	14.0	19.2	2.40	0.02	<0.01	0.00	<0.01	0.004	0.04	0.0070	0.000	1.66
943-ZA	6.84	300.0	31.1	129.1	12.0	9.0	0.85	2.2	76.0	28.6	13.6	22.4	2.40	0.05	<0.01	0.00	<0.01	0.015	0.06	0.0010	0.046	1.65
M-49	6.66	255.0	27.0	105.6	10.0	11.8	0.32	7.7	103.0	22.0	10.9	24.0	0.96	0.03	<0.01	0.00	<0.01	0.004	0.04	0.0060	0.123	1.62
M-26	6.22	230.0	26.0	105.6	2.5	13.5	0.36	11.0	97.0	25.3	13.6	16.8	4.32	0.02	<0.01	0.00	<0.01	0.004	0.04	0.0080	0.000	1.15
550A-ZA	6.30	260.0	27.9	105.6	12.0	16.8	0.55	0.8	105.0	25.3	11.8	18.4	2.88	0.03	<0.01	0.01	<0.01	0.027	0.06	0.0040	0.355	1.25
551-ZA	7.08	490.0	40.4	176.1	13.5	14.5	3.40	6.3	52.5	60.5	5.3	20.0	0.96	0.22	<0.01	0.00	<0.01	0.026	0.14	---	0.277	1.75
624-ZA	7.12	450.0	34.2	164.2	22.0	16.5	3.40	6.2	32.5	61.5	5.6	12.2	1.44	0.20	<0.01	0.02	<0.01	0.044	0.09	---	0.277	1.84
919-ZA	7.21	435.0	38.5	158.5	12.0	11.0	3.10	4.8	67.5	44.6	4.5	18.6	1.44	0.18	<0.01	<0.01	<0.01	0.010	0.01	---	0.123	1.92
918-ZA	7.10	450.0	36.2	164.4	18.0	13.5	3.40	5.3	54.0	52.6	5.3	18.4	1.44	0.19	<0.01	<0.01	<0.01	0.040	0.03	---	0.000	1.81
1158-ZA	6.64	150.0	23.3	29.8	1.5	4.5	0.36	4.8	98.0	13.5	9.7	14.4	1.92	0.01	<0.01	0.00	<0.01	0.016	0.03	---	---	1.64
923-ZA	7.08	230.0	25.1	105.6	4.0	13.2	0.48	3.6	95.0	17.3	9.7	25.6	0.96	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.003	0.02	---	---	2.05
524-ZA	5.24	510.0	21.5	164.3	62.0	54.0	0.23	18.2	71.0	27.6	21.0	64.0	9.60	0.00	<0.01	0.01	<0.01	0.042	0.11	---	0.200	0.76
390-ZA	7.14	460.0	25.0	234.8	14.0	18.1	0.74	14.9	77.0	46.4	11.8	48.0	4.80	0.06	<0.01	0.03	<0.01	0.021	0.12	---	---	1.75
396-ZA	6.02	100.0	23.8	70.4	1.0	4.3	0.24	0.7	26.0	10.8	7.0	7.2	0.48	0.01	<0.01	0.00	<0.01	0.005	0.03	---	---	1.64
1157-ZA	7.49	220.0	26.0	117.4	1.0	6.6	0.46	2.1	---	14.5	9.7	27.2	1.92	0.02	<0.01	0.03	<0.01	0.015	0.15	---	---	2.41
381-ZA	6.54	210.0	26.8	105.6	7.0	15.2	0.31	5.5	---	20.1	11.4	20.0	3.36	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.030	0.12	---	---	1.35
1172-ZA	7.57	300.0	31.5	140.9	14.0	9.0	0.63	---	66.5	30.0	5.3	27.2	0.96	0.05	<0.01	0.01	<0.01	0.001	0.04	---	---	2.38
PSLB-44	6.64	250.0	25.0	93.2	9.0	28.5	0.54	5.1	89.0	21.0	10.5	25.6	2.88	0.01	<0.01	0.00	<0.01	0.003	0.05	---	---	1.64
924-ZA	7.17	255.0	24.9	129.1	10.0	13.0	0.40	---	95.5	12.6	10.5	29.6	2.40	0.02	<0.01	0.03	<0.01	0.012	0.03	---	---	2.06
415-ZA	7.16	420.0	37.4	152.6	15.5	18.0	2.55	4.3	61.5	51.1	4.5	21.6	0.96	0.17	<0.01	0.00	<0.01	0.022	0.08	0.0130	0.238	1.85
614-ZA	7.51	270.0	28.2	140.8	7.0	12.0	0.90	5.0	100.5	26.7	13.6	23.2	2.40	0.04	<0.01	0.00	<0.01	0.040	0.11	---	---	2.34
1196-ZA	6.14	590.0	21.5	152.6	56.0	84.0	0.45	25.7	77.5	34.2	20.5	81.6	11.5	0.01	<0.01	0.00	<0.01	0.000	0.05	---	---	1.05
398-ZA	7.65	300.0	29.7	152.6	15.0	15.5	2.85	---	88.5	45.5	10.9	23.2	1.44	0.07	<0.01	0.00	<0.01	0.026	0.10	---	0.200	2.45
636-ZA	7.73	340.0	29.9	152.6	14.0	16.0	1.50	---	78.0	41.7	8.8	23.2	0.96	0.11	<0.01	0.02	<0.01	0.012	0.03	---	0.167	2.55
403A-ZA	7.73	290.0	29.0	152.6	7.5	9.6	0.96	2.0	90.0	38.9	7.0	20.0	1.92	0.12	<0.01	0.00	<0.01	0.018	0.07	---	0.277	2.55
1195-ZA	7.83	270.0	26.7	140.9	6.5	8.8	0.55	4.0	95.7	25.7	8.6	27.2	0.48	0.05	<0.01	0.00	<0.01	0.037	0.04	---	---	2.61
INF-2	6.29	320.0	25.2	129.1	31.0	2.4	1.10	5.3	90.5	30.4	20.0	20.0	4.32	0.04	<0.01	0.01	<0.01	0.006	0.11	---	0.277	1.13
1142-ZA	7.18	330.0	21.0	140.9	10.0	11.0	0.80	---	62.0	30.4	7.5	28.8	1.44	0.02	<0.01	0.01	<0.01	0.003	0.08	---	0.400	1.95
1149-ZA	7.36	430.0	26.2	164.3	30.0	34.0	0.80	---	73.0	37.9	13.6	42.4	2.40	0.04	<0.01	0.00	<0.01	0.008	0.02	---	---	2.11
1146-ZA	7.59	830.0	28.8	140.9	15.0	17.0	0.74	---	69.5	30.4	8.8	32.0	0.96	0.02	<0.01	0.01	<0.01	0.008	0.03	---	0.150	2.45
1168-ZA	7.23	510.0	30.2	223.0	30.0	21.0	0.66	4.4	88.5	48.3	16.6	45.6	3.36	0.05	<0.01	0.00	0.06	0.010	0.24	---	0.150	1.84
633-ZA	7.60	250.0	23.4	164.3	21.0	6.0	2.15	2.1	82.5	24.3	14.0	19.2	3.36	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.008	0.49	---	---	2.35
622-ZA	7.23	420.0	37.0	117.4	22.0	12.0	3.10	3.8	59.0	54.0	4.9	18.4	1.44	0.18	<0.01	0.01	<0.01	0.013	0.23	---	0.277	2.01
407-ZA	7.68	315.0	28.7	129.1	8.0	10.0	1.55	---	81.5	32.2	6.2	24.8	1.44	0.10	<0.01	0.01	<0.01	0.002	0.04	---	0.200	2.54
PSLB-1	6.70	330.0	34.3	140.9	16.5	11.2	1.20	---	94.0	38.0	2.2	18.4	0.96	0.11	<0.01	0.01	<0.01	0.006	0.03	---	0.200	1.41
449A-ZA	7.01	590.0	26.7	140.9	11.0	27.5	0.55	---	90.5	44.0	2.2	26.0	2.40	0.05	<0.01	0.02	<0.01	0.004	0.03	---	0.123	1.84
419-ZA	7.32	290.0	29.2	152.6	12.0	12.0	0.93	---	94.0	29.5	9.7	27.2	1.92	0.03	<0.01	0.01	<0.01	0.025	0.10	---	0.123	2.11
1148-ZA	7.38	415.0	28.8	152.6	74.0	28.5	0.60	---	69.0	37.0	10.5	41.6	1.96	0.04	<0.01	0.01	<0.01	0.014	0.01	---	0.123	2.11
PSLB-8	7.32	440.0	29.0	164.3	74.0	25.0	0.88	5.8	64.5	38.9	10.1	41.6	1.96	0.06	<0.01	0.01	<0.01	0.002	0.04	---	0.123	2.01
1139-ZA	7.19	430.0	29.2	152.6	73.0	28.5	0.76	---	68.5	37.0	10.1	38.4	1.91	0.05	<0.01	0.01	<0.01	0.006	0.02	---	---	1.95
PSLB-21	7.38	440.0	26.9	140.9	72.0	42.0	0.73	---	83.5	38.9	9.7	44.8	0.96	0.06	<0.01	0.01	<0.01	0.009	0.06	---	0.150	2.21
PSLB-12	7.21	500.0	29.7	140.9	60.0	45.0	0.62	7.0	64.0	37.9	10.2	54.4	0.96	0.05	<0.01	0.01	<0.01	0.008	0.22	---	0.750	2.01
1130-ZA	7.12	510.0	29.6	152.6	57.0	37.0	0.62	---	60.0	39.4	10.5	52.0	1.44	0.05	<0.01	0.01	<0.01	0.005	0.24	---	0.150	1.91
PSLB-72	7.40	395.0	29.1	140.9	79.0	28.5	0.66	5.2	61.5	34.2	7.0	40.0	1.44	0.03	<0.01	0.01	<0.01	0.006	0.11	---	0.123	2.21
ZAR-1	7.23	338.0	34.8	144.5	20.8	15.2	2.10	3.8	57.0	50.5	4.7	19.2	2.88	0.15	<0.01	0.01	---	0.05	---	---	---	2.7
359-ZA	7.47	208.0	24.4	115.3	11.0	4.8	0.28	2.3	85.0	9.3	10.4	26.4	1.92	0.01	<0.01	0.01	---	0.13	---	---	---	2.4
NO-1	6.02	1649.0	20.7	414.8	235.0	162.0	0.42	9.1	55.0	120.0	33.0	176.0	27.4	0.01	<0.01	0.01	---	0.34	---	---	---	0.4
347-ZA	6.43	786.0	21.0	312.2	59.2	50.0	0.48	2.3	75.5	55.1	21.5	86.4	11.0	0.01	<0.01	0.01	---	0.25	---	---	---	0.9
1182-ZA	7.49	178.0	25.4	94.4	2.1	3.6	0.34	1.6	85.0	9.3	9.1	21.6	0.96	0.01	<0.01	0.01	---	0.07	---	---	---	2.5
465-ZA	7.39	225.0	25.7	134.0	4.6	15.6	0.35	4.6	82.0	16.6	10.9	36.0	2.40	0.01	<0.01	0.01	---	0.12	---	---	---	2.2
930-ZA	6.53	144.5	26.3	58.3	4.6	7.6	0.30	33.1	93.5	10.2	9.1	8.8	2.40	0.01	<0.01	0.01	---	0.12	---	---	---	1.7
926-ZA	5.87	625.0	20.8	191.1	77.6	37.5	0.30	22.9	71.0	22.2	23.2	70.4	9.60	0.00	<0.01	0.01	---	0.38	---	---	---	0.6
NO-2	6.15	531.0	20.8	94.4	43.5	70.0	0.27	11.7	75.5	25.8	22.3	50.4	8.16	0.01	<0.01	0.01	---	0.41	---	---	---	1.2
933-ZA																						

El uso de diagramas poligonales de Stiff modificados también fué de utilidad en la clasificación y diferenciación de los tipos de agua. En este tipo de diagramas se tienen cuatro rectas paralelas equiespaciadas cortadas por una normal, por lo que al final hay cuatro semirectas al lado derecho (campo de los aniones) y cuatro semirectas izquierdas (campo de los cationes). Sobre cada recta se toma un segmento proporcional a los meq/l del ión correspondiente y uniendo los extremos resulta el polígono representativo. En este caso se estimó conveniente utilizar la siguiente disposición propuesta por Custodio (1965): Potasio, sodio, magnesio y calcio (cationes); nitrato, cloruro, sulfato y bicarbonato (aniones). La forma del polígono resultante da una idea del tipo de agua, por lo que aguas distintas producirán diferente forma de polígono.

En el mapa de la figura II.2 aparece la distribución de los diagramas de Stiff modificados correspondientes a cada alumbramiento muestreado (acuíferos somero y profundo) y en donde se puede apreciar su distribución dentro del valle. Con base en la forma y superficie de estos diagramas se pueden establecer ocho distintos grupos de agua, siete de los cuales pertenecen a agua del acuífero profundo y que como es lógico se correlacionan en buen grado con las familias de agua.

Además en la gráfica de la figura II.3 se colocó en el eje de las abscisas la diferencia $r_{Na}-r_{Cl}$ ($r=meq/l$), y en el eje de las ordenadas la suma $r_{Ca}+r_{Mg}$ resultando las mismas agrupaciones que con los diagramas de Stiff modificados, con la salvedad de que no se colocaron los aprovechamientos del acuífero somero para no modificar la escala.

En estudios previos (IGF *op.cit.*) se determinaron diferentes condiciones hidráulicas imperantes en el acuífero profundo (confinado, libre, semiconfinado) en diferentes materiales geológicos (granular, fracturado, doble porosidad). La toma de muestras de agua y datos de campo con respecto al tiempo de bombeo en pozos, fué realizada con el fin de corroborar dudas acerca del origen del agua bombeada. En las gráficas de las figuras II.4 y II.5 aparecen

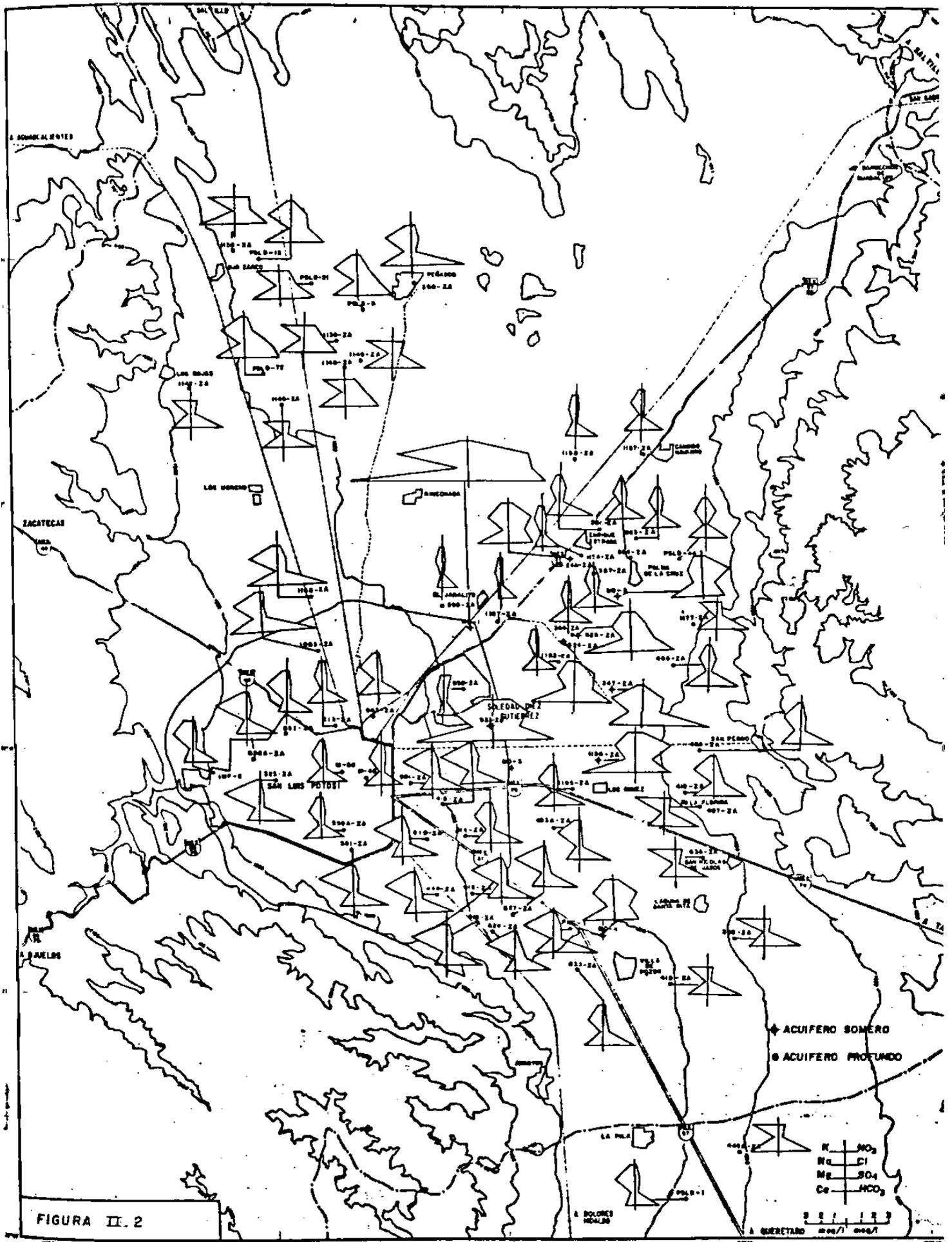


FIGURA II. 2

diversos iones y parámetros físicos con respecto al tiempo de bombeo, así como las condiciones hidráulicas generales que prevalecen en cada aprovechamiento. Es notoria la variación de algunas características de las aguas de pozos en condiciones hidráulicas de semiconfinamiento, en contraste con la mínima variación de la calidad química en el pozo en condiciones de confinamiento en material granular (Tabla II.2).

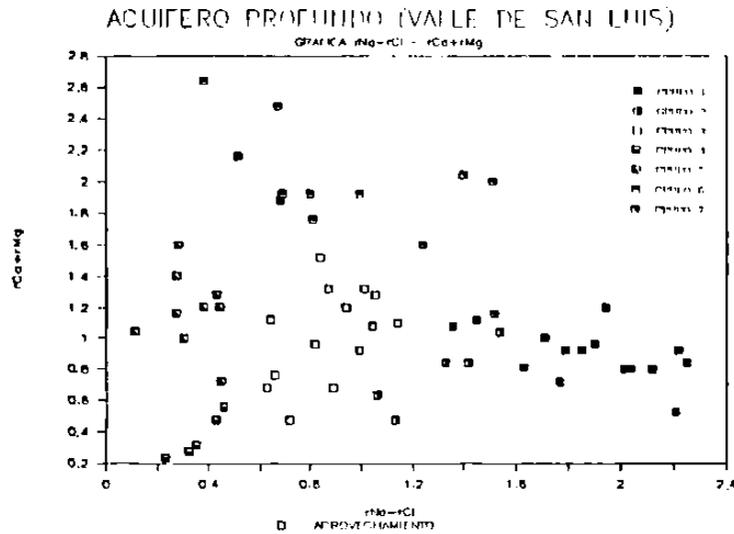


FIGURA II.3

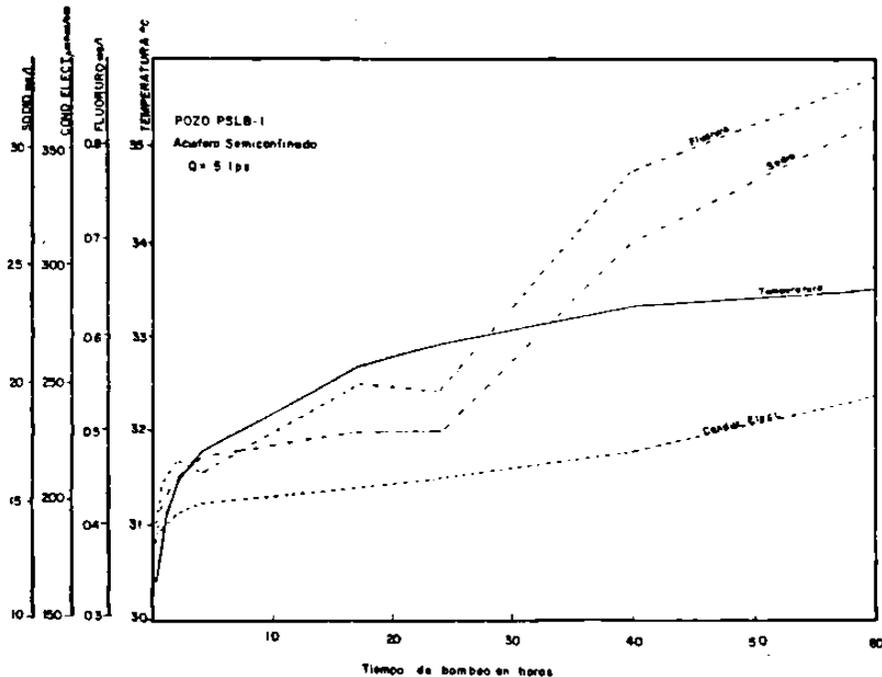


FIGURA II.4

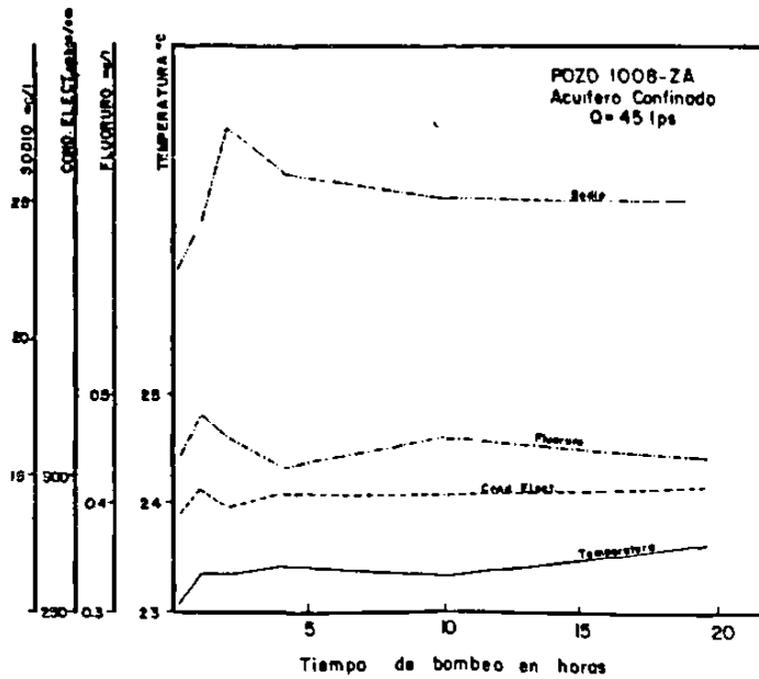


FIGURA II.5

CLAVE	pH	cond. elect.	temp. °C	F ⁻	Na ⁺	STD	(horas) Tiempo
1008-ZA	7.52	284	23.1	0.44	22.47	241.6	0.25
1008-ZA	7.58	295	23.3	0.48	24.29	239.2	1.00
1008-ZA	7.58	288	23.3	0.46	27.93	383.8	2.00
1008-ZA	7.58	294	23.4	0.43	26.11	279.6	4.00
1008-ZA	7.63	293	23.3	0.46	25.20	259.4	10.00
1008-ZA	7.78	297	23.7	0.44	25.20	255.6	19.50
PSLB-1	6.90	187	30.4	0.40	13.35	231.2	0.25
PSLB-1	6.92	191	31.2	0.44	15.01	217.2	1.00
PSLB-1	6.58	196	31.5	0.47	16.03	234.4	2.00
PSLB-1	6.58	200	31.8	0.46	17.05	253.6	4.00
PSLB-1	6.57	206	32.7	0.55	18.07	240.6	17.00
PSLB-1	6.63	210	32.9	0.54	18.07	218.1	24.00
PSLB-1	6.73	220	33.3	0.78	26.17	285.2	40.00
PSLB-1	--	265	33.5	0.88	31.58	254.8	60.00
PSLB-1	6.70	330	34.3	1.20	38.00	236.3	*
438-ZA	7.43	358	33.2	2.6	58.69	267.4	0.25
438-ZA	7.44	343	34.6	2.8	48.68	329.2	1.00
438-ZA	7.46	345	34.9	2.7	50.07	248.2	2.00
438-ZA	7.43	341	35.1	2.7	52.74	273.4	4.00

Cond.Elec. en μmos/cm. Los iones están en mg/l

* Regimen (químico) establecido.No se tomo el tiempo de bombeo

TABLA II.2

TEMPERATURA DEL AGUA SUBTERRANEA.- Una de las situaciones mas características de la zona de estudio es que a la temperatura del las aguas del acuífero profundo es muy variable, así como su distribución espacial. Desde los primeros estudios (1960) se menciona que las aguas del acuífero profundo son "termales" y se les asigna un origen lejano en el valle de VR, 50km al sur de SLP (Medina *op.cit.*).

