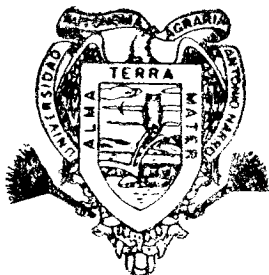


SIMULACION DEL ACUIFERO DE
CALERA, ZACATECAS

RAFAEL MAGALLANES QUINTANAR

T E S I S

PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
EN RIEGO Y DRENAJE



Universidad Autónoma Agraria
Antonio Narro

PROGRAMA DE GRADUADOS

Buenavista, Saltillo, Coah.

JUNIO DE 1992

Tesis elaborada bajo la supervisión del comité particular de asesoría y

aprobada como requisito parcial, para optar al grado de :

MAESTRO EN CIENCIAS, EN RIEGO Y DRENAJE

COMITE PARTICULAR

Asesor principal : *S. Muñoz*

M.Sc. Salvador Muñoz Castro

Asesor :

J. Cortés

M. C. Javier de Jesús Cortés Bracho

Asesor :

Luis

M. C. Luis Edmundo Ramírez Ramos

J. Brondo

Dr. José Manuel Fernández Brondo

Subdirector de Asuntos de Postgrado



BIBLIOTECA
OSIDIO G. REBONATO
U. A. A. C.
SALTILLO, COAH.

Buenavista, Saltillo, Coahuila, Junio, 1992.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por financiar mis estudios.

A la Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro, por su nobleza como institución forjadora de recursos humanos.

A la Universidad Autónoma de Zacatecas, por considerarme en su programa de formación de profesores.

Al M.Sc. Salvador Muñoz Castro, maestro investigador del departamento de Riego y Drenaje, por su asesoría constante y apoyo en la presente investigación.

Al M.C. Javier de Jesús Cortes Bracho y M.C. Luis Edmundo Ramirez Ramos, por su asesoría y sugerencias en el presente trabajo.

A todos los compañeros del Centro Universitario de Cómputo, en especial al M.C. Oscar Pérez Veyna, por brindarme un espacio de trabajo.

A mis compañeros de estudios Luis Humberto Maciel Pérez y Alejandro Rodríguez Guillén, por brindarme su amistad y conocimientos.

Al Personal de la dirección de Geohidrología de la Comisión Nacional del Agua en Zacatecas, por su asesoría, particularmente el Ing. Erasmo Rodríguez Arroyo.

DEDICATORIA

Con profundo amor y cariño a mi esposa :

Ma. del Carmen

A mis hijos :

Paco, Rafael, Ilich y Roberto

A mis padres :

Rafael y Ma. del Socorro

A mis hermanos :

Roberto, Ma. Guadalupe y Juan

COMPENDIO

Simulación del Acuífero de Calera, Zacatecas.

POR

RAFAEL MAGALLANES QUINTANAR

MAESTRIA

RIEGO Y DRENAJE

UNIVERSIDAD AUTONOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

BUENAVISTA, SALTILLO, COAHUILA, JUNIO, 1992.

M.Sc. Salvador Muñoz Castro - Asesor -

**Palabras Clave : Acuífero, Simulación, Agua Subterránea,
Geohidrología.**

El presente estudio muestra la simulación numérica del acuífero de Calera, Zacatecas, mediante el programa PLASM_CT, el cual está basado en el modelo de Prickett y Lonquist. Dicho programa fue modificado por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua y permite la simulación numérica de un acuífero, basado en un modelo de diferencias finitas.

Los resultados de la simulación muestran que el programa simula adecuadamente el comportamiento del acuífero pues calibró correctamente los períodos conocidos. Asimismo, se manifiesta que el incremento en la explotación del acuífero ocasiona abatimientos que obligan a hacer un uso más racional del recurso.

ABSTRACT

Simulation of the Calera aquifer in Zacatecas

BY

RAFAEL MAGALLANES QUINTANAR

MAESTRIA

RIEGO Y DRENAJE

UNIVERSIDAD AUTONOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

BUENAVISTA, SALTILLO, COAHUILA, JUNE, 1992.

M.Sc. Salvador Muñoz Castro - Advisor -

Key Words : Aquifer, Simulation, Ground Water

Geohydrology.

This work shows the numeric simulation of the Calera aquifer in the state of Zacatecas, by means of the PLASM_CT program, based on the Prickett & Lonquist model. The program was modified by the Instituto Mexicano de Tecnologia del Agua, and permits the numeric simulation of the aquifer response, based on a finit differences model.

The simulation results shows that the program simulates adequatly the aquifer behavoir for the periods of time for wich data is available and agrees with the piezometric values known. Thus it is shown that incremental usage of water in the aquifer make it critical that such exploitation must be based on rational management policies that ensure proper and efficient resource use.

INDICE DE CONTENIDO

INDICE DE FIGURAS	xi
INTRODUCCION	1
Hipótesis	2
REVISION DE LITERATURA	3
Los Modelos de Simulación y su Importancia	3
Enfoques para el Pronóstico de los Cambios en el Régimen de las Aguas Subterráneas	5
Pronóstico de los Cambios Mediante Métodos Hidrodinámicos ..	9
Métodos de Diferencias Finitas	9
MATERIALES Y METODOS	11
Localidad	11
Información Meteorológica	12
Geología	12
Fisiografía	12
Geomorfología	13
Estratigrafía	16
Sistema Triásico	16
Sistema Cretácico	16
Sistema Terciario	18
Sistema Cuaternario	19
Características Hidrogeológicas de las Formaciones	21
Información Geohidrológica	23
Piezometría	23
Coeficiente de Almacenamiento	23
Balance Volumétrico	24
Conductividad Hidráulica	24
Calibración para Flujo Permanente	26
Funcionamiento Conceptual	26
Plano de Funcionamiento	26
Definición de Fronteras	27
Asignación de Parámetros Geohidrológicos ..	27
Ejecución de PLASM_CT	31
Plano de Flujo Estable	31
Perspectiva de Flujo Estable	31
Consideraciones para la calibración	31
Simulación	32

RESULTADOS Y DISCUSION	33
Calibración en Flujo Estable	33
Calibración en Flujo No Estable	34
Calibración 1968	35
Calibración 1980	37
Calibración 1990	39
Simulación	41
Simulación 1994	42
Simulación 2000	44
Evolución de piezometría	46
Política de Operación	47
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	51
LITERATURA CITADA	53
APENDICES	54
APENDICE A METODO DE DIFERENCIAS FINITAS	55
Acuífero Confinado - Flujo Unidimensional ...	56
Ecuación Diferencial hacia adelante - Solución Explícita	59
Ecuación Diferencial Hacia Atrás-Solución Implícita ..	60
A p r o x i m a c i ó n d e Cranck-Nicholson	61
Acuífero Confinado y no Confinado - Flujo Bidimensional	63
Procedimiento Implícito de Dirección Alternante.Caso Bidi-mensional	63
Ecuación Diferencial Hacia A t r á s - C a s o Bidimensional	65
APENDICE B FIGURAS DE SIMULACION DE PIEZOMETRIA	73

INDICE DE FIGURAS

Figura 3.1	Localización de la zona de estudio.	11
3.2.	Temperatura y Precipitación Media de la Zona de Estudio.	12
3.3	Plano conceptual de funcionamiento del acuífero.	27
3.4	Basamento Calera.	28
3.5	Basamento Calera.	29
3.6	Conductividad Calera.	30
3.7	Conductividad Calera.	30
4.1	Flujo estable, Calera.	33
4.2	Flujo estable, Calera.	34
4.3	Piezometría observada 1968.	36
4.4	Calibración 1968.	36
4.5	Calibración 1968.	37
4.6	Piezometría observada, 1980.	38
4.7	Calibración 1980.	38
4.8	Calibración 1980.	39
4.9	Piezometría observada, 1990.	40
4.10	Calibración 1990.	40
4.11	Calibración 1990.	41
4.12	Simulación 1994.	43
4.13	Simulación 1994.	43
4.14	Simulación 2000.	45
4.15	Simulación 2000.	45
4.16	Evolución piezométrica 1994 - 2000.	46
4.17	Evolución piezométrica 1994-2000.	47
4.18	Simulación 2000, con reducción de extracción.	48
4.19	Evolución 1994-2000 con reducción de extracción.	49
4.20	Evolución 1994-2000 con reducción de extracción.	50

INTRODUCCION

En la década de los treinta, la presencia de lagunas y mantos freáticos superficiales, en la cuenca de Calera, Zacatecas, da pie al comienzo de la explotación del acuífero, en un principio mediante norias, y perforaciones esporádicas.

No es sino hasta la década de los cincuenta cuando inicia la explotación intensiva del acuífero, con la perforación de gran cantidad de aprovechamientos destinados fundamentalmente a la agricultura. En 1954 se construye la primera red de pozos de observación, integrada por 21 pozos. En 1966, se efectúa el primer inventario de aprovechamientos de agua subterránea por parte de la Dirección de Pequeña Irrigación de la Secretaría de Recursos Hidráulicos; y en 1968, se realiza el primer estudio geohidrológico preliminar de la cuenca de Calera, por parte de la misma dirección. Dicho estudio, arrojó como resultado los parámetros geohidrológicos de mayor importancia.

En 1977, se lleva a cabo la actualización del inventario de captaciones, por parte de la Residencia de Geohidrología y Zonas Áridas del estado de Zacatecas. En 1978, se realiza un estudio geohidrológico en la parte sur de la cuenca, por parte de la Dirección General de Construcción de Sistemas de Agua potable y Alcantarillado de la Secretaría de Asentamientos Humanos y Obras Públicas, en 1979-1980, la compañía Consultores S.A., efectúa la actualización del estudio geohidrológico, efectuando además sondeos geofísicos, análisis físico-químicos, pruebas de

bombeo, etc.

Actualmente la Comisión Nacional del Agua, realiza la actualización del inventario de aprovechamientos, así como pruebas con modelos matemáticos, a fin de establecer el comportamiento y evolución del acuífero.

Cabe mencionar, que los abatimientos en los niveles freáticos, son de alrededor de 1 a 1.5 m/año, y pese a decretar el área como zona de veda severa, aún se siguen perforando pozos para su aprovechamiento, tanto para la agricultura como para la industria, por lo que la situación se agrava día con día.

Lo anterior obligó a plantear el presente trabajo de investigación con los objetivos de : Analizar el comportamiento histórico del acuífero, definir la situación actual del mismo, y probar modelos de simulación en el acuífero para definir su comportamiento futuro bajo las siguientes :

Hipótesis

En el acuífero de Calera, existe desbalance entre la extracción y la recarga, lo que ocasiona abatimiento en los niveles piezométricos, y por lo tanto, existe un incremento en la entropía del sistema.

Es posible mediante la utilización de modelos de simulación apropiados y calibrados en forma adecuada, definir políticas de utilización para el acuífero, que resulten en una mayor eficiencia de uso y conservación del mismo.

REVISION DE LITERATURA

Los Modelos de Simulación y su Importancia

Dada la complejidad de las relaciones matemáticas que involucran el movimiento del agua subterránea, es que se han desarrollado procedimientos matemáticos que tratan de representar, aunque sea en forma aproximada dichas relaciones. A tales procedimientos, se les conoce como modelos, y han cobrado gran importancia dada la evolución de los métodos numéricos y el equipo de cómputo; dada la estrecha relación que existe entre los modelos y las computadoras, muchas veces se les denomina modelos de cómputo.

Los modelos son importantes, porque permiten conocer el comportamiento de un sistema al que se somete a estímulos externos, ya sean controlables o no, manifestándose su estado mediante variables que definen la situación del sistema en tiempo y espacio dados. Todo esto de manera analítica, pues en los sistemas de agua subterránea, es casi imposible hacer análisis en tiempo real.

A la prueba del modelo también se le conoce como simulación, para la que se requiere conocer fundamentalmente las condiciones iniciales y de frontera del sistema.

Los modelos pueden ser analíticos, matemáticos o analógicos, siendo cada vez mas utilizados los modelos matemáticos. Estos modelos, resuelven la ecuación diferencial que rige el movimiento del agua subterránea en forma aproximada, en una forma básicamente matricial a la que se puede llegar por

varios esquemas, entre los métodos más conocidos, están el Método de Diferencias Finitas el cual ha sido empleado exitosamente en la simulación de acuíferos; el Método del Elemento Finito, con un tratamiento matemático más riguroso, y que está cobrando gran auge; asimismo, existen soluciones numéricas aproximadas que parten también de la ecuación diferencial de flujo del agua subterránea y mediante algunas transformaciones y consideraciones, se llega a una solución que resuelve en forma aproximada a dicha ecuación diferencial.

De cualquier manera, la solución del sistema consiste en un balance de masa mediante la ley de Darcy y el principio de continuidad, o bien, mediante un tratamiento matemático de las ecuaciones diferenciales, sustituyendo las derivadas parciales por diferencias finitas aproximadas, obteniendo así un sistema de ecuaciones simultáneas susceptible de resolverse por cualquier método convencional.

En este sentido, cabe mencionar que los modelos de simulación, seguirán evolucionando, lo que permitirá conocer el comportamiento de sistemas no solo de agua subterránea, sino en diversos campos de la ciencia, lo que nos dará un mejor esquema del manejo eficiente de los recursos hidráulicos del país, propiciando el desarrollo de éste.

Enfoques para el Pronóstico de los Cambios en el Régimen de las Aguas Subterráneas.

Por régimen de las aguas subterráneas, entenderemos los cambios que se producen en un sistema de aguas subterráneas, ya sea elevaciones o descensos en los niveles de agua, cambios en la piezometría, o en otras variables de estado del sistema. Brown (1972), señala que el sistema de las aguas subterráneas, está influido por factores naturales y artificiales. La predicción de la influencia de los factores artificiales en el sistema, puede hacerse únicamente si los factores naturales del ambiente han sido previamente definidos. De esta manera, el proceso de pronóstico es complejo, incluyendo inicialmente la definición de como el sistema acuífero cambia bajo la influencia de los factores naturales, además de la influencia de los factores artificiales.

En este sentido, existen diferentes enfoques para abordar el pronóstico de los cambios en el sistema acuífero. Básicamente se tienen :

- a).- El método estadístico.
- b).- El método hidrodinámico.
- c).- El método del balance hídrico.
- d).- El método analógico.

Método Estadístico

Se señala que este método permite hacer predicciones en un sistema de aguas subterráneas, utilizando la técnica de regresión lineal múltiple, para pronosticar máximos y mínimos, así como media anual de niveles de agua subterránea.

El criterio principal para la selección de los puntos de observación a ser analizados es su representatividad tanto geológica como geográfica, y por supuesto, la predicción a corto plazo resultará mas confiable.

Si bien es cierto que la técnica de regresión lineal múltiple es utilizada en diversos problemas, la literatura no reporta su uso con ejemplos específicos relacionados con el agua subterránea. Más aún, el problema fundamental de la utilización de una técnica como la señalada involucra la definición de las variables tanto dependientes como independientes, y en el caso de los niveles de agua subterránea, estos dependen de una gran diversidad de factores, tales que no es factible representar tal dependencia con un modelo estadístico, que además tendrá un rango de validez limitado por los puntos en los cuales se tomó la información, por lo que en el presente trabajo no se abordará ésta técnica.

Método Hidrodinámico

La predicción de los niveles de agua subterránea utilizando ecuaciones hidrodinámicas, involucra una solución analítica por medio de ecuaciones diferenciales que describen el flujo del agua subterránea. Para hacer dicha predicción, es necesario conocer entre otras cosas : Distribución inicial de los

niveles de agua subterránea en el acuífero entendiendo por inicial, una fecha o período específico; Definición de las fronteras del sistema, ya sea naturales o artificiales. Asimismo, es necesario el conocer los parámetros geohidrológicos que caracterizan el acuífero, y los materiales que lo conforman, así como información climatológica.

Usualmente, se aplican técnicas de diferencias finitas para el caso de flujo bidimensional. Posteriormente, se describirá en detalle esta técnica.

Método del Balance Hídrico

Este método involucra la gran mayoría o todos los elementos del balance hídrico mediante la siguiente ecuación aplicable en áreas bajo riego :

$$\mu \Delta H + W_1 + W_2 = X + \frac{Y_n + \varphi_k + Y_b}{10A} + \frac{Q_1 - Q_2}{10A} + K_1 - Z$$

Donde:

μ = Es el rendimiento específico de la formación en mm mm^{-1}

Δh = Cambio en la elevación de la superficie en mm.

W_1 y W_2 = Son los incrementos en el almacenamiento de humedad en mm en la superficie del suelo y en la zona de aeración respectivamente.

X = Es la precipitación en mm.

Y_b = Es la cantidad de agua subterránea descargando en la superficie en la frontera del área del balance hidráulico, en m^3 .

Y_n = Es la cantidad de agua de riego que retorna, en m^3 .

ϕ_k = Es la cantidad de agua que llega a la superficie del acuífero por filtración de los canales, en m^3 .

K_1 = Es la cantidad de agua formada por condensación del vapor de agua en el suelo y en la superficie del terreno, en mm.

Z = Es la evaporación total de la superficie del terreno y la vegetación en mm.

A = Es el área de extensión del balance hídrico, en Ha.

Q_1 y Q_2 = Son el flujo de entrada y salida del acuífero no confinado, en m^3 .

El cambio en el nivel del agua subterránea (H) en un período de tiempo (t) es el valor desconocido. Este cambio de nivel es una media ponderada del área bajo riego, pero es difícil el contar con la información requerida por el modelo para lograr las predicciones deseadas, por lo que su aplicación no se reporta en la literatura.

Método Analógico.

Mediante una reordenación de las fórmulas del método del balance hídrico, permite determinar una media regional para el cambio del nivel freático mediante la fórmula :

$$\Delta H = \left(\frac{Q_1 - Q_2}{F} + w \right) \frac{\Delta t}{\mu}$$

A fin de aplicar este método, es necesario : (a) calcular la recarga de agua subterránea $w\Delta t$ para una área de riego rehabilitada a partir de datos obtenidos a lo largo de una línea de pozos; (b) llevar a cabo cálculos de balance de aguas subterráneas para sitios separados; (c) comparar el valor del flujo alterado $(\Delta Q / F)$ con el valor de la recarga w ; (d) recopilar mapas de la media anual de las descargas de agua subterránea para anchos de acuífero definidos, y comparar las isocargas mostrando esas descargas con un mapa de contornos de agua subterránea para subdividir el área de acuerdo a las condiciones del flujo de agua subterránea y la formación del balance.

Pronóstico de los Cambios Mediante Métodos Hidrodinámicos.

Métodos de Diferencias Finitas.

De los métodos hidrodinámicos, el de diferencias finitas ha sido el más amplia y exitosamente utilizado, en la simulación de sistemas de agua subterránea alrededor del mundo (Custodio y Llamas, 1983), (Mc Worthier and

Sunada, 1977), (Prickett and Lonquist, 1971), (Bear and Verruijt, 1987) así como en trabajos realizados en el país recientemente : (Rodarte, 1988), (Chávez, *et al.*1990), (Mejía, 1990), (Ramírez y Huerta, 1990).

Fundamentalmente, el método consiste en partir de la ecuación diferencial que gobierna el flujo del agua subterránea, y sustituir la derivadas parciales, por diferencias finitas aproximadas. Aunque existen diversos enfoques para llegar a la solución del problema, se presenta el desarrollo de los métodos en diferencias finitas, en el apéndice A, siguiendo a Mc Worther y Sunada *Op. cit.*

En particular, en el país, en base a la iniciativa de la Comisión Nacional del Agua (CNA) a través de la Gerencia de Aguas Subterráneas, y el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) a través de la Coordinación del Consultivo Técnico, han promovido una serie de Talleres Regionales de Acuíferos (Chávez G. y Martínez G. 1990), mediante los cuales se pretende la capacitación nacional del personal que interviene en la administración de los recursos geohidrológicos.

De dichos talleres, surgió la propuesta de modelar la mayoría de los acuíferos existentes en el país, mediante el programa PLASM_CT, el cual es una modificación del programa PLASMER4.

Dicho programa implementa la técnica de simulación mediante un modelo de diferencias finitas, y está basado en la versión original planteada por Prickett y Lonquist *Op. cit.*

Con fundamento en tal propuesta, el presente trabajo, utiliza dicho programa para simular las condiciones del acuífero de Calera Zacatecas.

MATERIALES Y METODOS

Localidad

El estudio se llevó a cabo en la cuenca hidrológica de Calera, Zacatecas, ubicada a 20 km al norte de la ciudad de Zacatecas. El sitio se ubica geográficamente entre los paralelos $22^{\circ} 20'$ y $23^{\circ} 40'$ latitud Norte, y los meridianos $102^{\circ} 30'$ y $103^{\circ} 00'$ de longitud oeste.

La extensión de la cuenca es de 1750 km^2 , el área considerada en este estudio consiste en una malla de 16×25 nodos, con celdas de 4000 m^2 arrojando un total de 1600 km^2 . La localización de la zona de estudio se presenta en la Figura 3.1.

