

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

DETERMINACION Y ANALISIS DEL PERFIL DE
COMPACTACION EN SEDIMENTOS TERRIGENOS

OSCAR G. VALDEZ LOPEZ

T E S I S

PRESENTADA A LA DIVISION DE ESTUDIOS DE
POSGRADO DE LA

FACULTAD DE INGENIERIA

DE LA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

COMO REQUISITO PARA OBTENER

EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA

(P E T R O L E R A)

CIUDAD UNIVERSITARIA

1 9 8 9 .

CEBIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

DETERMINACION Y ANALISIS DEL PERFIL DE COMPACTACION DE SEDIMENTOS TERRIGENOS

- I. - RESUMEN**
- II. - INTRODUCCION**
- III. - TEORIA DE LA COMPACTACION**
 - Proceso de sobrecarga
 - Modelo de porosidad
- IV. - MODELOS DE PREDICCIÓN DEL PERFIL DE COMPACTACION**
 - Ecuación de tiempo de tránsito normal
 - Ecuación de Factor de resistividad normal
 - Principio de salinidad
 - Factor de resistividad aparente
 - Ecuación de conductividad normal
 - Ecuación de resistividad normal
- V. - APLICACIONES**
 - Sobreposición de columnas sedimentarias
 - Correlación de pozos
 - Evaluación de Geopresiones
- VI. - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- VII. - APENDICES**
 - A. - Expulsión del fluido intersticial**
 - B. - Geopresiones**
 - B.1. - Gradiente de sobrecarga**
 - B.2. - Gradiente de presión de poro**
 - B.3. - Gradiente de presión de fractura**
 - C. - Lecturas de registros geofísicos de pozo**
 - C.1. - Densidad compensado**
 - C.2. - Sónico de porosidad**
 - C.3. - Inducción**

I. -RESUMEN

En nuestra industria petrolera, la predicción de las geopresiones se ha realizado en base a correlaciones establecidas en algunas provincias geológicas de la Costa del Golfo de México, de los E.E.U.U. Además, la estimación de las presiones anormales de poro dependen de un procedimiento de ensaye y error, el cual involucra establecer la tendencia normal de compactación en un área determinada, cuando ésta ha sido ya desarrollada por varios pozos.

La planeación de la perforación de pozos exige actualmente la especialización de cada una de sus ramas, y en éste sentido, la técnica para evaluar las geopresiones debe de revisarse constantemente a medida que se dispongan de mejores herramientas de interpretación (registros geofísicos de pozo) y se establezcan modelos matemáticos más capaces de evaluar las propiedades petrofísicas y mecánicas de la roca. Considerando lo anterior, éste trabajo propone un procedimiento de análisis de los parámetros que definen los modelos del perfil de compactación normal de una columna sedimentaria de terrígenos, con objeto de evaluar cualitativa y/o cuantitativamente las desviaciones del parámetro de porosidad de la lutita; representadas principalmente por zonas de presión anormal, y en ocasiones de cambios bruscos del grado de compactación.

Este procedimiento de análisis está respaldado por un sistema de cálculo programado en lenguaje Turbo Pascal para su uso en microcomputadoras PC ó compatibles, y cuenta con la opción de ir creando un banco de datos para establecer correlaciones entre pozos y hacer factible la predicción de geopresiones en pozos con información limitada.

II.- INTRODUCCION

En el presente, la perforación de pozos se realiza cada vez en condiciones más adversas, tanto en lo que corresponde a las características físicas de la columna sedimentaria por atravesar, como por el comportamiento de los factores económicos considerados en la inversión. El Punto clave para optimizar la perforación de pozos, consiste en programar eficientemente en cada etapa las propiedades físicas del fluido de perforación y las profundidades de asentamiento de las tuberías de revestimiento; que minimice la ocurrencia de pegaduras por presión diferencial, brotes y pérdidas de circulación.

Bajo éste contexto, desde la época de los 60's se han realizado estudios importantes para evaluar las geopresiones con el auxilio de los registros geofísicos de pozo :

En 1965, Hottman & Johnson^(*) establecieron la relación empírica del registro eléctrico con la presión de poro, y la teoría de que al ser las rocas más resistivas que el agua connata, una lutita cada vez más compacta tendrá una resistividad mayor por contener menos agua. Así en una secuencia de sedimentos normalmente compactada podría establecerse una tendencia de decremento normal de la porosidad, en donde, un decremento en la resistividad con respecto a la tendencia normal previamente establecida indicará la presencia de una zona de presión anormalmente alta. Similarmente, establecieron otra relación empírica con el registro sónico de porosidad, y con ambos; desarrollaron correlaciones para evaluar presiones de poro en sedimentos Terciarios de la Costa del Golfo de México (Fig II.1).

En 1972, Ben A Eaton² postuló que las correlaciones anteriores debieran ser corregidas por el efecto del gradiente de sobrecarga, supuesto constante e igual a 1.0 psi/ft ; no obstante que éste es función de la densidad de los estratos, y por lo tanto variable con respecto a la profundidad. Con ésto invalidó el uso de éstas correlaciones ya que el gradiente de sobrecarga es una función característica de la estratigrafía presente (Fig II.2).

Varios procedimientos se han practicado desde entonces para resolver el trazo de la tendencia normal de compactación; algunos

(*) referencias al final

consideran dar más peso a los puntos de lutita registrados en la sección más profunda del agujero (zona de transición de presión normal a anormal), por estar éstos un tiempo relativamente más corto en contacto con el fluido de perforación; otros sugieren aplicar métodos matemáticos para ajustarlos a una línea recta (mínimos cuadrados). Como práctica común, se ha considerado aceptable el perfil de compactación que por ensaye y error resulta de comparar los gradientes de presión de poro obtenidos en una estimación, con las densidades realmente empleadas (Fig II.3).

La dificultad de establecer el perfil de compactación normal se debe a la interpretación errónea de los parámetros físicos de la lutita, principalmente su resistividad y el tiempo de tránsito; influenciados por litologías compuestas, composición mineralógica y características de los fluidos que la saturan. Este problema puede minimizarse utilizando registros de investigación profunda (ILD, DLL), por un lado; y por otra parte, se requiere un modelo que implícitamente se relacione con los parámetros de la función exponencial de porosidad promedio. En consideración con éste último punto, en 1986 Bourgoyne, et al³ plantearon una solución analítica para la definición del perfil de compactación normal en base a dos modelos: uno que resulta de la adaptación de la relación lineal de Wyllie⁴ (ϕ vs t), para el tiempo de tránsito normal en zonas de lutitas; y otro de conductividad normal, que se obtiene a partir del modelo del factor de resistividad normal de Foster & Whalen⁵.

En base a los modelos anteriormente mencionados, en éste trabajo se pretende resolver el trazo de la tendencia normal de compactación de manera objetiva y automática, en función de un modelo explícito de porosidad. Para tal fin, se establece un análisis de sus respectivos parámetros, en donde a efecto de interpretar adecuadamente su naturaleza física es necesario hacer una revisión de las teorías más recientes de los procesos inherentes a la compactación de sedimentos terrígenos, que permita reconocer su grado de dependencia sobre la definición del perfil de compactación normal.

III. - TEORIA DE LA COMPACTACION

Una cuenca sedimentaria⁶ asociada a un margen continental pasivo, es un área sujeta a subsidencia en el tiempo geológico, con potencialidad de recibir el depósito de sedimentos y acumular grandes espesores de los mismos.

Los sedimentos pueden ser terrígenos, biogénicos y evaporíticos. Los terrígenos son aquellos derivados de la erosión de rocas en el continente y transportados a la cuenca mediante procesos sedimentarios; las areniscas y lutitas son las rocas tipo que representan estos sedimentos litificados. Los sedimentos biogénicos son aquellos derivados por procesos orgánicos (esqueletos); los cuales al ser depositados y litificados constituyen las calizas. Los evaporíticos son sedimentos derivados por procesos fisicoquímicos inorgánicos, cuando los diferentes componentes minerales disueltos en el agua de una cuenca son precipitados y depositados en el fondo de la misma; la sal (halita) y anhidrita son ejemplos de rocas que representan sedimentos evaporíticos litificados.

La introducción de sedimentos terrígenos a la cuenca sedimentaria es predominantemente efectuada por sistemas deltaicos⁷. Esta introducción es indicada por una línea de costa irregular que refleja la depositación y preservación de facies progradacionales que constituyen el sistema deltaico (Fig III.1). Las facies progradacionales más significativas y relacionadas directamente con la desembocadura de los canales distributarios son las de frente deltaico y las de prodelta (Fig III.2). Las facies de frente deltaico están constituidas principalmente por arenas que son depositadas al frente de las desembocaduras. Los sedimentos más finos son transportados por la energía fluvial remanente hacia lugares más alejados de la desembocadura; el depósito de estos sedimentos arcillosos que alcanzan grandes espesores homogéneos y son los más potentes del sistema de depositación deltaica, lo constituyen las facies prodeltaicas que al ser litificadas conforman las lutitas.

La constante introducción de sedimentos terrígenos implica un continuo avance de la línea de costa hacia la cuenca (progradación), así como una superposición de las facies de frente

deltaico sobre las facies del prodelta (Fig. III.3).

Si las condiciones tectónicas sedimentarias son mantenidas durante un intervalo de tiempo geológico, los sistemas de depósito (fluvial, fluviodeltaico, abanicos submarinos, plataforma) que están suministrando sedimentos a la cuenca, continuarán su desarrollo bajo ciertos ritmos y modalidades. El conjunto de estos depósitos genéticamente interrelacionados constituyen una secuencia de depósito. Si las condiciones tectónicas sedimentarias son modificadas significativamente (elevación o disminución del nivel del mar), la secuencia de depósito que estaba en desarrollo será interrumpida para que inicie otra secuencia de depósito con diferente ritmo y modalidad (Fig. III.4). Estos cambios tectónicos sedimentarios que significan terminación e inicio de secuencias de depósito, son marcados por discordancias extendidas regionalmente, las cuales pueden identificarse por superficies que separan bruscamente los estratos de sedimentos de diferentes edades geológicas; el estrato inferior puede haber sido erosionado, o bien no haber recibido la deposición de sedimentos durante un intervalo de tiempo geológico (hiatus).

Para los fines de este trabajo se considera una superficie discordante entre dos secuencias de depósito, cuando debido a la interrupción de deposición de sedimentos existe un cambio brusco del grado de compactación en la interface. Por lo contrario, si no existe un cambio significativo del grado de compactación, la superficie será considerada como una discordancia conformable.

- Proceso de sobrecarga

La sobrecarga de sedimentos progresivamente cada vez más jóvenes tienden a incrementar la densidad y decrementar la porosidad en un punto dado de las formaciones subyacentes de la columna sedimentaria; lo cual es posible solamente con la expulsión del líquido o la compresión del gas intersticial (Fig III.5.c).

El grado de compactación es gobernado por el tipo y volumen de carga, el ritmo de depósito, y la permeabilidad del medio poroso. Estas variables determinarán el perfil de compactación normal; si la permeabilidad del medio poroso es suficiente para mantener un equilibrio con el ritmo de depósito necesario para permitir la expulsión de fluidos, hasta un nivel en donde la presión intersticial se iguale a la hidrostática; en caso contrario se generará una zona de presión anormal. En el **APENDICE A** se muestra un modelo estratigráfico para columnas sedimentarias del Terciario en la Costa del Golfo de México, en donde se define la migración del fluido intersticial que permite explicar las diferencias observadas de la presión de poro en el sentido vertical y horizontal de una cuenca sedimentaria. En el primer caso se han detectado presiones de poro mayor en la lutita que las registradas en las arenas mediante pruebas de formación; lo que corrobora la hipótesis de que éstas actúan como un drenaje de los fluidos expulsados de las lutitas. En el segundo caso, existe un gradiente de presión en exceso en las arenas de mayor a menor, desde el interior de la cuenca hacia sus límites, justificado sólo por el movimiento lateral del agua dentro de ellas.

Diferentes litologías se compactan de manera distinta. Algunos materiales, tales como el cuarzo, que constituyen las arenas, sufren bajo carga una deformación elástica, lo que implica un efecto reversible si la carga es removida; otros predominantemente arcillosos sufren deformación plástica que es fuertemente irreversible, y en consecuencia la reducción de permeabilidad y porosidad es permanente. Estos últimos son definidos mediante el siguiente modelo :

- Modelo de Porosidad

La relación de porosidad vs profundidad ha sido material de estudio de muchos investigadores (Fig III.6). En varios de estos, utilizan una función exponencial basada en la relación empírica de Athy (1930) que utilizó en una región de Oklahoma para lutitas de edad Pennsilvánico y Pérmico.

Rubey & Hubbert¹⁰ (1959) consideraron que ésta función exponencial es aproximada a secciones estratigráficas de lutitas cuyo perfil de compactación es normal, expresada por :

$$\phi = \phi_0 e^{-kh} \quad (*) (3.1)$$

Además, explicaron éste modelo de la manera siguiente : En una etapa inicial de la compactación, las lutitas poseen una alta permeabilidad, tanto que, mayor cantidad de fluido puede expulsarse con el incremento de sobrecarga. El resultado se refleja en un ritmo acelerado de reducción de la porosidad a profundidades someras (Fig.III.5.b).

A medida como el fluido es expulsado de la lutita, su porosidad es reducida, y en ese ritmo también su permeabilidad. Así en etapas de compactación que correspondan a zonas intermedias y más profundas, para un mismo incremento de sobrecarga la cantidad de fluido expulsado será mucho menor que a profundidades someras.

Estos cambios de ritmo en la expulsión del fluido intersticial corresponden de igual manera a cambios de ritmo de porosidad, expresados por la ecuación (3.1).

Magara (1980)¹¹ explica el cambio de ritmo de compactación en base al área de contacto de grano a grano de la lutita : A profundidades someras el área de contacto entre los granos de un volumen determinado de arcilla es relativamente pequeño. Si es ejercida cierta sobrecarga, la presión aplicada por área de contacto será relativamente grande; entonces el ritmo de compactación será alto. Por lo contrario, en zonas cada vez más profundas, el incremento de la presión aplicada por área de contacto deberá ser relativamente pequeño debido al incremento del área de contacto de los granos, y en consecuencia el ritmo de compactación más reducido.

(*) nomenclatura al final

Por lo antes descrito se concluye que : la presión aplicada en el contacto grano a grano y la expulsión de agua del espacio poroso, son la causa principal de reducción de porosidad. Lo que sugiere que la compactación de las lutitas es un proceso físico de las rocas sedimentarias, sobre todo en edades geológicas recientes, no obstante que otros factores químicos y mineralógicos puedan también influenciar el ritmo de compactación. Esta interpretación explica porque las propiedades físicas de la lutita, tales como la densidad, tiempo de tránsito y resistividad se utilizan efectivamente para detectar y/o evaluar presiones anormales de poro.

En cambio, para las arenas el comportamiento es diferente; el ritmo de compactación exhibe una relación lineal tanto en zonas someras como profundas, debido a que el área de contacto entre los granos rígidos de cuarzo se incrementa también en relación lineal con el incremento de sobrecarga.

Además, dependiendo de su textura éstas muestran diferencias entre sí; una arena de tamaño de grano relativamente más grande tendrá un área de contacto intergranular menor, por lo tanto, para un incremento de sobrecarga determinado se tendrá un incremento de presión por área de contacto mucho mayor. Así el ritmo de reducción de porosidad de una arena de grano más grande será menor que una de grano fino.

En cuanto a la expulsión de agua se refiere, ésta es influenciada por su permeabilidad absoluta; controlada inicialmente por el ritmo de reducción de porosidad debido al incremento de sobrecarga. Posteriormente a determinada profundidad, dependiendo del gradiente geotérmico y los constituyentes minerales de la arena, la permeabilidad absoluta de la arena se verá afectada por los procesos de diagénesis: si la arena esta saturada 100% con agua salada el intercambio iónico matriz-fluido será propicio, provocando la precipitación, por lo que el ritmo de reducción de la porosidad aumentará y la movilidad del fluido será menor; en el caso de encontrarse saturada con hidrocarburos y la permeabilidad relativa del agua sea virtualmente cero, el proceso de diagénesis será parcial o totalmente inhibido reduciendo el ritmo de reducción de porosidad. Esto sugiere que la reducción de porosidad de la arena es

controlada principalmente por procesos químicos y mineralógicos, más que por físicos.

En el **APENDICE C** se muestran en forma tabular algunos registros de densidad de columnas Terciarias del Golfo de México (Tabla C.1.1 y C.1.2), los cuales son procesados como se indica en el **APENDICE B** para definir el perfil de porosidad representado en las Figs III.7.1 y III.7.2, según la ecuación (3.1).

IV.- MODELOS DE PREDICCIÓN DEL PERFIL DE COMPACTACION

El perfil de compactación normal (PCN) representado en la Fig IV , es una relación matemática de los parámetros físicos de la lutita (tiempo de tránsito, resistividad, factor de resistividad) con el modelo de porosidad expresado en la ecuación (3.1), el que a su vez es función del parámetro de densidad.

- ECUACION DEL TIEMPO DE TRANSITO NORMAL

El grado de compactación de la lutita puede ser determinado del registro sónico de porosidad, a partir de la relación lineal propuesta por Wyllie⁴ ; para formaciones arenosas limpias y bien consolidadas, con espacios porosos uniformemente distribuidos :

$$t_{log} = \phi t_f + (1 - \phi) t_{ma} \quad (4.1)$$

o bien :

$$\phi = \frac{(t_{log} - t_{ma})}{(t_f - t_{ma})} \quad (4.1.1)$$

en donde t_f es función de la salinidad del fluido

La justificación de utilizar ésta relación lineal en lutitas, fue explicada por Magara⁴² de la manera siguiente: El tiempo de tránsito del agua salada o una porosidad de 100% es cerca de 200 μ seg/ft. Al añadir una pequeña cantidad (5 @ 10%) de sedimento arcilloso al agua, el cambio en el tiempo de tránsito será imperceptible, debido a que el sonido viajará esencialmente a través del agua. En la figura IV.1 se observa éste comportamiento, donde el tiempo de tránsito se mantiene en el mismo valor, hasta que la cantidad de arcilla por unidad de volumen representa el 40% equivalente a una porosidad del 60% . A partir de éste último punto se observa la relación lineal del tiempo de tránsito de la ecuación (4.1).

Así, la ecuación (4.1) puede ser adaptada como un modelo matemático que determine el perfil de compactación normal, para tiempos de tránsito a través de lutitas con ritmo normal de reducción de porosidad de la manera siguiente :

$$t_n = t_{ma} (1 - \phi) + t_f \phi \quad (4.2)$$

Como el tiempo de tránsito matricial t_{ma} depende del grado de compactación, y según la experiencia ha reportado un rango entre 62 @ 167 $\mu\text{seg}/\text{ft}$, para lutitas bajo compactadas y altamente compactas, respectivamente. Esto quiere decir que el tiempo matricial t_{ma} también es función de la porosidad ϕ , y es establecida mediante la siguiente relación lineal³:

$$t_{ma} = C + D\phi \quad (4.3)$$

sustituyendo la ecuación anterior en (4.2):

$$t_n = (C + D\phi)(1 - \phi) + t_f \phi \quad (4.4)$$

reacomodando términos:

$$t_n = -D\phi^2 + (D - C + t_f)\phi + C \quad (4.5)$$

sustituyendo la relación exponencial de ϕ (3.1) en la ecuación anterior de segundo grado, se obtiene:

$$t_n = -D\phi_0^2 e^{2kh} + (D - C + t_f)\phi_0 e^{kh} + C \quad (4.6)$$

haciendo cambio de variables:

$$x = -D\phi_0^2, \quad y = (D - C + t_f)\phi_0, \quad z = C$$

la ecuación (4.6) puede expresarse como:

$$t_n = x e^{2kh} + y e^{kh} + z \quad (4.7)$$

Esta última ecuación puede analizarse en sus puntos de frontera, para h igual a 0 y cuando tiende a infinito, respectivamente:

si, $h = 0 \longrightarrow e^{kh} = 1$; entonces:

$$t_n = x + y + z$$

además $\phi \geq \phi_0$, por lo que $t_n = t_f$

$$(4.7.1)$$

si, $h \longrightarrow \text{infinito}$, $e^{kh} = 0$; entonces:

$$t_n = z = C$$

además $\phi = 0\%$, por lo que $t_n = t_{ma}$

$$(4.7.2)$$

Para columnas sedimentarias, en las cuales se considere que el tiempo de tránsito matricial t_{ma} es relativamente constante, el modelo del tiempo de tránsito normal debe de nuevo plantearse a partir de la ecuación (4.2), en donde :

$$t_n = t_{ma} + (t_f - t_{ma}) \phi \quad (4.7.3)$$

La ecuación anterior es aplicable en el rango de porosidades de 0 @ 100% , pero de acuerdo al comportamiento de compactación de las lutitas, ésta es válida sólo en el rango de 0 @ ϕ_0 y por lo tanto en la relación que se muestra en la fig IV.1:

$$t_n = t_o + \beta \phi \quad (4.7.4)$$

$$\text{en donde : } \beta = \frac{t_f - t_o}{\phi_0} \quad (4.7.4.1)$$

$$\text{y además : } t_o = t_{ma} \text{ } | \phi = 0 \quad (4.7.4.2)$$

sustituyendo la ecuación (4.2) en (4.7.4) :

$$t_n = t_o + (t_f - t_o) e^{kh} \quad (4.7.5)$$

Debido a que no conocemos t_o ,es necesario cambiar la ordenada al origen t_f por t_o . Entonces el modelo de tiempo de tránsito normal puede también representarse como una función semilogarítmica :

$$\ln t_n = \ln t_f + \beta h \quad ; \quad \text{ó} \quad t_n = t_f e^{\beta h} \quad (4.7.6)$$

$$\text{en donde : } \beta = \frac{\ln (t_o/t_f)}{h_o} \quad (4.7.7)$$

El punto (h_o, t_o) correspondiente al valor de $\phi = 0$ % no es posible determinar, entonces el valor de la pendiente β en (4.7.7) tendrá que ser evaluada mediante análisis de regresión lineal por mínimos cuadrados de la manera siguiente :

$$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\ln t_{obsi} - (\ln t_f + \beta h_i)]^2 \quad (4.7.7.1)$$

$$\text{en donde : } \frac{\delta \epsilon^2}{\delta \beta} = 0 \quad (4.7.7.2)$$

entonces, se obtiene finalmente :

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^n \ln \text{tobs}_i \cdot h_i - \ln t_f \sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n h_i} \quad (4.7.7.3)$$

Análisis de los parámetros

En la Tabla C.2.1 se muestra el tiempo de tránsito observado tobs en cuerpos de lutita en la zona de compactación normal de una columna sedimentaria del Terciario, correspondiente al campo Cantarell del Área marina de Campeche.

De la ecuación (4.1) se obtiene :

$$t_{ma} = \frac{\text{tobs} - \phi t_f}{(1 - \phi)} \quad (4.7.8)$$

En donde para cada punto de la Tabla anterior Prof vs tobs se sustituye el tiempo de tránsito observado tobs y la porosidad promedio que es evaluada con la ecuación (3.1). Esto resulta en una relación de t_{ma} vs ϕ , la cual es estimada con la ecuación (4.3), y cuyos coeficientes C y D son determinados gráficamente según la Fig IV.2. Estos coeficientes junto con los parámetros ϕ_0, k obtenidos del perfil de porosidad (Fig III.7.1) son aplicados en el modelo de la ecuación (4.6) que es representada en la Fig IV.3.

El comportamiento parabólico del modelo (4.6), según la figura anterior, se manifiesta aproximadamente a 2500 m, al no cumplir la condición de frontera (4.7.2), debido a que el modelo de porosidad representa ritmos muy reducidos de decremento de porosidad ($k = -0.00011$), el cual se refleja en la estimación lineal del tiempo matricial, en donde se tiene un rango de porosidad de 0.02 en el intervalo 700 @ 1500 m analizado (Fig. IV.2). Lo anterior significa que t_{ma} es relativamente constante,

siendo necesario elegir el modelo definido por la ecuación (4.7.6).

En la Fig IV.4 se muestra la opción anterior, y los parámetros t_f y β (beta) que la definen, y que puede ser utilizada eficientemente para evaluar presiones de poro anormalmente altas por debajo de 2100 mts. Las figs IV.5 @ IV. 7 , muestran el ajuste del modelo (4.7.6) para diferentes tiempos de tránsito del fluido t_f .

- ECUACION DEL FACTOR DE RESISTIVIDAD NORMAL

Los registros geofísicos de pozo que miden conductividad ó resistividad, están generalmente disponibles en toda la sección del agujero. Un parámetro que relaciona la porosidad con la conductividad es el factor de formación ó factor de resistividad F_R , el cual representa la relación de resistividades de la lutita y del agua que satura la roca, expresada como :

$$F_R = \frac{C_{vsh}}{C_{ah}} \quad \text{ó} \quad F_R = \frac{R_{oh}}{R_{vsh}} \quad (4.8)$$

La relación empírica propuesta por Archie del factor de resistividad y la porosidad se representa por :

$$F_R = \frac{\alpha}{\phi^m} \quad (4.9)$$

en donde: $\alpha = 1$; $1.5 < m < 3$

por lo que :

$$F_R = \phi^{-m} \quad (4.9.1)$$

Sustituyendo la función de porosidad (3.1) en la ecuación anterior, se tiene :

$$F_R = (\phi_0 e^{kh})^{-m} \quad (4.9.2)$$

si, $\phi_0 = e^{-(\ln F_0/m)}$ (4.9.3) ; entonces :

$$F_R = F_0 e^{-m kh} \quad (4.9.4)$$

sacando logaritmos naturales en ambos lados :

$$\ln F_R = \ln F_0 - m kh \quad (4.9.5)$$

ó también :

$$\ln F_R = -(m \ln \phi_0 + m kh) \quad (4.9.6)$$

Las ecuaciones (4.9.4) a (4.9.6) representan la definición del perfil de compactación normal expresado en factor de resistividad, y es conocido como el modelo de Foster & Whalen.

Una de las grandes limitaciones que se le han atribuido a éste modelo consiste en la imposibilidad de evaluar la resistividad del agua que satura la lutita R_{vsh} . Esto se debe a

que el desarrollo de tecnología en la evaluación de formaciones a través de registros geofísicos de pozo, ha tenido como objetivo la explotación de las zonas permeables potenciales de producir hidrocarburos. Como las zonas de lutita están asociadas a este tipo de formaciones, entonces, se ha considerado el procedimiento de evaluar la resistividad del agua de formación R_v en cada una de estas regiones indicadas por la curva SP , y este valor es asignado como R_{wah} de la lutita adyacente.

Por sobreponer esta dificultad, se incurre en el error de desprestigiar el efecto de la textura de la arena sobre el SP , y se asume que el cambio relativo de la caída de potencial es causa supuesta de la variación de salinidad del agua de formación, y por lo tanto del valor de R_v . En otras palabras, esto implica considerar que todas las arenas de la columna registrada tienen las mismas características petrofísicas. Como consecuencia, en un gráfico semilog se observa una distribución caótica con respecto a la profundidad de los valores F_{ai} , calculados de la relación R_{oi}/R_{vi} (Fig IV.8).

Estos resultados hacen necesario una revisión de los conceptos de distribución de salinidad en una columna sedimentaria :

.Principio de salinidad

Las sales disueltas en el fluido intersticial, atrapadas durante la depositación de sedimentos son expulsadas durante las etapas iniciales de la compactación. Chilingarian¹⁴, a través de pruebas de laboratorio mostró que la mineralización del agua expulsada decrece progresivamente con el incremento de sobrecarga, lo que permitió establecer la premisa de que el agua expulsada en las primeras etapas de la compactación podría tener una concentración de minerales más alta que la solución inicialmente presente en la arcilla (montmorillonita). En consecuencia de acuerdo con el modelo que plantea la migración del agua intersticial en columnas terciarias (APENDICE A), la salinidad de la solución intersticial en las lutitas es probablemente menor a la de las arenas asociadas que funcionan como drene.

Por otra parte, el proceso de diagénesis revierte el comportamiento anterior. Powers²⁴, describe en su teoría la alteración de la arcilla debido al cambio mineralógico de montmorillonita a illita, y menciona como en un determinado estado de circunstancias : sobrecarga, gradiente geotérmico, tiempo y concentración de iones de la solución intersticial; el agua absorbida orientada químicamente en la superficie de las partículas de montmorillonita es desprendida para así formar parte de la solución en el espacio poroso. Este volumen de agua desprendida de la montmorillonita tiene la característica de tener una salinidad más alta que el fluido que ocupa el espacio poroso. Así, conforme se incrementa la sobrecarga, más agua químicamente cargada con la montmorillonita es agregada al espacio libre poroso, y con esto, un incremento relativo de la salinidad.

Magara (1974)²⁵, también establece la suposición de que la salinidad se incrementa en proporción directa con la sobrecarga, debido al efecto de filtración de las arcillas; y que la salinidad del fluido intersticial de las lutitas podría tender a incrementarse hacia la base del estrato, donde la porosidad tiende a reducirse por el efecto de sobrecarga. Además sugiere una relación simple, entre la salinidad de la arena limpia C_v y la porosidad de las lutitas adyacentes ϕ_{sh} , llamada *principio de salinidad* :

$$C_v \cdot \phi_{sh} = cte \quad (4.11)$$

donde la conductividad del agua se incrementa por efecto de la mayor concentración de sales, en proporción directa con el decremento de la porosidad, al aumentar la profundidad.

.Factor de resistividad aparente

El fluido de perforación base agua generalmente es utilizado en las primeras etapas, las cuales corresponden a la secuencia alternada de lutita- arena del modelo estratigráfico del Terciario (APENDICE A), en donde el factor de formación puede ser determinado teóricamente a partir de la siguiente relación empírica de saturación de fluidos del proceso de filtración :

$$\left(\frac{S_v}{S_{x0}} \right)^2 = \frac{R_{x0} / R_t}{R_{mf} / R_{vsh}} \quad (4.12)$$

De acuerdo con la invasión de fluidos, pueden presentarse los siguientes casos :

1) La permeabilidad de las lutitas es relativamente reducida, por lo que :

$$R_{x0} = R_t = R_{sh} \quad , \quad y \quad , \quad \frac{R_{x0}}{R_t} = 1.0$$

Esto quiere decir que R_{x0} y R_t , miden la resistividad de la formación saturada 100% con agua salada, y el factor de resistividad se representa por :

$$F_R = \frac{R_{sh}}{R_{vsh}} = \frac{R_{x0}}{R_{vsh}} \quad (4.13)$$

En este caso se tiene la dificultad de estimar R_{vsh}

2) Existe ligera filtración, por tratarse posiblemente de la transición de la zona normal a la anormalmente compactada, inclusive. Con el incremento relativo de porosidad es factible el incremento de permeabilidad.

