

01179

1
20

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

Facultad de Ingeniería

**ANALISIS ESTRUCTURAL DEL AREA
LACANTUN, PORCION ORIENTAL DE
LA SIERRA DE CHIAPAS**

TESIS POR
VICTOR MANUEL CHAVEZ VALOIS

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 EN EXPLORACION DE
RECURSOS ENERGETICOS DEL SUBSUELO

CUIDAD UNIVERSITARIA
1996

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

A mis seres más queridos, quienes representan mi Sustento y mi Impulso: Irma, mi compañera y esposa, cuyo cariño me ha hecho crecer. Aquiles y Ulises, mis hijos quienes me hacen sentir el padre más orgulloso. A la memoria de mis Padres, a mis Hermanos y a toda mi Familia.

DESEO HACER EXPLICITO MI AGRADECIMIENTO Y SENTIMIENTO DE PERTENENCIA A PETROLEOS MEXICANOS Y A QUIENES EN SU NOMBRE ME APOYARON PARA REALIZAR MIS ESTUDIOS DE MAESTRIA, ASI COMO LAS FACILIDADES BRINDADAS PARA EL DESARROLLO Y TERMINACION DE ESTA TESIS, A LOS SEÑORES INGENIEROS PABLO CRUZ HELU, JERONIMO RIVERA JUAREZ Y ALBERTO ARROYO PICHARDO, GRACIAS POR SU RESPALDO. AL INGENIERO JULIO CERRILLO CRUZ QUIEN EN EL QUEHACER COTIDIANO DEMUESTRA LO QUE DEBE SER EL COMPAÑERISMO.

MI GRATITUD AMPLIA Y SINCERA POR SU ASESORIA, SOLIDARIDAD Y AMISTAD AL INGENIERO ROBERTO FLORES LOPEZ. AGRADEZCO TAMBIEN TODOS LOS CONSEJOS, COMENTARIOS Y RECOMENDACIONES PARA MEJORAR ESTE TRABAJO A LOS SEÑORES MAESTRO EN INGENIERIA FRANCISCO SANCHEZ DE TAGLE, Y DOCTORES JAVIER MENESES ROCHA, JAIME BARCELO DUARTE Y SALVADOR ORTUÑO ARZATE. ASI TAMBIEN AL INGENIERO FERNANDO LOPEZ ARRIAGA QUIEN ME CONDUJO EN LOS INICIOS DE ESTE PROYECTO. AL SEÑOR ARTURO PEREZ HERNANDEZ POR SU AYUDA EN LA EDICION DE LAS FIGURAS.

EL MAYOR DE MIS RECONOCIMIENTOS PARA TODOS MIS COMPAÑEROS DE GENERACION Y DE TRABAJO DE LOS QUE SIEMPRE HE APRENDIDO Y SEGUIRE APRENDIENDO. A TODOS AQUELLOS A QUIENES INVOLUNTARIAMENTE HE OMITIDO, GRACIAS.

... "Es fama que aquellos dos continentes, que en otro tiempo formaban uno solo, se separaron violentamente en un espantoso rompimiento, a impulso de las aguas del mar, que dividió a la Hesperia de la costa siciliana (¡ tan poderosa es para producir mudanzas la larga sucesión de los siglos!), y, abriéndose un estrecho canal entre ellas, baña a la par los campos y las ciudades de ambas riberas. "...

VIRGILIO: LA ENEIDA, LIBRO III

*... "La Ciencia nunca termina; actúa por aproximaciones sucesivas, que nos acercan cada vez más a una comprensión integral y precisa de la Naturaleza pero nunca lo logra completamente.
... La Ciencia está siempre sometida a discusiones, correcciones, refinamientos, reconsideraciones dolorosas y a visiones revolucionarias.
... Esperamos que allí donde nosotros hemos fallado, otros se sientan inspirados (o provocados) para hacerlo mejor. ..."*

**CARL SAGAN Y ANN DRUYAN:
SOMBRA DE ANTEPASADOS OLVIDADOS**

INDICE

RESUMEN	i
I.- INTRODUCCION	1
II.- GENERALIDADES	4
II. 1.- LOCALIZACION	4
II. 2.- ANTECEDENTES EXPLORATORIOS	5
II. 2. 1.- SIERRA DE CHIAPAS	6
II. 2. 2.- GUATEMALA	9
II. 2. 3.- AREA LACANTUN	11
II. 3.- METODO DE TRABAJO	14
III.- ANALISIS ESTRATIGRAFICO	17
III. 1.- BASAMENTO	18
III. 2.- PALEOZOICO	19
III. 3.- JURASICO - CRETACICO INFERIOR	22
III. 4.- DEPOSITOS SALINOS	24
III. 5.- CRETACICO	26
III. 6.- TERCIARIO	31
IV.- MARCO TECTONICO - SEDIMENTARIO	35
V.- ANALISIS ESTRUCTURAL	44
V. 1.- INTERPRETACION DE IMAGENES DE SATELITE	45
V. 2.- ANALISIS HIPSOMETRICO	48
V. 3.- ANALISIS DE LA CARTOGRAFIA TOPOGRAFICA	51
V. 4.- INTERPRETACION PRELIMINAR DE LINEAS SISMICAS	52

V. 5.- HISTOGRAMAS Y ROSETAS DE LOS EJES ANTICLINALES	53
V. 6.- COMPARACION CON OTRAS INTERPRETACIONES Y CON LOS DATOS	55
V. 7.- HIPOTESIS DE TRABAJO	57
VI.- TERMINOLOGIA DE LOS CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGADURAS	60
VI. 1.- DUPLEX Y SISTEMAS IMBRICADOS	63
VI. 2.- INTERACCIONES PLIEGUE - FALLA	66
VII.- ESTILOS DE DEFORMACION	71
VII. 1.- DESCRIPCION DE LINEAS SISMICAS DEL MODELO 1	74
VII. 2.- DESCRIPCION DE LINEAS SISMICAS DEL MODELO 2	78
VII. 3.- BALANCEO DE LAS SECCIONES	86
VII. 3. 1.- METODOLOGIA DEL BALANCEO DE SECCIONES	87
VII. 3. 2.- APLICACION DEL METODO AL MODELO 1 Y SUS RESULTADOS	90
VII. 3. 3.- APLICACION DEL METODO AL MODELO 2 Y SUS RESULTADOS	93
DISCUSION	95
CONCLUSIONES	98
BIBLIOGRAFIA	100

I. - INTRODUCCION

Con el objetivo de ampliar la exploración que se venía haciendo en la Sierra de Chiapas, a partir de la década de los años setentas se inició el desarrollo de los trabajos con fines petroleros en la región conocida como "Lacandonia", ubicada entre los ríos Usumacinta y Lacantún, con una pobre expresión fisiográfica, vías de acceso terrestres nulas, que limita en su porción oriental con Guatemala. Tiempo después a esta área se le denominó formalmente como "Lacantún".

Desde los años ochentas hasta hoy día, y como resultado de la exploración antecedente, han sido perforados en el área diez pozos exploratorios que han evaluado parcialmente cuatro trampas. Solamente el pozo Lacantún - 1B ha tenido éxito geológico-económico al resultar productor de aceite y gas.

En regiones como estas donde la información en superficie es muy pobre, la sismología ha demostrado su valor como una excelente herramienta para caracterizar la imagen de la actitud que guardan las rocas en el subsuelo. Precisamente, a partir de interpretaciones sismológicas es como se han propuesto diferentes ideas para tratar de explicar las geometrías estructurales que prevalecen en el "Prospecto Lacantún" (informes varios, Petróleos Mexicanos, inéditos).

En su primera etapa se consideró al área como inmersa en un sistema estructural de fosas y pilares, producidos por extensión y limitados en sus flancos por fallas normales.

En una propuesta posterior el área está representada por geometrías de plegamientos en abanico, en caja y asimétricos que fueron generados a partir de una superficie de despegue y limitados longitudinalmente por fallas inversas. Se presume que estos estilos tuvieron su origen por el empuje del Macizo de Chiapas contra la Plataforma de Yucatán.

El área también se consideró como parte de un ámbito estructural donde predominan los pliegues en echelón limitados en sus flancos por fallas de desplazamiento lateral con componente transpresivo, los cuales son originados a partir de las relaciones tectónicas que guardan las placas de Cocos, de Norteamérica y del Caribe.

En este trabajo se coincide, en términos generales, con el modelo de plegamientos y fallamiento inverso, ya que se apega a una explicación que es geoméricamente lógica y que se ajusta además, con las características litológicas y tectónico-estratigráficas de la región. Esta se ha venido documentando por los geólogos de campo de Petróleos Mexicanos, desde hace casi dos décadas.

Actualmente la exploración del subsuelo mediante pozos se encuentra suspendida, principalmente por razones de índole económica, ya que hasta ahora, los resultados de exploración de hidrocarburos no han sido lo suficientemente halagadores, además de que la región no cuenta con una red adecuada de comunicación terrestre ni con suficiente infraestructura de producción y conducción de hidrocarburos.

Este trabajo pretende cumplir con el propósito, en espera de que las condiciones económicas mejoren, de caracterizar los estilos estructurales con un enfoque de balanceo de secciones y proponer algún modelo alternativo que ayude en lo posible, a dilucidar tanto los procesos que originaron la deformación como sus resultados.

Ya que el sistema petrolífero y el *play* del área están plenamente comprobados por los resultados obtenidos por el pozo Lacantún - 1B y algunos otros en territorio de Guatemala y Belice, se cree que el factor que tiene mayor riesgo del sistema es precisamente la trampa.

Por esta razón y para entender las geometrías de las trampas estructurales, este trabajo tiene el objetivo de implementar una metodología de análisis e interpretación basada en secciones sísmicas para proponer dos modelos que se someten a la consideración y discusión del lector.

La aplicación continua y cotidiana de un método de trabajo como éste, deberá tener un fuerte impacto en la exploración petrolera, ya que permite realizar interpretaciones geológico-estructurales más coherentes y geoméricamente templadas que tengan como objetivo la proposición de localizaciones exploratorias en los sitios más adecuados y con el menor riesgo posible.

A grandes rasgos la metodología seguida en este trabajo es la siguiente: En el Capítulo I se inicia dando un panorama sobre la evolución que ha tenido el conocimiento geológico de la región, hasta llegar a tener una idea de cual es el actual *estado del arte*. En el Capítulo II se mencionan los antecedentes geológicos y geofísicos que impulsaron la exploración petrolera en Lacantún.

En el Capítulo III se compilan y analizan trabajos que permiten entender las características estratigráficas de la columna sedimentaria, con base en esto, y considerando algunos modelos que explican, a nivel regional, el origen y evolución del Golfo de México, en el Capítulo IV se propone el marco tectónico-sedimentario que gobernó el área de estudio. En el Capítulo V se conceptualiza el ámbito estructural partiendo de lo general a lo particular, siguiendo metodológicamente cada una de las etapas del proceso que se define desde el principio mediante un diagrama de flujo.

El Capítulo VI se desarrolla con el fin de introducir al lector en la terminología estructural más comunmente utilizada en los *Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras*, también mencionar algunas clasificaciones geométricas de estructuras con diferentes grados de complejidad, así como la relación que guardan entre sí los plegamientos y las fallas inversas.

En el Capítulo VII se caracterizan los estilos de deformación del *Area Lacantún*, para poder llegar a esto, se trabajaron las líneas sísmicas del prospecto. Por medio de dos diferentes modelos se describen las geometrías presentes en el subsuelo, posteriormente se construyen secciones estructurales que se restauran, se balancean y se discuten sus ventajas y desventajas.

II. - GENERALIDADES

II. 1.- LOCALIZACION

La región de Lacantún se encuentra situada en el extremo suroriental de la Provincia Geológica Sierra de Chiapas. Ocupa una superficie relativamente plana de aproximadamente 2 250 km², y sus altitudes sobre el nivel del mar fluctúan entre los ciento cuarenta y los doscientos metros. El área posee una forma burdamente triangular, en la cual sus límites son: al nororiente y al oriente el Río Usumacinta, al sur colinda con la frontera de Guatemala y al poniente con el Río Lacantún (Figura 1).

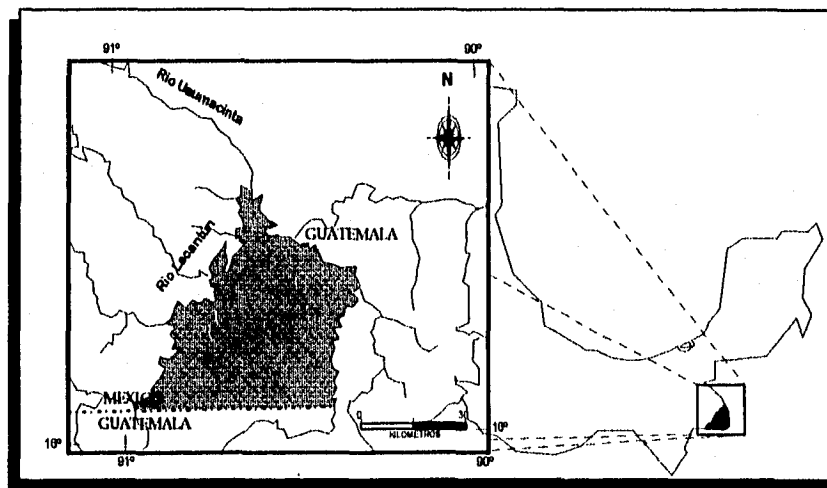
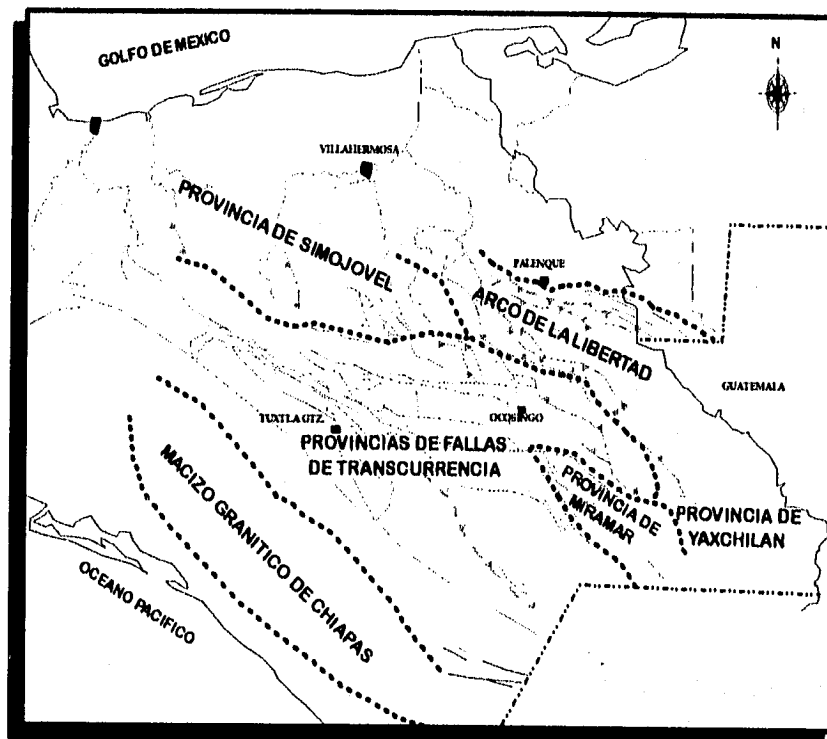


Figura 1 CROQUIS DE LOCALIZACION DEL AREA LACANTUN

Debido a la situación geográfica del área de estudio, es necesario referirla desde los puntos de vista fisiográfico y tectónico, mediante la nomenclatura utilizada tanto en México como en Guatemala.

En México se le considera dentro de la Provincia de Yaxchilán (Sánchez, 1979; Varela, 1981; Vázquez, 1981) que representa la porción sepultada de las estructuras aflorantes al oeste y noroeste en la Sierra de Chiapas (Figura 2).

Al mismo tiempo, según el criterio de quienes han trabajado en Guatemala, se le puede situar en la porción occidental de la Subcuenca de Chapayal (perteneciente a la Cuenca del Petén) de Guatemala y que penetraría al Estado de Chiapas. Esta Cuenca se encuentra al norte del sistema de fallas Motagua-Polochic (la cual forma el límite norte de la faja de rocas metamórficas, intrusivas y volcánicas; según Vinson, 1962; Peterson, 1983; Banks y Carballo, 1987) (Figura 3).



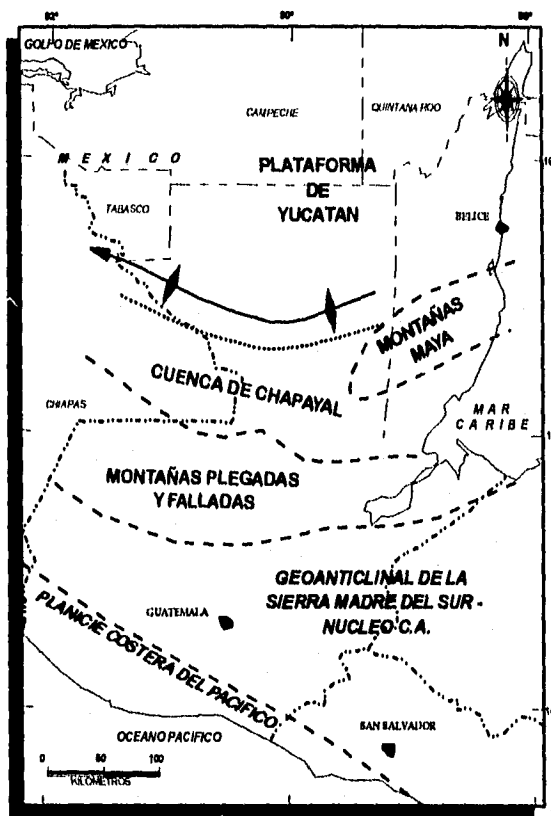
MODIFICADA DE SANCHEZ M. DE O. (1979)
 Figura 2 PROVINCIAS TECTONICAS DE LA SIERRA DE CHIAPAS

II. 2.- ANTECEDENTES EXPLORATORIOS

Para la descripción de estos antecedentes se ha optado por dividirlos en tres partes: los que primeramente se llevaron a cabo en la Sierra de Chiapas, después los realizados del área de Petén en Guatemala y por último, siendo estos los más recientes, los que se han desarrollado en el área Lacantún propiamente dicha.

II. 2. 1.- SIERRA DE CHIAPAS.

Los primeros trabajos que se realizaron en esta región datan de fines del siglo pasado, llevados a cabo por geólogos al servicio de las compañías extranjeras que trabajaban en el país antes de la expropiación petrolera.



VINSON, G.I. 1962
Figura 3 PROVINCIAS TECTONICAS DE GUATEMALA Y HONDURAS BRITANICAS

Los estudios geológicos primarios realizados por los primeros técnicos mexicanos, casi inmediatamente después de la expropiación petrolera, datan a partir de la década de los cuarentas de este siglo, entre los que destacan los de Salas (1944), Benavides (1949), Salas y López (1951), Gutiérrez (1956), entre otros. Todos estos trabajos, cuyas características fueron de reconocimiento general, sentaron las bases para la caracterización de las principales unidades estratigráficas en algunas porciones de la Sierra de Chiapas.

Durante los años cincuentas y sesentas la región empieza a adquirir mayor importancia económica, ya que se vislumbran posibilidades de explotación de hidrocarburos. Sigue prevaleciendo el interés eminentemente estratigráfico y con base en un buen número de trabajos las secuencias litoestratigráficas de diferentes áreas o prospectos van siendo integradas (Hinojosa, 1961; Espinosa, 1962 y 1964; González, 1962 y 1965 (a) y (b); De Sansores, *et al.*, 1963; Hinojosa y Chirinos, 1963 y 1964; López V. y Sánchez, 1963; González y Espinosa, 1964; López T. y Sánchez, 1967; López R., 1968; Sánchez, 1969), cabe mencionar que la mayor parte de estos trabajos son de buena calidad en cuanto a aspectos estratigráfico-sedimentológicos se refiere, en tanto que las descripciones estructurales continúan siendo relativamente pobres, siguiendo solamente los criterios de descripción superficial de anticlinales y sinclinales a los que se les asocian algunas fallas principalmente de tipo normal.

A mediados de la década de los sesentas se empiezan a mencionar las fallas de tipo inverso relacionadas a estructuras mayores, aunque se nota la dificultad que se tenía para poder diferenciarlas de las normales. En posteriores intentos se trata de darle una explicación más cinemática a la asociación de lineamientos con las estructuras anticlinales y sinclinales, llegando a clasificarse dos sistemas principales de fallas, las inversas como aquellas que se asocian longitudinalmente a los plegamientos, mientras que las normales se presentan transversales a ellos (López y Sánchez, 1963). Se reconoce la presencia de fallas laterales o de "desgarre" (Hinojosa y Chirinos, 1964), y de grandes fosas tectónicas de forma alargada, por ejemplo la de Ixtapa - San Cristobal, donde esta depresión se asocia a grandes fallas de alto ángulo (González, 1965 a), se documentan pliegues recumbentes y además, se empieza a dar importancia a las fallas de las cuales se dice, llegan a provocar cambios de orientación a las estructuras. Algunos autores hacen intentos por explicar la evolución tectónica de la región mediante los conceptos de la "Teoría Geosinclinal" (González, 1962 y 1965 (b); González y Espinosa, 1964) siendo éste un aspecto relevante ya que se empieza a notar la preocupación por situar la región en un ámbito más global.

A finales de esta década se sientan las bases estructurales de la Sierra de Chiapas, caracterizándolas como procesos de naturaleza más regional, Sánchez (1969) propone la "Provincia de Fallas de Transcurrencia" y algo que me parece particularmente importante de este trabajo, es la conceptualización que hace de los mecanismos de plegamiento por causa de la falla y no al contrario. Transcribiendo textualmente: "Dado que no se encontró la prolongación del eje al sur de la falla y que el único esfuerzo capaz de producir las características estructurales descritas debió orientarse prácticamente de oriente a poniente, se pensó que la fuerza fue proporcionada por el movimiento horizontal de la falla de Malpaso.....pues el bloque relativamente móvil, al avanzar al WNW, encontró la resistencia del extremo no afectada, originando una compresión de oriente a poniente." (lo que provocó el plegamiento).

Durante la década de los setentas, se hace necesario realizar compilaciones geológicas, ya que se contaba con un muy buen número de estudios, lo que permitió, por un lado, la actualización del conocimiento geológico de la época, y por otro, la generación de nueva información. En ellas son definidas con mayor precisión las secuencias sedimentarias, principalmente del Mesozoico, proponiéndose mecanismos de depósito y modelos sedimentarios y paleogeográficos, de los cuales algunos siguen vigentes.

Desde el punto de vista estructural, se encuentran evidencias de fallamiento de desplazamiento lateral (transcurrencia), fenómeno no bien caracterizado y aceptado con sus reservas en esa época. Se describen plegamientos que presentan complicaciones estructurales mayores como recumbencias, por ejemplo, y se distinguen a nivel regional, agrupándose grandes áreas con características estratigráficas - estructurales particulares (Hernández, 1970; Chirinos y Quezada, 1971). Se empiezan a encontrar relaciones geológicas entre las porciones más orientales de la Sierra de Chiapas respecto a Guatemala (Del Alto, 1972; Bortolotti, 1974; Chirinos, 1975). Sánchez (1973) ya considera estrechamente relacionados entre sí los aspectos estructural y estratigráfico y delimita cinco áreas en la Sierra de Chiapas, cada una con características estructurales particulares (Figura 2).

El origen de las estructuras de la Provincia Sierra de Chiapas es considerado dentro de un marco tectónico en donde el Macizo de Chiapas actúa como un elemento continental positivo, mientras que la Plataforma de Yucatán lo hace como el elemento estable, en tanto que las zonas con presencia de rocas sedimentarias constituían diferentes ambientes marinos. El criterio general seguido para explicar la formación de los plegamientos, es que estos se originan durante las pulsaciones de las orogénias Laramide y Cascadiana, etapas durante las cuales el Macizo comprime la carpeta sedimentaria contra la Plataforma de Yucatán.

Desde fines de los años setentas hasta hoy día, los conceptos tectónicos y estructurales sufren un cambio a la luz de la teoría de la Tectónica de Placas. En los trabajos que se realizan durante este tiempo se les empieza a dar importancia a las imágenes de satélite para sustentar las interpretaciones estructurales y litológicas considerando enfoques más regionales, y así no desligar las diferentes áreas de interés respecto a su entorno. Se reconoce la importancia de los modelos estructurales y de los análisis de los estilos de deformación (Vélez, 1978; Ham, 1979). Los mecanismos de transcurrencia y de compresión adquieren relevancia (Sánchez, 1979; Meneses, *et al.*, 1987; Meneses, 1987) con base principalmente en las relaciones que guardan las placas de Norteamérica, de Cocos y del Caribe que se consideran como las que controlan el comportamiento tectónico-estructural-sedimentario de la Sierra de Chiapas y su prolongación hacia Guatemala (Couch y Woodcock, 1981; Mann y Burke, 1984; Pindell, 1985; Burkart, *et al.*, 1987; Pindell, *et al.*, 1988; Ross, y Scotese, 1988; Vázquez y Villaseñor, 1990).

II. 2. 2.- GUATEMALA.

Los primeros trabajos que se realizaron en ese país fueron los hechos por Dollfus y Montserrat en 1868 (en Walper, 1960) quienes publicaron un mapa generalizado de los aparatos volcánicos y de la secuencia estratigráfica de Guatemala y El Salvador. Posteriormente Sapper en 1894, 1899, 1901 y 1937 (en Vinson, 1962) sienta las bases de la geología de Guatemala y define a grandes rasgos la Estratigrafía del Cretácico y Terciario.

Chubb (1958) encuentra similitudes entre las formaciones del Cretácico Superior de Chiapas y Guatemala, y abundando sobre los aspectos paleontológicos sitúa cronológicamente a la serie Ocozocuatla del Campaniano - Maastrichtiano.

Walper (1960) destaca los problemas estratigráficos de la región de Alta Verapáz. Define la secuencia entre las unidades del Paleozoico y Mesozoico y nombra formalmente a la Formación Tactic del Pérmico Inferior a la que separa de la Santa Rosa.

Vinson (1962), realiza una integración de las unidades aflorantes en la Cuenca de Chapayal, correspondientes al Paleozoico y Mesozoico y define cinco formaciones del Terciario Inferior y seis del Superior. Este es un trabajo que define la nomenclatura estratigráfica de esa región a la cual se encuentra íntimamente ligada el área Lacantún.

Richards (1962), correlaciona las formaciones clásticas del Mesozoico Temprano del sureste de México y el oeste de Guatemala. El enfoque básico es definir formalmente a la Formación San Ricardo que descansa sobre la Todos Santos, y que según el autor, la primera representaría la transición de sedimentación clástica continental a marina; es decir, ella sería la secuencia transicional o marina marginal.

Existen también trabajos de evaluación petrolera (Bishop, 1980; Peterson, 1983; Banks y Carballo, 1987), donde se definen a grandes rasgos la Estratigrafía, los aspectos estructurales, las condiciones de entrapamiento y las características de las rocas generadoras en la Cuenca del Petén que presenta analogías con algunas provincias petroleras del sur de México. En su porción sur se tiene producción en ciertas unidades carbonatadas de la Formación Cobán *C* en estructuras plegadas limitadas por fallas inversas y en la Cobán *B* (en la *Caliza Xan*) en trampas estratigráficas. El potencial petrolero del subsuelo en la Cuenca del Petén es halagador considerando sus *plays* potenciales y sus características estructurales (Banks y Carballo *op. cit.*), las cuales tienen un estrecho parecido con los identificados en el área Lacantún.

Otro tema importante que se ha tratado recientemente es el de las relaciones tectónicas que guardan el sureste de México y Guatemala respecto al sistema de fallamiento Motagua-Polochic y las placas de Norteamérica, de Cocos y del Caribe (Couch y Woodcock, 1981; Mann y Burke, 1984; Burkart et al., 1987; Vázquez y Villaseñor, 1990)

II. 2. 3.- AREA LACANTUN.

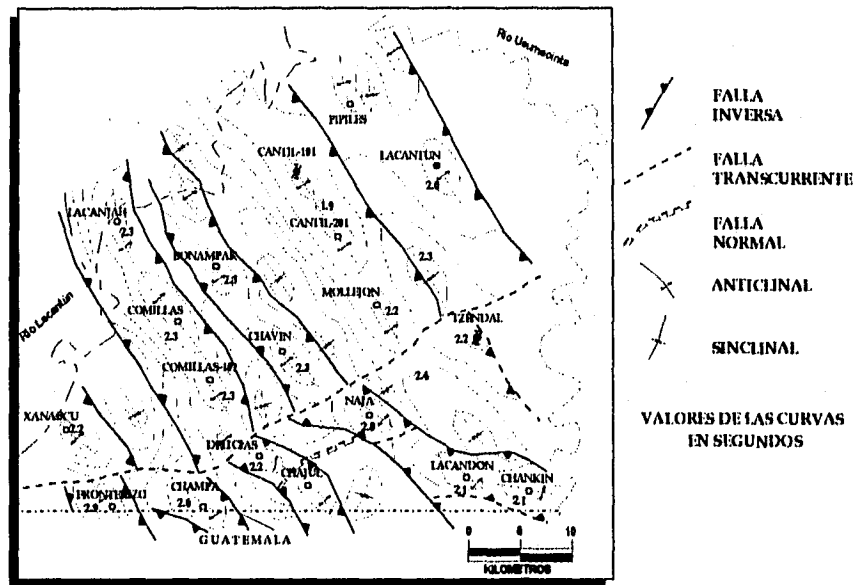
Aquí, los antecedentes exploratorios inician en el año de 1974 con dos trabajos de reconocimiento geológico donde la mayor parte de los contactos litológicos y la definición de las estructuras anticlinales y sinclinales se lleva a cabo mediante la interpretación de fotografías aéreas y una breve verificación de campo, a causa de la poca accesibilidad del área (Bortolotti, 1974; Chirinos, 1975).

Dos trabajos que se deben mencionar, aunque se encuentran fuera del área de estudio (ambos al poniente) pero que tienen una relación estrecha con ella son, el primero, denominado *Prospecto Tizcao* (Vélez, 1978) en donde el autor introduce los conceptos de la tectónica de placas, enmarca el depósito de las capas rojas de la Formación Todos Santos y las evaporitas de la Cobán en un sistema de bloques en echelón fallados y considera dos tipos de tectónica: de basamento y de cobertura, esta última representada por pliegues y fallas inversas asociadas a *decollement*. El segundo, llamado *Prospecto Nazareth* (Ham, 1979) que siguiendo al anterior, presenta un buen control de las estructuras proponiendo modelos de deformación y recomienda la perforación de un pozo basándose en Geología de superficie.

En 1981 se realizan otros dos proyectos (Varela, 1981; Vázquez, 1981), en donde son afinadas las características litológicas-estructurales y se describe la secuencia estratigráfica de las rocas aflorantes. Se hace evidente la escasa presencia de estructuras en superficie .

En el año de 1982 se reportan los resultados de los trabajos de prospección gravimétrica (CAASA, 1982 a) y sísmológica de campo (CAASA, 1982 b), posteriormente, se interpretan

los datos tanto de anomalías de Bouguer como regionales y se encuentra que las estructuras formadas en la carpeta sedimentaria responden a los máximos y mínimos del basamento. Esta compañía realiza el análisis de las secciones sísmicas y propone un modelo estructural formado básicamente por "...una serie de plegamientos regionales paralelos entre sí, orientados NW-SE y limitados por fallas normales,...". Años después se hace una reinterpretación de éstas con criterios diferentes, y a los "plegamientos regionales paralelos" se les encuentra asociados con fallas inversas que los limitan por sus flancos (Sánchez y Montelongo, 1990), de la cual resultan dos planos de configuración en tiempo, a los que denominaron *Horizonte Somero* (Cretácico Superior) y *Horizonte Profundo* (Cretácico Inferior) (Figura 4).



SEGUN SANCHEZ Y MONTELONGO (1990)
 Figura 4 CONFIGURACION ESTRUCTURAL DEL "HORIZONTE PROFUNDO"

Rodríguez, en 1987 elabora el *Estudio Estratigráfico-Sedimentario del Prospecto Lacantón*, donde define modelos paleogeográficos para los diferentes ambientes de depósito desde el Triásico hasta el Mioceno. Considerando la información de pozos tanto de México como de Guatemala, propone varias discordancias a diferentes niveles estructurales. Supone que el basamento metamórfico se puede encontrar a aproximadamente 7900 m. de profundidad y

amplía el alcance estratigráfico de la Formación Cobán desde el Cretácico Inferior hasta el Superior. Asume que la deformación en Lacantún pudiera tener origen por la compresión del "Elemento Chiapaneco contra la Plataforma de Yucatán".

Así mismo se tiene un estudio de evaluación de los recursos petroleros no descubiertos en el área (Barrera, 1990), mediante la aplicación del programa de computación R.A.S.P.

Desde 1985 se han perforado diez pozos exploratorios, los que han aportado nueva información sobre las rocas que se encuentran en el subsuelo, con base en las cuales se han hecho análisis geoquímicos a fin de definir aquellas que tengan características como generadoras de hidrocarburos. Se ha encontrado que la materia orgánica presente en los sedimentos son carpetas de algas interstratificadas en discontinuidades de carbonatos y evaporitas, depositadas en condiciones hipersalinas y altamente restringidas de ambientes de intraplataforma restringida o lagunar. Están en una etapa inmadura o de incipiente madurez, el petróleo encontrado es pesado y los yacimientos son de baja productividad. El único pozo productor hasta ahora, es el Lacantún - 1B en ciertos intervalos del Cretácico Medio de la Formación Cobán constituidos por dolomías intercaladas con calizas y anhidritas.

De un total de veinte trampas que representan el inventario actual, cuatro ya han sido parcialmente evaluadas por los pozos Cantil-1, 101 y 101-A; Lacantún-1, 1A y 1B, Tzendal-1 y 1A y Bonampak-1; otro se encuentra suspendido: Lacandón-1; hay seis localizaciones aprobadas: Chankin-1, Naja-1, Chajul-1, Xanabcu-1, Comillas-1 y Lacanjah-1 y ocho se encuentran en estudio: Delicias-1, Champa-1, Fronterizo-1, Comillas-101, Chavin-1, Cantil-201, Mollejón-1 y Pipiles-1 (Figura 4).

De acuerdo con lo anterior, se puede decir que el área Lacantún ha sido geológicamente interpretada, a través del tiempo, con tres diferentes criterios, basándose principalmente en información sísmológica. En su primera etapa se consideró como un sistema de fosas y pilares plegados limitados en sus flancos por fallas normales. Un estilo estructural como éste

no se puede sustentar a causa de que se tiene una mezcla de efectos compresivos coexistiendo con estructuras distensivas.

Después como un sistema de pliegues en abanico, de caja y asimétricos formados a partir de una superficie de despegue y limitados por fallas inversas, originado por empuje del Macizo de Chiapas contra la Plataforma de Yucatán. Este estilo tiene mucho sustento considerando las características litológicas y estructurales del área.

Por último, es considerada como un sistema de pliegues en echelón, todos ellos limitados por fallamiento de desplazamiento lateral con componente transpresivo y que tienen su origen a partir de las relaciones que guardan las placas tectónicas de Cocos, de Norteamérica y del Caribe.

II. 3.- METODO DE TRABAJO

El método de trabajo que se estableció para alcanzar los objetivos pretendidos fue dividido en dos etapas, la primera sirvió para dilucidar y definir las características geológicas del área, primero estratigráficas y luego estructurales, ambas enmarcadas en un ámbito tectónico; mientras que la segunda consistió en la caracterización de los estilos de deformación para proponer un modelo estructural alternativo. Los pasos que se siguieron en la primera etapa fueron:

-Recopilación y Análisis de la Información: Se solicitaron y obtuvieron las líneas sísmicas que cubren el área del "Prospecto Lacantún" en versiones normal y migrada. Se revisaron informes geológicos y geofísicos de la Sierra de Chiapas y de prospectos cercanos y relacionados con el área estudiada. También se compiló y estudió la información conceptual de Geología estructural que trata sobre el método de balanceo de secciones, así como de su aplicación a áreas que podrían servir como analogías para apoyar el proyecto.

-Interpretación de Imágenes de Satélite: Se interpretaron las imágenes de satélite a escala aproximada 1:1'000, 000 que cubren la región comprendida entre las coordenadas geográficas 15° 30' a 17° 30' de Latitud Norte y de los 89° 30' a 92° 00' de Longitud al Oeste de Greenwich.

-Análisis Hipsométrico: La carta topográfica a escala 1:250, 000 editada por el INEGI, denominada "Las Margaritas", clave E15-12 D15-3 fue iluminada con diferentes colores a intervalos de cada 200 metros, quedando representada por los colores "cálidos" (diferentes tonos de rojo) las altitudes mayores, en tanto que los colores "fríos" (tonos de azul-gris) las menores.

-Análisis de la Cartografía Topográfica: Con el fin de interpolar las observaciones regionales y llevarlas a un mayor detalle se interpretaron cuatro hojas topográficas escala 1:50, 000 cuyas claves son: E15D77; E15D78; E15D87 y E15D88.

-Análisis Preliminar de las Líneas Sísmicas: Este se hizo con el fin de visualizar y crearse una idea general del comportamiento estructural de las rocas en el subsuelo, sus tendencias y simetrías, así como la respuesta sísmica que tienen las unidades litológicas.

-Histogramas y Rosetas de los Ejes Anticlinales: Después del análisis anterior se delinearon los ejes estructurales, en planos a la misma escala, del *Horizonte Profundo* o Cretácico Inferior (Sánchez y Montelongo, 1990) y de la cima del Eoceno-Paleoceno (interpretado en este trabajo) y se construyeron histogramas y rosetas para cada uno de esos lineamientos.

-Comparación con otras Interpretaciones y con los Datos: Para calibrar el análisis previo, este se comparó con otros dos trabajos de interpretación sísmica, el de CAASA (1982, b) y el de Sánchez y Montelongo (1990). Al compararse se notó que entre los ejes de este último trabajo contra los del aquí propuesto no existía una correspondencia razonable sino que ellos se unían y se separaban.

La segunda etapa de la metodología consistió en:

-Interpretación Definitiva de las Líneas Sísmicas: Se interpretaron todas las líneas del *Prospecto Lacantún*, tomando muy en cuenta las observaciones previamente hechas y la información geofísica y geológica tanto de superficie como de subsuelo.

-Construcción de Secciones Estructurales: Después de haber interpretado las secciones sísmicas, estas se transformaron a profundidad considerando las velocidades medias representativas de cada unidad litológica. Posteriormente se construyeron las secciones estructurales siguiendo el estilo kink y a escala horizontal y vertical 1:1 (escala aproximada 1:80, 000).

-Restauración y Balanceo de las Secciones: Se restauraron las secciones a su estado anterior indeformado mediante esta técnica, que ha probado ser de mucha utilidad en la exploración petrolera. Esta tiene su propia metodología.

III.- ANALISIS ESTRATIGRAFICO

Este análisis se realizó a partir de la consulta de trabajos inéditos y de informes finales y/o reportes de algunos pozos perforados por Petróleos Mexicanos en el área de Lacantún, además de algunas otras compañías petroleras en Guatemala, así como de diversas publicaciones (Tabla I). La finalidad de esta síntesis es para entender las relaciones que existieron entre los principales eventos tectónicos a los que se vió expuesta el área y su asociación con los procesos depositacionales.

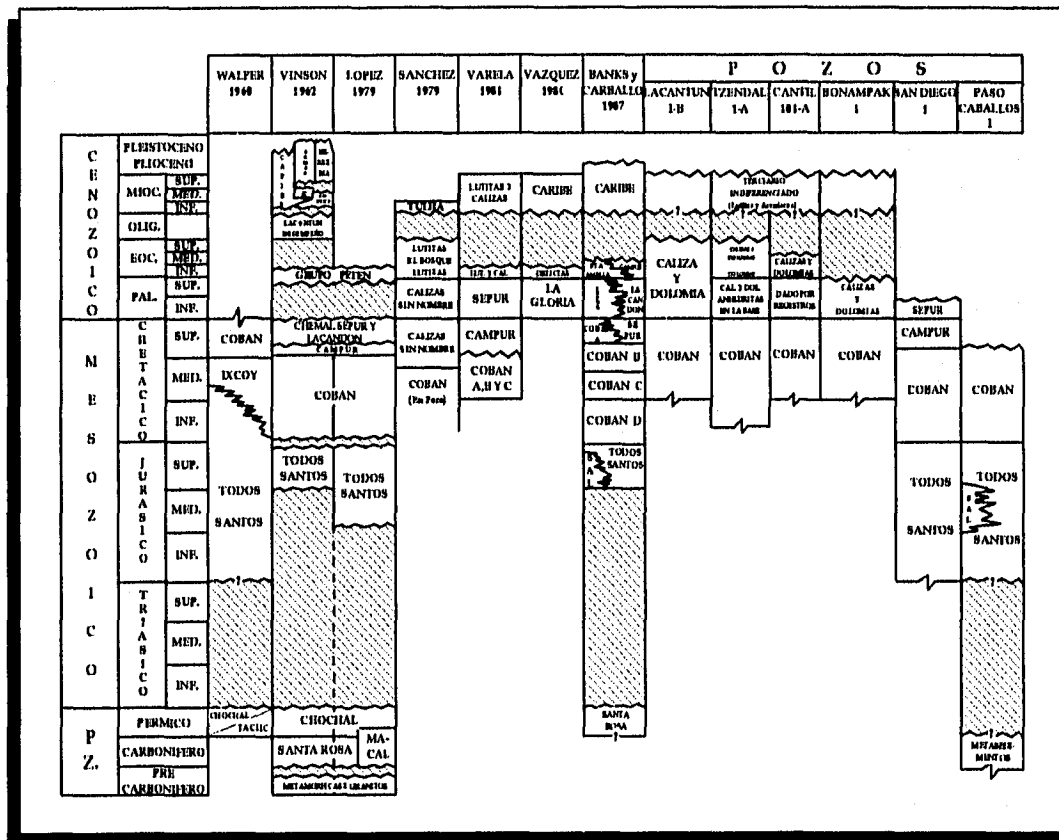


Tabla I SINTESIS DE UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS DEL AREA LACANTUN

El área Lacantún forma parte de una región cuyas características estratigráficas indican la presencia, tanto en superficie como en el subsuelo, de rocas sedimentarias, casi

exclusivamente a lo largo de toda la columna litológica, así como de metasedimentos, estos últimos, tal vez, de edad paleozoica (Figura 5).

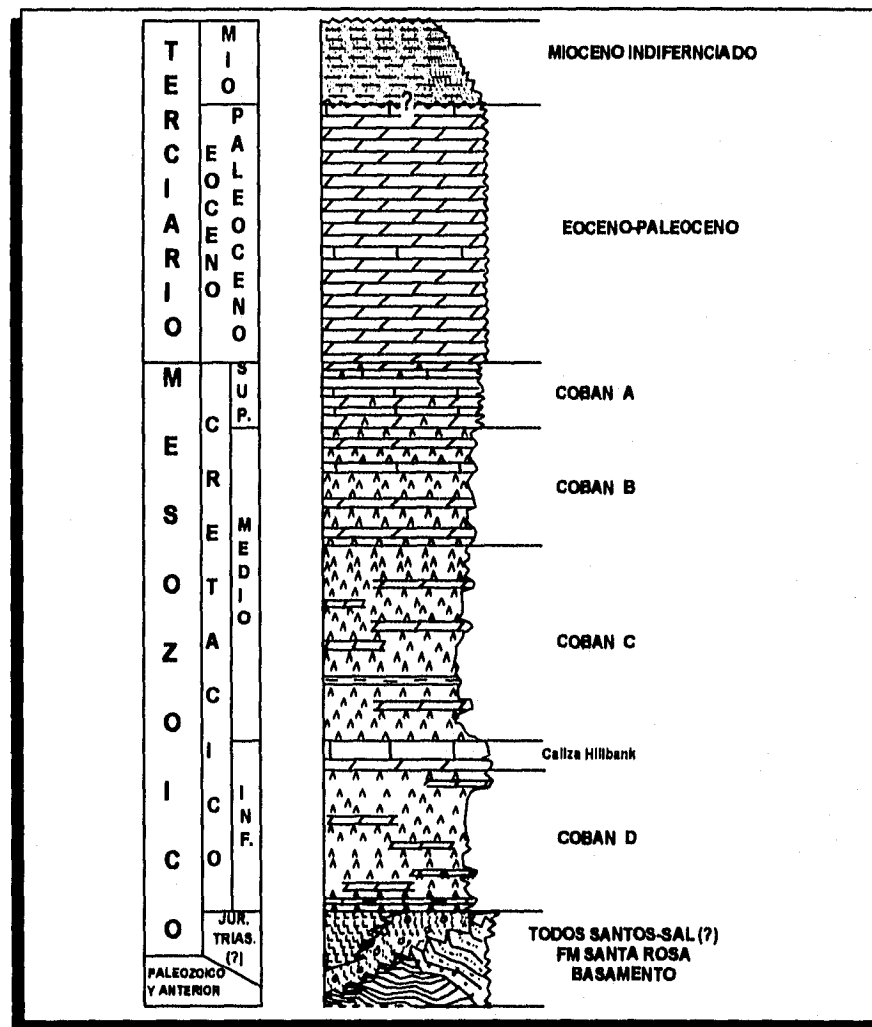


Figura 5 COLUMNA LITOLÓGICA TIPO DEL ÁREA LACANTUN

III. 1.- BASAMENTO.

Walper (1960) reporta una faja de serpentinas a lo largo de la margen sur del área Cobán-Purulhá; la cual, "forma parte de un cinturón mucho mayor cuya porción septentrional se encuentra asociada con la zona metamórfica que forma parte del núcleo cristalino", de lo que él llama Sistema Montañoso de Centro América, que representa la

extensión hacia el oriente de la Sierra de Chiapas. Roberts e Irving (1957, en Walper, *op. cit.*) mencionan que su edad no se encuentra definida, pero le asignan, una edad post Pérmico a pre Jurásico Tardío, ya que intrusión a la Fm. Chochal del Pérmico y se encuentra cubierta por la Formación Todos Santos.

