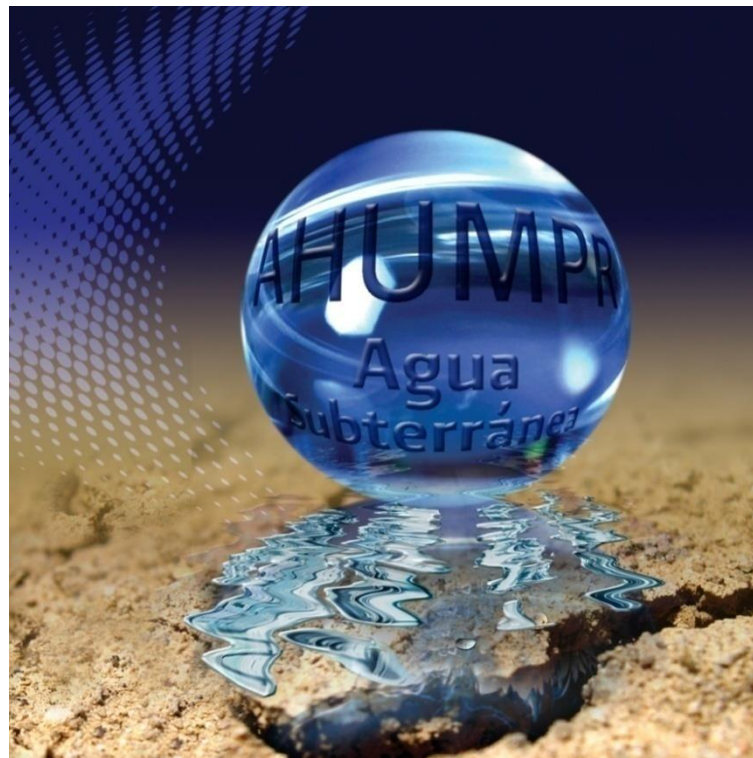


**ESTUDIOS DE HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA DEL PROYECTO DE
APROVECHAMIENTO HIDRÁULICO DE USOS MÚLTIPLES PASO DE
LA REINA, OAXACA (AHUMPR)**



**SUBCOORDINACIÓN DE HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA
COORDINACIÓN DE HIDROLOGÍA**

**DR. MIGUEL ANGEL MEJÍA GONZÁLEZ
FÍSICO LUIS GONZALEZ HITA**

2008-2009

un manglar de cristal, un chopo de agua,
una palmera que el viento arquea,
un árbol bien plantado mas danzante,
un camínar de río que se curva,
avanza, retrocede, da un rodeo
y llega siempre:
agua que con los párpados cerrados
mana toda la noche profecías,
enmarañada cabellera de agua
que fluye entre las espesuras
de los días presentes y el aciago
futuro

Piedra de Sol, Octavio Paz



ÍNDICE

RESUMEN EJECUTIVO

IV.2.1.	GENERALIDADES	1
IV.2.1.1	ANTECEDENTES	1
IV.2.1.2	OBJETIVO DEL ESTUDIO	2
IV.2.1.3	ESTUDIOS PREVIOS	2
IV.2.1.4	LOCALIZACIÓN	4
IV.2.1.5	CLIMA	4
IV.2.1.6	PRECIPITACIÓN	5
IV.2.1.7	TEMPERATURA	5
IV.2.1.8	EVAPORACIÓN	5
IV.2.2.	GEOLOGÍA	7
IV.2.2.1	GEOLOGÍA REGIONAL	7
IV.2.2.2	FOTOGEOLOGÍA	11
IV.2.2.3	ESTRATIGRAFÍA	13
IV.2.2.4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	16
IV.2.2.5	HIDROGEOLOGÍA	17
IV.2.3.	GEOFÍSICA	22
IV.2.3.1	GENERALIDADES	22
IV.2.3.2	LOCALIZACIÓN DE LOS SONDEOS GEOFÍSICOS	22
IV.2.3.3	RESULTADOS DE LOS SONDEOS	25
IV.2.3.4	DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES ELECTROESTRATIGRÁFICOS	26
IV.2.4.	CENSO Y PIEZOMETRÍA DE POZOS	52
IV.2.5.	PRUEBAS DE BOMBEO	58
IV.2.5.1	SITIOS DE ESTUDIO Y POZOS DE BOMBEO	58
IV.2.5.2	DURACIÓN DE LAS PRUEBAS E INTERVALOS DE MEDICIÓN	59
IV.2.5.3	EQUIPO UTILIZADO	60
IV.2.5.4	DESCRIPCIÓN DE LAS PRUEBAS DE BOMBEO	60
IV.2.5.5	ANÁLISIS DE LOS DATOS DE CAMPO	60
IV.2.6.	NIVELACIÓN DE BROCALES	80
IV.2.6.1	NIVELES PIEZOMÉTRICOS	87
IV.2.7.	HIDROGEOQUÍMICA	91
IV.2.7.1	COLECTA DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA	92
IV.2.7.2	FAMILIAS DE AGUA SUBTERRÁNEA	93
IV.2.7.3	CORRELACIÓN ENTRE EL RÍO VERDE Y EL AGUA SUBTERRÁNEA 105	
IV.2.7.4	MODELADO HIDROGEOQUÍMICO Y MODELO CONCEPTUAL DE EVOLUCIÓN	109
IV.2.7.5	CALIDAD DEL AGUA	112
IV.2.8.	ISOTOPIA DEL AGUA SUBTERRÁNEA	120
IV.2.8.1	ANTECEDENTES	120
IV.2.8.2	METODOLOGÍA DE LAS TÉCNICA ISOTÓPICA	120



Comisión Federal de Electricidad



IMTA
Instituto Mexicano de
Tecnología del Agua

IV.2.8.3	COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	124
IV.2.8.4	INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS ISOTÓPICOS	126
IV.2.8.5	PROCEDENCIA DE LA RECARGA DE LOS POZOS	131
IV.2.9.	ISOTOPIA DEL AGUA DE LLUVIA.....	135
IV.2.9.1	ANTECEDENTES.....	135
IV.2.9.2	INSTALACIÓN DE PLUVIÓMETROS.....	135
IV.2.9.3	COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LA LLUVIA	141
IV.2.10.	PERFORACIÓN DE PIEZÓMETROS.....	143
IV.2.10.1	METODOLOGÍA EN LA PERFORACIÓN DE LOS PIEZÓMETROS.....	143
IV.2.10.2	EQUIPO DE PERFORACIÓN.....	144
IV.2.10.3	MÉTODO DE PERFORACIÓN	144
IV.2.10.4	DISEÑO DE LOS PIEZÓMETROS	145
IV.2.10.5	DIÁMETROS DE PERFORACIÓN Y ESTABILIDAD.....	147
IV.2.10.6	ACOPLE DE TAPÓN, TUBERÍA LISA Y RANURADA	148
IV.2.10.7	INSTALACIÓN DE TUBERÍA, FILTRO Y SELLOS.....	150
IV.2.10.8	DESARROLLO DE LOS PIEZÓMETROS	153
IV.2.10.9	PERFORACIÓN DE POZOS EN EL AÑO DE 2009	154
IV.2.10.10	METODOLOGÍA EN LA PERFORACIÓN DE LOS PIEZÓMETROS.....	154
IV.2.10.11	EQUIPO DE PERFORACIÓN.....	155
IV.2.10.12	MÉTODO DE PERFORACIÓN	156
IV.2.10.13	DISEÑO DE LOS PIEZÓMETROS	159
IV.2.10.14	DIÁMETROS DE PERFORACIÓN Y ESTABILIDAD.....	159
IV.2.10.15	ACOPLE DE TAPÓN, TUBERÍA LISA Y RANURADA	160
IV.2.10.16	INSTALACIÓN DE TUBERÍA, FILTRO Y SELLOS.....	161
IV.2.10.17	DESARROLLO DE LOS PIEZÓMETROS	164
IV.2.10.18	PIEZÓMETROS CONSTRUIDOS	166
IV.2.11.	BALANCE DEL AGUA SUBTERRÁNEA	170
IV.2.12.	TRÁNSITO DE LAS AVENIDAS	185
IV.2.13.	RECARGA DEL RÍO VERDE AL ACUÍFERO.....	189
IV.2.14.	DESCARGA DE AGUA DULCE, A LAS LAGUNAS CHACAHUA Y SALINA GRANDE.....	195
IV.2.14.1	ÁREA DE ESTUDIO	196
IV.2.14.2	METODOLOGÍA	197
IV.2.14.3	RESULTADOS.....	199
IV.2.14.4	CONCLUSIÓN	207
IV.2.15.	INTRUSIÓN SALINA	209
IV.2.15.1	ANTECEDENTES.....	209
IV.2.15.2	METODOLOGÍA	209
IV.2.15.3	RESULTADOS.....	210
IV.2.16.	PROGRAMA DE MONITOREO	212
IV.2.17.	CONCLUSIONES	215
IV.2.18.	BIBLIOGRAFÍA.....	219

ANEXOS

1. FOTOS AEREAS
2. METODOLOGÍA DE GEOFÍSICA
3. FOTOGRAFÍAS GEOFÍSICA
4. CENSO DE APROVECHAMIENTOS
5. FOTOGRAFÍAS CENSO
6. FOTOGRAFÍAS PRUEBAS DE BOMBEO
7. CURVAS ABATIMIENTO-TIEMPO
8. METODOLOGÍA PRUEBAS DE BOMBEO
9. NIVELACIÓN TOPOGRÁFICA
10. FOTOS HIDROGEOQUÍMICA
11. RESULTADOS DE LABORATORIO DE HIDROGEOQUÍMICA
12. HIDROGEOQUÍMICA
13. PIEZÓMETROS CONTRUIDOS
14. PLANOS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Localización de la zona de estudio (acuífero de Jamiltepec, Oaxaca).....	4
Figura 2	Geología regional.....	7
Figura 3	Contacto entre el Intrusivo Río Verde y la secuencia metamórfica.....	8
Figura 4	Intrusivo Jamiltepec (granito alterado en superficie).....	9
Figura 5	Muestras de roca	10
Figura 6	Mapa foto-geológico	12
Figura 7	Mapa Base Geológico.....	13
Figura 8	Columna geológica	14
Figura 9	Mapa Geohidrológico.....	18
Figura 10	Sección geohidrológica A-A'	19
Figura 11	Sección geohidrológica B-B'	20
Figura 12	Sección geohidrológica C-C'	20
Figura 13	Localización de los sondeos geofísicos del 2008	22
Figura 14	Localización de los sondeos geofísicos del 2009	23
Figura 15	Perfiles geofísicos del año 2008	25
Figura 16	Perfiles geofísicos del año 2009	26
Figura 17	Perfil geoelectrico 1	28
Figura 18	Perfil geoelectrico 2	29
Figura 19	Perfil geoelectrico 3	30
Figura 20	Perfil geoelectrico 4	31
Figura 21	Perfil geoelectrico 1	32
Figura 22	Perfil geoelectrico 2	33
Figura 23	Perfil geoelectrico 3	34
Figura 24	Perfil geoelectrico 4	35
Figura 25	Perfil geoelectrico 5	36
Figura 26	Perfil geoelectrico 6	37
Figura 27	Perfil geoelectrico 7	38
Figura 28	Perfil geoelectrico 8	39
Figura 29	Perfil geoelectrico 9	40
Figura 30	Perfil geoelectrico 10	42
Figura 31	Perfil geoelectrico 11	43
Figura 32	Perfil geoelectrico 12	44
Figura 33	Perfil geoelectrico 13	45
Figura 34	Perfil geoelectrico 14	46
Figura 35	Perfil geoelectrico 15	47
Figura 36	Perfil geoelectrico 16	48
Figura 37	Perfil geoelectrico 17	49
Figura 38	Perfil geoelectrico 18	50
Figura 39	Censo de aprovechamientos Septiembre de 2008	52
Figura 40	Profundidad al nivel estático Septiembre de 2008	53



Comisión Federal de Electricidad



Figura 41	Usos del agua subterránea, con el censo de 2008	54
Figura 42	Censo total de aprovechamientos.....	55
Figura 43	Profundidad al nivel estático Abril de 2009	56
Figura 44	Usos del agua subterránea, con el censo total de los aprovechamientos.....	56
Figura 45	Localización de las pruebas de bombeo año 2008	58
Figura 46	Relaciones teóricas tiempo-abatimiento de sistemas-acuíferos granulares sin consolidar	60
Figura 47	Interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Neuman	63
Figura 48	Interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Cooper - Jacob	64
Figura 49	Interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Recuperación de Theis.	65
Figura 50	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-007	68
Figura 51	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-015	69
Figura 52	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-019	70
Figura 53	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-025	71
Figura 54	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-039	72
Figura 55	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-074	73
Figura 56	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-095	74
Figura 57	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-104	75
Figura 58	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-139	76
Figura 59	Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-148	77
Figura 60	Distribución de la conductividad hidráulica (m/d).....	78
Figura 61	Equipo de nivelación diferencial utilizado	80
Figura 62	Nivelación del piezómetro número 3.....	81
Figura 63	Localización de pozos nivelados (en azul) en 2008.....	82
Figura 64	Localización de pozos nivelados en 2009.....	83
Figura 65	Niveles piezométricos en septiembre de 2008.....	88
Figura 66	Niveles piezométricos en Abril de 2009	89
Figura 67	Sitios del muestreo de agua para análisis físico-químico	91
Figura 68	Análisis estadístico con gráfico de cajas y de Whisker de los iones principales de las muestras de agua superficial (Río Verde).	95
Figura 69	Análisis estadístico con gráfico de cajas y de Whisker de los iones principales de las muestras de agua subterránea.....	96
Figura 70	Diagrama de Piper de los iones principales de las muestras de agua superficial. Se muestra en el diamante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de cada una de las muestras representadas.....	97
Figura 71	Diagrama de Piper de los iones principales de las muestras de agua subterránea. Se muestra en el diamante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de cada una de las muestras representadas.....	98



Figura 72	Diagrama de Durov de los iones principales de las muestras de agua superficial. Se muestra en el cuadrante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de cada una de las muestras representadas.....	99
Figura 73	Diagrama de Durov de los iones principales de las muestras de agua subterránea. Se muestra en el cuadrante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de cada una de las muestras representadas.....	100
Figura 74	Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua superficial (Río Verde).	101
Figura 75	Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua subterránea bicarbonatadas cálcicas.....	102
Figura 76	Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua subterránea bicarbonatadas mixtas.....	103
Figura 77	Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua subterránea bicarbonatadas potásica y mixtas sulfatadas cálcicas.....	104
Figura 78	Diagrama de correlación Ca vs. Mg para las muestras de río y agua subterránea.....	105
Figura 79	Diagramas de correlación Ca y Mg vs. HCO_3 para las muestras de río y agua subterránea.....	106
Figura 80	Diagrama de correlación (Na + K) vs. Cl para las muestras de río y agua subterránea.....	107
Figura 81	Diagrama de correlación Ca vs. SO_4 para las muestras de río y agua subterránea.....	108
Figura 82	Corte transversal del modelo conceptual de evolución hidrogeoquímica. Se muestran los diagramas de Stiff típicos del río, y de los pozos cercanos y alejados del mismo.....	111
Figura 83	Diagrama de Wilcox para las muestras de agua superficial.....	112
Figura 84	Diagrama de Wilcox para las muestras de agua subterránea.....	113
Figura 85	Correlación entre la presencia de nitratos con cloruros para las muestras de río y agua subterránea.....	114
Figura 86	Correlación entre la presencia de fluoruros con la temperatura para las muestras de río y agua subterránea. Aparentemente, la presencia de fluoruros no está relacionada con fenómenos de termalismo.....	115
Figura 87	Correlación entre la presencia de fluoruros con calcio para las muestras de río y agua subterránea. Es poco clara la tendencia indicando que las mayores concentraciones de fluoruros están relacionadas con bajos niveles de calcio.....	116
Figura 88	Presencia de hierro disuelto en relación con el potencia redox para las muestras de río y agua subterránea. Obsérvese que bajos valores de Eh está asociados con la presencia de Fe por encima de la NOM-127-SSA1.....	117



Comisión Federal de Electricidad



IMTA
Instituto Mexicano de
Tecnología del Agua

Figura 89	Presencia de manganeso disuelto en relación con el potencia redox para las muestras de río y agua subterránea. Obsérvese que bajos valores de Eh está asociados con la presencia de Mn por encima de la NOM-127-SSA1	118
Figura 90	Variaciones del contenido de ^2H y ^{18}O en las aguas meteóricas y su evolución por evaporación intensa o por contacto con la roca a altas temperaturas.....	122
Figura 91	Evolución isotópica de las aguas superficiales y subterráneas en el ciclo hidrológico	123
Figura 92	Sitios de muestreo para determinar la composición isotópica del acuífero.....	124
Figura 93	Distribución de los diferentes tipos de agua existentes en la zona de estudio, con base en su sello isotópico.....	127
Figura 94	Conductividad eléctrica Vs. $\delta^{18}\text{O}$	128
Figura 95	Evolución de la calidad del agua subterránea	129
Figura 96	Composición isotópica del acuífero de Jamiltepec	132
Figura 97	Instalación de la base del pluviómetro	136
Figura 98	Instalación del pluviómetro	136
Figura 99	Calibración del pluviómetro.....	137
Figura 100	Instalación de la memoria del pluviómetro	137
Figura 101	Instalando la tapa del pluviómetro	138
Figura 102	Pluviómetro instalado.....	138
Figura 103	Vista parcial de San José de las Flores	139
Figura 104	Piezómetro instalado en San José de las Flores	139
Figura 105	Vista desde la comunidad de Las Limas.....	140
Figura 106	Pluviómetro instalado.....	140
Figura 107	Composición isotópica del agua de lluvia	141
Figura 108	Equipo de perforación.....	144
Figura 109	Perforación de los piezómetros.....	145
Figura 110	Diseño de los piezómetros.....	146
Figura 111	Diseño de poste de señalamiento de pozos de monitoreo	147
Figura 112	Perforación de 8" de diámetro.....	148
Figura 113	Acople del tapón de punta de lápiz con la tubería ranurada	149
Figura 114	Ademe acoplado y listo para su instalación	149
Figura 115	Colocación del ademe	151
Figura 116	Colocación del filtro.....	151
Figura 117	Tapa superior de acero	152
Figura 118	Tapa superior de acero ahogada en el brocal de concreto.....	152
Figura 119	Brocal de concreto	153
Figura 120	Equipo de perforación.....	155
Figura 121	Broca de acero de 6 pulgadas	156
Figura 122	Perforación a mano de los piezómetros someros	157
Figura 123	Perforación mecánica de los piezómetros profundos	157



Comisión Federal de Electricidad



IMTA
Instituto Mexicano de
Tecnología del Agua

Figura 124	Fosa de fluidos de perforación.....	158
Figura 125	Sistema de bombeo de fluidos de la fosa a la tubería de perforación....	158
Figura 126	Circulación y remoción del material perforado	159
Figura 127	Perforación de 8" de diámetro.....	160
Figura 128	Acople del tapón de punta de lápiz con la tubería ranurada	160
Figura 129	Ademe acoplado y listo para su instalación	161
Figura 130	Colocación del ademe	162
Figura 131	Colocación del filtro.....	162
Figura 132	Tapa superior de acero	163
Figura 133	Tapa superior de acero ahogada en el brocal de concreto	163
Figura 134	Desarrollo del piezómetro mediante bombeo	164
Figura 135	Extracción inicial del fluido de perforación	165
Figura 136	Piezómetro desarrollado	165
Figura 137	Piezómetro 1	166
Figura 138	Piezómetro 2.....	166
Figura 139	Piezómetro 3.....	167
Figura 140	Piezómetro 4.....	167
Figura 141	Piezómetro 5.....	168
Figura 142	Área del balance de aguas subterráneas	171
Figura 143	Esquema de una celda o canal de flujo subterráneo	173
Figura 144	Distrito de Riego 110 Río Verde-Progreso.....	175
Figura 145	Red de flujo de agua subterránea.....	178
Figura 146	Hidrograma medio anual.....	185
Figura 147	Hidrograma con la Presa Paso de la Reina	186
Figura 148	Flujo diario infiltrado al acuífero	190
Figura 149	Flujo infiltrado acumulado	191
Figura 150	Flujo diario infiltrado al acuífero	192
Figura 151	Flujo infiltrado acumulado	192
Figura 152	Recarga sin presa y con presa	193
Figura 153	Localización de las lagunas Chacahua y Salina Grande	196
Figura 154	Muestreo del pozo de agua potable de Charco Redondo.....	198
Figura 155	Recolección de agua de lluvia en la población de las Limas	198
Figura 156	Localización de los sitios de muestreo de las lagunas y el mar	199
Figura 157	Conductividades (mS/cm) de las lagunas y el mar	200
Figura 158	Composición isotópica de las posibles fuentes de agua de las lagunas	200
Figura 159	Relación lineal entre el $\delta^{18}\text{O}$ y Cl del estuario Escalda, Holanda.....	201
Figura 160	Deuterio contra salinidad de las posibles fuentes de agua de las lagunas	202
Figura 161	Dren del distrito de riego que descarga en las lagunas	203
Figura 162	Porcentajes de agua dulce en las lagunas Chacahua y Salina Grande.	205
Figura 163	Perfil electroestratigráfico del acuífero	206
Figura 164	Pozo brotante en la zona de las lagunas	206

Figura 165 Relación entre las concentraciones de sodio-cloruro (meq/l) y calcio
más magnesio (meq/l) 211

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Coordenadas de los sondeos geofísicos realizados en 2008	23
Tabla 2	Coordenadas de los sondeos geofísicos realizados en 2009	24
Tabla 3	Clasificación geoeléctrica	27
Tabla 4	Tiempos de medición del nivel durante la etapa de bombeo	59
Tabla 5	Tiempos de medición del nivel durante la etapa de recuperación	59
Tabla 6	Parámetros hidráulicos obtenidos de la interpretación	78
Tabla 7	Relación de pozos existentes nivelados en 2008	84
Tabla 8	Relación de piezómetros nivelados en 2008	85
Tabla 9	Relación de pozos y piezómetros nivelados en 2009	86
Tabla 10	Índices de saturación para diferentes minerales obtenidos con el programa PRHEEQC. Los números en negritas cursivas indican condiciones cercanas al equilibrio químico ($-0.5 < SI < 0.5$) y de sobresaturación ($SI > 0.5$). Las celdas en color azul claro corresponden a muestras de agua de río. Aquéllas en azul más intenso son pozos, y las celdas en verde claro indican las muestras del manantial el azufral en Chacahua y un pozo próximo a éste.....	110
Tabla 11	Composición isotópica del agua subterránea	125
Tabla 12	Volúmenes calculados de fertilizantes aplicados durante el ciclo 2007-2008, para el DR 110 Río Verde – Progreso, Oax. (CFE, 2008)	130
Tabla 13	Procedencia de la recarga de los pozos	133
Tabla 14	Composición isotópica de la lluvia a diferentes altitudes	141
Tabla 15	Términos que intervienen en el balance	172
Tabla 16	Unidades y módulos del Distrito de Riego 110 Río Verde-Progreso.....	174
Tabla 17	Caudal de entrada por flujo subterráneo (2009)	179
Tabla 18	Volumen anual por retornos de riego	179
Tabla 19	Volumen de recarga vertical	180
Tabla 20	Caudal de salida por flujo subterráneo (2009)	180
Tabla 21	Extracciones de agua subterránea	181
Tabla 22	Caudal evapotranspirado desde la superficie freática (2009)	181
Tabla 23	Flujo base del Río Verde	182
Tabla 24	Resultado de los términos del balance	183
Tabla 25	Tránsito del río en las condiciones actuales	186
Tabla 26	Tránsito del río con la presa Paso de la Reina	187
Tabla 27	Cambios en la recarga del acuífero	193
Tabla 28	Composición de las muestras de agua de las lagunas	204
Tabla 29	Puntos de monitoreo de las lagunas.....	213



RESUMEN EJECUTIVO

La Comisión Federal de Electricidad, a través de su Coordinación de Proyectos Hidroeléctricos (CPH), ha identificado en la cuenca del río Verde, ubicada en el estado de Oaxaca, el proyecto “Aprovechamiento hidráulico de usos múltiples Paso de la Reina, Oaxaca”, como una alternativa para contribuir a satisfacer la demanda de energía eléctrica en el área central del País.

Dada la importancia que pudiera tener para el país un proyecto de estas características, la CPH a través del Centro de Anteproyectos del Pacífico Sur programó el desarrollo de los estudios que permitan integrar la Evaluación de Impacto Ambiental, considerando los requerimientos de la legislación ambiental.

Para ello fue considerado y convocado el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, a través de la subcoordinación de hidrología subterránea, a la cual se le encomendó realizar una serie de estudios específicos con relación al agua subterránea, que permitan integrar la Evaluación de Impacto Ambiental.

Para cumplir con los objetivos del estudio se llevaron a cabo actividades de campo, gabinete y laboratorio. En primer lugar se realizó una revisión y análisis de estudios previos.

Los trabajos de campo incluyeron 50 Sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM'S), un censo de aprovechamientos, la nivelación de 46 brocales existentes y 17 brocales nuevos, 10 pruebas de bombeo en pozos existentes y 13 en piezómetros nuevos, la caracterización geoquímica e isotópica de 44 aprovechamientos de agua subterránea, la caracterización isotópica de 24 muestras de agua de las lagunas Chacahua y Salina Grande, fotogeología de la zona de estudio, y la construcción de 17 pozos de monitoreo.

Para definir la distribución y características de las unidades hidrogeológicas de la zona de estudio, se realizaron 50 Sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM'S). Los datos que se obtuvieron a partir de esta actividad apoyaron en la definición del modelo de funcionamiento hidrogeológico.

A partir del censo de aprovechamientos y atendiendo a su localización e importancia piezométrica se programaron para nivelación 46 brocales de pozos existentes y 17 de pozos nuevos. Esta actividad se hizo con el método de doble altura de aparato y se utilizó un equipo consistente en nivel fijo tipo automático. Los datos de la nivelación formaron parte de la base de datos para determinar la posición del nivel estático con

respecto al nivel medio del mar. Para el apoyo de la nivelación se utilizaron los bancos de nivel que CFE tiene en la zona.

Con el objeto de determinar los parámetros hidrogeológicos del acuífero se efectuaron 10 pruebas de bombeo en pozos ya existentes y 13 en los piezómetros nuevos. Estas pruebas se efectuaron en etapas de abatimiento y/o recuperación dependiendo de las facilidades que brindaron los usuarios de los pozos.

Para realizar una interpretación hidrogeoquímica que permitiera conocer el origen del agua subterránea, se recolectaron muestras de agua en 44 aprovechamientos distribuidos a lo largo del acuífero. En campo se determinaron la temperatura, pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto, potencial redox (Eh), la alcalinidad total y los bicarbonatos. En laboratorio se determinaron los componentes principales (aniones y cationes) como calcio, magnesio, sodio, potasio, cloruros, sulfatos, dureza de calcio y dureza total. Por ser de interés también se determinaron fluoruros, hierro, manganeso, aluminio, sílice y sólidos disueltos totales.

Con el fin de determinar los mecanismos de recarga-descarga e interrelaciones entre agua subterránea y superficial, se realizaron análisis isotópicos (oxígeno 18 y deuterio) del agua de 44 pozos.

Para determinar la interrelación entre agua subterránea y las lagunas Chacahua y Salina Grande, se realizaron análisis isotópicos (oxígeno 18 y deuterio) de 24 muestras de agua de dichas lagunas.

Con la finalidad de complementar la red de pozos de observación del acuífero, se construyeron 10 piezómetros en la margen derecha y 7 en la margen izquierda.

Para definir el marco geológico e hidrogeológico local y regional, se fotointerpretaron 20 fotos aéreas escala 1:75 000, de las líneas de vuelo 176 a 179, que cubren el área de estudio.

Conclusiones

1.- En las márgenes del Río Verde principalmente la izquierda, se encuentran los depósitos aluviales que constituyen el acuífero de la zona, denominado “Acuífero Jamiltepec”. La geofísica reveló profundidades de hasta 100 metros en algunos puntos. El acuífero está limitado por rocas ígneas y metamórficas, siendo estas las fronteras que funcionan como barreras al flujo del agua subterránea.

2.- De acuerdo con la configuración de niveles piezométricos, el río Verde posee dos zonas de funcionamiento hidráulico bien definido.

El primero comprendido entre el océano y la Presa Derivadora “Ricardo Flores Magón”, porción central de la planicie, donde se comporta como una corriente influente la cual alimenta el acuífero.

La segunda, que parte de la presa derivadora y llega hasta la sección Paso de la Reina, en el límite norte del área de estudio donde el cauce del río se encañona, según las equipotenciales éste actúa como una corriente efluente, es decir, el río es un dren natural de los acuíferos marginales. El flujo base generado en este tramo es agua subterránea procedente de los acuíferos marginales como resultado de una respuesta lenta para cambios de largo plazo en esos sistemas, y refleja aportaciones de carácter transitorio estacional.

3.- La zona de estudio está caracterizada por la presencia de aguas subterráneas de baja salinidad. Los niveles de bicarbonatos, los contenidos bajos de cloruros y el rango de pH detectados, indican que se trata, en términos generales, de aguas de reciente infiltración y las temperaturas (25-29°C) reflejan su naturaleza somera al estar influenciadas por la temperatura ambiente. Esta agua, en general, constituye un tipo de agua bicarbonatada-cálcica. Sin embargo, se han presentado valores importantes de fluoruros, hierro y manganeso, algunos de los cuales están por encima de lo indicado por la Modificación a la NOM-SSA1-127-1994 (hasta 1.2, 2.1 y 1.3 mg/l, respectivamente) que reflejan la influencia de ambientes geológicos con la presencia de minerales ferromagnesianos.

4.- Los análisis de las muestras de agua de los pozos del Parque Nacional, revelaron un incremento de la conductividad eléctrica, en dirección hacia el mar.

Este incremento de la conductividad eléctrica, está asociado con el intercambio iónico que se produce entre el agua subterránea y las superficies de minerales arcillosos que en este caso están cargadas de iones de sodio. Es decir, no es debido a intrusión salina.

5.- La isotopía de las aguas superficiales, las subterráneas, y la lluvia, muestra que el Río Verde, en la sección que es influente, recarga aproximadamente 70 % del agua del acuífero. La lluvia recarga el 30 %.

Los isótopos también revelaron que el acuífero en la zona del distrito de riego, muestra una evidente tendencia a incrementar el contenido de sulfato producido por la aplicación de fertilizantes.

6.- El balance de aguas subterráneas, arrojó que el Río Verde recarga al acuífero 109 millones de m³ anuales.

7.- Utilizando la ecuación que rige el proceso de infiltración en un cauce natural, los datos de piezometría, geofísica, pruebas de bombeo, y el tránsito de las avenidas, se realizó el cálculo de la infiltración del Río Verde hacia el acuífero, tanto en las condiciones actuales como en la condición de funcionamiento de la Presa Paso de la Reina.

De acuerdo a los cálculos, actualmente el Río Verde infiltra un gasto de 84.5 millones de m³ en la época de lluvias y en estiaje 24.5 millones de m³, para un total anual de 109 millones de m³. Este valor es consistente con el resultado que se obtuvo en el balance del agua subterránea.

Así mismo, dichos cálculos también arrojaron, que con la presa Paso de la Reina el Río Verde infiltraría un gasto de 79.5 millones de m³ en la época de lluvias y en estiaje 29.5 millones de m³, para un total anual de 109 millones de m³.

Es decir, con la presa Paso de la Reina, la recarga disminuiría en la época de lluvias, pero aumentaría en la época de estiaje, de tal modo que a nivel anual, la recarga al acuífero se mantiene sin cambio.

8.- Utilizando trazadores ambientales naturales (Deuterio y Oxígeno 18) y datos geoquímicos, se determinaron los aportes de agua dulce a las lagunas Chacahua y Salina Grande, en la temporada de lluvias. Se consideraron tres fuentes posibles del aporte: agua del río verde, agua de lluvia y agua del acuífero.

Los resultados mostraron, que en la época de lluvias, la principal fuente de agua dulce a las lagunas es la lluvia. Es posible que esta agua es recolectada en el distrito de riego por los diferentes drenes que lo cruzan, y posteriormente la descarguen en la lagunas, ya que ahí terminan dichos drenes.

Así mismo, la geofísica reveló en la zona de las lagunas, una capa de arcilla que confina el acuífero e impide que el agua subterránea aflore hacia las lagunas.



Derivado de lo anterior, se concluye que el aporte de agua subterránea a las lagunas, en la temporada de lluvias, es mínimo.



IV.2.1. GENERALIDADES

IV.2.1.1 ANTECEDENTES

La Comisión Federal de Electricidad, a través de su Coordinación de Proyectos Hidroeléctricos (CPH), tiene como misión, contribuir a la expansión del Sector Eléctrico Nacional, desarrollando los trabajos necesarios para definir proyectos hidroeléctricos sustentables.

En la cuenca del río Verde, ubicada en el estado de Oaxaca, la CFE ha identificado al proyecto “Aprovechamiento hidráulico de usos múltiples Paso de la Reina, Oaxaca”, como una alternativa para contribuir a satisfacer la demanda de energía eléctrica en el área central del País. El proyecto se ubica sobre el río Verde, aguas arriba de la confluencia con el río La Leche, aproximadamente a un kilómetro aguas arriba del poblado Paso de la Reina.

Dada la importancia que pudiera tener para el país un proyecto de estas características, la CPH a través del Centro de Anteproyectos del Pacífico Sur programó el desarrollo de los estudios que permitan integrar la Evaluación de Impacto Ambiental, considerando los requerimientos de la legislación ambiental.

La cuenca del Río Verde pertenece a la Región Hidrológica No. 20 y comprende parte de los Estados de Oaxaca y Guerrero, su potencial hidroeléctrico ha identificado proyectos escalonados (en cascada) y con conducciones, para aprovechar la totalidad de su desnivel, planteando 25 boquillas con alturas de cortina hasta de 200 m con una generación de energía media anual de 7 371 Gwh (CFE, Potencial Hidroeléctrico Nacional de 1994). Actualmente se han continuado los estudios de los proyectos hidroeléctricos: Ixtayutla, Tataltepec y Paso de la Reina en el estado de Oaxaca, por presentar condiciones favorables en cuanto a disponibilidad de agua, geología aparentemente adecuada y esquemas hidroeléctricos convencionales.

Conforme a los requerimientos de la normatividad ambiental este tipo de proyectos requiere de una Manifestación de Impacto Ambiental Regional que cubra los requerimientos de la Guía correspondiente de la SEMARNAT.

Para la evaluación del impacto ambiental se requiere delimitar el Sistema Ambiental Regional (SAR) que concentra los factores y procesos naturales y antropogénicos donde se espera que se manifiesten tanto los impactos directos como la influencia del proyecto sobre los mismos. De esta forma, el SAR para el proyecto incluirá aguas arriba el límite de la subcuenca del río Verde, la entrada de las subcuencas de los ríos tributarios, principalmente el río Atoyac y la Leche, el sistema fluvial, lagunar costero aguas abajo de la cortina y el distrito de riego asociado a los aprovechamientos del río.

IV.2.1.2 OBJETIVO DEL ESTUDIO

General

- Una caracterización del sistema acuífero- Río Verde -Lagunas en el sistema ambiental regional del proyecto.
- Una identificación de los impactos ambientales al sistema, reconociendo las áreas de impacto directo e influencia del proyecto.

Específicos

1. Descripción del área
2. Censo de aprovechamientos subterráneos
3. Perforación de piezómetros
4. Piezometría
5. Pruebas de bombeo
6. Nivelación de brocales
7. Determinación físico-química del agua subterránea
8. Determinación isotópica del agua subterránea
9. Balance hidrogeológico
10. Determinación de la interrelación entre el agua superficial y el agua subterránea
11. Determinación de la interrelación entre el agua subterránea y las lagunas
12. Identificación de impactos y descripción del sistema
13. Elaboración de informe final.

IV.2.1.3 ESTUDIOS PREVIOS

Estudio geohidrológico preliminar de la zona de Jamiltepec, Oaxaca, 1980.

En el año de 1980, la S.A.R.H. a través de la subdirección de geohidrología y zonas áridas y por conducto del departamento de hidrología subterránea, encomendó a Rocha y Asociados, S.A. un estudio geohidrológico encaminado a cuantificar la disponibilidad del recurso de agua subterránea.

El estudio persiguió tres objetivos principales:

1. Conocer las características, comportamiento, calidad del agua, condiciones de explotación y recarga de los acuíferos de la zona de Jamiltepec.
2. Definir la magnitud del volumen de agua que puede extraerse en forma permanente del subsuelo sin inducir efectos perjudiciales, especialmente de intrusión salina.

3. Proponer áreas favorables para captaciones de agua subterránea.

Conclusiones:

1.- En la mayor parte de la zona de estudio el estrato productor de agua lo constituye la capa intemperizada de roca de superficie. Esta capa solo funciona como zona de infiltración y como transmisor del agua subterránea, dado que por su poco espesor no posee capacidad de almacenamiento.

2.- En las márgenes del Río Verde, principalmente la izquierda, se encuentran los depósitos aluviales que constituyen el único acuífero de la zona.

3.- El agua de toda la zona es del tipo bicarbonatada cálcica, lo cual indica que se trata de agua de reciente infiltración.

4.- Por lo que respecta a química inorgánica, el agua de toda la zona es apta para uso potable y para uso agrícola, con pocas limitaciones.

5.- La extracción del agua subterránea se realiza con poca cuantía, con equipos pequeños ó por medios manuales.

6.- Las profundidades al nivel estático varían entre los 2 y 10 metros, disminuyendo hacia la costa donde producen lagunas por la inundación de zonas bajas. Además una amplia zona costera se encuentra sujeta a evapotranspiración por niveles freáticos someros.

7.- Las evoluciones del nivel estático que se observaron demuestran que el acuífero se encuentra fuertemente influido por la época de lluvias constituyendo su principal recarga, ya que la parte alta de la cuenca drena superficialmente y aporta muy poca agua al acuífero.

Recomendaciones:

1. Se recomienda como zona probable de explotación la zona de la margen izquierda del Río Verde, entre la población de San José del Progreso y Charco redondo.

2.- Como los datos recabados en el presente estudio no son suficientes para establecer el balance de agua, se recomienda realizar recorridos de piezometría mensual a todo lo largo del año.

3.- Establecer estaciones de aforo en los ríos San Francisco y Chacalapa.

4.- Perforar piezómetros para efectuar pruebas de bombeo que proporcionen datos de los parámetros hidrogeológicos del acuífero.

IV.2.1.4 LOCALIZACIÓN

En la cuenca de drenaje del Río Verde, se localizan cuatro acuíferos, los cuales son: Nochixtlan, Valles Centrales, Ejutla y Jamiltepec. De estos, solamente el acuífero de Jamiltepec se encuentra en la zona de influencia del AHUMPR, ya que los otros tres se encuentran aguas arriba y muy lejanos al sitio del AHUMPR.

La zona de estudio está situada en la porción central de la costa sur del estado de Oaxaca, en la región hidrológica RH-21, denominada Costa de Oaxaca, y la región hidrológica RH-20, denominada Costa Chica-Río Verde (Figura 1).

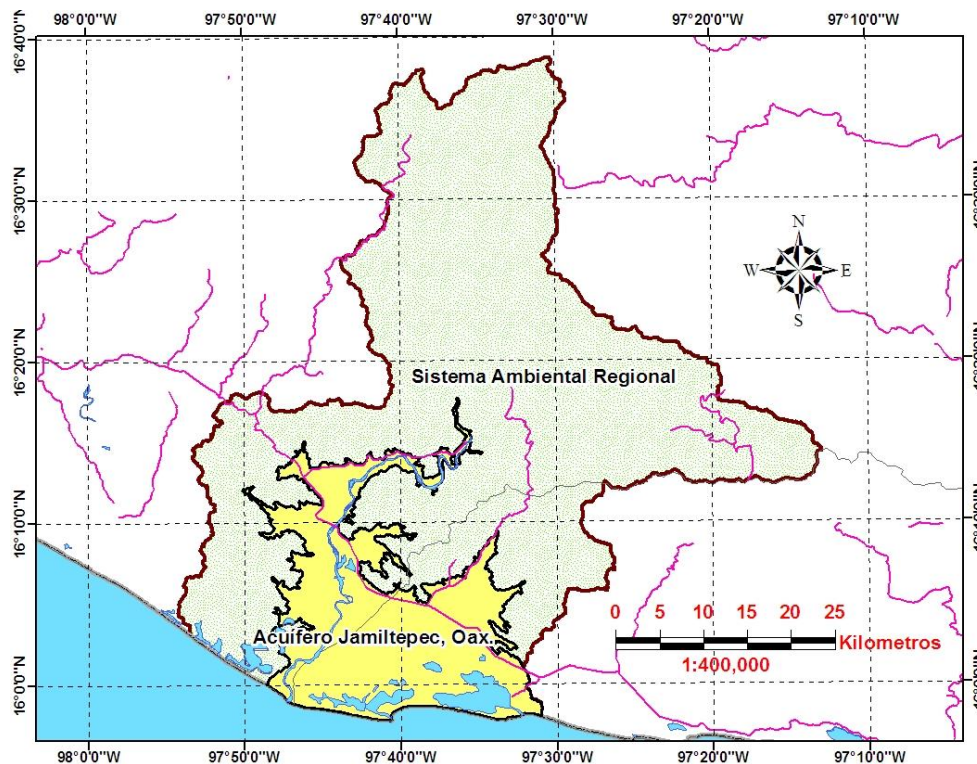


Figura 1 Localización de la zona de estudio (acuífero de Jamiltepec, Oaxaca)

IV.2.1.5 CLIMA

En la clasificación del clima según Koeppen, los climas que prevalecen, son del tipo Aw (caliente subhúmedo con lluvias en verano). El área de Jamiltepec, en el extremo

Oeste de la zona, tiene una temperatura promedio de 26.9°C y una precipitación promedio de 1,699.7 mm y corresponde al grupo Awz(x'). El área de Puerto Ángel en el extremo Este de la zona, con una temperatura y precipitación promedios de 28.2°C y 1038.9 mm. Respectivamente, corresponde al grupo Awo con un cociente P/T igual a 36.8<43.2.

IV.2.1.6 PRECIPITACIÓN

La curva de los 1500 mm de precipitación pluvial domina en la zona en estudio, subiendo desde la curva de los 1200 mm en la playa hasta los 2000 mm hacia la sierra con trazos paralelos a la línea de la costa. El régimen de lluvias es predominantemente en verano, con muy pocas precipitaciones en invierno, siendo los meses más húmedos agosto y septiembre.

IV.2.1.7 TEMPERATURA

Las temperaturas medias anuales son relativamente altas, como corresponde a un clima semi cálido. Las líneas isotermas se encuentran paralelas a las sierras, la más cercana a la costa con 26°C bajando hacia el Este en dirección a Santa María Acatepec, cruzando el Río Verde llegando hasta la curva de los 20°C dentro de la zona de estudio. Existe poca variación de temperaturas medias en la zona, observándose las más altas en los meses de abril y mayo.

IV.2.1.8 EVAPORACIÓN

Casi no existe variación espacial en este parámetro, ya que solo se tiene una curva de 1300 mm paralela a la costa. La evaporación se encuentra influida decisivamente por la temperatura y son los meses de marzo a mayo los que presentan mayor evaporación.



IV.2.2. GEOLOGÍA

IV.2.2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La margen continental del pacífico en la porción sur de México se caracteriza por la abundancia de cuerpos batolíticos que intrusionan terrenos metamórficos, sedimentarios y vulcanosedimentarios (Figura 2).

En el sector de Puerto Escondido-Juchatengo-Huatulco-Puerto Ángel, el complejo Xolapa está constituido principalmente de anfibolitas, migmatitas, paragneises, esquistos y ortogneises.

El Complejo Batolítico de Río Verde, presente en el área de estudio, está constituido por tres intrusivos denominados Río Grande, Río Verde y Jamiltepec (Figura 2) y se distinguen por sus principales minerales accesorios. El estudio de Hernández-Bernal (1995), reporta los resultados de la cartografía a detalle, petrografía, geoquímica de los óxidos mayores, elementos traza y tierras raras, así como de isótopos.

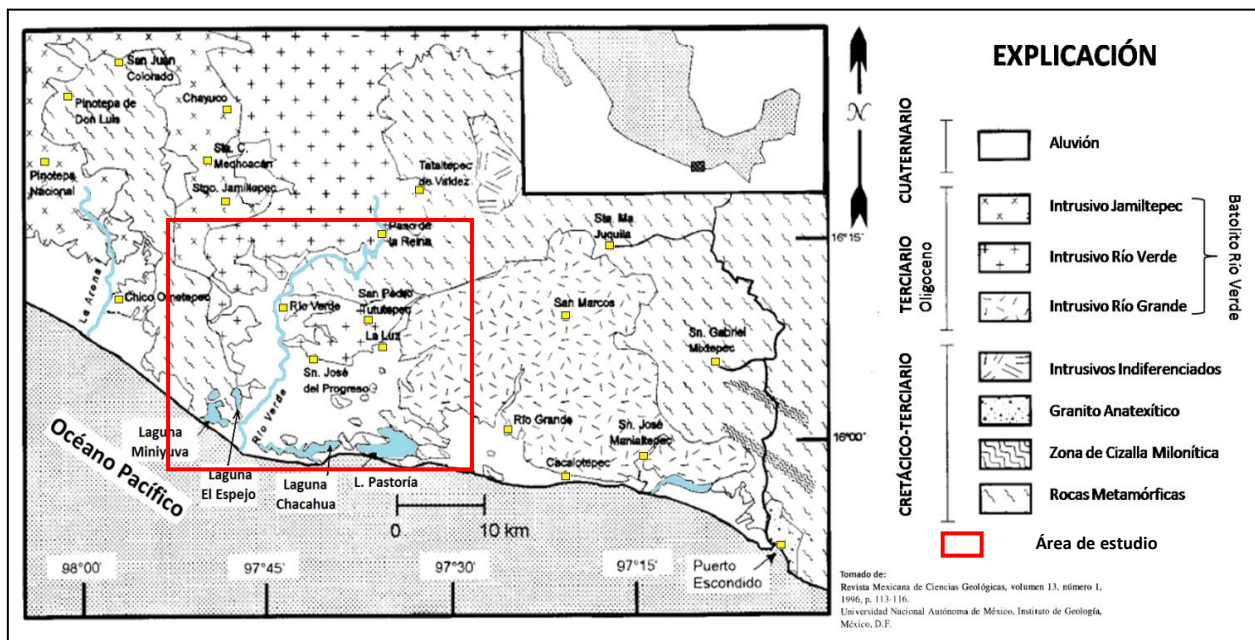


Figura 2 Geología regional

Intrusivo Río Grande

Contiene biotita con rangos de composición de granito, granodiorita o tonalita, otros minerales agregados incluyen hornblenda, apatito, zircón y esfena, es de granulometría fina y textura equi-granular, en algunas porciones particularmente al Este del contacto con la secuencia gnéissica, las micas muestran una foliación incipiente (*Hernández-Bernal, 1995*).

Intrusivo Río Verde

Presenta biotita y hornblenda como minerales dependientes mayoritarios en proporciones variables; la composición corresponde a granodiorita-tonalita con biotita y hornblenda, con otros minerales como apatito, zircón y esfena, tiene granulometría media, de 0.1 a 0.5 cm, a tamaño grueso, de 0.5 a 1.0 cm. Al NE de San José del Progreso, por San Pedro Tutultepec, el contacto con la secuencia metamórfica presenta un incremento gradual en el xenolito y abundante hornblenda, ligera foliación e intenso fracturamiento (*Hernández-Bernal, 1995*). Figura 3.

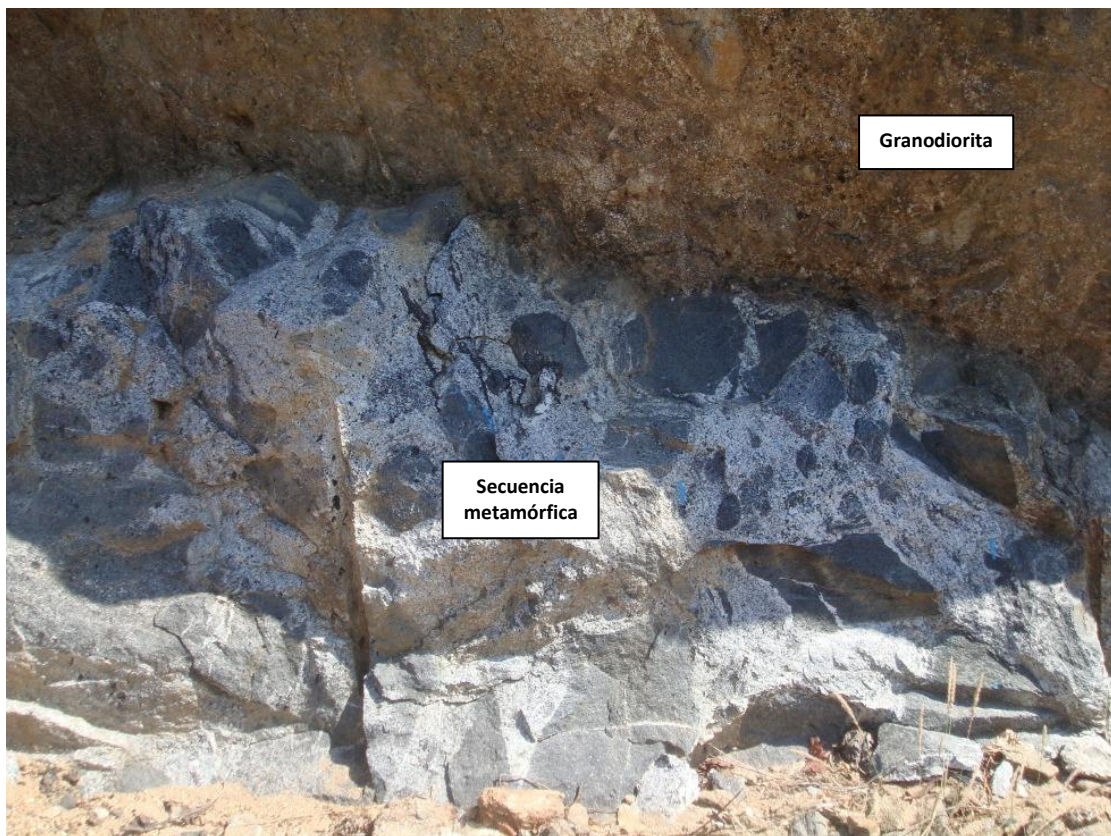


Figura 3 **Contacto entre el Intrusivo Río Verde y la secuencia metamórfica**

Intrusivo Jamiltepec

Muestra hornblenda como principal mineral constituyente y una composición tonalita-monzodiorita-granodiorita-granito, también se encuentra biotita, zircón y apatito, su tamaño de grano es más grande que en los otros intrusivos, en su límite occidental junto con la secuencia metamórfica presenta marcada foliación, abarca unos 800 km² de área de afloramiento (Figura 4) (*Hernández-Bernal, 1995*).



Figura 4 Intrusivo Jamiltepec (granito alterado en superficie)

Dataciones K-Ar en concentraciones de hornblenda y biotita para los tres intrusivos, dan un rango de edad de 23.5 a 29.9 Ma (Oligoceno-Mioceno), con 530° a 300°C de rango de enfriamiento (*Hernández-Bernal, 1995*).

La Figura 5 muestra el tipo de rocas que prevalecen en el área de estudio, obsérvese el color de la roca por influencia del tipo y contenido mineralógico, su estructura y textura maciza y cerrada, en algunos casos deleznable por su desarrollado grado de intemperización y alteración, y altamente litificada en otros.

Estas muestras se recolectaron durante el recorrido de la verificación de campo para la interpretación fotohidrogeológica.

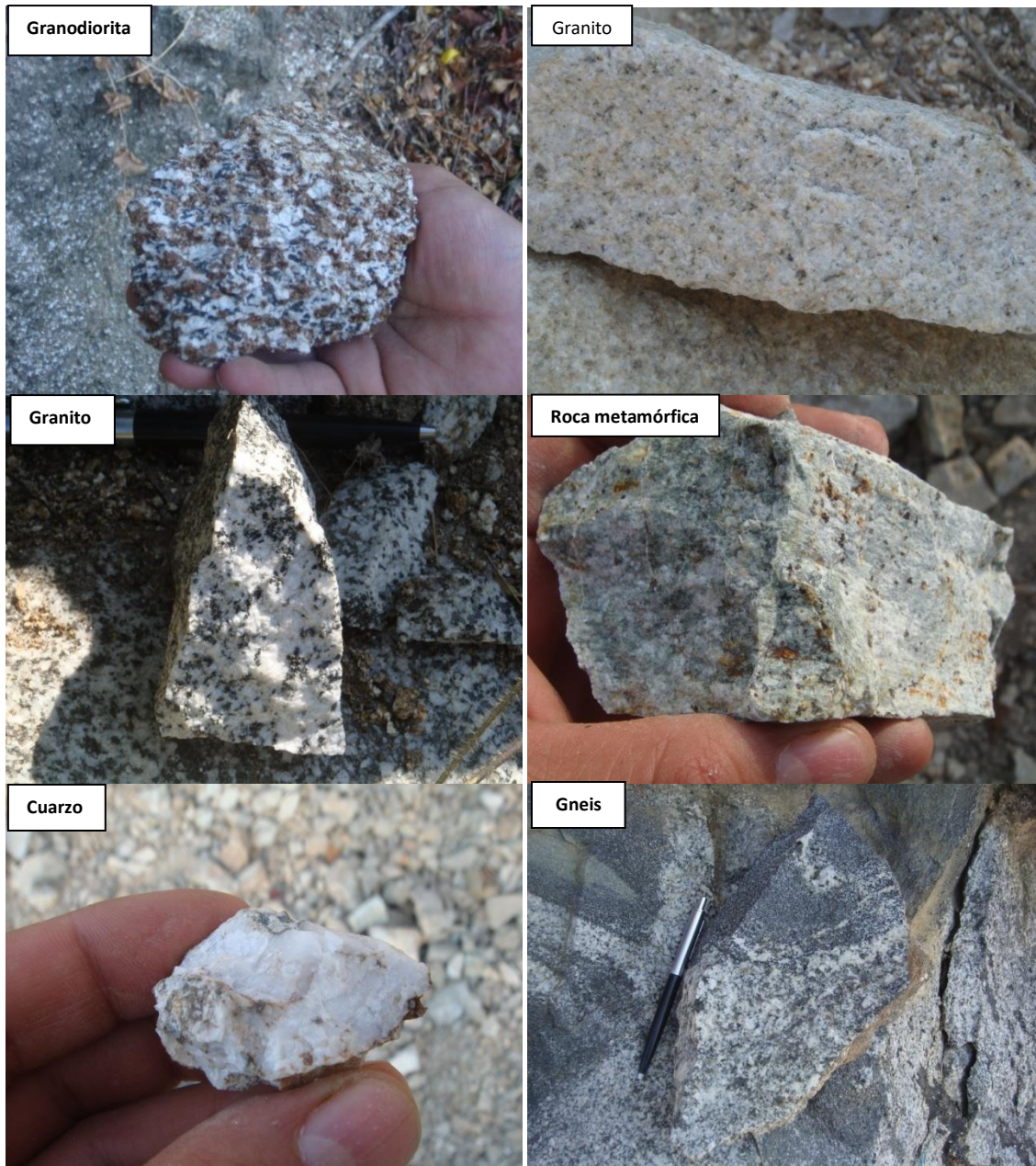


Figura 5 **Muestras de roca**

IV.2.2.2 FOTOGEOLOGÍA

La fotogeología permite definir los contactos geológicos, los principales rasgos estructurales como lineamientos, tipo y distribución de fallas, el carácter litológico y formacional de las masas rocosas, la distribución, densidad y tipo de drenaje superficial, así como aquellos aspectos toponímicos de importancia, como cuerpos de agua, carreteras y localidades, entre otros.

La actividad se desarrolla colocando hojas acetato sobre una de las fotos de cada par estereoscópico, el que a su vez es la base del opuesto, uno de cada lado; con un plumín de tinta indeleble y trazo fino se marca la información mencionada con ayuda del estereoscopio, el cual permite visualizar en tercera dimensión el marco geológico en estudio. Se seleccionan puntos de verificación de campo o de control terrestre y se elabora digitalmente el plano foto-geológico en una base cartográfica establecida, asignando las características hidrológicas regionales más que los detalles locales.

El mapa incluye la topografía con los pormenores imprescindibles ya que ésta revela también importante información sobre las fuentes del subsuelo, como potenciales áreas de recarga y descarga, y la capacidad de infiltración de las rocas a través de la densidad y tipo de drenaje superficial.

El análisis geológico de las fotos aéreas incluye la descripción no solo de la realidad visible sino además de su interpretación, en especial de la división estratigráfica o estructural, presentada de manera congruente, enfatizando sobre el carácter litológico de las rocas más que sobre sus unidades de tiempo.

Para cubrir el área de estudio se obtuvieron 20 fotos aéreas, escala 1:75000, de las líneas de vuelo 176 a 179 (Anexo 1)

Con base en el estudio de las fotografías aéreas, levantamiento de campo y trabajos previos, se elaboró el plano foto-geológico en el cual se marcan los contactos de las unidades litológicas que afloran en el área de estudio, así como los principales lineamientos de éstas.

En la Figura 6 se presenta el mapa foto-geológico.

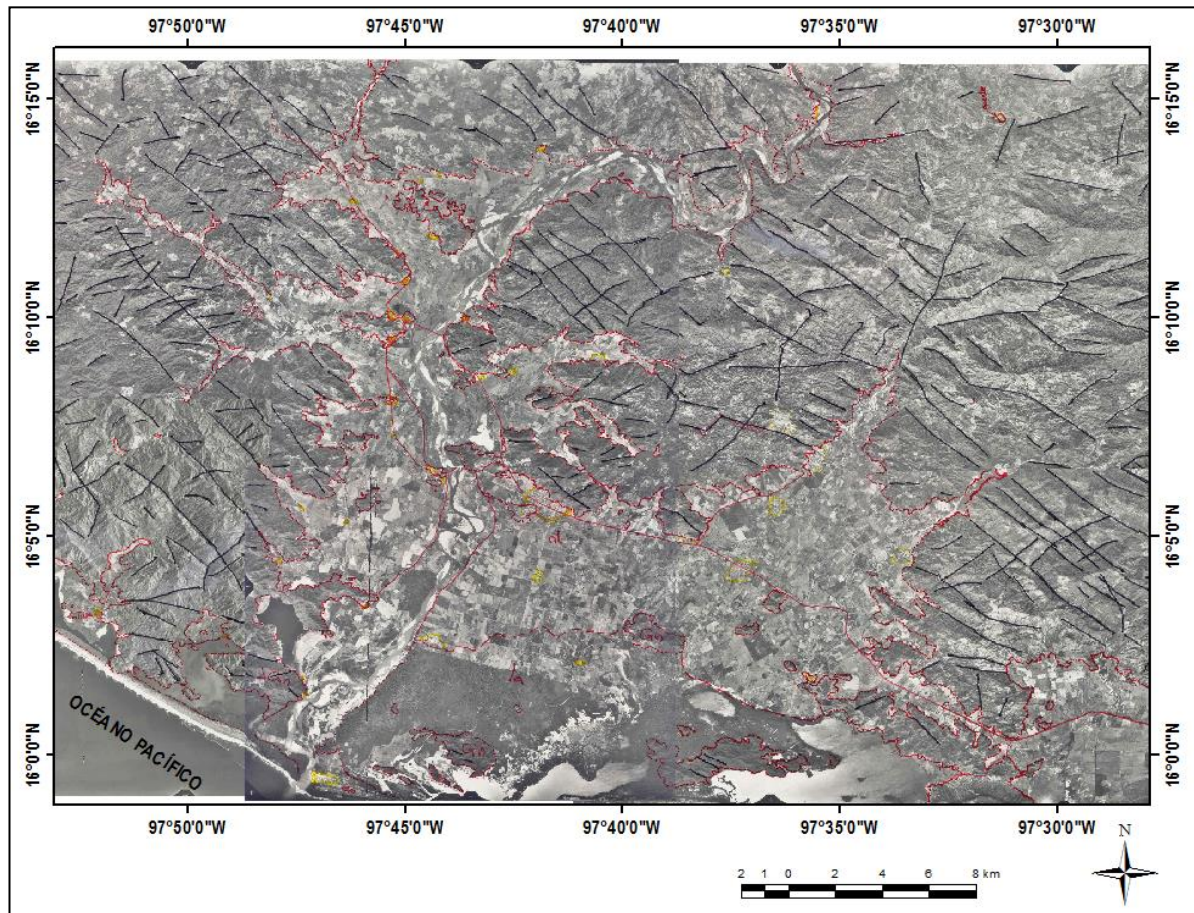


Figura 6 Mapa foto-geológico

Con la información proporcionada por la fotointerpretación, se procedió a la digitalización de los contactos geológicos y las principales estructuras sobre el plano base geológico (Figura 7 y anexo Planos).

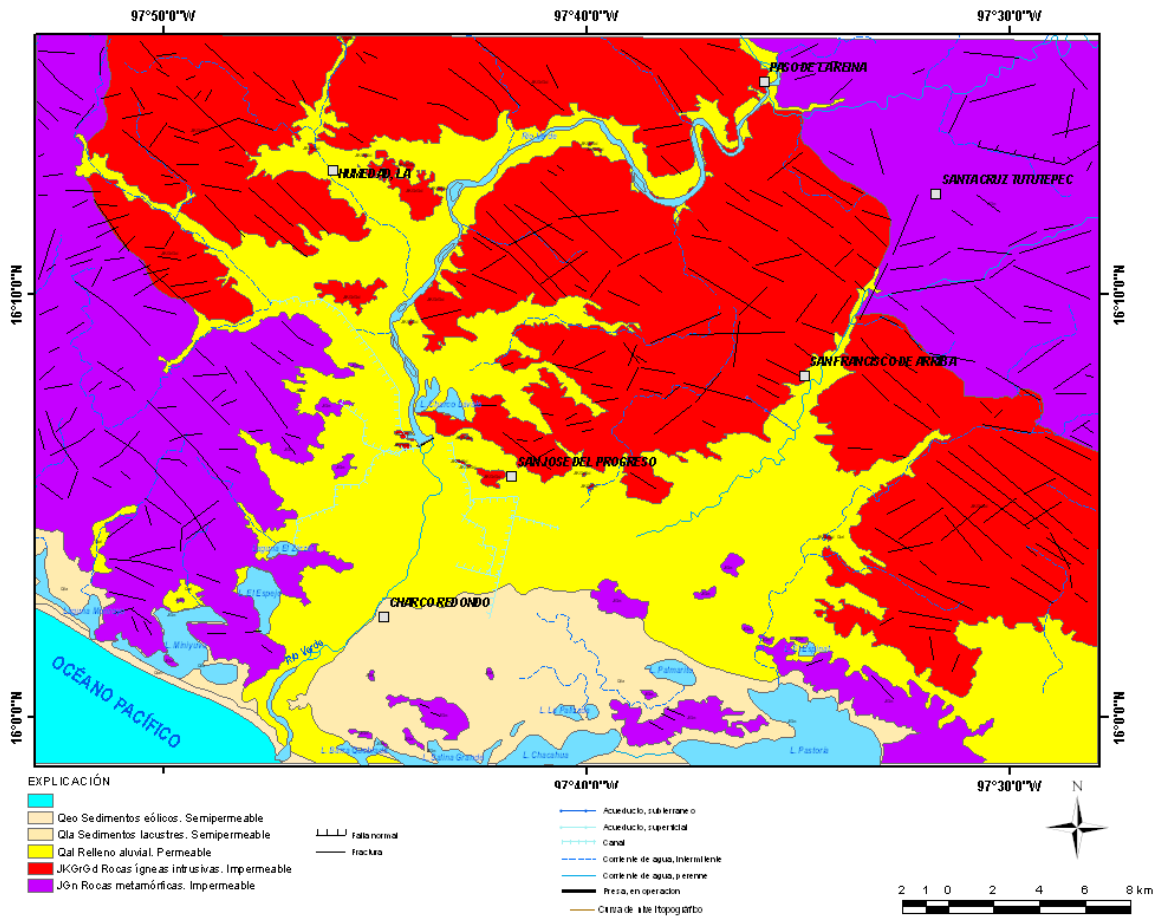


Figura 7 Mapa Base Geológico

IV.2.2.3 ESTRATIGRAFÍA

Se describe las unidades litológicas que en el área de estudio abarcan del Jurásico al Cuaternario (Figura 8).

COLUMNA GEOLÓGICA

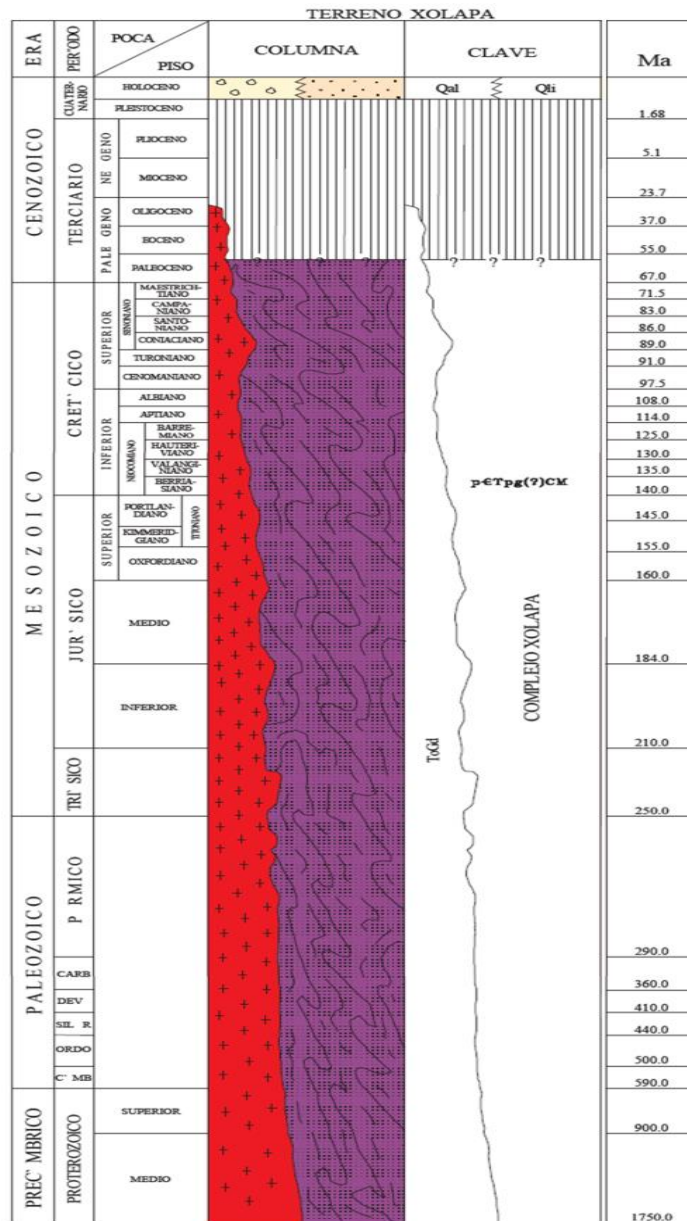


Figura 8 Columna geológica

La secuencia estratigráfica está constituida predominantemente en las partes montañosas por formaciones de rocas ígneas y metamórficas del Mesozoico (Jurásico-Cretácico), mientras que en los valles predominan sedimentos aluviales y lacustres del Cenozoico (Cuaternario).

