

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DE LA LOMA LOS POZOS DURANTE
LA FASE INICIAL DEL LLENADO DE LA PRESA EL CUCHILLO
SOLIDARIDAD, CHINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO**

T E S I S

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

P R E S E N T A

IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE 1996



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La tesis

**ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LA LOMA LOS POZOS
DURANTE LA FASE INICIAL DEL LLENADO DE LA
PRESA EL CUCHILLO SOLIDARIDAD,
CHINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO**

elaborada por

IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

COMITÉ DICTAMINADOR DE LA TESIS

Dr. Aleksandr Mousatov

M.C. Nicolai Kouzoub

Dr. G. Javier Castro Larragoitia

Dr. José Rosbel Chapa Guerrero

Dr. Héctor de León Gómez

Vo.Bo.

Dra/ Ma. Teresa Orozco Esquivel
Jefe de la División de Estudios de Postgrado

**ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DE LA LOMA LOS POZOS DURANTE
LA FASE INICIAL DEL LLENADO DE LA PRESA EL CUCHILLO
SOLIDARIDAD, CHINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO**

DEDICATORIA

A Mariana . . . por ser motivo de mi vida!!

A ti, Martha, por tu amor y comprensión

A Lupita, por tu amor y abnegación

A mis hermanos, Juan y Maty, con cariño

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a la institución que ha contribuido a mi formación profesional: la Universidad Autónoma de Nuevo León (U.A.N.L.).

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la concesión de la beca-crédito.

A la Comisión Nacional del Agua, Gerencia Estatal Nuevo León (C.N.A. - Nuevo León), por toda la información proporcionada de la Presa El Cuchillo Solidaridad.

Un sincero agradecimiento al Dr. Cosme Pola Símuta por confiar en mí al haberme invitado a formar parte de su equipo de trabajo y proporcionarme el apoyo necesario.

Mi profunda gratitud al Dr. Jörg Werner Paulus y Dr. Arkady V. Kalinin por haber fungido como asesores en la fase inicial del trabajo de tesis y especialmente al Dr. Héctor de León Gómez por haberme asesorado hasta la conclusión de la misma.

A los Dres. Wolfgang Stinnesbeck K. y Juan Manuel Rodríguez M. por sus comentarios en los aspectos de la geología regional e hidrogeoquímica, respectivamente.

A la Comisión Dictaminadora integrada por el Dr. Aleksandr Musatov, M.C. Nikolai Kouzoub, Dr. José Rosbel Chapa Guerrero y Dr. G. Javier Castro Laragoitia, cuyos valiosos comentarios y sugerencias permitieron mejorar la calidad de esta tesis.

A los Maestros Preparadores y Laboratoristas de la Facultad de Ciencias de la Tierra por las facilidades y el apoyo prestado.

A mis compañeros becarios y amigos: Alejandra, Alberto, Efraín, Uriel, Jorge, Fernando, Francisco, José Manuel y David, quienes me brindaron su amistad en los buenos y los malos momentos.

A todos los estudiantes que me acompañaron al área de estudio, gracias por su ayuda!!!.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	<i>i</i>
LISTA DE TABLAS	<i>ix</i>
NOMENCLATURA Y ABREVIATURAS	<i>xi</i>
RESUMEN	<i>xiii</i>
INTRODUCCIÓN	<i>xv</i>
CAPÍTULO I GENERALIDADES	
1.1 Introducción	1
1.2 Justificación	1
1.3 Objetivos	3
1.4 Metodología	3
1.5 Proyecto presa El Cuchillo Solidaridad	5
1.5.1 Ubicación	5
1.5.2 Hidrología	7
1.5.3 Construcción	7
1.5.4 Características técnicas de la obra	12
CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	
2.1 Introducción	14
2.2 Localización y definición de la Cuenca de Burgos	14
2.3 Paleogeografía	16
2.3.1 Mesozoico	16
2.3.1.1 Basamento	16
2.3.1.2 Jurásico	16
2.3.1.3 Cretácico	17
2.3.2 Terciario	21
2.3.2.1 Paleoceno	25
2.3.2.2 Eoceno	25
2.3.2.3 Oligoceno	26
2.3.2.4 Mioceno	28
2.3.2.5 Plioceno	28
2.3.3 Cuaternario	29

CAPÍTULO III GEOLOGÍA DE LA LOMA LOS POZOS

3.1	Introducción	30
3.2	Localización del área de estudio	30
3.3	Vías de acceso	33
3.4	Climatología	33
3.5	Suelos y vegetación	34
3.6	Geomorfología	36
3.7	Estudios previos	37
3.8	Fotogeología	38
3.9	Geología	40
3.9.1	Estratigrafía	44
3.9.1.1	Secuencia areno-lutítica (Formación Mount Selman)	44
3.9.1.2	Terrazas de gravas del Pleistoceno	48
3.9.1.3	Depósitos fluviales recientes	50
3.10	Geología estructural	51

CAPÍTULO IV HIDROGEOLOGÍA DE LA LOMA LOS POZOS

4.1	Introducción	56
4.2	Unidades hidrogeológicas	57
4.2.1	Acuífero múltiple	57
4.2.2	Acuífero colgado	58
4.3	Monitoreo hidrogeológico	60
4.3.1	Pozos de monitoreo	60
4.3.2	Sistema automático de adquisición de datos	61
4.3.2.1	Componentes físicos (hardware)	62
4.3.2.2	Componentes lógicos (software)	64
4.3.3	Régimen de medición	65
4.3.4	Llenado y almacenamiento del vaso	66
4.3.5	Comportamiento del nivel en los pozos como respuesta al llenado del vaso	68
4.3.6	Piezometría	70
4.3.7	Fluctuaciones de período corto	76
4.4	Registros de conductividad eléctrica	77
4.5	Pruebas hidráulicas de desplazamiento (slug test)	78
4.5.1	Principios teóricos	79

4.5.2	Metodología	82
4.5.3	Resultados	82
4.6	Pronóstico de riesgos hidrogeológicos	85
CAPÍTULO V HIDROGEOQUÍMICA DE LA LOMA LOS POZOS		
5.1	Introducción	89
5.2	Muestreo y determinación de parámetros físicos	89
5.3	Métodos analíticos hidrogeoquímicos	92
5.4	Distribución de parámetros físicos y especies hidrogeoquímicas	93
5.4.1	Conductividad eléctrica	95
5.4.2	Sólidos totales disueltos	97
5.4.3	Cationes	98
5.4.4	Aniones	103
5.4.5	Coefficientes de intercambio iónico	107
5.4.6	Relación de adsorción de sodio (R.A.S.)	108
5.4.7	Índices hidrogeoquímicos	111
5.5	Clasificación hidrogeoquímica	115
5.5.1	Clasificación según Piper	116
5.5.2	Clasificación según Schoeller	118
5.6	Isótopos estables	122
5.7	Mecanismos de filtración	126
5.8	Evolución hidrogeoquímica	128
CONCLUSIONES		130
BIBLIOGRAFÍA		136
ANEXO: Resultados de los análisis hidrogeoquímicos.		

LISTA DE FIGURAS

		Página
Fig. 1.1	Presa El Cuchillo Solidaridad, vista aguas arriba.	5
Fig. 1.2	Croquis de localización de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México	6
Fig. 1.3	Sección de la cortina de la presa El Cuchillo Solidaridad mostrando los materiales graduados y la galería	8
Fig. 2.1	Localización de la Provincia Cuenca de Burgos, México, (modificado de ECHÁNOVE, 1986b)	15
Fig. 2.2	Paleogeografía donde se pueden observar los bloques emergidos sujetos a fuertes procesos erosivos que dan como resultado la depositación de lechos rojos en un medio ambiente continental y sub-acuático (modificado de SMITH, 1981)	18
Fig. 2.3	Extensiva regresión que dá lugar a penínsulas e islas, los sedimentos terrígenos (2) se depositan en el Golfo de Sabinas. Los carbonatos de agua somera y evaporitas (3) cubren extensas plataformas, así como a calizas (4), (modificado de SMITH, 1981)	18
Fig. 2.4	Sedimentación de lutitas y areniscas en los bordes de las tierras emergidas (4). Calizas de agua somera y lutitas (2), se depositan en el E del Golfo de Sabinas y E del Archipiélago de Tamps. Lutitas y calizas fosfáticas se depositan al S (3), (modificado de SMITH, 1981)	18

Fig. 2.5	Deposición de sedimentos terrígenos en los bordes de la Península de Coahuila (2). Hacia el S y E se deposita una secuencia intercalada de lutitas y calizas (3). Al E y SE se depositan calizas con nódulos de pedernal (4), (modificado de SMITH, 1981)	18
Fig. 2.6	Sedimentos clásticos provenientes de las tierras emergidas (2). Se depositan lutitas y calizas en el Golfo de Sabinas (3). Cinturón arrecifal en el margen de la plataforma (4); hacia el E-SE-S se depositan calizas de cuenca (5), (modificado de SMITH, 1981)	20
Fig. 2.7	En el N se depositan calizas y margas de plataforma (1). En el NW, se forman dolomitas, calizas y bancos de rudistas (2), bordeando dolomitas y evaporitas (5). Deposición de caliza de cuenca (3). Al S se forman calizas de plataforma (4), (modificado de SMITH, 1981)	20
Fig. 2.8	Desarrollo arrecifal en los bordes de la Isla de Coahuila (2) y un arco rodeando evaporitas y arcillas (1) en el N. Extensas calizas de agua profunda con bandas de pedernal (3). Al S continúa la deposición de calizas de plataforma (4), (modificado de SMITH, 1981)	20
Fig. 2.9	Sedimentación tripartita en delgadas capas. Al N, deposición de lutitas y carbonatos de agua somera (1). En el S se deposita una delgada secuencia de carbonatos y lutitas (2), mientras que al E se depositan carbonatos (3), (modificado de SMITH, 1981)	20
Fig. 2.10	Ligero cambio en el patrón sedimentario. En el N, se depositan carbonatos y lutitas de agua somera (1). En el S se forman areniscas y lutitas (4). Entre Torreón y Monterrey se depositan lutitas (3). Al S-SE se forman calizas y lutitas (2), (modificado de SMITH, 1981)	22
Fig. 2.11	Se inicia la regresión de los mares hacia el oriente, con la deposición de conglomerados y areniscas (2) en el margen del continente. Depósitos de lutitas pelágicas de plataforma en el oriente (3), (modificado de Smith, 1981)	22

Fig. 2.12	Sedimentos terrígenos y clásticos (2), permitieron el desarrollo de extensos depósitos de carbón (5). En la Cuenca de Parras, se depositan lutitas (4). Hacia el E, ocurre una sedimentación de lutitas pelágicas de plataforma (3), (modificado de SMITH, 1981)	22
Fig. 2.13	La secuencia mesozoica es deformada por la Orogenia Laramide y el retiro de los mares hacia el E trae consigo una intensa depositación de areniscas y lutitas, formando cinturones subparalelos (2), (modificado de SMITH, 1981)	22
Fig. 2.14	Secuencia estratigráfica del Terciario, Provincia Cuenca de Burgos, mostrando los ambientes depositacionales y los eventos regresivo-transgresivos. F. Paleoceno = franja paleocénica, F. Eoceno = franja eocénica, F. Oligoceno = franja oligocénica, F. Mioceno = franja miocénica, F. Plio. = franja pliocénica (modificado de ECHÁNOVE, 1986b)	23
Fig. 2.15	Desarrollo sedimentario y tectónico de la Provincia Cuenca de Burgos, donde se aprecia la depositación de areniscas en barras y la influencia de abanicos deltáicos, así como la formación de fallas de crecimiento (normales) en la secuencia terciaria (modificado de GALLOWAY <i>et al.</i> , 1991)	24
Fig. 3.1	Localización del área de estudio en la margen nor-oriental de la presa El Cuchillo Solidaridad, al sur de la Cd. de China, Nuevo León, México. Para simbología ver siguiente figura	31
Fig. 3.2	Carta Topográfica Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	32
Fig. 3.3	Climatología de la región de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León. Valores medios calculados considerando un registro de 26 años en la Estación Climatológica "El Cuchillo".	34
Fig. 3.4	Relieve de la Loma Los Pozos, vista hacia el sureste.	36

Fig. 3.5	Lineamientos revelados por el análisis fotogeológico del área de estudio, con la predominancia de rasgos orientados en dirección SW-NE, presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México. En la imagen sobrepuesta obsérvese la posición de la cortina y la línea de NAME	39
Fig. 3.6	Carta Geológica Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	41
Fig. 3.7	Perfiles geológicos A-A' y B-B', Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	42
Fig. 3.8	Perfiles geológicos C-C' y D-D', Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	43
Fig. 3.9	Sección litológica compuesta para la vertiente occidental de la Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	44
Fig. 3.10	Secuencia de lutitas y bancos medianos de areniscas, mostrando la inclinación de las capas en dirección aguas abajo de la cortina. Tajo norte del canal de desfogue	45
Fig. 3.11	Micrografía de arenisca mostrando los cristales de cuarzo (Qz), feldespato (Fd) y fragmentos líticos (FL), arriba a la derecha se observa un cristal de calcita (Cc) con su clivaje característico. Largo de la fotografía = 2.5 mm	46
Fig. 3.12	Afloramiento de conglomerados de la Terraza Alta con un espesor aproximado de 7 m. Banco de material a aprox. 2 km al SW del pozo 8	50
Fig. 3.13	Carta Tectónica Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	52
Fig. 3.14	Principales elementos estructurales de la Loma Los Pozos y su relación con el eje de la cortina. Se muestra un plano de estratificación ligeramente inclinado (ES), y un sistema ortogonal de diaclasas (D) con su dirección y echado, así como sus porcentajes frecuenciales. Los valores de dirección son azimutales	54

Fig. 3.15	Estratos de arenisca con planos de diaclasa rellenos de óxidos de fierro (la escala mide 20 cm). Cantera a 1.5 Km al N del pozo 9	55
Fig. 4.1	Unidades hidrogeológicas, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	59
Fig. 4.2	Componentes principales del ATISBADOR-GM, de arriba hacia abajo: acumulador de 6 V, contenedor de la tarjeta electrónica, sonda de profundidad, sonda de salinidad, sonda de temperatura y conector para puerto serial RS-232	64
Fig. 4.3	Gráfica obtenida con el programa MONPRO, donde se muestra el comportamiento en el nivel piezométrico, la temperatura y la salinidad para el pozo 6 durante el período comprendido del 20 al 26 de febrero de 1994	65
Fig. 4.4	Llenado de la presa El Cuchillo Solidaridad, datos tomados en el período del 8 de junio de 1993 al 5 de septiembre de 1995. Se muestran eventos importantes: 1) Cierre de compuertas, 2) Período de lluvias en septiembre de 1993, 3) Período de lluvias en septiembre de 1994 y, 4) Precipitaciones extraordinarias debidas al "Huracán Gabrielle"	67
Fig. 4.5	Gráfica que muestra la relación del nivel del embalse con las áreas ocupadas y el volumen almacenado en la presa El Cuchillo Solidaridad	68
Fig. 4.6	Comportamiento del nivel piezométrico del pozo 0 en función del llenado del vaso para el período del 15 de agosto al 1° de noviembre de 1993	69
Fig. 4.7	Carta Piezométrica para el mes de julio de 1993, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	71
Fig. 4.8	Carta Piezométrica para el mes de marzo de 1994, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	72

Fig. 4.9	Carta Piezométrica para el mes de febrero de 1995, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	73
Fig. 4.10	Carta Piezométrica para el mes de septiembre de 1995, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	74
Fig. 4.11	Fluctuaciones periódicas en el comportamiento del nivel del acuífero de gravas (pozo 8). Las variaciones muestran amplitudes de 10 mm y dos ciclos diarios con máximos cada 12 horas. Datos tomados durante el período comprendido del 20 al 26 de febrero de 1994	76
Fig. 4.12	Registros de conductividad para los pozos de monitoreo hidrogeológico. Obsérvese los pozos 8, 1 y 2 que muestran en su columna de agua aportes de diferentes orígenes. Datos obtenidos el 5 de mayo de 1995	78
Fig. 4.13	Prueba hidráulica de desplazamiento (slug test) evaluada con el método de línea recta de Hvorslev (1951). a) Geometría de la prueba, b) Método de análisis	81
Fig. 4.14	Recuperación del nivel en el pozo 8 para una prueba hidráulica de desplazamiento. El valor de T_0 es de 0.21 horas	83
Fig. 4.15	Velocidades de recuperación para los pozos durante las pruebas hidráulicas de desplazamiento	84
Fig. 4.16	Carta de Zonas de Riesgo Hidrogeológico, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	86
Fig. 5.1	Localización de los sitios de muestreo para análisis hidrogeoquímicos e isotópicos, el mapa izquierdo representa el área de la presa y el mapa derecho representa el área de la Loma Los Pozos, para simbología ver figura 3.2	90
Fig. 5.2	Composición hidrogeoquímica de especies iónicas mayores de las diferentes fuentes analizadas en la cuarta campaña de muestreo	95

Fig. 5.3	Carta de Isoconductividad Eléctrica, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	96
Fig. 5.4	Carta de Distribución de Sólidos Totales Disueltos (S.T.D.), área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	97
Fig. 5.5	Carta de Distribución del Ion Calcio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	99
Fig. 5.6	Carta de Distribución del Ion Magnesio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	100
Fig. 5.7	Carta de Distribución del Ion Sodio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	101
Fig. 5.8	Carta de Distribución del Ion Potasio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	102
Fig. 5.9	Carta de Distribución del Ion Bicarbonato, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	104
Fig. 5.10	Carta de Distribución del Ion Cloruro, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	105
Fig. 5.11	Carta de Distribución del Ion Sulfato, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	106
Fig. 5.12	Carta de Distribución del Coeficiente de Intercambio Iónico Negativo, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	108
Fig. 5.13	Carta de Distribución de la Relación de Adsorción de Sodio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	110
Fig. 5.14	Salida a la superficie de aguas salobres a aproximadamente 1 km al noreste del límite del área de estudio, China, Nuevo León, México	111

Fig. 5.15	Relaciones iónicas de las muestras analizadas, a) Relación $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$, b) Relación Na^+/K^+ , c) Relación $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$, d) Relación $(\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})/(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$	113
Fig. 5.16	Carta de Isovalores del Índice Geoquímico, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	115
Fig. 5.17	Diagrama hidrogeoquímico de Piper, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México	117
Fig. 5.18	Diagrama de Schoeller para las muestras del área de estudio, China, Nuevo León, México	121
Fig. 5.19	Relaciones isotópicas de oxígeno-18 vs. deuterio para las muestras del área de estudio, China, Nuevo León, México	124
Fig. 5.20	Mecanismos de filtración propuestos para el sistema agua superficial - agua subterránea, Presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México ...	127
Fig. 5.21	Evolución hidrogeoquímica probable de las aguas en el área de estudio, China, Nuevo León, México	129

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla 1.1	Instrumentación instalada en la presa El Cuchillo Solidaridad 11
Tabla 1.2	Datos técnicos de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México 13
Tabla 4.1	Información técnica de los pozos de monitoreo hidrogeológico 61
Tabla 4.2	Características del ATISBADOR-GM 63
Tabla 4.3	Resultados de las pruebas de desplazamiento (slug test) 85
Tabla 5.1	Muestras tomadas para análisis hidrogeoquímico e isotópico, presa El Cuchillo Solidaridad 91
Tabla 5.2	Métodos estandarizados de análisis hidrogeoquímicos 92
Tabla 5.3	Clasificación de Piper por iones dominantes 116
Tabla 5.4	Clasificación de Piper con respecto a la conductividad eléctrica 117
Tabla 5.5	Denominación de grupos por su contenido de cloruro según Schoeller 118
Tabla 5.6	Denominación de grupos por su contenido de sulfato según Schoeller 118
Tabla 5.7	Denominación de grupos por su contenido de bicarbonato según Schoeller 119

Tabla 5.8	Denominación de grupos por sus relaciones iónicas según Schoeller	119
Tabla 5.9	Clasificación hidrogeoquímica de las aguas del área de estudio, China, Nuevo León, México	120
Tabla 5.10	Análisis isotópicos de las muestras del área de estudio, China, Nuevo León, México	123

NOMENCLATURA Y ABREVIATURAS

°C	grado Celsius
ϕ	diámetro (cm, pulgadas)
D	plano de diaclasa
F	factor forma (adimensional)
ES	plano de estratificación
e	equivalentes
gr	gramo
Has.	hectáreas
H_0	desplazamiento total provocado (cm)
H_t	desplazamiento a un tiempo t dado (cm)
hr	hora
K_f	conductividad hidráulica (cm/s)
l	litro
μ	micro- (10^{-6})
M	millones
Ma	millones de años
Mhz	megahertz (ciclos/s)
meq	miliequivalentes
m.s.n.m.	metros sobre el nivel del mar
n.c.	no calculado
Q	caudal (m^3/s , l/s)
r_t	radio del tubo de prueba (cm)
r_w	radio del pozo (cm)
r_0	radio del cono de ascenso o descenso (cm)
δ	diferencia de fraccionación isotópica relativa (‰)
R	coeficiente de fraccionación isotópica (adimensional)
s	segundos
S	siemens
t	tiempo (s)
V	voltio

APHA	Asociación Americana de Salud Pública (American Public Health Association)
Cd.	Ciudad
CIIP	Coefficiente de Intercambio Iónico Positivo
CIIN	Coefficiente de Intercambio Iónico Negativo
CNA	Comisión Nacional del Agua
DFG	Sociedad de Investigación Alemana (Deutsche Forschungs-Gemeinschaft)
DOS	Sistema Operativo de Disco (Disk Operating System)
FCT	Facultad de Ciencias de la Tierra
Gral.	General
GPS	Sistema de Posicionamiento Global (Global Positioning System)
GTZ	Sociedad para la Cooperación Técnica, organismo alemán (Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit)
IAEA	Agencia Internacional de la Energía Atómica (International Atomic Energy Agency)
IIE	Instituto de Investigaciones Eléctricas
INEGI	Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática
N.L.	Nuevo León
NAME	Nivel de Aguas Máximo Extraordinario
NAMO	Nivel de Aguas Máximo Ordinario
NAMIN	Nivel de Aguas Mínimo
NORMEX	Norma Oficial Mexicana
PRODERLEON	Promotora del Desarrollo Rural de Nuevo León
PVC	Cloruro de polivinilo
R.A.S.	Relación de Adsorción de Sodio
SARH	Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos
SMOW	Estándar Medio del Agua Oceánica (Standard Mean Ocean Water)
STD	Sólidos Totales Disueltos (mg/l)
UANL	Universidad Autónoma de Nuevo León
UEM	Universidad Estatal de Moscú

RESUMEN

La presa El Cuchillo Solidaridad, se localiza en el estado de Nuevo León, aproximadamente a 102 Km al oriente de la Cd. de Monterrey, Nuevo León, México, en las cercanías de la población de China. Es una obra hidráulica construida durante los años 1990-1994 y forma parte de la etapa Monterrey IV del Plan Hidráulico de Nuevo León. Esta magna obra está destinada a la captación y almacenamiento de los escurrimientos de agua en la Cuenca del Río San Juan, para el abastecimiento de agua potable a los más de 3.5 millones de habitantes de la Cd. de Monterrey y su área metropolitana.

La construcción y operación de una obra de tales dimensiones, hace surgir la necesidad del estudio de los cambios hidrogeológicos provocados en el entorno del embalse como consecuencia de su llenado, así como de los fenómenos que se derivan, como pueden ser las pérdidas por filtración, la aparición de áreas de inundación y extensas zonas con ensalitramiento de suelos, además de cambios locales en el medio ambiente. Asimismo, se requiere la evaluación desde el punto de vista de la permeabilidad integral que representa el macizo rocoso que funciona como dique natural.

Con tales fines, el presente trabajo muestra los resultados de la integración de diferentes metodologías para el estudio de la Loma Los Pozos, localizada en la prolongación sur de la cortina de la presa El Cuchillo Solidaridad. La Loma Los Pozos, geológicamente está constituida por una secuencia alternante de areniscas y lutitas, coronada en su cima por depósitos recientes de gravas. El estudio hidrogeológico realizado mediante el establecimiento de una red de pozos de monitoreo, demuestra que los estratos de arenisca actúan como horizontes acuíferos, constituyendo así un acuífero múltiple.

El seguimiento de la fase de llenado del vaso de la presa y la observación en el comportamiento de las aguas subterráneas, permite establecer los mecanismos de interacción en el sistema presa-agua subterránea.

Simultáneamente, son evaluadas las diferentes fuentes de agua mediante análisis hidrogeoquímicos y estudios de isótopos estables, cuyos resultados vienen a confirmar estos mecanismos y contribuyen al establecimiento de un modelo de evolución hidrogeoquímica para el área bajo estudio.

Los resultados del presente trabajo relacionados al aprovechamiento integral de los recursos hidráulicos y el estudio del comportamiento de la permeabilidad en macizos rocosos, contribuyen a establecer principalmente, las bases metodológicas para el control y seguimiento de procesos subsecuentes en proyectos de construcción de futuras presas y en segundo término, la elección de sitios para la disposición de desechos domésticos y peligrosos en el noreste del país.

INTRODUCCIÓN

El estado de Nuevo León, localizado en la porción noreste de México, históricamente se ha caracterizado por ser un estado vanguardista en el sector manufacturero e industrial del país. Sin embargo, la situación geográfica del estado caracterizada por climas templados y secos, las bajas precipitaciones y las altas evaporaciones y por ende una pobre hidrografía, hacen que el desarrollo comercial e industrial de esta zona árida- semiárida esté condicionado a la disponibilidad de los recursos hidráulicos.

La Cd. de Monterrey, desde los inicios del presente siglo, ha sido el sitio elegido para el establecimiento de industrias que han representado fuentes de trabajo y por consecuencia, el motor de la migración de la población de los estados vecinos y del sur del país. En las últimas décadas, el rápido crecimiento demográfico demandante de bienes y servicios, asociado a las condiciones antes descritas, ha generado crisis por la creciente demanda de agua. Ante tal situación, las autoridades se han visto en la necesidad de implementar planes urgentes para la búsqueda, almacenamiento, conducción y aprovechamiento del agua.

Para el aprovechamiento de las fuentes superficiales, a principios de la década de los 80's se construyó la Presa Cerro Prieto y pasó a ser la principal fuente de abastecimiento para el año de 1990, aportando un 30 % del suministro real demandado con $2.62 \text{ m}^3/\text{s}$ en promedio (DE LEÓN-GÓMEZ, 1994). La demanda total era de $15 \text{ m}^3/\text{s}$ para ese entonces y las fuentes de abastecimiento (superficiales y subterráneas) sólo aportaban $8.74 \text{ m}^3/\text{s}$, resultando un déficit de $6.26 \text{ m}^3/\text{s}$. Para enfrentar esta situación, en ese mismo año se inició la construcción de la presa El Cuchillo Solidaridad con una capacidad proyectada de suministro de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ en dos etapas, capaz de cubrir el déficit y asegurar el suministro de agua potable en los próximos 15 años.

Debido a la importancia que reviste esta obra en el desarrollo del estado y noreste del país, resultan de gran utilidad todos los estudios relacionados con el abastecimiento y aprovechamiento de los recursos hidráulicos.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La presa El Cuchillo Solidaridad se localiza en el Estado de Nuevo León a unos 102 Km al oriente de la Cd. de Monterrey, Nuevo León, México, en las cercanías de la población de China. Es una obra hidráulica destinada a la captación y almacenamiento de agua para el abastecimiento de más de 3.5 millones de habitantes de la Cd. de Monterrey y su área metropolitana, se considera la mayor presa de su tipo en América Latina. Su construcción se inició en noviembre de 1990 y se inauguró en el mismo mes del año 1994.

1.2 JUSTIFICACIÓN

El abastecimiento de agua potable se ha convertido en uno de los problemas hidráulicos más importantes en el noreste del país debido al rápido crecimiento de las ciudades ocasionado por la emigración rural en busca de oportunidades de trabajo, comodidades y servicios. Esta situación se agrava constantemente a causa de la situación económica actual y contribuye al desarrollo desmedido de los principales centros urbanos. Ejemplos palpables de ello son las ciudades de México, Tijuana, Guadalajara y Monterrey en donde el incremento de la demanda ha superado a

la oferta, lo que ha propiciado un déficit importante de agua potable para los diversos usos de las ciudades.

En 1979, la ciudad de Monterrey vivía la más aguda crisis de su historia por la falta de agua y se encontraba al borde del colapso, por lo que el Gobierno del Estado emprendió el Plan Hidráulico de Nuevo León con el fin de dotar con el vital líquido a la ciudad para garantizar su bienestar y desarrollo.

El Plan Hidráulico consistió en la rehabilitación de las redes de agua potable, la búsqueda y explotación de fuentes subterráneas mediante la perforación de pozos (Campo de pozos de Mina, Sistema Santa Catarina, Sistema Santiago I y Campo de pozos de Monterrey). Asimismo, se efectuaron diversos estudios, orientados a determinar la factibilidad de conducir aguas superficiales a esta ciudad, precisando las fuentes de abastecimiento y los volúmenes aportados (LOAIZA & JIMÉNEZ, 1987; DE LEÓN-GÓMEZ, 1993; DE LEÓN-GÓMEZ, *et al.*, 1994). Las fuentes de abastecimiento superficiales están constituidas por las presas Rodrigo Gómez (La Boca), José López Portillo (Cerro Prieto) y la presa El Cuchillo Solidaridad, de reciente construcción.

Investigadores de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT-UANL) y de la Facultad de Geología de la Universidad Estatal de Moscú (FG-UEM) han aplicado una metodología que contempla la realización de diversos estudios geológicos y geofísicos en la presa Cerro Prieto para determinar sus condiciones hidráulicas y geológicas (UANL-UEM, 1991). DE LEÓN-GÓMEZ (1993) estudia las filtraciones de la misma presa abarcando además de los aspectos geológicos e hidrogeológicos, los de estabilidad y saneamiento de la misma.

Actualmente, la metodología desarrollada en la presa Cerro Prieto, se propone para la presa El Cuchillo Solidaridad, en dicha metodología están comprendidos métodos geofísicos de potencial eléctrico natural y sondeos geoelectrónicos (ANDAVERDE, *en preparación*), así como también métodos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos mediante el establecimiento de una red automatizada de monitoreo hidrogeológico.

1.3 OBJETIVOS

Los objetivos que se pretenden alcanzar, con el presente trabajo son los siguientes:

- a) Analizar la situación geológica y estructural a detalle que constituye el macizo rocoso de la Loma Los Pozos.
- b) Observar el comportamiento de las aguas subterráneas mediante monitoreo hidrogeológico en pozos durante la etapa del llenado de la presa.
- c) Cuantificar mediante ensayos hidrogeológicos las propiedades hidráulicas de las rocas que constituyen el macizo rocoso.
- d) Determinar el carácter geoquímico del sistema agua subterránea - agua superficial (macizo rocoso Loma Los Pozos - vaso de la presa El Cuchillo Solidaridad).
- e) Determinar los cambios en las características isotópicas de los diferentes tipos de agua durante el mecanismo de interacción del vaso con las aguas subterráneas.
- f) Analizar el impacto de las filtraciones, así como el pronóstico y delimitación de zonas de inundación y ensalitramiento de suelos (impacto ambiental) en la parte oriental de la Loma Los Pozos.

1.4 METODOLOGÍA

La problemática planteada será resuelta mediante la integración de los siguientes métodos:

La *cartografía geológica* a detalle permitirá el conocimiento de la situación geológica y estructural de lo que constituye el dique natural de la presa. Se planea un mapeo geológico a escala 1:5,000 para revelar la composición y distribución de las unidades litológicas, es decir el paquete sedimentario terciario, así como la cubierta cuaternaria de sedimentos fluviales. Adicionalmente,

se pondrá de manifiesto la situación tectónica de las unidades y sus discontinuidades (fallas y fracturamiento) ya que éstas juegan un papel muy importante en el proceso de filtración.

El *monitoreo hidrogeológico* durante las primeras fases pondrá de manifiesto el comportamiento hidrogeológico del macizo rocoso. Además, las variaciones en la temperatura y la salinidad mostrarán la mezcla de las aguas subterráneas existentes en la Loma Los Pozos con las aguas infiltradas del vaso de la presa. El seguimiento en los niveles de los pozos permitirá a su vez, observar el comportamiento hidrogeológico del macizo rocoso ante rápidas elevaciones (llenado rápido) en el nivel de la presa, como consecuencia de grandes avenidas causadas por fenómenos meteorológicos extraordinarios (p. ej. el Huracán Gilberto en la presa Cerro Prieto en 1988).

Se contempla también la realización de *pruebas hidrogeológicas* para la determinación de las propiedades hidráulicas de las rocas tales como la transmisividad, y la variación de este parámetro en función de las características litológicas y estructurales del macizo rocoso.

Los *análisis hidrogeoquímicos*, tanto del vaso como de los pozos y filtraciones serán evaluados para establecer un modelo analítico hidrogeoquímico que nos permita comprender los mecanismos de mezcla y transporte de las principales especies químicas disueltas, así como su magnitud. Los registros de conductividad eléctrica nos permitirán determinar la naturaleza y aportación de las aguas en los distintos estratos que son atravesados por las perforaciones.

Para la investigación de los mecanismos de filtración que tendrán lugar a través del dique natural se aplicarán *métodos isótopo-hidrogeológicos*; con la determinación de los isótopos estables de hidrógeno y oxígeno en muestras de agua, igualmente permitirán conocer la influencia del efecto de altura y la componente por el efecto de evaporación para las aguas del vaso.

Se propone la elaboración de la *carta de riesgos hidrogeológicos*, donde se documentarán fenómenos tales como filtraciones y la aparición temporal de áreas de ensalitramiento y anegamiento en la porción nor-oriental del área de estudio. Esta carta le ayudará a las autoridades correspondientes a tomar las medidas necesarias para el control de los fenómenos pronosticados, de los posibles daños a las colonias de China, cercanas a la loma y la eventual reubicación del sitio de disposición de desechos municipales de la ciudad de China, Nuevo León.

1.5 PROYECTO PRESA EL CUCHILLO SOLIDARIDAD

La presa El Cuchillo Solidaridad es la obra principal de la cuarta etapa del Plan Hidráulico denominada Monterrey IV (Fig. 1.1). La finalidad de la obra es el abastecimiento de agua potable de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ a los más de 3.5 millones de habitantes de la ciudad de Monterrey y su zona conurbada, además de algunos municipios de Nuevo León y Tamaulipas, dotando con agua a más de 50,000 habitantes y garantizando además el abastecimiento al distrito de riego 031 "Las Lajas", localizados aguas abajo de la misma. Esta obra hidráulica, sirve también para regular y controlar las avenidas del río San Juan.

1.5.1 UBICACIÓN

La presa El Cuchillo Solidaridad se ubica a 102 Km al oriente de la ciudad de Monterrey, en el municipio de China, Nuevo León. Este sitio se encuentra aguas arriba de la confluencia del río San Juan con el río Pesquería y aguas arriba de la presa Marte R. Gómez. Las coordenadas geográficas del sitio de la cortina son $25^{\circ}43'$ de latitud norte y $99^{\circ}17'$ de longitud oeste, a 3 Km al noroeste de la población de China (Fig. 1.2).



Fig. 1.1 Presa El Cuchillo Solidaridad, vista aguas arriba.

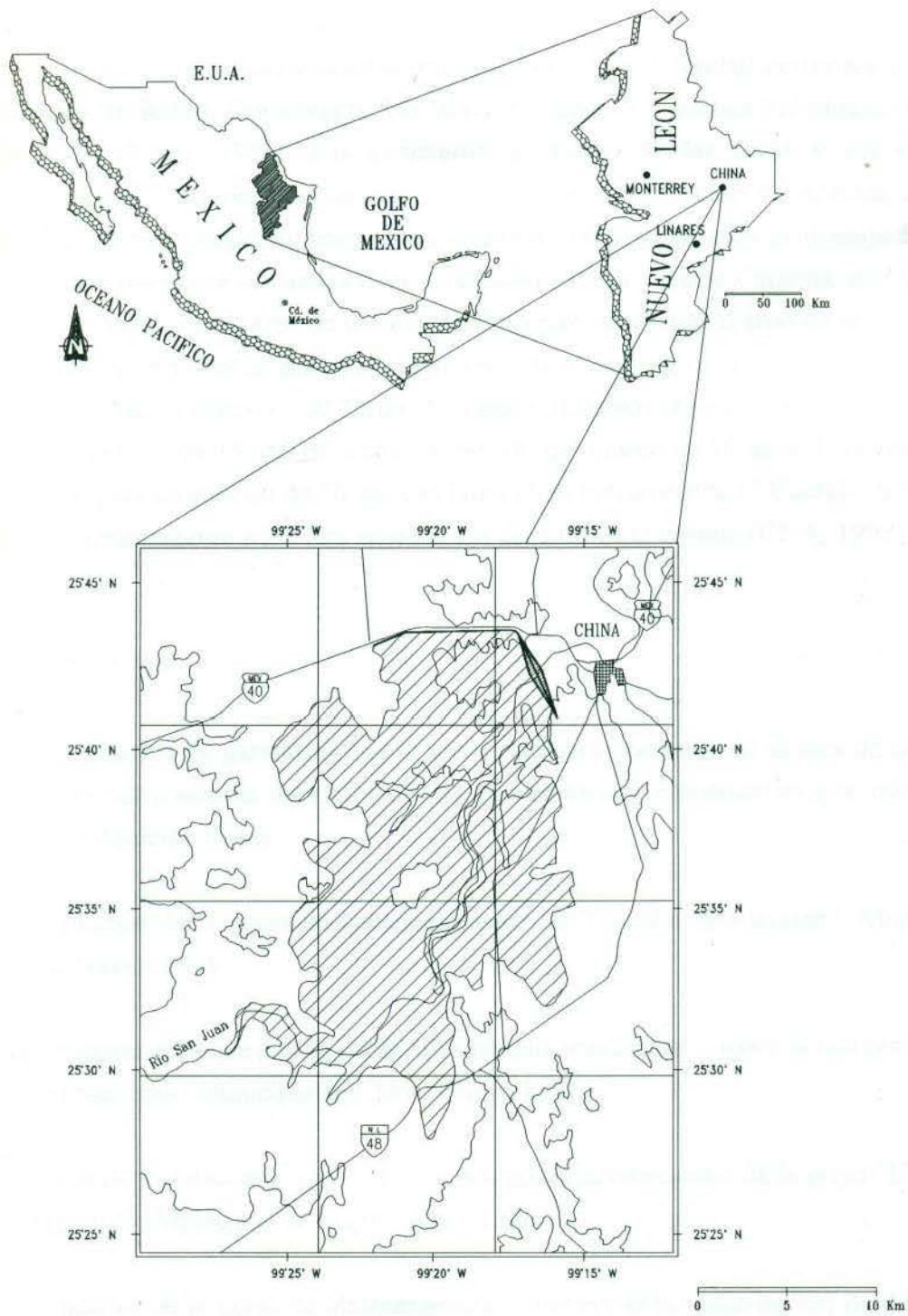


Fig. 1.2 Croquis de localización de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México.

1.5.2 HIDROLOGÍA

El sitio en el que fue construida la presa El Cuchillo Solidaridad pertenece a la región hidrológica noreste RH24, denominada Río Bravo-Conchos. La cuenca hidrológica es la Río Bravo-San Juan (INEGI, 1983). Las características físicas de las rocas y los elementos geomorfológicos de la región, intervienen directamente en la formación del drenaje, el cual se presenta en general bien integrado, con una moderada densidad y patrones de drenaje dendrítico y subparalelo. La red vierte sus aguas a los ríos Ramos, Pilón y Santa Catarina, los cuales son tributarios del río San Juan. El área de la cuenca del río San Juan hasta el sitio de la cortina es de 8,924 Km². Los escurrimientos anuales en la cuenca son como sigue: máximo = 2,776.5 Mm³, promedio = 660.0 Mm³ y mínimo = 30.7 Mm³. Los gastos máximos observados son de 7,500 m³/s, la avenida de diseño es de 15,080 m³/s con un período de retorno de 59 años. Estas mediciones fueron realizadas para un período de 56 años en la estación hidrométrica El Cuchillo Solidaridad, localizada aproximadamente a 2.5 Km aguas abajo del sitio de la cortina (CNA, 1993).

1.5.3 CONSTRUCCIÓN

Con el objetivo de garantizar que la presa estuviera operando en el mes de octubre de 1993, se vio la conveniencia de establecer un procedimiento constructivo que requirió tres concursos de la siguiente forma:

- Construcción de la presa de almacenamiento "El Cuchillo Solidaridad", Municipio de China, Nuevo León.
- Construcción del dique para la presa "El Cuchillo Solidaridad", sobre la margen izquierda del río San Juan, Municipio de China, Nuevo León.
- Trabajos de instalación y suministro de equipo electromecánico de la presa "El Cuchillo Solidaridad", Municipio de China, Nuevo León.

El concurso de la presa de almacenamiento contempló la construcción de 4,800 m de cortina, de los cuales 4,480 m son de materiales graduados y un tramo de 320 m es de concreto.

Este último consiste de una sección vertedora para control y regularización de avenidas, donde se instalarían 7 compuertas radiales, flanqueadas por dos tramos de sección gravedad no vertedoras con ancho de corona de 3.60 m, paramento vertical del lado de aguas arriba y talud de 0.75:1. La elevación de la corona es de 169.66 m.s.n.m. (Fig. 1.3)

El vertedor es de cresta recta controlada con perfil Creager, la elevación de la cresta vertedora es de 151.75 m.s.n.m. con una longitud de 112 m donde se alojarían las compuertas con sus respectivos mecanismos elevadores y accesorios para la operación. La obra de control descarga al río por medio de un tanque amortiguador de 96 m de longitud con un ancho de plantilla que varía de 112 m a 75 m y taludes variables de 1:1 y 0.5:1.

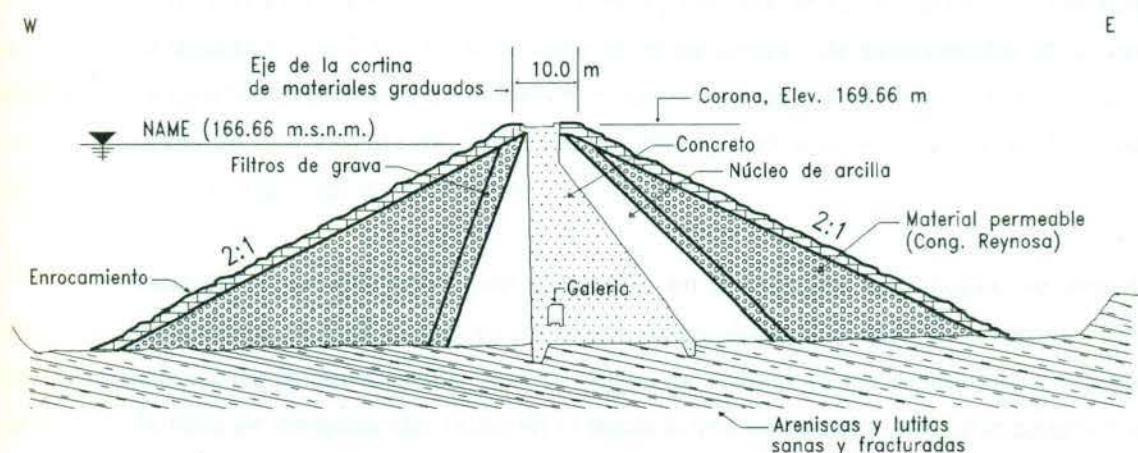


Fig. 1.3 Sección de la cortina de la presa El Cuchillo Solidaridad, mostrando los materiales graduados y la galería (modificado de CNA, 1993).

Durante el proceso constructivo, una vez que se ejecutaron las excavaciones, se observaron las características litológicas y se probó el modelo hidráulico, se vio la necesidad de aumentar el espesor de la losa del piso de 1.50 a 2.50 m y anclarla con varillas de 1 ½" de diámetro a 6 m de profundidad, sobresaliendo del terreno natural 0.5 m con un doblés para sujetarla al concreto. Se colocó además, con el objeto de proteger contra la erosión el tanque amortiguador, enrocamiento aguas abajo en una longitud de 128 m con un espesor que varió de 3.5 m a 1.5 m en la plantilla y de 1.5 m en los taludes (CNA, 1993).

La obra de toma principal está localizada en la margen izquierda del tramo denominado "dique", es de tipo torre de concreto reforzado con un puente de operación y 4 umbrales a diferentes cotas, operados por compuertas de 2 m de ancho por 3 m de alto conectadas a la "Planta de Bombeo 0" por medio de dos tuberías de acero de 2.13 m de diámetro ahogadas en concreto, con un gasto de operación de 10 m³/s.

La obra de toma para el acueducto regional es del tipo de tubería a presión de 14" de diámetro, que pasa a través de la sección gravedad y consta de una torre adosada al cuerpo de la cortina aguas arriba y se opera por válvula de mariposa de 14" de diámetro a tres diferentes niveles.

La obra de toma para riego es del tipo tubería a presión de 72" de diámetro operada por una compuerta deslizante de 2 x 2 m, localizada en el paramento de aguas arriba en la sección gravedad y una tubería revestida de concreto en el paramento de aguas abajo. Es operada desde la caseta a través de una válvula de chorro divergente que descarga en el canal de concreto revestido que sirvió para el cierre definitivo.

Con base en el estudio geológico efectuado en el sitio de la boquilla, se detectó la existencia predominante de fracturas en la alternancia de areniscas y lutitas. Se determinó llevar a cabo el tratamiento de la cimentación, con el objeto de reducir la permeabilidad y mejorar la resistencia de la roca de cimentación, tanto en el dique como en la cortina de gravedad y cortina de materiales graduados. Consistiendo estos trabajos en la ejecución de una pantalla profunda y dos o más líneas de tapete de consolidación dentro de las trazas del corazón impermeable. Estas líneas se realizaron por medio de perforaciones verticales de 3 1/4" de diámetro con separación y profundidad de 10 m para el tapete de consolidación y de 15 a 25 m para la pantalla, dicha profundidad varió en función de la carga hidráulica.

Como consecuencia de lo anterior se llevó a cabo el inyectado ascendente utilizando lechadas de agua-cemento-bentonita con mezclas a diferentes proporciones que variaron desde 3:1 hasta 0.7:1 aplicadas a una presión de 1 a 5 Kg/cm² para la primera etapa. Para algunas zonas los consumos de lechada fueron superiores a 50 Kg/m, consumo máximo permitido según especificaciones; obligándose con esto a realizar barrenos adicionales para cerrar en forma de cuadrícula a 5 m, cuando se trataba de barrenos de consolidación de segunda etapa y linealmente

a 5 m para la pantalla profunda; llegándose en algunas áreas hasta la cuarta etapa, siendo la separación en estos casos de hasta 1.25 m.

Una vez efectuada la limpieza para el desplante en el cauce del río, canal de desvío y en una zona del dique se descubrieron una serie de fracturas verticales que cruzaban diagonalmente el eje de la cortina, algunas de estas fracturas estaban abiertas y otras rellenas de arcilla. Considerándose con esto, que el tratamiento aplicado de inyecciones verticales no garantizaba la impermeabilidad en estas zonas, por lo que, se decidió hacer un tratamiento especial el cual consistió en la realización de un costureo para cada fractura mediante la perforación de barrenos alternos inclinados 30° respecto a la vertical a 2.50 m hacia la fractura en ambos lados con separación y profundidad de 10 m en toda su longitud; aplicándose las mismas mezclas y presiones de hasta 2.0 Kg/cm^2 . Es conveniente mencionar que después del inyectado se efectuaron nuevamente pruebas de permeabilidad para verificar la eficiencia del tratamiento de la cimentación, reduciendo así el valor de la permeabilidad.

La instrumentación de la presa se llevó a cabo con el fin de observar su comportamiento durante la construcción, primer llenado y operación, por tal motivo se determinó colocar una serie de aparatos en diferentes estaciones (Tabla 1.1). La estabilidad a un colapso hidráulico es controlado por dicha instrumentación.

El contrato para la construcción del dique para la presa sobre la margen izquierda del río San Juan, fue adjudicado a la empresa "La Nacional Compañía Constructora, S.A. de C.V.", iniciando los trabajos en el mes de noviembre de 1990.

El dique es la continuación de la cortina hacia el empotramiento de la margen izquierda, tiene una longitud de 6,000 m y una altura máxima de 27 m, está constituido también por un corazón de material impermeable de 4.0 m de corona y taludes de 9:1, filtros de conglomerados graduados en ambos paramentos de 1.35 m de espesor, espaldos de conglomerado con taludes 2:1 y chapa de enrocamiento de 1.5 m de espesor en talud aguas arriba, con una corona de 8.0 m de ancho.

Tabla 1.1 Instrumentación instalada en la presa El Cuchillo Solidaridad.

ESTACIÓN	PIEZÓMETROS CASAGRANDE	PIEZÓMETROS NEUMÁTICOS	INCLINÓMETROS	TESTIGOS SUPERFICIALES
0+975	5	---	2	7 *
1+710	5	6	2	10
2+880	5	3	2	6
2+185.6	1	---	---	---
3+300	1	---	---	---
3+500	2	---	---	---
4+800	3	---	---	---
5+126.6	1	---	---	---

Originalmente se tenía contemplado construir el dique con un corazón impermeable producto de bancos de limos localizados en la margen izquierda del río San Juan, a una distancia de 5.5 Km al centro de gravedad del dique y posteriormente hacer el tratamiento de la cimentación únicamente en el tramo comprendido de la estación 1+200 a la 3+000. Sin embargo, durante el proceso de excavación para el desplante, perforación e inyección se consideró la necesidad de inyectar toda la longitud incrementándose de 8,700 m a 23,765 m. Por otro lado, los bancos de limo estudiados resultaron que no eran estables en estado natural y de baja resistencia a la compresión cuando están secos y de muy alta erodabilidad, por lo que se procedió a la búsqueda de nuevos bancos de material. Finalmente, se localizó un buen banco de arcilla denominado "Las Muchachas" en el vaso de la presa, a 2 Km del centro de gravedad del dique.

El concurso para el suministro e instalación de equipo electromecánico fue adjudicado a la empresa "Conjunto Manufacturero, S.A. de C.V.", iniciándose la instalación de las compuertas en el mes de abril de 1994.

La obra fue oficialmente inaugurada en noviembre de 1994, por el entonces Presidente de la República, Lic. Carlos Salinas de Gortari.

1.5.4 CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DE LA OBRA

La capacidad máxima de almacenamiento es de $1,784.7 \text{ Mm}^3$, el vaso abarca una extensión de 18,091 Has. donde se podrá regularizar una avenida de $15,000 \text{ m}^3/\text{s}$ y desfogar por la estructura vertedora un gasto de $5,000 \text{ m}^3/\text{s}$. Cuenta con tres obras de toma, una localizada en la margen izquierda para abastecer a la zona metropolitana de Monterrey, otra localizada en la margen derecha dentro de la sección gravedad que abastecerá a las poblaciones localizadas aguas abajo y la obra de toma de riego localizada en la margen derecha de la sección gravedad.

La cortina es del tipo materiales graduados (tierra y enrocamiento), ya que una parte de ella es rígida de concreto y la otra es flexible de materiales graduados con una altura máxima de 42 m y una longitud de 10,800 m, de los cuales 10,480 m son de sección de materiales graduados y un tramo de 320 m es de concreto. Este último tramo consiste en una sección vertedora para control y regularización de avenidas de 112 m de longitud donde están instaladas 7 compuertas radiales de 13 m de ancho por 16 m de altura, flanqueados por 2 tramos de sección gravedad no vertedoras ligadas adecuadamente en ambos extremos con la cortina de materiales graduados, con una longitud de 7,322 m en la margen izquierda y 3,158 m en la margen derecha. Para la construcción de esta presa fue necesario excavar $4'900,000 \text{ m}^3$ de materiales, perforar e inyectar 58,695 m para el tratamiento de la cimentación. Se colocaron $9'738,000 \text{ m}^3$ de terracerías totales (paramentos) de los cuales $3'470,000 \text{ m}^3$ fueron de arcilla, $622,000 \text{ m}^3$ de filtro, $4'771,000 \text{ m}^3$ de gravas y conglomerados, $850,000 \text{ m}^3$ de roca, $25,000 \text{ m}^3$ de revestimiento en la cortina (enrocamiento) y $267,000 \text{ m}^3$ de concreto.