Generalmente la temperatura de las aguas subterráneas oscila en rangos estrechos y es igual o algo superior a la temperatura media anual de la zona. Un caso especial son las aguas "termales" o sea con temperatura mayor a la media anual. Una buena clasificación basada en estos conceptos es la propuesta por Shoeller (1962):

Aguas Hipotermas o termales	$t > t_m + 4^{\circ}\text{C}$
Aguas ortotermas o normales	$t_m \leq t \leq t_m + 4^{\circ}\text{C}$
Aguas hipotermas o frías	$t < t_m$
t =temperatura del agua	t_m =temperatura media anual

En lo que respecta a la temperatura media anual en la cuenca de SLP se calculó un valor del orden de 17°C. La temperatura media para los meses de verano está reportada como de 20.5°C (Fac. Ing. UASLP *op.cit.*). La temperatura del agua del acuífero somero, medida a la descarga de la bomba, oscila entre 20.7-1°C, en mediciones realizadas en verano y en aprovechamientos alejados de las márgenes del valle. Durante un recorrido realizado a finales del otoño se detectaron valores de temperatura similares a los detectados en verano para los mismos aprovechamientos, pero norias sobre las laderas de las sierras adyacentes y en otras cercanas a cauces de arroyos se obtuvieron valores entre 13 y 15°C.

Para el acuífero profundo las temperaturas medidas a la descarga varían entre 23 y 40°C. En el mapa de la figura II.6 se muestra la distribución en planta con curvas de isovalores interpolados entre datos de 120 pozos profundos. En la figura II.7 aparece un histograma construido con los mismos datos y en donde se puede apreciar una distribución bimodal de temperaturas del agua de los pozos medida a la descarga.

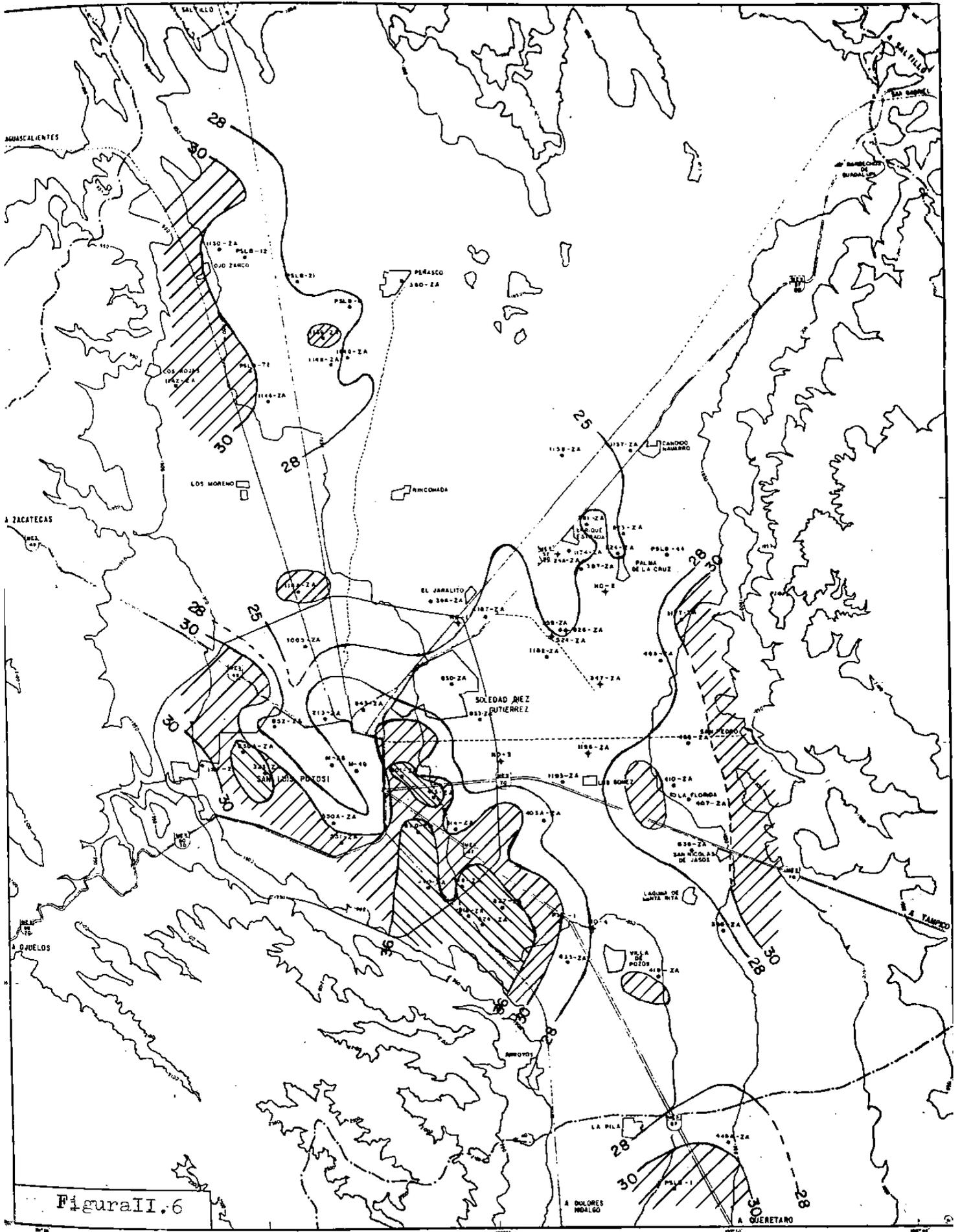


Figura II.6

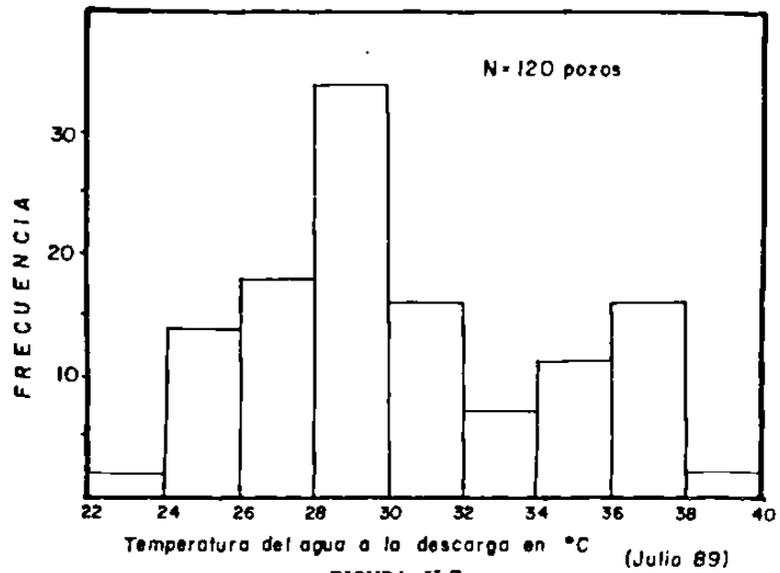
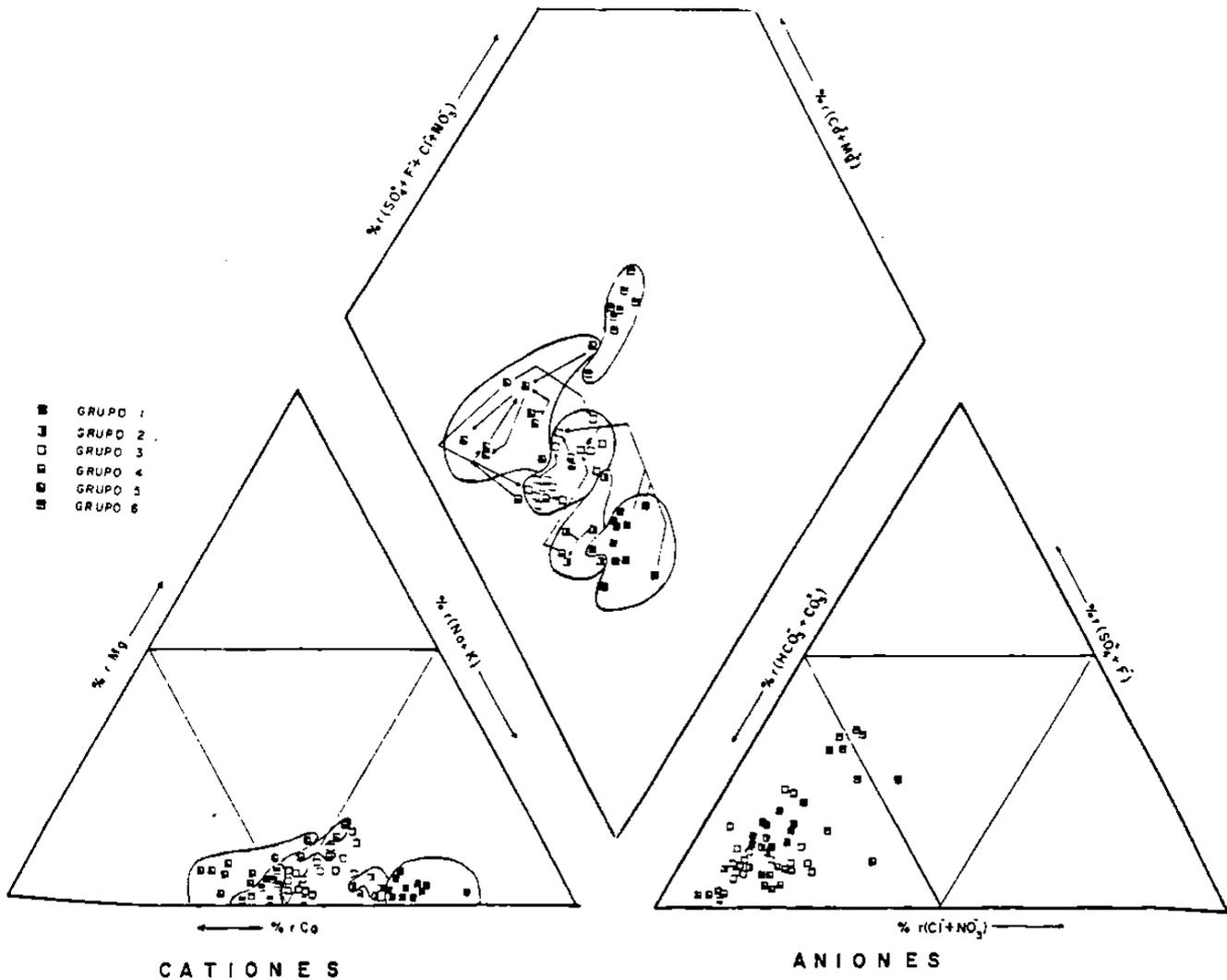


FIGURA II.7

III.DISCUSION

Colocando los 6 principales grupos de agua diferenciados para el acuífero profundo en diagramas triangulares de Piper (figura III.1), en los que se representan las especies mayores, es posible detectar en el campo de los cationes que las aguas de los grupos 2,3 y 6 pueden ser una mezcla teóricamente posible del agua del grupo 1 con la de los grupos 4 y 5. De acuerdo con las direcciones de flujo en el plano horizontal que prevalecen (IGF *op.cit.*) y que se indican con flechas en el diagrama romboidal, se descarta que el agua del grupo 6 (zona de Ojo Zarco-Peñasco) sea la mezcla supuesta puesto que realmente funciona como una cuenca hidrogeológica separada de la de SLP por un parteaguas posiblemente natural o acentuado por la explotación en los alrededores de la ciudad de SLP. En el triángulo de aniones no se aprecia una diferenciación clara entre los miembros extremos y las mezclas debido a que, como se comprobará más adelante, existe adición de materiales ajenos al acuífero profundo.



Utilizando elementos traza como el fluoruro y litio (Figura III.2), fué posible realizar una diferenciación más clara de los miembros extremos de las mezclas, pues efectivamente se comprueba que las aguas de los grupos 1, 4 y 5 son los miembros extremos (aguas originales) mientras que el agua de los grupos 2 y 3 son mezclas, la primera con mayor proporción de agua del grupo 1 y la segunda con un porcentaje menor.

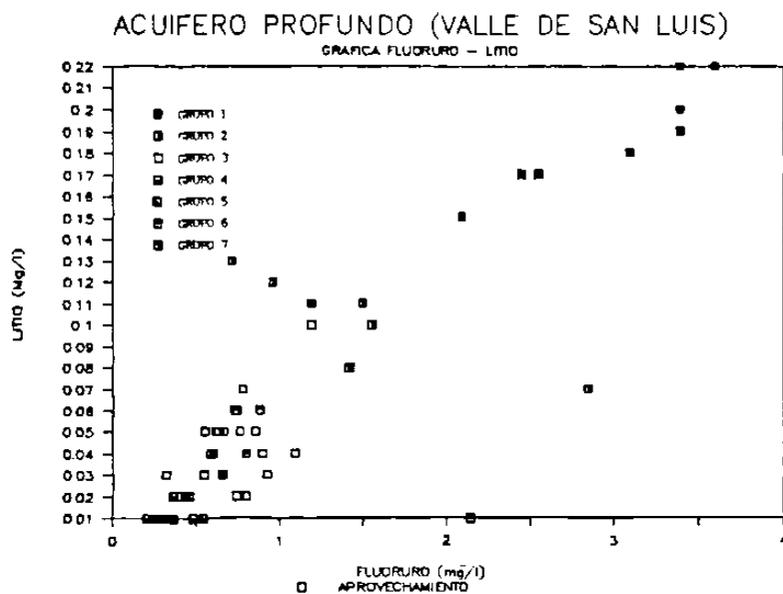


FIGURA III.2

En la figura III.3 aparece una gráfica de sólidos totales disueltos (STD) contra temperatura del agua medida a la descarga, y en donde las flechas indican la dirección del flujo subterráneo en el plano horizontal. Se aprecia una tendencia general de aumento de STD con el incremento de la temperatura para el agua del acuífero profundo con excepción de los grupos 6 y 7. También es claro que el agua del grupo 4 evoluciona en la dirección de flujo y constituye la del grupo 5 por lo que de esta manera, ahora podemos hablar de dos miembros extremos (grupos 1 y 4) y mezclas con diferentes proporciones de aguas originales con su componente "evolucionada" (grupos 2 y 3). También es claro que la temperatura de las aguas del grupo 1 ($\approx 37^{\circ}\text{C}$) es mayor que la de cualquier otro grupo, aunque esto no implica que también lo sea en STD como en realidad ocurre, lo que

es otro indicio que los materiales que atraviezan las aguas de los grupos 1 y 6 son distintos.

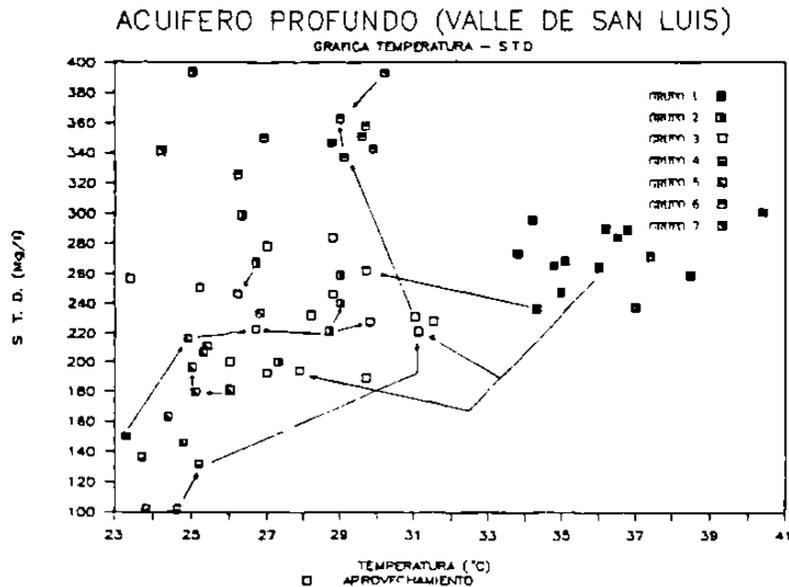


FIGURA III.3

Si se parte de la suposición de que todas las aguas subterráneas son principalmente de origen meteórico (lo cual de acuerdo con estudios isotópicos es generalmente aceptado), la temperatura y los STD dependen de la profundidad y distancia que viajó, tiempo de circulación, litología y tipo de permeabilidad de las rocas que atraviesa entre otros. Por lo tanto y de manera genral se concluye que las aguas más calientes y en ocasiones con mayor salinidad, en esté caso las del grupo 1, tienen una circulación más profunda. Sin embargo la temperatura máxima que alcanzaron a profundidad no necesariamente es la medida a la descarga.

TEMPERATURARA DE EQUILIBRIO A PROFUNDIDAD.- Una vez que el agua penetra en el terreno, intercambia calor con este y debido al elevado calor específico del agua (1cal/gr) frente a la del terreno seco (0.2cal/gr) se produce un efecto regulador de temperatura, lo que produce que variaciones en el calor solar recibido (efecto diurno o estacional) por el suelo sean amortiguadas por el agua tomando o cediendo calor. Este efecto es más notable cuanto más próxima esté

el agua a la superficie, o sea que existe una profundidad a la cual los efectos son casi nulos (zona neutral). La profundidad de la zona neutral depende de las características y tipo de la cubierta vegetal, naturaleza del suelo y profundidad al nivel freático entre otras.

El aporte medio de calor interno (flujo de calor geotérmico) es muy variable en terrenos continentales (del orden de 1.91×10^{-6} cal/cm².s, Chapman y Pollack, 1980). El origen del calor interno tiene varias fuentes entre las cuales la principal quizá sea la radiactividad natural de las rocas, aunque las reacciones físico-químicas asociadas a la formación de rocas cristalinas en condiciones de temperatura y presión elevadas también pueden contribuir al desprendimiento de calor, así como los esfuerzos mecánicos asociados al movimiento de placas tectónicas (Custodio y Llamas, *op.cit.*). El gradiente geotérmico tiene un valor medio de 33m/°C pero puede variar entre 20 y 40m/°C en muchos casos. Los valores mayores se observan en zonas con pequeño espesor de la corteza o en zonas de fractura con actividad volcánica reciente.

A medida de que el agua desciende se calienta (sea cual fuere el origen del calor) paulatinamente por efecto del gradiente geotérmico local, además de reaccionar con la roca encajonante. Dependiendo de condiciones muy variadas puede llegar a un punto dentro del sistema acuífero en donde alcanza la máxima temperatura y en determinadas condiciones alcanzar el equilibrio (para esa temperatura) en sus reacciones con los minerales de la roca encajonante.

Con el fin de determinar la máxima temperatura que se alcanza a profundidad, se realizaron cálculos con geotermómetros cuantitativos (Fournier, 1977), que requieren para su utilización análisis químicos de agua. Como en muchas otras técnicas la utilización de geotermómetros químicos requiere del cumplimiento o validez de ciertas suposiciones básicas, que son las siguientes (Fournier, White, Truesdall, 1974):

- 1) Ocurren a profundidad reacciones químicas dependientes de la temperatura
- 2) Todos los constituyentes involucrados en una reacción agua/roca

dependiente de la temperatura son suficientemente abundantes

- 3) Se establece un equilibrio agua-roca a profundidad y a la temperatura predominante
- 4) Se presenta un pequeño o nulo reequilibrio o cambio en la composición a menor temperatura a medida de que el agua fluye hacia la superficie
- 5) El agua caliente no se mezcla con agua subterránea más fría y somera

El que se alcance o no el equilibrio a profundidad depende de muchos factores entre los que están la cinética de la reacción estudiada, la temperatura máxima, la facilidad de la reacción en la roca encajonante, la concentración iónica del agua y el tiempo de residencia a la temperatura máxima (Fournier *op.cit.*).