JURÁSICO

Gneis granítico de biotita y anfíboles

Corresponde a rocas de color verde con cierta orientación o bandeamiento de sus componentes, llegando a observarse con cuarzo en las fracturas, de desarrollo incipiente.

JURÁSICO-CRETÁCICO

Rocas graníticas

De color claro y textura granular en zonas intemperizadas, tienen estructura masiva, bajo grado de fracturamiento y se presentan en forma de cuerpos intrusivos.

CUATERNARIO

Sedimentos aluviales y lacustres

Están constituidos por aluvión proveniente de la desintegración de rocas ígneas y metamórficas, que se acumulan en las partes bajas o de planicie.

Su litología corresponde a grava, conglomerado, arena y limo. Se encuentran en estado poco consolidado o semicompacto.

Los materiales de granulometría gruesa se localizan próximos a las porciones montañosas, tornándose más finos conforme se alejan de éstas.

Cerca de la línea de costa existen esteros y lagunas marginales en cuyos alrededores se han depositado materiales característicos como dunas y barras arenosas.

La escenografía geológica comprende valles y planicies en la parte sur y relieves escarpados en la norte. La primera se encuentra en etapa geomorfológica de madurez y la segunda en una etapa de juventud tardía.

Actualmente los valles están siendo labrados por corrientes de régimen permanente que descienden de las sierras y desembocan al mar, alimentando las lagunas marginales y los esteros.

IV.2.2.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las principales estructuras son de carácter regional.

Falla Tamazulapan

Es de tipo normal y se extiende de la parte norte del estado de Oaxaca hasta la falla Juchatengo.

Falla Juchatengo

De tipo normal, ocupa los límites del estado de Guerrero hasta encontrar la falla denominada Chacalapa.

Falla Chacalapa

Igualmente de tipo normal, es la continuación de la falla Juchatengo y se extiende hasta el Istmo de Tehuantepec.

Otras fallas existentes en la región son de naturaleza inversa y transcurrente, las estructuras rocosas observadas en el área de estudio se encuentran fracturadas y presentan dos alineamientos principales, uno de ellos en dirección NW-SE y el otro en dirección SW-NE. En la región y fuera del área de estudio, destaca la falla Oaxaca o fosa Cuicatlán que abarca de Tehuacán hasta la ciudad de Oaxaca donde se intercepta con la falla Donaji, de dirección oriente-poniente. Tal interrupción fue considerada como el límite meridional de la falla Oaxaca.

Igualmente, fuera del área de estudio, sobresale la cabalgadura Vista Hermosa que limita las unidades de la Cuenca del Papaloapan y la Península de Oaxaca.

La Sierra Madre del Sur se ha visto afectada por diferentes Orogenias, desde las Pre-Cámbricas, la Taconiana del Ordovícico, Apalachiana de finales del Paleozoico, la Nevadiana durante el Jurásico Cretácico, y la Laramídica del Cretácico Superior-Terciario.

La trinchera centro americana corre paralela a la costa del Pacífico de Jalisco, al SE de Oaxaca y se considera zona de subducción de la placa del Pacífico y la Norteamericana. El avance de la primera sobre el continente debe afectar profundamente las condiciones físicas del SIAL (Sílice y Aluminio) y SIMA (Sílice y Magnesio) de ambas, como para provocar grandes áreas sísmicas en extensos cuerpos ígneos de rocas intrusivas del Cretácico y en amplias extensiones de derrames volcánicos del Terciario y Cuaternario.

IV.2.2.5 HIDROGEOLOGÍA

Se determinan dos unidades hidrogeológicas atendiendo a su conductividad hidráulica.

Permeable

Material granular, Qal y Qla

Corresponde al acuífero granular de la planicie del área de estudio. Es de tipo libre y está constituido por arena fina a gruesa con cierto contenido de grava, arcilla y limo, y tiene buen coeficiente de permeabilidad.

Los límites laterales y el piso de este acuífero se conforman por rocas ígneas intrusivas y metamórficas

Es aprovechado por obras someras equipadas con bombas de poca capacidad, construidas sin filtro.

A lo largo de la línea costera predomina material arenoso, testigo de la erosión del oleaje y describe un paisaje de ambiente de litoral.

Depósitos de talud, Qdt

Distribuidos en las estribaciones montañosas, están representados por materiales de granulometría media a gruesa con eventuales boleos y bloques, producto de la erosión e intemperismo de cuerpos intrusivos, tienen matriz arenosa, pocos metros de espesor y elevada permeabilidad.

Pueden funcionar como áreas de recarga o como parte del acuífero de la planicie, en su zona media inferior, localizada a menor altitud, es explotado por captaciones en general de características constructivas limitadas de bajo rendimiento.

Impermeable

Rocas intrusivas y metamórficas, JKGrGd y JGn

Constituyen el basamento regional y los límites del acuífero, poseen estructura cerrada masiva.

En su parte superficial podrían llegar a adquirir saturación local, cierta permeabilidad secundaria y modestas propiedades acuíferas, o permitir la circulación de agua hacia el acuífero principal.

Las rocas intrusivas cubren gran parte del área de estudio, encontrándose numerosos y variados afloramientos, que se localizan al norte de Santiago Jamiltepec, al noreste de San José del Progreso, al este y sureste de La Luz, así como en San Pedro Tututepec; la alteración de estos cuerpos intrusivos originan suelos residuales arenarcillosos.

Las rocas metamórficas son las más antiguas, incluyendo variedades gnéisicas y esquistas, y afloran en pequeñas y grandes zonas al oeste de Río Verde y al sur del estado de Oaxaca, así como en la planicie costera y al este y sureste de Paso de la Reina.

La Figura 9 presenta el mapa geohidrológico con la ubicación de secciones dentro del área de estudio.

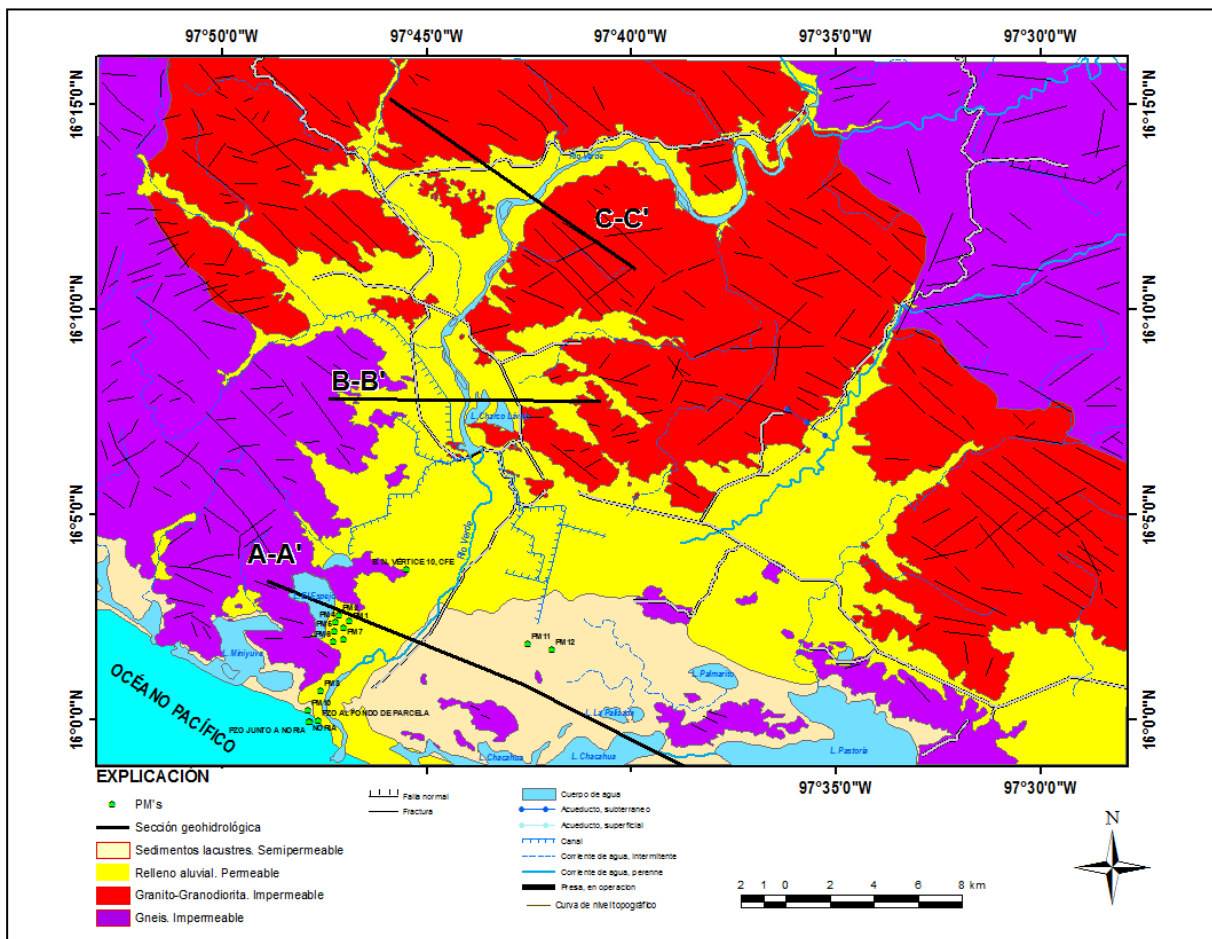


Figura 9 Mapa Geohidrológico

Las Figura 10 a la Figura 12 muestran las secciones geohidrológicas esquemáticas del área de estudio.

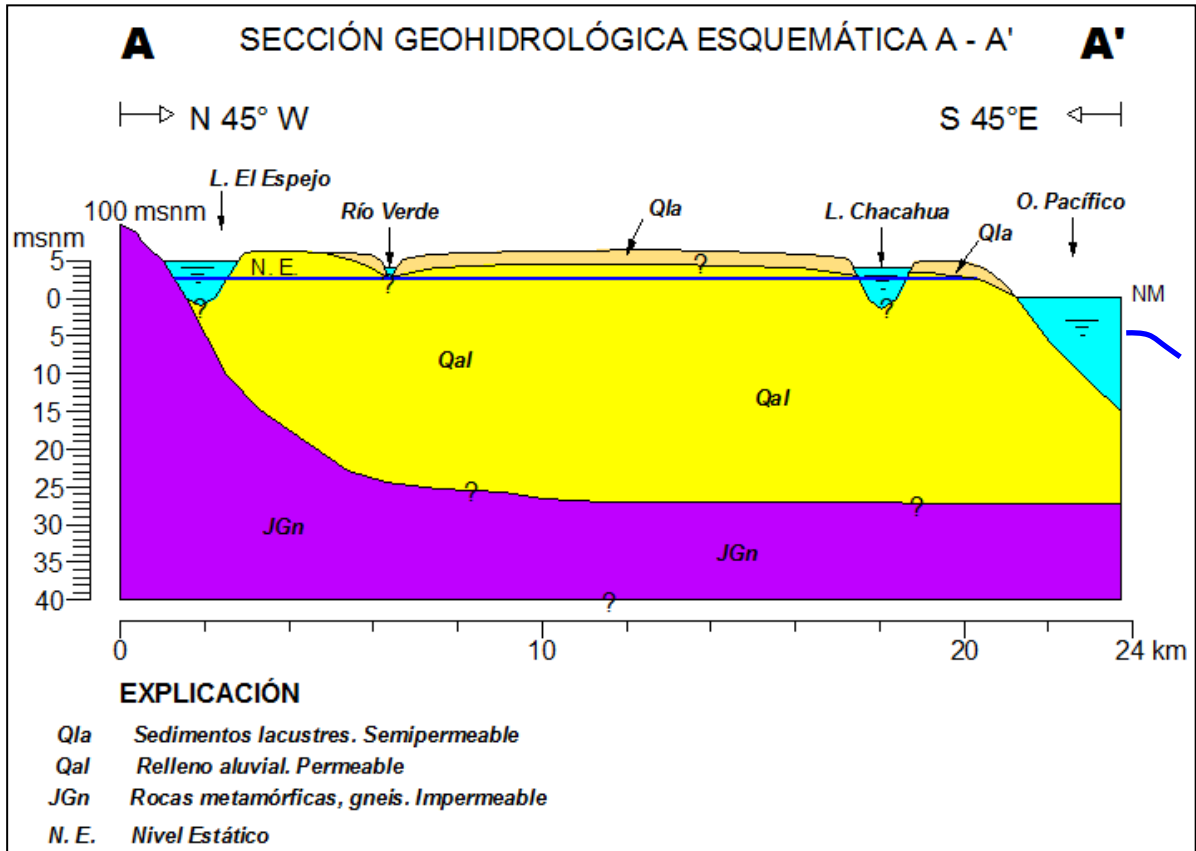


Figura 10 Sección geohidrológica A-A'

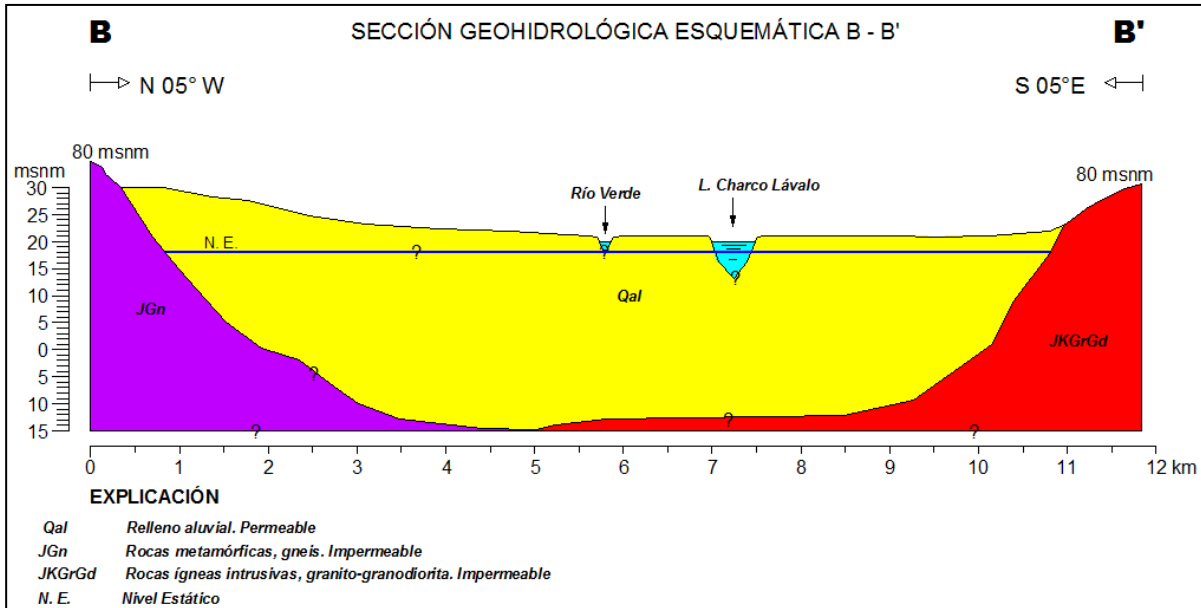


Figura 11 Sección geohidrológica B-B'

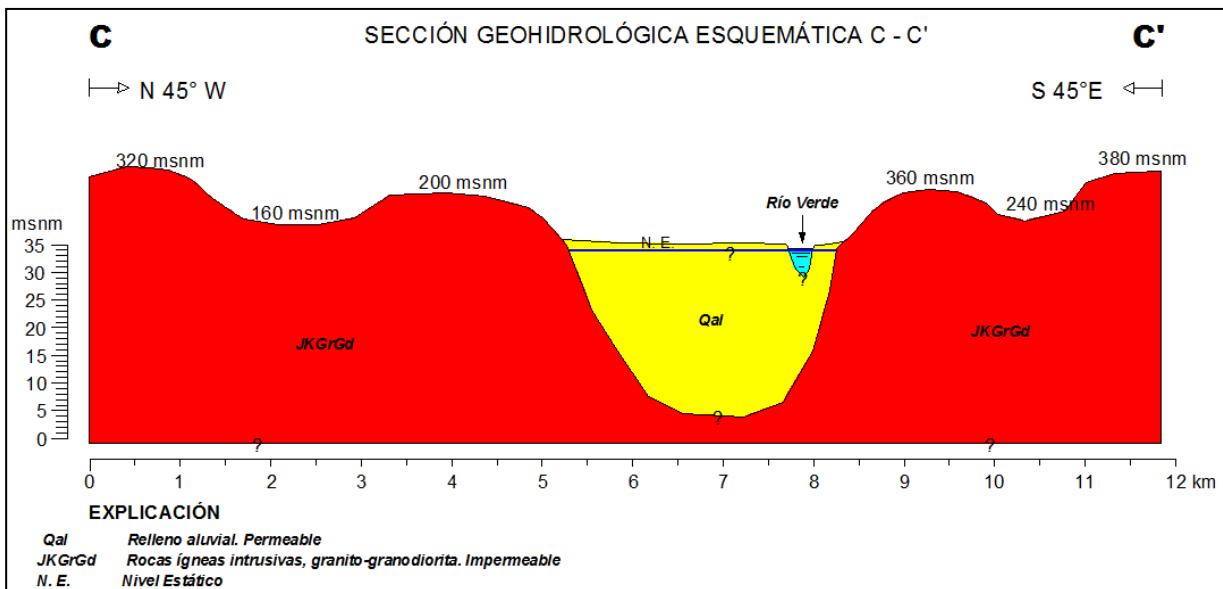


Figura 12 Sección geohidrológica C-C'



IV.2.3. GEOFÍSICA

IV.2.3.1 GENERALIDADES

Con el objeto de definir la distribución y características de las unidades hidrogeológicas de la zona de estudio, se realizaron 50 Sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM'S). La metodología de los TEM'S se describe en el anexo 2. Los datos que se obtuvieron a partir de esta actividad, apoyaran en la definición del modelo de funcionamiento hidrogeológico.

IV.2.3.2 LOCALIZACIÓN DE LOS SONDEOS GEOFÍSICOS

Año 2008

Tres sondeos se realizaron en la localidad de Santa Rosa de Lima, dos en San José Río Verde, dos en Río Viejo y dos más entre la Laguna el Espejo y el Río Verde (Figura 13 y anexo de planos). En el anexo 3 se muestran fotos de esta actividad.

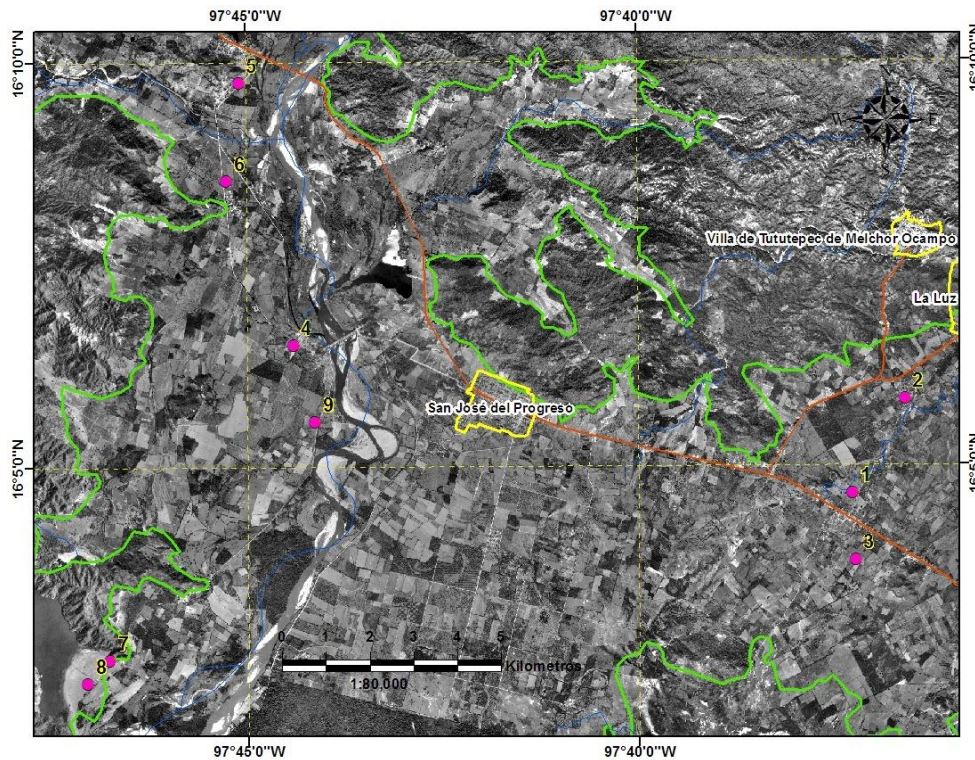


Figura 13 Localización de los sondeos geofísicos del 2008

En la Tabla 1 se listan las coordenadas UTM *datum* WGS-84 de los sondeos efectuados.

Tabla 1 Coordenadas de los sondeos geofísicos realizados en 2008

SONDEO	X	Y	Z
1	647518	1777886	27.5
2	648708	1780039	35.2
3	647590	1776356	19.3
4	634734	1781209	22.2
5	633469	1787187	31.8
6	633197	1784950	22.2
7	630557	1774019	5.9
8	630049	1773495	10.2
9	635235	1779474	23.2

Año 2009

En el año de 2009 se realizaron 41 sondeos. En la Figura 14 se muestra su localización.



Figura 14 Localización de los sondeos geofísicos del 2009

En la Tabla 2 se listan las coordenadas UTM *datum* WGS-84 de los sondeos efectuados.

Tabla 2 Coordenadas de los sondeos geofísicos realizados en 2009

SONDEO	X	Y
Pr-01	635472.8	1774457.44
Pr-02	636553.926	1773925.1
Pr-03	637671.395	1773935.88
Pr-04	638632.763	1773713.08
Pr-05	639630.543	1773462.48
Pr-06	640809.038	1773170.43
Pr-07	637522.611	1779225.89
Pr-08	639201.904	1778720.85
Pr-09	640162.938	1778199.45
Pr-10	641484.276	1778345.47
Pr-11	641397.829	1777163.79
Pr-12	639913.951	1777171.11
Pr-13	638123.224	1776916.27
Pr-14	637154.799	1777863.91
Pr-15	636284.704	1776691.51
Pr-16	637744.722	1775228.88
Pr-17	638914.779	1775837.74
Pr-18	640015.005	1775935.36
Pr-19	641041.299	1775766.24
Pr-20	641005.468	1774133.2
Pr-21	638208.736	1772840.12
Pr-22	639902.482	1774397.77
Pr-23	638642.401	1774704.7
Pr-24	637559.148	1774476.49
Pr-25	636292.569	1775614.39
Pr-26	639162.369	1772583.61
Pr-27	636291.499	1773439.83
Pr-28	634247.115	1773924.84
Pr-29	633651.703	1772835.34
Pr-30	632740.591	1771787.8
Pr-31	631868.784	1771032.19
Pr-32	630778.239	1770782.71
Pr-33	631231.291	1769400.45

Pr-34	630806.142	1767819.83
Pr-35	634078.475	1772558.2
Pr-36	634352.5	1771478.97
Pr-37	634400.12	1770652.72
Pr-38	634199.445	1769823.63
Pr-39	633263.717	1770949.75
Pr-40	631858.335	1768614.09
Pr-41	632085.604	1770105.09

IV.2.3.3 RESULTADOS DE LOS SONDEOS

Año 2008

A partir de los sondeos, se realizaron cuatro secciones o perfiles (Figura 15). El perfil 1 consta de los sondeos 5 y 6, el perfil 2 de los sondeos 4 y 9, el perfil 3 con los sondeos 7 y 8, y por último el perfil 4 de los sondeos 1, 2 y 3.

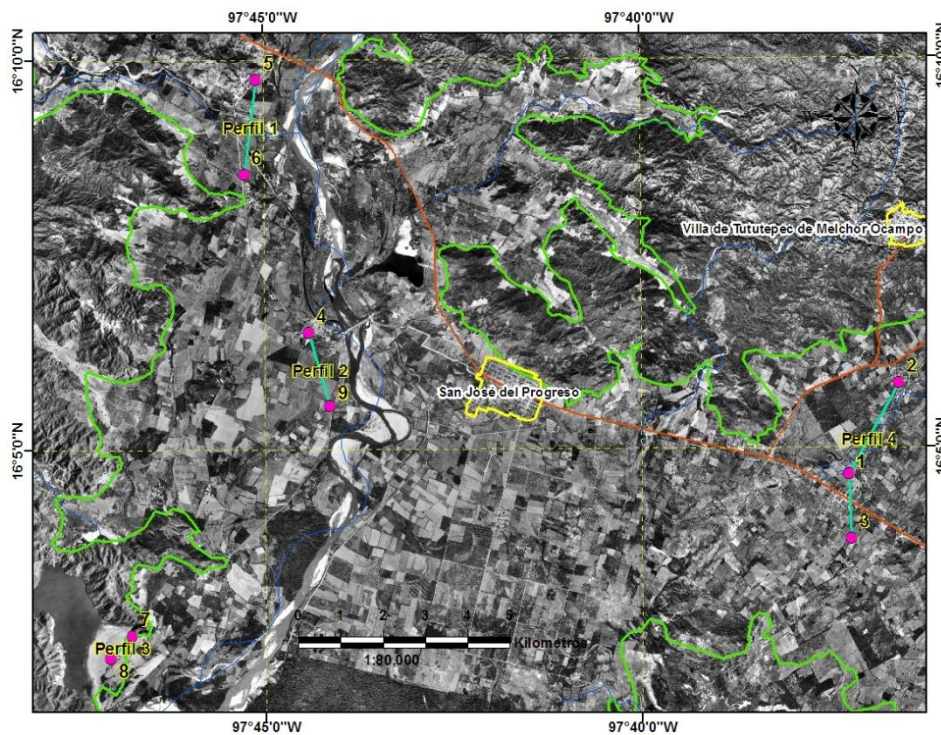


Figura 15 Perfiles geofísicos del año 2008

Año 2009

A partir de los sondeos, se realizaron 18 perfiles (Figura 16)

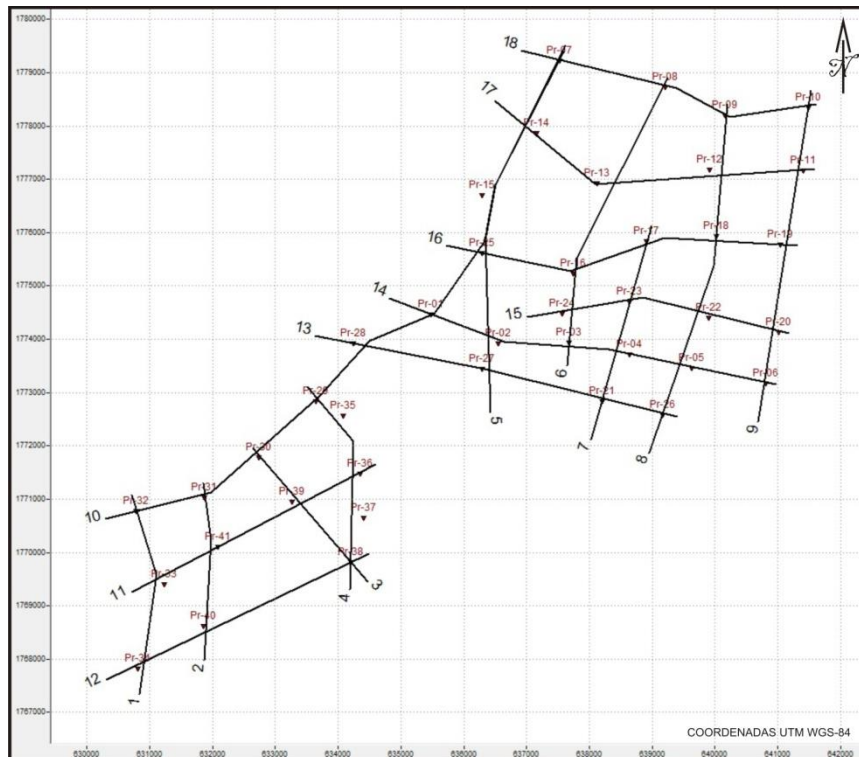


Figura 16 Perfiles geofísicos del año 2009

IV.2.3.4 DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES ELECTROESTRATIGRÁFICOS

La Tabla 3 muestra una clasificación de los parámetros obtenidos en la exploración geofísica y a la cual se le asocio una clasificación litológica, en base a su comportamiento resistivo.

Tabla 3 Clasificación geoelectrica

Unidad		Intervalo Resistivo (ohm-m)	Descripción y asociación litológica.
U1		Variable	Material granular de distinta granulometría. Suelos, rellenos mal clasificados, etc.
U2	A	menor a 5	Material granular arcilloso, impermeable, saturado.
	B	5 a 25	Material granular arenarcilloso. Permeable, se considera saturado.
	C	25 a 100	Material granular arenoso, materiales netamente arenosos y de grano grueso. Permeable, se considera saturado.
U3	A	menor 100	Roca muy fracturada, mineralizada o con algún grado de metamorfismo.
	B	100 a 300	Roca fracturada o alterada.
	C	mayor a 300	Roca sana e impermeable.

Perfil 1

Este perfil está formado por los sondeos 5 y 6 (Figura 17).

En este perfil se observa en la parte superior la unidad U1, la cual es considerada como la capa de suelo, que puede estar constituida de materiales de distinta procedencia y que por tanto tiene valores de resistividad muy variables.

Del lado derecho se presenta la unidad U3, que puede ser asociada a un cuerpo de roca, con alteración o fracturamiento en las zonas de menor resistividad.

Por debajo de la U1 y U3, se encuentra una zona de materiales granulares, y en base a sus valores de resistividad los dividimos en U2b y U2c, donde la primera se asocia a materiales arenarcillosos y la segunda a materiales arenosos de grano grueso. La unidad U2c puede considerarse como una unidad de transición entre la U2b y U3.

Por otro lado, la unidad U2a, es una unidad considerada netamente de materiales arcillosos. Dicha podemos observarla a lo largo de la sección, aunque en la parte del sondeo 6 el lente arcilloso se encuentra más somero en comparación del sondeo 5.

La parte de la unidad U2a que se encuentra por debajo del sondeo número 5, puede ser también asociada a algún proceso de hidrotermalismo o de algún tipo de mineralización

de las rocas, que hacen que sus valores de resistividad sean similares a lo de los cuerpos arcillosos. Otra posibilidad es que sean cenizas volcánicas y además se encuentran saturadas.

Por último, debajo de la U2a volvemos a encontrar la unidad U2b, que es la unidad arenoarcillosa.

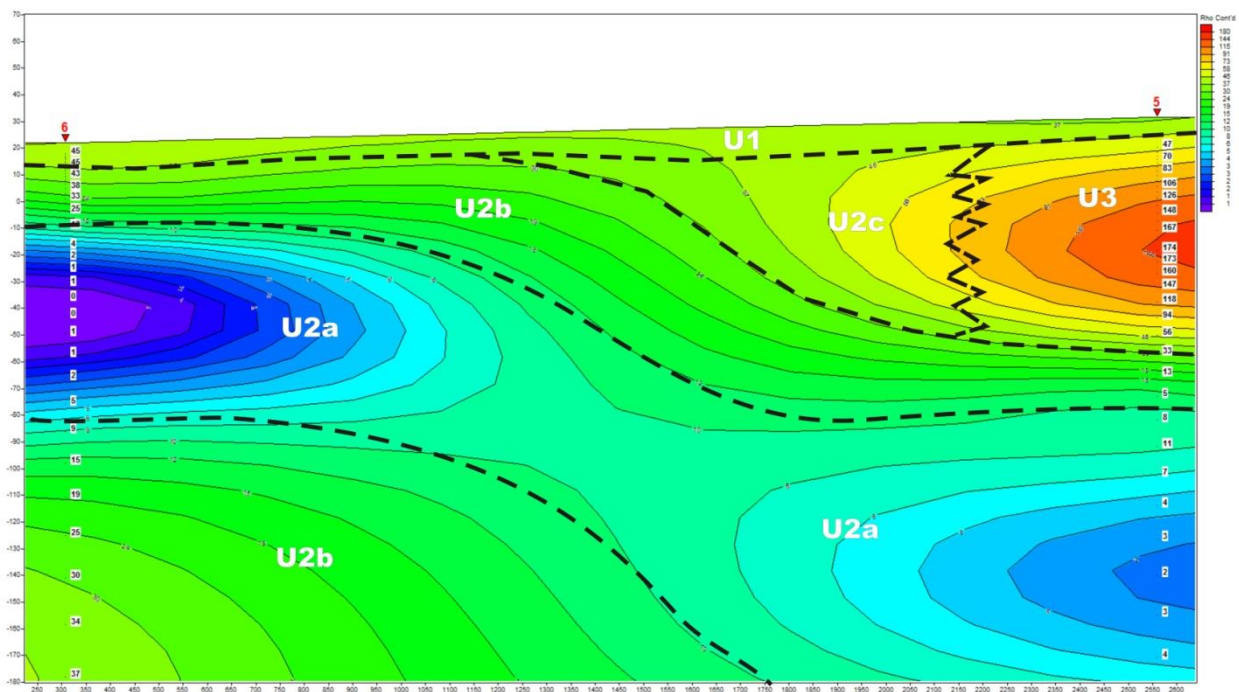


Figura 17 Perfil geoelectrico 1

Perfil 2

Este perfil está formado por los sondeos 4 y 9 (Figura 18).

En este perfil observamos del lado derecho inferior, la unidad U3, que puede ser asociado a un basamento rocoso. La profundidad de esta unidad se estima entre 50 y 60 metros.

En la parte izquierda, tenemos la unidad U2b con un lente arcilloso (unidad U2a) inmerso dentro de dicha unidad. De igual modo la profundidad de dicha unidad se encuentra entre 50 y 60 metros.

Entre esta unidad y la unidad U3, tenemos una zona que puede ser asociada a la unidad U2c, aunque no existe la certeza que así sea, debido a la falta de información geofísica en esta zona.

Por último, la capa superficial de suelo U1 y que le subyace la unidad U2c, que es la unidad considerada de materiales granulares arenosos y que su espesor promedio es de aproximadamente 40 metros.

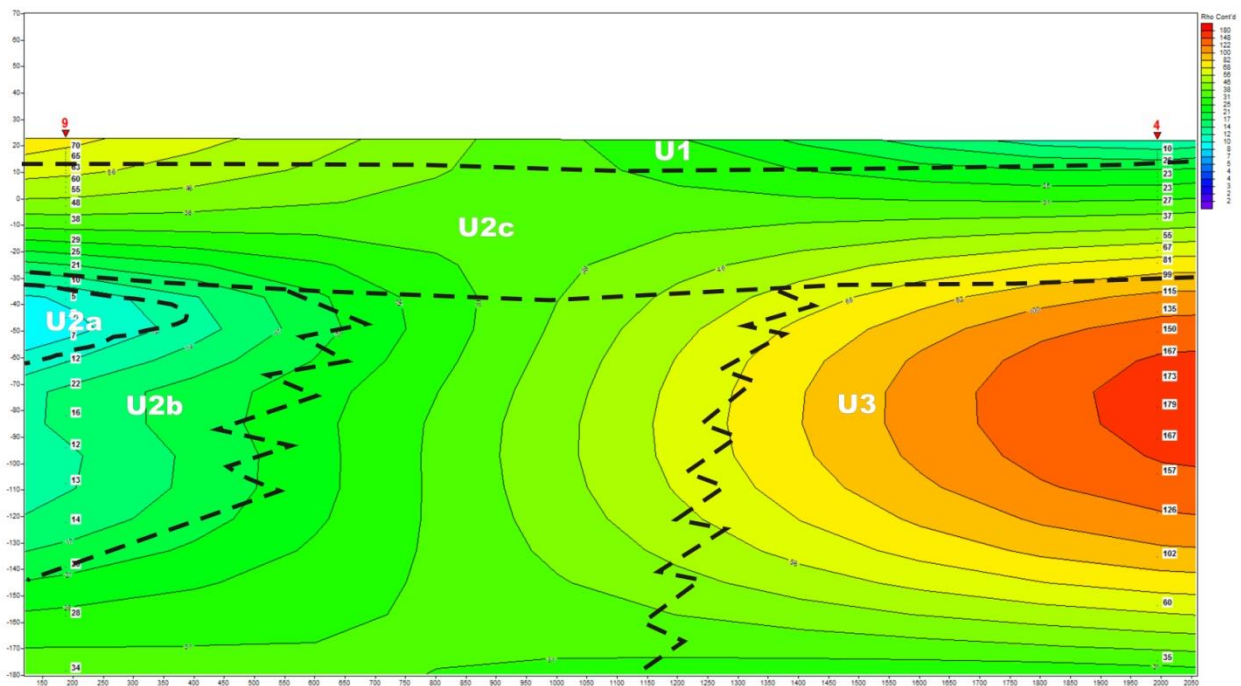


Figura 18 Perfil geoelectrico 2

Perfil 3

Este perfil está formado por los sondeos 7 y 8 (Figura 19).

En este perfil podemos observar del lado derecho inferior la unidad U3, que puede ser asociada a roca sana o con algún grado de alteración en las zonas de menor resistividad. Puede ser considerado como un basamento geohidrológico. Es considerado impermeable. La profundidad de esta unidad, en el sondeo número 7, se encuentra entre 90 y 100 metros

Por encima se encuentra la unidad U2c, que está asociada a los materiales arenosos de grano grueso y que está considerada como saturada. Dicha unidad es más profunda del lado izquierdo, donde le sobreyacen las unidades U2b y U2a.

En la zona del lado izquierdo, la unidad U2a se presenta como un lente arcilloso dentro de la unidad U2b, que es la unidad arenoarcillosa.

Por último, la unidad U1, que es la capa superficial de suelo.

Se puede concluir que a través de la unidad U2b y principalmente a través de la unidad U2c, la Laguna el Espejo y el Río Verde están conectados hidrogeológicamente.

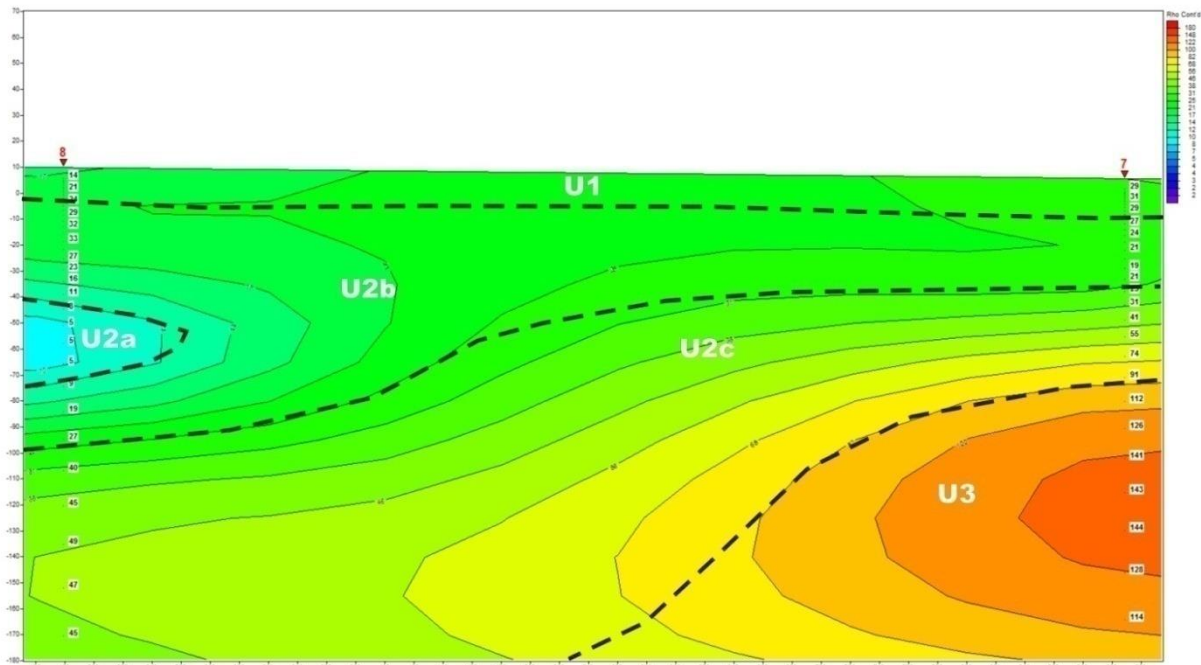


Figura 19 Perfil geoelectrico 3

Perfil 4 (Figura 20)

Observamos la unidad U1 y la U2c, como las unidades superficiales, en forma estratificada. Cabe señalar que dentro de la unidad U2c, se observan una capa de material de la unidad U2b, para formarse una alternancia entre materiales arenosos y arenoarcillosos.

Por debajo de dicha unidad, de lado derecho observamos la unidad U3, que también la asociamos a un basamento rocoso, su profundidad se encuentra aproximadamente entre 70 y 80 metros.

Por último, en la parte inferior izquierda, encontramos un lente arcilloso dentro de la unidad U2b.

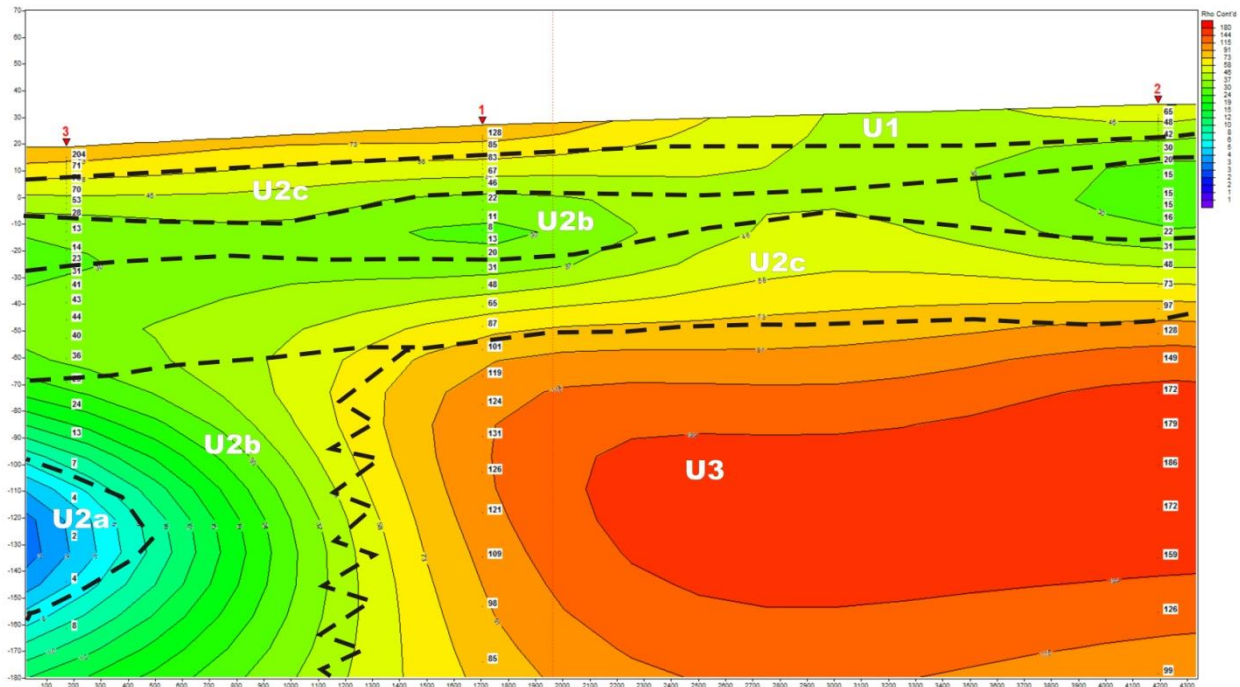


Figura 20 Perfil geoelectrico 4

Año 2009

Perfil 1

El perfil número 1 consta de los sondeos PR-34, PR-33 y PR-32 (Figura 21).

En este observamos que el basamento rocoso se infiere a una profundidad promedio de 250 metros, a lo largo de todo el perfil.

Arriba de este límite, tenemos a la unidad U2B, la cual a su vez contiene dos zonas de baja resistividad. La zona del lado derecho, se asocia a materiales de origen arcilloso, pero la zona en el sondeo PR-34, puede ser asociada a materiales arenosos con contenido de agua salina, esto debido a su proximidad con la costa.

En el sondeo PR-32, además de la unidad U2A, se presenta a una profundidad de 20 metros una unidad de materiales arenosos asociados a la unidad U2C, con un espesor aproximado de 100 metros.

En la parte superficial, se vuelve a presentar otra zona de alta conductividad asociada a la unidad U2A, que puede considerarse material arcilloso o material arenoso con contenido de agua salada. Su espesor promedio es de 40 metros.

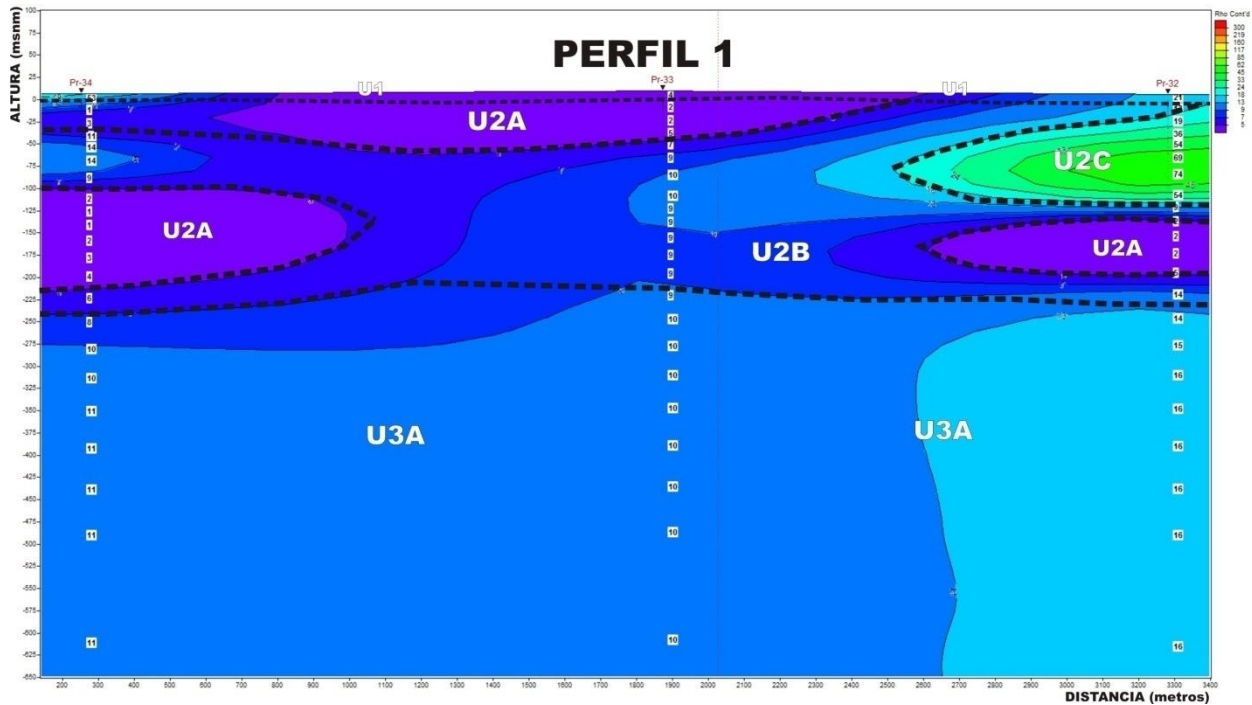


Figura 21 Perfil geoelectrico 1

Perfil 2

El perfil numero 2 consta de los sondeos PR-40, PR-41 y PR-31 (Figura 22).

La estimación del basamento rocoso se realizo en base a la observación y a la cuadratura con los demás perfiles realizados. De este modo inferimos que la unidad rocosa U3A se encuentra a una profundidad promedio de 180 metros en la parte centro-izquierda del perfil, mientras que en el sondeo PR-31 aumenta hasta los 270 metros.

Sobreyaciendo a esta unidad rocosa, en la parte derecha, se observa el inicio de los materiales arenoarcillosos (U2B) hasta una altura de -125 msnm. Inmersa en dicha unidad se tiene una unidad de alta conductividad que se asocia directamente a materiales de origen arcilloso.

En los sondeos PR-41 y PR-31, se presenta la unidad U2C, desde los 10 a los 150 metros de profundidad promedio.

Otra unidad granular arenarcillosa (U2B), se muestra principalmente en el sondeo PR-40. Dicha unidad se observa sobreyaciendo a la unidad U3A, para después hacia la parte derecha del perfil, estar por encima de la unidad U2C, siendo en esta parte su espesor mucho más reducido. Finalmente, en la parte superior izquierda, se tiene una zona asociada a materiales arenosos con contenido de agua salina, esto debido a la cercanía del sondeo PR-40 con la línea costera.

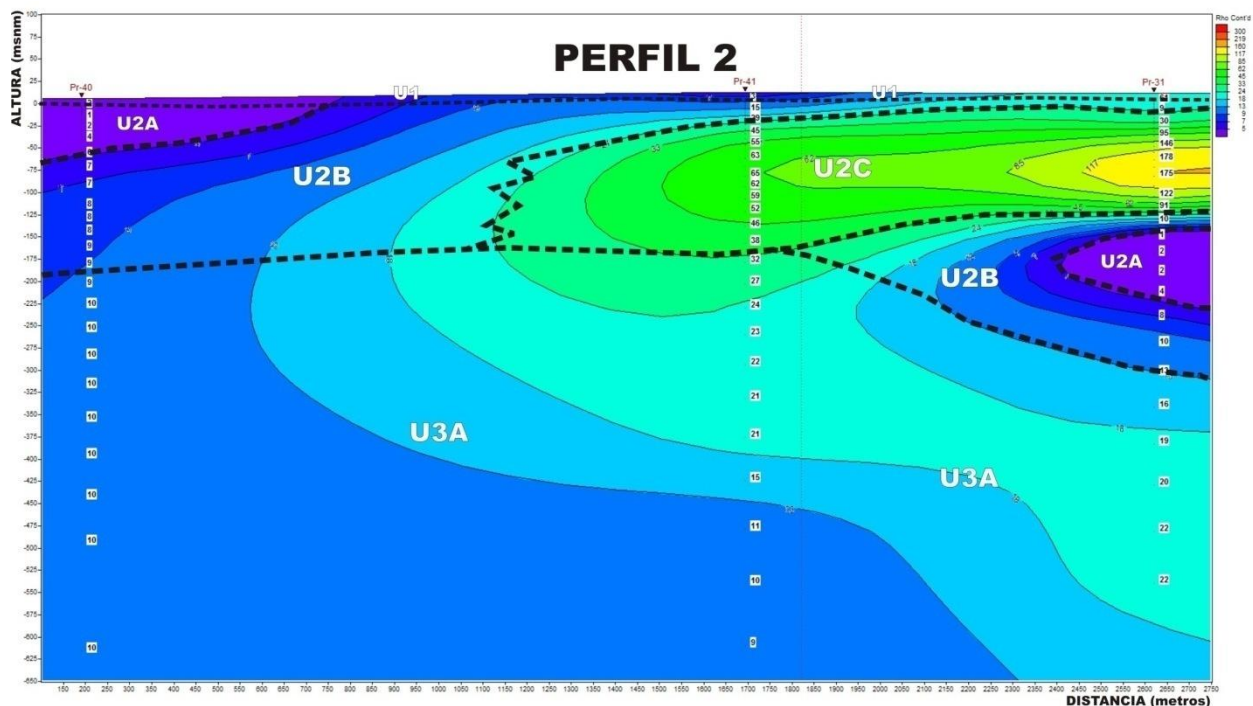


Figura 22 Perfil geoelectrico 2

Perfil 3

El perfil numero 3 consta de los sondeos PR-38, PR-39 y PR-30 (Figura 23).

En este perfil solamente tenemos un solo tipo de roca, la cual se asocia a roca muy fracturada, mineralizada, con metamorfismo de algún tipo o en algunas zonas puede verse influida por el contenido de agua salina. El basamento rocoso, en su parte más somera se encuentra a 130 metros y en su parte más profunda a 270 metros.

Sobreyaciendo a este límite, tenemos primordialmente a la unidad U2C, que se correlacionan materiales arenosos. Dicha unidad aflora en el sondeo PR-30 y en el resto del perfil se encuentra por debajo de una unidad arenarcillosa a una profundidad promedio de 60 metros. El espesor de la unidad U2C se encuentra entre los 70 y 125 metros.

En el sondeo PR-30, tenemos una zona de mayor conductividad, con un espesor de aproximadamente 150 metros, asociado a la unidad U2B de materiales arenarcillosos. Además esta misma unidad se presenta en la parte superficial con un espesor promedio de 60 metros.

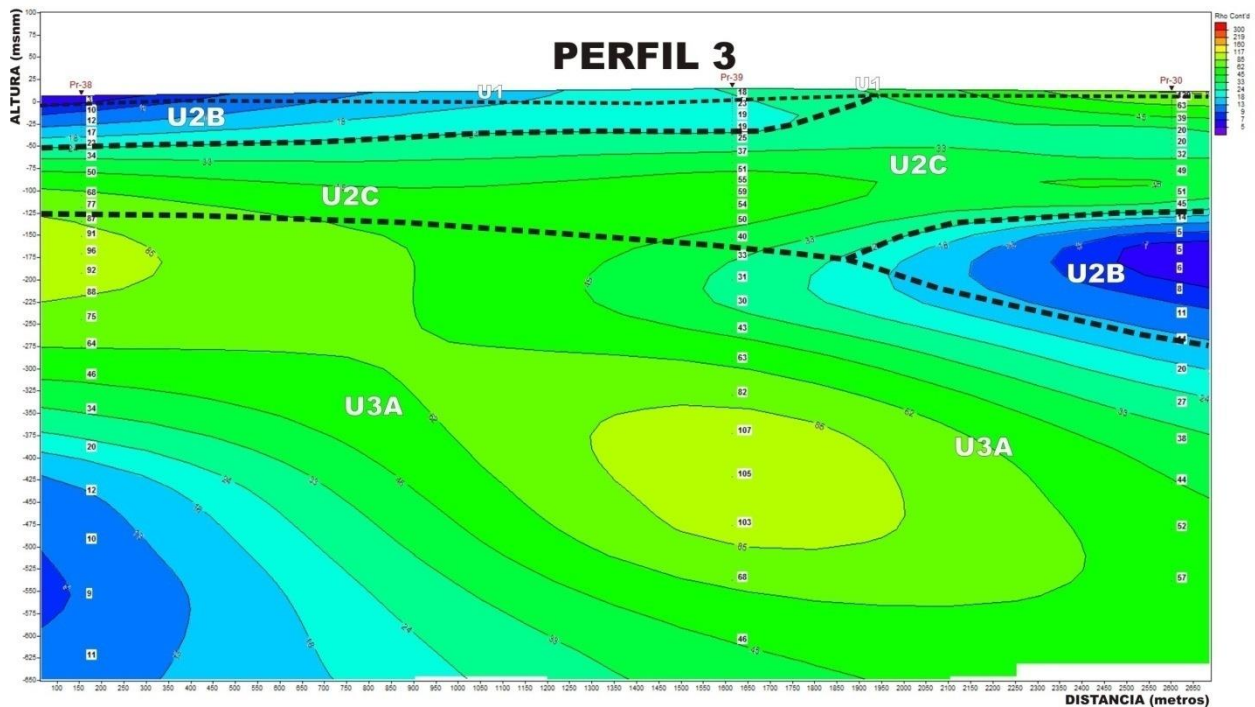


Figura 23 Perfil geoelectrico 3

Perfil 4

El perfil número 4 consta de los sondeos PR-38, PR-37, PR-36, PR-35 y PR-29 (Figura 24).

El espesor de las unidades granulares U2B y U2C varía entre 100 metros en los sondeos 37 y 36, y hasta los 170 metros en el sitio PR-29. La zona de materiales granulares se divide en dos partes, la primera de ellas la unidad de materiales arenosos U2C, la cual en la parte izquierda del perfil se observa entre el basamento rocoso y la unidad de materiales arenarcillosos, para después en la parte derecha la secuencia se invierte, siendo ahora la unidad U2C sobreyacente a la unidad U2B. La unidad U2C tiene un rango de entre 50 y 100 metros de espesor. Mientras que la unidad arenarcillosa U2B, tiene un espesor promedio de 60 metros.

El basamento rocoso se extiende desde una altura de -100 msnm hasta los -650 msnm que consta el perfil.

Cabe señalar que existe una zona de mayor resistividad en los sondeos PR-36 y PR-35 a 160 metros de profundidad, la cual es asociada a roca con un grado bajo de alteración.

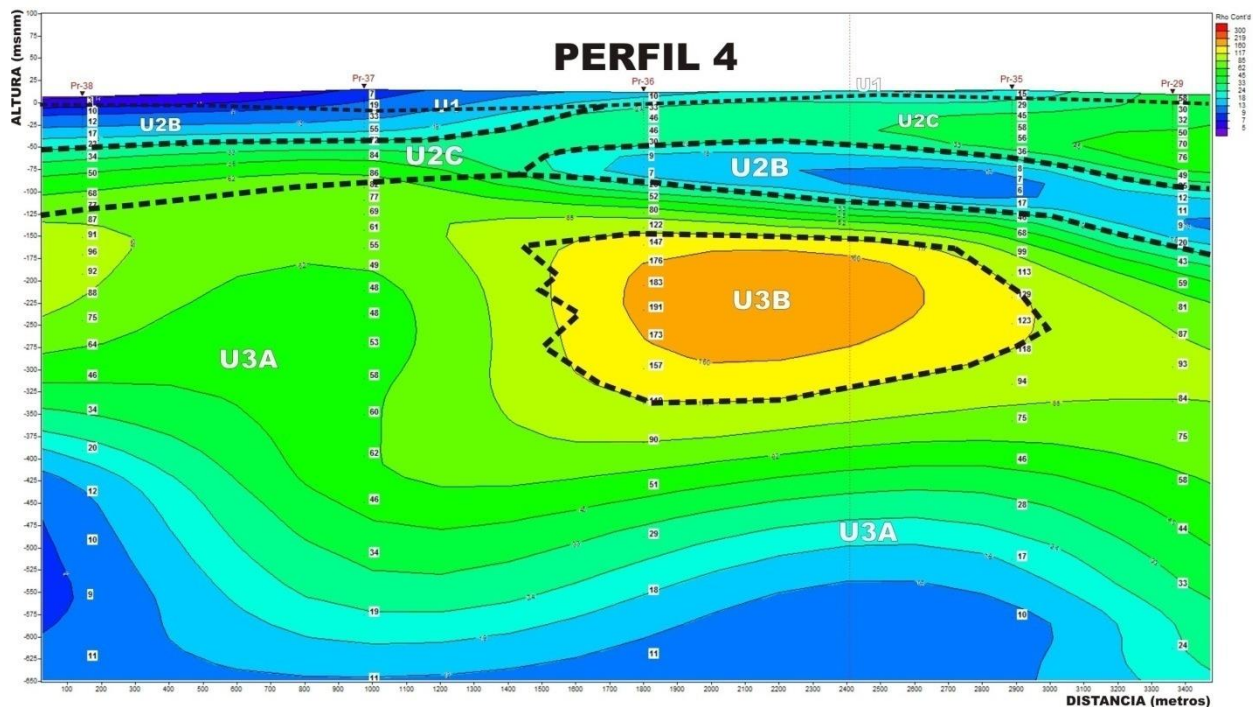


Figura 24 Perfil geoelectrico 4

Perfil 5

El perfil número 5 consta de los sondeos PR-27, PR-02, PR-25, PR-15, PR-14 y PR-07 (Figura 25).

El basamento rocoso se encuentra en su parte más somera a 30 metros de profundidad en el sondeo PR-07 y de 160 metros en los sondeos PR-02 y PR-25. La unidad U3B asociada a roca con algún grado de alteración inicia en el límite con la unidad granular U2C hasta una profundidad que varía entre los 450 metros y los 650 metros.

La unidad rocosa U3C, se encuentra inmersa en la unidad U3B, considerándose esta como roca sana e impermeable. Su mayor espesor se encuentra en el sondeo PR-07 con un espesor aproximado de 550 metros. Además en el otro extremo del perfil se

observa una zona con valores altos de resistividad, los cuales se asocian a material rocoso de la unidad U3B.

Entre las dos zonas asociadas a la unidad U3B, se presenta una zona de valores altos de conductividad la cual se asocia a rocas de origen volcánico con mineralización o con algún grado de metamorfismo, su límite superior se encuentra a una altura promedio de -125 msnm.

Sobreyaciendo a la unidad U3A, continúa una zona con valores altos de conductividad, pero que no son considerados unidades rocosas, si no unidades granulares. La zona más conductora es la asociada a materiales de origen arcilloso (U2A). La zona de materiales arenarcillosos (unidad U2B) es la que envuelve a la unidad arcillosa. Hacia los extremos de esta zona de alta conductividad se encuentran dos zonas de menor conductividad asociadas a la unidad U2C, siendo la más predominante la que se encuentra en la parte derecha del perfil, esta tiene espesores que varían entre 25 y 75 metros.

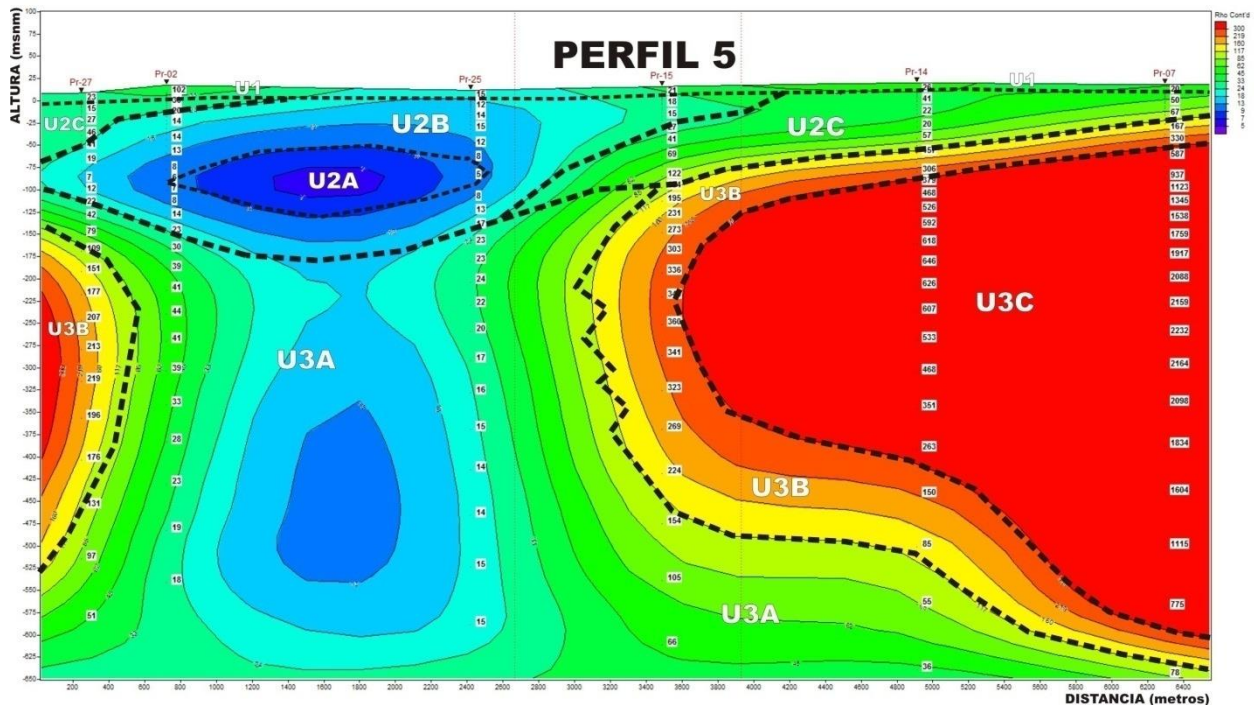


Figura 25 Perfil geoelectrico 5

Perfil 6 (Figura 26)

El perfil número 6 consta de los sondeos PR-03, PR-24, PR-16, PR-13 y PR-08.

La unidad de materiales granulares arenosos U2C, se extiende desde la superficie hasta una profundidad promedio de 80 metros en los sondeos PR-13 y PR-08, siendo además esta profundidad el límite con el basamento rocoso. En los sondeos PR-03, PR-24 y PR-16, el espesor de la unidad U2C varía entre los 50 y 70 metros. En estos mismos sondeos se observa una zona de baja resistividad asociada a la unidad U2B de materiales arenarcillosos, la cual tiene su máximo espesor de 180 metros en el sitio PR-03 y en el sondeo PR-16 tiene un espesor de 70 metros.

La unidad U3B, inicia desde el límite con la unidad granular U2C hasta una profundidad máxima de 550 metros en el sondeo PR-13. Esta unidad abarca los sondeos PR-16, PR-13 y PR-08. Inmersa en dicha unidad, se observa a la unidad U3C, que es considerada como roca sana o roca con menor grado de alteración que la unidad U3B. Los espesores máximo y mínimo de la unidad U3C van desde los 130 metros hasta los 250 metros.

