

219



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

SIMULACION DE
YACIMIENTOS
GEOTERMICOS

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO PETROLERO
P R E S E N T A:
ALFONSO ALFREDO CORONA BECERRA

MEXICO, D. F.

1987



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO

	PAGINA
INTRODUCCION	1
CAPITULO I.- GENERALIDADES DE YACIMIENTOS GEOTERMICOS	5
1.- Yacimiento geotérmico.	
2.- Tipos de yacimientos geotérmicos.	
CAPITULO II.- LA GEOTERMIA EN MEXICO	12
1.- Principales zonas geotérmicas del país.	
2.- Potencial geotérmico nacional.	
CAPITULO III.- TEORIA DE LOS MODELOS DE YACIMIENTOS GEOTERMICOS	26
1.- Simulación de yacimientos geotérmicos.	
2.- Historia y evolución de los modelos de yacimientos geotérmicos.	
CAPITULO IV.- MODELO DE FAUST Y MERCER	44
1.- Modelo matemático. Ecuaciones y suposiciones fundamentales.	
2.- Modelo numérico.	
3.- Evaluación del modelo.	
4.- Programación del modelo de Faust-Mercer.	

CAPITULO V.-	APLICACIONES DE LA SIMULACION DE YACIMIEN-- TOS GEOTERMICOS	112
CAPITULO VI.-	PERSPECTIVAS DEL MODELADO GEOTERMICO.....	119
CONCLUSIONES	126
BIBLIOGRAFIA	130
FIGURAS	—
Fig. I.1.-	Reserva y recurso base.....	133
Fig. I.2.-	Diagrama Presión-Entalpía (agua pura)	134
Fig. II.1.-	Zona geotermal Los Azúires (Michoacán)	135
Fig. II.2.-	Zona geotermal EL Orito-Los Borbollones (Jal.)..	136
Fig. II.3.-	Zona geotermal Caldera de Acooculco (Puebla)	137
Fig. II.4.-	Zona geotermal de Puruandiro (Michoacán)	138
Fig. II.5.-	Zona geotermal de Santiago Papasquiaro (Durango)	139
Fig. # 8.-	Volumen promedio para un fluido bifásico en un medio poroso	140
Fig. V.1.-	Sección geológica idealizada de un yacimiento geotérmico hipotético	141
Fig. # 10.-	Simulación de yacimientos geotérmicos. Gráfica de distancia vs. presión	142
Fig. # 11.-	Simulación de yacimientos geotérmicos. Gráfica de distancia vs. Sw (para dos años de simulaci- ón)	143
Fig. # 12.-	Simulación de yacimientos geotérmicos. Gráfica de distancia vs. Sw (para diferentes permeabili- dades del yacimiento)	144

Fig. # 13.-	Simulación de yacimientos geotérmicos. Gráfica de permeabilidad vs. tiempo de explotación para obtener una S_w determinada	145
Fig. # 14.-	Estimación de la distribución de incertidumbre entre los elementos de la simulación de yacimientos geotérmicos	146

INTRODUCCION

Dentro de los problemas a que se enfrenta la humanidad, los energéticos ocupan un sitio destacado. Para resolverlo se ha intentado, por un lado, racionalizar su consumo, como en el caso del petróleo, y por otro, buscar nuevas fuentes de energía (ya sea solar, eólica, etc.). En este panorama la energía geotérmica es una buena opción.

Esta energía generalmente se encuentra en el interior de la corteza terrestre. Producto de fenómenos tectónicos naturales, es necesario que para extraerse del subsuelo cumpla con ciertos requerimientos de tipo natural. En primer lugar se requiere que cerca de la superficie exista una fuente de calor, un cuerpo ígneo magmático (bien sea en estado líquido o próximo a la cristalización), que caliente el agua almacenada en formaciones rocosas permeables o en cavidades que la contengan. El proceso de calentamiento se inicia cuando la roca entra en contacto con la masa ígnea, elevando la temperatura del agua que ahí se encuentra depositada. Este proceso ocasiona que el agua empiece a circular, lo que eleva a su vez la temperatura del yacimiento, así como las arenas que están en contacto con el líquido; esto es importante porque el contenido total de energía depositada en un yacimiento geotérmico es dos veces mayor en la roca en comparación con la del agua.

Una vez que el yacimiento se ha formado con un cuerpo ígneo, roca permeable, arenas y agua, es posible iniciar su explotación. La energía que

primero se obtiene proviene del agua original, que a medida que se extrae por medio de pozos, se reemplaza rápidamente por otra agua, la cual se calienta nuevamente gracias a las arenas del yacimiento.

Existe, además, otro tipo de yacimiento que no es de roca permeable: de roca volcánica. Estos últimos donde puede no existir agua, permiten que se fracture la roca, de tal manera que la energía calorífica puede escapar para elevar la temperatura del agua almacenada cerca de la superficie o que se bombea desde el exterior.

En cuanto al cuerpo ígneo, se piensa que podría ser producto de reacciones naturales radiactivas, o que se formó como resultado de la fricción producida por el choque de las placas continentales o como parte del fracturamiento de la corteza terrestre.

Entre las manifestaciones observadas en la superficie de estos yacimientos se encuentran la presencia de manantiales de aguas termales y sulfurosas, géiseros y pequeños volcanes de lodo en constante ebullición, así como una saturación azufrosa en el ambiente.

Los sistemas geotermales tienen muchas características en común con los yacimientos petroleros. En consecuencia, algunos de los métodos de ingeniería usados en este campo son aplicables a la ingeniería de yacimientos geotermales.

Una de las técnicas mas promisorias que han sido ampliamente utilizadas en ingeniería de yacimientos petroleros es el modelado matemático.

La aplicación de tales modelos geotermales puede jugar un importante papel en muchos aspectos de la ingeniería de yacimientos geotermales. En la evaluación preliminar del potencial del yacimiento proporciona una estimación de las reservas y la futura productividad. En la etapa de producción estos modelos son particularmente útiles para determinar la localización óptima, espaciamiento y gastos de producción de los pozos. Adicionalmente, durante la operación algunos datos están disponibles y por tanto, los datos base del modelo se incrementan y de esta forma, son refinadas las predicciones de la futura productividad y de las reservas.

Un aspecto importante en la generación de la energía geotérmica es su bajo costo. Estadísticas de 1980 indican que el costo unitario (incluyendo costos de exploración), fue de \$0.37 pesos por Kwh o sea un 54% del costo de \$0.69 por Kwh para la energía que entonces era generada por hidrocarburos (combustible). Los datos de costos energéticos para 1980 indican los siguientes costos unitarios para otras fuentes de energía:

Energía :	Costo Unitario \$ pesos/kwh	% relativo del costo de energía generada por hidrocarburos
Carboeléctrica	0.47	79
Hidroeléctrica	0.48	77
Nucleoeléctrica	0.50	74

Se estima que para el año 2000 nuestro país contará con una capacidad instalada de energía eléctrica del orden de los 110,000 Mw. De esta cantidad, 49,000 Mw serían generados por hidrocarburos, 24,000 por plantas hidroeléctricas, 25,000 por carbón y uranio y 13,000 por sistemas geotérmicos. Esto significaría que durante los próximos 15 años, podría esperarse que la capacidad instalada actual de energía geotérmica de 600 Mw se tandrá que incrementar en 12,400 Mw.

Por todo lo anterior resulta fácil comprender la amplitud de oportunidades que se le presentará al ingeniero petrolero, especialista en energía geotérmica, tanto en lo que se refiere a conocimientos muy evolucionados sobre sistemas hidrotermales como en novedosas tecnologías aplicables a métodos geofísicos de exploración y a investigaciones de laboratorio, así como en simulación de modelos que le permitan comprender las condiciones termodinámicas y fisicoquímicas que controlan la actividad hidrotermal de un sistema geotérmico.

Por todo lo expuesto anteriormente, queda de manifiesto en primer término la importancia de la energía geotermoeléctrica dentro del contexto energético nacional y, en segundo término, el papel preponderante que jugará el simulado de los yacimientos geotérmicos dentro del desarrollo de esta rama de la ingeniería.

CAPITULO I

"GENERALIDADES DE YACIMIENTOS GEOTERMICOS"

1.- Yacimiento Geotérmico

Un yacimiento geotérmico es un complejo sistema hidrotermal controlado por el flujo de fluidos, por la termodinámica del sistema y por un balance de energía.

Los recursos geotermales incluyen el calor natural de la tierra, con centrado en un lugar tal que el agua subterránea lo puede transportar a la superficie. White, en 1975 demostró que la corteza de la Tierra es una inmensa fuente de calor. Sin embargo, la mayor parte de este calor está en baja concentración para ser recuperado económicamente.

Maffler realizó un estudio en 1978 para identificar la fracción de un yacimiento geotermal que puede ser catalogada como una reserva. Las reservas de vapor se definen como esa parte de un recurso geotermal que pue de ser identificada y extraída a un costo económico. Este autor presentó un diagrama para ilustrar la diferencia entre un recurso base y una reserva. Fig. I.1. (NOTA: Las figuras están al final).

Un recurso base constituye el todo de un mineral deseado. Esto está indicado por el área entera del rectángulo mostrado en la Fig. I.1. Una porción del recurso base es inaccesible por las limitaciones de la per

foración. Del resto de la porción accesible del recurso base, una parte puede ser considerada como identificada, y una parte como no descubierta. De el recurso base identificado, solo una pequeña fracción puede ser considerada económicamente explotable bajo las condiciones existentes. Esto se muestra en la Fig. 1.1 como el área de la parte superior izquierda del diagrama.

La fuente fundamental de todo sistema geotermal es la energía en forma de calor almacenada y generada dentro de la Tierra. Para ser económicamente significativo un recurso geotermal deberá tener altas temperaturas y estar localizado a profundidades someras dentro de la corteza terrestre. Ya que la tecnología actual no permite la extracción económica del calor directamente de la roca seca, los recursos geotermales deben también contener un fluido (vapor y/o agua) para transferir el calor desde el yacimiento geotermal hasta la superficie. En suma, el yacimiento deberá tener suficiente volumen, porosidad y una permeabilidad tal que proporcione gastos de flujo adecuados en los pozos, preferentemente a través de un largo tiempo de explotación.

2.- Tipos de Yacimientos Geotérmicos

Los sistemas hidrotermales se clasifican por la fase dominante del fluido contenido dentro del yacimiento. White, Muffler y Truesdell describieron en 1971 las características de dos tipos de sistemas: vapor-dominante y agua caliente. Estos dos sistemas pueden subdividirse además sobre la base de las condiciones geológicas, la cantidad de especies disu-

altas y los gases no condensables contenidos dentro del fluido, y por el contenido de calor (entalpía) del fluido.

Aunque los fluidos geotermales contienen impurezas, muchos yacimientos pueden ser tratados como sistemas de agua pura. Haciendo esta suposición considerese el diagrama presión-entalpía para agua pura (Fig. 1.2). Ya que todos los yacimientos geotermales conocidos existen a temperaturas inferiores del punto crítico del agua (la temperatura abajo de la cual no pueden existir dos fases), este diagrama se puede dividir en tres regiones. La primera de estas es la región de agua comprimada, la cual es la condición existente en los sistemas geotermales de agua caliente. La segunda es la región de dos fases (vapor-agua) en la cual la temperatura es una función exclusivamente de la presión. La tercera región contiene vapor supercalentado.

Se piensa que los sistemas de vapor-dominante existen en la región de dos fases, aunque la parte inferior de estos sistemas puede tener una tabla de agua abajo de la cual los fluidos existen como agua comprimada. En los sistemas de vapor-dominante, también es posible, especialmente cuando influye la producción de los pozos, que porciones del sistema contengan vapor supercalentado.

Una forma práctica de clasificar los yacimientos geotérmicos es a partir de su temperatura media. La división se puede realizar en yacimientos geotérmicos de alta y de baja temperatura.

a) Yacimientos de Baja Temperatura.- Estos sistemas comunmente tienen estructuras geológicas muy complejas con alternancia de rocas sedimentarias y volcánicas. Usualmente están asociadas con grandes fallas las cuales quizá actuen como redes de distribución para los fluidos geotermales. Los perfiles de temperatura de un yacimiento geotermal pueden indicar un flujo regional el cual puede mostrar los puntos de origen del calentamiento de los fluidos y las condiciones de la geología subsuperficial.

Estos sistemas de baja temperatura están a profundidades someras (mas o menos 500 pies) y la energia comunmente es extraida mediante el uso de intercambiadores de calor en lugar de realizar la extracción de los fluidos geotermales.

El desarrollo de estos sistemas tiene una serie de problemas los cuales por lo general no se presentan en el desarrollo de yacimientos de alta temperatura. No solo se debe tener la seguridad sobre la capacidad del recurso para producir fluidos de temperatura aceptable sobre el tiempo de vida de los proyectos (quizá 20 años) sino tambien se debe determinar el impacto del desarrollo a gran escala sobre los usuarios existentes.

Los yacimientos geotermales de baja temperatura han sido usados por muchos años para calefacción, usos en pequeñas industrias y para calentamiento doméstico de agua. Con el incremento en el valor de los combustibles fósiles ha tomado un gran interes el desarrollo a gran escala de estos recursos.

Como ejemplos de este tipo de yacimientos someros, de baja temperatura y con geología compleja, se pueden mencionar los siguientes yacimientos. El yacimiento geotermal de Klamath Falls, en el estado de Oregon, Estados Unidos, tiene una temperatura promedio en la boca de los pozos dentro de un rango de 30°C a 105°C . Los pozos perforados en esta zona promedian una profundidad de 600 pies. La geología subsuperficial del área es una alternancia de capas de arcillas, basaltos fracturados, roca volcánica y depósitos lacustres, además de que una gran falla corta longitudinalmente el yacimiento.

Otro yacimiento con estas características es el yacimiento Susanville en el estado de California, Estados Unidos. La máxima temperatura medida a la fecha es de 71°C . El marco geológico está constituido por una serie de estratos de diferente composición. La capa inferior es un basalto fracturado con depositación de minerales en las fracturas pequeñas. La siguiente capa es un conglomerado de cantos rodados de 2 a 25 cm de diámetro, en una matriz arcillosa sobreyaciendo a una capa de basalto de 100 pies de espesor; evidentemente el sistema es bastante complejo. La profundidad promedio a la cual se han perforado pozos de desarrollo es de 300 pies.

b) Yacimientos de Alta Temperatura.- Los recursos geotermales de alta temperatura han sido usados por muchos años para la generación de energía eléctrica. Los yacimientos por lo general están saturados de fluido a profundidades de 3 a 4 km. Los fluidos del yacimiento pueden ser agua

líquida, dos fases (vapor-agua) o vapor supercalentado. Poco se conoce a la fecha sobre el comportamiento de los sistemas bifásicos. Las técnicas analíticas estándar usadas para el análisis de sistemas de fase simple no son aplicables al flujo bifásico. La respuesta de estos yacimientos depende en gran medida de la permeabilidad relativa de las dos fases, la cual a su vez es dependiente de la saturación de fluidos.

Un problema de considerable importancia en el estudio de este tipo de yacimientos se presenta con la propagación de un frente bifásico a través del yacimiento, inicialmente en una fase líquida simple.

Un ejemplo de este tipo de yacimientos está dado por el yacimiento geotermal Cerro Prieto, localizado en el Valle de Mexicali, en el estado de Baja California, México. Los pozos en esta área varían en profundidad desde 1000 a 2500 m y producen a temperaturas desde 220°C hasta 330°C. El yacimiento está asociado con un sistema mayor de fallas. La geología del yacimiento es una alternancia de arenas y arcillas las cuales quizá fueron depositadas en ambientes deltaicos o cerca de la costa. El sistema puede ser aproximadamente dividido dentro de dos unidades denominadas Yacimiento A y Yacimiento B, las cuales están separadas por una capa de arenisca arcillosa de 50 a 200 m de espesor. El yacimiento estaba inicialmente en una fase a temperaturas y presiones cercanas a la curva de saturación. Ahora, el yacimiento se ha vuelto de dos fases cerca de los pozos que iniciaron la explotación del yacimiento.

A nivel internacional, los yacimientos geotérmicos de alta temperatura están asociados, por lo general, a complejos volcánicos activos o recientes, caracterizados por rocas andesíticas o riolíticas, o bien asociados con volcanes específicos; además, muchos de ellos están en zonas afectadas por tectonismo reciente o activo que crea estructuras como calderas, grabenes, rifts, zonas con intersección de fallas regionales y fallas maestras de bloques estructurales. Además del ejemplo mencionado, podemos citar otros yacimientos con estas características: la mayoría de los campos geotérmicos de Nueva Zelanda e Islandia, los campos de Salton Sea, Yellowstone y la Caldera Valles, en Estados Unidos y el yacimiento Matsumoto, en Japón.

Casi todos los yacimientos geotérmicos de alta temperatura se han reflejado inicialmente en la superficie por las manifestaciones termales con temperaturas mayores de 30°C y las diversas alteraciones hidrotermales conocidas.

CAPITULO II

"GEOTERMIA EN MEXICO"

Los yacimientos geotérmicos de México se agrupan por lo general en yacimientos de baja temperatura, con temperaturas promedio menores de 150°C y profundidades máximas de 1000 m., aunque existen yacimientos de alta temperatura como los yacimientos Cerro Prieto (Baja California) y Los Azufres (Michoacán).

Los tipos de roca en los yacimientos geotérmicos mexicanos varían desde sedimentos deltaicos de miles de metros de espesor hasta grupos volcánicos de basaltos, riolitas, andaluzita, etc. En algunos casos estos son mezclas de estos tipos de rocas. Adicionalmente, las anomalías geotermales de nuestro país presentan características sísmicas las cuales pueden jugar un importante papel en la génesis y comportamiento de los yacimientos durante la producción e inyección de fluidos.

1.- Principales Zonas Geotérmicas del País

1.1) Zona Geotermal Cerro Prieto

1.1.1) Ubicación geográfica.- Esta zona geotermal está localizada en el Valle de Mexicali, a 30 km al Sur de la Cd. de Mexicali, en el estado de Baja California. Esta área tiene como punto de referencia, hablando

en términos geográficos, el Volcán Cerro Prieto, con una elevación de 260 msnm. Junto a él, en el resto del Valle, existen por lo menos 4 zonas potencialmente explotables para fines geotérmicos que en el futuro podrían ser desarrolladas.

1.1.2) Marco geológico.- El yacimiento geotermal Cerro Prieto se localiza en un extenso valle compuesto de depósitos deltaicos llevados ahí por el Rio Colorado, los cuales descansan sobre rocas ígneas graníticas intrusivas. Estas rocas afloran en la parte occidental del Valle, constituyendo la Sierra Cucapa. La acción de las fuerzas erosionales sobre estas rocas por varios miles de años ha dado lugar a la formación de depósitos de pie de monte.

Al SE de las laderas de la Sierra Cucapa se localiza el Volcán Cerro Prieto, formado por rocas ígneas extrusivas riodacíticas.

Como resultado de diversos estudios geológicos y geofísicos llevados a cabo en el campo Cerro Prieto, se desarrolló la siguiente columna estratigráfica, desde las rocas más recientes a las más antiguas.

UNIDAD A.- Constituida por sedimentos deltaicos continentales no consolidados del Terciario y Cuaternario. Esta unidad está compuesta de arcillas, limos, arenas, gravas y lutitas. El mayor espesor de esta unidad que ha podido ser verificado a la fecha es de 2200 m.

UNIDAD B.- Está compuesta por sedimentos deltaicos continentales consolidados y metamorizados del Terciario, caracterizados por alternancia de arcillas y areniscas. El mayor espesor de esta unidad ha sido estimado en alrededor de 2000 m.

UNIDAD C.- Esta representada por rocas cristalinas del Cretácico Superior. Esta unidad constituye el basamento de granito biotita.

Las manifestaciones de energía geotermal que emanan desde la superficie del Valle Mexicali están íntimamente ligadas al Sistema de la Falla de San Andres, dentro del cual tienen especial relevancia las fallas Cerro Prieto e Imperial.

En el curso de millones de años, estos sistemas de fallas han fracturado y desplazado tanto el basamento granítico como las rocas sedimentarias superyacentes. Es a través de estos complejos sistemas por donde los fluidos geotermales ascienden hacia los horizontes deltaicos permeables de la Unidad B.

Estudios llevados a cabo en las áreas de Cerro Prieto y cercanas han indicado que, espesando desde las laderas de la Sierra Cucapa, el basamento desciende hacia el este, alcanzando una profundidad estimada de alrededor de 6000 m.

Los rangos de porosidad varían desde 0.15 hasta 0.35 en las arenas y areniscas, pero son bajos en las arcillas. Varias estimaciones del ran-

go de las permeabilidades indican valores de 40 a 100 md.

1.1.3) Características geotermales.- La temperatura de la mayor parte de los pozos en la Unidad A y en la Unidad B tienen un promedio de mas - menos 300°C, medida a la profundidad media del intervalo. Están presentes CO₂ y H₂S en cantidad suficiente para afectar tanto la compresibilidad como el comportamiento de fases. Generalmente se acepta que la temperatura tiene una declinación estable a un gasto de 1 - 3°C por año.

1.2) Zona Geotermal Los Azufres

1.2.1) Ubicación geográfica.- Este campo es una de las áreas de mayor actividad hidrotermal que se hacen presentes en la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico Transamericano; dicho campo está situado a 200 km al noroeste del Distrito Federal y a 95 km al este de la Cd. de Morelia, ocupando una superficie de 112 km². Fig. II.1.

1.2.2) Marco geológico.- Las rocas aflorantes en el área de Los Azufres se han integrado en unidades litológicas dispuestas cronológicamente de la manera siguiente: el basamento local está constituido por la Andesita Mil Cumbres, que integra una secuencia de rocas que varía de andesitas basálticas a dacitas de edad Mioceno Tardío a principios del Plioceno. Este basamento está cubierto en su parte central por la Unidad Riolita Agua Fria, formada por domos de lava y flujos fragmentados de riolita con bandas de flujo y esferulas.

En la parte oriental del campo aflora la unidad Dacita San Andres, constituida por dacitas con bandas de flujo, fenocristales de plagioclasa e inclusiones afaníticas.

Al occidente se expone la unidad Riolita Yerbabuena, representada por riolitas ricas en sílice, riodacitas y material de caída aérea.

En el extremo noroeste aflora la unidad Dacita Cerro Moxo, en el cerro del mismo nombre, constituida principalmente por rocas de composición dacítica.

Posteriormente y como último evento volcánico se tiene a la unidad volcánica cinerítica, compuesta por derrames de basalto y material piroclastico.

Por último, afloran las unidades de arenas pumiceíticas, depósito de alteración, suelos y aluviones.

A excepción de las riolitas vítreas y los basaltos, las rocas han sido afectadas por tres eventos tectónicos en diferentes épocas geológicas. El primer evento tectónico afecta solo a las andesitas del basamento local y presenta una orientación NNE-SSW; el segundo evento, y el más importante desde el punto de vista geotérmico, presenta una clara orientación E-W y corresponde con el sistema regional del Eje Neovolcánico; el sistema estructural más reciente presenta una orientación E-S que, junto con el E-W, define las condiciones favorables para el ascenso y entrapamiento de fluidos

hidrotermales.

1.2.3) Características geotermiales.- En el área se presentan gran cantidad de zonas de alteración hidrotermal como caolinización, oxidación y propilitización, que se ubican de modo preferencial sobre los escarpes de las fallas.

El campo se encuentra en la etapa final de exploración; actualmente (1987) se perforan pozos de desarrollo para unidades generadoras de 5 Mw y 50 Mw por instalarse en la zona sur del campo. A partir de 1986 se empezó la perforación de pozos de desarrollo en el sector del campo conocido como Laguna Verde, para la futura Central Azufres IU-1 (pozos Az-48, Az-49, Az-51).

1.3) Zona Geotérmica El Orito-Los Borbollones

1.3.1) Ubicación geográfica.- La zona geotérmica de El Orito-Borbollones está situada 60 km al noroeste de la Cd. de Guadalajara. Geomorfológicamente se ubica en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental y en la parte Nw de la Faja Volcánica Mexicana. Fig. II.2.

1.3.2) Marco geológico.- Regionalmente el área se sitúa en una zona donde prevalecen secuencias litológicas de origen volcánico e intrusivo. Las rocas intrusivas están constituidas por granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas que afloran aisladamente en la parte media y baja del Río Grande, a partir de Santa Rosa, Jal., hasta Tepic, Nay. A estos intru-

sivos se les ha considerado con una edad de 26.6 a 18.3 millones de años.

La secuencia extrusiva está constituida por rocas andesíticas-basálticas, tobas y brechas, que afloran en el lecho del Río Grande de Santiago cubiertas por grandes volúmenes de ignimbritas, riolitas, tobas pumiceíticas y dacitas, con espesores mayores de 1000 m y relacionadas al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental. El vulcanismo pliocuaternario lo constituyen los derrames basálticos provenientes del Volcán de Tequila.

1.3.3) Características geotérmicas.- En esta área se localizan 23 manifestaciones termales cuyas temperaturas varían de 26°C a 97°C; consisten de chorros de agua a presión, hervideros, suelos calientes, escurrideros y manantiales de agua caliente y templada.

La zona de mayor interés geotérmico, de 2.5 km² de superficie y denominada Los Borbollones, se localiza sobre el cauce del Río Grande de Santiago, a 3 km al NE del poblado de El Orito. Aquí se sitúan tres chorros de agua a presión de 80°C a 97°C, con alturas de hasta 3 m., que brotan en las arenas y conglomerados del río. Además de ellos, se localizan en esta área tres hervideros de 90°C de temperatura, 9 manantiales de 49 a 79°C y suelos calientes de 79°C de temperatura.

La expresión superficial de estas manifestaciones está asociada a los cruces de los sistemas estructurales NW50°-60°, NE30°-40° y N-S.

Los gases muestreados en los hervideros de Los Borbollones son típicos de un sistema geotérmico. La geotermometría de fase líquida aplicada a 5 muestras de la zona de Los Borbollones arrojó temperaturas a profundidad que varían de 156 a 190°C.

1.4) Zona Geotérmica de la Caldera de Acoculco

1.4.1) Ubicación geográfica.- La Caldera de Acoculco se localiza en la porción norte del estado de Puebla e incluye parte del estado de Hidalgo. En línea recta se encuentra a 110 km al NE de la Ciudad de México y a 100 km al N de la Cd. de Puebla. Los poblados más importantes de la zona son Zacatlán y Chignahuapan, Pue., que se encuentran comunicados con la Cd. de Puebla por la carretera federal No. 119 y con la Ciudad de México por la carretera No. 132. Fig. II.3.

1.4.2) Marco geológico.- Esta área abarca una región de 1290 km² e incluye la caldera, las zonas termales asociadas a la misma y las rocas del basamento regional. Esta caldera, de probable edad pliocénica, se encuentra ubicada en una zona del Eje Neovolcánico que se caracteriza por una intensa actividad volcánica durante el Plioceno y Cuaternario.

La Caldera de Acoculco es poco visible superficialmente, debido a que sus rasgos morfológicos se encuentran, en gran parte, cubiertos por los productos de una intensa actividad volcánica post-caldérica. La actividad piroclástica que produjo esta estructura está representada por los grandes volúmenes de flujos piroclásticos de la ignimbrita Acoculco.

Durante el Cuaternario la zona fue reactivada por un vulcanismo de tipo ácido que produjo el emplazamiento de domos endógenos y exógenos, masas de riolita y eventos piroclásticos representados por flujos de ceniza y de póssitos de caída aérea; dichas rocas se emplazaron de manera preferencial sobre fracturas anulares preexistentes. Esta reactivación produjo en la zona un levantamiento diferencial del piso de la caldera o resurgencia, estimado en 300 m y la formación de estructuras de subsidencia -apicales-posteriores al levantamiento.

La actividad volcánica mas reciente en la zona consiste en conos de escoria y derrames andesíticos que sobreyacen a las rocas ácidas del Cuaternario.

1.4.3) Características geotérmicas.- En la zona existen tres tipos de manifestaciones termales; manantiales calientes, manantiales de "agua agria" y nofetas.

Los manantiales de mayor temperatura se localizan sobre el río Axajalpan en los Baños de Chignahuapan, con 49°C; hacia el NE y sobre el cauce del mismo río afloran 3 manantiales mas con temperaturas menores entre 32 y 24°C. Estos manantiales se caracterizan por presentar gastos importantes y un tipo de agua bicarbonatada-cálcica que indica una interacción con rocas carbonatadas a profundidad. Otros manantiales termales importantes son los Baños de Jicolapa, ubicados a 8 km al NW de Zacatlán; estos manantiales tienen 32°C de temperatura, desprendimiento de gas sulfhídrico y agua bicarbonatada-cálcica.

Los manantiales de "agua agria" de la zona se caracterizan por su alto contenido de sales principalmente óxidos de hierro, y en algunos de ellos pequeñas cantidades de azufre y gas sulfhídrico. Las temperaturas en general son bajas (22-24°C).

Las mofetas en esta localidad se caracterizan por ser manantiales frios -24°C- con intenso desprendimiento de gas sulfhídrico; los análisis químicos de los gases reportan importantes cantidades de CO₂, H y He.

En la porción central de la zona y asociados a las mofetas, se localizan extensas zonas de alteración hidrotermal que consisten de caolinización, silicificación y depósitos de sínter. Algunas de estas zonas de alteración se encuentran sobre las trazas de las fracturas anulares.

Los análisis químicos del agua y de los gases, reportan elementos de origen magmático que sugieren la presencia de una cámara magmática en el subsuelo. Esta cámara magmática debe ser la que originó el intenso vulcanismo ácido del Pliocuaternario durante el Cuaternario, que dió lugar a la Caldera de Aoculco. Esta caldera como estructura circular favorece el "entrapamiento" de un sistema geotérmico en el subsuelo de la zona.

1.5) Zona Geotermal de Purnandiro

1.5.1) Ubicación geográfica.- La zona se localiza en la parte norte del estado de Michoacán y adyacente al límite suroeste del estado de Guanajuato; tiene una superficie de 400 km² (20 X 200 km) y le corresponden las si

güentes coordenadas geográficas: de 20°00'a 20°11'de Latitud Norte y de 101°35' de Longitud Oeste. Fig. II.4.

