

1. INTRODUCCION

En los últimos años la extracción del agua subterránea se ha visto incrementada para satisfacer demandas en diferentes usos: domésticos, municipales e industria. Ocasionando en ciertas regiones una sobreexplotación de los acuíferos, niveles piezométricos bajos y contaminación del tipo antropogénica en los mismos.

Hasta ahora se han identificado en el país 459 acuíferos, los cuales reciben una recarga natural de 48 km^3 anuales y una recarga inducida, en zonas de riego, estimada en 15 km^3 , lo que da un total de 63 km^3 . La extracción promedio anual en estos acuíferos se calcula en 24 km^3 a través de aproximadamente 140 mil aprovechamientos subterráneos (INEGI, 1998).

En el ámbito nacional, se han detectado 80 acuíferos con más del 20% de sobreexplotación, de los cuales la mitad se localiza en las regiones noroeste y norte. Las cifras regionales indican un déficit considerable en casi la mitad del territorio, principalmente en los estados de Baja California, Sonora, Coahuila, Chihuahua, Nuevo León y San Luis Potosí, así como en las entidades que integran la Zona Metropolitana de la Ciudad de México y la cuenca de Lerma-Chapala. Bajo esta perspectiva, se estima que para fines de este siglo, más de la mitad del país tendrá un volumen *per capita* limitado, similar al de naciones que sufren déficit de este vital líquido (INEGI, 1998).

El municipio de Saltillo Coahuila, concentrado en su mayor parte en la ciudad capital, experimentó en el lapso de 1950-1990 un crecimiento de 98,603 habitantes en 1950, a 440,920 en 1990; creciendo casi cinco veces en 40 años. En este contexto, la demanda estimada de agua para abastecer a la ciudad de Saltillo se incrementó de 300 lps, a 1750 lps; para satisfacer esta demanda ha sido necesario realizar numerosas perforaciones y extraer el líquido de acuíferos que antaño daban explotación a niveles relativamente someros. El creciente aumento en las extracciones ha provocado que varios manantiales hayan desaparecido y que los pozos se exploten a profundidades de 70 o más metros (Mendoza y Alonso, 1996).

La falta de una planeación adecuada sobre el aprovechamiento del agua, crea la necesidad de plantear modelos hidrogeológicos representativos de un sistema de aguas subterráneas, que aporten un entendimiento del comportamiento dinámico del recurso hidráulico subterráneo y de las interrelaciones de los componentes físico, tecnológico y socioeconómico del sistema; de tal forma que los resultados obtenidos permitan una identificación de las políticas de operación del sistema que visualicen la utilización más eficiente y conservación del recurso hídrico.

En la actualidad el avance en estudios hidrogeológicos está encaminado a la modelación y simulación de sistemas regionales de aguas subterráneas, utilizando para tal fin, programas computacionales que pueden ser ejecutables en computadoras personales.

De esta forma los modelos son un complemento para mejorar la comprensión de los sistemas hidrogeológicos. Así, si estos modelos son usados adecuadamente, podría entenderse rápida y fácilmente los flujos de las aguas subterráneas.

La ciudad de Saltillo Coahuila, se abastece del recurso hídrico de dos tipos de acuíferos: El acuífero de grietas/cárstico que se encuentra en calizas de las formaciones Cupido y Aurora, así como en lutitas y calizas lutitas de las formaciones Difunta y Lutita Parras y el acuífero de poros, en conglomerados (GEOIDE, 1991). Actualmente el acuífero en calizas es la fuente más importante de suministro de agua, sin embargo poco estudiado en cuanto a sus parámetros hidrogeológicos, balance y calidad del agua subterránea, por esta razón el propósito de la presente investigación es el planteamiento de un modelo de simulación del flujo de agua subterránea en este medio.

1.1. Hipótesis general

Un medio fracturado de calizas es parte de un sistema acuífero que comprende un conjunto de componentes físicos y geométricos, acciones externas y leyes de funcionamiento, la simulación permitirá saber la factibilidad del comportamiento del sistema ante una serie de alternativas de explotación.

1.2. Hipótesis particulares

a).- La susceptibilidad a que el agua subterránea se contamine, dependerá de las características hidrodinámicas del medio, por lo tanto, una manera de englobar todas las características que muestran los diferentes grados de susceptibilidad, pueden ser indicados por un índice de vulnerabilidad.

b).- La conductividad hidráulica del medio fracturado, está determinada por la densidad, tamaño y profundidad de las fracturas superficiales, de tal forma que, encontrando el patrón de distribución e índice de fracturamiento, es posible definir zonas de recarga.

c).- El método de Doble Porosidad representa la evolución real del tiempo vs. abatimiento de un acuífero de grietas/cárstico, por lo tanto, es importante determinar la transmisividad y coeficiente de almacenamiento como parámetros hidrogeológicos de medios fracturados de calizas.

d).- La presencia de fracturas está asociada con alta productividad de agua en los pozos, consecuentemente, es importante desarrollar una técnica para modelar el flujo subterráneo en medios fracturados en calizas.

1.3. Objetivo general

Realizar un modelo de simulación de flujo de agua subterránea para un medio fracturado en calizas.

1.4. Objetivos particulares

a).- Determinar los índices de vulnerabilidad a la contaminación en el sur-este del Estado de Coahuila.

b).- Determinar la zona de recarga mediante el patrón de distribución de fracturas y los índices de densidad de fractura en el área de estudio.

c).- Obtener la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento mediante la interpretación de pruebas de bombeo para medios fracturados de calizas.

d).- Obtener la ecuación de flujo subterráneo en un medio fracturado de calizas.

2. REVISION DE LITERATURA

2.1. Las rocas calizas

2.1.1. Génesis

Llopis (1970) manifiesta que el origen de las calizas es muy variado. Ante todo se trata de una roca sedimentaria, formada en cuencas marinas o lacustres, inclusive, en ambientes subaéreos. Puede ser detrítica, cuando resulta de la concentración de restos de desagregación de otras rocas calizas ya existentes, como ocurre con las calcarenitas y los maciños o molasas. Tal como en la mayoría de las rocas detríticas, las calizas clásticas tienen características diferentes en función de su granulometría, de manera que pueden presentarse bajo la forma de conglomerados calizos, molasas o calizas litográficas, estas últimas de granulometría muy fina. Puede ser roca de precipitación química o bioquímica, como los travertinos y calizas depositadas en las cuencas lacustres a la salida de las emergencias cársticas (manantiales). Las calizas litoquímicas son también las concreciones de las cavernas que genéricamente pueden llamarse estalagmitas. Pero la caliza por excelencia es una roca organógena, formada por la concentración de millones de caparazones de foraminíferos, acumulaciones de conchas de moluscos (lumaquelas) o de braquiópodos, o por construcción de arrecifes coralinos (klintita). Otros muchos grupos biológicos pueden contribuir a la generación de caliza, como los briozos, los tabulados, los estromatopóridos, todos ellos arrecifales. En el Cámbrico existieron los archeocyátidos, organismos de arrecifes que fueron los autores de las primeras acumulaciones de calizas arrecifales hace unos 600 millones de años.

Finalmente, las calizas sometidas a los procesos de metamorfismo, pueden cambiar totalmente de características y aun de composición. La transformación más elemental consiste en un enriquecimiento de CaCO_3 por recristalización, dando los cipolinos y mármoles de Carrara, que constituyen las rocas calizas más puras por su alto contenido de CaCO_3 (hasta 98.6%). Una transformación mayor consiste en su enriquecimiento en sílice y generación de silicatos de calcio que difieren mucho de las calizas (Llopis, 1970).

Brauns y Chudoba (1963) señalan que la caliza compacta, frecuentemente rica en fósiles de animales que un día vivieron en los mares, es organógena. Los cristales que aparecen implantados son muchas veces de génesis especial, el agua que contiene ácido carbónico, disuelve el carbonato de cal de la caliza y lo vuelve a precipitar al desprenderse el gas carbónico; así ocurren: en las cuevas, las estalactitas; en los arroyuelos, precipitación química o bioquímica de calizas (travertino) y agregados bacilares en grietas, así como bellos cristales en filones metalíferos y en oquedades de rocas volcánicas.

López (1982) concluye que el material que se precipita en masas de agua dulce o salada da razón sobre la cantidad de sedimentos químicos que forman las rocas. Se incluyen aquí las calizas, la dolomita, el yeso y la sal gema. Las verdaderas calizas consisten predominantemente del material calcita (CaCO_3), aunque pueden hallarse impurezas en forma de pedernal o de MgCO_3 . La precipitación de CaCO_3 a partir del agua marina es la más común y generalmente se realiza por la precipitación de soluciones naturales de $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$. Algunas calizas se consideran clásticas (calcarenitas), por estar constituidas de fragmentos de calizas preexistentes.

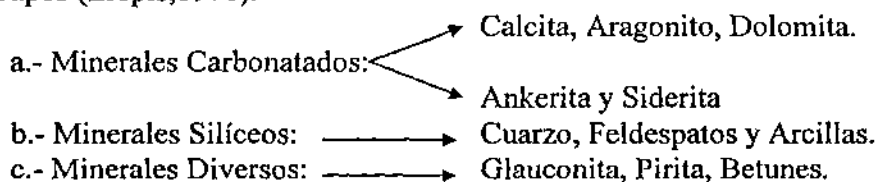
2.1.2. Composición

Yevjevich (1976) define a los medios cársticos como un vocablo Yugoslavo que significa campo de rocas calizas.

Llopis (1970) menciona que Flugel (1968) designó con el nombre de caliza a un conjunto de rocas de composición a veces bastante heterogénea, si bien en todas ellas domina como componente el CaCO_3 (Carbonato de Calcio). Las calizas están pues constituidas fundamentalmente por calcita. En las verdaderas calizas el contenido en Carbonato de Calcio excede al 95%. El resto está constituido generalmente por MgCO_3 (Carbonato de Magnesio), SiO_2 (Silice), Al_2O_3 (Alumina), Fe_2O_3 (Oxidos de Hierro), MnO (Oxidos de Manganeso), CaO (Alcalis) y otros componentes en menor proporción.

Se puede considerar la existencia de una familia de rocas calizas con composición bastante diversa y orígenes diferentes. El término más próximo a las calizas tipo, son las dolomias, que se forman cuando la cantidad de Carbonato de Magnesio (MgCO_3) se eleva al 40%. Entre calizas y dolomías existe una gama de términos intermedios que se denominan colectivamente calizas dolomíticas. Igualmente, cuando el Sílice aumenta desproporcionadamente, se forman las calizas faníticas o calizas silíceas, cuyo límite extremo son las fanitas, cuando la sustitución de CaCO_3 por SiO_2 ha sido casi total (Llopis, 1970).

La caliza es una roca compleja no solo en su composición química, sino también en su contenido mineral. Con los minerales que constituyen las calizas podrían hacerse tres grandes grupos (Llopis, 1970).



Entre los minerales carbonatados, los más importantes, por lo frecuentes, son: la calcita y el aragonito. Este último es una forma de calcita poco estable, por lo que pasa normalmente a calcita. Los organismos marinos fabrican sus exoesqueletos

indistintamente con calcita y aragonito, pero siempre se encuentran en las rocas constituidas por aquellos organismos de mucho mayor porcentaje de calcita que de aragonito.

Entre los minerales silíceos, los más importantes son el cuarzo y las arcillas. El sílice puede encontrarse en forma de calcedonia, y puede estar en estado difuso, imperceptible sólo en el análisis, o concentrado en forma de nódulos de silex. También puede encontrarse cuarzo detrítico en la calcarenita y aun autígeno cristalizado, como producto de segregación de algunas calizas.

Las arcillas son, no obstante, las que desempeñan un papel más importante en las calizas carstificadas. La arcilla no es visible en general, macroscopicamente, en la caliza por su grano fino, pero se observa fácilmente en los residuos de disolución de las calizas por ácidos. Los minerales arcillosos de la caliza se separan naturalmente de ésta durante los procesos de disolución, generando las arcillas de decalcificación, que son ricas en sales férricas, lo que justifica la denominación de "terra rossa" (tierra roja).

Cuando el contenido arcilloso de una caliza se eleva, aparecen rocas de transición hacia las margas, rocas de composición intermedia entre calizas y arcillas. Las formas de transición se llaman calizas margosas y margas calizas según predomine el CaCO_3 sobre las arcillas o viceversa.

Brauns y Chudoba (1963) mencionan que el carbonato cálcico, CaCO_3 , es dimorfo; en la naturaleza se presenta como calcita (espato calizo) (romboédrico) y como aragonito (rómico). La riqueza de formas de cristales de calcita es muy grande (unos 80 romboedros distintos y más de 200 escalenoedros). Los agregados informes de espato calizo son granudos (mármol), espáticos, bacilares, fibrosos o compactos (caliza); también terrosos (creta). Es raro el espato calizo asbestiforme vetado, con brillo sedoso (espato satinado). Las tobas calizas o travertino son calizas porosas, que en sus localidades de ocurrencia forman aguas minerales saturadas de cal. De transparente a opaco, incoloro o coloreado. Muchas calcitas son fluorescentes en luz ultravioleta, lo que se debe a impurezas de elementos en indicios. La calcita incolora transparente permite ver claramente el fenómeno de la doble refracción (birrefringencia). Muy soluble en ácidos, en frío, con viva efervescencia (por desprendimiento de gas carbónico). Colorea la llama de rojo amarillento. La disociación en CaCO_3 y CO_2 (calcinación de la cal) se efectúa a unos 900°C .

López (1982) comenta que la caliza generalmente es cristalina y dura, pero se raya con la navaja y efervesce activamente con los ácidos especialmente con el HCl. Su color es variable de acuerdo a las impurezas que contenga, pasando desde blanco lechoso, al amarillento, gris café y aún negro, color éste último que obedece a la presencia de materiales carbonosos ó bituminosos. La creta es una variedad de caliza, terrosa al tacto, generalmente de colores claros, formada por esqueletos de pequeños foraminíferos y de otros animales microscópicos.

2.1.3 Textura y Estructura

Trefethen (1979) menciona que el tamaño, la forma y la disposición de los materiales que componen una roca sedimentaria determinarán su textura. Los conglomerados enseñan una textura gruesa, mientras que las piedras calizas exhiben una textura fina. En general a la texturas se les clasifica como clásticas cuando contiene roca quebrada o fragmentos minerales y no clásticas cuando son aproximadamente cristalinas o granulares, en otras palabras, una roca clástica también llamada epiclástica es originada a partir de intemperismo y erosión de rocas preexistentes, la clasificación general de estas rocas es de acuerdo a su granulometría (tamaño y forma) y las rocas no clásticas o químicas son originadas por la precipitación química de minerales en cuerpos de agua en ambientes marino y/o continentales. La precipitación puede ser causada directamente por reacciones inorgánicas entre minerales disueltos o por organismos (foraminíferos, diatomeas, moluscos, corales, etc.) que secretan o tienen una estructura esquelética.

Llopis (1970) señala que el estudio de la textura de las calizas no se había abordado hasta hace muy pocos años, menciona que, algunos autores como Wolf (1960), Ham (1962), Friedman (1965), se han ocupado de este tópico. Entre todas las contribuciones de estos autores, Llopis (1970) indica que es necesario destacar las ideas de Folk (1959) que han conducido a una clasificación textural de las calizas, y sobre todo establecer la relación entre la textura y la hidrodinámica del medio sedimentario, en la textura de las calizas hay que distinguir dos tipos de elementos diferentes:

a.- Aloquímicos o elementos alotígenos que forman el armazón o fracción característica de la textura y que pueden ser agrupados en cuatro categorías:

- Intraclastos, fragmentos que han sido arrancados de sedimentos débilmente consolidados y redepositados nuevamente.
- Pellets, o píldoras agregados de calcita microcristalina redondeados, esféricos o elípticos, sin estructura interna.
- Fósiles, o restos de partes duras de organismos.
- Oolitos, redondeados, caracterizados por una estructura interna y composición mineralógica.

b.- Matriz (o cemento), o elementos autógenos, formados por:

- Esparita, cristales mayores de 10 micras.
- Micrita, cristales menores de 10 micras.

La base de la clasificación de Folk está en la relación entre los aloquímicos y la matriz. Fundamentalmente considera cinco tipos:

- I .- Rocas con predominio de aloquímicos y cemento de calcita espática.
- II .- Rocas con predominio de aloquímicos y micrita.
- III.- Rocas con predominio de micrita.

IV.- Rocas organógenas arrecifales.

V.- Rocas ampliamente dolomitizadas.

Por lo que respecta a la estructura, como toda roca sedimentaria la caliza tiene dos tipos de estructura.

a.- Congénita o sinsedimentaria. Producida durante la sedimentación.

b.- Tectónica o mecánica. Producida por acciones orogénicas, posteriores casi siempre a la sedimentación.

La estructura congénita se manifiesta ante todo por la presencia de planos de estratificación y por la disposición interna de los elementos macroscópicos del material sedimentario. Los primeros delimitan cuerpos de caliza llamados estratos y el conjunto de estratos se llama estratificación. Los estratos son en realidad cuerpos geológicos que tienen una gran extensión superficial y poco espesor. Este espesor se llama potencia. Los planos de estratificación se interpretan generalmente como interrupciones en la sedimentación o diastemas. En todo caso, desde el punto de vista estructural, representan soluciones de continuidad de la masa caliza que tiene una gran importancia en el desarrollo de carst (Llopis,1970).

Los intervalos entre los planos de estratificación condicionan la potencia de los estratos; ésta es tanto mayor cuanto mayores sean los intervalos. Estos son muy variables desde milímetros a decenas y aun centenares de metros; de este modo pasamos desde las calizas micro-esfratificadas, cuyos estratos tienen potencia de milímetros, hasta calizas masivas que pueden llegar a tener algunos centenares de metros. Lo más frecuente es que las potencias sean medias, es decir, oscilen entre algunos centímetros y varios metros (Llopis, 1970).

2.1.4. Disolución

Davis y DeWiest (1971) expresan que la caliza y la dolomía, las dos rocas carbonatadas más comunes, se originan a partir de una gran variedad de materiales sedimentarios, tales como los barros calcáreos, los fragmentos de conchas, los depósitos de talud, las arenas calcáreas, las masas de arrecifes y los restos de pequeños organismos planctónicos. La porosidad y la permeabilidad originales de muchos de estos sedimentos se modifican rápidamente cuando tienen que soportar el peso de los depósitos suprayacentes, de tal forma que las estructuras sedimentarias primarias, incluso las de las últimas rocas cenozoicas, apenas se suelen conservar. Por el contrario, cuando las rocas son relativamente impermeables y compactas, desde el principio de su deposición y no han sido deformadas por procesos tectónicos posteriores, las estructuras sedimentarias primarias pueden persistir casi indefinidamente. Los cambios más importantes de la porosidad y de la permeabilidad suelen ser debidos a los procesos de compactación, de disolución del aragonito y de la calcita, precipitación de cemento calizo y formación de mineralización de dolomita.

La porosidad primaria es relativamente elevada en la mayor parte de las calizas de edad reciente; la permeabilidad, sin embargo, suele ser generalmente baja, excepto en rocas tales como las brechas y las lumaquelas, en las que los grandes poros no están rellenos con cemento. La permeabilidad de las rocas carbonatadas puede variar desde menos de 1 mm/día, en el caso de las calizas compactas ricas en minerales de arcilla, hasta varios miles de metros por día, en el caso de las brechas groseras apenas cementadas. En el caso de las calizas que poseen una cierta porosidad primaria, los valores más frecuentes de la permeabilidad suelen estar comprendidos entre 10 mm/día y 0.5 m/día. La caliza cristalina compacta posee generalmente una permeabilidad inferior a 1 mm/día (Davis y DeWiest, 1971).

Aunque en el caso de calizas muy antiguas puede haberse conservado una cierta porosidad primaria, existen de todas formas otros tipos de porosidad secundaria más importantes desde el punto de vista de la explotación de las aguas subterráneas. Probablemente, la mayor transmisividad de casi todas las calizas es debida a la presencia de fracturas y grietas ensanchadas por un efecto secundario de disolución por el agua a lo largo de los planos de estratificación y zonas de porosidad primaria (Davis y DeWiest, 1971).

Llopis (1970) menciona que la disolución de la caliza puede ser de dos tipos:

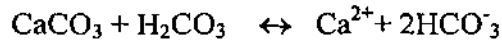
- a.- Disolución masiva.
- b.- Disolución sobre fisuras.

Un plano de estratificación interfiriendo con la superficie topográfica, constituye una línea de mínima resistencia por lo que el agua circula fácilmente, erosionando y disolviendo la caliza, con lo que el plano es excavado, quedando en saliente el cuerpo del estrato. Este fenómeno es frecuente en todas las zonas estratificadas, aun las no calizas, pero en las calizas se acentúa de una manera especial a consecuencia de la disolución. Igualmente en el caso de que la masa caliza sea tubular, son las diaclasas las que actúan de planos de mínima resistencia, y serán los planos de diaclasas los que serán excavados, quedando en saliente las zonas interdiaclasas (Llopis, 1970).

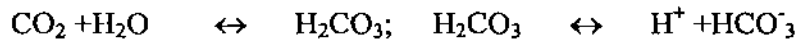
No obstante, los planos de las fisuras no son las zonas óptimas para la disolución, sino que será máxima en la intersección de dos planos de fisura, sea plano de estratificación y diaclasa o dos planos de diaclasa. En estas intersecciones se juntan dos soluciones de continuidad que determinan la generación de un conducto incipiente por el agua que penetra mucho más fácil (Llopis, 1970).

Según Milanovic (1981) las calizas son las más representativas de todas las rocas carbonatadas. Están compuestas de mineral calcita (CaCO_3). Muy raramente las calizas están compuestas por calcitas puras, frecuentemente contienen ciertos porcentajes de arcilla, materia bituminosa, magnesio, sílice, arena, y otros componentes menores. La solubilidad de la caliza en el proceso de carstificación se incrementa con su pureza.

La causa básica para la solubilización del carbonato de calcio por el agua es la acción del ácido carbónico a través del fenómeno cárstico:



Esta reacción es reversible y depende de la solubilidad de la caliza sobre la concentración de H_2CO_3 la cual a su vez depende de la concentración de CO_2 en el agua. El dióxido de carbono reacciona con el agua produciendo ácido carbónico en muy pequeña proporción 0.5 a 1 % del total de la cantidad de CO_2 .



De acuerdo a la ley de acción de masas, la concentración del bicarbonato (HCO_3^-) se incrementa de acuerdo con en el contenido de ácido carbónico

$$[\text{HCO}_3^-] = \frac{\text{H}_2\text{CO}_3}{\text{H}^+} = 4.10^{-7}$$

La concentración del ion bicarbonato es inversamente proporcional a la concentración del ion Hidrógeno. Esto es específicamente verdadero cuando el pH es menor que 4.

2.1.5. Características de la circulación cárstica

Llopis (1970) menciona que la circulación cárstica es extremadamente compleja.

En los últimos años ha sucedido una visión mucho más clara, pero a pesar de todo existen numerosos casos en el carst que escapan a las leyes generalmente admitidas.

Las características dinámicas de un carst dependerán ante todo, de los siguientes factores:

- a.- De la estructura congénita y tectónica del macizo rocoso calcáreo.
- b.- El estado de evolución del relieve regional.
- c.- Del estado de desarrollo cárstico.
- d.- De las características climáticas.
- e.- De las circunstancias específicas locales.

Únicamente considerando todos estos factores es posible tener una idea bastante concreta de un determinado carst.

Davis y DeWiest (1971) manifiestan que las rocas carbonatadas provistas de extensos canales o fracturas de disolución desarrollados preferentemente en una sola

dirección, poseen lógicamente, importantes permeabilidades que son altamente anisotrópicas; por esta razón, la dirección del flujo del agua subterránea no debe ser deducida de los mapas hidrogeológicos a partir del simple trazado de líneas ortogonales a las isopiezas.

Milanovic (1981) comenta que el sistema de drenaje subterráneo en un carst tiene algunas características del sistema de drenaje superficial, por ejemplo el volumen de drenaje depende de la estación húmeda, mucho del flujo de agua en un carst termina en manantiales cársticos y se puede concluir que el flujo sigue una cierta ruta privilegiada determinada por el sistema de fracturamiento.

Yevjevich (1976) enfatiza que el avance hidrológico y particularmente hidrogeológico para estudiar los problemas de agua en medios cársticos, consiste en propuestas de aplicación de estadística matemática y optimización en estimación de parámetros, las cuales son una herramienta potencialmente más versátil en la obtención de nuevos resultados de investigaciones que los modelos físicos clásicos de acuíferos cársticos y sistemas de canales subterráneos.

2.2. Historia de los modelos de flujo del agua subterránea

Bredehoeft y Hall (1995), presentan una evolución de la modelación del agua subterránea, en donde señalan que la era moderna de la hidrología del agua subterránea inició con la ecuación de Theis en 1935. Los 40s y 50s fueron las décadas cuando Jacob y Hantush explicaron con sus soluciones de flujo el movimiento de agua subterránea a los pozos. Durante los 50s, Bob Bennett y Herb Skibitzke en el Departamento de Estudios Geológicos de Estados Unidos (USGS) investigaron y analizaron un sistema de acuífero completo en vez de un pozo simple usando computadora de tecnología analógica. Skibitzke aportó nuevas innovaciones importantes, al mostrar que podían obtenerse buenos resultados usando resistores comunes en vez de componentes de precisión usados anteriormente, y realizó lecturas factibles usando un osciloscopio con pulsaciones repetidas en el sistema. Las técnicas analógicas de la representación del acuífero fueron basadas sobre diferencias finitas. Una ventaja de la analogía fue que el tiempo no fue discretizado; fue continuo haciendo el método incondicionalmente estable. Después de 1950 el USGS creó un laboratorio de computo analógico en Phoenix Arizona, titulado Gene Patton el cual produjo un gran número de modelos durante los 50s y 60s para distritos de USGS a través de los Estados Unidos. Menciona también Bredehoeft y Hall (1995) que Bill Walton y Tom Prickett tuvieron un laboratorio analógico pequeño para estudios de agua en el Estado de Illinois. En 1950 una aplicación matemática en la industria del petróleo fue experimentada con técnicas numéricas para resolver las ecuaciones de flujo. Mientras que el modelo analógico fue para situaciones idealizadas para el flujo de un fluido simple, no podía fácilmente tratar problemas múltiples. Este trabajo conduce a los modelos numéricos de hoy. La ventaja de modelos de acuíferos permite analizar el sistema completo de una manera realista, incluyendo acuíferos heterogéneos, límites reales, flujo a través de capas confinantes, conexión de sistemas, variables de importancia individuales o múltiples, etc.

Además, con los modelos computacionales se puede explorar como realmente se comporta el sistema. En los 70s, la comunidad científica cambió de lo analógico a las computadoras digitales. La capacidad para análisis fue incrementada con el poder de las computadoras. Ahora el flujo y transporte de contaminantes, flujo saturado y no saturado, flujo en multifases, transporte con reacciones son algunos ejemplos de una gran lista de modelos.

Comenta Walton (1979) que los modelos analíticos continúan siendo más usados en el diseño y calibración de modelos digitales numéricos. La validación de los resultados del modelo por computadora, es frecuentemente verificado con modelos analíticos, esto incrementa su credibilidad.

Bear y Verruijt (1987) definen por modelo de un acuífero el procedimiento, ya sea analítico, matemático o analógico, que permite realizar la simulación de su comportamiento. Un modelo es más representativo del sistema real, cuando es capaz de reproducir más fielmente su comportamiento, o lo que es lo mismo, reproducir los estados del sistema, las acciones sobre el y las leyes que lo relacionan. Los diferentes tipos de modelos se diferencian en la forma de resolver las ecuaciones diferenciales, así, los modelos analíticos, son los que dan la solución exacta a las ecuaciones diferenciales por medio de funciones analíticas o tabuladas. Solo se ha resuelto para casos particulares y relativamente simples. Los modelos matemáticos utilizan métodos numéricos para resolver las ecuaciones diferenciales. El método más desarrollado es el de diferencias finitas, con el que se obtiene la solución de la ecuación por una serie de puntos discretos en el espacio y en el tiempo. De acuerdo con este método, la descripción del sistema se hace en elementos celulares asignados a cada uno de los puntos del espacio. La ecuación diferencial se aproxima por una serie de ecuaciones algebraicas en que las incógnitas son las alturas piezométricas en los puntos escogidos. Recientemente ha adquirido mucho auge el método de elementos finitos. Con este método pueden utilizarse mucho menos nodos que el de diferencias finitas, sobre todo con límites muy irregulares. Además el número de elementos se puede aumentar en las zonas más críticas de mayor explotación o en las que sea difícil definir más detalladamente el problema, tiene como desventaja que es más abstracto y no puede verse intuitivamente el funcionamiento físico del sistema. Esto conduce a una mayor dificultad en la detección de errores en la introducción de datos o programación y los modelos analógicos que resuelven la ecuación diferencial de una forma indirecta. Para ello, se utiliza un fenómeno físico que tenga una ecuación diferencial del mismo tipo que la de los acuíferos, los más importantes son los que utilizan la analogía eléctrica, ya sea los más simples de papel conductor o los más complejos de capacidades y resistencias. Los modelos de fluido viscoso de Hele-Shaw, gozan de cierta tradición en trabajos de laboratorio y de investigación.