Es muy conocido que la solubilidad de algunos minerales depende de la temperatura. En general la solubilidad de los silicatos más comunes se incrementa con la temperatura y la presión. A medida de que el agua se calienta, disuelve más y más silicatos, alcanzando un máximo en la parte más caliente (y generalmente más profunda) del sistema. Las constantes de equilibrio para reacciones de intercambio y alteración también son dependientes de la temperatura. En estas reacciones las relaciones entre los constituyentes varían con la temperatura de equilibrio.

Cuando el agua químicamente en equilibrio a profundidad inicia su recorrido hacia la superficie, el tiempo de viaje casi siempre es corto comparado con el tiempo de residencia en el acuífero, por lo tanto, aunque la temperatura del agua disminuye marcadamente la reacción química para equilibrarse a esa nueva temperatura es nula o casi nula y la composición del agua puede reflejar las condiciones a las que se encontró a profundidad o en el caso más extremo, la temperatura mínima a profundidad.

El enfriamiento del agua en su ascenso pueda deberse a varias causas. En nuestro caso y debido a que el agua no alcanza la temperatura de ebullición, el enfriamiento debe efectuarse adiabáticamente, por

conducción, por mezcla con agua somera más fría o por una combinación de estos procesos. El que alcance o no el reequilibrio químico mencionado durante el flujo a la superficie, depende del gasto (en manantiales), del patrón de ascenso, del(os) tipo(s) de roca(s) encajonante(s) atravesada(s) y de la temperatura inicial del ascenso, entre otros factores.

En donde las aguas se enfrían por mezcla puede ocurrir reequilibrio químico parcial o completo. Si se establece equilibrio químico después de la mezcla, la temperatura que rinda el geotermómetro indicará la temperatura del agua de mezcla, no de la componente de agua con mayor temperatura, que solo puede ser obtenida de una reacción de solubilidad (sílice) tomando en cuenta la mezcla ocurrida. En contraste, las temperaturas de la componente de alta temperatura obtenida con geotermómetros basados en reacciones de intercambio pueden ser afectados solo ligeramente. Esto es debido a que en la mayor parte de las ocasiones la componente fría está relativamente diluida (con respecto a los elementos que se toman en cuenta) y a que sus concentraciones relativas no cambian por reacciones después de la mezcla.

Existen varios modelos de mezcla como el que proponen Fournier y Truesdall (1974), que permite el cálculo de la temperatura y porcentaje de la componente de agua caliente basados en el contenido de sílice que debe estar controlado por la solubilidad del cuarzo, por lo que no pudieron aplicarse en este caso. Para evitar complicaciones en la interpretación se aplicaron los geotermómetros al grupo que por consideraciones previas se considera un miembro extremo, en este caso el grupo 1, y que en adelante se llama "componente termal".

Los dos principales tipos de reacciones dependientes de la temperatura que se utilizan como geotermómetros son la solubilidad (geotermómetro de sílice) y reacciones de intercambio iónico (geotermómetros Na/K y Na-K-Ca).

GEOTERMOMETRO DE SILICE.- A pesar de que es muy notable que la solubilidad de algunos minerales es función de la temperatura y presión, con excepción de la sílice, otros minerales no han sido muy utilizados como geotermómetros. La principal característica (y la más útil) es que la sílice disuelta no sufre del efecto de ión común, por la formación de complejos o por pérdida de componentes volátiles que hacen que las interpretaciones se tornen difíciles (Fournier *op.cit.*). Además la sílice es un componente esencial de muchas rocas, por lo que la suposición de que existe abundante material por disolver es totalmente válida. La solubilidad de todos los minerales de la sílice se incrementa en el rango de 10-300°C (Morey, Fournier y Rowe, 1962; Arnorsson, 1975), y en donde el cuarzo es el menos soluble opuestamente a la sílice amorfa (Figura III.4).

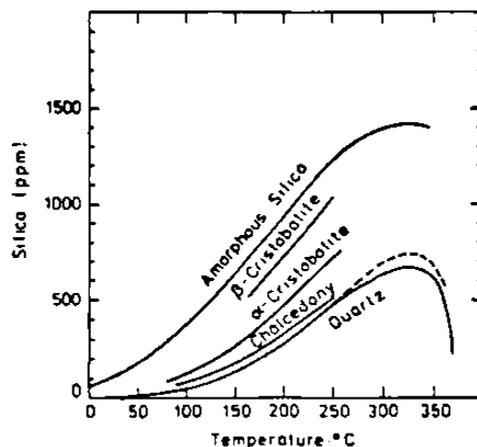
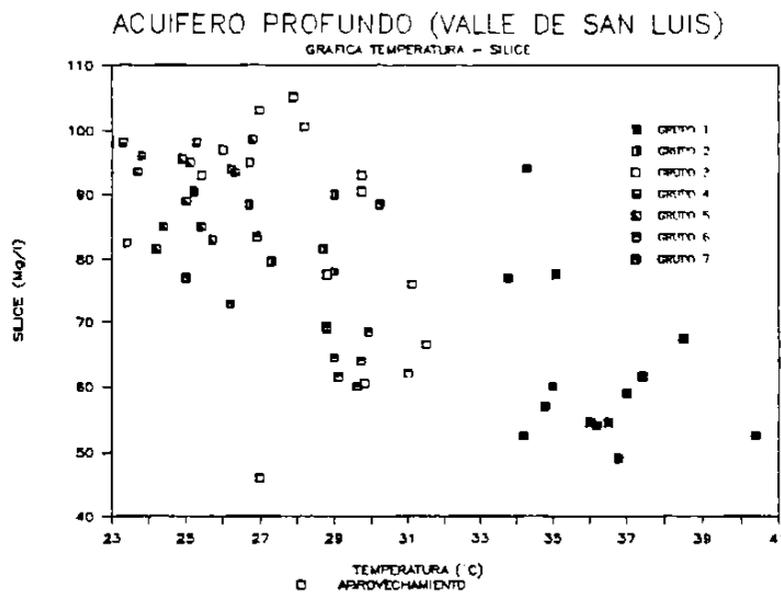


FIGURA III.4

Fournier y Rowe (1966) desarrollaron un geotermómetro de sílice basado en la solubilidad del cuarzo y que probablemente funciona con mejor aproximación para temperaturas de equilibrio entre 150-225°C. Fournier y Rowe (*op.cit.*), Fournier (1970), Fournier y Rowe (1962) y Arnorsson (1970) desarrollaron geotermómetros basados en la solubilidad de otros polimorfos de la sílice, tales como la calcedonia, cristobalita y sílice amorfa que funcionan para temperaturas de equilibrio menores.

En la figura III.5 están representadas la sílice total contra la temperatura del agua medida a la descarga. Es notorio que

alumbraamientos con menor temperatura poseen mayor concentración de sílice disuelta, lo cual sugiere que la solubilidad de la sílice disuelta en el agua subterránea en SLP está controlada por diferentes minerales. Fournier y Rowe (*op.cit.*) mencionan que está comprobado que en numerosas localidades de manantiales calientes la temperatura aumenta con la profundidad lo que favorece el cambio de la sílice amorfa en cristobalita, calcedonia y cuarzo, por lo que lo más probable es que para aguas con baja temperatura a la descarga (<30°C) la solubilidad de la sílice está controlada por la sílice amorfa y para aguas de mayor temperatura por la calcedonia o cuarzo.



Arnorsson (*op.cit.*) reporta en Islandia una situación similar en la que el agua fría (5-10°C) cercana a la superficie está sobresaturada con respecto a la calcedonia debido a la rápida disolución de sílice a partir de rocas volcánicas vitreas, aunque al igual que en SLP, no se alcanza la saturación con respecto a la sílice amorfa.

Por otro lado, para utilizar el contenido de sílice en agua y estimar la temperatura de equilibrio es necesario realizar una corrección a causa del vapor que se separa del agua a medida que avanza de la región de alta presión a profundidad a la zona de presión atmosférica

en superficie. En el caso de SLP no existen evidencias de que el agua alcance temperaturas altas a profundidad (>150°C), lo que implica que no llega a ebullición; por tanto se infiere que la cantidad de vapor separada del líquido es despreciable. Al respecto Arnorsson (*op.cit.*) menciona que cuando las temperaturas máximas no sobrepasan con mucho los 100°C la porción de vapor que se separa del líquido es menor al 10%. Las fórmulas aplicadas para la determinación de temperaturas de equilibrio son las siguientes (Fournier *op.cit.*, Henley *et al.*, 1984):

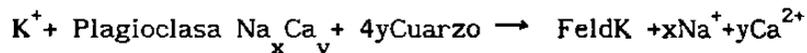
Cuarzo sin pérdida de vapor $t=(1309/(5.19-\text{Log}C))-273.15$

Calcedonia $t=(1032/(4.69-\text{Log}C))-273.15$

C=Concentración de SiO₂ en mg/l

GEOTERMOMETRO DE Na-K-Ca.- Las constantes de equilibrio para reacciones de intercambio o alteración son función de la temperatura. En estas reacciones las relaciones entre los constituyentes disueltos cambia cuando varía la temperatura de equilibrio. De acuerdo con las temperaturas y tipos de rocas que prevalecen en la zona, el geotermómetro que utiliza las relaciones entre el Na-K-Ca en aguas naturales (Fournier y Truesdall, 1973), es el que se considera rendirá mejores resultados.

Fournier y Truesdall (*op.cit.*) estudiaron la siguiente reacción:



Cuya constante de equilibrio es:

$$K_{eq} = (Na^{(1-2y)} Ca^y) / K$$

En sendas gráficas de Log((Ca^{0.5}/K) vs 10³/T, y Log ((Ca^{0.5}/Na) vs 10³/T (T= temperatura absoluta de equilibrio) observaron una relación lineal en un rango de temperaturas más amplio que para la gráfica de Log (Na/K) vs 10³/T (Fournier y Truesdall *op.cit.*) en la que a bajas temperaturas se aparta de una línea recta.

A partir de las relaciones anteriores llegaron a la fórmula (Henley *et al.*, *op.cit.*):

$$t^{\circ}C=(1647/(\text{Log } Na/K)+\beta \text{ Log } ((Ca^{0.5}/Na)+2.24))-273.15$$

Las concentraciones están en mg/kg y β es un coeficiente que depende de la temperatura de equilibrio, para $t < 100^\circ\text{C}$, $\beta = 4/3$; y para $t > 100^\circ\text{C}$, $\beta = 1/3$. El procedimiento que se utiliza es probando primero si con $\beta = 4/3$ se obtiene una temperatura menor a 100°C , en caso contrario se utiliza $\beta = 1/3$ para estimar la temperatura de equilibrio. A bajas temperaturas cuando la solubilidad de la calcita es relativamente alta, la presión parcial de CO_2 en solución puede afectar sensiblemente los resultados, pues se pueden poner en solución grandes cantidades de calcio a partir de ese mineral, con lo cual la temperatura que se obtiene sería menor a la real. Además, aunque las solubilidades de los silicatos de magnesio son bajas a altas temperaturas, afectan el geotermómetro y se debe de aplicar una corrección de tipo empírico. En el caso de SLP, esta corrección no fué necesaria debido a las bajas concentraciones de magnesio detectadas ($\approx 1.0\text{mg/l}$) en las aguas de mayor temperatura.

GEOTERMOMETRO Na/K.- Otra reacción de intercambio cuya constante de equilibrio es fuertemente dependiente de la temperatura, es la que involucra la separación del sodio y el potasio entre aluminosilicatos y la solución con la que se encuentran en contacto.

Ellis y Mahon (1977) mencionan que la relación Na/K se puede interpretar de acuerdo con la siguiente reacción de intercambio



Ellis (1970) y Fournier y Truesdall (*op.cit.*) encontraron una relación inversa de tipo empírico entre el Na/K disuelto y la temperatura, que rinde buenos resultados para aguas de pH cercano al neutral, bajas en calcio ($(\text{Ca}^{0.5}/\text{Na}) < 1$) y con una temperatura entre $180\text{--}350^\circ\text{C}$.

La relación molar entre Log Na/K y la temperatura del agua medida a la descarga aparece en la figura III.6 junto con la línea empírica de Ellis (*op.cit.*). Es claro que existe una relación lineal positiva que se considera representa la mezcla de aguas entre los miembros extremos previamente detectados (Edmunds *et al.*, 1984). La extrapolación de esta línea hasta interceptar la recta de Ellis

1020091193

sugiere una temperatura de equilibrio para el volúmen total de la mezcla de agua del orden de 50°C. Asimismo las aguas de la componente termal indican una temperatura de equilibrio del orden de 76°C.

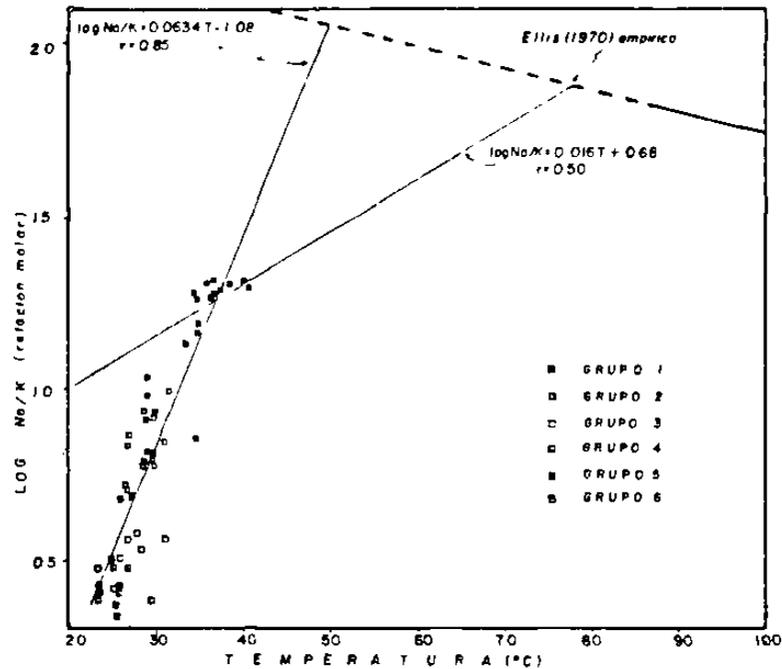


FIGURA III.6

En la tabla III.1 aparecen los valores de temperatura de equilibrio obtenidas con la componente termal y para cada geotermómetro aplicado. Se observa que el empírico de Na-K-Ca y sílice (calcedonia) rinden temperaturas similares con la obtenida en la figura III.6. De lo anterior se desprende que en el acuífero profundo la solubilidad de la sílice está controlada por la calcedonia, lo que es congruente con la temperatura de equilibrio detectada, pues de acuerdo con Arnosson (*op.cit.*) para temperaturas de equilibrio menores de 110°C, el contenido de sílice disuelta está controlado por la calcedonia. El hecho de que la temperatura obtenida con la relación Na/K sea similar a la de los geotermómetros Na-K-Ca y de sílice (calcedonia) a pesar de tratarse de temperaturas relativamente bajas, se estima es un indicio de que la reacción de intercambio entre el sodio y el potasio es dominante, aunque como se

verá más adelante no se lleva a cabo entre fases cristalizadas como lo indica la teoría.

TEMPERATURAS OBTENIDAS POR LOS DIFERENTES GEOTERMOMETROS

CLAVE	T cuarzo	T Na-K-Ca	T calcedonia
323-ZA	100.9	70.5	70.9
850A-ZA	110.5	79.4	81.3
551-ZA	104.1	72.3	74.4
624-ZA	104.1	83.8	74.4
919-ZA	116.4	65.6	87.6
918-ZA	105.4	73.9	75.8
PSLB-1	133.8	87.2	106.8
ZAR-1	108.1	67.6	78.6
910-ZA	105.9	66.9	76.3
901-ZA	105.9	64.8	76.3
PNC-1	123.1	55.6	95.0
940-ZA	123.5	73.0	95.4
415-ZA	111.7	64.1	82.6
627-ZA	109.7	70.4	80.4

TABLA III.1

Por otro lado, se conoce a la fecha el gradiente geotérmico local, menos aún el existente en los diferentes tipos de roca. Gradientes de temperatura medidos en Zacatecas y Chihuahua en rocas de similar composición y edad varían entre 31.47-3.65 y 39.32°C/Km (Smith *et al.*,1979), valores cercanos al gradiente geotérmico promedio. Con esos datos extremos y se supone que la temperatura del agua al ingresar al acuífero es de 17°C y alcanza 75°C en su recorrido hasta la zona de mayor profundidad, entonces se puede hablar de que el equilibrio químico para las reacciones estudiadas se alcanzó entre 1.5 y 1.9km de profundidad, lo que es congruente con el espesor total de la secuencia volcánica Terciaria.

Respecto al origen del calor es difícil con los datos que se cuenta establecerlo, y aunque no es necesario recurrir a la existencia de una anomalía positiva de flujo de calor no se descarta por completo esa posibilidad. De acuerdo con De la Cruz *et al.*(1980), en términos generales, las anomalías positivas de flujo de calor en escudos y

zonas continentales ahora estables, pueden atribuirse a variaciones en las concentraciones de radiogénicos en la corteza superior. Kaula (1968) y McDonald (1965) mencionan que el granito es la roca intrusiva que tiene el mayor contenido de elementos radiactivos (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K). Lachenbruch (1970), encontró que las rocas extrusivas representan solo una pequeña proporción de sus equivalentes plutónicos, y por lo tanto, quizá no sean muy representativas del contenido de uranio, thorio y potasio promedio de la corteza.

Pérez *et al.* (1979) encontraron 2.5ppm de U en una muestra de la Riolita San Miguelito que es aproximadamente la mitad de la concentración promedio para su equivalente intrusivo (granito=4.75ppm, De la Cruz *et al.*, *op.cit.*). En la tabla 2 del trabajo de Smith *et al.* (*op.cit.*) aparecen concentraciones de U generalmente mayores para rocas de similar composición y mencionan que el calor generado por desintegración de elementos radiactivos alcanza valores máximos cerca del margen oriental de la Sierra Madre Occidental, pero que este patrón también puede ser producto de variaciones en el espesor de la corteza. Como conclusión se puede suponer de manera preliminar que el subsuelo de SLP forme parte de un sistema geotermal asociado a una zona en la que el flujo de calor se deriva principalmente del decaimiento radioactivo de elementos con un gradiente geotérmico muy cercano al normal. Aunque el espesor de la corteza es menor que en otras zonas (Tristán *op.cit.*) no se tienen los datos suficientes para evaluar el flujo de calor derivado directamente del manto, pero debido a las temperaturas que se conocen se considera que no está muy alejado del normal.

ORIGEN DE LOS CONSTITUYENTES DISUELTOS

ELEMENTOS MAYORES EN EL AGUA SUBTERRANEA. - En la medida que circulan por el ciclo hidrológico, las aguas naturales cambian su composición al disolver y reaccionar químicamente con los sólidos, líquidos y gases con los que entra en contacto. La química del agua subterránea y superficial, generalmente es el resultado de la interacción entre el agua de precipitación y minerales de las rocas.

Como punto de partida se tiene la composición química del agua de precipitación. A la fecha no se cuenta con análisis químicos del agua que se precipita en la zona, pero se pueden realizar inferencias. Es muy probable que el HCO_3^- y el SO_4^{2-} sean los iones que se presenten en cantidades cercanas o mayores a mg/l , esperando un pH entre 4 y 5, debido a que el valle de SLP forma parte de un área continental e industrial.

Por el entorno hidrogeológico la alteración de las rocas ígneas existentes se considera que es el principal proceso en la evolución química del agua subterránea, y en el cual la naturaleza agresiva del agua causada por el CO_2 disuelto es clave. La presión parcial del CO_2 (PCO_2) en el agua subterránea generalmente es mayor que la PCO_2 en la atmósfera ($\approx 10^{-3.5}$ atm), Shoeller (1962).

Las magnitudes de las presiones parciales de CO_2 para las muestras se calcularon con las relaciones :

$$K_{\text{H}_2\text{CO}_3} = (\text{H}^+)(\text{HCO}_3^-)/(\text{H}_2\text{CO}_3)$$

$$K_{\text{CO}_2} = (\text{H}_2\text{CO}_3)/\text{PCO}_2$$

en donde K es la constante de equilibrio y los valores entre paréntesis son actividades.

Los valores calculados aparecen en la tabla II.1, y se encuentran dentro de los que Freeze y Cherry (*op.cit.*) consideran como típicos para aguas subterráneas (entre 10^{-3} y 10^{-1} bar) y tienen su origen en la disolución del CO_2 producido en la zona del suelo por la descomposición de materia orgánica y por respiración de las raíces de las plantas. El valor promedio de KPCO_2 para las aguas del grupo 1 (-1.86) es aproximadamente igual al que se calcula por medio de la relación empírica de Brooks *et al.* (1976), que relaciona la presión parcial del CO_2 en el agua subterránea de la zona de recarga :

$$\text{KPCO}_2 = -3.00 + 0.06T(^{\circ}\text{C})$$

si se considera que la temperatura del agua en la zona de recarga varía entre 17 y 20°C , corrobora que la fuente del CO_2 en el agua subterránea es la zona del suelo.

Es muy común tratar de explicar la química de un agua subterránea cargada con CO_2 que ataca una roca ígnea félsica, por la disolución de feldespatos, micas y otros silicatos. A partir de trabajos de campo y de consideraciones termodinámicas se sabe, por ejemplo, que los feldespatos se disuelven incongruentemente dejando como residuo un aluminosilicato con una relación Al/Si mayor que la original; los cationes y parte de la sílice pasan a la fase líquida además, el pH del agua y la concentración del HCO_3^- aumentan (el aluminio generalmente se considera inmóvil). Para facilitar la interpretación de los análisis químicos se utilizan preferentemente dos metodologías. Una que involucra una aproximación de balance de masa, esto es, el cálculo de las secuencias de reacciones que se pueden considerar con el fin de llegar a las concentraciones de los iones mayores observadas; y la otra que se vale de la utilización de diagramas de estabilidad de diferentes sistemas y determina cuales son los productos de alteración más probables o con los que el agua se encuentra en equilibrio.

