



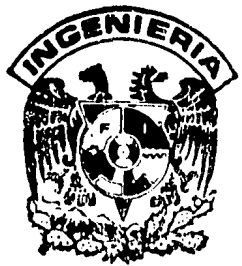
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DESARROLLO DE PROGRAMAS DE COMPUTO PARA EL MODELADO TERMICO DE CAMPOS GEOTERMICOS Y SU APLICACION A UN CAMPO GEOTERMICO DE MEXICO.

TESIS PROFESIONAL

QUE PRESENTA
HECTOR SANVICENTE SANCHEZ
PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO





Universidad Nacional
Autónoma de México



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

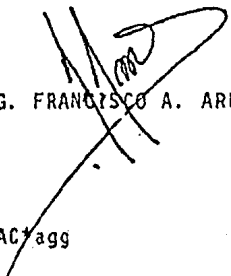
FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
60-I-1463

A QUIEN CORRESPONDA:

Por este conducto informo a usted que la Tesis Profesional del Sr. Héctor Sanvicente Sánchez ya esta terminada y se le autoriza para que se publique.

La presente se extiende a petición del interesado a los nueve días del mes de octubre de mil novecientos ochenta y seis.

A T E N T A M E N T E
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
ASESOR DE TESIS


ING. FRANCISCO A. ARROYO CARRASCO

FAAC:agg

INDICE .

	Páginas.
RESUMEN-----	1
INTRODUCCION-----	2
CAPITULO I: ANTECEDENTES.	
I.1 Procesos de Transferencia de Calor.-----	11
I.2 Ecuación Diferencial de Conducción de Calor.-----	15
I.3 Ecuación de Conducción de Calor con Movimiento de Material Fluido.-----	25
I.4 Modelos Precedentes.-----	32
I.5 Diferencias Finitas.-----	52
CAPITULO II: PROGRAMAS DE COMPUTO PARA EL MODELADO DE FUENTES TERMICAS.	
II.1 Transferencia de Calor en Sólidos.-----	61
II.2 Método de Solución para Ecuaciones Diferenciales Parciales.-----	65
II.3 Ecuaciones de Diferencias Finitas para Transferencia de Calor en un Corte Geológico.-----	67
II.4 Condiciones Inicial y a la Frontera en Diferencias Finitas.-----	82
II.5 Estabilidad de las Ecuaciones de Diferencias Finitas.-----	89
II.6 Integración de los Programas de Cómputo Desarrollados.-----	94
CAPITULO III: APLICACION A UN CAMPO GEOTERMICO.	
III.1 Localización y Límites del Campo	

Geotérmico de Los Humeros, Puebla.-----	98
III.2 Geología de la Zona.-----	100
III.3 Estudios Realizados en la Zona.-----	106
III.4 Modelado de la Cámara Magmática de Los Humeros, Puebla.-----	125
CAPITULO IV: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	
IV.1 Conclusiones y Recomendaciones para el Programa de Cómputo.-----	135
IV.2 Conclusiones y Recomendaciones para el Modelado de la Cámara Magmática de Los Humeros, Puebla.-----	137
APENDICE A: FIGURAS.-----	140
A.1 Figuras del Capítulo 1.-----	141
A.2 Figuras del Capítulo 2.-----	145
A.3 Figuras del Capítulo 3.-----	151
APENDICE B: PROGRAMAS DE COMPUTO.-----	181
B.1 Programa EST-CON-CUER.-----	182
B.2 Programa GRADIENTE.-----	215
BIBLIOGRAFIA.-----	233

RESUMEN

La geotermia como fuente alterna de energía se está desarrollando a pasos agigantados en el mundo, motivo por el cual la investigación de los campos geotérmicos del mundo se está llevando a cabo.

Entre los puntos principales de investigación destaca la evaluación de un yacimiento, para lo cual es menester conocer el volumen del fluido geotérmico y la distribución de temperaturas en el subsuelo.

Las formas de transmisión de calor en las rocas son por conducción y por convección, ésta última se lleva a cabo cuando la roca es muy porosa y posee en su interior un fluido o se encuentra en estado de fusión. Para este caso, a la ecuación de conducción se le agrega un término convectivo.

Resolviendo la ecuación de conducción de calor en dos dimensiones, por el método de diferencias finitas, se elaboró un programa de cómputo que permitió modelar la cámara magmática del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

La convección del acuífero del campo se modeló incrementando la conductividad térmica en el estrato que lo posee, y la comprobación de dicho modelado se realizó comparando el gradiente modelado para la ubicación de los pozos perforados con el obtenido en éstos.

INTRODUCCION

Debido al gran avance tecnológico que se ha logrado para su transformación y aprovechamiento, la energía eléctrica es considerada como fundamental para el desarrollo de la humanidad; por lo que nuestro país, apoyado en el enorme potencial geotérmico existente, dirige parte de sus esfuerzos a la generación de energía eléctrica por este medio.

Estimaciones tomadas de Alonso (1985a y 1985b) indican lo siguiente: El potencial geotérmico probado, definido como aquel que es posible utilizar para instalar una central que opere por un tiempo mínimo de 20 años, asciende a 1340 MW. El potencial probable, el que se encuentra en sitios donde se están realizando estudios de yacimientos, actividades de exploración y perforación y cuenta ya con información geoquímica y geofísica, es del orden de 4600 MW. El potencial posible, si se consideran las manifestaciones termales y los resultados de los estudios de prospección, alcanza la cantidad de 6000 MW. Dichas estimaciones predicen, para el futuro, una capacidad geotermoeléctrica de 11940 MW.

En el campo de la generación de energía eléctrica, que se está mencionando, la capacidad instalada en nuestro país es de 620 MW en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BCN y 25 MW más en Los Azufres, Mich. que dan un total de 645 MW, como capacidad instalada total (Alonso, 1985a y 1985b, González, 1985)

La geotermia es utilizada en usos muy diversos, aparte de la generación de energía eléctrica, en países de alta tecnología como Japón, Italia, Estados Unidos, etc., pero también se ha desarrollado con características propias en países cuya tecnologías no son tan avanzadas, como Nueva Zelanda, Islandia, Indonesia, México, etc. Esto se debe a que no existen cuerpos propiamente dichos de teoría, de exploración y de tecnología geotérmica bien establecidos (Alvarez, 1976). Los países del segundo grupo pueden de esta forma controlar en un elevado porcentaje, con recursos y técnicos propios, los procesos de exploración y explotación geotérmicos.

Algunos ejemplos de la diversidad de empleos que se le pueden dar a la energía geotérmica son (González, 1985; Armsted, 1978; Rowley, 1982; DiPippo, 1980):

+En México se contempla la utilización del remanente geotérmico como ayuda a la acuicultura, la agricultura, la avicultura, y la ganadería a gran escala

+En Islandia uno de los usos directos de la energía geotérmica es el cultivo de hortalizas en invernaderos con clima controlado, en un área de 33.5 hectáreas junto a una planta geotérmica de 14 MW. En este caso el costo de energía para calentar el complejo de invernaderos es del 2 % del costo total de operación de dicho conjunto, en tanto que usando petróleo o algún otro hidrocarburo sería del 35 al 40 % del correspondiente costo total de operación.

+En China, el puerto de Tianjín con 4.3 millones de habitantes, satisface sus necesidades de calefacción a través del agua extraída de pozos geotérmicos. También este tipo de energía se emplea para alimentar calderas, calentar invernaderos, incubar aves de corral, elaborar hilaturas de lana y algodón y en los trabajos de tejidos y tinturas.

+A través del uso del vapor de unas fuentes geotérmicas cercanas a Tokio, se alimentan 450 cocodrilos de 27 especies en la granja Atagawa, en Japón. Además se logró la incubación artificial de dichas especies empleando el agua caliente de cuatro fuentes termales.

Así mismo, en el jardín tropical de la granja se cultivan, en invernaderos, 5400 especies de plantas tropicales, entre las que destacan 63 clases de lirio acuático.

+En el oeste de Estados Unidos se planea cultivar champiñones por medio del uso del agua geotérmica como fuente primaria de energía para cubrir los requerimientos de calentamiento y enfriado del ambiente.

A parte de los ejemplos ya mencionados en Rusia, Turquía, Nueva Zelanda, Italia y Francia, entre otros, emplean dicha energía en el secado de alimentos y madera, la evaporación en el refinamiento de azúcar, la obtención de agua dulce por destilación, la operación de sistemas de deshielo y el calentamiento de el subsuelo.

Las perspectivas actuales para el desarrollo de la geotermia en México, al igual que la de todas las ramas que implican exploración y explotación de recursos del subsuelo, se han visto frustradas y presentan un futuro incierto debido a la crisis en la baja del precio del petróleo.

Hasta el momento se ha hablado de la aplicación de la energía geotérmica proveniente de un yacimiento, y del desarrollo de este para la obtención de energía eléctrica, pero todavía no se mencionan las partes componentes de el yacimiento y los tipos de estos, lo que será contestado a continuación.

Gran parte de los yacimientos geotérmicos están formados por rocas calientes saturadas de fluido. La fuente de calor, generalmente, es un cuerpo de magma intrusivo, que ha ascendido por las fracturas de la corteza terrestre a aproximadamente 10 Km o

menos de la superficie, aunque esta también puede deberse al decaimiento radiactivo de una acumulación de elementos de este tipo. Por ejemplo los yacimientos radiogénicos en los que el calor liberado se debe al decaimiento de algunos elementos radiactivos concentrados en forma anómala en la corteza terrestre (Departamento de Difusión, 1984; Rybach, 1981; Chilingar et al, 1982; DiPippo, 1980; Rowley, 1982).

Las manifestaciones volcánicas ocurren asociadas al ascenso, lento o rápido, de magmas hacia la superficie de la tierra; al aproximarse a ésta pueden causar, además de calderas y volcanes, explosiones freáticas e intrusiones. Las intrusiones o cuerpos intrusivos ocurren cuando un magma no llega a la superficie sino que queda atrapado por debajo de ella, enfriándose y solidificándose lentamente hasta formar la roca (Williams and McBirney, 1979; Shaw, 1980).

Existen numerosas zonas en las que se tienen manifestaciones superficiales como geisers, lodos calientes, fumarolas o manantiales de agua caliente; estas manifestaciones son llamadas termales y se deben al calentamiento de aguas infiltradas hasta la cercanía de un cuerpo ígneo próximo a la superficie (Departamento de Difusión, 1984; Chilingar et al 1982; Armstead, 1978).

Las hipótesis que explican tales manifestaciones son las siguientes: 1).- El vapor que procede de los acuíferos confinados expuesto a temperaturas elevadas y a grandes profundidades. 2).- La liberación del agua contenida en los magmas en proceso de

solidificación. 3).- La infiltración de aguas meteóricas al ponerse en contacto con las rocas permeables a alta temperatura (Chilingar et al, 1982).

La mecánica del último proceso es la siguiente: el agua de lluvia se filtra en el subsuelo a través de grietas y fallas, el calor del cuerpo ígneo se comunica a las aguas frías que vienen de la superficie, creando presiones suficientes para mandar hacia arriba el fluido caliente y establecer así un patrón de circulación determinado. Estos sistemas reciben el nombre de convectivos y pueden ser de vapor dominante o de líquido dominante (Rybach, 1981; Chilingar et al, 1982). Este tipo de yacimientos llamados también hidropresurizados son los más comunes y a él pertenecen los que se encuentran en explotación en la República Mexicana (Departamento de Difusión, 1984).

Cuando no existe un sistema de circulación bien determinado, el fluido geotérmico se lleva a la superficie, mediante pozos perforados entre 0.5 y 3 Km de profundidad; ya que actualmente a profundidades mayores la explotación de energía geotérmica no es costeable y, a profundidades menores no existe la suficiente presión con la entalpía requerida (Rybach, 1981; Chilingar et al, 1982).

También puede darse el caso en el que se tenga un intrusivo cercano a la superficie pero la roca encajonante sea impermeable, por lo que no existe infiltración de agua y en consecuencia tampoco existe un mecanismo de circulación; a este tipo de yacimientos se

les da el nombre de roca seca. La forma de extraer calor de estos yacimientos es mediante la perforación de pozos y creación de un mecanismo convectivo artificial que se logra inyectando agua al subsuelo y extrayendo el vapor o el agua caliente; esto es el yacimiento hace la función de la caldera en una planta termoeléctrica. La factibilidad de esta idea ha sido demostrada, más actualmente no se cuenta con la tecnología que la haga económicamente costeable (Departamento de Difusión, 1984; Chilingar et al, 1982; Rybach, 1981).

Un último tipo de yacimientos es el geopresurizado el cual se debe al hundimiento de sedimentos con alto contenido de agua, provocado por procesos geológicos normales. Conforme se hunden los sedimentos, la presión aumenta y puede llegar a ser hasta más de 10000 atmósferas, valor suficiente para accionar una turbina hidráulica en la superficie. La fuente de calor en este tipo de yacimientos puede o no ser una cámara magmática (Departamento de Difusión, 1984; Chilingar et al, 1982; DiPippo, 1980; Ribach, 1981).

De lo dicho anteriormente se deduce que la reserva de calor de un yacimiento geotérmico está en función directa de la fuente de calor que es la que determina, junto con las propiedades de la roca circundante, la distribución de temperaturas en el subsuelo, en base a su geometría y tamaño; por lo que un modelado de dicha fuente proporciona estas reservas y a la vez delimita la zona de temperaturas anómalas de un campo geotérmico.

Las fuentes geotérmicas en México se localizan, principalmente en dos accidentes tectónicos, a lo largo del Golfo de California y en el Cinturón Volcánico de México, CVM. En esta última región es donde toman mayor importancia debido a que aquí es donde se encuentra concentrada la mayoría de la población y, es también aquí, con excepción de la cd. de Monterrey, que se encuentran localizados los núcleos industriales más importantes de el país (Alvarez, 1976).

Existen varias regiones en el CVM que por su alta probabilidad de tener cámaras magmáticas, susceptibles de explotación, constituyen blancos primarios de exploración. Entre éstas se encuentran la de Los Humeros y Las Derrumbadas en la parte nor-oriental del estado de Puebla, que presenta actividad fumarólica en una pequeña región de su interior; la de La Primavera, en Jalisco, muy cerca a Guadalajara; El Ceboruco y La Laguna del Tesoro, en Nayarit, próxima a Tepic; Los Negritos, Ixtlán de Los Hervores, Araro y Los Azufres, en Michoacán; Pathé y Huichapan, en Hidalgo; Amealco, Querétaro; etc (Alonso, 1985a y 1985b).

La importancia de realizar el modelado de cámaras magmáticas por medios económicos a sido señalada recientemente por Verma (1985b), pues la sismología activa, que es la que proporciona una mayor resolución, resulta actualmente a un costo prohibitivo para las instituciones.

El presente trabajo ofrece un programa de cómputo para modelar cámaras magmáticas y su aplicación a la caldera de Los Humeros en Puebla..

CAPITULO 1

ANTECEDENTES

I.1 Procesos de Transferencia de Calor.

En la naturaleza la materia se presenta en tres fases principales (sólido, líquido y gas), las cuales están en función de su energía interna.

La energía interna de un cuerpo es aquella que poseen las partículas formadoras de éste (moléculas átomos, electrones, etc.), esto es, la energía no evaluable macroscópicamente o por medios de mecanismos de bloque (el cuerpo en su conjunto). La energía interna puede ser de tres formas principales, energía cinética atómica, es aquella que permite el movimiento o desplazamiento de las partículas; energía potencial atómica, son las fuerzas de atracción molecular, incluyendo fuerzas de coulomb y gravitacionales; y la última es la energía equivalente de la materia ($E = M c^2$, donde E = energía, M = masa, c = velocidad de la luz) (Reynolds, 1968).

En la fase sólida la energía potencial molecular o atómica es muy alta lo que ocasiona que las fuerzas de atracción molecular sean elevadas también, y la distancia entre moléculas adyacentes sea pequeña, produciéndose un empaquetamiento molecular que da rigidez al cuerpo. En la fase líquida esta energía no es tan elevada como en los sólidos, lo que se refleja en un incremento en la energía cinética atómica, dando lugar esto a una disminución en las fuerzas de atracción y separación molecular, perdiéndose entonces la rigidez del cuerpo. La fase de gas se caracteriza por una nula o casi nula energía potencial y una alta energía cinética lo que permite la separación y libertad casi total de las moléculas de un cuerpo (Kern, 1984).

La fase en la que se encuentra un cuerpo depende de dos factores principales, de las moléculas y tipos de enlaces atómicos, formadores de éstas, que lo componen y de la temperatura de éste, de lo que se deduce que un incremento en la temperatura repercutirá en la energía interna del cuerpo.

Cuando se tienen dos cuerpos a diferentes temperaturas, próximos uno de otro, se dará un proceso de transmisión de calor del cuerpo caliente, llamado fuente, al cuerpo frío, llamado receptor, hasta que se de la igualdad de temperaturas en ambos cuerpos (Kern, 1984; Carslaw and Jaeger, 1959). Esta transmisión depende de las propiedades térmicas de los cuerpos, las cuales varían de magnitud para una misma sustancia dependiendo de la fase de ésta, por ejemplo, el calor específico por unidad de masa es bajo para los sólidos, alto para los líquidos e intermedio para los gases (Kern, 1984).

Existen tres procesos de transmisión de calor que se dan en forma combinada en la naturaleza y son:

1.- Conducción.- Es la transferencia de calor a través de un material por contacto molecular. La ley que rige esta transmisión de calor es la siguiente; la cantidad de calor que fluye de un plano caliente a otro de menor temperatura, en un material, hasta alcanzar el equilibrio térmico, es directamente proporcional al área del plano, al tiempo de flujo y la diferencia de temperaturas entre los planos e inversamente proporcional a la separación entre éstos.

$$q = K \frac{(T_2 - T_1) A t}{d} \quad (I.1)$$

donde K es una constante de proporcionalidad, llamada conductividad térmica, que depende únicamente del material en el que fluye el calor,

T_2 y T_1 son la temperaturas de los planos uno y dos respectivamente, A es el área de los planos y t es el tiempo de flujo.

2.- Convección.- Es la transferencia de calor que se da en los fluidos, entre partes calientes y frías de éste por medio de mezcla. Supóngase que un recipiente con un líquido se coloca sobre una flama, la parte inferior del líquido se calentará lo que disminuirá su densidad y subirá por diferenciación a la superficie de éste, mientras la superficie del líquido conservará su densidad por lo que se irá al fondo del recipiente. El líquido caliente que queda ahora en la superficie se

enfria y baja, mientras que el del fondo incrementa su temperatura y sube a la superficie por diferenciación y así sucesivamente. La ecuación de este tipo de transferencia de calor es reportada en forma simplificada por Kern (1984) como:

$$q = h T A t \quad (I.2)$$

donde h es una constante de proporcionalidad, llamada coeficiente de transferencia, que depende de las propiedades del fluido y la velocidad de el movimiento; T es temperatura, A es el área transversal y t es el tiempo de flujo.

3.- Radiación.- Es la transferencia de calor entre dos cuerpos calientes por medio de radiación electromagnética. Cuando la radiación llega al receptor parte es absorbida y parte es reflejada por él. Boltzman estableció la ecuación de transferencia de calor por radiación, tomando como base la segunda ley de la termodinámica, que se conoce como ley de la cuarta potencia (Kern, 1984) y es:

$$q = \sigma \epsilon d T^4 A t \quad (I.3)$$

donde d es la distancia de separación entre ambos cuerpos, T es la temperatura absoluta, A el área del cuerpo radiante, t el tiempo de radiación, σ es una constante dimensional y ϵ es un coeficiente, llamado emisividad, que depende del cuerpo.

I.2 Ecuación Diferencial de Conducción de Calor.

En todo sistema que involucre flujo, se ha observado experimentalmente que la cantidad que fluye es directamente proporcional a la diferencia de potencial, en el sistema, e inversamente proporcional a la resistencia de éste al flujo.

$$\text{flujo} \propto \frac{\text{potencial}}{\text{resistencia}} \quad (\text{I.4})$$

también es conocido que

$$\text{conductancia} = \frac{1}{\text{resistencia}} \quad (\text{I.5})$$

entonces

$$\text{flujo} \propto \text{conductancia} \times \text{potencial} \quad (\text{I.6})$$

Considerando el siguiente sistema térmico, se tiene un cuerpo cilíndrico en el cual sus caras inferior y superior, de área A , se encuentran a una temperatura T_1 y T_2 respectivamente, la longitud o separación entre caras es n , y el volumen V (figura I.1a).

del sistema térmico se observa que su potencial está dado por la diferencia de temperaturas entre sus caras $\Delta T = T_2 - T_1$ y que la conductancia es directamente proporcional al área transversal del cilindro e inversamente proporcional a la longitud de éste.

$$\text{conductancia} = K \frac{A}{n} \quad (\text{I.7})$$

donde K es una constante de proporcionalidad llamada conductividad térmica, que depende exclusivamente de la materia de que está formado el cilindro.

Tenemos que el flujo (Q)

$$Q = -K \frac{A}{n} \Delta T \quad \text{si } T_1 > T_2 \quad (\text{I.8})$$

de la definición de flujo

$$\text{flujo} = \frac{\text{cantidad}}{\text{tiempo}} \quad (\text{I.9})$$

se obtiene que

$$Q = \frac{q}{t} = -K \frac{A}{n} \Delta T \quad (\text{I.10})$$

por lo tanto

$$q = -K \frac{\Delta T A t}{n} \quad (\text{I.1})$$

si la ec. (I.1) se expresa en forma diferencial se obtiene

$$d^2 q = -K \frac{\partial T}{\partial n} dA dt \quad (\text{I.11})$$

Como ya se mencionó anteriormente, la temperatura de un cuerpo altera la energía interna de éste. Dicha modificación es regida por la siguiente ley: el incremento de la energía interna (q) de un volumen elemental es directamente proporcional a su masa (m) y a su temperatura

$$dq = c m dT \quad (\text{I.12})$$

donde c es la constante de proporcionalidad llamada calor específico y está dada por la misma ecuación

$$c = \frac{1}{m} \frac{dq}{dT} \quad (I.13)$$

Si la masa del volumen elemental se expresa como $m = \rho dV$ la ecuación (I.12) queda

$$d^2q = \rho c dV dT \quad (I.14)$$

En un punto en el espacio especificado por el vector de posición \vec{r} y en un tiempo dado t , la temperatura puede ser expresada como

$$T = T(\vec{r}, t) \quad (I.15)$$

donde $T(\vec{r}, t)$ es una función escalar

Un juego de puntos específicos con sus temperaturas constituye un campo de temperaturas, el cual como se define con cantidades escalares se le llama campo escalar. Si los puntos del campo toman un mismo valor, es decir, $T = \text{cte.}$, se forma una superficie equipotencial llamada en este caso isoterma. Las isotermas son superficies que separan al cuerpo en dos partes, una más caliente y otra más fría que el valor de la isoterma; un cuerpo puede ser formado por una infinidad de isotermas definidas para un instante de tiempo y a diferentes grados y fracciones de grado. Las isotermas son superficies equipotenciales, por

lo que no se intersectan unas con otras, pues un punto no puede tener dos temperaturas al mismo instante de tiempo.

Cuando una isoterma de valor T_1 intersecta al punto \vec{n}_1 y si a una distancia $\Delta\vec{n}$ la isoterma T_2 intersecta a \vec{n}_2 , entonces el incremento en la temperatura de \vec{n}_1 a \vec{n}_2 puede ser expresado como

$$\frac{\Delta T}{\Delta\vec{n}} = \frac{T_2 - T_1}{\Delta\vec{n}} \quad \text{si } T_2 > T_1 \quad (\text{I.16})$$

En el limite para un intervalo infinitesimal en el punto X_1 la expresi3n (I.16) es llamada gradiente de temperatura.

$$\text{grad } T = \lim_{\Delta\vec{n} \rightarrow 0} \frac{T(\vec{n}_1 + \Delta\vec{n}, t) - T(\vec{n}_1, t)}{\Delta\vec{n}} = \frac{\partial T}{\partial\vec{n}} \quad (\text{I.17})$$

El gradiente de temperaturas es una cantidad vectorial y est3 definido para cada punto del campo, en forma normal a la isoterma, en direcci3n del incremento de temperatura, formando un campo vectorial de gradiente.

Relacionando la expresión (I.17) con (I.11) se obtiene

$$d^2q = -K \text{ grad } T \, dA \, dt \quad (\text{I.18})$$

Si el cuerpo mencionado anteriormente se considera ahora como infinitamente pequeño (ver figura I.1b) y que en el interior de éste existe una fuente homogénea e isotrópica de calor F .

El calor generado por la fuente es:

$$d^2q = F \, dV \, dt \quad (\text{I.19})$$

Parte de este calor incrementa el contenido de calor d^2q_1 en el diferencial de volumen debido al incremento de la temperatura dT

$$d^2q_1 = \rho \, c \, dV \, dT \quad (\text{I.14})$$

y parte d^2q_2 fluye hacia el exterior del cilindro:

$$d^2q_2 = -K \text{ grad } T \, dA \, dt \quad (\text{I.18})$$

La ecuación que relaciona las expresiones (I.19), (I.14) y (I.18) está dada por

$$d^2q = d^2q_1 + d^2q_2 \quad (I.20)$$

Sustituyendo las expresiones (I.19), (I.14) y (I.18) en (I.20) se obtiene

$$F dV dt = \rho c dV dT - K \text{ grad } T dA dt \quad (I.21)$$

Utilizando el teorema de la divergencia que transforma una diferencial de superficie en diferencial de volumen .

$$K \text{ grad } T dA = \text{div } (K \text{ grad } T) dV \quad (I.22)$$

en la ecuación (I.21) se obtiene

$$F dV dt = \rho c dV dT - \text{div } (K \text{ grad } T) dV dt \quad (I.23)$$

Reacomodando la ecuación (I.23) y dividiendo entre $dV dt$, se obtiene:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div} (K \text{ grad } T) + F \quad (\text{I.24})$$

Empleando el operador diferencial nabla (∇) en (I.24), esta se transforma en:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (K \nabla T) + F \quad (\text{I.24}')$$

La ecuación (I.24') se conoce como ecuación diferencial de conducción con una fuente de calor. Cuando no existe la fuente la ec. (I.24') se simplifica a

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (K \nabla T) \quad (\text{I.25})$$

Si el medio en el que se conduce el calor es anisotrópico, es decir, la estructura cristalina de los minerales de la roca produce una disipación de calor con diferentes razones en distintas direcciones. La conductividad térmica es un tensor de segundo orden dado por

$$K = \begin{bmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{bmatrix} \quad (\text{I.26})$$

sustituyendo (I.26) y los operadores divergencia y gradiente en (I.24)

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \left[\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \right] \cdot \begin{bmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{bmatrix} \cdot \left[\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} \right] + F \quad (\text{I.27})$$

simplificando (I.27) se obtiene

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K_{11} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + K_{22} \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + K_{33} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + (K_{12} + K_{21}) \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y}$$

$$+ (K_{13} + K_{31}) \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} + (K_{23} + K_{32}) \frac{\partial^2 T}{\partial y \partial z} + F$$

(I.28)

La expresión (I.28) concuerda con la deducida por Carslaw and Jaeger (1959), en donde además se pueden ver los tensores K para algunos sistemas cristalinos.

Si el medio donde se conduce calor es isotrópico, la conductividad térmica es una cantidad escalar y, las ecs. (I.24') y (I.25) se reducen respectivamente a

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K \nabla \cdot \nabla T + F \quad (I.29)$$

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K \nabla \cdot \nabla T \quad (I.30)$$

que son las ecuaciones de conducción de calor en un medio homogéneo e isotrópico con fuente interna de calor y sin fuente respectivamente.

Reordenando las ecs. (I.29) y (I.30) y haciendo $\nabla \cdot \nabla T = \nabla^2 T$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \nabla^2 T + \frac{F}{\rho c} \quad (I.31)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \nabla^2 T \quad (I.32)$$

donde

$$k = \frac{K}{\rho c} \quad (I.33)$$

a k se le conoce como difusividad térmica.

I.3 Ecuación de Conducción de Calor con Movimiento de Material Fluido.

Cuando un cuerpo, supóngase una roca, se encuentra muy fracturada o está formada por sedimentos, su porosidad no puede ser despreciada, porque los poros se encuentran llenos con algún fluido (agua, gas, aceite, etc.) que contribuye a que la conductividad de la roca disminuya.

Dependiendo de si los poros se encuentran interconectados o no, se tienen dos fórmulas de conductividad térmica efectiva para una roca porosa (Buntebarth, 1984).

a) Poros aislados (figura I.2a)

$$K_{ef} = K_m \left[1 - \frac{3\phi \left(1 - \frac{K_f}{K_m} \right)}{2 + \phi + \frac{K_f}{K_m}} \right] \quad (I.34)$$

b) Poros interconectados (figura I.2b)

$$K_{ef} = K_m \left[1 - \frac{\phi \left(1 - 2 \frac{K_f}{K_m} \right) \left(1 - \frac{K_f}{K_m} \right)}{\phi \left(1 - \frac{K_f}{K_m} \right) + 3 \frac{K_f}{K_m}} \right] \quad (I.35)$$

Donde:

ϕ = Porosidad de la roca.

K_{ef} = Conductividad térmica efectiva de la roca.

K_f = Conductividad térmica del fluido.

K_m = Conductividad térmica de la matriz de la roca.

La ecuación (I.2) da la cantidad de calor que transmite un fluido por convección y puede ser deducida del siguiente experimento.

Supóngase que se tiene una barra caliente que disipa calor al aire (figura I.3), si se considera el aire a una temperatura promedio, existirá una diferencia de temperaturas ΔT , que provocará un flujo de calor, por convección desde la superficie de la barra hasta una distancia n , indefinida, en el que la temperatura del aire es la promedio. A este concepto se le llama película ficticia (Kern, 1984).

De las ecuaciones (I.26), (I.7) y (I.9) se deduce la ecuación:

$$\frac{\Delta q}{t} = \frac{K_a}{n} A \Delta T \quad (I.10)$$

de donde se obtiene

$$q = \frac{K_a}{\vec{n}} T A t \quad (I.1)$$

donde K_a es una conductividad térmica equivalente como si el proceso de transferencia de calor se llevara a cabo por conducción y \vec{n} una distancia no determinada

si

$$h = \frac{K_a}{\vec{n}} \quad (I.36)$$

entonces

$$q = h T A t \quad (I.2)$$

despejando K de (I.33) y sustituyendo en (I.36) se obtiene

$$h = \frac{k_a \rho_a c_a}{\vec{n}} \quad (I.37)$$

realizando un análisis dimensional se observa que de (I.1)

$$K = \frac{q \vec{n}}{\Delta T A t} \left[\frac{\text{cal cm}}{^{\circ}\text{C cm}^2 \text{ s}} \right] \quad (\text{I.38})$$

de (I.13)

$$c = \frac{1}{m} \frac{dq}{dT} \left[\frac{\text{cal}}{\text{g } ^{\circ}\text{C}} \right] \quad (\text{I.13})$$

como

$$\rho = \frac{m}{V} \left[\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right] \quad (\text{I.39})$$

de (I.38), (I.13) y (I.39) en (I.33) se obtiene

$$k = \frac{K}{\rho c} \left[\frac{\text{cm}^2}{\text{s}} \right] \quad (\text{I.40})$$

entonces

$$\frac{k}{h} \left[\frac{\text{cm}}{\text{s}} \right] \quad (\text{I.41})$$

por lo tanto se infiere que:

$$\frac{k}{h} = \vec{v} \quad (\text{I.42})$$

es la velocidad con la que se mueven las partículas del aire.

Sustituyendo (I.42) en (I.37)

$$h = \vec{v} \rho c \left[\frac{\text{cal}}{\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot ^\circ\text{C}} \right] \quad (\text{I.43})$$

sustituyendo (I.43) en (I.2)

$$q = \vec{v} \rho c T A t \quad (\text{I.44})$$

que corresponde con el término convectivo utilizado por Carslaw and Jaeger (1959), para la deducción de la ecuación diferencial de conducción de calor con movimiento de material.

Si el cuerpo de la figura (I.1b) además de disipar calor por conducción, contiene un fluido que al calentarse transfiere calor por convección, a la ec. (I.18) habrá que sumarle un término convectivo dado por (I.44)

$$d^2q_2 = (-K \nabla T + \vec{v} \rho c T) dA dt \quad (I.45)$$

sustituyendo (I.19), (I.14) y (I.45) en (I.20)

$$FdVdt = \rho cdVdT + (-K\nabla T + \vec{v}\rho c T)dAdt \quad (I.46)$$

sustituyendo (I.22) en (I.46)

$$FdVdt = \rho cdVdT + (-\nabla \cdot (K\nabla T) + \vec{v}\rho c \nabla \cdot T)dVdt \quad (I.47)$$

como $\nabla \cdot T = \nabla T$ por ser T un campo escalar y reacomodando se obtiene

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (K\nabla T) + F - \rho c \vec{v} \nabla T \quad (I.48)$$

Esta es la ecuación diferencial de conducción de calor con un movimiento de material fluido, y es de la que parte Hasabe (1970) en su modelo de subducción.

I.4 Modelos Precedentes.

La ecuación de conducción de calor ha sido resuelta por distintos métodos con el fin de modelar la alteración en el gradiente geotérmico producida por un cuerpo caliente en el interior de la tierra. La presente sección mostrará en forma general algunos tipos de modelados realizados⁽¹⁾.

NOTA

(1) Recientemente aparecieron, en un número atrasado del Bulletin Volcanologique (vol 47-2, 1984), tres artículos para modelar la cámara magmática del campo italiano de Phlegraean.

Bonafede et al (1984) resuelve la ecuación de conducción de calor, para una cámara magmática esférica, mediante la ley de Fourier de conducción. Armenti et al (1984) utilizan las ecuaciones de Bonafede et al. (1984) para realizar el modelado de la cámara del campo de Phlegraean durante los últimos 10500 años. Giberti et al (1984) realiza un modelado de la cámara del Phlegraean durante los últimos 56000 años, tomando en cuenta la historia eruptiva del campo; la ecuación de conducción de calor en una dimensión es resuelta por diferencias finitas, lo mismo que las ecuaciones de condiciones

a la frontera, pues considera un medio estratificado.

Mareschal (1983) resuelve las ecuaciones de calor (I.29) y (I.30) para una intrusión, de material magmático, en la litósfera hasta una profundidad $z = b$ (encontrándose en $z = a$ la frontera litósfera-astenosfera). La litósfera es considerada homogénea e isotrópica y la temperatura y fuente de calor en coordenadas cilíndricas $T = T(r, z, t)$, $F = F(r, z, t)$; donde r es la distancia al eje de simetría y z la profundidad.

$$\frac{1}{k} \frac{\partial T_1}{\partial t} = \nabla^2 T \quad 0 \leq z \leq b \quad (\text{I.30}')$$

$$\frac{1}{k} \frac{\partial T_2}{\partial t} = \nabla^2 T + \frac{F(r, z, t)}{K} \quad b \leq z \leq a \quad (\text{I.29}')$$

siendo $k = \frac{K}{\rho c}$

Mediante una doble transformada pasa las ecuaciones diferenciales parciales (I.29') y (I.30') a ecuaciones ordinarias y las resuelve por funciones de Green (Carslaw and Jaeger, 1959).

La transformada de Laplace del campo de temperaturas, $T(r,z,t)$, es definida en términos de la variable de transformación s , como:

$$\bar{T}(r,z,s) = L[T(r,z,t)] = \int_0^{\infty} e^{-st} T(r,z,t) dt \quad (I.49)$$

y la transformada Hánkel de orden cero es definida, en términos de la variable de transformación v , como:

$$\bar{T}(v,s,t) = H[T(r,z,t)] = \int_0^{\infty} T(r,z,t) J_0(vr) r dr \quad (I.50)$$

donde $J_0(vr)$ es la función ordinaria de Bessel de orden cero.

Aplicando (I.49) y (I.50) en (I.30') y (I.29') se obtiene el campo de temperaturas transformado, $\bar{T}(v,z,s)$

$$\frac{d^2 \bar{T}_1}{dz^2} - v^2 \bar{T}_1 = \frac{s}{k} \bar{T}_1 \quad 0 < z < b \quad (\text{I.51})$$

$$\frac{d^2 \bar{T}_2}{dz^2} - v^2 \bar{T}_2 + \frac{\bar{F}(v, z, s)}{K} = \frac{s}{k} \bar{T}_2 \quad b < z < a \quad (\text{I.52})$$

La solución que satisface las condiciones iniciales y las de la frontera para estas ecuaciones es:

$$\bar{T}_1(v, s, z) = \frac{\bar{F}(v, s)}{K} \left\{ \frac{\sinh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k} \right)^{1/2} (a-b) \right] \sinh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k} \right)^{1/2} z \right]}{\cosh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k} \right)^{1/2} a \right]} \right\} \quad (\text{I.53})$$

$$\bar{T}_2(v, s, z) = \frac{\bar{F}(v, s)}{K} \left\{ 1 - \frac{\cosh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k} \right)^{1/2} b \right] \cosh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k} \right)^{1/2} (z-a) \right]}{\cosh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k} \right)^{1/2} a \right]} \right\} \quad (\text{I.54})$$

de donde el flujo de calor anómalo en la superficie es:

$$\bar{q}(v, s) = K \frac{\partial \bar{T}_1}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{\bar{F}(v, s)}{\left(v^2 + \frac{s}{k}\right)^{1/2}} \left(\frac{\sinh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k}\right)^{1/2} (a-b) \right]}{\cosh \left[\left(v^2 + \frac{s}{k}\right)^{1/2} a \right]} \right) \quad (I.55)$$

La anomalía de flujo de calor es entonces la convolución en el espacio y el tiempo de la distribución de fuente de calor con la apropiada función de Green. Para dos funciones radialmente simétricas, $H(r, t)$ y $G(r, t)$ la convolución en el dominio espacio-tiempo es escrita como sigue:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} r' dr' \int_0^t dt' H(r', t') G \left[(r^2 + r'^2 - 2rr' \cos \theta)^{1/2}, t-t' \right] \quad (I.56)$$

La que es generalmente más práctica para invertir (I.55) que para determinar el flujo de calor, por operación de la convolución (I.56) en el dominio espacio-tiempo.

La Transformada Hnkel del flujo de calor en el tiempo t después de una actividad de la fuente de calor como pulso es obtenida por inversión de la transformada de Laplace y la variación espacial de la función de Green es conseguida por la inversión de la transformada Hnkel. Al aplicar ambas inversiones a (I.55) se obtiene

$$\frac{q(r,t)}{q_0} = \frac{1}{2\pi} \frac{4}{\pi a^2 t} e^{\left(\frac{-r^2}{4kt}\right)} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n e^{\left\{-(2n+1) \frac{2\pi^2 kt}{4a^2}\right\}} \cdot \text{sen}\left[(2n+1) \frac{a-b}{a} \frac{\pi}{2}\right] \quad (\text{I.57})$$

donde $q_0 = Fa$

Simmons (1967) realiza un modelado térmico, para campos estacionarios, empleando la teoría de atracción gravitacional mediante el factor de escala que relaciona ambos campos, dado por:

$$Q_z = W_z \left(\frac{F}{2\pi G\rho} \right) \quad (\text{I.58})$$

donde Q es la razón de flujo de calor, F es la razón de producción de calor por unidad de volumen, G es la constante de gravitación universal, ρ es la densidad y W es la atracción gravitacional.

Se conoce que el potencial gravitacional en un punto $P(x,y,z)$ debido a un punto de masa M localizado en $P'(x',y',z')$ es $V = GM/r$ donde $r = PP'$. Suponiendo una fuente de calor puntual continua, la razón de liberación de calor es dada por $F'(t)/\rho c$ por unidad de tiempo desde $t = 0$ a $t = t$, en el punto $P'(x',y',z')$. Una solución particular de la ecuación de conducción de calor (I.30') es dada por

$$T = \frac{F}{8(\pi kt)^{3/2}} e^{-[(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]/4kt} \quad (I.59)$$

Como la integración o derivación de una solución particular es también solución de la ecuación diferencial.

La temperatura en $P(x,y,z)$ en el tiempo t es, por integración de (I.59)

$$T = \frac{1/\rho c}{8(\pi k)^{3/2}} \int_0^t F'(t') e^{-r^2/4k(t-t')} \frac{dt'}{(t-t')^{3/2}} \quad (I.60)$$

Si $F(t')$ permanece constante y $\tau = (t-t')^{1/2}$

entonces

$$2d\tau = \frac{dt'}{(t-t')^{3/2}}$$

$$T = \frac{F'/\rho c}{4(\pi k)^{3/2}} \int_{1/\sqrt{t}}^{\infty} e^{-r^2\tau^2/4k} d\tau \quad (\text{I.61})$$

definiendo la función error como sigue

$$\text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-\xi^2} d\xi \quad (\text{I.62})$$

$$\text{erf}(0) = 0 \quad (\text{I.63})$$

$$\text{erf}(\infty) = 1 \quad (\text{I.64})$$

$$\text{erf}(-x) = -\text{erf}(x) \quad (\text{I.65})$$

$$\text{erf}(x) = \frac{2}{\pi^{1/2}} \left(x - \frac{1}{3}x^3 + \dots \right) \quad (\text{I.66})$$

y la función error complementaria como

$$\operatorname{erfc}(x) = 1 - \operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_x^{\infty} e^{-\xi^2} d\xi \quad (\text{I.67})$$

haciendo

$$\xi = \frac{r\tau}{2\sqrt{k}} = \frac{r}{2\sqrt{kt}} ; \quad d\xi = \frac{r}{2\sqrt{k}} d\tau$$

$$d\tau = \frac{2\sqrt{k}}{r} d\xi \quad (\text{I.68})$$

sustituyendo (I.68) en (I.61)

$$T = \frac{F'}{4Kr\pi} \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{r}{2\sqrt{kt}}}^{\infty} e^{-\xi^2} d\xi \quad (\text{I.69})$$

sustituyendo (I.67) en (I.69)

$$T = \frac{F'}{4Kr\pi} \operatorname{erfc}\left(\frac{r}{2\sqrt{kt}}\right) \quad (\text{I.70})$$

para cuando $t \rightarrow \infty$

$$T = \frac{F'}{4Kr\pi} \quad (\text{I.71})$$

que es una distribución de temperaturas en el estado estacionario en el cual es suministrado, en forma instantánea y constante, una cantidad de calor en el punto $P'(x', y', z')$ (Carslaw and Jaeger, 1959).

El campo gravitacional (W) y el flujo de calor (Q) se obtienen diferenciando V y T

$$W = -\frac{\partial V}{\partial r} = -G M \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r} \quad (\text{I.72})$$

$$Q = -K \frac{\partial T}{\partial r} = -\frac{F'}{4\pi} \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r} \quad (\text{I.73})$$

combinando (I.72) y (I.73)

$$\frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r} = -\frac{W}{GM} ; \quad \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r} = -\frac{4\pi}{F'} Q$$

entonces

$$Q = W \left(\frac{F'}{4\pi GM} \right) \quad (I.74)$$

Para cuerpos finitos se reemplaza la masa (M), por la masa por unidad de volumen (ρ) y el calor producido por unidad de tiempo (F'), por el calor producido por unidad de tiempo por unidad de volumen.

$$Q = W \left(\frac{F}{4\pi G \rho} \right) \quad (I.75)$$

Como en la superficie $T = 0$; (I.75) tiene problemas con la frontera superficial, por lo que hay que modificarla mediante el método de las imágenes, o sea, por simetría (figura I.4), esta condición puede ser satisfecha sumándole a (I.75) el correspondiente resultado de un punto imagen.

Para las componentes en x

$$Q_x = - \frac{F'}{4\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r} \right) = - \frac{F'}{4\pi} \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \right) \frac{\partial r}{\partial x}$$

donde

$$r = \sqrt{(x'-x)^2 + (z'-z)^2}$$

$$Q_x = \frac{F'}{4\pi} \left[\frac{(x'-x)}{r^3} \right]$$

si $x' = x$

$$Q_x = 0 \quad (I.76)$$

Por similitud para el caso gravimétrico

$$W_x = 0 \quad (I.77)$$

Para las componentes en z

debido a Q

$$Q_z = -\frac{F'}{4\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r} \right) = \frac{F'}{4\pi} \left[\frac{(z'-z)}{r^3} \right]$$

como $z = 0$ y $z' = h$

$$Q_z = \frac{F'}{4\pi} \frac{h}{r^3}$$

debido a S

$$Q_z = -\frac{F'}{4\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r} \right) = -\frac{F'}{4\pi} \left[\frac{(z'-z)}{r^3} \right]$$

como $z = 0$ y $z' = -h$

$$Q_z = \frac{F'}{4\pi} \frac{h}{r^3}$$

Sumando las contribuciones de ambos puntos

$$Q_z = \frac{F'}{2\pi} \frac{h}{r^3} \quad (I.78)$$

en forma similar para el potencial gravimétrico se obtiene

$$W_z = 2 G M \frac{h}{r^3} \quad (I.79)$$

de las ecuaciones (I.76), (I.77), (I.78), y (I.79) se deduce que (I.75) puede ser modificada a

$$Q_z = W_z \left(\frac{F}{2\pi G\rho} \right) \quad (I.58)$$

La expresión (I.58) representa la ecuación de transformación o el factor de escala para pasar de un plano gravimétrico a su correspondiente térmico, por lo que toda la teoría gravimétrica, colección de modelos de forma regular y programas para cuerpos irregulares pueden ser adaptadas mediante esta expresión a modelado térmico.

Jaeger (1968) y Buntebarth (1984) realizan el modelado de varios cuerpos simples, cuyas propiedades térmicas son iguales a las de la roca encajonante y se asume su intrusión en forma instantánea, haciendo uso de la función error, definida de (I.62) a (I.67). Siendo la única diferencia entre ambos autores la temperatura inicial de la roca encajonante ($T = 0$ para Jaeger y $T = T_1$ para Buntebarth).

A continuación se deducirá la expresión de la temperatura para un medio espacio homogéneo e isotrópico con una superficie de frontera, dada por Jaeger, para visualizar la técnica empleada en el desarrollo de las ecuaciones y se establecerá la igualdad con la de Buntebarth.