Tabla 1.2 Datos técnicos de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México.

<u>BENEFICIOS:</u>			
Abastecimiento de agua potable (Monterrey 10 m ³ /s, Regional 0.25 m ³ /s)			
Riego agrícola de 4,500 hectáreas			
Control de avenidas hasta de 15,000 m ³ /s			
<u>CUENCA:</u>			
Area de la cuenca	8,924 km ²		
Precipitación media anual	537 mm		
Escurrimiento anual mínimo	30.7 Mm ³		
Escurrimiento anual medio	660.0 Mm ³		
Escurrimiento anual máximo	2,776.5 Mm ³		
Gasto máximo observado	7,500 Mm ³		
Avenida de diseño	15,080 Mm ³		
Período de retorno	59 años		
Relación de construcción = (Cap. del vaso/Escurr. anual medio)	2.70		
<u>VASO:</u>			
Nivel de aguas mínimas (NAMIN)	150.76 m.s.n.m.		
Nivel de aguas máximas de operación (NAMO)	162.35 m.s.n.m.		
Nivel de aguas máximas extraordinarias (NAME)	166.66 m.s.n.m.		
Volumen de almacenamiento al NAMO	1,123.0 Mm ³		
Superalmacenamiento	661.7 Mm ³		
Volumen de almacenamiento al NAME	1,784.7 Mm ³		
Volumen de azolves	100.0 Mm ³		
Area de embalse al NAMO	12,794.89 Has.		
Area de embalse al NAME	18,091.72 Has.		
<u>OBRAS DE PROTECCIÓN:</u>			
1 cortina y 1 dique			
CORTINA:			
Altura de la corona	169.66 m.s.n.m.		
Ancho de la corona	10 m		
Largo de la corona	4,800 m		
- materiales graduados	4,480 m		
- concreto	320 m		
Ancho de cortina	137.5 m		
Altura máxima de la cortina desde la base	42 m		
Volumen de materiales	6.25 Mm ³		
		DIQUE:	
		Altura de corona	169.66 m.s.n.m.
		Ancho de corona	8 m
		Largo de corona	6,000 m
		Ancho de dique	60 m
		Altura máxima del dique desde su base	27 m
		Volumen de materiales	3.24 Mm ³
		<u>OBRAS HIDRÁULICAS ANEXAS:</u>	
		VERTEDOR DE DESCARGA:	
		7 compuertas radiales de 13 x 16 m, vertedor de cimacio y obra disipadora de energía	
		Capacidad máxima de desfogue	5,000 m ³ /s
		Capacidad de desfogue de cada compuerta	714.3 m ³ /s
		Largo del vertedor de descarga	96 m
		Ancho del vertedor de descarga	9 m
		Elevación de la cresta vertedora	151.75 m.s.n.m.
		<u>OBRAS DE TOMA:</u>	
		OBRA DE TOMA PARA AGUA POTABLE (ACUEDUCTO CHINA-MONTERREY)	
		Tipo torre de concreto con 4 compuertas de 2 x 3 m	
		Diámetro de la tubería de acero	2.13 m
		Gasto de operación	10 m ³ /s
		OBRA DE TOMA ACUEDUCTO CHINA-LOS RAMONES	
		Tipo tubería a presión	
		Diámetro de la tubería de acero	0.356 m
		Gasto de operación	0.21 m ³ /s
		OBRA DE TOMA PARA RIEGO	
		Tipo tubería a presión	
		Diámetro de la tubería de acero	1.83 m
		Gasto de operación	30 m ³ /s

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

El vaso de la presa El Cuchillo Solidaridad está constituido por rocas de edad terciaria que pertenecen a la provincia geológica de la Cuenca de Burgos. Si bien es cierto, que las propiedades geológicas e hidrogeológicas de las rocas del sitio de construcción de la presa dependen principalmente de factores locales, tales como tipo de roca, porosidad, permeabilidad, fallamiento, fracturamiento, carstificación y grado de intemperismo, estas propiedades son el resultado del desarrollo geológico y geodinámico regional. La geología de la Cuenca de Burgos ha sido ampliamente estudiada, principalmente a partir de la década de los 30's, debido al gran potencial petrolero que encierra (ECHÁNOVE, 1986a).

2.2 LOCALIZACIÓN Y DEFINICIÓN DE LA CUENCA DE BURGOS

La Cuenca de Burgos es una provincia geológica terciaria (ECHÁNOVE, 1986b), que se localiza en la margen noreste de la República Mexicana (Fig. 2.1). Cubre la porción oriental del estado de Nuevo León y Tamaulipas. Está limitada al norte por el Río Bravo, al oriente por el Golfo de México, al sur y suroeste por el Río Soto La Marina y el flanco oriental de la Sierra de Cruillas, mientras que su límite occidental pasa por el flanco oriental de la Sierra de Cruillas, al oriente de Montemorelos, y desde este punto, sigue hacia el Norte para pasar al poniente de la

Ciudad de Nuevo Laredo, Tamaulipas. La superficie de la Cuenca de Burgos es de aproximadamente 45,000 Km² (LÓPEZ-RAMOS, 1980).

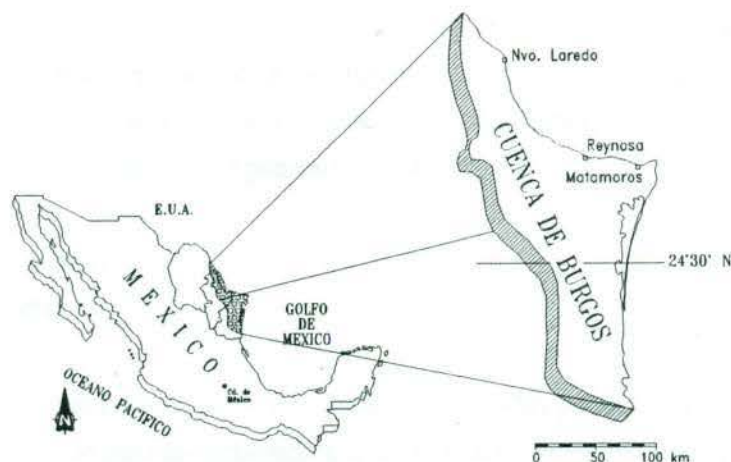


Fig. 2.1 Localización de la Provincia Cuenca de Burgos, México, (modificado de ECHÁNOVE, 1986b).

Fisiográficamente, la Provincia Cuenca de Burgos, forma parte de la Planicie Costera del Golfo de México, con un relieve suave y moderado, sensiblemente inclinado hacia el oriente. Según RAISZ (1964) corresponde a la definición de "Costa Baja". Geológicamente, esta provincia se formó durante el Terciario, como consecuencia de los efectos de la Orogenia Laramide, sobre una extensa plataforma mesozoica. Esta última corresponde al borde oriental de los paleoelementos mesozoicos El Burro-Picachos y San Carlos-Cruillas que constituyen el Archipiélago de Tamaulipas (Fig. 2.2).

La provincia se subdivide geológicamente en cinco franjas alargadas, sensiblemente paralelas entre sí, con una orientación principal Norte-Sur (ver Fig. 2.13); Estas franjas se distinguen por los sedimentos que afloran en la superficie siendo de poniente a oriente: Franja Jurásico-Cretácico, Franja Paleoceno, Franja Eoceno, Franja Oligoceno y Franja Mioceno.

2.3 PALEOGEOGRAFÍA

La historia geológica de la Provincia Cuenca de Burgos se remonta al Jurásico Superior, Oxfordiano, al iniciarse la actividad sedimentaria y tectónica que acompaña a la apertura del Golfo de México (SMITH, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986). Como consecuencia de esta apertura, se inicia el depósito relativamente continuo de una potente secuencia sedimentaria calcárea, calcáreo-arcillosa y areno-arcillosa, representativa del Jurásico Superior, Cretácico y Terciario; con más de 8,000 m de espesor compuesto y que descansa discordantemente sobre metasedimentos o rocas intrusivas cristalinas del basamento pre-oxfordiano.

2.3.1 PRE-TERCIARIO

2.3.1.1 BASAMENTO

Las rocas basales, en el subsuelo, están constituidas por un importante cinturón plegado y metamorfozado de edad permo-carbonífera, que se distribuye desde Chihuahua hasta el Cinturón Volcánico Mexicano (WILSON, 1990). Su área de deformación se extiende desde el oeste hasta el frente de la Sierra Madre Oriental y las rocas afloran también en el centro de los grandes anticlinales laramídicos. El basamento incluye sedimentos clásticos flyschoides de edad pérmica y carbonífera (GURSKY & MICHALZIK, 1989) y sedimentos silúricos (CARRILLO BRAVO, 1961) en contacto tectónico con gneisses de edad Grenvilliana (1,200 - 900 Ma). Las áreas de afloramiento se encuentran en los Cañones Novillo y Peregrina, donde GURSKY & RAMÍREZ (1986) reportan rocas ígneas ácidas intrusivas y metasedimentos (pizarras y esquistos de bajo grado), que constituyen parte del basamento Paleozoico (CASTILLO RODRÍGUEZ *et al.*, 1986; MONTGOMERY, 1987). Sobreyacen discordantemente a la secuencia precámbrica-paleozoica, una secuencia de areniscas, lutitas y conglomerados rojizos de origen continental, correspondientes al Grupo Huizachal (MIXON *et al.*, 1959; MICHALZIK, 1986; MICHALZIK & SCHUMANN, 1994), (Fig. 2.2).

2.3.1.2 JURÁSICO

El proceso sedimentario se inició en el Jurásico Superior (Calloviano u Oxfordiano), con el hundimiento lento y paulatino de los paleoelementos Burro-Picachos y San Carlos-Cruillas (Fig. 2.3); correspondientes al Archipiélago de Tamaulipas (SALVADOR, 1987). El movimiento

originó una amplia plataforma marina de facies someras en esta región, acompañadas por sal y terrígenos costeros en la periferia de las partes emergidas (HUMPHREY, 1956; CSERNA, 1956; GÖTTE, 1988). Esta secuencia sedimentaria integra a las formaciones Metate, Novillo-Zuloaga y Olvido (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

A fines del Oxfordiano se acentuó la subsidencia, originando una transgresión hacia el oriente, propiciando así la invasión del mar en áreas antes emergidas. Esta transgresión arrastró gran cantidad de materia orgánica vegetal y terrígenos que fueron removidos y transportados mar adentro, formando un depósito de terrígenos con abundancia de materia orgánica. La consolidación de estos sedimentos, define a las formaciones La Casita, La Caja y Pimienta, de edad Kimmeridgiano, Tithoniano y Berriasiano (IMLAY, 1943; ADATTE *et al.*, 1994; MICHALZIK & SCHUMANN, 1994). La secuencia del Jurásico Superior tiene un espesor promedio de 600 m (Fig. 2.4).

2.3.1.3 CRETÁCICO

En el Berriasiano hasta el Hauteriviano Inferior (Cretácico Inferior), continuó la subsidencia lenta y continua de la Cuenca de Burgos, en la que predominaron facies de mar abierto representadas por carbonatos finos de la formación Tamaulipas Inferior (WILSON, 1990). Solamente, en la margen noroccidental de la provincia, correspondiente al área de Laredo y a la parte oeste de la presa Falcón, las facies fueron relativamente más someras y con presencia de clásticos finos, arcilla y limo, derivadas de algún elemento positivo cercano. En esta porción prevalecieron ambientes de plataforma (Fig. 2.5). Más al occidente, en la Sierra Madre Oriental, en las zonas pelágicas del borde de la plataforma jurásica, se presenta una secuencia calcárea, con delgadas intercalaciones de sedimentos calcáreo-arcillosos que constituye la formación Taraises (IMLAY, 1936).

En el Hauteriviano Superior, Barremiano y Aptiano Inferior (Fig. 2.6), hubo extensos períodos de relativa estabilidad, lo que favoreció el desarrollo continuo de una plataforma calcárea con frente arrecifal vertical y progradante hacia el oriente. Esta unidad se conoce como formación Cupido (IMLAY, 1937; CONKLIN & MOORE, 1978; CHARLESTON, 1981; SCHMITT, 1986).

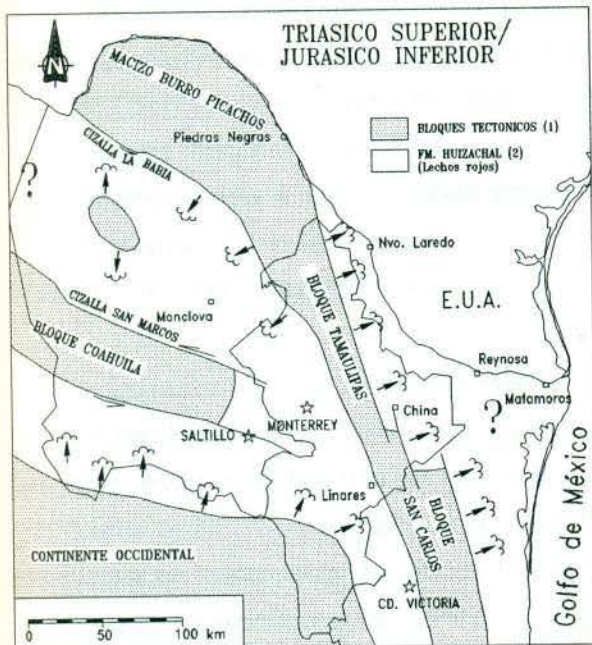


Fig. 2.2 Paleogeografía donde se pueden observar los bloques emergidos sujetos a fuertes procesos erosivos que dan como resultado la deposición de lechos rojos en un medio ambiente continental y sub-acuático (modificado de SMITH, 1981).

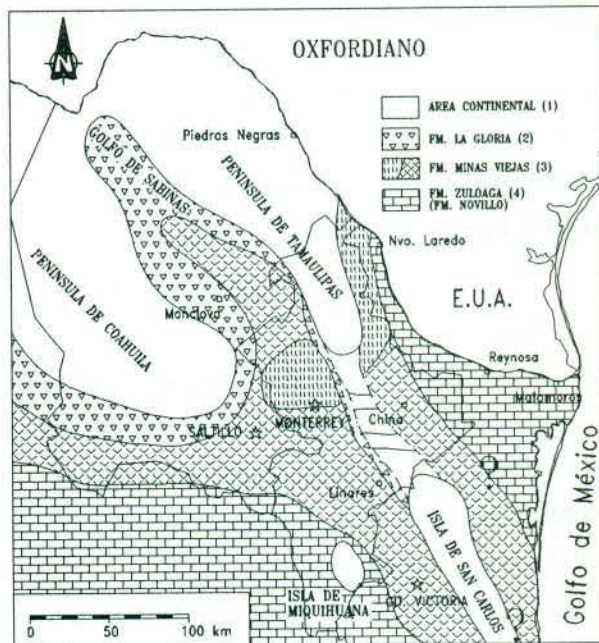


Fig. 2.3 Extensiva transgresión que da lugar a penínsulas e islas, los sedimentos terrígenos (2) se depositan en el Golfo de Sabinas. Los carbonatos de agua somera y evaporitas (3) cubren extensas plataformas, así como a calizas (4), (modificado de SMITH, 1981).

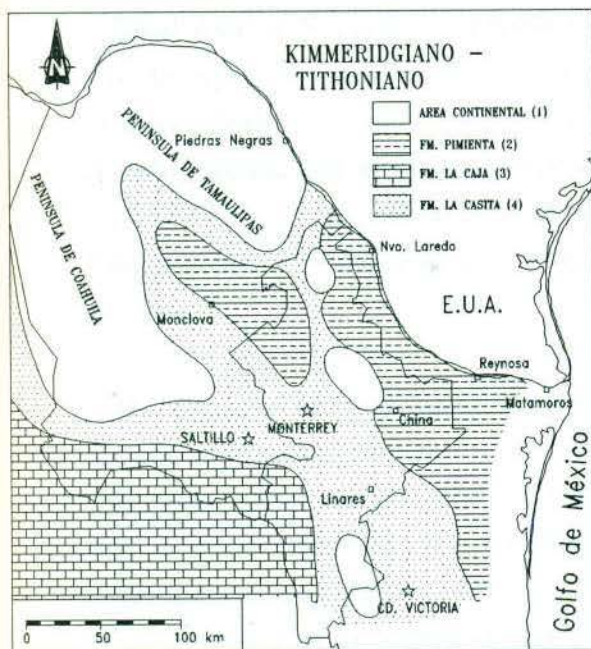


Fig. 2.4 Sedimentación de lutitas y areniscas en los bordes de las tierras emergidas (4). Calizas de agua somera y lutitas (2), se depositan en el E del Golfo de Sabinas y E del Archipiélago de Tamps. Lutitas y calizas fosfáticas se depositan al S (3), (modificado de SMITH, 1981).



Fig. 2.5 Deposición de sedimentos terrígenos en los bordes de la Península de Coahuila (2). Hacia el S y E se deposita una secuencia intercalada de lutitas y calizas (3). Al E y SE se depositan calizas con nódulos de pedernal (4), (modificado de SMITH, 1981).

Hacia el oriente y sur del complejo arrecifal prevalecieron ambientes de mar abierto, en los que se depositó una secuencia de carbonatos finos correspondientes a la formación Tamaulipas Inferior (Berriasiano-Aptiano Inferior). En el Aptiano Superior, una reactivación de las áreas continentales ubicadas al occidente y el ascenso en el nivel del mar, provocó un cambio notable en la sedimentación. En este período persistieron ambientes de mar abierto, con la depositación de una secuencia delgada calcárea-arcillosa y calcáreo-arcillo-carbonosa, la formación La Peña (IMLAY, 1936; HUMPHREY, 1949), y su equivalente, la formación Otates.

Durante el Albiano Inferior-Medio (Fig. 2.7), aumenta el ritmo de la subsidencia y se incrementa el efecto transgresivo de los mares hacia el poniente. En este período se establece una amplia y extensa plataforma de bajo relieve y de hundimiento lento, en la que predominaron ambientes marinos de plataforma a mar abierto. En este ambiente se depositó una potente secuencia de carbonatos micríticos (lodos calcáreos) con nódulos de pedernal y abundante presencia de foraminíferos planctónicos. Esta secuencia de estratificación media a gruesa se define como formación Tamaulipas Superior y en facies de aguas someras se denomina como formación Aurora (BURROWS, 1910).

En el Albiano Superior y Cenomaniano Inferior (Fig. 2.8), el ritmo de subsidencia con períodos de equilibrio, origina una marcada distribución sedimentario-estratigráfica entre la porción noroccidental de la cuenca y el resto de su margen occidental. En el margen occidental y sur-suroeste, predominaron facies de mar abierto donde se deposita una potente sección de carbonatos finos y lodos calcáreos negros, de estratificación delgada a media, con bandas pseudoestratificadas de pedernal gris a negro y se designa como formación Cuesta del Cura (IMLAY, 1936).

Durante el Cretácico Superior, continúa el levantamiento y/o basculamiento regional. Durante el Cenomaniano Superior y Turoniano (Fig. 2.9), existió un ambiente marino en el que se depositó una potente secuencia de sedimentos predominantemente arcillo-carbonosos con alto contenido de materia orgánica y con intercalaciones calcáreo-arcillosas, de estratificación delgada. A esta secuencia en la porción noroeste de la Cuenca de Burgos se le denomina formación Eagle Ford y en el resto de la provincia como formación Agua Nueva (MUIR, 1934; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

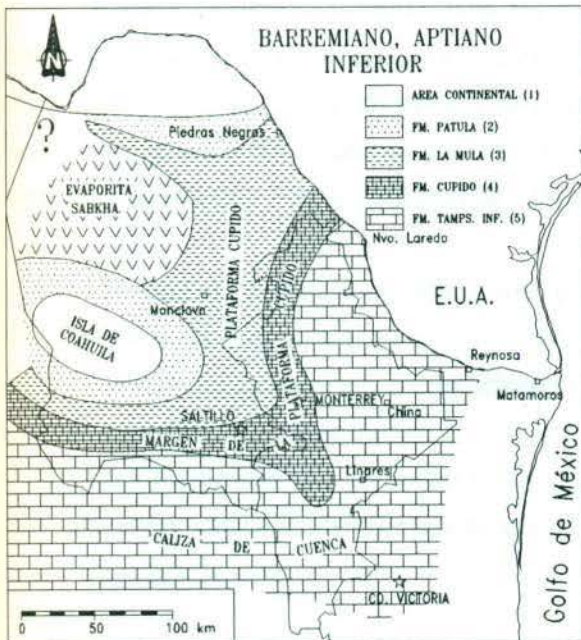


Fig. 2.6 Sedimentos clásticos provenientes de las tierras emergidas (2). Se depositan lutitas y calizas en el Golfo de Sabinas (3). Cinturón arrecifal en el margen de la plataforma (4); hacia el E-SE-S se depositan calizas de cuenca (5), (modificado de SMITH, 1981).

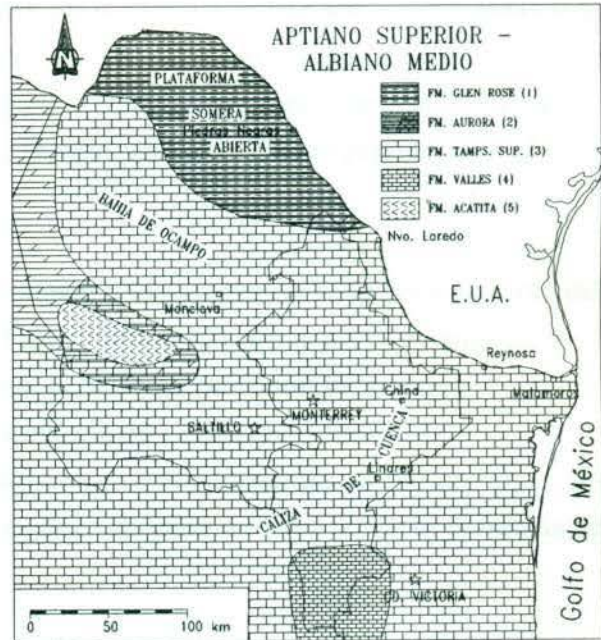


Fig. 2.7 En el N se depositan calizas y margas de plataforma (1). En el NW, se forman dolomitas, calizas y bancos de rudistas (2), bordeando dolomitas y evaporitas (5). Deposition de caliza de cuenca (3). Al S se forman calizas de plataforma (4), (modificado de SMITH, 1981).

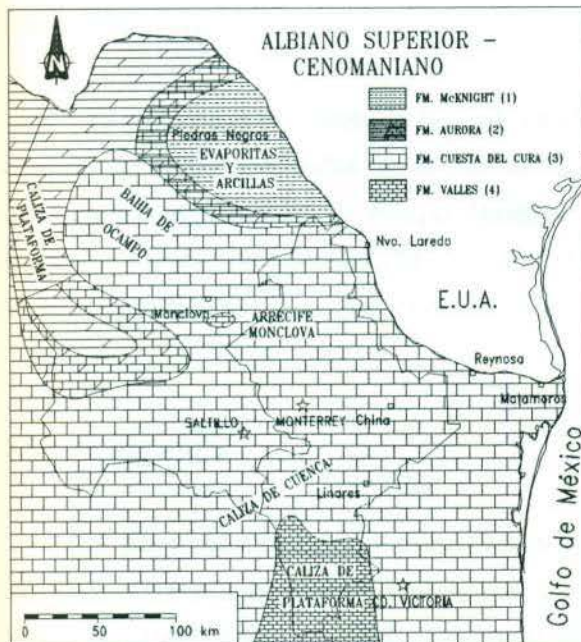


Fig. 2.8 Desarrollo arrecifal en los bordes de la Isla de Coahuila (2) y un arco rodeando evaporitas y arcillas (1) en el N. Extensas calizas de agua profunda con bandas de pedernal (3). Al S continúa la deposición de calizas de plataforma (4), (modificado de SMITH, 1981).

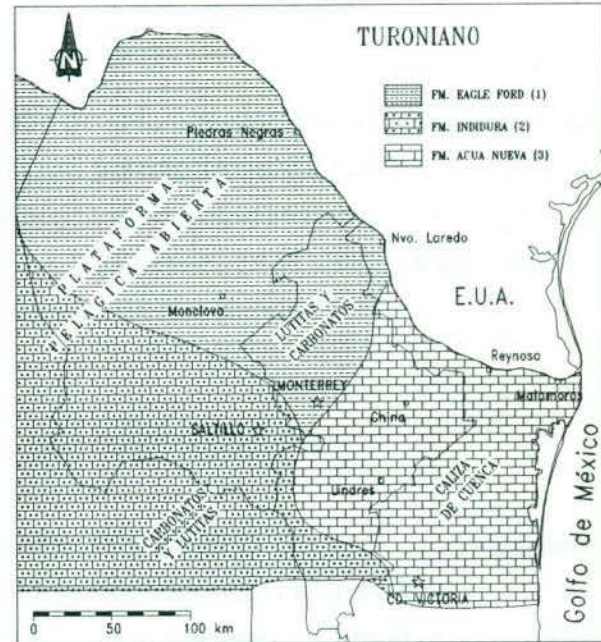


Fig. 2.9 Sedimentación tripartita en delgadas capas. Al N, deposición de lutitas y carbonatos de agua somera (1). En el S se deposita una delgada secuencia de carbonatos y lutitas (2), mientras que al E se depositan carbonatos (3), (modificado de SMITH, 1981).

En el Coniaciano y Santoniano las características regresivas se tornan moderadas y se deposita una secuencia predominantemente calcáreo-arcillosa con intercalaciones de sedimentos calcáreos finos (Fig. 2.10), de estratificación delgada a media y que representan a la formación Austin en la porción noroccidental de la Cuenca de Burgos; mientras que en el resto se le conoce como formación San Felipe (SOHL *et al.*, 1991).

Durante el Campaniano y Maestrichtiano, continuó la progradación de la línea de costa del W hacia el E y las oscilaciones en el fondo marino (Figs. 2.11 y 2.12). En la porción noroccidental de la provincia se establecieron condiciones de una plataforma oscilante, de ambientes marinos internos a medios; mientras que en el resto de la provincia las condiciones fueron de mar abierto y de aguas profundas. En el noroeste se depositó una potente secuencia arcillo-arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos de espesor delgado a medio y con la presencia de capas delgadas de carbón.

El ciclo sedimentario del Cretácico Superior en el área Laredo, está representado por una sección arcillo-arenosa de estratificación media a gruesa, de ambientes marinos medios a externos y que corresponde al final del ciclo sedimentario del Cretácico y se le designa como formación Escondido.

El resto de la provincia de Burgos, en el mismo período prevalecieron condiciones de mar abierto y de aguas profundas, en el cual se depositó una potente secuencia calcáreo-arcillosa, de tipo margas equivalente al Grupo Navarro-Taylor (SCHUMARD, 1861; HILL, 1892) que se denomina formación Méndez (MUIR, 1936; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1978, 1982). Esta unidad se distingue por la abundante presencia de globotruncánidos de mar abierto.

2.3.2 Terciario

A fines del Cretácico y principios del Terciario, se efectuaron una serie de movimientos tectónicos intensos en el área denominados como Orogenia Laramide (WEIDIE & WARD, 1987; MEIBURG, 1987; DOERT, 1987). Esta actividad originó el plegamiento y levantamiento de las rocas mesozoicas al poniente de la Cuenca de Burgos, en las provincias geológicas de la Sierra



Fig. 2.10 Ligeró cambio en el patrón sedimentario. En el N, se depositan carbonatos y lutitas de agua somera (1). En el S se forman areniscas y lutitas (4). Entre Torreón y Monterrey se depositan lutitas (3). Al S-SE se forman calizas y lutitas (2), (modificado de SMITH, 1981).

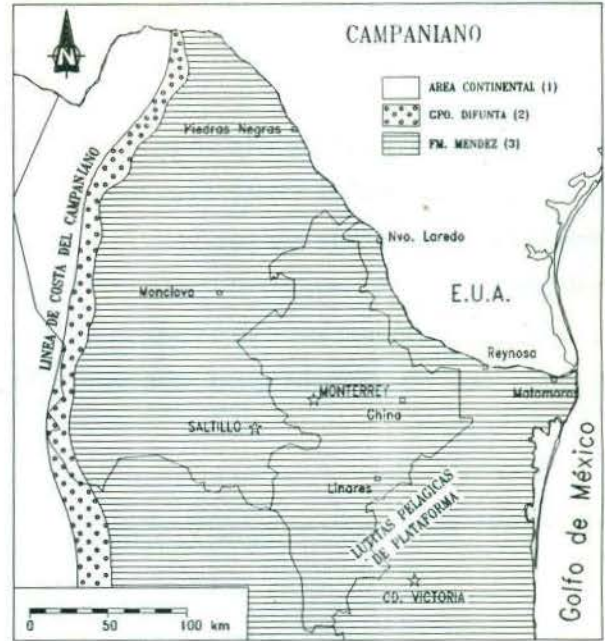


Fig. 2.11 Se inicia la regresión de los mares hacia el oriente, con la deposición de conglomerados y areniscas (2) en el margen del continente. Depósitos de lutitas pelágicas de plataforma en el oriente (3), (modificado de SMITH, 1981).



Fig. 2.12 Sedimentos terrigenos y clásticos (2), permitieron el desarrollo de extensos depósitos de carbón (5). En la Cuenca de Parras, se depositan lutitas (4). Hacia el E, ocurre una sedimentación de lutitas pelágicas de plataforma (3), (modificado de SMITH, 1981).

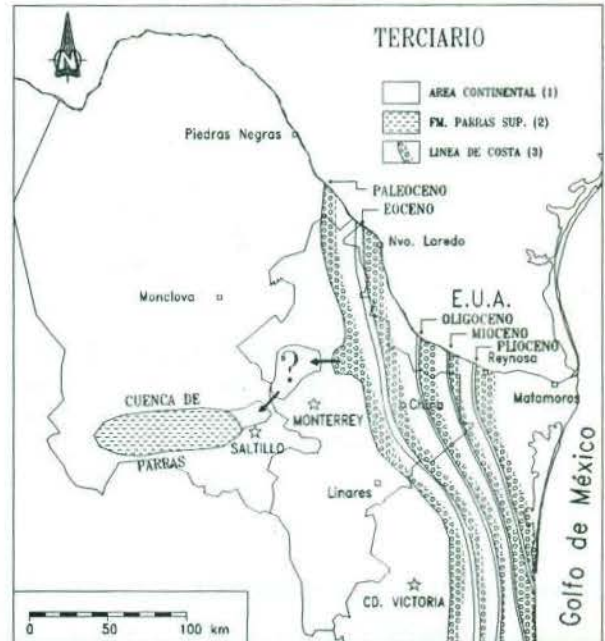


Fig. 2.13 La secuencia mesozoica es deformada por la Orogenia Laramide y el retiro de los mares hacia el E trae consigo una intensa deposición de areniscas y lutitas, formando cinturones subparalelos (2), (modificado de SMITH, 1981).

Madre Oriental y en el Golfo de Sabinas. En la provincia del Burro-Picachos la deformación fue moderada, debido a que el basamento en esta área era un alto estructural.

En este período, se establece en la provincia de Burgos una amplia y extensa cuenca terciaria, de bajo relieve e inclinada hacia el oriente, con una fuerte influencia de cambios eustáticos (ver Fig. 2.13). Sobre esta cuenca se inicia el depósito de una potente secuencia sedimentaria clástica, arcillo-arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos delgados a medios, de origen múltiple. La sedimentación fue principalmente del mar somero y de carácter cíclico, transgresivo-regresivo, constituyendo una marcada progradación de los centros depositacionales hacia el oriente (Fig. 2.14).

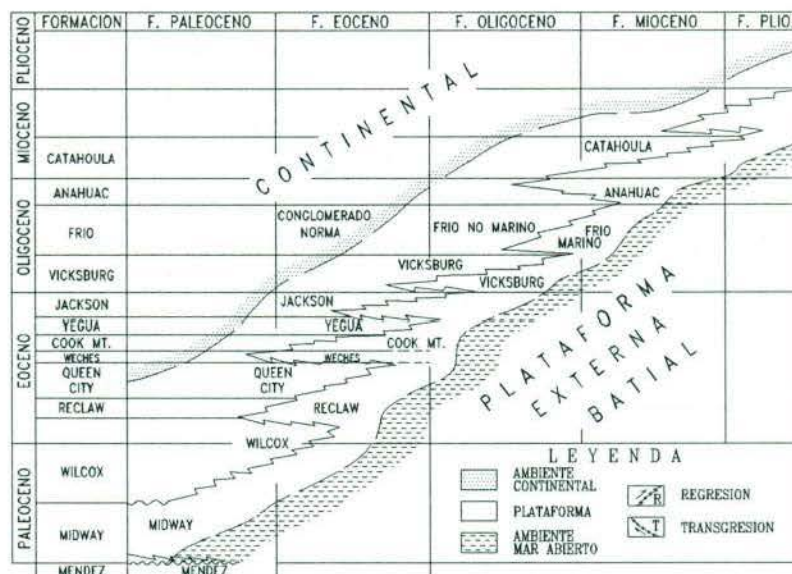


Fig. 2.14 Secuencia estratigráfica del Terciario, Provincia Cuenca de Burgos, mostrando los ambientes depositacionales y los eventos regresivo-transgresivos. F. Paleoceno = franja paleocénica, F. Eoceno = franja eocénica, F. Oligoceno = franja oligocénica, F. Mioceno = franja miocénica, F. Plio. = franja pliocénica (modificado de ECHÁNOVE, 1986b).

Durante el Terciario, no se realizaron movimientos tectónicos sobresalientes en la provincia; en el Paleoceno y Eoceno, ocurren intrusiones en la Sierra de San Carlos y se reflejan pulsaciones de los efectos finales de la Orogenia Laramide; en el Oligoceno y Mioceno ocurren movimientos similares, sólo que de menor intensidad. La actividad ocasiona movimientos de tipo

epirogénico y basculamiento hacia el oriente, con desplazamiento paulatino de la línea de costa en este mismo sentido. Igualmente, estos movimientos propiciaron una tectónica de tipo gravitacional que se refleja en una fallamiento normal de intensidad variable y escalonado hacia el oriente, en el mismo sentido de la cuenca (Fig. 2.15).

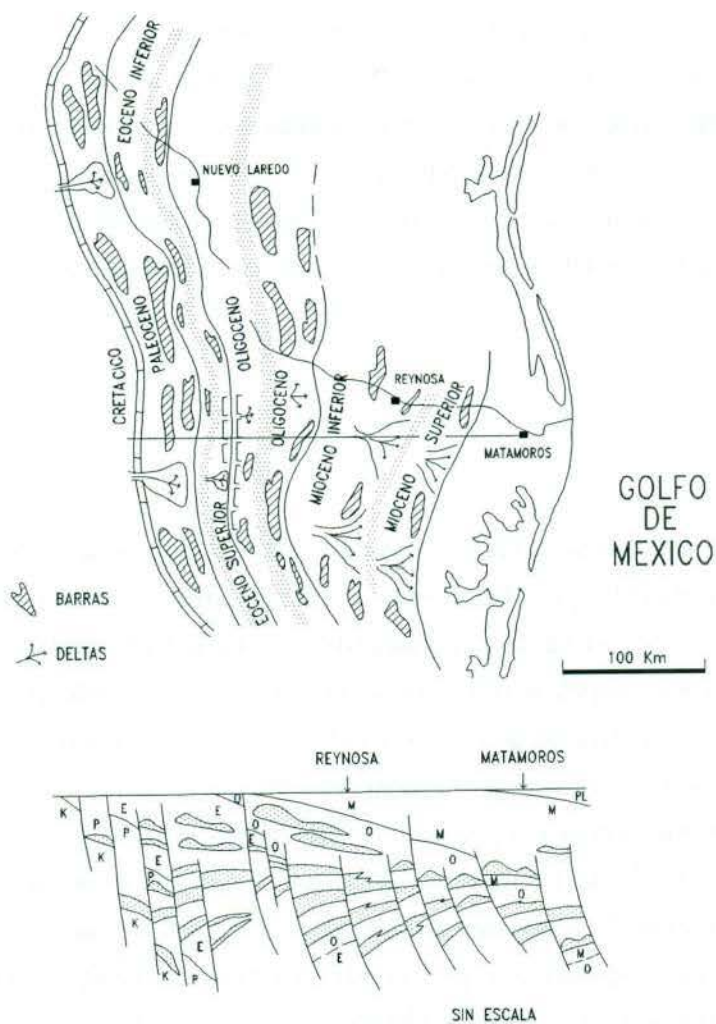


Fig. 2.15 Desarrollo sedimentario y tectónico de la Provincia Cuenca de Burgos, donde se aprecia la depositación de areniscas en barras y la influencia de abanicos deltáicos, así como la formación de fallas de crecimiento (normales) en la secuencia terciaria (modificado de GALLOWAY *et al.*, 1991).

2.3.2.1 PALEOCENO

Se inicia el depósito concordante de areniscas basales y de ambientes pelágicos (formación Velasco). A este depósito, lo sobreyace una secuencia arcillo-arenosa marina, con aislados y delgados cuerpos arenosos alargados, de distribución restringida y de ambientes de plataforma media a externa. En el período Paleoceno Medio al Eoceno Inferior dentro de un marco cíclico regresivo-transgresivo, progradante hacia el oriente y predominando un ambiente de plataforma interna a media, se depositan sedimentos arcillo-arenosos con intercalaciones variables de areniscas. Estos cuerpos arenosos presentan características de barras costeras de desarrollo múltiple, alargadas, de espesor variable y amplia distribución; esta secuencia pertenece a la formación Wilcox (CRIDER, 1906). Los sedimentos arcillosos equivalentes del Paleoceno Medio, depositados en la plataforma media y externa, pertenecen a la formación Midway (SMITH & JOHNSON, 1887; HARRIS, 1894).

2.3.2.2 EOCENO

Durante la parte final del Eoceno Inferior y Medio, se establece un ciclo regresivo-transgresivo completo, en el que se deposita la secuencia del Grupo Clairborne que engloba a las formaciones Carrizo, Mount Selman, Cook Mountain y Yegua (TUOMEY, 1850). La formación Carrizo (OWEN, 1889) consiste de una secuencia de estratos delgados y medianos de lutitas y areniscas de grano fino a medio, de colores claros a rojizos de acuerdo al grado de intemperismo. La formación Mount Selman contiene los miembros: Recklaw, Queen City y Weches (WENDLANDT & KNEBEL, 1929). En la porción occidental, predominan ambientes mixto/someros y de plataforma interna, sobre los que se deposita una secuencia areno-arcillosa con numerosos cuerpos arenosos intercalados, correspondientes a los sistemas de barras múltiples. A las facies equivalentes al oriente, de plataforma media a externa y representada por una sección arcillosa con aislados desarrollos arenosos, se le define como miembro Recklaw. La etapa transgresiva del cierre del ciclo sedimentario de la formación Mount Selman lo representa el miembro Weches, que está constituida por una sección arcillosa depositada en ambientes de plataforma media a externa.

A fines del Eoceno Medio y principios del Eoceno Superior, se inicia otro ciclo de depósito de carácter regresivo y está representado por las formaciones Cook Mountain y Yegua. La formación Cook Mountain es marina y predominantemente arcillosa con aislados cuerpos arenosos de distribución restringida, depositada en ambientes de plataforma media a externa (VAUGAN, 1896; KENNEDY, 1892; DEUSSEN, 1914). Por su parte, la formación Yegua cierra el ciclo regresivo y está constituida por sedimentos areno-arcillosos con intercalaciones de areniscas, depositados en ambiente continental y de complejo litoral (PENROSE, 1890).

En el Eoceno Superior ocurre un quiebre en la sedimentación, iniciándose un nuevo ciclo completo transgresivo-regresivo, que se distingue por las tres unidades que constituyen al Grupo Jackson; Inferior, Medio y Superior (CONRAD, 1856). A la secuencia sedimentaria de ambientes someros depositados en la etapa inicial transgresiva del ciclo, se le define como formación Jackson Inferior. A la secuencia sedimentaria precedente, regresivo progradante del ciclo correspondiente a una sección areno-arcillosa de ambientes mixtos e internos, se le designa como formación Jackson Medio y a todos los sedimentos equivalentes, de plataforma media a externa/batial superior, representados por una secuencia marina predominantemente arcillosa, con aislados y delgados cuerpos arenosos intercalados, se le define como formación Jackson Superior.

2.3.2.3 OLIGOCENO

En el Oligoceno Inferior, se inicia una amplia y extensa transgresión hacia el poniente, cuyo avance llega a cubrir casi totalmente la franja del Eoceno. Durante el Oligoceno Inferior ocurre una serie de fallamientos normales. Esta actividad, en combinación con las oscilaciones frecuentes de la línea de costa, da lugar al depósito de una secuencia sedimentaria en ambientes desde litoral-marginal hasta nerítico externo y/o batial superior. Esta secuencia representa a la formación Vicksburg y está compuesta por una alternancia de areniscas y lutitas, cuya relación varía de acuerdo al ambiente de depósito, siendo mayor la presencia de areniscas hacia el occidente, disminuyendo hacia el oriente. Lo notable es el engrosamiento y limpieza de las areniscas sobre los bloques bajos de las fallas normales.

A fines del Oligoceno Inferior y principios del Oligoceno Medio, culmina la etapa transgresiva y se inicia una extensa regresión, provocada por el gran levantamiento y

rejuvenecimiento de las áreas emergidas, situadas al poniente, que origina la retirada de los mares hacia el oriente y una gran afluencia de clásticos terrígenos hacia la cuenca, transportados por corrientes fluviales que favorecieron el desarrollo de abanicos aluviales, complejos fluvio-deltáicos y sistemas de barras, en una etapa regresiva progradante.

Este levantamiento se sugiere fue causado por la reactivación del sistema de fallas triásicas con la consecuente intrusión de magmas alcalinos y calco-alcalinos de composición diorítica a sienítica, constituyendo los complejos de la Sierra de Picachos y la Sierra de San Carlos, respectivamente (BLOOMFIELD & CEPEDA-DÁVILA, 1973; HUBBERTEN, 1985; BYERLY, 1991).

En esta época se depositan sedimentos predominantemente clásticos; conglomerados, areniscas y lutitas con numerosas intercalaciones de cuerpos arenosos de origen variable. Esta secuencia cubre un modelo sedimentario completo, con ambientes continental/mixto, dominantes en el poniente, que gradúan literalmente hacia el oriente a los ambientes marinos litoral o plataforma interna y de plataforma media a externa/batial; y que representan a las unidades formacionales equivalentes Conglomerado Norma, Frio No Marino y Frio Marino, respectivamente (DUMBLE, 1894).

En el Oligoceno Superior, cesa la etapa regresiva y se inicia una nueva etapa tectónica-sedimentaria, con el desarrollo de un ciclo transgresivo/regresivo completo. En este período se deposita una secuencia arcillo-arenosa marina, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos y que se divide en zonas bioestratigráficas distintivas que reflejan el ciclo sedimentario completo (APPLIN *et al.*, 1925).

Simultáneamente hacia la porción occidental se deposita una potente secuencia areno-arcillosa de ambiente continental-mixto y salobre con intercalaciones variables de cuerpos arenosos delgados a medios y que se le define como formación Catahoula (WAILES, 1857). La principal actividad tectónica en el Oligoceno, lo constituyen fallas normales sinsedimentarias, son de carácter regional y de gran desplazamiento (NELSON, 1991).

2.3.2.4 MIOCENO

En el Mioceno continúa la progradación hacia el oriente con gran afluencia de sedimentos, la activación de movimientos gravitacionales y el desarrollo de grandes fallas de crecimiento. A principios del Mioceno Inferior, continúa el depósito gradual de la secuencia areno-arcillosa de ambientes continental mixto, designada como formación Catahoula. A mediados del Mioceno Inferior se interrumpe el ciclo, cesa la etapa regresiva y se inicia una extensa transgresión hacia el poniente, con la influencia de las fallas contemporáneas. En este período se forma una amplia y extensa plataforma, sobre la cual se deposita una secuencia marina somera predominantemente areno-arcillosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos medios a gruesos, correspondientes a un complejo litoral o barras costeras de crecimiento múltiple, predominando ambientes mixtos y de plataforma interna; a esta secuencia se le define como formación Oakville o Unidad del Mioceno Inferior. A la secuencia equivalente de ambiente marino, correspondiente a la plataforma media a externa se le define como formación Lagarto, o bien, como Unidad del Mioceno Medio (DUMBLE, 1894).

A principios del Mioceno Superior, cierra el ciclo con la etapa transgresiva y se inicia una extensa etapa regresiva y progradante hacia el oriente. En ésta se deposita una secuencia areno-arcillosa, con numerosos desarrollos arenosos intercalados, correspondientes a antiguos complejos litorales y a sistemas de barras costeras múltiples, propias de ambiente continental/mixto y de plataforma interna. Esta secuencia se define como Unidad del Mioceno Superior.

2.3.2.5 PLIOCENO

En el Plioceno cesa la etapa regresiva y se inicia un nuevo ciclo sedimentario con una corta transgresión hacia el poniente, precedida por una extensa etapa regresiva y progradante hacia el oriente. Durante el Plioceno se depositan sedimentos de origen continental constituidos principalmente por conglomerados, arenas y arcillas con trazas de material yesífero, probablemente depositados por ríos y arroyos caudalosos sobre la superficie del Mioceno en forma de grandes abanicos deltáicos. Los conglomerados son polimícticos y se presentan en estratos masivos constituidos por clásticos de pedernal, roca ígnea extrusiva, calcedonia, cuarcita y de caliza. El cementante es principalmente de carbonato de calcio. Existen también grandes extensiones

formadas por caliche con colores blanco y crema; se presentan como bloques densos, como lajas o agregados porosos poco densos. Esta unidad fue denominada originalmente como "Formación Reynosa" por PENROSE (1890) para designar los depósitos de caliche en la zona de Reynosa, Tamaulipas. No obstante, WEEKS (1933) duda sobre la conveniencia de "dar un nombre a un caliche" y propone abandonar eventualmente el nombre de Reynosa, no obstante el uso de este término persiste en la lexicografía mexicana.

2.3.3 CUATERNARIO

El Pleistoceno está constituido por sedimentos fluviales que tienen su origen en la Sierra Madre Oriental y fueron depositados a lo largo de ríos y arroyos. Litológicamente se componen de gravas, arenas con estratificación cruzada y limos. Antiguamente estos cuerpos de gravas rellenaron los valles de la región, tales depósitos actualmente se expresan formando lomeríos suaves y mesas cubriendo discordantemente a los depósitos más antiguos. Esta inversión de relieve es causada por la diferencia de dureza que presentan los conglomerados cementados de gravas fluviales en contra de la poca dureza de las lutitas y areniscas del Cretácico Superior y Terciario Inferior y Medio (RUIZ *et al.*, *en preparación*).

El Holoceno está representado por depósitos de desprendimiento contemporáneo, así como sedimentos fluviales en las zonas de inundación de los ríos actuales y coluviones formando abanicos de pie de talud. El material está formado por gravas de caliza, arenisca y depósitos de limos de origen fluvial.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA DE LA LOMA LOS POZOS

3.1 INTRODUCCIÓN

Los estudios geológicos al igual que los hidrológicos y morfológicos, han sido parte fundamental en la elección de sitios para la construcción de presas, ya que a partir de sus resultados se determina la factibilidad de la obra. Desafortunadamente, en México estos estudios solo son realizados como etapas iniciales del proyecto, cuando la experiencia en otros países ha demostrado que es necesario un seguimiento de las condiciones geológicas durante la construcción y puesta en operación de una presa, ya que son modificadas las condiciones geológicas originales con la remoción de materiales para el acondicionamiento del sitio de construcción.

3.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza a 4 Km al suroeste de la ciudad de China, en el estado de Nuevo León, México (Fig. 3.1) y corresponde a la carta topográfica G14-C29 de la hoja China (INEGI, 1978a) a escala 1:50 000. El área comprende la Loma Los Pozos y representa un dique natural en la porción oriental de la presa El Cuchillo (Fig. 3.2). Es de forma rectangular con dimensiones de 3.5 x 3.0 Km, extendido en dirección norte-sur. Al norte está limitada por la base de la Loma Los Pozos, al oeste por el Arroyo La Rana, al este por la carretera Gral. Terán-China

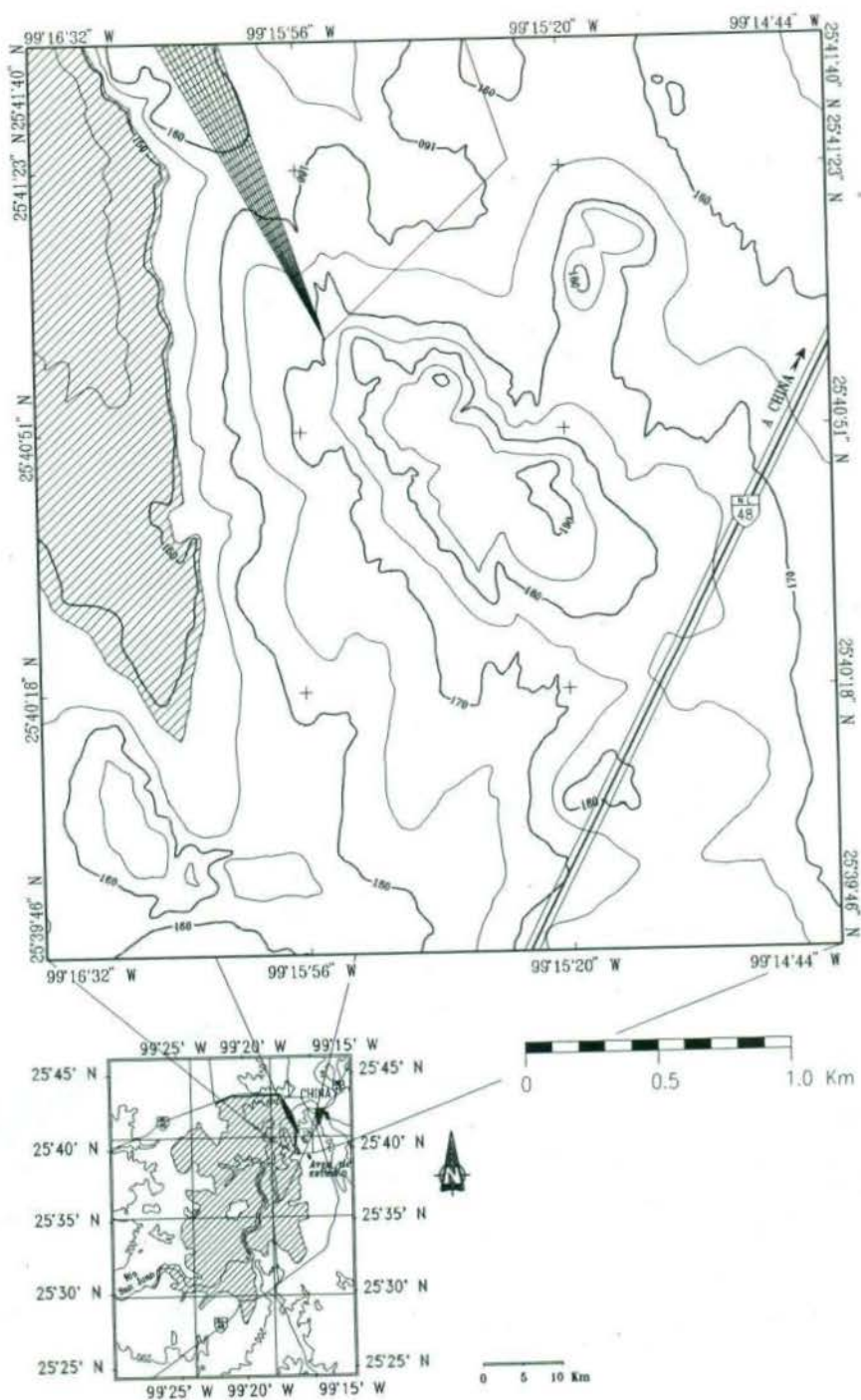


Fig. 3.1 Localización del área de estudio en la margen nor-oriental de la presa El Cuchillo Solidaridad, al sur de la Cd. de China, Nuevo León, México. Para simbología ver siguiente figura.