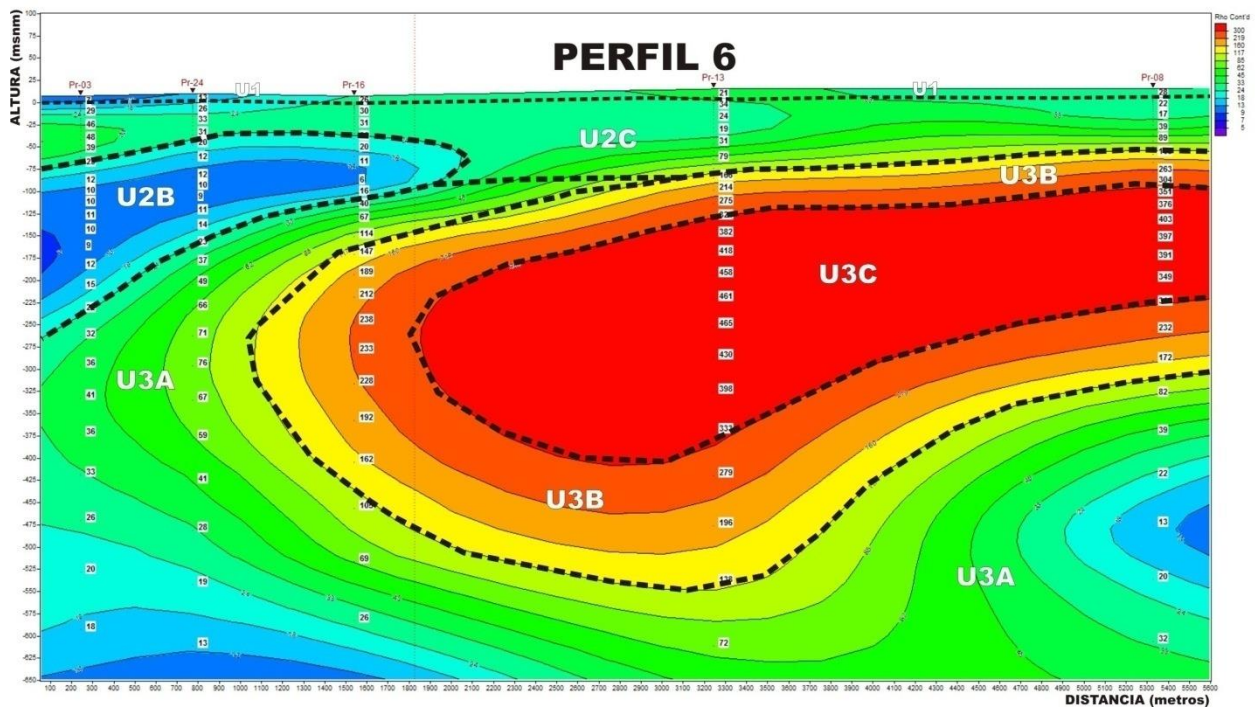


Figura 26 Perfil geoelectrico 6

Perfil 7

El perfil número 7 consta de los sondeos PR-21, PR-04, PR-23 y PR-17 (Figura 27).

En esta sección las unidades rocosas presentan valores de resistividad relativamente bajos, por lo que el límite entre las unidades rocosa y granular la estimamos en la parte

más profunda a 180 metros, además en la parte derecha de la sección tiende a ser mas somera hasta alcanzar los 80 metros de profundidad en el sondeo PR-17. En la parte central de la unidad U2B, se encuentra una zona de mayor conductividad que puede ser considerado como un lente arcilloso, el cual tiene un espesor máximo de 40 metros en el sondeo PR-04. En la parte izquierda, por debajo de la unidad superficial U1 y hasta una profundidad promedio de 50 metros, se presenta la unidad arenosa asociada a la unidad U2C, la cual solo se presenta en los sondeos PR-21 y PR-04.

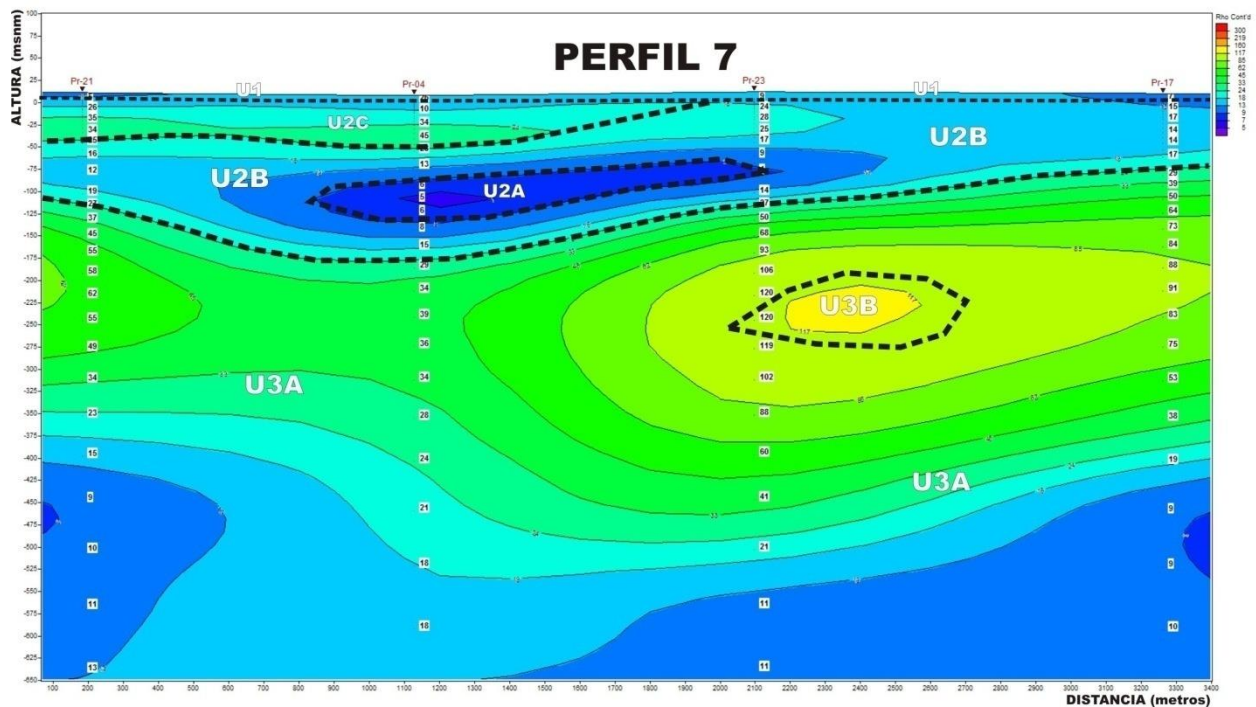


Figura 27 Perfil geoelectrico 7

Perfil 8

El perfil número 8 consta de los sondeos PR-26, PR-05, PR-22, PR-18, PR-12 y PR-09 (Figura 28).

Esta sección tiene una dirección preferencial NS. En este perfil podemos observar a las unidades rocosas, donde la unidad U3C se presenta en los sondeos PR-18 y PR-12, a una cota de -250 msnm y de -125 msnm, respectivamente. Mientras que la unidad U3B, se extiende desde la parte central hacia la derecha de la sección, teniendo su máxima profundidad en el sondeo PR-22 a 230 metros con un espesor de aproximadamente 170

metros. Su menor profundidad se localiza en el sondeo PR-12 a 80 metros, aunque en este sitio su espesor aumenta a 320 metros.

La unidad U3A, se observa desde la parte más profunda de la sección hasta el límite con la unidad arenarcillosa U2B. Esta unidad granular tiene su límite con el basamento rocoso variable, siendo en el sondeo PR-05 su máximo espesor de 170 metros. En el sitio PR-26 el espesor es de 80 metros, y en los sondeos PR-12 y PR-09 tiene un espesor promedio de 30 metros.

Finalmente la unidad U2C, se presenta en los sondeos PR-22 y PR-18, desde la superficie hasta una profundidad de 50 metros.

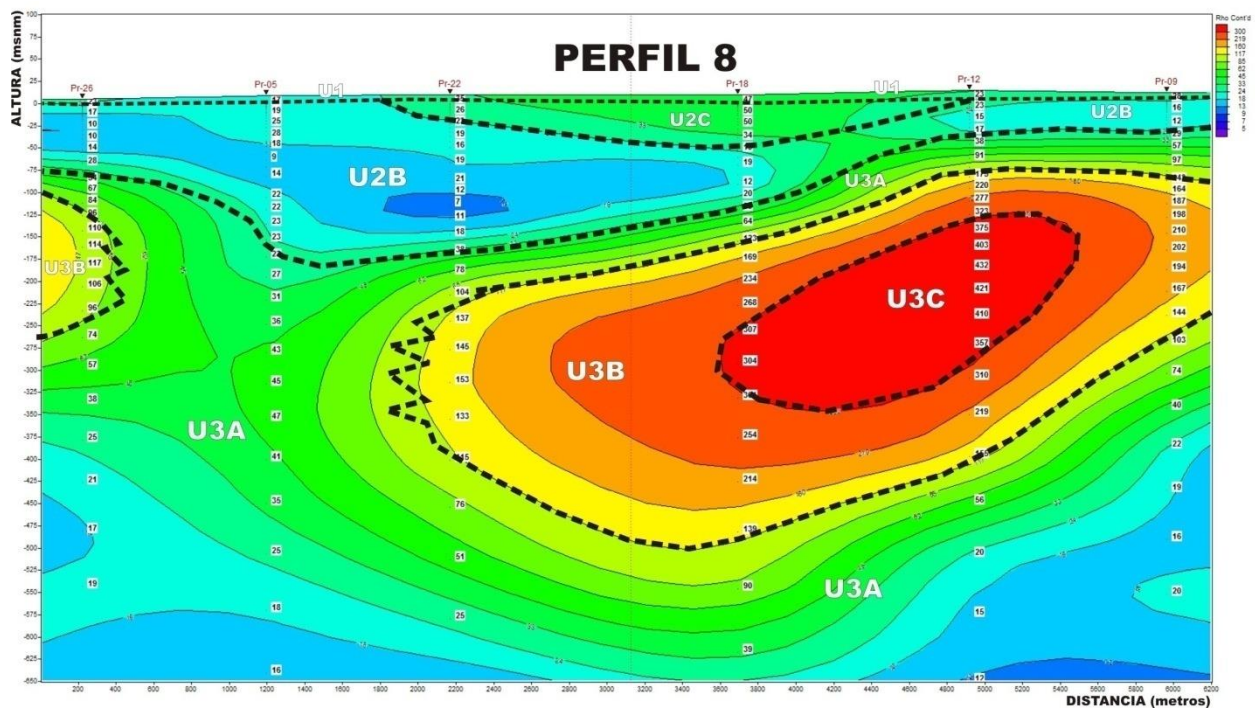


Figura 28 Perfil geoelectrico 8

Perfil 9

El perfil 9 consta de los sondeos PR-06, PR-20, PR-19, PR-11 y PR-10 (Figura 29).

En este perfil observamos a las unidades granulares reduciendo su espesor de izquierda a derecha. Se observa la unidad U2B, correlacionada con materiales areno arcillosos, con un espesor en el sondeo PR-06 de 170 metros, mientras que en el sondeo PR-10 disminuye hasta 25 metros, en el sondeo PR-20 presenta un espesor de 60 metros,

sobreyaciendo a esta se observa la unidad U2C que se asocia a materiales granulares de grano grueso con espesor de 60 m.

A las unidades granulares le subyacen el conjunto de unidades rocosas, iniciando con la unidad U3A, que se considera como roca fracturada, alterada o metamorfozizada. También, se observa una zona de alta resistividad, principalmente en los sondeos PR-11 y PR-10, que se asocia a roca sana e impermeable y la unidad U3B considerada como la transición entre la unidad U3A y U3C. Se estima que la profundidad de la unidad U3C se encuentra en los 150 metros con un espesor aproximado de 80 y se observa en la sección en forma de lente.

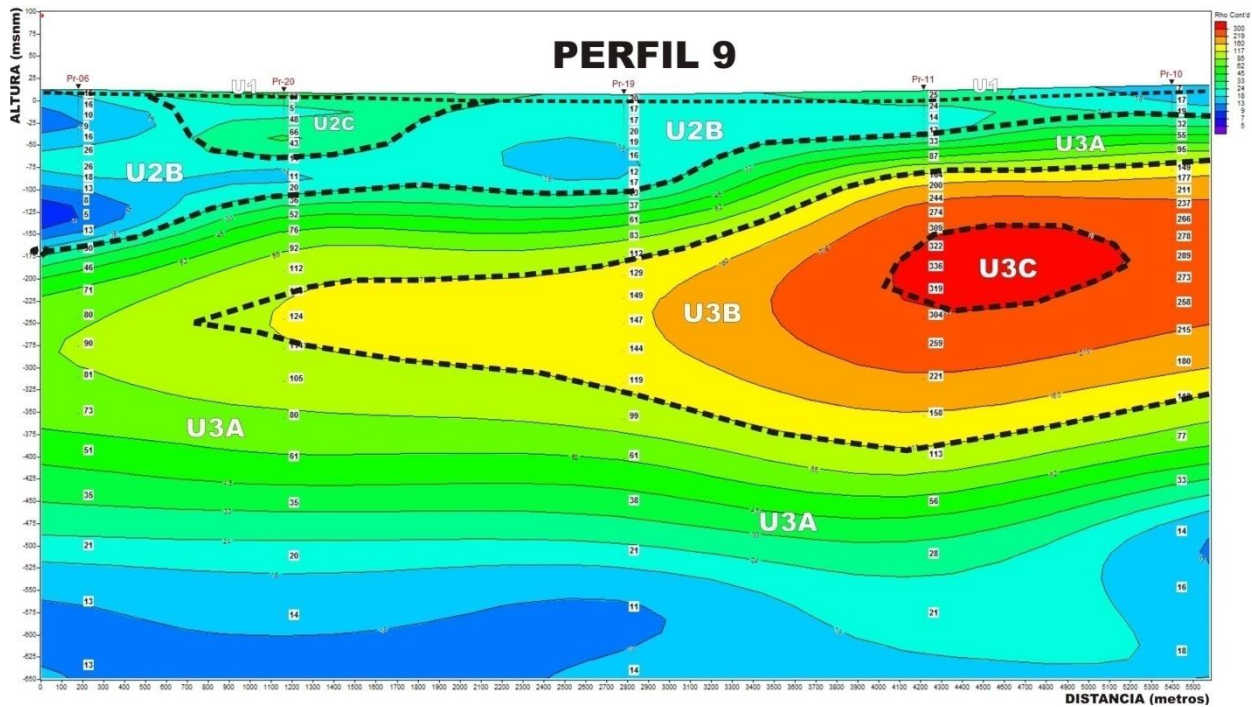


Figura 29 Perfil geoelectrico 9

Perfil 10

El perfil número 10 consta de los sondeos PR-32, PR-31, PR-30, PR-29, PR-28, PR-01, PR-25, PR-15, PR-14 y PR-07 (Figura 30).

Este perfil es el de mayor longitud, con 12000 metros. Tiene una dirección preferencial SW-NE y es casi perpendicular a la línea de costa, siendo el sondeo PR-32 el más cercano a dicha línea y el sondeo PR-07 el más cercano a la zona montañosa.

En el observamos que los valores de resistividad tienden a aumentar conforme nos alejamos de la línea de costa, lo que quiere decir por una parte que nos acercamos más a la zona de roca sana y por tanto nos alejamos de la zona con mayor espesor de relleno desde arcilloso hasta de grano grueso y por otra parte, nos alejamos de los valores de resistividades muy bajas que también son ocasionadas por la presencia de agua salada en el subsuelo. En este perfil también observamos la ubicación de las unidades granulares U2A, U2B y U2C y como el espesor de estas es mayor en conjunto en la línea de costa y va disminuyendo hacia la zona con mayor elevación; el espesor máximo de 300 m se encuentra bajo el sondeo PR-31, disminuye considerablemente y se mantiene con un espesor aproximado de 150 m bajo los sondeos PR-29, PR-28, PR-01 y PR-25, continua disminuyendo gradualmente bajo los sondeos PR-15, PR-14 y PR-07 donde los espesores son de 100 m, 75 m, y 50 m, aproximadamente.

Subyacen a las unidades granulares las unidades U3A, U3B y U3C, que se correlacionan con roca muy fracturada, mineralizada o con algún grado de metamorfismo, roca fracturada o alterada, roca sana e impermeable respectivamente. La unidad U3A es la que se presenta con mayor amplitud en el perfil, se localiza bajo los sondeos PR-32, PR-31, PR-30, PR-29, PR-28, PR-01 y PR-25 y su espesor en el perfil es de 500 m.

La unidad U3B tiene un espesor promedio de 70 m y se presenta como halo de alteración de la unidad U3C y en contacto con la unidad U3A.

Finalmente la unidad U3C se presenta en la parte derecha del perfil bajo los sondeos PR-15, PR-14 y PR-07, su espesor mínimo es del orden de los 280 m bajo el sondeo PR-15 y máximo del orden de los 570 m bajo el sondeo PR-07.

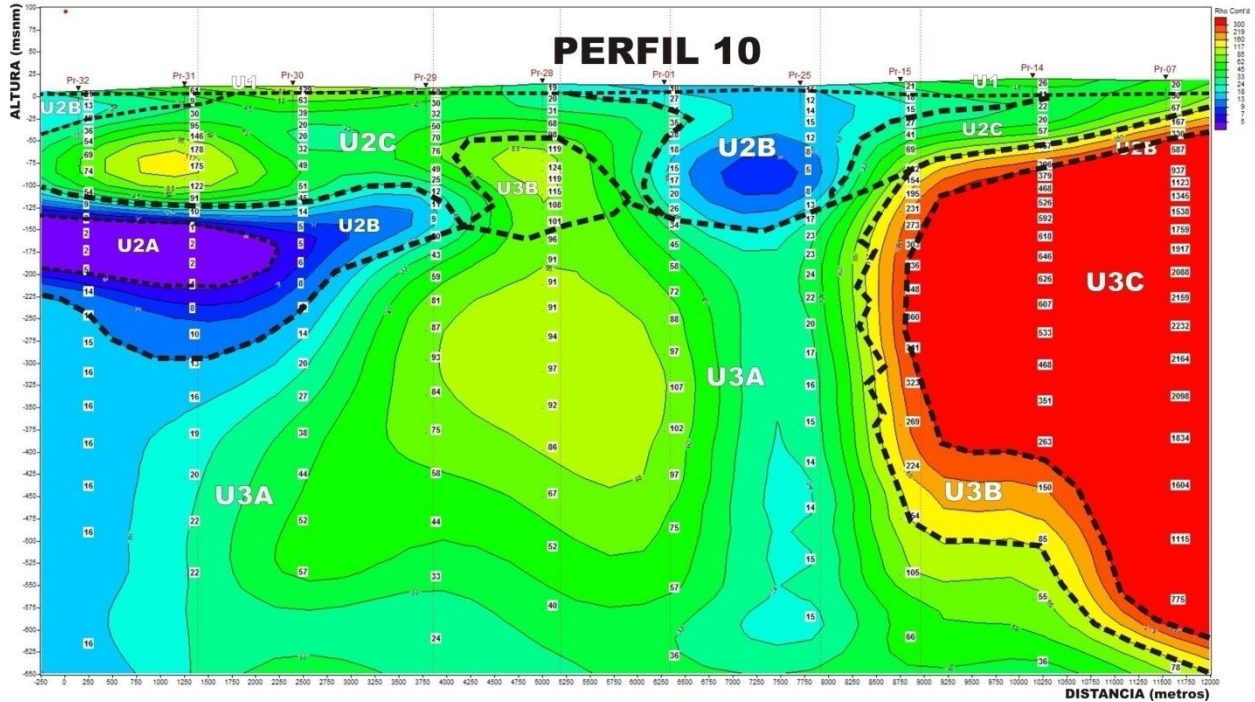


Figura 30 Perfil geoelectrico 10

Perfil 11

El perfil numero 11 consta de los sondeos PR-33, PR-41, PR-39 y PR-36 (Figura 31).

En esta sección podemos delimitar la profundidad promedio del basamento rocoso a unos 200 metros, siendo este límite bastante homogéneo. Por debajo se encuentra la unidad U3A, que la asociamos con roca alterada, fracturada o con metamorfismo. Además en el sondeo PR-36, se observa una zona con valores de resistividad mayores, los cuales podemos asociar a roca más sana o menos alterada que la U3A. Dicha unidad se encuentra a profundidad de 160 metros con un espesor de aproximado de 200 metros.

A la unidad rocosa le sobreyace, en la parte central derecha, la unidad de materiales arenosos, que se extiende desde una profundidad de 30 metros hasta el límite con el basamento rocoso. Contenido en esta unidad se observa un lente de materiales arenoarcillosos con un espesor de 50 metros.

En la parte superior de la sección, se presenta la unidad U2B, la cual se extiende en forma casi uniforme en la parte central derecha, con un espesor promedio de 30 metros. Mientras que en el sondeo PR-33 se extiende hasta el límite con el basamento rocoso. Finalmente en este mismo sondeo se presenta la unidad U2A, que es considerada como una unidad de material granular arenoso con contenido de agua salina.

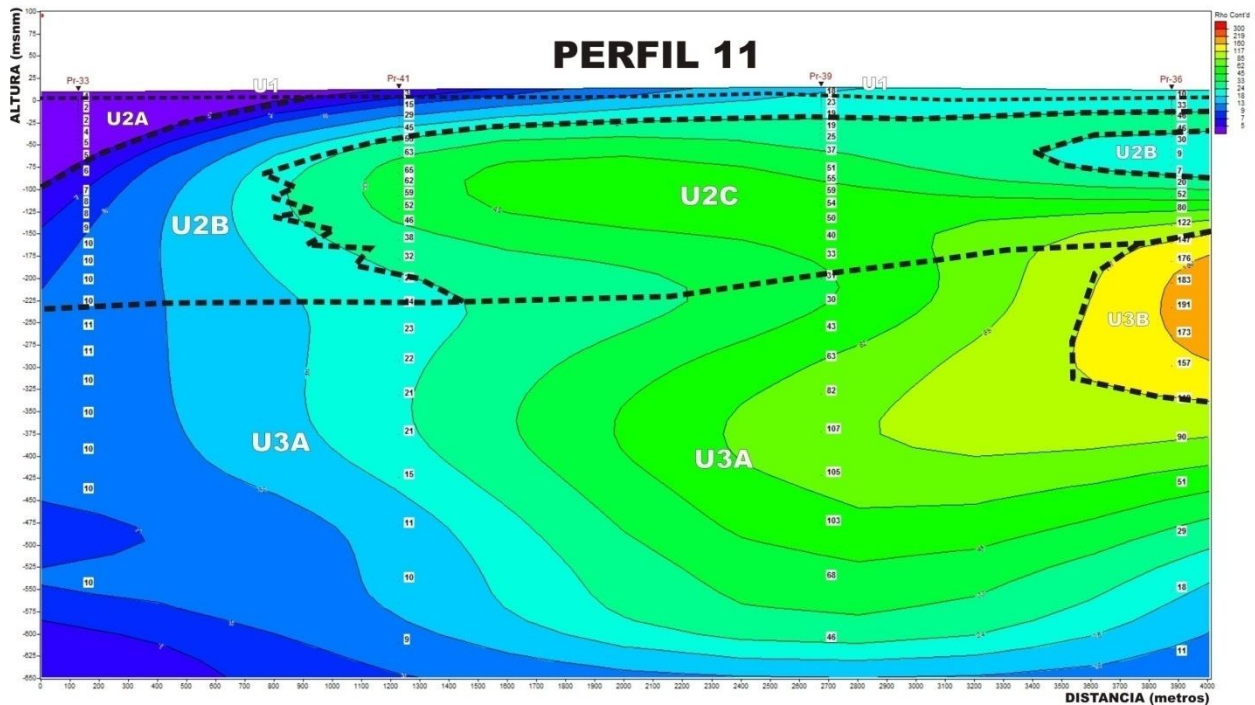


Figura 31 Perfil geoelectrico 11

Perfil 12

El perfil 12 consta de los sondeos PR-34, PR-40 y PR-38 (Figura 32).

En este perfil la delimitación entre la unidad rocosa y la granular, se realizo en base a otros perfiles que contienen a los sondeos del perfil 12. Debido a que en esta sección no es tan evidente la transición entre unidades.

Esta sección se ubica en la parte más cercana a la costa, siendo el sondeo PR-34, el más cercano. De ello podemos deducir que las dos zonas asociadas a la unidad U2A, son materiales arenosos con contenido de agua salina. A diferencia de otros perfiles, que el mismo intervalo de resistividad se asociaba a materiales netamente arcillosos.

Además la unidad U2B, puede ser asociada a materiales arenoarcillosos o a materiales granulares arenosos con menor salinidad que la unidad U2A, debido a que sus valores de resistividad son un poco mayores.

En el sondeo PR-38 a una cota de -50 msnm y con un espesor aproximado de 80 metros, se presenta la unidad de materiales granulares asociados a la unidad U2C.

La unidad rocosa U3A, la inferimos a una profundidad promedio de 150 metros en los sondeos PR-40 y PR-38, y finalmente a 250 metros en el sondeo PR-34.

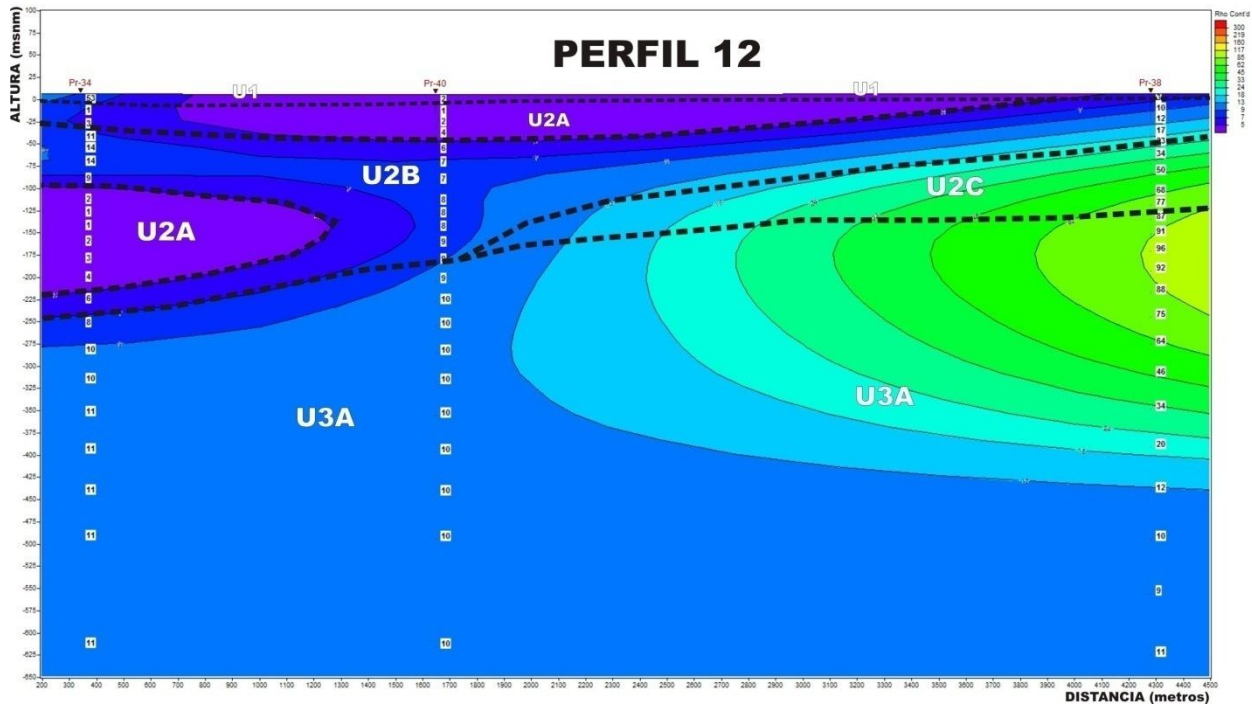


Figura 32 Perfil geoelectrico 12

Perfil 13

El perfil número 13 consta de los sondeos PR-28, PR-27, PR-21 y PR-26 (Figura 33).

Se observa el basamento rocoso compuesto por las unidades U3A y U3B. La unidad U3B se presenta desde la parte inferior del perfil hasta diferentes profundidades. En el sondeo PR-27 tenemos su limite a 480 metros, en el sondeo PR-21 se encuentra a aproximadamente 200 metros y a 330 metros en el sondeo PR-28.

La unidad U3B, se observa principalmente en la parte izquierda del perfil, teniendo su mayor espesor en el sondeo PR-27 de aproximadamente 400 metros. Siendo menor su espesor en el sondeo PR-28, reduciéndose a 250 metros. En el otro extremo del perfil, se observa otra zona de valores de resistividad que pueden ser asociados a material rocoso con algún grado de fracturamiento, dicha zona es asociada a la unidad U3B. El espesor de dicha unidad es de 130 metros. La profundidad del basamento rocoso es

variable, mientras que en el sondeo PR-28 es de 60 metros, en los sondeos PR-27 y PR-21 en promedio es de 200 metros y finalmente en el sondeo PR-26 es de 100 metros.

Por encima de este límite, se encuentra una unidad de materiales granulares asociados a la unidad U2C, dicha unidad es mas somera en la parte izquierda de la sección. Le sobreyace a la unidad U2B, esta unidad se extiende desde la superficie hasta los 120 metros de profundidad.

En el sondeo numero PR-21, se encuentra un lente de materiales granulares asociados a la unidad U2C con un espesor de 40 metros.

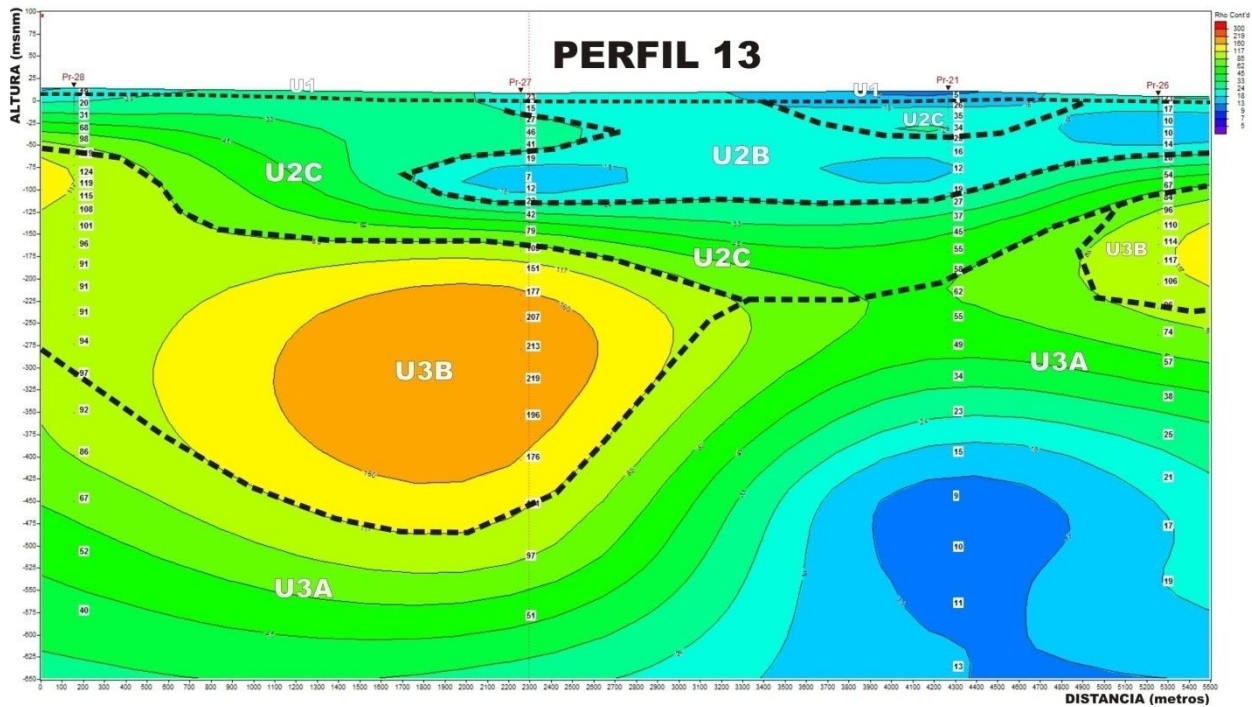


Figura 33 Perfil geoelectrico 13

Perfil 14

El perfil numero 14 consta de los sondeos PR-01, PR-02, PR-03, PR-04, PR-05 y PR-06 (Figura 34).

En esta sección se delimita a la unidad rocosa U3A a 180 metros de profundidad máxima en la parte derecha y su profundidad mínima en el sondeo PR-01 de aproximadamente 130 metros.

Le sobreyace la unidad U2B de materiales arenarcillosos, la cual se observa a lo largo de todo el perfil, tiene su mayor espesor en el sondeo PR-05 y PR-06 de 175 metros y el espesor mínimo hacia la izquierda del perfil del orden de los 75 m, le sobreyace la unidad U2C con espesor promedio de 60 m.

Contenida en la unidad U2B, se observan dos lentes de material arcilloso asociado a la unidad U2A. El primero de ellos se encuentra en el sondeo PR-02 con un espesor de 25 metros y el segundo en el sondeo PR-04 con un espesor de 50 metros.

La unidad U2C, se presenta de la izquierda hasta la parte central del perfil. Teniendo su espesor variable, siendo este de 50 metros en los sondeos PR-01 y PR-03. Esta unidad se encuentra por debajo de la unidad superficial U1, que es asociada a todos los materiales de relleno

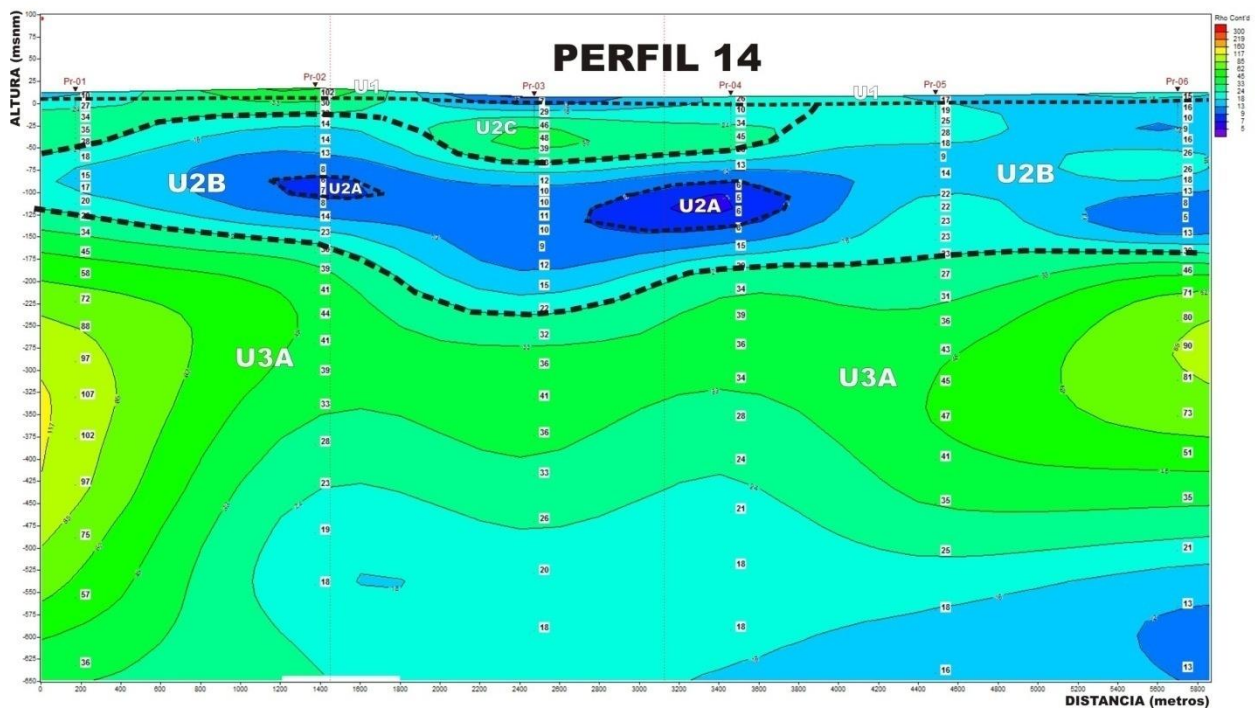


Figura 34 Perfil geoelectrico 14

Perfil 15

El perfil 15 consta de los sondeos PR-24, PR-23, PR-22 y PR-20 (Figura 35).

En este perfil observamos a la unidad U2B, que se presenta a lo largo de todo el perfil, teniendo su máximo espesor en el sondeo numero PR-23 de aproximadamente 130 metros y su mínimo en el sondeo PR-20 de 40 metros. Además se observan dos zonas asociadas a materiales granulares U2C, la mayor de ellas se encuentra en los sondeos

PR-22 y PR-20, teniendo espesores que van desde los 20 y hasta los 60 metros. La otra zona se encuentra en el sondeo PR-24 de aproximadamente 40 metros de espesor.

La unidad U3A, se considera como el basamento rocoso y además se considera una unidad con fracturamiento o con mineralización. Su límite se encuentra a una profundidad mínima de 110 metros en el sondeo PR-20 y a 170 metros en el sondeo 24.

Contenida en la unidad U3A, se observa una unidad de mayor resistividad (U3B), la cual podemos considerarla como una unidad con menor alteración que la U3A. Esta unidad se encuentra a una profundidad promedio de 240 metros, teniendo su máximo espesor de 250 metros en el sondeo PR-22

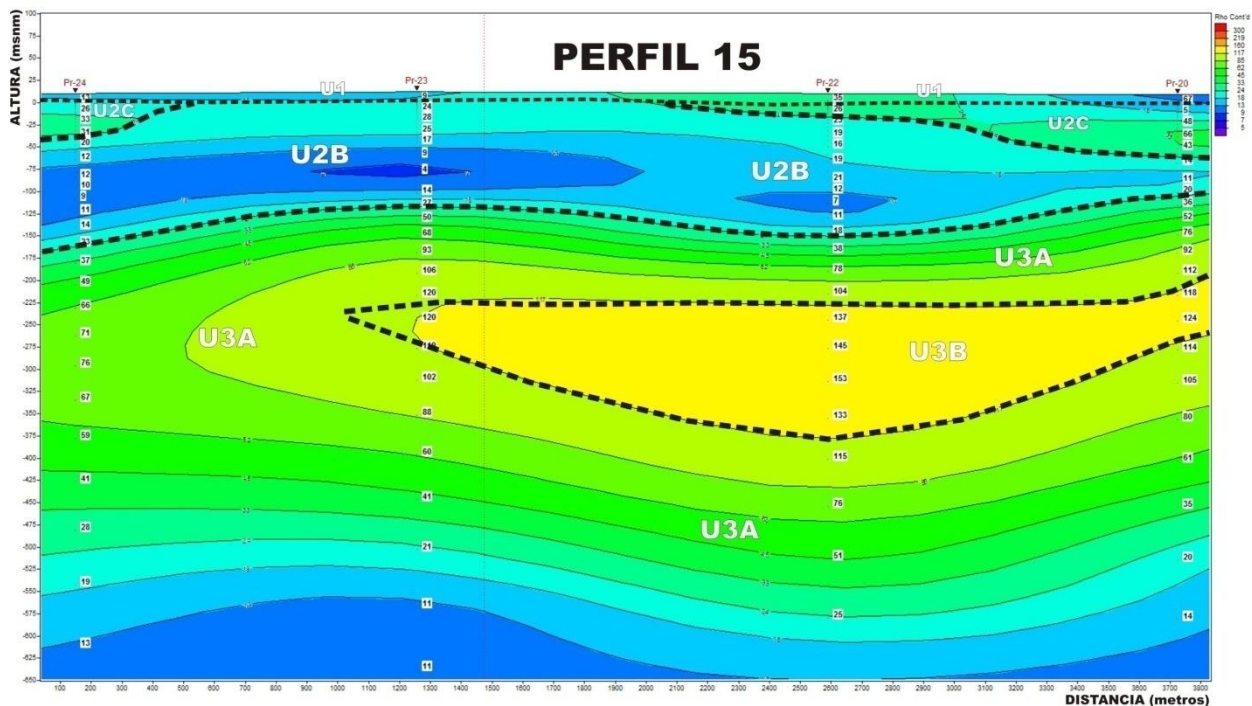


Figura 35 Perfil geoelectrico 15

Perfil 16

El perfil número 16 consta de los sondeos PR-25, PR-16, PR-17, PR-18 y PR-19 (Figura 36).

En esta sección podemos delimitar la frontera entre los materiales granulares de los rocosos a una profundidad promedio de 100 metros. Por debajo de este límite tenemos a

la unidad rocosa U3A, la cual se extiende hasta el final del perfil. En los sondeos PR-16 y PR-18 tenemos dos zonas con valores altos de resistividad U3B (roca fracturada o alterada) y U3C (roca sana e impermeable), dichas unidades tienen espesores que van desde los 250 metros y hasta los 300 metros respectivamente.

A la unidad rocosa le sobreyace la unidad arenarcillosa U2B, que se extiende casi homogéneamente a lo largo de todo el perfil, teniendo su profundidad mínima en el sondeo PR-17 de 100 metros. Además, se observan dos lentes incluidos en la unidad U2B, asociados a materiales granulares de grano grueso, que afloran en los sondeos PR-16 y PR-18, con un espesor máximo de 50 metros. Finalmente, la unidad superficial U1, que se asocia a todos los materiales de relleno y suelos.

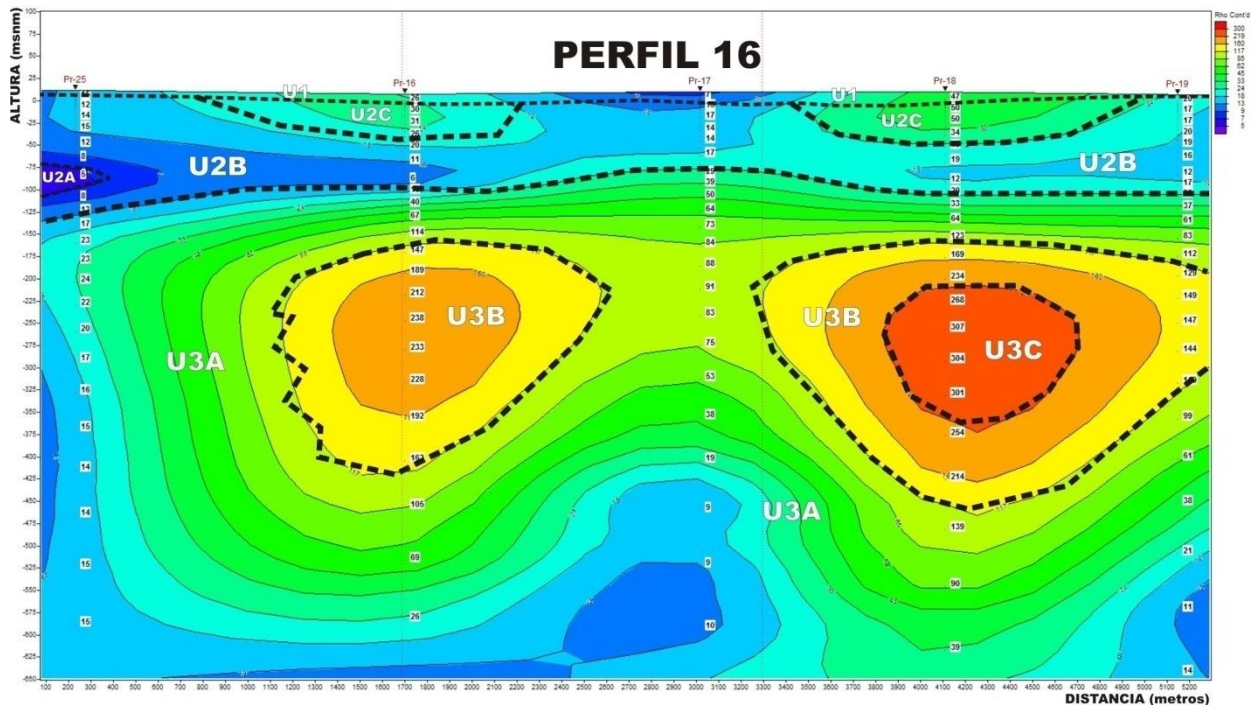


Figura 36 Perfil geoelectrico 16

Perfil 17

El perfil numero 17 consta de los sondeos PR-14, PR-13, PR-12 y PR-11 (Figura 37).

Tenemos a la unidad U2C, que es asociada a materiales arenosos, con un espesor promedio de 100 metros, a lo largo de todo el perfil. Incluido en dicha unidad, se encuentra un lente de material arenarcilloso asociado a la unidad U2B, con un espesor variable entre 25 y 45 metros.

Le subyace la unidad U3B, que se considera como roca fracturada o con algún grado de alteración. Su espesor mínimo, se encuentra en el sondeo PR-14, de 25 metros. Hasta alcanzar su espesor máximo en el sondeo PR-11 de 70 metros. De igual modo esta unidad se vuelve a presentar por debajo de la roca sana, a una profundidad promedio de 300 metros, esta unidad tiene un espesor en este sitio variable entre 100 y 150 metros.

La unidad U3C, asociada a la roca sana, se presenta a lo largo de todo el perfil, teniendo su máximo espesor de 280 metros en el sondeo PR-14. Dicha unidad tiende a disminuir su espesor hacia la derecha del perfil, donde tiene un espesor de 130 metros en el sondeo PR-11.

En la parte más profunda del perfil, tenemos a la unidad U3A, que puede ser considerada como roca mineralizada o alterada, por sus bajos valores de resistividad. La profundidad mínima se encuentra en el sondeo PR-11 a 400 metros y la máxima a 550 metros en el sondeo PR-13.

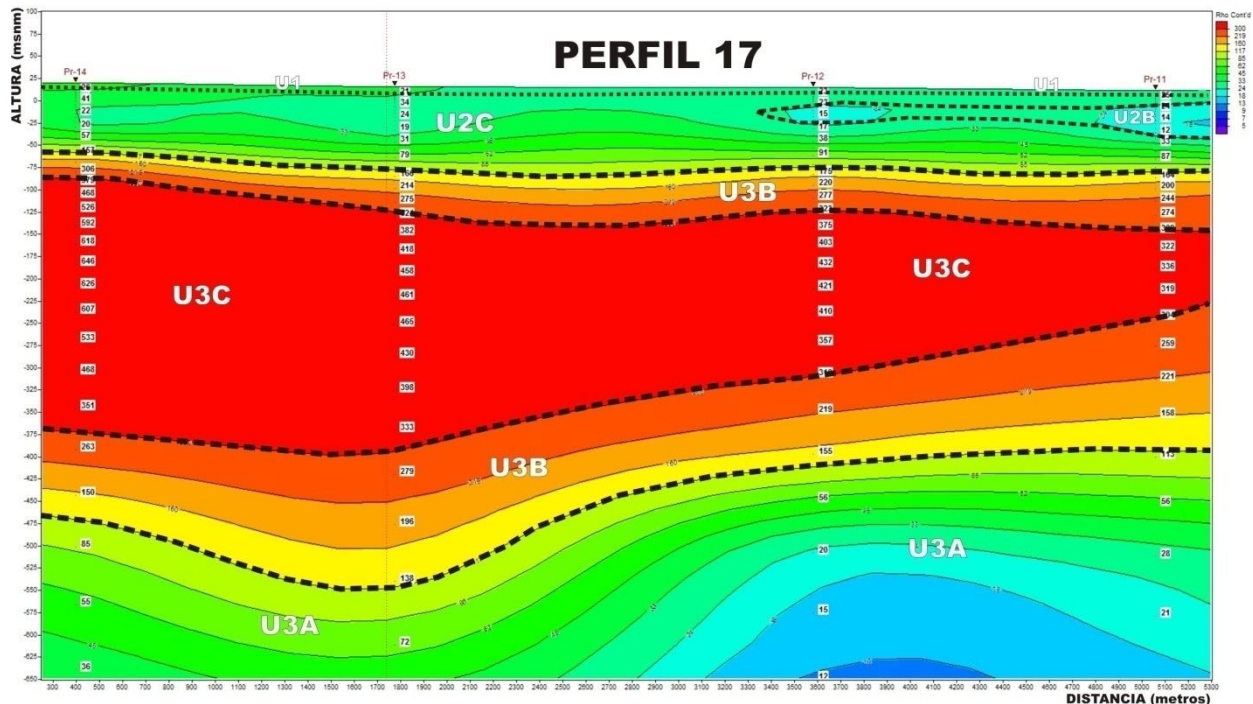


Figura 37 Perfil geoelectrico 17

Perfil 18

El perfil número 18 consta de los sondeos PR-07, PR-08, PR-09 y PR-10 (Figura 38).

En este perfil predominan las unidades rocosas, teniendo en la parte más profunda a la unidad U3A que se considera como roca alterada, metamorfozada o con mineralización. Se extiende desde la parte central hacia la derecha, teniendo un espesor máximo entre 350 y 400 metros en el sondeo PR-09 y hasta casi desaparecer en el sondeo PR-07.

Le sobreyace la unidad U3B y U3C, donde la primera de estas se presenta primordialmente en los sondeos PR-09 y PR-10, teniendo un espesor promedio de 230 metros. La segunda se presenta en la parte izquierda del perfil, presentando su máximo espesor de 550 metros en el sondeo PR-07 y su mínimo espesor en el sondeo PR-08 de 150 metros. Esta zona es la que se considera como roca sana e impermeable.

El límite de la unidad rocosa e inicio de la unidad de materiales de relleno U2C, se encuentra en su parte más somera a una cota de -25 msnm y en la parte más profunda a unos -80 msnm. Por encima de esta unidad y en los sondeos PR-09 y PR-10, se encuentra un lente de materiales con menor resistividad que la U2C, que la asociamos a materiales granulares arenoarcillosos.

Finalmente la unidad U1, que se considera como la unidad superficial, con materiales de relleno, suelos, etc.

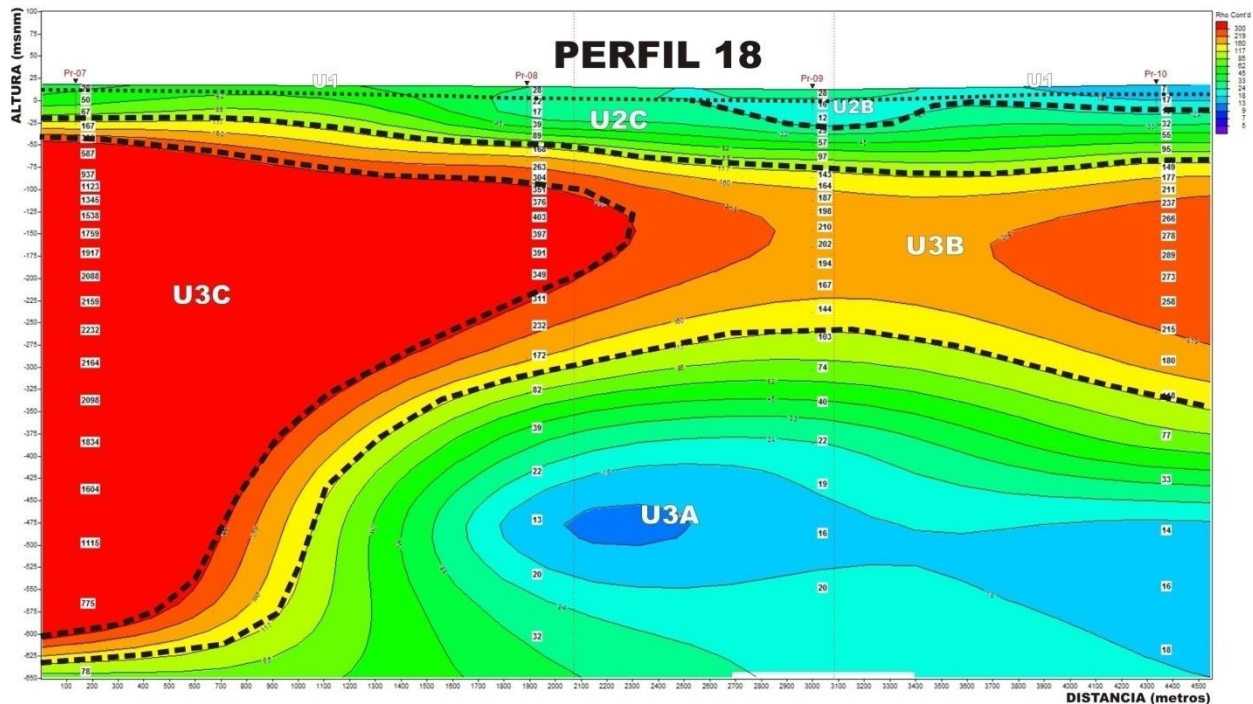


Figura 38 Perfil geoelectrico 18



IV.2.4. CENSO Y PIEZOMETRÍA DE POZOS

2008

Con el fin de actualizar los datos de los aprovechamientos subterráneos de la zona de estudio, en el mes de Septiembre del 2008 se realizó un censo y piezometría. Se visitaron un total de 161 captaciones a las que se les tomaron, entre otros datos, coordenadas con GPS, uso del aprovechamiento, piezometría y gasto. En la Figura 39 y en el anexo de planos se muestra la localización de los aprovechamientos, en el anexo 4 la ficha de datos de cada pozo y en el anexo 5 se muestran fotos del censo. En la Figura 40 se muestra la profundidad al nivel estático.

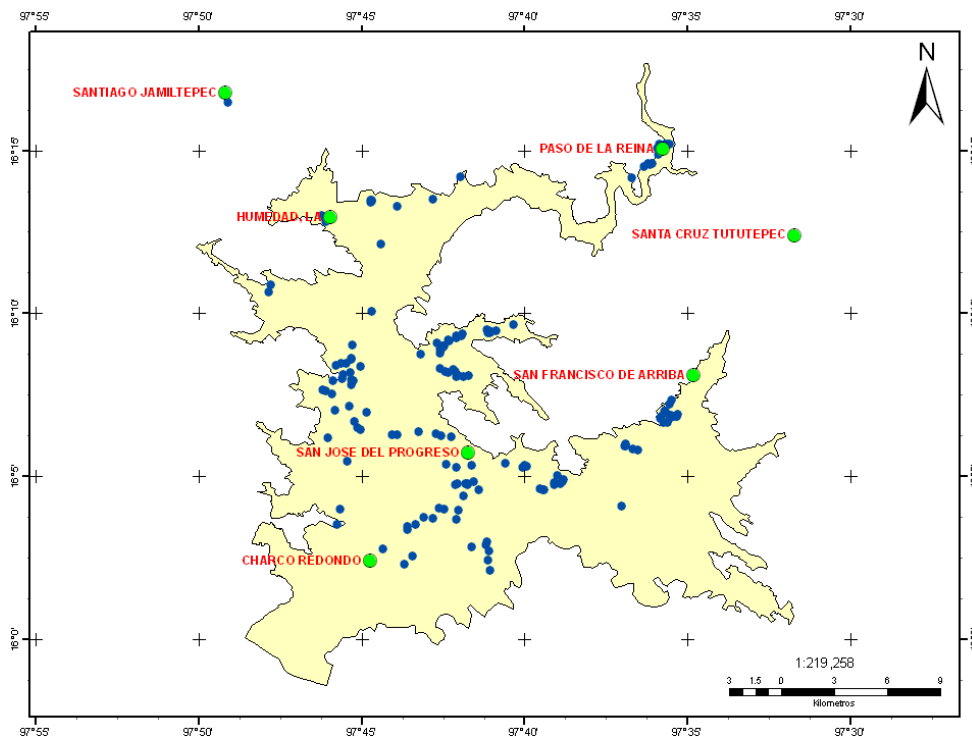


Figura 39 Censo de aprovechamientos Septiembre de 2008

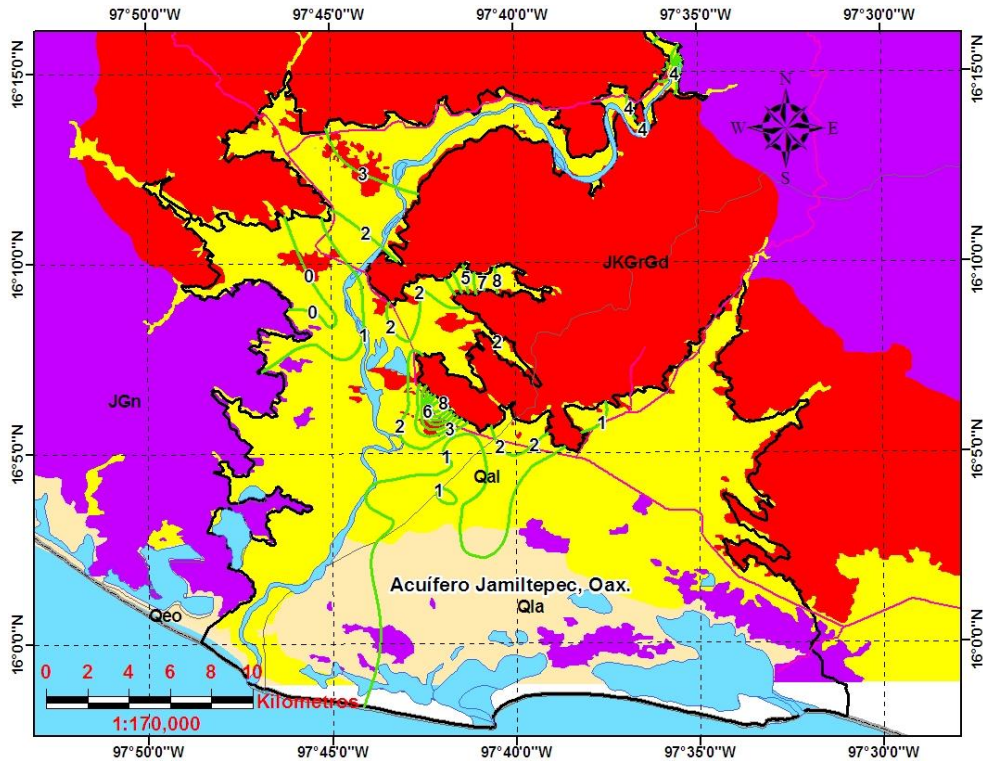


Figura 40 Profundidad al nivel estático Septiembre de 2008

Una de las características de este acuífero, es la poca profundidad al nivel estático. Esto se refleja en el tipo de aprovechamientos existentes en el área de estudio. Se trata en la mayoría de los casos, de pozos someros (menos de 20 m), por lo cual la extracción del agua subterránea se realiza con equipos pequeños y con gastos promedio de 10 l/s.

Los usos del agua subterránea se distribuyen de la siguiente manera (Figura 41):

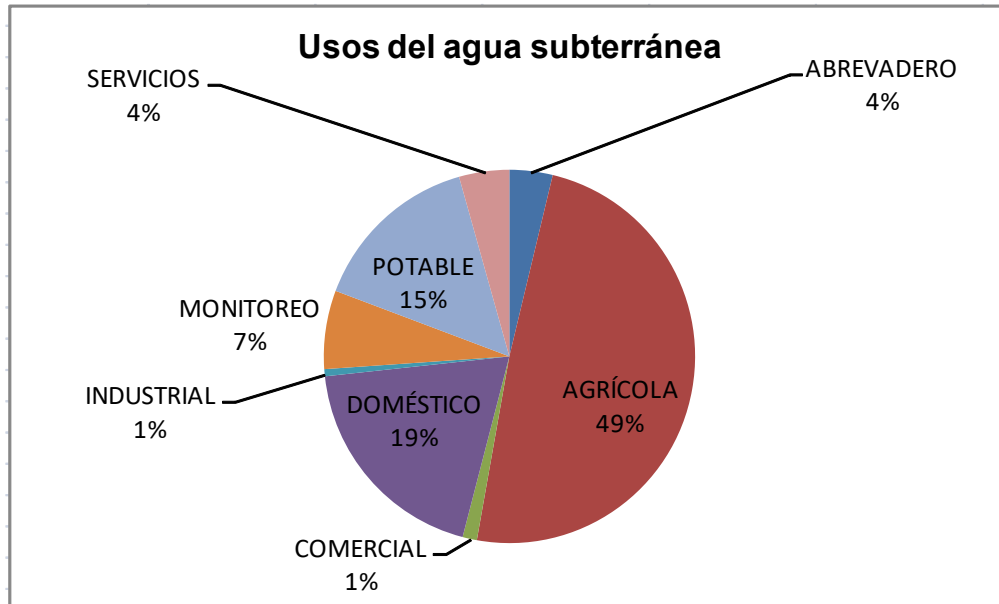


Figura 41 Usos del agua subterránea, con el censo de 2008

2009

En el año de 2008 se realizó un censo de los pozos que están en la zona de influencia del Río Verde. Para completar el total de los aprovechamientos, en el año de 2009 se censaron pozos que están en la zona de influencia del Río Chacalapa y el Río San Francisco. Para ello en el mes de abril se realizó el censo de 109 pozos. Así mismo, en el mes de junio se realizó la piezometría total de los pozos. Con esto se tiene ya cubierto el total de los aprovechamientos del acuífero, que son un total de 270. A estas captaciones también se les tomaron entre otros datos, coordenadas con GPS, uso del aprovechamiento, piezometría y gasto. En el anexo 4 se enlista la base de datos total.

En la Figura 42 y en el anexo de planos se muestra la localización de los 270 aprovechamientos. En la Figura 43 se muestra la profundidad al nivel estático.

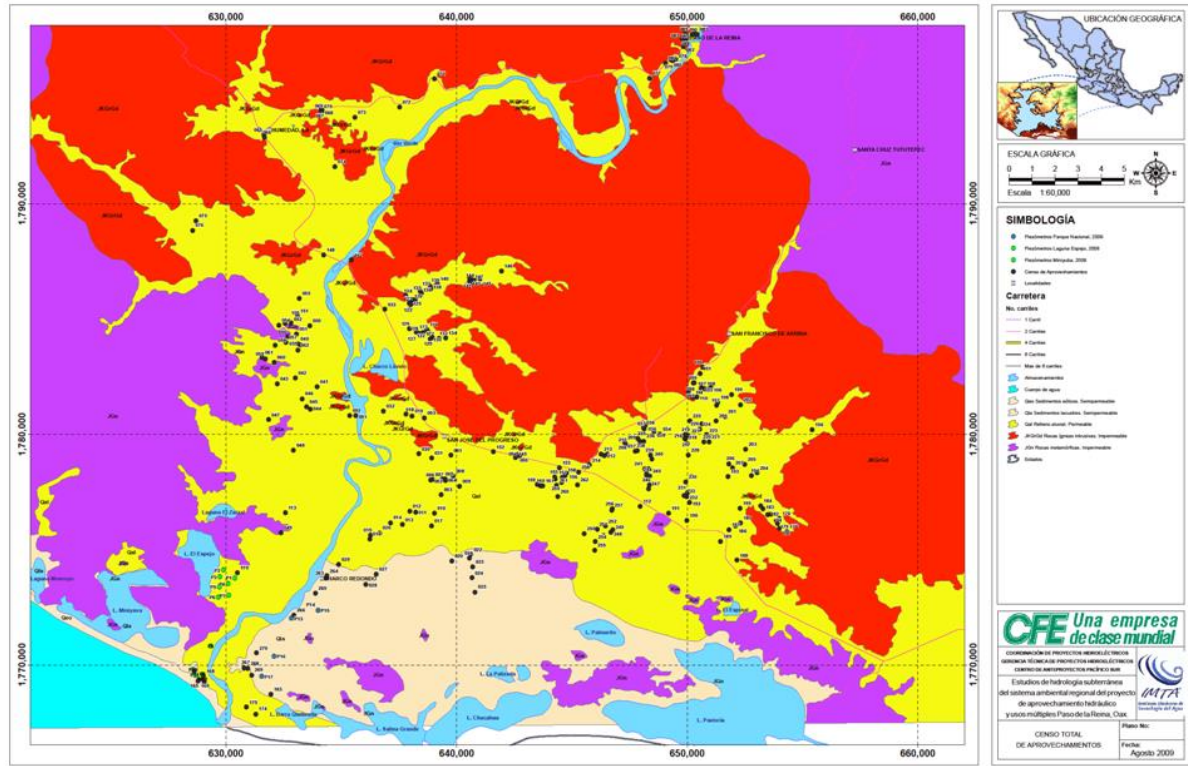


Figura 42 Censo total de aprovechamientos

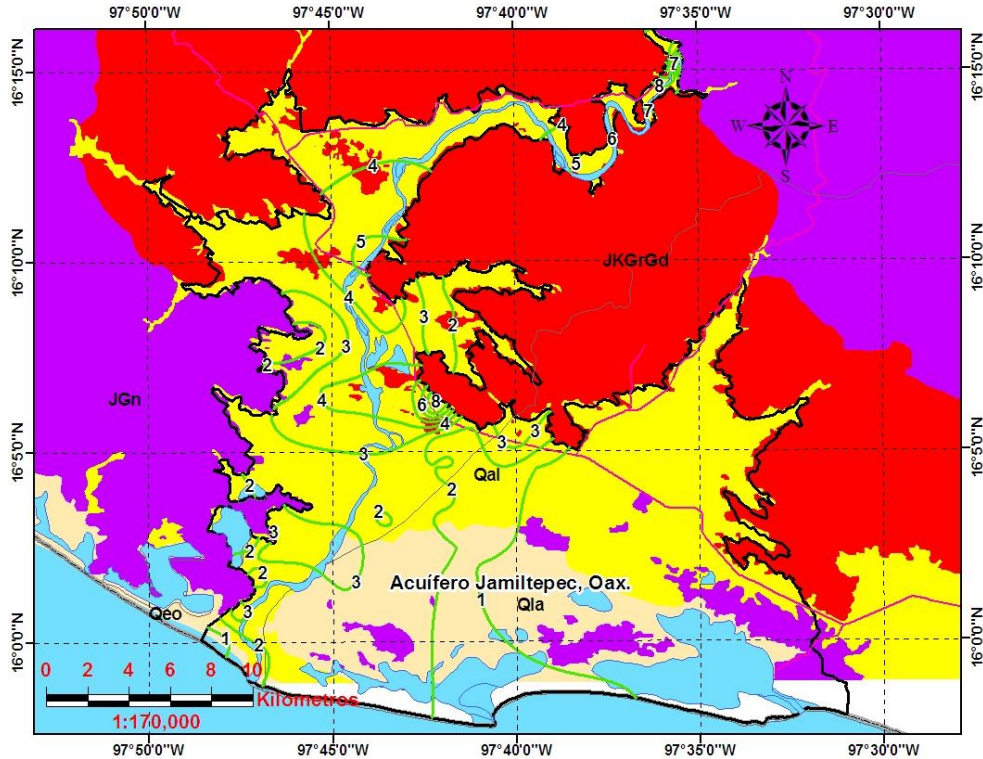


Figura 43 Profundidad al nivel estático Abril de 2009

Los usos del agua subterránea, tomando en cuenta la totalidad de los aprovechamientos, se distribuyen de la siguiente manera (Figura 44):

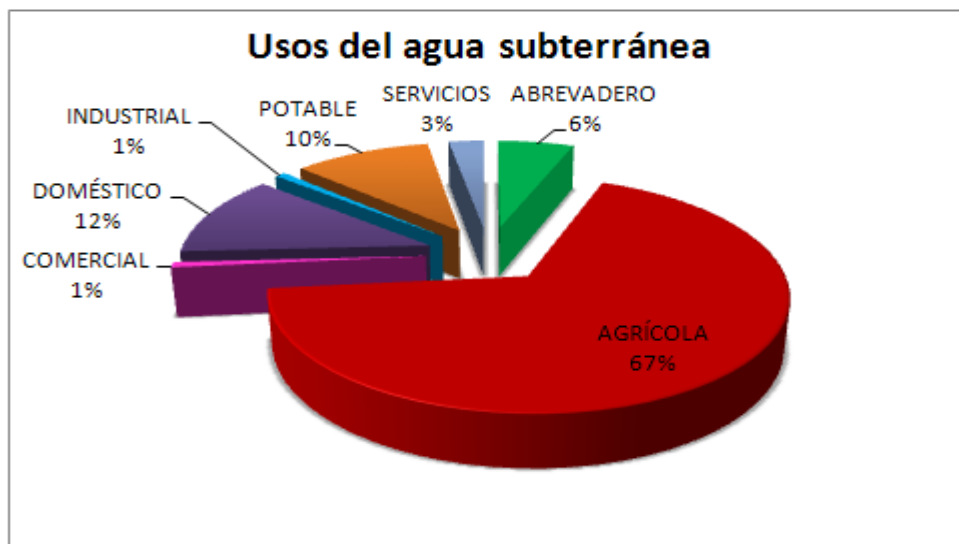
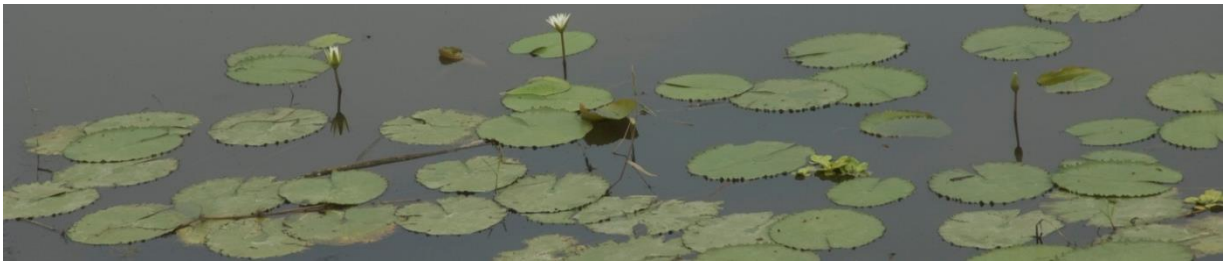


Figura 44 Usos del agua subterránea, con el censo total de los aprovechamientos



IV.2.5. PRUEBAS DE BOMBEO

Se determinaron los parámetros hidráulicos tales como la conductividad hidráulica mediante diez pruebas de bombeo. Estos parámetros permiten cuantificar las propiedades del subsuelo en relación con la dinámica del flujo subterráneo. A continuación se describe el desarrollo de cada una de las pruebas así como su interpretación correspondiente. Así mismo, en el anexo 6 se muestran las fotos de esta actividad.