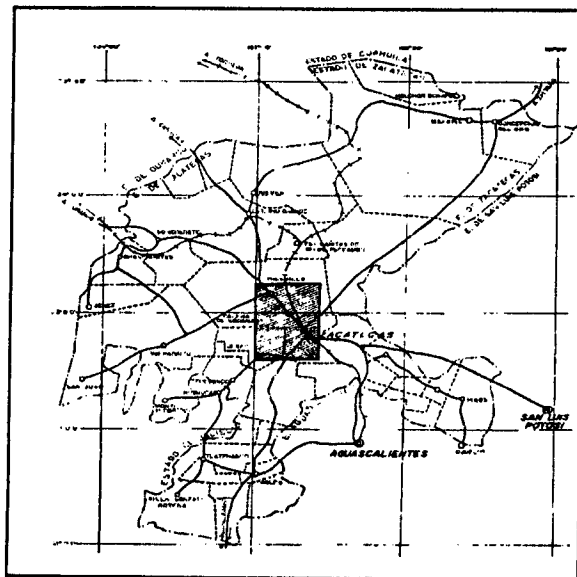


Figura 3.1 Localización de la zona de estudio.

Información Meteorológica

Se recabó información, correspondiente a las estaciones de Calera, Fresnillo y Zacatecas. El clima de la región es seco BS₁kw.

Los meses con mayor intensidad de lluvia son de Junio a Septiembre, y los de menor el período de Febrero a Abril. La precipitación media anual es 354 mm, fluctuando entre 300 y 400 mm. La temperatura media oscila entre 12 y 18 ° C. La Figura 3.2 muestra el comportamiento medio de la temperatura y la precipitación en la zona de estudio.

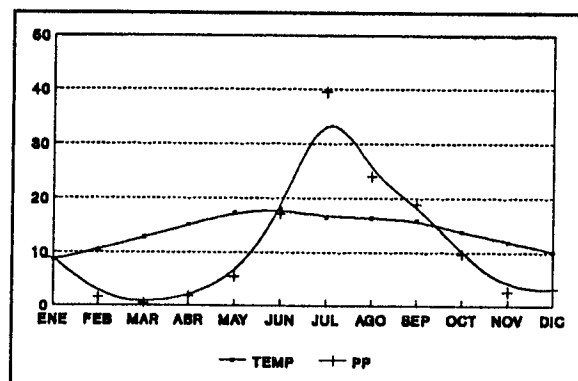


Figura 3.2. Temperatura y Precipitación Media de la Zona de Estudio.

Geología

Fisiografía

La zona de Calera, queda localizada dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental, cerca del límite con la meseta central.

Esta provincia se encuentra limitada al oriente por la Sierra Madre

Oriental y la Meseta Central, al poniente por la zona desértica de Sonora y por la llanura costera de Sinaloa, al norte por la Meseta Central que desaparece antes de llegar al límite con los Estados Unidos y al sur se une a la zona montañosa de la costa sureste y a la zona de las fosas tectónicas, con las que no hay separación fisiográfica definida.

En general dicha provincia posee la característica principal de estar constituida por rocas eruptivas del mioceno, que cubren y sepultan a rocas intrusivas probablemente del Eoceno.

En la zona de estudio puede observarse que la mayor parte de las estructuras presentes, corresponden a derrames de origen riolítico que no solo cubren a cuerpos intrusivos sino a algunos cuerpos sedimentarios del Mesozoico.

Geomorfología

El área de estudio corresponde a una cuenca rellena por sedimentos aluviales provenientes de las numerosas corrientes que bajan de las sierras que la limitan. Estas sierras constituyen los rasgos de segundo orden, los cuales han sido formados a partir de procesos internos como intrusión, vulcanismo, plegamiento y "afallamiento", lo cual ha dado origen a diferentes unidades geomorfológicas.

Hacia el este, la cuenca se encuentra limitada por la sierra de Zacatecas, la cual corresponde a una montaña compleja formada por rocas ígneas intrusivas, metamórficas (Formación Zacatecas), y sedimentarias

(Formación Caracol), estando estas dos últimas bastante plegadas y fracturadas. Hacia la parte central, este complejo se encuentra afectado por una falla normal que corta de lado a lado la sierra. En general, esta unidad posee una forma alargada de unos 36 Km de longitud, 11 Km de ancho y una altura máxima de 2700 msnm. Se encuentra bisectada por un gran número de arroyos de cauces profundos y está desprovista de vegetación. Hacia el sur y oeste, los límites de la cuenca están constituidos por estructuras de tipo volcánico, formadas a partir de efusión de tobas de origen riolítico que cubrieron y sepultaron a unidades mesozoicas y posteriormente por la efusión de lava de la misma composición que se encuentran cubriendo en gran parte a las tobas.

Las tobas generalmente forman lomeríos de figuras suavizadas, drenadas por arroyos de cauces profundos. La pendiente de estos lomeríos disminuye conforme se acercan al valle, hasta quedar cubiertas por depósitos de aluvión.

Las riolitas constituyen dos tipos de estructuras y ambas se encuentran en la porción oeste: una corresponde a la zona de volcanes, conservando aún su estructura original y generalmente poseen una forma simétrica de flancos escarpados y alcanzan alturas de hasta 200 m con respecto a la planicie del valle.

La otra estructura la constituyen las mesetas de lava. Esta unidad se encuentra fracturada como producto de la contracción durante el enfriamiento; en general presentan una forma horizontal hacia la cima, inclinándose suavemente hacia el oeste, mientras su lado este, presenta un

escarpe que en ocasiones es vertical. Hacia el norte, la cuenca se encuentra limitada por una serie de lomeríos de rocas calcáreas y algunos basaltos.

Los lomeríos calcáreos se encuentran en la parte norte y noreste del área, principalmente en los alrededores del poblado de Plateros, donde presentan una forma suavizada; no es posible definir su estructura, ya que, además de encontrarse fuertemente plegadas y fracturadas, están cubiertas casi en su totalidad por suelos areno-limosos y en ocasiones por una capa de caliche. Los basaltos, presentan afloramientos aislados. Algunos lomeríos localizados son : El cerro del Pardillo al sureste de Laguna de Santa Ana, y el cerro del Xoconostle, ubicado al suroeste del poblado de Plateros. Se estima que son posteriores a las riolitas. En la parte central noroeste de la cuenca se encuentra una llanura aluvial rellena por sedimentos granulares constituidos por gravas, arenas, y limos generalmente mezclados, lo que hace variar la permeabilidad del acuífero.

Se puede señalar que los rasgos morfológicos presentes en el área de estudio, son consecuencia de una serie de procesos geológicos que se iniciaron con la afectación de unidades mesozoicas por la acción de un cuerpo intrusivo (Sierra de Zacatecas), seguido de una etapa de vulcanismo que formó el macizo montañoso del sur y del oeste, lo cual contribuye a la formación de la cuenca, en donde posteriormente se produjo el depósito de los sedimentos que forman la llanura aluvial con características de alta permeabilidad que definen el acuífero de Calera.

Estratigrafía

En el área de estudio se encuentran aflorando rocas que van desde el triásico superior hasta el reciente, las cuales están formadas por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Sistema Triásico.

Formación Zacatecas. Aflora principalmente en los alrededores de la ciudad de Zacatecas. Se encuentra constituida por filitas, esquistos y pizarras con capas que van de delgadas a laminares, de color verde oscuro, mostrando un intenso plegamiento y fracturamiento. Hacia el sureste, está parcialmente cubierta por derrames de origen riolítico. Al norte de Zacatecas, se encuentra en contacto con la formación Caracol. En general, ésta formación se encuentra intrusionada por un cuerpo de composición andesítica, mientras que en algunos lugares, como al este de Zacatecas, se encuentra cubierta por el conglomerado rojo.

Sistema Cretácico.

Calizas. Esta unidad aflora principalmente al norte del área de estudio, donde forma pequeños lomeríos. Se encuentra constituida por calizas de color gris oscuro con nódulos de pedernal negro, en capas de estratificación delgada a mediana, las cuales están plegadas y altamente fracturadas.

Aparentemente no muestran ninguna relación estructural, ya que, dan forma a lomeríos aislados a excepción de la loma situada al este de Plateros donde se encuentran parcialmente cubiertas por basaltos.

Debido a sus características esta unidad corresponde a la formación Cuesta del Cura, la cual pertenece a la parte baja del Cretácico superior.

Formación Caracol. En el área de estudio, esta formación está integrada por una alternancia de lutitas y areniscas de color verde, aflorando principalmente en la parte norte de la sierra de Zacatecas, cerca de la población Pozo de Gamboa. Al igual que la unidad anterior, se encuentra fuertemente plegada y fracturada.

En la porción central de la sierra de Zacatecas, se presenta un bloque afallado de esta unidad, lo que la pone en contacto con la formación Zacatecas, aunque esta situación no se manifiesta superficialmente ya que la falla se encuentra cubierta. El aspecto que presenta la arenisca es el de una roca compacta de grano medio, color pardo oscuro y verde olivo, con vetas de cuarzo perpendiculares a las capas, indicando que ha estado sujeta a una alteración de tipo hidrotermal.

De acuerdo a su posición estratigráfica y a algunos fósiles recolectados en otras localidades, esta formación ha sido asignada al cretácico superior (Coniciano-Santoniano).

Sistema Terciario.

Pórfido Andesítico. Esta unidad está constituida por un cuerpo intrusivo de composición intermedia que forma el núcleo de la sierra de Zacatecas.

La roca es de color verde oscuro, de textura porfirítica y presenta zonas mineralizadas de donde se extraen minerales como la plata, cobre, plomo y zinc.

Esta unidad constituye un cuerpo intrusivo tipo Lacolítico, que emplazó sobre rocas mesozoicas.

Conglomerado Rojo de Zacatecas. Aflora principalmente al este del área de estudio, así como al oriente de la ciudad de Zacatecas, contiene sedimentos de origen continental en los que predominan fragmentos de areniscas, pórfido andesítico, esquistos y calizas, empacados todos en una matriz arcillosa. La coloración que presenta es rojiza debido al óxido de fierro diseminado en el cementante.

En los sitios en que puede observarse la parte inferior del conglomerado, descansa en discordancia erosional sobre el pórfido andesítico, mientras que en su parte superior, se encuentra parcialmente cubierta por derrames de origen riolítico y por depósitos de aluvión.

Por analogía con unidades similares se considera que pertenece al Oligoceno.

Tobas Riolíticas. Se encuentra aflorando en la mayoría de los cerros que limitan la zona. Están constituidas principalmente por cenizas volcánicas y fragmentos angulosos de origen riolítico. Tienen un color que varía de crema claro a rosado. Aforan principalmente en las partes bajas de las sierras y se encuentra subyaciendo a los derrames riolíticos. Esta unidad ha sido asignada a la parte inferior del Mioceno.

Riolitas. Afloran principalmente en la porción oeste del área, ocupando las partes altas de las sierras a manera de mesetas limitadas por escarpes verticales. Presentan un color que varía de rosado a rojizo y una textura porfírica. Se encuentran intensamente fracturadas principalmente hacia la parte noroeste del área y descansan directamente sobre las tobas por lo que se han asignado al Mioceno superior.

Basaltos. Esta unidad forma lomeríos aislados principalmente al norte del área. En los afloramientos se observa un basalto de color que varía de negro a gris oscuro, de textura afanítica, cristales de olvino y con estructura amigdaloides. Posiblemente pertenezcan al Plioceno, aunque esto no es definitivo ya que no poseen ninguna relación estructural con las demás unidades.

Sistema Cuaternario.

Conglomerado. Aflora principalmente hacia la parte noroeste de la zona y al este de la sierra de Zacatecas, fuera del área de estudio. Se presenta como un

conglomerado oligítico, mal clasificado, constituido por gravas y guijarros subredondeados de riolitas, empacados en una matriz areno-arcillosa. Se localiza generalmente como afloramientos aislados, parcialmente cubiertos por depósitos de Aluvión.

Depósitos Residuales. Esta unidad aflora al sur del área, fuera de la zona de estudio. En campo, se aprecia que se encuentra constituida por gravas, arenas y arcillas formadas a partir del fracturamiento intenso por intemperismo, de rocas reolíticas.

Depósito de Pie de Monte. Dentro de esta unidad se consideraron a los depósitos de pie de monte y abanicos aluviales, ubicados en las laderas de las sierras.

Están constituidos por peñascos, gravas y en menor proporción por arenas limosas. En general son depósitos que presentan una distribución irregular y una mala clasificación. Poseen un alcance desde el cuaternario al reciente.

Depósito de Aluvión. Este material se encuentra aflorando en toda la llanura aluvial y constituye el acuífero de Calera. Está formado por una mezcla de gravas, arenas y limos, los cuales se encuentran medianamente consolidados. Presentan una mala clasificación.

Características Hidrogeológicas de las Formaciones.

En la zona de estudio, como se mencionó anteriormente se encuentran aflorando rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas que de acuerdo a su origen, formación y procesos que las han alterado, muestran diferentes características hidrogeológicas, es decir diferentes grados de porosidad y permeabilidad.

Considerando esto, han sido clasificadas y agrupadas en tres unidades geohidrológicas : Unidad de rocas permeables, unidad de rocas poco permeables y unidad de rocas impermeables.

La primera unidad agrupa a los materiales permeables como los depósitos de pie de monte.

Los depósitos de aluvión se encuentran aflorando en toda la parte central y noroeste de la cuenca delimitada por elevaciones topográficas. Abarca a los depósitos de cauce, a los depósitos de la llanura aluvial y a la cobertura de gravas y caliche del norte y noroeste. A su vez los depósitos de cauce, se encuentran constituidos por gravas y limos que afloran principalmente sobre los valles de inundación de los arroyos que drenan del sur y del oeste hacia el centro de la cuenca. Los depósitos aluviales abarcan todos los sedimentos que rellenan la cuenca.

En los cortes litológicos de algunos pozos, se observa que estos depósitos poseen una distribución vertical muy heterogénea. La cobertura de gravas y caliche, se presenta principalmente hacia la parte norte y noreste del área cerca de los lomeríos de calizas. Desde el punto de vista geohidrológico,

este conjunto de materiales constituyen el principal acuífero de donde se extrae prácticamente toda el agua que abastece la zona en sus diferentes necesidades.

Los depósitos de pie de monte afloran al sur del área de estudio y aunque presentan algunas características de permeabilidad su área es muy restringida por lo que su importancia geohidrológica es mínima.

La segunda unidad, agrupa a las unidades que se consideraron poco permeables entre las que se encuentra a las calizas, las tobas de origen riolítico, basaltos y los depósitos residuales. Las calizas afloran en la parte norte y noroeste del área, se muestran fuertemente fracturadas y plegadas, lo que hace imposible definir su estructura. En su mayor parte se encuentran cubiertas por una capa de suelo, se observaron algunas cavidades de disolución, lo cual aunado a que los escurrimientos hacia el valle son muy escasos, hace pensar que parte del agua se infiltra. La otra forma incluida dentro de esta unidad son las tobas de origen riolítico, constituidas por cenizas volcánicas y fragmentos angulosos de riolita que forman lomeríos arredondados y cambian sensiblemente de pendiente hacia el valle, donde se encuentran cubiertos por una importante cobertura de suelo. Se consideran con posibilidades acuíferas.

La unidad tres, abarca a todas las rocas impermeables. Dentro de ella se encuentran la formación Zacatecas, la formación Caracol, las andesitas, las riolitas y los conglomerados del terciario y del cuaternario.

En el caso de las formaciones Zacatecas y Caracol, que se encuentran formando la sierra de Zacatecas, presentan un alto contenido arcilloso, mientras que las andesitas un carácter rígido, no permitiendo la

infiltración de agua, la cual escurre hacia el valle ofreciendo poca retención en zonas que poseen una cobertura intemperizada.

Las riolitas y los basaltos, dadas las características que presenta la zona, son consideradas impermeables.

Información Geohidrológica.

Piezometría

La información a analizar corresponde a piezometría (H), recabada por personal de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Se cuenta con historia piezométrica a partir de 1954 y hasta 1988 inclusive. Los valores fueron observados mensualmente, en la red de pozos de observación de la cuenca, contándose al momento con información de aproximadamente 150 aprovechamientos.

Coeficiente de Almacenamiento.

Se han hecho estimaciones para la zona de estudio, por personal de CONAGUA, con valores aproximados de 0.13 a 0.20 para el coeficiente de almacenamiento (S).

Balance Volumétrico.

Se cuenta con balances volumétricos (V) aproximados para cada nodo, que indican el aporte o extracción promedio en el sitio en m/día.

Conductividad Hidráulica.

Se determinaron los valores de conductividad hidráulica (K), para la red de pozos de observación, en m/día.

La información geohidrológica se procesó con el programa PLASM_CT elaborado por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). El programa, está basado en el modelo de Prickett y Lonquist, y está diseñado para simular el comportamiento de un acuífero, basado en un esquema de diferencias finitas.

El programa PLASM_CT es un programa interactivo para la simulación de acuíferos, que requiere de la siguiente información básica para poder operar :

Tipo de acuífero: Puede ser libre o confinado, siendo para el caso que nos ocupa un acuífero de manto libre.

Número de líneas y columnas de la malla. Se superpone una malla de celdas cuadradas a la zona de estudio, la que servirá para proporcionar la información en cada nodo o celda; la malla que se integró para este acuífero es de 25 líneas por 16 columnas.

Carga inicial. Es el valor inicial piezométrico (m), en cada nodo, que servirá como punto de partida para la simulación.

Coefficiente de almacenamiento. Es el valor del volumen de agua liberada desde una columna de área unitaria y altura dada, por unidad reducida en la carga de presión, en m/día, y será un solo valor para todo el acuífero, por el supuesto de homogeneidad e isotropía.

Extracción neta. Es el volumen extraído en unidades m /día.

Filtración vertical. Es el volumen que se pierde por movimiento vertical, en unidades 1/día.

Carga en la capa de alimentación. Son los valores piezométricos a considerar, para el caso de acuíferos confinados.

Elevación en la capa confinante. Valores necesarios igual que en el caso anterior.

material del nodo i,j , en unidades m/día.

Elevación de la base del acuífero. Es la cota del nodo menos el espesor saturado del acuífero en ese punto en (m).

Calibración para Flujo Permanente.

Funcionamiento Conceptual.

Conceptualmente, los elementos que intervienen en el balance hidráulico del acuífero son : Entradas por concepto de precipitación o aportes subterráneos, es decir, recarga vertical y horizontal, así como retornos de riego; Salidas por concepto de evapotranspiración, bombeo y salida natural del acuífero.

Plano de Funcionamiento.

La Figura 3.3 muestra el plano de funcionamiento del acuífero de Calera, en el cual se indican dos tipos de nodos: nodos activos (con recarga vertical y horizontal), y nodos inactivos (impermeables), arrojando un total de 400 nodos. En el mismo plano, se aprecian las fronteras hidráulicas del sistema, y la frontera conceptual del modelo.

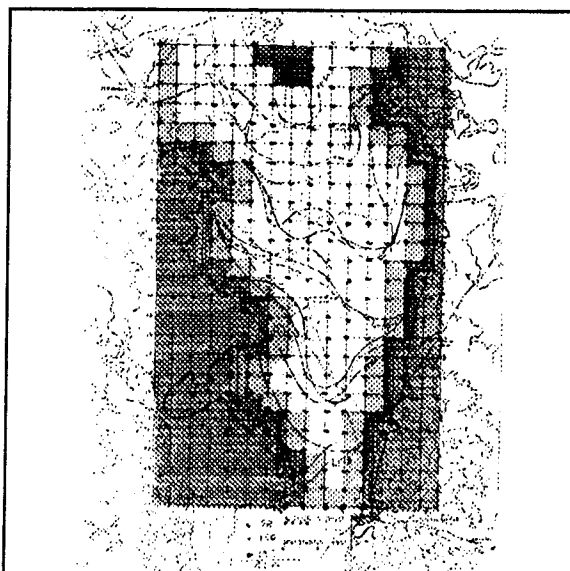


Figura 3.3 Plano conceptual de funcionamiento del acuífero.

Definición de Fronteras.

La definición de fronteras, se basa fundamentalmente en el tipo de material del acuífero, y las fronteras naturales de la cuenca. En el presente estudio, se consideraron : la frontera natural (colindancia con la sierra de Zacatecas), y la frontera de carga constante en la parte Norte del acuífero (colindancia con la laguna de Santana).

Asignación de Parámetros Geohidrológicos.

Con el objeto de realizar la calibración en flujo estable, se supuso para la mayoría de los nodos de la malla un valor de coeficiente de almacenamiento $S = 1 \times 10^{-15}$, es decir un valor cercano a cero. La excepción fueron los nodos

(6,1), (7,1), (8,1), (9,1), (7,2), (8,2), (9,2) y (8,3), a los cuales se les asignó el valor de $S = 1 \times 10^{15}$, por ser nodos con salida hidráulica, es decir, nodos ubicados en una frontera de carga constante.

El valor del balance volumétrico tomó cuatro valores, en función de la ubicación del nodo : 0.0 (nodo impermeable o inactivo), -0.00009 (nodo con recarga horizontal y vertical o nodo activo), -0.00017 (nodo con recarga vertical), y -0.00034 (nodo en frontera de carga constante).

Con respecto a la elevación del basamento se tomaron los valores reales del sitio, en msnm. El plano de basamento del sitio se encuentra en la Figuras 3.4, y 3.5, se presenta una vista en perspectiva de Sur a Norte de la misma variable.

