

**EVALUACIÓN INTEGRAL DE LA DISPONIBILIDAD
DE AGUA SUBTERRÁNEA
EN LA PLANICIE ALUVIAL DEL RÍO MOTATÁN, ESTADO TRUJILLO**

**Por:
Jesús Enrique Mejías Delgado**

Bdigital.ula.ve

**Trabajo de grado para optar al título de
Magíster Scientiae en Recursos Hidráulicos**

**CENTRO INTERAMERICANO DE DESARROLLO
E INVESTIGACIÓN AMBIENTAL Y TERRITORIAL
UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
Mérida, Venezuela
2005**

C.C.Reconocimiento

EVALUACIÓN INTEGRAL DE LA DISPONIBILIDAD
DE AGUA SUBTERRÁNEA
EN LA PLANICIE ALUVIAL DEL RÍO MOTATÁN, ESTADO TRUJILLO

Por:
Jesús Enrique Mejias Delgado

Trabajo de grado para optar al título de
Magíster Scientiae en Recursos Hídricos

Bdigital.ula.ve

Asesor Principal:

Dr. Hervé J. Jégat N.

MSc. Luis E. Mora M.

MSc. Roberto Duque

CENTRO INTERAMERICANO DE DESARROLLO
E INVESTIGACIÓN AMBIENTAL Y TERRITORIAL
UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
Mérida, Venezuela
2005

C.C.Reconocimiento

DEDICATORIA

A María Georgina, madre ejemplar, por tu amor, paciencia y motivación.

A mis hermanos, por su insistencia y apoyo, nunca es tarde para seguir adelante.

A Jesamar Andrea y Jesús Manuel, por su sacrificio y amor, por ser motivo de mi inspiración, mi triunfo es el que anhelo para Ustedes.

A ti María Alejandra, por tu amor, apoyo y estímulo en la recta final. Mi triunfo debe ser tu motivación a conseguir más y mejores elementos valiosos en tu vida... Te Amo..!!!

Bdigital.ula.ve

AGRADECIMIENTO

A Dios Todopoderoso por darme vida y salud para superar los obstáculos y ver coronada esta nueva meta de mi vida.

Al CIDIAT, por abrirme sus puertas y haber permitido la oportunidad de realizar mis estudios de cuarto nivel en el área de Recursos Hidráulicos.

A mis amigos Hervé, Luis y Juan, por sus dones de gente, amistad incondicional y paciencia. Sus orientaciones fueron las bases de este nuevo logro de mi vida.

A Fanny, Oswaldo y Miguel, compañeros y apoyo en esta lucha.

Al personal docente del CIDIAT, por su amistad y los conocimientos brindados sin mezquindad, durante la realización de la maestría.

Al personal técnico y obrero del CIDIAT, por su colaboración y buen trato.

Al Núcleo Universitario “Rafael Rangel” de la Universidad de Los Andes, por permitirme el permiso para la realización de esta maestría.

Al CDCHT y CEP de la ULA, por el financiamiento brindado para la realización de este trabajo especial de grado.

A la Empresa Regional Sistema Hidráulico Trujillano, por facilitarme gran parte de la información básica usada en el desarrollo del presente trabajo.

A los que jugaron a que no lo alcanzaría.....

A todos, mil Gracias.....

ÍNDICE

	Página
DEDICATORIA.....	iii
AGRADECIMIENTO.....	v
ÍNDICE.....	vii
LISTA DE TABLAS.....	xiii
LISTA DE FIGURAS.....	xv
LISTA DE SIMBOLOS.....	xxi
RESUMEN.....	xxvii
Capítulos	
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....	1
Objetivos.....	2
Objetivo general.....	2
Objetivos específicos.....	2
2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Conceptos básicos.....	5
2.2. Antecedentes.....	6
2.2.1. Aguas superficiales.....	7
2.2.2. Aguas subterráneas.....	8
2.3. Geoestadística.....	11
2.3.1. Conceptos básicos de geoestadística.....	12
Variable regionalizada.....	12
Función aleatoria.....	13
2.3.2. Momentos considerados en geoestadística lineal.....	13
Momento de primer orden o esperanza matemática.....	13
Momentos de segundo orden.....	13
2.3.4. Inferencia estadística y funciones estacionarias.....	14

Hipótesis de estacionariedad.....	14
Hipótesis intrínseca.....	15
2.3.5. Medida de la variabilidad espacial.....	15
Variograma.....	15
Parámetros del variograma.....	17
Variograma teórico.....	19
2.4. Análisis estructural.....	23
2.4.1. Krigeado.....	23
Krigado ordinario.....	24
Krigado con deriva.....	26
Krigado residual.....	27
2.5. Aplicación de métodos geoestadísticos a la hidrogeología.....	27
2.5.1. Cartografía.....	29
2.5.2. Simulación de variables hidrogeológicas.....	29
2.5.3. Cokrigado.....	29
2.5.4. Redes de muestreo.....	29
2.5.5. Gestión de acuíferos.....	30
2.6. Modelos.....	30
2.6.1. Etapa de calibración.....	32
2.6.2. Etapa de pronóstico.....	33
2.7. Simulación.....	33
2.7.1. Simulación de escenarios.....	34
2.8. Hidrogeología estocástica.....	35
3. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	37
3.1. Ubicación.....	37
3.2. Superficie y topografía.....	38
3.3. Fisiografía.....	38
3.4. Geología.....	39
3.4.1. Geología regional.....	39
3.4.2. Geología local.....	40
3.4.2. Litología de las formaciones geológicas piedemontinas.....	40
3.5. Geomorfología.....	41
3.5.1. Descripción de las posiciones geomorfológicas.....	41

3.6. Suelos.....	43
3.7. Clima.....	45
3.7.1. Elementos del clima.....	45
3.7.2. Clasificación climática.....	46
3.8. Hidrografía.....	46
3.9. Cantidad de aguas	48
3.9.1. Superficiales.....	48
3.9.2. Subterráneas.....	49
3.10. Vegetación.....	49
4. CARACTERIZACIÓN DEL ACUÍFERO.....	51
4.1. Recolección y procesamiento de la información básica existente.....	51
4.2. Definición del acuífero.....	51
4.3. Límites del acuífero.....	55
4.4. Análisis de las variables que definen la estructura y comportamiento del acuífero.....	55
4.4.1. Prueba de hipótesis de normalidad.....	55
4.4.2. Análisis geoestadístico.....	56
4.5. Variables utilizadas en la caracterización del acuífero.....	58
4.5.1. Identificación de pozos.....	58
4.5.2. Coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM).....	58
4.5.3. Cotas de terreno.....	58
4.5.4. Nivel piezométrico.....	60
4.5.5. Abatimiento.....	67
4.5.6. Capacidad específica.....	67
4.5.7. Transmisividad.....	68
4.5.8. Conductividad hidráulica.....	73
4.5.9. Coeficiente de almacenamiento.....	74
4.5.10. Caudal de bombeo.....	78
4.5.11. Recarga del acuífero.....	78
4.6. Cálculo de reservas permanentes.....	78
4.6.1. Elaboración del mapa piezométrico.....	78
4.6.2. Cálculo de volúmenes.....	81

5.	ESTIMACIÓN DE LA RECARGA NATURAL DEL ACUÍFERO.....	85
5.1.	Generalidades.....	85
5.2.	Descripción de la cuenca hidrográfica.....	86
5.3.	Metodología.....	
5.3.1.	Recopilación de información existente.....	87
5.3.2.	Procesamiento de la información recopilada.....	87
5.4.	Desarrollo y resultados.....	88
5.4.1.	Delimitación de la cuenca del río Motatán.....	88
5.4.2.	Determinación de la precipitación media de la cuenca Método de las isoyetas.....	88
	Método de polígonos de Thiessen.....	89
5.4.3.	Selección de estaciones medidoras de precipitación, evaporación y escorrentía que se usarán en el estudio.....	90
5.4.4.	Selección de los períodos de registro para efectuar la calibración del modelo y simulación, respectivamente.....	92
5.4.5.	Calibración del modelo.....	92
	Entradas del modelo.....	94
	Estimación inicial y valores finales de los parámetros.....	94
	Salidas de modelo.....	95
5.4.6.	Simulación de la recarga para el período considerado Entradas del modelo.....	96
	Resultados obtenidos.....	96
5.5.	Recarga por precipitación al acuífero libre.....	97
6.	IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL.....	99
6.1.	Metodología aplicada para la elaboración del modelo hidrogeológico conceptual.....	99
6.1.1.	Procesamiento de la información litológica.....	99
6.1.2.	Elaboración de secciones transversales y paneles de correlación.....	99
6.1.3.	Elaboración de la base de datos.....	101
6.1.4.	Elaboración de mapas de contorno y superficies en 3D Análisis estructural de la variable.....	101
	Definición de la malla del modelo.....	104
	Obtención de mapas a través del krigado.....	104
	Blanqueo de mapas.....	104
6.1.5.	Ánalisis de los mapas obtenidos.....	107

7.	IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO MATEMÁTICO DEL ACUÍFERO	109
7.1.	Criterios para implementar el modelo.....	109
7.2.	Basamento teórico del Visual Modflow.....	109
7.2.1.	Ecuación del flujo en el acuífero.....	109
7.3.	Métodos de solución del modelo matemático.....	110
7.3.1.	Método de diferencias finitas.....	110
7.3.2.	Métodos directos.....	112
7.3.3.	Métodos iterativos.....	113
7.3.4.	Método implícito en sentido alternante (ADI).....	113
7.3.5.	Método iterativo en sentido alternante (IADI).....	113
7.3.6.	Criterios de convergencia de los métodos.....	114
7.4.	Modelo hidrogeológico matemático.....	114
7.4.1.	Metodología aplicada en la elaboración del modelo hidrogeológico matemático.....	114
7.4.2.	Visualización del modelo hidrogeológico matemático en 3D.....	121
7.5.	Calibración del modelo hidrogeológico matemático.....	123
7.5.1.	Entradas al modelo.....	123
7.5.2.	Proceso de calibración.....	133
	Régimen permanente.....	133
	Régimen no permanente.....	136
7.5.3.	Comparación entre niveles calculados y observados.....	140
7.6.	Planteamiento de escenarios de explotación.....	142
7.6.1.	Escenario 0.....	142
7.6.2.	Escenario 1.....	142
7.6.3.	Escenario 2.....	143
7.6.4.	Escenario 3.....	145
7.7.	Simulación de escenarios de explotación.....	145
7.7.1.	Escenario 0.....	147
7.7.2.	Escenario 1.....	149
7.7.3.	Escenario 2.....	156
7.7.4.	Escenario 3.....	158
8.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	161
	Conclusiones.....	161
	Recomendaciones.....	163
LITERATURA CITADA.....		167

ANEXOS:

- I Archivos .xls correspondientes a los 58 meses de registro de niveles piezométricos (10/94 – 07/99)
- II Mapas de krigado de los residuales y de la raíz de la varianza del estimador del nivel piezométrico para las diferentes campañas semestrales de medición (01/95 – 07/99)
- III Mapas de niveles piezométricos elaborados para cada campaña de medición (01/95 – 07/99)
- IV Valores de transmisividad por pozo que fueron usados en el análisis estructural de la misma
- V Determinación de la conductividad hidráulica a partir de los archivos de transmisividad y espesores permeables del acuífero
- VI Valores de coeficiente de almacenamiento generados a partir de la ecuación de Boonstra y Ridder
- VII Determinación del almacenamiento específico a partir del coeficiente de almacenamiento y los espesores permeables del acuífero
- VIII Archivo de entrada para la calibración del modelo de simulación hidrológica mensual
- IX Archivo de salida definitivo del modelo de simulación hidrológica mensual calibrado
- X Archivo de entrada para la simulación de la escorrentía en la cuenca del río Motatán, utilizando el SIHIM
- XI Archivo de salida de la simulación de la escorrentía en la cuenca del río Motatán, utilizando el SIHIM
- XII Balance hídrico mes a mes en la estación Agua Viva. Período: 1955-1996
- XIII Variogramas experimentales y ajustados de las bases de las capas 1, 2, 4, 6 y 7, respectivamente, tomados de Linares (2003)
- XIV Mapas de contornos blanqueados y superficies en 3D de las bases de las capas 3, 4, 5, 6 y 7, respectivamente, tomados de Linares (2003)
- XV Archivos .txt de entrada al modelo que corresponden a los niveles observados por campaña en cada pozo de observación seleccionado
- XVI Archivo de salida de la calibración definitiva del modelo hidrogeológico matemático del acuífero
- XVII Archivo de salida de la simulación del escenario 0 de explotación
- XVIII Archivo de salida de la simulación del escenario 1 de explotación
- XIX Archivo de salida de la simulación del escenario 2 de explotación
- XX Archivo de salida de la simulación del escenario 3 de explotación

LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
3.1 Gasto medio de los ríos Caús y La Vichú.....	49
4.1 Pozos de bombeo que definen la extensión del acuífero en estudio.....	52
4.2 Coordenadas UTM que definen los límites del acuífero.....	55
4.3 Resultado del análisis de regresión para las diferentes campañas.....	63
4.4 Parámetros de los variogramas teóricos del nivel piezométrico por campaña.....	63
4.5 Valores de caudal, transmisividad y capacidad específica.....	68
4.6 Análisis de regresión para diferentes modelos.....	69
4.7 Volumen de las capas permeables del acuífero.....	81
4.8 Porosidades totales y eficaces de diversos materiales según Johnson (1967), Davis (1969), Schoeller (1962) y Ward (1967).....	82
5.1 Coordenadas UTM que definen los límites de la malla utilizada.....	90
5.2 Estaciones con registros de precipitación, evaporación y escorrentía ubicadas en la cuenca del río Motatán, que se utilizarán en la calibración y simulación de la recarga.....	93
5.3 Algunos parámetros de entrada al modelo de simulación mensual.....	94
5.4 Valores iniciales y finales de los parámetros del modelo.....	95
5.5 Balance hídrico de la estación meteorológica Agua Viva. Periodo: 1971-1996.....	97
6.1 Base datos que define la litología del acuífero.....	101
6.2 Parámetros que definen los variogramas de la forma del terreno y de la base de las capas que conforman el acuífero.....	102
7.1 Clasificación de terrenos por la permeabilidad o conductividad hidráulica.....	118
7.2 Pozos de observación que se usan en el proceso de calibración y simulación.....	125

7.3	Ejemplo del archivo de entrada .txt para el pozo de observación P01.....	127
7.4	Valores promedios de conductividad hidráulica (K), almacenamiento específico (S_s), capacidad específica (S_y), porosidad efectiva y total para las diferentes zonas que definieron una distribución normal de cada variable hidrogeológica.....	129
7.5	Parámetros de entrada de los ríos en el modelo matemático del acuífero.....	132
7.6	Parámetros utilizados por WHS y la magnitud que fue necesaria usar para lograr la convergencia del modelo.....	133
7.7	Parámetros estadísticos e hidrogeológicos, una vez finalizado el proceso de calibración del modelo hidrogeológico matemático del acuífero.....	139

Bdigital.ula.ve

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
2.1	Descripción de un sistema.....	5
2.2	Relación existente entre el variograma y la covarianza.....	16
2.3	Ejemplos de semivariogramas muestrales con diferentes tipos de comportamiento en el origen.....	17
2.4	Parámetros del variograma.....	18
2.5	Diferentes tipos de variogramas teóricos más comunes.....	24
3.1	Ubicación de la zona de estudio.....	38
3.2	Red hidrográfica de la planicie aluvial del río Motatán.....	47
4.1	Prueba de normalidad del Ln de cotas de terreno.....	59
4.2	Variograma de superficie del logaritmo de niveles piezométricos (10/94).....	61
4.3	Prueba de normalidad Ln del nivel piezométrico inicial (10/94).....	62
4.4	Variogramas direccionales del logaritmo de niveles piezométricos (10/94).....	62
4.5	Variogramas experimentales y teóricos de nivel piezométrico para las diferentes campañas en estudio.....	64
4.6	Variogramas teóricos del nivel piezométrico para las diferentes campañas.....	65
4.7	Krigado de residuales del nivel piezométrico (campaña de inicio: 10/94).....	66
4.8	Mapa de la desviación del estimador de los residuales del nivel piezométrico (campaña de inicio: 10/94).....	66
4.9	Mapa de nivel piezométrico (campaña de inicio: 10/94).....	67
4.10	Regresión lineal usada para generar la transmisividad del acuífero.....	69
4.11	Prueba de normalidad del logaritmo de la transmisividad.....	70
4.12	Variograma de superficie del logaritmo de la transmisividad.....	70

4.13	Variogramas direccionales del logaritmo de la transmisividad.....	71
4.14	Variograma teórico (modelo esférico) para el logaritmo de la transmisividad....	71
4.15	Mapa de la transmisividad estimada.....	72
4.16	Mapa de la desviación del estimador de la transmisividad estimada.....	72
4.17	Mapa de conductividad hidráulica.....	73
4.18	Prueba de normalidad del coeficiente de almacenamiento.....	74
4.19	Variograma experimental y teórico del coeficiente de almacenamiento.....	75
4.20	Mapa de coeficiente de almacenamiento estimado.....	76
4.21	Mapa de la desviación del estimador del coeficiente de almacenamiento estimado.....	76
4.22	Variograma experimental y teórico ajustado del nivel piezométrico (07/1999)...	79
4.23	Mapa de contornos del nivel piezométrico (07/1999).....	79
4.24	Mapa superficie en 3D del nivel piezométrico (07/1999).....	80
4.25	Mapa de vectores superpuesto a la superficie en 3D del nivel piezométrico (07/1999).....	80
4.26	Superficie en 3D del nivel piezométrico y el terreno.....	81
5.1	Esquema de los elementos principales del balance de la capa acuífera, tomado de Castany (1975).....	86
5.2	Delimitación de la cuenca del río Motatán y ubicación de las estaciones climatológicas con registros prolongados de precipitación y evaporación, hasta la entrada del embalse “Agua Viva”	89
5.3a	Mapa de krigado de las isoyetas.....	91
5.3b	Mapa de isoyetas de la cuenca.....	91
5.4a	Polígonos de Thiessen, indicando el serial de cada estación.....	91
5.4b	Polígonos de Thiessen, indicando la precipitación media en cada estación.....	91

6.1	Ejemplo de una sección transversal del acuífero.....	100
6.2	Bloque diagramático en 3D.....	100
6.3	Variograma experimental y variograma teórico ajustado del terreno.....	103
6.4	Variograma experimental y variograma teórico ajustado de la base de la capa 3.....	103
6.5	Variograma experimental y variograma teórico ajustado de la base de la capa 5.....	103
6.6	Mapa de contorno y superficie en 3D del terreno.....	104
6.7	Mapa de contorno blanqueado y superficie en 3D del terreno.....	105
6.8	Mapa de contornos y superficie en 3D de la base de la capa 1.....	105
6.9	Mapa de contornos y superficie en 3D de la base de la capa 2.....	106
6.10	Modelo hidrogeológico conceptual en 3D.....	106
7.1	Vista en planta de la malla rectangular creada en el Visual ModFlow 3.0.....	116
7.2	Vista en planta de la malla rectangular mostrando la información geográfica importada.....	116
7.3	Vista en planta de la malla rectangular mostrando las celdas desactivadas.....	117
7.4	Vista en planta de la malla mostrando la propiedad conductividad hidráulica....	119
7.5	Corte según el plano XZ en la columna 45.....	120
7.6	Corte según el plano YZ en la columna 10.....	120
7.7	Corte según el plano YZ en la columna 41.....	120
7.8	Corte según el plano YZ en la columna 90.....	121
7.9	Modelo hidrogeológico matemático en 3D.....	121
7.10	Modelo hidrogeológico matemático en 3D.....	122
7.11	Corte según el plano XZ en la coordenada: Y = 1039400.....	122

7.12	Corte según el plano YZ en la coordenada X = 289300.....	122
7.13	Corte según el plano XY en la cota Z = 6,769 msNM.....	123
7.14	Corte según los planos YZ y XY en la coordenada X = 293500 y la cota Z = -50,2 msNM.....	123
7.15	Pozos de bombeo seleccionados y los de recarga en la entrada a la planicie de los ríos Motatán y Vichú, respectivamente.....	124
7.16	Pozos de observación seleccionados para el proceso de calibración.....	126
7.17	Distribución espacial de las ocho (8) zonas que se ajustan a una distribución normal y definen la conductividad hidráulica de entrada al modelo.....	128
7.18	Histograma de distribución normal del almacenamiento específico.....	130
7.19	Distribución espacial de las siete (7) zonas que se ajustan a una distribución normal y definen el almacenamiento específico de entrada al modelo.....	130
7.20	Vista en planta de la distribución en planta de la permeabilidad en la capa 1 del modelo matemático del acuífero.....	131
7.21	Histograma de residuales y su ajuste a una distribución normal, para el último periodo de calibración (T = 1553 días).....	135
7.22	Porcentaje de discrepancia entre las entradas y salidas del modelo calibrado para cada uno de los períodos de tiempo usados en la calibración.....	135
7.23	Histograma representativo de los volúmenes de agua que aportan el almacenamiento del acuífero, lago, ríos y pozos de recarga y extracción, para el último periodo de calibración (T = 1553 días).....	136
7.24	Valores de conductividad hidráulica para cada capa al final del proceso de calibración.....	137
7.25	Valores de los parámetros que definen el almacenamiento para cada capa, al final del proceso de calibración.....	138
7.26	Parámetros estadísticos de calibración del modelo y la comparación entre los niveles piezométricos calculados por el modelo y los observados en campo para el último periodo de calibración (T = 1553 días).....	139
7.27	Representación en 3D de los niveles calculados por el modelo.....	140

7.28	Comparación en planta de los niveles calculados por el modelo (izquierda) y los observados en campo (derecha), para el último período del proceso de calibración ($T = 1553$ días, campaña: 07/99).....	141
7.29	Mapa de la desviación del estimador existente entre los niveles calibrados por el modelo y los observados en campo para $T = 1553$ días (campaña: 07/99).....	141
7.30	Ubicación de los pozos de extracción que se incluyen al modelo matemático del acuífero para simular el escenario de explotación 1.....	143
7.31	Ubicación de los pozos de extracción que se incluyen al modelo matemático del acuífero para simular el escenario de explotación 2.....	144
7.32	Ubicación de los pozos de extracción que se incluyen al modelo matemático del acuífero para simular el escenario de explotación 3.....	146
7.33	Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 0, capa 6, para un tiempo de simulación de 2 años ($T = 730$ días).....	148
7.34	Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 0, según el plano YZ, en la columna 30...	148
7.35	Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 0, según el plano XZ, en la fila 38.....	140
7.36	Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1, capa 4, para un tiempo de simulación de 6 años ($T = 2190$ días)....	150
7.37	Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1, capa 6, para un tiempo de simulación de 4 años ($T = 1460$ días)....	150
7.38	Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 1, según el plano YZ, en la columna 78...	151
7.39	Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 1, según el plano XZ, en la fila 51.....	151
7.40	Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 1, según el plano XZ, en la fila 38.....	152
7.41	Ubicación de los pozos de extracción que se eliminan del modelo matemático del acuífero para simular el escenario 1 modificado.....	153
7.42	Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el	

escenario 1 modificado, capa 4, para un tiempo de simulación de 6 años ($T = 2190$ días).....	153
7.43 Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1, capa 6, para un tiempo de simulación de 4 años ($T = 1460$ días)....	154
7.44 Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 1 modificado, según el plano XZ, en la fila 51.....	154
7.45 Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 1 modificado, según el plano YZ, en la columna 78.....	155
7.46 Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 1 modificado, según el plano XZ, en la fila 38.....	155
7.47 Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 2, capa 4, para un tiempo de simulación de 4 años ($T = 1460$ días)....	156
7.48 Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 2, capa 6, para un tiempo de simulación de 2 años ($T = 730$ días).....	157
7.49 Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 2, según el plano XZ, en la fila 39.....	157
7.50 Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 3, capa 4, para un tiempo de simulación de 6 años ($T = 2190$ días)....	158
7.51 Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 3, capa 6, para un tiempo de simulación de 2 años ($T = 730$ días).....	159
7.52 Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 3, según el plano YZ, en la columna 30...	159
7.53 Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 3, según el plano XZ, en la fila 38.....	160

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo

s	: Abatimiento o depresión
g	: Aceleración de la fuerza de gravedad
a	: Alcance
a'	: Alcance efectivo
Ss	: Almacenamiento específico
L	: Ancho de la celda
W	: Ancho del río
$R(x)$: Aproximación de la componente estocástica $\varepsilon(x)$
.xls	: Archivo elaborado en la hoja de cálculo Excel
θ	: Azimut o dirección de cálculo de variograma experimental
HCLOSE	: Cambio de nivel para establecer la convergencia
CE	: Capacidad específica
Q	: Caudal o gasto
CIDIAT	: Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial
S	: Coeficiente de almacenamiento total
βp	: Coeficiente de compresibilidad del agua
αp	: Coeficiente de compresibilidad vertical de la matriz de suelo
R^2	: Coeficiente de correlación
CDR^2	: Coeficiente de determinación multiple
<i>et al</i>	: Colaboradores

C	: Conductancia
K	: Conductividad hidráulica o permeabilidad
x, y, z	: Coordenadas rectangulares de los ejes x, y y z , respectivamente
UTM	: Coordenadas Universal Transversal Mercator
Corpoandes	: Corporación de los Andes
Z	: Cota del nivel piezométrico que representa el plano
CT	: Cota de terreno
CVG	: Corporación Venezolana de Guayana
$C(x_i, x_j)$: Covarianza de dos variables aleatorias $Z(x_i), Z(x_j)$
ρ	: Densidad del estrato
$m(x)$: Deriva
$n^s(x)$: Deriva de los datos medidos
d	: Día
d_1	: Distancia desde la superficie del terreno hasta el fondo de la capa permeable
d_2	: Distancia desde la superficie del terreno hasta el techo de la capa permeable
h	: Distancia entre dos puntos
λ	: Distancia integral
H	: Distancia vertical medida desde la superficie del terreno hasta el nivel del agua
ECOSA	: Empresa de Consultores Sociedad Anónima
ERSHT	: Empresa Regional Sistema Hidráulico Trujillano
RMS	: Error medio cuadrático normalizado
$E(x)$: Esperanza matemática de primer orden o media

M	: Espesor de la capa que comunica el río con el acuífero
m	: Espesor permeable o saturado
FACEVA	: Factor de ajuste de la evaporación
FACPRE	: Factor de ajuste de la precipitación
$\varepsilon(x)$: Función de error
$g(x)$: Función de restricción
z	: Función objetivo
sen	: Función trigonométrica seno
GPS	: Geoposicionador satelital
°C	: Grados centígrados o escala relativa Celsius
°	: Grados sexagesimales
GWW	: Ground Water for Windows
GISA	: Grupo de Investigación de Suelos y Aguas
ha	: Hectárea
km	: Kilómetro
km^2	: Kilómetro cuadrado
$L(\lambda, \mu)$: Langragiano de una función
$l s$: Litros por segundo
$l s m$: Litros por segundo por metro
\log	: Logaritmo en base 10
\ln	: Logaritmo natural o neperiano
+	: Más o signo positivo

$-$: Menos o signo negativo
S	: Meseta
mm	: Milímetros
MARN	: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales
MARNR	: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales y Renovables
'	: Minutos sexagesimales
\leq	: Menor o igual que
ADI	: Método implícito en sentido alternante
IADI	: Método iterativo en sentido alternante
m	: Metro
m^2	: Metros cuadrados
m^3	: Metros cúbicos
msNM	: Metros sobre el nivel del mar
Mm^3	: Millones de metros cúbicos
SIHIM	: Modelo de Simulación Hidrológica a escala Mensual
μ	: Multiplicador de Lagrange
NE	: Nivel estático
ND	: Nivel dinámico
NP	: Nivel piezómetrico
$N(h)$: Número de pares de puntos separados por una distancia h
K	: Pendiente en el origen
:	: Por o entre

$\%$: Porcentaje
n	: Porosidad de la matriz del suelo
n	: Punto arbitrario
Sy	: Rendimiento específico o porosidad efectiva
$\%$: Tanto por mil
t	: Tiempo
TR	: Tiempo de retorno
3D	: Tres dimensiones o tridimensional
s	: Segundo
"	: Segundos sexagesimales
SIG	: Sistema de Información Geográfica
SHT	: Sistema Hidráulico Trujillano
Σ	: Sumatoria
T	: Transmisividad
USGS	: United States Geological Service
λ_i	: Valor de peso que corresponde a cada punto i , en el krigado
Z^*	: Valor krigado de la variable original
$Z^*(x)$: Valor estimado de una variable aleatoria
y^*	: Valor estimado por krigado del logaritmo natural de la variable original
$Z^*(xi)$: Valor puntual de una variable aleatoria
$Z(x)$: Valor supuesto real de una variable aleatoria o función aleatoria
x	: Variable aleatoria

Δ	: Variación
$Var(Z^* - Z)$: Varianza de la estimación
$Var[Z(x)]$: Varianza de la variable aleatoria $Z(x)$
$Var(y^* - y)$: Varianza del krigeado
$\sigma^2(x)$: Varianza de x o momento de segundo orden
$\gamma(h)$: Variograma o semivariograma
VMOD	: Visual ModFlow
WHS	: Waterloo Hydrogeologic Solver

Bdigital.ula.ve

RESUMEN

El presente trabajo tiene como objetivo la evaluación de la disponibilidad de agua subterránea en la planicie aluvial del río Motatán, localizada al occidente del país, en la costa oriental del Lago de Maracaibo, con una superficie aproximada de 1.462 km², correspondiente a la margen derecha e izquierda del río Motatán. La evaluación del recurso hídrico se realizó mediante la construcción de un modelo hidrogeológico conceptual, aplicando técnicas geoestadísticas para el estudio de variables espaciales, en este caso particular, espesores litológicos y niveles piezométricos. Las reservas permanentes calculadas para el acuífero son de aproximadamente $1,735 \times 10^{10}$ m³, suponiendo un valor promedio de porosidad efectiva de 20 %, debido a la falta de ensayos de bombeo que permitieran calcular un valor real.

A partir del modelo conceptual del acuífero se generó el modelo matemático, utilizando el paquete Visual ModFlow 3.0, el cual es un modelo casi tridimensional de diferencias finitas que simula niveles en régimen permanente y no permanente. Del proceso de calibración se obtuvo un modelo de acuífero muy bueno, con un error medio cuadrático normalizado (RMS) de 4,22 % y error medio de la estimación de 0,2862 m para el último período de calibración (campaña: 07/99), siendo el porcentaje de discrepancia del balance de flujo de 0,01 %. El coeficiente de almacenamiento y la conductividad hidráulica promedio son de $3,3 \times 10^{-5}$ y 10,22 m/d, respectivamente. La recarga del acuífero es solo por flujo subterráneo efluente y equivale a 286.171 m³/d, coincidiendo con el valor estimado usando el modelo de simulación hidrológica mensual (SIHIM).

Se plantearon cuatro escenarios de explotación, acordes con las potencialidades de desarrollo de la planicie, los cuales fueron: mantener la extracción actual; extraer 4 m³/s para incrementar 1,5 veces la superficie de riego en el sector “El Cenizo”; extraer 3,2 m³/s para triplicar el área cultivada con banano en sectores aledaños a la carretera Panamericana - La Ceiba; y por último, satisfacer la demanda de los desarrollos: petrolero (en ejecución) y de producción de caña de azúcar para el Central La Pastora, equivalente a 1,5 m³/s. Para cada uno, se evaluó el comportamiento del acuífero con el modelo calibrado, concluyéndose lo siguiente: en todos los escenarios, pozos ubicados en el sector central del acuífero, se secan en 2 años, producto del efecto de grupo, generado por la gran cantidad de pozos activos, siendo un hecho localizado en ese sector que no atenta contra la sostenibilidad del resto del acuífero; el incremento de la superficie bananera y de caña de azúcar es posible si se da en otros sectores del acuífero, donde la extracción actual sea baja. No es factible regar en El Cenizo con agua subterránea. Por su ubicación, el desarrollo petrolero no tiene efectos negativos significativos en los niveles del agua del acuífero.

Palabras claves: evaluación, agua subterránea, acuífero, reservas, modelo conceptual, modelo matemático, calibración, simulación, escenarios, explotación, pozos, bombeo, caudal, nivel piezométrico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, permeabilidad, transmisividad.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. INTRODUCCIÓN

Si bien es cierto que el agua cubre el 75% de la tierra, también lo es que pocas veces se encuentra, donde se necesita, en calidad y cantidad suficiente para satisfacer las crecientes demandas para consumo humano, industrial y agrícola. Ante este panorama la captación de aguas subterráneas constituye una alternativa válida, ya que es un recurso naturalmente protegido y en general de buena calidad, resultando muy importante en zonas donde el desarrollo depende casi exclusivamente de su exportación. Tal es el caso de la planicie aluvial del río Motatán, zona de tradición agrícola y de importancia estratégica en el desarrollo del estado Trujillo. Dada su relevancia y ante la presencia de este vital recurso hídrico subterráneo, se hace necesario evaluar el comportamiento del acuífero ante diferentes escenarios de explotación y recarga del mismo, para así poder sentar las bases de un plan de uso y manejo del agua subterránea a fin de evitar su agotamiento, haciendo sostenible tan rico ecosistema.

Considerando que las aguas subterráneas representan el 95% del agua dulce de nuestro planeta, que este recurso es frágil y escaso, que muchos sistemas acuíferos tienen una alta vulnerabilidad, y un lento y difícil proceso de recuperación ante efectos inducidos por el hombre; se hace necesario estudiar dichos acuíferos de la mejor forma posible con el fin de facilitar la comprensión de los fenómenos que afectan la conservación del recurso.

La cuantificación del potencial de agua subterránea de una zona, bajo diferentes políticas de explotación, es de vital importancia. Mediante las técnicas de simulación es posible predecir el comportamiento y la evolución futura del acuífero, lo cual es de sumo interés para el planificador. De esta manera, instituciones dedicadas a la gerencia del recurso agua podrán desarrollar una mejor planificación de los recursos hidráulicos, valiéndose de las técnicas de simulación, labor ésta que de otra manera sería inabordable. Por consiguiente la gestión, planificación y protección de acuíferos deben tener como objetivo el uso sostenible del recurso agua, tanto en calidad como en cantidad, considerando la ordenación del territorio, las necesidades y restricciones económicas, sociales, políticas y, la participación de la comunidad.

Los modelos de simulación numérica han provisto una estructura para la conceptualización y evaluación de los sistemas acuíferos. Los modelos han llegado a ser una herramienta esencial para los hidrogeólogos y gerentes del agua en la explotación de sistemas hidrogeológicos; así como, en la evaluación y predicción de los impactos de una explotación prolongada del agua subterránea.

Este tipo de estudio requiere de un gran número de datos de diferente índole que constituyen la base para que las estimaciones puedan fundamentarse. Sin embargo, cuando la información es poco abundante se corre el riesgo de ignorar total o parcialmente los diferentes grados de subjetividad en la interpretación de los datos. La geoestadística, muy en boga entre los hidrogeólogos, proporciona los conceptos y herramientas que aportan una solución a este tipo de inconveniente bajo una base conceptual sólida.

La geoestadística no sólo proporciona la estimación espacial de los parámetros, sino también una medida de la incertidumbre de dicha estimación. La aplicación de una metodología de simulación estocástica, con base en un modelo de simulación de aguas subterráneas y de técnicas geoestadísticas, permite el diseño de políticas de explotación que no afecten las reservas del acuífero, con lo cual se lograría un uso sostenido de recurso hídrico.

El presente trabajo de investigación pretende aplicar los conceptos anteriores, usando la base de datos generada por la Empresa Regional Sistema Hidráulico Trujillano (SHT) durante el período 1993-1999, en la evaluación integral del acuífero ubicado en la planicie aluvial del río Motatán, el cual constituye el principal reservorio de agua dulce de este importante polo de desarrollo del estado Trujillo, cuya superficie aproximada es de 146.200 ha. En esta zona actualmente se dan importantes desarrollos agrícolas, tanto en el sector animal (ganadería y producción de camarones) como en el vegetal (banano); así como la apertura petrolera en el sector La Ceiba (proyecto Tomoporo), que se fundamentan en los abundantes recursos naturales allí existentes; entre éstos, el agua en cantidad y calidad que contiene el acuífero, debido a ello la importancia del presente estudio, ya que sus resultados serán muy útiles para la sostenibilidad del acuífero.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Determinar, a través de una evaluación integral del acuífero, la disponibilidad de agua subterránea en la planicie aluvial del río Motatán, estado Trujillo.

1.2.2. Objetivos específicos

- Aplicar técnicas geoestadísticas que permitan evaluar la distribución espacial y medida de la incertidumbre de las variables hidrogeológicas.
- Cartografiar las variables hidrogeológicas.

- Estimar la magnitud de la recarga del acuífero.
- Elaborar el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero.
- Implementar y calibrar el modelo hidrogeológico matemático del acuífero.
- Establecer diferentes políticas de explotación del acuífero.
- Simular el comportamiento del acuífero bajo esas diferentes políticas de explotación.
- Hacer las recomendaciones que sean pertinentes a los organismos involucrados en la gestión del acuífero.

Bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 2

REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. CONCEPTOS BÁSICOS

Un acuífero es un elemento de un sistema de recursos hidráulicos más complejo, que tiene sus leyes particulares de funcionamiento.

Un sistema comprende un conjunto de componentes físicos, geométricos, unas acciones exteriores y unas leyes de funcionamiento. Matemáticamente, se puede, en cada momento, definir el sistema por una serie de parámetros y variables. Los parámetros pueden describir los componentes geométricos del sistema o sus componentes físicos, como lo son las características hidrogeológicas. Las variables describen la situación del sistema en cada momento y pueden ser alturas piezométricas, componentes del vector velocidad, entre otras.

Las acciones exteriores son las que modifican al sistema, haciéndolo reaccionar de alguna manera. Pueden clasificarse como entradas y salidas (Figura 2.1).

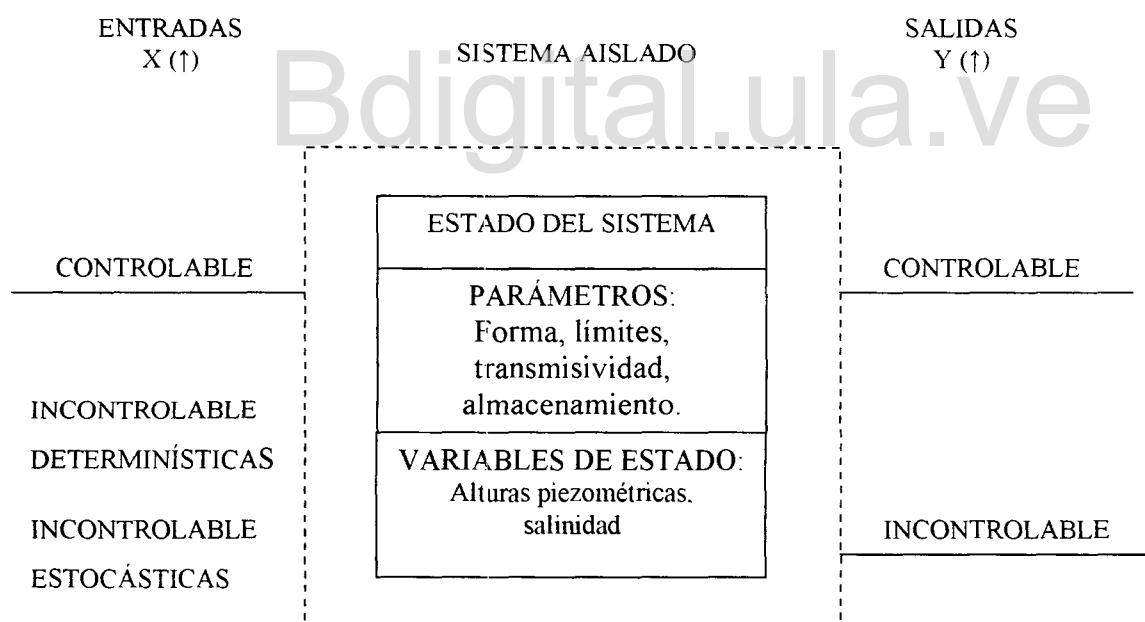


Figura 2.1 Descripción de un sistema

Las acciones exteriores, por su carácter modificador en el sistema, pueden ser controlables e incontrolables. Las controlables son aquellas que se utilizan para conseguir un objetivo y suelen llamarse variables de decisión, pueden ser: bombeo, recarga artificial, drenaje, entre otras. Las

incontrolables pueden ser determinísticas o estocásticas; las primeras dependen del estado del sistema, por ejemplo, drenaje de un acuífero a un río o drenaje a través de una capa semiconfinante; las estocásticas dependen de factores hidrológicos y climatológicos, tal como la recarga de un río influente, caracterizándose porque pueden tratarse estadísticamente.

El sistema también está sujeto a una serie de restricciones que pueden ser: físicas o impuestas por el hombre, y las debidas a criterios de planificación.

Con las variables de estado, restricciones y acciones incontrolables, se tiene que operar sobre las variables de decisión para conseguir un objetivo de la mejor forma posible. Lo que interesa saber es el comportamiento del sistema ante una serie de alternativas de explotación, para saber si son factibles y cumplen con una serie de restricciones físicas, económicas o técnicas.

Para simular el sistema se tiene que partir de sus componentes físicos y geométricos, y de su estado inicial. Al sistema se le aplicarán una serie de acciones, de las que se quiere conocer su reacción, y se obtienen como resultado las situaciones que alcanzaría el sistema en períodos sucesivos de tiempo.

Una vez que se ha podido reproducir el comportamiento histórico del acuífero, también se puede predecir su comportamiento en el futuro, siendo más confiable su representatividad cuanto más largo haya sido el periodo histórico simulado.

En los últimos años, el uso de los computadores en la evaluación de los recursos hidráulicos subterráneos ha experimentado un rápido crecimiento. Éstos son ampliamente utilizados para la resolución de los grandes sistemas de ecuaciones que aparecen al estudiar las relaciones, entre las causas y los efectos en acuíferos heterogéneos, con amplia gama de condiciones en los límites.

2.2. ANTECEDENTES

En Venezuela, ya existen algunas experiencias en el uso de la modelación matemática para la explotación y uso de los recursos hídricos. Tal es el caso de la población de San Mateo, estado Aragua, donde se realizó un estudio de aplicación de un modelo matemático de simulación de un acuífero para riego; el modelo usado fue el Pinder, concluyendo que el acuífero, para las condiciones de explotación a las que está sometido, sufrirá continuos descensos de su nivel, (UCAB, 1979 citado por Rodríguez, 1986). Similarmente, González (1980), en estudio realizado en el distrito Torres del estado Lara, utilizando el modelo matemático propuesto por Pinder y Bredehoef, concluye que la explotación actual, de aproximadamente $96 \times 10^6 \text{ m}^3$, es equiparada con la recarga natural que alimenta el acuífero, estimada en 112 Mm^3 .

El MARNR (1984) citado por Torres (1993) aplicó el modelo de simulación desarrollado por Pickett, con restricciones de información referida a la transmisividad y el coeficiente de

almacenamiento, en la zona de Duaca, estado Lara, concluyendo que el acuífero se encuentra al tope de su explotación, no debiéndose incrementar ésta en más de un 10 % del uso actual.

GISA (1997), realizó una recopilación de los resultados obtenidos en evaluaciones realizadas por MARNR (1970), CORPOANDES - ECOSA (1975) y ERSHT (1996) sobre la globalidad de los recursos hídricos disponibles para el desarrollo integrado de la zona baja del estado Trujillo, los cuales están representados por las aguas superficiales y subterráneas, allí existentes.

2.2.1. Aguas superficiales

La red hidrográfica del sector donde se ubica el área de estudio, está representada por cursos de agua con régimen permanente e intermitente. Los cursos de agua con régimen permanente son:

- ***Río Motatán – Carache***

Constituye el curso de agua más importante en la planicie, ya que sus aportes han permitido la construcción y modelado de la llanura aluvial, por procesos de desbordamiento del mismo (CORPOANDES - ECOSA, 1975). Según los registros existentes en el departamento de hidrografía del MARNR (1970) citado por GISA (1997), presenta un gasto medio de $75,2 \text{ m}^3/\text{s}$ para el período 1966-1970. Sin embargo, una simulación del balance hidrológico del Lago de Maracaibo realizada por La Universidad del Zulia (1986), citada por Caura (1997), determinó, para el período 1973-1983, un caudal medio de $42,1 \text{ m}^3/\text{s}$, con un porcentaje de influencia sobre el Lago del 2,21 %. Se caracteriza por presentar períodos de aguas altas y estiaje, consecuente con el patrón y régimen de pluviosidad bimodal característico de la región. Presenta una configuración sinuosa y divagante en virtud de la poca pendiente de la planicie.

- ***Río Pocó***

Tiene un gasto medio de $1,62 \text{ m}^3/\text{s}$, con un pico para un período de retorno de 5 años de $124,64 \text{ m}^3/\text{s}$ y de $506,37 \text{ m}^3/\text{s}$ para 100 años (CORPOANDES - ECOSA, 1975).

- ***Río Caús***

Carece de registros, CORPOANDES - ECOSA (1975) cálculo su gasto a nivel del puente de la carretera Panamericana, obteniendo un caudal medio de $2,32 \text{ m}^3/\text{s}$, un pico para un período de retorno de 25 años de $201,18 \text{ m}^3/\text{s}$, y de $821,34 \text{ m}^3/\text{s}$ para 100 años.

Los cursos de agua que presentan régimen intermitente son: Cheregüe y Vichú, el primero carece de registros, mientras que para el segundo CORPOANDES - ECOSA (1975) estimó un gasto medio de $0,825 \text{ m}^3/\text{s}$.

2.2.2. Aguas subterráneas

- *Zonas hidrológicas*

Según Trautmann (1970), en el delta del río Motatán existen cuatro zonas hidrológicas:

Al este, en la zona de los conos del pie de monte. La infiltración es importante; ocurre sobre todo desde el fondo de los lechos de los ríos y es susceptible de alimentar una capa semiprofunda, debajo de los aluviones recientes.

A lo largo de los ríos y caños que atraviesan la zona deltaica. Acumulaciones aluviales arenosas facilitan la infiltración y funcionan como zonas recarga (alimentación) de capas superficiales.

En las grandes zonas de suelos limosos. La infiltración existe, pero es lenta y poco profunda. En caso de precipitaciones intensas hay desagües en la superficie hacia los talwegs y depresiones.

En las zonas deprimidas y arcillosas del delta. En particular en la zona marginal del Lago y en la depresión noroeste, la infiltración es imposible; la saturación superficial es permanente y las inundaciones son frecuentes y prolongadas.

- *Características geomorfológicas*

Trautmann (1970), afirma que la sedimentación ocurrió en dos períodos del Cuaternario:

En el período t_1 , ocurrió una intensa sedimentación, con sedimentos gruesos, muy permeables, que se profundiza en dirección E-W con pendiente $2,5\%$. Después del t_1 , la cubierta fue erosionada y enterrada por aluviones del período $t_1 - t_0$. Estos aluviones son más finos que los sedimentos t_1 . Este proceso no fue homogéneo en el tiempo ni en el espacio: hay intercalaciones de sedimentos gruesos y finos, lateral y verticalmente.

- *Inventario*

Según MARNR (1992), en la planicie se han inventariado unos 152 pozos, la cifra real puede ser mucho mayor. Éstos tienen una profundidad variable entre 100 y 150 m y una capacidad de 60 a 100 ó más l/s, pareciendo el último valor el más ajustado a la zona, ya que los valores observados de transmisividad dan una capacidad específica entre 5 y 15 l/s/m, asumiendo una eficiencia media del 60 % para los pozos, lo que representa un abatimiento de 5 a 11 m para un bombeo de 80 l/s.

La Empresa Regional Sistema Hidráulico Trujillano (ERSHT), en 1996 realizó un inventario de 1284 pozos, en un área de 1680 km², comprendida entre los 9° 10' y 9° 50' de latitud norte y entre los 70° 10' y 70° 30' de longitud oeste. Los resultados del mismo permitieron determinar la cantidad por uso de los pozos; teniéndose que del total, 342 se destinan para riego, 542 para uso doméstico, 526 para ganadería, 233 están bajo reserva, 13 destinados a usos industriales y 42 abandonados. Se observa que el uso principal del agua en la planicie es para riego (98.867.182 m³/año), abarcando cerca de 9.000 ha, con promedio de 10.985 m³/ha/año.

Respecto a la profundidad, el 40 % está entre 50 y 100 m, muy pocos son más profundos que 160 m. Según el inventario realizado por la ERSHT (1996) existen perspectivas de altos rendimientos de agua por debajo de los 160 m, pero no han sido evaluadas. En cuanto a los caudales extraídos, 704 pozos tienen un rendimiento inferior a los 5 l/s, destinados a pequeños aprovechamientos; los que extraen entre 5 y 25 l/s, corresponden mayormente a los que surten a los centros poblados; en el rango entre 25 y 100 l/s, de alta producción, se ubican las haciendas con riego tecnificado; los de caudales mayores a 100 l/s, utilizados para agricultura de riego tecnificado, están ubicados en grandes fincas o fueron construidos para abastecer núcleos de pequeños a medianos sistemas de riego que involucran a varios productores, éstos fueron construidos por Corpoandes.

El Grupo de Investigación de Suelos y Aguas (GISA) del NURR-ULA, en el año 1997, inventarió una superficie de 347,9 km², realizando aforos en 1103 pozos de agua subterránea, encontrando a su vez, 140 pozos construidos, pero inactivos. De los aforados, solo en el 7 % se extraen caudales superiores a 5 l/s, pudiendo llegar a extraerse, en algunos, más de 120 l/s. En cuanto a la profundidad de perforación, determinó que solo un 7,1 % tiene profundidades menores a 30 m, y el 26,3 % mayor 70 m, pudiendo llegar en algunos casos hasta los 200 m.

De acuerdo con los aforos puntuales realizados para marzo de 1997, GISA determinó que el volumen mensual total extraído es de aproximadamente $4,1 \times 10^6$ m³, del cual $3,05 \times 10^6$ m³ corresponden a los núcleos de mayor extracción ubicados en los sectores: Santa Apolonia - Km 17 (pozos construidos por compañías bananeras) y El Cienego – Las Adjuntas – El Horcón (pozos construidos por Corpoandes para abastecer sistemas de riego comunitarios)

- *Hidrogeología*

El estudio realizado por MARNR (1992), afirma que en la zona se distinguen dos acuíferos bien separados:

Una capa superficial de hasta 30 m de profundidad, que constituye un acuífero libre somero de poca potencialidad, alimentado principalmente por la infiltración del agua de lluvia. En éste los pozos tienen producciones bajas (máximo 10 l/s). La extracción actual ha provocado un descenso marcado de los niveles freáticos y con ello el agotamiento de muchos de esos pozos. Éste no representa una fuente de agua significativa para el desarrollo de la zona.

Otras capas permeables más profundas, entre 60 y 150 m, que conforman un acuífero confinado, localmente artesiano.

En el mismo estudio se afirma que los valores estimados de transmisividad hasta 140 m de profundidad, fluctúan entre 1500 y 3500 m²/d, con espesores variables de 40 a 60 m. Las permeabilidades correspondientes son bastante altas, de 20 a 70 m/d. El coeficiente de almacenamiento se estima en 6×10^{-4} , según las pocas pruebas de bombeo disponibles. Por el tipo de material permeable, el rendimiento específico o porosidad efectiva está por el orden del 15 %. Según lo anterior, las reservas permanentes de esa capa acuífera serían de unos 7 Mm³/km².

La recarga natural al acuífero o reserva renovable representa el flujo existente en el mismo fuera de toda extracción por pozos. Según el mencionado estudio, debido al carácter confinado del acuífero, ésta no puede ser por infiltración y percolación del agua de lluvia, sino únicamente por afluencias de agua subterránea del piedemonte. Ese valor ha sido estimado por simulación hidrológica mensual del río Motatán en una pequeña parte del área considerada, y arroja un valor de 4 Mm³/año/km. Al considerar una fuente de recarga de 40 km de largo y tomando el valor estimado, la recarga natural sería de 160 Mm³/año (5 m³/s).

Para Trautmann (1970), hay tres grandes tipos de capas de agua en el delta del río Motatán:

Agua libre. Es superficial, con niveles estáticos entre – 2 y – 8 m. Los pozos tienen profundidad inferior a 30 m. Los espesores de acuíferos están entre 4 y 10 m. Generalmente es salada.

Agua confinada, artesiana. A veces surgente a veces no surgente: está ubicada entre 30 y 60 m. Es artesiana, pero de baja presión piezométrica, no mayor de + 0,5 m. y hasta – 4,5 m. Es potable.

Agua confinada, profunda, surgente. Su profundidad es superior a 60 m y la mayoría de los pozos tienen más de 100 m de profundidad. En algunos de ellos su espesor es superior a 100 m. La presión piezométrica es siempre elevada. Su sabor es dulce, potable.

- *Variaciones de nivel piezométrico*

Las capas superficiales varían dicho nivel entre 0,10 y 0,70 m en el período hidrológico. Las profundas varían en promedio + 0,30 m en la estación húmeda.

- *Disposición y recarga del acuífero en el delta del río Motatán*

Según Trautmann (1970), la disposición y recarga del acuífero es de la manera siguiente:

Capa superficial. Esta se encuentra entre los 10 y 30 m bajo el nivel del suelo. El piso corresponde al primer estrato impermeable o poco permeable que alcanzan las aguas infiltradas, tiene profundidad variable; el Lago Maracaibo está cerca de la superficie, por eso el agua superficial aflora. Está sometida a la acción de la evaporación, por lo que asciende a la superficie y provoca la precipitación de las sales disueltas. La recarga es por infiltración de lluvias y lateral de ríos. En la parte alta y central del delta, los pozos son alimentados por la capa superficial libre.

Capas intermedias: Se encuentran en los extractos arenosos permeables que existen en todo el espesor de las acumulaciones aluviales. Están confinadas entre dos capas arcillosas impermeables. Tienen en general poca pendiente. La recarga proviene de la infiltración de los lechos de ríos o por la penetración de diques aluviales a lo largo de los ríos y luego se propaga lateralmente. El río Motatán desempeña también un papel importante en la recarga.

Capa profunda artesiana. Se halla localizada en los sedimentos gruesos del antiguo delta de sedimentos cuaternarios t₁. Tiene fuerte pendiente en dirección al Lago de Maracaibo y están enterrados debajo de sedimentos menos permeables. La recarga principal proviene del río de Motatán. También son áreas de recarga los “glacies” del piedemonte; igual papel juegan los sedimentos de la formación Betijoque (Mio-Plioceno).

2.3. GEOESTADÍSTICA

La geoestadística es una técnica desarrollada a principios de los años sesenta que ofrece un conjunto de herramientas con las que se puede abordar el análisis de los componentes de variabilidad aleatoria (Samper, 1994). Según definición de Matheron (1962), citado por Samper y Carrera (1990); es la aplicación del formalismo de las funciones aleatorias al reconocimiento y estimación de fenómenos naturales, y la concibe como la aplicación de la teoría de las variables regionalizadas a la estimación de procesos o fenómenos geológicos en el espacio, también se puede definir como la rama de la estadística dedicada al estudio de los fenómenos espacialmente distribuidos (Journel, 1979, citado por Mora, 1996).

Las dos aplicaciones principales de la geoestadística en la hidrogeología se resumen en que realiza la estimación espacial de parámetros hidrogeológicos a partir de un conjunto de valores medios en forma puntual. La innovación de la geoestadística, en este caso, es que permite obtener no sólo la estimación sino también una medida de la incertidumbre de dicha estimación.

Al proporcionar las medidas sobre la incertidumbre de la estimación, la geoestadística constituye una poderosa herramienta para la selección de puntos de muestreo de forma tal que minimice esa incertidumbre de estimación (Ben-Jemaa *et al.*, 1994, citado por Miyashiro, 1996).

2.3.1. Conceptos básicos de geoestadística

- *Variable regionalizada*

El término de variable regionalizada fue propuesto por Matheron para calificar un fenómeno que se desarrolla tanto en el espacio y/o en el tiempo y manifiesta una cierta estructura (Mora, 1996). Por otro lado, Miyashiro (1996) la define como una variable distribuida en el espacio; utilizada para representar un fenómeno natural.

Desde el punto de vista matemático, una variable regionalizada es simplemente una función aleatoria que depende del tiempo o del espacio y que en cada punto x es una variable aleatoria. Toda variable regionalizada posee una estructura de variabilidad particular, las variables medidas en dos puntos separados por una distancia h , están correlacionadas; y bajo la hipótesis de estacionaridad, el grado de dependencia o auto correlación de éstas es sólo función de las características propias de la variable considerada, del módulo y dirección del vector h , que separa los dos puntos, pero no se debe la localización específica de ambos puntos ni del valor medidos en ellos (Mora, 1996).

Lo característico de una función aleatoria es que se puede concebir como la suma de una componente estructurada y otra aparentemente errática o aleatoria. La componente estructurada es la que permite asegurar que, si en una zona se dispone de varias medidas de valores altos, lo más probable es que en otros puntos de medidas adicionales a los valores, también sean altos. La componente aleatoria, sin embargo, impide predecir con exactitud el valor de dichas medidas hipotéticas (Samper, 1994).

Objeto de la teoría de las variables regionalizadas (Mora, 1996). Este se puede resumir así: establecer las bases teóricas que permiten tomar en cuenta las características estructurales de los fenómenos naturales, y proporcionar los medios prácticos para resolver los diversos problemas de estimación espacial de parámetros que se presentan a partir de una muestra fragmentada.

- **Función aleatoria**

Una función aleatoria es un conjunto de variables aleatorias, $Z(x)$, donde x es la ubicación que pertenece al área investigada, cuya dependencia de uno con respecto al otro, se especifica por mecanismos probabilísticos (Miyashiro, 1996). La función aleatoria expresa el aspecto aleatorio y estructural de un fenómeno natural de la manera siguiente:

Localmente, el valor puntual $Z(x)$ se considera como una variable aleatoria. Este valor puntual $Z(x)$ es también una función aleatoria en el sentido de que por cada par de puntos x_i y $x_{(i+h)}$, las variables aleatorias correspondientes $Z(x_i)$ y $Z(x_{(i+h)})$ no son independientes, pero se relacionan por una correlación que expresa la estructura espacial del fenómeno.

La variable regionalizada representa al fenómeno, (el conjunto de todos sus posibles valores distribuidos en el espacio), considerada como una realización particular de la función aleatoria construida sobre este fenómeno (el conjunto de una infinidad de variables aleatorias que representan los valores del fenómeno en cada punto del espacio).

2.3.2. Momentos considerados en geoestadística lineal

En la geoestadística lineal son suficientes los primeros momentos de una función aleatoria $Z(x)$, de hecho en la mayoría de las aplicaciones prácticas la información disponible no permite inferir momentos de mayor orden. (Samper y Carrera, 1990, citado por Miyashiro, 1996).

- **Momento de primer orden o esperanza matemática**

El momento de primer orden es la esperanza matemática denominada también como media, es una medida de tendencia central definida como:

$$E[Z(x)] = m(x) \quad (2.1)$$

La función $m(x)$ es conocida como derivada y tendencia, aunque algunos autores prefieren usar el término de deriva.

- **Momentos de segundo orden**

Los tres momentos de segundo orden considerados en geoestadística son los siguientes:

La varianza o momento de segundo orden de $Z(x)$ respecto a $m(x)$. Definida como:

$$\sigma^2 = Var[Z(x)] = E \{ [Z(x) - m(x)]^2 \} \quad (2.2)$$

La varianza es generalmente una función de x .

La covarianza de dos variables aleatoria $Z(x_i)$ y $Z(x_j)$, $C(x_i, x_j)$. Definida como:

$$C(x_i, x_j) = E\{[Z(x_i) - m(x_i)][Z(x_j) - m(x_j)]\} \quad (2.3)$$

Es una función de dos puntos x_i y x_j . Esta Función es denominada a veces como función de autocovarianza.

El variograma. Es definido como:

$$\gamma(x_i, x_j) = \frac{1}{2} * E\{[Z(x_i) - Z(x_j)]^2\} \quad (2.4)$$

De la definición de los momentos de una función aleatoria se puede observar que tanto la varianza como el variograma son siempre positivos mientras que la covarianza puede adoptar valores negativos (Journel y Huijbregts, 1981).

2.3.3. Inferencia estadística y funciones estacionarias

- *Hipótesis de estacionaridad*

Una función aleatoria es estacionaria siempre y cuando la ley de probabilidad de los valores que toma esta función en n puntos arbitrarios no varíe por la traslación del conjunto de esos puntos. Es decir, un fenómeno es llamado estacionario si posee una cierta homogeneidad espacial de naturaleza estadística que hace que se pueda repetir en cualquier punto del espacio (Mora, 1996).