2.3. Software desarrollado para el modelado del flujo de agua subterránea

Kinzelbach (1989) propone, la solución de las ecuaciones de flujo subterráneo mediante métodos numéricos específicamente, método de diferencias finitas y método del elemento finito. Presenta al igual que Bear y Verruijt (1987) programas en BASIC para

dar solución al modelado del agua subterránea en casos específicos de flujo bidimensional, tridimensional, intrusión marina a los acuíferos y transporte por advección.

Anderson y Woessner (1992) ilustran ejemplos, donde aplican paquetes computacionales compatibles con IBM que utilizan diferencias finitas, como son los modelos de MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) y PLASM (Prickett y Lonquist, 1971) y un modelo de elemento finito, AQUIFEM-1 (Townley y Wilson, 1980). MODFLOW y PLASM fueron seleccionados porque son muy usados, documentados por pozos y disponibilidad de computadoras personales compatibles con IBM. AQUIFEM-1 fué seleccionado como un ejemplo representativo de un modelo de elemento finito y también porque es excepcionalmente documentado por pozos y disponible para computadoras personales compatibles con IBM. Una nueva versión llamada AQUIFEM-N también esta disponible (Townley, 1990). Dos códigos PATH3D por Zheng, 1989, y MODPATH por Pollock, 1989, fueron desarrollados directamente con MODFLOW FLOWPATH (Franz y Guiguer, 1990) que son una combinación de flujo en estado estable para una localización particular. El código del modelo de flujo es basado sobre PLASM, donde fueron realizados cambios para acomodar el modelo a una localización particular.

Karanjac (1994) desarrolló un software conocido como Ground Water for Windows (GWW) que es la contribución de las Naciones Unidas para el procesamiento y manejo de la información de datos de agua subterránea. GWW es flexible, controlado, sofisticado y versátil. Orientado a relacionar bases de datos y hecho a la medida para usarse con sistema de información clásica de agua subterránea (litología, hidrogramas, química, pruebas de bombeo, etc.), con desplegados gráficos. El software es programado con una aplicación de Windows, y usa todos los recursos de Windows: manejo de memoria, fuentes, colores, pantalla, impresora, graficador, drivers, etc. Con dispositivos de entrada y salida independientes, y no tiene limitaciones de memoria, excepto para aquellos que son intrínsecos en alguna aplicación de Windows. La base de datos puede ser filtrada, esto es una gran serie de información que puede ser reducida a una subserie teniendo atributos de seleccionar sobre alguna parte de los datos. Usa diseño de estructura de la base de datos y crea forma de acceso y reportes. El software es primeramente encaminado para la creación de grandes relaciones de base de datos sobre un sitio, región, provincia, o país. En adición al procesamiento de datos de agua subterránea, GWW tiene una particular utilidad poderosa de mapeo. Varias localizaciones y mapas de contenido temático vienen en una parte integral de la base de agua subterránea. El intercambio de información con otros paquetes de software es habilitado vía importar o exportar archivos AutoCad's. DXF y ASCII. Siguiendo la filosofía que una fotografía es equivalente a miles de palabras, GWW enfatiza gráficos en pantalla e imprime en mapas, secciones transversales, hidrogramas, diagramas químicos.

Diodato (1998) define al TWODAN como un software flexible y útil en modelos de agua subterránea, dado que puede simular a uno o dos acuíferos hidráulicamente conectados. La interfase TWODAN para Windows es fácil y rápida de usar dentro del dominio del modelo. Puede importar archivos dibujados en AutoCAD (DXF) y usarlos como mapas base para contornos de cargas calculadas para pozos, también puede generar

listas de ASCII de posiciones de contornos para ser soportados por archivos de SURFER (GRD).

E. A. Sudicky del Waterloo Centre for Groundwater Research (WCGR) y R. Therien de Laval University (1997), desarrollaron el software FRAC3DVS, modelo tridimensional en elemento finito, usado para simular flujo de agua subterránea en estado estable o transitorio y transporte de solutos en medios porosos o medios discretamente fracturados. La solución del flujo se basa en la fórmula de la conservación de la masa y las iteraciones son realizadas por Newton-Raphson. Es más completo que el FRACTAN y FRACDENS que simulan en forma bidimensional.

En los últimos años, el software ha tenido una evolución muy dinámica, tal es el caso por ejemplo, del Visual MODFLOW (1997) desarrollado por Waterloo Hydrogeologic Inc. El cual es uno de los paquetes de software más completos para graficar modelajes ambientales. Combina al MODFLOW, MODPHAT y MT3D.

2.4. Modelación y simulación del flujo de agua en medios fracturados

Doe y Pedler (1998) mencionan que para los especialistas acostumbrados al orden y predictibilidad de acuíferos de arenas y gravas, la mención de la palabra “fractura” puede conjurar imágenes de líneas aleatorias impredecibles y generalmente misteriosas. El ambiente del agua subterránea dominadas por fracturas, tales como acuíferos en rocas carbonatadas o basamentos de granito, pueden resultar en pozos improductivos. Sin embargo, cuando un pozo de bombeo intercepta una red de fracturas, el abatimiento podría evitarse en pozos cercanos afectando localidades distantes donde no se esperaría encontrar una conexión. Esto no sorprende dado que las rocas fracturadas son inherentemente problemáticas. En los últimos 30 años el problema de fracturas ha sido estudiado por investigadores académicos que tratan de abrir un camino para atacar estos problemas.

Cheema e Islam (1995) mencionan que la predicción de funcionamiento de acuíferos en hidrogeología compleja, requiere simulación numérica. A la fecha, los paquetes han sido desarrollados para modelar flujo de agua subterránea. La mayoría de las simulaciones son limitadas y no aplicables para formaciones fracturadas. La presencia de fracturas esta asociada con alta productividad de agua, así como alta vulnerabilidad a contaminantes. Consecuentemente es importante desarrollar una técnica apropiada para modelar formaciones fracturadas, realizaron una modelación usando MODFLOW para predecir flujo de formaciones profundas, el método el cual usa valores anisotrópicos determinados en laboratorio, proporciona buen ajuste entre las observaciones numéricas y de campo. El método fue aplicado en diferentes localidades de tres diferentes áreas de Block Hills, región sur de Dakota y solo un área muestra inconsistencia debido a evidencia de anisotropía extremadamente variable.

Morris y Johnston (1985), realizaron un estudio del movimiento del agua subterránea en las Cataratas del Niágara en el cual ilustran la aplicación de la simulación

del flujo de agua subterránea a través de rocas fracturadas por analogía de conceptos de un medio poroso anisotrópico y el análisis de diferentes escenarios hidrogeológicos. Esta aproximación puede ser especialmente usada donde datos de características hidráulicas y distribución de la carga son limitantes. Un modelo de flujo saturado-nosaturado fue usado para probar tres diferentes escenarios de flujo del agua subterránea con variación de conductividades hidráulicas, relación de anisotropía, tasa de recarga y condiciones de límites. Para este propósito fueron asumidas condiciones estables y un modelo basado en la aplicación de elementos finitos. El modelo hidrogeológico (escenario 2) que proporciona un ajuste más cercano entre la simulación y las mediciones de cargas hidráulicas fue caracterizado por condiciones fuertemente anisotrópicas en la formación de Dolomita, particularmente en la parte inferior de la formación y cerca de la cañada del Río Niagara.

Schwartz y Smith (1988) desarrollaron una aproximación continua para modelar transporte de masa en rocas fracturadas. Involucrando una aplicación del método de rastreo de partícula, en el cual el transporte físico es simulado en términos de velocidad y la variación en velocidad. Las estadísticas describen que el movimiento de partícula viene de observar los patrones actuales del movimiento de partícula en un subdominio discreto. Este subdominio es pequeño pero pieza representativa de un gran continuo. La aplicación simple del modelo continuo muestra como la dispersión puede ser complicada en un sistema de fracturas. Los factores que contribuyen para la difusión en la mayor o menor dirección principal cambian con la orientación del sistema de fracturas manifestados en cambios de los gradientes hidráulicos.

Chavez *et al.* (1990) construyeron un modelo de simulación de flujo en diferencias finitas y a dos capas para el acuífero de Villa de Reyes, en el estado de San Luis Potosí, con base en el código de computadora MODFLOW. El sistema acuífero esta formado por una capa superior de relleno volcano-sedimentario y una capa inferior de roca volcánica fracturada. Con este modelo se pretende simular el comportamiento hidráulico del acuífero hacia los diversos esfuerzos hidrológicos a que pueda estar sujeto. Además de la respuesta ante el bombeo, es de especial interés simular el efecto de una recarga profunda proveniente de un sistema regional de fallas. El modelo fue calibrado por ensayo y error sobre los años de 1986 y 1987, y verificado sobre el año de 1988. Se efectuó un análisis de sensibilidad que reveló en particular una respuesta muy alta de los niveles calculados del medio fracturado.

Podgorney y Ritzi (1997) analizaron la geometría en un sistema de flujo de fracturas encontrando que es muy compleja, y que el uso de parámetros efectivos del acuífero podrían guiar a una conceptualización inadecuada de la geometría de la zona de captura. Esta decisión la tomaron al examinar un acuífero fracturado carbonatado que tiene una transición de tipo de flujo en medio poroso (continuo) cerca de la superficie, a flujo discreto en fracturas a profundidad (no continuo), delimitando tres zonas mediante video de pozos y pruebas de bombeo.

3. MATERIALES Y METODOS

3.1. Descripción del área de estudio

3.1.1. Localización

Las superficies aproximadas de estudio se definieron en las cartas geológicas y topográficas G14C33 y G14C34 escala 1:50000 (CETENAL, 1975) comprendiendo una área de aproximadamente 7739.13 km², y una subárea de esta de aproximadamente 1500 Km², localizadas, entre los paralelos 25°35' y 25°20' de latitud norte y los meridianos 101°05' y 100°50' de longitud al oeste del meridiano de Greenwich, y una altitud de 1760 a 2800 m s n m. En la región hidrológica 24 Bravo-Conchos subcuena B de acuerdo a INEGI (1982). Dentro de estas áreas se encuentra en la parte suroriental del estado de Coahuila, la ciudad de Saltillo, que junto con la ciudad de Ramos Arizpe forman el valle Saltillo-Ramos Arizpe (Figura 3.1 tomada de INEGI, 1995). El agua que escurre superficialmente drena con dirección norte, constituyendo la cabecera del arroyo de las Tranquitas, siendo este uno de los afluentes que alimentan al río Salinas, que a su vez drena hacia el oriente hasta unirse con el río Pesquería dentro del estado de Nuevo León, para posteriormente unirse con el río San Juan que desemboca en la presa Marte R. Gómez en los límites de los estados de Tamaulipas y Nuevo León.

3.1.2. Economía y poblaciones principales

La ciudad de Saltillo capital del estado de Coahuila, cuenta con aproximadamente 520,000 habitantes. La principal actividad económica es el comercio y la industria, ya que la región se caracteriza por ser industrial, principalmente en la zona Saltillo-Ramos Arizpe. La economía en la zona rural es la agricultura principalmente, y en menor escala la ganadería (cría de bovino y caprino). La agricultura se dedica al cultivo de la manzana, en la región de Arteaga, Huachichil, Los Lirios, El Tunal, Pinos Altos, Jamé y San Antonio de las Alazanas, denominándosele región manzanera, además se cultiva la papa en la región de Huachichil, y en algunas otras regiones se cultiva maíz, trigo, frijol, hortalizas y nogal (INEGI, 1994b).

3.1.3. Clima

El clima de Saltillo, basado en la clasificación climática de Koeppen, y modificada por García (1973), para la República Mexicana, se define como seco estepario, con la fórmula climática que corresponde a un BsoK(X')(e'), con las siguientes características:

Bso.- Es el clima más seco de los Bs, con un coeficiente de P/T de 22.9

K.- Templado con verano cálido, con temperatura anual de 12 y 18°C

(X').- Régimen de lluvias intermedias entre verano e invierno.

(e').- Extremoso con oscilaciones entre 7 y 14°C

En general la temperatura y la precipitación pluvial media anual es de 18°C y 365 mm, respectivamente. Los meses más lluviosos son de julio a septiembre, concentrándose la mayor parte en el mes de julio. La evaporación promedio mensual es de 178 mm registrándose la más alta en los meses de mayo (236 mm) y junio (234 mm).

En tanto que en las partes altas de las sierras que se extienden al sur y sureste del estado de Coahuila, por encima de los 2000 ó 2200 m de altitud, reinan climas templados y semifríos subhúmedos, como en las Sierras de El Fraile, Playa Madero, San Antonio, y en las que rodean las poblaciones de Huachichil, San Miguel y Escobedo, entre otras. Se trata de las únicas áreas coahuilenses no afectadas por climas secos. Presentan vegetación de bosques y chaparrales en las sierras; pastizales y algunos matorrales en bajadas y llanuras altas. El clima que más se extiende es el templado subhúmedo con lluvias escasas todo el año y precipitación total anual entre 450 a un poco más de 500 mm. Los porcentajes de lluvia invernal son relativamente altos, sin embargo la precipitación alcanza sus niveles máximos en verano. La temperatura media anual es de 13°C. Las medias mensuales más elevadas, que se aprecian en mayo y junio, rebasan apenas los 16°C; y las más bajas (en enero) son del orden de los 9°C. En los límites con el estado de Nuevo León, en la Sierra de San Antonio, existen áreas con clima templado subhúmedo con lluvias de verano, de más de 600 mm de precipitación total anual, y temperatura media anual de 14°C (INEGI, 1983).

Lesser y Asociados (1997) realizaron un estudio hidrogeológico para el valle Saltillo-Ramos Arizpe. Dentro de este, al analizar la precipitación media anual, construyeron polígonos de Thiessen para cinco estaciones climatológicas, reportando un volumen de lluvia de 97.97 millones de m³/año, de los cuales se infiltran 8% para recarga al acuífero. Las curvas de Isoyetas son mostradas en la Figura 3.2.

3.1.4. Fisiografía

Las formas topográficas existentes en la zona de estudio corresponden a una morfología de sierras y valles paralelos de distribución irregular y orientadas en una dirección dominante Oriente-Poniente (Figura 3.1 tomada de INEGI, 1995). Las altitudes máximas en las sierras alcanzan a ser del orden de 3200 m s n m y en los valles las más bajas de 1800 m s n m. El sistema de drenaje se encuentra labrando sus cabeceras hacia los lomos de las sierras que actúan como parteaguas drenando a los valles inmediatos, en los cuales se unen a una corriente troncal (EGEOCISA, 1974).

3.1.5. Geomorfología

Las formas topográficas como reflejo de las rocas y estructuras geológicas existentes, se encuentran definidas perfectamente en respuesta a fenómenos tectónicos

de la Orogenia Laramide, que ocasionaron plegamientos dando la geomorfología de esta región. Las prominencias topográficas que se observan, se deben principalmente a los cuerpos de calizas que forman los flancos de los anticlinales y sinclinales existentes. Los anticlinales corresponden generalmente a prominencias topográficas y los sinclinales a los valles, aunque en ocasiones los valles quedan labrados en los corazones anticlinales, como sucede en los anticlinales fuertemente plegados que se encuentran ubicados en la porción central del área de estudio, formando los llamados Potreros (Figura 3.1). Al actuar sobre las rocas los fenómenos erosivos, adquieren formas diferentes de acuerdo con la resistencia a la erosión, así por ejemplo, en el centro de los anticlinales, las formaciones Taraises del Cretácico y La Casita del Jurásico, adquieren un relieve bajo y arredondado en la ladera de la sierra, debido a que estas formaciones son menos resistentes a la erosión, por su carácter arcillo-calcáreo la primera y arcillo-arenoso la segunda, en contraste con el cuerpo de la sierra, propiamente dicho, que está formado por bancos de calizas de la formaciones Cupido y Aurora que son más resistentes a la erosión y forman los grandes escarpes existentes en toda el área. Otros fenómenos geológicos que influyen en la morfología del terreno, son las fallas que desplazan bloques y propician zonas de debilidad, donde posteriormente la erosión produce formas distintas (GEOIDE, 1991).

3.1.6. Geología General

La zona de estudio se encuentra ubicada sobre las estructuras geológicas que forman la Sierra Madre Oriental, específicamente en la parte denominada Curvatura de Monterrey (Figura 3.1). Dichas estructuras constituyen plegamientos anticlinales y sinclinales que exponen una secuencia estratigráfica que va desde la cima del Jurásico a la base del Cretácico Superior. Esto es, en lugares donde la erosión afecta las estructuras sinclinales, en partes descubre sedimentos jurásicos de la formación La Casita, caracterizados por sus facies clásticas. El cuerpo de las sierras está formado por el paquete sedimentario del Cretácico Inferior, que constituyen las formaciones Cuesta del Cura, Aurora, Cupido y Taraises. Estas formaciones se encuentran expuestas representando flancos correspondientes a las estructuras mencionadas. En los elementos o sectores sinclinales, se forman valles longitudinales paralelos al rumbo de las estructuras, en los cuales afloran las formaciones más jóvenes como son la Indidura y Parras, encontrándose algunas veces parcialmente cubiertas por depósitos aluviales del Cuaternario. Las estructuras geológicas mencionadas, se encuentran afectadas por fenómenos estructurales que han provocado desplazamientos y acomodamientos por fallas, tanto inversas, contemporáneas al plegamiento, como normales, producto de fenómenos de descompresión, posteriores o también contemporáneas al plegamiento. Excepto los depósitos sedimentarios continentales del Cuaternario, toda la zona está formada por el paquete de rocas sedimentarias marinas anteriormente mencionadas (EGEOCISA, 1974).



Figura 3.1. Localización del área de estudio (INEGI, 1995).

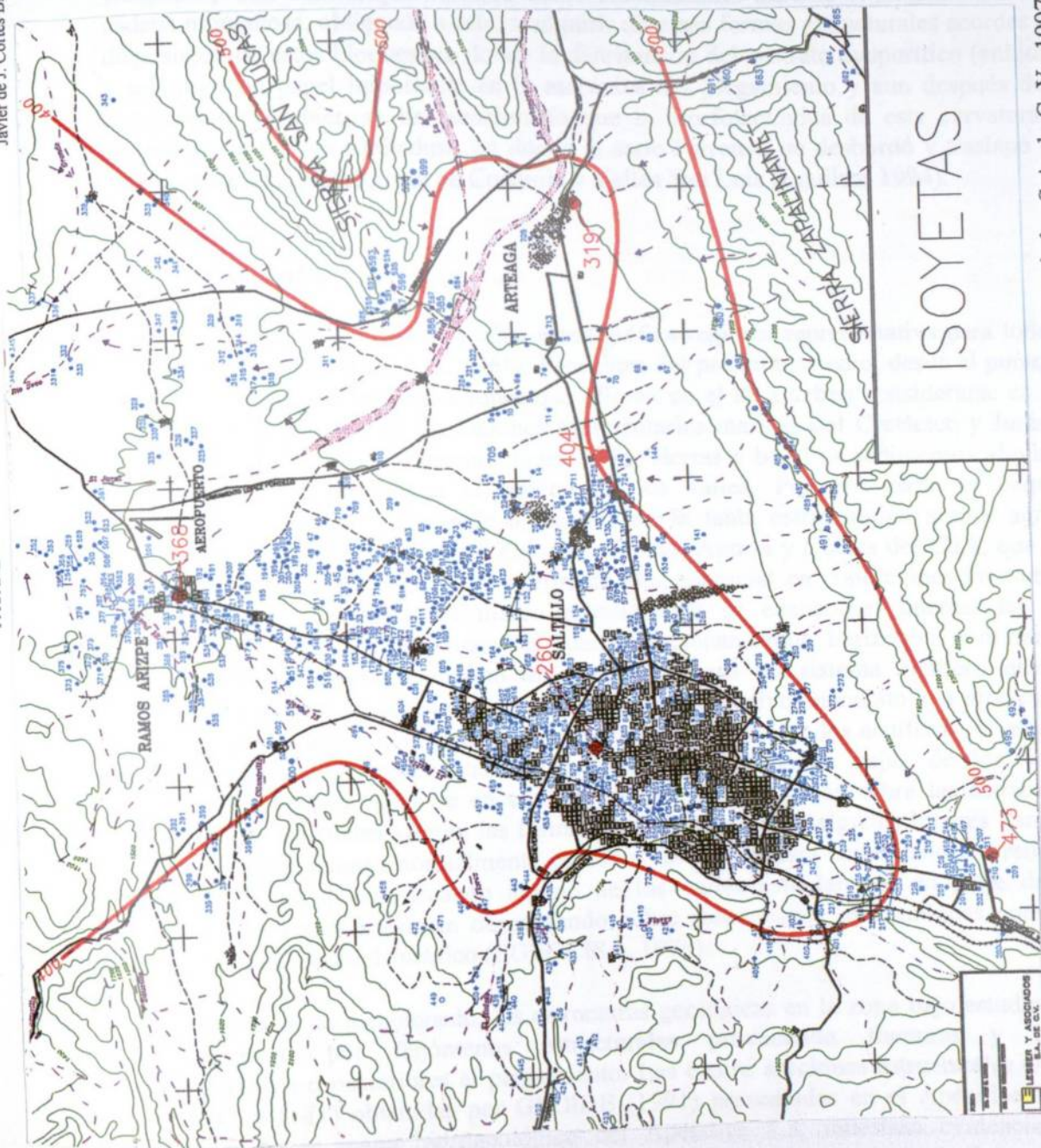


Figura 3.2. Isoyetas para la zona Saltillo-Ramos Arizpe (Tomado de Lesser y Asociados S.A. de C. V., 1997)

La curvatura de Monterrey tiene diversas interpretaciones en cuanto a su origen, la mayoría de los trabajos (Imlay, 1936, De Cserna, 1956; Weidie y Murray, 1967; Padilla y Sanchez, 1985; Quintero y Aranda, 1985) concuerdan con la idea de que su forma convexa, es respuesta del control ejercido por los bloques paleogeográficos de Coahuila y San Carlos, que actuaron como contrafuentes durante el plegamiento de la cadena montañosa, obligando a ésta, a adquirir diversas formas estructurales acordes a la disposición de estos bloques, en donde la distribución del sustrato evaporítico (anhidrita y sal) jugo un papel importante en la mecánica del plegamiento y aun después de la compresión. También se ha mencionado que la morfotectónica de esta curvatura es consecuencia de una cobijadura, en donde la serie Parrense, se desbordó y traslapó por cabalgadura a las plataformas de Coahuila y Valles San Luis (Eguiluz, 1994).

3.1.7. Estratigrafía

La Figura 3.3 muestra la tabla estratigráfica regional representativa para todo el Noreste de México (Wall *et al.* 1961). Para fines del presente estudio, desde el punto de vista hidrogeológico, las formaciones que afloran en el área deben considerarse en dos grupos: a).- El paquete de formaciones sedimentarias marinas del Cretácico y Jurásico que forman el cuerpo propiamente dicho de las sierras y b).- Los sedimentos aluviales cuaternarios que constituyen el relleno de los valles. Por una parte el paquete sedimentario marino como puede apreciarse en la tabla estratigráfica anexa, agrupa formaciones calizas tales como la Zuloaga, Cupido, Aurora y Cuesta del Cura, que son ampliamente reconocidas como acuíferos de alto potencial en condiciones favorables. Estas formaciones dentro del marco estratigráfico se encuentran intercaladas con formaciones clásticas y arcillosas, las cuales funcionan como horizontes confinantes, funcionando el paquete completo en conjunto como un sistema acuífero que en condiciones y posición adecuadas presentan un gran atractivo en cuanto a la producción de volúmenes de agua subterránea. Por otra parte se encuentran los acuíferos en rellenos aluviales cuaternarios que están sobrepuestos en las partes bajas de los valles intermontañas. Estos valles se encuentran comúnmente labrados sobre las estructuras sinclinales en las cuales afloran las formaciones Indidura y en algunos lugares Parras y sobre estas formaciones normalmente es sobre las que se han acumulado los rellenos aluviales. En su defecto cuando alguno de los valles está labrado en parte de un anticlinal, los rellenos estarán descansando sobre formaciones más antiguas como la formación La Casita del Jurásico (EGEOCISA, 1974).

Como se ha mencionado, las estructuras geológicas en la zona bajo estudio han sido afectadas por fenómenos estructurales provocando fracturas y fallas contemporáneas o posteriores al plegamiento. Las cuatro secciones estructurales (A-A'; B-B'; C-C' y D-D') obtenidas por GEOIDE (1991) presentadas en el Apéndice 7.4 y localizadas en el mapa hidrogeológico del Apéndice 7.3, muestran evidencia del plegamiento que ocasiona afloramiento desde formaciones antiguas como la Zuloaga del Jurásico superior, hasta formaciones de gran potencial de fracturamiento como la Cupido del Cretácico inferior.

3.1.8. Tectónica general

López (1982) menciona que los pliegues, lo mismo que las fallas, se clasifican como de origen: Tectónicos y No Tectónicos. Los de origen tectónico resultan directamente de las fuerzas que operan dentro de la corteza terrestre; los no tectónicos son en gran parte, el resultado de movimientos producidos por la gravedad cerca de la superficie de la tierra, su causa última en muchos casos, es tectónica. No siempre es posible hacer una distinción bien clara acerca del origen de los plegamientos.

Llopis (1970) comenta que la Estructura Congénita, o sinsedimentaria de la caliza, está, a menudo alterada por la estructura tectónica, producida por un conjunto de fuerzas que han actuado con posterioridad a la sedimentación. Los planos en estratificación son casi siempre horizontales, puesto que la sedimentación es un fenómeno condicionado sobre todo por la gravedad, pero en las regiones montañosas los estratos están fuertemente inclinados, rotos o plegados, como consecuencia de la actuación de las fuerzas orogénicas y que alteran totalmente la estructura primitiva de las rocas sedimentarias.

El marco tectónico general de la zona de estudio, es llamado Sistema Orogénico Transverso (López, 1982) y el cual corresponde a la continuación al oeste de los pliegues de la Sierra Madre Oriental.

López (1982) describe los siguientes acontecimientos que dieron como resultado la secuencia estratigráfica afectada por una serie de pliegues anticlinales recostados al norte, en ocasiones con fallas de sobrecorrimiento. Al oeste de la Sierra de Parras, aparentemente hay doble sobrecorrimiento que pone en contacto tectónico rocas jurásicas sobre cretácicas (formación Las Vigas), y rocas de la formación Cupido sobre el Cretácico Superior San Felipe.

La serie Mesozoica de la napa de Parras-Viesca (López, 1982) se deslizó sobre los yesos del Oxfordiano abajo del cual quedó el tegumento Triásico, plegado al Paleozoico, como por ejemplo en el anticlinal de facies San Julián. Además el cambio de facies de la serie "Parrense" a la serie "Coahuilense" representaba una zona más débil donde ocurrió la doble falla que después evolucionó como fallas de cabalgadura. Las fuerzas actuaron del sur y al oeste (según la manifiestan el plegamiento en las sierras) en una dirección más o menos normal a los márgenes de la Península de Coahuila, comprimiendo los sedimentos que llenaban el geosinclinal y formando una serie de pliegues angostos y alargados. La mayoría de estos pliegues quedaron orientados paralelamente a las márgenes de la Península de Coahuila (antigua masa continental) y sufrieron recostamiento hacia el norte y este.