El basamento en México esta representado por un complejo de rocas ígneas y metamórficas que forman el Macizo de Chiapas, que corre paralelo a las costas del Océano Pacífico prolongándose hacia el sureste hasta Guatemala. El rango de edades es muy amplio, variando desde el Pérmico hasta el Plioceno (Sánchez, 1979), las rocas ígneas son granitos, granodioritas, dioritas, andesitas, dacitas y tonalitas, mientras que las metamórficas están representadas por esquistos, gneisses y ortogneisses. A causa de su amplitud en edades se les supone una génesis y evolución complejas. Sánchez, (*op. cit.*) y Meneses, (1990) resaltan la ausencia de actividad magmática durante los intervalos que van del Cámbrico al Ordovícico; del Cretácico Tardío al Eoceno y durante el Mioceno.

En la Sierra de Chiapas, el Pozo Villa Allende - 1 cortó esquistos con una edad de 317 +/- 8 m. a. correspondientes al Mississípico - Pensilvánico. En la Plataforma de Yucatán, el pozo Yucatán - 1 cortó un pórfido de cuarzo metamorfizado y cloritizado de 410 m. a. (Silúrico), mientras que el Yucatán - 4 tocó un esquisto de cuarzo cloritizado, que mediante datación por Rb/Sr dió una edad de 300 m. a. (Pensilvánico-Pérmico).

III. 2.- P A L E O Z O I C O.

Formación Santa Rosa (Dollphus y Mont-Serrat, 1868 y redefinida por Vinson, 1962).

Aunque hasta ahora no se han reportado rocas de esta edad ni en superficie ni en el subsuelo del área estudiada, es posible que ellas se encuentren presentes a profundidad por lo que se describirán.

Vinson, *op. cit.*, reporta que los sedimentos más antiguos presentes en la Cuenca de Chapayal, corresponden a capas argiláceas que se encuentran parcialmente o no metamorfizadas, de probable edad Pennsilvánico o tal vez Pérmico Temprano. Propone otra localidad tipo para esta formación al poniente de Huehuetenango (coincidentalmente también llamada Santa Rosa). La considera equivalente a la Formación Macal, de Belice, de edad Carbonífero Tardío - Pérmico Medio.

Hernández (1973, en López, 1979) en el Arroyo Aguacate a 15 kilómetros al sur de la Concordia, Chis., divide a esta formación en dos miembros: Santa Rosa Inferior y Santa Rosa Superior, a la primera la describe como a un paquete de pizarras de color gris oscuro con algunas intercalaciones de metacuarcita de grano muy fino. Su espesor máximo medido es de más de 4000 m., tal vez exagerado por pliegues o fallas. El grado de metamorfismo aumenta a medida que se desciende en la columna. Está cubierta discordantemente por la Santa Rosa Superior. Se le considera una edad de Pennsilvánico por la presencia de crinoides (*Cyclopentagonopa ranulosa*, Moore) y pelecípodos (*Aviculopecten* sp.). Se supone que son depósitos originados en ambientes lagunares de baja energía con avenidas ocasionales.

La Formación Santa Rosa Superior (descrita solamente como Santa Rosa en Guatemala) está compuesta por horizontes de conglomerados de cuarzo que hacia arriba evolucionan a areniscas y lutitas pizarrosas, estas últimas alternando con capas de calizas fosilíferas, con presencia de fusulinidos, braquiópodos, crinoides y briozoarios que aportan una edad de Carbonífero Tardío. A esta unidad Walper (1960) la considera como la Formación Tactic, mientras que Bishop (1980) como la Formación Chochal. En la región de Chicomuselo - La Concordia, Hinojosa (1964 en López, 1979) reporta que esta formación tiene una distribución superficial muy amplia y su espesor rebasa los 4000 m. Estas rocas son representativas de ambientes lagunares amplios de baja energía, asociados a sistemas deltáicos cuyas tasas de sedimentación y subsidencia fueron altas (Vázquez y Villaseñor, 1990).

En el pozo Paso Caballos-1 en la región noroeste de Guatemala (Figura 6) geólogos de la Compañía Hispanoil reportaron a una profundidad de 5180 m., metasedimentos cuyas rocas originales fueron areniscas líticas, esta unidad subyace a un paquete de terrígenos (areniscas hacia la base y lutitas hacia la cima) de edad jurásica (¿Todos Santos?) que presentó manifestaciones de hidrocarburos y que su base descansa sobre una secuencia de sal y anhidrita con calizas y algunos clásticos. A los metasedimentos no se les asignó edad, sin embargo, considerando sus características es posible que se trate de la Formación Santa Rosa.

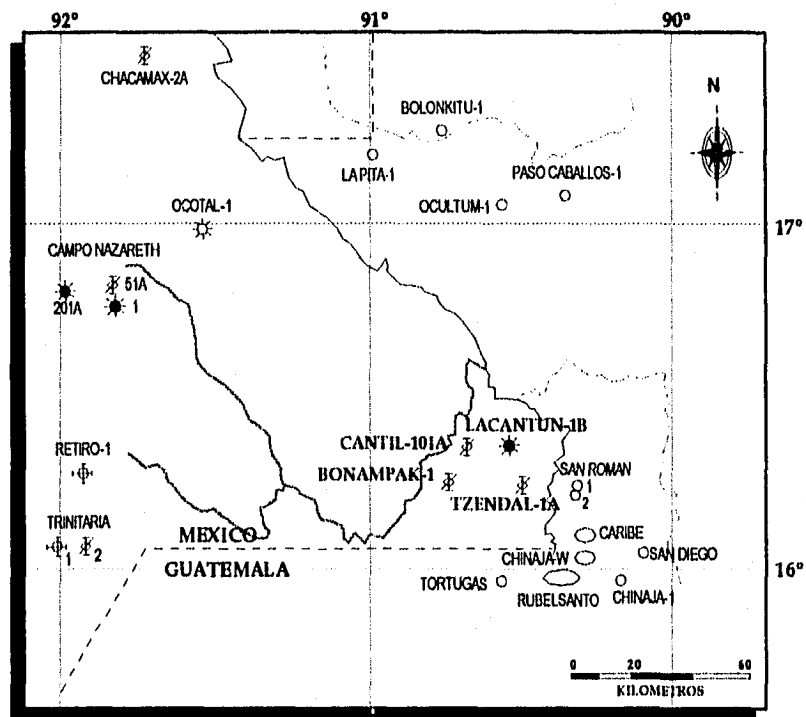


Figura 6 DISTRIBUCION DE ALGUNOS POZOS EXPLORATORIOS CERCANOS AL AREA LACANTUN

En la región de Cobán-Purulhá de la Alta Verapáz, Walper (1960) define a la Formación Tactic, la cual, dice, venía siendo confundida con la Santa Rosa. Aquella en su localidad tipo está representada por una secuencia de lutitas de color oscuro a gris-negro, en arreglos laminares y de estratificación delgada, gradúan a limolitas que hacia la cima se van haciendo más calcáreas; midió un espesor de 250 m., por su fauna le asignó una edad pérmica.

Subyace concordantemente a la Formación Chochal, que es una secuencia de calizas y dolomías masivas que hacia su porción inferior se van haciendo más arcillosas hasta convertirse en las lutitas de la Formación Tactic. Su edad es Pérmico (Leonardiano) a juzgar por su contenido faunístico constituido por abundantes fusulinidos, braquiópodos y algas dasicladáceas.

III. 3.- JURASICO - CRETACICO INFERIOR

Formación Todos Santos (Sapper, 1937, en Walper, 1960).

No se han reportado afloramientos de rocas de esta formación en el área estudiada y hasta ahora ningún pozo la ha tocado a excepción de algunos en Guatemala, no se descarta la posibilidad de que se encuentre en el subsuelo.

Sapper, *op. cit.* (en Walper, 1960) define a las Capas Todos Santos como el complejo sedimentario mesozoico más antiguo de la región. Las reporta descansando discordantemente sobre rocas plegadas del Paleozoico o directamente sobre gneisses. En Chiapas se inclinan suavemente hacia el norte, mientras que en Guatemala han sido fuertemente deformadas. Su litología incluye areniscas, margas, lutitas, pizarras arenosas y conglomerados cuyos colores varían de rojo a café claro. En el occidente de Guatemala y oriente de Chiapas pueden contener capas de caliza, yeso y posiblemente sal. Walper (*op. cit.*), en el área de Cobán-Purulhá, midió aproximadamente 600 m. de columna, en la que se encuentran detritos de rocas ígneas y metamórficas, y que subyacen concordantemente a calizas del Cretácico Inferior.

Vinson (1962), las encuentra descansando discordantemente sobre las Formaciones Macal y Chochal - Santa Rosa y las considera como los depósitos primarios del embahamiento del Golfo de México. Con base en foraminíferos (*Anchispirocyclina henbesti*) les asigna una edad de Jurásico Tardío. Aunque Blair (1981), las considera con un alcance hasta del Cretácico Temprano Neocomiano basándose en dataciones mediante palinomorfos.

Burkart et al., (1987) menciona que la discordancia entre la Caliza Pérmica Chochal y la Formación Todos Santos del Jurásico Tardío - Cretácico Temprano no es angular, al menos en el anticlinorium Comalapa, detalle también demostrado por Anderson (1969), Burkart y Clemons (1972) y Anderson et al. (1973) (en Burkart, et al., op. cit.)

Richards (1962), describe dos formaciones de la sección clástica basal del Mesozoico en el sureste de México y en Guatemala, la inferior es la Todos Santos (a la que divide en un miembro inferior conglomerático y otro superior limolítico - lutítico) y a la superior la denomina San Ricardo que está constituida por lutitas, limolitas y areniscas con un paquete intermedio de caliza (de espesor aproximado de 110 m.) y eventuales capas de yeso. Resalta el hecho de que la Formación Todos Santos representa la secuencia continental de dicha sección, mientras que la San Ricardo es la secuencia transicional o marina marginal. Estos últimos conceptos, Bishop (1980), los apoya ampliamente, aunque menciona que ésta no es mapeable ni ha sido reconocida por otros autores en Guatemala.

De acuerdo con Blair (1981), la Formación Todos Santos se originó en ambientes de abanicos aluviales en regiones áridas y reconoce sus tres diferentes facies: abanico proximal, medio y distal. Por su composición, propone que las rocas madre de esta unidad son, al mismo tiempo, las del basamento ígneo y metamórfico; las del Grupo Santa Rosa; rocas volcánicas indiferenciadas y la Todos Santos misma. Afirma, al igual que Anderson (1969) y Litke (1975, en Bishop, 1980), que su origen estuvo tectónicamente controlado durante la etapa de rifting del Golfo de México, en donde los productos de erosión de los pilares fueron posteriormente depositados en *grabens* o *half-grabens* subsidentes.

En áreas cercanas a Lacantún se ha tenido el registro de esta formación en el subsuelo en los siguientes pozos: En el Trinitaria - 2 se reportaron capas rojas del Jurásico Inferior Todos Santos subyaciendo a la Formación Cobán y sobre sedimentos marinos (limolitas, lutitas y calizas) del Rético - Liásico (?); mientras que, en el Trinitaria -1 descansan directamente sobre sal.

En el pozo Paso Caballos-1 (figura 6) de Guatemala se reportó, a una profundidad de 4 500 metros, una serie de capas con características continentales - litorales que incluyen *arcillitas*, limolitas, areniscas y ocasionalmente conglomerados con algunos lentes calcáreos y anhidrita, las areniscas presentan de pobre a moderado cemento silíceo. Su espesor es de aproximadamente 455 metros; esta secuencia sobreyace a un paquete de sal (halita) y anhidrita cuyo espesor es de 226 m. que a su vez descansa sobre la probable Formación Santa Rosa (con espesor reportado de 40 m.).

El pozo San Diego-1 (Figura 6), también en Guatemala, alcanzó a una profundidad de 4845 m. un paquete de arcillas rojas, arenas y limolitas; limolitas y areniscas rojas ferruginosas; esta unidad no se atravesó y el espesor perforado fue de 337 m.

Burkart, *et al.* (1987) acota que la relación estratigráfica entre las formaciones Todos Santos e Ixcoy o su equivalente en México (Formación Cobán) es concordante, asignándole una edad que va desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano.

III. 4.-DEPOSITOS SALINOS.

Aunque en el área Lacantún, propiamente dicha, no se ha reportado la presencia de sal en la columna estratigráfica, en lugares muy cercanos sí se ha cortado en el subsuelo, principalmente por pozos del campo Tortugas (Figura 6) en Guatemala (Bishop, 1980) donde la sal se encuentra cubierta por una brecha de yeso y carbonatos que es resultado de la solución provocada por las aguas meteóricas y el consecuente colapso del cap-rock. Se trata de una masa helíptica alargada de oriente a poniente y cuyas dimensiones son de 1600 por 700 m.; su raíz está a 900 m. b. n. m. mientras que su cima se encuentra a 150 m. s. n. m.

Otros pozos perforados en Guatemala que también han cortado sal son los siguientes: El Bolonkitú - 1 atravesó dos intervalos, ambos dentro del paquete evaporítico de la Formación Cobán, más concretamente dentro del paquete "D" del Cretácico Inferior, el primero con un

espesor de 225 m. y el segundo de 28 m. El Paso Caballos-1 cortó un paquete de 20 m. intercalado en la Cobán "D"; y otro, con una potencia de 226 m. se encontró dentro de la secuencia terrígena del Jurásico (probable Todos Santos). El pozo La Pita - 1 (Figura 6), cortó dos intervalos, uno de 85 metros en la cima del Albiano y otro con espesor de 100 m. dentro del Cretácico Inferior, ambos pertenecientes a la Formación Cobán.

Al poniente del área de estudio, en la Sierra de Chiapas, El pozo Retiro-1 cortó 942 m. de sal inmediatamente abajo de la Formación Cobán y arriba de capas rojas de la Todos Santos. El Trinitaria - 1 tocó, sin atravesarla, 87 m., pero en este caso, bajo las capas rojas.

Como se puede notar, los depósitos salinos de la región no conservan una posición constante y predecible dentro de la columna sedimentaria, esto se debe a su gran movilidad propiciada por su naturaleza de bajo peso específico y alta plasticidad, que aunada a la carga litostática que soporta, se desarrollan cuerpos que tienden a fluir a lo largo de zonas de debilidad, como fallas, hacia posiciones más someras donde las presiones son sensiblemente menores, alojándose en diferentes niveles estratigráficos de la columna sedimentaria.

La presencia de grandes cantidades de sal en las cuencas relacionadas con la apertura y evolución del Golfo de México es conocida desde hace tiempo (e. g. Cuenca Salina del Istmo), y aunque en el pasado se tuvo la idea de que existieron diferentes épocas para su depósito, debido a las diferentes historias de movimiento de la sal de una cuenca a otra, actualmente se considera que la edad de los depósitos salinos asociados al rifting es jurásica (pre-Oxfordiano), correlacionable con la sal Louann del norte del Golfo. Por lo que se reconoce que la sal que se encuentra por encima de este nivel estratigráfico es de naturaleza alóctona.

PEP-BP (1994), basándose en la asociación que guardan los potentes espesores evaporíticos con las capas rojas de la Formación Todos Santos, encontrados en los pozos Villa Allende - 1 y Trinitaria - 1, proponen que ambas unidades estuvieron relacionadas en algunas cuencas en donde se tuvieron episodios durante los que alternaban las inundaciones marinas y la

deseccación. Condiciones que se ven apoyadas por los datos del pozo Medellín - 1 en donde se nuclearon areniscas y conglomerados interdigitados con paquetes de sal.

En cuanto a su información litológica se refiere, Castellón y Larios (1962, en Bishop, 1980) dicen que la halita contiene más de un 5 % de residuos insolubles, es común que se encuentre interestratificada con arcillas de color gris, negro y rojo, algunas de las cuales llegan a tener espesores de hasta 300 m. Se presentan, también, algunas capas de anhidrita y lentes delgados de arenisca.

III. 5.- C R E T A C I C O.

Formación Cobán (Sapper, 1937, en Vinson, 1962).

Con base en el análisis de los trabajos realizados por algunos de los primeros geólogos que estudiaron en superficie las rocas cretácicas en Guatemala y el oriente de Chiapas, se desprende que el concepto que se tiene actualmente de la Formación Cobán no es el mismo al que se manejaba por aquellos estudiosos, ya que los potentes espesores de evaporitas, al parecer, o no afloran en superficie o estas eran confundidas.

Desafortunadamente los trabajos llevados a cabo por Sapper (*op. cit.*), a pesar de que son accesibles, se encuentran escritos en su idioma original, el alemán, por lo que para el que escribe este trabajo fue imposible su consulta. Y aunque Vinson (1962) menciona que aquel le asigna el nombre de "Formación Cobán a las calizas cretácicas que ocurren en las proximidades de Cobán, Alta Verapaz"; no abunda más al respecto. Así mismo, describe esta formación como una gruesa secuencia de calizas, dolomías y clásticos argiláceos y arenáceos que representan un depósito casi continuo durante el Cretácico. La unidad inferior es la Formación Cobán "que además tiene una de las más gruesas secuencias de evaporitas conocidas en el mundo." Le asigna un rango de edad de Neocomiano - Turoniano, sin embargo, la unidad evaporítica puede estar restringida solamente al Cretácico Inferior

(considerando la clasificación bipartita), a partir del Turoniano la columna se hace más calcárea para que gradue hacia arriba transicionalmente a la Formación Campur del Senoniano.

En un trabajo anterior, Walper (1960) describe una gruesa secuencia de calizas dolomíticas y dolomías, todas intercaladas con capas de brecha compuesta por los mismos tipos de roca, además de que los carbonatos presentan una muy intrincada red de venas de calcita. La característica más notoria de estas capas es su similitud litológica desde la base hasta la cima.

Divide esta secuencia en las Formaciones Ixcoy (unidad inferior) y Cobán (unidad superior), a la primera le asigna una edad de Cretácico Temprano y Medio y a la segunda de Cretácico Medio y Tardío basal.

Bishop (1980) pone de manifiesto los problemas tanto en las correlaciones como en la nomenclatura de los carbonatos cretácicos y analizando otros trabajos encuentra que Blount y Moore (1969 en Bishop, *op. cit.*) consideran que los potentes espesores de evaporitas cortadas en el subsuelo por pozos y las conocidas en superficie en las vecindades de su área de estudio, no son otra cosa que las "brechas" descritas por otros autores (Cf. Walper, 1960).

Ya habiendo establecido lo anterior, se puede ver que el concepto de la multicitada Formación Cobán ha venido evolucionando desde su descripción original (calizas y dolomías, principalmente) hasta el que se tiene de ella en la actualidad (potentes espesores de anhidritas con algunas intercalaciones de calizas y dolomías que hacia la cima se convierte en secuencias calcáreas más limpias). Otro problema que se presenta respecto a esta unidad es el de su edad.

Basándose en estudios detallados del área de Rubelsanto, Bishop (1980), clasifica a la Formación Cobán de la siguiente manera:

El pozo Hillbank-1, en el noroeste de Belice, penetró una secuencia evaporítica de 2400 m., de los cuales 1237 m. corresponden al Cretácico Inferior, constituidos por grandes espesores de anhidrita interestratificados con calizas y dolomías delgadas; cerca de la cima de esta secuencia se encontraron treinta y siete metros de dolomía gris oscuro, densa, cristalina y muy argilácea, con zonas de caliza fragmentada y esporádicos lentes de anhidrita blanca, finamente vugular con excelente porosidad y permeabilidad (caliza Hillbank) (Bishop, *op. cit.*). Este horizonte carbonatado actualmente se considera como índice para definir la entrada del paquete de rocas al Cretácico Inferior (ya que por determinaciones paleontológicas se le determinó una edad Neocomiano - Aptiano), que se le ha dado en llamar *Cobán "D"*.

Cobán "C": Anhidritas con capas muy fracturadas de dolomía con espesores entre 0.3 y 6.0 m.; algunas intercalaciones arcillosas y calizas en la parte superior. En el campo Rubelsanto estos carbonatos representan las rocas almacenadoras; su espesor considerado (ya que no fue atravesada en el campo) es de 1650 m.; su edad es posiblemente Aptiano - Albiano.

Cobán "B": Anhidrita interestratificada con caliza, caliza dolomítica y dolomía sacaroide de origen secundario. Se encuentran divididas en tres principales ciclos, cada uno con carbonatos masivos hacia la base; las capas de anhidrita aumentan en espesor y número hacia la mitad del ciclo, y la porción superior es anhidrita masiva; tiene un espesor de 915 m.; su edad probable es Albiano-Cenomaniano.

Cobán "A": Calizas y calizas dolomíticas, peletoidales, con miliólidos y fragmentos de otros fósiles; discordante sobre la "B", su espesor considerado es de 395 m.; su edad, posiblemente Turoniano.

Las unidades C y B fueron depositadas en planicies de inter a supramarea y en lagunas restringidas. La Cobán A es de ambiente marino con afinidad arrecifal, ya que contiene fragmentos de rudistas.

Esta monótona secuencia ha sido cortada por los pozos que se localizan dentro del área Lacantún, estos son: Lacantún - 1A y 1B; Cantil - 1 y 101A; Tzendal - 1A y Bonampak - 1. En el territorio de Guatemala se ha reportado en los campos Tortugas, Rubelsanto, Chinajá Oeste y Caribe, así como en los pozos Chinajá - 1; San Diego - 1; San Román - 1 y 2; Ocultún - 1; Paso Caballos - 1; La Pita - 1; Bolonkitú - 1 y muchos más (Figura 6). Estas mismas condiciones sedimentarias se extienden hacia la porción oriental de la Sierra de Chiapas, donde los pozos Chacamáx - 2A; Nazareth - 1, 51A y 201A; Retiro - 1 y Trinitaria - 1 y 2 (Figura 6) también la cortaron. La importancia petrolera que reviste esta formación es que se considera como potencialmente generadora de hidrocarburos en las intercalaciones que tiene de algas estromatolíticas de intermarea y sus equivalentes carbonatados laminados de submarea (Gill, 1976, en Bishop, 1980) características también aceptadas por Herrera, *et al.* (1991).

El alcance estratigráfico de esta formación, en Guatemala, se ha venido reconociendo desde el Cretácico Temprano (Aptiano) hasta el Cretácico Tardío (Turoniano), pero considerando las columnas de los pozos Paso Caballos - 1 y San Diego - 1, donde se encontró a la Cobán en contacto sobre la Formación Todos Santos, y que los pozos Lacantún - 1A y 1B y Tzendal - 1A, en México, cortaron evaporitas datadas como del Campaniano - Maastrichtiano, por lo tanto, en este trabajo se reconoce que su alcance en tiempo abarca todo el periodo Cretácico, desde el Neocomiano hasta el Maastrichtiano. Aunque recientemente en determinaciones paleontológicas del pozo Ocotal - 1, ubicado al NW del área estudiada (Figura 6), se encontró que rocas con las mismas características litológicas de la Formación Cobán alcanzan edades hasta de, por lo menos, Jurásico Superior Oxfordiano.

El mayor espesor que se ha cortado es el que se reportó en el pozo Paso Caballos - 1 en donde esta formación aflora y por lo tanto está erosionada, mientras que su contacto inferior con la Todos Santos se encontró a una profundidad de 4 500 m. Lo que hace que esta secuencia evaporítica - calcárea, como lo afirma Vinson (1962), sea una de las más potentes del mundo. Es muy probable que estos espesores se vean exagerados a causa de repeticiones provocadas por plegamiento y fallamiento inverso.

Por sus características, estas rocas indican que fueron depositadas en condiciones altamente estables, típicas de etapas tectónicas de subsidencia térmica y que se registran en fases de transición del rift a la instalación de un margen pasivo. Es probable que la presencia de calizas de ambientes más profundos sea debida a cambios eustáticos en el nivel del mar, más que a eventos francos de naturaleza tectónica.

Como ya se mencionó, la nomenclatura en Guatemala reconoce el alcance de la Formación Cobán sólo hasta el Turoniano, por lo que a los desarrollos calcáreos posteriores a este tiempo se les ha considerado con nombres formacionales particulares. Tal es el caso de las Formaciones Campur, que originalmente fue considerada por Vinson (*op. cit.*) con una edad Coniaciano - Campaniano Temprano. Mientras que las Formaciones Chemal, Sepur y Lacandón consideradas por este mismo autor con una edad Campaniano - Maastrichtiano, aquí serán tomadas como de edad Paleoceno (siguiendo los criterios más actualizados de: Vélez, 1978; Varela, 1981, Banks y Carballo, 1989).

Formación Campur (Vinson, op. cit.)

Este autor la reporta constituida principalmente por calizas de color gris a café con una menor cantidad de dolomías y localmente presenta bandas arcillo-limolíticas y conglomerados o brechas calcáreas. Se considera depositada en ambientes relacionados a arrecifes. Descansa de manera concordante y transicional sobre la Cobán de la cual se distingue por su presencia de microfósiles, estratificación, litología y modo de intemperizarse ya que comunmente presenta aspecto kárstico. Por su contenido faunístico de rudistas y foraminíferos se le asigna una edad de Cretácico Tardío (Coniaciano - Campaniano).

Vélez (1978), correlaciona la porción superior de la Formación Campur con la Formación Angostura (Sánchez, 1969) y constituida por una serie de calizas dolomitizadas, areniscas arcillosas y lutitas calcáreas con presencia de fragmentos de rudistas, ostrácodos, moluscos, gasterópodos, carpas de algas, etc., depositadas en una plataforma con subambientes de supra, inter y submarea y de banco arrecifal.

Banks y Carballo (1987), consideran esta formación como un cambio hacia facies más profundas respecto a la Cobán A y como producto de la concentración del depósito en la porción sur de la Cuenca de Petén (al sur del Arco de la Libertad) depositada en ambientes de mar abierto donde además hubo aporte de material volcánico hacia el depocentro de la cuenca, lo que podría explicar la presencia de bandas arcillo-limolíticas reportadas por Vinson (op. cit.), considera que su edad puede transgredir hasta el Paleoceno Temprano.

III. 6.- T E R C I A R I O

Formación Sepur (Vinson, 1962).

Está compuesta por arcillas, lutitas, limolitas, areniscas y margas de color café, interstratificada con lentes de caliza. Su base se caracteriza por un intervalo de conglomerado con fragmentos de rocas ígneas. Su espesor es de aproximadamente 600 m. Descansa discordantemente sobre la Formación Cobán. Sus arreglos faunísticos son característicos de ambientes de cuenca y litoral. Originalmente fue considerada como de edad Campaniano - Maastrichtiano.

Vélez (1978), le asigna una edad de Paleoceno y la reporta constituida por una secuencia de la base a la cima de brechas calcáreas, limolitas arenosas, lutitas y margas. Considera que se trata de un cambio de facies hacia aguas más profundas con presencia de planctónicos respecto a la Lacandón.

Vázquez (1981) reporta una secuencia de calizas arenosas con fauna planctónica, paquetes arcillosos e intervalos dolomitizados a la que llama informalmente Formación La Gloria y la correlaciona con la porción superior de la Formación Sepur y la inferior de la Lacandón.

Banks y Carballo (1987) describen a esta formación como originada por sedimentos turbidíticos y consideran que su edad llega hasta el Paleoceno, proporcionan los elementos

para que se pueda explicar la coexistencia de los arreglos faunísticos de ambientes de cuenca y litoral (Vinson, *op. cit.*), ya que las corrientes turbidíticas provenientes de facies más someras pudieron haber acarreado la fauna litoral.

En los pozos perforados en el área Lacantún (figura 6) se han reportado rocas de edad Paleoceno-Eoceno sin diferenciarlas, están constituidas por calizas y dolomías con algunos intervalos limolíticos y margosos, cuya descripción se parece mucho a la de la Formación Sepur.

Formación Lacandón.

Formada principalmente por calizas detríticas blanquecinas, asociadas localmente con capas algáceas y calizas microcristalinas de color gris claro. También se presentan calizas y dolomías recristalizadas. A juzgar por su contenido faunístico su edad es Campaniano - Maastrichtiano (Vinson, 1962).

Vélez (1978), le asigna una edad a la Formación Lacandón de Paleoceno, la divide en tres unidades, que de abajo hacia arriba son: a) calizas grises con gasterópodos y corales, se encuentran bioturbadas; b) Wackestone - Packstone arcilloso y fosilífero; c) Wackestone - Packstone fosilífero intercalado con cuerpos de lutita calcárea con equinodermos y gasterópodos. La considera depositada en un ambiente de plataforma abierta donde se tuvo aporte de terrígenos y representa un cambio de facies con la Formación Sepur.

Las rocas representativas del Eoceno, aunque han sido reportadas en el área Lacantún o en áreas muy cercanas, tanto en trabajos de superficie como en pozos, hasta ahora no se les ha asignado un nombre formacional.

Vélez (*op. cit.*) reporta capas de esta edad a las que llama El Bosque, constituida por lutitas arenosas, limolitas rojizas y conglomerados rojos. Ambientes continentales.

Varela (1981) describe lutitas calcáreas y arenosas y calizas arcillosas fosilíferas a las que considera depositadas en un ambiente de plataforma con influencia continental.

Vázquez (1981), menciona un paquete de espesor aproximado de 350 m. formado por lutitas estratificadas, compactas y abundante microfauna planctónica, así como limolitas y areniscas (las llama informalmente Formación Delicias). Las considera depositadas en ambientes de mar abierto.

Formación Caribe.

Originalmente fue situada por Vinson (1962) dentro de un rango Oligoceno Superior - Plioceno Inferior, pero en la actualidad es considerada de edad Mioceno-Plioceno (Banks y Carballo, 1987). Está formada por arcillas, lutitas, limolitas, areniscas, calizas arenosas y conglomerados de cuarzo. Se pueden encontrar capas de turba y de moluscos y lentes de caliza limolítica. Se considera que estos sedimentos fueron depositados en ambientes deltaicos, lagunares, lacustres y fluviales.

Vázquez (*op. cit.*) la describe como lutitas café rojizo con macro y microfauna, areniscas, calizas arenosas y arcillosas fosilíferas; margas y conglomerados. Cubren discordantemente al Eoceno Inferior y representan ambientes deltaicos, lagunares y continentales. Varela (1981) resalta la muy pobre expresión fisiográfica de estas rocas tratándose de una secuencia de lutitas arenosas y calcáreas con presencia de pelecípodos, equinodermos turrítelas y ostrácodos; también lutitas laminares con intercalaciones de carbón; lutitas bentoníticas; tobas y areniscas calcáreas. Les supone un espesor aproximado de 2000 m. depositados en ambientes transicionales con eventuales subambientes paludales, litorales, deltaicos, lagunares y aluviales.

Del análisis estratigráfico anterior se desprenden las siguientes conclusiones principales: Las rocas evaporíticas de la Formación Cobán, presentes en el área de estudio y que sólo han sido tocadas por la barrena, varían en edades que van del Cretácico Inferior al Cretácico Superior

(en algunas porciones con cierto desarrollo desde el Jurásico Superior según el dato obtenido en el pozo Ocotál-1), así como las secuencias calcáreas y calcáreo-arcillosas del Paleoceno-Eoceno, evidencian que esta región se comportó con una alta estabilidad tectónica durante todo este intervalo de tiempo.

Las facies evaporíticas indican un ambiente de depósito de laguna intraplatafórmica. Después del Cretácico Superior Turoniano el régimen de sedimentación cambia a calcáreo y a partir del Mioceno se manifiesta netamente terrígeno, siempre dentro de la plataforma con eventuales cambios eustáticos en el nivel del mar.

A excepción de Vinson (1962), todos los autores coinciden en que los sedimentos del Oligoceno se encuentran ausentes en la región. Rocas de esta edad se documentan en afloramientos de la Sierra de Chiapas bastante al occidente del área de estudio en el Sinclinal Chilón, en las inmediaciones de la población de Yajalón, Chis.

El estudio de los trabajos compilados aquí, y conjuntados con modelos tectónicos regionales sirven para hacer el planteamiento de un marco tectónico-sedimentario que se tratará en el capítulo siguiente.

IV.- MARCO TECTONICO-SEDIMENTARIO

Debido a sus características tanto litoestratigráficas como estructurales, el área Lacantún se encuentra estrechamente relacionada con el origen y evolución del Golfo de México. Considerando su posición actual, se puede decir que forma parte de una de las porciones más australes de la Placa de Norteamérica, encontrándose relativamente a poca distancia del sistema de fallas Motagua - Polochic, que representa el límite norte de la Placa del Caribe.

Para explicar la apertura y evolución del Golfo de México existen bastantes trabajos (Bullard, *et al.* 1965; Keller y Cebull, 1973; Stewart, 1976; Walper, 1980; Pindell, 1985, etc.), todos ellos coinciden en que ésta inicia a partir del Triásico Tardío - Jurásico Temprano, tiempo en el cual se verifican tres eventos importantes íntimamente relacionados entre sí, estos son: La apertura del Golfo de México; la disgregación de la Pangea y la creación de una zona de subducción al W de Norteamérica. Para los fines de este trabajo el primero de ellos es el que reviste mayor importancia.

Entre los modelos para caracterizar la evolución a partir del Mesozoico, se tienen algunos en los que existe un marcado traslape entre la Placas de Norteamérica y Sudamérica donde no se sabe que posición guarda el sur de México, y otros en los que esta región está totalmente ausente (Bullard, *et al.* 1965; Moore y Del Castillo, 1974; Van Der Voo y French, 1974, etc.). Otros autores con el fin de evitar ese traslape se apoyan en modelos donde grandes fallas de desplazamiento lateral funcionan como mecanismos de movimiento entre bloques corticales (Pilger, 1978; Dickinson y Coney, 1980; Pindell, 1985, etc.).

La mayoría de las propuestas parecen coincidir en que el movimiento de separación de la Plataforma de Yucatán respecto a su posición original entre Texas, Lousiana y el noreste de México, es el elemento clave para definir la apertura y evolución del Golfo. A continuación se resumirán algunos de los modelos que se consideran más importantes.

Dickinson y Coney, (1980) tratan el movimiento de la plataforma de Yucatán conjuntamente con la porción NW de la Placa de Sudamérica a través de un desplazamiento lateral al que denominan Sonora - Monterrey siendo hasta fines de Jurásico Tardío cuando cesa el movimiento de esta falla. En tanto, ya se ha venido llevando a cabo el depósito de capas rojas del Triásico Tardío en el noreste y del Jurásico en el sur del país y la invasión de aguas desde el Tethys para el Jurásico Inferior.

Pindell, (1985) asegura que el elemento clave para definir la evolución del Golfo es tanto la ubicación original de la Plataforma de Yucatán como el movimiento de separación que la condujo hasta su posición actual. Este autor propone, además, que para iniciar cualquier reconstrucción de la región circum-golfo se debe, primero, reconocer un cierre total de los mares paleozoicos, ya que hay una aparente ausencia de rocas marinas del Pérmico Superior al Triásico Tardío, situación que se cumple en Lacantún (ver Tabla I). Sostiene que la apertura se genera a partir de un *rift* con zonas pobremente definidas de fallamiento intracortical en bloques y emplazamiento de diques entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio temprano. Propone que la Península de Yucatán se desplazó mediante un giro rotacional de 43° en sentido contrario a las manecillas del reloj a través de un sistema de fallas transformantes derechas al que denomina Tamaulipas - Faja de Oro - Chiapas y que termina su actividad durante el Jurásico Tardío - Berriasiano, tiempo en el que ella alcanza su posición actual.

Salvador (1987), propone una evolución del Golfo de México con base a la interpretación de la estratigrafía y reconstrucciones paleogeográficas de la región, distinguiendo dos etapas tectónicas, la primera durante el Triásico caracterizada por deformación tensional que origina un sistema de fosas y pilares y la segunda para el Jurásico de subsidencia constante en toda la cuenca, deformación vertical provocada por la sal y ausencia de actividad volcánica. En el intervalo Triásico - Jurásico Tardío las aguas del Océano Pacífico penetran mediante un embahamiento en la porción occidental de la Placa de Norteamérica y en México. Probablemente durante el Jurásico Tardío Kimmeridgiano el Golfo y el Pacífico se comunicaron. Después de este evento es cuando se inicia la separación entre la Plataforma de

Yucatán y la Placa de Norteamérica, cesando muy probablemente a principios del Jurásico Tardío, ya que no existe ninguna evidencia de tectonismo en la columna sedimentaria.

Especula que Yucatán se movió a lo largo de dos fallas transformantes paralelas entre sí con orientación NNW-SSE, la primera pudo haber sido lo que actualmente es el Escarpe de Florida y la segunda la supone a lo largo de la costa oriental de México y cruzando el Istmo de Tehuantepec con un pequeño ángulo. Durante el Jurásico Tardío la plataforma alcanza su posición actual.

El marco geológico del área Lacantún se puede basar en cuatro principales tectonosecuencias identificadas a partir del análisis estratigráfico y que definen la evolución desde el Jurásico hasta el Reciente. Se nota la clara definición de una *trilogía de apertura* caracterizada por la presencia de rocas que evolucionan de continentales a transicionales y marinas, así como un evento de estructuración mayor que modifica la geometría de la cuenca y provoca levantamiento y erosión (Tabla II).

Las rocas de carácter continental, representadas por las capas rojas de la Formación Todos Santos, fueron depositadas hacia las porciones bajas de un complejo sistema de fosas y pilares que se generó a partir de la etapa de *rifting* del Golfo de México. Aunque no existe clara evidencia de la orientación y ubicación de las cuencas *rift*, Blair (1981) propone que estas tienen una tendencia NW. Es probable que los sedimentos continentales se encuentren asociados con gruesos espesores evaporíticos, ya que estos son también comunes en las fosas asociadas al *rift*. PEP-BP (1994) proponen que muchas de las cuencas pudieron haber experimentado episodios alternantes de inundación marina y desecación y que las capas rojas graduen a sal.

La edad de esta tectonosecuencia va del Jurásico Medio y tal vez alcance la base del Cretácico Temprano.

ERA	EPOCA	LITOLOGIA	EVENTO TECTONICO	TECTONO-SECUENCIA
NEOGENO	PLIO-PLEIST.		LEVANTAMIENTO DEL MARGEN	EROSION Y EVENTUAL RELLENO PASIVO HACIA LOS BAJOS
	MIOCENO		ETAPA DE ESTRUCTURACION MAYOR QUE PROVOCA LEVANTAMIENTO	SECUENCIAS DE MARGEN LEVANTADO Y CAMBIO A DEPOSITACION TERRIGENA DE AMBIENTES DELTAICOS, LACUSTRES, FLUVIALES Y CONTINENTALES.
PALEOGENO	OLIGOCENO	?	?	?
	EOCENO		INUNDACION DE LA PLATAFORMA	SECUENCIAS DE MAR ABIERTO Y ALGUNOS SEDIMENTOS TURBIDITICOS.
	PALEOCENO			
CRETACICO	TARDIO		SUBSIDENCIA TERMICA Y POST-RIFT.	SECUENCIAS DE MARGEN PASIVO Y ALTA ESTABILIDAD TECTONICA; DEPOSITO DE POTENTES ESPESORES DE EVAPORITAS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS DE PLATAFORMA EXTERNA PRODUCTO DE CAMBIOS ELASTICOS DEL N.M.
	MEDIO			
	TEMPRANO			
JURASICO	TARDIO		RIFT INTRACONTINENTAL	TECTONOSECUENCIAS SIN-RIFT; CAPAS ROJAS Y SAL DEPOSITADAS EN SISTEMAS DE FOSAS-PILARES.
	MEDIO			

Tabla II RESUMEN DEL MARCO TECTONICO - SEDIMENTARIO DEL AREA LACANTUN

La segunda tectonosecuencia está representada por las evaporitas de la Formación Cobán. A inicios del Cretácico Temprano se verifica un avance de los mares estableciéndose condiciones áridas y de extrema tranquilidad tectónica característica de una etapa de *post-rift* y subsecuente *subsistencia térmica* que prevalece, por lo menos, hasta el Cretácico Tardío.

A nivel regional esta es la fase que marca el inicio del desarrollo de las plataformas carbonatadas en todo el borde del Golfo de México y el establecimiento de las condiciones de *margen pasivo*.

Es posible que en algunos bloques bajos de la cuenca donde hubo una temprana penetración de las aguas marinas, las condiciones de alta evaporación y precipitación de evaporitas se hubieran establecido antes (en el pozo Ocotol - 1 se reportan aproximadamente 1 680 metros de evaporitas que alcanzan edades hasta del Oxfordiano). Los ambientes litorales que se establecen varían de plataforma restringida a lagunares, llegando a ser en algunas partes de intermarea a supramarea (a juzgar por los horizontes de carpetas de algas interestratificadas en la secuencia, según reporta Herrera, *et al.*, 1991).

Esta secuencia sedimentaria se ve alterada en su monotonía por algunos cambios eustáticos en el nivel del mar que se llevan a cabo durante las etapas de *highstand*, la primera durante el Aptiano que es cuando se depositan los carbonatos denominados *Caliza Hillbank*. Etapas similares se tienen, una durante el Albiano depositándose rocas con las mismas características llamadas *Caliza Mactum*, y otra en el Cretácico Superior que se conoce como *Caliza Xan*.

El tercer evento tectónico es el de la *inundación de la plataforma* que en Lacantún se lleva a cabo desde fines del Turoniano hasta el Eoceno. Se verifica un avance de las aguas marinas y se depositan secuencias calcáreas más limpias y, dependiendo de su posición, se establecen ambientes de cuenca (Rodríguez, 1987), de plataforma abierta (Vázquez, 1981) y litorales con influencia continental (Varela, 1981).

Aunque no se ha reconocido ninguna deformación para este tiempo, es probable que hacia porciones alejadas del área de estudio se pudieran haber estado levantando localmente algunos elementos que aportaran flujos turbidíticos con fragmentos de rocas ígneas (Vinson,

1962), brechas calcáreas, limolitas arenosas (Velez, 1978), etc., de esta edad, presentes en y cerca del área de estudio.

A pesar de que por información de pozos se ha determinado la ausencia de rocas de edad Oligoceno, en la información sísmica no se distinguen rasgos que indiquen alguna discordancia como podrían ser patrones de reflejos del tipo *onlap* o *toplap*. Así mismo las rocas del Mioceno que rellenan los sinclinales del área se observan compartiendo la misma actitud estructural que las que les subyacen, por lo que se supone que esta omisión podría ser más bien resultado de una falta de depósito que de una erosión.

A partir del Mioceno se registra el cuarto evento tectónico del área que consiste en la *estructuración mayor* provocada por *compresión* desarrollándose así una franja de plegamientos sensiblemente paralelos entre sí limitados por fallas inversas hacia sus flancos. Este evento también se lleva a cabo en algunas otras porciones relacionadas al margen sur del Golfo de México como lo son Chiapas - Tabasco, Comalcalco, Marbella Norte (ampliamente documentado y reconocido por geólogos de Petróleos Mexicanos y recientemente por PEP - BP, 1994), etc.

En el área de estudio la columna sedimentaria vuelve a adquirir características de ambientes someros representados por sedimentos terrígenos de facies litorales. Por observaciones en las líneas sísmicas y por lo referido por geólogos de campo que han trabajado en la Sierra de Chiapas, en general (Vélez, 1978; Sánchez, 1979), como el área Lacantún, en particular (Varela, 1981; Vázquez, 1981) se deduce que el evento de deformación mayor se llevó a cabo durante el Mioceno (Medio - Tardío).

PEP-BP (*op. cit.*) analizan diferentes áreas dentro de la Cuenca del Sureste que exhiben estilos de deformación similares a los de Lacantún y deduce que, o se trata de las estructuras del evento laramídico redeformadas, o que fueron estructuradas por la fase del Mioceno. Eso es difícil de determinar. La edad que se le asigna a este evento es del Mioceno Medio - Tardío (12.5 a 5.5 m. a.).