Una función aleatoria es estrictamente estacionaria si su función de distribución es invariable respecto a cualquier variación del vector h , es decir la función de distribución del vector aleatorio $[Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)]$ es idéntica a la del $[Z(x_1+h), Z(x_2+h), \dots, Z(x_n+h)]$ para cualquier h (Samper y Carrera, 1990, citado por Miyashiro, 1996).

Se puede suponer entonces que cada realización particular es satisfactoria para tomar en cuenta el conjunto de realizaciones eventuales, por lo que la inferencia estadística puede realizarse reemplazando los valores medios del conjunto de realizaciones posibles por medias espaciales sobre una única realización (Mora, 1996).

La geoestadística lineal está limitada a suponer la hipótesis de estacionaridad de los dos primeros momentos de la función aleatoria. Una función es estacionaria de orden dos cuando:

- $\epsilon[Z(x)]$ existe y no depende de x , es decir, $\epsilon[Z(x)] = m$ para todo x . Si m depende de x , se dice que existe deriva o tendencia.
- Para cualquier pareja de variables aleatorias $Z(x+h), Z(x)$ su covarianza existe y no depende del vector de separación h , es decir:

$$C(x+h, x) = \epsilon[Z(x+h) - Z(x)] - m^2 = C(h) \quad (2.5)$$

- **Hipótesis intrínseca**

Una función aleatoria $Z(x)$ es intrínseca cuando no está definida su varianza, pero sí la de sus incrementos, es decir, $\{Z(x+h) - Z(x)\}$ tiene una varianza y esperanza matemática definidas e independientes de x para todo vector h . Entonces para todo x :

$$\text{Var}[Z(x+h) - Z(x)] = \epsilon[Z(x+h) - Z(x)]^2 = 2\gamma(h) \quad (2.6)$$

La hipótesis intrínseca puede ser vista como una limitación de la estacionaridad de segundo orden en el incremento de la función aleatoria $Z(x)$. La función $\gamma(h)$ se denomina semivariograma, pero en geoestadística se le llama variograma, dichos términos son usados indistintamente.

2.3.5. Medida de la variabilidad espacial

- **Variograma**

El variograma se considera como una función modificada de la covarianza o función de autocorrelación de la teoría de las funciones aleatorias. El variograma se estima directamente mediante la siguiente expresión:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(x_i + h) - Z(x_i))^2 \quad (2.7)$$

Donde:

$\gamma(h)$ es el variograma experimental.

$Z(x_i)$ valores experimentales en los puntos x_i , en los que se tiene datos tanto en x_i como en $x_i + h$.

$N(h)$ es el número de pares de puntos separados por una distancia h .

El variograma mide la variabilidad espacial de un fenómeno de la misma forma en que lo

realiza la covarianza. Cuando la función aleatoria es estacionaria, la relación entre el variograma y la función aleatoria es estacionaria, la relación entre el variograma y la covarianza es directa, como se muestra en la Figura 2.2; en esta se observa que el variograma crece con la distancia h hasta hacerse constante, la covarianza decrece desde el valor de la varianza hasta anularse a una cierta distancia conocida como alcance. Esta distancia señala la zona de influencia en torno a un punto, más allá de la cual la correlación espacial es nula.

La relación entre la varianza y la covarianza se expresa por medio de la ecuación:

$$\gamma(h) = \text{Var}(Z) - C(h) \quad (2.8)$$

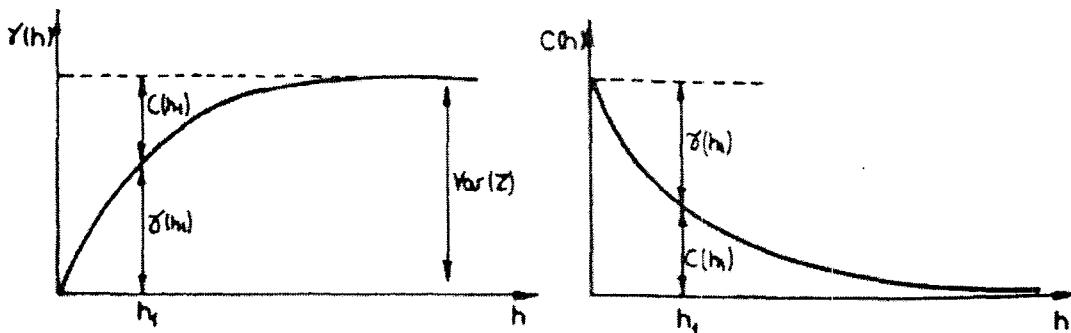


Figura 2.2. Relación existente entre el variograma (izquierda) y la covarianza (derecha)

El comportamiento gráfico del variograma da una descripción sintética de la estructura del fenómeno estudiado y, a su vez, permite establecer la relación entre esta estructura y la precisión con la que se resuelve los problemas de interpolación y estimación planteados. Para establecer el comportamiento estructural se estudian las tendencias a cortas distancias y las asintóticas.

Comportamiento en el origen. Interpreta la continuidad que manifiesta la variable regionalizada. Se distinguen cuatro tipos:

- *Comportamiento parabólico.* Describe a una variable excesivamente regular, derivable en media cuadrática. Ejemplo: evolución diaria de niveles piezométricos en un pozo profundo. En la Figura 2.3(a), original de Delhomme (1978), se observa este tipo de comportamiento (Mora, 1996).

- *Comportamiento lineal.* Tendencia menos regular, continuo en media cuadrática, pero no derivable. Ejemplo: la variación del espesor de una formación geológica. Figura 2.3(b).

- *Discontinuidad en el origen.* La variable es muy irregular, no continua en media cuadrática. Implica que dos puntos distintos, pero muy próximos, presentan una diferencia de varianza al menos igual al efecto de pepita. Ejemplo: la distribución de una tormenta en función de la distancia. Figura 2.3(c).

- *Aspecto plano o efecto de pepita puro.* Es el caso de aleatoriedad pura para $Z(x)$ y $Z(x+h)$, en una distancia h no nula, existe una varianza que oscila en torno a un valor constante. Es el caso límite de ausencia de estructura. Ejemplo: la evolución de las precipitaciones anuales en una estación. Figura 2.3(d).

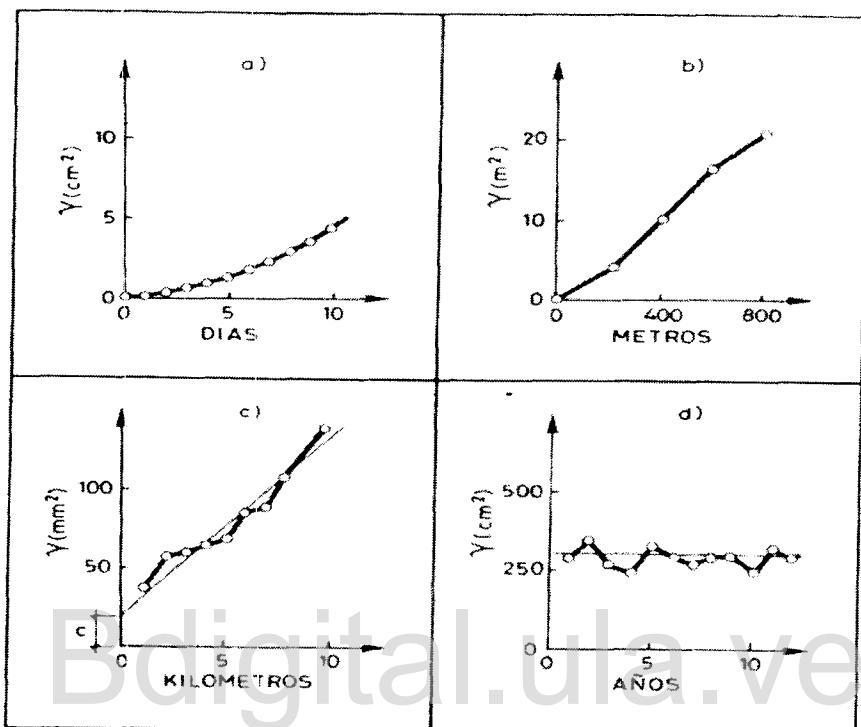


Figura 2.3. Ejemplos de semivariogramas muéstrales con diferentes tipos de comportamiento en el origen. a) niveles de un pozo profundo en función del tiempo. b) espesor de una formación geológica. c) precipitación en función de la distancia. d) precipitaciones medias anuales.

Comportamiento asintótico. El variograma puede crecer indefinidamente, ya que es una función monótona no decreciente, al aumentar la diferencia $Z(x+h) - Z(x)$; pero si Z es estacionaria, γ puede llegar a estabilizarse y alcanzar un valor límite constante, denominado meseta, la cual coincide con la varianza σ^2 de Z .

La distancia a la cual se estabiliza el variograma se le llama alcance y ésta indica la zona de influencia donde la correlación es nula.

- **Parámetros del variograma**

En la Figura 2.4 se representan los diferentes parámetros de un variograma, los cuales son:

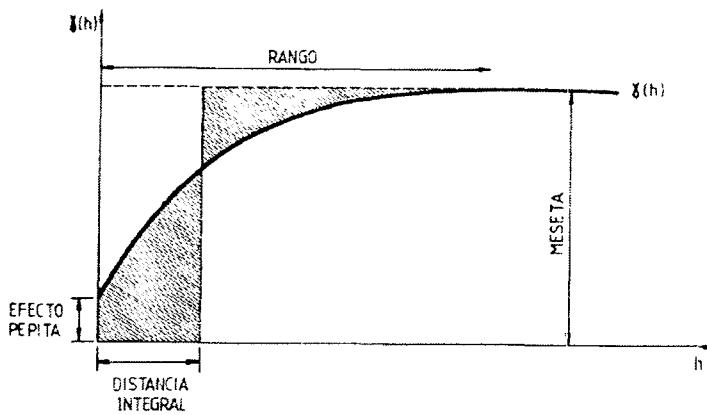


Figura 2.4. Parámetros del variograma

- *Efecto de pepita.* A menudo el variograma es discontinuo en el origen con un salto finito al que se llama efecto de pepita. Este efecto puede deberse a:

- Intervalos de medidas y superposición de semivariograma. Siendo el semivariograma total la suma de los correspondientes a varias escalas de variabilidad del fenómeno buscado, puede resultar que aquellos de escalas más pequeñas aparezcan como efecto de pepita en el semivariograma experimental.

- Efecto de la disposición de puntos de medición. Cuando se trata de demarcar contornos de una región en estudio para efectos de delimitación de la superficie de algún acuífero, es frecuente que existan pozos cercanos a los límites de esas zonas. La consecuencia de tal disposición es que puntos próximos a los límites puedan provocar cambios notables en los valores que no son representativos de la variabilidad global de Z , dando lugar a un efecto de pepita aparente.

- Errores de mediciones. Toda medición puede contener errores, si se supone que estos son realizaciones de una variable aleatoria $\varepsilon(x)$, que $Z(x)$ representa el campo real, $Z_I(x)$ el campo medido y que los errores son aditivos, entonces Z , Z_I y ε se pueden relacionar mediante:

$$Z_I(x) = Z(x) + \varepsilon(x) \quad (2.9)$$

Suponiendo que $Z(x)$ y $\varepsilon(x)$ son independientes puede establecerse que:

$$\gamma Z_I(h) = \gamma Z(h) + \gamma \varepsilon(h) \quad (2.10)$$

Asumiendo, además, que los errores carecen de correlación espacial y que tienen una varianza constante σ^2 para todo $h \neq 0$, se obtiene:

$$\gamma Z_I(h) = \gamma z(h) + \sigma^2 \varepsilon \quad (2.11)$$

Se puede concluir, finalmente, que los datos Z_i tendrán un efecto de pepita puro de valor σ^2 , además del que pueda presentar Z .

- *Meseta.* Si Z es estacionaria, el variograma puede estabilizarse (comportamiento asintótico) y alcanzar un valor límite constante llamado meseta que coincide con la varianza σ^2 de Z .

- *Rango.* La distancia en la cual el variograma se estabiliza se denomina rango y denota la zona de influencia en la cual la correlación es nula.

- *Distancia Integral.* Es aquella distancia h que al multiplicarla por la meseta permite obtener el área existente por encima del variograma a partir de esta distancia h . La distancia integral suele emplearse para medir el grado de correlación espacial de la variable.

• *Variograma teórico*

En el variograma experimental se presentan fluctuaciones aparentes, la mayoría de las veces éstas se deben a que los diferentes valores de $\gamma(h)$ son estimaciones obtenidas partiendo de un pequeño número de pares de valores muestrales. En la práctica corriente ésto justifica el ajuste de modelos teóricos empíricos a los variogramas muestrales con el objeto de garantizar la coherencia matemática de la estimación.

El término “teórico” se usa para diferenciarlo del variograma muestral. Es necesario destacar que estos variogramas teóricos no provienen de alguna hipótesis especial ni pretende representar fenómenos específicos. Debido a razones de tipo numérico los variogramas de tipo teóricos deberán cumplir con ciertas condiciones:

a. De la definición de variograma se deduce que $\gamma(h)$ debe ser nulo en el origen, es decir que $\gamma(0) = 0$

b. $\gamma(h)$ es una función “condicionalmente definida negativa”, o también, $-\gamma(h)$ es condicionalmente “positiva definida”. Es decir, que para todo conjunto x_1, \dots, x_n de puntos arbitrarios y para todo conjunto $\lambda_1, \dots, \lambda_n$ de coeficientes que satisfacen que:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 0 \quad (2.12)$$

Se debe cumplir que:

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) \leq 0 \quad (2.13)$$

c. De la condición que $-\gamma(h)$ es condicionalmente una función definida positiva se puede demostrar que el variograma necesariamente tiene un ritmo de crecimiento menor que h^2 cuando h tiende a infinito, lo cual indica un ritmo de crecimiento menor (Journel y Huijbregts, 1979) es decir:

$$\lim_{h \rightarrow \infty} \frac{\gamma(h)}{h^2} = 0 \quad (2.14)$$

donde h es la distancia polar.

Los variogramas teóricos son funciones que cumplen con las condiciones anteriores y son usados generalmente para ajustar los variogramas experimentales. Entre los modelos teóricos de variogramas se tienen dos tipos:

Modelos con una meseta o de transición. Entre ellos se encuentran, el de efecto de pepita puro, el esférico, exponencial, gausiano y cúbico.

- *Efecto de pepita puro.* Es indicativo de un fenómeno sin ningún auto correlación espacial. Se emplea en combinación con otro modelo. Su ecuación es:

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & \text{si } h = 0 \\ S & \text{si } h > 0 \end{cases} \quad (2.15)$$

donde: $\gamma(h)$ es el variograma teórico, S es la meseta y h es la distancia.

- *Esférico.* Se caracteriza porque alcanza la meseta para una distancia finita ($h = a$), es indicativo de fenómenos continuos (o con un conjunto a lo sumo numerable de discontinuidades) aunque no derivables. Es decir, fenómenos cuya representación gráfica pueden presentar quiebres. Viene expresado por la ecuación:

$$\gamma(h) = \begin{cases} \frac{S}{2} \left[3\left(\frac{h}{a}\right) - \left(\frac{h}{a}\right)^3 \right] & \text{si } h \leq a \\ S & \text{si } h > a \end{cases} \quad (2.16)$$

Sus características son el alcance (a), la meseta (S), la pendiente en el origen es $1.5 S/a$ y la distancia integral λ está expresada por:

$$\lambda = \frac{1}{S} \int_0^a S \left[1 - \frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] dh = \frac{5}{12} a \quad (2.17)$$

- *Exponencial*. Es representativo de fenómenos continuos, salvo en un conjunto de puntos (en una dimensión), líneas (en dos dimensiones) o planos (en tres dimensiones). Su ecuación está expresada por:

$$\gamma(h) = S \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) \quad (2.18)$$

Alcanza su meseta de forma asintótica:

$$\text{meseta} = \lim_{h \rightarrow \infty} S \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) = S \quad (2.19)$$

El alcance efectivo (a') será la distancia a la cual el variograma $\gamma(h) = 0.95S$, que es aproximadamente:

$$a' = 3a \quad (2.20)$$

La pendiente en el origen S/a , es menor que la de un variograma esférico con el mismo alcance (a), pero es mayor a la igualdad de alcance (a'). Es decir, que la igualdad de alcance en el variograma exponencial crece y se approxima a la meseta más rápidamente que en el esférico (Miyashiro, 1996). La distancia integral es:

$$\lambda = \frac{1}{S} \int_0^\infty [S - \gamma(h)] dh = \frac{S}{S} \int_0^\infty e^{-\frac{h}{a}} dh = a = \frac{a}{3} \quad (2.21)$$

- *Gausiano*. Representa muy bien fenómenos suaves, es decir, continuos y derivables en la mayoría de los puntos. Su comportamiento inicial es de tipo parabólico con pendiente en el origen y es indicativo de una gran regularidad. Su expresión es:

$$\gamma(h) = S \left[1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}} \right] \quad (2.22)$$

Alcanza su meseta asintóticamente,

$$\text{meseta} = \lim_{h \rightarrow \infty} \lambda(h) = S \quad (2.23)$$

Este modelo gausiano no tiene alcance, para efectos prácticos $a < \sqrt{3}S$ donde el variograma es igual a $0.95 S$.

La ecuación de la distancia integral es:

$$\lambda = \frac{1}{S} \int_0^{\infty} [S - \gamma(h)] dh = \int_0^{\infty} e^{-\frac{h^2}{a^2}} dh = \frac{a}{2} \sqrt{\pi} \quad (2.24)$$

El variograma gausiano suele conducir a problemas numéricos, salvo cuando se usa con efecto pepita, por lo que su empleo en la práctica es poco habitual:

- *Cúbicos*. Su comportamiento en el origen es cuadrático por lo que es típico de fenómenos muy suaves, aunque no tanto como los componentes del modelo gausiano del mismo alcance. Sus expresiones son:

$$\gamma(h) = \begin{cases} S \left(\frac{7h^2}{a^2} - \frac{35h^3}{4a^3} + \frac{7h^5}{2a^5} - \frac{3h^7}{4a^7} \right) & \text{si } h < a \\ S & \text{si } h \geq a \end{cases} \quad (2.25)$$

$$\gamma(h) = \begin{cases} S \left(\frac{2h}{a} - \frac{h^2}{a^2} \right) & \text{si } h < a \\ S & \text{si } h \geq a \end{cases} \quad (2.26)$$

La distancia integral es igual a $0.37 a$.

Modelos sin meseta. Dentro de éstos se encuentran los monómicos, logarítmicos y con efecto agujero.

- *Monómicos*. Se usan para representar fenómenos no estacionarios, éstos no tienen meseta, ya que tienden al infinito cuando lo hace h . Su ecuación genérica es:

$$\gamma(h) = Kh^\theta \quad (2.27)$$

Donde: θ se acota estrictamente en el intervalo abierto (0-2), ya que si $\theta = 0$ se tiene un efecto de pepita puro y si $\theta \geq 2$ la función no es definida positiva. K es la pendiente en el origen.

- *Logarítmicos*. No están definidos en el origen ni tampoco tienen meseta. Es de gran utilidad cuando el variograma experimental se comporta linealmente al usar una escala logarítmica para las distancias. Su ecuación es:

$$\gamma(h) = C_1 \log(h) \quad (2.28)$$

- *Con efecto agujero*. Es indicativo de fenómenos con componentes periódicas o cuasi-periódicas. Estas componentes son difíciles de estudiar por el método de Krigeado. Si la periodicidad se conoce bien lo mejor es filtrarla por algún otro método. Si no existen datos suficientes para asegurar su existencia, se debe ignorar las ondulaciones del variograma experimental, ya que pueden ser debidas a otras causas.

Los variogramas más comunes con efecto agujero son:

$$\gamma(h) = S \left(1 - \frac{\operatorname{sen}(h)}{h} \right) \quad (2.29)$$

Que posee comportamiento parabólico en el origen y negativo definido en tres dimensiones.

En la Figura 2.5 se muestran los diferentes tipos de variogramas teóricos más comunes.

2.4. ANALISIS ESTRUCTURAL

- *Krigeado*

El estudio de variogramas aporta datos relativos al comportamiento de una variable, pero es la técnica de krigeado (en honor a D. Krige) la causa de que la geoestadística ha despertado mayor interés, no solo en hidrología subterránea, sino en otros campos.

El objetivo del krigeado es hallar la mejor estimación o predicción lineal posible de una variable a partir de la información disponible, valores muestrales y relaciones de dependencia espacial, cuando ésta sigue una distribución de probabilidad normal, imponiendo el criterio de ausencia de sesgo y la minimización de la varianza de la estimación. Además de permitir la estimación más precisa del valor en un punto, simultáneamente puede determinar la varianza de la estimación y con ello detectar un error sistemático.

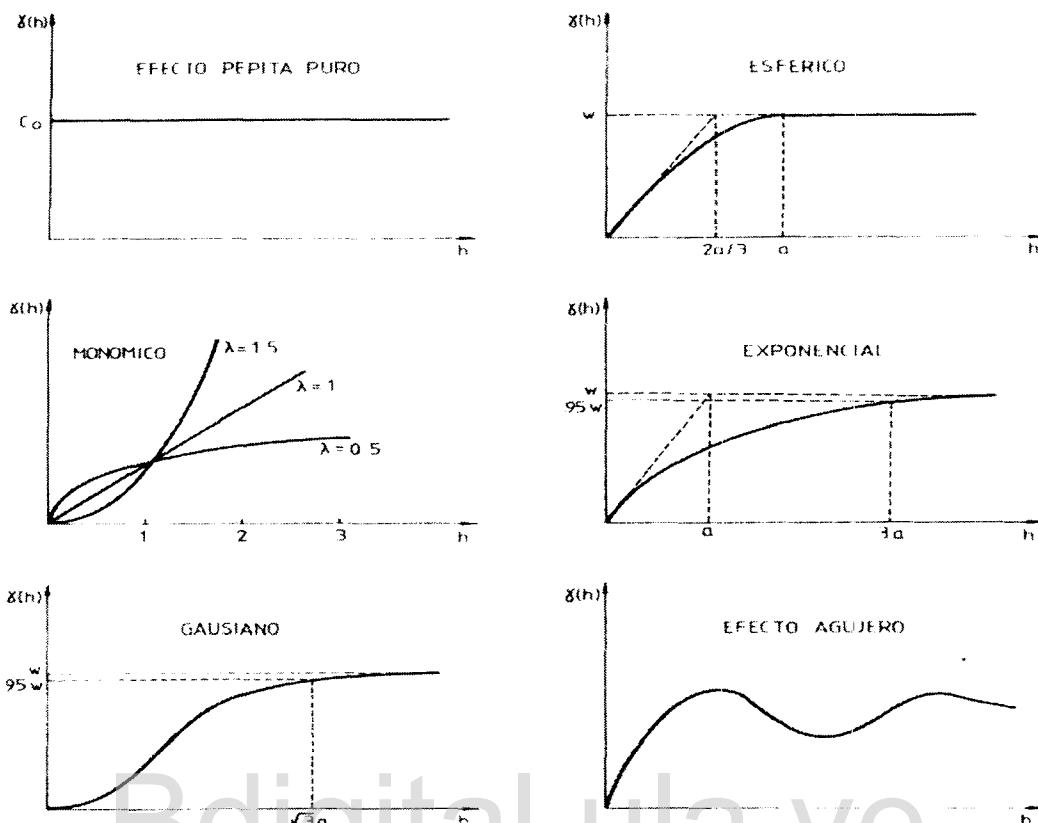


Figura 2.5. Diferentes tipos de variogramas teóricos más comunes

Existe una gran variedad de derivaciones del krigiado: simple, universal, residual, por bloques, disyuntivo, indicador y cokrigiado, desarrollados a partir de los postulados del krigiado ordinario.

Krigiado ordinario. El objetivo del método es obtener una estimación de $Z^*(x)$, a partir de los datos medidos Z_i en los puntos de observación x_i , de la siguiente forma:

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i \quad (2.30)$$

donde: Z^* es el valor a estimar, Z_i son los datos muéstrales de los puntos considerados para realizar la estimación y los λ_i son los pesos o coeficientes de ponderación. El krigiado busca los pesos que cumplan con dos condiciones:

- Que no exista sesgo, es decir que $E(Z^* - Z) = 0$. La imposición de que Z^* debe ser no sesgado implica que:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (2.31)$$

pudiéndose decir que:

$$E[Z^*] = m \sum_{i=1}^n \lambda_i = m = E[Z] \quad (2.32)$$

por lo que se asegura que $E(Z^* - Z) = 0$

- *Que la varianza del error de estimación sea mínima.* Se supone que la varianza de los datos se conoce del análisis estructural. Para minimizar la varianza es conveniente desarrollar algunos términos, por tanto, suponiendo que Z sea estacionaria, la varianza del error de estimación será:

$$Var(Z^* - Z) = E[(Z^* - Z)^2] \quad (2.33)$$

El problema que se plantea es minimizar la varianza del error de estimación de forma que satisfaga que $E(Z^*) = E(Z)$, lo cual constituye un problema clásico de optimización que se puede resolver usando los multiplicadores de Lagrange (Walsh, 1975).

Con los postulados teóricos de optimización por multiplicadores de Lagrange se busca:

$$\begin{aligned} \text{Minimizar: } z &= f(x) \rightarrow \lambda_2 * [E(Z^* - Z)^2] \\ \text{Sujeto a: } g(x) &= b \rightarrow E(Z^*) = E(Z) \quad \text{o también que: } \sum \lambda_i = 1 \end{aligned}$$

donde $z = f(x)$ es la función a minimizar y $g(x)$ es la función de restricción, por tanto el lagrangiano que teóricamente se postula para el caso de minimización es:

$$L(\lambda_i, \mu) = \frac{1}{2} E[(Z^* - Z)^2] - \mu \left(\sum_i \lambda_i - 1 \right) \quad (2.34)$$

Una vez desarrollado el proceso se llega a las siguientes ecuaciones que permiten encontrar Z^* y la varianza de la estimación:

$$Z^* = \sum_i \lambda_i Z_i \quad \text{y} \quad Var(Z^* - Z) = Var(Z) - \sum_{i=1}^n \lambda_i C(x_i - x) + \mu \quad (2.35)$$

Por un proceso análogo (Samper y Carrera, 1990), se pueden expresar las ecuaciones del krigado en función de la varianza. La varianza del error de estimación, o varianza del krigado, se determina por:

$$Var[(Z^* - Z)] = \sum_i \lambda_i \gamma(x_i - x) - \mu \quad (2.36)$$

Comportamiento de la solución. Samper y Carrera (1990) expresan que el krigado ha sido criticado cuando se esperaba que reprodujese variaciones bruscas en sitios donde la información era escasa. Por ello es importante tener claros los objetivos de la representación del fenómeno, por tanto si se espera reproducir variaciones posibles de la realidad, con fluctuaciones de alta frecuencia tomando en cuenta valores observados, es recomendable usar simulación condicional.

Al contrario, si se considera que los datos son una buena representación del fenómeno y que el variograma es adecuado para representarlo, el krigado será una buena alternativa de análisis del fenómeno sobre todo cuando se desea hacer estimaciones con los resultados obtenidos; ejemplos pueden ser: estimaciones de volúmenes promedio de un determinado componente, láminas medias precipitadas en una tormenta o isopiezas de un acuífero, es decir, donde lo importante sea observar tendencias generales de las posibles variaciones locales de un fenómeno dado.

Krigado con deriva. Las ecuaciones de krigado suponen que la variable a estimar es intrínseca, cuando la variable no satisface estas condiciones, el fenómeno se caracteriza por mostrar deriva. Es el caso de los niveles piezométricos que muestran un gradiente global en la dirección del flujo. En estos casos se toma $Z(x)$ como la suma de dos variables independientes, una componente determinística que es la deriva $m(x)$, y la componente estocástica $\varepsilon(x)$ con media igual a cero. Por tanto:

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon(x) \Rightarrow E[Z(x)] = m(x) \quad (2.37)$$

El variograma de γ_Z se relaciona con ε de la componente aleatoria $\gamma\varepsilon(h)$ a través de:

$$\gamma_z(h) = (1/2)[m(x+h) - m(x)]^2 + \gamma\varepsilon(h) \quad (2.38)$$

Al intentar calcular el variograma directamente a partir de los datos, el primer sumando se hace dominante para grandes valores de h , dando origen a un variograma no acotado. Al comprobarse que no se cumple la hipótesis: Z es intrínseca, se analizan las siguientes opciones:

- *Suponer que la variable es localmente estacionaria*, dando lugar al krigado en un entorno, que consiste en aplicar el método del ordinario, pero limitándolo a los puntos de observación que se encuentran a una distancia menor a una prefijada.
- *Suponer que se conoce la estructura de $m(x)$* , dando lugar al krigado residual, que puede ser directo si $m(x)$ se obtiene a partir de los datos y $\gamma\varepsilon(h)$ a partir de los residuales.

- Suponer que el variograma es estacionario y conocido, en esta hipótesis se basa el krigiado universal.

- Suponer que los incrementos de orden K son estacionarios, es decir, que localmente $m(x)$ esta representada por un polinomio de grado k

Krigiado residual. Es la posibilidad de tratamiento de la deriva de mayor uso por lo sencillo de su aplicación. Su hipótesis consiste en suponer conocida la deriva $m(x)$, a partir de ella se calculan los residuos a los que se les aplica el krigiado ordinario. La deriva espacial se puede estimar por mínimos cuadrados; en lugar de trabajar con $m(x)$ se trabaja con una aproximación $n^s(x)$. Los residuos se calculan por la ecuación:

$$R(x) = Z(x) - n^s(x) \quad (2.39)$$

Donde: $R(x)$ es una aproximación de la componente estocástica $\varepsilon(x)$. A partir de $R(x)$ se calcula el variograma de los residuos y se aplica el krigiado ordinario de éstos.

A continuación los criterios para realizar una de las derivaciones del krigiado residual, el directo, que es aquel en el que la estructura de los errores no afecta la estimación de la deriva. El método se resume en los siguientes pasos:

- Suponer conocida la forma de la deriva en base a razonamientos físicos.
- Ajustar por medio de mínimos cuadrados la deriva $n^s(x)$ a los datos medidos.
- Calcular los residuos.
- Calcular el variograma experimental de los residuos ajustándole uno teórico $\gamma R(h)$.
- Realizar el krigiado ordinario de los residuos utilizando el variograma teórico ajustado $\gamma \varepsilon(h)$.
- Obtener el valor de krigiado de la variable $Z^*(x)$ en un punto no muestreado como una suma de la deriva $n^s(x)$ en ese punto más el valor del krigiado del residuo.

2.5. APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOESTADÍSTICOS A LA HIDROGEOLOGÍA

Los principios de la teoría de flujo en medio poroso, son expresados en ecuaciones de derivadas parciales cuyos parámetros y variables representan las propiedades del medio poroso (transmisividad, coeficiente de almacenamiento, nivel piezométrico, entre otros). La solución de estas ecuaciones se obtiene mediante modelos matemáticos, en los cuales los parámetros se representan mediante funciones continuas o discontinuas. Debido a la escasez de información sobre los parámetros, estas funciones representan la variación espacial de los parámetros de una forma uniforme suavizada.

Los parámetros hidrogeológicos muestran una variabilidad espacial errática que difícilmente puede ser representada mediante funciones determinísticas. A esta variabilidad

natural se le adiciona una variabilidad inducida por los métodos empleados para su determinación, como sucede por ejemplo con la interpretación de los ensayos de bombeo para la determinación de la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento (Samper y Carrera, 1990). Por lo tanto los valores de estos parámetros son inexactos; si además, éstos son empleados para estimar los parámetros en zonas del acuífero donde no han sido medidos, se introduce una incertidumbre adicional. Una forma de considerar la aleatoriedad de las variaciones de los parámetros hidrogeológicos y la incertidumbre asociada con la insuficiente información acerca de su distribución espacial, consiste en adoptar una interpretación probabilística. De esta forma cada parámetro es una variable aleatoria que posee un conjunto infinito de valores de acuerdo con una distribución de probabilidad, al ser el parámetro una función en el espacio, su interpretación probabilística es la de una función aleatoria. La interpretación estadística de los parámetros tiene la ventaja de permitir estudiar su incertidumbre y la de las predicciones obtenidas con base en las mismas.

Cuando un parámetro hidrogeológico, como la transmisividad, es una función aleatoria, la ecuación del flujo subterráneo se convierte en una ecuación diferencial estocástica y por tanto su variable dependiente, el nivel piezométrico, es también otra función aleatoria. Esta dependencia teórica es una de las causas de las variaciones erráticas de los niveles piezométricos. Otras razones pueden ser: errores de interpretación, errores de medida y las fluctuaciones temporales con diferentes frecuencias.

En la solución de la ecuación del flujo subterráneo mediante métodos numéricos, los parámetros del modelo suelen representar valores medios en ciertas zonas. En la mayoría de los casos, dichos parámetros se tienen que estimar a partir de los valores medidos (generalmente inexactos) en un número finito de puntos del acuífero. Dada la incertidumbre asociada a este proceso de estimación, los parámetros estimados se convierten en variables aleatorias, el modelo numérico es estocástico y sus predicciones son por tanto inciertas. Para minimizar la incertidumbre de las predicciones del modelo, los parámetros deben ser estimados con el mínimo riesgo, de forma que la varianza de los errores de estimación sea lo más pequeña posible. Uno de los pre-requisitos para la aplicación de este método de estimación de los parámetros es el conocimiento de los estadísticos espaciales de los datos (Samper y Carrera, 1990).

Los métodos geoestadísticos se basan precisamente en proporcionar herramientas para analizar la variabilidad espacial de los parámetros y variables hidrogeológicas.

Para Samper (1994), los resultados más importantes hasta la fecha de la aplicación de la geoestadística al estudio del ambiente subterráneo, son los siguientes: explica los efectos de escala de la permeabilidad y la dispersividad, la existencia y obtención de parámetros a distintas escalas, el desarrollo de métodos de simulación estocástica y condicionada, y el desarrollo de técnicas para el diseño óptimo de redes de muestreo y control hidrogeológico.

Candela (1991), citado por Miyashiro (1996), resume las aportaciones más importantes de la geoestadística a la hidrogeología, en los siguientes puntos: cartografía, simulación de variables

hidrogeológicas, estimación basada en la ecuación de flujo, redes de muestreo y gestión de acuíferos.

- *Cartografía*

La cartografía constituye una de las primeras aplicaciones de la geoestadística, dado que al realizar las estimaciones habitualmente en una malla regular facilitaba la utilización del soporte lógico (software) disponible para la cartografía automática. Por otro lado, la obtención de mapas de error asociados daban la idea de la precisión del mapa obtenido. Otra aplicación indirecta relacionada con la cartografía, es la utilización previa para mejorar la calidad de los mapas producidos, como por ejemplo la utilización de datos de capacidad específica para mejorar la precisión de los mapas de transmisividad.

- *Simulación de variables hidrogeológicas*

El objetivo es la generación de funciones o conjuntos de valores de una variable hidrogeológica consistentes con la información disponible. Esta técnica ha sido utilizada en la simulación del nivel piezométrico para solucionar la ecuación de flujo.

- *Cokrigado*

Algunos de los problemas más interesantes de la hidrogeología implican múltiples variables regionalizadas. Por ejemplo, en estudios regionales es habitual trabajar simultáneamente con tres variables espaciales: nivel piezométrico, transmisividad y recarga. El objetivo es describir las relaciones entre estas variables regionalizadas y estimar dos de ellas a partir de la medida de la tercera. El problema se resuelve a través de la generalización de los métodos de estimación geoestadística al estudio de dos o más variables conjuntamente y se conoce con el nombre de cokrigado. Un estudio sobre la relación entre transmisividad y caudal específico es presentado por Ahmed y De Marsily (1987) citado por Samper y Carrera (1990).

- *Redes de muestreo*

Una de las aplicaciones más relevantes de la geoestadística ha sido su utilización en la optimización de redes de muestreo, y ello debido a dos razones fundamentales; primero, cada valor estimado tiene asociado su varianza de estimación; y segundo, la varianza de estimación no depende de las observaciones individuales.

Este segundo punto tiene gran importancia al permitir “jugar con los datos” y poder obtener resultados referentes a cuánta fiabilidad se gana al añadir nuevas observaciones a las

existentes; además este proceso puede ser evaluado sin necesidad de realizar ninguna nueva observación.

- *Gestión de acuíferos*

La utilización de la geoestadística se aplica en este caso a los problemas asociados a la incertidumbre de los parámetros utilizados en los modelos matemáticos de gestión de acuíferos. Este tipo de técnicas, aunque no utilizan en forma explícita terminología geoestadística, comparten los mismos conceptos que ésta, adquieren su importancia debido a que los parámetros de un sistema no siempre son conocidos con exactitud; al ser estimados a partir de datos incompletos o que pueden contener errores, es necesario recurrir a estas técnicas para no debilitar los objetivos de la gestión.

2.6. MODELOS

Según Samper (1994) un modelo es una representación simplificada de la realidad física. Esta realidad física es el medio subterráneo. Estos modelos son herramientas muy potentes que permiten manejar eficazmente situaciones complejas y tratar el sistema acuífero como un todo, no sin introducir modificaciones (Bachmat et al, 1980, citados por Miyashiro, 1996). Guiguer (1991) los define como instrumentos que ayudan a comprender los procesos físicos, químicos y bioquímicos que tienen lugar en los sistemas de agua subterránea y las interacciones entre éstos; a la vez proveen de información necesaria para lograr un manejo de estos procesos benéficamente y sin daño al entorno.

Gorelick (1983), citado por Miyashiro (1996), afirma que los modelos han llegado a ser herramientas para evaluar los impactos prolongados de una extracción sostenida del agua, la interacción entre el agua superficial y el agua subterránea, y la migración de contaminantes químicos.

La evaluación del agua subterránea a través de la simulación de modelos matemáticos permite la cuantificación de los efectos provocados por acciones antrópicas sobre el ambiente. La utilización de los modelos de simulación posee una amplia gama de aplicaciones, según diferentes autores citados por Miyashiro (1996), por ejemplo, en la asignación de recursos en la organización de proyectos y la planificación de un programa de monitoreo de calidad del agua o implementación de medidas de control; en optimizar el rendimiento de un acuífero y en la evaluación de los impactos de las descargas de aguas residuales vertidas sobre las corrientes y aguas subterráneas subyacentes.

Los modelos de aguas subterráneas son agrupados en dos categorías, los de:

- *Cantidad*

Los modelos son utilizados en el manejo de acuíferos, diseños de pozos, mejora de la recarga, determinación del rendimiento óptimo, interferencia entre pozos, estudios de flujos de aguas subterráneas y problemas similares.

- *Calidad*

Los modelos numéricos son usados en el estudio de las consecuencias de la contaminación de las aguas subterráneas, los medios necesarios para evitar la contaminación, y el diseño de medidas de corrección.

La creación de un modelo matemático plantea la solución de la ecuación que rige el movimiento del agua subterránea en el contexto de las particularidades geométricas, hidrogeológicas, hidrológicas, de las condiciones de frontera y de explotación que caracterizan al acuífero en su concepción regional (Samper, 1994)

Al no existir una solución analítica general para este problema, los modelos matemáticos se basan en una aproximación discretizada que permite formular, de forma general, el cálculo numérico de la solución de dicho problema. Su expresión se hace particular con la introducción de las restricciones impuestas por la realidad física del acuífero y por los criterios del hombre.

Dentro de esta concepción general, el funcionamiento del modelo matemático de un acuífero consiste en lo siguiente:

- a) El modelo recibe información sobre la geométrica del acuífero y de sus propiedades hidrogeológicas.
- b) El modelo opera sobre un estado inicial conocido del acuífero que se expresa en la forma de un mapa de hidroisohipsas correspondientes a una fecha.
- c) El modelo recibe información sobre las acciones (infiltración, extracciones, entre otras) que ocurren a partir de esa fecha y durante un determinado período de tiempo.
- d) El modelo calcula el estado del acuífero al final de este período; que es el resultado de la combinación de los datos expresados en los incisos a, b y c anteriores, y se expresa también en la forma de un mapa hidroisohipsas correspondientes a la fecha final del período de tiempo seleccionado

Cualquier variación en los datos de los incisos a, b y c se refleja directamente en el estado final calculado en d.

En efecto, si se simulan situaciones históricas registradas, de forma que las respuestas del modelo deben coincidir con estados previamente conocidos del acuífero, es posible comprobar hasta qué punto se ha logrado un modelo confiable del acuífero capaz, de reproducir su

comportamiento real.

De esta manera, los modelos de simulación son utilizados a menudo para explorar alternativas de manejo del agua subterránea. En tales casos se procesa un modelo, el cual es efectuado repetidamente bajo varios escenarios diseñados que intentan alcanzar un objetivo en particular (Bachmat *et al.*, 1980; Gorelick, 1983, citados por Miyashiro, 1996).

Según Llanusa *et al.*, (1990) los objetivos de los modelos actuales llevan a considerar dos etapas de trabajo:

- En la primera etapa, llamada de calibración, el modelo matemático es una herramienta de trabajo que permite verificar, corroborar, modificar y completar los planteamientos conceptuales previos formulados en el estudio hidrogeológico. Durante la etapa de calibración se busca reproducir lo más fielmente posible los estados del acuífero. El método empleado para efectuar la calibración es el indirecto o por tanteos, en el cual se repiten las corridas del modelo y mediante variaciones de las propiedades se logra el resultado deseado.
- En la segunda etapa, denominada de pronóstico, el modelo matemático se convierte en un instrumento de planificación, respondiendo a la necesidad de predecir las consecuencias que producirían en los acuíferos, una serie de alternativas de explotación, alcanzando la máxima utilidad si se conocen sus limitaciones. Estas limitaciones tienen dos fuentes posibles, las debidas:
 - Al carácter aproximado del modelo;
 - A las dificultades en la cantidad y calidad de la información.

En la actualidad, con el desarrollo tecnológico de los modelos mediante programas de computación, las limitaciones más importantes son en la cantidad y calidad de la información disponible.

- ***Etapa de calibración***

Durante la etapa de calibración se busca reproducir lo más fielmente posible mapas de hidroisohipsas registrados considerados como estados finales del acuífero. Generalmente, se hacen repeticiones introduciendo cambios en las propiedades hidrogeológicas hasta obtener la coincidencia señalada. Además, otras de las incógnitas es la determinación de la recarga por infiltración a partir de la lluvia.

El método empleado para efectuar la calibración es el indirecto o por tanteos, en el cual se repiten las corridas del modelo y mediante variaciones de las propiedades y de la recarga se logra el resultado deseado. Las variaciones en los datos se realizan a partir de la sensibilidad del modelo, la información disponible y otros cálculos auxiliares.

- *Etapa de pronóstico*

En la etapa de pronóstico, una vez obtenida la confiabilidad del modelo, se plantea la obtención de los estados finales del acuífero que corresponden a diferentes regímenes de explotación.

2.7. SIMULACIÓN

Según Mora (1996), la simulación tiene como objetivo en geoestadística, la generación de funciones o conjunto de valores de una variable hidrogeológica consistentes con la información disponible. Un segundo objetivo lo constituye la generación de valores de los parámetros necesarios en la simulación estocástica de ciertos procesos; por ejemplo, valores simulados de lluvia media en una cuenca pueden ser empleados en la simulación de escorrentía de un modelo paramétrico previamente calibrado. El mismo autor define la simulación estocástica de una función aleatoria, dada su función de distribución como aquella que consiste en generar posibles realizaciones de la variable aleatoria.

La transformación de la variable original se realiza con la finalidad de que el histograma de los valores observados siga una distribución normal, así los valores simulados poseerán el mismo histograma de los valores observados.

La simulación puede ser condicionada o no, la primera es aquella en que los valores simulados $Z_s(x)$ están condicionados a los valores observados $Z(x_i)$, es decir, $Z_s(x_i) = Z(x_i)$ para todo $i = 1, 2, \dots, n$; mientras que la segunda, es la que se puede efectuar cuando la información de que se dispone sobre la variable aleatoria sólo permite la inferencia estadística de sus dos primeros momentos y se desea que los valores simulados conserven la media, varianza y covarianza de la función aleatoria.

Para Miyashiro (1996), otro de los objetivos esenciales de toda simulación, tanto condicionada como no condicionada, es reproducir la variabilidad espacial del fenómeno o de la variable de interés.

Edelman (1979) citado por Miyashiro (1996), menciona que la simulación estudia un sistema para conocer cómo cambian sus estados y predecir y controlar dichos cambios. Por su parte Coss (1994) citado por el mismo autor, toma como referencia la definición de Maisel y Gnugnoli, que la definen como una técnica numérica para realizar experimentos que involucran ciertos tipos de modelos matemáticos y lógicos que describen el comportamiento de diferentes sistemas a través de largos períodos de tiempo. Para Shannon, es el proceso de diseñar y desarrollar un modelo de un sistema o proceso y conducir experimentos con este modelo, con el propósito de entender el comportamiento del sistema o evaluar varias estrategias, con las cuales se puede operar el sistema.

Según Mora (1996), los métodos de simulación que generalmente se usan son: método espectral, banda rotante y matricial, de los cuales los dos primeros producen simulaciones no condicionadas que posteriormente deben condicionarse. El método matricial consiste en generar variables aleatorias cuya matriz de covarianza coincide con la obtenida por el krigado.

2.7.1. Simulación de escenarios

Parte de lo expuesto anteriormente ya era avalado por Cabrera (1980), cuando mencionaba que una vez calibrado el modelo, tanto en sus parámetros hidrogeológicos como en las entradas y salidas de aguas subterráneas, se considera que el sistema está en condiciones de simular determinada explotación en el tiempo, dentro del marco de la utilización racional y sistemática del recurso. Afirmando que la utilización de un modelo de simulación se justifica cuando se quiere saber cuánto tiempo se puede sobre explotar el acuífero, antes de habilitar otra fuente como embalses, importación de aguas o reutilización.

Para Cabrera (1980), en regiones ricas en volúmenes de aguas subterráneas, es determinante establecer diferentes estrategias de explotación que permitan un manejo racional de este recurso, considerándose posteriormente la optimización del uso conjunto de aguas subterráneas y superficiales. De esta manera las instituciones podrán planificar mejor el uso de los recursos hídricos, acorde al desarrollo integral de la región, identificando y formulando alternativas de abastecimiento según las zonas de demanda.

Según González – Otoya (1980), la explotación de las aguas subterráneas requiere estar de acuerdo con una política general de conservación del recurso, la cual servirá de guía al programa de su utilización. Resulta lógico limitar la explotación de los recursos regulados, que dependen del equilibrio entre alimentación y pérdidas, es decir, que por un balance se puede asegurar la regularización natural y la conservación de las aguas. Sin embargo, puede concebirse que en ciertas condiciones económicas particulares se traspase este límite y se agoten progresivamente las reservas permanentes. Por su parte Cabrera (1980) coincide en lo dicho, cuando afirma que la explotación de un acuífero no debe limitarse a la extracción de la recarga.

Para la determinación de las estrategias de explotación, según Cabrera (1980), debe considerarse un nivel inicial de la carga hidráulica, tomado de los registros existentes, con el objeto de tener un nivel de referencia para comparar las alternativas consideradas de explotación. Por otro lado González – Otoya (1980) afirma que las estrategias de explotación serán deducidas con base en un análisis de la variación del potencial hidráulico del acuífero, y que la mecánica de su desarrollo será la siguiente:

- Cálculo de las reservas totales del acuífero, que corresponden al nivel piezométrico mínimo medio.
- Estimación de la recarga natural.
- Asignación de nuevos caudales de explotación.

- Simulación del comportamiento del acuífero para cada grupo de nuevos caudales de explotación.
- Recálculo de las nuevas reservas totales para cada grupo de nuevos caudales de explotación, al finalizar un periodo establecido.

2.8. HIDROGEOLOGÍA ESTOCÁSTICA

Los fundamentos de la hidrogeología estocástica son el adecuado tratamiento de la heterogeneidad espacial dentro de los modelos a gran escala de los acuíferos, la obtención de los valores medios de los parámetros que se deben utilizar en los modelos de flujo a escala regional y el análisis de la influencia de la heterogeneidad no modelada en la calidad de las predicciones obtenidas con dichos modelos. La evaluación de la fiabilidad de estos modelos es necesaria para cuantificar el grado de confianza de las predicciones (Samper, 1994).

Los métodos de estudio de hidrogeología estocástica pueden ser establecidos en varios grupos. El primero integrado por métodos analíticos que parten directamente de las ecuaciones diferenciales, entre ellos se encuentran el método espectral y el de las perturbaciones. Un segundo grupo de métodos numéricos que trabajan con las ecuaciones discretizadas mediante diferencias finitas o elementos finitos, integrados por métodos que utilizan desarrollo en serie (aproximaciones de primer y segundo orden) y por métodos de simulación de Monte Carlo (Samper y Carrera, 1990).

Numerosos estudios se han realizado sobre el efecto de la aleatoriedad de la permeabilidad (K) en las predicciones de los niveles (h), entre las que se encuentran los de Alonso y Krized (1975) citado por Samper (1994); Freeze (1975), Smith y Freeze (1979) y Dagan (1986) citados por Samper (1994); los cuales mediante una serie de simulaciones del Monte Carlo obtuvieron que las variaciones de K tiene efectos notables en h , cuando la variación de $\ln K$ es grande. Los principales resultados obtenidos hasta la fecha se refieren a la:

- solución de la ecuación de flujo estocástico (determinación de los momentos de h en función de los momentos de $\ln K$),
- obtención de la expresión del tensor equivalente de permeabilidad, y
- solución de la ecuación del transporte de solutos.

De acuerdo con Delhomme (1978), el propósito de la simulación condicional es aplicar este análisis a la incertidumbre resultante de la variabilidad espacial de los parámetros hidrogeológicos, como la transmisividad. Básicamente, el método es una técnica tipo Monte Carlo (aquí la simulación se entiende en un sentido estadístico) para generar campos bi o tridimensionales.

Se debe hacer énfasis a dos rasgos particulares: Primero, los valores simulados de un parámetro hidrogeológico tienen la misma estructura de auto correlación como en el campo verdadero. Segundo, las ubicaciones de la prueba de bombeo son consistentes con los valores

observados. Así, simulaciones condicionales diferentes de un depósito de pueden considerar como posibles versiones de una realidad.

Usando estas mismas técnicas de simulación condicional, se pueden realizar numerosas simulaciones de flujo de aguas subterráneas, correspondiendo a probables realizaciones y posibles comportamientos de sistemas acuíferos, obteniéndose de esta forma las probabilidades de ocurrencia para un determinado valor de una variable.

Bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 3

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. UBICACIÓN

3.1.1. Política

La planicie aluvial del río Motatán, área de estudio, se localiza al occidente del país, en la costa oriental del Lago de Maracaibo. Abarca en su totalidad los municipios: La Ceiba, Sucre, y Bolívar, y parte de los municipios Andrés Bello, Miranda, Motatán, Rafael Rangel y Monte Carmelo del estado Trujillo. Así como parte del municipio Baralt del estado Zulia. (Ver Figura 3.1)

3.1.2. Geográfica

Se encuentra situada entre los paralelos $09^{\circ} 16' 00''$ y $09^{\circ} 43' 15''$ de latitud norte y los meridianos $70^{\circ} 38' 27''$ y $71^{\circ} 03' 26''$ de longitud oeste.

3.1.3. Astronómica

La ubicación astronómica del área de estudio queda definida entre las coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM), norte: 1035542 m y 1074246 m y este: 272713 m y 314326 m

3.1.4. Hidrográfica

Desde el punto de vista hidrográfico, la superficie en estudio se encuentra en la margen derecha e izquierda de la planicie aluvial del río Motatán, hoyo hidrográfico del Lago de Maracaibo.

3.1.5. Práctica

Al área de estudio se puede acceder por dos carreteras nacionales: la Panamericana (Troncal 1) y Trujillo-Agua Viva-Mene Grande (Local 3), siendo atravesada por la vía: carretera Panamericana-La Ceiba (Local 8).

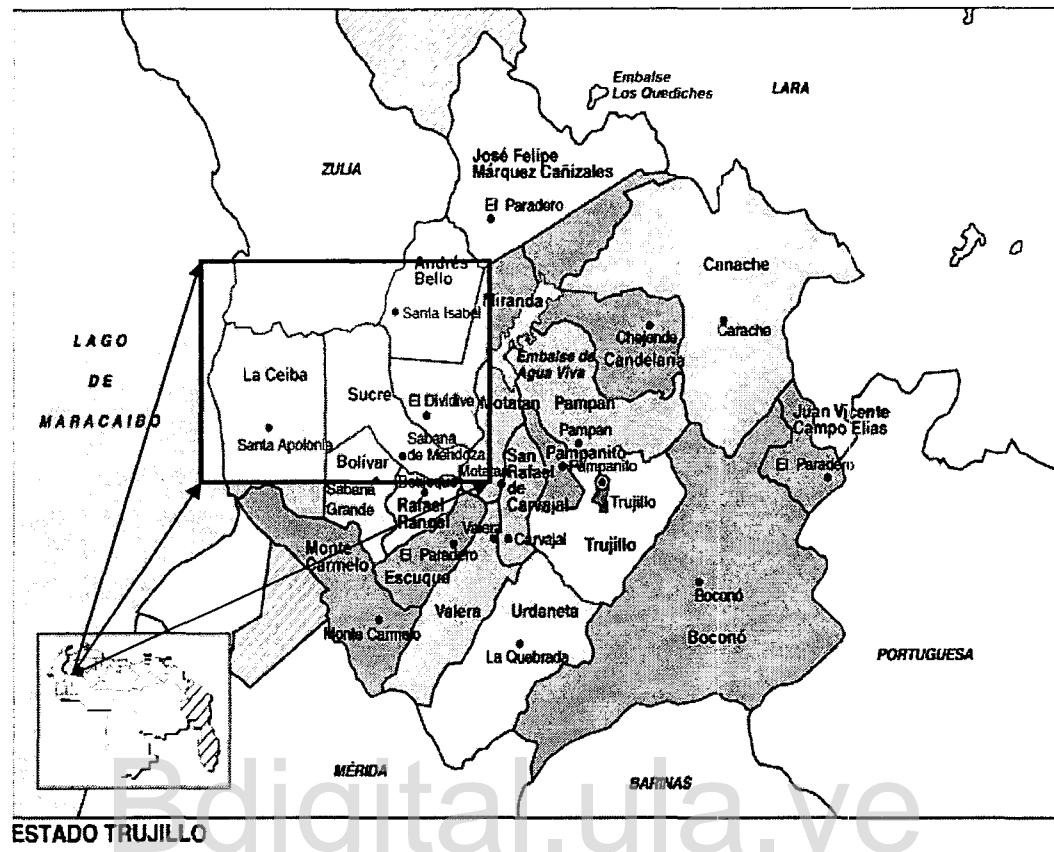


Figura 3.1. Ubicación de la zona de estudio

3.2. SUPERFICIE Y TOPOGRAFÍA

El área de estudio ocupa una superficie aproximada de 146200 ha (1462 km²), con cotas que oscilan entre los 0 y 60 msnm. Según Paiva (1990) citado por MARNR (1992), la topografía de la zona es ligeramente plana, con micro relieve de liso a ondulado y frecuentes cursos de agua de poca profundidad. Se caracteriza por presentar pendientes menores al 5 %, disminuyendo progresivamente en dirección este-oeste hasta llegar a la costa este del Lago de Maracaibo; la planicie tiene una pendiente promedio este-oeste oscilando entre 0,1 y 0,3 %, y una norte-sur de aproximadamente 0,7 %.

3.3. FISIOGRAFÍA

La cuenca hidrográfica se caracteriza por poseer una topografía joven en el área montañosa y planicies aluviales, después de que los ríos emergen del frente montañoso. El nivel

más viejo se extiende a más de 2000 msnm, en las terrazas de Tuñame. La topografía es abrupta o casi plana, con pocas planicies que se inclinan suavemente u ondulan. El área de estudio la constituye la planicie aluvial que se extiende al oriente del flanco noroccidental de la Cordillera de Los Andes.

Los sedimentos que dan forma a la planicie aluvial descansan sobre una antigua superficie de denudación formada por rocas terciarias. Los materiales que proceden de los andes provienen de diversas formaciones por las cuales atraviesa el río Motatán, el cual ha sido y es una fuente de aporte de sedimentos a la planicie.

3.4. GEOLOGÍA

Rodríguez (1986) resume la geología del área como formada por dos unidades estratigráficas principales: la formación Betijoque – Terciario (Mioceno – Plioceno) y el Cuaternario Reciente Aluvial. La primera está compuesta por lechos macizos de conglomerados gruesos, formando capas mal conglomeradas de 12 a 15 m de espesor; y la segunda unidad estratigráfica la constituyen aluviones recientes formados por gravas, arenas y limos que rellenan los valles de las quebradas y áreas influenciadas por la sedimentación del río Motatán, haciendo de esta zona los mejores suelos agrícolas.

La geología de la zona, según Leutaud y Moreno (1980) citados por MARNR (1992), es muy homogénea, debido a que la mayor parte del área la constituye la planicie aluvial, conformada por sedimentos cuaternarios provenientes tanto del piedemonte, como los que se derivan fundamentalmente de la erosión de las rocas que constituyen las formaciones Betijoque e Isnótú, y de los conos y terrazas pleistocenas (Vergara, 1977, citado por MARNR, 1992).

Según investigaciones de Araujo y Rodríguez (2002), la geología regional y local, así como la litología de las formaciones geológicas piedemontinas relacionadas con el área de estudio, es como se expresa a continuación:

3.4.1. Geología regional

La unidad fisiográfica que enmarca la planicie aluvial del área en estudio se corresponde con la depresión tectónica de la cuenca del Lago de Maracaibo, cuyos orígenes se relacionan con el levantamiento post-eoceno de la Sierra de Perijá y la Cordillera Andina Venezolana.

Durante amplios y diversos períodos erosivos y deposicionales, esta cuenca ha recibido los aportes de más de 10.000 m de espesor, con edades que oscilan desde el Cretáceo, con afloramientos que se ubican hacia los límites noreste y sureste de la cuenca; hasta el Cuaternario Reciente, cuyos aluviones cubren actualmente gran parte de la misma.

3.4.2. Geología local

La actual planicie aluvial que conforma la totalidad del área en estudio tiene su origen en procesos de erosión, transporte y acumulación de sedimentos que, desde el Oligoceno hasta nuestros días, han contribuido al relleno progresivo de esa cuenca de subsistencia.

Los aportes sedimentarios provienen principalmente del piedemonte Terciario y Cuaternario constituido por las formaciones Betijoque, Isnotú y Palmar, y las terrazas y conos del Pleistoceno; así como de las diversas formaciones que atraviesa el río Motatán, entre las que destacan: Sierra Nevada, Los Torres, Mucuchachí, Cogollo, Apón, La Luna, Isnotú, Betijoque y Aluviones Cuaternarios.

3.4.3. Litología de las formaciones geológicas piedemontinas

- ***Formación Isnotú (Terciario – Mioceno)***

Conformada por arcillas macizas intercaladas con capas de arcillas laminationes, carbón y conglomerados, muy erodable, concordante transicional con las formaciones Palmar y Betijoque.

- ***Formación Palmar (Terciario – Mioceno)***

Formada por areniscas de grano fino intercaladas con lititas. Toma el nombre de Isnotú cuando su litología cambia a arcillas carbonáceas, concordante con la formación Isnotú.

- ***Formación Betijoque (Mio – Plioceno)***

Los aluviones terciarios de esta formación sirven de descanso a tres tipos de depósitos aluviales que son: conos de deyección, terrazas y lavas torrenciales jóvenes. Los conos son del cuaternario antiguo, tanto del Pleistoceno Inferior (Q_4) como del Medio a Inferior (Q_3), generalmente individualizados en colinas redondeadas y planos inclinados de reversos disectados y de bordes abruptos. Las terrazas son del Pleistoceno Superior a Medio (Q_2), con topografías originales bien conservadas, pero levantadas sobre los cauces actuales de los ríos principales. Las lavas torrenciales son del Pleistoceno Superior (Q_1) y entran en suave contacto con las bajas terrazas también del Q_1 y con los depósitos del Holoceno (Q_0) que ya conforman la planicie inundable.

Todos los depósitos pleistocenos de estos relieves piedemontinos o de transición tienen como característica común ser sumamente torrenciales, por ello se distinguen por su grosor considerable, pero igualmente por su heterometría y su escasa estratificación.

- *Aluviones del Cuaternario Reciente*

Son conglomerados macizos, mal escogidos y mal cementados, altamente susceptibles a los procesos erosivos representando una fuente de alimentación de materia sólida de los ríos Cheregüe, Buena Vista, Caús, Pocó y La Vichú.

Los aportes piedemontinos disminuyen hacia el suroeste, donde aumentan los materiales procedentes de la zona montañosa con predominio de areniscas y calizas para el río Caús y de mica, esquistos, gneisses y granito para los ríos Buena Vista y Pocó.