3.2. Características hidrogeológicas de las formaciones en la zona de estudio.

En este apartado se describen las unidades litológicas aflorantes en el área, de la más antigua a la más joven, además se hace una descripción hidrogeológica para cada una de ellas, así como su localización dentro del área de estudio (mapa hidrogeológico de Apéndice 7.3).

3.2.1. Jurásico Superior (Js)

Formación Zuloaga (Jsz). Esta formación se encuentra constituida por calizas gris oscuro de estratificación media a gruesa y con nódulos de pedernal color negro hacia la cima de la unidad, su fracturamiento y características la definen como acuífero, con el inconveniente de que asociados a ella existen depósitos de materiales evaporíticos lo que normalmente hace que la calidad del agua sea mala por su alto contenido de sales, principalmente sulfatos (López, 1982). La formación Zuloaga en el área de estudio se encuentra aflorando en los núcleos de los anticlinales de los Muertos, Zapalinamé, Pinal Alto, El Muerto, Molano, Cuahutemoc y en el cerro el Divisadero, se le correlaciona en tiempo con la formación La Gloria del Noreste de México y con las formaciones San Andrés, Taman y Chipoco de la cuenca de Tampico-Misantla (GEOIDE, 1991). Su espesor varía de 65 a 500 m. aproximadamente, en toda la región de estudio, su contacto inferior no se aprecia, el contacto superior es concordante con la formación La Casita. Por sus características litológicas y faunísticas, se le considera de un ambiente de aguas someras. Se encuentra en los núcleos de los anticlinales mencionados anteriormente, e intrusionada por las evaporitas, además a profundidades muy grandes, presenta una permeabilidad secundaria y debido a su fracturamiento y algunas disoluciones en las calizas, presenta importancia como almacenadora de agua, disminuyendo la calidad del agua por su alto contenido de sales (GYCSA, 1984).

Formación La Casita (Jslc). Esta formación está constituida por areniscas, lutitas, margas, calizas, y algunos conglomerados. En condiciones favorables presenta características de acuífero cuando su carácter es calcáreo o de facies clásticas pero esta condición es local, siendo considerada por sus caracteres regionales arcillosos en su mayor parte como un intervalo confinante (López, 1982). En el área de estudio aflora ampliamente en los núcleos de los anticlinales, Los Muertos, Los Nucios, Agua del Toro, San Lucas, Arteaga, San Juan Bautista, El Chorro (porción Oriental y Occidental), El Jamé, San Antonio de las Alazanas, Zapalinamé, Sierra Hermosa, La María, Cuahutemoc, El Muerto, Molano y el flanco norte del Cerro El Divisadero. Se correlaciona en tiempo con la formación La Caja del Altiplano Mexicano y con la formación Pimienta de la cuenca Tampico-Misantla (GEOIDE, 1991). Su espesor se considera de 365 m aproximadamente, la estratificación es delgada de unos cuantos cm a medio metro en promedio; se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la formación Zuloaga y subyaciendo discordantemente a la formación Taraises. Por sus características litológicas funciona como roca confinante, su permeabilidad es secundaria debido a los fracturamientos, además el agua es de mala calidad a causa de las concentraciones altas

de sales. Esta formación presenta zonas muy localizadas donde pueden existir entrampamientos que formen acuíferos susceptibles de explotación, como en la región de Jamé y San Antonio de las Alazanas, ya que existen algunos pozos profundos que extraen agua de esta unidad. Pero se elimina como unidad importante desde el punto de vista de potabilidad así como hidrogeológico, ya que el agua es de mala calidad y los rendimientos son muy variables predominando los gastos bajos y las áreas de interés son muy locales (GYCSA, 1984).

3.2.2 Cretácico Inferior (Ki)

Formación Taraises (Kit). Se encuentra constituida por calizas ligeramente arcillosas y más resistentes a la erosión, la parte superior está constituida por calizas arcillosas nodulares de estratificación delgada, sobreyacen a la formación La Casita o a la formación La Caja y subyacen a la formación Cupido (López, 1982). En el área es un intervalo estratigráfico delgado (25 m de espesor) y puede considerarse por su carácter calcáreo arcilloso como un horizonte confinante que se encuentra inmediatamente sobre la formación La Casita. Se encuentra ampliamente distribuida dentro del área de estudio formando parte de los flancos de las siguientes estructuras anticlinales: Los Muertos, Los Nucios, Agua del Toro, San Lucas, Arteaga-San Juan Bautista, El Chorro, Jame, San Antonio de las Alazanas, Molano, El Muerto, Sierra Hermosa, Zapalinamé y Divisadero. Se le correlaciona con la formación Arcosa San Marcos y con la Caliza Menchaca del Golfo de Sabinas, así como con la parte basal de la formación las Vigas de la cuenca de Chihuahua (GEOIDE, 1991). Esta formación bajo el punto de vista hidrogeológico funciona como base inferior del acuífero de la Formación Cupido (GYCSA, 1984).

Formación Cupido (Kic). Esta constituida por estratos gruesos de calizas en color gris y crema intemperizado en color gris claro, se observan estilolitas paralelas a la estratificación, fracturas selladas por calcita y algunos nódulos de pedernal, tienen un espesor variable que en promedio es de alrededor de 500 m. Es una de las principales formaciones consideradas como acuífero dentro del paquete sedimentario marino Cretácico. Tiene regionalmente parte de caliza compacta en la cual el desarrollo de acuíferos por fracturamiento y disolución es relativamente restringido pero tiene parte donde desarrollos arrecifales con porosidad primaria propician la formación de importantes almacenamientos de agua subterránea que a partir de la porosidad primaria se han formado cavidades de disolución que aunadas al fracturamiento de la roca dan lugar a los mencionados almacenamientos. Se considera como acuífero de permeabilidad localizada (fracturas o conductos de disolución) (EGEOCISA, 1974). En el área se encuentran formando las partes más elevadas, los que en ocasiones forman grandes escarpes, se encuentra aflorando en los siguientes anticlinales: Los Muertos, Los Nucios, Agua del Toro, San Lucas, Arteaga-San Juan Bautista, El Chorro, Jamé, Potrero de Abrego, San Antonio de las Alazanas, El Castillo, Pinal Alto, Molano, El Muerto, Huachichil, Chapultepec, Cuahutemoc y en los sinclinales Zapalinamé y Divisadero. La formación Cupido sobreyace de manera concordante a la formación Taraises y subyace

franca y concordantemente a la formación La Peña. Se correlaciona en tiempo con la formación Padilla de la Plataforma de Coahuila, con la formación Pátula de la Sierra La Gavia, con las formaciones La Mula y La Virgen del Golfo de Sabinas y con la formación Tamaulipas Inferior con la que cambia de facies al sur del área de estudio (GEOIDE, 1991). Esta formación es la más importante para contener entrampamientos acuíferos susceptibles de explotación, ya que presentan una porosidad y permeabilidad secundaria alta, por los fracturamientos y los planos de estratificación gruesa, se presenta el fenómeno de disolución, lo que permite que existan intervalos propiamente permeables y de amplia distribución formando cavernas y oquedades. Esta es una de las formaciones más favorables desde el punto de vista hidrogeológico de la región de estudio. La mayor parte de los pozos perforados en la región, están explotando agua de esta unidad. A criterio de algunos autores que han estudiado esta formación, el miembro inferior corresponde a una facie de cuenca; el miembro medio a una facie de plataforma y el miembro superior es una facie arrecifal que favorece las mejores condiciones para los intervalos acuíferos en el subsuelo (GYCSA, 1984).

Formación La Peña (Kilp). Esta constituida por calizas arcillosas, en estratos delgados, de color gris a gris claro, interestratificadas con lutitas y lutitas calcáreas, en estratos delgados de color rosado a pardo grisáceo claro, con lentes delgados de pedernal color negro, la cual en la parte superior tiene horizontes de abundantes amonitas. Esta formación constituye un horizonte que funciona como confinante de extensión regional separando los cuerpos de las formaciones Aurora y Cupido (López, 1982). Se encuentra aflorando en gran parte del área de estudio, en los flancos de las siguientes estructuras: Los Muertos, Los Nucios, Agua del Toro, San Lucas, Arteaga, San Juan Bautista, El Chorro, Jamé, Potrero de Abrego, San Antonio de las Alazanas, El Muerto, Huachichil, Chapultepec, Cuahutemoc y en los sinclinales Zapalinamé y Divisadero. Se le correlaciona en tiempo con la formación Otates de la sierra Madre Oriental, y de la cuenca de Chicontepec, con la formación Cuchillo de la cuenca de Chihuahua y con la formación las Uvas de la Península de Coahuila (GEOIDE, 1991). Desde el punto de vista hidrogeológico, no es importante para almacenamiento de agua, dado el carácter arcilloso que presenta, pero debido a su fracturamiento evidente, su pequeño espesor y presión hidrostática que la subyace, funciona como interconexión de los acuíferos de la formación Cupido y Aurora (GYCSA, 1984).

Formación Aurora (Kia). Esta constituida por calizas masivas de color gris claro, con estilolitas y calizas con pedernal. Desde el punto de vista hidrogeológico es también una de las más importantes unidades acuíferas en la región propiciando grandes almacenamientos de agua subterránea explotable en condiciones geológico-topográficas favorables. También se considera una unidad acuífera de permeabilidad localizada en fracturas y zonas de disolución. Se encuentra aflorando en gran parte del área de estudio, en donde se encuentra formando parte de los flancos anticlinales de: Los Muertos, Los Nucios, Agua del Toro, San Lucas, Arteaga-San Juan Bautista, El Chorro, Jamé, Potrero de Abrego, San Antonio de las Alazanas, Molano, El Muerto, Huachichil, Chapultepec,

Cuahutemoc y en el sinclinal Zapalinamé. Se le correlaciona en tiempo con las formaciones el Abra y Tamabra de la plataforma de Valles-San Luis Potosí y con la formación Tamaulipas Superior de esta misma región (GEOIDE, 1991). Esta formación es la otra unidad más importante para entrapamientos de acuíferos y de ser explotados, ya que numerosos pozos profundos en la región extraen agua de esta unidad. Tiene porosidad y permeabilidad secundaria importante y estratificación gruesa; esto permite que exista circulación subterránea de agua, y por lo tanto constituye acuíferos importantes. Lo anterior no quiere decir que toda la formación mantenga condiciones positivas, ya que el plegamiento estructural que presenta la formación desfavorece algunas zonas (GYCSA, 1984).

3.2.3. Cretácico Inferior-Cretácico Superior (Kis)

Formación Cuesta del Cura (Kicc). Su litología en el área de estudio es una serie de calizas de estratificación delgada a media, de un color gris claro al intemperismo y gris oscuro a la fractura, es una caliza muy friable y presenta bandas de pedernal e intercalaciones arcillosas (López, 1982). Aflora en la porción sur de Loma Alta, en el Cañón del Chorro, Sierra Zapalinamé, Arteaga, Sierra La Nieve, San José de los Nuncios, en los flancos de la Sierra de Zapalinamé y Loma Alta se presentan espesores de hasta 150 m. Su contacto inferior es concordante con la formación Aurora, su contacto superior es concordante con la formación Indidura. Su permeabilidad secundaria es reducida. En general esta formación se puede considerar impermeable por sus espesores arcillosos y por presentar grandes bandas de pedernal lo que impide la circulación de agua, y funciona como confinante superior de los acuíferos Cupido y Aurora. Descartándose como unidad importante para entrapamiento de acuíferos (GYCSA, 1984). Correlaciona en tiempo con las formaciones La Caliza Sierra Madre en Tabasco y el Istmo de Tehuantepec, Tamaulipas Superior y Caliza El Abra de la Cuenca de Tampico-Misantla (López, 1982).

3.2.4. Cretácico Superior (Ks)

Formación Indidura (Ksi). Constituida por calizas arcillosas laminares en estratos delgados, los que al golpearlos se parten en lascas, son de color negro y pardo, con un color de intemperismo gris claro tienen delgadas intercalaciones de lutitas calcáreas laminares de color negro que intemperisan en gris claro, tiene fracturas perpendiculares a la estratificación y fracturas selladas por calcita (López, 1982). En general su fracturamiento da lugar a almacenamientos subterráneos de rendimiento pobre. Estos almacenamientos se presentan saturando parte de la formación fracturada y los rellenos aluviales sobreyacentes en los valles sinclinales tal como sucede en los valles de los Lirios y Jamé. Dichos acuíferos son generalmente libres. Aflora en los sinclinales situados entre los anticlinales: Los Nuncios y Agua del Toro; San Lucas y Agua del Toro; San Juan Bautista y San Lucas; El Chorro y San Juan Bautista; El Chorro y Jamé; Potrero de Abrego y San Antonio de las Alazanas; La Marta y San Antonio de

las Alazanas; Divisadero y Cuahutemoc; Cuahutemoc y Chapultepec; Chapultepec y Huachichil y el de Huachichil y el Muerto. Se correlaciona en tiempo con la formación Agua Nueva de la Cuenca Central de México, con el miembro inferior de la formación Tamasopo de la plataforma Valles-San Luis Potosí y con la formación Soyatal de la porción suroccidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí (GEOIDE, 1991). La formación Indidura sobreyace concordantemente a la formación Cuesta del Cura y subyace concordantemente con la formación San Felipe. El espesor promedio en la región es de 60 m. Presenta porosidad y permeabilidad secundaria reducida, no se considera importante para entrampamientos de acuíferos, debido a sus características litológicas (GYCSA, 1984).

Formación San Felipe (Ksf). Está constituida por lutitas grises oscuras, areniscas gris al fresco y al intemperismo y escasas calizas laminares arcillosas de color gris oscuro al intemperismo. Se desconoce el espesor que puede presentar en la zona de estudio. Aflora en la Sierra Zapalinamé al sur de San José de los Cerritos y al sur de Agua Nueva. Sobreyace a la formación Lutita Parras en forma transicional. Su litología indica un depósito de aguas someras de plataforma. La porosidad y permeabilidad secundaria es reducida por sus características litológicas se descarta la posibilidad de entrampamientos de acuíferos (GYCSA, 1984). Correlaciona en tiempo con la formación Caracol de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y con el miembro superior de la formación Tamasopo de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (GEOIDE, 1991).

Formación Lutita Parras (Ksp). Esta constituida por una secuencia homogénea y monótona de lutitas calcáreas y margas, de color negro y gris oscuro que presenta un color de intemperismo verde olivo, en ocasiones presenta escasos horizontes delgados de caliza arcillosa, de color gris oscuro que intemperiza en gris. Se encuentra ampliamente distribuida ocupando la parte axial de los sinclinales que se encuentran dentro del área de estudio, localizados en las porciones nororiental y suroccidental, también aflora en el valle de Saltillo y en la parte frontal de la Sierra Madre Oriental. Funciona como acuífero de baja permeabilidad y rendimiento relativamente pobre. Se le correlaciona en tiempo con la formación Méndez de la cuenca de Magiscatzin y de la Sierra Madre Oriental (GEOIDE, 1991). Su porosidad y permeabilidad es secundaria, los primeros 100 m presentan entrampamientos de acuíferos, los pozos profundos que se encuentran perforados en el valle Saltillo-Ramos Arizpe extraen agua de esta unidad, pero sus gastos son bajos y la profundidad varía de 20 a 90 m. Se descarta como unidad acuífera importante (GYCSA, 1984).

Grupo Difunta (Ksd). De la base a la cima está constituida por las siguientes unidades: formación Cerro del Pueblo, consiste de areniscas de cuarzo, calcáreas, de grano fino a medio, de color gris a negro; formación Cerro Huerta, esta constituida por interestratos de lutitas, limolitas y areniscas de grano fino de color rojizo a gris, con fragmentos de madera petrificada; formación Cañón del Tule, está formada por una secuencia rítmica de areniscas de grano fino limolitas y lutitas calcáreas de color pardo a

negro, la parte basal es menos arenosa que la cima de la unidad; formación las Imágenes, está conformada por areniscas de grano fino, calcáreas de color rojizo a verdoso; formación Cerro Grande, constituida por areniscas conglomeráticas, areniscas y limolitas calcáreas; formación las Encinas, constituida por areniscas calcáreas de grano fino a medio de color rojizo, limolitas y lutitas de color verdoso y rojizo, con algunos interestratos de conglomerados; formación Rancho Nuevo, consiste en lutitas y limolitas de color pardo a gris con algunos estratos de areniscas y conglomerados. El Grupo Difunta sobreyace en forma concordante a la Lutita Parras en la cuenca de Parras y esta cubierto por depósitos aluviales, los cuales la cubren parcialmente (GEOIDE, 1991). En los límites del área en estudio aflora al norte de Ramos Arizpe y al norte y oeste de Saltillo. Esta formación es correlacionable con la formación Méndez. Se estima un espesor promedio de 600 m en donde aflora. La porosidad y permeabilidad que presentan es baja. (GYCSA, 1984).

3.2.5. Terciario Inferior (Ti)

Brecha Sedimentaria (Tibs). Por su posición estratigráfica se le considera del Terciario Inferior, está constituida por clastos de calizas cementadas en caliche, su matriz es calcárea, estos fragmentos son productos de la erosión de las rocas preexistentes. Afloran en la porción este del área en estudio. Por su posición topográfica, por ser los afloramientos muy locales y por su porosidad y permeabilidad reducida, no son importantes para entrapamientos de acuíferos (GYCSA, 1984).

Conglomerado Reynosa (Ticgl). Es de origen continental, está constituido por fragmentos de calizas que afloran en la región, se presenta en algunas zonas cementadas por caliche y en otras zonas por arenas y gravas, cubre parcialmente a las calizas y lutitas. Aflora en los flancos de las sierras de la región, su espesor es variable, presenta porosidad considerable, por su posición estratigráfica no son almacenadoras de agua, pero sí pueden recargar al acuífero de las calizas (GYCSA, 1984).

3.2.6. Cuaternario (Q)

Arenas-Conglomerado (Qar-cgl). Están constituidos por: guijarros, gravas, arenas y arcillas, en algunas partes se presenta poco consolidado y en otras regiones no, se encuentra en los abanicos aluviales y depósitos de piamonte, su porosidad y permeabilidad es media a alta, por su posición topográfica funciona como recarga al acuífero del valle, y al acuífero libre, su espesor es reducido (GYCSA, 1984).

Travertino (Qtr). Es un material constituido por carbonato de calcio originado por la precipitación, aflora en la región del Chorro, no se considera en la zona de estudio importante para entrapamiento de acuíferos por su escasa distribución superficial y afloramiento reducido (GYCSA, 1984).

Aluvión (Qal). Constituido por gravas arenas, limos y arcillas no consolidados, producto de la desintegración de las rocas o sedimentos más gruesos preexistentes, se encuentra en las zonas más bajas de los valles en estudio. Su espesor es muy variable y reducido. Su porosidad y permeabilidad es de media a alta, funciona como almacenador de agua del acuífero libre, que se aprovecha mediante la excavación de pozos a cielo abierto, pero sus gastos son bajos (GYCSA, 1984).

3.3. El agua subterránea en la zona

3.3.1. Aprovechamiento

Un balance de aguas subterráneas fue realizado por ININSA (1981) en el acuífero que forma el valle de Saltillo-Ramos Arizpe en una área aproximada de 295 km² concluyendo que: existían en esta fecha 1161 aprovechamientos de agua subterránea, 889 pozos, 248 norias, 23 manantiales y un tajo. Dichas captaciones concentradas principalmente en la parte central y norte del valle. El volumen total de extracción de estos aprovechamientos fue de 70.5 millones de m³ anuales de los cuales 43.4 millones de m³ se extrajeron del acuífero que forma el valle de Saltillo, destinados para uso agrícola y potable principalmente y 27.1 millones de m³ del acuífero calcáreo. Este último para abastecimiento de agua potable a la ciudad de Saltillo. El balance de agua subterránea en el período junio de 1974 a abril de 1981 señala los siguientes resultados: Las alimentaciones por flujo horizontal ascienden a 9 millones de m³/año. La recarga vertical a 40 millones de m³/año. Extracciones por bombeo de 43.4 millones de m³/año, descargas por flujo subterráneo de 15.6 millones de m³/año y descarga por manantiales de 5.7 millones de m³/año. La diferencia entre la recarga y descarga se traduce en un abatimiento promedio de los niveles estáticos del orden de 0.9 m/año. El Sistema Municipal de Aguas y Saneamiento (SIMAS, 1995), Sistema Saltillo, reporta los datos mostrados en el Cuadro 3.1, correspondientes al período de Enero a Diciembre de 1995 de las captaciones utilizadas para abastecer de agua potable a la ciudad de Saltillo. Analizando el Cuadro 3.1 y al compararlo con el estudio de ININSA (1981), se deduce que aproximadamente el volumen de extracción únicamente para fines de agua potable, se ha incrementado a la fecha en 8.3 veces.

Cuadro 3.1. Suministro de agua potable para la ciudad de Saltillo de Enero a Diciembre de 1995 (SIMAS, 1995).

CAPTACION	NUMERO DE APROVECHAMIENTOS	CAUDAL TOTAL ANUAL (lps)	NIVEL DINAMICO PROMEDIO (m)	PROF. PROMEDIO DE LOS POZOS (m)
Loma Alta	8	4547.21	158.88	410.88
Zapalinamé	11	7500.24	165.00	345.36
Buena Vista	3	196.07	69.61	103.69
San Lorenzo	2	637.39	81.76	250.00
Ternerias	2	331.83	185.00	300.00
Jagüey de Ferniza	3	1396.65	170.00	566.67
Loma del Pino	2	828.84	190.00	450.00
Puntas	2	1299.22	150.00	422.50
Santa Fe	2	788.00	200.00	550.00
Pozos de la Ciudad	8	618.86	17.92	--
Manantiales	2	385.19	--	--
TOTAL	45	18529.50		

Lesser y Asociados (1997) efectuaron un censo de aprovechamientos de agua subterránea en una superficie aproximada de 1000 Km² que involucran al valle Saltillo-Ramos Arizpe y al pie de la sierra de Zapalinamé. Obteniendo las características de 725 aprovechamientos, de los cuales 21 corresponden a manantiales, 26 a norias y 648 a pozos, encontrando que el 67% del agua subterránea extraída en el valle es destinada al abastecimiento del agua potable, el 15% a uso industrial y el 18% a uso agrícola y abrevadero.

Señalan además Lesser y Asociados (1997) que en las Lutitas Parras el nivel estático se presenta cercano a la superficie e inclusive llega a aflorar en forma de manantiales hacia el centro de la ciudad de Saltillo. En la periferia de la ciudad, el nivel estático presenta valores de 0 a 60 m y en las estribaciones de las sierras varía de 60 a 100 m de profundidad. La zona central del valle entre Saltillo y Ramos Arizpe, incluye aprovechamientos con caudales de extracción entre 4 y 20 lps. Alrededor de esta zona y cubriendo el resto del valle los caudales varían entre 0.1 y 4 lps. La evolución del nivel estático para el período 1986-1996, varía de 0 metros en el centro de la ciudad de Saltillo a -30 m al pie de la sierra de Zapalinamé.

Por lo que se refiere al subsistema acuífero en calizas, Lesser y Asociados (1997) registraron 38 pozos que rinden un caudal conjunto de 1350 lps con un abatimiento medio anual entre 3 y 6 m. La profundidad al nivel estático varía de 90 a 160 m y el

nivel dinámico se establece entre 111 y 193 m de profundidad. Los caudales de extracción en los pozos de calizas varían entre 20 y 100 lps.

3.3.2. Vulnerabilidad a la contaminación

En cuanto a la calidad del agua subterránea, GEOIDE (1991) realizó una caracterización hidrogeoquímica de esta región utilizando diagramas de Piper-Palmer, Schoeller-Berkaloff, Stiff, Collins y Wilcox, observando que 36 muestras que representan el 60% de las muestras analizadas se localizan en la familia de aguas Calcico-Carbonatadas, el 33.3% (20 muestras) pertenecen a la familia Calcico-Sulfatada y el 6.7% (4 muestras) caen en la clasificación de aguas mixtas. De acuerdo al diagrama de Wilcox las muestras analizadas caen dentro de las clasificaciones C2-S1 y C3-S1. En donde no existe problema alguno de que el sodio intercambie o de que las condiciones de salinidad requieran un manejo especial, solo se recomienda utilizar cultivos tolerantes a salinidad moderada.

Lesser y Asociados (1997) obtuvieron muestras de agua para análisis físico-químico del agua subterránea de la zona, reportando que: al pie de la Sierra de Zapalinamé, el agua es de tipo cálcico-bicarbonatada, influido por las rocas calizas, hacia la mitad norte de la ciudad de Saltillo predomina agua de la familia mixta, lo cual es ocasionado por la presencia de sulfatos de calcio y carbonato de calcio, de las rocas calcáreas y las evaporitas de las formación Minas Viejas. En la parte norte y noreste del valle, el agua es de tipo cálcico-sulfatada, lo cual es el resultado de la disolución de sales de yeso y anhídritas que se encuentran entre las rocas calcáreas del Cretácico Superior, las que son de fácil disolución. Por lo que respecta a la conductividad eléctrica los valores más bajos, menores a 1,000 $\mu\text{mhos/cm}$, corresponden a los flancos de las elevaciones topográficas que limitan al valle de Saltillo-Ramos Arizpe, tanto hacia el oeste como hacia el sur, en tanto las mayores concentraciones se ubican hacia la parte central norte del valle, con valores que alcanzan más de 2,000 micromhos/cm y en algunos sitios hasta más de 3,000. Los valores de pH tiene en un rango de 6.83 a 8.0, predominando en la mayor parte del agua un valor de 7.5. El oxígeno disuelto observa máximos de 5 ppm y mínimos de 1 ppm, valores normales del agua subterránea en forma natural. Los sólidos totales disueltos varían de 500 a más de 3,000 ppm. El calcio presenta los valores más bajos al sur y sureste de la ciudad de Saltillo con menos de 100 ppm, los valores se incrementan hacia el norte para alcanzar más de 400 ppm. Los sulfatos manifiestan valores que van de 50 ppm en el flanco norte de la Sierra Zapalinamé, hasta más de 800 ppm en los alrededores de Ramos Arizpe. El sodio varía de 20 ppm en la porción central a más de 100 ppm en la porción norte y centro occidental. El potasio presenta valores menores de 1 ppm en las estribaciones de la Sierra de Zapalinamé a valores máximos de 7 ppm al noroeste de Ramos Arizpe. Los bicarbonatos presentan valores de 200 a 600 ppm con distribución diferente a las detectadas por los otros parámetros situación normal debido a que es el producto de reacciones químicas. Los cloruros van de 20 a más de 200 ppm, los valores menores se ubican al pie de la Sierra Zapalinamé y en los alrededores de Ramos Arizpe la

concentración se incrementa notablemente. El fierro presenta concentraciones que van de 0.03 a 0.07 ppm, los valores menores se ubican hacia el sur y los mayores hacia el norte del valle, las determinaciones de plata, arsénico, cromo, níquel, cadmio, cobre, zinc detectaron concentraciones bajas en su gran mayoría fueron negativas o se encontraron trazas y solamente en algunos puntos aislados se detectaron concentraciones que además de ser valores bajos, podrían corresponder a errores de laboratorio. Los coliformes totales y coliformes fecales se observaron concentraciones altas en cuatro muestras ubicadas al norte, en los alrededores de Ramos Arizpe. Recomiendan continuar con la vigilancia del acuífero, procesar los resultados utilizando modelos matemáticos y profundizar en el conocimiento de la calidad del agua.

3.3.3. Parámetros hidrogeológicos

En el acuífero del Valle de Saltillo-Ramos Arizpe, la compañía EGEOCISA en 1974 y la compañía ININSA en 1981 y en 1982 efectuaron las siguientes pruebas de bombeo:

EGEOCISA (1974) realizó 18 Pruebas de Bombeo.

ININSA (1981) realizó 11 Pruebas de Bombeo.

ININSA (1982) realizó 20 Pruebas de Bombeo. (19 individuales y una colectiva).

Las pruebas individuales de este último estudio se efectuaron en el acuífero granular para complementar a las realizadas en los estudios anteriores. La prueba colectiva se efectuó en los pozos ubicados en la Sierra de Zapalinamé, los cuales captan el acuífero calizo.

Observaron que los valores de transmisividad varían desde 0.5×10^{-3} a 15×10^{-3} m²/seg. los valores máximos de 5 a 15×10^{-3} se tienen en la zona de descarga de agua subterránea, ubicada a el norte del valle de Saltillo. El resto del área tiene valores entre 0.5 y 5×10^{-3} m²/seg.