Desde el Plioceno hasta el Presente el área de estudio se ha mantenido levantada y las estructuras compresivas han sido erosionadas en sus crestas, teniéndose un eventual relleno pasivo hacia los bajos estructurales.

La franja morfotectónica constituida por plegamientos y fallas inversas, la que se denominará aquí Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras {Price y Mountjoy (1971) en Macqueen y Leckie (1992)}, en el que se sitúa el área de estudio, se encuentra interactuando con otros tres grandes elementos tectónicos que son: El Macizo Granítico de Chiapas, La Plataforma de Yucatán y el Sistema de Fallas Motagua- Polochic (Sánchez, 1979; Quezada, 1987). Estos elementos se describirán brevemente considerando sus interrelaciones dentro de un marco idealizado donde convergen dos placas para dar origen a las diferentes zonas tectonoestratigráficas. Dicha descripción se hará desde la zona interna (porción SSW de la región) hacia la zona externa (porción NNE).

El Macizo Granítico de Chiapas (Figura 2) se desarrolla como una franja paralela al Océano Pacífico desde el Istmo de Tehuantepec hasta Guatemala; está constituido principalmente por granitos y granodioritas de diferentes edades que reflejan algunas reactivaciones magmáticas y en menor medida por gneises, ortogneises y esquistos (Sánchez, *op. cit.*; Meneses, 1987). Teóricamente este elemento representa al llamado *hinterland* o traspaís que sería la porción continental más cercana a la zona donde dos placas convergen.

El cinturón plegado miocénico de la Sierra de Chiapas se desarrolla al NE del Estado de Chiapas y corre entre Villahermosa y el Río Usumacinta (Sánchez, *op. cit.*). La orientación general que guardan los plegamientos es WNW y al sur de la población de Palenque sufren una flexión al SE hacia donde buzan para penetrar al territorio de Guatemala, sufriendo un parcial sepultamiento en las inmediaciones del Río Lacantún. En las imágenes de satélite se observa cómo el cinturón plegado tiende a flexionarse y desaparece sepultándose hacia el área Lacantún. No se observan relaciones tectónicas evidentes entre este elemento estructural y el sistema de fallas Motagua - Polochic .

El cinturón de pliegues y cabalgaduras en la región donde se encuentra Lacantún, es resultado de deformación sin una aparente participación del basamento y generado a partir de niveles de despegue que se desarrollan en el límite inferior y/o dentro de la secuencia evaporítica de la Formación Cobán, fenómeno propuesto por otros autores (Vélez, 1978; Ham, 1979; Sánchez, 1979; Varela, 1981; Bishop, 1980).

Bates y Jackson (1987) definen como un "cinturón de pliegues" (*fold belt*) a aquella región lineal y arqueada que se ha visto sujeta a plegamiento y otras deformaciones durante un ciclo orogénico, estas son franjas que se mantienen móviles durante sus etapas de deformación y muchas de ellas se ven transformadas posteriormente en cadenas montañosas mediante procesos post-orogénicos. Lowell (1985) conceptualiza los "conjuntos de pliegues y cabalgaduras de despegue" (*decollement thrust-fold assemblages*) como elementos esenciales de muchos límites convergentes de placas, estos se pueden ubicar en diferentes ámbitos como a lo largo de los flancos móviles del posarco o del antepaís, en el talud de las trincheras, etc. Se desarrollan como franjas amplias deformadas de la cubierta sedimentaria y hacia la porción externa de muchos cinturones orogénicos, están representadas por una serie de plegamientos y cabalgamientos arreglados en bandas paralelas y comprimidas. Generalmente las estructuras se van rejuveneciendo de la zona interna hacia la externa. El mecanismo actualmente más aceptado que explica la deformación de los cinturones de pliegues y cabalgaduras es el de subcorrimento (*underthrusting*), que es provocado por esfuerzos de compresión a escala regional.

La Plataforma de Yucatán está formada por rocas calcáreas y evaporíticas del Mesozoico - Cenozoico poco deformadas y cuyo basamento lo representan pórfidos de cuarzo metamorfizados y cloritizados cuya edad es de 410 m. a. (Silúrico) reportados en el pozo Yucatán - 1. Se extiende del norte de Guatemala hasta mar adentro del Golfo de México y del Caribe. Vinson y Brineman (en Bishop, 1980) consideran que el llamado Arco de la Libertad representa el límite sur de la plataforma que es un elemento que evidencia su plena estabilidad tectónica a partir del Cretácico Temprano, tiempo durante el cual alcanzó su posición actual (Dickinson y Coney, 1980; Pindell, 1986; Banks y Carballo, 1987). Así

mismo, Vinson y Brineman (1963) y Leigh *et al.* (1976) (ambos en Bishop *op. cit.*, 1980) consideran el Arco de la Libertad como el límite entre la Plataforma (que representaría lo que se conoce como *foreland* o antepaís que es el elemento estable más alejado de la zona de convergencia entre dos placas) y el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras.

El Sistema de Fallas Motagua - Polochic representa el límite entre la porción sur de la Placa de Norteamérica y el norte de la Placa del Caribe, el inicio de su actividad se ha considerado entre el Oligoceno Tardío (Quezada *op. cit.*) o francamente desde el Mioceno Tardío con un desplazamiento aproximado de 130 kilómetros. La relación que guarda este sistema respecto a la faja de pliegues y cabalgaduras es que ésta se ve truncada y/o flexionada hacia las inmediaciones de aquella, observación que coincide con lo referido por Burkart, *et al.* (1987) y discrepa por lo citado por Anderson *et al.* (1985) en Burkart, *et al.* (*op. cit.*) y Quezada, (1987). Existe otro elemento adicional que está representado por la Provincia de Fallas de Transcurrencia (Sánchez, 1979; Meneses, 1987), cuya relación con el Sistema Motagua-Polchic no se ha esclarecido hasta ahora. Las fallas de desplazamiento lateral izquierdo de esta provincia muestran evidencias claras de ser posteriores al cinturón plegado ya que, como se observa en las imágenes de satélite, éste se encuentra redeformado por aquellas en las zonas donde ambos elementos coexisten.

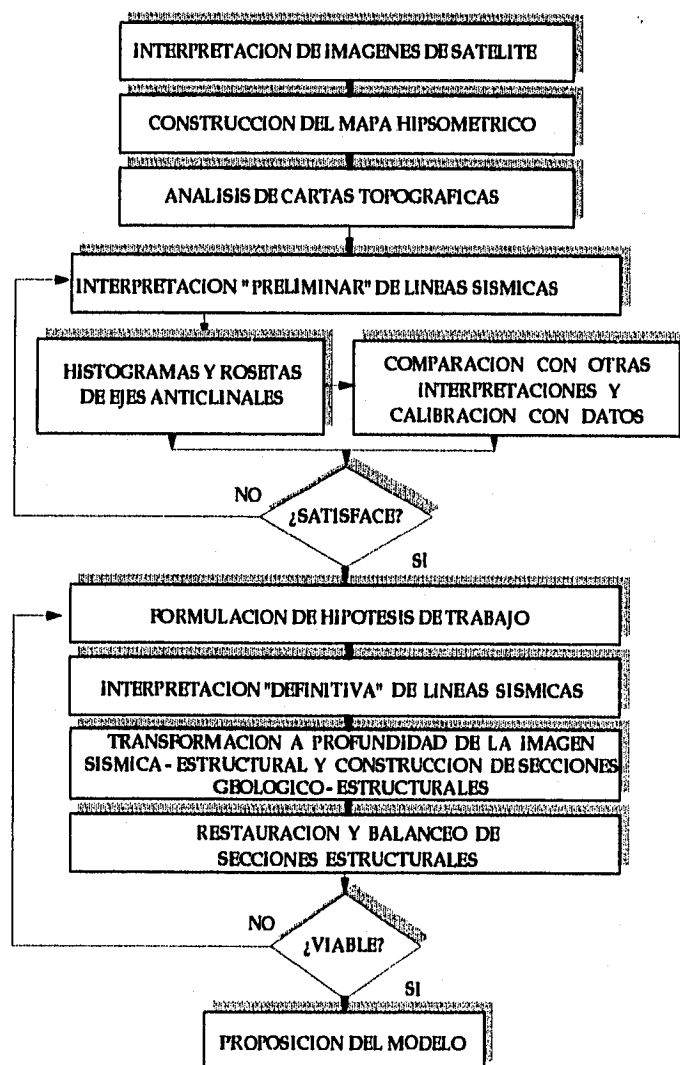
Dentro del marco teórico ya descrito, en el área de estudio y zonas aledañas cercanas, no se identifica al elemento tectónico denominado como cuenca de antepaís (*foreland basin*), ya que la relación que guardan entre sí la franja de pliegues y cabalgaduras (Sierra de Chiapas) y el antepaís (Plataforma de Yucatán) es francamente directa sin que entre ellos medie o se asocie ninguna cuenca cuyas características se apeguen a lo definido por Macqueen y Leckie (1992).

A todos los aspectos previamente tratados se les dará apoyo a partir del análisis tanto morfológico como estructural que se realizará con mayor detalle en el capítulo V, mientras que la definición de muchos de los conceptos aquí tratados se hará en el capítulo VI.

V.- ANALISIS ESTRUCTURAL

Como consecuencia de la síntesis estratigráfica y de la caracterización del marco tectónico sedimentario de la región de la que forma parte el área Lacantún, se procedió a conceptualizar el ámbito estructural, pretendiendo hacerlo de lo general a lo particular.

El siguiente diagrama de flujo define la estrategia que se siguió para caracterizar las estructuras y llegar al objetivo de proponer un modelo de los estilos de deformación que prevalecen en el subsuelo del área en estudio.



V. 1.- INTERPRETACION DE IMAGENES DE SATELITE

Se realizó la interpretación de imágenes de satélite a escala aproximada 1:1 000 000 publicadas por el INEGI, con el fin de tener un enfoque a nivel regional de las estructuras observables en superficie. Lo que resalta es lo siguiente:

Las poblaciones de Palenque y Tenosique, el Río San Pedro y la Laguna Petén Itzá forman entre sí, una línea que a grandes rasgos puede considerarse como la frontera entre la Plataforma de Yucatán al norte, y la porción nororiental del cinturón plegado de la Sierra de Chiapas, al sur (figuras 7 y 8).

La Plataforma de Yucatán se caracteriza por su ausencia casi total de relieve, en algunos lugares se observa topografía cárstica y al oriente de Tenosique, Tab. se puede notar que el Río San Pedro -afluente del Usumacinta- corre a través de lineamientos muy marcados y rectilíneos, su extremo occidental tiene orientación norte-sur, posteriormente, ya en el territorio de Guatemala, cambia de rumbo para mantenerlo este - oeste y aproximadamente a la longitud de los 90° 30' W se flexiona nuevamente para adquirir un rumbo ENE-WSW, esta tendencia se asocia con otras que se pueden apreciar claramente al norte y noreste de la Laguna Petén Itzá, sitio aproximado en el cual los lineamientos sufren otra flexión con rumbo NNE-SSW (figura 8).

En la porción nororiental de la Sierra de Chiapas, limitando con la Plataforma de Yucatán se observa un agrupamiento muy marcado de estructuras anticlinales y sinclinales elongadas cuya tendencia en la parte oriental de la imagen correspondiente (figura 7) es casi este-oeste, para que al sur de Palenque, Chis. se empiece a formar una especie de cuña, hacia cuya parte central corre el Río Usumacinta, que separa las estructuras, la porción que se mantiene al norte de dicha cuña sigue conservando las mismas orientaciones, mientras que las de la porción sur tienden a flexionarse al sureste, hasta desaparecer a medida que se acercan al Río Lacantún. La conformación de estos plegamientos es a manera de grandes bandas, no se observan arreglos en echelón.

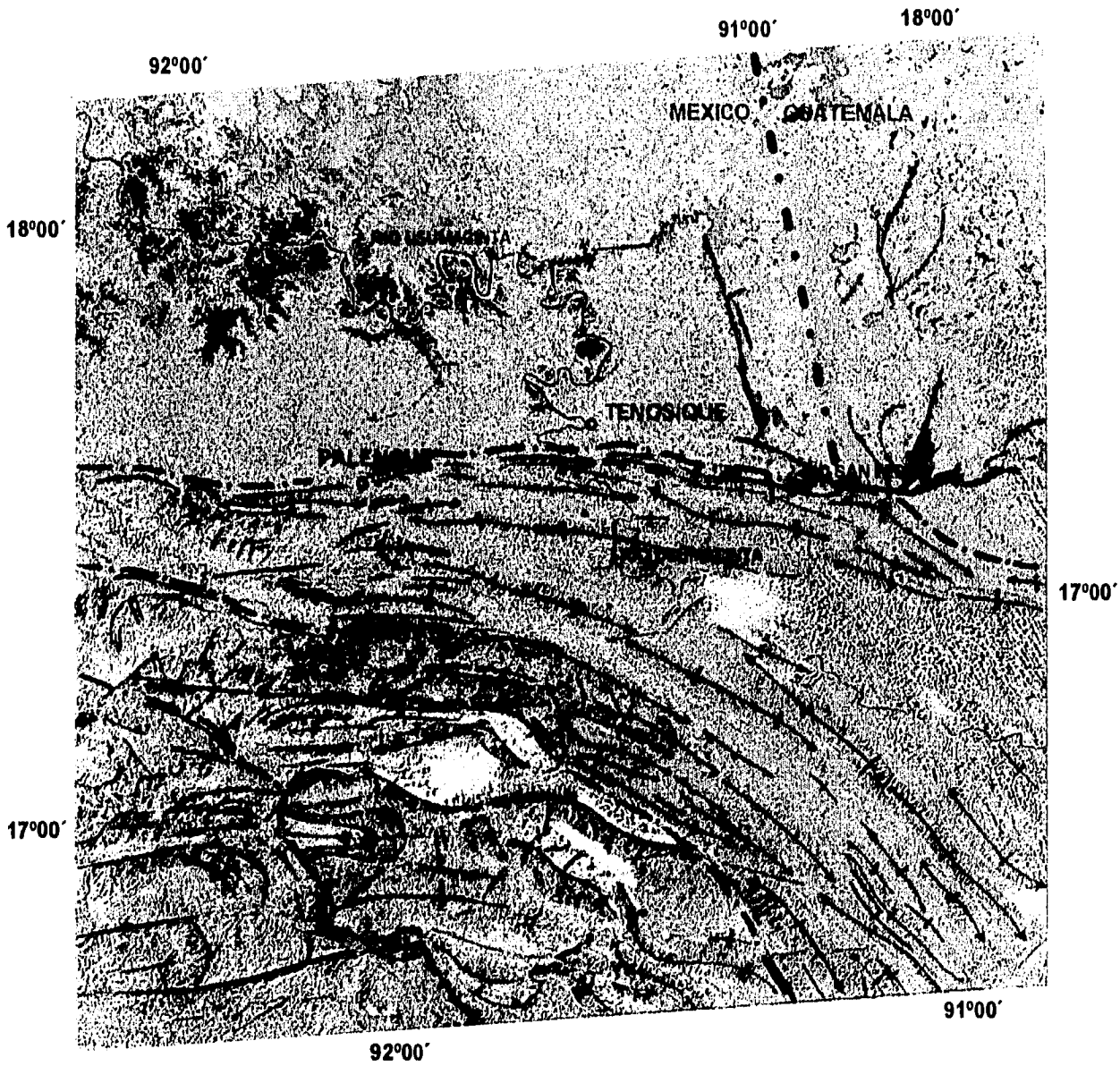
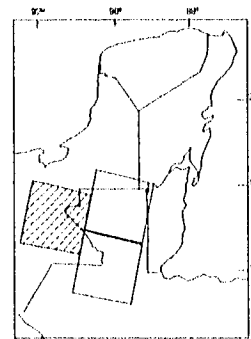


Figura 7 IMAGEN DE SATELITE QUE ILUSTRAS LA RELACION TECTONICA QUE GUARDA EL CINTURON DE PLIEGUES Y CABALGADURAS RESPECTO A LA PLATAFORMA DE YUCATAN.



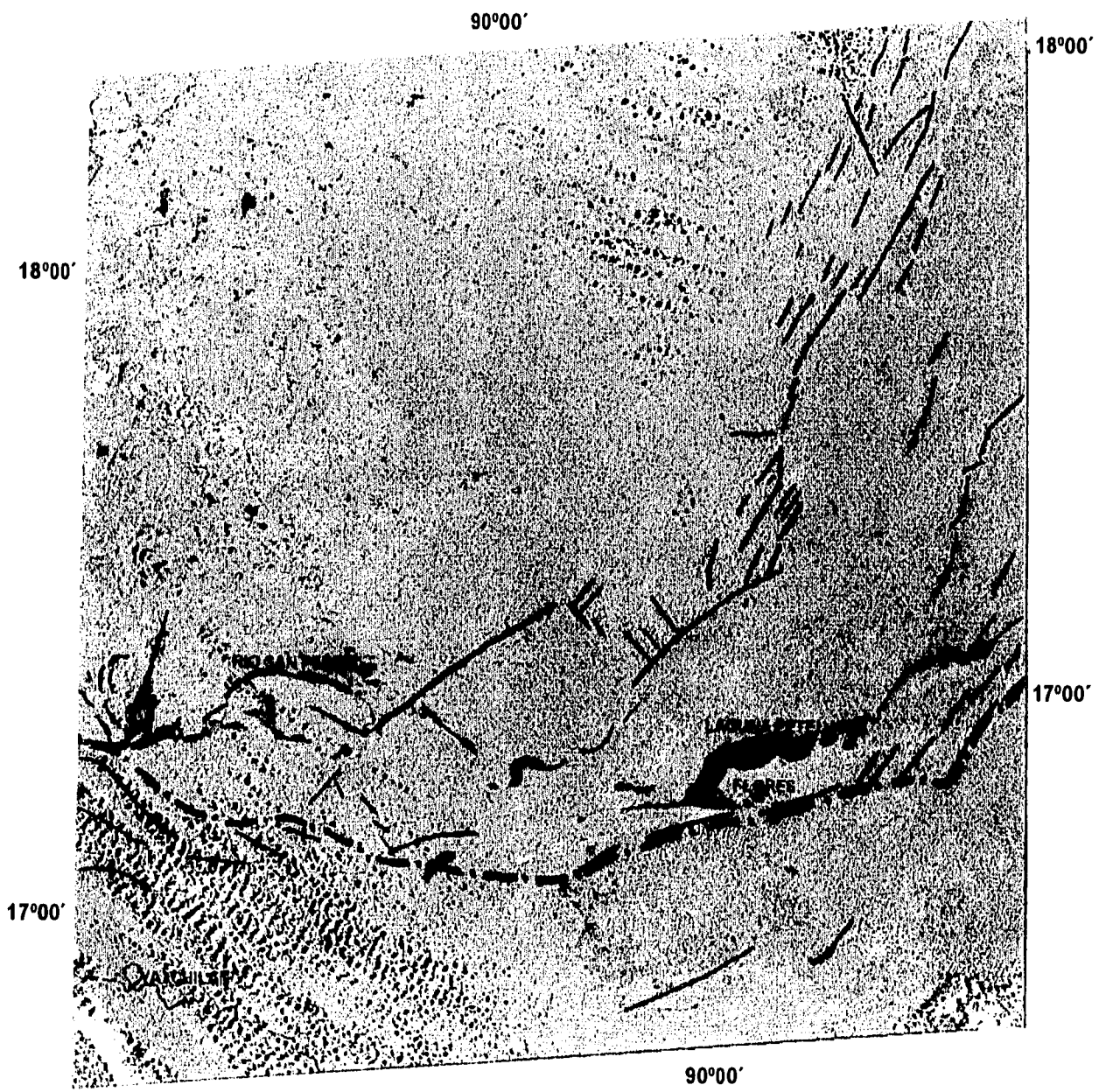
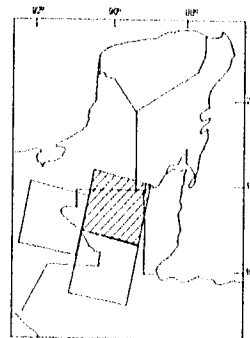


Figura 8 IMAGEN DE SATELITE DONDE SE OBSERVA LA AUSENCIA DE RELIEVE EN LA PLATAFORMA DE YUCATAN



Han surgido algunas polémicas en cuanto al origen de los plegamientos observados, ya que algunos autores consideran que fueron formados como estructuras secundarias formadas por esfuerzos de desplazamiento lateral o por algún componente de esta misma naturaleza provocados por el sistema de fallas Motagua - Polochic (Anderson, *et al.* 1985, en Burkart, *et al.*, 1987; Quezada, 1987; Vázquez y Villaseñor, 1990), otros tienen sus dudas, mencionando que se requieren más trabajos que dilucidan ese problema (Sánchez, 1979).

Existen otros como Vélez (1978), Burkart, *et al.* (1987), Rodríguez, (1987) y el autor de este trabajo quienes consideran a esas estructuras formadas por esfuerzos predominantemente compresivos.

Aquí se darán algunos elementos a favor del origen compresivo de los mencionados plegamientos:

No se observan arreglos de pliegues y fallas en echelón, geometrías, que por otro lado, son características básicas de los sistemas de fallamiento transcurrente (Wilcox, *et al.*, 1973). Por el contrario, las estructuras presentan un marcado paralelismo entre sí, están apretadas, exhiben sinclinales muy estrechos, a veces ausentes. Sus longitudes son bastante considerables (hasta de 60 km. según Sánchez, 1979). Se observan algunas fallas de desgarre (*tear faults*) de carácter secundario relacionadas con la compresión y que funcionan como zonas de liberación o transferencia del esfuerzo.

Si las estructuras debieran su origen a alguna falla transcurrente de importancia, entonces estas deberían tener su mayor expresión en las cercanías de esa falla, y disminuirían hasta desaparecer conforme se alejan de la misma. Este no es el caso, ya que los grandes plegamientos que vienen desde el sur de Villahermosa, Tab. (*Provincia de Yaxchilán*, según Sánchez, 1979) tienden a buzarse hacia el oriente o suroriente, hacia donde incluso muchos de ellos son sepultados (Figura 9).

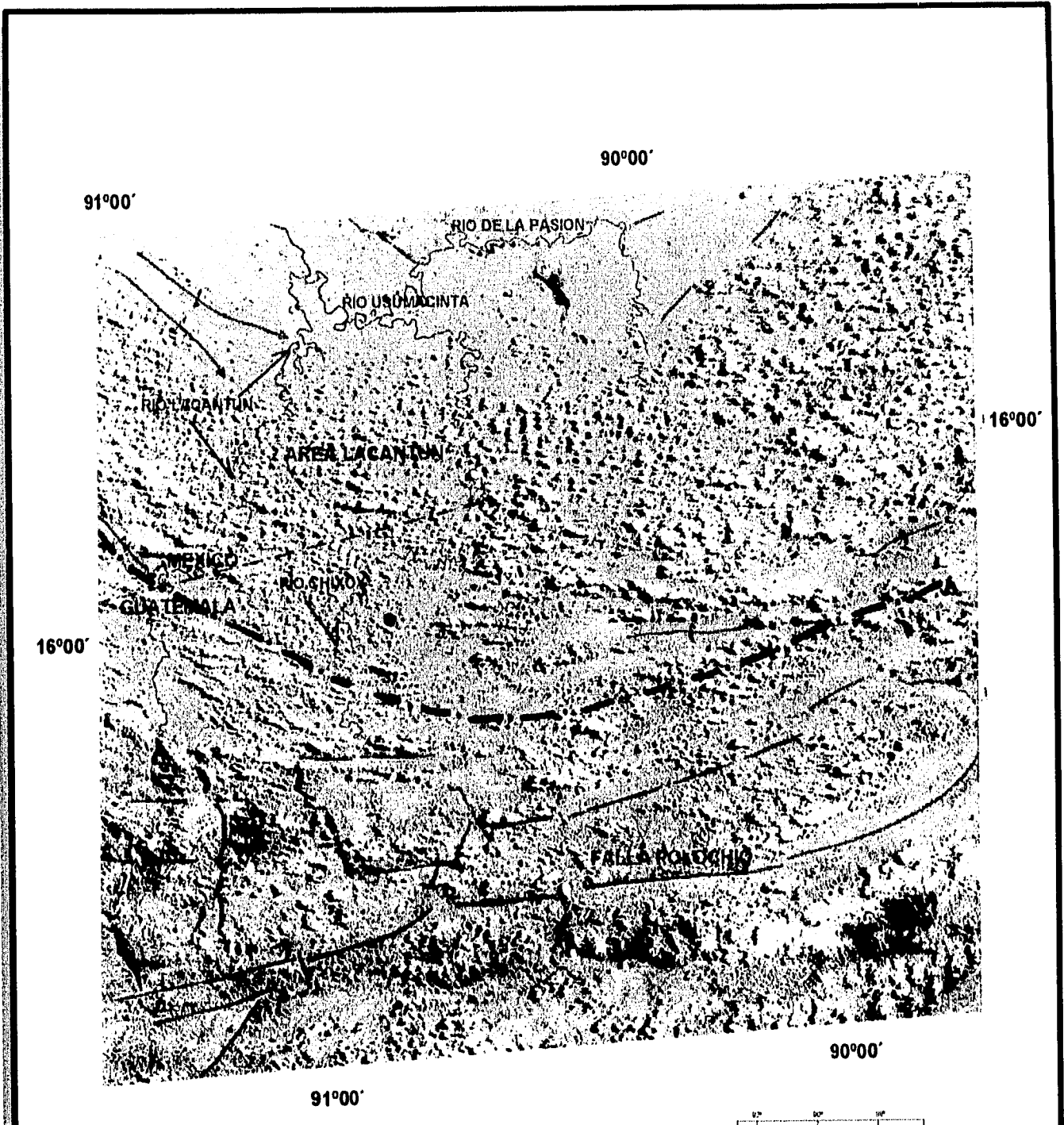
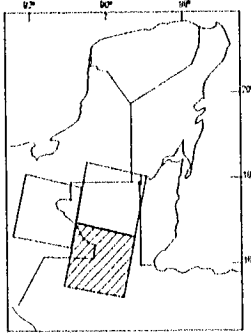


Figura 9 IMAGEN DE SATELITE QUE MUESTRA LA AUSENCIA DE RELACION ESTRUCTURAL ENTRE EL SISTEMA DE FALLAS MOTAGUA - POLOCHIC Y EL CINTURON DE PLIEGUES Y CABALGADURAS.

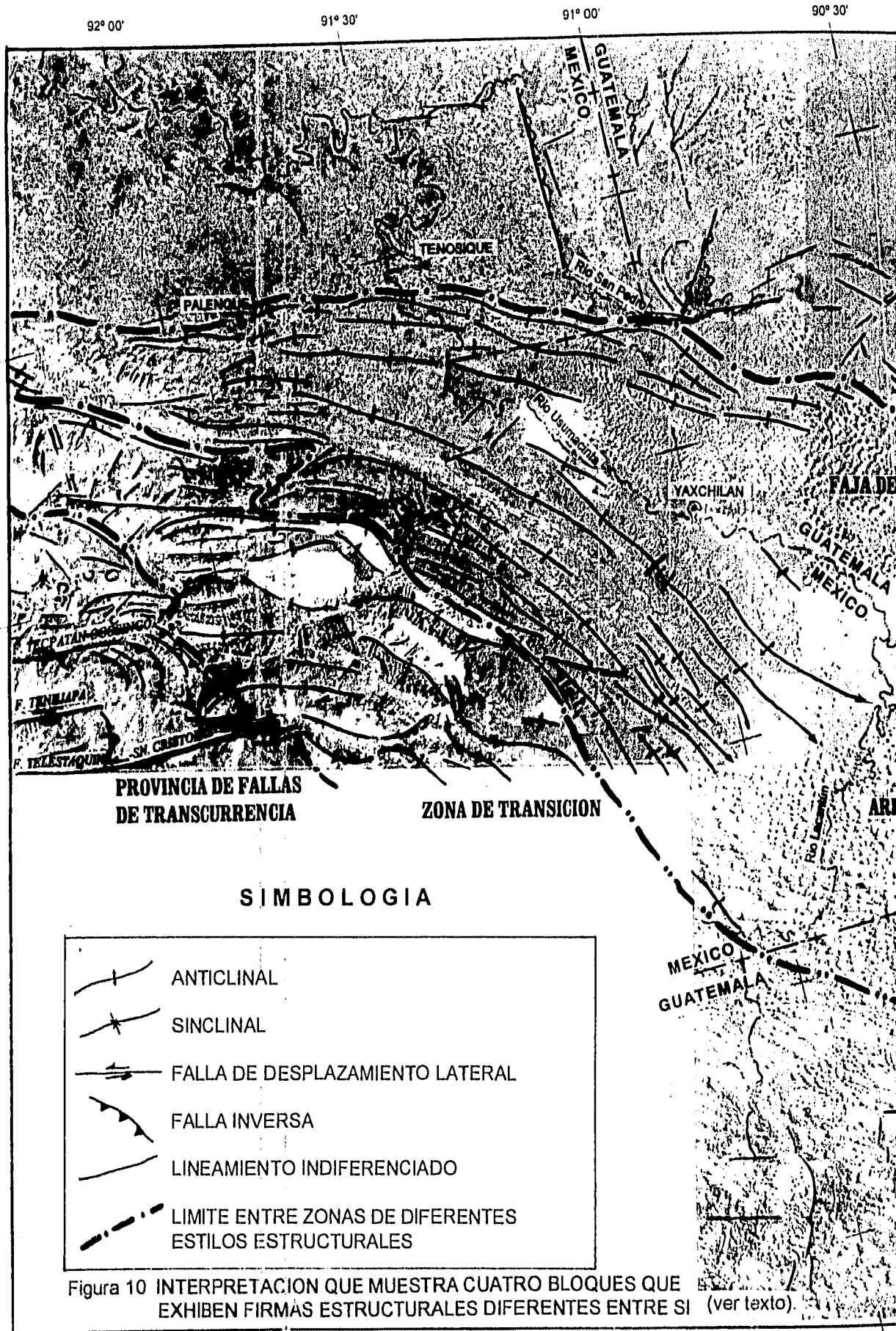


Los plegamientos, cuya tendencia es NW - SE, conforme se van acercando a la falla Polochic van sufriendo, en su conjunto, una flexión al E - W, como si estos tendieran a *resbalar* sobre la falla o ser truncados por ella. Burkart *et al.*, 1987, propone: "una falla de transcurrencia con un simple sentido de desplazamiento no podría producir tal contradictorio grupo de estructuras secundarias" lo que supone su falta de relación respecto a las estructuras compresivas (figura 9).

Aproximadamente en la latitud del paralelo 17° N y hacia el sur, se presentan los extremos orientales de las grandes fallas transcurrentes denominadas por Meneses, *et al.* (1987) como la Herradura-Tecpatán- Ocosingo; la Tenejapa y la Telestaquín - San Cristóbal, todas ellas pertenecientes a la Provincia de Fallas de Transcurrencia (Sánchez, 1979) y documentadas como de movimiento lateral izquierdo. Parece ser que ellas finalizan en su extremo oriental mediante fallas inversas como resultado del empuje terminal de la transcurrencia. Más allá de esa zona parece ser que el efecto de las fallas transcurrentes ya no persiste (figura 10).

Entre la Provincia de Fallas de Transcurrencia y la Faja de Pliegues y Cabalgaduras se desarrolla lo que aquí se denomina una *Zona de Transición* donde no existe un arreglo preferencial de los lineamientos y los pliegues se observan deformados, al parecer ahí termina el desplazamiento lateral de los bloques provocando una severa deformación que hace que la actitud estructural sea más caótica comparándola con los arreglos mencionados anteriormente (figura 10).

En la porción superior izquierda de la figura 9 se puede ver el área Lacantún delimitada por el río del mismo nombre y el Usumacinta, desafortunadamente el alto porcentaje de nubosidad dificulta la apreciación de cualquier lineamiento en su cercanía inmediata. En la parte inferior de esta imagen se observa claramente corriendo de oriente a poniente al sistema Polochic, del cual no se percibe relación estructural alguna respecto al cinturón plegado, al norte.

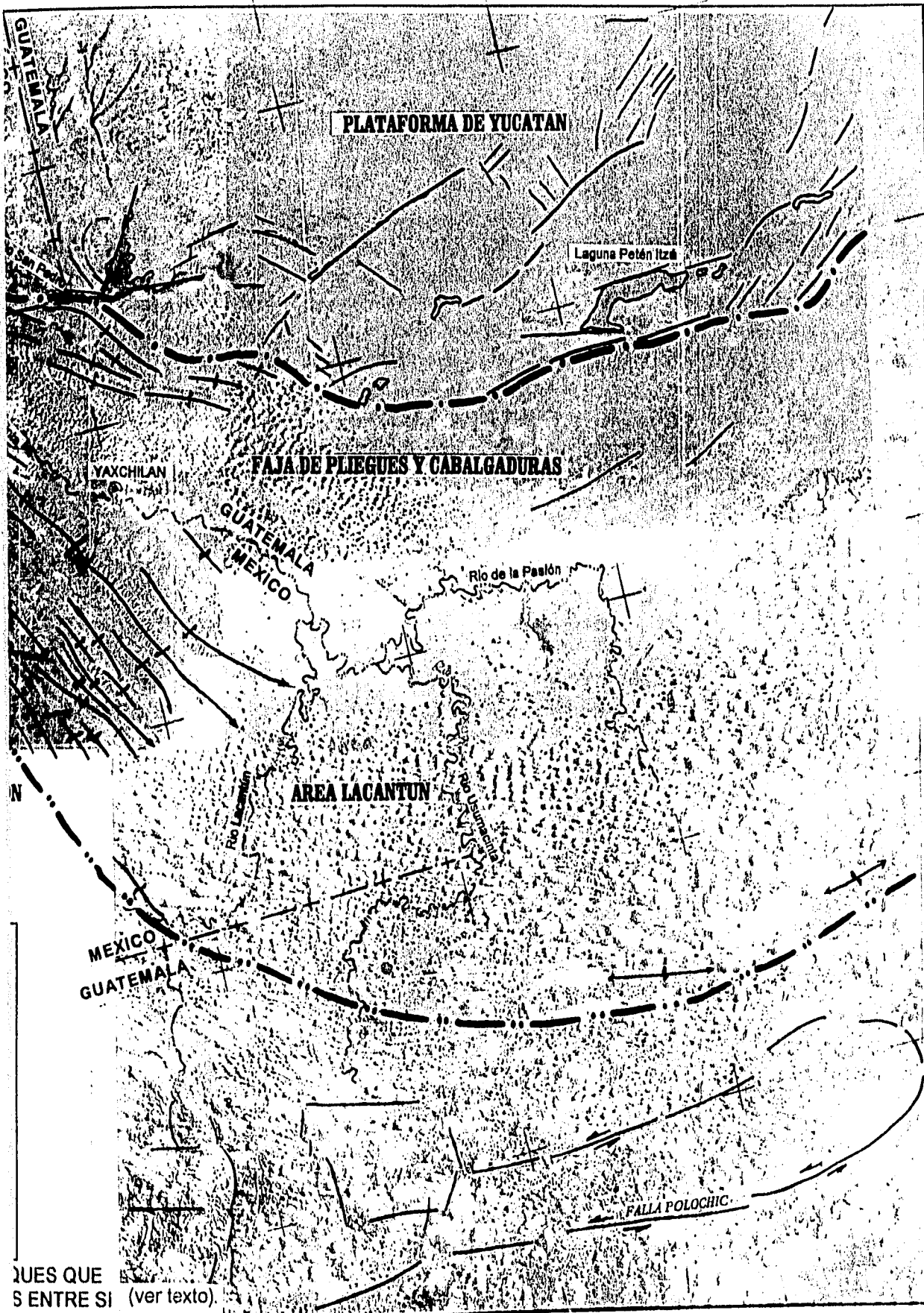


00'

90° 30'

90° 00'

17° 30'



17° 00'

16° 30'

16° 00'

15° 30'

QUES QUE S ENTRE SI (ver texto).

V. 2. - ANALISIS HIPSOMETRICO

La carta topográfica escala 1 : 250 000 llamada Las Margaritas (Figura 11) se iluminó con un diferente color cada doscientos metros, estando representadas las altitudes menores por diferentes tonos de gris (desde cero hasta 400 metros), le siguen la gama de azules (de 400 a 1 000 m.), después distintos verdes (de 1 000 a 1 600 m.) y por último los colores que varían de naranjas a rojos (de 1 600 a 2800 m.) que representan las altitudes mayores. Este es un método que ayuda a representar de manera visual los promedios de alturas sobre el nivel del mar que prevalecen en cualquier región, así como las tendencias generales de los rasgos fisiográficos, tipo de red hidrográfica, la morfología de las montañas, etc. Considerando lo anterior, las observaciones que se hicieron respecto a las altitudes de la región fueron:

La porción occidental del plano es la que presenta las altitudes mayores y los relieves fisiográficos más prominentes. En el extremo suroeste del plano se presentan altitudes relativamente homogéneas que fluctúan entre 1 400 y 1 600 metros mientras que en la orilla centro - oeste resaltan montañas que van desde los 1 800 m. hasta alcanzar 2 450 m. s. n. m.

La parte centro - norte exhibe altitudes que varían entre 800 y 1 600 metros, en tanto que hacia la centro - sur son más bajas, predominando los promedios entre 200 y 400 metros, que hacia latitudes cercanas a la frontera con Guatemala ascienden hasta los 1 000 m. s. n. m.

En los extremos este y noreste se definen alturas predominantemente menores a los 200 metros, aunque hacia el área Lacantún llegan a alcanzar hasta los 400 m. s. n. m.

Como consecuencia de las observaciones anteriores se puede decir que la pendiente regional viene del noroeste al sureste, del mismo modo como lo hacen las estructuras aflorantes que tienden a buzarse hasta que virtualmente desaparecen en las inmediaciones del Río Lacantún. Mientras que en un transecto imaginario que corriera del NE al SW se vería que las altitudes suben en los anticlinales y bajan en los sinclinales (guardando un comportamiento sinoidal), controladas estrictamente por el cinturón plegado.



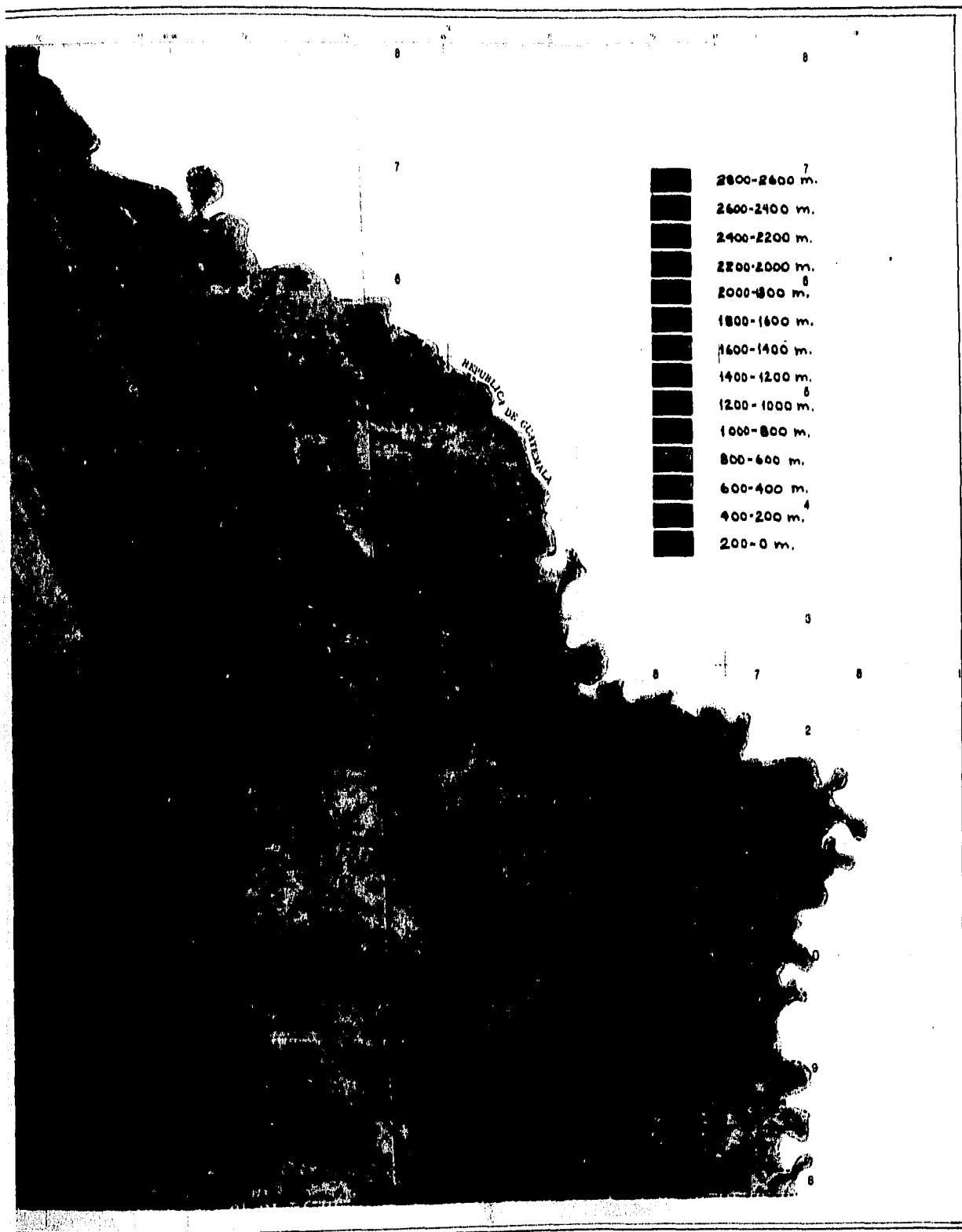


Figura 11 CARTA HIPSONOMETRICA DE LA PORCION ORIENTAL DE LA SIERRA DE CHIAPAS Y SU RELACION CON EL AREA LACANTUN.

En cuanto a las tendencias generales de los rasgos fisiográficos se observa que son muy coherentes y que los principales relieves delineados en la esquina noroccidental del plano tienen orientaciones promedio de N 70° W y que a medida que estos avanzan hacia el sureste, sufren una flexión hacia el sur para alcanzar tendencias medias de N 30° W. Asimismo, en la porción sur del plano, y al poniente del área Lacantún, se define un trend estructural que se quiebra nuevamente, pero en este caso, lo hace hacia el oriente para llegar a alcanzar tendencias promedio de N 70° W. En Lacantún, aunque las tendencias son muy difusas se adivina que estas son del orden de los N 30° W.

Pareciera como si las estructuras tendieran a girar en torno a un punto en la porción suroccidental del mapa, formando así una convexidad hacia el noreste, mientras que hacia la porción sur del plano tendieran a "retorcerse" para tratar de recuperar nuevamente su orientación E-W.

A partir de la carta hipsométrica se pueden definir dos principales grupos fisiográficos: El más notorio y predominante es el de el sistema montañoso que se presenta a manera de franjas alargadas que se alinean de modo general de NW a SE que expresan su origen estructural. Lugo y Córdova (1990), las dividen en dos grupos a los que clasifican como "montañas y elevaciones menores plegadas y constituidas por rocas mesozoicas con alturas relativas mayores de 600 metros" (clave 1) y como "montañas y elevaciones menores de rocas sedimentarias meso - cenozoicas en estructura monoclinas" (clave 15).

La porción oriental, de la cual forma parte Lacantún se comporta con un relieve atenuado y en el que solo se observan algunos lomeríos que no exceden los 400 metros. Lugo y Córdova (*op. cit.*) los consideran como "lomeríos de rocas sedimentarias cenozoicas en estructura monoclinas" (clave 24).

Hacia la porción suroeste de la carta se define una extensa superficie con altitudes que fluctúan entre 1 400 y 1 600 metros con una actitud relativamente plana clasificada como

“altiplanicies estructurales condicionadas por el sustrato rocoso, constituidas por rocas sedimentarias mesozoicas y paleogénicas” (clave 34) (Lugo y Córdova, *op. cit.*).

Los ríos principales que se tienen en el área estudiada son: el Usumacinta, con características de corriente madura, tipo meándrica, común de las zonas bajas y de sutil relieve. Proviene de Guatemala fluyendo de sur a norte para después sufrir un quiebre hacia el noroeste. El Lacantún baja de la Sierra de Chiapas hacia el sureste como una corriente en etapa juvenil, posteriormente sufre una flexión al noreste hacia donde se comporta como madura hasta unirse con el Usumacinta.

En la parte oriental de la Sierra de Chiapas la red hidrográfica se encuentra en una etapa de juventud. El sistema de drenaje es predominantemente subparalelo o en enrejado aunque varía eventualmente a dendrítico. Las corrientes tributarias son extensas en longitud y corren a lo largo de los sinclinales, se consideran del tipo consecuente - subsecuente, ya que su patrón está controlado tanto por la pendiente regional del terreno (consecuente) como por el tipo de roca y su actitud estructural (subsecuente). Se observan también corrientes discontinuas que se pierden bruscamente y que son características de terrenos calcáreos.