En donde la relacion siguiente, es ligeramente mayor que la unidad :

$$\frac{R_{x0}}{R_t} \cong 1.0$$

Entonces, de (4.12) :

$$R_{vsh} \approx \frac{R_{mf}}{R_{xo} / R_l} \quad (4.14)$$

y el factor de resistividad se representa por:

$$F_R = \frac{R_l}{R_{vsh}} = \frac{R_{xo}}{R_{mf}} \quad (4.15)$$

Aquí, se tiene la incertidumbre de R_{xo} , por estar posiblemente influenciado por el agua salada de la formación.

Debido a la imposibilidad técnica de determinar la resistividad del agua salada que satura a la lutita, R_{vsh} , y considerando las situaciones de filtración anteriormente expuestas, se hacen los siguientes planteamientos:

En columnas sedimentarias de edad reciente, formadas por secuencias de depósito relativamente continuas, donde el perfil de compactación muestre un bajo ritmo de decremento de la porosidad^a, se tendrá también de acuerdo con el principio de salinidad en (4.11), una conductividad del agua de formación aproximadamente constante en función de la salinidad, y variable sólo en función de la distribución de temperatura. Con ésta consideración, se postula el concepto de *factor de resistividad aparente* (F_{Ra}), que es la relación de la resistividad observada (R_{sho}) en la lutita saturada con agua salada, entre la resistividad de una solución, que no necesariamente satura la lutita, llamada *resistividad del fluido aparente*, (R_{fa}):

$$F_{Ra} = \frac{R_{sho}}{R_{fa}} \quad (4.16)$$

En donde: $R_{fa} = \alpha R_{vsh}$ (4.16.1)

De acuerdo con las explicaciones arriba anotadas de Chilingarian y Magara, acerca de la distribución de la salinidad, el valor de R_{fa} podría establecerse dentro de un límite mínimo que correspondería a la máxima salinidad, evaluada

a: éste concepto corresponde a tener un valor muy bajo de la pendiente (k) del modelo de porosidad en (3.1)

en la mayor deflexión del SP e igual a R_v ; y a un límite máximo correspondiente al fluido menos cargado de sales en el sistema, que generalmente es el filtrado del lodo, R_{mf} .

De la ecuación (4.8), obtenemos para las zonas de lutita :

$$R_{ah} = R_{vah} F_R \quad (4.16.2)$$

sustituyendo (4.12.2), (4.12.1) en (4.12) :

$$F_{Ra} = \frac{F_R}{\alpha} \quad (4.16.3)$$

sustituyendo (4.9.1) en (4.16.3) :

$$F_{Ra} = \frac{\phi^{-m}}{\alpha} \quad (4.16.4)$$

tomando logaritmos en ambos lados :

$$\ln F_{Ra} = -m \ln \phi - \ln \alpha \quad (4.16.5)$$

sustituyendo ϕ por (8.1) obtenemos finalmente :

$$\ln F_{Ra} = -(m \ln \phi_0 + mkh) - \ln \alpha \quad (4.16.6)$$

En la ecuación anterior se observa que ésta comprende a la ecuación (4.9.6) para cuando $\alpha = 1.0$, en donde la resistividad del fluido aparente R_{fa} , es igual a la del agua salada de la lutita R_{vah} .

Análisis de los parámetros :

Puesto que :

$$R_{mf} > R_{vah} \geq R_v \quad @ \text{ c. s.} \quad (4.16.7)$$

Si establecemos el rango de R_{fa} :

$$R_{mf} > R_{fa} \geq R_{vah} \quad @ \text{ c. s.} \quad (4.16.8)$$

Entonces de (4.8) y (4.12.1), los factores de resistividad se relacionan de la siguiente manera:

$$F_{Ra} \leq F_R \quad (4.16.9)$$

Si el factor de resistividad aparente F_{Ra} , se expresa en función de la porosidad aparente ϕ_a como :

$$F_{Ra} = \phi_a^{-m} \quad (4.16.10)$$

Entonces , el efecto sobre la relación de porosidad será :

$$\phi_a^{-m} \leq \phi^{-m} \quad (4.16.11)$$

y en términos de porosidades superficiales :

$$\phi_{oa} \geq \phi_o \quad (4.16.12)$$

Este planteamiento anterior, significa que el perfil de compactación en función del factor de resistividad aparente F_{ra} , estará desplazado paralelamente en relación al perfil correspondiente al de F_r ; hacia la izquierda cuando $\alpha > 1$, y la relación de ordenadas al origen de los perfiles sean tales que $F_{oa} < F_o$; y hacia la derecha cuando $\alpha < 1$, donde $F_{oa} > F_o$. En consecuencia, para cualquier valor asignado como R_{ra} en el rango establecido en (4.2.13), se tendrá un perfil de compactación normal aparente. En las figuras IV.9.1@ IV.9.3, se muestra éste comportamiento en el que se asumen diferentes valores de R_{ra} , donde la validez de utilizar éste procedimiento se apoya en las siguientes observaciones :

1).- La definición del perfil de compactación normal es claramente definida por la alineación de los puntos, y la pendiente del modelo (mk) se mantiene constante para cualquier valor supuesto de R_{ra} .

2).- La desviación de los puntos F_{ra} con respecto al perfil de compactación normal se mantiene en una relación constante, para cualquier valor asignado de R_{ra} , la cual puede ser causa de :

2a).- Un cambio relativo de porosidad, asociada a una zona de presión anormal.

2b).- Un cambio significativo de la salinidad del agua de formación.

2c).- La presencia de una discordancia geológica que indicará otra secuencia de depósito, y por ende como en el caso anterior, representará un segundo perfil de compactación normal (Fig IV.10.c).

Para fines de evaluación del factor de resistividad aparente en zonas de lutita, utilizando las curvas de resistividad del registro de inducción, se plantea la siguiente ecuación que considera implícitas las situaciones en (4.13), (4.15) y (4.16) :

$$F_{Ra} = \frac{R_l}{R_{ra}} \frac{R_{xo}}{R_l} \quad (4.17)$$

Por otra parte, es importante visualizar el hecho de que existan varias corridas de registros , y para cada una de ellas un valor de R_m diferentes entre sí, lo que significa que la R_{ra} tendrá también un valor distinto en cada etapa.

.Ecuación de conductividad normal

Este modelo propuesto por Bourgoyne⁸, es equivalente al del factor de formación normal anteriormente expuesto, pues considera que en la práctica es difícil estimar la conductividad del agua de la lutita en una amplia zona de interés. Así, es necesario ignorar también el efecto de la variación de la salinidad con respecto a la profundidad, para que el valor de conductividad o resistividad sea un parámetro directamente dependiente de la porosidad.

El modelo del perfil de conductividad normal puede obtenerse sustituyendo la relación (4.8) en la ecuación (4.9.6) :

$$\ln C_n = \ln C_{vsh} + m \ln \phi + mkh \quad (4.18)$$

$$\text{Haciendo : } c_1 = \ln C_{vsh} + m \ln \phi \quad (4.18.1)$$

y sustituyendo en (4.17) :

$$\ln C_n = c_1 + mkh \quad (4.18.2)$$

tomando antilogaritmos, se obtiene finalmente el modelo de conductividad normal :

$$C_n = e^{(c_1 + mkh)} \quad (4.18.3)$$

o también :

$$C_n = C_0 e^{mkh} \quad (4.18.4)$$

.Modelo de resistividad normal

En forma similar al modelo de conductividad normal, se obtiene sustituyendo ahora la relación $\frac{R_{sh}}{R_{vsh}}$, en la ecuación (4.8) :

$$\ln R_n = \ln R_{vsh} - m \ln \phi - mkh \quad (4.18.5)$$

$$\text{haciendo : } r_1 = \ln R_{vsh} - m \ln \phi \quad (4.18.6)$$

y sustituyendo en (4.18.5) :

$$\ln R_n = r_n - mkh \quad (4.18.7)$$

Finalmente en su forma exponencial :

$$R_n = e^{(r_n - mkh)} \quad (4.18.8)$$

o también :

$$R_n = R_o e^{-mkh} \quad (4.18.9)$$

La definición del perfil de compactación normal en función de C_n ó R_n , consiste en elegir un punto C_{ob} ó R_{ob} en el registro lo más cercano a la zona de transición, que represente una salinidad aproximada a la zona de interés, y que además esté menos afectado por el contacto del fluido de perforación. Este punto C_{ob} ó R_{ob} el cual se asume como parámetro de porosidad normal, es sustituido en la relación (4.18.2) ó (4.18.7) para obtener c_1 ó r_1 , y obtener la ordenada al origen C_o ó R_o , según sea el caso, y sustituirlo en el modelo correspondiente. El valor de la pendiente mk se obtiene de la función representada en (4.16.6), (Figs. IV.11 y IV.12).

El procedimiento de análisis de los parámetros de los modelos anteriormente revisados en este capítulo IV, se muestran en el diagrama de bloques de la Fig IV.13 .

V. - APLICACIONES

Sobreposición de columnas sedimentarias

Es práctica común hacer agujeros amplios en las primeras etapas de perforación de pozos profundos, restringiendo por ésta causa la toma de registros geofísicos de pozo; principalmente el sónico de porosidad y el de densidad compensado de la formación. Este hecho cancela la posibilidad de disponer de información suficiente para analizar en un espesor importante, la zona de compactación normal y por consecuencia dificultar la evaluación de geopresiones.

Una solución a éste problema, podría considerar la sobreposición de columnas sedimentarias, las cuales entre otras consideraciones es importante satisfacer que ambas superficies contemporáneas no hayan estado bajo el efecto de la erosión (discordancias conformables) (Fig. V.1) . Bajo ésta condición anterior, la columna de sedimentos terrígenos de menor espesor (1600 mts) en la Plataforma continental del Golfo de México, generalmente son formaciones de edad reciente (Terciario), que forman una unidad o secuencia de depósito; y que al ser atravesadas al perforar a objetivos del orden de 3000 mts, hace posible el uso de barrenas de menor calibre, y por lo tanto el registro continuo de la columna. Los resultados obtenidos en éstas columnas, mediante el análisis del modelo del perfil de compactación normal, nos indican el reflejo de las etapas iniciales de la compactación (altos tiempos de tránsito de la lutita, variación del tiempo matricial despreciable), lo que equivale a decir que se dispone de un modelo que puede predecir la porosidad promedio por debajo de la base de la columna sedimentaria, que podría ser considerada como una discordancia conformable, que subyace sobre otra columna de sedimentos.

Así, en columnas sedimentarias más potentes, donde sólo se dispongan registros geofísicos de pozo a partir de profundidades intermedias, éstos pueden correlacionarse verticalmente hacia la superficie, utilizando los modelos obtenidos en columnas sedimentarias recientes de mediano espesor.

Como ejemplo, se dispone de la información de dos pozos en la

zona marina de Campeche con un espesor de 1550 mts de columna terciaria ; y otro pozo (Sarape 1A) de 4900 mts también de columna terciaria, situado en la porción Sur de la Cuenca de Burgos en el Noroeste de México.

En las Tablas C.1.1 @ C.1.3 del **APENDICE C**, se tienen los registros de densidad compensado correspondientes a pozos de los campos Cantarell, Pol y Sarape. Estos se muestran sobrepuestos en las Figs. V.2 @ V.7, para definir el modelo de porosidad (3.1) a diferentes densidades de grano.

Cuando el pozo de referencia (pozo somero) y el modelo de porosidad ha sido ya seleccionado (Fig V.3), se procede a hacer uso del modelo del tiempo de tránsito (4.6 ó 4.7.6), que define el perfil de compactación normal del pozo de referencia (Fig IV.6) para ser extrapolado a los datos observados del tiempo de tránsito del pozo más profundo (Fig V.8).

El procedimiento anteriormente expuesto, se muestra en el diagrama de bloques de la Fig V.9 .

Correlación de pozos

En campos de desarrollo costa afuera, generalmente el primer pozo es vertical y se programan completos los registros geofísicos de pozo en toda la columna de sedimentos terrígenos (sónico de porosidad, inducción y densidad compensado). En los pozos direccionales perforados en la misma plataforma, es común disponer sólo del registro de inducción para evaluar las geopresiones, con las limitaciones impuestas por la falta de continuidad vertical del parámetro de porosidad en la sección de compactación normal.

Ante lo anterior, se hace necesario contar con un recurso que posibilite evaluar las geopresiones de manera más objetiva, y para tal propósito se requiere disponer del registro sónico de porosidad del pozo direccional^b y representarlo en un gráfico semilog, para que posteriormente sea utilizado el modelo obtenido en el pozo vertical (4.6) ó (4.7.6), y desplazarlo paralelamente hasta coincidir con el punto más próximo a la zona de transición de la presión anormal, de tal manera que sea definido el perfil de compactación normal y el parámetro implícito ϕ_0 , que será utilizado en la función de sobrecarga.

b : La falta de información del registro sónico de porosidad en los pozos direccionales perforados en la Costa del Golfo de México impide ejemplificar el procedimiento de correlación propuesto (Fig V.10). No obstante, el programa de cómputo está habilitado para desplazar lateralmente el perfil de compactación normal del pozo vertical hacia los datos del registro sónico de porosidad del pozo direccional.

.Evaluación de geopresiones

En la Fig V.11 se muestra el procedimiento general de la evaluación de Geopresiones, las que a su vez son definidas en el **APENDICE B**. La profundidad equivalente (Fig B.2.1) es determinada a partir del modelo de compactación normal propuesto :

Tiempo de tránsito
modelo (4.7)

$$D_n = \frac{\ln x}{k} \quad (5.1)$$

$$\text{en donde : } x = \frac{-b \pm [b^2 - 4ac]^{0.5}}{2a} \quad (5.1.1)$$

y a su vez, de (4.7) :

$$a = x \quad , \quad b = y \quad , \quad c = z - tobs$$

modelo (4.7.6)

$$D_n = \frac{\ln (tobs/ty)}{\beta} \quad (5.1.2)$$

Factor de resistividad

$$D_n = \frac{\ln (Fmobs/Fo)}{mk} \quad (5.1.3)$$

Conductividad

$$D_n = \frac{\ln (Cobs/Co)}{mk} \quad (5.1.4)$$

Resistividad

$$D_n = \frac{\ln (Robs/Ro)}{mk} \quad (5.1.5)$$

Las Figuras V.12 @ V.17 muestran las evaluaciones de las geopresiones para los pozos registrados en el **APENDICE C**, utilizando los modelos de compactación anteriormente revisados.

VI. - CONCLUSIONES

A).- El modelo del perfil de porosidad (3.1) se distribuye espacialmente en la cuenca sedimentaria (Fig A.3) en función de la estratigrafía presente ó de la distribución de las facies (prodelta y frente deltaico), y del ritmo de cambio de espesor $\frac{l-h}{x}$ (Fig. A.2).

B).- Los modelos de predicción del perfil de compactación normal están relacionados con la definición del modelo de porosidad (ϕ_0, k, m).

C).- La definición del perfil de compactación normal de acuerdo a los modelos revisados, se determina por variables que consideran características petrofísicas de la columna sedimentaria (ϕ_0, k, m) que definen la porosidad promedio, donde el único factor relativamente subjetivo es la elección del punto de referencia para calcular c_1 y r_1 .

D).- El modelo de Foster & Whalen desarrollado para considerar la variación de salinidad en la columna estratigráfica, podría ser útil sólo si existiera la situación idealizada de encontrar arenas claramente identificadas y regularmente continuas en la secuencia, para obtener datos confiables mediante exámenes de laboratorio de las muestras de agua de cada una de ellas, y así formar un registro ó catálogo de salinidad vs profundidad.

Lo anteriormente señalado es un procedimiento impráctico y costoso, por lo que se propone como una opción el uso del factor de resistividad aparente, en condiciones en las cuales sea factible desprestigiar el cambio de salinidad (columnas sedimentarias de edad reciente con bajo ritmo de decremento de porosidad).

E).- El modelo de Fra es requerido como un paso intermedio para calcular el parámetro m_k , que es utilizado en los modelos C_n y R_n .

E).- Los modelos C_n , R_n , permite al analista, la selección del punto más claramente definido en la columna estratigráfica

analizada para definir la tendencia normal de compactación.

F).- El modelo del tiempo de tránsito normal es el más apropiado para correlación de pozos ; esten éstos en un mismo campo (correlación lateral) o sean parte representativa de dos columnas sedimentarias, ambas de la misma edad geológica con superficies conformables , de manera tal que pueda establecerse una correlación vertical.

G).- La función de sobrecarga (B.1.11) apoyada en la determinación de los parámetros ϕ y k , hace posible estimar con más aproximación el gradiente de fractura.

RECOMENDACIONES

1).- En la planeación de la perforación de pozos, es conveniente programar los registros geofísicos de pozo considerando los parámetros que serán requeridos para la evaluación de las geopresiones.

2).- Utilizar el procedimiento propuesto para analizar y evaluar los parámetros de manera sistemática , y formar un banco de datos por pozo y por campo, para que sea posible la correlación y la optimización de los registros geofísicos de pozo.

3).- Hacer extensivo el uso del registro sísmico de porosidad en los pozos desviados del área marina para fines de correlación.

4).- Efectuar pruebas de goteo para determinar los parámetros a y b de la relación de esfuerzos K en la ecuación B.3.6

APENDICE A .-EXPULSION DEL FLUIDO INTERSTICIAL

La secuencia del terciario en la Costa del Golfo de México puede semejarse a un modelo propuesto por Magara¹⁰, el cual consiste; en una secuencia intercalada de arena-lutita en la parte superior, donde se supone que el flujo de fluidos en las formaciones arenosas es en dirección de la estratificación, y se extiende a escala regional desde el interior o depocentro de la cuenca hacia los puntos de descarga o limitrofes, al estar éstas actuando como un drene del agua expulsada de las lutitas anormalmente compactadas; y en la parte inferior de la columna estratigráfica, una secuencia homogénea de lutita lateralmente extensa en que las formaciones arenosas se consideran cuerpos aislados, y que el flujo de fluidos es en dirección normal a la estratificación (Fig A.1).

En la Fig III.5.c, se tiene una secuencia de lutita (flujo vertical) en un estado de equilibrio de compactación (perfil A), donde la presión de poro es igual a la hidrostática. Suponiendo, que en una unidad de tiempo se deposita sobre ésta secuencia un espesor de sedimentos l con densidad ρ_{bvo} , entonces, la presión de poro de la secuencia será incrementada por el peso del estrato. Este incremento de presión se representa por:

$$P_l = \rho_{bvo} g l \quad (A.1)$$

el que a su vez es ejercido en dos partes; el incremento de la hidrostática:

$$P_h = (\rho_{bvo} - \rho_v) g l \quad (A1.1)$$

y el exceso de la presión (P_l)_a arriba de la presión hidrostática:

$$(P_l)_a = (\rho_{bvo} - \rho_v) g l \quad (A1.2)$$

Suponiendo que la dirección del agua expulsada existe solamente hacia la superficie (secuencia inferior de la columna), el exceso de la presión (P_l)_a es transmitido por etapas; de la parte más somera hacia la más profunda de la secuencia, hasta alcanzar un nuevo estado de equilibrio (perfil B). Si la densidad ρ_{bvo} y el espesor l de los sedimentos depositados son uniformes,

entonces, el gradiente vertical del exceso de presión también será constante, y la expulsión del agua de acuerdo con la ecuación de Darcy, estará determinada por :

$$Q_v = - \frac{k_v}{\mu} (dP_e/dz)_v = - \frac{k}{\mu} (p_{bvo} - p_v) \quad (A.2)$$

Si el espesor de los sedimentos depositados no es uniforme en el área de estudio (Fig A.2), algo de gradiente horizontal del exceso de presión debe existir, y es definida por :

$$(dP_e/dz)_H = (p_{bvo} - p_{vo}) \epsilon \frac{(l - h)}{x} \quad (A.3)$$

en donde el término $\frac{(l - h)}{x}$, representa el ritmo de cambio de espesor de los sedimentos depositados, con respecto a la distancia.

Así, el flujo de agua expulsada lateralmente es representada por la siguiente ecuación :

$$Q_H = - \frac{k}{\mu} (p_{bvo} - p_v) \epsilon \frac{(l - h)}{x} \quad (A.4)$$

dividiendo la ecuación (A.4) entre (A.2), obtenemos :

$$\frac{Q_H}{Q_v} = \frac{k_H}{k_v} \frac{(l - h)}{x} \quad (A.5)$$

Donde el movimiento relativo del agua expulsada horizontalmente se incrementa en proporción directa con la relación de permeabilidades y el ritmo de cambio de espesor.

El valor de $\frac{(l - h)}{x}$, en las cuencas sedimentarias, generalmente es mayor en ambientes de alto ritmo de depositación.

En la secuencia homogénea de lutita del modelo estratigráfico, la permeabilidad horizontal no puede ser más grande que la vertical; en consecuencia la expulsión de agua es preferentemente vertical. Esta condición también se presentará en depósitos de arena masivas, donde la relación de permeabilidades es :

$$\frac{k_H}{k_v} \sim 1 .$$

En la parte superior del modelo, la situación podría ser diferente; donde la permeabilidad de las arenas es mucho más grande que en las lutitas, 50 y 0.05 md respectivamente, por lo que el movimiento vertical del agua es controlado por la baja permeabilidad de las lutitas, y el horizontal por las arenas. Sustituyendo esta condición anterior en la ecuación (A.5), se obtendrá finalmente la expresión que define la migración del agua intersticial :

$$\frac{Q_M}{Q_V} = \frac{k_a}{k_{sh}} \frac{(1 - h)}{x} \quad (A.6)$$

La relación de permeabilidades k_a/k_{sh} , para secuencias alternadas arena-lutita generalmente es mayor de 1000, resultando un movimiento del agua expulsada predominantemente lateral.

APENDICE B.- GEOPRESIONES

B.1.- Gradiente de sobrecarga

El esfuerzo de sobrecarga es el resultado del peso generado de los sedimentos, expresado por el producto de su masa m y la aceleración de la gravedad g , por unidad de área :

$$S_z = \frac{m g}{A} \quad (\text{B.1.1})$$

si la masa de los sedimentos se expresa como:

$$m = \rho_b \cdot A \cdot h \quad (\text{B.1.2})$$

entonces :

$$S_z = \rho_b \cdot g \cdot h \quad (\text{B.1.3})$$

o más precisamente :

$$S_z = g \int_0^h \rho_b (h) dh \quad (\text{B.1.4})$$

La densidad de formación promedio ρ_b , evaluada por el registro de densidad se relaciona con el cambio de porosidad debido a la compactación :

$$\rho_b = \rho_g (1 - \phi) + \rho_f \phi \quad (\text{B.1.5})$$

La densidad de grano ρ_b no varía sustancialmente y se asume constante a un valor promedio representativo del área, generalmente es utilizado el valor de 2.65 gr/cc, aunque un valor mayor de 2.72 gr/cc ha sido propuesto como más realístico para lutitas⁴².

Los datos de densidad de formación promedio ρ_b , son expresados en términos de porosidad promedio, mediante la siguiente relación :

$$\phi = \frac{(\rho_g - \rho_b)}{(\rho_g - \rho_f)} \quad (\text{B.1.6})$$

En donde el valor de la densidad promedio del fluido ρ_f , en

forma similar a la densidad del grano ρ_g , es representativo del área.

Los valores obtenidos en la ecuación anterior, son relacionados con la profundidad en un gráfico semilog, para así obtener el perfil de porosidad expresado por la ecuación (3.1) :

$$\phi = \phi_0 e^{-kh}$$

$$\text{donde, } k = \frac{(\ln \phi_0 / \phi)}{h} \quad ; \quad \text{ver Figs III.7.1 , III.7.2}$$

sustituyendo (B.1.5) en (B.1.4) :

$$S_z = \int_0^h \sigma [\rho_g (1 - \phi) + \rho_f \phi] dh \quad (\text{B.1.7})$$

ahora, sustituyendo la ecuación de porosidad (3.1) en (B.1.7):

$$S_z = \int_0^h \sigma [\rho_g (1 - \phi_0 e^{-kh}) + \rho_f \phi_0 e^{-kh}] dh \quad (\text{B.1.8})$$

integrando por partes :

$$S_z = \sigma [\int_0^h \rho_g - \int_0^h \rho_g \phi_0 e^{-kh} + \int_0^h \rho_f \phi_0 e^{-kh}] dh \quad (\text{B.1.9})$$

se obtiene :

$$S_z = \sigma [\rho_g h - \frac{\rho_g \phi_0 (e^{-kh} - 1)}{k} + \frac{\rho_f \phi_0 (e^{-kh} - 1)}{k}] \quad (\text{B.1.10})$$

En perforación costa afuera, a la ecuación anterior se añade la columna de agua salada, y expresada en unidades prácticas de campo finalmente resulta :

$$S_z = 0.1 [\gamma_w h_v + \gamma_g h + \frac{\gamma_g \phi_0 (1 - e^{-kh})}{k} - \frac{\gamma_f \phi_0 (1 - e^{-kh})}{k}]$$

o también:

$$S_z = 0.1 [\gamma_w h_v + \gamma_g h + (\gamma_g - \gamma_f) \frac{\phi_0 (1 - e^{-kh})}{k}] \quad (\text{B.1.11})$$

$$\epsilon_z = \frac{\sigma_z}{E} - \mu \frac{\sigma_x}{E} - \mu \frac{\sigma_y}{E} \quad (\text{B.3.1.3})$$

La teoría de compresión de las rocas, considera las deformaciones horizontales ϵ_x, ϵ_y esencialmente cero, y a los esfuerzos σ_x, σ_y aproximadamente iguales, por lo tanto :

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_h = \sigma_z \frac{\mu}{1 - \mu} \quad (\text{B.3.2})$$

donde σ_h , representa el valor promedio del esfuerzo matricial horizontal, y μ es la relación de Poisson. Con el valor de σ_z determinado a partir de la ecuación B.2.1, y de σ_h calculado con algún valor específico de μ , la presión de fractura se determina de la expresión siguiente :

$$P_{fr} = \sigma_h + P_p \quad (\text{B.3.3})$$

Y el gradiente de fractura :

$$\frac{dP_{fr}}{dz} = \frac{10 P_{fr}}{(h + hv + h\alpha z)} \quad (\text{B.3.4})$$

Eaton¹⁷ estableció una correlación en la Costa del Golfo de México de la relación de Poisson (Fig B.3.1), la cual fue utilizada por Adam & Bourgoyne¹⁸ para obtener por mínimos cuadrados el parámetro K, que es la relación de esfuerzos horizontal y vertical de la matriz, y es equivalente a la siguiente relación, (Fig B.3.2) :

$$K = \frac{\mu}{1 - \mu} \quad (\text{B.3.5})$$

representada por :

$$K = 1 - ae^{bh} \quad (\text{B.3.6})$$

en donde los valores propuestos de a y b, son :

$$a = 0.029 \quad \text{y} \quad b = -4.1984 \times 10^{-4} \quad (\text{1/m})$$

Sustituyendo las ecuaciones (B.2.2), (B.3.2), (B.3.5) en (B.3.3), la presión de fractura se expresa también como :

B.2.- Gradiente de presión de poro

El concepto de esfuerzo efectivo matricial equivalente, está fundamentado en la suposición de que formaciones que tengan un valor semejante del parámetro dependiente de porosidad (t, R, C) están sometidos bajo el mismo esfuerzo efectivo matricial σ_z . Así, un estado de esfuerzo efectivo matricial σ_z , de una zona de presión anormal a la profundidad D , es la misma que un estado de esfuerzo efectivo matricial σ_{zn} de una formación más somera localizada en la zona de presión normalmente compactada a la profundidad D_n , las cuales tienen el mismo valor del parámetro (t, R, C) (Fig B2.1). La profundidad D_n se obtiene sustituyendo el parámetro de porosidad (t, R, C) en el modelo de predicción del perfil de compactación normal (t_n, R_n, C_n). Entonces, el valor del esfuerzo efectivo matricial, se evalúa de la manera siguiente :

$$\sigma_z = \sigma_{zn} = S_{zn} - P_n \quad (\text{B.2.1})$$

S_{zn} es el esfuerzo de sobrecarga a la profundidad D_n , por lo que la presión de poro a la profundidad D se determina como :

$$P_p = S_z - \sigma_z \quad (\text{B.2.2})$$

donde S_z es evaluado en D

B.3.-Gradiente de fractura

El esfuerzo matricial vertical σ_z es función de la carga de sedimentos, y estos tienden a expandirse lateralmente, generando esfuerzos de la matriz horizontales que son transmitidos lateralmente por el contacto grano a grano. Si la deformación que sufren los sedimentos en estas condiciones se supone ser elástica, entonces, de acuerdo con la ley de Hooke la deformación en las tres direcciones será :

$$\epsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} - \mu \frac{\sigma_y}{E} - \mu \frac{\sigma_z}{E} \quad (\text{B.3.1.1})$$

$$\epsilon_y = \frac{\sigma_y}{E} - \mu \frac{\sigma_x}{E} - \mu \frac{\sigma_z}{E} \quad (\text{B.3.1.2})$$

$$P_{fr} = P_p + K (S_z - P_p) \quad (B.3.7)$$

expresado en gradiente (gr/cc) :

$$\bar{S}_{fr} = \bar{S}_p + K (\bar{S}_{ec} - \bar{S}_p) \quad (B.3.8)$$

Las pruebas de goteo en las profundidades de asentamiento de las tuberías de revestimiento intermedias, son equivalentes al gradiente de fractura \bar{S}_{fr} , y la relación de esfuerzos matriciales K se expresa como :

$$K = \frac{\bar{S}_{fr} - \bar{S}_p}{\bar{S}_{ec} - \bar{S}_p} \quad (B.3.9)$$

Los valores de a y b de la función exponencial en (B.3.6) podrían ser estimadas en situaciones en donde al menos se disponga de dos pruebas de goteo a diferentes profundidades. Por lo tanto, de la ecuación (B.3.6) se tiene :

$$1 - K = a e^{bh} \quad (B.3.6.1)$$

o también :

$$\ln (1 - K) = \ln a + b h \quad (B.3.6.2)$$

Sustituyendo los valores registrados de la prueba de goteo, $K_1(\bar{S}_{fr1}) @ h_1$ y $K_2(\bar{S}_{fr2}) @ h_2$ en la ecuación (B.3.6.2), resulta un sistema de ecuaciones simultáneas :

$$\ln (1 - K_1) = \ln a + b h_1 \quad (B.3.6.3)$$

$$\ln (1 - K_2) = \ln a + b h_2 \quad (B.3.6.4)$$

en donde los valores a y b se definen como :

$$a = (1 - K_1) e^{-b h_1} \quad \text{ó} \quad a = (1 - K_2) e^{-b h_2} \quad (B.3.6.5)$$

$$b = \frac{\ln [(1 - K_2)/(1 - K_1)]}{h_2 - h_1} \quad (B.3.6.6)$$

REFERENCIAS

- 1.- Hottman & Johnson, 1965 : Estimation of formation pressures from log-derived shale properties, p. 717-722
- 2.- Ben A. Eaton, 1972 : The effect of overburden stress in Geopressure prediction from well logs. J.P.T, 24 p. 929-939.
- 3.- Adam Bourgoyne, M.E. Chenevert, K.K Millheim, F.S Young Jr, 1986 : Applied Drilling Engineering. SPE textbook Series, Vol 2. Chapter 6 : Formation pore pressure and fracture resistance. p. 246 - 299.
- 4.- Wyllie, M,J.R, 1958 : An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophisics, 23, p. 459-493.
- 5.- Foster & Whalen, 1966 : Estimation of formation pressures from electrical surveys -offshore Louisiana. JPT , 18, p. 165-171.
- 6.- Apuntes de clase de sistemas de depósito, 1987 : Ulises Ricoy Saldaña, DEPMI, UNAM.
- 7.- Fisher, Brown Jr, Scott, McGowen, 1969 : Delta Systems in the exploration for Oil & Gas. Geology Building University of Texas.
- 8.- Jose Ulises Ricoy Saldaña, 1989 : Tertiary terrigenous depositional systems of the Mexican isthmus basins : Ph D, Thesis, The University of Texas at Austin.
- 9.- R.M Mitchum Jr, P.r Vail, and S. Thompson III, 1977 : Seismic stratigraphy and global changes of Sea level, Part 2 : The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis.
- 10.- Rubey & Hubbert, 1959 : Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II : Geol. Soc. America Bull. v 70, p. 167-205.