3.5. GEOMORFOLOGÍA

Antes de iniciar la descripción de las variables geomorfología y suelos, es necesario aclarar que existen diversos estudios geomorfológicos, que en conjunto abarcan la casi totalidad de la zona de estudio, los cuales presentan diferentes niveles de detalle que no permiten homogeneizar la información. A los fines del presente diagnóstico resulta válido tomar como referencia el estudio realizado por Buitrago y Rangel (1988), en el mismo se definen las diferentes posiciones geomorfológicas, según el área que ocupan, la clase textural predominante, los meses secos y las limitaciones de las unidades de suelo, en cuanto a drenaje, erosión e inundaciones.

La zona de estudio corresponde a la región fisiográfica de la depresión del Lago de Maracaibo, se ubica sobre un paisaje de planicie aluvial con pendientes menores del 3%, que tienden a disminuir a medida que se avanza hacia el litoral lacustre. Se distingue, dentro de este paisaje de planicie, una franja paralela a la costa suroriental del Lago de Maracaibo, con un ancho aproximado de 2000 m denominada margen cenagosa y cuyas pendientes son las de menor valor en el área.

Desde el punto de vista geomorfológico, la dinámica fluvial en la planicie se expresa a través de procesos deposicionales de alta selección granulométrica que originan en el paisaje diversas posiciones geomorfológicas. Esta selección granulométrica actúa depositando los materiales como arenas y limos, cerca de los ejes de aporte, hacia las zonas más elevadas del terreno, mientras que los materiales con alta proporción de limos y arcillas se depositan en las zonas intermedias y más bajas, respectivamente. Existiendo presencia de depósitos por explayamiento y depósitos por desborde, cada uno con posiciones geomorfológicas características.

3.5.1. Descripción de las posiciones geomorfológicas

- ***Napa de desborde***

Son depósitos originados por acumulación libre, durante el desbordamiento generalizado de los ríos. Forman conjuntos topográficos planos muy uniformes y de gran extensión, con texturas medianas predominantemente limosas. Esta forma fluvial se distribuye ampliamente sobre el área de estudio, ubicándose en las adyacencias de ambas márgenes del río Motatán, alrededor de los centros poblados Santa Apolonia, El Doce, El Catorce, Tres de Febrero, algunos sectores al este de la margen cenagosa y al sur del municipio La Ceiba.

- ***Cubeta de decantación***

Presenta una topografía cóncava en forma de ponchera o batea y ocupa las posiciones más bajas de las zonas aluviales, su configuración es ovalada o elíptica, cerrada y estrangulada aguas abajo por una contrapendiente, lo que facilita el estancamiento de las aguas recibidas por lluvias e inundación. Todas estas condiciones originan procesos de decantación muy lentos, con partículas esencialmente arcillosas. Esta posición se ubica al norte, hacia la margen izquierda del río Motatán y hacia el sur o sureste del municipio La Ceiba.

- ***Dique aluvial***

Constituye una variable de la forma de banco, su topografía es convexa de forma alargada, estrecha y sinuosa; con texturas medias a gruesas. Corresponde a las partes más altas de la zona deposicional. Esta noción de dique abarca la mayoría de las formas axiales deposicionales: albardones, brazos, deltaicos, ejes, entre otras, originadas todas por exceso de carga. Se localiza en una extensa unidad al noreste del área y en pequeñas unidades hacia el noroeste.

- ***Brazo deltaico colmatado***

Son los depósitos que se encuentran a ambas márgenes de los numerosos brazos en que se divide el curso principal dentro del sistema deposicional deltaico. Estos brazos, al dejar de funcionar, tienden a rellenarse por colmatación del cauce. Se ubican principalmente hacia las márgenes izquierda y derecha del río Motatán.

- *Albardón de orilla colmatado*

Se origina al igual que las dos divisiones anteriores, por exceso de carga, son los diques naturales que acompañan a los ríos en ambas márgenes. Se presenta bordeando un eje de escurrimiento actual, con texturas livianas, ocupando las posiciones más altas de las zonas aluviales. Se ubica en pequeñas unidades de tierra hacia el suroeste del área.

- *Napa de explayamiento*

Constituye un banco medio, de amplia extensión y forma masiva. Las texturas de estos depósitos son predominantemente arenos francesas y franco arenosas. Se ubican en pequeñas unidades de tierra hacia el extremo suroeste del área.

- *Napa de desborde reciente*

Generalmente estos depósitos se presentan haciendo contacto entre diques aluviales y las cubetas. Se ubican en pequeñas unidades hacia el sur-este, cercanas al Canal de La Vichú.

- *Ciénagas*

Según Leotaud y Moreno (1980), constituyen un medio deposicional del litoral lacustrino, donde predominan las texturas arcillosas, con presencia permanente de agua en el suelo.

3.6. SUELOS

En base a lo expuesto por Leotaud y Moreno (1980) y Buitrago y Rangel (1988), citados por Araujo y Rodríguez (2002), se describirán las unidades de suelo asociadas a la posición geomorfológica que ocupan. Dichas unidades han sido homogeneizadas según la composición granulométrica o clase textural predominante en el perfil.

3.6.1. Suelos francos

Se localizan en las posiciones geomorfológicas de napas de explayamiento, diques, brazos deltaicos y napas de desborde. Estos suelos presentan buen drenaje y valores medios de agua útil. Según Leotaud y Moreno (1980), los suelos francos ubicados al este de la margen cenagosa son susceptibles a la compactación, por lo que debe tenerse cuidado al aplicar laboreo mecánico. Son aptos para la mayoría de los cultivos de la zona, a excepción de los períodos secos cuando requieren riego. También se localizan en la planicie sur y margen derecha del río Motatán.

3.6.2. Suelos franco-arenosos

Se localizan fundamentalmente hacia el norte en posición de dique aluvial y al sur sobre unidades de brazos deltaicos y dique aluvial. Presentan limitaciones por drenaje excesivo, alto lavado de nutrientes y baja retención de humedad.

3.6.3. Suelos franco-limosos

Se ubican predominantemente hacia la margen derecha del Canal de la Vichú en posiciones geomorfológicas de napas de desborde y brazos deltaicos colmatados. Las altas proporciones de limo presentes en estos suelos, sumado a la fluctuación del nivel freático, dificultan las condiciones del drenaje; las prácticas de manejo deben ser cuidadosas, ya que el excesivo laboreo puede afectar la estructura edáfica.

3.6.4. Suelos franco-arcillo-limosos

Se ubican principalmente a ambos lados de la carretera Local 8, vía La Ceiba, en posición de napas de desborde y cubetas de decantación. Presentan un drenaje imperfecto y alta retención de humedad, pero con prácticas adecuadas de manejo pueden ser suelos trabajables.

3.6.5. Suelos arcillosos

Se encuentran ubicados hacia la margen izquierda del río Motatán, sobre la posición geomorfológica de napa de desborde y en algunos sectores de cubeta cercanos a la margen cenagosa. Su principal limitante está referida a las texturas pesadas que acarrea imperfecciones en el drenaje.

3.6.6. Suelos arenosos

Constituidos por texturas livianas con baja retención de humedad y drenaje muy rápido. Este tipo de suelo se ubica hacia la margen derecha del río Motatán y al suroeste, sobre posiciones geomorfológicas de napa de explayamiento y brazo deltaico colmatado.

3.6.7. Suelos arcillo-limosos

Son los suelos de menor extensión en la planicie, se ubican fundamentalmente en posición de cubeta de decantación y ciénaga. Sus texturas son pesadas presentando drenaje imperfecto y fluctuación de la mesa de agua.

3.6.8. Suelos arcillo-arenosos

Presentan texturas pesadas con moderada retención de humedad. Están localizados el sureste del municipio La Ceiba sobre posición de cubeta de decantación.

Según lo expuesto, los suelos del área, predominantemente, presentan texturas medias y pesadas. CORPOANDES - ECOSA (1975) señala que por el Sistema de la Séptima Aproximación los suelos existentes pertenecen a los órdenes entisoles e inceptisoles, desarrollados sobre acumulaciones aluviales recientes. El primero de estos órdenes se asocia con suelos muy jóvenes, sin desarrollo de un perfil con horizontes típicos, mientras que los suelos correspondientes al segundo orden mencionado tienen el comienzo de un horizonte típico.

Por otra parte, los bajos contenidos de materia orgánica (CO), nitrógeno (N), fósforo (P) y potasio (K) presentes en algunos sectores, le dan características de baja fertilidad natural, con pocos nutrientes; requieren de dosis controladas de fertilizantes para un mejor aprovechamiento, así como un adecuado manejo de los suelos que permita la recuperación de los mismos.

3.7. CLIMA

El clima del área está influenciado por los vientos alisios provenientes del noreste y por las masas de aire ecuatoriales que se internan en el territorio venezolano para el comienzo del período de lluvias (mayo-junio).

El clima seco del área es producto de los vientos alisios que cuando llegan a este sector ya han descargado gran parte de su humedad en la zona sur-occidental del Lago de Maracaibo. Es probable que las lluvias convectivas que se producen al chocar estos vientos con Los Andes, afecten el área, debido a su cercanía al piedemonte andino.

3.7.1. Elementos del Clima

Araujo y Rodríguez (2002), estudiaron la precipitación y la temperatura tomando como fuente tres estaciones climatológicas, ubicadas en la planicie aluvial: La Ceiba, Ceuta y Canal Principal.

• *Precipitación*

La precipitación a lo largo del año presenta dos períodos de lluvia abril-mayo; y septiembre-octubre intercalados por períodos secos. La precipitación media anual es de 1741 mm en La Ceiba, 1104 mm en Ceuta y 981 mm en Canal Principal. En el plano de isoyetas anuales consultado, se observa que las precipitaciones en la planicie aluvial del río Motatán disminuyen

hacia el este, siendo más elevadas a las orillas del Lago de Maracaibo, lo cual se debe a la cercanía del Lago, gran masa de agua donde se da una alta evapotranspiración.

- *Temperatura*

Durante todo el año la temperatura es mayor de 27 °C. A orillas del Lago (La Ceiba) las temperaturas son mayores de 28 °C, desde marzo hasta septiembre; en octubre comienzan a disminuir hasta llegar a 27,2 °C, en el mes de diciembre. Este descenso de temperatura está relacionado con el avance de las masas de aire frías del norte hacia el sur para esa época del año. En la estación Ceuta, al norte del área, se registran temperaturas de 25,9 °C para el mes de febrero.

3.7.2. Clasificación climática

Los mencionados autores utilizaron el sistema de clasificación climática de Thornhwaite, que proporciona información de cómo funciona la disponibilidad de agua en el sistema durante el año. Tomando los datos de precipitación y temperatura de las estaciones La Ceiba, Ceuta y Canal Principal, el clima es seco, semi-árido Megatérmico o cálido (D,d,A,a). En el balance hídrico para la estación La Ceiba, se observa un déficit de humedad para los meses de enero, febrero, marzo, junio, julio y agosto; sin excesos durante el año. Al norte y hacia el este (Ceuta y Canal Principal) hay deficiencia de agua durante todo el año. Por tanto se puede apreciar que la disponibilidad de agua en el área es baja. Para actividades agropecuarias es necesario tener riego complementario durante la época seca.

3.8. HIDROGRAFÍA

La red hidrográfica del área de estudio (Figura 3.2) está constituida por ríos que presentan un régimen de tipo permanente y otros de régimen intermitente o esporádico que se comportan torrencialmente en los períodos de máxima precipitación. Entre los principales cursos de agua de la zona destacan los ríos Motatán, Caús, Buena Vista y La Vichú, y entre los cursos menores, los caños Carrillo, Mimboquito, Albaracal y Palmira.

3.8.1. Río Motatán

Constituye, por su caudal y extensión, el río más importante de la zona, nace en los páramos andinos a más de 4000 msnm. Se ubica al norte de la carretera Local 8, atravesando toda la planicie aluvial, área de estudio, en sentido este-oeste para desembocar en el Lago de Maracaibo, donde ha formado un extenso delta de acumulación progresiva.

Este río de régimen permanente, aunque ha sido canalizado en sus últimos 13 km de recorrido por la planicie, ocasiona problemas de inundación en los sectores La Carga y Matapalo cercanas al Caño Palmira, afectando a zonas de cultivos, ubicadas en las adyacencias de su cauce, durante los períodos de máxima precipitación.

3.8.2. Río Buena Vista

Nace en la zona montañosa a 2800 msnm, aproximadamente. Entre sus afluentes del área montañosa destacan las quebradas Amarilla, La Gata, La Curva, San Rafael, San Antonio y el río Mimbós, todos de régimen permanente. Hacia la zona fluvial recibe las aguas de las quebradas La Catalina, La Chira y el caño Mimboquito de régimen esporádico.

Este río, de dinámica fluvial estable en la parte montañosa, se vuelve inestable al llegar al piedemonte presentando problemas de inundación desde que entra a la planicie, aunque, dentro del área de estudio esta particularidad ha sido parcialmente controlada por la canalización del mismo en un tramo de 11 km, desde la desembocadura del Caño Mimboquito hasta donde concluye, en el viejo cauce del río Pocó; a partir de aquí sigue su recorrido libremente hasta el final del Canal de La Vichú.

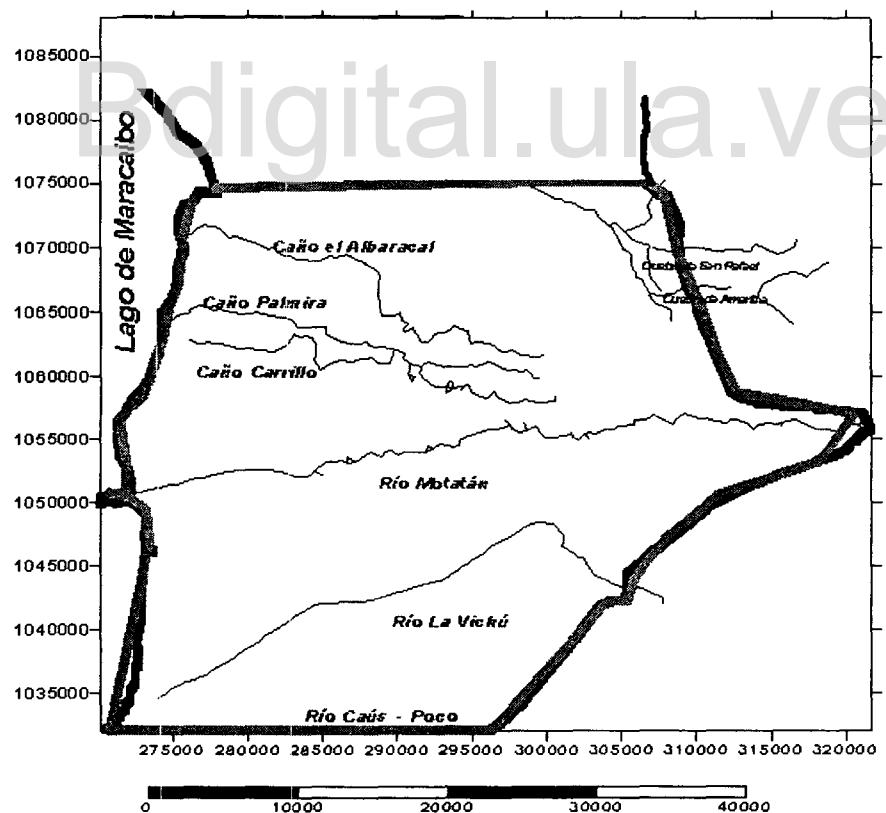


Figura 3.2. Red hidrográfica de la planicie aluvial del río Motatán.

3.8.3. Río Caús

Nace en el piedemonte, por la confluencia de las quebradas El Caraño, La Amarilla, La Palma, El Quebradón y el río Mimbós. Presenta una dinámica similar al río antes descrito, perdiendo su cauce al entrar a la planicie, donde inunda extensas áreas.

El MOP (1973), en su estudio sobre la problemática de inundaciones en las cuencas de los ríos Chama y Motatán, destaca la gran cantidad de sedimentos en suspensión que arrastra este río, los cuales, al ser depositados por desbordamiento, modifican desfavorablemente el perfil de los suelos, siendo este el caso de la zona denominada Los Verales, una de las más afectadas por las inundaciones. A partir de esta última localidad, el río sigue su recorrido hasta engrosar el caudal del Canal de la Vichú.

3.8.4. Río La Vichú

Nace en el piedemonte, donde concentra la mayor parte de su cuenca de captación, por la unión de las quebradas La Vichú y San Alejo. Durante los períodos de máximas precipitaciones, éste se comporta torrencialmente, presentando procesos de erosión y arrastre de gran cantidad de sedimentos hacia las zonas bajas de la planicie, al sur del río Motatán.

En 1975 se concluyó la canalización de los tramos medio e inferior del mismo, a fin de solventar los problemas ocasionados por las inundaciones periódicas de extensas áreas. Sin embargo, al no haberse aplicado las medidas de manejo y conservación a los procesos erosivos originados en las cuencas altas y media de la subcuenca La Vichú, se presentan azolvamientos en el canal e inundaciones en sus áreas de influencia.

3.8.5. Caños Mimbocito, Carrillo y Albarical

Todos estos cursos nacen en la planicie aluvial, son caños secundarios, intermitentes, que se alimentan exclusivamente de las aguas de drenaje y permanecen con mínimo caudal la mayor parte del año.

3.9. CANTIDAD DE AGUAS

3.9.1. Superficiales

Para el área de estudio específicamente para el sector ubicado al sur del Canal de La Vichú; CORPOANDES (1975) y MARNR (1978) han realizado estudios sobre la calidad de las aguas, clasificando la de los ríos Caús y Buena Vista como salinas y no sódicas, aptas para riego.

Los únicos datos existentes son señalados por el M.O.P (1973), estimándose para los ríos Caús y La Vichú los gastos señalados en la Tabla 3.1, medidos a la altura de la carretera Panamericana.

Tabla 3.1. Gasto medio de los ríos Caús y La Vichú

Río	Gasto medio (m ³ /s)	Gasto pico (m ³ /s) para TR = 5 años	Gasto pico (m ³ /s) para TR = 25 años	Gasto pico (m ³ /s) para TR = 100 años
La Vichú	0.825	150,88	262,4	426,39
Caús	2.317	201,18	505,44	821,34

Fuente: MOP (1973). Estudio preliminar de la problemática de inundaciones en las cuencas situadas entre los ríos Chama y Motatán.

3.9.2. Subterráneas

En general, los cursos superficiales no proveen suficiente agua para riego, presentándose el mayor déficit hacia el extremo meridional del área de estudio. Una alternativa la constituye la existencia de pozos subterráneos que en la actualidad son utilizados por la población, tanto para uso doméstico como para riego.

Los estudios existentes señalan la presencia de pozos saltantes ubicados entre los ríos Caús y Buena Vista y hacia las inmediaciones del Canal de La Vichú; así mismo en zonas aledañas a la localidad denominada Tres de Febrero, se ubicaron pozos con altos rendimientos, manteniéndose el nivel piezométrico entre 2 y 7 m de profundidad. A partir de este asentamiento, la franja costera tiene permeabilidades menores; donde, a pesar de que el nivel piezométrico se mantiene positivo, los pozos profundos dan poco rendimiento (CORPOANDES – ILPES, 1971).

Se hace necesario, sin embargo, efectuar estudios hidrogeológicos detallados que abarquen la totalidad del área de estudio y que den cuenta del potencial de aguas subterráneas, así como de su calidad para riego.

3.10. VEGETACIÓN

El área de estudio que se encontraba cubierta de amplias zonas boscosas, fue sometida a un fuerte proceso de deforestación a raíz de la construcción de la Carretera Panamericana en la década de los 50. Estos bosques fueron sustituidos por extensos pastizales dedicados a la actividad agropecuaria y actualmente solo pueden localizarse, dentro del área, en estrechas franjas cercanas a la costa lacustrina. Según el mapa de vegetación obtenido a partir del Estudio de vegetación de la cuenca del río Motatán y sistema fluvial La Vichú, elaborado por SHT (1994), en la zona existen las siguientes formaciones vegetales:

3.10.1. Bosque medio ralo

Esta formación boscosa constituye, por sus características, la más importante comunidad vegetal existente en el área. Aparece localizada, ocupando pequeños sectores, sobre la margen cenagosa inmediata al litoral lacustrino. Un sector hacia el extremo noroccidental, al sur del Caño Carrillo, y otro ubicado en una franja estrecha que se extiende desde las inmediaciones de La Ceiba hasta el extremo limítrofe sur-occidental del municipio. Entre las especies vegetales destacan *Acacia sp.*, *Ceiba Pentranda*, *Machaerium Latialatum*, *Guazuma Ulmifolia*, y *Roystonea Regia*.

Actualmente estas comunidades presentan un alto índice de intervención antrópica que pone en peligro la riqueza presente en estos bosques, su diversidad biológica y el hábitat natural de las pocas especies existentes de fauna silvestre.

3.10.2. Formaciones arbustivas

Las comunidades arbustivas están representadas por el tipo “matorral” que ofrece menor protección al suelo y son producto de las reiteradas intervenciones antrópicas efectuadas en perjuicio de las comunidades boscosas existentes en el área. Aparecen ubicadas en una pequeña extensión al sur de La Ceiba, haciendo contacto con un sector de la comunidad boscosa antes descrita.

Bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 4

CARACTERIZACIÓN DEL ACUÍFERO

4.1. RECOLECCIÓN Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN BÁSICA EXISTENTE

La información básica utilizada para el desarrollo del presente trabajo de investigación fue facilitada por la Empresa Regional Sistema Hidráulico Trujillano (ERSHT). La misma contiene el inventario de pozos realizado en la planicie aluvial por la empresa en los años 1993-1994, el cual es de un total de 1296 pozos; pruebas de bombeo de 3 pozos, realizadas por el SHT; niveles piezométricos, correspondientes a 103 pozos con registros históricos desde julio de 1993 hasta julio de 1999; perfiles litológicos de 348 pozos construidos, datos de construcción de 435 pozos, abatimientos de 186 pozos y cotas de terreno correspondientes a 142 pozos. También se usaron 5 pruebas realizadas en campo por Corpoandes y procesadas por Rodríguez (1986)

Es de destacar que la información cartográfica disponible en cartografía nacional existe a escala 1:25.000, con curvas de nivel a una equidistancia de 20 m, la cual no es conveniente utilizar, ya que la planicie tiene una pendiente promedio muy baja ($\leq 2\%$).

4.2. DEFINICIÓN DEL ACUÍFERO

Según los registros suministrados por el SHT, 348 pozos poseían información sobre su perfil litológico. Dicha información debía depurarse, el criterio de descarte usado fue aprovechar al máximo la información litológica existente, como era de esperarse pozos cercanos debían poseer perfiles similares, entonces se optó por tomar todos aquellos que guardarán correlación entre las capas. Para descartar perfiles se tomó en cuenta, básicamente, la profundidad de perforación, descartando aquellos cuya profundidad fuese menor de 30 m, ya que pozos de estas características son excavados en la planicie, y la extracción de caudales de los mismos es muy baja y no representa peligro para las reservas permanentes del acuífero. Otro criterio de depuración fue descartar aquellos pozos cuyos perfiles no tuviesen similitud con los adyacentes.

Para cumplir con lo planteado se introdujeron, uno a uno, todos los perfiles en el paquete *Ground Water for Windows* (GWW), luego se imprimieron para facilitar la comparación, previo a ésto se habían graficado los pozos con sus coordenadas UTM. Del primer descarte realizado, referente a la profundidad de perforación, del total quedaron 330 pozos, los cuales constituyen una buena cantidad para elaborar la representación litológica de las diferentes capas que constituyen el acuífero. Esta primera selección no fue la definitiva.

Para determinar si existía correlación entre las diferentes capas, se procedió a graficar los pozos en una hoja de 1,5 x 1,5 m a escala 1:25.000, la cual se elaboró con un montaje de hojas impresas en el programa Surfer 8. Sobre este plano se hizo una representación tridimensional del acuífero, determinando la correcta coincidencia entre las diferentes capas. Quince (15) pozos más fueron descartados por diversas causas, entre ellas: muy cercano a un perfil similar, no existe correlación en las capas con ninguno de los pozos a su alrededor. Es decir, en definitiva del universo de pozos con información litológica, trescientos quince (315) pozos muestran consistencia en la conformación de capas del acuífero, con esta información, Linares (2003), procede a elaborar el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero. Ver en la Figura 7.3 la ubicación de los pozos mencionados.

Es importante destacar que, al momento de calibrar el modelo y simular su comportamiento, resulta fundamental la información de los datos de construcción de los diferentes pozos, básicamente la referida a la posición del o los filtro(s) en el perfil, los tramos de tubería ciega y el caudal de extracción. La base de datos que posee SHT, es muy ambigua al respecto; del universo de información solo ochenta y cinco (85) pozos mostraron consistencia en las tres (03) variables mencionadas, éstos se presentan en la Tabla 4.1 y su ploteo en la Figura 7.15. En la mencionada Tabla se puede observar el número de pozos (N), la posición que ocupa dentro del total de pozos con información litológica (PosT), identificación, ubicación (UTM), cota de terreno y el caudal que en cada uno se extrae. Los pozos mencionados definen las zonas del acuífero, en estudio, donde debería haber consistencia lógica en los resultados a obtenerse en la presente investigación.

Tabla 4.1. Pozos de bombeo que definen la extensión del acuífero en estudio

N	PosT	IDENTIFICACIÓN	ESTE	NORTE	COTA (msNM)	CAUDAL (l s)	CAUDAL (m ³ d)
01	2	TR5778003A	291961	1050435	17.97	71.0	6134.0
02	3	TR5778004A	293572	1049289	21.55	97.0	8380.8
03	5	TR5778006A	292937	1050307	18.82	51.8	4475.5
04	6	TR5778007A	295250	1049342	24.36	90.0	7776.0
05	7	TR5778008A	296651	1048996	26.65	90.0	7776.0
06	9	TR5778064A	286461	1048867	13.76	20.0	1728.0
07	10	TR5778104A	285051	1047677	10.97	1.0	84.6
08	13	TR5778142A	291943	1047178	19.83	60.0	5184.0
09	12	TR5778151A	282839	1050332	11.17	10.0	864.0
10	18	TR5779004A	274000	1047838	1.20	10.0	864.0
11	23	TR5877064C	306283	1059301	42.82	3.3	285.0
12	24	TR5877149A	305509	1063023	38.84	4.3	373.0
13	26	TR5877278A	300617	1066367	24.83	4.0	345.6
14	30	TR5878004A	286551	1059407	14.49	114.5	9893
15	31	TR5878005A	284838	1058587	13.20	100.0	8640.0
16	32	TR5878006A	285138	1057725	13.74	80.0	6912.0
17	33	TR5878007A	296511	1056986	25.73	50.0	4320.0
18	35	TR5878011A	282819	1057523	11.03	15.0	1296.0

Continuación Tabla 4.1

19	39	TR5878015A	283226	1054017	12.72	51.0	4406.0
20	41	TR5878017A	285116	1053853	15.48	91.0	7862.0
21	44	TR5878020A	287502	1055007	15.11	20.0	1728.0
22	46	TR5878024A	282190	1059647	10.30	140.0	12096.0
23	47	TR5878030A	285924	1051083	13.98	20.0	1728.0
24	48	TR5878071A	288536	1059949	14.62	10.5	907.0
25	49	TR5878072A	282949	1058967	12.01	80.0	6912.0
26	50	TR5878073A	283739	1058501	12.36	50.0	4320.0
27	57	TR5878088A	286470	1055935	15.70	20.0	1728.0
28	59	TR5878093A	287523	1058819	14.05	50.0	4320.0
29	63	TR5878103A	287205	1061862	14.01	30.0	2592.0
30	66	TR5878119A	284700	1061138	12.84	15.0	1296.0
31	70	TR5879006A	278887	1052752	5.27	30.0	2592.0
32	81	TR5879096A	280301	1059904	4.96	1.0	86.4
33	90	TR5879107A	278624	1060037	1.18	1.0	86.4
34	99	TR5879117A	277366	1058815	2.61	1.0	86.4
35	104	TR5879122A	275476	1058887	2.78	10.0	864.0
36	109	TR5879127A	274016	1059634	1.03	10.0	864.0
37	114	TR5879133A	274395	1056773	2.08	2.0	173.0
38	121	TR5879140A	276626	1057405	3.42	1.0	86.4
39	131	TR5879154A	276675	1055438	3.94	1.0	86.4
40	135	TR5879166A	276212	1054458	4.06	5.0	432.0
41	140	TR5879173A	274809	1054435	2.39	2.0	173.0
42	147	TR5879182A	276759	1054147	4.43	15.0	1296.0
43	156	TR5879191A	277672	1053742	4.98	1.0	86.4
44	158	TR5879193A	277402	1054481	5.69	10.0	864.0
45	160	TR5879195A	277129	1054790	5.78	2.0	173.0
46	165	TR5879202A	278535	1055202	6.51	2.0	173.0
47	168	TR5879205A	278142	1055798	5.33	2.0	173.0
48	172	TR5879210A	279088	1055824	5.91	1.0	86.4
49	183	TR5879222A	279337	1056775	5.30	1.0	86.4
50	186	TR5879225A	279495	1057757	4.85	1.0	86.4
51	188	TR5879227A	279835	1058523	4.89	1.0	86.4
52	190	TR5879229A	277510	1052237	3.47	1.0	86.4
53	196	TR5879235A	274152	1051919	1.81	2.0	173.0
54	199	TR5879239A	272713	1050903	1.13	3.0	259.0
55	206	TR5879248A	275683	1052770	2.88	2.0	173.0
56	207	TR5879249A	274971	1051115	1.92	5.0	432.0
57	213	TR5879255A	278176	1051250	3.83	2.0	173.0
58	218	ZU5878036A	284549	1066794	11.32	30.0	2592.0
59	221	ZU5878051A	283989	1064861	11.97	5.0	432.0
60	222	ZU5878061A	283489	1062651	11.15	5.0	432.0
61	223	ZU5878062A	283609	1051711	12.25	5.0	432.0
62	228	ZU5879033A	274108	1064826	1.00	10.0	864.0

Continuación Tabla 4.1

63	234	ZU5879040.A	278541	1066613	2.33	47.0	4061.0
64	239	ZU5879045.A	279227	1065720	3.46	39.0	3370.0
65	243	ZU5879049.A	277140	1066920	1.04	17.0	1469.0
66	244	ZU5879050.A	280068	1067180	4.41	15.0	1296.0
67	250	ZU5879061.A	276751	1063120	1.07	1.0	86.4
68	254	ZU5879066.A	277188	1064838	1.43	1.5	130.0
69	256	ZU5879069.A	278960	1064104	3.49	10.0	864.0
70	262	ZU5879077.A	279165	1062690	2.98	5.0	432.0
71	263	ZU5879078.A	278401	1063541	2.57	10.0	864.0
72	271	ZU5879094.A	279901	1063392	5.58	10.0	864.0
73	273	ZU5978006.A	286433	1069825	9.33	25.0	2160.0
74	274	ZU5978011.A	290015	1072522	11.11	25.0	2160.0
75	275	ZU5978025.A	296355	1072026	15.28	25.0	2160.0
76	276	ZU5979001.A	276500	1069532	1.00	10.0	864.0
77	280	ZU5979009.A	278324	1070131	0.93	5.0	432.0
78	285	ZU5979017.A	278846	1070803	0.87	10.0	864.0
79	290	ZU5979027.A	278241	1072731	1.03	1.0	86.4
80	292	ZU5979030.A	277500	1074246	1.00	1.8	156.0
81	294	ZU5979032.A	277173	1072430	0.99	0.5	43.2
82	302	ZU5979043.A	279838	1069464	1.95	1.0	86.4
83	303	ZU5979044.A	279970	1071122	1.89	1.0	86.4
84	309	ZU5979052.A	277868	1071504	0.80	5.0	432.0
85	312	ZU5979056.A	278785	1071836	0.94	1.0	86.4

Al observar la correlación definitiva de las capas se encontró que la profundidad más representativa era la de 110 m; para dicha profundidad quedaba perfectamente definido un acuífero confinado estratificado en diez (10) capas, alternándose entre impermeables y permeables con espesores variables.

Para los efectos del presente estudio, se tomó la decisión de trabajar con un acuífero de siete (7) capas, cuatro (4) impermeables (capas: 1, 3, 5 y 7) y tres (3) permeables (capas: 2, 4 y 6), cuyo fondo es impermeable. El fondo de cada una de las capas se determinó restando a la cota de terreno los espesores acumulados de la(s) capa(s) a la que se le quería calcular su cota de fondo.

Es de destacar que, según la litología ploteada, existe un sector importante de la planicie donde el acuífero es libre, prácticamente en los límites con el Lago de Maracaibo. Lo anterior debe ser tomado en cuenta en la estimación de la recarga, ya que en dicha zona es importante el aporte que la precipitación hace, en el periodo de lluvia, al volumen de agua almacenado en el acuífero.

En el Capítulo VI se explica con mayor detalle la litología que define el acuífero, ya que en el mismo se desarrolla o implementa el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero en estudio. En el mencionado capítulo se utiliza parte de la información presentada en la Tabla 4.1.

4.3. LÍMITES DEL ACUÍFERO

El criterio empleado para determinar la porción de acuífero con la que se va a trabajar, fue el de aprovechar al máximo la información litológica disponible y que fuese confiable. Según lo mostrado en la Figura 7.15, el área de acuífero a estudiar queda enmarcada entre las coordenadas señaladas en la Tabla 4.2. De acuerdo con lo observado en dicha Figura y Tabla, los límites del acuífero son: este, la carretera Panamericana (Troncal 01) y Trujillo - Agua Viva - Mene Grande (Local 03); oeste, la costa este del Lago de Maracaibo; y, por el norte y sur, los meridianos de coordenada UTM, 1.074.246 y 1.035.542, respectivamente.

Tabla 4.2. Coordenadas UTM que definen los límites del acuífero

Coordinada	Inferior	Superior	Nº de líneas	Espaciamiento (m)
Este	272.713	314.326	100	420.333333333333
Norte	1.035.542	1.074.246	93	420.69565217391

Es de destacar que no se tomaron en cuenta otros criterios, tales como: ríos, estratos impermeables, entre otros, debido a que algunos cursos de agua atraviesan el área donde existe buena información y los otros cursos presentes están muy lejos de la información levantada por SHT (1996). En cuanto a los estratos permeables, según estudio realizado por Peña (2003), existe continuidad de los mismos, tanto en la dirección N-S como en la E-W, por tanto la litología no es significativa para decidir sobre los límites del acuífero.

4.4. ANÁLISIS DE LAS VARIABLES QUE DEFINEN LA ESTRUCTURA Y COMPORTAMIENTO DEL ACUÍFERO

A continuación se da una breve explicación del procedimiento a llevarse a cabo para la realización del análisis respectivo de cada una de las variables en estudio.

4.4.1. Prueba de hipótesis de normalidad

De las distribuciones probabilísticas, la que mejor adaptación tiene en el estudio de los fenómenos aleatorios es la distribución normal. Además, la gran mayoría de los parámetros hidrogeológicos tienden a una distribución logarítmica normal, con lo que se consigue el ajuste a una distribución normal de los datos.

El objetivo del análisis geoestadístico es elaborar mapas de krigado, para con ellos calibrar el modelo del acuífero y simular el comportamiento del mismo, bajo diferentes políticas de explotación. El krigado, por definición, es el mejor estimador de la variable en estudio; es fundamental para la obtención de un buen krigado que las variables a mapearse sigan una distribución normal.

Las pruebas de normalidad se realizaron utilizando el programa GEOEAS versión: 1.1.2, el cual permite, a través de histogramas, estadísticas de variables simples y el ploteo de la variable en papel semilogarítmico (variable vs. porcentaje acumulado), observar el comportamiento de la variable, el cual debe ser de forma de campana de Gauss en el histograma o de una línea recta al plotearse en el mencionado papel, para que la misma siga una distribución normal.

Los archivos de entrada al GEOEAS son de tipo ASCII y se elaboran en Bloc de Notas, usando la primera fila y columna, colocando la información según el formato y la secuencia siguiente:

Título
Número de variables
Nombre de la variable (una debajo de la otra)
Datos de ubicación y variable (X; Y; Z), uno debajo del otro

Dichos archivos se guardan con la extensión .dat dentro de la Data del GEOEAS. Los resultados obtenidos: archivo de entrada y salida del GEOEAS podrán verse en los anexos que correspondan a cada una de las variables en estudio, mencionados más adelante (Aparte 4.5).

Es de destacar que, cuando los datos observados de la variable, no siguen una distribución normal dichos valores deben ser llevados a logaritmo neperiano (Ln) para hacerlos normales y con los mismos elaborar el variograma experimental; luego ajustar el modelo teórico que mejor se adapte, y por último elaborar el mapa de krigiado.

4.4.2. Análisis geoestadístico

Para caracterizar el comportamiento estructural de los datos recabados que resultaron con mayor consistencia, se realiza un análisis de variabilidad espacial para cada uno de los parámetros en estudio, generando variogramas experimentales a los que se le ajusta un modelo teórico, el cual debe validarse, para luego pasar a la fase de krigiado.

Para el cálculo de los variogramas y elaboración del krigiado se utiliza el programa Surfer 8.0 de Golden Software Inc. (2002), el cual procesa la información de cada parámetro partiendo de un archivo .dat o .xls creado en la hoja de cálculo Excel, que contiene coordenadas UTM (este y norte), la variable en estudio y la identificación del pozo, en las columnas A, B, C y D, respectivamente. El proceso a seguir en la realización del análisis geoestadístico se explica a continuación:

- *Estimación de los parámetros del variograma para cada variable*

Partiendo del archivo .dat ya mencionado, en el menú Grid del Surfer 8.0 se crea el

variograma experimental, en la opción nuevo variograma. A continuación, en la ventana propiedades del variograma, en el menú Model, se procede a realizar el ajuste del modelo teórico que mejor se adapta al variograma experimental, a través del ajuste satisfactorio de los parámetros que definen el modelo teórico, lo cual se hace de manera subjetiva.

- ***Estimación por krigado para cada variable***

Elaborados los variogramas teóricos que caracterizan a las variables en estudio se procede a la estimación de la distribución espacial por krigado ordinario. Para realizar el krigado se utiliza el programa Surfer 8.0, partiendo del archivo de datos .xls y el variograma teórico ajustado. En la definición de la malla se introdujeron las coordenadas que aparecen en la Tabla 4.2. Los valores estimados por krigado se muestran para cada variable en el momento en que se desarrolle cada una de ellas.

Cuando se construyan los archivos de entrada al modelo conceptual y matemático del acuífero, los valores estimados por krigado deben transformarse de Ln a valores normales. Es importante considerar que si se ha hecho una transformación logarítmica a la variable considerada, se debe invertir esta transformación, ya que un mapa con valores de uso común se visualiza más que uno con el Ln de éstos; es necesario realizar la transformación de los logaritmos a los valores originales mediante las Ecuaciones 4.1 y 4.2, expresiones de Sichel (1949) citado por Samper y Carrera (1990):

$$Z^* = e^{\frac{y^* + Var(y^* - y)}{2}} \quad (4.1)$$

$$Var(Z^* - Z) = (Z^*)^2 (e^{Var(y^* - y)} - 1) \quad (4.2)$$

Donde:

y^* : valor estimado por krigado del Ln de la variable original,

$Var(y^* - y)$: varianza del krigado,

Z^* : valor krigado de la variable original y

$Var(Z^* - Z)$: varianza de la estimación.

- ***Estimación del error o desviación del estimador para cada variable***

El mapa de errores es muy importante, ya que el mismo define la superficie donde la información es insuficiente y deja de ser confiable la información aportada por el krigado. Para elaborar dichos mapas, al igual que para los mapas de krigado, se utiliza el programa Surfer 8.0, partiendo del mismo archivo de datos .xls y el variograma teórico ajustado. En la definición de la malla se usan las mismas coordenadas que para el krigado (Tabla 4.2). Los mapas de errores de cada variable se muestran en el momento en que se desarrolle cada una de ellas.

El procedimiento planteado de forma muy general, es el que se sigue para la elaboración de los diferentes variogramas y mapas de krigado, correspondientes a cada una de las variables en estudio, el mismo se desarrollará al detalle para cada variable en la medida que se vayan estudiando y ésta lo amerite.

4.5. VARIABLES UTILIZADAS EN LA CARACTERIZACIÓN DEL ACUÍFERO

4.5.1. Identificación de pozos

El SHT para la identificación de cada pozo utilizó un código compuesto de diez dígitos en el que los dos primeros representan el estado donde se encuentran ubicado el pozo (TR = Trujillo y ZU = Zulia); los cuatro siguientes son números arábigos que identifican a la sección extensa; la planicie fue dividida en once secciones extensas de aproximadamente 300 km² de superficie; luego tres números arábigos que representan el número del pozo dentro de la sección extensa; y el último dígito es una letra que representa la condición de funcionamiento del pozo. Un ejemplo es el siguiente:

TR5878004A: Corresponde a un pozo ubicado en el estado Trujillo dentro de la sección extensa 5878, identificado con el número cuatro y en funcionamiento para el momento del inventario.

4.5.2. Coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM)

La ubicación aportada de cada pozo estaba en coordenadas geográficas. Los diferentes programas a utilizarse en lo sucesivo requieren de coordenadas cartesianas, UTM (norte-este), las mismas fueron transformadas utilizando el programa TCOR7, tomado del banco de programas del CIDIAT.

Un primer descarte de pozos se hizo tomando en cuenta su ubicación, una vez hecha la transformación, ya que algunos se ubicaban fuera del área en estudio. Si la información que poseía el pozo era consistente, se aprovechaba verificando en campo su posición con el uso del GPS. Los pozos que no cumplían con lo anterior se descartaban de una vez.

4.5.3. Cotas de terreno

Motivado a que la topografía disponible en cartografía nacional no es la más acorde para el uso que se le dará en el presente estudio (curvas de nivel cada 20 m) y ante la dificultad de campo, por lo extenso del área en estudio y la poca precisión del GPS en la estimación de las cotas de terreno donde se ubican los pozos, se hizo necesaria la búsqueda de otra alternativa para

generar las cotas de aquellos pozos que no la poseían, que son la mayoría de los pozos ubicados en la planicie.

La unidad de Sistema de Información Geográfica (SIG) adscrita al SHT, se encargó de digitalizar ortofotomapas de la planicie a escala 1:25.000, los cuales fueron procesados por técnicos del CIDIAT, en dicho proceso se generó un plano digital de la misma, con curvas de nivel cada 5 m. A su vez, también se digitalizó parte del borde sureste del Lago de Maracaibo, la carretera panamericana, el río Pocó, que constituyen los límites este, oeste y sur del área en estudio. Así como las principales vías internas y los drenajes naturales más importantes de la zona. Ver Figura 3.2.

Dicho plano digital se usó en el paquete Surfer 8.0 para generar las cotas de terreno con mayor confiabilidad, partiendo de un archivo de datos ASCII que contenía las variables identificación y coordenadas UTM de cada pozo, determinando las cotas a partir del criterio Residual, parte del menú Map del mencionado paquete.

Esta variable se generó a partir de un modelo digital tridimensional de la planicie con curvas de nivel cada cinco metros (5 m), lo que la hace muy confiable. Dicha variable no sigue una distribución normal, por lo tanto los valores reales se transforman a \ln para la realización del análisis estructural de la misma, ya que de esta manera cumplen con dicha condición de normalidad (ver Figura 4.1). El variograma experimental que produce el archivo .xls usado, el modelo teórico que mejor se ajustó; así como los mapas de krigiado y errores del terreno, se presentan en el Capítulo VI, referente a la implementación del modelo hidrogeológico conceptual del acuífero.

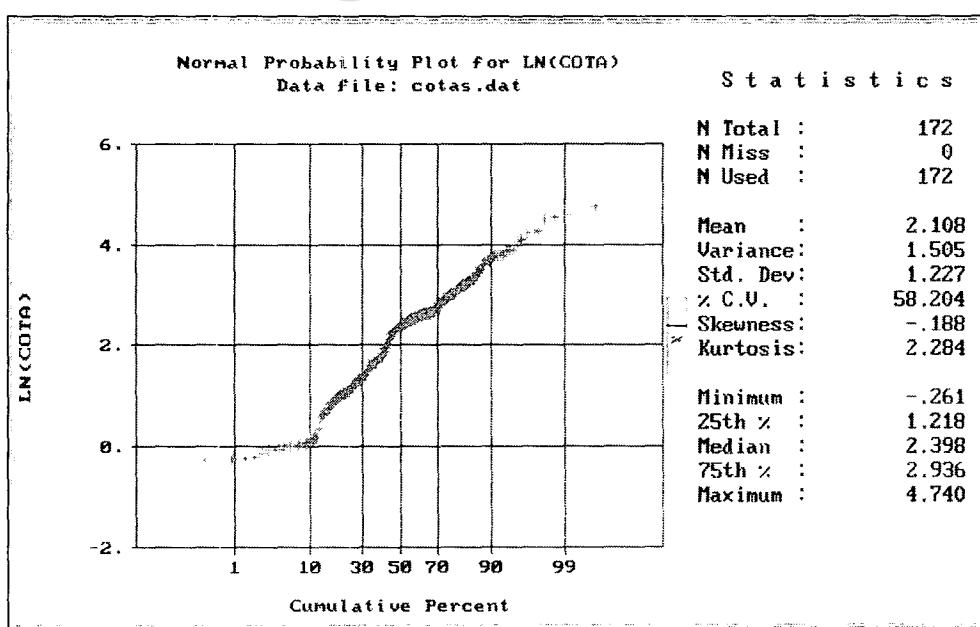


Figura 4.1. Prueba de normalidad del \ln de cotas de terreno

4.5.4. Nivel piezométrico

El SHT, a mediados del año 1993, instala una red de observación en la planicie, con el objeto de llevar el control mensual de la variación de los niveles de agua en el acuífero; la misma se estabilizó en el último trimestre del año 1994, que es cuando se llega a acuerdos con los diferentes propietarios de las fincas, para que mensualmente permitieran el acceso a la instalaciones de captación a realizar las mediciones respectivas. La empresa hizo mediciones de la variable hasta el mes de julio de 1999. A los pozos, integrantes de la mencionada red, se les calculó el nivel piezométrico utilizando la Ecuación 4.3, motivado a que se poseían los registros mensuales de la distancia vertical existente entre el nivel del terreno y el del agua, respectivamente. La cota de terreno usada se toma de la digitalización del mismo, antes mencionada, ya que para casi todos los pozos esa información no existía.

$$NP = CT - H \quad (4.3)$$

Donde:

NP: nivel piezométrico (msNM)

CT: cota de terreno (msNM)

H: distancia vertical medida desde la superficie del terreno hasta el nivel del agua (m)

- ***Selección del mes de inicio para los niveles piezométricos***

Previo a la selección del mes de inicio se hizo necesario depurar los registros existentes que correspondían a 103 pozos, ya que el mes de inicio y final del período registrado, no era común para todos.

Sobre la base de escoger como mes de inicio, aquel que permitiera aprovechar al máximo el período de registro continuo de niveles existente y el mayor número de pozos, se seleccionó el mes de octubre del año 1994 (10/94) como el más indicado para elaborar el archivo de niveles más representativo de la planicie, el cual será usado como dato de entrada al modelo del acuífero para su calibración, destacando que del total, en este primer descarte, cada archivo queda integrado por 91 pozos, respectivamente. Dicho modelo permitirá estudiar el comportamiento de los niveles piezométricos cuando se dan variaciones en el espesor y caudales de extracción para diferentes políticas de explotación.

Durante la realización de las pruebas de normalidad y el análisis estructural respectivo, de los diferentes resultados obtenidos, se van descartando algunos pozos, cuya presencia produce mapas con comportamientos alejados de la realidad. Finalizada la depuración, el archivo definitivo queda compuesto por un total de 81 pozos. En el Anexo I se presentan los archivos .xls para los 58 meses que corresponden al período seleccionado.

Esta variable es muy importante para conocer el comportamiento del acuífero en el tiempo, por tanto los resultados de su evaluación son muy valiosos para concluir al respecto. Para

determinar su variación en el tiempo, se decidió elaborar mapas a un periodo constante. Analizados los registros mes a mes, se decidió mapear por campañas semestrales, comenzando desde el mes 01/95 hasta el 07/99; tomando como mapa base de comparación el correspondiente al mes de partida (10/94), previamente seleccionado.

El análisis geoestadístico se hizo en un principio para el mes de inicio (10/94), previo a éste se comprobó que los niveles siguieran una distribución normal, con la elaboración de la prueba de normalidad en el paquete GEOEAS. De la misma se concluye que los niveles no siguen una distribución normal; por tanto, para el análisis estructural son transformados los valores reales en \ln , para que sigan un comportamiento normal, lo que se evidencia en el variograma de superficie presentado en la Figura 4.2 y la prueba de normalidad de la Figura 4.3.

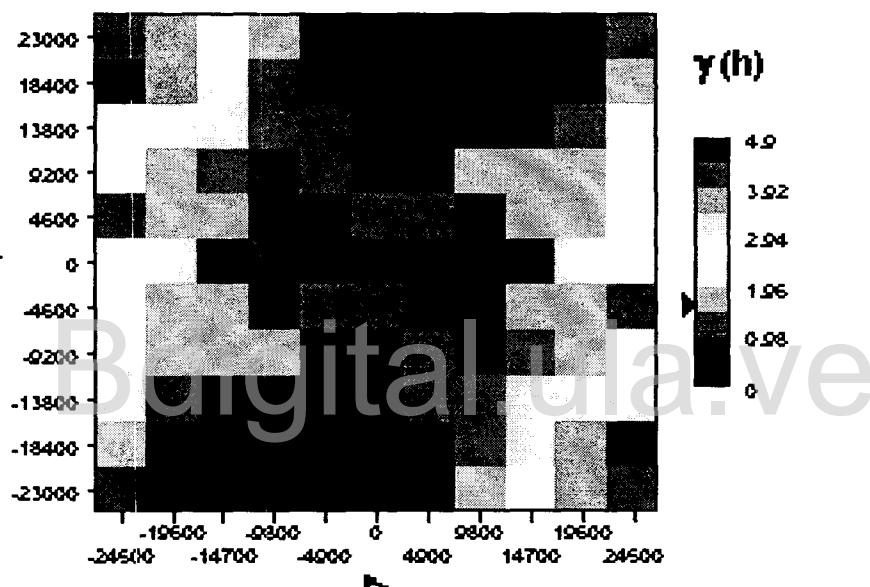


Figura 4.2. Variograma de superficie del logaritmo de niveles piezométricos (10/94)

Los niveles piezométricos muestran un gradiente global de la dirección del flujo, hecho que provoca que deje de ser una variable intrínseca y se convierta en un fenómeno que se caracteriza por mostrar deriva, lo cual se demuestra perfectamente en los variogramas elaborados en Variowin para las diferentes direcciones 0° , 45° , 90° y 135° , respectivamente, en los que no se observa ningún tipo de estructura que haga posible su adaptación a un modelo teórico (ver Figura 4.4).

Lo anterior motivó la necesidad de determinar los residuales de los niveles piezométricos para eliminar su deriva, cuyo variograma sí posee una estructura definida. Para obtener los residuales se generó un plano, a través de un procedimiento de regresión lineal múltiple, que se obtiene a partir de un proceso estadístico de mínimos cuadrados, cuya ecuación para los niveles del mes de inicio (10/94) es la Ecuación 4.4.

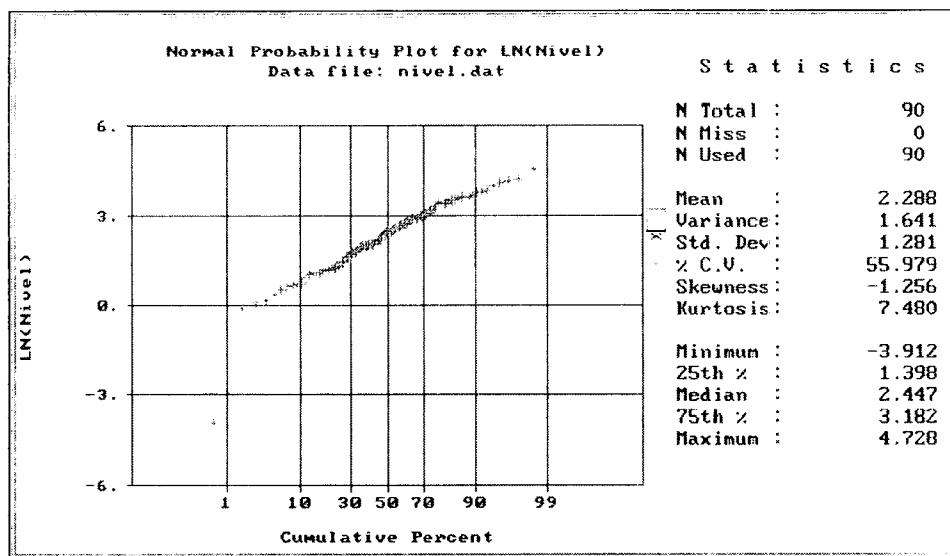
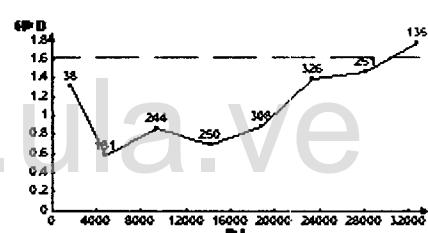


Figura 4.3. Prueba de normalidad del Ln del nivel piezométrico inicial (10/94)

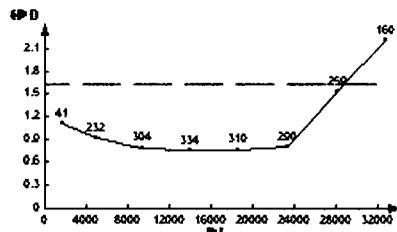
Dirección: 0°



Dirección: 45°



Dirección: 90°



Dirección: 135°

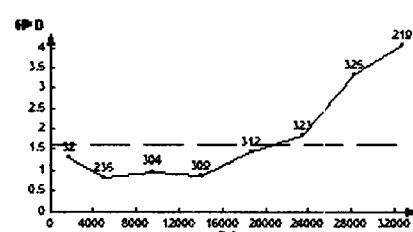


Figura 4.4. Variogramas direccionales del logaritmo de niveles piezométricos (10/94)

$$Z = 1,27416 \times 10^{-3} X - 2,61738 \times 10^{-4} Y - 78,09521289 \quad (4.4)$$

Con $R^2 = 0.85296$

Donde:

Z = Cota del nivel piezométrico que representa el plano (msNM).

X = Coordenada UTM Este (m).

Y = Coordenada UTM Norte (m).

Dicha ecuación se generó en el software Excel del Microsoft Office, en la ayuda Regresión que el mismo proporciona para el análisis de datos. El mencionado plano explica en un 85,296% a la variable, según el coeficiente de determinación múltiple (CDR^2); la porción restante no explicada se debe a la deriva que la variable posee. Las ecuaciones de los diferentes planos, generadas para cada campaña semestral aparecen en la Tabla 4.3.

El residual se determina por la diferencia existente entre el valor observado en campo y la cota del plano generado por regresión múltiple, como se muestra en la Ecuación 4.5, es decir:

$$Z_{\text{residual}} = Z_{\text{leido}} - Z_{\text{plano}} \quad (4.5)$$

Tabla 4.3. Resultados del análisis de regresión para las diferentes campañas

CAMPAÑA	MODELO	CDR ²
10/94	$Z = 1,27416 \times 10^{-3}X - 2,61738 \times 10^{-4}Y - 78,09521289$	0,85296
01/95	$Z = 1,26299 \times 10^{-3}X - 2,65145 \times 10^{-4}Y - 70,92026252$	0,85164
07/95	$Z = 1,23581 \times 10^{-3}X - 2,52450 \times 10^{-4}Y - 76,34595351$	0,83380
01/96	$Z = 1,26671 \times 10^{-3}X - 2,28408 \times 10^{-4}Y - 110,6614128$	0,84061
07/96	$Z = 1,24979 \times 10^{-3}X - 2,42234 \times 10^{-4}Y - 91,03529621$	0,83585
01/97	$Z = 1,25076 \times 10^{-3}X - 2,38980 \times 10^{-4}Y - 94,51938033$	0,83586
07/97	$Z = 1,27671 \times 10^{-3}X - 2,43003 \times 10^{-4}Y - 98,61865511$	0,83283
01/98	$Z = 1,29706 \times 10^{-3}X - 2,64890 \times 10^{-4}Y - 81,93069360$	0,84577
07/98	$Z = 1,28983 \times 10^{-3}X - 2,42323 \times 10^{-4}Y - 103,0995374$	0,84726
01/99	$Z = 1,29484 \times 10^{-3}X - 2,79906 \times 10^{-4}Y - 64,48828250$	0,85189
07/99	$Z = 1,29593 \times 10^{-3}X - 2,67207 \times 10^{-4}Y - 77,87406088$	0,85144

Con los residuales llevados a un archivo .xls se procede a elaborar el variograma experimental, a este se le pudo adaptar un modelo teórico de tipo esférico (ver Figura 4.5). Los parámetros que dieron origen a los variogramas teóricos mostrados se presentan en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4. Parámetros de los variogramas teóricos del nivel piezométrico por campaña

CAMPAÑA	Parámetros del Variograma Esférico				
	Efecto Pepita	Meseta	Alcance	Anisotropía	
				Proporción	Ángulo
10/94	0	30.0	14800	1	0
01/95	0	30.5	16000	1	0
07/95	0	36.2	16500	1	0
01/96	0	35.0	15500	1	0
07/96	0	36.2	16000	1	0
01/97	0	36.0	16000	1	0
07/97	0	39.0	16500	1	0
01/98	0	34.5	14200	1	0
07/98	0	35.0	15000	1	0
01/99	0	33.5	14800	1	0
07/99	0	34.5	15200	1	0

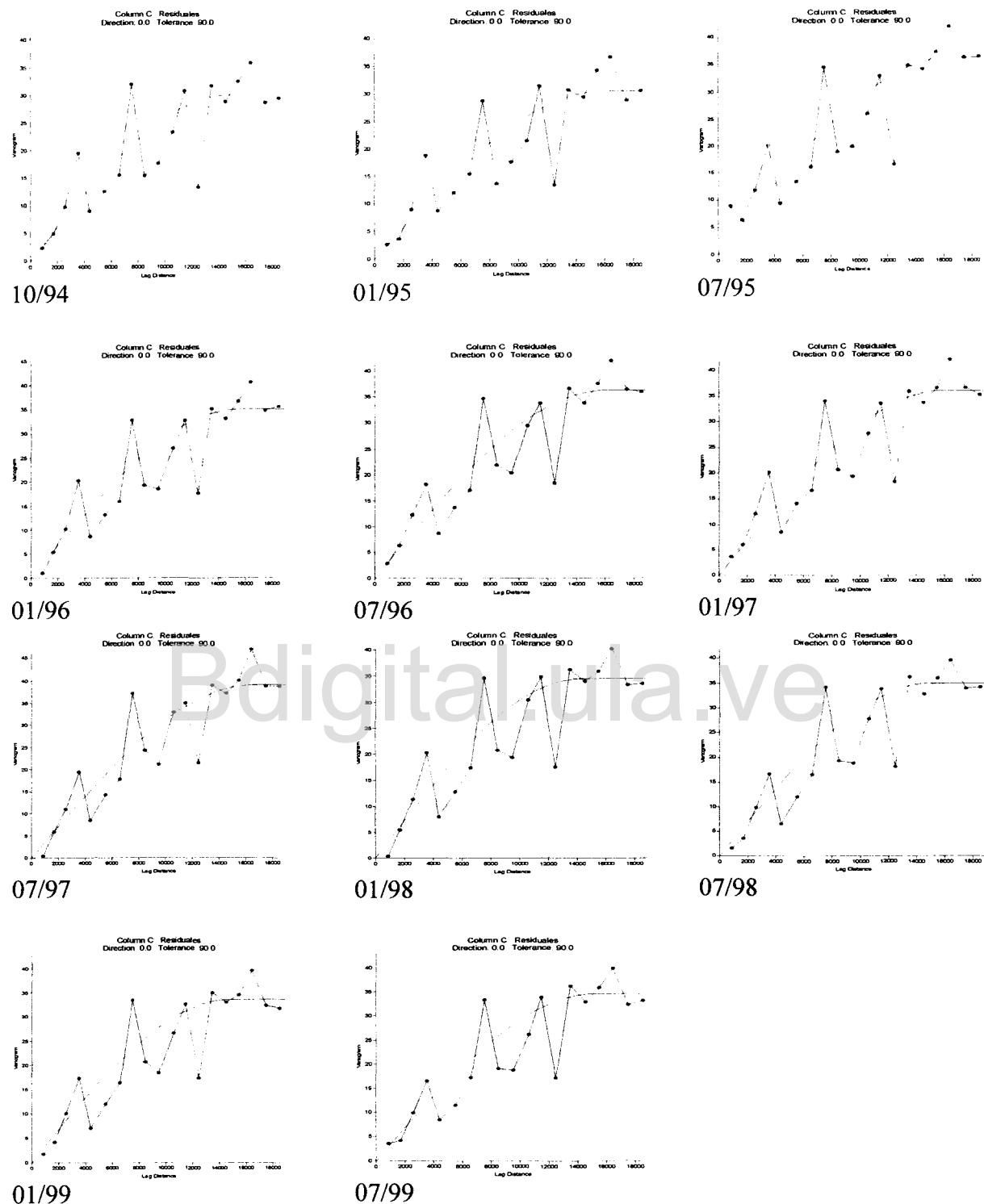


Figura 4.5. Variogramas experimentales y teóricos de nivel piezométrico para las diferentes campañas en estudio.