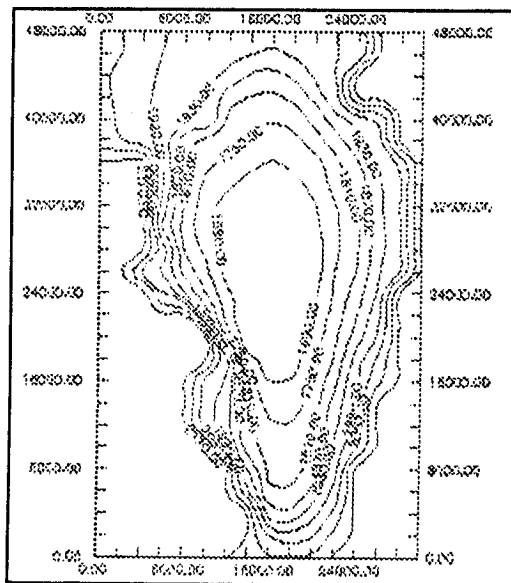


Figura 3.4 Basamento Calera.

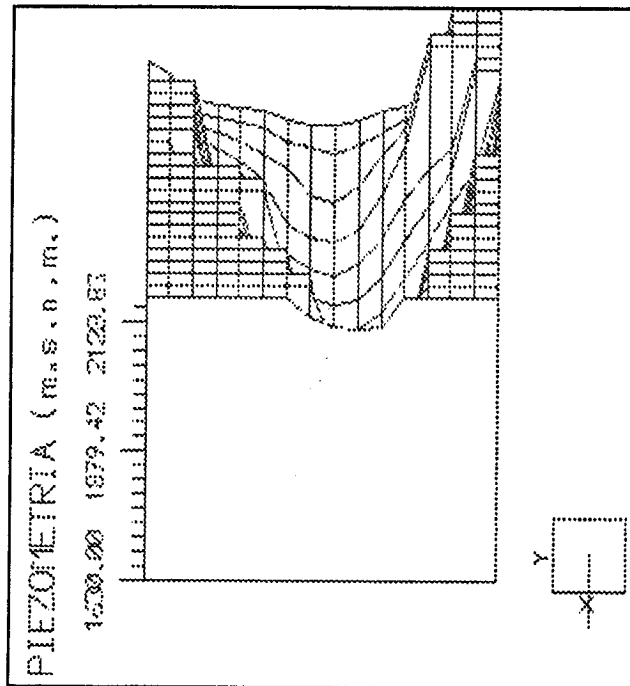


Figura 3.5 Basamento Calera.

Los valores de conductividad hidráulica asignados a cada nodo variaron en función del sitio y de la ubicación del nodo con respecto a la frontera, tomando valores diversos y siendo cero para los nodos impermeables. El plano de conductividades se presenta en la Figura 3.6 y la vista en perspectiva en la Figura 3.7.

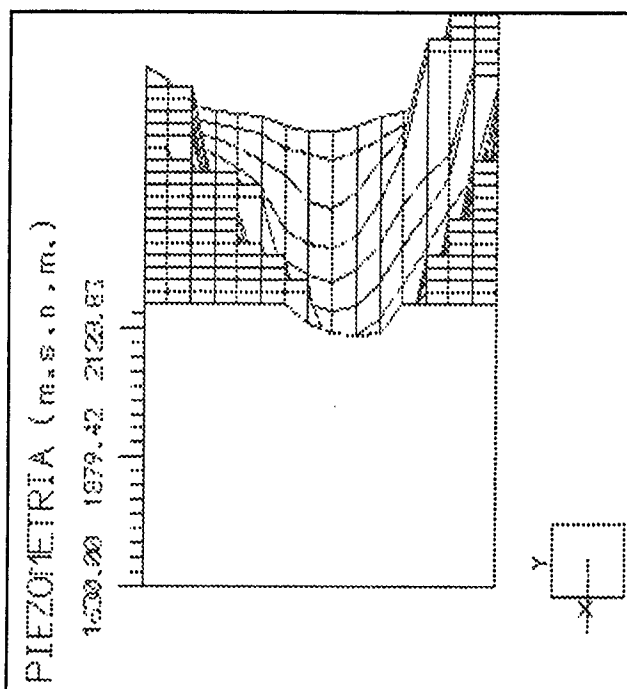


Figura 3.5 Basamento Calera.

Los valores de conductividad hidráulica asignados a cada nodo variaron en función del sitio y de la ubicación del nodo con respecto a la frontera, tomando valores diversos y siendo cero para los nodos impermeables. El plano de conductividades se presenta en la Figura 3.6 y la vista en perspectiva en la Figura 3.7.

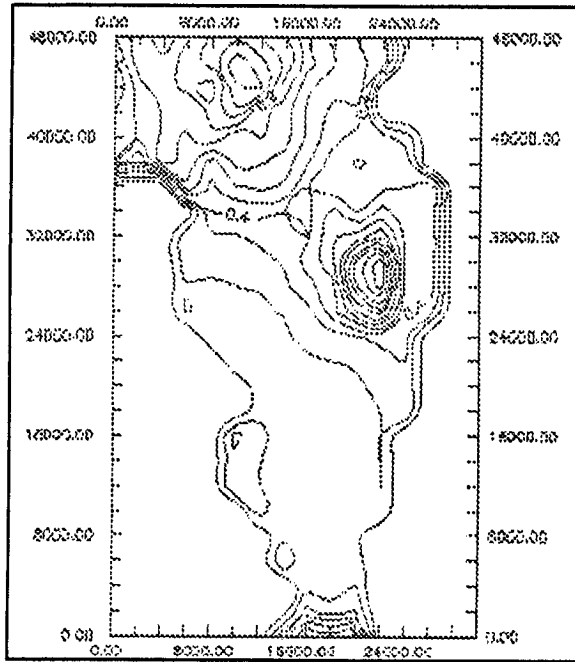


Figura 3.6 Conductividad Calera.

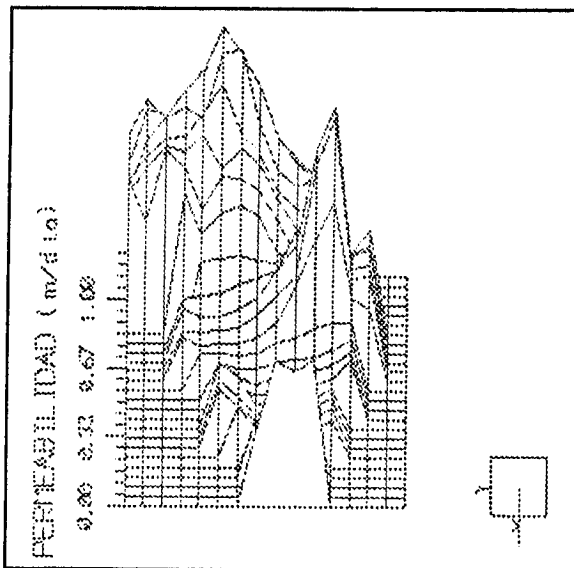


Figura 3.7 Conductividad Calera.

Ejecución de PLASM_CT.

Se utilizó una versión actualizada del programa PLASM_CT, con lo cual se obtuvieron condiciones iniciales, en una ejecución con intervalo de tiempo = 5000 días.

Plano de Flujo Estable.

Con los valores obtenidos para condiciones de flujo permanente, se elaboró un plano de flujo estable, para la variable piezometría.

Perspectiva de Flujo Estable.

Al igual que en el caso anterior, ésta se obtiene en función de los resultados que se obtengan para condiciones de flujo permanente.

Consideraciones para la calibración.

El poder arribar a condiciones de flujo estable, es posible solo si el programa procesa la información adecuada, y llega a una solución tal, que la variable tiempo de simulación no afecte los resultados finales. Para esto, es necesario conocer muy bien las condiciones de frontera, y los diferentes valores que puede tomar cada nodo para las variables involucradas, de tal manera que se pueda proceder a los cambios que sean pertinentes y que dichos cambios permitan mejorar el desempeño del programa, a fin de llegar a la solución

correcta.

Simulación

Una vez obtenidas las condiciones iniciales, se requiere calibrar el modelo para un período del cual se conozca el comportamiento de las variables a analizar, fundamentalmente de los niveles piezométricos, y extracción. Si el modelo responde de manera acorde a los datos históricos conocidos, se procede a la simulación del modelo ante diversas alternativas de manejo del sistema, y por lo tanto a una propuesta en términos de la política de operación del acuífero.

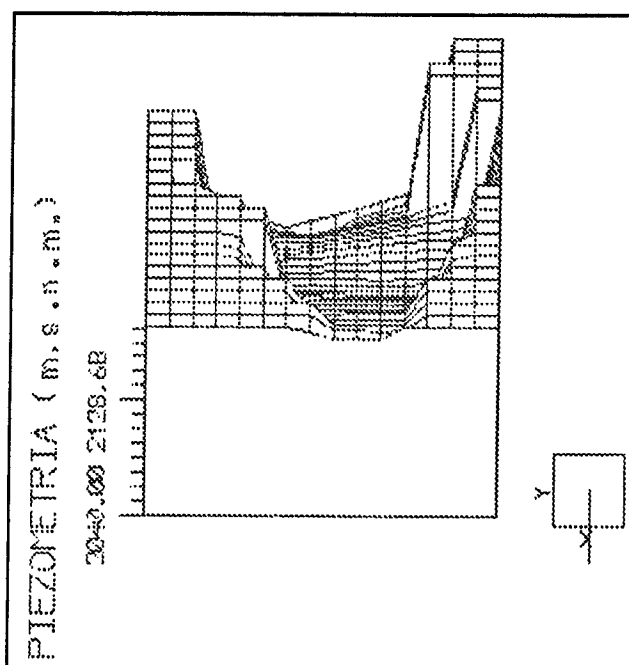


Figura 4.2 Flujo estable, Calera.

Las figuras obtenidas, muestran una dirección preferente de flujo de Sur a Norte de la cuenca, para desembocar en la laguna de Santana. Los niveles piezométricos varían de 2185 msnm en las porciones Este y Oeste de la cuenca, junto a la frontera geológica, para disminuir hasta los 2110 msnm en la parte central de la cuenca, y 2040 msnm en la desembocadura de la porción Norte.

Calibración en Flujo No Estable

Se obtuvieron calibraciones para los años 1968, 1980 y 1990, asumiendo que las condiciones de flujo estable representan el inicio de explotación del acuífero es decir, 1954.

Calibración 1968

Se calibró el año de 1968, partiendo de las condiciones de flujo permanente, obtenidas para 1954, añadiendo el balance hidráulico correspondiente al período, dicho balance, en m/día por nodo, incluye extracción y recarga. Los parámetros geohidrológicos tomaron los siguientes valores :

$S = 0.05$ para nodos con recarga horizontal y/o vertical.

$S = 1 \times 10^{15}$ para nodos en frontera de carga constante.

Asimismo, se asignaron valores de balance volumétrico diferentes para cada nodo, considerando extracción y recarga para el período en cuestión.

Los valores de conductividad hidráulica, fueron los asignados desde un principio a cada nodo.

Se corrió el modelo para un período de 5110 días (14 años) para llegar a las condiciones del año 1968.

Los resultados muestran que los niveles piezométricos varían de 2185 msnm en las porciones Este y Oeste de la cuenca, junto a la frontera geológica, para disminuir hasta los 2086 msnm en la parte central de la cuenca, y 2040 msnm en la desembocadura de la porción Norte.

La Figura 4.3 muestra los valores observados en campo para el año de 1968, y en la Figura 4.4, la calibración obtenida con el programa. Se puede apreciar la similitud de las figuras, por lo que se puede afirmar, que el modelo calibró adecuadamente este período. Asimismo, la Figura 4.5 presenta una visión en perspectiva de la misma variable.

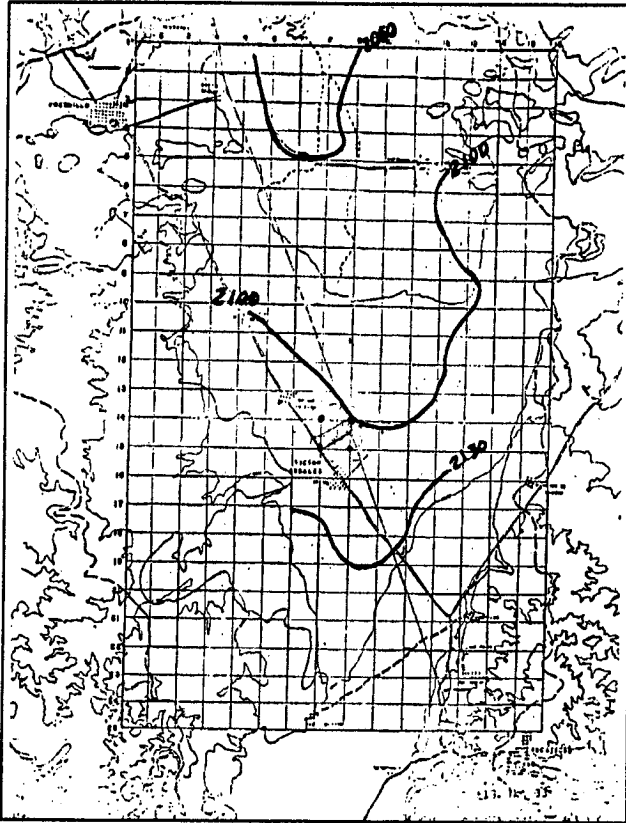


Figura 4.3 Piezometría observada 1968.

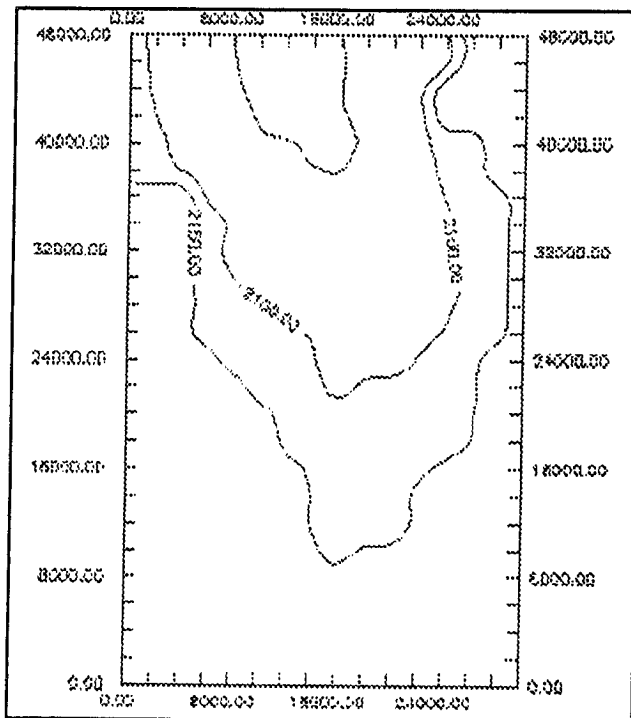


Figura 4.4 Calibración 1968.

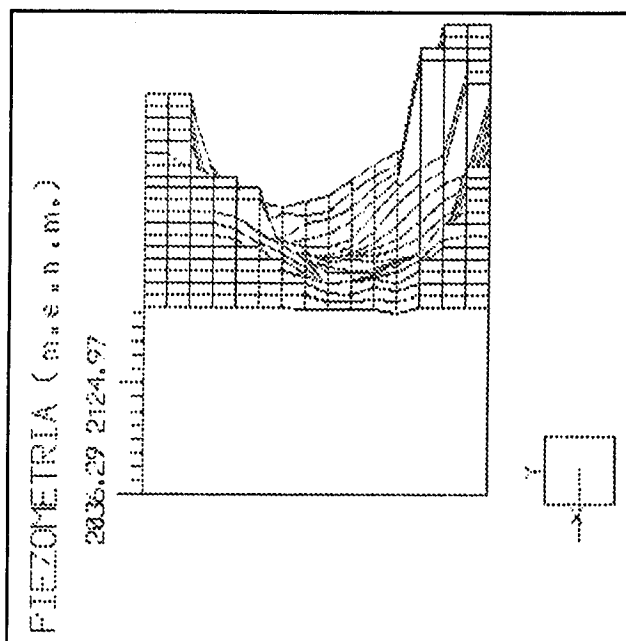


Figura 4.5 Calibración 1968.

Calibración 1980

Al igual que para el período anterior, se calibró el año de 1980, se partió de la calibración del año de 1968 añadiendo el balance hidráulico correspondiente al período, dicho balance, en m/día por nodo, incluye extracción y recarga. Los parámetros geohidrológicos, tomaron los mismos valores para el coeficiente de almacenamiento, y conductividad hidráulica, solo se modificaron los valores correspondientes al balance hidráulico de los nodos.

Se corrió el modelo para un período de 4380 días (12 años) para establecer las condiciones de 1980.

Los resultados muestran que los niveles piezométricos varían de 2185 msnm en las porciones Este y Oeste de la cuenca, junto a la frontera geológica, para disminuir hasta los 2072 msnm en la parte central de la cuenca, y

manteniéndose en 2040 msnm en la desembocadura de la porción Norte.

La Figura 4.6 muestra los valores observados en campo para el año de 1980, y en la Figura 4.7, la calibración obtenida con el programa.

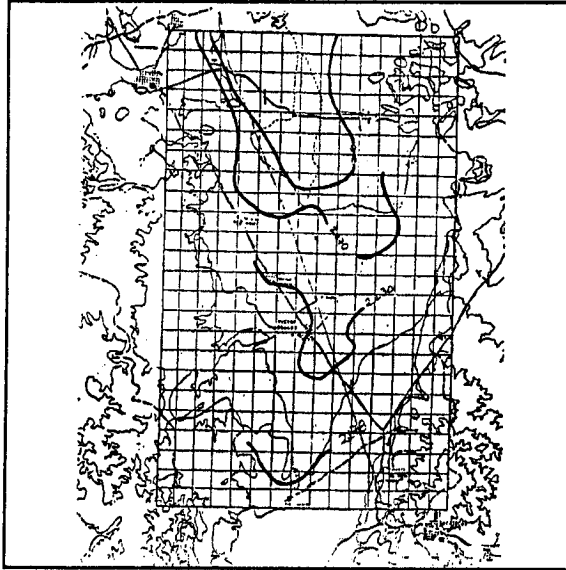


Figura 4.6 Piezometría observada, 1980.

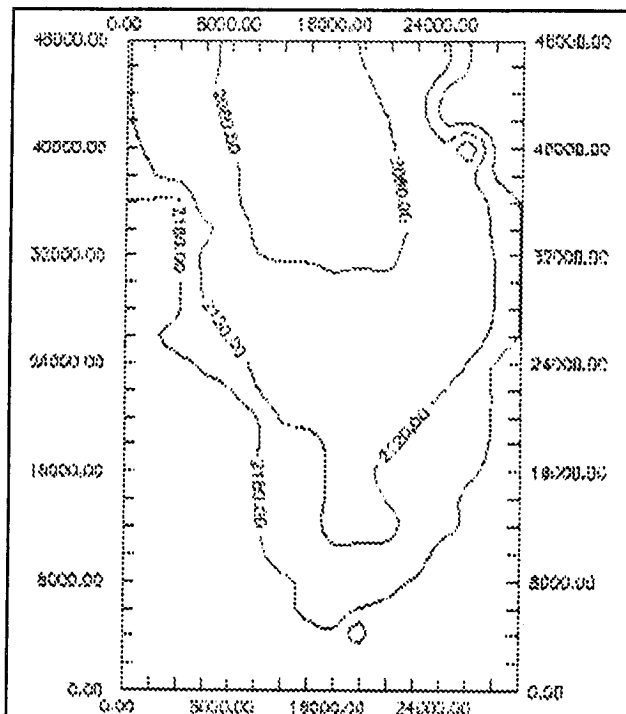


Figura 4.7 Calibración 1980.

Se puede apreciar la similitud de las figuras, por lo que se puede afirmar, que el modelo calibró adecuadamente este período. Asimismo, la Figura 4.8 presenta una visión en perspectiva de la misma variable.

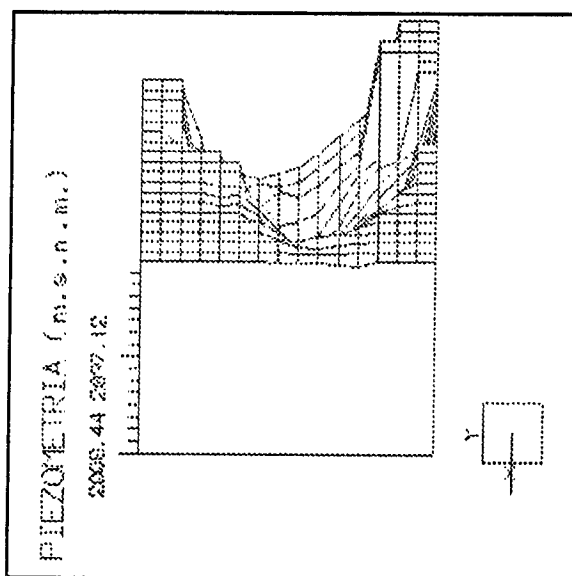


Figura 4.8 Calibración 1980.

Calibración 1990

En este período, se hizo la calibración, considerando un régimen de bombeo similar al del período de 1980, por lo que el balance hidráulico fue el mismo. Asimismo, los parámetros geohidrológicos, tomaron los mismos valores para el coeficiente de almacenamiento, y conductividad hidráulica.