11.- Kingi Magara, 1980 : Comparasion of porosity-depth relationships of shale and sandstone. JPG v3 p. 175-185.

12.- Kingi Magara, 1976 : Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure, and paleotemperature, southwestern part of western Canada basin. AAPG v60 p. 554-565.

13.- Chilingarian, Sawabini, and Rieke III. 1973b.: Effect of compaction on chemistry of solutions expelled from montomorillonite clay saturated in sea water. Sedimentology, 20 : p. 391 - 398.

14.- Maurice C. Powers, 1967 : Fluid release mechanims in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. AAPG. V51, No 7, p. 1240-1254.

15.- Kingi Magara, 1974 : Compaction, ion filtration, and osmosis in shale and their significance in primary migration. AAPG.,58 : 283-290.

16.- Kingi Magara, 1976 : Water expulsion from clastic sediments during compaction -directions and volumes. AAPG v60, p. 543-553.

17.- Eaton B.A ,Oct 1969: Fracture gradient prediction and its application in Oilfield Operations. J.P.T, p.1353-1360 .

18.- W. David Constant & Adam T. Bourgoyne Jr, January 1986 : Method predicts frac gradient for abnormally pressured formation. Petroleum Enginner International, p. 33-46

19.- John D.Bredehoeft, Rashid D. Djevanshir, & Kenneth R. Belitz, 1988 : Lateral fluid flow in a compacting sand-shale sequence : South Caspian basin. AAPG, v72, No 4 , p. 416-424.

Nomenclatura

- a** : Factor de tortuosidad ; adim.
- D** : Profundidad, s.m.r ; mts.
- Dn** : Profundidad equivalente normal, s.m.r ; mts.
- Co** : Ordenada al origen del modelo de conductividad; mmhos-mts.
- C_{oh}, C_{ob}** : Conductividad observada de la lutita; mmhos-mts.
- C_n** : Conductividad normal de la lutita ; mmhos-mts.
- C_v** : Conductividad del agua salada de formación (arena);
- C_{vh}** : Conductividad del agua salada de la lutita; mmhos-mts.
- C_h** : Conductividad de la lutita saturada 100% de agua salada ;
- F_o** : Ordenada al origen del modelo de factor de resistividad ;
- F_{oa}** : Ordenada al origen del modelo de factor de resistividad aparente; adim.
- F_n** : Factor de resistividad normal de la lutita; adim.
- F_n** : Factor de resistividad de la arena; adim.
- F_{rob}** : Factor de resistividad observado de la lutita; adim.
- F_{ra}** : Factor de resistividad aparente ; adim.
- g** : Constante de aceleración gravitacional ; 981 cm/seg².
- h** : Profundidad neta de la columna estratigráfica ; mts
- hw** : Tirante de agua salada ; mts.
- h_{aire}** : Elevación de la mesa rotaria s.n.m ; mts.
- k** : Valor de la pendiente del modelo de porosidad ; mts⁻¹.
- K_H** : Permeabilidad horizontal ; Darcy.
- K_V** : Permeabilidad vertical ; Darcy.
- K** : Relación de esfuerzos matriciales ; adim.
- L** : Espesor de los estratos recién depositados ; mts.
- m** : Factor de cementación ; adim.
- mk** : Valor de la pendiente en los modelos de resistividad ; mts⁻¹
- P_n** : Presión de poro normal ; Kgf/cm².
- P_p** : Presión de poro ; Kgf/cm².
- R_{ra}** : Resistividad del fluido aparente ; ohms-mts.
- R_o** : Ordenada al origen del modelo de resistividad ; ohms-mts.
- R_{ah}, R_{ob}** : Resistividad observada de la lutita, en el registro de inducción ; ohms-mts.
- R_n** : Resistividad normal de la lutita ; ohms-mts.
- R_v** : Resistividad del agua salada de formación (arena); ohms.

Roi : Resistividad de la arena saturada 100% de agua salada .
Rah : Resistividad de la lutita saturada 100% de agua salada .
Rvsh : Resistividad del agua salada que satura a la lutita .
Rmf : Resistividad del filtrado del lodo ; ohms-mts.
Ri : Resistividad en la zona de investigación profunda de la lutita ; ohms-mts.
Rxo : Resistividad en la zona de investigación somera de la lutita ; ohms-mts.
SP : Caída de potencial en la curva de potencial espontáneo ;
Sz : Esfuerzo de sobrecarga ; Kgf/cm².
Szn : Esfuerzo de sobrecarga normal ; Kgf/cm².
Sv : Saturación de agua salada en la formación ; % .
Sxo : Saturación del filtrado de lodo en la formación ; % .
tlog,tobs : Tiempo de tránsito observado en el registro sónico de porosidad ; μ seg/ft.
tma : Tiempo de tránsito matricial de la lutita ; μ seg/ft.
tf : Tiempo de tránsito del fluido ; μ seg/ft.
tn : Tiempo de tránsito normal de la lutita ; μ seg/ft.
te : Temperatura superficial ; °C .
tmax : Temperatura máxima registrada ; °C .
 α : Constante de proporcionalidad del factor de resistividad ;
 ϕ, ϕ_{sh} : Porosidad promedio de la lutita ; %
 ϕ_0 : Porosidad superficial, ordenada al origen del modelo de porosidad ; %
 ρ_b : Densidad promedio de la formación ; gm cm⁻³seg⁻⁴.
 ρ_{bvo} : Densidad promedio de los nuevos estratos depositados ;
 ρ_l, ρ_v : Densidad promedio del agua salada intersticial ; .
 ρ_g : Densidad promedio del grano (matriz) ; gm cm⁻³seg⁻⁴.
 γ_g : Peso específico del grano (matriz) ; grf/cm³.
 γ_v, γ_l : Peso específico promedio del fluido ; grf/cm³.
 ∂fr : Gradiente de fractura ; grf/cm³.
 ∂P : Gradiente de presión de poro ; grf/cm³.
 ∂sc : Gradiente de sobrecarga ; grf/cm³ .

APENDICE C

TABLA C.1.1

REGISTRO DE DENSIDAD COMPENSADO (CANTARELL)

Profundidad (D)	Densidad (ρ_b)
7.8500000000E+01	1.0800000000E+00
4.7000000000E+02	2.1000000000E+00
5.2000000000E+02	2.1500000000E+00
6.8000000000E+02	2.2000000000E+00
7.0000000000E+02	2.9400000000E+00
7.1500000000E+02	2.9300000000E+00
7.4500000000E+02	2.2000000000E+00
7.6500000000E+02	2.4600000000E+00
7.8000000000E+02	2.7000000000E+00
8.5000000000E+02	2.2500000000E+00
8.6500000000E+02	2.1500000000E+00
8.8500000000E+02	2.3500000000E+00
9.0500000000E+02	2.2000000000E+00
9.3500000000E+02	2.1500000000E+00
9.6500000000E+02	2.2500000000E+00
1.0000000000E+03	2.3000000000E+00
1.0700000000E+03	2.2000000000E+00
1.1500000000E+03	2.3000000000E+00
1.2100000000E+03	2.2500000000E+00
1.2350000000E+03	2.3000000000E+00
1.2750000000E+03	2.2500000000E+00
1.2850000000E+03	2.8500000000E+00
1.3000000000E+03	2.2000000000E+00
1.3550000000E+03	2.2500000000E+00
1.3800000000E+03	2.3000000000E+00
1.4550000000E+03	2.2500000000E+00
1.5000000000E+03	2.2000000000E+00

TABLA C.1.2

REGISTRO DE DENSIDAD COMPENSADO (POL 79)

Profundidad (D)	Densidad (ρ_b)
4.000000000E+02	2.050000000E+00
4.500000000E+02	2.100000000E+00
5.000000000E+02	2.150000000E+00
5.750000000E+02	2.100000000E+00
6.750000000E+02	2.250000000E+00
7.750000000E+02	2.300000000E+00
8.300000000E+02	2.350000000E+00
9.000000000E+02	2.400000000E+00
1.015000000E+03	2.250000000E+00
1.040000000E+03	2.380000000E+00
1.075000000E+03	2.300000000E+00
1.150000000E+03	2.350000000E+00
1.175000000E+03	2.400000000E+00
1.235000000E+03	2.320000000E+00
1.275000000E+03	2.400000000E+00
1.310000000E+03	2.380000000E+00
1.340000000E+03	2.320000000E+00
1.360000000E+03	2.360000000E+00
1.405000000E+03	2.300000000E+00
1.425000000E+03	2.300000000E+00
1.475000000E+03	2.350000000E+00
1.495000000E+03	2.350000000E+00
1.600000000E+03	2.320000000E+00

TABLA C.1.3

REGISTRO DE DENSIDAD COMPENSADO (SARAPE)

Profundidad (D)	Densidad (ρ_b)
1.950000000E+03	2.370000000E+00
1.980000000E+03	2.430000000E+00
2.030000000E+03	2.250000000E+00
2.075000000E+03	2.460000000E+00
2.100000000E+03	2.500000000E+00
2.125000000E+03	2.480000000E+00
2.200000000E+03	2.500000000E+00
2.228000000E+03	2.450000000E+00
2.305000000E+03	2.500000000E+00
2.325000000E+03	2.430000000E+00
2.340000000E+03	2.460000000E+00
2.345000000E+03	2.530000000E+00
2.350000000E+03	2.450000000E+00
2.355000000E+03	2.500000000E+00
2.360000000E+03	2.400000000E+00
2.375000000E+03	2.470000000E+00
2.380000000E+03	2.520000000E+00
2.425000000E+03	2.500000000E+00
2.450000000E+03	2.400000000E+00
2.470000000E+03	2.420000000E+00
2.480000000E+03	2.520000000E+00
2.507000000E+03	2.460000000E+00
2.525000000E+03	2.330000000E+00
2.620000000E+03	2.360000000E+00
2.660000000E+03	2.430000000E+00
2.675000000E+03	2.400000000E+00
2.700000000E+03	2.550000000E+00
2.715000000E+03	2.460000000E+00
2.795000000E+03	2.550000000E+00
2.825000000E+03	2.570000000E+00
2.850000000E+03	2.550000000E+00

Continuación (TABLA C.1.3):

Profundidad (D)	Densidad (ρ_b)
2.8580000000E+03	2.4000000000E+00
2.8650000000E+03	2.5000000000E+00
2.8700000000E+03	2.6200000000E+00
2.8950000000E+03	2.5500000000E+00
2.9050000000E+03	2.4600000000E+00
2.9100000000E+03	2.3000000000E+00
2.9200000000E+03	2.4500000000E+00
2.9250000000E+03	2.5000000000E+00
2.9400000000E+03	2.3000000000E+00
2.9800000000E+03	2.5300000000E+00
2.9950000000E+03	2.5600000000E+00
3.0150000000E+03	2.5200000000E+00
3.0300000000E+03	2.5500000000E+00
3.0480000000E+03	2.5100000000E+00
3.0650000000E+03	2.5500000000E+00
3.0730000000E+03	2.4500000000E+00
3.1050000000E+03	2.5500000000E+00
3.1150000000E+03	2.4800000000E+00
3.2100000000E+03	2.5400000000E+00
3.2200000000E+03	2.5200000000E+00
3.2300000000E+03	2.5700000000E+00
3.2600000000E+03	2.5500000000E+00

TABLA C.2.1

REGISTRO SONICO DE POROSIDAD EN LA ZONA DE
COMPACTACION NORMAL (CANTARELL)

Profundidad (D)	Tiempo de tránsito(<i>t_{obs}</i>)
5.2500000000E+02	1.7500000000E+02
6.7500000000E+02	1.6500000000E+02
8.2500000000E+02	1.6000000000E+02
9.7500000000E+02	1.5000000000E+02
1.1250000000E+03	1.4500000000E+02
1.2750000000E+03	1.4000000000E+02
1.4250000000E+03	1.3000000000E+02
1.4750000000E+03	1.4500000000E+02

TABLA C.2.2

REGISTRO SONICO DE POROSIDAD EN LA ZONA DE
COMPACTACION ANORMAL (SARAPE)

Profundidad (D)	Tiempo de tránsito (toba)
3.6700000000E+03	9.0000000000E+01
3.7500000000E+03	8.7500000000E+01
3.8400000000E+03	8.5000000000E+01
3.9100000000E+03	8.4000000000E+01
4.1500000000E+03	8.7000000000E+01
4.2000000000E+03	9.0000000000E+01
4.3250000000E+03	8.6000000000E+01
4.3350000000E+03	9.5000000000E+01
4.4300000000E+03	9.0000000000E+01
4.4450000000E+03	9.5000000000E+01
4.6550000000E+03	9.7000000000E+01
4.7050000000E+03	1.0500000000E+02
4.7100000000E+03	1.1500000000E+02
4.8000000000E+03	9.3000000000E+01
4.8450000000E+03	9.5000000000E+01

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

TABLA C.3.1

REGISTRO DE RESISTIVIDAD (CANTARELL)

Profundidad (D)	R _L	R _{xc}
5.1500000000E+02	9.0000000000E-01	9.0000000000E-01
7.2000000000E+02	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
8.5000000000E+02	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
9.2500000000E+02	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.0250000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.0600000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.2500000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.3500000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.4750000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.5500000000E+03	9.2000000000E-01	1.3500000000E+00
1.6750000000E+03	8.8000000000E-01	1.3000000000E+00
1.8050000000E+03	9.8000000000E-01	1.3000000000E+00
1.8750000000E+03	9.0000000000E-01	1.3000000000E+00
1.9500000000E+03	9.0000000000E-01	1.2500000000E+00
2.0000000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
2.0870000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
2.1200000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
2.2650000000E+03	9.5000000000E-01	1.0500000000E+00
2.3700000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
2.4750000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
2.5650000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
2.5900000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00

TABLA C.3.2

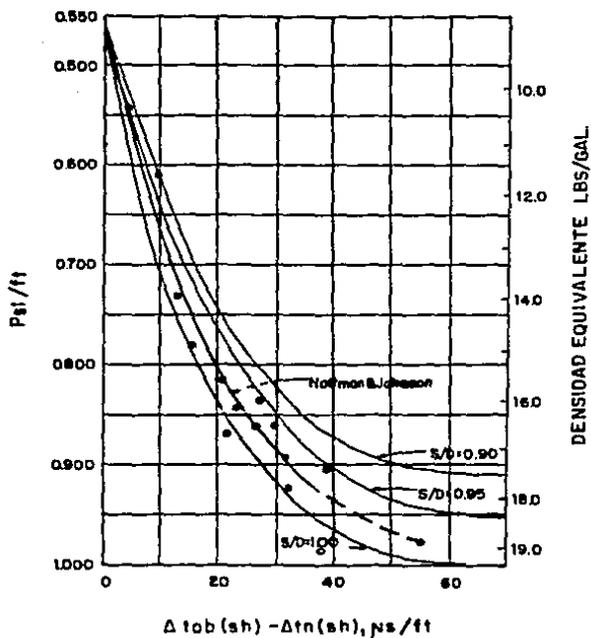
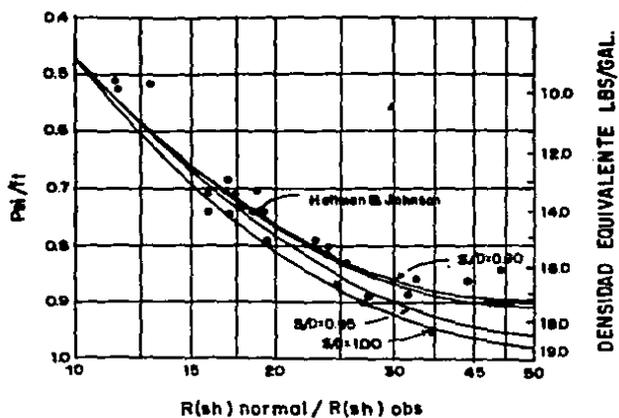
REGISTRO DE RESISTIVIDAD (PoL 79)

Profundidad (D)	R ₁	R ₂₀
6.0500000000E+02	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
7.7000000000E+02	1.1500000000E+00	1.1500000000E+00
9.4000000000E+01	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
1.0100000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
1.2150000000E+03	1.1500000000E+00	1.1500000000E+00
1.3300000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
1.3850000000E+03	1.1000000000E+00	1.1000000000E+00
1.4450000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.4600000000E+03	9.0000000000E-01	9.0000000000E-01
1.5000000000E+03	9.5000000000E-01	9.5000000000E-01
1.5950000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00
1.6250000000E+03	8.0000000000E-01	8.0000000000E-01
1.7150000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
1.8000000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
1.8750000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
1.9350000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
1.9850000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
2.0350000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
2.0600000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
2.1100000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
2.1500000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.1600000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.2150000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.3000000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.3150000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.3300000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.3750000000E+03	6.5000000000E-01	6.5000000000E-01
2.4250000000E+03	6.5000000000E-01	6.5000000000E-01
2.5000000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.5250000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
2.5500000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
2.6000000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01

Continuación de la Tabla (C.3.2)

2.6500000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
2.7000000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
2.7500000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
2.8000000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
2.8750000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
2.9250000000E+03	4.5000000000E-01	4.5000000000E-01
2.9750000000E+03	4.5000000000E-01	4.5000000000E-01
3.0250000000E+03	4.5000000000E-01	4.5000000000E-01
3.0750000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
3.1150000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
3.1600000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
3.2550000000E+03	5.0000000000E-01	5.0000000000E-01
3.3000000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
3.3300000000E+03	6.0000000000E-01	6.0000000000E-01
3.4250000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
3.5000000000E+03	7.0000000000E-01	7.0000000000E-01
3.5500000000E+03	8.0000000000E-01	8.0000000000E-01
3.5600000000E+03	9.0000000000E-01	9.0000000000E-01
3.5650000000E+03	1.0000000000E+00	1.0000000000E+00

FIG. II. 1-CORRELACION DE LA PRESION DE PORO
(COSTA DEL GOLFO DE MEXICO, EATON², 1972)



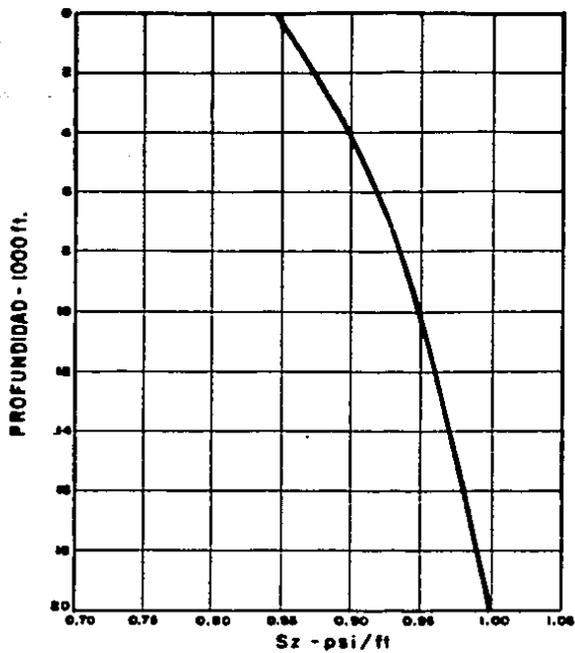


FIG. II.2 GRADIENTE DE SOBRECARGA PARA FORMACIONES NORMALMENTE COMPACTADAS EN LA COSTA DEL GOLFO DE MEXICO. (EATON)²

TENDENCIA
POZO-FOL 79

NORMAL
DITO-CD. CARMEN

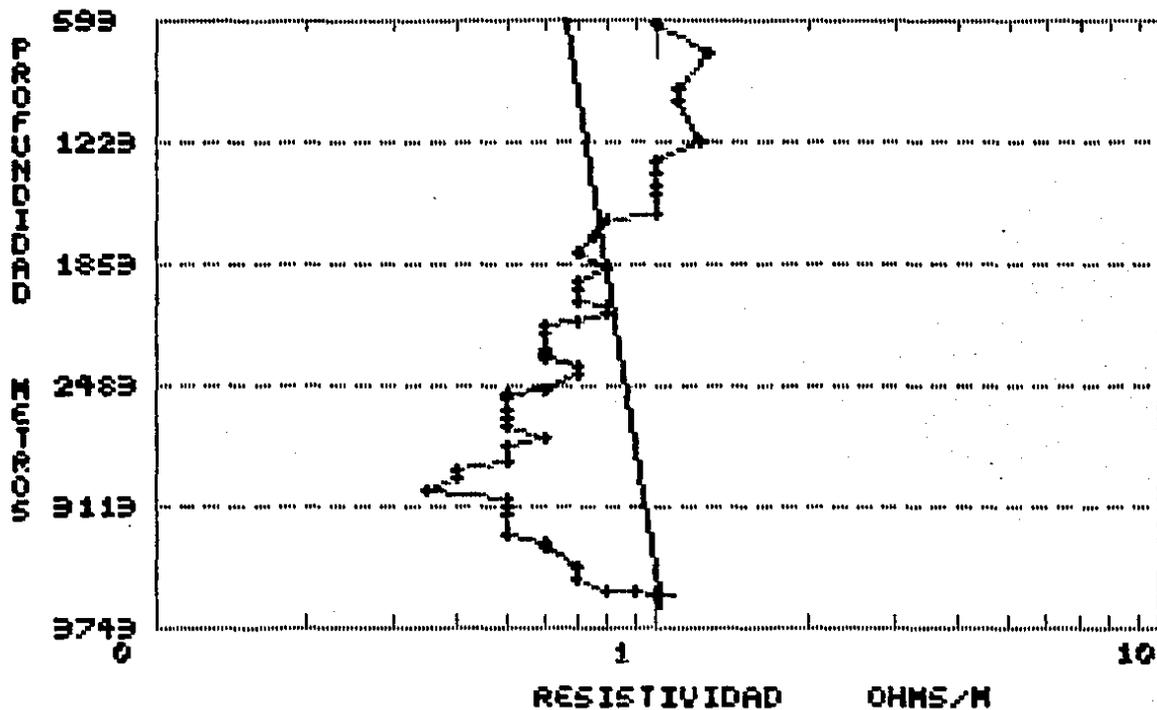


Fig. II.3

**GRADIENTES DE PRESION DE FORMACION Y FRACTURA
POZO-POL 79
DITO-CD. CARMEN**

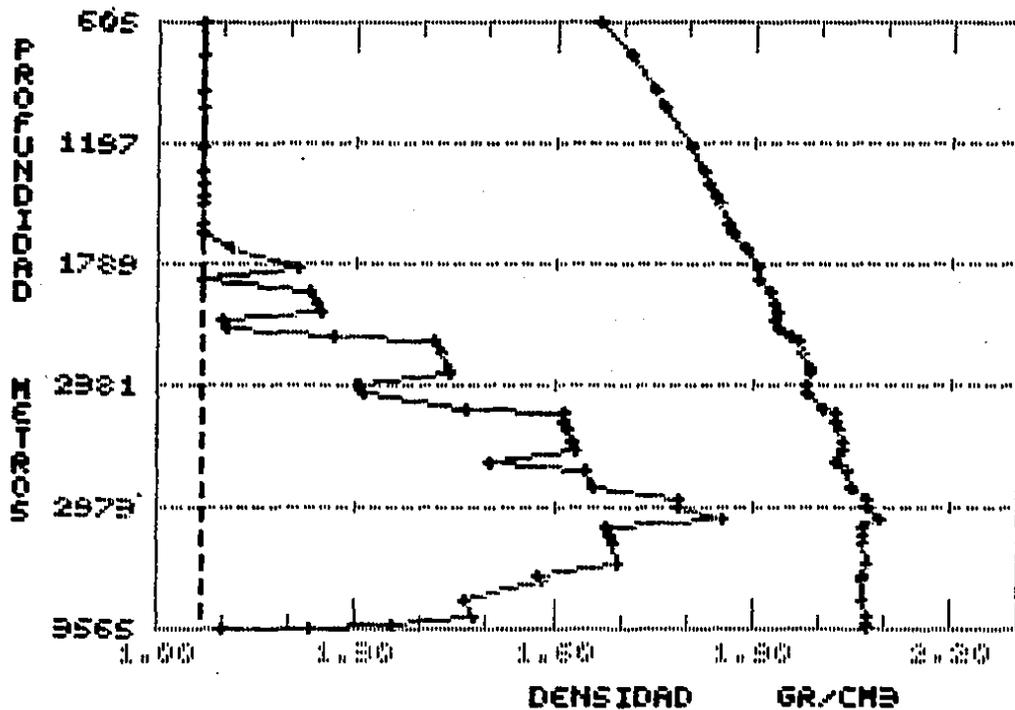


Fig. II.3.1

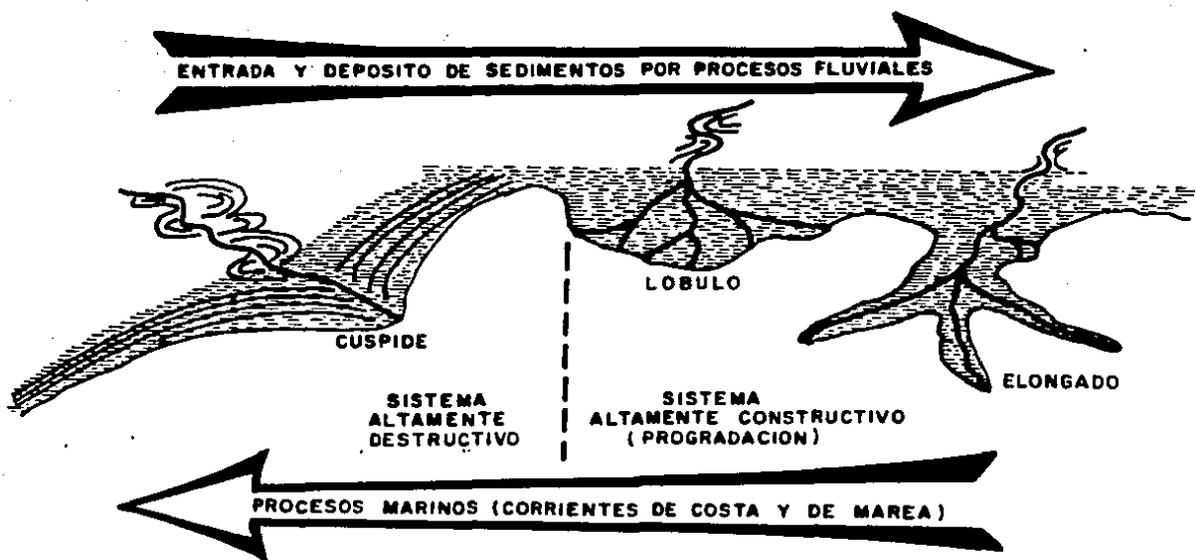
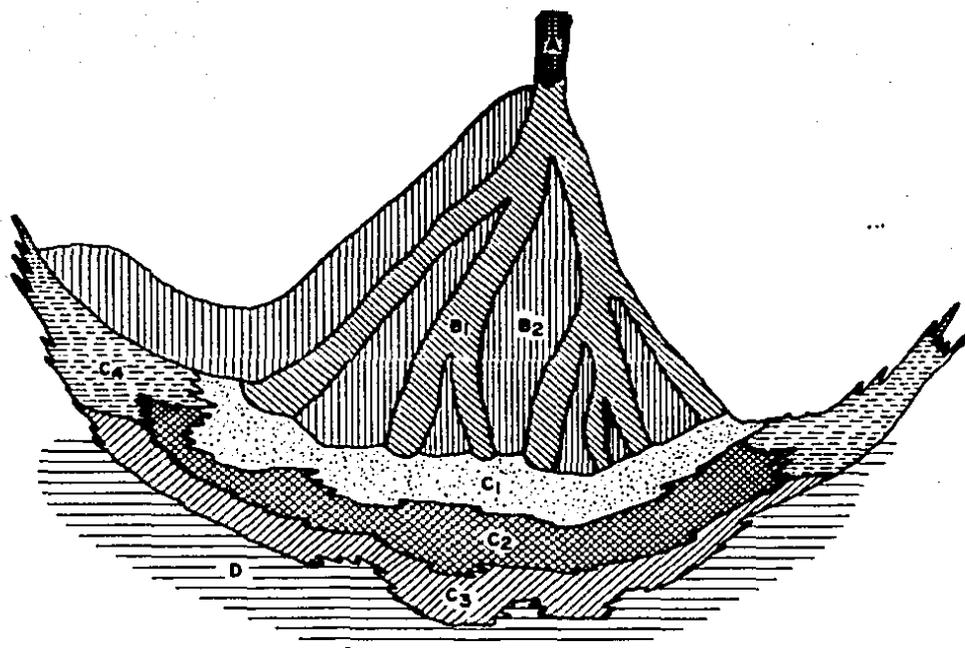