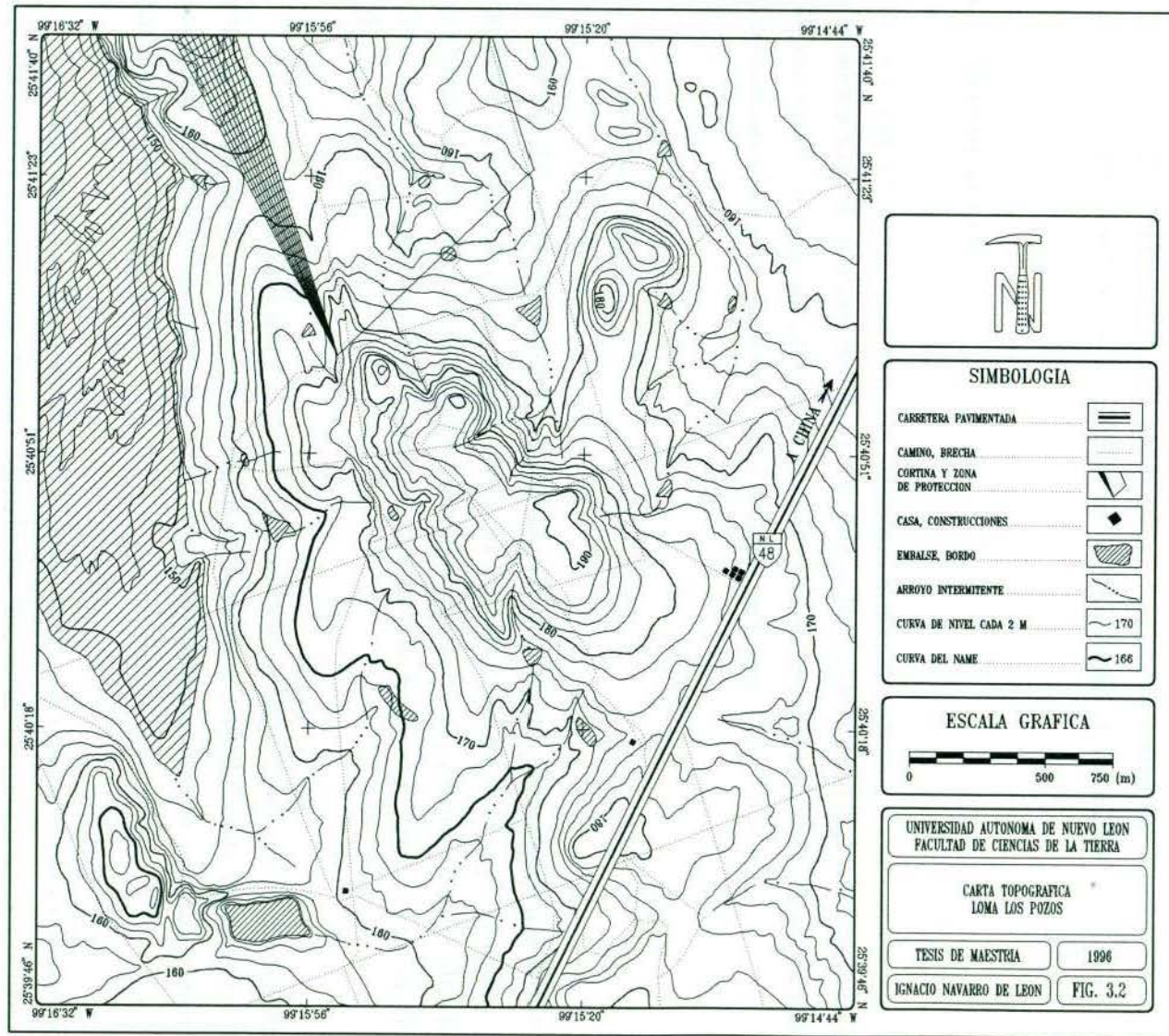


Fig. 3.2 Carta Topográfica Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

y al sur por el Arroyo Guadalupe. La región se encuentra comprendida entre las siguientes coordenadas:

25°40'11"	-	25°41'16"	de latitud norte (N)
99°14'56"	-	99°16'08"	de longitud oeste (W)

3.3 VÍAS DE ACCESO

Existen principalmente dos vías de acceso al área de estudio: la carretera federal N° 40 que comunica a la Cd. de Monterrey, Nuevo León con Reynosa, Tamaulipas; y la carretera estatal N° 48, cuyo trazo va de la ciudad de Montemorelos a China. Existen además caminos de terracería que comunican a la presa con la cabecera municipal de China, Nuevo León.

3.4 CLIMATOLOGÍA

Según datos correspondientes al período 1968-1994, proporcionados por la Comisión Nacional del Agua para la estación climatológica El Cuchillo, el clima en la región es seco, cálido, muy extremo y con régimen de lluvias entre verano e invierno. De acuerdo a las modificaciones de GARCÍA (1981) al sistema de clasificación climática de KÖPPEN (1936), el tipo de clima es $BS_o(h')$ $hx'(e')$.

La temperatura media anual es de 22 °C, muestra una distribución normal. La temperatura mínima promedio es de 16 °C siendo la temperatura mínima para el mes de enero con 7 °C. La temperatura máxima promedio es de 30 °C, correspondiendo al mes de julio las temperaturas máximas de 37 °C (Fig. 3.3).

La precipitación media anual es de 537 mm, el mes que registra mayores precipitaciones es septiembre (115.44 mm, en promedio), seguido por los meses de mayo y junio. Los meses con menores precipitaciones son marzo (10.64 mm, en promedio), febrero y noviembre. La evaporación media anual es de 2400 mm. Enero es el mes que presenta la menor evaporación (93.86 mm) y julio es el que muestra la máxima (318.1 mm).

Según el balance hidrológico para esta región presentado por NÁVAR *et al.* (1993), la región se encuentra bajo fuertes demandas de evaporación provocando severas sequías. Las sequías más notables se presentan, en general, durante julio y agosto, donde la combinación de una baja en las precipitaciones y un incremento gradual en la evaporación parecen dominar este comportamiento. Por otro lado, los meses con mayores probabilidades y magnitudes de escurrimientos son sin duda septiembre y mayo.

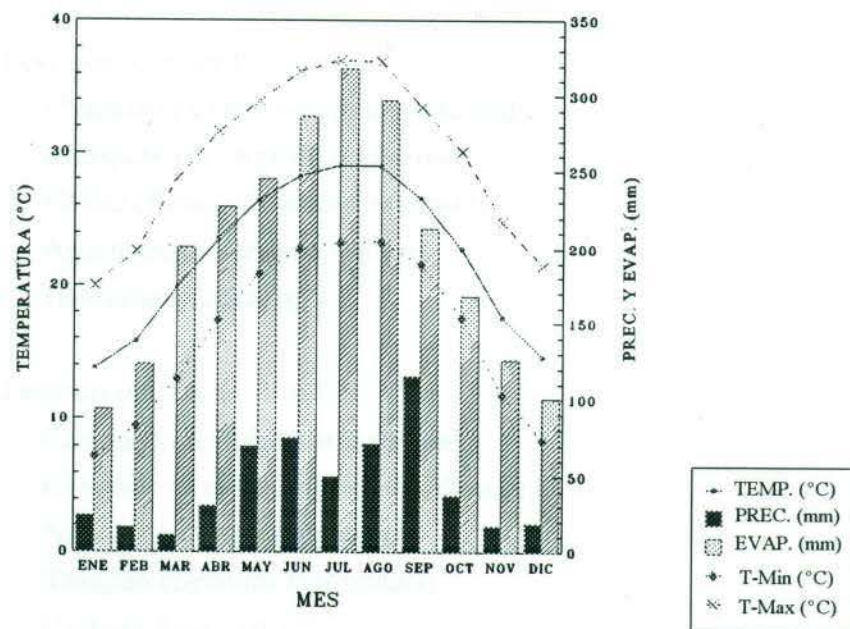


Fig. 3.3 Climatología de la región de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León. Valores medios calculados considerando un registro de 26 años en la Estación Climatológica "El Cuchillo".

3.5 SUELOS Y VEGETACIÓN

En la cima y en la vertiente occidental de la Loma Los Pozos, se aprecian suelos del tipo regosol calcárico asociado a litosol, de una clase textural media, sus espesores no sobrepasan los 50 cm (INEGI, 1978b). En la porción sureste se aprecian únicamente suelos del primer tipo. Este suelo es el que presenta una distribución más amplia. Los suelos del tipo vertisol crómico se

distribuyen en el suroeste del área, a lo largo del Arroyo Guadalupe, presentan espesores mayores de 1 m y son de color oscuro. En el Arroyo La Rana se observan suelos del tipo xerosol lúvico con clase textural fina, formados por la depositación de materiales durante las lluvias. En el noreste se presentan suelos del tipo xerosol gypico, sobre todo en las áreas destinadas a la agricultura.

La vegetación es principalmente del tipo matorral mediano subinorme, compuesto por mezquites, matorral espinoso y pastizales naturales (aprox. 70 %, de la superficie). Entre las especies predominantes de esta comunidad vegetativa destacan:

En el estrato superior (> 2 m):

- Chaparro prieto (*Acacia amentacea*)
- Mezquite (*Prosopis glandulosa*)
- Ébano (*Pithecellobium flexicaule*)
- Anacahuita (*Cordia boissieri*)
- Huizache (*Acacia* sp.)

En el estrato inferior (< 2 m):

- Cenizo (*Leucophyllum texanum*)
- Coyotillo (*Karwinskia humboldtiana*)
- Nopal (*Opuntia lindheimeri*)
- Tasajillo (*Opuntia leptocaulis*)
- Cactus (*Agave* sp.)

En menor proporción se encuentran áreas de pastizales inducidos y áreas de agricultura de temporal, con cultivos de maíz y frijol, principalmente (INEGI, 1979).

La distribución geográfica de los diferentes tipos de vegetación en el área de estudio son las siguientes:

Matorral mediano subinorme: se encuentra en la porción central y en las pendientes de la Loma Los Pozos.

Áreas de pastizal inducido y zonas agrícolas: las primeras se distribuyen en la porción sudoccidental y las segundas en la parte noreste.

3.6 GEOMORFOLOGÍA

Por pertenecer fisiográficamente a la Gran Llanura de Norteamérica, el relieve en la región está constituido por extensas planicies con pequeños accidentes topográficos debidos principalmente a agentes erosivos (INEGI, 1986).

El área de estudio, como rasgo geomorfológico principal contiene una loma en la parte central cuyas dimensiones son de 2 Km de largo por 1 Km de ancho, cubierta por conglomerados, remanentes de erosión y modelada por erosión selectiva. El relieve es suave con alturas absolutas que varían entre 145 m, en el lecho del Arroyo La Rana, hasta 190 m en la cima de la Loma Los Pozos. La dirección del eje mayor de este alto topográfico es de N 50° W. En general, se presentan pendientes suaves cuya inclinación no sobrepasa los 10°, sin embargo cerca de la cima de la Loma Los Pozos, estas pendientes se incrementan hasta alcanzar 20° aproximadamente. Cabe destacar, que las pendientes en la vertiente noreste son por lo regular más pronunciadas que las pendientes en la vertiente suroeste.

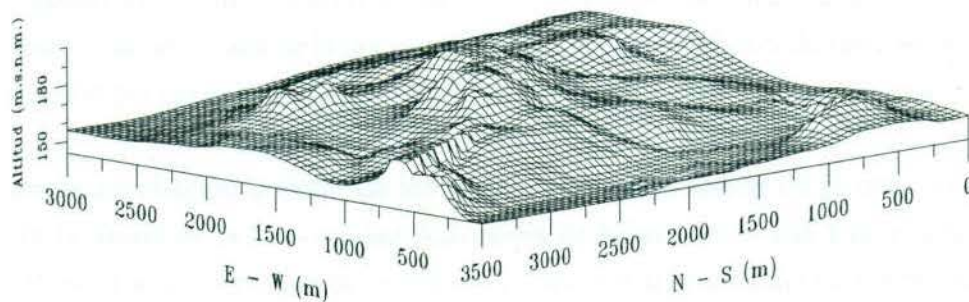


Fig. 3.4 Relieve de la Loma Los Pozos, vista hacia el sureste.

La profundidad de la disección del relieve es baja y los arroyos son intermitentes y angostos. Al suroeste de la Loma Los Pozos se presenta el valle del Arroyo La Rana, mismo que será inundado conforme sea llenada la presa. Al sur de este valle se encuentra un pequeño embalse y unos lomeríos que no sobrepasan los 12 m de su nivel base. En la porción sureste del área se encuentra un promontorio que es utilizado como banco de material a la orilla de la carretera Gral. Terán - China. En el noreste se levantan dos pequeños cerros con pendientes suaves y cuya altura alcanza los 20 m de su nivel base. A partir de las observaciones de campo, se puede concluir que el área es geomorfológicamente madura y que los agentes de modelación del relieve han sido principalmente de tipo físico-mecánico.

3.7 ESTUDIOS PREVIOS

Desde el punto de vista regional, en la Cuenca de Burgos se han realizado estudios desde la década de los 30's principalmente con fines de exploración petrolera. Sin embargo, los estudios locales y con la finalidad de construcción de obras hidráulicas datan de la década de los 70's, cuando la Comisión Nacional del Plan Hidráulico (SARH, 1979), realizó estudios de factibilidad del anteproyecto presa "El Cuchillo". En dichos estudios se llevaron a cabo observaciones geológicas, así como perforaciones verticales para pruebas físico-mecánicas. En el sitio del eje de la boquilla se perforó un total de 13 barrenos, con una profundidad promedio de 25 m, con el fin de efectuar pruebas de permeabilidad de tipo Lefranc y Lugeon. Los datos obtenidos después de una profundidad de 10 m, variaron de poco permeable a impermeable arrojando resultados favorables para la construcción de la obra anteproyectada bajo condición de realizar un tratamiento de consolidación previo al sitio.

Con la aprobación e inicio de los trabajos de construcción de la obra, la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León y la Universidad Estatal de Moscú establecieron un convenio de cooperación bajo los auspicios del Gobierno del Estado de Nuevo León. Dentro de este marco de cooperación se contempló la integración de equipos mixtos de especialistas en diversas disciplinas de las geociencias, con el fin de llevar a cabo investigaciones geológicas y geofísicas en el área de construcción. Los equipos de investigación están encabezados por el Dr. Cosme Pola Símuta, en la parte mexicana y por el Dr. Arkady V. Kalinin en la contraparte rusa.

Los trabajos de investigación se han realizado en cuatro etapas principalmente, en donde se incluye la participación del autor de la presente tesis. La primera etapa (octubre de 1992) tenía como objetivo el estudio ingeniero geológico y geofísico en el área del embalse para pronosticar la posibilidad del surgimiento de fenómenos geológicos indeseables o riesgosos en el territorio adyacente, como resultado del llenado y funcionamiento de la presa (UANL-UEM, 1993a). Como resultado de esta etapa se propuso la realización de un monitoreo hidrogeológico en una región aledaña a la presa.

La segunda etapa (diciembre de 1992 - enero de 1993) consistió en la ejecución de estudios geofísicos en la Loma Los Pozos para hacer una estimación de la permeabilidad integral del macizo (UANL-UEM, 1993b). En esta etapa se consideraban métodos geodésicos, magnetométricos y de emanación de radón. Los resultados de estos estudios revelaron zonas de dislocación que aumentan la posibilidad de pérdidas por filtración y se proponen estudios adicionales con el fin de cuantificar estas pérdidas.

La tercer etapa (septiembre de 1993) contempló la instalación de equipos automáticos de monitoreo en pozos perforados en la región de la Loma Los Pozos. La cuarta etapa (enero de 1994) consistió en el mantenimiento y supervisión de los equipos de monitoreo instalados.

3.8 FOTOGEOLOGÍA

Partiendo del análisis de las fotografías aéreas, escala 1:38,000, se delimitaron zonas de cizallamiento o fracturamiento (Fig. 3.5). Para la determinación de estas zonas se tomaron en cuenta todos los rasgos característicos; tales como formas lineales en el plano, alargamiento de formas, relaciones estructurales, variación de la vegetación, rasgos geomorfológicos y variación de los tonos de color. Estas zonas presentan lineamientos con azimutes de $340-0^\circ$ y $70-98^\circ$, formando un sistema ortogonal. Los lineamientos con rumbo SW-NE son los más frecuentes en la vertiente sudoccidental de la Loma Los Pozos y en ocasiones se manifiestan geomorfológicamente como arroyos. La extensión de estas zonas de fracturamiento va desde varias decenas de metros hasta casi un kilómetro. En el campo estas zonas se reconocen por una distribución caótica de los bloques de arenisca, principalmente.

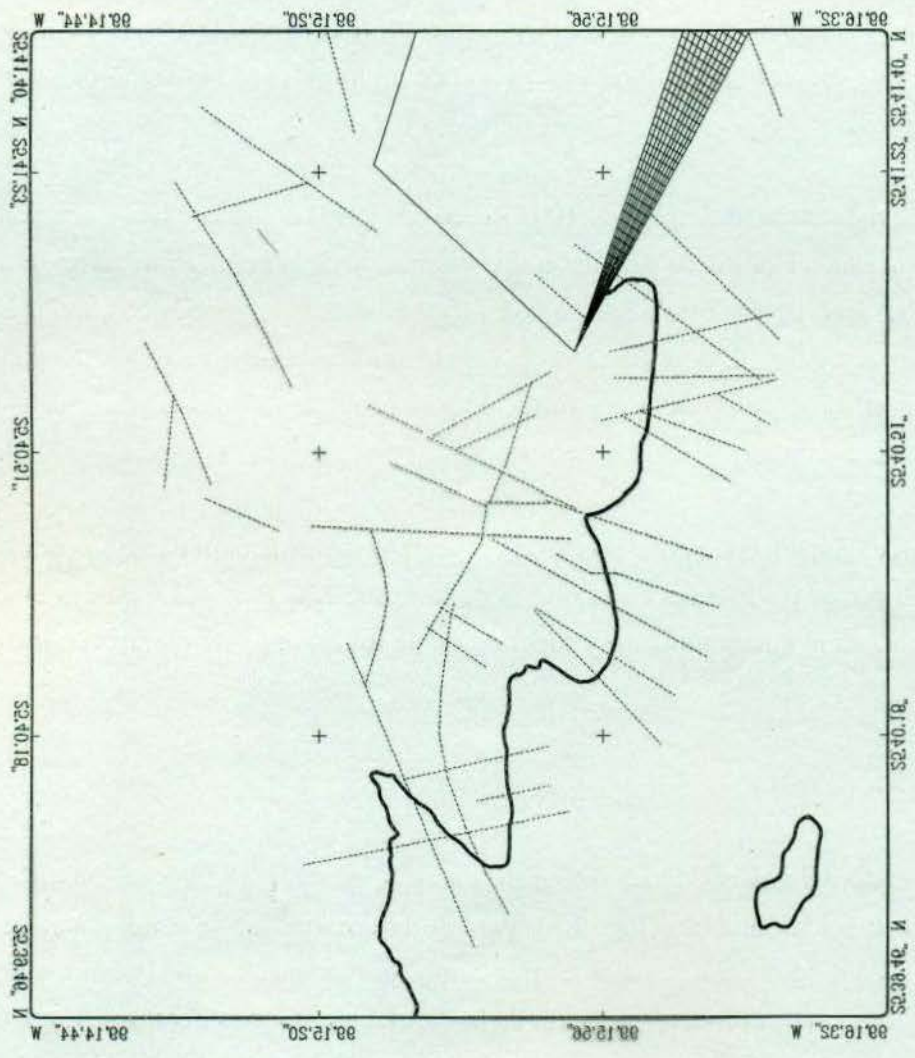




Fig. 3.5 Lineamientos revelados por el análisis fotogeológico del área de estudio, con la predominancia de rasgos orientados en dirección SW-NE, presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México. En la imagen sobrepuesta obsérvese la posición de la cortina y la línea de NAME.

3.9 GEOLOGÍA

El papel, desde el punto de vista de la permeabilidad integral, que representa el macizo rocoso de la Loma Los Pozos, puede ser evaluado partiendo de la observación directa de los materiales geológicos y su disposición. Para tal efecto, en el área de estudio se llevó a cabo la cartografía geológica a detalle con base en un mapa topográfico de escala 1:5,000, mediante recorridos de campo, observaciones directas de los afloramientos y toma de muestras para su posterior análisis petrográfico.

En general, la situación geológica en el área de estudio es una secuencia alternante de areniscas y lutitas de edad eocénica, en un homoclinal de dirección general NNW-SSE tendido ligeramente hacia el ENE. Esta secuencia es cubierta a su vez, discordantemente por depósitos clásticos fluviales del Pleistoceno depositados en diferentes terrazas y, finalmente ocurre la depositación de material clástico holocénico representado por limos y gravas de origen fluvial.

A partir de la Carta Geológica de la Loma Los Pozos (Fig. 3.6), se trazaron cuatro perfiles geológicos (Figs. 3.7 y 3.8), tres de ellos perpendiculares al rumbo general de los estratos aflorantes y uno más en dirección longitudinal. En los perfiles perpendiculares se ha exagerado el echado de las capas para conservar las relaciones de las distancias horizontales con la profundidad. Cabe señalar que para el trazado de estos perfiles se procuró que intersectasen el número máximo de pozos de monitoreo.

Como resultado de la poca denudación y a la falta de datos de perforación con recuperación de núcleo, no fue posible establecer una sección lo suficientemente detallada. Sin embargo, atendiendo la problemática planteada, la vertiente sudoccidental de la Loma Los Pozos representa el mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico; por lo que se construyó una columna litológica compuesta (Fig. 3.9) con una potencia de 116 m, partiendo del pozo de monitoreo 7 y siguiendo por la línea de perfil B-B' en dirección al Arroyo La Rana hasta la línea de embalse.

La carta geológica muestra los diferentes tipos de rocas que afloran en el área y que enseguida son descritos con detalle en orden decreciente de edad.

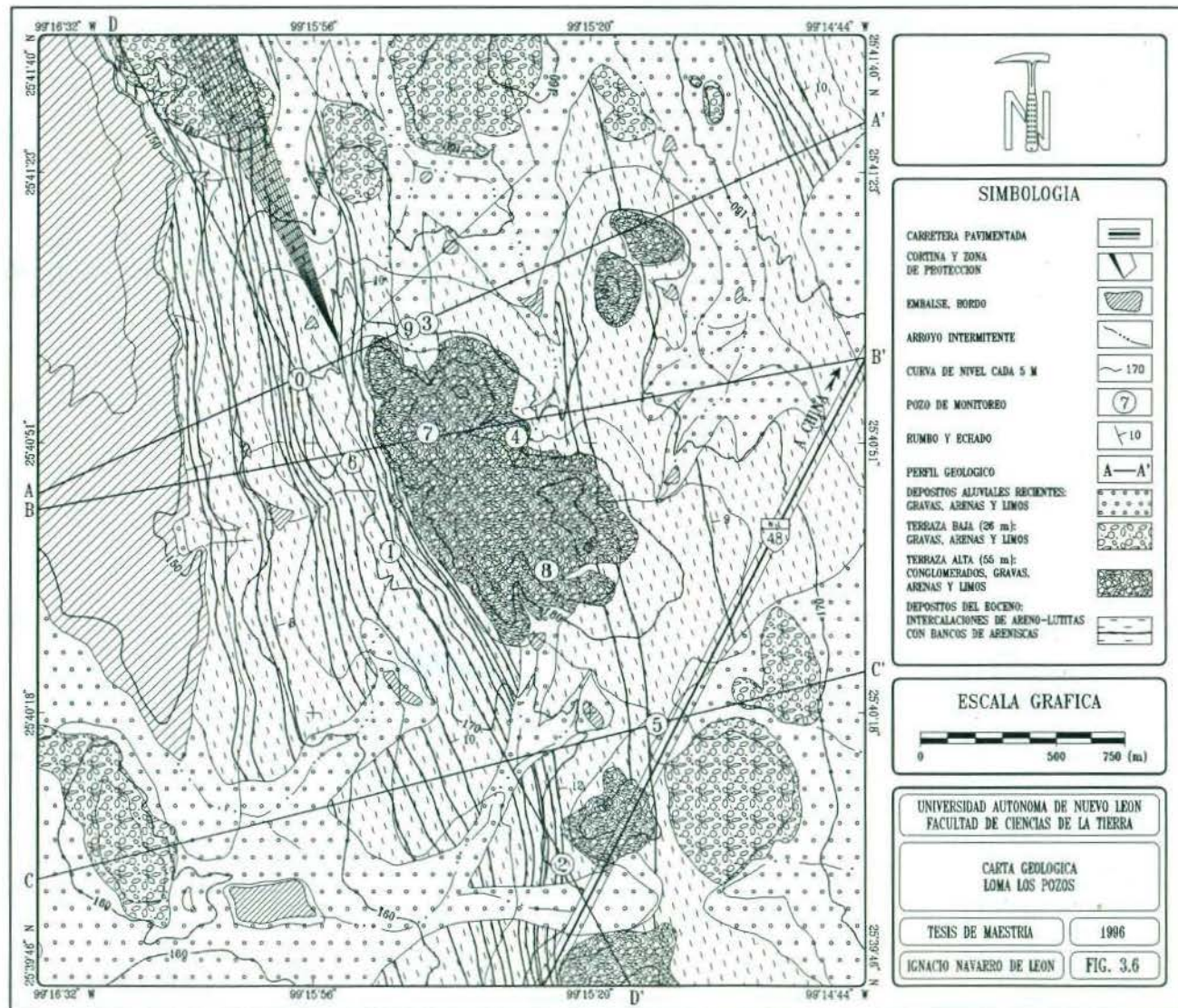


Fig. 3.6 Carta Geológica Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

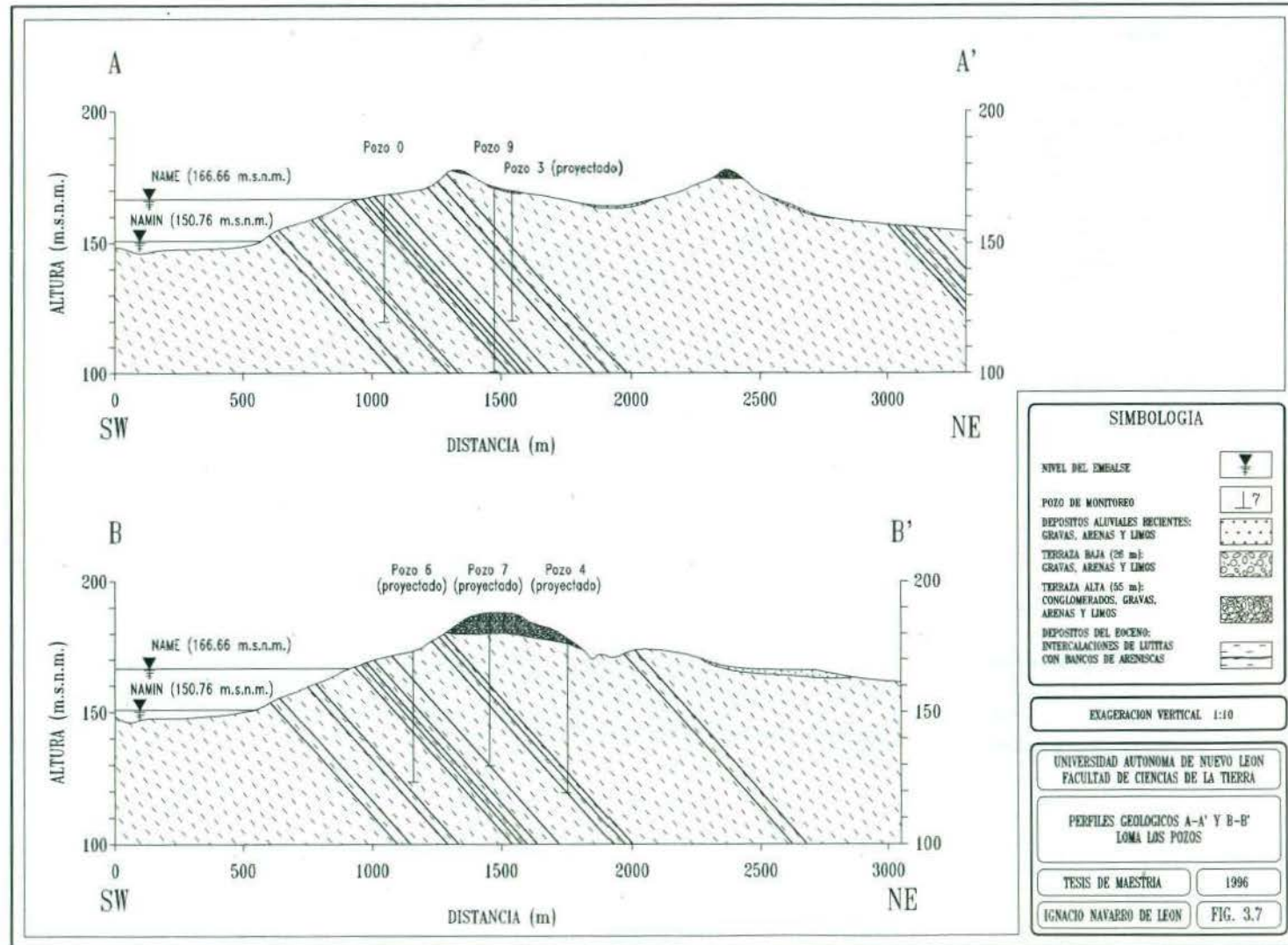


Fig. 3.7 Perfiles geológicos A-A' y B-B', Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

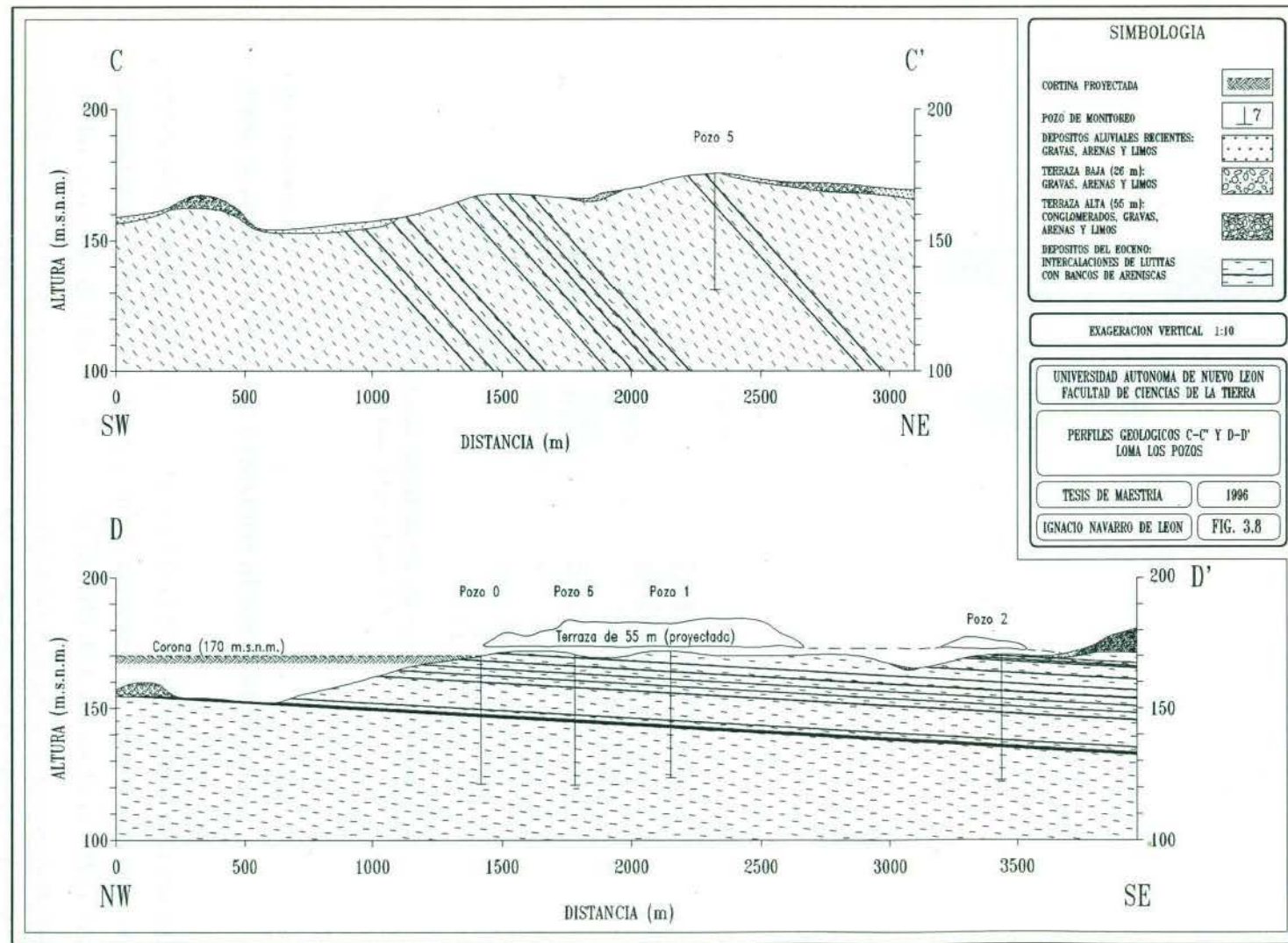


Fig. 3.8 Perfiles geológicos C-C' y D-D', Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

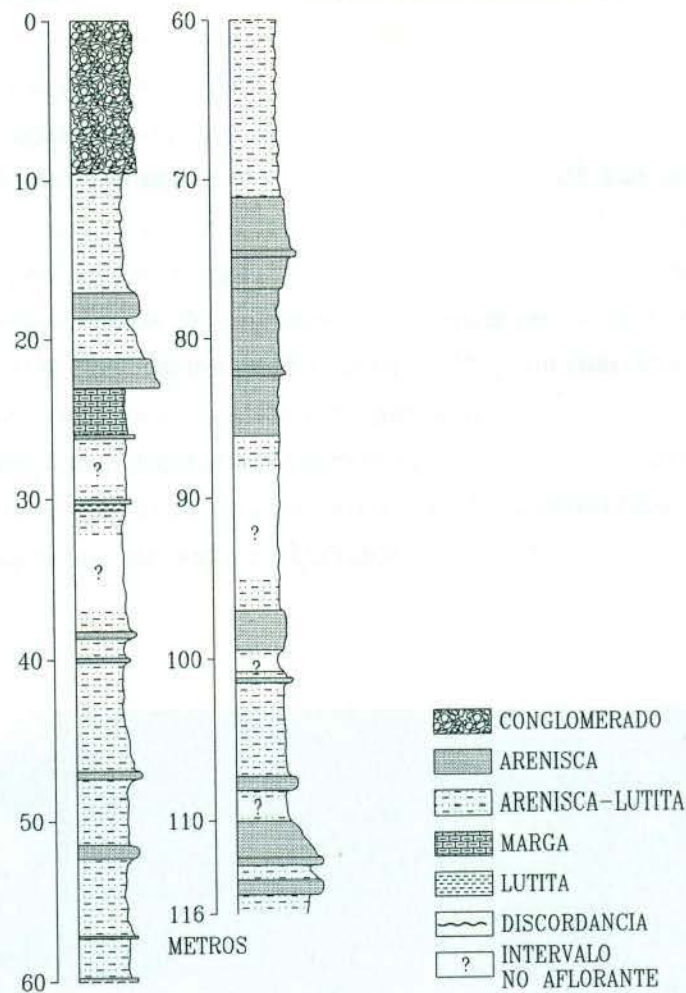


Fig. 3.9 Sección litológica compuesta para la vertiente occidental de la Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

3.9.1 ESTRATIGRAFÍA

3.9.1.1 SECUENCIA ARENO-LUTÍTICA (FORMACIÓN MOUNT SELMAN)

El nombre de Queen City fue dado por KENNEDY (1892) a "una serie de areniscas rojizas y blancas laminadas en estratos medianos y lutitas arenosas" de edad eocénica, que afloran típicamente en las cercanías de Queen City, en el Condado de Cass en Texas. WENDLANDT & KNEBEL (1929) fueron los primeros en cartografiar y describir esta secuencia en el oeste de Texas, designándola como un miembro de la Formación Mount Selman del Grupo Clairborne.

Esta secuencia aflora en la vertiente noreste y suroeste de la Loma Los Pozos, cuya parte inferior, de ésta última, será inundada durante el llenado de la presa. Debido a que aflora muy poco, su estudio es extremadamente difícil y solamente fue posible estudiarla en canteras, arroyos y lugares donde el agua deslavó los sedimentos someros. Se presenta como una secuencia alternante de areno-lutitas con horizontes de areniscas (Fig. 3.10). Las areno-lutitas se agrupan en delgadas capas laminares y llegan a constituir espesores de varios metros, son de color gris verdoso que al intemperizarse muestran un color café amarillento. Las areniscas se presentan en bancos de espesor mediano (aprox. 20 cm) llegando a alcanzar espesores considerables (aprox. 2.5 m). Las areniscas según la clasificación de PETTIJOHN (1949) son cuarcitas de grano fino a medio y en roca fresca muestran una coloración gris que se torna de color rojizo a medida que se intemperizan. Las areniscas presentan, en algunos sitios estructuras sedimentarias como huellas de oleaje (ripple marks), marcas de arrastre (groove casts) y estratificación cruzada; contienen además pequeños fragmentos de madera silicificada.



Fig. 3.10 Secuencia de lutitas y bancos medianos de areniscas, mostrando la inclinación de las capas en dirección aguas abajo de la cortina. Tajo norte del canal de desfogue.

Con el propósito de conocer las características petrográficas de los estratos de arenisca, como son granulometría, componentes, distribución cristal-matriz, madurez textural y fábrica, se realizó el análisis petrográfico a partir de secciones delgadas de las rocas. Asimismo, mediante recorridos de campo se determinó que en la vertiente suroeste de la loma, los bancos de areniscas se agrupan principalmente en cuatro paquetes, constituyendo escalones en el relieve. El banco inferior de areniscas forma el escalón más pronunciado y se presenta en la parte oriental del Arroyo La Rana casi en la línea de embalse, tiene espesores que van de 4 a 4.5 m; intervalo en la columna litológica de 107-116 m.

Las areniscas (cuarcitas) de este grupo son de grano fino (0.125 - 0.25 mm de ϕ) y textura subredondeada, con una distribución mineral-matriz de 80-20 %; los minerales principales son cuarzo y feldespato, como mineral accesorio limonita; la matriz está constituida por micrita.

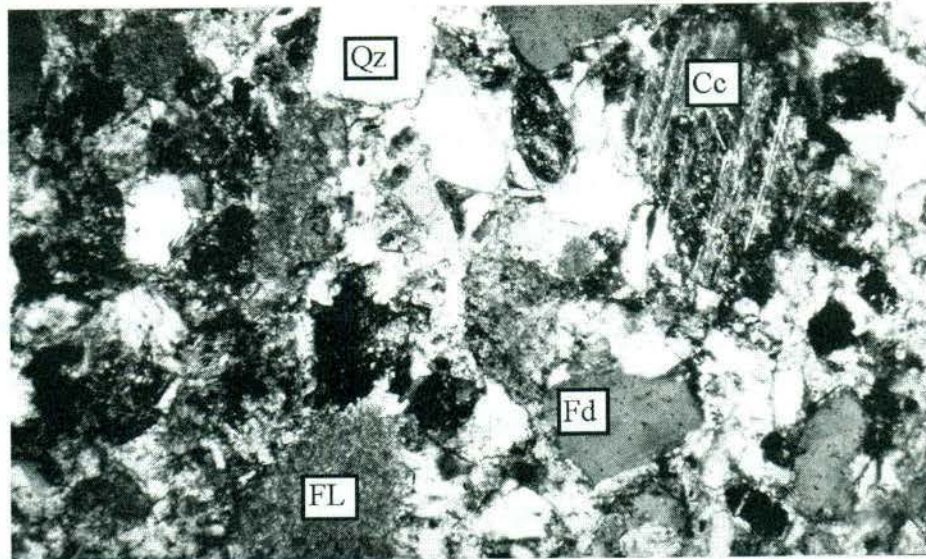


Fig. 3.11 Micrografía de la arenisca mostrando los cristales de cuarzo (Qz), feldespato (Fd) y fragmentos líticos (FL), arriba a la derecha se observa un cristal de calcita (Cc) con su clivaje característico. Largo de la fotografía = 2.5 mm.

El segundo grupo de areniscas aflora a 110 m al oriente del anterior, se trata de estratos medianos (~ 40 cm) que conforman un paquete de aproximadamente 15 m de espesor en el intervalo 71-86 m de la columna litológica. Entre el primer y segundo grupo de areniscas yace una capa areno-lutítica con lentes de areniscas de espesores menores de 15 cm. El segundo grupo de areniscas no forma escalones tan característicos en comparación con la primera.

En su parte basal, el segundo grupo de areniscas está formado por cuarcitas de grano fino, mientras que la parte superior está constituida por cuarcitas y subgrawvacas de grano medio (0.25 - 0.5 mm de ϕ), texturalmente subangulosas. En ambos casos presentan una distribución de 85 % de minerales (cuarzo, feldespato y cristales de calcita secundaria), además de fragmentos líticos en una matriz micrítica (ver Fig. 3.11).

En la parte superior del corte, también afloran capas aisladas de areniscas laminadas que llegan a alcanzar los 50 cm de espesor. Estas capas están intercaladas con horizontes areno-arcillosos y están registradas en el intervalo 47-60 m de la columna litológica.

Las rocas del tercer grupo son cuarcitas de grano medio, con textura subangulosa y con una distribución de 90 % - 10 % de cristal-matriz. Asimismo se presenta un estrato característico con cuarcitas de grano medio, textura de grano redondeado y los granos se encuentran cubiertos por una capa de cuarzo constituyendo un cemento tipo "drusa".

El cuarto banco de areniscas forma el último escalón frente a los conglomerados y está representado por dos capas de arenisca de diferente espesor, 1.5 y 1.8 m, respectivamente (intervalo 17-18.5 m de la columna litológica). A diferencia de los paquetes areno-arcillosos antes descritos, en la parte superior de la sección (en el intervalo 23-26 m y 30-31 m de la columna) se observan margas y lutitas puras, respectivamente. Arriba de este banco de areniscas continúa la secuencia areno-arcillosa hasta llegar a un contacto discordante con conglomerados que cubren la cima de la Loma Los Pozos.

Estas rocas también son cuarcitas de grano medio y subangulosas. La textura que presentan estas rocas, es completamente diferente a las anteriores (cristales anhedrales en contactos largos y de punto), ya que los cristales (80 % de la roca) se presentan flotando en la matriz.

En conjunto, los bancos de arenisca representan aproximadamente el 25 % del paquete de rocas que constituyen la sección. La variabilidad lateral en la composición litológica de los bancos de arenisca - arena-arcillosa, es muy importante para la evaluación de la permeabilidad integral del macizo, por lo que en recorridos de campo se observaron variaciones en sus espesores, así como también la intercalación de lentes de arenisca en las secuencias areno-arcillosas.

Cabe hacer notar, para toda la sección la presencia de concreciones de limonita, de forma ovalada y alargada, cuyas dimensiones generalmente alcanzan los 4-6 cm. En algunos sitios estas concreciones alcanzan a constituir delgados horizontes de 3-5 cm de espesor.

3.9.1.2 TERRAZAS DE GRAVAS DEL PLEISTOCENO

La descripción original para una terraza de gravas de origen fluvial-continental fue dada por PENROSE (1890) para describir un afloramiento de gravas cementadas por un depósito calcáreo blanco conocido comúnmente como caliche en Cd. de Reynosa, Tamaulipas; y le asigna el nombre de "Formación Reynosa". En 1946, MULLERRIED paraleliza estos sedimentos con los cuerpos de gravas presentes en la Planicie Costera del Golfo Norte e incluye también a las terrazas fluviales de los cañones de la Sierra Madre Oriental. Sin embargo, por falta de una definición y delimitación clara, así como de una edad conocida de la llamada "Formación Reynosa", RUIZ *et al.*, (*en preparación*) rechazan la paralelización de ésta con las terrazas de la Planicie Costera del Golfo Norte. El origen de las terrazas de gravas es consecuencia del levantamiento progresivo de la Sierra Madre Oriental y los diferentes cambios climáticos que han ocurrido durante el Cuaternario, cambios que a su vez traen consigo períodos de depositación y erosión. La edad relativa de estas terrazas, ha sido asignada tentativamente como Pleistoceno Temprano, mientras que su edad absoluta todavía no ha sido aclarada, por lo que se realizan investigaciones paleoclimáticas y paleogeográficas en el noreste de México (RUIZ & WERNER, *en preparación*). Para su clasificación, las terrazas se han diferenciado considerando la altura con respecto a un nivel erosivo de referencia (cauce de río), por lo que siguiendo este criterio morfo-estratigráfico, en el área de estudio se han diferenciado dos niveles de terraza (ver Fig. 3.8, perfil D-D') con respecto al lecho del Río San Juan:

Terraza Alta ó Terraza de 55 m. En contacto discordante erosivo con la secuencia de areniscas y areno-lutitas, esta terraza se encuentra formada por conglomerados, gravas, arenas y limos. Los conglomerados son polimícticos cuyos componentes son básicamente gravas redondeadas de caliza, arenisca y pedernal de formaciones mesozoicas cementados en diferente grado con material calcáreo (caliche). Las gravas sin cementar son subredondeadas a redondeadas, de caliza y arenisca principalmente y en algunos sitios muestran imbricación. En menor proporción se encuentran arenas de grano fino con estratificación cruzada y limos de color amarillo claro. Esta terraza constituye la cima de la Loma Los Pozos y la de los cerros que sobrepasan los 180 m.s.n.m. El espesor total de la terraza alta es desconocido, por lo que para el área de estudio se estima un espesor promedio del orden de 8 a 10 m, sin embargo durante la perforación del pozo 7 se determinó un espesor aproximado de 16 m, donde se sugiere el centro de un canal relleno. La posición de esta terraza, muy por arriba del nivel máximo calculado para la presa, no juega ningún papel desde el punto de vista de la filtración del macizo. En la porción meridional del área, esta terraza se ha utilizado como banco de material para la construcción del dique y la cortina (Fig. 3.12).

Terraza Baja ó Terraza de 26 m. Esta terraza descansa discordantemente sobre la secuencia areno-lutítica eocénica y está constituida por gravas, arenas y limos. Las gravas son subredondeadas y mal clasificadas, en su mayoría de composición calcárea y rara vez están cementadas para formar conglomerados. Estas gravas se encuentran en contacto con arenas cuarcíticas de grano medio formando interdigitaciones. Los limos son de color amarillo claro y alcanzan a constituirse en delgados paquetes de 20 - 30 cm de espesor.

Al igual que la terraza alta, se desconoce el espesor total de la terraza baja, pero su espesor máximo en el área en cuestión es de alrededor de 8 m en la porción suroeste. Se distribuye al sur y al norte del área formando lomeríos suaves.

Atendiendo a las relaciones geomorfológicas se concluye que la terraza baja es más joven que la terraza alta y ambas se manifiestan como relictos aislados, testigos de una intensa erosión (véase Fig. 3.6).



Fig. 3.12 Afloramiento de conglomerados de la Terraza Alta con un espesor aproximado de 7 m. Banco de material a aprox. 2 km al SW del pozo 8.

3.9.1.3 DEPÓSITOS FLUVIALES RECIENTES

Los depósitos fluviales holocénicos están representados por bloques, gravas, arenas y limos. Los bloques son de arenisca de color gris a café rojizo, angulosos y presentan poco transporte. En su conjunto, estos materiales alcanzan a constituir espesores pequeños e insignificantes y apenas son de unos cuantos metros en el Arroyo La Rana, que es donde están mejor representados. En las pendientes, sus espesores son significativamente menores y yacen en forma de estrechos lentes alargados hacia los arroyos. Cabe destacar que, en ciertas áreas, aunque los espesores eran pequeños dificultaron el estudio de las rocas subyacentes.

3.10 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El estudio de la geología estructural de la Loma Los Pozos se realizó mediante la integración de la información revelada por las fotografías aéreas así como la observación directa a través de recorridos de campo y la medición de los elementos estructurales en las rocas aflorantes. Partiendo de la información anterior se procedió a la elaboración de la Carta Tectónica mostrada en la Fig. 3.13.

Como resultado de la geodinámica regional (levantamiento de la Sierra Madre Oriental, hundimiento de la Cuenca de Burgos y desplazamiento de los depocentros hacia el oriente), la situación estructural de la secuencia de rocas eocénicas en la región de la Loma Los Pozos se presenta como un homoclinal ligeramente inclinado hacia el este.

Los estratos muestran pequeñas variaciones en su disposición espacial, mientras que en la porción norte del área poseen un rumbo de N y un echado de 14° en dirección NE (punto de medición 10 de la Fig. 3.13), hacia la porción sur cambian su posición a $N22^\circ E$ con un buzamiento de 6° al SE (punto 13 de la Fig. 3.13). Estadísticamente no existen grandes variaciones en el rumbo y echado a lo largo de las capas, siendo la media general de $N6^\circ W$ y un buzamiento de 9° en dirección NE, para una población total de 360 mediciones.

Durante la construcción de la cortina en su extremo sur, los trabajos de excavación expusieron capas de areno-lutitas que presentaban pequeñas flexuras con amplitudes de varios decímetros; sin embargo la secuencia subyacente no mostraba tales efectos, por lo que se consideran de carácter sinsedimentario.

Con respecto a fenómenos de fallamiento, no se encontraron directamente en los escasos afloramientos existentes ni se aprecian en las fotografías aéreas. Un factor adicional es que la parte inferior de la pendiente suroeste de la Loma Los Pozos, la cual será inundada por las aguas de la presa, ha cambiado su estado natural debido a los trabajos preparativos que se hicieron en el área del vaso (remoción de suelos y vegetación), sin embargo no se descarta que existan ciertos efectos de ellas.