Considerando que en la región $x > 0$ se encuentra inicialmente la roca encajonante a la temperatura $T = 0$, y en $x < 0$ se tiene magma a una temperatura T_0 (figura I.5). Es asumido un flujo lineal por lo que la expresión (I.30') queda

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - \frac{1}{k} \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (\text{I.80})$$

una solución particular de (I.80) está dada por

$$u = t^{-1/2} e^{x^2/4kt} \quad (\text{I.81})$$

Como la derivación o integración de una solución particular es también solución de la ecuación diferencial entonces

$$\frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} e^{-\frac{(x-x')^2}{4kt}} \quad (\text{I.82})$$

es una solución particular de (I.81)

Mas, la ecuación será lineal, si la suma de cualquier número de integrales es también una integral. La condición inicial es que $T = f(x)$, cuando $t = 0$, entonces

$$T = \frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{\infty} f(x') e^{-\frac{(x-x')^2}{4kt}} dx' \quad (\text{I.83})$$

que satisface la ecuación (I.80) y es una integral convergente.

Si el sólido posee una frontera $x = 0$ en la que la temperatura del plano sea cero, se considera que el sólido continua en el plano negativo y la temperatura inicial en $-x'$ ($x' < 0$) es $-f(-x')$, mientras que la temperatura inicial en el lado positivo x' ($x' > 0$) es $f(x')$. De (I.83) se tendrá:

$$T = \frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \left(\int_0^{\infty} f(x') e^{-\frac{(x-x')^2}{4kt}} dx' + \int_{-\infty}^0 [-f(-x)] e^{-\frac{(x-x')^2}{4kt}} dx \right)$$

(I.84)

de las condiciones del problema se conoce que $f(x') = 0$ y $-f(-x') = T_0$, sustituyendo en (I.84)

$$T = \frac{T_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^0 e^{-\frac{(x-x')^2}{4kt}} dx' \quad (I.85)$$

haciendo un cambio de límites

$$T = \frac{T_0}{\sqrt{\pi}} \frac{1}{2\sqrt{kt}} \int_0^{\infty} e^{-\frac{(x+x')^2}{4kt}} dx' \quad (I.86)$$

si

$$x' = x + 2\xi\sqrt{kt} \quad ; \quad \xi = (x' + x)/(2\sqrt{kt})$$
$$d\xi = \frac{dx'}{2\sqrt{kt}}$$

sustituyendo en (I.86)

$$T = \frac{T_0}{2} \left[\frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{x}{2\sqrt{kt}}}^{\infty} e^{-\xi^2} d\xi \right] = \frac{T_0}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{kt}} \right) \quad (\text{I.87})$$

entonces

$$T = \frac{T_0}{2} \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{kt}} \right) \right] \quad (\text{I.88})$$

que es la expresión dada por Jaeger (1968) para solidificación cerca de un plano de contacto.

La justificación para la acepción de una intrusión instantánea es primeramente la existencia de márgenes frías lo que sugiere que el magma entra repentinamente en contacto con la roca encajonante y permanecen así. Si el magma fluye a lo largo del contacto durante un cierto tiempo el efecto sería calentar el contacto a la temperatura T_0 para este tiempo. La temperatura a la profundidad x en la roca encajonante en un tiempo t_0 después del comienzo del flujo es entonces dos veces el dado por (I.88)

$$T = T_0 \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{kt}} \right) \right] \quad (\text{I.89})$$

Buntebarth (1984) resuelve la expresión (I.84) considerando una temperatura inicial distinta de cero, pero constante, para la roca encajonante, lo que la hace más general, y llega a

$$T = (T_0 - T_1) \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{kt}} \right) \right] + T_1 \quad (\text{I.90})$$

donde T_1 es la temperatura inicial de la roca encajonante. Una inspección visual rápida de (I.89) y (I.90) cuando la temperatura de la roca encajante es cero en (I.90) demuestra la igualdad entre ambas expresiones.

Jaeger y Buntebarth también deducen expresiones para diques horizontales y verticales, derrames superficiales de lava, para cuerpos cilíndricos, rectangulares, esferas y cubos. Jaeger además realiza un análisis incluyendo convección y diferenciación.

Elders et al (1984) desarrolla un modelado para la cámara magmática de Cerro Prieto, BCN, basándose en una recopilación de datos geoquímicos, registros de pozos e isótopos estables ligeros y el uso de un programa computacional para conducción y convección de calor desarrollado en la Universidad de Arizona.

Prol y Gonzalez-Morán (1982) realizan un modelado conductivo de la caldera de Los Hornos, Pue, para lo cual resuelven la ecuación (I.29) mediante diferencias finitas, sin especificar detalles.

Hasabe et al (1970) realizan un modelado para zonas de subducción y creación de arcos de islas para lo que resuelven la ecuación (I.48), por diferencias finitas, transformándola primeramente a (I.29) haciendo la suposición de que el término convectivo que se obtiene por (I.44) se expresa en diferencias finitas como

$$T_{t+1} = T_t - \Delta t \vec{v} \nabla T \quad (I.91)$$

donde el subíndice expresa el número del intervalo de tiempo y Δt la longitud del intervalo de tiempo.

Después que la ecuación de diferencias para la ecuación (I.29), que resuelve mediante diferencias finitas centrales, fue solucionada para un intervalo de tiempo, puede ser estimada la convección mediante un incremento en la conductividad termal efectiva, K_E , es decir

$$K_E = K + K_M \quad (I.92)$$

donde K_M corresponde al calor transportado por el movimiento del magma, y K es la conductividad térmica de éste.

I.5 DIFERENCIAS FINITAS.

El método que se empleará para resolver la ecuación diferencial parcial de conducción de calor con flujo de material es el de diferencias finitas; esto se debe a su relativa facilidad para programarse en la computadora y a que es más fácil conocer, en la realidad, en forma discreta la función gradiente de temperatura que en forma analógica.

A continuación se presentan las bases de este método:

Suponiendo que se conocen los valores T_m de una función continua y diferenciable $T(x)$ en intervalos regulares $x = ih$, $i = \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots$, como muestra la figura (I.6). El concepto de diferencias hacia adelante y en forma similar hacia atrás está dado

por

$$\Delta T_i = T_{i+1} - T_i \quad (\text{I.93})$$

el que se conoce como primeras diferencias hacia adelante. Las segundas diferencias hacia adelante están dadas por

$$\Delta^2 T_i = \Delta T_{i+1} - \Delta T_i = T_{i+2} - 2T_{i+1} + T_i \quad (\text{I.94})$$

Las terceras diferencias se definen como

$$\Delta^3 T_i = \Delta^2 T_{i+1} - \Delta^2 T_i = T_{i+3} - 3T_{i+2} + 3T_{i+1} - T_i \quad (\text{I.95})$$

generalizando para valores de k distintos de uno la k -ésima diferencia hacia adelante se define como

$$\Delta^k T_i = \Delta^{k-1} T_{i+1} - \Delta^{k-1} T_i \quad (\text{I.96})$$

$$i = \dots -1, 0, 1, \dots \quad ; \quad k = 1, 2, 3, \dots n$$

donde Δ es el operador diferencia

Existen otros dos tipos de diferencias que se pueden utilizar para tener una mayor aproximación y una simetría que son las diferencias centrales, donde la primera y segunda diferencia se definen como

$$\delta^1 T_{i+\frac{1}{2}} = \Delta T_i = T_{i+1} - T_i \quad (\text{I.97})$$

$$\delta^2 T_i = \delta^1 T_{i+\frac{1}{2}} - \delta^1 T_{i-\frac{1}{2}} = \Delta T_i - \Delta T_{i-1} = T_{i+1} - 2T_i + T_{i-1} \quad (\text{I.98})$$

donde $i = \dots, -1, 0, 1, \dots$ y las diferencias medias definidas por

$$\mu \delta^1 T_i = \frac{1}{2} \left(\delta^1 T_{i+\frac{1}{2}} + \delta^1 T_{i-\frac{1}{2}} \right) = \frac{1}{2} (T_{i+1} - T_{i-1}) \quad (\text{I.99})$$

$$\mu \delta^3 T_i = \frac{1}{2} \left(\delta^3 T_{i+\frac{1}{2}} + \delta^3 T_{i-\frac{1}{2}} \right) \quad (\text{I.100})$$

el símbolo μ denota la operación de tomar la media de los valores para $i \pm 1/2$

Un polinomio puede ser encontrado que pase por todos los puntos o un número específico de ellos, en el cual sus coeficientes pueden ser expresados en términos de los T_1 o sus diferencias hacia adelante, hacia atrás, centrales o medias; y cualquier operación tales como interpolación, diferenciación o integración será ejecutada en este polinomio.

Así, por ejemplo, considerando a $i = 0$ en la expresión (I.93) y despejando T_1

$$T_1 = T_0 + \Delta T_0 \quad (\text{I.101})$$

haciendo $i = 1$ en (I.93) y despejando T_2

$$T_2 = T_1 + \Delta T_1 \quad (\text{I.102})$$

considerando $i = 0$ en (I.94) y despejando ΔT_1

$$\Delta T_1 = \Delta^2 T_0 + \Delta T_0 \quad (\text{I.103})$$

sustituyendo (I.101) y (I.103) en (I.102) y simplificando

$$T_2 = T_0 + 2\Delta T_0 + \Delta^2 T_0 \quad (\text{I.104})$$

haciendo $i = 2$ en (I.93) y despejando T_3

$$T_3 = T_2 + \Delta T_2 \quad (\text{I.105})$$

considerando $i = 1$ en (I.94) y despejando ΔT_2

$$\Delta T_2 = \Delta^2 T_1 + \Delta T_1 \quad (\text{I.106})$$

haciendo $i = 0$ en (I.95) y despejando $\Delta^2 T_1$

$$\Delta^2 T_1 = \Delta^2 T_0 + \Delta^3 T_0 \quad (\text{I.107})$$

sustituyendo (I.105) y (I.107) en (I.106) se obtiene

$$\Delta T_2 = (\Delta^2 T_0 + \Delta^3 T_0) + (\Delta^2 T_0 + \Delta T_0) \quad (\text{I.108})$$

a su vez, sustituyendo (I.104) y (I.108) en (I.105) y simplificando

$$T_3 = T_0 + 3\Delta T_0 + 3\Delta^2 T_0 + \Delta^3 T_0 \quad (\text{I.109})$$

las ecuaciones (I.101), (I.104) y (I.109) pueden ser expresadas como:

$$T_1 = (1 + \Delta) T_0$$

$$T_2 = (1 + \Delta)^2 T_0$$

$$T_3 = (1 + \Delta)^3 T_0$$

y en forma general

$$T_k = (1 + \Delta)^k T_0 \quad \text{para } k = 1, 2, 3, \dots \quad (\text{I.110})$$

desarrollando el binomio y utilizando notación combinatorial el polinomio (I.110) queda

$$T_k = T_0 + \binom{k}{1} \Delta T_0 + \binom{k}{2} \Delta^2 T_0 + \dots + \binom{k}{k} \Delta^k T_0 \quad (\text{I.111})$$

donde

$$\binom{k}{j} = \frac{k!}{j!(k-j)!} = \frac{k(k-1)(k-2)\cdots(k-j+1)}{j!}$$

Si se toma un valor j cualquiera, menor que k y si las j -ésimas diferencias son constantes, entonces todas las diferencias de orden j serán cero, por lo que (I.111) queda

$$T(x) = T_k = T_0 + \binom{k}{1} \Delta T_0 + \binom{k}{2} \Delta^2 T_0 \cdots \binom{k}{j} \Delta^j T_0 \quad (\text{I.112})$$

que es un polinomio en k de grado j , que define la expresión de la función tabulada.

Como se dijo anteriormente, cualquier operación (derivación, integración, interpolación) que se quiera realizar a la función tabulada se realiza sobre el polinomio de aproximación. Así la primera derivada es

$$\frac{d}{dx} T(x) = \frac{d}{dx} \left[T_0 + \binom{k}{1} \Delta T_0 + \binom{k}{2} \Delta^2 T_0 \cdots \binom{k}{j} \Delta^j T_0 \right] \quad (\text{I.113})$$

como el polinomio está en función de k y no de x entonces

$$\frac{d}{dx}T(x) = \frac{d}{dk} \left[T_0 + \binom{k}{1} \Delta T_0 + \binom{k}{2} \Delta^2 T_0 \dots \binom{k}{j} \Delta^j T_0 \right] \frac{dk}{dx} \quad (I.114)$$

debido a que se consideran espaciamentos constantes

$$k = \frac{x_k - x_0}{h} \quad \frac{dk}{dx} = \frac{1}{h}$$

sustituyendo en (I.114) y derivando se obtiene

$$\frac{d}{dx}T(x) = \frac{1}{h} \left[\Delta T_0 + \frac{2k-1}{2} \Delta^2 T_0 + \dots + \frac{d}{dk} \binom{k}{j} \Delta^j T_0 \right] \quad (I.115)$$

Como una gran cantidad de polinomios pueden ser obtenidos, también una gran cantidad de fórmulas son disponibles, las cuales expresan sus derivadas en cualquier punto en términos de sus valores tabulados o sus diferencias (Carslaw and Jaeger, 1959), por ejemplo, además de la fórmula ya encontrada se tienen:

$$\frac{d}{dx}T(x) = \frac{1}{h} \left[\Delta T_i - \frac{1}{2} \Delta^2 T_i + \frac{1}{3} \Delta^3 T_i + \dots \right] \quad (\text{I.116})$$

$$= \frac{1}{2h} (-3T_i + 4T_{i+1} - T_{i+2}) + \frac{1}{3h} \Delta^3 T_i + \dots \quad (\text{I.117})$$

$$= \frac{1}{h} \left[\mu \delta^1 T_i - \frac{1}{6} \mu \delta^3 T_i + \frac{1}{30} \mu \delta^5 T_i - \dots \right] \quad (\text{I.118})$$

$$= \frac{1}{2h} (T_{i+1} - T_{i-1}) - \frac{1}{6h} \mu \delta^3 T_i + \dots \quad (\text{I.119})$$

$$\frac{d^2}{dx^2}T(x) = \frac{1}{h^2} \left[\Delta^2 T_i - \Delta^3 T_i + \dots \right] \quad (\text{I.120})$$

$$= \frac{1}{h^2} \left[\delta^2 T_i - \frac{1}{12} \delta^4 T_i + \frac{1}{90} \delta^6 T_i - \dots \right] \quad (\text{I.121})$$

$$= \frac{1}{h^2} (T_{i-1} - 2T_i + T_{i+1}) - \frac{1}{12h^2} \delta^4 T_i + \dots \quad (\text{I.122})$$

donde h es considerada como pequeña y las diferencias del n -ésimo término son del orden de h^n . Si se desprecia una diferencia n -ésima implica un error el cual es $O(h^n)$. En el tratamiento que seguirá las diferencias altas son despreciadas, solamente los primeros términos serán usados y el error introducido de esta manera depende del orden del primer término despreciado.

CAPITULO 2

PROGRAMAS DE COMPUTO PARA EL MODELADO DE FUENTES TÉRMICAS

II.1.- Transferencia de Calor en Sólidos.

Los procesos de transferencia de calor han sido estudiados en el capítulo 1, y en él se expresa que el principal proceso para sólidos es el de conducción, ecuación (I.31). Sin embargo, también en dicho capítulo se menciona que un sólido, y particularizando una roca, puede presentar porosidad y en sus espacios intersticiales estar rellenos con un fluido, lo que afecta la conductividad térmica del sólido (K). Para dicho caso la transferencia de calor en sólidos, además de ser por conducción, presentará convección en su interior, lo cual es evaluado por la ecuación (I.48).

Ahora bien, si la ecuación (I.48) supone una conductividad equivalente (K_{eq}) del sistema sólido - fluido intersticial, la que puede ser estimada mediante las fórmulas (I.34) y (I.35). Si se considera la conductividad equivalente del medio como isotrópica y la no

existencia de fuente de calor, entonces la ecuación a resolver es

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \Delta^2 T - \vec{v} \cdot \Delta T \quad (\text{II.1})$$

donde k es la difusividad térmica, T la temperatura, \vec{v} la velocidad del movimiento, y t el tiempo.

Para estimar la cantidad de transferencia de calor debido al transporte de masa, último término de (II.1), es necesario introducir un incremento en la conductividad equivalente de la capa (Hasabe, 1970; Jaeger, 1968).

$$K_{ef} = K_{eq} + K_{cv} \quad (\text{II.2})$$

donde K_{ef} es la conductividad efectiva o final de la capa, K_{eq} es la conductividad del estrato considerando su porosidad y tipo de fluido y K_{cv} es el incremento en la conductividad para la transferencia de calor debida a la convección.

La justificación de K_{cv} es dada por lo siguiente: El flujo de calor debido a la convección es deducido de (I.2) y (I.9)

$$q_{cv} = h A \Delta T \quad (\text{II.3})$$

donde q_{cv} es el flujo de calor por unidad de tiempo, A área transversal, ΔT diferencia de temperaturas entre la parte alta y baja del estrato. Sustituyendo (I.43) en (II.3) se obtiene

$$q_{cv} = \vec{v} A \rho c \Delta T \quad (\text{II.4})$$

donde \vec{v} es la velocidad del movimiento, ρ la densidad y c el calor específico. La ecuación (II.4) puede ser expresada en términos del flujo de calor por unidad de tiempo por unidad de área (Q_{cv}) y el flujo del fluido (V), definido como el volumen ascendente a través de un área unitaria por unidad de tiempo, como

$$Q_{cv} = V \rho c \Delta T \quad (\text{II.5})$$

Trabajando en forma similar como se hizo, en el primer capítulo, para una película ficticia, se deduce (I.10) la cual puede ser expresada como

$$Q_{cv} = K_{cv} \frac{\Delta T}{\vec{n}} \quad (\text{II.6})$$

entonces el flujo de calor total (Q_t) es la suma de las expresiones (I.1) y (II.6)

$$Q_t = K_{cv} \frac{\Delta T}{\vec{n}} + K_{eq} \frac{\Delta T}{\vec{n}} \quad (\text{II.7})$$

por lo tanto

$$Q_t = (K_{cv} + K_{eq}) \frac{\Delta T}{\vec{n}} \quad (II.8)$$

sustituyendo (II.2) en (II.8)

$$Q_t = K_{ef} \frac{\Delta T}{\vec{n}} \quad (II.9)$$

donde K_{cv} es una conductividad térmica equivalente como si el proceso de transferencia de calor se llevara a cabo por conducción, \vec{n} es la distancia en la cual se tiene el transporte de material, K_{eq} es la conductividad térmica considerando su porosidad y K_{ef} es la conductividad efectiva del sólido.

Igualando (II.5) y (II.6) y despejando K_{cv}

$$K_{cv} = \rho c V \vec{n} \quad (II.10)$$

De (II.10) se observa que K_{cv} depende de la densidad, calor específico, velocidad del movimiento de material y el espesor en el que se tiene dicho movimiento. Hay que tener en cuenta que la velocidad del movimiento del material depende de la viscosidad de éste. Las ecuaciones (II.2) y (II.8) transforman a (II.1) en (I.32) para estratos con movimiento de masa en su interior.

II.2.- Método de Solución para Ecuaciones Diferenciales Parciales.

Existen tres tipos de ecuaciones diferenciales parciales de segundo orden que se desprenden de la fórmula general (II.11) en base a los valores de los coeficientes a , b , c y son: si $b^2 - 4ac < 0$, la ecuación es elíptica. Si $b^2 - 4ac > 0$, la ecuación es hiperbólica. Si $b^2 - 4ac = 0$, la ecuación es parabólica (Shoup, 1979; Iriarte et al, 1985).

$$a(x,y)\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + b(x,y)\frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} + c(x,y)\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} + E\left(x,y,f,\frac{\partial f}{\partial x},\frac{\partial f}{\partial y}\right) = 0 \quad (\text{II.11})$$

donde $f = f(x,y)$

De la definición dada se observa que la ecuación de conducción de calor (I.32), llamada también ecuación de difusión, es del tipo de ecuaciones diferenciales parciales parabólicas.

La solución de ecuaciones diferenciales parciales por el método de diferencias finitas es basado en el uso de diferencias para realizar una aproximación de las derivadas.

El método consiste en dividir el dominio de solución en una malla de puntos nodos, esta malla es uniformemente espaciada y su forma refleja la naturaleza del problema y las condiciones a la frontera (la más simple de todas es la rectangular). Después la ecuación diferencial parcial, que gobierna el sistema, es pasada a una ecuación de diferencias por medio de aproximar sus derivadas con fórmulas de diferencias finitas. Esta fórmula describe la relación funcional entre los puntos de la malla, y por último es resuelta la ecuación de diferencias (Shoup, 1979).

Existen varias técnicas o métodos de solución para una ecuación de diferencias que se encuentran compiladas por Shoup (1979) y en formas específicas por Crank (1957), Douglas (1956), Crandall (1955), Liebmann (1954), y Gilmour (1951).

Las ecuaciones para diferenciales parciales en diferencias finitas se obtienen de la misma forma que las de diferenciales ordinarias, únicamente manteniendo fija una variable y derivando con respecto de la otra (Shoup, 1979; Iriarte et al, 1985; Carslaw and Jaeger, 1966). Debido a esto las fórmulas de diferencias finitas de primer orden para derivadas parciales son iguales que las de derivadas ordinarias y las fórmulas de segundo orden para derivadas parciales con respecto a una sola variable son iguales que las de derivadas ordinarias de segundo orden en diferencias finitas.

II.3.- Ecuaciones de Diferencias Finitas Para Transferencia de Calor en un Corte Geológico.

Un bosquejo geológico, sencillo y simplificado, al cual son reducidos muchos problemas geofísicos es el medio estratificado (figura II.1). Esto se debe a que aunque no es un medio totalmente heterogéneo y anisótropo, tampoco se le puede considerar homogéneo e isótropo; lo que lo hace representativo de un corte idealizado del primer tipo.

Un medio más general es aquel que considera intrusiones e incrustaciones de cuerpos en el interior de cada estrato (figura II.2), pues heterogeneiza más el medio y en consecuencia su característica isotrópica se acentúa. Dichos cuerpos pueden estar a temperaturas elevadas, presentándose como intrusiones de magma y formando una cámara, o ser cuerpos ya solidificados, que se encuentran a temperatura dada por el gradiente térmico, definidos como plutones o simples incrustaciones de la roca, dependiendo de su tamaño.

En el presente trabajo se elabora un programa de cómputo para un corte de un medio geológico como el expresado anteriormente (medio estratificado con intrusiones o incrustaciones de cuerpos, de materiales distintos, dentro de las capas) restringiendo éste a estratos totalmente horizontales y a cuerpos de geometría rectangular cuyas caras sean paralelas a los ejes coordenados X, Z (figura II.2).

En un corte como el mencionado se tiene conducción en dos direcciones, por lo que toca resolver la ecuación (I.32) para cuando la propagación de calor es $T = T(x,z,t)$, o sea la conducción de calor en una región o superficie (figura II.3).

Para este caso la ecuación (I.32) queda

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{1}{k} \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (\text{II.12})$$

La ecuación (II.12) puede ser transformada a una expresión de diferencias finitas mediante la sustitución de sus derivadas parciales por las aproximaciones en diferencias (I.116) y (I.122) truncadas a su primer término por lo que (II.12) queda como

$$\frac{T_{i+1,j,k} - 2T_{i,j,k} + T_{i-1,j,k}}{h_1^2} + \frac{T_{i,j+1,k} - 2T_{i,j,k} + T_{i,j-1,k}}{h_2^2} - \frac{1}{k} \frac{T_{i,j,k+1} - T_{i,j,k}}{\tau} = 0 \quad (\text{II.13})$$

donde h_1 es el incremento espacial de la dirección X, h_2 incremento en la dirección Z, τ incremento en el tiempo, y los subíndices i, j, k representan corrimientos en X, Z y t respectivamente ($x = h_1 i, z = h_2 j, t = \tau k$).

Como se mencionó en la sección (II.2) el dominio de solución de la ecuación es dividido en una malla de puntos nodos, es decir, el corte geológico es cubierto por una malla de puntos nodos discretos donde las dimensiones de separación entre nodos son dadas por h_1 , para la dirección X; h_2 , para la dirección Z; y τ , para el eje del tiempo.

Si la malla de la región se hace cuadrangular entonces $h_1 = h_2 = h$ por lo que (II.13) puede ser simplificada y expresada en forma de diferencias finitas explícitas para un intervalo de tiempo adelantado como

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left(T_{i+1,j,k} + T_{i-1,j,k} + T_{i,j+1,k} + T_{i,j-1,k} - 4T_{i,j,k} \right) \quad (II.14)$$

donde

$$R = \frac{k\tau}{h^2} \quad (II.15)$$

La fórmula (II.14) considera una malla de propagación de calor en la que se tienen fronteras regulares concordantes con el espaciamiento de la malla, más si esto no ocurre, significa que se tiene una frontera irregular que pasa entre dos nodos consecutivos de la malla, como muestran los esquemas de diferencias dados por la figura (II.4). En estos casos hay que reorganizar las ecuaciones de diferencias, para las derivadas, de forma que consideren las contribuciones de los puntos nodos de las fronteras.

El operador para cuando existe una frontera irregular por arriba del nodo a evaluar (figura II.4a) se deduce como sigue: en la dirección de X utilizando la fórmula (I.122) truncada al primer término se tiene

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{1}{h^2} (T_{i-1,j,k} - 2T_{i,j,k} + T_{i+1,j,k})$$

(II.16)

Para la dirección de Z utilizando (I.119)

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_{i,j+1,k} - T_{i,j,k}}{(ah + h)} \quad (II.17)$$

si se deriva (II.17) con respecto a Z, el resultado debe de ser igual al obtenido mediante la sustitución (I.122), multiplicado por un coeficiente de error debido al truncamiento de los terminos de altos

ordenes, esto es

$$B \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{T_{i,j+1,k} - T_{i,f,k}}{ah + h} \right] = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (\text{II.18})$$

derivando (II.17) y sustituyendo en (II.18)

$$B \frac{\frac{T_{i,j+1,k} - T_{i,j,k}}{h} - \frac{T_{i,j,k} - T_{i,f,k}}{ah}}{ah + h} = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

(II.19)

Si $a = 1$ y se encuentra el miembro derecho de la igualdad (II.19) de la expresión (I.122) y haciendo $a = 1$

$$B \frac{T_{i,j+1,k} - 2T_{i,j,k} + T_{i,j-1,k}}{2h^2} =$$

$$\frac{T_{i,j+1,k} - 2T_{i,j,k} + T_{i,j-1,k}}{h^2}$$

(II.20)

por lo tanto

Sustituyendo B en (II.19) se obtiene

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\frac{T_{i,j+1,k} - T_{i,j,k}}{h} - \frac{T_{i,j,k} - T_{i,f,k}}{ah}}{1/2 (ah + h)}$$

(II.22)

donde (II.22) es la ecuación de diferencias finitas para derivadas parciales que considera la contribución del punto nodo frontera irregular.

Sustituyendo (II.16), (II.22) y (I.116) en (II.12), simplificando y expresando en forma explícita $T_{i,j,k+1}$

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left[T_{i+1,j,k} + T_{i-1,j,k} + 2 \frac{T_{i,j+1,k}}{a+1} + 2 \frac{T_{i,f,k}}{a(a+1)} - 2 \left(\frac{a+1}{a} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.23)

Por un procedimiento similar, para una frontera por debajo (figura II.4b)

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\frac{T_{i,f,k} - T_{i,j,k}}{ah} - \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j-1,k}}{h}}{1/2 (ah + h)}$$

(II.24)

sustituyendo (II.16), (II.24) y (I.116) en (II.12) y despejando

$$T_{i,j,k+1}$$

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left[T_{i+1,j,k} + T_{i-1,j,k} + 2 \frac{T_{i,f,k}}{a(a+1)} + 2 \frac{T_{i,j-1,k}}{a+1} - 2 \left(\frac{a+1}{a} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.25)

Para un par de fronteras irregulares, una por arriba y la otra por debajo del nodo a evaluar (figura II.4c) se llega a:

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left[T_{i+1,j,k} + T_{i-1,j,k} + \right. \\ \left. 2 \frac{T_{i,b,k}}{ab+b^2} + 2 \frac{T_{i,a,k}}{ab+a^2} - 2 \left(\frac{ab+1}{ab} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.26)

Como una forma de evaluar la mayor cantidad de puntos nodos internos en la malla de cada cuerpo, las fronteras entre estratos y cuerpos serán consideradas irregulares, esto es, éstas atravesarán por en medio de dos nodos consecutivos. La consideración mencionada lleva a determinar todos los posibles tipos de fronteras irregulares dentro del operador de diferencias, ver figura (II.5).

Trabajando en forma similar como se hizo anteriormente para los tipos 1, 4 y 5, se deducen las siguientes ecuaciones de diferencias.

Para el tipo 1 se llega a (II.23). Para el tipo 2

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left[2 \frac{T_{a,j,k}}{a(a+1)} + 2 \frac{T_{i-1,j,k}}{a+1} + \right.$$

$$\left. T_{i,j+1,k} + T_{i,j-1,k} - 2 \left(\frac{a+1}{a} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.27)

Tipo 3

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left[2 \frac{T_{a,j,k}}{a(a+1)} + 2 \frac{T_{i+1,j,k}}{a+1} + \right.$$

$$\left. T_{i,j+1,k} + T_{i,j-1,k} - 2 \left(\frac{a+1}{a} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.28)

El tipo 4 está dado por (II.25), el tipo 5 por (II.26) y el tipo 6 por:

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + R \left[2 \frac{T_{b,j,k}}{ab+b^2} + 2 \frac{T_{a,j,k}}{ab+b^2} + \right.$$

$$\left. T_{i,j+1,k} + T_{i,j-1,k} - 2 \left(\frac{ab+1}{ab} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.29)

Tipo 7

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{b,j,k}}{b(b+1)} + \frac{T_{i-1,j,k}}{b+1} + \right.$$

$$\left. \frac{T_{i,j+1,k}}{a+1} + \frac{T_{i,a,k}}{a(a+1)} - \left(\frac{a+b}{ab} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.30)

Tipo 8

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{b,j,k}}{b(b+1)} + \frac{T_{i+1,j,k}}{b+1} + \frac{T_{i,j-1,k}}{a+1} + \frac{T_{i,a,k}}{a(a+1)} - \left(\frac{a+b}{ab} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.31)

Tipo 9

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{i+1,j,k}}{b+1} + \frac{T_{b,j,k}}{b(b+1)} + \frac{T_{i,j+1,k}}{a+1} + \frac{T_{i,a,k}}{a(a+1)} - \left(\frac{a+b}{ab} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.32)

Tipo 10

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{i-1,j,k}}{b+1} + \frac{T_{b,j,k}}{b(b+1)} + \right. \\ \left. \frac{T_{i,j-1,k}}{a+1} + \frac{T_{i,a,k}}{a(a+1)} - \left(\frac{a+b}{ab} \right) T_{i,j,k} \right] \\ \text{(II.33)}$$

Tipo 11

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{c,i,k}}{bc+c^2} + \frac{T_{b,j,k}}{bc+b^2} + \right. \\ \left. \frac{T_{i,a,k}}{a(a+1)} + \frac{T_{i,j+1,k}}{a+1} - \left(\frac{a+bc}{bca} \right) T_{i,j,k} \right] \\ \text{(II.34)}$$

Tipo 12

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{c,j,k}}{bc+c^2} + \frac{T_{b,j,k}}{bc+b^2} + \right. \\ \left. \frac{T_{i,a,k}}{a(a+1)} + \frac{T_{i,j-1,k}}{a+1} - \left(\frac{a+bc}{bca} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.35)

Tipo 13

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{i+1,i,k}}{a+1} + \frac{T_{a,j,k}}{a(a+1)} + \right. \\ \left. \frac{T_{i,c,k}}{bc+c^2} + \frac{T_{i,b,k}}{bc+b^2} - \left(\frac{a+bc}{bca} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.36)

Tipo 14

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{i-1,j,k}}{a+1} + \frac{T_{a,j,k}}{a(a+1)} + \right. \\ \left. \frac{T_{i,c,k}}{bc+c^2} + \frac{T_{i,b,k}}{bc+b^2} - \left(\frac{a+bc}{bca} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.37)

Tipo 15

$$T_{i,j,k+1} = T_{i,j,k} + 2R \left[\frac{T_{d,j,k}}{bd+d^2} + \frac{T_{b,j,k}}{bd+b^2} + \right. \\ \left. \frac{T_{i,c,k}}{ac+c^2} + \frac{T_{i,a,k}}{ac+a^2} - \left(\frac{ac+bd}{abcd} \right) T_{i,j,k} \right]$$

(II.38)

De una revisión a las ecuaciones de los tipos 1 al 4 se observa que estas pueden ser representadas por medio de una función dada por

$$T_{i,j,k+1} = TP+R*(TL1+TL2+2*TA1/(A+1)+$$

$$2*TFA/(A*(A+1))-2*TP*(A+1)/A)$$

(II.39)

las ecuaciones (II.26) y (II.29) pueden ser evaluadas mediante la función.

$$T_{i,j,k+1} = TP+R*(TL1+TL2+2*TFB/(A*B+B**2)+$$

$$2*TFA/(A*B+A**2)-2*TP*(A*B+1)/$$

(A*B))

(II.40)

las ecuaciones de (II.30) a (II.33) quedan abarcadas por la función

$$T_{i,j,k+1} = TP+2*R*(TFB/(B*(B+1))+TBL/(B+1)+$$

$$TA1/(A+1)+TFA/(A*(A+1))-TP*$$

(A+B)/(A*B))

(II.41)

Los tipos del 11 al 14 están comprendidos por la función

$$T_{i,j,k+1} = TP + 2AR * (TFC / (BAC + C^2) + TFB / (BAC + B^2) + TFA / (A(A+1)) + TAI / (A+1) - TP * (A + BAC) / (A * BAC))$$

(II.42)

donde TP es la temperatura en el punto, TL1 y TL2 es la temperatura en los puntos vecinos sobre el eje libre (sin frontera), TAI y TBI es la temperatura en el punto vecino opuesto al de la frontera, TAF, TBF, TCF es la temperatura en la frontera.

II.4.- Condiciones Iniciales y a la Frontera en Diferencias Finitas.

Para el desarrollo del programa de cómputo se está considerando un corte transversal, de forma rectangular, para un medio geológico como el descrito en la sección (II.3). Dicho corte, de longitud Lx en la dirección X y Lz en la dirección Z; se encuentra dentro de un medio aislante de tal manera que solamente su frontera superior está expuesta al medio ambiente (figura II.2). El corte se encuentra inicialmente en equilibrio a una temperatura $T = T(z)$ y la frontera superior se mantiene a una temperatura constante conforme transcurre el tiempo (t), $T(t) = cte [0 \leq t \leq \infty]$.

Las condición inicial es

$$T(x,z,0) = T(z) \quad (\text{II.43})$$

y las condiciones a la frontera son: a) para la frontera superior de la malla de solución

$$T(x,0,t) = T_0 = \text{cte.} \quad 0 \leq t \leq \infty$$

(II.44)

$$\frac{\partial T(x,0,t)}{\partial z} = 0 \quad 0 \leq x \leq L_x$$

(II.45)

b) para la frontera inferior de la malla de propagación de calor

$$T(x,L_z,t) = T(L_z,t) \quad 0 \leq t \leq \infty$$

(II.46)

$$\frac{\partial T(x,L_z,t)}{\partial z} = 0 \quad 0 \leq x \leq L_x$$

(II.47)

c) para la frontera izquierda de la malla

$$T(0, z, t) = T(z, t) \quad 0 \leq t \leq \infty$$

(II.48)

$$\frac{\partial T(0, z, t)}{\partial x} = 0 \quad 0 \leq z \leq Lz$$

(II.49)

d) para la frontera derecha de la malla de conducción de calor

$$T(Lx, z, t) = T(z, t) \quad 0 \leq t \leq \infty$$

(II.50)

$$\frac{\partial T(Lx, z, t)}{\partial x} = 0 \quad 0 \leq z \leq Lz$$

(II.51)

La pendiente a cero en las fronteras inferior, izquierda y derecha del corte son modeladas mediante la adición de líneas ficticias de puntos nodos anteriores y posteriores a las fronteras (Shoup, 1979) como muestra la figura (II.6). Esto es, para la frontera izquierda se tiene $T_{i, z-1, j, k}$ para la frontera derecha $T_{de+1, j, k}$ para la frontera inferior $T_{i, in+1, k}$

Las líneas ficticias de puntos nodos tienen un valor de temperatura igual al del punto nodo anterior o posterior a la frontera, según sea el caso.

$$T_{iz-1,j,k} = T_{iz+1,j,k} \quad (\text{II.52})$$

$$T_{de+1,j,k} = T_{de-1,j,k} \quad (\text{II.53})$$

$$T_{i,in+1,k} = T_{i,in-1,k} \quad (\text{II.54})$$

Debido a que las fórmulas deducidas en la sección anterior son para un medio homogéneo e isótropo es necesario situarse dentro de cada cuerpo o estrato para poder hacer uso de ellas. De esta forma la ecuación (II.14) es utilizada en el interior de cada cuerpo y en los puntos vecinos a una frontera se emplearán las ecuaciones (II.23) y de (II.25) a (II.38), dependiendo de la posición del punto.

Como se está considerando un medio estratificado que posee en el interior de sus capas cuerpos rectangulares, se tienen entonces fronteras horizontales y verticales, dentro de la malla de solución del corte geológico.

El flujo de calor se considera normal a las fronteras, por lo que para fronteras horizontales, dicho flujo será únicamente en la dirección del eje Z y para fronteras verticales en dirección del eje X, por lo tanto para fronteras verticales del interior de la malla de solución se tienen las siguientes condiciones

$$T_{f,1} = T_{f,2} \quad (\text{II.55})$$

$$K_1 \frac{\partial T}{\partial x} = K_2 \frac{\partial T}{\partial x} \quad (\text{II.56})$$

y para fronteras horizontales

$$T_{f,1} = T_{f,2} \quad (\text{II.57})$$

$$K_1 \frac{\partial T}{\partial z} = K_2 \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{II.58})$$

donde $T_{f,1}$ es la temperatura en la frontera debida al medio uno, $T_{f,2}$ es la temperatura en la frontera debida al medio dos, K_1 es la conductividad térmica del medio uno y K_2 es la conductividad térmica del medio dos.

Como se puede observar las ecuaciones de condición para fronteras verticales (II.55 y II.56) son iguales a las de fronteras horizontales (II.57 y II.58), por lo que encontrando la solución para las primeras de tendrá la solución de las segundas.

Para valuar las derivadas parciales de la temperatura se toman en cuenta tanto los nodos anteriores a la frontera, de ambos medios, como los puntos posteriores (esto significa que se corren los medios hasta el nodo próximo cercano a la frontera), por lo que para evaluar las temperaturas en las fronteras sólo se requiere pasar (II.56) a su

correspondiente ecuación de diferencias. De esta forma utilizando (I.116) y truncando los términos de altos órdenes, se tendrán dos ecuaciones de diferencias finitas.

$$\frac{K_1}{h_1}(T_{f,k+1} - T_{f-1,k+1}) = \frac{K_2}{h_2}(T_{f+1,k+1} - T_{f,k+1})$$

(II.59)

$$\frac{K_2}{h_1}(T_{f,k+1} - T_{f-1,k+1}) = \frac{K_1}{h_2}(T_{f+1,k+1} - T_{f,k+1})$$

(II.60)

Ambas ecuaciones son similares únicamente con las conductividades invertidas. Despejando $T_{f,k+1}$

$$T_{f,k+1} = \frac{\frac{K_1}{h_1}T_{f-1,k+1} + \frac{K_2}{h_2}T_{f+1,k+1}}{\frac{K_1}{h_1} + \frac{K_2}{h_2}} \quad (II.61)$$

$$T_{f,k+1} = \frac{\frac{K_2}{h_1} T_{f-1,k+1} + \frac{K_1}{h_2} T_{f+1,k+1}}{\frac{K_2}{h_1} + \frac{K_1}{h_2}} \quad (\text{II.62})$$

donde h_1 es la distancia de la frontera al nodo próximo vecino dentro del medio uno, h_2 es la longitud de la frontera al nodo próximo vecino dentro del medio dos, $T_{f,k+1}$ es la temperatura en la frontera, $T_{f-1,k+1}$ la temperatura en el nodo próximo vecino del medio uno, $T_{f+1,k+1}$ es la temperatura en el nodo próximo vecino del medio dos y $k+1$ indica que todas las temperaturas se encuentran a un intervalo de tiempo adelantadas.

La ecuación (II.55) supone la igualdad de temperaturas en la frontera debida a ambos medios, por lo que de los valores obtenidos de las ecuaciones (II.61) y (II.62), para el caso de fronteras irregulares, se tomará un promedio que se asignará a la frontera.

Como se mencionó ya para evaluar las fronteras horizontales se tomarán las mismas fórmulas, (II.61) y (II.62), que las de fronteras verticales, únicamente con la consideración de la dirección.

II.5.- Estabilidad de las Ecuaciones de Diferencias Finitas.

La principal dificultad del uso de métodos numéricos es hacer que la solución sea estable y exacta. Una solución estable es aquella en la que la solución aproximada, dada por la ecuación de diferencias, no oscila bruscamente durante el desarrollo. La exactitud es una medida de la proximidad de los valores de la solución aproximada a la solución real o analítica de la ecuación diferencial (Price and Slack, 1952 y 1953; Iriarte et al, 1985).

De lo mencionado en la sección (I.5) se puede observar que la exactitud y estabilidad del método se encuentra en el tamaño que tomen los incrementos h y τ por lo que se procederá a realizar el análisis de estabilidad mencionado por Price and Slack(1952) en su escrito.

La ecuación (II.2) considera un medio homogéneo e isótropo y si se considera a K , ρ y $c = \text{cte}$, entonces $R = \text{cte}$., suponiendo un pequeño error $dT_{i,j,k}$ al tiempo kt en la temperatura $T_{i,j,k}$ y que su efecto al tiempo $(k+1)\tau$ en la temperatura $T_{i,j,k+1}$ es $dT_{i,j,k+1}$. Diferenciando la ecuación (II.14)

$$dT_{i,j,k+1} = dT_{i,j,k} + R(dT_{i-1,j,k} + dT_{i+1,j,k} + dT_{i,j-1,k} + dT_{i,j+1,k} - 4dT_{i,j,k})$$

(II.63)

reagrupando

$$dT_{i,j,k+1} = R(dT_{i-1,j,k} + dT_{i+1,j,k} + dT_{i,j-1,k} + dT_{i,j+1,k}) - (4R - 1)dT_{i,j,k}$$

(II.64)

sacando valor absoluto

$$|dT_{i,j,k+1}| = R(|dT_{i-1,j,k}| + |dT_{i+1,j,k}| + |dT_{i,j-1,k}| + |dT_{i,j+1,k}|) + |4R - 1||dT_{i,j,k}|$$

(II.65)

ahora si ϵ_k es el valor máximo de $|dT_{i,j,k}|$ cuando i y j varían y k permanece constante, la condición de estabilidad suficiente es

definida como

$$e_{k+1} \leq e_k \quad (\text{II.66})$$

De la ecuación (II.65)

$$e_{k+1} \leq 4Re_k + |4R - 1|e_k \quad (\text{II.67})$$

sustituyendo el criterio de estabilidad (II.66)

$$1 \geq 4R + |4R - 1| \quad (\text{II.68})$$

de donde se deduce que

$$R \leq 1/4 \quad (\text{II.69})$$

Para las fórmulas de puntos nodos vecinos a fronteras irregulares (ecuaciones (II.23) y de (II.25) a (II.38)) es claramente observable que el valor de R para mantener la estabilidad dependerá de los valores de las variables a, b, c y d como es mostrado en el análisis de estabilidad para el tipo 15 de fronteras irregulares (ecuación (II.38)) desarrollado a continuación.

Suponiendo pequeños errores $dT_{i,j,k}$, $dT_{b,j,k}$, $dT_{d,j,k}$, $dT_{i,a,k}$ y $dT_{i,c,k}$ al tiempo $k\tau$ y que su efecto al tiempo $(K+1)\tau$ es $dT_{i,j,k+1}$.

Diferenciando la ecuación (II.38) reagrupando y sacando valor absoluto se obtiene

$$\begin{aligned} |dT_{i,j,k+1}| &= 2R \left[\frac{1}{bd + d^2} |dT_{d,j,k}| + \frac{1}{bd + b^2} |dT_{b,j,k}| \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{ac + c^2} |dT_{i,c,k}| + \frac{1}{ac + a^2} |dT_{i,a,k}| \right] \\ &\quad + \left| 2R \left(\frac{ac + bd}{abcd} \right) - 1 \right| |dT_{i,j,k}| \end{aligned}$$

(II.70)

ahora si ϵ_k es el valor máximo de $|dT_{i,j,k}|$ cuando i y j varían y k permanece constante, sustituyendo en (II.70) y reduciendo la ecuación

$$\epsilon_{k+1} = \left[2R \left(\frac{ac + bd}{abcd} \right) + \left| 2R \left(\frac{ac + bd}{abcd} \right) - 1 \right| \right] \epsilon_k$$

(II.71)

sustituyendo el criterio de estabilidad (II.66) en (II.71) se llega a

$$R \leq 1/2 \left(\frac{abcd}{ac + bd} \right) \quad (\text{II.72})$$

El valor máximo para mantener la estabilidad de estas ecuaciones es cuando $a = b = c = d = 1$ y entonces $R = 1/4$, el cual es el mismo que para la ecuación (II.12), por lo que se puede utilizar como primera aproximación⁽¹⁾.