También para este año, se corrió el modelo para un período de 3650 días (10 años) para poder calibrar 1990.

Los resultados muestran que los niveles piezométricos varían de 2185

msnm en las porciones Este y Oeste de la cuenca, junto a la frontera geológica, para disminuir hasta los 2058 msnm en la parte central de la cuenca, y manteniéndose en 2040 msnm en la desembocadura de la porción Norte. La Figura 4.9 muestra los valores observados en campo para el año de 1990, y en la Figura 4.10, la calibración obtenida con el programa.

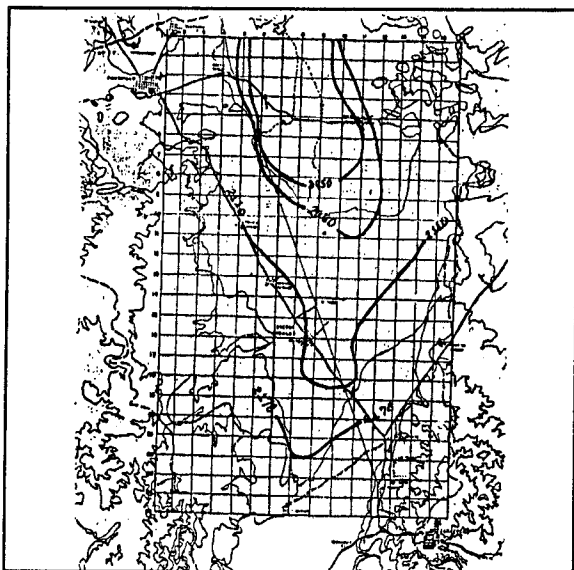


Figura 4.9 Piezometría observada, 1990.

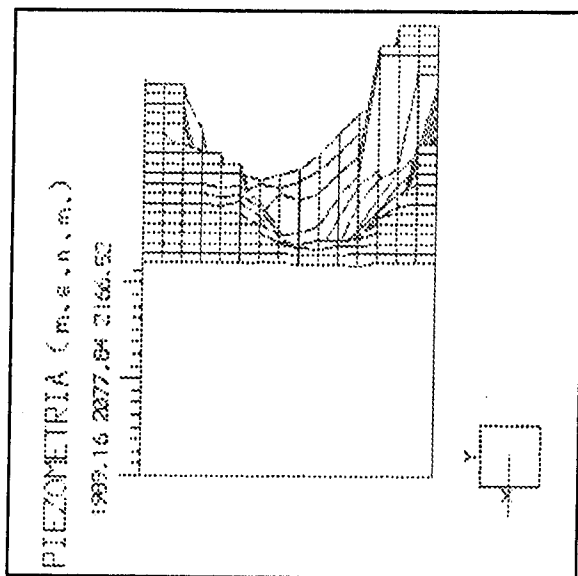


Figura 4.10 Calibración 1990.

Al igual que en los casos anteriores, la similitud de las figuras, permite afirmar, que el modelo calibró adecuadamente este período. La Figura 4.11 presenta una visión en perspectiva de la misma variable.

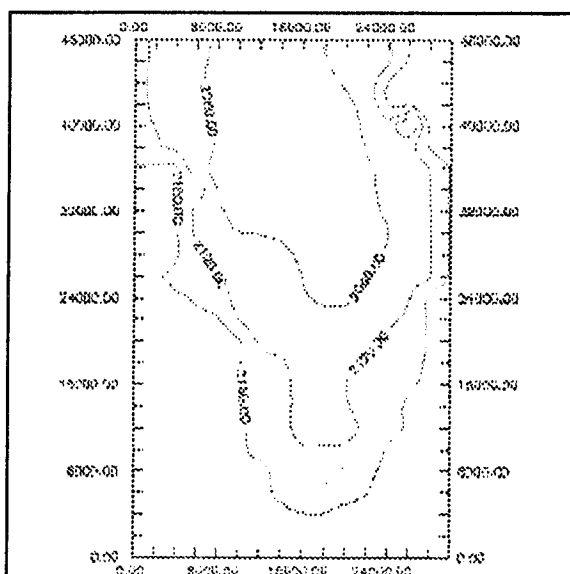


Figura 4.11 Calibración 1990.

Simulación

A partir del último período calibrado (1990), se comenzaron a simular las condiciones futuras del acuífero. En una primera etapa, se simularon las condiciones del año de 1994, manteniendo los mismos valores de los parámetros geohidrológicos y el balance hidráulico que para el año de 1990, la excepción fue el nodo (14,5), en el cual se tuvo que disminuir la extracción a fin de que el nodo no se secase y el modelo dejara de operar.

Simulación 1994

Con las condiciones planteadas en el punto anterior, se simuló el año de 1994, en el cual se obtuvieron los siguientes resultados:

Los niveles piezométricos varían de 2185 msnm en las porciones Este y Oeste de la cuenca, junto a la frontera geológica, se mantuvo el nivel de 2058 msnm en la parte central de la cuenca, y manteniéndose en 2040 msnm en la desembocadura de la porción Norte.

La Figura 4.12, presenta la simulación obtenida con el programa. Ya que no existen datos con los cuales comparar los resultados obtenidos, y considerando que la calibración en los períodos conocidos resultó acorde con los datos observados, se asumió que los datos de la simulación sí representan de manera confiable el fenómeno. Se puede apreciar en la Figura 4.12, que las curvas tienden a recorrerse al sur de la cuenca, lo que indica que se está presentando un abatimiento en los niveles piezométricos. Asimismo, la Figura 4.13 presenta una visión en perspectiva para el período simulado.

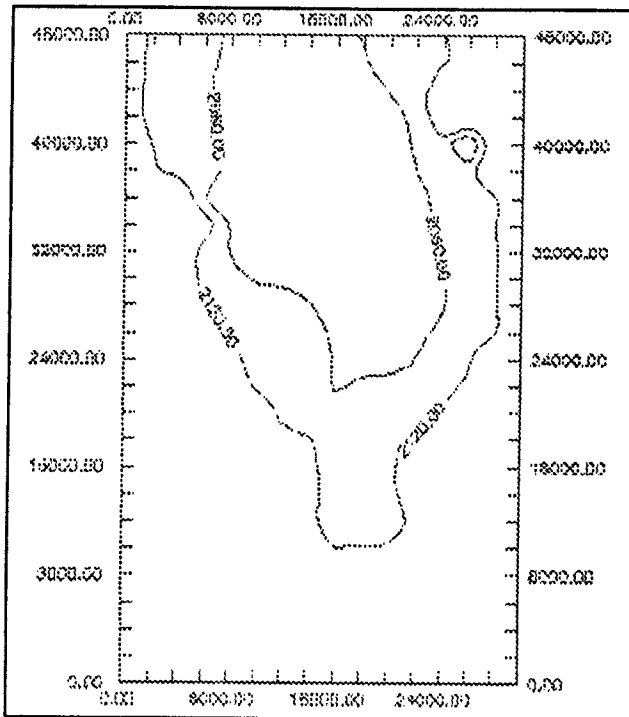


Figura 4.12 Simulación 1994.

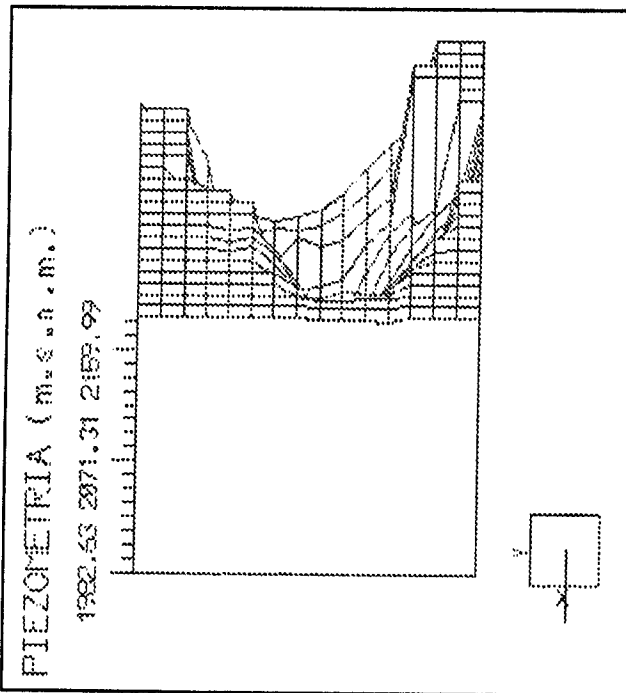


Figura 4.13 Simulación 1994.

Simulación 2000

Para simular este período, se considero que a partir del año de 1994, comenzará a operar una compañía cervecera, que extraerá un monto aproximado de 15 Mm^3 /año, por lo que los nodos involucrados (8,14), (8,15), (9,14) y (9,15), se modificaron con una cantidad de $2.56 \times 10^{-3} \text{ m/día}$ por nodo. Se corrió el modelo para 2190 días (6 años). Los resultados muestran lo siguiente :

Los niveles piezométricos varían de 2185 msnm en las porciones Este y Oeste de la cuenca, junto a la frontera geológica, se mantuvo el nivel de 2058 msnm en la parte central de la cuenca, y manteniéndose en 2040 msnm en la desembocadura de la porción Norte.

La Figura 4.14, presenta la simulación obtenida con el programa. Se puede apreciar en la figura, que la curva 2060 se ve alterada en el Oeste de la cuenca, evidenciando el efecto de la extracción provocada por el intenso bombeo de los pozos de la industria mencionada. La Figura 4.15 presenta una visión en perspectiva para el período simulado.

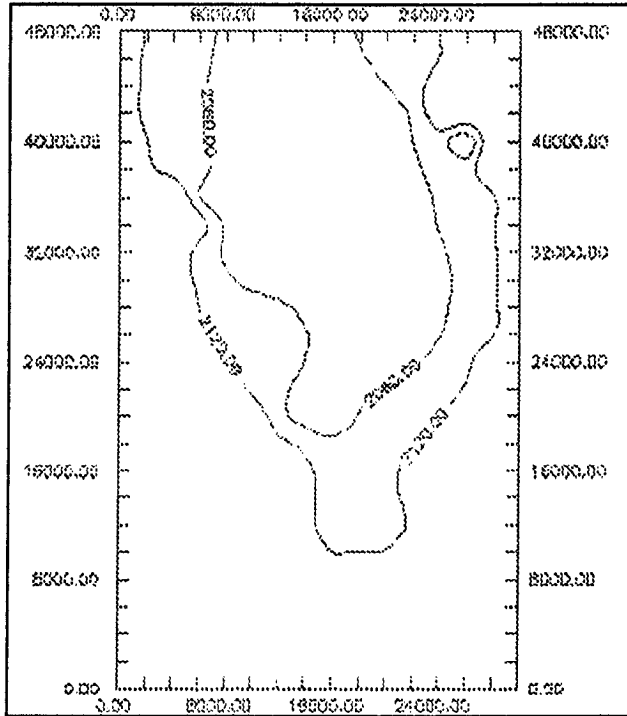


Figura 4.14 Simulación 2000.

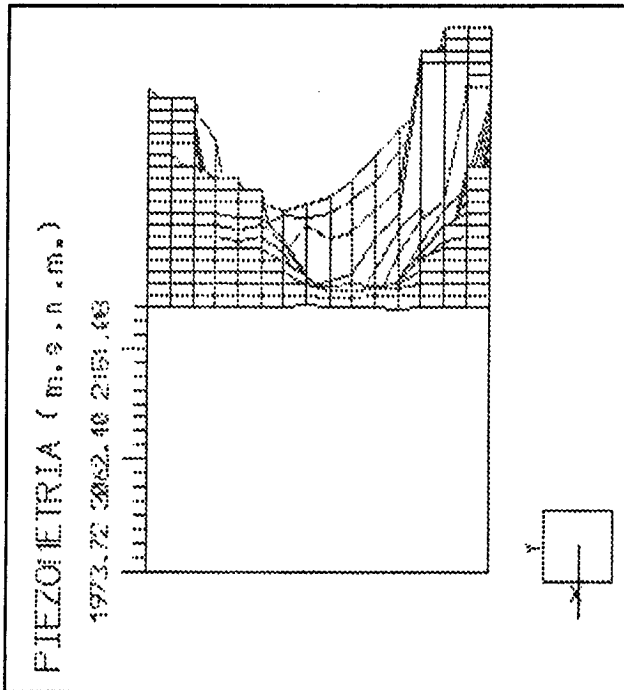


Figura 4.15 Simulación 2000.

Evolución de piezometría

Se efectuaron análisis de evolución de piezometría para los períodos 1954-1968, 1968-1980, 1980-1990, 1990-1994, 1994-2000; siendo este último el que evidencia un efecto notable de baja en los niveles piezométricos, provocado por el incremento en la extracción. La Figura 4.16 presenta el plano de evolución del nivel piezométrico para el período señalado; se observa claramente que las curvas concéntricas representan un cono de abatimiento.

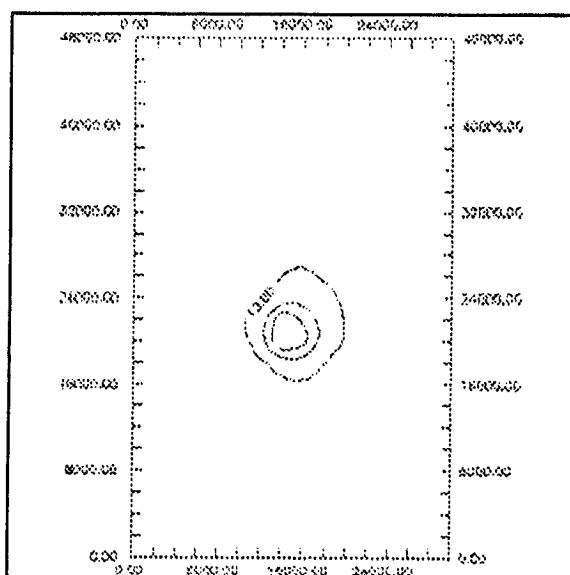


Figura 4.16 Evolución piezométrica 1994 - 2000.

La Figura 4.17 representa la superficie de evolución piezométrica para el período mencionado, en esta, se puede apreciar en forma tridimensional el cono de abatimiento generado por la intensa extracción.

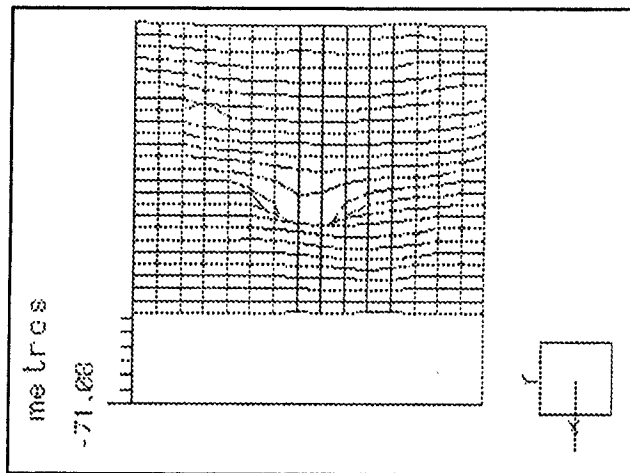


Figura 4.17 Evolución piezométrica 1994-2000.

Política de Operación

Con el esquema actual de extracción, es evidente que los niveles piezométricos, se ven abatidos en forma significativa, por lo que se requiere modificar dicho esquema de tal manera que los recursos hidráulicos se aprovechen lo mejor posible.

Con la anterior consideración, se propone reducir de manera gradual el bombeo en los aprovechamientos para uso agrícola, de tal manera que se alcance una reducción del 50 por ciento en el año 2000, es decir, una reducción anual del 10 por ciento a partir de 1992. De acuerdo a la presente propuesta, la simulación de la piezometría para el año 2000 se presenta en la Figura 4.18, y la evolución de la piezometría, con respecto a las condiciones de 1994, se presenta en la Figuras 4.19 y 4.20.

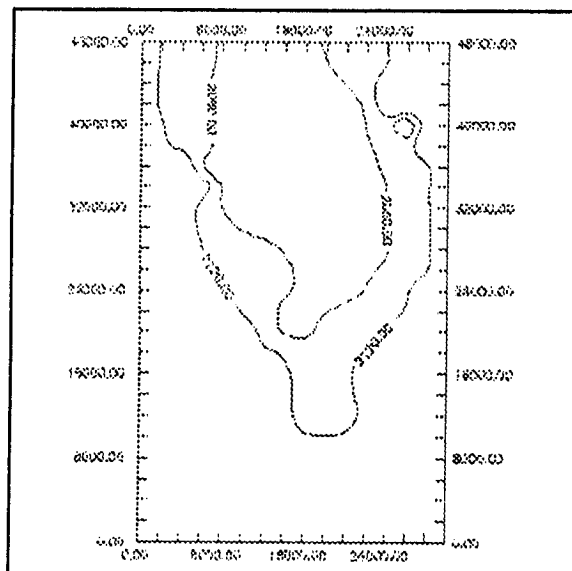


Figura 4.18 Simulación 2000, con reducción de extracción.

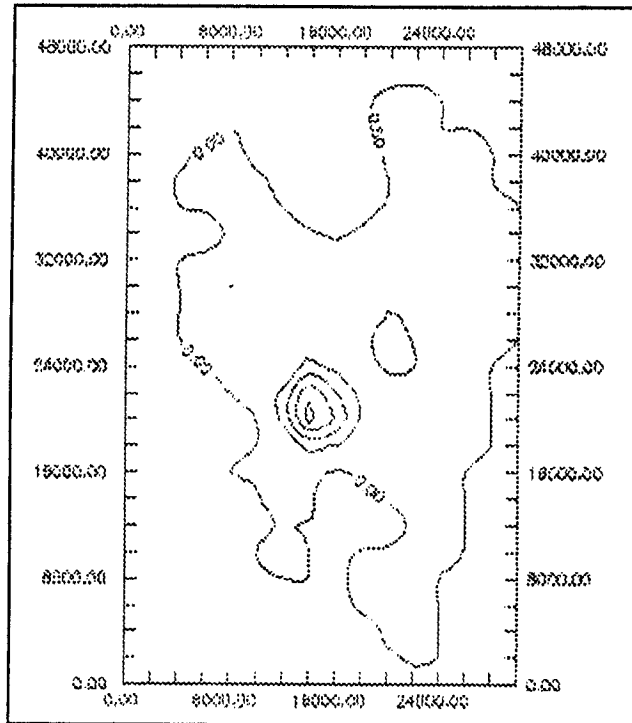


Figura 4.19 Evolución 1994-2000 con reducción de extracción.

Los resultados obtenidos, muestran que la reducción de la extracción, tiene un efecto que se aprecia comparando las superficies de evolución, ya que para las condiciones de explotación normales, el nivel más bajo es de -71.00 m, y para la superficie de evolución con reducción de extracción, el nivel menor es de -45.00 m.

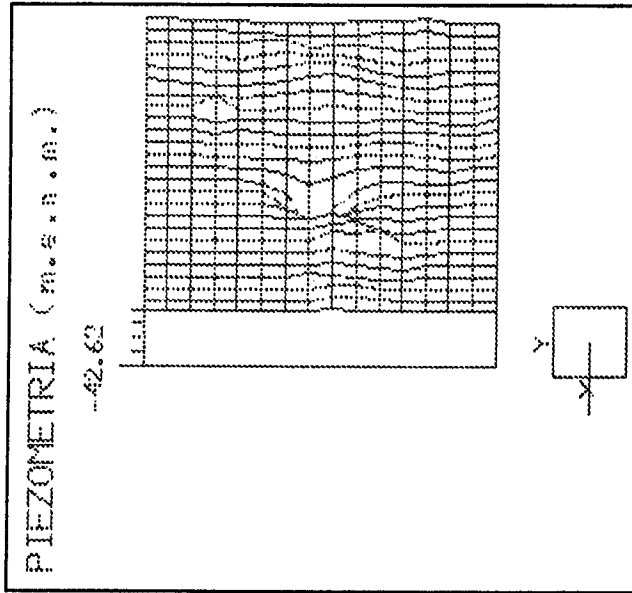


Figura 4.20 Evolución 1994-2000 con reducción de extracción.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- 1.- La distribución errática y lo escaso de las precipitaciones, tienen un efecto desfavorable en la recarga del acuífero de Calera, Zacatecas.
- 2.- La descarga del acuífero, se integra principalmente por las zonas de bombeo, y en menor medida por la frontera de carga constante de la zona norte de la cuenca.
- 3.- La calibración del modelo en los períodos conocidos, resultó acorde con la información existente.
- 4.- La simulación de la piezometría del acuífero, se considera confiable, dado que la calibración de los períodos conocidos, resultó exitosa.
- 5.- El esquema actual de explotación del acuífero, produce abatimientos, pero estos no resultan significativos hasta el año de 1994.
- 6.- A partir de 1994, el incremento de la extracción en el acuífero, ocasiona serios abatimientos que obligan a hacer un uso mas racional del recurso.

7.- Si se aplica una política gradual de reducción de gasto, se tienen abatimientos menores en los niveles piezométricos del acuífero, pero a costa de sacrificar paulatinamente el gasto extraído en todos los aprovechamientos.