En Lacantún la red hidrográfica se observa escasa, lo que probablemente es influenciado por los muy suaves desniveles del terreno, aunque se pueden ver dos tipos de drenaje: dendrítico hacia las partes planas y subparalelo donde se puede esbozar cierta relevancia del terreno, esto tal vez sea el reflejo superficial de las estructuras sepultadas.

Comparando este mapa con su correspondiente geológico, compilado a partir de trabajos de geología superficial (Petróleos Mexicanos, 1983, 1987, 1993) (Figura 12), y comparando las relaciones que guardan la deformación (como proceso endógeno formador del relieve) contra la erosión (como proceso exógeno formador del relieve), y ya que sabemos que las edades de los sedimentos presentes en la parte este de la carta hipsométrica son más jóvenes que los del cinturón plegado aflorante al oeste, surge la idea de que es probable que la porción occidental haya sufrido un levantamiento diferencial respecto a su correspondiente oriental.

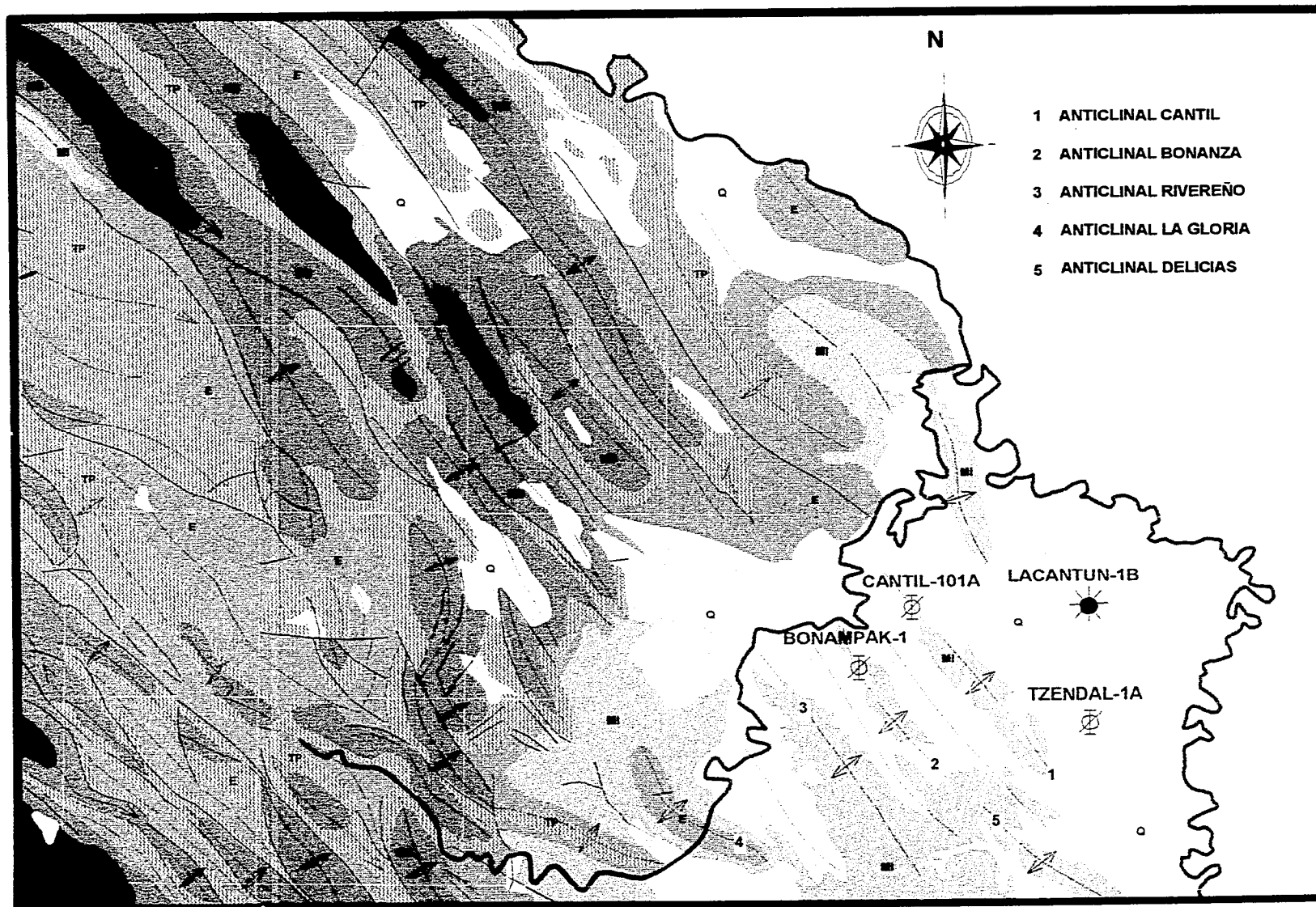


Figura 12 MAPA DE COMPILACION GEOLOGICA DE SUPERFICIE BASADO EN TRABAJOS REALIZADOS POR TECNICOS DE LA GERENCIA DE EXPLORACION ZONA SURESTE Y REGION SUR DE PETROLEOS MEXICANOS

V. 3.- ANALISIS DE LA CARTOGRAFIA TOPOGRAFICA

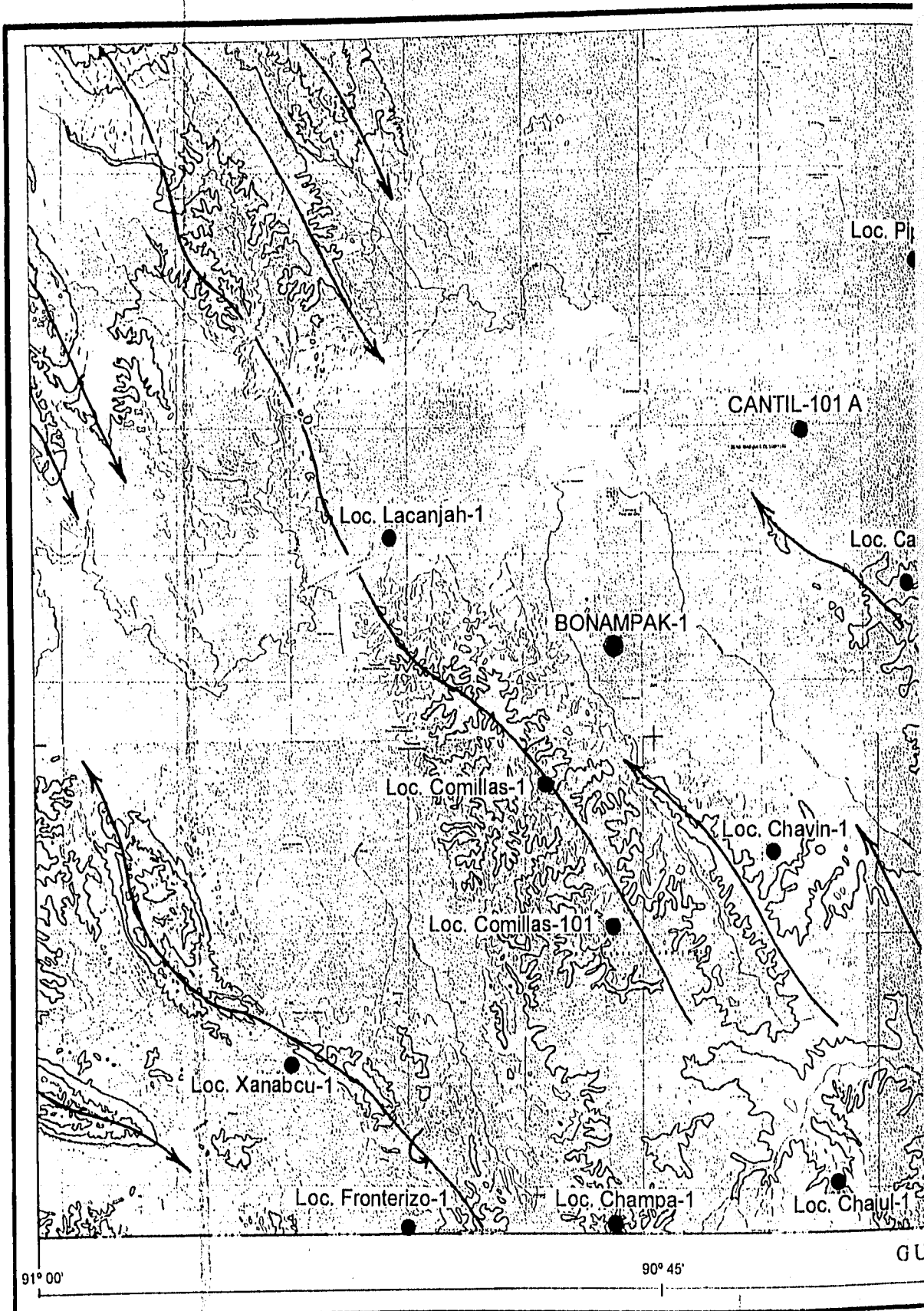
Con el objetivo de hacer un análisis de mayor detalle y de tratar de conciliar lo observado tanto en las imágenes de satélite como en el mapa hipsométrico, se procedió a analizar las cartas topográficas correspondientes al área en estudio, estas fueron:

Zamora de Pico de Oro (E15D77), Caoba (E15 D78), Chajul (E15D87) y Delicias (E15D88), escala 1 : 50 000. El propósito de este análisis es el de posibilitar la extrapolación de las observaciones realizadas en la carta hipsométrica hacia planos de menor escala, y así aumentar el detalle de lo observado. En términos generales se puede decir que los rasgos que se logran definir son ciertos lineamientos anticlinales muy difusos aunque bosquejan tendencias al NW. Hacia los extremos NW y SW del área se observa un relieve relativo mayor, en tanto que éste disminuye contrastantemente de la porción central hacia el oriente, hasta la frontera con Guatemala (figura 13).

A excepción de las estructuras localizadas en los extremos occidental y noroccidental del área, donde las diferencias de altitudes, respecto al nivel medio del terreno son mayores a los trescientos metros, en general se puede observar que la superficie es relativamente plana, razón por la que la interpretación se hace difícil.

Los rasgos interpretados fueron ejes anticlinales que no tienen una actitud rectilínea, por el contrario, son sinuosos y con apariencia sigmoidal, este comportamiento se observa claramente en el anticlinal Xanabcú (ahí se propone una localización del mismo nombre), que en su extremo noroccidental tiene un rumbo de N 25° W; en su porción central es de N 70° W y en su terminación sureste su orientación es de N 40° W. Su flanco suroccidental es más abrupto en comparación con el nororiental, esta es una característica de las estructuras recumbentes, por lo que ésta se interpreta como una estructura volcada al SW.

En la porción central del área y orientándose de sureste a noroeste se vislumbra la estructura más amplia de todas las interpretadas, en ella se sitúan las localizaciones Comillas - 1 y



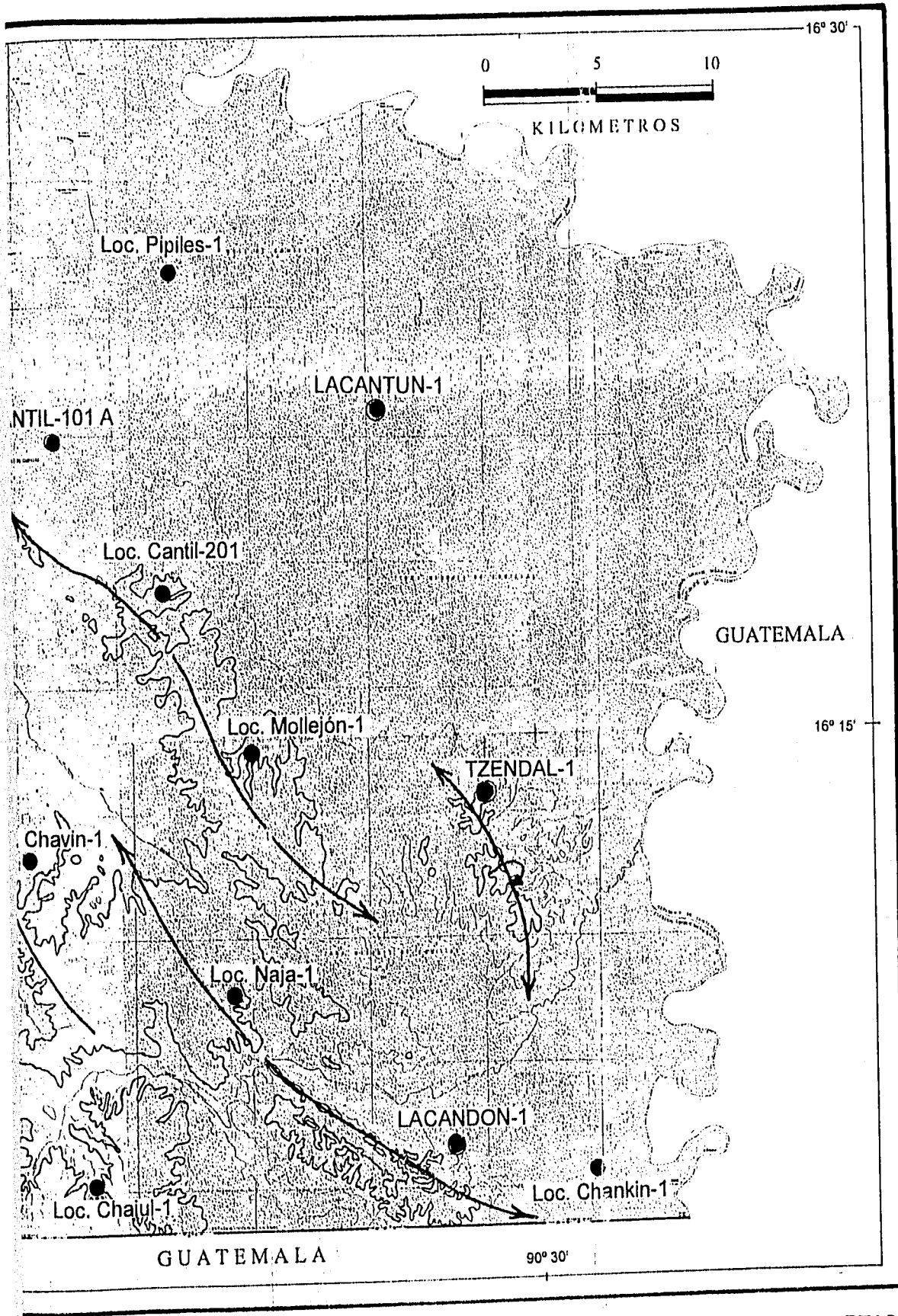


Figura 13 EJES ESTRUCTURALES INTERPRETADOS A PARTIR DE CARTAS TOPOGRAFICAS (en escala original 1:50 000).

Lacanjah - 1. Presenta una especie de nariz con buzamiento al NW que es cortada por el Río Lacantún; la estructura en sí, presenta un relieve sumamente pobre y está muy disectada por pequeñas corrientes y en sus flancos se desarrollan arroyos que corren paralelos a su eje. Se presume que al norte del Río Lacantún emerge nuevamente.

El anticlinal donde están propuestas las localizaciones Cantil - 1 y Mollejón - 1, también presenta flexiones y tiene la apariencia de encontrarse aislado ya que no presenta continuidad ni hacia el NW ni al SE. Su expresión es muy pobre. Estas características se presentan también en la estructura Lacantún.

La estructura asociada a las localizaciones Lacandón y Naja presenta una peculiar terminación en forma de nariz hacia el sureste en las cercanías de la frontera con Guatemala, su flanco nororiental se encuentra totalmente erosionado.

En el sitio del pozo Tzendal - 1 se puede adivinar una difusa estructura que se presenta cóncava hacia el ENE, característica que le supone una posible vergencia en esa dirección.

V. 4.- INTERPRETACION PRELIMINAR DE LINEAS SISMICAS

Con el fin de tener un bosquejo de las geometrías que guardan las rocas en el subsuelo del área de estudio, se realizó una somera revisión de las líneas sísmicas del "Prospecto Lacantún".

Algunos de los aspectos que inmediatamente resaltaron, por ser los más evidentes, es que las estructuras están representadas por plegamientos que varían de simétricos a recumbentes. Es posible que estos se encuentren asociados a fallas inversas de bajo ángulo a profundidad, ya que algunos anticlinales parecen cabalgar a los sinclinales. A causa de que la información de hace difusa a mayores profundidades no pudo definirse ni la posición ni la actitud que guarda

el basamento de la cuenca, pero se presume que la deformación presente es del tipo *thin - skinned* afectando sólo a la cubierta sedimentaria.

Existe un patrón de reflejos profundos que presenta un comportamiento estructural diferente a los someros, por lo que puede ser posible que esta deformación se esté desarrollando a partir de un nivel de despegue (*decollement o detachment*).

No se tienen evidencia de estructuras en flor, ya sea positivas o negativas que sean indicativas de la presencia de deformación provocada por transcurrencia.

Aunque estas observaciones son parciales y susceptibles de sufrir cambios, y ya que el objetivo de este primer acercamiento a las líneas sísmicas fue el de identificar el tipo de deformación predominante, existe la confianza de que estos cambios no sean dramáticos.

V. 5.- HISTOGRAMAS Y ROSETAS DE LOS EJES ANTICLINALES

Después de la interpretación preliminar se trazaron en planta los ejes anticlinales de la posible cima del horizonte Eoceno - Paleoceno, el plano resultante se dividió por zonas considerando cierta homogeneidad en las tendencias de los lineamientos, posteriormente se cuantificaron las orientaciones de cada uno de los segmentos de línea que conforman, en su conjunto, los ejes de las estructuras. Con los valores obtenidos se construyó un histograma y un diagrama de roseta. Lo mismo se hizo para las orientaciones de los ejes anticlinales del *Horizonte Profundo* (cima del Cretácico Inferior) interpretados por Sánchez y Montelongo (1990).

El histograma correspondiente a los lineamientos del horizonte Eoceno - Paleoceno describe una curva característica de una distribución bimodal con un sesgo hacia los valores entre NW 20° - 25° SE y NW 45° - 50° SE (figura 14 b), mientras que el que representa las tendencias del horizonte profundo se comporta como una curva representativa de una distribución

normal unimodal cuyos valores promedio se concentran entre las orientaciones NW 35° - 40° SE.

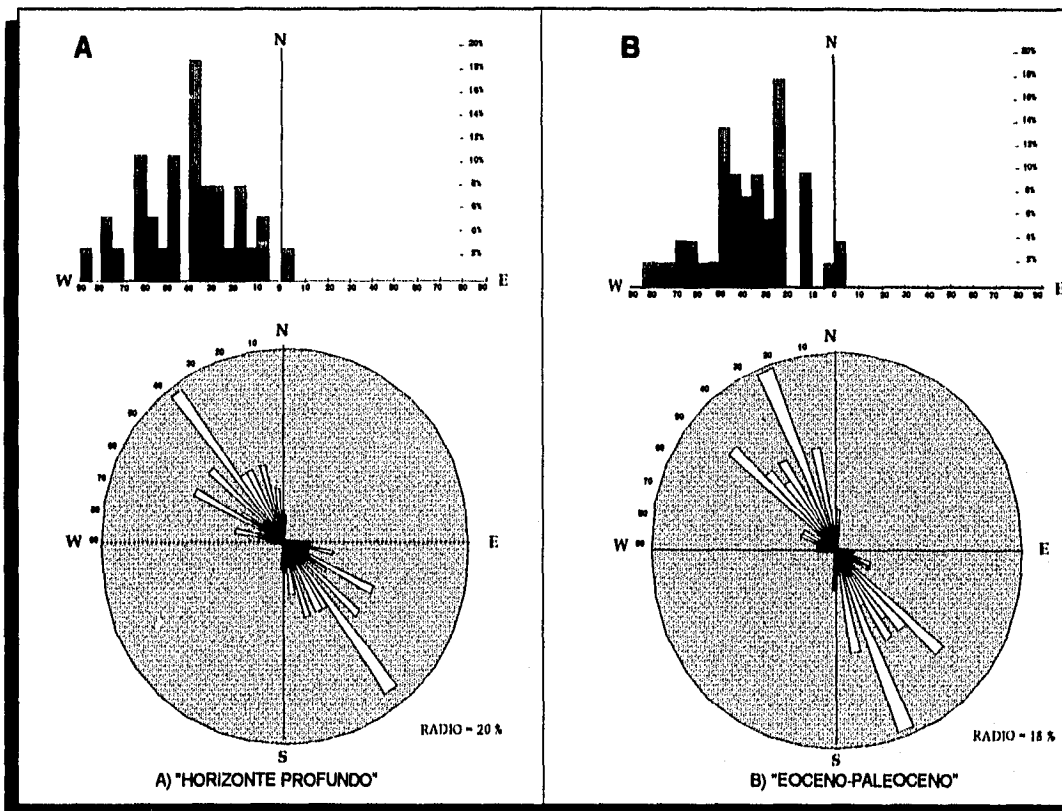


Figura 14 HISTOGRAMAS Y ROSETAS DE LOS LINEAMIENTOS ANTICLINALES

Los diagramas de roseta muestran una actitud acorde a los histogramas. Las tendencias para el horizonte profundo presentan una concentración de valores entre los 30° y 35° NW - SE, mientras que los correspondientes para el horizonte Eoceno - Paleoceno se muestran más dispersos, presentando un espectro que abarca de NW 20° a 50° SE. Aunque la diferencia de porcentajes en las orientaciones de las estructuras es relativamente marcada, se puede asumir que la naturaleza y la dirección de los esfuerzos que provocaron la deformación son los mismos para ambos niveles estratigráficos. Este es un elemento más para suponer la presencia de por lo menos un despegue que separe ambos horizontes.

V . 6 . - COMPARACION CON OTRAS INTERPRETACIONES SISMICAS Y CON LOS DATOS

El siguiente paso fue comparar la interpretación preliminar con otros dos modelos previos. Se encontró que respecto a la primera propuesta, hecha por CAASA (1982 b) existían diferencias radicales, mientras que en relación a la segunda (Sánchez y Montelongo, 1990) las discrepancias no eran sustanciales.

Entre las diferencias notorias respecto a lo propuesto por CAASA (*op. cit.*), resaltan "... una serie de plegamientos regionales paralelos entre sí, orientados NW - SE y limitados por fallas normales, a lo largo de las cuales, se alinean estructuras locales bien definidas. Hacia la porción sureste del prospecto, las citadas estructuras regionales parecen estar afectadas por una falla de transcurrencia,..."

Esta interpretación no puede sostenerse debido a que, como se sabe, las componentes de compresión (σ_1) y de extensión (σ_3) no actúan en el mismo plano para un mismo tiempo y por lo tanto las fallas normales no pueden estar limitando a los plegamientos, a excepción, claro, de que ambos eventos (extensional y compresional) se hubiesen verificado en diferentes etapas y con distinta dirección de los esfuerzos. Otra debilidad que presenta este trabajo es la postulación de esa *falla de transcurrencia* a la que le asignan un desplazamiento derecho y que el lector interesado puede observar al remitirse al informe final. Esa falla corta casi transversalmente a los ejes de los pliegues. Si tratáramos de relacionar cinemáticamente todos los lineamientos, estos no se ajustarían a las relaciones geométricas y los ángulos resultantes serían diferentes a los que proponen.

Ya que el objetivo primordial de CAASA (1982 b), era la obtención de información sísmica y no tanto la interpretación, ésta no encontró apoyo por los técnicos de Petróleos Mexicanos, ya que no se apegaba al modelo de pliegues y fallas inversas que prevalecía en esos años y que se tenía documentado por geología superficial en la Sierra de Chiapas (Vélez, 1978; Ham, 1979; Sánchez, 1979, etc.).

En cada uno de los planos de ambas interpretaciones, por separado, sus ejes no tienen un comportamiento rectilíneo sino que se presentan flexionados. Al sobreponerse uno al otro resalta el comportamiento trenzado de los lineamientos, es decir, tienden a unirse y separarse en diferentes puntos a lo largo de su trayectoria. Se nota que los ejes correspondientes al Eoceno - Paleoceno son sensiblemente más ondulantes.

Las ubicaciones de los pozos y localizaciones propuestas coinciden todos estrechamente con los ejes del horizonte profundo (Cretácico Inferior) (Figura 4), mientras que respecto a los del Eoceno - Paleoceno algunos puntos se ubican desplazados, los más notorios son: Chajul - 1, Delicias - 1, Naja - 1, Chavín - 1 y Mollejón - 1. De acuerdo a la interpretación de este trabajo el pozo Tzendal - 1 se encuentra desplazado de su posición óptima considerando el horizonte objetivo.

Con base en las observaciones mencionadas se desprende la siguiente premisa: Cada uno de los dos niveles configurados han sufrido diferentes intensidades de deformación, lo que hace que sus respectivos ejes se desplacen diferencialmente uno respecto al otro. Esto puede deberse a la existencia de alguna superficie de despegue que se encuentre entre ambos niveles estratigráficos, fenómeno que resulta común en cuencas cuyas características litológicas son similares a las que tiene la región estudiada.

V. 7.- HIPOTESIS DE TRABAJO

Después de haber desarrollado secuencialmente los los subcapítulos V. 1. a V. 6. se estuvo en posibilidades de plantearse una hipótesis de trabajo sobre la que se argumentará a continuación.

Hasta ahora todos los autores que han trabajado el área, dentro de sus descripciones sólo se han limitado a caracterizar las geometrías de las estructuras pero no los mecanismos que han participado en la deformación. Esta situación ha sido propiciada, por un lado, por que las

anteriores interpretaciones han sido hechas con secciones sísmicas no reprocesadas y por lo tanto de menor calidad que las utilizadas en este trabajo. Por otro lado se debe a una carencia de análisis de los procesos de la deformación, de sus estilos resultantes y de las causas que los provocaron. Un trabajo como el que se propone aquí pudiera representar una alternativa de solución a esos problemas con las consecuentes implicaciones económicas que esto conlleva.

Bajo la consideración de que los pozos perforados hasta ahora en la zona de interés no han arrojado los resultados deseados de producción de hidrocarburos, ya que sólo el Lacantún - 1B ha resultado productor. Además, algunos pozos en las pruebas de producción recuperaron agua salada, esto hace suponer que uno de los elementos que ha influido para ello, es el de una no muy adecuada interpretación de las condiciones estructurales del subsuelo, por lo que uno se podría preguntar: ¿ Se requiere información sísmica de mayor calidad?, ¿La geometría de las estructuras en el subsuelo es muy compleja?, ¿La información no se interpretó correctamente?. Las preguntas sobran, las propuestas son escasas, por esta razón, se cree que es justificable la utilización de alguna metodología que auxiliara en el mejor entendimiento de la Geología Estructural de la región y encaminarse a la consecución de recursos petroleros.

Ya que el sistema petrolífero de la región funciona, como lo prueba el resultado del pozo Lacantún - 1B y algunos otros en Guatemala, donde se ha establecido producción de hidrocarburos; un trabajo de análisis estructural del subsuelo que conciliara la interpretación sísmica con sus características geológicas y tectónicas, podría ser un soporte alternativo que ayudaría a disminuir el riesgo del factor trampa.

A la luz de la revisión de toda la información mencionada y descrita aquí, y después de haber interpretado, al menos parcialmente, las líneas sísmicas del área, se desprenden las siguientes premisas:

La deformación de las rocas es resultado de efectos compresivos, ya que a nivel regional los plegamientos se presentan paralelos entre sí y sus longitudes son bastante considerables (hasta de 60 Km., según Sánchez, 1979), no se observan los arreglos en echelón (figuras 7 a 10) y, por sismología, no se aprecian estructuras en flor, por lo que es geológicamente improbable la presencia de fallas de desplazamiento lateral cuya génesis se relacione a la deformación referida.

La sismología indica que se presentan plegamientos recumbentes y simétricos, algunos apretados otros más amplios. Y de acuerdo al concepto de interacción pliegue - falla es probable que ellos se encuentren asociados a cabalgaduras a profundidad, sin que necesariamente se manifiesten en superficie (*blind thrusts*). Se aprecia que la deformación es más bien plástica que rígida.

Por la naturaleza de las rocas del subsuelo (potentes espesores de evaporitas y carbonatos intercalados) es muy probable que a profundidad se tengan superficies de despegue que propicien la deformación de tipo *thin-skinned* o de cubierta sedimentaria.

El área Lacantún representa la porción sepultada de un cinturón de pliegues y cabalgaduras que conforma el frente de la Sierra de Chiapas cuya orientación general es E -W y que sufre una flexión al SE en un punto imaginario al sur de la población de Palenque, Chis. En el subsuelo, a las cabalgaduras se les presume una geometría tipo *rampa - flat* que puede generar plegamientos a diferentes niveles estratigráficos; es decir, son pliegues genéticamente relacionados a falla (*fault-bend folds*), que en la terminología se clasifican en: a) *Fault-bend folds*; b) *Fault-propagation folds* y c) *Detachment folds*.

Por lo tanto, en este momento existen condiciones de pensar que, mediante la teoría de plegamiento relacionado a fallas (Dalhstrom, 1969 y 1970; Suppe, 1983; Mitra, 1986 y 1990) se puede dar un enfoque más adecuado al problema estructural presente en el área Lacantún y, con base en el método de balanceo de secciones, se puedan definir los estilos de deformación, sus edades y la cantidad de acortamiento de la carpeta sedimentaria.

VI.- TERMINOLOGIA DE LOS CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGADURAS

Se considera conveniente que antes de entrar a la descripción de las geometrías de las estructuras que se caracterizaron a partir de la interpretación sísmica, es necesario definir algunos de los conceptos y términos que se utilizan más comunmente en el léxico de las fajas plegadas y que por lo tanto, son adaptables al área estudiada.

El término cabalgadura se utilizará aquí como sinónimo del similar en inglés *thrust* o *thrust fault* (que en sentido estricto significa corrimiento o falla de corrimiento), que Bates y Jackson (1987) definen como aquel tipo de falla en la que a lo largo de casi toda su extensión se tiene un ángulo de 45° o menos, y en la que el bloque alto parece haberse movido hacia arriba en relación al bloque bajo. Un rasgo característico es que la compresión horizontal predomina sobre el desplazamiento vertical. La diferencia principal respecto al concepto de falla inversa (*reverse fault*) es que ésta presenta un ángulo que usualmente es mayor de 45° .

Un pliegue se generará como una curvatura o flexión de alguna estructura planar como son los estratos rocosos, los planos de estratificación, la foliación o el clivaje. Es aceptado que un pliegue se genera por esfuerzos de compresión que provocan acortamiento, siendo su definición más bien descriptiva que genética (Bates y Jackson, *op. cit.*).

Un cinturón de pliegues y cabalgaduras se desarrollará entre dos elementos tectónicos: El *Hinterland* (también llamado *backland* o traspaís) o zona interna, que es la región que limita a la franja por su lado interno y se puede inferir hacia el lado opuesto respecto a la secuencia de cabalgamiento y plegamiento (Bates y Jackson, *op. cit.*). En ella predomina la deformación plástica y penetrativa así como el metamorfismo (Marshak y Woodward, 1988); mientras que en el *Foreland* (o antepaís) o zona externa es el área estable marginal a la faja hacia la cual las rocas son cabalgadas y plegadas, generalmente el *foreland* es una porción continental de la corteza y es representada por el borde del cratón o de una plataforma (Bates

y Jackson, *op. cit.*). Se caracteriza por una deformación menos plástica, condiciones de no metamorfismo y esfuerzos no penetrativos (Marshak y Woodward, *op. cit.*) (Figura 16).

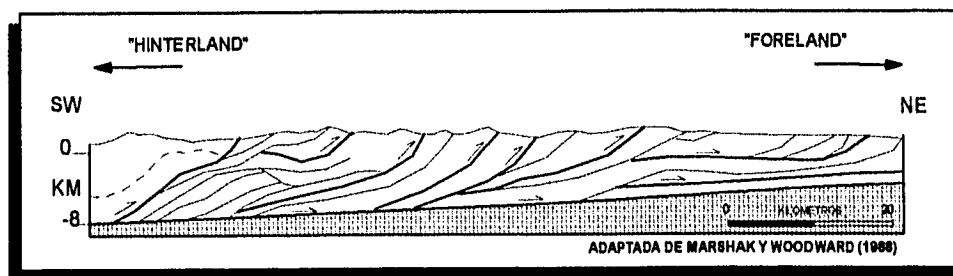


Figura 16 DEFORMACION TIPICA EN UN CINTURON DE PLIEGUES Y CABALGADURAS. LAS FALLAS SON INDICATIVAS DEL TRANSPORTE HACIA EL FORELAND SIN PENETRAR POR DEBAJO DEL DESPEGUE BASAL

Dickinson (1974, en Leckie y Smith, 1992), fue quien introdujo formalmente el término *foreland basin* para describir cuencas de retroarco y periféricas en las que el relleno se dá sobre corteza continental o márgenes de prismas sedimentarios fragmentados antiguos. Una cuenca *foreland* es una sucesión de rocas sedimentarias depositadas en una región cratónica adyacente a una faja orogénica activa. Los sedimentos se derivan principalmente de la faja y se engruesan hacia ella y se deforman comúnmente por plegamiento postdeposicional y sobrecorrimiento hacia el cratón, dando como resultado el acortamiento tectónico y *canibalización* del material previamente depositado.

Existen muchos ejemplos de cuencas en donde la deformación empieza a desarrollarse a partir de un nivel inferior de despegue conformado por una falla subhorizontal o muy suavemente inclinada a lo largo de la cual se desplazará un determinado paquete rocoso o *thrust sheet*, debajo del cual no existe deformación o ésta presenta características diferentes, la falla que separa a ambos paquetes se conoce como despegue basal (*decollement* o *detachment*) (figuras 16 y 17).

Bates y Jackson (1987) definen como *blind thrusts* o cabalgaduras ciegas a aquellas que no logran aflorar en superficie, que pierden desplazamiento y separación estratigráfica sección arriba y sólo alcanzarán el nivel del terreno cuando éste sea erosionado (Figura 17). Este tipo

de estructuras son particularmente comunes cerca del margen frontal de una faja de pliegues y cabalgaduras y en áreas donde se puede adivinar una leve deformación superficial y con el análisis de las secciones sísmicas se encuentra que ésta es más marcada en el subsuelo.

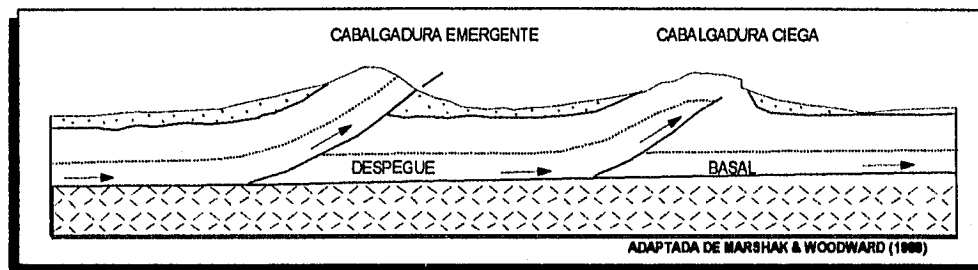
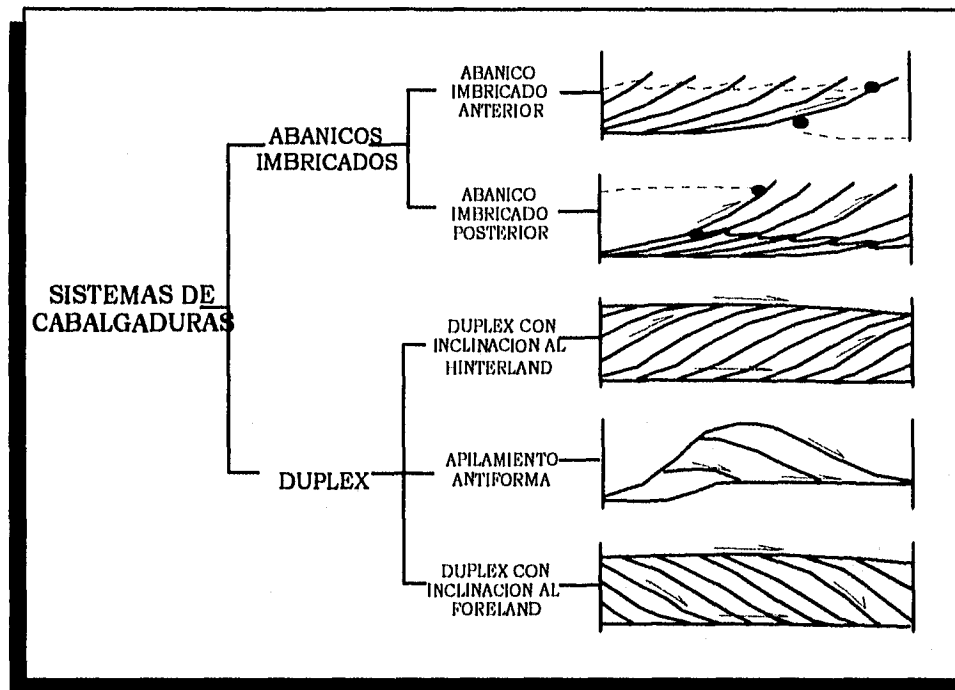


Figura 17 SECCION ESQUEMATICA QUE ILUSTRA LA DIFERENCIA ENTRE UNA CABALGADURA EMERGENTE Y UNA CIEGA

A la asociación de todos los elementos descritos antes y que se desarrollan a partir de un despegue basal se le conoce como *Thin Skinned Structure* (Roger, 1963, en Bates y Jackson, 1987; Marshak y Woodward, 1988) o deformación de cubierta sedimentaria (Figuras 16 y 17). Las rocas que se encuentran por debajo del despegue basal no necesariamente deberán exhibir la misma deformación que las que se encuentran por arriba de él.

Boyer y Elliott (1982) conceptualizan este tipo de deformación dentro de los Sistemas de Cabalgaduras (*Thrusts Systems*) a los que definen como un arreglo de fallas cinemáticamente relacionadas y cuyo desarrollo es secuencial a través de una etapa dada de deformación regional y que están asociadas con un despegue basal. Proponen dos tipos básicos: *Abanicos Imbricados* y *Duplex* (Figura 18).

Los *abanicos imbricados* se desarrollan cuando cada cabalgadura dentro de un sistema repite el tamaño y forma de la vecina de tal manera que el paquete rocoso (*thrust sheet*) traslapa a manera de losas; todas se inclinarán con la misma dirección general.



BOYER & ELLIOTT (1982)

Figura 18 CLASIFICACION DE DIFERENTES SISTEMAS DE CABALGADURAS

VI. 1.- DUPLEX Y SISTEMAS IMBRICADOS

Los duplex son complejos estructurales que consisten de una cabalgadura de techo (*roof thrust*) en la cima y otra de piso (*floor thrust*) en la base, dentro de los cuales existe un complejo de imbricaciones que se inclinan más pronunciadamente y que engrosan y acortan al panel de roca afectada (figura 18).

Este término fue mencionado por primera vez por Dahlstrom (1970) para referirse a las estructuras observadas en las Montañas Rocallosas de Canadá. Posteriormente Boyer y Elliot (1982) lo retoman y le dan una explicación cinemática a su evolución.

Mitra, (1986) reconoce la importancia petrolera que tienen esas grandes estructuras y los ajusta mediante reglas geométricas clasificándolos en dos grandes grupos: *Duplex* y *Sistemas Imbricados*.

El duplex más sencillo consiste de un sistema de anticlinales relacionados a rampas, con una falla de piso, una de techo y una serie de imbricaciones que conectan a ambas (figura 19). Mientras que las geometrías de los más complejos son resultados de los sistemas de anticlinales híbridos con características de diferentes tipos de plegamiento (e. g. pliegues por propagación de falla y pliegues relacionados a rampas). Los parámetros importantes que controlan la geometría de los duplex son:

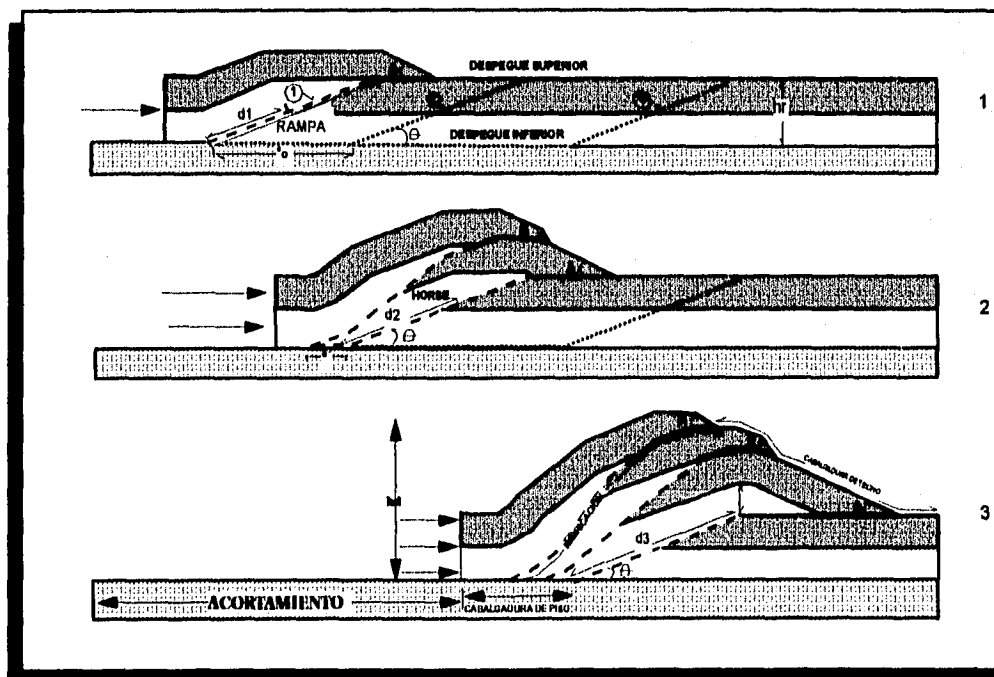
θ = Angulo de la Rampa.

h_r = Altura de la Rampa.

a_0 = Espaciamiento Inicial entre las Cabalgaduras.

a' = Espaciamiento Final entre las cabalgaduras.

d_1 = Desplazamiento de las cabalgaduras individuales antes de su deformación por cualquier otra cabalgadura posteriormente formada (d_2 , d_3 , etc.)



MITRA, S. (1986)

Figura 19 EVOLUCION PROGRESIVA DE UN DUPLEX QUE CONSISTE DE TRES IMBRICACIONES

Los Duplex Híbridos son aquellos en que los pliegues por propagación de falla (*fault-propagation fold*) son transportados sobre rampas, provocando estructuras con características de ambos tipos de geometrías (*fault-propagation folds* y *fault-bend folds*). Un duplex con un sistema de anticlinales híbridos tendrá un relieve estructural mayor que un sistema simple de anticlinales de rampa.

Los sistemas imbricados se componen de varias cabalgaduras estrechamente espaciadas, cada una de las cuales pierde desplazamiento sección arriba y eventualmente mueren mediante la transferencia de su desplazamiento a un pliegue en su extremo (*tip*) o mediante su distribución entre varias ramificaciones.

Mitra, (op. cit.) define tres clases principales de duplex basándose en los valores relativos de desplazamiento diferencial en las dos cabalgaduras (d_1-d_2), la diferencia respecto a su espaciamiento final (a') y la longitud de la rampa ($hr \operatorname{cosec} \theta$) (Figura 20).