En tres pozos se contó con pozo de observación lo que permitió estimar valores de coeficiente de almacenamiento. Siendo estos 0.022; 0.02; y 0.004. En el estudio previo ININSA (1981) dedujeron el coeficiente de almacenamiento a partir del balance de agua subterránea, obteniendo un valor de 0.041 indica que el acuífero tiene una reducida porosidad y representa un coeficiente de almacenamiento regional en el área de balance.

La prueba colectiva fue realizada en 6 pozos que abastecen de agua potable a la ciudad de Saltillo, ubicados en la Sierra Zapalinamé al sur del valle. La prueba se realizó en dos etapas efectuándose primero la de recuperación con duración de 8 horas y posteriormente la de abatimiento en esta etapa los pozos se observaron durante 8 horas continuas. En los siguientes cuatro días se continuaron observando con dos lecturas diarias. La profundidad de estos pozos varía entre 200 y 260 m se encuentran captando a

la formación Aurora cuyo espesor es de 4000 m o más. Los caudales de bombeo varían entre 84 y 167 lps con caudales específicos de 8 a 125 lps/m lo cual indica que las rocas calizas de esta formación tienen una alta permeabilidad secundaria. Esta prueba no fue posible interpretarse por ningún método debido al comportamiento que tuvieron, ya que los pozos mostraron pequeños abatimientos en las observaciones realizadas el día de la prueba; mientras que las observaciones de los días posteriores se recuperaron los niveles sin interrumpirse o disminuir el caudal de bombeo.

Lesser y Asociados (1997) realizaron 15 pruebas de bombeo en el valle Saltillo-Ramos Arizpe, interpretándolas con el programa Ground Water for Windows, encontraron que los valores de transmisividad varían de 0.01×10^{-3} a 2.82×10^{-3} m²/seg y por lo que respecta a el coeficiente de almacenamiento este fue calculado en solo dos pruebas donde se obtuvieron valores de 0.00007 y 0.00046 lo cual señalan es representativo de acuíferos semiconfinados.

3.4. Proceso de modelación y simulación del flujo en medios fracturados de calizas

Para llevar a cabo el planteamiento del modelo de simulación, se presenta la siguiente metodología:

3.4.1. Determinación de la vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea

En el presente trabajo, como lo señalan Foster e Hirata (1991) se tomó en cuenta lo propuesto por el Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente (CEPIS), la Organización Mundial de la Salud (OMS) y la Organización Panamericana de la Salud, División de Salud y Ambiente (HPE) con la finalidad de obtener un Índice de Vulnerabilidad considerando la técnica descrita por Escolero (1996) y la cual consiste en dividir el área bajo estudio (aproximadamente 7739.13 Km² Figura 3.1) mediante una malla regular de 10x10 Km, definiendo de esta forma 70 nodos, donde para cada nodo fue necesario determinar:

a).- El período relativo de atraso para acceso de contaminantes (Figura 3.4) el cual constituye uno de los aspectos más importantes, pues es aquí donde la zona no saturada ejerce su influencia.

b).- La capacidad para retención y reacción físico-química con respecto al contaminante (Figura 3.5). Este aspecto se refiere a la respuesta del medio hidrogeológico una vez que el agente contaminante ha ingresado.

c).- El potencial general de dilución del medio hidrogeológico (Figura 3.6). Aquí se considera el efecto de los agentes externos al medio hidrogeológico y que de alguna manera influyen en el amortiguamiento de la contaminación.

Una vez recabada la información para los 70 nodos de los tres aspectos mencionados, los valores fueron sumados para obtener el índice de vulnerabilidad del nodo (Figura 3.7) con lo que es posible realizar un plano de índice de vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea.

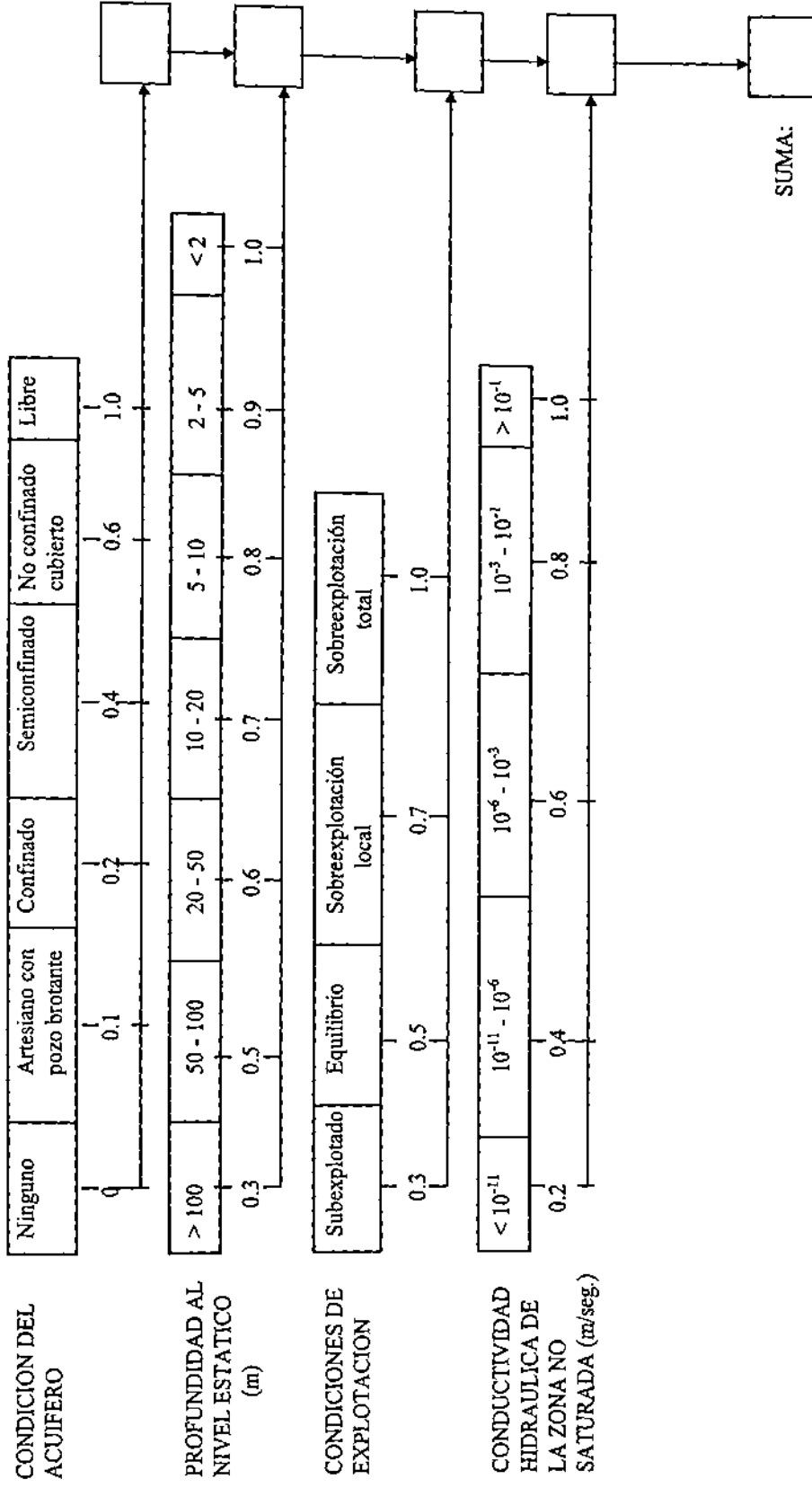


Figura 3.4. Periodo relativo de atraso para el acceso del contaminante (Escolero, 1996).

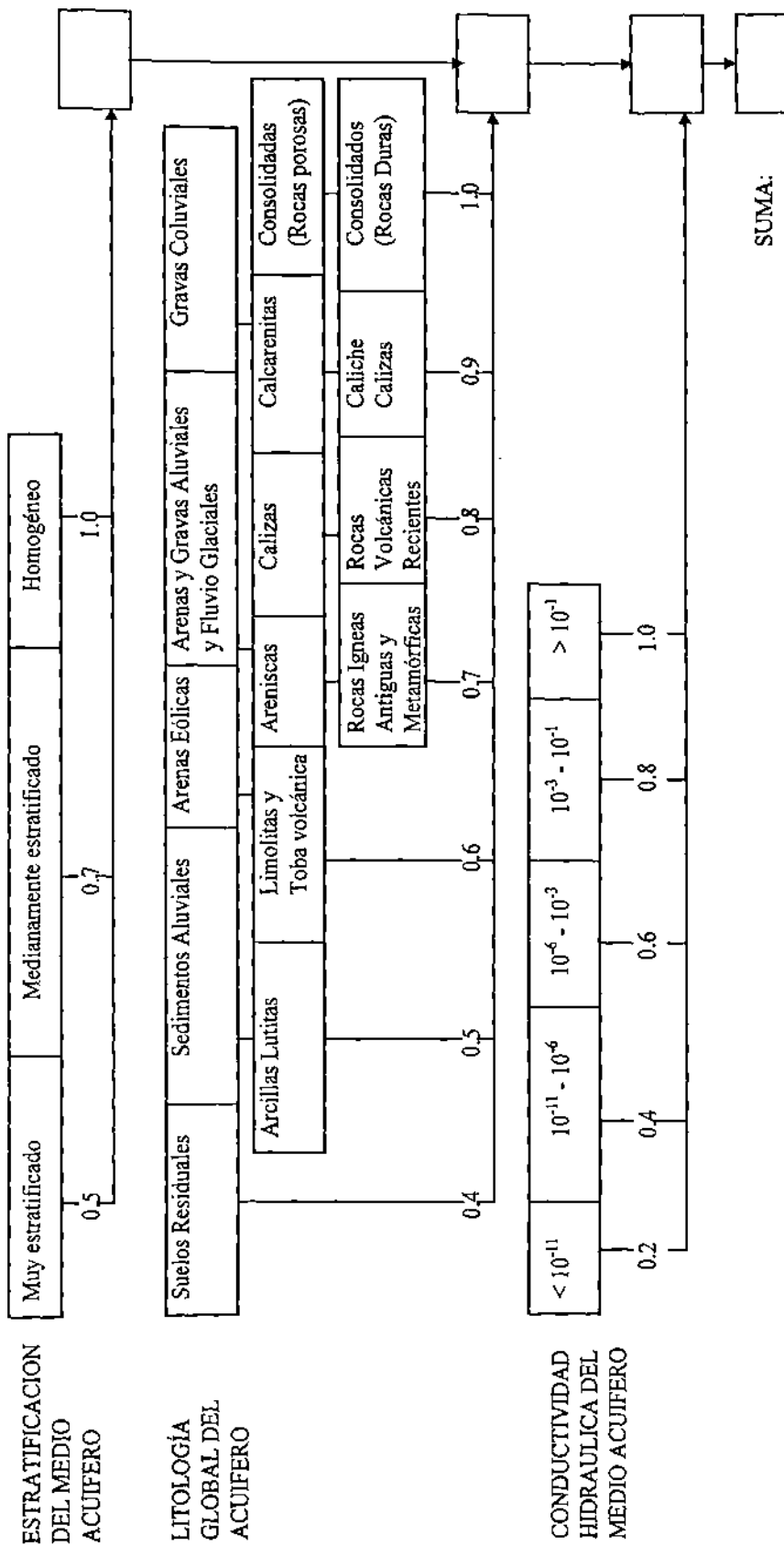


Figura 3.5. Capacidad para retención y reacción físico-química con respecto al contaminante (Escolero, 1996).

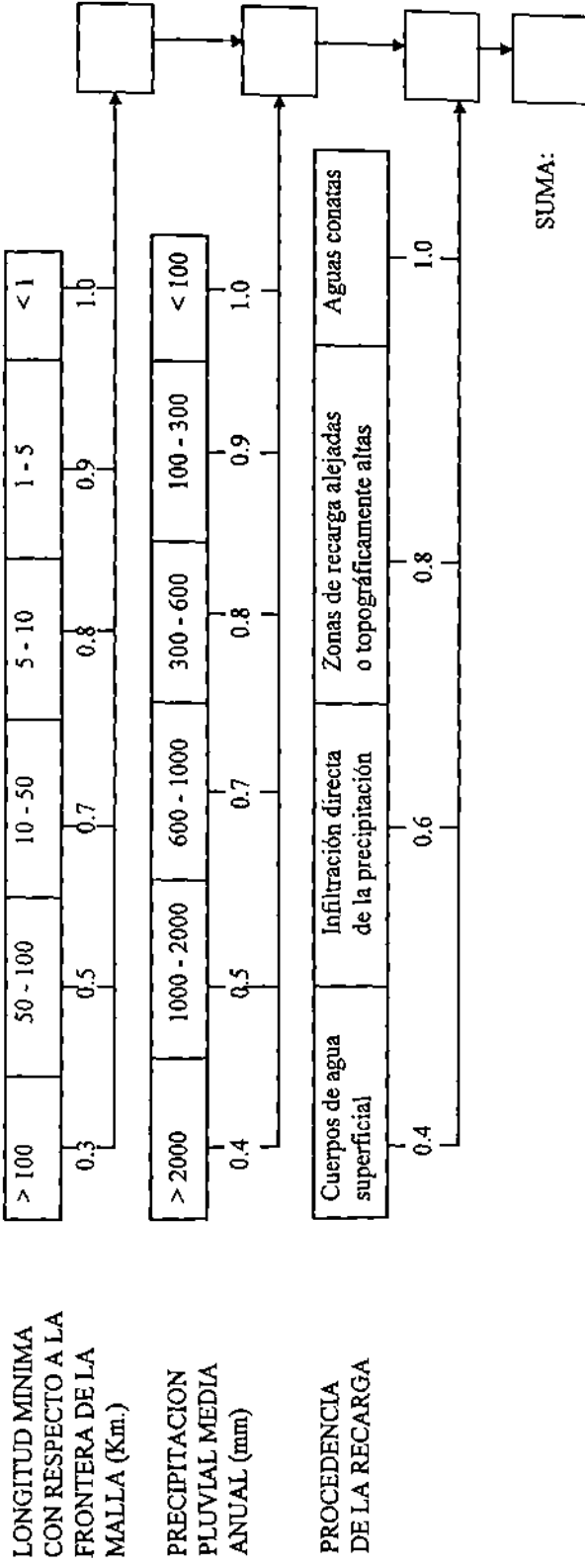


Figura 3.6 Potencial general de dilución del medio hidrogeológico (Escolero, 1996).

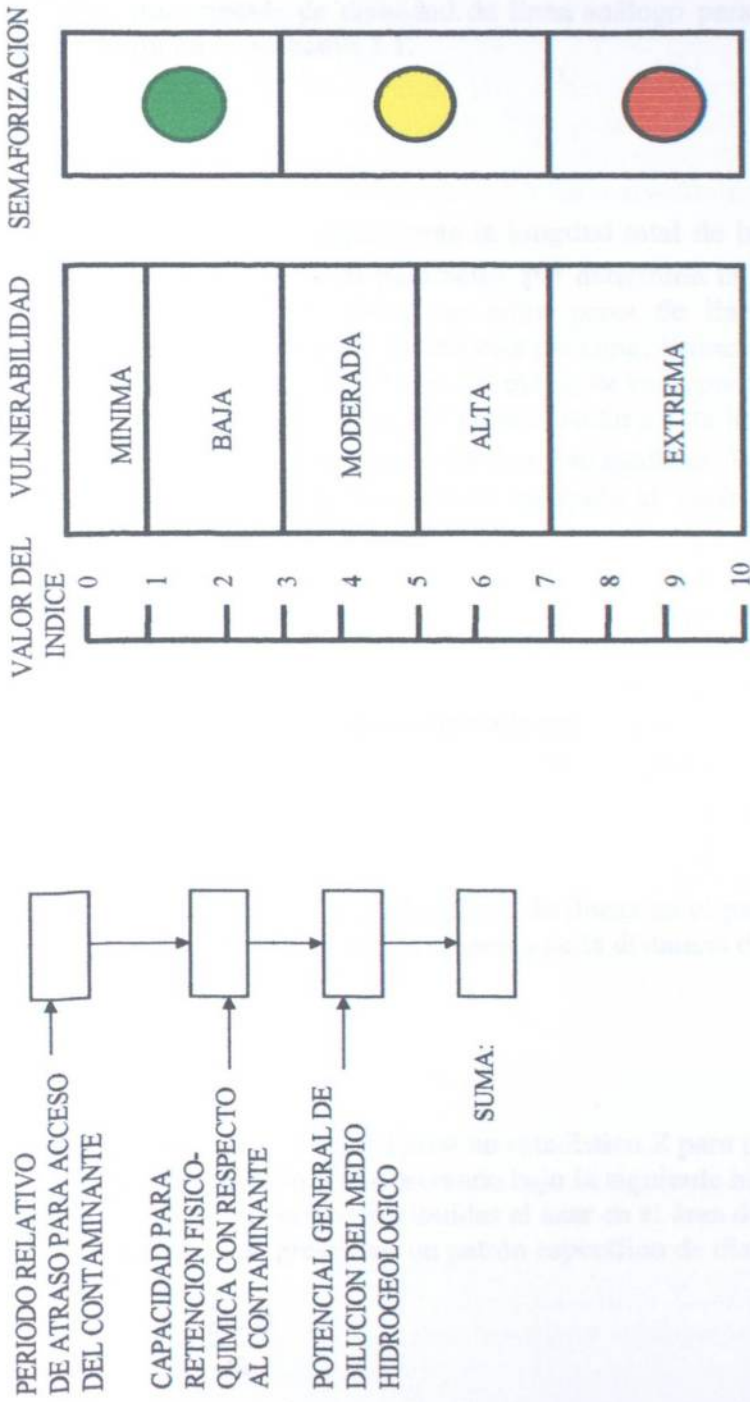


Figura 3.7. Índice de vulnerabilidad del nodo (Escolero, 1996).

3.4.2. Análisis del patrón de distribución de fracturas

En algunas ocasiones patrones compuestos por líneas ocurren naturalmente, tales lineamientos vistos en fotografía aérea o imagen de satélite, sobre la superficie terrestre, pueden dar un patrón con rangos uniformes para una serie de líneas. Desde luego, las líneas son más complejas que los puntos, porque poseen longitud y orientación. Davis (1986) define una medida de densidad de línea análogo para λ en la densidad puntual como se presenta en la ecuación 3.1.

$$\hat{\lambda} = \frac{\sum \ell}{A} \quad (3.1)$$

La cantidad $\sum \ell$ es simplemente la longitud total de las líneas sobre el mapa, el cual tiene una área A . $\hat{\lambda}$ es el parámetro que determina la forma de una distribución Poisson. La distribución de distancias entre pares de líneas, puede ser examinada calculando una medida a la línea vecina más próxima; Primero aleatoriamente se escoge un punto sobre cualquiera de las líneas del mapa, de cada punto, la distancia es medida a la línea más próxima, en una dirección perpendicular a esta línea. La distancia media del vecino más próximo \bar{d} es el promedio de estas medidas. Davis (1986) menciona que Dacey (1967) determinó que la distancia esperada al vecino más próximo δ para un patrón de líneas aleatorias es:

$$\delta = \frac{0.31831}{\hat{\lambda}} \quad (3.2)$$

y el estimador de la varianza esperada es:

$$\hat{\sigma}_\delta^2 = \frac{0.10132}{\hat{\lambda}^2} \quad (3.3)$$

De la varianza esperada y el número de líneas en el patrón, se puede encontrar el error estándar de estimación (Se) de la media de la distancia de los vecinos cercanos:

$$Se = \sqrt{\frac{\hat{\sigma}_\delta^2}{n}} \quad (3.4)$$

Valor que se usará para calcular un estadístico Z para probar la significancia de la diferencia entre lo esperado y lo observado bajo la siguiente hipótesis:

Ho: Las fracturas están distribuidas al azar en el área de estudio.

Ha: Las fracturas presentan un patrón específico de distribución.

$$Z = \frac{\bar{d} - \delta}{Se} \quad (3.5)$$

La prueba es de dos colas: Si el valor de Z no es significativo, se concluye que el patrón de líneas observadas no puede ser distinguido de un patrón generado por un proceso aleatorio (Poisson).

3.4.3. Análisis de datos direccionales

Los datos direccionales son una categoría importante de la información geológica: Estratificación, fallas superficiales, grietas y fracturas son caracterizadas por sus posiciones expresadas como rectas. Las fotografías aéreas y de satélite muestran orientaciones de patrones de líneas. Davis (1986) menciona que la forma convencional de presentar los datos es con los Diagramas de Rosa, una forma de histograma circular. Para obtener dicho diagrama, en la presente investigación se definió en las cartas geológicas G14C33 y G14C34 escala 1:50000 (CETENAL, 1975) el área de estudio, de aproximadamente 7739.13 Km², determinando un total de 109 fracturas, aclarando que las fracturas corresponden a lineamientos obtenidos con fotointerpretación por CETENAL (1975) y que algunas de ellas pudieran estar asociadas con flexuras (cambios de morfología debidas a la compresión de las capas) las cuales no fueron correlacionadas en campo. Dado que cada línea tiene una orientación, se midió su ángulo en el sentido de las agujas del reloj respecto al Norte y de esta forma se elaboró una serie de valores en grados, posteriormente se definieron intervalos de clase de 10° y se contó el número de observaciones en cada clase, luego se dibujaron estos valores en un histograma circular cuyo origen y final (0° y 360°) está en el Norte, la unión de puntos da como resultado el diagrama de Rosa el cual mostrará la orientación predominante del patrón de líneas. La dirección dominante en una serie de vectores fue encontrada calculando el vector resultante, las coordenadas x , y del punto final de un vector unitario i cuya dirección es dada por el ángulo θ_i son:

$$X_i = \cos \theta_i \quad (3.6)$$

$$Y_i = \sin \theta_i \quad (3.7)$$

El vector resultante es obtenido sumando los senos y cosenos de los vectores individuales:

$$X_r = \sum_{i=1}^n \cos \theta_i \quad (3.8)$$

$$Y_r = \sum_{i=1}^n \sin \theta_i \quad (3.9)$$

De la resultante se obtiene la dirección media $\bar{\theta}$ la cual es el promedio angular de todos los vectores de una muestra. Esto es directamente análogo al valor medio de una serie de medidas escalares.

$$\bar{\theta} = \tan^{-1}\left(\frac{Y_r}{X_r}\right) \quad (3.10)$$

y la longitud de la resultante será:

$$R = \sqrt{X_r^2 + Y_r^2} \quad (3.11)$$

Obviamente, la magnitud o longitud de la resultante depende en parte de la suma de dispersión en la muestra de vectores, pero también depende del número de vectores. Para comparar resultados de muestras de diferentes tamaños, los resultados deben ser convertidos en forma estandarizada, que consiste simplemente en dividir por el número de observaciones. La longitud resultante estandarizada tiene un rango de cero a uno, es una medida de dispersión análogo a la varianza, pero expresada en el sentido contrario, es decir, valores grandes indican que las observaciones son un grupo compacto junto con una pequeña dispersión. En tanto que los valores cerca de cero indican que los vectores están holgadamente dispersos. En algunas ocasiones es expresada como varianza circular.

$$S_r^2 = 1 - \bar{R} \quad (3.12)$$

Prueba de hipótesis acerca de los datos direccionales. Para probar hipótesis estadísticas de los datos distribuidos circularmente, se debe tener un modelo de probabilidad de características conocidas. La distribución Von Mises es unimodal y simétrica alrededor de la dirección media, es la más útil y es un equivalente circular de la distribución Normal, similarmente posee solamente dos parámetros, una dirección media θ y un parámetro de concentración k . La hipótesis a probar será:

Ho: Las fracturas tienen una distribución Von Mises (con dos parámetros, una dirección media θ y un parámetro de concentración k).

Ha: Las fracturas no siguen una distribución Von Mises.

También es posible probar hipótesis acerca de si las fracturas tienen una tendencia específica, para tal caso es necesario determinar el ángulo de confianza alrededor de la dirección media el cual está basado sobre el error estándar de la dirección media estimada θ , dado en radianes.

$$Se = 1/\sqrt{nk\bar{R}} \quad (3.13)$$

Asumiendo que los errores se distribuyen normalmente un intervalo de confianza estará dado por:

$$\bar{\theta} \pm Z_{\alpha} Se \quad (3.14)$$

Siendo la hipótesis de prueba para este caso:

Ho: La tendencia de las fracturas coincide con la orientación de la Sierra Madre Oriental (Noreste-Sureste aproximadamente 55°).

Ha: La tendencia de las fracturas es diferente a la orientación de la Sierra Madre Oriental.

3.4.4. Determinación del Índice de Densidad de Fractura (IDF)

Se utilizó la técnica descrita por Pistre *et al.* (1995) donde se propone determinar un IDF el cual da peso a dos importantes parámetros influenciando la conductividad hidráulica de la zona: La extensión y proximidad de las fracturas. Además, el IDF es una variable regionalizada y permite hacer predicciones con Kriging sobre zonas cubiertas, la determinación del IDF consistió en transformar el mapa de las 109 fracturas identificadas en las cartas geológicas G14C33 y G14C34 escala 1:50000 (CETENAL, 1975) a un mapa de índice de fractura, para lo cual el área de aproximadamente 7739.13 Km² se discretizó en una malla regular de 1 Km x 1 Km dando un total de 780 nodos, de esta forma cada nodo o punto P(x,y) para una fractura *i*, el índice de densidad de fractura (IDF) es definido como:

$$IDF_{i(x,y)} = \int_{r_{1i}}^{r_{2i}} f(r) dr \quad (3.15)$$

Donde r_{1i} y r_{2i} son las distancias entre P(x,y) y los extremos de la fractura, en tanto que $f(r)$ es una función derivada de la ley Gaussiana.

$$f(r) = e^{-r^2/2\tau^2} \quad (3.16)$$

τ tiene la dimensión de la longitud, este parámetro es derivado estimando la distancia promedio para la cual una fractura tendría solamente una menor influencia sobre las características hidrogeológicas a P(x,y). El efecto de una fractura es considerado despreciable a $r = 4 \tau$.

Para una serie de N_f fracturas IDF(x,y) es definido como:

$$IDF_{(x,y)} = \sum_{i=1}^{N_f} \int_{r_{1i}}^{r_{2i}} e^{-r^2/2\tau^2} dr \quad (3.17)$$

Una variable regionalizada es aquella que cambia con una aparente continuidad en el espacio, la dependencia espacial es definida por un modelo de semivariograma, si esto existe, es posible utilizar la técnica de interpolación Kriging para obtener datos

insegados y con mínima varianza en puntos no medidos (Vieira *et al.* 1983). Por lo tanto una vez obtenidos los valores del IDF es posible probar la hipótesis:

Ho: El Índice de Densidad de Fractura (IDF) es una variable regionalizada.

Ha: El Índice de Densidad de Fractura no depende del espacio.

3.4.5. Determinación de parámetros hidrogeológicos

Werner (1996) comenta que en acuíferos cársticos el agua subterránea se mueve por los canales y cavidades irregulares de carst, que se forman por la ampliación de grietas por el proceso de carstificación. El concepto de volumen de cavidad cárstica corresponde a la porosidad de los acuíferos de poros. A menudo el término de porosidad se aplica también en los acuíferos de grietas y cársticos. Señala también que la Ley de Darcy es válida para los acuíferos de rocas consolidadas, pero pierde su validez, si el flujo laminar pasa a flujo turbulento, lo que localmente es el caso en las cavidades cársticas.

Custodio y Llamas (1976) mencionan que en general la permeabilidad de las rocas fracturadas no suele rebasar en promedio unos pocos m/día y muchas veces es notablemente menor, en materiales volcánicos antiguos son usuales valores entre 0.01 y 1 m/día pudiendo llegar a 1000 m/día o más en los más recientes; en calizas fracturadas los valores más frecuentes están entre 0.1 y 10 m/día. Puntualmente la permeabilidad puede variar desde prácticamente cero hasta valores de muchos miles de m/día. En los puntos de muy elevada permeabilidad el flujo es frecuentemente turbulento y la Ley de Darcy no es válida, aunque ello es una excepción más que una regla.