8.- La instalación de industrias que requieran grandes cantidades de agua, resulta nociva para todo el acuífero, como se demostró con la simulación de un incremento en la explotación.

9.- Se recomienda simular otras alternativas de política de operación del acuífero acordes al entorno de la región.

10.- Se recomienda probar otros modelos de simulación, y comparar con los presentes resultados, para definir la bondad de los mismos.

LITERATURA CITADA

- Bear J. & Verruijt A. 1987, Modeling groundwater flow and pollution, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands. p. 414.
- Brown R.H., 1972, Ground water studies (An international guide for research and practice). UNESCO PARIS.
- Chávez A., Flores S., Moyabed N., García E., Ríos J., Hernández M., 1990, Construcción de un modelo digital de simulación de flujo del acuífero de Villa de Reyes, S.L.P., 11o Congreso nacional de hidráulica, tomo ii, tema 6, agua subterránea y manejo de cuencas. p. 79 - 85
- Chávez Guillen R. y Martínez Guerra R., Talleres Regionales de Acuíferos, 11o Congreso nacional de hidráulica, tomo ii, tema 6, agua subterránea y manejo de cuencas. p. 206 - 217.
- Custodio Emilio y Llamas Manuel Ramón, 1983, Hidrología Subterránea, Vol I y II, Ed. Omega.
- McWhorther D. B. and Sunada D. K., 1977, Ground-Water Hydrology and Hydraulics, Water-Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA. p. 240-255.
- Mejía V. R., 1990, Modelo de simulación numérica de flujo bidimensional del acuífero de San Quintín B.C., 11o Congreso nacional de hidráulica, tomo ii, tema 6, agua subterránea y manejo de cuencas. p. 119 - 130.
- Prickett, T.A. y Lonquist, C.G., 1971, Selected Digital Computer Techniques for Groundwater Resources Evaluation, Boletín 55, Illinois State Water Surv., Urbana.
- Ramírez H. J. y Huerta M. G. M., 1990, Simulación del campo de velocidades del acuífero del valle de Mexicali, en el área del volcán de Cerro Prieto, 11o Congreso nacional de hidráulica, tomo ii, tema 6, agua subterránea y manejo de cuencas. p. 182 - 193.
- Rodarte R. Leopoldo, 1988, Modelación numérica en microcomputadora de un acuífero confinado, Ingeniería Hidráulica en México, Mayo-Agosto, p. 18 - 31.

APENDICES

APENDICE A
METODO DE DIFERENCIAS FINITAS

Acuífero Confinado - Flujo Unidimensional.

Se presenta primeramente el caso de acuífero confinado, unidimensional, y subsecuentemente generalizado para el caso de acuífero confinado bidimensional. Los casos tridimensionales, aunque son muy importantes, no se consideran. Las ecuaciones diferenciales se desarrollan mediante las consideraciones de un balance de masas, y no mediante la expansión de las derivadas con la serie de Taylor. Aunque ambos métodos llegan a resultados idénticos, el enfoque del balance de masas enfatiza la aplicación de las ecuaciones de continuidad y de Darcy.

Considerese el flujo no estable, unidimensional, en un acuífero mostrado en la Figura A.1.

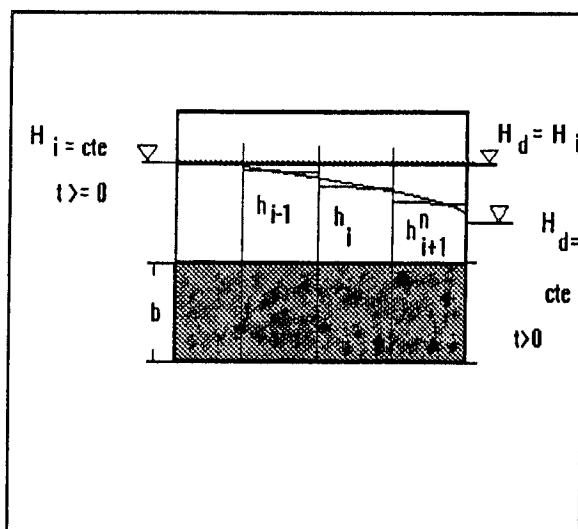


Figura A.1 Sección de flujo en un acuífero.

Ya que las líneas de flujo son paralelas e invariantes en tiempo, es conveniente analizar una unidad de ancho (ancho unitario) del acuífero ($\Delta x = 1$ unidad). La región de flujo está sobrepuesta mediante una malla del sistema mostrado en la Figura A.2.

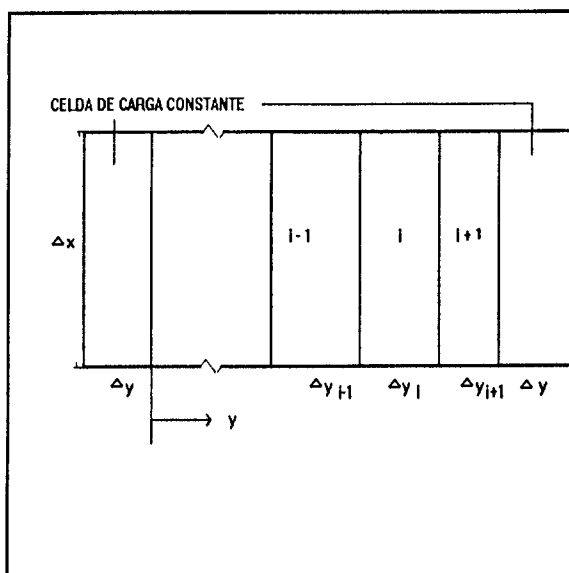


Figura A.2 Vista en planta de una malla de flujo en un acuífero.

Para cada celda, se necesita especificar los valores de conductividad hidráulica K_i , dimensión de la celda Δy_i , espesor del acuífero b_i , coeficiente de almacenamiento S_i , y los valores iniciales de carga h_i . El balance de masa para la celda (i) requiere que el flujo de entrada ($Q_{i-1 \rightarrow i}$) de la celda (i-1) a la celda (i) menos el flujo de salida ($Q_{i \rightarrow i+1}$) de la celda (i) a la celda (i+1), debe ser igual a la tasa de cambio en el almacenamiento ($\Delta V/\Delta t$) en la celda (i).

Para propósitos de discusión, se considera un acuífero homogéneo e isotrópico, de espesor constante, en el cual los valores de K , S , b y Δy se conocen. Esto es :

$$\begin{aligned}
 K_1 &= K_2 = \dots = K_L = K \\
 S_1 &= S_2 = \dots = S_L = S \\
 b_1 &= b_2 = \dots = b_L = b \\
 \Delta y_1 &= \Delta y_2 = \dots = \Delta y_L = \Delta y
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

donde el subíndice L se refiere al número total de celdas. Para éste caso, el flujo a partir de la celda (i-1) a la celda (i)

$$Q_{i-1 \rightarrow i} = -K A \frac{h_i^n + h_{i-1}^n}{\Delta y}
 \tag{2}$$

donde el subíndice i se refiere al número de celda (i) y el superíndice n se refiere al tiempo seleccionado.

Para obtener la ec. 2 se asumió que el gradiente produciendo flujo en el tiempo n , es la diferencia en la carga media entre dos celdas adyacentes, dividida entre la distancia del centro entre las celdas. En el límite, como Δy tiende a cero, esta aproximación será exacta. El área A, es producto de Δx y b, y ya que Δx se fija igual a la unidad, y b es constante, la ec. 2 da :

$$Q_{i-1 \rightarrow i} = -T \frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{\Delta y}
 \tag{3}$$

De igual manera, para el flujo de la celda (i) a la celda (i+1) es :

$$Q_{i \rightarrow i+1} = -T \frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{\Delta y}
 \tag{4}$$

La tasa de cambio en el almacenamiento de agua en la celda (i) para el intervalo de tiempo Δt es :

Por continuidad, la celda (i) es :

en la cual sustituyendo las ecs. 3, 4 y 5 resulta en :

Las derivadas espaciales están centradas al inicio del incremento de tiempo, y la única incógnita es $h_i^{t+\Delta t}$ la cual resulta de la derivada del tiempo. Hasta ahora, la ec. 9 puede ser resuelta explícitamente en cada celda para la carga en el nuevo nivel en el tiempo $(t+\Delta t)$. Ya que la solución depende únicamente de los valores conocidos de carga en las celdas adyacentes al inicio del período de tiempo t , el cálculo de $h_i^{t+\Delta t}$ en cualquier celda se puede hacer en cualquier orden sin considerar los valores de $h_i^{t+\Delta t}$ de cualquier otra celda.

La solución representada por la ecuación 9 es solo una aproximación a la solución exacta, por supuesto. El grado con el cual la ec. 9 aproxima la solución exacta, no es necesariamente uniforme en el tiempo y en el espacio, y depende de la selección de Δy y Δt . Es posible por ejemplo, seleccionar Δy y Δt , tales que la diferencia entre la solución exacta y la aproximada crezca con el incremento de t . Se dice que la solución aproximada será inestable en este caso. Una solución estable está asegurada, sin embargo, en el caso homogéneo unidimensional si

$$\frac{T\Delta t}{S(\Delta y)^2} < \frac{1}{2} \quad (10)$$

Consecuentemente, el incremento de tiempo no podrá seleccionarse independientemente del incremento espacial. Cabe señalar que la ecuación asegura la estabilidad únicamente, y no asegura una aproximación precisa a la solución exacta.

Ecuación Diferencial Hacia Atrás-Solución Implícita. La ecuación diferencial hacia atrás (ecuación implícita), se obtiene fijando $n = t+\Delta t$ en la ec. 8 y es

$$h_{i+1}^{t+\Delta t} - 2h_i^{t+\Delta t} + h_{i-1}^{t+\Delta t} = \frac{S}{T} \frac{(\Delta y)^2}{\Delta t} (h_i^{t+\Delta t} - h_i^t) \quad (11)$$

En contraste con la técnica de solución explícita, las derivadas espaciales se centran en el tiempo $t+\Delta t$. Reordenando la ec. 11 de tal manera que todos los valores conocidos se ubiquen en el lado derecho, resulta :

$$h_{i+1}^{t+\Delta t} - \left(2 + \frac{S(\Delta y)^2}{T\Delta t}\right) h_i^{t+\Delta t} + h_{i-1}^{t+\Delta t} = -\frac{S(\Delta y)^2}{T\Delta t} h_i^t \quad (12)$$

Nótese que la carga en la celda (i), depende de los valores de carga en $t+\Delta t$ en las celdas adyacentes, (i+1) e (i-1). De esta manera, la ec. 12 representa un conjunto de ecuaciones algebraicas que deben resolverse simultáneamente. Para el caso unidimensional mostrado en la Figura A.1, donde hay (NR-2) ecuaciones con (NR-2) incógnitas, donde NR es el número de celdas. Los valores de la carga piezométrica en la primer y última celda se conocen como valores de frontera.

Los análisis han mostrado que la estabilidad no es un problema con el método diferencial hacia atrás, y teóricamente la selección de los incrementos de espacio Δy y tiempo Δt , pueden hacerse independientemente uno de otro. La selección de los valores para los incrementos de espacio y tiempo, solo depende de los requerimientos del usuario, tanto de precisión, detalle del análisis, y disponibilidad de los datos.

Aproximación de Cranck-Nicholson. En los métodos explícito e implícito, las derivadas de tiempo se centran en $t + \frac{1}{2}\Delta t$, mientras que las derivadas espaciales se centran en t para el caso explícito, y en $t + \Delta t$ para el caso

implícito. La aproximación de Cranck-Nicholson centra tanto las derivadas de tiempo como las de espacio en $t + \frac{1}{2}\Delta t$ y proveerá una mejor estimación de la distribución de cargas que si se comparan con cualquiera de los métodos previos, manteniendo igual otros factores. Nótese que el error por truncamiento en el caso implícito es del orden de $[(\Delta x)^2 + \frac{1}{2}\Delta t]$, mientras que en el caso de Cranck-Nicholson, el error por truncamiento es más pequeño, siendo del orden de $[(\Delta x)^2 + (\Delta t)^2]$. De esta manera, para la misma precisión, se pueden usar grandes incrementos de tiempo para el método de Cranck-Nicholson.

La ecuación de Cranck-Nicholson, para el flujo unidimensional en un acuífero confinado, homogéneo e isotrópico es

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2} \left(\frac{h_{i+1}^{t+\Delta t} - 2h_i^{t+\Delta t} + h_{i-1}^{t+\Delta t}}{(\Delta y)^2} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{h_{i+1}^t - 2h_i^t + h_{i-1}^t}{(\Delta y)^2} \right) \\ & = \frac{S}{T\Delta t} (h_i^{t+\Delta t} - h_i^t) \end{aligned} \quad (13)$$

En esta forma, puede verse que la aproximación de Cranck-Nicholson es el resultado de la aplicación sucesiva del método implícito (el primer término entre paréntesis de la ec. 13) y el método explícito (el segundo término entre paréntesis), y puede reordenarse como sigue:

$$\begin{aligned} & h_{i+1}^{t+\Delta t} - \left[2 + \frac{2S(\Delta y)^2}{T\Delta t} \right] h_i^{t+\Delta t} + h_{i-1}^{t+\Delta t} \\ & = -\frac{S(\Delta y)^2}{T\Delta t} h_i^t - \left[h_{i+1}^t - \left(2 + \frac{S(\Delta y)^2}{T\Delta t} \right) h_i^t + h_{i-1}^t \right] \end{aligned} \quad (14)$$

la cual, excepto por los dos términos entre paréntesis, es idéntica a la ecuación implícita (ec. 12). Ya que las dos cantidades entre paréntesis se conocen al

inicio del intervalo de tiempo, el procedimiento de solución es casi el mismo que para el caso implícito. De cualquier modo, para el mismo grado de precisión, se pueden utilizar grandes incrementos de tiempo por el método de Cranck-Nicholson y, de ésta manera, pequeños incrementos de tiempo son necesarios para calcular la carga para un tiempo transcurrido dado.

La ecuación de Cranck-Nicholson, aunque es estable para todos los valores de Δx y Δt , tiene potencialmente severas oscilaciones para las cargas calculadas. La solución oscila con respecto al valor "verdadero", y para algunos (pero no para todos) casos, las oscilaciones se vuelven insignificantes después de períodos de tiempo suficientemente grandes. La oscilación no puede predecirse anticipadamente, pero la severidad depende de las condiciones iniciales y de frontera, al menos. Los valores pequeños de Δt tenderán a reducir la severidad de la oscilación.

Acuífero Confinado y no Confinado - Flujo Bidimensional.

Procedimiento Implícito de Dirección Alternante.Caso Bidimensional. La técnica de solución implícita de dirección alternante (ADI) es una perturbación del método de Cranck-Nicholson para el caso bidimensional, en el cual las cargas son calculadas en dos pasos separados. Una malla para el sistema, se puede apreciar en la Figura A.3.

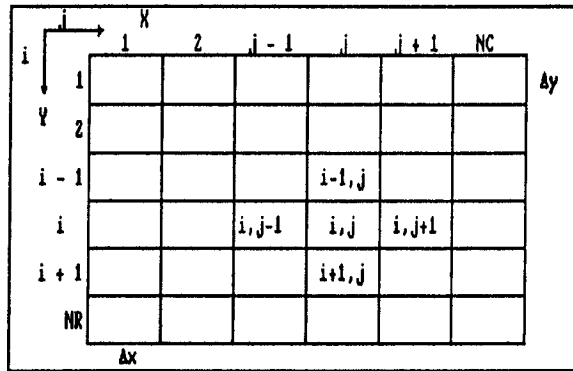


Figura A.3 Malla de acuífero confinado.

Las ecuaciones ADI para el acuífero confinado, homogéneo e isotrópico son :

$$\begin{aligned}
 & T \left[\frac{h_{i+1,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t} - 2h_{i,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t} + h_{i-1,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t}}{(\Delta y)^2} \right] + T \left[\frac{h_{i,j+1}^t - 2h_{i,j}^t + h_{i,j-1}^t}{(\Delta x)^2} \right] \\
 & = \frac{S}{\left(\frac{\Delta t}{2}\right)} \left(h_{i,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t} - h_{i,j}^t \right)
 \end{aligned} \tag{15}$$

$$\begin{aligned}
 & T \left[\frac{h_{i+1,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t} - 2h_{i,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t} + h_{i-1,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t}}{(\Delta y)^2} \right] + T \left[\frac{h_{i,j+1}^{t+\Delta t} - 2h_{i,j}^{t+\Delta t} + h_{i,j-1}^{t+\Delta t}}{(\Delta x)^2} \right] \\
 & = \frac{S}{\left(\frac{\Delta t}{2}\right)} \left(h_{i,j}^{t+\Delta t} - h_{i,j}^{t+\frac{1}{2}\Delta t} \right)
 \end{aligned} \tag{16}$$

La ecuación 15, se resuelve primeramente en la dirección-y columna por columna para $h^{t+1/2\Delta t}$ utilizando valores conocidos de carga en las celdas adyacentes en la dirección-x, al principio del intervalo de tiempo. Consecuentemente, las cargas en cada columna se obtienen implícitamente con una columna y explícitamente entre columnas para el primer $1/2 \Delta t$ en la misma manera que para el caso unidimensional. Se obtiene una matriz de coeficientes tridiagonal para cada columna.

Para el segmento $1/2\Delta t$, la ec. 16 se resuelve en la dirección-x implícitamente, renglón por renglón, para $h^{t+\Delta t}$ utilizando valores conocidos de carga $h^{t+1/2\Delta t}$ en la celda adyacente en la dirección-y. Este proceso de soluciones alternantes en las direcciones x e y, se repite hasta que se obtiene la carga en el tiempo deseado.

El proceso de solución ADI es extremadamente rápido, ya que el algoritmo de solución de matrices tridiagonales es muy eficiente, y el tamaño de la matriz de coeficientes es relativamente pequeño. Sin embargo, como el esquema de Cranck-Nicholson, la oscilación de los valores calculados de carga puede ser severa.

Ecuación Diferencial Hacia Atrás-Caso Bidimensional. Para el flujo bidimensional en acuíferos no-homogéneos, no ha sido posible definir un requerimiento general de estabilidad. Por lo tanto, es deseable utilizar un método donde la estabilidad no sea un problema. Ya que los procedimientos

de Cranck-Nicholson y ADI requieren una gran aportación de experiencia por parte del usuario, a fin de obtener una solución en la cual la oscilación no sea un problema, se resolverá la ecuación diferencial hacia atrás, con el esquema de Gauss, ya que esta técnica es bastante simple, completamente estable, y sin problemas de oscilación. El procedimiento es sobreponer al acuífero una red o malla rectangular tal como se muestra en la Figura A.4, y desarrollar la ecuación diferencial hacia atrás para cada celda. El conjunto resultante de ecuaciones simultáneas es resuelta entonces para las condiciones de frontera seleccionadas.

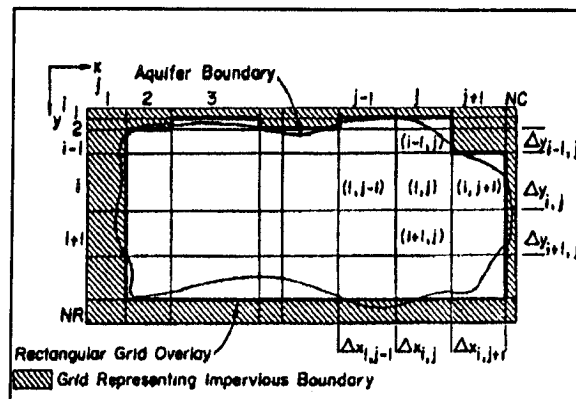


Figura A.4 Vista de planta de malla de flujo de un acuífero.

Para el caso bidimensional general, los parámetros variables de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y fuentes hidráulicas externas, son tratados como valores constantes medios, en una celda de dimensiones constantes.

En cualquier tiempo t , cada celda puede tener diferentes valores de recursos hidráulicos externos. Para el acuífero no confinado o libre, la

ecuación no lineal es efectivamente linearizada, tratando el espesor del acuífero como una constante para el incremento de tiempo Δt . El símbolo b , se utiliza para el espesor saturado, a fin de evitar confusiones con la carga h ; b es igual a h únicamente cuando el piso del acuífero es horizontal, y se utiliza como el dato de medición de h .

La celda (i,j) y sus cuatro celdas adyacentes se muestran en la Figura A.5.

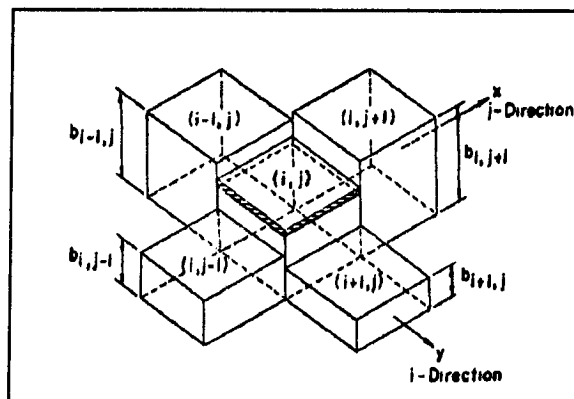


Figura A.5 Malla bidimensional acuífero libre.