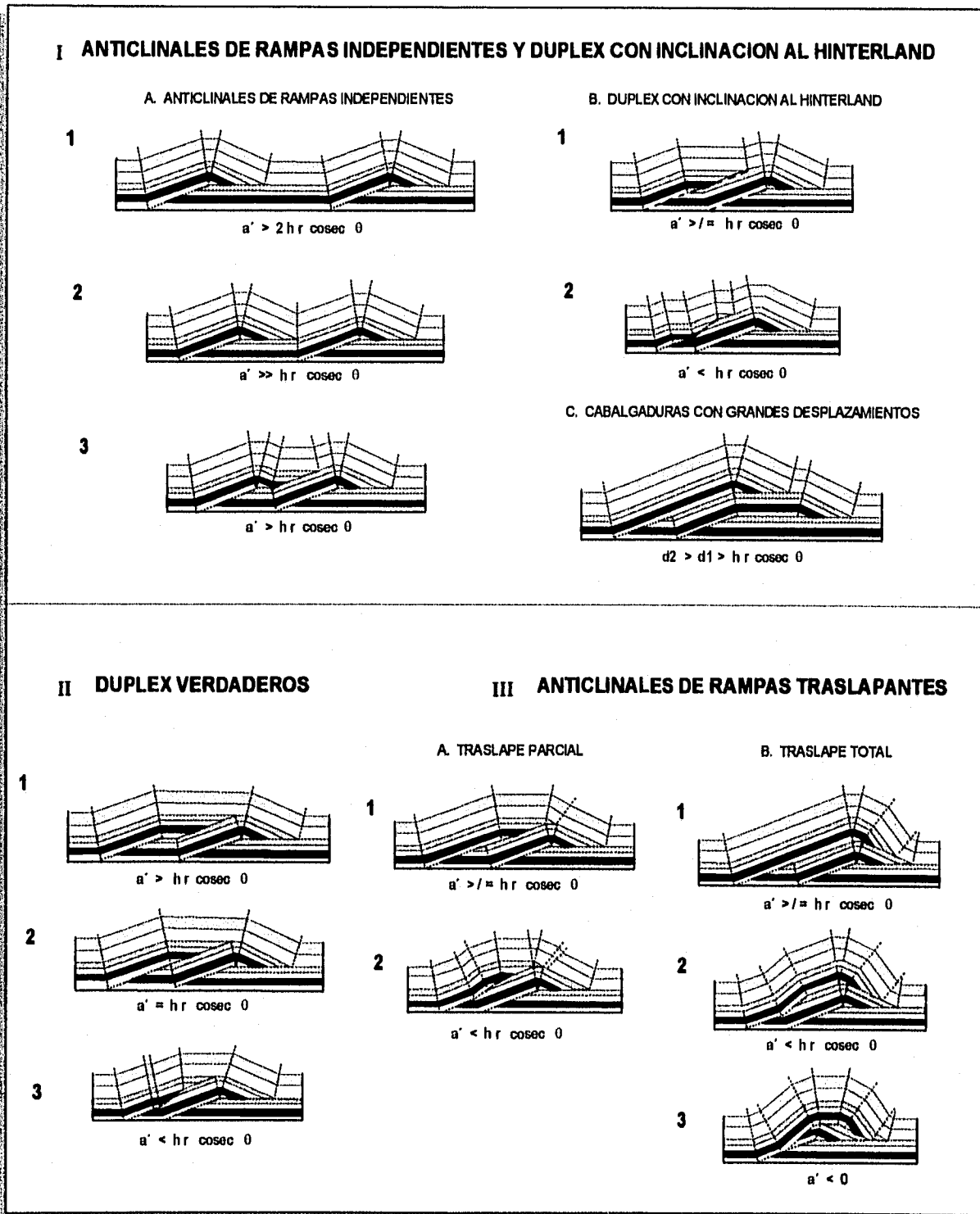
Clase I: Anticlinales de Rampas Independientes y Duplex con Pendiente al *hinterland* (traspais). Deben satisfacer la ecuación:

$$d_1 - d_2 < a' - hr \operatorname{cosec} \theta$$

a) Anticlinales de Rampas Independientes: Su relieve estructural máximo será igual a la altura de la rampa hr , y la altura máxima del duplex es $2 hr$. El resultado son dos anticlinales separados por un sinclinal.

b) Duplex con Pendiente al *Hinterland* (traspais): Son cabalgaduras con pequeños desplazamientos relativos y un mayor desplazamiento en la cabalgadura frontal que provoca que el limbo delantero sea parcial o totalmente desdoblado

c) Cabalgaduras con Grandes Desplazamientos: Cuando ambas cabalgaduras tienen grandes desplazamientos y $d_1 < d_2$, entonces el relieve estructural será mayor que $2 h$.



MITRA S. (1966)

Figura 20 CLASIFICACION GEOMETRICA DE LOS DUPLEX QUE CONSISTEN DE SISTEMAS DE ANTICLINALES DE RAMPAS. LOS PRINCIPIOS GENERALES DE ESTOS MODELOS PUEDEN APLICARSE A ESTRUCTURAS CON CUALQUIER NUMERO DE CABALGADURAS

Clase II: Verdaderos Duplex. Deben satisfacer la ecuación:

$$d_1 - d_2 = a' - hr \operatorname{cosec} \theta$$

Son aquellos cuyas cabalgaduras de piso y techo son paralelas con el contacto entre los *horses* (que se definen como paquetes de roca totalmente limitados por dos o más superficies de fallas) adyacentes. Se pueden tener tres posibles geometrías dependiendo de que su espaciamiento final sea igual que, mayor que, o menor que la longitud de la rampa.

Clase III: Anticlinales de Rampas Traslapantes. Su relación geométrica general es:

$$d_1 - d_2 > a' - hr \operatorname{cosec} \theta$$

a) Anticlinales Parcialmente Traslapantes: Son duplex con falla de techo con pendiente hacia el *foreland* (antepaís), si el espaciamiento final es igual o mayor que la rampa, ésta conservará su inclinación original, de lo contrario será girada con una pendiente mayor. Las inclinaciones de los bloques individuales variarán con el número de imbricaciones subyacentes, provocando cabalgaduras de forma sigmoidal.

b) Anticlinales Totalmente Traslapantes: Son aquellos provocados por grandes desplazamientos diferenciales de ambas fallas. Dos anticlinales de este tipo pueden llegar a generar un duplex con altura de una a tres veces mayor que la de la rampa.

VI. 2.- INTERACCIONES PLIEGUE - FALLA

Actualmente se reconoce que uno de los principales mecanismos de formación del plegamiento en los cinturones de pliegues y cabalgaduras es la relación estrecha que guarda una falla inversa de bajo ángulo con el pliegue que se desarrolla por encima de ella.

Un pliegue de escala mayor inicia su desarrollo cuando el bloque alto de una falla inversa se mueve sobre la rampa (por efecto del propio esfuerzo), progresivamente va aumentando el relieve estructural y la longitud de los limbos o flancos al mismo tiempo que disminuye la anchura de la cresta, hasta que todo el bloque cabalgante es transferido desde la parte inferior hasta la superior de la superficie de desplazamiento. Después de esta etapa ya no se tiene un mayor incremento ni en el relieve estructural ni en la longitud de los flancos, desde el término de esta fase en adelante el desplazamiento sólo se reflejará por el incremento en la amplitud de la cresta.

A partir del desarrollo del plegamiento en las fajas de pliegues y cabalgaduras, recientemente se han definido varias interrelaciones pliegue - falla, ellas son: a) *Fault - bend Folding*; b) *Fault - propagation Folding*; c) *Detachment Folding*; d) *Transported Fault Propagation Folding* y e) *The Stretch Thrust* (Mugnier y Rosetti, 1990) (figura 21). Los más estudiados son los primeros tres mecanismos y son los que se describirán a continuación.

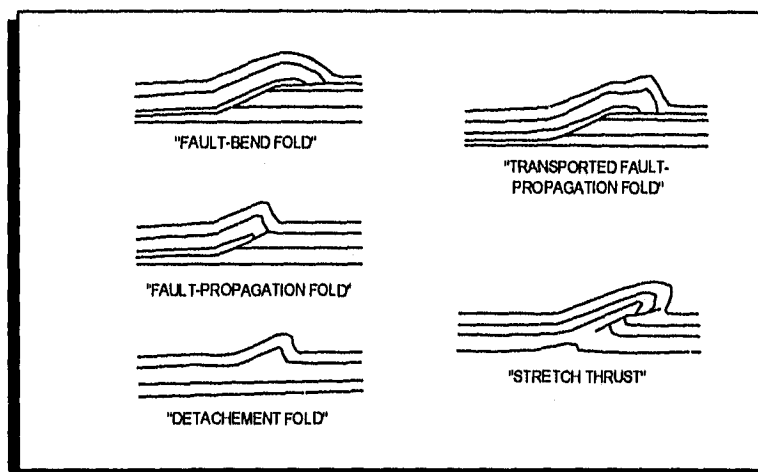
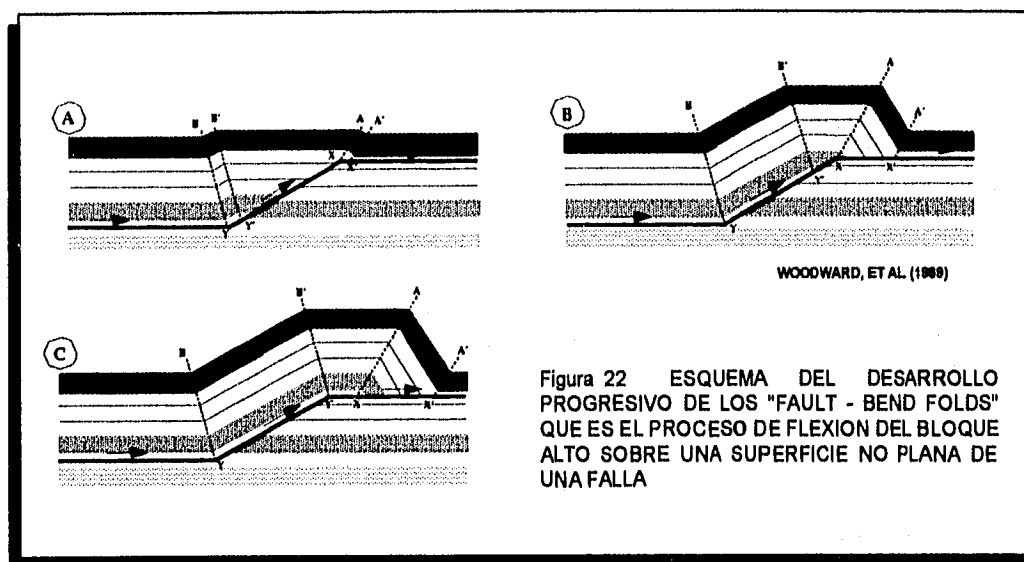


Figura 21 DIFERENTES RELACIONES PLIEGUE - FALLA

a) *Fault-bend Folding* (plegamiento por flexión de falla): Es el proceso en el que las rocas estratificadas se pliegan (también las rocas no estratificadas lo hacen, sólo que el plegamiento no es discernible {Carey, 1962}) en respuesta a su deslizamiento sobre la

flexión de una falla (Suppe, 1983). Este mecanismo se asocia a escalonamientos de un despegue (figura 22), así como al plegamiento de fallas preexistentes y refracción de superficies axiales a través de discordancias angulares. La relación geométrica más obvia es aquella a la que sobre cada rampa se le asocia un anticlinal, y sobre cada *flat* entre rampas, un sinclinal (Marshak, y Woodward, 1988).



b) *Fold - propagation folding* (plegamiento por propagación de falla): Definido por Suppe y Medwedeff en 1984 (en Woodward et al., 1989) como el proceso de plegamiento en el extremo (*tip*) de una falla que se está propagando y lo hace mediante un mecanismo de desplazamiento flexural. Este proceso generalmente produce estructuras altamente asimétricas cuyas capas del limbo frontal presentan fuertes inclinaciones (figura 23). Los pliegues casi siempre se caracterizan por una pobre expresión sísmica y sus geometrías detalladas son difíciles de resolver (Mitra, 1990). Algunas cabalgaduras ciegas terminan en pliegues por propagación de falla que consumen todo su desplazamiento (Woodward et al., 1989). En tanto que los pliegues por flexión de falla se desarrollan después de la formación de la rampa, los de propagación lo hacen simultáneamente con e inmediatamente sobre ella (Jamison, 1987).

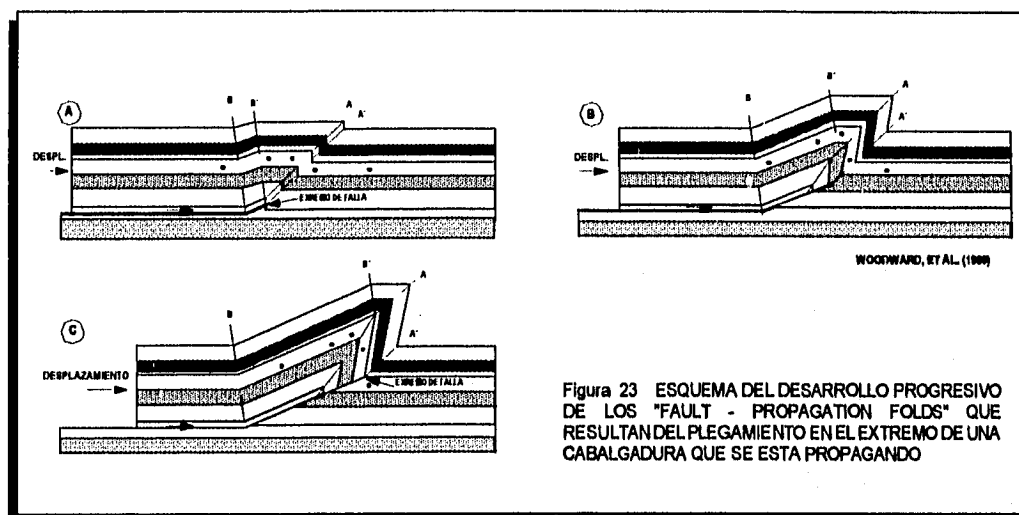


Figura 23 ESQUEMA DEL DESARROLLO PROGRESIVO DE LOS "FAULT - PROPAGATION FOLDS" QUE RESULTAN DEL PLEGAMIENTO EN EL EXTREMO DE UNA CABALGADURA QUE SE ESTA PROPAGANDO

Mitra, (1990) hace una revisión de los modelos propuestos anteriormente por otros autores y encuentra que una falla se puede propagar inicialmente como una simple fractura a través de algunas unidades frágiles y terminar dentro de un pliegue por propagación de falla. En este caso, el desplazamiento asociado a una curvatura múltiple de un pliegue por flexión es consumido en un pliegue por propagación en el extremo de una falla (figura 24). Asegura que los principales pliegues de esta naturaleza se presentan hacia las porciones frontales de las fajas deformadas. Desarrolla modelos generales de pliegues por propagación de falla que pueden ser utilizados para interpretar plegamientos con una amplia variedad de geometrías, así como para algunos otros que han sufrido una variación progresiva con el tiempo.

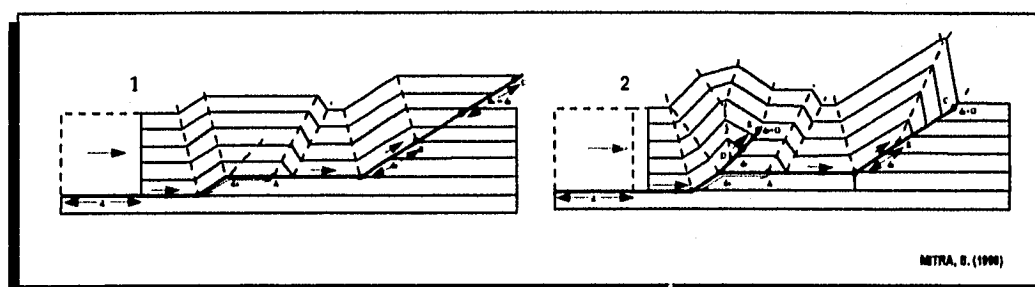


Figura 24 POSICIONES ESTRUCTURALES DE "FAULT-PROPAGATION FOLDS" SECUNDARIOS
 1: CABALGADURA MOSTRANDO LA TRANSFERENCIA DEL DESPLAZAMIENTO HACIA LA SUPERFICIE
 2: "FAULT-PROPAGATION FOLDS" EN CUYA RAMPA EL DESPLAZAMIENTO SE VA DISIPANDO.

c) *Detachment folding* (plegamiento por despegue): Este proceso se da directamente sobre un despegue que no involucra fallas de corte transversal o rampas, es decir, la relación del desplazamiento se desarrolla capa a capa (Figura 25). Se presentan en fajas de pliegues y cabalgaduras que tienen dentro de su estratigrafía una o más unidades gruesas estructuralmente incompetentes (evaporitas o lutitas) y se forman como una flexión de rocas más competentes sobre una unidad subyacente débil que se engrosa tectónicamente por flujo en los núcleos de los pliegues o forma una angosta zona de despegue que se pliega dentro del núcleo del anticlinal.

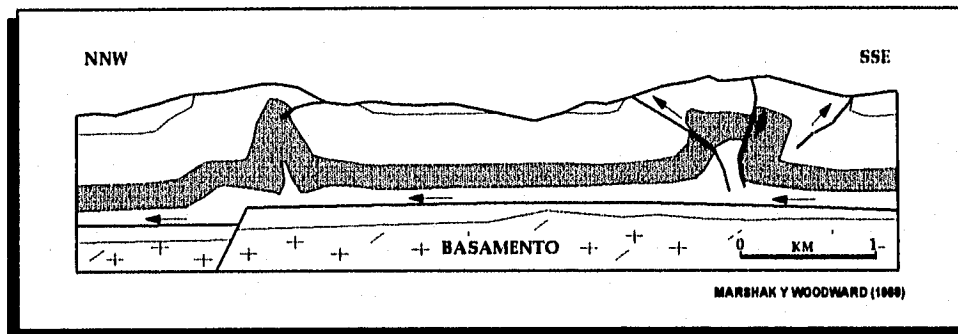


Figura 25 "DETACHEMENT FOLD" EN LAS MONTAÑAS JURA. LOS PLIEGUES SE DESARROLLAN POR ACORTAMIENTO SOBRE UN DESPEGUE SIN ASOCIACION DIRECTA CON ALGUNA RAMPA.

VII.- ESTILOS DE DEFORMACION

La definición de los estilos estructurales que aquí se presentan se obtuvo a partir de la interpretación de las líneas sísmicas del *Prospecto Lacantún*, trabajadas en campo por la Cía. CAASA en 1979 y reprocesadas por el I. M. P. en 1991. Las observaciones realizadas tanto sobre las imágenes de satélite como de las cartas hipsométricas y topográficas y la información geológica sirvieron para darle un mayor apoyo a este intento.

El trabajo sísmológico de campo cubrió la totalidad del área comprendida entre los ríos Lacantún y Usumacinta a partir del cual se conformó una retícula de líneas con orientaciones NE-SW y NW-SE. Las primeras están denominadas con números pares y cortan transversalmente a las estructuras delineadas, mientras que las últimas tienen números noes y se orientan paralelamente a los lineamientos (Figura 26).

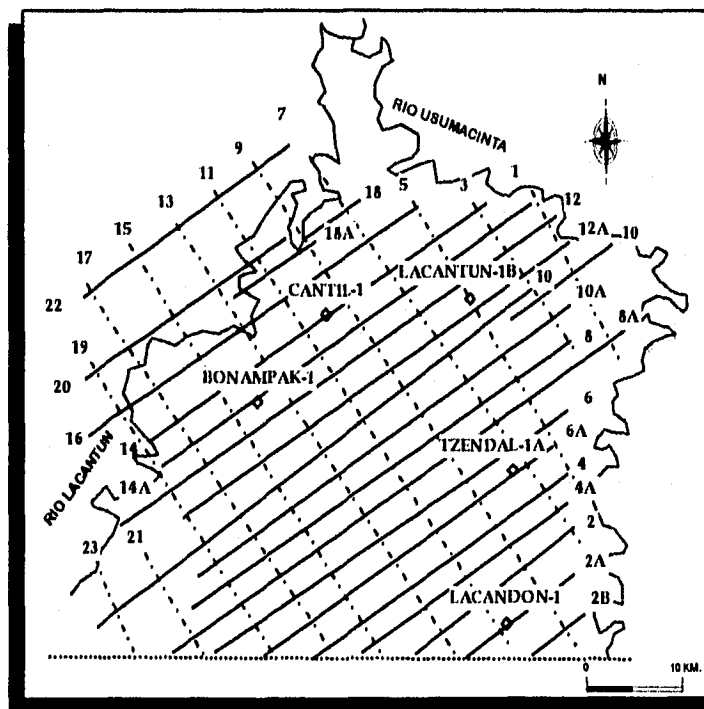


Figura 26 LINEAS SISMICAS EN EL AREA DEL PROSPECTO LACANTUN

Aunque se interpretaron todas las secciones del área, en este primer modelo sólo se presentan los resultados de cuatro de ellas, todas pares que tienen una orientación NE-SW y que lo hacen paralelamente a la dirección del esfuerzo principal y cortan transversalmente a las estructuras, de sur a norte son: secciones 4A, 6A, 8A y 10. Fueron elegidas por la razón de que son las más completas y cubren de lado a lado todo el prospecto, a criterio del autor son las que presentan una mejor definición de los reflectores y, por lo tanto, en conjunto, aportan una muy buena idea general de las condiciones estructurales del subsuelo del área de estudio.

La mecánica seguida en la interpretación de todo el panel de líneas fue, primero, controlar las secciones con los datos de afloramientos de rocas documentados en trabajos de Geología superficial. Después se ajustaron las profundidades a las cimas de las unidades litoestratigráficas a tiempo de sección, basándose en las gráficas tiempo-profundidad construidas a partir de las leyes de velocidades de los pozos Lacantún - 1B, Cantil - 1, y Tzendal - 1A (Figura 26). Ya teniendo controlada la columna de los pozos en su sección correspondiente se procedió a seguir los reflejos a través de las líneas, teniendo cuidado de *amarrarlas* en los cruceros con las secciones perpendiculares, este es un proceso en el que comúnmente se tienen que hacer varios intentos antes de cerrar uno o varios polígonos para cada uno de los horizontes o secuencias estratigráficas. La figura 27 ilustra la configuración estructural en tiempo del horizonte Eoceno - Paleoceno, considerada en el modelo 1.

Como ya se mencionó, la caracterización preliminar sirvió para hacer ciertas consideraciones generales necesarias para iniciar cualquier trabajo de interpretación estructural (como lo proponen Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979; Marshak y Woodward, 1988; Woodward, *et al.*, 1989; Mount *et al.*, 1990; Mugnier y Rosetti, 1990; Hanks, 1993). Por lo tanto, en el área Lacantún se observó que:

·La orientación general de las líneas sísmicas es paralela a la dirección del esfuerzo principal generador de la deformación (σ_1), o en el último de los casos, la diferencia entre ambas no es mayor del 5% (como proponen Woodward *et al.*, 1989). Cabe aclarar que la relación entre

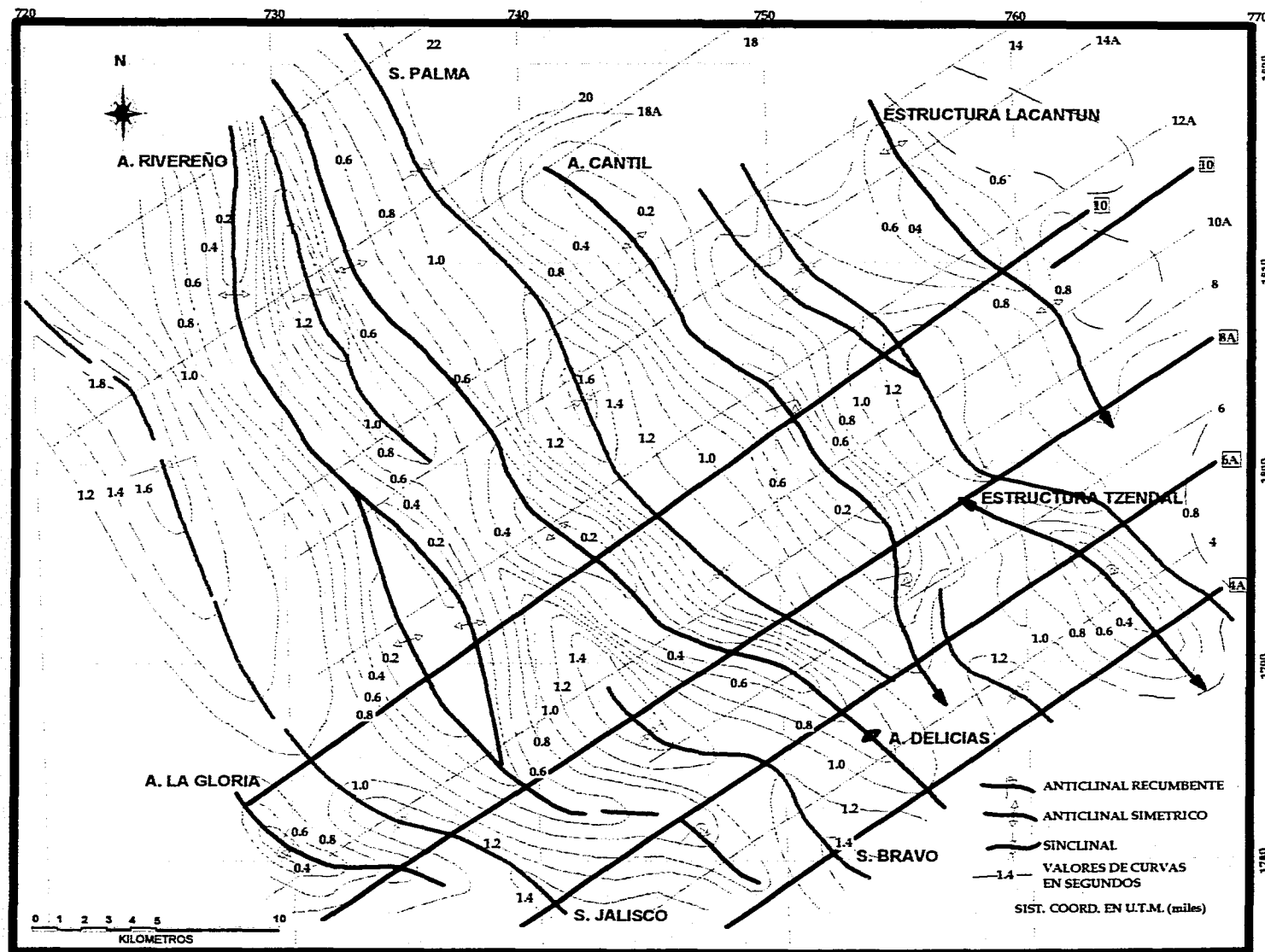


Figura 27 CONFIGURACION ESTRUCTURAL DE LA CIMA DE EOCENO - PALEOCENO, EN TIEMPO DE REFLEJO (MODELO 1)

ambas orientaciones sólo es válida para el área de estudio así como las implicaciones que existan respecto a la viabilidad y admisibilidad del modelo que resultare. Consideraciones como ésta deberán hacerse y adaptarse de acuerdo con el área que se quisiera trabajar dentro de la Sierra de Chiapas, ya que como se observó en el análisis estructural, el cinturón de pliegues y cabalgaduras, a nivel regional, presenta una amplia concavidad al NE (Figura 10) y por lo tanto las direcciones de σ_1 variarán de acuerdo al área que se elija trabajar.

·Se parte de la suposición de que no existe ni pérdida, ni aumento de área en el plano de las secciones de las unidades litológicas mostradas.

·En el plano de la sección no se observan geometrías características de deformación provocada por transcurrancia y tampoco se notan fallas extensionales .

·En las secciones se notó que el basamento acústico tiene una inclinación general hacia el suroeste y aunque existe un pequeño aumento de espesor de los paquetes en esa dirección, se considera que ellos se comportan con espesores homogéneos.

·A pesar de que no se han reportado rocas del Oligoceno y se ha considerado que algunos niveles del Cretácico Medio están ausentes (Rodríguez, 1987), no existen discordancias angulares, no hay crecimiento sindeposicional de las estructuras y se supone que no hay compactación sustancial de las capas durante la depositación.

·El tipo de deformación es eminentemente compresiva y da origen a un grupo o *familia* de estructuras (Dahlstrom, 1969) representada por:

a) Pliegues Concéntricos (paralelos) algunos simétricos y otros recumbentes.

b) Se define a nivel regional un despegue basal entre el basamento acústico, que se supone son las rocas competentes de la Formación Todos Santos (Jurásico Superior - Cretácico Inferior) y las evaporitas de la Formación Cobán (Cretácico Inferior - Superior).

c) Este despegue asciende por zonas de mayor debilidad hacia niveles superiores de la columna sedimentaria y va conformando una serie de *rampas - flats* que provocan relaciones falla - pliegue de tres tipos: *Fault - bend fold*; *Fault - propagation fold* y *Detachment fold*.

d) La deformación referida se verifica solamente dentro de la cubierta sedimentaria a partir de la base de las secuencias evaporíticas, por debajo de ella la deformación se asume diferente o inexistente.

VII. 1.- DESCRIPCION DE LINEAS SISMICAS DEL MODELO 1

A continuación se hace una descripción de las características estructurales observadas en cada una de las secciones ya mencionadas que sustentan la interpretación del primer modelo.

S E C C I O N 4 A

Esta es la que exhibe la deformación menos intensa de todas las que se describirán. En su extremo suroeste se desarrolla el Anticlinal Riveroño (Figura 27) que se muestra como un pliegue algo asimétrico hacia el noreste que se forma a partir de la flexión de una falla dentro del Cretácico Inferior, cuando la falla posteriormente se horizontaliza, se forma el Sinclinal Bravo por encima de ella. Al ir ascendiendo hacia niveles superiores vuelve a generar otra rampa a través del Cretácico Medio y se forma el Anticlinal Delicias simétrico y amplio, estas dos estructuras que se comportan como un *fault - bend fold*, al llegar a su porción terminal forman un *fault - propagation fold* dando origen a la estructura Tzendal que presenta una marcada asimetría hacia el noreste. Existe otra rampa que se desarrolla a niveles inferiores por debajo del anticlinal Tzendal, a manera de *fault - bend fold*, ella provoca una deformación posterior al anticlinal que hace que su flanco posterior se vea girado y se conforme en dos dominios de echados bien definidos. Esta rampa inferior hace que además se forme otro anticlinal independiente por debajo del mencionado, generándose de esta

S W

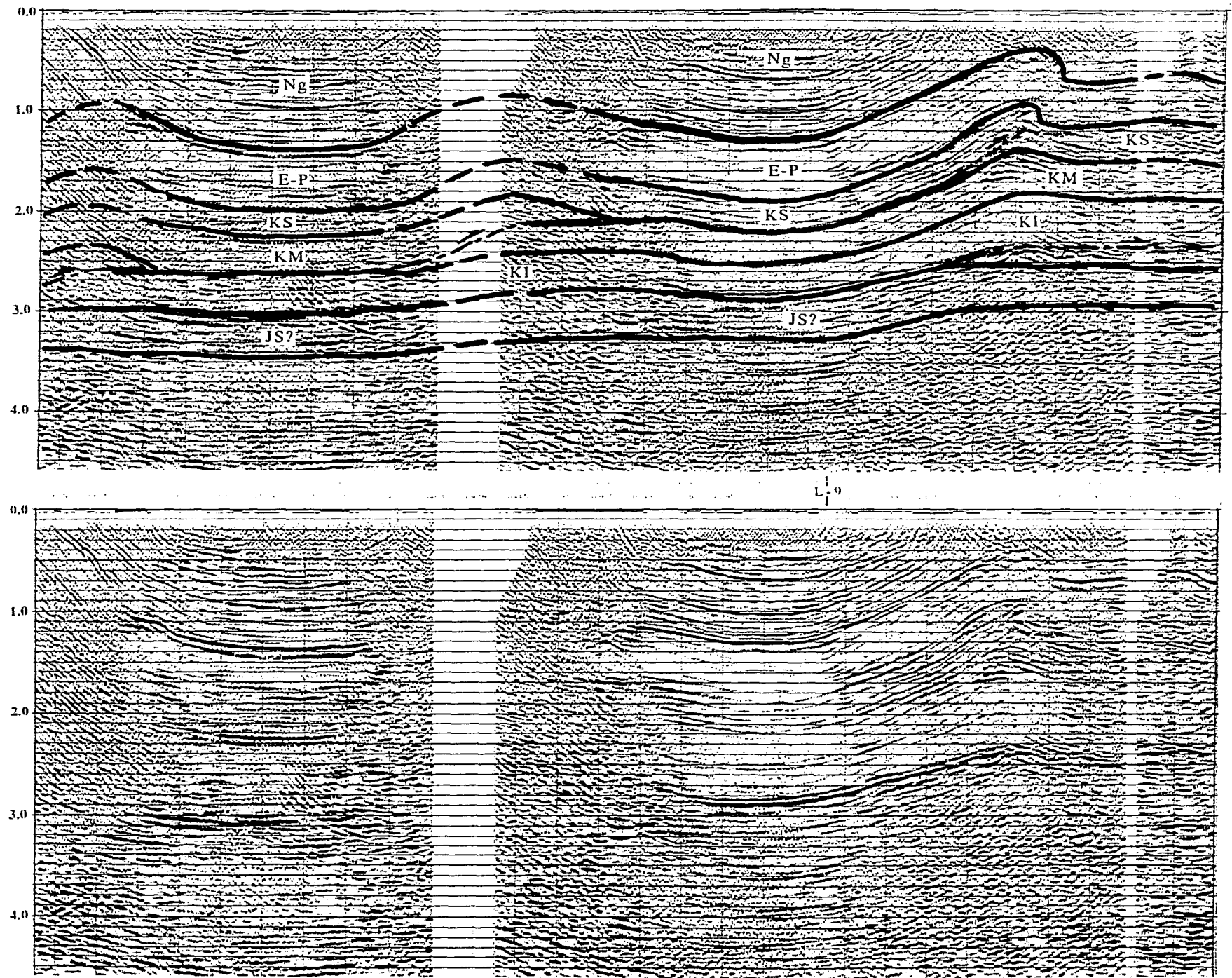
N E

ANTICLINAL
RIVEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

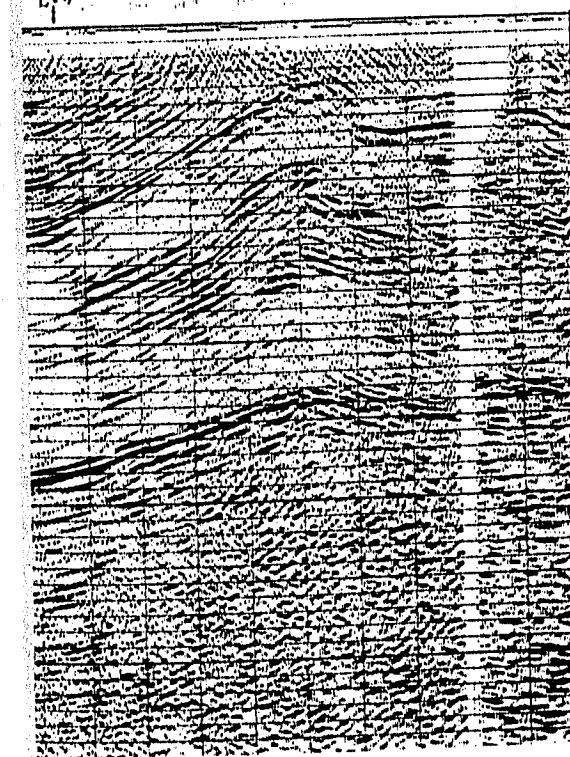
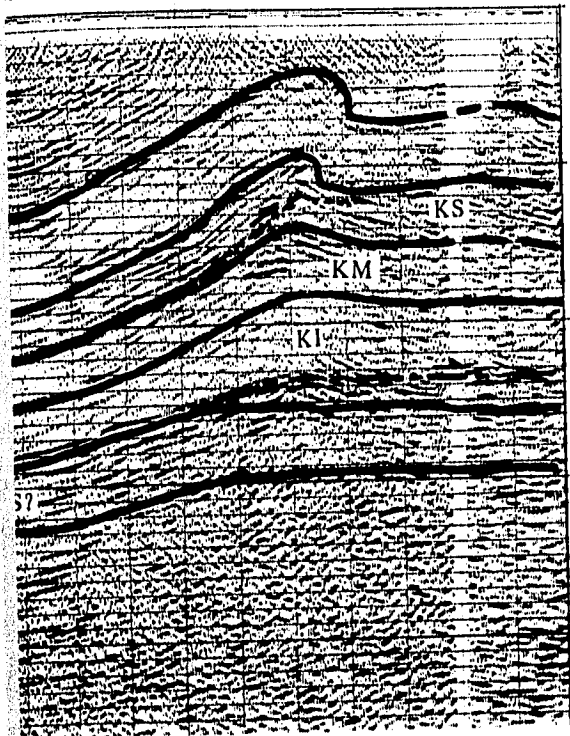
ANTICLINAL
DELICIAS

ESTRUCTURA
TZENDAL

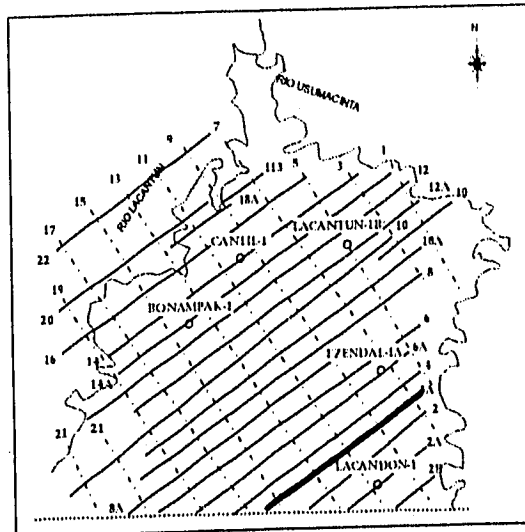


ESTRUCTURA
TZENDAL

NE



SECCION - 4 A



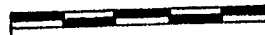
EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000

KILOMETROS



manera, dos estructuras defasadas entre sí, la inferior del Cretácico Medio hacia abajo y la superior del Cretácico Superior al Neógeno.

S E C C I O N 6 A

En esta se define nuevamente el despegue basal entre las Formaciones Todos Santos y Cobán. Este empieza su ascenso desde la porción suroccidental (izquierda) de la sección conformando tres ramificaciones, la primera y más antigua es también la más superior, ella asciende en forma de rampa para dar origen al Anticlinal Rivereño con el limbo posterior muy suave mientras que el anterior es más abrupto. Esta falla al alcanzar el límite Cretácico Medio - Superior se comporta horizontalmente hasta su extremo en donde es consumida en un *fault - propagation fold* y dar así origen a la estructura Tzendal.

La segunda ramificación inicia por debajo del Anticlinal Rivereño provocándole un giro y haciendo que su flanco posterior exhiba dos dominios de echados diferentes, esta sigue ascendiendo y provoca un pequeño montículo entre esta estructura y el Anticlinal Delicias inmediatamente después se vuelve a hacer rampa y da origen a este último plegamiento, además de flexionar a la falla previamente descrita. Su terminación es a manera de *flat* definido por cizalla capa a capa para disiparse mediante la generación de un *detachment fold* inmediatamente arriba de su extremo (*tip*) conformando así un anticlinal de menores dimensiones (cuya expresión fisiográfica es pobre ya que en trabajos de Geología de superficie no se ha documentado) entre las estructuras Delicias y Tzendal.

La ramificación más reciente interpretada en esta sección es aquella que se desarrolla hacia la porción derecha de la sección, se ve como asciende desde el despegue basal y se vuelve a aplanar sin alcanzar la cima del Cretácico Inferior, su comportamiento es similar al notado en la sección 4A provocando un efecto de levantamiento de la estructura superior (Tzendal) y dando origen a un anticlinal más simétrico que se manifiesta sólo hasta el nivel del Cretácico Medio, notándose también el defasamiento de sus respectivos ejes.

S W

SINCLINAL
JALISCO

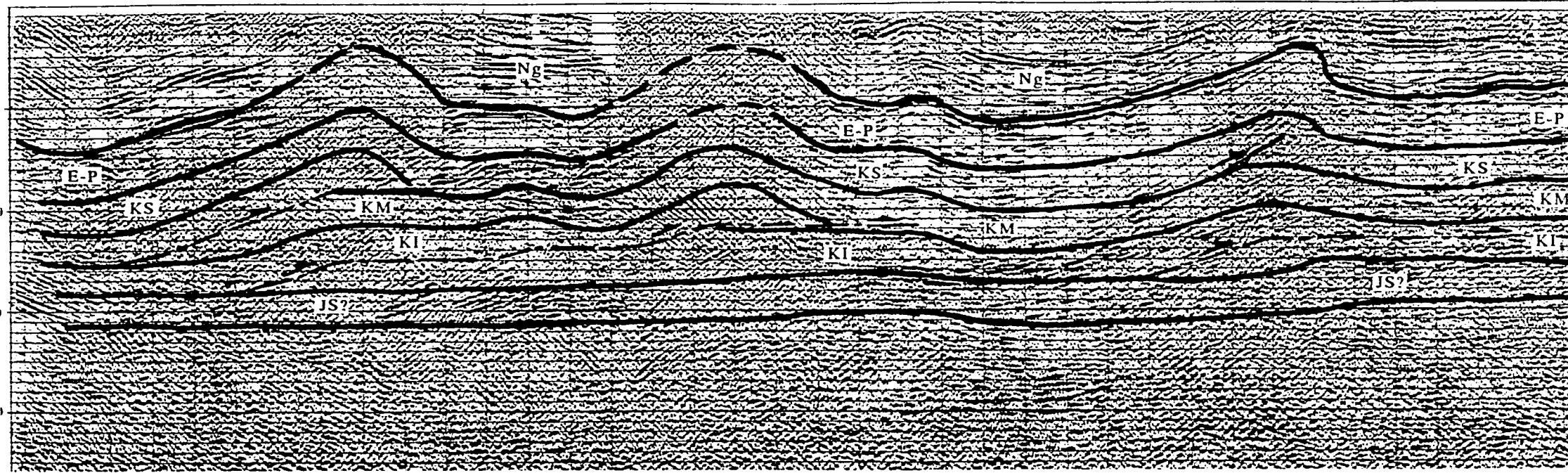
ANTICLINAL
RIVEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
DELICIAS

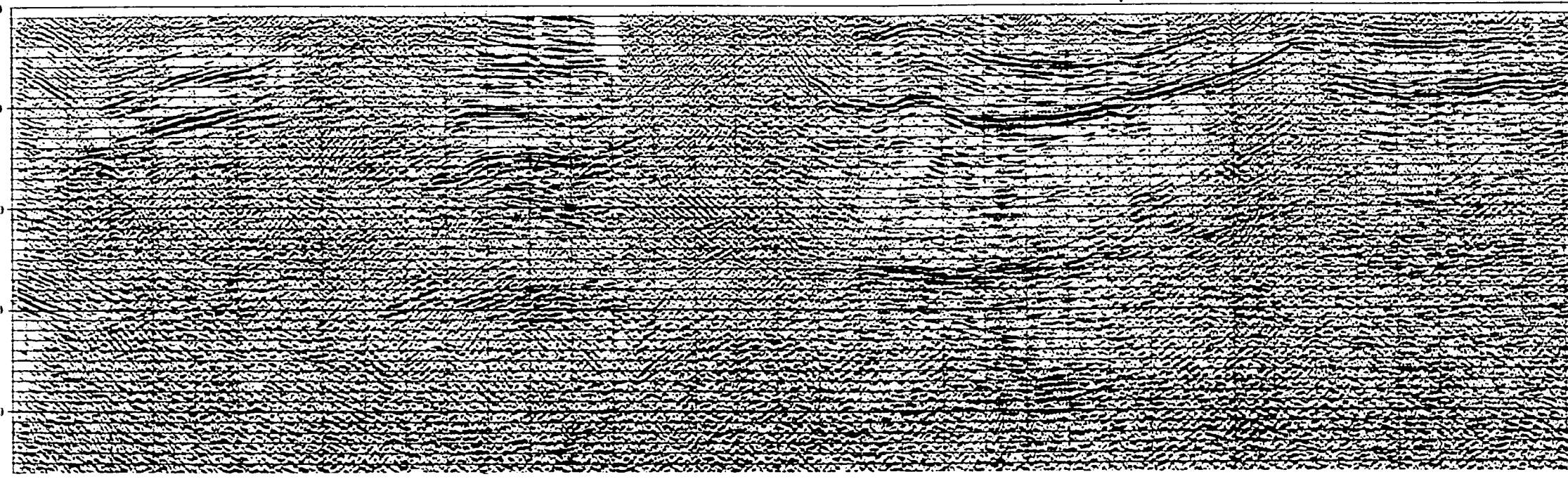
POZO
TZENDAL-I

0.0
1.0
2.0
3.0
4.0



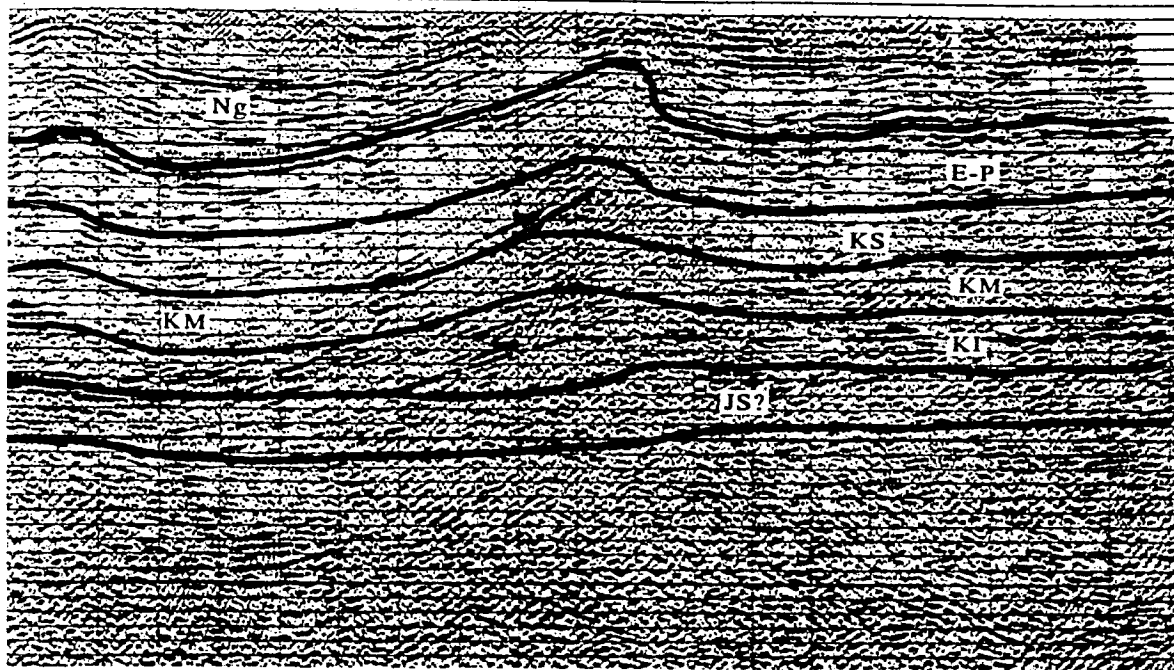
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0

L-9

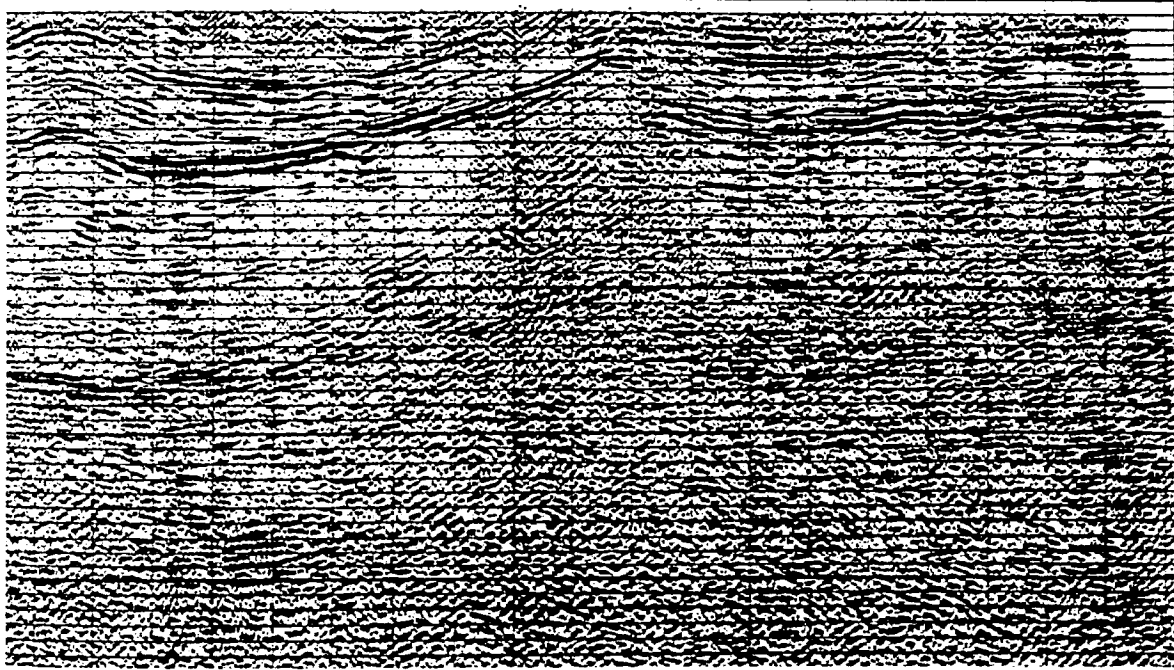


POZO
TZENDAL-1

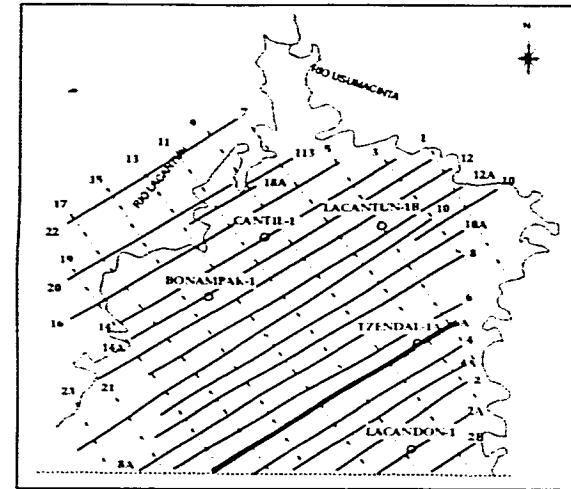
NE



L-9



SECCION - 6 A



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000



S E C C I O N 8 A

En la porción izquierda de la sección se puede ver una estructura formada por *detachment folding* provocado por una falla en forma de *flat* que proviene del exterior del sistema. Las rocas que se ven plegadas son las de la base del Cretácico Superior hacia arriba, mientras que las que están por debajo presentan una actitud diferente, tal vez sin deformación. Esta estructura en superficie se conoce como Anticlinal La Gloria.