IV.2.5.1 SITIOS DE ESTUDIO Y POZOS DE BOMBEO

Las pruebas de bombeo se distribuyeron uniformemente en la zona de estudio y su ubicación espacial puede observarse en la Figura 45 y en el anexo de planos.

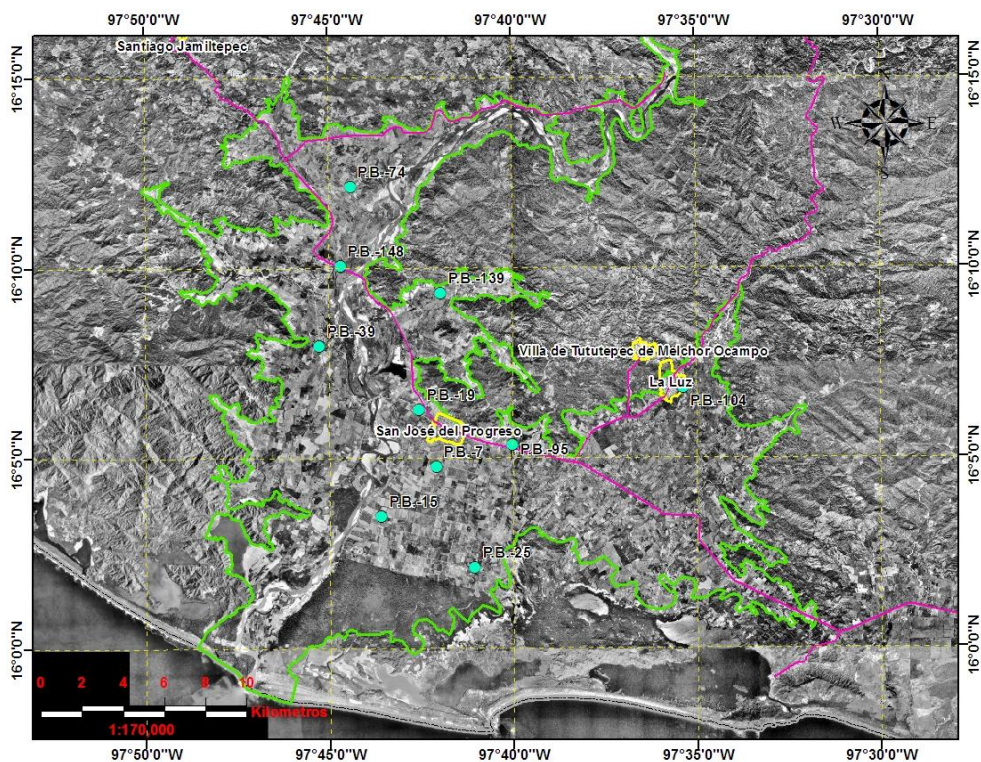


Figura 45 Localización de las pruebas de bombeo año 2008

IV.2.5.2 DURACIÓN DE LAS PRUEBAS E INTERVALOS DE MEDICIÓN

Las pruebas de bombeo fueron de corta duración debido a que los cultivos no necesitaban riego y los terrenos estaban anegados. Los intervalos de medición de los abatimientos y recuperación se muestran en las Tabla 4 y 5.

Tabla 4 Tiempos de medición del nivel durante la etapa de bombeo

Lectura	Tiempo
1	Inmediatamente antes del bombeo
2	15 segundos, luego de iniciado el bombeo
3	30 segundos
4	un minuto
5	dos minutos
6	cuatro minutos
7	ocho minutos
8	quince minutos
9	30 minutos
10	1 hora
11	2 horas

Tabla 5 Tiempos de medición del nivel durante la etapa de recuperación

Lectura	Tiempo
1	Inmediatamente antes de finalizar el bombeo
2	15 segundos, después de haber finalizado el bombeo
3	30 segundos
4	un minuto
5	dos minutos
6	cuatro minutos
7	ocho minutos
8	quince minutos
9	30 minutos
10	1 hora
11	2 horas

IV.2.5.3 EQUIPO UTILIZADO

El equipo de medición que se utilizó durante las pruebas consistió de: *i*) sondas eléctricas *ii*) cintas métricas y *iii*) cronómetros. Se utilizó una sonda de marca SEBA de fabricación alemana, marcada a cada centímetro y una sonda marca HGE de fabricación nacional, con cable eléctrico bipolar del número 16 y 18, el cual fue marcado cada dos metros.

IV.2.5.4 DESCRIPCIÓN DE LAS PRUEBAS DE BOMBEO

El desarrollo de cada una de las pruebas consistió en el registro del tiempo, de la evolución del nivel y del caudal de descarga.

IV.2.5.5 ANÁLISIS DE LOS DATOS DE CAMPO

Análisis de las curvas abatimiento - tiempo

Kruseman y De Ridder (1990), señalan que a partir de la comparación de la curva abatimiento vs tiempo ($s-t$) de las pruebas de bombeo, con respecto a varios modelos teóricos (Figura 46) es posible identificar las condiciones hidráulicas que condicionan el flujo del agua subterránea hacia un pozo de bombeo. Para verificar este hecho, como fase inicial en la interpretación de las pruebas, se realizó un análisis cualitativo de la información mediante gráficos $s-t$, donde en algunos casos fue posible corroborar la correspondencia entre el tipo de sistema-acuífero y el modelo geológico considerado. En el anexo 7 se presentan estas curvas.

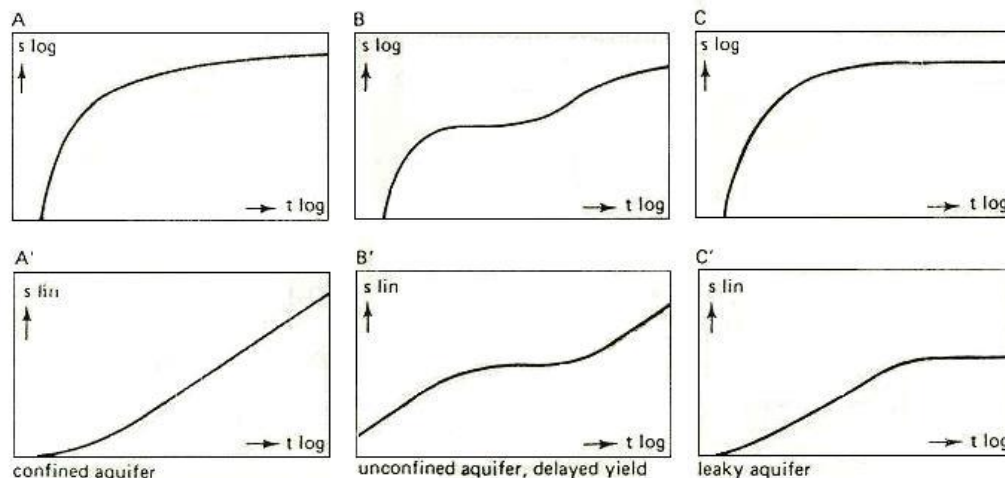


Figura 46 Relaciones teóricas tiempo-abatimiento de sistemas-acuíferos granulares sin consolidar

De acuerdo con la geología del subsuelo y con la información hidrogeológica disponible, el subsuelo del área de investigación, se conforma de un sistema-acuífero heterogéneo anisótropo de condiciones hidráulicas de tipo libre.

Evidentemente, el análisis señala que la respuesta hidráulica en el subsuelo es diferente para cada uno de los pozos, observándose que en estos sistemas existe una variabilidad importante en el efecto del drenaje diferido.

Una condición de frontera probable en los pozos, es la manifestación de diferentes tipos de frontera (recarga e impermeable) así como variaciones laterales de la conductividad hidráulica debido a una disminución o incremento en el abatimiento observado.

Los resultados de esta acción señalan que en general, la distribución de los datos $s-t$ presenta una marcada desviación de la curva de Theis (para acuífero confinado, cuando se colocan en una gráfica logarítmica), lo que corrobora las deducciones geológicas relacionadas con la presencia de condiciones equiparables a un acuífero de tipo libre.

Así mismo, la disposición de los datos $s-t$ en una gráfica semi-logarítmica comprueba dicha tendencia. En general, las pruebas de campo presentan una variabilidad en los tiempos de bombeo, por lo que en algunos casos, la curva de datos $s-t$ de campo únicamente presenta la primera parte (cuando es similar a la curva para acuífero confinado) y un segmento (de longitud variable) de la segunda parte de la curva (producido por una estabilización del abatimiento por efecto del drenaje diferido) característica de los acuíferos de tipo libre.

Adicionalmente, el análisis cualitativo de algunas de las curvas $s-t$ de campo de las pruebas de bombeo disponibles, determina que por causa de heterogeneidades y presencia de fronteras dentro de la zona de influencia del pozo, también se presentan desviaciones importantes de la curva teórica correspondiente a los diferentes tipos de sistemas-acuíferos.

Interpretación de las pruebas de bombeo

De acuerdo con el modelo conceptual planteado y el comportamiento observado de las pruebas de bombeo, estas se interpretaron aplicando métodos gráficos convencionales de ajuste de curvas (Neuman, 1975) y mediante la definición de una línea recta (Cooper-Jacob, 1946).

Algunos autores como Custodio y Llamas (1996) han señalado que en el supuesto de que el flujo hacia el pozo sea estrictamente horizontal, los métodos de interpretación

convencionales (Neuman, Copper-Jacob, etc.) diseñados específicamente para acuíferos confinados, se pueden aplicar en acuíferos que funcionan en condiciones de tipo libre. Por ejemplo, cuando el abatimiento en el pozo de bombeo es menor a 0.25 del espesor saturado inicial. Sin embargo, existen diferentes condiciones que pueden influir en forma directa para invalidar la aplicación de métodos diseñados para acuíferos confinados en un acuífero de tipo libre; por ejemplo, una condición que generalmente no se toma en cuenta es la presencia de *drenaje diferido* en acuíferos libres.

La disminución del abatimiento por efecto del drenaje diferido no está considerada en la solución planteada para acuíferos confinados, por lo que no es conveniente aplicar dichos métodos a acuíferos de tipo libre. Adicionalmente, la presencia de heterogeneidades laterales en el acuífero (variación de la conductividad hidráulica, presencia de fronteras dentro del radio de influencia del pozo) también dificulta esta aplicación; incluso, no sólo en métodos de acuíferos confinados, sino también en otros tipos de acuíferos donde se consideren homogeneidades e isotropías.

En el anexo 8 se presenta la metodología para la interpretación de las pruebas de bombeo.

Método de Neuman

En la Figura 47 se presenta la comparación entre los datos ($s-t$) de campo con las curvas teóricas de Neuman. En algunos casos, la distribución de los datos ($s-t$) presenta una similitud con la forma de la curva teórica de acuíferos de tipo libre. Otros más con una influencia del drenaje diferido, que en algunos casos es mínima, apegándose a la curva de Theis.

Por otra parte, es importante señalar que el valor de conductividad hidráulica (horizontal) del acuífero de interés se obtuvo a partir de la definición de la transmisividad y suponiendo que el pozo era totalmente penetrante y por lo tanto el espesor del acuífero es igual al espesor saturado en el pozo.

Método de Cooper-Jacob.

En la Figura 48 se presentan los gráficos de tiempo–abatimiento para la interpretación de las pruebas de bombeo aplicando el método de Cooper-Jacob.

Método de recuperación de Theis

Este método se aplicó en la mayoría de los casos, para comparar los resultados con los obtenidos mediante otras metodologías, sabiendo de antemano que una de las

condiciones esenciales de este método es que el acuífero debe ser confinado (Theis, 1935). En la Figura 49 se presentan los resultados.

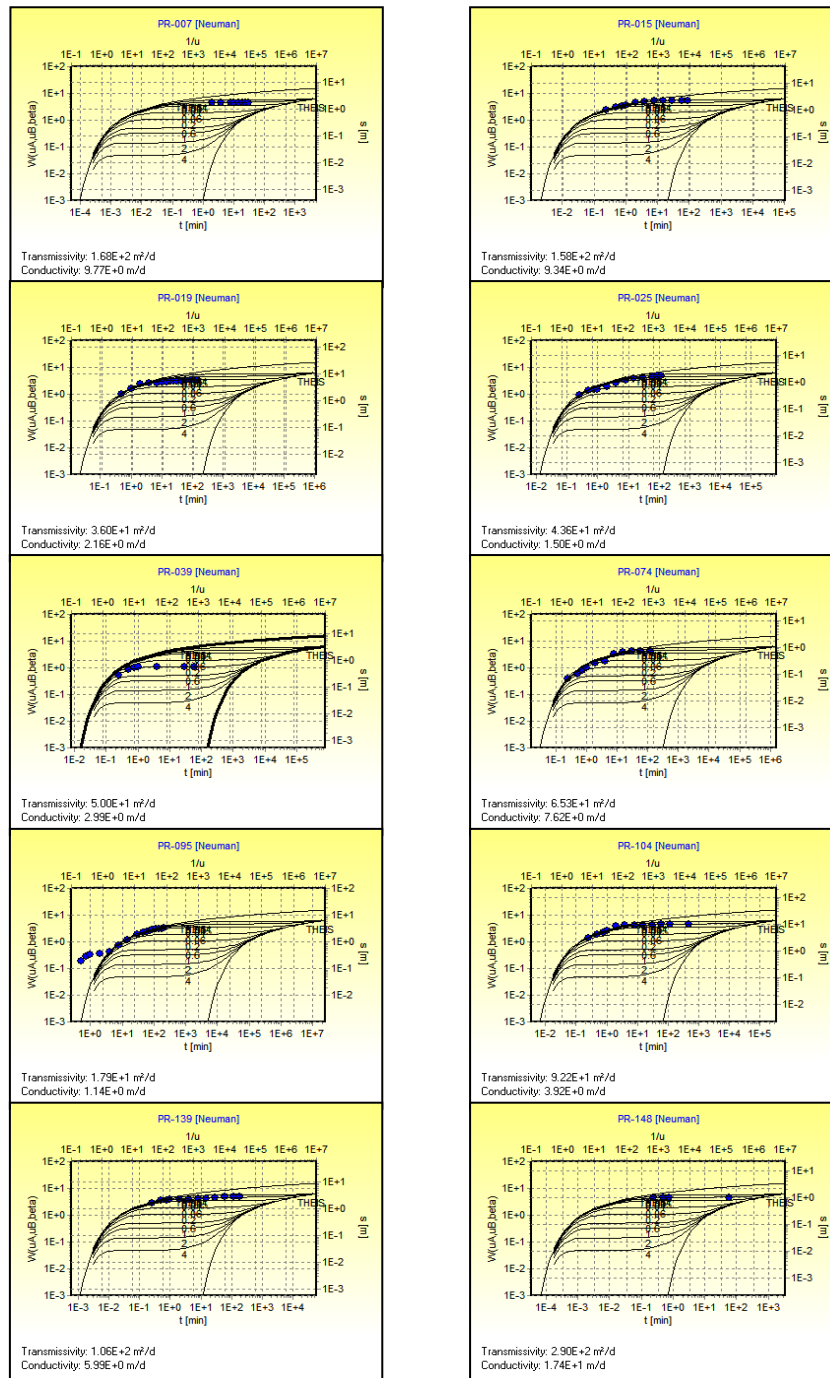


Figura 47 Interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Neuman

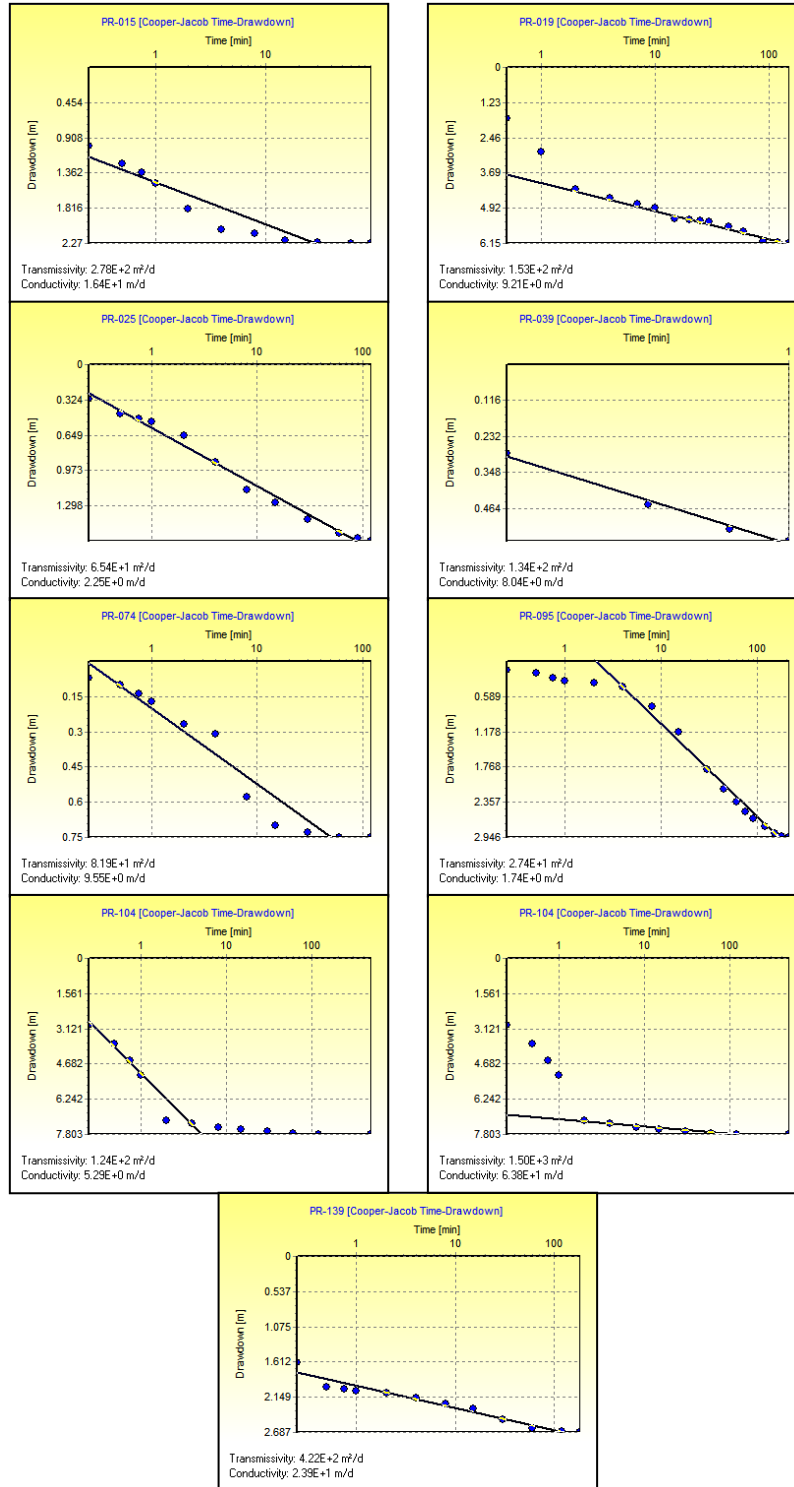


Figura 48 Interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Cooper - Jacob

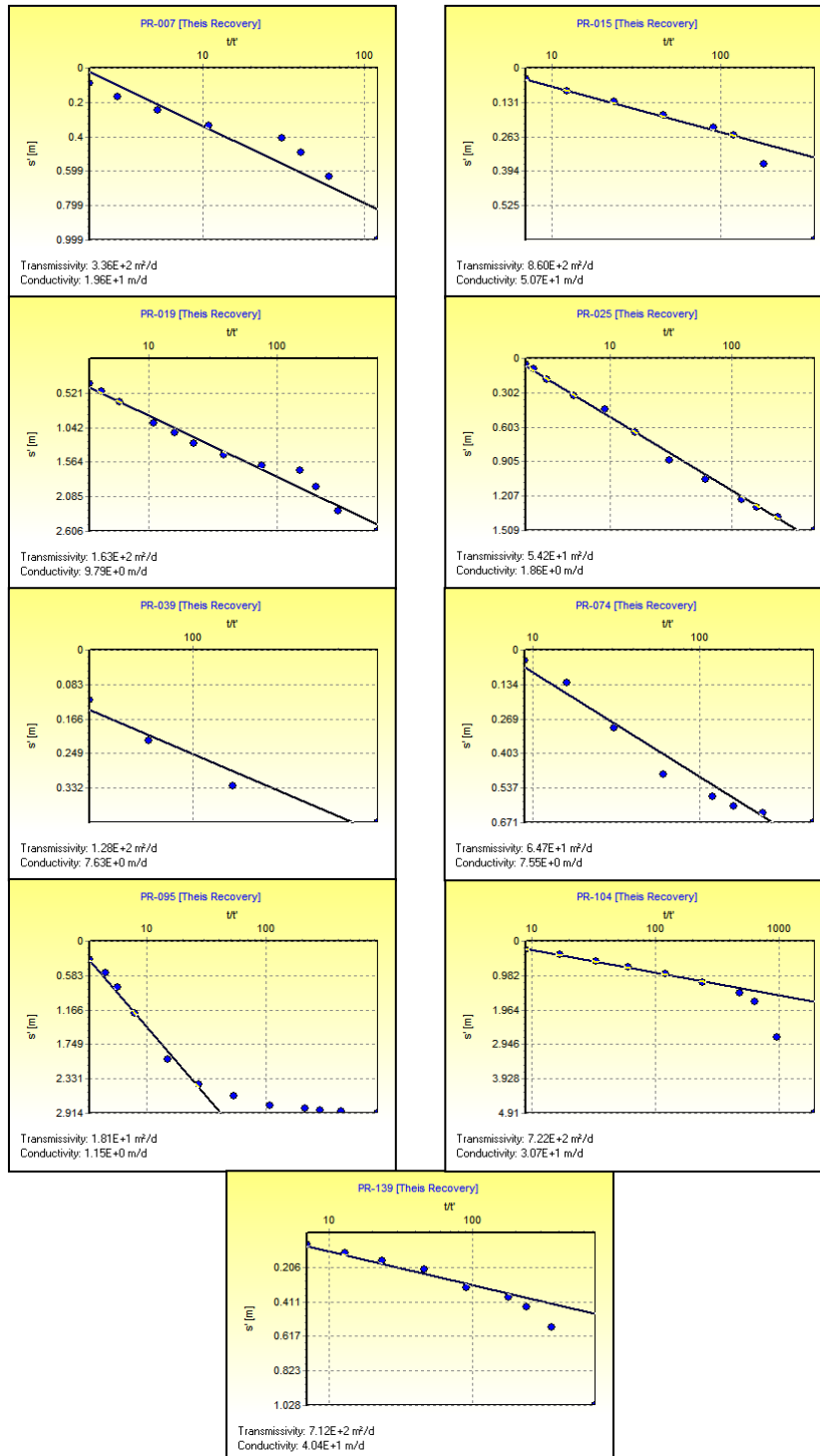


Figura 49 Interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Recuperación de Theis.

Método numérico

Los métodos analíticos convencionales (ajuste de curvas teóricas con curvas de campo) suponen que los acuíferos analizados son penetrados totalmente por los pozos de bombeo y que tienen un diámetro suficientemente pequeño como para omitir efectos de almacenamiento insignificantes. Asimismo, otras restricciones son: *i*) suponen un modelo conceptual que, en muchas ocasiones, se encuentra muy alejado de las condiciones reales observadas en campo, *ii*) es común encontrar pozos en acuíferos anisótropos y heterogéneos, que no son de extensión infinita, *iii*) dependiendo del gasto de extracción, las dimensiones del pozo ocasionan que el efecto del almacenamiento en el aprovechamiento sea importante, *iv*) presencia de pozos parcialmente penetrantes.

De este modo, aunque la gran cantidad de problemas que pueden analizarse por medio de métodos analíticos es relativamente grande (Kruseman y de Ridder, 1990) se conoce que algunos factores tienen una influencia determinante en la respuesta del acuífero cuando se sujeta a un estímulo (extracción de agua) y que no se toman en cuenta en estos métodos analíticos.

Cuando esto sucede, es posible utilizar un método alternativo para representar la respuesta del acuífero, método que se basa en la utilización de técnicas numéricas para la resolución de la ecuación de flujo saturado en un medio poroso. El modelo numérico utilizado en el presente estudio es el *Two-Zone Model* desarrollado por Rathod y Rushton de la Universidad de Birmingham. Es un modelo de flujo radial en dos capas que permite incorporar aspectos geológicos e hidrogeológicos, además de características constructivas del pozo de bombeo.

A diferencia de los métodos analíticos convencionales, el modelo de flujo radial de dos capas de Rushton y Rathod permite ingresar información sobre: *i*) gasto de extracción variable, *ii*) radio del pozo, *iii*) efectos de penetración parcial, *iv*) variaciones laterales de las propiedades hidráulicas, *v*) presencia de componentes verticales del flujo subterráneo, *vi*) anisotropía de los materiales geológicos, *vii*) cambio de acuífero confinado a libre por efecto del abatimiento en las inmediaciones del pozo; todo dentro de un marco de referencia adecuado y deseable de la geología del subsuelo (modelo conceptual) en las inmediaciones del sitio donde se desarrolló el experimento de bombeo.

La ecuación diferencial que describe el flujo radial a un pozo y en la que se toman en cuenta componentes verticales de flujo es la siguiente:

$$\frac{\delta}{\delta r} \left(bk_r \frac{\delta s}{\delta r} \right) + \frac{b}{r} k_r \frac{\delta s}{\delta r} + bk_z \frac{\delta^2 s}{\delta z^2} = S \frac{\delta s}{\delta t}$$

Donde:

s = abatimiento

r = componente radial

z = componente vertical

k_r y k_z = equivalentes a la conductividad hidráulica radial y vertical

El procedimiento para la aplicación de este método, consiste en alimentar al modelo con variables derivadas del análisis de la geología del subsuelo y datos constructivos de los pozos, como son: diámetro y longitud de ademe ranurado del pozo de bombeo. Asimismo, valores iniciales de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento, rendimiento específico, pérdidas de pozo e índice de retardamiento. Para detalles específicos de la operación del modelo, el lector se puede remitir a la fuente original de Rathod y Rushton (1991).

Cabe hacer la aclaración que los parámetros hidráulicos considerados como valores iniciales del modelo, fueron los obtenidos mediante los métodos analíticos convencionales (Neuman y recuperación de Theis), mismos que se modificaron durante el proceso de calibración hasta alcanzar el ajuste correcto entre los datos de abatimiento del modelo y los de campo.

Los resultados de la interpretación se presentan en las siguientes gráficas (Figura 50 a la Figura 59):

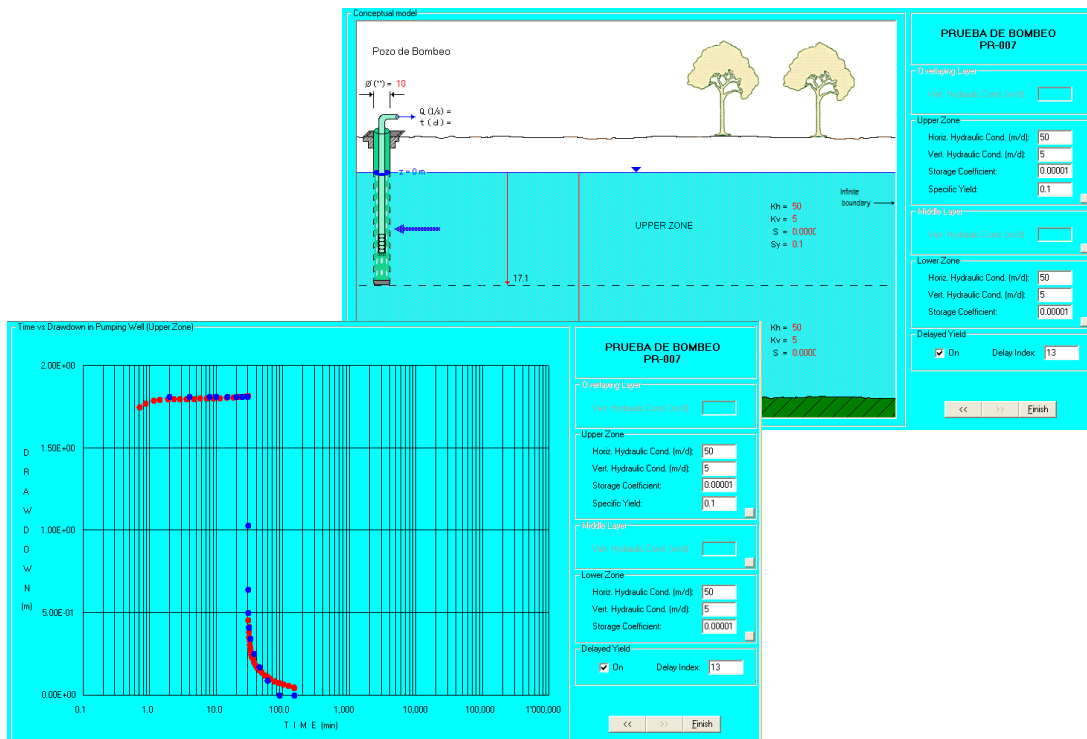


Figura 50 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-007

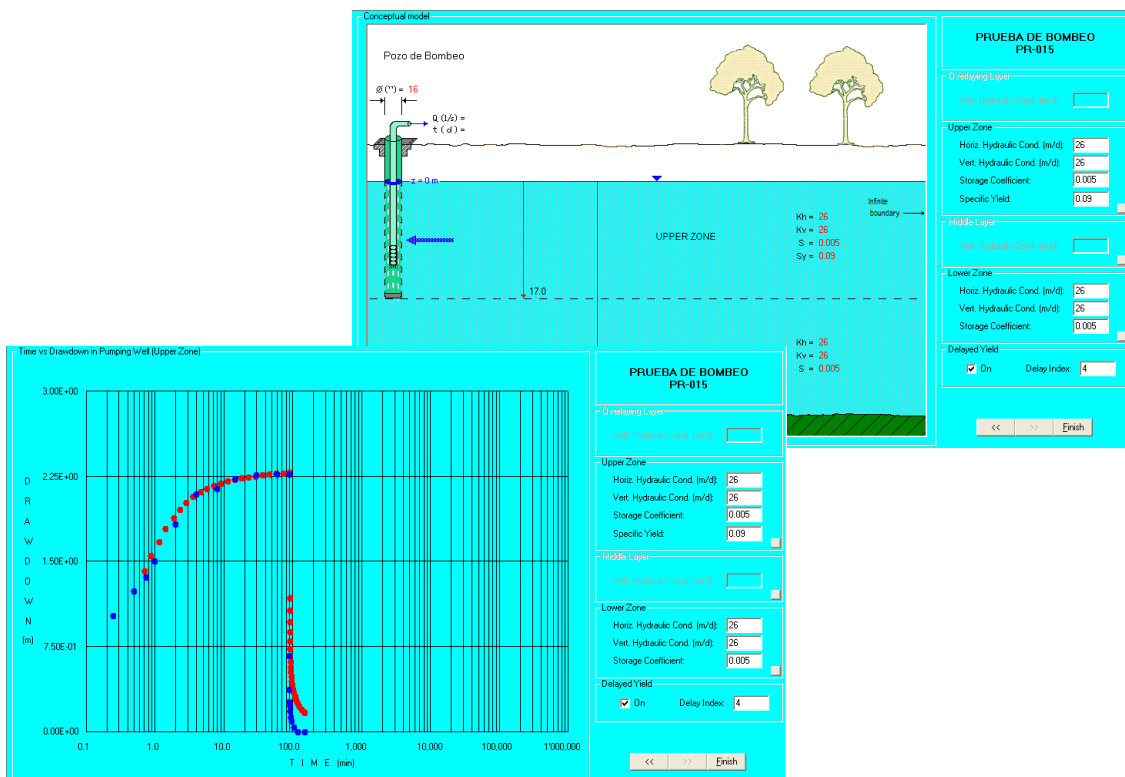


Figura 51 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-015

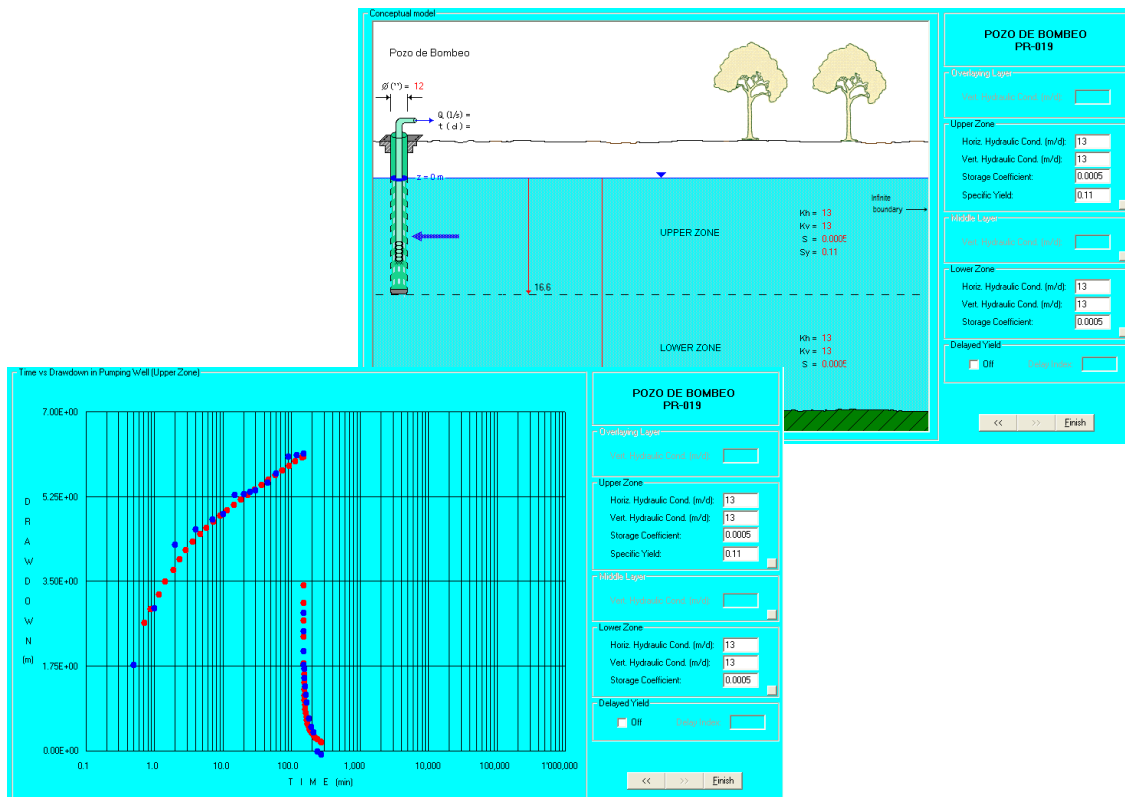


Figura 52 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-019

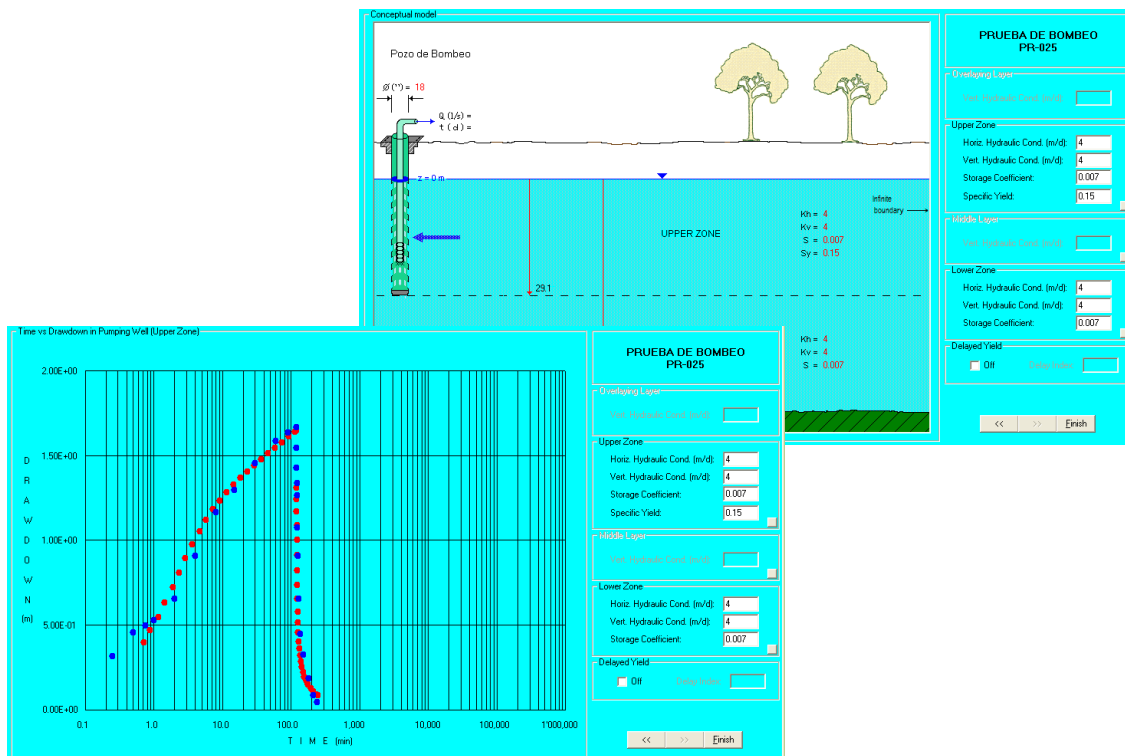


Figura 53 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-025

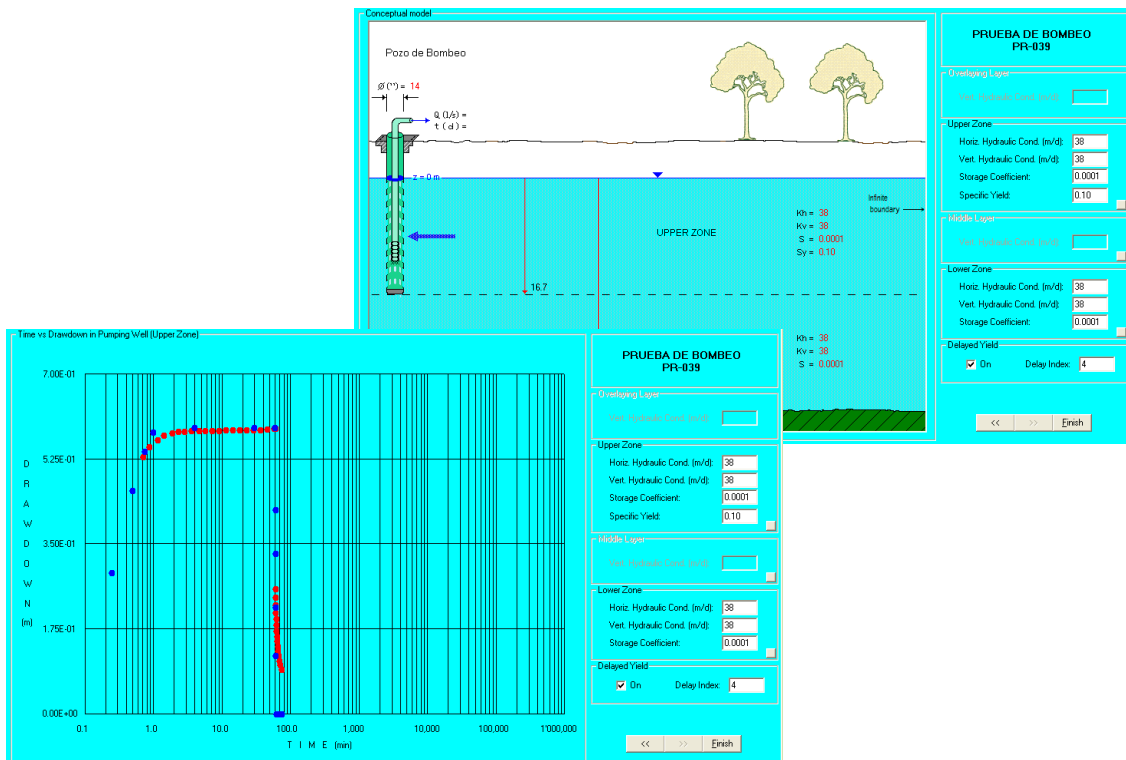


Figura 54 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-039

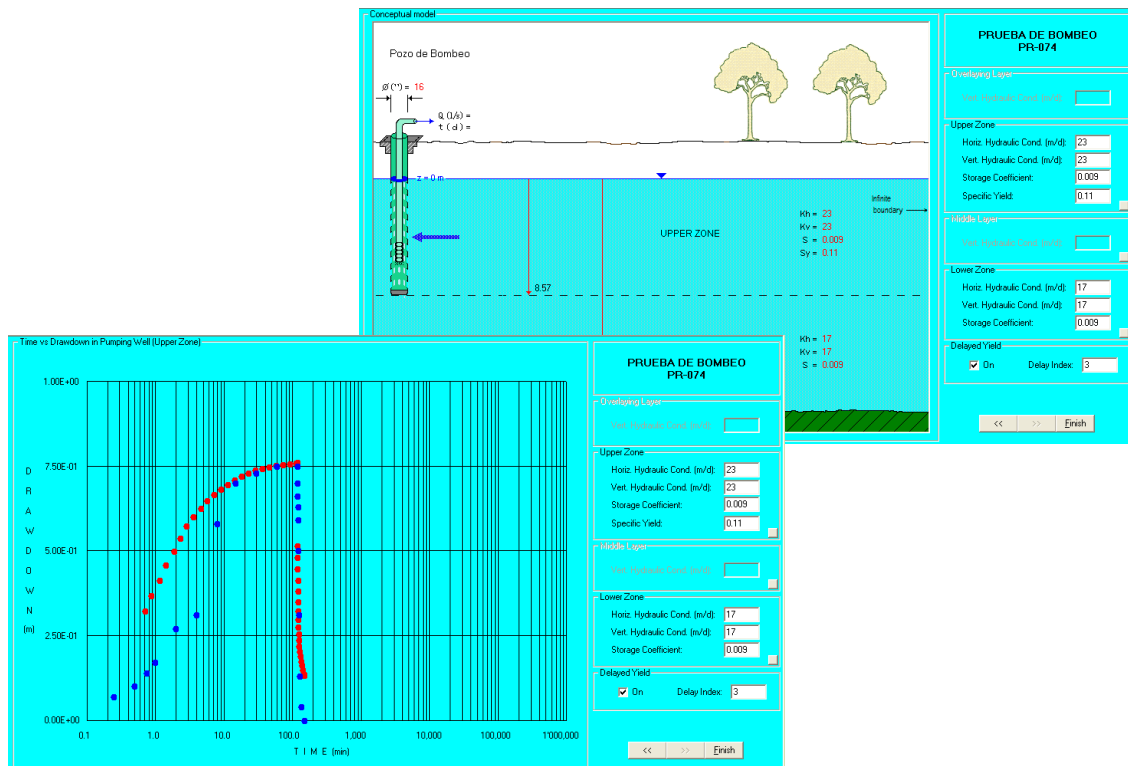


Figura 55 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-074

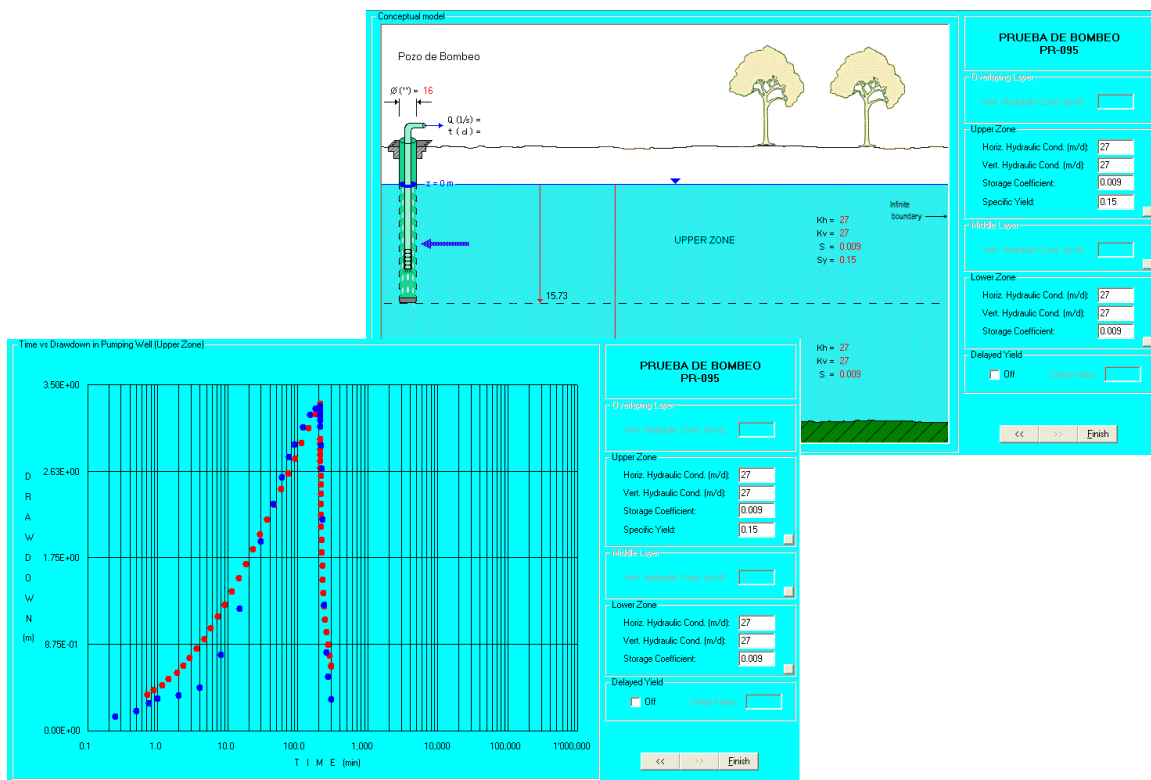


Figura 56 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-095

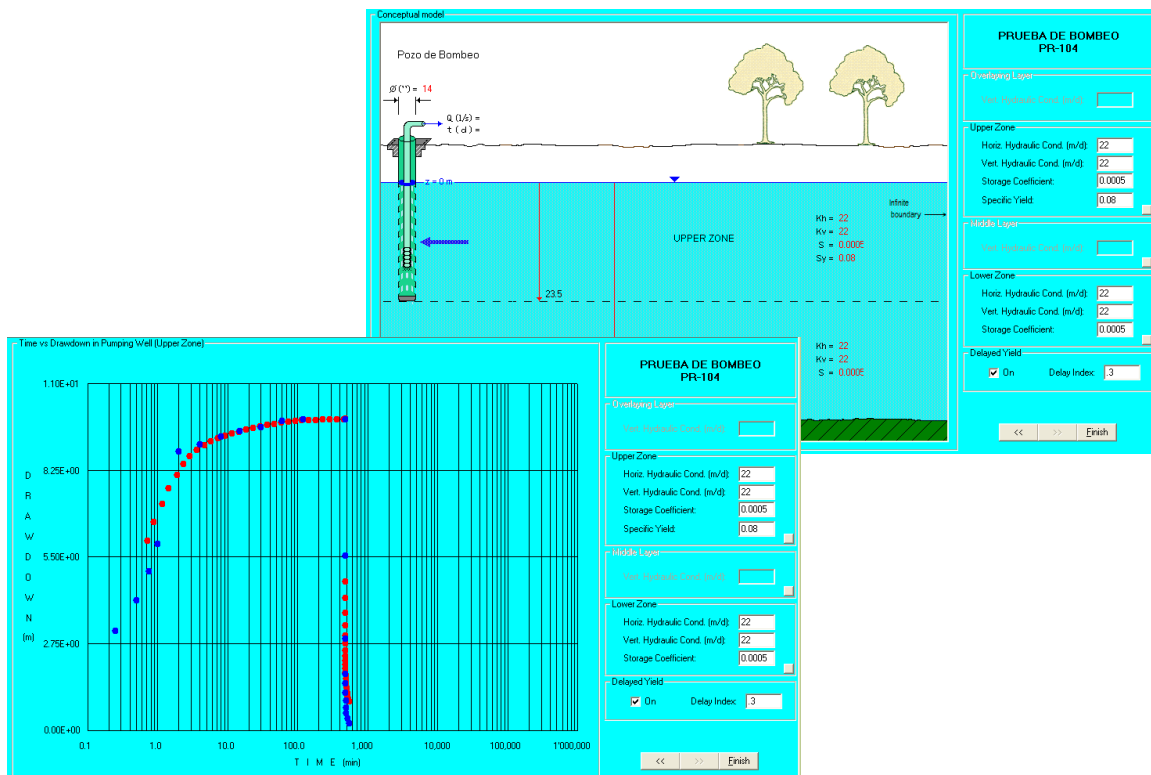


Figura 57 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-104

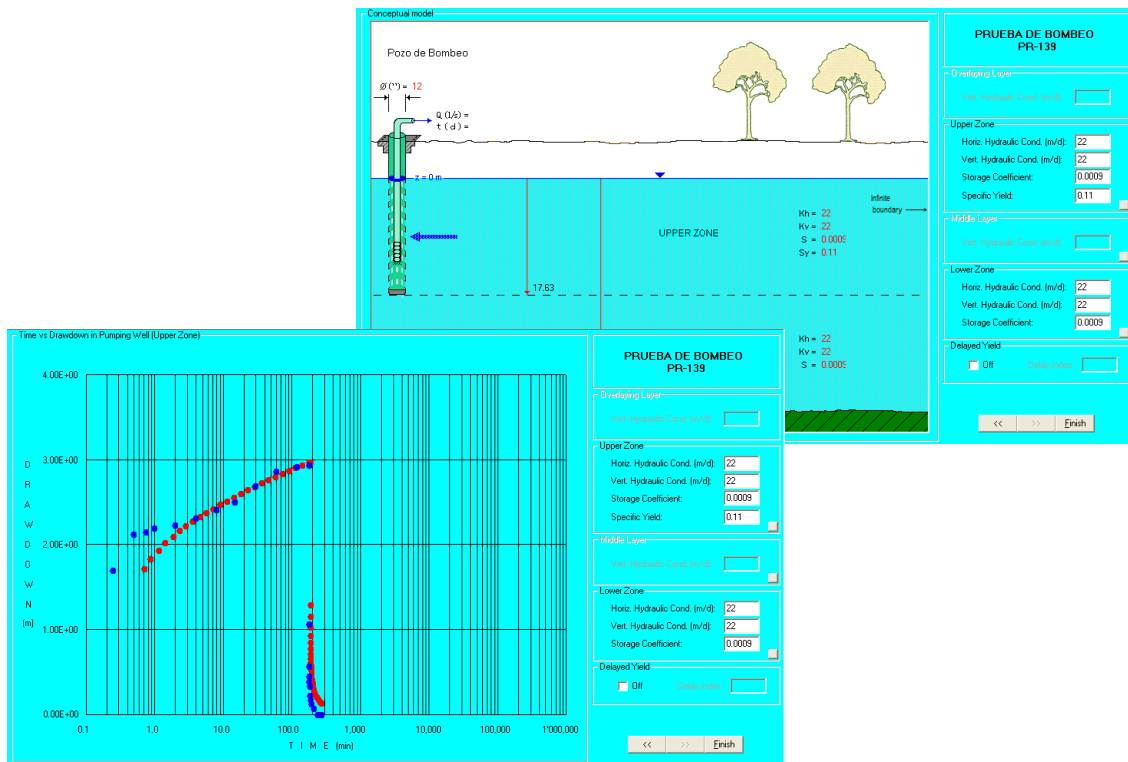


Figura 58 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-139

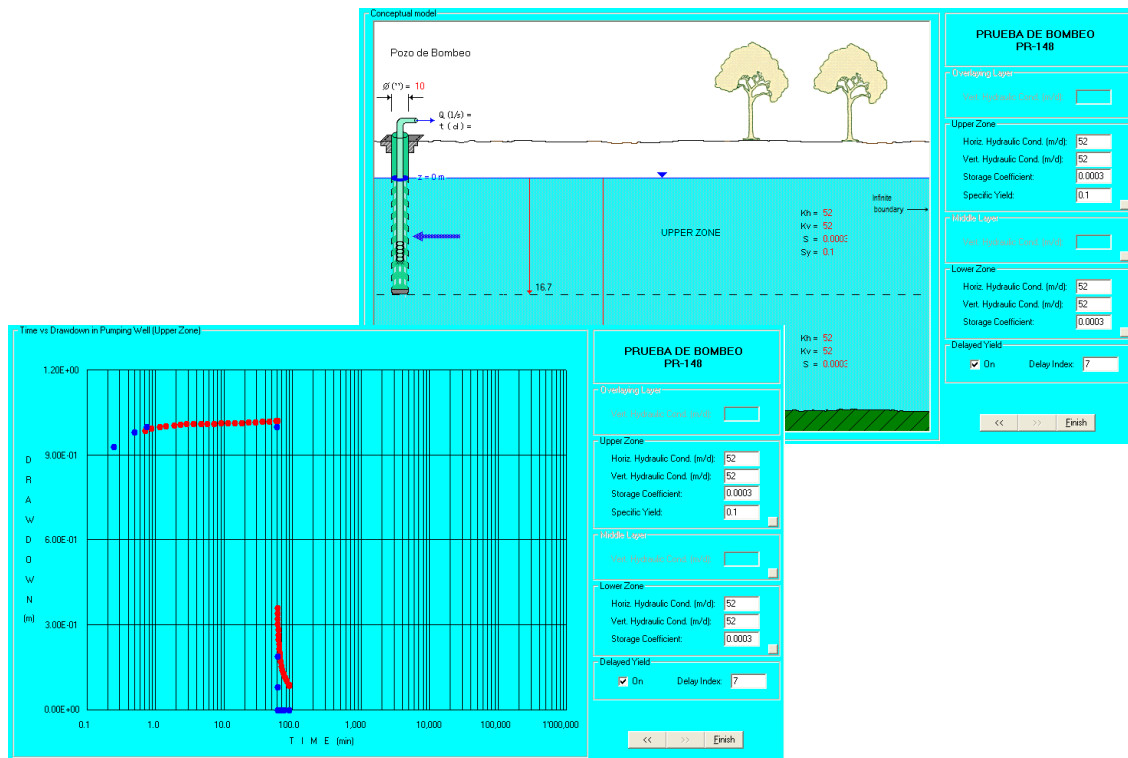


Figura 59 Modelo conceptual y calibración de la prueba de bombeo PR-148

Resultados de las pruebas de bombeo

En la Tabla 6 se resume los resultados de las interpretaciones de las pruebas de bombeo, mediante los diferentes métodos analíticos y el numérico.

Tabla 6 Parámetros hidráulicos obtenidos de la interpretación

Pozo de bombeo	X - UTM	Y - UTM	Métodos analíticos						Método numérico	Intervalo de K seleccionado
			Neuman		Cooper - Jacob		Recuperación de Theis		Rushton	
			T	K	T	K	T	K	K	
PR-007	638943	1778046	168	9.8	---	---	336	19.6	50	20 – 50
PR-015	636261	1775619	158	9.3	278	16.4	860	50.7	26	20 – 50
PR-019	638065	1780784	36	2.2	153	9.2	163	9.8	13	9 – 13
PR-025	640792	1773162	44	1.5	65	2.3	54	1.9	4	2 – 4
PR-039	633227	1783888	50	3.0	134	8.0	128	7.6	38	8
PR-074	634714	1791597	65	7.6	82	9.6	65	7.6	23	7 – 23
PR-095	642611	1779116	18	1.1	27	1.7	18	1.2	27	1 - 2
PR-104	650904	1781934	92	3.9	124	5.3	722	30.7	22	20 – 30
PR-139	639108	1786457	106	6.0	422	23.9	712	40.4	22	20 – 40
PR-148	634235	1787772	290	17.4	---	---	---	---	52	20 - 50

En la Figura 60 se presenta la distribución de las conductividades hidráulicas obtenidas de los ensayos de bombeo.

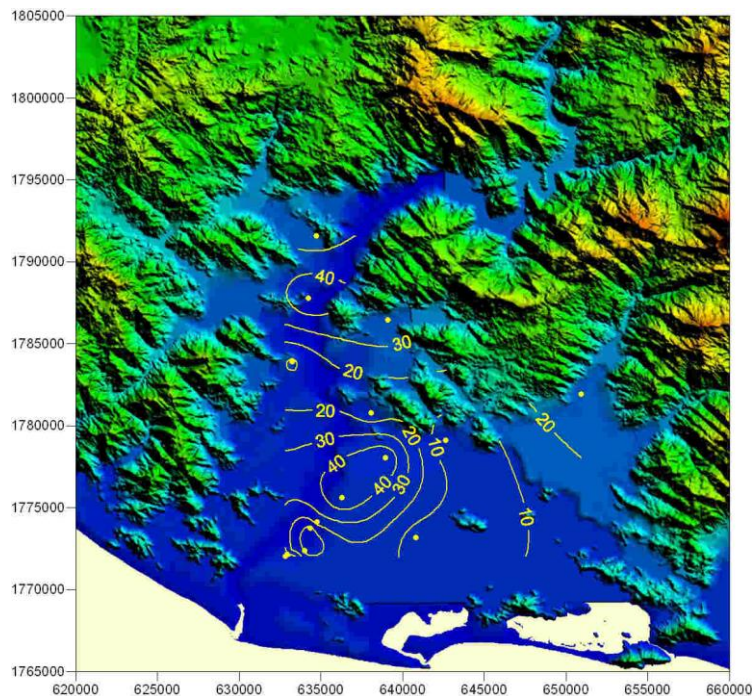


Figura 60 Distribución de la conductividad hidráulica (m/d)



IV.2.6. NIVELACIÓN DE BROCALES

Con la finalidad de determinar el comportamiento de los niveles piezométricos, se llevó a cabo la nivelación topográfica de 41 brocales existentes y 12 piezómetros nuevos en el año de 2008. En el año de 2009 se nivelaron 15 pozos existentes y 5 piezómetros nuevos. Se nivelaron a lo largo de todo el acuífero.

Para la nivelación diferencial se utilizó el método de doble altura de aparato con distancias de visado máximo de 120.00 m. Se utilizó un equipo consistente en nivel fijo tipo automático, modelo DS2010, con AUM. 32*100 y precisión 1.5 mm / km, montado en tripié de aluminio con tornillo central de 3/8 de extensión y estadal telescópico de aluminio, de 4.00 m de largo (Figura 61). En la Figura 62 se muestra la nivelación del piezómetro número 3. En el anexo 9 se muestran fotos de esta actividad.

En la Figura 63 se muestra la localización de los brocales que se nivelaron en 2008 y en la Figura 64 los pozos nivelados en 2009. En el anexo de planos se muestra también la localización. En las Tablas 7 a 9 se presenta una relación de los brocales y sus elevaciones.



Figura 61 **Equipo de nivelación diferencial utilizado**



Figura 62 Nivelación del piezómetro número 3

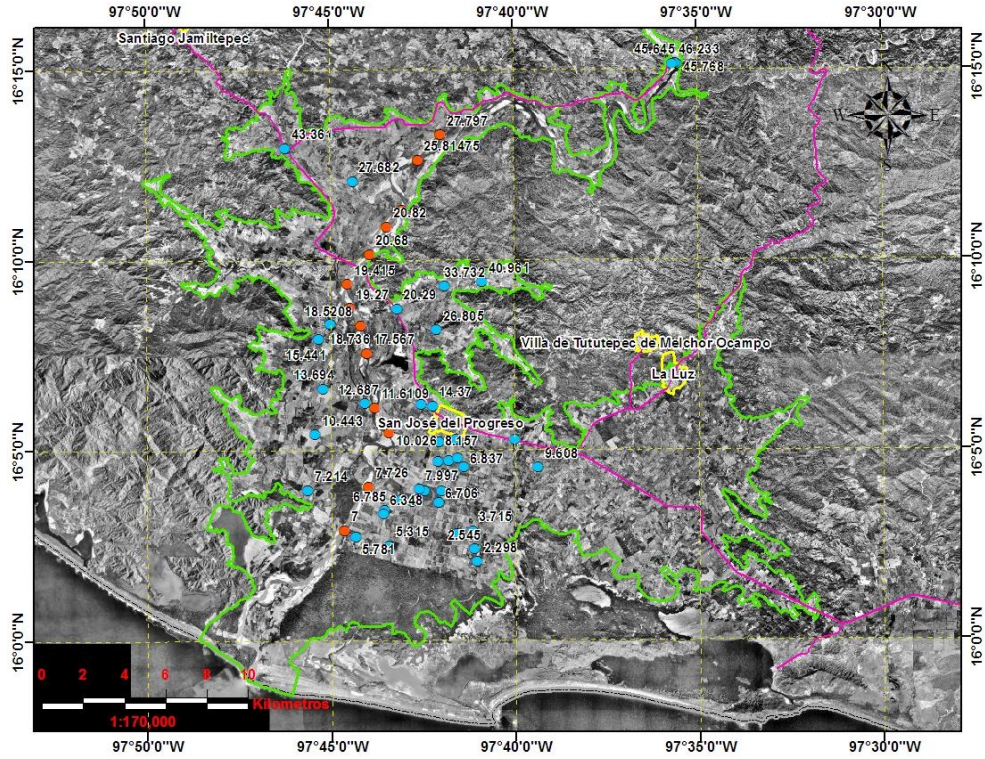


Figura 63 Localización de pozos nivelados (en azul) en 2008

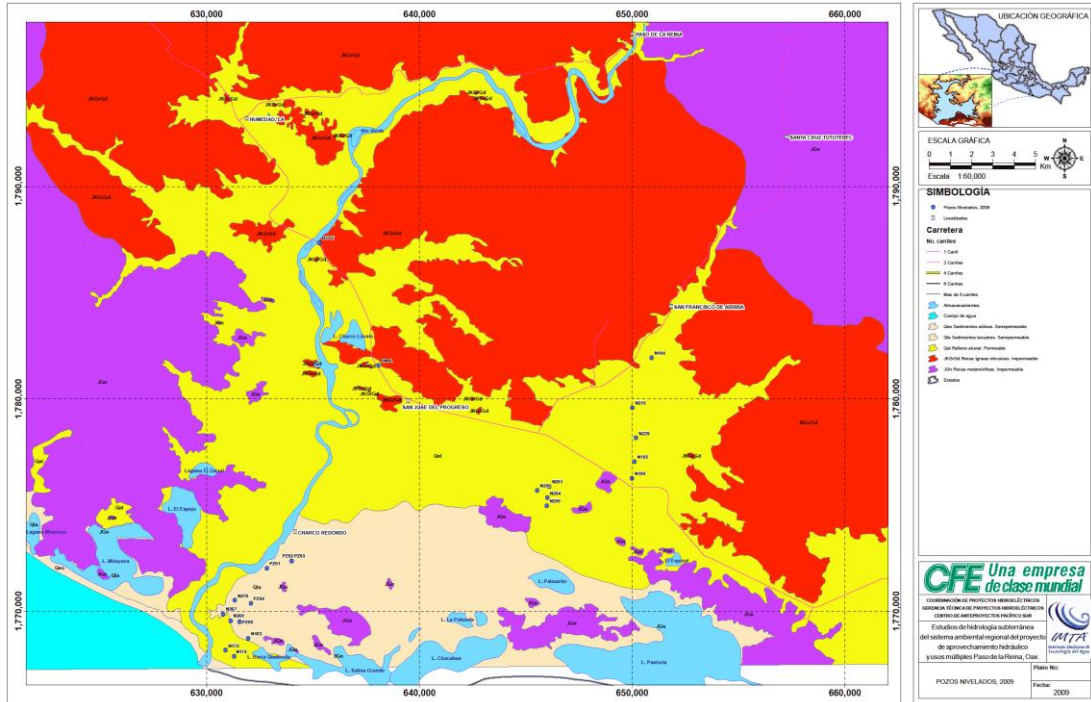


Figura 64 Localización de pozos nivelados en 2009

Tabla 7 Relación de pozos existentes nivelados en 2008

POZO	DATUM WGS 84		ELEVACIÓN (msnm)
	X	Y	
0074	634713.145	1791593.334	30.532
0064	631437.837	1793198.528	46.001
0001	639747.899	1779085.926	8.022
0005	639385.753	1778063.316	9.101
0006	638869.618	1778021.090	9.434
0008	639849.093	1778185.432	8.188
0009	640120.145	1777743.997	7.397
0031	638915.955	1778979.668	9.697
0095	642614.731	1779112.686	12.797
0161	643722.425	1777754.979	10.318
0003	639321.589	1777377.894	8.361
0010	639038.889	1776589.077	7.984
0011	638215.153	1776610.529	8.318
0013	637643.036	1776082.026	8.095
0014	637123.249	1776167.152	8.619
0015	636271.061	1775622.400	7.645
0016	636231.204	1775448.305	7.578
0017	638903.740	1776033.220	7.416
0029	634889.799	1774358.863	7.171
0027	636510.170	1773929.646	5.925
0012	637967.949	1776661.510	8.497
0020	639786.216	1774502.110	5.401
0021	640542.196	1774644.380	4.915
0024	640661.802	1773778.653	3.575
0025	640792.844	1773162.999	3.228
0033	636886.034	1785411.757	22.570
0093	638604.037	1780712.733	22.490
0131	638802.117	1784403.336	28.435
0140	639165.406	1786527.254	36.132
0145	641002.726	1786746.648	47.881
0019	638059.822	1780790.866	16.009
0040	633105.409	1783925.072	16.381
0043	632220.478	1782171.413	14.302
0046	633293.499	1781538.474	14.994
0048	632924.789	1779311.124	12.043
0050	633630.744	1784689.506	18.736
0085	650420.791	1797357.314	47.958
0086	650321.684	1797364.049	50.255
0087	650195.960	1797344.151	51.683
0091	635324.576	1780806.948	14.087
0113	632581.989	1776601.908	8.224
0162	635433.143	1787553.691	25.129

Tabla 8 Relación de piezómetros nivelados en 2008

OBRA	COORD. UTM		Z	P.N. E.	
	X	Y		28/01/09	21/02/09
B. N. VÉRTICE 10, CFE	632827.015	1775980.979	12.185	----	----
P-1	630378	1773647	7.208	2.91	3.06
P-2	629915	1773924	5.853	1.44	1.60
P-3	630115	1773324	6.709	2.55	2.71
P-4	629762	1773618	6.019	1.89	2.08
P-5	629740	1773196	6.194	2.25	2.35
P-6	629694	1772739	5.597	1.71	1.93
P-7	630140	1772827	5.475	1.55	1.73
P-8	629125	1770501	4.870	3.23	3.25
P-9	629010	1759410	3.733	2.28	1.35
P-10	628608	1769598	2.609	1.17	1.30
P11	638150	1772690	4.980	2.78	2.74
P-12	639215	1772415	4.538		2.39
NORIA	628677	1769095	3.130	1.66	1.70
PZO JUNTO A NORIA	628649	1769096	2.788	2.22	1.34
PZO AL FONDO DE PARCELA	629040	1769169	3.267		1.78

Tabla 9 Relación de pozos y piezómetros nivelados en 2009

POZO	X	Y	Elevación (msnm)
BCFE	635290.119	1787343.559	28.462
BNAL	638059.712	1781566.980	33.904
104	650905.682	1781928.421	37.303
215	649997.998	1779590.882	28.537
229	650172.216	1778155.835	23.037
192	650100.020	1777045.529	20.135
190	649979.316	1776262.719	18.953
250	645527.763	1775685.910	6.979
251	646096.468	1775881.855	9.667
254	646003.363	1775340.370	8.877
255	645976.792	1774977.258	7.129
270	631316.136	1770513.980	2.320
PZ01	632824.137	1772024.377	5.438
PZ02	633987.900	1772381.653	6.184
PZ03	633984.266	1772378.800	6.184
PZ04	632074.398	1770382.612	4.750
PZ05	631538.912	1769512.630	2.159
267	630770.892	1769882.407	1.946
269	631118.918	1769566.317	1.763
163	631945.422	1768727.143	0.549
175	630881.432	1768168.402	1.353
174	631288.550	1767874.040	3.101

IV.2.6.1 NIVELES PIEZOMÉTRICOS

En la Figura 65 se presentan los niveles piezométricos para el mes de Septiembre de 2008 y en la Figura 66 para el mes de Abril de 2009. En el anexo de planos también se presentan estos niveles.