El flujo de la celda $(i-1,j)$ a la celda (i,j) , se calcula mediante la ecuación de Darcy, usando como área de flujo Δx veces el valor presente del espesor saturado $b_{i-1/2,j}^t$ la cual se localiza en la frontera entre la celda $(i-1,j)$ y la celda (i,j) . Ya que la conductividad hidráulica puede ser diferente en cada celda, se utiliza un valor medio pesado entre las dos celdas.

El desarrollo de las ecuaciones de flujo entre celdas adyacentes,

se ilustra mediante el desarrollo de la ecuación apropiada para el flujo entre las celdas $(i-1,j)$ e (i,j) . Refiriéndose a la Figura A.6, el flujo a partir de la celda $(i-1,j)$ a la celda (i,j) es $Q_{i-1/2}$.

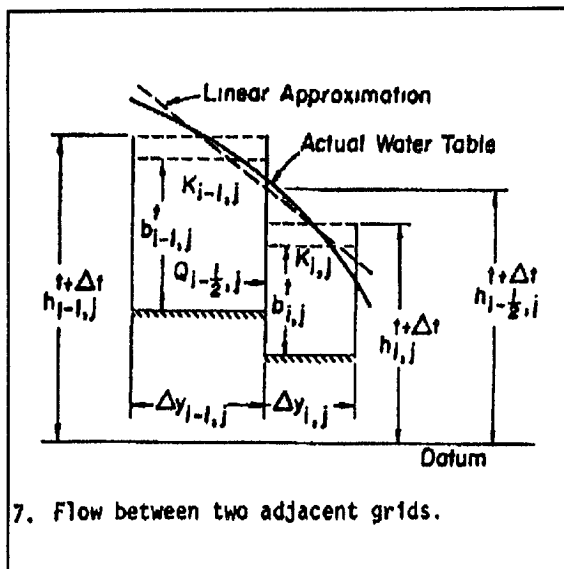


Figura A.6 Flujo entre dos celdas adyacentes.

Sin embargo, el gradiente de carga piezométrica (pendiente de la superficie del agua) en $(i-1/2,j)$, debe calcularse utilizando valores de carga en $(i-1,j)$ e (i,j) .

Además, $Q_{i-1/2}$ depende de los valores de conductividad hidráulica y el espesor saturado de las celdas $(i-1,j)$ e (i,j) . Por continuidad, se requiere que $Q_{i-1/2}$ sea el mismo valor, sin embargo, sean los valores calculados utilizando los valores de los parámetros en la celda $(i-1,j)$ o los valores de los parámetros en la celda (i,j) .

De esta manera :

$$Q_{i-1/2,j} = K_{i-1,j} \Delta x_{i-1,j} b_{i-1/2,j}^t \left[\frac{(h_{i-1,j} - h_{i-1/2,j})^{t+\Delta t}}{\left(\frac{\Delta y_{i-1,j}}{2}\right)} \right] \quad (17)$$

y :

$$Q_{i-1/2,j} = K_{i,j} \Delta x_{i,j} b_{i-1/2,j}^t \left[\frac{(h_{i-1/2,j} - h_{i,j})^{t+\Delta t}}{\left(\frac{\Delta y_{i,j}}{2}\right)} \right] \quad (18)$$

Eliminando la incógnita $(h_{i-1/2,j})^{t+\Delta t}$ en las ecs. 17 y 18 mediante la solución simultánea produce :

$$Q_{i-1/2,j} = \left(\frac{\Delta y_{i,j}}{2 K_{i,j} \Delta x_{i,j} b_{i-1/2,j}^t} + \frac{\Delta y_{i-1,j}}{2 K_{i-1,j} \Delta x_{i-1,j} b_{i-1/2,j}^t} \right)^{-1} (h_{i-1,j} - h_{i,j})^{t+\Delta t} \quad (19)$$

El coeficiente multiplicando la diferencia en cargas en la ecuación 19 está dado por el símbolo $C_{i,j}^t$ y la ec. 19 queda:

$$Q_{i-1/2,j} = C_{i,j}^t (h_{i-1,j} - h_{i,j})^{t+\Delta t} \quad (20)$$

De una manera similar :

$$Q_{i+1/2,j} = D_{i,j}^t (h_{i,j} - h_{i+1,j})^{t+\Delta t} \quad (21)$$

donde D es idéntico a $D_{i,j}^t$ con los subíndices $i-1$ e $i-1/2$ reemplazados con $i+1$ e $i+1/2$ respectivamente. También :

$$Q_{i,j-1/2} = A_{i,j}^t (h_{i,j-1} - h_{i,j})^{t+\Delta t} \quad (22)$$

para el flujo en la dirección-j. El coeficiente $A_{i,j}^t$ es

$$A_{i,j} = \left(\frac{\Delta y_{i,j}}{2 K_{i,j} \Delta y_{i,j} b_{i,j-1/2}^t} + \frac{\Delta y_{i,j-1}}{2 K_{i,j-1} \Delta y_{i,j-1} b_{i,j-1/2}^t} \right)^{-1} \quad (23)$$

Finalmente

$$Q_{i,j+1/2} = B_{i,j}^t (h_{i,j} - h_{i,j+1})^{t+\Delta t} \quad (24)$$

donde el coeficiente $B_{i,j}^t$ se obtiene a partir de $A_{i,j}^t$, reemplazando los subíndices $j-1$ y $j-1/2$ por $j+1$ y $j+1/2$, respectivamente.

La tasa de cambio de volumen de agua almacenada en la celda (i,j)

es

$$\begin{aligned} \frac{\Delta V_{i,j}}{\Delta t} &= S_{i,j} \Delta x_{i,j} \Delta y_{i,j} \left(\frac{h_{i,j}^{t+\Delta t} - h_{i,j}^t}{\Delta t} \right) + Q_{i,j}^t \\ &= E_{i,j}^t (h_{i,j}^{t+\Delta t} - h_{i,j}^t) + Q_{i,j}^t \end{aligned} \quad (25)$$

donde $Q_{i,j}^t$ es una fuente externa o penetración que se utiliza para representar recarga o bombeo a partir de la celda. El balance de masas para la celda (i,j) requiere que la suma de las aportaciones (ecs. 20 - 22), menos la suma de las extracciones (ecs. 21 - 24), sean igual a la tasa de almacenamiento (ec. 25).

De esta manera,

$$\begin{aligned}
 & A_{IJ}^t h_{IJ-1}^{t+\Delta t} + B_{IJ}^t h_{IJ+1}^{t+\Delta t} + C_{IJ}^t h_{I-1,J}^{t+\Delta t} + D_{IJ}^t h_{I+1,J}^{t+\Delta t} - \\
 & (A_{IJ} + B_{IJ} + C_{IJ} + D_{IJ} + E_{IJ})^t h_{IJ}^{t+\Delta t} = \\
 & Q_{IJ}^t - E_{IJ}^t h_{IJ}^t
 \end{aligned} \tag{26}$$

Se obtiene ubicando todas las cantidades conocidas del lado derecho de la ecuación. En notación matricial, la ec. 26 queda:

$$[COEF]^t [h]^{t+\Delta t} = [Q - Eh]^t \tag{27}$$

Para el acuífero confinado, la cantidad $b_{i,j-1/2}^t$ en el coeficiente A_{ij}^t (y los términos similares en otros coeficientes) es el espesor del acuífero, el cual puede variar en el espacio, pero es constante en el tiempo. En el caso no confinado, $b_{i,j-1/2}^t$ representa el espesor saturado al principio del intervalo de tiempo y se mantiene constante para el intervalo de tiempo Δt . De esta manera, todos los coeficientes se conocen al principio del intervalo de tiempo.

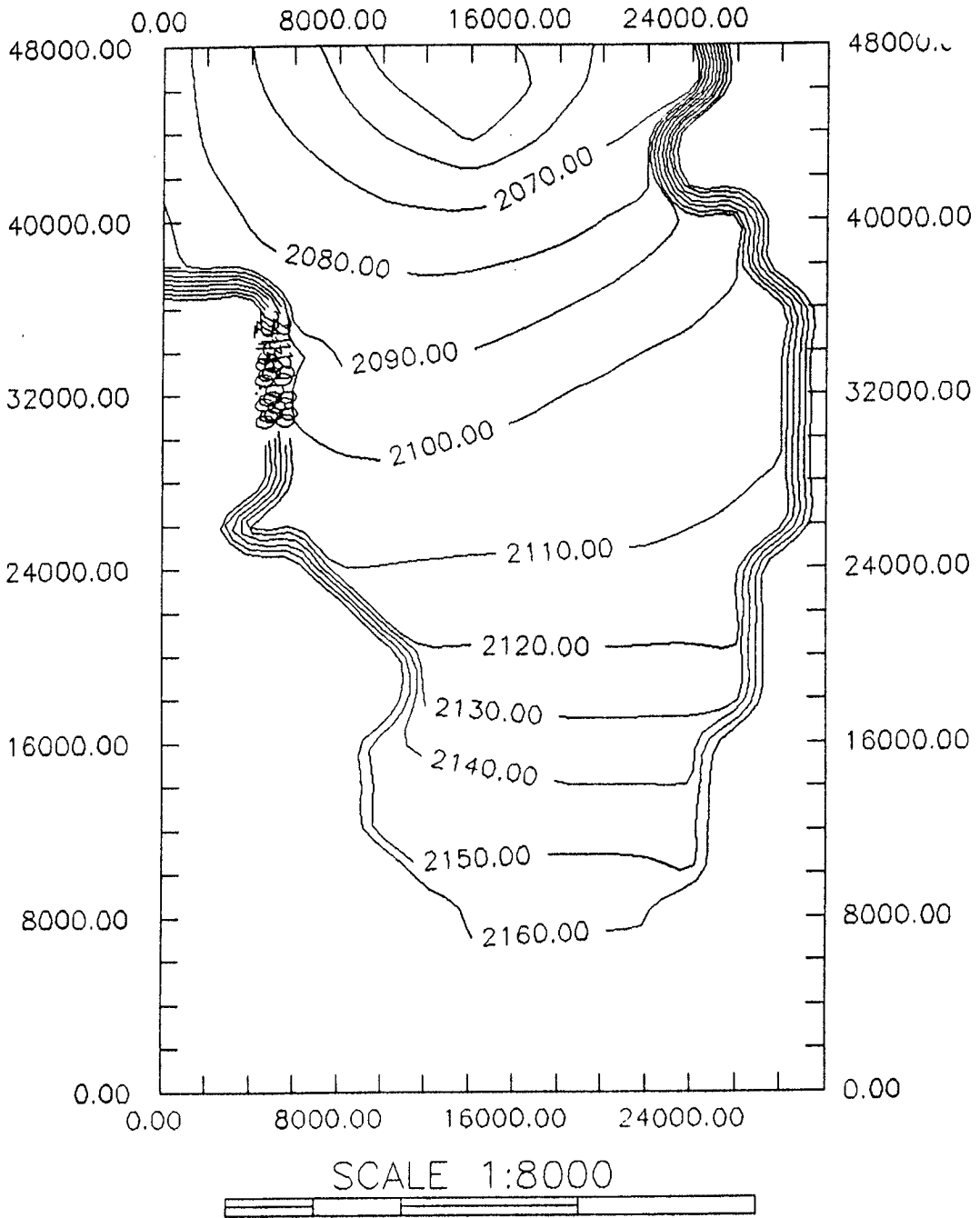
Hay un total de $(NC \cdot NR)$ celdas para el sistema mostrado en la Figura A.4. Las celdas exteriores se utilizan para introducir las condiciones de frontera en cada segmento de frontera, poniendo $K=0$ para un segmento insensible, $n=\text{constante}$ para segmentos de frontera con carga constante, y estableciendo la descarga a través de segmentos que representan fronteras, en las cuales el aporte y extracción se conocen. A cualquiera de las celdas interiores se les puede asignar valores de frontera de carga constante o conductividad hidráulica cero.

Ya que a todas las celdas exteriores se les deben asignar valores de frontera conocidos, hay $(NR-2)(NC-2)$ ecuaciones con $(NR-2)(NC-2)$ incógnitas. La matriz de coeficientes es una matriz cuadrada que contiene $[(NR-2)(NC-2)]^2$ términos, muchos de los cuales son cero. Esta matriz de coeficientes es pentadiagonal, y puede resolverse mediante cualquiera de varios esquemas, pero el esquema de eliminación de Gauss se recomienda. Notese que para el caso unidimensional, se obtiene una matriz tridiagonal con los términos $D_{i,j}^t$ y $C_{i,j}^t$ siendo igual a cero, ya que no hay flujo en la dirección i . En resumen, la matriz de coeficientes es simétrica con $B_{i,j}^t = A_{i,j+1}^t$ y $D_{i,j}^t = C_{i+1,j}^t$ y, consecuentemente los términos superiores (o inferiores) se requieren calcular a lo largo de los términos de la diagonal principal.

APENDICE B
FIGURAS DE SIMULACION DE PIEZOMETRIA

- Fig. B.1 Piezometría en flujo estable, acuífero de Calera, Zac.
- B.2 Piezometría en flujo estable, acuífero de Calera, Zac.
- B.3 Calibración del modelo para el año de 1968, plano de piezometría.
- B.4 Calibración del modelo para el año de 1968, perspectiva de piezometría.
- B.5 Calibración del modelo para el año de 1980, plano de piezometría.
- B.6 Calibración del modelo para el año de 1980, perspectiva de piezometría.
- B.7 Calibración del modelo para el año de 1990, plano de piezometría.
- B.8 Calibración del modelo para el año de 1990, perspectiva de piezometría.
- B.9 Simulación para el año de 1994, plano de piezometría.
- B.10 Simulación para el año de 1994, perspectiva de piezometría.
- B.11 Simulación para el año de 2000, plano de piezometría.
- B.12 Simulación para el año de 2000, perspectiva de piezometría.
- B.13 Evolución de piezometría para el período 1994-2000, vista de planta.
- B.14 Evolución de piezometría para el período 1994-2000, perspectiva.
- B.15 Simulación para el año 2000, con reducción de extracción, plano de piezometría.
- B.16 Evolución de piezometría para el período 1994-2000, con reducción de extracción, plano de piezometría.
- B.17 Evolución de piezometría para el período 1994-2000, con reducción de extracción, perspectiva de piezometría.

FLUJO ESTABLE, CALERA



**Fig. B.1.- Piezometría en flujo estable
acuífero de Calera, Zac.**

FLUJO ESTABLE, CALERA

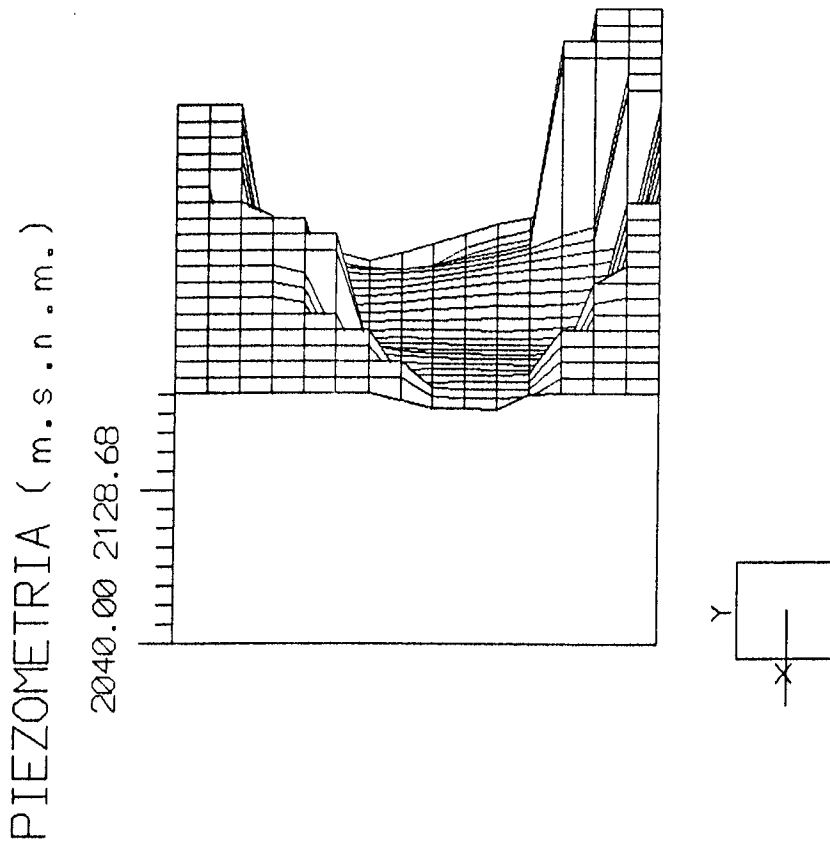


Fig. B.2.- Piezometría en flujo estable,
acuífero de Calera, Zac.

CALIBRACION CALERA, 1968

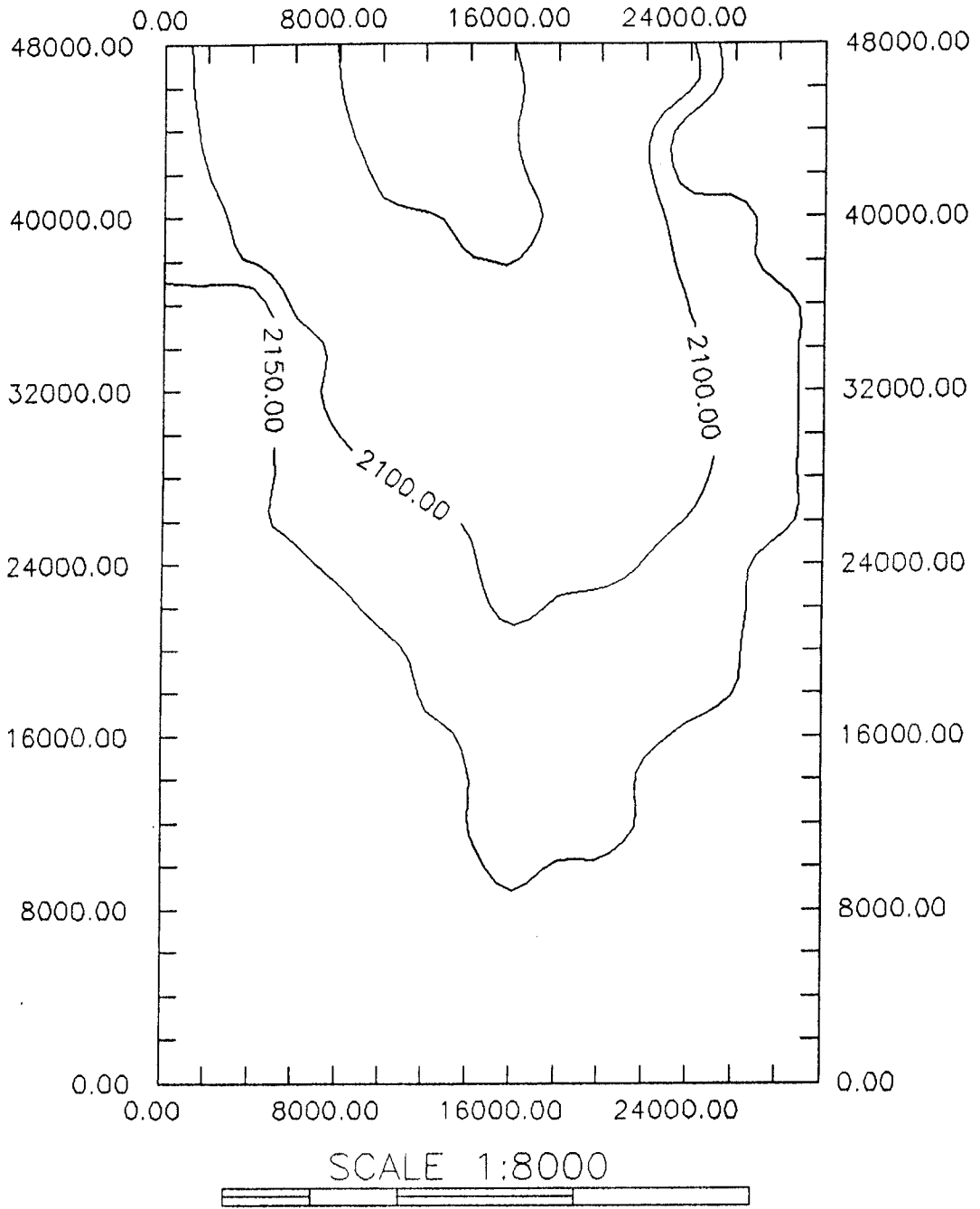


Fig. B.3- Calibración del modelo para el año de 1968, plano de piezometría.