Observando la Tabla 4.4, se ve mucha similitud en los variogramas teóricos. Esto se pudo comprobar cuando se graficaron todos los variogramas en una misma figura, con el uso de la hoja de cálculo Excel (ver Figura 4.6), lo cual tiene sentido cuando una variable no sufre cambios importantes en período de registro, como es el caso de los niveles piezométricos medidos en la planicie aluvial del río Motatán.

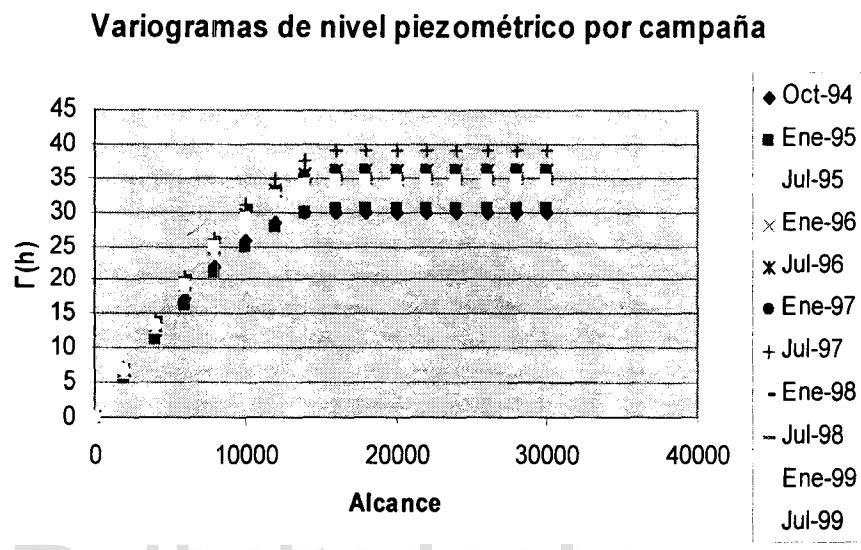


Figura 4.6. Variogramas teóricos del nivel piezométrico para las diferentes campañas.

Posteriormente se elaboro el krigiado de los residuales y el mapa de la desviación del estimador, conocido como errores, los cuales se muestran en las Figuras 4.7 y 4.8 para los niveles iniciales (campaña: 10/94) y en el Anexo II para el resto de las campañas. El mapa de la varianza del estimador confirma que los mismos se incrementan en las zonas de la superficie en estudio donde no se llevan registros de dicha variable.

Obtenida dicha malla, finalmente se calcula el valor estimado del nivel piezométrico (Ecuación 4.6), sumando el valor del residual en el punto tomado de la malla, al valor del plano en el mismo punto, es decir:

$$Z_{\text{estimado}}^* = Z_{\text{residual}} + Z_{\text{plano}} \quad (4.6)$$

Con los valores estimados (Z_{estimado}^*) de los niveles piezométricos se procede a pletar el mapa de niveles que representa la mejor estimación de dicha variable (Figura 4.9), y los mapas para el resto de las campañas pueden verse en el Anexo III, los cuales constituyen parte de la información que se usará como entrada en la calibración (mes 10/94) y al momento de comparar los niveles observados en campo con los estimados por el modelo matemático, durante la calibración y simulación de escenarios, respectivamente.

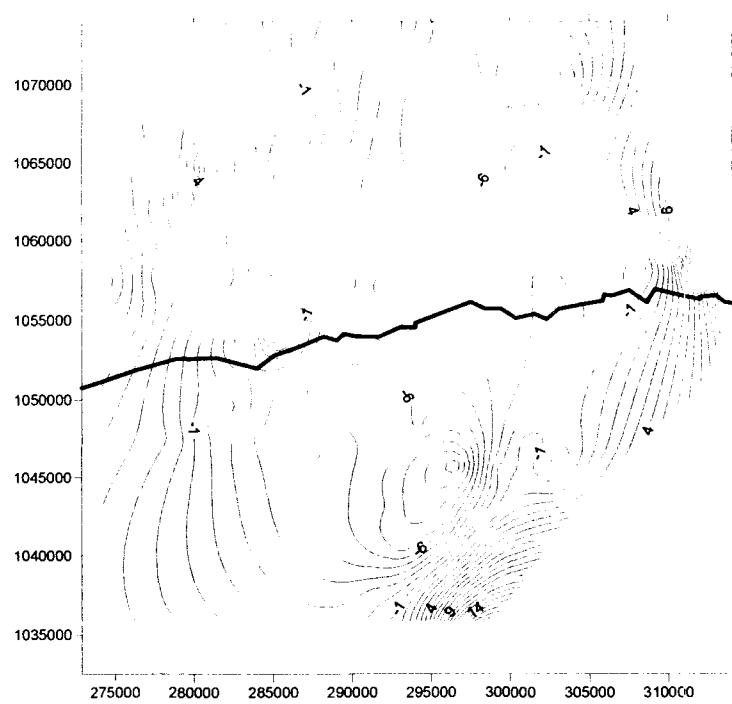


Figura 4.7. Krigeado de residuales del nivel piezométrico (campaña de inicio: 10/94)

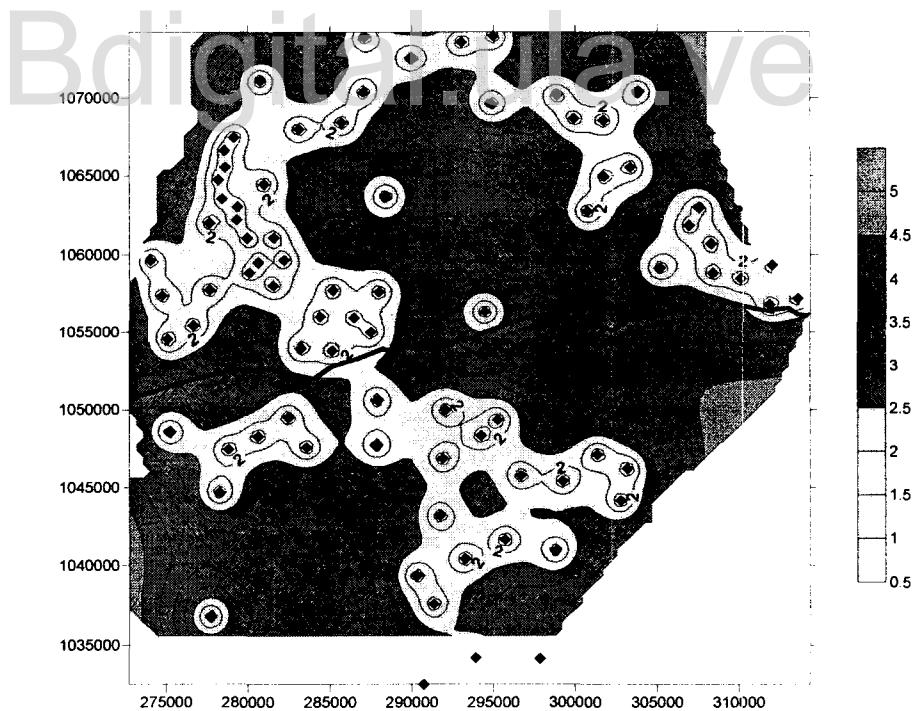


Figura 4.8. Mapa de la desviación del estimador de los residuales del nivel piezométrico (campaña de inicio: 10/94)

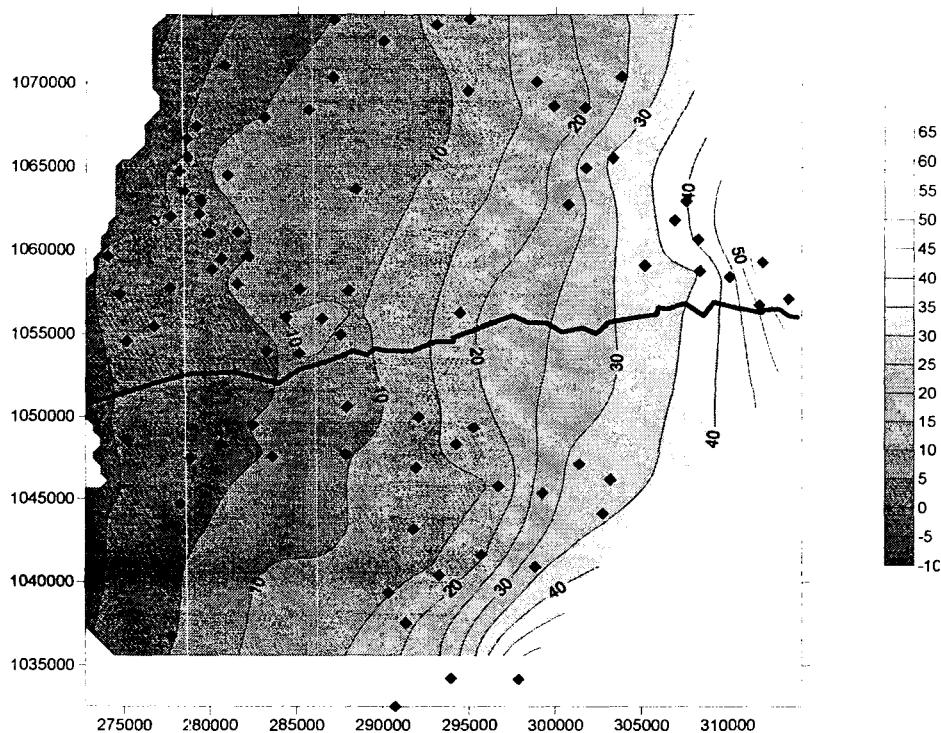


Figura 4.9. Mapa de nivel piezométrico (campaña de inicio: 10/94)

4.5.5. Abatimiento

Este parámetro que representa la distancia vertical existente entre el nivel estático y el dinámico, debe calcularse motivado a que en la planicie no existe suficiente cantidad de pruebas de bombeo que permitan obtener la transmisividad del acuífero. El mismo servirá para la obtención de la capacidad específica puntual en cada uno de los pozos que, distribuidos uniformemente en la planicie, posean los datos de caudal de aforo y posición del nivel de bombeo.

Se cálculo sólo para los pozos a los cuales el SHT realizó el aforo durante la fase de inventario y que, por medio de sondas, tomó el registro de la profundidad de los niveles estático y dinámico, respectivamente. Para su obtención se empleo la Ecuación 4.7.

$$s = H_{NE} - H_{ND} \quad (4.7)$$

Donde:

s : abatimiento o depresión (m).

H_{NE} : distancia vertical desde la superficie del terreno al nivel estático (m).

H_{ND} : distancia vertical desde la superficie del terreno al nivel dinámico (m).

4.5.6. Capacidad específica

Esta se obtuvo a través del cociente, caudal extraído, en el momento del aforo durante la fase de inventario, entre el abatimiento, para aquellos pozos que poseían o se había generado dicha información (Ecuación 4.8).

$$CE = Q / s \quad (4.8)$$

Donde:

CE : capacidad específica (l/s/m)

Q : caudal extraído (l/s)

s : abatimiento (m)

4.5.7. Transmisividad

La unidad de hidrogeología del SHT (1994) realizó pruebas de bombeo en tres pozos identificados como: TR5878004A, TR5879001A y TR5879023A, en el primero los abatimientos se midieron directamente en el pozo de bombeo; para el segundo en dos pozos de observación ubicados a 42.2 y 281.4 m, respectivamente; mientras que para el tercero en tres pozos de observación, ubicados a 60, 118.4 y 157.2 m del bombeado. Estas pruebas se procesaron en el paquete GWW para obtener los valores de transmisividad, los cuales fueron promediados para el segundo y tercer pozo, respectivamente. Los valores de transmisividad calculados aparecen en la Tabla 4.5.

Por otro lado, se tomaron cinco valores del mencionado parámetro que generó Rodríguez (1986), procesando pruebas de bombeo realizadas por Corpoandes en un sector de explotación agrícola de la planicie. Estos fueron confirmados con el uso del GWW. Los valores usados en el presente estudio aparecen en la Tabla 4.5. Con éstos y los valores de capacidad específica calculados por la Ecuación 4.6, se procedió a realizar un análisis de regresión, cuyos resultados para diferentes tipos de regresión se presenta en la Tabla 4.6.

Tabla 4.5. Valores de caudal, transmisividad y capacidad específica

Identificación del pozo	Caudal (l/s)	Transmisividad(m ² /d)	Capacidad específica (l/s/m)
3 Febrero 1*	40.0	565.17	3.9389
3 Febrero 2*	44.0	367.81	3.5953
Adjunta 4*	38.0	345.02	2.6220
Punta Maya 1*	72.0	448.71	3.5068
Punta Maya 2*	77.0	424.62	3.7321
TR5878004A	114.5	1974.07	10.6215
TR5879001A	30.0	731.87	5.5147
TR5879023A	37.9	777.93	2.8340

* : Valores tomados de Rodríguez (1986)

Tabla 4.6. Análisis de regresión para diferentes modelos

Modelo de Regresión	Ecuación	R^2
Lineal	$Y = 193.78 X - 176.45$	0.88139
Potencial	$Y = 129.65 X^{1.0769}$	0.70400
Logarítmica	$Y = 1060.8 \ln(X) - 793.66$	0.76860
Exponencial	$Y = 247.5 e^{0.1923 X}$	0.77110

Donde:

Y : es la Transmisividad (m^2/d)

X : es la Capacidad específica (l/s/m)

R^2 : es el Coeficiente de correlación del modelo

El modelo que presentó la mejor correlación es el lineal, con una confiabilidad del 88.139% (ver Figura 4.10). El mismo fue usado para generar la transmisividad en aquellos pozos cuya capacidad específica era conocida, es decir, los que poseían registros de caudal de aforo y nivel estático y dinámico, respectivamente.

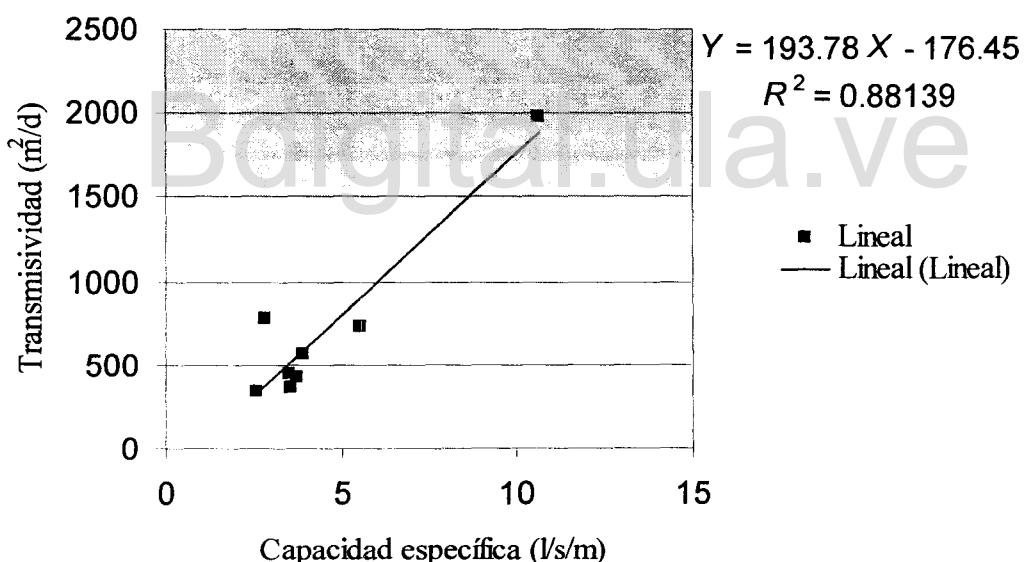


Figura 4.10. Regresión lineal usada para generar la transmisividad del acuífero

Generados los valores del parámetro hidrogeológico en estudio, para la obtención del archivo definitivo, se hizo el descarte partiendo del siguiente criterio: valores mayores de 3000 y menores de $30 \text{ m}^2/\text{d}$ dejan de ser confiables, debido al tipo de material que compone el acuífero, por ello se descartan. En el Anexo IV se presentan los valores finales del parámetro por pozo, que serán usados en el análisis estructural del mismo.

Los datos calculados de transmisividad, no siguen una distribución normal por lo que fue necesario transformarlos como \ln , para cumplir con este requisito (ver Figura 4.11). Al observar el variograma de superficie y los variogramas direccionales (Figuras 4.12 y 4.13, respectivamente), generados en Variowin para esta variable, se concluye que la misma posee estructura, ya que su comportamiento en cualquier dirección tiende a ser el mismo.

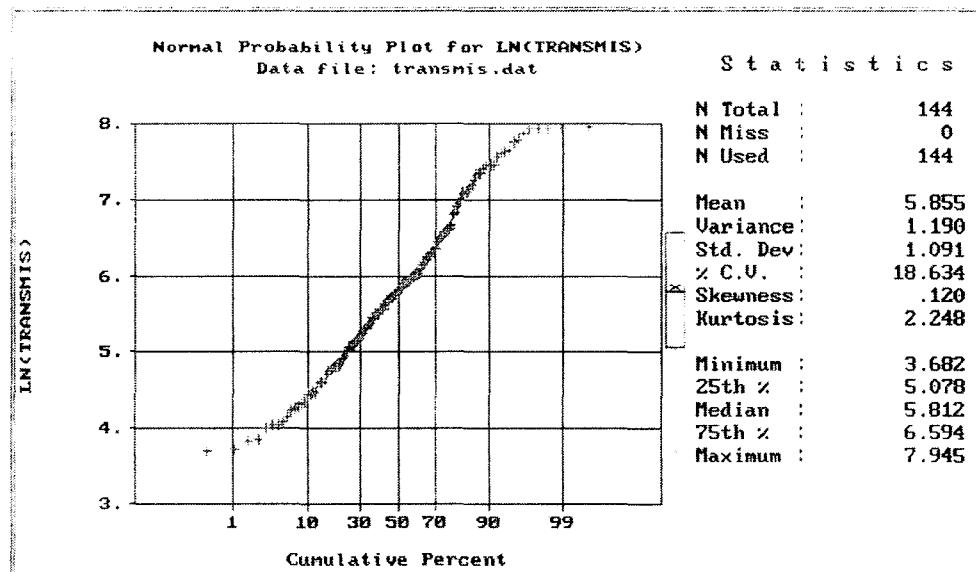


Figura 4.11. Prueba de normalidad del logaritmo de la transmisividad

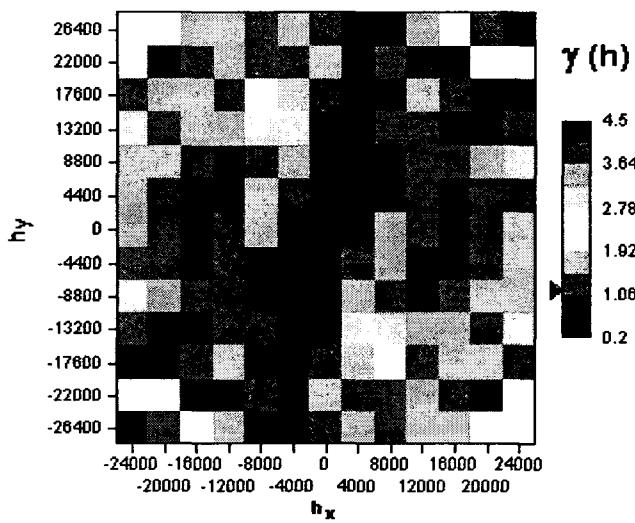
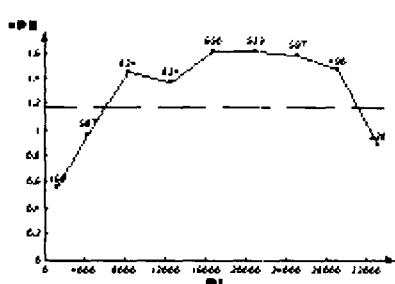


Figura 4.12. Variograma de superficie del logaritmo de la transmisividad

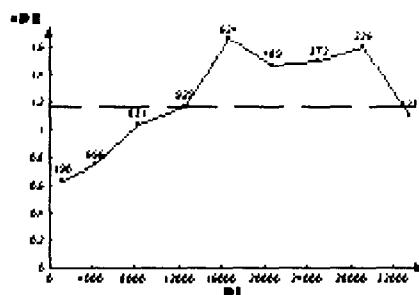
Al variograma experimental omnidireccional generado por la variable transmisividad, teóricamente pudo adaptársele un modelo esférico (Figura 4.14), con un valor de efecto pepita

(error en el origen) de 0,2, alcance igual a 8500 m y una meseta de 0.967525. La transmisividad presenta un error importante en el origen, que se explica porque la misma se generó a partir de una regresión lineal, cuya recta se ajustó conociendo solo nueve (9) valores del parámetro y la capacidad específica del resto de los pozos en producción utilizados, tal como se explicó con anterioridad.

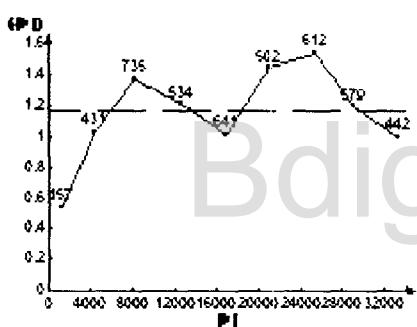
Dirección: 135°



Dirección: 90°



Dirección: 0°



Dirección: 45°

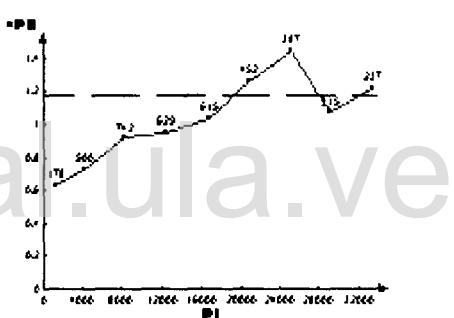


Figura 4.13. Variogramas direccionales del logaritmo de la transmisividad

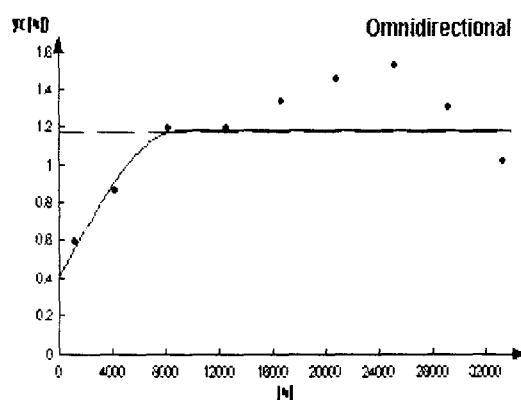


Figura 4.14. Variograma teórico (modelo esférico) para el logaritmo de la transmisividad

Los mapas de transmisividad estimada y el de la desviación del estimador de la misma, obtenidos por krigado, se presentan en las Figuras 4.15 y 4.16, respectivamente.

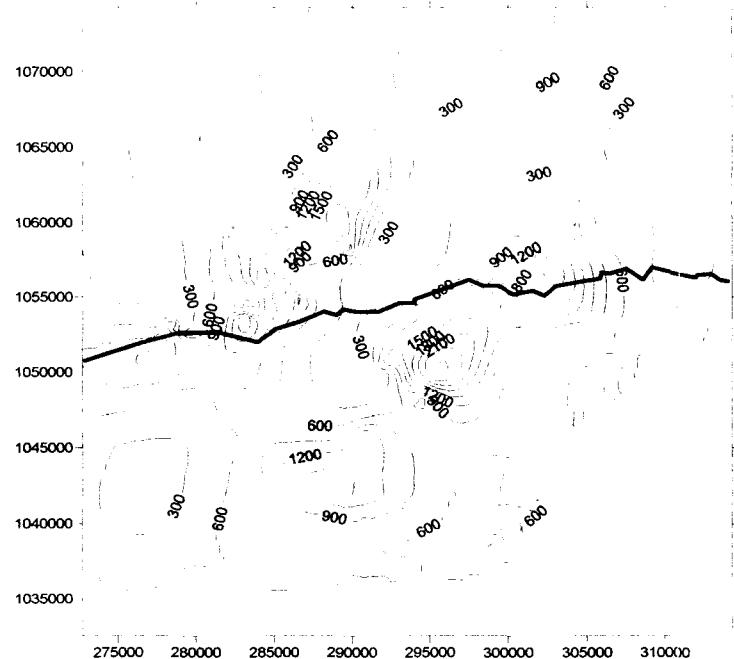


Figura 4.15. Mapa de la transmisividad estimada

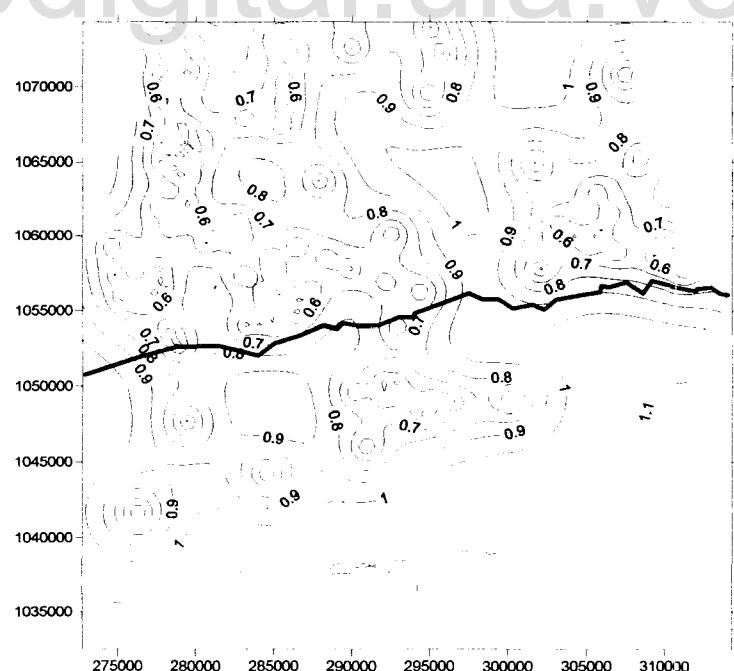


Figura 4.16. Mapa de la desviación del estimador de la transmisividad estimada

4.5.8. Conductividad hidráulica

El software a usar en el proceso de calibración y simulación del modelo matemático del acuífero no permite como entrada la transmisividad, solo información de conductividad hidráulica. Partiendo de la transmisividad generada y conociendo los espesores promedios de las capas permeables del acuífero, se obtiene la conductividad hidráulica, usando la Ecuación 4.9.

$$K = T / m \quad (4.9)$$

Donde:

K : conductividad hidráulica (m/d)

T : transmisividad (m^2/d)

m : espesor permeable saturado (m)

Los espesores promedio de cada capa permeable utilizados, fueron generados en estudio realizado por Peña (2003) para los ochenta y cinco (85) pozos mencionados en la Tabla 4.1; con éstos se creó un archivo XYZ en Excel. Por otro lado, el krigado de transmisividad se transformó en archivo XYZ y en éste, se ubicó la transmisividad para cada uno de los pozos y se guardó junto con los espesores. El archivo creado es de cuatro (4) columnas (norte, este, transmisividad y espesor permeable), con 85 filas. En la hoja de cálculo de Excel, se generó la quinta columna, aplicando la Ecuación 4.9, que representa la conductividad hidráulica (ver Anexo V), la cual fue ploteada, para generar el mapa de dicha variable (Figura 4.17) que se convierte en una de las entradas al proceso de calibración del modelo de acuífero.

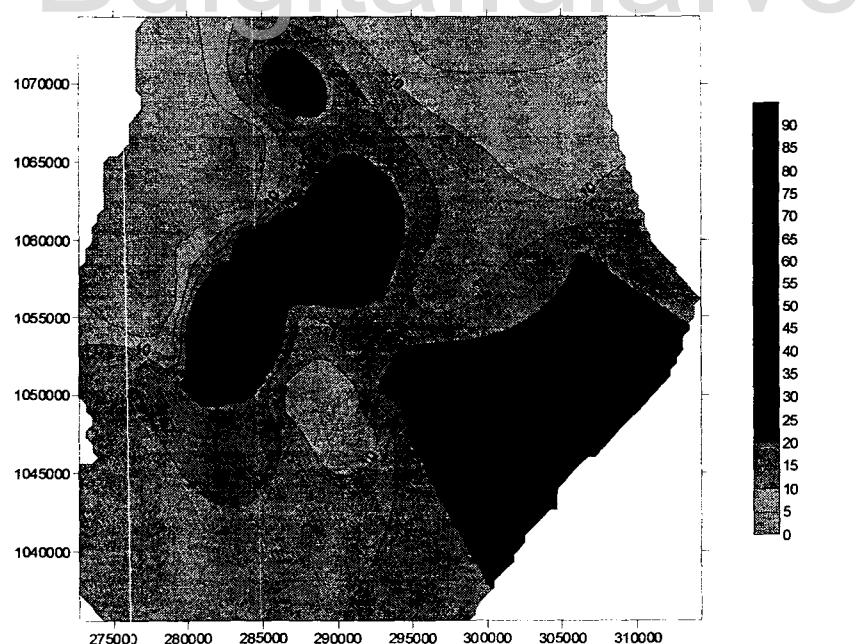


Figura 4.17. Mapa de conductividad hidráulica

4.5.9. Coeficiente de almacenamiento

De las pruebas de bombeo realizadas por la unidad de hidrogeología del SHT, en los pozos TR5878004A, TR5879001A y TR5879023A, mencionadas anteriormente y procesadas en el paquete GWW, se obtuvieron los valores promedio del parámetro coeficiente de almacenamiento. También se usaron los valores generados por Rodríguez (1986), cuando procesó pruebas de bombeo realizadas por CORPOANDES. En vista de que solo se contaban con ocho valores del parámetro, localizados en un área muy pequeña que no era representativa del área de estudio, se utilizó la información de litología que sí era numerosa para calcular este parámetro a través de la Ecuación 4.10, propuesta por Boonstra y Ridder, citados por Martínez (2003), la cual se presenta a continuación:

$$S = 1,8 \times 10^{-6} (d_1 - d_2) + 8,6 \times 10^{-4} (d_1^{0,3} - d_2^{0,3}) \quad (4.10)$$

Donde:

S = coeficiente de almacenamiento (adimensional)

d_1 = distancia desde la superficie del terreno hasta el fondo de la capa permeable (m)

d_2 = distancia desde la superficie del terreno hasta el techo de la capa permeable (m)

La información recabada y generada referente al coeficiente de almacenamiento (Anexo VI) pudo ajustarse a una distribución normal, según se observa en la Figura 4.18, trabajando con el logaritmo neperiano de la misma.

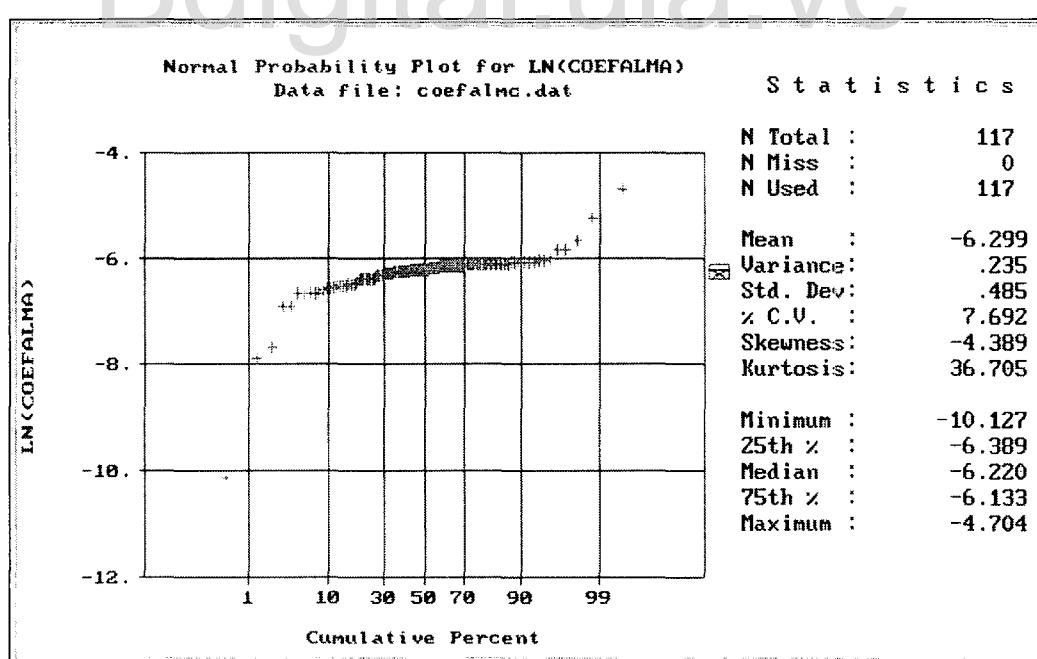


Figura 4.18. Prueba de normalidad del logaritmo de coeficiente de almacenamiento

Se procedió a elaborar el variograma experimental respectivo, a éste se le pudo adaptar un variograma teórico de las siguientes características:

- Modelo = esférico
- Efecto de pepita = 0
- Meseta = 7.18×10^{-7}
- Alcance = 3350 m
- Anisotropía = 0

Con estos valores, al aplicar el método de krigado, el Surfer 8.0 no los procesa porque son valores muy pequeños, por esto los valores de coeficiente de almacenamiento se multiplican por 1000, obteniéndose el siguiente variograma (Figura 4.19).

- Modelo = esférico
- Efecto de pepita = 0
- Meseta = 0.718
- Alcance = 3350 m
- Anisotropía = 0

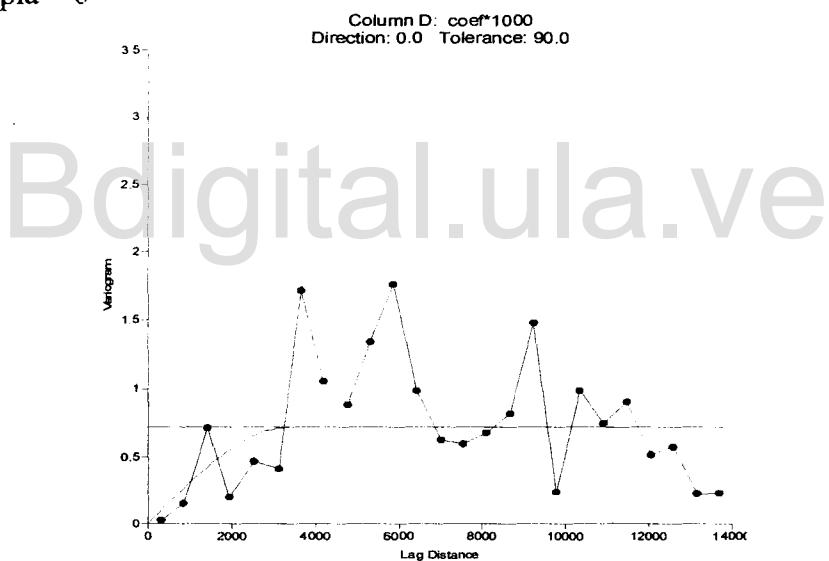


Figura 4.19. Variograma experimental y teórico del coeficiente de almacenamiento

A partir de este variograma teórico, se procedió a elaborar el krigado y mapa de la desviación del estimador, una vez realizados se procedió a transformarlos en archivos de datos (ASCII XYZ.dat); ésto para la variable estimada y su error a valores reales, dividiendo entre 1000. Luego, la variable real se plotea, blanqueándose posteriormente, y se obtienen los mapas de la variable y el error o desviación del estimador, que el mismo conlleva (Figuras 4.20 y 4.21, respectivamente). En esta última se evidencia que el error se acentúa en las zonas donde no existe información básica, en este caso, la referida a litología.

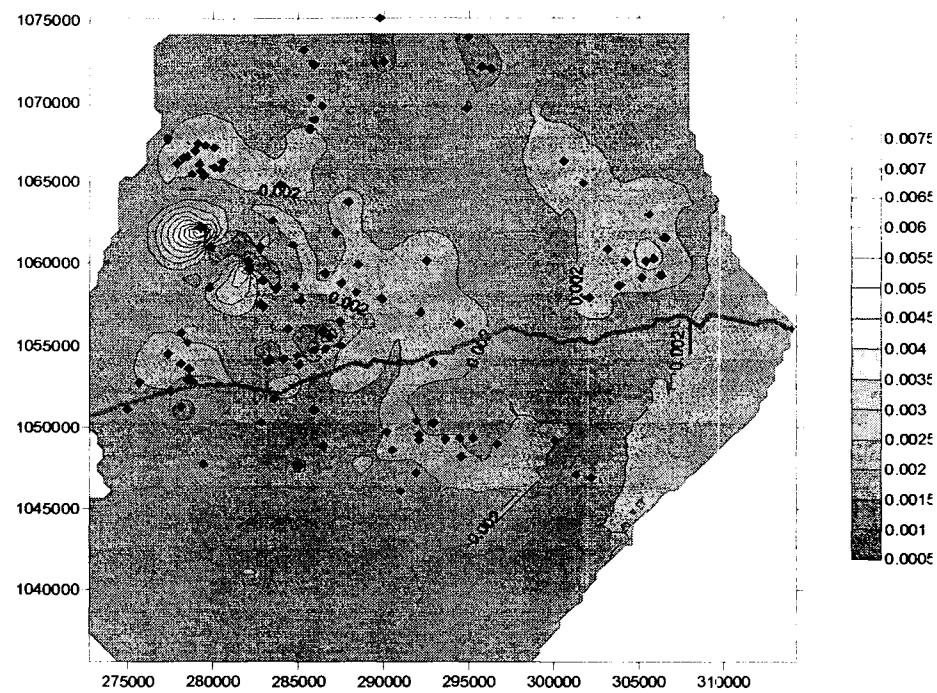


Figura 4.20. Mapa de coeficiente de almacenamiento estimado

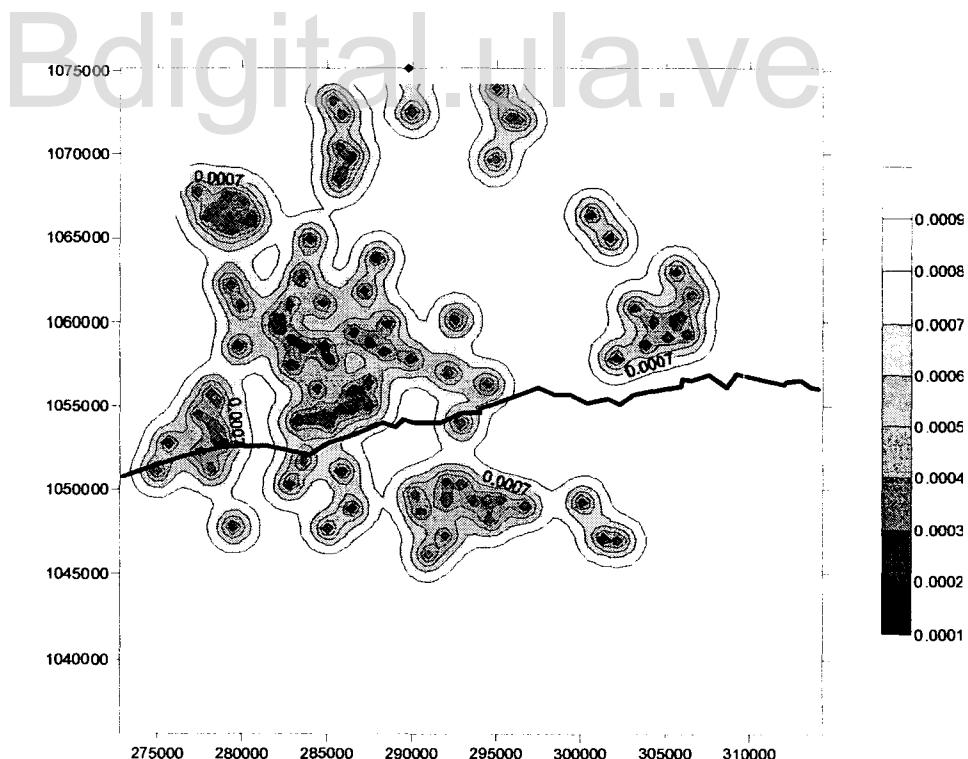


Figura 4.21. Mapa de la desviación del estimador del coeficiente de almacenamiento estimado

El coeficiente de almacenamiento resulta de la suma de la capacidad o rendimiento específico y el almacenamiento específico (Ecuación 4.11). El calculado por la Ecuación 4.10 y presentado en la Figura 4.20 es el total, por tanto a partir del mismo deben desglosarse sus componentes (Ecuación 4.11), ya que de esa manera los acepta el programa a usarse en la calibración del modelo de acuífero a implementarse.

$$S = Sy + mSs \quad (4.11)$$

Donde:

S es el coeficiente de almacenamiento total

Sy el rendimiento específico

m el espesor saturado

Ss el almacenamiento específico

El almacenamiento específico depende de factores inherentes al estrato de suelo y el agua que por él circula y se determina por la Ecuación 4.12, según Bantón y Bangoy (1999):

$$Ss = \rho g [(1-n)\alpha p + n\beta p] \quad (4.12)$$

Donde:

ρ es la densidad del estrato

g es la gravedad (9.81 m/s^2)

n es la porosidad de la matriz de suelo

αp es el coeficiente de compresibilidad vertical de la matriz de suelo, oscila entre 10^{-10} y $10^{-100} \text{ Pa}^{-1}$

βp es el coeficiente de compresibilidad del agua, oscila entre 0.44×10^{-9} y $0.51 \times 10^{-9} \text{ Pa}^{-1}$

En acuíferos confinados la capacidad específica es muy baja, tendiendo a cero, quedando la Ecuación 4.11, así:

$$S = mSs \quad (4.13)$$

A partir de esta ecuación se obtiene el almacenamiento específico (Ss), ya que se tiene el krigado de coeficiente de almacenamiento total y el de espesores permeables (tomado de Peña, 2003), ver Anexo VII. El proceso consiste en dividir ambos archivos ASCII XYZ.dat, de cuyo cociente resulta un nuevo archivo ASCII XYZ.dat que representa el almacenamiento específico (Anexo VII). Obteniéndose, así, otro parámetro de interés, que representa una entrada en la fase de calibración del modelo y la posterior simulación de escenarios, en régimen de flujo no permanente. Bantón y Bangoy (1999) afirman que el almacenamiento específico oscila entre 1×10^{-4} y 1×10^{-6} , lo que concuerda con los valores obtenidos, cuya media es de $3,89 \times 10^{-5}$.

En los acuíferos libres el almacenamiento específico tiende a cero, por tanto el coeficiente de almacenamiento es igual a la porosidad efectiva, de acuerdo con la Ecuación 4.11 de Bantón y Bangoy (1999), tomando valores para la arena, oscilantes entre 0,10 y 0,20.

4.5.10. Caudal de bombeo

Los volúmenes de agua por unidad de tiempo que los pozos están descargando por bombeo, se obtuvieron de los registros de la base de datos del SHT, los cuales fueron producto de aforos puntuales realizados en el momento en que se hizo el inventario de pozos de agua subterránea en la planicie (1994), usando los métodos volumétricos y el de la trayectoria, según fuese el caso. Además, se tomaron los tres valores usados en las pruebas de bombeo realizadas por SHT en el mismo año (1994) y los cinco valores procesados por Rodríguez (1986). Los valores de caudal que se utilizarán en las fases de calibración y simulación, se muestran en la Tabla 4.1, al comienzo del presente capítulo.

4.5.11. Recarga del acuífero

El acuífero en estudio, según la litología, quedó definido como confinado en un gran porcentaje de la superficie; en ésta se incluye la zona de recarga principal. En tales condiciones el aporte principal de agua al acuífero proviene del aporte de flujo subterráneo afluente al acuífero o efluente de la cuenca aguas arriba del embalse Agua Viva. Para el presente caso, la principal fuente de agua que aporta al acuífero es el río Motatán, cuyos registros de escorrentía se miden en una estación ubicada en la cota de entrada al embalse Agua Viva, justo antes del acuífero en estudio.

Para conocer el flujo subterráneo efluente de la cuenca se utilizó el modelo de Simulación Hidrológica Mensual SIHIM elaborado por Duque y Barrios, corregido por Duque (1991), trabajando con 18 estaciones meteorológicas representativas de toda la cuenca, que se calibrará en el capítulo siguiente del presente trabajo de investigación, luego se hará la simulación respectiva para obtener la recarga simulada que constituye información importante de entrada al modelo hidrogeológico matemático del acuífero.

4.6. CÁLCULO DE RESERVAS PERMANENTES (Tomado de Linares, 2003)

4.6.1. Elaboración del mapa piezométrico

La elaboración del mapa de piezométrico (niveles freáticos) aporta un dato dimensional muy importante para el cálculo de las reservas y de sus variaciones, ya que permite identificar a escala global o regional las características del movimiento de las aguas subterráneas y permite definir la zona permeable saturada. Se utilizó, para la elaboración del mapa, los niveles obtenidos de la campaña 07/99, última de los registros tomados por SHT. En el archivo CAM0799 del Anexo I, se muestra la base de datos utilizada en este análisis.

Para elaborar el mapa piezométrico fue necesario aplicar el procedimiento realizado para la obtención del mapa de krigiado de los niveles piezométricos de la campaña de inicio (10/94)

descrito en el aparte 4.5.4 del presente Capítulo. La Figura 4.22 muestra el variograma experimental obtenido y el teórico ajustado.

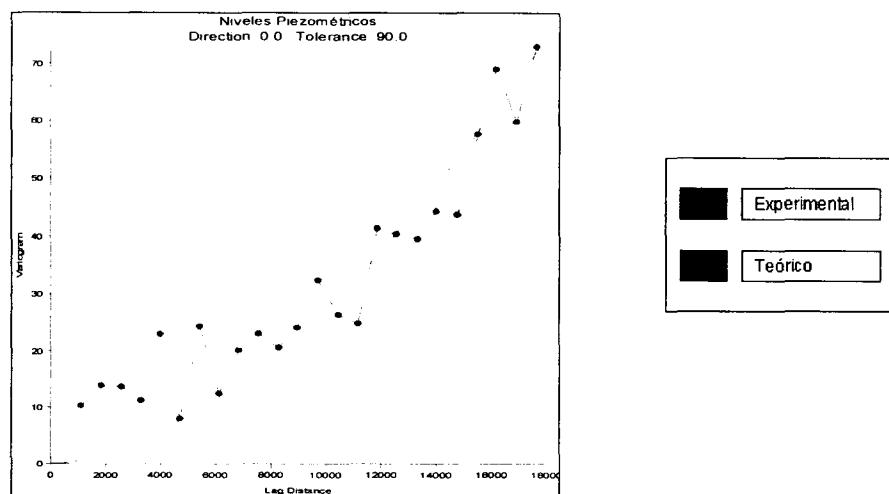


Figura 4.22. Variograma experimental y teórico ajustado del nivel piezométrico (07/99), tomado de Linares (2003)

Asignando los mismos parámetros del mallado utilizado en la Tabla 4.2 y aplicando las ecuaciones del krigedo, se obtuvo el mapa de contorno y la superficie en 3D para el nivel piezométrico (07/99), tal como se muestra en las Figuras 4.23 y 4.24, respectivamente.

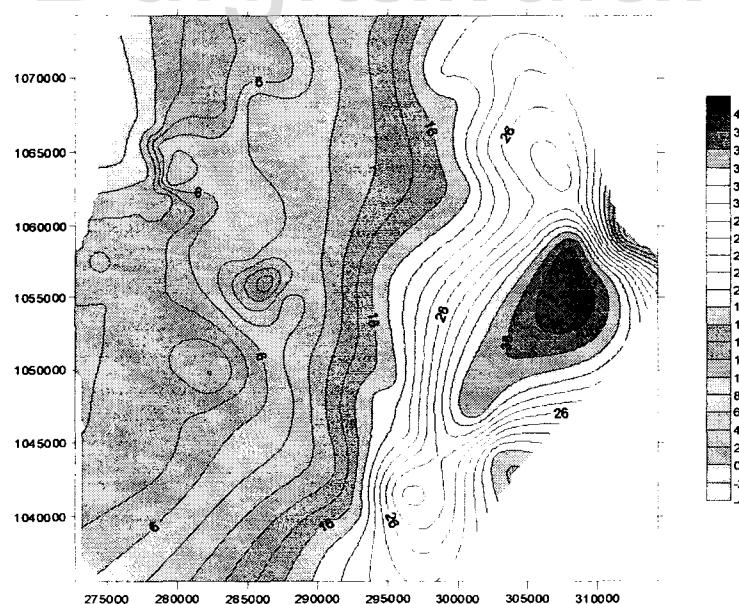


Figura 4.23. Mapa de contornos del nivel piezométrico (07/99), tomado de Linares (2003)

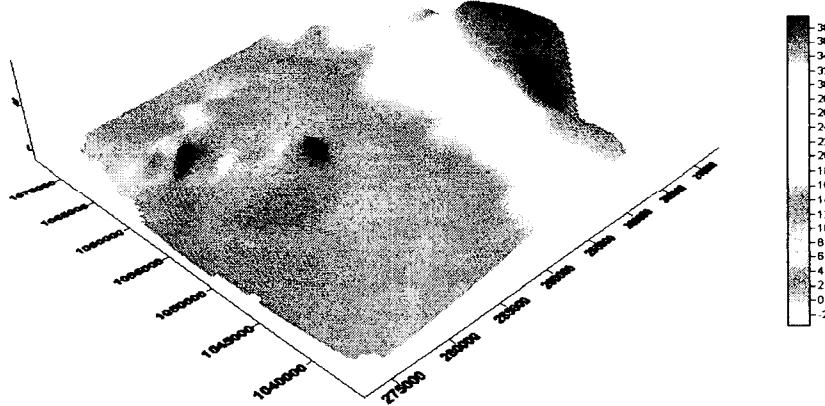


Figura 4.24. Mapa superficie en 3D del nivel piezométrico (07/99), tomado de Linares (2003)

Como se dijo anteriormente, el mapa piezométrico permite conocer la dirección del flujo del agua subterránea. Esta dirección viene dada por las líneas de máxima pendiente entre la curvas piezométricas obtenidas. El Surfer 8.0 permite realizar mapas de vectores a partir de cualquier archivo de tipo *.grid creado, estos vectores indican la dirección de máxima pendiente entre cada una de las líneas de contorno. Entonces, creando el mapa vectores para el nivel piezométrico y superponiéndolo a la superficie en 3D obtenida previamente de los niveles se obtuvo la Figura 4.25.

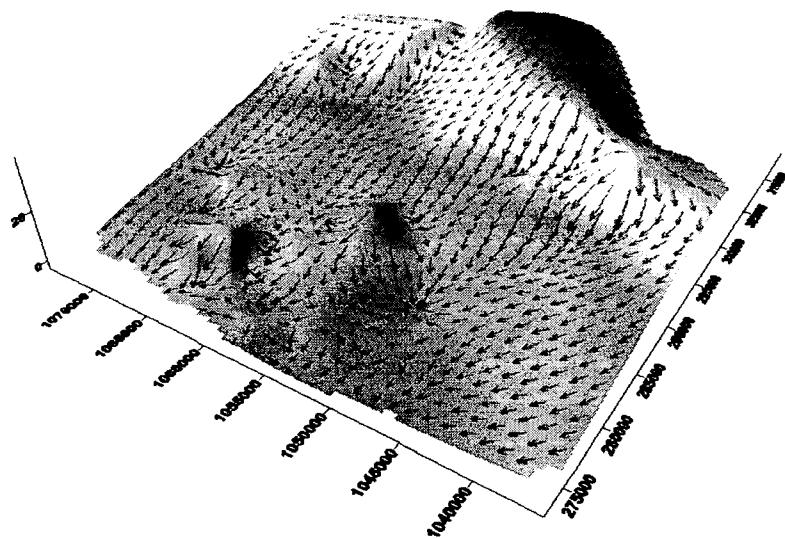


Figura 4.25. Mapa de vectores superpuesto a la superficie en 3D del nivel piezométrico (07/99) tomado de Linares (2003)

En dicha figura es posible observar claramente una dirección preferencial en sentido este-oeste del flujo de aguas subterránea; lo que coincide tanto con la topografía de la zona, la cual disminuye su altitud en esa misma dirección, como con el sentido del flujo de las aguas superficiales.

La Figura 4.26 muestra la superposición entre la superficie piezométrica junto con los pozos utilizados para su elaboración y la superficie del terreno. Es posible identificar, en esta Figura, zonas en las que se presentan pozos saltantes o artesianos hacia el sureste del área de estudio, en la zona del piedemonte y al noreste del área. También se puede ver como hacia el noroeste, en la zona del borde con la costa oriental del Lago de Maracaibo, el nivel piezométrico se encuentra por encima del terreno formando casi una franja paralela a la costa.



Figura 4.26. Superficie en 3D del nivel piezométrico y el terreno, tomada de Linares (2003)

4.6.2. Cálculo de volúmenes

Usando la opción Grid|Volume de Surfer 8.0, es posible calcular el volumen total de las capas definidas como permeables en el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero, elaborado en el capítulo VI del presente trabajo de investigación. En estricto orden de ocurrencia estas serían la capa 2, 4 y 6, respectivamente. Los resultados obtenidos se observan en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7. Volumen de las capas permeables del acuífero, calculado por Linares (2003)

Capa permeable	Volumen (m^3)
2	$3,001996 \times 10^{10}$
4	$3,101219 \times 10^{10}$
6	$2,766348 \times 10^{10}$
Total	$8,869563 \times 10^{10}$

Con la utilización del mapa piezométrico es posible identificar zonas no saturadas en la capa 2. La opción Grid|Volume de Surfer 8.0, permite calcular los volúmenes donde las capas permeables no están saturadas, es decir, que se encuentran por encima del nivel freático.

El volumen total permeable no saturado resultó ser igual a $1,958551 \times 10^9 \text{ m}^3$. El volumen total permeable saturado se obtiene de la diferencia entre el total permeable y el total no saturado, resultando ser de $8,673707 \times 10^{10} \text{ m}^3$.

De la Tabla 4.8 se obtuvo la porosidad eficaz media correspondiente al tipo de material que se encuentra en el área de estudio, el cual es roca sedimentaria suelta–aluviones, al mismo corresponde una magnitud del 20 %. Este valor se asume como una estimación representativa de la porosidad eficaz para el cálculo de las reservas permanentes.

Tabla 4.8. Porosidades totales y eficaces de diversos materiales según Johnson (1967), Davis (1969), Schoeller (1962) y Ward (1967), citados por Linares (2003)

MATERIAL		POROSIDAD (%)					
		TOTAL			EFICAZ		
Tipo de Roca	Descripción	Med	Máx	Mín	Med	Máx	Mín
Masivas	Granito	0,3	4	0,2	<0,2	0,5	0,0
	Caliza	8	15	0,5	<0,5	1	0,0
	Dolomita	5	10	2	<0,5	1	0,0
	Areniscas	15	25	3	10	20	0,0
Volcánicas	Metamórficas	0,5	5	0,2	<0,5	2	0,0
	Piroclastos y Tobas	30	50	10	<5	20	0,0
	Escorias	25	80	10	20	50	1
	Pumitas	85	90	50	<5	20	0,0
	Basaltos densos, Fonolitas	2	5	0,1	<1	2	0,1
Sedimentarias sueltas	Basaltos vacuolares	12	30	5	5	10	1
	Aluviones	25	40	20	20	35	5
	Dunas	35	40	30	25	30	10
	Gravas	30	40	25	20	35	10
	Loess	45	55	40	<5	10	0,1
	Arenas	35	45	20	25	35	10
	Depósitos glaciares	5	35	15	15	30	5
	Limos	40	50	35	10	20	2
	Arcillas sin compactar	45	60	40	2	10	0,0
	Suelos superiores	50	60	30	10	20	1

Con base en el valor de porosidad efectiva asumido, se tiene que el volumen de reservas permanentes es igual al volumen total permeable saturado, previamente calculado, multiplicado por la porosidad efectiva, es decir:

$$\text{Volumen de reservas permanentes} = 8,673707 \times 10^{10} \text{ m}^3 * 0,20$$

$$\text{Volumen de reservas permanentes} = 1,734741 \times 10^{10} \text{ m}^3$$

El volumen de reservas permanentes viene a representar el volumen de agua libre almacenado en la capa acuífera que pudiese ser extraído, limitado en la base por el substrato impermeable y en el techo por la superficie piezométrica.

Bdigital.ula.ve

Bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 5

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA NATURAL DEL ACUÍFERO

5.1. GENERALIDADES

El concepto de continuidad requiere de la existencia del balance entre la cantidad total de agua que entra en la cuenca y la que sale de la misma. Custodio (1976) citado por Rodríguez (1986), expresa la relación del balance hídrico de la siguiente manera:

$$\text{Entradas} = \text{Salidas} \pm \text{Variación del almacenamiento} \quad (5.1)$$

Castany (1975), considera que los elementos principales que determinan el balance de la capa acuífera se pueden presentar en la siguiente ecuación:

$$Iw + IQ + Ir + q_w + q_s = E + R Qexp + Qe + Qs + Qw \pm dw \quad (5.2)$$

Donde:

I_Q , I_r : restituciones e infiltración de aguas superficiales.

I_w : infiltración eficaz.

q_w : aportes de aguas subterráneas.

q_s : aportes de aguas superficiales.

E : evapotranspiración real.

R : escorrentía superficial.

Q_{exp} : pozos en explotación.

Q_e : surgencias de aguas subterráneas.

Q_s : salida en flujo superficial.

Q_w : vértido de la capa acuífera.

dw : variación de las reservas en aguas subterráneas.

La Figura 5.1 muestra el esquema de los elementos principales del balance de la capa acuífera, anteriormente señalados.

El acuífero en estudio es de tipo confinado; por tanto, dentro de los aportes, el más importante lo constituye el porcentaje de agua, proveniente de las aguas que escurren y que al infiltrarse, recarga el acuífero como flujo subterráneo afluente al mismo.

Debido a la escasez de información sobre el recurso agua en la cuenca, ha sido necesario recurrir al uso de modelos de simulación paramétricos, que permitan generar el caudal que a través del suelo recarga al acuífero, partiendo de datos históricos de precipitación y evaporación. En estos modelos el sistema hidrológico está representado por una serie de

formulaciones matemáticas que describen la respuesta del sistema a los datos de entrada (precipitación y evaporación) obteniéndose como resultado la cantidad de flujo buscado para un determinado período. Estos modelos pueden considerarse del tipo causa-efecto.