De acuerdo con la configuración de niveles, el río Verde posee zonas de funcionamiento hidráulico bien definido.

El primero comprendido entre el océano y la laguna Charco Lavado, porción central de la planicie, se comporta como una corriente influente la cual alimenta los acuíferos freáticos y éstos a su vez, por la margen derecha, a la laguna Espejo, en su límite sur oriental. En menor cuantía el flujo subterráneo casi en su salida al mar se bifurca hacia el límite meridional de la laguna Miniyuva. Así mismo, el acuífero por su margen izquierda, descarga en dirección de las lagunas Salina Grande y Chacahua.

La segunda, en un tramo de unos 7 km aguas arriba de la primera, corresponde a una franja de transición donde río y acuífero tienen aproximadamente igual carga hidráulica, por tanto no hay intercambio de agua entre ambos.

Esta zona se encuentra en régimen transitorio de naturaleza hidrodinámica que puede ser modificado, al igual que el de la primera, si se alteran las condiciones hidrológicas iniciales prevalecientes de entradas y salidas del sistema, tanto superficiales como subterráneas.

Por ahora y bajo las circunstancias actuales se acepta un sistema de flujo estable, en equilibrio, independiente del tiempo, particularmente si se asumen grandes periodos de tiempo.

La tercera, que parte de la frontera anterior y llega hasta la sección Paso de la Reina, en el límite norte del área de estudio donde el cauce del río se encañona, según las equipotenciales éste actúa como una corriente efluente, es decir, el río es un dren natural de los acuíferos marginales.

El flujo base generado en este tramo es agua subterránea procedente de los acuíferos marginales como resultado de una respuesta lenta para cambios de largo plazo en esos sistemas, y refleja aportaciones de carácter transitorio estacional.

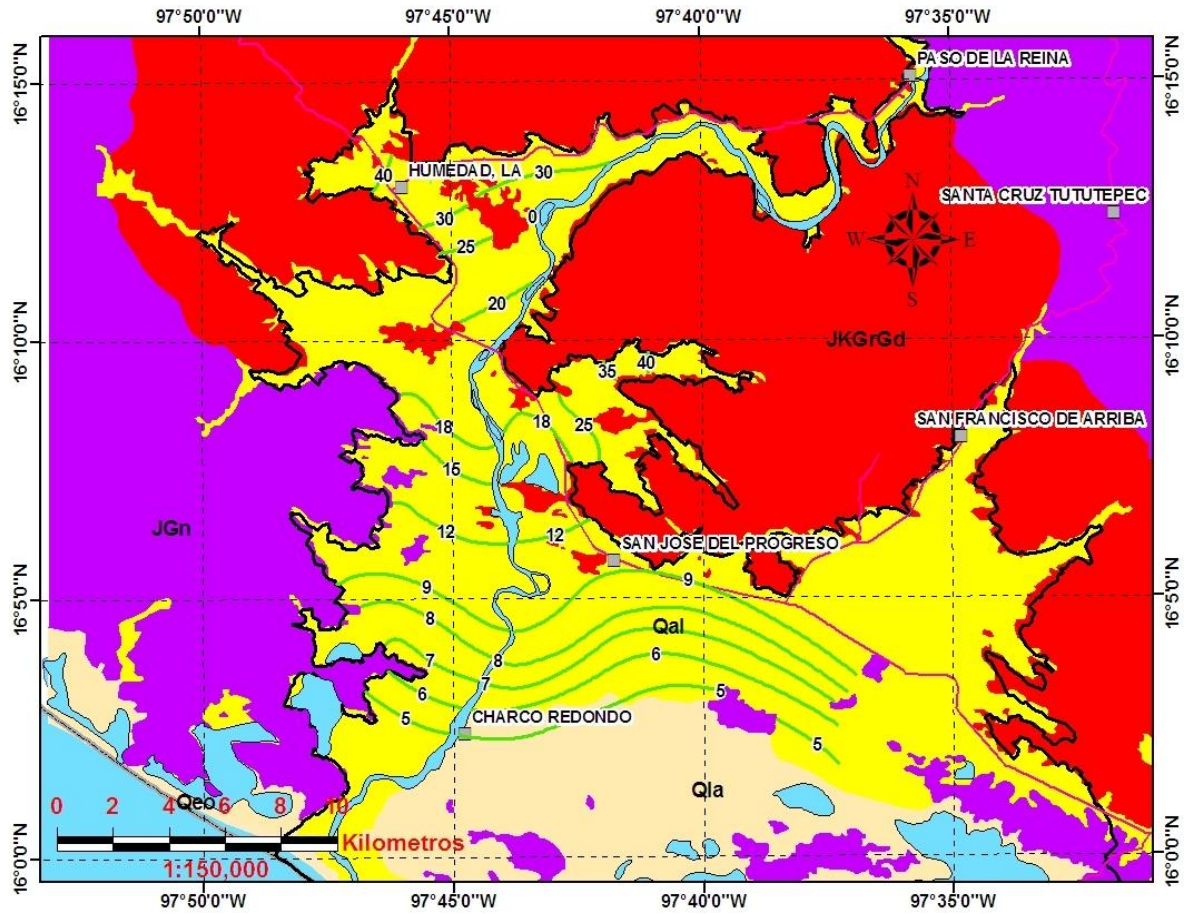


Figura 65 Niveles piezométricos en septiembre de 2008

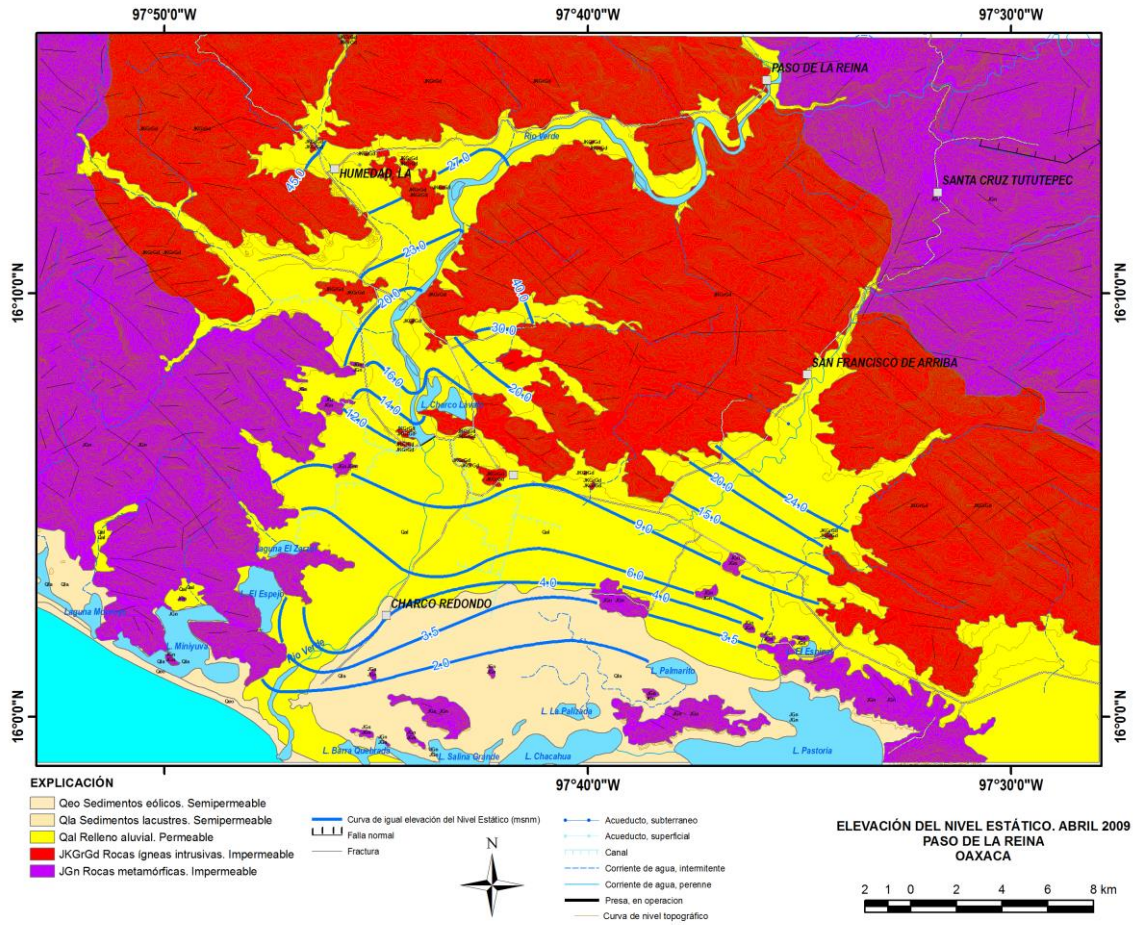


Figura 66 Niveles piezométricos en Abril de 2009



IV.2.7. HIDROGEOQUÍMICA

A fin de determinar la hidrogeoquímica del acuífero, se tomaron muestras de agua en 41 sitios que incluyeron: seis de aguas superficiales (río), un manantial, y 34 pozos someros. La selección de estos sitios se realizó con base en criterios geológicos e hidrogeológicos y tomando en cuenta que unos de los objetivos principales del estudio es determinar la interrelación entre el agua subterránea y el agua superficial. En la Figura 67 se muestran los sitios donde se realizó el muestreo. En el anexo 10 se muestran las fotografías correspondientes a esta actividad y en el Anexo 11 los resultados de laboratorio. En el anexo 12 los valores hidrogeoquímicos en planos.

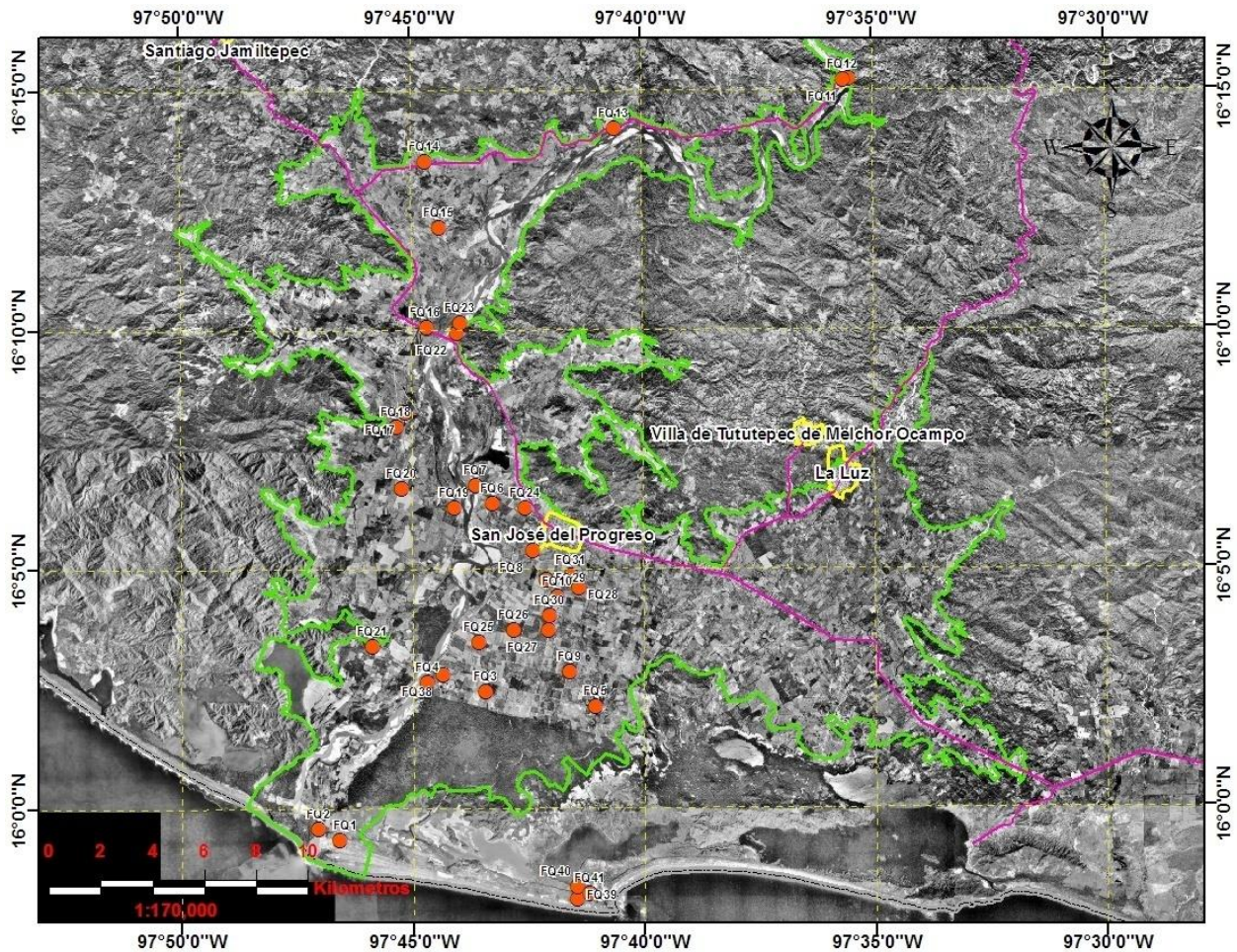


Figura 67 Sitios del muestreo de agua para análisis físico-químico

En campo se determinaron la temperatura, pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto, potencial redox (Eh), la alcalinidad total y los bicarbonatos. En laboratorio se determinaron los componentes principales (aniones y cationes) como calcio, magnesio, sodio, potasio, cloruros, sulfatos, dureza de calcio y dureza total. Por ser de interés también se determinaron fluoruros, nitratos, hierro, manganeso, aluminio, sílice y sólidos disueltos totales.

IV.2.7.1 COLECTA DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA

La colecta de muestras para análisis de laboratorio se realizó de acuerdo a los procedimientos señalados en la literatura especializada (Claassen, 1982 y Lloyd & Heathcote, 1985).

Los parámetros de campo se determinaron previa calibración del equipo con soluciones estandarizadas. Para el caso del pH, se utilizaron soluciones tampones de 4.0, 7.0 y 10.0 para calibrar el electrodo a la temperatura del agua. En cuanto a la conductividad eléctrica, el electrodo se calibró con soluciones 0.01 M de KCl equivalente a 1.413 mS/cm a 25°C. La alcalinidad total fue determinada en campo utilizando soluciones estandarizadas de H₂SO₄, así como el naranja de metilo y la fenolftaleína para identificar los distintos puntos de equivalencia. La alcalinidad total se calculó por medio de la siguiente fórmula:

$$\text{Alcalinidad total (mg/ICaCO}_3\text{)} = \frac{\text{ml totales de ácido} \times \text{N ácido} \times 50,000}{\text{volumen alícuota(ml)}}$$

El oxígeno disuelto se determinó mediante un sensor polarográfico de tipo “Clark” con sensor integrado para efectuar compensación por temperatura. Para su calibración, se preparó una solución libre de oxígeno (preparada mezclando 2 gramos de sulfito de sodio en 100 ml de agua destilada) ajustando la lectura a cero mg/l de oxígeno disuelto. Posteriormente y una vez seco el electrodo, se calibró al aire manteniendo el sensor 1 centímetro arriba de una superficie de agua limpia (evitando el contacto de la membrana con el agua) ajustando la lectura al valor correspondiente de acuerdo con la presión barométrica del lugar, ajustando la lectura al 100% de saturación.

En el caso especial del potencial redox, éste se registró utilizando un electrodo de platino con un electrodo de referencia de plata-cloruro de plata. La corrección para convertir el valor del potencial de campo (E_{campo}) al potencial con respecto al electrodo de hidrógeno (Eh), se realizó por medio de la siguiente fórmula (Carver, 1971, in: Lloyd & Heathcote, 1985):

$$Eh = E_{\text{campo}} + 223.8 - 1.02 T \quad (\text{donde } T \text{ es la temperatura en } ^\circ\text{C})$$

IV.2.7.2 FAMILIAS DE AGUA SUBTERRÁNEA

Previo al análisis de facies hidrogeoquímicas, se realizó la estadística de las muestras con la ayuda del gráfico de cajas y de Whisker para los iones principales. Este análisis se dividió en muestras de aguas superficiales (Figura 68) y muestras de aguas subterráneas (Figura 69).

En términos generales las aguas superficiales muestran poca dispersión en las concentraciones para iones principales, siendo los bicarbonatos los de mayor predominio (media de 2 mmoles/l ó unos 122 mg/l), en contraste con el sodio, ión que rara vez figuró por encima del nivel de detección de los laboratorios analíticos (2.8319 mg/l). La salinidad de estas aguas es muy baja pues la media de la conductancia específica es de alrededor de 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Se detectó la presencia de nitratos y fluoruros en cuyo caso las dispersiones son más notables, a pesar de sus bajas concentraciones, siempre por debajo de la modificación a la NOM-SSA1-127-1994. Mención especial merece el caso del hierro debido a que se encontró en concentraciones por encima de esa NOM.

Respecto a las aguas subterráneas, la dispersión es más notable para los iones principales además de que los niveles de salinidad son mayores en términos de conductancia específica (siendo la media alrededor de 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con valores máximos de más de 3, 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). De nueva cuenta los bicarbonatos constituyen los iones predominantes (media de 5 mmoles/l ó unos 305 mg/l). Aquí, a diferencia de las aguas superficiales, la presencia de sodio comienza a ser importante con una media cercana a 1 mmol/l ó 23 mg/l). Con notables dispersiones se detectaron importantes niveles de hierro y manganeso, muchas veces por encima de la modificación a la NOM-SSA1-127-1994.

Al utilizar el diagrama de Piper (Piper, 1944) mostrado en la Figura 70 para aguas superficiales y la Figura 71 para las subterráneas, se observa claramente la predominancia de las siguientes facies hidrogeoquímicas a saber:

A) Aguas superficiales

- 1) Bicarbonatada cálcica. La totalidad de las muestras de agua de río (FQ4, FQ7, FQ11, FQ13 y FQ23) pertenecen a esta facies. Cabe señalar que el ión magnesio es de incipiente importancia.

B) Aguas subterráneas

- 1) Bicarbonatada cálcica. Alrededor del 44% de las muestras de agua subterránea analizadas pertenecen a esta facies hidrogeoquímica (FQ: 3, 6, 8, 9, 12, 14, 16, 17, 20, 21 y 31; 25 y 28 con tendencia a ser mixtas).
- 2) Bicarbonatada mixta. A esta facies hidrogeoquímica pertenece la tercera parte de las muestras analizadas (FQ: 10, 15, 18, 19, 22, 24, 26, 29 y 30).
- 3) Mixta cálcica. Corresponde a la muestra FQ 38.
- 4) Mixta sulfatada a cálcica. Muestra FQ 41 asociada al manantial sulfatado de Chacahua.
- 5) Bicarbonatada potásica. Corresponde a las muestras FQ5 y 27.

Así mismo, también se utilizaron para la distinción de estas facies hidrogeoquímicas, diagramas de Durov (Durov, 1948) y de Schöller (Schöller, 1962). De esta manera se construyeron dos diagramas de Durov, uno para las aguas superficiales (Figura 72) y otro para las subterráneas (Figura 73) y cuatro diagramas de Schöller, uno para aguas superficiales (Figura 74) y tres para las subterráneas (Figura 75, Figura 76 y Figura 77). La facies bicarbonatada cálcica se muestran en la Figura 75, en tanto que las bicarbonatadas mixtas en la Figura 76 y las bicarbonatadas potásicas y mixtas sulfatadas cálcicas en la Figura 77.

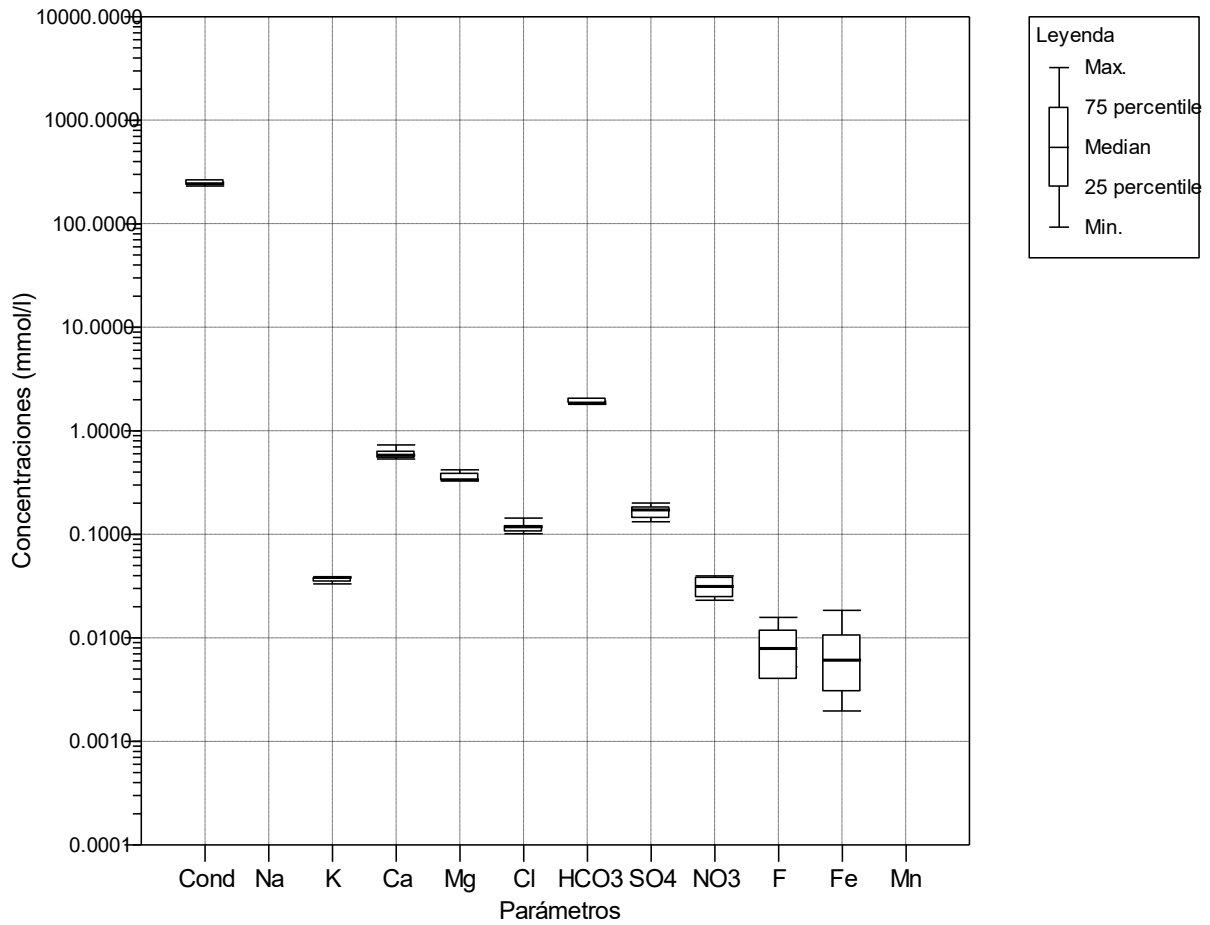


Figura 68 Análisis estadístico con gráfico de cajas y de Whisker de los iones principales de las muestras de agua superficial (Río Verde).

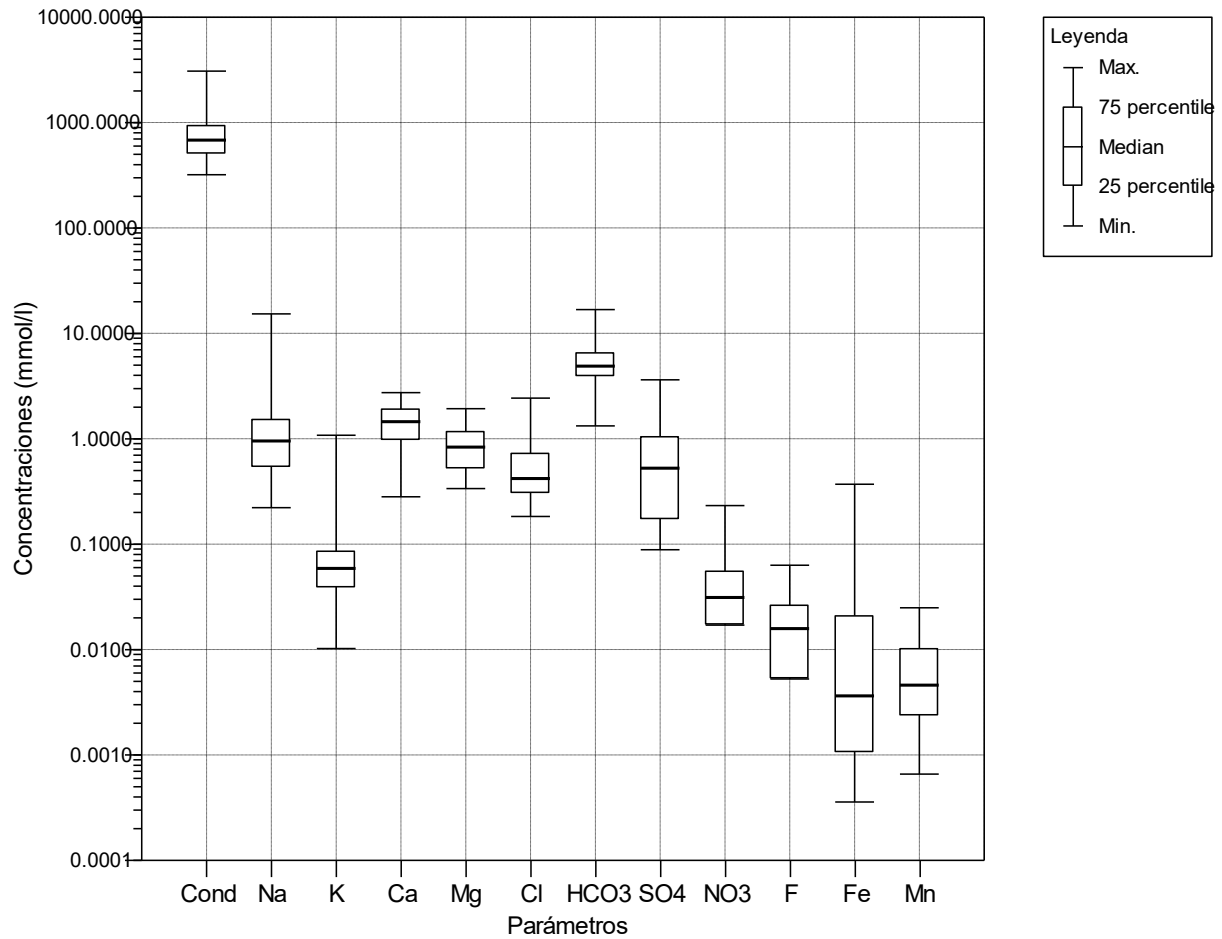


Figura 69 Análisis estadístico con gráfico de cajas y de Whisker de los iones principales de las muestras de agua subterránea

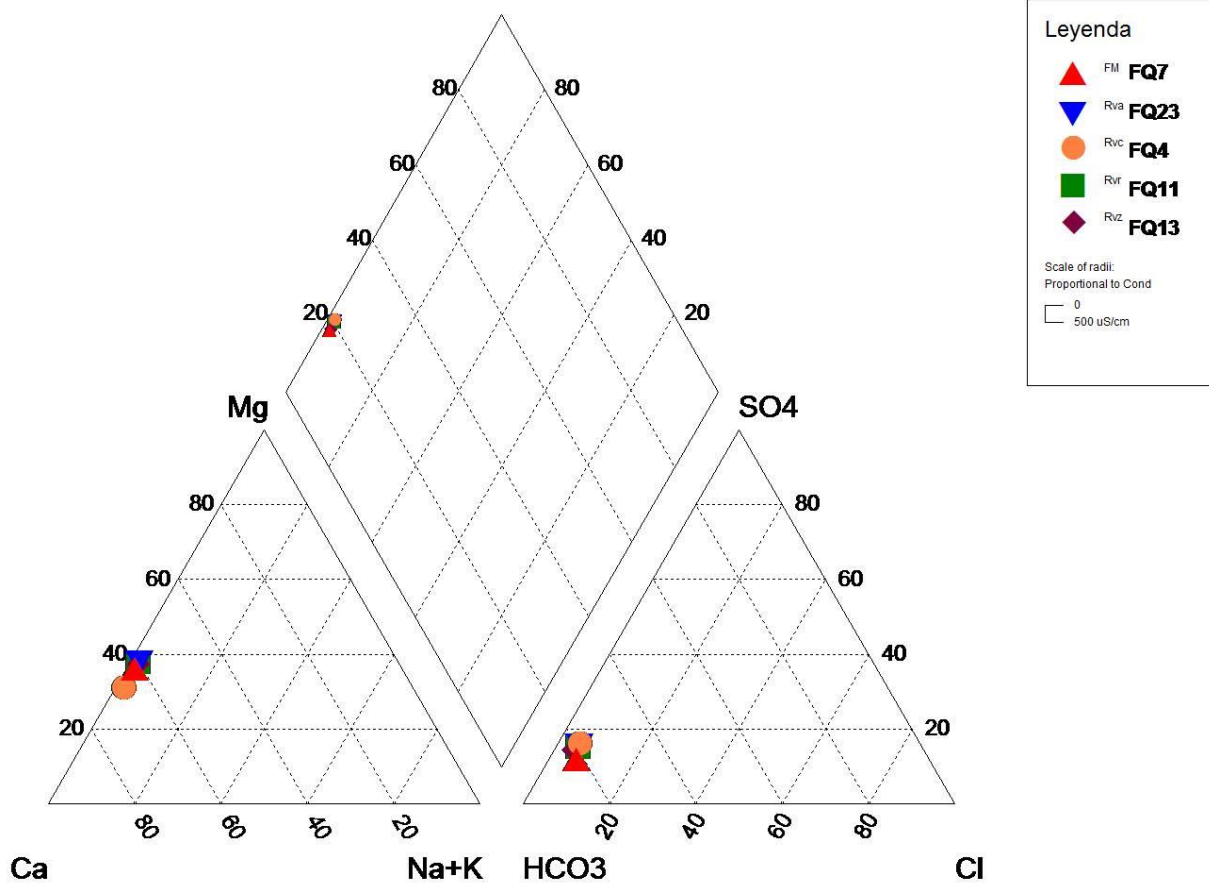


Figura 70 Diagrama de Piper de los iones principales de las muestras de agua superficial. Se muestra en el diamante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$) de cada una de las muestras representadas

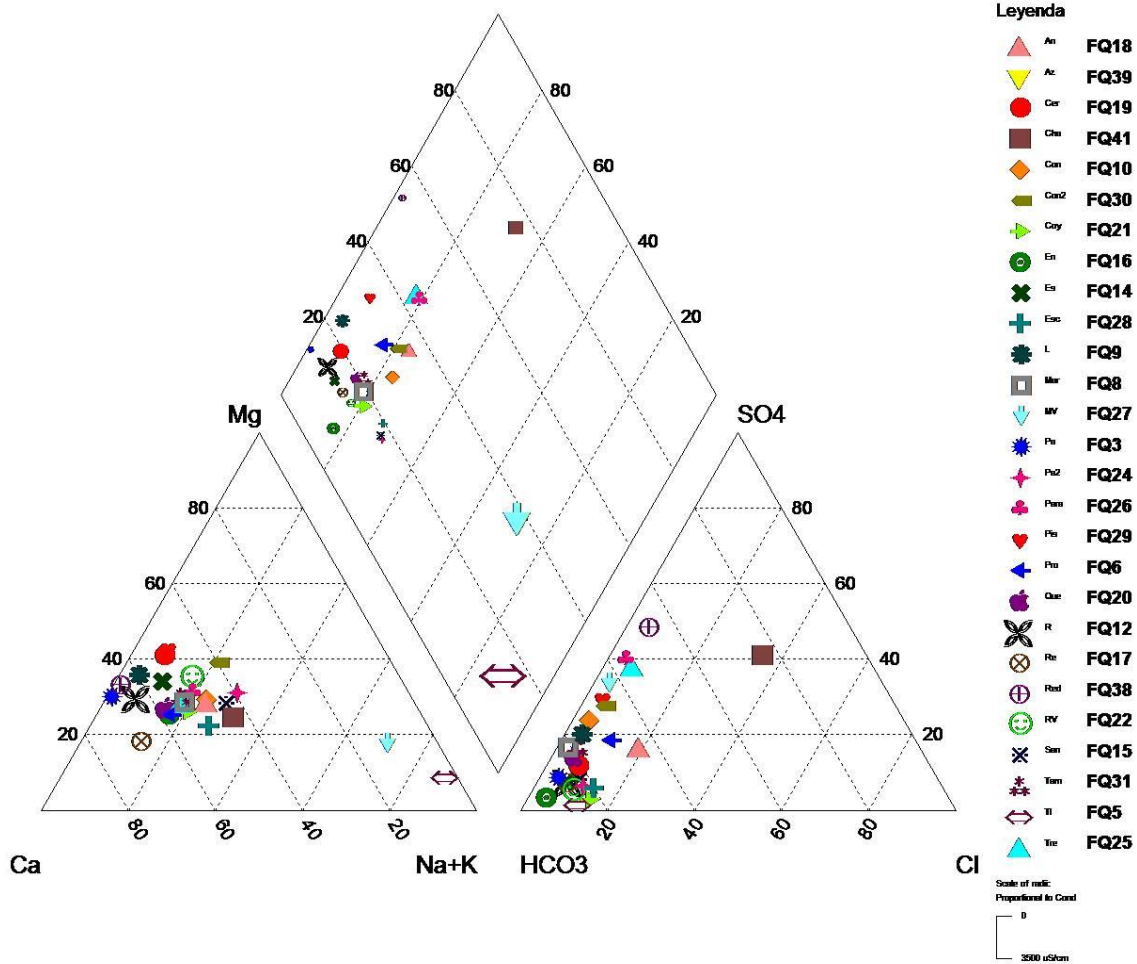


Figura 71 Diagrama de Piper de los iones principales de las muestras de agua subterránea. Se muestra en el diamante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$) de cada una de las muestras representadas

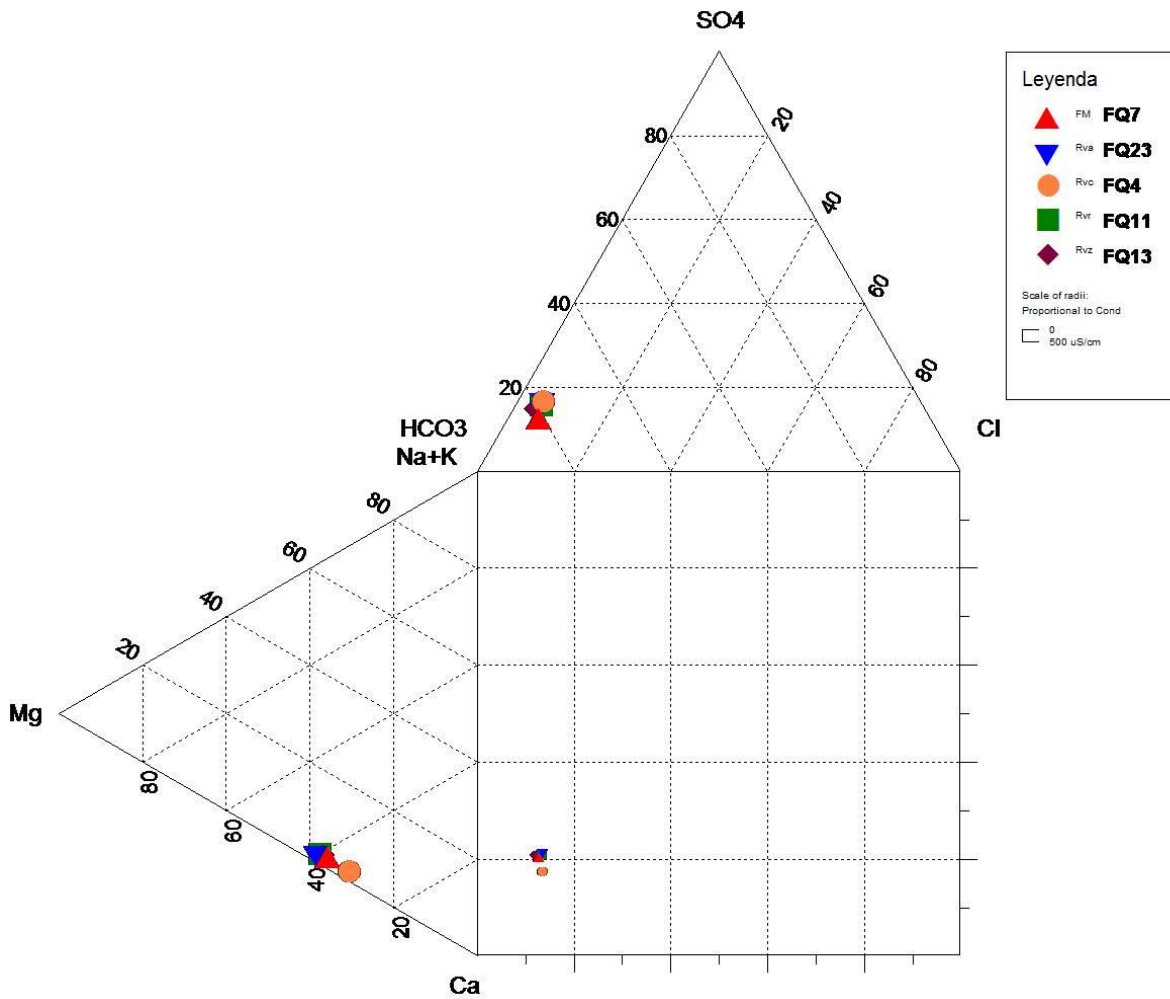


Figura 72 Diagrama de Durov de los iones principales de las muestras de agua superficial. Se muestra en el cuadrante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$) de cada una de las muestras representadas

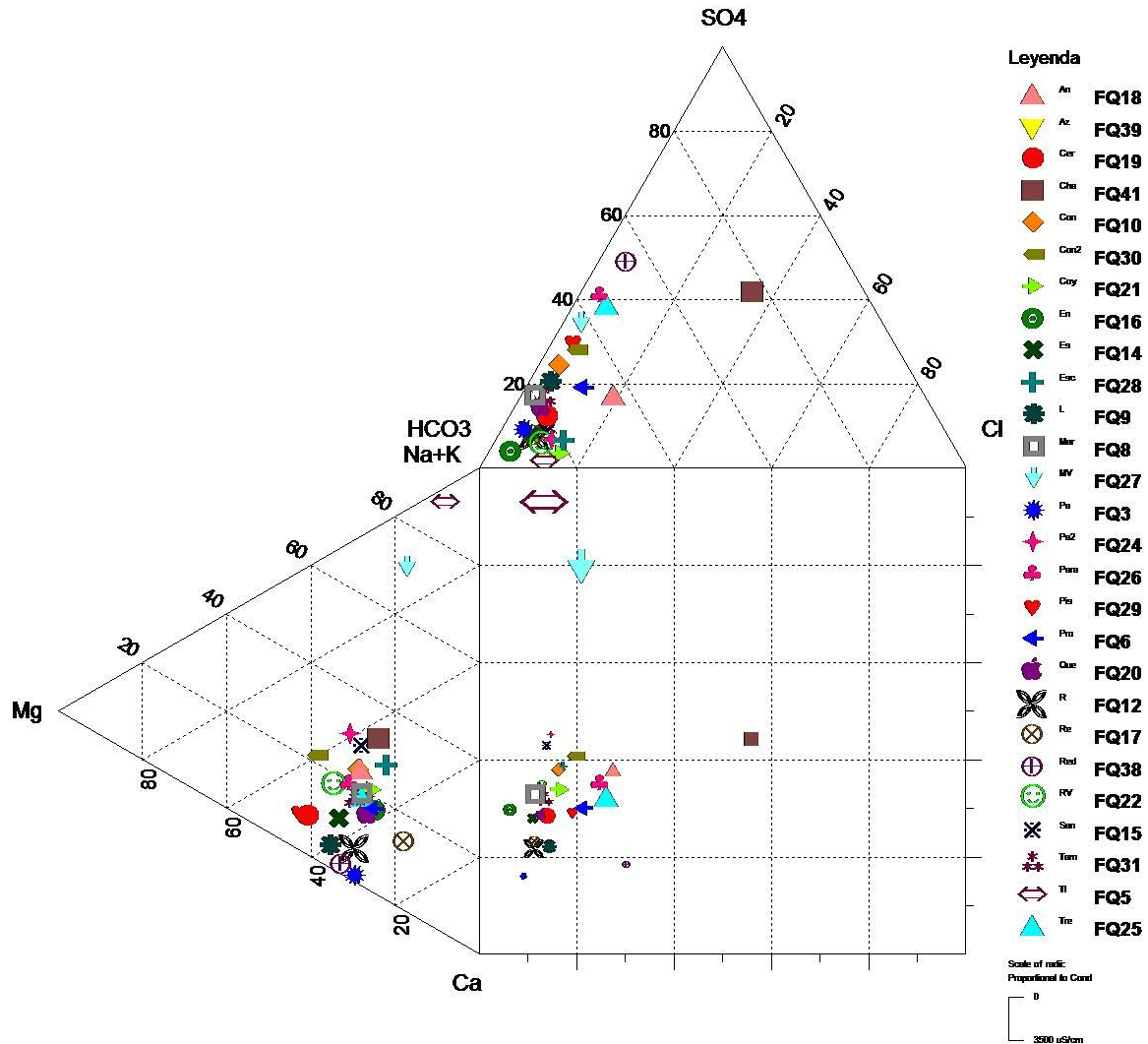


Figura 73 Diagrama de Durov de los iones principales de las muestras de agua subterránea. Se muestra en el cuadrante central la variación de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de cada una de las muestras representadas

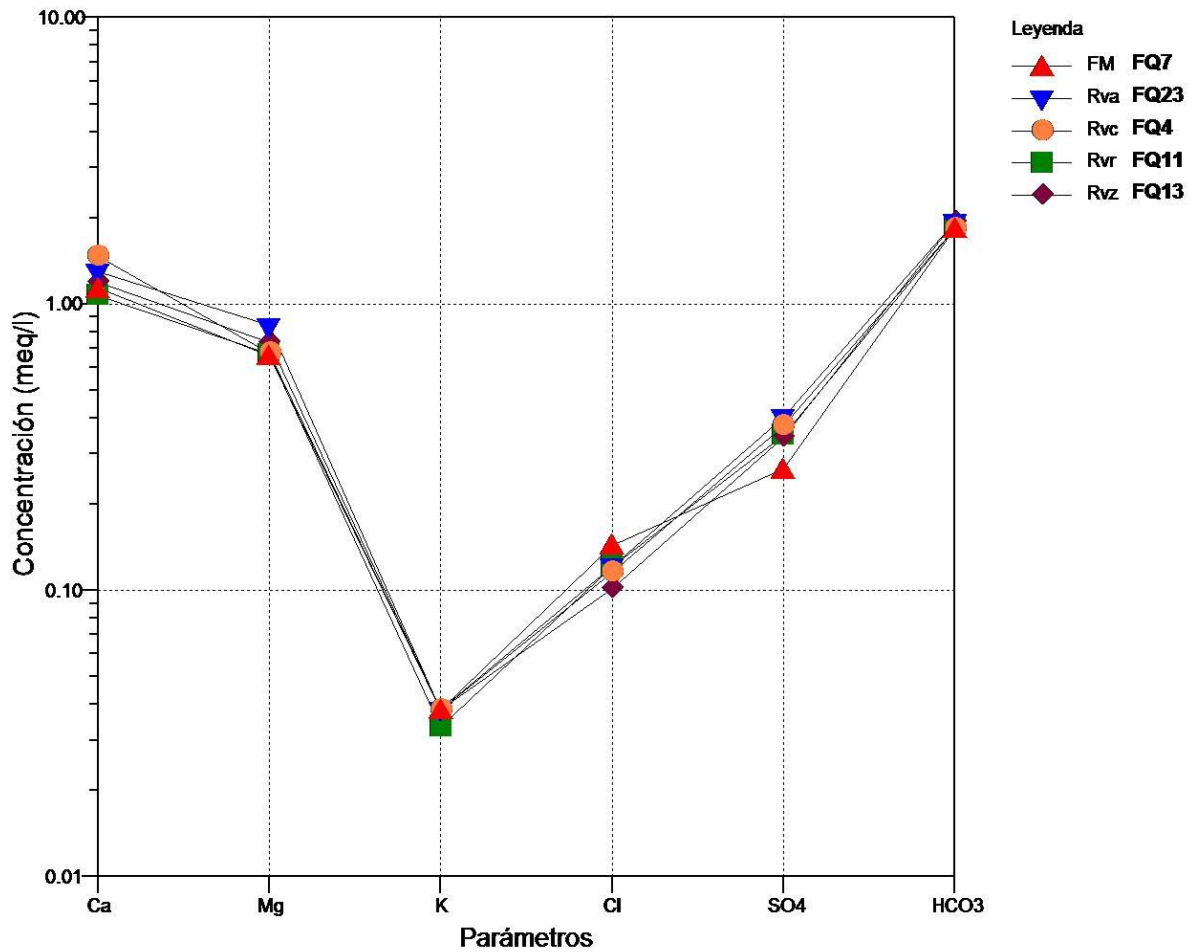


Figura 74 Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua superficial (Río Verde).

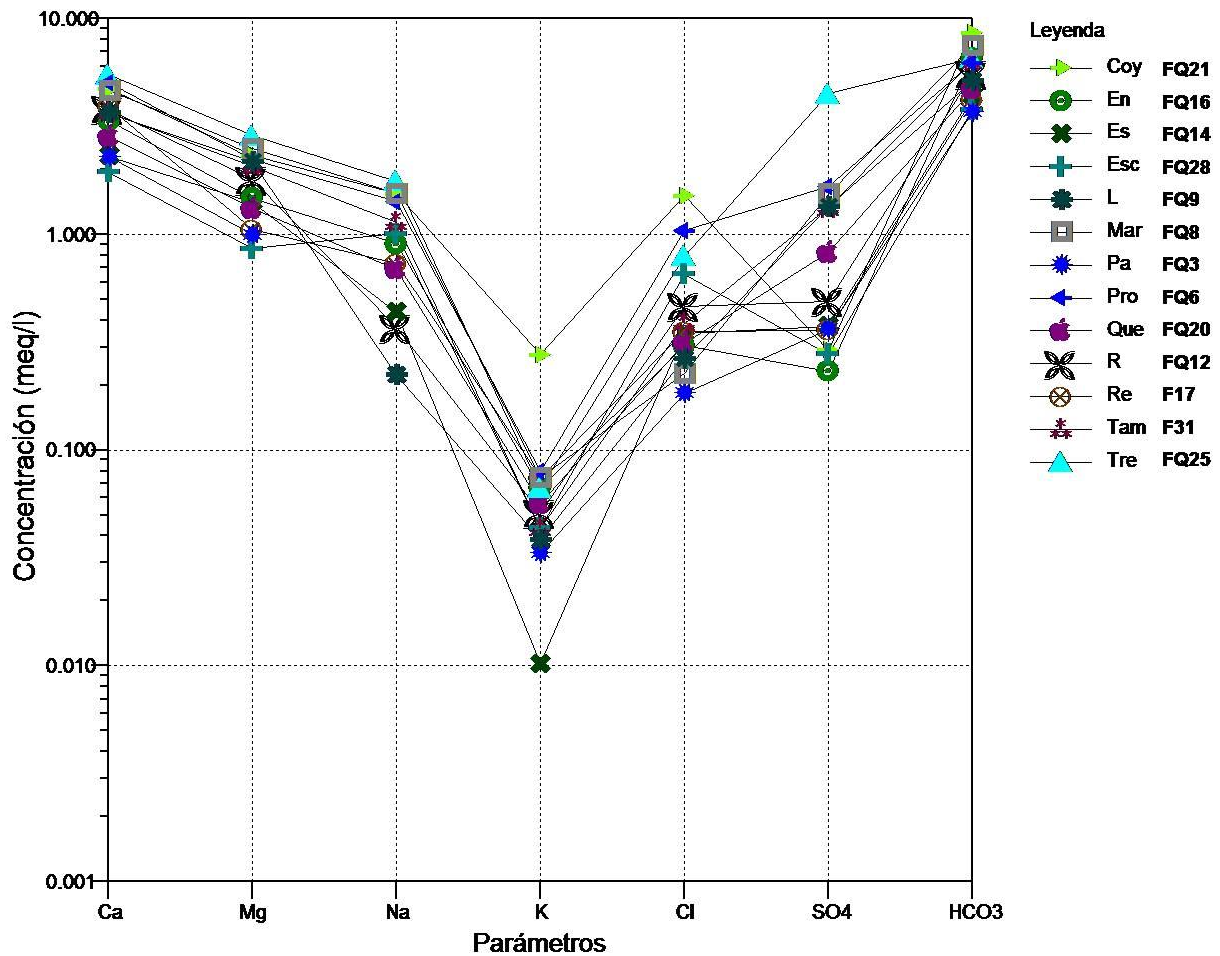


Figura 75 Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua subterránea bicarbonatadas cálcicas

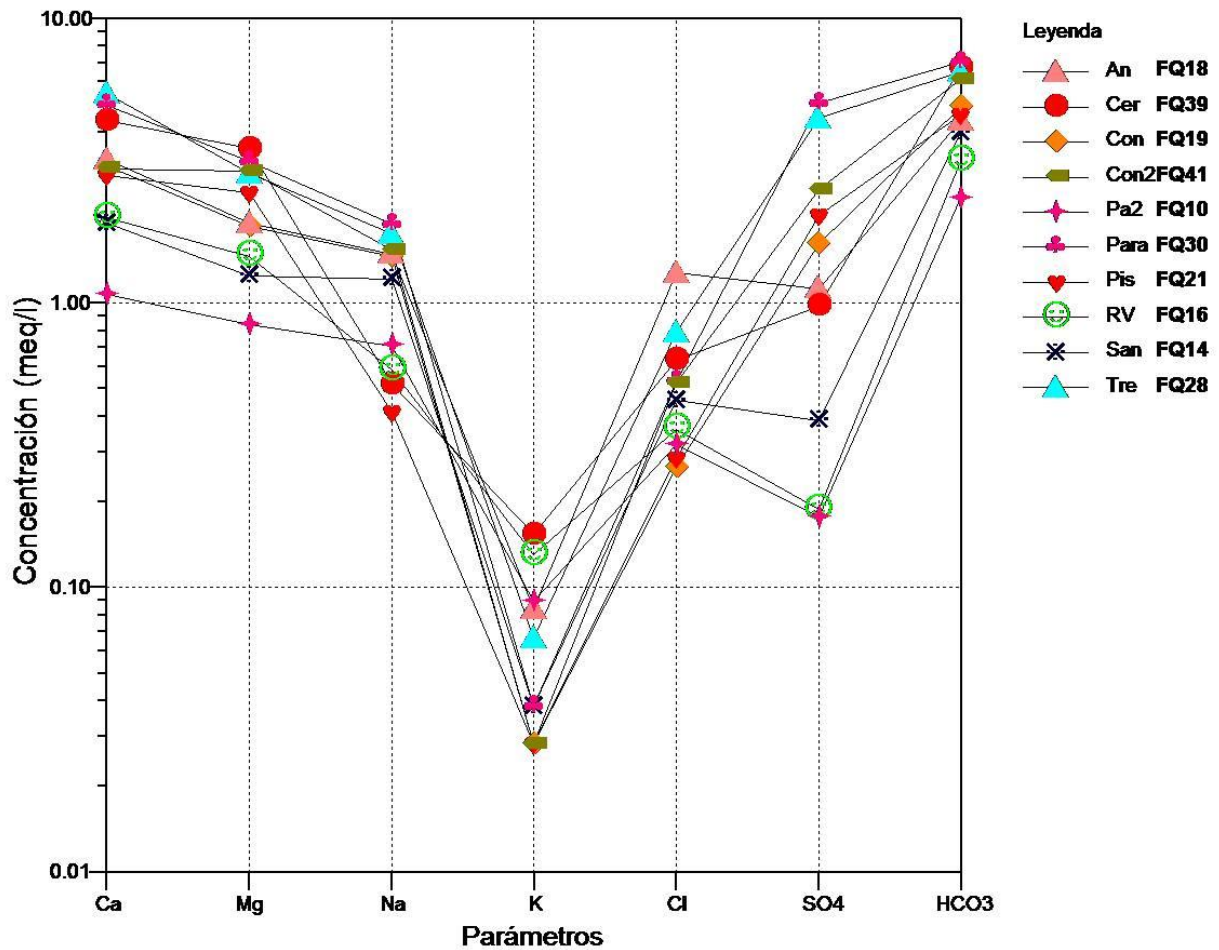


Figura 76 Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua subterránea bicarbonatadas mixtas

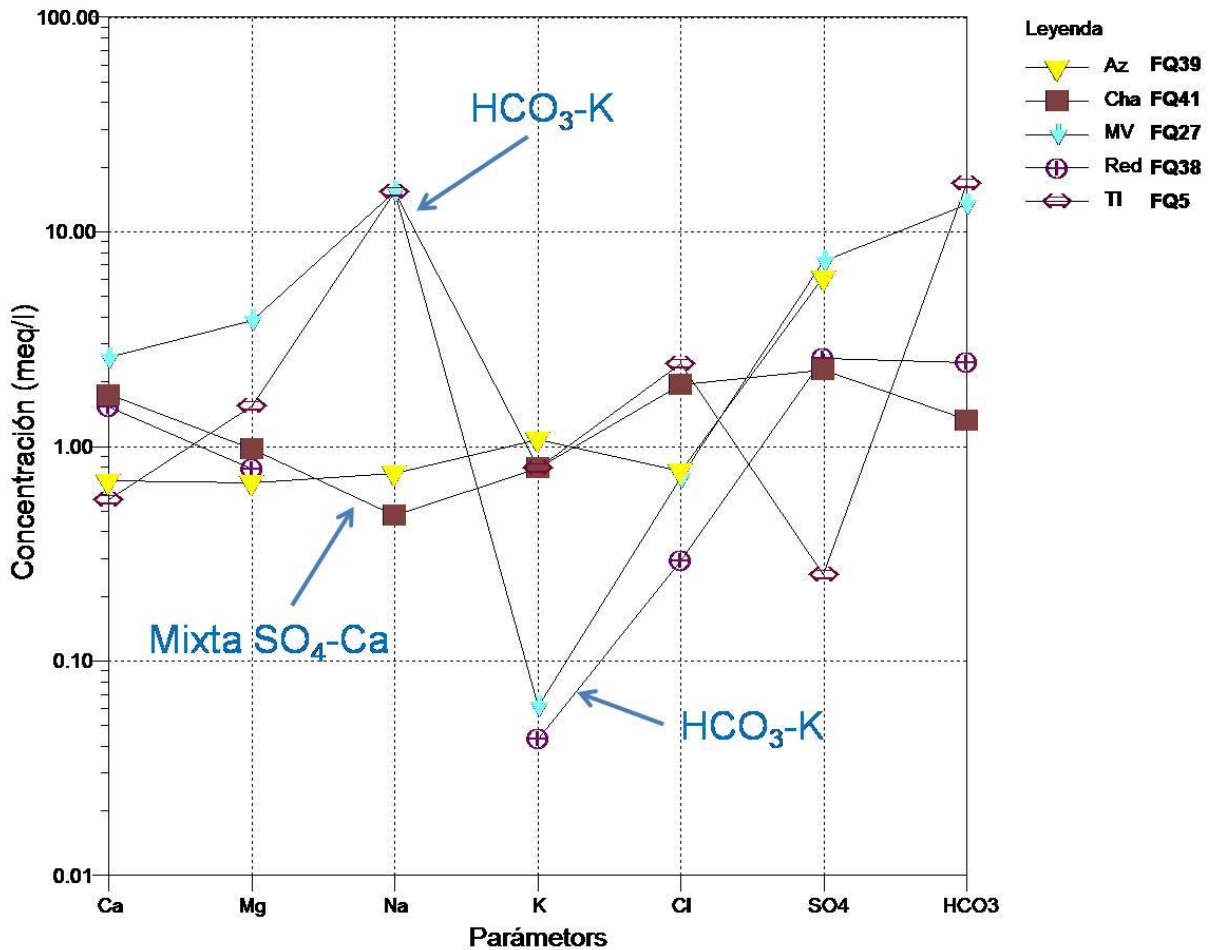


Figura 77 Diagrama de Schöller de los iones principales de las muestras de agua subterránea bicarbonatadas potásica y mixtas sulfatadas cálcicas

IV.2.7.3 CORRELACIÓN ENTRE EL RÍO VERDE Y EL AGUA SUBTERRÁNEA

En las Figura 78 a la Figura 81 se muestra la correlación entre el Río Verde y el agua subterránea.