1020118311

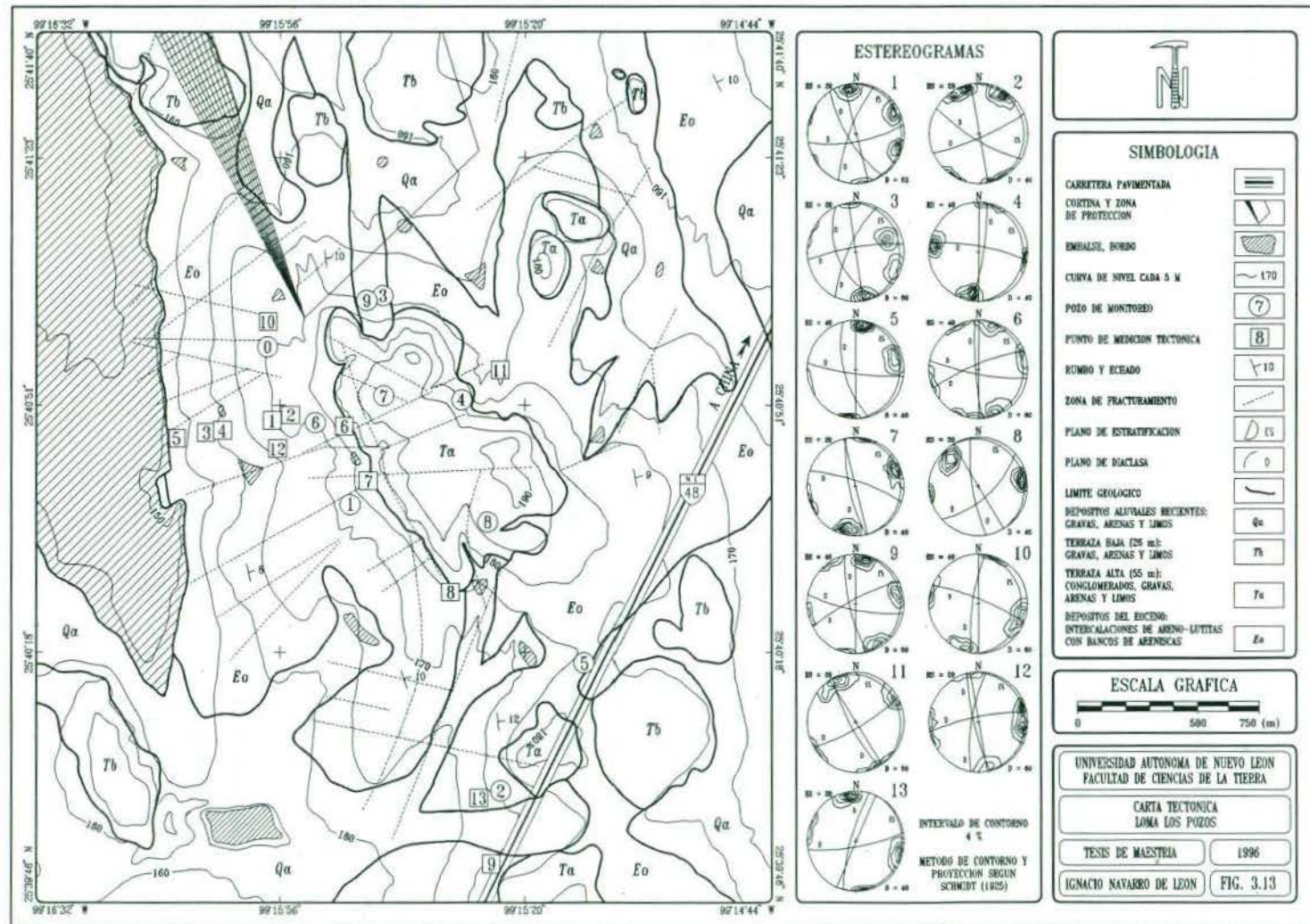


Fig. 3.13 Carta Tectónica Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

La determinación de zonas de fracturamiento, partiendo del análisis de fotografías aéreas y rasgos geomorfológicos, reveló la existencia de dos tipos principales: formas lineales y circulares, con un marcado predominio de las primeras. Estas zonas se presentan tanto en las secuencias de areniscas y areno-lutitas como en los conglomerados, dificultándose su observación en las áreas cubiertas por material aluvial.

La extensión de las zonas de fracturamiento va desde decenas de metros hasta alcanzar varios cientos de metros, convirtiendo a la región en un mosaico de bloques; la presencia de estas zonas en el campo es manifiesta por una distribución caótica de bloques de los bancos de arenisca y geomorfológicamente se expresa con arroyos. Las direcciones predominantes de las zonas de fracturamiento son N50°E y N70°W, siendo más frecuentes las primeras.

Las observaciones de campo mostraron que el fracturamiento superficial está desarrollado en las areniscas, areno-lutitas y lutitas, manifestándose en mejor forma en las areniscas. La diferencia en el fracturamiento en las areniscas y las arenas arcillosas se marcan muy bien por el carácter de la vegetación.

Los afloramientos de las areniscas, generalmente están enmascaradas en las fotografías aéreas, por una vegetación más densa; en los afloramientos areno-arcillosos, la cubierta vegetal es más escasa y de poca altura.

La medición de las diaclasas se realizó en 13 sitios y su proyección estereográfica se muestra en la Carta Tectónica, apreciándose un sistema ortogonal principal (con direcciones paralela y perpendicular al rumbo de la estratificación y de la cortina) y un sistema diagonal secundario (Fig. 3.14).

Las diaclasas perpendiculares a la estratificación tienen una dirección N85°W y un buzamiento de 81° al SW, mientras que las diaclasas paralelas poseen N9°W de rumbo y 79° de echado al SW. Prácticamente todas las diaclasas son subverticales y su apertura va desde escasos milímetros hasta 4-5 cm.

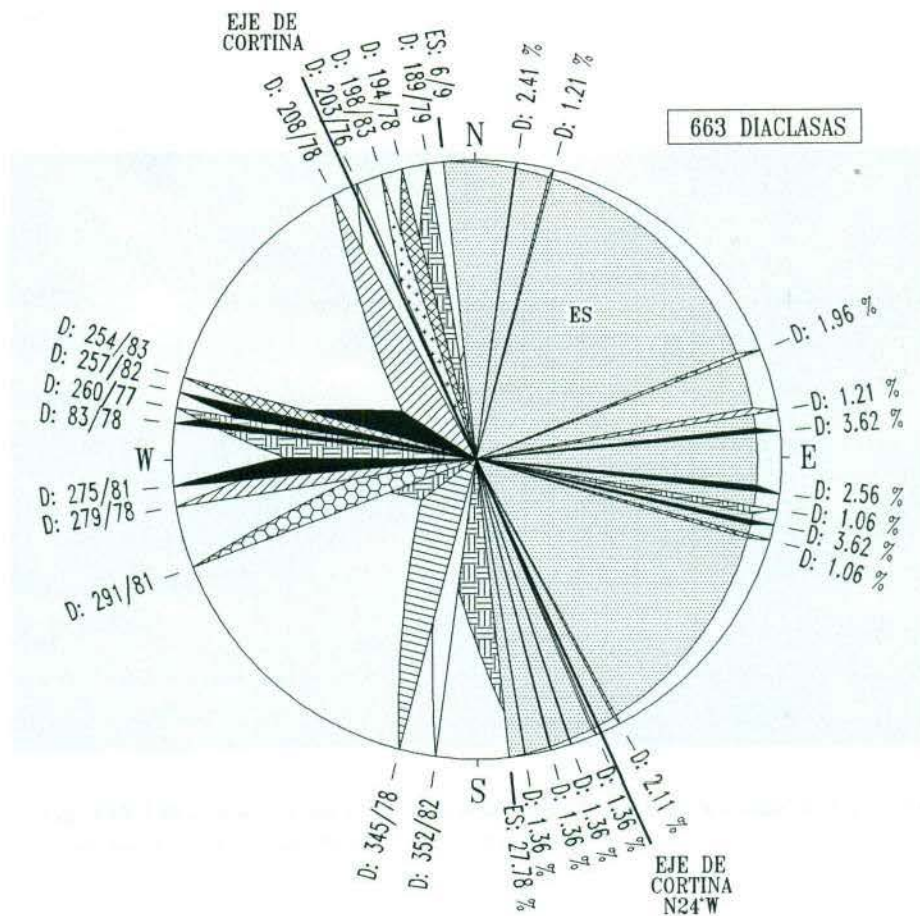


Fig. 3.14 Principales elementos estructurales de la Loma Los Pozos y su relación con el eje de la cortina. Se muestra un plano de estratificación ligeramente inclinado (ES), y un sistema ortogonal de diaclasas (D) con su dirección y echado, así como sus porcentajes frecuenciales. Los valores de dirección son azimutales.

Las diaclasas están rellenas generalmente por óxidos de hierro (Fig. 3.15), calcita y ocasionalmente por yeso. La densidad del fracturamiento varía repentinamente en un mismo estrato, donde las distancias entre las fracturas varían desde unas decenas de centímetros hasta un metro y más. En las paredes de las canteras se observa que las fracturas de mayor apertura se encuentran cada 5-7 m y entre ellas se distribuyen fracturas de menor amplitud. Se observan también cambios en la inclinación de las fracturas dependiendo de la composición litológica de los

estratos, en las areniscas esta inclinación es más pronunciada que en los horizontes lutíticos (refracción del fracturamiento).



Fig. 3.15 Estratos de arenisca con planos de diaclasa rellenos de óxidos de hierro (la escala mide 20 cm). Cantera a 1.5 Km al N del pozo 9.

Como resultado de las observaciones en las paredes de las canteras, al norte del área de estudio, y de los datos obtenidos de las perforaciones en el sitio de la cortina se puede afirmar, que la penetración de las diaclasas alcanza los 15 a 20 m de profundidad, trayendo efectos negativos sobre la permeabilidad integral del macizo rocoso. La magnitud de tales efectos será discutida en el capítulo IV.

CAPÍTULO IV

HIDROGEOLOGÍA DE LA LOMA LOS POZOS

4.1 INTRODUCCIÓN

El estudio de la interacción de cuerpos de agua superficial (lagos, presas, etc.) con el agua subterránea empezó a recibir atención a partir de la década de los 70's. En la mayoría de los estudios esta interacción es usualmente calculada como residual en las ecuaciones de balance hidrogeológico o simplemente se ignoraba. Desde entonces, se han desarrollado metodologías que contemplan estudios teóricos y prácticos.

Los estudios teóricos han sido ampliamente necesarios para el entendimiento de los patrones de flujo del agua subterránea en la cercanía de lagos y presas (WINTER, 1976; LARSON *et al.*, 1975; MCBRIDE & PFANNKUCH, 1975). Estas simulaciones numéricas se han hecho tanto en estado estable (WINTER, 1975) como en el estado transitorio (MCDONALD & HARBAUGH, 1988; ANDERSON & CHENG, 1993); considerando además la posición y la fluctuación de los niveles en el cuerpo de agua superficial (CHENG & ANDERSON, 1993, 1994).

Por otra parte, los estudios prácticos incluyen metodologías indirectas, entre las que se encuentran los métodos geoelectrónicos y de potencial natural (OGILVY *et al.*, 1969; BOGOSLOVSKY & OGILVY, 1970a, 1970b; BUTLER & LLOPIS, 1990; AL-SAIGH *et al.*, 1994); y metodologías directas como el establecimiento de una red de pozos de monitoreo hidrogeológico para el

monitoreo de cambios en parámetros, tales como nivel freático y salinidad (MCKENZIE, 1973; SARA, 1991).

4.2 UNIDADES HIDROGEOLOGICAS

De acuerdo a la geología superficial observada en el área de estudio, así como a la información obtenida a partir de los niveles piezométricos en los pozos de monitoreo y a los resultados de los análisis hidrogeoquímicos e isotópicos, se definieron básicamente dos unidades hidrogeológicas: un acuífero múltiple y un acuífero colgado (Fig. 4.1).

4.2.1 ACUÍFERO MÚLTIPLE

Esta unidad está constituida por el paquete alternante de areniscas y lutitas de edad eocénica. El comportamiento hidráulico del acuífero múltiple depende de factores litológicos y estructurales, por lo que atendiendo a sus características litológicas, los estratos de areniscas vienen a constituir los horizontes hidráulicamente conductores (acuíferos), en tanto que los paquetes de lutitas funcionan como horizontes acuicludos o acuitardos.

La posición ligeramente inclinada de la secuencia de rocas juega un papel muy importante, ya que al aumentar el nivel del vaso ocurre un incremento lateral en la presión hidrostática, provocando cambios escalonados en los niveles piezométricos de los horizontes acuíferos.

Para una mejor comprensión del funcionamiento del acuífero múltiple, es preciso considerarlo como un modelo de doble porosidad. La porosidad intergranular, como es de esperarse es superior en los horizontes de arenisca con respecto a los horizontes lutíticos. Como se mencionó en el capítulo anterior, la "porosidad de fractura" está mejor desarrollada en los estratos de arenisca, siendo este tipo de porosidad la de mayor importancia.

Adicionalmente al modelo de doble porosidad, es necesario considerar las zonas de fracturamiento, ya que tales zonas convierten a la región en un mosaico de bloques. Estas zonas de fracturamiento pueden tener efectos completamente contrarios en la conductibilidad hidráulica,

actuando como zonas de alta conductibilidad entre los bloques (como p. ej. en el pozo 1) cuando las fracturas están abiertas, o bien, como barreras verticales impermeables, aislando hidráulicamente a los bloques (pozo 9), si estas zonas muestran fracturas mineralizadas o rellenas de material arcilloso. Este fenómeno se encuentra ampliamente documentado en la literatura (DUGUID & LEE, 1977; LONG *et al.*, 1982; NARASHIMAN, 1982; GAMBOLATI & SARTORETTO, 1986; HUYAKORN *et al.*, 1986) y su existencia en el área de estudio es sustentada por evidencias y resultados que se muestran y discuten en las secciones 4.3.4, 4.4 y 4.5.3 del presente capítulo.

4.2.2 ACUÍFERO COLGADO

Esta unidad hidrogeológica está representada por los relictos de la terraza alta o terraza de 55 m y se encuentra en contacto discordante erosivo con el acuífero de edad terciaria. En este contacto yace una capa de caliche de algunos decímetros de espesor que funciona como barrera impermeable, aislándolo hidráulicamente de la unidad hidrogeológica subyacente.

Los conglomerados que constituyen esta unidad presentan una cementación irregular, debido a esto la porosidad principal en este tipo de acuífero es intergranular, ya que el espacio entre las gravas sin cementar es relativamente grande con respecto al volumen total de la unidad. Sin embargo, la capacidad de almacenamiento del acuífero, en esta área en particular, es relativamente pequeña debido a que la recarga del mismo es eminentemente meteórica. Este hecho explica el quimismo de sus aguas con bajas concentraciones de especies iónicas y su carácter isotópico (ver sección 5.6).

Por tratarse de una unidad hidrogeológica con alta porosidad y relativamente somera, es susceptible a variaciones en el nivel provocados por el efecto conjugado de la presión atmosférica con fenómenos de marea solar y lunar (ver sección 4.3.7).

La importancia de esta unidad en el mecanismo de filtración e interacción de diferentes tipos de aguas en función del llenado del vaso, es completamente nula debido a que en la vertiente occidental de la Loma Los Pozos, la base de esta unidad se encuentra a una altura de 174 m.s.n.m., es decir, 8 m por arriba del NAME.

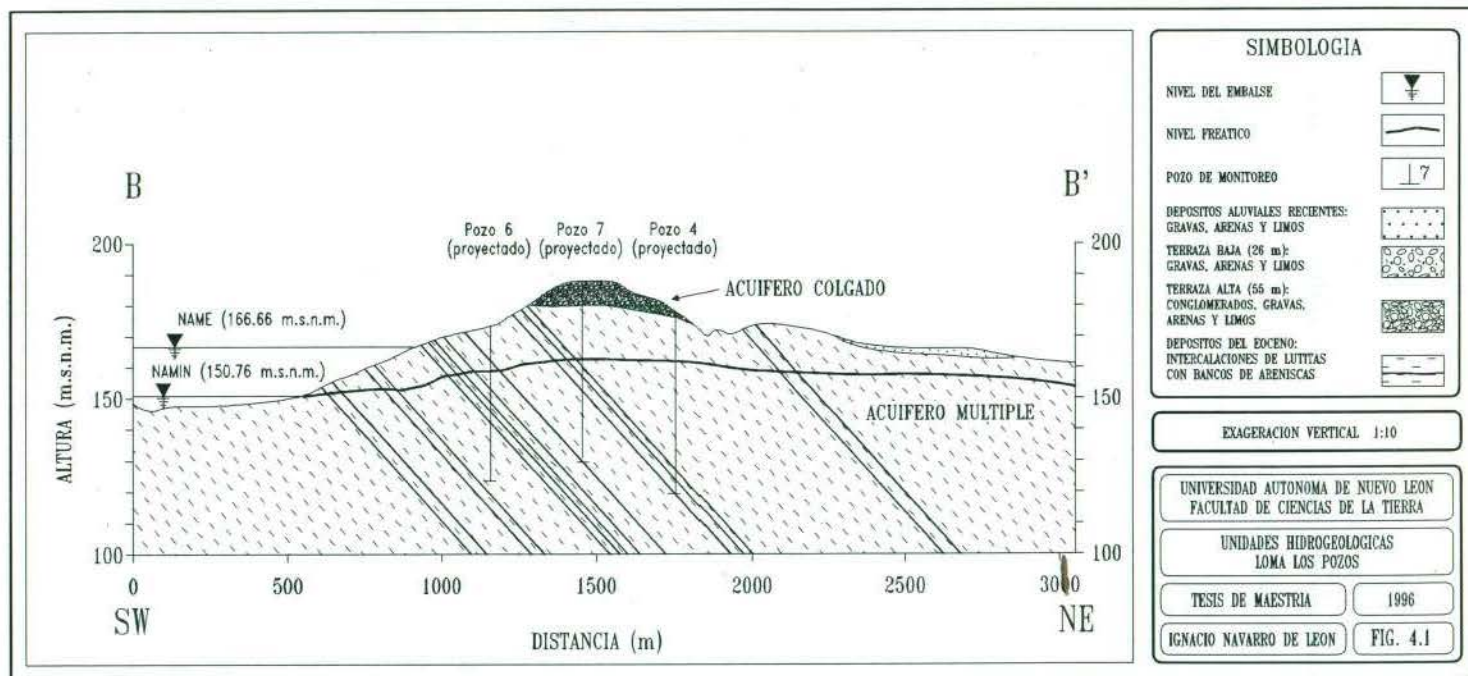


Fig. 4.1 Unidades hidrogeológicas, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

4.3 MONITOREO HIDROGEOLÓGICO

Con el fin de evaluar los cambios en el régimen hidrogeológico en la Loma Los Pozos, en el marco de un convenio de cooperación científica, la UANL y la UEM emprenden un programa de monitoreo hidrogeológico, con el establecimiento de una red de pozos dotados con equipos automatizados de medición de parámetros físicos. La duración prevista para dicho programa se contempló de dos años a partir del cierre de compuertas.

4.3.1 POZOS DE MONITOREO

Durante los meses de noviembre y diciembre de 1992, la compañía paraestatal PRODERLEON perforó diez pozos de monitoreo en la Loma Los Pozos (ver Fig. 3.6). Los sitios de perforación se eligieron de tal manera que estuviesen alineados en forma paralela a la cortina y al eje mayor de la Loma Los Pozos, resultando así en una serie de cuatro perforaciones en la vertiente occidental de la loma (pozos 0, 6, 1 y 2), otra serie de cuatro perforaciones en la vertiente oriental (pozos 3, 9, 4 y 5) y finalmente 2 perforaciones en su cima (pozos 7 y 8).

La perforación fue del tipo rotaria a una profundidad proyectada de 50 m en promedio (Tabla 4.1), sin embargo al encontrarse seco el pozo 3 se decidió realizar una perforación adicional (pozo 9) hasta una profundidad de 70.80 m, localizada a escasos 20 m del pozo 3.

Los pozos fueron ademados hasta una profundidad de 25 m con tubo ranurado de PVC de 6" de diámetro. Posteriormente, se construyó una protección en todos los pozos, consistente en una estructura de concreto de 80 x 80 cm con tapa de acero, con el fin de albergar las baterías de los equipos de detección.

Cabe mencionar, que ninguno de estos pozos cuenta con un registro de perforación por no haberse realizado la recuperación de núcleo. No obstante, en algunos pozos se corrieron registros geofísicos de rayos gamma para corroborar a profundidad la proyección de los estratos superficiales.

Tabla 4.1 Información técnica de los pozos de monitoreo hidrogeológico.

POZO	PROFUNDIDAD (m)	ALTURA DEL BROCAL (m.s.n.m.)
0	48.65	169.50
1	48.20	173.00
2	48.00	171.10
3	49.70	169.90
4	48.30	179.40
5	45.30	176.70
6	49.75	169.80
7	56.90	188.40
8	59.30	188.60
9	70.80	170.00

4.3.2 SISTEMA AUTOMÁTICO DE ADQUISICIÓN DE DATOS

El sistema automatizado de monitoreo hidrogeológico fue desarrollado en el Departamento de Sismometría y Geoacústica de la Facultad de Geología de la UEM. Consiste de un dispositivo electrónico llamado ATISBADOR-GM y programas de cómputo para el control del equipo (programa GEOMON) y la visualización de los datos (programa MONPRO).

Para llevar a cabo el programa de monitoreo se adquirieron once sistemas automáticos, diez de ellos para ser instalados y uno adicional para usarse como repuesto en las operaciones de mantenimiento y reparación de los otros equipos.

4.3.2.1 COMPONENTES FÍSICOS (HARDWARE)

El equipo ATISBADOR-GM fue desarrollado para mediciones de la temperatura, salinidad y nivel del agua en los pozos, ya sea ademados o sin ademe, con un diámetro no menor de 80 mm. Este equipo además de ser utilizado para monitoreo puede también ser empleado como equipo de medición en pruebas hidrogeológicas tales como pruebas de bombeo y de desplazamiento (slug test).

La administración para los regímenes de trabajo y funcionamiento de los sistemas de medición, recolección, almacenamiento y transmisión de los datos a la computadora se realiza a través del puerto serial de comunicaciones RS-232. El ATISBADOR-GM (Fig. 4.2) consta básicamente de las siguientes partes:

- 1.- Contenedor que alberga una tarjeta electrónica, la cual es operada por el microprocesador 80C31 de INTEL®.
- 2.- Sonda de temperatura, la cual funciona mediante un componente electrónico (termistor) que cambia su resistencia de acuerdo a la temperatura.
- 3.- Sonda de salinidad, se basa en el principio de la resistividad eléctrica del agua y se expresa como salinidad integral en gr/l de NaCl.
- 4.- Sonda de profundidad, la cual utiliza el principio acústico.
- 5.- Tubo conductor de ondas acústicas, fabricado con material de PVC.
- 6.- Fuente de poder con base en un acumulador de 6 voltios.

El contenedor, las sondas y el cable de comunicaciones están provistos de conexiones herméticas. Las características principales del ATISBADOR-GM se encuentran resumidas en la Tabla 4.2. Para la programación de los equipos y la toma de los datos se utilizó una microcomputadora portátil tipo notebook con procesador 80386 y 25 Mhz de velocidad.

Tabla 4.2 Características del ATISBADOR-GM.

Período de mediciones	20 s - 10 días
Tiempo de demora entre inicio de mediciones y activación del microprocesador	10 s - 10 días
Error en el reloj interno	< 120 s en 30 días
Cantidad máxima de mediciones	2,400
Sensibilidad de la sonda acústica	1.7 mm
Distancia de la sonda de profundidad con respecto al nivel del agua	1 - 10 m
Sensibilidad de la sonda de temperatura	0.02 °C
Sensibilidad de la sonda de salinidad (equivalente a NaCl)	0.0 - 4.4 gr/l0.01 gr/l 4.4 - 6.6 gr/l0.10 gr/l 6.6 - 9.9 gr/l0.30 gr/l 9.9 - 22.0 gr/l1.00 gr/l
Longitud máxima del cable de comunicaciones para puerto RS-232, tipo M04-22-220	100 m
Voltaje de la fuente	5.6 V ± 10 %
Consumo de corriente durante las mediciones y la transmisión de los datos	200 mA
Consumo de corriente entre las mediciones	25 mA
Dimensiones y peso del contenedor	Diámetro 73 mm Longitud 400 mm Peso 3,000 gr
Dimensiones y peso del la sonda de temperatura	Diámetro 8 mm Longitud 130 mm Peso 30 gr
Dimensiones y peso de la sonda de salinidad	Diámetro 35 mm Longitud 130 mm Peso 100 gr
Dimensiones y peso de la sonda de profundidad	Diámetro 50 mm Longitud 18 mm Peso 50 gr

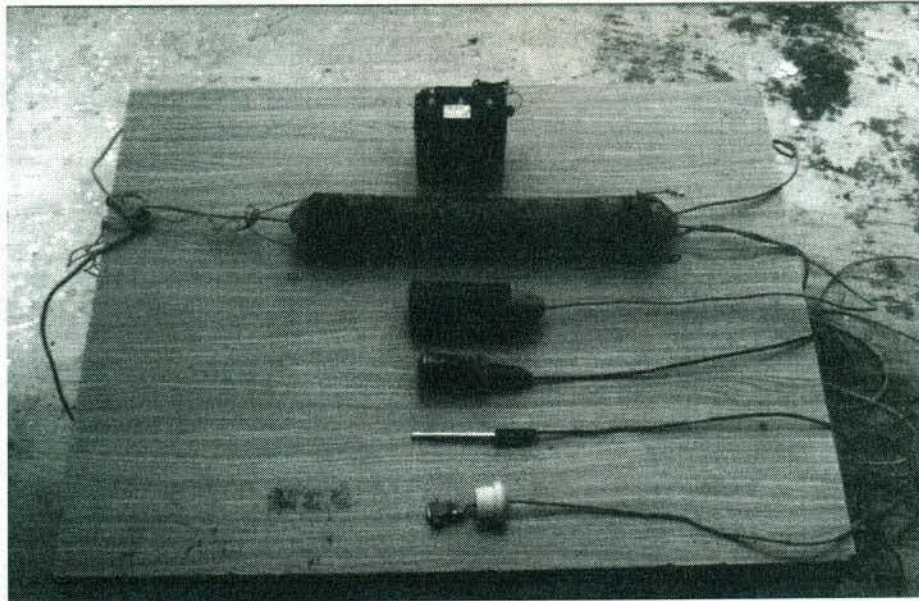


Fig. 4.2 Componentes principales del ATISBADOR-GM, de arriba hacia abajo: acumulador de 6 V, contenedor de la tarjeta electrónica, sonda de profundidad, sonda de salinidad, sonda de temperatura y conector para puerto serial RS-232.

4.3.2.2 COMPONENTES LÓGICOS (SOFTWARE)

Con la finalidad de programar el equipo de monitoreo en el pozo, revisar el funcionamiento del equipo, así como para la adquisición y almacenamiento de los datos se desarrollaron programas computacionales específicos. Estos programas se dividen en tres módulos principalmente: un módulo llamado GEOMON que funciona como interfase entre el equipo y la computadora, este módulo fue escrito en lenguaje C y se ejecuta en el modo DOS; un módulo llamado SKW escrito en lenguaje ensamblador que se carga a la tarjeta electrónica y cuya tarea es la de controlar las funciones del microprocesador; y finalmente un módulo denominado MONPRO escrito en lenguaje Zortech C++® y ejecutable como aplicación Windows 3.X®, con el fin de leer y mostrar en forma gráfica los parámetros medidos (Fig. 4.3).

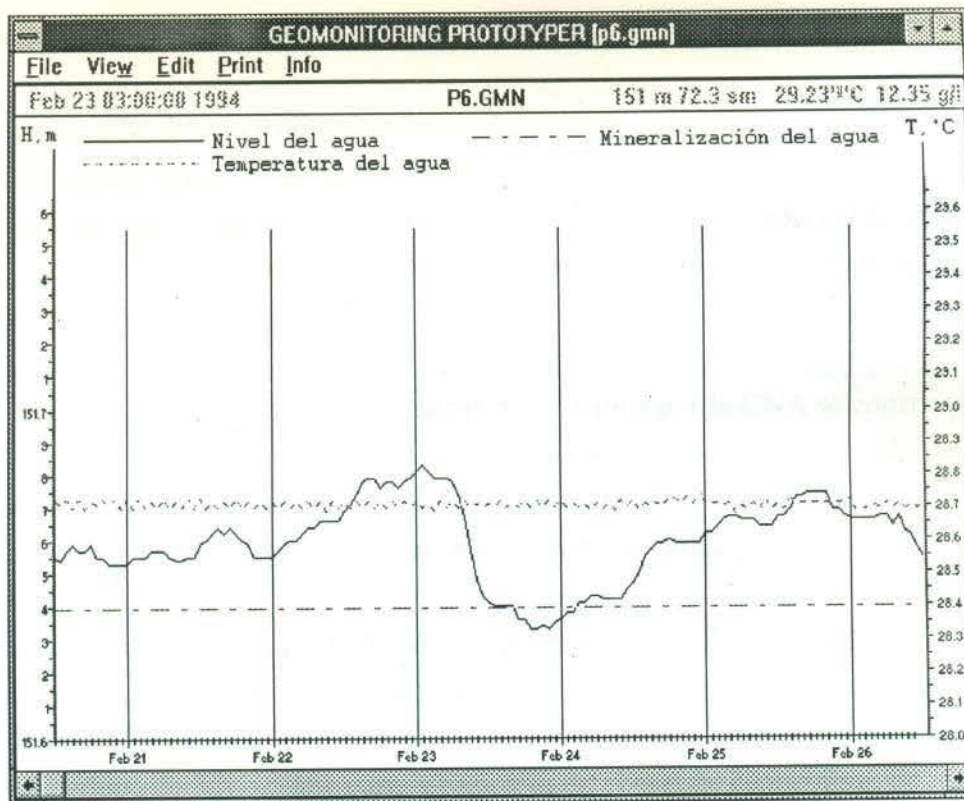


Fig. 4.3 Gráfica obtenida con el programa MONPRO, donde se muestra el comportamiento en el nivel piezométrico, la temperatura y la salinidad para el pozo 6 durante el período comprendido del 20 al 26 de febrero de 1994.

4.3.3 RÉGIMEN DE MEDICIÓN

Los equipos de medición fueron instalados en los pozos de monitoreo el 9 de julio de 1993, y fueron programados para hacer mediciones de los parámetros a cada hora. El tiempo de programación de los equipos era controlado por el reloj de la microcomputadora, de tal forma que las mediciones se realizaban en forma simultánea en todos los pozos.

La toma de los datos y el reemplazo de las baterías se realizó cada 15 días en promedio y dependiendo del cambio en el nivel freático se subió o bajó el equipo a fin de que el detector de profundidad operara en los rangos previstos. La información obtenida fue posteriormente procesada obteniendo las gráficas de comportamiento para cada uno de los pozos.

4.3.4 LLENADO Y ALMACENAMIENTO DEL VASO

La historia del llenado y almacenamiento del vaso de una presa es el resultado de diversos factores, algunos de carácter regional (cuenca hidrológica) que contribuyen en forma positiva al llenado como la precipitación pluvial y los escurrimientos. Por otro lado existe el carácter local (área del embalse y regiones aledañas) que representan pérdidas debidas a la extracción, conducción, evaporación y fenómenos de filtración.

Con datos de nivel diario del embalse proporcionados por la CNA se construyó el gráfico mostrado en la Fig. 4.4, en él se muestran los niveles para el período comprendido del 8 de junio de 1993 al 5 de septiembre de 1995, es decir un lapso de un poco más de dos años (820 días), mismos que corresponden al período del monitoreo hidrogeológico.

Las compuertas de la presa fueron cerradas el 30 de Julio de 1993 (punto 1, Fig. 4.4) iniciándose la captación y ascenso del nivel a razón de 8 cm diarios en promedio. El nivel en esta etapa inició en 128.15 m.s.n.m. y alcanzó 133.83 m.s.n.m. el día 31 de agosto del mismo año; con la llegada del período de lluvias, que para la región es en el mes de septiembre, ocurre un llenado más rápido con incrementos de casi 50 cm diarios en promedio (punto 2, Fig. 4.4) y para el 30 de septiembre de 1993 alcanza 149.04 m.s.n.m.

El NAMIN (150.76 m.s.n.m.) es alcanzado por primera vez el 8 de diciembre de 1993, es decir 133 días después del cierre de compuertas y desde entonces el nivel de la presa se mantiene prácticamente estable con ligeras variaciones debidas principalmente a fenómenos de extracción, evaporación y filtración. Sin embargo, la tendencia general es de 1-2 cm diarios en promedio como pérdida durante el año, con excepción del mes de septiembre.

El fenómeno de recarga estacional, también se ve reflejado en el año de 1994 (punto 3, Fig. 4.4). Solamente la incidencia de fenómenos extraordinarios de precipitación como el "Huracán Gabrielle" en agosto de 1995 marca cambios bruscos en el llenado y almacenamiento de la presa (punto 4, Fig. 4.4), con aumento de 5.6 m al pasar de 150.25 a 155.85 m.s.n.m. en 25 días (11 de agosto al 5 de septiembre de 1995).

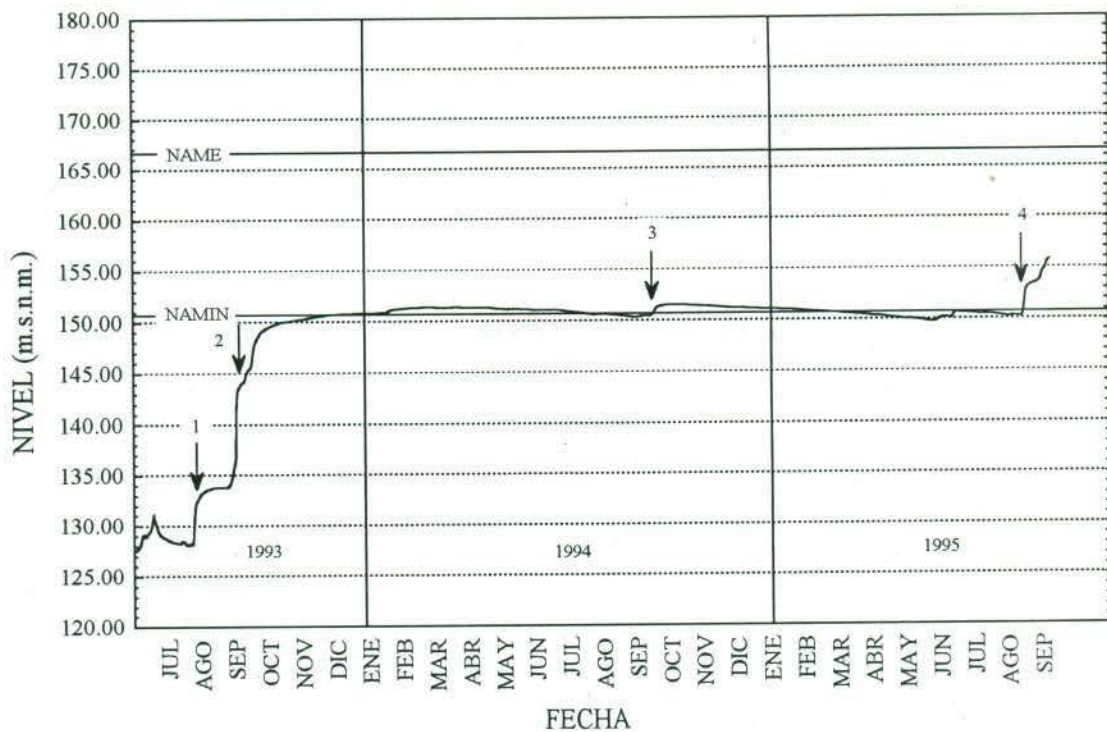


Fig. 4.4 Llenado de la presa El Cuchillo Solidaridad, datos tomados en el período del 8 de junio de 1993 al 5 de septiembre de 1995. Se muestran eventos importantes: 1) Cierre de compuertas, 2) Período de lluvias en septiembre de 1993, 3) Período de lluvias en septiembre de 1994 y, 4) Precipitaciones extraordinarias debidas al "Huracán Gabrielle".

Con las tasas de extracción actuales, que oscilan de 1.7 a 3.7 m³/s para el acueducto China-Monterrey, además del acueducto regional y la toma para riego, el nivel de la presa se ubicará normalmente en condiciones de aguas mínimas (NAMIN). Las circunstancias anteriores se asocian además con períodos de recarga para la cuenca excepcionalmente bajos del orden de 293 Mm³/año para el periodo comprendido de 1988-1994, cuando históricamente se han tenido períodos (1968-1978) que llegan alcanzar los 892 Mm³/año (LEAL, 1996).

El fenómeno evaporativo es muy importante porque está en función de la radiación solar (temperatura), velocidad de los vientos y área de exposición. Con respecto a esta última, el área de exposición de la presa aumenta geométricamente en mayor proporción que las otras construidas

en el estado, es decir, su relación área-capacidad (Fig. 4.5) es mayor que la presa "José López Portillo" (Cerro Prieto) y "Rodrigo Gómez" (La Boca). Un ejemplo de esto es que cuando la presa "El Cuchillo-Solidaridad" tenga 393 Mm^3 el área ocupada por sus aguas será de 61 Km^2 en comparación con la presa Cerro Prieto cuya extensión a su máxima capacidad (393 Mm^3) es de 36 Km^2 .

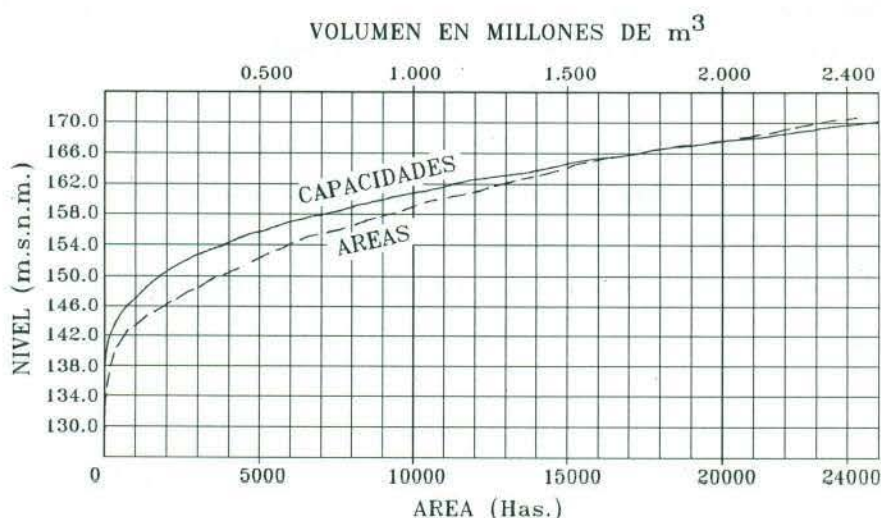


Fig. 4.5 Gráfica que muestra la relación del nivel del embalse con las áreas ocupadas y el volumen almacenado en la presa El Cuchillo Solidaridad.

4.3.5 COMPORTAMIENTO DEL NIVEL EN LOS POZOS COMO RESPUESTA AL LLENADO DEL VASO

Uno de los objetivos del monitoreo hidrogeológico fue determinar la velocidad del cambio en la carga hidrostática embalse-pozos, observando el comportamiento de los pozos más cercanos a la línea de embalse y estimando el tiempo que tardan en reaccionar los niveles piezométricos en estos pozos ante ascensos o descensos rápidos del vaso. Para ello se tuvo oportunidad en los primeros meses de haber iniciado el monitoreo, cuando en el mes de septiembre de 1993 el nivel del embalse pasó de 134 m.s.n.m. a 149 m.s.n.m., un cambio en el nivel de 15 m en tan solo 30 días (0.5 m diarios en promedio!).

Los pozos más cercanos al embalse y que exhiben un comportamiento piezométrico similar son el pozo 0 y el pozo 6. Desafortunadamente no se tuvieron los datos de monitoreo para el pozo 6 durante el período agosto-noviembre de 1993 debido a razones técnicas. Sin embargo, la interacción en los niveles del vaso y el pozo 0 (Fig. 4.6) presenta aspectos interesantes: el nivel del vaso durante el período del 15 al 31 de agosto se mantiene prácticamente constante, mientras que el pozo 0 refleja un descenso en su nivel. Durante el 1° - 10 de septiembre, el vaso recibe un gran aporte de agua incrementando su nivel hasta casi 10 m continuando su tendencia de ascenso durante todo el mes hasta mantenerse constante en el mes de octubre. Por otro lado, el día 13 de septiembre el pozo 0 cambia su tendencia y experimenta un ascenso hasta igualar el nivel del vaso el 24 de octubre del mismo año. El tiempo que tarda el pozo 0 en reaccionar con respecto al vaso es de aproximadamente 13 días y la distancia del pozo al embalse para esa fecha era de 746 m (ver Fig. 3.6.), lo que nos resulta en una velocidad promedio de cambio en la presión hidrostática de 57 m/día. Otro aspecto interesante es la velocidad de ascenso en el nivel piezométrico del pozo 0 ante un fenómeno de tales magnitudes: el equipo registró cambios de nivel de 2.1 cm/hr durante los días 20 - 22 de septiembre.

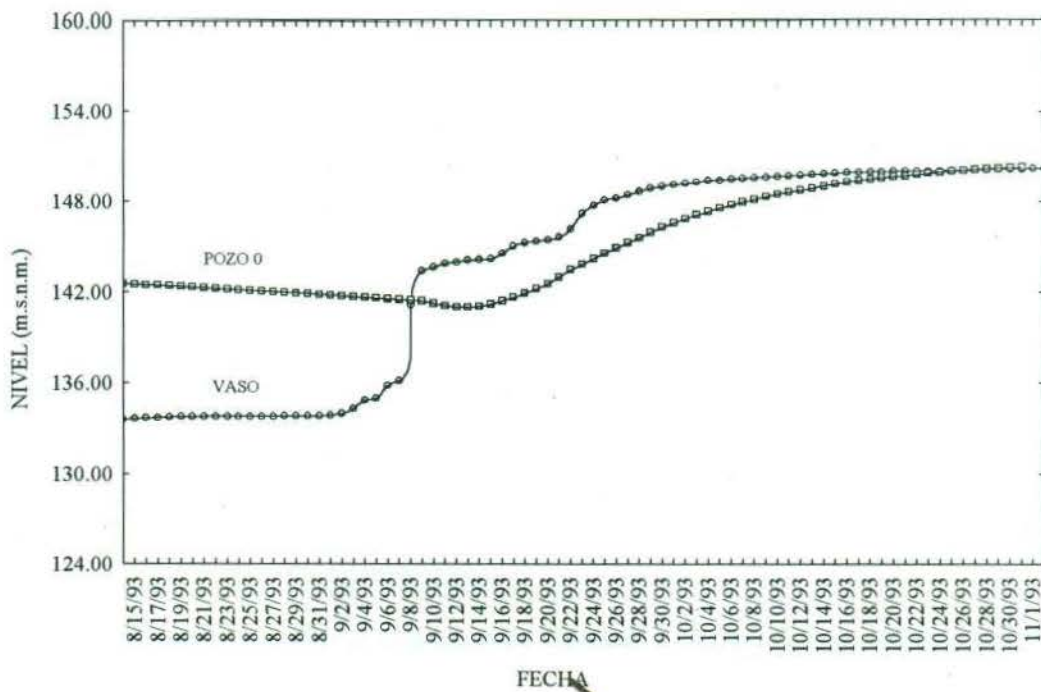


Fig. 4.6 Comportamiento del nivel piezométrico del pozo 0 en función del llenado del vaso para el período del 15 de agosto al 1° de noviembre de 1993.

4.3.6 PIEZOMETRÍA

El monitoreo hidrogeológico arrojó una gran cantidad de información, la cual fue integrada y procesada con el fin de mostrar las tendencias generales en el comportamiento hidrogeológico. Para tal efecto, integrando los niveles estáticos de los pozos y el nivel del vaso, se construyeron cuatro cartas piezométricas que cubren las principales etapas del período de observación:

- a) *Carta Piezométrica para el mes de Julio de 1993*, correspondiente a la etapa anterior al cierre de compuertas y está configurada con los primeros resultados de los niveles en los pozos (Fig. 4.7).
- b) *Carta Piezométrica para el mes de Marzo de 1994*, que muestra cambios evidentes en la distribución de las líneas de isopiezas debido a la presencia del vaso. En la vertiente occidental de la Loma Los Pozos, las isopiezas modifican su posición en tanto que permanecen sin cambios en la vertiente oriental (Fig. 4.8).
- c) *Carta Piezométrica para el mes de Febrero de 1995*, el ligero descenso en el nivel del vaso provoca que las isopiezas 150 y 155 m.s.n.m. se desplacen hacia el occidente (Fig. 4.9).
- d) *Carta Piezométrica para el mes de Septiembre de 1995*, como consecuencia del Huracán Gabrielle el vaso alcanza su máximo nivel durante el período de observación y modifica sustancialmente la distribución piezométrica: la isopieza de 155 m.s.n.m. adquiere una posición similar a las isopiezas 110 - 150 m.s.n.m. (Fig. 4.10).

La dirección principal del flujo hidrogeológico es en dirección noreste con el máximo gradiente hidráulico entre los pozos 0 y 9. El desarrollo hidrogeológico del área de estudio es apreciable a través de estas cartas piezométricas, donde se observan cambios notables en la superficie piezométrica. Asimismo, es manifiesta la importancia que juega la presencia y el nivel del vaso en este proceso, es decir, el incremento en el nivel del vaso provoca el desplazamiento de las isopiezas en dirección noreste. Como consecuencia de lo anterior, al alcanzar el vaso el nivel del NAME es previsible la eventual aparición de filtraciones en las cercanías del pozo 9.