Al igual que en la sección anterior, el despegue basal se ramifica en tres cabalgaduras ascendentes, la primera origina al Anticlinal Rivereño. Esta es una estructura *fault - bend fold* ligeramente asimétrica hacia el noreste que se genera por una rampa que va desde la base hasta la cima del Cretácico Inferior, al llegar a la interfase con el Cretácico Medio se hace *flat* provocando el Sinclinal Bravo para que posteriormente vuelva a ascender formando la estructura Bonanza. Termina en las mismas condiciones de consumo de su energía en el contacto entre el Cretácico Medio y el Superior en un *fault - propagation fold* que recibe el nombre de Cantil.

La segunda cabalgadura se forma inmediatamente abajo del Anticlinal Bonanza, haciendo que éste aumente su relieve y se deforme su flanco posterior en diferentes dominios de echados dando forma a una estructura muy parecida a un anticlinal totalmente traslapante perteneciente a la *clase III* de Mitra, (1986). La falla sigue su curso y bajo el anticlinal Cantil asciende generándole una segunda deformación, sube hasta la interfase Cretácico Inferior - Medio y ahí se pierde hasta salir del sistema.

En esta sección se puede observar un fenómeno interesante, la estructura Tzendal ya no se observa, esto es debido a que posiblemente se disipó por buzamiento de sus capas hasta hacerse estas horizontales. En cambio se empieza a formar otro incipiente anticlinal defasado horizontalmente del anterior, él se describirá en seguida.

S W

ANTICLINAL
LA GLORIA

SINCLINAL
JALISCO

ANTICLINAL
RIVEREÑO

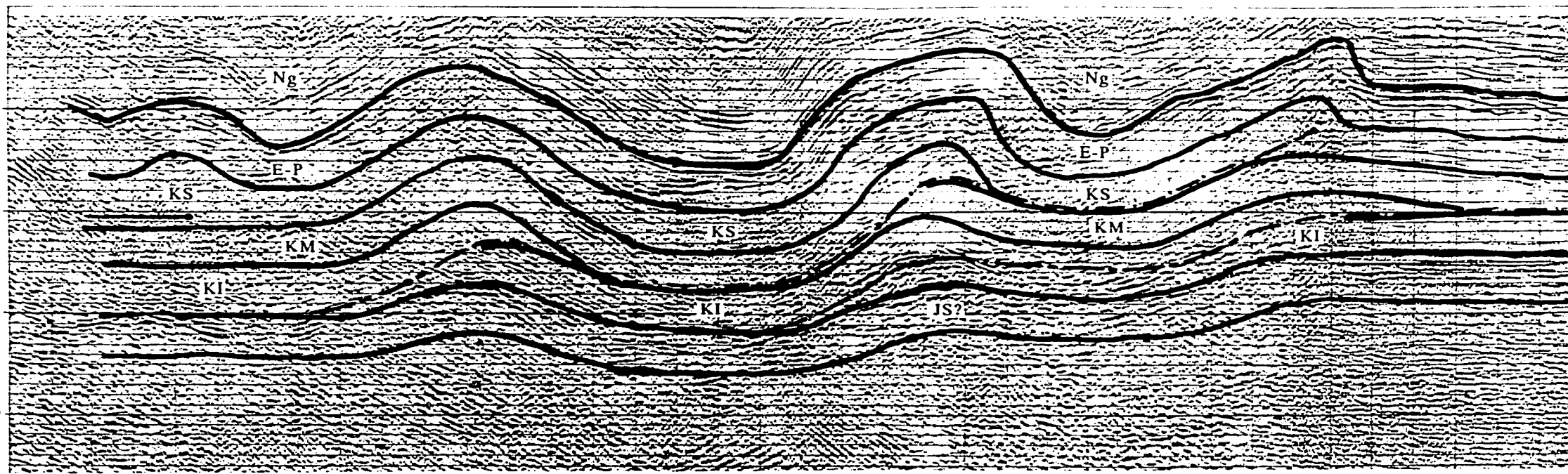
SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

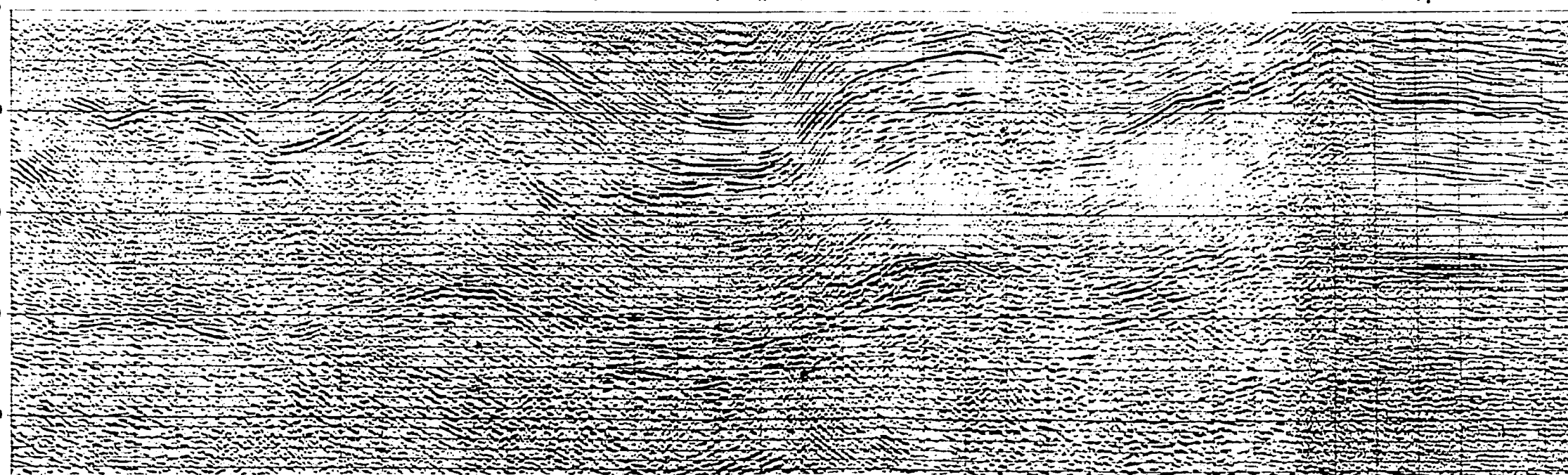
ANTICLINAL
CANTIL

0.0
1.0
2.0
3.0
4.0



L-9

0.0
1.0
2.0
3.0
4.0

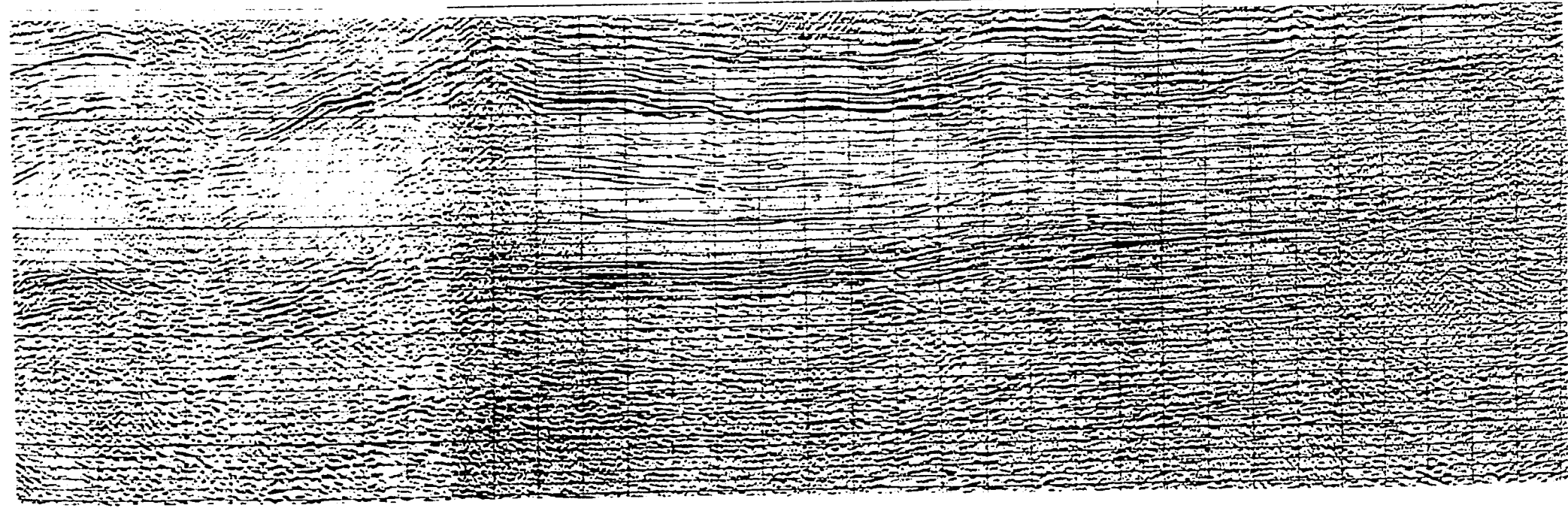
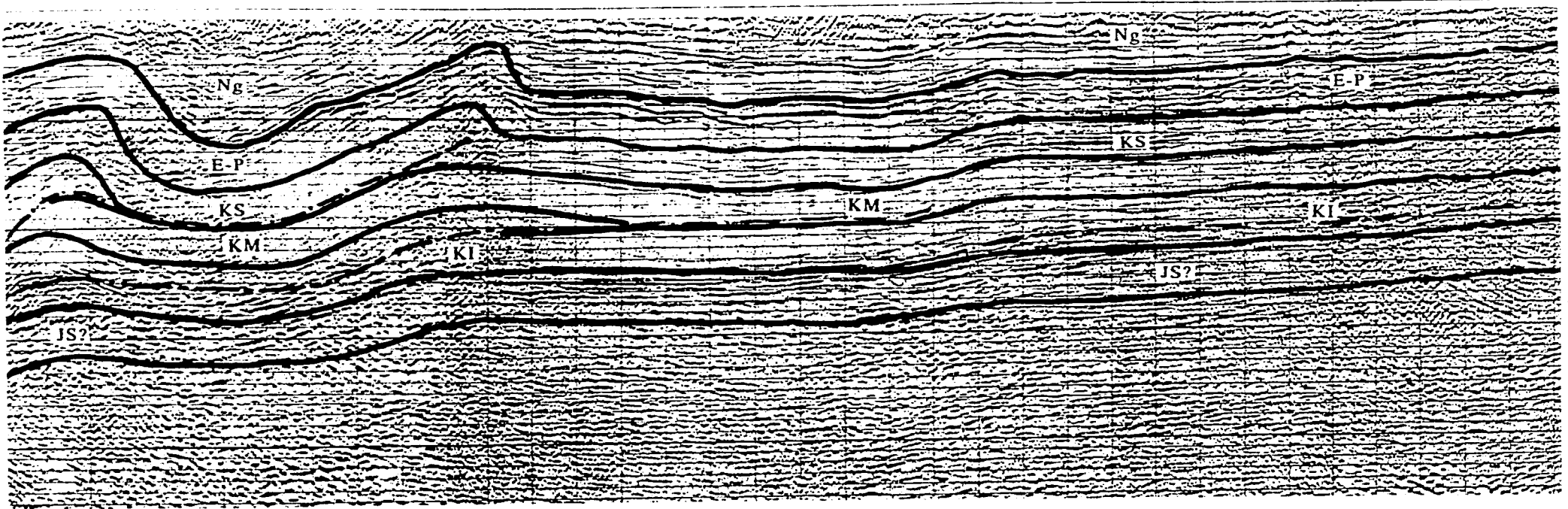


ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

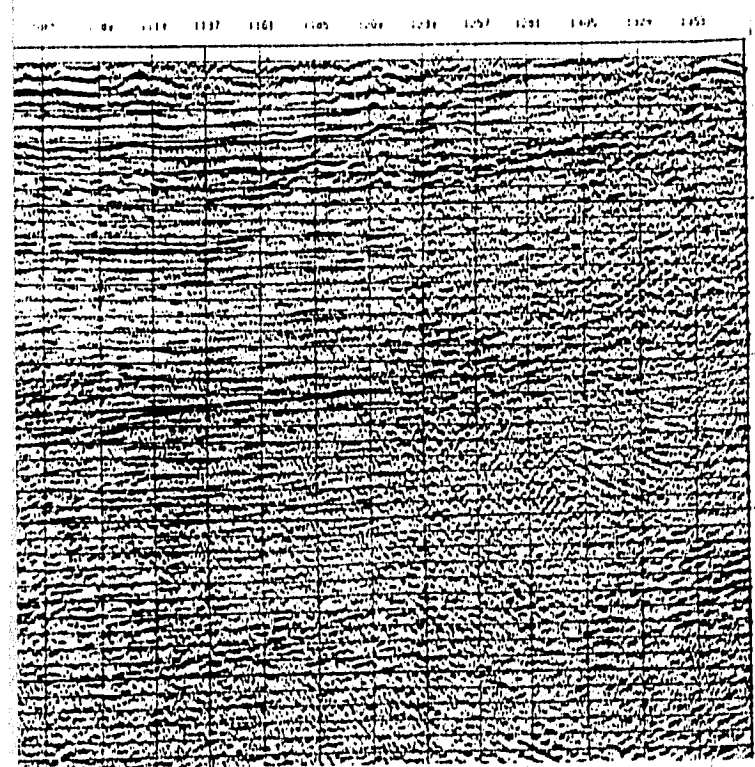
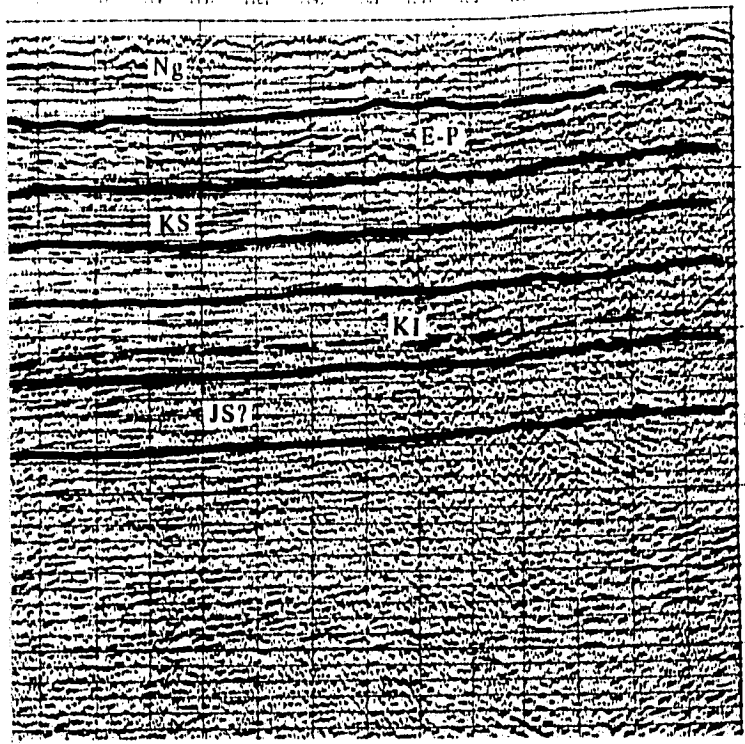
ANTICLINAL
CANTIL

INICIO AL SE
ESTRUCTURA
LACANTUN

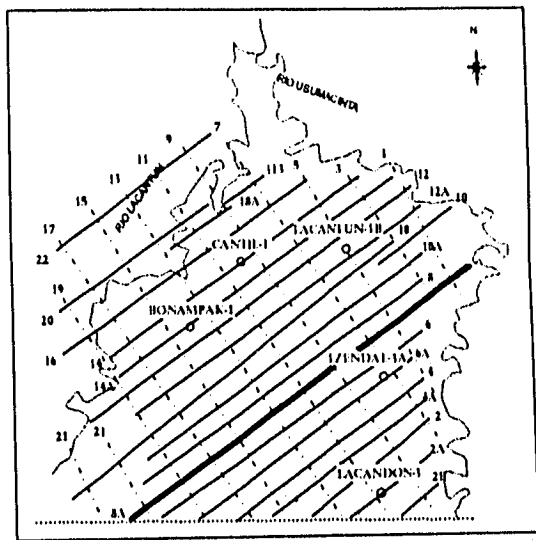


ESTRUCTURA
ANTUN

NE



SECCION - 8 A



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000



La tercera ramificación y más profunda, se trata de una pequeña rampa que genera una estructura, también de dimensiones reducidas, sensiblemente simétrica con flancos muy extendidos, tratándose de un *fault - bend fold* que da la conformación apenas incipiente del extremo sur de la estructura Lacantún.

S E C C I O N 1 0

En esta sección el paquete más afectado por cabalgamiento es el Cretácico Inferior, y en menor proporción el Medio. En el extremo suroeste de la sección se puede observar el Anticlinal Riveroño, primero formado por una rampa que originalmente creó un anticlinal recumbente al noreste con un limbo posterior relativamente más amplio que su anterior a manera de un *fault - bend fold*; posteriormente con un espaciamiento final (a') pequeño, se desarrolla otra rampa que deforma todavía más la estructura y la cabalgadura anterior, creándose una imbricación dentro de un anticlinal de *rampas totalmente traslapantes* (del tipo III propuesto por Mitra, 1986). Ambas rampas se unen más adelante para formar juntas un *flat* que después vuelve a ascender para dar origen al Anticlinal Bonanza a manera de un *fault - bend fold*, esta falla vuelve a inclinarse para formar la estructura Cantil, que en esta etapa debió tener una actitud relativamente suave, ya que como se mencionará, posteriormente será redeformada. La falla sale del sistema como un *flat* entre las capas del Cretácico Medio - Superior.

Existe una segunda ramificación a partir del despegue basal bajo la estructura Bonanza (previamente formada), la rampa que se desarrolla provoca un acentuamiento en la actitud del anticlinal y deforma todavía más a la anterior, un poco más adelante la rampa se estabiliza y se aplanan muy cerca de la cima del Cretácico Inferior para, de esta manera salir del sistema.

Otra ramificación, nuevamente a partir del despegue basal, se produce bajo la estructura Cantil adicionándole mayor deformación, ella se une más adelante con la descrita

S W

SINCLINAL
JALISCO

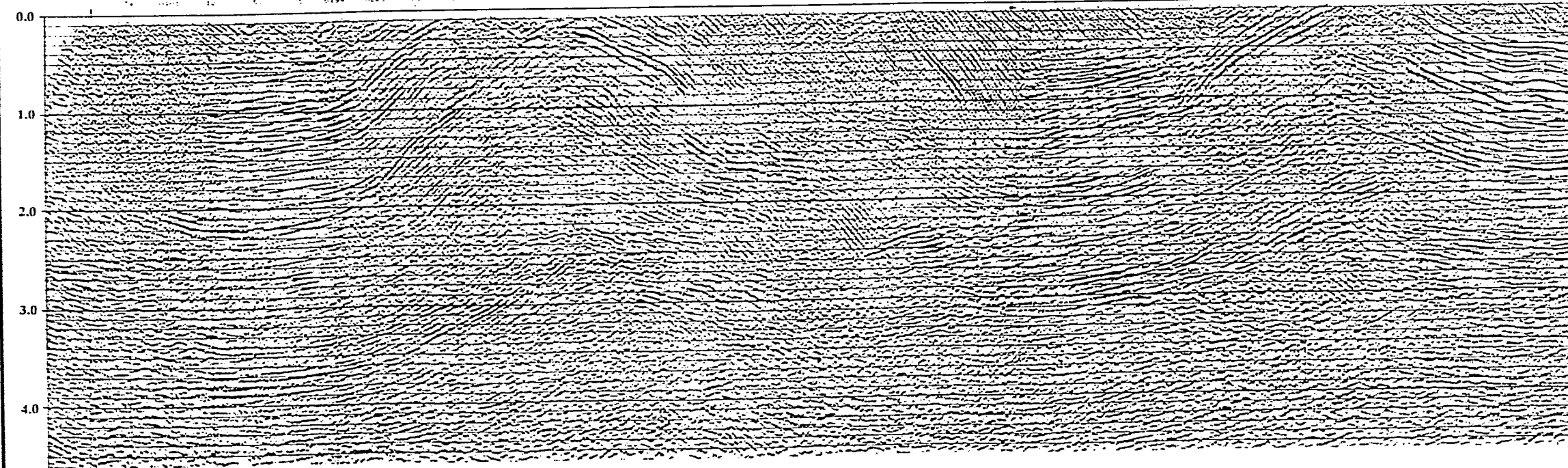
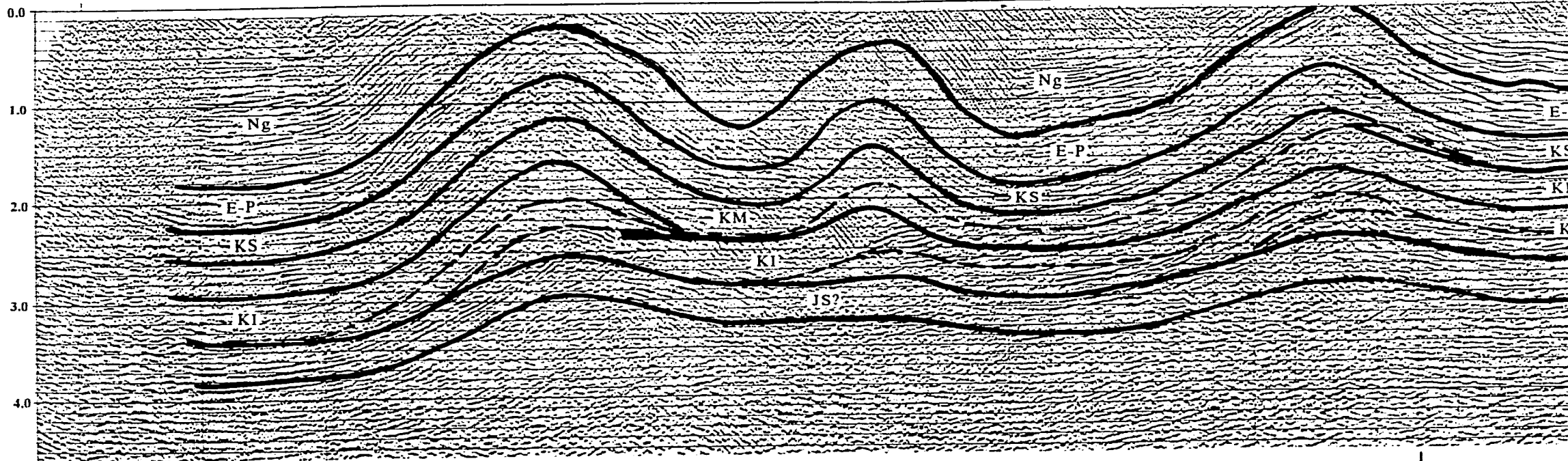
ANTICLINAL
RIVERENO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL



L-9

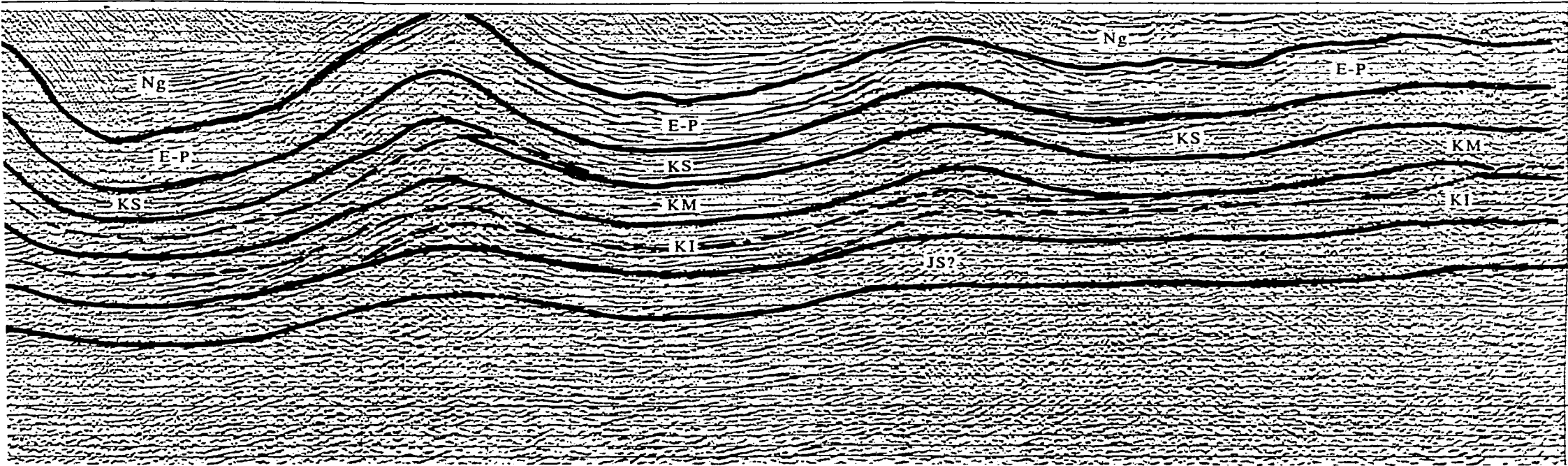
INAL
NZA

SINCLINAL
PALMA

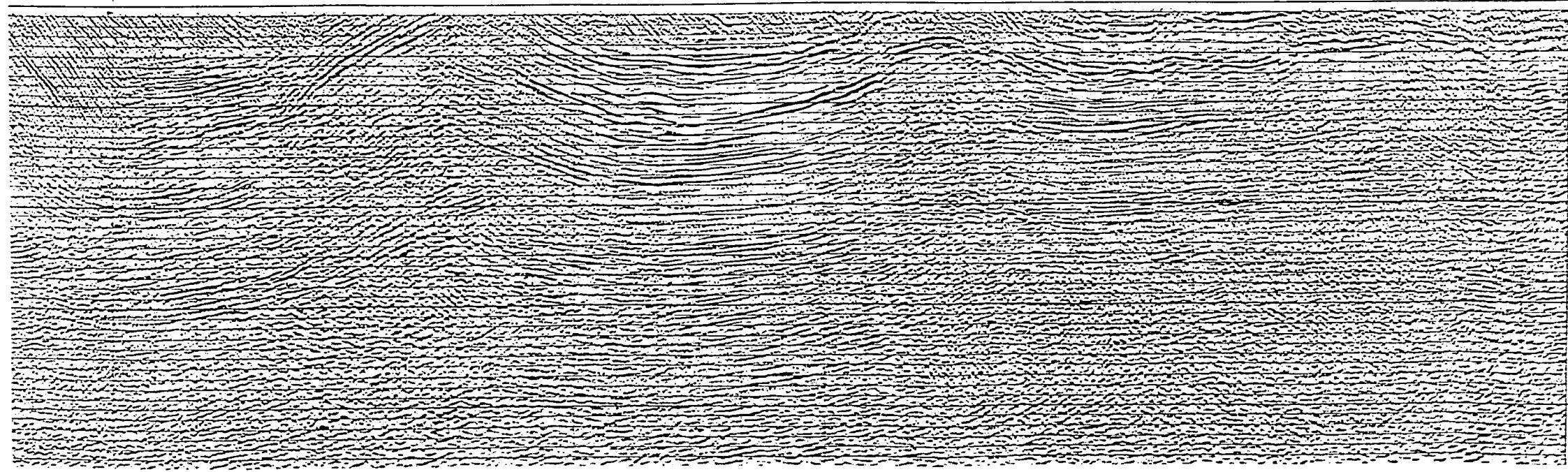
ANTICLINAL
CANTIL

POZO
LACANTUN-1B
(Proy. 2.3 Km. al NW)

NE

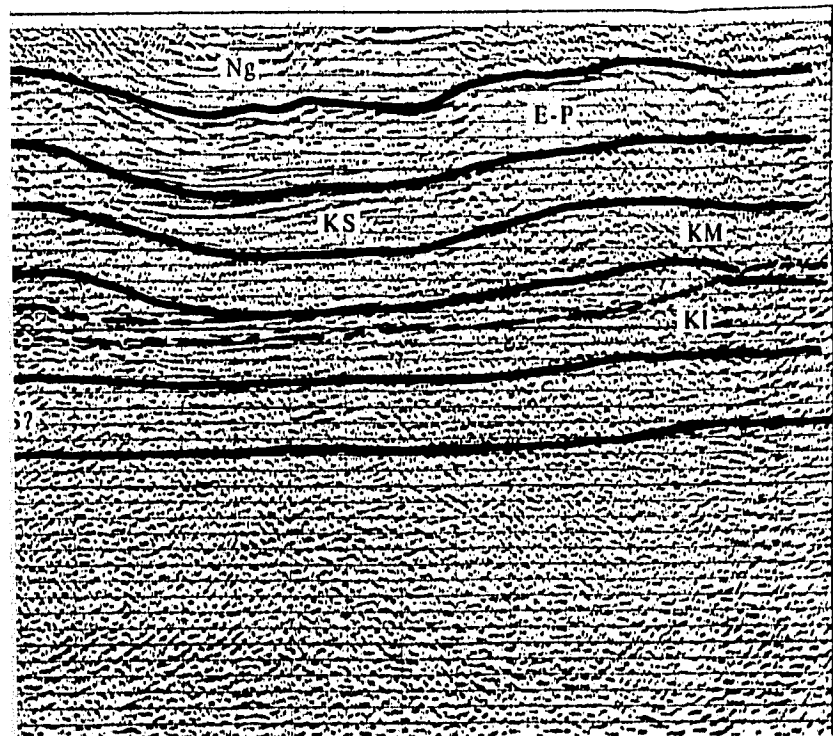


L-9

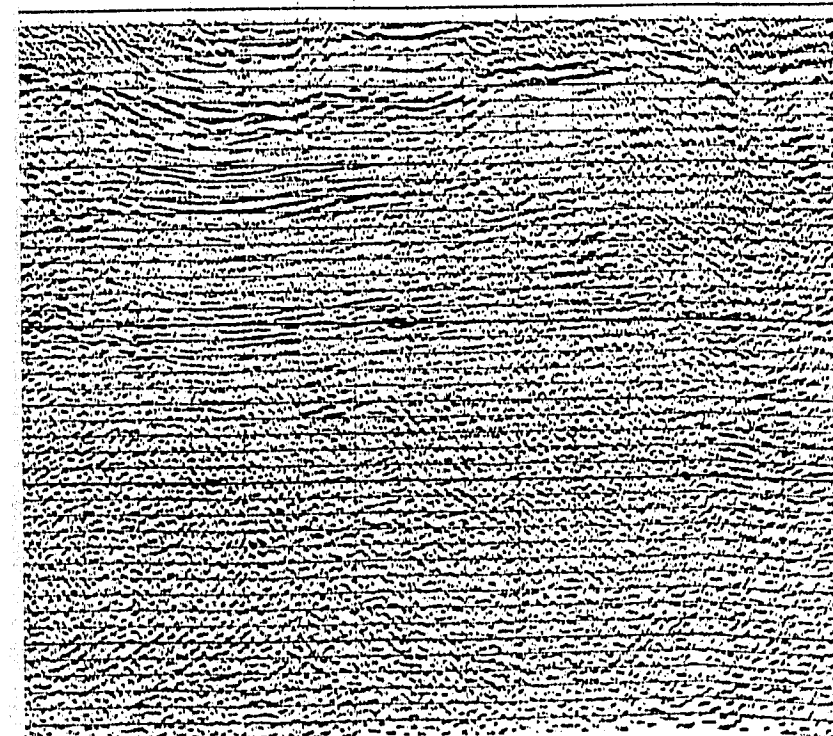


ZO
 ITUN-1B
 Km. al NW)

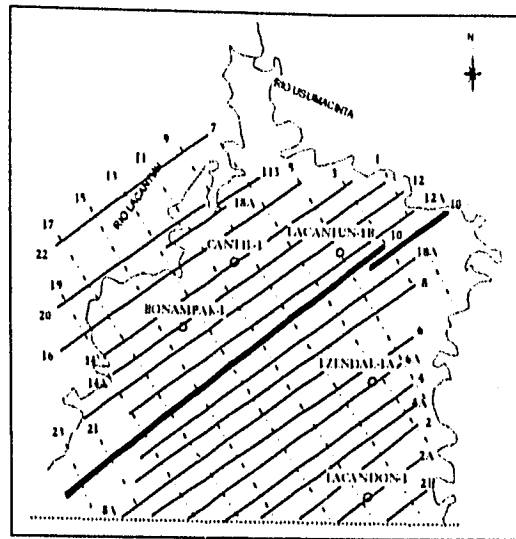
NE



111 115 118 120 121 123 125 127 130 132 135 137 140 142 145



SECCION - 10



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000



anteriormente muy cerca de la cima del Cretácico Inferior. Se podría decir que tanto la primera deformación como esta segunda se desarrollan como *fault-bend folds*.

Por último, la estructura Lacantún se forma a partir de una flexión de falla que asciende, también del despegue basal, hasta la parte superior del Cretácico Inferior, ella es muy simétrica con flancos amplios, la rampa deforma también a los *flats* desarrollados con anterioridad y posteriormente vuelve a tener otra pequeña flexión hacia arriba para dar origen a la estructura muy suave que se puede observar en el extremo derecho de la sección, ambas son plegamientos por flexión de falla.

VII. 2.- DESCRIPCION DE LINEAS SISMICAS DEL MODELO 2

Siguiendo con la misma metodología que en el modelo 1, se interpretaron todas las secciones del prospecto, pero solo se presentan cuatro de ellas, que en este caso son las secciones 4-4A, 8A, 10 y 14A. Adicionalmente se presenta la interpretación de la línea 9 que corta perpendicularmente a todas las anteriores.

La configuración estructural de la cima del Eoceno-Paleoceno (Figura 28) nos indica la presencia de estructuras anticlinales-sinclinales alargadas cuya orientación general es NW-SE limitadas, ya sea hacia su flanco suroccidental como nororiental por fallas inversas, fenómeno que propicia que el grupo de plegamientos exhiban recumbencias hacia ambos flancos. Se observa también, que los ejes estructurales se comportan sinuosos.

Al nivel configurado los tiempos mayores se encuentran en el Sinclinal Jalisco, 2.2 segundos al sureste del área estudiada, y van disminuyendo al noreste hasta 1.0 segundos en el sinclinal ubicado entre la Estructura Lacantún y el Anticlinal Cantil.

Al igual que en el modelo 1 se define que:

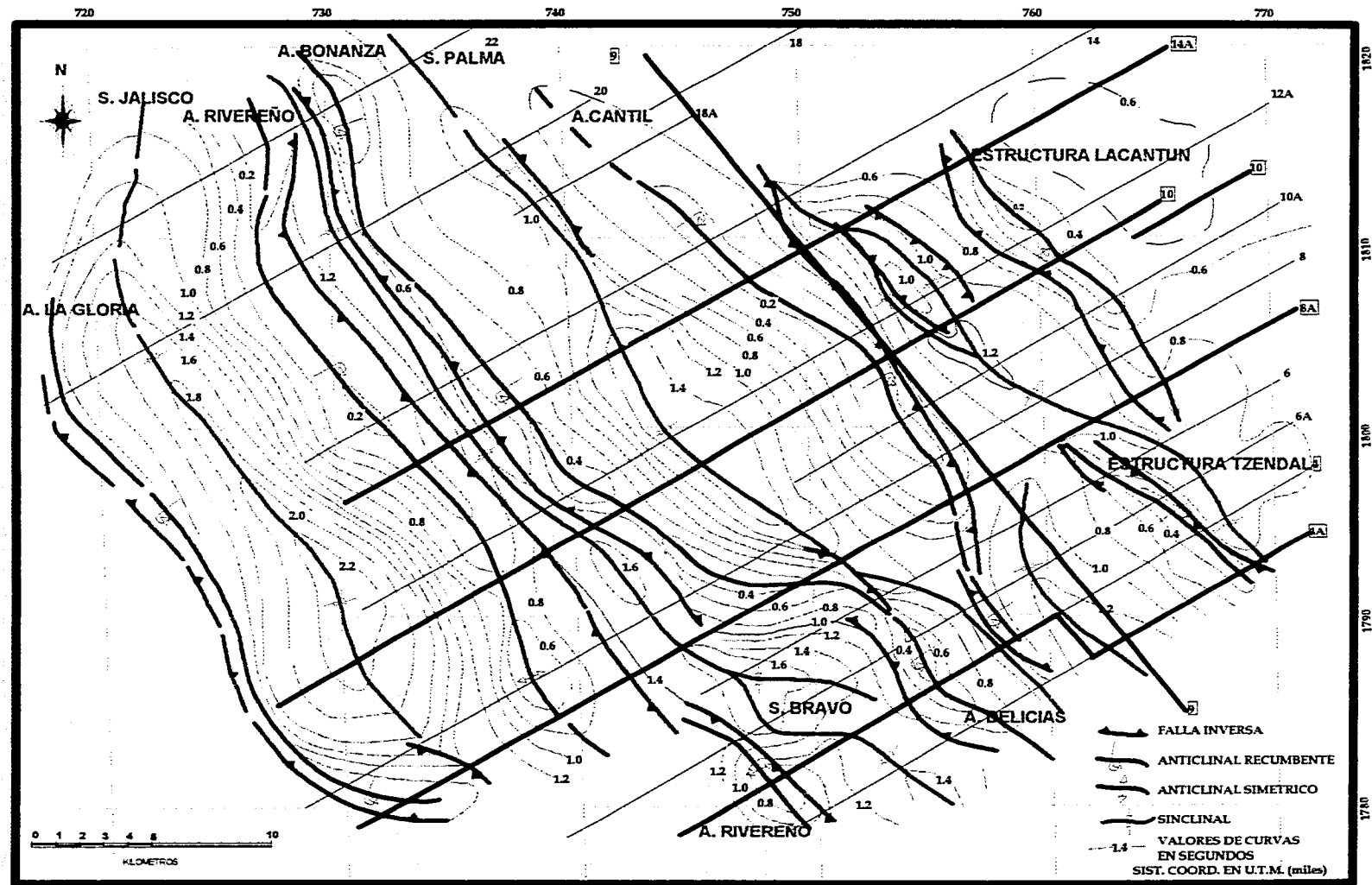


Figura 28 CONFIGURACION ESTRUCTURAL DE LA CIMA DE EOCENO - PALEOCENO, EN TIEMPO DE REFLEJO (MODELO 2)

· La orientación general de las líneas sísmicas es sensiblemente paralela a la dirección del máximo esfuerzo compresivo (σ_1), esto es válido solamente para el área de estudio y no se podrá generalizar para otras áreas dentro del cinturón plegado en donde se deberá elegir la orientación más adecuada para construir alguna sección estructural específica (de acuerdo a las observaciones que se hicieron en las imágenes de satélite, figuras 7 a 10). La naturaleza de la deformación da origen a una familia de estructuras formada por pliegues asociados a fallas, generada por dos mecanismos principales: *Fault-bend Fold* y *Fault-propagation Fold*, sin involucrar al basamento.

· Se asume que no existe pérdida ni aumento de volumen o área de los paquetes rocosos en el plano de las secciones.

· No se observan fallas normales ni de desplazamiento lateral. La sección 9, que es sensiblemente perpendicular a la dirección del esfuerzo, sólo se muestra y describe como apoyo a las otras cuatro secciones. Ella no se balanceará.

· No existen discordancias angulares, no hay crecimiento sindeposicional de las estructuras y se supone que no hay compactación diferencial de las capas durante y después de su depósito.

Las observaciones particulares que se tienen para esta segunda propuesta son:

· El paquete sedimentario se engrosa hacia el suroeste del área (porción izquierda de las secciones), por lo que se interpreta que la base de la columna se profundiza hacia esa dirección.

· Puede existir acumulación de material dúctil hacia el núcleo de algunos anticlinales, fenómeno supuesto por la tendencia al engrosamiento que se interpreta dentro del paquete sedimentario del Cretácico Inferior.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

· Los pliegues son de tipo concéntrico, generalmente recumbentes tanto hacia el noreste como al suroeste.