NOTA

(1) La experiencia en el modelado realizado arrojó un valor máximo, para mantener la estabilidad, de $R = 0.20$

Haciendo el análisis de estabilidad para la ecuación de evaluación de las fronteras (II.61) (es el mismo de (II.62)) para un pequeño error $dT_{f,k+1}$, $dT_{f+1,k+1}$ y $dT_{f-1,k+1}$ en el tiempo $(k+1)\tau$. Diferenciando la ecuación (II.61) y sacando valor absoluto

$$|dT_{f,k+1}| = \frac{\left| \frac{K_1}{h_1} \right| |dT_{f-1,k+1}| + \left| \frac{K_2}{h_2} \right| |dT_{f+1,k+1}|}{\left| \frac{K_1}{h_1} \right| + \left| \frac{K_2}{h_2} \right|}$$

(II.73)

ahora ϵ es el máximo error de $|dT_{f,k+1}|$ para f variable y k constante

$$\epsilon = \frac{\frac{K_1}{h_1} + \frac{K_2}{h_2}}{\frac{K_1}{h_1} + \frac{K_2}{h_2}} \epsilon \quad (II.74)$$

de aquí se deduce que las ecuaciones (II.61) y (II.62) nunca causan inestabilidad.

II.6.- Integración de los Programas de Cómputo Desarrollados.

Para la elaboración del modelado se desarrollaron un par de programas de cómputo EST-CON-CUER y GRADIENTE (apendice B), el primero calcula la transferencia de calor en la malla de propagación del corte geológico, y el segundo grafica los resultados obtenidos por el primero.

En la realización de EST-CON-CUER se emplean las ecuaciones de diferencias finitas desarrolladas a lo largo de este capítulo. Esto es, para calcular la propagación de calor en el interior de estratos y cuerpos se emplea la ecuación (II.14) y en los puntos vecinos a las fronteras de ellos las funciones (II.39) a (II.42) y la ecuación (II.38), según el caso, para evaluar las temperaturas en las fronteras de cuerpos y estratos, se utilizan las ecuaciones (II.61) y (II.62), únicamente haciendo la consideración de la dirección de flujo X ó Z; mientras que para las fronteras de las mallas de propagación se consideran, para la frontera superior (II.44) y (II.45), y las fronteras inferior, izquierda y derecha son modeladas, como ya se dijo, mediante la suposición de líneas ficticias de puntos nodos anteriores y posteriores a ellas y evaluadas mediante las fórmulas de puntos internos o puntos vecinos a una frontera, dependiendo de la situación. Para evaluar las temperaturas de las líneas ficticias de puntos nodos se emplean las fórmulas (II.52) a (II.54).

El programa EST-CON-CUER utiliza un arreglo bidimensional como la malla de propagación de calor del corte a modelar, dicho arreglo es leído de un archivo en disco, en él se almacenan las temperaturas de las condiciones iniciales, las que son utilizadas para calcular las temperaturas para un intervalo de tiempo adelante, estas últimas son

almacenadas en otro arreglo bidimensional.

Una vez que se han calculado todas las temperaturas para el arreglo de un intervalo de tiempo adelante, se actualiza el arreglo de temperaturas iniciales mediante la asignación del primero a éste, y de esta forma se capacita el programa para calcular las temperaturas para dos intervalos de tiempo adelante. El calculo de las temperaturas a n intervalos de tiempos adelante se realiza mediante un iterador.

El arreglo en disco que contiene las temperaturas iniciales de la malla de propagación, además, posee la información del tiempo de propagación, del valor del intervalo de tiempo, del intervalo de distancia para formar la malla, las dimensiones de la malla, las posiciones de los cuerpos y estratos dentro de ésta, las propiedades físicas de las rocas que conforman el corte geológico, la ubicación y las temperaturas de los pozos contra los que se va a comparar el modelado.

El programa EST-CON-CUER entrega resultados a un archivo en disco que contiene la misma estructura e información del archivo de lectura de datos, esto le permite retroalimentarse, y al analista poder tener un control del modelado a cualquier tiempo intermedio de propagación.

El Programa GRADIENTE utiliza la misma subrutina de lectura de datos que EST-CON-CUER, lo que le permite leer tanto sus archivos de entrada como sus archivos de salida y de esta forma generar gráficas del gradiente de temperatura en cualquier punto del corte, así como gráficas de comparación entre las temperaturas de los pozos perforados contra las

temperaturas del modelado realizado. Estas gráficas debido a la característica de retroalimentación del programa EST-CON-CUER pueden obtenerse, también, a cualquier tiempo intermedio del modelado.

GRADIENTE es un programa elaborado con la finalidad de poder realizar una evaluación y análisis del modelado, tanto en forma visual como numérica, de una forma rápida. Emplea un paquete de subrutinas de graficación desarrolladas en el Instituto de Investigaciones Electricas (IIE) llamado PAGRA y una subrutina de interpolación, para obtener curvas suavizadas, que permiten sacar en forma gráfica la información generada por EST-CON-CUER.

El corte geológico modelado es un medio estratificado con cuerpo rectangulares en su interior; como el programa no presenta restricciones en el número de cuerpos ni en la posición de uno con respecto del otro, varios de éstos pueden ser unidos para modelar un sólo cuerpo de forma irregular, siempre y cuando se respeten las condiciones del corte. Esta característica da gran versatilidad al corte que se modele, pues con ella se puede simular, además, estratos cuya horizontal no sea exacta y como se mencionó cuerpo de forma irregular.

CAPITULO 3

APLICACION A UN CAMPO GEOTERMICO

III.1.- Localización y Límites del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla.

El presente capítulo muestra la aplicación del programa desarrollado anteriormente, para un campo geotérmico de México. El campo elegido fue el de Los Humeros, en el estado de Puebla, ya que se encuentra en la etapa de estudio; presenta una estructura de caldera bien definida, señal inequívoca de la presencia de una cámara magmática; y además, se puede considerar el tercer campo en importancia en México, después de Cerro Prieto, BCN, y Los Azufres, Mich.

La zona geotérmica de Los Humeros ha sido objeto de varios estudios por parte de los ingenieros de Comisión Federal de Electricidad (C.F.E.). Esta zona se encuentra localizada en la intersección del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y la Cordillera Oriental (CO) (figura III.1), a 180 Km al este de la Cd. de México, entre los 19°32' y los

19°50' de latitud N y los 97°15' y 97°35' de longitud W (figura III.2), cerca del límite del estado de Puebla con Veracruz.

El área corresponde a la cuenca de Libres-Oriental, con una altitud de 2400 msnm (Yáñez-García y García-Duran, 1982) y una extensión aproximada de 900 Km² (Pérez-Reynoso, 1978; Verma and Lopez-M., 1982). La región se encuentra limitada al norte por las sierras de Tezompan y Chignautla, y los poblados de Teziutlán, Xiutetelco y Jalancingo; al noreste, Atzalan y Altotonga; al este, Villa Aldama y Magueyitos; al sureste, Perote, Guadalupe Victoria y Francisco I. Madero; al sur, Totalco, Guadalupe Sarabía, Tepeyahualco, San Nicolas Pizarro y el cerro Pizarro; al suroeste, San Andrés Payuca y el cerro de San Martín; al oeste, Cuyoaco y San Miguel Tenextatiluyan; y al noroeste, el poblado de Zaragoza.

La región se encuentra comunicada por una red de carreteras entre los principales poblados. Existen dos vías ferroviarias que cruzan la zona: México - Perote - Jalapa - Veracruz y México - Apizaco - Oriental - Teziutlán. Además, se tienen dos pistas aéreas para aviones pequeños en Tehuacán, Pue., y Jalapa, Ver., ambas ciudades fuera del área, pero próximas a ella.

El campo geotérmico de Los Humeros está ubicado en una estructura volcánica denominada caldera de colapso, conocida como caldera de Los Humeros. Superficialmente se encuentra cubierta en su mayor parte por material pumítico, producto de la serie de explosiones ígneas a las que estuvo sometida esta estructura.

III.2.- Geología de la Zona.

La geología del campo geotérmico de Los Humeros ha sido reportada por Pérez-Reynoso (1978), Yáñez-García y García-Durán (1982), Ferriz y Mahood (1984) y Ferriz (1985). Pequeños resúmenes de estos estudios son elaborados como antecedentes para sus respectivos trabajos por Verma (1984a y 1984b), Verma y Lopez-M. (1982), Palacios-Hartweg y García-Velázquez (1981) y por González-Morán et al (1986).

La tabla III.1, tomada de Verma (1985b), muestra algunos parámetros físico - químicos de los eventos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros.

TABLA III.1: Parámetros físico - químicos de los eventos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros (tomada de Verma, 1985b).

Formación/fujo	Magma (Km ³)	Edad (Ma)	Temp. (°C)	SiO ₂ (%) ²	Minerales dejados en el fondo (Km ³)
Basalto de Ol.	0.25	<0.02	1070	49	-
Riodac.-dacitas	10	0.03-0.02 CEX	910	59-69	70
Toba Cuicuiltic	0.1			69-72	1
Limón y andesitas	6	0.05-0.02	960	56-59	20
Ignim. andes. LLano	0.1				
Toba Xoxoctic	0.6		890	65	2
Lavas Cueva Ahumada	0.1	0.06 CLP			
Ignim. Zaragoza	10	0.10	880-920	54-71	64
Ignim. Pre-Zaragoza	2.0		885	71	20
		?			
Toba Faby	10	0.24	875	69-73	100
Riol. Post-Xáltipan	4.7	0.36-0.22 CLH		73-76	54
Ignim. Xáltipan	115	0.46	800-875	69-77	~1200
Riol. Pre-Xáltipan	0.1	0.47			
Teziutlán	60	3.5-1.6			

(CLH = caldera de Los Humeros, CLP = caldera de Los Potreros, CEX = caldera de El Xalapazco).

A continuación se presenta un resumen sacado de Yáñez-García y García-Durán (1982), Ferriz y Mahood (1984) y Ferriz (1985).

Las rocas más antiguas de la región, que forman propiamente el basamento, son rocas ígneas intrusivas (granitos, granodioritas) y metamórficas (esquistos). Estas afloran al norte de la caldera, sobre las sierras de Chignautla y la de Tezompan, y presentan edades que varían desde 246 ± 7 Ma (Pérmico Tardío), para una granodiorita de biotita y hornblenda, hasta 131 ± 5 Ma (Jurásico Tardío-Cretácico

Temprano), para un granito (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

Sobre estas mismas estructuras aflora parte de la secuencia arcillo - calcárea del Jurásico y Cretácico, la cual ha sido determinada para un área mayor (Los Humeros-Las Derrumbadas) por Yáñez-García y García-Durán (1982) como sigue.

Para el Jurásico se tienen: Fm. Cahuasas (arenisca separada por delgados lechos de lutita roja); Fm. Tamán (representada por dos facies una arcillosa y otra calcárea) y Fm. Pimienta (Calizas y Dolomías de color gris oscuro a negro, con bandas de pedernal).

Para el Cretácico se presentan las formaciones: Fm. Tamaulipas Inferior (calizas compuestas por tres miembros calcarenítico, bentonítico y calcilutítico); Fm. Tamaulipas Superior (calizas ligeramente arcillosas con nódulos y bandas de pedernal), la cual es remplazada en la sierra de Tenextepec por la Fm. Orizaba (calizas arrecifales con abundante fauna bentonítica); Fm. Guzmantla (calcarenita biógena parda clara a crema, en algunos lugares presenta capas de caliza clástica y conglomerática y estratos con nódulos de pedernal), es correlacionable con las formaciones Agua Nueva (calizas arcillosas con lentes, bandas y nódulos de pedernal, tiene intercalaciones de arcilla bentonítica gris) y Maltrata (calizas arcillosas con intercalaciones muy delgadas de margas y lutitas arenosas); Fm. San Felipe (calizas arcillosas), cubre a la Fm. Agua Nueva y entra en cambio de facies con las formaciones Guzmantla y Maltrata; Fm. Méndez (lutitas y margas de color verde olivo y gris), es correlacionable con la Fm. Mexcala (capas interestratificadas de

areniscas, limolitas y lutitas).

Las rocas Mesozoicas sufrieron plegamientos a principios del Terciario y las estructuras plegadas fueron semierosionadas antes de que las rocas volcánicas posteriores las cubrieran. Esto dió origen a una secuencia terrígena constituida por conglomerados, arenas y arcillas (F. Cruz Blanca).

La actividad volcánica más antigua de la caldera de Los Humeros (ver tabla III.1) está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas (F. Teziutlán), las cuales tienen una edad que varía de 3.5 ± 0.3 a 1.55 ± 0.1 Ma (Ferriz y Mahood, 1984). Esta formación ha sido encontrada en todos los pozos perforados donde alcanza espesores próximos a los 1000 m (figuras III.3 y III.4).

Las primeras manifestaciones de volcanismo silícico son un par de domos en la periferia del centro volcánico con una edad aproximada de 0.47 ± 0.04 Ma. Un siglo después (0.46 ± 0.02 Ma), la erupción pliniana de la ignimbrita Xáltipan y tobas asociadas de caída libre (su composición varía de riolítica a riodacítica y en escaso volumen a escoria andesítica) cubrieron 3500 Km^2 para representar un volumen mínimo de 115 Km^3 de magma (Ferriz y Mahood, 1984; y Ferriz, 1985).

La erupción de la ignimbrita Xáltipan provocó el colapso de la caldera de Los Humeros. Rocas volcánicas jóvenes cubren los márgenes de la caldera, pero las dimensiones originales de ésta son estimadas en 21 por 15 Km (Ferriz y Mahood, 1984; y Ferriz, 1985). A lo largo de la mitad norte de la caldera, la frontera estructural puede ser localizada

por la aparición primero de la F. Teziutlán y después los flujos de la ignimbrita Xáltipan o por los domos riolíticos que hicieron erupción a lo largo o en la cercanía de la zona de fractura anular de la caldera. En el cuadrante noreste, el borde topográfico está bien expresado por un cambio abrupto en la pendiente. Este borde topográfico representa el margen estructural inferido (figura III.2).

La ignimbrita Xáltipan y los domos postcalderíticos están cubiertos discordantemente con la toba Faby, secuencia predominantemente riodacítica de tobas de caída libre, datada en 0.27 ± 0.03 y 0.19 ± 0.04 Ma (Ferriz y Mahood, 1984). El volumen eruptado por la toba Faby es de 10 Km^3 (Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985) distribuido en nueve eventos discretos, uno andesítico y ocho riodacíticos, dentre los cuales puede haber existido el tiempo suficiente para que la cámara se recuperara y no sufriera colapso.

El siguiente evento eruptivo está dado por las ignimbritas y tobas Zaragoza, formadas por magmas que varían de composición riodacítica a andesítica. Ferriz y Mahood (1984) datan a este evento en una edad de 0.1 Ma y asignan a él el colapso de la caldera de Los Potreros, pues el volumen eruptado es calculado a 12 Km^3 . Esta caldera tiene un diámetro de $\sim 10 \text{ Km}$ y se encuentra ubicada en el interior de la caldera de Los Humeros. El hecho de que la ignimbrita Zaragoza sea cortada por las fallas anulares que limitan a la caldera, indica que el colapso sobrevino cuando el volumen mayor de la ignimbrita había salido (Ferriz y Mahood, 1984), mas no su volumen total.

La actividad volcánica que siguió puede ser dividida en tres etapas: vulcanismo andesítico y basalto andesítico, vulcanismo predominantemente riódacítico y vulcanismo basáltico. El volumen dominante de cada tipo composicional fue eruptado en el orden listado, aunque hay algunos traslapes entre la primera y la segunda etapa.

Los escarpes de la caldera de Los Potreros y las lavas andesíticas y riódacíticas del centro de la caldera están cubiertos por una toba dacítica de caída libre, de escaso volumen, toba Xoxoctic. Entre 0.05 y 0.03 Ma (Ferriz, 1985), en la porción sur de la caldera de Los Humeros se emplazaron los derrames andesíticos compuestos Tepyahualco, Sarabia y Limón. Contemporáneamente las lavas andesíticas formaron los escudos Chiapa y Orilla del Monte en el área comprendida entre los bordes orientales de ambas calderas. Esta primera etapa de vulcanismo representa la erupción de 6 Km³ de magma (Ferriz, 1985).

La segunda etapa de vulcanismo comienza con el depósito de la toba Cuicuiltic, pómez riódacítica íntimamente mezclada con escoria andesítica. Esta erupción provocó el colapso de la pequeña caldera de El Xalapazco, de 1.7 Km de diámetro (Ferriz, 1985), en el extremo sur de la caldera de Los Potreros. La actividad volcánica continuó a través de la margen norte de la caldera de Los Potreros (lavas San Antonio), los bordes orientales de las dos calderas principales y la faja sur donde las fracturas anulares de las dos calderas casi coinciden. Esta etapa provocó la erupción de 10 Km³ de lavas riódacíticas y un volumen reducido de lavas andesíticas; y terminó hace aproximadamente 0.02 Ma (Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985).

La última etapa, vulcanismo basáltico, representa 0.25 Km³ de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma. Los focos eruptivos están localizados a lo largo de la porción sur de la fractura de Los Humeros y en los pisos de las calderas de Los Potrereros y El Xalapazco.

III.3.- Estudios Realizados en la Zona.

El campo geotérmico de Los Humeros ha sido objeto de una basta cantidad de estudios preliminares. Los que aquí se destacan son los tendientes a la exploración del campo y el modelado de su cámara magmática.

Pérez-Reynoso (1978) realiza un estudio fotogeológico y petrográfico, de la caldera de Los Humeros, en base al cual desarrolla la evolución geológica de la zona, concluye la existencia de diferenciación magmática de la cámara, debido a los tipos de magmas eruptados, y establece una primera aproximación de entre 5 - 10 Km a la parte alta de la cámara.

Alvarez (1978) realiza tres tipos distintos de levantamientos geofísicos en dos líneas (línea 1 y línea 2), cuyas longitudes son 17 y 16.5 Km respectivamente. Los estudios que se hicieron fueron Telúrico, a frecuencias de 0.05 y 8.0 Hz; autopotencial y perfiles superficiales de temperatura.

En la línea 1 la respuesta del telúrico entre las estaciones 12 W y 15 W indica la existencia de un contacto vertical, que es correlacionado con el límite oeste de la caldera. Entre las estaciones 4 E y 5 E se localiza un alto resistivo, siendo asociado a la existencia de un cuerpo resistivo somero y correlacionado con el de Flores et al (1978) y Mena y González-Morán (1978). Una última anomalía es detectada entre las estaciones 6 W y 10 W, la cual en la frecuencia de 8.0 Hz sugiere la existencia de otro cuerpo somero, mientras que la de 0.05 Hz muestra sólo un incremento en la resistividad.

En la línea 2 se definen claramente tres zonas: la este, centro y la oeste; la este y oeste son resistivas, mientras que la centro es conductiva. Las porciones este y centro definen el límite este de la caldera, y la oeste y centro, el límite oeste.

El levantamiento de autopotencial muestra que el límite oeste se encuentra a un potencial mayor que la porción este. La diferencia de potencial alcanza los 1300 mV.

La línea 1 muestra un gradiente de 37 mV/Km con una anomalía bien definida de 550 mV entre las estaciones 7 W y 14 W la cual es correlacionada con la anomalía conductiva detectada por el telúrico.

El perfil de temperaturas de la línea 1 muestra que hay un incremento en ésta de un promedio de 11 °C sobre la sección este (estaciones 0 - 13 E) a un rango de 16 °C en la porción oeste (estaciones 17 W - 1 W).

La línea 2 pasa de una temperatura promedio de 11 °C entre las estaciones 1 W a 26 W a un valor de 14 °C entre las estaciones 25 W a 31 W.

Flores et al (1978) realizaron un levantamiento aeromagnético, el cual se llevó a cabo con un magnetómetro de precesión de protón y se midió la componente de campo total. El estudio se realizó cubriendo un área de 530 Km² con un espaciamiento entre líneas de vuelo de 4 Km a una altura de 250 m. En él se detectó una anomalía bipolar, ubicada en el centro de la caldera.

La anomalía presenta un máximo de + 820 γ y un mínimo de - 580 γ orientada a un ángulo de magnetización de 6° en la dirección N-S. No se hicieron correcciones topográficas debido a que ésta no sufre cambios muy bruscos, a la altitud de la anomalía y a que fue hecha una continuación ascendente a una altura de 2 Km, todo lo cual sugiere que la anomalía es provocada por un cuerpo sepultado.

La interpretación tridimensional a la que se llegó fue un prisma intrusivo con una intensidad efectiva de magnetización de 16.8×10^{-3} unidades cgs, localizado a una profundidad de 2 Km con dimensiones de 5 Km en la dirección N-S, 2 Km en la dirección E-W y un espesor de 5 Km. La zona presenta un ángulo de declinación de 8.5° y uno de inclinación de 31°.

El campo calculado no es muy sensible a cambios en la dirección E-W por lo que la longitud de 2 Km es tentativa.

Mena y González-Morán (1978) realizaron un estudio gravimétrico en el área localizada entre los 19°15' y 19°55' N y 97°08' y 97°45' W dentro de la cual está comprendida la caldera de Los Humeros.

El estudio fue hecho con un gravímetro Lacoste-Romberg sobre líneas con estaciones uniformemente distribuidas. En él, se observa una zona de anomalía negativa de forma elíptica, probablemente originada por la intersección de los gravens de Los Humeros y El Oriental. Dentro de dicha zona, en las coordenadas 19°42' N y 97°26' W, que definen el centro de la caldera de Los Humeros, se localiza un máximo relativo.

Para el modelado del máximo se propone un cuerpo prismático de densidad 2.52 g/cm³, localizado a una profundidad de 0.5 Km, un espesor de 2.5 Km y un ancho de 1 Km; dentro de una sección geológica de piroclastos, de densidad 2.35 g/cm³ y la roca encajonante (densidad de 2.67 g/cm³).

En el mismo estudio se sugiere la existencia de una caldera más grande debido al basamento resultante de la gravimetría.

Ponce y Rodríguez (1978) realizan un estudio de microsismicidad dentro de la caldera de Los Humeros. El trabajo se lleva a cabo del 12 al 24 de enero de 1977, periodo en el cual se registraron 96 eventos, la mitad de los cuales fue en forma de enjambres.

Se registraron microsismos tipo-A (arribos de ondas P y S bien definidos), tipo-B (arribo de onda P poco claro y no arribo de onda S) y trepidatorios. Los primeros asociados a desplazamiento de bloques tectónicos a lo largo de las zonas activas de falla (su epicentro para

una velocidad de ondas compresionales $\alpha = 2.5 \text{ Km/seg}$ y la razón de ésta con la velocidad de ondas tangenciales $\alpha/\beta = 1.73$ fue localizado al oeste de la falla de Los Humeros) y los segundos están asociados a sismicidad activa somera.

El equipo utilizado en este estudio consistió en tres sismógrafos Sprengnether MEQ-800 con un arreglo de sismómetros SS-1 ($T = 1.0 \text{ seg}$), y un filtro de 10 Hz seleccionado tanto para altas como para bajas frecuencias. La curva de velocidad - frecuencia tiene un punto máximo bien definido con una amplificación de 6000 cm/cm/seg a una ganancia de 90 db. Los sismogramas fueron registrados en papel ahumado con una rapidez de 2 mm/seg y una exactitud en la lectura de $\pm 0.1 \text{ seg}$.

Siete eventos tipo-B fueron registrados en todas las estaciones. Tres de éstos ocurrieron en la parte noroeste de la caldera. Sus epicentros fueron determinados utilizando una velocidad compresional $\alpha = 2.5 \text{ Km/seg}$ y una profundidad de $h = 1.0 \text{ Km}$.

Los cuatro eventos restantes no muestran un arribo legible. Sin embargo, el tiempo de arribo de máxima amplitud fue leído y para una velocidad de ondas Rayleigh $V_R = 0.25 \text{ Km/seg}$ y una profundidad $h = 0$ (evento muy somero), el epicentro se obtuvo próximo al límite suroeste de la caldera.

Palacios-Hartweg y García-Velázquez (1981) realizaron un estudio geofísico en el que se utilizaron los métodos de sondeo geoeléctrico, el autopotencial y de corrientes telúricas, para determinar la distribución de resistividades en el medio; y levantamiento aeromagnético, para

determinar la distribución de la susceptibilidad magnética en el subsuelo.

Los métodos eléctricos fueron empleados debido a que un yacimiento geotérmico con altas temperaturas ($T > 220^{\circ}$) se caracteriza por presentar una conductividad eléctrica del orden de magnitud mayor que la misma roca almacenadora a temperatura de 20° .

El trabajo está compuesto por dos partes, estudios regionales y a detalle. Los regionales permitieron determinar las características estructurales mas sobresalientes del área, mientras los de detalle dan mucha información sobre rasgos locales de la región.

El levantamiento aeromagnético se realizó a nivel regional en una superficie aproximada de 4000 Km^2 , con una reticula de 5 Km por lado, la altura de vuelo fue de 3200 msnm a una velocidad de 55 nudos, se tomaron lecturas de componente total con un intervalo de 1 seg.

La variación diurna se tomó con un magnetómetro base al centro del área, el cual tomó datos en forma continua durante el levantamiento aéreo.

Al centro de la caldera de Los Humeros se detectó la parte positiva de una anomalía bipolar (reportada anteriormente por Flores et al, 1978 y correlacionable con la anomalía de Mena y González-Morán, 1978) la cual se origina por un intrusivo altamente magnetizado en forma de prisma que debe encontrarse a una profundidad aproximada de 2 Km, asociado posiblemente al conducto volcánico por el cual salieron los magmas.

Otra anomalía importante es la que se encuentra sobre el cerro Xalapazco, donde existen manifestaciones termales asociadas a los fallamientos que dieron origen al hundimiento.

Además se detectaron una serie de anomalías que se explicaron por fallas que delimitan la caldera, unas observables en superficie y otras inferidas.

Los métodos telúricos, autopotencial y sondeo geoelectrico se realizaron tanto a nivel regional como a detalle. A nivel regional el estudio geoelectrico se realizó a través de cuatro líneas mediante el método de sondeo eléctrico vertical (SEV) con espaciamientos electródicos máximos de $AB = 4000$ m en un dispositivo Schlumberger. En el estudio a detalle se realizaron 20 líneas de sondeos eléctricos Schlumberger que comprenden 184 puntos de observación con distancias electródicas ($AB/2$) máxima de 2000 m y 32 puntos de observación con $AB/2$ máxima de 4000 m (216 SEV en total). Las líneas de detalle siguen una orientación noroeste - sureste, paralela al rumbo general de las estructuras mayores.

En ambos estudios, regional y a detalle, son detectadas las zonas con amplio potencial geotérmico, las cuales son: el cerro Xalapazco, en una superficie aproximada de 25 Km^2 , en la que se tienen resistividades de $6.4 \Omega\text{-m}$ en un medio cubierto por una posible capa sello de 200 m de espesor; la zona de Los Humeros, que alcanza un área de 28 Km^2 , presenta resistividades del orden de $10 \Omega\text{-m}$ y tiene una capa impermeable de hasta 600 m; la región de Tenamastepec cubre un área aproximada de 10 Km^2 , presenta rocas calcáreas que muestran mínimos

de 9 Ω -m y cubierta por una capa sello; finalmente la zona de Madero con un área de $\sim 20 \text{ Km}^2$.

Los trabajos permitieron identificar una capa sello formada, en general, por varios tipos de materiales volcánicos (basaltos, tobas, riolitas). Además permitieron verificar la estratigrafía y las estructuras (fallas principalmente) de la región.

Del Rio (1982) presenta un método en el cual se determinan zonas con fracturamiento intenso, en base a los diagramas de rosas y a los histogramas de frecuencias de picos; las cuales son asociadas a zonas con tectonismo extremo y reciente.

El método es aplicado a la zona de Los Humeros - Las Derrumbadas, en la caldera de Los Humeros se presenta el 41.75 % de los centros eruptivos del área.

La zona presenta un fracturamiento radial cuyo centro se localizó, utilizando mínimos cuadrados, en $19^{\circ}25.2' \text{ N}$, $97^{\circ}39.5' \text{ W} \pm 500 \text{ m}$. También se calculó la cónica que mejor se ajusta al conjunto y el resultado fue una elipse cuyo centro se encuentra aproximadamente a 650 m al NW del centro anterior, tiene su eje mayor en dirección 96.4° , una excentricidad $e = 0.67$, semieje mayor igual a 7.50 Km y semieje menor igual a 5.57 Km.

La abundancia de picos en los histogramas, significativamente mayores que el promedio, y las principales direcciones de fracturamiento se encuentran en los azimut 25° , 65° , 105° y 165° .

González-Morán y Suro-Pérez (1982) realizan la transformada Hilbert de la señal aeromagnética de campo total registrada por Flores et al (1978), la cual permite obtener las componentes vertical y horizontal y la señal reducida al polo.

De la señal reducida al polo y la señal analítica encuentran que el dipolo principal está formado por dos elementos, en lugar de un cuerpo de gran anchura, el primero es una estructura bajo el cerro Xalapazco entre los 4.5 y 7 Km de la sección estudiada, a una profundidad de 500 m; y el otro está localizado entre los 10 y 12 Km (correlacionable con la anomalía gravimétrica) a una profundidad no mayor de 750 m.

También realizan las gráficas de correlación, intersección y relación $\Delta J/\Delta \sigma$ (contraste de magnetización sobre contraste de densidad) entre las señales reducida al polo y la primera derivada de gravedad.

Prol y González-Morán (1982) realizan un modelado térmico conductivo de la cámara magmática de Los Humeros.

Para la elaboración del modelo suponen la existencia de un reservorio magmático en forma de placa circular, de radio y grosor a y un conducto cilíndrico de radio b y longitud l , que parte del borde de la placa hasta una distancia h de la superficie.

La intrusión es colocada instantáneamente al tiempo $t = 0$, con una temperatura inicial de 1000°C ; la región es un medio que posee un gradiente vertical de $20^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ y uno horizontal igual a cero.

Las dimensiones del conducto son las estimadas por Mena y González-Morán (1978), $b = 1000$ m y $h = 500$ m. El valor calculado de a fue de 4.0 a 4.1 Km, el cual se estimó mediante la consideración de una cámara en estabilidad térmica y mediante la ecuación.

$$r_{\max} = 0.84 (\Omega T_1/T_2)^{1/3} \quad (\text{III.1})$$

Donde Ω es el volumen total del magma arrojado ($\Omega = 100 \text{ Km}^3$), T_1 la temperatura del magma al entrar al reservorio (1100 - 1200°C) y T_2 la temperatura de salida del mismo.

La parte central del reservorio fue calculada a 7 Km de profundidad, con lo cual éste se extiende de 5 - 9 Km.

La ecuación de conducción de calor fue resuelta por diferencias finitas e implementada en la computadora. Se utilizó una malla de 20 x 20 Km con un intervalo de longitud de 500 m y un intervalo de tiempo de 100 años.

Verma y López-M. (1982) dan la geoquímica de rocas de la caldera de Los Hornos, Pue. Presentan unas tablas en las que se da la abundancia de los elementos mayores y las normas CIPW, tanto para rocas pre y postcaldéricas.

En los diagramas de variación se hace notar la dualidad en la composición de las rocas. Para un diagrama $K_2O - SiO_2$ estas quedan dentro de las series calc-alcálicas y calc-alcálicas con alto contenido de potasio, mientras que para un diagrama de Kuno ($Na_2O + K_2O$ Vs SiO_2) basaltos con alto contenido de aluminio y rocas alcalinas.

Los basaltos de Los Humeros tienen un alto contenido de MgO y bajo contenido de K_2O lo que implica que estos magmas basálticos sufrieron muy pequeña cristalización fraccional antes de la erupción. Las andesitas basálticas de Los Humeros son ricas en Al_2O_3 , mientras que las andesitas muestran alto contenido de TiO_2 y bajo de MgO . Finalmente las dacitas y riolitas son pobres en FeO .

También dan un resumen de la geofísica realizada hasta esta fecha y realizan una crítica en el sentido de lo poco o nada de información que está proporcionada de la cámara magmática del campo.

Yáñez-García y García-Durán (1982) realizan un trabajo de exploración muy completo, en la zona Los Humeros-Las Derrumbadas. En este trabajo se da la geología, geoquímica, geohidrología y geofísica de la zona. La geoquímica la subdivide en geoquímica de aguas (pozos, manantiales, norias y lagunas), geoquímica de gases de las manifestaciones termales y mediciones de gases de mercurio en los suelos.

La geoquímica de las aguas indica que ésta en algunas lagunas es de tipo meteórico, en algunas es mezcla de aguas meteóricas con termales y otras son termales con poca influencia de aguas meteóricas. Las aguas termales presentan alto contenido de boro y cloruros y en algunas ocasiones de sílice. Las aguas de los pozos y norias se clasifican como aguas bicarbonatadas alcalinas. Sin embargo, algunos pozos presentan aguas primarias (aquellas que no han sufrido cambio químico alguno).

La geoquímica de los gases de las manifestaciones termales dice que éstos están constituidos principalmente por ácido sulfhídrico (H_2S), anhídrido sulfuroso (SO_2), dióxido de carbono (CO_2), oxígeno (O_2), hidrógeno (H_2), metano (CH_4), nitrógeno (N_2) y gases inertes (He, Ar, Xe, etc).

El vapor de agua arrastra pequeñas cantidades de compuestos y elementos entre los que destacan Cl, SO_4 , NO_3 , HCO_3 , boratos, fluoruros, arseniuros, aniones y cationes como Na, K, Li, NH_4 , C_2 , y Mg, los que al combinarse pueden dar otro tipo de sales.

De estos estudios concluye que la fuente de calor está ubicada abajo del Xalapazco y muy cercana a la superficie (temperaturas arriba de los 300° para profundidades entre 1200 - 1600 m).

Con la medición de los gases de mercurio se detectaron anomalías térmicas que siguen el contorno de la caldera de Los Humeros.

Los trabajos de geofísica consistieron en un levantamiento aeromagnético, para conocer la configuración del basamento igneo y calcular el espesor de la secuencia sedimentaria; tres líneas de telúrico, con el fin de verificar y conocer las fallas y fracturas presentes en el área; sobre éstas mismas, mediciones de potencial natural para detectar las anomalías relacionadas con el movimiento de los fluidos a través de los medios porosos y un levantamiento geoeléctrico regional; todo lo cual sirvió para confirmar la geología de la zona.

Los bajos resistivos aparentes menores de $30 \Omega\text{-m}$ muestran una fuerte relación con las manifestaciones termales de la superficie, tal es el caso de La ventana, Tenamastepec, El Xalapazco, Los Humeros, Cueva Ahumada y Loma Blanca.

La cubierta ignea presenta resistividades de 1200, 13000 y 30000 $\Omega\text{-m}$; para la andesita las resistividades son del orden de 1100 a 5000 $\Omega\text{-m}$ y cuando es afectada por el termalismo éstas varían de 2 a 198 $\Omega\text{-m}$.

Los conglomerados, arenas y arcillas que subyacen la cubierta volcánica presentan resistividades que varían entre entre 105 y 590 $\Omega\text{-m}$. Con calor asociado éstas bajan de 5 a 40 $\Omega\text{-m}$. Las calizas presentan valores de 30 - 50 $\Omega\text{-m}$ las cuales con calor bajan hasta los 6.4 $\Omega\text{-m}$.

Verma (1983) realiza un estudio de la génesis del magma mediante los isótopos de Nd y Sr, en el que se llega a la conclusión de que los magmas de Los Humeros son generados en el manto superior con muy poca contribución, si es que existe, de la corteza oceánica subducida, de sedimentos o de la corteza continental.

Un estudio preliminar de los elementos alcalinos y alcalinotérreos y del isótopo Sr muestra que la cristalización fraccionada es el proceso petrogenético dominante.

En el trabajo se determinan las concentraciones de SiO_2 , K_2O , Rb, Sr y las razones de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, tanto para muestras de la precaldera como para muestras de la postcaldera.

Las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para basaltos, andesitas y dacitas de Los Humeros varían en un rango de 0.7039 a 0.7046 y para riódacitas, riolitas e ignimbritas en 0.7040 - 0.7048, estas últimas ligeramente mayores que las de las rocas máficas.

Las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las muestras estudiadas son de 0.51258 ± 0.00002 a 0.51286 ± 0.00003 las que dan una buena correlación negativa como ha sido observada en diversas áreas.

La uniformidad de las razones de los isótopos de Sr y Nd observadas en los depósitos pumíticos de la postcaldera y la concentración de elementos traza constituye un fuerte argumento en favor de una muy pequeña interacción de los magmas postcalderíticos con la corteza continental que rodea a la cámara magmática durante su evolución.

Solamente en las erupciones de riolita mas viejas, durante la precaldera, es donde existe una posible interacción.

Ferriz y Mahood (1984) realizan un estudio a detalle de la historia eruptiva de Los Humeros. En él determinan la edad de los eventos eruptivos, la superficie que abarcan, su volumen y composición geoquímica.

De esto concluyen que las razones eruptivas se incrementan con el tiempo excediendo la razón de regeneración de la diferenciación magmática, por lo que los eventos eruptivos varían de riolitas con alto contenido de sílice a basaltos de olivino, ácidos a básicos (figura III.5).

También determinan los eventos que provocaron los colapsos de las tres calderas existentes en la zona (caldera de Los Humeros, caldera de Los Potreros y calderita o caldera del Xalapazco).

Verma (1984a) da las mediciones de los elementos alcalinos (K, Rb y Cs) y alcalinotérreos (Ba y Sr) en siete muestras precaldéricas y veinte postcaldéricas de Los Humeros. Los resultados son interpretados en términos de los coeficientes de partición sólido - líquido.

De las gráficas de Rb vs. Rb/Sr, K vs. K/Rb y Sr vs. Sr/K se observa que la cristalización fraccionada es el proceso petrogenético dominante, y las plagioclasas constituyen la fase modal principal.

De la gráfica Ba vs. Ba/K en la que se incluye un juego de curvas de fusión parcial se deduce que a excepción de pequeños grados de fusión parcial (< 10 %), la razón Ba/K no es significativa en el grado de fusión. De esta manera la dispersión del Ba es explicada grandemente por cristalización fraccionada.

En la gráfica Rb vs. Rb/Sr se puede ver que las plagioclasas, olivino y clinopiroxenos son las principales fases modales observadas en Los Humeros y pueden haber participado en la cristalización fraccional del magma. La composición de los basaltos puede ser modelada satisfactoriamente de un basalto de olivino por separación de un total aproximado de 19 % peso de estos minerales (6.8 % plagioclasas, 8.9 % olivino y 3.3 % clinopiroxenos). De una forma similar para andesitas basálticas el 50 % peso de estos minerales necesitan ser separados (21 % plagioclasas, 20 % olivino y 9 % clinopiroxenos). La producción de andesita por cristalización fraccionada necesita un 70 % peso de separación de minerales del magma original (36 % plagioclasas, 23 % olivino, 10 % clinopiroxenos y el resto puede estar dado por TiO_2 , F_2O , CaO y Na_2O).

La composición de dacitas a riolitas puede ser modelada de un magma andesítico por separación del 46 % peso del total de minerales (28 % plagioclasas, 9 % clinopiroxenos, 6 % biotita y 3 % titanomagnetita).

Verma (1984b) hace una recopilación de la información y pequeños resúmenes de la geología, geofísica y geoquímica de Los Humeros, para proponer un modelo geotérmico preliminar del área, y traza los lineamientos de investigación para un futuro próximo.

Mediante los datos geológicos y geoquímicos establece la existencia de un volumen importante de minerales separados de los magmas, debidos al proceso de cristalización fraccionada. Con los datos recopilados realiza algunas estimaciones y deduce que aproximadamente un total de 440 Km³ de minerales pueden existir a profundidad.

Aquí se subrayan las suposiciones de una cámara somera, a 5 Km de profundidad aproximadamente, y la ubicación del yacimiento en la Fm. Teziutlán (andesitas) ó en las calizas cretácicas, siendo la capa impermeable los flujos, ignimbritas y tobas más jóvenes.

Ferriz (1985) da una reseña de la historia volcánica de Los Humeros, establece el zoneamiento composicional, las asociaciones minerales existentes y el contenido de fenocristales de los productos eruptivos.

El zoneamiento composicional varía de ácido a máfico con el tiempo. A medida que el contenido de sílice varía las asociaciones minerales cambian y algunos minerales de hornblenda, olivino y piroxeno aparecen o desaparecen. El contenido de fenocristales aumenta progresivamente hasta alcanzar su máximo en los eventos de andesita basáltica. Los tipos de magmas de Los Humeros pueden dividirse en cinco grupos riolíticos (> 72 % de SiO₂), riodacíticos (72 a 67 % de SiO₂), dacíticos (67 a 63 % de SiO₂), andesíticos (63 a 52 % de SiO₂) y basálticos (< 52 % de SiO₂).

Todo lo mencionado implica una cámara magmática estratificada en la que la parte superior tiene magma riolítico, en la parte media riodacita y un posible estrato de dacita, producto de mezcla, y al final magma andesítico y basáltico. La cámara posee su propio gradiente de temperatura (figura III.6).

Verma (1985a) realiza un modelado de la fuente de calor, como el llevado a cabo en Verma (1984b), usando datos más actualizados de la composición mineralógica (Ferriz, 1985) y las estimaciones de los volúmenes de las unidades eruptivas dados por Ferriz y Mahood (1984).

En este trabajo realiza un balance de masas, para el proceso petrogenético de cristalización fraccionada, partiendo de un magma madre de composición basáltica de olivino. Con estos datos y los volúmenes de las unidades eruptivas, calcula una mejor aproximación, que la de Verma (1984b), del volumen de minerales que se encuentran en la cámara magmática, 1500 Km³. Este volumen representa el mínimo de la cámara.

Además con los datos de geoquímica y geología supone la existencia de una cámara somera, a 5 Km de profundidad; química, térmica y magmáticamente zonada.

Verma (1985b) Aplica la técnica de Verma (1984b y 1985a) a los campos geotérmicos de Los Humeros, Pue, La Primavera, Jal y Los Azufres, Mich y con ella determina unos volúmenes aproximados de las cámaras magmáticas como sigue: 1500 Km³ para Los Humeros, 600 Km³ para La Primavera y 400 Km³ para Los Azufres.

González-Morán et al (1986) realizan un modelado térmico de la cámara magmática utilizando los mismos parámetros de Prol y González-Morán (1982), pero considerando ahora la historia eruptiva de la región reportada por Ferriz y Mahood (1984). Suponen además, una cámara magmática estratificada, en la parte superior de ésta un magma de fase dominante de plagioclasas y en la parte inferior un estrato con predominio de olivino y piroxenos; y meten un estrato convectivo, mediante el incremento de la conductividad térmica, entre las profundidades de 1 - 4 Kms.

La historia eruptiva es considerada en forma de retroalimentación para el programa, ya que en el momento de cada erupción suponen la entrada de magma a la cámara lo que afecta el gradiente térmico obtenido. La retroalimentación se lleva a cabo en cuatro periodos eruptivos principales: 1) erupción de la ignimbrita Xáltipan y el colapso de la caldera de Los Humeros, 2) erupción de la toba Faby, 3) erupción de la toba Zaragoza y la formación de la caldera de Los Potreros, 4) erupción de la toba Cuicuiltic responsable de la formación de la caldera del Kalapazco.

El último periodo que comienza hace 20000 años es modelado de dos formas, la primera mediante un régimen conductivo y la segunda involucrando un estrato de régimen convectivo.

III.4.--Modelado de la Cámara Magmática de Los Humeros, Puebla.

Una vez localizado el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, que se ha revizado su geología y los estudios precedentes realizados en la zona, se tienen ya algunos instrumentos para realizar el modelado de la cámara magmática. Sin embargo, todavía falta tener un conocimiento más real de la geología del subsuelo del lugar, dicho conocimiento sólo se logra mediante la perforación de pozos de exploración y estudio, las figuras (III.3) y (III.4) muestran la localización de los pozos perforados en la zona, la estratigrafía y mediciones de temperatura estabilizada en los pozos, respectivamente.

De la ubicación de las perforaciones (figura III.3) se trazó la línea de sección que atraviesa la mayor cantidad de éstas, y en su defecto presentan proyecciones de pocos metros. La posición de la sección modelada se encuentra indicada en las figuras (III.2) y (III.3).

De la estratigrafía de los pozos perforados (figura III.4), unidos por la línea y proyectados hacia la sección, se realizó una correlación (figura III.7) para obtener el corte geológico. Se puede observar en las figuras (III.4) y (III.7) que los paquetes estratigráficos engloban una gran cantidad de Formaciones y flujos magmáticos, y en las figuras (III.3) y (III.7) que la correlación realizada no presenta fallas o fracturas. Ambos aspectos, el englobamiento de Formaciones y el menosprecio de fallas y fracturas, se deben a la escala del modelado y a que éste se realizó considerando la variación del tiempo.

Tomando en cuenta la ubicación de las fallas que forman la caldera de Los Humeros, un promedio de los ejes del elipse que la conforman (18 Km) y la localización del borde topográfico se obtuvo la posición de la caldera circular que se tomó para desarrollar el modelado (figura III.2).

La caldera circular permitió establecer los límites mínimos de superficie en la cámara magmática a modelar. En realidad primero se obtuvo dicha caldera circular y luego se determinó la longitud de la línea de modelado, pues ésta se supuso de tal manera que la caldera quedara centrada en la línea de sección (figura III.2).

Con la correlación de los pozos perforados (figura III.7) se extrapoló a toda la línea de sección (figura III.8), tomando los espesores de las capas de los trabajos de Yáñez-García y García-Durán (1982) y Verma (1984b, 1985a y 1985b), y de la caldera circular se determinó la posición en sentido horizontal de la cámara magmática. La profundidad de la parte alta de la cámara fue tomada a 5 Km, considerando los estudios realizados por Pérez-Reynoso (1978), Yáñez-García y García-Durán (1982), Prol y González-Morán (1982), Ferriz y Mahood (1984), Verma (1984b, 1985a y 1985b), Ferriz (1985) y González-Morán et al (1986), y confirmada mediante los trabajos de Rundle et al (1986) realizados en Long Valley, California.