1.5.2) Marco geológico.- Los estudios geológicos de esta zona ponen de manifiesto dos tipos principales de rocas ígneas efusivas, las cuales tienen un marcado contraste petrológico y geomorfológico, lo que permite clasificarlas en dos grupos: rocas ácidas y andesitas básicas. Además, las relaciones estratigráficas y las edades que presentan permiten considerar que las rocas ácidas fueron efusionadas en dos periodos eruptivos, uno miocénico y otro pliocénico, mientras que las rocas básicas fueron emplazadas en un periodo volcánico cuaternario.

1.5.3) Características geotérmicas.- La región volcánica está emplazada en una zona de debilidad cortical que permanece activa hasta nuestros días, como lo demuestran las erupciones históricas de los volcanes Ceboruco, Xitle, Jorullo, Parícutín y otros. En la zona de Puruandiro existen gran cantidad de manifestaciones termales, con una temperatura de hasta 82°C.

1.6) Zona Geotermal de Santiago Papasquiaro

1.6.1) Ubicación geográfica.- El poblado de Santiago Papasquiaro se ubica a 140 km, aproximadamente, al noroeste de la Cd. de Durango, y se encuentra comunicado por la carretera estatal No. 34; cuenta además con todos los servicios, una pista para avionetas y vía ferrea. Fig. II.5.

La zona termal con la misma denominación del poblado está ubicada en

el Valle de Santiago Papasquiaro-Tepehuanes, cuya altura varía de 1800 a 1900 mmm.

1.6.2) Marco geológico.- La zona se encuentra en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, casi en contacto con la Provincia de Sierras y Valles; se caracteriza por estar en un valle de orientación $N20^{\circ}-50^{\circ}W$, orientación asociada al sistema estructural de la provincia de Sierras y Valles. Limita con dos sistemas a ambos lados, que guardan desniveles del orden de 500 m.

En esta zona afloran principalmente dos unidades litológicas, que son conglomerados de edad Mioceno-Elioceno e ignimbritas, riolitas y tobas oligomiocénicas. Los conglomerados aparentemente han sido depositados en dos o mas periodos, entre los cuales ha existido erosión; esta unidad está constituida por clastos principalmente de ignimbritas, algunas tobas y riolitas de zonas circundantes. La otra unidad, por su parte, está compuesta básicamente de ignimbritas, que son las rocas mas comúnmente expuestas en la zona; estas son de color rosa claro con algunos estratos relativamente delgados y extensos. Se considera que esta unidad es parte de la Sierra Madre Occidental.

Regionalmente es posible observar el contacto de esas rocas volcánicas ácidas con la serie cretácica sedimentaria, al NE del área, en la Presa Lázaro Cárdenas; hacia el norte, rumbo a el Zap, también es posible observar el contacto entre esta unidad volcánica y las andesitas subyacentes. Sin embargo, no es posible ubicar una localidad cercana donde se observe el con

tacto entre las andesitas y la serie sedimentaria. En la región no se observó la presencia de cuerpos intrusivos o de zonas de metamorfismo y alteración hidrotermal.

Estructuralmente la zona de Santiago Papasquiaro está aparentemente controlada por el sistema distensivo de Basin y Ranges, con dirección NW-SE. Además, se observaron dos sistemas secundarios orientados E-W y NE-SW; la orientación estructural más importante, sin embargo, es la NW-SE, misma que guardan los ríos Tepehuanes y Santiago

1.6.3) Características geotérmicas.- Esta zona comprende nueve manantiales termales, cuya temperatura varía de 34° a 74°C, distribuidos a lo largo de 74 km aproximadamente, sobre los ríos Santiago y Tepehuanes, aunque los manantiales de más interés cubren sólo 30 km aproximadamente.

Las características geotermales de esta zona se pueden resumir en: altas temperaturas superficiales, amplio termalismo y probable control estructural de las manifestaciones.

2.- Potencial Geotérmico Nacional

La generación de energía geotérmica ha recibido un fuerte impulso a nivel mundial. México es uno de los países que cuentan con un gran potencial en áreas favorables de vulcanismo reciente para la generación de este tipo de energía. De esta forma, mediante exploración geotérmica, se han podido identificar más de 300 localidades con manifestaciones propias para el desarrollo de sistemas geotérmicos.

En el presente (1967), con la operación de las plantas geotermoelectricas Cerro Prieto I, II y III, se tiene una capacidad instalada de 440, 000 kilowatts, con una generación media anual de 4,300 kilowatts/hora, con lo que se alcanza un ahorro de 10 millones de barriles de combustóleo para la generación de la misma cantidad de energía eléctrica, con lo que nuestro país ocupa el tercer lugar en el mundo en capacidad instalada para la generación geotermoelectrica.

Por todo lo anterior y con los desarrollos que se están realizando en diferentes campos geotérmicos (Los Azufres, La Primavera, etc.), se puede pensar que en el futuro se alcanzaran lugares más destacados dentro de esta rama de la generación de energía eléctrica.

De esta forma y teniendo en cuenta la potencialidad con que se cuenta a nivel nacional, queda de manifiesto la importancia de la energía geotérmica en el futuro energético de nuestro país.

CAPITULO III

"TEORIA DE LOS MODELOS DE YACIMIENTOS GEOTERMICOS"

1.- Simulación de yacimientos geotérmicos

La simulación de un yacimiento geotermal involucra la solución de las ecuaciones que gobiernan el movimiento del fluido, el transporte de la energía y la deformación del esqueleto del yacimiento. Estos tres fenómenos están, por supuesto, interrelacionados entre sí y en la más rigurosa formulación se consideran y aproximan a un sistema simple. En la práctica, sin embargo, la deformación del esqueleto del yacimiento solo tiene un pequeño impacto sobre el flujo del fluido y el transporte de la energía mientras que, este último fenómeno es muy importante en la deformación del yacimiento. Este tipo de conjunción de los tres fenómenos en una sola forma es poco común y puede usarse efectivamente para mejorar la eficiencia de la simulación de un yacimiento geotermal. La más importante consecuencia de lo anterior es que se consigue una separación de las ecuaciones de transporte de energía y flujo del fluido de las ecuaciones de deformación, de tal forma que pueden ser resueltas secuencialmente en vez de hacerlo simultáneamente sin la introducción de un significativo error. De esta forma, el modelo del yacimiento geotermal puede visualizarse y analizarse objetivamente como una entidad independiente.

Existen varios elementos diferentes pero interrelacionados entre sí

dentro del modelado de yacimientos geotérmicos. El elemento más importante es el modelo conceptual del yacimiento. Se piensa, y en algunos yacimientos se ha demostrado claramente, que los conductos primarios del transporte de la energía son las fracturas. Los bloques del medio poroso, delimitados por estas fracturas, actúan como fuentes de energía a largo término alimentando el sistema de fracturas.

Las suposiciones inherentes en el modelo conceptual del yacimiento definirán la estructura de su descripción matemática. En el caso de yacimientos geotérmicos, sin embargo, los fundamentos físicos y matemáticos para el flujo multifásico de masa y energía a través del medio poroso fracturado no existen. En consecuencia, todos los modelos multifásicos existentes suponen el yacimiento como un medio poroso. Cuando se incluyen las fracturas, estas son bastantes idealizadas geométricamente y, aunque los valores de los parámetros pueden diferir, emplean las mismas ecuaciones gobernantes que en el medio poroso. Hasta la fecha, se ha considerado el transporte de energía y masa en yacimientos fracturados de una manera formal para sistemas de agua caliente, pero estos trabajos no han sido extendidos a yacimientos de vapor-agua.

Dadas las limitaciones teóricas citadas, las ecuaciones que gobiernan el flujo y el transporte para la simulación de yacimientos geotérmicos se obtienen a través de tres formas. El enfoque más simple es esencialmente un balance macroscópico de masa. En otras palabras, se supone que las leyes de balance observadas a nivel microscópico son, con ligeras modifica-

ciones, válidas para el medio poroso. Este enfoque no proporciona una visión de la microfísica de la transferencia de energía a nivel del poro, pero proporciona un juego de ecuaciones gobernantes semejantes a aquellas obtenidas usando técnicas más sofisticadas. Un segundo enfoque involucra el uso de una combinación de teorías, como las desarrolladas en la mecánica del medio continuo. Este enfoque es más riguroso pero, mientras se desconoce la existencia de interacción a nivel de poro, no proporcionará una visión adecuada de la naturaleza de esta interacción. El enfoque más promisorio para obtener una formulación rigurosa de las ecuaciones gobernantes es a través de la integración formal de las ecuaciones de balance microscópico sobre el medio poroso, enfoque incrementado a través de la teoría constitutiva.

Habiendo generado un juego apropiado de ecuaciones gobernantes, surge entonces el problema de resolver un juego de ecuaciones diferenciales parciales no-lineales. En aproximadamente todos los casos, esto es resuelto mediante aproximación numérica. Existen varias dificultades en la solución numérica de las ecuaciones de un yacimiento geotermal. La primera es seleccionar un juego de variables dependientes ya que existen varias posibilidades. Entonces se debe decidir sobre que método de aproximación se va a utilizar. En la actualidad, se emplean los esquemas de diferencias finitas y de elementos finitos. De esta manera, el siguiente paso es resolver los problemas asociados con la simulación del transporte, dominado por la convección. Estos problemas son la dispersión numérica (oscilaciones) y la difusión. Posiblemente la tarea más difícil, sin embargo

permanece: el tratamiento eficiente y preciso de los coeficientes altamente no lineales. Como virtualmente se puede observar, cada modelo geotermal maneja este problema de manera diferencial.

Desde el punto de vista de ingeniería de yacimientos, hay dos factores adicionales a considerar. La aplicación de campo de un código geotermal requiere una adecuada representación de la dinámica de la vecindad del pozo y la termodinámica. Esto es particularmente importante en el caso de simulaciones en la vecindad inmediata del pozo. Un segundo problema práctico involucra la reducción del sistema general de tres dimensiones en una representación areal en dos dimensiones. Esto requiere, por supuesto, la integración formal sobre la vertical. Esta integración debe realizarse cuidadosamente de modo que los elementos esenciales de la física del yacimiento sean salvaguardados.

El punto de partida para el desarrollo de las ecuaciones que gobiernan el transporte de la masa y la energía, tanto para el modelo del medio poroso como para el modelo del medio poroso fracturado, son las ecuaciones de punto de balance. Estas ecuaciones son las expresiones derivadas del procedimiento de promediar las ecuaciones a nivel molecular (esto es, definir una relación funcional que varíe ligeramente para cada variable de modo que, el comportamiento del sistema pueda ser descrito usando ecuaciones diferenciales parciales) y generalmente se encuentran en la mecánica del medio continuo, de fluidos, sólidos, flujo de calor y otros campos de la Ciencia y la Ingeniería.

Por todo lo anterior, podemos establecer la siguiente definición:

Modelo Geotermal.- Un modelo de un yacimiento geotérmico se define como:

- 1.- Un juego de ecuaciones que describen los procesos físicos activos en un yacimiento geotérmico.
- 2.- La solución numérica de estas ecuaciones para un juego determinado de propiedades del yacimiento, sujeta a condiciones iniciales y de frontera.

El desarrollo del modelo matemático para sistemas geotermiales consiste de dos partes:

- 1.- La formulación de las ecuaciones de continuidad de masa, ~~momentum~~ y energía para cada fase.
- 2.- La reducción de este sistema de ecuaciones a dos ecuaciones diferenciales parciales no lineales.

Las ecuaciones de punto de balance para un medio continuo son :

a) Balance de Masa

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \underline{v}) = 0$$

donde

ρ es la densidad (ML^{-3})

\underline{v} es la velocidad promedio (Lt^{-1})

El primer término describe el gasto instantáneo de cambio en masa por unidad de volumen y el segundo describe el flujo neto de masa hacia el exterior desde el punto considerado.

b) Balance de Momentum

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \underline{v}) + \nabla \cdot (\rho \underline{v} \underline{v}) + \nabla p - \nabla \cdot \underline{\tau} - \rho \underline{g} = 0$$

donde

p es la presión mecánica del fluido ($ML^{-1}t^{-2}$)

$\underline{\tau}$ es el tensor esfuerzo viscoso ($ML^{-1}t^{-2}$)

\underline{g} es la aceleración de la gravedad (Lt^{-2})

El primer término describe el gasto instantáneo de cambio de momentum por unidad de volumen; el segundo describe el flujo hacia el exterior de

momentum por unidad de volumen desde el punto; el tercero y cuarto representan la pérdida de momentum por unidad de volumen debido a la disipación del esfuerzo viscoso y a las fuerzas de presión y el quinto representa la ganancia en momentum por unidad de volumen atribuible a las fuerzas que actúan sobre el cuerpo, en este caso la gravedad.

c) Balances de Energía

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho E) + \nabla \cdot \rho \mathbf{v} E + \nabla \cdot \mathbf{q} + \nabla \cdot p \mathbf{v} - \nabla \cdot [\boldsymbol{\tau} \cdot \mathbf{v}] = 0$$

donde

$$E = U + 1/2 \mathbf{v}^2 + \Phi$$

E es la energía total por unidad de masa ($L^2 t^{-2}$)

U es la energía interna por unidad de masa ($L^2 t^{-2}$)

$1/2 \mathbf{v}^2$ es la energía cinética por unidad de masa ($L^2 t^{-2}$)

Φ es la energía potencial por unidad de masa ($L^2 t^{-2}$)

\mathbf{q} es el vector flujo de calor ($L^3 t^{-3}$)

El primer término es el gasto de ganancia de energía total por unidad de volumen, el segundo es el gasto de pérdida de energía total por unidad de volumen debido a la convección, el tercero es el gasto de pérdida de energía total por unidad de volumen debido a la conducción, el cuarto es el gasto de pérdida de energía total por unidad de volumen debido a las fuerzas de presión y el último término es el gasto de pérdida de energía total por unidad de volumen debido a las fuerzas viscosas.

2.- Historia y Evolución de los Modelos de Yacimientos Geotermales

La historia de la simulación de yacimientos geotérmicos es muy corta. A lo largo de ella se han desarrollado diferentes modelos de simulación bus cuando incluir en ellos la mayor parte de los parámetros que intervienen en el comportamiento de este tipo de yacimientos.

Bajo esta idea, se han desarrollado modelos multifásicos de cero dimensiones (Whiting-Ramey, Brigham-Morrow), modelos de fase simple (Mercer-Pinder, Lippmann, Riney y Sorey), modelos convectivos analíticos (Kassoy, etc.) y modelos de flujo multifásico (Lasseter-Witherspoon-Lippmann, Brownell-Garg-Pritchett, Faust-Mercer, Toronyi-Farouq Ali, Coats, Huyakorn-Pinder, Thomas-Pierson, Voss-Pinder).

a) Modelo de Lasseter, Witherspoon y Lippmann

El modelo de Lasseter, Witherspoon y Lippmann fue uno de los primeros modelos geotermales de dos fases. Las ecuaciones gobernantes de este modelo fueron formuladas usando un balance macroscópico de masa y energía in terna. Para el desarrollo de este modelo se hicieron las siguientes un posiciones:

- 1.- El medio poroso es un medio continuo.
- 2.- El yacimiento es un medio poroso. Las fracturas no influyen en la dinámica y termodinámica del sistema.

- 3.- El sistema está localmente en equilibrio termodinámico.
- 4.- La presión termodinámica es esencialmente la misma que la presión mecánica del fluido.
- 5.- La Ley de Darcy para un fluido multifásico es válida.
- 6.- Las hipótesis inherentes en el procedimiento de promediar las ecuaciones a nivel molecular son válidas.
- 7.- La roca es un sólido incompresible, no reactivo.
- 8.- La matriz sólida es no deformable.
- 9.- La inercia del fluido es despreciable (concepto relacionado con el inciso 5).
- 10.- La disipación viscosa es despreciable.
- 11.- La presión capilar es despreciable.
- 12.- Existe equilibrio térmico entre las fases del fluido.
- 13.- Existe equilibrio térmico entre el sólido y el fluido.
- 14.- El trabajo de la presión es despreciable.
- 15.- La ecuación de estado para el agua, determinada usando interfaces planas, es válida en el yacimiento.

El esquema utilizado para resolver las ecuaciones gobernantes de este modelo ha sido llamado método de diferencias finitas integradas. La idea básica es resolver la ecuación gobernante directamente, sin reducirla a una ecuación punto.

Este modelo jugó un importante papel en el desarrollo de los simuladores de yacimientos geotermiales. Una importante contribución es el hecho

de utilizar relaciones termodinámicas para reducir de esta forma el número de variables dependientes. El esquema de diferencias finitas integradas se puede utilizar efectivamente en algunos problemas gracias a su gran flexibilidad a través del uso de elementos irregulares.

Las mayores deficiencias de este modelo descansan en las ecuaciones fundamentales y en la solución de las ecuaciones de aproximación numérica.

b) Modelo de Brownell, Garg y Pritchett

Brownell, Garg y Pritchett fueron los primeros en considerar la solución del problema de flujo multifásico usando dos variables dependientes.

Las suposiciones difieren de las presentadas en el modelo de Lasseter, Witherspoon y Lippmann en los siguientes aspectos:

- 1.- El sólido es compresible en la presencia del modelo de deformación.
- 2.- La matriz sólida se supone no deformable en la presencia del modelo de deformación.

Este modelo se aproxima numéricamente mediante métodos estándar de diferencias finitas con las siguientes características:

- 1.- Los términos espaciales de 1er. orden se representan utilizando una diferencial parcial en la dirección corriente arriba (ponderación

corriente arriba).

- 2.- Las ecuaciones se formulan en 1-D areal, 1-D cilíndrica, 1-D esférica, 2-D areal o sección transversal, 2-D asimétrica y 3-D geometría cartesianas.

El modelo se aproxima mediante una formulación estándar de diferencias finitas, modificada para ajustarse a no-linealidades del material. El código también está diseñado para ajustarse a la deformación plástica. El código es 2-D asimétrico.

El modelo de Brownell, Garg y Pritchett parece ser teóricamente confiable y computacionalmente eficiente. El código emplea ecuaciones gobernantes, las cuales han sido derivadas cuidadosamente e incluyen las características físicas sobresalientes del sistema geotermal. Este modelo es el único que incorpora una formulación no-isotermal con precipitación de sales. Además, el esquema numérico es uno de los más eficientes actualmente disponibles para problemas de ingeniería de yacimientos.

Como aspectos negativos de este modelo se puede mencionar, en primer término, la limitación en términos de flexibilidad en discretización de la formulación de diferencias finitas sobre una malla rectangular cuando se compara con la formulación de diferencias finitas integradas o elementos finitos. Por otro lado, en la solución del algoritmo no-lineal de este modelo, se hace una restricción artificial indeseable que, hace dudar sobre la convergencia de las propiedades.

c) Modelo de Toronyi y Farouq Ali

El modelo de Toronyi y Farouq Ali posiblemente es el primer modelo multifásico. El modelo es más restrictivo que los discutidos anteriormente, ya que el fluido es tratado exclusivamente como bifásico.

Las ecuaciones gobernantes se obtienen a través de un balance macroscópico de masa y energía. Como en otros modelos, las relaciones de balance de masa y energía se derivan para una mezcla (el agua y el vapor se combinan para formar un fluido de fase simple).

La principal suposición de este modelo (independientemente de que las suposiciones de los modelos explicados anteriormente son válidas) es que el fluido es de dos fases.

Las ecuaciones gobernantes se aproximan numéricamente utilizando procedimientos estándar de diferencias finitas.

Las ecuaciones no-lineales son resueltas utilizando una técnica Newton-Raphson. En cada iteración, se utiliza un esquema de solución directa para las ecuaciones linealizadas.

El modelo de Toronyi y Farouq Ali proporcionó una importante contribución en el desarrollo de simuladores geotermiales. Fue diseñado para examinar varios fenómenos de los yacimientos geotérmicos bajo la limitante de

flujo bifásico. Con el uso de este modelo fue posible dilucidar varios aspectos del comportamiento de los yacimientos geotermales.

Una gran ventaja de este modelo se presenta por la elección de la saturación y la presión como variables dependientes, con lo que se eliminan los problemas asociados con la transición de agua a vapor. La desventaja obvia es que el modelo no es fácilmente aplicable a la mayoría de los yacimientos geotermales.

d) Modelo de Coats

El modelo de Coats es probablemente la formulación más avanzada para la simulación de yacimientos multi-dimensionales. Las ecuaciones gobernantes se formulan utilizando un balance macroscópico. El balance de masa y energía es formulado para la mezcla combinada de vapor y agua.

En este modelo se supone que la presión capilar es diferente de cero, intentando emplear una discreta formulación de yacimientos fracturados. También se emplea un sofisticado modelo de la vecindad del pozo.

Las ecuaciones gobernantes apropiadas se aproximan numéricamente utilizando aproximaciones estándar de diferencias finitas de bloques-centrados, evaluando las permeabilidades relativas y las entalpías a las condiciones del bloque de la malla corriente arriba.

El modelo de Coats de la vecindad del pozo contempla los siguientes casos:

- 1.- Gastos de producción de fase agua, fase vapor, agua total y entalpía, de un estrato determinado del yacimiento.
- 2.- Información obtenida en (1) pero extendida para considerar el caso de una terminación múltiple.
- 3.- La formulación presentada en (2) pero suponiendo un tratamiento semi-implícito (el modelo, de otra forma, es totalmente implícito).
- 4.- En problemas de un pozo sencillo definido en una geometría cilíndrica, el pozo se trata implícitamente incorporando simplemente la vecindad del pozo en el sistema de la malla del yacimiento.

La solución totalmente implícita de la aproximación algebraica de las ecuaciones se alcanza utilizando un método de iteraciones Newton-Raphson.

El modelo de Coats representa el estado actual en la ingeniería de simulación de yacimientos geotérmicos. Aquí se incorporan, en suma a las características de los otros modelos considerados, la posibilidad de una discreta representación de fracturas (quizá un poco idealizada) junto con un modelo efectivo de la vecindad del pozo. Los aspectos de estabilidad y tiempo de truncamiento son bastante aceptables.

e) Modelo de Huyakorn y Pinder

El modelo de Huyakorn y Pinder es de interes debido principalmente a que demuestra que una formulación de elemento finito puede usarse para resolver ecuaciones de yacimientos geotermiales multifásicos.

Las ecuaciones gobernantes son adoptadas directamente del modelo de Faust y Mercer, utilizando un esquema numérico para aproximarlas. Este esquema es una modificación del método del elemento finito Galerkin. Las ecuaciones no-lineales que resultan al aplicar este método son resueltas usando un procedimiento Newton-Raphson, modificado para ajustarse a las discontinuidades en las derivativas de los coeficientes no-lineales cuando ocurre una conversión de fase.

El modelo de Huyakorn y Pinder unicamente es importante para demostrar que un esquema de elemento finito, apropiadamente modificado, puede usarse para simular el comportamiento de yacimientos geotermiales, pero no puede ser considerado como una herramienta util en la ingeniería de yacimientos. El esquema iterativo que utiliza este modelo es bastante efectivo e interesante.

f) Modelo de Thomas y Piersen

Este modelo, de diferencias finitas en tres dimensiones, es capaz de manejar flujo multifásico usando una formulación de saturación explícita y presión implícita.

Las ecuaciones gobernantes de este modelo son aproximadas numéricamente utilizando procedimientos de diferencias finitas en forma estandar.

El modelo de Thomas y Pierson es similar al modelo de Coats en lo referente a la formulación teórica y la flexibilidad en la aplicación. Ambos modelos tienen alguna aproximación de un modelo de la vecindad del pozo, pueden ser aplicados a un rango amplio de dimensiones y geometrías y parecen ser precisos y eficientes. Las principales diferencias involucran la técnica de solución y la representación de las fracturas (solo intentado por Coats). El modelo de Thomas y Pierson ha sido probado mas ampliamente, sus soluciones fueron comparadas con experimentos y con otros simuladores numéricos; el modelo de Coats no ha sido comparado directamente, pero parece ser mas eficiente en términos computacionales.

El modelo de Thomas y Pierson parece satisfacer la mayoría de los requerimientos de un simulador de yacimientos geotermales. Este modelo no tiene algunas de las características sobresalientes del modelo de Coats, como la de contar con una metodología efectiva para simular el flujo desde formaciones adyacentes. Una gran desventaja que presenta el modelo, son las limitaciones inherentes a la discretización, normalmente asociadas con los esquemas de diferencias finitas estandar. Es particularmente interesante en este modelo, la metodología para intersectar la frontera entre el agua y la región de dos fases.

g) Modelo de Voss y Pinder

El modelo de Voss y Pinder fue diseñado para demostrar que el método de elemento finito puede emplearse en un simulador a gran escala. Aquí se utilizan varios nuevos conceptos, incluyendo las ecuaciones gobernantes y el método de solución. El modelo ha sido usado principalmente como una herramienta de investigación.

Las ecuaciones gobernantes son formuladas a partir de las ecuaciones básicas de balance de punto, usando el enfoque de volumen promedio. En contraste con otros trabajos, esta formulación lleva los componentes de la energía cinética y de la energía interna a todo lo largo del desarrollo y posteriormente impone simplificaciones basadas en la magnitud del componente energía cinética.

En su forma general, tres de las suposiciones generalmente aceptadas en este modelo son:

- 1.- El trabajo de la presión no es despreciable.
- 2.- La energía cinética no es despreciable.
- 3.- No se hacen suposiciones respecto a la energía potencial.

Las ecuaciones gobernantes son aproximadas utilizando un método de elemento finito Galerkin. La única modificación a la teoría básica es el uso de funciones ponderadas asimétricamente para el término convectivo.

Se utiliza una ponderación simétrica para el término dispersivo. Se usan elementos isoparamétricos cuadrilaterales y cubos finitos definidos en dos y tres dimensiones respectivamente.

Las ecuaciones de aproximación son linealizadas utilizando el método de incremento total de Settari y Aziz. Este esquema es similar al método de Newton-Raphson; aunque bastante diferente en varios aspectos.

Las ecuaciones algebraicas lineales son resueltas usando un esquema de bloques iterativos el cual evita la necesidad de integrar los coeficientes de la ecuación matricial despues de cada iteración.

El modelo de Voss y Pinder fue desarrollado como un prototipo para evaluar nuevas ideas en simulación a gran escala de yacimientos geotermales; estos nuevos aspectos han sido probados satisfactoriamente y han mejorado la eficiencia del modelado. Este modelo ha sido probado cuidadosamente y probablemente es el modelo mas preciso actualmente disponible.

El modelo no incorpora ciertas características, las cuales son importantes en ingeniería práctica de yacimientos. En particular, no incluye un modelo de la vecindad del pozo y el modelo de la simulación es bastante complejo, debido a que se busca alcanzar la máxima eficiencia.

Muchas de las ideas introducidas en este modelo serán probablemente valiosas en la formulación de la próxima generación de los modelos de yacimientos geotermales.

CAPITULO IV

"MODELO DE FAUST Y MERCER"

1.- Modelo matemático. Ecuaciones y suposiciones fundamentales.

Considerando unicamente la fase fluido, es posible, en principio, llegar a la obtención de un juego completo de ecuaciones que describan un problema valuado en la frontera inicial en el cual las fronteras son las superficies que separan el fluido y la matriz de roca. La complejidad geométrica de estas superficies, sin embargo, hace imposible definir las condiciones de frontera y por tanto, imposible resolver el problema dado para el fluido sobre una escala equivalente a las dimensiones de los poros. Por tanto, como primer paso en el desarrollo del modelo matemático del sistema hidrotermal, son derivadas las ecuaciones de balance macroscópico para masa, momentum y energía para el flujo bifásico (vapor y agua) de un componente simple en un medio poroso. Estas ecuaciones se obtienen promediando las ecuaciones correspondientes al balance microscópico sobre un volumen promedio definido apropiadamente. El proposito de promediar estas ecuaciones es incrementar la escala del elemento volumen de interes con el proposito de remover las heterogeneidades microscópicas en las fronteras del fluido y la roca y para relacionar las variables termodinámicas con las cantidades macroscópicas, obtenibles experimentalmente. También es necesario asegurar que las heterogeneidades a gran escala en el medio poroso no se incluyan dentro del elemento volumen incrementado.

El procedimiento de promedio usado en la derivación es básicamente el mismo que ha sido aplicado para las ecuaciones generales de transporte en flujo multifásico en un medio poroso por Whitaker (1973). El primer paso del análisis es asociar con cada punto en el espacio un volumen promedio V . Este volumen debe ser suficientemente grande para que los valores promedio de las cantidades (escalares, vectores o tensores) tengan un "buen comportamiento". Whitaker (1969) demostró que un procedimiento de promedio conduce a magníficos resultados si la longitud característica del volumen promedio es mucho menor que la longitud característica del medio poroso total, pero al mismo tiempo mucho mayor que la longitud característica de los poros. La longitud característica del volumen esférico promedio, ilustrado en la Fig. 8, es el diámetro. El volumen mostrado en la Fig. 8 es la suma de los volúmenes asociados con la roca, agua líquida y vapor, esto es,

$$V = V_r(t) + V_s(t) + V_w(t) \quad (1)$$

donde V_r , V_s y V_w pueden ser funciones del tiempo, t , aun cuando el volumen promedio, V , es constante.

En este análisis se usan dos tipos de promedios. La fase promedio está dada por,

$$\langle \psi_s \rangle = \frac{1}{V} \int_{V_s(t)} \psi_s dV \quad (2)$$

La cantidad, ψ_s , representa el valor de ψ en la fase vapor y es igual a cero en la roca y en el agua. Promedios similares pueden ser definidos para el agua y la roca. El promedio, $\langle \psi_s \rangle$, es obtenido promediando sobre el volumen entero, V , pero como ψ_s es cero en las otras fases, la integración es desarrollada solo sobre el volumen de la fase vapor contenido en V .

Un promedio mas conveniente para muchas propiedades de fase (tales como presión, temperatura y densidad) es el promedio intrínseco de fase, definido como,

$$\langle \psi_s \rangle^S = \frac{1}{V_s(t)} \int_{V_s(t)} \psi_s dV \quad (3)$$

El promedio $\langle \psi_s \rangle^S$ es obtenido promediando ψ_s solo sobre el volumen fase vapor. Nuevamente, pueden ser definidos promedios similares para el agua y la roca.