· Por la actitud geométrica de las estructuras, se interpreta un despegue basal desarrollado a partir de la interfase cima del Cretácico Inferior - base del Cretácico Medio. A partir de este despegue se generan la mayoría de las cabalgaduras que ascienden afectando a toda la columna sedimentaria sobreyacente.

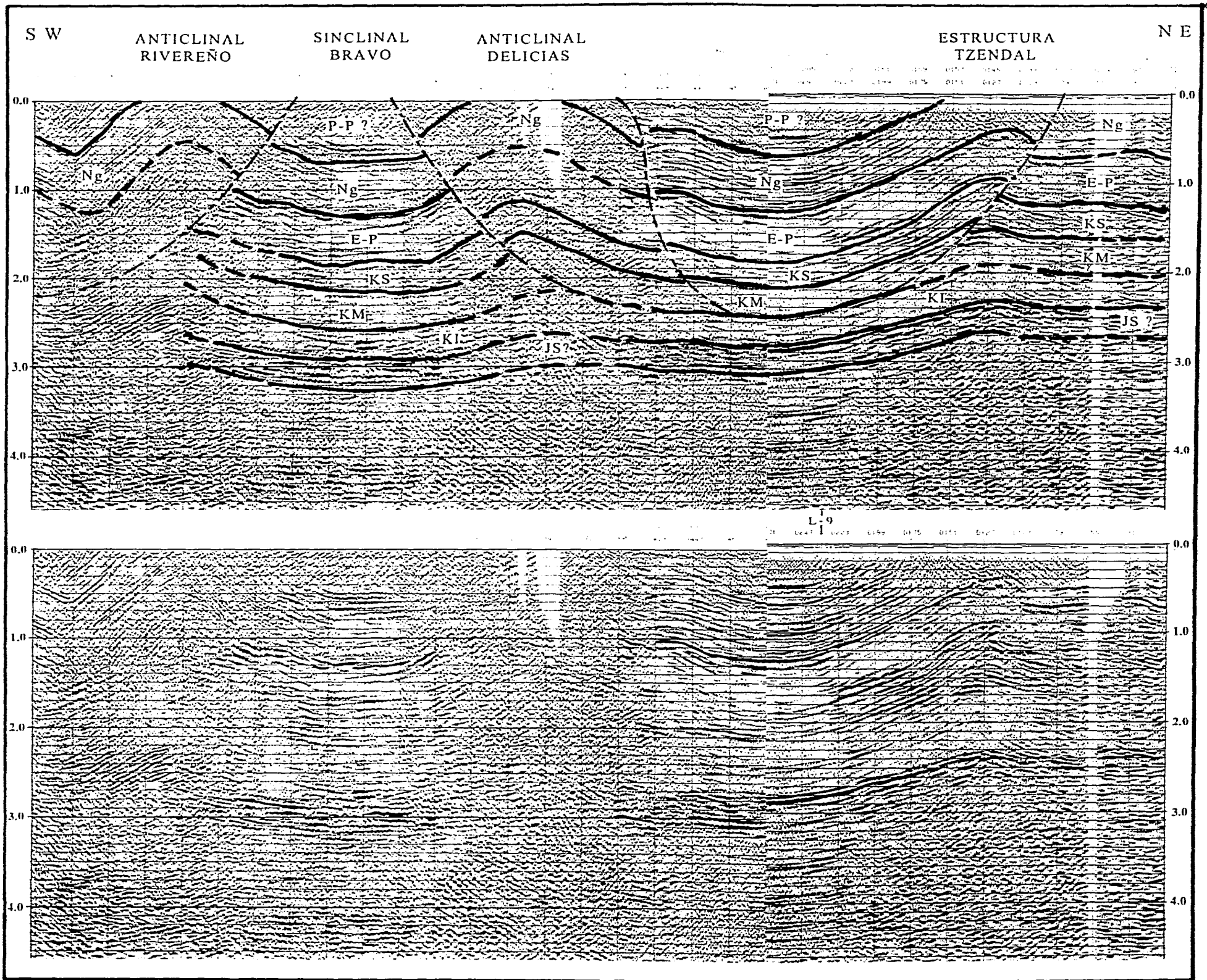
SECCION 4 - 4A

Esta sección es la que se localiza más al sureste de las cuatro que se describirán y, como se observa en el croquis de localización de su carátula, está compuesta por dos líneas paralelas entre sí unidas a lo largo de un sinclinal. Su descripción se hará de SW a NE.

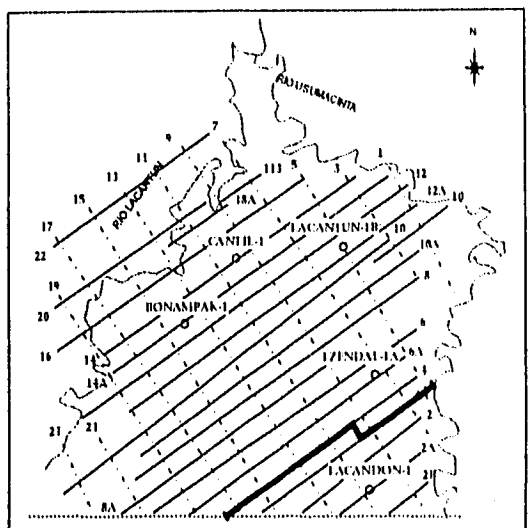
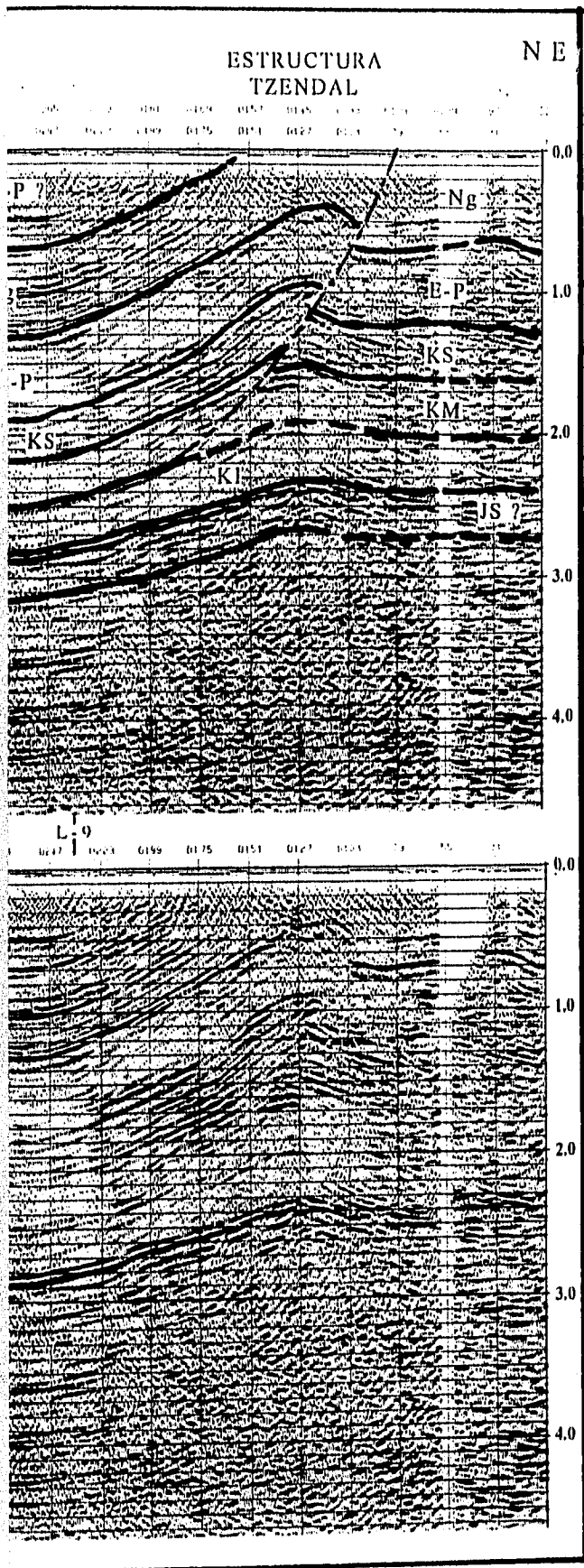
La interpretación en tiempo de esta línea indica la presencia de un sinclinal agudo tipo *chevrón* en su extremo suroeste, inmediatamente hacia la derecha los reflejos se levantan para formar el Anticlinal Rivereño (?). Vista en planta (Figura 28) esta estructura es de cortas dimensiones y se interpreta desplazada hacia el oriente del eje principal que corre de noroeste a sureste, en la sección se ve asociada a una cabalgadura a profundidad que entra desde fuera del sistema con vergencia al noreste y le imprime una pobre recumbencia al plegamiento en esa misma dirección. La cabalgadura parece provenir de la superficie de despegue del Cretácico Inferior - Cretácico Medio y asciende cortando a toda la columna sobreyacente.

El Sinclinal Bravo se observa aquí, como una zona amplia y relativamente indeformada, notándose que hacia sus extremos los reflejos tienden a ascender, este fenómeno pudiera ser producido ya sea por "jalones" de velocidad o por plegamiento.

La siguiente estructura es el Anticlinal Delicias que se asocia a profundidad a una cabalgadura con vergencia al suroeste y que se desarrolla como una rampa a partir de la cima



SECCION - 4, 4 A



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000



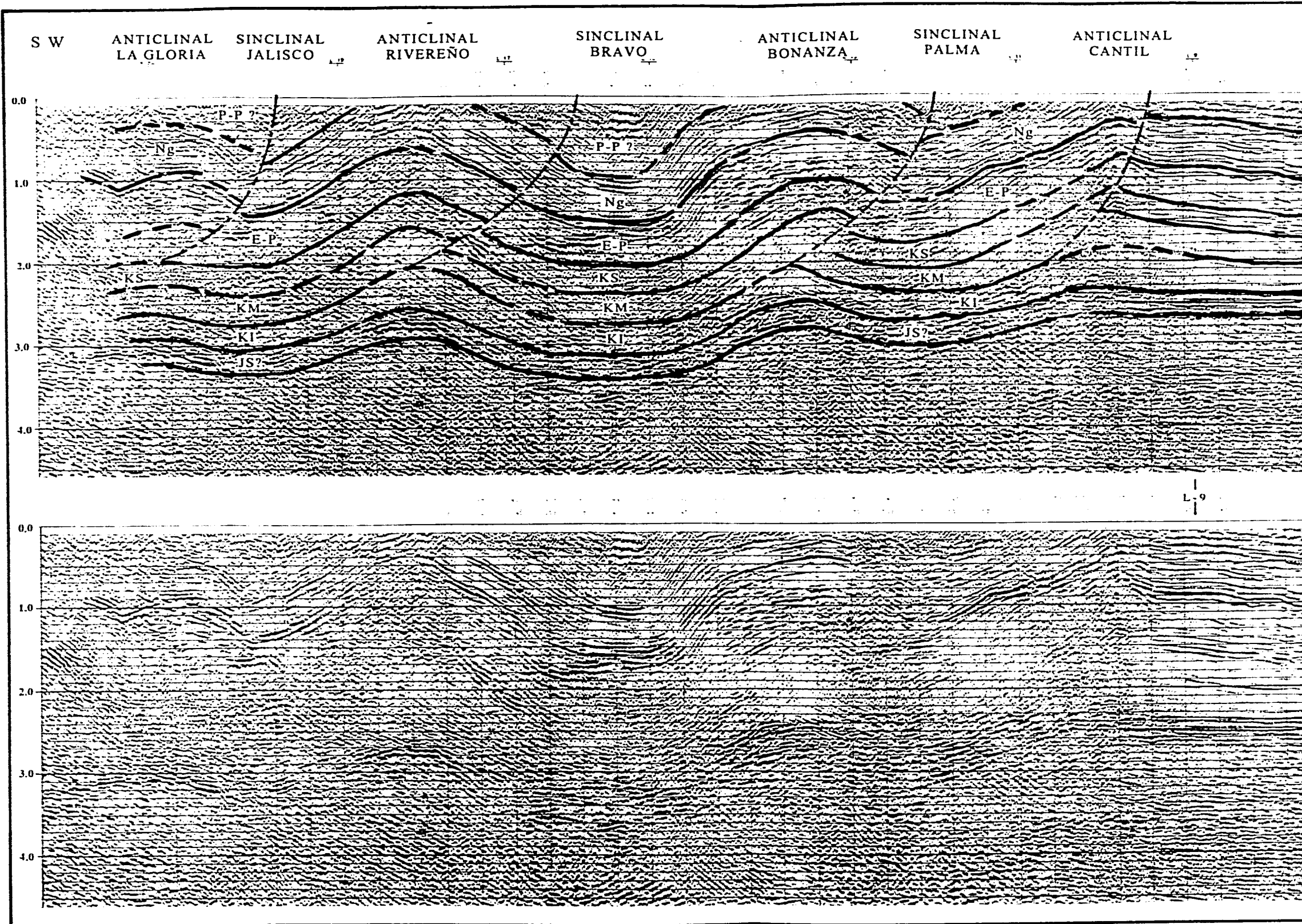
del Cretácico Inferior, cortando también a la columna sedimentaria superior. Se observa al noreste otra cabalgadura con similar vergencia y que da forma a otro plegamiento de menores dimensiones y posteriormente un sinclinal, ambos sin expresión superficial (Figuras 12 y 13). Hacia la derecha de los anteriores se observa como los reflectores vuelven a ascender para dar origen a la Estructura Tzendal que presenta una clara recumbencia hacia el noreste que le imprime la cabalgadura asociada a ella. Estas tres estructuras parecen estar relacionadas entre sí, ya que es posible que al generarse la Estructura Tzendal (aceptando que el esfuerzo proviene de suroeste a noreste) las dos restantes (el Anticlinal Delicias y el pliegue de menores dimensiones con sus respectivas fallas inversas) tendrían una naturaleza antitética.

Se interpreta un ligero engrosamiento del paquete perteneciente al Cretácico Inferior justo por debajo del Anticlinal Delicias, aunque este efecto pudiera ser debido a un jalón de velocidades provocado precisamente por el plegamiento superior. Así también se observa un ligero escalonamiento ascendente de las capas hacia el noreste, con una actitud estructural diferente, pertenecientes al Cretácico Inferior y Jurásico Superior (?).

SECCION - 8A

En esta sección la primera estructura que aparece a la izquierda es el Anticlinal La Gloria, aquí se interpreta como un plegamiento de poco relieve (comparado con los demás que se describirán) que se genera a partir de un posible despegue en la cima del Cretácico Superior y relacionada con una cabalgadura con vergencia al noreste. Su flanco posterior es corto y se flexiona rápidamente hacia la dirección opuesta como si diera la apariencia de estar afectado por una falla con ese mismo sentido que sale del sistema hacia el suroeste.

Inmediatamente al noreste se ve el Sinclinal Jalisco parcialmente traslapado por la estructura anteriormente descrita.



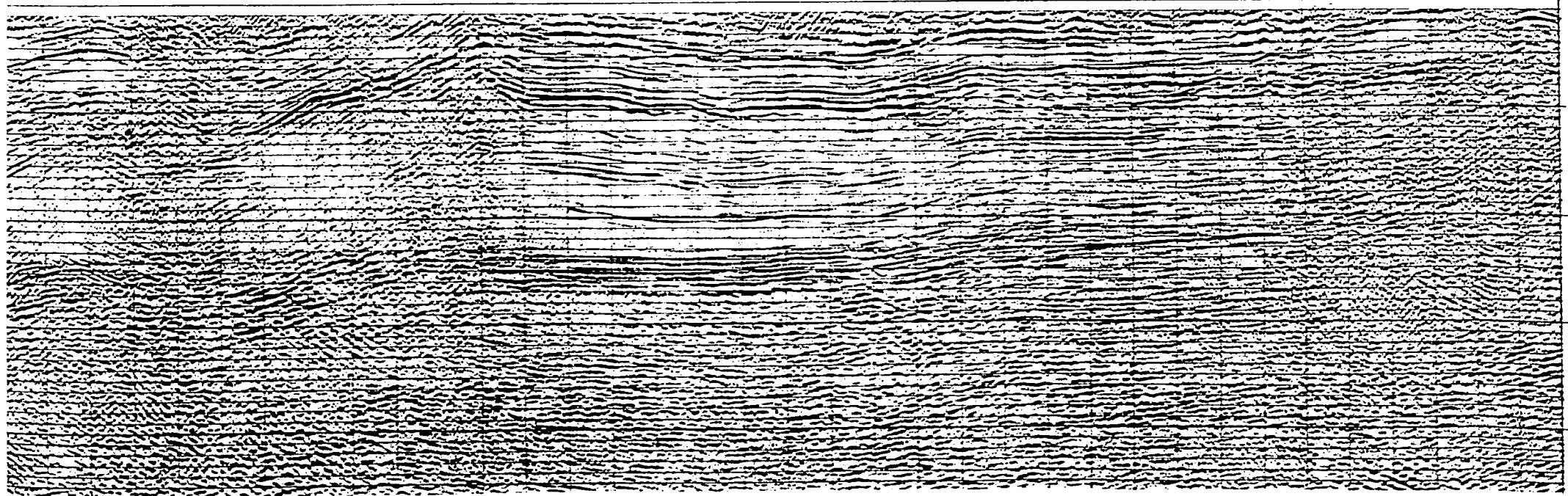
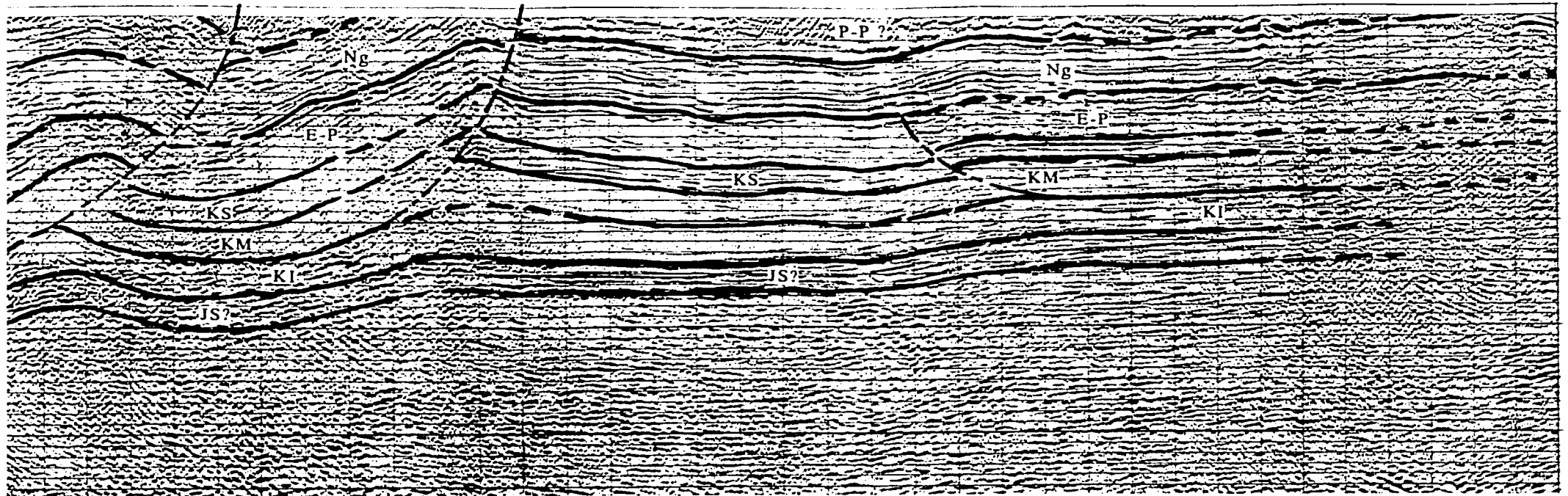
ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

INICIO AL SE
ESTRUCTURA
LACANTUN

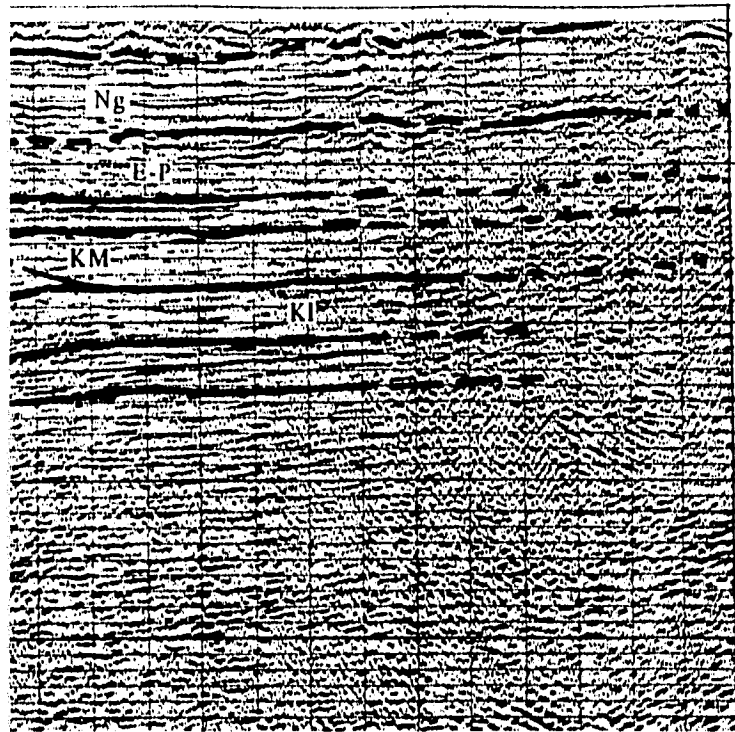
N E



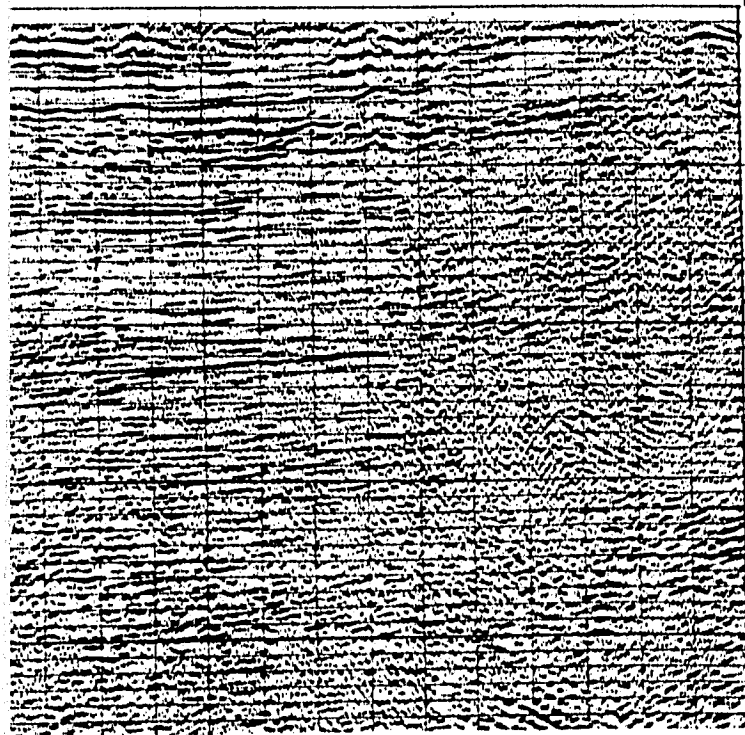
L-9

AL SE
CTURA
NTUN

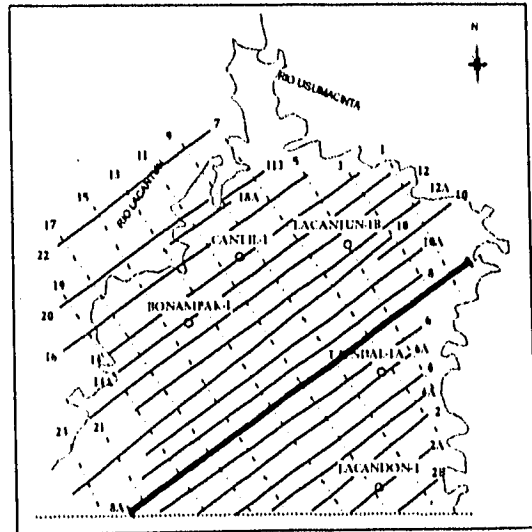
NE



1117 1161 1195 1200 1231 1251 1281 1305 1320 1352



SECCION - 8 A



EXPLICACION

P-P ? Posible Plio- Pleistoceno

Ng Neógeno Indiferenciado

E-P Eoceno - Paleoceno

K S Cretácico Superior

K M Cretácico Medio

K I Cretácico Inferior

JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000



El Anticlinal Rivereño expresa cierta simetría y parece ser originado por el mecanismo de *fault-bend fold*. Se asocia al despegue regional de la cima del Cretácico Inferior a partir del cual se genera la rampa que le da origen y que tiene vergencia al noreste. Por debajo de este plegamiento se puede notar que el paquete sedimentario correspondiente al Cretácico Inferior sufre un engrosamiento.

Inmediatamente a la derecha de la anterior se tiene al Sinclinal Bravo que se comporta un poco más estrecho comparado a como se observa en la sección 4-4A más al sur, en su porción central los reflectores se ven casi horizontales, mientras que hacia sus flancos se curvan hacia arriba. Este es un efecto característico que también se observa en la sección anterior y puede originarse ya sea por jalones de velocidad o por deformación que provoque plegamiento.

El Anticlinal Bonanza presenta una actitud muy parecida al Rivereño; es recumbente hacia el noreste y se genera también a partir del despegue basal de la cima del Cretácico Inferior. Visto en planta (Figura 28) se sugiere continuo y se comunica con el Anticlinal Delicias descrito en la sección 4-4A, es decir, parece tratarse de una misma estructura que se flexiona. Un aspecto que llama la atención es que el Rivereño tiene una falla inversa que lo limita en su porción noreste (visto en esta sección), mientras que el Delicias la presenta en sentido opuesto. Para explicar esto se hace uso de ejemplos análogos ya documentados, como son las estructuras tipo "propela" (A. W. Bally, com. pers.) en las que se observa frecuentemente que las vergencias se invierten a lo largo de las tendencias de plegamientos individuales.

Harrison, J. C. y Bally, A. W. (1988), encuentran que los cambios se dan a partir de un corto quiebre en la charnela de los pliegues, sin que esos quiebres representen necesariamente la terminación de los anticlinales. Este fenómeno se produce en "estructuras compresionales que tienen una porción casi igual de vergencia hacia adelante y hacia atrás y en las que junto con los plegamientos sobreyacentes las cabalgaduras también se alternan, transfiriendo su vergencia a modo de relevos a lo largo del rumbo", este es un estilo relativamente común en cinturones plegados en los que la columna sedimentaria está constituida por rocas dúctiles

como pueden ser las evaporitas o las arcillas. Esto es consistente con la observación de que por debajo de este pliege se observa un engrosamiento del paquete Cretácico Inferior, producido tal vez por la acumulación de material hacia su núcleo.

En esta sección el Anticlinal Bonanza cabalga parcialmente al Sinclinal Palma (que también aparenta jalonarse hacia arriba en esta confluencia) y que hacia su porción oriental empieza a levantarse para dar origen al Anticlinal Cantil que tiene la apariencia de ser una estructura tipo *fault-propagation fold*, es recumbente al noreste al igual que la cabalgadura que lo limita en su porción inferior, presentando un flanco posterior bastante más largo comparado con el anterior. Es probable que hacia el sur este plegamiento se comporte también como una estructura en propela. Bajo este anticlinal se puede observar también que el Cretácico Inferior es anómalamente grueso.

A partir de la anterior cabalgadura y hacia el noreste se observa que las capas están bastante menos deformadas, comparadas con las previamente descritas, y solo exhiben ligeras ondulaciones, visualizándose en esta área el inicio de la Estructura Lacantún, cuya cabalgadura tiene la apariencia de un incipiente *back-thrust*. Hacia el extremo derecho de la sección los reflejos se comportan mínimamente deformados.

SECCION - 10

En la porción suroccidental de esta línea se aprecia el Sinclinal Jalisco presentando una amplitud bastante más considerable que como se define en la sección 8A, su relación hacia el suroeste con el anticlinal La Gloria ya no se observa y la cabalgadura que se interpreta en ella, aquí desaparece.

El Anticlinal Rivereño es notoriamente más recumbente al noreste al igual que la cabalgadura originada a partir de la cima del Cretácico Inferior y sigue prevaleciendo el aumento de espesor del paquete de esta edad hacia el núcleo de la estructura (al igual que en las dos secciones anteriores).

S W

SINCLINAL
JALISCO

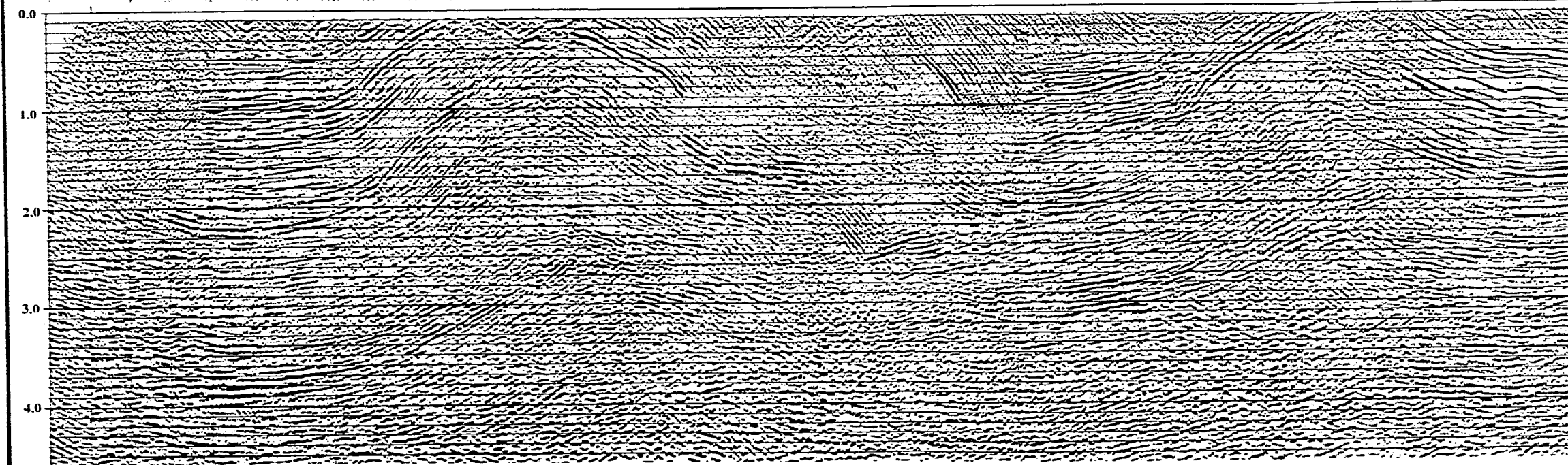
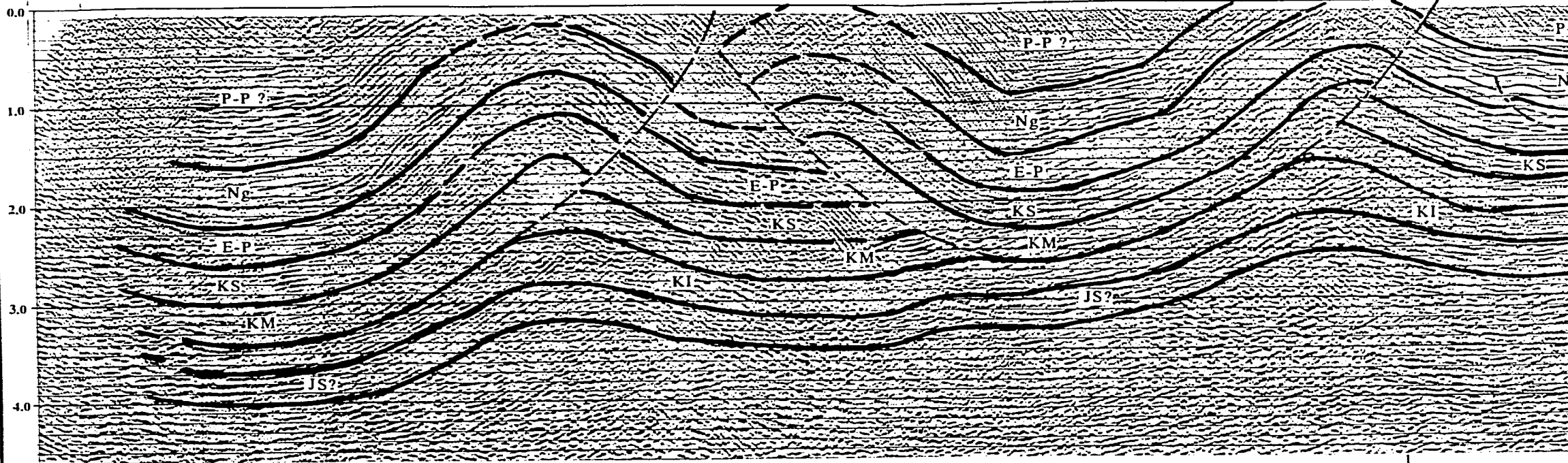
ANTICLINAL
RIVEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

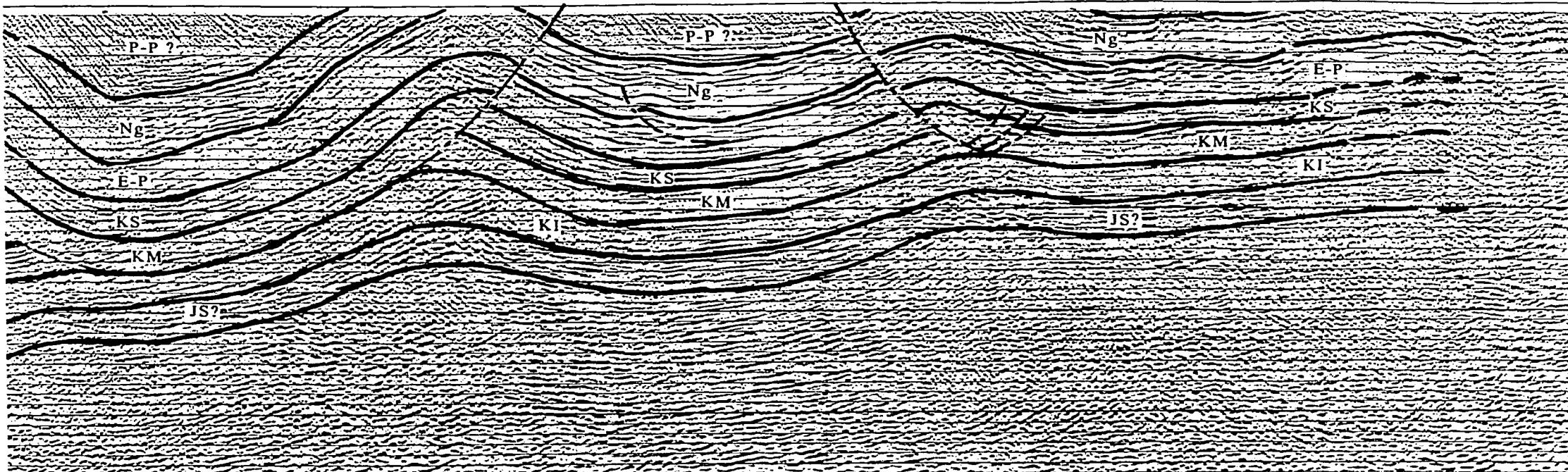


SINCLINAL
PALMA

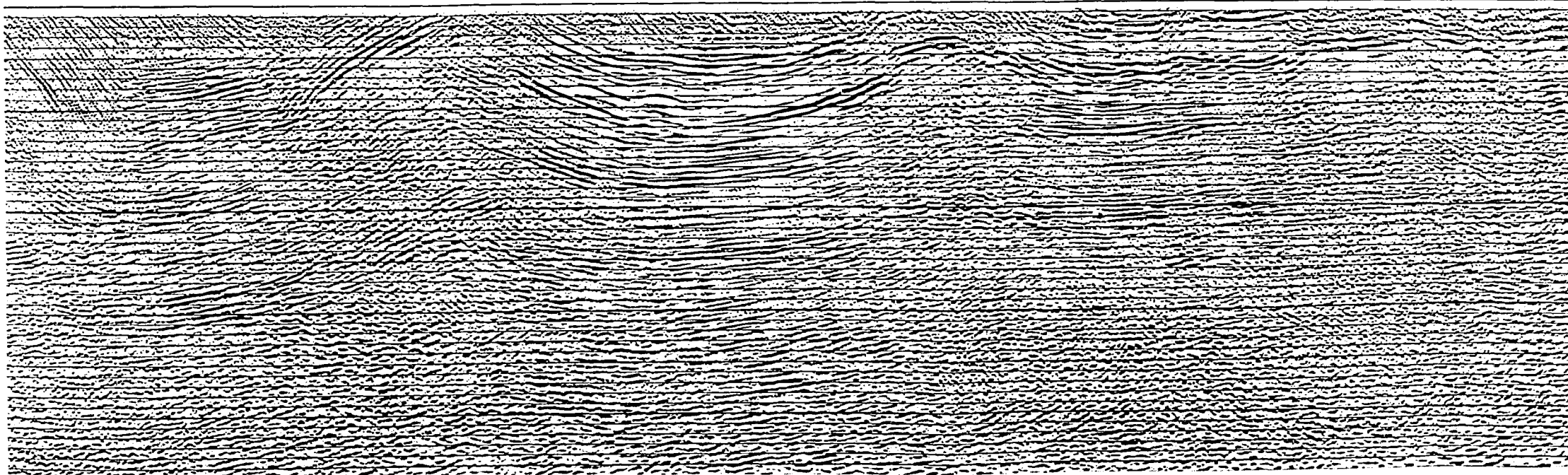
ANTICLINAL
CANTIL

POZO
LACANTUN-1B
(Proy. 2.3 Km. al NW)

N E

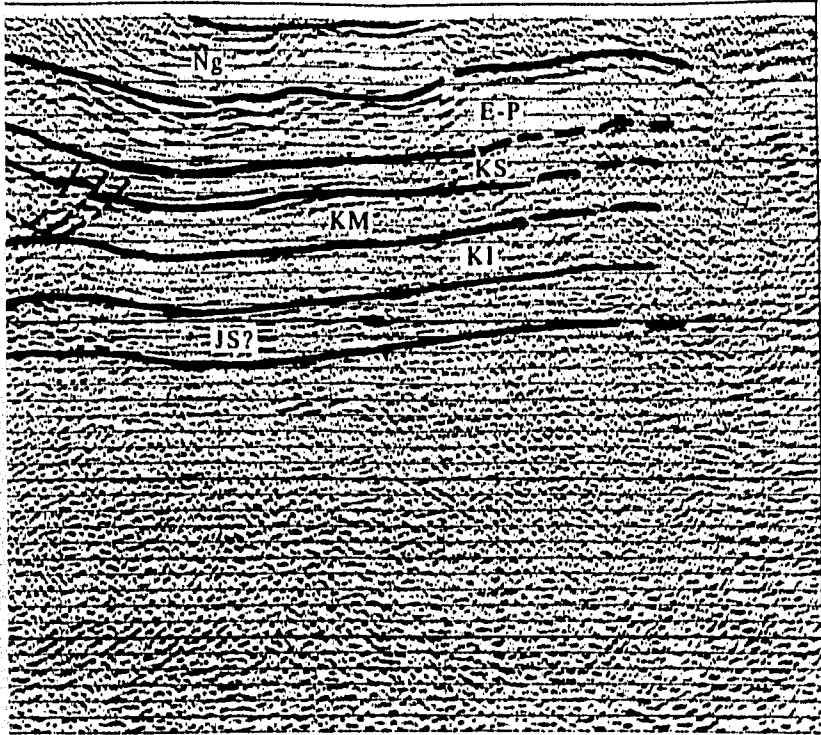


L-9

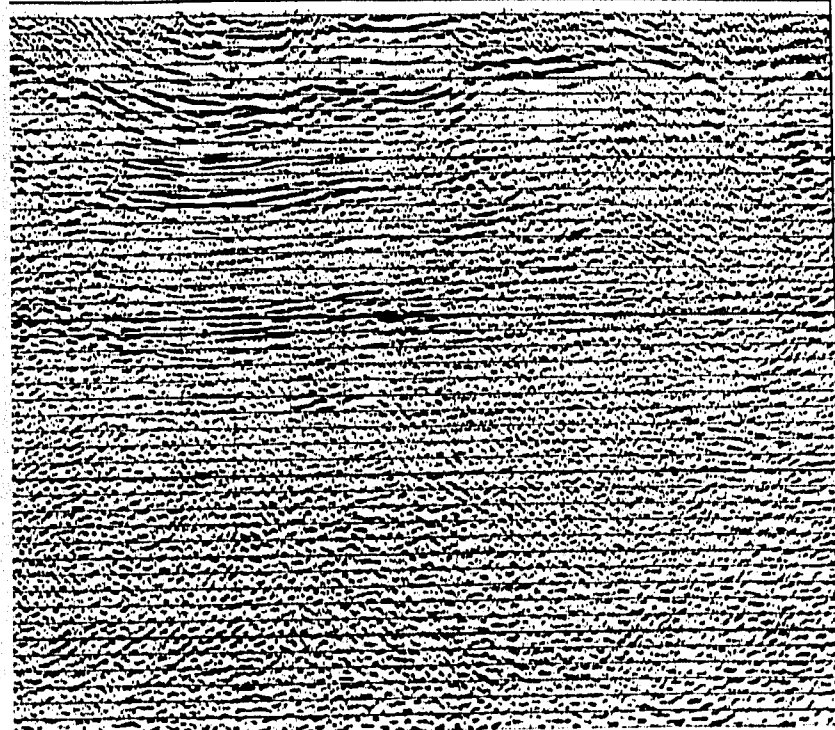


ZO
TUN-1B
(m. al NW)

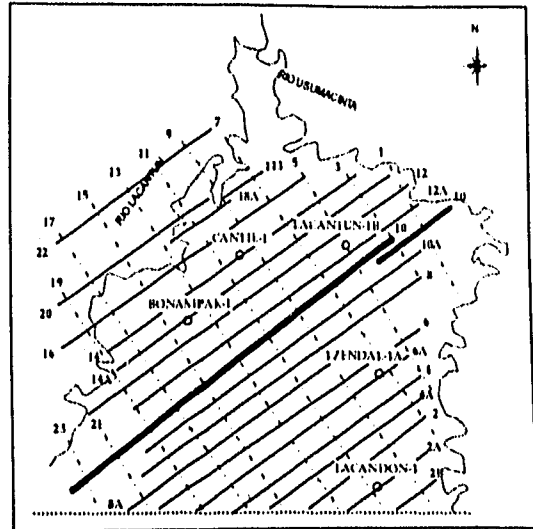
NE



110 115 120 125 130 135 140 145 150 155 160 165 170 175 180 185 190 195 200 205 210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310 315 320 325 330 335 340 345 350 355 360 365 370 375 380 385 390 395 400 405 410 415 420 425 430 435 440 445 450 455 460 465 470 475 480 485 490 495 500 505 510 515 520 525 530 535 540 545 550 555 560 565 570 575 580 585 590 595 600 605 610 615 620 625 630 635 640 645 650 655 660 665 670 675 680 685 690 695 700 705 710 715 720 725 730 735 740 745 750 755 760 765 770 775 780 785 790 795 800 805 810 815 820 825 830 835 840 845 850 855 860 865 870 875 880 885 890 895 900 905 910 915 920 925 930 935 940 945 950 955 960 965 970 975 980 985 990 995 1000



SECCION - 10



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000

KILOMETROS



El Sinclinal Bravo se estrecha y es parcialmente "tragado" por los dos anticlinales recumbentes uno contra el otro cabalgando sobre él. Los reflejos de su porción izquierda expresan una flexión brusca hacia arriba en dirección del Anticlinal Rivereño.

El Anticlinal Bonanza se encuentra asociado a una cabalgadura que asciende al suroeste y que propicia que cambie su recumbencia en esta dirección, contrariamente a como se comporta en la línea 8A. Se considera también como una estructura tipo *propela*. El Sinclinal Palma se comporta aquí muy amplio separando al plegamiento anterior y al Anticlinal Cantil, que a su vez se nota un poco menos apretado que en la descripción anterior, pero conservando aún su marcada recumbencia la noreste provocada por la cabalgadura que lo levanta a profundidad. Hacia su núcleo, el anticlinal presenta nuevamente un engrosamiento del Cretácico Inferior, fenómeno que además imprime un levantamiento de los reflectores que forman parte del sinclinal inmediatamente vecino. Otra observación que resalta es la actitud geométrica que presentan, en conjunto, las cabalgaduras asociadas a los anticlinales Bonanza y Cantil, ambas tienen un despegue común y se desarrollan en direcciones opuestas entre sí, comportándose con un estilo característico al que Bally, A. W. (com. pers.) denomina como de "Alas de Mariposa".