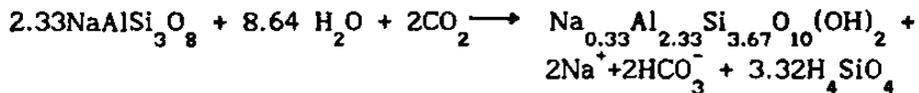
La ecuación de balance de masa en su forma más simple y para aguas superficiales es (Drever, 1982) :

$$\text{roca} + \text{entrada atmosférica} = \text{roca alterada} + \text{solución}$$

la entrada atmosférica consiste principalmente de agua, CO_2 , O_2 y varias especies disueltas. Utilizando este enfoque, es clásico el trabajo de Garrels y MacKenzie (1967) que basándose en Feth *et al.* (1964) y por medio de cálculos con reacciones de los minerales de alteración detectados en la roca (kaolinita, micas) con las concentraciones de iones disueltas en el agua subterránea reconstruyeron los minerales primarios, con lo que demostraron cuales fueron los minerales que se disolvieron y en que proporciones.

Freeze y Cherry (*op.cit.*) mencionan que basados en la termodinámica numerosos autores han encontrado que la mayoría de los datos de aguas provenientes de terrenos ígneos están en equilibrio con la kaolinita (en los diagramas de estabilidad como los de Tardy, 1971); un pequeño porcentaje en el campo de la montmorillonita y casi ninguno en los campos de la gibbsita o feldespato, lo que sugiere que la alteración de feldespato y mica a kaolinita es un proceso muy común.

Las aguas del grupo 1 (componente termal) se consideró que no es conveniente colocarlos en los diagramas de estabilidad disponibles pues están construidos para temperaturas de alrededor de 25°C lo cual no reflejaría las condiciones imperantes. Como una primera aproximación se utilizó una gráfica publicada por Garrels (1967) (Figura III.7), y en donde se aprecia que se encuentran en equilibrio termodinámico con la smectita (un tipo de montmorillonita). La alteración de plagioclasa (albita) a smectita producirá sodio, bicarbonato y sílice en relaciones molares 1:1:1.66 de acuerdo con la reacción (Drever *op.cit.*):



con un pequeño ajuste a la reacción cuando la plagioclasa no es albita. En ese caso la relación Na:Ca disuelto debe de ser muy similar a la del miembro intermedio de la plagioclasa en cuestión.

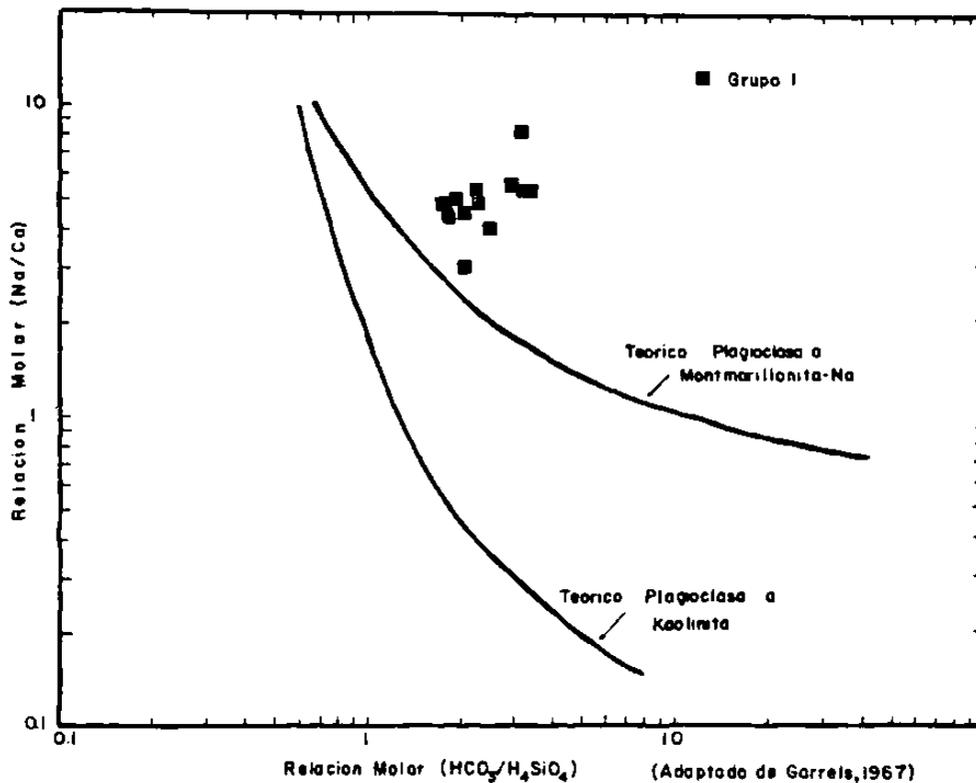


FIGURA III.7

En la tabla III.2 aparecen los valores promedio para la composición de las aguas de los diferentes grupos. En la tabla III.3 se muestran las composiciones molares de los miembros extremos (grupos 1 y 4). En el grupo 1 es evidente que la concentración molar de sílice es mucho menor que la que predice la reacción, relativamente con las concentraciones molares de los otros iones involucrados que si se encuentran aproximadamente en las proporciones relativas esperadas (sin tomar en cuenta la sílice) lo cual puede sugerir que: i)se está depositando sílice en el acuífero, ii)existen desviaciones en la cinética normal de la reacción y iii)que no sea propiamente un mineral el que se esté disolviendo, porque definitivamente en las rocas ígneas del área no existen otros minerales que pudieran ser la fuente adicional de sodio y bicarbonato.

	GRUPO 1		GRUPO 2		GRUPO 3		GRUPO 4		GRUPO 5		GRUPO 6		GRUPO 7		GRUPO 8	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
T °C	36.1	1.8	27.8	1.1	28.2	2.2	24.5	1.1	25.4	0.6	28.6	1.3	26.5	2.7	21.0	0.5
pH	7.16	0.3	7.34	0.5	7.10	0.5	6.60	0.0	7.20	0.3	7.30	0.1	6.73	0.5	6.20	0.2
Ω	396	50	312	48	337	151	140	25	238	38	445	37	447	52	833	392
HCO ₃	155	14	152	24	134	18	73	14	115	16	150	8	223	9.6	218	93
Cl	13.5	2.2	12.3	2.7	12.1	5.2	5.3	1.9	13.2	7.6	33.3	6.3	18.7	8.0	83.9	60
SO ₄	18.8	5.3	16.7	11	13.8	8.5	3.2	1.8	6.1	3.7	55.9	18	14.5	7.3	95.2	64
F	3.1	0.5	1.6	0.7	0.8	0.4	0.3	0.0	0.4	0.1	0.7	0.1	0.7	0.1	0.4	0.1
Na	54.7	4.1	41.4	6.6	28.8	5.9	11.9	1.9	16.0	4.3	39.0	3.3	43.3	5.8	49.9	27
K	5.1	0.6	8.6	2.1	10.9	3.8	8.8	1.1	10.5	0.9	10.7	1.7	14.0	2.0	23.9	5.9
Ca	19.2	2.6	21.2	4.6	24.4	4.8	10.4	2.7	27.1	4.9	44.3	5.4	46.4	1.1	87.6	49
Mg	1.2	0.6	1.4	0.4	2.2	1.2	1.7	0.6	2.1	0.8	1.6	0.4	3.7	0.8	13.0	7.5
SiO ₂	66.3	8.9	79.6	16	85.2	15	95.8	2.0	90.4	5.4	66.8	4.8	82.3	4.7	69.4	6.4

Ω=Cond. eléctrica en µmhos/cm

x=Media Aritmetica σ=Desviación Standar

Las concentraciones están en miligramos por litro.

TABLA III.2

Concentración Molar
x 10⁻⁴

	GRUPO 1	GRUPO 4
HCO ₃	25.0	12.0
SO ₄	1.9	0.3
Cl	3.8	1.5
F	1.6	0.2
SiO ₂	11.0	16.0
Na	23.8	5.2
K	1.3	2.2
Ca	4.8	2.6
Mg	0.5	0.7

TABLA III.3

Las rocas ígneas del área son predominantemente vítreas (80% matriz vítrea y 20% fenocristales en promedio) por lo que probablemente el enfoque clásico de disolución incongruente de minerales en este caso no sea aplicable, pues el balance de masa no concuerda.

Es bien conocido que el vidrio volcánico es metaestable y tiende a cristalizar (desvitrificarse). Alta temperatura y soluciones son los agentes más efectivos que facilitan la desvitrificación del vidrio (Barker, 1983), lo que aparentemente sucede en dos etapas; primero el vidrio (obsidiana) se hidrata (perlita) por introducción de agua (probablemente como H^+ y OH^-) y luego otros iones, particularmente el sodio y el potasio facilitan el crecimiento de los cristales (Lofgren, 1970). Los productos de desvitrificación de un vidrio específico dependen parcialmente de su composición normativa, por lo que en el caso de las rocas del área se pueden esperar como productos un mineral de sílice y un feldespato, aunque también pueden ocurrir fases hidratadas (zeolitas, arcillas o cloritas, por ejemplo) que no tienen contrapartes normativas (Barker *op.cit.*). Las principales estructuras de desvitrificación son la esferolítica (muy común en la Riolita San Miguelito) y la axiolítica que toman como sitio para el inicio de la nucleación un cristal o una fractura respectivamente.

Lipman (1965) demostró que muchas rocas ígneas compuestas de grandes cantidades de vidrio hidratado (perlita), contienen cantidades menores de sodio y sílice que el vidrio sin hidratar (obsidiana) en las mismas unidades, y atribuye estos cambios a lixiviación del vidrio e intercambio iónico con el agua subterránea. Noble (1967) encontró que la relación Na/K es menor en las perlitas que en las obsidias asociadas. En general, las perlitas mostraron una disminución en el contenido de Na_2O (-0.4% en peso) y un aumento en el contenido de K_2O (+0.3% en peso) con lo que concluye que primeramente la alteración de la perlita por agua subterránea consiste de una pérdida de sodio y ganancia de potasio y que con subsiguiente alteración se removerá más sodio junto con el potasio; además el hierro se oxida aunque el hierro total permanece constante; lixivándose además algo de sílice.

Lipman *et al.* (1969) analizaron obsidianas, perlitas y felsitas (riolitas desvitrificadas durante el proceso de enfriamiento) provenientes de una provincia de riolitas calcoalkalinas, encontrando que el contenido de álkalis es muy similar entre la obsidiana y la felsita asociada, unicamente disminuyeron notablemente el cloruro y el fluoruro en la última. Aunque esta diferencia fué nula entre la obsidiana y la perlita, lo que sugiere que los halógenos se perdieron en las felsitas durante el proceso de desvitrificación mas que por alteración secundaria.

Lofgren (*op.cit.*) estudió experimentalmente la velocidad de desvitrificación en vidrios riolíticos y demostró que aumenta entre uno y cinco órdenes de magnitud cuando se lleva a cabo en presencia de soluciones con compuestos de sodio y potasio que cuando solo es con agua pura, pues el rompimiento del enlace Si-O por los OH⁻ permite una más rápida reorganización de los tetraedros de SiO₄ ahora libres, en los cristales de cuarzo y feldespato cuando existen álkalis en exceso. Además el análisis de vidrio desvitrificado muestra incremento en favor del metal alcalino en solución.

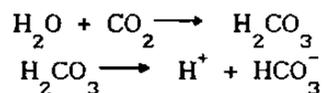
Zielinski *et al.* (1977) estudiaron las abundancias de elementos menores en obsidianas, perlitas y felsitas de provincias de riolitas calcoalkalinas de diferentes edades, encontrando que las perlitas tienen menor concentración de litio, mayor de Sr y Ba y variable de fluor, relativo a la obsidiana, sugiriendo un intercambio del tipo $H^+, K^+, Ba^{+2}, Sr^{+2} \rightarrow Na^+, Li^+$; controlado por procesos de baja temperatura con el agua subterránea. Las felsitas tienen menor concentración de Li, Cs, U, Mo y F; y mayor Sr, Ba y Eu relativa a la obsidiana, debido a una combinación de procesos de alta temperatura (cristalización fraccionada y escape de volátiles) y de baja temperatura (intercambio iónico, solución diferencial y absorción de fases secundarias).

En lo referente al fluor mencionan que su concentración no se correlaciona con la edad de las rocas por lo que es obvio que gran parte se pierde durante o inmediatamente después de la cristalización, lo cual es congruente con lo que encontraron Ruiz *et*

al.(1980) en lo referente a la edad del yacimiento de fluorita de las Cuevas (adyacente a la zona de estudio) pues la edad del mismo coincide prácticamente con la edad de las rocas volcánicas asociadas. En contraste, la concentración de uranio y molibdeno en las felsitas, es menor conforme se incrementa la edad de las rocas.

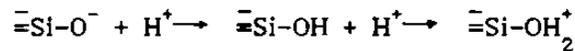
Para terminar apuntan que el litio es especialmente móvil, mostrando en las felsitas menores proporciones que en las obsidias sin importar la edad. Zielinski (1983) encontró que el uranio en rocas volcánicas silíceas de composición riolítica se encuentra en mayor proporción en la matriz vítrea de la roca de donde puede escapar por interacción con el agua subterránea, pues en condiciones experimentales el uranio es removido por un mecanismo de disolución del arreglo vítreo, ya que el U y el Si son disueltos en proporciones similares, además de que el proceso es muy dependiente de la temperatura.

Analizada la información del agua a la luz de las consideraciones anteriores, se puede pensar en una evolución química, para las aguas del grupo 1, de la siguiente manera: El agua de lluvia disuelve CO_2 del suelo y al infiltrarse por las fracturas reacciona con la matriz vítrea disolviendo sílice, sodio, potasio, calcio (elementos mayores de la roca); cloro, sulfuros (elementos menores de la roca) de la matriz vítrea principalmente. El bicarbonato se origina durante la reacción:



de tal manera que los iones H^+ se consumen en el intercambio con cationes en la matriz vítrea. Como el vidrio volcánico es un arreglo tridimensional aleatorio de tetraedros de SiO_4 unidos por enlaces del tipo Si-O-Si durante la hidratación de la matriz vítrea el OH^- proveniente de la disociación del agua reacciona destruyendo enlaces para formar grupos Si-OH , que posteriormente por solvatación formarán grupos Si(OH)_4 que es la especie de la sílice para un pH entre 6 y 9. En esta primera etapa la sílice disuelta esta controlada por la solubilidad de la sílice amorfa. Las concentraciones de sodio y potasio lixiviadas son normalmente mayor

para el último. Conforme el agua alcanza mayores profundidades, el pH y la temperatura aumentan y comienza en intercambio catiónico de potasio por sodio de la roca. Un pH ácido dificulta el intercambio catiónico y facilita el intercambio aniónico debido a que las superficies del vidrio estarán cargadas positivamente (Drever *op.cit.*); lo que se debe a la condición inicial, pues la superficie de óxidos y silicatos son iones de oxígeno con una valencia negativa libre que reaccionará con el agua. Las especies predominantes se determinan por la concentración de iones hidrógeno de acuerdo con la siguiente reacción (Lloyd y Heathcote, 1985):



esto es, la carga resultante en la superficie es dependiente del pH.

A profundidad el polimorfo de la sílice que controla la solubilidad es la calcedonia por lo que es muy posible que algo de la sílice en solución pase a formar parte de los minerales de alteración junto con el potasio. De acuerdo con la gráfica de la figura III.7 el agua de este grupo, está en equilibrio con la smectita y es posible que también exista algo de clorita, lo que explicaría las bajas concentraciones de magnesio detectadas en el agua, pues sería "fijado" por este mineral para que pasara a formar parte de su estructura cristalina, además experimentos de interacción agua/roca a alta temperatura soportan este hecho (Ellis y Mahon, 1963). Podría pensarse que la sílice y el potasio que pasan de la solución a la roca forman minerales como calcedonia y feldespato potásico como productos de desvitrificación, pero las temperaturas máximas que prevalecen de acuerdo con los geotermómetros aplicados no lo permiten. Si existe una porción de agua que alcance mayores profundidades y por consiguiente mayor temperatura, pudiera darse este caso.

Una evolución química como la descrita anteriormente no es rara, y ha sido reportada en algunos campos geotérmicos con roca encajonante similar y para la profundidad en que predominan temperaturas del orden de 100–200°C. Por ejemplo en el sistema Wairakei en Nueva Zelanda, Steiner (1968), y Clayton y Steiner (1975) citados por Ellis y Mahon (1977) encontraron en rocas volcánicas félsicas y

predominantemente vítreas, un patrón químico general en el que el potasio y la sílice se añaden a la roca alterada, mientras que el calcio y el sodio son removidos. Entre los minerales de alteración para temperaturas entre 100-200°C encontraron illita, Ca-montmorillonita (smectita) y clorita en tobas riolíticas, formadas principalmente por alteración de la matriz vítrea. Las plagioclasas se comenzaron a alterar a temperaturas mayores a 220°C. Browne y Ellis (1970) en Broadlands, Nueva Zelanda encontraron una secuencia de alteración similar a la de Wairakei, cuando menos para temperaturas entre 150-200°C, estudiando núcleos de pozos. También con núcleos de pozos en Yellowstone Park, Fenner (1936) encontró pérdida de potasio para formar feldespatos en las rocas, aunque aquí las temperaturas predominantes son mayores que en los otros casos.

La relación molar Na:Ca del agua es similar a la relación Na:Ca de las plagioclasas de la roca (oligoclasa) por lo que es de esperar que en la matriz vítrea proporciones equivalentes (?), de donde el calcio puede pasar a la solución por disolución o intercambio.

De acuerdo con los experimentos de interacción agua/roca a alta temperatura de Ellis y Mahon (*op.cit.*) se encontró que el cloruro es fácilmente extraído de las rocas ígneas, lo que sugiere que no se encuentra dentro de la estructura de los silicatos, sino en la superficie de la roca, aunque en rocas masivas vítreas fueron las que en proporción liberaron menos cloruro, lo cual explica las bajas concentraciones detectadas ($\approx 13\text{mg/l}$).

En cuanto al sulfato, se tiene que especular un poco acerca de su origen, pues aquí no es válida la suposición de que proviene de la disolución del yeso como generalmente se establece. El contenido de azufre en las rocas ígneas de este tipo generalmente está entre 100-500ppm y se encuentra en forma de sulfuros. En contacto con agua que contiene oxígeno disuelto ningún sulfuro se reducirá, sino que se oxidará cuando menos parcialmente, lo que conduce a la formación de sulfatos (Ellis y Mahon *op.cit.*). Altas concentraciones de sulfatos detectadas en algunas zonas del acuífero somero debido a contaminación por los jales de una empresa minera, pueden ser otra

fuerza potencial de este ión para el acuífero profundo.

El agua del grupo 4 (componente de agua fría) se caracteriza por ser agua de baja concentración de STD (<150mg/l) con un contenido de sílice cercano al límite de solubilidad de la sílice amorfa a 25°C (≈ 115mg/l de SiO₂). En los diagramas de estabilidad de las figuras III.8 y III.9 se muestra como aguas de los grupos 3, 4 y 5 caen exclusivamente en el campo de la montmorillonita (en el diagrama sin modificar) lo que implica ciertas condiciones especiales. La distribución se comparará con un patrón conocido (Helgeson et al.,1969). La flecha 1-2 sigue la distribución de la composición de las aguas subterráneas provenientes de acuíferos en las montañas de la Sierra Nevada USA, y reflejan la reacción de albita a kaolinita en un ambiente de gran lixiviación e indican la evolución del agua subterránea en la dirección de flujo, por lo que reacciones de este tipo no pueden ocurrir en esta ocasión pues nos indicarían aguas de mayor recorrido que el que propone el esquema de funcionamiento del sistema acuífero de SLP.

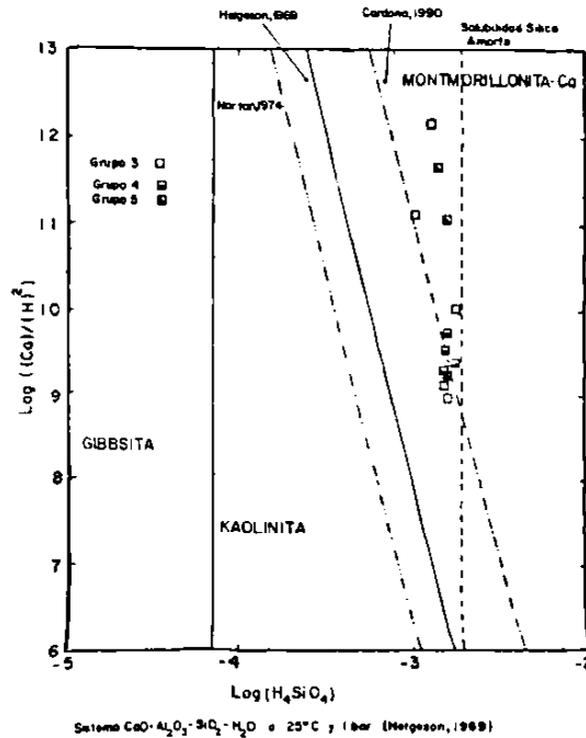


FIGURA III.8

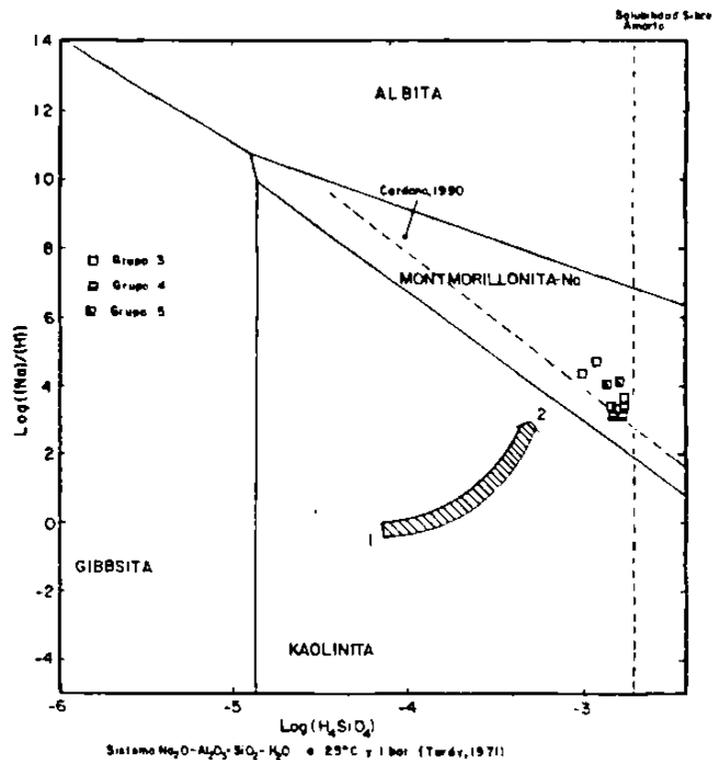
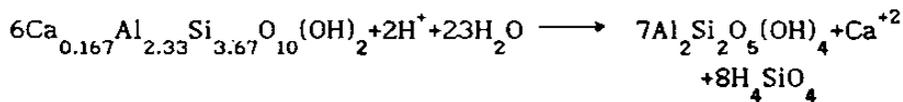


FIGURA III.9

De acuerdo con la evolución de las aguas del grupo 1, los probables productos de alteración de la matriz vítrea de las rocas volcánicas son arcillas (illita, montmorillonita y clorita) que por procesos de erosión son arrastradas hacia las partes bajas en donde pasan a formar parte del relleno de la fosa tectónica, junto con otros productos de intemperismo.