FIG. III.1.- RELACION DE LA ENERGIA FLUVIAL-MARINA SOBRE LOS SISTEMAS DELTAICOS



SIMBOLOGIA

-  A = FACIES FLUVIALES DE CANAL
- B = FACIES DE PLANICIE DELTAICA
-  B₁ = CANAL DISTRIBUTARIO
-  B₂ = DERRAMAMIENTO DE BORDOS
- C = FACIES DE FRENTE DELTAICO
-  C₁ = BARRAS DE DESEMBOCADURA
-  C₂ = PENDIENTE DELTAICA
-  C₃ = DISTALES
-  C₄ = MARGINALES
-  D = FACIES DE PRODELTA

FIG. III.2.- DISTRIBUCION DE FACIES EN SISTEMAS DE DEPOSITO DE PROGRADACION DELTAICA⁷

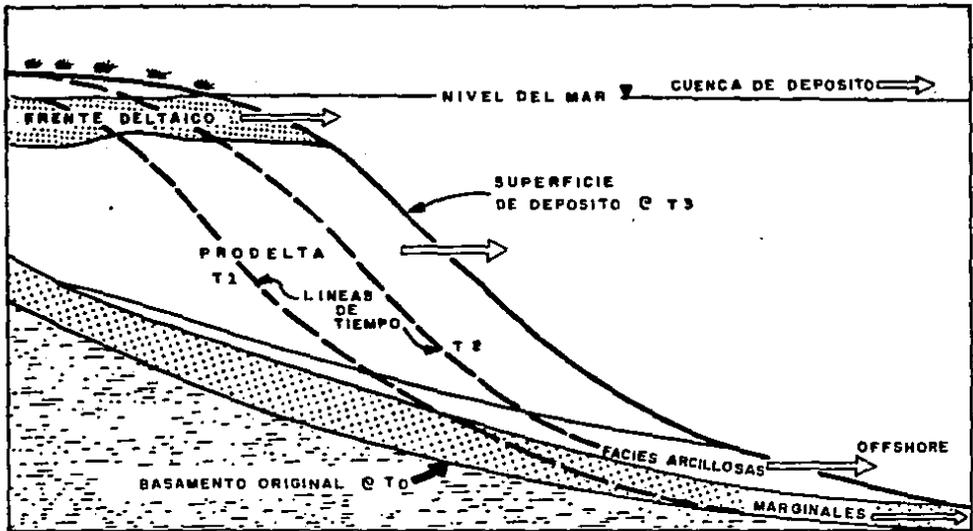


FIG. III 3.—PERFIL DE PROGRADACION DELTAICA DEFINIDO POR SECUENCIAS DE DEPOSITO EN EL TIEMPO GEOLOGICO.⁷

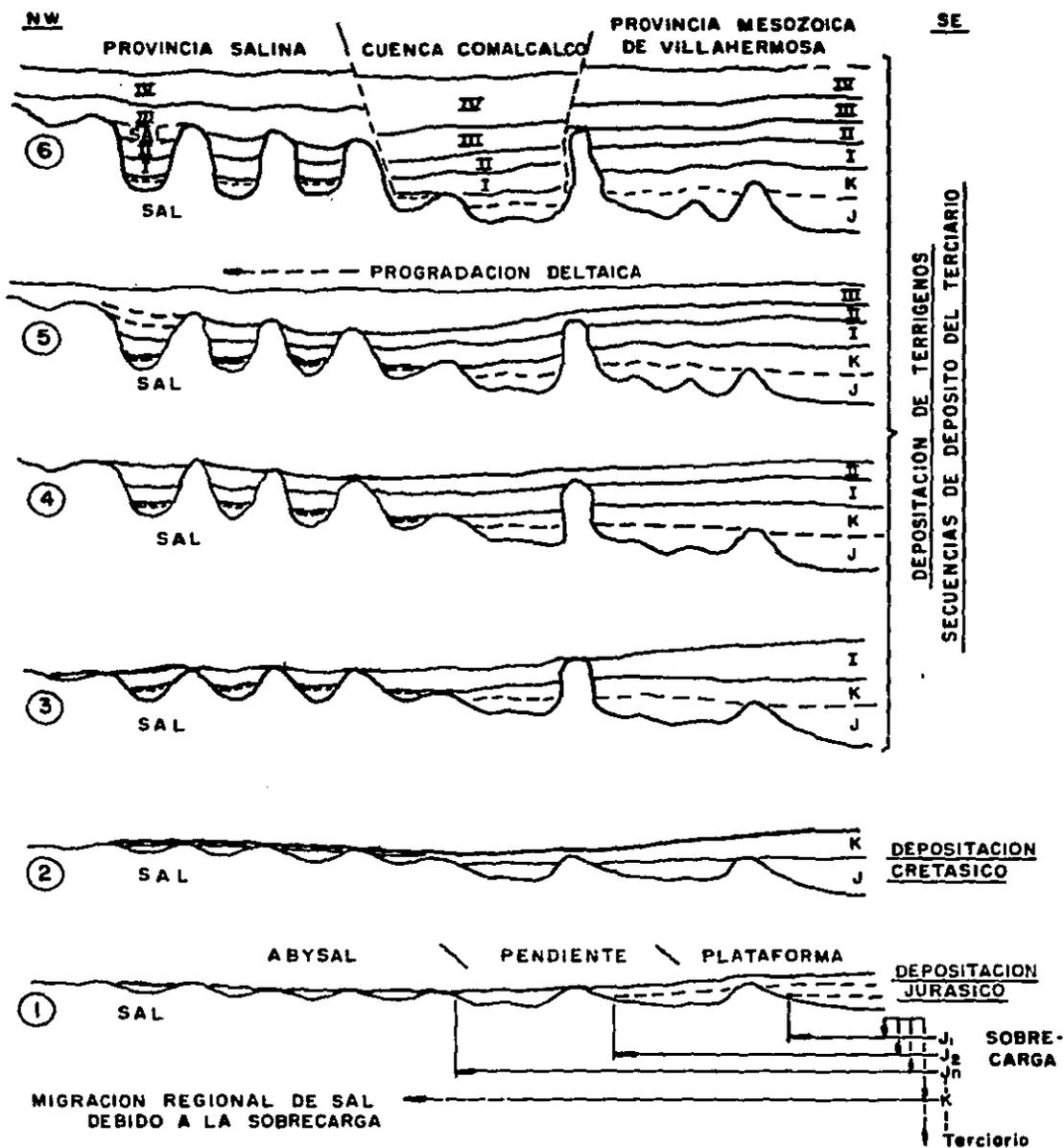
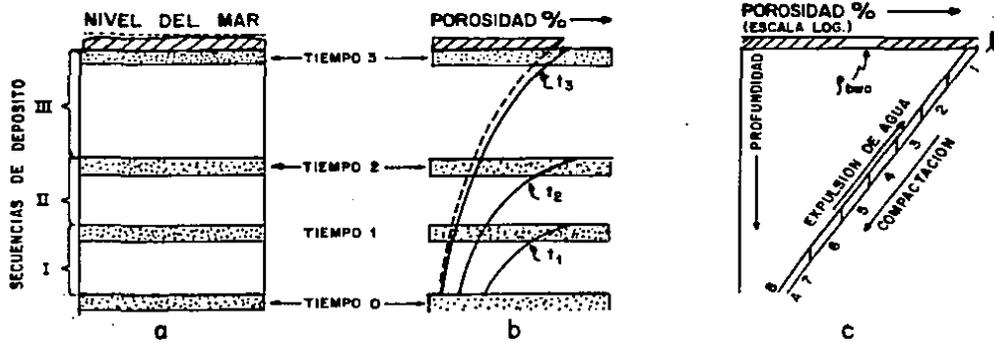
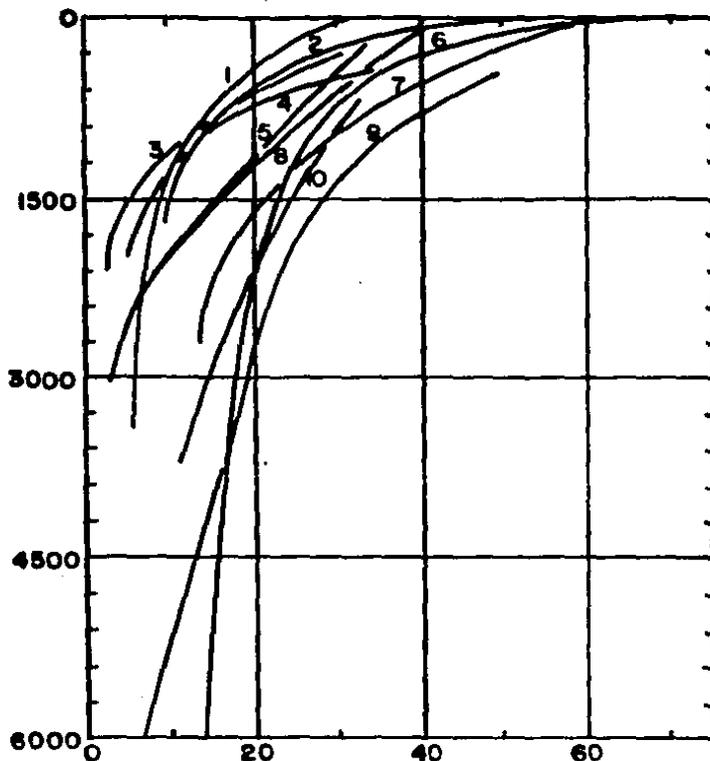


FIG. III.4. - DEPOSITACION DEL MESOZOICO Y TERCIARIO EN LA CUENCA DEL GOLFO DE MEXICO (U. RICOY)⁸

FIG. III 5 PROCESO DE COMPACTACION EN LUTITAS, SIMULACION DEL MODELO DE POROSIDAD EN FUNCION DE LA ACUMULACION DE SECUENCIAS DE DEPOSITO CONFORMABLES



 BASAMENTO
 ACUMULACION DE NUEVOS SEDIMENTOS

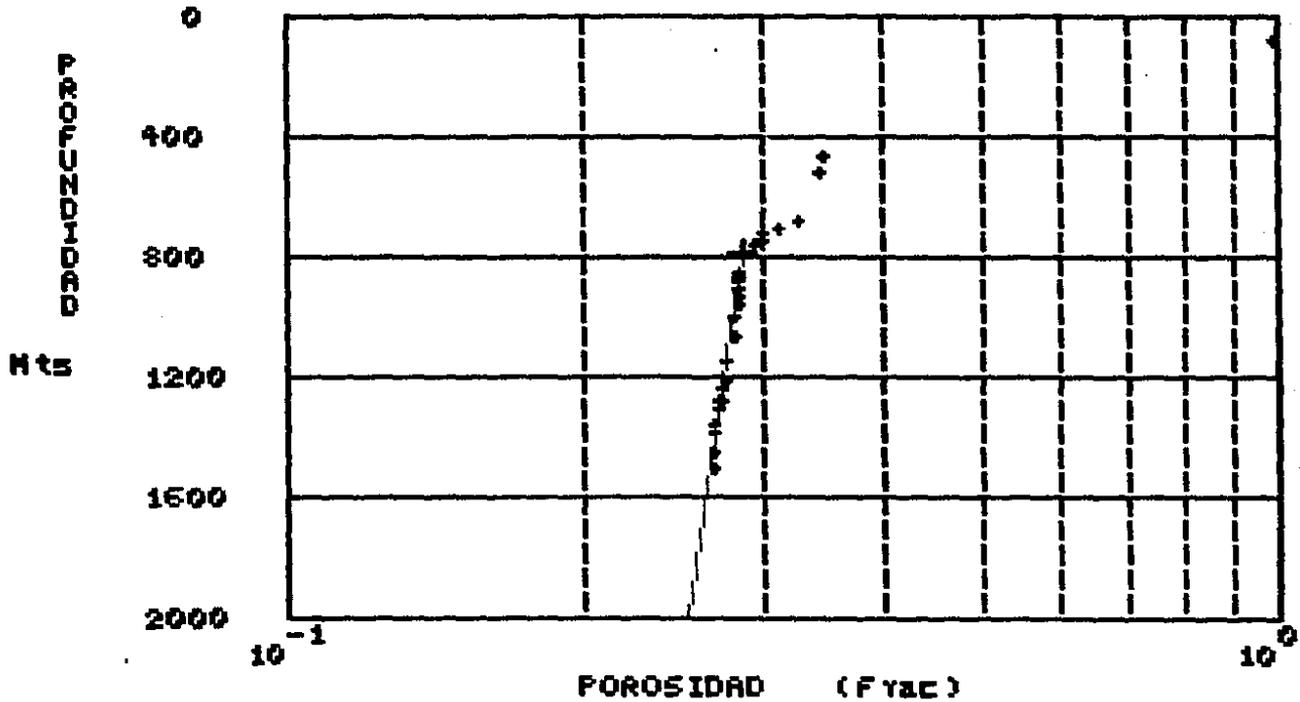


POROSIDAD

FIG. III.6.- RELACION POROSIDAD VS PROFUNDIDAD DE LUTITAS EN DIFERENTES PARTES DEL MUNDO. (CHILINGARIAN, 1974).

- | | |
|-----------------------|---------------------------|
| 1: PROSHLYAKHOV, 1960 | 6: DICKINSON, 1953 |
| 2: MEADE, 1966 | 7: MAGARA, 1968 |
| 3: ATHY, 1930 | 8: WELLER, 1959 |
| 4: HOSOI, 1963 | 9: HAM, 1966 |
| 5: HEDBERG, 1936 | 10: FOSTER & WHALEN, 1966 |

PERFIL DE POROSIDAD
DEL POZO CANTAREL



$K = -0.000111$

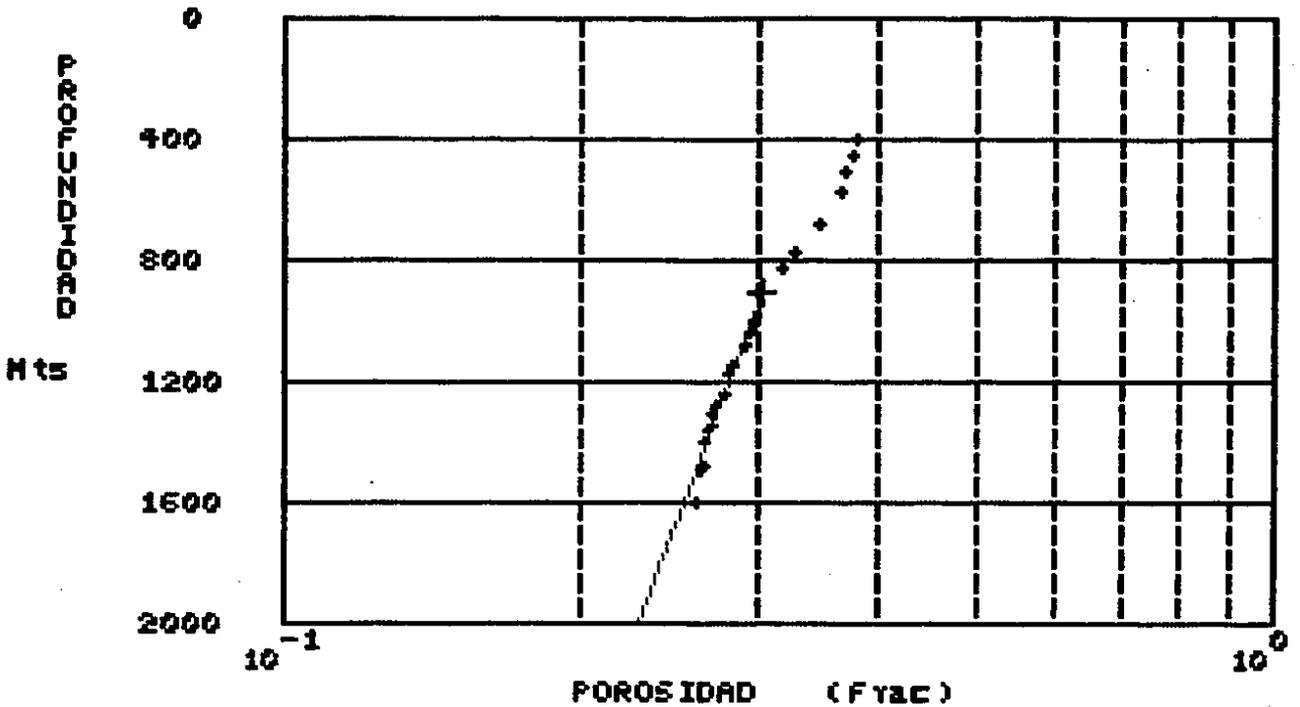
$\theta(0) = 0.313$

Dens. Grano = 2.650

Fig. III.7.1

PERFIL DE POROSIDAD

DEL POZO POL79



$K = -0.000263$

$\theta(0) = 0.386$

Dens. Grano = 2.650

Fig.III.7.2

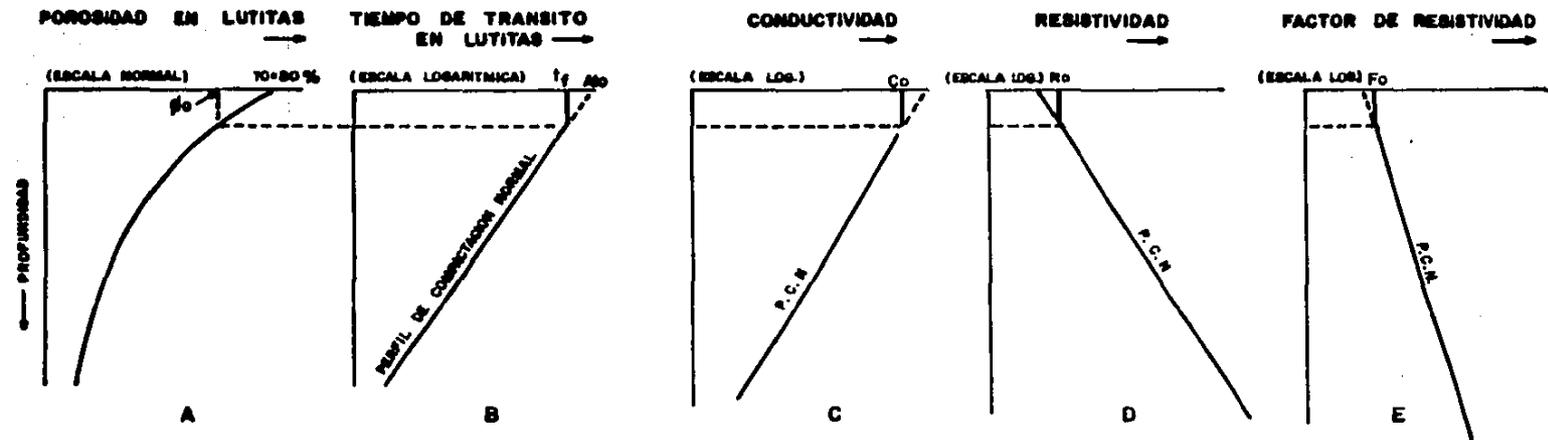


FIG. IV CORRELACION DE LA FUNCION DE POROSIDAD PROMEDIO NORMAL EN LUTITAS VS EL PERFIL DE COMPACTACION NORMAL (SONICO, RESISTIVIDAD, CONDUCTIVIDAD, FACTOR DE RESISTIVIDAD).

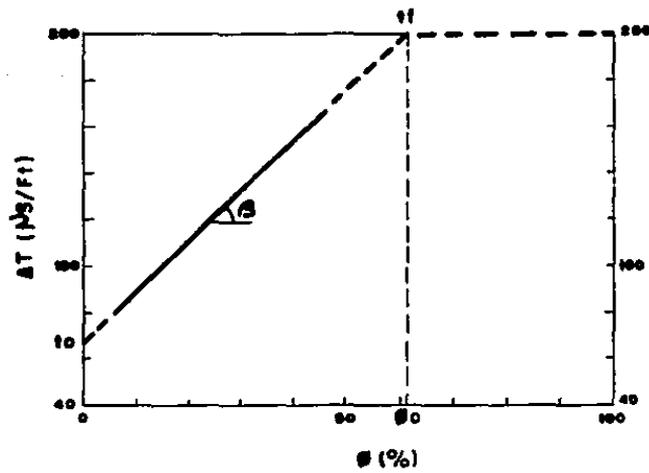
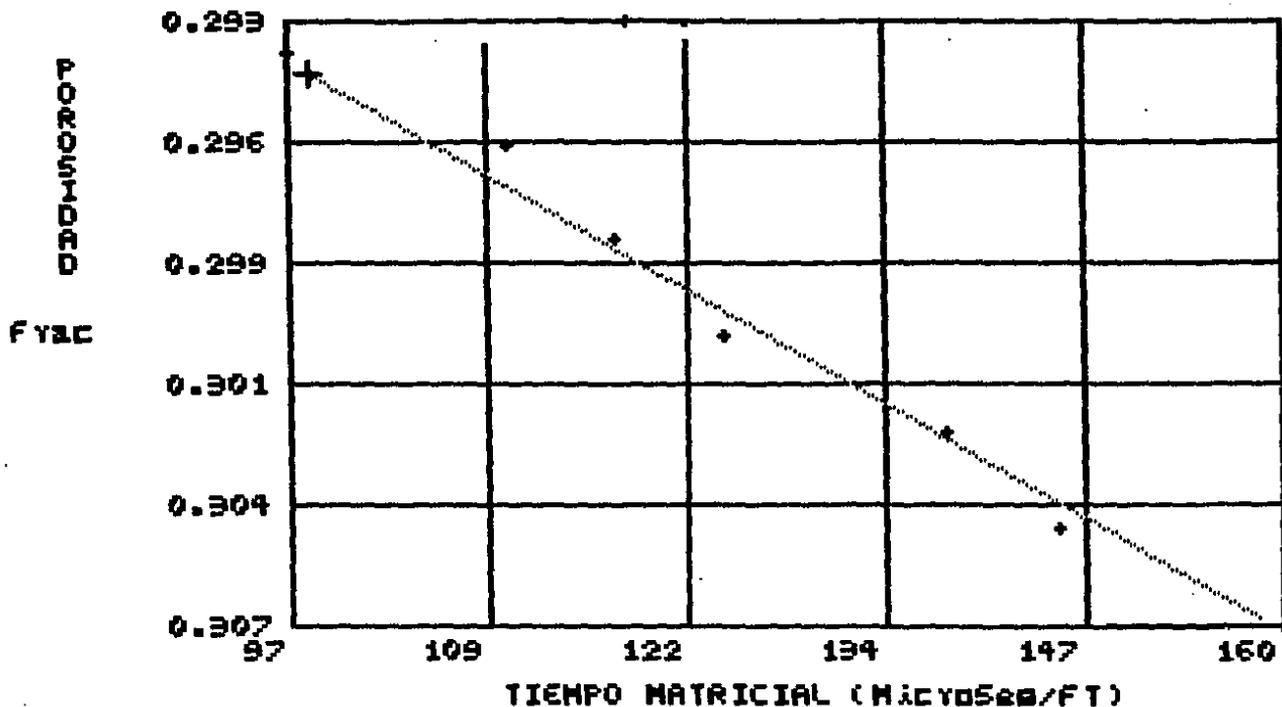


FIG. IV. 1 RELACION DE POROSIDAD VS. TIEMPO DE TRANSITO DE LUTITAS (MAGARA)¹²

TIEMPO DE TRANSITO MATRICIAL NORMAL
DEL POZO CANTAREL



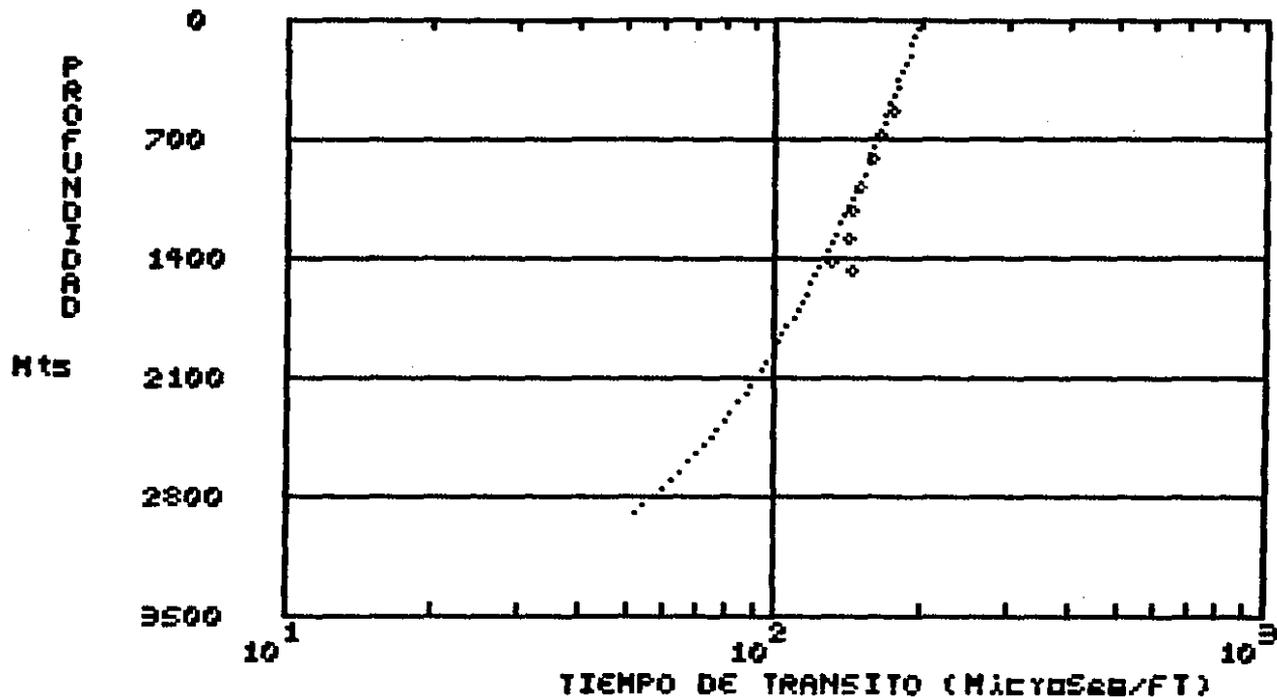
D = 4860.486042

C = -1332.248

Fig. IV.2

MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
 CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL VARIABLE

DEL POZO CANTAREL

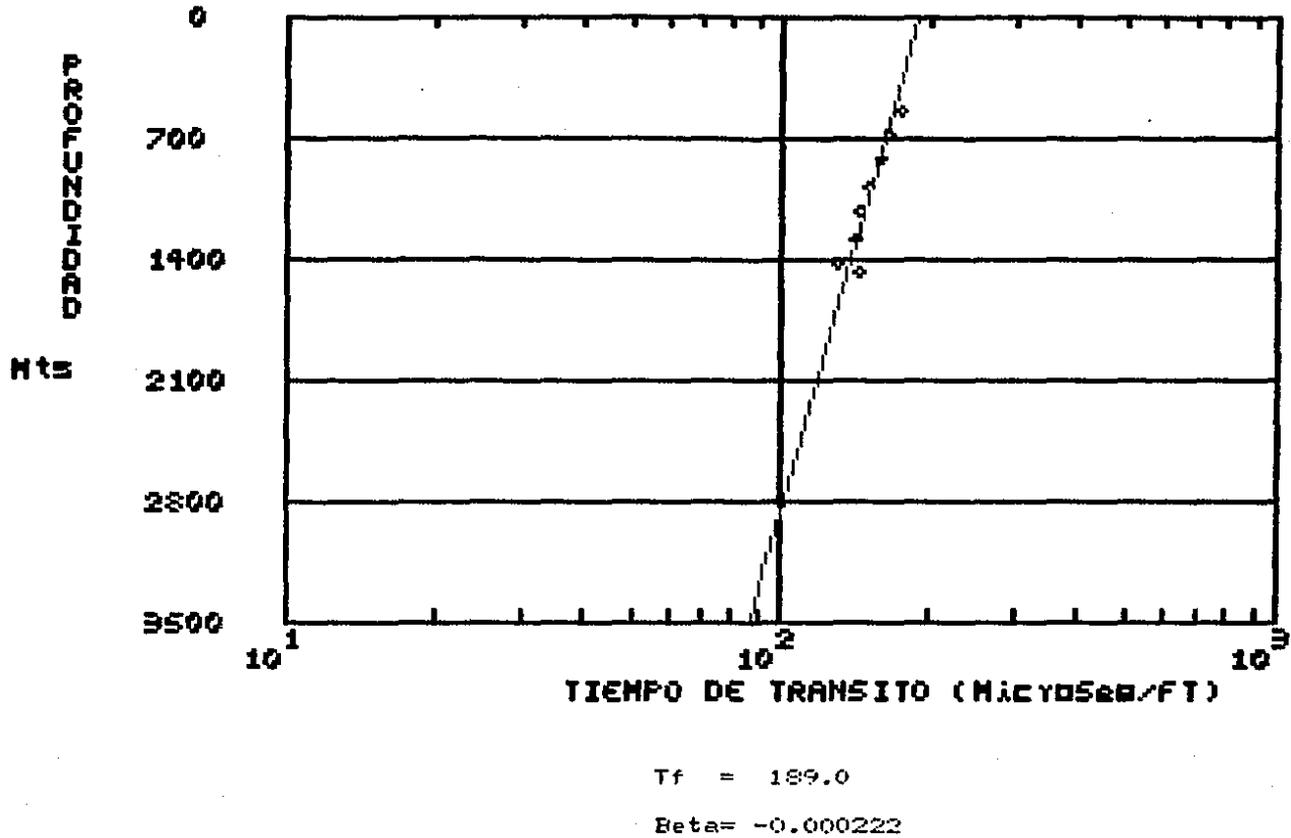


PORO-SUP = 0.313
 k = -0.000111
 C = -1332.2
 D = 4860.5
 Tf = 210.0

Fig. IV.3

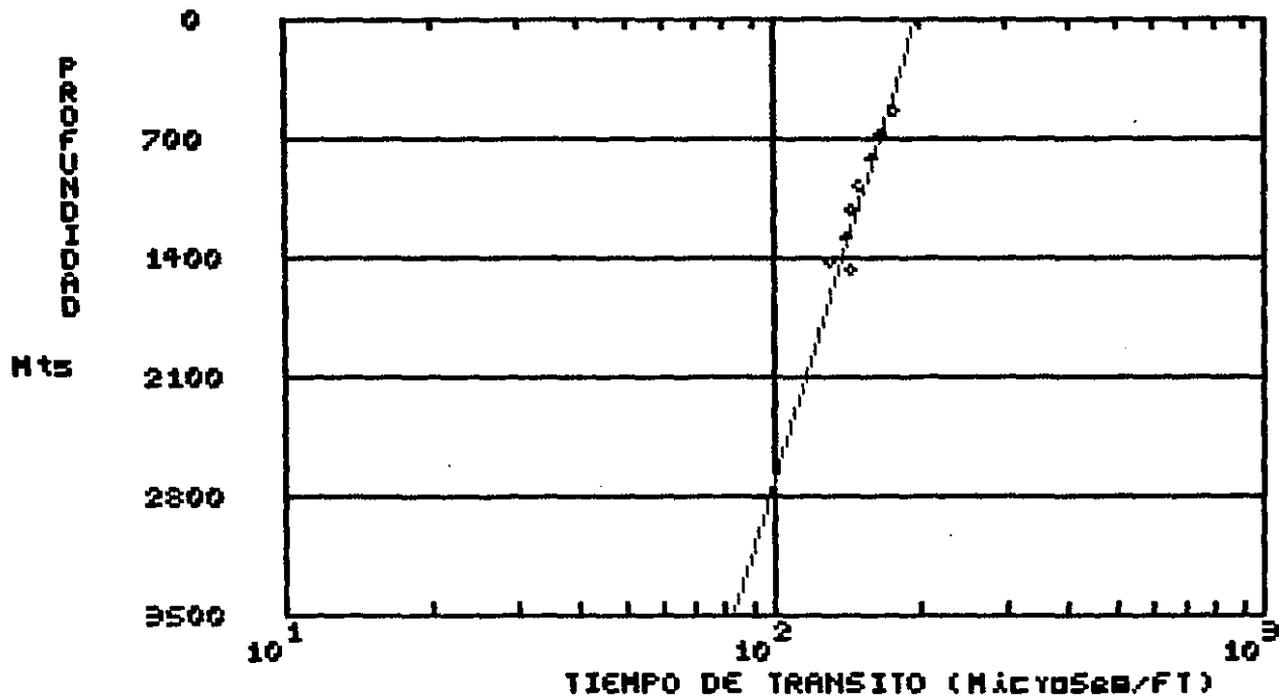
MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