$\langle \psi_s \rangle^S$ y $\langle \psi_s \rangle$ están definidas en cualquier punto en el espacio. Representan funciones evaluadas en el punto asociado con el volumen promediado, y son supuestamente funciones continuas en el tiempo y en el espacio. El promedio intrínseco de fase, $\langle \psi_s \rangle^S$ esta relacionado a la fase promedio por,

$$\langle \psi_s \rangle = \epsilon_s \langle \psi_s \rangle^S \quad (4)$$

donde ϵ_s es la relación, $V_s(t)/V$.

Para promedios con "buen comportamiento", la definición para la desviación de una cantidad de sus fase promedio está dada por Gray como,

$$\hat{\psi}_s = \psi_s - \langle \psi_s \rangle^s \quad (5)$$

Como la propiedad, ψ_s , es cero en la roca y agua, entonces la desviación, $\hat{\psi}_s$, es:

$$\psi_s = \hat{\psi}_s = 0 \quad (6)$$

Adicionalmente,

$$\langle \hat{\psi}_s \rangle = \langle \hat{\psi}_s \rangle^s = 0 \quad (7)$$

Otras relaciones importantes que pueden ser derivadas son:

$$\langle \psi_s \gamma_s \rangle = \epsilon_s \langle \psi_s \rangle^s \langle \gamma_s \rangle^s + \langle \hat{\psi}_s \hat{\gamma}_s \rangle \quad (8)$$

$$= \epsilon_s \langle \psi_s \rangle^s \langle \gamma_s \rangle^s + \epsilon_s \langle \hat{\psi}_s \hat{\gamma}_s \rangle^s \quad (9)$$

$$= \langle \psi_s \rangle^s \langle \gamma_s \rangle^s + \langle \hat{\psi}_s \hat{\gamma}_s \rangle \quad (10)$$

El término $\langle \hat{\psi}_s \hat{\gamma}_s \rangle$ representa la covarianza entre ψ_s y γ_s . En el desarrollo siguiente surgirán frecuentemente términos similares de covarianza. Por lo general será deseable despreciarlos. Esto puede ocurrir en dos for

Primero, las variables, ψ_s y γ_s no puedan ser correlacionadas, esto es, que las fluctuaciones en ψ_s son independientes de las fluctuaciones en γ_s (en este caso $\langle \hat{\psi}_s \hat{\gamma}_s \rangle$ es cero). El término de covarianza puede también ser despreciado si $\epsilon_s \langle \psi_s \rangle \langle \gamma_s \rangle^2$ es mucho mayor que $\langle \hat{\psi}_s \hat{\gamma}_s \rangle$. Esta situación se presenta cuando las fluctuaciones, ψ_s y γ_s , son muy pequeñas dentro del volumen promediado.

Un teorema de promedio que relaciona el promedio de una derivativa a la derivativa del promedio esta dado como,

$$\langle \nabla \psi_s \rangle = \nabla \langle \psi_s \rangle + \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \psi_s n_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \psi_s n_s dA \quad (11)$$

donde \underline{n}_s es el vector normal a la fase vapor y A_{sw} y A_{sr} son las areas interfaciales de vapor-agua y vapor-roca, respectivamente. Gray derivó un "teorema promedio modificado", el cual también es de utilidad. Este teorema esta escrito como,

$$\langle \nabla \psi_s \rangle = \epsilon_s \nabla \langle \psi_s \rangle + \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \hat{\psi}_s n_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \hat{\psi}_s n_s dA \quad (12)$$

El teorema general de transporte está dado como,

$$\left\langle \frac{\partial \psi_s}{\partial t} \right\rangle = \frac{\partial \langle \psi_s \rangle}{\partial t} - \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \psi_s w_{sw} n_s dA - \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \psi_s w_{sr} n_s dA \quad (13)$$

donde w_{-sw} y w_{-sr} son las velocidades de las interfases vapor-agua y vapor-roca, respectivamente. Estos tres teoremas son importantes en el análisis siguiente y serán usados frecuentemente.

Aunque los teoremas y relaciones anteriores son para la fase vapor, se tienen expresiones similares para el agua y la roca. Estas expresiones pueden también ser fácilmente extendidas para cantidades vectoriales y tensoriales.

Balance de Masa

La ecuación general diferencial de balance microscópico de masa puede ser escrita para la fase vapor como,

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_s \underline{v}_s) - q'_s = 0 \quad (14)$$

donde ρ es la densidad, \underline{v} es la velocidad, y q' es el gasto fuente masa. En la ecuación anterior el primer término representa el gasto instantáneo en ganancia de masa por unidad de volumen; el segundo término es el gasto de masa suministrado por unidad de volumen debido a la convección y el último término es el gasto de masa suministrado por unidad de volumen.

La fase promedio de la ecuación 14 es,

$$\left\langle \frac{\partial \rho_s}{\partial t} \right\rangle + \left\langle \nabla \cdot (\rho_s \underline{v}_s) \right\rangle - \left\langle q'_s \right\rangle = 0 \quad (15)$$

La aplicación del teorema de transporte al primer término de la ecuación 15 da,

$$\frac{\partial \langle \rho_s \rangle}{\partial t} = \frac{\partial \langle \rho_s \rangle}{\partial t} - \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \rho_s w_{sw} \cdot n_s dA - \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \rho_s w_{sr} \cdot n_s dA \quad (16)$$

El teorema promedio permite escribir el segundo término como,

$$\langle \nabla \cdot (\rho_s v_s) \rangle = \nabla \cdot \langle \rho_s v_s \rangle + \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \rho_s v_s \cdot n_s dA + \int_{A_{sr}} \rho_s v_s \cdot n_s dA \quad (17)$$

Substituyendo las ecuaciones 16 y 17 en la ecuación 15,

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle \rho_s \rangle}{\partial t} + \nabla \cdot \langle \rho_s v_s \rangle - \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \rho_s (w_{sw} - v_s) \cdot n_s dA \\ - \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \rho (w_{sr} - v_s) \cdot n_s dA - \langle q'_s \rangle = 0 \end{aligned} \quad (18)$$

La velocidad del vapor, v_g , y la velocidad de la interface vapor-roca, w_{sr} , normal a la interface, es supuesta igual a cero y por tanto la segunda integral de superficie en la ecuación 18 desaparece. La primera integral de superficie, en general, es diferente de cero y representa la transferencia de masa debido a la vaporización del agua líquida. El segundo término en la ecuación 18 puede ser expandido usando la ecuación 10. Con esta substitución y con la eliminación de la segunda integral, se obtiene,

$$\frac{\partial \epsilon_s \langle \rho_s \rangle^s}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle v_s \rangle \langle \rho_s \rangle^s + \langle \hat{v}_s \hat{\rho}_s \rangle) - \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} A_s (w_{sw} - v_s) \rho_s dA - \langle q'_s \rangle = 0 \quad (19)$$

donde la densidad esta expresada como un promedio intrínseco de fase, $\langle \rho_s \rangle^s$, y la velocidad es expresada como una fase promedio, $\langle v_s \rangle$.

Para la fase agua líquida, puede ser escrito un balance de masa análogo como,

$$\frac{\partial \epsilon_w \langle \rho_w \rangle^w}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle v_w \rangle \langle \rho_w \rangle^w + \langle \hat{v}_w \hat{\rho}_w \rangle) - \frac{1}{V} \int \rho_w (w_{ws} - v_w) \cdot n_w dA - \langle q'_w \rangle = 0 \quad (20)$$

Para la roca,

$$\frac{\partial \epsilon_r \langle \rho_r \rangle}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle v_r \rangle \langle \rho_r \rangle^r + \langle \hat{v}_r \hat{\rho}_r \rangle) = 0 \quad (21)$$

donde desaparecen ambas integrales de superficie y ninguna fuente masa es especificada.

Si se supone que los términos de covarianza $\langle \hat{v}_s \hat{\rho}_s \rangle$ y $\langle \hat{v}_w \hat{\rho}_w \rangle$ y

$\langle \hat{v}_r \hat{\rho}_r \rangle$ no se correlacionan, entonces estos términos pueden ser despreciados en las ecuaciones 19, 20 y 21. Los términos de las integrales de superficie en las ecuaciones 19 y 20 son equivalentes pero de signo opuesto, porque la masa de vapor ganada por vaporización en la fase vapor es igual a la masa de líquido perdida por vaporización en la fase agua. Representando los términos vaporización masa por (dv) y despreciando los términos de covarianza, se obtienen,

$$\frac{\partial \epsilon_s \langle \rho_s \rangle^S}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle v_s \rangle \langle \rho_s \rangle^S) - dv - \langle q'_s \rangle = 0 \quad (22)$$

$$\frac{\partial \epsilon_w \langle \rho_w \rangle^W}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle v_w \rangle \langle \rho_w \rangle^W) + dv - \langle q'_w \rangle = 0 \quad (23)$$

y,

$$\frac{\partial \epsilon_r \langle \rho_r \rangle^r}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle v_r \rangle \langle \rho_r \rangle^r) = 0 \quad (24)$$

Balance de Momentum

La ecuación microscópica de balance de momentum para la fase vapor puede ser escrita como,

$$\frac{\partial (\rho_s v_s)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_s v_s v_s) - \nabla \cdot \sigma_s - \rho_s f_b - q'_s v_s = 0 \quad (25)$$

donde $\underline{\sigma}_s$ es el tensor esfuerzo parcial y \underline{f}_b es el vector de fuerza del cuerpo. En esta ecuación el primer término representa el gasto de incremento en momentum por unidad de volumen, el segundo término es el gasto de ganancia en momentum por unidad de volumen debido a la convección, el tercero es el gasto de momentum ganado por transferencia viscosa y fuerzas de presión por unidad de volumen, el cuarto término es el momentum ganado debido a las fuerzas del cuerpo y, el término final es el gasto instantáneo suministrado de momentum por unidad de volumen. Si se expanden los dos primeros términos, la ecuación anterior puede estar dada como,

$$v_s' \left(\frac{\partial \rho_s}{\partial t} + \nabla \cdot \rho_s v_s' - q_s' \right) + (v_s - v_s') q_s' + \rho_s \left(\frac{\partial v_s}{\partial t} + \nabla \cdot v_s v_s' \right) - \nabla \cdot \underline{\sigma}_s - \rho_s f_b = 0 \quad (26)$$

Substituyendo la ecuación microscópica de balance de masa dentro del primer término de la ecuación 26 se consigue eliminar este término. El segundo término puede ser despreciado si se supone que la velocidad de la fuente es la misma que la del fluido. El tercer término representa las fuerzas inerciales. Se ha demostrado que las fuerzas inerciales tienden a cero muy rápidamente después de iniciar el movimiento, y por tanto pueden ser despreciables para muchas aplicaciones. Si también se supone que la única fuerza del cuerpo actuando sobre el vapor es la gravedad, \underline{g} , entonces la ecuación 26 se reduce a,

$$-\nabla \cdot \underline{\sigma}_s - \rho_s \underline{g} = 0 \quad (27)$$

El tensor esfuerzo parcial, $\underline{\sigma}_s$, para la fase vapor puede expresarse en términos del tensor esfuerzo extra, \underline{T}_s , y la presión fase termodinámica p_s , como,

$$\underline{\sigma}_s = -p_s \underline{\delta} + \underline{T}_s \quad (28)$$

donde $\underline{\delta}$ es el tensor identidad. La ecuación 26 puede entonces ser dada como,

$$\nabla p_s - \nabla \cdot \underline{T}_s - \rho_s g = 0 \quad (29)$$

La fase promedio de la ecuación 29 es,

$$\langle \nabla p_s \rangle - \langle \nabla \cdot \underline{T}_s \rangle - \langle \rho_s g \rangle = 0 \quad (30)$$

Si el término de gravedad se supone constante, el teorema promedio modificado (ecuación 12) es aplicado al primer término, y el teorema promedio (ecuación 11) es aplicado al segundo término; entonces,

$$\begin{aligned} \epsilon_s \nabla \langle p_s \rangle^s + \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \hat{p}_s \underline{\delta} \cdot \underline{n}_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \hat{p}_s \underline{\delta} \cdot \underline{n}_s dA - \nabla \cdot \langle \underline{T}_s \rangle \\ - \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \underline{T}_s \cdot \underline{n}_s dA - \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \underline{T}_s \cdot \underline{n}_s dA - g \epsilon_s \langle \rho_s \rangle^s = 0 \end{aligned} \quad (31)$$

El vector gravedad, \underline{g} , puede ser expresado en términos del potencial escalar, D, como,

$$\underline{g} = -g \nabla D \quad (32)$$

donde g es la constante de aceleración gravitacional. Esta relación puede ser usada para simplificar la ecuación 31, esto es,

$$\begin{aligned} \epsilon_s \nabla \cdot \langle \rho_s \rangle^s - \epsilon_s g \langle \rho_s \rangle^s \nabla D - \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} (\underline{\tau}_s - \hat{\rho}_s \underline{\delta}) \cdot \underline{n}_s dA \\ - \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} (\underline{\tau}_s - \hat{\rho}_s \underline{\delta}) \cdot \underline{n}_s dA - \nabla \cdot \langle \underline{\tau}_s \rangle = 0 \end{aligned} \quad (33)$$

Para la fase agua, se puede derivar una balance de momentum similar, obteniéndose,

$$\begin{aligned} \epsilon_w \nabla \cdot \langle \rho_w \rangle^w - \epsilon_w g \langle \rho_w \rangle^w \nabla D - \frac{1}{V} \int_{A_{ws}} (\underline{\tau}_w - \hat{\rho}_w \underline{\delta}) \cdot \underline{n}_w dA \\ - \frac{1}{V} \int_{A_{wr}} (\underline{\tau}_w - \hat{\rho}_w \underline{\delta}) \cdot \underline{n}_w dA - \nabla \cdot \langle \underline{\tau}_w \rangle = 0 \end{aligned} \quad (34)$$

Para alcanzar cualquier objetivo con estas ecuaciones, se supone una relación constitutiva para las integrales de dos superficies y la divergencia

del tensor esfuerzo parcial. Tal relación describe el comportamiento del material (vapor y agua) y es independiente del observador. Raats y Klute han sugerido relaciones para las fases líquido y gas en el medio poroso. Usando la misma notación utilizada hasta aquí, estas relaciones para vapor y agua son:

$$\frac{1}{V} \int_{A_{sw}} (\underline{\underline{T}}_s - \hat{p}_s \underline{\underline{\delta}}) \cdot \underline{n}_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} (\underline{\underline{T}}_s - \hat{p}_s \underline{\underline{\delta}}) \cdot \underline{n}_s dA$$

$$+ \nabla \cdot \langle \underline{\underline{T}}_s \rangle = \Omega_s = \Omega_s [(\langle \underline{v}_s \rangle - \langle \underline{v}_r \rangle), (\langle \underline{v}_s \rangle - \langle \underline{v}_w \rangle), \rho_s, t] \quad (35)$$

y,

$$\frac{1}{V} \int (\underline{\underline{T}}_w - \hat{p}_w \underline{\underline{\delta}}) \cdot \underline{n}_w dA + \frac{1}{V} \int (\underline{\underline{T}}_w - \hat{p}_w \underline{\underline{\delta}}) \cdot \underline{n}_w dA$$

$$+ \nabla \cdot \langle \underline{\underline{T}}_w \rangle = \Omega_w = \Omega_w [(\langle \underline{v}_w \rangle - \langle \underline{v}_r \rangle), (\langle \underline{v}_w \rangle - \langle \underline{v}_s \rangle), \rho_w, t] \quad (36)$$

esto es, las integrales de superficie y la divergencia de $\langle \underline{\underline{T}} \rangle$ son iguales a Ω la cual es una función de los términos de velocidad relativa $(\langle \underline{v}_s \rangle - \langle \underline{v}_r \rangle)$, la partícula del fluido de referencia, \underline{P} , y el tiempo; todos los cuales son independientes del observador.

Para ser util, una suposición constitutiva debe ser correlacionada con el comportamiento observado. Las relaciones constitutivas que han recibido mayor verificación experimental son mas simples que las dadas hasta aqui. Ellas son de la forma,

$$\underline{\Omega}_s = \underline{\Omega}_s [(\langle \underline{v}_s \rangle - \langle \underline{v}_r \rangle), \rho_s, t] \quad (37)$$

y

$$\underline{\Omega}_w = \underline{\Omega}_w [(\langle \underline{v}_w \rangle - \langle \underline{v}_r \rangle), \rho_w, t] \quad (38)$$

Raats y Klute discutieron las expresiones constitutivas alternativas y apuntaron las discrepancias teóricas en las ecuaciones 37 y 38. Desafortunadamente, expresiones tales como las ecuaciones 35 y 36 no han sido suficientemente correlacionadas con el comportamiento observado.

Para cualquier proposito práctico es necesario usar las relaciones constitutivas simplificadas (de la forma dada en las ecuaciones 37 y 38) tales como aquellas sugeridas por Wykoff y Botset (1936) y Muskat y Meres (1936). Esto puede ser expresado como,

$$\underline{\Omega}_s = \frac{1}{k} \frac{\epsilon_s \mu_s}{k_{rs}} \cdot (\langle \underline{v}_r \rangle - \langle \underline{v}_s \rangle) \quad (39)$$

y

$$\underline{\Omega}_w = \frac{1}{k} \frac{\epsilon_w \mu_w}{k_{rw}} \cdot (\langle \underline{v}_r \rangle - \langle \underline{v}_w \rangle) \quad (40)$$

donde \underline{k} es el tensor de permeabilidad intrínseca local, k_r es la permeabilidad relativa adimensional, y μ es la viscosidad dinámica. Si se supone que la velocidad de la roca es despreciable, las ecuaciones 39 y 40 pueden ser sustituidas dentro de las ecuaciones 33 y 34 para obtener,

$$\nabla \langle \rho_s \rangle^s - g \langle \rho_s \rangle^s \nabla D = - \frac{k_r^{-1} \mu_s}{k_{rs}} \cdot \langle v_s \rangle \quad (41)$$

y

$$\nabla \langle \rho_w \rangle^w - g \langle \rho_w \rangle^w \nabla D = - \frac{k_r^{-1} \mu_w}{k} \cdot \langle v_w \rangle \quad (42)$$

Balance de Energía

La ecuación general, microscópica, diferencial, de balance de energía termal en términos de la energía interna está dada como,

$$\frac{\partial(\rho U)}{\partial t} + \nabla \cdot \psi U + \nabla \cdot \lambda_c + \rho(\nabla \cdot \psi) + \tau : \nabla \psi - q'(U + p/\rho)' = 0 \quad (43)$$

donde U es la energía interna y λ_c es el vector conducción. En esta ecuación el primer término representa el gasto instantáneo de ganancia de energía interna por unidad de volumen. El segundo y tercer términos son el gasto de energía ganado por unidad de volumen por convección y conducción respectivamente. El cuarto término es llamado algunas veces término de trabajo de la compresibilidad, el cual se introduce en la ecuación para tomar en cuenta el gasto reversible de incremento en la energía interna

por unidad de volumen debido a la compresión. El quinto término representa el gasto irreversible de energía interna por unidad de volumen debido a la disipación viscosa. El último término representa el gasto de energía suministrado de fuentes externas por unidad de volumen. Notando que la energía interna está relacionada con la entalpía por,

$$U = h - p/\rho, \quad (44)$$

lo que permite escribir la ecuación de la energía termal como,

$$\frac{\partial(\rho h)}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \underline{v} h + \nabla \cdot \underline{\lambda}_c + \underline{\tau} : \nabla \underline{v} - q' \cdot \underline{h}' - \frac{\partial p}{\partial t} - \underline{v} \cdot \nabla p = 0. \quad (45)$$

Si se supone que el término de disipación viscosa en la ecuación 45 es pequeño en comparación a los otros términos, entonces,

$$\frac{\partial(\rho h)}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \underline{v} h + \nabla \cdot \underline{\lambda}_c - q' \cdot \underline{h}' - \frac{\partial p}{\partial t} - \underline{v} \cdot \nabla p = 0. \quad (46)$$

Brownell, Garg y Pritchett demostraron mediante el uso de un análisis adimensional que para propiedades típicas de sistemas hidrotermales de agua caliente la disipación viscosa es despreciable. Además, si se usan valores apropiados para el vapor en el análisis de Brownell, este término también es despreciable para problemas de flujo en sistemas de vapor dominante. Para la ecuación fase vapor, la ecuación 46 puede ser escrita como,

$$\frac{\partial(\rho_S h_S)}{\partial t} + \nabla \cdot \rho_S v_S h_S + \nabla \cdot \lambda_{-CS} - q_S' h_S' - \frac{\partial p_S}{\partial t} - v_S \cdot \nabla p_S = 0. \quad (47)$$

La fase promedio de la ecuación anterior es,

$$\left\langle \frac{\partial(\rho_S h_S)}{\partial t} \right\rangle + \langle \nabla \cdot \rho_S v_S h_S \rangle + \langle \nabla \cdot \lambda_{-CS} \rangle - \langle q_S' h_S' \rangle - \left\langle \frac{\partial p_S}{\partial t} \right\rangle - \langle v_S \cdot \nabla p_S \rangle = 0. \quad (48)$$

El teorema de transporte (ecuación 13) puede aplicarse al primer y quinto términos, obteniéndose,

$$\begin{aligned} \left\langle \frac{\partial(\rho_S h_S)}{\partial t} \right\rangle - \left\langle \frac{\partial p_S}{\partial t} \right\rangle &= \left\langle \frac{\partial(\rho_S h_S)}{\partial t} \right\rangle - \left\langle \frac{\partial p_S}{\partial t} \right\rangle - \frac{1}{V} \int_{A_{SW}} (\rho_S h_S - p_S) v_{SW} \cdot n_S dA \\ &\quad - \frac{1}{V} \int_{A_{SR}} (p_S - \rho_S h_S) v_{SR} \cdot n_S dA. \end{aligned} \quad (49)$$

El teorema de promedio permite escribir el segundo término de la ecuación 48 como,

$$\langle \nabla \cdot \rho_S v_S h_S \rangle = \nabla \cdot \langle \rho_S v_S h_S \rangle + \frac{1}{V} \int_{A_{SW}} \rho_S h_S v_{SW} \cdot n_S dA + \frac{1}{V} \int_{A_{SR}} \rho_S h_S v_{SR} \cdot n_S dA. \quad (50)$$

Además el término de conducción promedio es,

$$\langle \nabla \cdot \lambda_{-CS} \rangle = \nabla \cdot \langle \lambda_{-CS} \rangle + \frac{1}{V} \int_{A_{SW}} \lambda_{-CS} n_S dA + \frac{1}{V} \int_{A_{SR}} \lambda_{-CS} n_S dA. \quad (51)$$

Si se supone que la correlación entre la velocidad de fase, v_s , y el gradiente de la presión de la fase, ∇p_s , es despreciable, entonces,

$$\langle v_s \cdot \nabla p_s \rangle = \langle v_s \rangle \cdot \nabla \langle p_s \rangle^s + \langle v_s \rangle \cdot \left(\frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \hat{p}_s \cdot \hat{n}_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \hat{p}_s \cdot \hat{n}_s dA \right). \quad (52)$$

Combinando todos los términos dados,

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \langle \rho_s h_s \rangle}{\partial t} - \frac{\partial \langle p_s \rangle}{\partial t} \cdot \nabla \cdot \langle v_s v_s h_s \rangle + \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} (p_s - s h_s) (v_{sw} - v_s) \cdot \hat{n}_s dA \\ & + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} (p_s - s h_s) (v_{sr} - v_s) \cdot \hat{n}_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \lambda_{cs} \cdot \hat{n}_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \lambda_{cs} \cdot \hat{n}_s dA \\ & + \langle v_s \rangle \cdot \nabla \langle p_s \rangle^s + \langle v_s \rangle \cdot \left(\frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \hat{p}_s \cdot \hat{n}_s dA + \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \hat{p}_s \cdot \hat{n}_s dA \right) \\ & + \nabla \cdot \langle \lambda_{cs} \rangle - \langle q_s' h_s' \rangle = 0. \quad (53) \end{aligned}$$

Las primeras dos integrales de superficie en la ecuación 53 representan la transferencia de energía interna debido a cambios de fase entre el agua y vapor, y roca y vapor, respectivamente. Ya que se supone que no ocurre ningún cambio de fase con la roca, la segunda integral de superficie puede

eliminarse. Las siguientes dos integrales en la ecuación representan el flujo de energía conductiva entre el vapor y el agua, y el vapor y la roca. El producto punto de la velocidad de la fase y las dos últimas integrales de superficie representa el flujo de las fuerzas de presión de trabajo a través de las fronteras de la fase. En este desarrollo las integrales de superficie no serán evaluadas, por lo que,

$$Q_{sw} = \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} (\rho_s - \rho_w h_s) (w_{sw} - v_s) \cdot \underline{r}_s dA, \quad (54)$$

$$Q'_{sw} = \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \lambda_{cs} \cdot \underline{n}_s dA, \quad (55)$$

$$Q''_{sw} = \langle v_s \rangle \cdot \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \hat{p}_s \underline{n}_s dA, \quad (56)$$

$$Q'''_{sw} = \frac{1}{V} \int_{A_{sw}} \lambda_{cs} \cdot \underline{n}_s dA, \quad (57)$$

y,

$$Q'''_{sr} = \langle v_s \rangle \cdot \frac{1}{V} \int_{A_{sr}} \hat{p}_s \underline{n}_s dA. \quad (58)$$

La ecuación 53 puede entonces estar dada como,

$$\frac{\partial \langle \rho_s h_s \rangle}{\partial t} = \frac{\partial \langle \rho_s \rangle}{\partial t} + \nabla \cdot \langle \underline{v}_s \rho_s h_s \rangle - \langle v_s \rangle \cdot \nabla \langle \rho_s \rangle^S + \nabla \cdot \langle \lambda_{cs} \rangle$$

$$+ \eta_{sw}'' + \eta_{sw}' + \eta_{sr}' - \eta_{sr}'' - \eta_{sr}''' - \langle \alpha_s' h_s' \rangle = 0. \quad (59)$$

La ecuación 8 puede utilizarse para eliminar el promedio del producto en el tiempo derivativo, quedando,

$$\frac{\partial \langle \rho_s h_s \rangle}{\partial t} = \frac{\partial (\epsilon_s \langle \rho_s \rangle^S \langle h_s \rangle^S)}{\partial t} + \frac{\partial (\epsilon_s \langle \hat{\rho}_s h_s \rangle^S)}{\partial t}. \quad (60)$$

Para el producto promedio en el término convectivo es necesario expandir el producto como sigue:

$$\langle \rho_s \underline{v}_s h_s \rangle = \langle (\underline{v}_s)^S + \hat{\underline{v}}_s \rangle (\langle \rho_s h_s \rangle^S + \hat{\rho}_s \hat{h}_s). \quad (61)$$

Entonces usando la ecuación 8 se obtiene,

$$\langle \rho_s \underline{v}_s h_s \rangle = \langle \underline{v}_s \rangle^S \langle \rho_s h_s \rangle^S + \epsilon_s \langle \hat{\underline{v}}_s \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^S. \quad (62)$$

y

$$\langle \rho_s \underline{v}_s h_s \rangle = \langle \underline{v}_s \rangle^S \langle \rho_s \rangle^S \langle h_s \rangle^S + \langle \underline{v}_s \rangle^S \langle \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^S + \epsilon_s \langle \hat{\underline{v}}_s \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^S. \quad (63)$$

Substituyendo las ecuaciones 60 y 63 en la ecuación 59 se obtiene,

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_s \langle \rho_s \rangle^s \langle h_s \rangle^s) + \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_s \langle \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^s); \frac{\partial}{\partial t} (r_s \langle \rho_s \rangle^s) + \nabla \cdot \langle \underline{v}_s \rangle \langle \rho_s \rangle^s \langle h_s \rangle^s \\ & + \nabla \cdot \langle \underline{v}_s \rangle \langle \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^s + \nabla \cdot \epsilon_s \langle \hat{\underline{v}}_s \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^s - \langle \underline{v}_s \rangle \cdot \nabla \langle \rho_s \rangle^s + \nabla \cdot \langle \underline{\lambda}_{CS} \rangle + Q_{SW} + Q'_{SW} + Q''_{SR} \\ & - Q''_{SW} - Q''_{SR} - \langle q'_s h'_s \rangle = 0. \end{aligned} \quad (64)$$

Aunque la covarianza $\epsilon_s \langle \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^s$ es ciertamente diferente de cero, es razonable suponer que en comparación a $\epsilon_s \langle \rho_s \rangle^s \langle h_s \rangle^s$ es pequeño. Esta suposición puede usarse para eliminar el segundo y cuarto términos en la ecuación 61. Esto determina dos términos, $\nabla \cdot \langle \underline{\lambda}_{CS} \rangle$ y $\nabla \cdot \epsilon_s \langle \hat{\underline{v}}_s \hat{\rho}_s \hat{h}_s \rangle^s$, que requieren una posterior evaluación.

La Ley de Fourier es usada como la expresión constitutiva para el flujo conductivo, esto es,

$$\underline{\lambda}_{CS} = - \underline{k}_{CS} \cdot \nabla T_s. \quad (65)$$

y entonces,

$$\langle \lambda_{CS}^A \rangle = - \langle \underline{k}_{CS} \cdot \nabla T_S \rangle = - \langle \underline{k}_{CS} \rangle^S \langle \nabla T_S \rangle + \epsilon_S \langle \hat{\underline{k}}_{CS} \nabla T_S \rangle^S. \quad (66)$$

Si se supone que la covarianza, $\epsilon_S \langle \hat{\underline{k}}_{CS} \nabla T_S \rangle^S$, despreciable, entonces,

$$\langle \lambda_{CS}^A \rangle = -\epsilon_S \langle \underline{k}_{CS} \rangle^S \cdot \nabla \langle T_S \rangle^S - \langle \underline{k}_{CS} \rangle^S \cdot \frac{1}{V} \int_{A_{SW}} \hat{T}_S \cdot \underline{n}_S dA \quad (67)$$

$$- \langle \underline{k}_{CS} \rangle^S \cdot \frac{1}{V} \int_{A_{SR}} \hat{T}_S \cdot \underline{n}_S dA,$$

donde las dos integrales de superficie representan la disminución en el gas do de conducción debido a la tortuosidad del sistema. Estas integrales, por conveniencia, pueden ser representadas por un vector tortuosidad, definido como,

$$\underline{g}_S = -\langle \underline{k}_{CS} \rangle^S \cdot \left(\frac{1}{V} \int_{A_{SW}} \hat{T}_S \cdot \underline{n}_S dA + \frac{1}{V} \int_{A_{SR}} \hat{T}_S \cdot \underline{n}_S dA \right). \quad (68)$$

Gray definió un vector tortuosidad similar para el transporte de especies en el medio poroso, conteniendo un fluido fase simple. Bear estableció que para el transporte de energía en el medio poroso (donde ocurre conducción de calor en la fase sólida) el efecto de tortuosidad no es importante.