APORTES

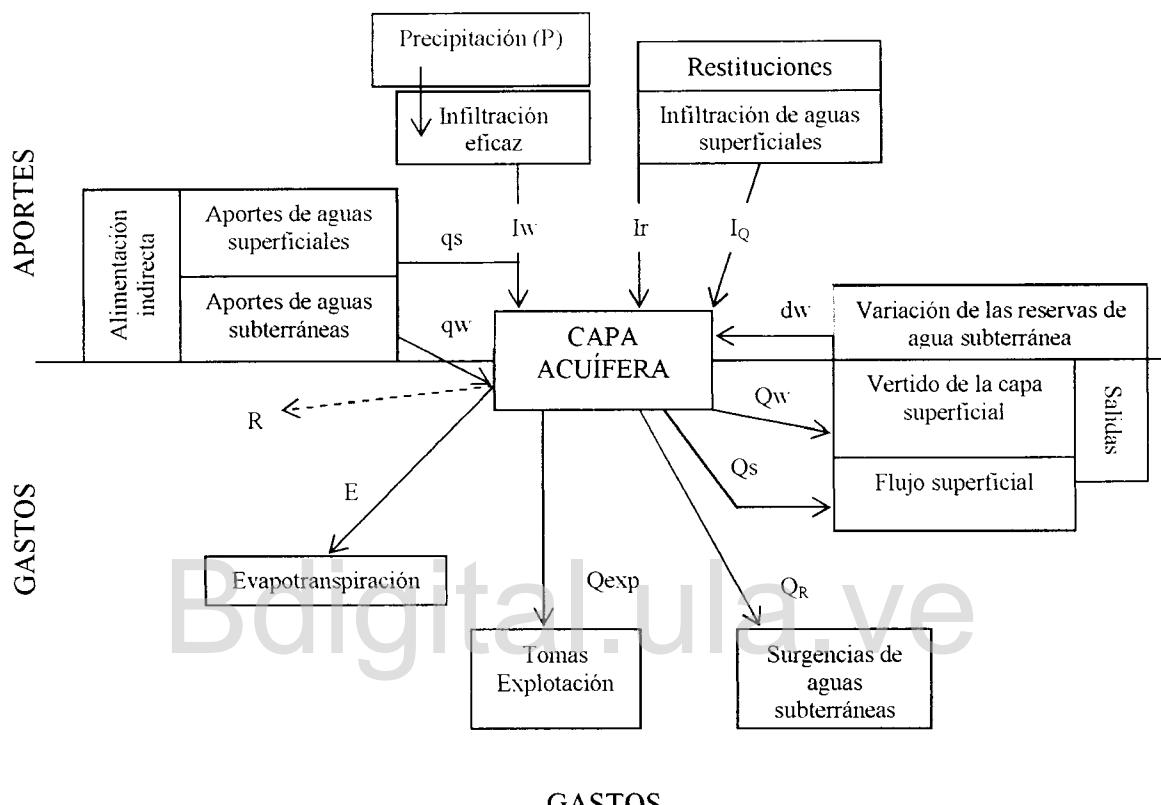


Figura 5.1. Esquema de los elementos principales del balance de la capa acuífera, tomado de Castany (1975)

5.2 DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA

La cuenca del río Motatán se encuentra ubicada en la parte occidental de Venezuela, formando parte de la Cordillera Andina Venezolana. Geográficamente, se ubica entre los 08° 48' 5`` y 10° 03' 21`` de latitud norte y entre los 70° 05' 00`` y 70° 52' 45`` de longitud oeste. Políticamente, forma parte de los municipios: Urdaneta, Trujillo, Carache, Valera, Motatán, Escuque, La Ceiba, Sucre, Bolívar; parte de los municipios: Rafael Rangel, Miranda, Andrés Bello y Monte Carmelo del estado Trujillo y Miranda del estado Mérida.

La superficie total, incluyendo el área de interés para el presente estudio (la cuenca baja aguas abajo del embalse “Agua Viva”), es de aproximadamente 5919 km². Tiene una topografía

muy variable con elevaciones que van desde los 3900 msnm en la estación Páramo de Mucuchies hasta los 0 msnm en la desembocadura del río en el Lago de Maracaibo.

Para los fines de este estudio, que consiste en estimar la recarga natural del acuífero ubicado en la cuenca inferior o planicie aluvial del río Motatán, a través de la calibración del Modelo de Simulación Hidrológica a escala Mensual (SIHIM), elaborado por Duque y Barrios en 1985, corregido por Duque en 1991 y modificado por Mora en el 2000; y hacer la simulación de la recarga con el modelo calibrado; la cuenca se dividió en dos subcuenca: La superior, aguas arriba del Embalse, drenando un área de 4454 km², la cual cuenta con registros de escorrentía en la antigua estación hidrométrica de Agua Viva, conformada en más de un 80% por sistemas de relieve montañoso de gran desarrollo vertical y topografía quebrada. Sus principales afluentes son el río Momboy y quebrada Seca por su margen izquierda; quebradas de Dury y Cuevas, ríos Jiménez, Monaicito, Carache, Bote, Bonilla y Jirajara por su margen derecha. La inferior, aguas debajo de Embalse, con una extensión aproximada de 1462 km², conocida como la planicie aluvial del río Motatán, en la cual este río se convierte en el principal drenaje del área.

Para la simulación de la recarga en la subcuenca inferior, se utilizaron los parámetros del modelo previamente calibrado para la cuenca superior, esto porque no se cuenta con registros de escorrentía a la salida de la misma en el borde del Lago de Maracaibo.

5.3. METODOLOGÍA

Las etapas necesarias para cumplir con la calibración del modelo y la simulación de la recarga del acuífero para un determinado período de tiempo, el cual lo definen la consistencia de la información básica recabada, se detallan a continuación:

5.3.1. Recopilación de la información existente

Se recopilaron todos los estudios existentes que contienen información básica sobre el área de estudio, referida especialmente a los aspectos cartografía, clima e hidrología de la cuenca.

5.3.2. Procesamiento de la información recopilada

- Delimitación de la cuenca del río Motatán en carta, a escala 1:100.000.
- Ubicación de las estaciones medidoras de precipitación y evaporación.
- Ubicación de las estaciones hidrométricas.
- Verificación cualitativa de la presencia de períodos secos y lluviosos en los años de registro las estaciones medidoras de precipitación, evaporación y escorrentía que se usarán en el estudio para la calibración del modelo.

- Seleccionar las estaciones medidoras de precipitación, evaporación y escorrentía que se usarán en el estudio.
- Estimación de los registros faltantes y/o englobados.
- Selección de los períodos de registro para efectuar la calibración del modelo y simulación, respectivamente.
- Calibración del SIHIM.
- Simulación de la recarga para el periodo considerado.

5.4. DESARROLLO Y RESULTADOS

5.4.1. Delimitación de la cuenca del río Motatán

Durante la fase de recopilación de información básica se encontró un plano de la cuenca del río Motatán a escala 1:100.000, el mismo se digitalizó en el laboratorio de computación del CIDIAT con el fin de facilitar los cálculos en el programa Surfer 8 y la delimitación de los planos de isoyetas y polígonos de Thiessen. En la Figura 5.2 se muestra la delimitación de la cuenca del río Motatán hasta el sitio donde se ubica la única estación hidrométrica con información confiable en la cuenca, conocido como Agua Viva, justo a la entrada del Embalse del mismo nombre, a partir del cual se extiende la planicie aluvial, área donde se ubica el acuífero en estudio.

5.4.2. Determinación de la precipitación media de la cuenca

En cuanto a la cantidad de estaciones con registros de precipitación y evaporación, en la base de datos del MARN ubicada en el CIDIAT, se encontraron una cantidad importante de estaciones meteorológicas con registros de precipitación ubicadas dentro y en los alrededores de la cuenca y una (1) con registros de evaporación. Con el objeto de aprovechar la máxima cantidad de información posible, en dicha selección se tomó en cuenta los siguientes factores: períodos de registro, cercanía entre una estación y otra, similitud de promedios anuales, cantidad de datos faltantes y englobados, vigencia de la estación. Una vez revisados y analizados los factores para cada una de las estaciones, se hizo una primera selección de estaciones de precipitación, quedando solamente treinta y siete (37) del total posible.

Destacando que la cantidad de estaciones mencionada posee un periodo importante de registro de datos, hecho que resulta de vital importancia para el éxito del estudio. La ubicación de las mismas se puede observar en la Figura 5.2, en la que se identifican por el serial que el MARN le asigna a cada estación.

La precipitación media de la cuenca se obtendrá como un promedio de los valores medios que se obtengan por los métodos de isoyetas y polígonos de Thiessen, los cuales se desarrollan a continuación:

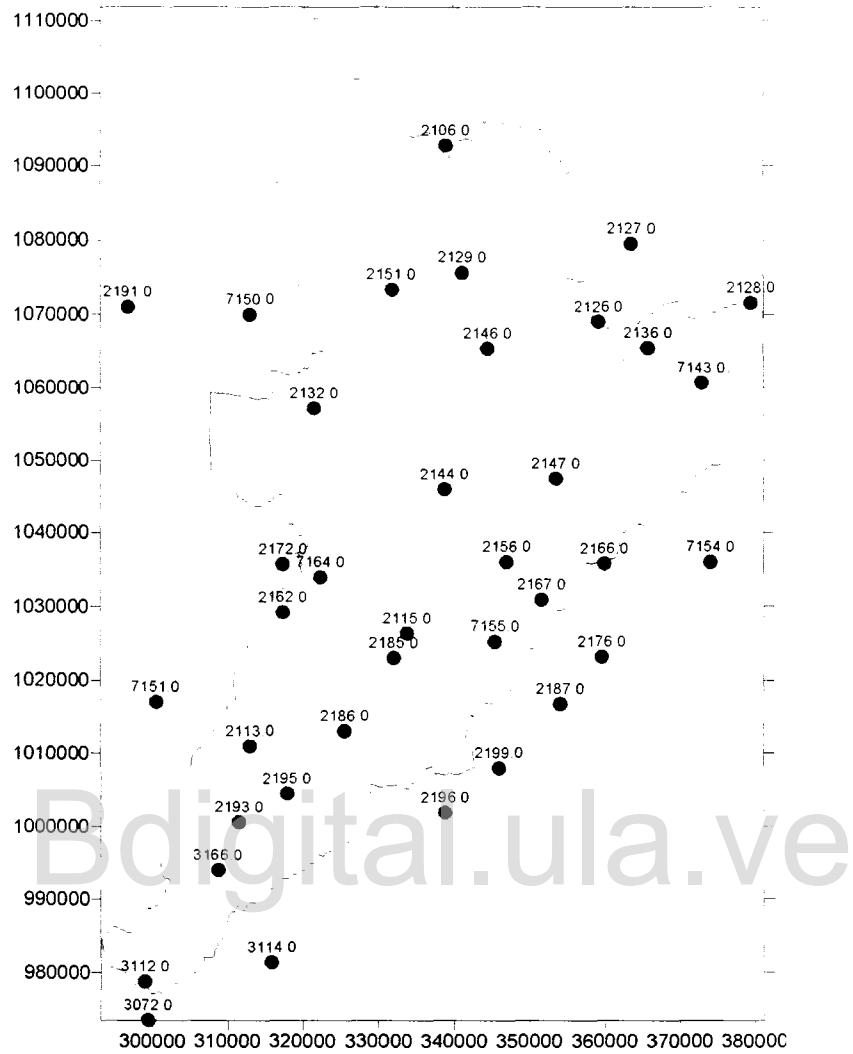


Figura 5.2. Delimitación de la cuenca del río Motatán y ubicación de las estaciones climatológicas con registros prolongados de precipitación y evaporación, hasta la entrada del embalse “Agua Viva”

- *Método de las Isoyetas*

Con los promedios anuales de precipitación de las estaciones seleccionadas y sus coordenadas UTM se procedió a elaborar el variograma experimental para analizar la estructura de la variable precipitación media anual registrada en las mismas. A éste se le ajustó un variograma teórico de tipo Gaussiano, cuya meseta y alcance resultaron ser de 90000 y 13000, respectivamente. Partiendo del variograma teórico se procedió a elaborar el mapa de krigiado de isoyetas de la cuenca, cuyo archivo de trabajo en Surfer 8, resultó ser de 160465 líneas, dicho

mapa se muestra en la Figura 5.3a. La cuadrícula usada para su elaboración se define en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Coordenadas UTM que definen los límites de la malla utilizada

Coordenada	Inferior	Superior	Nº de líneas	Espaciamiento (m)
Este	296500	380000	335	250
Norte	973500	1093000	479	250

El mapa señalado en la Figura 5.3a fue blanqueado utilizando el mapa digital de la cuenca (Figura 5.2), quedando en definitiva las isoyetas de la cuenca como se muestran en la Figura 5.3b, generada por un archivo de blanqueo en Surfer 8 de 72499 líneas. La precipitación media para la cuenca por el método de las isoyetas es de **1046,5 mm**.

- ***Método de Polígonos de Thiessen***

Este método consiste en determinar el área de influencia de cada una de las estaciones en la cuenca, luego éstas se multiplican por la precipitación media anual que la misma registre, dividiéndose dicha sumatoria entre el área total de la cuenca (4454 km^2).

Para elaborar los polígonos y calcular su área se utilizó el programa Surfer 8, utilizando la misma malla señalada en la Tabla 5.1. Esta Grid se blanqueó con la perimetral de la cuenca digitalizada, obteniéndose los mapas de polígonos de Thiessen que se muestran en las Figuras 5.4a (con los seriales de cada estación) y 5.4b (con la precipitación media de cada estación), respectivamente. La precipitación media para la cuenca por este método es de **1026,4 mm**.

Una vez determinada la precipitación media por ambos métodos, cuyo factor de ajuste es de 1,02, se tiene que la **precipitación promedio** en la cuenca del río Motatán es de **1036,5 mm**.

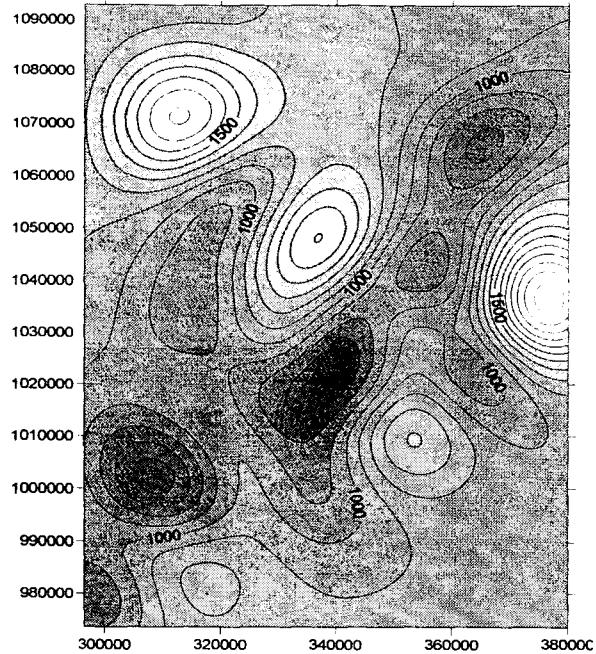


Figura 5.3a. Mapa de krigado de las isoyetas

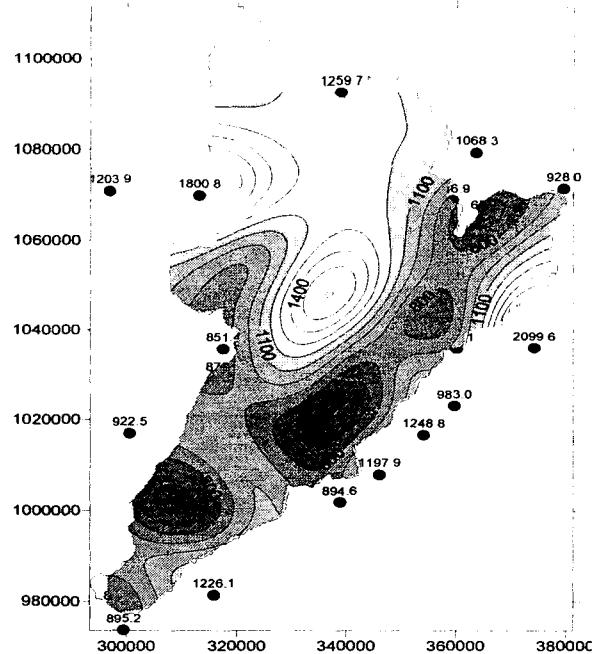


Figura 5.3b. Mapa de isoyetas de la cuenca

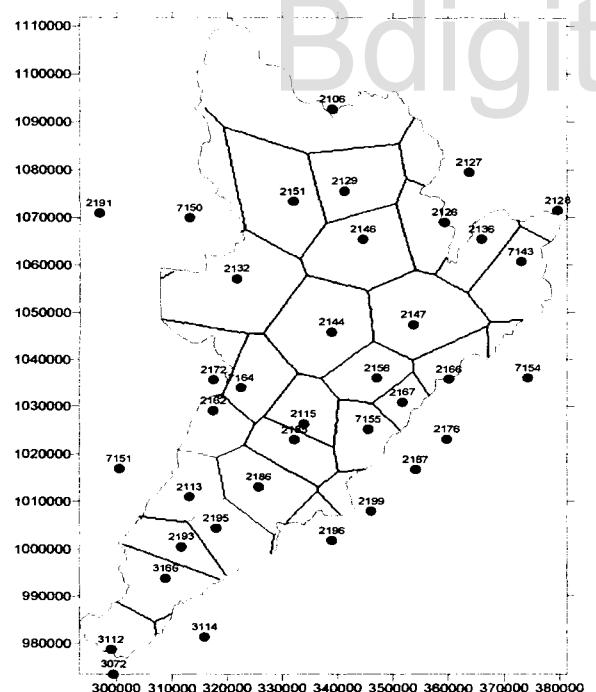


Figura 5.4a. Polígonos de Thiessen, con el serial de cada estación

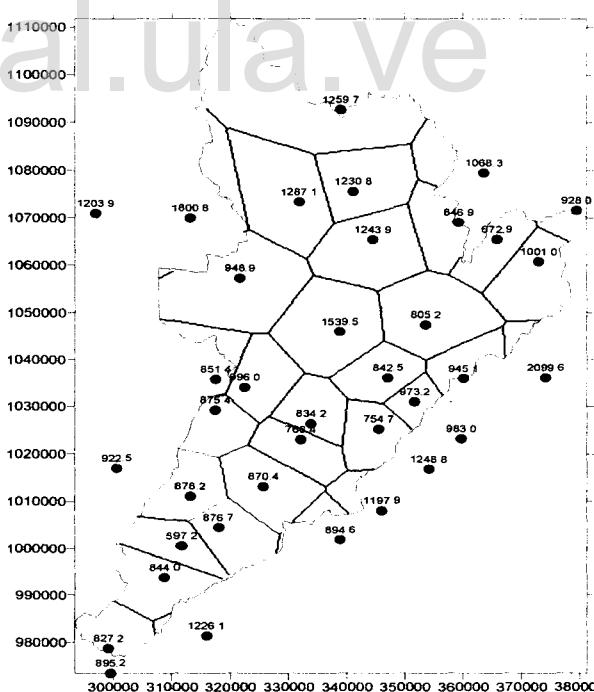


Figura 5.4b. Polígonos de Thiessen, con la precipitación media en cada estación

5.4.3. Selección de estaciones medidoras de precipitación, evaporación y escorrentía que se usarán en el estudio

Observando los registros disponibles de precipitación y evaporación de las estaciones meteorológicas, se comprobó la existencia de períodos secos y de lluvia, lo cual es muy importante en la calibración del modelo. Por otro lado, al observar los polígonos de Thiessen presentados en las Figuras 5.4a y b, respectivamente, se hace el primer descarte de estaciones, ya que solo treinta (30) tienen influencia sobre la cuenca. El paso siguiente fue evaluar el periodo de registro, tratando en aprovechar al máximo el número de estaciones influyentes en la cuenca, acorde con lo mencionado anteriormente, el número de años de registros y la cantidad de datos faltantes y englobados.

Del análisis de consistencia mencionado quedaron en definitiva dieciocho (18) estaciones con información confiable para la calibración y simulación de la recarga por flujo subterráneo afluente al acuífero en estudio, las cuales se mencionan en la Tabla 5.2 con sus datos de ubicación geográfica, serial tipo y período de registro y su ubicación se puede observar en la Figura 5.2 por el serial de la misma. La única estación climatológica con registros de evaporación dentro y en los alrededores de la cuenca en estudio hasta la entrada del embalse “Agua Viva”, así como donde se llevan registros de escorrentía, resultó ser la de Agua Viva.

El programa a utilizar en la simulación de la recarga (SIHIM) requiere en el proceso de calibración, además de los datos de evaporación y precipitación, el área de influencia de las estaciones meteorológicas; la misma se cálculo por el método Polígonos de Thiessen, siguiendo un procedimiento similar al explicado en el aparte anterior, cuyos resultados aparecen en la Tabla 5.2, expresados en porcentaje respecto al área total de la cuenca (4454 km^2) con un factor de ajuste de la precipitación (FACPRA) de 1,046. De la misma manera se obtuvo el de ajuste de la evaporación (FACEVA), obteniéndose un valor de 0,993.

5.4.4. Selección de los períodos de registro para efectuar la calibración del modelo y simulación, respectivamente

Una vez que se calcularon los datos faltantes por diferentes métodos y se desenglobaron los registros acumulados para las diferentes estaciones previamente seleccionadas, se procede a determinar el período de registro de datos, que sea suficiente y representativo de las condiciones climáticas presentes en la cuenca.

Motivado a la importancia que tienen por su ubicación y área de influencia, las estaciones Pampán y Páramo Pico El Águila, 7,1 y 3,3 %, respectivamente, se escoge como período de registro para los procesos de calibración y simulación del modelo, el que va desde el año 1955 hasta el año 1996, es decir cuarenta y dos (42) años; no se inicia en 1954, ya que la estación Páramo Pico El Águila solo tiene registros del último trimestre de dicho año.

Tabla 5.2. Estaciones con registros de precipitación, evaporación y escorrentía que se utilizarán en la calibración y simulación de la recarga

Variable	Estación	Serial	Latitud (° ´ ``)	Longitud (° ´ ``)	Altitud (msNM)	Período (años)	Área de influencia (%)
P R E C I P I T A C I Ó N	El Jabón	2106	09 52 55	70 28 06	1499	42-96	12.3
	Valle Hondo	2126	09 40 07	70 16 57	800	42-96	3.6
	Puente Villegas	2127	09 45 48	70 14 35	621	42-96	2.2
	Agua Viva	2132	09 33 35	70 37 31	110	42-96	4.0
	Carache	2136	09 38 12	70 13 20	1157	42-96	7.1
	Pampán	2144	09 27 33	70 28 05	480	51-96	7.1
	Guamas de Monay	2146	09 38 07	70 25 00	272	42-96	6.9
	Santa Ana	2147	09 28 23	70 20 00	1601	46-96	7.4
	Sabana Grande	2151	09 42 25	70 31 58	200	42-96	10.0
	Trujillo-Liceo	2156	09 22 12	70 25 34	790	20-96	3.4
	Escuque	2162	09 18 23	70 39 43	1001	42-96	3.1
	Páramo La Cristalina	2167	09 19 25	70 21 00	2070	42-96	3.4
	Las Cruces	2172	09 21 57	70 39 44	756	42-96	2.9
	Santiago de Trujillo	2185	09 15 04	70 31 42	1180	46-96	6.9
	La Quebrada	2186	09 09 41	70 35 13	1360	46-96	5.3
	La Mesa de Esnujaque	2193	09 02 51	70 42 29	1747	42-96	6.4
	Jajo	2195	09 05 00	70 39 22	1693	48-96	4.7
	Páramo Pico El Águila	3112	08 51 00	70 49 37	4126	54-96	3.3
Evaporación	Agua Viva	2132	09 33 35	70 37 31	110	42-83	100.0
Escorrentía	Agua Viva	2132	09 33 35	70 37 31	110	42-70	100.0

Del mencionado período se tomó un subperíodo de dieciséis (16) años (1955-1970) para calibrar el modelo SIHIM, debido a que los registros de escorrentía en la estación hidrométrica Agua Viva van de 1942 a 1970 y esta es una variable esencial en la fase calibración; y el restante, de veintiséis (26) años (1971-1996) para la simulación de la recarga por flujo subterráneo afluente.

Con este período de registro (42 años) y el número de estaciones (18) se mejora en cantidad la información usada por Rodríguez (1986), cuando calibró dicho modelo en la misma cuenca, usando nueve (9) estaciones con registro de precipitación en un período de diez (10) años (1961-1970) para la calibración y un período común para la simulación de veinte (20) años (1961-1980), respectivamente.

Al observar la Tabla 5.2 se tiene que la estación Agua Viva posee registros de evaporación hasta el año 1983; los trece (13) años restantes, necesarios para el proceso de simulación, se tomaron de trazas sintéticas representativas de dicha variable, generadas por CIDIAT en el proyecto: Plan de Uso y Evaluación del Embalse Agua Viva, elaborado para el MARNR (1992).

Destacando que el SIHIM en su versión inicial, trabajaba con un máximo de diez (10) estaciones de precipitación, esto motivó a que Mora (2000) hiciera modificaciones al programa

para que permitiera un mayor número de estaciones medidoras de dicho parámetro, creándose así la versión CARORA2 del modelo de simulación hidrológica mensual.

5.4.5. Calibración del modelo

Para los fines de calibración del modelo se considera la porción de la cuenca situada aguas arriba de Agua Viva, tomando la estación hidrométrica de Agua Viva como punto de control. El proceso de calibración consiste en tratar de realizar el ajuste de la escorrentía generada por el modelo y la observada para el período considerado, combinando los parámetros que afectan el movimiento del agua durante las fases del ciclo hidrológico.

- *Entradas del modelo*

Estas son las que le proporcionan al modelo la información referente a las características físicas de la cuenca, de la distribución temporal y espacial tanto de la precipitación como de la evaporación, y el valor de los diferentes parámetros que se consideran en la formulación matemática del modelo

El modelo considera los parámetros mostrados en la Tabla 5.3, los cuales son ajustados durante el proceso de calibración, hasta lograr un buen ajuste entre los valores observados en campo de la escorrentía y los generados por el modelo.

Tabla 5.3. Algunos parámetros de entrada al modelo de simulación mensual

Parámetro	Descripción
CINF:	Capacidad de infiltración.
HSN:	Capacidad nominal de almacenamiento de humedad del suelo.
CT:	Factor para convertir la evaporación de tina a evapotranspiración potencial.
PQB:	Fracción del almacenamiento de agua subterránea que sale como flujo base.
PFSE:	Fracción del almacenamiento de agua subterránea que sale como flujo como subterráneo efluente.
PESC:	Fracción del almacenamiento en superficie que sale de la subcuenca, como escurrimiento, durante el mes.
AIHS:	Almacenamiento inicial de la humedad del suelo.
AIAS:	Almacenamiento inicial del agua subterránea.
AISUP:	Almacenamiento inicial en la superficie.
FSUPA:	Flujo superficial afluente.
FSUBA	Flujo subterráneo afluente.

- *Estimación inicial y valores finales de los parámetros*

La estimación de los valores iniciales de los diferentes parámetros se realizó tomando en cuenta las recomendaciones y tablas presentadas en el manual del usuario del modelo corregido por Duque (1991); así como los valores finales obtenidos por Rodríguez cuando calibró el modelo en 1986. Estos valores corresponden a lineamientos generales que son una estimación para la primera corrida del modelo, según los resultados que se obtengan en ésta, los mismos se variarán hasta que se logren los resultados deseados. En la Tabla 5.4 se presentan los valores iniciales de los mencionados parámetros. Sumados a estos valores se introducen datos que representan la distribución espacial de las variables precipitación, evaporación y escorrentía para el periodo seleccionado (1955-1970). Se trabajó con una sola subcuenca, porque lo que interesa obtener es el flujo subterráneo efluente a la salida del punto de control en Agua Viva.

El archivo de entrada al modelo se preparó tomando en cuenta la opción de ejecución conocida autocalibración, ya que la misma facilita el proceso de calibración con una rutina que encuentra el valor óptimo del parámetro dentro de los intervalos que el usuario define al final del archivo, dicho archivo se muestra en el Anexo VIII. Evaluada la salida de la corrida, se evalúa el grado de correlación lineal o eficiencia de la estimación, de no ser satisfacer las expectativas, se cambian los valores de los parámetros de entrada y de los intervalos en los que se debe evaluar cada parámetro; así hasta obtener la solución deseada.

Tabla 5.4. Valores iniciales y finales de los parámetros del modelo

Parámetro	Unidad	Valor inicial	Valor final
CINF	mm	50,0	133,75
HSN	mm	80,0	18,00
CT	-	0,34	0,43
PQB	-	0,10	0,06
PFSE	-	0,10	0,10
PESC	-	0,80	0,32
AIHS	mm	20,0	128,32
AIAS	mm	50,0	284,20
AISUP	mm	25,0	18,16
FSUPA	mm	0,0	0,0
FSUBA	mm	0,0	0,0

- *Salidas de modelo*

Los valores finales de los parámetros se pueden observar en la Tabla 5.4 y en el archivo de salida definitivo de la calibración que se muestra en el Anexo IX. Los demás resultados de la calibración se pueden resumir en lo siguiente:

Escoorrentía total:

- Observada = 3.772,968 mm
- Simulada = 3.764,739 mm
- Diferencia = 0,22 %
- Coeficiente de correlación lineal = 0,943

Recarga simulada total del acuífero, período: 1955 – 1970:

- Percolación = 11.706,1100 millones de m³ (Mm³)
- Flujo subterráneo efluente = 1.562,9110 millones de m³ (Mm³)

Analizando los resultados obtenidos de la calibración del modelo paramétrico de simulación hidrológica mensual, empleando registros mensuales de los parámetros precipitación, evaporación y escoorrentía para el período señalado (1955-1970), se observa una diferencia porcentual muy baja (0,22 %) entre la escoorrentía observada en campo y la simulada por el modelo, lo que se traduce en una muy buena correlación del mismo, es decir el modelo explica en un 94,3% la escoorrentía producida aguas arriba de Agua Viva por la cuenca del río Motatán. En cuanto a la recarga del acuífero que en el modelo se expresa como flujo subterráneo efluente, para el período completo es de 1562,911 Mm³, lo que significa un valor de recarga de 3,08 m³/s, que representa el 8,2 % del promedio anual de escoorrentía del río, el cual es de 38 m³/s.

5.4.6. Simulación de la recarga para el período considerado

Motivado a que en el área de estudio no existe una estación de aforo, no fue posible calibrar el modelo en la zona del acuífero. Esto ameritó extrapolar los parámetros de la cuenca superior al punto de control Agua Viva, considerándolos como válidos para la zona bajo estudio; dichos valores pueden observarse en la Tabla 5.4. Para efectuar la simulación de la recarga del acuífero se consideraron años comunes de precipitación y evaporación (periodo: 1971-1996).

- *Entradas al modelo*

Las entradas al modelo calibrado en la fase de simulación corresponden a los parámetros concernientes con el equilibrio hidrológico de la cuenca (ver Tabla 5.4), registros de lluvia y evaporación de la cuenca, que permiten al modelo generar y reproducir registros de escoorrentía, infiltración, entre otros, para la zona en estudio. El archivo de datos utilizado en la simulación se puede ver en el Anexo X.

- *Resultados obtenidos*

Los valores de la escoorrentía simulada, así como los de recarga a escala mensual (flujo subterráneo efluente) para cada año durante el período comprendido entre 1971-1996 se muestran

en el Anexo XI de este trabajo. Dichos valores de recarga serán usados como entrada en el proceso de calibración y simulación del modelo matemático del acuífero (Capítulo 7)

5.5. RECARGA POR PRECIPITACIÓN AL ACUÍFERO LIBRE

Es de destacar que, según el análisis de la litología del acuífero ploteada en el Capítulo 4, existe un sector importante de la planicie donde el acuífero es libre, es decir, donde la primera capa es permeable, el cual se ubica al oeste de la misma, en los límites con el Lago de Maracaibo. Este hecho debe ser tomado en cuenta en la estimación de la recarga, ya que en dicha zona debe tomarse en cuenta el aporte que por precipitación se hace, en el período de lluvia, al volumen de agua almacenado en el acuífero.

Para la estimación del aporte por infiltración de las aguas de lluvia se realizó el balance hídrico de la zona de estudio utilizando datos de precipitación y evaporación de la estación Agua Viva para el período 1971-1996, el mismo se puede observar en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5. Balance hídrico de la estación meteorológica Agua Viva. Período: 1971-1996

MES	PREC (mm)	EV (mm)	ETP=0.8 x EV	Alm. Suelo (mm)	Déficit (mm)	Exceso (mm)
Ene	24.28	180.57	144.46	0	120.18	0
Feb	33.65	182.65	146.12	0	112.47	0
Mar	65.07	199.47	159.58	0	94.51	0
Abr	120.22	165.68	132.54	0	12.32	0
May	116.35	161.29	129.03	0	12.68	0
Jun	44.70	164.22	131.38	0	86.68	0
Jul	52.57	181.69	145.35	0	92.78	0
Ago	74.14	182.13	145.70	0	71.56	0
Sep	121.79	170.29	136.23	0	14.44	0
Oct	115.67	163.44	130.75	0	15.08	0
Nov	106.17	150.58	120.46	0	14.29	0
Dic	57.45	155.81	124.65	0	67.20	0
Total	932.06	2057.82	1646.25	0	714.19	0

Observando el balance hídrico elaborado estimando la evapotranspiración potencial como un 80 % de la evaporación de tina y considerando una capacidad de almacenamiento del suelo de 200 mm, se tiene que durante todo el año existe déficit del recurso hídrico, es decir no se producen almacenamientos de agua en el suelo, por tanto no existe aporte por parte de la precipitación a la recarga del acuífero en la zona donde el acuífero es libre.

En vista del resultado anterior, se toma la decisión de elaborar el balance hídrico mes a mes para el período 1955-1996, en las mismas condiciones que se usaron para el balance con

promedios mensuales del periodo: 1971-1996, es decir, estimando la evapotranspiración potencial como un 80 % de la evaporación de tina y considerando una capacidad de almacenamiento del suelo de 200 mm.

Los resultados obtenidos pueden observarse en el Anexo XII, y éstos se resumen en un almacenamiento de 12.195,96 mm, déficit de 30.344,6 mm y exceso de apenas 441,54 mm, en todo el periodo de 42 años de registros. Este resultado ratifica el obtenido en el anterior balance, ya que solamente pueden percolar al acuífero 10,5 mm anuales que equivalen a 0,88 mm mensuales. Por tanto la recarga por precipitación no se tomará en cuenta en la calibración y simulación del modelo hidrogeológico del acuífero.

Bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 6

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL

6.1. METODOLOGÍA APLICADA PARA LA ELABORACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL. Tomado de Linares (2003)

6.1.1. Procesamiento de la información litológica

Debido a la falta de uniformidad de criterios, en lo que respecta a la descripción litológica de cada una de las secuencias, en gran número de oportunidades no era posible comparar y correlacionar ciertas capas de un pozo a otro, ya que en algunos casos la descripción litológica es bastante detallada y en otros es muy general; quizá debido al empleo de criterios subjetivos, que varían según el personal que describe las muestras de perforación. Asimismo, esta falta de uniformidad trae como consecuencia una variación en los espesores de las capas y, por consiguiente, de su profundidad, siendo estas variaciones bastante significativas en muchas oportunidades.

Por ello fue necesario uniformizar la descripción litológica en algunos de los pozos; ésto se logró aplicando los criterios mencionados en el Capítulo 4 (Aparte 4.2), es decir, realizando una visualización de los mismos, a través de las secciones transversales y paneles de correlación elaborados que permitían corroborar la descripción litológica de un pozo con respecto a los pozos adyacentes, y a su vez tomando en cuenta la profundidad de perforación.

6.1.2. Elaboración de secciones transversales y paneles de correlación

Con la información de litología y localización espacial de los pozos (coordenadas UTM), y la utilización del software Ground Water for Windows (GWW), se elaboraron secciones transversales con el propósito de visualizar e identificar la secuencia vertical de las capas que componen el área de estudio. (Figura 6.1).

Posteriormente, la unión de varias de estas secciones transversales en ciertos puntos definidos previamente, permitían la creación de paneles de correlación de una determinada zona del área de estudio. Éstos permitían, entonces, obtener una idea del comportamiento de las distintas secuencias litológicas, ya no solo a lo largo de una línea o sección, sino a través de todo un bloque diagramático en tres dimensiones del área seleccionada. (Figura 6.2)

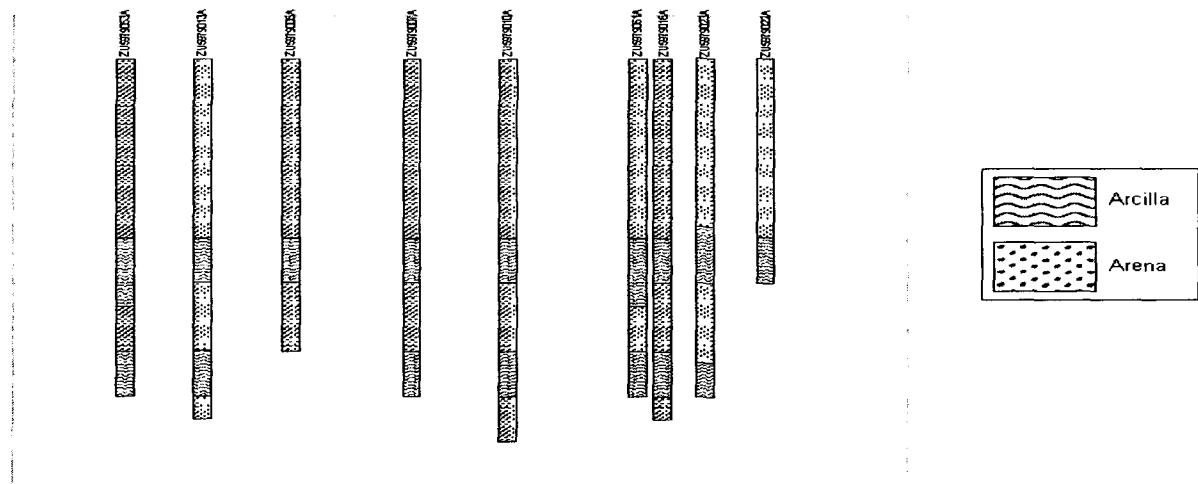


Figura 6.1. Ejemplo de una sección transversal del acuífero, tomado de Linares (2003)

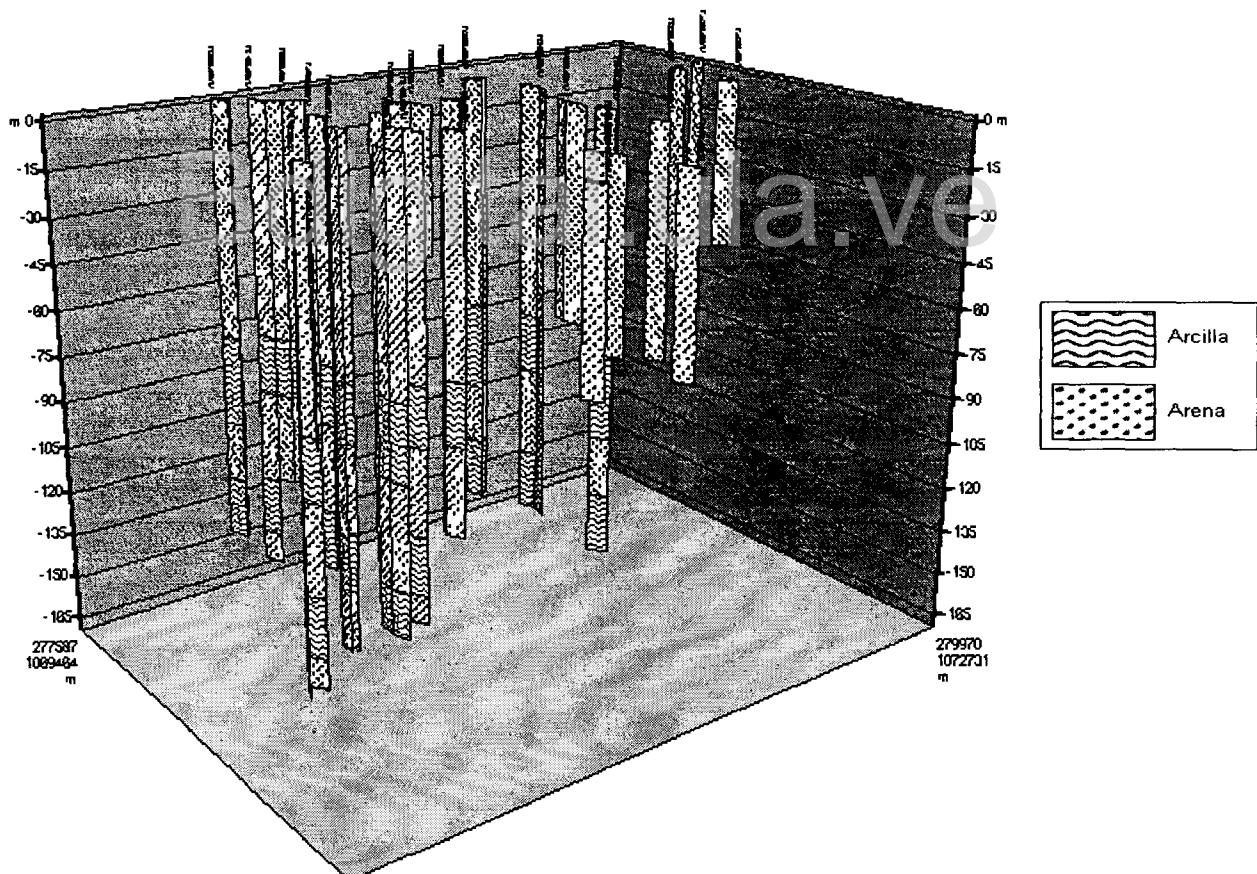


Figura 6.2. Bloque diagramático en 3D, tomado de Linares (2003)

6.1.3. Elaboración de la base de datos

Basándose en la información obtenida de las secciones transversales y los bloques diagramáticos, con el uso del software Excel 2000, Linares (2003) construye una base de datos, de forma tal que pudiese ser utilizada en los distintos paquetes de procesamiento que empleó en la creación del modelo.

La Tabla 6.1 muestra parte de la extensa base datos usada por Linares (2003), donde: Id.P, es la identificación o número del pozo; X e Y, las coordenadas UTM en la dirección este y norte, respectivamente; Z, la cota del terreno; y BC1, BC2, BC3, BC4, BC5, BC6, BC7, las cotas de profundidad de la base de cada una de las capas definidas.

Tabla 6.1. Base datos que define la litología del acuífero

Id.P	X	Y	Z	BC1	BC2	BC3	BC4	BC5	BC6	BC7
1	302223	1046939	48.83	40.83	29.83	23.83	3.83	-6.17	-16.17	-46.17
2	291961	1050435	17.97	9.97	-19.03	-25.03	-58.03	-67.03	-82.03	-92.03
3	293572	1049289	21.55	13.55	-15.45	-21.45	-54.45	-63.45	-78.45	-88.45
4	294487	1049346	22.65	14.65	-14.35	-20.35	-53.35	-62.35	-77.35	-87.35
5	292937	1050307	18.82	10.82	-18.18	-24.18	-57.18	-66.18	-81.18	-91.18
6	295250	1049342	24.36	16.36	-12.64	-18.64	-51.64	-60.64	-75.64	-85.64
7	296651	1048996	26.65	18.65	-10.35	-16.35	-49.35	-58.35	-73.35	-83.35

6.1.4. Elaboración de mapas de contorno y superficies en 3D

- *Análisis estructural de la variable*

A partir de la base de datos creada y con la utilización del paquete de trabajo Surfer 8.0, fue posible la creación y visualización de los mapas de contorno de cada una de las bases de las capas que conformaban la secuencia litológica, así como la construcción y visualización del modelo hidrogeológico en tres dimensiones. Para la elaboración de los mismos fueron aplicadas las técnicas geoestadísticas necesarias para la obtención de variogramas experimentales y el posterior ajuste de alguno de los modelos teóricos.

Para la obtención de los variogramas experimentales se utilizó el software Variowin, que a través de las aplicaciones Prevar2d, Vario2dp y Model, permite la visualización y análisis estructural de la variable.

En primer lugar, fue necesario crear un archivo de tipo Pair Comparison File (*.pcf), mediante el uso de la aplicación Prevar2d, la cual calcula el número total de pares posibles que se pueden obtener a partir de la base de datos creada en un principio. Posteriormente, la aplicación

Vario2dp permite una exploración de los datos obtenidos a partir del archivo *.pcf. De este modo se puede verificar si la variable en estudio posee deriva o una tendencia en alguna dirección (anisotropía) a través del variograma de superficie, identificación de pares anómalos que interfieren con la continuidad espacial de la variable y el número de puntos a mostrarse en el variograma; éstas son algunas de las posibilidades que permite la aplicación Vario2dp para el cálculo del variograma experimental, el cual se guardará como un archivo de tipo *.var.

El archivo *.var creado es utilizado en la aplicación Model, la que permite, de manera sencilla e interactiva, ajustar un modelo teórico al variograma experimental previamente obtenido. Posteriormente la ecuación del modelo teórico ajustado obtenida fue utilizada en el programa Surfer 8.0.

En la Tabla 6.2 se presentan los diferentes parámetros que definen los variogramas teóricos obtenidos por Linares (2003), para el terreno y base de cada una de las siete (7) capas.

Tabla 6.2. Parámetros que definen los variogramas de la forma del terreno y de la base de las capas que conforman el acuífero

Variable	Modelo Teórico	Parámetros						Anisotropía	
		Efecto Pepita	Alcance	Meseta	Potencia	Pendiente	Proporción	Ángulo	
Cota de terreno	Potencial	-	6500	10	1.7	-	1	0	
Base de capa 1	Lineal	8.9	-	-	-	0.00357	1	0	
Base de capa 2	Lineal	25.39	-	-	-	0.00979	1	0	
Base de Capa 3	Esférico	10.3	11000	76.5	-	-	1	0	
Base de Capa 4	Esférico	20.0	10000	235	-	-	1	0	
Base de Capa 5	Esférico	10.0	11000	130	-	-	1	0	
Base de Capa 6	Esférico	5.0	11000	113	-	-	1	0	
Base de Capa 7	Lineal	1.4	-	-	-	0.00394	1	0	

A continuación, en las Figuras 6.3 a 6.5 y las que se presentan en el Anexo XIII, se muestran los variogramas experimentales obtenidos y los teóricos ajustados a cada uno de éstos.

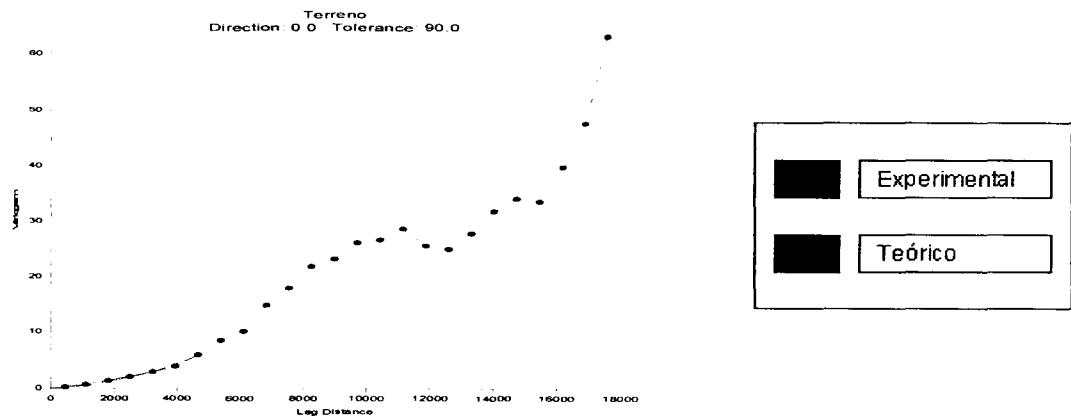


Figura 6.3. Variograma experimental y teórico ajustado del terreno, tomado de Linares (2003)

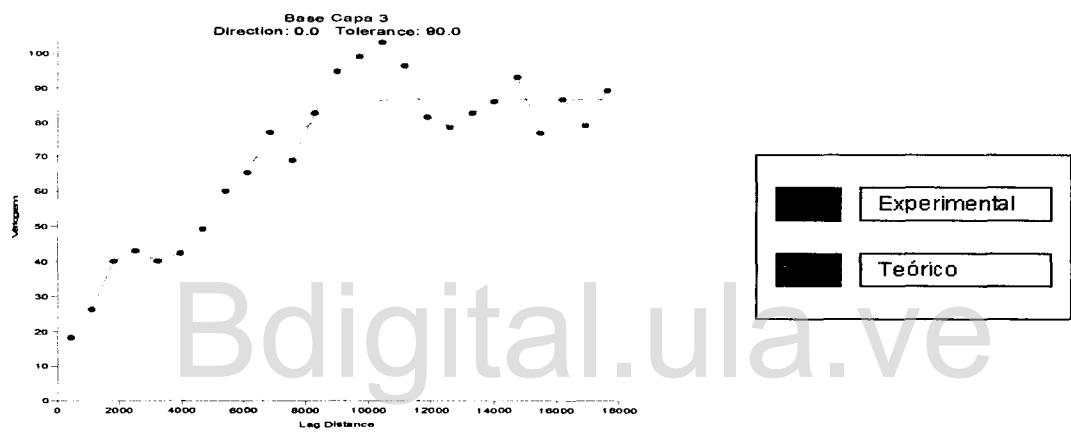


Figura 6.4. Variograma experimental y ajustado de la base de la capa 3, tomado de Linares (2003)

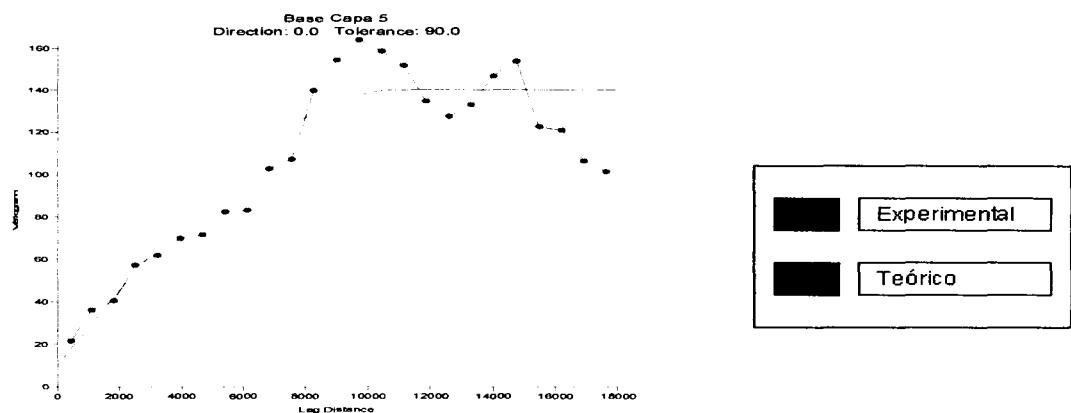


Figura 6.5. Variograma experimental y teórico ajustado de la base de la capa 5, tomado de Linares (2003)

- **Definición de la malla del modelo**

El programa Surfer 8.0 construye un mallado de forma rectangular. Para la construcción de esta malla fueron asignados los mismos parámetros, que se mencionan en la Tabla 4.2. El programa asigna las coordenadas límite a través de la base de datos y el número de filas y columnas, así como el espaciamiento de X y Y. Todos estos parámetros pueden ser ajustados de acuerdo a las necesidades del estudio.

- **Obtención de mapas a través del krigado**

A partir de los variogramas ajustados se obtuvieron los mapas de contorno y de superficie en 3D, del terreno y las bases de cada una de las capas definidas, a través de la aplicación de las ecuaciones del krigado ordinario. Los mapas obtenidos son guardados como un archivo de tipo Grid (*.grd). En la Figura 6.6 se observa un ejemplo de dichos mapas para la variable superficie del terreno.

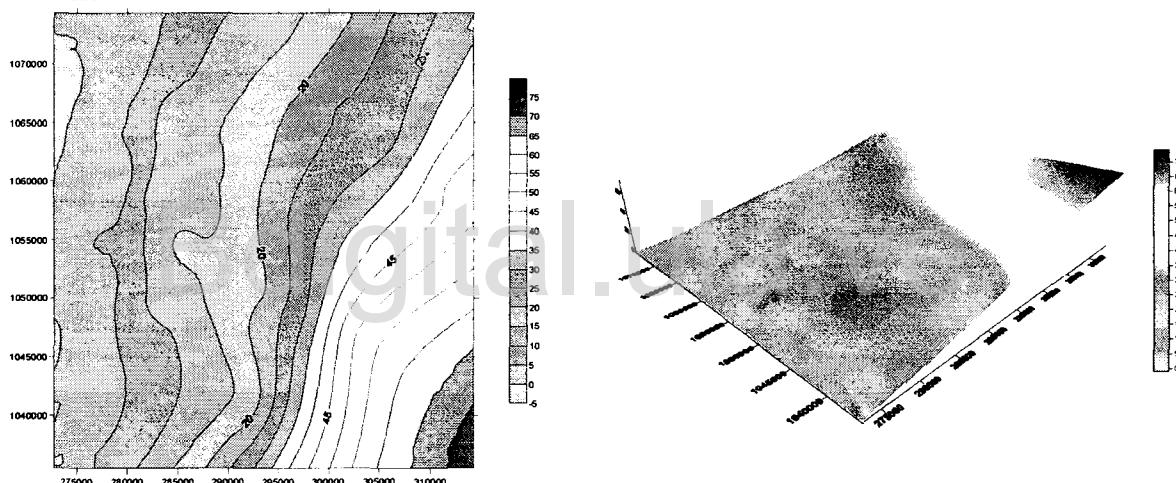


Figura 6.6. Mapa de contorno y superficie en 3D del terreno, tomado de Linares (2003)

- **Blanqueo de mapas**

Como se mencionó anteriormente, el Surfer 8.0 crea una malla rectangular, pero no siempre el área de estudio ha de ser rectangular; por lo tanto, es necesaria la aplicación de una técnica conocida como blanqueo de mapas, la cual consiste en delimitar mediante un polígono la zona de estudio, para posteriormente eliminar o simplemente blanquear las zonas que no sean de interés, ya sea ésta dentro o fuera del polígono. Para ésto es necesario crear un archivo de tipo Boundary File (*.bln) a través de la opción Map|Digitize del programa; ésta permite crear un polígono con las coordenadas de la zona de interés. Posteriormente, utilizando la opción Grid|Blank, es blanqueada el área fuera del polígono asignado, creándose un nuevo archivo Grid

(* .grd), pero sin cambiar los límites de X e Y, ni el número de filas y de columnas del archivo original.

Las Figuras 6.7 a 6.9 y las que se observan en el Anexo XIV, muestran los mapas blanqueados del terreno y cada una de las bases definidas. En la Figura 6.10 se puede observar el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero tridimensional.

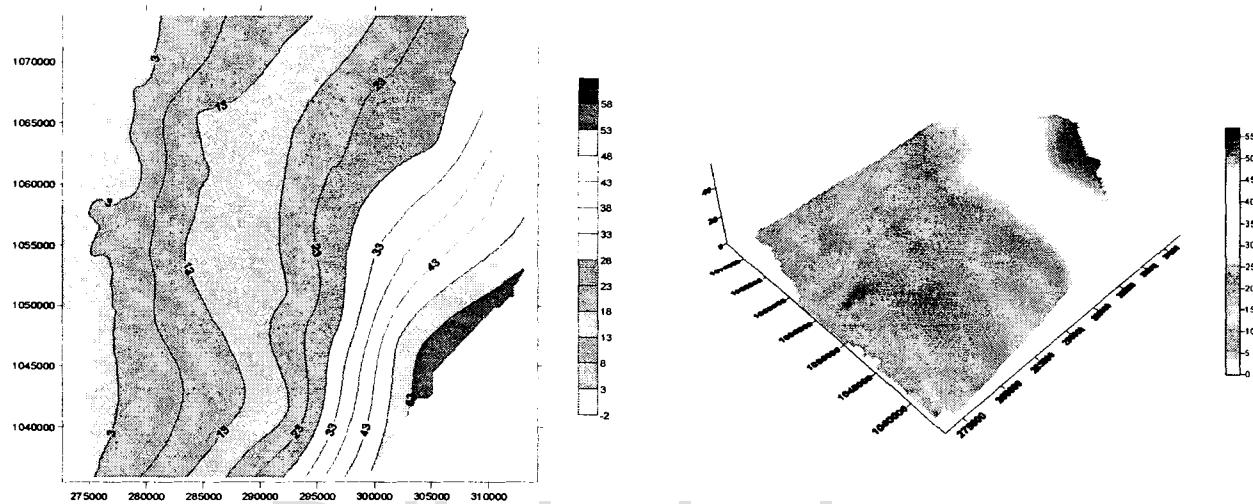


Figura 6.7. Mapa de contornos blanqueado y superficie en 3D del terreno, tomado de Linares (2003)

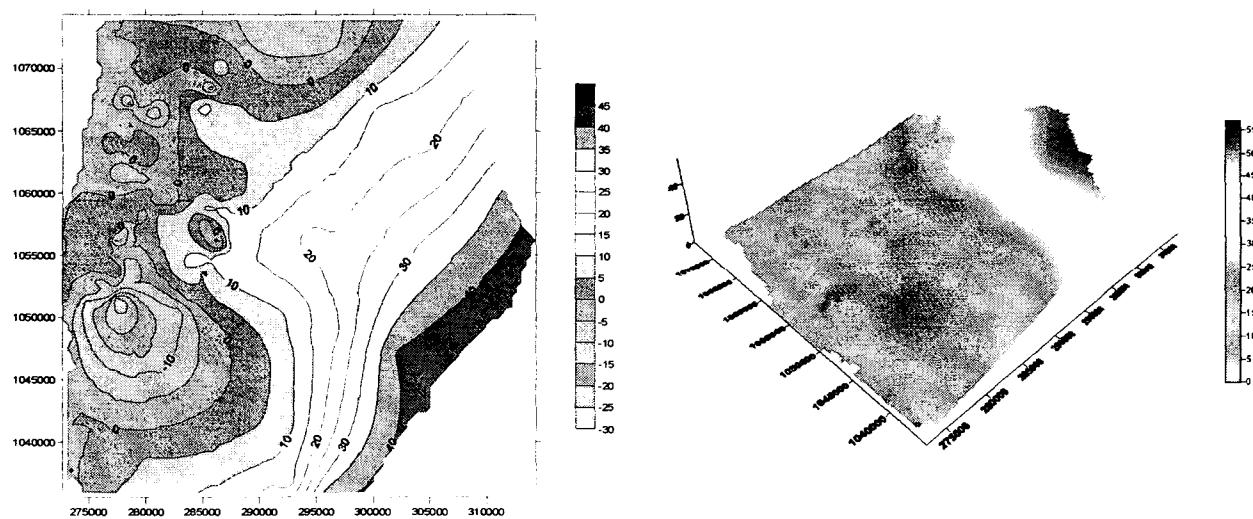


Figura 6.8. Mapa de contornos blanqueado y superficie en 3D de la base de la capa 1, tomado de Linares (2003)

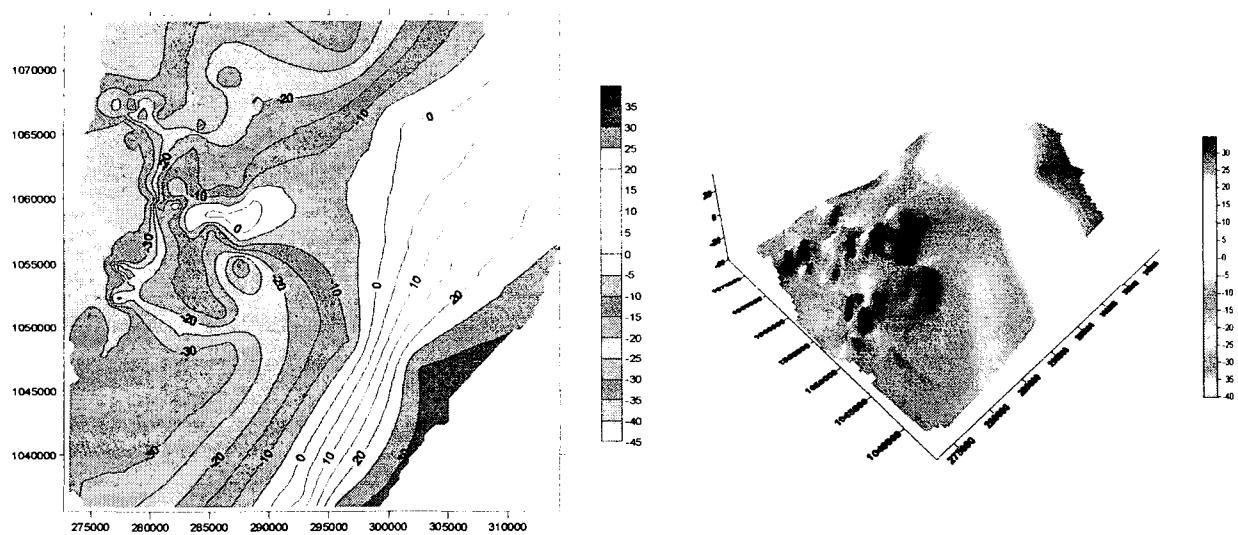


Figura 6.9. Mapa de contornos blanqueado y superficie en 3D de la base de la capa 2, tomado de Linares (2003)

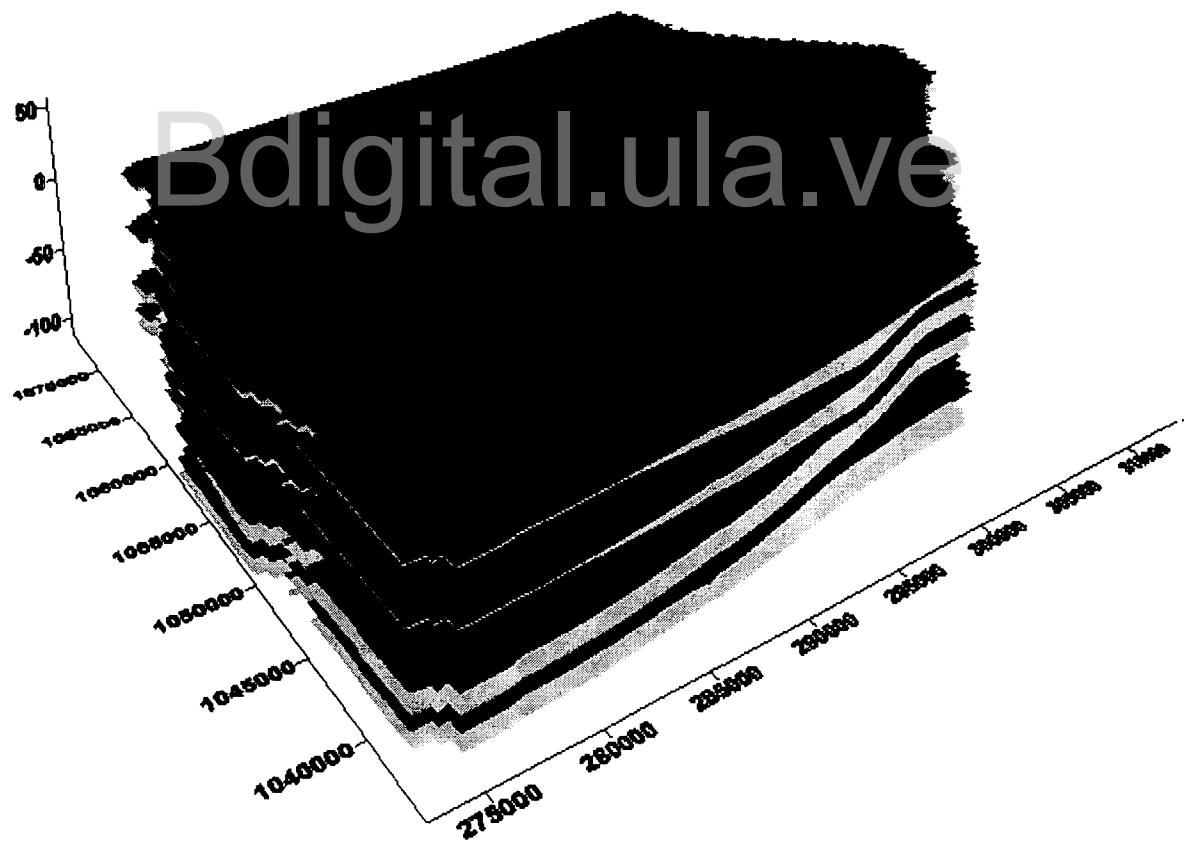


Figura 6.10. Modelo hidrogeológico conceptual en 3D, tomado de Linares (2003)

Posteriormente la unión de varias de estas secciones transversales en ciertos puntos definidos previamente, permitían la creación de paneles de correlación de una determinada zona del área de estudio. Estos, permitían entonces, obtener una idea del comportamiento de las distintas secuencias litológicas, ya no solo a lo largo de una línea o sección, sino a través de todo un bloque diagramático en tres dimensiones del área seleccionada. (Figura 6.2)

6.1.5. Análisis de los mapas obtenidos

Los programas utilizados para la elaboración de mapas a partir de la base de datos creada tienen una limitante; ésta es: que las capas no pueden desaparecer, es decir, que cada una de éstas debe existir en toda el área de estudio, hecho que en la realidad no siempre se cumple, más aún en una planicie aluvial en donde es frecuente encontrar, por ejemplo, lentes de arcilla. Debido a esta limitante fue necesario colocar un espesor mínimo de un metro en las zonas donde una capa desaparecía.