En un medio ácido la montmorillonita rica en calcio puede disolverse incongruentemente de acuerdo con la siguiente reacción (Stumm y Morgan, 1981):



cuya constante de equilibrio es:

$$K_{eq} = \frac{[\text{Ca}^{+2}][\text{H}_4\text{SiO}_4^8]}{[\text{H}^+]^2}$$

lo que sugiere que agua subsaturada con respecto a la montmorillonita pero saturada con respecto a la kaolinita tendrá un

cociente menor que K_{eq} y las aguas saturadas con respecto a las dos fases tendrán en valor constante para el cociente.

De acuerdo con la metodología de Garrels y MacKenzie (*op.cit.*) el valor que proponen para $\text{Log } K_{eq} = -16.62$ y Norton (1974) encontró en un río de Puerto Rico $\text{Log } K_{eq} = -18.4 \pm 0.8$; a lo que Drever (*op.cit.*) aclara que no es ilógico que exista una diferencia en los valores detectados pues las montmorillonitas (smectitas) varían ampliamente de composición. Garrels (*op.cit.*) colocó en la gráfica de la figura III.10, que fué adaptada de su trabajo, un gran número de datos de aguas provenientes de diferentes litologías y obtuvo una tendencia más clara que las anteriores, con la hipótesis de que el límite kaolinita-smectita forma un tope en la composición de las aguas. En la gráfica se aprecia una tendencia horizontal para $\text{Log } K_{eq} = -12.9$ donde predominan aguas provenientes de rocas extrusivas. De acuerdo con lo anterior se obtuvo que para las aguas del grupo 4 se presentan valores mas o menos constantes con una media aritmética de $\text{Log } K_{eq} = -12.93$ por lo que se puede esperar que existe equilibrio entre las aguas y la montmorillonita rica en calcio y la kaolinita, proponiendo como límite en el diagrama de estabilidad, el que aparece indicado en la figura correspondiente.

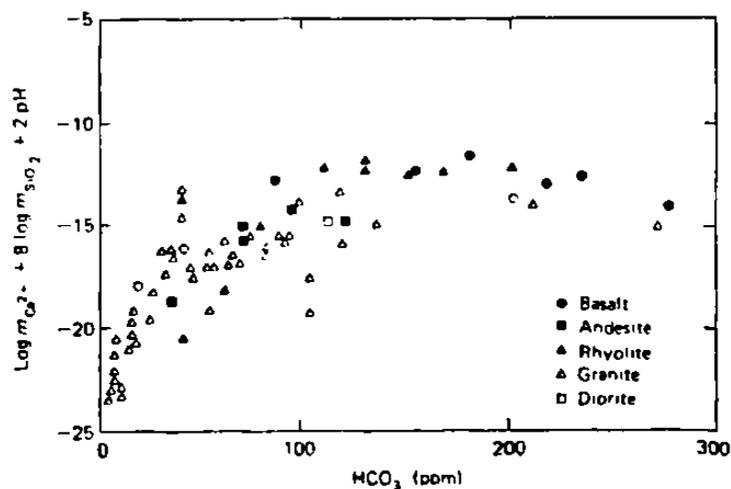
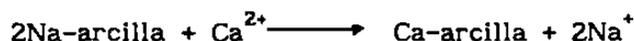


FIGURA III.10 (TOMADA DE GARRELS,1967)

A continuación se intenta demostrar el origen del sodio en solución a partir de intercambio catiónico con el calcio de acuerdo con la siguiente reacción:



que rinde:

$$\left(\frac{[\text{Ca}^{+2}]}{[\text{Na}^+]^2}\right)_{\text{agua}} = K \left(\frac{[\text{Ca}^{+2}]}{[\text{Na}^+]^2}\right)_{\text{arcilla}}$$

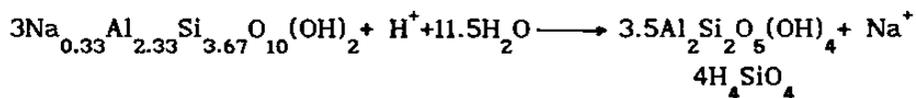
de donde:

$$\text{Log} \left(\frac{[\text{Ca}^{+2}]}{[\text{H}^+]^2}\right) = \text{Log } C + 2\text{Log} \left(\frac{[\text{Na}^+]}{[\text{H}^+]}\right)$$

que colocados de manera conveniente en una gráfica nos rinde una gráfica de pendiente 2, Drever (*op.cit.*).

En la figura III.11 aparece la gráfica resultante que indica que es muy probable que exista intercambio iónico en equilibrio entre el agua subterránea y la porción arcillosa del acuífero, pues la pendiente de la recta obtenida es muy cercana a teórica ($m=1.984$), con un coeficiente de correlación alto ($r=0.96$). El problema es que anteriormente quedó claro que el principal producto de alteración muy probablemente sea montmorillonita rica en calcio, entonces como puede ocurrir la pérdida de calcio y ganancia de sodio en la solución?. Wallick (1981) afrontando un problema similar propone que como el cociente iónico entre los iones en solución con los iones del complejo de intercambio (arcillas) es muy pequeño, entonces puede ocurrir considerable intercambio sin que exista una alteración notable en la composición de la arcilla, además de que el ión sodio es más móvil (geoquímicamente hablando) que el ión calcio, lo que favorece el paso del primero a la fase líquida.

Analizando la reacción de montmorillonita rica en sodio disolviéndose incongruentemente en kaolinita se tiene (Stumm y Morgan *op.cit.*):



de donde:

$$K_1 = \frac{[\text{Na}^+][\text{H}_4\text{SiO}_4]^4}{[\text{H}^+]}$$

El valor promedio de Log K₁ para las aguas del grupo 4 resultó ser de -8.06 con lo que el límite kaolinita-montmorillonita rica en sodio en el diagrama de estabilidad de la figura III.9 se desplaza en este caso a la posición indicada.

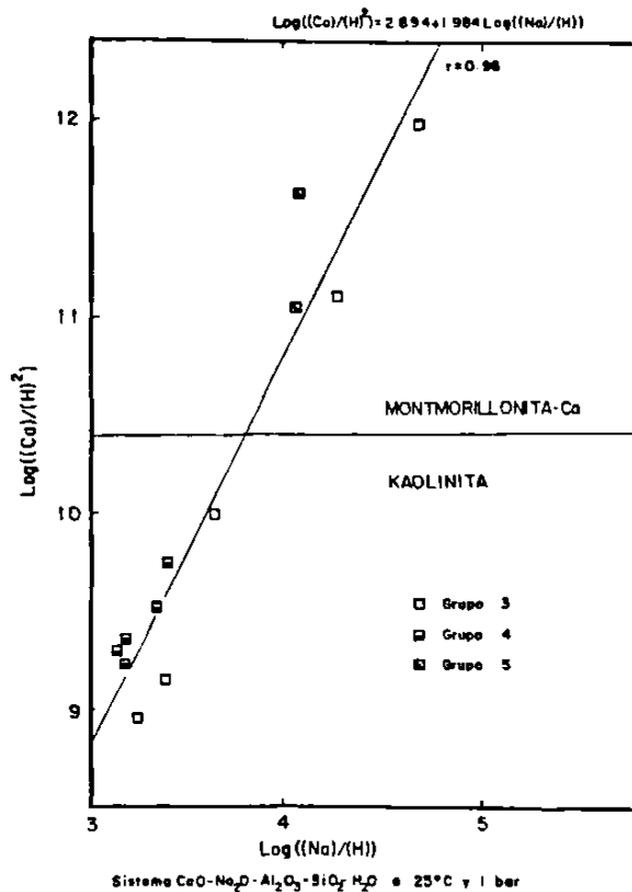
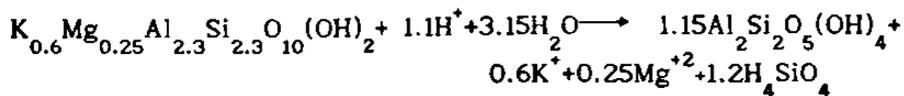


FIGURA III.11

La disolución de illita en kaolinita se da por la siguiente reacción Wallick (*op.cit*):



de donde se explican las concentraciones potasio y magnesio detectadas.

Resumiendo, se puede decir como primera opción, que la sílice disuelta en el agua proviene de la disolución incongruente de montmorillonita e illita en kaolinita. Se estima que la sílice disuelta en el agua del grupo 4 a partir de disolución de vidrio

volcánico y/o cuarzo no es posible, pues el primero se altera fácilmente durante el proceso de intemperismo de la roca *in situ* y el segundo es muy estable en las condiciones imperantes. Como el calcio de la disolución de la montmorillonita rica en el mismo elemento se intercambia por sodio, la sílice aumenta rápidamente para mantener el valor de la constante de solubilidad hasta que sumada con la que se origina con la de la disolución de la illita casi alcanza su límite de solubilidad con respecto a la sílice amorfa, situaciones que prevalecen hasta que se llega al equilibrio entre la montmorillonita-illita-kaolinita. En este proceso también ocurre una pequeña aportación de calcio por disolución de calcita que se encuentra en el acuífero en forma de clastos derivados de las rocas calcareas de la Sierra de San Pedro. El sulfato y el cloruro podemos suponer que en parte provienen de la entrada atmosférica y de la disolución de minerales que contengan estos iones, aunque debido a las concentraciones se estima que este último proceso es de mínima relevancia. El balance de masa propuesto (tabla III.4) tiene una pequeña deficiencia, pues existe un faltante de magnesio y un excedente de bicarbonato que probablemente se deba a la formación de algún tipo de clorita a partir de kaolinita.

BALANCE DE MASA PROPUESTO

ORIGINAL	Na ⁺	Ca ⁺²	K ⁺	Mg ⁺²	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
Intercambio Iónico	5.2	2.6	2.2	0.71	11.8	16.0
2.6 Ca-Arcilla + 5.2 Na ⁺ → 2 Na-Arcilla + 2.6 Ca ⁺²	0.0	2.6	2.2	0.71	11.8	16.0
Kaolinita-Montmorillonita Ca						
10.15 Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 1.45 Ca ⁺² + 11.6 H ₄ SiO ₄ +						
2.9 HCO ₃ ⁻ → 8.7 Ca _{0.17} Al _{2.3} Si _{3.7} O ₁₀ (OH) ₄ +	0.0	1.15	2.2	0.71	8.9	4.4
2.9 CO ₂ + 33.35 H ₂ O						
Kaolinita-Illita						
4.22 Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 2.2 K ⁺ + 0.9 Mg ⁺² + 4 HCO ₃ ⁻						
+ 4.4 H ₄ SiO ₄ → 3.7 K _{0.6} Mg _{0.5} Al _{2.3} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂ +	0.0	1.15	0.0	-0.19	4.9	0.0
4 CO ₂ + 11.55 H ₂ O						
Precipitación de calcita						
1.15 Ca ⁺² + 2.3 HCO ₃ ⁻ → 1.15 CaCO ₃ + 1.15 CO ₂ +	0.0	0.00	0.0	-0.19	2.6	0.0
11.5 H ₂ O						

TABLA III.4

ELEMENTOS MENORES DISUELTOS EN EL AGUA.- El origen de algunos elementos traza en las aguas naturales siempre ha sido controversial, pues si se trata de aguas con temperatura elevada, generalmente alcanzan grandes concentraciones y cuando se trata de acuíferos con temperaturas "normales" es común asignarles un origen externo (contaminación). La presencia de litio, rubidio, cesio, boro, fluoruro, arsénico y dióxido de carbono en aguas de alta temperatura fué considerado durante mucho tiempo como evidencia de la presencia de agua de origen magmático; sin embargo, experimentos de Ellis y Mahon (*op.cit.*) y Ellis (1967) probaron que es posible obtener concentraciones similares a las detectadas en los campos geotérmicos haciendo reaccionar las rocas encajonantes del yacimiento con soluciones de agua caliente, por lo que tomando este hecho en consideración es necesario hacer un repaso acerca de los elementos menores o traza que se pueden esperar en las rocas volcánicas de la zona.

De acuerdo con la génesis de los magmas que originaron las rocas del área se esperan abundancias relativas de elementos como el B, Li, F, Be, Sn, Pb, Zn, U, etc..., con respecto a elementos como el Cr, Cu, Co, Ni, etc..., que no son litófilos.

Estos elementos pueden encontrarse en varias partes de la roca. Algunos como el Li, F, Pb, Zn, pueden substituir elementos mayores de la roca con radio iónico y carga similares, entrando a la estructura cristalina de algún mineral en una masa fundida de silicatos. Otros elementos como el Ba, U, Th, debido a su gran radio iónico no pueden substituir elementos mayores en las fases cristalinas y tienden a permanecer en la fase acuosa o a formar sus propios minerales (zircón, uraninita), si las condiciones y concentración lo permiten. Otro factor importante que afecta la disposición de los elementos traza en la roca es la rapidez de enfriamiento de la masa fundida, pues si es rápida, no tienen tiempo de entrar a reemplazar otros elementos en las fases cristalinas por lo que quedan atrapados en la fase vítrea (Lipman *et al.*, 1979; Turley *et al.*, 1979). Este último factor es el que de acuerdo con observaciones de campo se considera el más relevante para el caso particular aquí tratado.

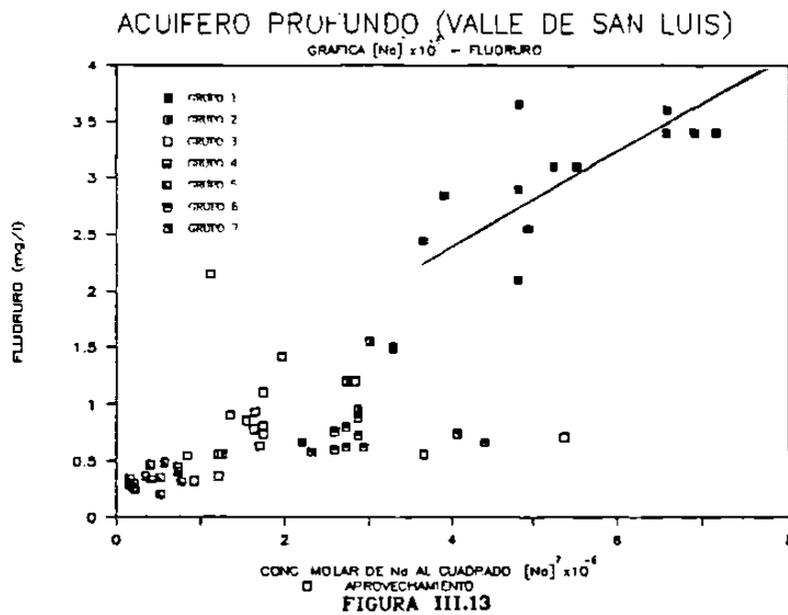
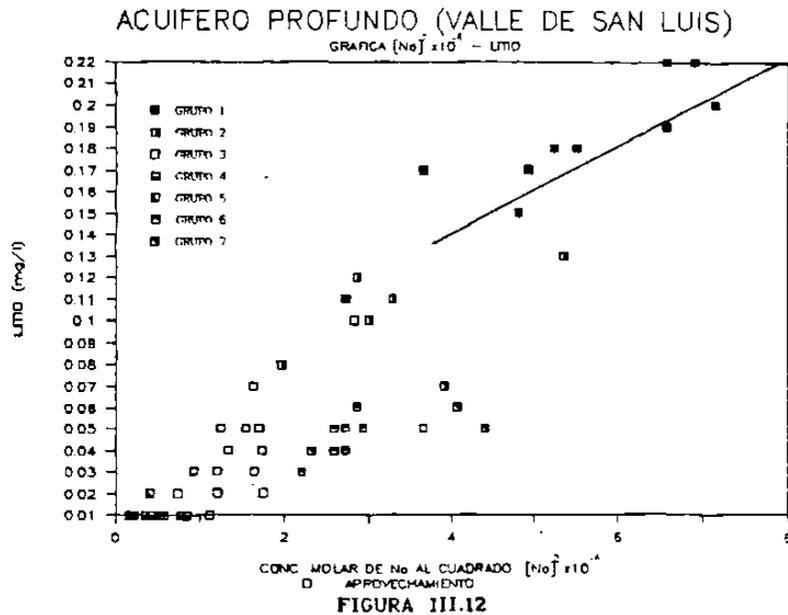
De acuerdo con el modelo de adquisición de elementos mayores se explicarán las concentraciones de elementos traza detectados en el agua subterránea. En la tabla II.1 se aprecia que el litio, fluoruro, boro, zinc y fierro se presentan en concentraciones variables y mayores al mínimo de detección del aparato utilizado. El Pb, Cr, Cu generalmente están por abajo del mínimo de detección, situación lógica para los dos últimos elementos, si se considera que no existe una fuente externa al acuífero que pudiera aportarlos, pues concentraciones detectables, aún menores a los límites máximos establecidos por las diversas Normas de Calidad del Agua (SSA, USEPA) sin duda denotarán contaminación.

En el grupo 1 los elementos mayores provienen, en su mayor parte, de la alteración de la matriz vítrea de la roca, que también contiene a la mayoría de elementos traza, por lo que en el proceso de alteración se incorporan a la fase líquida. De acuerdo con experimentos de interacción de agua caliente/roca con soluciones de NaCl realizados por Ellis (*op.cit.*), se sabe que existe una relación estrecha entre la concentración de elementos menores (metales especialmente) en la fase acuosa, con la salinidad de la misma, especialmente cuando ésta se toma equivalente al cuadrado de la concentración molar de sodio.

Cuando existen cantidades apreciables de sulfuros, las concentraciones obtenidas son menores (sin perder su relación con la salinidad) que para un sistema sin sulfuros, por lo que se concluye que existe una compleja interrelación entre la solubilidad de los sulfuros, el pH del agua y la solubilidad de los complejos que forman los metales en solución.

En las figuras III.12 y III.13 es muy claro la tendencia de incremento del ión con respecto a la salinidad del agua (la línea recta que aparece representa el mejor ajuste por regresión lineal para el grupo 1), lo que comprueba que las concentraciones son debidas al proceso de interacción agua subterránea-roca encajonante únicamente. De este hecho se desprende el concepto de valor de fondo para un elemento disuelto en el agua subterránea y que equivale a la concentración, en un determinado punto debida única y exclusivamente

a procesos naturales, función del tipo de roca, permeabilidad y tiempo de residencia, entre otros; y es el punto de partida a considerarse en estudios sobre contaminación. Si se denomina contaminante a los solutos introducidos en el medio hidrológico como resultado de las actividades humanas (Armienta, 1988), y la fuente de estos contaminantes no ha sido evaluada directamente (tanto en tiempo como en espacio) es necesario conocer si los valores determinados en el agua subterránea son naturales (normales) o están influenciados por la fuente externa, por lo que es necesario tomar como referencia al valor de fondo, ya que valores superiores indicarán efectos antropogénicos.



Al hablar de las concentraciones de fluoruros detectadas en el sistema acuífero del valle de SLP, Carrillo y Armienta (*op.cit.*) concluyen que su origen está ligado a una fuente natural producto de la interacción de las rocas riolíticas con el agua subterránea, lo que concuerda con la interpretación de este trabajo; basando su conclusión en que la concentración de fluoruros se correlaciona positivamente con la temperatura del agua. También definen como contaminación inducida a la que se produce cuando la extracción (no controlada) de agua subterránea modifica su calidad, debido a que se altera la velocidad de incorporación de sustancias presentes en forma natural en el medio geológico, asignando al fluoruro y boro la categoría de "contaminantes naturales" pues se encuentran en el agua bombeada del acuífero profundo por contaminación inducida. Por otro lado asignan al zinc, plomo y cobre disueltos en el agua del acuífero profundo un origen a partir de aguas de desecho industrial debido al "...flujo de aguas de mala calidad (del acuífero somero) más allá del cuerpo de arcilla aguas que contribuyen a recargar el acuífero profundo, obviando la construcción inadecuada de pozos y la comunicación que puede realizarse a través de pozos abandonados...".

De acuerdo con los resultados de este trabajo, Carrillo y Armienta (*op.cit.*) no consideran específicamente la componente natural (valor de fondo) pues solo una parte del boro y zinc se derivan de contaminación industrial; lo que se refleja en los aprovechamientos que se desvían de la tendencia lineal en las figuras III.14 y III.15. Además, se comprueba lo anterior en la figura III.16 pues si el zinc se deriva de contaminación industrial su correlación con el ión fluoruro sería nula.

Para el plomo y arsénico no fué posible determinar su origen con certeza, pero considerando la litología de la roca encajonante y la salinidad de los diferentes tipos de agua, se considera que su origen está ligado a procesos naturales (disolución de la matriz de la roca). El valor de cobre detectado en el pozo 852-ZA se considera anómalo pero debido a la falta de datos no es posible por el momento justificar su origen.