DEL POZO CANTAREL



MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

DEL POZO CANTAREL

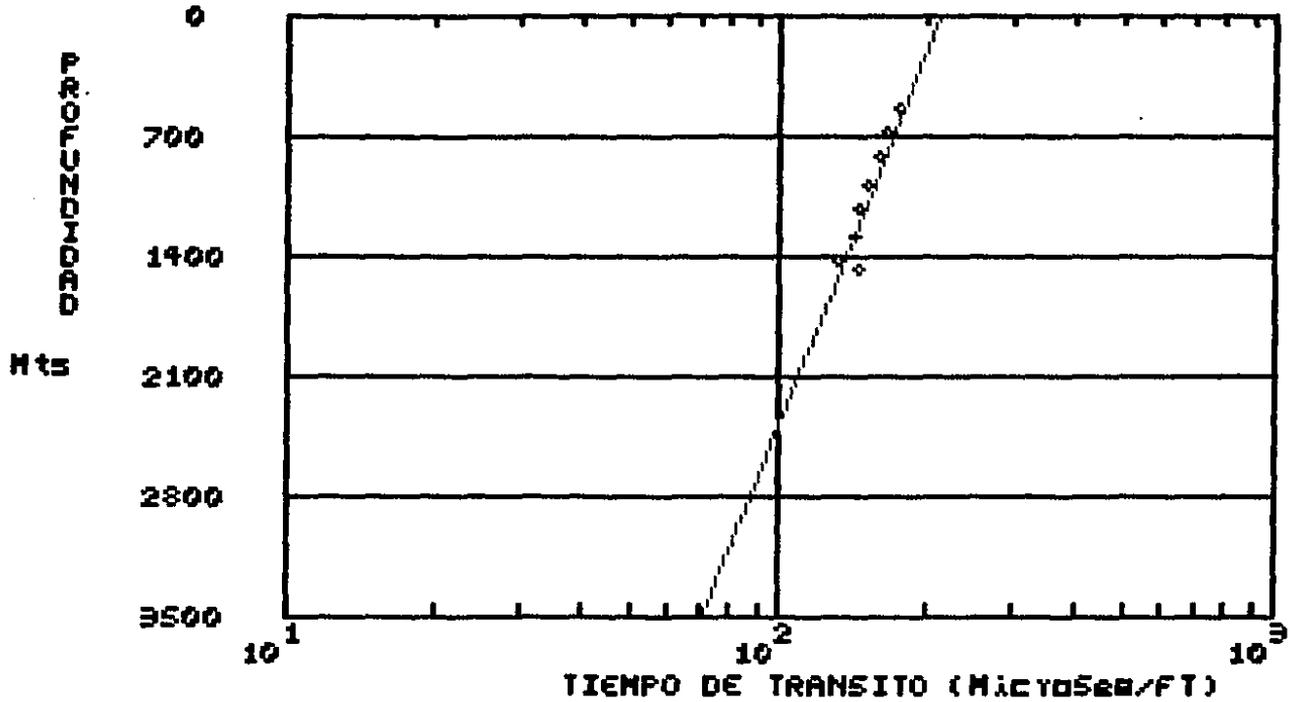


Tf = 195.0

Beta = -0.000249

Fig. IV.5

MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
 CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE
 DEL POZO CANTAREL



Tf = 210.0

Beta = -0.000314

FIG. IV.6

MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

DEL POZO CANTAREL

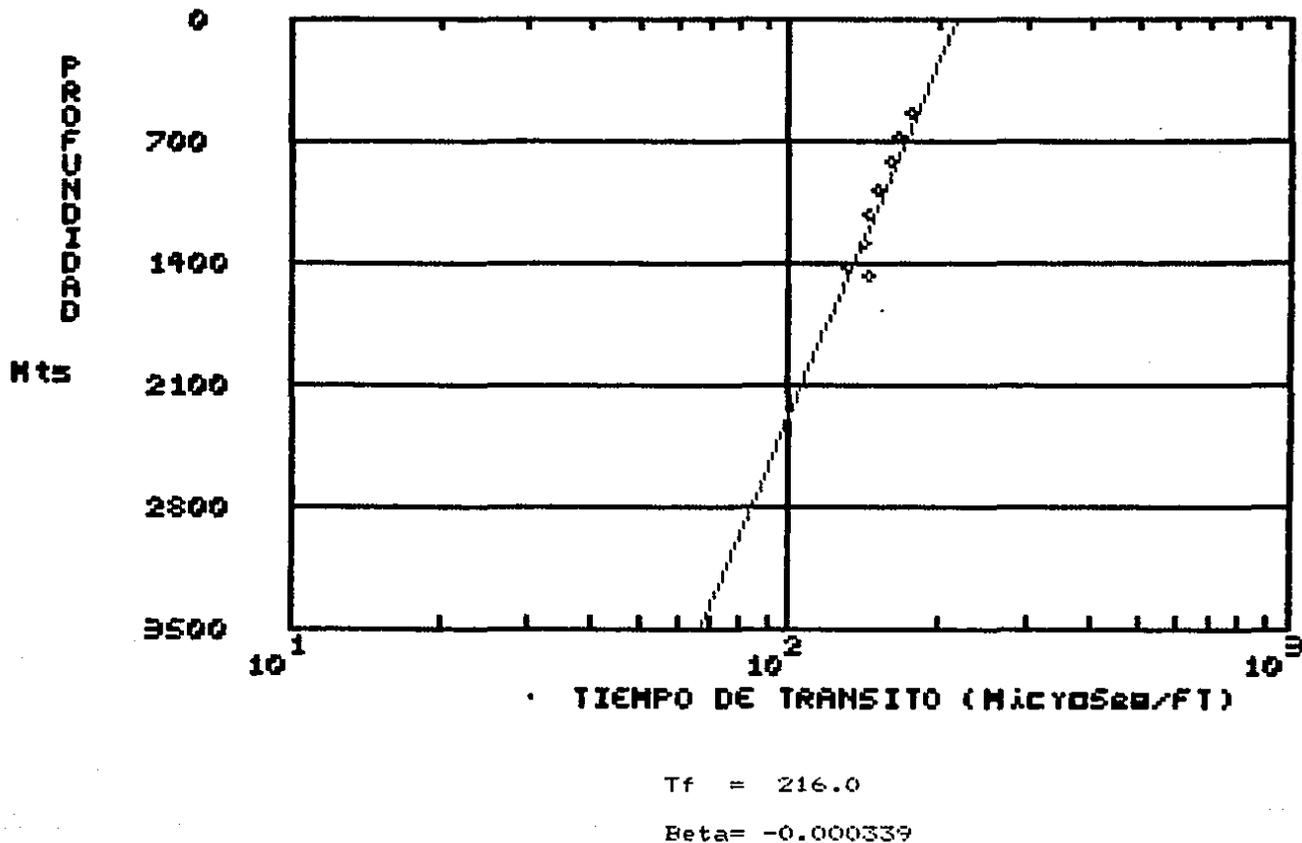


Fig.IV.7

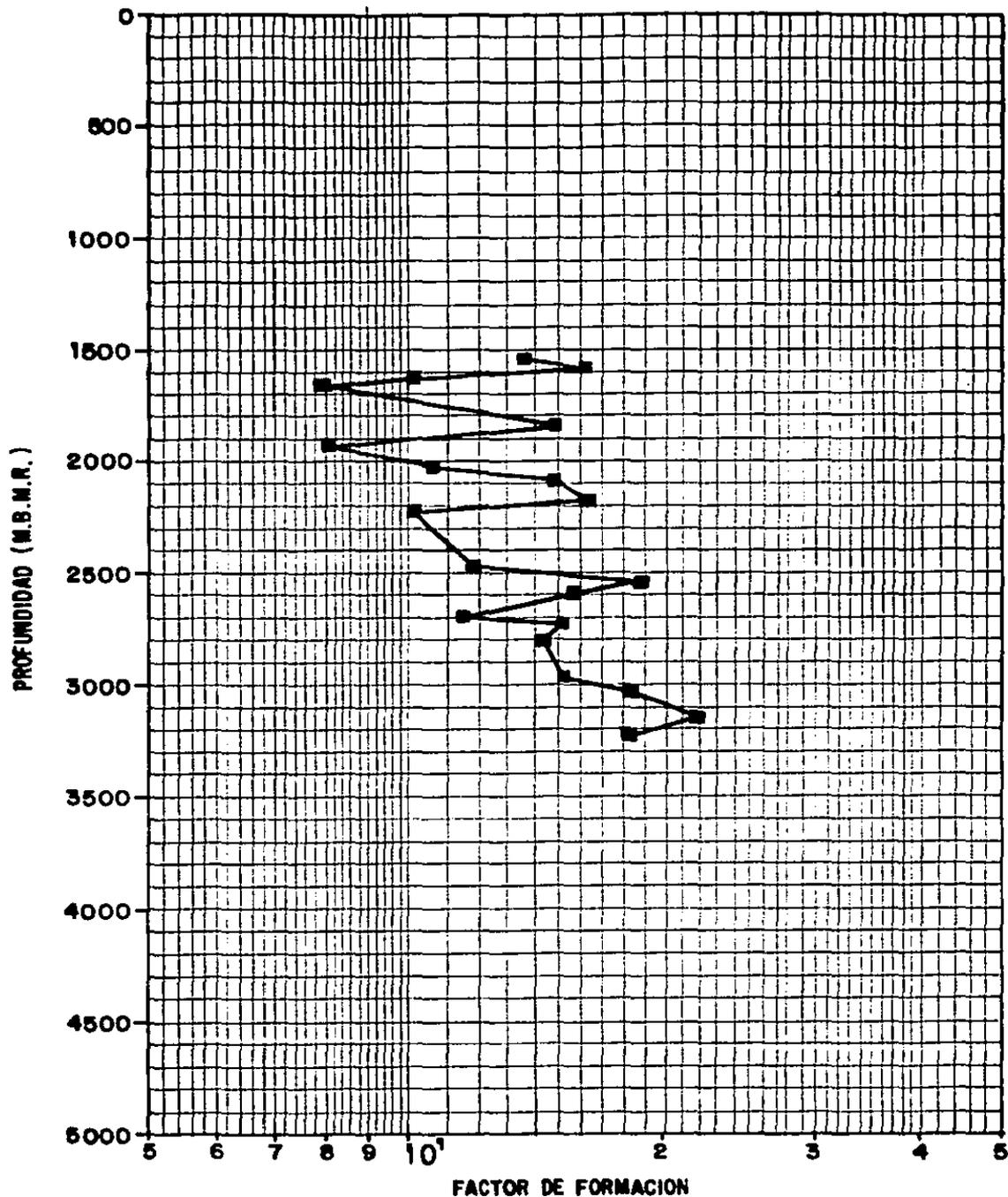
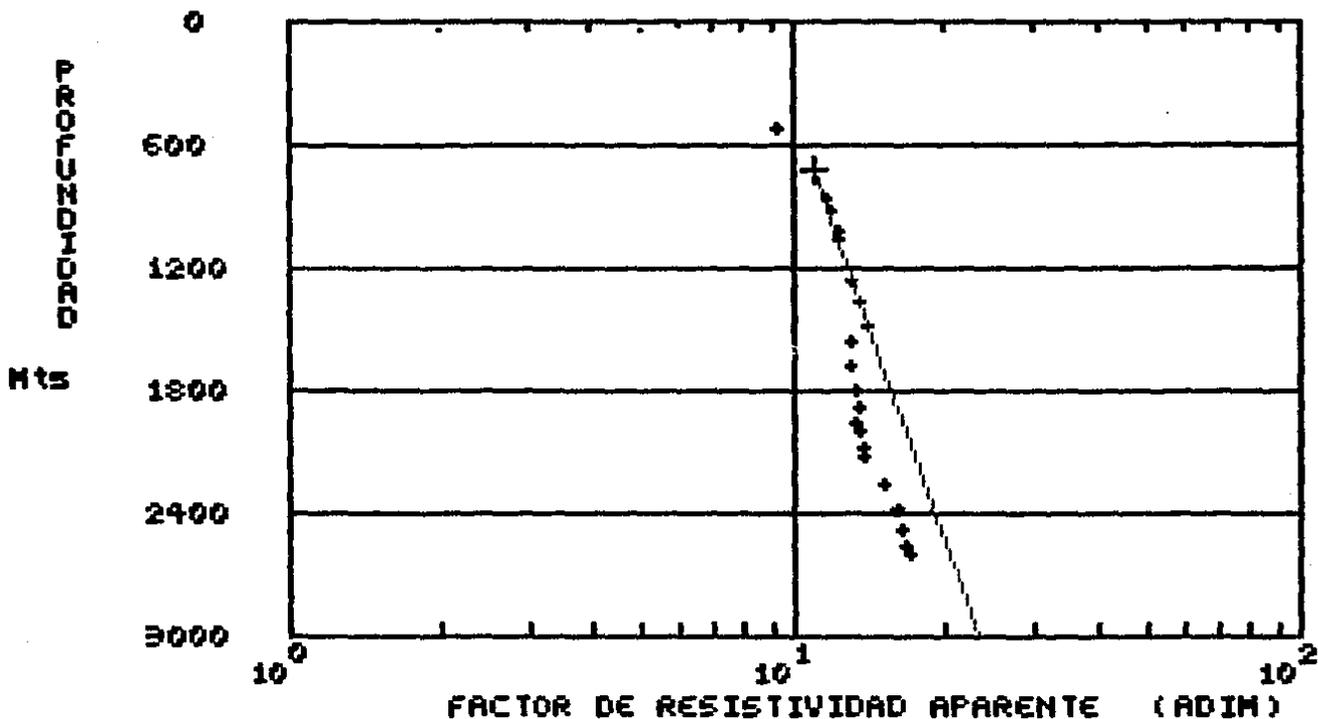


FIG. IV.B.- EJEMPLO DE LA VARIACION DEL FACTOR DE FORMACION EN LAS LUTITAS CON LA PROFUNDIDAD.

FACTOR DE RESISTIVIDAD NORMAL APARENTE
DEL POZO CANTAREL



$F(0) = 8.690314$

$mK = 0.000328$

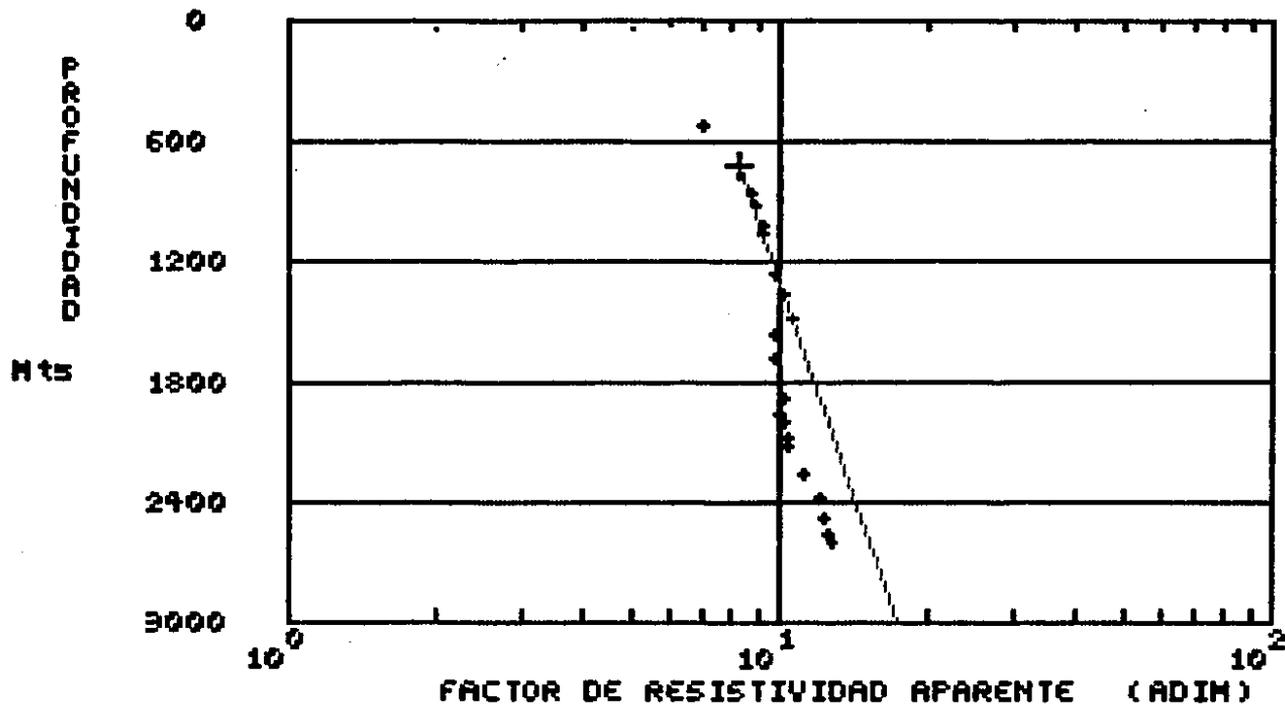
$R_{fa} = 0.120 \text{ a } 1475$

$R_{fa} = 0.176 \text{ a } 1950$

$R_{fa} = 0.142 \text{ a } 2590$

Fig. IV.9.1

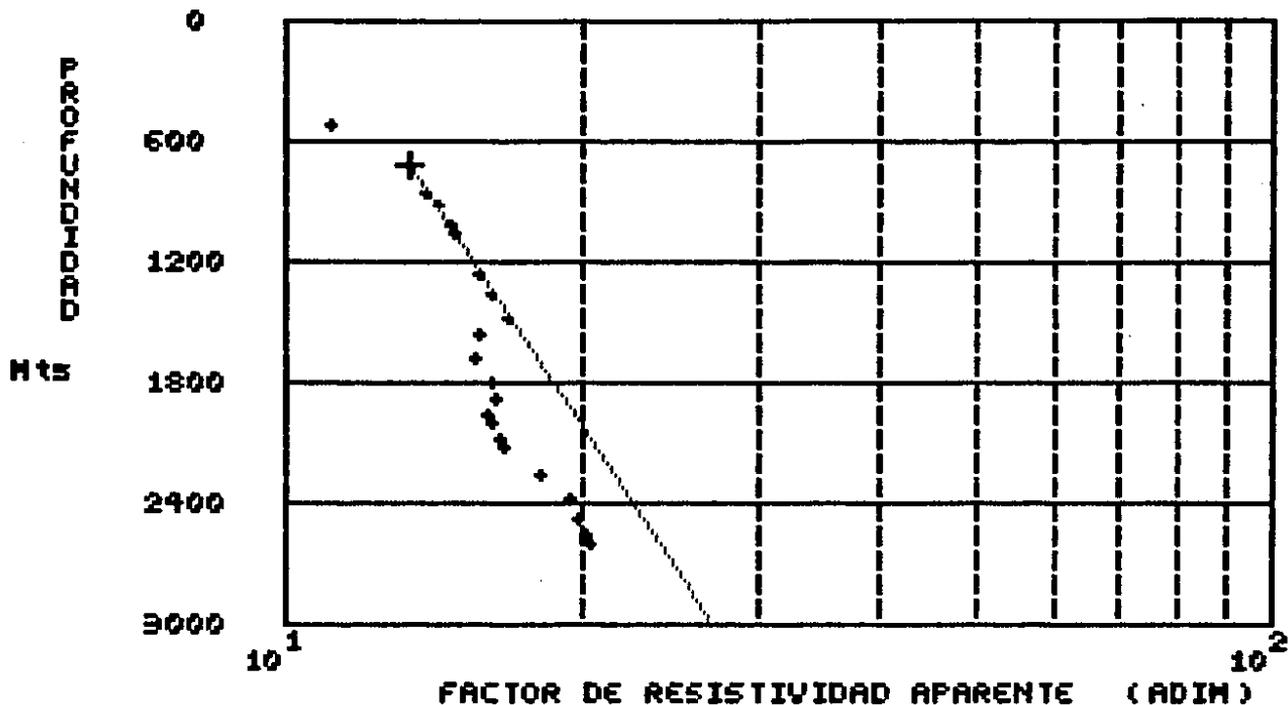
FACTOR DE RESISTIVIDAD NORMAL APARENTE
DEL POZO CANTAREL



F(0) = 6.516815
 mK = 0.000328
 Rfa = 0.160 a 1475
 Rfa = 0.235 a 1950
 Rfa = 0.190 a 2590

Fig. IV.9.2

FACTOR DE RESISTIVIDAD NORMAL APARENTE
DEL POZO CANTAREL



$F(0) = 10.656927$

$mK = 0.000311$

$Rfa = 0.100$ a 1475

$Rfa = 0.147$ a 1950

$Rfa = 0.119$ a 2590

Fig.IV.9.3

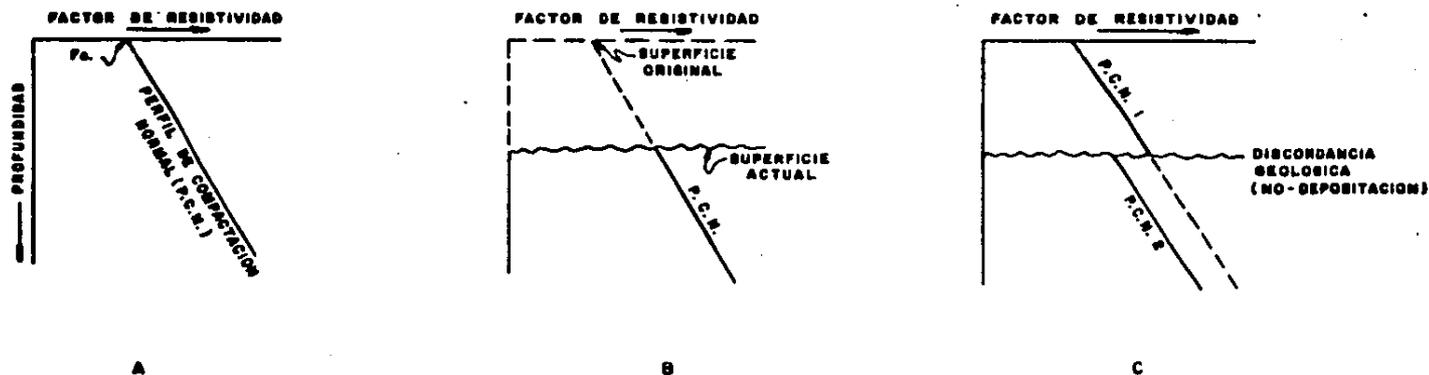


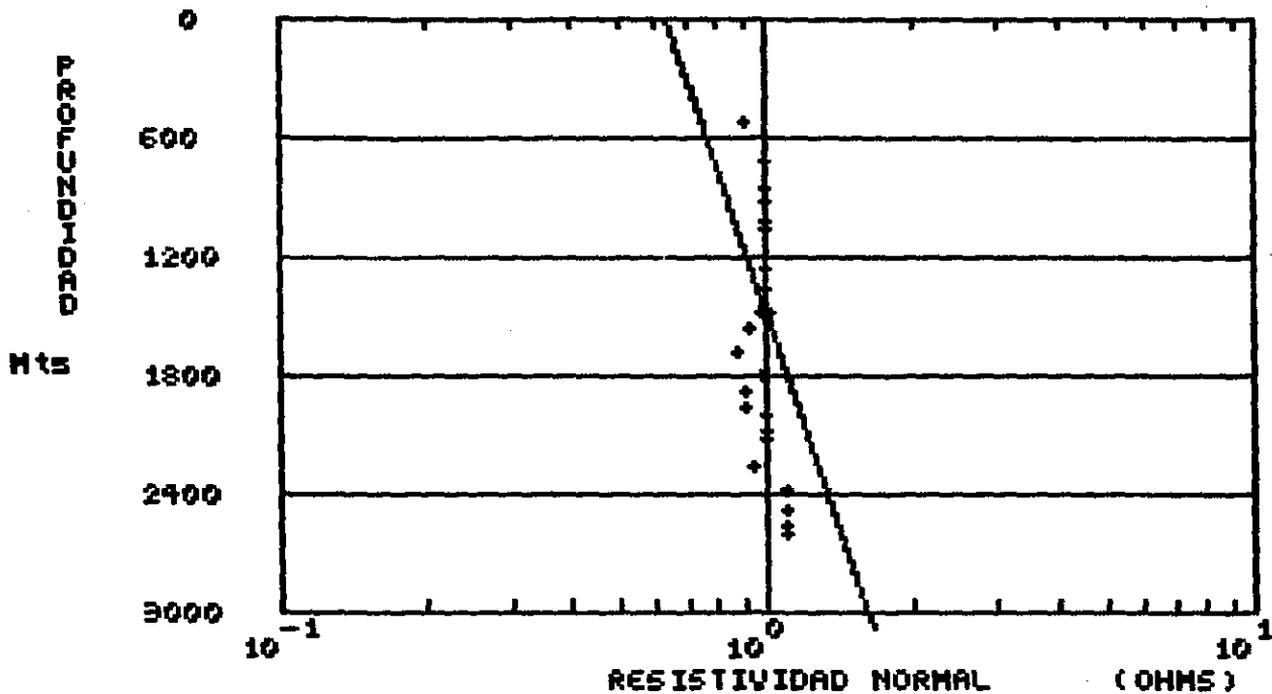
FIG. IV.10 SITUACIONES GEOLOGICAS ESQUEMATIZADAS DETERMINADAS CON EL PERFIL DE COMPACTACION NORMAL (FACTOR DE RESISTIVIDAD):

A.-SECUENCIA(S) DE DEPOSITO CONFORMABLE(S),NO EROSION.