El término, $\nabla \cdot \epsilon_s < \hat{v}_s \hat{\rho}_s \hat{h}_s >^S$, puede ser expandido usando la ecuación 44, quedando,

$$\nabla \cdot \epsilon_s < \hat{v}_s \hat{\rho}_s \hat{h}_s >^S = \nabla \cdot \epsilon_s < \hat{v}_s \hat{\rho}_s U_s >^S + \hat{v}_s \hat{\rho}_s >^S$$

Si se supone que la presión de la fase y la velocidad no son correlacionadas, entonces la segunda parte del término anterior puede despreciarse.

El término, $\nabla \cdot \epsilon_s < \hat{v}_s \hat{\rho}_s U_s >^S$, representa la divergencia del vector dispersión. Puede ser obtenida una relación constitutiva para el vector dispersión, suponiendo que la dispersión es matemáticamente equivalente al proceso de difusión. Esta relación puede expresarse como,

$$< \hat{v}_s \hat{\rho}_s U_s >^S = - K_{ds} \cdot \nabla < T_s >^S. \quad (69)$$

Substituyendo de la ecuación 67 a la 69 en la ecuación 64 y despreciando la covarianza, $\epsilon_s < \hat{\rho}_s \hat{h}_s >$, se obtiene,

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_s < \rho_s >^S < h_s >^S) - \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_s < p_s >^S) + \nabla \cdot < \hat{v}_s > < \rho_s >^S < h_s >^S \\ - \nabla \cdot (\epsilon_s K_{ds} \cdot \nabla < T_s >^S) - < \hat{v}_s > \cdot \nabla < p_s >^S \\ - \nabla \cdot [\epsilon_s < K_{cs} >^S \cdot (\nabla < T_s >^S + \underline{\theta}_s)] \\ + Q_{sw} + Q'_{sw} + Q'_{sr} - Q''_{sw} - Q''_{sr} - < q'_s h'_s > = 0. \quad (70) \end{aligned}$$

La ecuación similar para la fase agua esta dada como,

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_w \langle \rho_w \rangle^w \langle h_w \rangle^w) - \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_w \langle \rho_w \rangle^w) + \nabla \cdot \langle \underline{v}_w \rangle \langle \rho_w \rangle^w \langle h_w \rangle^w - \nabla \cdot (\epsilon_w \underline{k}_{cw} \cdot \nabla \langle T_w \rangle^w) \\
 - \langle \underline{v}_w \rangle \cdot \nabla \langle \rho_w \rangle^w \\
 - \nabla \cdot [\epsilon_w \underline{k}_{cw} \cdot \nabla (\nabla \langle T_w \rangle^w + \theta_r)] \\
 - Q_{ws} + Q'_{ws} + Q'_{wr} - Q''_{ws} - Q''_{wr} - \langle q'_{ww} \rangle = 0. \quad (71)
 \end{aligned}$$

Para la roca, la velocidad y el término fuente son supuestamente despreciables, de tal forma que,

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_r \langle \rho_r \rangle^r \langle h_r \rangle^r) - \nabla \cdot [\epsilon_r \underline{k}_{cr} \cdot \nabla (\nabla \langle T_r \rangle^r + \theta_r)] \\
 + Q_{rw} + Q_{rs} = 0. \quad (72)
 \end{aligned}$$

ECUACIONES GENERALES Y RELACIONES CONSTITUTIVAS

Las ecuaciones de balance de fase derivadas anteriormente sirven como punto de partida para el modelo matemático general. Estas ecuaciones pueden ser combinadas con las suposiciones apropiadas (relaciones constitutivas) para obtener dos ecuaciones simplificadas puestas en términos de la presión del fluido y la entalpía. La formulación de las ecuaciones finales en términos de la presión y la entalpía permiten un juego de ecuaciones para aplicarse tanto para sistemas hidrotermales simples o de dos fases.

ECUACIONES DE BALANCE

Las ecuaciones de balance de masa dadas por las ecuaciones 22 y 23 pueden escribirse como,

$$\frac{\partial(\phi S_S \rho_S)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_S v_S) - q'_S - dv = 0, \quad (73)$$

y

$$\frac{\partial(\phi S_W \rho_W)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_W v_W) - q'_W + dv = 0, \quad (74)$$

donde ϕ es la porosidad y S es la saturación (volumen), y los paréntesis representan los términos promediados que han sido removidos. Recuerdense

que la velocidad esta representada por una fase promedio mientras que otras cantidades son representadas por fases promedio intrínsecas. Además, ϕS_w y ϕS_s se sustituyen por ϵ_w y ϵ_s , respectivamente. La ecuación de balance de masa para la roca es despreciado en este desarrollo. La suposición implícita es que la velocidad de la roca es muy pequeña. El efecto principal de la pequeña velocidad, sin embargo, se incorpora en una aproximación que relaciona la porosidad a la presión en la fase fluido.

Las ecuaciones de balance de momentum (ecuaciones 41 y 42) pueden ser arregladas para obtener:

$$\underline{v}_s = - \frac{k k_{rs}}{\mu_s} (\nabla p_s - \rho_s g \nabla D), \quad (75)$$

y

$$\underline{v}_w = - \frac{k k_{rw}}{\mu_w} (\nabla p_w - \rho_w g \nabla D), \quad (76)$$

donde los parentesis de promedio han sido removidos.

Si los parentesis de promedio son removidos, y ϕS_s , ϕS_w , y $(1 - \phi)$ sustituidos por ϵ_s , ϵ_w , ϵ_r en las ecuaciones 70, 71 y 72 respectivamente, se tiene,

$$\begin{aligned}
 & - \frac{\partial}{\partial t} (\phi S_s p_s) - v_s \cdot \nabla p_s + \frac{\partial (\phi S_s \rho_s h_s)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_s h_s v_s) - \nabla \cdot (\phi S_{s=ds} K_{ds} \cdot \nabla T_s) \\
 & - \nabla \cdot [\phi S_{s=cs} K_{cs} \cdot (\nabla T_s + \theta_s)] + Q_{sw} + Q'_{sw} + Q'_{sr} - Q''_{sw} - Q''_{sr} - q'_s h'_s = 0. \quad (77)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & - \frac{\partial}{\partial t} (\phi S_w p_w) - v_w \cdot \nabla p_w + \frac{\partial (\phi S_w \rho_w h_w)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w h_w v_w) - \nabla \cdot (\phi S_{w=ds} K_{ds} \cdot \nabla T_w) \\
 & - \nabla \cdot [\phi S_{w=cw} K_{cw} \cdot (\nabla T_w + \theta_w)] + Q_{ws} + Q'_{ws} + Q_{wr} - Q''_{ws} - Q''_{wr} - q'_w h'_w = 0. \quad (78)
 \end{aligned}$$

$$\frac{\partial [(1-\phi) \rho_r n_r]}{\partial t} - \nabla \cdot [(1-\phi) K_{cr} \cdot \nabla T_r] + Q'_{rs} + Q'_{rw} = 0. \quad (79)$$

RELACIONES CONSTITUTIVAS

Las ecuaciones de balance (ecuaciones de la 73 a la 79) no son suficientes para describir el sistema y en consecuencia se requieren relaciones adicionales. Estas son en la forma de relaciones constitutivas que son formuladas bajo las siguientes suposiciones básicas del modelo:

- 1.- Los efectos de presión capilar son despreciables.
- 2.- Existe equilibrio de temperatura entre el vapor, agua y roca.

- 3.- El fluido del yacimiento es agua pura, en una o en dos fases.
- 4.- La permeabilidad relativa es una función de la saturación de agua.
- 5.- Las viscosidades son consideradas como funciones de la temperatura.
- 6.- La porosidad es una función del espacio y la presión.
- 7.- El espesor del yacimiento, la densidad de la roca y la permeabilidad intrínseca son funciones del espacio.
- 8.- La entalpía de la roca es una función de la temperatura.

Presión capilar

Una expresión que relaciona las presiones de la fase está dada por,

$$P_C = P_S - P_W \quad (80)$$

donde p_c es la presión capilar. La presión capilar tiene el efecto de reducir la presión de vapor del agua. Ramey demostró que los datos de presión de vapor encontrados en las tablas de vapor están basados en interfaces planas de vapor-agua, mientras que la interface en el medio poroso es curvada. La cantidad en que la curva de presión de vapor disminuye en un yacimiento geotermal no es completamente entendida, por lo que para

este desarrollo la presión capilar se desprecia, lo cual implica que las presiones del fluido en las fases agua y vapor son iguales. Con estas suposiciones, las ecuaciones 73 y 74 pueden combinarse,

$$\frac{\partial(\phi_0)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_S v_S) + \nabla \cdot (\rho_{W-V} v_{W-V}) - q'_S - q'_W = 0. \quad (81)$$

donde ρ es la densidad total de la mezcla vapor-agua, definida como,

$$\rho = S_W \rho_W + S_S \rho_S, \quad (82)$$

y las saturaciones están definidas con la siguiente expresión.

$$S_S + S_W = 1 \quad (83)$$

Equilibrio de Temperatura

El movimiento de vapor y agua a través del medio poroso es demasiado lento, y las áreas superficiales de todas las fases son demasiado pequeñas, por lo que es razonable suponer que se alcanza instantáneamente un equilibrio termal local entre las fases. Esta suposición permite combinar las ecuaciones de energía para la roca, vapor y agua y poner el término de conducción-dispersión del medio en términos de una temperatura, T , para las tres fases. En este desarrollo, el término conducción-dispersión es bastante simplificado; el término combinado conducción-dispersión está definido como,

$$\begin{aligned} & \nabla \cdot (\phi S_{w \neq dw} K_{w \neq dw} \cdot \nabla T_w) + \nabla \cdot (\phi S_{s \neq ds} K_{s \neq ds} \cdot \nabla T_s) + \nabla \cdot [\phi S_{w \neq cw} K_{w \neq cw} \cdot (\nabla T_w + \theta_w)] \\ & + \nabla \cdot [\phi S_{s \neq cs} K_{s \neq cs} \cdot (\nabla T_s + \theta_s)] + \nabla \cdot [(1-\phi) K_{Cr} \cdot (\nabla T_r + \theta_r)] = \nabla \cdot (K_m \nabla T), \end{aligned} \quad (84)$$

donde el coeficiente conducción-dispersión del medio, K_m , es isotrópico. En suma a la limitación de la combinación de los efectos de conducción y dispersión, la ecuación 84 desprecia el importante efecto de la temperatura sobre la conductividad térmica. Con respecto a esto, Somerton demostró que la conductividad térmica de un medio poroso es función de la temperatura, porosidad y saturación de agua. Este efecto puede ser importante en un sistema puramente conductivo pero, sin embargo, en este modelo estos efectos son despreciados.

Invocando estas suposiciones concernientes al equilibrio termal y la dispersión, las ecuaciones de balance de energía pueden ser combinadas, obteniéndose,

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} [\phi \rho h + (1-\phi) \rho_r h_r] + \nabla \cdot (\rho_s h_s v_s) + \nabla \cdot (\rho_w h_w v_w) \\ & - \nabla \cdot (K_m \nabla T) - q_s' h_s' - q_w' h_w' - \left[\frac{\partial}{\partial t} \phi (S_w p_w + S_s p_s) + v_s \cdot \nabla p_s + v_w \cdot \nabla p_w \right] = 0. \end{aligned} \quad (85)$$

en la cual, h , es la entalpía de la mezcla vapor-agua definida como,

$$h = \frac{S_s \rho_s h_s + S_w \rho_w h_w}{\rho} \quad (86)$$

Notese que los términos de calor de vaporización y los términos de presión y conducción interfacial en las ecuaciones 77 y 78 han sido eliminados en la ecuación 85. Esto es el resultado de pasar el balance de energía a una fase interfacial. Si la energía mecánica es despreciada, este balance requiere que los términos del flujo interfacial de energía termal en las ecuaciones de vapor, agua y roca sumen cero. Finalmente, el último término en la ecuación 85 es el término del trabajo de la compresibilidad. Este término es despreciable excepto para condiciones de baja saturación de agua.

Propiedades Termodinámicas

Una suposición básica de este modelo, es que el fluido hidrotermal es virtualmente agua pura. Las relaciones que expresan las propiedades termodinámicas del agua pura y vapor como funciones de la entalpía y la presión pueden ser determinadas a partir de datos en tablas de vapor (tales como la de Meyer (1967), Keenan (1969)). Las relaciones necesarias para este desarrollo son las siguientes:

- 1.- La entalpía del vapor, h_g , y la entalpía del agua, h_w , son tratadas como funciones de la presión.

- 2.- La temperatura es tratada como una función de la presión y la entalpía para las regiones de agua compresionada y vapor-supercalentado.
- 3.- La densidad total, ρ , la densidad del vapor y la del agua, ρ_s y ρ_w , son consideradas funciones de la presión y la entalpía.
- 4.- Las saturaciones de la fase son funciones de la entalpía y de la presión. La saturación de agua en al región de agua compresionada es supuesta como uno, y en la región de vapor-supercalentado es cero. En la región de vapor supercalentado, las saturaciones son obtenidas usando

$$S_w = \frac{\rho_s (h_s - h)}{h(\rho_w - \rho_s) - (h_w \rho_w - h_s \rho_s)}, \quad (87)$$

y S_g es determinada usando la ecuación 83.

- 5.- Las viscosidades, μ_s , y μ_w , son consideradas funciones de la temperatura. Relaciones adicionales requeridas para tratar problemas que involucren flujo bifásico en el medio poroso incluyen:
- 6.- La permeabilidad relativa es tratada como una función de la saturación y relaciones similares a la de Corey (1954) pueden usarse.
- 7.- La porosidad, ϕ , es una función de la presión.

Finalmente, dos importantes propiedades de la roca que aparecen en las ecuaciones de balance son la densidad de la roca, ρ_r , y la entalpia, h_r . Para este estudio:

- 8.- La densidad de la roca es supuesta como una función unicamente del espacio.
- 9.- La entalpia de la roca es una función de la temperatura y puede ser descrita usando relaciones similares a aquellas presentadas por Dew y Martin (1965).

Ecuaciones Combinadas

Con las suposiciones de presión capilar y equilibrio termal, el número de ecuaciones de balance se reduce a cuatro (ecuación 75, 76, 81 y 85). Estas pueden reducirse substituyendo las ecuaciones 75 y 76 en las ecuaciones 81 y 85, obteniendose lo siguiente:

$$\frac{\partial(\frac{c}{\rho})}{\partial t} - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rs} \rho_s}{\mu_s} \cdot (\nabla p - \rho_s g \nabla D) \right]$$

$$- \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rw} \rho_w}{\mu_w} \cdot (\nabla p - \rho_w g \nabla D) \right] - q_w' - q_s' = 0. \quad (88)$$

y

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} [\phi \rho h + (1-\phi) \rho_r h_r] - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rs} \rho_s h_s}{\mu_s} \cdot (\nabla p - \rho_s g \nabla D) \right] \\
 & - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rw} \rho_w h_w}{\mu_w} \cdot (\nabla p - \rho_w g \nabla D) \right] - \nabla \cdot (K_m \nabla T) - q'_s h'_s - q'_w h'_w \\
 & - \left[\frac{\partial(\phi \rho)}{\partial t} + (v_s + v_w) \cdot \nabla \rho \right] = 0 \quad (89)
 \end{aligned}$$

donde por conveniencia, no se sustituyo para la velocidad en el término de compresibilidad. La temperatura derivativa en el término conducción-dispersión en la ecuación 89 puede ser expresada en términos de las variables dependientes incognitas, presión y entalpía, usando la regla de la cadena de la diferenciación, obteniendose,

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} [\phi \rho h + (1-\phi) \rho_r h_r] - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rs} \rho_s h_s}{\mu_s} \cdot (\nabla p - \rho_s g \nabla D) \right] \\
 & - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rw} \rho_w h_w}{\mu_w} \cdot (\nabla p - \rho_w g \nabla D) \right] - \nabla \cdot \left[K_m \left(\frac{\partial T}{\partial p} \right)_h \nabla p \right. \\
 & \left. + K_m \left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)_p \nabla h \right] - q'_s h'_s - q'_w h'_w - \left[\frac{\partial(\phi \rho)}{\partial t} + (v_s + v_w) \cdot \nabla \rho \right] = 0. \quad (90)
 \end{aligned}$$

También, empleando la regla de la cadena de la diferenciación, los tiempos
derivativos en las ecuaciones 88 y 90 pueden ser expandidos en términos de
la presión y la entalpía dando,

$$\begin{aligned}
 & \left[\rho \frac{d\phi}{dp} + \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)_h \right] \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \left(\frac{\partial \rho}{\partial h} \right)_p \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rs} \rho}{\mu_s} (\nabla p - \rho_s g \nabla D) \right] \\
 & - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rw} \rho}{\mu_w} (\nabla p - \rho_w g \nabla D) \right] - q_w' - q_s' = 0. \quad (91)
 \end{aligned}$$

y,

$$\begin{aligned}
 & \left[(\rho h - \rho_r h_r) \frac{d\phi}{dp} + \phi h \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)_h + (1-\phi) \rho_r \frac{dh_r}{dT} \left(\frac{\partial T}{\partial p} \right)_h \right] \frac{\partial p}{\partial t} \\
 & + \left[\phi h \left(\frac{\partial \rho}{\partial h} \right)_p + (1-\phi) \rho_r \frac{dh_r}{dT} \left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)_p + \phi \rho \right] \frac{\partial h}{\partial t} \\
 & - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rs} \rho_s h_s}{\mu_s} (\nabla p - \rho_s g \nabla D) \right] - \nabla \cdot \left[\frac{k k_{rw} \rho_w h_w}{\mu_w} (\nabla p - \rho_w g \nabla D) \right] \\
 & - \nabla \cdot \left[K_m \left(\frac{\partial T}{\partial p} \right)_h \nabla p + K_m \left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)_p \nabla h \right] - q_s' h_s' - q_w' h_w' - \left[\frac{\partial(\phi p)}{\partial t} (v_s + v_w) \cdot \nabla p \right] \\
 & = 0. \quad (92)
 \end{aligned}$$

Las ecuaciones 91 y 92 describen el flujo bifásico de calor en un sistema roca-agua-vapor; sin embargo, con menores modificaciones, estas ecuaciones también describen el flujo de calor en un sistema vapor-roca y agua-roca. Cuando el vapor o el agua están ausentes, la saturación de la fase ausente es cero y la de la fase existente es uno. Además, se supone que la permeabilidad relativa de la fase ausente es cero y la de la fase existente es uno. Por tanto, las ecuaciones 91 y 92 se reducen a las ecuaciones apropiadas tanto para la región de agua compresionada como para la región de vapor supercalentado.

Una solución para estas ecuaciones determinará si una locación especificada contiene agua compresionada, una mezcla de vapor-agua o vapor supercalentado.

Términos Fuente

Los términos fuente de masa y energía aparecen en las ecuaciones combinadas (ecuaciones 91 y 92). Estos términos representan la cantidad de masa y calor perdido (o ganado) por los pozos. En la región de dos fases, la cantidad de gasto de masa perdida a un pozo está definida como,

$$q'_m = q'_s + q'_w \quad (93)$$

y el gasto total de pérdida de energía a un pozo como,

$$q'_h = h'_s q'_s + h'_w q'_w \quad (94)$$

donde un gasto negativo indica una pérdida desde el yacimiento. El gasto de producción de vapor puede ser determinado por el flujo fraccional de la fase vapor sobre una base de transporte de masa como sigue:

$$q'_s = \alpha_s q'_m, \quad (95)$$

donde

$$\alpha_s = k_{rs} / (k_{rs} + \frac{\rho_w u_s}{\rho_s u_w} k_{r,v}).$$

Ya que h'_g y h'_w son funciones conocidas de presión y el flujo de masa total, q'_m , es especificado, q'_g se calcula usando la ecuación 95, y q'_w se calcula usando la ecuación 94.

Condiciones de Frontera

Las ecuaciones combinadas de masa y energía, 91 y 92, juntos comprenden un par de ecuaciones diferenciales-parciales, no lineales, de segundo orden. Como tales, se requieren dos condiciones de frontera (una en términos de presión y otra en términos de entalpía) en las fronteras. Para ambas variables, son admisibles tres tipos de condiciones de frontera, a saber:

- 1) La presión o la entalpía pueden especificarse en la superficie de la frontera.

- 2) Las derivativas espaciales de presión o entalpía pueden especificarse en la frontera. Estas condiciones de frontera incorporan los términos de flujo para masa y energía.
- 3) Ciertas combinaciones de presión y entalpía y sus respectivas derivativas espaciales pueden especificarse en la frontera. Esto es lo que se conoce como condición de frontera mezclada.

Actualmente solo son necesarios pocos tipos de las condiciones de frontera anteriores para la simulación de problemas reales del yacimiento. Quizás la más común de estas es la especificación de flujos en las fronteras. Frecuentemente el flujo es especificado como cero. Para especificación de un flujo de masa,

$$q_m^* = - \left(\frac{h_s^k r_s^k \rho_s}{\mu_s} + \frac{h_w^k r_w^k \rho_w}{\mu_w} \right) \frac{\partial (p - \rho q D)}{\partial n} \quad (96)$$

donde q_m^* es el flujo de masa especificado en la frontera. Si un flujo de masa es especificado, también debe especificarse un flujo de energía convectiva acorde a una ecuación análoga a la ecuación 94.

$$q_h^* = q_s^* h_s^* + q_w^* h_w^* \quad (97)$$

donde h_s^* , y h_w^* son la presión-dependiente del agua saturada y entalpía del vapor y q_s^* y q_w^* son los flujos fraccionales de vapor y agua en la frontera. El flujo total de energía para el caso general consiste de dos partes,

$$q_{th}^* = q_h^* + q_h^{**} \quad (98)$$

donde q_h^{**} representa el flujo de calor conductivo en la frontera y está determinado por

$$q_h^{**} = - \kappa_r \left. \frac{\partial T}{\partial n} \right|_{\text{frontera}} \quad (99)$$

Una condición de frontera a presión constante también puede ser encontrada. Ya que esto implica un flujo de masa en la frontera, también implica, por lo tanto, un flujo de energía convectiva. Para determinar el flujo de energía convectiva, el flujo de masa es calculado de la ecuación 96 y usado en la ecuación 97.

Faust y Mercur también desarrollaron ecuaciones de balance, las cuales son integradas verticalmente en el yacimiento. El procedimiento para la integración vertical es bien conocido y se ha usado por varios años para sistemas hidrodinámicos de agua superficial y posteriormente se ha introducido a la hidrología. Es, sin embargo, una herramienta útil para asegurar que sea obtenida una formulación areal consistente de las ecuaciones en tres dimensiones. En algunas formas, el procedimiento es análogo al del volumen promedio detallado anteriormente y, por lo tanto, sufre las mismas limitaciones. El desarrollo de las ecuaciones se puede encontrar en Faust y Mercur (1977).

2.- Modelo Numérico

El modelo numérico utilizado para resolver las ecuaciones 91 y 92, combina una aproximación de elemento finito Galerkin para la solución en el espacio con una aproximación por diferencias finitas en el tiempo. Este método está bien documentado (Zienkiewicz, 1971).

Las ecuaciones diferenciales parciales 91 y 92 son transformadas a ecuaciones integrales aproximadas utilizando el criterio Galerkin. Las ecuaciones integrales son resueltas simultáneamente usando el método del elemento finito. En esta proposición, las variables dependientes, presión (p) y entalpía (h), son aproximadas mediante descomposición polinomial, y el problema se reduce a la determinación de los coeficientes de los polinomios.

Para aplicar el método del elemento finito, la región de interés es dividida dentro de subdominios llamados "elementos finitos" los cuales están conectados a "puntos nodales".

Aunque el modelo está diseñado para elementos de orden superior, se emplean elementos lineales para los problemas de una dimensión, y elementos cuadriláteros lineales para los problemas de dos dimensiones. Por tanto, son utilizados polinomios lineales, y la entalpía es determinada en los puntos nodales.

Para problemas de flujo transitorio (dependiente del tiempo), es práctica común aproximar el tiempo derivativo mediante técnicas de diferencias finitas. La solución procede a través del tiempo utilizando los valores de presión y entalpía del intervalo de tiempo predecesor como condiciones iniciales para el intervalo de tiempo actual.

El método de elemento finito Galerkin ofrece varias ventajas. Ya que la forma de los elementos finitos puede ser arbitraria, esta proposición proporciona buenas aproximaciones de las fronteras externa e interna. Para problemas lineales que involucran frentes pronunciados, el método del elemento finito ha proporcionado los mejores resultados (menor dispersión numérica) que los métodos de diferencias finitas (Price, Cavendish y Varga, 1968). También es posible representar coeficientes de las ecuaciones diferenciales parciales los cuales varían en el espacio (por ejemplo, permeabilidad y densidad) como funciones descompuestas sobre cada elemento (Pinder, Prind y Papadopoulos, 1973). Por todo lo anterior, se seleccionó la proposición de elemento finito Galerkin para este modelo de simulación geotermal.

3.- Evaluación del Modelo

El modelo de Faust y Mercer es el modelo multifásico de yacimientos geotermales mas ampliamente probado y documentado, disponible al público. Este modelo ha sido cuidadosamente desarrollado y emplea las metodologías mas recientes tanto en su formulación matemática como en la solución numérica de las ecuaciones de aproximación resultantes. Uno de los aspectos mas importantes es la reducción de la formulación en tres dimensiones a dos dimensiones a través de integración vertical.

Mediante el modelo integrado verticalmente se pueden realizar considerables ahorros en horas-hombre y tiempo de computo.

Este modelo es válido para agua compresionada, mezclas de dos fases y vapor supercalentado; de esta forma es posible simular tanto sistemas hidrotermales de agua caliente como de vapor, así como la conversión de un sistema de agua caliente a un sistema de dos fases.

La única gran deficiencia en este modelo es la falta de un simulador preciso de la vecindad del pozo. De esta forma, el modelo es esencialmente restringido a aplicaciones en regiones cercanas al pozo.

Como se mencionó anteriormente, este modelo ha sido probado extensamente y ha sido aplicado a una serie de situaciones físicas. Algunos

de los problemas que se han considerado son:

- 1) Flujo de fase simple en una dimensión: es un problema que tiene solución analítica.
- 2) Flujo en dos fases en una sección transversal hipotética, diseñado para evaluar la validez de las suposiciones usadas en el modelo areal integrado verticalmente. Este modelo consistió de 48 o 80 bloques de la malla espaciados con la misma longitud.
- 3) Yacimiento hipotético de tres dimensiones, usado para evaluar la capacidad del modelo areal para reproducir sistemas de tres dimensiones.
- 4) Yacimiento hipotético de tres dimensiones simulado usando el modelo areal integrado verticalmente.
- 5) Modelo de sección transversal vertical del yacimiento geotermal Wairakei, en Nueva Zelanda.

Las principales conclusiones a que se llegó con estas pruebas fueron:

- a) Es aceptable la suposición de que las propiedades son uniformes verticalmente para sistemas de agua caliente y de dos fases en yacimientos de poco espesor.

- b) La suposición de no segregación gravitacional o variación vertical en las propiedades termodinámicas, para la mayoría de los problemas bifásicos, da presiones y saturaciones erróneas, proporcionando una incorrecta predicción sobre el depresionamiento temprano del yacimiento.
- c) El modelo de equilibrio vertical es más útil para yacimientos menores de 500 metros de espesor con relativamente alta permeabilidad y con pequeño casquete de vapor.

4.- Programación del modelo de Faust-Mercer

En esta parte del presente trabajo es necesario hacer el siguiente comentario. El listado del programa de simulación mediante el modelo desarrollado por Charles Faust y James Mercer proviene de un donativo⁷ realizado por dichos investigadores a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de México. Dado que dicho programa contiene una serie de comentarios mediante los cuales es posible visualizar el procedimiento que se sigue, la única modificación que se realizó al listado original consistió en la traducción al español de dichos comentarios para hacerlo, de esta forma, accesible al posible usuario.

Se incluyó dicho listado con la finalidad de enriquecer el presente trabajo y teniendo en mente que el posible usuario no utilizará el programa con fines lucrativos, sino como una herramienta de investigación y planeación de la explotación de los yacimientos geotérmicos mexicanos.

Este programa, en lenguaje de computación FORTRAN, fue cargado y corrido en una computadora VAX/VMS Versión BJT, de la Digital Equipment Corporation, del Centro de Cálculo de la Facultad de Ingeniería (CECAFI).

PROGRAMA PRINCIPAL

IMPLICIT REAL*(A-H,O-Z)

SIMULACION DE YACIMIENTOS GEOTERMIALES LIQUIDO-VAPOR DOMINADO
MEDIANTE TECNICAS DE DIFERENCIAS FINITAS.