ACUIFERO PROFUNDO (VALLE DE SAN LUIS)

GRAFICA $[Na]^2 \times 10^{-4}$ - BORO

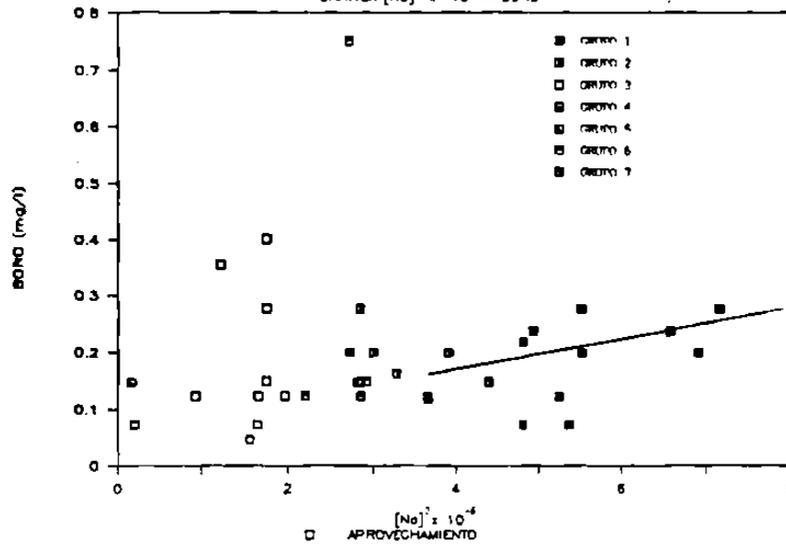


FIGURA III.14

ACUIFERO PROFUNDO (VALLE DE SAN LUIS)

GRAFICA $[Na]^2 \times 10^{-4}$ - ZINC

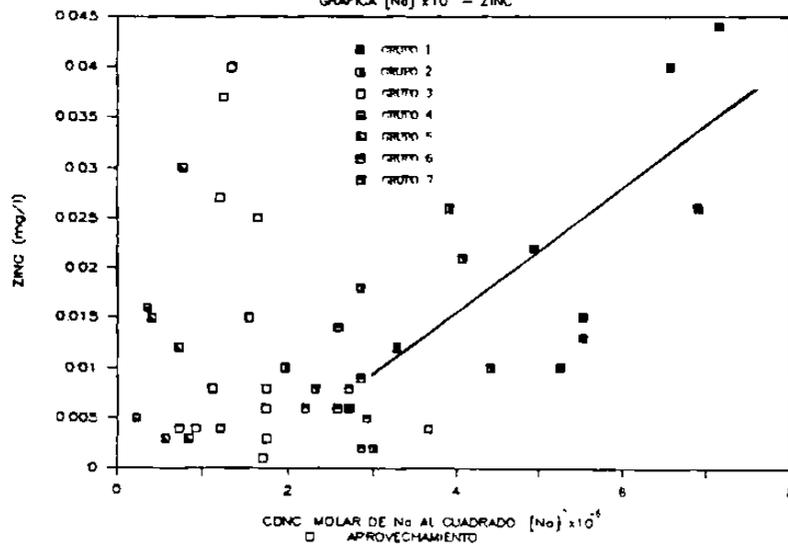
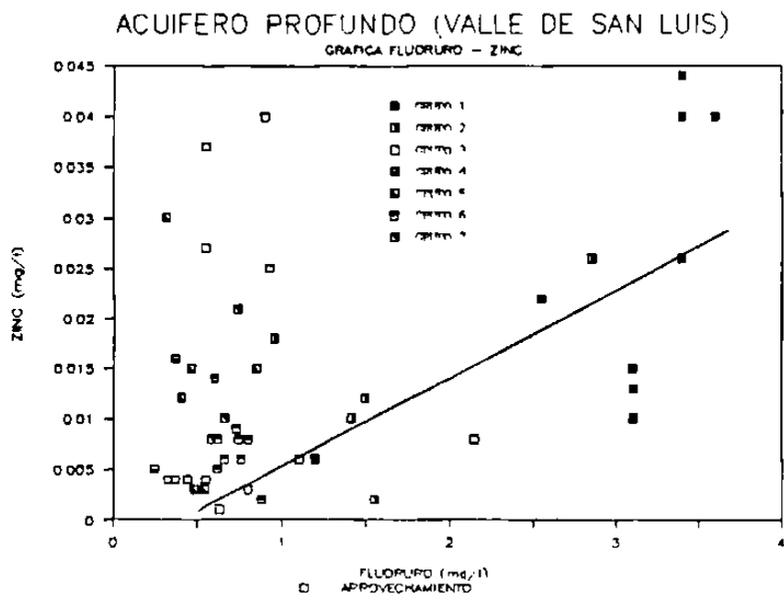


FIGURA III.15

Respecto al hierro, se pueden hacer algunas inferencias. Normalmente, los estudios de este elemento son efectuados en conjunto con determinaciones de potencial Eh, a efecto de conocer los fenómenos de oxidación-reducción que están relacionados con la presencia de oxígeno disponible. Esto es, para valores de Eh de moderados a elevados (medio oxidante) y un pH dentro de los rangos



típicos de las aguas subterráneas normales, la especie $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (goethita si está en su forma cristalizada) es termodinámicamente estable (Figura III.17), por lo que es de esperar para medios oxidantes niveles generalmente menores a $50\mu\text{g}/\text{l}$ (Edmonds, 1973). No se tienen datos acerca del Eh de las aguas de la zona pero por consideraciones hidrogeológicas e hidrogeoquímicas se esperan valores de Eh moderados. Visto de esta manera, es fácil explicar la tendencia "horizontal" en los datos de la figura III.18, en donde predominan niveles de hierro relativamente bajos en su mayoría menores a $0.1\text{mg}/\text{l}$, valor que tentativamente y a reserva de contar con datos de Eh se propone como nivel de fondo para este elemento en el agua subterránea del valle de SLP.

En lo que respecta a la fuente externa que adiciona ciertos solutos al acuífero profundo se considera que lo sugerido por Carrillo y Armienta (*op.cit.*) es correcto.

Las concentraciones de los elementos traza en las aguas del grupo I pueden estar controladas por diferentes fenómenos. Algunos elementos como el boro y litio generalmente pueden esperarse, en aguas de alta temperatura, en concentraciones de acuerdo con la relación agua/roca,

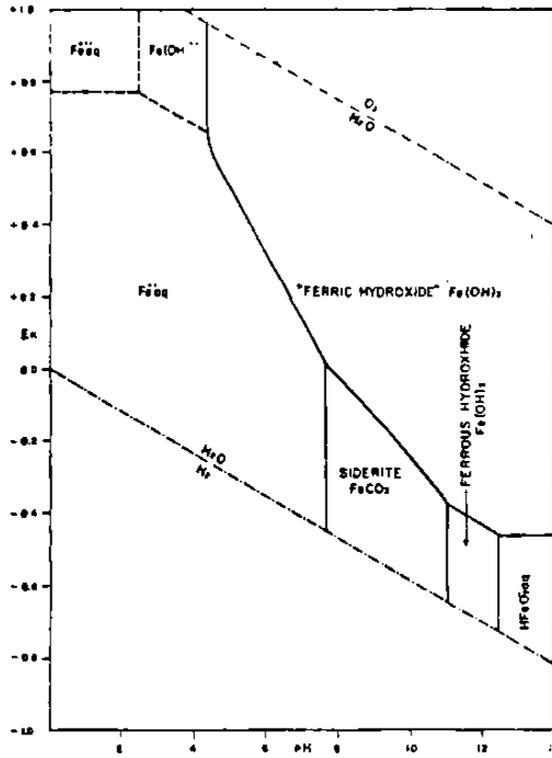


FIGURA III.17

ACUIFERO PROFUNDO (VALLE DE SAN LUIS)

GRAFICA $[No]^2 \times 10^{-4}$ - FIERRO

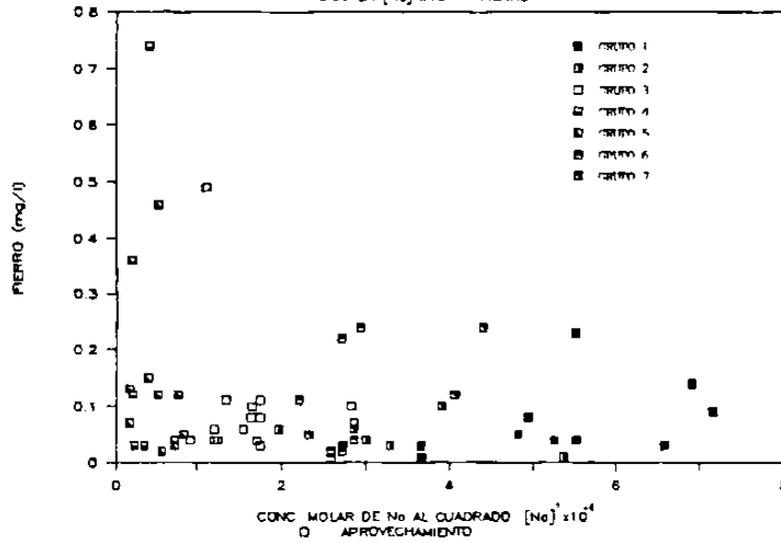


FIGURA III.18

modificadas por el factor tiempo de contacto, aunque lo importante es que su existencia no depende de manera apreciable de reacciones de equilibrio químico dependientes de la temperatura, entre los minerales de la roca y agua caliente. Otros elementos como el fluor

pueden ser afectados por reacciones de equilibrio químico dependiente de la temperatura (Ellis y Mahon, *op.cit.*), disponibilidad en la roca y reacciones de intercambio (Robertson, 1986).

El ión fluoruro aparece con una concentración máxima de 3.65mg/l en el agua del acuífero profundo. De acuerdo con la constante del producto de solubilidad con respecto a la fluorita, y a las concentraciones de calcio los niveles de fluoruro podrían ser mayores. Esto se comprueba en la figura III.19 en donde se observa que todas las aguas están subsaturadas con respecto a la fluorita y calcita.

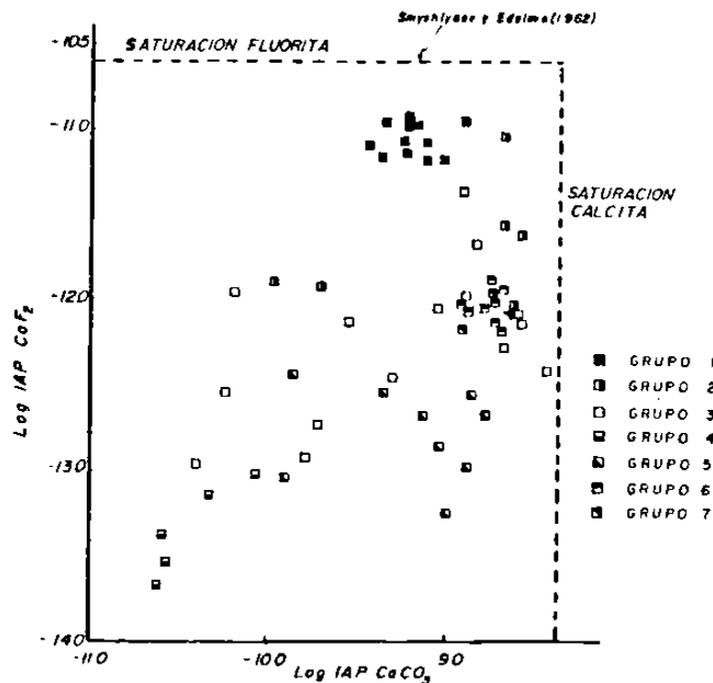


FIGURA III.19

Debido a la gran similitud de radio iónico entre el fluoruro y el ión hidroxil, pueden ocurrir reacciones de intercambio entre ellos, que son favorecidos por condiciones de pH cercano al neutral, pues a medida que se incrementa (gradiente abajo) el ión fluoruro previamente fijado puede pasar a la solución debido a la mayor concentración del ión hidroxil. Este no parece ser el caso general y probablemente solo sea de importancia relativa para las aguas del grupo II, de acuerdo con la gráfica de la figura III.20 pues poseen el pH más alto (alrededor de 7.7). Por lo tanto se considera que el

factor que controla el nivel de fondo del ión fluoruro en el agua subterránea es la disponibilidad de la roca supeditado al tipo de permeabilidad y tiempo de contacto.

MODELO CONCEPTUAL DE MEZCLA.- Debido a la explotación por medio de pozos profundos de que ha sido objeto el acuífero profundo, se ha producido un cambio en las condiciones hidrogeológicas naturales (variación de las cargas hidráulicas en las diferentes unidades que

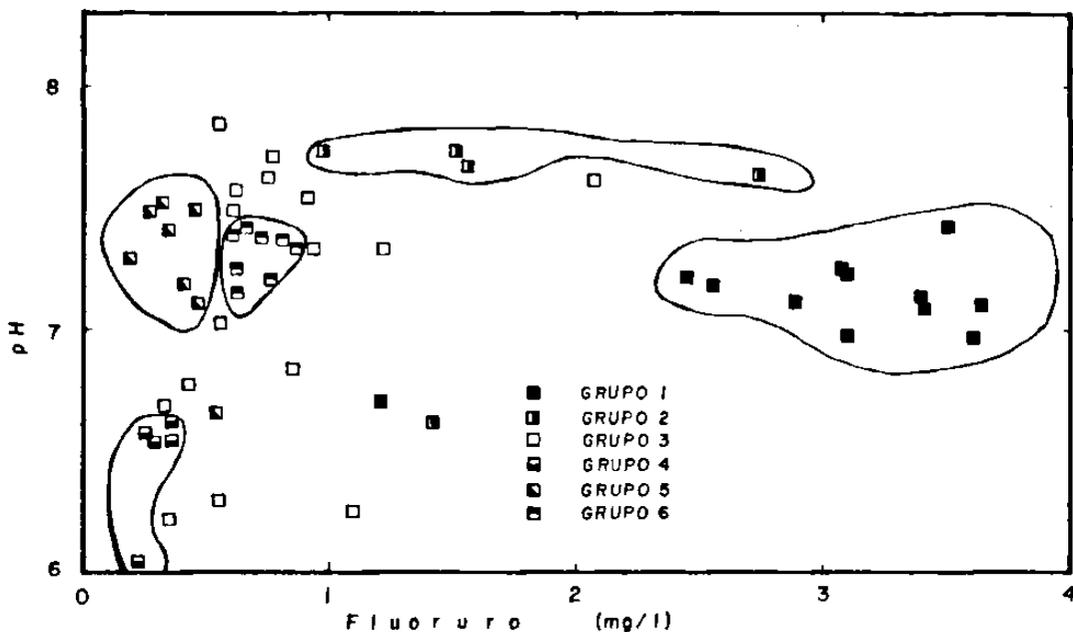


FIGURA III.20

conforman el acuífero); de tal manera que el sistema de flujo original sea modificado, ocasionando una mezcla entre los dos miembros extremos previamente detectados.

El modelo conceptual de mezcla (figura III.21), se basa en los resultados de pruebas de bombeo, direcciones de flujo subterráneo en el plano horizontal y en las variaciones de la calidad del agua con respecto al tiempo de bombeo en pozos emplazados en el acuífero profundo.

El proceso de mezcla es muy dependiente del tipo de material que conforma el acuífero. A profundidad se han detectado tres medios

geológicos diferentes (horizontal y verticalmente): a) material granular (relleno de la fosa), b) roca fracturada (Latita Portezuelo e Ignimbrita Cantera), c) roca fracturada con influencia importante de la matriz (Riolita Panalillo) lo que implica una velocidad lineal promedio ($\bar{v}=v/n$) cada vez mayor en los diferentes medios de acuerdo con el orden presentado (IGF, *op.cit.*). El efecto de que la calidad del agua que circula por las fracturas sea diferente a la que satura la matriz delimitada por estas, con flujo hacia las fracturas; o que

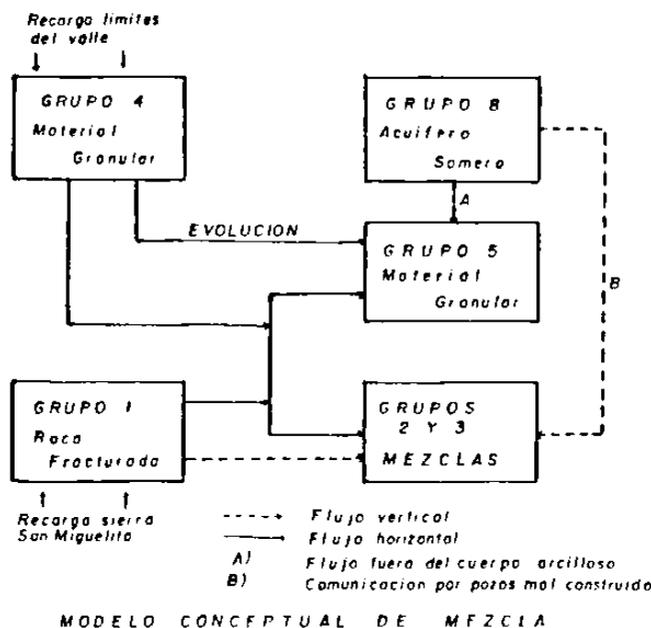


FIGURA III.21

al contrario exista un efecto de difusión y/o adsorción del soluto del agua de las fracturas hacia la matriz de la roca, no pudo ser evaluada, pero puede ser importante, como en el caso de difusión de contaminantes de las fracturas hacia la matriz de la roca, mecanismo de primordial importancia en el arribo de estos al punto de descarga (Grisak y Pickens, 1981) o cuando la dispersión en la fractura acelera el arribo de solutos en condiciones de velocidades relativamente lentas (Grisak *et al*, 1980).

Para comprender como ocurre la mezcla de aguas en el acuífero, es necesario considerar el efecto de la dispersión hidrodinámica. Dispersión es el proceso de separación, que causa dilución de una

propiedad física o química del agua debido a efectos macro o microscópicos, y que ocasiona que un volumen determinado de agua se extienda sobre un volumen mayor de acuífero (involucrando mezcla dentro del dominio de flujo) que la esperada considerando la velocidad promedio y la dirección de flujo del agua unicamente (Anderson, 1984; Wallick *op.cit.*).

La dispersión hidrodinámica ocurre por mezcla mecánica del fluido durante la advección y por difusión molecular debido a la energía termocinética de las partículas disueltas. Excepto para sistemas en los cuales la velocidad del agua es extremadamente lenta, y los contrastes en la concentración grandes; la mezcla mecánica del fluido es el proceso dominante, por lo que los efectos de difusión en esos casos pueden despreciarse.

Esto puede demostrarse cualitativamente de la siguiente manera. La primera ley de Fick se utiliza para calcular el flujo (F) de un soluto en la dirección normal al gradiente de concentración por efectos de difusión. Para el caso unidireccional en la dirección z:

$$F_z = D_z \left(\frac{\delta C}{\delta z} \right)$$

F_z = Flujo en la dirección z, y masa neta del soluto transferida por una sección de área unitaria normal al flujo por unidad de tiempo ($ML^{-2}T^{-1}$); C = Concentración (ML^{-3}); z = distancia de viaje (L) y D_z = coeficiente de difusión (L^2T^{-1}). Los iones mayores en el agua subterránea tienen coeficientes de difusión en soluciones acuosas en el rango de 1×10^{-9} a $2 \times 10^{-9} m^2/s$ a $25^\circ C$ (Robinson y Stockes, 1965) y son dependientes de la temperatura. Como las diferencias de concentración (δC) entre los grupos de agua involucrados son muy pequeñas (≈ 70 mg/l en el caso extremo de HCO_3^-), transformadas a moles por litro rinden un número más pequeño aún, el cual al dividirse entre un número necesariamente mayor (δz) se obtendrá una cantidad pequeña que al multiplicarse por otra cantidad pequeña (D_z) entonces el flujo del soluto involucrado por el mecanismo de difusión puede considerarse como insignificante. Para el caso de medios porosos los coeficientes de difusión de los iones son menores a los obtenidos en soluciones debido a que los iones siguen patrones más largos, debido a la presencia de partículas y por la adsorción en los

sólidos (Freeze y Cherry *op.cit.*) lo que refuerza que en este caso la difusión no es un fenómeno que deba tomarse en cuenta, sino solo la advección o sea dispersión por efecto de la velocidad del agua.

Si un pozo penetra un acuífero que posee una calidad de agua uniforme en el sentido vertical, entonces sin importar su profundidad y/o posición de la tubería ranurada, bombeará agua que no mostrará variación de su calidad con respecto al tiempo; pero si existe estratificación en la calidad del agua en un acuífero litológicamente homogéneo, o el medio es heterogéneo y cada estrato posee diferente calidad de agua, entonces las características del agua bombeada variarán con respecto al tiempo dependiendo de los cambios hidrodinámicos que se produzcan en el avance del cono de abatimiento del pozo y de la posición de la(s) zona(s) de admisión del pozo con respecto a la posición de las unidades productoras.

En un sistema con un pozo (perforado en su mayor parte en una unidad con calidad de agua A) emplazado en un acuífero heterogéneo compuesto por dos unidades con calidades de agua A y B respectivamente (la diferenciación puede ser con base en cualquier característica física o química del agua) si comenzamos el bombeo la calidad de agua inicial tenderá a ser A, cambiando paulatinamente hacia una calidad estable AB (mezcla entre A y B). Si el rendimiento de la unidad con calidad A disminuye o es pequeña comparado con la unidad de calidad B, entonces la calidad intermedia estable AB tenderá hacia B, (Gaona *et al.*, 1985).

En estudios previos (Consultores *op.cit.*; Hidrotec, 1972; Acuplan *op.cit.*; TYSSA *op.cit.*) se determinó que en muchas de las pruebas de bombeo realizadas en pozos a lo largo del valle es notable un efecto de semiconfinamiento en las gráficas abatimiento-tiempo, y que de acuerdo con la teoría de acuíferos semiconfinados (Hantush, 1964) es debido a una recarga proveniente de un estrato semipermeable (generalmente idealizado como un estrato con cantidades significantes de material fino y muy fino) que puede(n) sobreyacer y/o subyacer al acuífero principal (en donde está emplazada la zona de admisión del pozo).