También se supusieron en el modelo un par de cuellos que salen de la cámara magmática y ascienden hasta una profundidad de 2.7 Km (figura III.8). Estos cuellos fueron fundamentados en el hecho de que en los pozos H-6, H-8, H-9, H-10 y H-16 se tiene skarn de

calcita - wallastonita (figuras III.4 y III.7), la cual es debida a metamorfismo de contacto de las calizas del cretácico, además, los pozos H-8, H-9, y H-12 presentan intrusiones de granito, los dos primeros entre skarn y el último una capa ancha que va desde los 2735 m de profundidad hasta el final de éste (3104 m).

Un segundo punto que apoya la existencia de los cuellos es la posición de ellos, ya que uno puede ser correlacionado con el conducto del Xalapazco (figura III.8) y el segundo con la anomalía detectada por Flores et al (1978) y Mena y González-Morán (1978), debido a que en el modelado elaborado por los primeros establecen la poca resolución que se tiene en sentido E - W, realizando ellos un modelo para un cuerpo de dimensiones de 5.0 x 5.0 Km y obteniendo resultados similares a los de su modelo definitivo (ver sección III.3). También, ambas anomalías son detectadas por Palacios-Hartweg y García-Velázquez (1981).

El espesor de la cámara magmática fue calculado tomando como volumen mínimo el valor de 1500 Km³ dado por Verma (1985a y 1985b), y el radio de la caldera circular, $r = 9$ Km, de donde éste se obtuvo de 6 Km.

Una vez determinado el corte geológico (figura III.8) se procedió a pasar éste a un modelo compatible con el programa de cómputo desarrollado, como lo muestra la figura (III.9), el cual considere estratos completamente horizontales, pero que puedan contener en su interior cuerpos de material distinto, y cuyas fronteras sean irregulares con respecto de la malla de propagación.

Comparando la sección geológica real (figura III.8) y el corte compatible con el programa (figura III.9) se observa que la irregularidad de los estratos reales fue modelada en el corte compatible mediante cuerpos en el interior de los estratos subsecuentes, característica que permite al corte compatible acercarse lo más posible a la sección real a modelar. La cámara magmática fue aproximada mediante un cuerpo rectangular de gran dimensión y los conductos o cuellos mediante dos pequeños cuerpos, también rectangulares.

Para realizar el modelado, las propiedades físicas de las capas del corte fueron tomadas de la bibliografía (tabla III.2) considerando las temperaturas que se esperaba alcanzar en los estratos y los cuerpos, ya que éstas varían con dicha propiedad.

TABLA III.2: Propiedades físicas de los tipos de roca involucradas en el modelado.

Tipo de roca	Densidad (g/cm ³)	Calor Específico (J/g°C)	Conductividad Térmica (W/m°C)	Difusividad Térmica (m ² /s) x 10 ⁻⁶
Tobas	2.140	0.666	1.519	1.117
Andesitas	2.474	0.970	2.972	1.237
Calizas	2.600	0.836	2.500	1.148
Granitos	2.667	1.100	2.600	0.885
Basaltos	2.772	1.405	2.846	0.730
Riolitas	2.370	1.074	2.675	1.051

El concepto fundamental para la solución de un problema mediante el método de diferencias finitas es la división del corte geológico en una malla de puntos nodos en la cual se tienen almacenadas las condiciones iniciales de temperatura del sistema.

El modelado debe de cumplir con las condiciones iniciales del problema, el cual establece que al tiempo cero el corte geológico presenta un gradiente térmico normal (30° C por Km de profundidad). Suponiendo una intrusión instantánea de basalto a 1200° C para formar la cámara magmática, las temperaturas en las fronteras de esta deben de presentar, al tiempo cero, las dadas por el gradiente térmico normal y la intrusión, pero para fines de modelado se considera la temperatura promedio de ambas.

Las temperaturas se digitalizan para una malla que cubra todo el corte compatible y se introducen en un archivo de datos a la computadora, junto con los demás datos que pide el programa para poder correr, como son: tiempo en el que se va a considerar la propagación del calor, intervalo de tiempo, intervalo de distancia de la malla, número de pozos, etc.

El corte compatible tiene una longitud de 24 Km en sentido horizontal y 15 Km de profundidad, y lo cubre una malla formada por un intervalo de distancia de 0.25 Km y tres líneas de puntos nodos ficticios, dos verticales y una horizontal, para calcular las temperaturas de las fronteras izquierda, derecha e inferior, respectivamente; lo que le da unas dimensiones de 99 x 62 nodos.

Una vez formado el archivo de datos de condiciones iniciales se está listo para comenzar a realizar el modelado.

El modelado realizado consistió en dos partes: 1) enfriar la cámara magmática durante 0.5 Ma para ver el comportamiento de las curvas de gradiente de temperatura y comprobar la solidificación total de la cámara magmática. 2) Realizar el modelado de la cámara propiamente dicho.

De la primera parte se puso a enfriar la cámara magmática medio millón de años, con un intervalo de tiempo de 200 años, y se obtuvieron curvas del comportamiento del gradiente del modelado, en distintos puntos estratégicos de la cámara, cada 0.05 Ma y una inicial a 2400 años (figuras de la III.10 a la III.20).

Las gráficas para 2400 años (figura III.10) muestran como se van enfriando los conductos de la cámara rápidamente, los cuales para 0.05 Ma (figura III.11), debido a las altas temperaturas que alcanza la roca encajonante, pierden su efecto, o por su escaso volumen se enfrían muy rápidamente y se equilibran con la roca encajonante. Las demás curvas obtenidas (figura III.12-III.20) muestran el enfriamiento paulatino de la cámara hasta llegar a solidificarse totalmente.

Para realizar el modelado de la cámara magmática se necesitó enfriarla un tiempo de forma que, mediante el proceso de cristalización fraccionada (proceso petrogenético dominante Verma, 1983 y 1984a), se estratifique (Pérez-Reynoso, 1978, Yáñez-García y García-Durán, 1982, Ferriz y Mahood, 1984, Ferriz, 1985). De las gráficas de la primera

parté del modelado se buscó una en la cual las temperaturas en la cámara magmática permitieran su zonzamiento, y se observó que la que mejores condiciones presentaba era la de 0.01 Ma (figura III.12), por lo que a partir de esta edad se consideró una cámara compuesta por tres estratos, uno de magma riolítico y riodacítico, otro de magma dacítico y andesítico y el último de magma basáltico.

Los estratos fueron tomados en base a las temperaturas de formación de cada uno de los tipos de magma, por lo que quedaron estratos de un kilómetro para los magmas riolíticos y andesíticos y un estrato de 4 Km para los magmas basálticos (figuras III.9 y III.12). Las temperaturas para las fronteras de dichos cuerpos fueron tomadas de las fronteras de la cámara magmática que se tenía, para las fronteras con la roca encajonante, y para las fronteras internas de la cámara se calcularon mediante las fórmulas que utilizó el programa para valuarlas (promediado de los resultados de las ecuaciones II.11 y II.11').

Una vez modificado el archivo de datos, de 0.01 Ma, para las nuevas condiciones de la cámara magmática y suponiendo que dicha estratificación ocurría hace 0.47 Ma, edad en la que se tuvieron los primeros eventos ácidos en la región (tabla III.1), se volvió a poner a enfriar la cámara magmática tomando, todavía, un intervalo de tiempo de 200 años.

Como ya se tenían 0.1 Ma de enfriamiento y todavía faltaban por correr 0.47 Ma y como se vió en la primera parte del modelado, para 0.5 Ma de enfriamiento (figura III.20) las temperaturas de la cámara bajan tanto que se puede considerar solidificada, por lo que fue

necesario pensar en una recarga de magma en la cámara para que volviera a calentarla y poder elevar aun más las temperaturas del medio.

Esta recarga se realizó a los 0.24 Ma de edad (0.33 Ma de enfriamiento de la cámara, figura III.21) debido a que en este tiempo se tiene promediada la erupción de la toba Faby (tabla III.1), evento en el que se arrojó mucho material (10 Km³, tabla III.1), y no hubo colapso de caldera; por lo que se puede suponer que el material que entró a la cámara expulsó al que se encontraba en ella y en ningún momento existió vacío en la cámara para provocar el colapso de una caldera, además, debido al volumen de material que había sido arrojado ya por el centro volcánico (~ 130 Km³, tabla III.1) y a las corrientes de convección existentes en la cámara, se llevó a cabo una homogenización del material, por lo que todo éste pasó a ser basalto a temperatura de 1200° C nuevamente. Las temperaturas de las fronteras de la cámara se volvieron a calcular por promediación y se modificó el archivo para 0.33 Ma considerando ahora una cámara homogénea y metiendo las nuevas temperaturas de las fronteras.

Como ya se había hecho se dejó enfriar la cámara 0.01 Ma más (a 0.43 Ma), conservando el intervalo de tiempo, para volver a estratificarla, los estratos se volvieron a suponer de 1 Km los primeros y de 4 Km el último (figura III.22).

Una vez modificado el archivo de 0.43 Ma para considerar una cámara estratificada ésta se puso a enfriar hasta 0.56 Ma (hace 0.01 Ma), sin modificar el intervalo de tiempo, considerando únicamente transferencia de calor por conducción (figura III.23). A partir de aquí se consideró

que el estrato de andesitas, el cual posee el acuífero, presenta convección, la que fue modelada incrementando al doble el valor de valor de la conductividad térmica ($2K$) y disminuyendo a la mitad el intervalo de tiempo (100 años) para conservar la estabilidad de las ecuaciones.

Los gradientes, de los puntos estratégicos que se han venido observando en el corte geológico, para los últimos 0.01 Ma, suponiendo la convección, son graficados en la figura (III.24).

Las gráficas de comparación del gradiente modelado contra las curvas de temperatura de los pozos son mostradas en las figuras (III.25) a (III.31). De todas ellas a excepción de las curvas de los pozos H-6 y H-12 (figuras III.26 y III.31), localizados en la misma zona (figura III.9), se puede observar que los errores se encuentran alrededor del 11 % promedio y que este valor sólo es rebasado por puntos de comportamiento extraño, como los tres penúltimos valores del pozo H-8 (figura III.28) y la primera medición de temperatura del pozo H-9 (figura III.29); esta última si es despreciada reduce el error a 9 % promedio.

De las curvas para los pozos H-6 y H-12 (figuras III.26 y III.31) se observa que los errores se encuentran alrededor del 23 % promedio. Esto se debió a que el comportamiento de la convección tuvo un efecto contrario al deseado, es decir en lugar de calentarse el estrato superficial y enfriarse o tender a equilibrarse el estrato convectivo sucedió al contrario, debido al poco espesor del estrato superficial, o sea a la proximidad de la frontera entre la capa de andesita y tobas con la superficie la cual se mantiene a temperatura constante de 0° C.

Sin embargo, a pesar de los altos porcentajes de error en estos pozos, puede observarse una semejanza entre las dos curvas (figuras III.26 y III.31) la cual es más clara para el pozo H-12.

CAPITULO 4

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

IV.1 Conclusiones y Recomendaciones para el Programa de Cómputo.

El programa de cómputo EST-CON-CUER calcula como se propaga el calor de un cuerpo o varios cuerpos rectangulares, a alta temperatura, que están enfriándose dentro de un medio estratificado, en el que las capas pueden contener cuerpos de material distinto, tamaño variable y de forma rectangular.

Para calcular dicha propagación se resolvió la ecuación de conducción de calor en dos dimensiones, lo mismo que las ecuaciones de condición inicial y de condiciones a la frontera, por el método de diferencias finitas. Las soluciones fueron programadas en lenguaje FORTRAN 77 utilizando un algoritmo iterativo.

El programa GRADIENTE grafica las curvas de temperatura vs profundidad, calculadas por el programa EST-CON-CUER, a distancias dadas por el usuario. También grafica las curvas de gradiente, obtenidas en los pozos perforados, y los gradientes modelados en la posición de las

perforaciones, dentro de un mismo gráfico, da los errores entre las temperaturas modeladas y las temperaturas en los pozos.

Los dos programas mencionados permiten realizar el modelado térmico para un intrusivo o una cámara magmática en el subsuelo.

Durante el desarrollo del modelado de la cámara magmática de Los Hornos ambos programas demostraron trabajar de la forma como fueron planeados. Sin embargo todavía presentan algunas limitaciones como son las expresadas a continuación:

El programa EST-COH-CUER supone la existencia de cuerpos de forma rectangular, lo que limita, un poco, para modelar aquellos que tengan una geometría irregular, pues en este caso estos deben de ser modelados por varios cuerpos rectangulares, de tamaño variable y propiedades térmicas iguales (mismo tipo de material), los cuales se encuentran unidos o en vecindad, teniendo que considerarse las fronteras entre ellos.

Esta limitación puede ser superada considerando cuerpos cuya geometría sea la de un polígono irregular, caso en el cual se considerarían las coordenadas de los vértices para calcular las ecuaciones de las rectas de las aristas. Los cruces de las fronteras entre nodos se calcularían por interpolación de las rectas.

El programa GRADIENTE puede considerar una escala variable en las dimensiones de los ejes de las gráficas, de manera que, en base a los valores máximos de los puntos a graficar, la escala fuera calculada y de esta forma mostrarían mayor detalle y mejor presentación las gráficas

que arroja.

IV.2 Conclusiones y Recomendaciones para el Modelado de la Cámara Magmática de Los Humeros, Puebla.

El modelado térmico de la cámara de Los Humeros fue realizado con los programas desarrollados en el presente trabajo y de dicho modelado se determinaron las siguientes características de la evolución del centro volcánico.

La cámara magmática mostró ser un cuerpo intrusivo de gran tamaño, cuyas dimensiones superficiales mínimas están dadas por la caldera de Los Humeros (un elipse cuyos ejes tienen dimensiones de 15 y 21 Km respectivamente, aunque para el modelado se consideró un círculo de diámetro promedio), la profundidad de su parte alta se consideró a 5 Km y su espesor es de 6 Km por lo menos. Dicha cámara posee un par de conductos a la superficie, uno que desemboca al cerro del Xalapazco o calderita, y el otro en las cercanías de las margenes norte de la caldera de Los Potreros.

Quedó demostrado que la cámara presenta por lo menos una recarga de material magmático durante su vida para poder mantener su estado de fusión, pues de otra forma en la actualidad se encontraría totalmente solidificada y las temperaturas de la roca encajonante no alcanzarían los niveles reportados en los pozos perforados.

La recarga de material magmático ocurrió muy seguramente hace 0.47 Ma edad en la que tuvo efecto la erupción de la toba Faby y la cual arrojó mucho material pero no existió ningún colapso en el centro volcánico.

En el modelado se establece un tiempo de 0.01 Ma para la existencia de corrientes subterráneas (tiempo que demostró ser el más conveniente para considerar la convección en el perfil modelado), las cuales se localizan dentro del estrato de andesitas, principalmente, y no en el interior de el de calizas, como pudiera pensarse a primera instancia.

En la verificación del modelado, comparación de los gradientes térmicos en los pozos con los arrojados por el modelo, se observa una gran similitud en las curvas y se advierte que, con excepción de los pozos H-6, H-12 y la primera medición del pozo H-9, los errores en los puntos, donde fueron reportadas las temperaturas, se encuentran alrededor del 9 %, lo que demuestra que el modelo es bastante confiable.

Los Pozos H-6 y H-12 presentan errores promedios del 23 %, sin embargo se observa la semejanza en la forma de las curvas del modelado y de las temperaturas de los pozos, siendo más evidente para el H-12. Los altos errores en estos pozos son debidos a lo delgado del estrato superficial que se consideró en el corte compatible con el programa, es decir a la cercanía de la superficie con la frontera entre las andesitas y las tobas, esto puede ser evitado incrementando la longitud en dirección horizontal del cuerpo localizado en el estrato de las andesitas, del corte compatible, para que abarque también los pozos H-6 y H-12. Lo antes dicho contribuiría no sólo a evitar el efecto de la

superficie sobre la frontera de andesitas, sino que aproximaría aun más el corte compatible con el programa de computo al corte geológico de la sección modelada, pues estos pozos no presentan la primera capa estratigráfica tan delgada.

El modelado realizado puede ser mejorado geológicamente, si en lugar de considerar que al tiempo de la recarga se calienta toda la cámara y a su vez se homogeneiza el material, se considera que únicamente el estrato de basalto es recalentado, y que los otros estratos se mantienen a la temperatura a que se encontraban al tiempo de la recarga. Tal vez, para conseguir alcanzar las temperaturas de los pozos, con esta nueva condición sea necesario incrementar el tiempo de existencia del estrato convectivo, lo cual es muy probable pues no se tienen todavía datos ciertos sobre el tiempo en el cual se ha venido desarrollando la convección.

Otro factor que puede contribuir a alcanzar las temperaturas reportadas en los pozos, cuando no se tiene un calentamiento total en la cámara al momento de la recarga es el disminuir la profundidad de la cámara, pues no se han reportado datos de sismología que puedan confirmar de una forma más real la profundidad de ésta.

APENDICE A

FIGURAS.

A.1 Figuras del Capítulo 1.

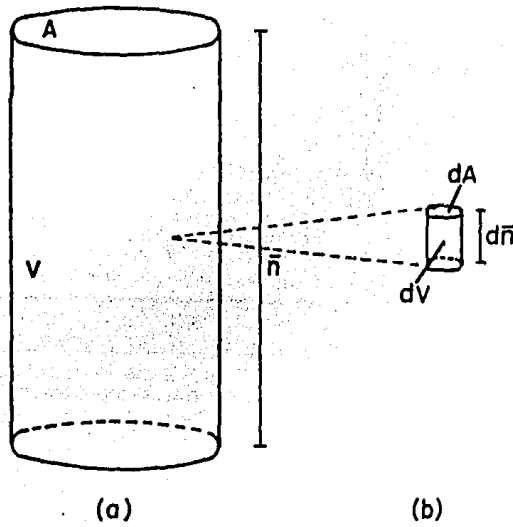


FIGURA I.1: (a) CUERPO CILINDRICO EN EL QUE SE TIENE TRANSFERENCIA DE CALOR DE LA TAPA INFERIOR, A UNA TEMPERATURA ALTA, A LA TAPA SUPERIOR, A BAJA TEMPERATURA. (b) ELEMENTO DIFERENCIAL. A=AREA, V=VOLUMEN, \bar{n} =DISTANCIA.

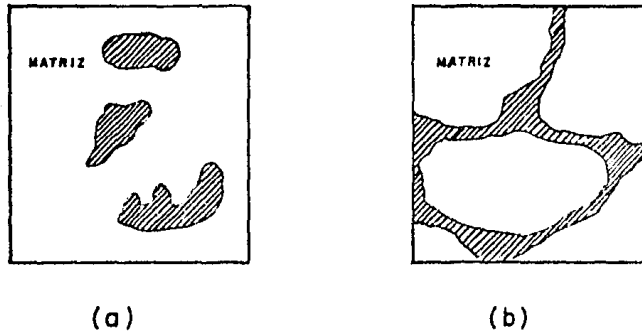


FIGURA I.2: (a) POROS AISLADOS. (b) POROS INTERCONECTADOS.

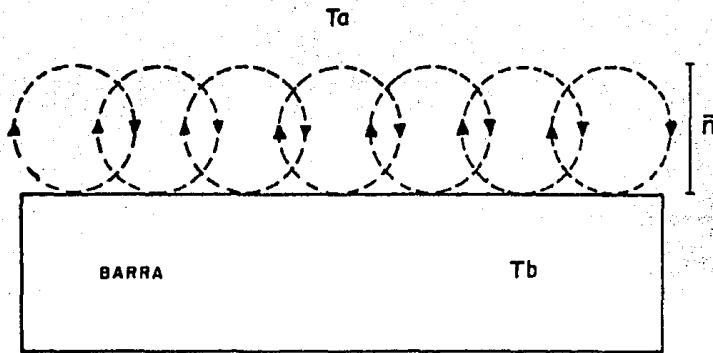


FIGURA I.3: TRANSFERENCIA DE CALOR, POR CONVECCION, DE UNA BARRA AL MEDIO AMBIENTE, HASTA UNA DISTANCIA \bar{n} . T_a : TEMPERATURA DEL AIRE, T_b : TEMPERATURA DE LA BARRA.

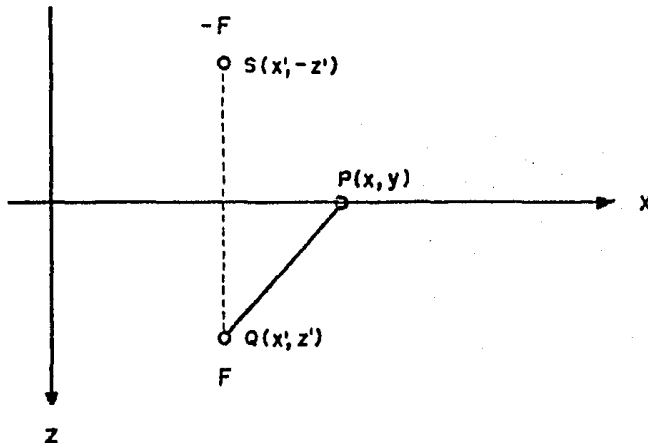


FIGURA I.4: METODO DE LAS IMAGENES PARA UNA FRONTERA AISLANTE.

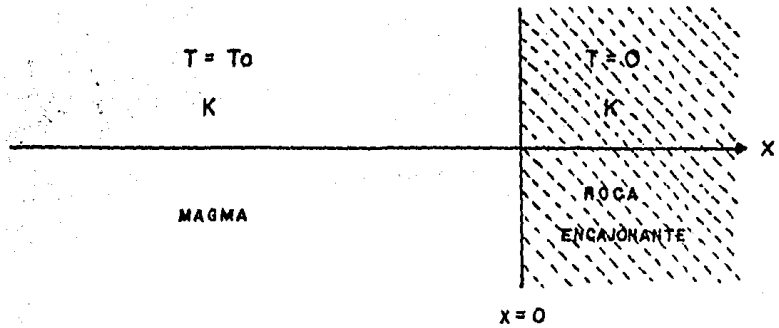


FIGURA I.5: MEDIO ESPACIO HOMOGENEO E ISOTROPICO CON UNA SUPERFICIE DE FRONTERA. T = TEMPERATURA, K = CONDUCTIVIDAD TERMICA DEL MEDIO.

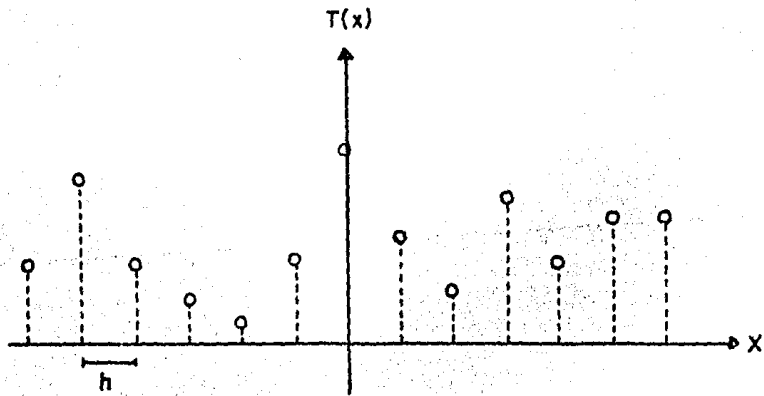


FIGURA I.6: FUNCION TABULADA A INTERVALOS REGULARES $x=ih$.

A.2 Figuras del Capítulo 2.

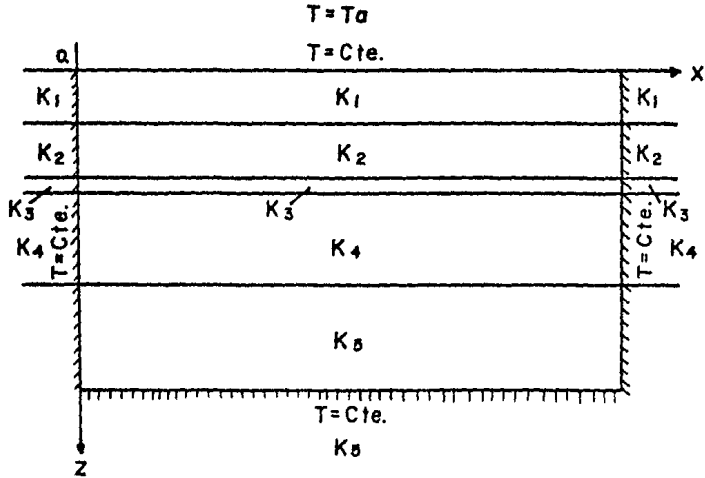


FIGURA II.1: MEDIO ESTRATIFICADO EN EL QUE SE PROPAGA CALOR POR CONDUCCION Y CONVECCION. TODAS LAS FRONTERAS DE LA SECCION SON CONSIDERADAS A TEMPERATURA CONSTANTE. K_1, K_2, K_3, K_4, K_5 SON LAS CONDUCTIVIDADES DE LOS ESTRATOS RESPECTIVOS, T_a ES LA TEMPERATURA DEL MEDIO AMBIENTE, X LA DISTANCIA HORIZONTAL Y Z LA PROFUNDIDAD.

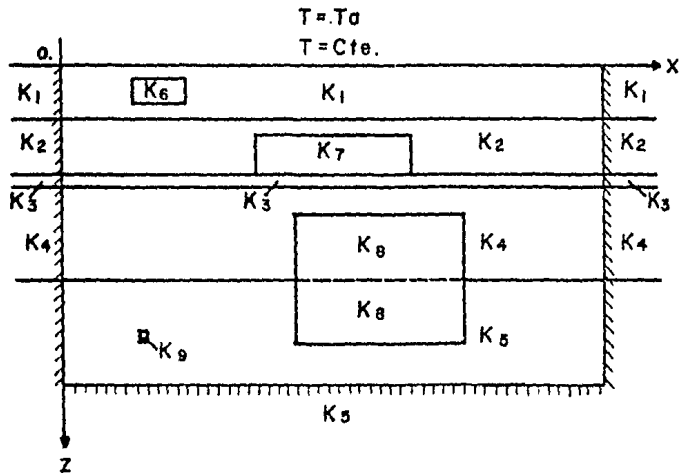


FIGURA II.2: MEDIO ESTRATIFICADO QUE POSEE, EN EL INTERIOR DE SUS ESTRATOS, CUERPOS RECTANGULARES. UNICAMENTE LA FRONTERA DE LA SUPERFICIE SE CONSIDERA A TEMPERATURA CONSTANTE. K_1, K_2, K_3, K_4, K_5 SON LAS CONDUCTIVIDADES DE LOS ESTRATOS, K_6, K_7, K_8, K_9 SON LAS CONDUCTIVIDADES DE LOS CUERPOS, T_a ES LA TEMPERATURA DEL MEDIO AMBIENTE, X LA DISTANCIA HORIZONTAL Y Z LA PROFUNDIDAD.

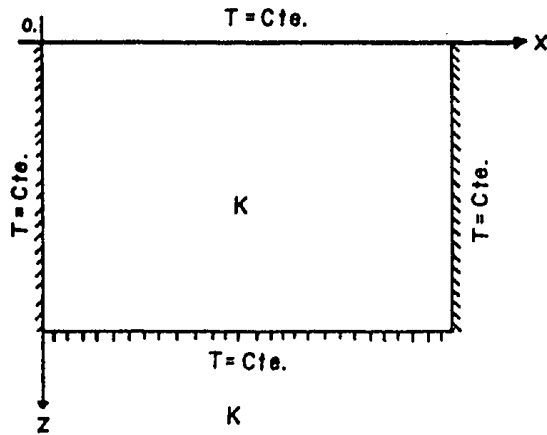


FIGURA II.3: AREA HOMOGENEA E ISOTROPICA EN LA QUE SE PROPAGA CALOR POR CONDUCCION, TODAS SUS FRONTERAS SON CONSIDERADAS A -- TEMPERATURA CONSTANTE. T_0 = TEMPERATURA DEL MEDIO AMBIENTE, K = CONDUCTIVIDAD -- TERMICA, Z = PROFUNDIDAD, X = DISTANCIA -- HORIZONTAL.

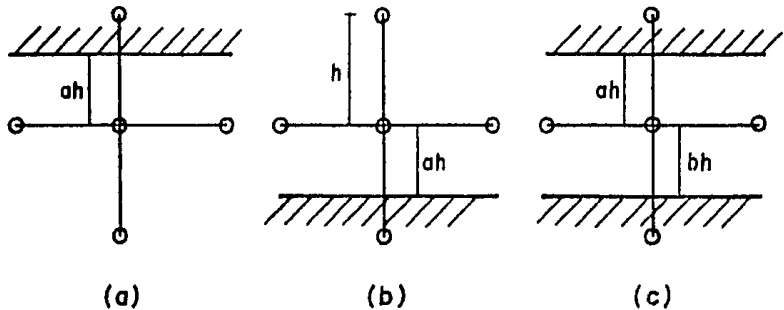


FIGURA II.4: ESQUEMAS DE DIFERENCIAS FINITAS PARA UNA REJILLA BIDIMENSIONAL EN LOS QUE SE TIENEN FRONTERAS IRREGULARES EN LA DIRECCION Z . (a) FRONTERA -- IRREGULAR POR ARRIBA DEL PUNTO A EVALUAR, (b) -- FRONTERA IRREGULAR POR DEBAJO DEL PUNTO A EVALUAR, (c) FRONTERAS IRREGULARES POR ARRIBA Y ABAJO DEL PUNTO A EVALUAR. a, b = FRACCIONES DE LA DISTANCIA ENTRE NODOS, h = DISTANCIA UNITARIA ENTRE NODOS.

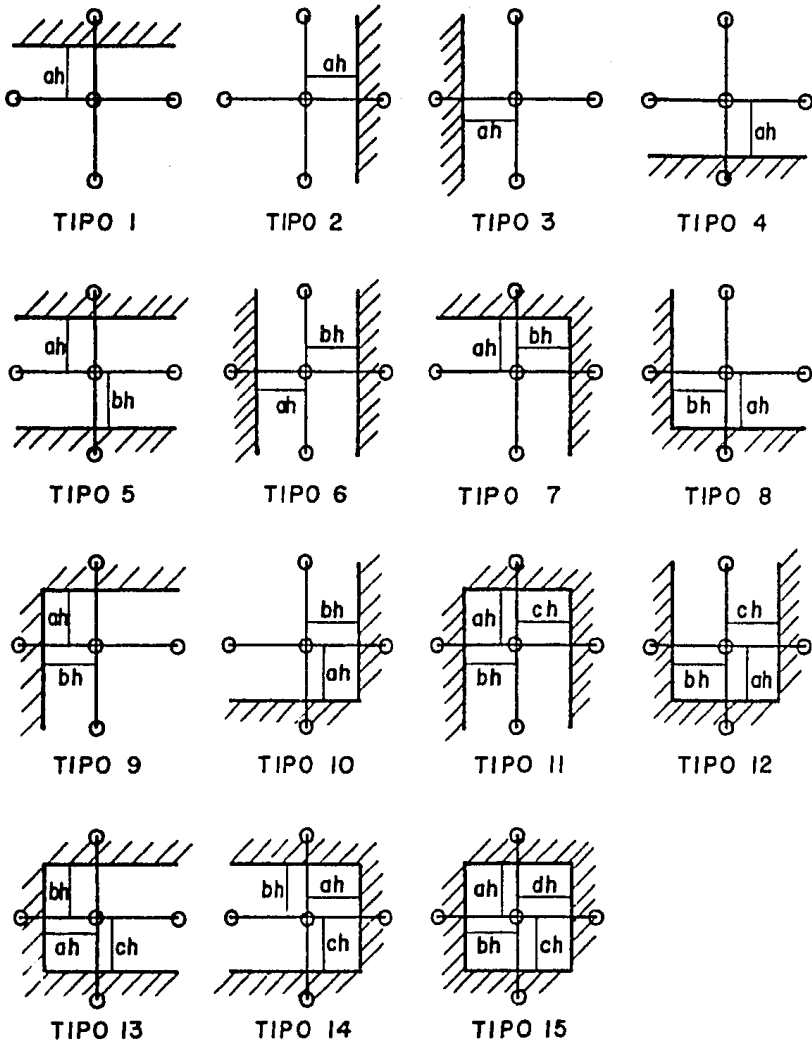
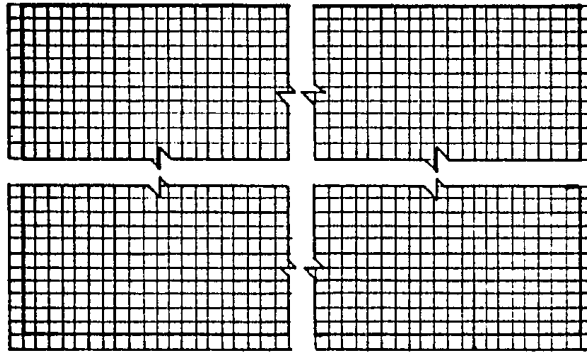


FIGURA II.5: ESQUEMAS DE DIFERENCIAS FINITAS PARA UNA REJILLA - BIDIMENSIONAL EN LOS QUE SE TIENEN TODOS LOS TIPOS POSIBLES DE FRONTERAS IRREGULARES. h ES LA DISTANCIA UNITARIA ENTRE NODOS Y a, b, c, d SON LAS FRACCIONES DE LA DISTANCIA ENTRE NODOS.



**FIGURA II.6: MALLA QUE CUBRE EL CORTE GEOLOGICO A MODELAR
INCLUYENDO LAS TRES LINEAS DE PUNTOS FICTICIOS
PARA VALUAR LAS FRONTERAS IZQUIERDA, DERECHA
E INFERIOR DEL CORTE.**

A.3 Figuras del Capítulo 3.

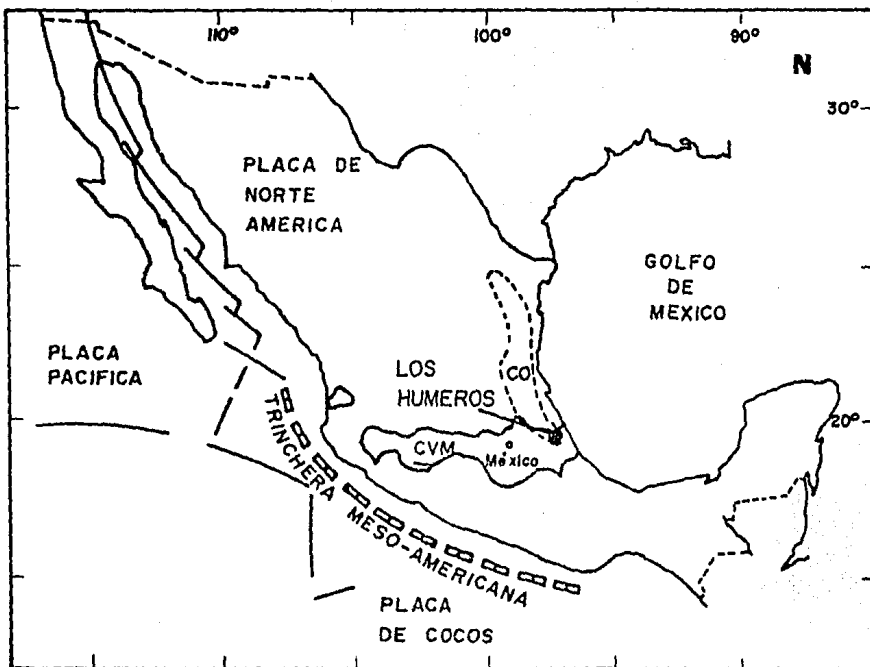
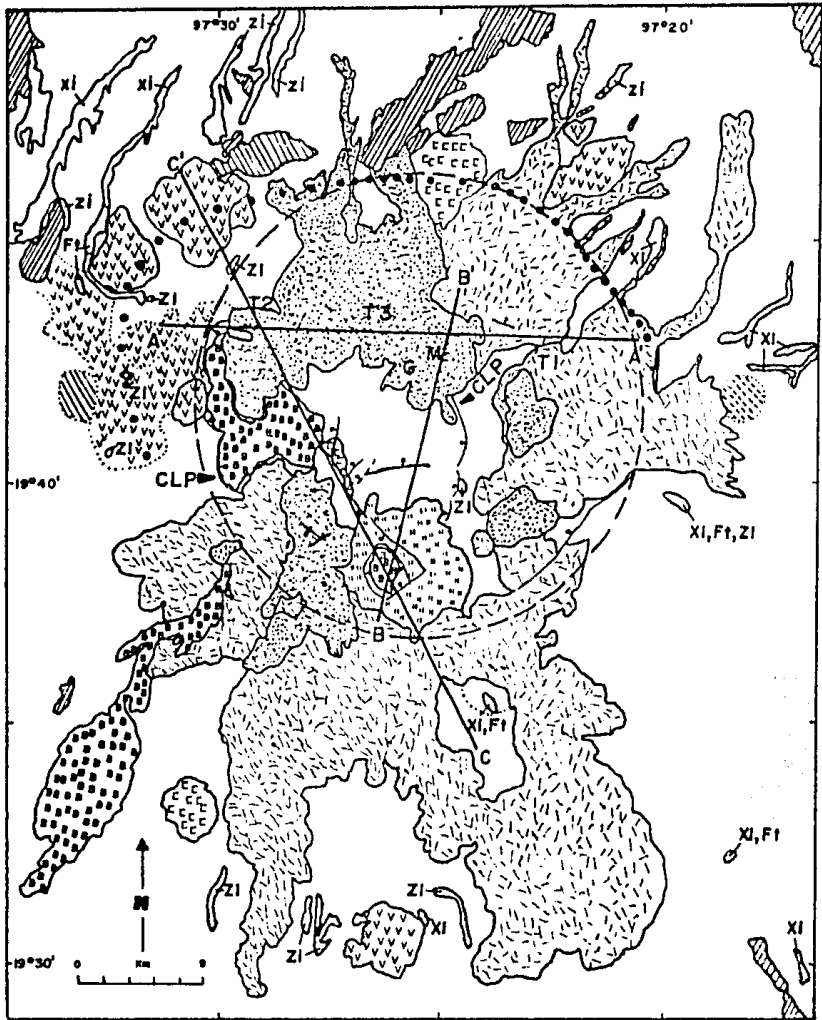
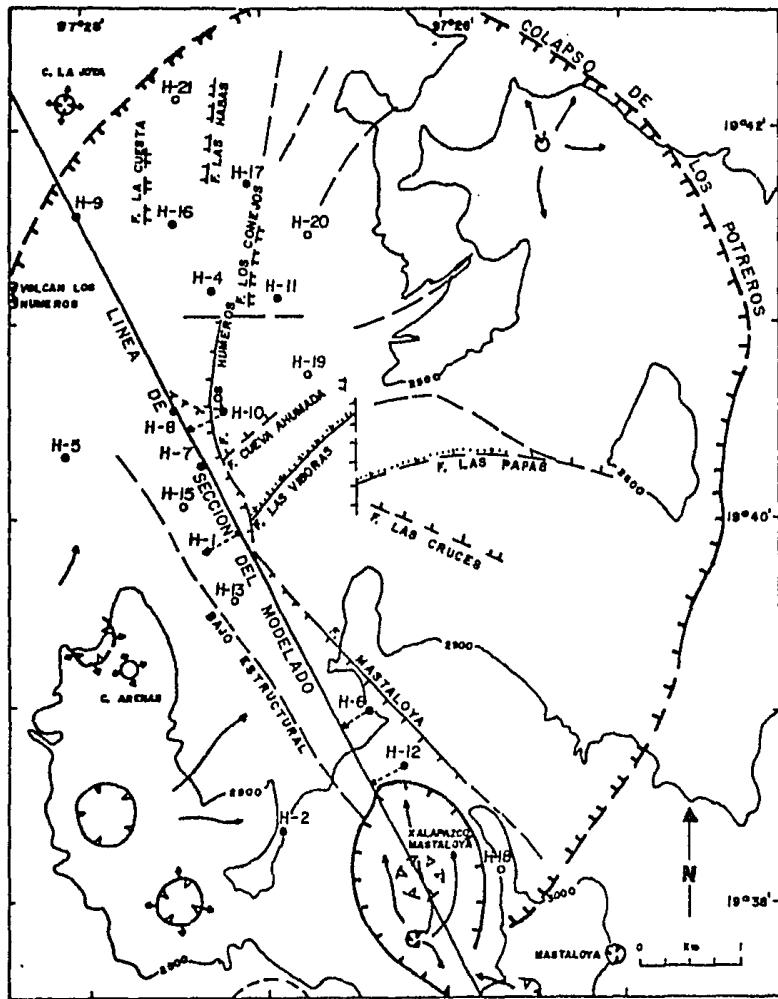


FIGURA III.1: LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO Y RASGOS TECTONICOS QUE LA RODEAN (TOMADO DE VERMA, 1983).



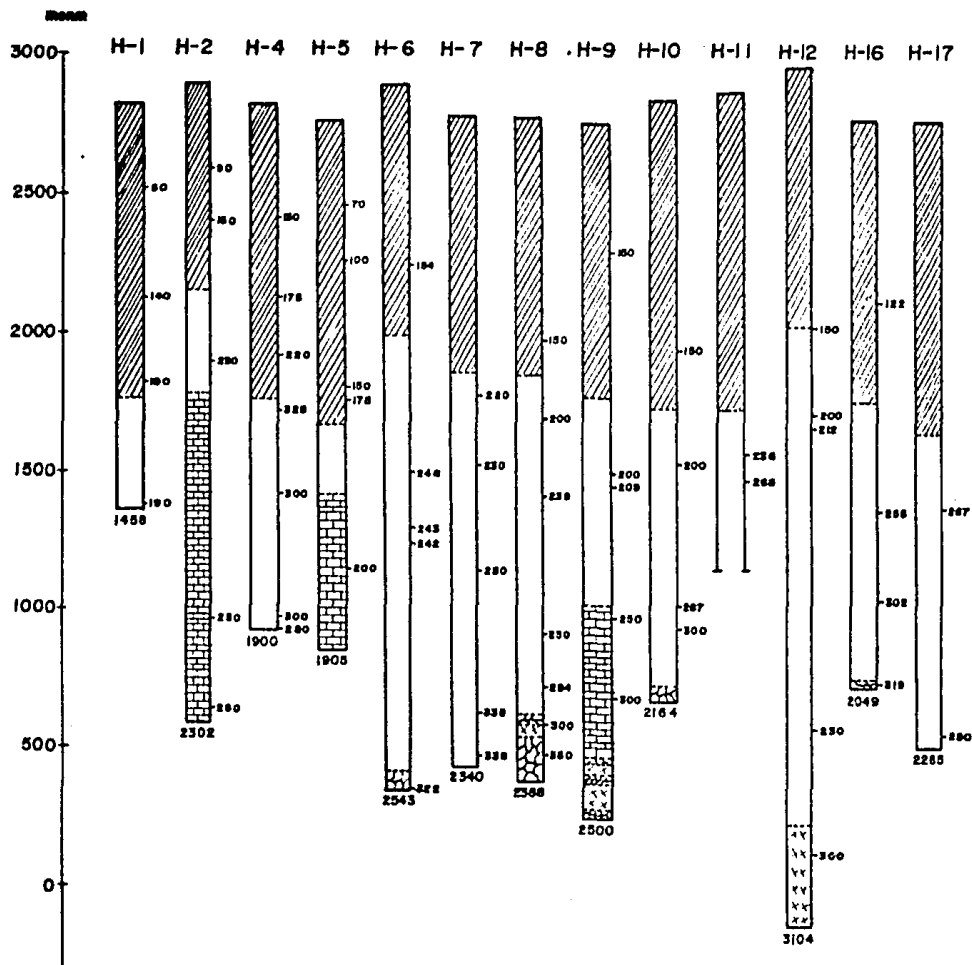
ALUVION Y TOBAS POST-ZARAGOZA	XI IGNEBRITAS XALTIPAN	T ₁ , T ₂ , T ₃ ANOMALIAS DE TELURICO (ALVAREZ, 1978)
BASALTO DE OLIVINO	RIOLITAS PRE-XALTIPAN	G MAXIMO GRAVIMETRICO (MENA Y GONZALEZ-MORAN, 1978)
RIODACITAS Y ANDESITAS ESCASAS	LAVAS TEZIUTLAN	M MINIMO MAGNETICO (FLORES ET AL, 1978)
LAVAS MAZTALOYA	PALEOZOICO Y MESOZOICO	AA' SECCION GRAVIMETRICA
ANDESITAS Y ANDESITAS BASALTICAS	UMDADES CUBIERTAS	BB' SECCION MAGNETOMETRICA
LAVAS POST-ZARAGOZA	CLP CALDERA DE LOS POTREROS	CC' SECCION MODELADA
IGNEBRITA ZARAGOZA	FALLA	CALDERA CIRCULAR SUPUESTA PARA EL MODELADO (R=9 Km)
TOBA FASY	BORDE TOPOGRAFICO	
RIOLITAS POST-XALTIPAN	BORDE ESTRUCTURAL INFERIDO	

FIGURA III.2: PLANO GEOLOGICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA, UBICACION DE LA LINEA DE SECCION MODELADA Y OTRAS LINEAS Y ANOMALIAS GEOFISICAS. (SIMPLIFICADO Y AUMENTADO DE FERRIZ Y MAHOOD, 1984)



- | | | | | | |
|--|---------------------------|--|------------------|--|--------------------|
| | PALLA NORMAL (INFERIDA) | | BAJO ESTRUCTURAL | | POZO PERFORADO |
| | LINEAMIENTO | | CRATER | | POZO PROPUESTO |
| | 2500-CURVA DE NIVEL (mnm) | | VOLCAN | | DIRECCION DE FLUJO |

FIGURA III.3: LOCALIZACION DE LOS POZOS PERFORADOS EN EL CAMPO DE LOS NÚMEROS, PUEBLA, Y UBICACION DE LA LÍNEA DEL MODELO ESTRUCTURAL SIMPLIFICADO DEL ELABORADO POR V.H. GARDUÑO, F. ROMERO Y R. TORRES (1985) PARA COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD.



- | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---------------------------|
| | ESCORIA, POMEZ, BASALTOS, ANDESITAS, ANDESITAS BASALTICAS, TOBAS LITICAS, VITREAS E MINIBHITAS. | | GRANITO - GRANODIORITA DE BIOTITA Y/U HORNBLENDA. | | POZO NO TERMINADO. |
| | ANDESITA PORFIDICAS Y/O MICROLITICAS DE AUGITA Y/U HORNBLENDA, BASALTOS DE AUGITA Y ANDESITA BASALTICA. | | SKARN DE CALCITA Y WALLASTONITA. | | TEMPERATURA ESTABILIZADA. |
| | CALIZAS DE CUENCA. | | PROFUNDIDAD TOTAL DEL POZO. | | CONTACTO LITOLOGICO. |

FIGURA III.4: POZOS PERFORADOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA. (LA INFORMACION FUE TOMADA DEL PLANO REALIZADO POR F ROMERO, 1985, Y LA PROPORCIONADA POR EL DEPARTAMENTO DE EXPLORACION Y EL DEPARTAMENTO DE EVALUACION DE YACIMIENTOS, DE LA SUBGERENCIA DE ESTUDIOS GEOTERMICOS DE COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD).

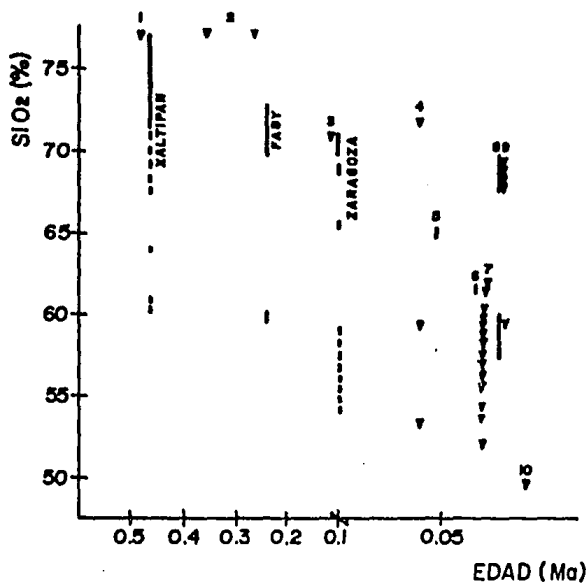


FIGURA III.5: VARIACION DEL CONTENIDO DE SILICE DE LAS UNIDADES ERUPTIVAS DE LOS NUMEROS. LAS BARRAS INDICAN UNIDADES PIROCLASTICAS INDIVIDUALES; LA PORCION CONTINUA DE LAS BARRAS REPRESENTA EL VOLUMEN DOMINANTE DE CADA ERUPCION. LOS TRIANGULOS REPRESENTAN LAVAS. 1=RIOBITAS PRE-XALTIPAN, 2=RIOBITAS POST-XALTIPAN, 3=RIOBITAS PRE-ZARAGOZA, 4, 5, Y 6=UNIDADES POST-ZARAGOZA DE ESCASO VOLUMEN, 7=ANDESITAS Y --ANDESITAS BASALTICAS, 8=TOBA CUICULTIC, 9=RIOBITAS Y ESCASOS VOLUMENES DE ANDESITAS, 10=BASALTOS DE OLIVINO (TOMADA DE FERRIZ Y MAHOOD, 1984).

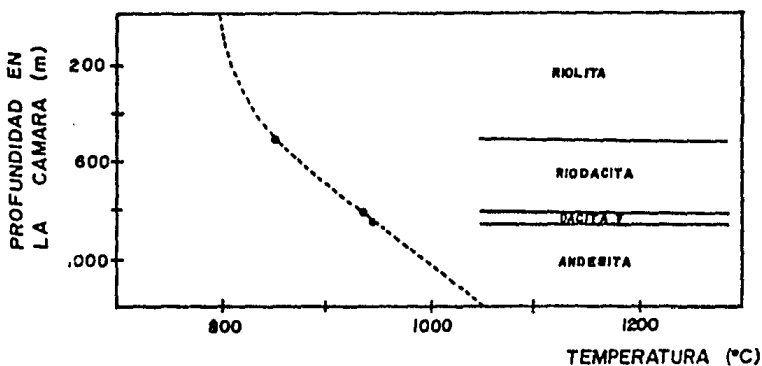
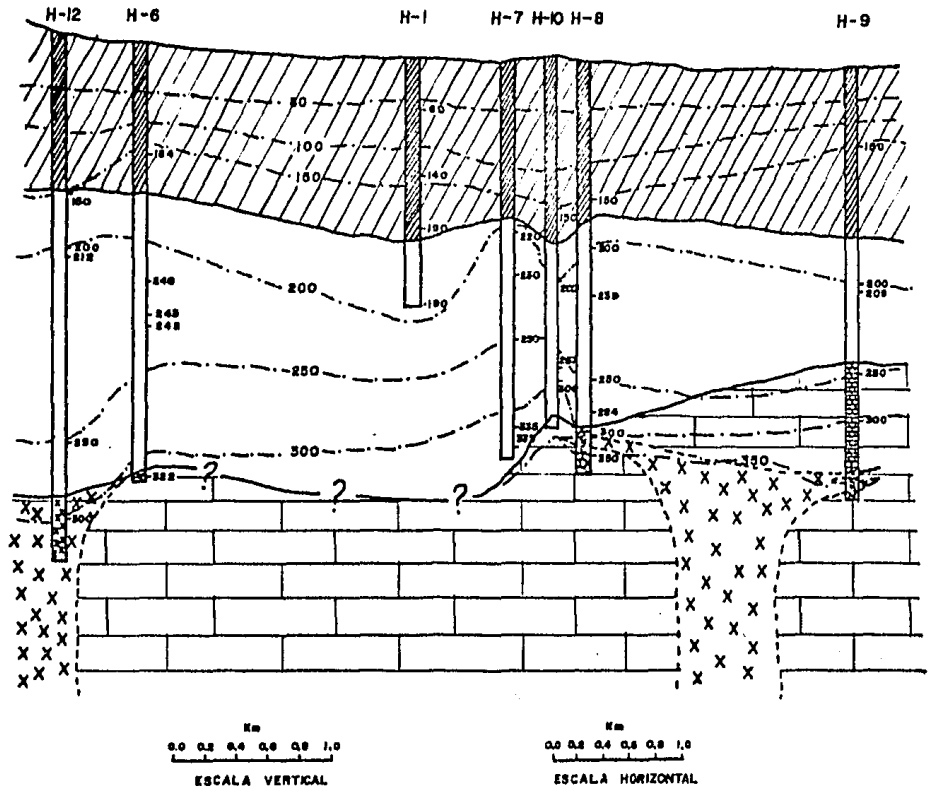


FIGURA III.6: GRADIENTE TERMICO DEL INTERIOR DE LA CAMARA MAGMATICA SUPUESTO POR FERRIZ (1985).







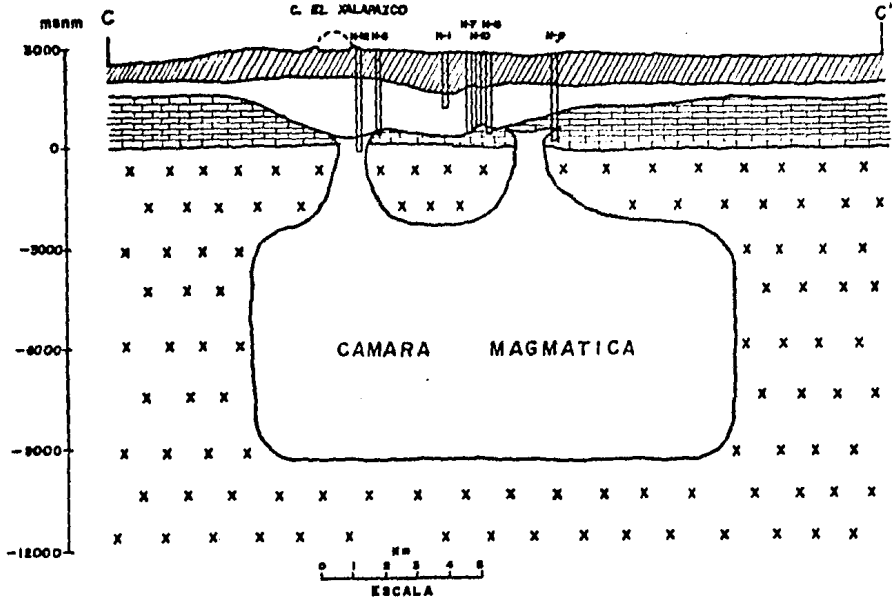


-  ESCORIA, POMEZ, BASALTOS, ANDESITAS, ANDESITAS BASALTICAS, TOBAS LITICAS, VITREAS E IGIMBRITAS.
-  GRANITO-GRANODIORITA DE BIOTITA Y/U HORNBLENDA.
-  ANDESITAS PORFIDICAS Y/O MICROLITICAS, DE AUGITA Y/U HORNBLENDA, BASALTO DE AUGITA Y ANDESITA BASALTICA.
-  SKARN DE CALCITA-WALLASTONITA.
-  CALIZAS DE CUENCA.

FIGURA III.7. CORRELACION DE LOS POZOS, UNIDOS O PROYECTADOS A LA LINEA DE SECCION MODELADA.



	ESCORIA, POMEZ, BASALTOS, ANDESITAS ANDESITAS BASALTICAS, TOBAS LITICAS, VITREAS E IGNIPIRITAS.		CALIZAS DE CUENCA Y SKARN DE CALCITA - WALLASTONITA.
---	---	---	---



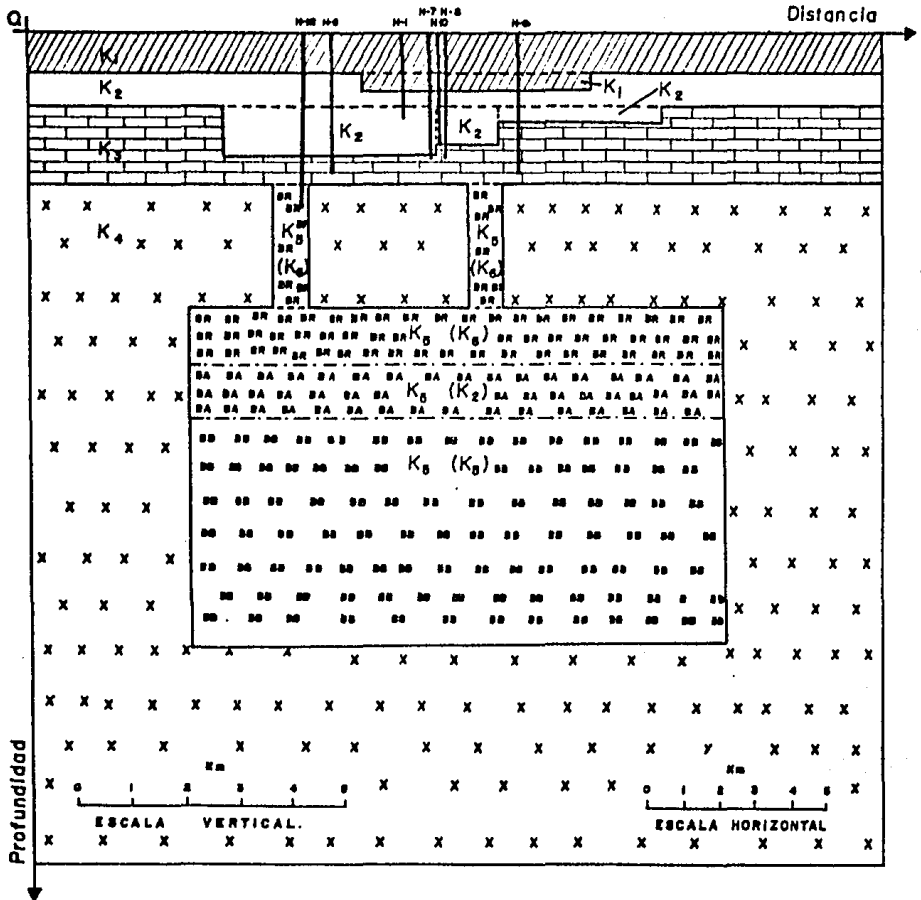
	ANDESITAS PORFIDICAS Y/O MICROLITICAS DE AUGITA Y/U HORNBLENDA, BASALTO DE AUGITA Y ANDESITA BASALTICA.		GRANITO-GRANDIORITA DE BIOTITA Y/U HORNBLENDA Y ESQUISTOS.
--	---	--	---

FIGURA III.8: SECCION GEOLOGICA CC' DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA.













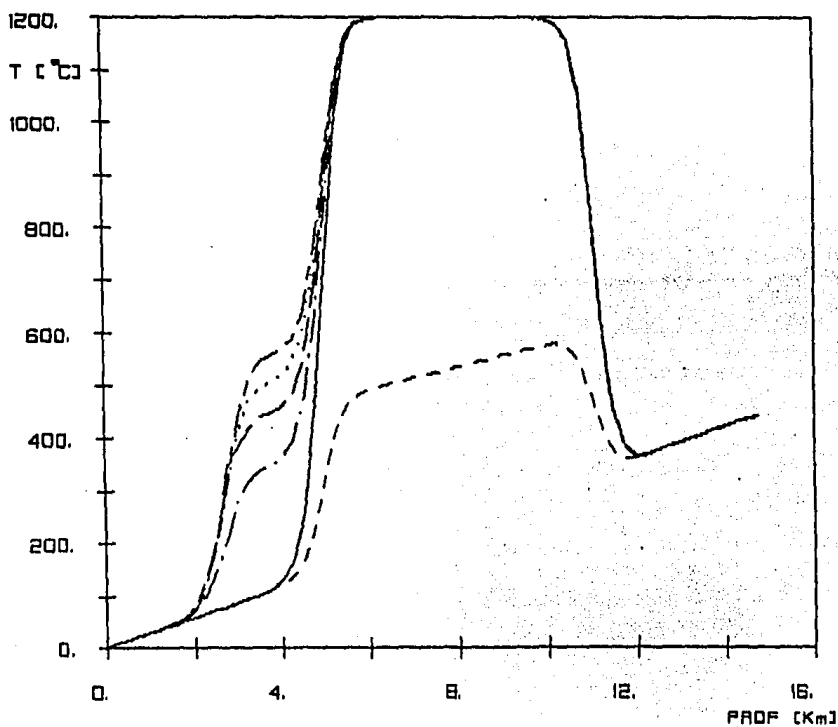
-  TOMAS Y FLUJOS.
-  ANDESITAS.
-  CALIZAS
-  BASALTO QUE DESPUES DE LA ESTRATIFICACION DE LA CAMARA CONTINUA SIENDO BASALTO.
-  BASALTOS QUE DESPUES DE LA ESTRATIFICACION DE LA CAMARA PASAN A RIOLITAS Y DIODACITAS.
-  BASALTOS QUE DESPUES DE LA ESTRATIFICACION DE LA CAMARA PASAN A ANDESITAS Y DACITAS.
-  LIMITES DE LOS CUERPOS DE LA CAMARA QUE SE FORMAN DESPUES DE LA ESTRATIFICACION
-  K_1 LIMITES DE LOS ESTRATOS CUANDO SU FRONTERA COINCIDE CON ALGUN CUERPO, DEL ESTRATO CONTIGUO DEL MISMO MATERIAL QUE EL.
-  K_2 CONDUCTIVIDAD TERMICA DEL MAGMA QUE SE FORMA CUANDO LA ESTRATIFICACION DE LA CAMARA.
-  K_3 CONDUCTIVIDAD TERMICA DE LA ROCA

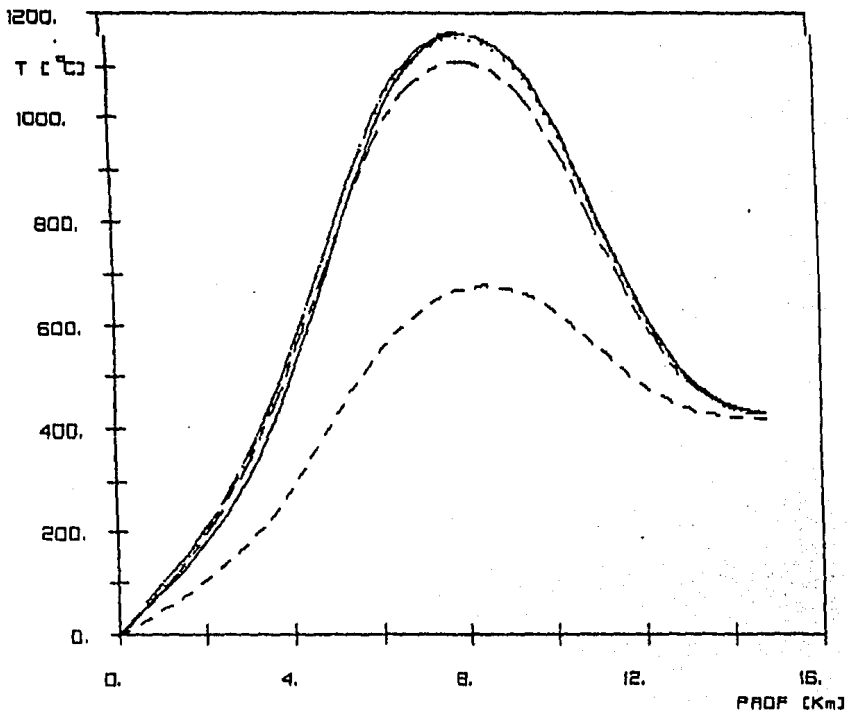
FIGURA III.9: CORTE GEOLOGICO COMPATIBLE CON EL PROGRAMA DE COMPUTO Y QUE ES UNA APROXIMACION DE LA SECCION GEOLOGICA REAL



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

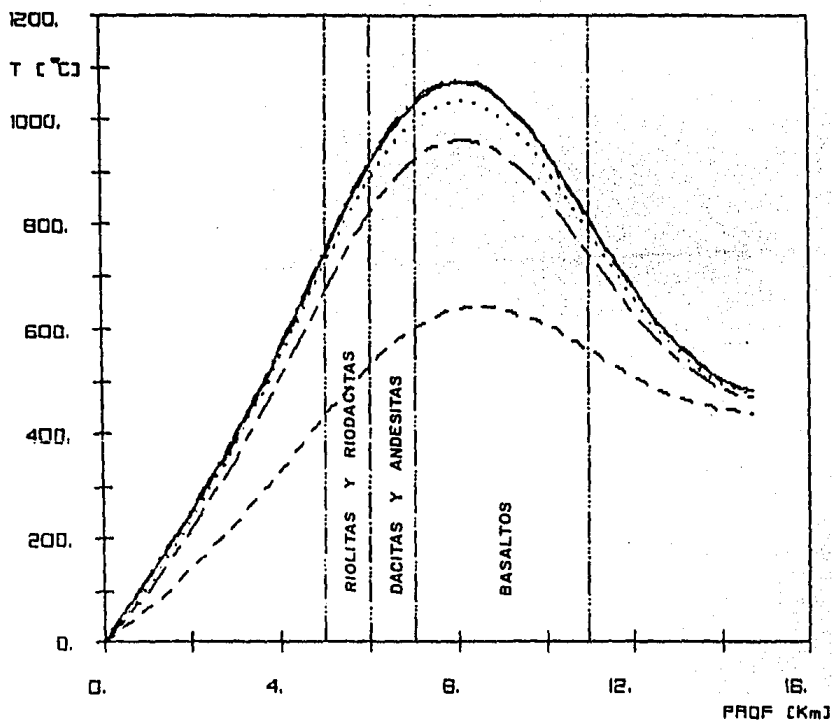
FIGURA III.10: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 2400.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

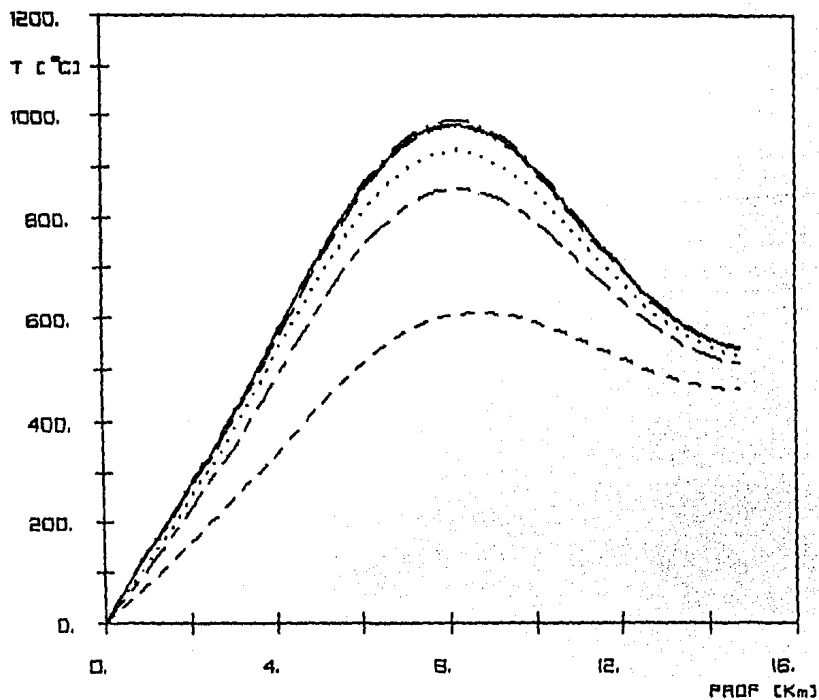
FIGURA III.II. TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 50,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

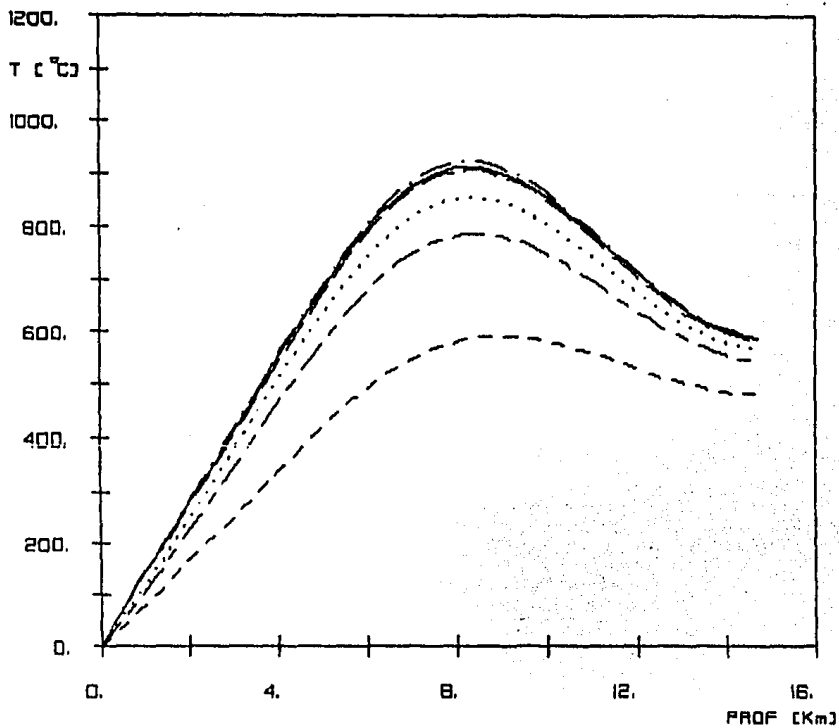
FIGURA III.12: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 100,000.00 AÑOS, SE SUPONE QUE A ESTA EDAD LA CAMARA MAGMATICA SE ENCUENTRA TOTALMENTE ESTRATIFICADA.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

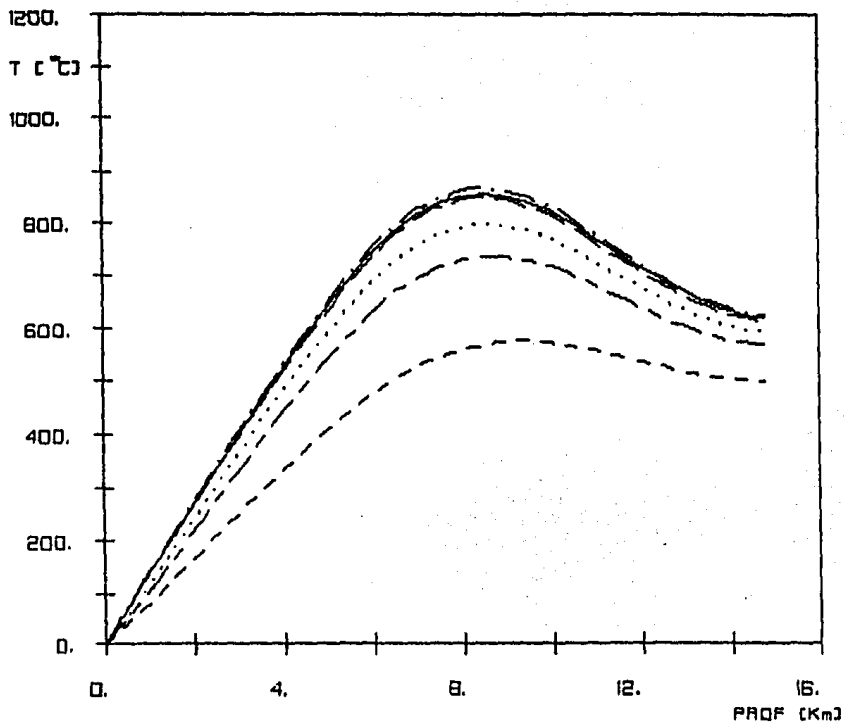
FIGURA III.13: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 150,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

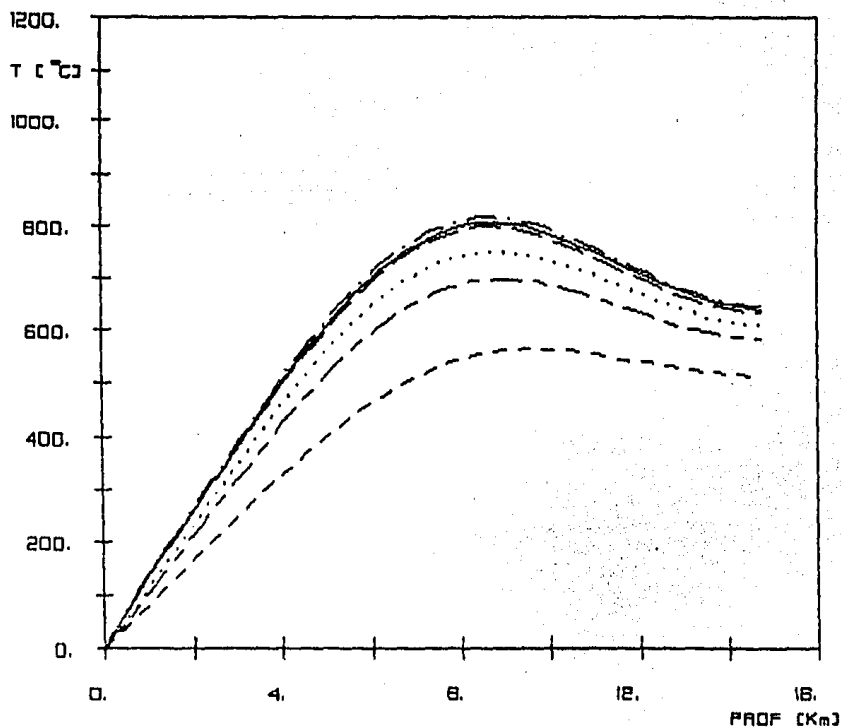
FIGURA III.14: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 200,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- · - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

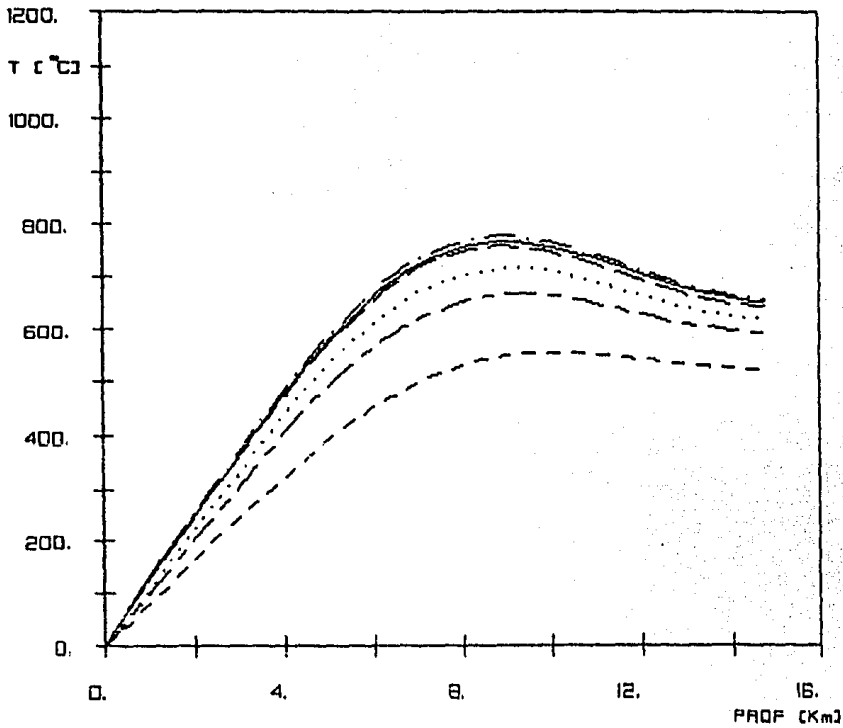
FIGURA III.15: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 250,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

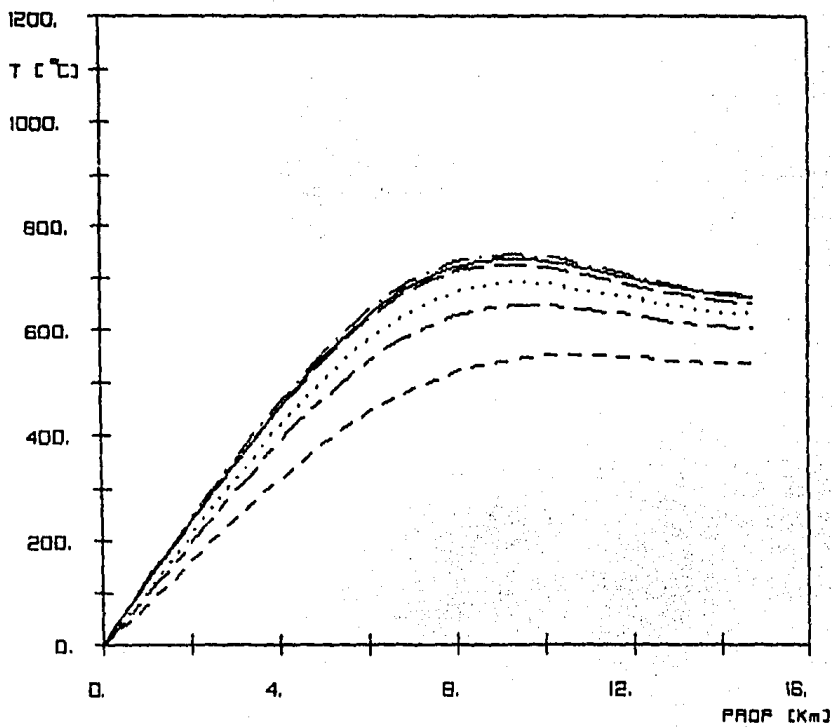
FIGURA III.16: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 300,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

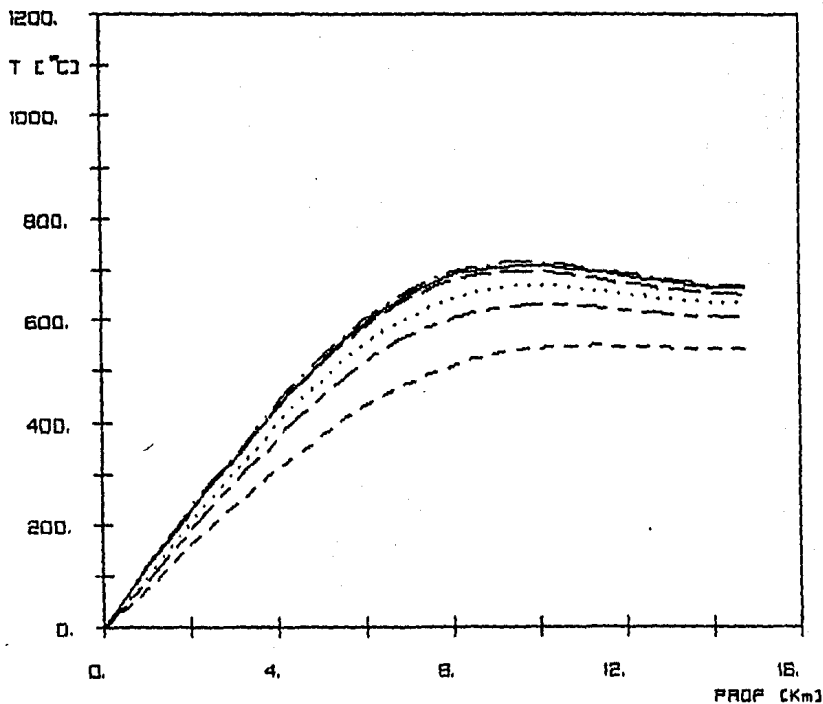
FIGURA III.17: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 350,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

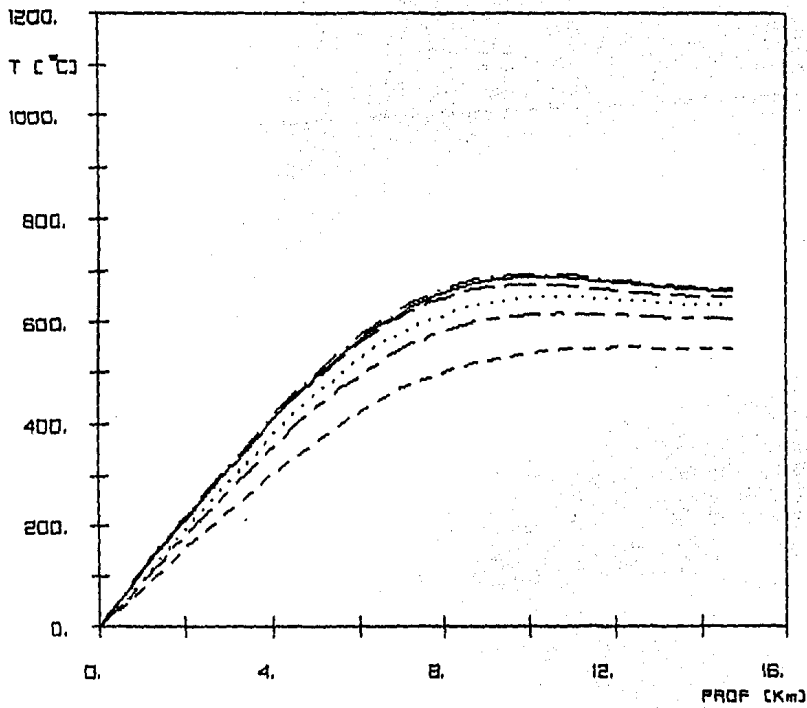
FIGURA III.18: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 400,000.00 AÑOS



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- — — Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- . - . Gradiente a la distancia de 6.6 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

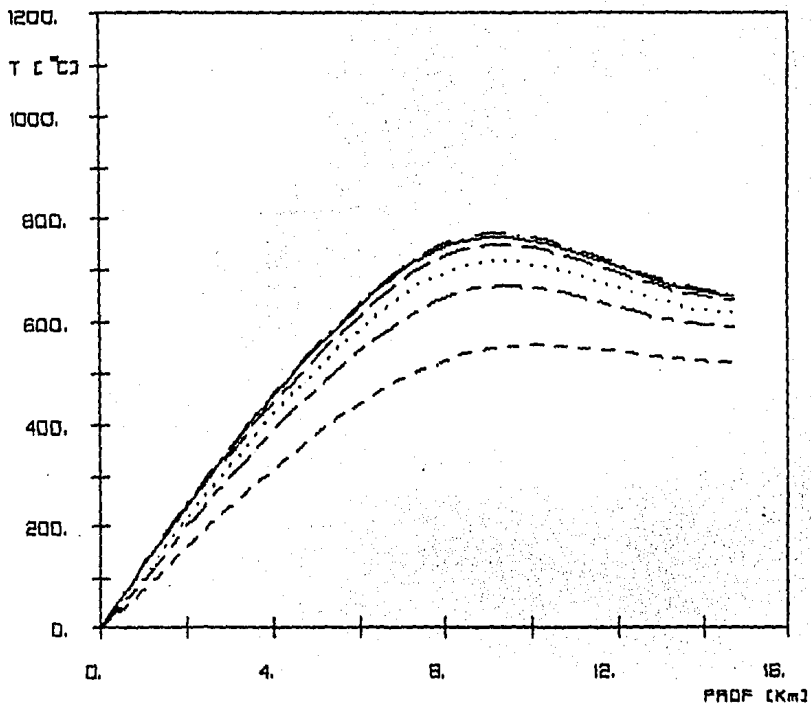
FIGURA III.19: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 450,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- · - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

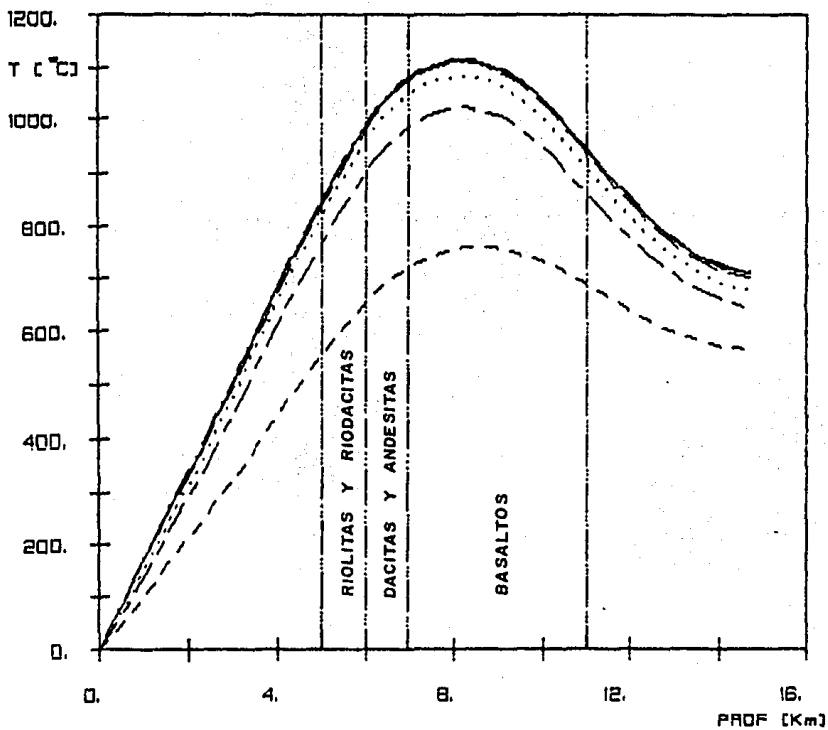
FIGURA III.20: TEMPERATURAS PARA UN TIEMPO DE ENFRIAMIENTO DE 500,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

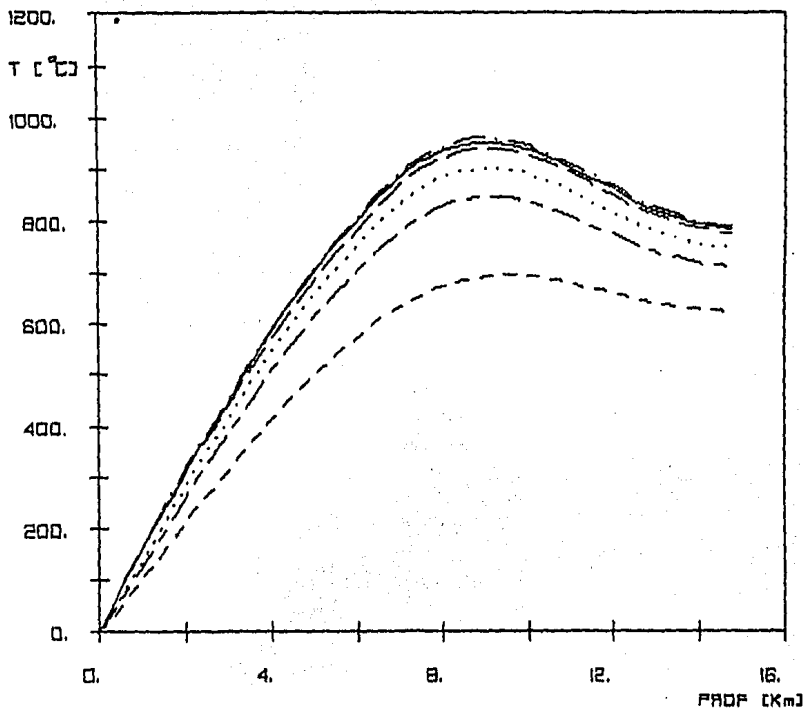
FIGURA III.21: TEMPERATURAS EXISTENTES AL MOMENTO DE LA ENTRADA DE MATERIAL MAGMATICO NUEVO, Y LA HOMOGENIZACION DE LA CAMARA. EL TIEMPO DE ENFRIAMIENTO ES DE 330,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

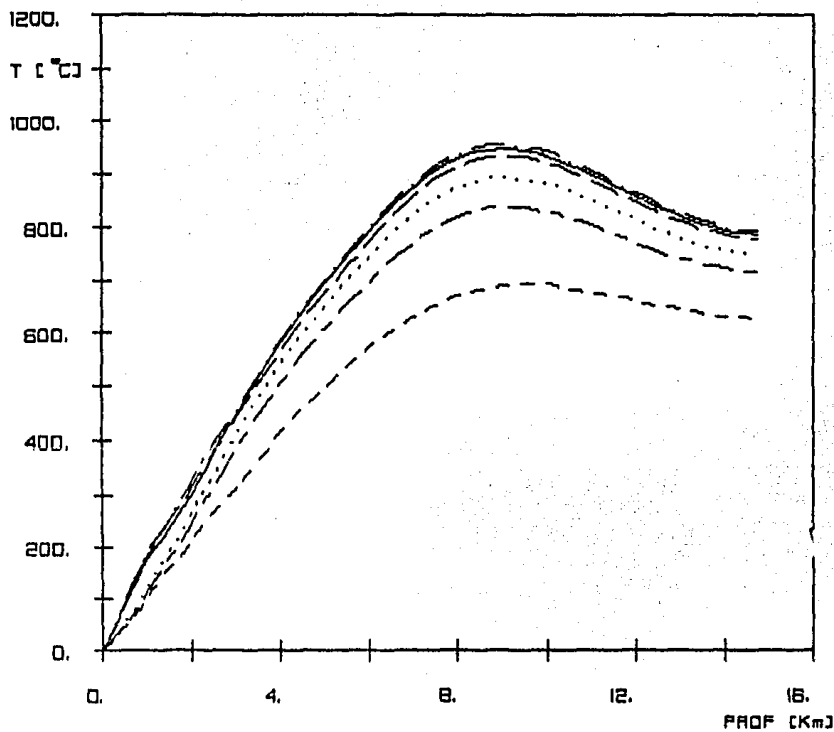
FIGURA III.22: TEMPERATURAS AL TIEMPO EN EL QUE LA CAMARA SE VUELVE A ESTRATIFICAR. EL TIEMPO DE ENFRIAMIENTO ES DE 430,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- · - · Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- · · · Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- · — · Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

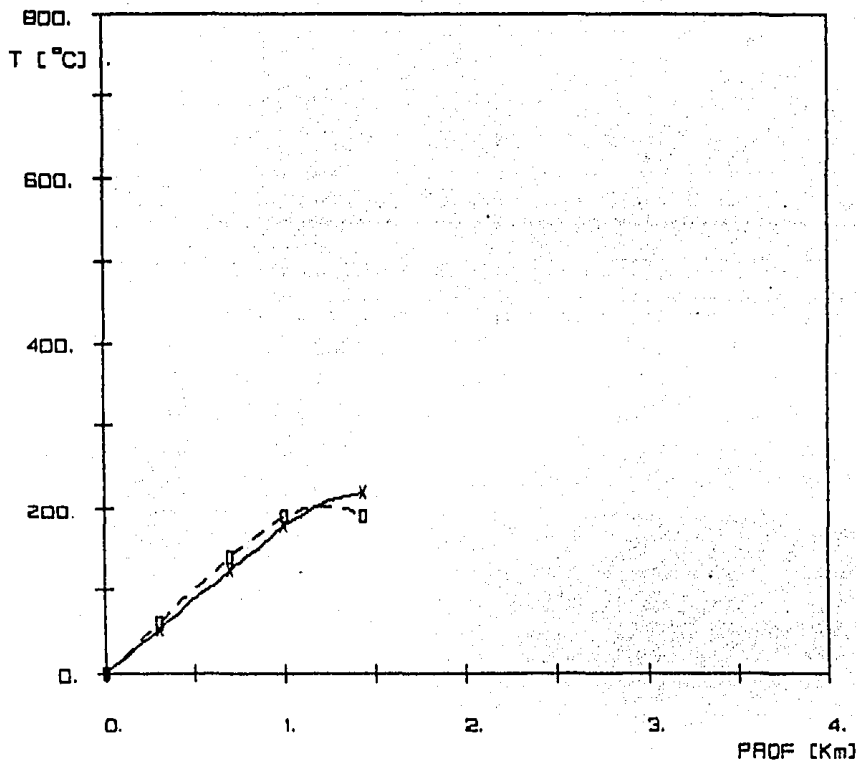
FIGURA III.23: TEMPERATURAS EXISTENTES AL INICIO DEL PERIODO CONVECTIVO EN EL CAMPO GEOTERMICO. EL TIEMPO DE ENFRIAMIENTO ES 560,000.00 AÑOS.



- Gradiente a la distancia de 10.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 13.5 Km.
- - - - Gradiente a la distancia de 12.0 Km.
- Gradiente a la distancia de 8.0 Km.
- · - · Gradiente a la distancia de 6.8 Km.
- - - Gradiente a la distancia de 4.3 Km.

GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION

FIGURA III.24: TEMPERATURAS MODELADAS EXISTENTES EN LA ACTUALIDAD, SUPONIENDO 10,000.00 AÑOS DE PERIODO CONVECTIVO, TIEMPO DE ENFRIAMIENTO 570,000.00 AÑOS.



□ — □ Gradiente Térmico del pozo

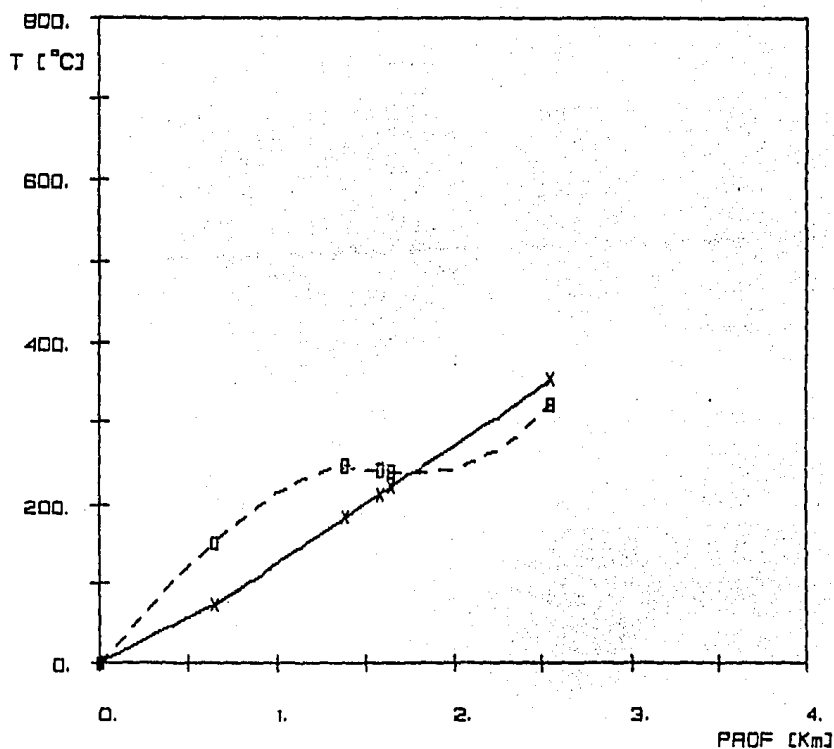
x — x Gradiente Térmico del Modelo

POZO H-1	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
60.00	52.54	0.1243	0.0155
140.00	123.84	0.1154	0.0133
190.00	178.33	0.0614	0.0038
190.00	222.16	-0.1693	0.0286

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.0612

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO

FIGURA III.25: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURAS MODELADA A LAS TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-1.

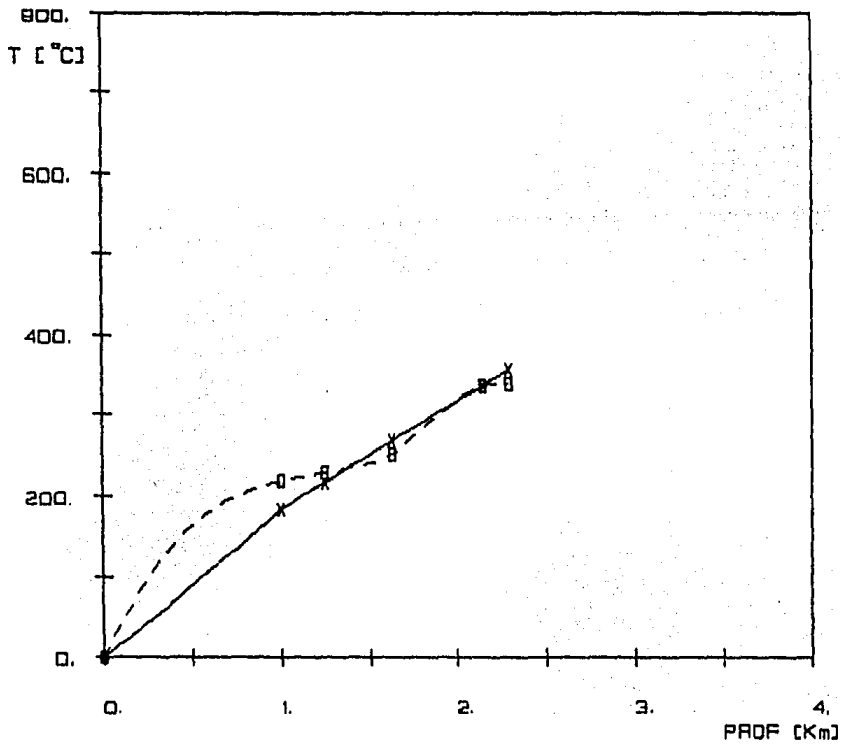


- - - Gradiente Térmico del pozo
 x — x Gradiente Térmico del Modelo

POZO	H-B	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
154.00		74.64	0.5154	0.2656
248.00		186.10	0.2496	0.0623
243.00		215.19	0.1144	0.0131
242.00		223.75	0.0754	0.0057
322.00		353.60	-0.0988	0.0098

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.3564

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO
 FIGURA III.26: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURAS MODELADA A LAS
 TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-6.



□ - □ Gradiente Térmico del pozo

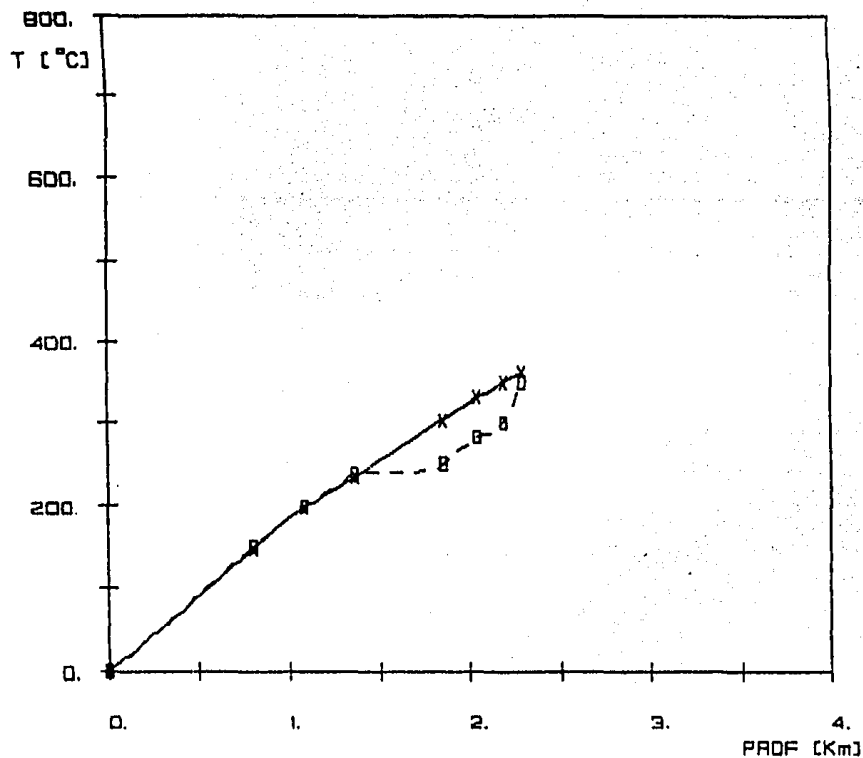
x — x Gradiente Térmico del Modelo

POZO	H-7	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
220.00		183.59	0.1655	0.0274
230.00		218.49	0.0501	0.0025
250.00		267.36	-0.0694	0.0048
335.00		334.72	0.0008	0.0000
338.00		333.64	-0.0463	0.0021

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.0369

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO

FIGURA III.27: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURAS MODELADA A LAS TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-7.



□ — □ Gradiente Térmico del pozo

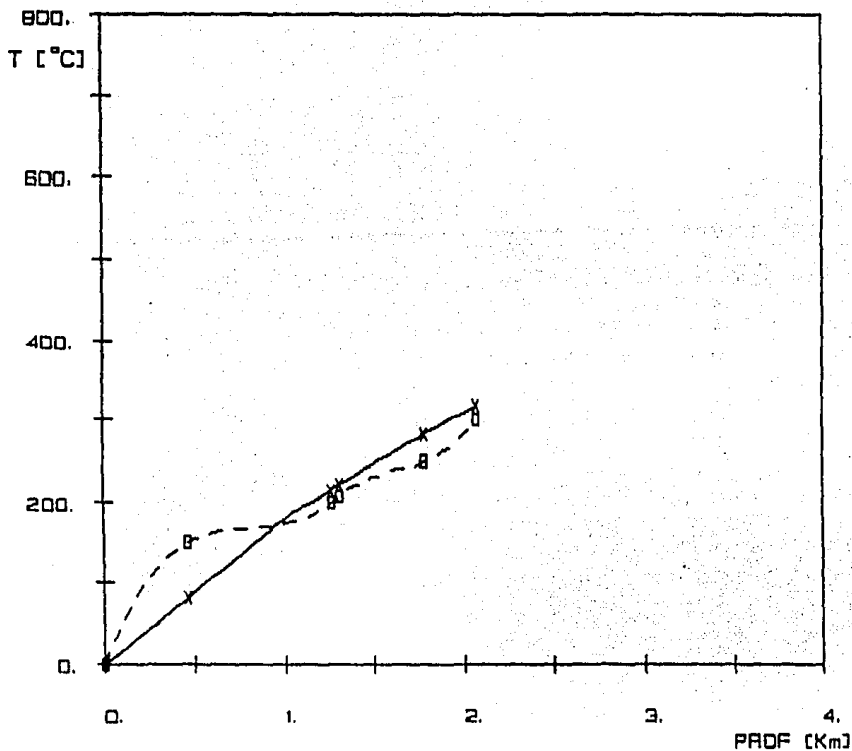
× — × Gradiente Térmico del Modelo

POZO	H-8	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
150.00		148.05	0.0130	0.0002
200.00		198.94	0.0053	0.0000
239.00		236.27	0.0114	0.0001
250.00		304.70	-0.2186	0.0479
284.00		331.42	-0.1670	0.0279
300.00		349.30	-0.1643	0.0270
350.00		360.52	-0.0300	0.0009

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.1040

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO

FIGURA III.28: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURAS MODELADA A LAS TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-8.



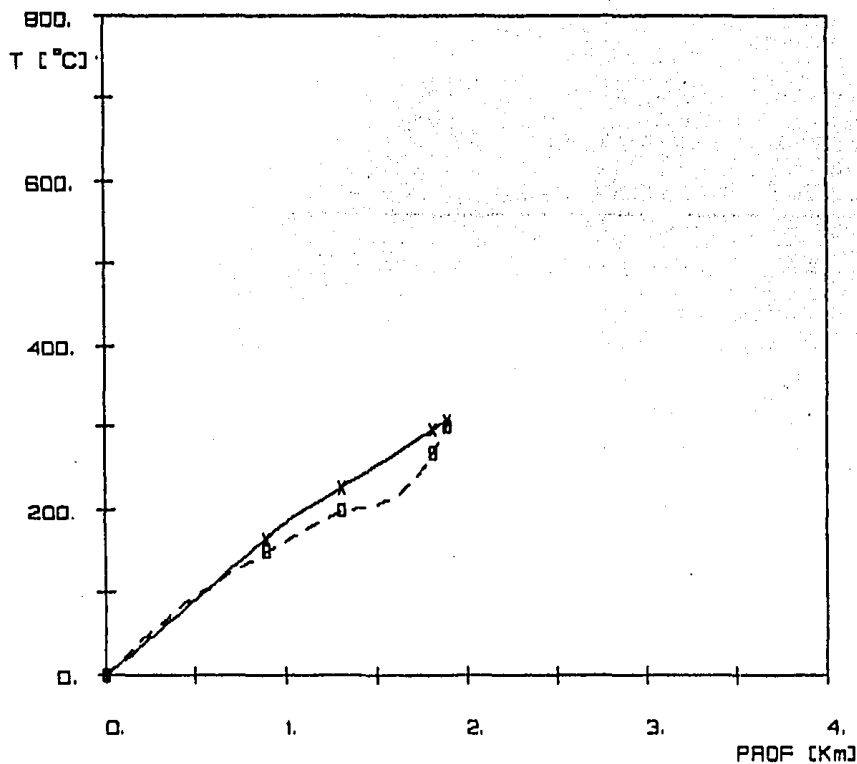
□ — □ Gradiente Térmico del pozo
 x — x Gradiente Térmico del Modelo

POZO	H-9	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
150.00		80.33	0.4645	0.2157
200.00		216.09	-0.0805	0.0065
209.00		221.95	-0.0620	0.0039
250.00		282.62	-0.1305	0.0170
300.00		317.61	-0.0587	0.0034

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.2465

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO

FIGURA III.29: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURA MODELADA A LAS TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-9.



□ - - □ Gradiente Térmico del pozo

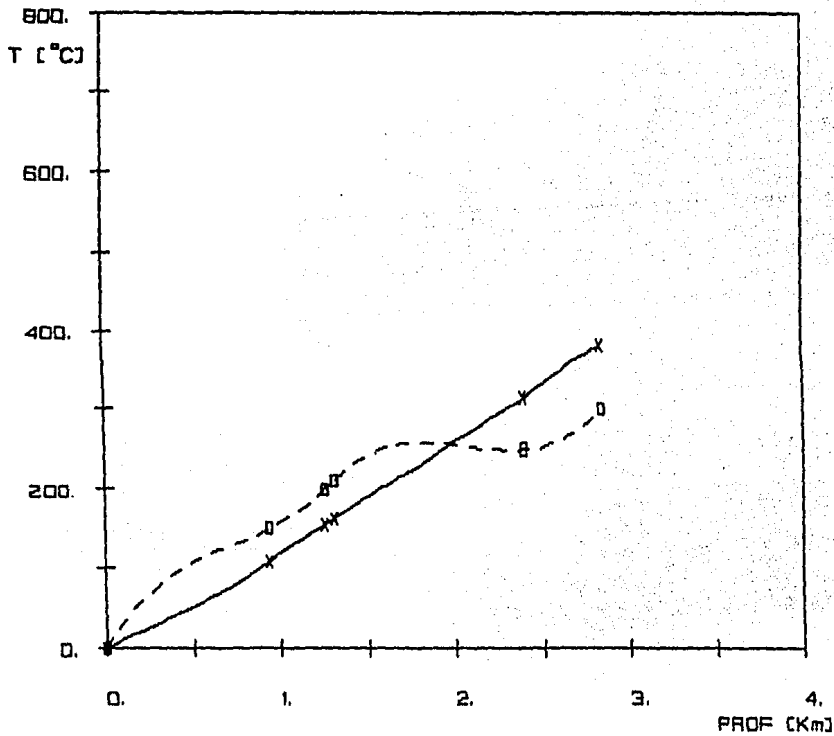
x — x Gradiente Térmico del Modelo

POZO H-10	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
150.00	165.74	-0.1049	0.0110
200.00	228.19	-0.1409	0.0199
267.00	296.08	-0.1089	0.0119
300.00	308.43	-0.0281	0.0008

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.0435

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO

FIGURA III.30: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURAS MODELADA A LAS TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-10.



o - - o Gradiente Térmico del pozo

x — x Gradiente Térmico del Modelo

POZO	H-12	MODELO	ERROR	ERROR AL CUADRADO
150.00		108.42	0.2772	0.0769
200.00		155.03	0.2249	0.0506
212.00		162.27	0.2346	0.0550
250.00		315.17	-0.2607	0.0680
300.00		380.87	-0.2695	0.0727

SUMA DE ERROR AL CUADRADO = 0.3231

COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO

FIGURA III.3: AJUSTE DE LA CURVA DE TEMPERATURAS MODELADA A LAS TEMPERATURAS MEDIDAS EN EL POZO H-12.

APENDICE B

PROGRAMAS DE COMPUTO.

B.1.- Programa EST-CON-CUER.

PROGRAM EST_CON_CUER

PROGRAMA EN FORTRAN 77

ESTE PROGRAMA CALCULA LA TRANSFERENCIA DE CALOR POR CONDUCCION PARA UN CORTE ESTRATIFICADO DEL SUBSUELO, QUE CONTIENE EN SU INTERIOR CUERPOS RECTANGULARES QUE PUEDEN SER DEFINIDOS, DEPENDIENDO DE SU TAMAÑO, COMO INTRUSIONES DE CUERPOS O COMO INCrustACIONES. TODOS LOS CUERPOS DEFINIDOS DENTRO DEL CORTE DEBEN TENER POR LO MENOS UN NODO DE LA REJILLA EN SU INTERIOR. LAS FRONTERAS DE LOS ESTRATOS Y DE LOS CUERPOS SON EN SU TOTALIDAD FRONTERAS IRREGULARES. LAS CAPAS DELGADAS SON DEFINIDAS COMO AQUELLOS ESTRATOS QUE PRESENTAN EN SU INTERIOR SOLAMENTE UN RENGLON DE NODOS DENTRO DE LA REJILLA. EL PROGRAMA ESTA FORMADO POR CUATRO SUBROUTINAS: ENT_DAT, IMPRESION, MOD_REJ, VAL_FRONT.

VARIABLES:

NUT: NUMERO DE ITERACIONES EN EL TIEMPO.
NUX: NUMERO DE COLUMNAS DE LA REJILLA DE PROPAGACION.
NUZ: NUMERO DE RENGLONES DE LA REJILLA DE PROPAGACION.
DELTAI: INTERVALO DE TIEMPO.
REJI: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LA REGION AL TIEMPO (J*DELTAI).
REMOD: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LA REGION AL TIEMPO ((J+1)*DELTAI).

ZONA DE DECLARACIONES DEL PROGRAMA PRINCIPAL.

ALMACENAMIENTO DE MEMORIA DEL PROGRAMA PRINCIPAL.

```
COMMON REJI(-1:99,0:99),REMOD(-1:99,0:99),R(50),RES(50),  
1 FRONT(0:99,50),RC(50,50),RES_VERC(50,50,2),  
2 RES_HORC(50,50,2),FRONT_HORC(50,50,2,50),  
3 FRONT_VERC(50,50,2,50),POS(50),NUM_CUER(50),  
4 POS_VERC(50,50,2),POS_HORC(50,50,2),NUZ,NUX,NUM_EST,H,  
5 NUT,COND(50),CONDC(50,50)  
INTEGER POS,POS_VERC,POS_HORC  
OPEN(UNIT=3,NAME='MED_EST.DAT',FORM='FORMATTED',STATUS='OLD',  
1 ORGANIZATION='SEQUENTIAL',ACCESS='SEQUENTIAL')
```

```

      OPEN(UNIT=4,NAME='EST_CUER.DAT',FORM='FORMATTED',STATUS='NEW',
1       ORGANIZATION='SEQUENTIAL',ACCESS='SEQUENTIAL')
C
C   LECTURA DE DATOS
C
C       CALL ENT_DAT
C
C   PROCESADO DE LA INFORMACION
C
C       DO L=1,NUT
C
C   MODIFICACION DE LA REJILLA A UN INTERVALO DE TIEMPO
C
C       CALL MOD_REJ
C
C   MODIFICACION DE LAS FRONTERAS A UN INTERVALO DE TIEMPO
C
C       CALL VAL_FRONT
C
C   ACTUALIZACION DE LA REJILLA
C
C       DO I=-1,NUX+1
C         DO J=0,NUZ+1
C           REJI(I,J)=REMOD(I,J)
C         ENDDO
C       ENDDO
C
C   IMPRESION DE LOS RESULTADOS FINALES
C
C       CALL IMPRESION
C       CLOSE(UNIT=3)
C       CLOSE(UNIT=4)
C       STOP
C       END
C
C   SUBROUTINA DE LECTURA DE DATOS
C
C       SUBROUTINE ENT_DAT
C
C   ENT_DAT ES LA SUBROUTINA QUE LEE LOS DATOS DEL ARCHIVO MED-EST.DAT;
C   ESTA DIVIDIDA EN LECTURA DE LOS PARAMETROS PARA LA CONSTRUCCION DE
C   LA REJILLA, ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS POZOS, ENTRADA DE LOS
C   PARAMETROS DE LOS ESTRATOS, ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS CUERPOS,
C   Y LECTURA DE LAS CONDICIONES INICIALES.
C
C   VARIABLES:
C
C       NUT: NUMERO DE ITERACIONES EN EL TIEMPO.
C       DELTAI: INTERVALO DE TIEMPO DADO POR LOS PARAMETROS DE LA REGION.

```

C TIEMPO: TIEMPO DE ENFRIAMIENTO.
 C DX: DISTANCIA HORIZONTAL DE LA REJILLA.
 C DZ: PROFUNDIDAD DE LA REGION.
 C H: INCREMENTO DE DISTANCIA.
 C NUM_EST: NUMERO DE ESTRATOS.
 C PROF_EST: PROFUNDIDAD DE LOS ESTRATOS.
 C POS: POSICION DE LOS ESTRATOS EN LA REJILLA.
 C RES: RESIDUO DE LA POSICION DE LOS ESTRATOS EN LA REJILLA Y LA
 C POSICION EXACTA EN LAS COORDENADAS DE LA REJILLA.
 C NUM_CUER: NUMERO DE CUERPOS EN CADA ESTRATO.
 C DT: DIFUSIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO.
 C COND: CONDUCTIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO.
 C PROF_CUER: PROFUNDIDAD DE LAS DOS FRONTERAS HORIZONTALES DE CADA
 C CUERPO EN LOS ESTRATOS.
 C DIST_CUER: DISTANCIA HORIZONTAL DE LAS DOS FRONTERAS HORIZONTALES
 C DE CADA CUERPO EN LOS ESTRATOS.
 C POS_VERC: POSICION VERTICAL DE LAS FRONTERAS HORIZONTALES DE LOS
 C CUERPOS DE LOS ESTRATOS.
 C POS_HORC: POSICION HORIZONTAL DE LAS FRONTERAS VERTICALES DE LOS
 C CUERPOS DE LOS ESTRATOS.
 C RES_VERC: RESIDUO DE LA POSICION VERTICAL Y LA POSICION VERTICAL
 C EXACTA DE LOS CUERPOS EN LAS COORDENADAS DE LA REJILLA.
 C RES_HORC: RESIDUO DE LA POSICION HORIZONTAL Y LA POSICION HORI--
 C ZONTAL EXACTA DE LOS CUERPOS EN LAS COORDENADA DE LA -
 C REJILLA.
 C DT_CUER: DIFUSIVIDAD TERMICA DE CADA CUERPO.
 C CONDC: CONDUCTIVIDAD TERMICA DE CADA CUERPO.
 C DT_MAX: DIFUSIVIDAD TERMICA MAXIMA.
 C IAO: INTERVALO DE TIEMPO MAXIMO PARA QUE LA ECUACION SEA ESTABLE.
 C RC: COEFICIENTE DE ESTABILIDAD PARA CADA CUERPO EN LOS ESTRATOS.
 C R: COEFICIENTE DE ESTABILIDAD PARA CADA ESTRATO.
 C NUX: NUMERO DE COLUMNAS DE LA REJILLA DE PROPAGACION.
 C NUZ: NUMERO DE RENGLONES DE LA REJILLA DE PROPAGACION.
 C REJI: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LA REGION AL TIEMPO (J&DELTA T).
 C FRONT: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LA FRONTERA DE LOS ESTRATOS.
 C FRONT_HORC: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LAS FRONTERAS HORIZONTALES
 C DE LOS CUERPOS.
 C FRONT_VERC: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LAS FRONTERAS VERTICALES
 C DE LOS CUERPOS.
 C SOBRA: RESIDUO ENTRE EL TIEMPO DADO POR EL NUMERO DE ITERACIONES
 C Y EL TIEMPO REAL.
 C NPOZOS: NUMERO DE POZOS.
 C NOM_POZOS: NOMBRE DE LOS POZOS.
 C PARPO: ARREGLO QUE DA LOS PARAMETROS DE CADA POZO (PROFUNDIDAD,
 C DISTANCIA HORIZONTAL Y NUMERO DE LECTURAS).
 C PROPO: ARREGLO QUE ALMACENA LAS PROFUNDIDADES EN LAS QUE SE TO--
 C MARON LAS TEMPERATURAS DE LOS REGISTROS.
 C NT: NUMERO TOTAL DE RENGLONES PARA EL ARREGLO DE TEMPERATURAS
 C DE CADA POZO.
 C PERE: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN CADA POZO.
 C INC: INCREMENTO PARA LA INTERPOLACION DE LAS TEMPERATURAS.
 C

```

C
C ZONA DE DECLARACIONES DE LA SUBROUTINA ENT_DAT.
C
C
C ALMACENAMIENTO DE MEMORIA DE LA SUBROUTINA ENT_DAT.
C
COMMON REJI(-1:99,0:99),REMOD(-1:99,0:99),R(50),RES(50),
1 FRONT(0:99,50),RC(50,50),RES_VERC(50,50,2),
2 RES_HORC(50,50,2),FRONT_HORC(50,50,2,50),
3 FRONT_VERC(50,50,2,50),POS(50),NUM_CUER(50),
4 POS_VERC(50,50,2),POS_HORC(50,50,2),NUZ,NUX,NUM_EST,H,
5 NUT,COND(50),CONDC(50,50)
REAL INC
CHARACTER NOM_POZO*5
INTEGER POS,POS_VERC,POS_HORC,DIE
DIMENSION PROE_EST(50),DT(50),DT_CUER(50,50),PROE_CUER(50,50,2),
1 DIST_CUER(50,50,2),PARPO(50,3),PERE(50,0:49),
2 PROPO(50,0:49),NOM_POZO(50)
C
C ENTRADA DE DATOS PARA LA CONSTRUCCION DE LA REJILLA
C
TYPE A,'DAME EL TIEMPO TOTAL Y EL INTERVALO DE TIEMPO EN ANIOS'
READ(3,A)TIEMPO,DELTAT
WRITE(4,A)TIEMPO,DELTAT
TYPE A,'DAME LA DISTANCIA HORIZONTAL Y LA PROEUNDIDAD EN M.'
READ(3,A)DX,DZ
WRITE(4,A)DX,DZ
TYPE A,'DAME EL INTERVALO PARA CONSTRUIR LA REJILLA EN H.'
READ(3,A)H
WRITE(4,A)H
TYPE A,'CUANTOS ESTRATOS SON'
READ(3,A)NUM_EST
WRITE(4,A)NUM_EST
C
C ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS POZOS
C
TYPE A,'CUANTOS POZOS SON'
READ(3,A)NPOZOS
WRITE(4,A)NPOZOS
TYPE A,'DA EL NOMBRE, DIST. HOR. iEN M.L, PROF. iEN M.L'
TYPE A,'Y EL NUM. DE MED. DE TEMPERATURA PARA CADA POZO'
DO I=1,NPOZOS
READ(3,A)NOM_POZO(I),(PARPO(I,J),J=1,3)
WRITE(4,A)NOM_POZO(I),(PARPO(I,J),J=1,3)
ENDDO
TYPE A,'DA LAS TEMPERATURAS PARA CADA POZO EN GRADOS C.'
DO I=1,NPOZOS
NT=INT(PARPO(I,3))
READ(3,A)(PERE(I,J),J=0,NT)
READ(3,A)(PROPO(I,J),J=0,NT)
WRITE(4,A)(PERE(I,J),J=0,NT)

```

```

        WRITE(4,A)(PROPO(I,J),J=0,NT)
    ENDDO
    TYPE A,'DA EL INCREMENTO PARA LA INTERPOLACION EN M.'
    READ(3,A)INC
    WRITE(4,A)INC
C
C  ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS ESTRATOS
C
    TYPE A,'DA LA PROFUNDIDAD DE CADA ESTRATO EN M.'
    READ(3,A)(PROF_EST(I),I=1,NUM_EST)
    WRITE(4,A)(PROF_EST(I),I=1,NUM_EST)
    DO I=1,NUM_EST
        POS(I)=INT(PROF_EST(I)/H)
        RES(I)=PROF_EST(I)/H-POS(I)
    ENDDO
    TYPE A,'DA EL NUMERO DE CUERPOS EN CADA ESTRATO'
    READ(3,A)(NUM_CUER(I),I=1,NUM_EST)
    WRITE(4,A)(NUM_CUER(I),I=1,NUM_EST)
    TYPE A,'DA LA DIFUSIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO'
    TYPE A,'EN MAA2/S X 10AA(-6).'
    READ(3,A)(DT(I),I=1,NUM_EST)
    WRITE(4,A)(DT(I),I=1,NUM_EST)
    TYPE A,'DA LA CONDUCTIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO'
    TYPE A,'EN WATTS/M C.'
    READ(3,A)(COND(I),I=1,NUM_EST)
    WRITE(4,A)(COND(I),I=1,NUM_EST)
C
C  ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS CUERPOS
C
    DO I=1,NUM_EST
        IF(NUM_CUER(I).GT.0)THEN
            TYPE A,'PARA EL ESTRATO NUMERO ',I
            DO J=1,NUM_CUER(I)
                TYPE A,'DA LA PROFUNDIDAD i EN M¿ DE LAS ARISTAS '
                TYPE A,'DEL CUERPO ',J
                READ(3,A)(PROF_CUER(I,J,K),K=1,2)
                WRITE(4,A)(PROF_CUER(I,J,K),K=1,2)
                TYPE A,'DA LA DISTANCIA i EN M¿ DE LAS ARISTAS '
                TYPE A,'DEL CUERPO ',J
                READ(3,A)(DIST_CUER(I,J,K),K=1,2)
                WRITE(4,A)(DIST_CUER(I,J,K),K=1,2)
                DO K=1,2
                    POS_VERC(I,J,K)=INT(PROF_CUER(I,J,K)/H)
                    POS_HORC(I,J,K)=INT(DIST_CUER(I,J,K)/H)
                    RES_VERC(I,J,K)=PROF_CUER(I,J,K)/H-POS_VERC(I,J,K)
                    RES_HORC(I,J,K)=DIST_CUER(I,J,K)/H-POS_HORC(I,J,K)
                ENDDO
            ENDDO
            TYPE A,'DA LA DIFUSIVIDAD TERMICA DE LOS CUERPOS'
            TYPE A,'EN MAA2/S X 10AA(-6).'
            READ(3,A)(DT_CUER(I,J),J=1,NUM_CUER(I))
            WRITE(4,A)(DT_CUER(I,J),J=1,NUM_CUER(I))

```

```

        TYPE *, 'DA LA CONDUCTIVIDAD TERMICA DE LOS CUERPOS '
        TYPE *, 'EN WATTS/M C.'
        READ(3,*) (CONDC(I,J), J=1, NUM_CUER(I))
        WRITE(4,*) (CONDC(I,J), J=1, NUM_CUER(I))
        ENDIF
    ENDDO

C
C BUSQUEDA DE LA MAYOR DIFUSIVIDAD TERMICA PARA DETERMINAR EL
C INTERVALO DE TIEMPO Y LOS COEFICIENTES R=(DI*DELTA T)/H**2
C
    DT_MAX=DT(1)
    DO I=1, NUM_EST
        IF (DT(I).GT.DT_MAX) THEN
            DT_MAX=DT(I)
        ENDIF
        IF (NUM_CUER(I).GT.0) THEN
            DO J=1, NUM_CUER(I)
                IF (DT_CUER(I,J).GT.DT_MAX) THEN
                    DT_MAX=DT_CUER(I,J)
                ENDIF
            ENDDO
        ENDIF
    ENDDO
    TAO=(0.25*H**2)/(31.536*DT_MAX)
    IF (DELTA T.GT.TAO) THEN
        DELTA T=TAO
    ENDIF
    DO I=1, NUM_EST
        R(I)=31.536*DT(I)*DELTA T/H**2
        IF (NUM_CUER(I).GT.0) THEN
            DO J=1, NUM_CUER(I)
                RC(I,J)=31.536*DT_CUER(I,J)*DELTA T/H**2
            ENDDO
        ENDIF
    ENDDO

C
C ENTRADA DE LAS CONDICIONES INICIALES
C
    NUX=INT(DX/H)
    NUZ=INT(DZ/H)
    TYPE *, 'DAME LAS CONDICIONES AL TIEMPO CERO EN GRADOS C.'
    DO J=0, NUZ+1
        READ(3,*) (REJI(I,J), I=-1, NUX+1)
    ENDDO
    TYPE *, 'DA LAS COND. A T=0 EN LA FRONTERAS DE LOS ESTRATOS'
    TYPE *, 'EN GRADOS C.'
    DO J=1, NUM_EST-1
        READ(3,*) (FRONT(I,J), I=0, NUX)
    ENDDO
    DO I=1, NUM_EST
        IF (NUM_CUER(I).GT.0) THEN
            TYPE *, 'PARA EL ESTRATO NUMERO ', I

```



```

DO J=1,NUM_CUER(I)
  DO K=1,2
    TYPE *, 'DA LAS COND. A T=0 DE LA ARISTA A LA PROF. DE ',
1      PROF_CUER(I,J,K), 'DEL CUERPO ',J,' EN GRADOS C.'
    DIF=POS_HORC(I,J,2)-POS_HORC(I,J,1)
    READ(3,*) (FRONT_HORC(I,J,K,L),L=1,DIF)
    TYPE *, 'DA LAS COND. A T=0 DE LA ARISTA A LA DIST. DE ',
1      DIST_CUER(I,J,K), 'DEL CUERPO ',J,' EN GRADOS C.'
    DIF=POS_VERC(I,J,2)-POS_VERC(I,J,1)
    READ(3,*) (FRONT_VERC(I,J,K,L),L=1,DIF)
  ENDDO
ENDDO
ENDIF
ENDDO
NUT=INT(TIEMPO/DELTAT)
SOBRA=TIEMPO/DELTAT-NUT
IF(SOBRA.GT.0.55)THEN
  NUT=NUT+1
ENDIF
RETURN
END

```

```

C
C SUBROUTINA DE IMPRESION DE RESULTADOS
C

```

```

  SUBROUTINE IMPRESION

```

```

C
C LA SUBROUTINA IMPRESION ALMACENA LOS
C RESULTADOS FINALES EN EL ARCHIVO EST_CUER.DAT.
C

```

```

C
C VARIABLES:
C

```

```

C   NUZ: NUMERO DE RENGLONES DE LA REJILLA DE PROPAGACION.
C   NUX: NUMERO DE COLUMNAS DE LA REJILLA DE PROPAGACION.
C   REJI: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LA REJILLA AL TIEMPO (N*DELTAT).
C   NUM_EST: NUMERO DE ESTRATOS.
C   NUM_CUER: NUMERO DE CUERPOS EN CADA ESTRATO.
C   POS_HORC: POSICION HORIZONTAL DE LAS FRONTERAS VERTICALES DE LOS
C             CUERPOS.
C   DIF: NUMERO DE NODOS DE LAS FRONTERAS DE LOS CUERPOS.
C   FRONT_HORC: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LAS FRONTERAS HORIZONTALES
C              DE LOS CUERPOS.
C   POS_VERC: POSICION VERTICAL DE LAS FRONTERAS HORIZONTALES DE LOS
C             CUERPOS.
C   FRONT_VERC: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LAS FRONTERAS VERTICALES
C              DE LOS CUERPOS.
C   FRONT: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LAS FRONTERAS DE LOS ESTRATOS.
C

```

```

C ZONA DE DECLARACIONES DE LA SUBROUTINA IMPRESION

```

```

C
C
C   ALMACENAMIENTO DE MEMORIA.
C
COMMON REJI(-1:99,0:99),REMOD(-1:99,0:99),R(50),RES(50),
1   FRONT(0:99,50),RC(50,50),RES_VERC(50,50,2),
2   RES_HORC(50,50,2),FRONT_HORC(50,50,2,50),
3   FRONT_VERC(50,50,2,50),POS(50),NUM_CUER(50),
4   POS_VERC(50,50,2),POS_HORC(50,50,2),NUZ,NUX,NUM_EST,H,
5   NUT,COND(50),CONDC(50,50)
INTEGER POS,POS_VERC,POS_HORC,DIF

```

```

C
C   IMPRESION DE RESULTADOS
C

```

```

DO J=0,NUZ+1
  WRITE(4,*) (REJI(I,J), I=-1,NUX+1)
ENDDO
DO J=1,NUM_EST-1
  WRITE(4,*) (FRONT(I,J), I=0,NUX)
ENDDO
DO I=1,NUM_EST
  IF (NUM_CUER(I).GT.0) THEN
    DO J=1,NUM_CUER(I)
      DO K=1,2
        DIF=POS_HORC(I,J,2)-POS_HORC(I,J,1)
        WRITE(4,*) (FRONT_HORC(I,J,K,L),L=1,DIF)
        DIF=POS_VERC(I,J,2)-POS_VERC(I,J,1)
        WRITE(4,*) (FRONT_VERC(I,J,K,L),L=1,DIF)
      ENDDO
    ENDDO
  ENDIF
ENDDO
RETURN
END

```

```

C
C   SUBROUTINA QUE MODIFICA A UN INTERVALO DE TIEMPO LA REJILLA DE
C   CONDICIONES DE ESTADO DEL MEDIO.
C

```

```

SUBROUTINE MOD_REJ

```

```

C
C   MOD-REJ ES LA SUBROUTINA QUE CALCULA LA PROPAGACION DE CALOR A UN
C   INTERVALO DE TIEMPO, PARA LO CUAL UTILIZA CINCO PEQUENIAS SUBROUTINAS
C   (SIRVEN PARA SABER SI EL PUNTO A EVALUAR SE ENCUENTRA DENTRO DE
C   ALGUN CUERPO O ESTA EN LA VECINDAD DE UNO O MAS CUERPOS) Y SEIS FUN-
C   CIONES ( QUE CALCULAN LOS CASOS ESPECIALES DE LA POSICION DEL PUNTO
C   A EVALUAR CON LAS FRONTERAS IRREGULARES); ESTA SUBROUTINA ESTA DIVI-
C   DIDA EN CUATRO GRANDES SECCIONES QUE SON: 1).- CALCULO PARA CUANDO
C   EXISTE UNA FRONTERA IRREGULAR POR DEBAJO. 2).- CALCULO PARA CUANDO
C   SE TIENEN FRONTERAS IRREGULARES POR ARRIBA Y POR ABAJO. 3).- CALCULO
C   PARA UNA FRONTERA IRREGULAR POR ARRIBA. 4).- CALCULO PARA CUANDO NO
C   EXISTE UNA FRONTERA DE ESTRATOS PROXIMA. CADA UNA DE LAS SECCIONES

```


C CONSERVACION DE LAS CONDICIONES EN LAS FRONTERA SUPERFICIAL DE LA
 C REGION
 C

```

K=1
DO J=0,NUZ
  IF(J.EQ.0)THEN
    DO I=0,NUX
      REMOD(I,J)=REJI(I,J)
    ENDDO
  ELSE IF(J.EQ.POS(K))THEN

```

C
 C CALCULO PARA UNA FRONTERA IRREGULAR POR DEBAJO
 C
 C
 C

C CALCULO PARA CUANDO SE ENCUENTRA EL PUNTO A EVALUAR EN EL INTERIOR
 C DE UN CUERPO.
 C

```

DO I=0,NUX
  CALL CUER_DEN(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU)
  IF(NCU.GT.0)THEN
    CONT1=I-POS_HORC(K,NCU,1)
    CONT2=J-POS_VERC(K,NCU,1)
    IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,1)+1)THEN
      IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,1)+1)THEN
        IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
          A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
          B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
          C=RES(K)
          D=RES_HORC(K,NCU,2)
          REMOD(I,J)=SEIS(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC(
1          K,NCU,2,CONT2),FRONT(I,K),FRONT_VERC
2          (K,NCU,1,CONT2),FRONT_HORC(K,NCU,1,
3          CONT1),A,B,C,D)
        ELSE
          A=1-RES_HORC(K,NCU,1)
          B=1-RES_VERC(K,NCU,1)
          C=RES(K)
          REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT(I,K)
1          ,FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),FRONT_VERC
2          (K,NCU,1,CONT2),REJI(I+1,J),A,B,C)
        ENDIF
      ELSE IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
        A=RES(K)
        B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
        C=RES_HORC(K,NCU,2)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC(
1          K,NCU,2,CONT2),FRONT_VERC(K,NCU,1,
2          CONT2),FRONT(I,K),REJI(I,J-1),A,B,C)
      ELSE
        A=RES(K)
        B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
        REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC

```

```

1          (K,NCU,1,CONT2),REJI(I+1,J),REJI(I,
2          J-1),FRONT(I,K),A,B)
      ENDIF
      ELSE IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
      IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,1)+1)THEN
        A=RES_HORC(K,NCU,2)
        B=1-RES_VERC(K,NCU,1)
        C=RES(K)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NC),FRONT(I,K),
1          FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),FRONT_VERC
2          (K,NCU,2,CONT2),REJI(I-1,J),A,B,C)
      ELSE
        A=RES(K)
        B=RES_HORC(K,NCU,2)
        REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC
1          (K,NCU,2,CONT2),REJI(I-1,J),REJI(I,
2          J-1),FRONT(I,K),A,B)
      ENDIF
      ELSE IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,1)+1)THEN
      A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      B=RES(K)
      REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I+1,J),
1          REJI(I-1,J),FRONT(I,K),FRONT_HORC(K,
2          NCU,1,CONT1),A,B)
      ELSE
        A=RES(K)
        REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I+1,J),
1          REJI(I-1,J),REJI(I,J-1),FRONT(I,K),A)
      ENDIF
      ELSE
      CALL CUER_DER(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU1)
      CALL CUER_IZQ(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU2)
      CALL CUER_ARR(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU3)
      IF(NCU1.EQ.0)THEN
        IF(NCU2.EQ.0)THEN
          IF(NCU3.EQ.0)THEN

```

```

C
C  CALCULO PARA CUANDO NO EXISTE UN CUERPO CERCA DEL PUNTO A EVALUAR.
C

```

```

      A=RES(K)
      REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),R(K),REJI(I+1,J),REJI(I-1
1          ,J),REJI(I,J-1),FRONT(I,K),A)
      ELSE

```

```

C
C  CALCULO CUANDO HAY UN UN CUERPO EN LAS CERCANIAS DEL PUNTO A EVALUAR.
C

```

```

      CONT1=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
      A=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
      B=RES(K)
      REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),R(K),REJI(I+1,J),
1          REJI(I-1,J),FRONT(I,K),FRONT_HORC
2          (K,NCU3,2,CONT1),A,B)

```

```

        ENDIF
        ELSE IF(NCU3.EQ.0)THEN
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
        A=RES(K)
        B=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
        REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU2,
1          2,CONT1),REJI(I+1,J),REJI(I,J-1),
2          FRONT(I,K),A,B)
        ELSE
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
        CONT2=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
        A=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
        B=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
        C=RES(K)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT(I,K),FRONT_HORC
1          (K,NCU3,2,CONT2),FRONT_VERC(K,NCU2,2,
2          CONT1),REJI(I+1,J),A,B,C)
        ENDIF
        ELSE IF(NCU2.EQ.0)THEN
        IF(NCU3.EQ.0)THEN
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
        A=RES(K)
        B=RES_HORC(K,NCU1,1)
        REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU1,
1          1,CONT1),REJI(I-1,J),REJI(I,J-1),
2          FRONT(I,K),A,B)
        ELSE
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
        CONT2=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
        A=RES_HORC(K,NCU1,1)
        B=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
        C=RES(K)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT(I,K),FRONT_HORC
1          (K,NCU3,2,CONT2),FRONT_VERC(K,NCU1,1,
2          CONT1),REJI(I-1,J),A,B,C)
        ENDIF
        ELSE
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
        CONT2=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
        A=RES(K)
        B=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
        C=RES_HORC(K,NCU1,1)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU1,1,
1          CONT1),FRONT_VERC(K,NCU2,2,CONT2),FRONT(I,K)
2          ,REJI(I,J-1),A,B,C)
        ENDIF
        ENDIF
        ENDDO
        ELSE IF(J.GT.POS(K))THEN