MINIWI(250 NUCLEO, DIMENSION A Y K PARA CADA PROBLEMA:
A(NBR,NBR), R(NBR)
DIMENSION I(300,43), R(300)
COMMON /INPUT/ PHI(20,10), YK(20,10), PK(20,10), H(20,10), XC(1400), XI(400), KP(20,10), NPP(200,2), DX(20), OY(10), DZ(20,10), O(20,10)
COMMON /CONTROL/ NK, NX, NXX, NY, NYY, NR, NHR, NT, CFLT, TIME, PHFWT, DF, XCC,
1COND, CDFP, CTA, IPRT
COMMON /GR/ I(21,10), HX(21,10), EX(21,10), AY(20,11), BX(20,11), EY(120,11), TX(21,10), TKX(21,10), TY(20,11), TYK(20,11), XM(20,10), XWASS(220,10), FM(20,10), ENERGY(20,10), C(20,10), O(20,10), F(20,10), G(20,10)
3, OH(20,10), X(20,10), T(20,10), DTF(20,10), DTH(20,10), PHIO(20,10), P40(20,10)
COMMON /EXTPA/ NR, NRF
COMMON /CHECK/ IND(200), INOLD(200)

LECTURA DE DATOS -
CALL GDATA(JOPT)

NKK=NK

DIMENSIONAMIENTO -
NRHD=NR
NREQ=NR

CALCULO DE LOS TERMINOS DE TRANSMISIBILIDAD -
CALL TALKCOY,DX,DZ, XN, YK, TY, TYK, TX, TKX, XCC, NY, NX, NXX)

CALCULO DE LA ANCHURA DE BANDA DE LA MATRIZ GENERADA -
CALL MATRINP, NY, NX, NRF, NRW)

AJUSTE DE LAS CONDICIONES DE LA FASE INICIAL

CALCULO DE LA REGION TERMODINAMICA -

CALL PHREG(IND)

DO 10 K=1, NR
10 INOLD(K)=IND(K)

CALCULO DEL BALANCE INICIAL -

CALL BALNCP(O, NKK, PCFR)

TIEMPO DEL CICLO -

DO 100 I=1, NT

CICLO ITERATIVO -

DO 130 KKK=1, NK

CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE LAS PROPIEDADES -

CALL PRPTY(L, KKK)

INICIALIZACION DE LOS ARREGLOS DE FRONTERA -

DO 20 I=1, NX

AY(I,1)=0.00

BY(I,1)=0.00

FY(I,1)=0.00

AY(I, NYY)=0.00

20 BY(I, NYY)=0.00

FY(I, NYY)=0.00

DO 30 J=1, NY

AX(I, J)=0.00

PX(I, J)=0.00

FX(I, J)=0.00

AX(NXX, J)=0.00

PX(NXX, J)=0.00

30 FX(NXX, J)=0.00

```

DO 50 I=1,NY
DO 40 J=1,NX
PONDERACION DE LA PRESION CONSTANTE ARRIBA DEL FLUJO -
ALPHA=1.00
IF (P(I-1,J).GT.P(I,J)) ALPHA=0.00
IF (IOPT.EQ.1) GO TO 40
PONDERACION EN EL PUNTO MEDIO -
ALPHA=0.5*(1+(OX(I)+OX(I-1)))
40 FY(I,J)=(ALPHA*XN(I,J)+(1.0-ALPHA)*XO(I-1,J))+TY(I,J)
X(I,J)=(ALPHA*DTP(I,J)+(1.0-ALPHA)*DTP(I-1,J))+TX(I,J)+(ALPHA*TM
1(I,J)+(1.0-ALPHA)*TM(I-1,J))*TY(I,J)
50 HY(I,J)=(ALPHA*DTM(I,J)+(1.0-ALPHA)*DTM(I-1,J))+TM(I,J)
C
DO 70 I=1,NY
DO 70 J=2,NX
ALPHA=1.00
IF (P(I,J-1).GT.P(I,J)) ALPHA=0.00
IF (IOPT.EQ.1) GO TO 60
PONDERACION EN EL PUNTO MEDIO -
ALPHA=0.5*(1+(OY(J)+OY(J-1)))
60 FY(I,J)=(ALPHA*XN(I,J)+(1.0-ALPHA)*XN(I,J-1))+TY(I,J)
INDICEDU PARA DOS FASES
AY(I,J)=(ALPHA*UTP(I,J)+(1.0-ALPHA)*DTP(I,J-1))*TY(I,J)+(ALPHA*TM
1(I,J)+(1.0-ALPHA)*TM(I,J-1))*TY(I,J)
70 HY(I,J)=(ALPHA*DTM(I,J)+(1.0-ALPHA)*DTM(I,J-1))*TM(I,J)
C
FORMA FINAL DE LA ECUACION MATRICIAL -
CALL FORMEQ(A,P,NRR,NRFD)
*****
IHALF=(NRW-1)/2
C
TRIANGULARIZACION -
CALL SOLVF(1,A,R,NR,IHALF,NRR,NRFD)
*****
C
SOLUCION -
CALL SOLVF(2,A,R,NR,IHALF,NRR,NRFD)
*****
DO 80 K=1,NH
X1(2*K-1)=X1(2*K-1)+R(2*K-1)

```

```

80 Y1(2*K)Y1(2*K)+R(2*K)
IF (KKK.NF.1) GO TO 110
85 CONTINUE
CALL PWRFG(IND)
*****
C
OCURRE UNA CONVERSION ? -
DO 100 K=1,NR
100 INDDLD(K)=TND(K)
GO TO 105
110 CONTINUE
IF (KKK.GF.4) GO TO 85
105 CONTINUE
DO 120 K=1,NP
Y=NRD(K-1)
J=NDP(K-2)
P(I,J)=X1(2*K-1)
120 H(I,J)=X1(2*K)
WRITE (6,190) KKK
C
CALCULO DEL BALANCE DE MASA Y CALOR -
CALL BALNCF(1,KKK,PCEF)
*****
FRRDARS(PCEF)
CONSERVACION DEL FPROP DEL BALANCE DE ENERGIA PARA DETERMINAR EL NUMERO
DE ITERACIONES -
IF (FRR.LT.0.02) GO TO 140
130 CONTINUE
GO TO 160
140 CONTINUE
DO 150 I=1,NX
DO 150 J=1,NY

```

```

XMASS(I,J)=YM(I,J)
150 FENERGY(I,J)=FN(I,J)
160 CONTINUE
C
C
FIN DEL CICLO ITERATIVO
DO 170 K=1,NBR
170 X(K)=X1(K)
TIME=TIME+DELT
C
C
C
IMPRESION DE RESULTADOS -
CALL PDATA(P,H,TIME,L,NY,NX)
*****
180 CONTINUE
C
C
FIN DEL TIEMPO DEL CICLO
STOP
C
190 FORMAT (//15X,'NUMERO DE ITERACION,15)
END

```

```

SUBROUTINE GOATE(IOPT)
*****
IMPLICIT REAL*8(A-H,O-Z)
C
C
ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA
LA LECTURA Y ESCRITURA DE LA INFORMACION DEL PROBLEMA
-----
DIMENSION TITL(20)
C
COMMON /INPUT/ PHI(20,10),XK(20,10),YK(20,10),P(20,10),H(20,10),X(
1400),X1(400),NP(20,10),NPP(200,7),DX(20),DY(10),DZ(20,10),O(20,10)
COMMON /CONTROL/ NK,NX,NXX,NY,NYY,NR,NBR,NT,DELT,TIME,PHFWT,OF,XFC
1COND,COEF,RETA,IPRT
COMMON /WORK/ AX(21,10),BX(21,10),FX(21,10),AY(20,11),RY(20,11),EY
1(20,11),TX(21,10),TXK(21,10),TY(20,11),TYK(20,11),XM(20,10),XMASS(
270,10),FW(20,10),ENERGY(20,10),C(20,10),D(20,10),F(20,10),G(20,10)
3,OH(20,10),XM(20,10),YM(20,10),DTP(20,10),DTH(20,10),PHIO(20,10),P
4OLD(20,10)
COMMON /EXTRA/ MRW,MRE
-----
C
LECTURA Y ESCRITURA DE UNIDADES -
NR=5
NW=6
C
C
INICIALIZACION DEL TIEMPO DE LA SIMULACION -
TIME=0.00
C
C
LECTURA Y ESCRITURA DEL TITULO DEL PROBLEMA -
READ (NR,200) TITLE
WRITE (NW,200)
WRITE (NW,300) TITLE
C
LECTURA Y ESCRITURA DE LA INFORMACION DE DIFERENCIAS FINITAS -
READ (NR,310) NX,NY,NR,NK,NT,NS,MRE,IOPT,IPRT
NX - NUMERO DE COLUMNAS (X-DIRECCION)
NY - NUMERO DE RENGLONES (Y-DIRECCION)
NR - NUMERO DE BLOQUES DIFERENTES DE CERO
NK - NUMERO MAXIMO DE ITERACIONES NEWTON
NT - NUMERO MAXIMO DE INTERVALOS DE TIEMPO
NS - NUMERO DE FUENTES
MRE - ANCHURA ESTIMADA DE HANDA
IOPT - LFFR 1 PARA PONDERAR LA PRESION FLUJO CORRIENTE ARRIBA;
2 PARA PONDERAR EN EL PUNTO MEDIO
IPRT - NUMERO DE INTERVALOS DE TIEMPO ENTRE IMPRESION DE DATOS
TERMO
WRITE (NW,20)
WRITE (NW,330) NX,NY,NR,NK,NT,NS,MRE,IOPT,IPRT
NXX=NX+1
NYY=NY+1
NBR=2+NBR
NBR - NUMERO TOTAL DE ECUACIONES

```

PARAMETROS DE TIEMPO -
 READ (NR,340) DFLT
 DFLT = INTERVALO DE TIEMPO EN SEGUNDOS
 WRITE (NR,370) DFLT

CLAVE DE DATOS -
 READ (NR,310) KOD1,KOD2,KOD3,KOD4,KOD5,KOD6,KOD7,KOD8,KOD9
 KOD1 - LFFR 1 SI Y-ESPACIAMIENTO ES CONSTANTE
 KOD2 - LFFR 2 SI Y-ESPACIAMIENTO ES CONSTANTE
 KOD3 - LFFR 1 SI LA PRESION INICIAL ES CONSTANTE
 KOD4 - LFFR 1 SI LA ENTALPIA INICIAL ES CONSTANTE
 KOD5 - LFFR 1 SI LA X-PERMEABILIDAD ES CONSTANTE
 KOD6 - LFFR 1 SI LA Y-PERMEABILIDAD ES CONSTANTE
 KOD7 - LFFR 1 SI LA POROSIDAD INICIAL ES CONSTANTE
 KOD8 - LFFR 1 SI LA TEMPERATURA DE LA FORMACION ES CONSTANTE
 KOD9 - LFFR 1 SI LA TEMPERATURA ES LEIDA EN LUGAR DE LA ENTALPIA
 WRITE (NR,260) KOD1,KOD2,KOD3,KOD4,KOD5,KOD6,KOD7,KOD8,KOD9

ESPACIAMIENTO -
 IF (KOD1.FO.1) GO TO 10
 READ (NR,340) (DX(I),I=1,NX)
 GO TO 30
 10 READ (NR,340) DX1
 DO 20 I=1,NX
 20 DX(I)=DX1
 30 WRITE (NR,350)
 WRITE (NR,390) (DX(I),I=1,NX)

IF (KOD2.FO.1) GO TO 40
 READ (NR,340) (DY(J),J=1,NY)
 GO TO 60
 40 READ (NR,340) DY1
 DO 50 J=1,NY
 50 DY(J)=DY1
 60 WRITE (NR,360)
 WRITE (NR,390) (DY(J),J=1,NY)

PRESION -
 WRITE (NR,380)
 CALL READ(P,KOD3,NY,NX)

ENTALPIA -
 IF (KOD9.FO.1) WRITE (NR,270)
 IF (KOD9.FO.1) WRITE (NR,400)
 CALL READ(H,KOD4,NY,NX)

 IF (KOD9.FO.1) GO TO 100

LECTURA DE TEMPERATURAS (SUPONIENDO REGION DE AGUA COMPRESIONADA)
 CALCULO DE LA ENTALPIA APLICANDO EL METODO DE NEWTON-RAPHSON
 DO 80 J=1,NX
 DO 90 I=1,NY
 IF (H(I,J).EQ.0) GO TO 80
 T=H(I,J)
 H(I,J)=T*41841004.18
 PP=P(I,J)*0.1**7
 HH=H(I,J)*0.1**7
 DO 70 JJ=1,3
 TT=-2.41231+2.56222D-01*HH-9.3145D-03*PP*PP-2.2568D-05*HH*HH
 DT=2.56222D-01-4.51360D-05*HH
 DH=-(T-T)/DT

70 HH=HH+DH
 CONTINUE
 H(I,J)=HH*10.**7
 80 CONTINUE
 WRITE (NR,400)
 DO 90 I=1,NY
 90 WRITE (NR,390) (H(I,J),I=1,NX)
 100 CONTINUE

PERMEABILIDAD "X" Y "Y" -
WRITE (NW,410)
CALL PFRD(XK,KO06,NY,NX)

WRITE (NW,420)
CALL PFRD(YK,KO06,NY,NX)

POPOSIDAD -
WRITE (NW,430)
CALL PFRD(PHT,KO07,NY,NX)

SALVAR PERDION Y POPOSIDAD INICIAL -
DO 110 I=1,NX
DO 110 J=1,NY
110 POLD(I,J)=P(I,J)
PHIO(I,J)=PHT(I,J)

ESPESOR DEL YACIMIENTO (POR BLOQUES) -
WRITE (NW,440)
CALL PFRD(DZ,KO08,NY,NX)

FUENTE/PERDIDA (C/SEG) -
WRITE (NW,450)
DO 120 J=1,NY
DO 120 I=1,NX
120 Q(I,J)=0.00
IF (NS.EQ.0) GO TO 140
DO 130 K=1,N5

130 PFRD (NW,460) I,J,Q(I,J)
WRITE (NW,470) I,J,Q(I,J)

PROPIEDADES DE LA ROCA -
140 PFRD (NW,480) XK,COND,PHFWT,DF,BETA
XK - CONDUCTIVIDAD TERMAL DEL MEDIO.
COND - CONDUCTIVIDAD TERMAL DE LA CADA CONFINANTE.
PHFWT - ENTALPIA DERIVATIVA DE LA ROCA W.R.T. TEMPERATURA.
DF - DENSIDAD DE LA ROCA.
BETA - COMPRESIBILIDAD DE LA ROCA.
WRITE (NW,490) XK,COND,PHFWT,DF,BETA

CALCULO DE LOS COEFICIENTES PARA LA PERDIDA DE CONDUCTIVIDAD -
IF (COND.LT.0.1) GO TO 150
COFF=DF*PHFWT/COND
GO TO 160
150 COFF=0.00
160 CONTINUE

NUMERO DE BLOQUES DE LA MALLA -
NP(I,J) - SECUENCIA NUMERICA DE BLOQUES I,J
IRN=0
DO 170 I=1,NX
DO 180 J=1,NY
IF (DZ(I,J).LT.0.001) GO TO 170
IRN=IRN+1
NP(I,J)=IRN
GO TO 180
170 NP(I,J)=0
180 CONTINUE
190 CONTINUE
WRITE (NW,240)
DO 200 J=1,NY
200 *RTTF (NW,250) (NP(I,J),I=1,NA)

CALCULO DE I,J PARA CADA NUMERO SECUCNIAL DE BLOQUE -
DO 220 I=1,NX
DO 220 J=1,NY
IJ=NP(I,J)

```

IF (TJ.FO.0) GO TO 220
NDD(I,J)=1
NPP(I,J)=1
GO TO 220
220 CONTINUE

```

```

INITIALIZACION DEL VECTOR SOLUCION -
DO 230 K=1,NH
  YI=NDD(I,1)
  JI=NDD(K,2)
  X(2*K-1)=P(I,I,JJ)
  X1(2*K-1)=P(I,I,JJ)
  X(2*K)=H(I,I,JJ)
  X1(2*K)=H(I,I,JJ)
230 CONTINUE
RETURN

```

```

240 FORMAT (11X,15HNUNFRO DE REDES/11X,15(1H-))
250 FORMAT (11X,16T5)
260 FORMAT (////11X,5HCLAVE//11A,5(1H-)//11X,5T5)
270 FORMAT (////11X,19HTEMPERATURA INICIAL/11X,19(1H-)//)
280 FORMAT (20A4)
290 FORMAT (1H1,////35X,75HANALISIS FLUJO VAPOR-AGUA//)
300 FORMAT (11X,70(1H*)//11X,20A4//11X,70(1H*)//)

```

```

310 FORMAT (16T5)
320 FORMAT (11X,75HDATOS DIFERENCIAS FINITAS/11X,25(1H-))
330 FORMAT (1H .10X,1HNUMERO DE .2X,7HCOLUMNAS,123/21X,1H-.2X,4HRENG,
12K/21X,1H-.2X,15HREGURS NO-CED,15/21X,1H-.2X,18HITERACIONES MA
2TMS,112/21X,1H-.2X,18HMAX. PASOS,112/21X,1H-.2X,7HFUENTES MA
3,123/21X,1H-.2X,19HAMPLIT. BANDA ESTND,111/21X,1H-.2X,16HOPC. POND
SERACION,114/21X,1H-.2X,15HOPC. IMPRESION,115//)
340 FORMAT (8C10.0)
350 FORMAT (////11X,28HESPACIAMIENTO EN X-DIRECCION/11X,28(1H-))
360 FORMAT (////11X,28HESPACIAMIENTO EN Y-DIRECCION/11X,28(1H-))
370 FORMAT (////11X,17HPARAMETROS TFMPO/11X,17(1H-)//11X,31HPASO INI
CIAL TFMPO EN SEGUNDOS,G22.8/)
380 FORMAT (////11X,15HPRESION INICIAL/11X,15(1H-))
390 FORMAT (////11X,24G12.5,2X))
400 FORMAT (////11X,16HENTALPTA INICIAL/11X,16(1H-))
410 FORMAT (////11X,15HX-PERMEABILIDAD/11X,15(1H-))
420 FORMAT (////11X,15HY-PERMEABILIDAD/11X,15(1H-))
430 FORMAT (////11X,17HPROSIDAD INICIAL/11X,17(1H-))
440 FORMAT (////11X,18HFESPESOR YACIMIENTO/11X,18(1H-))
450 FORMAT (////11X,7HFUENTES/11X,7(1H-))
460 FORMAT (215,G15,0)
470 FORMAT (11X,215,G15,8)
480 FORMAT (/1116HPROPIEDADES ROCA/11X,16(1H-)/11X,27HCONDUCTIVIDAD
1 TFRMAL MEDIO-C/17.5/11X,29HCOND. TFRMAL CAPA CONFINANTE-G10.3/11X
2,25HENTALPTA PRIVATIVA ROCA-G20.5/11X,14HDENSIDAD ROCA-G32.5/11X
3,COMPRESIBILIDAD ROCA-.G24.5/)
END

```

```

SUBROUTINE READ(DUM,KUDF,NY,NX)
*****
IMPLICIT REAL*(R(4-H,O-Z))

```

ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA
LECTURA DE LOS ARREGLOS EN DOS DIMENSIONES.

DIMENSION DUM(20,10)

```

NR=5
NW=6
IF (KODF.FO.1) GO TO 20
DO 10 I=1,NY
  10 READ (NR,70) (DUM(I,J),I=1,NX)
  GO TO 40
  20 READ (NR,70) DUM1
  DO 30 J=1,NX
  DO 30 I=1,NY
  30 DUM(I,1)=DUM1
  40 DO 50 J=1,NY

```

50 WRITE (*,60) (I,J),I=1,NX
PFLUJ=

60 FORMAT (Z(11X,E(612.5,2X)))

70 FORMAT ('(9C10.6)

END

SUBROUTINE YCALCOY(DX,DZ,YK,YK,TI,TK,TX,TAF,XKC,NY,DX,NYY,NXX)

IMPLICIT REAL*(A-H,O-Z)

ESTA SUBROUTINA, ILAMEN/A DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA
EL CALCULO DE LOS TERMINOS DE TRANSMISIBILIDAD.

DEFINICION DE ION, DX(20), DZ(20), XK(20), YK(20), YX(20), YZ(20),
11), TK(20), TX(20), TXK(20)

CALCULO DE LOS TERMINOS DE TRANSMISIBILIDAD EN LA X-DIRECCION -

DO 10 J=1,NY

SI HAY SOLO UNA COLUMNA, SE SALTAN LOS CALCULOS -

IF (NX.EQ.1) GO TO 20

DO 10 I=2,NX

TXC=DY(J)*DZ(I-1,J)/DX(I-1)

TXD=DY(J)*DZ(I,J)/DX(I)

TXA=TXC+XK(I-1,J)

TXB=TXD+XK(I,J)

TTT=TXA+TXB

IF (TTT.EQ.0.0) GO TO 10

TERMINO DE PERMEABILIDAD -

TX(I,J)=2.0*TXA+TXB/TTT

TERMINO DE CONDUCCION DE CALOR

TXK(I,J)=2.0*TXC+TXD/(TXC+TXD)*XKC

10 CONTINUE

20 CONTINUE

CALCULO DE LOS TERMINOS DE TRANSMISIBILIDAD EN LA Y-DIRECCION -

DO 30 I=1,NX

IF (NY.EQ.1) GO TO 40

DO 30 J=2,NY

TYC=DX(I)*DZ(I,J-1)/DY(J-1)

TYD=DX(I)*DZ(I,J)/DY(J)

TYA=TYC+YK(I,J-1)

TYB=TYD+YK(I,J)

TTT=TYA+TYB

IF (TTT.EQ.0.0) GO TO 30

TY(I,J)=2.0*TYA+TYB/TTT

TYK(I,J)=2.0*TYC+TYD/(TYC+TYD)*XKC

30 CONTINUE

40 CONTINUE

HACER LA TRANSMISIBILIDAD DE LOS BLOQUES FRONTERA (MALLA
RECTANGULAR REGULAR) IGUAL A CERO (SIN FLUJO) -

DO 50 I=1,NX

TY(I,1)=0.00

TYK(I,1)=0.00

TY(I,NYY)=0.00

50 TYK(I,NYY)=0.00

DO 60 J=1,NY

TX(1,J)=0.00

TXK(1,J)=0.00

TX(NXX,J)=0.00

60 TXK(NXX,J)=0.00

ACOMODAR

DO 80 I=1,NX

DO 70 J=1,NY

IF (DZ(I,1).GT.0.00) GO TO 70

TX(I+1,J)=0.00

- 95 -

```

TXK(I+1,J)=0.00
TY(I,J+1)=0.00
TYK(I,J+1)=0.00
TXK(I,J)=0.00
TX(I,J)=0.00
TYK(I,J)=0.00
TY(I,J)=0.00
70 CONTINUE
80 CONTINUE
RETURN
END
SUBROUTINE MATR(NP,NY,NX,MHF,MB)
*****
IMPLICIT REAL*8(A-H,O-Z)

```

ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA EL CALCULO DE LA AMPLITUD DE BANDA DE LA MATRIZ GENERADA.

DIMENSION N(5), NP(20,10)

```

CALCULO DE LA MAXIMA DIFERENCIA ENTRE LOS NUMEROS DE BLOQUES SECUEN-
CIALES ADYACENTES -
MM=0
DO 80 I=1,NX
DO 70 J=1,NY
DO 10 KK=1,4
10 N(KK)=0
I1=I-1
I2=I+1
J1=J-1
J2=J+1
IF (I1.FO.0) GO TO 20
N(1)=NP(I1,J)
20 CONTINUE
IF (I2.GT.NX) GO TO 30
N(3)=NP(I2,J)
30 CONTINUE
IF (J1.FO.0) GO TO 40
N(2)=NP(I,J1)
40 CONTINUE
IF (J2.GT.NY) GO TO 50
N(4)=NP(I,J2)
50 CONTINUE
N(5)=NP(I,J)
IF (N(5).FO.0) GO TO 70
DO 60 K=1,4
IF (N(K).FO.0) GO TO 60
CALCULO DE LA DIFERENCIA -

```

NN=N(5)-N(K)
IF (NN.LT.0) NN=-NN
CALCULO DE LA MAXIMA DIFERENCIA -
IF (NN.GT.MM) MM=NN

```

60 CONTINUE
70 CONTINUE
80 CONTINUE
CALCULO DE LA AMPLITUD DE LA BANDA -
MB=2*(2*MM+1)+1
PRINT 90, MB*.5HF
RETURN

```

```

90 FORMAT (//1X,'LA MAXIMA AMPLITUD DE BANDA ES ',I4.2X,'COMPARADA
1 A LA AMPLITUD DE BANDA ESTIMADA DE ',I4//)
END
SUBROUTINE PRPTY(L,KKK)
*****
IMPLICIT REAL*8(A-H,O-Z)

```

ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL. SE UTILIZA PARA
EL CALCULO DE LAS PROPIEDADES TERMODINAMICAS.

DIMENSION S=1(20,10), TEMP2(20,10), DEN2(20,10)
DIMENSION CG(20,10)

COMMON /INPUT/ PHI(20,10), XK(20,10), YK(20,10), P(20,10), H(20,10), X(
1400), XI(400), NP(20,10), NPP(200,2), OX(20), OY(10), OZ(20,10), OI(20,10)
COMMON /CONTROL/ NK, NX, NXX, NY, NYX, NB, NBR, NT, DELT, TIME, PHWT, DF, XNC,
ICOND, COEF, BETA, IPRT
COMMON /OUTPUT/ AX(21,10), BX(21,10), FX(21,10), AY(20,11), BY(20,11), EY
1(20,11), T1(21,10), TXK(21,10), TY(20,11), TYK(20,11), XW(20,10), XWSS(
20,10), FN(20,10), ENRGY(20,10), C(20,10), D(20,10), F(20,10), G(20,10),
3,0H(20,10), XK(20,10), TM(20,10), TTP(20,10), DTH(20,10), PHIO(20,10), P
40B(20,10)
COMMON /CHECK/ INB(200), INBLE(200)

DECLARACION DE FUNCIONES PARA LAS PROPIEDADES TERMODINAMICAS

F1(PX,HX)=1.00207+4.2667E-41PX-5.7486D-5*HX+5.02875D-7*HX*PX-1.2
14791D-7*HX*HX
F2(PX,HX)=-2.41231+2.56222D-1*HX-9.31415D-3*PX*PX-2.2568D-5*HX*HX
F3(PX,HX)=-2.26162D-5+0.04384E10*PX-1.79088D-5*PX*HX+3.69276D-8*P
X*PX
F4(PX,HX)=-374.0690D+47.99210D*PX-0.633406D0*PX*PX+7.39386D-5*HX*P
X-3.3372D6*HX/HX*PX*PX+0.0357154D0*PX/P /PX-1.1725D-5*HX*HX*PX*P
X-2.26861D15*HX/HX*HX*HX

F1 - DENSIDAD, REGION DE AGUA COMPRESIONADA
F2 - TEMPERATURA, REGION DE AGUA COMPRESIONADA
F3 - DENSIDAD, REGION DE VAPOR SUPERCALENTADO
F4 - TEMPERATURA, REGION DE VAPOR SUPERCALENTADO

NKK=NK

IF (L.NF.1) GO TO 20

IF (KKK.NF.1) GO TO 20

INICIALIZACION DE ARRREGLOS -

DO 10 J=1,NY

XN(I,J)=0.00

TM(I,J)=0.00

CI(I,J)=0.00

ND(I,J)=0.00

FI(I,J)=0.00

GI(I,J)=0.00

OH(I,J)=0.00

DTP(I,J)=0.00

DTH(I,J)=0.00

S=1(I,J)=0.00

DEN2(I,J)=0.00

TEMP2(I,J)=0.00

10 CONTINUE

20 CONTINUE

DO 80 I=1,NX

DO 80 J=1,NY

IF (OZ(I,J).EQ.0.00) GO TO 60

PP=P(I,J)

HH=H(I,J)

PP=PP*0.1**7

HH=HH*0.1**7

K=NP(I,J)

IF (INB(K)) 30,40,50

30 CONTINUE

REGION DE AGUA COMPRESIONADA -

DW=F1(PP,HH)

TEMP=F2(PP,HH)

PDWP=4.426070-11+5.028750-14*HH
PDWH=-5.474560-12+5.028750-14*PP-2.495820-14*HH
PTWP=-1.867830-9*PP
PTWH=2.562220-8-4.51360-12*HH
VISCOSTAD0 DEF. AGUA -

VW=1.00-6*(241.4*10.***(247.8/(TEMP+133.15)))

CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE LA ECUACION -

ESPACIO -
XN(I,J)=DW/VW
TM(I,J)=D4*HH/VW*10.**7
DTN(I,J)=PTWH

DTP(I,J)=PTWP
TFMP0 -
C(I,J)=PDWP*PHI(I,J)*HH*10.**7+PHFWT*PTWP*DF*(1.0-PHI(I,J))
CF(I,J)=C(I,J)+D5*PHI(I,J)*BETA*PHIO(I,J)-PHIO(I,J)*BETA*DF+PHFWT*TE
1MP
D(L,J)=PDW*PHI(I,J)*HH*10.**7+PHFWT*PTWH*DF*(1.0-PHI(I,J))+D6*DTN
1(I,J)
F(I,J)=PHI(I,J)*PDWP+DWBETA*PHIO(I,J)
G(I,J)=PHI(I,J)*PDWH

SWI(I,J)=1.00
TEMP2(I,J)=TEMP
DEN2(I,J)=DW
DFSCARGO DE CALOR -
QH(I,J)=C(I,J)*HH*10.**7
GO TO 60
40 CONTINUE

REGION DE DOS FASES -
HW=730.984+129.239*PP-10.0333*PP*PP+0.39881*PP*PP*PP
1 -99.0697/PP+12.9267/PP/PP-0.628359/PP/PP/PP
HS=2822.87-39.952/PP+2.54342/PP/PP-0.938879*PP*PP
TFNP=F2(PP,HW)
DS=F3(PP,HS)
SATURACION DE AGUA -
SW=DS*(HS-HH)/(HH*(DW-DS)-(HW*DW-HS*DS))
SST=1.0-SW
S=0-SW