Por otro lado, en un pozo que atravieza un acuífero comunicado hidráulicamente con una frontera de carga constante (río, lago), de acuerdo con los parámetros hidráulicos del acuífero, distancia del pozo a la frontera y tiempo de bombeo, puede darse el caso de que se presente un efecto muy parecido al de semiconfinamiento en un gráfico abatimiento-tiempo (Custodio y Llamas *op.cit.*) pues en pozos de observación situados entre la barrera de carga constante y el pozo de bombeo, los abatimientos serán menores a los que se esperan en un acuífero sin fronteras y además tenderán a estabilizarse conforme avanza el tiempo de bombeo y el efecto de la barrera se hace más evidente.

Tomando en consideración los conceptos anteriores, se estima que los grupos 2 y 3 son producto de la mezcla (inducida durante el bombeo en los pozos) de 2 miembros extremos, por efecto de dispersión hidrodinámica en un acuífero heterogéneo (vertical y horizontalmente), en donde los principales medios geológicos son material granular y roca fracturada caracterizados por una calidad de agua específica, en este caso los grupos 4 y 1 respectivamente.

Analizando el proceso en el plano vertical se tiene que el acuífero consiste, en general, de material granular que sobreyace a roca fracturada y/o roca fracturada con porosidad en la matriz. La mezcla de aguas es debida al flujo vertical hacia arriba que se induce en la roca fracturada hacia el material granular, cuando disminuye la carga hidráulico en el último por efecto del bombeo en el pozo. Este hecho claramente se refleja en el pozo PSLB-1 (figura II.4) en donde se observa la variación de la calidad del agua con respecto al tiempo de bombeo y que a pesar de que fué el aprovechamiento que se observó por más tiempo no alcanzó un régimen establecido, químicamente hablando. El pozo 438-ZA rápidamente alcanzó el régimen establecido con una calidad muy similar al agua del grupo 1, y el 1008-ZA mostró mínimas variaciones a lo largo de la prueba. El efecto de semiconfinamiento que se observó en los pozos PSLB-1 y 438-ZA (IGF, *op.cit.*) se estima es debido a la roca fracturada y/o roca fracturada con porosidad en la matriz, que en este caso poseen transmisividades mayores que el material granular, además de un mayor almacenamiento por lo que

hidráulicamente se comportan como una barrera de carga constante, conclusión que se puede extrapolar para todos los pozos con temperatura del agua mayor a 28°C. Los diferentes porcentajes de mezcla (en régimen químicamente establecido) estarán condicionados a la longitud de la zona de admisión del pozo en cada una de los medios geológicos que conforman el acuífero y el contraste entre sus transmisividades. El gasto de bombeo en el pozo afectará el tiempo que tome en alcanzar una calidad constante.

De este razonamiento se desprende que el concepto de contaminación inducida solo es válido en donde el acuífero es heterogéneo en el sentido vertical, el pozo se encuentra emplazado preferentemente en la porción de material granular y la transmisividad de la roca fracturada es al menos significante; de tal manera que el volumen de agua inducido de la roca fracturada, al mezclarse con el agua del medio granular produce una calidad de agua tangiblemente diferente a la original. En el caso de un pozo perforado preferentemente en roca fracturada no se puede hablar de contaminación inducida, pues el pozo bombeará agua propia del lugar en donde está emplazado, y únicamente se puede hablar de que se trata de agua de mala calidad en el caso que sobrepase alguno de los límites establecidos por las Normas de Calidad del Agua.

Existen otros pozos con temperatura del agua menor a 28°C que también manifiestan efectos de semiconfinamiento, por lo que es muy probable que en estos casos sí sea válido el esquema clásico de semiconfinamiento superior por un acuitardo, pues algunos de estos pozos forman parte del grupo 7 (1005-ZA, 390-ZA), o sea a los que no se determinó específicamente el origen de los sólidos disueltos, por lo que tentativamente se les asigna la categoría de mezcla de agua del acuífero granular con agua del acuitardo superior.

Considerando el mapa de isovalores de temperatura del agua a la descarga (figura II.6) y que los iones litio y fluoruro en el acuífero profundo provienen única y exclusivamente de la roca, además de que se puede suponer que una vez puestos en solución no son afectados o en el peor de los casos solo levemente afectados por

procesos químicos (adsorción o intercambio por ejemplo) en el acuífero, se procedió a realizar una estimación cuantitativa de los porcentajes de mezcla entre los dos miembros extremos de acuerdo con la siguiente expresión:

$$A_i x + B_i (1-x) = C_i$$

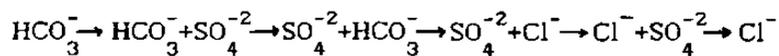
En donde A_i = concentración promedio de la componente termal para el ión i ; B_i = concentración promedio de la componente de agua fría para el ión i ; C_i = concentración del ión i detectada en la mezcla; x = fracción de agua de la componente termal; $(1-x)$ = fracción de agua de la componente de agua fría.

En el mapa de la figura III.22 aparecen los resultados obtenidos.

RELACION DE LA CALIDAD DEL AGUA CON RESPECTO AL SISTEMA DE FLUJO. - A

medida de que el agua subterránea se mueve en la zona saturada de acuerdo con su patrón de flujo, desde las zonas de recarga hasta las de descarga, generalmente incrementa su contenido de sólidos totales. Está bien establecido que el agua en las zonas de recarga (en donde la componente de movimiento principal del agua en la zona saturada es hacia abajo), tiene menos sólidos totales disueltos que el agua más profunda del mismo sistema, y estas a su vez poseen menos sólidos disueltos que el agua en la zona de descarga (porción de la cuenca geohidrológica en la que el flujo en la zona saturada es directamente hacia el nivel freático).

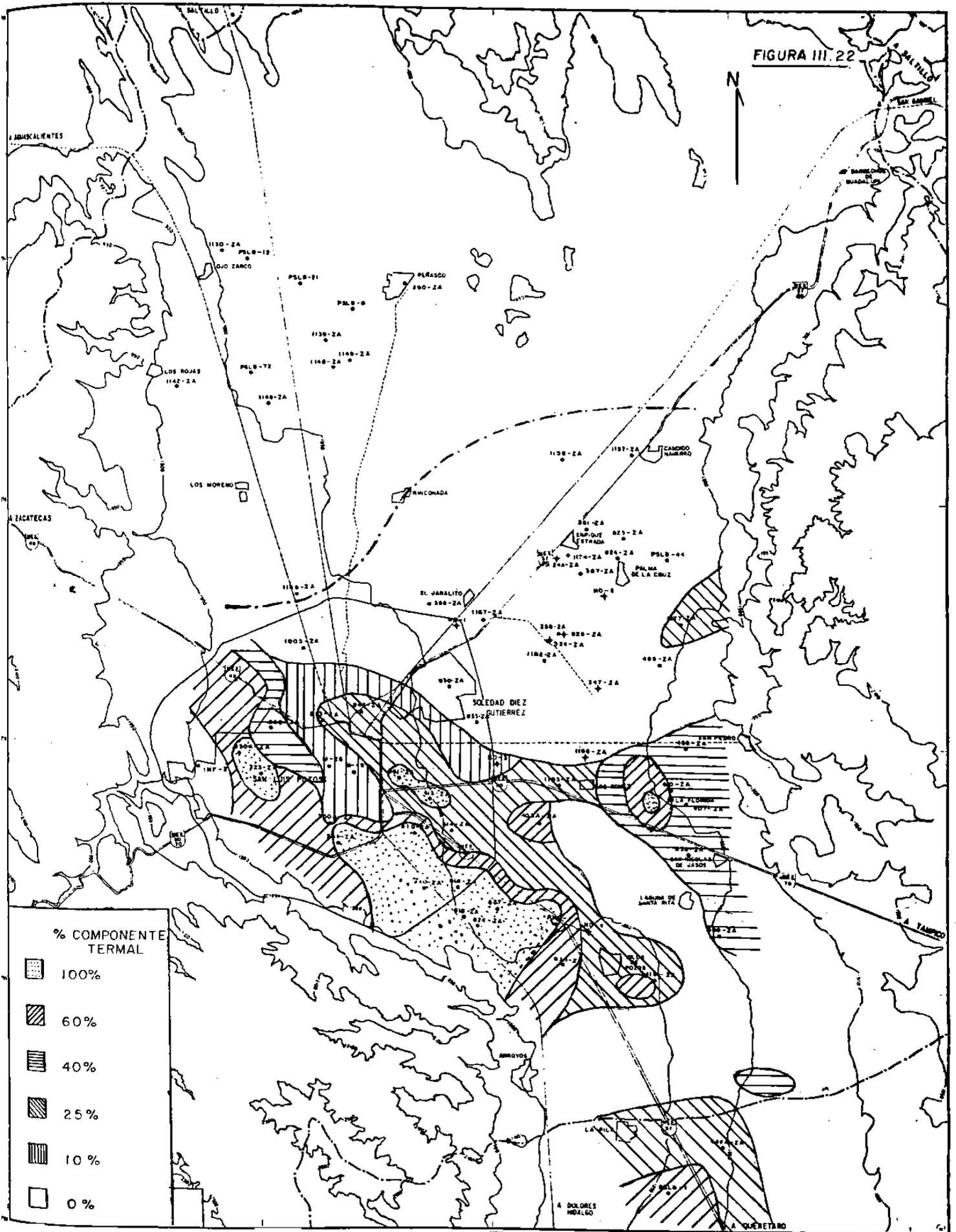
Se han realizado numerosas correlaciones entre los sistemas de flujo de agua subterránea con los patrones hidrogeoquímicos (Back, 1961; Shoeller, 1962; Ophori y Tóth, 1989; entre otros) ya que de acuerdo con la teoría y observaciones de campo, el agua subterránea tiende a evolucionar químicamente hacia la composición del agua de mar, siendo comunes los siguientes cambios regionales en los aniones dominantes (Chevoratev, 1955):



Distancia a lo largo del patrón de flujo \longrightarrow

aunque esta es una secuencia que se tiene que evaluar desde el punto

FIGURA III. 22



de vista geológico (sobre todo con respecto al tiempo) y no necesariamente se desarrollará completamente o en el orden indicado, pues intervienen muchas variables como lo son la calidad del agua inicial, tipo de roca encajonante, distancia de flujo, tipo de permeabilidad, tiempo de contacto, procesos químicos etc.

Tóth (1963) definió como sistema de flujo a un arreglo de líneas de flujo en el que dos líneas adyacentes en un punto del dominio, permanecen de esta manera a través de toda la región, pudiendo intersectarse en cualquier lugar con una superficie continua en donde el flujo es en una dirección. Se distinguen tres tipos de sistemas de flujo (locales, intermedios y regionales) dependiendo de la longitud de las líneas de flujo y la posición de los altos de la superficie piezométrica entre las zonas de recarga y descarga.

Los aspectos principales que condicionan el desarrollo de los diferentes sistemas de flujo son el topográfico (si el nivel de saturación sigue la topografía), el geológico (variaciones de permeabilidad en sistemas heterogéneos) y la relación entre la profundidad del sistema con respecto a su extensión lateral (Freeze y Witherspoon, 1967).

Ophori y Tóth(*op.cit.*) demostraron que los sistemas locales se pueden correlacionar con aguas de sólidos totales disueltos bajos y alto porcentaje de Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- ; los sistemas intermedios son sólidos disueltos intermedios y un alto porcentaje de Na^+ , SO_4^{-2} y Cl^- ; y los regionales con sólidos disueltos altos así como mayor porcentaje de Na^+ y Cl^- relativo a los sistemas locales e intermedios.

La temperatura del agua también es un buen indicador pues refleja de manera aproximada la profundidad de circulación, caracterizando la configuración vertical del flujo. En donde la temperatura es uniforme y se aproxima a la media anual, la profundidad de circulación es pequeña, como en los sistemas locales y cerca o dentro de las áreas de recarga. En donde la temperatura varía ampliamente, existe circulación somera y profunda como en sistemas intermedios, y por último, cuando la temperatura es uniformemente alta, el agua

subterránea ha circulado por zonas muy profundas como en los sistemas regionales (Domenico, 1972).

Algunos trabajos han reconocido una relación directa entre la dirección, profundidad (Mifflin, 1968) y salinidad (Edmunds et al *op.cit.*) del agua subterránea y su incremento de temperatura. En la figura III.23 es notorio que no existe una relación directa entre la profundidad del pozo y la temperatura del agua, como se esperaba de acuerdo con las consideraciones previas, hecho que puede interpretarse como un efecto de la heterogeneidad del acuífero. Lo que sí es claro es que para los pozos perforados preferentemente en roca fracturada la temperatura del agua es mayor, así como su gasto de extracción, lo que comprueba el mayor rendimiento (en general) de la roca fracturada con respecto al material granular (figura III.24).

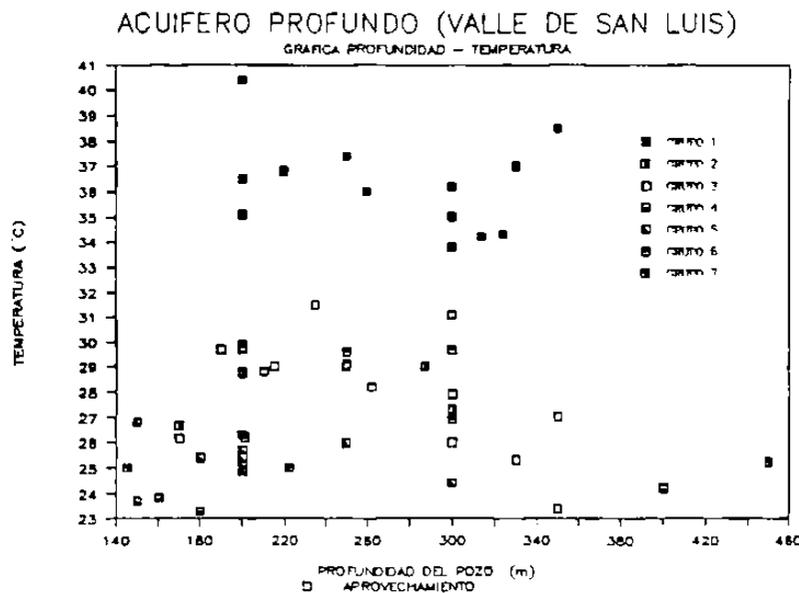


FIGURA III.23

De acuerdo con las características hidrogeoquímicas analizadas y las consideraciones teóricas establecidas, se puede asociar a los grupos 4 y 5 como pertenecientes a un sistema de flujo intermedio y al grupo 1 dentro de un sistema de flujo regional. El sistema local está representado por el agua del acuífero somero en las estribaciones de la SSM, en donde son comunes pequeños manantiales intermitentes de

agua fría ($\approx 15^{\circ}\text{C}$) que representan la zona de descarga. Un conjunto de manantiales dentro del sistema local son los que aparecen en época de lluvias en la Cañada del Lobo (en la zona montañosa al sur de la ciudad de SLP) de donde hace algún tiempo, el agua era transportada mediante un acueducto hasta la famosa Caja del Agua ubicada en la Calzada Juárez de la misma ciudad.

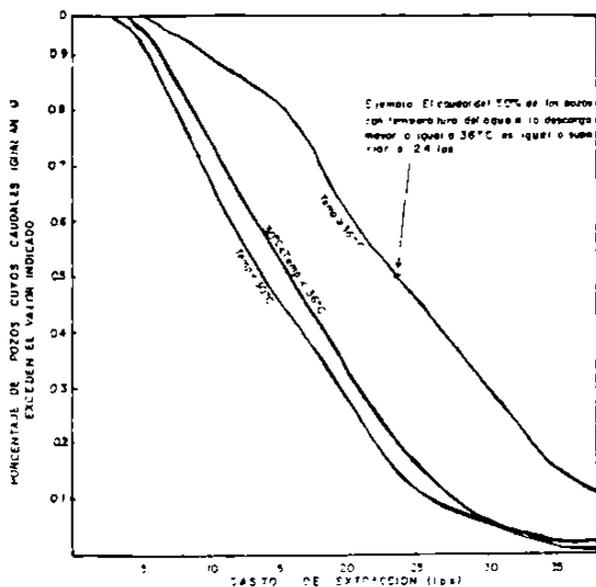


FIGURA III.24

El siguiente paso es determinar, dentro del marco de los sistemas de flujo, en que parte se encuentra ubicado el área. De acuerdo con el IGF (*op.cit*) el valle de SLP forma parte de la zona de recarga de un sistema regional debido a: a) los niveles estáticos son profundos, b) los sólidos totales disueltos son generalmente menores a 400mg/l, c) carencia de manantiales importantes y perennes, d) escasa presencia de zonas con abundante vegetación.

Antes de iniciar su explotación, el acuífero de SLP se encontraba en condiciones aproximadas de equilibrio dinámico. La cuenca superficial nunca se llenó, el porcentaje de agua de lluvia que lograba infiltrarse salía de la cuenca en forma más o menos rápida por alguna(s) salida(s) subterránea(s). Algunas personas tienen la idea de que la explotación en tiempos recientes abatió el nivel piezométrico del acuífero ($\approx 145\text{m}$ en la zona urbana) a partir del

terreno natural; es decir consideran que la cuenca hidrogeológica es cerrada al igual que la superficial. Datos publicados del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH, 1941) indican que para ese año, en dos pozos profundos perforados dentro de la ciudad de SLP y con profundidades totales de 160 y 180m, presentaron profundidades al nivel estático de 100 y 92m respectivamente, hecho que invalida la suposición de abatimiento a partir del nivel del terreno.

Meyboom (1966) y Tóth (1966) demostraron que las áreas de recarga y descarga se pueden identificar con base en observaciones de campo, mencionando que el indicador más simple es la topografía, pues las áreas de descarga son topográficamente más bajas que las de recarga en un mismo sistema. Si adaptamos este modelo a la zona de estudio la SSM es la zona de recarga y el valle la de descarga, situación que no concuerda con lo establecido previamente, por lo que es necesario tomar en cuenta el efecto de la heterogeneidad de los materiales del subsuelo.

Freeze y Witherspoon (*op.cit.*) demostraron por simulación numérica que en terrenos montañosos la presencia de un medio heterogéneo en el que la unidad inferior posee mayor permeabilidad que la superior, crea un camino fácil para que el flujo profundo pase por abajo de los sistemas locales, lo que promueve la formación de sistemas regionales, aún en áreas de relieve local pronunciado, en donde se esperaría el desarrollo de sistemas locales e intermedios que alcanzarían profundidades mayores a las normales (Tóth, *op.cit.*), por lo que se puede concluir que el agua subterránea asociada a los grupos 4 y 5 representa más que un sistema intermedio, agua que en condiciones de equilibrio hidrodinámico se dirigía a profundidad para posteriormente pasar a formar parte del sistema regional (grupo 1).

Ahora bien, si el valle de SLP forma parte de la zona de recarga de un sistema regional, la pregunta lógica es : hacia donde se localiza la zona de descarga?.

La zona con manantiales termales más cercana al área de estudio se localiza aproximadamente 45km al sur de SLP, en los alrededores de Santa María del Río, lugar cercano al río Santa María que actualmente

a la altura del poblado mencionado no tiene caudal base pero que hasta hace varios años (cuando menos 30) si lo presentaba aún durante el estiaje.

El IPGH (*op.cit.*) menciona que para los 40's existían manantiales termales (actualmente algunos han desaparecido) importantes y pereenes en Ojo Caliente (Ojo Caliente y la Alameda), Hacienda la Labor (la Labor del Rio), Santa María del Rio (El pueblito) y al sur de Villa de Reyes (Ojo de agua de Micaela y Las Rusias) con aguas de temperaturas entre 26 y 35.5°C. Además que el río Santa María tenía aguas de 25 a 26°C de temperatura en su nacimiento (casi 10°C más que la temperatura media anual). Asimismo también existían varios pozos artesianos pertenecientes a la Hacienda Gogorrón (alrededores de Villa de Reyes) con agua de temperatura entre 37 y 41°C, otros en la Hacienda de la Ventilla (41°C) con profundidades al nivel estático entre 2 y 5m, pero cuando se perforaron resultaron surgentes. En Jesús María (al norte de Villa de Reyes) también existían pozos artesianos con agua de 31°C de temperatura y una profundidad al nivel estático de 8m. Por el rumbo de Ojo Caliente (Puerta de la Enramada) algunas norias de profundidad total entre 8 y 10m, alumbraban aguas de temperatura entre 24.5 y 28°C. Carrillo (1985) encontró varias zonas con flujo vertical ascendente (una coincide con la del manantial de Las Rusias para ese tiempo ya sin agua) en su estudio en los alrededores de Villa de Reyes.

Hacia el norte de la ciudad de SLP en los alrededores de Ahualulco también existen algunos pozos surgentes (AHU-1) y niveles estáticos someros, pero no existen manantiales termales importantes, ni zonas de abundante vegetación, por lo que se propone como una primera opción a reserva de demostrarse con más datos (hidrogeoquímicos e isotópicos) que la principal zona de descarga del sistema de flujo regional del que forma parte la mayor parte del agua subterránea del área de SLP se localiza en la región de Villa de Reyes-Santa María del Rio-Ojo Caliente. Dicho sistema de flujo regional, es heterogéneo y comprende la totalidad del paquete volcánico del Terciario (\approx 2000m de espesor) predominando permeabilidad secundaria por fracturamiento.

IV. CONCLUSIONES

Con la metodología propuesta, fué posible diferenciar 8 tipos de agua a partir de 69 muestras de agua tomadas en igual número de aprovechamientos. Siete de los grupos detectados corresponden a agua extraída del acuífero profundo, litológicamente compuesto por material granular y roca fracturada. La extracción de agua subterránea por medio de pozos en este acuífero heterogéneo, modifica las condiciones naturales induciendo mezcla, por dispersión mecánica durante la advección, entre el agua que circula por las diferentes unidades que lo conforman, lo que ocasiona variaciones en la calidad del agua de los pozos con respecto al tiempo de bombeo, como la detectada en el pozo PSLB-1.