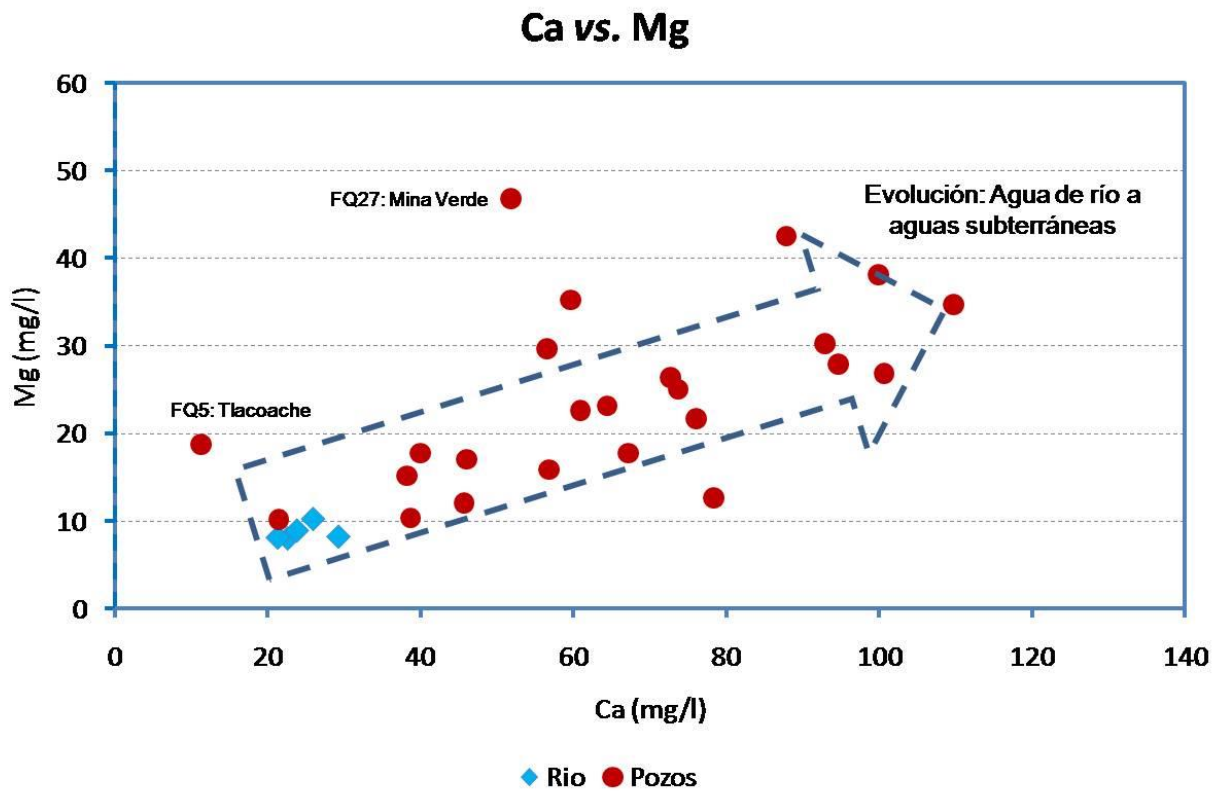


Figura 78 Diagrama de correlación Ca vs. Mg para las muestras de río y agua subterránea

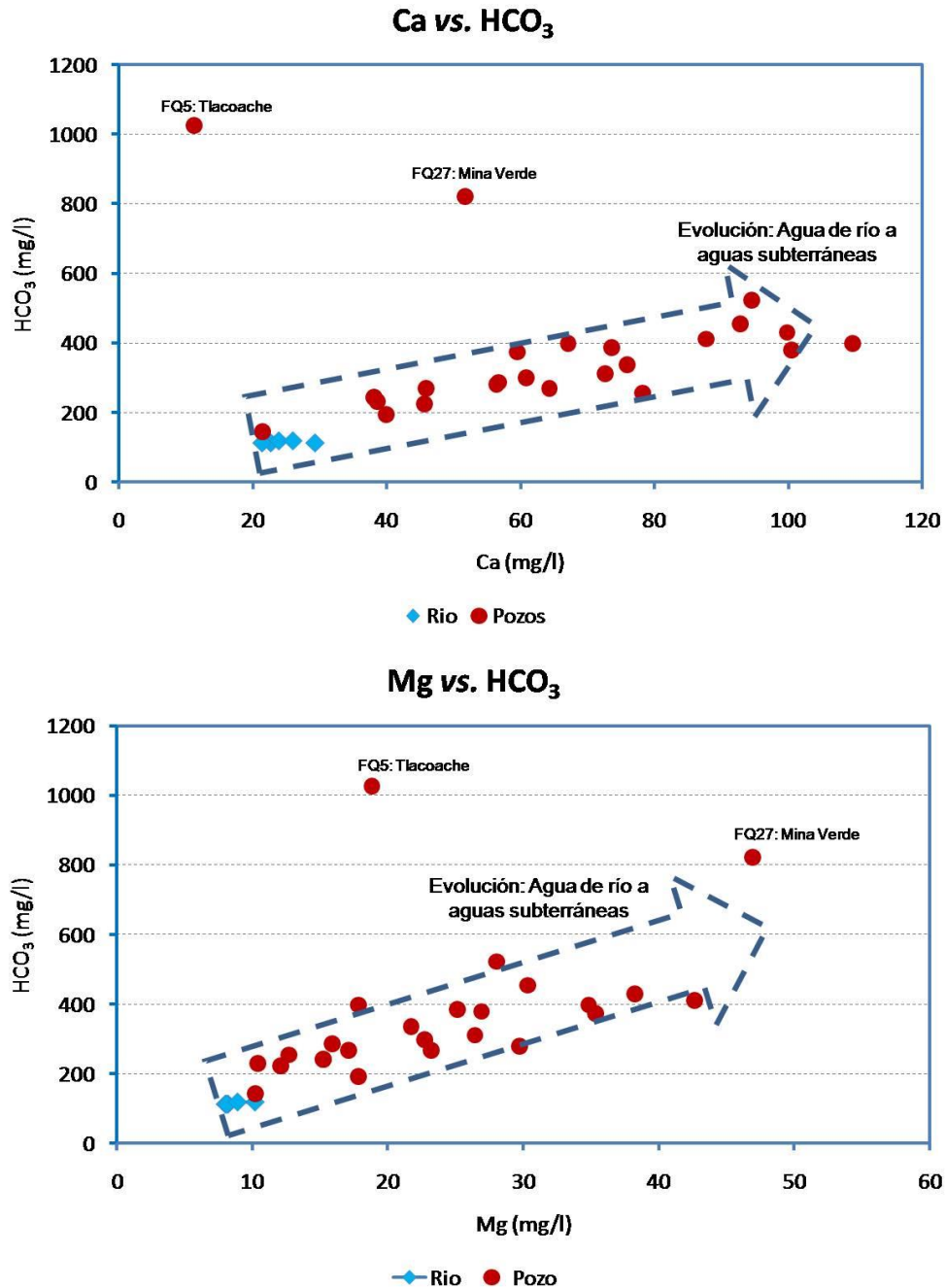


Figura 79 Diagramas de correlación Ca y Mg vs. HCO₃ para las muestras de río y agua subterránea

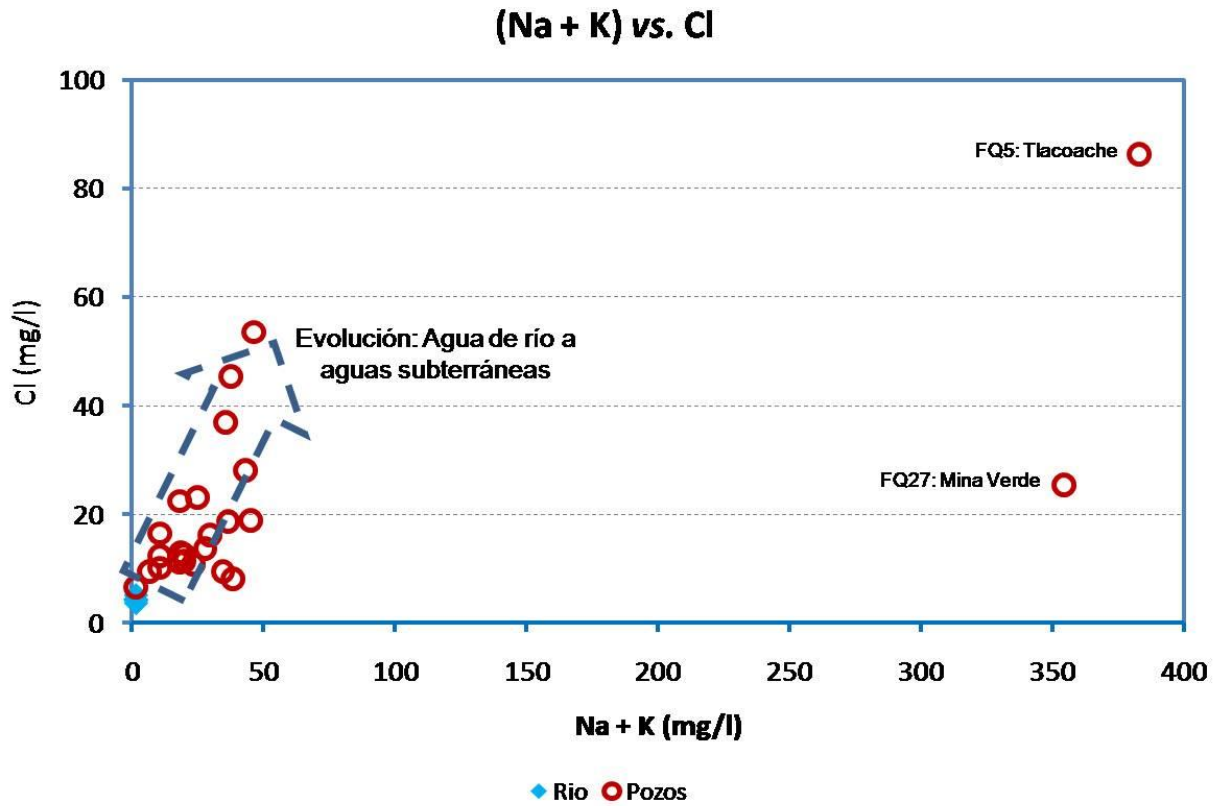


Figura 80 Diagrama de correlación (Na + K) vs. Cl para las muestras de río y agua subterránea

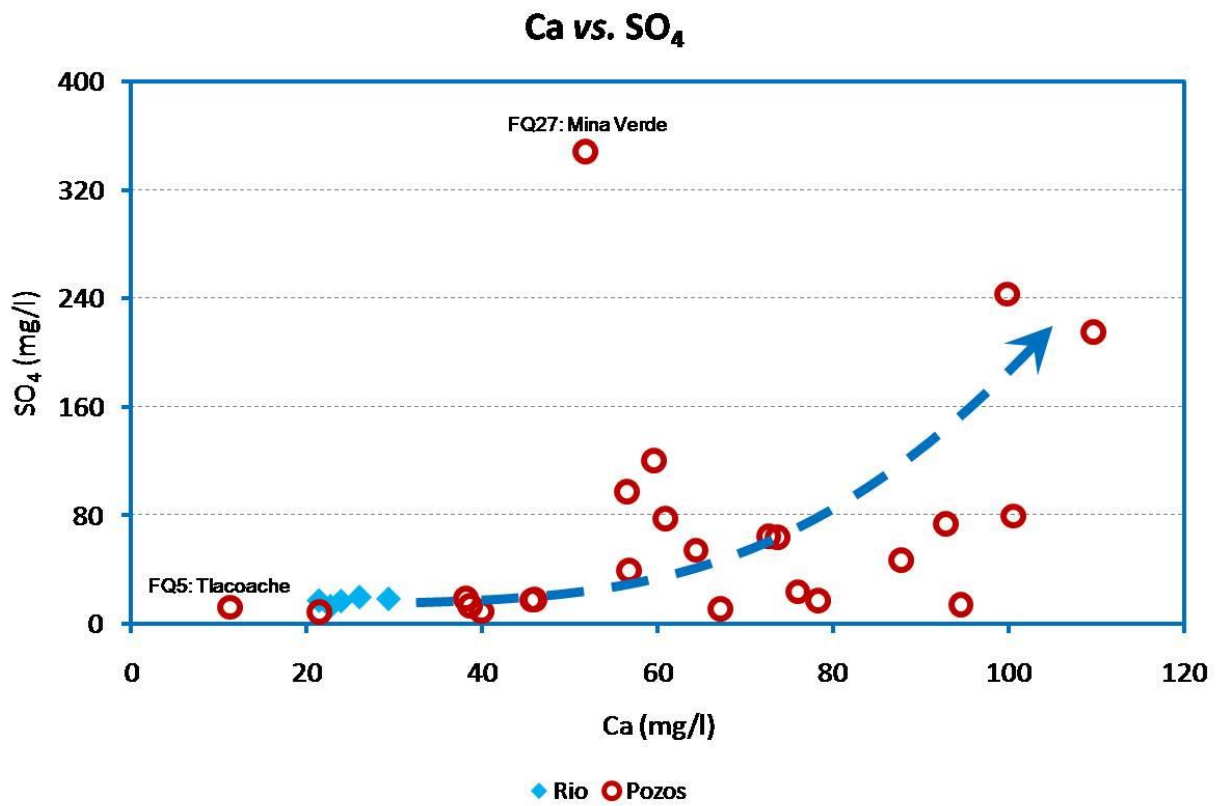


Figura 81 Diagrama de correlación Ca vs. SO₄ para las muestras de río y agua subterránea

IV.2.7.4 MODELADO HIDROGEOQUÍMICO Y MODELO CONCEPTUAL DE EVOLUCIÓN.

Se utilizó el modelo hidrogeoquímico PRHEEQC del US Geological Survey (Parkhurst, 1995), para determinar la especiación de los distintos componentes químicos de las aguas subterráneas y calcular los índices de saturación. Los índices correspondieron principalmente a los siguientes minerales: calcita [CaCO_3], aragonita [CaCO_3], dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], anhidrita [CaSO_4], yeso [$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$], halita [NaCl], fluorita [CaF_2], siderita [FeCO_3], goethita [FeHO_2] y hematita [Fe_2O_3]. Los resultados se muestran en la Tabla 10. El criterio práctico para considerar que una solución no está saturada con respecto a algún mineral en particular es que su índice de saturación (SI) tenga un valor inferior a -0.5. Una solución se considera completamente sobresaturada si su SI es mayor a 0.5. La solución tiende al equilibrio respecto a algún mineral si su SI está entre -0.5 y 0.5 (Appelo & Postma, 1996). En la Figura 82 se muestra la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea.

Tabla 10 Índices de saturación para diferentes minerales obtenidos con el programa PRHEEQC. Los números en negritas cursivas indican condiciones cercanas al equilibrio químico ($-0.5 < SI < 0.5$) y de sobresaturación ($SI > 0.5$). Las celdas en color azul claro corresponden a muestras de agua de río. Aquéllas en azul más intenso son pozos, y las celdas en verde claro indican las muestras del manantial el azufral en Chacahua y un pozo próximo a éste

<i>Muestra</i>	<i>Anhidrita</i>	<i>Aragonita</i>	<i>Calcita</i>	<i>Dolomita</i>	<i>Fluorita</i>	<i>Yeso</i>	<i>Halita</i>	<i>Goethita</i>	<i>Hematita</i>	<i>Siderita</i>	<i>Pirita</i>
FQ4	-2.80	0.14	0.29	0.37	-2.34	-2.57		8.75	19.50	-2.74	-130.40
FQ7	-3.04	-0.30	-0.15	-0.42	-3.38	-2.81		8.59	19.19	-1.50	-114.06
FQ11	-2.95	0.20	0.34	0.60		-2.73		8.27	18.54	-2.80	-122.62
FQ13	-2.92	0.06	0.20	0.33		-2.70		7.78	17.56	-4.15	-138.73
FQ23	-2.82	0.06	0.21	0.37	-2.77	-2.60		8.24	18.50	-4.40	-149.12
FQ3	-2.67	0.04	0.19	0.19	-2.25	-2.47		8.56	19.15	-0.29	-101.50
FQ5	-3.66	-0.12	0.03	0.64	-2.40	-3.44	-6.13	8.46	18.93	0.70	-96.47
FQ6	-1.85	0.23	0.37	0.54	-2.02	-1.64	-7.52	6.94	15.89	0.83	-67.36
FQ8	-1.94	0.28	0.43	0.68	-1.12	-1.70	-8.13	6.83	15.65	0.72	-69.52
FQ9	-2.02	-0.03	0.11	0.17	-2.14	-1.82	-8.91	6.54	15.10	-0.43	-80.17
FQ10	-2.01	-0.17	-0.03	-0.09	-1.77	-1.80	-8.09	6.29	14.61	0.19	-67.46
FQ12	-2.43	-0.09	0.05	-0.09	-3.00	-2.21	-8.44	6.73	15.48	-1.89	-108.19
FQ14	-2.68	-0.89	-0.75	-1.53	-3.23	-2.48	-8.49	6.79	15.61	-2.84	-127.01
FQ15	-2.73	-3.12	-2.98	-5.95	-2.16	-2.54	-7.93	3.33	8.69	-3.80	-115.59
FQ16	-2.79	0.65	0.80	1.41	-3.10	-2.59	-8.24	8.71	19.45	-2.84	-143.13
FQ17	-2.51	0.02	0.16	-0.08	-3.00	-2.31	-8.26	8.24	18.50	-0.07	-97.68
FQ18	-2.14	-0.16	-0.02	-0.10	-3.13	-1.93	-7.40	7.22	16.47	0.53	-74.73
FQ19	-2.13	-0.11	0.03	0.15	-3.07	-1.94	-8.18	7.10	16.22	-2.28	-120.49
FQ20	-2.28	-0.02	0.12	0.09		-2.08	-8.34	6.72	15.46	0.18	-72.05
FQ21	-2.63	0.78	0.92	1.71	-3.02	-2.43	-7.33	8.94	19.90	-1.57	-129.90
FQ22	-3.02	-0.89	-0.75	-1.45	-3.27	-2.82	-8.34				
FQ24	-3.23	-1.29	-1.15	-2.22	-3.49	-3.04	-8.30	7.52	17.07	-1.68	-114.93
FQ25	-1.44	0.37	0.51	0.90	-1.81	-1.24	-7.56	7.49	17.01	-2.38	-121.12
FQ26	-1.44	0.09	0.23	0.43	-1.67	-1.23	-7.70	8.39	18.81	0.14	-99.15
FQ27	-1.66	0.18	0.32	0.98	-1.31	-1.46	-6.69	7.02	16.08	-3.18	-131.64
FQ28	-2.86	-0.03	0.11	0.05	-2.67	-2.65	-7.85	7.93	17.89	-0.30	-93.40
FQ29	-1.95	-0.74	-0.60	-1.09	-1.40	-1.74	-8.61	7.42	16.87	-1.97	-120.76
FQ30	-1.88	-0.01	0.13	0.42	-3.23	-1.67	-7.78	7.26	16.54	-3.04	-129.37
FQ31	-2.04	0.14	0.29	0.50	-1.41	-1.83	-8.04	7.07	16.16	-1.00	-96.64
FQ38	-2.02	-0.13	0.01	-0.10	-2.21	-1.81		7.32	16.67	-0.17	-75.64
FQ39	-2.29				-4.96	-2.15	-7.96	2.18	6.44		-116.50
FQ41	-2.02	-0.58	-0.44	-0.96	-2.17	-1.83	-7.70	7.89	17.82	-3.63	-134.19

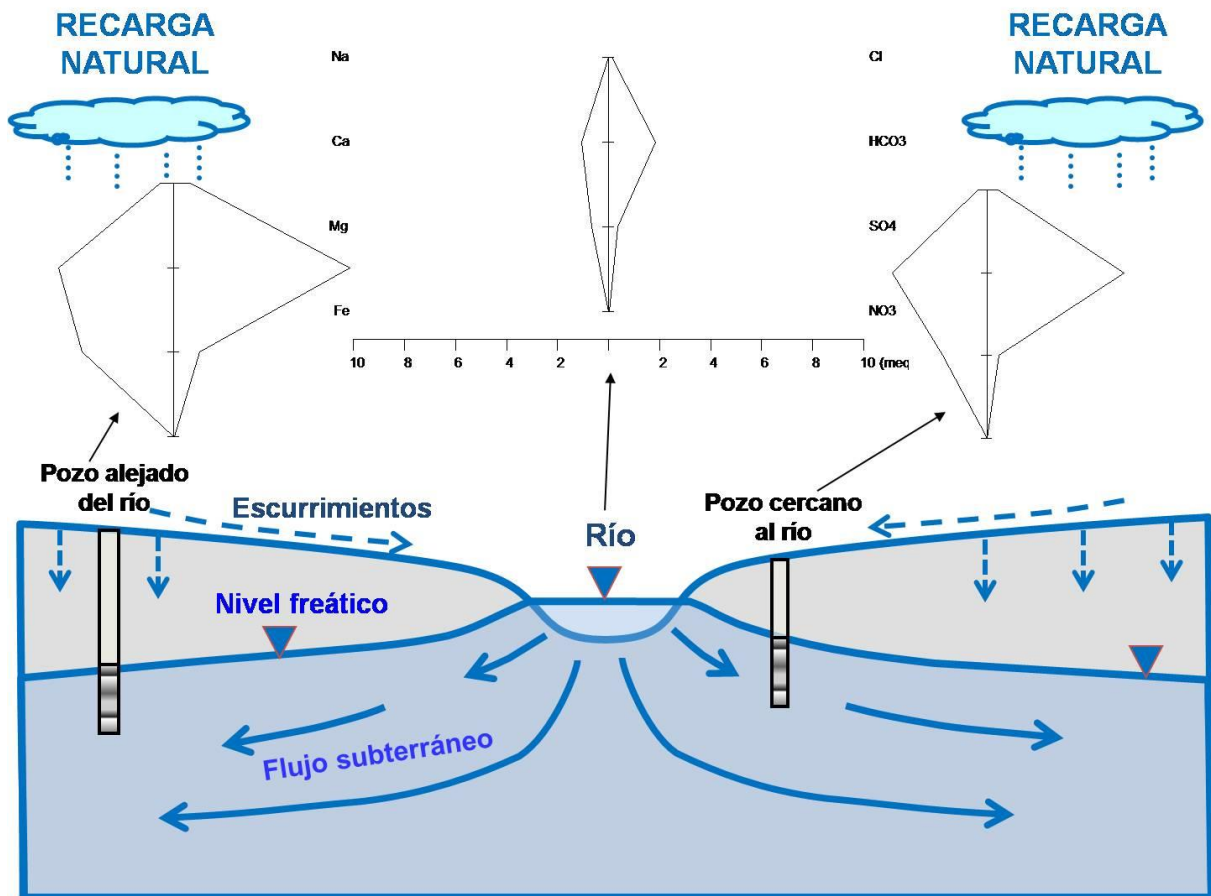


Figura 82 Corte transversal del modelo conceptual de evolución hidrogeoquímica. Se muestran los diagramas de Stiff típicos del río, y de los pozos cercanos y alejados del mismo

IV.2.7.5 CALIDAD DEL AGUA

En las Figura 83 a la Figura 89 se muestra gráficamente la calidad del agua superficial y subterránea.

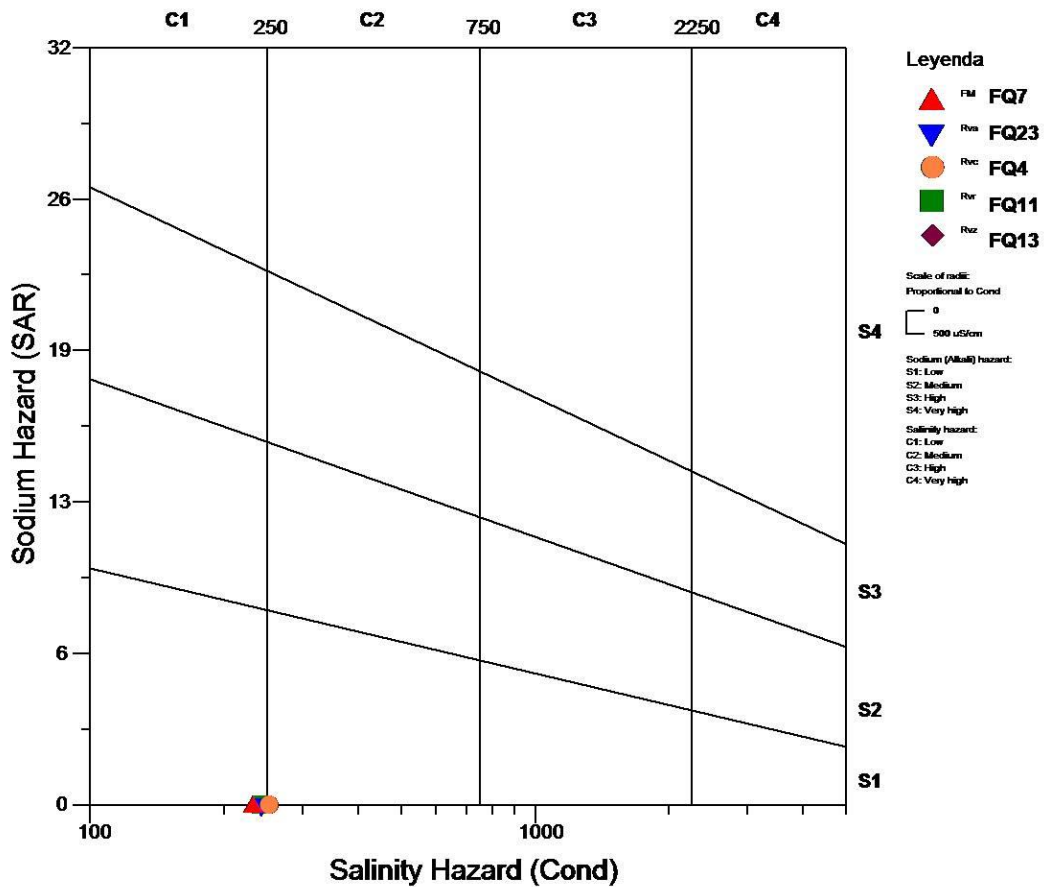


Figura 83 Diagrama de Wilcox para las muestras de agua superficial

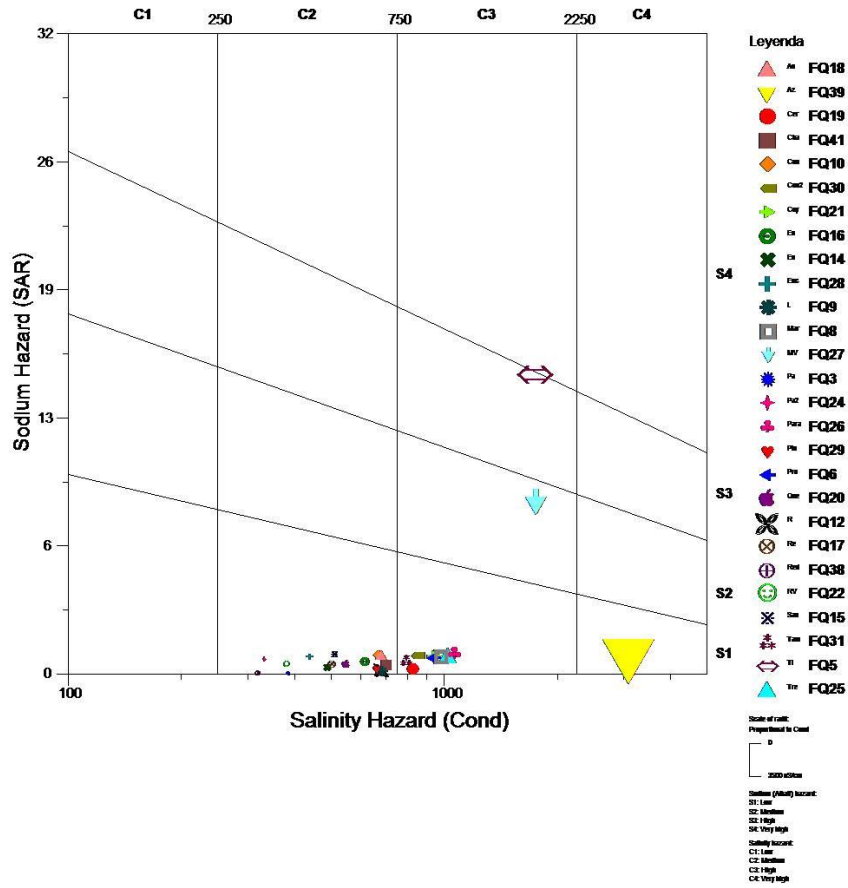


Figura 84 Diagrama de Wilcox para las muestras de agua subterránea

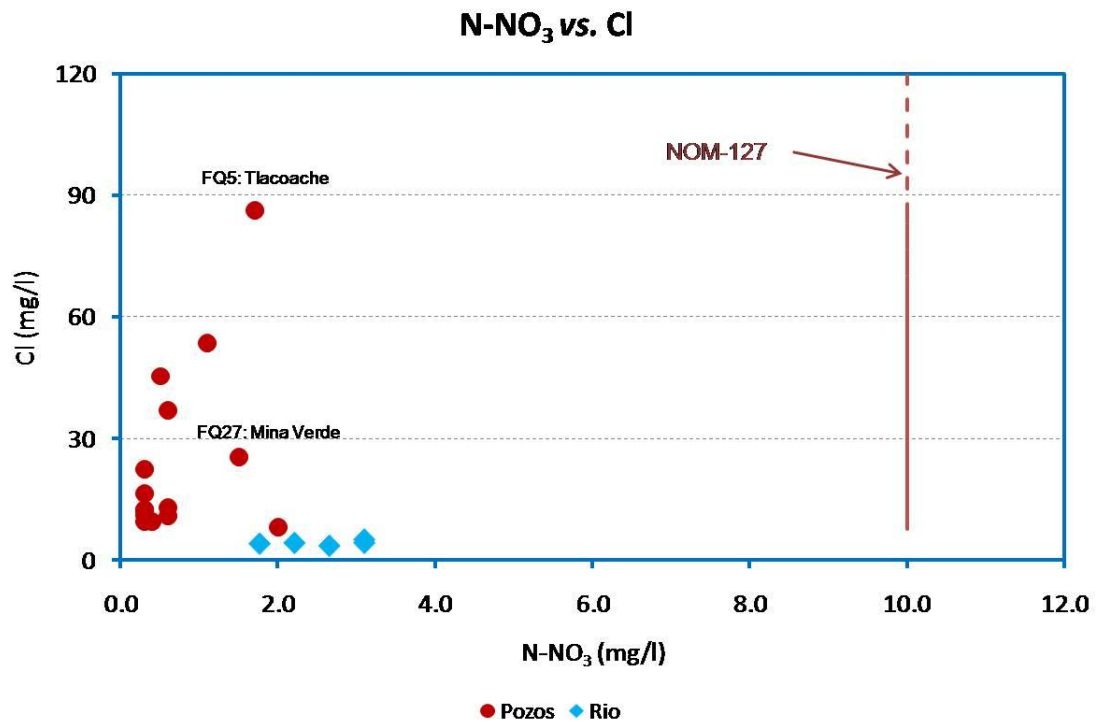


Figura 85 Correlación entre la presencia de nitratos con cloruros para las muestras de río y agua subterránea

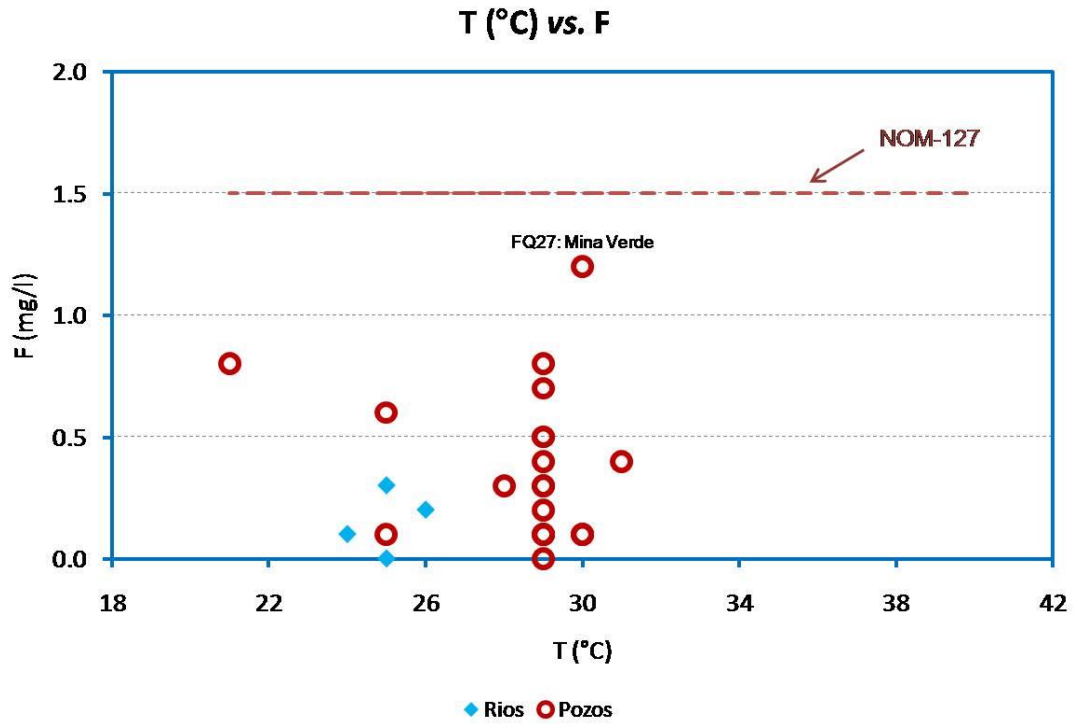


Figura 86 Correlación entre la presencia de fluoruros con la temperatura para las muestras de río y agua subterránea. Aparentemente, la presencia de fluoruros no está relacionada con fenómenos de termalismo

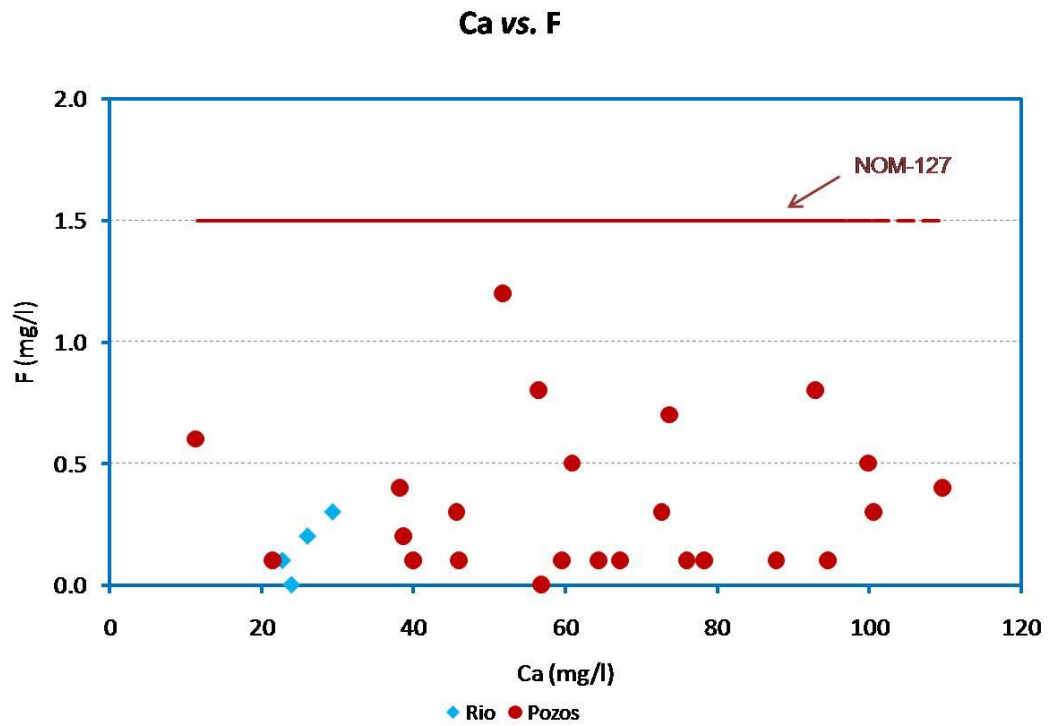


Figura 87 Correlación entre la presencia de fluoruros con calcio para las muestras de río y agua subterránea. Es poco clara la tendencia indicando que las mayores concentraciones de fluoruros están relacionadas con bajos niveles de calcio.

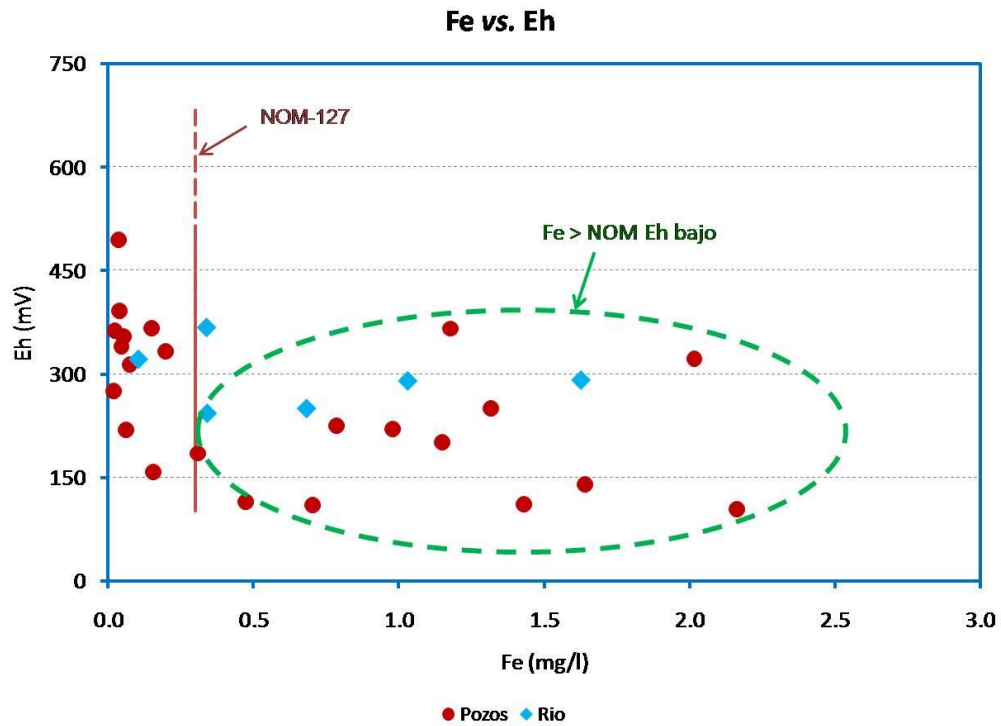


Figura 88 Presencia de hierro disuelto en relación con el potencia redox para las muestras de río y agua subterránea. Obsérvese que bajos valores de Eh está asociados con la presencia de Fe por encima de la NOM-127-SSA1

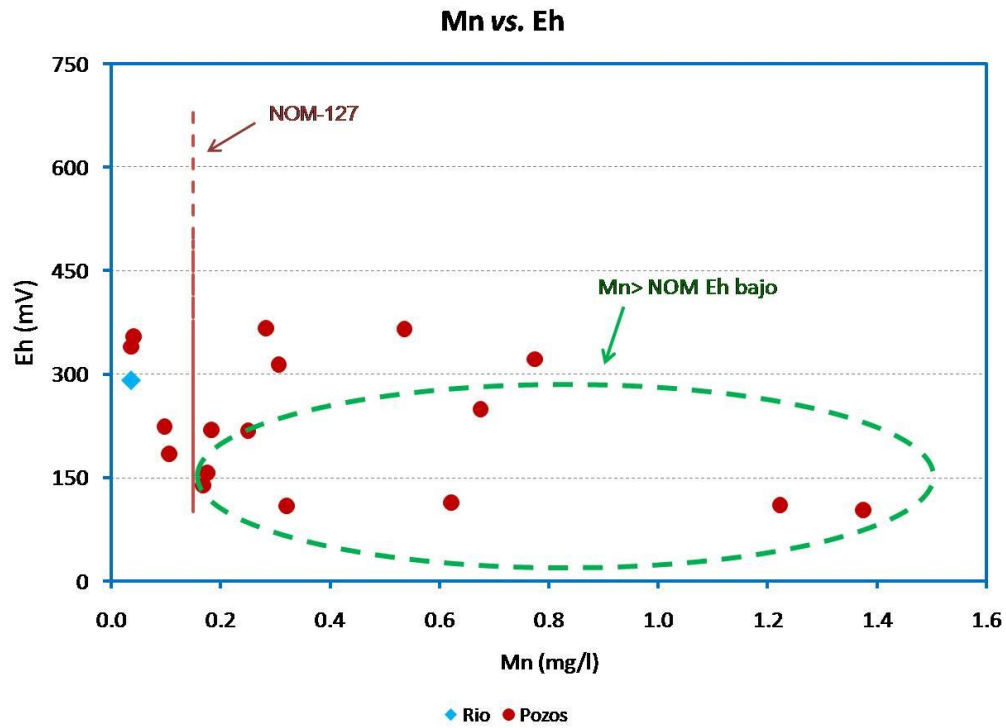


Figura 89 Presencia de manganeso disuelto en relación con el potencia redox para las muestras de río y agua subterránea. Obsérvese que bajos valores de Eh está asociados con la presencia de Mn por encima de la NOM-127-SSA1



IV.2.8. ISOTOPIA DEL AGUA SUBTERRAÑA

IV.2.8.1 ANTECEDENTES

Las primeras aplicaciones de las técnicas isotópicas a la geohidrología (Plata, 1972), fueron el fechado de las aguas subterráneas. En la actualidad los métodos analíticos de medición y el desarrollo en el uso e interpretación de los datos isotópicos, ha permitido extender su uso a una gran variedad de problemas geohidrológicos (Fritz, 1980 y Stichler, 1980), entre ellos:

- Mecanismos de recarga, identificación de zonas de recarga, interrelaciones entre agua subterránea y superficial, identificación de mezclas y mecanismos de recarga-descarga.
- Estimación del tiempo de residencia del agua subterránea.

IV.2.8.2 METODOLOGÍA DE LAS TÉCNICA ISOTÓPICA

Isótopos estables (Oxígeno 18 y Deuterio)

El hidrógeno natural está formado por mezclas de sus isótopos $^1\text{H}_2$ (protio), ^2H (deuterio) y ^3H (tritio) y el oxígeno por ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O . En la naturaleza el $^1\text{H}_2$ y ^{16}O son los componentes mayoritarios, de forma que la especie molecular más abundante del agua es la que corresponde a la combinación de $^1\text{H}_2$ ^{16}O . Pero, además de esta especie molecular existen otras más pesadas que incorporan un átomo de ^2H (también se denota con la letra D), de ^{18}O , ^{17}O , u otras combinaciones de estos isótopos. Las moléculas con ^{17}O ó las que incorporan dos componentes minoritarios no son de interés para la hidrología por encontrarse en proporción despreciable en comparación con las moléculas $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ y $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$.

Las proporciones medias de las tres especies moleculares de interés hidrológico, en el agua del mar son:

$^1\text{H}_2$ ^{16}O :	997 680 partes por millón
^1H $^2\text{H}^{16}\text{O}$:	320 partes por millón
$^1\text{H}_2$ ^{18}O :	2 000 partes por millón

Con el fin de expresar en forma precisa la composición isotópica de cualquier muestra de agua, fue preciso definir un patrón de agua que sirviera de referencia para los distintos laboratorios dedicados a la medición del contenido isotópico de muestras de agua natural. Para ello, se preparó el llamado "Patrón Medio de Agua de Mar" conocido como *SMOW* (por sus siglas en inglés, correspondientes a *Standard Mean Ocean*

Water). La primera versión fue originalmente preparada por H. Craig a partir de muestras de diferentes océanos, tomadas a profundidades comprendidas entre 500 y 2000 m (Craig, 1961).

Este patrón de referencia ha sido reproducido posteriormente, de manera regular, por el Organismo Internacional de Energía Atómica. El patrón actual utilizado se denomina VSMW (por sus siglas en inglés de *Vienna Standard Mean Ocean Water*).

Las variaciones isotópicas para oxígeno o deuterio, con respecto al patrón VSMOW, se expresan como desviaciones en por mil (‰), mediante la expresión:

$$\delta \text{ (‰)} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}} \times 10^3$$

En donde R está definida por la expresión

$$R = \frac{\text{Núm. de moléculas del tipo } ^1\text{H } ^2\text{H } ^{16}\text{O} \text{ (ó } ^1\text{H}_2\text{}^{18}\text{O})}{\text{Núm. de moléculas del tipo } ^1\text{H}_2\text{}^{16}\text{O}}$$

El valor de δ puede ser positivo o negativo, dependiendo de si la muestra está más enriquecida o empobrecida que el VSMOW. Una δ positiva indica, por tanto, mayor concentración que el VSMOW en el isótopo pesado correspondiente (^{18}O ó ^2H).

La desviación δ en las aguas meteóricas varía entre límites amplios debido a diferentes causas. Una es el fraccionamiento producido durante los cambios de fase, el cual es motivado por la diferencia de presión de vapor de las tres especies moleculares. Si designamos por p a esta presión de vapor, se cumple:

$$P(^1\text{H}_2^{16}\text{O}) > P(^1\text{H}_2^{18}\text{O}) > P(^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O})$$

La presión de vapor determina la velocidad de evaporación o de condensación del agua. Por tanto las moléculas ligeras ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$), que tienen mayor presión de vapor, se evaporan más rápido y se condensan más lentamente que las moléculas pesadas, es decir, presentan una tendencia mayor a permanecer en la fase de vapor durante el cambio de fase.

Durante la lluvia, las precipitaciones producidas tienen una composición isotópica lineal cuya ecuación es:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Esta ecuación es válida para todas las aguas meteóricas que se precipitan sobre la superficie de la tierra a nivel global (Figura 90). La ordenada en el origen de valor 10 en la ecuación anterior se denomina exceso de deuterio.

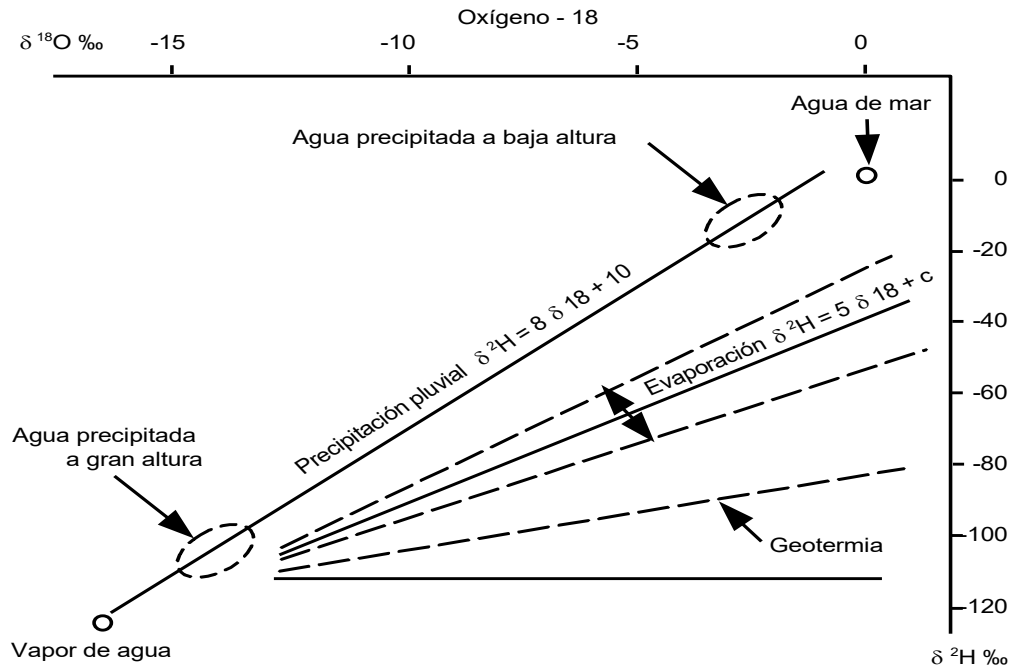


Figura 90 Variaciones del contenido de ^2H y ^{18}O en las aguas meteóricas y su evolución por evaporación intensa o por contacto con la roca a altas temperaturas

La composición isotópica de las precipitaciones que ocurren sobre los continentes depende de la historia del agua, que se inicia en el momento de salir del mar y termina cuando se colecta la muestra. A medida que la nube avanza, va perdiendo agua por condensaciones sucesivas hasta que el frente nuboso pierde su actividad. Puesto que las moléculas pesadas $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ condensan de forma preferente, la nube se va empobreciendo en estas dos especies moleculares. Esto hace que las precipitaciones tengan valores más negativos a medida que se alejan de la fuente de producción de vapor (Figura 91).

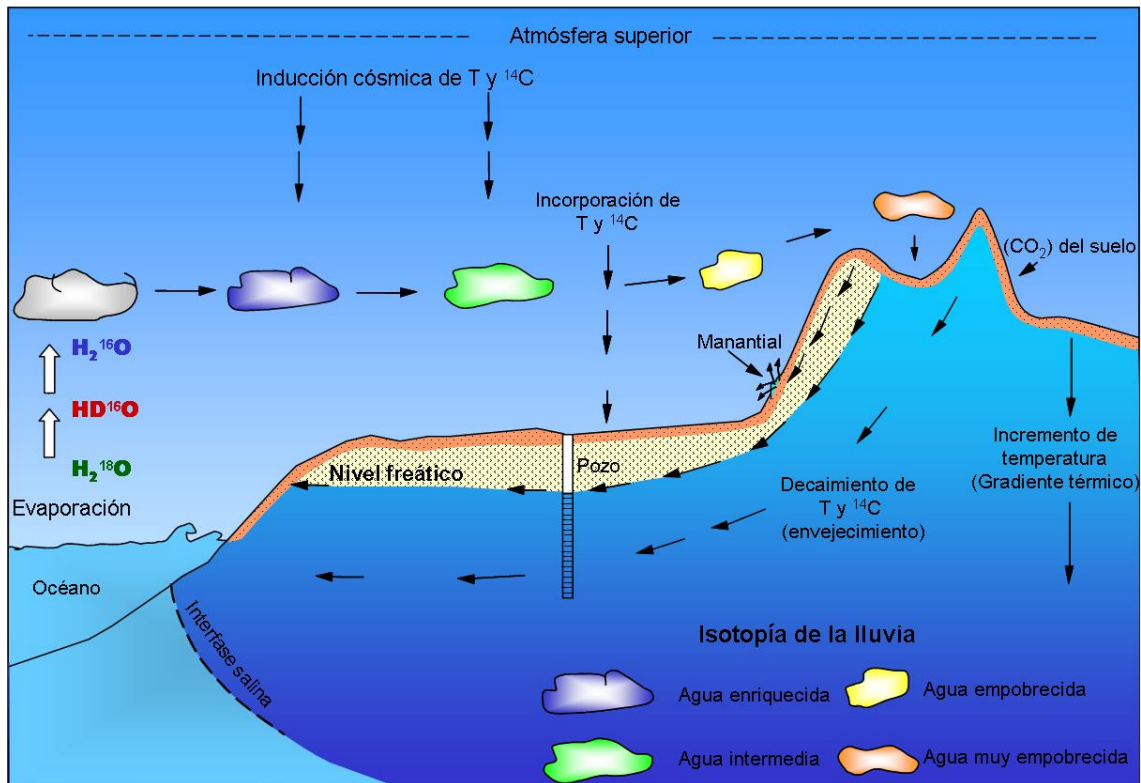


Figura 91 Evolución isotópica de las aguas superficiales y subterráneas en el ciclo hidrológico

Los océanos son las fuentes de producción de humedad, por lo cual, la precipitación pluvial en las planicies costeras no difiere sustancialmente de la precipitación oceánica, pero a medida que la humedad es transportada hacia los continentes, se produce un empobrecimiento de los isótopos pesados.

Otro factor muy importante que influye en la composición isotópica de las precipitaciones de áreas montañosas, es el llamado efecto de altitud, derivado de la mayor velocidad de difusión de las moléculas ligeras en la atmósfera durante el desarrollo vertical de las nubes, y del aumento de la condensación del vapor de agua a medida que disminuye la temperatura. El resultado es que las precipitaciones de cotas más elevadas son más negativas o están más empobrecidas en isótopos pesados.

Para el $\delta^{18}\text{O}$ el empobrecimiento varía entre -0.15 y -0.5 ‰ y para el $\delta^2\text{H}$ entre -1 y -4 ‰ por cada 100 m de diferencia de altitud.

Las observaciones de los factores anteriores, permite identificar la distancia y la altitud de las zonas donde se produce la lluvia o la recarga efectiva de los acuíferos.

IV.2.8.3 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Con el fin de determinar las zonas de recarga del acuífero y la interrelación entre el agua superficial y el agua subterránea, a las 41 muestras de agua que se tomaron para análisis físico-químico (Figura 92), también se les determinó su contenido de oxígeno 18 (^{18}O) y deuterio (^2H). En la Tabla 11 se muestra la composición isotópica del agua de dichos aprovechamientos. Las muestras se distribuyeron de la siguiente manera: seis del río Verde, 27 de pozos, seis de un pozo en el que se desarrolló una prueba de bombeo, una de manantial y una de laguna.

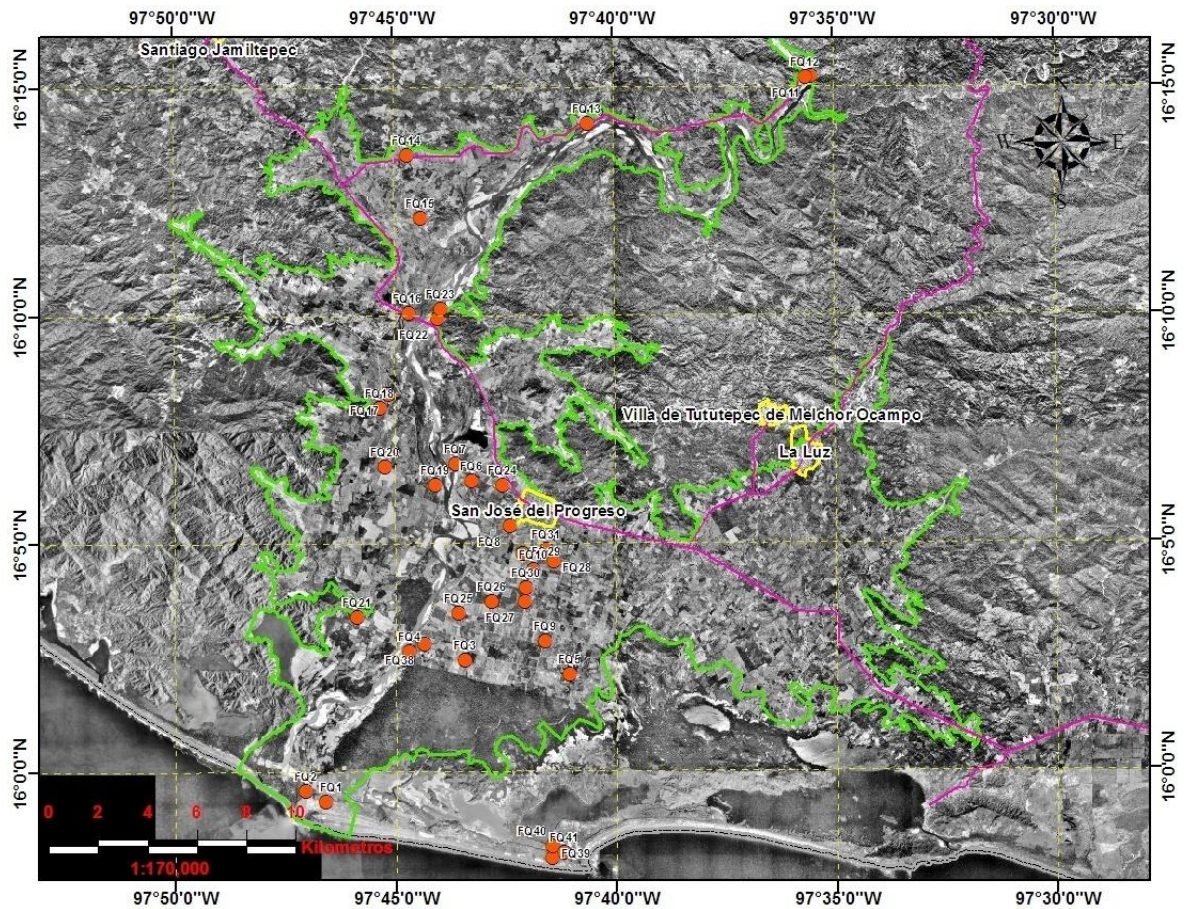


Figura 92 Sitios de muestreo para determinar la composición isotópica del acuífero

Tabla 11 Composición isotópica del agua subterránea

Muestra	Oxígeno 18 %	Deuterio %
1	-8.2	-56
2	-8.1	-54
3	-8.2	-56
4	-8.2	-54
5	-8	-54
6	-7.7	-53
7	-8.2	-54
8	-7.8	-52
9	-7.8	-52
10	-7.7	-52
11	-8.4	-53
12	-7.2	-48
13	-8.2	-55
14	-8	-54
15	-8.1	-55
16	-7.1	-48
17	-8.9	-57
18	-8.4	-57
19	-8.7	-60
20	-8.2	-56
21	-8.7	-59
22	-9	-59
23	-8.2	-52
24	-8.7	-59
25	-7.5	-52
26	-7.4	-52
27	-8.4	-58
28	-8.4	-54
29	-7.5	-49
30	-7.6	-52
31	-7.9	-53
32	-9	-58
33	-8.9	-60
34	-8.9	-60
35	-8.8	-60
36	-8.8	-61
37	-9.2	-59
38	-8.1	-55
39	4.5	0
40	-0.6	-7
41	-10.1	-67

IV.2.8.4 INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS ISOTÓPICOS

La composición isotópica de los diferentes tipos de agua permitió identificar tres familias que se agrupan a lo largo de la línea meteórica mundial. Ello indica que son aguas de origen pluvial precipitadas a diferentes altitudes y con variaciones debidas a efectos de cantidad. Particularmente, hay un grupo que representa el agua subterránea del distrito de riego que ha evolucionado a causa de procesos de evaporación intensa. La isotopía indica que la principal fuente de recarga de las zonas acuíferas es el río verde, que drena las aguas pluviales precipitadas en las cotas elevadas de la cuenca.

Los valores de las $\delta^2\text{H}$ (‰) y $\delta^{18}\text{O}$ (‰) muestran las composiciones isotópicas características que presentaba el río Verde durante el período muestreado (noviembre de 2008), de los aprovechamientos aledaños al río y del distrito de riego. Las composiciones isotópicas más empobrecidas corresponden a pozos ubicados hacia ambos márgenes del río, alejados relativamente del cauce y fuera del distrito de riego. Posteriormente, hay un grupo de aprovechamientos muy próximos al río que muestran composiciones isotópicas muy similares a las del río Verde, y un tercer grupo de aprovechamientos ubicados dentro del distrito de riego que muestran los valores isotópicos más pesados o enriquecidos.

La interpretación de los datos isotópicos se realizó con ayuda de la línea meteórica mundial (LMM), cuya ecuación es $\delta^2\text{H}$ (‰) = $8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ (‰) + 10 (Fritz, P. and J. CH., Fontes, 1980), debido a que no se cuenta con una línea meteórica local, la cual podría localizarse a la izquierda de la LMM y tener una pendiente ligeramente menor, de forma tal que pasaría muy cerca del pozo 41 (Chacahua).

Los resultados isotópicos representados en el diagrama binario $\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs. $\delta^2\text{H}$ (‰) de la Figura 93, muestra los tres grupos de agua existentes en la zona: **A)** La composición isotópica del río Verde representada por las muestras 2, 4, 7, 11, 13 y 23, correspondiente a la temporada de estiaje en la cual fue muestreado (noviembre), **B)** La composición de los aprovechamientos localizados en el distrito de riego representados por los pozos: 6, 8, 9, 10, 25, 26, 29 y 30, y **C)** Pozos localizados fuera del distrito de riego: 18, 19, 20, 21, 24, y 27.

El gráfico indica que el río recarga de manera directa a los aprovechamientos localizados en las cercanías del cauce hacia ambos márgenes, pues presentan el mismo sello isotópico (1, 3, 5, 14, 15, 31 y 38). Asimismo, el diagrama muestra que los resultados isotópicos de los pozos existentes en el distrito de riego, se agrupan a la derecha de la LMM sobre una recta de evaporación, esta característica indica que el agua original del río Verde evoluciona isotópicamente al ser transportada por los canales y posteriormente durante la aplicación del riego por gravedad.

El proceso de evaporación intensa que experimenta el agua durante la conducción en los canales y el riego en la superficie del terreno, cambia su sello isotópico original evolucionando hacia una composición menos negativa. Este proceso se debe a la diferencia de presión de vapor (p) de las tres especies moleculares: $p(^1\text{H}_2\ ^{16}\text{O}) > p(^1\text{H}_2\ ^{18}\text{O}) > p(^1\text{H}\ \text{D}\ ^{16}\text{O})$. Por ello, los valores delta de las aguas subterráneas se alinean a lo largo de una recta de menor coeficiente angular: $\delta^2\text{H} (\text{‰}) = 0.9 \cdot \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) - 45$.

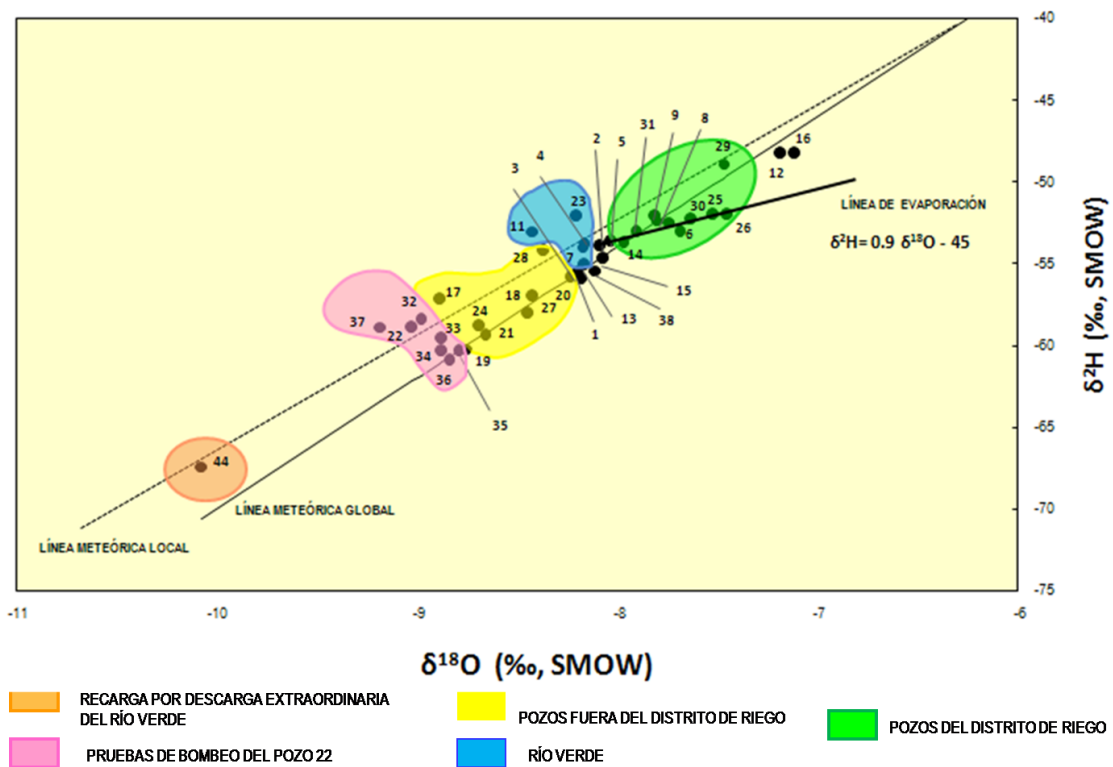


Figura 93 Distribución de los diferentes tipos de agua existentes en la zona de estudio, con base en su sello isotópico

Las descargas del río Verde cercanas al flujo base son las que recargan el acuífero del distrito de riego, a través de la infiltración de los volúmenes excedentes de agua aplicados en la agricultura, y de infiltración horizontal procedente del fondo del río. Por su parte, las zonas acuíferas más alejadas al cauce del río, son recargadas por las crecientes que se presentan durante la temporada de lluvias. El acuífero costero constituido por una delgada lente de agua dulce que flota sobre el agua de mar, se recarga durante la temporada de lluvias por las descargas más caudalosas o extraordinarias del río, cuyo sello o huella isotópica es la más negativa con respecto a los valores medidos en la zona.

También existe un tipo de agua subterránea que ha evolucionado su composición isotópica original al interactuar con la roca, por la acción de altas temperaturas o fluidos geotermales (muestra 39: Manantial El Azufra de Chacahua). Este aprovechamiento presenta $\delta^{18}\text{O} = 4.5 \text{ ‰}$ y $\delta^2\text{H} = 0.0 \text{ ‰}$ el cual es muy superior al agua de mar (Mazor, E., 1991).

Así mismo, el diagrama de dispersión XY de los resultados de la Conductividad Eléctrica vs. $\delta^{18}\text{O}$ muestra claramente que existen tres grupos de agua que están relacionados con el contenido de sales disueltas y los procesos de recarga (Figura 94). Las muestras del distrito de riego presentan mayor contenido de sales disueltas y valores isotópicos relativamente más pesados que el resto de los demás aprovechamientos, debido al lavado de suelos agrícolas en donde se utilizan agroquímicos y por la evaporación causada por el tipo de riego utilizado. Los aprovechamientos localizados hacia ambas márgenes del río varían sus composiciones dependiendo de qué tan alejados se encuentren del cauce, presentando valores isotópicos más empobrecidos que el río por haber sido recargados durante la temporada de lluvia. El esquema muestra que los pozos 5 (El Tlacuache) y 27 (Mina Verde) presentan altos contenidos de sales.

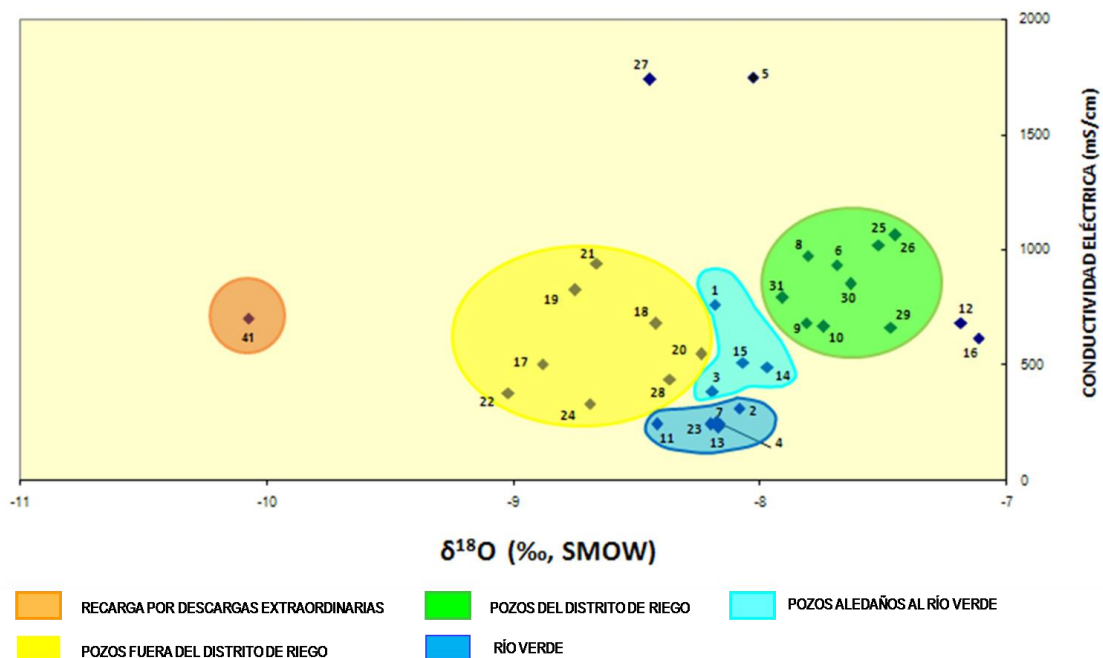


Figura 94 Conductividad eléctrica Vs. $\delta^{18}\text{O}$

En la Figura 95 se muestra la evolución de la calidad del agua subterránea. Los sitios resaltados en verde corresponden al distrito de riego y muestran una evidente tendencia a incrementar el contenido de sulfato producido por la aplicación de fertilizantes (Tabla 12).

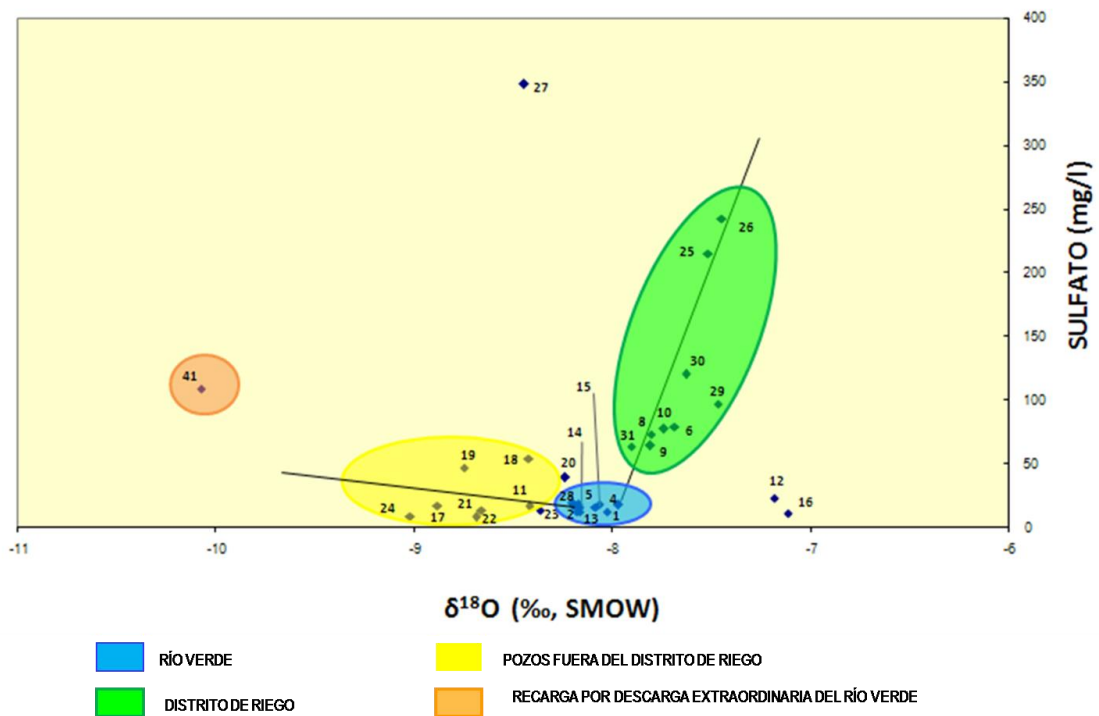


Figura 95 Evolución de la calidad del agua subterránea

Tabla 12 Volúmenes calculados de fertilizantes aplicados durante el ciclo 2007-2008, para el DR 110 Río Verde – Progreso, Oax. (CFE, 2008)

Función	Producto	Unidad	Módulo 1 M.I.	Módulo 2 M.D.	Total DR 110
Fertilizante	Bórax	kg	40,00	180,00	220,00
	Cloruro de potasio (00-00-61)	kg	49 725,00	88 000,00	137 725,00
	Difosfato de amonio 18-46-0	kg	9 620,00	5 590,00	15 210,00
	Fosfato diamónico (18-46-00)	kg	43 700,00	66 900,00	110 600,00
	Fosfonitrato	kg	24 000,00	48 000,00	72 000,00
	Sulfato de potasio	kg	12 000,00	24 000,00	36 000,00
	Superfosfato triple	kg	40 620,00	5 250,00	45 870,00
	Triple 17 (17-17-17)	kg	49 812,50	105 250,00	155 062,50
	Urea (46-00-00)	kg	386 640,00	58 830,00	445 470,00
Micronutrientes y Hormonas Vegetales Resinas, etilenglicoles y ácido fosfórico	Biozime TF	L	107,50	483,75	591,25
	Dap Plus (nota: es lo mismo que fosfato diamónico)	L	566,00	2 547,00	3 113,00

IV.2.8.5 PROCEDENCIA DE LA RECARGA DE LOS POZOS

Con el fin de determinar la procedencia de la recarga de los pozos del acuífero, en el año de 2008 se tomaron muestras de agua del Río Verde, de los pozos del acuífero, y de los retornos de riego, para la determinación de oxígeno 18 (^{18}O) y deuterio (^2H). Así mismo, en el año de 2009 se tomaron muestras de lluvia de diferentes altitudes (16 m, 600 m, 1000 m y 1600 m) y se les determinó su contenido de oxígeno 18 (^{18}O) y deuterio (^2H). En la Figura 96 se representa la composición isotópica del agua del acuífero y de la lluvia, por medio del diagrama binario $\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs. $\delta^2\text{H}$.