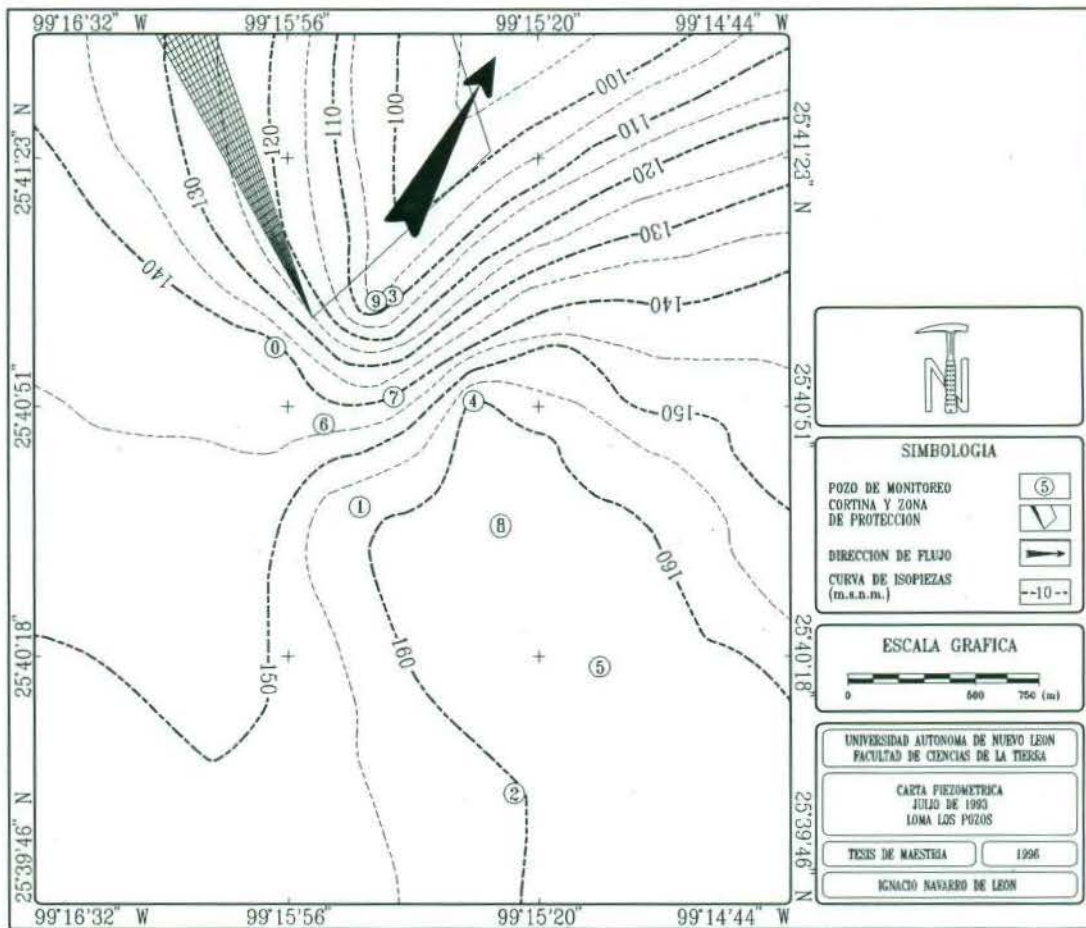


Fig. 4.7 Carta piezométrica para el mes de julio de 1993, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

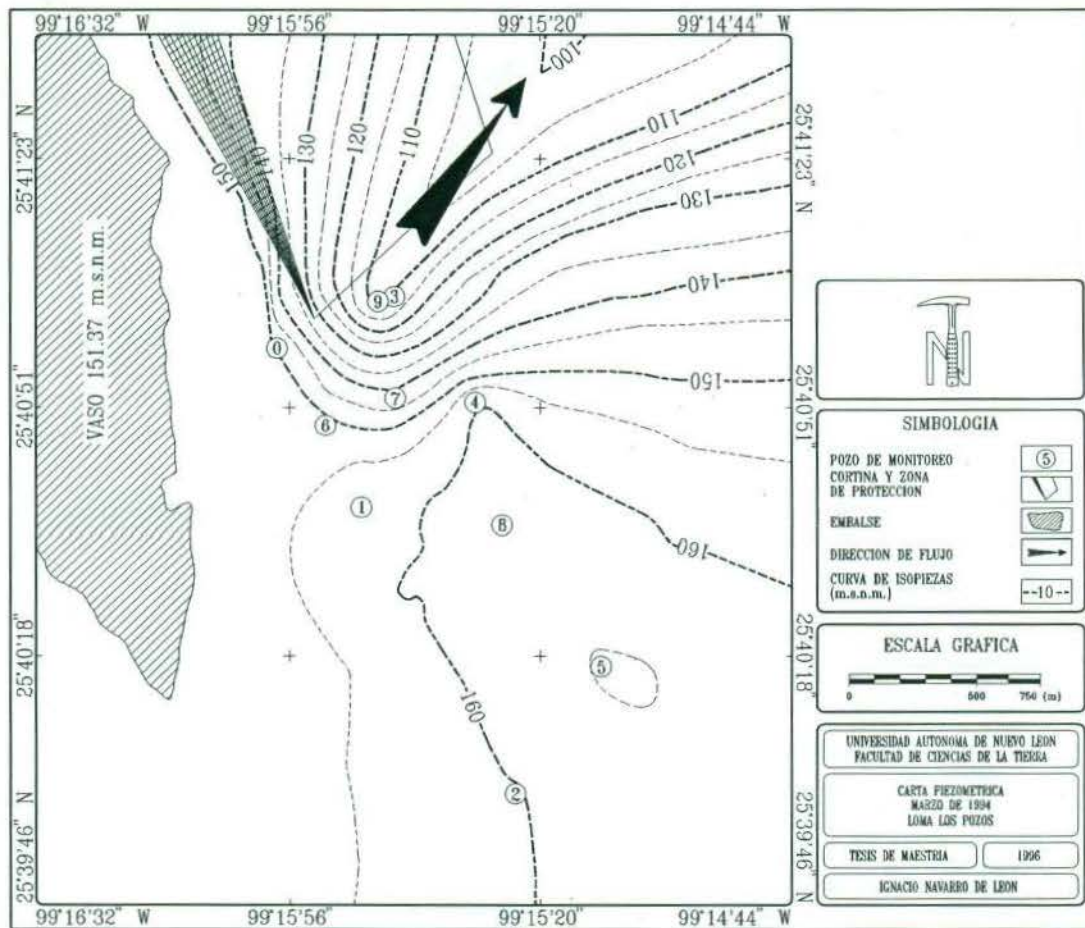


Fig. 4.8 Carta piezométrica para el mes de marzo de 1994, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

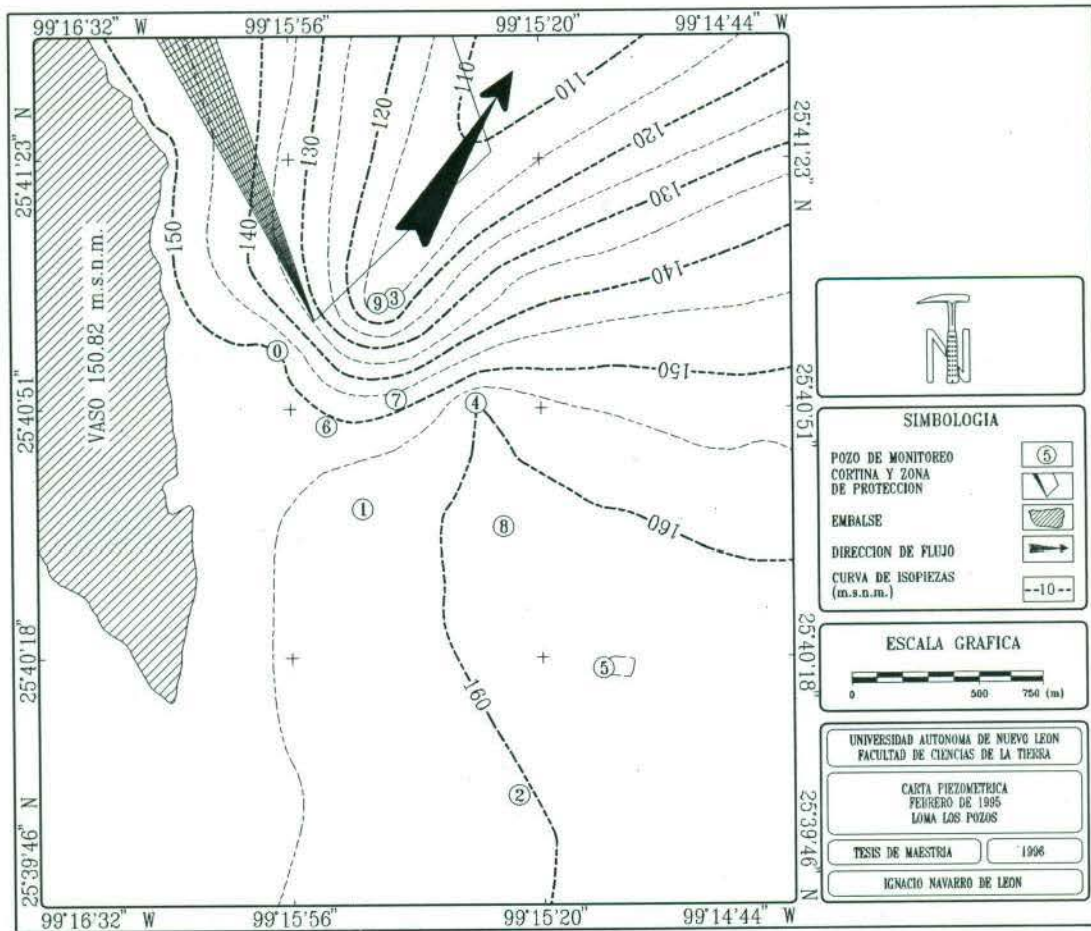


Fig. 4.9 Carta piezométrica para el mes de febrero de 1995, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

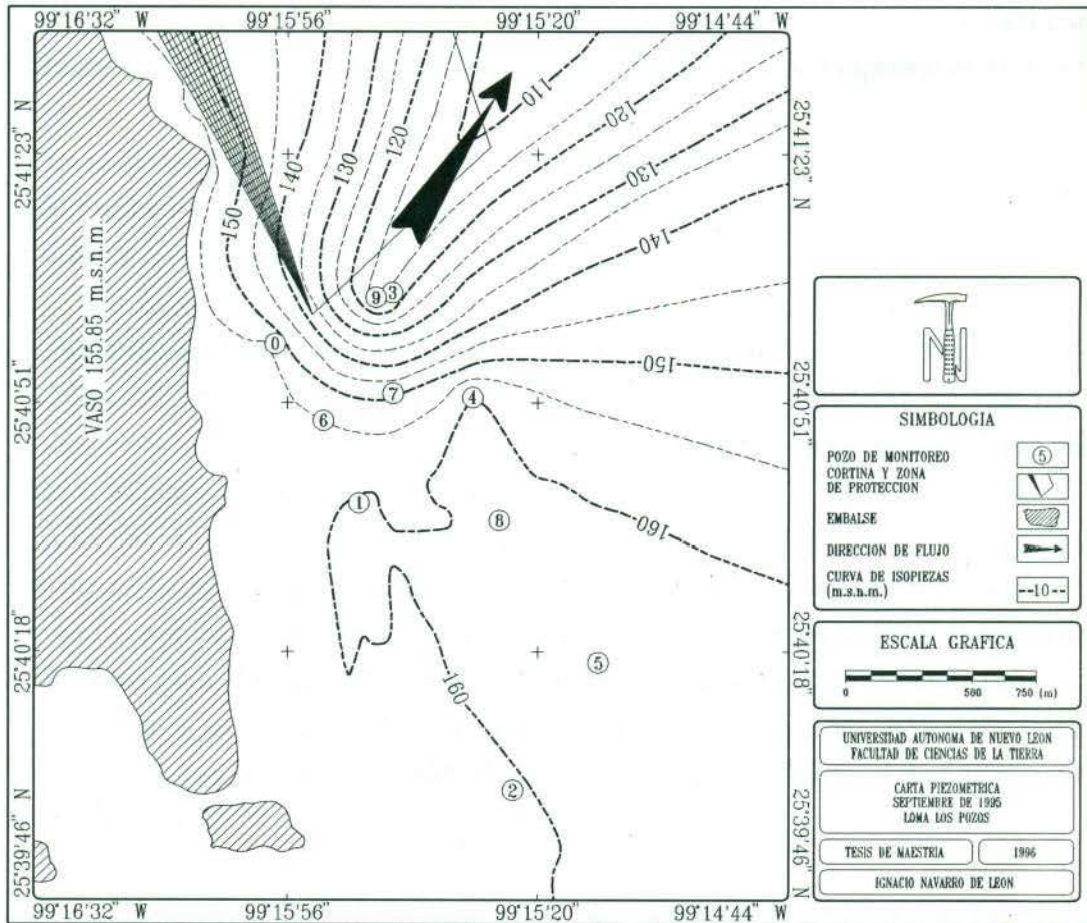


Fig. 4.10 Carta piezométrica para el mes de septiembre de 1995, Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

Por el comportamiento piezométrico (nivel de los pozos y sus variaciones con respecto al vaso cuando éste fluctúa en el rango del NAMIN-NAMO), así como por los paquetes de areniscas que atraviesan los pozos, se puede inferir la existencia de cinco pisos hidrogeológicos:

- a) *Piso hidrogeológico de 100-112 m.s.n.m.*, es atravesado únicamente por el pozo 9 ya que éste muestra un nivel piezométrico muy por debajo de todos los pozos y del nivel del vaso (- 40 m, en promedio). El nivel estático en este pozo ha ascendido en forma constante desde 103.60 m.s.n.m. (julio de 1993) hasta 112.54 m.s.n.m. (septiembre de 1995).
- b) *Piso hidrogeológico de 139-148 m.s.n.m.*, este piso es alcanzado por el pozo 7 y se sitúa en promedio 8 m por debajo del nivel del vaso. Su nivel ha mostrado variaciones pero siempre en el rango de 143 ± 4 m.s.n.m.
- c) *Piso hidrogeológico de 150-156 m.s.n.m.*, este piso y sus variaciones se ven claramente reflejados en los pozos 0 y 6. Este piso es el más importante ya que es el que hidráulicamente está conectado con el vaso, en estos pozos sus variaciones son del orden de ± 40 cm. con respecto al vaso (ver sección anterior).
- d) *Piso hidrogeológico de 158-162 m.s.n.m.*, los pozos cuyos niveles y variaciones son regidos por este piso son el 1, 2 y 4. Para este horizonte hidrogeológico, las variaciones del vaso para el rango antes descrito, son prácticamente nulas. Sin embargo, cuando el vaso alcance los niveles del NAME su comportamiento hidráulico se verá modificado. En las condiciones de NAMIN-NAMO, estos pozos mostraron un nivel de 8 m por arriba del nivel del vaso.
- e) *Piso hidrogeológico de 163-166 m.s.n.m.*, por la posición estructural de los paquetes de arenisca (ver Fig. 3.6.), este piso es atravesado solamente por el pozo 5 y no representa importancia desde el punto de vista hidráulico por dos razones: se encuentra en la vertiente oriental de la Loma Los Pozos y muy alejado de la línea de NAME (ver Fig. 3.6). El nivel en este pozo se sitúa 14 m en promedio por encima del rango NAMIN-NAMO.

4.3.7 FLUCTUACIONES DE PERÍODO CORTO

Las mediciones hidrogeológicas realizadas con equipo electrónico de alta precisión permitieron observaciones detalladas de cada uno de los pozos, por lo que la resolución en el tiempo (mediciones cada hora) y en el nivel freático (del orden de milímetros) puso de manifiesto un hecho relevante para el acuífero colgado o de gravas: el pozo 8 presentaba pequeñas fluctuaciones periódicas del orden de centímetros (Fig. 4.11). Para descartar que estas variaciones estuviesen relacionadas con el funcionamiento del equipo, se procedió a probar diferentes equipos en el pozo, con idénticos resultados.

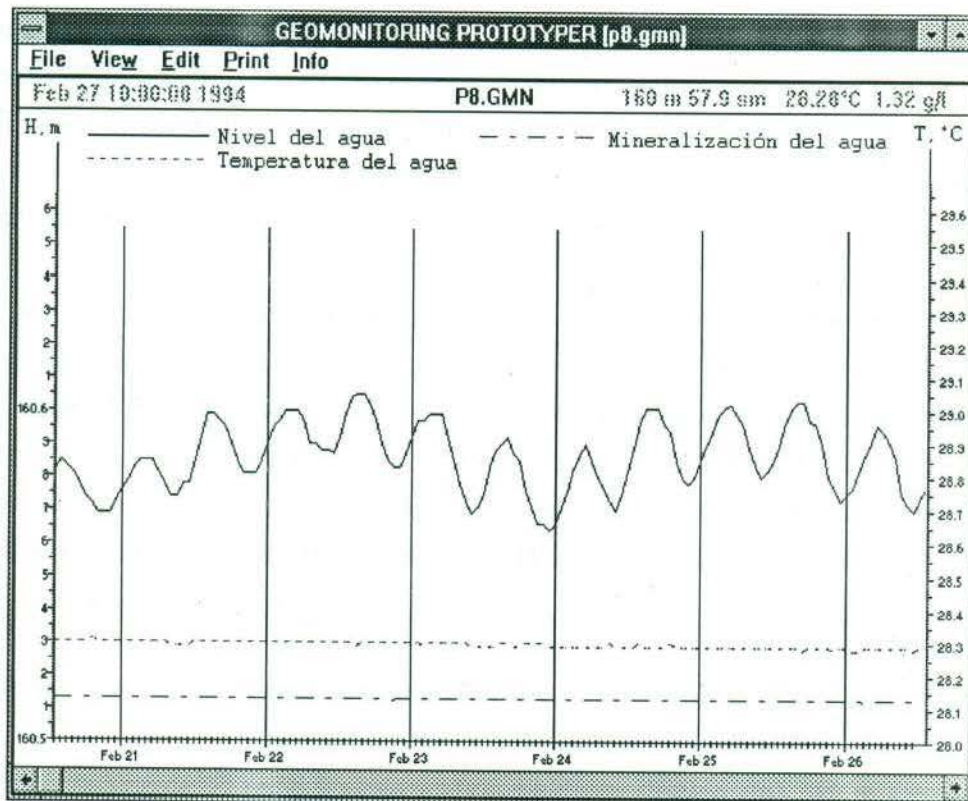


Fig. 4.11 Fluctuaciones periódicas en el comportamiento del nivel del acuífero de gravas (pozo 8). Las variaciones muestran amplitudes de 10 mm y dos ciclos diarios con máximos cada 12 horas. Datos tomados durante el periodo comprendido del 20 al 26 de febrero de 1994.

Estas variaciones cíclicas muestran una amplitud de onda de 10 mm en promedio y una frecuencia de 6 horas, con máximos a las 4:00 y a las 16:00 hrs. y mínimos a las 10:00 y 22:00 hrs. La causa de estas variaciones se considera debida a cambios en la presión atmosférica y a la atracción gravitacional del sistema Sol-Tierra-Luna, provocando fenómenos de marea (BREDEHOEFT, 1967; ROJSTACZER & RILEY, 1990). Debido a las características que presenta este acuífero, como son espacio intergranular relativamente grande y condiciones de acuífero libre, permiten que se comporte como un cuerpo elástico.

4.4 REGISTROS DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

Con el objetivo de determinar la interacción del agua entre los diferentes pisos hidrogeológicos se procedió a realizar registros de conductividad eléctrica en cada uno de los pozos. Estos registros se llevaron a cabo con ayuda de un conductivímetro provisto de una sonda de 75 m de largo, la sonda fue introducida hasta alcanzar la superficie del agua y posteriormente se realizaron lecturas cada 50 cm hasta alcanzar el fondo del pozo. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 4.12.

El pozo 8 presenta en su parte superior las aguas del acuífero colgado con conductividades de 1.16 mS/cm y abruptamente cambia su conductividad a 4.73 mS/cm al llegar la sonda a una profundidad de 45.5 m; por lo que la altura para esta frontera es de 143.1 m.s.n.m. aunque el límite entre el acuífero múltiple y colgado presenta una altura mayor. Los otros pozos que muestran mezcla de agua son el pozo 1 y 2 ya que en su parte superior contienen agua de infiltración superficial con características del agua meteórica y en su parte inferior las aguas corresponden al piso 158-162 m.s.n.m.

Por otro lado, estos registros revelan que las características del agua del pozo 4 y 7 son muy similares, no obstante que pertenecen a los pisos hidrogeológicos 158-162 y 139-148 m.s.n.m., respectivamente. El pozo 9 alcanza el piso hidrogeológico 100-112 m.s.n.m. y presenta una conductividad de 13.7 mS/cm. Finalmente, el piso hidrogeológico más alto se encuentra representado por el pozo 5, con un mayor nivel y conductividad cercana a los 40 mS/cm.

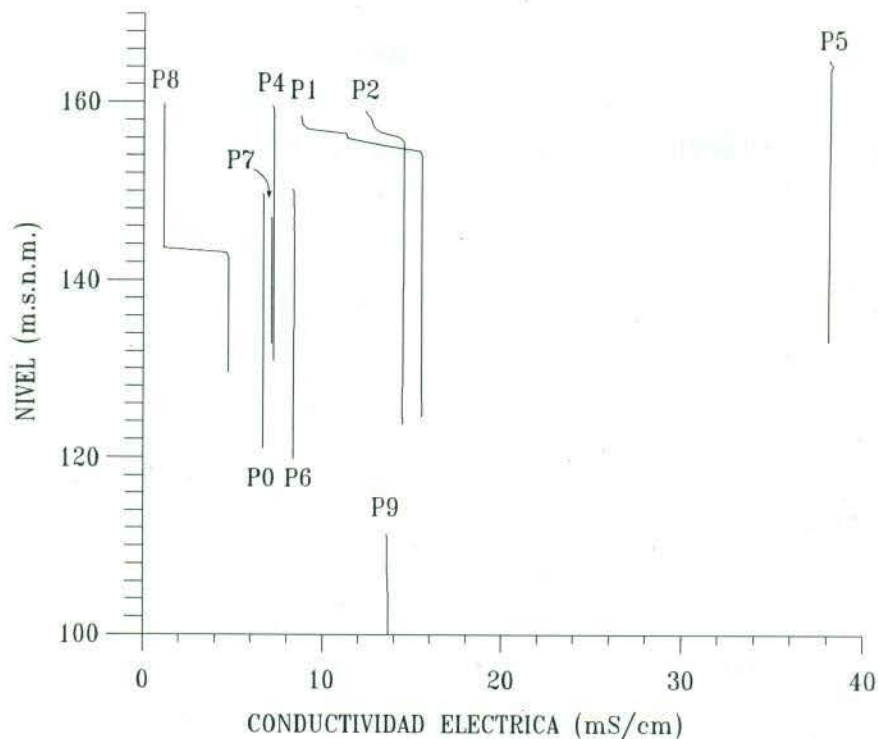


Fig. 4.12 Registros de conductividad para los pozos de monitoreo hidrogeológico. Obsérvese los pozos 8, 1 y 2 que muestran en su columna de agua aportes de diferentes orígenes. Datos obtenidos el 5 de mayo de 1995.

4.5 PRUEBAS HIDRÁULICAS DE DESPLAZAMIENTO (SLUG TEST)

Una vez que se determinaron las características y funcionamiento del acuífero múltiple que representan el paquete de rocas de la Loma Los Pozos, el siguiente paso es la determinación de parámetros hidrogeológicos para el acuífero como lo son la conductividad hidráulica, transmisividad y coeficiente de almacenamiento. Para la obtención de estos parámetros lo ideal hubiese sido la realización de pruebas de bombeo, sin embargo no fue posible hacerlo por la siguiente razón técnica: los pozos fueron diseñados como pozos de monitoreo con un diámetro de 6" y las compañías que prestan servicios de pruebas de bombeo requieren como mínimo un pozo con 8" de ϕ .

En vista de la limitante para la realización de pruebas de bombeo, se buscaron métodos alternativos que fuesen rápidos y económicos para la evaluación del acuífero. Para tal efecto, se eligió la prueba hidráulica de desplazamiento (slug test) como un método apropiado para la determinación de la transmisividad, ya que ha demostrado ser apto cuando se aplica en rocas cuyo valor está dentro del rango de 10^{-3} m²/s hasta 10^{-7} m²/s (HECKEL, 1992).

4.5.1 PRINCIPIOS TEÓRICOS

El principio teórico en el cual se basan las pruebas de desplazamiento es la observación de la capacidad del acuífero para responder ante cambios súbitos en su nivel piezométrico. Estos cambios pueden hacerse abatiendo repentinamente el nivel por la extracción de un volumen conocido de agua o incrementándolo mediante la inyección de un volumen también conocido de agua, o bien, sumergiendo un cuerpo. Desde hace varias décadas existen diferentes métodos estándares para la evaluación de las pruebas "slug" (FERRIS & KNOWLES, 1954). Entre tanto, se han desarrollado dos grupos de métodos de evaluación en base a estos trabajos: métodos de curva maestra (COOPER *et al.*, 1967) y métodos de línea recta (HVORSLEV, 1951).

Para los propósitos del presente trabajo se eligió el Método de Línea Recta de Hvorslev, el cual parte del principio que inicialmente se tiene un pozo de radio r_w , con un nivel estático H (Fig. 4.13a). Después es súbitamente introducido un cuerpo de radio r_b , el cual provoca un desplazamiento en el nivel H_0 y un cono de ascenso de radio r_0 . Posteriormente es medido el nivel de recuperación (H_t) a intervalos regulares de tiempo.

El método de Hvorslev está basado en la ley de Darcy:

$$Q = F \cdot K_f \cdot (H_0 - H_t) = \frac{dH}{dt} \cdot \pi \cdot r_t^2 \quad (4.1)$$

donde Q es el caudal, F es un factor que depende de las condiciones del pozo y el acuífero, K_f es la conductividad hidráulica, H_0 es el desplazamiento provocado, H_t es el desplazamiento después

de un tiempo determinado y r_t es el radio del cuerpo de prueba. HVORSLEV (1951) calculó el factor F para un pozo de monitoreo con agua libre y una longitud de filtro L como:

$$F = \frac{2\pi \cdot L}{\ln(L/r_w)} \quad \text{para } L/r_w > 8 \quad (4.2)$$

Por integración de las ecuaciones 4.1 y 4.2 se obtiene:

$$T = \frac{r_t^2}{2t} \cdot \ln\left(\frac{1}{r_w}\right) \cdot \ln\left(\frac{H_0}{H_t}\right) \quad (4.3)$$

THOMPSON (1987) calcula los factores F para condiciones de pozo y acuíferos diferentes y llega a un factor F de:

$$F = \frac{2\pi \cdot L}{\ln(r_0/r_w)} \quad (4.4)$$

y con esto a una transmisividad de:

$$T = \frac{r_t^2 \cdot \ln(r_0/r_w)}{2t} \cdot \ln\left(\frac{H_0}{H_t}\right) \quad (4.5)$$

para la relación del radio del cono de ascenso r_0 con respecto al radio del pozo r_w . THOMPSON (1987) asume un valor de 200, sin embargo el eventual error en esta relación es muy pequeño ya que entra como logaritmo en la ecuación.

Para evaluar una prueba de desplazamiento, se registra el logaritmo del abatimiento adimensional $(H - H_t)/(H - H_0)$ contra el tiempo t . De esta manera los datos forman una línea recta (Fig. 4.13b). Si se define T_0 como tramo de la abscisa siendo $(H - H_t)/(H - H_0) = 1/e = 0.368$, el

término $\ln (H_0/H_t)$ en la ecuación 4.5 llega a ser igual a 1, por lo que la ecuación para la transmisividad se simplifica a:

$$T = \frac{r_t^2 \cdot \ln (r_0/r_w)}{2 \cdot T_0} \tag{4.6}$$

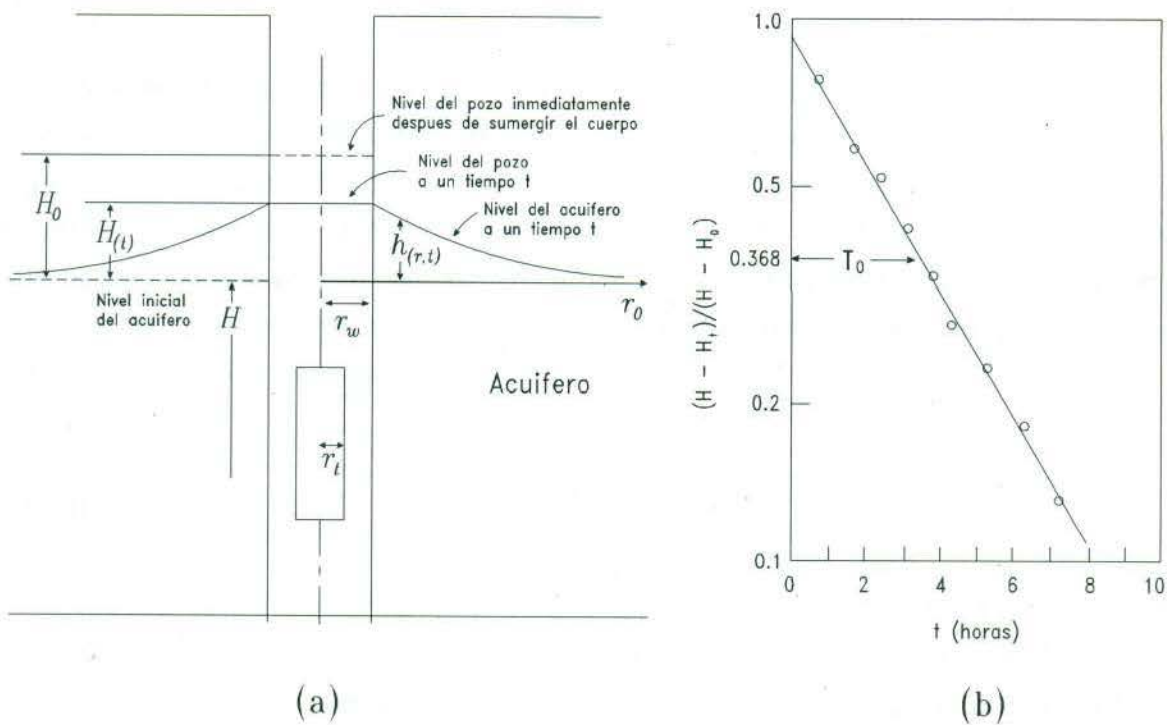


Fig. 4.13 Prueba hidráulica de desplazamiento (slug test) evaluada con el método de línea recta de HVORSLEV (1951). a) Geometría de la prueba, b) Método de análisis.

4.5.2 METODOLOGÍA

Para la realización de las pruebas de desplazamiento se utilizó el equipo de monitoreo con algunas adecuaciones para que sirviera como registrador de los niveles durante la prueba. Para esto fue necesario sujetar las sondas de temperatura y conductividad eléctrica de tal manera que quedaran sobre el contenedor de la tarjeta electrónica. Asimismo, como tubo de prueba se requirió la implementación de un tubo de PVC de 4" de ϕ y 2.5 m de largo relleno con cemento y los extremos sellados. Este tubo de prueba fue sujetado en la parte inferior del tubo conductor de ondas acústicas, por lo que fueron necesarias algunas pruebas en los pozos experimentales de la FCT para determinar la profundidad óptima a la que el equipo tendría que ser bajado para que el tubo de prueba estuviese completamente sumergido y el tubo conductor de ondas operara en el rango correcto.

Para iniciar una prueba, primeramente se determina el nivel estático del pozo, y se ajusta la longitud del cable a la profundidad a la cual va a operar. Posteriormente el tubo de prueba y el equipo son introducidos en el pozo con la tarjeta electrónica previamente programada con los datos de la profundidad del nivel estático y el tiempo entre cada una de las mediciones, que para nuestros propósitos fue de 30 s. Una vez transcurrido el tiempo necesario para la recuperación del nivel, los datos son colectados con ayuda del programa GEOMON y finalmente procesados para obtener el valor de T_0 (véase ec. 4.6).

4.5.3 RESULTADOS

Los desplazamientos observados durante la realización de las pruebas fueron de 2 m en promedio, por lo que la relación del cono de abatimiento con respecto al radio del pozo se le asignó un valor de 20 (ver ec. 4.6). También como consecuencia de la magnitud este desplazamiento, se considera que los resultados son válidos únicamente para este intervalo en el acuífero. Por otro lado, los resultados de los registros de rayos gamma nos permitieron correlacionar la litología para el intervalo de la prueba con las transmisividades obtenidas.

La adaptación del equipo de monitoreo para la prueba de desplazamiento mostró óptimos resultados como se puede apreciar en la Fig. 4.14, donde se observa el registro de tiempo contra recuperación para el pozo 8.

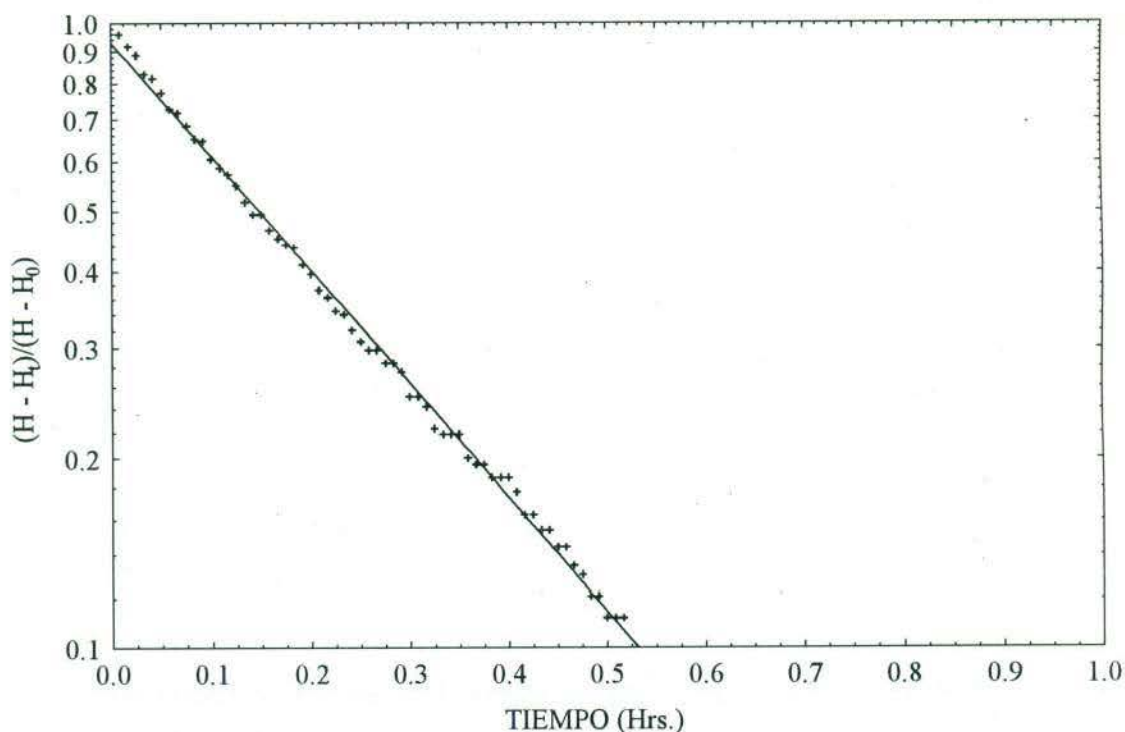


Fig. 4.14 Recuperación del nivel en el pozo 8 para una prueba hidráulica de desplazamiento. El valor de T_0 es de 0.21 horas.

Los tiempos de recuperación variaron desde 2.5 minutos para el pozo 6 hasta más de 8 horas para el pozo 9. En la figura 4.15 se presentan las relaciones de recuperación para todos los pozos con excepción del pozo 9.

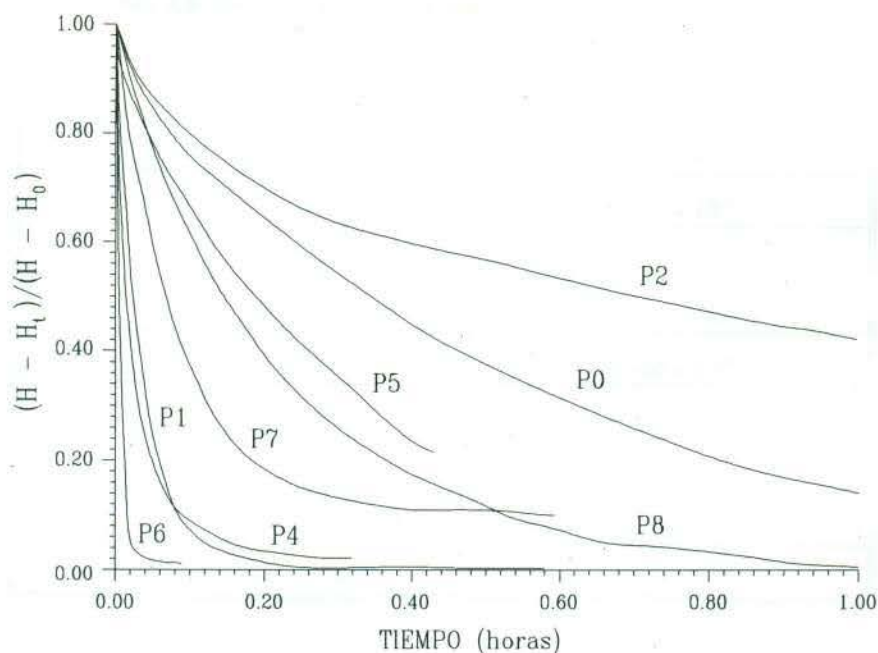


Fig. 4.15 Velocidades de recuperación para los pozos durante las pruebas hidráulicas de desplazamiento.

Los resultados de las pruebas de desplazamiento mostrados en la Tabla 4.3 revelaron que las capas de arenisca poseen valores de transmisividad del orden de $10^{-4} - 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ determinada en los pozos 1, 4, 6 y 7; mientras que la transmisividad determinada en los pozos 0, 2, 5, 8 y 9 oscila en el intervalo de $10^{-6} - 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$.

Considerando la gran anisotropía vertical que representa desde el punto de vista hidrogeológico el macizo rocoso de la Loma Los Pozos, no es posible estimar en forma absoluta los caudales a través de las rocas y una carta de transmisividades para el área carece de sentido. Sin embargo, la información obtenida con estas pruebas nos permite confirmar la importancia que juegan los horizontes de arenisca en la columna litológica, ya que permiten la conducción del agua en un factor cercano a 100 con respecto a los horizontes lutíticos.

Tabla 4.3 Resultados de las pruebas de desplazamiento (slug test).

Pozo	T ₀ (horas)	TRANSMISIVIDAD (m ² /s)
0	0.51667	2.078 x 10 ⁻⁶
1	0.03700	2.902 x 10 ⁻⁵
2	1.26667	8.477 x 10 ⁻⁷
4	0.02500	4.295 x 10 ⁻⁵
5	0.29500	3.640 x 10 ⁻⁶
6	0.00685	1.567 x 10 ⁻⁴
7	0.10000	1.074 x 10 ⁻⁵
8	0.21000	5.113 x 10 ⁻⁶
9	> 8	< 10 ⁻⁷

4.6 PRONÓSTICO DE RIESGOS HIDROGEOLÓGICOS

Como la experiencia lo demuestra, la construcción de este tipo de obras trae consigo fenómenos secundarios indeseables para la estabilidad de las estructuras (fenómenos de filtración) así como fenómenos de inundación y/o ensalitramiento de las zonas aledañas a la presa. Con respecto a la magnitud de estos fenómenos, es preciso señalar que estarán en función de la carga hidráulica que tengan que soportar tanto las estructuras artificiales como las naturales, y el factor que determina esta carga es el nivel del vaso.

Con base en las características litológicas, estructurales y comportamiento hidrogeológico que presenta el conjunto de rocas del área de estudio, se procedió a la elaboración de una Carta de Zonas de Riesgo Hidrogeológico para el área de estudio (Fig. 4.16). Estas zonas de riesgo fueron clasificadas atendiendo dos puntos de vista: la permeabilidad integral de las rocas que sirven como barrera natural ante la aparición de fenómenos de infiltración, y como consecuencia de lo anterior, la aparición de zonas de inundación o anegamiento así como de zonas de ensalitramiento de suelos al nor-orienté de la cortina y la Loma Los Pozos.

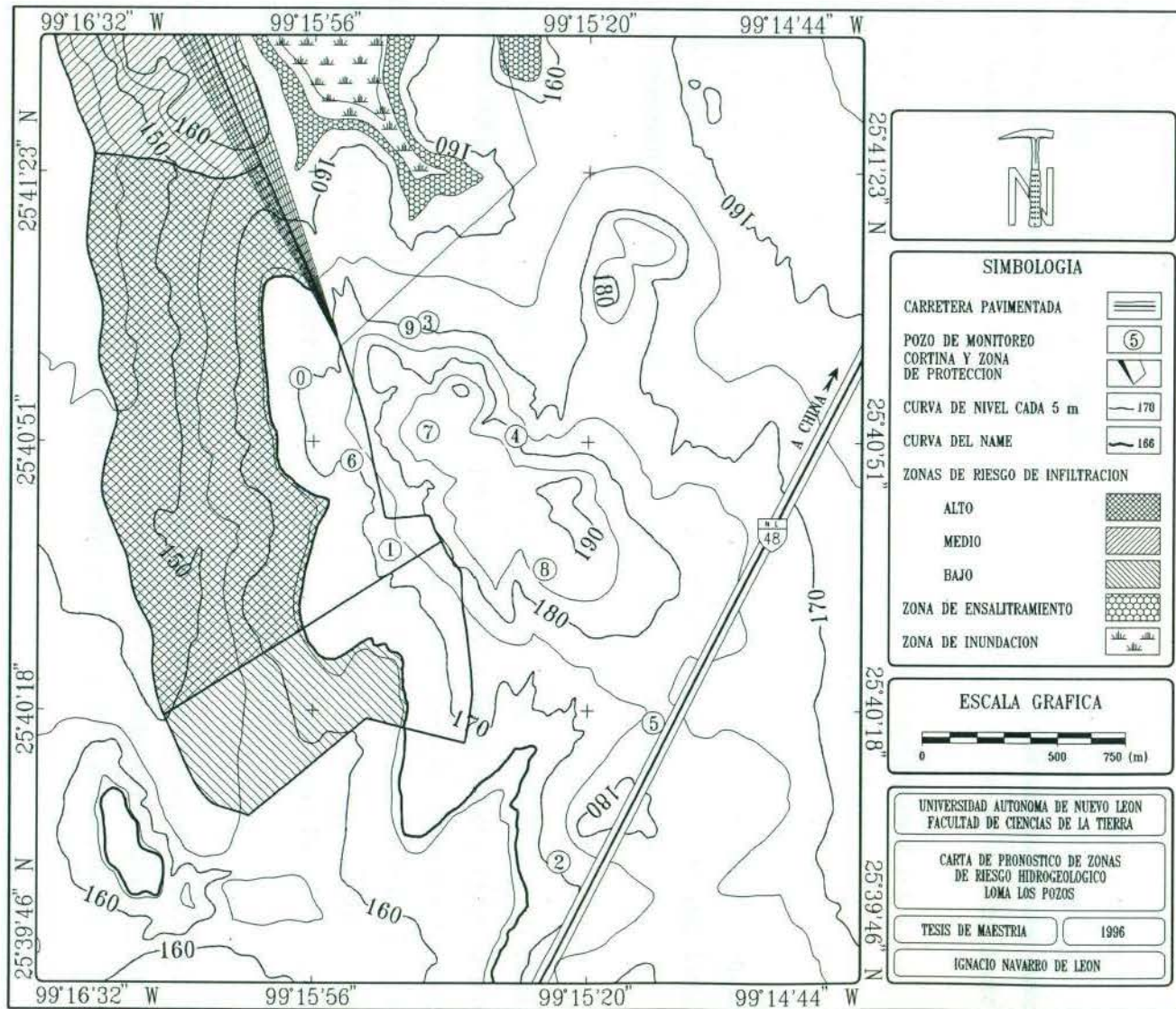


Fig. 4.16 Carta de Zonas de Riesgo Hidrogeológico, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

En la Carta de Zonas de Riesgo Hidrogeológico se diferencian principalmente tres zonas de riesgo de infiltración ubicadas en la vertiente occidental de la Loma Los Pozos y al norte de ésta. La magnitud del riesgo es considerada por el grado y orientación del fracturamiento que incide en el coeficiente integral de permeabilidad, además de la distribución litológica en cada una de las zonas. Estas zonas a su vez están delimitadas por zonas de fracturamiento con direcciones perpendiculares a la línea de embalse. Su distribución en el área de estudio es la siguiente:

Zona de riesgo alto: Esta zona se encuentra ubicada al oeste de los pozos 0, 6 y 1 y se extiende desde la línea del NAME hasta el Arroyo La Rana, su límite norte es a aproximadamente 500 m del sitio del empotramiento de la cortina y su límite sur pasa a algunos metros del pozo 1. El riesgo de esta zona reside en el grado de fracturamiento con dirección perpendicular a los estratos, convirtiendo a los paquetes de arenisca en verdaderos acuíferos de grietas como lo demuestran los resultados de las pruebas de desplazamiento para el pozo 6 (ver sección 4.5.3). Adicionalmente, se han mostrado evidencias de que el vaso ya ha entrado en contacto hidráulico con los pozos cercanos al embalse (ver sección 4.3.5).

Zona de riesgo medio: Se ubica al norte del área de estudio y el riesgo que representa es la infiltración debida a cambios litológicos, ya que en esta zona se encuentra el contacto discordante de la secuencia terciaria de lutitas-areniscas con los conglomerados de la terraza baja. Una situación similar a esta se presenta en la presa Cerro Prieto donde el contacto de la formación San Felipe con las gravas sobreyacentes en la zona de la cortina y el contacto estratigráfico de las formaciones San Felipe y Méndez en el promontorio conocido como "Cerro Prieto", ha provocado la aparición de filtraciones al pie de la cortina (DE LEÓN-GÓMEZ, 1993).

Zona de riesgo bajo: Se ubica al sur de la zona de alto riesgo, presenta condiciones similares a la zona de alto riesgo, con la exposición de horizontes de arenisca fracturada aunque en menor grado y la existencia de zonas de fracturamiento perpendiculares al rumbo de los estratos.

La aparición de zonas de inundación en el norte del área aún no se ha manifestado, sin embargo durante inspecciones se han encontrado arroyos en cuyos márgenes ya ha ocurrido la depositación de sales (ver. Fig. 5.14). Si tomamos en cuenta que el vaso de la presa se ha llenado a una décima parte de su capacidad, el desarrollo de fenómenos de inundación y ensalitramiento de suelos es inevitable con niveles cercanos al NAME.

Adicionalmente a estos fenómenos, la experiencia ha demostrado cambios climáticos locales, es decir aparición de un microclima en el área de la presa al ser modificadas las condiciones del ciclo hidrológico como la evaporación, y son previsibles cambios en las poblaciones vegetativas con la desaparición de especies endémicas así como la migración de especies animales.

CAPÍTULO V

CAPÍTULO V

HIDROGEOQUÍMICA DE LA LOMA LOS POZOS

5.1 INTRODUCCIÓN

El cierre de compuertas en julio de 1993 inicia el llenado del vaso de la presa El Cuchillo Solidaridad, y con ello el principio de un fenómeno de interacción hidrogeológica del conjunto "Presa-Subsuelo". Con este fenómeno, el carácter geoquímico original de las aguas subterráneas en la Loma Los Pozos se verá modificado en la medida que ascienda el nivel del embalse y ocurra la eventual intercomunicación de los acuíferos.

5.2 MUESTREO Y DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS FÍSICOS

El seguimiento de los procesos de mezcla de aguas en su etapa inicial y finalmente del reemplazamiento del agua subterránea original por el agua del embalse, requirió la selección de sitios estratégicos para la medición periódica de parámetros físicos y eventualmente para la toma de muestras. La selección de estos sitios contempló el río, el vaso de la presa, las zonas de filtraciones y los pozos de monitoreo (Fig. 5.1); en la Tabla 5.1 se muestran las coordenadas geográficas de los sitios obtenidos con ayuda de un sistema de posicionamiento global (GPS).

El período de medición de parámetros físicos y de muestreo hidrogeoquímico fue programado por dos años a partir del cierre de compuertas. La frecuencia de medición fue de 15

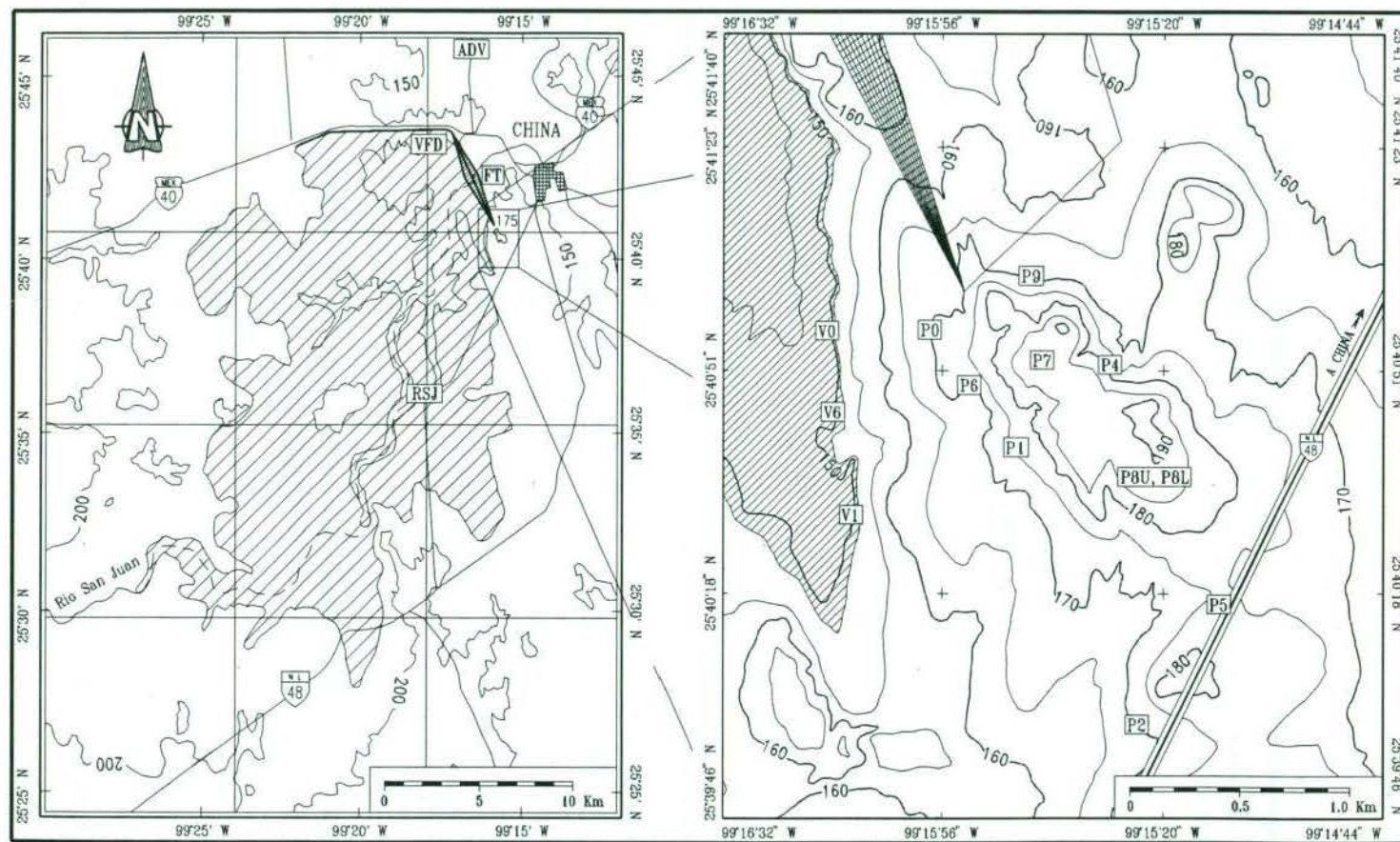


Fig. 5.1 Localización de los sitios de muestreo para análisis hidrogeoquímicos e isotópicos, el mapa izquierdo representa el área de la presa y el mapa derecho representa el área de la Loma Los Pozos, para simbología ver figura 3.2.

días, en promedio, para los parámetros físicos (temperatura, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos) empleando un equipo de medición portátil marca LaMotte Chemical.

Tabla 5.1 Muestras tomadas para análisis hidrogeoquímico e isotópico, presa El Cuchillo Solidaridad.

MUESTRA	TIPO DE FUENTE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
		LATITUD	LONGITUD
RSJ	RIO	25°46'01" N	99°18'20" W
VFD	VASO	25°43'18" N	99°17'29" W
V0	VASO	25°40'50" N	99°16'14" W
V6	VASO	25°40'34" N	99°16'13" W
V1	VASO	25°40'18" N	99°16'11" W
FT	FILTRACIÓN	25°42'10" N	99°16'21" W
ADV	FILTRACIÓN	25°45'20" N	99°16'36" W
P0	POZO	25°41'00" N	99°16'00" W
P1	POZO	25°40'38" N	99°15'48" W
P2	POZO	25°40'00" N	99°15'26" W
P4	POZO	25°40'52" N	99°15'32" W
P5	POZO	25°40'18" N	99°15'13" W
P6	POZO	25°40'48" N	99°15'52" W
P7	POZO	25°40'54" N	99°15'41" W
P8U	POZO	25°40'38" N	99°15'27" W
P8L	POZO	25°40'38" N	99°15'27" W
P9	POZO	25°41'04" N	99°15'41" W

Se programaron campañas de muestreo hidrogeoquímico para el análisis de especies mayores y análisis de isótopos estables. Preliminarmente, se hizo una toma de muestras el 10 de enero de 1994 para determinar el quimismo de las aguas subterráneas, por lo que se eligió el pozo más profundo (P9) y un pozo en la vertiente noreste de la loma (P4). El 19 de febrero de 1995 se inició formalmente la primer campaña de muestreo recolectando muestras de agua de todos los sitios para su análisis geoquímico e isotópico. La segunda campaña se realizó el 23 de abril de

1995 y la tercera el 7 de mayo de 1995. Finalmente, la cuarta campaña se efectuó el 19 de agosto de 1995. Para estas últimas tres campañas sólo se realizaron análisis hidrogeoquímicos.

5.3 MÉTODOS ANALÍTICOS HIDROGEOQUÍMICOS

Los análisis hidrogeoquímicos fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica de la FCT de la UANL, siguiendo los procedimientos estandarizados de la American Public Health Association (APHA, 1989) y de las normas oficiales mexicanas (NORMEX, ver Tabla 5.2).

Tabla 5.2 Métodos estandarizados de análisis hidrogeoquímico.

DETERMINACIÓN	MÉTODO	NORMA OFICIAL MEXICANA
Temperatura	Directo con termómetro de mercurio	NOM-AA-7-1980
Conductividad eléctrica	Directo con conductivímetro	NOM-AA-93-1984
pH	Directo con pHímetro	NOM-AA-8-1980
Sólidos totales	Gravimétrico a 105 °C	NOM-AA-34-1981
Sólidos totales disueltos	Gravimétrico a 105 °C	NOM-AA-20-1980
Alcalinidad total	Volumétrico con HCl	NOM-AA-36-1980
Dureza total	Complejométrico con EDTA	NOM-AA-72-1981
Dureza parcial	Complejométrico con EDTA	NOM-AA-72-1981
Cloruro	Argentométrico de Mohr	NOM-AA-73-1981
Sulfato	Gravimétrico como BaSO ₄	NOM-AA-74-1981
Sodio	Espectrometría de Emisión Atómica	-----
Potasio	Espectrometría de Emisión Atómica	-----

La calidad de los análisis hidrogeoquímicos fue estimada y controlada mediante el cálculo del porcentaje del error de reacción, el que por lo general no sobrepasa el $\pm 5\%$, salvo muestras con altos contenidos de especies iónicas. Los análisis hidrogeoquímicos completos se muestran en

el Anexo, donde se indica el tipo de fuente, localización geográfica y fecha de toma de muestra. Los parámetros determinados en el campo son: temperatura (T en °C), conductividad eléctrica (CE en mS/cm) y pH; mientras que los determinados en el laboratorio son: sólidos totales, sólidos totales disueltos (STD), sólidos suspendidos, alcalinidad total expresada como CaCO₃, dureza total, dureza parcial, cationes (Ca⁺², Mg⁺², Na⁺, K⁺) y aniones (CO₃⁻², HCO₃⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄⁻²). Las concentraciones de las especies disueltas están expresadas en miligramos por litro (mg/l), por lo que para el procesamiento de los datos hidrogeoquímicos se hizo una adaptación del programa HYDROCHEM (GILL & ROSENTHAL, 1975) para el cálculo de concentraciones expresadas en miliequivalentes por litro (meq/l), relaciones iónicas y coeficientes hidrogeoquímicos.

5.4 DISTRIBUCIÓN DE PARÁMETROS FÍSICOS Y ESPECIES HIDROGEOQUÍMICAS

El estudio de la distribución temporal de los parámetros físicos y especies hidrogeoquímicas permite conocer la velocidad con la que toma lugar el fenómeno del eventual reemplazamiento de las aguas subterráneas por las aguas del vaso. La toma periódica de muestras y su posterior análisis, reveló la existencia de ciertas tendencias en el carácter hidrogeoquímico que serán discutidas en la sección 5.8.

Por otro lado, el estudio de la distribución espacial de estos parámetros nos da la posibilidad de comprender las relaciones que existen entre las fuentes analizadas y su comportamiento durante el proceso de reemplazamiento; con este fin se exponen algunos parámetros importantes y se muestra la distribución que guardaban hasta la fecha de la última campaña de muestreo. La configuración de los mapas de distribución fue realizada utilizando el algoritmo kriging, ya que este mostró ser más eficiente que la triangulación simple con interpolación.

La temperatura de las muestras analizadas es en promedio de 27 °C, mostrando ligeras variaciones las muestras de pozo mientras que las muestras superficiales (río, vaso y filtraciones) al ser influenciadas por factores meteorológicos presentan variaciones mayores. La mayor temperatura (29.9 °C) registrada en los pozos corresponde a la muestra P9, colectada a mayor profundidad (58.56 m).

El valor de pH para las fuentes analizadas se presenta en un promedio de 7.4, aunque hay que señalar que las fuentes superficiales muestran valores más altos (8.0 - 8.4), mientras que el pH de las muestras de pozo oscila entre 6.7 (P5) y 7.9 (P7).

Los valores de alcalinidad total para las muestras del río presentan variaciones estacionales, probablemente asociadas a los períodos de lluvia y sequía, fluctuando de 186 a 122 mg/l. Para las muestras del embalse este valor se mantiene en los 120 gr/l en promedio. Para las filtraciones, la alcalinidad total oscila de 200 a 280 mg/l y para las muestras de pozo llega a alcanzar valores hasta de 640 mg/l.