B.-COLUMNA SEDIMENTARIA,SUJETA A LA EROSION

C.-SECUENCIAS DE DEPOSITO CON DISCORDANCIA GEOLOGICA EN LA INTERFACE

MODELO DE RESISTIVIDAD NORMAL
DEL POZO CANTAREL

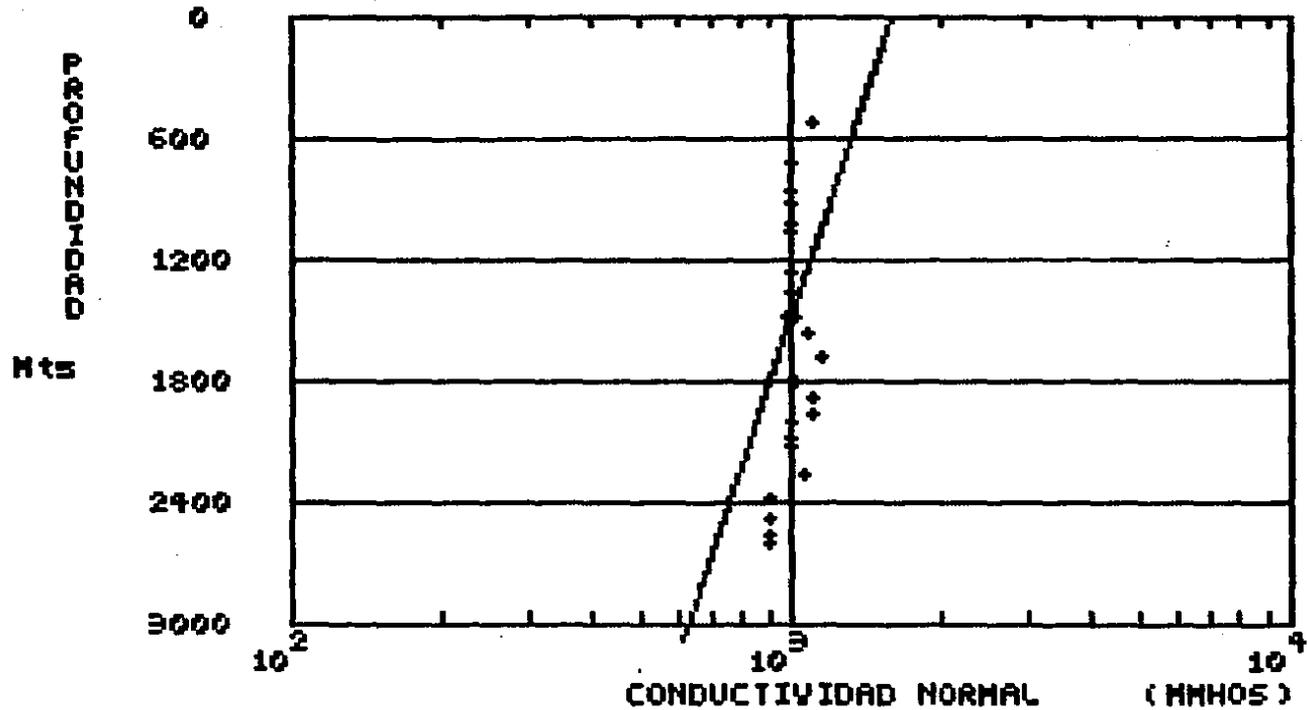


mK = 0.000311

R(0) = 0.631728

Fig. IV.11

MODELO DE CONDUCTIVIDAD NORMAL
DEL POZO CANTAREL

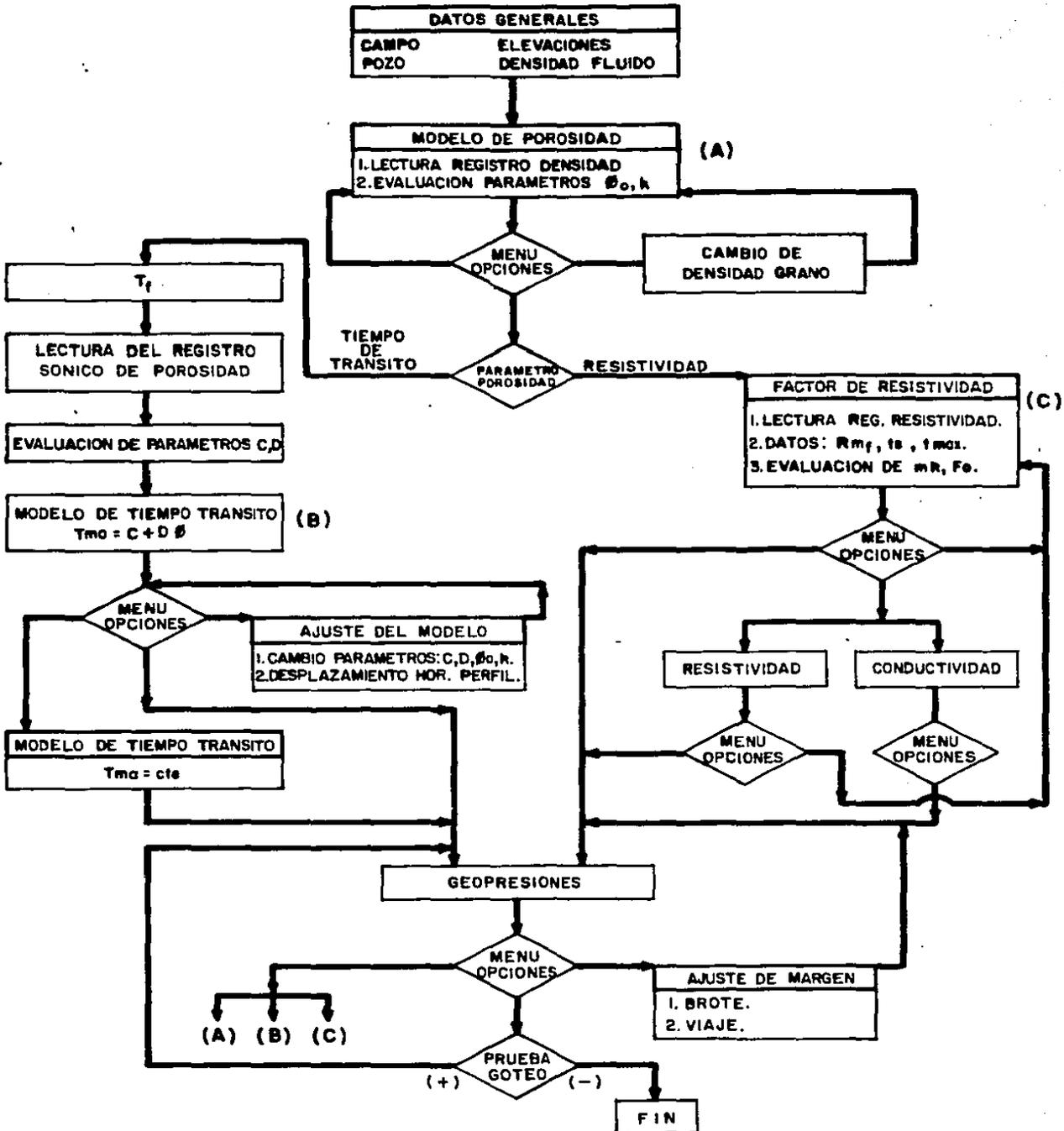


$$mK = -0.000311$$

$$C(0) = 1582.960609$$

Fig. IV.12

FIG. IX.13. DIAGRAMA DE BLOQUES DEL PROGRAMA PARA ANALIZAR UN NUEVO POZO



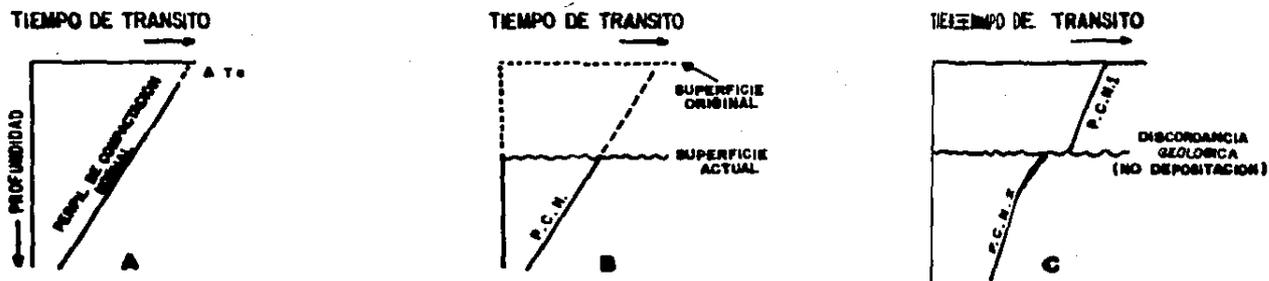
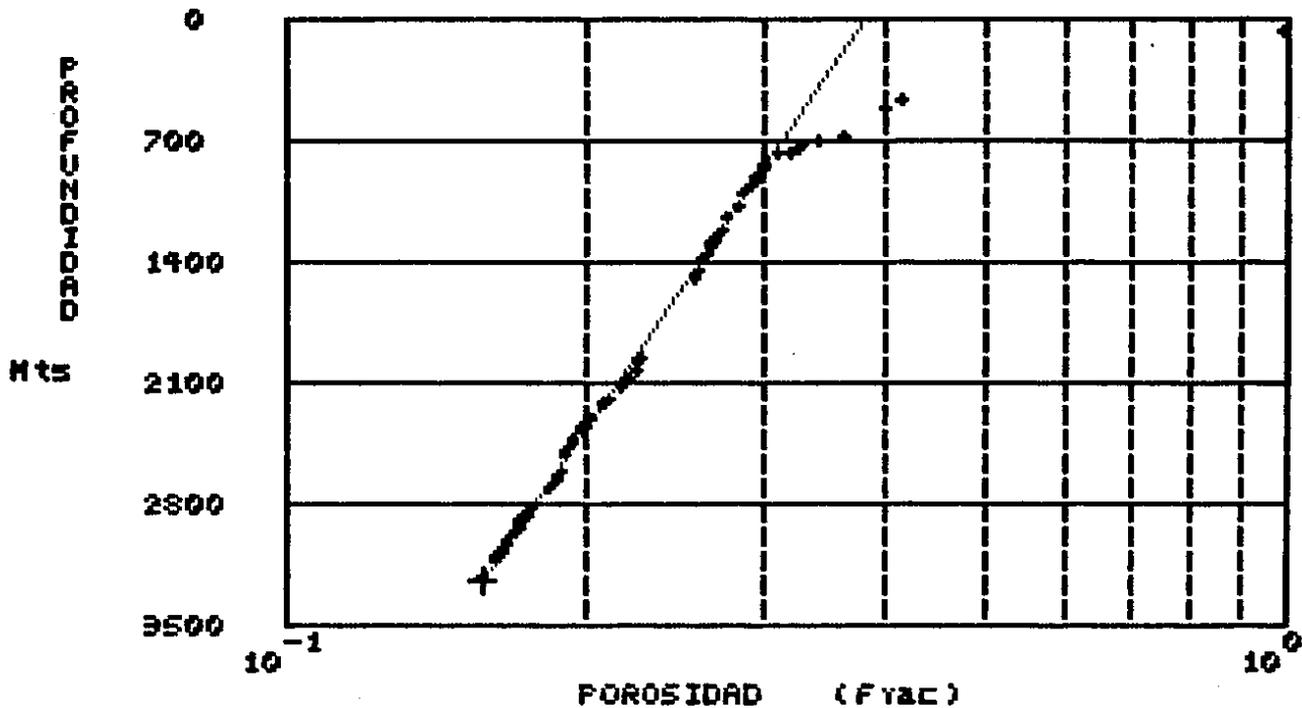


FIG. V.1 SITUACIONES GEOLOGICAS ESQUEMATIZAS DETERMINADAS CON EL PERFIL DE COMPACTACION NORMAL (TIEMPO DE TRANSITO): A, SECUENCIA(S) DE DEPOSITO CON FORMABLE(S), NO EROSION; B, COLUMNA SEDIMENTARIA, SUJETA A LA EROSION; C, SECUENCIAS DE DEPOSITO, CON DISCORDANCIA GEOLOGICA EN LA INTERFACE.

P E R F I L D E P O R O S I D A D
 SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE



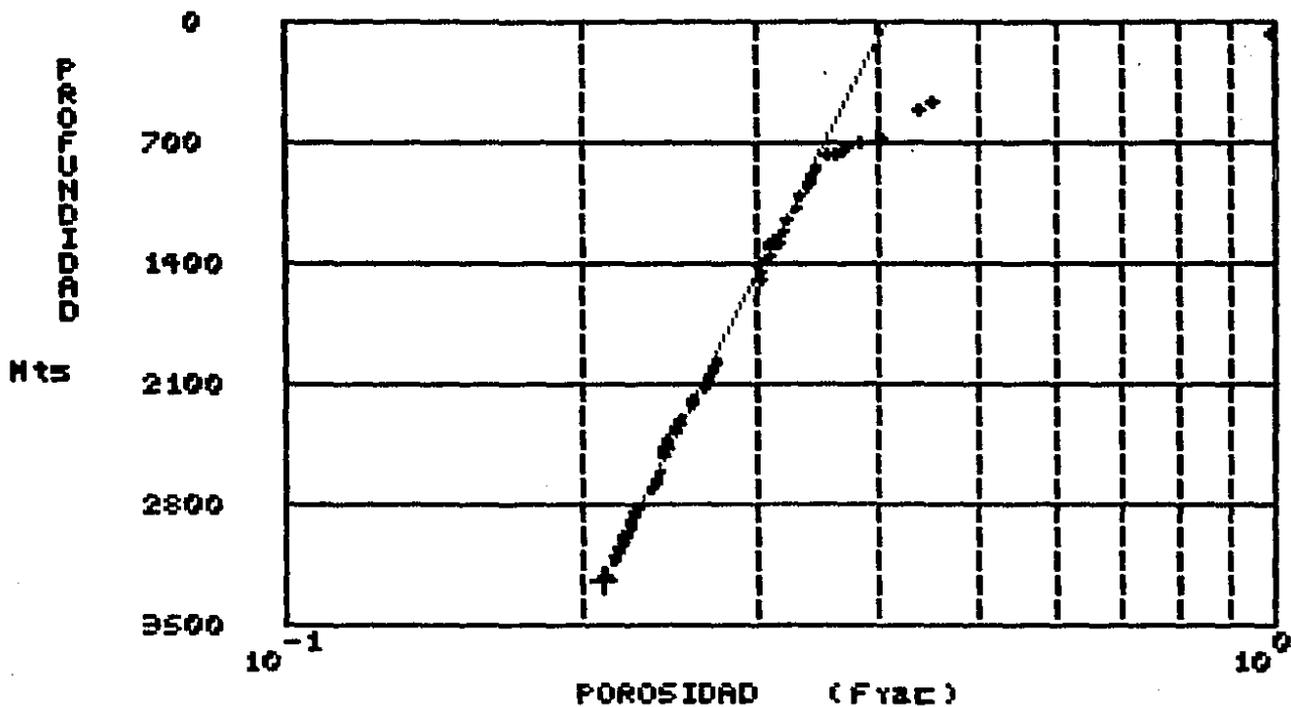
K = -0.000272

$\theta(0)$ = 0.379

Dens. Grano = 2.550

Fig.V.2

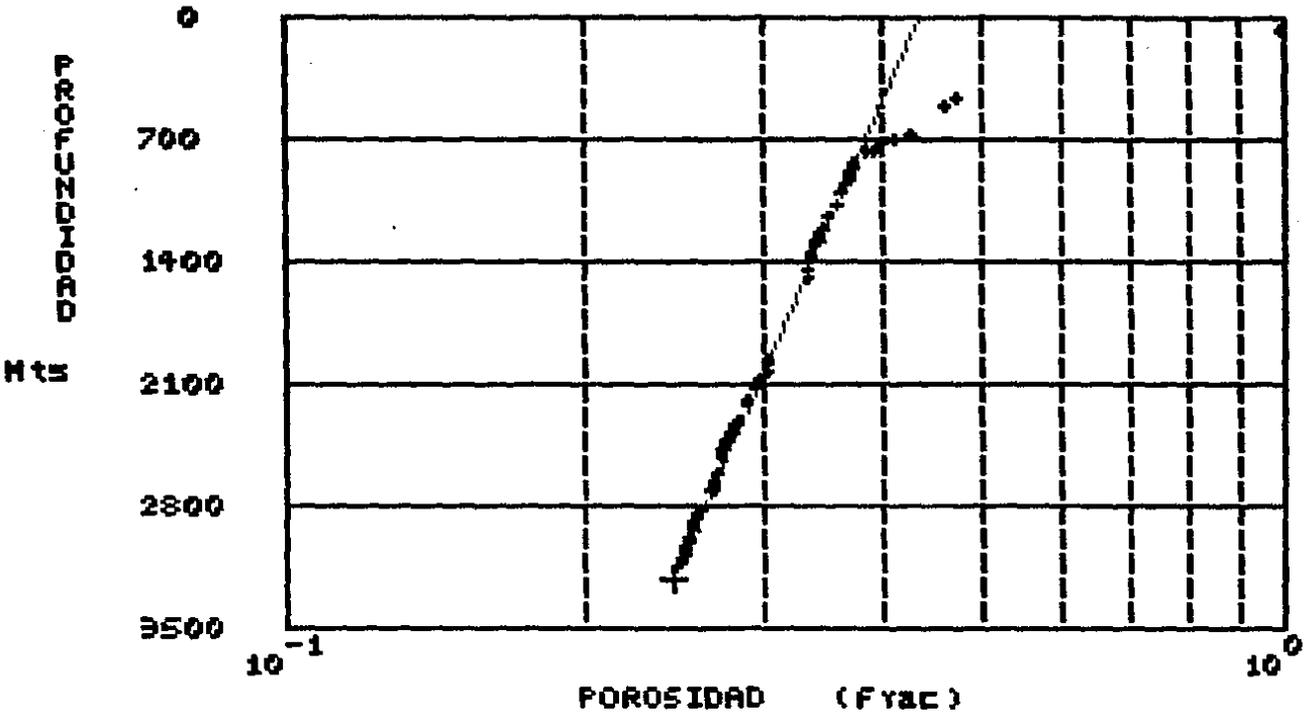
PERFIL DE POROSIDAD
 SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE



K = -0.000204
 $\theta(0) = 0.406$
 Dens. Grano = 2.650

Fig.V.3

PERFIL DE POROSIDAD
 SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE



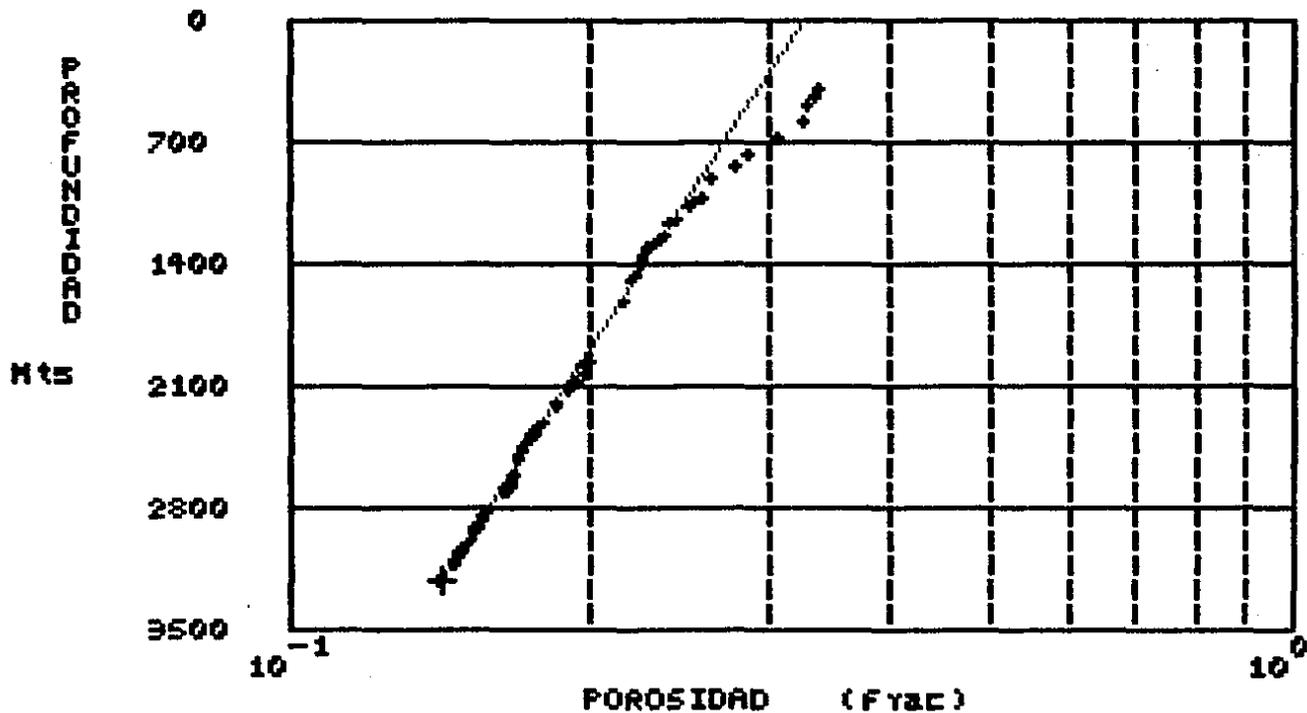
$K = -0.000179$

$\theta(0) = 0.434$

Dens. Grano = 2.720

Fig.V.4

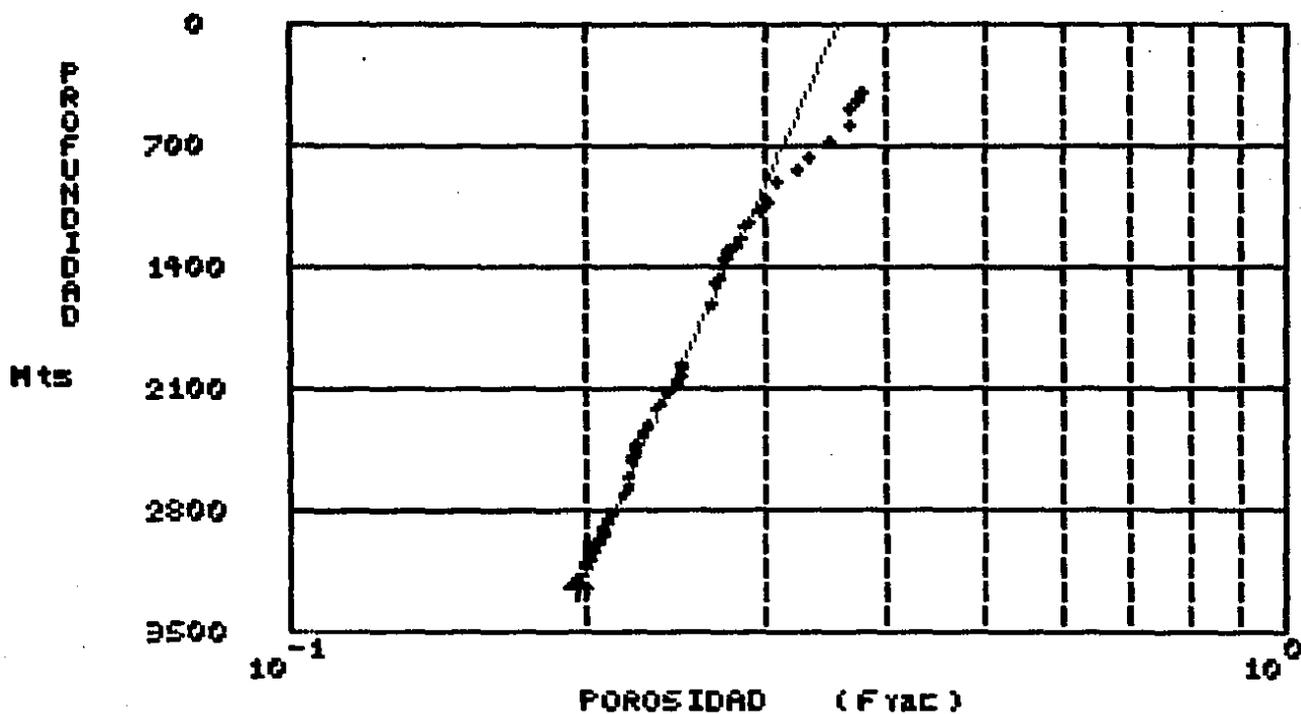
P E R F I L D E P O R O S I D A D
 SOBREPONICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS PGL79 Y SARAPE



K = -0.000259
 $\theta(0)$ = 0.325
 Dens. Grano = 2.550

Fig.V.5

PERFIL DE POROSIDAD
 SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS POL79 Y SARAPE



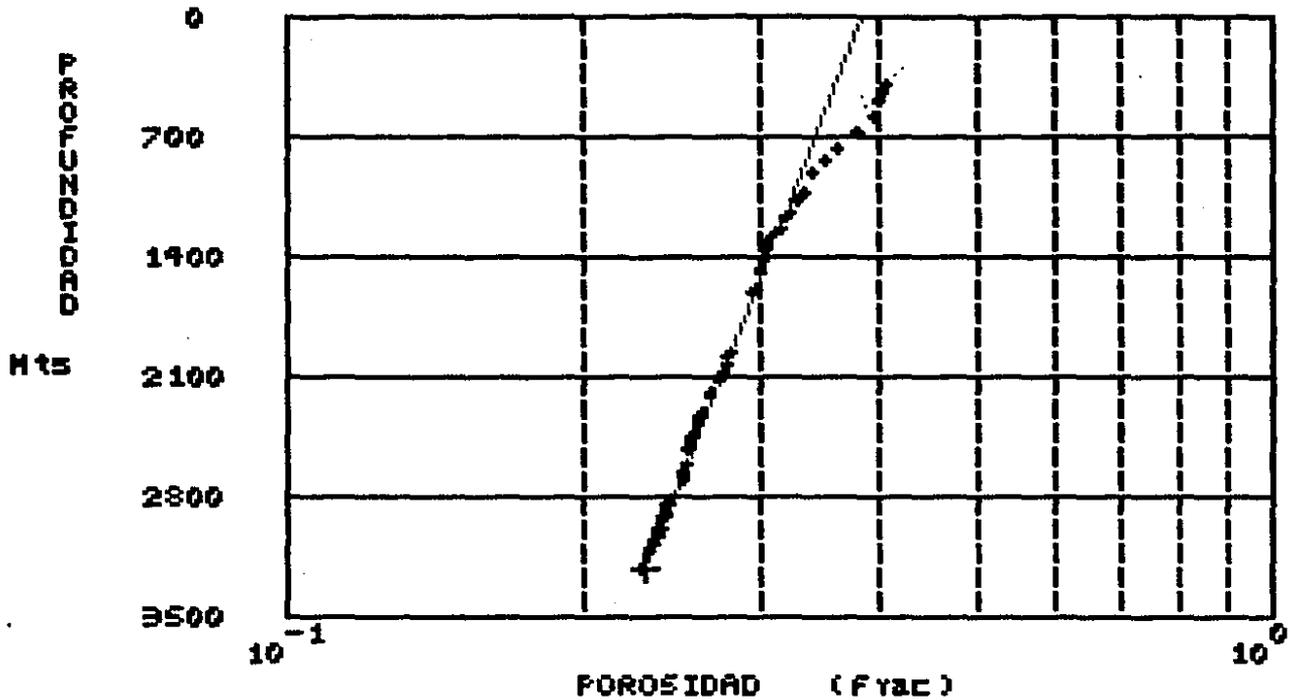
$$K = -0.000186$$

$$\phi(0) = 0.358$$

$$\text{Dens. Grano} = 2.650$$

Fig.V.6

P E R F I L D E P O R O S I D A D
 SOBREPONICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS POL79 Y SARAPE

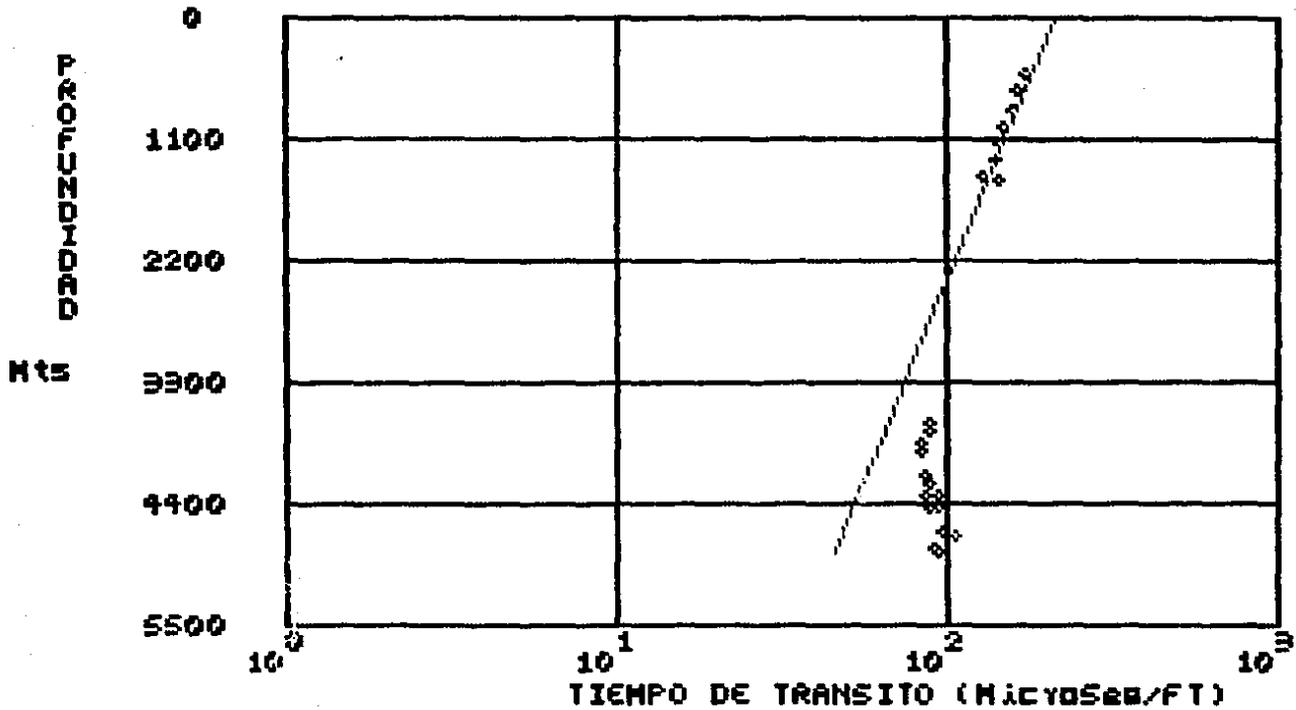


K = -0.000158
 $\phi(0)$ = 0.383
 Dens. Grano = 2.720

Fig.V.7

MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE



Tf = 210.0

Beta = -0.000314

Fig.V.8

**FIG.V.9 DIAGRAMA DE BLOQUES DEL PROGRAMA
DE SOBREPOSICION DE COLUMNAS**

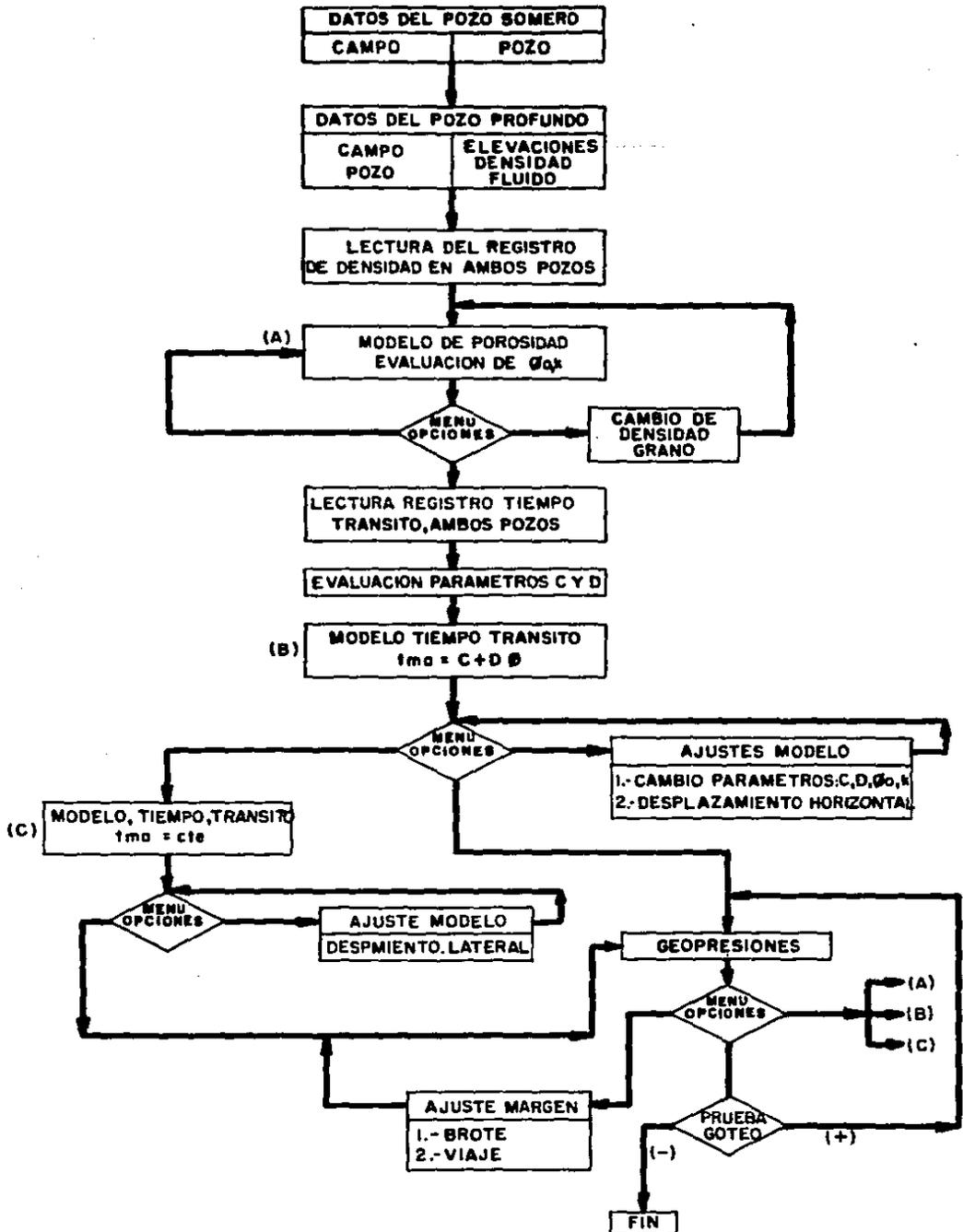


FIG. V.10. DIAGRAMA DE BLOQUES DEL PROGRAMA DE CORRELACION DE POZOS.