Si se observan los mapas creados con el programa Surfer 8.0, es posible identificar zonas que presentan una forma de picos, que a simple vista no son característicos de los tipos de depósitos que conforman la planicie aluvial, ésto se debe al espesor mínimo que se agregó, lo que provoca que, en las zonas donde una capa no existe, la misma suba hasta el tope de la capa anterior con una pendiente muy alta y no de una forma más suave, como sería en realidad, hasta desaparecer. Lo mismo ocurre en el caso en que la base de la capa inferior tiene espesor mínimo, pero en este caso se creará una depresión, también con pendiente alta.

CAPÍTULO 7

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO MATEMÁTICO

7.1. CRITERIOS PARA IMPLEMENTAR EL MODELO

Para dar el uso adecuado a un modelo de simulación se requiere una serie de datos que entran al mismo en forma de arreglos, y permiten definir, según Custodio y Llamas (1976), lo siguiente:

- Geometría del sistema.
- Características hidráulicas.
- Funcionamiento hidráulico.
- Acciones sobre el acuífero, entradas y salidas.
- Respuestas del acuífero a las acciones, es decir, las variaciones del potencial hidráulico en cada nodo.
- Condiciones hidrogeológicas que rigen el sistema.

La recolección y procesamiento de la información básica disponible se detalló en los Capítulos 4, 5 y 6, en los que se generaron los diferentes mapas de las variables de interés, se estimo la recarga y se elaboró el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero en estudio. El mencionado modelo constituye la base para la generación del modelo matemático del acuífero que después se calibrará para simular el comportamiento del acuífero, según diferentes políticas de explotación.

7.2. BASAMENTO TEÓRICO DEL VISUAL MODFLOW

Es importante conocer en qué se basa dicho programa y qué es lo que hace, ya que éste se usará en la calibración y simulación del acuífero. Mc Donald y Harbaugh (1989) citados por Torres (1993), desarrollan el modelo ModFlow, el cual es un modelo tridimensional de diferencias finitas que simula el acuífero en régimen no permanente. El modelo permite simular acuíferos confinados o no confinados, así como la combinación de ellos, al igual que el flujo asociado a una presión externa tal como manantiales, superficies recargadas, evapotranspiración, drenaje y corrientes.

7.2.1. Ecuación del flujo en el acuífero

La ecuación diferencial que gobierna el movimiento bidimensional no permanente del flujo de agua subterránea en un acuífero artesiano, no homogéneo e isotrópico, es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q \quad (7.1)$$

Donde:

- T es la transmisividad del acuífero (m^2/d)
- h es la carga (m)
- t es el tiempo (d)
- S es el coeficiente de almacenamiento del acuífero
- Q es el caudal por unidad de área
- x, y son las coordenadas rectangulares

Para acuíferos no confinados, la ecuación diferencial se puede escribir como:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h^2}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h^2}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q(x, y, t) \quad (7.2)$$

Donde:

- h es la profundidad del flujo (m)
- K_x, K_y son las conductividades hidráulicas en las direcciones x, y
- S es la porosidad efectiva
- Q el flujo entrante o saliente del acuífero

En caso de que el modelo de un acuífero confinado sea equidistante (celdas cuadradas), la Ecuación diferencial puede ser escrita como:

$$T_{i-1,j,2} (h_{i-1,j,2} - h_{i,j}) + T_{i,j,2} (h_{i+1,j} - h_{i,j}) + T_{i,j,1} (h_{i,j+1} - h_{i,j}) + T_{i,j-1,1} (h_{i,j-1} - h_{i,j}) = (S \Delta X^2 / \Delta t) (h_{i,j} - h_{i,j}) - Q_n + Q_{i,j} \quad (7.3)$$

7.3. MÉTODOS DE SOLUCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO

7.3.1. Método de diferencias finitas

Es un método que permite resolver las ecuaciones diferenciales del flujo subterráneo, aproximando las derivadas en cada punto por las variaciones de estas variables, en un intervalo finito. Así, las ecuaciones continuas son sustituidas por un conjunto de ecuaciones lineales, cuya solución permite obtener los valores de la carga en un número finito de puntos. Estas aproximaciones se fundamentan en el desarrollo de una función en serie de Taylor (Amisial y Jégat, 1976, citados por Torres, 1993):

Sea una función $h(x)$, se puede escribir:

$$h(x + \Delta x) = h(x) + \Delta x \frac{dh}{dx} + \frac{(\Delta x)^2}{2} \frac{d^2 h}{dx^2} + \dots + \frac{(\Delta x)^n}{n} \frac{d^n h}{dx^n} \quad (7.4)$$

truncando a partir del segundo término y ordenando se tiene:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{h(x + \Delta x) - h(x)}{\Delta x} \quad \text{ó} \quad \frac{dh}{dx} = \frac{h_{(i+1)} - h_{(i)}}{\Delta x} \quad (7.5)$$

La Ecuación 7.5 es la aproximación de las diferencias finitas hacia delante. De la misma manera, se puede escribir:

$$h(x + \Delta x) = h(x) + \Delta x \frac{dh}{dx} + \frac{(\Delta x)^2}{2} \frac{d^2 h}{dx^2} + \dots (-1)^n \frac{(\Delta x)^n}{n} \frac{d^n h}{dx^n} + \dots \quad (7.6)$$

truncando a partir del segundo término y ordenando se tiene:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{h(x) - h(x - \Delta x)}{\Delta x} \quad \text{ó} \quad \frac{dh}{dx} = \frac{h_{(i)} - h_{(i-1)}}{\Delta x} \quad (7.7)$$

La Ecuación 7.7 es la aproximación de las diferencias finitas hacia atrás.

Restando la Ecuación 7.4 de la 7.6 se tiene:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{h(x + \Delta x) - h(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (7.8)$$

La Ecuación 7.8 es la aproximación de diferencias finitas central.

Igualmente la aproximación para la derivada de tiempo es expresada como:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{h(t + \Delta t) - h(t)}{\Delta t} \quad (7.9)$$

La aproximación de la segunda derivada se obtiene sumando las Ecuaciones 7.4 y 7.6

$$\frac{d^2 h}{dx^2} = h(x + \Delta x) - \frac{2h(x)}{\Delta x^2} \quad \text{ó} \quad \frac{d^2 h}{dx^2} = \frac{h_{(i+1)} - 2h_i + h_{(i-1)}}{\Delta x^2} \quad (7.10)$$

Para la aproximación de las derivadas parciales existen dos posibilidades: expresarlas en el tiempo t o en $t + \Delta t$. En el primer caso, el método será explícito, en el segundo implícito.

- **Esquema explícito**

Si en Ecuación 7.1 se elimina el término de recarga y además se supone que la transmisividad es independiente de las coordenadas espaciales, se obtiene:

$$\frac{d^2h}{dx^2} + \frac{d^2h}{dy^2} = \frac{S}{T} \frac{dh}{dt} \quad (7.11)$$

Cuando se consideran conocidos los niveles en el instante t y se quiere calcular el estado en el instante $t + \Delta t$, la Ecuación 7.11 en diferencias finitas, queda de la forma:

$$(v^2 h)_t = \frac{S}{T} \frac{h(t + \Delta t) - h(t)}{\Delta t} \quad (7.12)$$

Donde:

$$v^2 = \frac{\hat{c}^2}{\hat{c}x^2} + \frac{\hat{c}^2}{\hat{c}y^2}$$

$h(t + \Delta t)$ es el nivel en el tiempo $t + \Delta t$

Δt es la variación del tiempo

La única incógnita es $h(t + \Delta t)$, la cual se resuelve de forma explícita directamente.

- **Esquema implícito**

A diferencia del esquema explícito, los planteamientos implícitos consideran todos los niveles en el instante $t + \Delta t$. La Ecuación 7.11 en diferencias finitas, queda de la forma siguiente:

$$(v^2 h)_{t+\Delta t} = \frac{S}{T} \frac{h(t + \Delta t) - h(t)}{\Delta t} \quad (7.13)$$

Al aplicar el esquema implícito se llega al planteamiento formal de todo un sistema de ecuaciones lineales que hay que resolver. Existen variedades de métodos para resolver esos sistemas de ecuaciones, entre ellos se tienen los siguientes:

7.3.2. Métodos directos

Se basan en la utilización sistemática y reiterada del método de eliminación de una incógnita de una ecuación a partir de otra. Los más utilizados son:

Gauss y Gauss-Jordan

7.3.3. Métodos iterativos

Éstos parten de un tanteo inicial, y mediante iteraciones sucesivas van mejorando las mismas hasta conseguir que los errores en la verificación de las ecuaciones sean menores que un valor prefijado como admisible. Algunos de estos métodos son:

- Southwell
- Gauss- Seidel
- S.O.R. (sobre relajación lineal)
- Sobre relajación puntual

7.3.4. Método implícito en sentido alternante (ADI)

Este método (alternating direction implicit procedure), fue desarrollado por Peaceman y Rachford (1955) y modificado por Prickett y Lannquist (1971), citados por Torres (1993), siendo su idea la siguiente:

- Dibujar una malla con contorno exterior rectangular (modificado para malla cuadrada).
- Dividir el intervalo Δt en dos partes.
- Resolver el sistema para el intervalo $t + \Delta t/2$, barriendo fila por fila. Se consideran como incógnitas los niveles en $t + \Delta t/2$ en la fila calculada, mientras que los niveles en las filas anterior y posterior se supone conocidos con el valor correspondiente a t .
- Partiendo de $t + \Delta t/2$, resolver el sistema para $t + \Delta t$ barriendo columna por columna. Se considera como incógnitas los niveles en $t + \Delta t$ en la columna calculada, mientras que los niveles en las columnas anterior y posterior con el valor correspondiente a $t + \Delta t/2$.
- Al concluir la fase 4 se tienen los niveles en cada nodo en $t + \Delta t$. Por tanto, no se trata de un método iterativo, ya que los valores finales se obtienen directamente mediante dos rastreos de la malla, sin necesidad de aplicar ningún criterio de error.

7.3.5. Método iterativo en sentido alternante (IADI)

Esencialmente es igual que el ADI, ya que realiza rastreos alternativos de la malla, unas veces en dirección de las filas y otras en dirección de las columnas. Sin embargo, existen tres diferencias, derivadas del carácter iterativo del IADI.

- Cada dos rastreos de la matriz no completan un intervalo de tiempo, sino una iteración. Esto permite variar progresivamente la transmisividad en función del nivel obtenido en cada iteración, por lo cual puede aplicarse a los problemas no lineales que se presentan al tratar acuíferos libres.
- Se considera terminado el cálculo del intervalo cuando el error es aceptable, según un criterio prefijado.

- Para mejorar la eficiencia del proceso iterativo se incluyen una serie de parámetros de aceleración.

7.3.6. Criterios de convergencia de los métodos

En todos los métodos tratados, a excepción del explícito y ADI que son directos, es necesario fijar un criterio que permita decidir si se debe continuar iterando o se acepta la solución. Existen variedad de criterios, los cuales se pueden dividir en tres grupos (Alvarez et al, 1976, citado por Torres, 1993), los aplicados al:

- *Balance*

Consisten en el cálculo de la cantidad de agua que ha entrado o salido en todo el acuífero, comparándola con la variación del almacenamiento que ha sufrido. Si la diferencia entre las dos cantidades es mayor que el límite admisible, ya sea en error absoluto o en porcentaje, se continúa iterando.

- *Residuo*

Estos limitan el residuo máximo, el medio o la suma de los residuos calculados, sustituyendo en el sistema de ecuaciones, los niveles obtenidos en cada iteración.

- *Nivel piezométrico*

Estos son de aplicación más directa, pues controlan la diferencia de niveles en cada nodo entre iteraciones sucesivas, ya sea la máxima producida, la media en todo el sistema o la suma para todos los nodos.

En cada caso particular, sobre él o los criterios a usar; la magnitud del error admisible debe decidirse mediante varias corridas de tanteo, como resultado de un compromiso entre economía de cálculo y calidad de resultados.

7.4. MODELO HIDROGEOLÓGICO MATEMÁTICO, tomado de Linares (2003)

7.4.1. Metodología aplicada en la elaboración del modelo hidrogeológico matemático

El programa utilizado en la elaboración del modelo hidrogeológico matemático es el

Visual ModFlow 3.0, éste programa fue desarrollado por Michael McDonald y Arlen Harbaugh – United States Geological Service (USGS), siendo el primer lanzamiento en 1983, pero es a finales de 1996 cuando el USGS lo lanza bajo el nombre de ModFlow '96. El programa ha contado desde entonces con varios cambios y paquetes adicionales desarrollados por otros autores para condiciones específicas, hasta el lanzamiento de la última versión que es la utilizada en este trabajo.

- *Asignación de superficies*

El Visual Mod Flow 3.0 permite importar los archivos de tipo Grid (*.grd) creados en el programa Surfer 8.0 para cada una de las capas definidas. La posibilidad de importar este tipo de archivos, permite definir o discretizar la malla del modelo. La Figura 7.1 muestra la malla obtenida en Visual ModFlow 3.0, así como la ubicación de cada uno de los pozos.

Para la asignación de las capas es necesario, en primer lugar, especificar los parámetros básicos del modelo tales como:

X Mínimo:	272500	X Máximo:	314500
Y Mínimo:	1035500	Y Máximo:	1074500
Z Mínimo:	-100 m	Z Máximo:	60 m
Número de columnas:	100	Número de filas:	93
Número de capas:	7		

Una vez creado el modelo inicial se introdujeron cada unas de las capas definidas, tal y como es exigido por el programa. En primer lugar, se importa la superficie inicial o el terreno; posteriormente, son importadas cada una de las bases de las capas posteriores en orden decreciente, es decir, del tope hacia la base.

- *Importación de mapas*

Así como es posible importar cada una de las superficies, también es posible importar cualquier tipo de información geográfica o mapas como archivos de tipo *.dxf, a través de la opción Map. Esta opción puede ser utilizada antes o después de ser creado el modelo. La Figura 7.2 muestra los ríos, la costa oriental del Lago de Maracaibo y la ubicación de cada uno de los pozos, en el área de estudio.

- *Desactivación de celdas*

Al igual que en el Surfer 8.0 es necesario blanquear los mapas obtenidos para delimitar la zona de estudio, sucede igual en el Visual ModFlow 3.0, ya que este programa también crea una

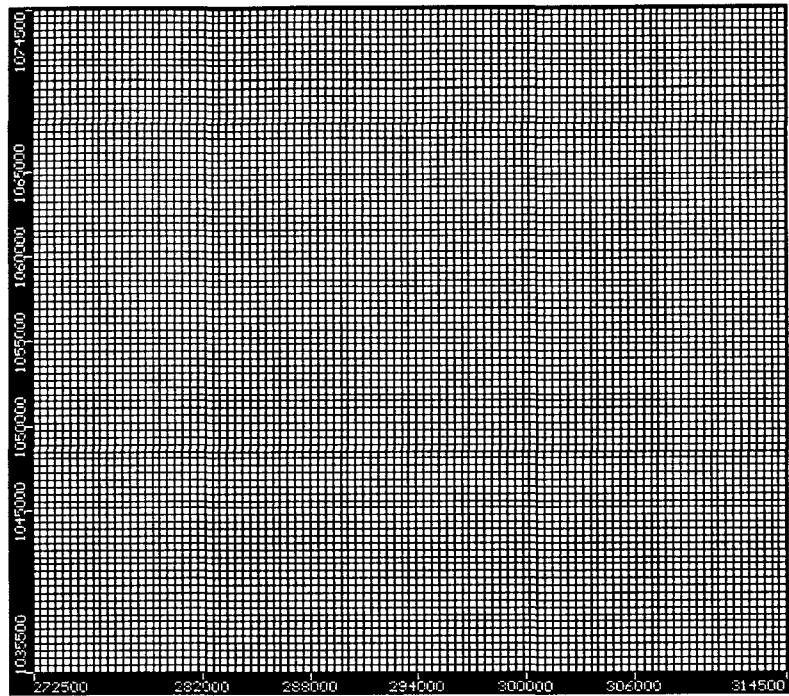


Figura 7.1. Vista en planta de la malla rectangular creada en el Visual ModFlow 3.0, tomada de Linares (2003)

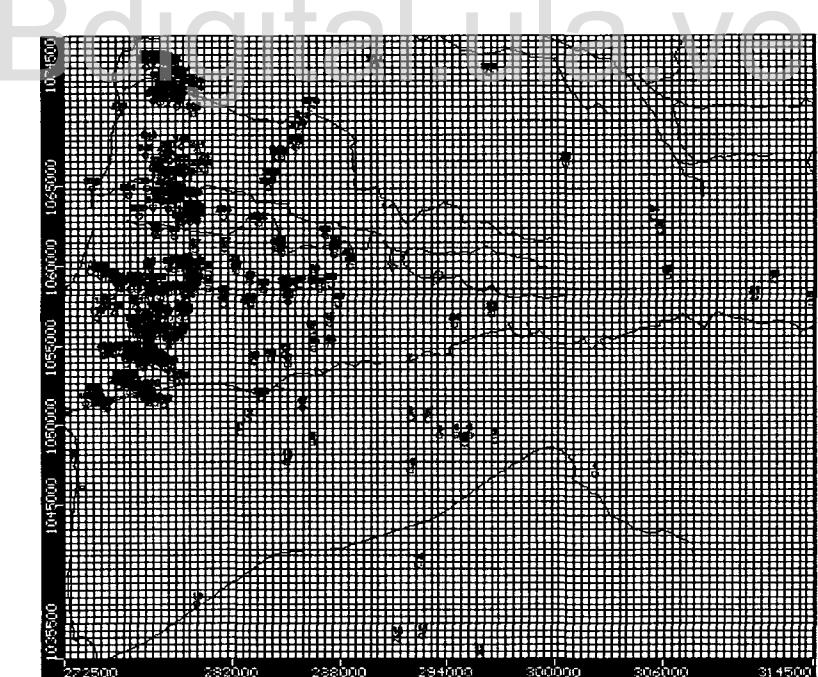


Figura 7.2. Vista en planta de la malla rectangular mostrando la información geográfica importada, tomada de Linares (2003)

malla rectangular, en este caso la opción que se utilizó fue Inactive Cells, la cual permite desactivar las celdas que se encuentren fuera de la zona de estudio, asignándoles un color aguamarina a las celdas seleccionadas para su mejor visualización. Posteriormente, las celdas que quedaron inactivas fueron copiadas para cada una de las bases definidas. La Figura 7.3 muestra las celdas desactivadas.



Figura 7.3. Vista en planta de la malla rectangular mostrando las celdas desactivadas, tomada de Linares (2003)

- ***Asignación de propiedades y eliminación del espesor mínimo***

Luego de importar cada una de las bases de las capas, es posible asignar propiedades a cada una de éstas; para efectos del trabajo se utilizó la conductividad, con la cual se definieron las capas permeables y no permeables.

El Visual ModFlow 3.0 permite asignar distintos colores a cada uno de los valores de la propiedad que se le atribuyan al modelo; fueron asignados el color blanco para las capas impermeables y el color azul para las capas permeables. La Tabla 7.1 muestra un cuadro comparativo entre los valores de permeabilidad, la calificación cualitativa del acuífero y el tipo de materiales que lo componen.

A partir de la definición de la conductividad es posible, entonces, eliminar el espesor mínimo que afecta de manera significativa la visualización de los mapas en el programa Surfer 8.0, a través de la aplicación del programa KSMD elaborado por Mora (2001), el cual manipula

el archivo *.vmp, creado por el Visual ModFlow 3.0 para identificar los valores atribuidos a la propiedad conductividad. Para efectos de este trabajo, sólo fueron asignados dos valores, 1×10^{-2} m/d para identificar las capas no permeables y 1×10^2 m/d para las capas permeables, ambos valores han sido tomados de la Tabla 7.1; así, ese espesor mínimo, aún cuando el programa Visual ModFlow 3.0 tiene como condición que las capas definidas no desaparezcan o tengan continuidad, puede ser eliminado.

Tabla 7.1. Clasificación de terrenos por la permeabilidad o conductividad hidráulica

Permeabilidad (m/d)	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10^1	10^2	10^3
Calificación	Impermeable	Poco Permeable	Algo Permeable	Permeable	Muy Permeable					
Calificación del Acuífero	Acuícluido	Acuícluido	Acuífero Pobre	Acuífero Regular a Bueno	Acuífero Excelente					
Tipo de Materiales	Arcilla Compc. Pizarra Granito	Limo Arenoso Limo Arcilla Limosa	Arena Fina Arena Limosa Caliza Frac.	Arena Limpia Grava y Arena Arena Fina	Grava Limpia					

Fuente: Estudio de las reservas de aguas subterráneas en la ciudad de Barinas (2000), tomado de Linares (2003)

El archivo *.vmp creado por el Visual ModFlow 3.0 muestra las capas permeables y no permeables, asignándoles números de la siguiente manera:

1111111111111111111111111111
1111111111111111111111111111
1111111111111111111111111111

2222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222

1111111111111111111111111111
1111111111111111111111111111
1111111111111111111111111111

siendo el número (1) el valor asignado para las capas no permeables y el número (2) para las capas permeables. Entonces, el programa KSMD identifica en que zonas de las capas no permeables (1), el espesor es igual a un (1) metro y donde se cumpla esta condición sustituirá el número (1) por el número (2) que identifica las capas permeables, eliminándose de este modo el espesor mínimo asignado en un principio, debido a la exigencia de continuidad de las capas. El archivo manipulado tendrá la siguiente forma:

```

11111111111111111111111111111111
22222222221111111111111111
111111122222222222211111

22222222222222222222222222222222
22222222222222222222222222222222
22222222222222222222222222222222

11111111111111111111122222222
22222222211111111111222222
1111111111111111111112222222

```

La Figura 7.4 muestra como la manipulación del archivo *.vmp permite identificar, en superficie, zonas en las que aflora la capa permeable (capa 2), es decir, que la capa impermeable o el terreno (capa 1) se pierde o simplemente no es continua en esa zona en particular. Estas zonas, en las que aflora la capa permeable, permiten identificar donde el acuífero es libre y donde es confinado.



Figura 7.4. Vista en planta de la malla mostrando la propiedad conductividad hidráulica, tomada de Linares (2003)

- *Obtención de cortes transversales*

Una de las utilidades del programa Visual ModFlow 3.0, es que permite la visualización de cortes transversales en dirección de cualquier fila (plano XZ) o cualquier columna (plano YZ) que se seleccione, algunos cortes se muestran a continuación, en las Figuras 7.5 a la 7.8.

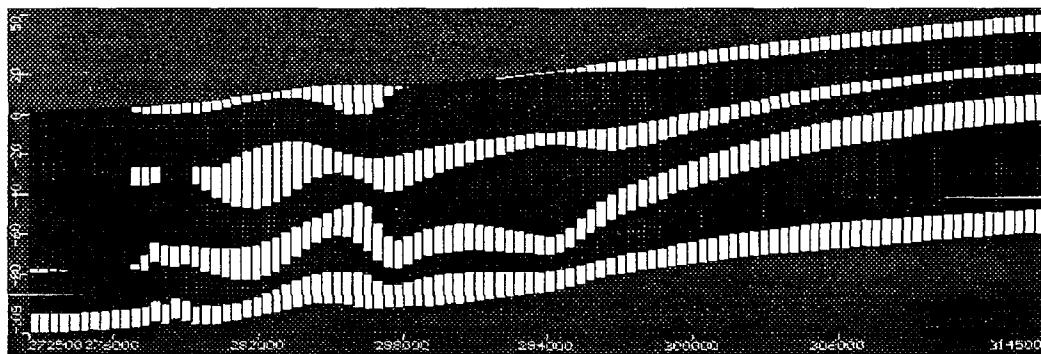


Figura 7.5. Corte según el plano XZ en la columna 45, tomado de Linares (2003)



Figura 7.6. Corte según el plano YZ en la columna 10, tomado de Linares (2003)

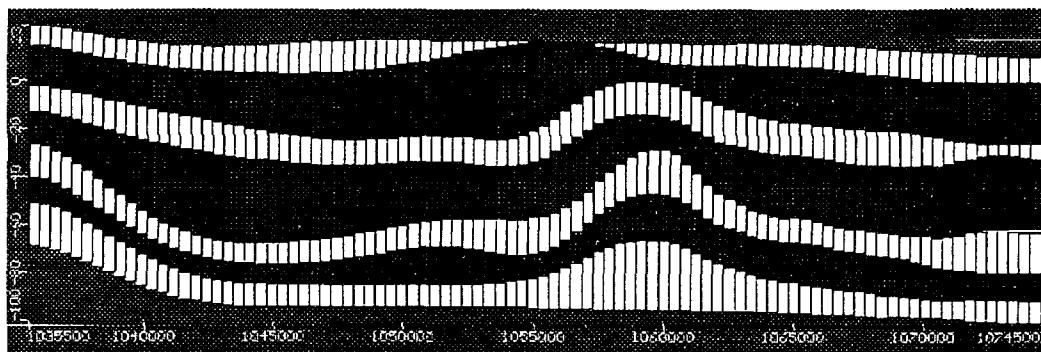


Figura 7.7. Corte según el plano YZ en la columna 41, tomado de Linares (2003)

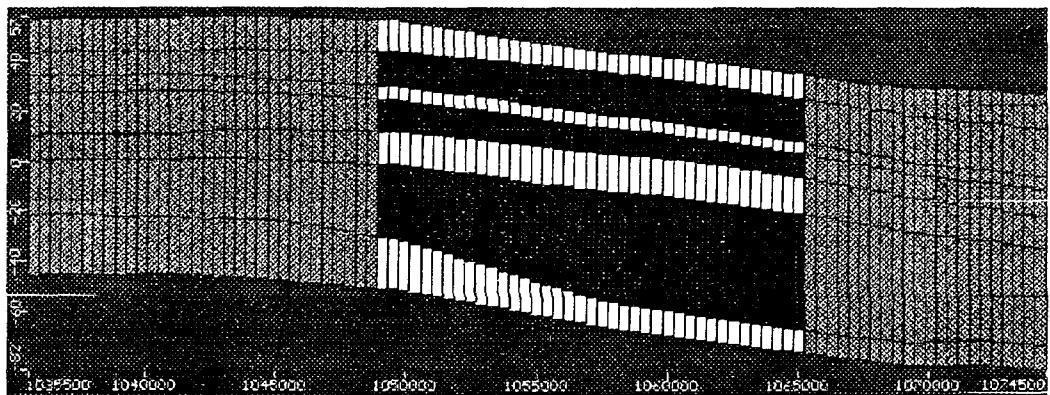


Figura 7.8. Corte según el plano YZ en la columna 90, tomado de Linares (2003)

- **Análisis de los cortes mostrados**

Los cortes anteriormente mostrados fueron seleccionados, debido a que permiten visualizar características importantes de la zona de estudio. En cada uno de los cortes mostrados, exceptuando la Figura 7.8, es posible observar cómo el espesor mínimo agregado es eliminado, pudiéndose identificar, entonces, donde el acuífero se podría comportar como libre o confinado. En las Figuras 7.5 a la 7.8 es posible observar lentes de arcillas de tamaño variable y cómo algunas de las capas muestran discontinuidad. La Figura 7.8 muestra claramente la zona de celdas inactivas del modelo. La posibilidad de realizar cortes transversales en cualquier dirección, permite obtener una idea del comportamiento de cualquiera de las capas definidas, a través de toda el área de estudio.

7.4.2. Visualización del modelo hidrogeológico matemático en 3D

El uso de la aplicación VMOD 3D Explorer permite una visualización del modelo en tres dimensiones a través de la rotación de cada uno de los ejes. Figuras 7.9 y 7.10.

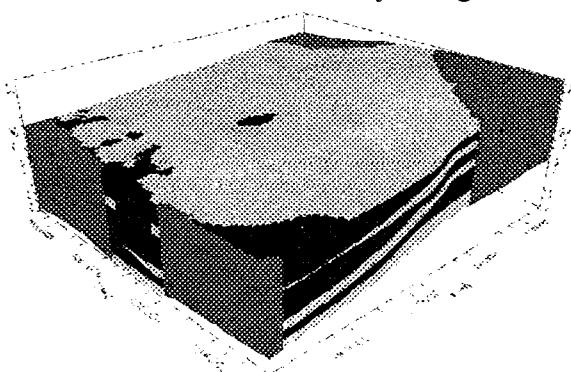


Figura 7.9. Modelo hidrogeológico matemático en 3D, tomado de Linares (2003)

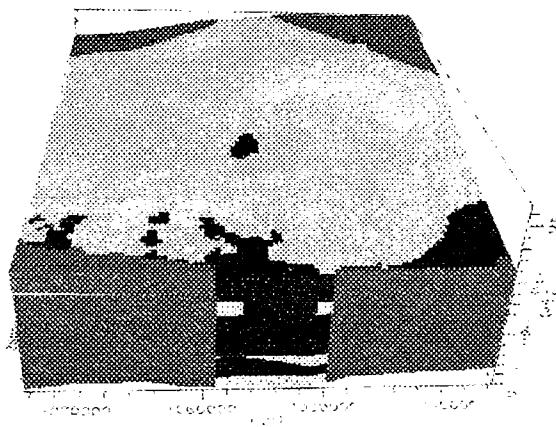


Figura 7.10. Modelo hidrogeológico matemático en 3D, tomado de Linares (2003)

Así como pueden obtenerse cortes transversales del área de estudio, es posible también obtenerlos y visualizarlos en tres dimensiones a través del VMOD 3D Explorer. Esta aplicación permite realizar cortes verticales según los planos XZ, YZ y cortes horizontales según el plano definido, por cada una de las bases de las capas o según una cota atribuida por el usuario. Las Figuras 7.11 a la 7.14, ejemplifican cada uno de los tipos de cortes posibles.

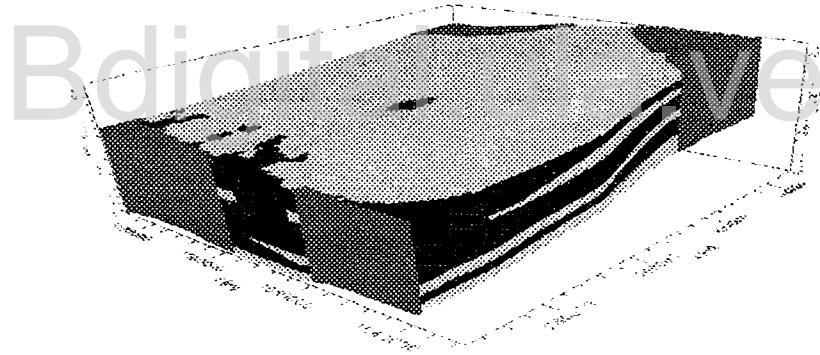


Figura 7.11. Corte según el plano XZ en la coordenada: $Y = 1039400$, tomado de Linares (2003)

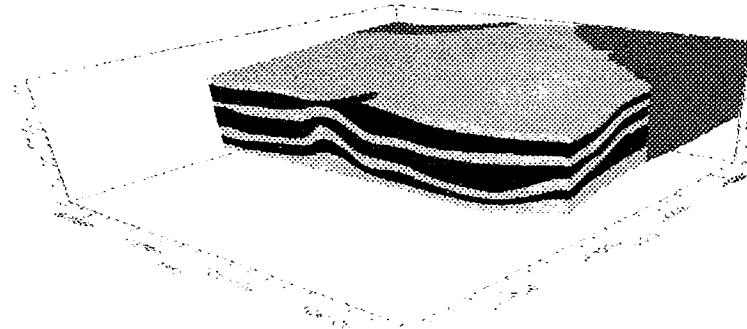


Figura 7.12. Corte según el plano YZ en la coordenada $X = 289300$, tomado de Linares (2003)

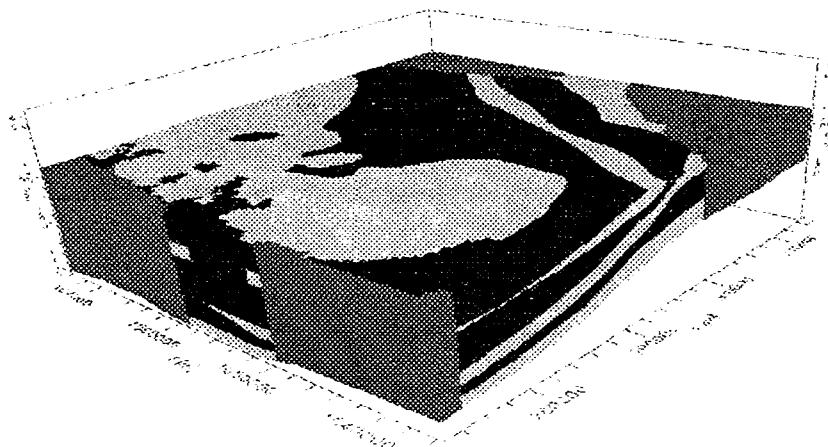


Figura 7.13. Corte según el plano XY en la cota Z = 6,769 msNM, tomado de Linares (2003)

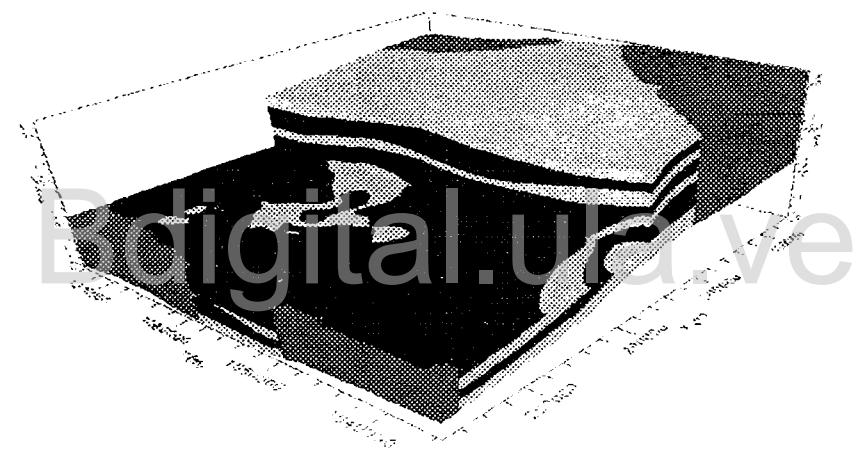


Figura 7.14. Corte según los planos YZ y XY en la coordenada X = 293500 y la cota Z = - 50,2 msNM, tomado de Linares (2003)

7.5. CALIBRACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO MATEMÁTICO

Antes de que el modelo pueda usarse en la predicción del comportamiento del acuífero, debe ser calibrado, lo que significa que se debe confirmar si el modelo genera de forma correcta los niveles históricos conocidos para un lapso de tiempo en el que los registros de niveles estén disponibles. Los valores generados por el modelo son comparados con los niveles históricos, para el mismo lapso, usualmente va a existir una discrepancia entre ambos. El ajuste con los datos históricos es un proceso de ensayo y error, que debe repetirse hasta que se obtiene el mejor ajuste. La extensión de los registros usados en la calibración influye decisivamente en el proceso, mientras más largo sea, mejores serán los resultados.

7.5.1. Entradas al modelo

- **Pozos de bombeo**

Los pozos de extracción utilizados en el modelo son los ochenta y cinco (85) pozos que mostraron consistencia en las variables litología, datos de construcción y caudales de extracción; éstos se presentaron con su respectiva coordenadas de ubicación en la Tabla 4.1 y aparecen ploteados en la Figura 7.15, una vez insertos en el modelo hidrogeológico matemático del acuífero. Los pozos mencionados definen las zonas del acuífero en estudio, donde debería haber consistencia lógica en los resultados a obtenerse durante las fases de calibración y simulación de escenarios, respectivamente.

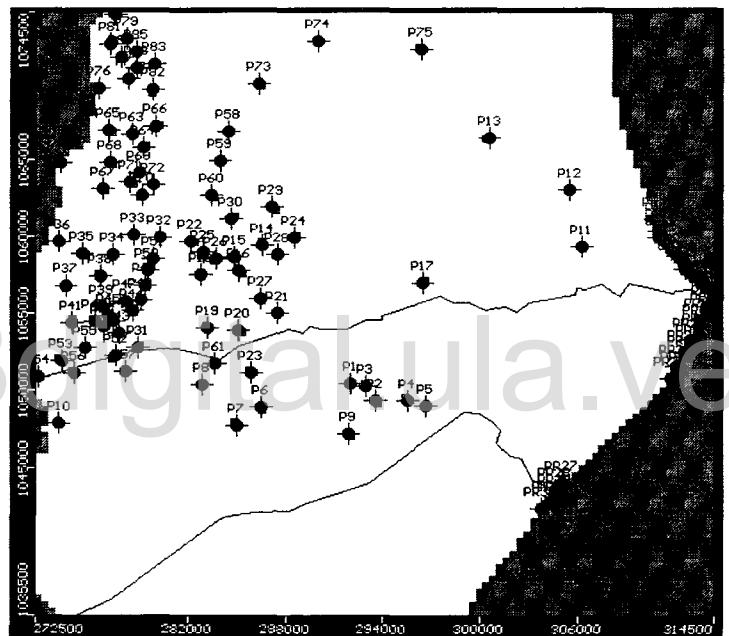


Figura 7.15. Pozos de bombeo seleccionados y los de recarga en la entrada a la planicie de los ríos Motatán y Vichú, respectivamente.

- **Niveles observados**

En el presente estudio se dispone de un período de registro que corresponde a valores mensuales, tomados con consistencia durante 58 meses (10/94 – 07/99) en un universo de 81 pozos de observación, diseminados en la planicie aluvial del río Motatán. Debido a lo extenso del período, se seleccionaron diez (10) campañas semestrales para que el modelo haga las comparaciones respectivas, con los niveles que él estima. Motivado a que varios de estos pozos están muy cercanos entre si y resulta muy tediosa la entrada de los mismos al modelo, se trató de

trabajar con un número de pozos de observación que resultase significativo de la realidad observada en la planicie. Para ello se recurrió a observar el mapa de errores de la estimación de los niveles iniciales (Figura 4.8), en el mismo se puede detectar claramente que los errores son bajos en donde efectivamente existen puntos de medición, existiendo una extensa superficie donde el error de la estimación se incrementa debido a que la red no la cubre.

El criterio para seleccionar los pozos de observación fue el de tomar la información de los ubicados en los extremos del área en estudio, ya que son valiosos para evaluar el comportamiento de los niveles en los extremos del acuífero; luego, los que se ubiquen en sitios donde el error de estimación sea bajo; y en cuanto a la cercanía, se decidió seleccionar aquellos que se ubicarán a una distancia mayor o igual al 25 % del alcance promedio de los variogramas teóricos elaborados para cada campaña, mostrados en la Figura 4.5 y Tabla 4.4, resultando el mismo de 3875 m. Acorde con este criterio, los pozos cuya cercanía sea inferior a 4000 m, se descartan. De esta manera se obtuvo la cantidad de pozos representativa del área, la cual equivale a 55 de los 81 pozos de observación existente, es decir el 67,9% de la red de medición existente. Los pozos seleccionados aparecen identificados en la Tabla 7.2 y ploteados en la Figura 7.16.

Tabla 7.2. Pozos de observación que se usan en el proceso de calibración y simulación

Número	IDENT	UTM X	UTM Y	Número	IDENT	UTM X	UTM Y
01	PO1	301340	1047097	29	PO40	301696	1068543
02	PO2	303165	1046196	30	PO42	281558	1061064
03	PO3	302758	1044140	31	PO44	285138	1057725
04	PO4	299226	1045387	32	PO45	294443	1056321
05	PO5	295250	1049342	33	PO46	281510	1058022
06	PO6	292050	1049973	34	PO47	283226	1054017
07	PO8	287874	1050611	35	PO49	287502	1055007
08	PO10	283555	1047562	36	PO50	284366	1056008
09	PO11	287827	1047692	37	PO53	287974	1057617
10	PO12	282437	1049505	38	PO55	277629	1061978
11	PO13	291880	1046840	39	PO58	274016	1059634
12	PO14	291708	1043154	40	PO59	274704	1057386
13	PO15	290284	1039351	41	PO61	275084	1054557
14	PO16	293249	1040410	42	PO62	298869	1070156
15	PO18	291311	1037532	43	PO63	303810	1070406
16	PO19	298805	1040934	44	PO65	280968	1064448
17	PO21	296665	1045739	45	PO66	288405	1063668
18	PO22	295697	1041626	46	PO67	283093	1067970
19	PO24	275170	1048563	47	PO68	278164	1064741
20	PO25	277696	1036748	48	PO69	277635	1057762
21	PO26	278260	1044673	49	PO71	279125	1067440
22	PO27	278795	1047436	50	PO75	287040	1070375
23	PO29	311851	1056784	51	PO76	289979	1072571
24	PO32	308354	1058829	52	PO77	280732	1071118
25	PO34	305154	1059153	53	PO78	287121	1073908
26	PO35	300720	1062740	54	PO80	294872	1069624
27	PO38	307552	1062951	55	PO81	294987	1073987
28	PO39	303327	1065523				

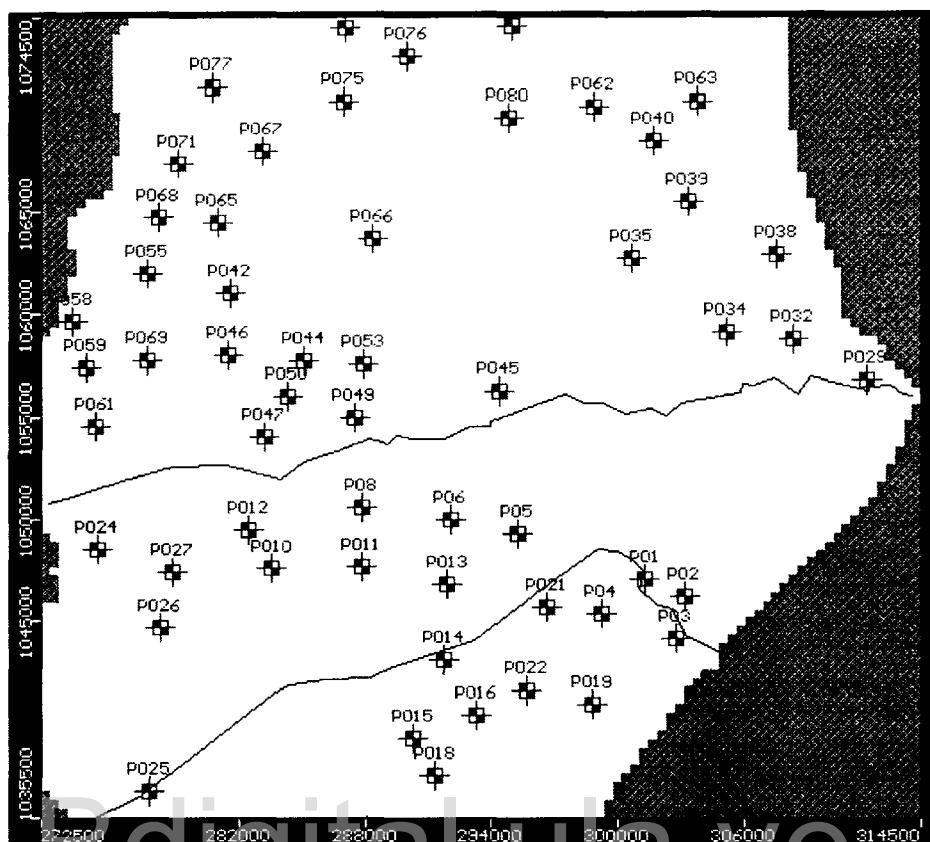


Figura 7.16. Pozos de observación seleccionados para el proceso de calibración.

Durante la calibración en régimen permanente solo se usarán los niveles observados para el tiempo de inicio (campaña: 10/94). Cuando se calibre en régimen no permanente, se usarán los niveles observados en las restantes campañas semestrales (01/95 hasta 01/99).

El proceso de introducir los datos a Visual MODFLOW 3.0, se facilitó al construir archivos .txt en Bloc de Notas, para cada pozo, que luego son importados para cada pozo desde MODFLOW. Estos archivos constan de dos columnas de datos, separados por un espacio; en la primera, el tiempo acumulado en días, tomando como origen la campaña de inicio mencionada; en la segunda, el nivel observado para ese tiempo. Un ejemplo de los mismos se puede observar en la Tabla 7.3 para el pozo de observación PO1 y para el resto de los pozos de observación en el Anexo XV. Estos valores no son las medidas directas de campo, sino que se tomaron de los archivos ASCII XYZ .dat generados a partir de las Grid de cada campaña en Surfer 8.0, ubicándolos dentro de éstos, con las coordenadas del pozo.

El punto de observación (Point #1), con respecto al cual el programa comienza a estimar los niveles, se colocó siempre por arriba de la magnitud del valor observado en el perfil de pozo de observación.

Tabla 7.3. Ejemplo del archivo de entrada .txt para el pozo de observación PO1

0	31.51875684
92	30.48903599
273	31.32722127
457	31.69298704
639	31.43199669
823	31.67683001
1004	31.62673352
1188	31.53183262
1369	31.12289643
1553	32.44732033

- *Recarga*

Según los resultados obtenidos en el Capítulo V, la recarga del acuífero proviene solo del flujo subterráneo efluente de la cuenca del río Motatán, el valor de la misma equivale a $3,08 \text{ m}^3/\text{s}$ ($266.112 \text{ m}^3/\text{d}$). En dicho capítulo se descartó el aporte de la precipitación por percolación profunda, el cual podría recargar en la zona donde el acuífero es libre, ya que su magnitud resultó ser no significativa ($10,5 \text{ mm/año}$, es decir $0,029 \text{ mm/d}$).

Para la primera corrida del modelo se toma como valor de recarga el equivalente a la sumatoria de los caudales de los pozos de extracción o de bombeo, el cual es igual a $162.218,5 \text{ m}^3/\text{d}$; ésto porque se parte del principio de que la recarga se calibra en régimen permanente; en este tipo de régimen, lo que entra es igual a lo que sale del acuífero.

La zona de alimentación principal del acuífero la constituye la correspondiente a la garganta de apertura a la planicie en la salida del embalse “Agua Viva”, de aproximadamente 11 km de longitud (ver Figura 5.2). Según el ancho de la celda del modelo elaborado (420 m), esta longitud de garganta equivale a veintiséis (26) celdas, en cada una de ellas se colocará un pozo de recarga con un signo positivo (+) para el valor del caudal que para el programa usado representa adición de agua al acuífero, éste caudal significa lo que recarga la cuenca al acuífero en una longitud de 420 m. En conclusión, se colocarán veinticinco (25) pozos con un caudal de $6239 \text{ m}^3/\text{d}$ y uno (1) de $6243,5 \text{ m}^3/\text{d}$, respectivamente, cuya suma representa la extracción total actual.

- *Conductividad hidráulica*

Se consideró el acuífero como isótropo ($K_x = K_y = K_z$). La conductividad hidráulica se generó como se explicó en el Capítulo IV, y se ingresó al modelo como un archivo .xls importado desde ModFlow. Durante este proceso se encontró que los datos se ajustaban mejor a una distribución normal, cuando se trabajó con ocho (8) zonas homogéneas de permeabilidad. Estas

zonas, que constituyen la entrada de esta variable, se pueden ver en su distribución espacial en la Figura 7.17, y toman como valor los promedios mencionados en la Tabla 7.4, los cuales se obtuvieron a partir del rango obtenido del histograma de distribución normal mencionado, definido dentro del intervalo que va de 0,56 a 74,04 m/d. El ancho del intervalo se obtuvo dividiendo el rango entre el número de zonas, resultando ser igual a 9,25 m/d; a la primera zona se le asignó un valor igual a la permeabilidad inferior más la mitad del ancho del intervalo, obteniéndose el valor promedio de la zona; para las restantes se fue sumando el ancho del intervalo de forma creciente, así se obtuvo el valor promedio de K para las ocho (8) zonas mencionadas.



Figura 7.17. Distribución espacial de las ocho (8) zonas que se ajustan a una distribución normal y definen la conductividad hidráulica de entrada al modelo

En las capas impermeables (1, 3 y 5), K se asignó usando la opción single del programa, la cual permite asignar el valor de la variable ($K = 1 \times 10^{-6}$) celda por celda, ésto para tomar en cuenta las zonas de estas capas donde las capas permeables se comunican entre si; mientras que la capa 7 el modelo la asume por defecto impermeable, quedando como capa inactiva en el mismo.

Tabla 7.4. Valores promedios de conductividad hidráulica (K), almacenamiento específico (S_s), capacidad específica (S_y), porosidad efectiva y total para las diferentes zonas que definieron una distribución normal de cada variable hidrogeológica

Zona	Color	K_x (m/d)	K_y * (m/d)	K_z ** (m/d)	S_s	S_y	Porosidad Efectiva	Porosidad Total
1	Blanco	1×10^{-6}	1×10^{-6}	1×10^{-6}	-	-	-	-
2	Azul marino	1×10^{-6}	1×10^{-6}	1×10^{-6}	-	-	-	-
3	Verde	5,185	5,185	5,185	$9,18 \times 10^{-6}$	0,2	0,2	0,3
4	Verde azulado	14,435	14,435	14,435	$2,27 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3
5	Rojo	23,685	23,685	23,685	$3,62 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3
6	Lila	32,935	32,935	32,935	$4,97 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3
7	Marrón	42,185	42,185	42,185	$6,32 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3
8	Gris	51,435	51,435	51,435	$7,67 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3
9	Gris oscuro	60,685	60,685	60,685	$9,02 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3
10	Azul rey	69,935	69,935	69,935	$9,18 \times 10^{-5}$	0,2	0,2	0,3

* : el programa la asume $K_y = K_x$, tomando isotropía horizontal.

** : se toma igual a K_x para trabajar con acuífero isótropo, como se dijo anteriormente..

- **Coeficiente de almacenamiento específico y capacidad o rendimiento específico**

Estas variables son importantes porque indican la cantidad de agua que el acuífero confinado puede ceder por compresión vertical de la matriz del suelo, la compresión del agua y el gradiente hidráulico; así como la que cede el acuífero libre por gravedad.

El procedimiento seguido para su entrada al modelo fue similar al usado para la conductividad hidráulica, con la diferencia que la distribución fue normal para siete (7) zonas (Figura 7.18). Los valores promedios obtenidos para S_s se muestran en la Tabla 7.4 y se obtuvieron a partir de los valores extremos $2,435 \times 10^{-6}$ y $9,69 \times 10^{-5}$ que definen un rango de $9,4475 \times 10^{-5}$ y un ancho de intervalo de $1,3496 \times 10^{-5}$, respectivamente. La distribución espacial del almacenamiento específico puede verse en la Figura 7.19.

Por su parte los valores de capacidad específica (S_y), porosidad efectiva y total se tomaron de Bantón y Bangoy (1999), constantes y acordes con el material que predomina en las capas permeables e impermeables, resultando ser: para la arena (capas 2, 4 y 6) de 0,2 y 0,3; mientras que al limo arcilloso, presente en la mayoría de la superficie que constituye las capas 1, 3 y 5, se le asignó valores de 0,05 y 0,45, respectivamente.

Es de destacar, que a las capas impermeable (1, 3 y 5) no se le asignaron valores de estas características hidrogeológicas en las zonas donde la impermeabilidad es total, ya que el acuífero no cede agua. Para la capa 7, el programa por defecto asume fondo impermeable, después de la última capa permeable (capa 6); apareciendo en el modelo matemático como inactiva, pero en realidad es tratada como fondo impermeable.

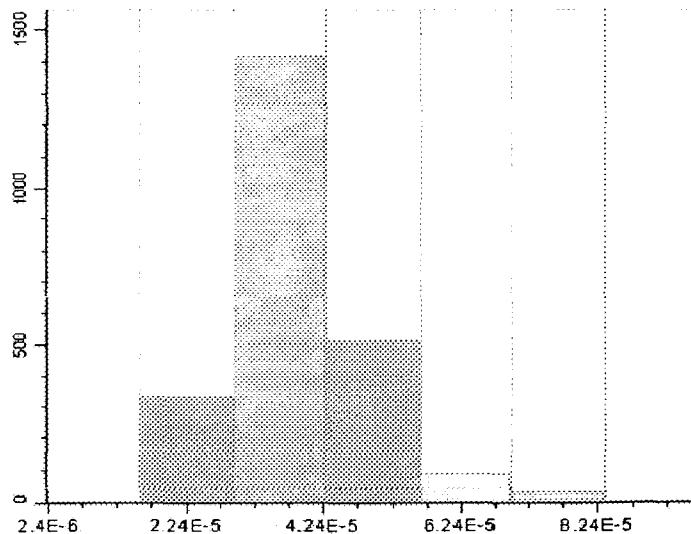


Figura 7.18. Histograma de distribución normal del almacenamiento específico

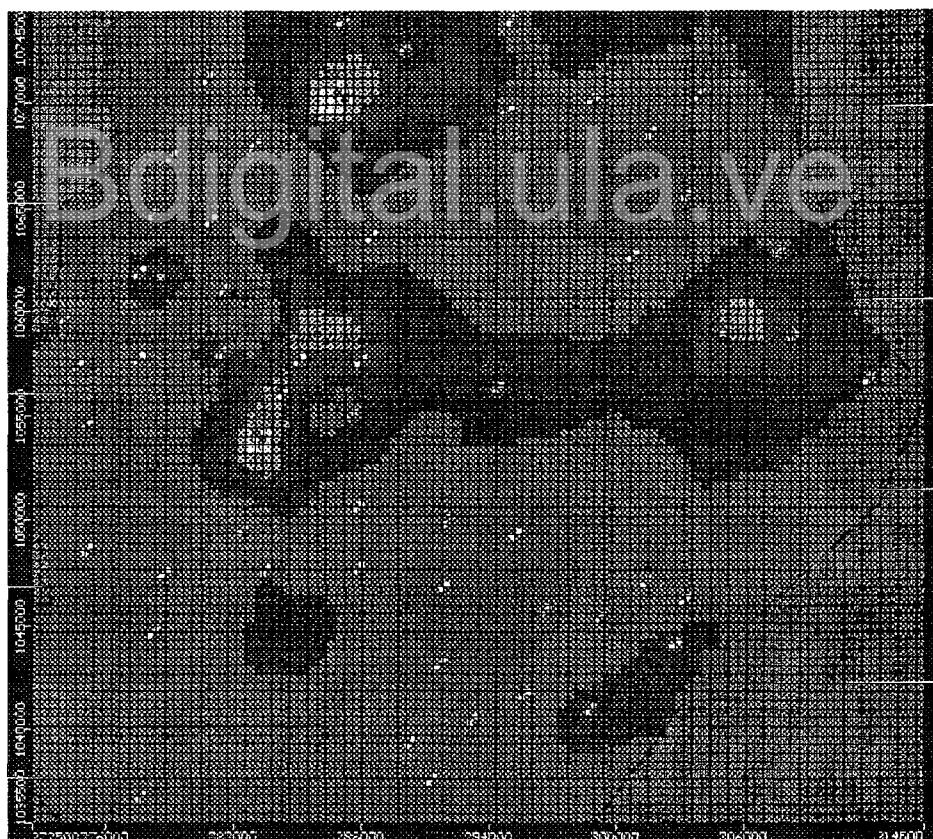


Figura 7.19. Distribución espacial de las siete (7) zonas que se ajustan a una distribución normal y definen el almacenamiento específico de entrada al modelo

- **Condiciones de borde**

Ríos. Los más importantes que atraviesan el área de estudio son Motatán y La Vichú; ambos deben tomarse en cuenta, ya que su presencia puede significar aportes o salidas de agua del acuífero, más aún cuando éste presenta zonas donde es libre, como puede verse en la Figura 7.20. La misma representa una vista en planta de la capa 1 del modelo, donde el color blanco representa el área impermeable que confina gran parte del acuífero, el resto la zona permeable donde el acuífero es libre. También pueden verse los ríos mencionados, los cuales fueron ingresados al modelo como archivos .dxf, importados como mapas desde ModFlow.