VISCOSIDADES -
VW=1.00-06*(241.4*10.***(247.8/(TEMP+133.15)))
VS=1.00-06*(407*TEMP+80.4)
PFRFARILIDAD RELATIVA (AGUA) -
XKW=(S-0.35)/0.65**4
PFRFARILIDAD RELATIVA (VAPOR) -
XKS=(1.0-(S-0.35)/0.65)**2*(1.0-((S-0.35)/0.65))**2
IF (S<.LT-0.3) XKW=0.0
IF (S<.LT-0.3) XKS=1.0
IF (S<.CT-0.95) XKW=1.0
IF (S<.CT-0.95) XKS=0.0
DFNDW=SW+SST*DS
HH=HH*1.00100
S=DS*(HS-HH)/(HH*(DW-DS)-(HW*DW-HS*DS))
SST=1.0-SW

DFN1=DW*S+DS*SST
PDWH=(DFN1-DFN)/(HHH-HH)*1.0-7
PPP=PP*.9900
HHW=730.984+129.239*PPP-10.0333*PPP*PPP+0.39881*PPP*PPP*PPP
1 -99.0697/PPP+12.9267/PPP/PPP-0.628359/PPP/PPP/PPP
HHS=2822.87-39.952/PPP+2.54342/PPP/PPP-0.938879*PPP*PPP
DD=F1(PPP,HW)
T1=F2(PPP,HW)
DDS=F3(PPP,HHS)
SW=DS*(HHS-HH)/(HH*(DDW-DDS)-(HHW*DDW-HHS*DDS))
SST=1.0-SW
DEN1=DD*SW+DDS*SST
PDWP=(DEN1-DFN)/(PPP-PP)*1.0-7

TFMP1=TI
PT=PD*(TEMP1-TEMP)/(PP1-PP)*1.0-7
S=S*SW

ESPACIO =
XN(I,J)=XK*PD/VW+XKS*DS/VS
XN(I,J)=XK*PD/VW+XKS*DS/VS*10.**7
DTP(I,J)=PT*P
DTH(I,J)=1.0
TFMP0 =
C(I,J)=PD*P*PHI(I,J)*HH*10.**7+PHE*PT*P*DF*(1.0-PHI(I,J))
C(I,J)=C(I,J)+DFA*44*1.07*BETA*PHIO(I,J)-PHIO(I,J)*BETA*DF*PHE*PT*P
1 MP
C(I,J)=PD*P*PHI(I,J)*HH*10.**7+BFA*PHI(I,J)
C(I,J)=PHI(I,J)*PD*P*DF*PHE*PT*P*PHI(I,J)
C(I,J)=PHI(I,J)*PD*P*H
S=1(I,J)=54
TEMP2(I,J)=TF*P
DFN2(I,J)=DFN
QH(I,J)=C(I,J)*(H+(HS-H)*XK)/(XK+VS*XK*V/*DW/DS)*10.**7
GO TO 60
50 CONTINUE

REGION DE VAPOR SUPER-CALIENTADO =
DS=F3(PP,HH)
PDWH=-1.7408RD-12*PP+1.542932D-19*HH*HH*PP
PDWP=-3.38441D-0-1.7408RD-12*HH+1.377104D-14*PP*PP*PP+5.17644D-20*H
1 HH*HH*H
HH=730.0844129.239*PP-10.03334PP*PP+0.39881*PP*PP*PP
HS=2827.82-39.952/PP+2.54342/PP/PP-0.938879*PP*PP
TI=F4(PP,HH)
TI2=F4(PP,HS)
TI3=F2(PP,HH)
TFMP=TI1-TI2+TI3
HH=HH*1.001D0
TI1=F4(PP,HHH)
TFMPH=TI1-TI2+TI3
1 HH=730.0844129.239*PPP-10.03334*PPP*PPP+0.39881*PPP*PPP*PPP
HS=2827.82-39.952/PPP+2.54342/PPP/PPP-0.938879*PPP*PPP
TI1=F4(PPP,HH)
TI2=F4(PPP,HS)
TI3=F2(PPP,HH)
TFMP=TI1-TI2+TI3
PTWH=(TFMPD-TFMP)/(HHH-HH)*1.0-7
PTWP=(TFMPD-TFMP)/(PPP-PP)*1.0-7
VISCOSIDAD DEL VAPOR =
VS=1.0F-06*(.407*TF*P+R0.4)
ESPACIO =
XN(I,J)=DS*HH/VS*10.**7
TM(I,J)=DS*HH/VS*10.**7

DTH(I,J)=PT*H
DTP(I,J)=PT*P
TT=GO
C(I,J)=PD*P*PHI(I,J)*HH*10.**7+PHE*PT*P*DF*(1.0-PHI(I,J))
C(I,J)=C(I,J)+DS*HH*1.07*BETA*PHIO(I,J)-PHIO(I,J)*BETA*DF*PHE*PT*P
1 MP
D(I,J)=PD*P*PHI(I,J)*HH*10.**7+PHE*PT*P*DF*(1.0-PHI(I,J))+DS*PHI
I(I,J)
C(I,J)=PHI(I,J)*PD*P+DS*BETA*PHIO(I,J)
C(I,J)=PHI(I,J)*PD*P*H
S=1(I,J)=0.00
TEMP2(I,J)=TF*P
DFN2(I,J)=DS
QH(I,J)=C(I,J)*HH*10.**7

```

60 CONTINUE
IF (COFF.LT.0.1) GO TO 80
SOLO PERDIDA TRANSITORIA EN LA CONDUCTIVIDAD DEL CALOR -
IF (KKK.NF.1) GO TO 70
I=EL+KKK
I=I+(I,J)
CALL VERTCD(DELTA.TEMP.COFF.COND.COQ.II.IC)
*****
CQO=CQO+DX(I)*DY(J)
CQ(I,J)=CQO
70 CONTINUE
CQ(I,J)=CQO(I,J)+CQ(I,J)
80 CONTINUE
IF (KKK.NF.1) GO TO 120
IMPRESION DE DATOS TERMO CADA INTERVALO DE TIEMPO IPRT -
IF (*MOD(I,IPRT).NF.0) GO TO 120
PRINT 130
DO 90 J=1,NY
PRINT 140, (S4(I,J),I=1,NX)
90 CONTINUE
PRINT 150
DO 100 J=1,NY
PRINT 140, (TEMP2(I,J),I=1,NX)
100 CONTINUE
PRINT 160
DO 110 J=1,NY
PRINT 140, (DEN2(I,J),I=1,NX)
110 CONTINUE
120 CONTINUE
RETURN
130 FORMAT (//11X,'SATURACIONES DE AGUA'/11X,20(1H-)/)
140 FORMAT (//11X,6(G12.5,7X))
150 FORMAT (//11X,'TEMPERATURAS'/11X,12(1H-)/)
160 FORMAT (//11X,'DENSIDAD'/11X,8(1H-)/)

```

```

END
SUBROUTINE VERTCD(DELTA,TT,COFF,COND,CO,II,IC)
*****
IMPLICIT REAL*(A-H,O-Z)

```

ESTA SUBROUTINA LLAMADA DE LA SUBROUTINA PRPTI, SE UTILIZA PARA CALCULAR LA PERDIDA EN LA CONDUCTIVIDAD VERTICAL A TRAVES DE LA CAPA CONFINANTE MEDIANTE EL METODO DEL ELEMENTO FINITO.

DIMENSION R(9), R(9), C(9), F(9), DTEMP(200,11), DELZ(200,11).
TT(200), DTEMP(200,11)

CALCULO DE DELTA Z (SOBRE EL PRIMER INTERVALO DE TIEMPO) -

```

CTHK=102300.00
IF (IC.NF.2) GO TO 30
NNZ=11
NNZ = NUMERO DE NODOS EN LA Z-DIRECCION
CALCULAR DELZ (BASADO EN 10 ELEMENTOS Y DUPLICANDO EL TAMAÑO DE CADA
ELEMENTO) -
NNL=NNZ-1
NNI = NUMERO DE ELEMENTOS EN LA Z-DIRECCION
DELZ(II,NNL)=CTHK/1023.00
SUM=DELZ(II,NNL)
JSTOP=NNL-2
DO 10 J=1,JSTOP
DELZ(II,NNL-JJ)=2.*DELZ(II,NNL-JJ+1)
10 SUM=SUM+DELZ(II,NNL-JJ)
DELZ(II,1)=CTHK*1-SUM

```

INICIALIZACION DE TI Y DTEMP -

```

TI(II)=TT
DO 20 J=1,NNZ
20 DTEMP(II,J)=0.00
30 CONTINUE

```

0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99

```
INITIALIZACION DE DTEMP -  
DO 40 J=1,NNZ  
40 DTEMP(TI,J)=DDTEMP(TI,J)  
  
FACTOR PARA EL TIEMPO-DERIVATIVO -  
THETA=1.00  
  
CONDICIONES DE FRONTERA -  
SUPERIOR -  
DTEMP(TI,1)=0.00  
INFERIOR -  
DTEMP(TI,NNZ)=TT-TI(TI)  
  
CALCULO DE LOS COEFICIENTES DEL ELEMENTO FINITO PARA LA ECUACION  
MATRICIAL -  
  
J=0  
DO 50 I=2,NNL  
J=J+1  
A1=DELZ(TI,I-1)*COEF/(6.00*DEL)  
C1=DELZ(TI,I)*COEF/(6.00*DEL)  
  
A(J)=A1-THETA/DELZ(TI,I-1)  
B(J)=2.00*A1+THETA/DELZ(TI,I-1)+2.00*C1+THETA/DELZ(TI,I)  
C(J)=C1-THETA/DELZ(TI,I)  
LADO DERECHO DE LA ECUACION -  
SE USA DTEMP. DE LA ULTIMA SOLUCION, COMO CONDICIONES INICIALES  
D(J)=(A1+(1.00-THETA)/DELZ(TI,I-1))*DTEMP(TI,I-1)+(2.00*A1-(1.00-  
1*THETA)/DELZ(TI,I-1)+2.00*C1-(1.00-THETA)/DELZ(TI,I))*DTEMP(TI,I)+  
2*(C1+(1.00-THETA)/DELZ(TI,I))*DTEMP(TI,I+1)  
50 CONTINUE  
  
SOLUCION POR EL METODO DE THOMAS  
SE NOTA QUE HAY NNZ-2=J ECUACIONES Y J INCOGNITAS  
  
TRIANGULARIZACION SUPERIOR -  
F(1)=R(1)  
D(1)=D(1)-A(1)*DTEMP(TI,1)  
D(J)=D(J)-C(J)*DTEMP(TI,NNZ)  
DO 60 I=2,J  
F(I)=R(I)-C(I-1)*A(I)/F(I-1)  
60 D(I)=D(I)-A(I)*D(I-1)/F(I-1)  
  
SUBSTITUCION HACIA ATRAS -  
DTEMP(TI,J+1)=D(J)/F(J)  
J1=J-1  
DO 70 I=1,J1  
70 DTEMP(TI,J+1-I)=(D(J-I)-C(J-I)*DTEMP(TI,J+2-I))/F(J-I)  
  
DTEMP AHORA CONTIENE NUEVOS VALORES PARA LA DIFERENCIA DE TEMPERATURA  
CALCULO DE LA PERDIDA TRANSITORIA EN LA CONDUCTIVIDAD  
CO=-2.00*COND*(DTEMP(TI,NNZ)-DTEMP(TI,NNZ-1))/DELZ(TI,NNL)  
  
SALVAR DTEMP  
DO 80 J=1,NNZ  
80 DDTEMP(TI,J)=DTEMP(TI,J)  
RETURN  
END  
SUBROUTINE FORMEO(A,R,NRBD,MBED)  
*****  
IMPLICIT REAL*(A-H,O-Z)  
  
ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA  
FORMAR LA ECUACION MATRICIAL FINAL  
-----  
DIMENSION A(NRBD,MBED), R(NBBD)  
  
COMMON /INPUT/ PHI(20,10),XK(20,10),YK(20,10),P(20,10),H(20,10),X(  
1400),X1(400),NP(20,10),NPP(200,2),DX(20),DY(10),DZ(20,10),Q(20,10)
```

```
COMMON /CONTR0/ NK,NX,NXX,NY,NYY,NR,NBR,NT,DELT,TIME,PHFWT,DF,XKC,  
1 COND,COFF,RFETA,IPRT  
COMMON /W00/ AX(21,10),BX(21,10),EX(21,10),AY(20,11),BY(20,11),EY  
2 20,11),TX(21,10),TY(20,11),TK(20,11),XW(20,10),XWASS(20,  
3 20,10),FN(20,10),ENERGY(20,10),C(20,10),D(20,10),F(20,10),G(20,10)  
4 OH(20,10),XN(20,10),TW(20,10),DTP(20,10),DTH(20,10),PHIO(20,10),P  
5 OLD(20,10)
```

```
COMMON /EXTRA/ MRW,MRE
```

```
MP=(MRW+1)/2
```

```
MP - DIAGONAL PRINCIPAL (ALMACENADA VERTICALMENTE)
```

```
INICIALIZACION DE LOS ARRREGLOS -
```

```
DO 10 K=1,NBR
```

```
DO 10 KK=1,MRE
```

```
10 A(K, KK)=0.00
```

```
CALCULO DE LA MATRIZ -
```

```
DO 50 K=1,NR
```

```
I=NP*(K-1)
```

```
J=NP*(K-2)
```

```
TERMINOS DE LA DIAGONAL PRINCIPAL -
```

```
PREISION -
```

```
A(2*K-1,MP)=-EX(I,J)-FY(I,J)-FX(I+1,J)-EY(I,J+1)
```

```
ENTALPIA -
```

```
A(2*K,MP-1)=-AX(I,J)-AY(I,J)-AX(I+1,J)-AY(I,J+1)
```

```
A(2*K,MP)=-HX(I,J)-BY(I,J)-BX(I+1,J)-BY(I,J+1)
```

```
TERMINOS FUERA DE LA DIAGONAL -
```

```
II=I
```

```
IF (J,EO,1) GO TO 20
```

```
JJ=J-1
```

```
NN=NP*(II,JJ)
```

```
IF (NN,EO,0) GO TO 20
```

```
NC=MP+(NN-K)*2
```

```
A(2*K-1,NC)=FY(I,J)
```

```
A(2*K,NC-1)=AY(I,J)
```

```
A(2*K,NC)=RY(I,J)
```

```
20 CONTINUE  
IF (J,EO,4Y) GO TO 30
```

```
JJ=J+1
```

```
NN=NP*(II,JJ)
```

```
IF (NN,FO,0) GO TO 30
```

```
NC=MP+(NN-F)*2
```

```
A(2*K-1,NC)=EX(I,J+1)
```

```
A(2*K,NC-1)=AX(I,J+1)
```

```
A(2*K,NC)=RX(I,J+1)
```

```
30 JJ=J  
IF (I,EO,1) GO TO 40
```

```
II=I-1
```

```
NN=NP*(II,JJ)
```

```
IF (NN,EO,0) GO TO 40
```

```
NC=MP+(NN-K)*2
```

```
KP1=2*K-1
```

```
NC=2
```

```
A(2*K-1,NC)=EX(I,J)
```

```
A(2*K,NC-1)=AX(I,J)
```

```
A(2*K,NC)=RX(I,J)
```

```
40 IF (I,FO,NX) GO TO 50
```

```
II=I+1
```

```
NN=NP*(II,JJ)
```

```
IF (NN,FO,0) GO TO 50
```

```
NC=MP+(NN-K)*2
```

```
A(2*K-1,NC)=FX(I+1,J)
```

```
A(2*K,NC-1)=AY(I+1,J)
```

```
A(2*K,NC)=RX(I+1,J)
```

```
50 CONTINUE
```

```
CALCULO DEL VECTOR INCOGNITA -
```

```
DO 70 K=1,NBR
```

```

II=K-MP
R(K)=0.00
DO 60 JJ=1,NRW
II=II+1
IF (II.LT.1) GO TO 60
IF (II.GT.NBR) GO TO 70
R(K)=R(K)+A(K,JJ)*XI(II)
60 CONTINUE
70 CONTINUE

```

```

DO 80 K=1,NB
I=NPP(K,1)
J=NPP(K,2)

```

```

VFECTOR RESIDUAL NEWTON-RAPHSON -
R(2*K-1)=-R(2*K-1)+XM(I,J)/DELT-XHASS(I,J)/DELT-Q(I,J)
R(2*K)=-R(2*K)+EN(I,J)/DELT-ENERGY(I,J)/DELT-(QH(I,J))

```

```

MATRIZ NEWTON-RAPHSON LINEALIZADA -
A(2*K-1,MP)=A(2*K-1,MP)-F(I,J)*DX(I)*DZ(I,J)*DY(J)/DELT
A(2*K-1,MP+1)=A(2*K-1,MP+1)-G(I,J)*DX(I)*DZ(I,J)*DY(J)/DELT
A(2*K,MP-1)=A(2*K,MP-1)-C(I,J)*DX(I)*DY(J)*DZ(I,J)/DELT
A(2*K,MP)=A(2*K,MP)-D(I,J)*DX(I)*DY(J)*DZ(I,J)/DELT

```

```

80 CONTINUE
RETURN
END
SUBROUTINE SOLVE(KKK,B,R,NEQ,IHALFR,NDIM,MDIM)
*****
IMPLICIT REAL*(A-H,O-Z)

```

RESOLVER LA ECUACION MATRICIAL DE BANDA ASIMETRICA

KKK=1 TRIANGULARIZA LA MATRIZ BANDA R
 KKK=2 RESOLVER PARA LADO DERECHO R; SOLUCION REGRESA EN R

```

DIMENSION R(NDIM,MDIM), R(NDIM)
NRS=NEQ-1
IHRP=IHALFR+1
IF (KKK.EQ.2) GO TO 30

```

TRIANGULARIZACION DE LA MATRIZ "A" USANDO EL METODO DDLITTLE

```

DO 20 K=1,NRS
PIVOTE=R(K,IHRP)
KK=K+1
KC=IHRP
DO 10 I=KK,NRQ
KC=KC-1
IF (KC.LE.0) GO TO 20
C=-B(I,KC)/PIVOTE
B(I,KC)=C
KI=K+1
LI=KC+IHALFR
DO 10 J=KI,LIM
JC=IHRP+J-KC
10 B(I,J)=B(I,J)+C*B(K,JC)
20 CONTINUE
GO TO 100

```

```

MODIFICACION DEL VECTOR CARGA "R"
30 NR=NRO+1
IBAND=2*IHALFR+1
DO 70 Y=2,NEQ
JC=IHRP-I+1
JI=1
IF (JC.LE.0) GO TO 40
GO TO 50
40 JC=1
JI=I-IHRP+1
50 SUM=0.0
DO 60 J=JC,IHALFR

```

```

60  SUN=SUP+R(I,J)*K(JI)
70  JI=JI+1
70  R(I)=R(I)+SUN
SOLUCION DE FACTA ATWAS
R(NFO)=R(NFO)/R(NFO,IMPP)
DO 90 TRACK=2,REC
  I=NN-TRACK
  JP=I
  RP=IHRP+1
  RR=MINO(I*RAID,I*WALFS+TRACK)
  SUM=0.0
  DO 80 J=RP,XP
  JP=JP+1
80  SUM=SUM+R(I,J)*K(JP)
90  R(I)=R(I)+SUM/2*(I,IMPP)
100 RETURN
END
SUBROUTINE POATS(P,E,TIME,L,NY,NX)

```

IMPLICIT REAL*8(A-H,O-Z)
 ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA
 IMPRIMIR LAS PREVISIONES Y ENTALPIAS CALCULADAS
 =====
 DIMENSION P(20,10), H(20,10)
 =====

```

PRINT 30, L, TIME
DO 10 J=1, NY
10  PRINT 40, (P(I,J), I=1, NX)
    PRINT 50
DO 20 J=1, NY
20  PRINT 40, (H(I,J), I=1, NX)
RETURN
70  FORMAT(///11X, 'MOMENTO DE PASO', I4, 10X, 'TIEMPO', E10.3/11X, 10
1(14#)///11X, 'VALORES DE PREVISION', /11X, 10(10-1)///)
40  FORMAT(//11X, 0(G12.5, 2X))
50  FORMAT(//11X, 'VALORES DE ENTALPIA', /11X, 10(10-1)///)
END
SUBROUTINE PHMFC(INDEX)
*****
IMPLICIT REAL*8(A-H,O-Z)

```

ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA
 DETERMINAR ES QUE EFECTOS TERMODINAMICOS SE PRESENTAN EN BLOQUE
 DE DIFERENCIA FINITA
 =====
 DIMENSION INDEX(200)

```

COMMON /INPUT/ PH(20,10), HK(20,10), YK(20,10), P(20,10), H(20,10),
1  X(400), XI(400), HP(20,10), HPP(200,2), DX(20), DY(10),
2  DZ(20,10), J(20,10)
COMMON /CONST/ NK, NX, NY, NYI, NP, NPS, NT, DELT, TIME,
3  PHEFT, DF, IKC, CURD, COEF, KETA, IFFT
=====
INDICE=1 PARA AGUA COMPRESIONADA
INDICE=0 PARA GAS FASES
INDICE=1 PARA VAPOR SUPERCALENTADO
DO 10 K=1, NR
PP=XI(2*K-1)*0.19*7
HH=XI(2*K)*0.18*7
CALCULO DE LA ENTALPIA DEL VAPOR SATURADO (HS) Y DEL AGUA SATURADA (HW) -
PP2=PP*PP
HS=2822.82-(19.957/PP)+(2.54347/PP2)-(0.938679*PP2)
HW=730.984+129.239*PP-10.0333*PP*PP+0.30851*PP*PP*PP
1  -99.0697/PP+17.9267/PP*PP-0.628359/PP*PP*PP

```

EX(K)=0

IF (HH .LT. HS) INDFX(K)=-1
IF (HH .GT. HS) INDFX(K)=1
SI LA TEMPERATURA ES MENOR A 50 GRADOS CENTIGRADOS (H=209.33) SUPONGASE
AGUA COMPRESIONADA
RHH=209.3300
IF (HH.LT.RHH) INDFX(K)=-1

10 CONTINUE
RETURN
END
SUBROUTINE BALNCF(ICX,KKK,PCFF)

IMPLICIT REAL*(A-H,O-Z)

ESTA SUBROUTINA, LLAMADA DEL PROGRAMA PRINCIPAL, SE UTILIZA PARA
CALCULAR EL BALANCE DE MASA Y ENERGIA

COMMON /INPUT/ PHI(20,10), XK(20,10), YK(20,10), PK(20,10), H(20,10), X(
1400), X1(400), NP(20,10), NPP(200,2), DX(20), DY(10), DZ(20,10), G(20,10)
COMMON /CONTRO/ NK,NX,NXX,NY,NYY,NR,NRB,NT,DELTIME,PHFWT,DF,KXC,
1COND,COEF,BETA,IPRT
COMMON /WORK/ AX(21,10), BX(21,10), FX(21,10), AY(20,11), BY(20,11), EY
1(20,11), TX(21,10), TKK(21,10), TY(20,11), TYK(20,11), XM(20,10), XMASS(
220,10), Z(20,10), PFRGY(20,10), C(20,10), D(20,10), F(20,10), G(20,10)
3,OH(20,10), XM(20,10), TM(20,10), DTP(20,10), DTH(20,10), PHIO(20,10), P
4OLD(20,10)
COMMON /CHECK/ IND(200),INDOLD(200)

DECLARACION DE FUNCIONES PARA LAS PROPIEDADES TERMODINAMICAS -

F1(PX,HX)=1.00207+4.42607D-4*PX-5.47456D-5*HX+5.02875D-7*HX*PX-1.2
14791D-7*HX*HX
F2(PX,HX)=-2.41231+7.56722D-1*HX-9.31415D-3*PX*PX-2.2568D-5*HX*HX
F3(PX,HX)=-2.26162D-5+0.0438441D0*PX-1.7908BD-5*PX*HX+3.69276D-8*P
1X*PX*PX+PX+5.17644D-13*HX*HX*HX*PX
F4(PX,HX)=-374.660D+47.9921D0*PX-0.633606D0*PX*PX+7.39386D-5*HX*H
1X-3.3377D6/HX*HX/PX/PX+0.0357154D0/PX/PX/PX-1.1725D-9*HX*HX*HX*PX-
22.26861D15/HX*HX/HX/HX

DFLW=0.00
DFLE=0.00
DO 70 I=1,NX
DO 70 J=1,NY
IF (DZ(I,J).GT.0.00) GO TO 10
XM(I,J)=0.00
EM(I,J)=0.00
GO TO 70

10 CONTINUE
PP=P(I,J)
HH=H(I,J)
PP=PP*0.1**7
HH=HH*0.1**7
K=NP(I,J)
PHI(I,J)=PHIO(I,J)*((1.00+(P(I,J)-POLD(I,J))*BETA)
HW=730.984+170.239*PP-10.0333*PP*PP+0.39881*PP*PP*PP
1 -99.0697/PP+12.9267/PP/PP-0.628359/PP/PP/PP
IF (IND(K)) 20,30,40

20 CONTINUE
DEN=F1(PP,HH)
TEMP=F2(PP,HH)
GO TO 50
30 CONTINUE

HSE=2822.87-39.052/PP+2.54342/PP/PP-0.938879*PP*PP
TEMP=F2(PP,HH)
DW=F1(PP,HH)
DS=F3(PP,HS)
SW=DS*(HS-HH)/(HH*(DW-DS)-(HW*DW-HS*DS))
SST=1.0-SW
DEN=DW*SW+SST*DS

```

GO TO 50
* CONTINUE
DFN=F3(PP,HH)
HW=730.984+129.239*PP-10.0333*PP*PP+0.39881*PP*PP*PP
1 HW=-9.0697/PP+12.9267/PP/PP-0.628359/PP/PP/PP
H6=2822.87-39.9527/PP+2.54342/PP/PP-0.938879*PP*PP
TT1=F4(PP,HH)
TT2=F4(PP,HS)
TT3=F2(PP,HW)
TFMP=TT1-TT2+TT3
50 HROCK=TFMP*PHFWT
VOL=DY(J)*DX(I)*DZ(I,J)
XMT=VOL*DEN*PHI(I,J)
ENT=VOL*(PHI(I,J)*HW*DEN*10.**7+(1.0-PHI(I,J))*HROCK*DF)
IF (ICX.EQ.0) GO TO 60
DELM=DELM-XMASS(I,J)+XMT
DELE=DELE-FNFCY(I,J)+ENT
60 AM(I,J)=XMT
EN(I,J)=ENT
70 CONTINUE
IF (KKK_NF_NK) GO TO 90
DO 80 J=1,NX
DO 80 J=1,NY
XMASS(I,J)=XM(I,J)
80 ENERGY(I,J)=EN(I,J)
90 CONTINUE
IF (ICX.EQ.0) GO TO 110
000=0.D0
EEE=0.D0
DO 100 I=1,NX
DO 100 J=1,NY
000=000+O(I,J)*DFLT
100 EEE=EEE+OH(I,J)*DELT
PCFM=(DELM-000)*100.D0
IF (000.NE.0.D0) PCFM=PCFM/000
PCEE=(DELE-EEE)*100.D0
IF (EEE.NE.0.D0) PCEE=PCEE/EEE
WRITE (6,120) 000,EEE,DELM,DELE,PCFM,PCEE
110 CONTINUE
RETURN
120 FORMAT (//11X,25H BALANCE DE MASA Y ENERGIA/11X,25(1H-)/32X,4HMASA,
131X,5H CALOR/15X,11H DESCARGA - ,G15.8,20X,G15.8/15X,19H ALMACEN. - ,
2G15.8,20X,G15.8/15X,12H( ERROR - ,G15.8,20X,G15.8)

```

END

ANÁLISIS FLUJO YAPOP-AGUA

CONFIDE EJEMPLO INYECCION RESULTADA

DATOS DIFERENCIALES FINITAS

NUMERO DE = COLUMNA 10
 = FREQ 11
 = LONGITUD NO-CFPO 12
 = INTERVALOS MAREJE 17
 = MAREJE, PUNTO TIEMPO 1
 = FREQMARE 1
 = RESUL. BANDA FREQD 1
 = OPC. FUNDACION 1
 = OPC. INYECCION 1

PARAMETROS TIEMPO

PARO INICIAL TIEMPO EN SEGUNDOS 30000.00

CLAVE

1 1 1 1 1 1 1 0

PRERACTANTEMPO EN X-DIRECCION

2000. 3000. 3000. 3000. 3000. 3000. 3000. 3000.

PRERACTANTEMPO EN Y-DIRECCION

4000.