Los iones disueltos en el agua que circula por las rocas volcánicas de composición félsica se derivan de la desvitrificación de la matriz vítrea. La temperatura máxima que alcanza el agua en su recorrido a profundidad, estimada indirectamente con geotermómetros (calcedonia, Na-K-Ca, Na/K), es del orden de 70-80°, lo que permite que los productos de desvitrificación sean arcillas (montmorillonita cálcica, illita y clorita). Los procesos químicos predominantes son el intercambio iónico del tipo $H^+, K^+ \rightleftharpoons Na^+, Li^+$, y el rompimiento de los enlaces $\bar{Si}-O-Si\bar{}$ por el OH^- del agua, durante la desvitrificación e hidratación de la matriz vítrea, respectivamente.

Con base en diagramas de estabilidad y un balance de masa se encontró que, los iones disueltos en la mayor parte del agua que circula por el material granular proviene de varias fuentes; disolución incongruente de montmorillonita e illita en kaolinita, reacciones que están en equilibrio termodinámico, además de intercambio iónico de $Na^+ \rightleftharpoons Ca^{+2}$ y disolución de calcita.

La interpretación de las concentraciones de elementos traza como el Li, F, B, Zn y Fe, en el agua subterránea del acuífero profundo, indica que se derivan al igual que los elementos mayores, del proceso

de interacción agua subterránea-roca encajonante (valor de fondo), aunque fué posible distinguir que existe una fuente adicional (acuífero somero) que incrementa las concentraciones de B, Zn y Fe en algunos aprovechamientos.

De acuerdo con las consideraciones hidrogeoquímicas estudiadas, así como con la geología del subsuelo y las manifestaciones superficiales de agua subterránea, fué posible asociar el agua del acuífero profundo con la zona de recarga de un sistema regional, en donde el agua de menor temperatura ($\approx 25^{\circ}\text{C}$) y STD del orden de 200mg/l representada por los grupos 4 y 5 que en condiciones naturales se dirigía a profundidad para posteriormente evolucionar a agua del grupo 1 con mayor temperatura (≈ 36 a 40°C), STD mayores a 350mg/l y que circula preferentemente por roca fracturada. La zona de descarga (en condiciones sin explotación) del sistema regional se propone en la región de Villa de Reyes- Ojo Caliente-Santa María del Río. El sistema local está representado por el agua fría (≈ 15 - 20°C) del acuífero somero, cuya descarga es por pequeños manantiales y evapotranspiración en las estribaciones de la SSM al sur de la zona urbana de SLP.

Se estima que la principal limitante del trabajo fué la imposibilidad de diferenciar físicamente, por medio de análisis, las proporciones y tipos de arcillas que realmente existen, tanto en la matriz desvitrificada de la roca como en el material de relleno con lo que sería factible comprobar los resultados obtenidos a partir de las consideraciones termodinámicas estudiadas.

BIBLIOGRAFIA

- Acuaplan, S.A., 1984, *Estudio de actualización geohidrológica del valle de San Luis Potosí: Contrato 831285*. Informe interno Comisión Federal de Electricidad.
- Amozurrutia, D., 1983, *Estudio hidrogeoquímico en la cuenca de San Luis Potosí y evolución piezométrica de los acuíferos de la misma en los últimos 10 años: Tesis licenciatura Ingeniero Geólogo UASLP*. Inédita.
- Anderson, M.P., 1984, *Movement of contaminants in groundwater: Groundwater transport-advection and dispersion: In Groundwater contamination, Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, D.C., 37-45*.
- Armienta, M.A., 1988, *La contaminación de las aguas subterráneas: Comunicaciones técnicas, Serie Investigación, No.76. Instituto de Geofísica UNAM, México D.F., 40p*.
- Armienta, M.A., Zamora, V. y Juárez., 1987 *Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y laboratorio: Comunicaciones técnicas, Serie Docencia y divulgación, No.4. Instituto de geofísica UNAM. México D.F., 86p*.
- Arnórsson, S., 1970, *Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water: Geothermics, Spec. Issue, v.2, 536-541*.
- Arnórsson, S., 1975, *Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland: Am. Journal Sci., v.275, 763-784*.
- Back, W. and Cherry, J.A., 1976, *Chemical aspects of present and future hydrogeologic problems: In Advances in groundwater hydrology, American Water Resources Association, 153-172*.
- Barker, S.D., 1983, *Igneous rocks: Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 417p*.
- Brooks, G.A., Cowell, D.W. and Ford, D.C., 1977, *Comment on regional hydrochemistry of North American carbonate terrain, by R.S. Harmon, W.B. White, J.J. Drake and J.W. Hess: Water Resour.Res., v.13(5), 856-858*.
- Browne, P.R.L. and Ellis, A.J., 1970, *Am. Journal Sci., v. 269*.
- Cameron, K.L., et al, 1980, *Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico: Geology, v.8, 87-91*.
- Carrillo, J., 1969, *Exploración geológica y posibilidades petroleras de la plataforma Valles-San Luis Potosí: Instituto Mexicano del Petróleo, seminario sobre exploración petrolera, Mesa redonda 6, 1-14*.
- Carrillo, J.J., 1982, *Agua subterránea para plantas termoeléctricas: Comisión Federal de Electricidad, 95p*.
- Carrillo, J.J. y Armienta, M.A., 1990, *Diferenciación de la contaminación inorgánica en las aguas subterráneas del valle de la ciudad de San Luis Potosí, SLP, México: Geof. Int., v.28(4), 763-783*.
- Chapman, D.J. and Pollack, H.N., 1980, *EOS, v.61, 383*.
- Claassen, H.C., 1982, *Guidelines and techniques for obtaining water samples that accurately represent the water chemistry of an aquifer: U.S. Geol. Survey, Open File Report 82-1024, 49p*.
- Clayton, R.N. and Steiner, A., 1975, *Geochim. Cosmochim. Acta, v.39, 1179*.
- Consultores, S.A., 1977, *Estudio geohidrológico de evaluación y censo de los Estados de San Luis Potosí y Zacatecas, 1a. parte, Zona San*

- Luis Potosí: Contrato No. EIGZA-77-16G. Informe Interno Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 203p.
- Custodio, E., 1965, *Notas sobre hidrogeoquímica*, Comisaría de aguas del Pirineo Oriental y servicio geológico de obras públicas.
- Custodio, E. y Llamas, M.R., 1976, *Hidrología Subterránea: Ediciones Omega S.A.*, Barcelona, Tomos I y II, 1157p.
- De la Cruz, S., Espíndola, J.M. y Medina, F., 1980, *Consideraciones acerca del flujo de calor terrestre: Ciencia*, v.31, 201-231.
- Domenico, P.A., 1972, *Concepts and models in groundwater hydrology: McGraw-Hill*, New York.
- Drever, J.I., 1982, *The geochemistry of natural waters: Prentice Hall Inc.*, Englewood Cliffs, N.J., 388p.
- Edmunds, W.M., et al, 1984, *The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carnmenellis granite: Mineralogical Magazine*, v.48, 407-424.
- Ellis, A.J., 1968, *Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions: Reactions with NaCl solutions and trace metal extraction: Geochim. Cosmochim. Acta*, v.32, 1356-1363.
- Ellis, A.J., 1977, *Chemical and isotope techniques in geothermal investigations: Geothermics*, v. 5, 3-12.
- Ellis, A.J., 1970, *Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems: Geothermics Spec. Issue*, v.2, 516-528.
- Ellis, A.J. and Mahon, A.J., 1964, *Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions: Geochim. Cosmochim. Acta*, v.28, 1323-1357.
- Ellis, A.J., and Mahon, A.J., 1967, *Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions: Geochim. Cosmochim. Acta*, v.31, 519-538.
- Ellis, A.J. and Mahon A.J., 1977, *Chemistry and geothermal systems: Academic Press Inc.*, New York, 379p.
- Facultad de Ingenieria UASLP, 1987, *Estudio geohidrológico de los valles de San Luis Potosí y Villa de Reyes*, Informe Interno Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979, *Groundwater: Prentice Hall Inc.*, Englewood Cliffs, N.J., 589p.
- Freeze, R.A. and Witherspoon, P.A., 1967, *Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation: Water Resour. Res.*, v.3, 623-634.
- Feth, J.H., Roberson, C.E. and Polzer, W.L., 1964, *Sources of mineral constituents in water from granitic rocks Sierra Nevada, California and Nevada: U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1535-I*, 70p.
- Fenner, C.N., 1936, *Borehole investigations in Yellowstone Park: Journal of Geology*, v.44, 225-315.
- Fournier, R.O. and Rowe, J.J., 1962, *The solubility of cristobalite along the three phase cruce, gas plus liquid plus cristobalite: Am. Mineralogist*, v.47, 897-902.
- Fournier, R.O. and Rowe, J.J., 1966 *Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells: Am. Journal Sci.*, v.264, 685-697.
- Fournier, R.O. and Truesdall, A.H., 1974, *Geochemical indicators of subsurface temperature, part-2, estimation of temperature and fraccion of water mixed with cold water: Jour. Res. U.S. Geol. Survey*, v.2(3), 263-270.
- Fournier, R.O. and Truesdall, A.H., 1973, *An empirical Na-K-Ca*

- geothermometer for natural waters: Geochim. Cosmochim. Acta*, v.37, 1255-1275.
- Fournier, R.O., White, D.E. and Truesdall, A.H., 1974, *Geochemical indicators of subsurface temperature, part-i, Basic assumptions: Jour. Res. U.S. Geol. Survey*, v.2(3), 259-262.
- Friedrichsen, H., 1981, *Geothermal systems in the upper Rhine graben and northern Black forest, A chemical and stable isotope study: Tectonophysics*, v.73, 125-140.
- Gaona-Vizcayno, S., et al, 1985, *Quality of water in an aquifer and its manifestations in pumping wells: Journal of Hydrology*, v.78, 165-181.
- Garrels, R.M., 1967, *Genesis of some groundwaters from igneous rocks: In Researches in Geochemistry*, v.2, ed. P.H. Abelson, John Wiley and Sons, N.Y., 405-420.
- Garrels, R.M. and Christ, C.L., 1965, *Solutions, Minerals and Equilibria: Freeman Cooper*, San Francisco Cal., 450p.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T., 1967, *Origin of the chemical compositions of some springs and lakes: Equilibrium concepts in natural water systems, Am. Chem. Soc. Adv. Chem. Ser.* 67, 222-242.
- Grisak, G.E. and Pickens, J.F., 1980, *Solute transport through fractured media: 1. The effect of matrix diffusion, Water Resour. Res.*, v.16, 719-730.
- Grisak, G.E., et al, 1980, *Solute transport through fractured media: 2. Column study of fractured till: Water Resour. Res.*, v.16, 731-739.
- Helgeson, H.C., Brown, T.H. and Leeper, R.H., 1969, *Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibrium in geologic systems involving an aqueous phase at one atmosphere and 0-300°C: Freeman and Cooper*, San Francisco Cal., 253p.
- Henley, R.W., Truesdall, A.H. and Barton Jr., P.B., 1984, *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems: In Reviews in Economic Geology*, v.1, Soc. Ec. Geol., Ed. James M. Robertson, 1-43.
- Hidrotec, S.A., 1972, *Informe final del estudio geohidrológico en las cuncas de Villa de Reyes y San Luis Potosí S.L.P.: Informe Interno Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.*
- Illies, J.H., 1981, *Mechanism of graben formation: Tectonophysics*, v.73, 249-266.
- Instituto de Geofísica UNAM, 1988, *Estudio geofísico-geohidrológico del valle de San Luis Potosí: Contrato cc-86-3140*, Informe Interno Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 127p.
- Instituto de Geofísica UNAM, 1990, *Modelo matemático del acuífero del valle de San Luis Potosí: Contrato cc-88-318D*, Informe Interno Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, en prensa.
- Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 1941, *Estudios Hidrogeológicos practicados en el Estado de San Luis Potosí: Publicación No. 56, Anales del Instituto de Geología, Tomo VII*, 140p.
- Kaula, W.M., 1968, *An introduction to the planetary physics. The terrestrial planets: John Wiley and Sons*, N.Y.
- Labarthe, H.G. y Tristán G.M., 1978, *Cartografía geológica hoja "San Luis Potosí": Folleto Técnico No.59, Inst. Geol. Met. UASLP*, 41p.
- Labarthe, H.G., y Tristán, G.M., 1980a, *Cartografía geológica hoja "Santa María de Río": Folleto Técnico No. 67, Inst. Geol. Met. UASLP*, 33p.
- Labarthe, H.G. y Tristán, G.M., 1980b, *Cartografía geológica hoja "San Francisco": Folleto Técnico No.69, Inst. Geol. Met. UASLP*, 28p.

- Labarthe, H.G. y Tristán, G.M., 1981, *Cartografía geológica hoja "Ahualulco"*: Folleto Técnico No. 70, Inst. Geol. Met. UASLP, 34p.
- Labarthe, H.G., Tristán, G.M. y Aranda G.J., 1982, *Revisión estratigráfica del Cenozoico en la parte central del Estado de San Luis Potosí*: Folleto Técnico No.85, Inst. Geol. Met. UASLP, 208p.
- Lachembruch, A.H., 1970, *Crustal temperature and heat production: Implications of the linear heat-flow relation*: Jour. Geophys. Res., v.75, 3291-3300.
- Lanphere, M.A., Cameron, K.L. and Cameron, M., 1980, *Sr isotope geochemistry of voluminous rhyolite ignimbrites and related rocks, Batopilas area, western Mexico*: Nature (London), v.286, 594-596.
- Lipman, P.W., 1965, *Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks*: U.S. Geol. Survey Bull. 1201-D, D1-D24.
- Lipman, P.W., Christiansen, R.L. and Van Alstine, R.E., 1969, *Retentions of alkalis by calc-alkaline rhyolites during crystallization and hydration*: Am. Mineralogist, v.54, 286-291.
- Lipman, P.W. et al, 1978, *Pleistocene rhyolite of the Mineral Mountains, Utah: Geothermal and archeological significance*: U.S. Geol. Survey, Jour. Res., v.6, 133-147.
- Lloyd, J.W. and Heathcote J.A., 1985, *Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater, an introduction*: Clarendon Press, Oxford G.B., 296p.
- Lofgren, G., 1970, *Experimental devitrification rate of rhyolite glass*: Geol. Soc. Am. Bull., v.81, 553-560.
- Martínez, V.J., 1983, *Presente y futuro de las cuencas geohidrológicas de Villa de Reyes y San Luis Potosí*: Folleto Técnico No. 91, Inst. Geol. Met. UASLP, 33p.
- Martínez, V.J., 1984, *Control geológico y estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas*: Folleto Técnico No.97, Int. Geol. Met. UASLP, 12p.
- Martínez, V.J., 1986, *Condiciones geohidrológicas actuales del valle de San Luis Potosí*: Folleto Técnico No.105, Ins. Geol. Met. UASLP, 25p.
- Martínez V.J. y Aguirre M.A., 1984, *Comportamiento del nivel estático del acuífero profundo de la cuenca de San Luis Potosí hasta junio de 1984*: Folleto Técnico No.96, Ins. Geol. Met. UASLP, 17p.
- Martínez V.J. y Cuellar, G., 1979, *Correlación de superficie y subsuelo de la cuenca geohidrológica de San Luis Potosí*: Folleto Técnico No.65, Inst. Geol. Met. UASLP, 25p.
- McDowell, F.W. and Clabaugh, S.E., 1979, *Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico*: Geol. Soc. Am. Spec. Paper 180, 113-123.
- McDonald, G.J.F., 1965, *Geophysical deductions from observations of heat flow*: In *Terrestrial Heat Flow*, Ed. W.H.K. Lee, Am. Geophys. Union, 191-210.
- McDowell, F.W. and Keyser, R.P., 1977, *Timing of mid-Tertiary vulcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico*: Geol. Soc. Am. Bull., v.88, 1479-1487.
- McDowell, F.W., Duex, T.W., Henry, C.D. and Long, L.E., 1978, *Age and strontium isotope chemistry of the Sierra Madre Occidental volcanic province, western Mexico*: U.S. Geol. Surv., Open File Report, 78-701, 289-291.
- Medina J.F., 1974, *Una solución al problema del agua en San Luis Potosí*: Folleto Técnico No. 41, Inst. Geol. Met. UASLP, 13p.
- Medina J.F., 1978, *Estudio geohidrológico de la región norte de la*

- cuenca de San Luis Potosí: Folleto Técnico No.56, Inst. Geol. Met. UASLP, 22p.
- Meyboom, P., 1966, *Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine*: *Journal of Hydrology*, v.4, 38-62.
- Mifflin, M.D., 1968, *Delineation of groundwater flow systems in Nevada*: *Desert Res. Inst. Tech. Rept. Ser. H-W No.4*, Reno Nev.
- Morey G.W., Fournier, R.o. and Rowe, J.J., 1962, *The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25^o-300^oC*: *Geochim. Cosmochim. Acta*, V.26, 1029-1043.
- Noble D.C., 1967, *Sodium, potassium and ferrous iron contents of some secondarily hydrated natural silicic glasses*: *Am. Mineralogist*, v.52, 280-286.
- Norton, D. 1974, *Chemical mass transfer in the rio Tanama system, west-central Puerto Rico*: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.38, 267-277.
- Ophori, P.U. and Tóth, J., 1989, *Patterns of groundwater chemistry, Ross Creek Basin, Alberta Canada*: *Groundwater*, v.27(1), 20-26.
- Pérez, J., et al, 1979, *Preliminary report on the analysis of some "in house" geochemical reference samples from Mexico*: *Geof. Int.*, v.18(2), 197-202.
- Pool, D.R., 1986, *Aquifer geology of alluvial basins of Arizona: Regional Aquifer systems in the USA*, American Water Resources Association, 25-35.
- Quintero, O., 1989, *Contribución al conocimiento de la Sierra de Guanajuato en la región de Comanja de Corona, Jalisco*: Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias (Geología), Facultad de Ciencias, UNAM, México D.F., 87p.
- Raisz, E., 1959, *Landforms of Mexico*: Cambridge Mass. Mapa con texto, escala 1:3,000,000 aprox.
- Reeves Jr., C.C., 1977, *Intermontane basins of the arid western United States*: In *Geomorphology in arid regions*, Proceedings volume of the Eighth annual Geomorphology Symposium, Ed. Donald O. Doehring, 7-25.
- Robertson, F.N., 1986, *Ocurrence and solubility controls of trace elements in groundwater in alluvial basins*: *Regional Aquifer systems in the USA*, American Water Resources Association, 69-80.
- Ruiz, J., Jones, L.M. and Kesler, S.E., 1983, *Strontium isotope evidence for crustal contamination during the evolution of mid-Tertiary ignimbrites from the Sierra Madre Occidental in central Mexico*: *EOS, Transactions, Am. Geophy. Union*, v.64(26).
- Ruiz, J., Kesler, S.E. and Jones L.M., 1980, *Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosí, Mexico*: *Econ. Geol.*, v.75, 1200-1209.
- Shoeller, H., 1962, *Les eaux souterraines*: Masen et Cie., Paris
- Smith, D.L. et al, 1979, *Distribution of heat flow and radioactive heat generation in northern Mexico*: *Jour. Geophys. Res.*, v.84, 2371-2379.
- Smith, R.L., 1960, *Ash flows*: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.71, 795-842.
- Smith, R.L., 1979, *Ash flow magmatism*: *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 180, 5-27.
- Smith, R.L. and Bayley R.A., 1968, *Resurgents cauldrons*: *Geol. Soc. Am. Memoria* 116, 613-662.
- Streeta, E.J.P. y Del Arenal, R., 1960, *Estudio para el abastecimiento de agua potable para la ciudad de San Luis Potosí*: *Inst. Ciencia Aplicada UNAM*, 32p.
- Stumm, W. and Morgan, J.J., 1981, *Aquatic Chemistry*: John Wiley and

Sons, 767p.

Tardy, Y., 1971, *Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of water from some European and African crystalline massifs*: *Chem. Geol.* v.7, 253-271.

Tecnología y Sistemas S.A., 1984, *Ampliación del estudio geohidrológico de evaluación en el valle de San Luis Potosí, para el abastecimiento de agua para la ciudad de San Luis Potosí SLP: Contrato cc-83-305-D. Tomos I-II-III, informe interno* Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.

Tóth, J., 1963, *A theoretical analysis of groundwater flow in a small drainage basin*, *Jour. Geophys. Res.*, v.67, 4375-4387.

Tóth, J., 1966, *Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, Alberta, Canada*: *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.*, v.11(2), 1-49.

Tristán, G.M., 1986, *Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Folleto Técnico No.107*, Inst. Geol. UASLP, 91p.

Turley, C.P., Wash, W.P. and Brown, W.P., 1979, *Petrology and geochronology of late Tertiary and Quaternary volcanic rocks in the margin of the Basin and Range Province, Utah*: *U.S. Dept. Energy, Contract EY-76-S-097-1601, final report*, Univ. of Utah, v.1, 78p.

UAM, 1987, *Condiciones Hidrogeológicas en el valle de San Luis Potosí, SLP, Informe interno*, 51p.

Urrutia, J., 1986, *Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the northwestern Mexico magmatic arc zone*: *Geof. Int.*, v.21(1), 61-84.

Viers, G., 1975, *Climatología: Orka-Tau S.A. Ediciones*, Barcelona España.

Villalobos, I. y Diaz de León, E., 1983, *El contenido de fluoruros en las aguas de consumo en la ciudad de San Luis Potosí (1974)*: *Inst. Geol. Met. UASLP*, tomo IX, No.62, 23-29.

Verma, S.P., 1984, *Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the Mineral District of Zacatecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), Mexico*: *Isot. Geosci.*, v.2, 37-53.

Wodd, W.W., 1976, *Guidelines for collection and field analysis of groundwater samples for selected unstable constituents*: *U.S. Geol. Survey Techniques of Water Resources Investigations, Book 1, Chapter D-2*, 24p.

Wallick, E.I., 1981, *Chemical evolution of groundwater in a drainage basin of Holocene age, east-central Alberta, Canada*: *Journal of Hydrology*, v.54, 245-283.

Zielinski, R.A., 1983, *Experimental leaching of volcanic glass: Implications for evaluation of glassy volcanic rocks as sources of Uranium*: In *Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks*, AAPG Studies in Geology No.13, Ed. P.C. Goodell and A.C. Waters, 1-11.

Zielinski, R.A., et al, 1977, *Minor element abundances in obsidian, perlite and felsite of calc-alkalic rhyolites*: *Am. Mineralogist*, v.62, 426-437.