La dureza total, definida en términos de Ca^{+2} y Mg^{+2} , se mantiene en los 270 mg/l para las muestras de río, en 220 mg/l en promedio para el embalse, 450 mg/l para las filtraciones y para las muestras de pozo va desde 63 a 4,577 mg/l para los pozos 8 y 5, respectivamente. Cabe mencionar que todas las fuentes analizadas son de alta y muy alta dureza.

Las concentraciones de especies iónicas mayores ponen de manifiesto la asociación de las diferentes fuentes de aguas como se puede observar en la figura 5.2, donde se grafican las muestras con sus contenidos porcentuales de especies iónicas mayores en miliequivalentes por litro. El carácter geoquímico del agua del río se denota claramente con la predominancia de los iones Ca^{+2} y HCO_3^- . En las aguas del embalse abundan los iones de Ca^{+2} y SO_4^{-2} , seguidos por los de HCO_3^- . La muestra del manantial FT presenta claramente el carácter hidrogeoquímico de las aguas del embalse, mientras que la muestra de la filtración ADV revela las características de mezcla del acuífero terciario (Na^+ y Cl^-) y las aguas del embalse (Ca^{+2} y SO_4^{-2} - HCO_3^-). Las muestras de los pozos exhiben altos contenidos de Na^+ y Cl^- , a excepción del pozo 1 (P1) y el pozo 7 (P7) con Na^+ y SO_4^{-2} . La muestra P8U por tratarse de agua meteórica presenta rasgos de mezcla con altos contenidos de Na^+ , Ca^{+2} y HCO_3^- .

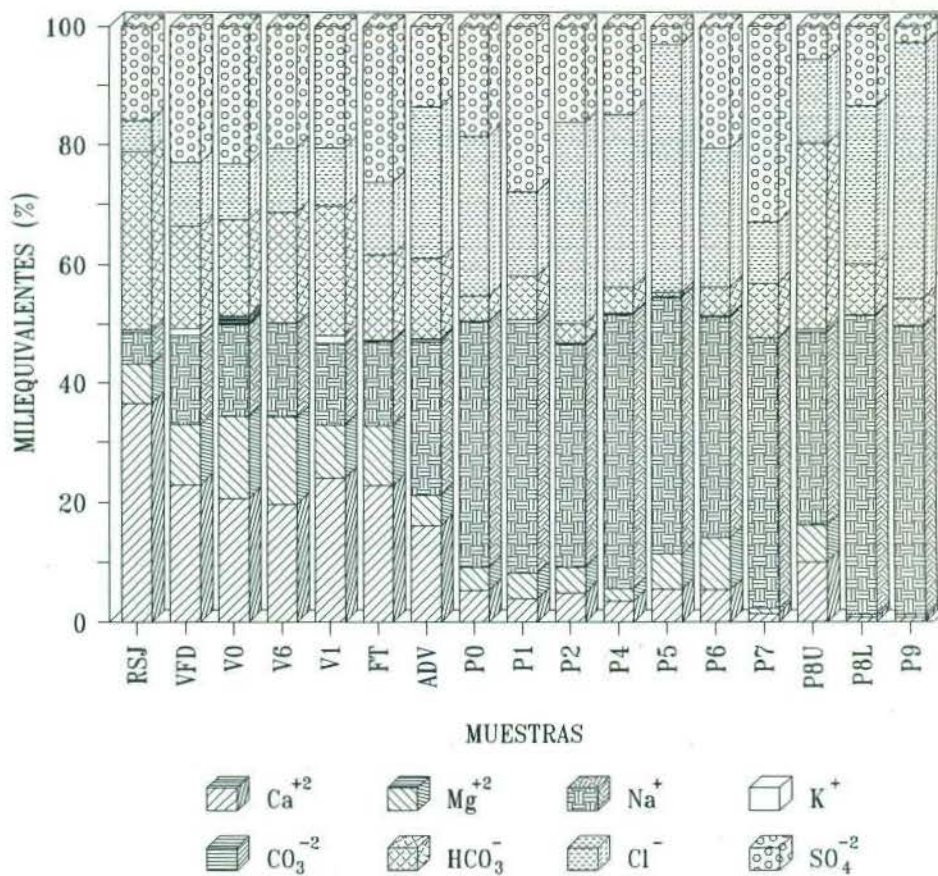


Fig. 5.2 Composición hidrogeoquímica de especies iónicas mayores de las diferentes fuentes analizadas en la cuarta campaña de muestreo.

5.4.1 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

El parámetro de conductividad eléctrica es considerado como uno de los más importantes para la evaluación del fenómeno de interacción (agua del embalse-agua subterránea) ya que integra los contenidos iónicos de las muestras y permite el seguimiento en el tiempo de la mezcla de agua. El valor de conductividad eléctrica para la muestra RSJ (Río San Juan) es de 0.592 mS/cm, y como es de esperarse los valores del embalse se sitúan en el intervalo de 0.580-0.660 mS/cm. Las filtraciones exhiben conductividades eléctricas más altas, del orden de 1.3-1.8 mS/cm. Las

5.4.2 SÓLIDOS TOTALES DISUELTOS

Las concentraciones de sólidos totales disueltos (STD) muestran grandes variaciones entre las distintas fuentes, ya que para las muestras del río y del embalse los valores se ubican alrededor de los 400 mg/l, para las fuentes de filtración este valor alcanza el doble y el triple (1,000-1,200 mg/l) y para las muestras de pozo llega a ser de 4,800 mg/l, en promedio y en el caso del pozo 5 alcanza los 28,600 mg/l, es decir casi 70 veces la concentración de las muestras del río y embalse. Los sólidos totales disueltos guardan una relación lineal con respecto a la conductividad eléctrica, por lo que su distribución en el área de estudio sigue las mismas tendencias (Fig. 5.4).

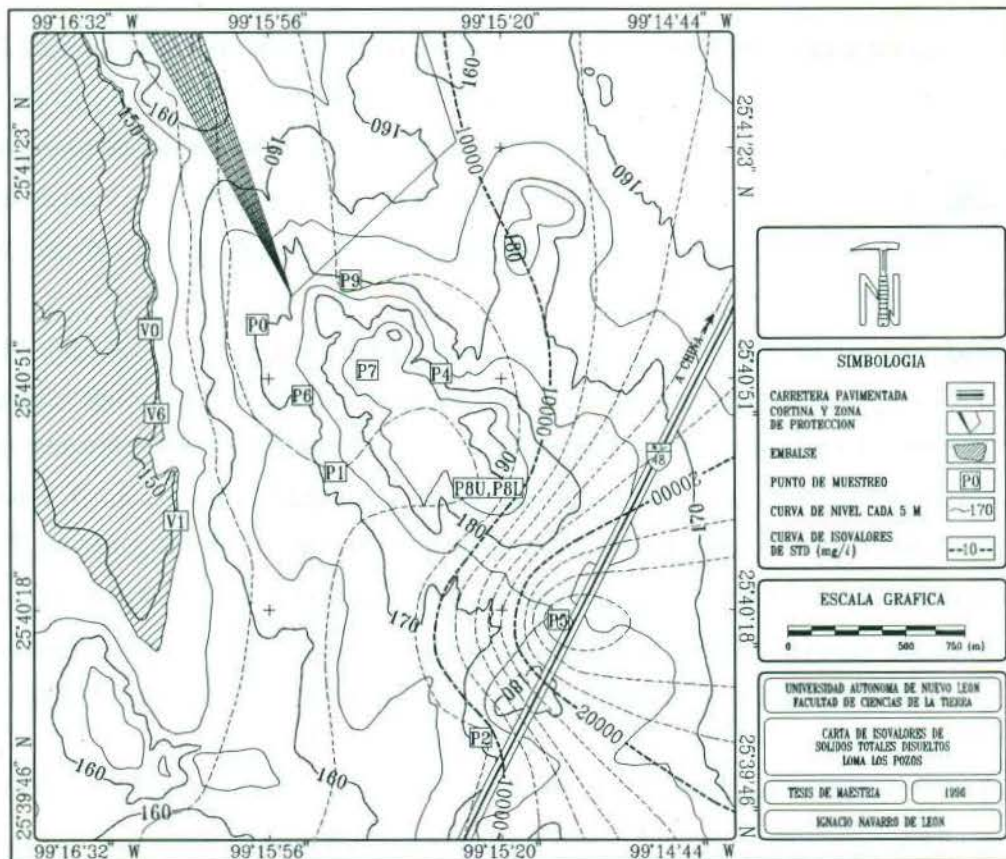


Fig. 5.4 Carta de Distribución de Sólidos Totales Disueltos (STD), área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

5.4.3 CATIONES

Los contenidos de especies hidrogeoquímicas en las aguas del Río San Juan presentan variaciones asociadas al régimen de lluvias, mientras que en las muestras de filtraciones y pozos las variaciones son pequeñas pero significativas. La concentración del ion Ca^{+2} en las muestras del río (RSJ) se mantiene en 4 meq/l en promedio, y consecuentemente este mismo valor corresponde a las muestras del embalse. En las muestras de filtración (FT y ADV), el Ca^{+2} se incrementa hasta alcanzar valores de 6.5 meq/l aproximadamente, y en las muestras de pozo esta tendencia de incremento se observa en dirección hacia el oriente (Fig. 5.5) donde las aguas del pozo 5 (P5) sobrepasan los 40 meq/l.

Las tendencias en el comportamiento del ion Mg^{+2} son similares a las que exhibe el ion Ca^{+2} ; en las aguas del río su concentración es por lo regular de 0.5 meq/l aumentando hasta 1.2 meq/l en las aguas del embalse. En las filtraciones su concentración fluctúa en el intervalo de 2 a 2.8 meq/l. En la figura 5.6 se presenta la distribución del ion Mg^{+2} donde, nuevamente en el pozo 5 (P5) se manifiesta una alta concentración (> 48 meq/l).

El ion Na^+ , por su parte reviste especial importancia ya que su comportamiento refleja claramente el fenómeno de interacción agua del vaso - agua subterránea (Fig. 5.7). En las aguas del río su concentración se mantiene en 0.5 meq/l en promedio, llegando a 1.8 meq/l en las aguas del embalse. Como consecuencia de la mezcla de aguas, las aguas de las filtraciones superan los 10 meq/l, en tanto que en las muestras de pozo su contenido fluctúa alrededor de los 65 meq/l, exceptuando los pozos 2 y 5, con valores extraordinarios de 100 y 320 meq/l, respectivamente. El alto contenido de sodio en el agua de los pozos (aguas de formación) muy probablemente está asociado al ambiente depositacional lagunar y tipo sabkha de las rocas eocénicas.

La concentración del K^+ en las muestras de río son relativamente bajas (~ 0.05 meq/l). Para las filtraciones su concentración fluctúa alrededor de 0.12 meq/l y en los pozos llega a alcanzar 0.87 meq/l (pozo 5, Fig. 5.8). A pesar de existir similitudes en las propiedades y comportamiento geoquímico del Na^+ y K^+ en los mecanismos de intercambio iónico y migración, el factor del radio iónico juega un papel importante, por lo que el K^+ al tener un radio mayor que el Na^+ , no refleja en forma clara el mecanismo de intercambio y migración de las aguas subterráneas.

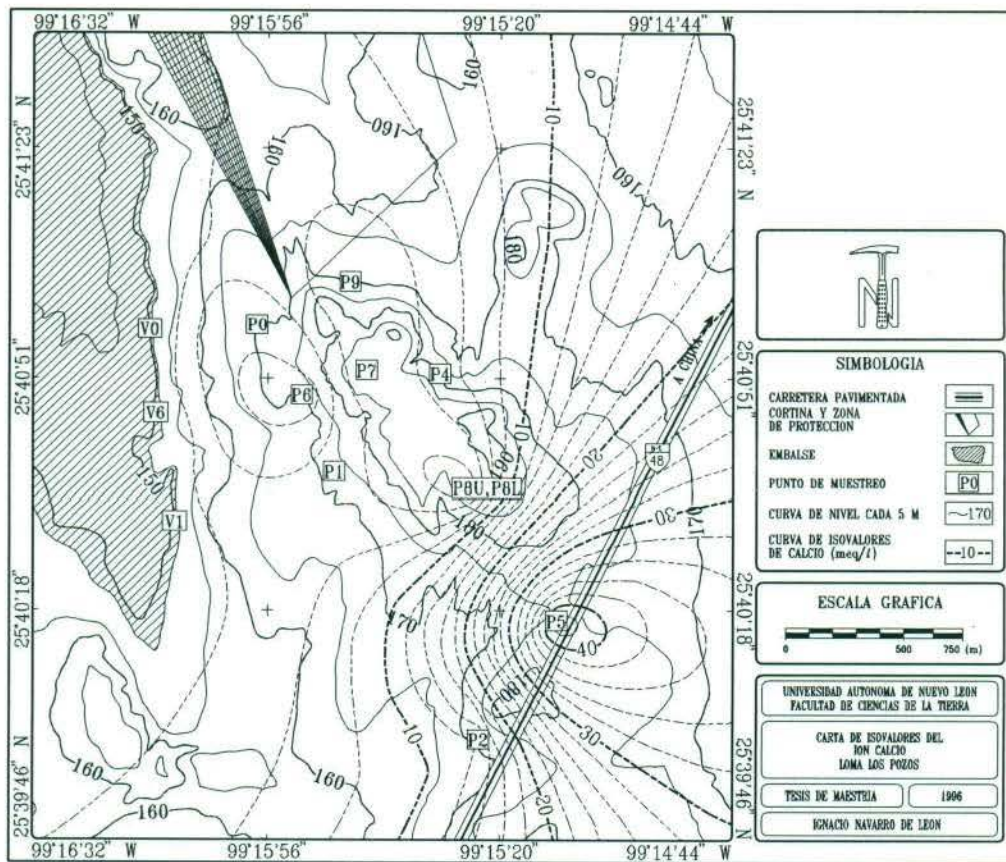


Fig. 5.5 Carta de Distribución del Ion Calcio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

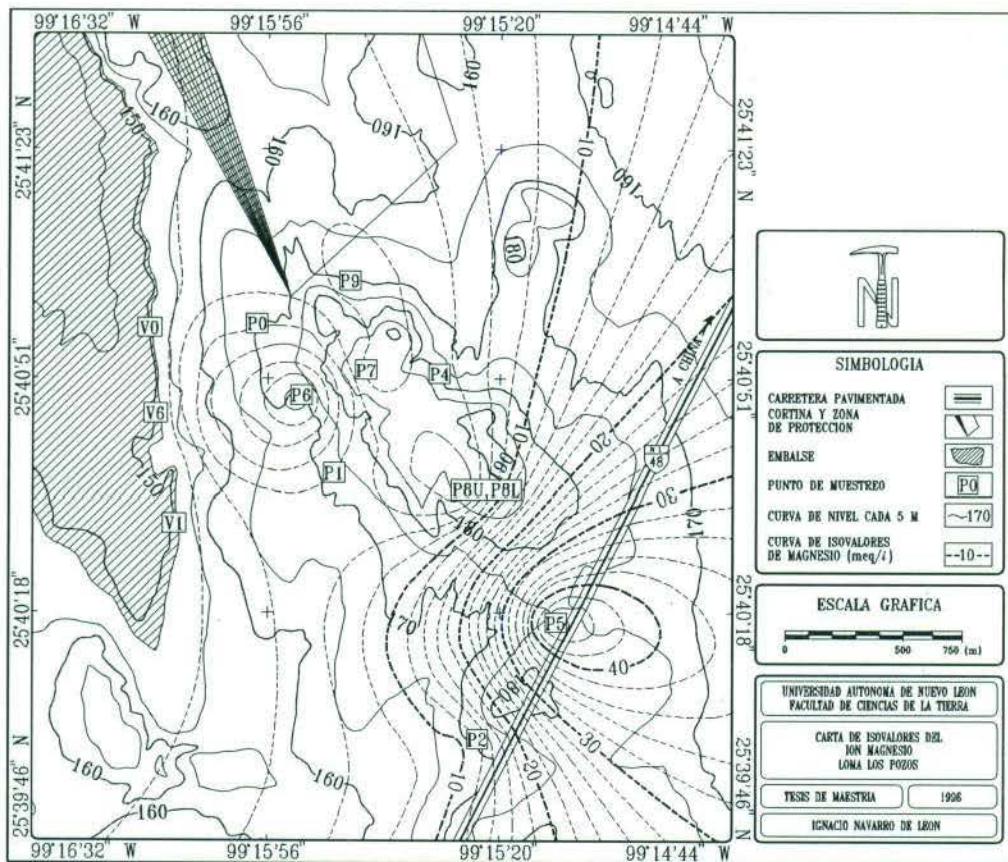


Fig. 5.6 Carta de Distribución del Ion Magnesio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

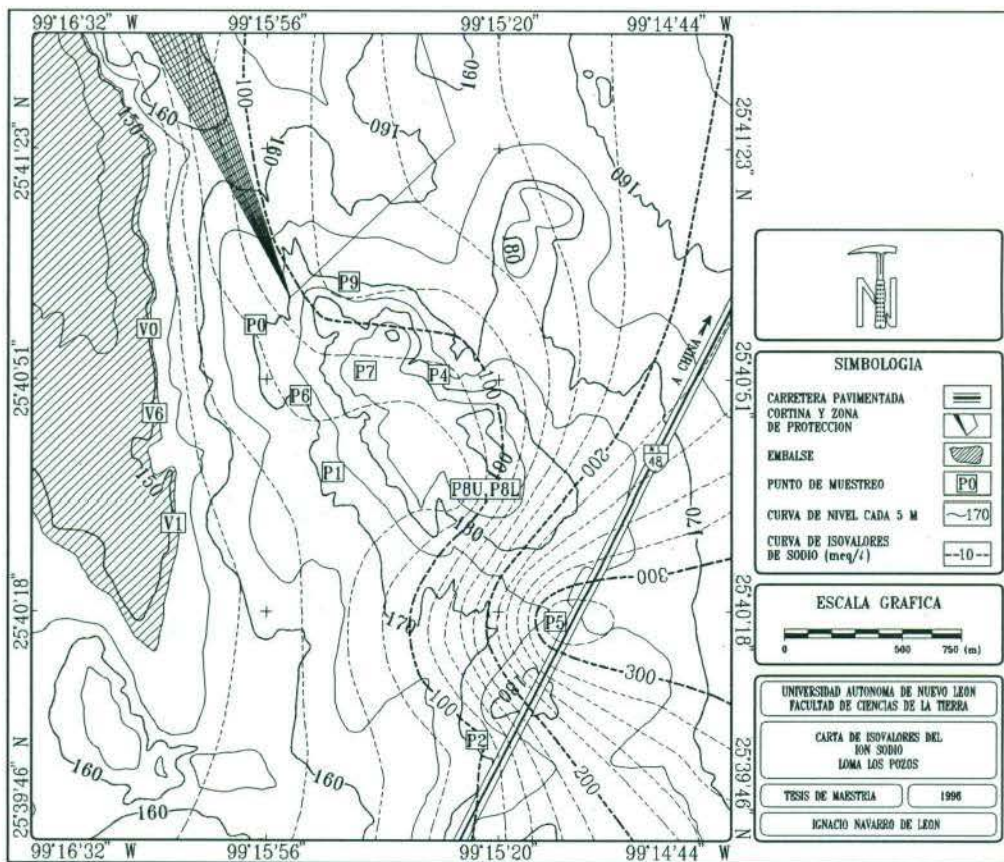


Fig. 5.7 Carta de Distribución del Ion Sodio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

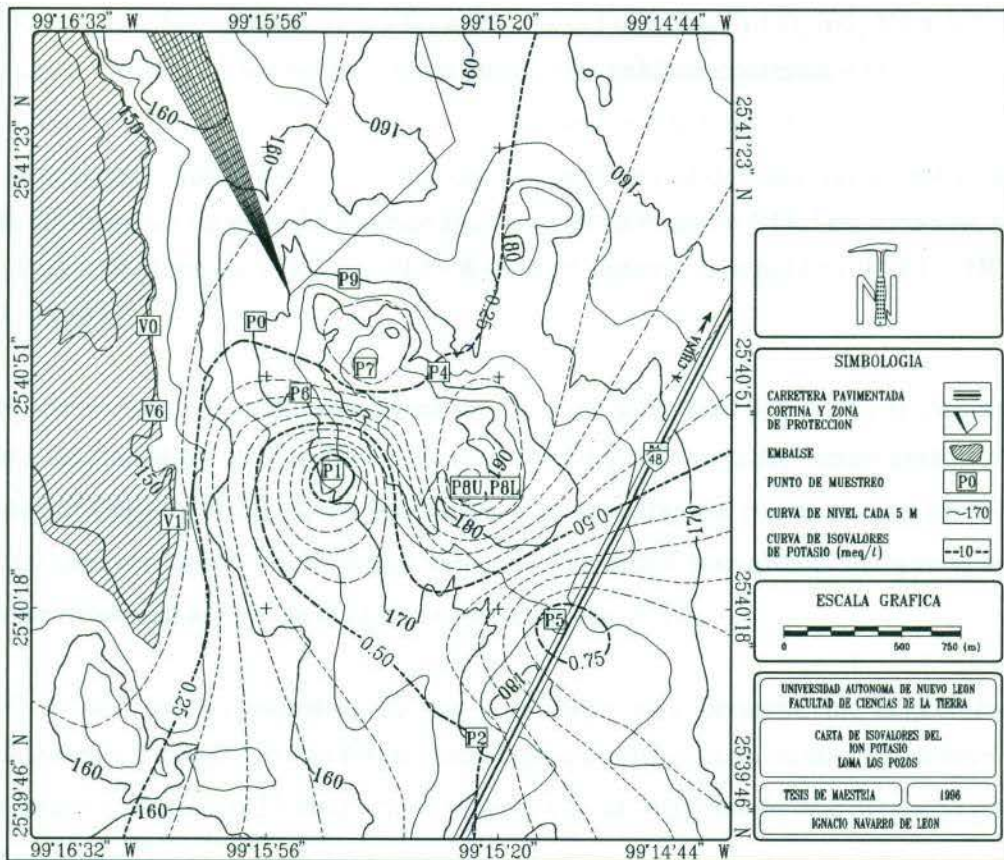


Fig. 5.8 Carta de Distribución del Ion Potasio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

5.4.4 ANIONES

Los aniones cuantificados que están presentes en mayores concentraciones son el ion bicarbonato (HCO_3^-), cloruro (Cl^-) y sulfato (SO_4^{2-}).

Las concentraciones del ion bicarbonato en las muestras del Río San Juan (RSJ) varían en el intervalo de 2.25 a 3.74 meq/l, estas variaciones están en función de la cantidad de lluvias en la cuenca hidrológica. Sin embargo, para las muestras del embalse (VFD, V0, V1 y V6) este valor se estabiliza en 2.4 meq/l. Las muestras de las filtraciones exhiben contenidos medios de 4.8 meq/l, en tanto que las muestras de pozo alcanzan valores mayores de 6 meq/l hasta llegar a 14.18 meq/l para el caso del pozo 7 (P7, Fig. 5.9). Un hecho relevante es que de todas las muestras analizadas, solamente las muestras de agua del Río San Juan contienen el anión CO_3^{2-} en solución, ya que son las que presentan el mayor valor de pH (> 8.4) en el sistema de equilibrio $\text{H}_2\text{CO}_3\text{-HCO}_3^-\text{-CO}_3^{2-}$ (BUTLER, 1964).

El ion cloruro se distribuye en forma similar al ion sodio (ver Fig. 5.7) con concentraciones bajas para las muestras del Río San Juan (~ 2 meq/l) y del embalse, incrementándose para las filtraciones al llegar a 4 meq/l, en promedio. Las muestras de pozo, por su parte presentan contenidos que van desde los 15 meq/l hasta los 335 meq/l, mostrando siempre una tendencia creciente en dirección al este de la línea de embalse (Fig. 5.10).

El sulfato en las muestras de río y embalse está presente en concentraciones de aproximadamente 2 meq/l y en las filtraciones llega a alcanzar hasta cuatro veces este valor. Las muestras de pozo contienen 25 meq/l en promedio, con un máximo de casi 50 meq/l para el pozo 7 (P7, Fig. 5.11).

Es preciso señalar que el comportamiento de los aniones es similar al de los cationes apreciándose similitudes en las asociaciones $\text{Ca}^{+2}\text{-Mg}^{+2}\text{-CO}_3^{2-}\text{-HCO}_3^-$, $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ y $\text{Ca}^{+2}\text{-Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$.

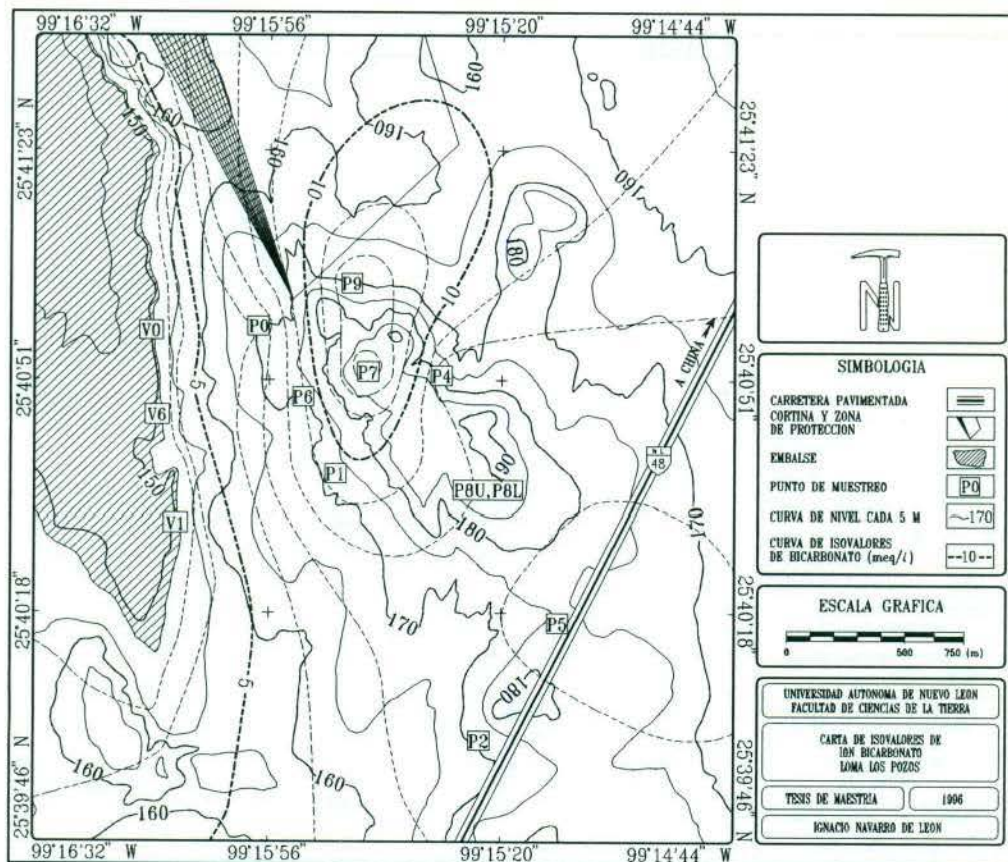


Fig. 5.9 Carta de Distribución del Ion Bicarbonato, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

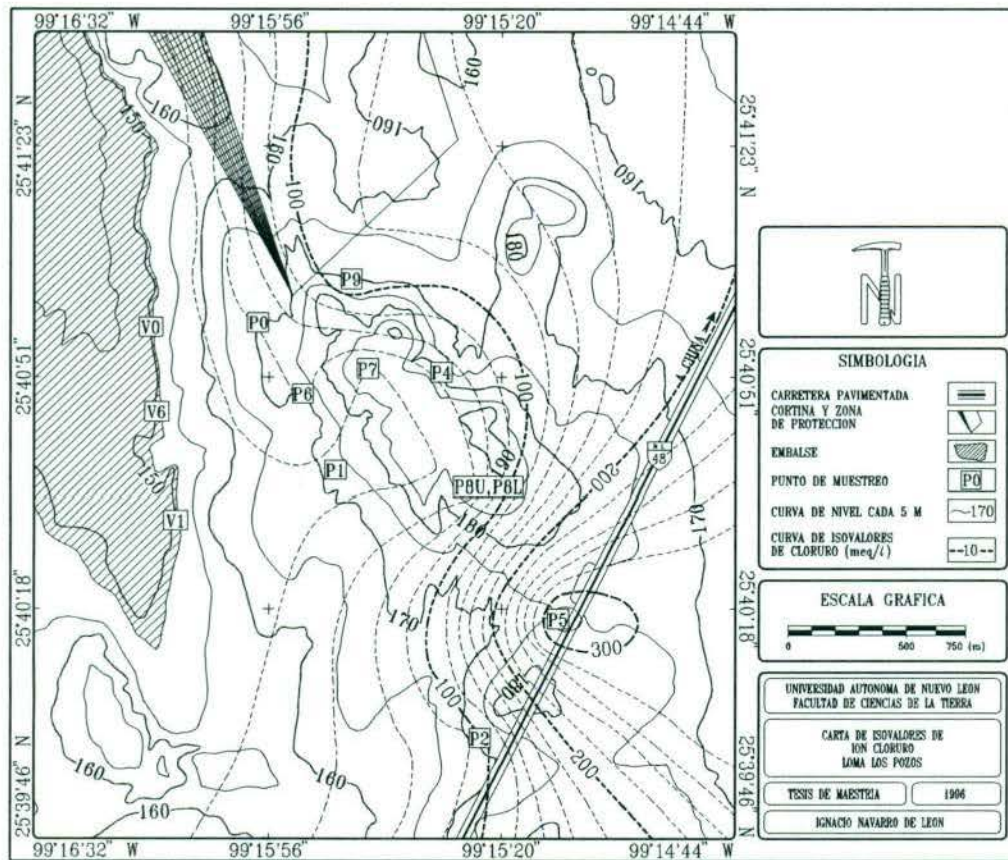


Fig. 5.10 Carta de Distribución del Ion Cloruro, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

5.4.5 COEFICIENTES DE INTERCAMBIO IÓNICO

El agua subterránea durante su flujo a través de las formaciones rocosas intercambia iones en función de diversos factores fisicoquímicos, tales como temperatura, coeficientes de actividad iónica y pH. Los iones que con frecuencia son más afectados son los cationes, principalmente los cationes Na^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} , mientras que los cationes K^+ tienden a ser fijados definitivamente. El intercambio iónico modifica en general las relaciones entre cationes tales como Na^+/K^+ , $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$, $\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2}$, $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$, $\text{Na}^+(\text{Mg}^{+2} + \text{Ca}^{+2})$, $\text{Ca}^{+2}/\text{Cl}^-$, $\text{Mg}^{+2}/\text{Cl}^-$, Na^+/Cl^- , etc.

Es de gran interés la consideración del índice de desequilibrio entre cloruros y iones alcalinos (Na^+ y K^+), denominado también como Coeficiente de Intercambio Iónico Positivo (CIIP) en aguas donde el Cl^- es mayor que la suma de Na^+ y K^+ , los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} tienden a ser reemplazados por el Na^+ (SCHOELLER, 1956). La magnitud del coeficiente

$$CIIP = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-} \quad (5.1)$$

indica el grado con el que toma lugar el proceso. Al tratarse de aguas en las que los iones Cl^- y Na^+ son dominantes, como en el caso de las muestras de pozo del área de estudio, ocurre el proceso contrario: el Na^+ es reemplazado por los iones de Ca^{+2} y Mg^{+2} . Este proceso, a su vez está definido por el Coeficiente de Intercambio Iónico Negativo (CIIN) expresado como:

$$CIIN = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{HCO_3^- + SO_4^{-2}} \quad (5.2)$$

el valor de CIIN tiende a aumentar a medida que ocurre el proceso de reemplazamiento, produciéndose un ablandamiento del agua proveniente del embalse conforme se infiltra en las formaciones terciarias del tipo arenisca-lutita (Fig. 5.12) y dando como resultado final un incremento en los valores de pH.

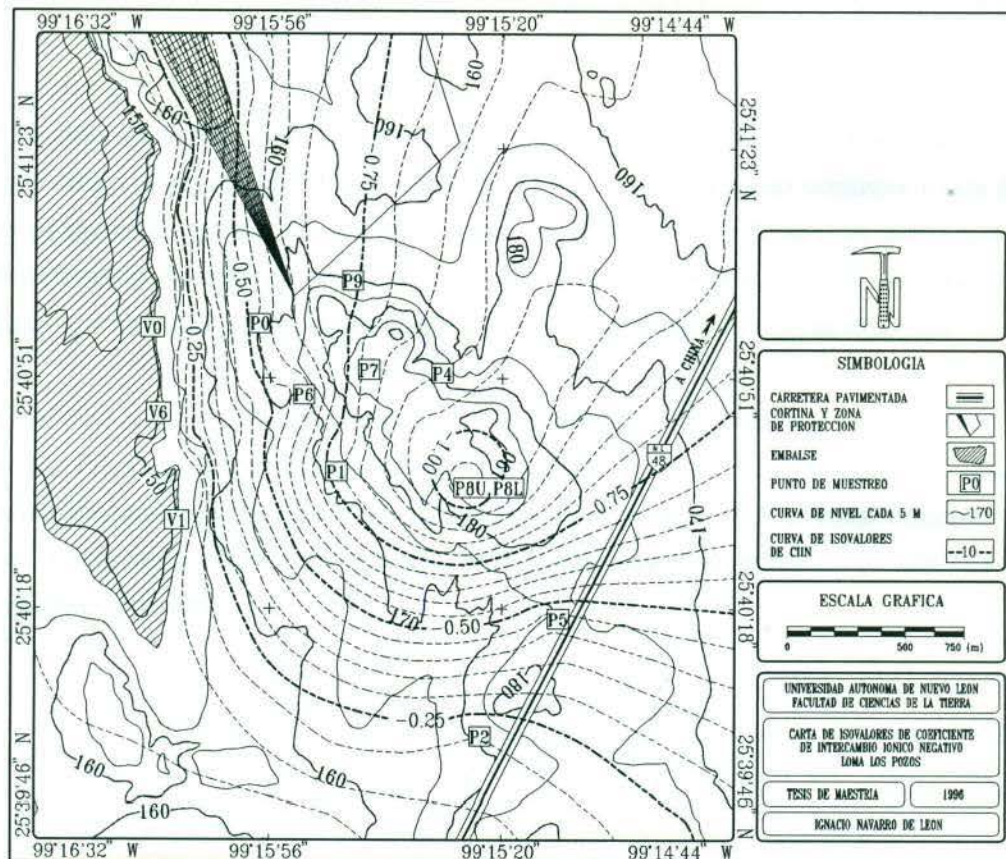


Fig. 5.12 Carta de Distribución del Coeficiente de Intercambio Iónico Negativo, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

5.4.6 RELACIÓN DE ADSORCIÓN DE SODIO (R.A.S.)

La adaptabilidad del agua para fines de riego, depende tanto de los sólidos totales disueltos (STD) y del contenido de sodio en relación a las cantidades de calcio y magnesio. Cuando agua de alto contenido de sodio se aplica al suelo, parte de ese sodio es retenido en la arcilla del suelo. Como en la sección anterior se expuso, la arcilla cede calcio y magnesio en intercambio con el sodio, es decir ocurre un intercambio iónico negativo (CIIN). El intercambio de iones altera las características físicas del suelo. La arcilla que contiene un buen exceso de iones de calcio y magnesio, se labra fácilmente y tiene buena permeabilidad. Si la misma arcilla adquiere sodio, se

torna pegajosa y escurridiza cuando se humedece y tiene muy baja permeabilidad. Cuando se seca se contrae en forma de duros terrones difíciles de romper al cultivar.

Las altas concentraciones de sales de sodio desarrollan suelos alcalinos en los cuales crece muy poca o ninguna vegetación. Por el contrario, si el agua para riego contiene iones de calcio y magnesio en cantidad tal que exceda la de sodio, las partículas arcillosas del suelo retendrán una fuerte concentración de calcio o magnesio para mantener una buena labrabilidad y permeabilidad. Estas aguas son muy apropiadas para riego, aunque su contenido mineral total sea bastante alto.

Los hechos anteriores condujeron a que el Laboratorio de Salinidad de los Estados Unidos (RICHARDS, 1954) propusiera expresar el contenido de sodio en un agua con una relación significativa denominada Relación de Adsorción de Sodio (R.A.S.). Esta relación se calcula mediante la siguiente fórmula, estando expresadas las concentraciones de los iones en miliequivalentes por litro.

$$R.A.S. = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{(Ca^{+2} + Mg^{+2})}{2}}} \quad (5.3)$$

El desarrollo de un exceso de sodio en el suelo, es la consecuencia que resulta del uso de agua de riego con un valor alto de R.A.S. Los valores de R.A.S. que se consideran altamente perjudiciales para aguas de riego son los superiores a 18; relaciones de 10 a 18 se consideran valores medio; los valores por debajo de 10 son bajos y no ofrecen el peligro de crear un problema por sodio.

En el área de estudio, la migración de agua dulce proveniente del embalse en las formaciones terciarias provoca el empuje y eventual reemplazamiento de las aguas subterráneas con altos valores de R.A.S. como se muestra en la figura 5.13. Los valores bajos de R.A.S. del embalse (aprox. de 1.5) contrastan con los valores relativamente altos de las aguas subterráneas que llegan a alcanzar valores superiores a 100 unidades de R.A.S., como es el caso del agua en el pozo 9 (P9, ver Anexo). Las consecuencias previstas de este fenómeno son el ensalitramiento y posterior inutilización de las tierras de cultivo situadas al norte y noreste de la zona de embalse,

conforme emigren las aguas subterráneas (Fig. 5.14). Un probable efecto secundario sería la sustitución de las aguas salobres por aguas dulces del vaso, situación que sería benéfica para la agricultura a largo plazo.

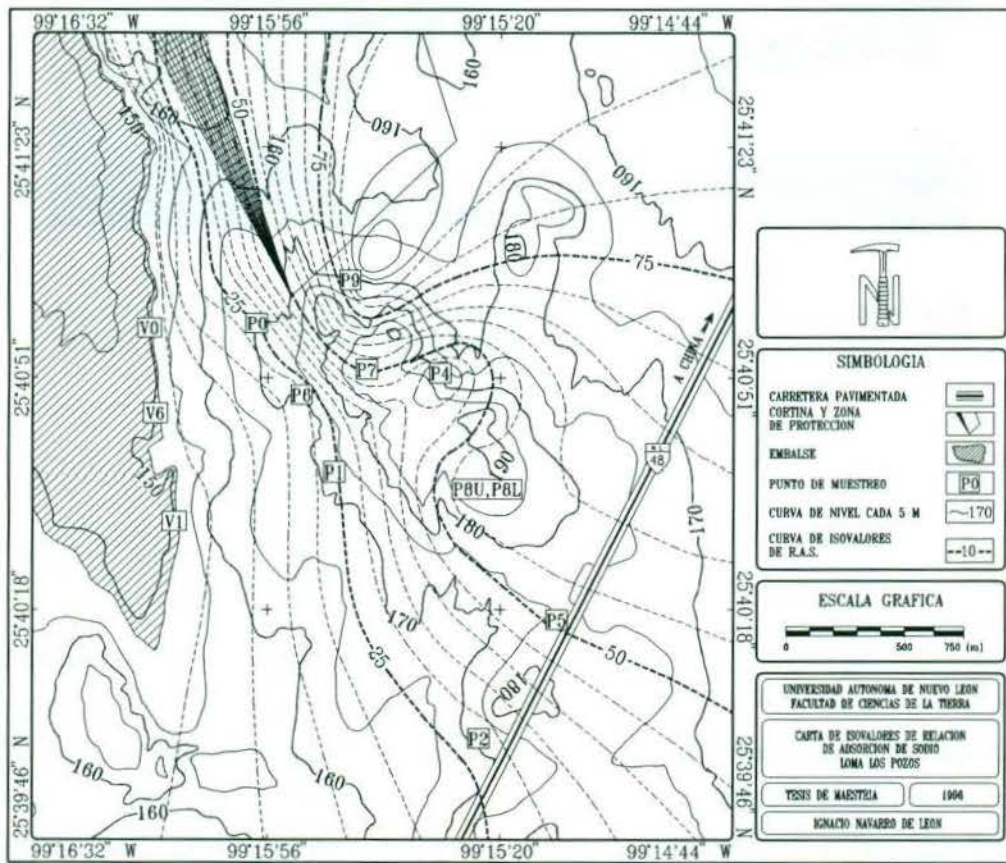


Fig. 5.13 Carta de Distribución de la Relación de Adsorción de Sodio, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.



Fig. 5.14 Salida a la superficie de aguas salobres a aproximadamente 1 km al nor-noreste del límite del área de estudio, China, Nuevo León, México.

5.4.7 INDICES HIDROGEOQUÍMICOS

El análisis de las relaciones iónicas de las especies disueltas suele aportar mayor información sobre la procedencia, comportamiento e interacción de los distintos tipos de agua que si considerásemos los contenidos iónicos por separado. Las relaciones iónicas con frecuencia se designan también como *índices hidrogeoquímicos* (CUSTODIO & LLAMAS, 1976). Los índices geoquímicos son calculados con las especies cuyas concentraciones son expresadas en miliequivalentes por litro (meq/l) o porcentajes de miliequivalentes por litro ($r \cdot \text{meq/l}$). Se pueden establecer muchos tipos de relaciones cuya utilidad es función del problema a estudiar, sin embargo en este caso en particular los índices hidrogeoquímicos que resultaron más significativos fueron los siguientes:

a) Índice Mg^{+2}/Ca^{+2}

Esta relación por lo general, proporciona indicios sobre los tipos de acuíferos de los que provienen las aguas. Así tenemos que para las aguas del río y del vaso, éstas proceden de acuíferos de formaciones calcáreas del Cretácico; por lo que su contenido relativamente alto en calcio con respecto al magnesio nos da índices menores de 0.5. En tanto que las muestras de pozo, con aguas de acuíferos en rocas del Terciario, presentan índices claramente mayores que 0.5 y en algunos casos su contenido de magnesio llega a superar al del calcio (Fig. 5.15a), lo que habla en favor de acuíferos en rocas cuya génesis fue de ambientes marinos muy someros.

b) Índice Na^{+}/K^{+}

La utilidad de este índice es que nos permite determinar en forma relativa los grados de interacción de las aguas con las rocas de los acuíferos. Debido a la fijación preferente del K^{+} en el terreno esta relación es mayor en el agua que en la roca origen y su variación está sujeta a la concentración de sales en el agua. En aguas con muy poca interacción esta relación es muy baja (< 50) como en el caso de las aguas del río y el embalse, mientras que en los pozos llega a alcanzar valores superiores a 400, como en el caso de los pozos 5, 7, 9 y 8 en su acuífero inferior (acuífero de lutitas-areniscas, ver Fig. 5.15b).

c) Índice HCO_3^{-}/Cl^{-}

Dado que el contenido en HCO_3^{-} se mantiene relativamente constante en las aguas subterráneas, su uso resulta de interés para seguir el proceso de concentración en sales en el sentido del flujo subterráneo; aunque esa concentración hace crecer ligeramente el numerador, una disminución en la relación indica un avance en el proceso de concentración. Considerando que no se tienen evidencias de la existencia de fenómenos de reducción de sulfatos o aportes exteriores de CO_2 que puedan aumentar el contenido de HCO_3^{-} o la precipitación de $CaCO_3$, se puede observar en la Fig. 5.15c como las muestras del río, embalse y acuífero superior del pozo 8 se diferencian de las de mayor concentración de sales (muestras de pozos) por su alta relación (> 1.5). En tanto que las muestras de las filtraciones poseen valores intermedios, indicativos del proceso de mezcla.

d) Índice $(Ca^{+2} + Mg^{+2})/(Na^{+} + K^{+})$

La utilidad de esta relación es para el seguimiento de los procesos de intercambio entre estos iones, es decir aguas con predominancia de calcio y magnesio en interacción con aguas ricas en sodio y potasio. En la figura 5.15d se pueden observar las marcadas diferencias de las relaciones de las aguas del río y embalse (< 3) con las de las aguas subterráneas (> 3).

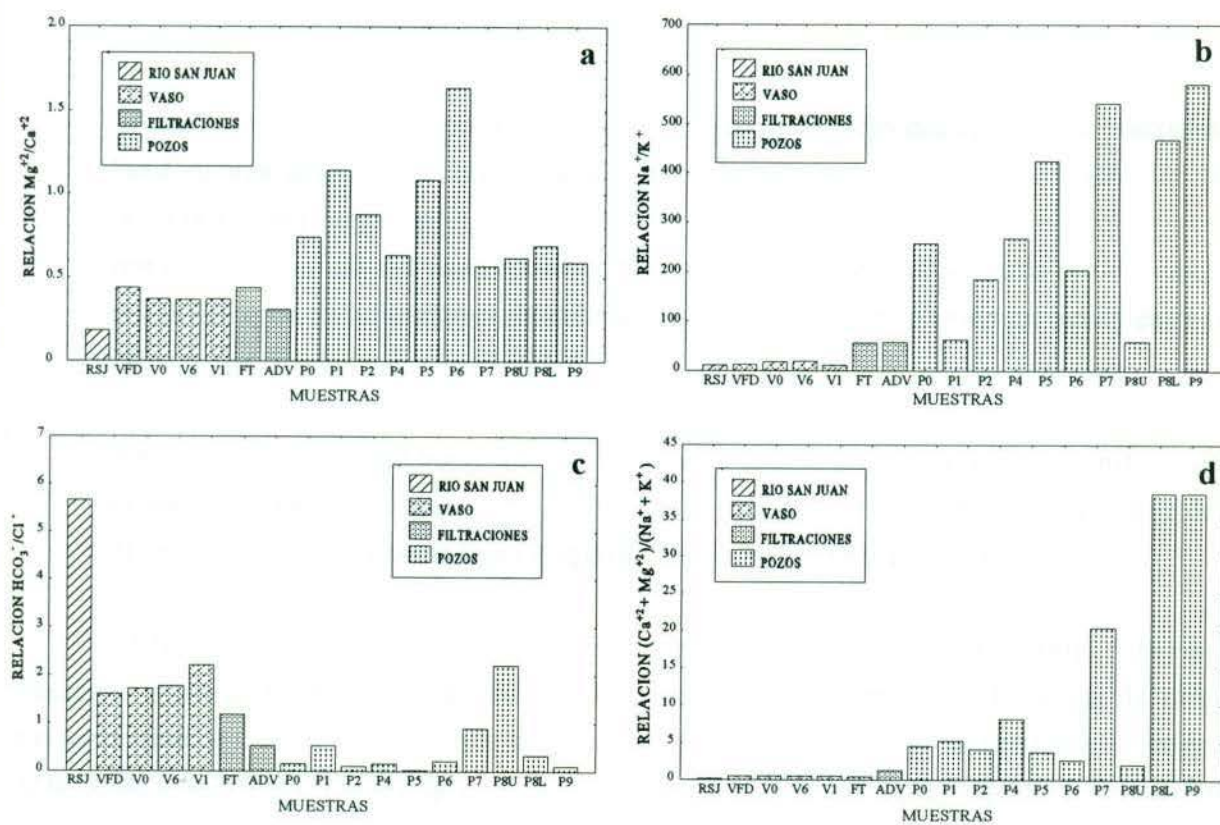


Fig. 5.15 Relaciones iónicas de las muestras analizadas, a) Relación Mg^{2+}/Ca^{2+} , b) Relación Na^{+}/K^{+} , c) Relación HCO_3^{-}/Cl^{-} , d) Relación $(Ca^{+2} + Mg^{+2})/(Na^{+} + K^{+})$.

d) Índice $[(r \cdot \text{SO}_4^{-2} + r \cdot \text{Cl}^- + r \cdot \text{Ca}^{+2} + r \cdot \text{Mg}^{+2} + r \cdot \text{NO}_3^-)] - 50$

Por su origen y tiempo de contacto con el acuífero, SCHOELLER (1964) clasifica a las aguas en:

Aguas fósiles: Son aguas atrapadas en el terreno y que permanecen en él durante miles de años. No es preciso que sean estacionarias sino que basta con que el movimiento sea lento y el recorrido largo. Son aguas en general muy salinas pues el contacto con el terreno es muy prolongado. Poseen un índice menor de 0.

Aguas meteóricas o recientes: Son las incluidas en el ciclo del agua en la hidrosfera-litósfera-atmósfera. Se les puede caracterizar fácilmente por poseer algunos radioisótopos de vida no muy larga (tritio, radiosilicio, etc.) de origen atmosférico y una composición isotópica similar a la del agua de lluvia. Su composición está influenciada principalmente por la del agua de infiltración y la del material del acuífero. Presentan un índice entre 0 y 20.

Aguas selenitrosas: Son aguas que han entrado en contacto con cuerpos evaporíticos, por lo que presentan un contenido extraordinariamente alto en sales como consecuencia de la disolución del yeso y otras sales evaporíticas. Su índice es superior a 20.

Atendiendo a este criterio, las aguas en el área de estudio se distribuyen (Fig. 5.16) de la siguiente manera: las muestras de río y embalse exhiben características de aguas de origen meteórico (índice 0 - 20), en tanto que las muestras de pozos situados en la vertiente nororiental de la Loma Los Pozos contienen aguas de tipo fósil (índice < 0). Por lo que respecta a las muestras de las filtraciones y de los pozos situados en la vertiente sudoccidental presentan características intermedias.

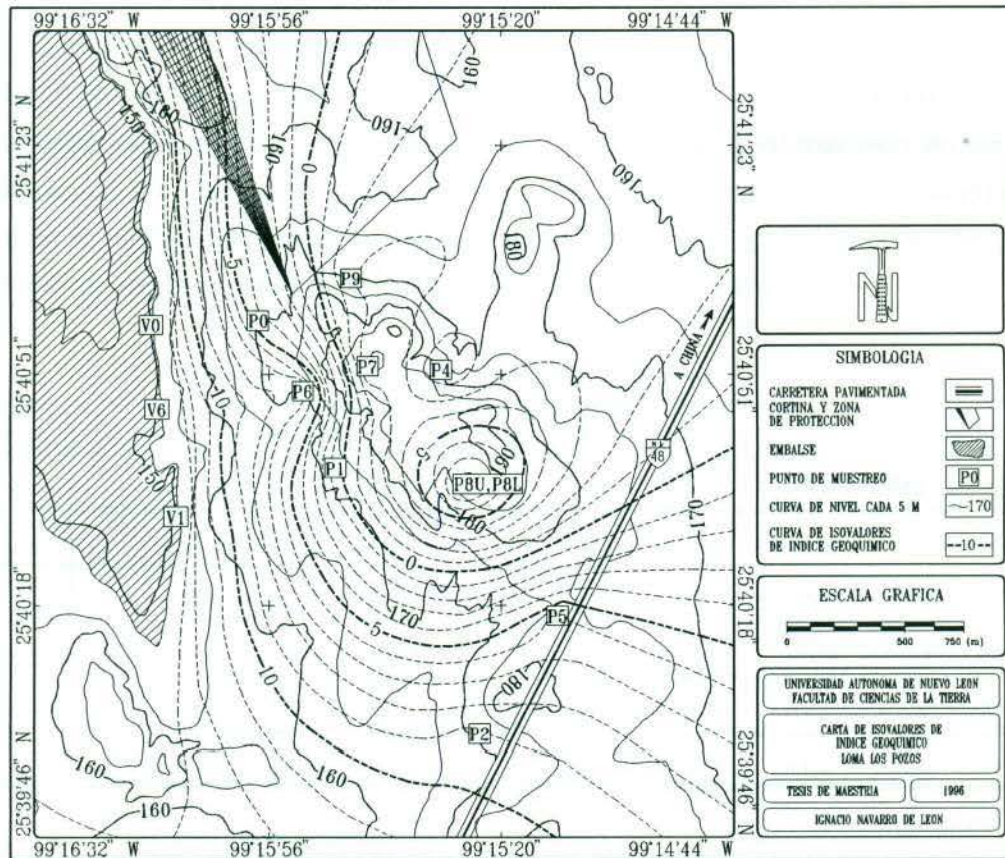


Fig. 5.16 Carta de Isovalores del Índice Geoquímico, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

5.5 CLASIFICACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

Existen numerosas clasificaciones y diagramas publicados en la literatura para la caracterización hidrogeoquímica, sin embargo, las que reflejan claramente los tipos de agua que aquí se encuentran son las de PIPER (1944) y de SCHOELLER (1955).