DEFINICION SUCESAL

0.43200E+08 0.43200E+08 0.43200E+08 0.43200E+08 0.43200E+08 0.43200E+08 0.43200E+08 0.43200E+08
 0.43200E+08 0.43200E+08

EXTRAPOLACION INICIAL

0.10240E+11 0.10240E+11 0.10240E+11 0.10240E+11 0.10240E+11 0.10240E+11 0.10240E+11 0.10240E+11

7-PIRVFAMILIADA

0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09

7-B-IMPARTIADA

0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09 0.10000E-09

NUMEROS INICIALES

0.10000 0.10000 0.10000 0.10000 0.10000 0.10000 0.10000 0.10000

ESPESOR VARIABLE

30000 30000 40000 50000 50000 50000 50000 50000

PIVOTE

1 1 -70000.000

CONDICIONES DE BANDA

CONDICIONES DE BANDA
 COND. TERRESTRE CONJUNTA= 0.30000E+06
 FASOR DE BANDA DE BANDA= 0.10000E+08
 COND. DE BANDA DE BANDA= 0.00000E+00

NUMEROS DE BANDA

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

LA MAYOR AMPLITUD DE BANDA ES 7 COMPARADA A LA AMPLITUD DE BANDA ESTIMADA DE 7

ESTADÍSTICAS DE BANDA

1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000

TEMPERATURES

236.12 236.12 236.12 236.12 236.12 236.12 236.12 236.12

DENSITIES

0.81935 0.81935 0.81935 0.81935 0.81935 0.81935 0.81935 0.81935

NUMBER OF ITERATION 1

BALANCE OF MASS Y ENERGIA

 MASS CALOR
 DIFCALCA = -0.100000E+11 NO.102400E+21
 DIFENRGA = 0.000000E+00 DIFENRGA = 0.111435E+21
 (ENRGA = -0.254205E+02 S.461308)

NUMBER OF ITERATION 2

BALANCE OF MASS Y ENERGIA

 MASS CALOR
 DIFCALCA = -0.100000E+11 -0.102374E+21
 DIFENRGA = 0.000000E+00 DIFENRGA = 0.103126E+21
 (ENRGA = -0.441811E+02 0.183242E+21)

NUMBER OF PARAM 3

TIEMPO 0.800E-08

VALORES DE PRESION

0.37422E+08 0.39244E+08 0.40633E+08 0.41301E+08 0.41933E+08 0.42397E+08 0.42707E+08 0.42923E+08

VALORES DE ENTALPIA

0.10718E+11 0.10733E+11 0.10739E+11 0.10739E+11 0.10739E+11 0.10740E+11 0.10740E+11 0.10740E+11

SATURACIONES DE AGUA

1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000

TEMPERATURES

DEPARTAMENTO

0.81886 0.81886 0.81904 0.81914 0.81919 0.81923 0.81926 0.81928

NUMERO DE ITERACION 1

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

DEBIDA = -0.10000000E+11
 ALTA = 0.00000000E+00
 FALTA = -0.27410432E+07

ERROR = 0.10210000E+21
 6.2042284

NUMERO DE ITERACION 2

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

DEBIDA = -0.10000000E+11
 ALTA = 0.00000000E+00
 FALTA = -0.26673148E+07

ERROR = 0.10237000E+21
 0.7237103E-04

NUMERO DE PASO 2 TIEMPO 0.1000E-07

VALORES DE DEFICIT

0.3382E+08 0.3684E+08 0.3738E+08 0.3863E+08 0.3961E+08 0.4038E+08 0.4093E+08 0.4137E+08

VALORES DE ENTALPIA

0.10233E+11 0.10234E+11 0.10238E+11 0.10238E+11 0.10239E+11 0.10239E+11 0.10239E+11 0.10239E+11

RAZONAMIENTO DE AGUA

1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000 1.0000

TEMPERATURAS

236.12 236.12 236.12 236.12 236.12 236.12 236.12 236.12

DEPARTAMENTO

0.41890 0.41884 0.41880 0.41891 0.41896 0.41906 0.41911 0.41914
 0.41917 0.41919

NUMERO DE ITERACION 1

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

MASA

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

F PABIB = 0.1181482F+12

Calor
 -0.1023714E+21
 0.3448352E+22
 7874.4864

NUMERO DE ITERACION 2

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

MASA

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

F PABIB = -1.1501607E+12

Calor
 -0.1023714E+21
 0.3448352E+22
 -1102.1480

NUMERO DE ITERACION 3

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

MASA

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

F PABIB = 0.3121822E+11

Calor
 -0.1023714E+21
 0.3448352E+22
 1.7846728

NUMERO DE ITERACION 4

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

MASA

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

F PABIB = 0.2440048F+01

Calor
 -0.1023654E+21
 0.3448352E+22
 0.9279503F+01

NUMERO DE ITERACION 5

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

MASA

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

DFSCAMCA = 0.1000000F+1

F PABIB = -0.3103708E+07

Calor
 -0.1023654E+21
 0.3448352E+22
 -0.3103708E+07

NUMERO DE PASO 1

TIMPO 0.149E+07

VALORES DE DEFLEXION

0.18297E+11

0.18297E+11

0.35094E+08

0.36305E+08

0.37481E+08

0.38362E+08

0.39050E+08

0.39594E+08

VALORES DE ENTALPIA

0.10237E+11

0.10237E+11

0.10237E+11

0.10239E+11

0.10238E+11

0.10239E+11

0.10239E+11

0.10239E+11

- III -

CAPITULO V

"APLICACIONES DEL MODELO EN LA SIMULACION DE YACIMIENTOS GEOTERMICOS"

En este capítulo se discutirán varios ejemplos de simulación de un yacimiento geotérmico, con la finalidad de demostrar la naturaleza del transporte de calor y el flujo de un fluido multifásico a través de un medio poroso.

EJEMPLO # 1.- Este ejemplo se utilizará para mostrar el comportamiento de un yacimiento geotérmico que se encuentra inicialmente en una fase de agua caliente, el cual desarrolla una zona de dos fases (vapor-agua) debido a la influencia de la producción. Ver Fig. V.1.

Datos y Propiedades del Yacimiento

Permeabilidad	=	10^{-10} cm ²
Porosidad	=	10 %
Presión inicial	=	0.438 dinas/cm ²
Entalpía inicial	=	1.02×10^{10} ergs/gm
Temperatura inicial	=	238°C
Saturación de agua	=	100 %
Conductividad termal del medio	=	3.2×10^5 ergs/cm·seg·°C
Conductividad termal de la capa confinante	=	0.000 ergs/cm·seg·°C

Entalpia derivativa de	
la roca	= 1.01×10^7 ergs/gm. $^{\circ}$ C
Densidad de la roca	= 2.5 gm/cm 3
Compresibilidad de la	
roca	= 0.0000 (dinas/cm 2) $^{-1}$
Gasto de descarga	= 2.0×10^4 gm/seg

Mediante el modelo de simulación se procederá a simular la explotación del yacimiento para varios periodos de tiempo, y conocer, de esta manera, como es el comportamiento tanto de la presión de los fluidos del yacimiento como de la saturación de agua de este.

Conclusiones Ejemplo # 1

En la figura # 10 están graficados los valores de presión a varios tiempos contra la distancia desde el centro del yacimiento (frontera izquierda del modelo). Los tiempos especificados representan la duración de la explotación. Como se observa, la presión se abate rápidamente en las etapas iniciales de producción y al final de un mes el primer elemento se ha vuelto de dos fases. Cuando esto ocurre, la presión continúa abatiéndose rápidamente en el resto del yacimiento, pero solo cambia ligeramente en el elemento que contiene el pozo. Esto es esperado, ya que una vez que un elemento se ha vuelto de dos fases (vapor-agua), la presión se mantiene debido a la formación de vapor. Después de 2 años de explotación, las presiones en el yacimiento entero han disminuido a un punto ligeramente inferior al valor al cual ocurrió el cambio de fase. En esta etapa, la extracción de masa provoca reducciones en la saturación de agua en los elementos cercanos al pozo, y las presiones se abaten muy lentamente.

En la figura # 11, se muestran las saturaciones de agua para cada elemento al final de 2 años de explotación. Se puede observar que, una porción substancial del yacimiento permanece en una fase (indicada por el área sombreada). Lo anterior puede ser debido a un artificio resultante del método numérico. También se puede notar que ocurre una ligera oscilación en la distribución de la saturación. Dicha oscilación no tiene significado físico; ella es debido al método de aproximación numérica uti

lizado.

Para problemas en donde existen regiones de una fase y de dos fases, es necesario tener especial cuidado con el objeto de reducir los errores en el balance de masa y energía, debido a que ocurren discontinuidades en las derivativas de las propiedades termodinámicas en la frontera entre estas regiones. Estas derivativas aparecen como coeficientes en las ecuaciones diferenciales parciales y son una gran fuente de errores en el balance de masa y de energía. Para problemas en donde se involucran ambas regiones, no ha sido posible, a la fecha, representar estos coeficientes como funciones en cada elemento. En lugar de esto, los coeficientes se tratan como constantes sobre cada elemento y son calculados sobre la base de los valores promedio de los elementos presión y entalpía.

Los errores en el balance de masa y de energía también ocurren cuando un elemento cambia de fase simple a dos fases. Estos errores se reducen mediante ajustes (al final de cada intervalo de tiempo) para determinar si un elemento se ha vuelto de dos fases. Si tal cambio ocurrió, el tiempo exacto (durante el intervalo de tiempo) al cual el cambio de fase ocurrió es linealmente interpolado usando la presión de saturación y las presiones y tiempos al comienzo y al final del intervalo de tiempo. Para calcular la presión de saturación, este método tiene la ventaja de que durante un intervalo de tiempo, la presión decrece a una entalpía aproximadamente constante en la región de agua compresionada. Una vez que ha sido calculado el tiempo al cual ocurrió el cambio de fase, este se usa para cal

cular un nuevo incremento de tiempo. El programa, entonces, regresa al intervalo de tiempo previo y, utilizando el nuevo incremento de tiempo, recalcula las presiones y entalpías tratando el elemento que cambió de fa se como si estuviera en la región de agua compresionada. Para subsecuentes intervalos de tiempo, el elemento que cambió de fase se supone de dos fases. Este procedimiento se repite cada vez que un elemento se vuelve de dos fases, y si varios elementos cambian durante el mismo intervalo de tiempo, se utiliza el primer elemento que cambió de fase para calcular el nuevo incremento de tiempo.

EJEMPLO # 2.- Este ejemplo se utilizará para demostrar el efecto de la permeabilidad de un yacimiento geotérmico sobre la productividad de los pozos. Para esto, se resolverán, mediante el modelo de simulación, una serie de problemas de una dimensión, utilizando un rango de permeabilidad típicas de rocas de yacimientos geotérmicos mexicanos.

Datos y Propiedades del Yacimiento

La información de diferencias finitas así como los datos del yacimiento son los mismos que en el Ejemplo # 1. El único cambio que se tiene para este ejemplo es el siguiente:

+ Rango de permeabilidad :

1.- $k = 2.5 \times 10^{-7} \text{ cm}^2$

2.- $k = 2.5 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$

3.- $k = 1.0 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$

4.- $k = 1.0 \times 10^{-10} \text{ cm}^2$

Conclusiones Ejemplo # 2

La permeabilidad de un yacimiento geotérmico afecta fuertemente la productividad de los pozos, de tal forma que en zonas donde se tiene una baja permeabilidad, los pozos se "secan" rapidamente.

En la figura # 12, se muestran las distribuciones de la saturación de agua para el rango de permeabilidad dado en el enunciado del problema. Como se espera, los yacimientos con baja permeabilidad presentan frentes pronunciados de saturación. El significado del efecto de permeabilidad también queda demostrado mediante la figura # 13. En esta figura, la permeabilidad del sistema es graficada contra el tiempo de producción requerido para reducir la saturación de agua a 2.0% en el primer elemento (el elemento que contiene el pozo productor). Para yacimientos con baja permeabilidad, el volumen del elemento, con el pozo, domina el tiempo requerido para alcanzar una saturación. Dicho de otra forma, la masa está siendo removida desde el elemento que contiene el pozo productor en lugar del yacimiento entero. Mientras que en yacimientos con relativamente alta permeabilidad, el fluido puede fluir hacia el elemento que contiene el pozo y de esta forma es posible mantener la saturación de agua por mayor tiempo.

CAPITULO VI

"PERSPECTIVAS DEL MODELADO GEOTERMICO"

Los yacimientos geotérmicos son difíciles de catalogar físicamente. Son relativamente escasos y tienden a tener un comportamiento individual, por lo que es muy difícil hacer correlaciones con otros yacimientos con características semejantes. Aún más, estos yacimientos son difíciles de instrumentar debido a la naturaleza adversa de los ambientes geotérmicos. Afortunadamente, pocos campos, particularmente el campo Cerro Prieto, han sido monitoreados y los parámetros importantes del campo, registrados.

Mientras aun existe una gran cantidad de incógnitas acerca de los yacimientos geotérmicos, está surgiendo gradualmente un conocimiento acerca de la física del sistema. La interacción entre los modeladores matemáticos y los ingenieros de yacimientos ha arrojado luz sobre muchos aspectos del problema. Por todos conceptos, esta información tiende a corroborar conceptos formulados por los primeros científicos e ingenieros que trabajaron en este campo. Sin embargo, las incógnitas fundamentales permanecen. A nivel microscópico, existe aun la especulación sobre el papel que juega la recarga sobre el sistema total y escasamente se entiende el origen de la energía a la profundidad del yacimiento. A escala macroscópica, no se entiende bien el papel de las fracturas en el transporte de la masa y de la energía y la interacción entre las fracturas y los bloques porosos es virtualmente desconocida.

El modelo conceptual del yacimiento es particularmente importante en el establecimiento de las condiciones iniciales y de frontera del sistema y de los términos fuente. A corto término, los términos de flujo son probablemente los de mas interes. Al declinar la presión, aproximandose a las fronteras del yacimiento, las condiciones de frontera obviamente empiezan a jugar un importante papel. Afortunadamente, o quizas desafortunadamente en el caso de campos recientemente desarrollados, registros de largo término en conjunción con la información geohidrológica pueden proporcionar un conocimiento del tipo y localización de la frontera. Para alcanzar predicciones confiables sobre la productividad de un yacimiento geotermal no desarrollado, se requerirán técnicas geofísicas nuevas o mejoradas para la definición de la geometría del yacimiento.

La física del yacimiento es una de las partes mas importantes que afectan la simulación de un yacimiento geotérmico. Por física del yacimiento se entiende aquellos fenomenos que involucran el transporte de la energía, masa y momentum dentro de un yacimiento geotérmico. La realización matemática de estos fenomenos dará lugar a las ecuaciones gobernantes del simulador del yacimiento. Hasta fechas recientes el procedimiento para establecer estas ecuaciones se basó sobre analogías con las ecuaciones punto, derivadas usando los conceptos de la mecánica del medio continuo. Esta aproximación se extendió, en el caso del medio poroso, usando una teoría mezola. Otra metodología que parece estar ganando favor está basada en el concepto del promedio de masa y volumen. Esta proposición parece proporcionar un procedimiento muy mejorado de la física de la interacción entre las diferentes fases encontradas en el yacimiento. La evolucion

lución se encuentra ahora en la etapa en que es posible el desarrollo riguroso de las ecuaciones que gobiernan el transporte multifásico de la masa y de la energía en un medio poroso. El siguiente reto será establecer técnicas para la medición de los parámetros involucrados en estas y más complejas ecuaciones. Mientras estos desarrollos proporcionarán un mejor entendimiento de los procesos físicos encontrados en el yacimiento, ellos probablemente no influenciarán la exactitud del comportamiento del yacimiento a largo plazo.

El papel de las fracturas en el comportamiento de un yacimiento geotérmico, sin embargo, es una materia muy diferente. A la fecha se conoce muy poco acerca del modelado de yacimientos fracturados y aún menos acerca de como determinar precisamente importantes propiedades tales como permeabilidad de la fractura, porosidad, orientación y extensión. Existen dos escuelas de como deben modelarse los yacimientos fracturados. La primera de ellas se denomina como la proposición de fractura discreta: este modelo conceptual requiere información sobre fracturas discretas. Estas son modeladas subsecuentemente en combinación con sus bloques vecinos del medio poroso. A menos que haya mayores avances en una metodología de medición en el campo, es improbable que tales datos estén disponibles. La segunda proposición está basada en el concepto de sobreposición continua: una para las fracturas y la otra para los bloques porosos. En este enfoque, serán necesarios varios nuevos juegos de parámetros de campo: estos serán parámetros de volumen promedio similares a la permeabilidad. Aunque esto puede proporcionar una herramienta útil para el modelado de yacimientos

cimientos fracturados, esto es un concepto muy reciente y probablemente solo se utilizará, en este tiempo, para la investigación.

A diferencia de la física del flujo en los poros, el avance en el conocimiento sobre la física del flujo en las fracturas resultará en cambios importantes acerca de la simulación de yacimientos geotérmicos.

Mientras es posible determinar mucho acerca de la forma funcional de las ecuaciones constitutivas que surgen en la física del yacimiento, los experimentos son esenciales para verificar hipótesis y medir parámetros. Relaciones fundamentales tales como curvas de permeabilidad relativa no son disponibles; la existencia o inexistencia de importantes efectos capilares no ha podido ser establecida; las relaciones termodinámicas para las interfaces curvas vapor-agua no están disponibles; se requieren realizar investigaciones adicionales de modelos de elasticidad-plasticidad. Es inútil decir que la introducción del flujo en las fracturas, precipitación química y disolución agravan el problema de un inadecuado programa experimental en esta área.

De mayor importancia para el ingeniero de yacimientos es la medición de parámetros constitutivos a nivel de campo. Haciendo varias suposiciones razonables, algo del conocimiento constitutivo delineado en el desarrollo de cada modelo en particular puede anularse, al menos momentáneamente. No se puede, sin embargo, menospreciar los problemas en la medición de importantes parámetros tales como permeabilidad, porosidad y conduc-

tividad térmica. Predicciones precisas reflejan una estimación precisa de los parámetros y esto es excesivamente difícil de obtener en un ambiente geotermal.

Las ecuaciones de flujo y de energía pueden resolverse tanto en forma secuencial como simultánea. La solución secuencial emplea estimaciones de la variable energía cuando se resuelve la ecuación de flujo y emplea estimaciones de la variable flujo cuando se resuelve la ecuación de energía. Esta separación es deseable debido a que es más eficiente resolver N ecuaciones que $2N$ ecuaciones. La desventaja se presenta debido a que generalmente es necesario iterar entre las ecuaciones y la convergencia, en general, no está garantizada. La mayoría de los modelos existentes resuelven las dos ecuaciones simultáneamente y emplean esquemas tipo Newton-Raphson para ajustar la no-linealidad cuando esta surge. El modelo bi-dimensional de Faust y Mercer es la excepción de esta regla general.

Las ecuaciones matriciales que surgen en esta proposición pueden resolverse tanto en forma directa como indirecta. Los métodos directos están basados en la eliminación Gaussiana y son confiables cuando se aplican a sistemas de ecuaciones con un alto grado de convergencia. Los métodos iterativos tienden a ser más eficientes para problemas grandes (más de 500 ecuaciones) pero generalmente requieren un alto nivel de capacidad numérica para programar y aplicar efectivamente. La mayoría de los esquemas iterativos consisten de bloques iterativos y por lo tanto incorporan un módulo de solución directa en el algoritmo iterativo.

Los principales factores a considerar en la selección de un esquema de solución para un modelo geotermal son la precisión y la eficiencia. La facilidad de programar probablemente jugará un papel secundario debido a los considerables costos de cómputo involucrados en la simulación de yacimientos geotermiales.

La complejidad de la física de un yacimiento geotermal esencialmente dificulta la verificación de los modelos existentes usando soluciones analíticas. Sin embargo, se pueden comparar soluciones generadas por un modelo contra otras soluciones numéricas o con datos experimentales.

Debido a que la historia de la simulación de yacimientos geotérmicos es muy corta, se tiene poca experiencia para estimar la precisión de las predicciones. En la fig. No. 14 se presenta una estimación completamente subjetiva de la distribución de incertidumbre en el proceso de simulación de yacimientos geotérmicos. Es necesario enfatizar que la incertidumbre no reside en la tecnología de solución de las ecuaciones sino en la formulación de estas ecuaciones y en la medición de los parámetros de campo.

La proposición clásica para estimar el impacto del parámetro incertidumbre sobre las ecuaciones calculadas es a través de un análisis de sensibilidad. El método involucra la simulación utilizando parámetros máximos y mínimos, de un juego razonable de valores. De esta forma, el rango de incertidumbre de la solución es, en algún sentido, establecido.

Se puede concluir que la incertidumbre en los datos suministrados conduce a incertidumbre en la solución, de mas o menos la misma magnitud (usando los coeficientes de variación como la medida de la incertidumbre). La mayor incertidumbre en la solución ocurre durante el periodo de máximo cambio en el sistema. Al aproximarse el sistema al estado estacionario, la incertidumbre de la solución disminuye. El problema que permanece y debe considerarse, es la estimación de la incertidumbre de los datos suministrados.

Es evidente que el modelado de sistemas geotermales es una tarea difícil y aun se tienen que considerar adecuadamente varios problemas. Algunos de estos problemas son:

- 1.- Flujo multifásico y transporte de calor en un medio fracturado.
- 2.- Flujo multifásico y transporte de calor en sistemas salinos.
- 3.- Simulación en tres dimensiones de yacimientos geotérmicos.
- 4.- Conjunción de modelos del yacimiento y de la vecindad del pozo.
- 5.- Manejo de modelos de yacimientos geotérmicos.

En resumen, la experiencia adquirida con los diferentes modelos de yacimientos geotérmicos (especialmente el de Faust y Mercer) indica que se requieren realizar investigaciones adicionales para determinar la técnica numérica mas apropiada para su aplicación en ingeniería de yacimientos geotérmicos.

CONCLUSIONES

Con el presente trabajo se ha intentado de demostrar en primer término el potencial con que cuenta nuestro país para la generación de energía eléctrica por medio de la explotación racional de los yacimientos geotérmicos y, en segundo término, la importancia que tiene la simulación por medio de modelos matemáticos en el desarrollo de dichos yacimientos.

La simulación de sistemas geotérmicos da una estimación de la energía recuperable, ayuda a determinar las técnicas de manejo óptimo y auxilia en el refinamiento de la descripción de la geometría del yacimiento, condiciones de frontera y propiedades de la roca del yacimiento.

Se ha intentado delinear las características más sobresalientes de los diferentes modelos que han sido desarrollados para la simulación de yacimientos geotérmicos y se ha elegido, para este trabajo, el modelo desarrollado por Charles Faust y James Mercer como el modelo más adecuado para dicha simulación debido a dos características:

- a) Este modelo multifásico de yacimientos geotérmicos ha sido cuidadosamente desarrollado y probado con diferentes problemas tipo.
- b) Tanto en la formulación teórica como en la solución numérica de las ecuaciones de aproximación emplea las metodologías más sofisticadas existentes a la fecha.

Un aspecto importante de este modelo es la integración vertical que permite transformar la formulación de un problema en tres dimensiones a una formulación de dos dimensiones, con lo que se consiguen considerables ahorros en horas-hombre y tiempo de cómputo.

Para desarrollar el modelo matemático apropiado, las ecuaciones de continuidad para la masa, momentum y energía en un medio poroso son reducidas a dos ecuaciones diferenciales parciales no lineales en las que las variables dependientes son la presión de los fluidos y la entalpía. Estas ecuaciones incluyen los efectos de cambios de fase y son aplicables a sistemas geotérmicos de agua caliente y de vapor-dominante. Las ecuaciones son resueltas utilizando un método numérico que combina una aproximación de elemento finito Galerkin en el espacio y una aproximación de diferencias finitas en el tiempo. Este método da resultados que se comparan favorablemente con una solución analítica para flujo estacionario vertical en una dimensión de agua caliente en un medio poroso. Simulaciones de problemas hipotéticos mas reales que involucran flujo transitorio bifásico horizontal en dos dimensiones, sugieren que este enfoque es promisorio para el modelado de sistemas geotérmicos.

En la formulación del modelo matemático se hicieron varias suposiciones importantes, como por ejemplo presión capilar insignificante y equilibrio térmico local. Para algunos yacimientos geotérmicos éstas suposiciones son aproximaciones razonables. Para otros yacimientos donde las estas proposiciones no son válidas, el modelo propuesto puede servir como

Punto de partida para el desarrollo de un modelo mas sofisticado.

La única gran deficiencia de este modelo de simulación es la falta de un simulador preciso en la vecindad del pozo. De ésta forma, el modelo está esencialmente restringido para aplicaciones en regiones no cercanas al pozo.

Evidentemente el modelado de yacimientos geotérmicos es una tarea ardua y difícil , ademas de que aún se tienen que considerar varios problemas, con el objetivo de mejorar, cada vez mas, el modelo de simulación para cada yacimiento geotermal en particular.

Algunos de los problemas mencionados en el parrafo anterior son los siguientes :

- Flujo multifásico y transporte de calor en un medio fracturado.
- Flujo multifásico y transporte de calor en sistemas salinos.
- Simulación tri-dimensional de yacimientos geotérmicos.
- Conjunción de modelos de yacimiento y pozo.
- Manejo de modelos de yacimientos geotérmicos.

Esencialmente, el problema primordial a que se deberá enfrentar el ingeniero petrolero, especialista en yacimientos geotérmicos, es la realización de investigaciones adicionales con efecto de determinar el modelado y

la técnica numérica mas apropiada para su aplicación en ingeniería de yacimientos geotérmicos.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- "Mathematical modelling of geothermal systems",
Faust, Charles y Mercer, James,
Society of Petroleum Engineers,
Dallas, Texas, Estados Unidos.
- 2.- "Theoretical analysis of fluid flow and energy transport
in hydrothermal systems",
Faust, Charles y Mercer, James.
U. S. Geological Survey,
Virginia, Estados Unidos.
- 3.- "Aplicación de la simulación numérica al modelado de
yacimientos geotérmicos",
Fruess, R. C. y Schroeder, J. Zerran,
Lawrence Berkeley Laboratory,
Universidad de California,
Berkeley, California, Estados Unidos.
- 4.- COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD,
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos,
Reportes técnicos:
 - Reconocimiento geológico de la zona geotérmica de
La Soledad, Jalisco, México.
 - Carta geológica del campo geotérmico de Los Azufres,
Michoacán, México.
 - Reconocimiento geológico de la zona geotérmica El Orito-
Los Borbollones, Jalisco, México.
 - Geología de la zona termal de Puruandiro, Michoacán, México.
 - Vulcanología de la zona geotérmica de la Caldera de
Acoculco, Puebla, México.
 - Evaluación preliminar del estado de Durango, México.
- 5.- "Three dimensional geothermal reservoir simulation",
Thomas, L. K. y R. Pierson,
Society of Petroleum Engineers, 1976,
Dallas, Texas, Estados Unidos.

- 6.- COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD,
Reporte técnico:
"Inauguración de las Centrales Geotermoeléctricas
Cerro Prieto I y Cerro Prieto II",
28-Enero-1987.

- 7.- COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD,
Coordinadora Ejecutiva Cerro Prieto,
"Brief commentaries of the generation in the main
plant in Cerro Prieto",
Dominguez, B. A.,
1981.

- 8.- "Reservoir engineering assessment of geothermal systems",
Ramey, H. J.,
Departamento de Ingeniería Petrolera,
Universidad de Stanford,
California, Estados Unidos.

- 9.- "State-of-the-Art Review of Geothermal Reservoir Modelling",
Finder, George,
División de Ciencias de la Tierra,
Laboratorio Lawrence Berkeley,
Universidad de California,
California, Estados Unidos.

- 10.- "Assessment of Geothermal Resources of the United
States —1978",
Muffler, L. J. P.,
Geological Survey Circular 790,
Virginia, Estados Unidos.

- 11.- "Computer Simulation of Geothermal Reservoirs",
Brownell, D. H., S. K. Garg y J. W. Pritchett,
Society of Petroleum Engineers, 5381, 1974.
Dallas, Texas, Estados Unidos.

- 12.- "Geothermal reservoir modelling",
Coats, K. H.,
Society of Petroleum Engineers, 6892, 1977,
Dallas, Texas, Estados Unidos.
- 13.- "The numerical simulation of heat and mass transfer in
multidimensional two-phase geothermal reservoirs",
Lasseter, T. J., P. A. Witherspoon y H. J. Lippman,
Symposium on Development and Use of Geothermal Reservoirs,
Vol. 2, 1975.
- 14.- "Two-phase, two-dimensional simulation of a geothermal
reservoir",
Toronyi, R. M. y S. M. Farouq Ali,
Society of Petroleum Engineers, 1977,
Dallas, Texas, Estados Unidos.
- 15.- "Application of a lumped parameter model to the Cerro Prieto
geothermal field",
Westwood, Castanier,
Departamento de Ingeniería Petrolera,
Universidad de Stanford,
California, Estados Unidos.
- 16.- "Fuentes de Energía",
Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología,
Información Científica y Tecnológica,
Volumen V, Núm. 82,
Agosto de 1983,
México.
- 17.- Charles R. Faust and James W. Mercer,
U.S. Geological Survey,
1975-1976,
COMUNICACION VERBAL.

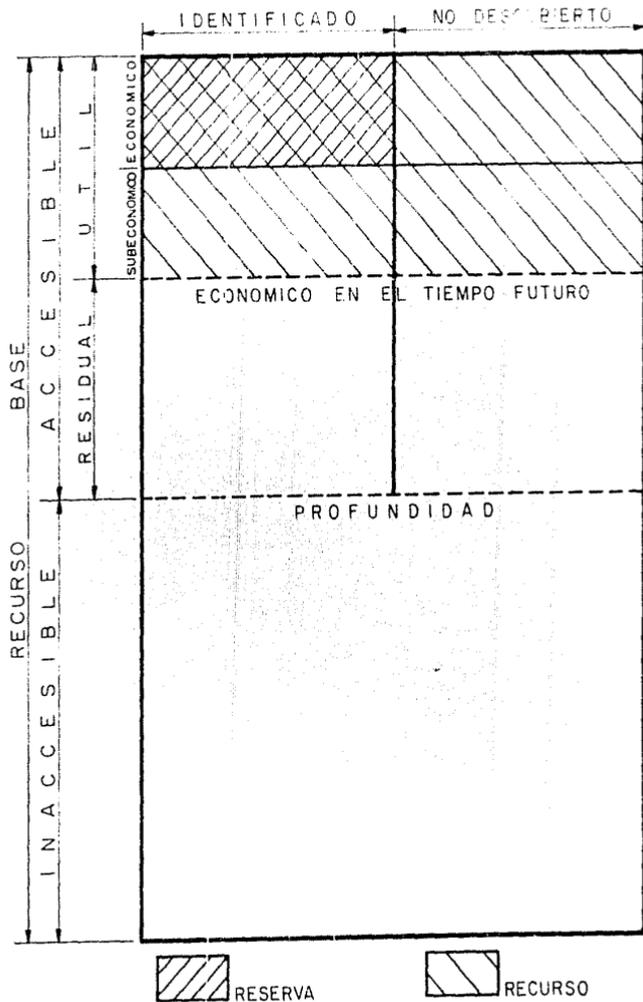


Fig. I.1.- Reserva y recurso base.