McConnell (1993) menciona que los modelos de doble porosidad son como el nombre implica, dos sistemas de porosidad. El acuífero es dividido en fracturas y matriz de blocks, las fracturas tienen una extremadamente alta permeabilidad y si no están ocupadas por sedimentos, una porosidad de 1.0. Las rocas interfractura tienen una baja permeabilidad y una baja porosidad. Como el pozo empieza a producir a una tasa de flujo constante, todo el flujo y descompresión del fluido ocurre en las fracturas. Durante este período el sistema actúa como un acuífero homogéneo con las propiedades de transmisividad (T) y almacenamiento (S) para las fracturas. Dado que el área actual transversal de las fracturas es desconocida, la T referida es el número de veces de la conductividad hidráulica en el espesor del total de la zona productora. Usualmente muy al inicio los datos de tiempo son encubiertos por los efectos de almacenaje del pozo. Como las caídas de presión son en las fracturas, los blocks empiezan produciendo agua, eventualmente los blocks y las fracturas están dentro de un equilibrio de presión y el sistema se conduce como si fuera homogéneo con la T solamente de las fracturas y el S de las fracturas además de la matriz de blocks.

Moench (1984) modificó la teoría del flujo en doble porosidad a los pozos, para incorporar efectos de una capa delgada de material de baja permeabilidad con fracturas

superficiales que pueden presentar una interfase fractura-block como resultado de alteraciones o depósitos de mineral. Comúnmente la teoría usada para flujo en formaciones de doble porosidad que está basado sobre la asunción de estado pseudo-estable de flujo block-fisura, muestra ser un caso especial de la teoría presentada por Moench (1984) basada sobre la asunción de flujo transitorio block-fisura con fracturas superficiales. Bajo condiciones donde las fracturas superficiales tienen una conductividad hidráulica que es menor que la matriz de la roca Moench (1984) asume que para impedir el intercambio de fluido entre las fisuras y blocks y la resistencia al flujo en la interfase fractura-block tienden a reducir variación espacial de gradientes de carga hidráulica en el interior de los blocks. Esto provee una justificación teórica por no considerar la divergencia del flujo en los blocks como requerimiento para el modelo de flujo en estado pseudo-estable, junto con los problemas del valor del límite para el flujo a un pozo descargando una taza constante y donde se aplica el dominio de Laplace. Obtiene resultados por inversión numérica que usa para construir curvas tipo adimensionales y las aplica a datos de pruebas de bombeo para un pozo bombeado y un pozo de observación de una serie de rocas volcánicas fracturadas de Nevada.

Para la determinación de las características hidráulicas del acuífero, es necesario realizar observaciones de campo de la evolución de los niveles de abatimiento en un pozo y en sus cercanías a partir de iniciado el bombeo. Esta evolución (tiempo vs. abatimiento) generalmente es graficada en ejes logarítmicos y comparada con curvas tipo que presuponen la respuesta del acuífero.

En medios fracturados de calizas, la respuesta del abatimiento en función del tiempo, manifiesta una relación diferente a los medios porosos comunes (Lapcevic y Novakowski, 1989) es decir, un abatimiento mayor a tiempos iniciales y posteriormente una recuperación hasta llegar a una cierta estabilidad (efecto de doble porosidad), lo que hace difícil su comparación con las curvas tipo. Una solución a este problema es la utilización de datos derivados y su comparación con curvas tipo derivadas para doble porosidad. Además en la mayoría de los casos no es posible económicamente contar con pozos de observación para hacer las mediciones de abatimiento por lo que se propone utilizar el mismo pozo de producción como pozo de observación, de esta manera la metodología empleada fue:

a)- Personal de la Comisión Nacional del Agua en Coahuila, realizó en noviembre y diciembre de 1996, 37 pruebas de bombeo en pozos localizados en las zonas hidrogeológicas Manzanera y Zapalinamé, los datos de campo se encuentran en el diskett 1 anexo (Subdirectorío PBOMB) y la ubicación de las pruebas en el mapa hidrogeológico del Apéndice 7.3. Los datos de campo a considerar fueron: tiempo (t) vs. abatimiento (s) medido en el mismo pozo de bombeo, caudal de bombeo (Q), radio del pozo (r_w) y observar el posible daño en la formación por la perforación.

b)- Se ajustó un modelo de regresión a los datos de t vs. s .

c)- Se determinó los datos derivados. McConnell (1993) propone el siguiente algoritmo para derivar los datos de abatimiento respecto al logaritmo natural del tiempo.

$$\left(\frac{ds}{d(\ln t)} \right)_i = t_i \left[\frac{\ln(t_{i+j}) - \ln(t_i)}{\ln(t_{i+j}) - \ln(t_{i-k})} \left(\frac{s_i - s_{i-k}}{t_i - t_{i-k}} \right) + \frac{\ln(t_i) - \ln(t_{i-k})}{\ln(t_{i+j}) - \ln(t_{i-k})} \left(\frac{s_{i+j} - s_i}{t_{i+j} - t_i} \right) \right] \quad (3.18)$$

Donde: t_i es el tiempo observado; $t_{i+j} = t_i + 0.2(t_i)$; $t_{i-k} = t_i - 0.2(t_i)$; s_i , s_{i+j} y s_{i-k} son los abatimientos a los tiempos t_i , t_{i+j} , t_{i-k} respectivamente.

d)- Se compararon los datos observados y derivados con las curvas tipo función y las curvas tipo derivadas, para encontrar el mejor ajuste, esto se logró con mayor facilidad utilizando los datos derivados sobre las curvas tipo derivadas.

e)- Una vez logrado el ajuste se encontró los parámetros t_D/W_D ; h_D ; h'_D para la curva tipo seleccionada ($W_D e^{2s}$) para un tiempo dado y un abatimiento estimado a este tiempo.

f)- Se calculó el valor de la transmisividad, considerando a los parámetros de la curva tipo seleccionada, McConnell (1993) propone:

$$h_D = \frac{2\pi s T}{Q} \quad (3.19)$$

Donde s es el abatimiento en el pozo, T es la transmisividad y Q es el caudal de bombeo constante.

g).- Se calculó el coeficiente de almacenamiento. El efecto de almacenamiento en el pozo es debido a la primera producción procedente del almacenamiento en el pozo en vez de la formación. Conforme incrementa el tiempo la mayor parte del flujo viene de la formación y menos del almacenaje del pozo, así el efecto disminuye. Al inicio del tiempo el efecto de almacenaje del pozo (W_D) domina el sistema (McConnell, 1993).

$$W_D = \frac{C}{2\pi S r w^2} \quad (3.20)$$

Donde S es el coeficiente de almacenamiento, $r w$ es el radio del pozo y W_D es el parámetro de la curva tipo de la forma:

$$W_D = e^{2s} \quad (3.21)$$

s representa un factor de revestimiento (adimensional) el cual varía de -5 para un pozo demasiado dañado a -2 para un pozo hidráulicamente fracturado con poco daño. El revestimiento tendrá un mayor efecto sobre el cálculo de los parámetros del acuífero cuando las observaciones son realizadas en el mismo pozo de bombeo el cual está construido en rocas fracturadas.

y C es una constante de almacenaje que de acuerdo a McConnell (1993) es definida en:

$$\frac{t_p}{W_p} = \frac{2\pi T}{C} \quad (3.22)$$

3.4.6. Modelo de Simulación del Flujo de Agua Subterránea

Si bien, existe software en el mercado como el FRACTAN, FRACDENS, FRAC3DVS y MODFLOW, los cuales se han usado para simular flujo de agua subterránea en medios fracturados, en la presente investigación no se usó ninguno de ellos por razones limitantes para su adquisición y por la escasa información para la alimentación de los paquetes. Además, la inquietud personal del autor de tratar de discernir un camino alternativo para atacar los problemas de flujo en fracturas de calizas, plantea el objetivo de la presente investigación y retoma los siguientes conceptos para la elaboración del modelo de simulación.

Estrela y Sahuquillo (1997) señalan que un modelo lineal que simula la transferencia recarga-descarga en un acuífero cárstico, ha sido derivado del método de solución de eigenvalor de la ecuación diferencial parcial de flujo de agua subterránea. Si el espacio de dominio es un acuífero heterogéneo y es discretizado usando el método de diferencias finitas o elemento finito la ecuación diferencial de flujo de agua subterránea puede ser transformada a:

$$TH + Q = S \frac{dH}{dt} \quad (3.23)$$

Donde H es el vector de cargas piezométricas con n componentes, siendo n el número de nodos de la discretización del modelo; T es una matriz bandeada simétrica positiva definida, donde los elementos dependen de la transmisividad, discretización espacial y condiciones de limite; y S es una matriz simétrica, diagonal si el método de diferencias finitas es usado para discretizar el espacio de dominio, sus elementos dependen del coeficiente de almacenaje y la discretización espacial. Finalmente Q es el vector de flujos externos incluyendo flujos como resultado de condiciones de limite. La solución para Q constante y sistemas lineales constantes (T constante en tiempo) y condiciones de limite también constantes es de acuerdo a Sahuquillo (1983):

$$H_{(t)} = AE_{(t)}A^T SH_0 + A(I - E_{(t)})\alpha^{-1}A^T Q \quad (3.24)$$

Donde H_0 es el vector de cargas piezométricas para tiempo 0, α y A son la matriz diagonal de eigenvalores y la matriz de eigenvectores respectivamente del siguiente eigenproblema:

$$TA = SA\alpha \quad (3.25)$$

E_{τ} es la matriz diagonal exponencial de $e^{-\alpha\tau}$. Donde τ es longitud de períodos de tiempo, el superíndice -1 denota la inversa de la matriz y el superíndice T denota la traspuesta, I es la matriz identidad. Los eigenvalores son reales positivos y la matriz eigenvector S es ortogonal.

$$A^T SA = I \quad (3.26)$$

Tanto el eigenproblema como la condición de ortogonalidad, están basados en el teorema que señala Graybill (1976) el cual indica que si las matrices T y S $n \times n$ son simétricas y si S es positiva definida, entonces existe una matriz no singular A tal que $A^T SA = I$ y $A^T TA = D$ donde D es una matriz diagonal y los elementos de la diagonal de D son raíces λ de la ecuación polinomial $|T - \lambda S| = 0$

Aplicando la metodología propuesta por Andreu y Sahuquillo (1987) el proceso de modelación fue:

a).- Se discretizó un área de 1500 Km² dentro del área de estudio de 7739.13 Km², en la cual se localiza el acuífero de grietas/cárstico (Figura 3.1) la malla de discretización fue una malla regular de 5 Km por lado dando un total de 60 nodos.

b).- De los resultados de la interpretaciones de pruebas de bombeo, para transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S), se realizó un análisis espacial considerando que dichas pruebas están ubicadas irregularmente (Apéndice 7.3) para posteriormente hacer un Krigado y encontrar los valores de T y S en cada uno de los 60 nodos

c).- Construcción de las matrices de T y S de los datos obtenidos en el paso anterior, es decir, se construyeron las matrices de: T $n \times n$ simétrica con un ancho de banda de $2\sqrt{n} + 1$ (Andreu y Sahuquillo, 1987) donde n es el número de nodos (60) y con los valores de transmisividad en la diagonal. S $n \times n$ simétrica diagonal con los valores de coeficiente de almacenamiento.

d).- Se calcularon los eigenvalores y eigenvectores del eigenproblema para conformar las matrices α y A .

e).- Utilizando los valores de carga hidráulica (H) o nivel estático y gasto de extracción (Q) en los pozos donde se realizaron las pruebas de bombeo, se construyeron semivariogramas y se hizo un Krigado para los valores de cada uno de los 60 nodos y así conformar los vectores de H $n \times 1$ que involucra a los valores de cargas piezométricas en cada nodo, y Q $n \times 1$ vector de flujo de extracción por bombeo.

f).- Mediante la evolución de la tasa de crecimiento de la población, se estimaron los posibles gastos de extracción de agua subterránea para los años 2000, 2010 y 2020, formando de esta manera vectores de gastos para estos años.

g).- Se calculó con la ecuación (3.24) la carga piezométrica simulada para los años 2000, 2010 y 2020.

3.4.7. Verificación del modelo

La incertidumbre de la aplicación del modelo de simulación, crea la necesidad de evaluar cualitativamente y cuantitativamente a los errores que se pueden cometer al hacer uso del modelo para predecir eventos futuros (Anderson y Woessner, 1992).

En la presente investigación el análisis cualitativo se realizó comparando los mapas de contornos de cargas piezométricas (cotas de nivel estático referidas al nivel medio del mar) de datos medidos en 30 pozos donde se realizaron las pruebas de bombeo por personal de la Comisión Nacional del Agua en Coahuila, en el período de noviembre-diciembre de 1996 (Apéndice 7.3), con los resultados de la aplicación del modelo de simulación para el año 1996.

Por lo que respecta al análisis cuantitativo, se realizó correlacionando las cotas de nivel estático medidas en los 30 pozos de bombeo descritos en el párrafo anterior, con cotas de nivel estático estimados con el modelo de simulación.

Un análisis cuantitativo adicional para la verificación del modelo fue realizado al comparar observaciones de campo de cargas piezométricas medidas e interpoladas con Kriging para cada nodo, con datos de cargas piezométricas obtenidas con el modelo de simulación propuesto para cada nodo. Las inferencias estadísticas bajo la asunción de distribución normal de los errores reducidos (diferencia entre los datos observados y los estimados divididos por su desviación estándar) es planteada por las siguientes hipótesis:

$$H_0: \mu = 0$$

$$H_a: \mu \neq 0$$

Donde μ corresponde a la media de los errores reducidos, de tal forma que; bajo la hipótesis nula:

$$t_c = \frac{\sqrt{n}(\bar{x})}{S} \quad (3.27)$$

Siendo n el número total de errores reducidos, \bar{x} la media y S la desviación estándar de la serie de errores reducidos. Bajo la teoría de normalidad, t_c se distribuye como una t -student con $n-1$ grados de libertad (g. l.) si y solo si H_0 es cierta. La regla de

decisión es: Rechazar H_0 si $|t_c| \geq t_{\alpha/2, (n-1) g.l}$ (Steel y Torrie, 1960), en donde α es el nivel de significancia.

De la misma forma bajo la asunción de normalidad, se plantea la hipótesis:

$$H_0: \sigma^2 = 1$$

$$H_a: \sigma^2 \neq 1$$

Donde σ^2 corresponde a la varianza de los errores reducidos que bajo la teoría de normalidad se distribuirán como:

$$\chi^2 = \frac{(n-1)S^2}{\sigma^2} \quad (3.28)$$

y bajo la hipótesis nula

$$\chi_c^2 = (n-1)S^2 \quad (3.29)$$

La regla de decisión es: se rechaza H_0 si $\chi_c^2 \geq \chi_{\alpha/2, (n-1) g.l}^2$ o si $\chi_c^2 \leq \chi_{1-\alpha/2, (n-1) g.l}^2$. (Steel y Torrie, 1960).

4. RESULTADOS Y DISCUSION

4.1. Indices de Vulnerabilidad

Los índices de vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea para los 70 nodos se incluyen en el archivo SARAAR.DAT (diskett 1 anexo) y son mostrados en la Figura 4.1. Se aprecia claramente que el área de estudio tiene vulnerabilidad de moderada a alta, siendo el valle de Saltillo-Ramos Arizpe el que presenta un índice más alto, debido principalmente a que corresponde a un acuífero de poros de manto libre en condiciones de sobreexplotación, con profundidad del nivel estático menor de 60 m (Lesser y Asociados, 1997) y precipitaciones menores de 400 mm anuales (Figura 3.2) lo que define que su zona de recarga está alejada en regiones topográficamente más altas, correspondiendo esta zona a la Sierra de San Antonio (Apéndice 7.3) donde la precipitación total anual llega a ser de más de 600 mm (INEGI, 1983) esto da como resultado valores de índice de vulnerabilidad mayores o iguales a 7 que significa un período de acceso de contaminantes mayor, así como mayor potencial de dilución del medio hidrogeológico.

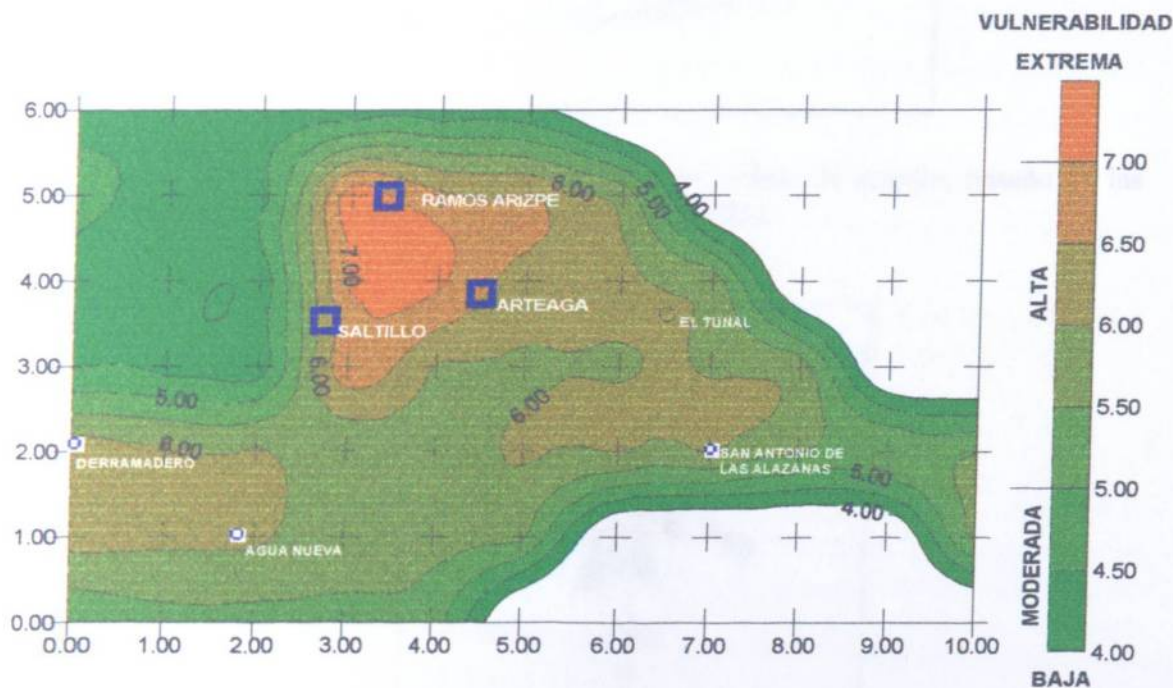


Figura 4.1. Índice de vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea en las zonas hidrogeológicas Saltillo-Ramos Arizpe y Manzanera-Zapalinamé.

4.2. Análisis de la Distribución de Fracturas

En la figura 4.2 se representan las 109 fracturas identificadas en las cartas geológicas G14C33 y G14C34 escala 1:50000 (CETENAL, 1975) en tanto que las coordenadas de las fracturas se encuentran en el archivo COFRA.DAT (diskett 1 anexo). La orientación es presentada en el diagrama de Rosa de la Figura 4.3 el cual muestra que la dirección predominante de las fracturas es: Sureste aproximadamente 160° . En tanto que para la evaluación cuantitativa apoyada en una malla regular de 1 Km x 1 Km (780 nodos) propicia los siguientes resultados:

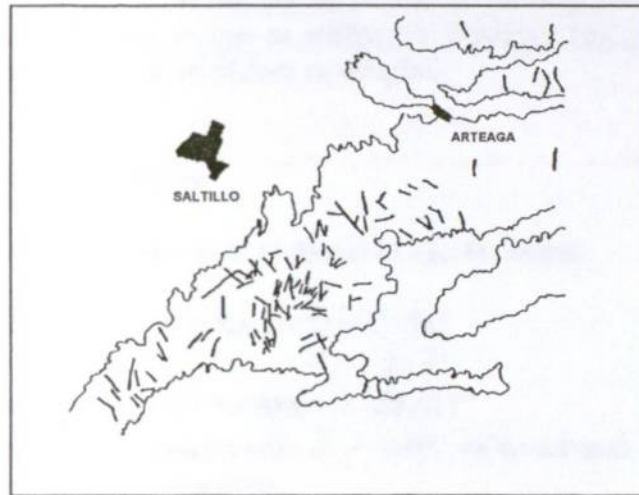


Figura 4.2. Mapa de fracturas encontradas en el área de estudio, basado en las cartas geológicas G14C33 y G14C34 de CETENAL (1975).

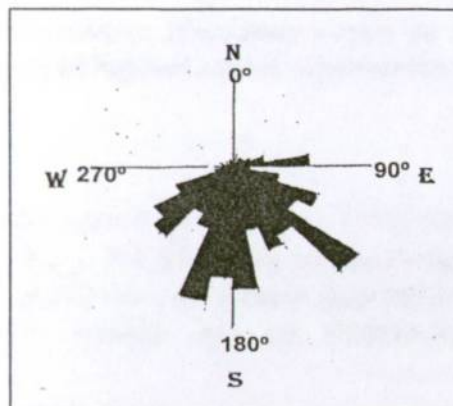


Figura 4.3. Diagrama de Rosa de las fracturas encontradas en el área de estudio, basado en las cartas geológicas G14C33 y G14C34 de CETENAL (1975).

Aplicando las ecuaciones (3.1), (3.2), (3.3), (3.4) y (3.5) se tiene que:

Densidad de línea: $\hat{\lambda} = 0.145 \text{ Km}^{-1}$

Distancia observada a la fractura más próxima: $\bar{d} = 0.464 \text{ Km}$.

Distancia esperada a la fractura más próxima: $\delta = 2.195 \text{ Km}$.

Varianza esperada: $\hat{\sigma}_\delta^2 = 4.819$

Error estándar de estimación de la media de la distancia de los vecinos más próximos: $Se = 0.210$

Estadístico $Z = -8.243$ valor que cae en la zona de rechazo para $Z_{\alpha = .05} = \pm 1.96$ (Snedecor y Cochran, 1971) por lo que se rechaza la hipótesis H_0 referente a que las fracturas están distribuidas al azar en el área de estudio.

4.3. Análisis de datos direccionales

Resolviendo las ecuaciones de la (3.6) a la (3.12) se obtiene:

Coordenadas del Vector Resultante: $X_r = 23.305$

$Y_r = -2.271$

Dirección Media: $\bar{\theta} = 2.783 \text{ Radianes} = 159.457^\circ$

Longitud Resultante estandarizada: $\bar{R} = 0.107$ valor cercano a cero indica que los vectores están holgadamente dispersos.

Varianza Circular $S_r^2 = 0.893$

4.3.1. Prueba de hipótesis acerca de los datos direccionales

Asumiendo que las observaciones (fracturas) vienen de una distribución Von Mises es posible probar las siguientes hipótesis sobre el parámetro de concentración k .

$H_0: k = 0$

$H_a: k > 0$

El parámetro k es estimado a partir de \bar{R} (Davis, 1986) siendo igual a 0.21524 y bajo una prueba Rayleigh para $\bar{R}_{gl,05} = 0.244$ no se rechaza la hipótesis nula de que el parámetro de concentración es igual a cero, es decir, la probabilidad de ocurrencia es en cualquier dirección, implicando además que las observaciones vienen de una distribución Von Mises.

Para probar la hipótesis de que la tendencia de la fracturas coincide con la orientación de la Sierra Madre Oriental (Noreste-Suroeste aproximadamente 55°) y de acuerdo a las ecuaciones (3.13) y (3.14) se tiene que:

El error estándar de la dirección media: $Se = 0.63115 \text{ radianes}$

El intervalo de confianza a un 95% de confiabilidad es: $88.578^\circ \leq \bar{\theta} \leq 230.336^\circ$; claramente se observa que el intervalo no incluye a la dirección de la Sierra Madre Oriental, concluyendo que la tendencia de las fracturas (159.457° evaluada cuantitativamente y representada en el diagrama de Rosa de la Figura 4.3) es diferente a la orientación de la Sierra Madre Oriental (Noreste-Sureste aproximadamente 55°).

4.4. Determinación del Índice de Densidad de Fractura (IDF)

Para la evaluación de las ecuaciones (3.15), (3.16) y (3.17) se realizó un programa de computadora en Visual Basic versión 3.0 (diskett 2 anexo). El cálculo fue realizado para $\tau = 0.5$ Km; $\tau = 1.0$ Km; $\tau = 1.5$ Km; $\tau = 2.0$ Km. Los índices calculados para los 780 nodos se encuentran en el archivo INDICES.DAT (diskett 1 anexo). Además, se estimaron los semivariogramas con el Software GS+ versión 2.3 (Geostatistic for the Environmental Sciences) para cada τ en forma isotrópica y anisotrópica, encontrándose que el mejor ajuste es un modelo esférico para $\tau = 2.0$ Km, los modelos son:

Modelo isotrópico (Figura 4.4).

$$\hat{\gamma}(h) = 4.10[1.5(h/10.4) - 0.5(h/10.4)^3] \quad \text{Para } h \leq 10.4 \text{ Km} \quad (4.1)$$

$$\hat{\gamma}(h) = 4.10 \quad \text{Para } h > 10.4 \text{ Km} \quad (4.2)$$

con $R^2 = 0.566$

Modelo anisotrópico (Figura 4.5).

$$\hat{\gamma}(h) = 4.12[1.5(h/A) - 0.5(h/A)^3] \quad \text{Para } h \leq A \quad (4.3)$$

$$\hat{\gamma}(h) = 4.12 \quad \text{Para } h > A \quad (4.4)$$

$$A = A_1^2[(\cos^2(\theta - \phi)) + A_2^2[(\sin^2(\theta - \phi))] \quad (4.5)$$

Para $A_1 = 10.4$

$$A_2 = 10.41$$

$\theta =$ Angulo entre pares.

$\phi =$ Angulo de máxima variación.

con $R^2 = 0.492$

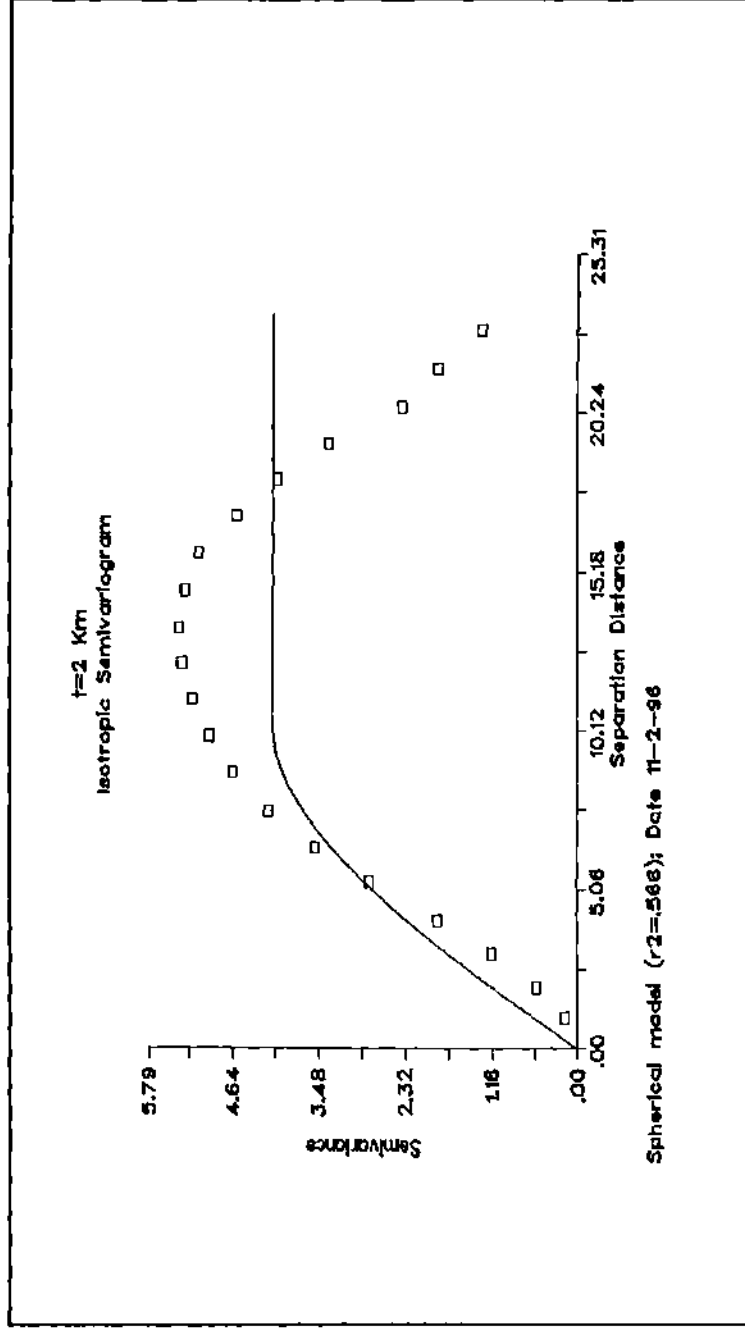


Figura 4.4. Semivariograma isotrópico esférico para $\tau = 2.0$ Km.