5.5.1 CLASIFICACIÓN SEGÚN PIPER

Esta clasificación hidrogeoquímica fue propuesta por PIPER (1944) y consiste en graficar las concentraciones de los cationes y aniones (en % meq/l) en sus respectivos triángulos, posteriormente estos puntos son extrapolados hasta obtener la intersección en un diagrama romboidal central. La principal ventaja de este diagrama es que permite agrupar una gran cantidad de muestras en campos específicos sin dar origen a confusiones. Estos campos específicos son definidos por la predominancia de aniones y cationes según la Tabla 5.3.

Tabla 5.3 Clasificación de Piper por iones predominantes.

TIPO	ANIONES	TIPO	CATIONES
1	$r\text{-Cl}^- > r\text{-SO}_4^{2-} > r\text{-HCO}_3^-$	a	$r\text{-Na}^+ > r\text{-Mg}^{+2} > r\text{-Ca}^{+2}$
2	$r\text{-Cl}^- > r\text{-HCO}_3^- > r\text{-SO}_4^{2-}$	b	$r\text{-Na}^+ > r\text{-Ca}^{+2} > r\text{-Mg}^{+2}$
3	$r\text{-SO}_4^{2-} > r\text{-Cl}^- > r\text{-HCO}_3^-$	c	$r\text{-Mg}^{+2} > r\text{-Na}^+ > r\text{-Ca}^{+2}$
4	$r\text{-SO}_4^{2-} > r\text{-HCO}_3^- > r\text{-Cl}^-$	d	$r\text{-Mg}^{+2} > r\text{-Ca}^{+2} > r\text{-Na}^+$
5	$r\text{-HCO}_3^- > r\text{-Cl}^- > r\text{-SO}_4^{2-}$	e	$r\text{-Ca}^{+2} > r\text{-Na}^+ > r\text{-Mg}^{+2}$
6	$r\text{-HCO}_3^- > r\text{-SO}_4^{2-} > r\text{-Cl}^-$	f	$r\text{-Ca}^{+2} > r\text{-Mg}^{+2} > r\text{-Na}^+$

Adicionalmente se considera la conductividad eléctrica:

Tabla 5.4 Clasificación de Piper con respecto a la conductividad eléctrica.

TIPO	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA A 25 °C EN $\mu\text{S/cm}$
C1	0 - 250
C2	250 - 750
C3	750 - 2,250
C4	> 2,250

Siguiendo los criterios anteriores, las aguas analizadas se clasifican en grupos claramente definidos (Tabla 5.9 y Fig. 5.17). El agua del Río San Juan varía su composición entre las familias cálcico-mixta y cálcico-bicarbonatada, tornando su carácter al llegar al embalse en aguas de la familia cálcico-sulfatada. La muestra de la filtración FT por su cercanía al embalse pertenece a la

familia cálcico-sulfatada, a diferencia de la muestra de filtración ADV (aprox. 2.5 Km al norte del embalse) con agua del tipo sódico-clorurada. Las muestras de los pozos presentan aguas del tipo sódico-clorurada, a excepción del pozo 7 (P7), 1 (P1) que contienen aguas del tipo sódico-sulfatadas y el pozo 8 en su acuífero superior (P8U) con agua sódico-bicarbonatada.

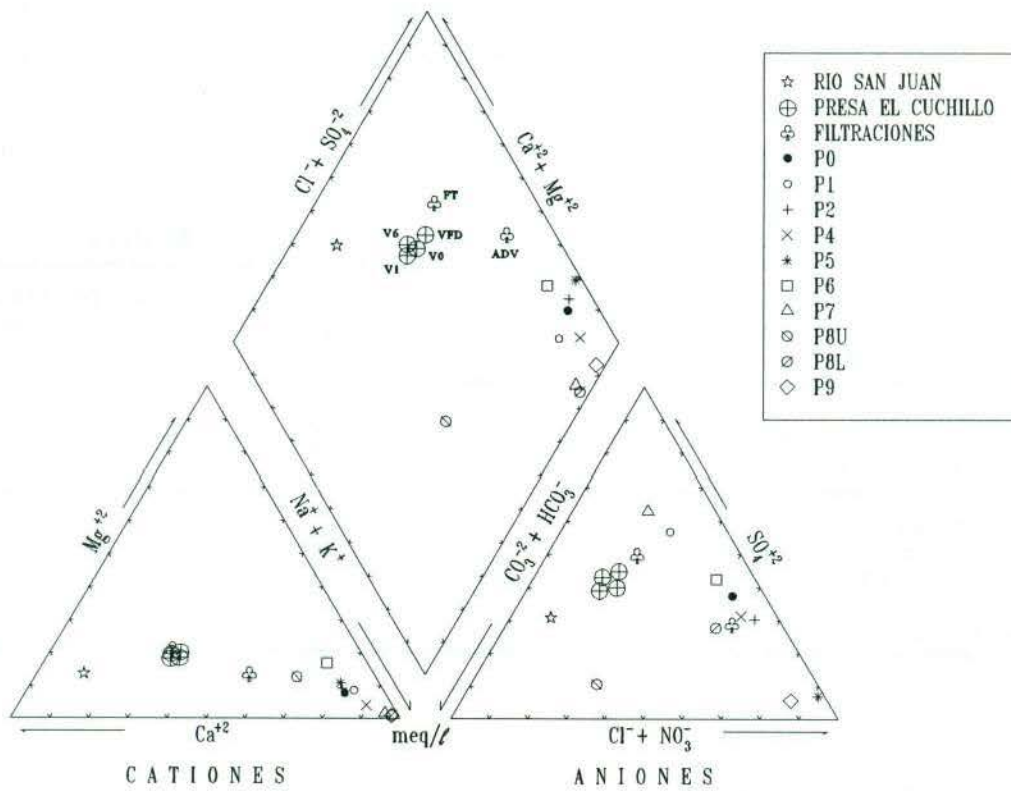


Fig. 5.17 Diagrama hidrogeoquímico de Piper, área Loma Los Pozos, China, Nuevo León, México.

5.5.2 CLASIFICACIÓN SEGÚN SCHOELLER

Esta clasificación propuesta por SCHOELLER (1955) se basa en la representación de las concentraciones absolutas de los iones, Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$, Cl^{-} , SO_4^{-2} y HCO_3^{-} , en meq/l. Estas concentraciones son graficadas en columnas con escala logarítmica, con las potencias de 10 en la misma horizontal. La principal ventaja es que se pueden representar tanto aguas diluidas como concentradas en un mismo diagrama; su principal desventaja es que no permite observar las diferencias en aguas con composiciones muy semejantes. El criterio de clasificación viene dado por: a) tipo en el que participan los aniones fundamentales en el orden Cl^{-} , SO_4^{-2} , HCO_3^{-} , aportando cada uno un dígito (Tablas 5.5, 5.6 y 5.7); b) grupo dado por la relación entre iones y formado por tres dígitos (Tabla 5.8); c) clase dada por la clasificación expuesta en la Tabla 5.3.

Tabla 5.5 Denominación de grupos por su contenido de cloruro según Schoeller.

GRUPO DE CLORUROS	VALOR DE Cl^{-}	DENOMINACIÓN
1	> 700	Hiperclorurado
2	700 a 420	Clorotalásico
3	420 a 140	Clorurado fuerte
4	140 a 40	Clorurado medio
5	40 a 10	Oligoclorurado
6	< 10	Clorurado normal

Tabla 5.6 Denominación de grupos por su contenido de sulfato según Schoeller.

GRUPO DE SULFATOS	VALOR DE SO_4^{-2}	DENOMINACIÓN
1	> 58	Hipersulfatado
2	58 a 24	Sulfatado
3	24 a 6	Oligosulfatado
4	< 6	Sulfatado normal

Tabla 5.7 Denominación de grupos por su contenido de bicarbonato según Schoeller.

GRUPO DE BICARBONATOS	VALOR DE HCO_3^-	DENOMINACIÓN
1	>7	Hiperbicarbonatado
2	7 a 2	Bicarbonatado normal
3	<2	Hipobicarbonatado

Tabla 5.8 Denominación de grupos por sus relaciones iónicas según Schoeller.

TIPO	CARÁCTER	SUBTIPO	CARÁCTER	PARCIAL	CARÁCTER
1	$\text{Cl}^- > \text{Na}^+$	a	$\text{Ca}^{+2} > \text{HCO}_3^-$	α	$\text{Ca}^{+2} > \text{SO}_4^{-2} + \text{HCO}_3^-$ $\text{Ca}^{+2} = \text{SO}_4^{-2} + \text{HCO}_3^-$ $\text{Ca}^{+2} < \text{SO}_4^{-2} + \text{HCO}_3^-$
		ab	$\text{Ca}^{+2} = \text{HCO}_3^-$	$\alpha\beta$	
		b	$\text{Ca}^{+2} < \text{HCO}_3^-$	β	
2	$\text{Cl}^- = \text{Na}^+$	a	$\text{Ca}^{+2} > \text{HCO}_3^-$		
		ab	$\text{Ca}^{+2} = \text{HCO}_3^-$		
		b	$\text{Ca}^{+2} < \text{HCO}_3^-$		
3	$\text{Cl}^- < \text{Na}^+$	a	$\text{Ca}^{+2} > \text{HCO}_3^-$		
		ab	$\text{Ca}^{+2} = \text{HCO}_3^-$		
		b	$\text{Ca}^{+2} < \text{HCO}_3^-$	α	$\text{CO}_3^- < \text{Mg}^{+2} + \text{Ca}^{+2}$
				$\alpha\beta$	$\text{CO}_3^- = \text{Mg}^{+2} + \text{Ca}^{+2}$
				β	$\text{CO}_3^- > \text{Mg}^{+2} + \text{Ca}^{+2}$

Con base en los criterios anteriores se clasificaron las aguas del área de estudio (Tabla 5.9) dando como resultado diferencias más finas que la clasificación de Piper en cuanto a su carácter químico, se refiere. El diagrama de Schoeller (Fig. 5.18) refleja aspectos interesantes tales como: a) el carácter evidentemente meteórico de la muestra P8U; b) la composición hidrogeoquímica lateral relativamente uniforme para las muestras del embalse; c) la diferencia composicional de las muestras de filtración (ADV y FT); y d) las tendencias generales de las muestras de pozo y superficiales en los contenidos de aniones, con pendientes negativas y positivas, respectivamente.

Tabla 5.9 Clasificación hidrogeoquímica de las aguas del área de estudio, China, Nuevo León, México.

MUESTRA	CLASIFICACIÓN SEGÚN PIPER	CLASIFICACIÓN SEGÚN SCHOELLER
RSJ	6f-C2 Cálculo-Bicarbonatada	642-3a-6f
VFD	4e-C2 Cálculo-Sulfatada	643-3a-4e
V0	4e-C2 Cálculo-Sulfatada	642-3a-4e
V6	4e-C2 Cálculo-Sulfatada	642-3a-4e
V1	4e-C2 Cálculo-Sulfatada	642-3a-4e
ADV	1b-C3 Sódico-Clorurada	542-3a-1b
FT	4e-C3 Cálculo-Sulfatada	542-1 α β -4e
P0	1b-C4 Sódico-Clorurada	522-3a-1b
P1	3a-C4 Sódico-Sulfatada	521-3b α -3a
P2	1b-C4 Sódico-Clorurada	421-3a-1b
P4	1b-C4 Sódico-Clorurada	432-3b α -1b
P5	1a-C4 Sódico-Clorurada	322-3a-1a
P6	1a-C4 Sódico-Clorurada	421-3a-1a
P7	3b-C4 Sódico-Sulfatada	521-3b α -3b
P8U	5b-C3 Sódico-Bicarbonatada	642-3b α -5b
P8L	1b-C4 Sódico-Clorurada	531-3b α -1b
P9	2b-C4 Sódico-Clorurada	431-3b α -2b

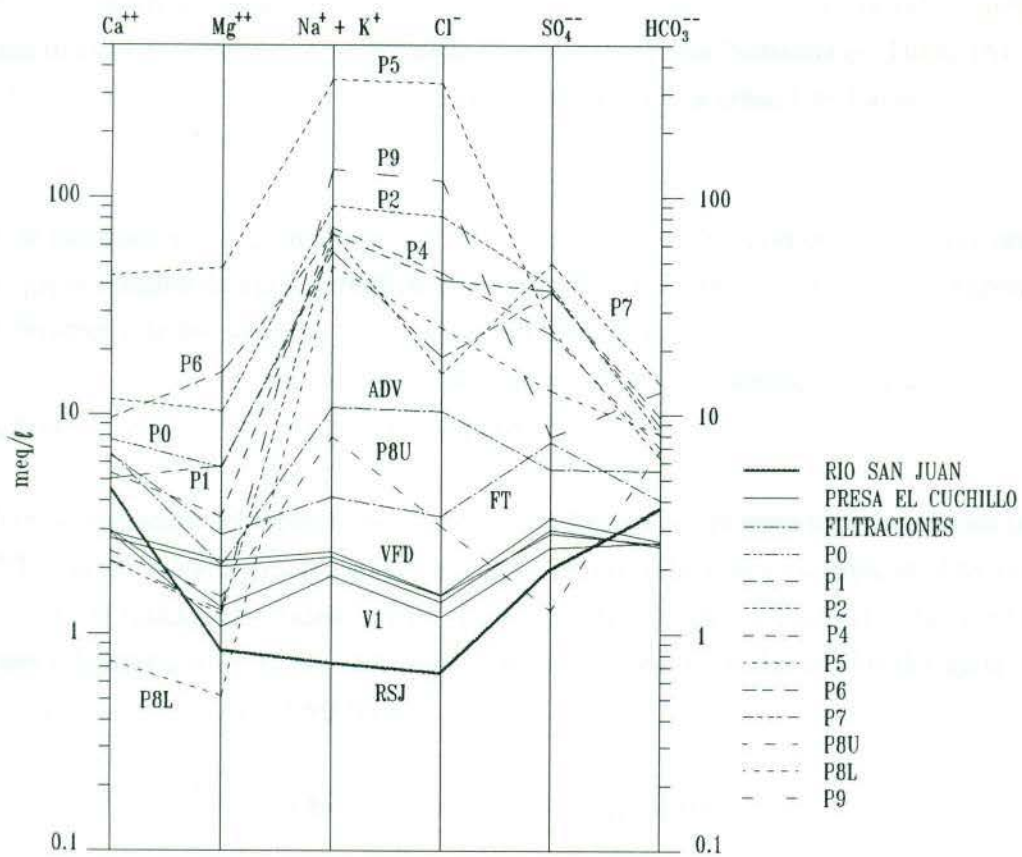


Fig. 5.18 Diagrama de Schoeller para las muestras del área de estudio, China, Nuevo León, México.

5.6 ISÓTOPOS ESTABLES

La aplicación de los isótopos estables para la resolución de problemas hidrogeológicos se encuentra ampliamente documentada (IAEA, 1981, 1986), ya que proporciona los medios para la identificación del transporte de masa real del agua. El empleo de esta metodología para el estudio de la interacción de los sistemas de aguas superficiales - aguas subterráneas, concretamente de filtraciones en lagos y presas (DROST & MOSER, 1983; PAYNE, 1983), ha sido reportado en numerosas ocasiones, entre los que destacan el sitio de la Presa Nebaana en Túnez (MOLINARI, 1976), el Lago Chala en Kenia y Tanzania (PAYNE, 1970) y la presa Las Lajas, en Chihuahua, México (ANDREU IBARRA *et al.*, 1979).

Los isótopos estables de deuterio (^2H) y oxígeno-18 (^{18}O) son útiles herramientas por el hecho de que el sistema de agua superficial, normalmente presenta una diferente composición de isótopos estables que los sistemas de agua subterránea. Esta diferencia composicional puede ser debida al origen orográfico, variaciones estacionales y enriquecimiento isotópico en el agua del embalse, como resultado del proceso de evaporación.

Con la invención del espectrómetro de masas, llegó a ser posible a principios de la década de los 50's hacer mediciones rápidas y precisas de las relaciones isotópicas. Las relaciones isotópicas son expresadas en unidades delta (δ) por mil (partes por mil o ‰), estas unidades son diferencias relativas a un estándar arbitrario conocido como estándar medio del agua oceánica (*standard mean ocean water*, SMOW):

$$\delta\text{‰} = [(R - R_{\text{estándar}}) / R_{\text{estándar}}] \times 1000 \quad (5.4.)$$

donde R y $R_{\text{estándar}}$ son las relaciones isotópicas $^2\text{H}/^1\text{H}$ ó $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, de la muestra y el estándar respectivamente. El cambio en las relaciones isotópicas es conocido también como fraccionación, y depende, entre otros factores, a la historia de precipitación-condensación a medida que una masa de agua se mueve del mar hacia el continente; por lo que existe una correlación entre las concentraciones de ^2H y ^{18}O obtenidas a partir de las observaciones de precipitación global (CRAIG, 1961):

$${}^2\text{H} \text{‰} = 8 \delta \text{ } {}^{18}\text{O} \text{‰} + 10 \quad (5.5)$$

la cual es conocida como *línea del agua meteórica*. Para cada región en particular esta relación difiere ligeramente, por lo que se recomienda realizar una estimación local.

En el marco del proyecto "Hidrología de Isótopos en el Noreste de México" dirigido por el Dr. Jörg Werner y el M.C. Martín Rangel, y auspiciado por organismos alemanes de cooperación técnica (DFG y GTZ), fueron incluidas las muestras del área de estudio para análisis isotópico de deuterio y oxígeno-18. Las muestras fueron tomadas el 19 de Febrero de 1995 y enviadas para su análisis al Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), los resultados se muestran en la Tabla 5.10.

Tabla 5.10 Análisis isotópicos de las muestras del área de estudio, China, Nuevo León, México.

MUESTRA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	MUESTRA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
RSJ	-2.47	-18.2	P2	-4.46	-30.9
VFD	-1.45	-12.3	P4	-4.68	-35.5
V0	-1.62	-19.8	P5	-3.02	-27.3
V1	-1.81	-14.2	P6	-3.22	-27.7
ADV	-0.46	-9.1	P7	-4.60	-31.9
P0	-4.76	-31.3	P8	-5.91	-37.9
P1	-1.84	-12.2	P9	-3.87	-22.5

La línea meteórica para la región del noreste de México fue determinada mediante correlación lineal de una gran cantidad de muestras de diferentes fuentes, ubicadas en la Planicie Costera del Golfo Norte y la Sierra Madre Oriental (RANGEL, *en preparación*), con lo que se obtuvo la siguiente relación:

$${}^2\text{H}\text{‰} = 8 \delta \text{ } {}^{18}\text{O} \text{‰} + 8 \quad (5.6)$$

Con respecto a la variación por el factor orográfico se determinó, también mediante regresión lineal, que para la región las variaciones en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ son del orden de -0.28 ‰ por cada 100 m de altura sobre el nivel medio del mar (WERNER, 1996).

La gráfica de la figura 5.19 fue obtenida a partir de los datos de la tabla 5.10 e incluyendo la línea meteórica calculada para la región. Es importante destacar que se realizó una segunda toma de muestras (19 de Agosto de 1995) con resultados parciales, es decir sin determinación de deuterio, de cualquier modo si estos datos fuesen proyectados hacia la línea del agua meteórica exhiben importantes cambios en la relación isotópica de ^{18}O .

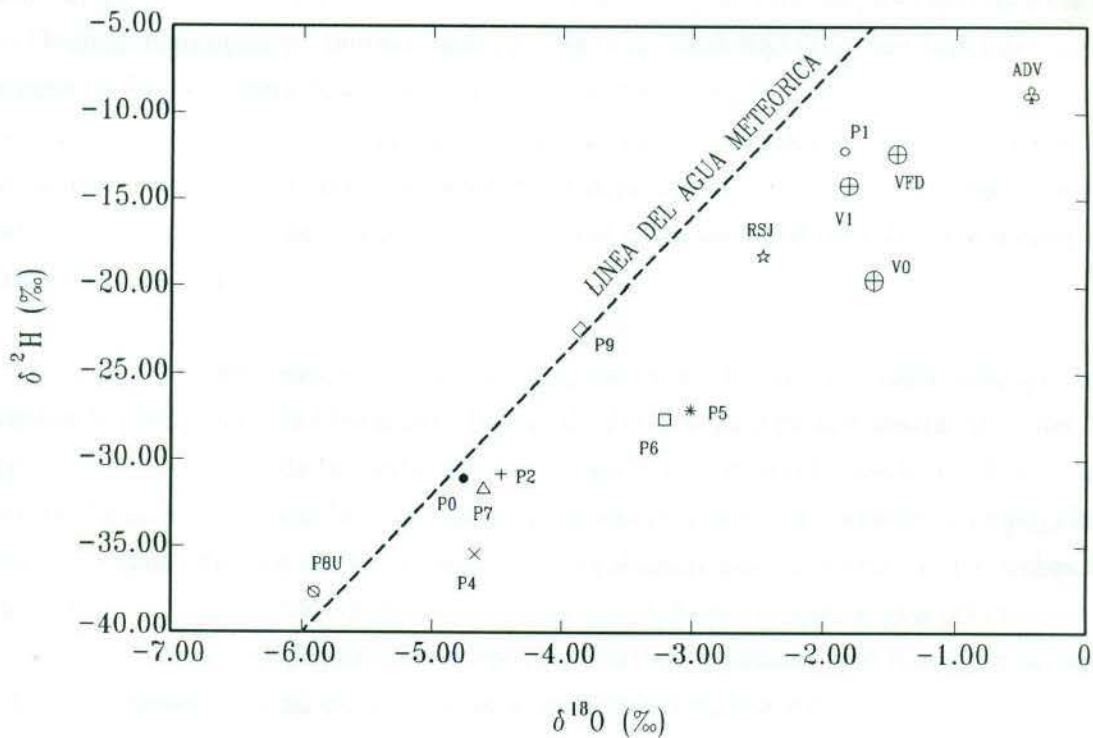


Fig. 5.19 Relaciones isotópicas de oxígeno-18 vs. deuterio para las muestras del área de estudio, China, Nuevo León, México.

La naturaleza de las fuentes se ve reflejada claramente en el diagrama, con las muestras de pozo ubicadas en el sector inferior izquierdo del diagrama, las muestras de río y embalse agrupadas en el cuadrante superior derecho y la muestra de filtración aislada de los grupos anteriores. La influencia del fenómeno de evaporación se aprecia en el desplazamiento de los puntos hacia la derecha de la línea de agua meteórica. No obstante que las muestras VFD, V1 y V0 provienen de la superficie del vaso de almacenamiento, en estas no es posible reconocer la influencia isotópica de las aguas de la sierra debido al fuerte efecto de evaporación, tampoco se descarta una estratificación hidrogeoquímica e isotópica en el agua almacenada en el vaso.

Entre ambas fechas de muestreo, las muestras que presentan importantes cambios en su relación isotópica son: RSJ, ADV y P1. En los primeros días del mes de agosto de 1995, el huracán tropical Gabrielle ocurre con grandes cantidades de precipitación, en especial en la Sierra Madre Oriental. Esto ocasionó un salto isotópico de la muestra RSJ (Río San Juan) del campo de aguas pesadas hacia la zona de aguas de la sierra, de regiones más elevadas. Por el contrario, en tiempos de sequía el agua del Río San Juan pierde evidentemente sus características isotópicas de origen, como consecuencia de la evaporación en el lecho del río y corrientes tributarias, así como del rodeo a través de la red de abastecimiento y la red de aguas residuales del área metropolitana de Monterrey.

Un segundo fuerte cambio isotópico entre ambas series de muestreo nada tiene que ver con los eventos de precipitación del huracán Gabrielle: el salto isotópico de la muestra ADV del campo de agua pesada al campo de la sierra. El almacenamiento construido desde 1993 infiltra en el acuífero de diaclasas de arenas finas terciarias, relativamente poco permeables, y empuja hacia la superficie las aguas de formación fuertemente mineralizadas aún existentes. Entre ambas fechas de muestreo en la fuente de filtración brotó el agua originada en la sierra (agua del embalse), este hecho es adicionalmente apoyado por evidencias hidrogeoquímicas que muestran un drástico descenso en la conductividad eléctrica al pasar de 5.26 a 1.86 mS/cm.

Finalmente, la posición de la muestra P1 en el campo de aguas superficiales, señala que el pozo 1, para el tiempo de la toma de muestra, ya había sido alcanzado por el agua de infiltración de la presa, y que ésta proviene de la capa cercana a la superficie, es decir de la capa de agua influenciada por la evaporación.

5.7 MECANISMOS DE FILTRACIÓN

Al igual que muchas otras presas construidas en el mundo, la presa El Cuchillo Solidaridad no está exenta de fenómenos de filtración y a poco más de un año del inicio de su llenado aparecieron filtraciones al pie de la cortina así como en zonas aguas abajo. Simultáneamente se han observado zonas húmedas que indican una elevación en el nivel freático. Para explicar estos fenómenos de filtración se sugieren dos mecanismos cuyo funcionamiento es el siguiente (Fig. 5.20):

- 1) Filtraciones al pie de la cortina: este tipo de filtración se localiza a aproximadamente 1 Km al sur de las compuertas, precisamente en el borde de la cortina. El caudal promedio estimado para esta filtración es de casi 4.5 l/s. Este manantial brotó a finales de octubre de 1994, es decir justo después del período de lluvias en el que el vaso aumentó su nivel y trajo consigo un incremento del gradiente hidráulico hasta casi el 40 %. Con este gradiente hidráulico y un posible defecto en la pantalla de inyección, las aguas del vaso salen a través y por debajo de la cortina, interactuando con el agua de los pisos hidrogeológicos 139-148 y 150-156 m.s.n.m. Como ya se mencionó en la sección 4.3.6., estos pisos hidrogeológicos son alcanzados por los pozos 0,6 y 1,2 y 4, respectivamente; y continúan a rumbo bajo la cortina. Como es de suponerse el componente mayor en esta mezcla, lo constituyen las aguas del vaso, por lo que prevalece su composición hidrogeoquímica en las aguas de la filtración, muestra FT (ver Fig. 5.18).
- 2) Filtraciones aguas abajo de la cortina: la probable existencia de fallas, fracturas así como la posición de los estratos son factores favorables para que las aguas del vaso, en respuesta a la presión hidrostática, infiltren en el subsuelo y empujen las aguas existentes en el acuífero múltiple. Este mecanismo se manifiesta por la aparición de manantiales a más de un kilómetro y cuyo quimismo se presenta como la mezcla del acuífero múltiple con un componente muy pequeño de aguas del vaso, muestra ADV (ver Fig. 5.18).

Se prevee la subsecuente aparición de filtraciones de ambos tipos, estando las primeras condicionadas directamente al llenado del vaso y la integridad de la pantalla de inyección, mientras que las segundas estarán supeditadas principalmente a las relaciones del gradiente hidrogeológico y topográfico.

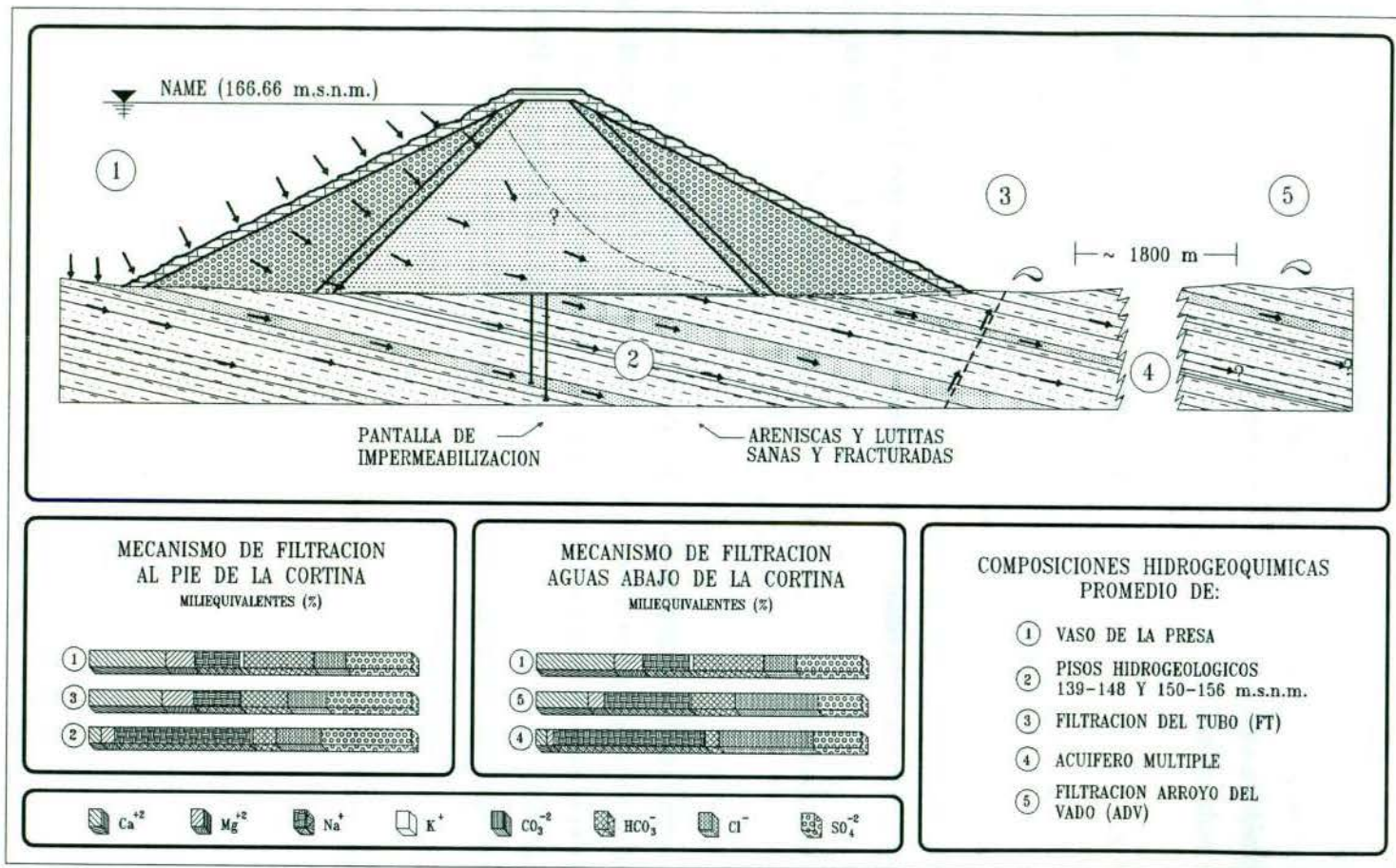


Fig. 5.20 Mecanismos de filtración propuestos para el sistema agua superficial - agua subterránea en la sección máxima de la cortina de la Presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México.

5.8 EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA

La evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas regionales en general siguen la tendencia descrita por CHEBOTAREV (1955), la cual establece que las aguas subterráneas tienden a evolucionar químicamente hacia la composición del agua marina. Esta evolución es normalmente acompañada de los siguientes cambios regionales en las especies iónicas dominantes:



estos cambios ocurren a medida que el agua se mueve a través de las zonas someras de flujos activos hacia zonas intermedias donde el flujo es muy lento y el agua muy antigua. Los acuíferos terciarios de la costa del Golfo de México presentan una evolución similar (FOGG & KREITLER, 1982; FOGG *et al.*, 1983), donde se ha establecido y estudiado en el acuífero correspondiente a las formaciones Wilcox y Carrizo en la parte sureste del levantamiento de Sabine en Texas y en la parte noreste y noroeste de los estados de Nuevo León y Tamaulipas correspondientes a la Subcuenca Colombia-San Ignacio (RODRÍGUEZ & MUÑOZ, 1994).

Específicamente para el área de estudio y considerando el fenómeno de interacción de aguas de diferente naturaleza, la tendencia descrita por Chebotarev tiende a revertirse, es decir las aguas de formación tienden a ser reemplazadas por las aguas del vaso de la presa, describiendo el sistema local una tendencia evolutiva como se muestra en la figura 5.21, con cambios en las facies hidrogeoquímicas de sódico-cloruradas a cálcico-sulfatadas e incluso a cálcico-bicarbonatadas.

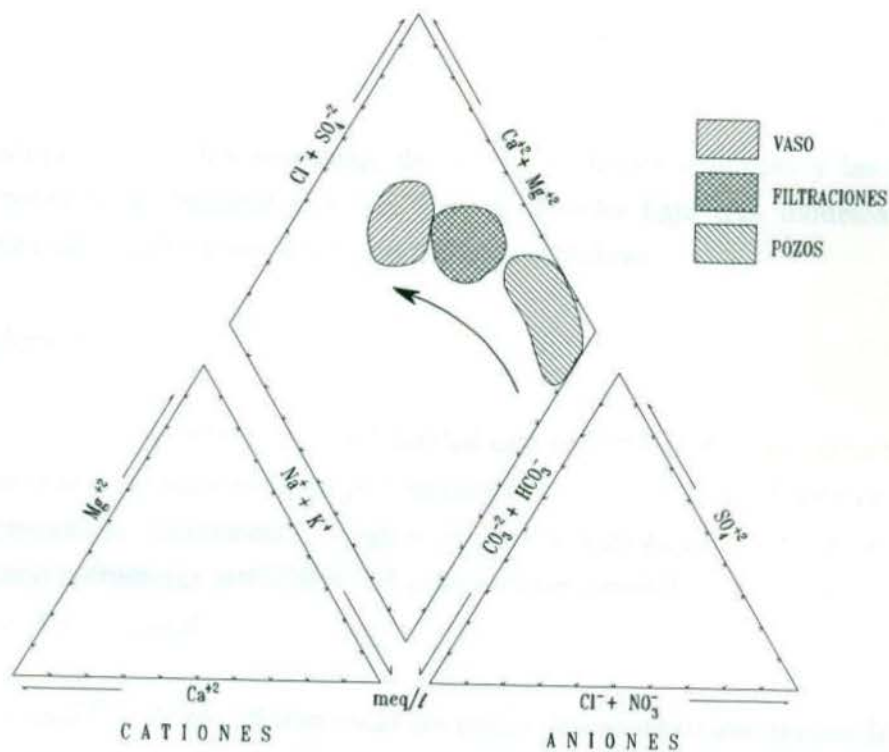


Fig. 5.21 Evolución hidrogeoquímica probable de las aguas en el área de estudio, China, Nuevo León, México.

CONCLUSIONES

La integración de los resultados de las metodologías aplicadas y las observaciones realizadas, permiten la interpretación del área de estudio bajo tres modelos conceptuales estrechamente relacionados entre sí y de los cuales se concluye:

Modelo Geológico

El vaso de la Presa El Cuchillo Solidaridad está constituido por una secuencia alternante de lutitas y areniscas de edad terciaria pertenecientes a la provincia geológica de la Cuenca de Burgos. Las estructuras que contienen las aguas del vaso son un dique y una cortina de materiales graduados como estructuras artificiales y el promontorio conocido como Loma Los Pozos que actúa como un dique natural.

En la Loma Los Pozos afloran rocas eocénicas del miembro intermedio de la formación Mount Selman, estas rocas se presentan como cuatro paquetes de areniscas intercalados con lutitas en la vertiente occidental y un quinto paquete de areniscas en la vertiente oriental; la manifestación geomorfológica de estos bancos de areniscas es la formación de escalones en las pendientes de la loma. Sobreyaciendo discordantemente a la secuencia eocénica, afloran dos niveles de terrazas de gravas de edad pleistocénica. La base de la terraza más antigua se sitúa a 55 m sobre el nivel del cauce actual de Río San Juan, en tanto que la base de la terraza más joven se encuentra a 26 m por encima del cauce actual del río.

La situación estructural de los estratos eocénicos es la de un homoclinal de dirección NNW-SSE y ligeramente tendido hacia el ENE. Su dirección coincide con la del eje de la cortina por lo que la discontinuidad y apertura de los planos de estratificación es un factor importante en la permeabilidad del conjunto de rocas. El análisis fotogeológico muestra la presencia de zonas de intenso fracturamiento con direcciones SW-NE, y que convierten a la región en un mosaico de bloques; dentro de estos bloques, se aprecia un sistema principal de fracturamiento ortogonal (con direcciones paralela y perpendicular al rumbo de la estratificación y de la cortina) y un sistema secundario diagonal.

Modelo Hidrogeológico

Los datos obtenidos del monitoreo hidrogeológico revelan la existencia de cinco pisos hidrogeológicos, determinados a su vez por los paquetes de arenisca, cuyos niveles piezométricos se presentan en los intervalos 100-112 m.s.n.m. alcanzado por el pozo 9; 139-148 m.s.n.m. (pozo 7); 150-156 m.s.n.m. (pozos 0 y 6); 158-162 m.s.n.m. (pozos 1, 2 y 4) y 163-166 m.s.n.m. (pozo 5), resultando pues el conjunto de rocas eocénicas en un acuífero múltiple o de pisos. Estos pisos hidrogeológicos corresponden con los bancos de arenisca descritos en el modelo geológico.

El acuífero múltiple a su vez funciona como un modelo de doble porosidad ya que como resultado del ambiente depositacional somero y de alta energía, las areniscas contienen clastos en un empaquetamiento cuyo volumen intergranular llega a ser hasta de un 15 % (porosidad intergranular). También en estos horizontes es donde mejor está desarrollada la "porosidad de fractura", la cual se considera que tiene una mayor influencia sobre la permeabilidad integral del macizo rocoso.

Con respecto a la recarga superficial de los pisos hidrogeológicos, se puede concluir de acuerdo a los resultados de los registros de conductividad eléctrica, que el piso 158-162 m.s.n.m. recibe aportaciones de agua superficial como se observa en los pozos 1 y 2.

Cuando el vaso de la presa se encuentra a un nivel de aguas mínimo (NAMIN), la interconexión hidráulica entre éste y el acuífero múltiple se ve claramente reflejado por el comportamiento del piso hidrogeológico 150-156 m.s.n.m. en los pozos 0 y 6. El tiempo que tarda en reaccionar el pozo 0 con respecto al vaso es de aproximadamente 13 días, con lo que la velocidad calculada de cambio en la presión hidrostática es de 57 m/día.

El papel de la transmisión del agua por las rocas, se evaluó mediante pruebas hidráulicas de desplazamiento, cuyos resultados mostraron que las areniscas conducen el agua en un factor cercano a 100 con respecto a los horizontes de lutitas.

Mediante registros de conductividad eléctrica, se pone de manifiesto la existencia de un acuífero colgado en las gravas de las terrazas pleistocénicas, mismas que son atravesadas por el pozo 8; y a través de observaciones en su nivel piezométrico se concluye que este acuífero está

sujeto a fluctuaciones en su nivel debido a cambios en la presión atmosférica y a fenómenos de marea, comportándose como un cuerpo elástico. Asimismo se descarta la participación de este acuífero en los fenómenos de infiltración de las aguas del vaso y su mezcla de las aguas del acuífero múltiple.

El cambio en la configuración de la superficie piezométrica en la región se ve eminentemente influenciada por la presencia y llenado del vaso. La dirección del flujo hidrogeológico es hacia el NE, con un gradiente hidráulico máximo precisamente en la región del empotramiento de la cortina, entre los pozos 0 y 9.

El estudio de las características litológicas, estructurales y del comportamiento hidrogeológico que presenta el conjunto de rocas del área de estudio, permitió la delimitación y el pronóstico de tres zonas de riesgo hidrogeológico de infiltración y dos zonas de fenómenos secundarios como son el anegamiento de áreas aguas abajo de la cortina y el ensalitramiento de suelos, que pudiesen afectar la estabilidad del conjunto presa - macizo rocoso.

El cambio en el régimen hidrogeológico local con el establecimiento de un gran cuerpo de agua representado por el embalse provoca la aparición de filtraciones, las cuales hacen sugerir dos mecanismos principalmente:

- 1) Filtraciones al pie de la cortina y dique: donde un gradiente hidráulico cercano al 40 % asociado a posibles fallas en la pantalla de inyección permite que las aguas del vaso migren a través y/o por debajo de la cortina y dique; llegando esta agua a tener poca interacción con los acuíferos eocénicos. Un ejemplo de este tipo de filtración está representado por la muestra FT.
- 2) Filtraciones aguas abajo de la cortina y dique: con la gran presión hidrostática ejercida por el embalse y la probable presencia de fallas y fracturas, así como la disposición de los planos de estratificación, provocan el empuje de las aguas en las formaciones eocénicas y una mezcla eventual de ambos tipos de agua. Si bien el gradiente hidráulico es mucho menor (aprox. 2 %) que en el caso anterior, solo ha sido cuestión de tiempo aunado a un llenado máximo del embalse, la manifestación de estas filtraciones aguas abajo (muestra

ADV) y al oriente de la Loma Los Pozos ya se observan áreas húmedas aun en períodos de estiaje.

Modelo Isótopo-hidrogeoquímico

El análisis hidrogeoquímico e isotópico reveló las principales características y distribución de las fuentes de agua en el sistema bajo estudio, así tenemos que el quimismo de las aguas del Río San Juan presenta variaciones estacionales y sus aguas son por lo regular de carácter cálcico-bicarbonatado, reflejando su carácter meteórico. Estas variaciones están grandemente influenciadas por los períodos de lluvia-sequía y el fuerte efecto antropogénico que recibe el Río San Juan a su paso por Monterrey y su área metropolitana. En temporada de lluvias las aguas del Río San Juan tienden a contener una menor cantidad de especies químicas en disolución y el factor antropogénico tiende también a ser atenuado, además los contenidos isotópicos demuestran un componente meteórico mayor, es decir, agua ligera. Al vertir el río sus aguas en el embalse, y estar sujetas al fenómeno de evaporación, pierden por consiguiente su carácter bicarbonatado y se tornan del tipo cálcico-sulfatado.

El acuífero múltiple de edad eocénica contiene aguas del tipo sódico clorurado, resultado de la disolución de minerales evaporíticos (halita, por ejemplo). Sin embargo, entre los pisos hidrogeológicos se presentan ligeras variaciones en los contenidos iónicos con abundancia en algunos casos del ion sulfato. El quimismo del agua en los paquetes de arenisca o pisos hidrogeológicos (modelos geológico-hidrogeológico) es como sigue:

- 1) Piso hidrogeológico 100-112 m.s.n.m.: agua con alto contenido en especies iónicas (alta conductividad eléctrica, 14.06 mS/cm), principalmente de iones sodio y cloro en proporción 1:1; los iones calcio y el magnesio se encuentran en proporción 2:1. En este piso el agua posee la máxima relación de adsorción de sodio (RAS) con un valor cercano a 100. El agua es tipo sódico-clorurada (muestra P9).
- 2) Piso hidrogeológico 139-148 m.s.n.m.: agua con una conductividad eléctrica alta (C.E. de 7.14 mS/cm), rica en iones sodio, sulfato y cloruro en proporción 4:3:1. El tipo de agua es sódico-sulfatada (muestra P7).

- 3) Piso hidrogeológico 150-156 m.s.n.m.: conductividad eléctrica promedio de 7.0 mS/cm, los iones predominantes son el sodio, cloruro y sulfato (3:1:2). El tipo de agua es sódico-clorurada (muestras P0 y P6).
- 4) Piso hidrogeológico 158-162 m.s.n.m.: conductividad eléctrica promedio de 8.0 mS/cm, al igual que en el piso anterior, las aguas muestran una distribución de sodio, cloruro y sulfato de 3:1:2. El agua es tipo sódico-clorurada (muestras P1, P2 y P4).
- 5) Piso hidrogeológico 163-166 m.s.n.m.: el agua de este piso muestra la mayor concentración de especies iónicas, confiriéndole una conductividad eléctrica de alrededor de 40 mS/cm. El contenido iónico es aportado principalmente por el ion sodio y cloruro (muestra P5).

Como se puede observar, el factor litológico, depositacional y diagenético de la secuencia eocénica alternante reviste especial importancia en el quimismo de las aguas en el acuífero múltiple, ya que entre estos bancos de arenisca existen horizontes ricos en sales evaporíticas. Estos horizontes al ser disueltos y sus iones transportados a los acuíferos proporcionan una amplia variedad hidrogeoquímica.

Con respecto a los mecanismos de filtración, éstos son manifestados por las características geoquímicas de las primeras filtraciones. Esto es, las filtraciones al pie de la cortina presentan un componente mayor de las aguas del vaso y su carácter químico es cálcico sulfatado (muestra FT), mientras que la filtración que se manifiesta a unos cientos de metros del embalse (muestra ADV), sus aguas presentan un componente mayor del tipo sódico clorurado como resultado de un recorrido más largo por los acuíferos eocénicos, pero exhibiendo aún su carácter cálcico sulfatado de las aguas del vaso. Las relaciones iónicas que mejor describen estos procesos son la suma de los iones calcio y magnesio entre la suma de sodio y potasio, así como la del ion bicarbonato entre el ion cloruro; el Coeficiente de Intercambio Iónico Negativo resulta igualmente útil para este propósito.

El carácter químico de las aguas del acuífero colgado en la terraza de gravas es del tipo cálcico bicarbonatado y con una mayor componente meteórica en su contenido isotópico, mostrando así que la recarga principal de este acuífero es local debida al agua de lluvia.

La evolución hidrogeoquímica de las aguas regionales en general, siguen la tendencia de adquirir la composición del agua marina, sin embargo específicamente para el área de estudio y como consecuencia de la serie de fenómenos que toman lugar, esta tendencia parece ir en sentido inverso, al menos durante el reemplazamiento de las aguas de formación en el acuífero eocénico por las aguas del vaso .

Con respecto al llenado del vaso en sus dos primeros años de operación, los escurrimientos excepcionalmente bajos en la cuenca asociados a las altas temperaturas de estos años, las cuales acentúan las pérdidas por evaporación, han permitido que el vaso apenas alcance su nivel de aguas mínimo (NAMIN) y solamente con la ocurrencia continua de fenómenos extraordinarios como huracanes y ciclones el vaso alcanzará niveles cercanos al NAME.

Finalmente, se considera que la presa El Cuchillo Solidaridad será la última fuente de agua superficial de tales dimensiones en el estado de Nuevo León, localizada en la Planicie Costera del Golfo Norte, ya que debido a las condiciones hidrográficas de las cuencas y características hidrológicas en el estado, se tendrán que explorar y explotar racionalmente las fuentes subterráneas para las demandas futuras.

BIBLIOGRAFÍA

- ADATTE, T., STINNESBECK, W. & REMANE, J. (1994) The Jurassic-Cretaceous boundary in northeastern Mexico. Confrontation and correlations by microfacies, clay minerals mineralogy, calpionellids and ammonites. *GEOBIOS*, n. 17, p. 37-56.
- AL-SAIGH, N.H., MOHAMMED, Z. S. & DAHHAM, M. S. (1994) Detection of water leakage from dams by self-potential method. *Engineering Geol.* v. 37, pp. 115-121.
- ANDAUERDE, J.A. (*en preparación*) Evaluación del pronóstico y determinación de los mecanismos de filtración mediante métodos geofísicos e hidrogeológicos de la presa "El Cuchillo", China, Nuevo León, México. Tesis de maestría, U.A.N.L.
- ANDERSON, M. P. & CHENG, X. (1993) Long- and short-term transience in a groundwater/lake system in Wisconsin, USA. *J. Hydrol.*, v. 145, pp. 1-18.
- ANDREU IBARRA, B., GÁLVEZ CRUZ, L., RUIZ, P. O. & DEL ARENAL, R. (1979) Estudio isotópico de las fugas de la presa Las Lajas, Chihuahua, México. *Isotope Hydrol.*, p. 125-145.
- APHA (1989) Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. 17 edition, Washington, D.C. 1246 p.
- APPLIN, E. R., ELLISOR, A. C. & KNIKER, H. T. (1925) Subsurface stratigraphy of the Coastal Plain of Texas and Louisiana. *AAPG Bull.*, v. 9, p. 79-122.
- BLOOMFIELD, K. & CEPEDA-DÁVILA, L. (1973) Oligocene igneous activity in NE Mexico, *Geol. Mag.*, v. 110, p. 551-555.
- BOGOSLOVSKY, V. A. & OGIIVY, A. A. (1970a) Natural potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs. *Geophys. Prosp.* v. 18, n. 2, pp. 261-268.
- BOGOSLOVSKY, V. A. & OGIIVY, A. A. (1970b) Application of geophysical methods for studying the technical status of earth dams. *Geophys. Prosp. supp.* pp. 758-773.
- BREDEHOEFT, J. D. (1967) Response of well-aquifer systems to earth tides. *J. Geophys. Res.*, v. 72, n. 12, pp. 3057-3087.
- BURROWS, R. H. (1910) Geology of northern Mexico, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, v. 7, p. 85-103.
- BUTLER, J. N. (1964) Ionic equilibrium - A mathematical approach: Reading, Mass., *Addison-Wesley*, 547 p.

- BUTLER, D. K. & LLOPIS, J. L. (1990) Assessment of anomalous seepage conditions. En: *Investigations in Geophysics*, Stanley H. Ward (ed.), *Soc. of Explor. Geophys.*, v. 5, n. 2, pp. 153-173.
- BYERLY, G. R. (1991) Igneous activity. En: *The Gulf of Mexico Basin*, SALVADOR, A. (ed.). Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am.*, The Geology of North America, v. J, pp. 91-108.
- CARRILLO BRAVO, J. (1961) Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Cd. Victoria, Tamaulipas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 13, n. 1-2, pp. 1-98.
- CASTILLO RODRÍGUEZ, H., COSSÍO TORRES, T. & GURSKY, H.-J. (1986) Rasgos litológicos principales del basamento cristalino de la Sierra Madre Oriental (área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, México), *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 1, p. 1-10.
- CHARLESTON, S. (1981) Regional stratigraphic relationship and interpretation of the environments of deposition of the Lower Cretaceous Coahuila Series. En: SMITH, C. J. (Ed.) Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico, *West Texas Geol. Soc. Publ.*, v. 81-74, p. 85-88.
- CHEBOTAREV, I. I. (1955) Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 8, p. 22-48, 137-170, 198-212.
- CHENG, X. & ANDERSON, M. P. (1993) Simulating the influence of lake position on groundwater fluxes. *Water Res. Research*, v. 30, n. 7, pp. 2041-2049.
- CHENG, X. & ANDERSON, M. P. (1994) Numerical simulation of ground-water interaction with lakes allowing for fluctuating lake levels. *Ground Water*, v. 31, n. 6, pp. 929-933.
- CNA (1993) Proyecto "Presa El Cuchillo". Informe técnico. 30 p.
- CONKLIN, J. & MOORE, C. (1978) Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, *Univ. Texas Austin, Bureau Econ. Geol. Rep. Invest.*, v. 89, p. 302-323.
- CONRAD, T. A. (1856) Observations on the Eocene deposits of Jackson, Mississippi, with descriptions of four new species of shells and corals. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia Proc.* v. 7, 257 p.
- COOPER, H. H. JR., BREDEHOEFT, J. D. & PAPADOPULOS, I. S. (1967) Response of a finite diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Res. Research*, v. 3, pp. 263-269.
- CRAIG, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, v. 133, pp. 1702-1703.