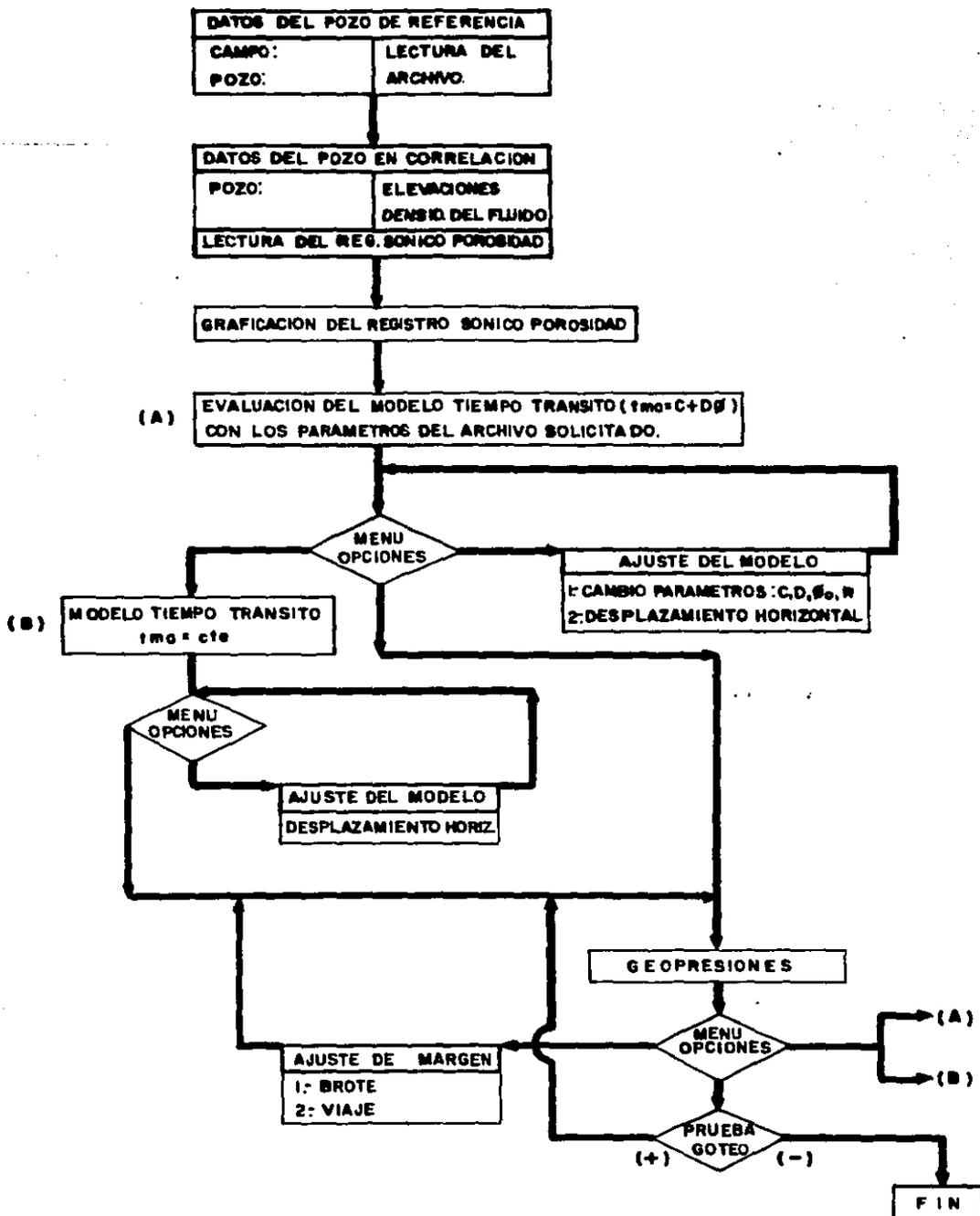
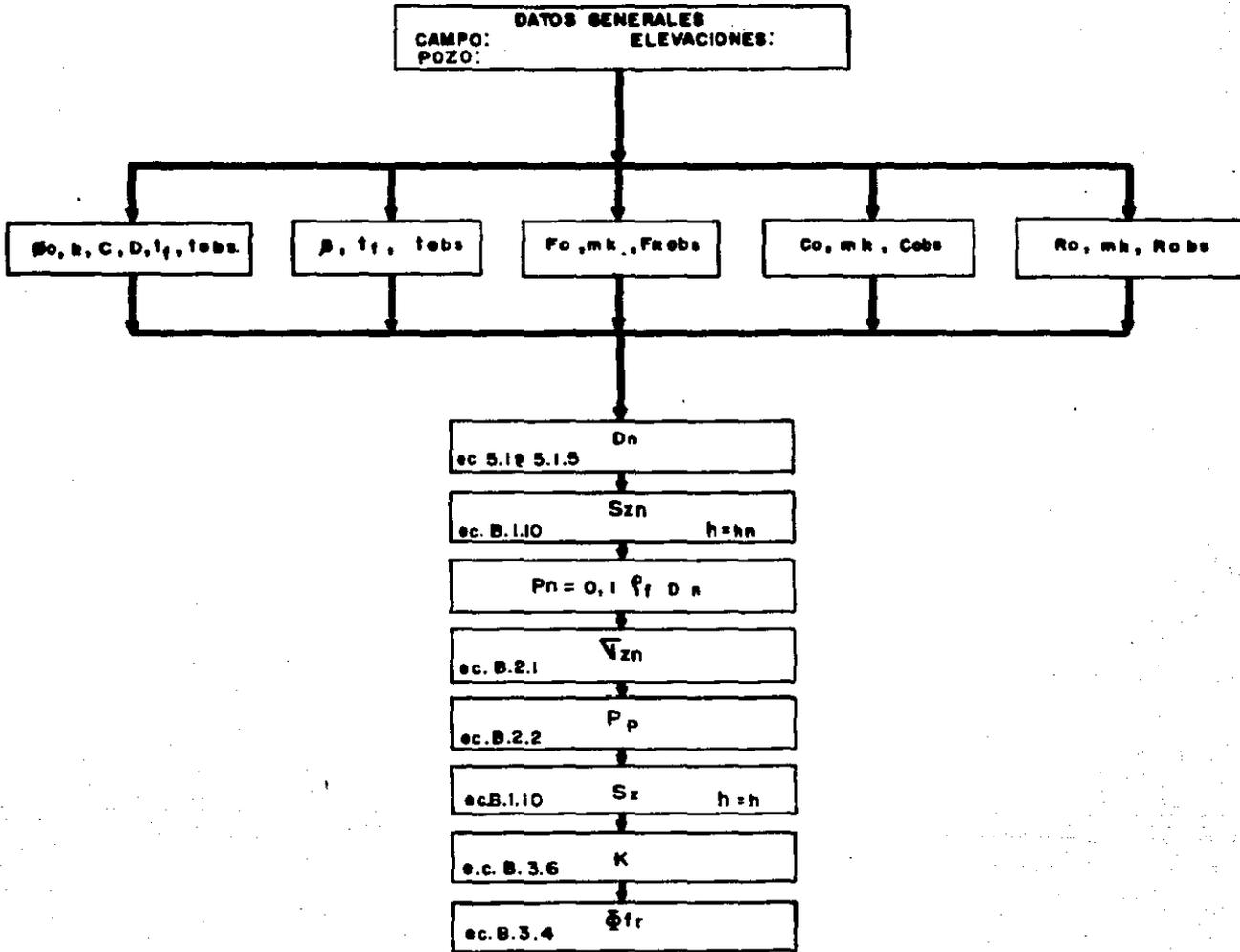
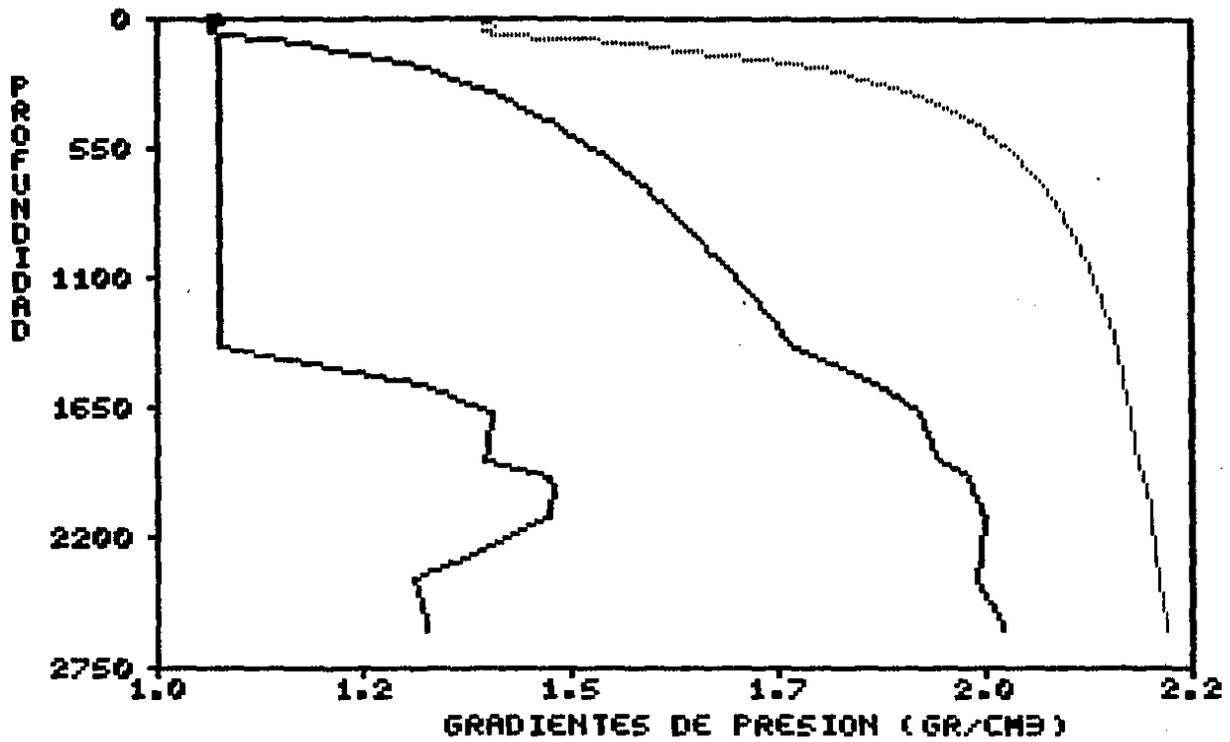


FIG-V-II-DIAGRAMA DE BLOQUES DEL PROCEDIMIENTO DE EVALUACION DE GEOPRESIONES.



EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
UTILIZANDO EL MODELO DEL FACTOR DE RESISTIVIDAD APARENTE
DEL POZO CANTAREL

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

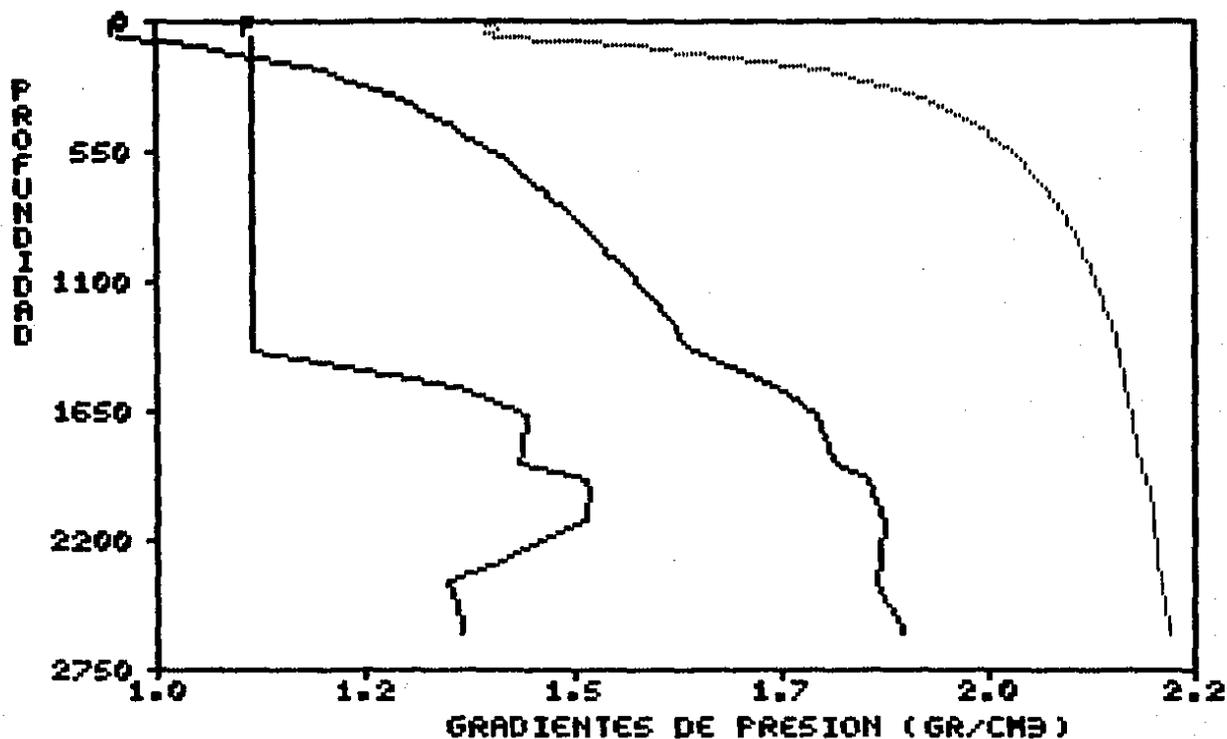
VIAJE = 0.000
BROTE = 0.000

Fig.V.12

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
UTILIZANDO EL MODELO DEL FACTOR DE RESISTIVIDAD APARENTE

DEL POZO CANTAREL

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.038

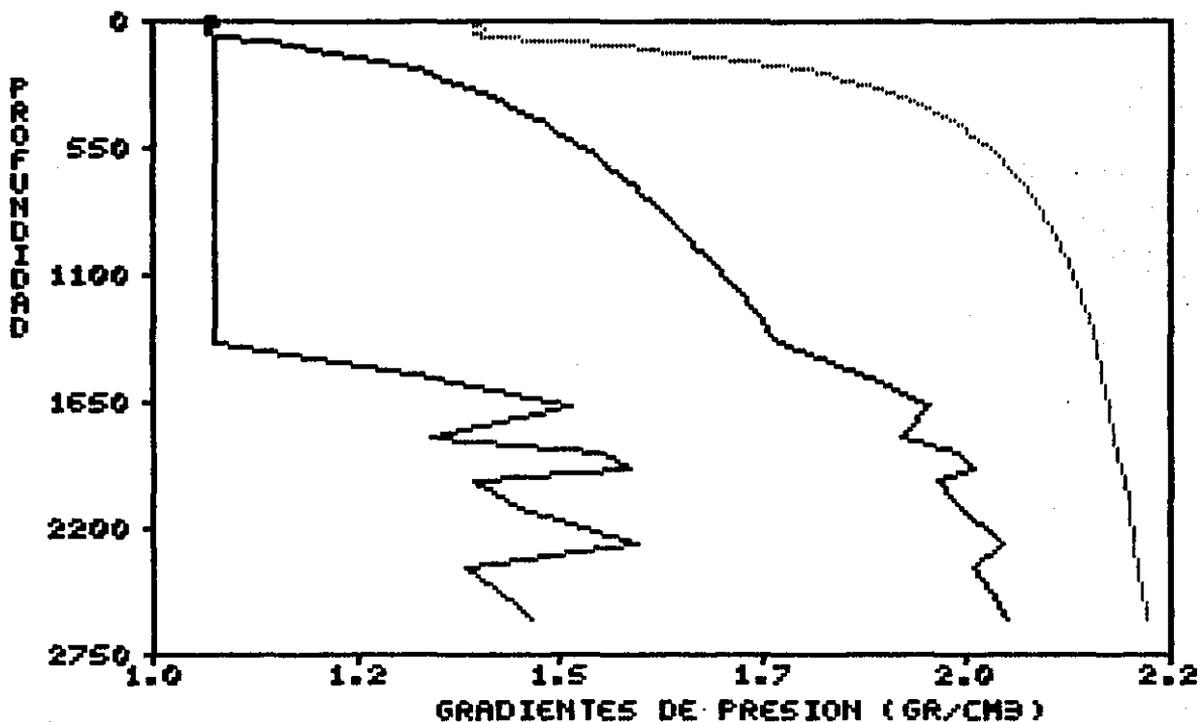
BROTE = 0.120

Fig.V.12.1

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
CON EL MODELO DE CONDUCTIVIDAD NORMAL

DEL POZO CANTAREL

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.000

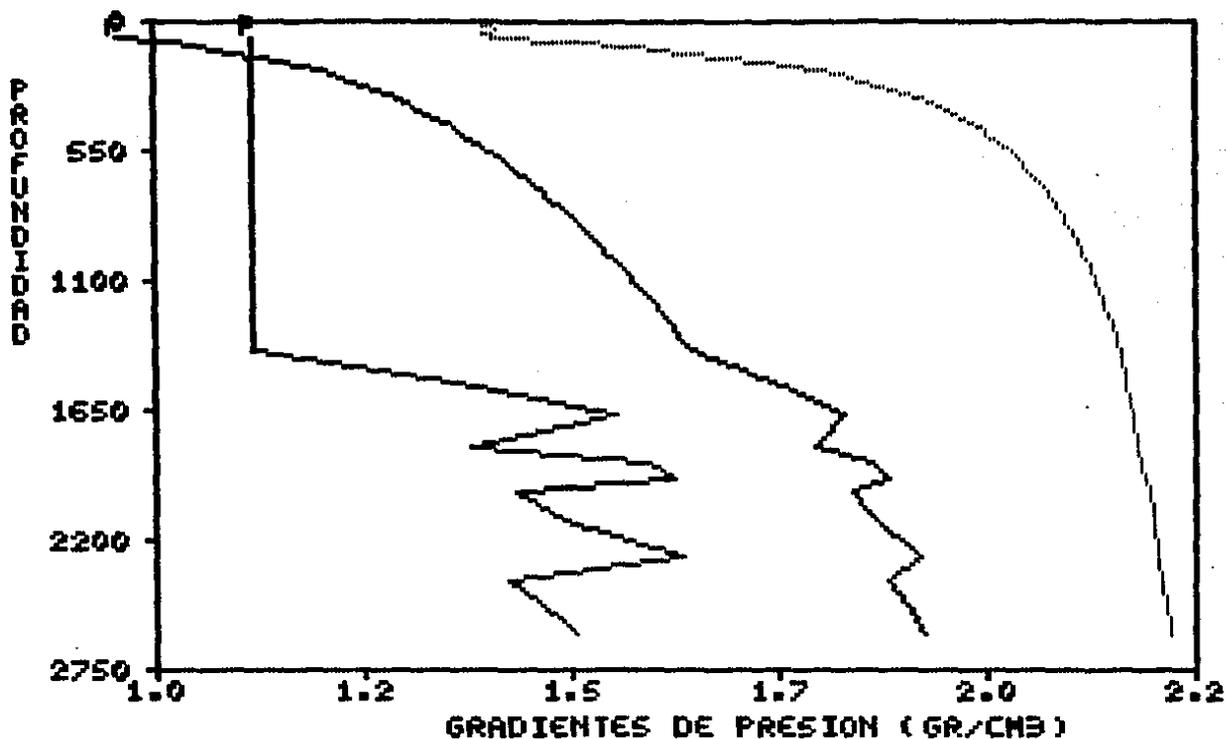
BROTE = 0.000

Fig.V.13

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
CON EL MODELO DE CONDUCTIVIDAD NORMAL