Una vez que el agua superficial se infiltra al subsuelo, tanto el oxígeno 18 (^{18}O) como deuterio (^2H), actúan como trazadores conservativos del agua subterránea, los cuales mantienen su firma hasta que se mezclan con agua de diferente composición (Kendall and Caldwell, 1998). Estos trazadores también se mezclan conservativamente y son ideales para monitorear el movimiento del agua a través del subsuelo (Genereux, 2004). Para el caso de dos tipos de agua que se mezclan, el agua que resulta de la mezcla cae a lo largo de una línea en cuyos extremos se encuentra la composición isotópica del agua original (Kendall and Caldwell, 1998). Debido a que se consideró como fuentes de recarga, a la lluvia y al río Verde, se utilizó un modelo de mezcla de dos miembros (Eby, 2004) para determinar las fuentes de recarga de cada pozo, así como la proporción de cada uno de ellos. En la Tabla 13 se muestran la procedencia de la recarga de los pozos del acuífero.

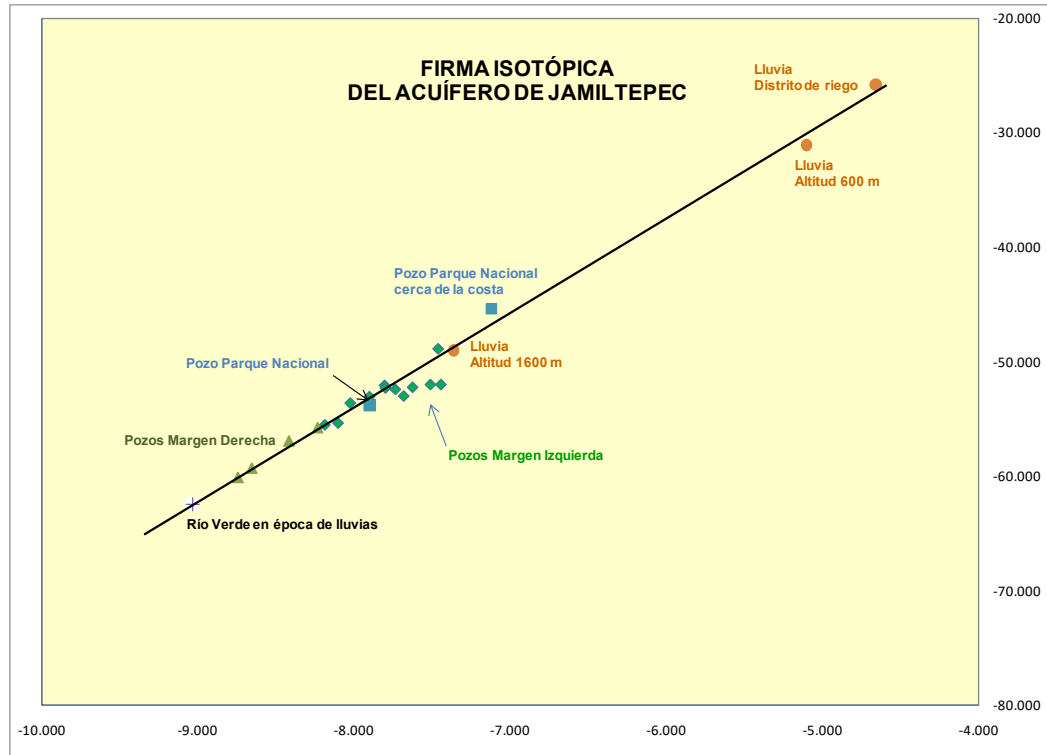


Figura 96 Composición isotópica del acuífero de Jamiltepec

Tabla 13 Procedencia de la recarga de los pozos

POZO	PROCEDENCIA DE LA RECARGA	
	RÍO VERDE %	LLUVIA LOCAL %
92	94.5	5.5
49	91.9	8.1
40	86.5	13.5
46	81	19
27	81	20
29	79	21
25	77	23
05	76	24
20	72	28
30	72	28
32	71	29
03	71	29
10	70	30
15	68	32
13	68	32
06	64	36
PIEZÓMETRO PN 3	74	26
PIEZÓMETRO PN 5	56	44



IV.2.9. ISOTOPIA DEL AGUA DE LLUVIA

IV.2.9.1 ANTECEDENTES

Un factor muy importante que influye en la composición isotópica del agua de lluvia, es el llamado efecto de altitud. A medida que una nube asciende, va perdiendo isótopos pesados (Oxígeno 18 y Deuterio). Por cada 100 m de diferencia de altitud, el empobrecimiento del Oxígeno 18 varía entre -0.15 y -0.5 % y para el Deuterio entre -1 y -4 %.

Es decir, con base en la cantidad de isótopos pesados que contiene una muestra de agua, es posible determinar la zona de la cual procede la muestra de agua. Esto permite determinar las zonas de recarga del acuífero y la interrelación entre el agua superficial y el agua subterránea.

Con el fin de determinar la cantidad de isótopos pesados que contiene la lluvia a diferentes altitudes, en la zona de estudio del AHUMPR, se instalaron estaciones pluviométricas a diferentes altitudes (16 m, 600 m, y 1600 m). Estos resultados, permiten determinar la procedencia de las muestras de agua que se tomaron en el año de 2008.

IV.2.9.2 INSTALACIÓN DE PLUVIÓMETROS

Pluviómetro a 16 m de altitud

Este pluviómetro se instaló en el rancho Perla del Sureste, el cual se encuentra en el Distrito de Riego, en la margen izquierda. De la Figura 97 a la Figura 102 se muestra el proceso de instalación de los pluviómetros.



Figura 97 **Instalación de la base del pluviómetro**

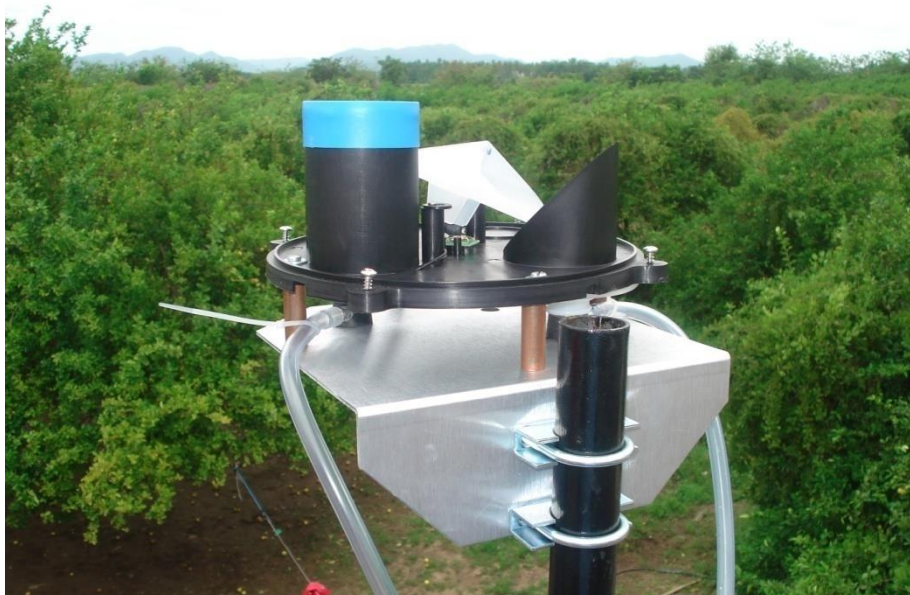


Figura 98 **Instalación del pluviómetro**



Figura 99 Calibración del pluviómetro



Figura 100 Instalación de la memoria del pluviómetro

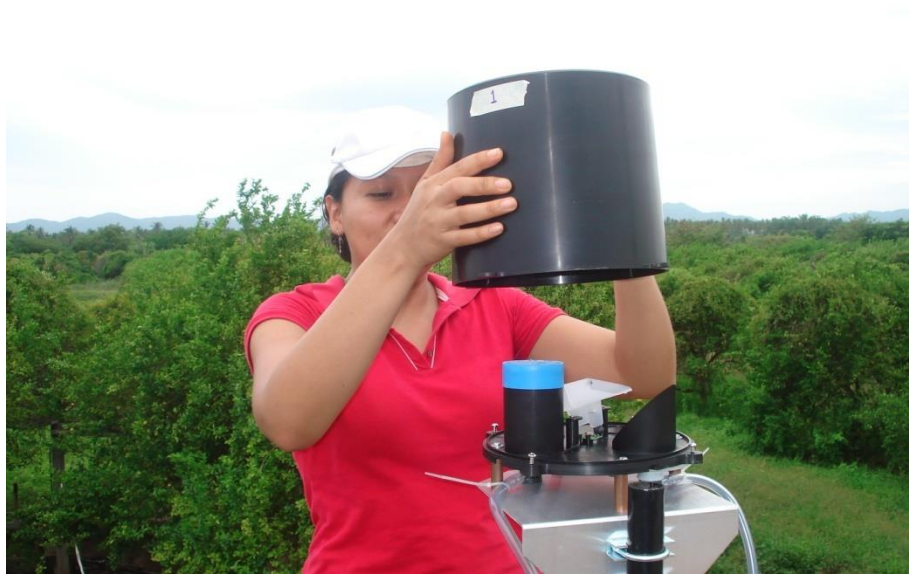


Figura 101 Instalando la tapa del pluviómetro



Figura 102 Pluviómetro instalado

Pluviómetro a 600 m de altitud

Este pluviómetro se instaló en la comunidad de San José de las Flores, la cual se encuentra localizada en la margen derecha del Río Verde, a una altitud aproximada de 600 m.s.n.m. En la Figura 103 y Figura 104 se muestra este pluviómetro.



Figura 103 Vista parcial de San José de las Flores



Figura 104 Piezómetro instalado en San José de las Flores

Pluviómetro a 1600 m de altitud

Este pluviómetro se instaló en la comunidad de las limas, la cual se encuentra localizada en la margen derecha del río verde, a una altitud aproximada de 1600 m.s.n.m. En la Figura 105 y Figura 106 se muestra este pluviómetro.



Figura 105 Vista desde la comunidad de Las Limas



Figura 106 Pluviómetro instalado

IV.2.9.3 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LA LLUVIA

En la Tabla 14 se muestra la composición isotópica de la lluvia a diferentes altitudes. Estos resultados permitieron construir la línea meteórica local, la cual se muestra en la Figura 107. Esta línea permite, entre otras cosas, determinar de donde procede el agua que recarga el acuífero.

Tabla 14 Composición isotópica de la lluvia a diferentes altitudes

Muestra	Oxígeno 18 %	Deuterio %
1	-7.4	-49
2	-5.1	-31
3	-4.7	-26

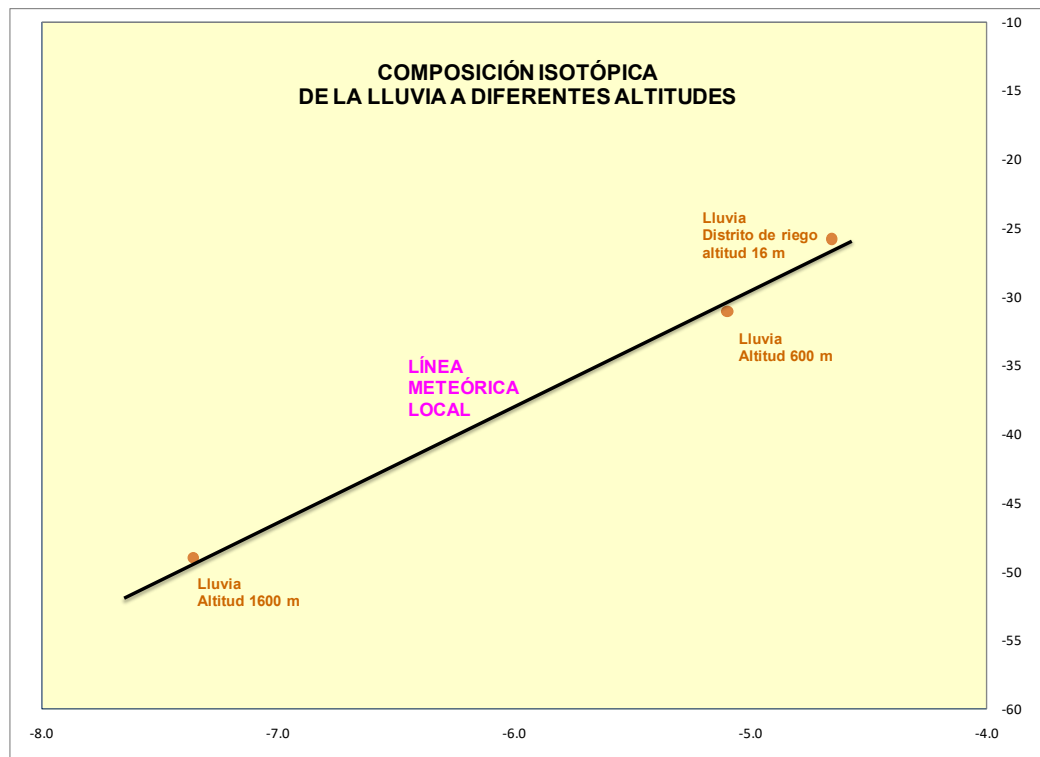


Figura 107 Composición isotópica del agua de lluvia



IV.2.10. PERFORACIÓN DE PIEZÓMETROS

AÑO 2008

Con la finalidad de determinar una conexión subterránea entre la Laguna del Espejo y el Río Verde y La Laguna Miniyuba y el Río Verde, se construyeron diez pozos de monitoreo, los cuales constan de una perforación de 4" de diámetro y una profundidad de 5 metros. Así mismo, a fin de complementar la red de pozos de monitoreo, se construyeron dos pozos en el distrito de riego, margen izquierda. En el anexo 13 se muestran las fotos de los piezómetros construidos y en el anexo de planos su localización.

IV.2.10.1 METODOLOGÍA EN LA PERFORACIÓN DE LOS PIEZÓMETROS

Se procedió a la perforación, muestreo y colocación de los pozos de monitoreo mediante las siguientes etapas:

1. Selección de los sitios de perforación. En relación a los objetivos del proyecto se definió los sitios idóneos para las perforaciones.
2. Selección del equipo de perforación. Se escogió el equipo adecuado, con respecto a su capacidad de perforación y condiciones físico-mecánicas, así como su facilidad de transportación en la zona de estudio.
3. Perforación del piezómetro.
4. Colocación de los ademes.
5. Terminación de los pozos. Una vez instalados los ademes, se procedió a rellenar con gravilla, arena y bentonita el pozo.
6. Lavado del pozo. Una vez terminado el pozo, se procedió a realizar un lavado del mismo para extraer el polímero de la perforación y en lo posible disminuir la capa adherida a las paredes del pozo.
7. Para proteger al piezómetro de daños a su estructura, se le colocó una tapa de acero y un brocal de concreto. También se colocó un letrero de señalización.
8. Finalmente, para conocer las propiedades geohidrológicas del subsuelo, se realizó una prueba de bombeo.

IV.2.10.2 EQUIPO DE PERFORACIÓN

Se utilizó un equipo de percusión modelo Bucyrus 22L (Figura 108), autopropulsable, para 100 m de capacidad, con barrena de 10" de diámetro nominal, barretón, porta cable, media luna, cuchara de 3" de diámetro y herramienta complementaria.



Figura 108 Equipo de perforación

IV.2.10.3 MÉTODO DE PERFORACIÓN

La perforación se realizó por el método de rotación (Figura 109), el cual consiste en horadar un agujero mediante la acción rotatoria de una barrena. la remoción de los fragmentos que se producen se eliminan a través de un fluido que continuamente se hace circular, conforme el trepano penetra en los materiales de la formación. el fluido de perforación que se uso fue un polímero biodegradable.

La barrena o trepano se fijó al extremo inferior de una sarta de tubería. en el sistema rotatorio de circulación directa, el fluido de perforación es bombeado a través de la tubería y expulsado por las boquillas de ésta. el lodo, entonces, fluye verticalmente

hasta la superficie por el espacio anular que se halla alrededor de la tubería. ya en la superficie del terreno, el fluido se conduce hasta una fosa de lodos. de ésta, es de nuevo bombeado al interior del pozo una vez que el contenido de fragmentos se haya sedimentado.



Figura 109 Perforación de los piezómetros

IV.2.10.4 DISEÑO DE LOS PIEZÓMETROS

Los piezómetros consisten de un tapón de 20 cm de PVC, acoplado a un tramo de tubería ranurada de 4.5 m de longitud y 4" de diámetro, acoplado a una tubería lisa de 0.5 m (Figura 110). Toda la tubería es de PVC, clase GEO-100, de 4" de diámetro nominal y ranurado horizontal de 1 mm de abertura. El filtro consiste de arena silica de 1/8" a 3/16" de granulometría y un sello impermeable (pellets), de unos 20 cm de espesor, hasta el sello de concreto y demás partes que componen el acabado del pozo.

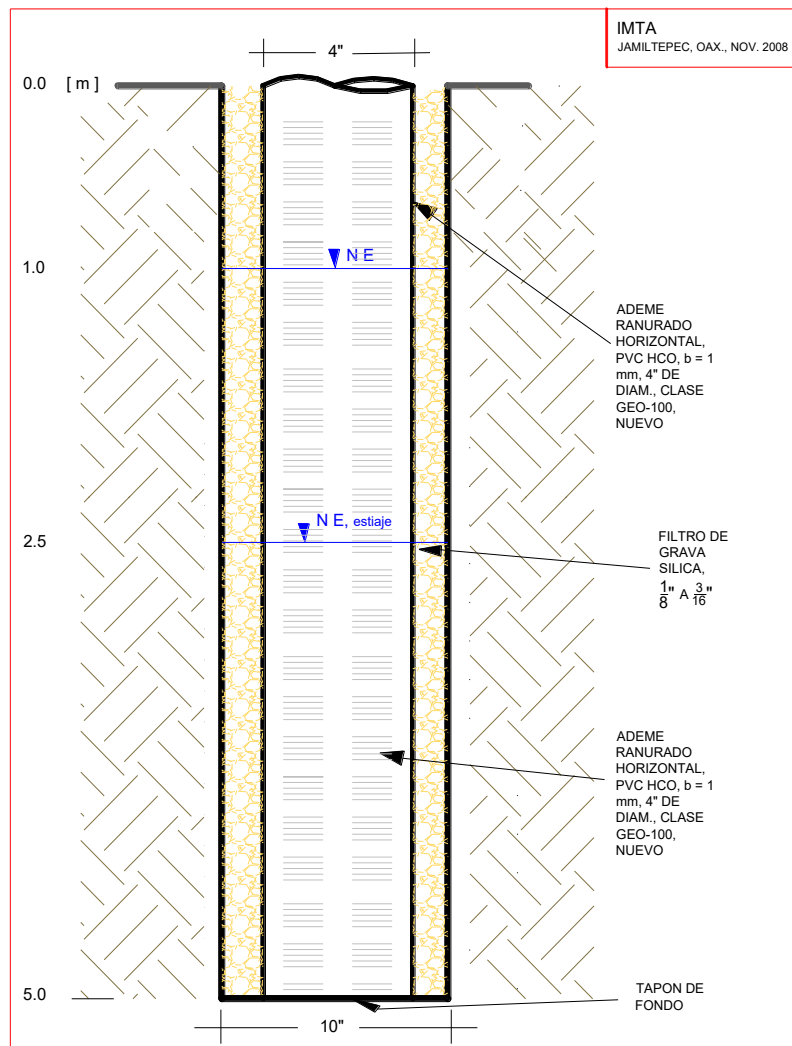


Figura 110 Diseño de los piezómetros

Los pozos de monitoreo quedaran señalados por medio de un poste de fierro, C-30, de 2" de diámetro, ahogado en concreto, con una placa de lamina para su identificación, tal como se muestra en la Figura 111.

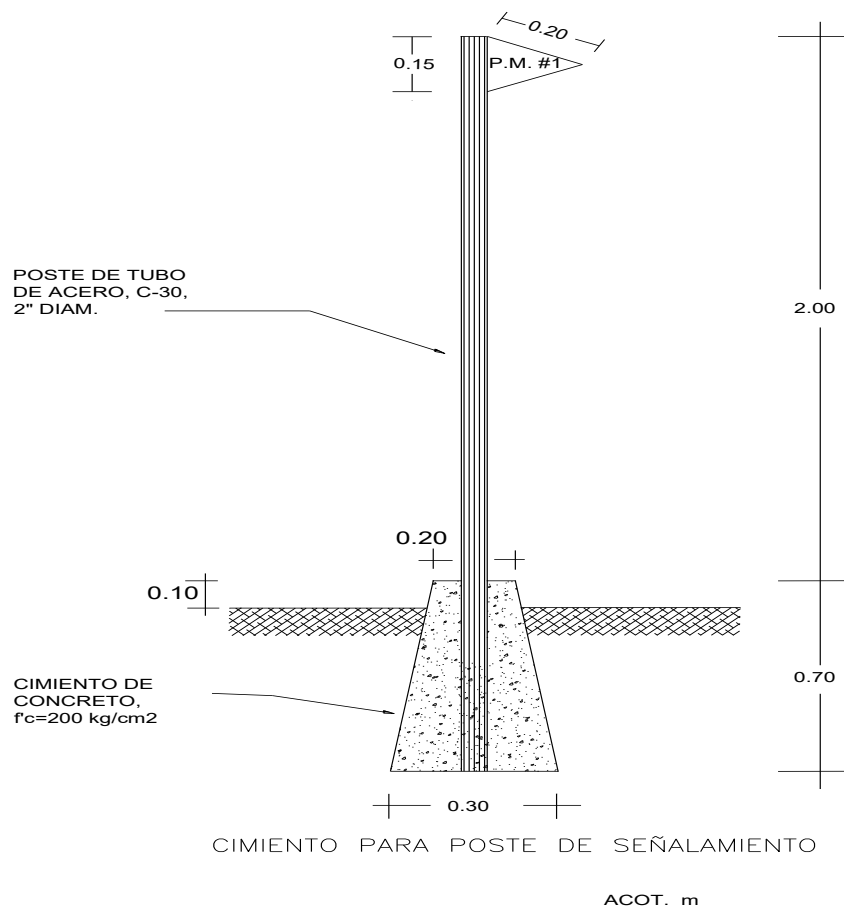


Figura 111 Diseño de poste de señalamiento de pozos de monitoreo

IV.2.10.5 DIÁMETROS DE PERFORACIÓN Y ESTABILIDAD

La perforación del piezómetro, fue realizada con broca de 8" de diámetro (Figura 112). El material cortado corresponde a suelos arcillosos con ligera presencia de arena, por lo que la pared del pozo era estable. Sin embargo, para eliminar toda posibilidad de colapso del pozo, una vez terminada la perforación se procedió a retirar inmediatamente la herramienta y a introducir la tubería de PVC, filtros y sellos.



Figura 112 Perforación de 8" de diámetro

IV.2.10.6 ACOUPLE DE TAPÓN, TUBERÍA LISA Y RANURADA

Previo a la instalación, la tubería de PVC fue sacada de su empaque de plástico y lavada con agua limpia. Posteriormente se acoplaron el tapón (0.20 m) con el tramo de tubería ranurada (4.50 m) y el tramo de tubería lisa (Figura 113 y Figura 114).



Figura 113 Acople del tapón de punta de lápiz con la tubería ranurada



Figura 114 Ademe acoplado y listo para su instalación

IV.2.10.7 INSTALACIÓN DE TUBERÍA, FILTRO Y SELLOS

Una vez acoplada la tubería se instaló dentro de la perforación (Figura 115) y después se realizó el siguiente procedimiento de colocación:

- 1** Filtro. Se introdujeron arena sílica de grano medio a grueso (Figura 116). Dicho volumen cubre totalmente la zona ranurada del piezómetro y se extiende 10 cm por arriba del límite superior ranurado.
- 2** Capa de arena sílica de grano fino con un espesor aproximado de 20 cm.
- 3** Sello de bentonita consistente en tabletas granuladas (Pellets) con un espesor aproximado de 20 cm.
- 4** Tapa de acero que cubre la sección anular superior del pozo (Figura 117 y Figura 118).
- 5** Brocal de concreto (Figura 119).



Figura 115 Colocación del ademe



Figura 116 Colocación del filtro



Figura 117 Tapa superior de acero



Figura 118 Tapa superior de acero ahogada en el brocal de concreto



Figura 119 Brocal de concreto

IV.2.10.8 DESARROLLO DE LOS PIEZÓMETROS

Los piezómetros se desarrollaron para extraer el fluido de perforación, remover el material de grano fino de la rejilla y filtro del pozo, restituir las propiedades del agua subterránea alteradas durante el proceso de perforación y mejorar la comunicación entre el pozo y la unidad hidrogeológica adyacente.

Se utilizó equipo de bombeo consistente en bombas eléctricas de $\frac{1}{4}$ y $\frac{3}{4}$ H.P. de potencia, con tubería de succión de 2" de diámetro y sus respectivas válvulas de pie.

El método utilizado fue el de agitación y bombeo. En todos los casos se extrajo inicialmente el fluido de perforación y sedimentos, y se observó una mejoría. Durante la realización de esta actividad se verificó el aspecto físico del agua extraída, hasta que salió limpia.

AÑO 2009

IV.2.10.9 PERFORACIÓN DE POZOS EN EL AÑO DE 2009

Con el propósito definir la piezometría en el Parque Nacional, y determinar si existe intrusión salina en el Parque, se construyeron cinco pozos de monitoreo. La localización se realizó con base en criterios geológicos, geohidrológicos y los resultados de los sondeos geofísicos. Dos pozos constan de una perforación de 4" de diámetro y una profundidad de 6 metros, y tres pozos de una perforación de 4" y 27 metros de profundidad.

IV.2.10.10 METODOLOGÍA EN LA PERFORACIÓN DE LOS PIEZÓMETROS

Se procedió a la perforación, muestreo y colocación de los pozos de monitoreo mediante las siguientes etapas:

9. Selección de los sitios de perforación. En relación a los objetivos del proyecto se definió los sitios idóneos para las perforaciones.
10. Selección del equipo de perforación. Se escogió el equipo adecuado, con respecto a su capacidad de perforación y condiciones físico-mecánicas, así como su facilidad de transportación en la zona de estudio.
11. Perforación del piezómetro.
12. Colocación de los ademes.
13. Terminación de los pozos. Una vez instalados los ademes, se procedió a rellenar con gravilla, arena y bentonita el pozo.
14. Lavado del pozo. Una vez terminado el pozo, se procedió a realizar un lavado del mismo para extraer el polímero de la perforación y en lo posible disminuir la capa adherida a las paredes del pozo.
15. Para proteger al piezómetro de daños a su estructura, se le colocó una tapa de acero y un brocal de concreto.

IV.2.10.11 EQUIPO DE PERFORACIÓN

Los pozos profundos se perforaron con una Máquina Hydra Drill (Figura 120) modelo 505EX con motor Briggs and Stratton de 6 H.P., torque de 190 lbs/pie y capacidad de perforar hasta los 50 metros con agua, y 10 metros en seco. Los pozos someros se perforaron a mano.



Figura 120 Equipo de perforación

IV.2.10.12 MÉTODO DE PERFORACIÓN

La perforación se realizó por el método de rotación, el cual consiste en horadar un agujero mediante la acción rotatoria de una barrena. Primero se utilizó una broca de 6 pulgadas (Figura 121) y posteriormente se ensanchó la perforación utilizando una broca de 8 pulgadas. En la Figura 122 se muestra la perforación a mano y en la Figura 123 la perforación mecánica.

La remoción de los fragmentos que se producen se eliminan a través de un fluido que continuamente se hace circular, conforme el trepano penetra en los materiales de la formación. En la Figura 124 se muestra la fosa de donde se bombea el fluido. En la Figura 125 se observa la bomba que realiza el bombeo y las mangueras (color verde) que transportan el agua de la fosa, a la tubería que realiza la perforación. En la Figura 126 se muestra la circulación y remoción del material que se perforó.



Figura 121 Broca de acero de 6 pulgadas



Figura 122 Perforación a mano de los piezómetros someros



Figura 123 Perforación mecánica de los piezómetros profundos



Figura 124 Fosa de fluidos de perforación



Figura 125 Sistema de bombeo de fluidos de la fosa a la tubería de perforación



Figura 126 Circulación y remoción del material perforado

IV.2.10.13 DISEÑO DE LOS PIEZÓMETROS

Los piezómetros profundos consisten de un tapón de 20 cm de PVC, acoplado a un tramo de tubería ranurada de 21 m de longitud y 4" de diámetro, acoplado a una tubería lisa de 6 m. Los piezómetros someros consisten de una tubería ranurada de 6 m. Toda la tubería es de PVC, clase GEO-100, de 4" de diámetro nominal y ranurado horizontal de 1 mm de abertura. El filtro consiste de arena sílica de 1/8" a 3/16" de granulometría y un sello impermeable (pellets), de unos 20 cm de espesor, hasta el sello de concreto y demás partes que componen el acabado del pozo.

IV.2.10.14 DIÁMETROS DE PERFORACIÓN Y ESTABILIDAD

La perforación del piezómetro, se realizó primero con una broca de 6 pulgadas de diámetro y posteriormente se ensancho con una broca de 8 Pulgadas (Figura 127). Cuatro pulgadas corresponden al diámetro de la tubería de PVC y cuatro para colocar el filtro de arena.



Figura 127 Perforación de 8" de diámetro

IV.2.10.15 ACOUPLE DE TAPÓN, TUBERÍA LISA Y RANURADA

Previo a la instalación, la tubería de PVC fue sacada de su empaque de plástico y lavada con agua limpia. Posteriormente se acoplaron el tapón con el tramo de tubería ranurada y el tramo de tubería lisa (Figura 128 y Figura 129).



Figura 128 Acople del tapón de punta de lápiz con la tubería ranurada



Figura 129 Ademe acoplado y listo para su instalación

IV.2.10.16 INSTALACIÓN DE TUBERÍA, FILTRO Y SELLOS

Una vez acoplada la tubería se instaló dentro de la perforación (Figura 130) y después se realizó el siguiente procedimiento de colocación:

1 Filtro. Se introdujeron arena sílica de grano medio a grueso (Figura 131). Dicho volumen cubre totalmente la zona ranurada del piezómetro y se extiende 10 cm por arriba del límite superior ranurado.

2 Capa de arena sílica de grano fino con un espesor aproximado de 20 cm.

3 Sello de bentonita consistente en tabletas granuladas (Pellets) con un espesor aproximado de 20 cm.

4 Tapa de acero que cubre la sección anular superior del pozo (Figura 132).

5 Brocal de concreto (Figura 133).



Figura 130 Colocación del ademe



Figura 131 Colocación del filtro



Figura 132 Tapa superior de acero



Figura 133 Tapa superior de acero ahogada en el brocal de concreto

IV.2.10.17 DESARROLLO DE LOS PIEZÓMETROS

Los piezómetros se desarrollaron para extraer el fluido de perforación, remover el material de grano fino de la rejilla y filtro del pozo, restituir las propiedades del agua subterránea alteradas durante el proceso de perforación y mejorar la comunicación entre el pozo y la unidad hidrogeológica adyacente.

Se utilizó equipo de bombeo consistente en bombas eléctricas de $\frac{1}{4}$ y $\frac{3}{4}$ H.P. de potencia, con tubería de succión de 2" de diámetro y sus respectivas válvulas de pie.

El método utilizado fue el de agitación y bombeo (Figura 134). En todos los casos se extrajo inicialmente el fluido de perforación y sedimentos (Figura 135), y se observó una mejoría. Durante la realización de esta actividad se verificó el aspecto físico del agua extraída, hasta que salió limpia (Figura 136).



Figura 134 Desarrollo del piezómetro mediante bombeo



Figura 135 Extracción inicial del fluido de perforación



Figura 136 Piezómetro desarrollado

IV.2.10.18 PIEZÓMETROS CONSTRUIDOS

PIEZÓMETRO 1 Profundidad 6 m (Figura 137)



Figura 137 Piezómetro 1

PIEZÓMETRO 2 Profundidad 6 m (Figura 138)



Figura 138 Piezómetro 2

PIEZÓMETRO 3 Profundidad 27 m (Figura 139)



Figura 139 Piezómetro 3

PIEZÓMETRO 4 Profundidad 27 m (Figura 140)



Figura 140 Piezómetro 4

PIEZÓMETRO 5 Profundidad 27 m (Figura 141)



Figura 141 Piezómetro 5



IV.2.11. BALANCE DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Un balance de aguas subterráneas consiste en evaluar y cuantificar las componentes hídricas que influyen en el almacenamiento de un acuífero para un determinado lapso de tiempo. Para mayor facilidad, el esquema de funcionamiento de un balance hidrogeológico se divide en 3 componentes: (1) entradas de agua, (2) salidas de agua y (3) variación (o cambio) en el volumen almacenado que acontecen en un espacio y tiempo específico. Para ello, es necesario conocer las componentes dominantes que intervienen en el área de estudio, y plantear la ecuación de balance correspondiente, que será una representación matemática de la interacción de los términos que influyen de manera directa en el almacenamiento de un acuífero.

A continuación se describirán las actividades y planteamientos para el balance de aguas subterráneas del acuífero de Jamiltepec.

Período de balance

En función de la disponibilidad de la información piezométrica, se realizó el balance hidrogeológico para el año 2009.

Área de balance

El área de balance se seleccionó tomando como base criterios geográficos, geológicos e hidrogeológicos. El área se acotó de manera general considerando la extensión superficial del acuífero que alcanza 543 km² (Figura 142).

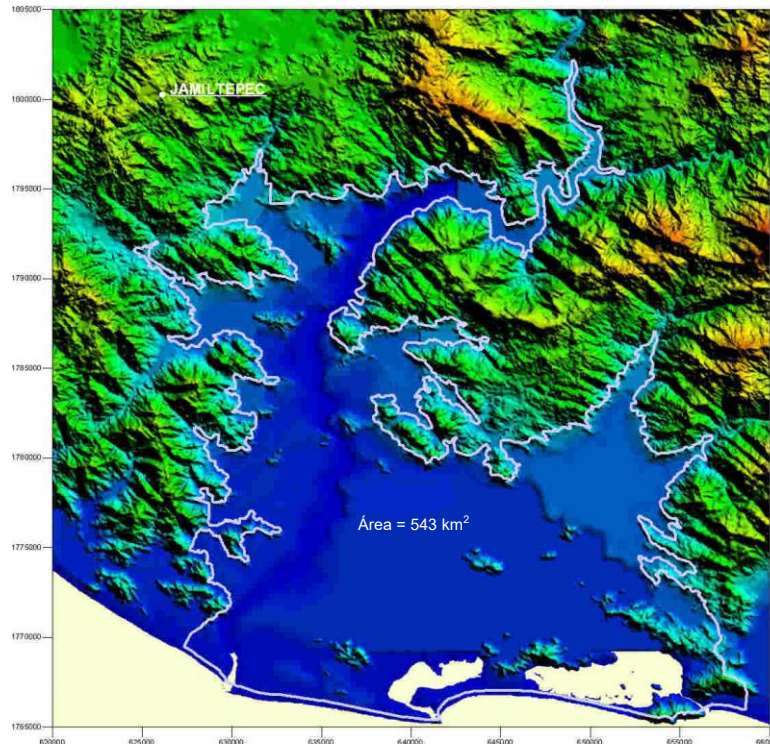


Figura 142 Área del balance de aguas subterráneas

Planteamiento de la ecuación de balance

La ecuación de balance se basa en la Ley de la Conservación de la Materia, y se expresa en su manera más sencilla como:

$$\sum_{i=1}^n Et - \sum_{i=1}^n St = \Delta V$$

Donde:

Et: Entradas totales al sistema

St: Salidas totales del sistema

ΔV : Cambio en el volumen almacenado

El cambio en el volumen almacenado es el volumen de agua que se incorpora o drena de un acuífero, por lo que matemáticamente ΔV puede ser positivo o negativo.

Términos del balance

La identificación y valoración de los términos que intervienen en el balance de aguas subterráneas se realizan a partir de la zonificación del área y la información disponible, las cuales se definen según sus características particulares, básicamente en relación con sus componentes de recarga y descarga de cada una de ellas. Los términos tomados en cuenta se detallan en la Tabla 15:

Tabla 15 Términos que intervienen en el balance

Entradas	Salidas
1. Entrada subterránea (E_S) lateral	1. Salida subterránea (S_S) lateral
2. Retorno de agua por riego (R_R)	2. Extracción artificial (bombeo) del agua subterránea (B)
3. Recarga vertical (R_V)	3. Evapotranspiración desde la superficie freática (ET)
4. Recarga fluvial (R_F)	4. Flujo base (F_B)

La ecuación anterior puede ajustarse de manera desglosada como:

$$(E_S + R_R + R_V + R_F) - (S_S + B + ET + F_B) = \pm \Delta V$$

Donde las entradas totales al sistema están constituidas por: (1) Entradas por flujo subterráneo lateral a través de los límites septentrional y nororiental del área de balance (E_S), (2) Retornos de agua por actividades de riego en zona agrícola (R_R), (3) Recarga vertical (R_V) por la cantidad de agua de lluvia infiltrada al acuífero y (4) Volúmenes de agua que ingresan a través del cauce del Río Verde (R_F), principalmente.

A su vez, las salidas totales del sistema están constituidas por: (1) Salidas por flujo subterráneo lateral hacia la planicie costera y zona de lagunas de Chacahua (S_S), (2) Extracciones por bombeo de agua subterránea (B) generadas por los principales usuarios, (3) Agua evapotranspirada desde los niveles someros (menores a 5 m) de la superficie freática (ET) y (4) Flujo base (F_B), que son los volúmenes de agua subterránea que se descargan en el cauce del Río Verde.

De la ecuación planteada, un término generalmente desconocido es la Recarga Fluvial (R_F), en este caso la incógnita por determinar, por lo que la ecuación queda de la siguiente manera:

$$R_F = \Delta V + S_S + B + ET + F_B - E_S - R_R - R_V$$

Una vez identificados los términos, se realizó la valoración de cada uno de ellos, a partir de las metodologías correspondientes, tales como la caracterización de redes de flujo para la cuantificación de caudales subterráneos, la hidrometría subterránea, la evapotranspiración y el cambio en el almacenamiento.

A continuación se detallan las consideraciones y el procedimiento efectuado para la cuantificación de cada término.

Entradas

- **Entrada subterránea (Es) lateral**

El caudal subterráneo que ingresa al área de balance se estimó a partir de la configuración de la elevación del nivel estático de julio de 2009 y su red de flujo subterráneo. Se calculó el caudal que pasa en cada celda o canal de flujo denotado a partir de isopiezas o curvas equipotenciales y líneas de flujo (Figura 143):

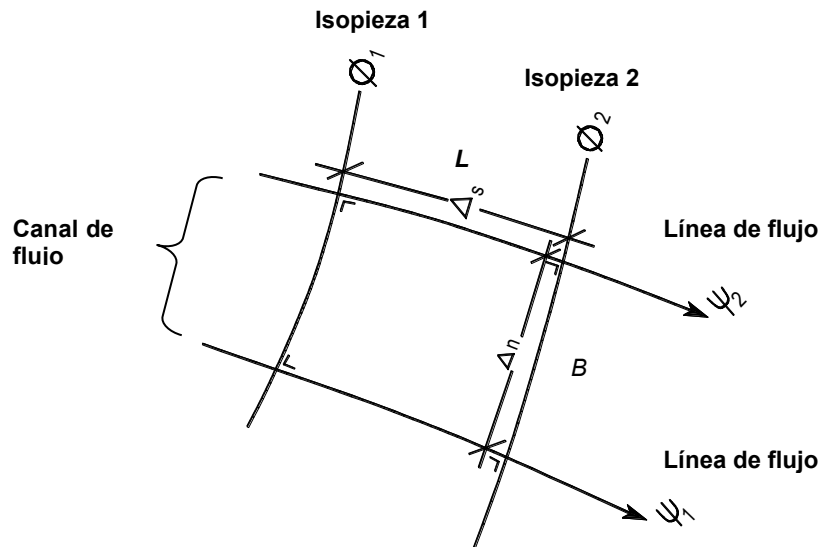


Figura 143 Esquema de una celda o canal de flujo subterráneo

De manera que el caudal que pasa por la celda o canal de flujo se cuantificó aplicando la Ley de Darcy, mediante la siguiente expresión:

$$Q = K (dh/dl) A$$

Donde:

- Q: Caudal que pasa por el canal de flujo (L^3/T)
- K: Conductividad hidráulica (L/T)
- A: Área transversal a la dirección de flujo (L^2)
- dh/dl: Gradiente hidráulico de la celda (L/L)

- **Retorno de agua por riego (R_R)**

De acuerdo con la información analizada, se caracteriza fundamentalmente el Distrito de Riego No. 110 Río Verde-Progreso con una superficie física de 5107.9 ha y una superficie regable de 5029.65 ha, dedicada a diferentes tipos de cultivos con un total de 412 usuarios, dividida en dos unidades de riego, identificadas como Márgen izquierda y Márgen derecha (Tabla 16).

Tabla 16 Unidades y módulos del Distrito de Riego 110 Río Verde-Progreso

Unidad de riego	Módulo de riego	Superficie física (ha)	Superficie regable (ha)	Usuarios
Margen Izquierda	Modulo 1	3,426.65	3,426.65	296
Margen Derecha	Modulo 2	1,681.25	1,603.00	116
Total		5,107.90	5,029.65	412

Fuente: Distrito de Riego Río Verde-Progreso, 2008.

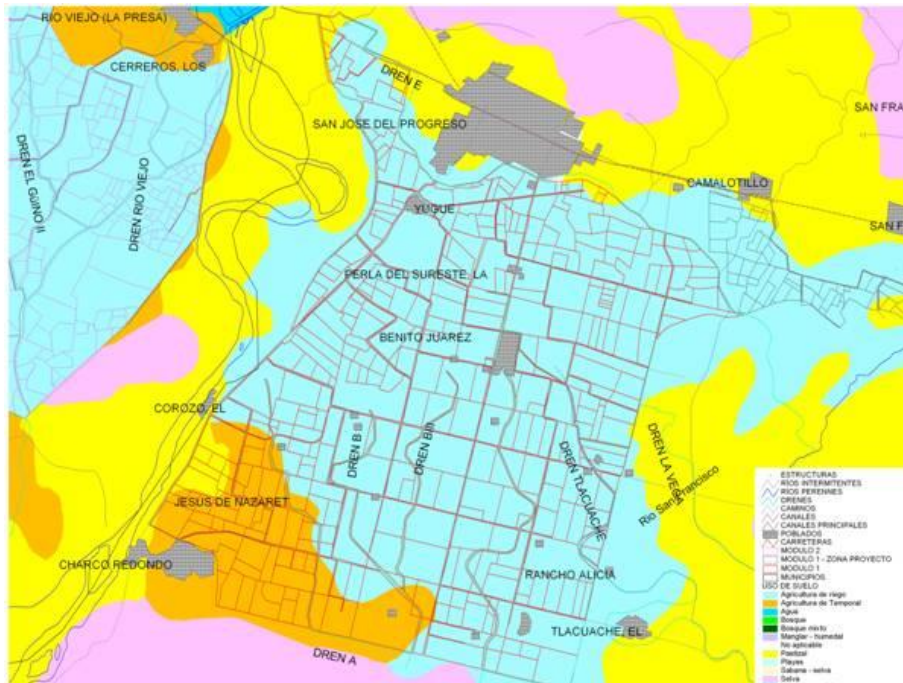
Durante los trabajos de campo, se determinó el volumen de agua que ingresa a cada zona de cultivo; asimismo, se consideró la precipitación, evaporación potencial, deficiencia de humedad y uso consuntivo del suelo cultivado. Con estos datos, se calcularon los retornos por riego. La suma del caudal de infiltración en cada zona de cultivo representa una recarga al acuífero producida por retornos de agua por actividades de riego. La distribución de las zonas de riego dentro del área de balance se muestra en la Figura 144.

- **Recarga vertical (R_v)**

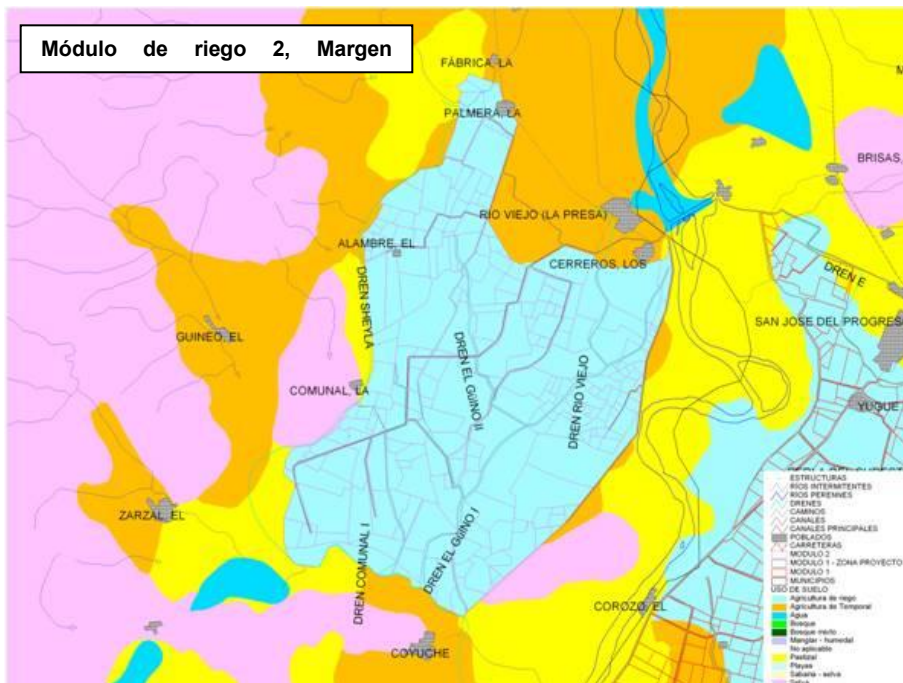
Para determinar la recarga vertical debido a la lluvia, se determina la precipitación, y los valores de infiltración debido a la textura del suelo, de la cobertura vegetal del suelo y su pendiente. Determinados estos valores, se puede evaluar la infiltración mediante la ecuación presentada por Schosinsky y Losilla, (2000). En el anexo 14 se presenta el cálculo de la recarga.

- **Recarga fluvial (R_f)**

En el caso que nos atañe, la recarga de agua superficial al acuífero a través de los ríos es otra componentes importante para el balance de aguas subterránea. De hecho, el comportamiento piezométrico de las aguas subterráneas en la frontera con el Río Verde atestigua la gran influencia que tiene este rasgo hidrográfico para el balance de aguas subterráneas. Dada su importancia, esta componente se considera como la incógnita por conocer en la ecuación de balance de aguas subterráneas.



Módulo de riego 1, Margen



Módulo de riego 2, Margen

Figura 144 Distrito de Riego 110 Río Verde-Progresso

Salidas

- **Salida subterránea (S_s) lateral**

El caudal subterráneo que sale del área de balance hacia la zona lagunar se estimó a partir de la configuración de la elevación del nivel estático y red de flujo subterráneo para julio de 2009, siguiendo la misma metodología explicada anteriormente en el apartado de entradas subterráneas.

- **Extracción artificial (bombeo) del agua subterránea (B)**

Los datos de bombeo y extracciones, se calcularon para los diferentes tipos de usuarios. Estos son: agricultores, doméstico, agua potable, abrevadero, servicios, comercial e industrial, cuyos caudales utilizados resultaron de elaborar el censo de aprovechamientos donde se consideró el caudal de extracción ($m^3/día$) y el régimen de operación en horas/días/año.

- **Evapotranspiración desde la superficie freática del acuífero (ET)**

Una de las salidas o descargas naturales de agua tiene lugar a través de la evaporación directa desde la superficie freática somera y por la transpiración de la flora cuyas raíces pueden ocupar varios metros a profundidad.

Para el cálculo del caudal evapotranspirado desde la superficie freática, se aplicó la metodología expuesta en la NOM-011-CNA-2000, que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales.

La metodología consiste primeramente en identificar las zonas de niveles freáticos someros suponiendo un límite de extinción de 5 a 10 m (profundidad a partir de la cual ya no se pierde agua por evapotranspiración). Particularmente para este proyecto, se tomó una profundidad de extinción de 5 m, por lo que fue necesario identificar las zonas de niveles freáticos menores o iguales a 5 m de las configuraciones de profundidad al nivel estático (P.N.E.) del mes de septiembre de 2009. De éstas se calculó el área entre dos curvas someras, la cual se multiplicó por el valor promedio de ambas curvas (por ejemplo, el área entre las curvas de profundidad 4 y 5 m, se multiplicó por 4.5 m). El valor de la multiplicación del área y la curva promedio, se ponderó por una fracción de la evapotranspiración real (que puede obtenerse de mediciones de estaciones climatológicas, o bien, calcularse por métodos diversos), partiendo de una relación lineal entre la P.N.E. y la evapotranspiración real (ETR), que para fines prácticos indica, que a mayor P.N.E., menor será el caudal evapotranspirado desde la superficie freática.

Según la NOM-011, la fracción de la ETR varía entre un máximo de uno (1), cuando el nivel freático aflora, y un mínimo de cero cuando la P.N.E. está por debajo del límite de extinción que en este caso es mayor a 5 m. Por ejemplo, si la P.N.E. es de 6 m, el caudal evapotranspirado será nulo; si la P.N.E. es cero, el caudal evapotranspirado

corresponderá al 100% de la ETR; si la P.N.E. es de 5 m, el caudal evapotranspirado corresponderá el 10% de la ETR; si la P.N.E. es de 3 m, el caudal evapotranspirado corresponderá al 46% de la ETR, y así sucesivamente.

Tomando en consideración lo anterior, el caudal evapotranspirado se obtuvo de multiplicar las áreas de las curvas menores o iguales a 5 m, por el valor promedio de las curvas, y por la fracción correspondiente de la ETR, la cual a su vez, fue calculada por la ecuación de Turc, según la siguiente ecuación:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Donde:

ETR: Evapotranspiración real (mm/año)

P: Lámina de precipitación (mm/año)

L: Función cuadrática que depende de la temperatura, donde:

$$L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

Siendo :

t : Temperatura media (°C)

Posteriormente, se sumó cada volumen evapotranspirado para determinar el caudal evapotranspirado desde la superficie freática.

▪ **Flujo base (F_B)**

La descarga de agua subterránea a través del Río Verde, en algunos de sus tramos, es otra de las componentes del balance de aguas subterráneas, la cual se cuantificó con la aplicación de una red de flujo. En este caso, se utilizó la misma red con la que se calcularon los volúmenes de entrada lateral de agua subterránea en la porción noroccidental de la zona de estudio. Esto significa que los volúmenes que ingresan de forma franca en la zona del acuífero corresponden a entradas laterales subterráneas, pero una fracción de éstas pertenecen a la descarga de agua directamente al Río Verde, que es la que se cuantifica de este modo.

Resultados del balance

A continuación se describen los resultados del balance:

Entradas

▪ *Entrada subterránea (E_s) lateral*

Las entradas subterráneas se definieron con base en la configuración de la red de flujo subterráneo para julio del 2009. En el sector noroeste y noreste del área de balance, se colocaron celdas de entrada, tendiendo a generar tubos similares a un cuadrado, los cuales se numeraron progresivamente de 1 a 16. En la Figura 145 se aprecian estas entradas subterráneas. Se utilizaron los valores de conductividad hidráulica determinados *ex profeso* para este estudio. En la Tabla 17 se muestran los resultados de la cuantificación del caudal subterráneo de entrada.

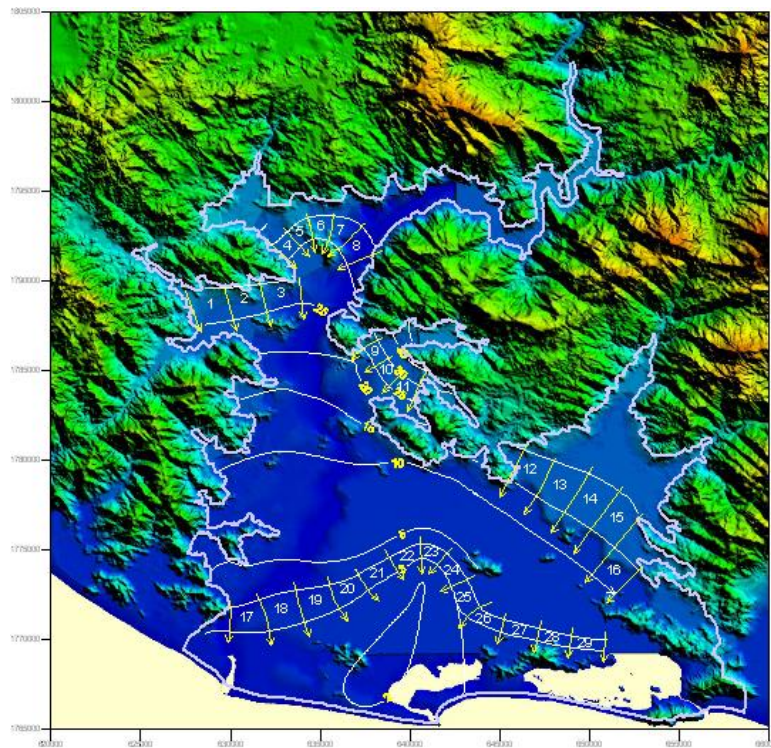


Figura 145 Red de flujo de agua subterránea

Tabla 17 Caudal de entrada por flujo subterráneo

	K	dh	dl	i	a	b	A	Q (m ³ /día)	Q (m ³ /año)
1	20	5	1040	0.0048	2100	60	126000	12115	4,422,115
2	20	5	1740	0.0029	1990	60	119400	6862	2,504,655
3	20	5	1380	0.0036	2120	60	127200	9217	3,364,348
4	13	5	1100	0.0045	1050	60	63000	3723	1,358,795
5	13	5	1160	0.0043	1120	60	67200	3766	1,374,414
6	15	5	1300	0.0038	1190	60	71400	4119	1,503,519
7	15	5	1660	0.0030	1250	60	75000	3389	1,236,822
8	15	5	1820	0.0027	1260	60	75600	3115	1,137,115
9	20	5	813	0.0062	1180	60	70800	8708	3,178,598
10	20	5	924	0.0054	1280	60	76800	8312	3,033,766
11	20	5	948	0.0053	1350	60	81000	8544	3,118,671
12	10	5	1980	0.0025	1750	70	122500	3093	1,129,104
13	10	5	2360	0.0021	1930	70	135100	2862	1,044,735
14	10	5	2570	0.0019	1780	70	124600	2424	884,805
15	10	5	2450	0.0020	1740	70	121800	2486	907,286
16	10	5	1930	0.0026	1760	70	123200	3192	1,164,974
								85928	31'363,723

▪ **Retornos de agua por riego (R_R)**

Los resultados de los retornos de agua por riego se detallan en la Tabla 18:

Tabla 18 Volumen anual por retornos de riego

Zonas de cultivo	Área de cultivo (m ²)	Lámina de recarga (cm)	Volumen de recarga (m ³ /año)
MARGEN IZQUIERDA	3,426	27	9'250,200
MARGEN DERECHA	1,603	27	4'328,100
TOTAL	5,092		13'578,300

▪ **Recarga vertical (R_V)**

Como se comentó, una componente importante en los balances de aguas subterráneas es la entrada vertical de agua meteórica. En este caso, se calculó una lámina de recarga promedio anual de 140 mm. Por lo tanto, la recarga por infiltración vertical anual es de 76 Mm³, considerando un área de 543 km² (Tabla 19).

Tabla 19 Volumen de recarga vertical

Área de balance (km ²)	Lámina de recarga (mm/año)	Recarga vertical (Mm ³ /año)
543	140	76

▪ **Recarga fluvial (R_F)**

La recarga fluvial representa únicamente la infiltración de agua a través de la red hidrográfica de la región y como tal, consituye la incógnita de la ecuación de balance. Es evidente que la recarga fluvial está en función principalmente del volumen de agua que aporta el Río Verde.

Salidas

▪ **Salida subterránea (S_s) lateral**

Las salidas subterráneas se definieron con base en la configuración de la red de flujo subterráneo para el mes de julio de 2009. En el sector austral del área de balance, se localizaron celdas de salida, en tubos similares a un cuadrado, los cuales se numeraron progresivamente del 17 al 29, tal como se puede apreciar en la Figura 145. Se utilizaron las conductividades hidráulicas calculadas en este proyecto. En la Tabla 20 se muestran los resultados de la cuantificación del caudal subterráneo de salida.

Tabla 20 Caudal de salida por flujo subterráneo

	K	dh	dl	i	a	b	A	Q (m ³ /día)	Q (m ³ /año)
17	7	1	1600	0.0006	2020	125	252500	1105	403,211
18	7	1	1930	0.0005	1960	140	274400	995	363,260
19	7	1	1650	0.0006	1960	110	215600	915	333,853
20	10	1	1210	0.0008	1850	100	185000	1529	558,058
21	10	1	1010	0.0010	1960	140	274400	2717	991,644
22	10	1	845	0.0012	1720	110	189200	2239	817,254
23	10	1	814	0.0012	1310	150	196500	2414	881,112
24	10	1	861	0.0012	1670	120	200400	2328	849,547
25	10	1	1040	0.0010	1770	120	212400	2042	745,442
26	10	1	734	0.0014	1830	120	219600	2992	1,092,016
27	10	1	728	0.0014	2050	120	246000	3379	1,233,379
28	10	1	729	0.0014	1860	120	223200	3062	1,117,531
29	10	1	639	0.0016	1920	120	230400	3606	1,316,056
								29322	10'702,364

▪ **Extracción artificial (bombeo) del agua subterránea (B)**

Los datos de extracción de agua subterránea utilizados para el balance son de los sectores de usuarios más representativos según su volumen de alumbramiento, como se muestran en la Tabla 21.

Tabla 21 Extracciones de agua subterránea

Uso agrícola (Mm³)	Uso potable (Mm³)	Uso pecuario (Mm³)	Extracción anual total (m³)
13	1.2	0.3	14.5

▪ **Evapotranspiración desde la superficie freática somera (ET)**

Con base en la metodología expuesta anteriormente, se calcularon primeramente las fracciones de evapotranspiración real (ETR) en función de las profundidades del nivel estático (P.N.E.) por medio de una relación lineal inversa entre la ETR y la P.N.E. Las fracciones de ETR se multiplicaron por el área de las isocurvas de P.N.E. menores o iguales a 5 m. Los resultados del caudal evapotranspirado desde la superficie freática se detallan en la Tabla 22.

Tabla 22 Caudal evapotranspirado desde la superficie freática

Zonas de igual profundidad	Promedio entre isocurvas de profundidad (m)	Área entre isocurvas de profundidad (km²)	Lámina de ETR calculada (mm/año)	Fracción de ETR	Volumen ET desde la sup. freática (Mm³/año)
A1 (0-1)	0.5	130	660	0.9	77.2
A2 (1-2)	1.5	154	660	0.7	71.1
A3 (2-3)	2.5	117	660	0.5	38.6
A4 (3-4)	3.5	66	660	0.3	13.1
A5 (4-5)	4.5	22	660	0.17	2.5
Caudal evapotranspirado total					202.5

▪ **Flujo base (F_B)**

Los resultados de los volúmenes de aguas subterráneas que se descargan hacia el Río Verde se presentan en la Tabla 23:

Tabla 23 Flujo base del Río Verde

	K	dh	dl	i	a	b	A	Q (m ³ /día)	Q (m ³ /año)
1	20	5	1040	0.0048	2100	5	10500	1008	367,920
2	20	5	1740	0.0029	1990	5	9950	577.1	210,642
3	20	5	1380	0.0036	2120	5	10600	763.2	278,568
4	13	5	1100	0.0045	1050	5	5250	307.125	112,101
5	13	5	1160	0.0043	1120	5	5600	313.04	114,260
6	15	5	1300	0.0038	1190	5	5950	339.15	123,790
7	15	5	1660	0.003	1250	5	6250	281.25	102,656
8	15	5	1820	0.0027	1260	5	6300	255.15	93,130
9	20	5	813	0.0062	1180	5	5900	731.6	267,034
10	20	5	924	0.0054	1280	5	6400	691.2	252,288
11	20	5	948	0.0053	1350	5	6750	715.5	261,158
								5982.315	2,183,545

Variación en el almacenamiento

El término relativo al cambio en el volumen almacenado pretende cuantificar el volumen de agua perdido o agregado al sistema, por lo que matemáticamente se puede relacionar el área de balance, la recuperación o abatimiento del nivel regional del acuífero y el rendimiento específico del acuífero de la siguiente manera:

$$\pm\Delta V = (A_B) (\Delta h) (S_y)$$

Donde:

A_B : Área de balance

Δh : Recuperación o abatimiento del nivel regional del acuífero

S_y : Rendimiento específico

En aquellos balances donde es posible cuantificar todos los términos, ΔV se obtiene directamente de restar la suma de las entradas menos la suma de las salidas. Sin embargo, en la gran mayoría de las ocasiones, suele suceder que alguna componente de la recarga constituye a la incógnita de la ecuación. Por tanto, es necesario recurrir a otros tipos de cálculo para hallar la ΔV .

Δh es un término complicado de cuantificar, debido a que durante cierto tiempo, los niveles regionales no se abaten o se recuperan de manera homogénea, sino que existen comportamientos locales del nivel que generan que en algunos sectores, la carga hidráulica disminuya, y en otros aumente, dependiendo de las características locales hidráulicas del acuífero, y las condiciones locales de extracción y recarga.

El caso que nos ocupa, resulta ser más sencillo debido a las características hidrogeológicas y condiciones de explotación que presenta el acuífero y especialmente al factor climatológico imperante. Es decir, se tiene un acuífero libre de espesor grande y variable capaz de recibir, almacenar, transmitir y liberar cantidades importantes de agua que no han sido sometidas a una explotación intensiva. Además, el acuífero se localiza en una cuenca hidrográfica de grandes dimensiones que aporta o capta notables volúmenes de agua metéorica y/o escurrimiento. En este sentido, se puede establecer que existe un equilibrio dinámico entre la precipitación y los mecanismos de escurrimiento, evapotranspiración e infiltración, sin que existan cambios importantes en el almacenamiento del acuífero, acaso algunas variaciones cíclicas como respuesta a los períodos estacionales.

Estimación de la recargas fluvial (R_F)

La recarga fluvial se obtiene con base en la ecuación que a continuación se detalla:

$$R_F = \Delta V + S_s + B + ET + F_B - E_s - R_R - R_v$$

Sustituyendo los valores en Mm^3 :

$$R_F = 0 + 10.7 + 14.5 + 202.5 + 2.2 - 31.4 - 13.6 - 76$$

$$R_F = 109 \text{ Mm}^3/\text{año}$$

La Tabla 24 resume los resultados obtenidos del balance de aguas subterráneas:

Tabla 24 Resultado de los términos del balance

Término del balance	Promedio anual ($Mm^3/\text{año}$)
Entradas	
E_s	31.4
R_R	13.6
R_v	76
R_F	109
Total	230
Salidas	
S_s	10.7
B	14.5
ET	202.5
F_B	2.2
Total	230
Δv	0



IV.2.12. TRÁNSITO DE LAS AVENIDAS

Con el fin de determinar los tirantes en el río, tanto en las condiciones actuales como para el caso del funcionamiento de la presa Paso de la Reina, se utilizó el programa desarrollado por el cuerpo de ingenieros de los Estados Unidos, HEC-RAS, así como el hidrograma medio anual del periodo 1961-1985 (Figura 146) y el hidrograma de la Figura 147, correspondiente al funcionamiento de la presa. En las Tabla 25 y en la Tabla 26 se muestran los resultados del tránsito del río para la condición actual y con la presa, respectivamente.

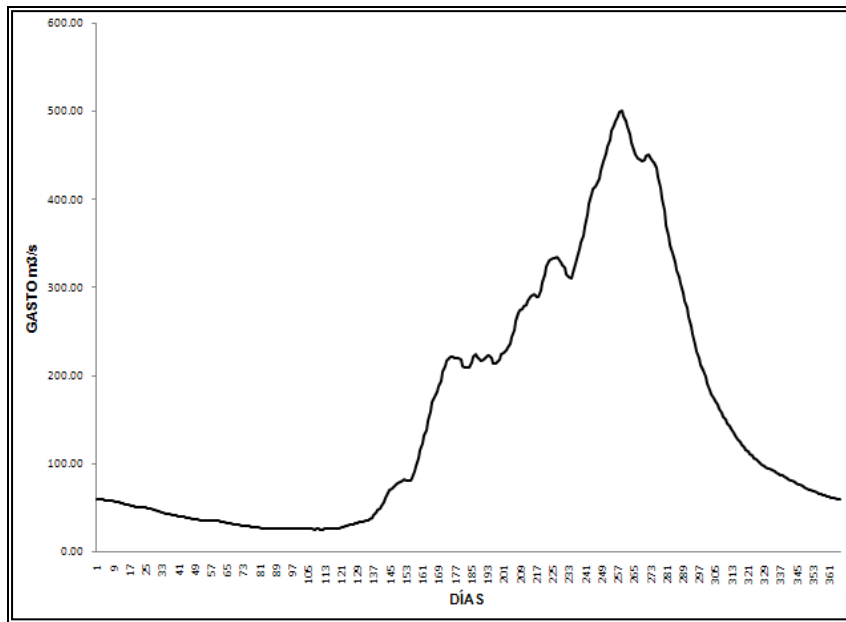


Figura 146 Hidrograma medio anual

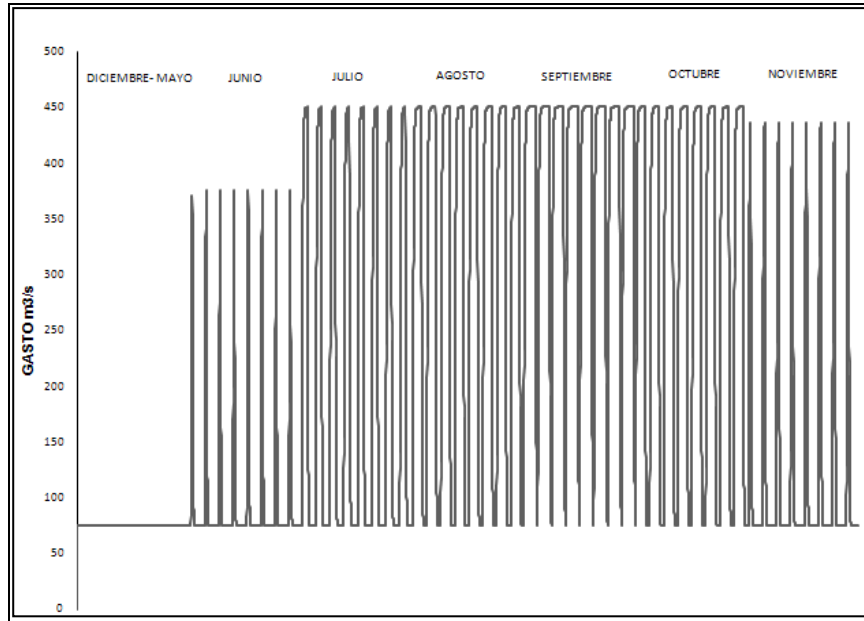


Figura 147 Hidrograma con la Presa Paso de la Reina

Tabla 25 Tránsito del río en las condiciones actuales

Periodo	Q (m ³ /seg.)	Tirante (m)
Enero	54	0.71
Febrero	39	0.68
Marzo	30	0.65
Abril	26	0.65
Mayo	136	1.35
Junio	156	1.63
Julio	228	2.33
Agosto	340	2.63
Septiembre	457	3.01
Octubre	243	2.47
Noviembre	108	1.86
Diciembre	70	1.00

Tabla 26 Tránsito del río con la presa Paso de la Reina

Periodo	Q (m³/seg.)	Tirante (m)
Dic. - Mayo	75	1.05
Junio	375	2.81
	75	1.05
Julio	450	3.11
	75	1.05
Agosto	450	3.11
	75	1.22
Septiembre	450	3.11
	75	1.24
Octubre	450	3.11
	75	1.22
Noviembre	436	3.05
	75	1.05



IV.2.13. RECARGA DEL RÍO VERDE AL ACUÍFERO

Infiltración

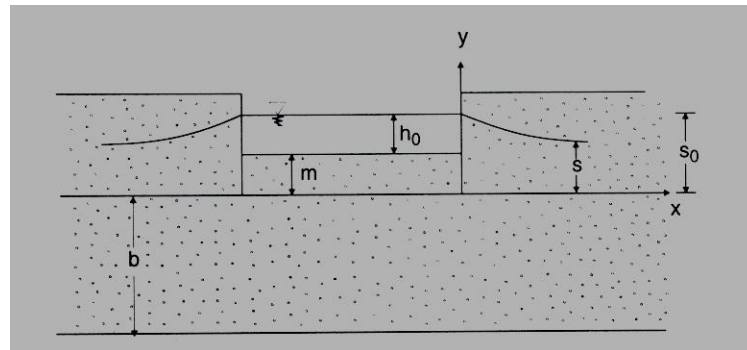
Es el proceso por el cual el agua superficial penetra en el suelo y queda retenida en el mismo o alcanza un manto acuífero. Por lo general, la infiltración presenta un valor inicial alto el cual disminuye hacia una magnitud reducida y prácticamente constante.