CALIBRACION CALERA, 1968

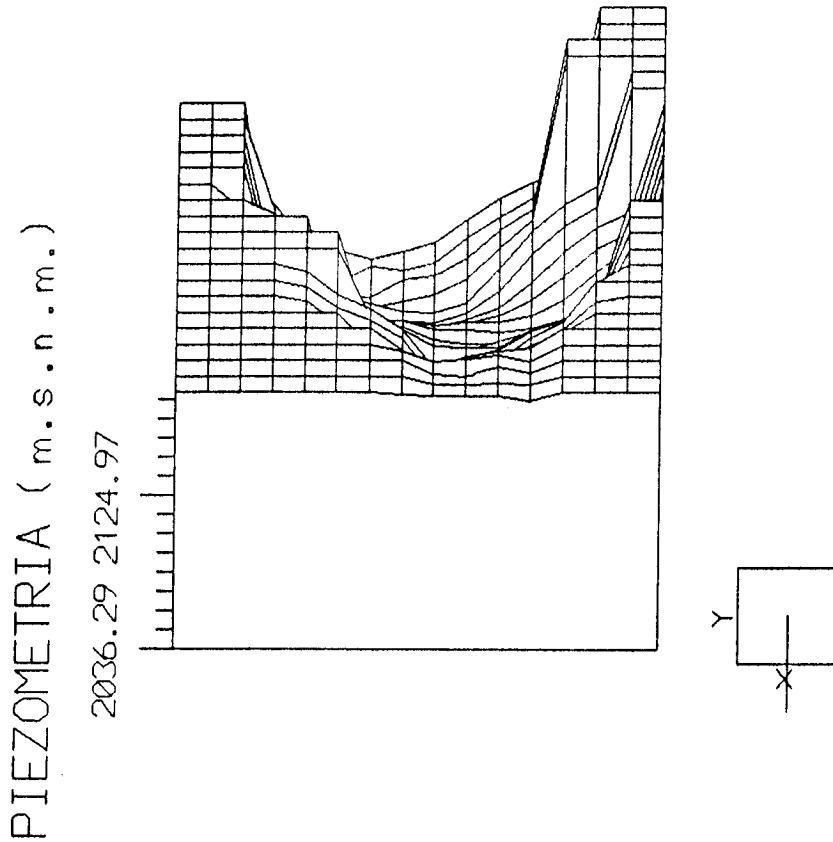


Fig. B.4.- Calibración del modelo para el año de 1968, perspectiva de piezometría.

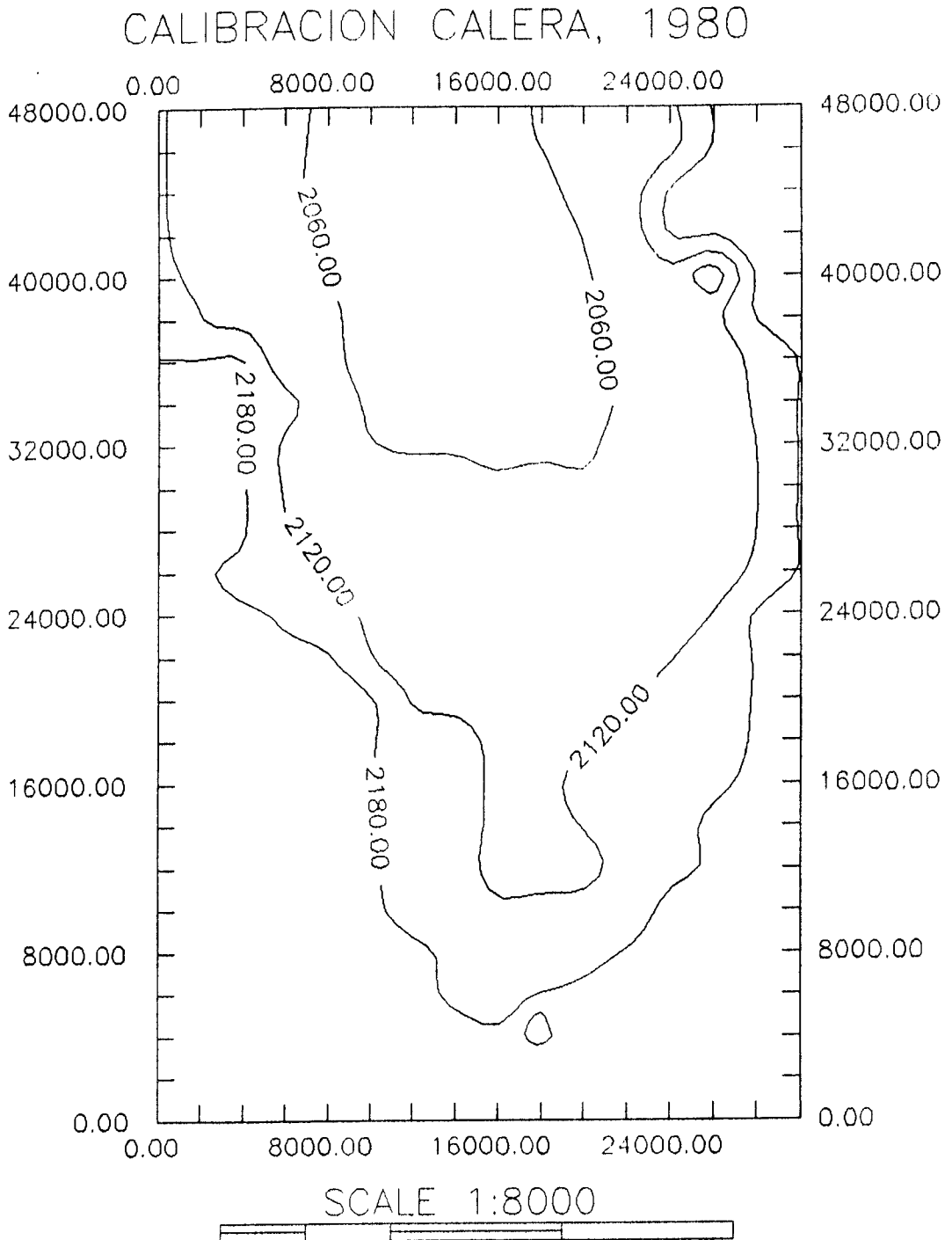


Fig. B.5.- Calibración del modelo para el año de 1980, plano de piezometría.

CALIBRACION CALERA, 1980

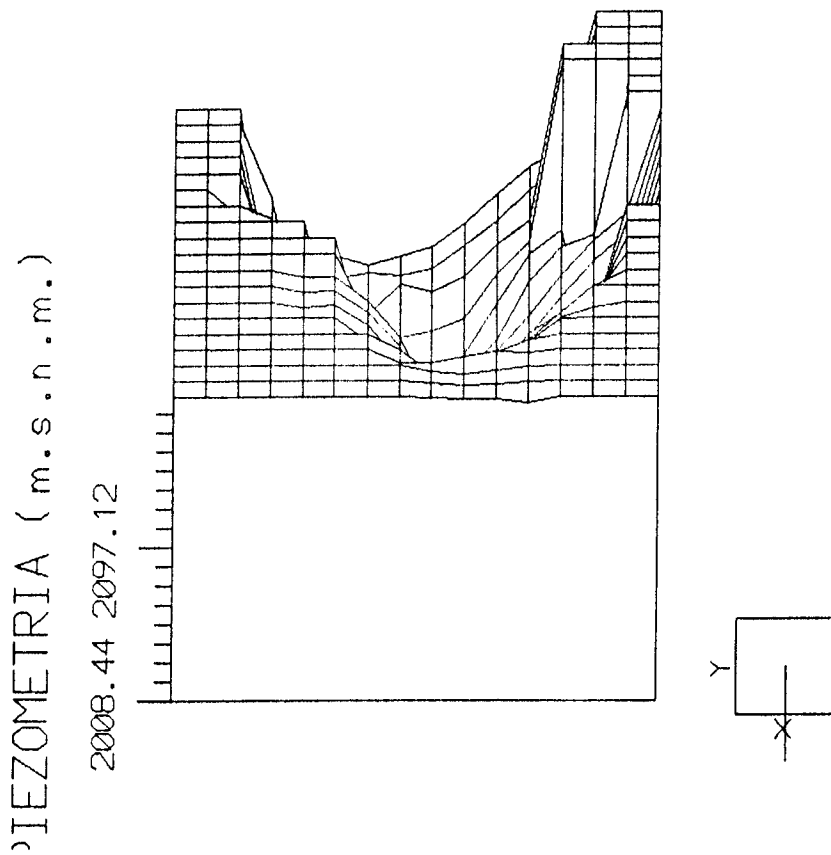


Fig. B.6.- Calibración del modelo para el año de 1980, perspectiva de piezometría.

CALIBRACION CALERA, 1990

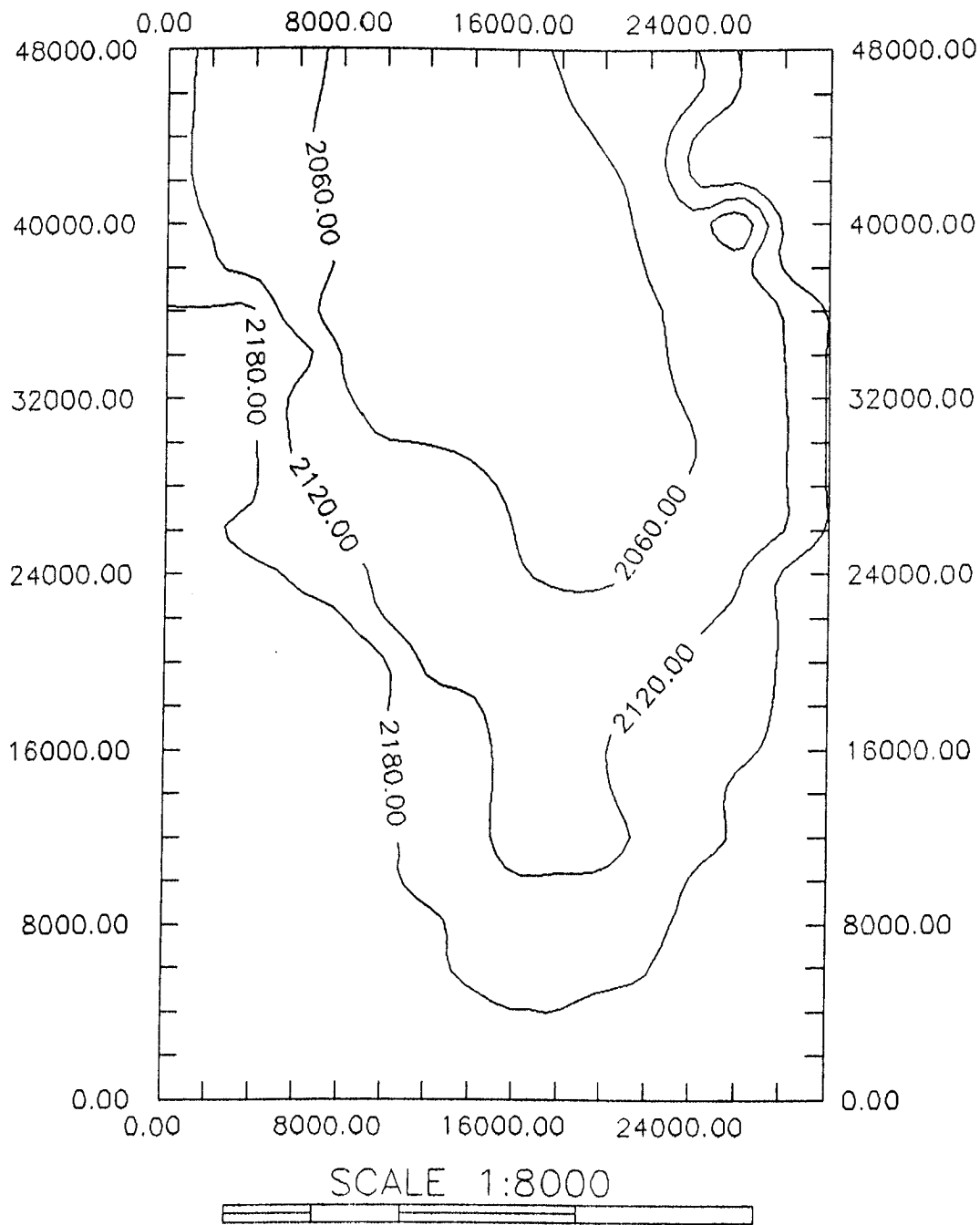


Fig. B.7.- Calibración del modelo para el año de 1990, plano de piezometría.

CALIBRACION CALERA, 1990

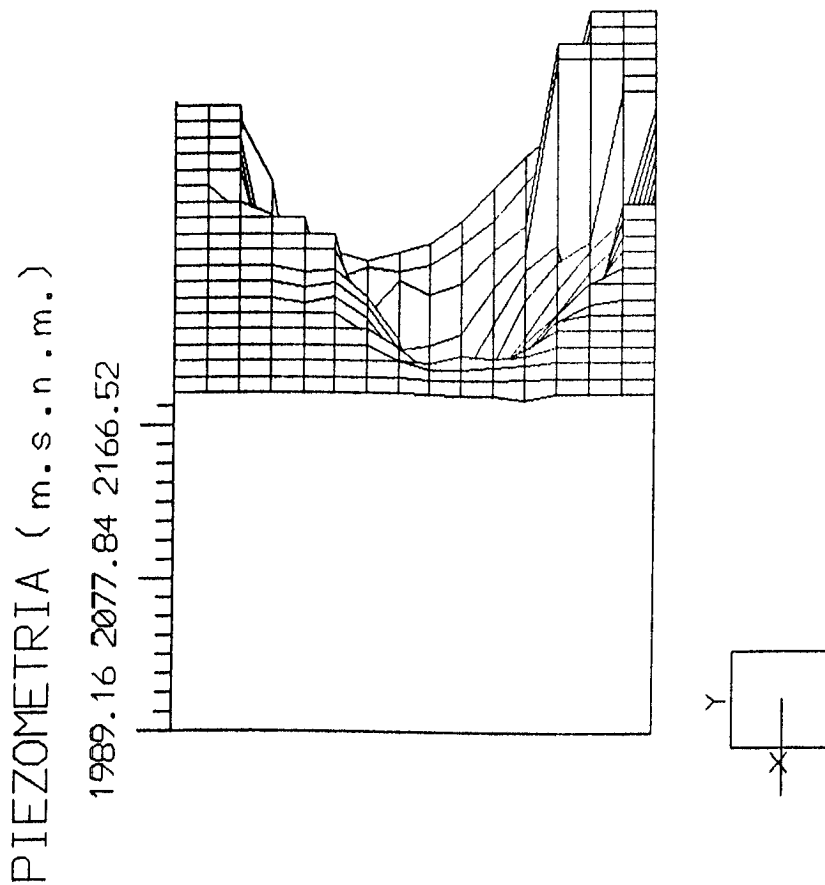
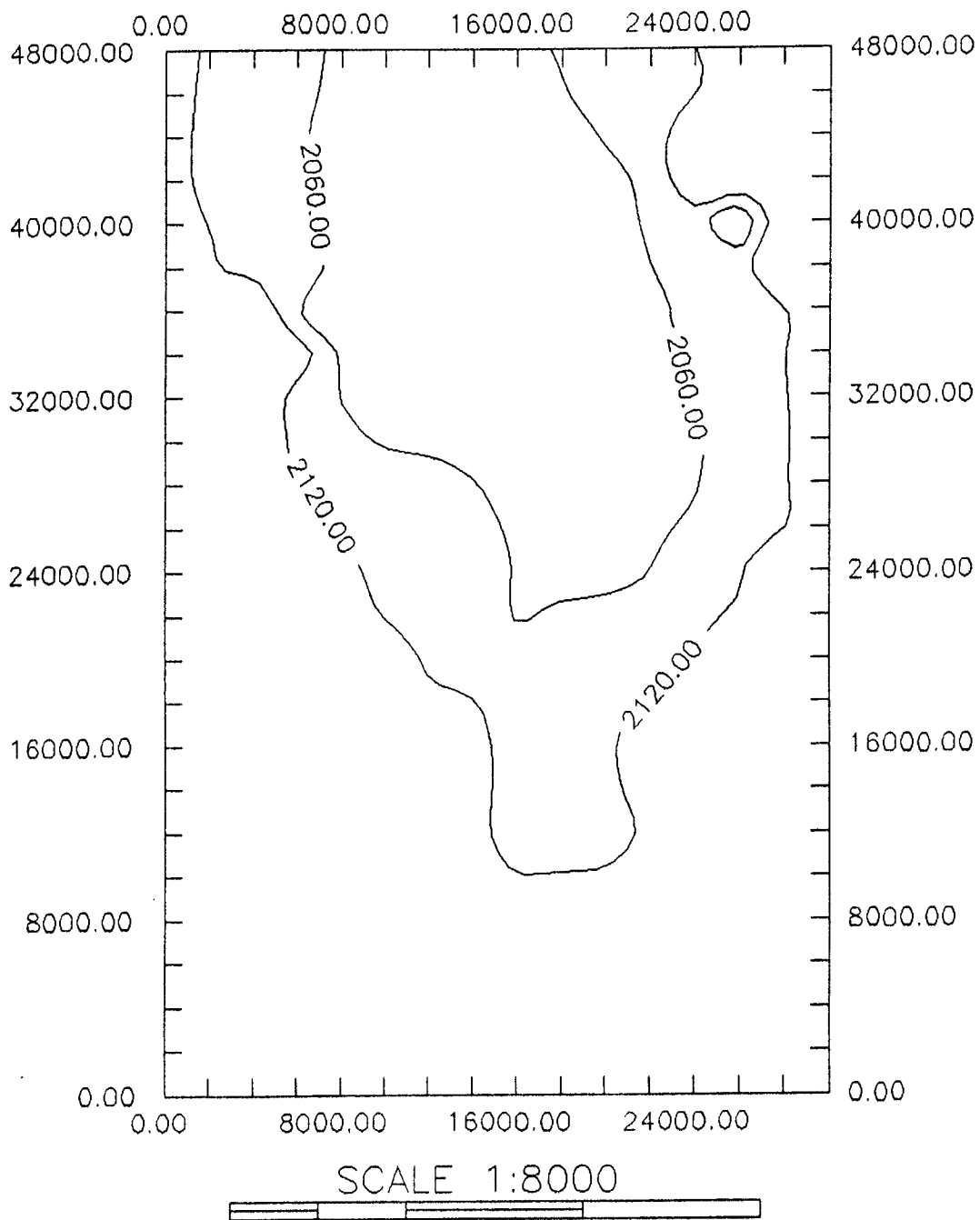


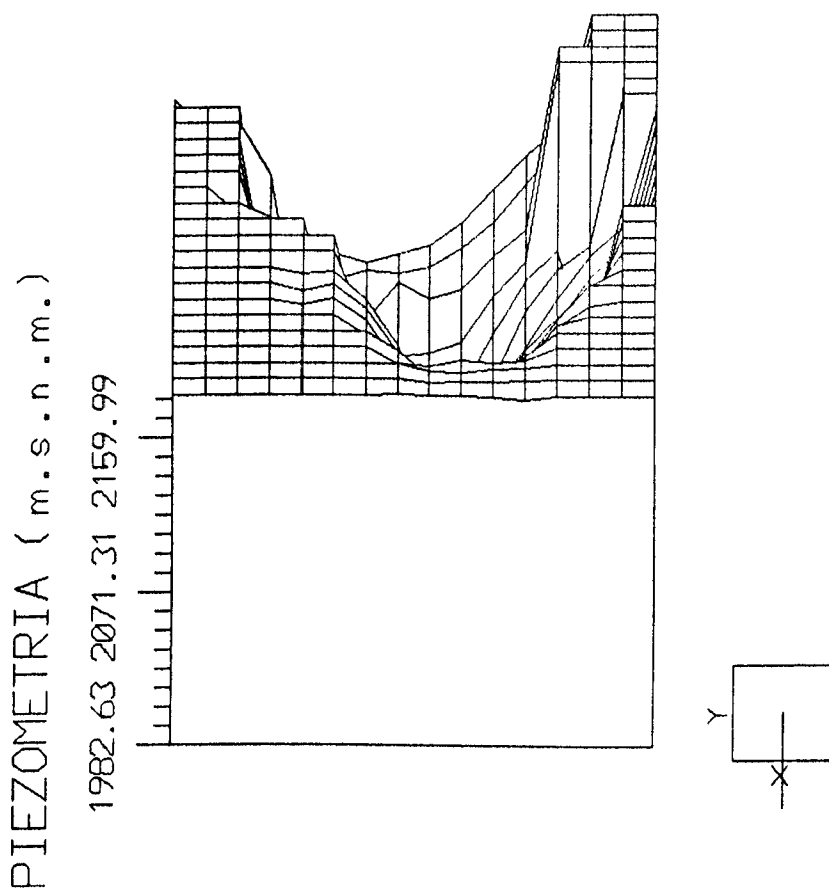
Fig. B.8.- Calibración del modelo para el año de 1990, perspectiva de piezometría.