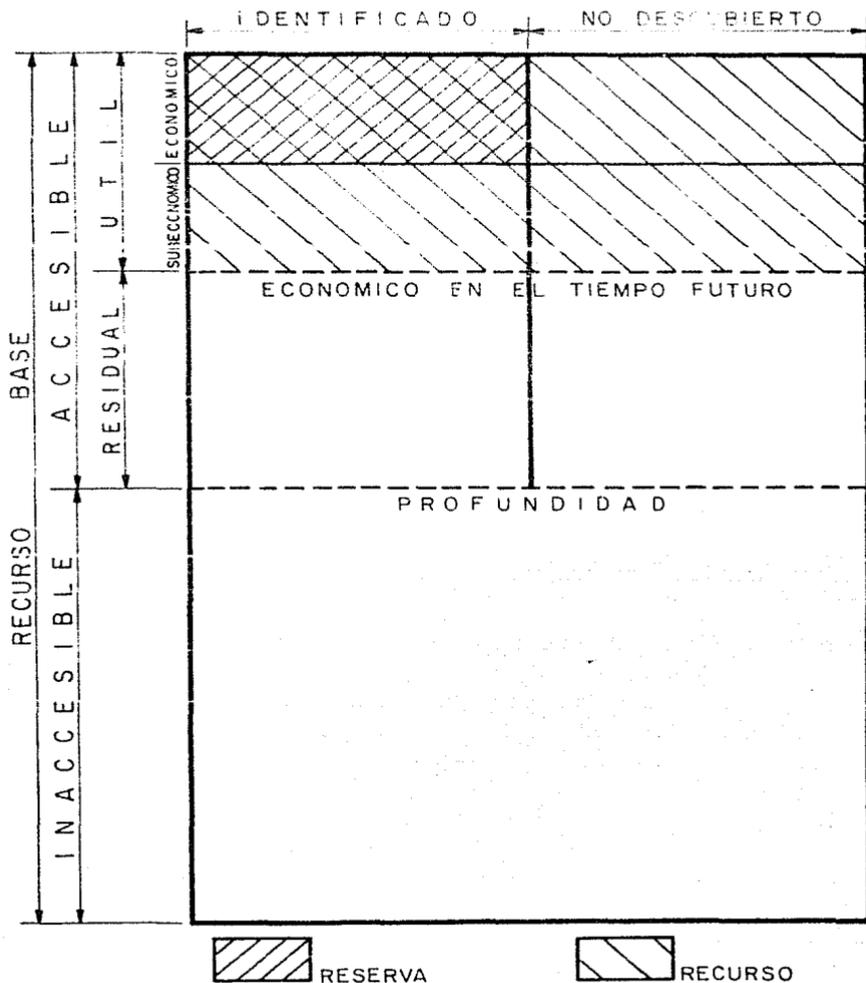


Fig. I.1.- Reserva y recurso base.

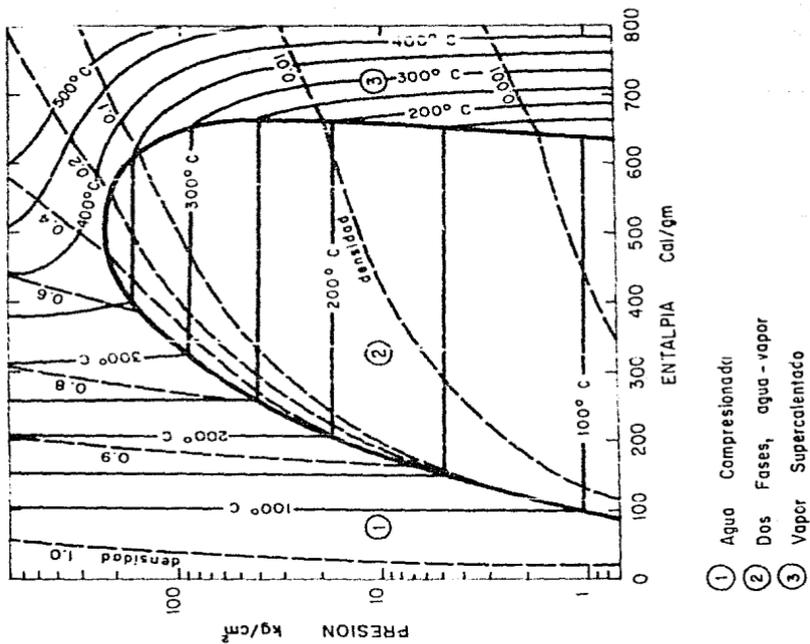


Fig. 1.2.- Diagrama Presión-Entalpia (Agua Pura).

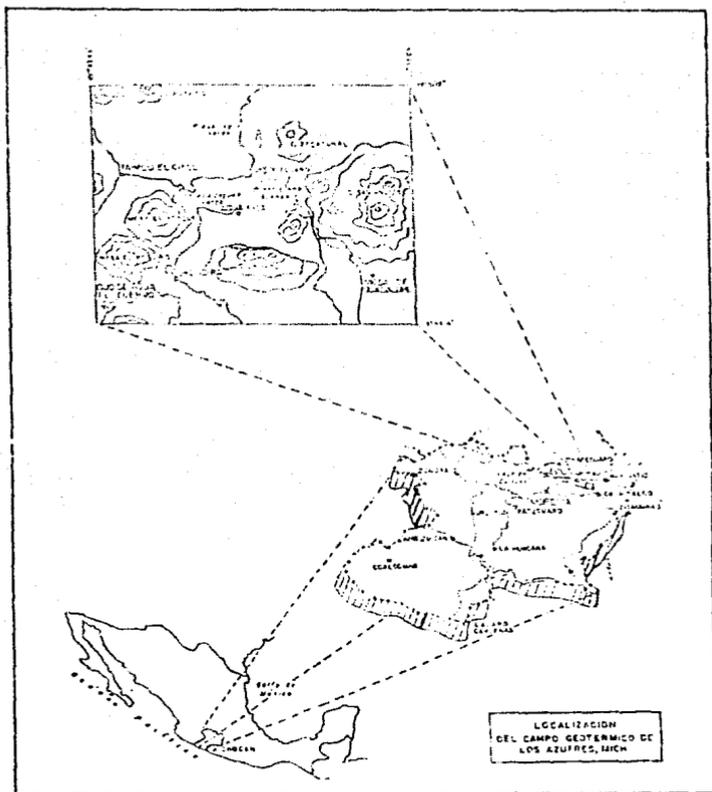


Fig. II.1.- Zona geotermal Los Azufres (Michoacán).

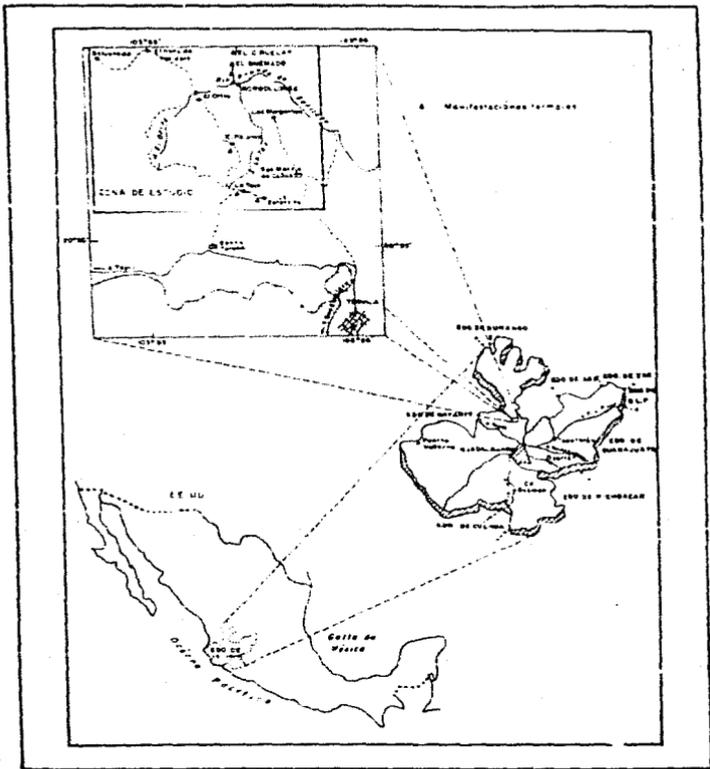


Fig. II.2.- Zona geotermal El Orito - Los Borbollones.

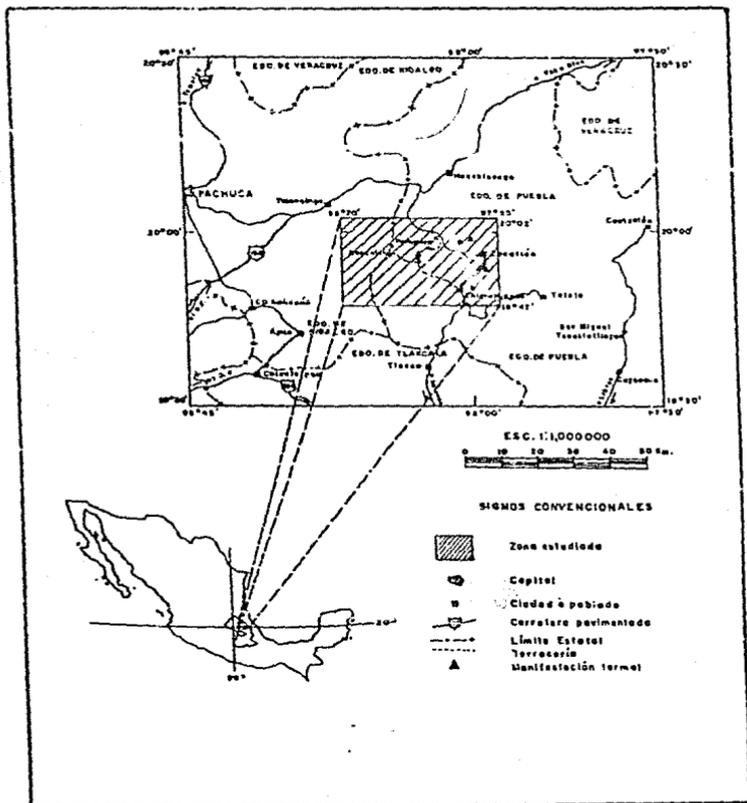


Fig. II.3.- Zona geotermal Caldera de Aoculco (Puebla).

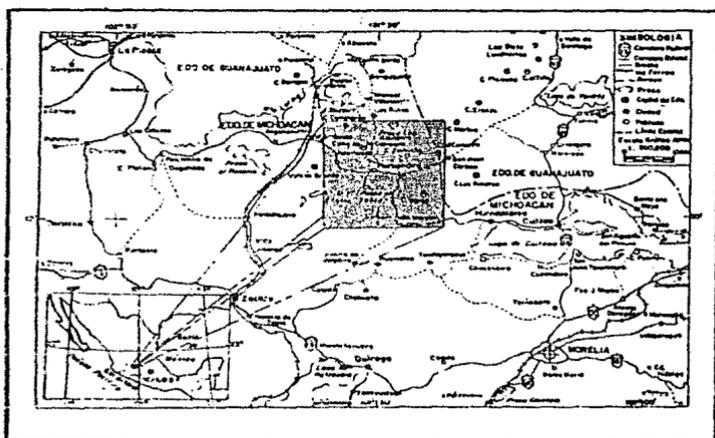


Fig. II.4.- Zona geotermal de Parandiro (Michoacán).

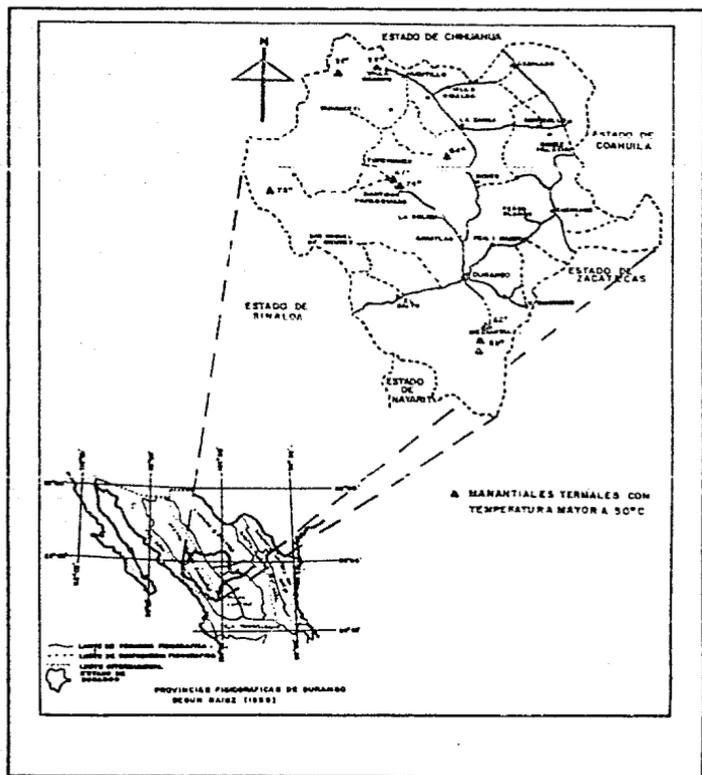


Fig. II.5.- Zona geotermal de Santiago Papasquiaro (Durango).

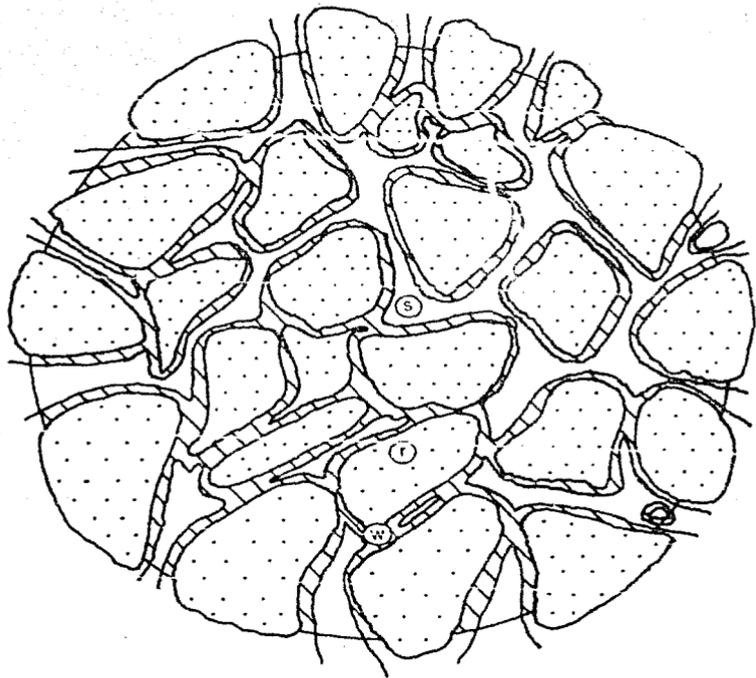


Figura # 6.- Volumen promedio para un fluido bifásico en un medio poroso: r, roca; w, agua; s, vapor.

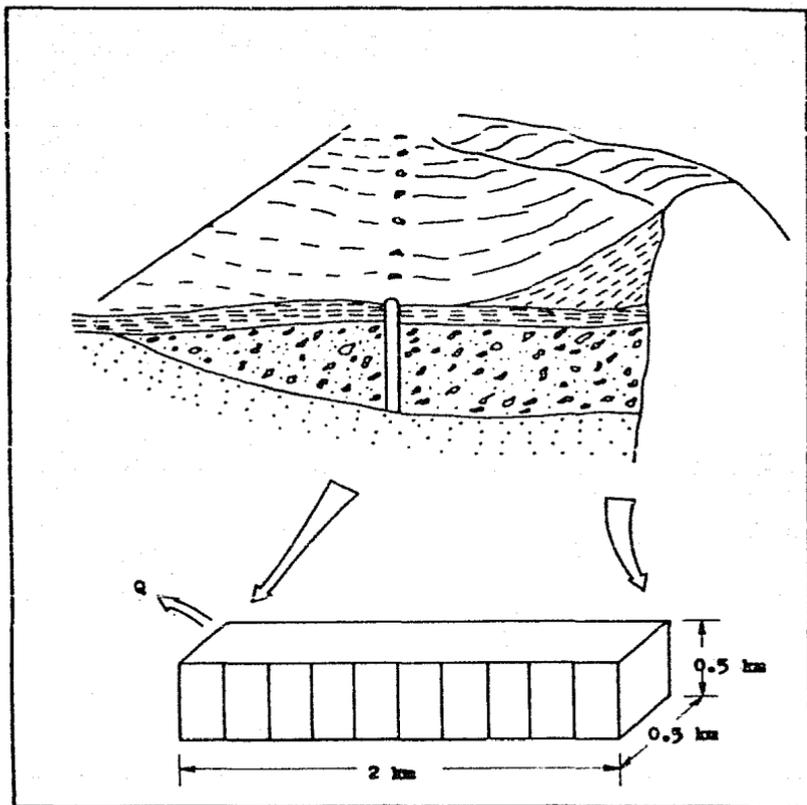
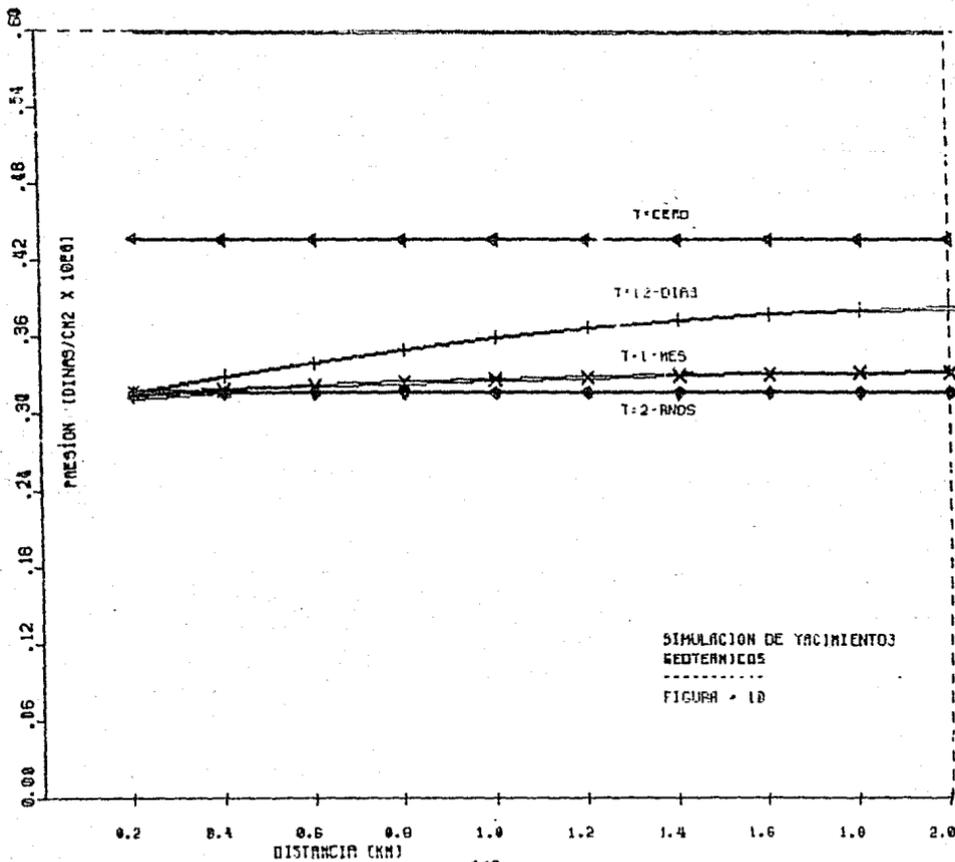
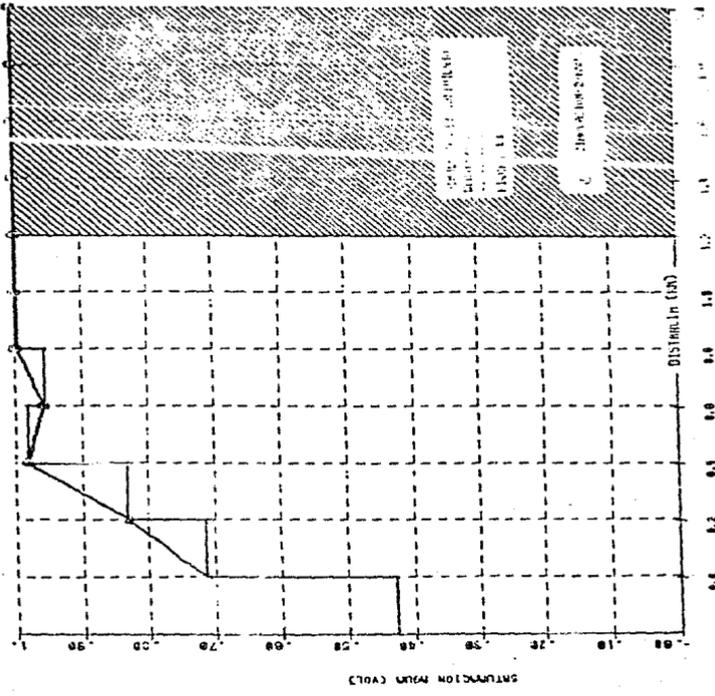
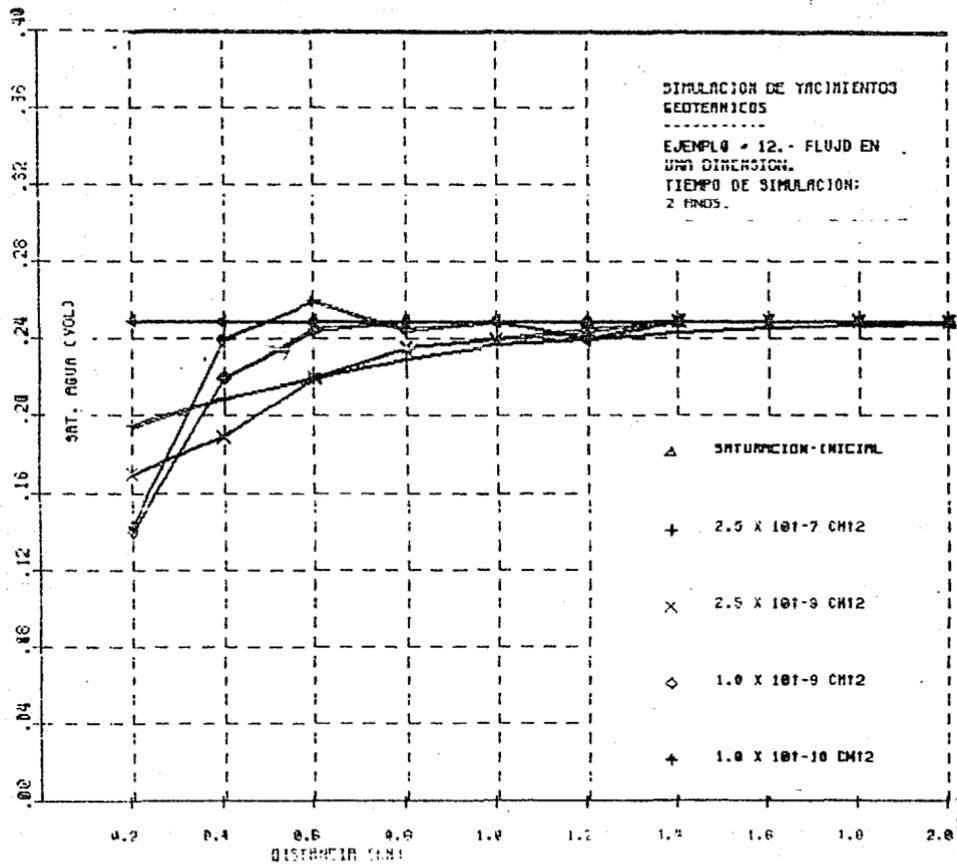


Fig. V.1.- Sección geológica idealizada de un yacimiento geotérmico hipotético.







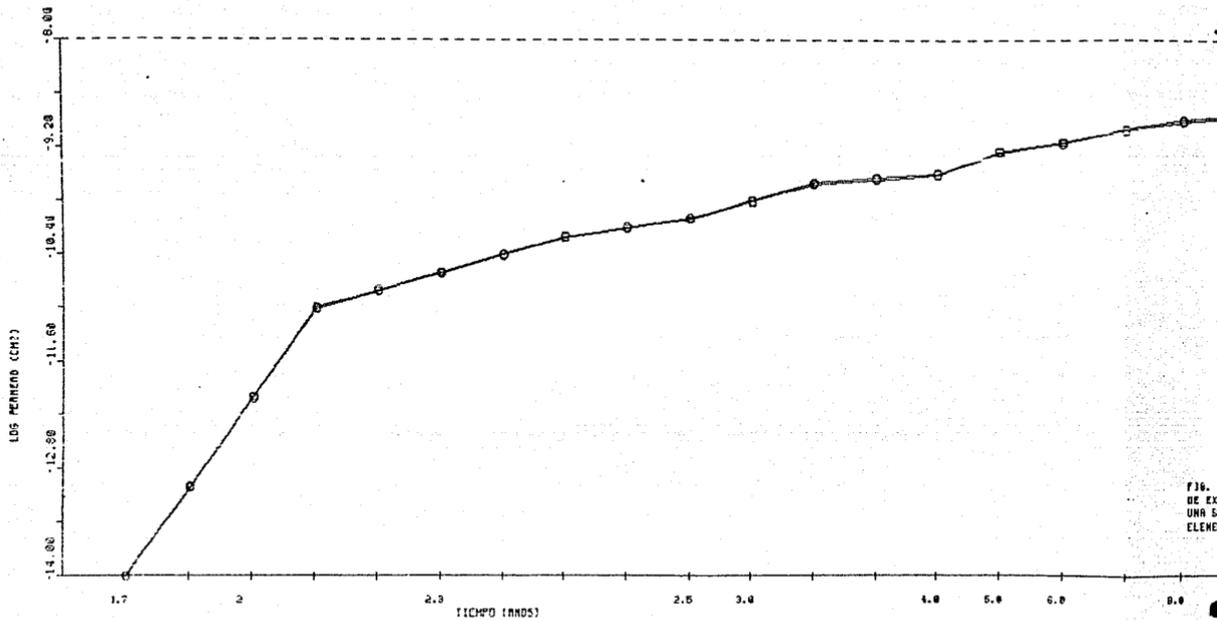


FIG.
DE EX
UNA S
ELEME

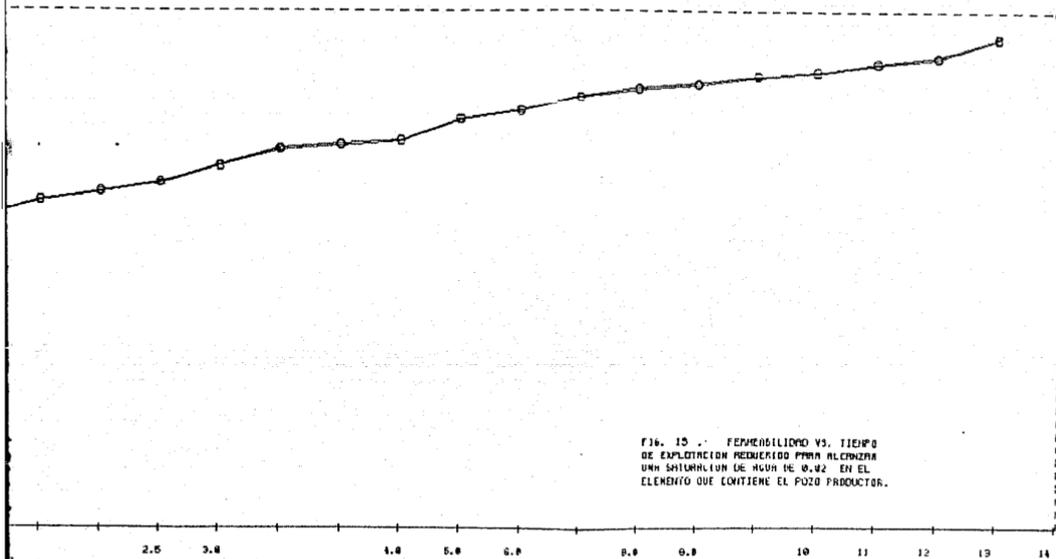
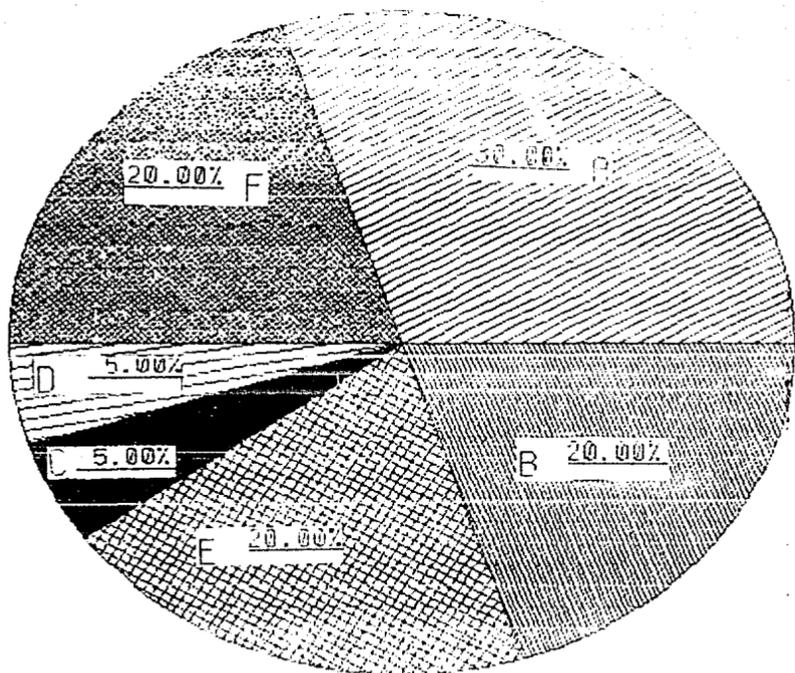


FIG. 15 . . . PERMEABILIDAD VS. TIEMPO DE EXPLOTACION REQUERIDO PARA ALCANZAR UNA SATURACION DE AGUA DE 0.02 EN EL ELEMENTO QUE CONTIENE EL POZO PRODUCTOR.

FIG. 14 . ESTIMACION DE LA DISTRIBUCION DE INCERTIDUMBRE ENTRE LOS ELEMENTOS DE LA SIMULACION DE YACIMIENTOS GEOTERMICOS.



- | | | | |
|---|-----------------------|---|--------------------------|
| A | PARAMETROS ESTIMADOS | B | FORMA ECS. GOBERNANTES |
| C | APROXIMACION NUMERICA | D | SOLUCION APROX. NUMERICA |
| E | FUENTES Y PERDIDAS | F | GEOMETRIA YACIMIENTO |