La capacidad de infiltración se reduce muy rápidamente como resultado de los efectos combinados de varios factores, tales como: 1) La turbidez del agua que se infiltra, debido a que los materiales finos que contiene en suspensión bloquean los poros de la capa superior del suelo, 2) La humedad inicial del suelo, el cual está seco al comienzo de las lluvias, pero después a medida que se humedece se hincha por hidratación y las arcillas y coloides cierran las grietas, reduciendo la infiltración, y 3) La reducción de las fuerzas de succión.

Infiltración del Río Verde

La infiltración para el caso del Río Verde, es gobernada por la ecuación (Rodarte, 1998):

$$\alpha \left[\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} \right] = \frac{\partial s}{\partial t}$$



Cuya solución es:

$$Q = \frac{S_0 T}{\sqrt{4 \alpha t}}$$

Donde: $\alpha = T/S_y$; $T = K(b+(m+h_0)/2)$; $S_0 = m+h_0$

Q es el gasto que se infiltra al acuífero

K es la conductividad hidráulica del acuífero

S_y es el rendimiento específico

Utilizando la solución de la ecuación de la infiltración y los datos de piezometría, geofísica, pruebas de bombeo, y el tránsito de las avenidas, se realizó el cálculo de la infiltración del Río Verde hacia el acuífero, tanto en las condiciones actuales como en la condición de funcionamiento de la Presa Paso de la Reina.

A) Condición actual

De acuerdo a los cálculos, actualmente el Río Verde infiltra un gasto de 84.5 millones de m^3 en la época de lluvias y en estiaje 24.5 millones de m^3 (Figura 148), para un total anual de 109 millones de m^3 (Figura 149). Este valor es consistente con el resultado que se obtuvo en el balance del agua subterránea.

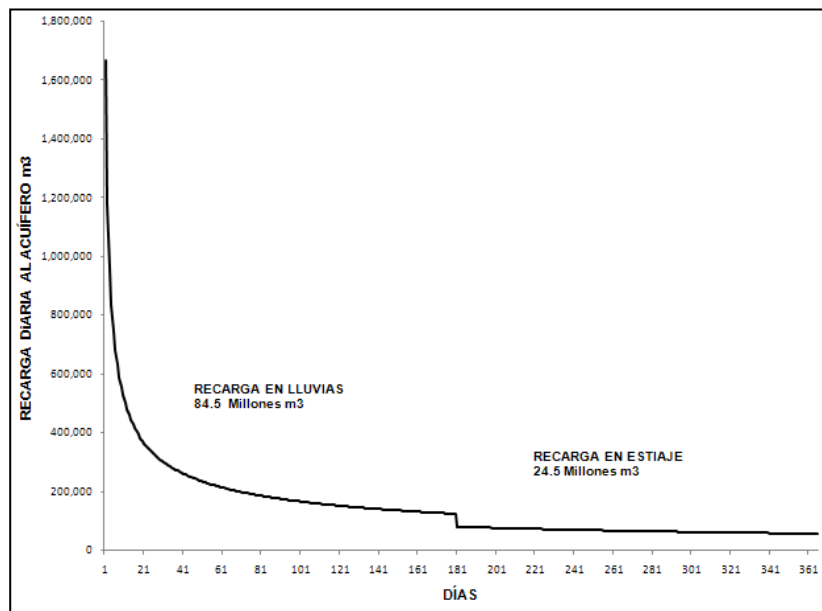


Figura 148 Flujo diario infiltrado al acuífero

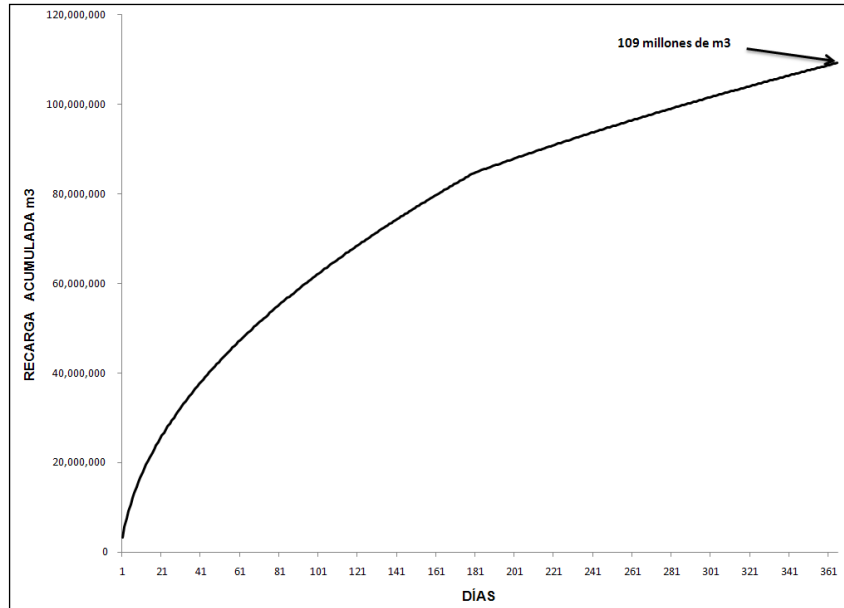


Figura 149 Flujo infiltrado acumulado

B) Condición con Presa Paso de la Reina

De acuerdo a los cálculos, con la presa Paso de la Reina el Río Verde infiltraría un gasto de 79.5 millones de m³ en la época de lluvias y en estiaje 29.5 millones de m³ (Figura 150), para un total anual de 109 millones de m³ (Figura 151).

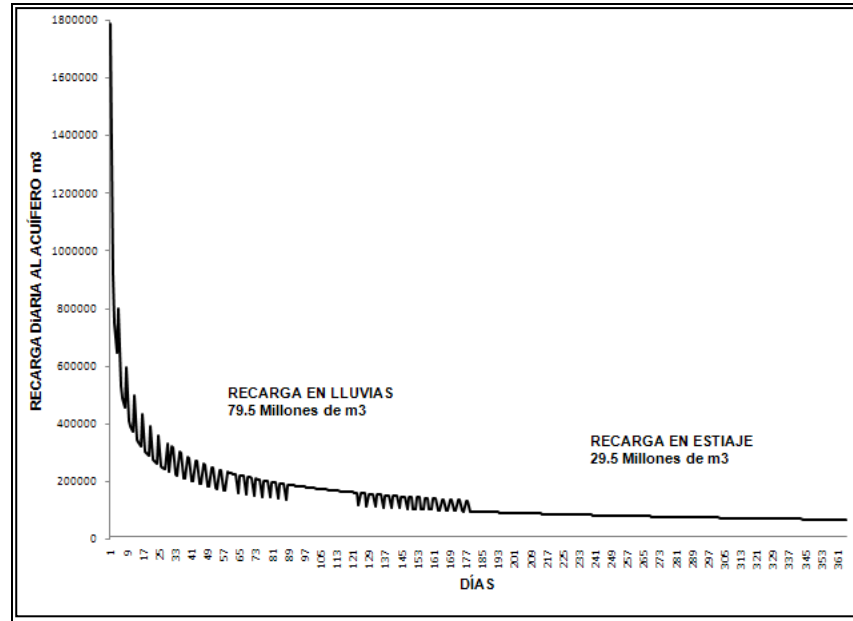


Figura 150 Flujo diario infiltrado al acuífero

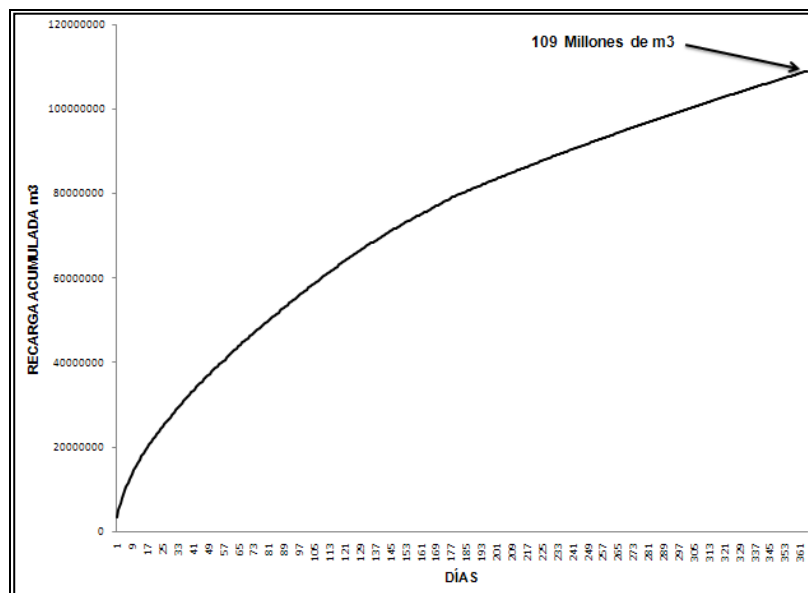


Figura 151 Flujo infiltrado acumulado

C) Cambios en la recarga

En la Tabla 27 se compara la recarga al acuífero en las condiciones actuales y la recarga que se tendrían con el cambio de régimen.

Tabla 27 Cambios en la recarga del acuífero

Condición	Recarga lluvias (Mm ³)	Recarga estiaje (Mm ³)	Total (Mm ³)
Actual	84.5	24.5	109
Con presa	79.5	29.5	109

En la Figura 152 se muestra la comparación de la recarga al acuífero en las condiciones actuales y la recarga que se tendría con el funcionamiento de la presa.

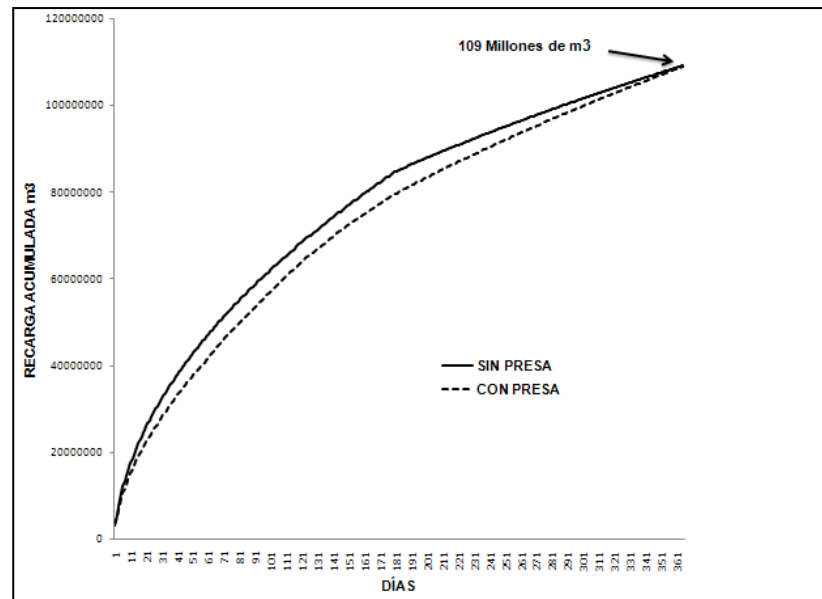


Figura 152 Recarga sin presa y con presa



IV.2.14. DESCARGA DE AGUA DULCE, A LAS LAGUNAS CHACAHUA Y SALINA GRANDE

Utilizando mediciones de isótopos estables (Oxígeno 18 y Deuterio), así como valores de salinidad, se determinaron las fuentes de aguas dulce y sus porcentajes de mezcla, en las lagunas costeras Chacahua y Salina Grande. Se consideraron tres fuentes posibles del aporte de agua dulce: agua del Río Verde, agua de lluvia y agua subterránea. La composición isotópica de las posibles fuentes de agua, reveló que cada tipo de agua presenta una huella isotópica distintiva, por lo cual es posible diferenciarlas entre sí y determinar sus proporciones en las muestras de agua que se tomaron de las lagunas. Los resultados mostraron que los porcentajes de agua dulce pueden alcanzar hasta un 38 %.

Tradicionalmente se ha considerado a la lluvia y a los escurrimientos superficiales, como las fuentes principales de agua dulce de los estuarios, mientras que las descargas de agua subterránea se han ignorado, en parte debido a que no son observables en forma directa y a la dificultad de cuantificarlas (Slomp and Van Cappellen 2004). Estudios globales, utilizando diferentes métodos, reportan que del total de agua dulce, un porcentaje de 0.1 al 10 corresponde a agua subterránea (Taniguchi et al. 2002). Aunque este porcentaje puede parecer pequeño, no se puede despreciar, porque el agua subterránea generalmente contiene altas concentraciones de nutrientes, entre otros nitrógeno y fósforo (Kroger et al. 2007, Price et al 2006, Li et al, 1999).

Estimar las descargas de agua subterránea a las lagunas costeras es muy difícil. Contrario a las descargas superficiales, las cuales se pueden aforar, los acuíferos descargan en forma difusa sobre extensas áreas o en forma muy puntual a través de fracturas o fallas, o también como una combinación de ambas (Burnett et al. 2003).

Una forma de estimar las descargas, es utilizando la ley de Darcy. Sin embargo, este método tiene la desventaja que por lo general solamente se tienen unos pocos valores de conductividad hidráulica, que se generalizan a todo el acuífero, lo cual puede producir errores significativos en los cálculos. Otro método son las mediciones directas con infiltrómetros. Sin embargo, también este método se complica por la heterogeneidad del subsuelo, haciendo muy difícil extrapolar datos de un sitio a otro (Shinn et al. 2002, Cable et al. 1996). Un método alternativo a los anteriores, son los trazadores geoquímicos. Los trazadores geoquímicos que se han utilizado para estimar las descargas, incluyen el radón (Burnett and Dulaiova 2003), isótopos de radio (Moore and Church 1996), metano (Corbett et al. 199) y helio (Top et al. 2001).

En este estudio se utilizaron los isótopos estables mayoritarios de oxígeno 18 y deuterio, para identificar, diferenciar y cuantificar las posibles fuentes de agua dulce

(precipitación, río y agua subterránea) que descargan a las lagunas costeras Chacahua y Salina Grande, Oaxaca.

IV.2.14.1 ÁREA DE ESTUDIO

Las lagunas Chacahua y Salina Grande, se localizan en la porción central de la costa sur del estado de Oaxaca, en la región hidrológica RH-21, denominada Costa de Oaxaca y en colindancia con la región Hidrológica RH-20 denominada Costa Chica-Río Verde, entre las coordenadas UTM 635,000 a 645,000 en X y 1,765,000 a 1,777,000 en Y.

Las lagunas están comunicadas entre sí y el mar, aspecto que les confiere un carácter salobre. Presentan un eje de orientación paralelo a la costa y una longitud de aproximadamente 10 kilómetros con forma alargada e irregular, rodeadas por manglares. El área de la laguna Chacahua es de 638 hectáreas y Salina Grande de 305 hectáreas. Son cuerpos de agua someros, de volumen variable dependiendo de la época de estiaje o lluvias, al igual que su temperatura, fondos fangosos y batimetría irregular, en ocasiones acompañados de amplias llanuras de inundación. En la Figura 153 se muestra la localización de las lagunas.

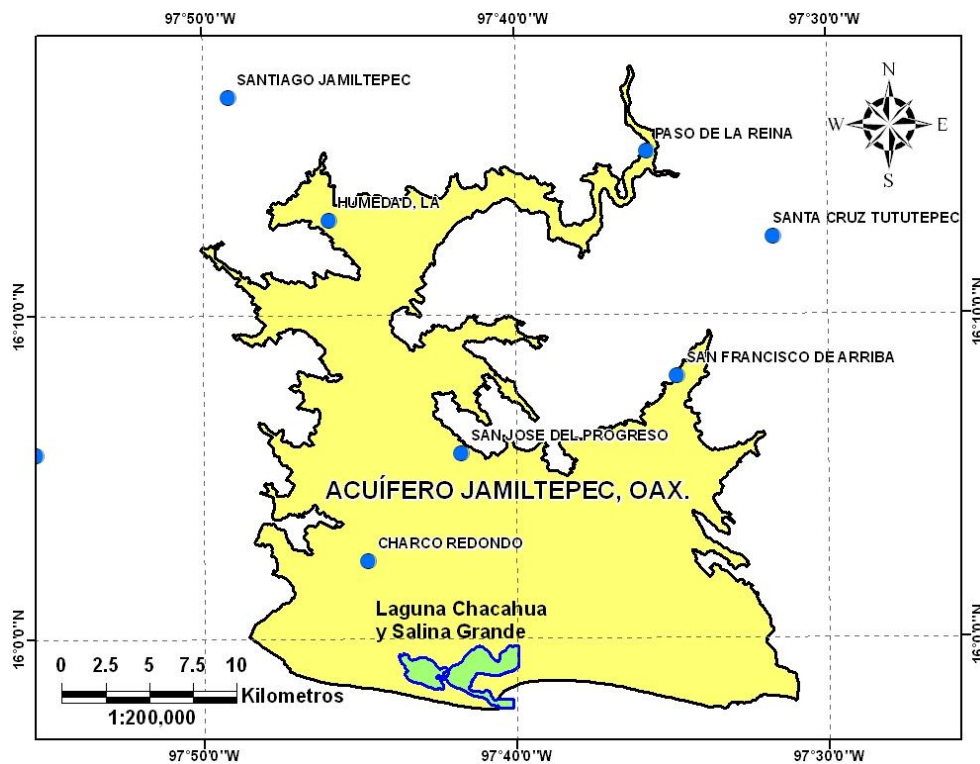


Figura 153 Localización de las lagunas Chacahua y Salina Grande

La mayor parte de las corrientes fluviales de la zona son estacionales, únicamente el Río Verde es permanente. El volumen de escurrimiento medio anual de conformidad con la información del periodo 1961 – 1985 de la estación hidrométrica Paso de la Reyna es de 5252 millones de m³, con un máximo registrado en 1974 de 8326 millones de m³ y un mínimo en 1982 de 2754 millones de m³. Aun cuando las lagunas Chacahua y Salina Grande, están fuera del parteaguas de la cuenca del Río Verde, por topografía reciben agua en épocas de crecientes de gran magnitud (Mara Alfaro y Gustavo Sánchez, 2002).

El área donde se encuentran ubicadas las lagunas Chacahua y Salina Grande, forma parte del acuífero denominado “Jamiltepec”. Este acuífero abarca un área de 543 km², con un espesor que oscila entre los 40 y 100 m. Dicho acuífero los constituyen arenas, limos, arcillas y gravas. El acuífero es de tipo libre, sin embargo, cerca de la línea de la costa existen esteros y lagunas marginales, en cuyos alrededores se han depositado materiales de textura arcillosa, que confinan al acuífero.

Agua arriba de las lagunas, se localiza el Distrito de Riego 110 Río Verde Progreso, cuyas componentes principales son las siguientes: A) *Presa derivadora*, de tipo flotante sobre el cauce del río verde, con obras de toma en ambas márgenes, diseñadas para derivar un gasto de 11.56 m³/seg., hacia la margen izquierda y 4.93 m³/seg., hacia la margen derecha., B) *Red de distribución*, constituida por canales laterales, sublaterales, ramales y subramales, de tipo trapecial, revestidos de concreto limpio, con una longitud total de 222 km, C) *Red de drenaje a cielo abierto*. Drenes de sección trapecial, con un desarrollo total de 262 km, con 85 uniones de drenes y 176 entradas pluviales, D) *Bordos de protección*. Consiste de 21.96 km de bordos de protección contra inundaciones a las zonas de riego en ambas márgenes del Río Verde ((Mara Alfaro y Gustavo Sánchez, 2002). Los drenes descargan en el sistema lagunar.

La temperatura media anual es de 23.2 °C. La temporada de lluvias está comprendida de junio a octubre, y la de estiaje va de noviembre a mayo. La precipitación media anual es de 1228 mm.

IV.2.14.2 METODOLOGÍA

Se tomaron muestras de agua de las lagunas Chacahua, Salina Grande y del mar. También, debido a que se consideraron tres fuentes posibles del aporte de agua dulce a las lagunas: agua del río verde, agua de lluvia y agua del acuífero, se tomaron muestras de dichas fuentes.

Se tomaron muestras de agua de diez pozos que se encuentran en la zona de las lagunas (Figura 154). Nueve de los pozos se utilizan para riego agrícola y uno para provisión de agua potable. En promedio todos tienen una profundidad de 20 m. La

colecta de muestras para análisis de laboratorio se realizó de acuerdo a los procedimientos señalados en la literatura especializada (Claassen, 1982).



Figura 154 Muestreo del pozo de agua potable de Charco Redondo

Se recolectaron muestras de lluvia en tres sitios: Distrito de Riego que se encuentra a una altitud de 16 m, San José de las Flores a una altitud de 600 m, y las Limas a una altitud de 1600 m (Figura 155). Se tomaron muestras a diferentes altitudes para determinar la composición isotópica de la lluvia debido al efecto de altitud, así como caracterizar la composición de la lluvia. La recolección se realizó durante toda la temporada de lluvias, por lo cual los resultados isotópicos corresponden a toda la temporada. El sistema que se utilizó se diseñó para medir la precipitación y recolectar el agua de lluvia en forma inalterada, sin evaporación.



Figura 155 Recolección de agua de lluvia en la población de las Limas

Las muestras del Río Verde se tomaron en la estación de aforo que se encuentra ubicada en el puente de la carretera que cruza el río, a la altura del poblado San Antonio Río Verde.

En la laguna de Chacahua se tomaron 18 muestras, en la laguna Salina Grande cuatro y dos en el mar. En la Figura 156, así como en el anexo de planos, se muestra la localización de los sitios muestreados. Las muestras se tomaron en el mes de octubre, es decir al terminar la temporada de lluvias.

A todas las muestras se les determinó su contenido de Oxígeno 18 (^{18}O), Deuterio (^2H), conductividad eléctrica y temperatura.

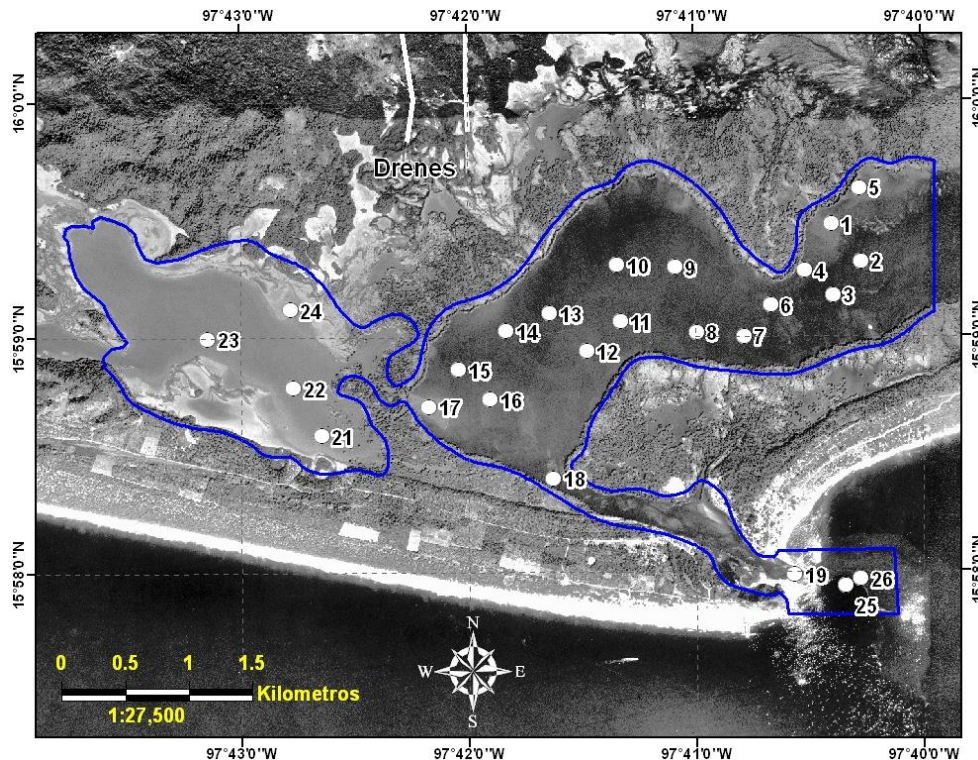


Figura 156 Localización de los sitios de muestreo de las lagunas y el mar

IV.2.14.3 RESULTADOS

En la Figura 157 se muestran los valores de conductividad eléctrica. Como se puede apreciar, las conductividades de la laguna Chacahua son muy parecidas a los valores del agua del mar (51 mS/cm), excepto en dos zonas donde se presentan valores más bajos, 32 mS/cm y 36 mS/cm. También se puede apreciar que todos los valores de la laguna Salina Grande, tienen conductividades menores que la del mar (36 mS/cm).

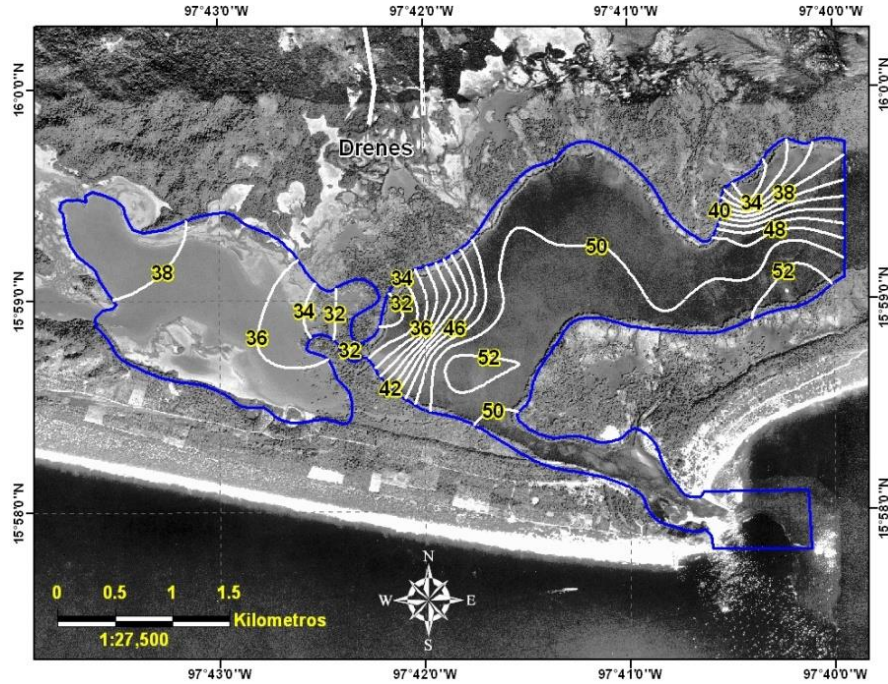


Figura 157 Conductividades (mS/cm) de las lagunas y el mar

En el diagrama binario $\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs. $\delta^2\text{H}$ de la Figura 158, se representa la composición isotópica de las fuentes posibles de agua. Como se puede apreciar, cada tipo de agua tiene una huella isotópica distintiva por lo cual es posible diferenciarlas, y determinar sus proporciones en las muestras de agua que se tomaron de las lagunas.

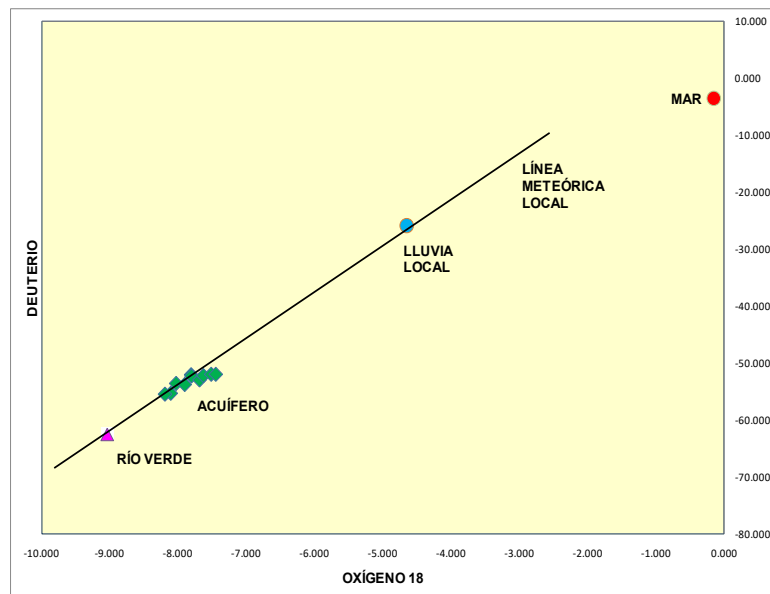


Figura 158 Composición isotópica de las posibles fuentes de agua de las lagunas

Método de isótopos de regresión lineal

Para determinar las fuentes de agua dulce, se utilizó un modelo de mezcla geoquímico (Stalker, *et al*, 2009). En este modelo se grafican los valores de deuterio contra la conductividad eléctrica, y se les ajusta una recta. La intercepción de la recta con los valores de conductividad cero, representa la composición isotópica del agua dulce que produce la mezcla “diluida”.

Esto se debe a que en una región de mezcla de agua dulce y agua de mar, los parámetros de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se comportan de forma conservativa, esto es, solo dependen de la proporción de mezcla de ambos componentes, así como de la salinidad. Esto permite obtener una relación lineal entre el $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) y la salinidad (Mook, 2002). Como un ejemplo, en la Figura 159 se muestra la relación lineal entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la concentración de Cl (Salinidad=1.80655 Cl), del estuario Escalda, Holanda, donde el agua procedente del río Escalda (Cl=0; $\delta^{18}\text{O}$ = -6.5) se mezcla con el agua del mar del norte (Cl=19.36 g/L; $\delta^{18}\text{O}$ = 0).

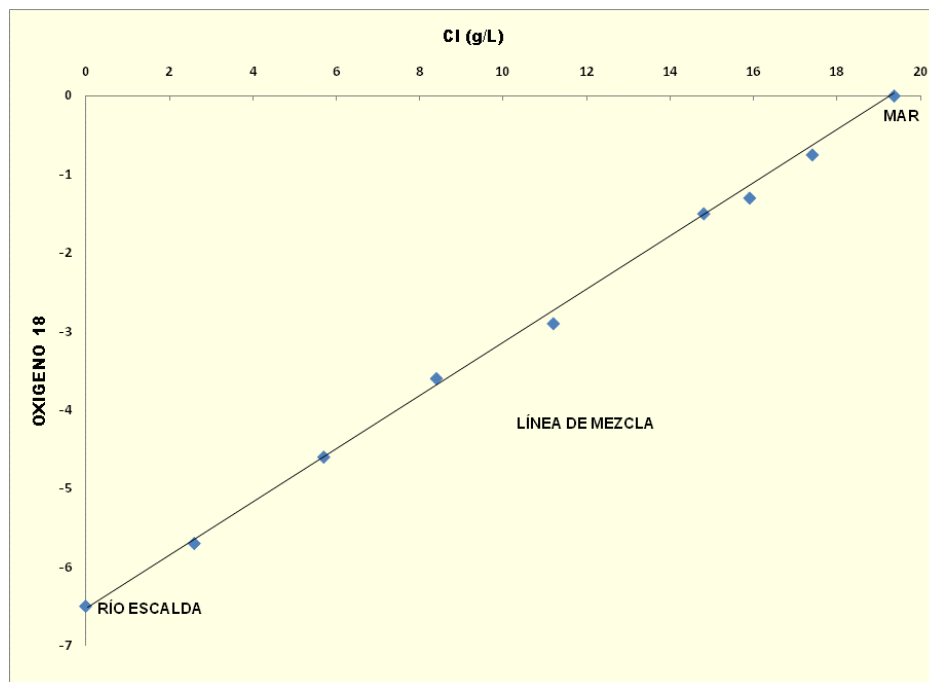


Figura 159 Relación lineal entre el $\delta^{18}\text{O}$ y Cl del estuario Escalda, Holanda

En la Figura 160 se muestran los valores de deuterio contra conductividad, de las muestras de agua que se recolectaron. A estos valores se les ajustó una recta, la cual como se puede apreciar, tiene en un extremo la componente de mar y en el otro

extremo, con valor de conductividad cero, la componente de lluvia. Dado que la intercepción de la recta con los valores de conductividad cero, representa la composición isotópica del agua dulce presente en las lagunas, entonces la gráfica indica que la fuente de agua dulce proviene de la lluvia. Es posible que esta agua es recolectada en el distrito de riego por los diferentes drenes que lo cruzan, y posteriormente la descarguen en la lagunas, ya que ahí terminan dichos drenes. En la Figura 161 se muestra uno de los drenes que descarga en las lagunas Chacahua y Salina Grande.

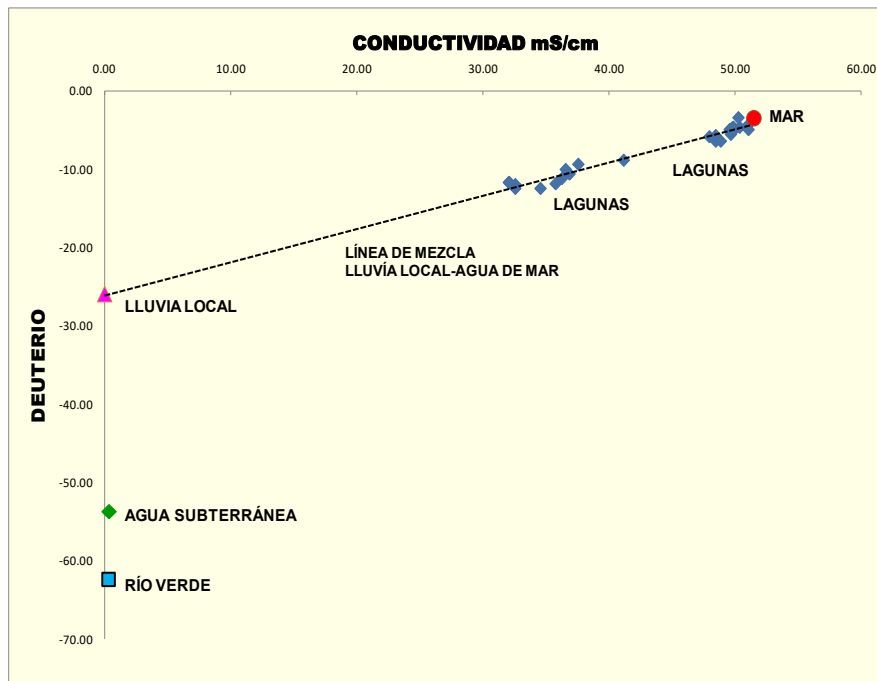


Figura 160 Deuterio contra salinidad de las posibles fuentes de agua de las lagunas



Figura 161 Dren del distrito de riego que descarga en las lagunas

En la Tabla 28 se muestran los porcentajes de agua dulce y marina, de cada muestra de agua que se tomó en las lagunas. En la Figura 162, así como en el anexo de planos, se muestran dichos porcentajes con curvas de nivel.

Los porcentajes se calcularon utilizando un modelo de mezcla lineal de dos componentes (Eby, 2004),

$$\delta^2 H_{\text{muestra}} = \sigma \delta^2 H_{\text{mar}} + (1 - \sigma) \delta^2 H_{\text{agua dulce}}$$

donde σ porcentaje de agua de mar y $(1 - \sigma)$ porcentaje de agua dulce

Tabla 28 Composición de las muestras de agua de las lagunas

Muestra	Agua de Mar (%)	Agua dulce (%)
1	62	38
5	62	38
15	65	35
22	68	32
21	68	32
17	70	30
24	70	30
23	72	28
14	78	22
3	92	8
4	92	8
2	92	8
18	92	8
7	96	4
13	96	4
6	96	4
10	96	4
9	96	4
16	96	4
8	96	4
12	98	2
11	98	2
25	100	0
26	100	0

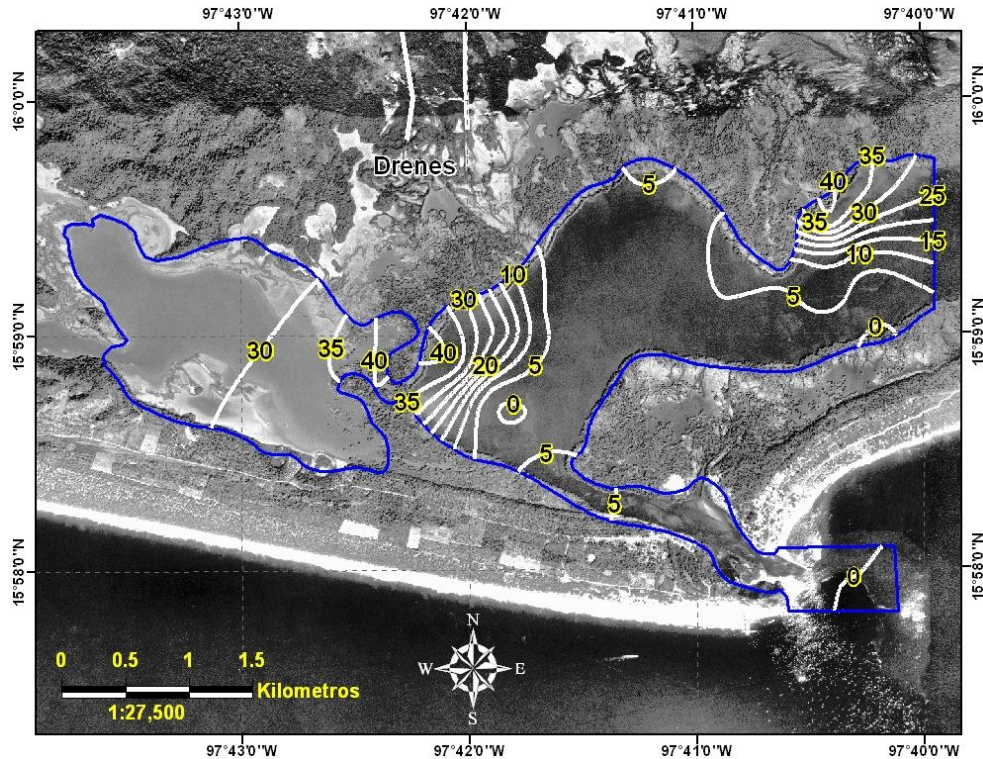


Figura 162 Porcentajes de agua dulce en las lagunas Chacahua y Salina Grande

En la Figura 163 se muestra un perfil electroestratigráfico del acuífero. En este perfil se pueden apreciar tres unidades. La unidad U2B que está asociada con material granular arcilloso, la unidad U2C asociada con material arenoso grueso saturado y la unidad U3 asociada con material rocoso poco permeable o impermeable. En el lado derecho de la figura, que corresponde al distrito de riego, se puede apreciar que el acuífero es libre. En el lado izquierdo, que corresponde a la zona de las lagunas, se puede apreciar que una capa de arcilla (unidad U2C) confina al acuífero. De hecho, los pozos de la zona de las lagunas son de tipo brotante (Figura 164), confirmando el confinamiento del acuífero. Se considera que esta capa impide que el agua subterránea aflore hacia las lagunas, razón por la cual no se detectó en las muestras que se tomaron en dichas lagunas.

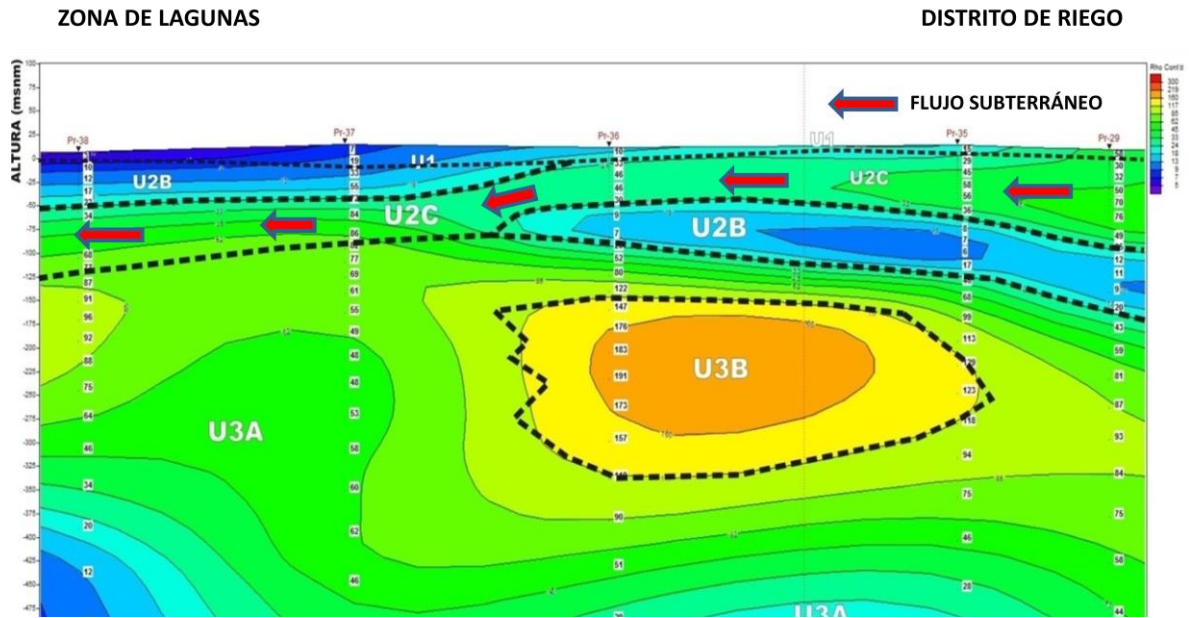


Figura 163 Perfil electroestratigráfico del acuífero



Figura 164 Pozo brotante en la zona de las lagunas

IV.2.14.4 CONCLUSIÓN

Utilizando trazadores ambientales naturales (Deuterio y Oxígeno 18) y datos geoquímicos, se determinaron los aportes de agua dulce a las lagunas Chacahua y Salina Grande, en la temporada de lluvias. Se consideraron tres fuentes posibles del aporte: agua del río verde, agua de lluvia y agua del acuífero.

Los resultados mostraron, que en la época de lluvias, la principal fuente de agua dulce a las lagunas es la lluvia. Es posible que esta agua es recolectada en el distrito de riego por los diferentes drenes que lo cruzan, y posteriormente la descarguen en la lagunas, ya que ahí terminan dichos drenes.

Así mismo, la geofísica reveló en la zona de las lagunas, una capa de arcilla que confina el acuífero e impide que el agua subterránea aflore hacia las lagunas.

Derivado de lo anterior, se concluye que el aporte de agua subterránea a las lagunas, en la temporada de lluvias, es mínimo.



IV.2.15. INTRUSIÓN SALINA

IV.2.15.1 ANTECEDENTES

Con la finalidad de determinar si existe intrusión salina en el Parque Nacional, en el año de 2009, se tomaron muestras de agua de los piezómetros que se construyeron en el parque.

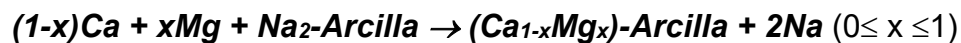
En campo se determinaron la temperatura, pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto, potencial redox (Eh), la alcalinidad total y los bicarbonatos. En laboratorio se determinaron los componentes principales (aniones y cationes) como calcio, magnesio, sodio, potasio, cloruros, sulfatos, dureza de calcio y dureza total. Por ser de interés también se determinaron fluoruros, hierro, manganeso, aluminio, sílice y sólidos disueltos totales.

Estos resultados se incorporaron, para su análisis, a las 41 muestras que se estudiaron en el año de 2008.

IV.2.15.2 METODOLOGÍA

Entre las reacciones que comúnmente se desarrollan en zonas costeras se encuentran las de intercambio iónico (directo e inverso), que tiene lugar debido al fenómeno de *cromatografía del intercambio catiónico* (Appelo y Postma, 1996). El intercambio catiónico entre agua y el material que compone el acuífero, incluye el efecto de varios componentes, ya que a lo largo de una línea de flujo ocasiona una secuencia de concentraciones que funciona como mecanismo de separación de cationes.

La reacción general de **intercambio catiónico directo** puede representarse de la siguiente manera:



En dicha reacción, el Ca u otro catión divalente como el Mg que está disuelto en el agua subterránea, es intercambiado por el Na (u otro catión monovalente) que se encuentra en una superficie de intercambio, que en los acuíferos estas superficies generalmente están compuestas por la fracción arcillosa que presentan. De este modo, la composición del agua subterránea se modifica de cálcica a sódica.

En muchas ocasiones, este tipo de reacciones se presentan cuando existen condiciones especiales en un acuífero costero, relacionadas con el incremento de la descarga de agua de baja salinidad al mar, desplazando en dirección al océano la cuña

de agua marina (desalajo de agua marina); en otras ocasiones estas reacciones se desarrollan no necesariamente en la línea de costa pero en una región un poco más tierra adentro en donde el agua subterránea está desplazando agua de mayor salinidad, probablemente asociada con agua marina que ingresó tierra adentro en un momento geológico determinado.

Esta reacción se lleva al cabo debido a un proceso cromatográfico ocasionado porque la relación Na/Ca en las arcillas del acuífero costero saturado con agua de salinidad elevada es mayor que la relación Na/Ca del agua dulce que la desplaza; la movilización del Na de la arcilla en intercambio por el Ca del agua subterránea es motivada por la diferencia entre las relaciones Na/Ca del sedimento y del agua subterránea. Los cationes que son seleccionados o preferidos en forma importante por las arcillas que forman parte del acuífero, desplazarán de ellas otros iones, de tal modo que serán transportados en forma ordenada a lo largo de la línea de flujo; primero se transportan los cationes de menor afinidad con las arcillas, luego los que tengan un poco de mayor afinidad y así sucesivamente.

Este proceso está controlado por diferencias en el comportamiento de los iones con relación a la adsorción, la capacidad de intercambio catiónico y dispersividad del material geológico y al contraste entre la composición de la solución que desplaza y la que es desplazada. El término *cromatografía de desplazamiento* aplica cuando la solución que ocupa los poros de un material tiene iones con una menor afinidad por la arcilla que los iones de la solución que la reemplaza; condición que aplica cuando agua dulce de baja salinidad con relación Na/Ca baja, desplaza agua con relación Na/Ca y Mg/Ca mayores. Como se mencionó previamente, en estas condiciones el Ca es intercambiado por el Na y Mg en las arcillas por reacciones de intercambio catiónico directo.

IV.2.15.3 RESULTADOS

Los análisis de las muestras de agua de los pozos del Parque Nacional, revelaron un incremento de la conductividad eléctrica, en dirección hacia el mar.

Con la finalidad de identificar si este incremento se debe a reacciones de intercambio catiónico, se elaboró la Figura 165, en donde las concentraciones se presentan en términos de miliequivalentes y al sodio se le resta la concentración de cloruro, para hacer evidente la adición o resta de sodio por las reacciones de intercambio catiónico directo. El efecto más notorio del intercambio se presentó en las muestras de los pozos del Parque, las cuales presentan valores positivos de la resta sodio menos cloruro, confirmando la presencia del intercambio catiónico directo. Las muestras de agua de los pozos restantes que se ubican en las inmediaciones de valores positivos entre 0 y 1.5 indican el desarrollo limitado de esas reacciones.

Es decir, el incremento de la conductividad eléctrica en dirección hacia el mar, está asociado con el intercambio iónico que se produce entre el agua subterránea y las superficies de minerales arcillosos que en este caso están cargadas de iones de sodio.

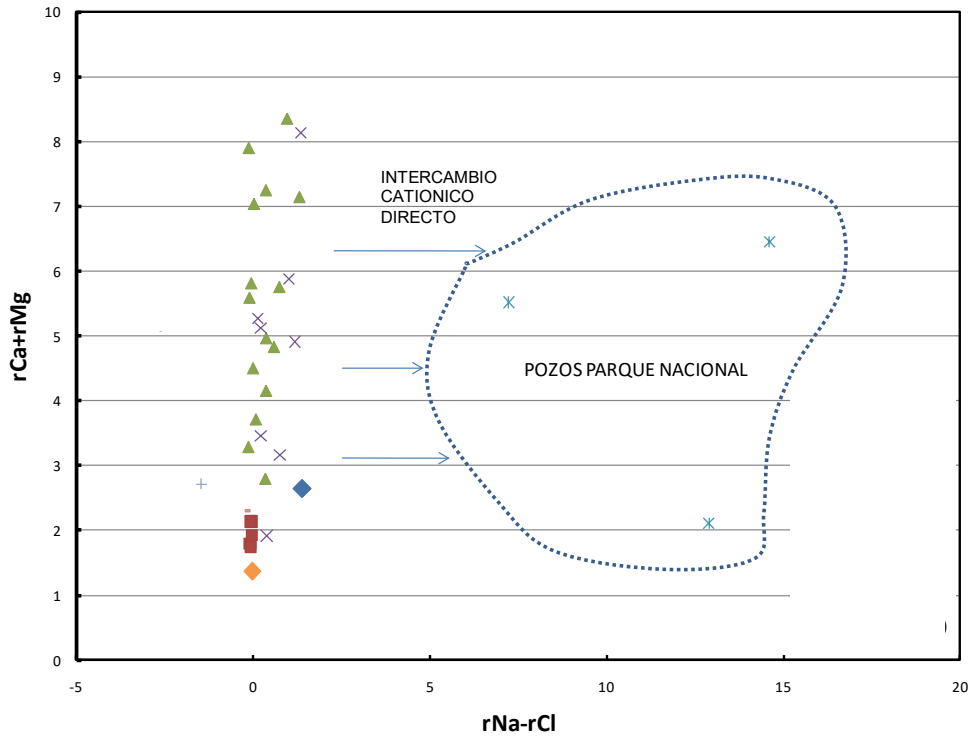


Figura 165 Relación entre las concentraciones de sodio-cloruro (meq/l) y calcio más magnesio (meq/l)

IV.2.16. PROGRAMA DE MONITOREO

Piezometría

Para actualizar las condiciones piezométricas del acuífero se realizará un recorrido de medición en los pozos piloto, considerados para tal fin. Los recorridos se deben realizar dos veces por año, uno en la época de estiaje (abril) y otro en la época de lluvias (octubre).

Las profundidades al nivel estático se ilustrarán mediante planos de curvas de igual profundidad; en su elaboración se considerarán los aspectos hidrogeológicos que tengan influencia en sus posiciones, tales como: topografía, zonas de probable descarga por evapotranspiración, entre otras.

Con base en las elevaciones de brocales y las profundidades a los niveles estáticos medidos en cada vértice de la red de medición, se determinarán las elevaciones del nivel estático, las que se configurarán en planos para mostrar la distribución de las equipotenciales del flujo subterráneo. Para la elaboración e interpretación de estas configuraciones se deberán tomar en cuenta los aspectos topográficos, hidrogeológicos, hidrológicos que influyen en la forma y distribución de las curvas. Con apoyo en estos planos se elaborarán los que ilustren las redes de flujo subterráneo del acuífero.

Con la información piezométrica que se disponga de cada pozo de los vértices de la red de monitoreo se elaborarán los hidrógrafos de acuerdo al tiempo cubierto por las observaciones. Se seleccionarán intervalos de tiempo para elaborar planos con curvas de igual evolución del nivel estático. Para el trazo e interpretación de estas curvas se tomará en cuenta todos los factores que puedan influir en las mismas, tales como distribución y magnitud del bombeo, características hidráulicas de los acuíferos, zonas de recarga y descarga, fronteras, entre otros.

Las configuraciones de: profundidades, elevaciones y evoluciones de los niveles estáticos así como las redes de flujo subterráneo se presentarán en planos a escala 1:50,000. Asimismo se dibujará en cada sitio un cuadrante que contenga los siguientes datos: elevación y profundidad al nivel estático recabada en el estudio y la simbología e identificación de pozos y piezómetros propuestos.

Descarga de agua subterránea a las Lagunas Chacahua y Salina Grande

Utilizando trazadores ambientales naturales (Deuterio y Oxígeno 18) y datos geoquímicos (salinidad), se determinarán los aportes de agua subterránea a las lagunas Chacahua y Salina Grande, tanto en la temporada de lluvias como de estiaje. Para ello, se tomarán muestras de agua de diez pozos de la margen izquierda, 22 de las Lagunas Chacahua y Salina Grande, y dos del mar. A estas muestras se les determinará su contenido de Oxígeno 18 (^{18}O), Deuterio (^2H) y salinidad. Las muestras se tomarán en la temporada de estiaje y de lluvias. Utilizando estos datos y un modelo de mezcla geoquímico (Stalker, et al, 2009), se calcularán los porcentajes de agua subterránea que descargan a las lagunas. Con los valores de descarga que se obtengan cada año, se podrá calcular si las descargas están disminuyendo, acrecentándose o permanecen estables. Los sitios de muestreo se enlistan en la tabla 29.

Tabla 29 Puntos de monitoreo de las lagunas

CLAVE	X (UTM)	Y (UTM)	LOCALIDAD
1	641959	1768418	LAGUNA DE CHACAHUA
2	642191	1768124	LAGUNA DE CHACAHUA
3	641972	1767860	LAGUNA DE CHACAHUA
4	641749	1768053	LAGUNA DE CHACAHUA
5	642175	1768699	LAGUNA DE CHACAHUA
6	641486	1767778	LAGUNA DE CHACAHUA
7	641275	1767534	LAGUNA DE CHACAHUA
8	640903	1767566	LAGUNA DE CHACAHUA
9	640731	1768075	LAGUNA DE CHACAHUA
10	640277	1768091	LAGUNA DE CHACAHUA
11	640302	1767649	LAGUNA DE CHACAHUA
12	640039	1767412	LAGUNA DE CHACAHUA
13	639746	1767709	LAGUNA DE CHACAHUA
14	639403	1767569	LAGUNA DE CHACAHUA
15	639034	1767269	LAGUNA DE CHACAHUA
16	639282	1767036	LAGUNA DE CHACAHUA
17	638801	1766976	LAGUNA DE CHACAHUA
18	639777	1766415	LAGUNA DE CHACAHUA
21	637956	1766745	LAGUNA SALINA GRANDE
22	637736	1767120	LAGUNA SALINA GRANDE
23	637060	1767503	LAGUNA SALINA GRANDE
24	637709	1767734	LAGUNA SALINA GRANDE
25	642073	1765585	MAR CHACAHUA
26	642195	1765634	MAR CHACAHUA



IV.2.17. CONCLUSIONES

1.- En las márgenes del Río Verde principalmente la izquierda, se encuentran los depósitos aluviales que constituyen el acuífero de la zona, denominado “Acuífero Jamiltepec”. La geofísica reveló profundidades de hasta 100 metros en algunos puntos. El acuífero está limitado por rocas ígneas y metamórficas, siendo estas las fronteras que funcionan como barreras al flujo del agua subterránea.

2.- De acuerdo con la configuración de niveles piezométricos, el río Verde posee dos zonas de funcionamiento hidráulico bien definido.

El primero comprendido entre el océano y la Presa Derivadora “Ricardo Flores Magón”, porción central de la planicie, donde se comporta como una corriente influente la cual alimenta el acuífero.

La segunda, que parte de la presa derivadora y llega hasta la sección Paso de la Reina, en el límite norte del área de estudio donde el cauce del río se encañona, según las equipotenciales éste actúa como una corriente efluente, es decir, el río es un dren natural de los acuíferos marginales. El flujo base generado en este tramo es agua subterránea procedente de los acuíferos marginales como resultado de una respuesta lenta para cambios de largo plazo en esos sistemas, y refleja aportaciones de carácter transitorio estacional.

3.- La zona de estudio está caracterizada por la presencia de aguas subterráneas de baja salinidad. Los niveles de bicarbonatos, los contenidos bajos de cloruros y el rango de pH detectados, indican que se trata, en términos generales, de aguas de reciente infiltración y las temperaturas (25-29°C) reflejan su naturaleza somera al estar influenciadas por la temperatura ambiente. Esta agua, en general, constituye un tipo de agua bicarbonatada-cálcica. Sin embargo, se han presentado valores importantes de fluoruros, hierro y manganeso, algunos de los cuales están por encima de lo indicado por la Modificación a la NOM-SSA1-127-1994 (hasta 1.2, 2.1 y 1.3 mg/l, respectivamente) que reflejan la influencia de ambientes geológicos con la presencia de minerales ferromagnesianos.

4.- Los análisis de las muestras de agua de los pozos del Parque Nacional, revelaron un incremento de la conductividad eléctrica, en dirección hacia el mar.

Este incremento de la conductividad eléctrica, está asociado con el intercambio iónico que se produce entre el agua subterránea y las superficies de minerales arcillosos que en este caso están cargadas de iones de sodio. Es decir, no es debido a intrusión salina.

5.- La isotopía de las aguas superficiales, las subterráneas, y la lluvia, muestra que el Río Verde, en la sección que es influente, recarga aproximadamente 70 % del agua del acuífero. La lluvia recarga el 30 %.

Los isótopos también revelaron que el acuífero en la zona del distrito de riego, muestra una evidente tendencia a incrementar el contenido de sulfato producido por la aplicación de fertilizantes.

6.- El balance de aguas subterráneas, arrojó que el Río Verde recarga al acuífero 109 millones de m³ anuales.

7.- Utilizando la ecuación que rige el proceso de infiltración en un cauce natural, los datos de piezometría, geofísica, pruebas de bombeo, y el tránsito de las avenidas, se realizó el cálculo de la infiltración del Río Verde hacia el acuífero, tanto en las condiciones actuales como en la condición de funcionamiento de la Presa Paso de la Reina.

De acuerdo a los cálculos, actualmente el Río Verde infiltra un gasto de 84.5 millones de m³ en la época de lluvias y en estiaje 24.5 millones de m³, para un total anual de 109 millones de m³. Este valor es consistente con el resultado que se obtuvo en el balance del agua subterránea.

Así mismo, dichos cálculos también arrojaron, que con la presa Paso de la Reina el Río Verde infiltraría un gasto de 79.5 millones de m³ en la época de lluvias y en estiaje 29.5 millones de m³, para un total anual de 109 millones de m³.

Es decir, con la presa Paso de la Reina, la recarga disminuiría en la época de lluvias, pero aumentaría en la época de estiaje, de tal modo que a nivel anual, la recarga al acuífero se mantiene sin cambio.

8.- Utilizando trazadores ambientales naturales (Deuterio y Oxígeno 18) y datos geoquímicos, se determinaron los aportes de agua dulce a las lagunas Chacahua y Salina Grande, en la temporada de lluvias. Se consideraron tres fuentes posibles del aporte: agua del río verde, agua de lluvia y agua del acuífero.

Los resultados mostraron, que en la época de lluvias, la principal fuente de agua dulce a las lagunas es la lluvia. Es posible que esta agua es recolectada en el distrito de riego por los diferentes drenes que lo cruzan, y posteriormente la descarguen en la lagunas, ya que ahí terminan dichos drenes.

Así mismo, la geofísica reveló en la zona de las lagunas, una capa de arcilla que confina el acuífero e impide que el agua subterránea aflore hacia las lagunas.



Derivado de lo anterior, se concluye que el aporte de agua subterránea a las lagunas, en la temporada de lluvias, es mínimo.



IV.2.18. BIBLIOGRAFÍA

Alfaro M., y Sánchez G. 2002. *Chacahua: Reflejos de un Parque*. Plaza y Valdes Editores. México, D.F.

Appelo, C. A. J. and Postma, D. (1996): *Geochemistry, groundwater and pollution*. Third corrected print. AAA Balkema. Rotterdam, The Netherlands. 536 p.

Burnett, W.C. and H. Dulaiova, 2003. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements, *Journal of Environmental Radioactivity* 69(1-2):21-35.

Claassen, H.C. (1982). Guidelines and techniques for obtaining water samples that accurately represent the water chemistry of an aquifer, U.S. Geol. Surv. Open File Report, 82-1024, 49 p.

Comisión Federal de Electricidad, 2008. Estudios hidrológicos, hidrogeoquímicos, fluviales, hidrodinámica lagunar-costera, manejo de cuenca y distrito de riego, caudal ecológico, calidad del agua superficial y contaminación difusa del sistema ambiental regional del proyecto de aprovechamiento hidráulico de usos múltiples, paso de la reina Oaxaca.

Cooper, H. H. Jr. and C.E. Jacob, A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 27, 526-534, 1946.

Corbett, R.D., J. Chanton, W. Burnett, K. Dillon, and C. Rutkowski. 1999. *Patterns of groundwater discharge into Florida Bay*. American Society of Limnology and Oceanography 44:1045-1055.

Custodio, E. y R. Llamas (1996). *Hidrología subterránea*. Editorial Omega, 2 tomos.

Durov, S. A. (1948): Natural waters and graphic representation of their composition. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*. Vol. 59, 87-90.

Hernández Bernal, M.S., 1995. *Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oax., terreno Xolapa*. UACPyP-CCH UNAM, 83 pp.

Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J., 589 p.

Fritz, P. y J. CH. Fontes. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Elsevier Publishing Company, N.Y. 1980.

Kruseman y De Ridder (1990). Analysis and evaluation of the dumping test data. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Bol. n.11.

Kroger, K.D., P.W. Swarzenski, C. Reich, and W.J. Greenwood. 2007. *Submarine groundwater discharge to Tampa Bay, nutrient fluxes and biogeochemistry of the coastal aquifer*. Marine Chemistry 104:85-97. doi: 10.1016/j.marchem.2006.10.012.

Li, L., D.A. Barry, F. Stagnitti, and J.-Y. Parlange. 1999. *Submarine groundwater discharge and associated chemical inputs to a coastal sea*. Water Resource Research 35:3253-3260. Doi:10.1029/1999WR900189.

Lloyd, J. W. and Heathcote, J. A. (1985): Natural Inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. Clarendon Press, Oxford. 414 p.

Mazor, E. 1991, *Applied Chemical and isotope groundwater hydrology*, 1st Edn.

Moore, W.S., and T.M. Church. 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by Radon enrichments. *Nature* 380: 612-614/121-122.

Neuman (1975). Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research*, v.11, pp. 329-342.

Parkhurst, D.L. (1995). User's guide to PHREEQC-A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geol. Surv., Water-Resources Investigations Report 95-4227, 143 p.

Piper, A. M. (1944): A Graphic Procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Trans. Am. Geophysical Union*. Vol. 25, 914-928.

Plata, A. *Isótopos en hidrología*, Editorial Alambra, Madrid, pp. 328, 1972

Price, R.M., P.K. Swart, and J.W. Fourqurean. 2006. *Coastal groundwater discharge – an additional source of phosphorous for the oligotrophic wetlands of the Everglades*. *Hydrobiologia* 569:23-36. doi: 10.1007/s10750-006-0120-5.

Rathod y Rushton (1991). The two-zone radial flow model. *Groundwater*, v. 29, pp. 499-509.

Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 1980. Estudio geohidrológico preliminar de la zona de Jamiltepec, Oaxaca.

Schöller, H. (1962): Les eaux souterraines. Masson & Cie. Paris. 642 p.

Shinn, E.A., C.D. Reich, and T.D. Hickey. 2002. Seepage meters and Bernoulli's revenge. *Estuaries* 25:126-132. Doi:10.1007/BF02696056.

SIROTEM 3, Operator's Manual, Types M, MM, and MMS, v. 61.4.9. Mineral Control Instruments Limited (ACN 007 954 627), Australia, 1993.

Stichler, W. *Application of 2H and ^{18}O in Hydrological studies*, GSF-Bericht. R229, 1980.

Stiff, H. A. (1951): The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *J. Petrol. Technol.* Vol. 3, No. 10, 15-17.

Slomp, C. and P. Van Cappellen. 2004. Nutrient inputs to the coastal ocean through submarine groundwater discharge: controls and potential impacts. *Journal of Hydrology* 295 (1-4): 64-86.

Taniguchi, M., W.C. Burnett, J.E. Cable, and J.V Turner. 2002. Investigation of Groundwater Discharge. *Hydrologic Processes* 16(11): 2115-2129. Doi: 10,1002/hyp. 1145

TEMIX S, Temixs v 3.0, User's Manual, Transient Electromagnetic Data Interpretation Software, © Interpex Limited, Golden Co. 1993.

Theis, C.V. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 16, pp. 519-524.

Todd, D. K. (1980): Ground-water Hydrology. 2nd Edition. John Wiley and Sons. New York. 535 p.

Top, Z., L.E. Brand, R.D. Corbett, W. Burnett and J.P. Chanton, 2001. Helium and radon as tracers of groundwater input into Florida Bay. *Journal of Coastal Research* 17:859-868.

Wilcox, L. V. (1955): Classification and use of irrigation waters. U. S. Dept. Agric. Circ. 969. Washington, D.C. 19 p.

*Les hizo brotar agua de la piedra;
abrió la peña, y fluyeron las aguas*

Isaías 48:21