- CRIDER, A. F. (1906) Geology and mineral resources from Mississippi. *U.S. Geol. Survey Bull.* 283, pp. 25-28.
- CSERNA, Z. DE (1956) Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey, *XX Congreso Geológico Internacional, México*, 87p.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (1976) Hidrología subterránea. 2ª edición, Editorial Omega, España. Tomo II. 1154 p.
- DE LEÓN-GÓMEZ, H. (1993) Die Unterläufigkeit der Talsperre José López Portillo/Cerro Prieto auf einer Kalkstein-Mergelstein-Wechselfolge bei Linares, Nuevo León/Mexiko. *Mitteilungen zur Ingenieurgeologie und Hydrogeologie*, v. 53, 181 p.
- DE LEÓN-GÓMEZ, H., SCHETELIG, K. & MEIBURG, P. (1994) Abastecimiento de agua potable en el noreste de México. Ejemplo: Presa Cerro Prieto. *Zbl. Geol. Paläont. Alemania, Teil 1, (1/2)*, pp. 593-602.
- DEUSSEN, A. (1914) Geology and underground waters of the southeastern part of the Texas Coastal Plain. *U.S.G.S. W-S.P.* 335, pp. 365.
- DOERT, U. (1987) Contribución al desarrollo estructural laramídico de la Sierra Madre Oriental media (Nuevo León, México), *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 2, p. 201-204.
- DROST, W. & MOSER, H. (1983) Leakage from Lakes and Reservoirs. En: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*. Technical Reports Series, IAEA No. 91, p. 177-186.
- DUGUID, J. O. & LEE, P. C. (1977) Flow in fractured porous media. *Water Res. Research*, v. 13, n. 3, pp. 558-566.
- DUMBLE, E. T. (1894) The Cenozoic deposits of Texas. *J. G.* v. 2, pp. 549-567.
- ECHÁNOVE, E. O. (1986a) Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte II.- Resultados de pozos exploratorios y antecedentes de campos y producción. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 38, n. 1, pp. 40-74.
- ECHÁNOVE, E. O. (1986b) Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte I.- Consideraciones Geológico-Petroleras. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 38, n. 1, pp. 3-39.
- FERRIS, J.G. & KNOWLES, D. B. (1954) The slug test for estimating transmissivity. *U.S.G.S. Ground Water Note* 26, pp. 1-7.
- FOGG, G. E. & KREITLER, C. W. (1982) Ground-water hydraulics and hydrochemical facies of Eocene aquifer in the East Texas Basin. *Univ. Texas Econ. Geol. Rep.*, n. 127, 75 p.

- FOGG, G. E., SENI, S. J. & KREITLER, C. W. (1983) Three-dimensional ground water modeling in depositional system Wilcox Group Oakwood Salt Dome area East Texas. *Univ. Texas Econ. Geol. Rep.*, n. 133, 53 p.-
- GALLOWAY, W. E., BEBOUT, D. G., FISHER, W. L., DUNLAP, J. B. JR, CABRERA-CASTRO, R., LUGO-RIVERA, J. E. & SCOTT, T. M. (1991) Cenozoic. *En: The Gulf of Mexico Basin*. SALVADOR, A., (ed.) Boulder, Colorado, *Geol. Soc. of Am.*, The Geology of North America, v. J, pp. 245-324.
- GAMBOLATI, G. & SARTORETTO, F. (1986) A conjugate gradient finite element model of flow for large multiaquifer systems. *Water Res. Research*, v. 22, n. 7, pp. 1003-1015.
- GARCÍA, E. (1981) Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 3ª edición, México, D.F. 252 p.
- GILL, D. & ROSENTHAL, E. (1975) HYDROCHEM- A fortran IV program for processing analytical hydrochemical data. *Computers & Geosciences*, v. 1, pp. 83-96.
- GÖTTE, M. (1988) Estudio geológico-estructural de Galeana/N.L.(México) y sus alrededores, *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 3, p. 61-87.
- GURSKY, H.-J. & RAMÍREZ, R. C. (1986) Notas preliminares sobre el descubrimiento de volcanitas ácidas en el Cañón de Caballeros (Núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, México), *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 1, p. 11-22.
- GURSKY, H.-J. & MICHALZIK, D. (1989) Lower Permian turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, H 5/6, pp. 821-838.
- HARRIS, E. M. (1894) The Tertiary geology of southern Arkansas, *Ark. G. S.*, An. Rp. 2, 1892, 206 p.
- HECKEL, U. (1992) Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien. *Geologisches Landesamt Baden-Württemberg*. Reporte inédito, 190 pp.
- HILL, R. T. (1892) On the occurrence of artesian and other underground waters in Texas, eastern New Mexico, and Indian Territory, west of the ninety-seventh meridian, U. S., 52^{do} Cong., 1ª Ses. S. Ex. Doc. 41, v. 4, 41-166.
- HUBBERTEN, H. W. (1985) The Sierra de San Carlos, Tamaulipas, Mexico - An igneous complex of the Eastern Mexican Alkaline Province, *Zbl. Geol. Paläontol.*, Teil I, (9/10), pp. 1183-1191.
- HUMPHREY, W. E. (1949) Geology of northern Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 60, p. 89-176.

- HUMPHREY, W. E. (1956) Tectonic framework of Northeast Mexico, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, v. 6, p. 25-35.
- HUYAKORN, P. S., JONES, B. G. & ANDERSEN, P. F. (1986) Finite element algorithms for simulating three-dimensional groundwater flow and solute transport in multilayer systems. *Water Res. Research*, v. 22, n. 3, pp. 361-374.
- HVORSLEV, M. J. (1951) Time lag and soil permeability in groundwater observations. *U.S. Army Corps of Engineers Waterway Experiment Station Bulletin 36*, Vicksburg, MS.
- IAEA (1981) Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. IAEA, Tech. Rep. Series No. 210, Vienna, Austria, 339 p.
- IAEA (1986) Mathematical models for interpretation of tracer data in groundwater hydrology, *Tech. Doc. IAEA*, Viena, Austria, IAEA-TECDOC-381, 234 p.
- INEGI (1978a) Carta topográfica, Hoja China G14-C29. Escala 1:50,000, 1ª edición, México, D.F.
- INEGI (1978b) Carta edafológica, Hoja China G14-C29. Escala 1:50,000, 1ª edición, México, D.F.
- INEGI (1979) Carta de uso del suelo. Hoja China G14-C29. Escala 1:50,000. 1ª edición, México, D.F.
- INEGI (1983) Carta hidrológica de aguas superficiales. Hoja Río Bravo G14-8. Escala 1:250,000. México, D.F.
- INEGI (1986) Síntesis geográfica del estado de Nuevo León. 1ª edición, México, D.F. 170p.
- IMLAY, R. W. (1936) Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila, *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 47, p. 1091-1152.
- IMLAY, R. W. (1937) Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 48, p. 587-630.
- IMLAY, R. W. (1943) Jurassic formations of Gulf Region, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 27, n. 11. p. 1407-1533.
- KENNEDY, W. (1892) A section from Terrell, Kaufman County, to Sabine Pass on the Gulf of Mexico, *Tex. G. S.*, An. Rp. 3., pp. 41-125.
- KÖPPEN, W. (1936) Das geographische System der Klimate. En: Köppen-Geiger, Handbuch der Klimatologie. Bd. 1, Teil C, Berlín, 44p.

- LARSON, S. P., MCBRIDE, M. S. & WOLF, R. J. (1975) Digital models of a glacial outwash aquifer in the Pearl-Sallie Lakes area, west-central Minnesota. *U.S.G.S. Water Res. Inv.* 40-75, pp. 39.
- LEAL, D. J. (1996) Recibe presa flujos irregulares. *El Norte*, Sección Ecología, Monterrey, México, 29 de mayo de 1996, p. 4B. (nota periodística).
- LOAIZA, G.R. & JIMÉNEZ, A.R. (1987) Aplicación del modelo de asignación de agua a Monterrey, Nuevo León. *Ingeniería Hidráulica en México*, v. 2, n. 3, pp. 38-52.
- LONG, J.C., REMER, J. S., WILSON, C. R. & WITHERSPOON, P. A. (1982) Porous media equivalents of networks of discontinuous fractures. *Water Res. Research*, v. 18, n. 3, pp. 645-658.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1980) Geología de México. Tomo II. 2ª edición, pp. 244-258.
- MCBRIDE, M.S. & PFANNKUCH, H. O. (1975) The distribution of seepage within lakes. *U.S.G.S. Jour. Research*, v. 3, n. 5, pp. 505-512.
- MCDONALD, M. G. & HARBAUGH, A. W. (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *Techniques of Water Resources Investigations of U.S.G.S.*, Book 6, Ch. A1, 576 p.
- McKENZIE, D. J. (1973) Lake Okeechobee seepage monitoring network. *U.S.G.S. Open File Rep.* 73018, 64 p.
- MEIBURG, P. (1987) Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 2, p. 197-200.
- MICHALZIK, D. (1986) Procedencia y parámetros ambientales de los Lechos Rojos Huizachal en el área de Galeana, Nuevo León, México, *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 1, p. 23-41.
- MICHALZIK, D. & SCHUMANN, D. (1994) Lithofacies relations and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico, *Sedimentology*, v. 41, p. 463-477.
- MIXON, R. B., MURRAY, G. E. & DÍAZ, T. G. (1959) Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, v. 43, p. 757-771.
- MOLINARI, J. (1976) Recherche et localisation de fuites sur retenues naturelles ou artificielles par techniques de traceurs, *Huille Blanche*, v. 314, 301p.

- MONTGOMERY, H. (1987) Late Paleozoic paleogeographic development of northern Mexico, *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 2, p. 9-14.
- MUIR, J. M. (1934) Limestone reservoir rocks in the Mexican oil fields. En: Problems of petroleum geology, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, p. 377-398.
- MUIR, J. M. (1936) Geology of the Tampico region, Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 280p.
- MULLERRIED, F.K.G. (1946) Geología del estado de Nuevo León. *An. Inst. Invest. Cient.*, Univ. de Nuevo León, 1(2), p. 39-83.
- NARASHIMAN, T. N. (1982) Multidimensional numerical simulation of fluid flow in fractured porous media. *Water Res. Research*, v. 18, n. 4, pp. 1235-1247.
- NÁVAR, J., CAVAZOS, T. & DOMÍNGUEZ, P. A. (1993) Los balances hidrológicos mensuales con tres probabilidades de precipitación en el estado de Nuevo León. *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 8, p. 71-82.
- NELSON, T. H. (1991) Salt tectonics and listric-normal faulting, En: *The Gulf of Mexico Basin*, SALVADOR, A., (ed.) Boulder, Colorado, *Geol. Soc. of Am.*, The Geology of North America, v. J, pp. 73-90.
- OGILVY, A.A., AYED, M. A. & BOGOSLOVSKY, V. A. (1969) Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophys. Prosp.*, v. 27, pp. 36-62.
- OWEN, J. (1889) Notes on the Geology of the Rio Grande Valley, *Geological and Scientific Bull.*, v. 1, n. 2, 78 p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1978) Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León, *Rev. Inst. Geol. U.N.A.M.*, v. 2, n. 1, p. 37-44.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1982) Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico, *Ph. D. Diss. Univ. of Texas at Austin*, 217p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1986) Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role on the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofis. Int.*, v. 25, n. 1, p. 157-207.
- PAYNE, B. R. (1970) Water balance of Lake Chala and its relation to groundwater from tritium and stable isotope data, *J. Hydrol.* v. 11, p. 47-63.
- PAYNE, B. R. (1983) Interaction of surface water with groundwater. En: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*. Technical Report Series IAEA No. 91, p- 319-326.

- PENROSE, R. A. (1890) A preliminary report on the geology of the Gulf Tertiary of Texas from the Red River to the Rio Grande. *Tex. G.S., Ann. Rep.* 1, pp. 3-101.
- PETTIJOHN, F. J. (1949) Sedimentary rocks. 1ª edición. Ed. Harper. New York, 526p.
- PIPER, A. M. (1944) A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 25, pp. 914-923.
- RAISZ, E. (1964) Landforms of Mexico. 2ª edición, Naval Research, Cambridge, Escala 1:4'000,000.
- RANGEL, R. M. M. (*en preparación*) Investigaciones de los sistemas de flujo de agua subterránea en el Noreste de México mediante la aplicación de métodos isótopo-hidrológicos. Tesis Doctoral, Universidad de Leipzig, Alemania.
- RICHARDS, L. A. (1954) Diagnosis and improvement of saline and alkali soil. *U.S. Department of Agriculture, Agricultural Handbook* 60. 160p.
- RODRÍGUEZ, J. M. & MUÑOZ, L. G. (1994) Características hidrogeoquímicas regionales de los acuíferos en las formaciones Wilcox-Carrizo y Bigford en la Subcuenca Colombia-San Ignacio, Edos. de Nuevo León y Tamaulipas. *GEOMIMET*, n. 188, p. 45-64.
- ROJSTACZER, S. & RILEY, F. S. (1990) Response of the water level to earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions. *Water Res. Research*, v. 26, n. 8, pp. 1803-1817.
- RUIZ, M. A. & WERNER, J. H. (*en preparación*) Quaternary Sediments and Climatic Variations in NE-Mexico.
- RUIZ, M. A., DE LEÓN, A. & WERNER, J. H. (*en preparación*) Los sedimentos fluviales en el noreste de México y el problema del límite Plio-Pleistoceno.
- SALVADOR, A. (1987) Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico Basin. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 71, p. 419-451.
- SARA, M. N. (1991) Ground-water monitoring system design. In: Practical handbook of Ground-Water Monitoring, edited by David M. Nielsen. *Lewis Publishers, Inc.* 717 p.
- SARH (1979) Informe geológico del proyecto "El Cuchillo" sobre el Río San Juan, Municipio de China, Estado de Nuevo León. *Comisión del Plan Nacional Hidráulico*. Reporte interno, 70p.

- SCHMITT, R. (1986) Desarrollo de una plataforma carbonatada durante el Cretácico Inferior en el noreste de México, *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 1, p. 42-48.
- SCHOELLER, H. (1955) Géochimie des eaux souterraines. *Rev. Inst. Franc. Pétrole*, Paris, v. 10, n. 3, pp. 181-213 y v. 10, n. 4, pp. 219-246.
- SCHOELLER, H. (1956) Géochimie des eaux souterraines. *Technip*, Paris, 213p.
- SCHOELLER, H. (1964) La classification géochimique des eaux. IASH. General Assembly of Berkeley, publ. 64, pp. 16-24.
- SCHUMARD, M. (1861) Descriptions of new Cretaceous fossils from Texas, Boston Soc. N. H., Pr. 8: 188-205.
- SMITH, C. I. (1981) Lower Cretaceous stratigraphy and structure, Northern Mexico - West Texas. *Geol. Soc. Publ.*, p. 74-81.
- SMITH, E. A. & JOHNSON, L. C. (1887) Tertiary and Cretaceous strata of the Tuscaloosa, Tombigbee, and Alabama rivers. *U.S. Geol. Survey Bull.* 43, p. 18.
- SOHL, N. F., MARTÍNEZ, R. E., SALMERÓN-UREÑA, P. & SOTO-JARAMILLO, F. (1991) Upper Cretaceous. En: *The Gulf of Mexico Basin*. SALVADOR, A., (ed.) Boulder, Colorado, *Geol. Soc. of Am.*, The Geology of North America, v. J, pp. 205-244.
- THOMPSON, D. B. (1987) A computer program for interpreting time-lag permeability tests. *Groundwater*, v. 25, n. 2, pp. 212-218.
- TUOMEY, M. (1850) First biennial report on the geology of Alabama. 150 p.
- UANL-UEM (1991) Investigaciones de los procesos de filtración en la presa Cerro Prieto por medio de mediciones del potencial eléctrico natural. Informe técnico. 40 p.
- UANL-UEM (1993a) Investigaciones ingeniero-geológicas y geofísicas en el área de la presa "El Cuchillo". Informe técnico. 41p.
- UANL-UEM (1993b) Estudios geofísicos en la Loma Los Pozos, presa "El Cuchillo". Informe técnico. 50p.
- VAUGAN, T. W. (1896) A brief contribution to the geology and paleontology of northwestern Louisiana. *U.S. Geol. Survey Bull.*, v. 142, pp. 25-26.

- WAILES, B. C. (1857) Agriculture and geology of Mississippi. 216 p.
- WEEKS, A. W. (1933) Lissie, Reynosa, and Upland Terrace Deposits of Coastal Plain of Texas between Brazos River and Rio Grande. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* v. 17.
- WEIDIE, A. E., & WARD, W. C. (1987) Laramide tectonics and Upper Cretaceous - Lower Tertiary centers of deposition, NE Mexico, *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 2, p. 195-196.
- WENDLANDT, E.A. & KNEBEL, G. M. (1929) Lower Clairborne of east Texas, with special reference to Mount Sylvan dome and salt movements. *AAPG Bull.*, v. 13, pp. 1347-1375.
- WERNER, J. (1996) Introducción a la hidrogeología, 1a. edición, *U.A.N.L.*, México, 174 pp.
- WILSON, J. L. (1990) Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern Mexico - A review, *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 4, p. 5-45.
- WINTER, T. C. (1975) Numerical simulation of steady state three-dimensional groundwater flow near lakes. *Water Res. Research.*, v. 14, n. 2, pp. 245-254.
- WINTER, T. C. (1976) Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and ground water, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1001, pp. 1-45.

ANEXO

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS HIDROGEOQUÍMICOS

	RSJ	VFD	V0	V1	ADV	P0	P1
Fuente	Río	Presa	Presa	Presa	Filtración	Pozo	Pozo
Latitud	25°46'01" N	25°43'18" N	25°40'50" N	25°40'18" N	25°45'20" N	25°41'00" N	25°40'38" N
Longitud	99°16'20" W	99°17'29" W	99°16'14" W	99°16'11" W	99°16'36" W	99°16'00" W	99°15'48" W
Fecha	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95
Campaña	1	1	1	1	1	1	1
Temp. (°C)	18.20	18.00	18.80	18.90	18.00	25.50	26.60
pH	8.60	8.70	8.70	8.70	8.20	7.50	7.50
C.E. (mS/cm)	0.790	0.665	0.686	0.670	5.260	6.910	6.080
Sol. Tot. (mg/l)	517.00	470.00	452.00	467.00	5318.00	4699.00	5371.00
Sol. Dis. (mg/l)	502.00	405.00	391.00	424.00	4980.00	4482.00	4830.00
S.Sus. (mg/l)	15.00	65.00	61.00	43.00	338.00	217.00	541.00
Alc. Tot. (mg/l)	147.30	138.70	135.70	124.20	202.60	292.53	561.93
Dur. Tot. (mg/l)	270.20	238.30	238.30	229.80	1420.20	661.70	568.10
Dur. Par. (mg/l)	102.70	171.70	143.20	131.20	875.50	383.80	200.20
Ca ⁺² (mg/l)	41.10	68.80	57.30	52.60	350.60	153.70	80.20
Mg ⁺² (mg/l)	40.70	16.20	23.10	23.90	132.30	67.50	89.30
Na ⁺ (mg/l)	55.50	46.80	49.80	50.00	977.00	1372.50	1510.00
K ⁺ (mg/l)	0.40	0.50	0.50	0.50	0.80	0.80	3.30
CO ₃ ⁻² (mg/l)	5.43	5.43	6.03	5.43	n.c.	n.c.	n.c.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	168.60	158.20	135.70	124.20	247.10	356.90	666.20
Cl ⁻ (mg/l)	65.90	46.10	46.30	54.70	1024.30	1241.70	741.10
SO ₄ ⁻² (mg/l)	176.50	158.40	154.30	161.70	2005.10	1277.20	1856.10
Ca ⁺² (me/l)	2.051	3.433	2.859	2.625	17.495	7.670	4.002
Mg ⁺² (me/l)	3.349	1.333	1.901	1.967	10.887	5.554	7.348
Na ⁺ (me/l)	2.414	2.036	2.166	2.175	42.497	59.700	65.681
K ⁺ (me/l)	0.010	0.013	0.013	0.013	0.020	0.020	0.084
CO ₃ ⁻² (me/l)	0.181	0.181	0.200	0.181	n.c.	n.c.	n.c.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	2.763	2.593	2.224	2.035	4.050	5.849	10.918
Cl ⁻ (me/l)	1.859	1.300	1.306	1.543	28.892	35.024	20.904
SO ₄ ⁻² (me/l)	3.675	3.298	3.213	3.367	41.746	26.591	8.664
Err. Reac. (%)	-4.00	-3.92	-0.03	-2.49	-2.60	3.90	4.51
R.A.S.	1.469	1.319	1.404	1.435	11.281	23.217	27.571
Mg/Ca	1.633	0.388	0.665	0.749	0.622	0.724	1.836
(Na+K)/Cl	1.304	1.575	1.668	1.418	1.472	1.705	3.146
Na/K	235.970	159.184	169.388	170.068	2076.959	2917.734	778.191
(Ca+Mg)/(Na+K)	2.227	2.327	2.185	2.099	0.668	0.221	0.173
HCO ₃ /Cl	1.487	1.994	1.703	1.319	0.140	0.167	0.522
SO ₄ /Cl	1.977	2.536	2.460	2.182	1.445	0.759	1.849
HCO ₃ /SO ₄	0.751	0.786	0.692	0.604	0.097	0.219	0.282
C.I.P.	-0.304	-0.575	-0.688	-0.418	-0.472	-0.705	-2.146
C.I.L.N.	-0.088	-0.127	-0.161	-0.119	-0.298	-0.761	-0.905
I.G.Q.	17.822	16.863	17.819	19.229	18.014	3.301	-1.960
Schoeller	642-3bα-4c	641-3a-4e	642-3a-4e	642-3a-4e	522-3a-3b	522-3a-1b	521-3bα-3a
Palmer-Piper	4c - C3	4e - C2	4e - C2	4e - C2	3b - C4	1b - C4	3a - C4

	P2	P4	P5	P6	P7	P8	P9
Fuente	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo
Latitud	25°40'00" N	25°40'52" N	25°40'18" N	25°40'48" N	25°40'54" N	25°40'38" N	25°41'04" N
Longitud	99°15'26" W	99°15'32" W	99°15'13" W	99°15'52" W	99°15'41" W	99°15'27" W	99°15'41" W
Fecha	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95	19/02/95
Campaña	1	1	1	1	1	1	1
Temp. (°C)	25.60	25.80	21.20	27.50	26.90	26.30	27.00
pH	7.60	7.80	7.00	7.20	8.00	7.50	7.80
C.E. (mS/cm)	14.700	7.550	43.120	8.480	7.330	1.320	14.020
Sol. Tot. (mg/l)	15285.00	5539.00	39261.00	6255.00	6661.00	973.00	10518.00
Sol. Dis. (mg/l)	9959.00	4694.00	28963.00	5989.00	5292.00	747.00	4830.00
S.Sus. (mg/l)	5326.00	845.00	10298.00	266.00	1369.00	226.00	5688.00
Ale. Tot. (mg/l)	202.10	338.80	355.90	446.30	688.80	352.80	688.80
Dur. Tot. (mg/l)	1138.30	425.50	4601.10	1383.00	163.80	195.80	170.20
Dur. Par. (mg/l)	802.90	224.10	2178.40	605.80	106.30	78.30	99.60
Ca ⁺² (mg/l)	321.50	89.70	872.30	242.60	42.60	31.40	39.90
Mg ⁺² (mg/l)	81.40	48.90	588.30	188.70	14.00	28.50	17.10
Na ⁺ (mg/l)	3090.00	1500.00	8170.00	1530.00	1635.00	178.50	3101.30
K ⁺ (mg/l)	1.50	0.60	3.00	1.30	0.50	0.60	0.80
CO ₃ ⁻² (mg/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	246.50	413.30	434.20	544.50	840.30	430.50	840.30
Cl ⁻ (mg/l)	3362.90	1492.00	11992.20	1534.90	530.30	110.00	3618.10
SO ₄ ⁻² (mg/l)	2361.80	1136.90	5320.30	1911.70	2456.10	67.90	369.50
Ca ⁺² (me/l)	16.043	4.476	43.528	12.106	2.126	1.567	1.991
Mg ⁺² (me/l)	6.698	4.024	48.410	15.528	1.152	2.345	1.407
Na ⁺ (me/l)	134.408	65.246	355.376	66.551	71.119	7.764	134.899
K ⁺ (me/l)	0.038	0.015	0.077	0.033	0.013	0.015	0.020
CO ₃ ⁻² (me/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	4.040	6.773	7.116	8.924	13.772	7.055	13.772
Cl ⁻ (me/l)	94.855	42.048	338.256	43.294	14.958	3.103	102.053
SO ₄ ⁻² (me/l)	49.173	23.670	110.769	39.802	51.136	1.414	7.963
Err. Reac. (%)	2.99	0.84	-0.97	1.18	-3.54	0.52	5.65
R.A.S.	39.860	31.649	52.415	17.904	55.553	5.552	103.491
Mg/Ca	0.418	0.899	1.112	1.283	0.542	1.497	0.707
(Na+K)/Cl	1.417	1.551	1.051	1.538	4.755	2.507	1.322
Na/K	3503.406	4251.706	4631.526	2001.573	5561.232	505.953	6592.908
(Ca+Mg)/(Na+K)	0.169	0.130	0.259	0.415	0.046	0.503	0.025
HCO ₃ /Cl	0.043	0.161	0.021	0.206	0.921	2.274	0.135
SO ₄ /Cl	0.518	0.562	0.327	0.919	3.419	0.456	0.075
HCO ₃ /SO ₄	0.082	0.286	0.064	0.224	0.269	4.989	1.790
C.I.L.P.	-0.417	-0.551	-0.051	-0.538	-3.755	-1.507	-0.322
C.I.L.N.	-0.744	-0.761	-0.146	-0.478	-0.865	-0.552	-1.531
I.G.Q.	4.633	0.758	9.872	9.456	-5.034	-13.769	-6.788
Schoeller	422-3a-1b	452-3bα-1b	311-3a-1a	421-3a-1a	521-3bα-3b	641-3bα-5a	431-3bα-2b
Palmer-Piper	1b - C4	1b - C4	1a - C4	1a - C4	3b - C4	5a - C3	2b - C4

	RSJ	V6	FT	P0	P1	P2	P4
Fuente	Río	Presa	Filtración	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo
Latitud	25°46'01" N	25°40'34" N	25°42'10" N	25°41'00" N	25°40'38" N	25°40'00" N	25°40'52" N
Longitud	99°16'20" W	99°16'13" W	99°16'21" W	99°16'00" W	99°15'48" W	99°15'26" W	99°15'32" W
Fecha	23/04/95	23/04/95	23/04/95	23/04/95	23/04/95	23/04/95	23/04/95
Campaña	2	2	2	2	2	2	2
Temp. (°C)	23.90	24.00	24.30	26.60	26.60	27.00	27.20
pH	8.00	8.70	7.00	7.40	7.30	7.20	7.20
C.E. (mS/cm)	0.843	0.752	1.945	6.860	8.480	10.580	7.600
Sol. Tot. (mg/l)	485.00	480.00	1148.00	4739.00	6014.00	8100.00	4722.00
Sol. Dis. (mg/l)	468.00	428.00	1083.00	4511.00	5836.00	6937.00	4712.00
S.Sus. (mg/l)	17.00	52.00	65.00	228.00	178.00	1163.00	10.00
Alc. Tot. (mg/l)	133.70	133.70	199.50	296.60	505.20	302.80	355.90
Dur. Tot. (mg/l)	261.90	255.70	548.60	631.00	763.00	830.10	398.00
Dur. Par. (mg/l)	158.40	147.40	296.90	170.40	177.30	410.40	124.50
Ca ⁺² (mg/l)	63.40	59.00	118.90	68.20	71.00	164.40	49.90
Mg ⁺² (mg/l)	25.10	26.30	61.10	111.90	142.30	101.90	66.40
Na ⁺ (mg/l)	57.40	54.40	147.50	1352.50	1888.00	2212.10	1660.00
K ⁺ (mg/l)	0.40	0.50	2.80	0.80	3.30	1.50	0.60
CO ₃ ⁻² (mg/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	163.10	163.10	243.40	361.90	616.40	369.40	434.20
Cl ⁻ (mg/l)	57.10	53.70	159.90	1394.00	1311.00	2512.50	1628.80
SO ₄ ⁻² (mg/l)	181.00	162.60	422.80	1267.50	2221.00	1553.50	1079.30
Ca ⁺² (me/l)	3.164	2.944	5.933	3.403	3.543	8.204	2.490
Mg ⁺² (me/l)	2.065	2.164	5.028	9.208	11.710	8.385	5.464
Na ⁺ (me/l)	2.497	2.366	6.416	58.831	82.123	96.221	72.206
K ⁺ (me/l)	0.010	0.013	0.072	0.020	0.084	0.038	0.015
CO ₃ ⁻² (me/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	2.673	2.673	3.989	5.931	10.102	6.054	7.116
Cl ⁻ (me/l)	1.611	1.515	4.510	39.320	36.979	70.868	45.943
SO ₄ ⁻² (me/l)	3.768	3.385	8.803	26.389	46.241	32.344	22.471
Err. Reac. (%)	-2.06	-0.64	0.16	-0.14	2.16	1.58	2.95
R.A.S.	1.544	1.481	2.741	23.428	29.738	33.410	36.207
Mg/Ca	0.653	0.735	0.847	2.706	3.305	1.022	2.194
(Na+K)/Cl	1.557	1.571	1.438	1.497	2.223	1.358	1.572
Na/K	244.048	185.034	89.590	2875.216	972.997	2508.053	4705.221
(Ca+Mg)/(Na+K)	2.086	2.147	1.690	0.214	0.186	0.172	0.110
HCO ₃ /Cl	1.660	1.765	0.884	0.151	0.273	0.085	0.155
SO ₄ /Cl	2.340	2.235	1.952	0.671	1.250	0.456	0.489
HCO ₃ /SO ₄	0.709	0.789	0.453	0.224	0.218	0.187	0.316
C.I.P.	-0.557	-0.571	-0.438	-0.497	-1.223	-0.358	-0.572
C.I.N.	-0.139	-0.143	-0.155	-0.604	-0.803	-0.661	-0.888
I.G.Q.	17.211	16.480	19.932	4.739	1.621	3.950	-0.936
Schoeller	642-3a-4e	642-3a-4e	632-3a-3b	522-3bα-1a	521-3bα-3a	422-3a-1b	431-3bα-1a
Palmer-Piper	4e - C2	4e - C3	3b - C3	1a - C4	3a - C4	1a - C4	1a - C4

	P5	P6	P7	P8	P9
Fuente	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo
Latitud	25°40'18" N	25°40'48" N	25°40'54" N	25°40'38" N	25°41'04" N
Longitud	99°15'13" W	99°15'52" W	99°15'41" W	99°15'27" W	99°15'41" W
Fecha	23/04/95	23/04/95	23/04/95	23/04/95	23/04/95
Campaña	2	2	2	2	2
Temp. (°C)	27.50	27.10	27.20	27.80	28.20
pH	6.80	7.10	7.80	7.20	7.60
C.E. (mS/cm)	39.600	8.590	7.470	1.200	14.170
Sol.Tot. (mg/l)	29197.00	6307.00	5563.00	773.00	8676.00
Sol. Dis. (mg/l)	27720.00	6210.00	5480.00	705.00	8480.00
S.Sus. (mg/l)	1477.00	97.00	83.00	68.00	196.00
Alc. Tot. (mg/l)	324.00	439.40	679.40	331.10	681.50
Dur.Tot. (mg/l)	4660.70	1402.30	128.90	132.00	102.10
Dur.Par. (mg/l)	2072.10	402.50	66.70	64.80	39.90
Ca ⁺² (mg/l)	829.80	161.20	26.70	25.90	16.00
Mg ⁺² (mg/l)	628.70	242.80	15.10	16.30	15.10
Na ⁺ (mg/l)	9000.00	1660.00	1790.00	188.50	3143.80
K ⁺ (mg/l)	3.00	1.30	0.50	0.60	0.80
CO ₃ ⁻² (mg/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	395.30	536.10	828.90	403.90	831.40
Cl ⁻ (mg/l)	12393.40	1685.80	566.00	114.20	4128.00
SO ₄ ⁻² (mg/l)	5206.50	1905.50	2339.80	83.30	362.00
Ca ⁺² (me/l)	41.407	8.044	1.332	1.292	0.798
Mg ⁺² (me/l)	51.734	19.979	1.243	1.341	1.243
Na ⁺ (me/l)	391.478	72.206	77.861	8.199	136.748
K ⁺ (me/l)	0.077	0.033	0.013	0.015	0.020
CO ₃ ⁻² (me/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	6.478	8.786	13.585	6.619	13.626
Cl ⁻ (me/l)	349.573	47.550	15.965	3.221	116.436
SO ₄ ⁻² (me/l)	108.399	39.672	48.715	1.734	7.537
Err. Reac. (%)	2.11	2.01	0.67	-3.71	-0.02
R.A.S.	57.366	19.290	68.621	7.145	135.369
Mg/Ca	1.249	2.484	0.933	1.038	1.556
(Na+K)/Cl	1.120	1.519	4.878	2.550	1.175
Na/K	5102.048	2171.641	6088.444	534.298	6683.257
(Ca+Mg)/(Na+K)	0.238	0.388	0.033	0.321	0.015
HCO ₃ /Cl	0.019	0.185	0.851	2.055	0.177
SO ₄ /Cl	0.310	0.834	3.051	0.538	0.065
HCO ₃ /SO ₄	0.059	0.221	0.278	3.817	1.807
C.I.P.	-0.120	-0.519	-3.878	-1.550	-0.175
C.I.N.	-0.365	-0.509	-0.994	-0.598	-0.961
I.G.Q.	8.072	8.783	-7.221	-15.828	-4.160
Schoeller	312-3a-1a	421-3bα-1a	521-3bα-3b	642-3bα-5a	431-3bα-2a
Palmer-Piper	1a - C4	1a - C4	3b - C4	5a - C3	2a - C4

	RSJ	V6	FT	P0	P1	P2	P4
Fuente	Rio	Presa	Filtración	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo
Latitud	25°46'01" N	25°40'34" N	25°42'10" N	25°41'00" N	25°40'38" N	25°40'00" N	25°40'52" N
Longitud	99°16'20" W	99°16'13" W	99°16'21" W	99°16'00" W	99°15'48" W	99°15'26" W	99°15'32" W
Fecha	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95
Campaña	3	3	3	3	3	3	3
Temp. (°C)	27.00	28.40	24.30	29.00	28.40	28.50	29.10
pH	8.50	8.70	7.00	7.60	7.60	7.50	7.50
C.E. (mS/cm)	0.823	0.695	1.900	6.750	9.300	12.240	7.500
Sol.Tot. (mg/l)	549.00	484.00	1132.00	4610.00	6593.00	9340.00	6765.00
Sol. Dis. (mg/l)	532.00	446.00	1100.00	4517.00	6281.00	8276.00	4730.00
S.Sus. (mg/l)	17.00	38.00	32.00	93.00	312.00	1064.00	2035.00
Ale. Tot. (mg/l)	122.80	129.80	201.10	299.30	497.90	295.30	358.20
Dur.Tot. (mg/l)	262.00	239.90	528.30	770.20	837.30	1026.90	367.30
Dur.Par. (mg/l)	244.00	138.00	275.00	147.40	294.90	530.00	146.40
Ca ²⁺ (mg/l)	97.72	55.30	110.10	59.00	118.10	212.20	58.60
Mg ²⁺ (mg/l)	4.37	24.80	61.50	151.30	131.70	120.70	53.70
Na ⁺ (mg/l)	70.90	51.40	155.00	1372.50	2144.00	2630.00	1625.00
K ⁺ (mg/l)	0.40	0.50	2.90	0.80	3.30	1.50	0.60
CO ₃ ²⁻ (mg/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	137.60	158.30	245.30	365.20	607.40	360.30	437.00
Cl ⁻ (mg/l)	73.00	53.40	158.50	1391.20	1556.90	2964.60	1613.90
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	184.00	138.80	392.00	1288.30	2424.00	1933.20	1109.00
Ca ²⁺ (me/l)	4.876	2.759	5.494	2.944	5.893	10.589	2.924
Mg ²⁺ (me/l)	0.360	2.041	5.061	12.450	10.837	9.932	4.419
Na ⁺ (me/l)	3.084	2.236	6.742	59.700	93.259	114.399	70.684
K ⁺ (me/l)	0.010	0.013	0.074	0.020	0.084	0.038	0.015
CO ₃ ²⁻ (me/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	2.255	2.594	4.020	5.985	9.955	5.905	7.162
Cl ⁻ (me/l)	2.059	1.506	4.471	39.241	43.914	83.621	45.522
SO ₄ ²⁻ (me/l)	3.831	2.890	8.161	26.822	50.468	40.249	23.089
Err. Reac. (%)	1.07	0.35	1.85	2.07	2.66	1.93	1.44
R.A.S.	1.906	1.443	2.935	21.519	32.244	35.714	36.889
Mg/Ca	0.074	0.740	0.921	4.158	1.839	0.938	1.511
(Na+K)/Cl	1.503	1.493	1.525	1.522	2.126	1.369	1.553
Na/K	301.446	174.830	90.899	2917.734	1104.928	2981.863	4606.015
(Ca+Mg)/(Na+K)	1.692	2.135	1.548	0.258	0.179	0.179	0.104
HCO ₃ /Cl	1.095	1.722	0.899	0.153	0.227	0.071	0.157
SO ₄ /Cl	1.860	1.919	1.826	0.684	1.149	0.481	0.507
HCO ₃ /SO ₄	0.588	0.897	0.492	0.223	0.197	0.146	0.310
C.I.P.	-0.503	-0.493	-0.525	0.522	-1.126	-0.369	-0.553
C.I.N.	-0.170	-0.135	-0.193	-0.624	-0.818	-0.668	-0.832
I.G.Q.	17.550	15.530	18.233	5.358	1.828	4.553	-0.603
Schoeller	642-3a-4e	642-3a-4e	632-3a-3b	522-3bα-1a	421-3bα-3a	422-3a-1b	431-3bα-1a
Palmer-Piper	4e - C2	4e - C2	3b - C3	1a - C4	3a - C4	1b - C4	1a - C4

	P5	P6	P7	P8U	P8L	P9
Fuente	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo
Latitud	25°40'18" N	25°40'48" N	25°40'54" N	25°40'38" N	25°40'38" N	25°41'04" N
Longitud	99°15'13" W	99°15'52" W	99°15'41" W	99°15'27" W	99°15'27" W	99°15'41" W
Fecha	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95	7/05/95
Campaña	3	3	3	3	3	3
Temp. (°C)	28.5	29.80	28.60	28.20	28.50	29.90
pH	7.00	7.40	7.90	6.90	7.90	7.60
C.E. (mS/cm)	43.100	8.700	7.380	1.100	5.800	14.090
Sol. Tot. (mg/l)	33668.00	6443.00	5959.00	772.00	2935.00	8508.00
Sol. Dis. (mg/l)	29104.00	6270.00	5398.00	726.00	2908.00	8445.00
S.Sus. (mg/l)	4564.00	173.00	561.00	46.00	27.00	63.00
Alc. Tot. (mg/l)	317.30	450.00	709.40	335.70	402.80	684.50
Dur. Tot. (mg/l)	4482.70	1363.60	140.20	189.30	65.80	129.30
Dur. Par. (mg/l)	2072.10	490.10	76.70	133.50	41.80	44.80
Ca ⁺² (mg/l)	829.80	196.30	30.70	53.50	16.80	18.00
Mg ⁺² (mg/l)	585.50	212.20	15.40	13.60	5.80	20.50
Na ⁺ (mg/l)	8883.00	1745.00	1855.00	177.30	1125.00	3115.00
K ⁺ (mg/l)	3.00	1.30	0.50	3.90	3.10	0.80
CO ₃ ⁻² (mg/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	387.10	549.00	865.50	409.60	491.40	835.10
Cl ⁻ (mg/l)	11964.10	1670.80	564.70	111.30	920.70	4114.40
SO ₄ ⁻² (mg/l)	4840.00	1995.00	2472.50	60.00	647.00	360.00
Ca ⁺² (me/l)	41.407	9.795	1.532	2.670	0.838	0.898
Mg ⁺² (me/l)	48.179	17.461	1.267	1.119	0.477	1.687
Na ⁺ (me/l)	386.389	75.903	80.688	7.712	48.935	135.495
K ⁺ (me/l)	0.077	0.033	0.013	0.100	0.079	0.020
CO ₃ ⁻² (me/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	6.344	8.997	14.185	6.713	8.053	13.686
Cl ⁻ (me/l)	337.464	47.127	15.928	3.139	25.970	116.052
SO ₄ ⁻² (me/l)	100.769	41.536	51.477	1.249	13.471	7.495
Err. Reac. (%)	3.40	2.60	0.44	-1.51	2.71	-0.14
R.A.S.	57.732	20.561	68.204	5.603	60.335	119.179
Mg/Ca	1.164	1.783	0.827	0.419	0.569	1.878
(Na+K)/Cl	1.145	1.611	5.067	2.488	1.887	1.168
Na/K	5035.721	2282.839	6309.532	77.316	617.183	6622.032
(Ca+Mg)/(Na+K)	0.232	0.359	0.035	0.485	0.027	0.019
HCO ₃ /Cl	0.019	0.191	0.891	2.138	0.310	0.118
SO ₄ /Cl	0.299	0.881	3.232	0.398	0.519	0.065
HCO ₃ /SO ₄	0.062	0.216	0.275	5.374	0.597	1.826
C.I.L.P.	-0.145	-0.611	-4.067	-1.488	-0.887	-0.168
C.I.L.N.	-0.457	-0.570	-0.986	-0.587	-1.071	-0.919
I.G.Q.	7.340	7.778	-7.065	-11.652	-8.227	-3.943
Schoeller	312-3a-1a	421-3a-1a	521-3bα-3b	642-3bα-5b	531-3bα-1b	431-3bα-2a
Palmer-Piper	1a - C4	1a - C4	3b - C4	5b - C3	1b - C4	2a - C4

	RSJ	VFD	V1	FT	ADV	P0	P1
Fuente	Río	Presa	Presa	Filtración	Filtración	Pozo	Pozo
Latitud	25°46'01"N	25°43'18" N	25°40'18" N	25°42'10" N	25°45'20" N	25°41'00" N	25°40'38" N
Longitud	99°16'20" W	99°17'29" W	99°16'11" W	99°16'21" W	99°16'36" W	99°16'00" W	99°15'48" W
Fecha	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95
Campaña	4	4	4	4	4	4	4
Temp. (°C)	29.5	32.0	27.50	24.60	29.00	29.00	27.80
pH	8.00	8.30	7.80	7.30	8.40	7.20	7.20
C.E. (mS/cm)	0.592	0.656	0.583	1.375	1.860	6.760	5.880
Sol.Tot. (mg/l)	448.00	439.00	438.00	996.00	1289.00	4667.00	4265.00
Sol.Dis. (mg/l)	402.00	382.00	402.00	956.00	1175.00	4485.00	4035.00
S.Sus. (mg/l)	46.00	57.00	36.00	40.00	114.00	182.00	230.00
Alc.Tot. (mg/l)	186.80	112.60	131.80	201.80	277.80	301.30	484.90
Dur.Tot. (mg/l)	270.90	216.50	199.70	467.70	433.00	668.40	541.80
Dur.Par. (mg/l)	228.80	150.20	145.80	325.10	330.10	383.40	253.00
Ca ²⁺ (mg/l)	91.60	60.20	58.40	130.20	132.20	153.50	101.30
Mg ²⁺ (mg/l)	10.20	16.10	13.10	34.60	25.00	69.20	70.10
Na ⁺ (mg/l)	15.40	45.80	38.90	94.00	243.00	1382.50	1272.50
K ⁺ (mg/l)	2.35	6.18	5.91	2.85	7.15	9.13	34.10
CO ₃ ²⁻ (mg/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	1.30	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	227.90	137.40	160.80	246.10	336.30	367.60	591.60
Cl ⁻ (mg/l)	23.40	49.60	42.30	121.40	367.70	1381.80	655.50
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	95.50	144.80	119.70	358.40	268.30	1301.10	1769.30
Ca ²⁺ (me/l)	4.571	3.004	2.914	6.497	6.597	7.660	5.055
Mg ²⁺ (me/l)	0.839	1.325	1.078	2.847	2.057	5.694	5.768
Na ⁺ (me/l)	0.670	1.992	1.692	4.089	10.569	60.135	55.351
K ⁺ (me/l)	0.060	0.158	0.151	0.073	0.183	0.234	0.872
CO ₃ ²⁻ (me/l)	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.	0.046	n.e.	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	3.735	2.252	2.635	4.033	5.512	6.025	9.696
Cl ⁻ (me/l)	0.660	1.399	1.193	3.424	10.371	38.976	18.489
SO ₄ ²⁻ (me/l)	1.988	3.015	2.492	7.462	5.586	27.089	36.837
Err. Reac. (%)	-1.94	-1.41	-3.99	-5.28	-5.14	1.10	1.53
R.A.S.	0.407	1.354	1.198	1.892	5.081	23.272	23.794
Mg/Ca	0.184	0.441	0.370	0.438	0.312	0.743	1.141
(Na+K)/Cl	1.106	1.537	1.545	1.215	1.037	1.549	3.041
Na/K	11.145	12.604	11.194	56.093	57.799	257.524	63.464
(Ca+Mg)/(Na+K)	7.412	2.013	2.166	2.245	0.805	0.221	0.193
HCO ₃ /Cl	5.659	1.610	2.209	1.178	0.531	0.155	0.524
SO ₄ /Cl	3.012	2.155	2.089	2.179	0.539	0.695	1.992
HCO ₃ /SO ₄	1.879	0.747	1.057	0.540	0.986	0.222	0.263
C.I.P.	-0.106	-0.537	-0.545	-0.215	-0.037	-0.549	-2.041
C.I.N.	-0.012	-0.143	-0.127	-0.064	-0.034	-0.646	-0.811
I.G.Q.	14.348	16.511	13.159	21.263	10.211	4.475	0.088
Schoeller	642-3a-6f	643-3a-4e	642-3a-6e	632-3a-4e	542-3a-1b	522-3a-1b	521-3bα-3a
Palmer-Piper	6f - C2	4e - C2	6e - C2	4e - C3	1b - C3	1b - C4	3a - C4

	P2	P4	P5	P6	P7	P8U	P8L
Fuente	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo
Latitud	25°40'00" N	25°40'52" N	25°40'18" N	25°40'48" N	25°40'54" N	25°40'38" N	25°40'38" N
Longitud	99°15'26" W	99°15'32" W	99°15'13" W	99°15'52" W	99°15'41" W	99°15'27" W	99°15'27" W
Fecha	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95	19/08/95
Campaña	4	4	4	4	4	4	4
Temp. (°C)	28.10	28.50	27.70	28.80	28.60	28.40	28.30
pH	7.10	7.40	6.70	7.30	7.60	7.20	7.90
C.E. (mS/cm)	11.210	7.400	38.700	7.760	7.140	1.380	4.670
Sol. Tot. (mg/l)	7841.00	4742.00	29628.00	5922.00	5452.00	785.00	3465.00
Sol. Dis. (mg/l)	7590.00	4721.00	28666.00	5559.00	5228.00	749.00	2894.00
S.Sus. (mg/l)	251.00	21.00	962.00	363.00	224.00	36.00	571.00
Alc. Tot. (mg/l)	400.60	349.30	315.20	439.00	694.10	346.10	405.90
Dur. Tot. (mg/l)	1107.30	439.00	4577.60	1270.50	169.10	193.80	63.30
Dur. Par. (mg/l)	589.00	268.80	2193.80	482.20	107.70	119.60	37.60
Ca ⁺² (mg/l)	235.80	107.60	878.50	193.10	43.10	47.90	15.00
Mg ⁺² (mg/l)	125.90	41.30	578.90	191.40	14.90	18.00	6.30
Na ⁺ (mg/l)	2077.50	1660.00	7980.00	1545.00	1580.00	178.30	1104.00
K ⁺ (mg/l)	19.24	10.55	31.95	12.90	4.95	5.14	4.00
CO ₃ ⁻² (mg/l)	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	488.70	426.20	384.50	535.60	846.80	422.30	495.20
Cl ⁻ (mg/l)	2888.60	1593.30	11868.90	1482.90	550.50	110.80	894.50
SO ₄ ⁻² (mg/l)	1880.00	1138.10	1199.40	1794.80	2393.90	61.70	620.50
Ca ⁺² (me/l)	11.766	5.369	43.837	9.636	2.151	2.390	0.749
Mg ⁺² (me/l)	10.360	3.398	47.636	15.750	1.226	1.481	0.518
Na ⁺ (me/l)	90.366	72.206	347.111	67.204	68.726	7.756	48.021
K ⁺ (me/l)	0.492	0.270	0.817	0.330	0.127	0.131	0.102
CO ₃ ⁻² (me/l)	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	8.009	6.985	6.301	8.778	13.878	6.921	8.116
Cl ⁻ (me/l)	81.477	44.941	334.779	41.827	15.528	3.125	25.231
SO ₄ ⁻² (me/l)	39.142	23.695	24.971	37.368	49.841	1.285	12.919
Err. Reac. (%)	- 6.47	3.55	9.11	2.73	- 4.63	- 1.79	3.07
R.A.S.	27.168	34.486	51.326	18.863	52.891	5.574	60.336
Mg/Ca	0.880	0.633	1.087	1.635	0.570	0.620	0.693
(Na+K)/Cl	1.115	1.613	1.039	1.615	4.434	2.524	1.907
Na/K	183.637	267.596	424.771	203.686	542.844	58.994	469.388
(Ca+Mg)/(Na+K)	0.244	0.121	0.263	0.376	0.049	0.491	0.026
HCO ₃ /Cl	0.098	0.155	0.019	0.210	0.894	2.215	0.322
SO ₄ /Cl	0.480	0.527	0.075	0.893	3.210	0.411	0.512
HCO ₃ /SO ₄	0.204	0.295	0.252	0.234	0.278	5.386	0.322
C.I.L.P.	- 0.115	- 0.613	- 0.039	- 0.615	- 3.434	- 1.524	- 0.907
C.I.L.N.	- 0.199	- 0.897	- 0.420	- 0.557	- 0.837	- 0.580	- 1.088
I.G.Q.	9.080	- 0.638	6.021	7.814	- 4.616	- 11.839	- 8.680
Schoeller	421-3a-1b	432-3bα-1b	322-3a-1a	421-3a-1a	521-3bα-3b	642-3bα-5b	531-3bα-1b
Palmer-Piper	1b - C4	1b - C4	1a - C4	1a - C4	3b - C4	5b - C3	1b - C4

	P9
Fuente	Pozo
Latitud	25°41'04" N
Longitud	99°15'41" W
Fecha	19/08/95
Campaña	4
Temp. (°C)	29.00
pH	7.40
C.E. (mS/cm)	14.060
Sol.Tot. (mg/l)	8790.00
Sol. Dis. (mg/l)	8424.00
S.Sus. (mg/l)	366.00
Alc. Tot. (mg/l)	643.90
Dur.Tot. (mg/l)	173.00
Dur.Par. (mg/l)	108.70
Ca ⁺² (mg/l)	43.50
Mg ⁺² (mg/l)	15.60
Na ⁺ (mg/l)	3080.00
K ⁺ (mg/l)	8.90
CO ₃ ⁻² (mg/l)	n.e.
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	785.60
Cl ⁻ (mg/l)	4212.50
SO ₄ ⁻² (mg/l)	378.60
Ca ⁺² (me/l)	2.171
Mg ⁺² (me/l)	1.284
Na ⁺ (me/l)	133.973
K ⁺ (me/l)	0.228
CO ₃ ⁻² (me/l)	n.e.
HCO ₃ ⁻ (me/l)	12.875
Cl ⁻ (me/l)	118.819
SO ₄ ⁻² (me/l)	7.882
Err. Reac. (%)	-0.69
R.A.S.	101.941
Mg/Ca	0.591
(Na+K)/Cl	1.129
Na/K	588.551
(Ca+Mg)/(Na+K)	0.026
HCO ₃ /Cl	0.108
SO ₄ /Cl	0.066
HCO ₃ /SO ₄	1.633
C.I.P.	-0.129
C.I.N.	-0.741
I.G.Q.	-3.051
Schoeller	431-3b α -2b
Palmer-Piper	2b - C4