```

```

C
C CALCULO PARA FRONTERAS IRREGULARES POR ARRIBA Y POR ABAJO
C

```

```
IF(J.EQ.POS(K+1))THEN
```

```
C  
C CALCULO PARA CUANDO SE ENCUENTRA EL PUNTO A EVALUAR EN EL INTERIOR  
C DE UN CUERPO.  
C
```

```
DO I=0,NUX
```

```
CALL CUER_DEN(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU)
```

```
IF(NCU.GT.0)THEN
```

```
CONT1=I-POS_HORC(K+1,NCU,1)
```

```
CONT2=J-POS_VERC(K+1,NCU,1)
```

```
IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,1)+1)THEN
```

```
IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,2))THEN
```

```
A=1-RES(K)
```

```
B=1-RES_HORC(K+1,NCU,1)
```

```
C=RES(K+1)
```

```
D=RES_HORC(K+1,NCU,2)
```

```
REMOD(I,J)=SEIS(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),
```

```
1 FRONT_VERC(K+1,NCU,2,CONT2),FRONT  
2 (I,K+1),FRONT_VERC(K+1,NCU,1,CONT2)  
3 ,FRONT(I,K),A,B,C,D)
```

```
ELSE
```

```
A=1-RES_HORC(K+1,NCU,1)
```

```
B=1-RES(K)
```

```
C=RES(K+1)
```

```
REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),FRONT
```

```
1 (I,K+1),FRONT(I,K),FRONT_VERC(K+1  
2 ,NCU,1,CONT2),REJI(I+1,J),A,B,C)
```

```
ENDIF
```

```
ELSE IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,2))THEN
```

```
A=RES_HORC(K+1,NCU,2)
```

```
B=1-RES(K)
```

```
C=RES(K+1)
```

```
REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),FRONT(
```

```
1 I,K+1),FRONT(I,K),FRONT_VERC(K+1,  
2 NCU,2,CONT2),REJI(I-1,K),A,B,C)
```

```
ELSE
```

```
A=1-RES(K)
```

```
B=RES(K+1)
```

```
REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),REJI(I+1
```

```
1 ,J),REJI(I-1,J),FRONT(I,K+1),FRONT(  
2 I,K),A,B)
```

```
ENDIF
```

```
ELSE
```

```
CALL CUER_DER(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU1)
```

```
CALL CUER_IZQ(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU2)
```

```
IF(NCU1.EQ.0)THEN
```

```
IF(NCU2.EQ.0)THEN
```

```
C  
C CALCULO PARA CUANDO EL PUNTO A EVALUAR NO ESTA EN EL INTERIOR DE UN  
C CUERPO NI SE ENCUENTRA ALGUNO EN SU CERCANIA.  
C
```

```
A=1-RES(K)
```

```

        B=RES(K+1)
        REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),R(K+1),REJI(I+1,J),REJI
1          (I-1,J),FRONT(I,K+1),FRONT(I,K),A,B)
        ELSE
C
C  CALCULO PARA CUANDO HAY ALGUN CUERPO EN LA VECINDAD DEL PUNTO A
C  EVALUAR.
C
        CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU2,1)
        A=1-RES_HORC(K+1,NCU2,2)
        B=1-RES(K)
        C=RES(K+1)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT(I,K+1),
1          FRONT(I,K),FRONT_VERC(K+1,NCU2,2,CONT1)
2          ,REJI(I+1,J),A,B,C)
        ENDIF
        ELSE
        CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU1,1)
        A=RES_HORC(K+1,NCU1,1)
        B=1-RES(K)
        C=RES(K+1)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT(I,K+1),FRONT
1          (I,K),FRONT_VERC(K+1,NCU1,1,CONT1),
2          REJI(I+1,J),A,B,C)
        ENDIF
        ENDIF
        ENDDO
        K=K+1
        ELSE
C
C  CALCULO PARA FRONTERAS IRREGULARES POR ARRIBA
C
C
C  CALCULO PARA CUANDO EL PUNTO A EVALUAR SE ENCUENTRA DENTRO DE UN
C  CUERPO.
C
        DO I=0,NUX
        CALL CUER_DEN(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU)
        IF(NCU.GT.0)THEN
        CONT1=I-POS_HORC(K+1,NCU,1)
        CONT2=J-POS_VERC(K+1,NCU,1)
        IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,1)+1)THEN
        IF(J.EQ.POS_VERC(K+1,NCU,2))THEN
        IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,2))THEN
        A=1-RES(K)
        B=1-RES_HORC(K+1,NCU,1)
        C=RES_VERC(K+1,NCU,2)
        D=RES_HORC(K+1,NCU,2)
        REMOD(I,J)=SEIS(REJI(I,J),R(K+1,NCU),
1          FRONT_VERC(K+1,NCU,2,CONT2),
2          FRONT_HORC(K+1,NCU,2,CONT1),
3          FRONT_VERC(K+1,NCU,1,CONT2),

```



```

4          FRONT(I,K),A,B,C,D)
      ELSE
      A=1-RES_HORC(K+1,NCU,1)
      B=1-RES(K)
      C=RES_VERC(K+1,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),
1          FRONT_HORC(K+1,NCU,2,CONT1),
2          FRONT(I,K),FRONT_VERC(K+1,NCU,
3          1,CONT2),REJI(I+1,J),A,B,C)
      ENDIF
      ELSE IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,2))THEN
      A=1-RES(K)
      B=1-RES_HORC(K+1,NCU,1)
      C=RES_HORC(K+1,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),
1          FRONT_VERC(K+1,NCU,2,CONT2),
2          FRONT_VERC(K+1,NCU,1,CONT2),
3          FRONT(I,K),REJI(I,J+1),A,B,C)
      ELSE
      A=1-RES(K)
      B=1-RES_HORC(K+1,NCU,1)
      REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),
1          FRONT_VERC(K+1,NCU,1,CONT2),
2          REJI(I+1,J),REJI(I,J+1),FRONT
3          (I,K),A,B)
      ENDIF
      ELSE IF(I.EQ.POS_HORC(K+1,NCU,2))THEN
      IF(J.EQ.POS_VERC(K+1,NCU,2))THEN
      A=RES_HORC(K+1,NCU,2)
      B=1-RES(K)
      C=RES_VERC(K+1,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),
1          FRONT_HORC(K+1,NCU,2,CONT1),FRONT
2          (I,K),FRONT_VERC(K+1,NCU,2,CONT2)
3          ,REJI(I-1,J),A,B,C)
      ELSE
      A=1-RES(K)
      B=RES_HORC(K+1,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),
1          FRONT_VERC(K+1,NCU,2,CONT2),REJI
2          (I-1,J),REJI(I,J+1),FRONT(I,K),A,B)
      ENDIF
      ELSE IF(J.EQ.POS_VERC(K+1,NCU,2))THEN
      A=1-RES(K)
      B=RES_VERC(K+1,NCU,2)
      REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),REJI(I+1,
1          J),REJI(I-1,J),FRONT_HORC(K+1,NCU,2,
2          CONT1),FRONT(I,K),A,B)
      ELSE
      A=1-RES(K)
      REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),RC(K+1,NCU),REJI(I+1,
1          J),REJI(I-1,J),REJI(I,J+1),FRONT(I,K),A)

```

```

ENDIF
ELSE
CALL CUER_DER(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU1)
CALL CUER_IZQ(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU2)
CALL CUER_ABJ(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K+1,NCU4)
IF(NCU1.EQ.0)THEN
  IF(NCU2.EQ.0)THEN
    IF(NCU4.EQ.0)THEN
C
C   CALCULO PARA CUANDO NI SE ESTA DENTRO DE UN CUERPO NI SE ENCUENTRA
C   ALGUNO EN LA VECINDAD.
C
      A=1-RES(K)
      REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),R(K+1),REJI(I+1,J),REJI
1      (I-1,J),REJI(I,J+1),FRONT(I,K),A)
      ELSE
      CONT1=I-POS_HORC(K+1,NCU4,1)
C
C   CALCULO PARA CUANDO HAY ALGUN CUERPO EN LA VECINDAD DEL PUNTO A
C   EVALUAR.
C
      A=1-RES(K)
      B=RES_VERC(K+1,NCU4,1)
      REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),R(K+1),REJI(I+1,J),
1      REJI(I-1,J),FRONT_HORC(K+1,NCU4,1),
2      CONT1),FRONT(I,K),A,B)
      ENDIF
      ELSE IF(NCU4.EQ.0)THEN
      CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU2,1)
      A=1-RES(K)
      B=RES_HORC(K+1,NCU2,2)
      REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT_VERC(K+1,
1      NCU2,2,CONT1),REJI(I+1,J),REJI(I,J+1),
2      FRONT(I,K),A,B)
      ELSE
      CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU2,1)
      CONT2=I-POS_HORC(K+1,NCU4,1)
      A=1-RES_HORC(K+1,NCU2,2)
      B=1-RES(K)
      C=RES_VERC(K+1,NCU4,1)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT_HORC(K+1,
1      NCU4,1,CONT2),FRONT(I,K),FRONT_VERC
2      (K+1,NCU2,2,CONT1),REJI(I+1,J),A,B,C)
      ENDIF
      ELSE IF(NCU2.EQ.0)THEN
      IF(NCU4.EQ.0)THEN
      CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU1,1)
      A=1-RES(K)
      B=RES_HORC(K+1,NCU1,1)
      REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT_VERC(K+1,
1      NCU1,1,CONT1),REJI(I-1,J),REJI(I,J+1),
2      FRONT(I,K),A,B)

```

```

ELSE
CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU1,1)
CONT2=I-POS_HORC(K+1,NCU4,1)
A=RES_HORC(K+1,NCU1,1)
B=1-RES(K)
C=RES_VERC(K+1,NCU4,1)
REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT_HORC(K+1,
1          NCU4,1,CONT2),FRONT(I,K),FRONT_VERC(K+1,
2          NCU1,1,CONT1),REJI(I-1,J),A,B,C)
ENDIF
ELSE
CONT1=J-POS_VERC(K+1,NCU1,1)
CONT2=J-POS_VERC(K+1,NCU2,1)
A=1-RES(K)
B=1-RES_HORC(K+1,NCU2,2)
C=RES_HORC(K+1,NCU1,1)
REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K+1),FRONT_VERC(K+1,NCU1
1          ,1,CONT1),FRONT_VERC(K+1,NCU2,2,CONT2),
2          FRONT(I,K),REJI(I,J+1),A,B,C)
ENDIF
ENDIF
ENDDO
K=K+1
ENDIF
ELSE

```

```

C
C CALCULO PARA CUANDO NO EXISTE UNA FRONTERA DE ESTRATOS PROXIMA
C
C CALCULO PARA CUANDO EL PUNTO A VALUAR ESTA DENTRO DE UN CUERPO.
C

```

```

DO I=0,NUX
CALL CUER_DEN(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU)
IF(NCU.GT.0)THEN
CONT1=I-POS_HORC(K,NCU,1)
CONT2=J-POS_VERC(K,NCU,1)
IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,1)+1)THEN
IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,1)+1)THEN
IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,2))THEN
A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
C=RES_VERC(K,NCU,2)
D=RES_HORC(K,NCU,2)
REMOD(I,J)=SEIS(REJI(I,J),RC(K,NCU),
1          FRONT_VERC(K,NCU,2,CONT2),
2          FRONT_HORC(K,NCU,2,CONT1),
3          FRONT_VERC(K,NCU,1,CONT2),
4          FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),A,B,C,D)
ELSE
A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
B=1-RES_HORC(K,NCU,1)

```

```

      C=RES_HORC(K,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NCU),
1         FRONT_VERC(K,NCU,2,CONT2),
2         FRONT_VERC(K,NCU,1,CONT2),
3         FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),
4         REJI(I,J+1),A,B,C)

      ENDIF
      ELSE IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,2))THEN
      A=1-RES_HORC(K,NCU,1)
      B=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      C=RES_VERC(K,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_HORC
1         (K,NCU,2,CONT1),FRONT_HORC(K,NCU,1,
2         CONT1),FRONT_VERC(K,NCU,2,CONT2),
3         REJI(I+1,J),A,B,C)

      ELSE
      A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
      REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC
1         (K,NCU,1,CONT2),REJI(I+1,J),REJI(I,
2         J+1),FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),A,B)

      ENDIF
      ELSE IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
      IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,2))THEN
      A=RES_HORC(K,NCU,2)
      B=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      C=RES_VERC(K,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_HORC
1         (K,NCU,2,CONT1),FRONT_HORC(K,NCU,1,
2         CONT1),FRONT_VERC(K,NCU,2,CONT2),
3         REJI(I-1,J),A,B,C)

      ELSE
      A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      B=RES_HORC(K,NCU,2)
      REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC
1         (K,NCU,2,CONT2),REJI(I-1,J),REJI(I,
2         J+1),FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),A,B)

      ENDIF
      ELSE IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,2))THEN
      A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      B=RES_VERC(K,NCU,2)
      REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I+1,J),
1         REJI(I-1,J),FRONT_HORC(K,NCU,2,CONT1),
2         FRONT_HORC(K,NCU,1,CONT1),A,B)

      ELSE
      A=1-RES_VERC(K,NCU,1)
      REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I+1,J),
1         REJI(I-1,J),REJI(I,J+1),FRONT_HORC
2         (K,NCU,1,CONT1),A)

      ENDIF
      ELSE IF(J.EQ.POS_VERC(K,NCU,2))THEN
      IF(I.EQ.POS_HORC(K,NCU,1)+1)THEN

```

```

IF (I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
  A=RES_VERC(K,NCU,2)
  B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
  C=RES_HORC(K,NCU,2)
  REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC
1      (K,NCU,2,CONT2),FRONT_VERC(K,NCU,1,
2      CONT2),FRONT_HORC(K,NCU,2,CONT1),
3      REJI(I,J-1),A,B,C)
  ELSE
  A=RES_VERC(K,NCU,2)
  B=1-RES_HORC(K,NCU,1)
  REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC
1      (K,NCU,1,CONT2),REJI(I+1,J),REJI(I,
2      J-1),FRONT_HORC(K,NCU,2,CONT1),A,B)
  ENDIF
  ELSE IF (I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
  A=RES_VERC(K,NCU,2)
  B=RES_HORC(K,NCU,2)
  REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),RC(K,NCU),FRONT_VERC
1      (K,NCU,2,CONT2),REJI(I-1,J),REJI(I,J-1)
2      ,FRONT_HORC(K,NCU,2,CONT1),A,B)
  ELSE
  A=RES_VERC(K,NCU,2)
  REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I+1,J),
1      REJI(I-1,J),REJI(I,J-1),FRONT_HORC
2      (K,NCU,2,CONT1),A)
  ENDIF
  ELSE IF (I.EQ.POS_HORC(K,NCU,1)+1)THEN
  IF (I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
  A=1-RES_HORC(K,NCU,1)
  B=RES_HORC(K,NCU,2)
  REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I,J+1),
1      REJI(I,J-1),FRONT_VERC(K,NCU,2,CONT2),
2      FRONT_VERC(K,NCU,1,CONT2),A,B)
  ELSE
  A=1-RES_HORC(K,NCU,1)
  REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I,J+1),
1      REJI(I,J-1),REJI(I+1,J),FRONT_VERC
2      (K,NCU,1,CONT2),A)
  ENDIF
  ELSE IF (I.EQ.POS_HORC(K,NCU,2))THEN
  A=RES_HORC(K,NCU,2)
  REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I,J+1),REJI
1      (I,J-1),REJI(I-1,J),FRONT_VERC(K,NCU,2,
2      CONT2),A)
  ELSE
  REMOD(I,J)=UNO(REJI(I,J),RC(K,NCU),REJI(I+1,J),REJI
1      (I-1,J),REJI(I,J+1),REJI(I,J-1))
  ENDIF
  ELSE
  CALL CUER_DER(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU1)
  CALL CUER_IZQ(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU2)

```

```

CALL CUER_ARR(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU3)
CALL CUER_ABJ(I,J,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,K,NCU4)
IF(NCU1.EQ.0)THEN
  IF(NCU2.EQ.0)THEN
    IF(NCU3.EQ.0)THEN
      IF(NCU4.EQ.0)THEN

```

```

C
C CALCULO PARA CUANDO EL PUNTO A VALUAR NO SE ENCUENTRA DENTRO DE UN
C CUERPO NI EN SU VECINDAD EXISTE ALGUNO.
C

```

```

1          REMOD(I,J)=UNO(REJI(I,J),R(K),REJI(I+1,J),REJI(I-1
           ,J),REJI(I,J+1),REJI(I,J-1))
           ELSE

```

```

C
C CALCULO PARA CUANDO EN LA VECINDAD DEL PUNTO A VALUAR SE ENCUENTRA
C UN CUERPO O CUERPOS.

```

```

           CONT1=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
           A=RES_VERC(K,NCU4,1)
           REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),R(K),REJI(I+1,J),REJI(I-1
1          ,J),REJI(I,J-1),FRONT_HORC(K,NCU4,1,
2          CONT1),A)

```

```

           ENDIF
           ELSE IF(NCU4.EQ.0)THEN
           CONT1=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
           A=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
           REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),R(K),REJI(I+1,J),REJI(I-1
1          ,J),REJI(I,J+1),FRONT_HORC(K,NCU3,2,
2          CONT1),A)

```

```

           ELSE
           CONT1=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
           CONT2=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
           A=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
           B=RES_VERC(K,NCU4,1)
           REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),R(K),REJI(I+1,J),REJI(I-1
1          ,J),FRONT_HORC(K,NCU4,1,CONT2),FRONT_HORC
2          (K,NCU3,2,CONT1),A,B)

```

```

           ENDIF
           ELSE IF(NCU3.EQ.0)THEN
           IF(NCU4.EQ.0)THEN
           CONT1=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
           A=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
           REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),R(K),REJI(I,J+1),REJI(I,
1          J-1),REJI(I+1,J),FRONT_VERC(K,NCU2,2,
2          CONT1),A)

```

```

           ELSE
           CONT1=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
           CONT2=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
           A=RES_VERC(K,NCU4,1)
           B=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
           REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU2,
1          2,CONT1),REJI(I+1,J),REJI(I,J-1),
2          FRONT_HORC(K,NCU4,1,CONT2),A,B)

```

```

      ENDIF
      ELSE IF(NCU4.EQ.0)THEN
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
        CONT2=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
        A=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
        B=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
        REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU2,2,
1          CONT1),REJI(I+1,J),REJI(I,J+1),FRONT_HORC
2          (K,NCU3,2,CONT2),A,B)

      ELSE
        CONT1=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
        CONT2=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
        CONT3=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
        A=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
        B=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
        C=RES_VERC(K,NCU4,1)
        REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT_HORC(K,NCU4,1,
1          CONT3),FRONT_HORC(K,NCU3,2,CONT2),
2          FRONT_VERC(K,NCU2,2,CONT1),REJI(I+1,J),A,B
3          ,C)

      ENDIF
      ELSE IF(NCU2.EQ.0)THEN
        IF(NCU3.EQ.0)THEN
          IF(NCU4.EQ.0)THEN
            CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
            A=RES_HORC(K,NCU1,1)
            REMOD(I,J)=DOS(REJI(I,J),R(K),REJI(I,J+1),REJI(I,
1          J-1),REJI(I-1,J),FRONT_VERC(K,NCU1,1,
2          CONT1),A)

          ELSE
            CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
            CONT2=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
            A=RES_VERC(K,NCU4,1)
            B=RES_HORC(K,NCU1,1)
            REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU1,
1          1,CONT1),REJI(I-1,J),REJI(I,J-1),
2          FRONT_HORC(K,NCU4,1,CONT2),A,B)

          ENDIF
          ELSE IF(NCU4.EQ.0)THEN
            CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
            CONT2=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
            A=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
            B=RES_HORC(K,NCU1,1)
            REMOD(I,J)=CUATRO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU1,1,
1          CONT1),REJI(I-1,J),REJI(I,J+1),FRONT_HORC
2          (K,NCU3,2,CONT2),A,B)

          ELSE
            CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
            CONT2=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
            CONT3=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
            A=RES_HORC(K,NCU1,1)
            B=1-RES_VERC(K,NCU3,2)

```

```

      C=RES_VERC(K,NCU4,1)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT_HORC(K,NCU4,1,
1          CONT3),FRONT_HORC(K,NCU3,2,CONT2),
2          FRONT_VERC(K,NCU1,1,CONT1),REJI(I-1,J),A,
3          B,C)

      ENDIF
      ELSE IF(NCU3.EQ.0)THEN
      IF(NCU4.EQ.0)THEN
      CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
      CONT2=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
      A=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
      B=RES_HORC(K,NCU1,1)
      REMOD(I,J)=TRES(REJI(I,J),R(K),REJI(I,J+1),REJI(I,J-1)
1          ,FRONT_VERC(K,NCU2,2,CONT2),FRONT_VERC(K,
2          NCU1,1,CONT1),A,B)

      ELSE
      CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
      CONT2=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
      CONT3=I-POS_HORC(K,NCU4,1)
      A=RES_VERC(K,NCU4,1)
      B=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
      C=RES_HORC(K,NCU1,1)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU1,1,
1          CONT1),FRONT_VERC(K,NCU2,2,CONT2),
2          FRONT_HORC(K,NCU4,1,CONT3),REJI(I,J-1),A,
3          B,C)

      ENDIF
      ELSE
      CONT1=J-POS_VERC(K,NCU1,1)
      CONT2=J-POS_VERC(K,NCU2,1)
      CONT3=I-POS_HORC(K,NCU3,1)
      A=1-RES_VERC(K,NCU3,2)
      B=1-RES_HORC(K,NCU2,2)
      C=RES_HORC(K,NCU1,1)
      REMOD(I,J)=CINCO(REJI(I,J),R(K),FRONT_VERC(K,NCU1,1,
1          CONT1),FRONT_VERC(K,NCU2,2,CONT2),FRONT_HORC
2          (K,NCU3,2,CONT3),REJI(I,J+1),A,B,C)

      ENDIF
      ENDDO
      ENDIF
      ENDDO
      ENDIF
      ENDDO
C
C MODIFILACION DE LOS PUNTOS UBICADOS A UN INTERVALO DE LAS FRONTERAS
C EXTERNAS
C
      DO J=0,NUZ
      REMOD(-1,J)=REMOD(1,J)
      REMOD(NUX+1,J)=REMOD(NUX-1,J)
      ENDDO
      DO I=0,NUX
      REMOD(I,NUZ+1)=REMOD(I,NUZ-1)

```



```

ENDDO
REMOD(-1,NUZ+1)=REMOD(1,NUZ-1)
REMOD(NUX+1,NUZ+1)=REMOD(NUX-1,NUZ-1)
RETURN
END

```

```

C
C SUBROUTINAS QUE BUSCAN CUERPOS
C
C BUSQUEDA DE SI ESTA UNO DENTRO DE UN CUERPO
C

```

```

SUBROUTINE CUER_DEN(I,J,NUM,PH,PV,K,NCU)
DIMENSION NUM(50),PH(50,50,2),PV(50,50,2)
INTEGER PH,PV
KK=1
NCU=0
DO WHILE(NCU.EQ.0.AND.KK.LT.NUM(K)+1)
  IF(I.GT.PH(K,KK,1).AND.J.GT.PV(K,KK,1).AND.I.LE.PH(K,KK,2).AND.
1  J.LE.PV(K,KK,2))THEN
    NCU=KK
  ENDIF
  KK=KK+1
ENDDO
RETURN
END

```

```

C
C BUSQUEDA DE CUERPOS VECINOS POR LA DERECHA
C

```

```

SUBROUTINE CUER_DER(I,J,NUM,PH,PV,K,NCU)
DIMENSION NUM(50),PH(50,50,2),PV(50,50,2)
INTEGER PH,PV
KK=1
NCU=0
DO WHILE(NCU.EQ.0.AND.KK.LT.NUM(K)+1)
  IF(I.EQ.PH(K,KK,1).AND.J.GT.PV(K,KK,1).AND.J.LE.PV(K,KK,2))THEN
    NCU=KK
  ENDIF
  KK=KK+1
ENDDO
RETURN
END

```

```

C
C BUSQUEDA DE CUERPOS VECINOS POR LA IZQUIERDA
C

```

```

SUBROUTINE CUER_IZQ(I,J,NUM,PH,PV,K,NCU)
DIMENSION NUM(50),PH(50,50,2),PV(50,50,2)
INTEGER PH,PV
KK=1
NCU=0
DO WHILE(NCU.EQ.0.AND.KK.LT.NUM(K)+1)
  IF(I.EQ.PH(K,KK,2)+1.AND.J.GT.PV(K,KK,1).AND.
1  J.LE.PV(K,KK,2))THEN
    NCU=KK
  ENDIF
  KK=KK+1
ENDDO
RETURN
END

```

```

      ENDIF
      KK=KK+1
    ENDDO
  RETURN
END

```

```

C
C BUSQUEDA DE CUERPOS VECINOS POR ARRIBA
C

```

```

      SUBROUTINE CUER_ARR(I,J,NUM,PH,PV,K,NCU)
      DIMENSION NUM(50),PH(50,50,2),PV(50,50,2)
      INTEGER PH,PV
      KK=1
      NCU=0
      DO WHILE(NCU.EQ.0.AND.KK.LT.NUM(K)+1)
        IF(J.EQ.PV(K,KK,2)+1.AND.I.GT.PH(K,KK,1).AND.
1      I.LE.PH(K,KK,2))THEN
          NCU=KK
        ENDIF
        KK=KK+1
      ENDDO
  RETURN
END

```

```

C
C BUSQUEDA DE CUERPOS VECINOS POR ABAJO
C

```

```

      SUBROUTINE CUER_ABJ(I,J,NUM,PH,PV,K,NCU)
      DIMENSION NUM(50),PH(50,50,2),PV(50,50,2)
      INTEGER PH,PV
      KK=1
      NCU=0
      DO WHILE(NCU.EQ.0.AND.KK.LT.NUM(K)+1)
        IF(J.EQ.PV(K,KK,1).AND.I.GT.PH(K,KK,1).AND.I.LE.PH(K,KK,2))THEN
          NCU=KK
        ENDIF
        KK=KK+1
      ENDDO
  RETURN
END

```

```

C
C FUNCIONES QUE VALUAN LOS CASOS ESPECIALES DE LA REJILLA
C

```

```

C
C FUNCION UNO
C

```

```

      FUNCTION UNO(FIJ,RR,F11,F12,FJ1,FJ2)
      UNO=F*J+RRA(F11+F12+FJ1+FJ2-4*FIJ)
      RETURN
END

```

```

C
C FUNCION DOS
C

```

```

      FUNCTION DOS(FIJ,RR,F11,F12,FJ1,FJA,A)
      DOS=FIJ+RRA(F11+F12+2*FJ1/(A+1)+2*FJA/(A*(A+1))-2*FIJA*(A+1)/A)

```

```

RETURN
END
C
C FUNCION TRES
C
FUNCTION TRES(FIJ,RR,FI1,FI2,FFB,FFA,A,B)
TRES=FIJ+RR*(FI1+FI2+2*FFB/(A*B+B**2))+2*FFA/(A*B+A**2)-
1 2*FIJ*(A*B+1)/(A*B)
RETURN
END
C
C FUNCION CUATRO
C
FUNCTION CUATRO(FIJ,RR,FFB,FI2,FJ1,FFA,A,B)
CUATRO=FIJ+2*RR*(FFB/(B*(B+1))+FI2/(B+1)+FJ1/(A+1)+FFA/(A*(A+1))
1 - FIJ*(A+B)/(A*B))
RETURN
END
C
C FUNCION CINCO
C
FUNCTION CINCO(FIJ,RR,FFC,FFB,FFA,FJ1,A,B,C)
CINCO=FIJ+2*RR*(FFC/(B*C+C**2)+FFB/(B*C+B**2)+FFA/(A*(A+1))+
1 FJ1/(A+1)-FIJ*(A+B*C)/(B*C*A))
RETURN
END
C
C FUNCION SEIS
C
FUNCTION SEIS(FIJ,RR,FFD,FFC,FFB,FFA,A,B,C,D)
SEIS=FIJ+2*RR*(FFD/(B*D+D**2)+FFB/(B*D+B**2)+FFC/(A*C+C**2)+
1 FFA/(A*C+A**2)-FIJ*(A*C+B*D)/(A*B*C*D))
RETURN
END
C
C SUBROUTINA QUE VALUA LAS FRONTERAS
C
SUBROUTINE VAL_FRONT
C
C LA SUBROUTINA VAL_FRONT VALUA LAS FRONTERAS DE LOS CUERPOS Y LOS
C ESTRATOS, PARA LO CUAL UTILIZA LA SUBROUTINA CUER_DEN (QUE DICE
C DENIRO DE QUE CUERPO SE ENCUENTRA EL PUNTO DESEADO) Y PUN_FRQ -
C QUE EVALUA EL PUNTO DE LA FRONTERA. ESTA SUBROUTINA SE ENCUENTRA
C DIVIDIDA EN DOS GRANDES SECCIONES CALCULO PARA LAS FRONTERAS DE
C LOS ESTRATOS Y CALCULO PARA LAS FRONTERAS DE LOS CUERPOS. LA --
C ULTIMA SE DIVIDE A SU VEZ EN CUERPOS EN EL PRIMER ESTRATO, --
C CUERPOS EN EL ULTIMO ESTRATO Y CUERPOS EN CUALQUIER ESTRATO IN-
C TERMEDIO.
C
C
C VARIABLES:

```

```

C
C
C   NUM_EST: NUMERO DE ESTRATOS.
C   POS: POSICION DE LOS ESTRATOS EN LA REJILLA.
C   NUX: NUMERO DE COLUMNAS DE LA REJILLA.
C   NUM_CUER: NUMERO DE CUERPOS EN CADA ESTRATO.
C   POS_HORC: POSICION HORIZONTAL DE LAS FRONTERAS VERTICALES DE LOS
C   CUERPOS.
C   POS_VERC: POSICION VERTICAL DE LAS FRONTERAS HORIZONTALES DE LOS
C   CUERPOS.
C   NCU: NUMERO DE CUERPO EN EL QUE SE ENCUENTRA EL PUNTO DESEADO.
C   CONDC: CONDUCTIVIDAD DE LOS CUERPOS.
C   RES: RESIDUO DE LA POSICION DE LOS ESTRATOS EN LA REJILLA Y LA -
C   POSICION EXACTA.
C   REMOD: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LA REGION AL TIEMPO (J*DELTAT).
C   COND: CONDUCTIVIDAD DE LOS ESTRATOS.
C   NIF1: NUMERO DE NODOS EN LAS FRONTERAS HORIZONTALES DE LOS
C   CUERPOS.
C   NIF2: NUMERO DE NODOS EN LAS FRONTERAS VERTICALES DE LOS CUERPOS.
C   RES_VERC: RESIDUO DE LA POSICION VERTICAL DE LAS FRONTERAS DE LOS
C   CUERPOS.
C   RES_HORC: RESIDUO DE LA POSICION HORIZONTAL DE LAS FRONTERAS DE
C   LOS CUERPOS.
C   INCREMENTO EN LA DISTANCIA.

```

```

C
C   ZONA DE DECLARACIONES DE LA SUBROUTINA VAL_FRONT

```

```

C
C   ALMACENAMIENTO DE MEMORIA.

```

```

COMMON REJI(-1:99,0:99),REMOD(-1:99,0:99),R(50),RES(50),
1   FRONT(0:99,50),RC(50,50),RES_VERC(50,50,2),
2   RES_HORC(50,50,2),FRONT_HORC(50,50,2,50),
3   FRONT_VERC(50,50,2,50),POS(50),NUM_CUER(50),
4   POS_VERC(50,50,2),POS_HORC(50,50,2),NUZ,NUX,NUM_EST,H,
5   NUT,COND(50),CONOC(50,50)
INTEGER POS,POS_VERC,POS_HORC,NIF1,NIF2

```

```

C
C   CALCULO PARA LA FRONTERA DE LOS ESTRATOS

```

```

C
C   DO J=1,NUM_EST-1
C     J_1=POS(J)
C     JJ2=JJ1+1
C     DO I=0,NUX
C       CALL CUER_DEN(I, JJ1, NUM_CUER, POS_HORC, POS_VERC, J, NCU1)
C       CALL CUER_DEN(I, JJ2, NUM_CUER, POS_HORC, POS_VERC, J+1, NCU2)
C       IF (NCU1.GT.0) THEN
C         IF (NCU2.GT.0) THEN
C           FRONT(I, J) = PUN_FRO(CONDC(J+1, NCU2), 1-RES(J), CONDC(J,
1     NCU1), RES(J), REMOD(I, JJ2), REMOD

```

```

2          (I, JJ1), H)
      ELSE
      FRONT(I, J) = PUN_FRO(COND(J+1), 1-RES(J), CONDC(J, NCU1),
1          RES(J), REMOD(I, JJ2), REMOD(I, JJ1), H)
      ENDIF
      ELSE IF(NCU2.GT.0) THEN
      FRONT(I, J) = PUN_FRO(CONDC(J+1, NCU2), 1-RES(J), CONDC(J),
1          RES(J), REMOD(I, JJ2), REMOD(I, JJ1), H)
      ELSE
      FRONT(I, J) = PUN_FRO(COND(J+1), 1-RES(J), CONDC(J), RES(J),
1          REMOD(I, JJ2), REMOD(I, JJ1), H)
      ENDIF
      ENDDO
      ENDDO
C
C  CALCULO PARA LAS FRONTERAS DE LOS CUERPOS
C
      DO I=1, NUM_EST
      IF(NUM_CUER(I).GT.0) THEN
      DO J=1, NUM_CUER(I)
      DO K=1, 2
      DIF1=POS_HORC(I, J, 2)-POS_HORC(I, J, 1)
      DIF2=POS_VERC(I, J, 2)-POS_VERC(I, J, 1)
C
C  CALCULO PARA CUERPOS EN EL PRIMER ESTRATO
C
      IF(I.EQ.1) THEN
      IF(K.EQ.1) THEN
      JJ1=POS_VERC(I, J, K)
      JJ2=JJ1+1
      JJ3=POS_HORC(I, J, K)
      JJ4=JJ3+1
      DO L=1, DIF1
      I1=POS_HORC(I, J, 1)+L
      CALL CUER_DEN(I1, JJ1, NUM_CUER, POS_HORC, POS_VERC,
1          I, NCU)
      IF(NCU.GT.0) THEN
      FRONT_HORC(I, J, K, L) = PUN_FRO(CONDC(I, J), 1-
1          RES_VERC(I, J, K), CONDC(I, NCU), RES_VERC
2          (I, J, K), REMOD(I1, JJ2), REMOD(I1, JJ1), H)
      ELSE
      FRONT_HORC(I, J, K, L) = PUN_FRO(CONDC(I, J),
1          1-RES_VERC(I, J, K), CONDC(I), RES_VERC
2          (I, J, K), REMOD(I1, JJ2), REMOD(I1, JJ1), H)
      ENDIF
      ENDDO
      DO L=1, DIF2
      J1=POS_VERC(I, J, 1)+L
      CALL CUER_DEN(JJ3, J1, NUM_CUER, POS_HORC, POS_VERC,
1          I, NCU)
      IF(NCU.GT.0) THEN
      FRONT_HORC(I, J, K, L) = PUN_FRO(CONDC(I, J),

```

```

1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
      ELSE
      FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1          1-RES_HORC(I,J,K),COND(I),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
      ENDIF
      ENDDO
      ELSE IF(POS_VERC(I,J,K).EQ.POS(I))THEN
      JJ1=POS_HORC(I,J,K)
      JJ2=JJ1+1
      DO L=1,DIF1
      FRONT_HORC(I,J,K,L)=FRONT(POS_HORC(I,J,1)+L,I)
      ENDDO
      DO L=1,DIF2
      J1=POS_VERC(I,J,1)+L
      CALL CUER_DEN(JJ2,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
      IF(NCU.GT.0)THEN
      FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
      ELSE
      FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
      ENDIF
      ENDDO
      ELSE
      JJ1=POS_VERC(I,J,K)
      JJ2=JJ1+1
      JJ3=POS_HORC(I,J,K)
      JJ4=JJ3+1
      DO L=1,DIF1
      I1=POS_HORC(I,J,1)+L
      CALL CUER_DEN(I1,JJ2,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
      IF(NCU.GT.0)THEN
      FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
1          1-RES_VERC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_VERC
2          (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
      ELSE
      FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I),1-RES_VERC
1          (I,J,K),CONDC(I,J),RES_VERC(I,J,K),REMOD
2          (I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
      ENDIF
      ENDDO
      DO L=1,DIF2
      J1=POS_VERC(I,J,1)+L
      CALL CUER_DEN(JJ4,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
      IF(NCU.GT.0)THEN

```

```

      FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
1         1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
2         (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
      ELSE
1         FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I),
2         1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
      ENDIF
    ENDDO
  ENDIF

```

C
C
C CALCULO PARA CUERPOS EN EL ULTIMO ESTRATO

```

      ELSE IF(I.EQ.NUM_EST)THEN
        IF(K.EQ.1)THEN
          IF(POS_VERC(I,J,K).EQ.POS(I-1))THEN
            JJ1=POS_HORC(I,J,K)
            JJ2=JJ1+1
            DO L=1,DIF1
              FRONT_HORC(I,J,K,L)=FRONT(POS_HORC(I,J,1)+L,I-1)
            ENDDO
            DO L=1,DIF2
              J1=POS_VERC(I,J,1)+L
              CALL CUER_DEN(JJ1,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1                 I,NCU)
              IF(NCU.GT.0)THEN
                FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1                 1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_HORC
2                 (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
                ELSE
1                 FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
2                 1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I),RES_HORC
                  (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
              ENDIF
            ENDDO
            ELSE
              JJ1=POS_VERC(I,J,K)
              JJ2=JJ1+1
              JJ3=POS_HORC(I,J,K)
              JJ4=JJ3+1
              DO L=1,DIF1
                I1=POS_HORC(I,J,1)+L
                CALL CUER_DEN(I1,JJ1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1                 I,NCU)
                IF(NCU.GT.0)THEN
1                 FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
2                 1-RES_VERC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_VERC
                  (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
                ELSE
1                 FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
2                 1-RES_VERC(I,J,K),CONDC(I),RES_VERC
                  (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
              ENDIF
            ENDDO
          ENDIF
        ENDIF
      ENDIF

```

```

        ENDIF
    ENDDO
    DO L=1,DIF2
        J1=POS_VERC(I,J,1)+L
        CALL CUER_DEN(JJ3,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
        IF(NCU.GT.0)THEN
            FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
        ELSE
            FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1          1-RES_HORC(I,J,K),COND(I),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
        ENDIF
    ENDDO
    ENDIF
    ELSE
        JJ1=POS_VERC(I,J,K)
        JJ2=JJ1+1
        JJ3=POS_HORC(I,J,K)
        JJ4=JJ3+1
        DO L=1,DIF1
            I1=POS_HORC(I,J,1)+L
            CALL CUER_DEN(I1,JJ2,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
            IF(NCU.GT.0)THEN
                FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
1          1-RES_VERC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_VERC
2          (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
            ELSE
                FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(COND(I),1-RES_VERC
1          (I,J,K),CONDC(I,J),RES_VERC(I,J,K),REMOD
2          (I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
            ENDIF
        ENDDO
        DO L=1,DIF2
            J1=POS_VERC(I,J,1)+L
            CALL CUER_DEN(JJ3,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
            IF(NCU.GT.0)THEN
                FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
            ELSE
                FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(COND(I),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
            ENDIF
        ENDDO
    ENDIF

```


C CALCULO PARA CUERPOS EN CUALQUIER ESTRATO INTERMEDIO
C

```

ELSE IF(K.EQ.1)THEN
  IF(POS_VERC(I,J,K).EQ.POS(I-1))THEN
    JJ1=POS_HORC(I,J,K)
    JJ2=JJ1+1
    DO L=1,DIF1
      FRUNT_HORC(I,J,K,L)=FRONT(POS_HORC(I,J,1)+L,I-1)
    ENDDO
    DO L=1,DIF2
      J1=POS_VERC(I,J,1)+L
      CALL CUER_DEN(JJ1,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
      IF(NCU.GT.0)THEN
        FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
        ELSE
1          FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
2          1-RES_HORC(I,J,K),COND(I),RES_HORC
          (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
      ENDIF
    ENDDO
  ELSE
    JJ1=POS_VERC(I,J,K)
    JJ2=JJ1+1
    JJ3=POS_HORC(I,J,K)
    JJ4=JJ3+1
    DO L=1,DIF1
      I1=POS_HORC(I,J,1)+L
      CALL CUER_DEN(I1,JJ1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
      IF(NCU.GT.0)THEN
        FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1          1-RES_VERC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_VERC
2          (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
        ELSE
1          FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
2          1-RES_VERC(I,J,K),COND(I),RES_VERC
          (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
      ENDIF
    ENDDO
    DO L=1,DIF2
      J1=POS_VERC(I,J,1)+L
      CALL CUER_DEN(JJ3,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1          I,NCU)
      IF(NCU.GT.0)THEN
        FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
1          1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,NCU),RES_HORC
2          (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
        ELSE
1          FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,J),
2

```

```

1           1-RES_HORC(I,J,K),COND(I),RES_HORC
2           (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
           ENDIF
           ENDDO
           ENDIF
           ELSE IF(POS_VERC(I,J,K).EQ.POS(I))THEN
           JJ1=POS_HORC(I,J,K)
           JJ2=JJ1+1
           DO L=1,DIF1
           FRONT_HORC(I,J,K,L)=FRONT(POS_HORC(I,J,1)+L,I)
           ENDDO
           DO L=1,DIF2
           J1=POS_VERC(I,J,1)+L
           CALL CUER_DEN(JJ2,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1           I,NCU)
           IF(NCU.GT.0)THEN
1           FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
2           1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
           (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
           ELSE
1           FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I),
2           1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
           (I,J,K),REMOD(JJ2,J1),REMOD(JJ1,J1),H)
           ENDIF
           ENDDO
           ELSE
           JJ1=POS_VERC(I,J,K)
           JJ2=JJ1+1
           JJ3=POS_HORC(I,J,K)
           JJ4=JJ3+1
           DO L=1,DIF1
           I1=POS_HORC(I,J,1)+L
           CALL CUER_DEN(I1,JJ2,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1           I,NCU)
           IF(NCU.GT.0)THEN
1           FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
2           1-RES_VERC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_VERC
           (I,J,K),REMOD(I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
           ELSE
1           FRONT_HORC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I),1-RES_VERC
2           (I,J,K),CONDC(I,J),RES_VERC(I,J,K),REMOD
           (I1,JJ2),REMOD(I1,JJ1),H)
           ENDIF
           ENDDO
           DO L=1,DIF2
           J1=POS_VERC(I,J,1)+L
           CALL CUER_DEN(JJ4,J1,NUM_CUER,POS_HORC,POS_VERC,
1           I,NCU)
           IF(NCU.GT.0)THEN
1           FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(CONDC(I,NCU),
2           1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
           (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)

```

```

ELSE
FRONT_VERC(I,J,K,L)=PUN_FRO(COND(I),
1      1-RES_HORC(I,J,K),CONDC(I,J),RES_HORC
2      (I,J,K),REMOD(JJ4,J1),REMOD(JJ3,J1),H)
ENDIF
ENDDO
ENDIF
ENDDO
ENDDO
ENDIF
ENDDO
RETURN
END

```

```

C
C  FUNCION PUN_FRO
C

```

```

FUNCTION PUN_FRO(K2,H2,K1,H1,TEMP2,TEMP1,D)
REAL K2,K1
COEF1=K1/(H1*D)
COEF2=K2/(H2*D)
VAL1=(COEF1*TEMP1+COEF2*TEMP2)/(COEF1+COEF2)
COEF1=K2/(H1*D)
COEF2=K1/(H2*D)
VAL2=(COEF1*TEMP1+COEF2*TEMP2)/(COEF1+COEF2)
PUN_FRO=(VAL1+VAL2)/2
RETURN
END

```

B.2.- Programa GRADIENTE.

PROGRAM GRADIENTE

PROGRAMA EN FORTRAN 77

ESTE PROGRAMA EVALUA EL MODELADO REALIZADO POR EL PROGRAMA EST_CON_CUER MEDIANTE LA GRAFICACION DE PERFILES DE TEMPERATURA CONTRA PROFUNDIDAD A DISTINTAS POSICIONES DE CORTE GEOLOGICO Y LAS GRAFICAS DE COMPARACION DEL GRADIENTE ENTRE LOS POZOS PERFORADOS Y EL MODELADO REALIZADO.
PARA ESTO UTILIZA UN PAR DE SUBROUTINAS: ENI_DAT, QUE LEE LOS DATOS A GRAFICAR, Y EVALUA, QUE GRAFICA EL GRADIENTE -- DEL MODELADO Y EVALUA LOS ERRORES DE ESTE CONTRA LOS POZOS.

VARIABLES:

REJI: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LA REGION.
NUZ: NUMERO DE RENGLONES DE LA REJILLA DE DISCRETIZACION DEL CORTE GEOLOGICO.
H: INCREMENTO DE DISTANCIA DE LA REJILLA.
NPOZOS: NUMERO DE POZOS.
PARPO: ARREGLO QUE DA LOS PARAMETROS DE CADA POZO (PROFUNDIDAD, DISTANCIA HORIZONTAL Y NUMERO DE LECTURAS).
PERE: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LOS POZOS.
INC: INCREMENTO PARA LA INTERPOLACION DE LAS TEMPERATURAS.
PROPO: ARREGLO DE PROFUNDIDADES DE LOS POZOS.
NOM_POZO: NOMBRE DE LOS POZOS.

ZONA DE DECLARACIONES DEL PROGRAMA PRINCIPAL.

ALMACENAMIENTO DE MEMORIA DEL PROGRAMA PRINCIPAL.

COMMON REJI(-1:99,0:99),NUZ,H,NPOZOS,PARPO(50,3),
1 PERF(50,0:49),INC,PROPO(50,0:49)/NOM/NOM_POZO(50)
REAL INC
CHARACTER NOM_POZO*5
OPEN(UNIT=3,NAME='EST_CUER.DAT',FORM='FORMATTED',STATUS='OLD',
1 ORGANIZATION='SEQUENTIAL',ACCESS='SEQUENTIAL')

LECTURA DE DATOS

```

C      CALL ENT_DAT
C
C      EVALUACION DE LA INFORMACION.
C
C      CALL EVALUA
C      CLOSE(UNIT=3)
C      STOP
C      END
C
C      SUBROUTINA DE LECTURA DE DATOS
C
C      SUBROUTINE ENT_DAT
C
C      ENT_DAT ES LA SUBROUTINA QUE LEE LOS DATOS DEL ARCHIVO EST_CUER.DAT,
C      GENERADO POR EL PROGRAMA EST_CON_CUER. ESTA SUBROUTINA ES LA MISMA
C      QUE EL PROGRAMA MENCIONADO UTILIZA POR LO QUE SE ENCUENTRA DIVIDIDA
C      EN LECTURA DE LOS PARAMETROS PARA LA CONSTRUCCION DE LA REJILLA,
C      ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS POZOS, ENTRADA DE LOS PARAMETROS
C      DE LOS ESTRATOS, ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS CUERPOS,
C      Y LECTURA DE LAS CONDICIONES INICIALES.
C
C
C      VARIABLES:
C
C      NUT: NUMERO DE ITERACIONES EN EL TIEMPO.
C      DELTAI: INTERVALO DE TIEMPO DADO POR LOS PARAMETROS DE LA REGION.
C      TIEMPO: TIEMPO DE ENERIAMIENTO.
C      DX: DISTANCIA HORIZONTAL DE LA REJILLA.
C      DZ: PROFUNDIDAD DE LA REGION.
C      H: INCREMENTO DE DISTANCIA.
C      NUM_EST: NUMERO DE ESTRATOS.
C      PROF_EST: PROFUNDIDAD DE LOS ESTRATOS.
C      POS: POSICION DE LOS ESTRATOS EN LA REJILLA.
C      RES: RESIDUO DE LA POSICION DE LOS ESTRATOS EN LA REJILLA Y LA
C      POSICION EXACTA EN LAS COORDENADAS DE LA REJILLA.
C      NUM_CUER: NUMERO DE CUERPOS EN CADA ESTRATO.
C      DI: DIFUSITIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO.
C      COND: CONDUCTIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO.
C      PROF_CUER: PROFUNDIDAD DE LAS DOS FRONTERAS HORIZONTALES DE CADA
C      CUERPO EN LOS ESTRATOS.
C      DIST_CUER: DISTANCIA HORIZONTAL DE LAS DOS FRONTERAS HORIZONTALES
C      DE CADA CUERPO EN LOS ESTRATOS.
C      POS_VERC: POSICION VERTICAL DE LAS FRONTERAS HORIZONTALES DE LOS
C      CUERPOS DE LOS ESTRATOS.
C      POS_HORC: POSICION HORIZONTAL DE LAS FRONTERAS VERTICALES DE LOS
C      CUERPOS DE LOS ESTRATOS.
C      RES_VERC: RESIDUO DE LA POSICION VERTICAL Y LA POSICION VERTICAL
C      EXACTA DE LOS CUERPOS EN LAS COORDENADAS DE LA REJILLA.
C      RES_HORC: RESIDUO DE LA POSICION HORIZONTAL Y LA POSICION HORI--
C      ZONIAL EXACTA DE LOS CUERPOS EN LAS COORDENADA DE LA -
C      REJILLA.