SIMULACION CALERA, 1994



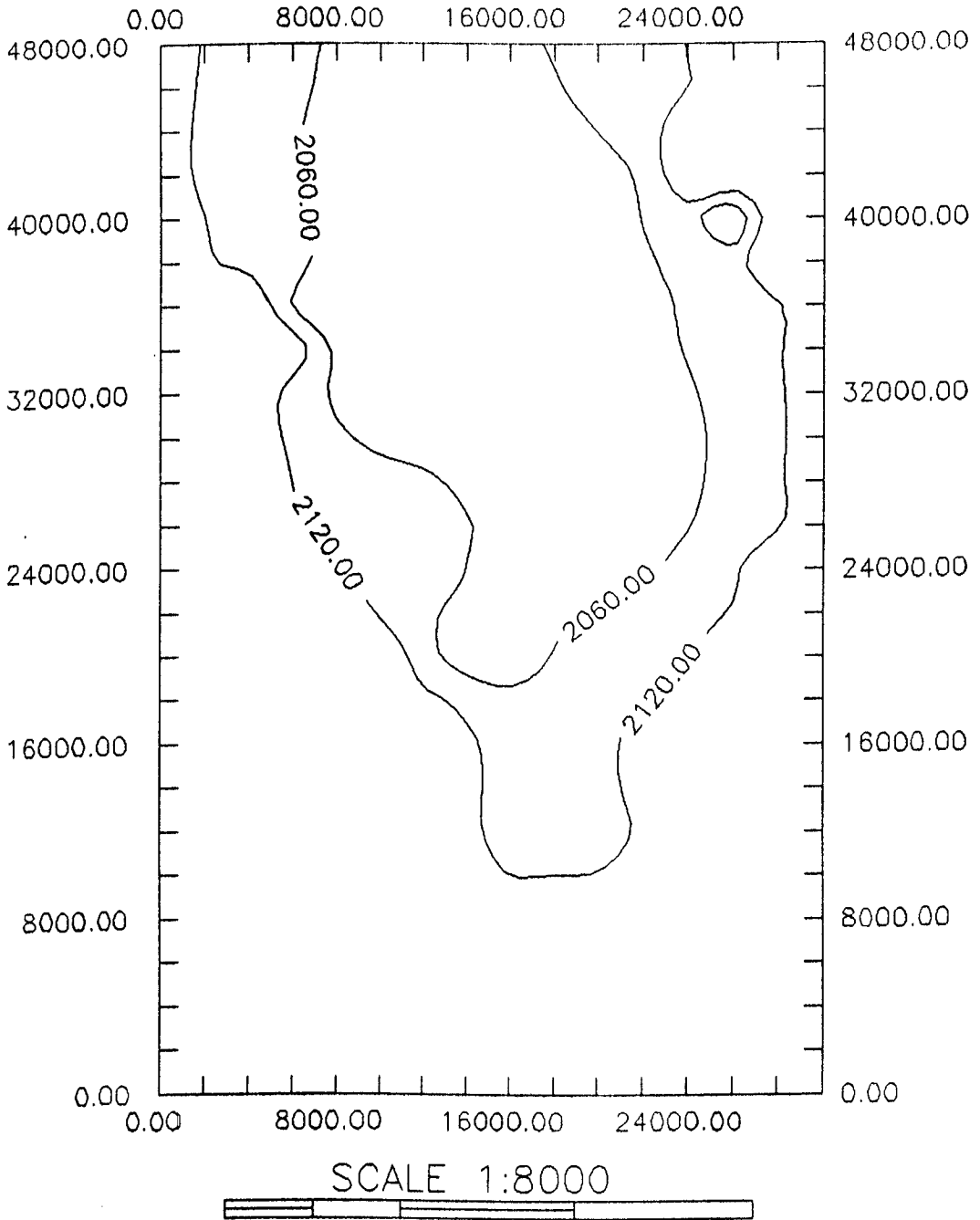
**Fig. B.9.- Simulación para el año de 1994,
plano de piezometría.**

SIMULACION CALERA, 1994



**Fig. B.10.- Simulación para el año de 1994,
perspectiva de piezometría.**

SIMULACION CALERA, 2000



**Fig.. B.11.- Simulación para el año 2000,
plano de piezometría.**

SIMULACION CALERA, 2000

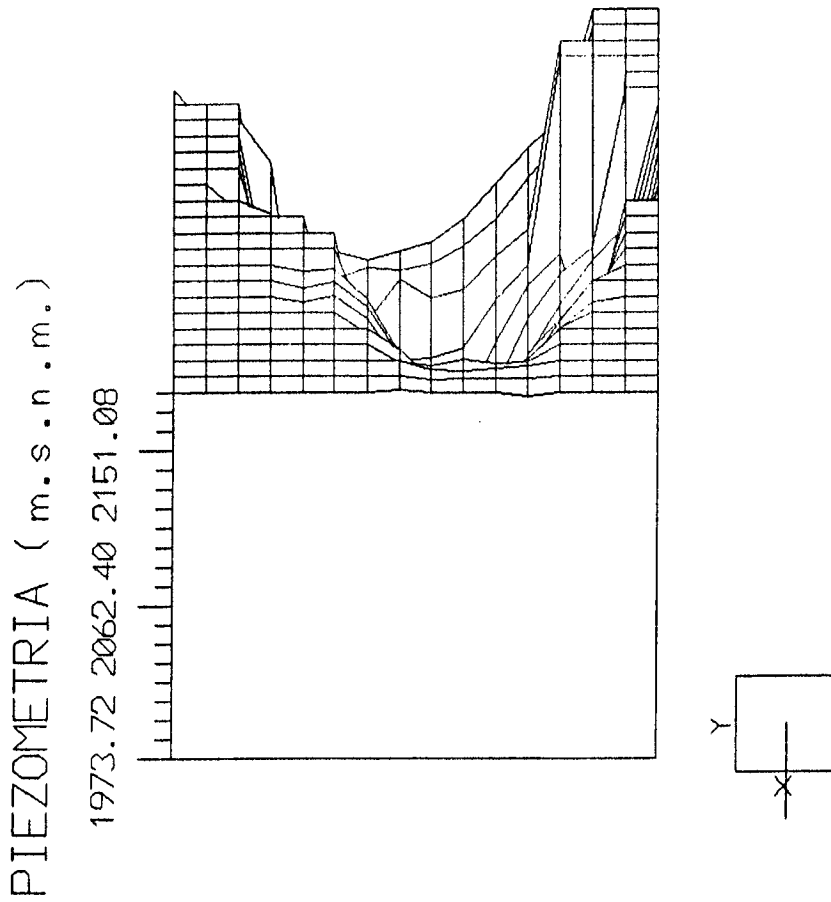


Fig. B.12.- Simulación para el año 2000, perspectiva de piezometría.

EVOLUCION CALERA, 1994-2000

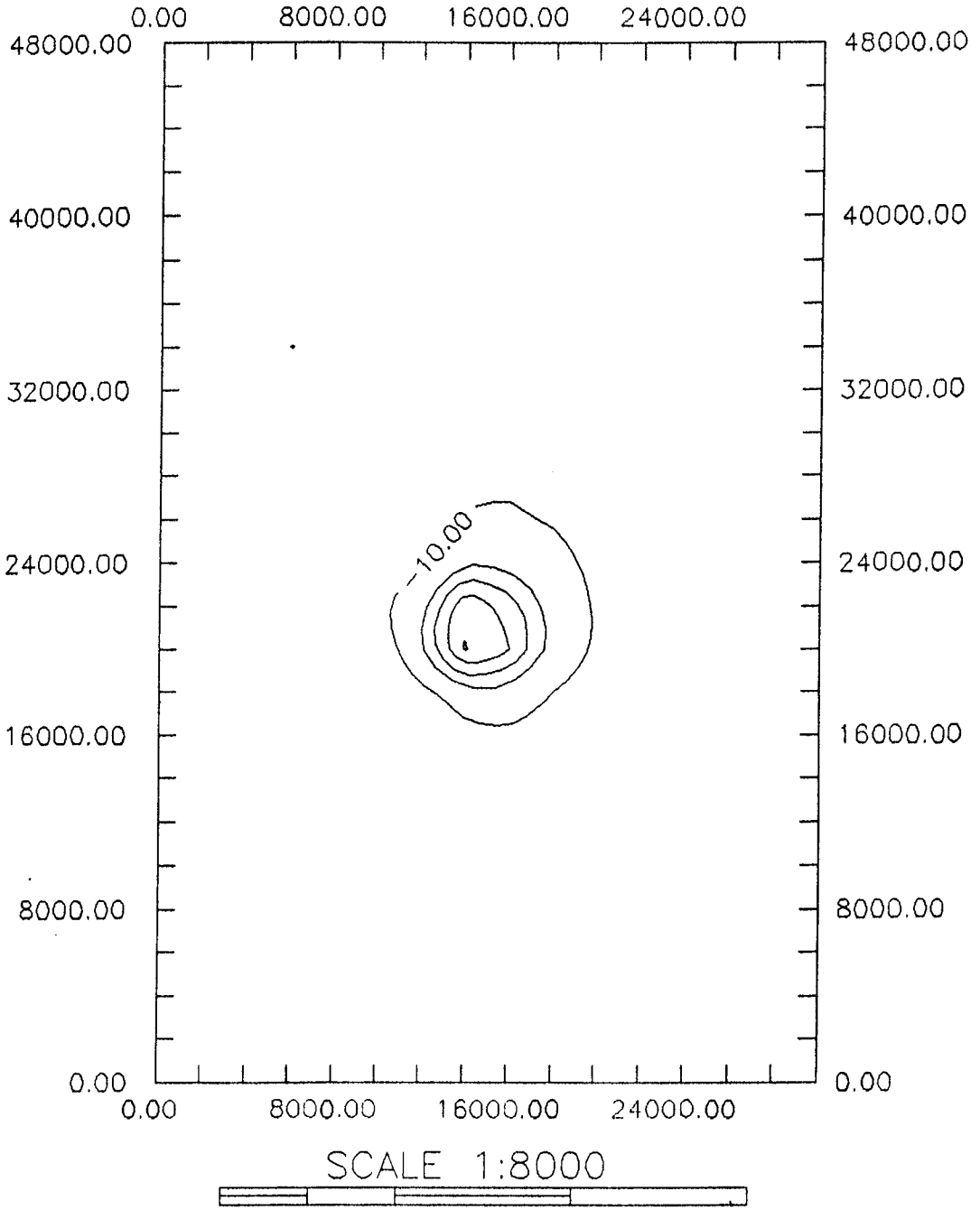


Fig. B.13.- Evolución de piezometría para el período 1994-2000, vista de planta.

EVOLUCION CALERA, 1994 - 2000

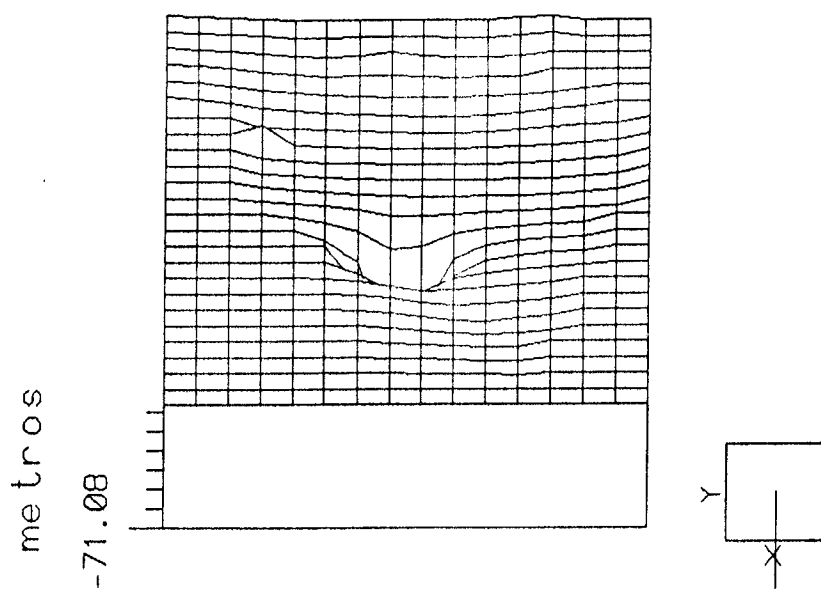


Fig. B.14.- Evolución de piezometría para el período 1994-2000, perspectiva.

SIMULACION 2000, CON REDUCCION

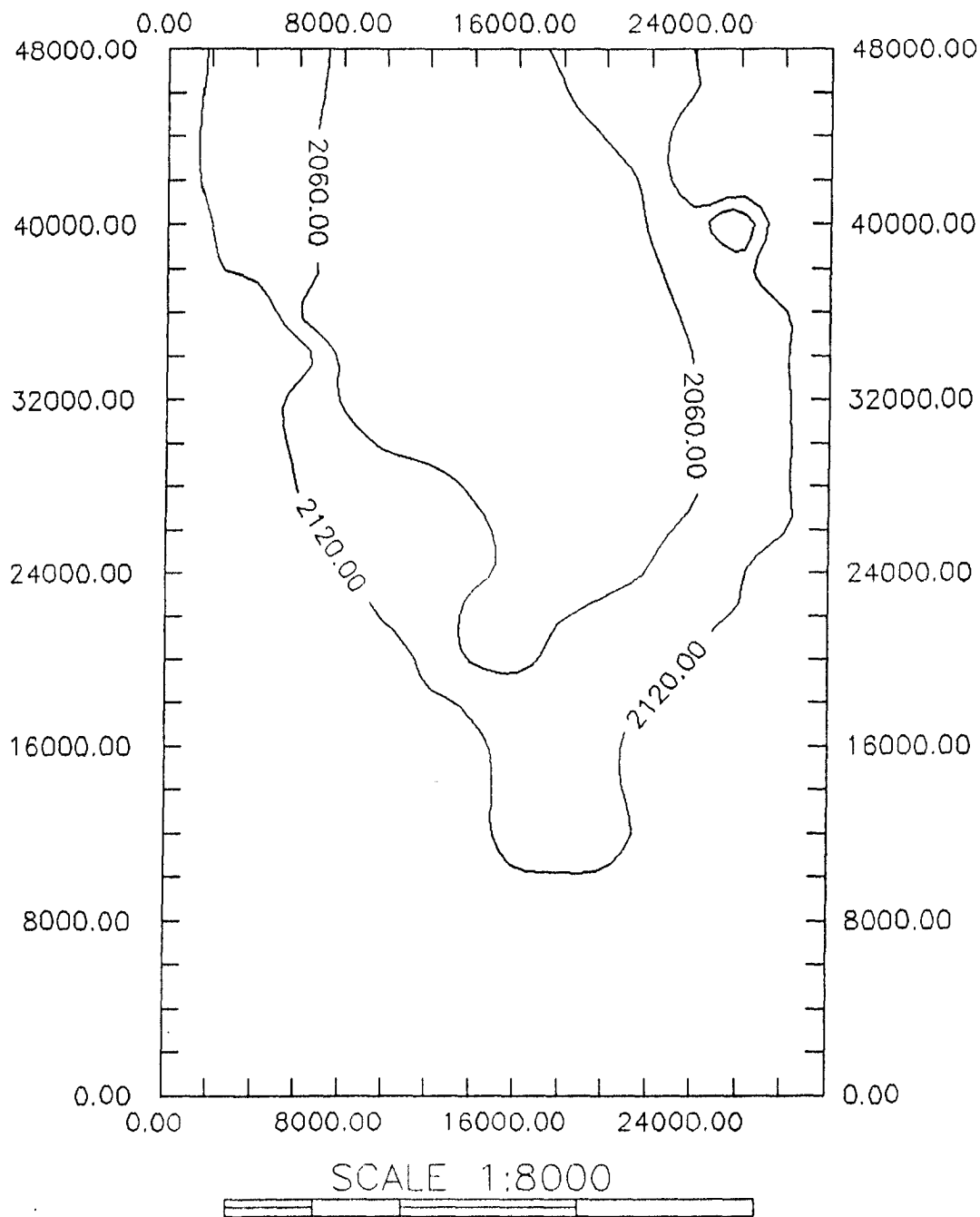


Fig. B.15.- Simulación para el año 2000, con reducción de extracción, plano de piezometría.

EVOLUCION 1994-2000

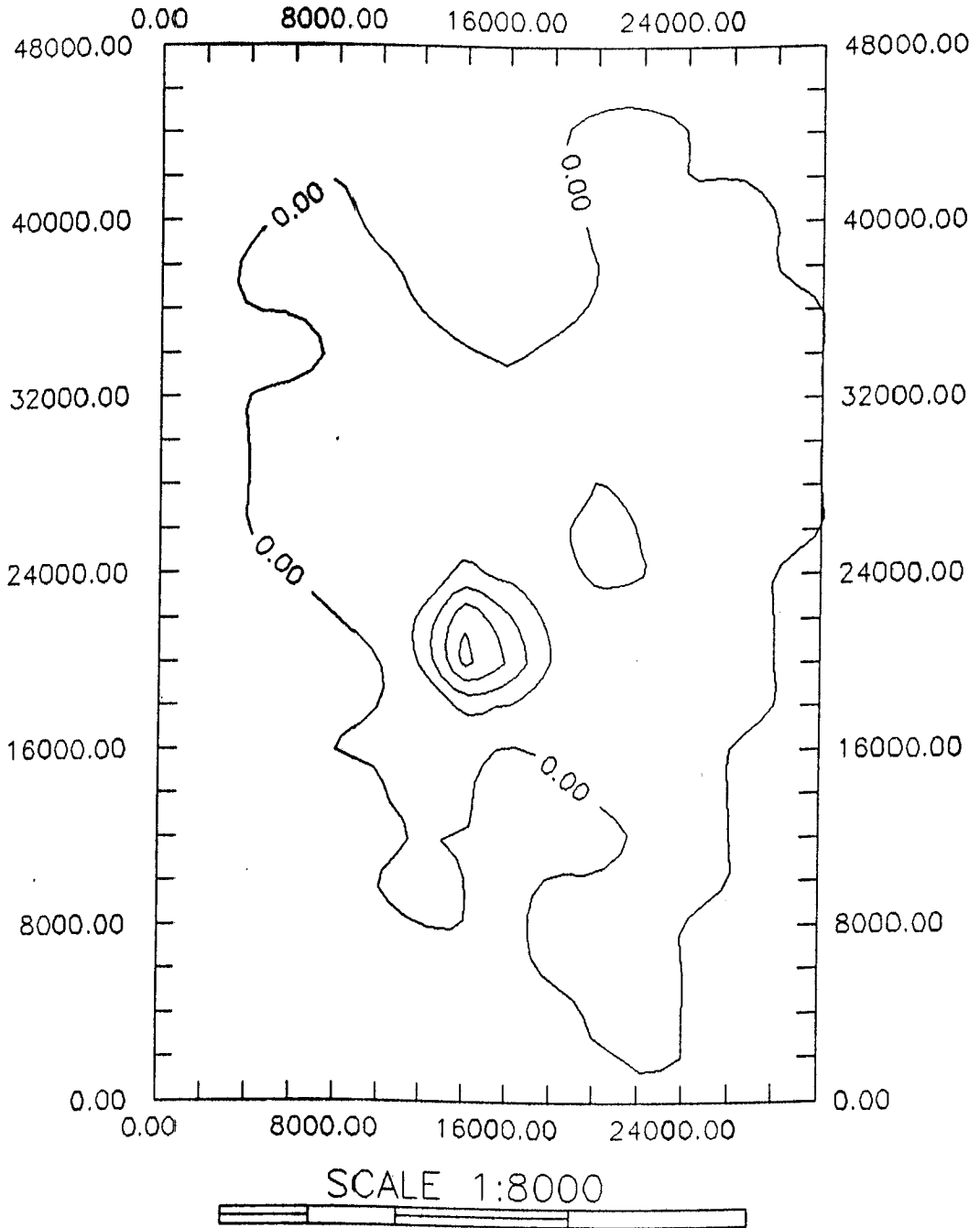


Fig. B.16.- Evolución de piezometría, para el período 1994-2000 con reducción de extracción, plano de piezometría.

EVOLUCION 1994-2000

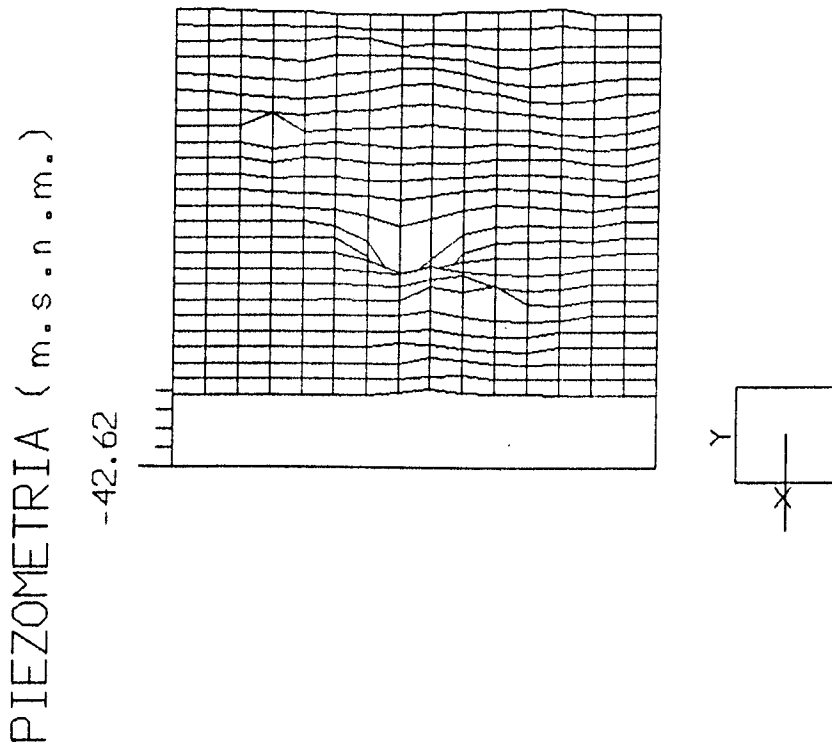


Fig. B.17.- Evolución de piezometría para el período 1994-2000, con reducción de extracción, perspectiva de piezometría.