DEL POZO CANTAREL

G E O P R E S I O N E S



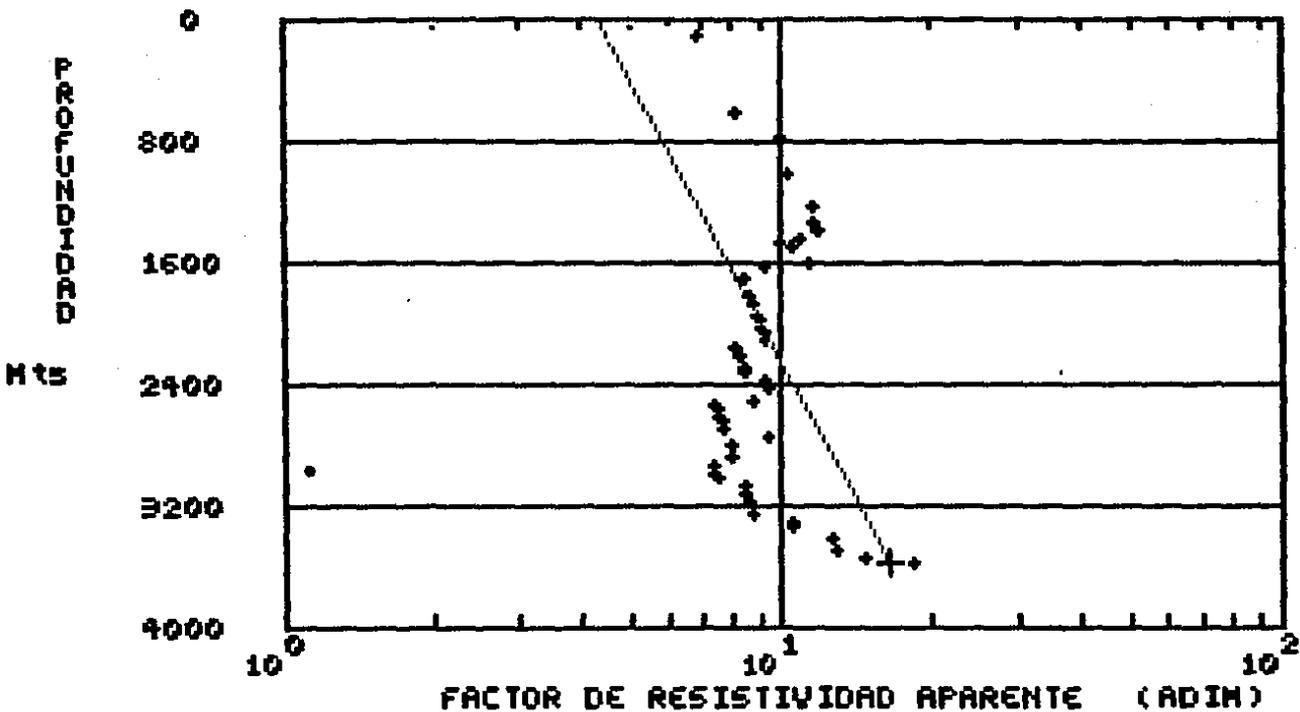
Margen de Seguridad

VIAJE = 0.038

BROTE = 0.120

Fig.V.13.1

FACTOR DE RESISTIVIDAD NORMAL APARENTE
DEL POZO POL-79



$F(0) = 4.298665$

$mK = 0.000376$

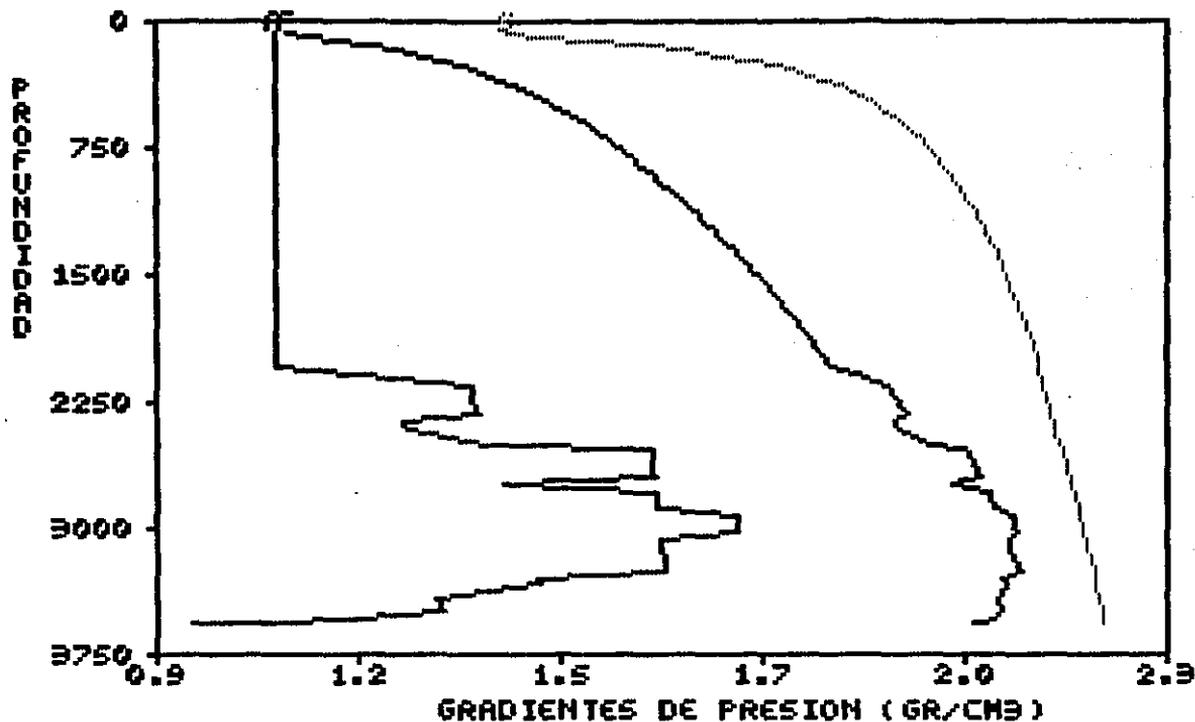
$Rfa = 0.169 \text{ a } 2845$

Fig.V.14

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
UTILIZANDO EL MODELO DEL FACTOR DE RESISTIVIDAD APARENTE

DEL POZO POL-79

GEOPRESIONES



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.000

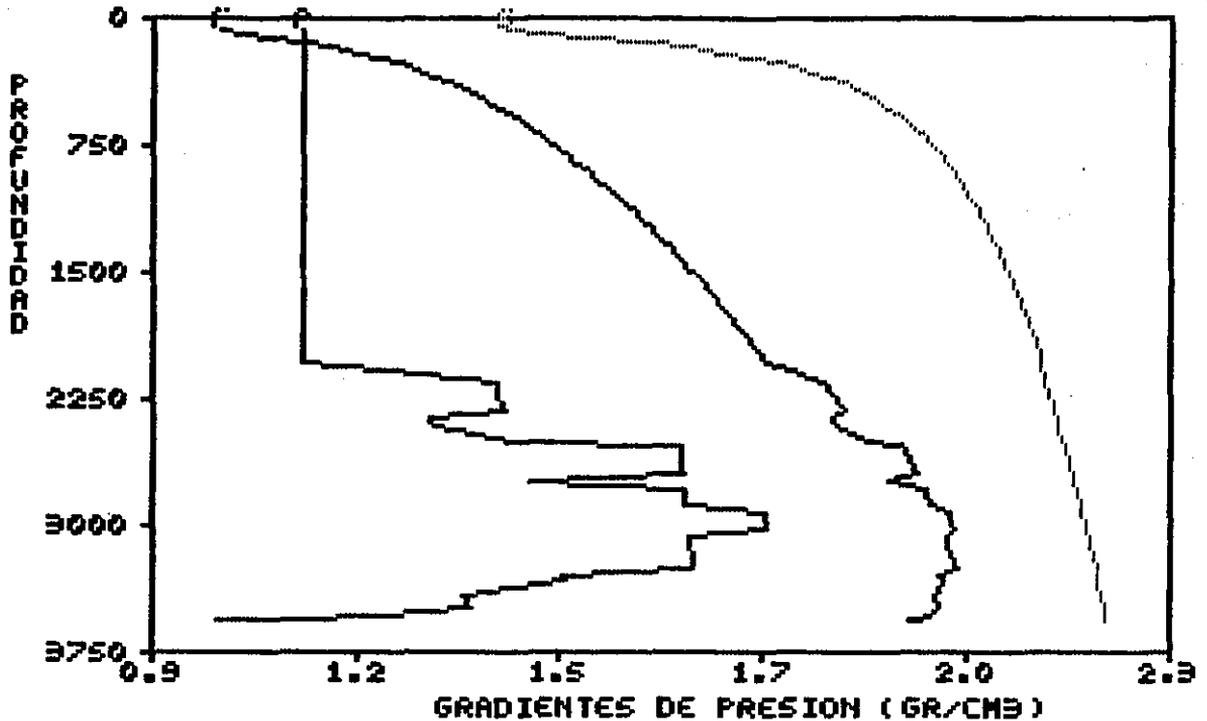
BROTE = 0.000

Fig.V.14.1

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
UTILIZANDO EL MODELO DEL FACTOR DE RESISTIVIDAD APARENTE

DEL POZO POL-79

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.039

BROTE = 0.090

Fig.V.14.2

MODELO DE CONDUCTIVIDAD NORMAL
 DEL POZO POL-79

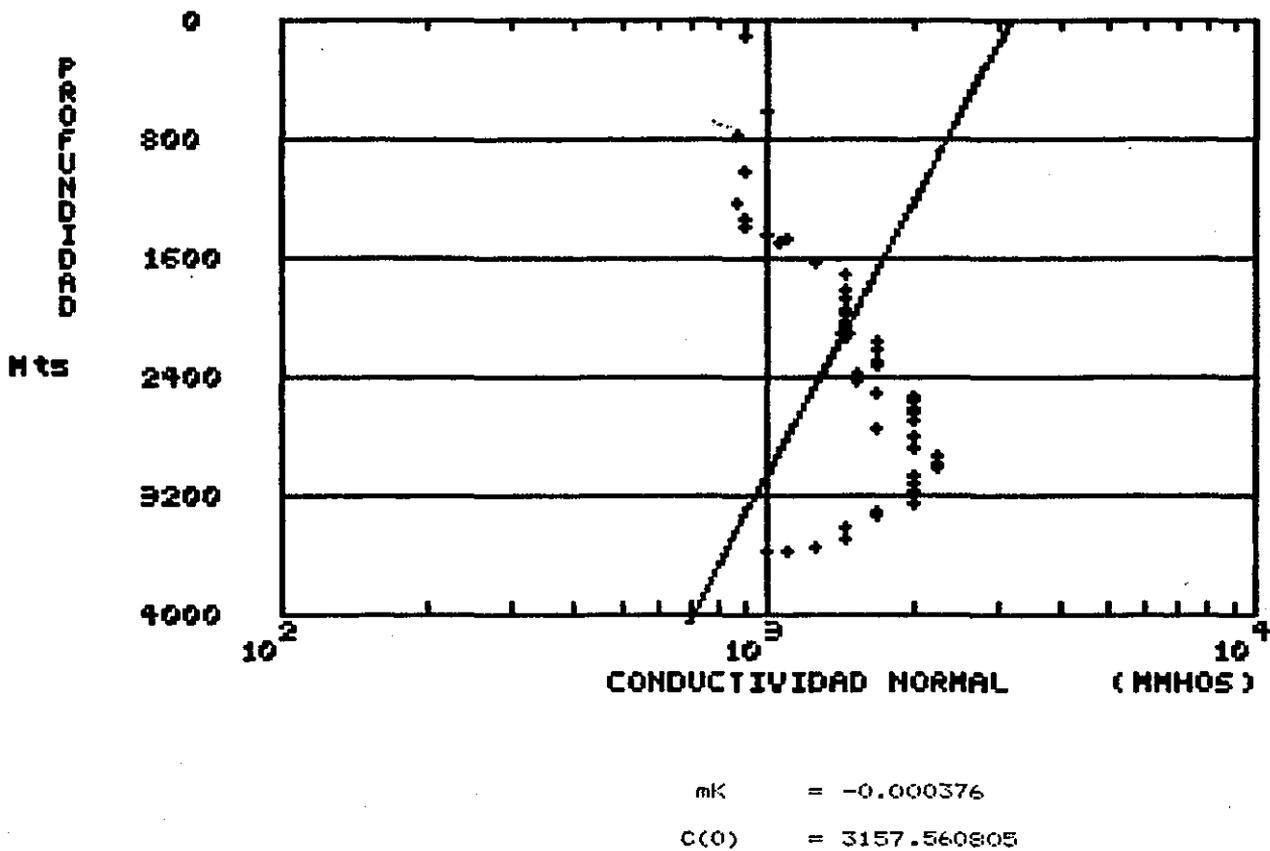
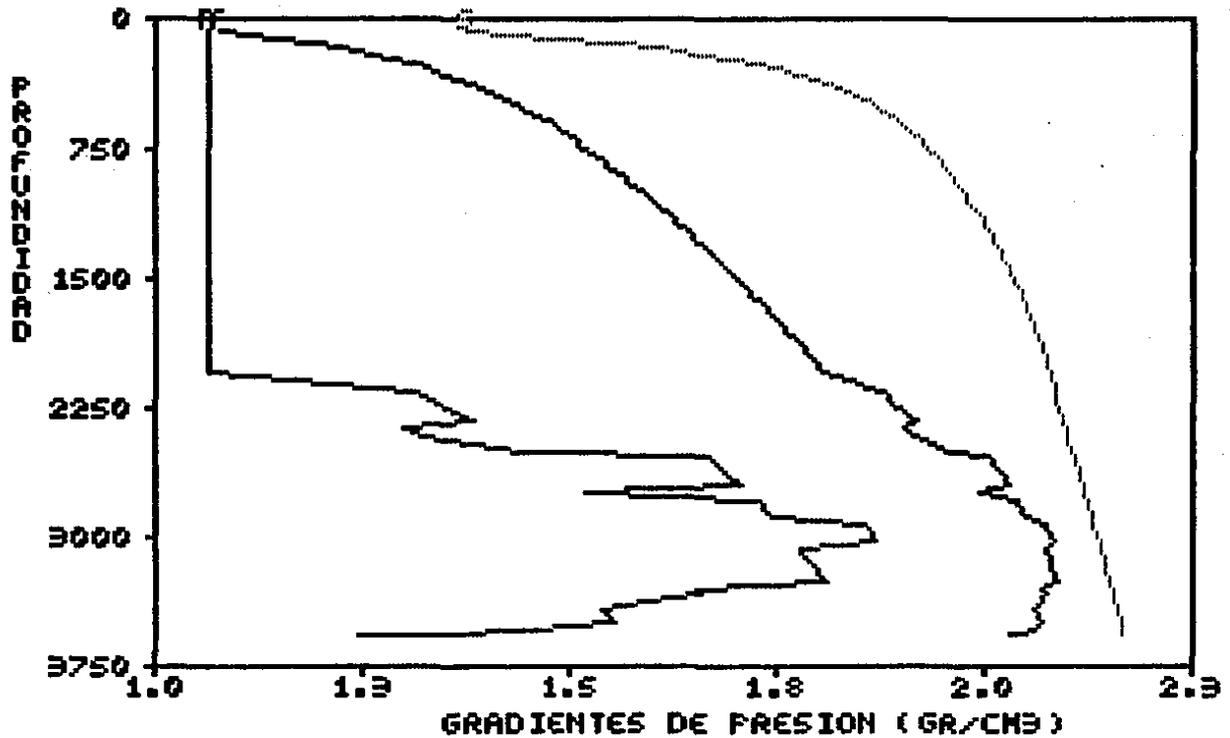


Fig.V.15

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO DE INDUCCION
CON EL MODELO DE RESISTIVIDAD NORMAL

DEL POZO POL-79

G E O P R E S I O N E S



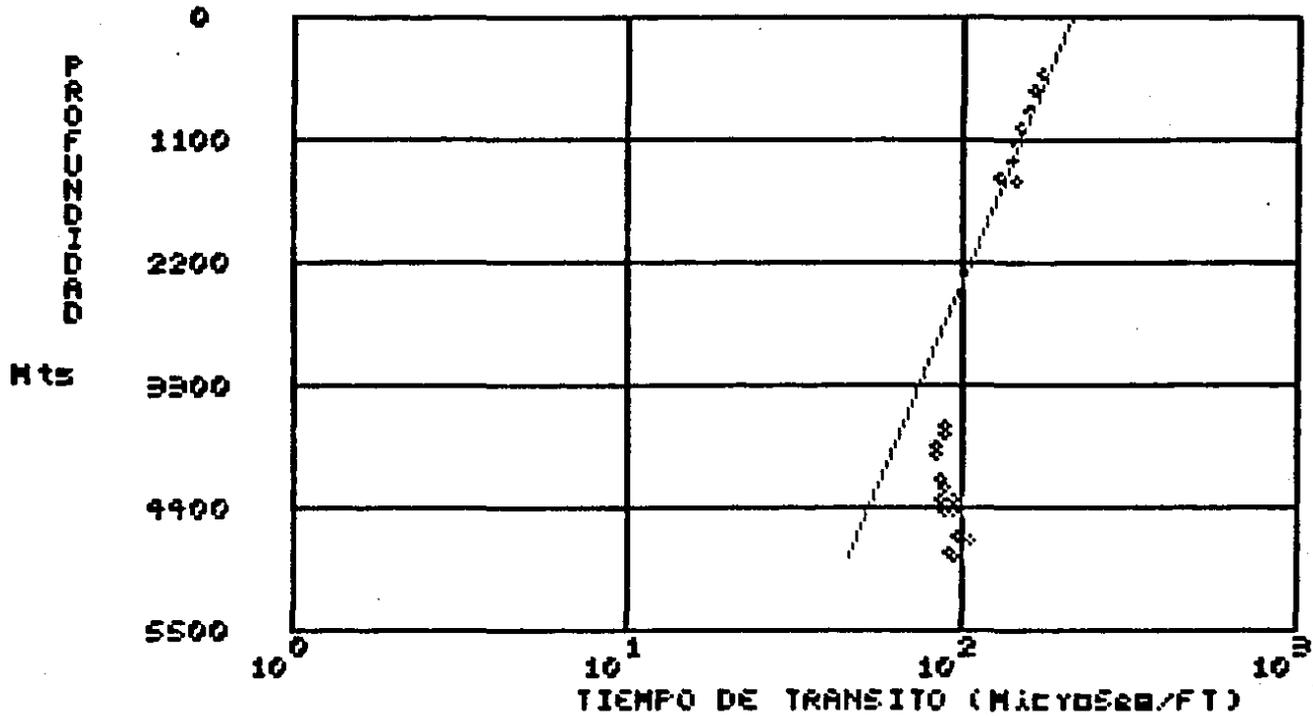
Margen de Seguridad

VIAJE = 0.000

BROTE = 0.000

Fig.V.15.1

MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
 CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE
 SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
 DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE



$T_f = 210.0$

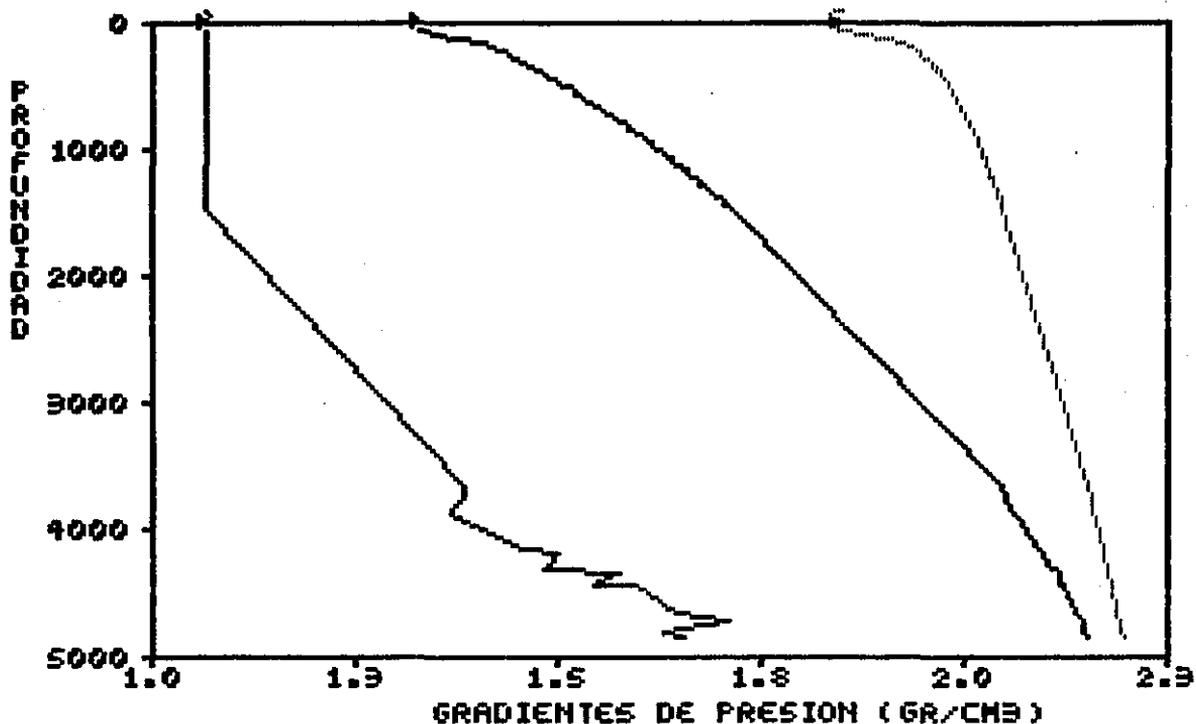
Beta = -0.000314

Fig.V.16

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO SONICO
CON EL MODELO DE TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.000

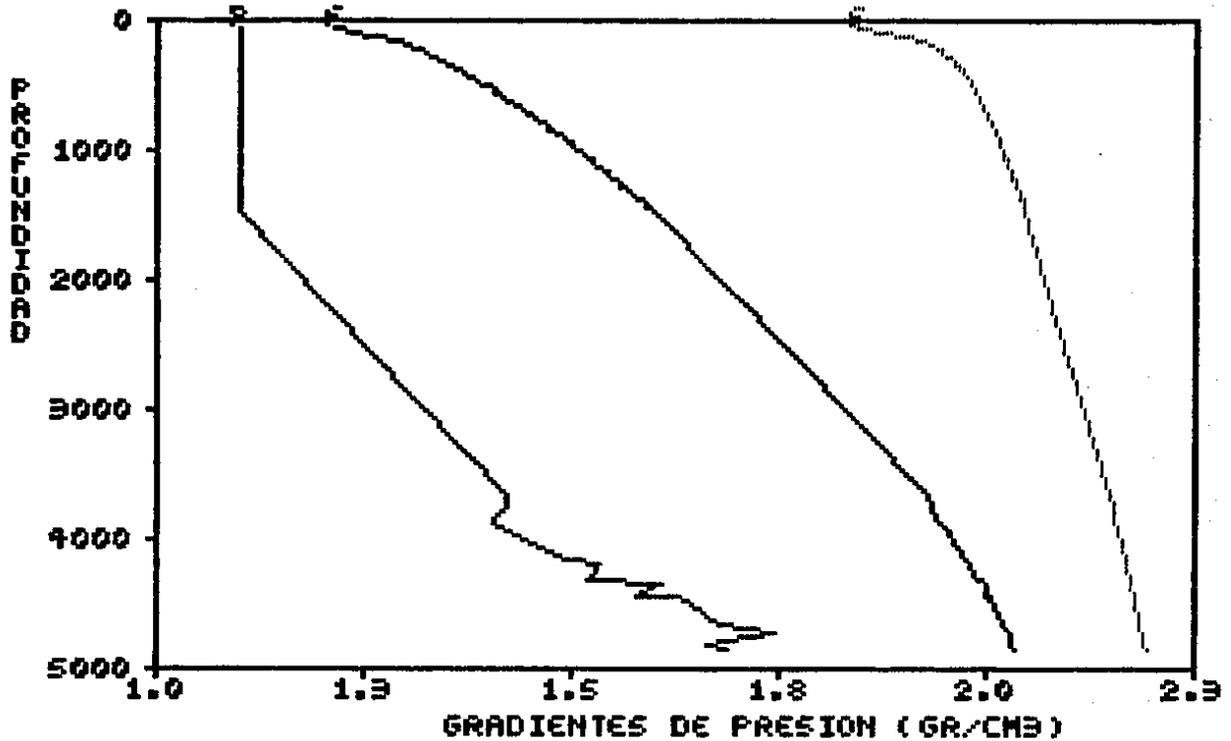
BRUTE = 0.000

Fig.v.16.1

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO SONICO
CON EL MODELO DE TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

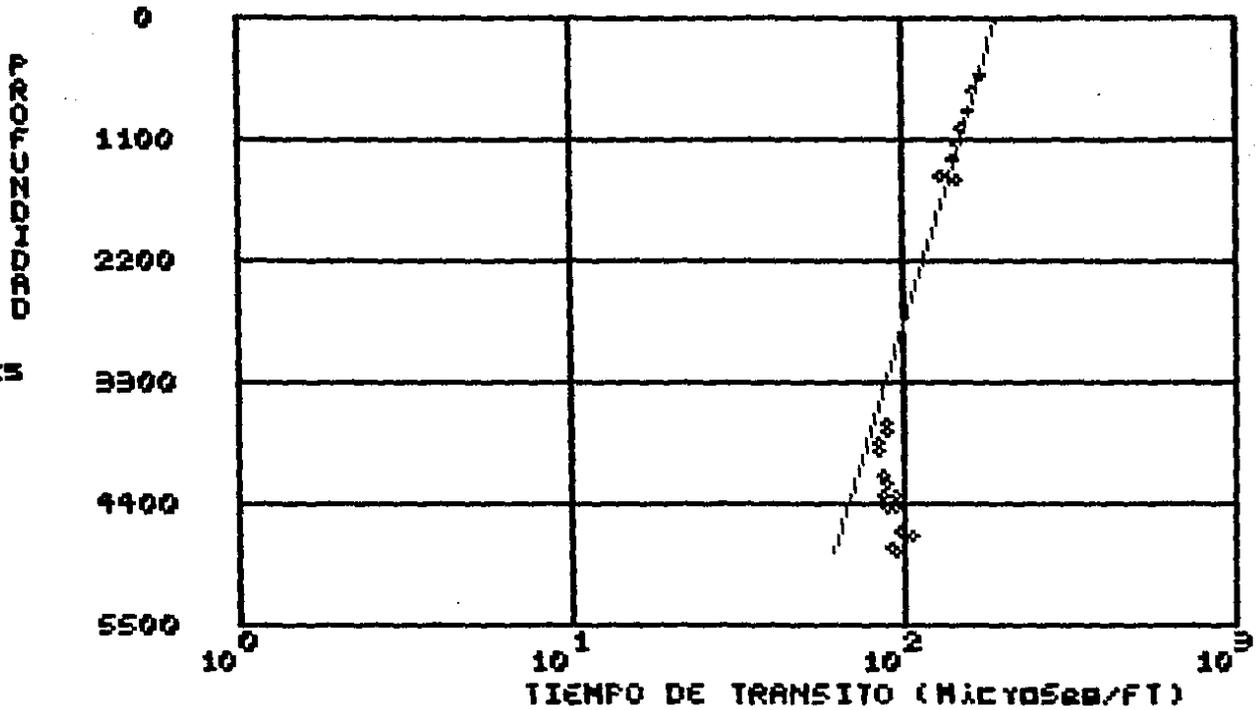
VIAJE = 0.036

BROTE = 0.120

Fig.V.16.2

MODELO DE TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
CONSIDERANDO EL TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE



Tf = 192.0

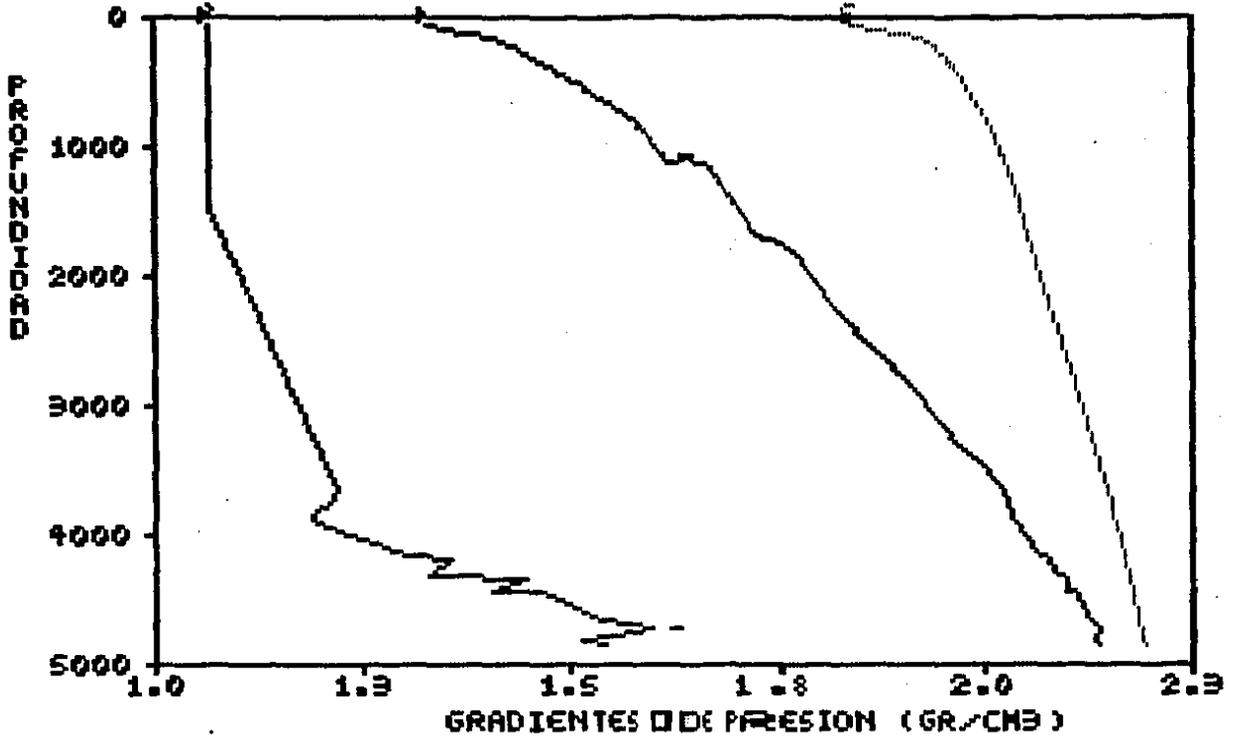
Beta = -0.000236

Fig.V.17

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO SONICO
CON EL MODELO DE TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
DE LOS POZOS CANTAREL Y GARAPE

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.000

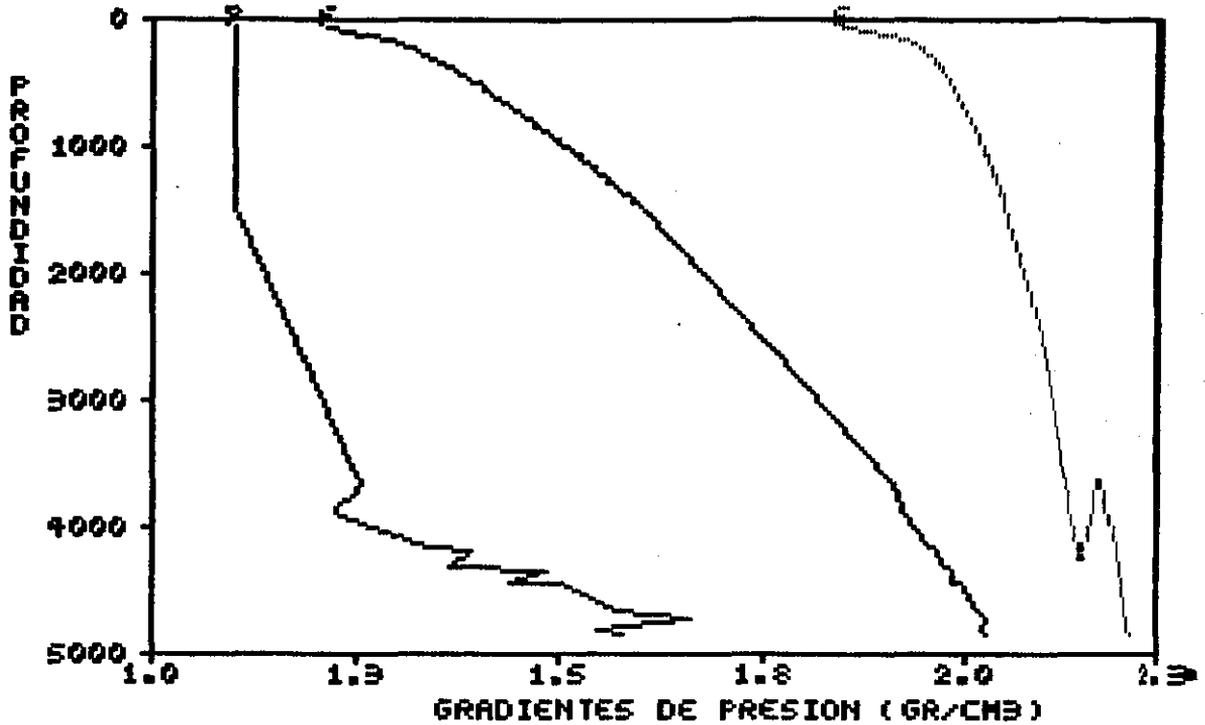
BRICOTE = 0.000

Fig. V.11.11

EVALUACION MEDIANTE LOS DATOS DEL REGISTRO SONICO
CON EL MODELO DE TIEMPO MATRICIAL CONSTANTE

SOBREPOSICION DE COLUMNAS SEDIMENTARIAS
DE LOS POZOS CANTAREL Y SARAPE

G E O P R E S I O N E S



Margen de Seguridad

VIAJE = 0.036

BROTE = 0.120

Fig.V.17.2

FIG. A.1.- MODELO ESTRATIGRAFICO DE LA COLUMNA SEDIMENTARIA DEL TERCIARIO EN EL GOLFO DE MEX. (Mógora, 1976)^{16, 19}

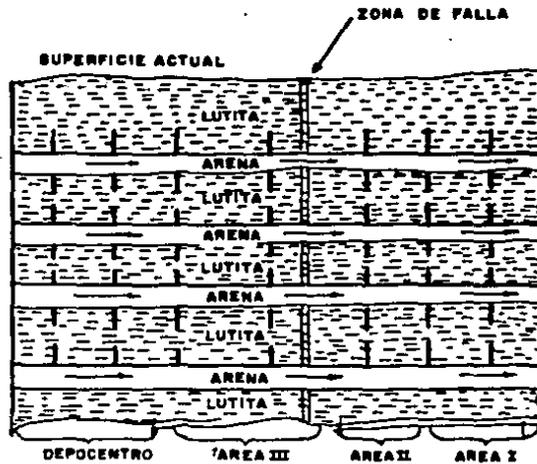


FIG. A.2.- VARIACION DEL ESPESOR DEL ESTRATO CON RESPECTO A LA DISTANCIA DE RELLENO DE LA CUENCA¹⁹

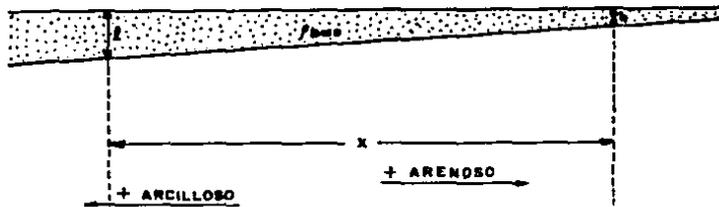
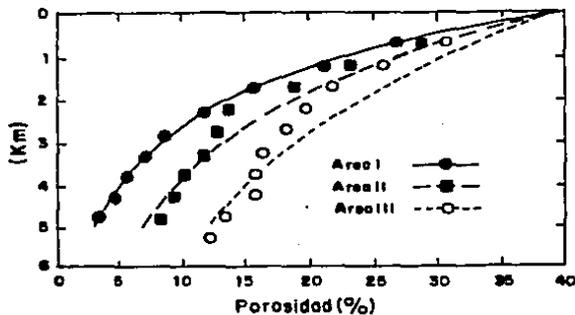


FIG. A.3.- DISTRIBUCION DEL PERFIL DE POROSIDAD EN UNA CUENCA SEDIMENTARIA¹⁹



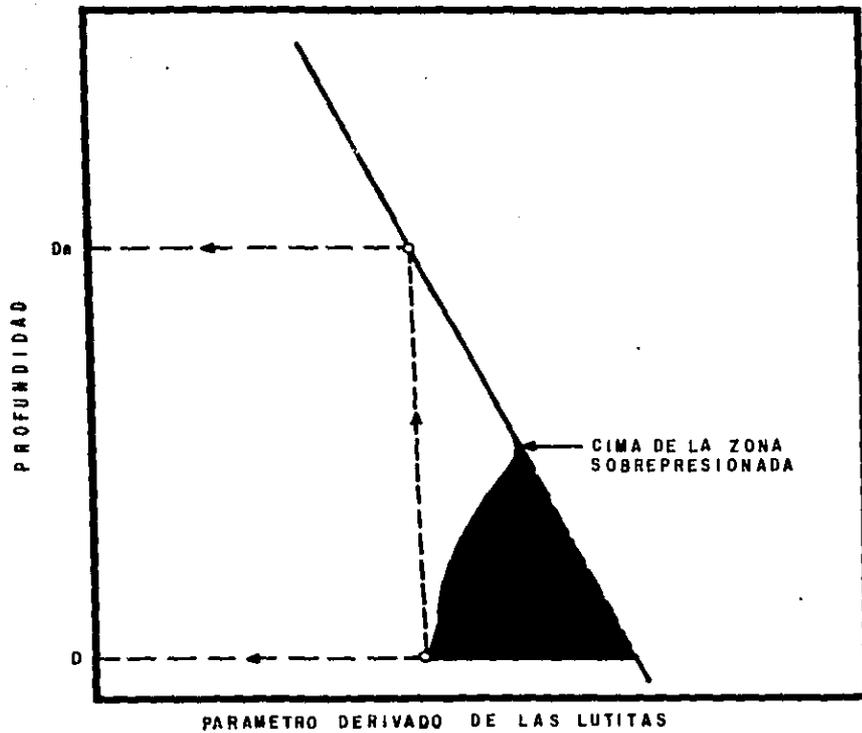


FIG. B.2.1 REPRESENTACION GRAFICA DEL METODO DE PROFUNDIDADES EQUIVALENTES

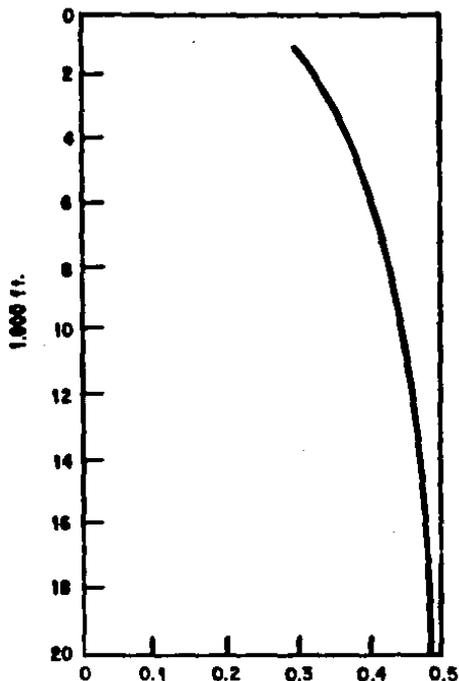


FIG. B.3.1.- CORRELACION DE EATON¹⁷ DE LA RELACION DE POISSON PARA LA COSTA DEL GOLFO, CONSIDERANDO EL GRADIENTE DE SOBRECARGA VARIABLE

FIG. B.3.2.- RELACION DE ESFUERZOS MATRICIALES (HORIZONTAL/VERTICAL) OBTENIDOS A PARTIR DE LA CORRELACION DE EATON (B.3.1).