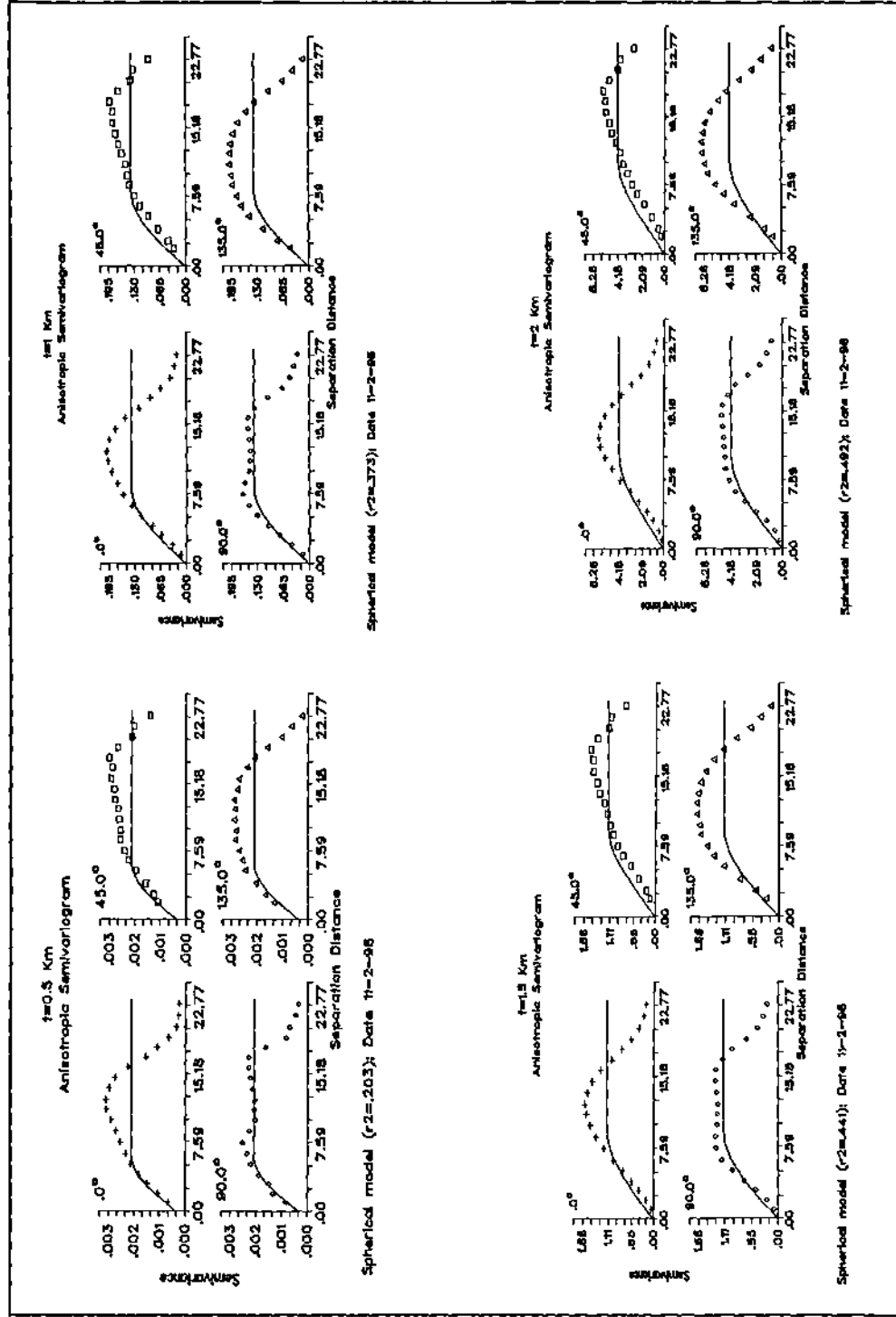


Figura 4.5. Modelos anisotrópicos esféricos para $\tau = 0.5$ Km. $\tau = 1.0$ Km. $\tau = 1.5$ Km. y $\tau = 2.0$ Km.

Demostrando de esta manera que existe dependencia espacial entre las observaciones representadas por un semivariograma, por lo tanto, el IDF es una variable regionalizada. Con estos resultados fue realizada una interpolación Kriging para obtener el mapa de Índice de Densidad de Fractura mostrado en la Figura 4.6. Claramente se observa que el rango de valores es de 0 a 10 donde el valor del índice mayor se encuentra al Sureste de la ciudad de Saltillo, Coah. Donde se localizan los anticlinales Divisadero, Cuahutemoc Chapultepec y Huachichil (mapa hidrogeológico del Apéndice 7.3) existiendo aquí conjunción de un sistema de fallas y donde afloran las formaciones Cupido del Cretácico Inferior (Sección Estructural B-B' del Apéndice 7.4) formación que presenta fracturas selladas por calcita y nódulos de pedernal donde el fenómeno de disolución es importante, además, como se describió anteriormente la formación Cupido cuenta con una porosidad y permeabilidad alta por los fracturamientos y los planos de estratificación gruesa.

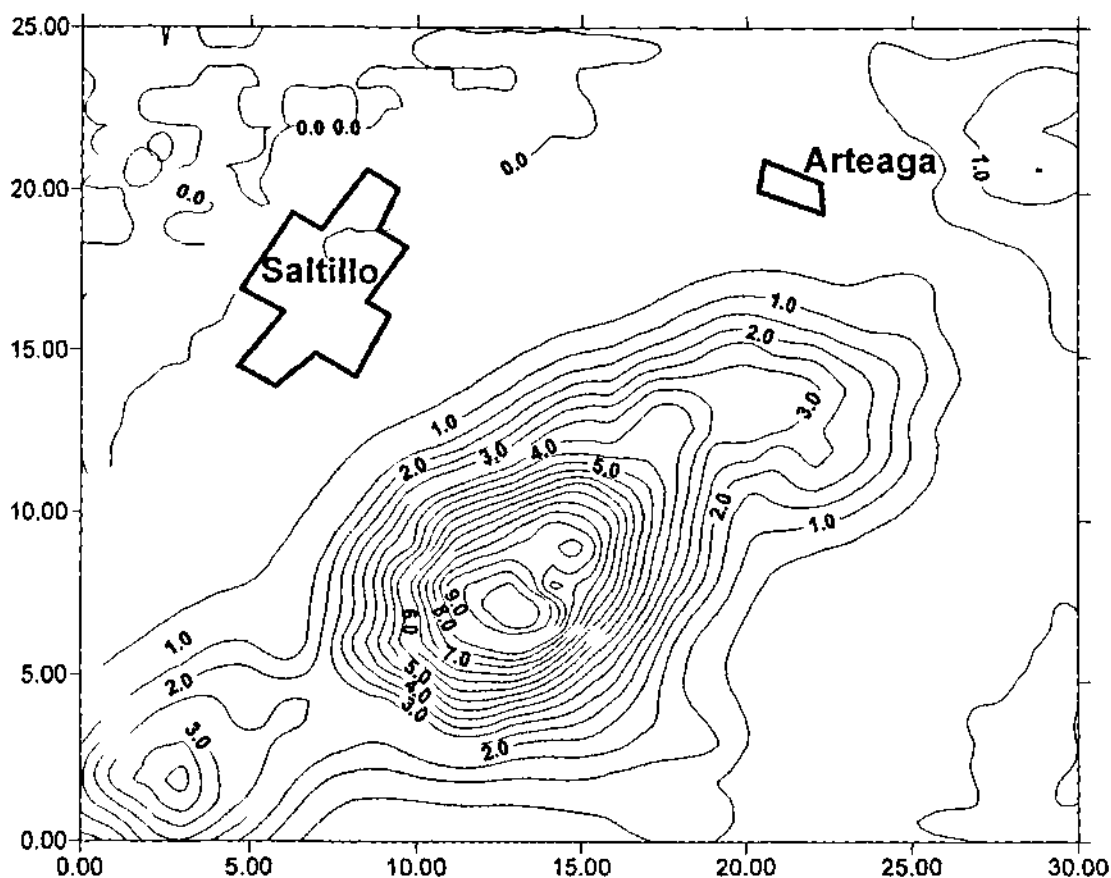


Figura 4.6. Mapa que muestra los Índices de Densidad de Fractura resultados de la interpolación Kriging.

4.5. Determinación de parámetros hidrogeológicos

Para la determinación de los parámetros del acuífero en medios fracturados de caliza bajo la metodología de doble porosidad, se realizó un programa de computadora en lenguaje Microsoft Visual Basic versión 3.0, el cual funciona en ambiente Windows (diskett 3 anexo). En este programa se consideran los siguientes modelos encontrados con el software TableCurve 3D versión 1.0 de Jandel Scientific.

1.- Modelo para los datos de campo de tiempo (t) vs. abatimiento (s).

$$s = A + B(\ln t)^2 + C \ln t + D/t^{0.5} \quad (4.6)$$

Donde: A, B, C, D son coeficientes de regresión, s es el abatimiento en metros y t el tiempo en minutos, el modelo fue seleccionado observando el predominio de comportamiento de los datos de t vs. s de varias pruebas de bombeo en medios fracturados de calizas.

2.- Modelos para las Curvas Tipo Función de Doble Porosidad donde $z = h_D$ y $x = t_D/W_D$

a).- Curva tipo de parámetro $W_D e^{2z} = 10^{-33}$

$$z = a + bx + cx \ln x + dx^{0.5} \ln x + ex^{0.5} \quad (4.7)$$

$$R^2 = 0.9977$$

$$a = -0.2801; b = 0.0174; c = -0.0014; d = -0.1106; e = 0.6424$$

b).- Curva tipo de parámetro $W_D e^{2z} = 10^1$

$$z^2 = a + b(\ln x)^2 + c \ln x + d/x^{0.5} + e \ln x / x + f / x$$

(4.8)

$$R^2 = 0.9986$$

$$a = -0.2545; b = -0.0051; c = 0.0918; d = 2.3341; e = -0.7610; f = -$$

0.6846

c).- Curva tipo de parámetro $W_D e^{2z} = 10^4$

$$z^2 = a + b(\ln x)^2 + c \ln x + d/x^{0.5} + e/x \quad (4.9)$$

$$R^2 = 0.9981$$

$$a = 0.2056; b = 0.0013; c = -0.0202; d = -0.1734; e = 1.1687$$

d).- Curva tipo de parámetro $W_D e^{2z} = 10^{10}$

$$z^2 = a + b \ln x + c/x^{0.5} + d \ln x / x + e/x^{1.5} + f \ln x / x^2 \quad (4.10)$$

$$R^2 = 0.9991$$

$$a = 0.1303; b = -0.0076; c = -0.8578; d = 1.1169; e = 1.6505; f = -0.1256$$

e).- Curva tipo de parámetro $W_0 e^{2z} = 10^{30}$

$$z^{-1} = a + b \ln x + c / x^{0.5} + d \ln x / x + e / x^{1.5} + f \ln x / x^2 \quad (4.11)$$

$$R^2 = 0.9988$$

$$a = 0.0853; b = -0.0057; c = -0.8042; d = 1.1049; e = 1.4949; f = -0.2413$$

3.- Modelos para las Curvas Tipo Derivadas de Doble Porosidad donde $z = h'D$ y $x = t_D/W_D$

a).- Curva tipo de parámetro $W_0 e^{2z} = 10^{-32}$

$$z^{-1} = a + b / x^{0.5} + c \ln x / x + d / x + e / x^{1.5} + f \exp^{-x}$$

(4.11)

$$R^2 = 0.9964$$

$$a = 2.0017; b = -4.2595; c = 9.0843; d = -6.6600; e = 11.9295; f = 3.7058$$

b).- Curva tipo de parámetro $W_0 e^{2z} = 10^1$

$$z^{-1} = a + b(\ln x)^2 + c \ln x + d \exp^{-x} \quad (4.12)$$

$$R^2 = 0.9707$$

$$a = 0.6123; b = -0.0339; c = 0.3827; d = 3.6706$$

c).- Curva tipo de parámetro $W_0 e^{2z} = 10^4$

$$z^{-1} = a + b \ln x + c / x^{0.5} \quad (4.13)$$

$$R^2 = 0.9531$$

$$a = -1.8060; b = 0.6002; c = 2.9407$$

d).- Curva tipo de parámetro $W_0 e^{2z} = 10^{10}$

$$z^{-1} = a + b(\ln x)^2 + c / x^{0.5} \quad (4.14)$$

$$R^2 = 0.9471$$

$$a = -0.6147; b = 0.0508; c = 1.7751$$

e).- Curva tipo de parámetro $W_0 e^{2z} = 10^{30}$

$$z^{-1} = a + b(\ln x)^2 + cx^{0.5} + d / x^{0.5} + e / x \quad (4.15)$$

$$R^2 = 0.9878$$

$$a = 0.1986; b = -0.0711; c = 0.1529; d = -1.0883; e = 1.8373$$

En el Cuadro 4.1, se presentan los resultados de la interpretación de las pruebas de bombeo, aclarando que de las 37 pruebas realizadas, fue posible bajo la metodología de Doble Porosidad la interpretación de 34 para estimar valores de transmisividad y solo 30 para estimar valores de coeficiente de almacenamiento.

Cuadro 4.1. RESULTADOS DE LA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO REALIZADAS EN LA ZONA HIDROGEOLOGICA MANZANERA-ZAPALINAME MUNICIPIO DE ARTEAGA, COAH. UTILIZANDO EL METODO DE DOBLE POROSIDAD

POZO	LOCALIZACION		ALTITUD	PREDIO	AREA	UNIDAD HIDROGEOLOGICA	T (m ² /s)	S
	LATITUD	LONGITUD						
G-035	25° 22' 45" N	100° 31' 58" W	2690 m	Ejido Rancho Nuevo	Cañón Los Lirios	Ks	8.54 x 10 ⁻³	2.94 x 10 ⁻³
G-026	25° 23' 31" N	100° 36' 44" W	2250 m	Rcho. San Francisco	Cañón Los Lirios	Ki	4.71 x 10 ⁻³	5.41 x 10 ⁻⁴
G-038	25° 23' 16" N	100° 33' 26" W	2505 m	La EscONDIDA	Cañón Los Lirios	Ki	**	**
F-034	25° 23' 27" N	100° 37' 11" W	2254 m	Rcho. San Francisco	Cañón Los Lirios	TQr	6.50 x 10 ⁻³	2.78 x 10 ⁻⁴
H-23	25° 23' 24" N	100° 41' 38" W	2183 m	Rcho. Martiniillos	Cañón Los Chorros	Ks	2.84 x 10 ⁻³	6.13 x 10 ⁻⁴
E-003	25° 22' 55" N	100° 46' 38" W	2058 m	Rcho. El Tábano	Cañón Los Lirios	Ks	1.94 x 10 ⁻³	1.38 x 10 ⁻²
F-014	25° 25' 27" N	100° 37' 13" W	2294 m	Grupo 2	Cañón El Tunal	Js	2.99 x 10 ⁻³	3.32 x 10 ⁻⁴
C-22	25° 25' 26" N	100° 38' 11" W	2252 m	Huerta los Titilones	Cañón El Tunal	Js	5.31 x 10 ⁻³	6.55 x 10 ⁻⁴
H-141	25° 13' 52" N	100° 47' 23" W	2261 m	Rcho. San Felipe	Valle Chapultepec	Ki	2.99 x 10 ⁻³	1.88 x 10 ⁻⁴
H-009	25° 17' 30" N	100° 47' 04" W	2030 m	Rcho. Cerro Enmedio	Valle Emiliano Zapata	Ki	2.72 x 10 ⁻⁴	3.69 x 10 ⁻³
H-61	25° 15' 43" N	100° 46' 13" W	2044 m	Rcho. Puerto Rico	Valle Emiliano Zapata	Ki	1.08 x 10 ⁻³	2.81 x 10 ⁻³
H-73	25° 15' 38" N	100° 45' 03" W	1948	Rcho. Vikingo	Valle Emiliano Zapata	Ki	4.97 x 10 ⁻³	**
H-128	25° 12' 22" N	100° 45' 23" W	2000 m	Rcho. El Cura	Valle Huachichil	Ki	1.84 x 10 ⁻³	**
H-78	25° 14' 53" N	100° 43' 06" W	2079 m	Rcho. Zaragoza	Valle Emiliano Zapata	Ki	**	**

POZO	LOCALIZACIÓN		ALTITUD	PREDIO	AREA	UNIDAD HIDROGEOLOGICA	T (m ² /s)	S
	LATITUD	LONGITUD						
H-117	25° 12' 20" N	100° 45' 24" W	2080 m	Rcho. La Galeana	Valle Huachichil	Ki	6.60 x 10 ⁻⁶	2.07 x 10 ⁻³
T-No-3	25° 10' 40" N	100° 44' 47" W	1798 m	Rcho. La Juliana	Valle Huachichil	Ki	2.02 x 10 ⁻⁴	3.23 x 10 ⁻³
H-110*	25° 12' 33" N	100° 45' 58" W	2048 m	Rcho. Guadalupe	Valle Huachichil	Ki	2.22 x 10 ⁻³	1.75 x 10 ⁻⁴
D-28	25° 11' 50" N	100° 47' 28" W	2055 m	Ejido Huachichil	Valle Huachichil	Ki	**	**
D-30	25° 12' 02" N	100° 48' 11" W	1925 m	Ejido Huachichil	Valle Huachichil	Ki	7.61 x 10 ⁻⁴	6.27 x 10 ⁻²
H-59	25° 21' 01" N	100° 46' 25" W	2230 m	Rcho. El Cristal	Valle San A. de las Alazanas	Js	2.29 x 10 ⁻⁴	7.76 x 10 ⁻³
H-06	25° 21' 22" N	100° 41' 13" W	2071 m	Rcho. El Cristal	Valle San A. de las Alazanas	Js	2.18 x 10 ⁻³	2.11 x 10 ⁻⁶
01-007	25° 15' 06" N	100° 31' 51" W	2390 m	H. el Alto	Valle San A. de las Alazanas	Ks	1.23 x 10 ⁻³	1.56 x 10 ⁻⁴
601-A	25° 24' 53" N	100° 48' 16" W	1865 m	Arroyo el Chorro I	Cañón La Carbonera	Ki	4.20 x 10 ⁻⁴	1.43 x 10 ⁻²
H-82	25° 22' 29" N	100° 48' 36" W	2049 m	Rcho. La Herradura	Cañón Los Lirios	TQr	2.97 x 10 ⁻⁴	1.88 x 10 ⁻²
H-55	25° 15' 32" N	100° 47' 11" W	2060 m	Rcho. El Bayonero	Valle Emiliano Zapata	Ki	1.27 x 10 ⁻²	**
2-28	25° 21' 57" N	100° 36' 10" W		Buenavista	Cañón Jamé	Js	7.58 x 10 ⁻³	6.17 x 10 ⁻³
N-I-23	25° 22' 05" N	100° 58' 26" W	2232 m	El Bajío	Cañón Jamé	Js	1.84 x 10 ⁻³	5.10 x 10 ⁻⁶
H-33	25° 21' 22" N	100° 41' 13" W	2110 m	Rcho. La Flecha	Valle San A. de las Alazanas	Js	2.39 x 10 ⁻³	1.49 x 10 ⁻³
J-001	25° 14' 26" N	100° 28' 16" W	2506 m	Rcho. El Lucero	Valle San A. de las Alazanas	Ks	1.60 x 10 ⁻³	3.44 x 10 ⁻⁴
2-05	25° 18' 31" N	100° 36' 55" W	2280 m	Rcho. El Coyote	Valle San A. de las Alazanas	Js	2.02 x 10 ⁻³	5.49 x 10 ⁻⁴
H-89	25° 18' 00" N	100° 36' 52" W	2300 m	Rcho. La Libertad	Valle San A. de las Alazanas	Js	2.81 x 10 ⁻³	1.99 x 10 ⁻⁴

POZO	LOCALIZACIÓN		ALTIMITUD	PREDIO	AREA	UNIDAD HIDROGEOLOGICA	T (m ² /s)	S
	LATITUD	LONGITUD						
B-54	25° 27' 48" N	100° 37' 19" W	2280 m	Recho. Pinos Altos	Cañón La Carbonera	Ks	3.18×10^{-5}	1.75×10^{-8}
2-43	25° 29' 29" N	100° 36' 18" W	1869 m	Las Placetas	Cañón la Carbonera	Js	5.40×10^{-5}	1.12×10^{-3}
B-38	25° 27' 44" N	100° 38' 30" W	2270 m	Recho. Santa Fe	Cañón La Carbonera	Ks	4.37×10^{-5}	8.45×10^{-9}
H-011*	25° 17' 29" N	100° 47' 04" W	2030 m	Recho. Cerro Enmedio	Valle Emiliano Zapata	Ki	1.11×10^{-1}	**
H-60*	25° 17' 29" N	100° 47' 04" W	2030 m	Recho. Cerro Enmedio	Valle Emiliano Zapata	Ki	2.21×10^{-2}	7.40×10^{-3}
PO	25° 17' 24" N	100° 47' 03" W	2095 m	Recho. Cerro Enmedio	Valle Emiliano Zapata	Ki	5.39×10^{-3}	3.88×10^{-7}

T: Transmisividad

Ki: Unidad Hidrogeológica del Cretácico Inferior; Secuencia de las formaciones Aurora (Kia), La Peña (Kilp) y Cupido (Kic)

S: Coeficiente de Almacenamiento

Ks: Unidad Hidrogeológica del Cretácico Superior; Secuencia de las formaciones Difunta (Ksd), Lutita Parras (Ksp), San Felipe (Ksf), e Indidura (Ksi)

*: Pozo de Observación

Js: Unidad Hidrogeológica del Jurásico Superior de la formación La Casita (Jsic)

PO: Piezómetro de Observación

TQr: Unidad Hidrogeológica del Terciario-Cuatremario de las formaciones Conglomerado Reynosa (Ticg) y Arena-Conglomerado (Qar-cgl)

** : Datos de campo insuficientes para el cálculo

Se observa en el Cuadro 4.1 que de las 34 pruebas interpretadas para obtener valores de transmisividad, estos corresponden a las unidades hidrogeológicas mostradas en el Cuadro 4.2.

Cuadro 4.2. Resultados de la transmisividad en m^2/s por unidad hidrogeológica.

Unidad Hidrogeológica	Número de Pruebas de Bombeo	Rango de Transmisividad (m^2/s)	Promedio de Transmisividad (m^2/s)
Cretácico Inferior	15	$6.60 \times 10^{-6} - 1.11 \times 10^{-1}$	1.10×10^{-2}
Cretácico Superior	7	$1.23 \times 10^{-5} - 8.54 \times 10^{-5}$	3.39×10^{-5}
Jurásico Superior	10	$1.84 \times 10^{-5} - 2.29 \times 10^{-4}$	5.54×10^{-5}
Terciario-Cuaternario	2	$6.50 \times 10^{-5} - 2.97 \times 10^{-4}$	1.81×10^{-4}

El mayor rango pertenece a la unidad hidrogeológica del Cretácico Inferior, donde también se observa que el promedio es más grande ($1.10 \times 10^{-2} m^2/s$) comparado con las otras unidades. Esto es debido a que la unidad hidrogeológica del Cretácico Inferior está conformada por la secuencia de las formaciones Aurora, La Peña y Cupido, siendo esta última de gran fracturamiento y donde el fenómeno de disolución es más importante.

En tanto que de las 30 pruebas de bombeo interpretadas para estimar el coeficiente de almacenamiento, los resultados por unidad hidrogeológica se presentan en el Cuadro 4.3.

Cuadro 4.3. Resultados del coeficiente de almacenamiento por unidad hidrogeológica.

Unidad Hidrogeológica	Número de Pruebas de Bombeo	Rango de Coeficiente de Almacenamiento	Promedio de Coeficiente de Almacenamiento
Cretácico Inferior	11	$3.88 \times 10^{-7} - 6.27 \times 10^{-2}$	8.40×10^{-3}
Cretácico Superior	7	$8.45 \times 10^{-9} - 1.38 \times 10^{-2}$	2.13×10^{-3}
Jurásico Superior	10	$2.11 \times 10^{-6} - 7.76 \times 10^{-3}$	1.68×10^{-3}
Terciario-Cuaternario	2	$2.78 \times 10^{-4} - 1.88 \times 10^{-2}$	$9-50 \times 10^{-3}$

El rango más amplio se presenta en la unidad hidrogeológica del Cretácico Superior la cual presenta una secuencia de formaciones de Difunta, Lutita Parras, San Felipe e Indidura, que pueden ser las causantes de los diversos valores. En tanto que en la unidad hidrogeológica Terciario-Cuaternario conformada por arenas y conglomerados, el promedio es ligeramente mayor es decir presenta un ligero aumento en el almacenamiento comparado con las otras unidades, esto es debido a que es un material granular donde la porosidad es mayor.

4.6 Simulación del flujo subterráneo

El área fue discretizada en una malla regular de 5 km. por lado, dando un total de 60 nodos, los valores de la transmisividad y coeficiente de almacenamiento de las 34 pruebas de bombeo, fueron analizadas espacialmente y presentan los siguientes mejores ajustes de semivariograma calculados con el software GS+ versión 2.3 (Geostatistic for the Environmental Sciences).

Para la transmisividad un modelo anisotrópico gaussiano (Figura 4.7) del tipo:

$$\gamma(h) = 177.60 \left[1 - e^{\left(\frac{-h^2}{A^2} \right)} \right] \quad (4.16)$$

Con un R^2 de .458

Donde:

$$A = (32.94)^2 [\cos^2(\theta - \phi)] + (32.95)^2 [\sin^2(\theta - \phi)] \quad (4.17)$$

ϕ es el ángulo de máxima variación igual a cero en este caso y θ el ángulo entre pares el cual puede ser: 0° , 45° , 90° y 135° .