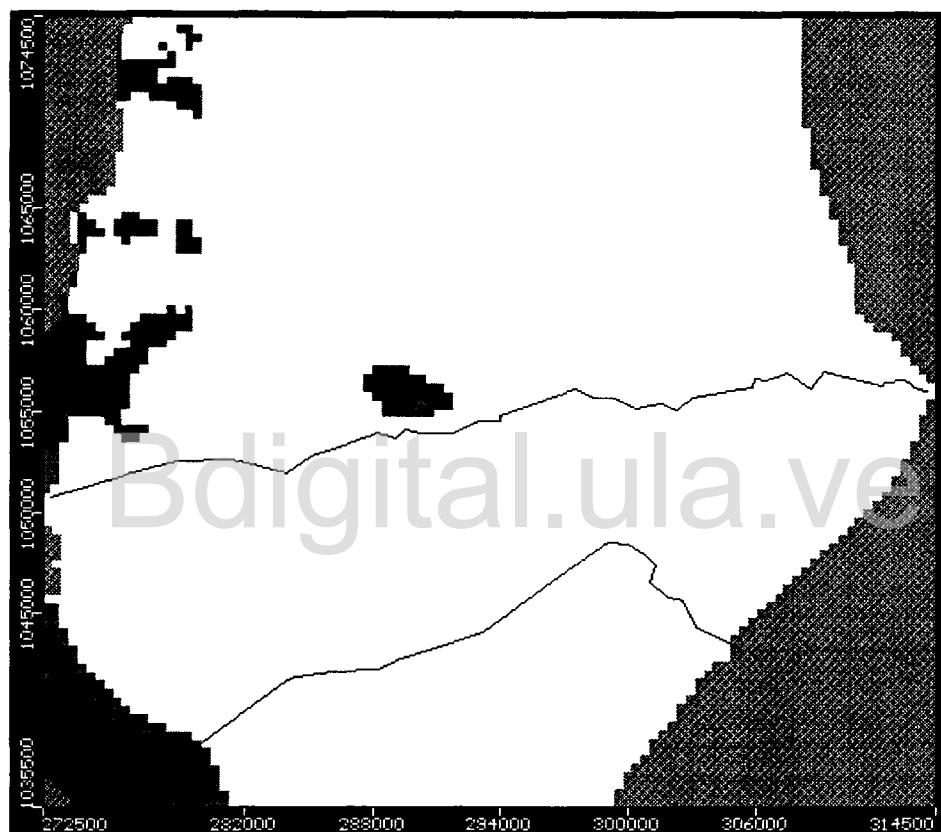


Figura 7.20. Vista en planta de la distribución en planta de la permeabilidad en la capa 1 del modelo matemático del acuífero

Para definir las entradas de los datos de cada río al modelo se colocó, sobre éstos, el plano de curvas de nivel, con el objeto de dividir los mismos en tramos de pendiente de fondo uniforme. En la Tabla 7.5 se pueden observar los tramos en que se dividió cada río y los datos de entrada para cada uno de éstos, los cuales son: cota del nivel de agua, cota de fondo del río y la conductancia. Esta última se calculó por la Ecuación 7.14, propuesta en el Manual de ModFlow (2002), usando un ancho de celda (L) de 420 m, conductividad (K) de la capa que lo separa del acuífero, asumiendo que es de limo, su valor es de 0,05 m/d, ancho promedio del río (W) de 100

y 20 m, para Motatán y La Vichú; así como el espesor de la capa permeable (M) de 5 y 2 m, respectivamente.

$$C = \frac{K * W * L}{M} \quad (7.14)$$

Donde:

C : conductancia (m^2/d)

K : conductividad hidráulica (m/d)

W : ancho del río (m)

L : ancho de la celda (m)

M : espesor de la capa que comunica el río con el acuífero (m)

La conductancia obtenida para los valores promedios de los parámetros mencionados resultó ser de 420 y 210 m^2/d para los ríos Motatán y La Vichú, respectivamente. Estos valores sirvieron de referencia para determinar los valores de entrada que se asignan a cada tramo del río (Tabla 7.5), ya que los mismos no pueden ser constantes, motivado a que la deposición de sedimentos cada vez más finos se efectúa a medida que el río se acerca al Lago, siendo esta la razón por la cual el valor de partida asignado como entrada al modelo, disminuye a medida que el tramo se acerca al Lago. En el caso de la profundidad del río, ésta aumenta a medida que el tramo se acerca al Lago.

Tabla 7.5. Parámetros de entrada de los ríos en el modelo matemático del acuífero

Río	Tramo	Fila		Columna		Cota del nivel de agua (m)		Cota del fondo del río (m)		Conductancia (m^2/d)
		I	F	I	F	E	S	E	S	
Motatán	01	44	43	100	85	71	50	68	47	500
	02	43	46	84	57	49	20	45	16	400
	02	46	57	56	01	19	2	15	-2	300
La Vichú	01	74	65	77	69	85	42	84	41	200
	02	64	64	68	62	37	30	35	28	180
	03	64	78	61	33	28	11	26	9	150
	04	78	93	32	07	10	2	7	-1	130

Donde:

I = Inicio F = Final

E = Entrada S = Salida

Los valores mostrados en la Tabla 7.5 no son definitivos, durante la fase de calibración, variarán a medida que se vaya mejorando el modelo. Los valores de entrada fueron asignados al modelo como condiciones de borde, usando la opción: gradiente lineal, la misma exige datos al comienzo y final de cada tramo de río, tal como se señala en la Tabla 7.5.

Lago de Maracaibo. El efecto de carga constante que induce la presencia del Lago de Maracaibo, en el límite oeste del acuífero, se toma en cuenta como entrada al modelo matemático; su valor es igual 0 m y equivale a la cota del nivel del mar. Para introducirlo al modelo se marcaron las celdas del mismo que definen el límite del Lago y en la condición de borde, carga constante, se asignó el valor que representa dicha carga.

7.5.2. Proceso de calibración

El Visual ModFlow 3.0 calibra los parámetros del modelo hidrogeológico matemático del acuífero en dos situaciones de régimen de flujo, la recarga en régimen permanente y las características hidrogeológicas (permeabilidad y almacenamiento) en régimen no permanente.

- *Régimen permanente*

Durante las primeras corridas del modelo no fue posible la convergencia de la solución, ya que se debían definir los valores de los parámetros que requiere el mecanismo de solución usado y propuesto por la empresa Waterloo Hydrogeologic conocido como Solver (WHS) en el Visual Modflow 3.0, los cuales se presentan en la Tabla 7.6, con las magnitudes para las cuales se encontró la convergencia del modelo matemático de acuífero en estudio, en las diferentes corridas realizadas al mismo.

Tabla 7.6. Parámetros utilizados por WHS y la magnitud que fue necesaria usar para lograr la convergencia del modelo

Parámetro	Descripción	Magnitud
MXITER	Máximo número de iteraciones no lineales externas	300
ITER1	Máximo número de iteraciones internas	200
HCLOSE	Criterio de cambio de nivel para establecer la convergencia	0,01
RCLOSE	Criterio de residual para la convergencia de las iteraciones internas	0,005
DAMP	Factor de reducción para las iteraciones externas	0,75
RSCRIT	Criterio de residuales relativos	0
FL	Nivel de factorización	1

Lograda la convergencia del modelo se hace una corrida sin éxito, al observar los cortes se tiene, que gran cantidad de rejillas de los pozos de extracción se ubicaban en el modelo en estratos impermeables, ya que habían sido introducidas con las cotas que posee la base de datos de SHT, se corrigieron colocándolas en el estrato permeable más cercano, ya que provocaban fuertes abatimientos en su área de influencia. Cuando se logró la primera convergencia, en la zona sureste del acuífero se ve una fuerte caída de la mesa de agua, se secan gran parte de las capas 1, 2 y 3 del modelo, el porcentaje de discrepancia entre las entradas y salidas es del 199,1%, motivado al elevado aporte que hace el Lago como nivel de carga constante, que se

manifiesta en una penetración del flujo desde el Lago por las capas permeables al noroeste del acuífero.

Analizando lo que sucedía con el aporte del Lago y la dirección del flujo, situación que no es posible, ya que el agua del acuífero debería tener una salinidad considerable y el estudio realizado por Araujo y Rodríguez (2002) demuestra que la conductividad eléctrica del agua no tiene niveles peligrosos para el uso que se le da. Lo anterior implicó tomar decisiones en cuanto a tomar en cuenta el efecto del Lago como si fuera un río e incrementar la recarga.

Al Lago se le asignaron los siguientes parámetros: cota de borde libre de 0 m, profundidad de 10 m y conductancia de $1000 \text{ m}^2/\text{d}$, la cual se obtuvo a partir de la Ecuación 7.14, para un ancho de celda de 420 m, ancho de río de 400 m, conductividad de la capa de $0,05 \text{ m/d}$ (considerándola como limo), con un espesor de la misma de 5 m.

El incremento de la recarga es posible, aún cuando se vaya en contra de que en régimen permanente, la extracción es igual a la recarga, por lo siguiente: según el inventario hecho en la zona por SHT (1996), en la planicie existen 1284 pozos de extracción, de los cuales 342 se usan en riego de cultivos agrícolas y 526 en actividades ganaderas, extrayendo $98.867.182 \text{ m}^3/\text{año}$ ($270.869 \text{ m}^3/\text{d}$), esto es muy superior al caudal de extracción usado en el modelo. La razón de ello es que Peña (2003) determinó que en dicha base de datos solo 85 pozos mostraron consistencia en información litológica, datos de construcción y caudales de aforo. Por tanto el incremento de la recarga se justifica y está en concordancia con lo estimado usando el SIHIM, en este Capítulo V, como flujo subterráneo efluente ($286.171 \text{ m}^3/\text{d}$).

Se duplicó la recarga inicial en los 26 pozos ($324.437 \text{ m}^3/\text{d}$) y el Lago como río, ahora el sentido del flujo es correcto (este-oeste) y mejoran los parámetros estadísticos de calibración, obteniéndose una media de residuales de -0,7 m, un error medio cuadrático normalizado (RMS) de 10,05 %, el histograma de residuales se ajusta a una distribución normal y el porcentaje de discrepancia entre entradas y salidas al modelo de acuífero es del 0 %, tal como lo muestran las Figuras 7.21 y 7.22, respectivamente. Observando los resultados se tiene que el aporte de los ríos y lago es de $90.788 \text{ m}^3/\text{d}$, si este se resta a la recarga duplicada, se tendría que la recarga por la cuenca del Motatán puede ser de unos $233.649 \text{ m}^3/\text{d}$, es decir $8.986,5 \text{ m}^3/\text{d/pozo}$.

A pesar de que el modelo converge con buenos parámetros de calibración, en la zona sureste del acuífero se observan caídas fuertes de la mesa de agua, lo que advierte que el río La Vichú hace un importante aporte, como flujo subterráneo efluente, a la recarga del acuífero. Debido a que la discrepancia es del 0 %, se decide bajar la recarga por el río Motatán, inactivando 6 pozos, que a su vez se activan en las celdas del modelo por donde entra dicho río a la planicie (Figura 7.15), pero ahora se trabaja con una recarga total, por ambos río, igual a la obtenida en la calibración del SIHIM ($266.112 \text{ m}^3/\text{d}$, es decir $10.235 \text{ m}^3/\text{d/pozo}$). Por otro lado, se bajaron los valores de conductancia en el Motatán y lago, en un 20 % de los valores iniciales, manteniendo igual el de La Vichú. Con esto mejora RMS a 7,81% para una media de residuales de -0,8 m, pero el criterio de cambio de nivel para establecer la convergencia (HCLOSE) que para una buena calibración debe ser < 0,01 m, es de 7,1 m.

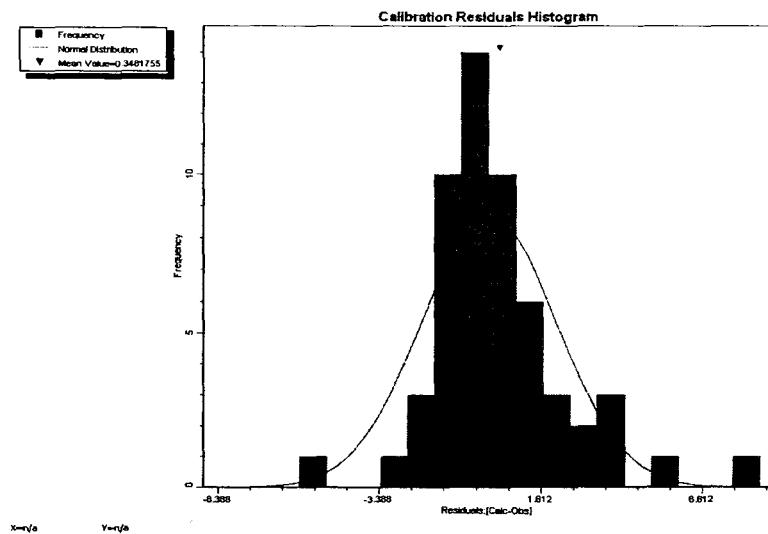


Figura 7.21. Histograma de residuales y su ajuste a una distribución normal, para el último período de calibración ($T = 1553$ días)

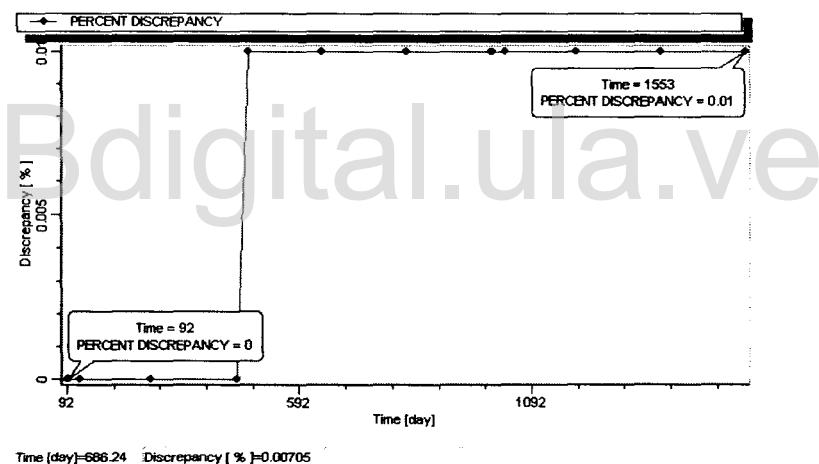


Figura 7.22. Porcentaje de discrepancia entre las entradas y salidas del modelo calibrado para cada uno de los períodos de tiempo usados en la calibración

Las depresiones en la mesa de agua se mantenían, aunque en menor grado, por lo que se decide aumentar la conductancia en los ríos, sin tener éxito; se bajó hasta $10 \text{ m}^2/\text{d}$ y los parámetros de calibración anteriores no cambian, con esto se concluye que los ríos aportan muy poco a la recarga del acuífero, hecho que tiene sentido porque sus recorridos a lo largo de la planicie se dan por zonas donde la capa 1 es impermeable, lo que implica confinamiento del agua y aporte mínimo de los ríos al volumen almacenado. Lo anterior puede comprobarse en la Figura 7.23, donde, a través de histogramas, se representan los volúmenes de agua que entran y salen del

acuífero al final del la calibración para el último período de calibración ($T = 1153$ días). El mejor valor de HCLOSE conseguido es de 0,0059 mm cuando la conductancia en ríos es de 5 m/d.

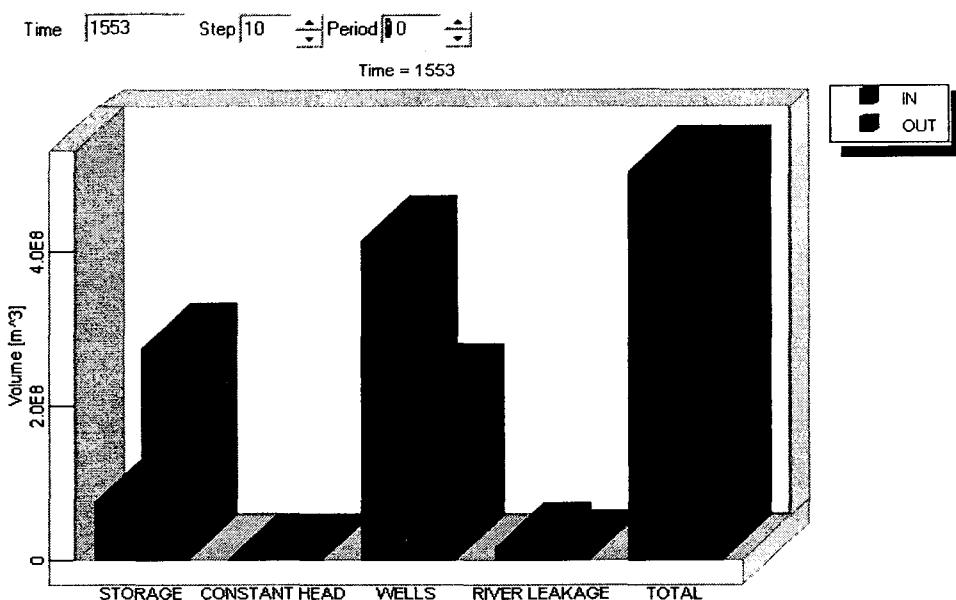


Figura 7.23. Histograma representativo de los volúmenes de agua que aportan el almacenamiento del acuífero, lago, ríos y pozos de recarga y extracción, para el último período de calibración ($T = 1553$ días)

En vista de que el modelo no quedan elementos que tomar en cuenta para mejorar los parámetros de calibración, se concluye que: a) la recarga aportada por el SIHIM es correcta ($266.112 m^3/d$, es decir $10.235 m^3/d/pozo$), a pesar de que se fraccionó para ambas zonas de recarga (entradas de los ríos Motatán y La Vichú a la planicie); b) asumir que la recarga era mayor que la extracción, yendo en contra del principio de que recarga debe ser igual que extracción en régimen permanente, permitió calibrar el modelo; c) el aporte de los ríos en mínimo a la recarga del acuífero; d) al tratar al Lago como un gran río, la dirección del flujo es la acorde con la indicada por las isopiezas obtenidas a partir de los niveles observados en campo (Figuras 4.9 para la campaña de inicio: 10/94 y 7.28 para la final: 07/99). De esta forma se da por concluida la fase de calibración en régimen permanente.

- **Régimen no permanente**

Conocido el valor de recarga que mejor calibra el modelo, sin modificar este parámetro, en esta fase se procede a calibrar los parámetros hidrogeológicos que definen la permeabilidad y el almacenamiento del agua en el acuífero.

Para tratar de eliminar las depresiones presentes en la mesa de agua, se incrementó la

conductividad hidráulica (K) al doble de la inicial. Esta variante empeoró la calibración lograda en régimen permanente. Acorde con la Figura 7.17, las zonas 3 y 4 de conductividad están presentes en las áreas de acuífero donde se producen las depresiones, se decide duplicar K en esas zonas y las restantes con los valores iniciales. Este cambio no mejora la calibración; inspeccionando celda a celda, se observan sectores donde K se eleva a valores irreales, que nunca han sido medidos en el tipo de matriz sólida que caracteriza este acuífero, por ello se optó por bajar la K en las zonas de mayor magnitud (5 a 10) a valores iguales a los de la zona 4 (14,435 m/d), quedando solo dos grandes áreas de K diferente (3 y 4). La anterior modificación sí produjo cambios positivos en la calibración y desaparecen algunas depresiones en la mesa de agua.

Luego se decide hacer variaciones en la magnitud del almacenamiento específico (S_s), incrementándolo en las capas donde inicialmente era más bajo (capas 3, 4 y 5), con ello se sigue haciendo más uniforme la mesa de agua; a su vez la diferencia entre los niveles calculados y observados en campo, se hace mínima en los sectores del acuífero donde existe información medida en campo. Con estos cambios, los valores de K y S_s son más acordes con los medidos en el tipo de material que constituye el acuífero.

De lo ocurrido, se concluye que la distribución por zonas que inicialmente se hizo durante la entrada de datos de K y S_s no era correcta. Esto puede ser debido a la conceptualización numérica del modelo, más que a la discretización propuesta que se intentó realizar en el presente trabajo. Una situación similar se presentó, ante la dificultad de calibración de dichas variables, en el acuífero del Valle de Quibor, cuando se usó esta misma herramienta (ModFlow). En el mencionado acuífero, Miyashiro (1996), obtuvo resultados exitosos cuando utilizó otro software o herramienta, cuya conceptualización numérica se basaba en elementos finitos y no en diferencias finitas como es el caso del ModFlow.

Por el motivo anterior se toma la decisión de trabajar con valores promedios para ambos parámetros en todo el acuífero, eliminando así la distribución por zonas. Los valores de permeabilidad y almacenamiento específico que se muestran en las Figuras 7.24 y 7.25, se obtuvieron de la siguiente manera:

Conductivity					
	Zone	K_x [m/d]	K_y [m/d]	K_z [m/d]	Active
►	1	1E-10	1E-10	1E-10	✓
	2	1E-6	1E-6	1E-6	✓
	3	10.219	10.219	10.219	✓
	4	10.219	10.219	10.219	✓
	5	10.219	10.219	10.219	✓
	6	10.219	10.219	10.219	✓
	7	10.219	10.219	10.219	✓
	8	10.219	10.219	10.219	✓
	9	10.219	10.219	10.219	✓
	10	10.219	10.219	10.219	✓

Figura 7.24. Valores de conductividad hidráulica para cada capa al final del proceso de calibración

Storage						
	Zone	Ss [m]	Sy []	Eff. Porosity []	Tot. Porosity []	Active
►	1	1E-5	0.005	0.005	0.45	✓
	2	3.32E-5	0.2	0.2	0.3	✓
	3	3.32E-5	0.2	0.2	0.3	✓
	4	3.32E-5	0.2	0.2	0.3	✓
	5	3.32E-5	0.2	0.2	0.3	✓

Figura 7.25. Valores de los parámetros que definen el almacenamiento para cada capa, al final del proceso de calibración

De los archivos XYZ.dat de transmisividad y .xls de espesores se obtuvieron los promedios de ambos, luego la conductividad hidráulica media se obtuvo como se muestra en la Ecuación 7.15. De igual manera, del archivo XYZ.dat de coeficiente de almacenamiento se obtuvo su valor promedio y el almacenamiento específico promedio por la Ecuación 7.16, respectivamente.

$$\bar{K} = \frac{\bar{T}}{\bar{m}} = \frac{602,7 \text{ m} / d}{58,977 \text{ m}} = 10,219 \text{ m} / d \quad (7.15)$$

$$\bar{Ss} = \frac{\bar{S}}{\bar{m}} = \frac{0,0019559}{58,977 \text{ m}} = 3,32 \times 10^{-5} / \text{m} \quad (7.16)$$

Al introducir estos valores constantes en cada una de las zonas iniciales de ambos parámetros, se logró la calibración definitiva del modelo, después de setenta y dos corridas (72) del mismo, cuya salida del ModFlow constituye el Anexo XVI del presente trabajo..

Los parámetros definitivos de calibración, sean estadísticos o hidrogeológicos, pueden verse en la Tabla 7. 7. En ella se destacan valores de criterio de cambio de nivel para establecer la convergencia (HCLOSE) de -0,0023 m y un error medio cuadrático normalizado (RMS) de 4,219 %, valores que indican una buena calibración del modelo matemático del acuífero, ya que para ellos se exigen valores menores o iguales a 0,01 m y 10 %, respectivamente, en un buen proceso de calibración.

En la Figura 7.26, se observa una representación gráfica de los niveles calculados vs observados, para cada pozo de observación usado en el modelo, con un intervalo de confianza del 95% para el último período de calibración ($T = 1553$ días); también se señalan la magnitud de los parámetros estadísticos para ese período. En la misma cuando la representación del pozo se aleja de la recta, indica que el residual entre ambos niveles es mayor en ese pozo.

En la Figura 7.27 se muestra una representación en 3D del acuífero y los niveles calculados por el modelo.

Tabla 7.7. Parámetros estadísticos e hidrogeológicos, una vez finalizado el proceso de calibración del modelo hidrogeológico matemático del acuífero

Parámetro	Unidad	Magnitud	
		T = 0 d	T = 1553 d
Criterio de cambio de nivel para establecer la convergencia (HCLOSE)	m		-0,0023
Máximo residual	m	10,1060	8,3877
Media de los residuales	m	0,8602	0,3482
Error estándar de la estimación	m	0,2830	0,2862
Error medio cuadrático normalizado (RMS)	%	4,4553	4,2194
Conductividad hidráulica (K)	m/d		10,219
Almacenamiento específico (S_s)	m		$3,32 \times 10^{-5}$
Porosidad efectiva (S_y)	%		20
Porosidad total	%		30
Recarga	m^3/d		266.112
Porcentaje de discrepancia (Entradas - Salidas)	%	0	0,01

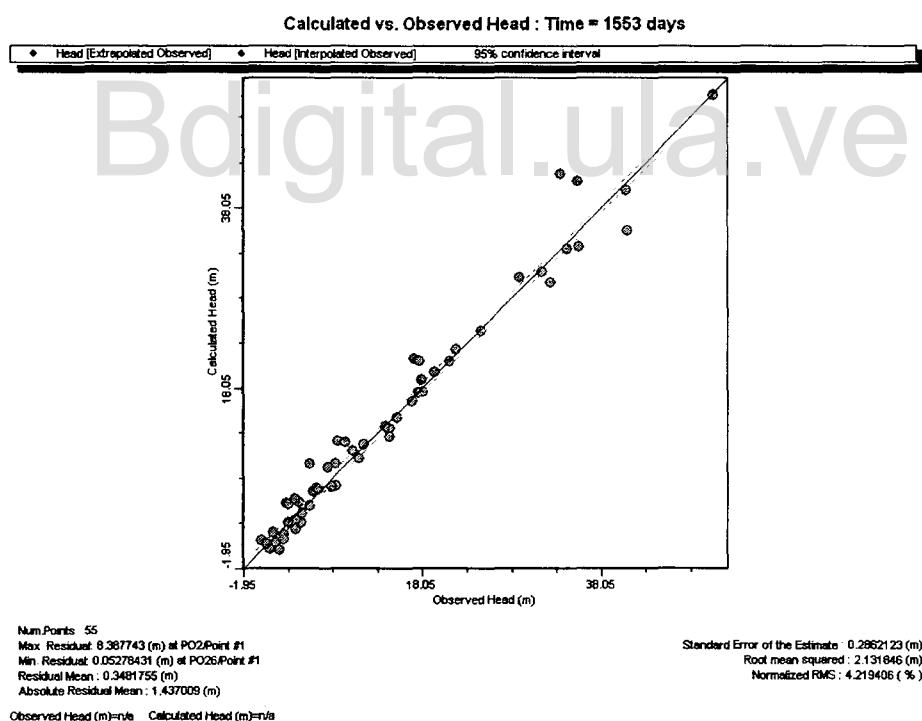


Figura 7.26. Parámetros estadísticos de calibración del modelo y la comparación entre los niveles piezométricos calculados por el modelo y los observados en campo para el último período de calibración (T = 1553 días)

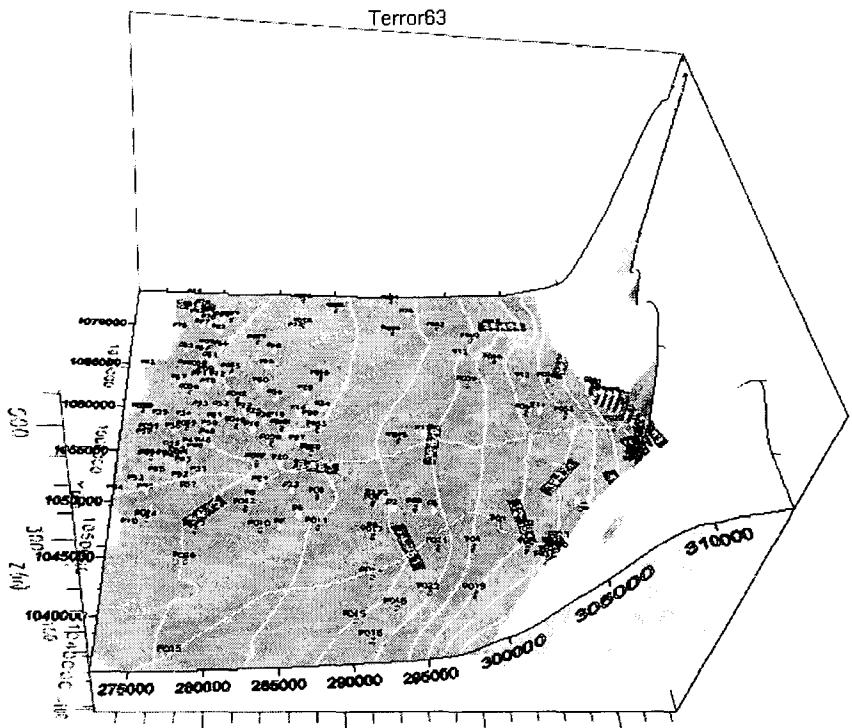


Figura 7.27. Representación en 3D de los niveles calculados por el modelo

7.5.3. Comparación entre niveles calculados y observados

En la Figura 7.28 se puede observar la similitud existente entre los niveles generados por el modelo al final del proceso de calibración para el último periodo ($T = 1553$ d) y los observados en campo en un tiempo igual (campaña: 07/99). Las equipotenciales se dibujaron cada 10 m y las variaciones entre la situación real y la generada son mínimas en cuanto al trazado, forma y magnitud de las mismas.

Para tener una idea de la magnitud del error existente entre los niveles calculados y los observados, se procedió a calcular el mismo para un período común de tiempo, el cual fue $T = 1553$ días en el calculado que equivale a la campaña: 07/99 de medición en campo. Para ello se elaboró un archivo .xls con los niveles generados por el modelo, tomados del archivo .LST de las salidas del ModFlow y el XYZ.dat elaborado en Surfer 8.0 para la campaña mencionada, ambos niveles se restaron, obteniéndose el residual o desviación del estimador (error) cometido por el modelo. Este error fue graficado y se muestra en la Figura 7.29, cuya escala de magnitud permite comprobar que los errores son bajos ($< 1,5$ m) en la mayor parte del acuífero. En los sectores donde el residual es más elevado, coincide con pequeños sectores donde se ubican un total de nueve (9) pozos de observación, en los cuales dentro del modelo no fue posible encontrar información de campo, referente a litología, caudales de extracción y datos de construcción, la

usada en esos sectores, fue la estimada por los diferentes medios geoestadísticos usados en el Capítulo IV.

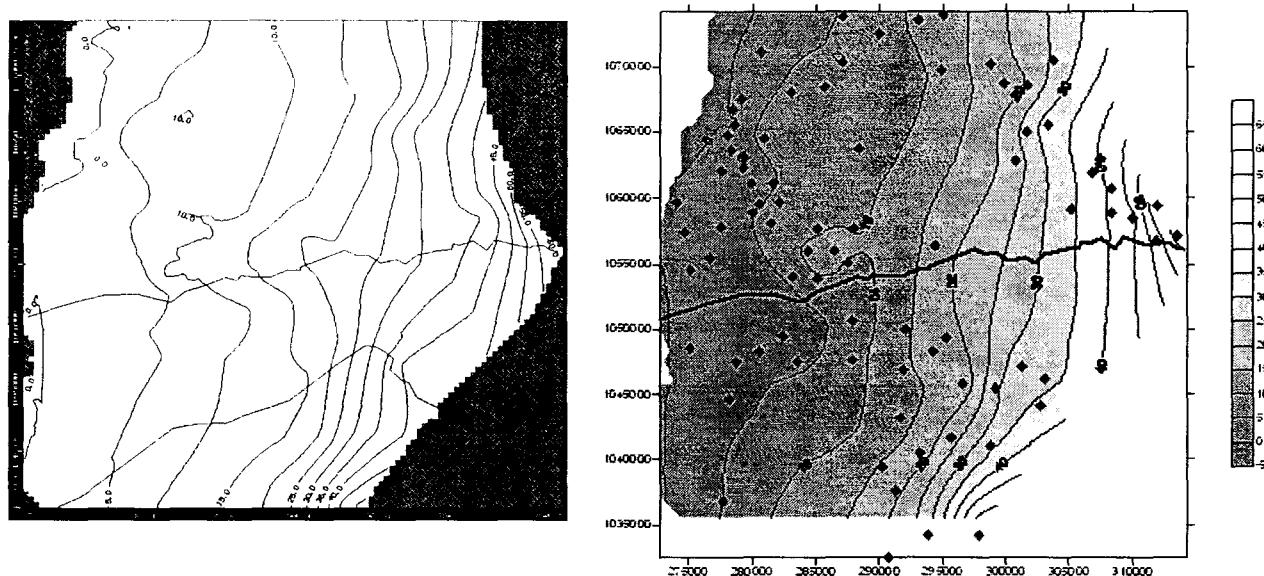


Figura 7.28. Comparación en planta de los niveles calculados por el modelo (izquierda) y los observados en campo (derecha), para el último período del proceso de calibración ($T = 1553$ días, campaña: 07/99)

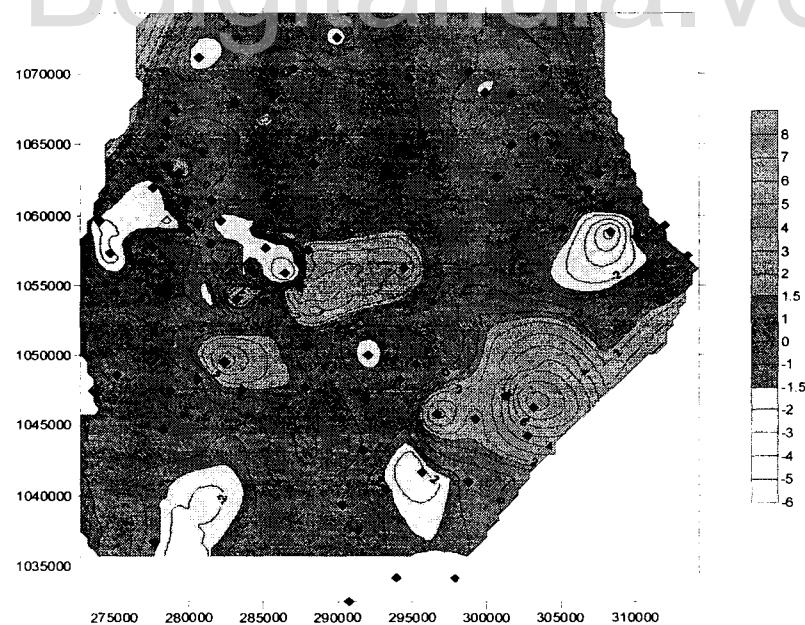


Figura 7.29. Mapa de la desviación existente entre los niveles calibrados por el modelo y los observados en campo para $T = 1553$ días (campaña: 07/99)

7.6. PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS DE EXPLOTACIÓN

Una vez calibrado el modelo hidrogeológico matemático del acuífero se procede a aprovechar el mismo para observar lo que sucedería con la sostenibilidad del acuífero, en un futuro inmediato. A continuación se plantean cuatro (4) escenarios de explotación posibles, los cuales se plantean acordes con la situación actual y las tendencias del desarrollo futuro en la planicie aluvial del río Motatán.

7.6.1. Escenario 0

Este es llamado el escenario cero (0) y queda definido de la siguiente manera:

- La situación actual de explotación del recurso hídrico subterráneo en la planicie se mantiene constante en el tiempo durante el que se hará la simulación del comportamiento del acuífero.
- Lo anterior implica que no existe la posibilidad de perforación e incorporación de nuevos pozos de extracción al modelo calibrado.
- La recarga se mantiene constante y es la misma que se utilizó durante la calibración del modelo, tal como fue mostrada en la Figura 7.15.

7.6.2. Escenario 1

Dentro de la planicie aluvial, área de estudio, se ubica el sistema de riego “El Cenizo”, el cual posee infraestructura de riego para regar en la actualidad cerca de 6500 ha, captando $8 \text{ m}^3/\text{s}$ del río Motatán. Las posibilidades de incrementar la superficie regada, se basan en el aprovechamiento de las reservas del acuífero, y a su vez en usar métodos más eficientes de riego (aspersión y localizado). El escenario de explotación 1 plantea lo siguiente:

- En el modelo se mantienen los pozos activos que se usaron durante la calibración.
- Incrementar la superficie de riego actual en un 50 %.
- Extraer un caudal aproximado de $4 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual será simulado en el modelo matemático del acuífero con el objeto de evaluar la posible respuesta del mismo ante un escenario posible de llevarse a cabo en un futuro en la planicie.
- Lo planteado implica, incorporar en el modelo veinte (20) pozos de extracción con un caudal de 200 l/s ($17280 \text{ m}^3/\text{s}$) cada uno, como se muestra en la Figura 7.30, que equivaldrían a cuarenta (40) pozos de 100 l/s , respectivamente.

- Las rejillas de los nuevos pozos se colocarán en las capas permeables, 2, 4 y 6, respectivamente.

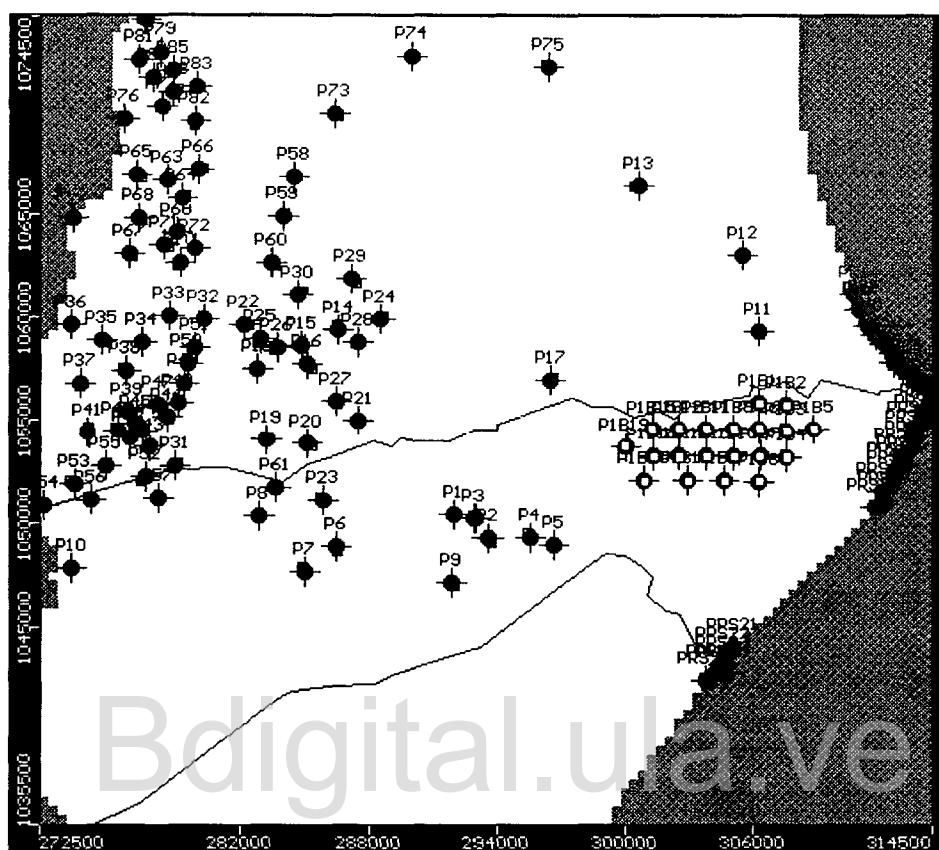


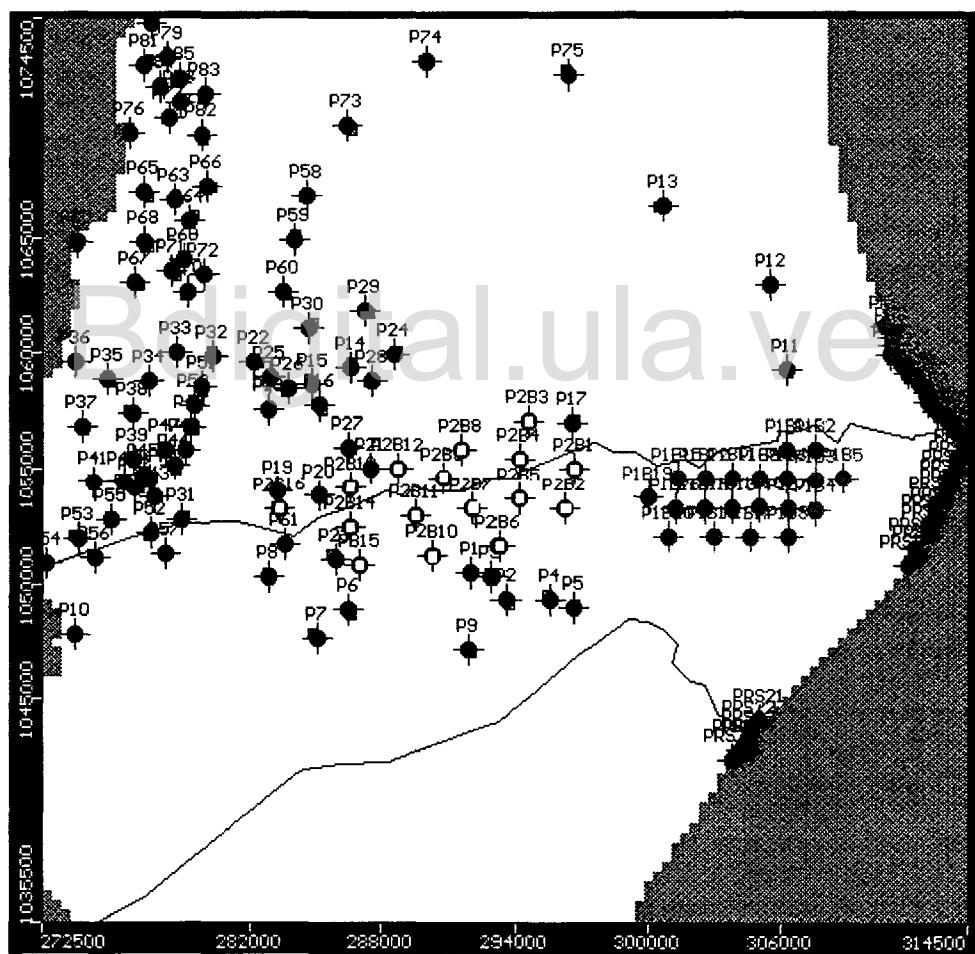
Figura 7.30. Ubicación de los pozos de extracción que se incluyen al modelo matemático del acuífero para simular el escenario de explotación 1

7.6.3. Escenario 2

En los últimos años, en la planicie aluvial, se ha incorporado una cantidad importante de superficie al cultivo de banano con fines de exportación a la Comunidad Económica Europea (CEE) y de abastecer importantes centros de consumo a nivel nacional, tal como los comedores de la Corporación Venezolana de Guayana (CVG), el cual se esta regando con aguas provenientes del acuífero. Existen cuatro (4) fincas actualmente, las cuales extraen un promedio de 400 l/s cada una; suponiendo que este crecimiento se mantendrá durante los próximos años, este escenario pretende simular el comportamiento del acuífero de la manera siguiente:

- Triplicar la producción actual de banano, es decir incorporar en la planicie ocho (8) unidades de producción bananeras.

- En el modelo se mantienen los pozos activos que se usaron durante la calibración.
- Si la extracción promedio de las nuevas fincas es similar a la actual, equivaldría a una extracción total para el escenario de 3200 l/s.
- En el modelo calibrado se crean dieciséis (16) pozos de extracción con un caudal de 200 l/s ($17280 \text{ m}^3/\text{s}$) cada uno, como se muestra en la Figura 7.31, ubicándolos en el área de influencia de la carretera Panamericana – La Ceiba (Local 8), zona donde se ha propiciado el desarrollo bananero en la planicie. Los mismos representan cuarenta (40) pozos de 100 l/s, respectivamente.
- Las rejillas se colocarán en las capas permeables del modelo, 2, 4 y 6, respectivamente.



7.6.4. Escenario 3

Las tierras del noreste del acuífero son excelentes para el establecimiento de cultivos semipermanentes, entre estos, la caña de azúcar. En vista de ello, El Central “La Pastora”, quiere garantizar parte de su materia prima, produciendo caña de azúcar en dicha zona, la cual se regaría con agua del la fuente subterránea en estudio.

Por otro lado al noroeste de acuífero, en los límites de los estados Trujillo y Zulia, PDVSA ejecuta un proyecto de desarrollo petrolero, de tipo endógeno, en el sector Tomoporo, desde el año 2004, en el que reproyectan construir cincuenta y siete (57) pozos de extracción de crudos. Las actividades directas e indirectas que este desarrollo implica en la zona, van a generar una demanda hídrica creciente en el futuro inmediato y la fuente de captación es el acuífero en estudio.

Los desarrollos propuestos, representan el escenario de explotación 3, el cual se detalla a continuación:

- En el modelo se mantienen los pozos activos que se usaron durante la calibración.
- Incorporar 1000 ha de caña de azúcar, las cuales requerirían de un caudal aproximado de 1000 l/s para el riego de esa superficie cultivada.
- Satisfacer la demanda hídrica que el desarrollo petrolero implica, la cual se ha estimado en 500 l/s.
- Las necesidades a satisfacer, requieren de incorporar en el modelo quince (15) pozos de extracción de 100 l/s ($8640 \text{ m}^3/\text{s}$) cada uno, diez (10) al noreste para la producción de caña de azúcar y cinco (5) al noroeste para el desarrollo petrolero. La ubicación de los mismos se muestra en la Figura 7.32, respectivamente.
- Las rejillas se colocarán en las capas permeables inferiores del modelo, 4 y 6, respectivamente.

7.7. SIMULACIÓN DE ESCENARIOS DE EXPLOTACIÓN

El comportamiento del acuífero para cada uno de los escenarios propuestos será determinado a través de un proceso de simulación, cuyo período máximo de tiempo se estableció en diez (10) años, que equivalen en el modelo a 3650 días. Dicho comportamiento se observará en periodos de tiempo de dos (2) años, es decir, cada 730 días, respectivamente.

Se tomaron como parámetros hidrogeológicos del acuífero para el año cero (0), los valores constantes obtenidos en la calibración definitiva del modelo, los cuales son:

conductividad hidráulica (K) de 10,219 m/d, almacenamiento específico (S_s) igual a $3,32 \times 10^{-5}$, porosidad total de 0,3 y la efectiva igual a 0,2.

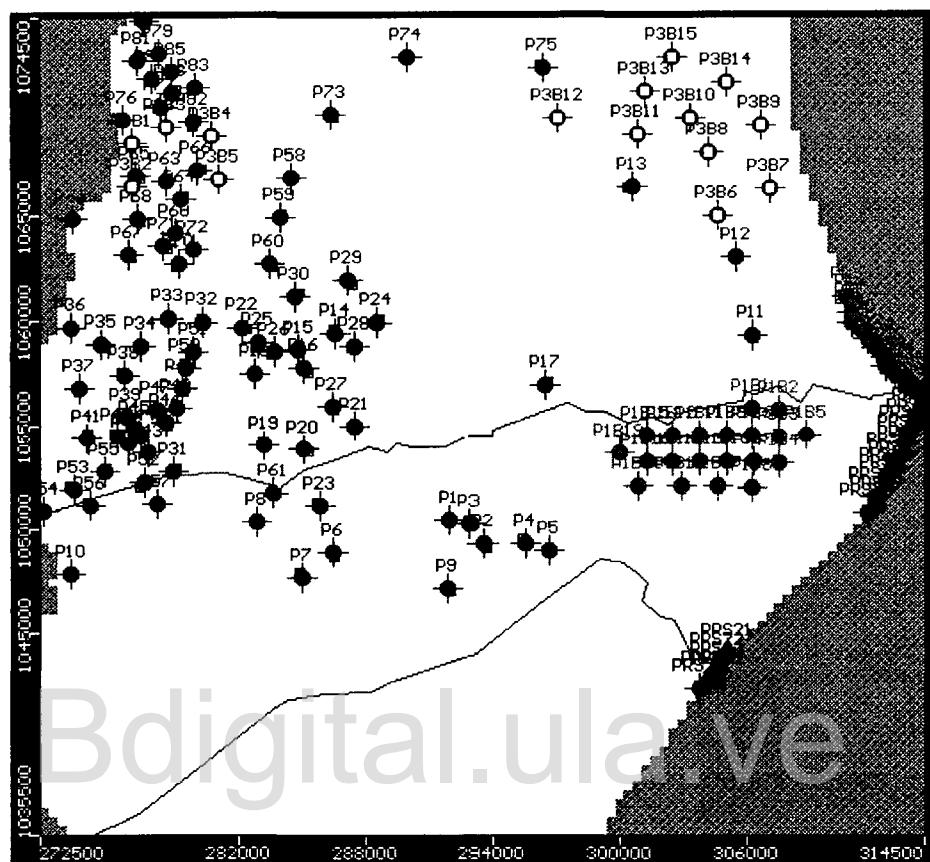


Figura 7.32. Ubicación de los pozos de extracción que se incluyen al modelo matemático del acuífero para simular el escenario de explotación 3

Como niveles piezométricos iniciales se usarán los obtenidos en la última Grid generada, la cual corresponde a la última campaña de medición de niveles, hecha en la planicie (campaña: 07/99).

En cuanto a la recarga, se mantendrá la usada durante la calibración para el Escenario 0, mientras que para los tres (3) restantes se usará el promedio de la recarga del acuífero, simulada a través del programa SIHIM, la cual según lo concluido en el Capítulo V corresponde solo al flujo subterráneo efluente de la cuenca del río Motatán; dicho valor se obtiene como el promedio para un período de veintiséis (26) años (1971-1996), que es igual a $286.171,233 \text{ m}^3/\text{d}$, lo que equivale a $3,312 \text{ m}^3/\text{s}$ (ver Anexo XI). El valor total diario se dividió entre los veintiséis (26) pozos de recarga, correspondiendo para cada uno, un caudal de $11.006,59 \text{ m}^3/\text{d}$; para trabajar con cifras enteras, a quince (15) pozos se les asignó un caudal de $11.007 \text{ m}^3/\text{d}$ y a los once (11) restantes $11.006 \text{ m}^3/\text{d}$, respectivamente.

Es de destacar, que la variación de la recarga con respecto a la obtenida en la calibración del modelo ($10.235 \text{ m}^3/\text{d/pozo}$) no afecta la efectividad del modelo durante la simulación, ya que este es un parámetro variable en el tiempo. Se uso el promedio para aprovechar toda la información aportada del SIHIM, la cual se generó para un periodo de veintiséis (26) años de registro (1971 - 1996).

A continuación se presentan los resultados obtenidos, una vez efectuadas las corridas del modelo hidrogeológico matemático, para cada uno de los escenarios de explotación propuestos, con las variantes que los mismos suponen. Los archivos de salida del Visual ModFlow 3.0 para cada escenario simulado, en orden creciente (0, 1, 2 y 3), pueden verse en los Anexos XVII, XVIII, XIX y XX, respectivamente.

7.7.1. Escenario 0

Este escenario revela un hecho interesante de destacar, como lo es que para el primer periodo de simulación ($T = 730$ días), tres (3) de los pozos que actualmente bombean activamente en la planicie se secan en la tercera capa permeable (capa 3), como puede verse en la Figura 7.33. En ésta también puede observarse la fuerte depresión que sufren las líneas equipotenciales en la parte centro-oeste del acuífero, zona del acuífero donde actualmente se registran las mayores extracciones. Lo mencionado también se muestra en los cortes de las Figuras 7.34 y 7.35, hechos en la columna 30 y fila 38 del modelo matemático del acuífero.

Este hecho es consecuencia del efecto que la alta extracción que se da en ese sector del acuífero, se cree que el mismo es localizado en esa zona, producto de la extracción masiva del grupo de pozos que allí se ubican.

Este hecho es muy importante para la sostenibilidad futura del acuífero, más aún si se considera el hecho de que en la planicie existe una cantidad muy superior de pozos de bombeo activos a la considerada en el presente estudio, según los inventarios realizados por SHT (1996) y GISA (1997), que avalan lo afirmado. Esto es un indicativo de posible sobreexplotación, es decir que se están afectando las reservas del acuífero, lo que puede inducir, por lo cercano del Lago de Maracaibo, a la penetración de aguas salinas que podrían estar contaminando el acuífero en el corto plazo, ya que según la litología, las capas profundas no son completamente confinadas sino que por algunos sectores de las mismas, se comunican entre si.

Por otro lado, se observa la tendencia de que la recarga a futuro debe disminuir, motivado a que los periodos de estiaje tienden a ser más largos y con ello la disminución de la escorrentía superficial, que se traduce en la reducción de los aportes de agua al acuífero como flujo subterráneo efluente de las principales cuencas que alimentan el mismo, Motatán y La Vichú, respectivamente, el cual, según lo demostrado en el presente estudio es la fuente principal que alimenta las reservas del acuífero..

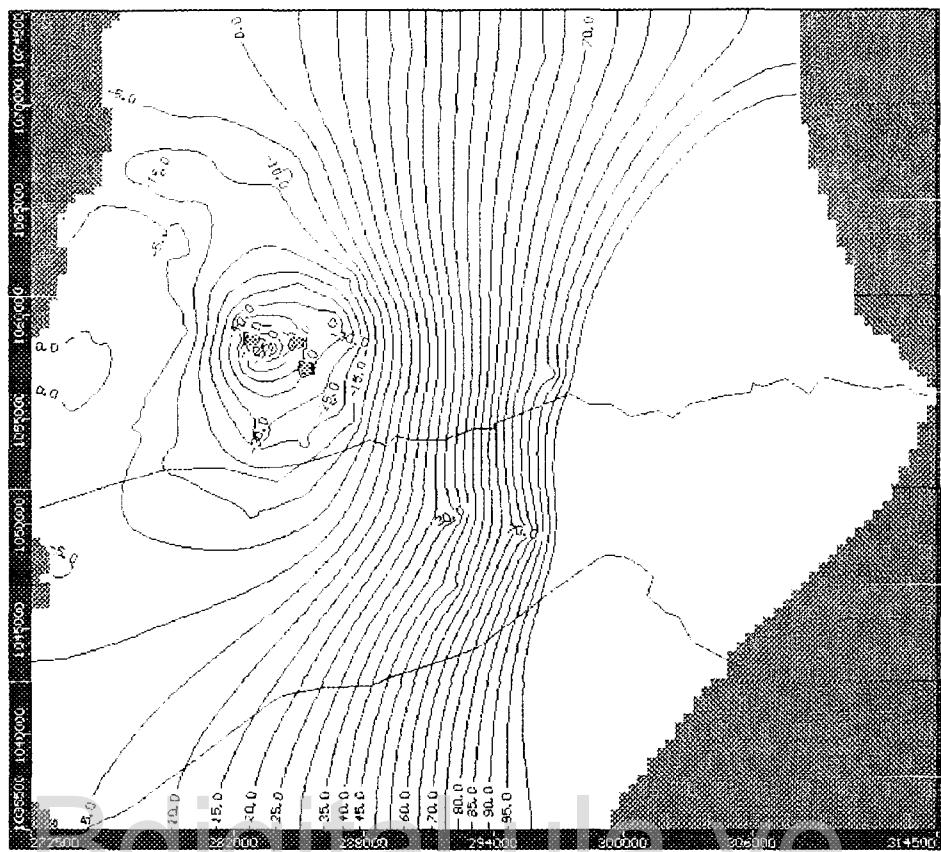


Figura 7.33. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 0, capa 6, para un tiempo de simulación de 2 años ($T = 730$ días)

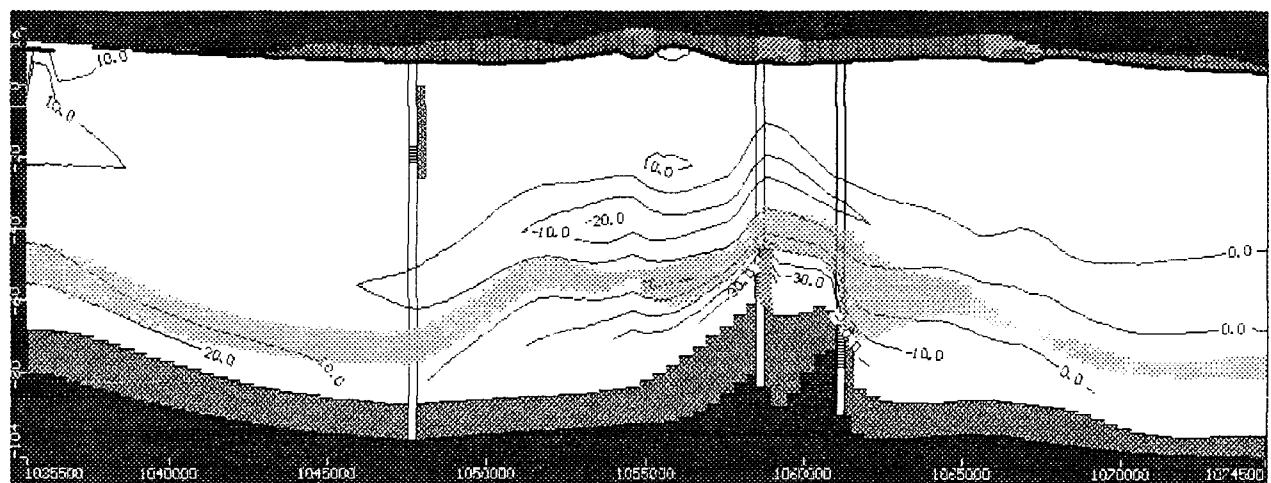


Figura 7.34. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 0, según el plano YZ, en la columna 30

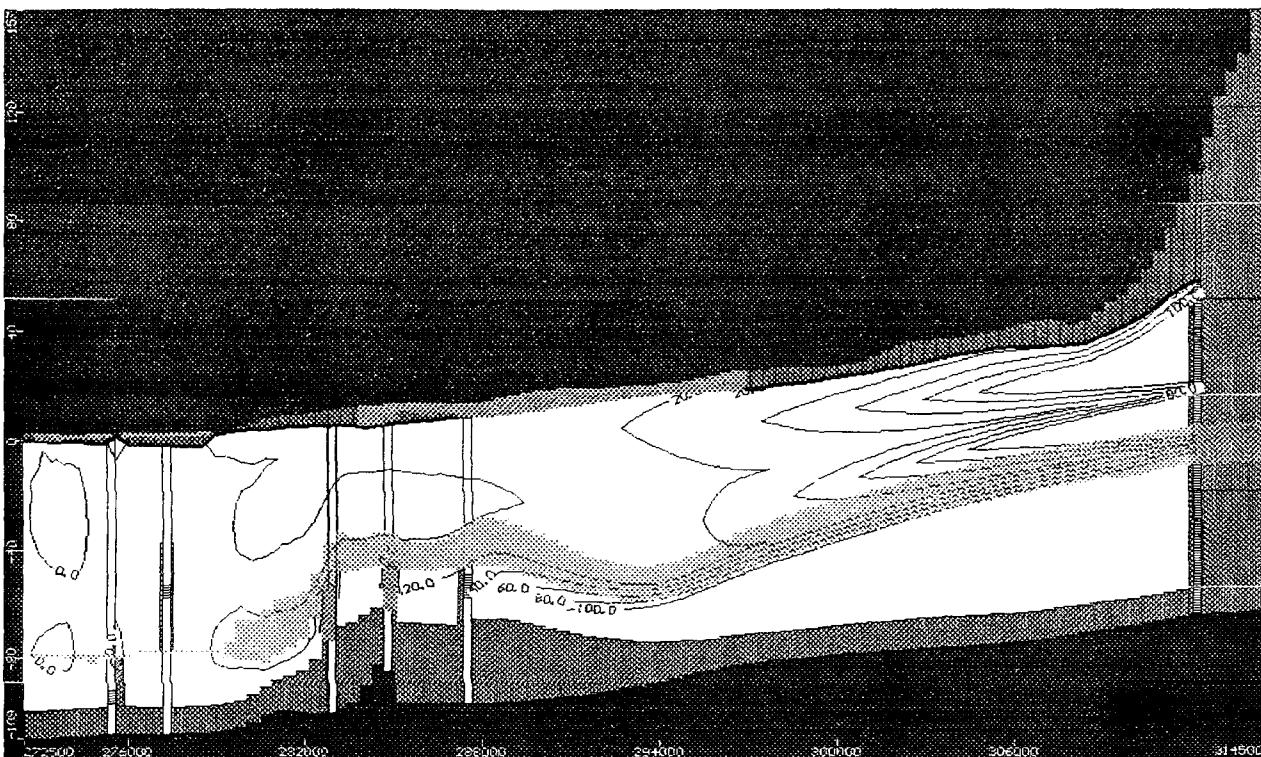


Figura 7.35. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 0, según el plano XZ, en la fila 38

7.7.2. Escenario 1

La simulación de este posible escenario de explotación produjo resultados poco alentadores, los pozos colocados en el sector “El Cenizo”, en su mayoría secan el entorno del filtro en las capa 2; mientras que en la 4, secan incluso, a partir del tercer período de simulación ($T = 2190$ días que equivalen a seis años), el área de influencia de los mismos, como puede verse en la Figura 7.36. En la misma también se observa como un pozo ubicado en la zona centro-oeste del acuífero se seca en la misma capa, y se ratifica la fuerte depresión en las líneas equipotenciales que se detectó en el escenario 0 en dicha zona, además de la que generan los pozos que simulan la extracción de agua del acuífero para riego en “El Cenizo”.

En la Figura 7.37 se observa que para un tiempo de cuatro (4) años, en la capa 6, se secan las rejillas en seis (6) de los pozos colocados como parte del escenario 1, en el sector “El Cenizo” y en cinco (5) de los que actualmente están en producción. Lo planteado se traduce en que si se toma agua con fines de riego para incorporar superficies importantes en el la mencionada zona, los efectos negativos que se detectaron y afectarían las reservas del acuífero, en el anterior escenario se agudizarían aún más.