```



```

TYPE *, 'DAME LA DISTANCIA HORIZONTAL Y LA PROFUNDIDAD'
READ(3,*)DX,DZ
TYPE *, 'DAME EL INTERVALO PARA CONSTRUIR LA REJILLA'
READ(3,*)H
TYPE *, 'CUANTOS ESTRATOS SON'
READ(3,*)NUM_EST

```

```

C
C ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS POZOS
C

```

```

TYPE *, 'CUANTOS POZOS SON'
READ(3,*)NPOZOS
TYPE *, 'DA EL NOMBRE, DIST. HOR., PROF. Y EL NUMERO DE'
TYPE *, 'MEDICIONES DE TEMPERATURA PARA CADA POZO'
DO I=1,NPOZOS
  READ(3,*)NOM_POZO(I),(PARPO(I,J),J=1,3)
ENDDO
TYPE *, 'DA LAS TEMPERATURAS PARA CADA POZO'
DO I=1,NPOZOS
  NT=INT(PARPO(I,3))
  READ(3,*)(PERF(I,J),J=0,NT)
  READ(3,*)(PROPO(I,J),J=0,NT)
ENDDO
TYPE *, 'DA EL INCREMENTO PARA LA INTERPOLACION'
READ(3,*)INC

```

```

C
C ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS ESTRATOS
C

```

```

TYPE *, 'DA LA PROFUNDIDAD DE CADA ESTRATO'
READ(3,*)(PROF_EST(I),I=1,NUM_EST)
DO I=1,NUM_EST
  POS(I)=INT(PROF_EST(I)/H)
  RES(I)=PROF_EST(I)/H-POS(I)
ENDDO
TYPE *, 'DA EL NUMERO DE CUERPOS EN CADA ESTRATO'
READ(3,*)(NUM_CUER(I),I=1,NUM_EST)
TYPE *, 'DA LA DIFUSIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO'
READ(3,*)(DT(I),I=1,NUM_EST)
TYPE *, 'DA LA CONDUCTIVIDAD TERMICA DE CADA ESTRATO'
READ(3,*)(COND(I),I=1,NUM_EST)

```

```

C
C ENTRADA DE LOS PARAMETROS DE LOS CUERPOS
C

```

```

DO I=1,NUM_EST
  IF(NUM_CUER(I).GT.0)THEN
    TYPE *, 'PARA EL ESTRATO NUMERO ', I
    DO J=1,NUM_CUER(I)
      TYPE *, 'DA LA PROFUNDIDAD DE LAS ARISTAS DEL CUERPO ', J
      READ(3,*)(PROF_CUER(I,J,K),K=1,2)
      TYPE *, 'DA LA DISTANCIA DE LAS ARISTAS DEL CUERPO ', J
      READ(3,*)(DIST_CUER(I,J,K),K=1,2)
      DO K=1,2
        POS_VERC(I,J,K)=INT(PROF_CUER(I,J,K)/H)
      
```

```

        POS_HORC(I,J,K)=INT(DIST_CUER(I,J,K)/H)
        RES_VERC(I,J,K)=PROF_CUER(I,J,K)/H-POS_VERC(I,J,K)
        RES_HORC(I,J,K)=DIST_CUER(I,J,K)/H-POS_HORC(I,J,K)
    ENDDO
    ENDDO
    TYPE *, 'DA LA DIFUSIVIDAD TERMICA DE LOS CUERPOS'
    READ(3,*) (DT_CUER(I,J),J=1,NUM_CUER(I))
    TYPE *, 'DA LA CONDUCTIVIDAD TERMICA DE LOS CUERPOS'
    READ(3,*) (CONDC(I,J),J=1,NUM_CUER(I))
    ENDF
    ENDDO
C
C BUSQUEDA DE LA MAYOR DIFUSIVIDAD TERMICA PARA DETERMINAR EL INTERVALO
C DE TIEMPO Y LOS COEFICIENTES R=(DI*DELTA T)/H**2
C
    DT_MAX=DT(1)
    DO I=1,NUM_EST
        IF(DT(I).GT.DT_MAX)THEN
            DT_MAX=DT(I)
        ENDF
        IF(NUM_CUER(I).GT.0)THEN
            DO J=1,NUM_CUER(I)
                IF(DT_CUER(I,J).GT.DT_MAX)THEN
                    DT_MAX=DT_CUER(I,J)
                ENDF
            ENDDO
        ENDF
    ENDDO
    TAO=(0.25H**2)/(31.536*DI_MAX)
    IF(DELTA T.GT.TAO)THEN
        DELTA T=TAO
    ELSEIF
    DO I=1,NUM_EST
        R(I)=DT(I)*DELTA T/H**2
        IF(NUM_CUER(I).GT.0)THEN
            DO J=1,NUM_CUER(I)
                RC(I,J)=DT_CUER(I,J)*DELTA T/H**2
            ENDDO
        ENDF
    ENDDO
C
C ENTRADA DE LAS CONDICIONES INICIALES
C
    NUX=INT(DX/H)
    NUZ=INT(DZ/H)
    TYPE *, 'DAME LAS CONDICIONES AL TIEMPO CERO'
    DO J=0,NUZ+1
        READ(3,*)(REJI(I,J),I=-1,NUX+1)
    ENDDO
    TYPE *, 'DA LAS COND. A T=0 EN LA FRONTERAS DE LOS ESTRATOS'
    DO J=1,NUM_EST-1
        READ(3,*)(FRONT(I,J),I=0,NUX)

```



```

ENDDO
DO I=1,NUM_EST
  IF(NUM_CUER(I).GT.0)THEN
    TYPE *, 'PARA EL ESTRATO NUMERO ', I
    DO J=1,NUM_CUER(I)
      DO K=1,2
        TYPE *, 'DA LAS COND. A T=0 DE LA ARISTA A LA PROF. DE ',
1          PROF_CUER(I,J,K), 'DEL CUERPO ', J
        DIF=POS_HORC(I,J,2)-POS_HORC(I,J,1)
        READ(3,*) (FRONT_HORC(I,J,K,L),L=1,DIF)
        TYPE *, 'DA LAS COND. A T=0 DE LA ARISTA A LA DIST. DE ',
1          DIST_CUER(I,J,K), 'DEL CUERPO ', J
        DIF=POS_VERC(I,J,2)-POS_VERC(I,J,1)
        READ(3,*) (FRONT_VERC(I,J,K,L),L=1,DIF)
      ENDDO
    ENDDO
  ENDIF
ENDDO
NUT=INT(TIEMPO/DELTAT)
SOBRA=TIEMPO/DELTAT-NUT
IF(SOBRA.GT.0.55)THEN
  NUT=NUT+1
ENDIF
RETURN
END

```

C
C SUBROUTINA QUE EVALUA EL MODELADO.

C
C SUBROUTINE EVALUA

C
C SUBROUTINA QUE GRAFICA EL GRADIENTE TERMICO MODELADO A DISTINTAS
C DISTANCIAS, Y COMPARA EL GRADIENTE MODELADO EN LA POSICION DE LOS
C POZOS CON EL OBTENIDO POR REGISTROS DE TEMPERATURA O TEMPERATURAS
C ESTABILIZADAS.

C
C VARIABLES:

C
C REJI: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN LA REGION.
C NUZ: NUMERO DE RENGLONES DE LA REJILLA.
C H: INCREMENTO DE DISTANCIA DE LA REJILLA.
C NPOZOS: NUMERO DE POZOS A COMPARAR.
C PARPO: ARREGLO QUE DA LOS PARAMETROS DE CADA POZO (PROFUNDIDAD,
C DISTANCIA HORIZONTAL Y NUMERO DE LECTURAS).
C PERE: ARREGLO DE TEMPERATURAS EN CADA POZO.
C INC: INCREMENTO PARA LA INTERPOLACION DE LAS TEMPERATURAS.
C PROPO: ARREGLO DE PROFUNDIDADES PARA LOS POZOS.
C NOM_POZO: NOMBRE DE LOS POZOS.
C PROFM: PROFUNDIDADES DEL MODELO PARA UNA DISTANCIA DETERMINADA.
C TEMM: TEMPERATURAS DEL MODELO PARA UNA DISTANCIA DETERMINADA.
C PROFP: PROFUNDIDADES DE UN POZO DETERMINADO.

```

C      TEMP: TEMPERATURAS DE UN POZO DETERMINADO.
C      NOMBRE: NOMBRE DE UN POZO DETERMINADO.
C      IOPCION: OPCION DE LO QUE SE DESEA QUE HAGA LA SUBROUTINA.
C      NPOZOS: NUMERO DE POZOS.
C      NT: NUMERO DE MEDICIONES PARA UN POZO DETERMINADO.
C      N: NUMERO DE RENGLONES DE CADA POZO CON RESPECTO AL INTERVALO
C         DE DISTANCIA DE LA REJILLA.
C      NZ: NUMERO DE COLUMNAS PARA LOS POZOS Y EL MODELO SEGUN EL
C         INTERVALO DE INTERPOLACION.

```

```

C      ZONA DE DECLARACIONES DE LA SUBROUTINA EVALUA.

```

```

C      ALMACENAMIENTO DE MEMORIA DE LA SUBROUTINA EVALUA.

```

```

C      COMMON REJI(-1:99,0:99),NUZ,H,NPOZOS,PARPO(50,3),
C      I      PERE(50,0:49),INC,PROPO(50,0:49)/NOM/NOM_POZO(50)
C      REAL INC
C      DIMENSION PROFM(50),TEMM(50),PROFP(50),TEMP(50)
C      CHARACTER NOM_POZO*5,NOMBREA*5

```

```

C      ELECCION DE LA OPCION A HACER.

```

```

C      TYPE *
C      TYPE *
C      TYPE *, 'ELIGE LA OPCION DE LO QUE DESEAS HACER'
C      TYPE *
C      TYPE *
C      TYPE *, '1.- VER LOS GRADIENTES MODELADOS DE LA SECCION'
C      TYPE *, '      (MAXIMO 6)'
C      TYPE *
C      TYPE *, '2.- COMPARAR LOS GRADIENTES DEL MODELO CON LOS'
C      TYPE *, '      DE LOS POZOS'
C      TYPE *
C      TYPE *, '3.- LAS DOS OPCIONES ANTERIORES'
C      ACCEPT *, IOPCION
C      IF (IOPCION.EQ.1)THEN

```

```

C      GRAFICACION DEL GRADIENTE MODELADO PARA DISTINTAS DISTANCIAS.

```

```

C      CALL GRAFICAG(REJI,H,H/1000,NUZ)
C      ELSE IF (IOPCION.EQ.2)THEN

```

```

C      EVALUACION DE LOS POZOS CON EL MODELO.

```

```

C      DO I=1,NPOZOS
C      NOMBRE=NOM_POZO(I)
C      J=INT(PARPO(I,1)/H)
C      NT=INT(PARPO(I,3))
C      N=INT(PARPO(I,2)/H)

```

```

DO K=0,N
  PROEM(K+1)=KAH/1000
  TEMH(K+1)=REJI(J,K)
ENDDO
DO K=0,NT
  PROEP(K+1)=PROPO(I,K)/1000
  TEMP(K+1)=PERE(I,K)
ENDDO
NZ=INT(PARPO(I,2)/INC)
CALL GRAFICAC(PROEM,TEMH,PROEP,TEMP,N,NT,INC/1000,NZ,
1      NOMBRE,H/1000)
ENDDO
ELSE

```

```

C
C GRAFICACION DEL GRADIENTE MODELADO PARA DISTINTAS DISTANCIAS
C Y EVALUACION DE LOS POZOS CON EL MODELO.
C

```

```

CALL GRAFICAG(REJI,H,H/1000,NUZ)
DO I=1,NPOZOS
  NOMBRE=NOM_POZO(I)
  J=INT(PARPO(I,1)/H)
  NT=INT(PARPO(I,3))
  N=INT(PARPO(I,2)/H)
  DO K=0,N
    PROEM(K+1)=KAH/1000
    TEMH(K+1)=REJI(J,K)
  ENDDO
  DO K=0,NT
    PROEP(K+1)=PROPO(I,K)/1000
    TEMP(K+1)=PERE(I,K)
  ENDDO
  NZ=INT(PARPO(I,2)/INC)
  CALL GRAFICAC(PROEM,TEMH,PROEP,TEMP,N,NT,INC/1000,NZ,
1      NOMBRE,H/1000)
  ENDDO
ENDIE
RETURN
END

```

```

C
C SUBROUTINA PARA GRAFICAR EL GRADIENTE DE LOS POZOS Y EL MODELO.
C
C SUBROUTINE GRAFICAC(PROEM,TEMH,PROEP,TEMP,N,NT,AUM,NZ,NOMBRE,ALI)
C
C SUBROUTINA QUE GRAFICA LA CURVA DE TEMPERATURA CONTRA PROFUNDIDAD
C DE UN POZO DETERMINADO Y COMPARA ESTA GRAFICA CONTRA LA CURVA
C OBTENIDA DEL MODELO PARA LA MISMA POSICION DEL POZO. MUESTRA EL
C ERROR EXISTENTE ENTRE AMBAS CURVAS PARA LOS PUNTOS DE LA REJILLA
C DE PROPAGACION, DA LOS ERRORES, ERRORES AL CUADRADO Y LA SUMATORIA
C DE ERRORES AL CUADRADO.
C PARA GRAFICAR UTILIZA UN PAQUETE DE SUBROUTINAS GRAFICAS, ELABORADO

```

C POR EL INSTITUTO DE INVESTIGACIONES ELECTRICAS, LLAMADO PAGRA Y,
C UTILIZA EL SUBPROGRAMA INTERPOLA, TOMADO DE BEVINGTON (1969) Y
C MODIFICADO MEDIANTE DOS BANDERAS LOGICAS PARA ESTRUCTURARLO, PARA
C INTERPOLAR PUNTOS DE LOS ARREGLOS, DADOS POR LOS POZOS Y REJILLA,
C Y GRAFICAR EN FORMA MAS CONTINUA.

C
C
C VARIABLES:

C TITULO: TITULO DE LA GRAFICA.
C COME1: LETRERO DE LA GRAFICA.
C COME2: LETRENO DE LA GRAFICA.
C TEX: VARIABLE PARA PONER LOS TITULOS DEL SISTEMA COORDENADO.
C EJE: VARIABLE QUE DA LOS VALORES DE LOS TITULOS DEL SISTEMA
C COORDENADO.
C TVALP: TITULO DEL VALOR DE LA TEMPERATURA DEL POZO.
C TVALM: TITULO DEL VALOR DE LA TEMPERATURA DEL MODELO.
C TVALE: TITULO DEL VALOR DEL ERROR.
C TVAE2: TITULO DEL VALOR DEL ERROR AL CUADRADO.
C TS: TITULO DEL VALOR DE LA SUMATORIA DEL ERROR AL CUADRADO.
C NOMBRE: NOMBRE DEL POZO.
C INTPO: VALORES INTERPOLADOS, DE TEMPERATURA, DE LOS POZOS
C PARA DETERMINAR EL ERROR.
C PROFP: PROFUNDIDADES DE LAS LECTURAS DE TEMPERATURA DE LOS
C REGISTROS DE POZOS.
C TEMP: TEMPERATURAS DE LOS POZOS.
C PROEM: ARREGLO DE PROFUNDIDADES DEL MODELO.
C TEMM: ARREGLO DE TEMPERATURAS DEL MODELO.

C ZONA DE DECLARACIONES DE LA SUBROUTINA GRAFICAC.

C ALMACENAMIENTO DE MEMORIA DE LA SUBROUTINA GRAFICAC.

C CHARACTER TITULOx41, COME1x27, COME2x29, TEXx5, TVALP*6, TVALMx6,
C 1 TVALEX7, TVAE2x7, TSx7, NOMBREx5
C REAL INTPO
C DIMENSION PROEM(50), TEMM(50), PROFP(50), TEMP(50), INTPO(50)

C ELABORACION DEL FORMATO DE PRESENTACION DE LA GRAFICA.

C CALL PAGRAINICIA('BASICO', 'NADA', '2D')
C XMAX=195.0
C YMAX=260.0
C CALL DIMHOJA(XMAX, YMAX)
C XNORM=XMAX/YMAX
C YNORM=YMAX/YMAX
C CALL ESP2NORM(XNORM, YNORM)
C CALL VENTANA(0.0, 0.0, XMAX, YMAX)
C CALL ABRE(0)

```

CALL PUERTO(0.0,0.0,XNORM,YNORM)
CALL ABS2MUEVE(10.0,10.0)
CALL ABS2LINEA(10.0,260.0)
CALL ABS2LINEA(XMAX,260.0)
CALL ABS2LINEA(XMAX,10.0)
CALL ABS2LINEA(10.0,10.0)
CALL ABS2MUEVE(20.0,30.0)
CALL POSTEXTO(-1,0)
CALL TIPOTEXTO('SIMPLE')
CALL TAMTEXTO(4.0,7.0)
TITULO='COMPARACION DE GRADIENTES POZO Y MODELADO'
CALL TEXTO(TITULO)
CALL TAMTEXTO(2.0,4.0)
CALL ABS2MUEVE(35.0,97.0)
COME1='Gradiente TTermico del pozo'
COME2='Gradiente TTermico del Modelo'
CALL TEXTO(COME2)
CALL ABS2MUEVE(35.0,107.0)
CALL TEXTO(COME1)
CALL DEFMARCA(5)
CALL MARCA(20.0,97.0)
CALL ABS2LINEA(30.0,97.0)
CALL MARCA(30.0,97.0)
CALL DEFMARCA(4)
CALL TIPO(6)
CALL MARCA(20.0,107.0)
CALL ABS2LINEA(30.0,107.0)
CALL MARCA(30.0,107.0)
CALL TIPO(1)

```

```

C
C ELABORACION DEL SISTEMA COORDENADO DE LA GRAFICA.
C

```

```

CALL VENTANA(-0.5,-100.0,4.2,815.0)
VLIY=22.5/YMAX
VLSX=180.0/YMAX
VLIY=110.0/YMAX
VLSY=245.0/YMAX
CALL PUERTO(VLIY,VLIY,VLSX,VLSY)
CALL ABS2MUEVE(0.0,0.0)
CALL ABS2LINEA(0.0,800.0)
CALL ABS2LINEA(4.0,800.0)
CALL ABS2LINEA(4.0,0.0)
CALL ABS2LINEA(0.0,0.0)
CALL TAMTEXTO(0.08,20.0)
DO I=0,8
  EJE=I*100
  CALL ABS2MUEVE(-0.05,EJE)
  CALL ABS2LINEA(0.05,EJE)
ENDDO
DO I=0,4
  EJE=I*200
  CALL ABS2MUEVE(-0.5,EJE)

```

```

        ENCODE(5,10,TEX)EJE
        CALL TEXIO(TEX)
    ENDDO
    DO I=0,8
        EJE=IA0.5
        CALL ABS2MUEVE(EJE,-10.0)
        CALL ABS2LINEA(EJE,10.0)
    ENDDO
    DO I=0,4
        EJE=I
        CALL ABS2MUEVE(EJE,-60.0)
        ENCODE(5,20,TEX)EJE
        CALL TEXIO(TEX)
    ENDDO
    CALL POSTEXO(-1,0)

```

C
C GRAFICACION DE LA TEMPERATURA DEL MODELO Y LA DE LOS POZOS.
C

```

    XXX= 0.0
    NTERMS=4
    CALL ABS2MUEVE( XXX, 0.0)
    DO WHILE ( XXX .LT. PROEM(N+1))
CALL INTERPOLA(PROEM,TEMM,N+1,NTERMS,XXX,YYY)
CALL ABS2LINEA(XXX, YYY)
        XXX = XXX + AUM
    END DO
    CALL ABS2MUEVE(0.0,0.0)
    CALL TIPO(6)
    CALL ABS2MUEVE(0.0,0.0)
    XXX= 0.0
    NTERMS=4
    CALL ABS2MUEVE (XXX, 0.0)
    DO WHILE ( XXX .LT. PROEP(NT+1))
CALL INTERPOLA(PROEP,TEMP,NT+1,NTERMS,XXX,YYY)
CALL ABS2LINEA(XXX, YYY)
        XXX = XXX + AUM
    END DO
    CALL DEFMARCA(5)
    CALL ABS2MARCA(PROEM,TEMM,N+1)
    XXX = 0.0
    CALL DEFMARCA(4)
    CALL ABS2MUEVE (XXX, 0.0)
    CALL MARCA(XXX, 0.0)
    LL=1
    NTERMS=4
    INTPO(LL)=0.0
    XXX=XXX+ALI
    DO WHILE ( XXX .LT. PROEP(NT+1))
        LL=LL+1
CALL INTERPOLA(PROEP,TEMP,NT+1,NTERMS,XXX,YYY)
        INTPO(LL)=YYY
    CALL MARCA(XXX, YYY)

```

```

XXX = XXX + ALT
END DO
CALL TIPO(1)
CALL ABS2MUEVE(3.5,-90.0)
CALL TEXTO('PROF 1Km2')
CALL ABS2MUEVE(-0.5,750.0)
CALL TEXTO('T i C2')
CALL ABS2MUEVE(-0.26,760.0)
CALL IAMTEXTO(0.08,10.0)
CALL TEXTO('o')

```

```

C
C EVALUACION DEL ERROR ENTRE LOS POZOS Y EL MODELO.
C

```

```

CALL VENTANA(0.0,0.0,XMAX,YMAX)
CALL PUERTO(0.0,0.0,XNORM,YNORM)
CALL ABS2MUEVE(25.0,87.0)
CALL IAMTEXTO(2.0,3.0)
CALL TEXTO('POZO '//NOMBRE)
CALL ABS2MUEVE(65.0,87.0)
CALL TEXTO('MODELO')
CALL ABS2MUEVE(97.0,87.0)
CALL TEXTO('ERROR')
CALL ABS2MUEVE(127.0,87.0)
CALL TEXTO('ERROR AL CUADRADO')
CALL ABS2MUEVE(63.0,40.0)
CALL TEXTO('SUMA DE ERROR AL CUADRADO =')
SUM=0.0
R=82.0

```

```

C
C IMPRESION DE LOS ERRORES ENTRE LOS POZOS Y EL MODELO.
C

```

```

TYPE *, ' N=', N
DO I=2, N+1
  ENCODE(6,30,IVALP)INTPO(I)
  ENCODE(6,30,IVALH)TEMM(I)
  ERROR=(INTPO(I)-TEMM(I))/INTPO(I)
  ERROR2=ERROR**2
  SUM=SUM+ERROR2
  ENCODE(7,40,IVALE)ERROR
  ENCODE(7,40,IVAE2)ERROR2
  CALL ABS2MUEVE(25.0,R)
  CALL TEXTO(IVALP)
  CALL ABS2MUEVE(75.0,R)
  CALL TEXTO(IVALH)
  CALL ABS2MUEVE(97.0,R)
  CALL TEXTO(IVALE)
  CALL ABS2MUEVE(127.0,R)
  CALL TEXTO(IVAE2)
  R=R-4.0
ENDDO
CALL ABS2MUEVE(127.0,40.0)
ENCODE(7,40,IS)SUM

```

```
CALL TEXTO(TS)
CALL CIERRA
CALL TERMINA
10 FORMAT(F5.0)
20 FORMAT(F2.0)
30 FORMAT(F6.2)
40 FORMAT(F7.5)
RETURN
END
```

```
C
C SUBROUTINA PARA GRAFICAR LOS GRADIENTES DE TEMPERATURA MODELADOS,
C A DISTINTAS POSICIONES DE LA SECCION GEOLOGICA.
```

```
C SUBROUTINE GRAFICAG(REJI, H, AUM, NUZ)
```

```
C
C SUBROUTINA QUE GRAFICA EL GRADIENTE DE TEMPERATURA PARA LA CAMARA
C MAGMATICA MODELADA. ESTAS GRAFICAS PUEDEN SER HECHAS A DISTINTAS
C POSICIONES DE LA SECCION Y PERMITEN TENER UN CONTROL SOBRE EL
C GRADIENTE GEOTERMICO QUE SE ESTA PRODUCIENDO, PARA PODER MODIFICAR
C LA CAMARA QUE SE MODELA.
C PARA GRAFICAR UTILIZA UN PAQUETE DE SUBRUTINAS GRAFICAS, ELABORADO
C POR EL INSTITUTO DE INVESTIGACIONES ELECTRICAS, LLAMADO PAGRA Y,
C UTILIZA EL SUBPROGRAMA INTERPOLA, TOMADO DE BEVINGTON (1969) Y
C MODIFICADO MEDIANTE DOS BANDERAS LOGICAS PARA ESTRUCURARLO, PARA
C INTERPOLAR PUNTOS DE LOS ARREGLOS, Y GRAFICAR EN FORMA MAS CONTINUA.
```

```
C
C VARIABLES:
```

```
C TITULO: TITULO DE LA GRAFICA.
C TEX: VARIABLE PARA PONER LOS TITULOS DEL SISTEMA COORDENADO.
C EJE: VARIABLE QUE DA LOS VALORES DE LOS TITULOS DEL SISTEMA
C COORDENADO.
C PROFM: ARREGLO DE PROFUNDIDADES DEL MODELO.
C TEMM: ARREGLO DE TEMPERATURAS DEL MODELO.
C REJI: ARREGLO DE TEMPERATURAS DE LA SECCION.
C YES_NO: VARIABLE QUE DETERMINA SI SE QUIERE GRAFICAR EL
C GRADIENTE A OTRA POSICION O NO.
C IDIST: TITULO DE LA DISTANCIA A LA QUE SE GRAFICA EL
C GRADIENTE
```

```
C ZONA DE DECLARACIONES DE LA SUBROUTINA GRAFICAG.
```

```
C ALMACENAMIENTO DE MEMORIA DE LA SUBROUTINA GRAFICAG.
```

```
C DIMENSION REJI(-1:99,0:99), TEMM(100), PROFM(100)
C CHARACTER TITULO*31, TEX*5, YES_NO*1, IDISTA*4
```


C
C ELABORACION DEL FORMATO DE PRESENTACION DE LA GRAFICA
C

```
CALL PAGRAINICIA('BASICO','NADA','2D')
XMAX=195.0
YMAX=260.0
CALL DIKHOJA(XMAX,YMAX)
XNORM=XMAX/YMAX
YNORM=YMAX/YMAX
CALL ESP2NORM(XNORM,YNORM)
CALL VENTANA(0.0,0.0,XMAX,YMAX)
CALL ABRE(0)
CALL PUERTO(0.0,0.0,XNORM,YNORM)
CALL ABS2MUEVE(10.0,10.0)
CALL ABS2LINEA(10.0,YMAX)
CALL ABS2LINEA(XMAX,YMAX)
CALL ABS2LINEA(XMAX,10.0)
CALL ABS2LINEA(10.0,10.0)
CALL ABS2MUEVE(40.0,40.0)
CALL POSTEXTO(-1,0)
CALL TIPOTEXTO('SIMPLE')
CALL TAMTEXTO(4.0,7.0)
TITULO='GRADIENTE TERMICO DE LA SECCION'
CALL TEXTO(TITULO)
```

C
C ELABORACION DEL SISTEMA COORDENADO DE LA GRAFICA
C

```
CALL VENTANA(-2.0,-150.0,16.8,1260.0)
VLIX=22.5/YMAX
VLSX=180.0/YMAX
VLIY=110.0/YMAX
VLSY=245.0/YMAX
CALL PUERTO(VLIX,VLIY,VLSX,VLSY)
CALL ABS2MUEVE(0.0,0.0)
CALL ABS2LINEA(0.0,1200.0)
CALL ABS2LINEA(16.0,1200.0)
CALL ABS2LINEA(16.0,0.0)
CALL ABS2LINEA(0.0,0.0)
CALL TAMTEXTO(0.30,30.0)
DO I=0,12
  EJE=I*100
  CALL ABS2MUEVE(-0.2,EJE)
  CALL ABS2LINEA(0.2,EJE)
ENDDO
DO I=0,6
  EJE=I*200
  CALL ABS2MUEVE(-2.0,EJE)
  ENCODE(5,10,TEX)EJE
  CALL TEXTO(TEX)
ENDDO
DO I=0,8
  EJE=I*2
```

```

CALL ABS2MUEVE(EJE,-20.0)
CALL ABS2LINEA(EJE,20.0)
ENDDO
CALL POSTEXTO(0,0)
DO I=0,4
  EJE=IA4
  CALL ABS2MUEVE(EJE,-80.0)
  ENCODE(5,20,TEX)EJE
  CALL TEXTO(TEX)
ENDDO
CALL POSTEXTO(-1,0)
CALL TIPO(1)
CALL ABS2MUEVE(14.0,-130.0)
CALL TEXTO('PROF iKm2')
CALL ABS2MUEVE(-2.0,1100.0)
CALL TEXTO('T i C2')
CALL ABS2MUEVE(-1.08,1116.0)
CALL TAMTEXTO(0.32,15.0)
CALL TEXTO('o')

```

C
C GRAFICACION DE LAS TEMPERATURAS
C

```

YES_NO='Y'
II=1
R=92.0
DO WHILE (YES_NO.EQ.'Y'.AND.II.LE.6)
  CALL NOREGIS
  TYPE A,'A QUE DISTANCIA QUIERES EL GRADIENTE'
  ACCEPT A, DIST
  TYPE A,' DIST=',DIST
  CALL SIREGIS
  CALL VENTANA(-2.0,-150.0,16.8,1260.0)
  CALL PUERTO(VLIX,VLIY,VLSX,VLSY)
  CALL TIPO(II)
  J=INT(DISTA1000/H)
  CALL NOREGIS
  TYPE A,' J=',J,' NUZAH/1000=',NUZAH/1000,' NUZ=',NUZ
  IF(NUZAH/1000.GT.16.0)THEN
    NZ=INT(16000/H)
  ELSE
    NZ=NUZ
  ENDIF
  TYPE A,' NZ=',NZ
  DO I=0,NZ
    TEMH(I+1)=REJI(J,I)
    PROEM(I+1)=IAH/1000
  ENDDO
  TYPE A,' TEMH=',(TEMH(I+1),I=0,NZ)
  TYPE A,' PROEM=',(PROEM(I+1),I=0,NZ)
  XXX=0.0
  NTERMS=4
  CALL SIREGIS

```

```

CALL ABS2HUEVE( XXX, 0.0)
DO WHILE ( XXX .LT. PROFM(NZ+1))
CALL INTERPOLA(PROFM,TEHM,NZ+1,NTERMS,XXX,YYY)
CALL ABS2LINEA(XXX, YYY)
  XXX = XXX + AUM
  END DO
CALL VENTANA(0.0,0.0,XMAX,YMAX)
CALL PUERTO(0.0,0.0,XNDRH,YNORM)
CALL TANTEXTIO(2.0,4.0)
CALL ABS2HUEVE(25.0,R)
CALL ABS2LINEA(40.0,R)
CALL ABS2HUEVE(50.0,R)
ENCODE(4,30,TDIST)DIST
CALL TEXTIO('Gradiente a la distancia de '//TDIST//' Km.')
CALL NOREGIS
TYPE *,'DESEAS EL GRADIENTE A OTRA DISTANCIA IY/NL'
ACCEPT *,YES_NO
CALL SIREGIS
  II=II+1
  R=R-G.0
ENDDO
CALL CIERRA
CALL TERMINA
10 FORMAT(F5.0)
20 FORMAT(F3.0)
30 FORMAT(F4.1)
RETURN
END

```

C
C
C

SUBROUTINA PARA INTERPOLAR

```

SUBROUTINE INTERPOLA(X,Y,NPTS,NTERMS,XIN,YOUT)
DOUBLE PRECISION DELTAX,DELTA,A,PROD,SUM
DIMENSION X(1),Y(1),DELTA(10),A(10)
LOGICAL BAND1,BAND2

```

C
C
C

BUSQUEDA DEL VALOR APROPIADO DE X(1)

```

BAND1=.FALSE.
BAND2=.FALSE.
I=1
DO WHILE (I.LE.NPTS)
  VAL=XIN-X(I)
  IF (VAL.LE.0.0)THEN
    IF (VAL.EQ.0.0)THEN
      YOUT=Y(1)
      I=NPTS
      BAND1=.TRUE.
    ELSE
      II=I-NTERMS/2
      IF (II.LE.0)THEN

```

```

        I1=1
        ENDIF
        BAND2=.TRUE.
        I=NPTS
    ENDIF
ENDIF
I=I+1
ENDDO
IF (.NOT.BAND1)THEN
    IF (.NOT.BAND2)THEN
        I1=NPTS-NTERM+1
    ENDIF
    I2=I1+NTERMS-1
    IF (NPTS-I2.LT.0)THEN
        I2=NPTS
        I1=I2-NTERMS+1
        IF (I1.LE.0)THEN
            I1=1
            NTERMS=I2-I1+1
        ENDIF
    ENDIF
ENDIF

C
C  EVALUACION DE LOS VALORES DE DELTA
C
    DENOM=X(I1+1)-X(I1)
    DELTAX=(XIN-X(I1))/DENOM
    DO I=1,NTERMS
        IX=I1+I-1
        DELTA(I)=(X(IX)-X(I1))/DENOM
    ENDDO

C
C  ALMACENAMIENTO DE LOS COEFICIENTES A
C
    A(1)=Y(I1)
    DO K=2,NTERMS
        PROD=1.0
        SUM=0.0
        IMAX=K-1
        IXMAX=I1+IMAX
        DO I=1,IMAX
            J=K-I
            PROD=PRODA(DELTA(K)-DELTA(J))
            SUM=SUM+A(J)/PROD
        ENDDO
        A(K)=SUM+Y(IXMAX)/PROD
    ENDDO

C
C  ALMACENAMIENTO DE LA SUMATORIA DE EXPANSION.
C
    SUM=A(1)
    DO J=2,NTERMS
        PROD=1.0

```

```
IMAX=J-1
DO I=1,IMAX
  PROD=PRODA(DELTAJ-DELTA(I))
ENDDO
SUM=SUM+A(J)*PROD
ENDDO
YOUT=SUM
ENDIF
RETURN
END
```

BIBLIOGRAFIA

Alonso, H.E., 1985a. Actuales perspectivas de desarrollo de la geotermia en México. Geothermal Conference and Workshop, San Diego, California, June 25 - 28, 1985, EPRI/IIIE.

Alonso, H.E., 1985b. Present and planned utilization of geothermal resources in Mexico. Geothermal Resources Council Transactions, Hawaii, U.S.A., 1985.

Alvarez, R., 1976. La geotermia y alternativas energéticas de México. Ciencia y Desarrollo, 10: 3 - 13.

Alvarez, R., 1978. Telluric, self potential and surface temperature profiles on Los Humeros caldera. Geofis. Int., 17: 445 - 460.

Armienti, P., Barberi, F. and Innocenti, F., 1984. A model of the Phlegraean fields magma chamber in the last 10,500 years. Bull. Volcanol., 47: 349 - 358.

Armstead, H.C.H., 1978. Geothermal energy. E. & F. N. Spon Ltd., London, 357pp.

Berman, H., Daly, R.A. and Spicer, H.C., 1942. Density at room temperature and 1 atmosphere. In: Handbook of physical constants (special paper number 36). Geol. Soc. Am., New York, U.S.A., pp.7 - 26.

Bevington, P.R., 1969. Data reduction and error analysis for the physical sciences. McGraw-Hill, New York, 336pp.

Birch, F., 1942. Thermal conductivity and Diffusivity. In: Handbook of physical constants (special paper number 36). Geol. Soc. Am., New York, U.S.A., pp.243 - 266.

Bonafede, M., Dragoni, M. and Boschi, E., 1984. Heat diffusion and size reduction of a spherical magma chamber. Bull. Volcanol., 47: 343 - 347.

Buntebarth, G., 1984. Geothermics, an introduction. Springer - Verlag, New York, N. Y., 144pp.

Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C., 1959. Conduction of heat in solids. Oxford Univ. Press, Oxford, 2nd. ed., 510pp.

Chilingar, G.V., Edwards, L.M., Fertl, W.H. and Rieke III, H.H., 1982. Introduction. In: L.M. Edwards, G.V. Chilingar, H.H. Rieke III and W.H. Fertl (Editors), Handbook of Geothermal energy. Gulf Publishing Company, Houston, pp.1 - 43.

Clark, Jr., S.P., 1966. Thermal conductivity. In: S.P. Clark, Jr. (Editor), Handbook of physical constants (rev. ed.). Geol. Soc. Am. Memoir 97, New York, U.S.A., pp.459 - 482.

Crandall, S.H., 1955. An optimum implice recurrence formula for the heat conduction equation. Quart. Appl. Math., 13: 318 - 320.

Crank, J., 1957. Two methods for the numerical solution of moving - boundary problems in diffusion and heat flow. Quart. J. Mech. Appl. Math., 10: 220 - 231.

Daly, R.A., Manger, G.E. and Clark, Jr., S.P., 1966. Density of rocks. In: S.P. Clark, Jr. (Editor), Handbook of physical constants (rev. ed.). Geol. Soc. Am. Memoir 97, New York, U.S.A., pp.19 - 26.

Davies, G.F., 1980. Review of oceanic and global heat flow estimates. Rev. Geophys. Space Phys., 18: 718 - 722.

Del Rio-L., L., 1982. Búsqueda de zonas con tectonismo extremo, teoría y una aplicación a la geotermia: Caldera de Los Humeros. Geofis. Int., 21: 265 - 294.

Departamento de difusión, 1984. La geoquímica y la ingeniería en la caracterización de yacimientos geotérmicos. Boletín I.I.E., 8: 108 - 121.

DiPippo, R., 1980. Geothermal energy as a source of electricity. U.S. Department of Energy, Washington, D.C., 370pp.

Douglas, J., 1956. The solution of the diffusion equation by a high order correct difference equation. *J. Math. Phys.*, 35: 145 - 151.

Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E. and Schiffman, P., 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. *Geothermics*, 13: 27 - 47.

Ferriz, H., 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico de los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofis. Int., Sp. Vol. MVB - Part 1 (Ed. S.P. Verma)*, 24: 97 - 157.

Ferriz, H. and Mahood, G.A., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 89: 8511 - 8524.

Flores-Luna, C., Alvarez, R., Singh, S.K. and Urrutia, J., 1978. Aeromagnetic survey of Los Humeros Caldera, Mexico. *Geofis. Int.*, 17: 415 - 428.

Giberti, G., Moreno, S. and Sartoris, G., 1984. Thermal history of Phlegraean fields (Italy) in the last 50,000 years: a schematic numerical model. *Bull. Volcanol.* 47: 331 - 341.

Gilmour, A.M.A., 1951. Solution of certain unsteady heat flow problems by relaxation methods. *Brit. J. Appl. Phys.*, 2: 199 - 204.

González, L., 1985. Acuacultura geotérmica en México. Boletín I.I.E., 9: 77 - 81.

González-Morán, T., Prol, R.M., Verma, M.P. and Verma, S.P., 1986. A feedback temperature model based on the eruptive history of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico (Submitted to J. Volcanol. Geotherm. Res.).

González-Morán, T. y Suro-Pérez, V., 1982. Obtención de parámetros físicos de las estructuras principales localizadas en la caldera de Los Humeros, Puebla. Geofis. Int., 21: 57 - 68.

Goranson, R.W., 1942. Heat capacity; heat of fusion. In: Handbook of physical constants (special paper number 36). Geol. Soc. Am., New York, U.S.A., pp.223 - 242.

Grosh, R.J., Trabant, E.A., and Hawkins, G.A., 1955. Temperature distribution in solids of variable thermal properties heated by moving heat source. Quart. Appl. Math., 13: 161 - 167.

Hasabe, K., Fujii, N. and Uyeda, S., 1970. Thermal processes under island arcs. Tectonophysics, 10: 335 - 355.

Iriarte, V.R.B., Borrás-García, H.E. y Durán-Cuevas, R., 1985. Apuntes de métodos numéricos. Facultad de Ingeniería, Univ. Nac. Aut. México, México, 237pp.

Jaeger, J.C., 1968. Cooling and solidification of igneous rocks. In: H.H. Hess (Editor), Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. John Wiley & Sons, U.S.A., pp.503 - 536.

Kern, D.Q., 1984. Procesos de transferencia de calor. C.E.C.S.A., México, 980pp.

Liebmann, G.D., 1955. The solution of transient heat flow and heat transfer problems by relaxation. Brit. J. Appl. Phys., 6: 129 - 135.

Mareschal, J.C., 1983. Uplift and heat flow following the injection of magmas into the lithosphere. Geophys. J. R. Astron. Soc., 73: 109 - 127.

McBirney, A.R. and Murase, T., 1984. Rheological properties of magmas. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 12: 337 - 357.

Mena, M. and González-Morán, T., 1978. Regional gravity of Los Humeros volcanic area. Geofis. Int., 17: 429 - 443.

Nafe, J.E. and Drake, C.L., 1968. Physical properties of rocks of basaltic composition. In: H.H. Hess (Editor), Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Jhon Wiley & Sons, U.S.A., pp.483 - 502.

Nagore, G., 1985. Asimilación de tecnología para la fabricación nacional de turbogeneradores geotérmicos. Boletín I.I.E., 9: 88 - 95.

Nicholls, J. and Stout, M.Z., 1982. Heat effects of assimilation, crystallization, and vesiculation in magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 328 - 339.

Oxburgh, E.R., 1980. Heat flow and magma genesis. In: R.B. Hargraves (Editor), *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, New Jersey, pp.161 - 199.

Palacios-Hartweg, L.H. y Garcia-Velázquez, H., 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros - Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad (reporte interno), 96pp.

Pérez-Reynoso, J., 1977. Geología y petrografía de la caldera de Los Humeros. *Geomimet*, 3a. época, 91: 97 - 106.

Pollack, H.N. and Chapman, D.S., 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38: 279 - 296.

Ponce, L. and Rodriguez, C., 1978. Microearthquake activity associated to Los Humeros Caldera, Mexico: preliminary survey. *Geofis. Int.*, 17: 461 - 478.

Price, P.H. and Slack, M.R., 1952. Stability and accuracy of numerical solutions of the heat flow equation. *Brit. J. Appl. Phys.*, 3: 379 - 384.

Price, P.H. and Slack, M.R., 1954. The effect of latent heat on numerical solutions of the heat flow equation. Brit. J. Appl. Phys., 5: 285 - 287.

Prol, R.M. y González-Morán, T., 1982. Modelo preliminar del régimen térmico conductivo en la caldera de Los Humeros, Puebla. Geofis. Int., 21: 295 - 307.

Reynolds, W.C., 1968. Thermodynamics. McGraw-Hill Kogakusha, Tokio, 2nd. ed., 496pp.

Rowley, J.C., 1982. Worldwide geothermal resources. In: L.M. Edwards, G.V. Chilingar, H.H. Rieke III and W.H. Fertl (Editors), Handbook of geothermal energy. Gulf Publishing Company, Houston, pp.44 - 176.

Rundle, J.B., Carrigan, CH.R., Hardee, H.C. and Luth, W.C., 1986. Deep drilling to the magmatic environment in Long Valley caldera. EOS, 67: 490 491.

Rybach, L., 1981. Geothermal system, conductive heat flow, geothermal anomalies. In: L. Rybach and L.J.P. Muffler (Editors), Geothermal system: principles and case histories. John Wiley & Sons Ltd., Great Britain, pp.3 - 36.

Shaw, H.R., 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: R.B. Hargraves (Editor), Physics of magmatic processes. Princeton University Press, New Jersey, pp.201 - 264.

Shoup, T.E., 1979. A practical guide to computer methods for engineers. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 255pp.

Simmons, G., 1967. Interpretation of heat flow anomalies. 1. contrasts in heat production. Rev. Geophys., 5: 43 - 52.

Verma, S.P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Humeros Caldera, Mexico - Nd and Sr isotope data. Nature, 301: 52 - 55.

Verma, S.P., 1984a. Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res., 20: 21 - 40.

Verma, S.P., 1984b. La petrogénesis y la fuente de calor en la caldera de Los Humeros, Puebla, México. Mem. Primer Sem. Actual. Geotermia, Bogotá, Colombia, Jan. 23 - 28, 1984, IILA - IIRG, Rome: in press.

Verma, S.P., 1985a. Heat source in Los Humeros geothermal area, Puebla, Mexico. Geotherm. Res. Coun. Trans., 9: 521 - 525.

Verma, S.P., 1985b. On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: examples from mexican geothermal areas. Phys. Earth Planet. Inter., 41: 207 - 214.

Verma, S.P. and López-M., M., 1982. Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. Bull. Volcanol., 45: 63 - 79.

Williams, H. and McBirney, A.R., 1979. Volcanology. Freeman, Cooper and Company, San Francisco, California, 397pp.

Yáñez-García, C. y García-Durán, S., 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros - Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad (reporte interno), 96pp.

Ziagos, J.P., Blackwell, D.D. and Mooser, F., 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction. J. Geophys. Res., 90: 5410 - 5420.