Para el coeficiente de almacenamiento un modelo isotrópico lineal con umbral (Figura 4.8) del tipo:

$$\gamma(h) = 1.0 \times 10^{-7} + \left[h \left(\frac{3.96 \times 10^{-5}}{19} \right) \right] \quad \text{Para } h \leq 19.0 \text{ Km} \quad (4.18)$$

$$\gamma(h) = 3.96 \times 10^{-5} \quad \text{Para } h > 19.0 \text{ Km} \quad (4.19)$$

Con un R^2 de .702

También fueron analizadas espacialmente las cargas piezométricas (cotas de nivel estático) medidas por personal de la Comisión Nacional del Agua en el período de Noviembre-Diciembre de 1996 en pozos de producción de agua, encontrando como modelo de ajuste de semivariograma un modelo isotrópico gaussiano (Figura 4.9) del tipo:

$$\gamma(h) = 210200 \left[1 - e^{\left(\frac{-h^2}{61.1^2} \right)} \right] \quad (4.20)$$

Con un R^2 de .806

Al igual que las cargas piezométricas, el modelo de semivariograma para la variable gasto de extracción medido en los pozos en la misma fecha que las cargas piezométricas, muestran un modelo de semivariograma del tipo isotrópico esférico (Figura 4.10).

$$\hat{\gamma}(h) = 2.447E + 06 \left[1.5(h / 22.79) - 0.5(h / 22.79)^3 \right] \text{ Para } h \leq 22.79 \text{ Km.} \quad (4.21)$$

$$\hat{\gamma}(h) = 2.447E + 06 \quad \text{Para } h > 10.4 \text{ Km.} \quad (4.22)$$

con $R^2 = 0.893$

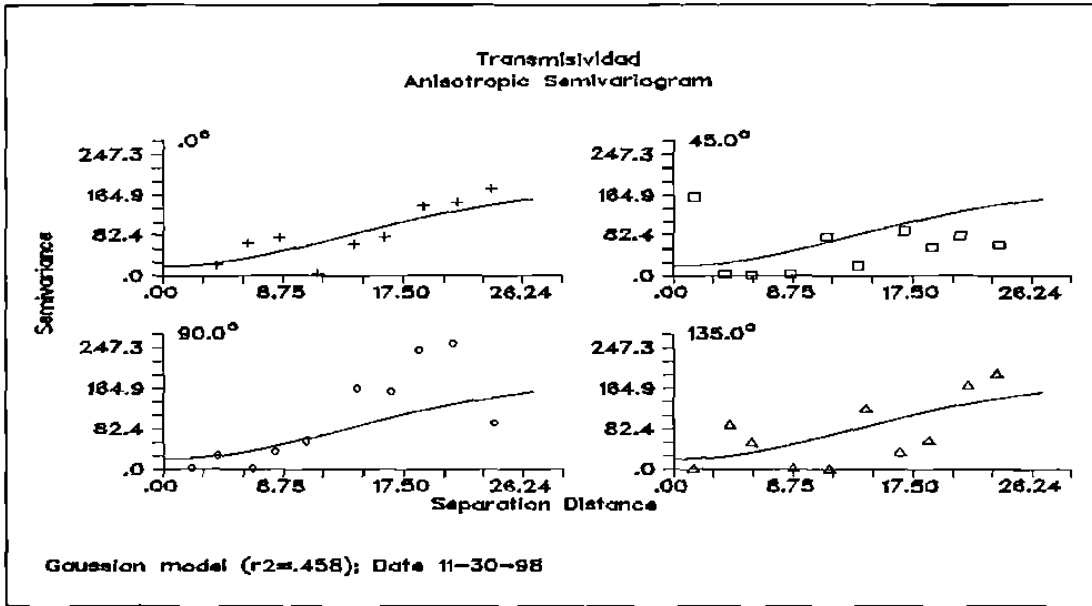


Figura 4.7. Modelo anisotrópico gaussiano para la transmisividad en m²/día

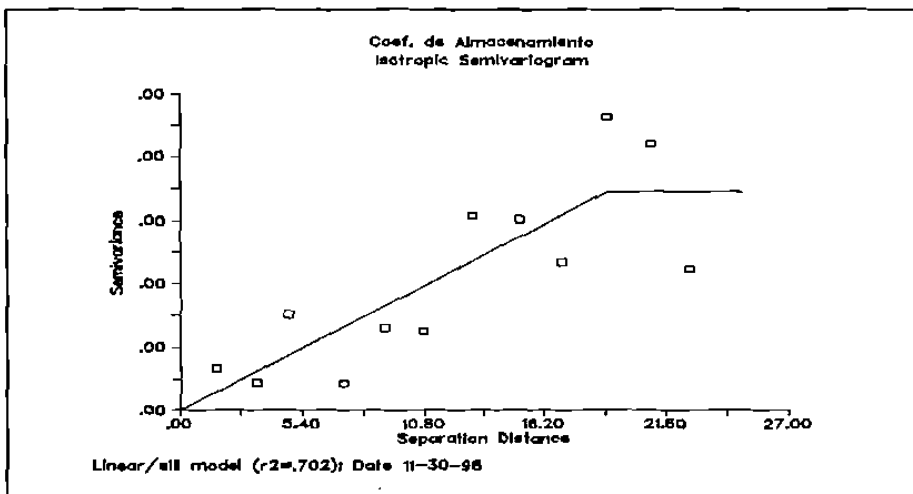


Figura 4.8. Modelo isotrópico lineal con umbral para el coeficiente de almacenamiento.

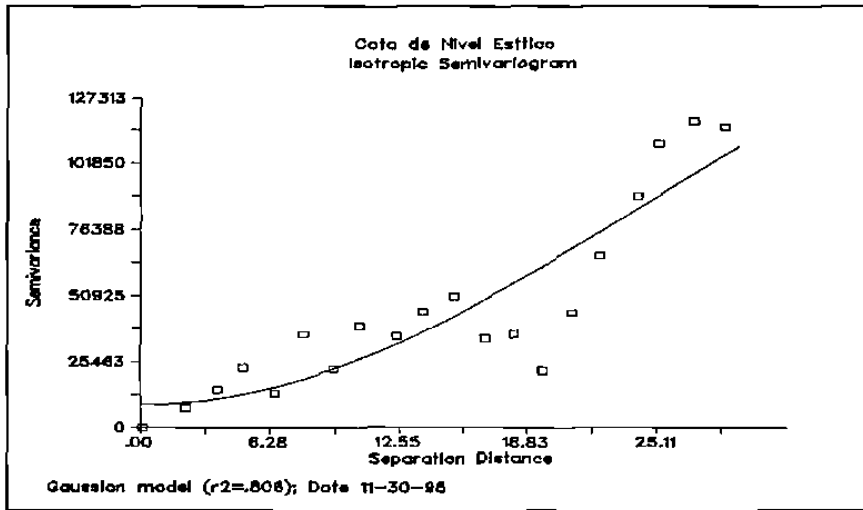


Figura 4.9. Modelo isotrópico gaussiano para la cota de nivel estático.

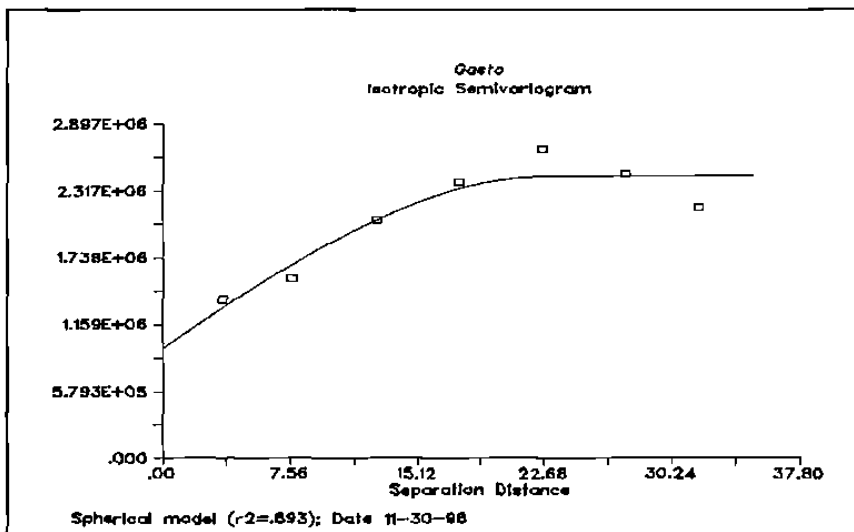


Figura 4.10. Modelo isotrópico esférico para el caudal de extracción.

Con los modelos de semivariogramas encontrados se realizó una interpolación Kriging para estimar los valores de carga hidráulica (H), transmisividad (T), coeficiente de almacenamiento (S) y gasto de extracción (Q) para los 60 nodos en que fue discretizada el área de estudio. Posteriormente se calcularon los eigenvalores y eigenvectores del eigenproblema señalado en la ecuación (3.25) y sujeto a la ecuación (3.26) auxiliándose con el software MatLab For Windows versión 4.2 (1994) de The MathWors.Inc. Software que también fue utilizado para resolver la ecuación (3.24) que plantea el modelo de simulación de flujo. Todas las matrices y vectores involucrados en el cálculo, se encuentran en archivos del diskett 1 anexo.

Por otro lado INEGI (1994a) e INEGI (1996) reportan que la evolución de la población total para el municipio de Saltillo, Coah. ha sido como se muestra en el Cuadro 4.4

Cuadro 4.4. Evolución de la población total en el municipio de Saltillo, Coah. (INEGI, 1994a y 1996).

AÑO	TOTAL DE HABITANTES	*TASAS DE CRECIMIENTO MEDIA ANUAL (%)
1950	98,603	
1960	127,772	2.6
1970	190,994	4.3
1980	321,785	5.2
1990	440,920	3.3
1995	527,979	3.7

*La tasa de crecimiento media anual fue estimada con la ecuación:

$$TCMA = \left[\left(\frac{PFP}{PIP} \right)^{\left(\frac{1}{NA} \right)} - 1 \right] (100) \quad (4.23)$$

Donde:

TCMA: Tasa de Crecimiento media anual.

PFP: Población al final del período.

PIP: Población al inicio del período.

NA: Número de años considerados.

De esta forma, tomando en cuenta una tasa de crecimiento de la población media anual igual a 3.8 % considerando desde 1950 a 1995, se estimaron los posibles incrementos en los volúmenes de extracción de agua subterránea, formando de estas manera vectores de gastos para los años 2000, 2010 y 2020. Aplicando la ecuación (3.24) se obtiene la evolución de las cargas piezométricas para estos años, dichas

manifestaciones de cambios en la carga piezométrica, son mostradas en las Figuras de la 4.11 a la 4.13, figuras realizadas con auxilio del software SURFER versión 5.01 de 1994 (Surface Mapping System) realizado por Golden Software, Inc. Se pueden apreciar los posibles conos de abatimiento que se formarían, incrementado considerablemente la profundidad para la obtención del agua subterránea. En las figuras de la 4.11 a la 4.13 se puede observar como los conos de abatimiento estarían directamente relacionados con la extracción de agua subterránea en los Valles Emiliano Zapata, Huachichil, San Antonio de las Alazanas y el Cañón los Lirios. De esta manera el abatimiento promedio simulado esperado para los próximos años si no se implantara ninguna medida de control o incremento de recarga ya sea por eventos extraordinarios de precipitación pluvial o recarga artificial, sería del orden de 16.4 m/año.

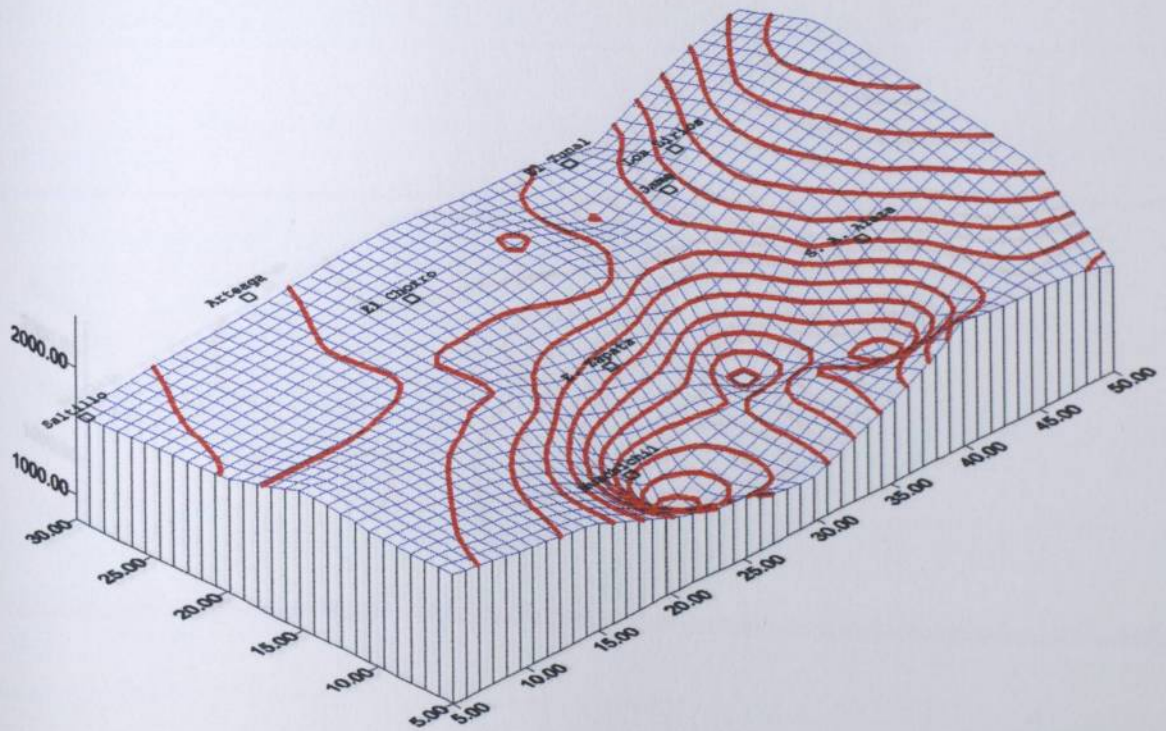
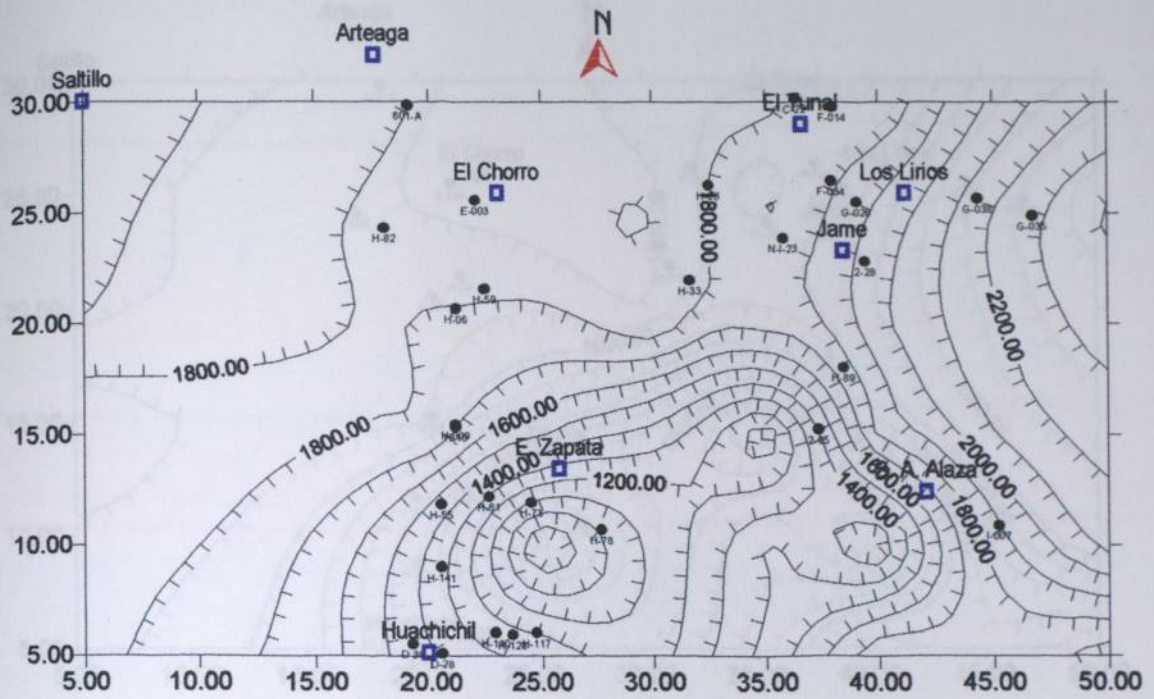


Figura 4.11. Carta y Perfil Piezométrico en bloque simulado para el año 2000 del área de estudio.

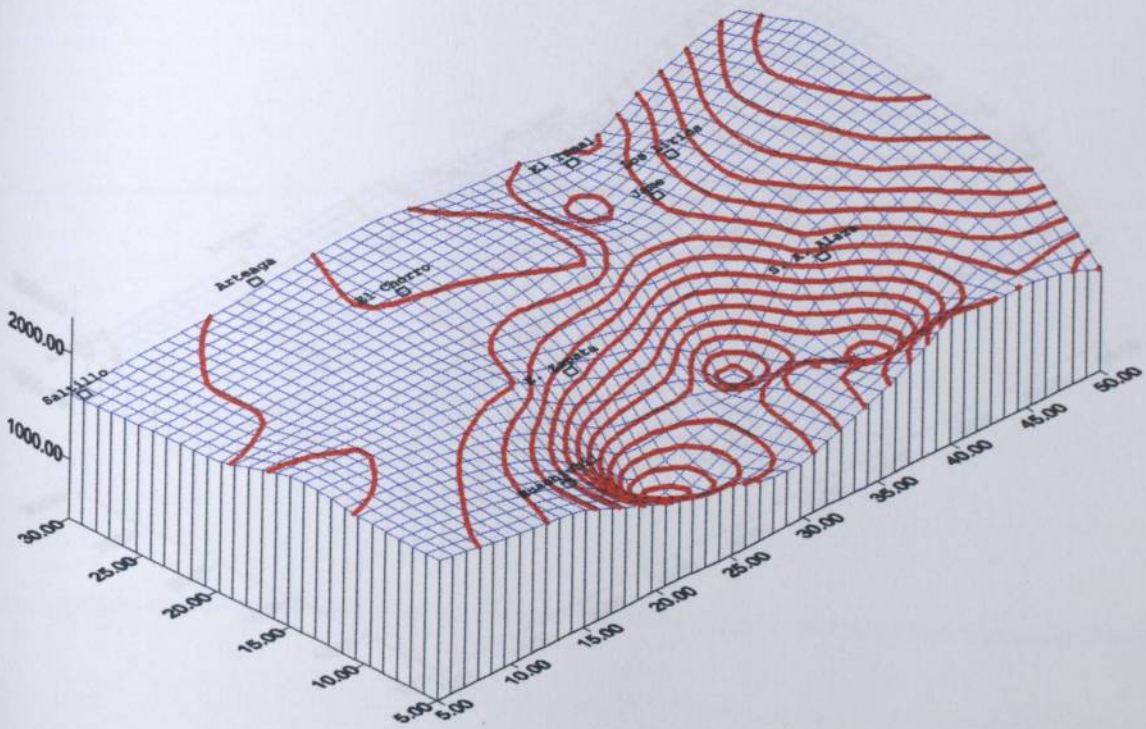
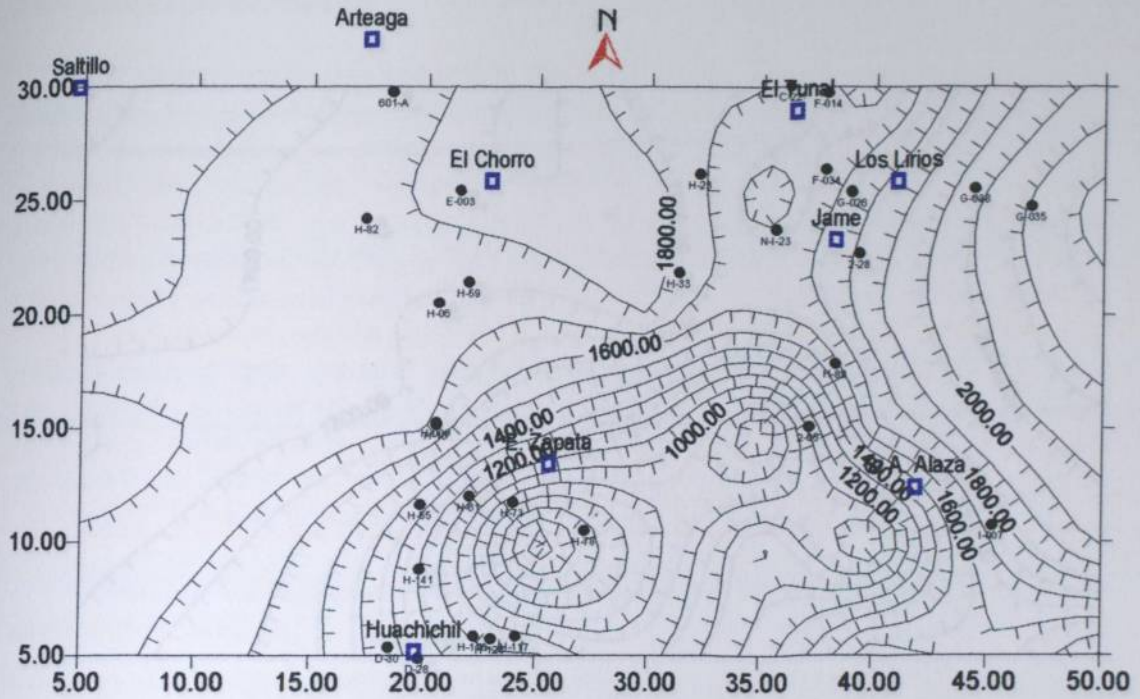


Figura 4.12. Carta y Perfil Piezométrico en bloque simulado para el año 2010 del área de estudio.

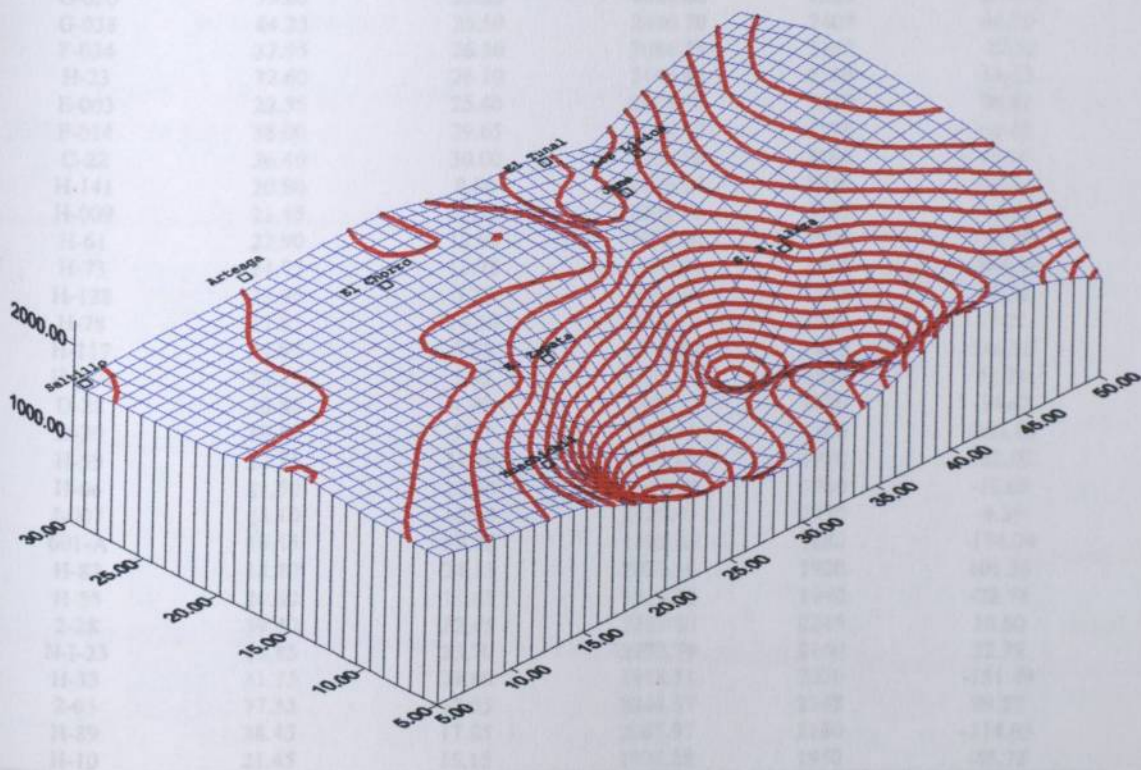
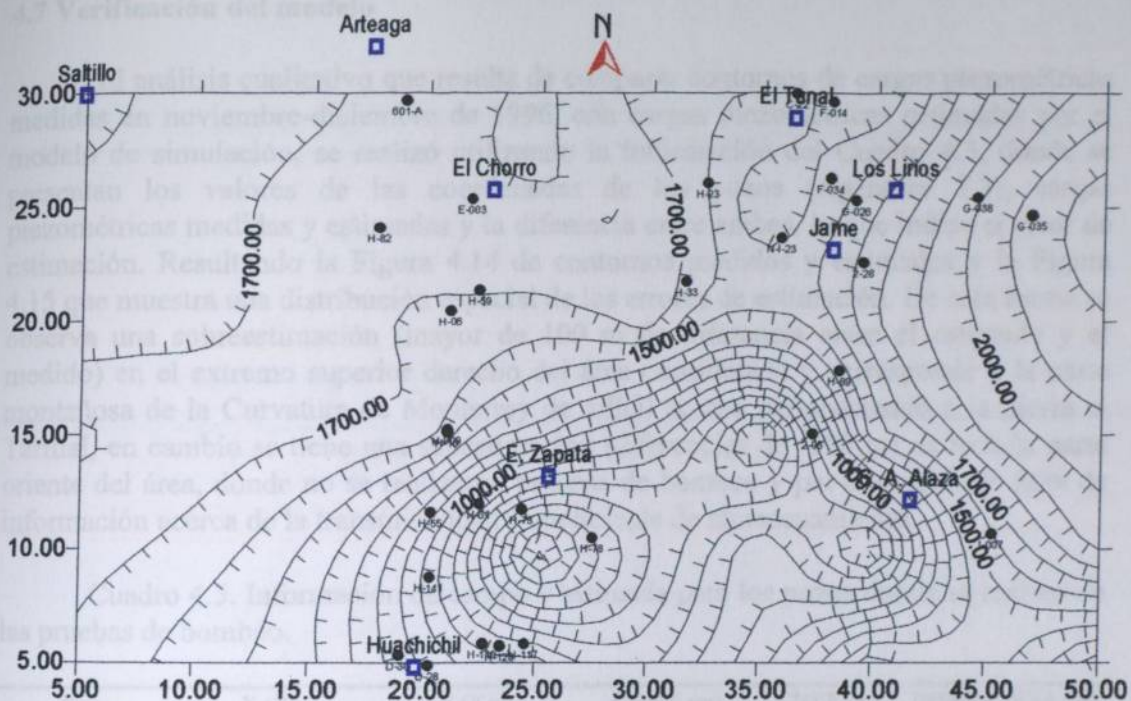


Figura 4.13. Carta y Perfil Piezométrico en bloque simulado para el año 2020 del área de estudio.

4.7 Verificación del modelo

El análisis cualitativo que resulta de comparar contornos de cargas piezométricas medidas en noviembre-diciembre de 1996, con cargas piezométricas estimadas por el modelo de simulación, se realizó utilizando la información del Cuadro 4.5, donde se presentan los valores de las coordenadas de los pozos (Apéndice 7.3), cargas piezométricas medidas y estimadas y la diferencia entre ambas, lo que indica el error de estimación. Resultando la Figura 4.14 de contornos medidos y estimados y la Figura 4.15 que muestra una distribución espacial de los errores de estimación. De esta forma se observa una sobreestimación (mayor de 100 m de diferencia entre el estimado y el medido) en el extremo superior derecho del área considerada y corresponde a la parte montañosa de la Curvatura de Monterrey de difícil acceso perteneciendo a la Sierra el Tarillal, en cambio se tiene una subestimación (diferencias de -100 m) en toda la parte oriente del área, donde no se realizaron pruebas de bombeo y por consiguiente falta de información acerca de la transmisividad y coeficiente de almacenamiento.

Cuadro 4.5. Información de campo y estimada para los pozos donde se realizaron las pruebas de bombeo.