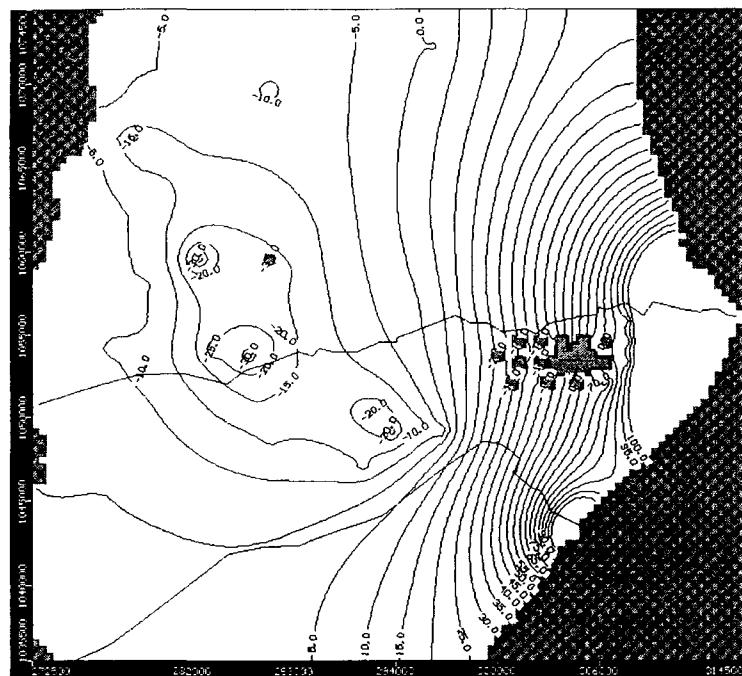


Figura 7.36. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1, capa 4, para un tiempo de simulación de 6 años ($T = 2190$ días)

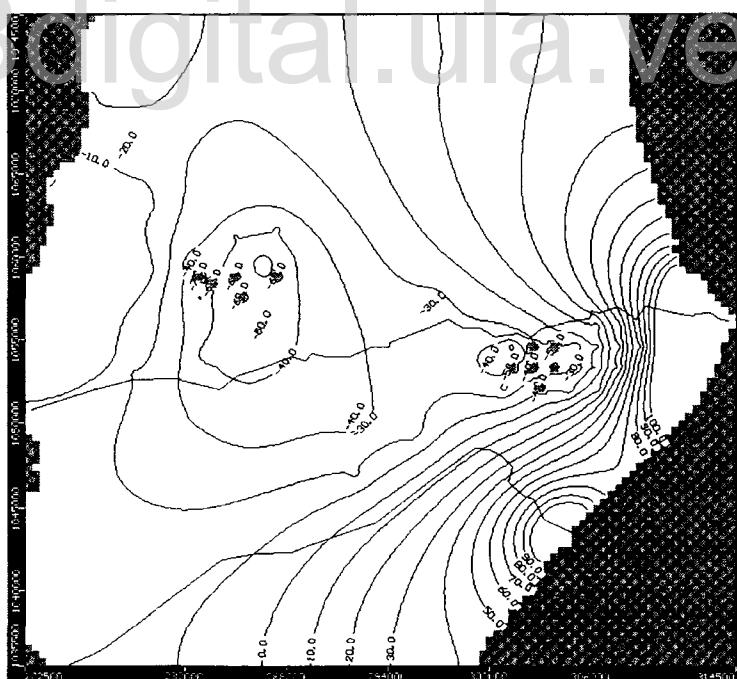


Figura 7.37. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1, capa 6, para un tiempo de simulación de 4 años ($T = 1460$ días)

En los cortes transversales mostrados en las Figuras 7.38 y 7.39 se confirma lo observado en el sector “El Cenizo” en las capas 2 y 4, así como en desplazamiento de la mesa de agua hacia la capa permeable inferior de la que se seca, capa 6 en la Figura 7.38, y desaparece en la 7.39

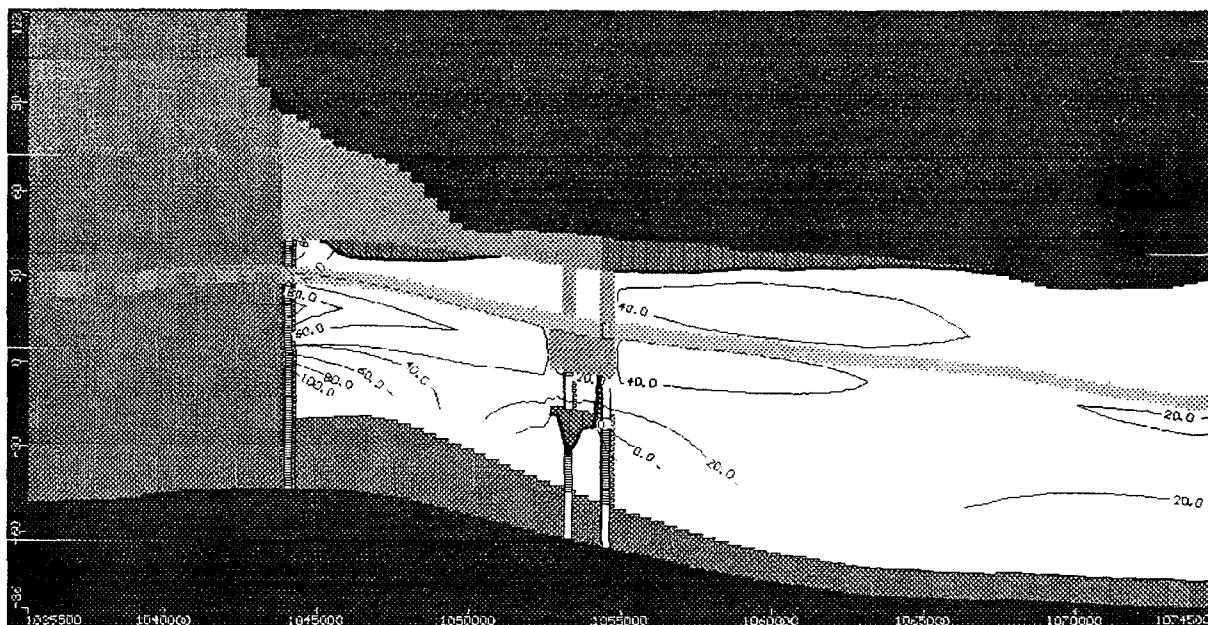


Figura 7.38. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 1, según el plano YZ, en la columna 78

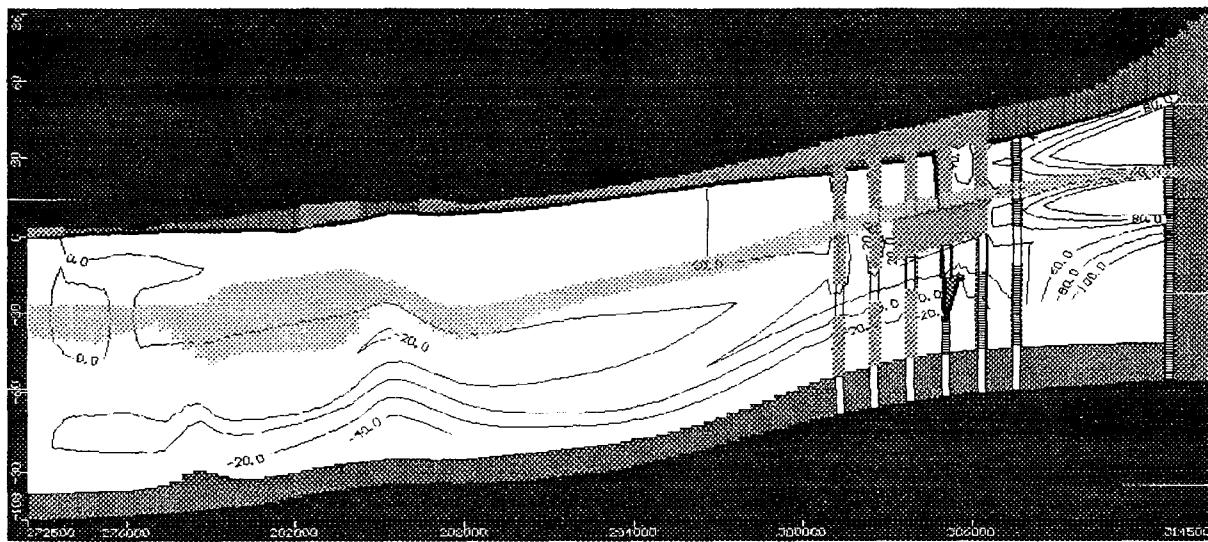


Figura 7.39. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 1, según el plano XZ, en la fila 51

En la Figura 7.40 se muestran los efectos que se producirían en dos (2) de los cinco (5) pozos en producción actualmente, si se llegase a implementar un tipo de extracción en un futuro dentro del sector “El Cenizo”, tal como lo es el secado de las rejillas en la capa 6 del acuífero, que se traduciría en la paralización del sistema de producción que alimentan, ya que la rejilla que poseen se ubica solamente en dicha capa.

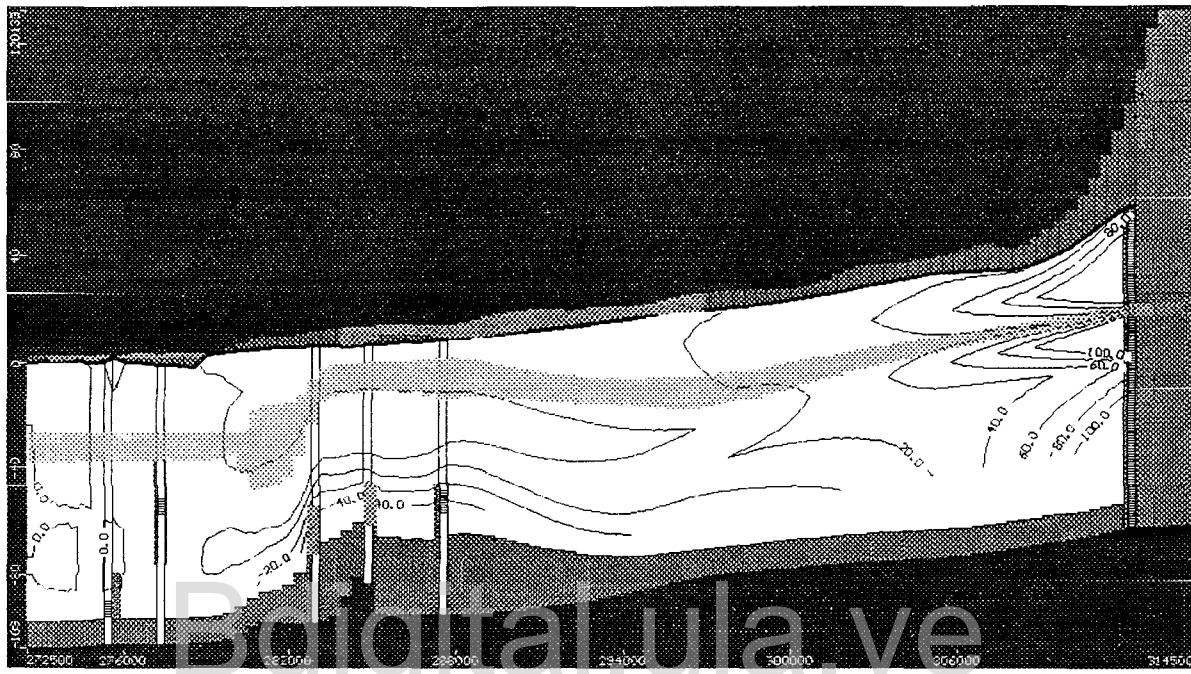


Figura 7.40. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 1, según el plano XZ, en la fila 38

En el entendido de la existencia de las excelentes tierras que posee la planicie y la vocación agrícola del sector “El Cenizo”, se cree que en el futuro el acuífero va a ser usado para abastecer demanda de riego en dicho sector, entonces se plantea una modificación en el escenario 1 analizado, que consiste en disminuir la extracción propuesta para esa zona, eliminando cuatro (4) de los pozos allí colocados (Figura 7.41), que coinciden con los cuatro (4) inferiores que se secan en la capa 6 a partir del cuarto año de simulación, observados en la Figura 7.37, quedando solamente dieciséis (16) de los veinte (20) iniciales.

Esta variante hace que mejore parcialmente lo anterior, en el sentido de que para el sexto año de simulación se secan los pozos en las capas 2 y en la 4 solo nueve (9) de los dieciséis (16) que conforman el escenario 1 modificado, pero no se secan en sus áreas de influencia (Figura 7.42). Se mantiene la situación de seco en el mismo pozo de extracción actual al occidente del acuífero. Con respecto a la capa 6 en el año 4, no se seca ninguno en “El Cenizo”, pero se mantienen secos los cinco (5) que actualmente están en producción (Figura 7.43).

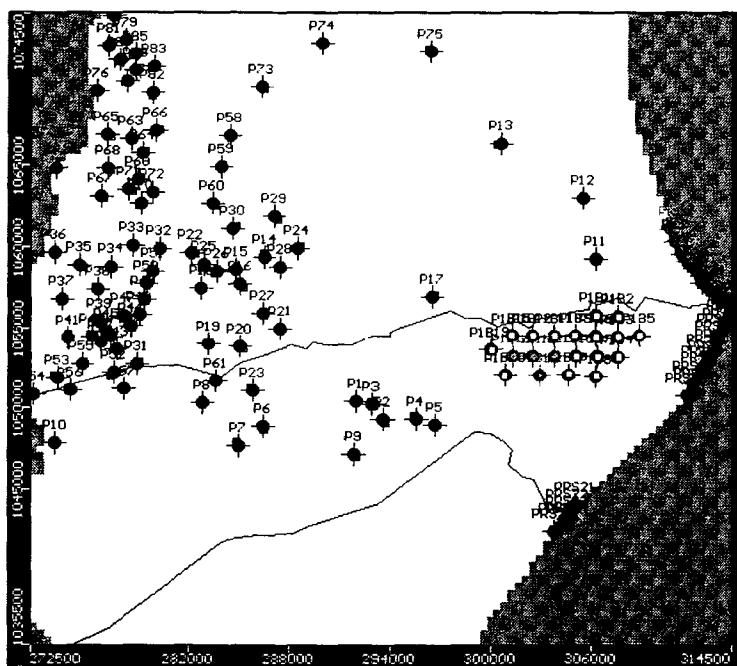


Figura 7.41. Ubicación de los pozos de extracción que se eliminan del modelo matemático del acuífero para simular el escenario 1 modificado

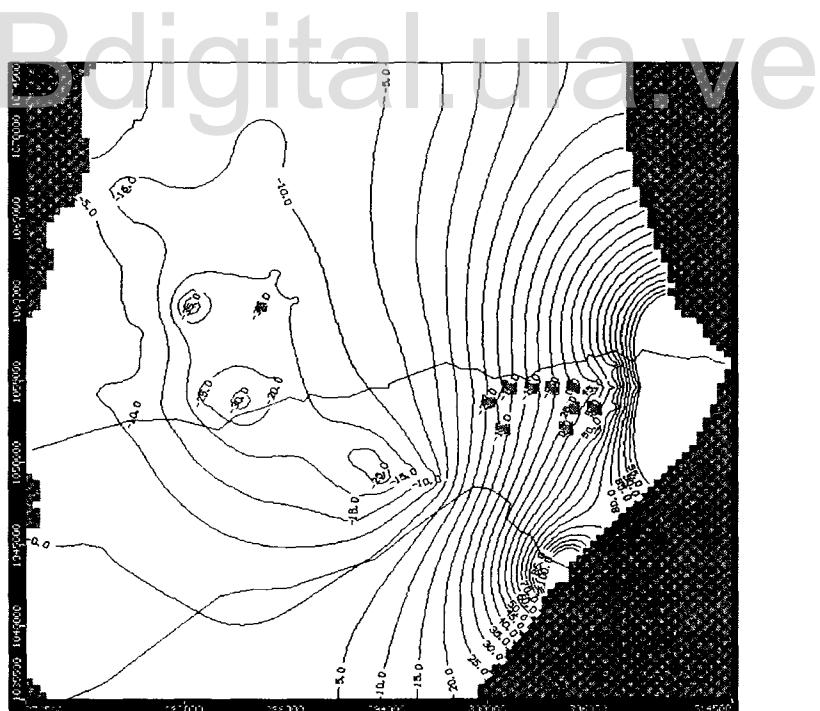


Figura 7.42. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1 modificado, capa 4, para un tiempo de simulación de 6 años ($T = 2190$ días)

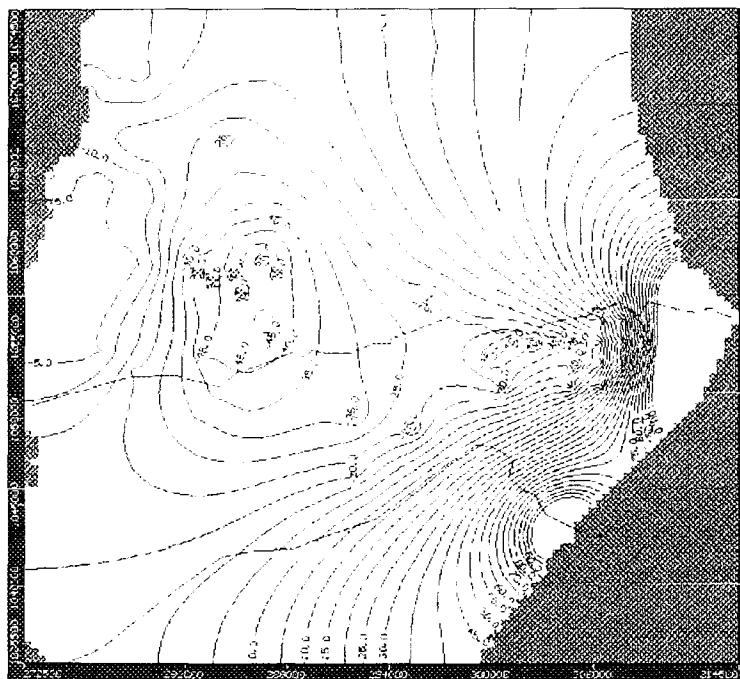


Figura 7.43. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 1 modificado, capa 6, para un tiempo de simulación de 4 años ($T = 1460$ días)

Los cortes mostrados en la Figuras 7.44, 7.45 y 7.46 ratifican lo descrito y observado en la vistas en planta del modelo en las capas 4 y 6 (Figuras 7.42 y 7.43, respectivamente), es decir las leves mejorías mencionadas que se producen en el sector “El Cenizo” al bajar la extracción y el secado competo de la rejilla que surte los pozos actualmente en producción (Figura 7.46).

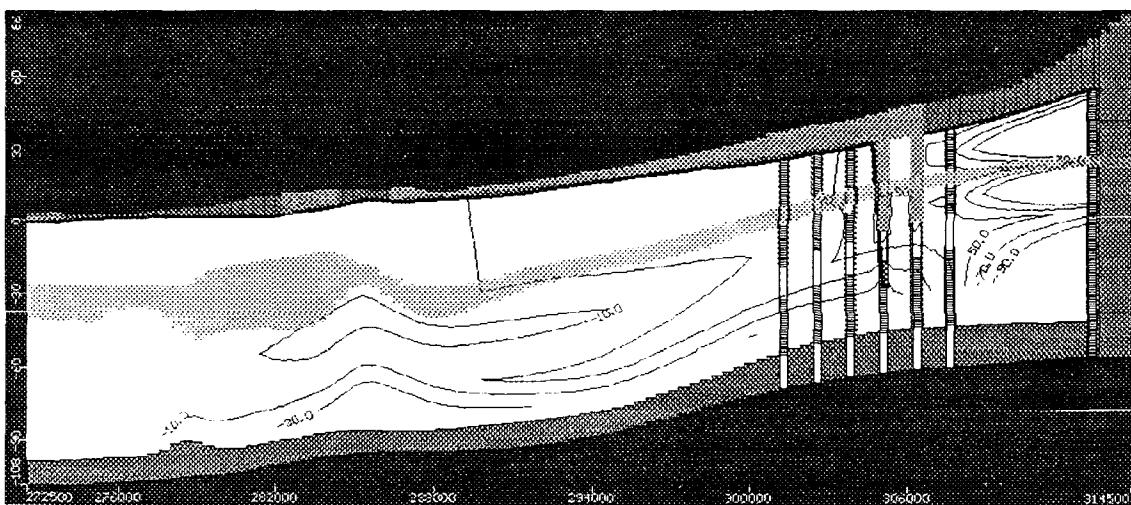


Figura 7.44. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 1 modificado, según el plano XZ, en la fila 51

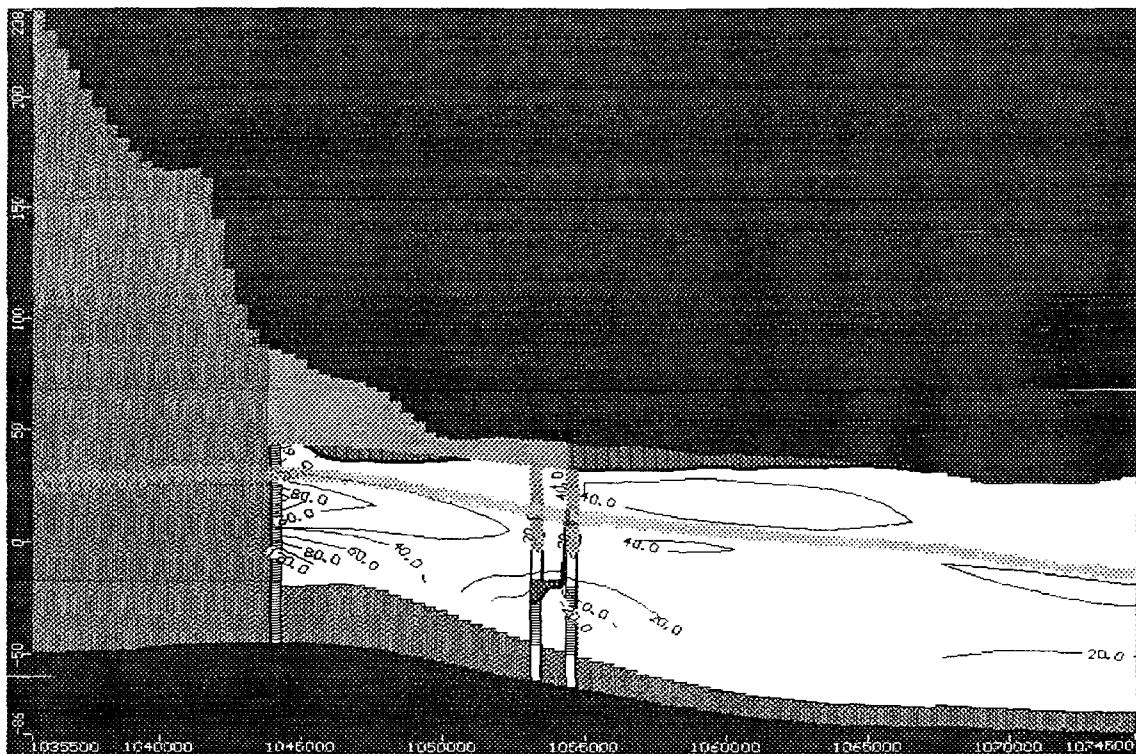


Figura 7.45. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 1 modificado, según el plano YZ, en la columna 78

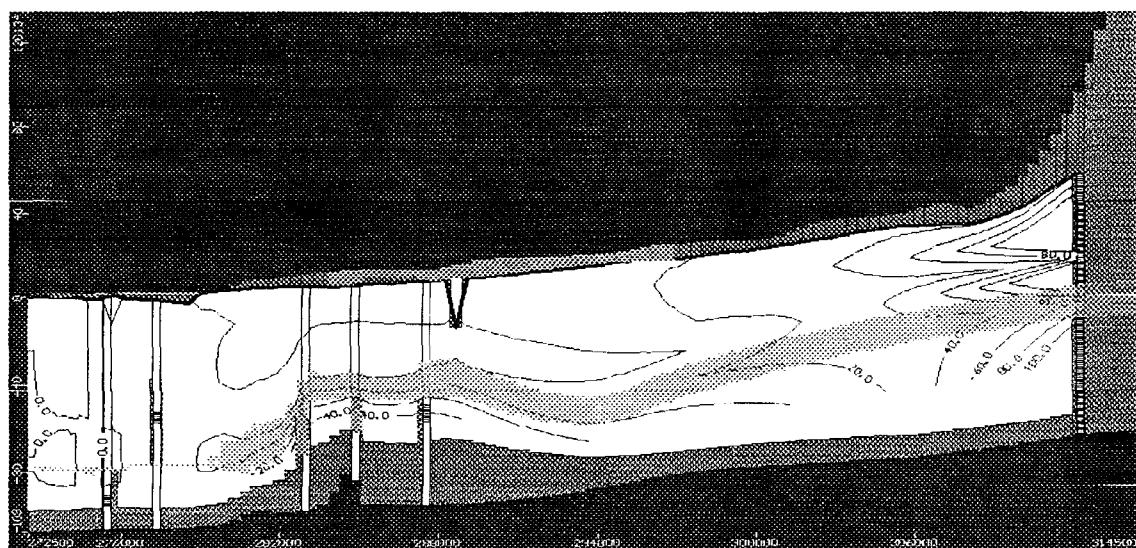


Figura 7.46. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 1 modificado, según el plano XZ, en la fila 38

7.7.3. Escenario 2

Este escenario de explotación, que implica triplicar la superficie que en el presente se dedica a la producción de banano, se ubica en la zona central del acuífero en estudio, en la que actualmente se da la mayor extracción, ya que además del banano existen importantes desarrollos ganaderos y sistemas de riego implantados por Corpoandes. En la Figura 7.47 se observa que al simularlo las líneas equipotenciales sufren fuerte abatimientos y para el segundo período de simulación ($T = 1460$ días) se secan siete (7) de los pozos que se incluyeron para representar dicho escenario, esto a nivel de la capa 4. También muestra que el efecto de su extracción seca uno de los pozos activos en la actualidad.

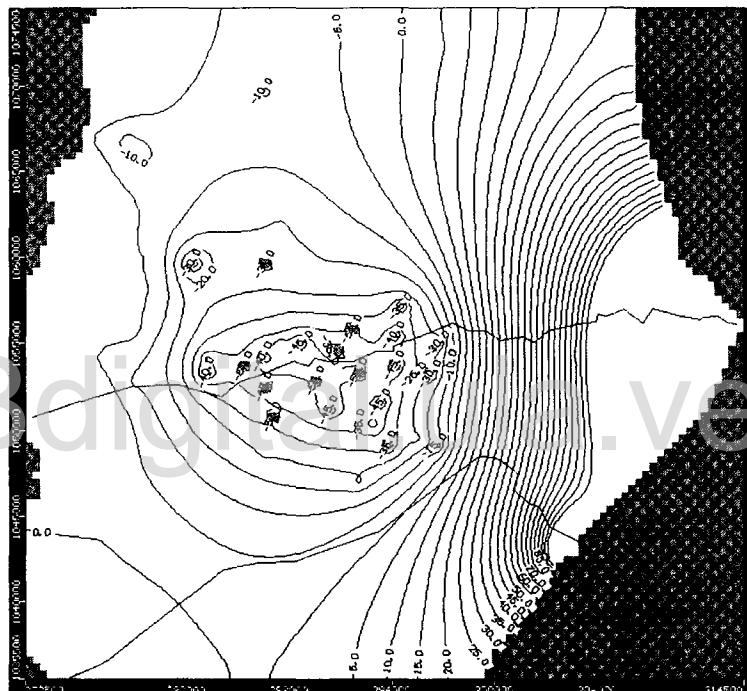


Figura 7.47. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 2, capa 4, para un tiempo de simulación de 4 años ($T = 1460$ días)

Las líneas equipotenciales de la Figura 7.48 que corresponden a la capa 6, ratifican el fuerte abatimiento mencionado anteriormente y demuestran lo peligroso que sería el incremento sin control de la superficie bananera, ya que además muestra que en un tiempo más corto, primer período de simulación ($T = 2$ años), no solamente se secan dos (2) de los pozos que su implementación implica, sino que se secan completamente cuatro (4) de los que están en producción actualmente. La producción de los mismos se reduce a cero, ya que son pozos que fueron construidos, como la gran mayoría en esta zona de estudio, con un solo filtro, en este caso colocado a nivel de la capa 6, tal como se observa en la Figura 7.49

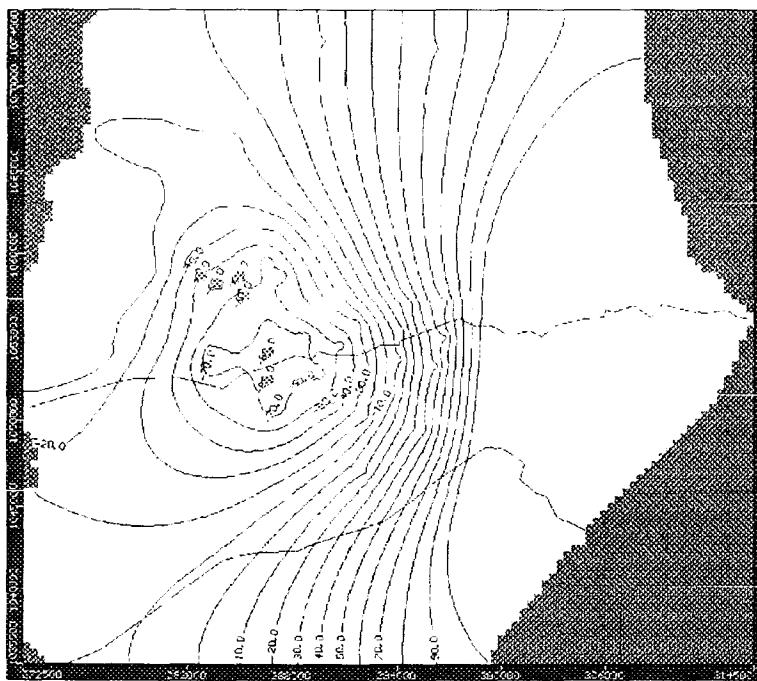


Figura 7.48. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 2, capa 6, para un tiempo de simulación de 2 años ($T = 730$ días)

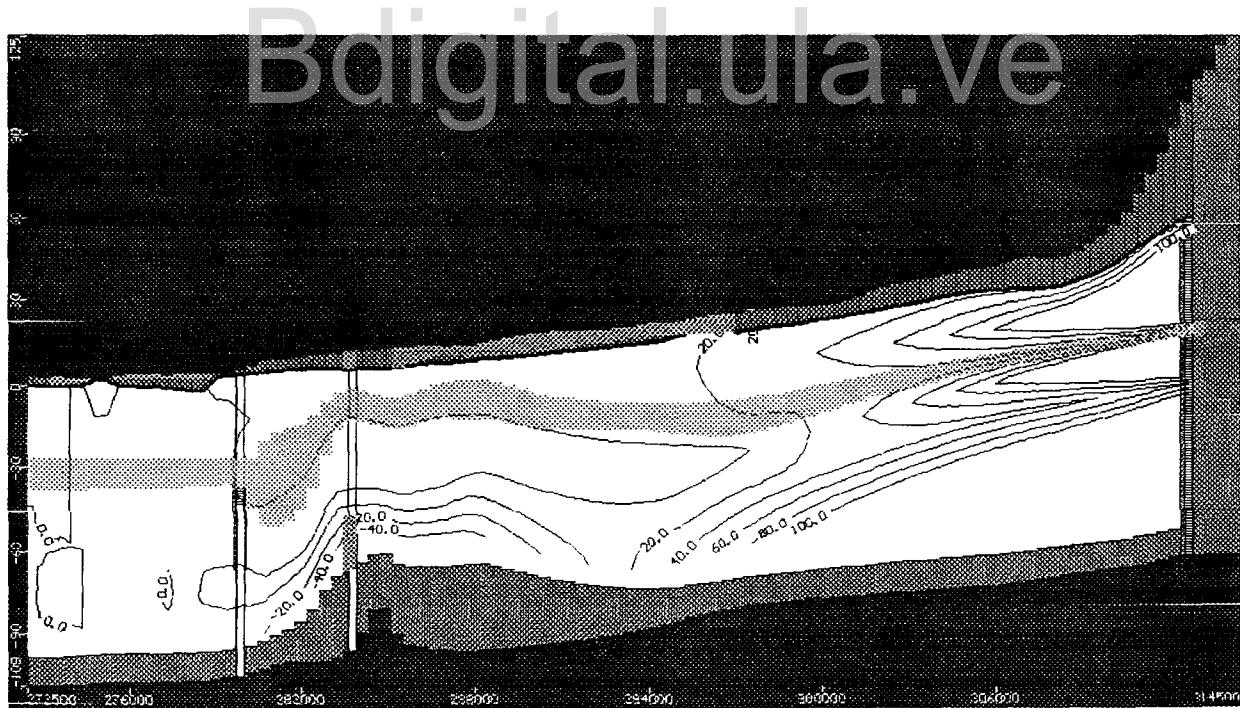


Figura 7.49. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 2, según el plano XZ, en la fila 39

7.7.4. Escenario 3

Este escenario pretende evaluar el comportamiento de los niveles del acuífero ante un hecho real como lo es el desarrollo petrolero que PDVSA implementa al noroeste del acuífero (sector Tomoporo) y el proyectado al noreste del mismo para producción de caña de azúcar para procesar en Central La Pastora. Según la extracción estimada para ambos, y hecha la simulación del mismo, las equipotenciales mostradas en la Figura 7.50, que corresponde a la capa 4 para el tercer período de simulación ($T = 2190$ días), confirman que el desarrollo petrolero produce abatimientos fuertes en el sector, ya que es una zona de alta extracción en la actualidad. También se destaca que el desarrollo azucarero a darse en 1000 ha, podría fracasar, ya que se secan seis (6) de los diez (10) pozos que se incluyeron en el modelo para analizar su efecto. El efecto combinado de ambos desarrollos produce el secado completo de uno de los pozos activos en la actualidad y que fue usado en la calibración del modelo, ubicado en la zona central del acuífero, tal como se observa en la mencionada Figura.

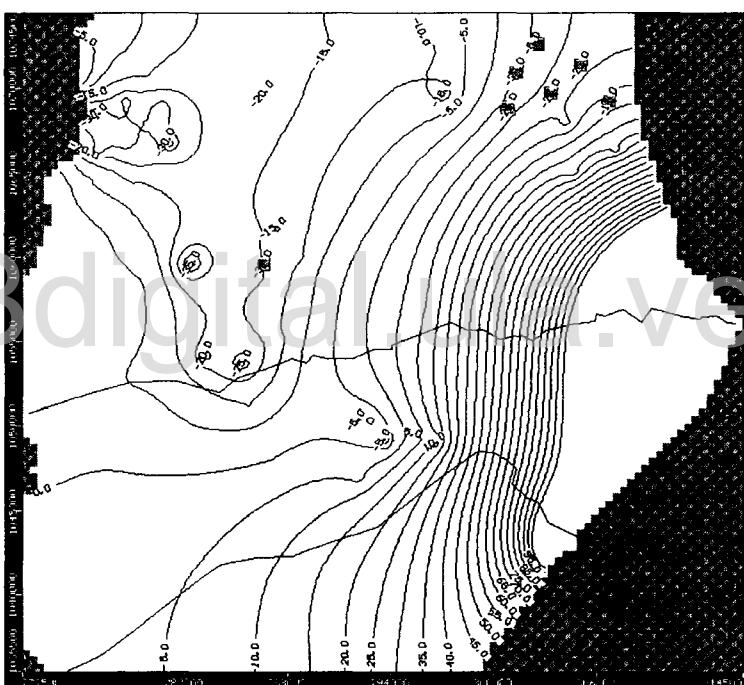


Figura 7.50. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 3, capa 4, para un tiempo de simulación de 6 años ($T = 2190$ días)

Un efecto similar al mencionado se produce a nivel de la capa 6, pero en un tiempo más corto ($T = 2$ años) que se puede observar en la Figura 7.51; en dicha capa se producen fuertes abatimientos de las líneas equipotenciales, no se secan pozos de los incluidos para representar el comportamiento del escenario, pero si sucede con tres (3) de los que en la actualidad están en producción, ubicados en la zona central del acuífero.

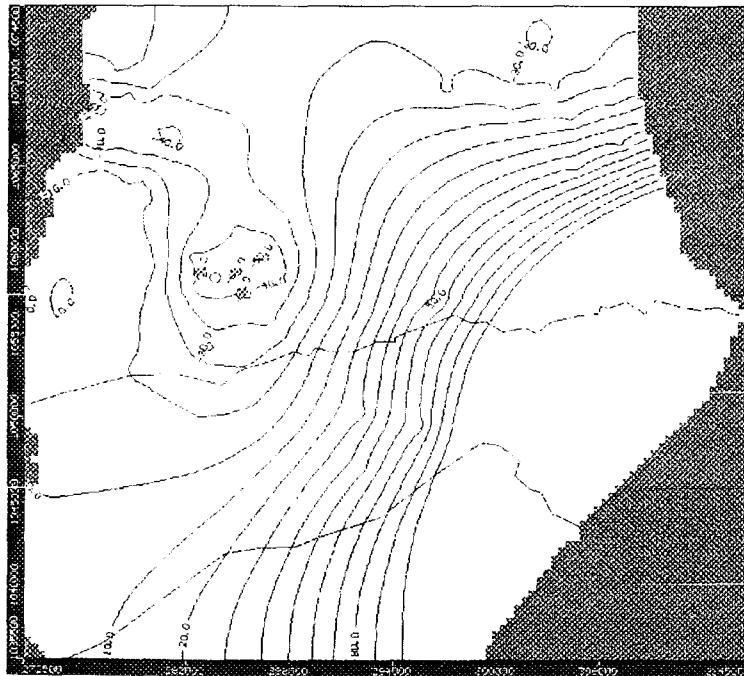


Figura 7.51. Vista en planta de las líneas equipotenciales y celdas secas del modelo, en el escenario 3, capa 6, para un tiempo de simulación de 2 años ($T = 730$ días)

Las Figuras 7.51 y 7.52 que representan secciones o cortes transversales del acuífero, hechos en la columna 30 y fila 38 del modelo, dan una mejor visión del efecto de secado mencionado para los tres (3) pozos, cuyo filtro se ubica a nivel de la capa 6, así como del comportamiento de las líneas equipotenciales en esta zona del acuífero.

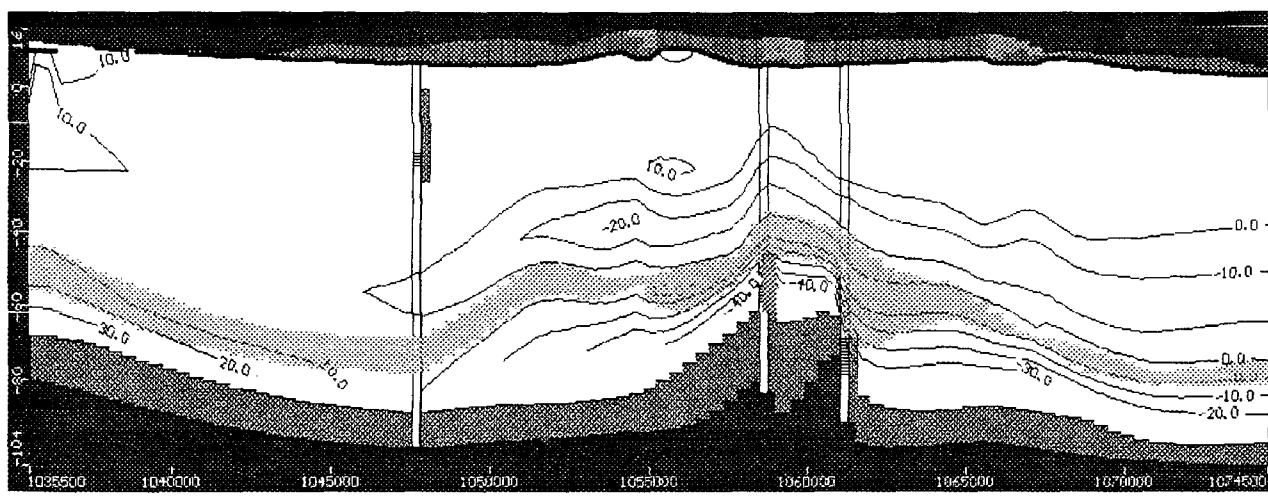


Figura 7.52. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozo seco, en una sección transversal del acuífero del escenario 3, según el plano YZ, en la columna 30

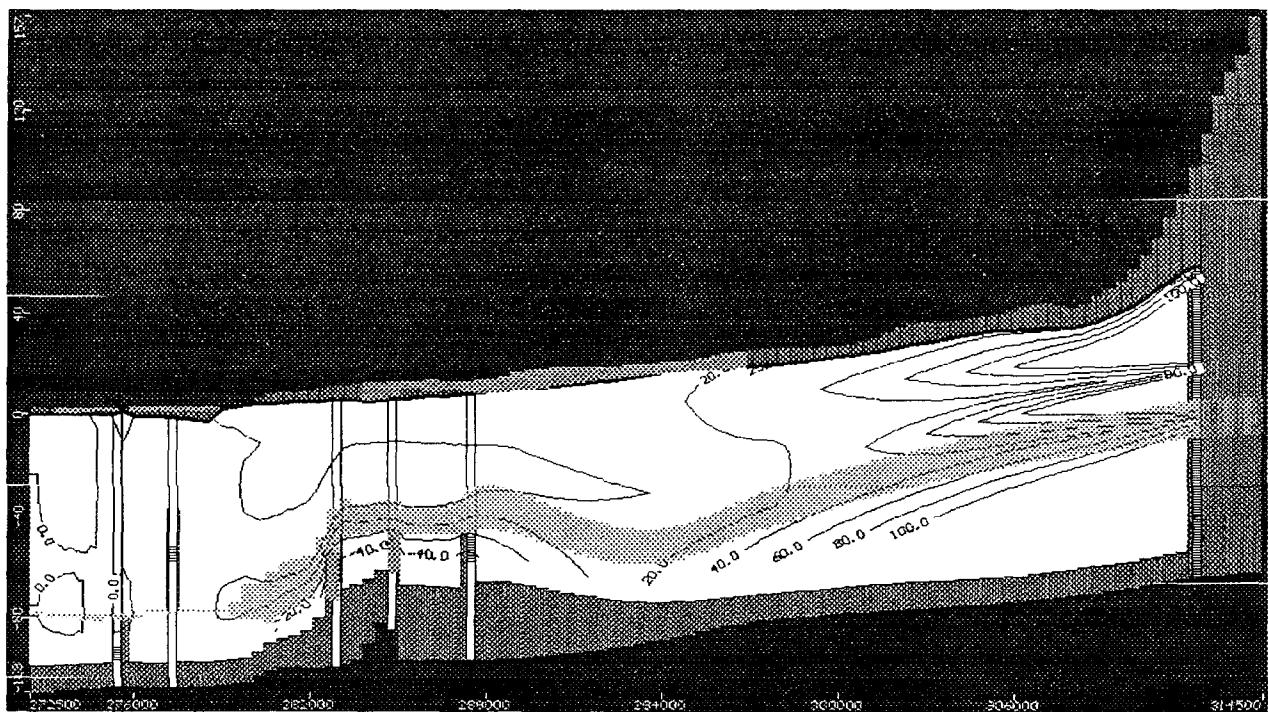


Figura 7.53. Vista de las líneas equipotenciales, mesa de agua y pozos secos, en una sección transversal del acuífero del escenario 3, según el plano XZ, en la fila 38

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. CONCLUSIONES

Los procedimientos empleados en el análisis geoestadístico, validados en el estudio de otros acuíferos, resultaron apropiados para realizar el análisis estructural de las diferentes variables estudiadas y el de su comportamiento espacial.

Existe consistencia en los valores obtenidos del procesamiento de las variables: superficie del terreno, capas, transmisividad, conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y niveles piezométricos, en las zonas del acuífero donde existe información básica, en cantidad y calidad, referente a topografía, litología, ubicación de filtros, caudales, abatimientos, niveles observados. Esto se evidenció en los mapas de la desviación del estimador obtenidos.

En algunas zonas cercanas al Lago de Maracaibo, la extracción es baja a pesar de los importantes espesores permeables existentes y la buena transmisividad del acuífero, esto se debe a las bajas pendientes y la textura del suelo que dificultan las labores culturales propias de los cultivos.

La precipitación no hace aportes significativos que puedan cuantificarse como importantes a la recarga del acuífero, en los sectores donde éste se comporta como libre.

El estudio de la recarga determinó que quien alimenta el acuífero es el flujo subterráneo efluente de la cuencas de los ríos Motatán y La Vichú, estimándose la misma en $286.171 \text{ m}^3/\text{d}$.

La recarga generada como flujo subterráneo efluente de la cuenca del río Motatán, a la entrada del embalse “Agua Viva”, determinada a través de la calibración del programa SIHIM, para un período de calibración de 16 años (1955-1970), con registros de 18 estaciones climatológicas medidoras de precipitación y 1 de evaporación, se determinó que es de $1.562,911 \text{ Mm}^3$, que equivale a $3,08 \text{ m}^3/\text{s}$, con una diferencia entre escorrentía observada y simulada del 0,22 % y un coeficiente de correlación lineal de 0,943. La simulación de la escorrentía se hizo para un período de 26 años (1971-1996), obteniéndose una recarga promedio de $3,31 \text{ m}^3/\text{s}$.

La comparación entre recarga estimada ($286.171 \text{ m}^3/\text{d}$) y la extracción en la planicie ($270.869 \text{ m}^3/\text{d}$), obtenida a partir del inventario realizado por SHT (1996), indica que se está llegando al punto de equilibrio entre recarga y descarga, alertando sobre peligros de sobreexplotación.

La herramienta SIHIM fue importante y quedó validado su uso para estimar la recarga de acuíferos, ya que el flujo subterráneo efluente estimado permitió la calibración del modelo en régimen permanente.

El volumen de reservas permanentes, que representa el volumen de agua libre almacenado en la capa acuífera que pudiese ser extraído, limitado en la base por el substrato impermeable y en el techo por la superficie piezométrica o freática, se obtuvo a partir del modelo hidrogeológico conceptual de acuífero, y se determinó su magnitud en $1,734741 \times 10^{10} \text{ m}^3$.

El programa KSMD, creado por Mora (2002), resultó útil para identificar las zonas del acuífero donde una capa se pierde o deja de ser continua en los cortes transversales, así como para ubicar en planta los sectores donde el acuífero es libre o confinado.

Durante la calibración del modelo en régimen permanente se demostró que los ríos Motatán y La Vichú tienen una contribución mínima a la recarga del acuífero.

Las metodologías empleadas en la determinación de la permeabilidad y el almacenamiento específico, a pesar de ser lógicas y arrojar valores acordes para el tipo de matriz sólida que constituye el acuífero, no permitieron la calibración del modelo; lo cual se debe a que el Visual ModFlow no permite asignar su magnitud capa por capa permeable.

Los valores de permeabilidad y almacenamiento específico que permitieron calibrar el modelo, se corresponden con los valores promedio, que resultaron ser de $10,22 \text{ m/d}$ y $3,3 \times 10^{-5}$, respectivamente.

Los parámetros estadísticos definitivos de calibración del modelo hidrogeológico matemático del acuífero en estudio, para un tiempo de calibración de 1553 días, fueron: criterio de cambio de nivel para establecer la convergencia (HCLOSE) de -0,0023 m, media de los residuales entre niveles calculados y observados de 0,3482 m, error estándar de la estimación de 0,2862 m y error medio cuadrático normalizado (RMS) de 4,2194 %, valores que indican una buena calibración del modelo, ya que para HCLOSE y RMS se exigen valores menores o iguales a 0,01 m y 10 %, respectivamente.

El criterio de descarte utilizado en la selección de los pozos de observación que se usarían en el modelo para comparar los niveles calculados con los observados, el cual fue descartar aquellos pozos cuya separación sea superior al 25 % del alcance del variograma, resultó apropiado para seleccionar la cantidad de pozos de observación que mejor representaban el comportamiento de los niveles en la planicie.

Existe muy buena correlación entre los niveles generados por el modelo y los observados en campo, excepto en siete (7) pozos de observación, en los que los residuales son mayores a 2 m, destacando que estos se ubican en zonas del acuífero donde no existe información hidrogeológica medida en campo.

El proceso de simulación del comportamiento del acuífero bajo diferentes escenarios de explotación, reveló que el escenario que menos efectos perjudiciales produce a la sostenibilidad del acuífero, es el de mantener la situación de extracción actual. Sin embargo, en un lapso de dos (2) años, tres (3) de los pozos activos en la actualidad dejarían de serlos, ya que el abatimiento que producen seca las celdas de la capa 6, donde se ubican los filtros en los mismos.

El desarrollo petrolero, ya implementado en la zona noroeste del acuífero, produce un incremento de los abatimientos en ese sector. Sin embargo, el comportamiento de las líneas de flujo se mantiene en el sentido normal (este-oeste), sin peligro de intrusión de aguas salinas provenientes del Lago de Maracaibo.

Según el escenario 3, dentro de seis (6) años, 600 de las 1000 ha de caña de azúcar que pretenden desarrollarse para suplir de materia prima al Central “La Pastora” no podrían regarse completamente, ya que 6 de los pozos se secan a nivel de la capa 4 del acuífero.

Las posibilidades de incrementar la superficie de producción de banano usando aguas del acuífero resulta un escenario poco atractivo, motivado a que genera fuertes abatimientos de los niveles piezométricos que producen el secado de muchos pozos activos ubicados en la zona central del acuífero, ya que en ésta, por lo general, se construyen pozos con un solo filtro y, sumado a ello, ya existe el efecto de secado de pozos por el efecto de localización de gran cantidad de pozos de extracción.

Tomar $4\text{m}^3/\text{s}$ del acuífero con fines de riego en el sector “El Cenizo”, no resultó un escenario atractivo, ya que el descenso de las equipotenciales es muy elevado, produciéndose el agotamiento de las capas permeables en el sector.

Sea cual sea el escenario de explotación, según lo aquí simulado, en la zona centro occidental de la planicie, pozos activos comienzan a secarse en un lapso de dos (2) años, ésto puede deberse a un efecto de grupo, localizado en ese sector, producto de la gran cantidad de pozos activos con elevadas extracciones. Es un hecho local que no condena la vida útil del resto de la superficie que compone la planicie.

8.2. RECOMENDACIONES

Se debe actualizar el inventario en la planicie, en cuanto a pozos de extracción y observación, así como la confirmación de los caudales de extraídos, con el objeto de determinar posible sobreexplotación en el acuífero.

El ente gestor del recurso hídrico en la planicie, debe avocarse en lo inmediato a la consecución de los recursos necesarios para la reactivación de las mediciones periódicas de los niveles y parámetros de calidad de agua, las cuales se hicieron hasta la campaña: 07/99. Esto por la importancia que los mismos tienen en la planificación del desarrollo de tan importante polo de desarrollo del estado Trujillo.

Estudios futuros en el acuífero estudiado requieren de la generación de información litológica y de niveles, así como de la realización de pruebas de bombeo, en las zonas donde no existe este tipo de información básica, que es fundamental para elaborar un mejor modelo y tener conclusiones sobre el comportamiento del acuífero en las mismas.

Activar estaciones meteorológicas dentro de la planicie, que registren al menos precipitación y evaporación, ésto con el fin de mejorar la estimación de la recarga, ya que los registros de la estación Agua Viva, al realizar el balance hidrónico de la zona, no aportan valores de almacenamiento, situación poco real, ya que el acuífero es libre en un sector importante de la planicie y en la misma se dan dos picos de lluvia.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo ratifican lo concluido por Araujo y Rodríguez (2002), acerca de la necesidad de proponer una red de pozos de observación que permita el monitoreo de todo el acuífero, ya que existen zonas del mismo donde no se tiene ningún tipo de registro. Criterios como el de descarte utilizado en este estudio, en la selección de los pozos de observación, así como otros de tipo económico, podrían usarse en la determinación de la mejor red de observación que permita evaluar el comportamiento de los niveles en la planicie.

Realizar estudios futuros en el acuífero de la planicie aluvial del río Motatán, usando otra herramienta o software, cuya conceptualización numérica sea diferente a la que usa ModFlow (diferencias finitas), tal como la que usó Miyashiro (1996), en su trabajo de investigación efectuado en el Valle de Quibor, la cual se basaba en elementos finitos y en dicho estudio le permitió obtener buenos resultados, en cuanto a los parámetros hidrogeológicos del mencionado acuífero.

Realizar un proyecto de investigación que permita conocer o estudiar cómo fue la deposición de sedimentos en la planicie y su influencia en la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico de las diferentes capas que conforman el acuífero; es decir, determinar la relación entre los procesos geomorfológicos que dieron origen a la planicie y la porosidad, ya que la permeabilidad obtenida, para diferentes zonas de la planicie, a partir de la transmisividad y espesores (procedimiento lógico para hallarla) no permitió la calibración del modelo hidrogeológico del acuífero, a pesar de que los valores iniciales eran consistentes con los promedios de las partículas que conforman los estratos permeables del acuífero.

Continuar estudios que permitan determinar el efecto que sobre la recarga del acuífero tiene la presencia del embalse “Agua Viva”

En el futuro inmediato se debe normar la explotación del agua subterránea en la planicie aluvial del río Motatán, ya que todos los escenarios evaluados alertan acerca de una posible sobreexplotación del acuífero, lo que estaría afectando significativamente las reservas permanentes del mismo y con ello su sostenibilidad.

Usar este modelo calibrado para evaluar comportamientos futuros de los niveles de agua del acuífero; para ello es necesario que el ente del Estado, responsable de la gestión del recurso hídrico subterráneo, reactive a la brevedad la red de medición, incorporando nuevos pozos a la misma, en los sectores donde el presente estudio determinó que la información es escasa o nula

Escenarios de explotación como los aquí planteados, referidos a riego en el sector “El Cenizo” e incremento de la superficie de explotación del rubro banano, no deben ser descartables de un todo. Pueden ser posibles, pero si se dan en otras zonas donde el acuífero hasta ahora ha sido menos intervenido.

Bdigital.ulav

LITERATURA CITADA

- Araujo, L. y Rodríguez N. 2002. **Análisis espacial de la salinidad de las aguas subterráneas del acuífero ubicado en la planicie aluvial del río Motatán, estado Trujillo.** Tesis de pregrado. Departamento de Ingeniería. NURR-ULA, Trujillo, Venezuela.
- Bantón O. y Bangoy M. 1999. **Hydrogéologie.** Presses de l' Université du Québec/AUPELF. 460 pp.
- Buitrago J. y Rangel O. 1988. **Clasificación de tierras con fines agrícolas en la planicie aluvial del río Motatán.** Trujillo, Venezuela.
- Cabrera, V. 1980. **Estimación de agua subterránea y políticas de explotación para la cuenca alta y media del río Portuguesa.** Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela. 163 pp.
- Castany, G. 1975. **Prospección y explotación de las aguas subterráneas.** Ediciones Omega, S.A. Barcelona, España. 738 pp.
- Caura y Aata Inc.Inc. 1997. **Estudio de impacto ambiental.** Proyecto: Perforación exploratoria y producción temprana, bloque La Ceiba. Trujillo, Venezuela.
- CORPOANDES – ILPES. 1971. **Plan de desarrollo integral de la planicie aluvial del río Motatán.** Estado Trujillo, Venezuela.
- CORPOANDES – ECOSA. 1.975. **Estudio hidrológico y edafológico semidetallado planicie aluvial Cáus – Pocó.** Estado Trujillo, Venezuela.
- Custodio E. y Llamas M. 1976. **Hidrología subterránea.** Ediciones Omega. S.A. Casanova. Barcelona, España. 220 pp.
- Delhomme, J-P. 1978. **Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau.** Orléans. Bureau de Recherches Géologiques et Minières., BRGM. III(4): 341 – 375.
- Deutsch, C. y Journel, A. 1992. **Geostatistical software library and user's guide.** Oxford University Press, Inc. 340 pp.
- Duque C., Roberto A. 1991. **Modelo de simulación hidrológica para la estimación de la escorrentía a nivel mensual.** Serie: Hidroología (H6), CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela.
- EPA. 1991. **Geostatistical environmental assessment software (GEOEAS).** Versión 1.1.2. User`s Guide. Las Vegas., código 600/8-91/008.

- González-Otoya O., V. E. 1980. **Estimación y explotación del recurso hídrico subterráneo del distrito Torres del estado Lara**. Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela. 167 pp.
- GISA (Grupo de Investigación de Suelos y Aguas). 1997. **Informe técnico de aforamiento de pozos**. Proyecto 3D La Ceiba. GISA-NURR-ULA. Trujillo, Venezuela.
- Golden Sofware Inc. 2002. **Surfer 8**. Bajo el sistema Sistem Surface Mapping, Colorado, Estados Unidos.
- Guiguer, N. 1991. **Uso de microcomputadores en hidrogeología**. CEPAS. Sao Paulo, Brasil.
- Jégar H. 2000. **Fundamentos del G.I.S. y geoestadística aplicados a los recursos hídricos**. Curso Internacional Pre – Congreso. Santiago del Estero, Argentina.
- Journel, A. y Huijbregts, Ch. 1979. **Mining geostatistics**. London: Academic Press Inc. 600pp.
- Leotaud, I. y F. Moreno. 1980. **Clasificación de tierras con fines agrícolas, planicie aluvial Motatán–Cáus, estado Trujillo**. (Tesis de pregrado). Escuela de Geografía. Facultad de Ciencias Forestales. ULA. Mérida, Venezuela.
- Linares S. Miguel A. 2003. **Evaluación de la disponibilidad del recurso agua subterránea en el acuífero de la planicie aluvial del río Motatán**. Tesis de pregrado. Escuela de Ingeniería geológica. Facultad de Ingeniería, ULA. Mérida, Venezuela.
- Llanusa, H. et al. 1990. **Metodología para la calibración de modelos matemáticos de acuíferos subterráneos**. ISPJAE. La Habana, Cuba.
- MARNR 1978. **Mapa síntesis con fines de administración del ambiente**. Venezuela.
- _____. 1992. **Plan de uso y evaluación del embalse Agua Viva, estado Trujillo**. Serie de Informes Técnicos-DGI /IT/450. (Elaborado por CIDIAT). Mérida, Venezuela. 364 pp. + anexos.
- Martínez B. Fanny C. 2003. **Aplicación de indicadores de lógica difusa a la estimación de parámetros hidrogeológicos. Aplicación al acuífero de la planicie aluvial del río Motatán**. Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela. 157 pp.
- Matheron G. 1962. **Traité de Geostatistique Appliquée**. Tome 1 and 2, Memoires du Bureau De Recherches Géologiques et Minières, Technip. París, Francia.
- Miyashiro, V. 1996. **Evaluación estocástica de políticas de explotación del agua subterránea. Aplicación al acuífero del Valle de Quibor**. Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela.

MOP 1973. **Estudio preliminar de la problemática de inundaciones de las cuencas ubicadas entre los ríos Motatán y Chama.**

Mora, L. 1996. **Aplicación de métodos geoestadísticos para el análisis de parámetros de calidad de agua en acuíferos.** Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela.

Peña, O. 2003. **Aplicación de métodos geoestadísticos para la generación tridimensional de capas acuíferas. Aplicación al acuífero de la planicie aluvial del río Motatán.** Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela. 136 pp.

Rodríguez, R. 1986. **Simulación del comportamiento del acuífero de la cuenca baja del río Motatán, bajo diferentes políticas de explotación.** Tesis de M. Sc CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela.

Samper, F y Carrera J. 1990. **Geoestadística: aplicación a la hidrología subterránea.** Editorial CIMINI. Barcelona, España. 481 pp.

Samper, J. 1994. **Métodos estadísticos y geoestadísticos. Temas: actuales de la hidrología subterránea.** Bocanegra, E y Rapaccini – Editores. Universidad Nacional de Mar del Plata. La Plata. Argentina. 37 – 78 pp.

SHT – CGR Ingenieros. 1994. **Estudio agroclimático en la planicie aluvial Cáus – Pocó.** Trujillo – Venezuela.

Torres, D., G. A. 1993. **Evaluación de los recursos de agua subterránea en el Valle de Quibor, estado Lara.** Tesis de M. Sc. CIDIAT-ULA. Mérida, Venezuela. 282 pp.

Trautmann, J. 1970. **Resumen tomado del estudio hidrogeológico del delta del río Motatán.** Universidad del Zulia. Zulia, Venezuela. 4 pp.

Walsh, G. 1975. **Methods of optimization.** London. John Wiley and Sons. 200 pp.

Waterloo, Hydrogeologic Inc. 2002. **User's manual for Visual Modflow 3.0.** Waterloo, Ontario, Canadá. 315 pp.

ANEXOS

(Verlos en el formato electrónico)

Bdigital.ula.ve