Pozo	X (Km)	Y (Km)	CNEM (m)	CNEE (m)	DIFERENCIA (m)
G-035	46.60	24.70	2665.86	2475	190.86
G-026	39.05	25.35	2023.60	2225	-201.40
G-038	44.25	25.50	2440.70	2400	40.70
F-034	37.95	26.30	2086.78	2160	-73.22
H-23	32.60	26.10	2148.62	2110	38.62
E-003	22.35	25.40	2038.82	1950	88.82
F-014	38.00	29.65	2238.62	2175	63.62
C-22	36.40	30.00	2206.06	2165	41.06
H-141	20.80	8.80	2106.24	1910	196.24
H-009	21.45	15.25	1905.76	1950	-44.24
H-61	22.90	12.00	1903.80	1920	-16.20
H-73	24.75	11.75	1810.02	1915	-104.98
H-128	23.90	5.75	1884.38	1840	44.38
H-78	27.85	10.50	1902.29	1910	-7.71
H-117	24.95	5.85	1976.86	1830	146.86
H-110	23.15	5.85	1931.34	1850	81.34
D-28	20.80	4.90	1845.38	1880	-34.62
D-30	19.55	5.35	1695.15	1900	-204.85
H-59	22.75	21.40	2072.00	1970	102.00
H-06	21.50	20.50	1947.32	1960	-12.68
I-007	45.10	10.70	2320.41	2330	-9.59
601-A	19.45	29.70	1705.26	1880	-174.74
H-82	18.40	24.15	2021.36	1920	101.36
H-55	20.80	11.65	1911.22	1940	-28.78
2-28	39.40	22.65	2255.80	2245	10.80
N-I-23	35.85	23.70	2172.79	2140	32.79
H-33	31.75	21.80	1918.51	2070	-151.49
2-05	37.35	15.05	2244.57	2145	99.57
H-89	38.45	17.85	2065.97	2180	-114.03
H-10	21.45	15.15	1904.28	1950	-45.72

X: coordenada en dirección x; Y: coordenada en dirección y; CNEM: cota de nivel estático medida; CNEE: cota de nivel estático estimada; DIFERENCIA: CNEM-CNEE

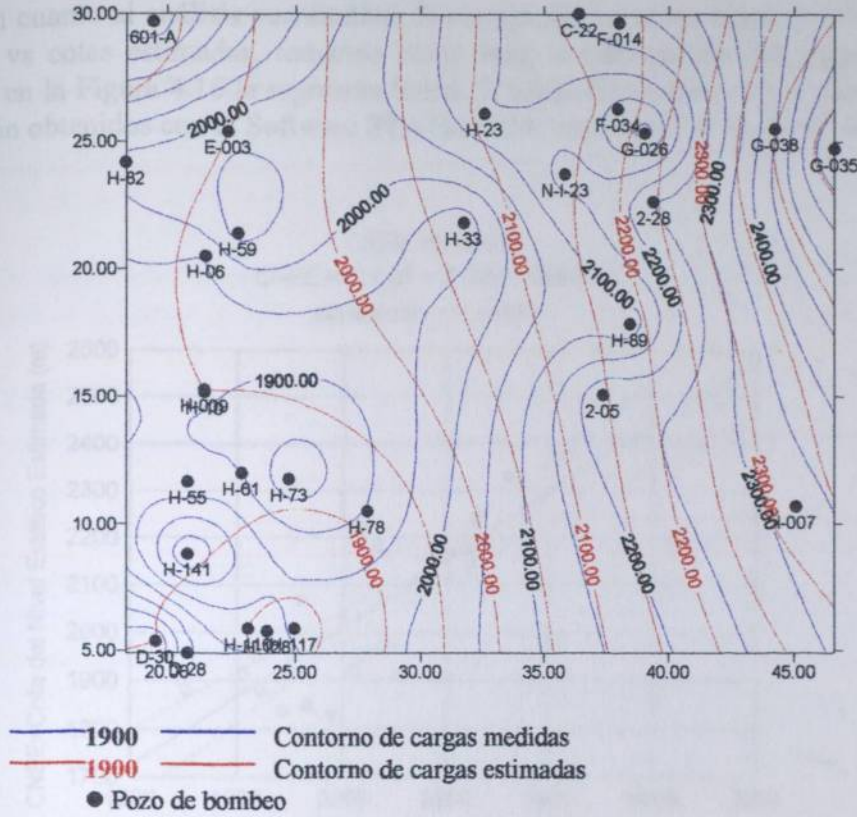


Figura 4.14. Representación de contornos medidos y estimados de cargas piezométricas para 1996.

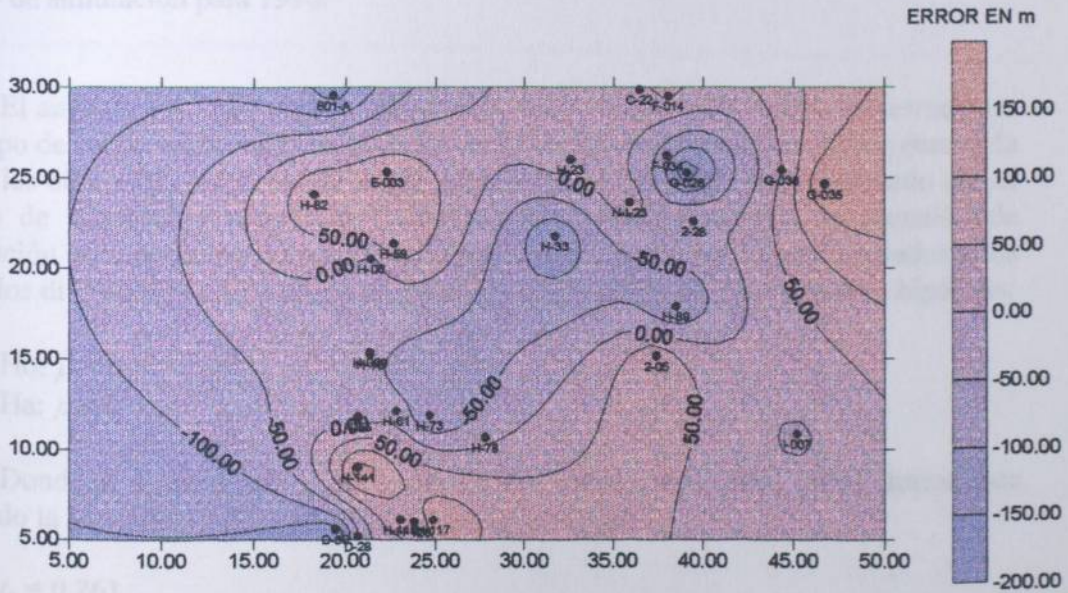


Figura 4.15. Distribución espacial de los errores de estimación.

En cuanto al análisis cuantitativo, la correlación entre las cotas de nivel estático medidas, vs cotas estimadas, tomando como base la información del Cuadro 4.5, se muestran en la Figura 4.16 la regresión lineal, la banda de confianza y el coeficiente de correlación obtenidos con el Software STATISTICA versión 4.5 de StatSoft, Inc. (1993).

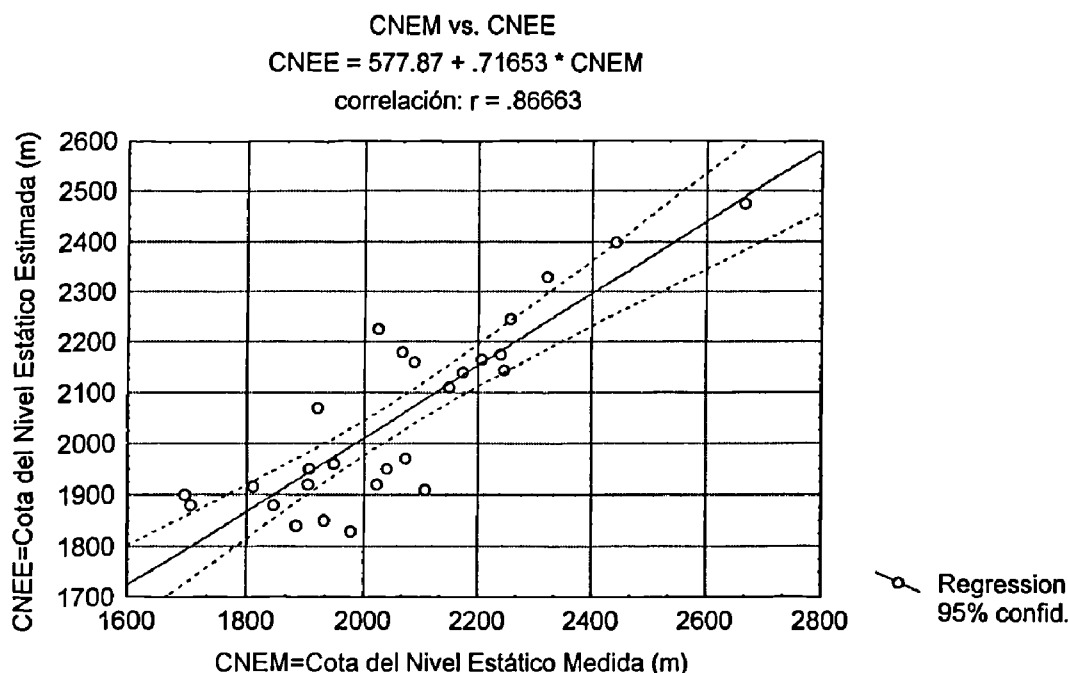


Figura 4.16. Correlación entre las cargas piezométricas medias y estimadas con el modelo de simulación para 1996.

El análisis adicional para la verificación fue realizado al comparar observaciones de campo de cargas piezométricas medidas en 1996 e interpoladas con Kriging para cada uno de los 60 nodos, con datos de cargas piezométricas obtenidas para cada nodo con el modelo de simulación propuesto. Las inferencias estadísticas bajo la asunción de distribución normal de los errores reducidos (diferencia entre los datos observados y los estimados divididos por su desviación estándar) es planteada por las siguientes hipótesis:

$$H_0: \mu = 0$$

$$H_a: \mu \neq 0$$

Donde μ corresponde a la media de los errores reducidos, de tal forma que aplicando la ecuación (3.27) para $n=60$ nodos se tiene que:

$$t_c = 0.261$$

$$t_{\alpha/2 (59) g.l} = 2.29$$

Por lo tanto no se rechaza $H_0: \mu = 0$ bajo un nivel de significancia $\alpha = 0.05$

De la misma forma bajo la asunción de normalidad, se plantea la hipótesis:

$$H_0: \sigma^2 = 1$$

$$H_a: \sigma^2 \neq 1$$

Donde σ^2 corresponde a la varianza de los errores reducidos que bajo la teoría de normalidad se distribuirán aplicando la ecuación (3.39) como:

$$\chi_c^2 = 3.2261$$

$$\chi_{\alpha/2(n-1)g.l.}^2 = 83.3$$

$$\chi_{1-\alpha/2(n-1)g.l.}^2 = 40.48$$

Por lo que no se rechaza $H_0: \sigma^2 = 1$ bajo un nivel de significancia α de 0.05

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los índices de vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea que engloban aspectos hidrogeológicos como: condiciones de explotación de los acuíferos, profundidad del nivel piezométrico, conductividad hidráulica, estratificación y recarga, presentan valores mayores de 4 y hasta 7 que indican vulnerabilidad de moderada a extrema, siendo el acuífero de poros que corresponde al valle Saltillo-Ramos Arizpe, el que presenta el mayor índice de vulnerabilidad, debido principalmente a que la profundidad del nivel estático es menor de 60 m, es un acuífero sobreexplotado, la precipitación es menor de 400 mm anuales y su recarga procede de regiones topográficas más altas que corresponde a la Sierra de San Antonio donde la precipitación total anual es de más de 600 mm.

El comportamiento de las fracturas superficiales en el medio calcáreo bajo estudio, específicamente en lo que respecta al patrón de distribución, tienen una longitud promedio de fractura de 0.464 Km; predomina la orientación Noroeste-Sureste, prácticamente perpendicular a la Sierra Madre Oriental, siguen una distribución Von Mises con dirección media $\theta = 159.457^\circ$ y parámetro de concentración $k = 0.21524$. En cuanto a la representación de la abundancia y tamaño de las fracturas, se obtienen Índices de Densidad de Fractura (IDF) con rango de 0 a 10, que dan un panorama de las regiones con diversa conductividad hidráulica del medio, encontrando el valor de índice mayor al Sureste de la ciudad de Saltillo, Coahuila, que es donde se tiene afloramientos de la formación Cupido donde el fenómeno de disolución es importante que da una porosidad y permeabilidad alta por su fracturamiento y planos de estratificación gruesa, propiciando una zona de recarga para el agua subterránea. Además se demuestra que el IDF es una variable regionalizada, dado que presenta un modelo de semivariograma, por lo tanto puede utilizarse Kriging para realizar interpolaciones hacia áreas donde las fracturas no están visibles.

El método de Doble Porosidad encuentra una aplicación acorde al comportamiento de la evolución de los niveles piezométricos causados por el bombeo de pozos en medios fracturados de calizas, así lo manifiestan los datos derivados calculados para varios pozos. Los resultados de transmisividad son del orden de 6.60×10^{-6} a $1.11 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ con el promedio más alto del orden de $1.10 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, que corresponde a la unidad hidrogeológica del Cretácico Inferior formada por la secuencia estratigráfica de las formaciones Aurora, La Peña y Cupido, y coeficiente de almacenamiento del orden de 8.45×10^{-9} a 6.27×10^{-2} con el promedio más alto de 9.50×10^{-3} que corresponde a la unidad hidrogeológica Terciario-Cuaternario conformada por arenas y conglomerados.

La ecuación que define el modelo de flujo basada en los eigenvalores y eigenvectores para un eigenproblema en el que se involucran directamente valores discretizados de transmisividad y coeficiente de almacenamiento usada en la presente simulación, manifiesta ser una buena alternativa de solución a los problemas de flujo en

medios fracturados de calizas de la región sur-este del estado de Coahuila, donde la información hidrogeológica es limitada.

Tomando en cuenta una tasa de crecimiento de la población media anual igual a 3.8%, se estimaron con el modelo planteado, los posibles incrementos en los volúmenes de extracción de agua subterránea, obteniendo la evolución de las cargas piezométricas para los años 2000, 2010 y 2020 que comparados con la carga piezométrica de datos de campo de 1996, presentan conos de abatimiento que se formarían, incrementado considerablemente la profundidad para la obtención del agua subterránea. De esta manera el abatimiento promedio simulado esperado para los próximos años sería del orden de 16.4 m/año si no se implantara ninguna medida de control o incremento de recarga ya sea por eventos extraordinarios de precipitación pluvial o recarga artificial.

Se recomienda:

Trabajo de campo para ampliar la información sobre las fracturas, con la finalidad de definir a nivel subsistema hidrogeológico los patrones direccionales.

Un estudio de las cargas contaminantes y un programa adecuado de monitoreo para determinar el estado actual de la calidad del agua subterránea y predecir sus tendencias futuras.

Métodos de campo mas apropiados para desarrollar las pruebas de bombeo en medios cársticos, y que permitan realizar una evaluación del proceso hidráulico del método de doble porosidad.

Un análisis de sensibilidad de los parámetros de transmisividad y coeficiente de almacenamiento para realizar una calibración del modelo de simulación y con ello reducir los posibles errores de estimación.

Estudios de geología ambiental e hidrogeológicos, que permitan la búsqueda de nuevas alternativas de explotación.

Fomentar la cultura del agua en la población.

Analizar la viabilidad de construcción de obras de contención del agua en los arroyos de la Sierra de Zapalinamé con la finalidad de aumentar las infiltraciones del agua hacia los acuíferos.

Incrementar el uso de aguas residuales tratadas.

6. BIBLIOGRAFIA

- Anderson, M. and W., Woessner. 1992. Applied groundwater modeling. Simulation of flow and advective transport. Academic Press, Inc. San Diego. U.S.A. 381 p.
- Andreu, J. and A. Sahuquillo. 1987. Efficient aquifer simulation in complex systems. *Journal of Water Resources Planning and Management*. ASCE. 113 (1): 110 - 129.
- Bear, J. and A. Verruijt. 1987. Modeling groundwater flow and pollution. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht. The Netherlands. 414 p.
- Brauns, R. y K. F. Chudoba. 1963. Mineralogía especial. UTEHA. México. 205 p.
- Bredehoeft, J. and P. Hall. 1995. Ground-Water models. *Journal Ground-Water*. Ground Water Publishing Company. 3 (4): 530-531.
- Chavez, A. S., Flores, N., Moyabed, E., García, J., Ríos, M., Hernandez. 1990. Construcción de un modelo digital de simulación de flujo del acuífero de Villa de Reyes, S. L. P. 11° Congreso Nacional de Hidráulica. Tomo II. Tema 6. El agua subterránea y manejo de cuencas. p. 79-85.
- Cheema, T. J. and M. R. Islam. 1995. A new modeling approach for predicting flow in fractured formations. Chapter 18. *Groundwater models for resources analysis and management*. Lewis Publishers. pp 327-338.
- CETENAL (Comisión de Estudios del Territorio Nacional). 1975. Cartas geológicas G14C33 y G14C34. Escala 1:50000. 1a. ed. México.
- Custodio, E. y M. R. Llamas. 1976. Hidrología subterránea. Tomo I. Ed. Omega, S. A. Barcelona España. 1167 p.
- Davis, J. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. 2a. e d. John Wiley & Sons, Inc. Republic of Singapore. pp. 312 - 330.
- Davis, S. N. y R. DeWiest. 1971. Hidrogeología. Ediciones Ariel. Barcelona España. 563 p.
- De Cserna Z. 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional. México. 87 p.

- Diodato, D. M. 1998. Software spotlight. *Journal Ground Water*. Ground Water Publishing Company. 36 (3): 389 -390.
- Doe, T. and W. H. Pedler. 1998. The problem of fractures. *Ground Water Monitoring and Remediation*. Ground Water Publishing Co. 18(1): 74-77.
- Eguiluz, de A. S. 1994. La formación carbonera y sus implicaciones tectónicas, estados de Coahuila y Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, A. C. p 3-39.
- Escolero, O. 1996. Metodología para evaluar la vulnerabilidad de un acuífero a la contaminación. C. N. A. México, D. F. 7 p.
- Estrela, T. and A. Sahuquillo. 1997. Modeling the response of a karstic spring at Arteta aquifer in Spain. *Journal Ground Water*. Ground Water Publishing Company. 35 (1): 18-24.
- EGEOCISA (Estudios Geológicos y Obras Civiles S. A). 1974. Estudio geohidrológico de la zona manzanera de Coahuila. Dirección de Geohidrología y Zonas Aridas. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- Foster, S. y R. Hirata. 1991. Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas. Una metodología basada en datos existentes. Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente (CEPIS). Lima Perú. 81 p.
- García, M. E. 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koeppen. UNAM. 4 ed. México.
- GEOIDE S. A. de C. V. 1991. Estudio geológico estructural y de evaluación geohidrológica preliminar en la zona sur de Saltillo, Coah. Comisión Nacional del Agua.
- Graybill, F. A. 1976. Theory and application of the linear model. Wadsworth Publishing Company, Inc. California. U. S. A. 704 p.
- GS+ Professional 1995. Version 2.3C. Geostatistic for environmental sciences. Gamma Design Software.
- GYCSA (Geoexploraciones y Construcciones, S. A.). 1984. Informe del estudio geohidrológico regional del área San Juanito-Zapalinamé, Coah. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- Imlay, R. W. 1936. Evolution of the Coahuila peninsula Mexico. Part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bull.* V. 47. p. 1091-1152.

- INNSA S. A. 1981. Estudio geohidrológico cuantitativo de la zona Saltillo-Ramos Arizpe, Coah. Subdirección de Geohidrología y de Zonas Aridas. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- INNSA S. A. 1982. Elaboración del modelo matemático de la zona Saltillo-Ramos Arizpe. Subdirección de Geohidrología y de Zonas Aridas. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1982. Carta hidrológica superficial. Escala 1:250000. Clave: Monterrey G14-7. 1a. ed. México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1983. Síntesis geográfica del estado de Coahuila. México. p 12-13.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1994a. Anuario estadístico del estado de Coahuila. México. 339 p.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1994b. Saltillo, estado de Coahuila. Cuaderno estadístico municipal. Edición 1993. México. 115 p.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1995. Espaciomapa Monterrey hoja G14-7 escala 1:250000 producida a partir de imagen digital del sensor TM (Mapeador Temático) a bordo de los satélites Landsat. Fecha de la imagen marzo-abril de 1993. 1ª Ed. México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1996. Coahuila. conteo 95. Población y vivienda. Resultados definitivos. México. p 80.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1998. Estadísticas del medio ambiente. México, 1997. INEGI, SEMARNAP. México. 461 p.
- Karanjac, J. 1994. Ground water for windows. A new ground-water information system software. Journal Ground Water. Ground Water. Publishing Company. 32 (6): 1022-1028.
- Kinzelbach, W. 1989. Groundwater modelling. An introduction with sample programs in basic. Elsevier Science Publishers. Amsterdam, The Netherlands. 333 p.
- Lapcevic, P. A. and K. S. Novakowski. 1989. The analysis of slug tests conducted in fractured sedimentary rock. Paper presented at the NWWA FOCUS Conference on eastern regional ground water issues, Kitchener, Ontario.

- Lesser y Asociados S. A. de C. V. 1997. Sinopsis del estudio geohidrológico del valle de Saltillo-Ramos Arizpe, Coah. Comisión Nacional del Agua. 54 p.
- Llopis, Ll. N. 1970. Fundamentos de hidrogeología cárstica. Editorial BLUME. España. 269 p.
- López, R. E. 1982. Geología de México. Tomo II. 3a. Edición. Secretaría de Educación Pública. 453 p.
- MATLAB for windows. 1994. Version 4.2.c.1. The MathWorks, Inc.
- McConnell, C. L. 1993. Double porosity well testing in the fractures carbonate rocks of the Ozarks. *Journal Ground Water*. Ground Water Publishing Company. 31 (1): 75-83.
- Mendoza, K. E. y R. A Alonso. 1996. Agua para ciudades sedientas. *Vertientes*. Comisión Nacional del Agua. 1 (6): 7-8.
- Microsoft Visual Basic. 1993. Version 3.0 Microsoft Corp. Cooper Software, Inc.
- Milanovic, P. T. 1981. Karst hydrogeology. Water Resources Publications. U.S.A. 434 p.
- Moench, A. F. 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research*. 20 (7): 831-846.
- Morris, L. M. and R. H. Johnston. 1985. Use of digital model to evaluate hydrogeologic controls in groundwater flow in a fractured rock aquifer at Niagara Fall, New York, U.S.A. *Journal of Hydrology*. Elsevier Science Publishers. Amsterdam, The Netherlands. 75: 167-194.
- Padilla, F. y R. J. Sánchez. 1985. Las estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología*. 6 (1): 1-20.
- Pistre, S., L. M. Bangoy, T. Rivers. 1995. A new approach for the prediction of unexposed fractured reservoirs: A case study in Millas Granite (French Pyrenees). *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*. 40 (3): 351-365.
- Podgorney, R. K. and R. W. Ritzi Jr. 1997. Capture zone geometry in a fractured carbonate aquifer. *Journal Ground Water*. Ground Water. Publishing Company. 35 (6): 1040-1048.

- Quintero, L. O. y G. M. Aranda. 1985. Relaciones estructurales entre el anticlinorio de Parras y el anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental) en la región de Agua Nueva, Coahuila. Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología. 6 (1): 21-36.
- Sahuquillo, A. 1983. An eigenvalue numerical technique for solving unsteady linear groundwater continuously in time. *Water Resources Research*. American Geophysical Union. 19 (1): 87 - 93.
- Schwartz, F. W. and L. Smith. 1988. A continuum approach for modeling mass transport in fractured media. *Water Resources Research*. 24 (8): 1360-1372.
- Sistema Municipal de Aguas y Saneamiento (SIMAS). 1995. Informe de datos de aforo y niveles 1995 para el sistema Saltillo. Captación y rebombes.
- Snedecor, G. and W. Cochran. 1971. *Statistical methods*. 6th Ed. Iowa State University. Press, Ames. IOWA, USA. pp. 549.
- STATISTICA for windows. 1993. Release 4.5 A. StatSoft, Inc.
- Steel, R. G. and J. H. Torrie. 1960. *Principles and procedures of statistics. With special reference to the biological sciences*. McGraw-Hill. 481 p.
- Sudicky, E. A. And R. Therien. (1997). FRAC3DVS. Waterloo Centre for Groundwater Research (WCGR) and Laval University,
- SURFER. 1994. Version 5.01. Surface mapping system. golden software, Inc.
- TableCurve 3D. 1993. Jandel scientific. AISN software.
- Trefethen, J. M. 1979. *Geología para ingenieros*. Compañía Editorial Continental, S. A. México. 636 p.
- Vieira, S. R., J. L. Hatfield, D. R., Nielsen and J. W. Biggar. 1983. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. *Hilgardia*. 51 (3): 1-73.
- Wall, J. R., G. E. Murray, and G. T. Díaz. 1961. Geologic occurrence of intrusive gypsum and its effect on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 45(9):1504-1522.
- Walton, W. C. 1979. Progress in analytical groundwater after modeling. *Journal of Hydrology*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, The Netherlands. 43: 149-159.

Visual MOFLOW. (1997). Waterloo Hydrogeologic Inc.

Weidie, A. E. And E. G. Murray. 1967. Geology of Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologists. 51 (5): 678-695.

Werner, J. 1996. Introducción a la hidrogeología. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. México. 174 p.

Yevjevich, V. 1976. Advanced approaches to karst hydrology and water resources systems. Karst hydrology and water resources. Volumen I. Part 2. Karst hydrology. proceeding of the U.S.-Yugoslavian Symposium, Dubrovnik, June 2-7, 1975. Water Resources Publications. USA. pp. 209 - 220.

7. APENDICE

7.1. Información de datos en diskett 1 anexo

Nombre del archivo	Tipo	Extensión (bytes)	Descripción
SARAAR.DAT	ASCII	657	Valor de los índices de vulnerabilidad para cada nodo (coordenada x, coordenada y, índice)
COFRA.DAT	ASCII	3,609	Coordenadas de las fracturas involucradas para determinar el Índice de Densidad de Fracturas (Núm. de fracturas y coordenadas de los extremos de cada fractura)
INDICES.DAT	ASCII	27,750	Índices de Densidad de Fractura para cada nodo (coordenada x, coordenada y, índice)
PBOMB	ASCII	14,540	Subdirectorío que contiene los datos de campo de 34 pruebas de bombeo (total de datos, tiempo, abatimiento)
HIDGEO.XLS	EXCEL	6,196	Datos hidrogeológicos de los pozos donde se realizaron las pruebas de bombeo (identificación del pozo, coordenadas, altitud, nivel estático, cota de nivel estático, transmisividad y coeficiente de almacenamiento)
DTRAS.TXT	ASCII	7,460	Matriz 60x60 diagonal con los valores de Transmisividad para cada nodo en la diagonal (valores calculados con interpolación Kriging, en base a interpretación de 34 pruebas de bombeo)
COALMA.TXT	ASCII	7,611	Matriz 60x60 diagonal con los valores de Coeficiente de Almacenamiento para cada nodo en la diagonal (valores calculados con interpolación Kriging, en base a interpretación de 34 pruebas de bombeo)
WMTRAS60.TXT	ASCII	34,353	Matriz 60x60 simétrica bandeada con valores de Transmisividad
E2000M3.TXT	ASCII	7,696	Matriz 60x60 diagonal con los valores de $e^{-\alpha t}$ para τ periodo de tiempo
HND96.TXT	ASCII	528	Vector 60x1 con los valores de cargas piezométricas para cada nodo, calculados con interpolación Kriging de datos de campo de Nov-Dic de 1996. Vector considerado como H_0
GASND96.TXT	ASCII	518	Vector 60x1 con los valores de caudales de extracción para cada nodo, calculados con interpolación Kriging de datos de campo de Nov-Dic de 1996

Nombre del archivo	Tipo	Extensión (bytes)	Descripción
GAS2000.TXT	ASCII	688	Vector 60x1 con valores estimados de posible extracción para el año 2000
Q2010.TXT	ASCII	593	Vector 60x1 con valores estimados de posible extracción para el año 2010
Q2020.TXT	ASCII	591	Vector 60x1 con valores estimados de posible extracción para el año 2020
MALFA.TXT	ASCII	37,427	Matriz 60x60 de eigenvalores
MATA.TXT	ASCII	37,415	Matriz 60x60 de eigenvectores
IDEN60.TXT	ASCII	7,260	Matriz Identidad 60x60
CARGAS.XLS	EXCEL	27,136	Cargas piezométricas simuladas para cada nodo correspondiente a los años: 1996, 2000, 2010 y 2020

7.2. Software en disketts anexos

7.2.1. Índice de densidad de fracturas (diskett 2)

7.2.2. Pruebas de Bombeo para medios fracturados (diskett 3)

Observaciones para la Instalación del los Programas

Para instalar el programa en su computadora, se requiere que siga los siguientes pasos:

a). Puede ser instalado en Windows 3.x ó Windows 95, con procesadores 486 ó superior, coloque el disco de instalación en la unidad a, y visualice su contenido.

b). Seleccione el archivo Setup.Exe y de Enter.

c). Se empezará la instalación, indique si quiere que sea instalado en el subdirectorio que se sugiere o en algún otro.

d). Tal vez, si no ha instalado previamente en su computadora programas realizados en lenguaje Visual Basic, se marque un Error de instalación en el archivo C:\Windows\System: VBRUN300.DLL, para corregirlo salga del proceso de instalación y entre al MSDOS, borre el archivo VBRUN300.DLL del directorio C:\Windows\System, no se preocupe, el programa al instalarlo nuevamente actualizará el archivo VBRUN300.DLL.

e). Repita el proceso de instalación, no debe de existir ningún problema para una instalación satisfactoria.

7.3. Ubicación de Pruebas de Bombeo en Mapa Hidrogeológico