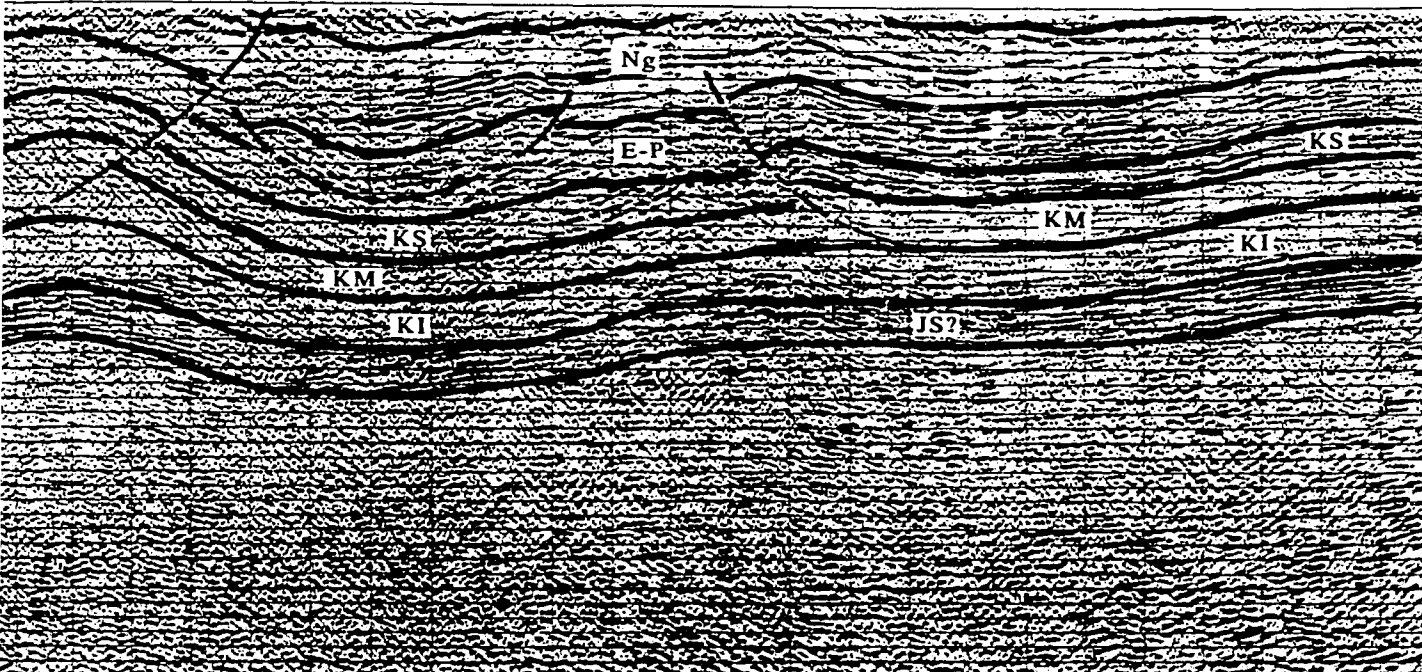
Inmediatamente después de la anterior estructura se observa un sinclinal amplio que presenta sólo ligeras ondulaciones e incluso una pequeña falla inversa que afecta a la secuencia del Eoceno-Paleoceno. A la derecha, la Estructura Lacantún presenta una definición más prominente y vergencia al suroeste al igual que la cabalgadura que se le asocia a profundidad.

SECCION - 14A

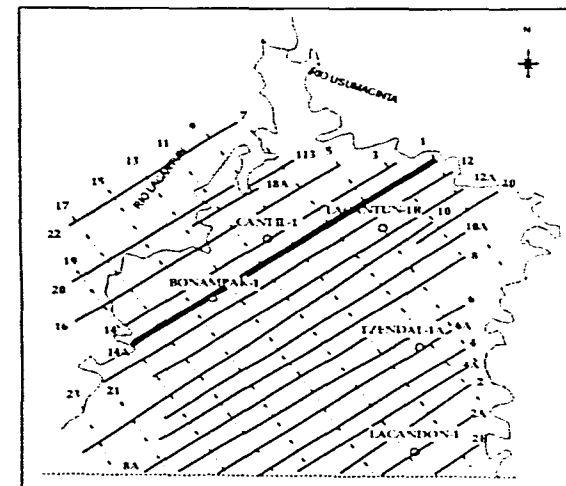
En la porción suroeste de esta línea se logra observar la actitud del Anticlinal Rivereño, que se presenta más apretado que en la sección 10. Se logran interpretar los reflejos de la secuencia neógena, pero en el intervalo de los 1.5 a 3 segundos la información se pierde

ANTICLINAL
CANTIL
POZO
CANTIL-1
(a 2.4 Km. al NW)

NE



SECCION - 14 A



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

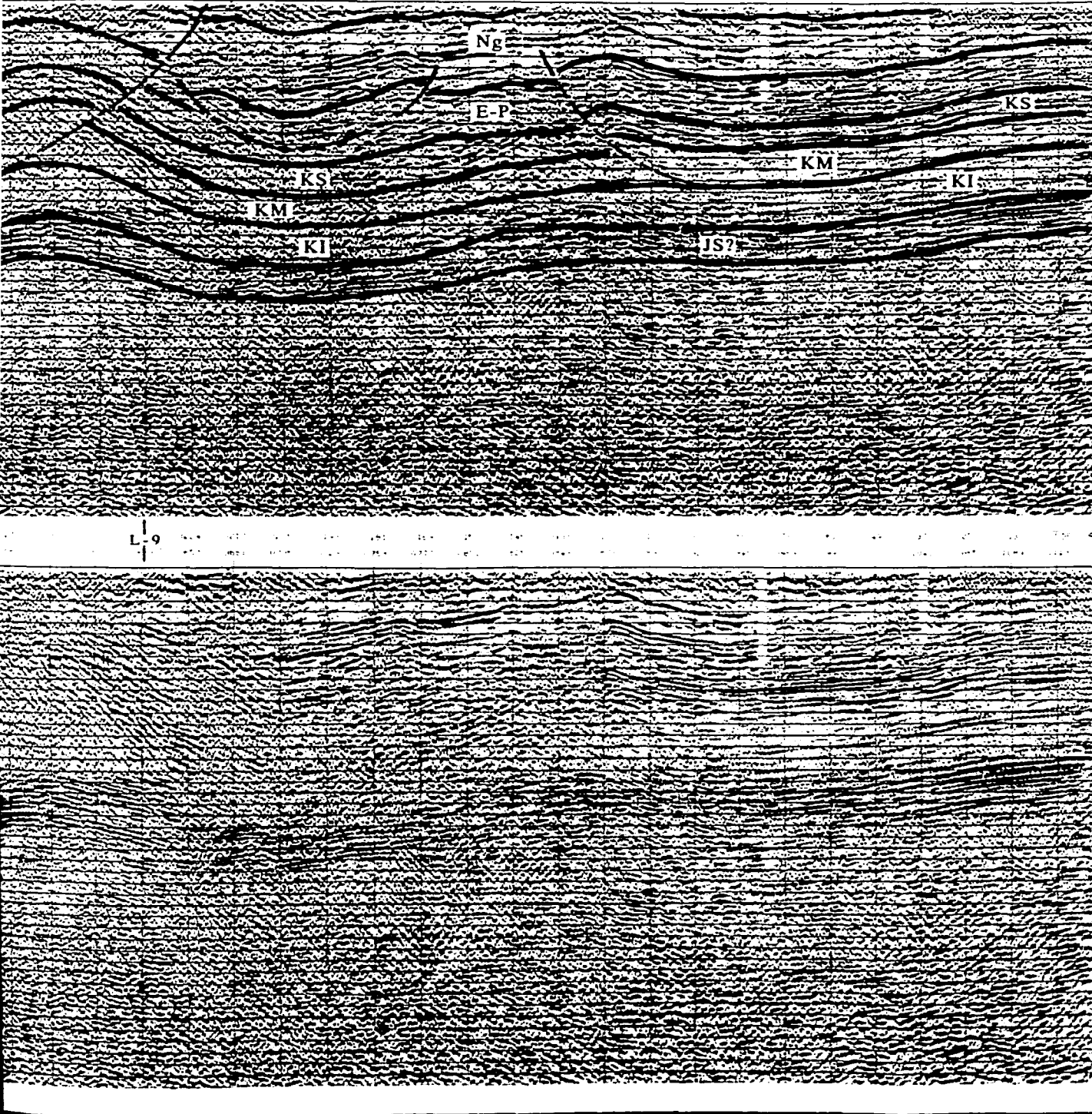
ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000

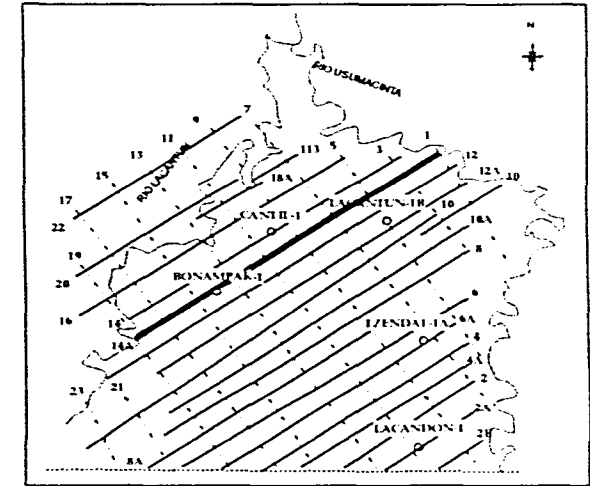


ANTICLINAL
CANTIL
POZO
CANTIL-1
(2.4 Km. al NW)

NE



SECCION - 14 A



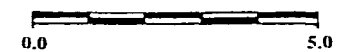
EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

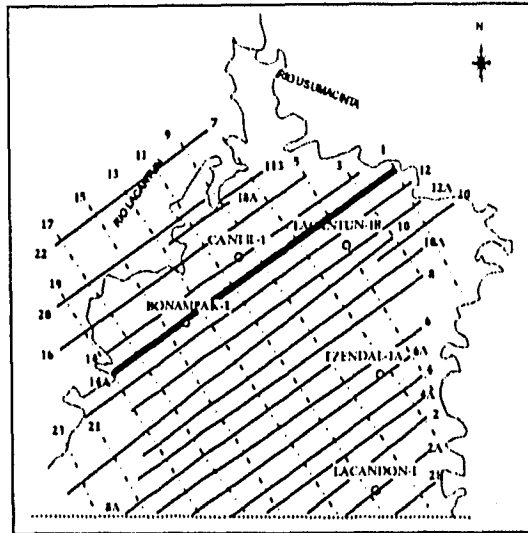
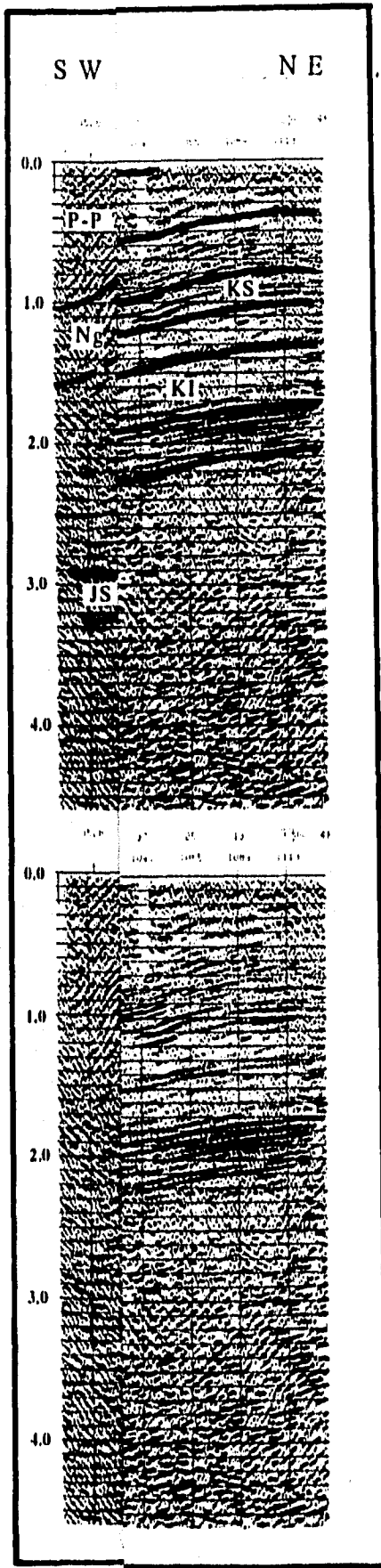
ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000

K I L O M E T R O S



SECCION - 14 A



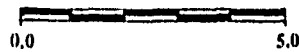
EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000

K I L O M E T R O S



hasta una profundidad promedio de 3 segundos a partir de los cuales se logra visualizar un grupo de reflectores que se interpretan como pertenecientes al Jurásico Superior.

Al noreste se presenta el Sinclinal Bravo que es cabalgado prácticamente en su totalidad por los dos anticlinales que tiene a su izquierda y derecha.

El Anticlinal Bonanza sigue comportándose de manera bastante congruente con las descripciones anteriores, al igual que el Sinclinal Palma y el Anticlinal Cantil, los cuales también siguen conservando el estilo tipo *alas de mariposa*.

Al noreste del Cantil se observa una geometría muy parecida a la mencionada, solo que de dimensiones sustancialmente menores cuyas fallas actúan afectando al intervalo de sedimentos del Eoceno-Paleoceno.

La siguiente estructura al noreste es la Lacantún que se comporta con un menor relieve, esta evolución tendiente a desaparecer se comprueba en las secciones de este mismo prospecto, localizadas al norte (Figura 28).

SECCION - 9

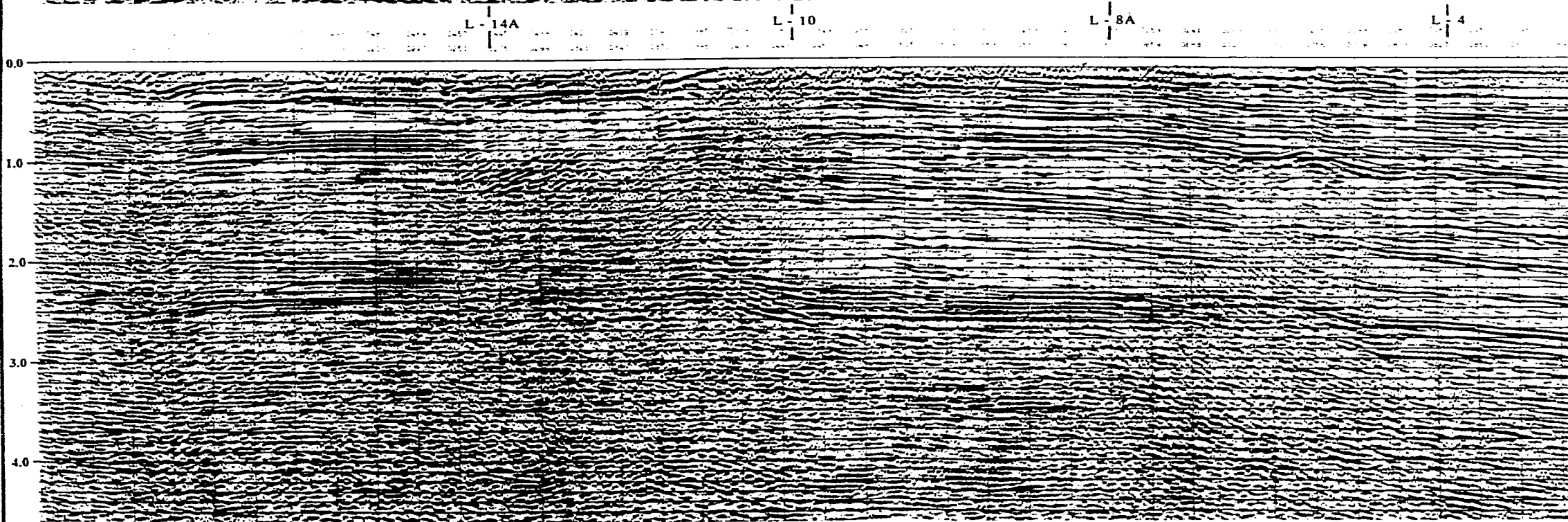
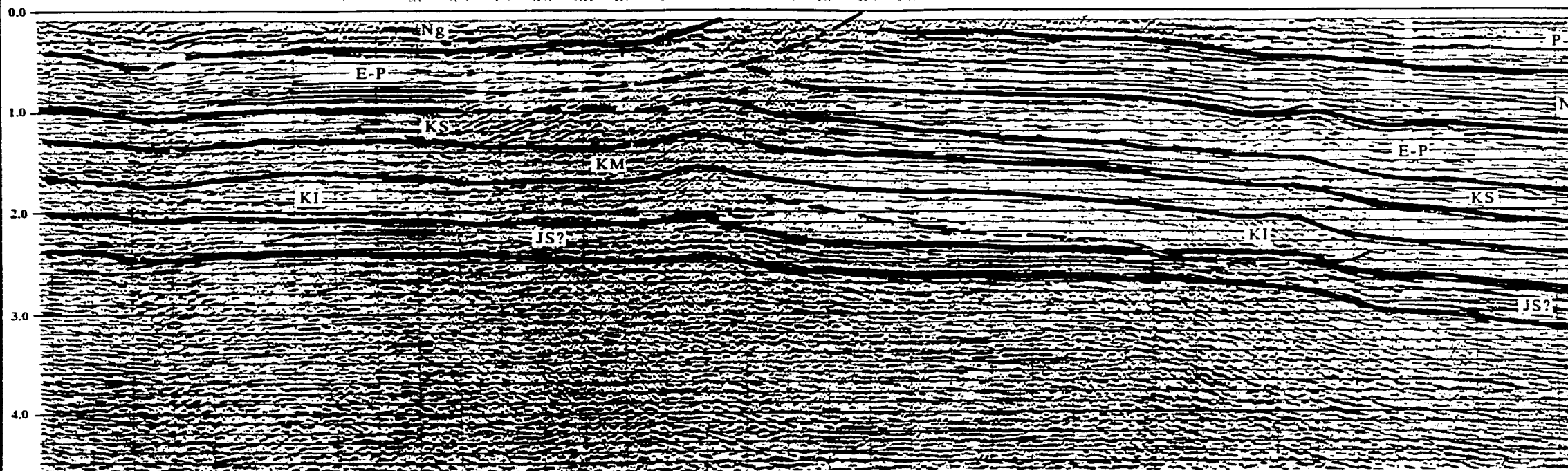
Esta línea se orienta intersectando perpendicularmente a las cuatro anteriores y cumple con el propósito de apoyar y amarrar esas interpretaciones. Debido a su orientación no puede ser balanceada y será descrita por la importancia que tiene para adquirir una especie de imagen en tres dimensiones del área estudiada.

Las observaciones que se hicieron son las siguientes:

En términos generales, la columna sedimentaria se muestra sensiblemente más delgada en la porción noroeste aumentando su espesor hacia el sureste, esto se muestra más evidentemente en el intervalo sedimentario del Eoceno-Paleoceno.

NW

ANTICLINAL
CANTIL

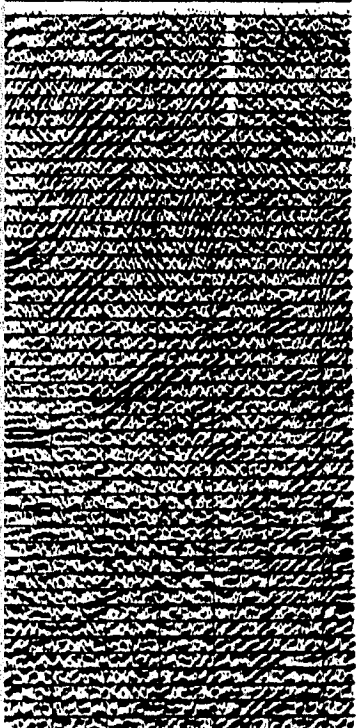


ANTICLINAL
DELICIAS SE

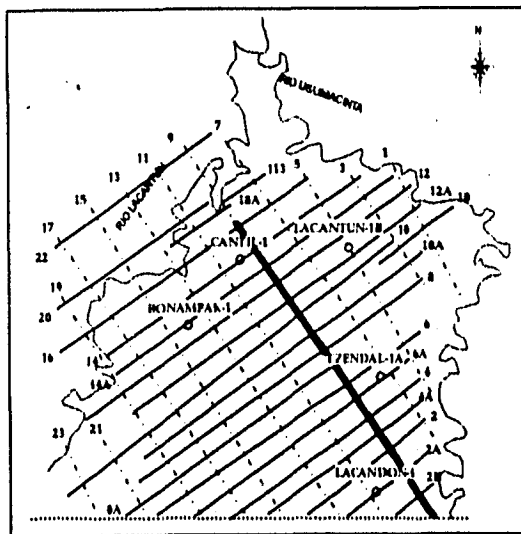
106 1091 1115 1139 1163 1187



106 1091 1115 1139 1163 1187



SECCION - 9



EXPLICACION

- P-P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E-P Eoceno - Paleoceno
- K S Cretácico Superior
- K M Cretácico Medio
- K I Cretácico Inferior
- JS ? Posible Jurásico Superior

ESCALA VERTICAL EN SEGUNDOS

ESCALA HORIZONTAL APROX. 1 : 125 000

K I L O M E T R O S



Otro aspecto que destaca es la tendencia a profundizarse de la columna sedimentaria de manera relativamente continua del noroeste (porción izquierda de la línea) al sureste (lado derecho). Este comportamiento probablemente haya sido gobernado por la actitud del basamento en el área, aunque esto no se puede asegurar debido a que la información sísmica no tiene la suficiente resolución para ello.

Existe un aumento de espesor bastante claro dentro de la secuencia perteneciente al Cretácico Inferior hacia la porción intermedia de la sección, fenómeno que es congruente con lo que también se observó hacia el núcleo de algunos anticlinales descritos en las cuatro secciones anteriores.

La diferencia entre las actitudes estructurales de los anticlinales Cantil y Delicias se debe a la relación que guardan las orientaciones generales de sus ejes respecto a la de la sección, ya que ésta corta de manera casi longitudinal al primero de ellos, expresado aquí como una rampa lateral (Jones, 1993), mientras que la relación con el segundo es más perpendicular ya que este tiende a sufrir un giro hacia el oriente en el sitio en donde es cortado por esta sección (Figuras 12 y 28), su expresión parece ser, aunque difusa, de un *fault-bend fold*.

VII. 3.- BALANCEO DE LAS SECCIONES

El procedimiento del balanceo de secciones ha probado ser de mucha ayuda para la exploración petrolera, ya que mediante este método se pueden proponer diferentes alternativas de comportamiento de las rocas en el subsuelo a partir de datos de geología superficial y también en áreas donde se puede definir la geometría de las estructuras mediante sismología para identificar posibles prospectos de importancia económica (Hanks, 1993). Aunque originalmente esta técnica era utilizada para darle un mayor apoyo a las interpretaciones estructurales, actualmente también auxilia en las reconstrucciones paleogeográficas mediante la determinación de las distancias originales que pudieron haber

tenido las capas que actualmente se encuentran deformadas, así como para calcular contracciones orogénicas (Hossack, 1979; Hanks, op. cit.).

El concepto de sección balanceada, según Hossack, (op. cit.) proviene desde principios de siglo cuando Chamberlin (1910 y 1919, en Hossack op. cit.) utilizó la técnica en secciones geológicas a lo largo de márgenes de fajas orogénicas y en rocas suavemente plegadas.

Ya en tiempos más recientes, Dahlstrom (1969), describe un método de comprobación de secciones transversales a partir de su aceptabilidad geométrica aplicando el principio de "*invertir el proceso*" para regresarlas a su posición anterior a la deformación o de depósito.

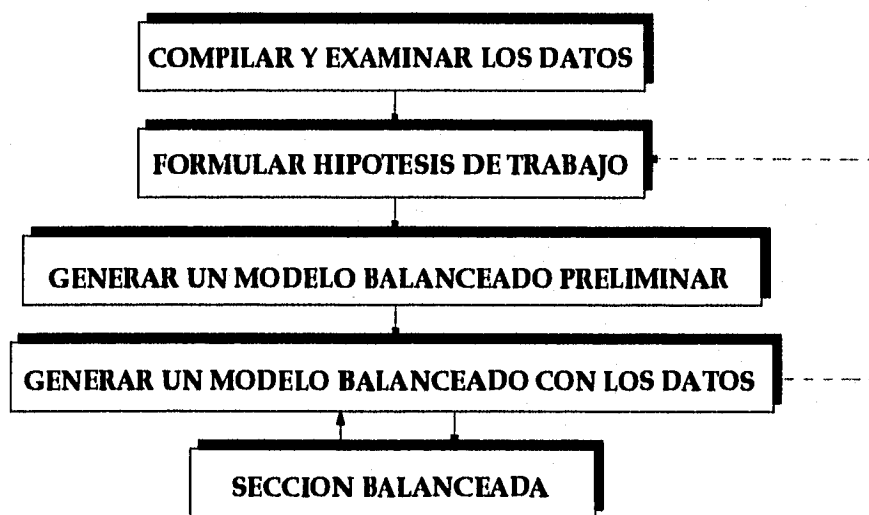
A causa de que el método de secciones balanceadas es tedioso y tardado, en la actualidad se han desarrollado una buena cantidad de programas de computación que facilitan el uso de la técnica (Moretti, et. al., 1990) mediante la asunción de simplificaciones de las secciones deformadas. Estos programas tienen la capacidad de producir tanto modelos que parten del estado indeformado de las rocas para llegar a su estado deformado (*forward*), como retrodeformarlos (*backward*). En estos tipos de modelado "hacia atrás y hacia adelante" se pueden simular los diferentes tiempos y etapas de deformación, que conjuntados con modelado geoquímico, ayudan a hacer interpretaciones dentro de un marco de generación-expulsión-migración de hidrocarburos y de llenado de trampas para conducir la exploración hacia áreas específicas con mejores posibilidades de producir hidrocarburos.

VII. 3. 1.- METODOLOGIA DEL BALANCEO DE SECCIONES

Existen tres consideraciones en la construcción de secciones en rocas estratificadas: a) la orientación de la estratificación, clivaje y ejes de los pliegues en lugares específicos, b) la distribución y espesor de las unidades estratigráficas y c) la naturaleza originalmente indeformada de las rocas.

Cualquier sección validada debe ser geoméricamente posible de regresar a un estado temprano menos deformado o indeformado. La restauración gráfica cuantitativa de una sección permite, por un lado, una mejor verificación de la consistencia interna de la interpretación estructural, y por el otro, tener una mayor penetración en los detalles estructurales menos obvios.

Mount, *et al.* (1990) proponen una estrategia, que se resume en el siguiente diagrama de flujo, para desarrollar un método de trabajo que produzca como resultado final un modelo de sección balanceada. Se hace una adaptación de la propuesta para los fines particulares que se persiguen en este trabajo.



MOUNT, V.S. ET AL. (1990)

Compilación y Examen de los Datos: Todos los datos disponibles se deben agrupar en una sección cuya escala vertical sea la misma que la horizontal. Los reflejos sísmicos se deben convertir a profundidad y correlacionarse, si esto no se puede llevar a cabo, entonces se debe aproximar la exageración vertical (o compresión) con la horizontal y desplegar datos migrados en tiempo como si fuera una sección aproximada uno a uno. Las relaciones

estructurales y estratigráficas observadas son muy importantes para resolver la estructura. Por ejemplo, la dirección de la vergencia se puede predecir examinando los buzamientos de los limbos. Los rasgos estratigráficos como *onlaps* (terminación de los estratos o reflejos sísmicos en la base de una unidad depositacional), truncaciones y discordancias son importantes elementos para hacer consideraciones respecto a un posible crecimiento de la estructura.

Formulación de una Hipótesis de Trabajo: Se deben hacer inferencias respecto a la posible solución de la estructura, si la idea es incorrecta, se sabrá inmediatamente después de haber construido el modelo balanceado y haberlo comparado con la estructura observada. Si la idea resultó incorrecta, se debe probar con otra. Al desarrollar la hipótesis de trabajo inicial, se puede considerar primero la estructura a gran escala dejando los detalles para después.

Generación de un Modelo Balanceado: Estos modelos se deben generar, principalmente por medio de las teorías de *fault - bend fold*, *fault - propagation fold* y *detachment fold*. La construcción se hace aproximándose a los datos observados, aunque no coincidan exactamente, después se afinarán.

Comparación del Modelo con la Estructura Observada: Cuando un modelo no coincide con la estructura observada entonces se debe generar otra hipótesis, cuando este llega a parecerse, se debe afinar añadiéndole mayor detalle para hacerlo coincidir con lo observado. Después se comparará el nuevo modelo con la estructura.

Generación de una Solución Balanceada: Después de una serie de iteraciones, la solución debe converger con las relaciones estratigráfico - estructurales. Hecho esto, se debe transferir el modelo a una sección uno a uno o a una sección sísmica transformada a profundidad. No debe haber discrepancias entre el modelo y la estructura.

VII. 3. 2.- APLICACION DEL METODO AL MODELO 1 Y SUS RESULTADOS

Tomando en consideración la metodología descrita arriba y adaptándola a las condiciones específicas del área Lacantún, los pasos que se siguieron en el trabajo fueron los siguientes.

Reconociendo que la orientación de las secciones sísmicas del área es paralela a la dirección de transporte tectónico o que, en el peor de los casos, no presentan una diferencia mayor del 5 % (Woodward *et al.*, 1989), en la interpretación de las secciones sísmicas se consideraron los cuatro pasos básicos que ellos mencionan en su trabajo:

En una hoja transparente se localizaron, primero, los dominios de echados homogéneos caracterizando grupos paralelos de reflectores. Esto se puede hacer auxiliándose de un par de escuadras, manteniendo una fija y deslizando la otra sobre ella (por supuesto que lo ideal es hacer esto en secciones sísmicas procesadas en profundidad y no en tiempo como fue hecho aquí), la figura 29 ilustra como se hizo esto en una sección sísmica de Lacantún. Se debe mencionar que las capas paralelas pueden producir reflectores no necesariamente paralelos cuando se analizan secciones en tiempo a causa de la variación en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas. Pero este proceso puede ser muy útil cuando se trata de encontrar fallas de importancia y sus trayectorias aproximadas.

Posteriormente se trazaron las superficies axiales (o ejes bisectrices) que dividen a los ángulos entre los limbos de los pliegues. Hay que tomar en cuenta que en las secciones en las que la escala horizontal es diferente a la vertical o en las que no están migradas o lo han sido inadecuadamente, los ejes pueden ser localizados en lugares incorrectos, lo que representaría una importante fuente de error para alcanzar el modelo balanceado.

El tercer paso fue tratar de discernir donde terminan las bisectrices ya que esto puede definir el paso de alguna posible falla, tanto hacia arriba como abajo de esas terminaciones.

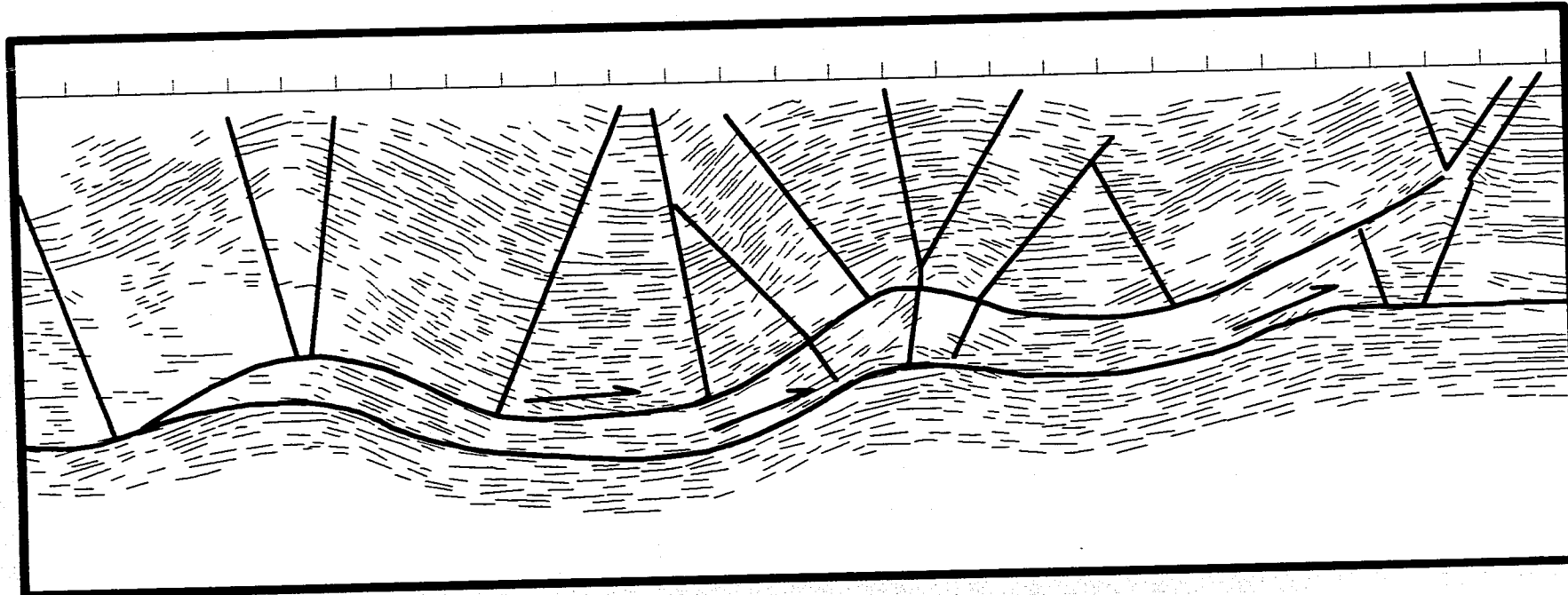


Figura 29 EJEMPLO DE UNA SECCION DE TRABAJO DONDE SE DISTINGUEN DIFERENTES DOMINIOS DE ECHADOS LIMITADOS ENTRE SI POR EJES BICEPTRICES, ESTOS ULTIMOS PUEDEN INDICARNOS DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES

Con la integración en la hoja de trabajo (Figura 29) de todos los trazos hechos se está en posibilidades de definir importantes discontinuidades que permitan suponer algunas trayectorias de fallas. Este paso es el más interpretativo de todos, los que conjuntados conducen a la suposición de un modelo estructural conceptual en términos de relación pliegue - falla descritos de manera más amplia en el capítulo correspondiente.

La siguiente etapa fue definir los contactos formacionales considerando la información de los pozos perforados en el área de estudio. Esto llevó a generar un modelo estructural donde también ya se consideraban las diferentes unidades litológicas involucradas en el proceso de deformación. Posteriormente utilizando la ley de velocidades de los pozos y considerando las velocidades medias de intervalo para cada unidad estratigráfica se procedió a transformar el modelo a profundidad.

Ya habiendo realizado lo anterior, se transformaron las características formas de deformación curvilíneas a estilos del dominio kink, que son aquellos que no tienen zonas de charnela de curvatura suave, por el contrario, los pliegues se componen de segmentos rectilíneos separados unos de otros por charnelas agudas y agrupados en dominios de echados.

Antes de llegar a un modelo geoméricamente admisible se tuvo la necesidad de hacer bastantes iteraciones, cada una de ellas se fue comparando con lo interpretado en las secciones sísmicas e incluso se tuvo la necesidad de iniciar otros modelos en diferentes ocasiones.

La etapa siguiente fue regresar a su estado indeformado cada una de las secciones, se debe entender que esto se da solamente cuando la sección ha pasado todas las pruebas geométricas. La retrodeformación gráfica directa de cualquier modelo implica el desdoblamiento de los pliegues, el regresar las fallas al sitio original anterior a su deslizamiento así como remover las intrusiones (en caso de que existan). Como ya se mencionó la asunción básica para realizar la retrodeformación es la conservación del área en el plano de la sección. Para llevar a cabo este proceso se debe elegir un par de líneas de

referencia en uno y otro extremos de la sección en áreas donde no haya habido deslizamiento sustancial entre capas (por ejemplo en sinclinales). Las estructuras que se forman por una distorsión interna simple o pequeña pueden ser restauradas más fácilmente

El resultado obtenido en esta primera propuesta (Modelo 1) se muestra en el conjunto de secciones restauradas y se tratará de describir de la siguiente manera:

El paquete sedimentario que involucra todo el espesor de las rocas evaporíticas de la Formación Cobán, cuando se restaura, siempre tiene mayor longitud si se compara con las rocas de la Formación Todos Santos del Jurásico Superior - Cretácico Inferior, lo cual se puede explicar por la presencia de una falla que forma un despegue basal a lo largo de la cual han sido desplazadas las capas superiores.

Los intervalos correspondientes al Cretácico Inferior de la Formación Cobán han sufrido un mayor desplazamiento que los que lo sobreyacen, de tal manera que en las secciones restauradas describen un escalonamiento ascendente, esto se debe a que las cabalgaduras que se desarrollan a partir del despegue lo hacen principalmente en los niveles inferiores y que posiblemente no han evolucionado lo suficiente para que lleguen a escalar intervalos superiores como los son el Eoceno - Paleoceno y el Neógeno.

Todas las discontinuidades representadas por fallas, ya sea en forma de *flats* o de rampas, sólo logran ascender hasta la base del Cretácico Superior, por lo que la línea de restauración de los intervalos Eoceno - Paleoceno y Neógeno se comporta vertical.

La línea quebrada en la parte superior de las secciones retrodeformadas representa el nivel de referencia 0.0 de las secciones sísmicas (nivel del mar). Su configuración define a grosso modo cuales son las porciones donde ha afectado más la erosión.

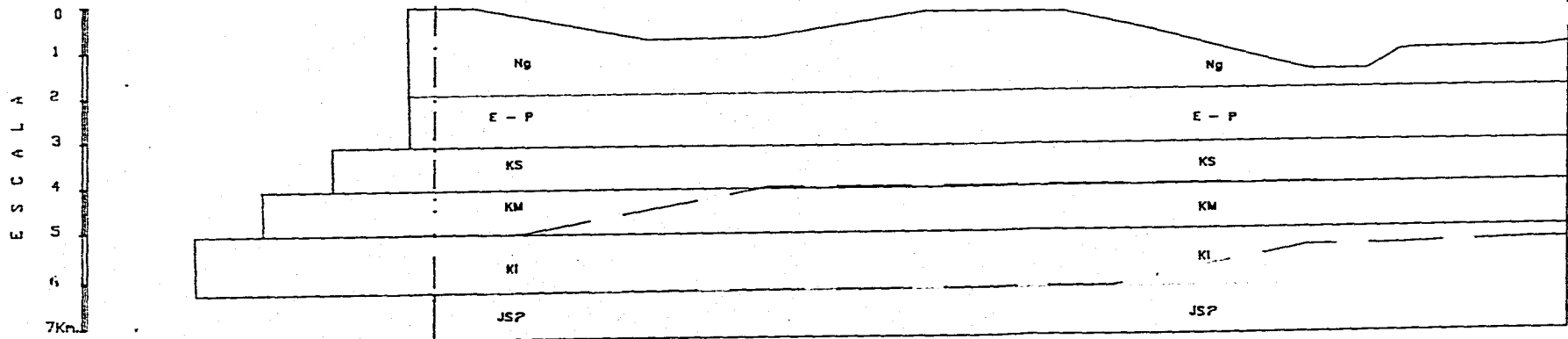
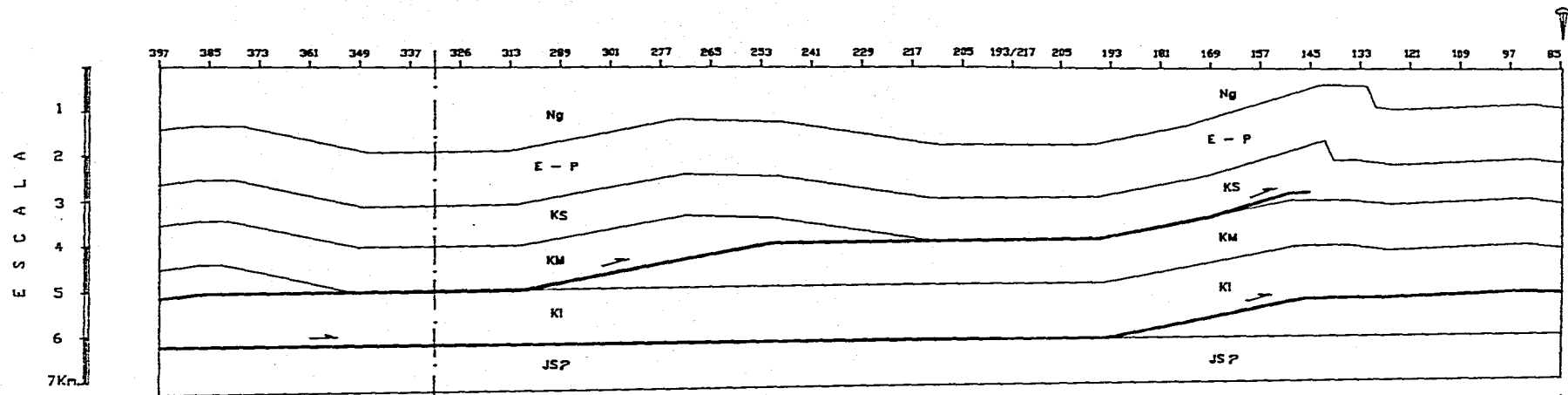
El comportamiento estructural y de acortamiento de la columna sedimentaria es consistente entre las secciones analizadas ya que los promedios de acortamiento del intervalo Cretácico

ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
DELICIAS

ESTRUCTURA
TZENDAL



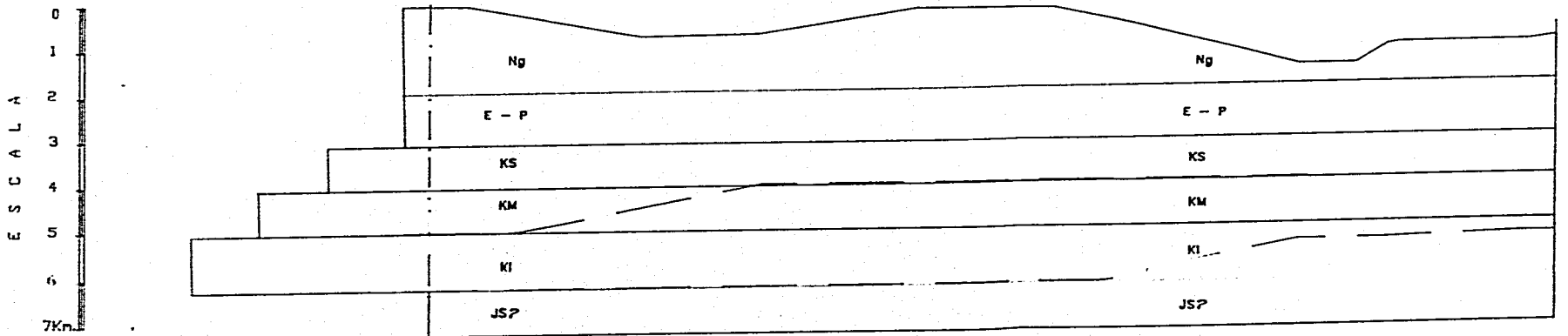
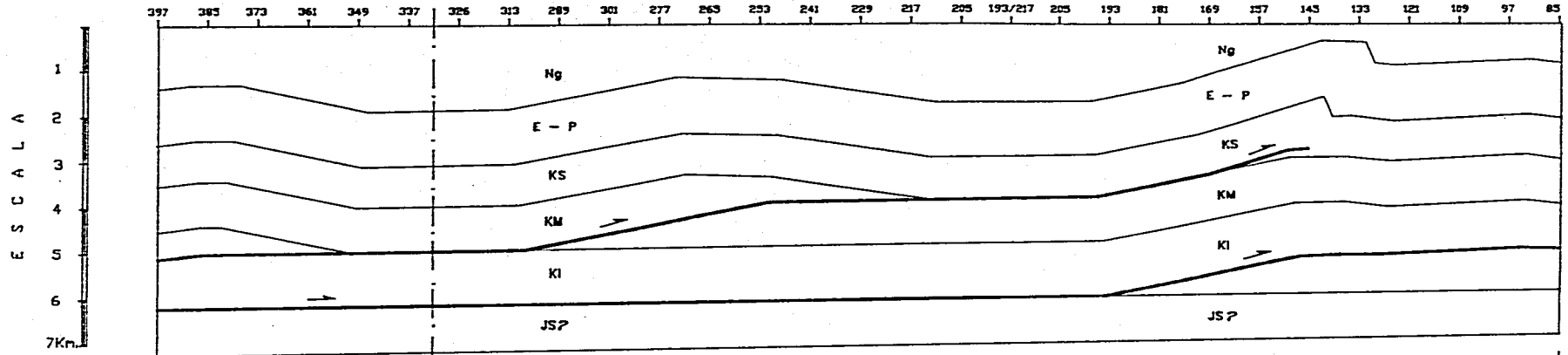
0 1 2 3 4 5 Km.
E S C A L A

ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

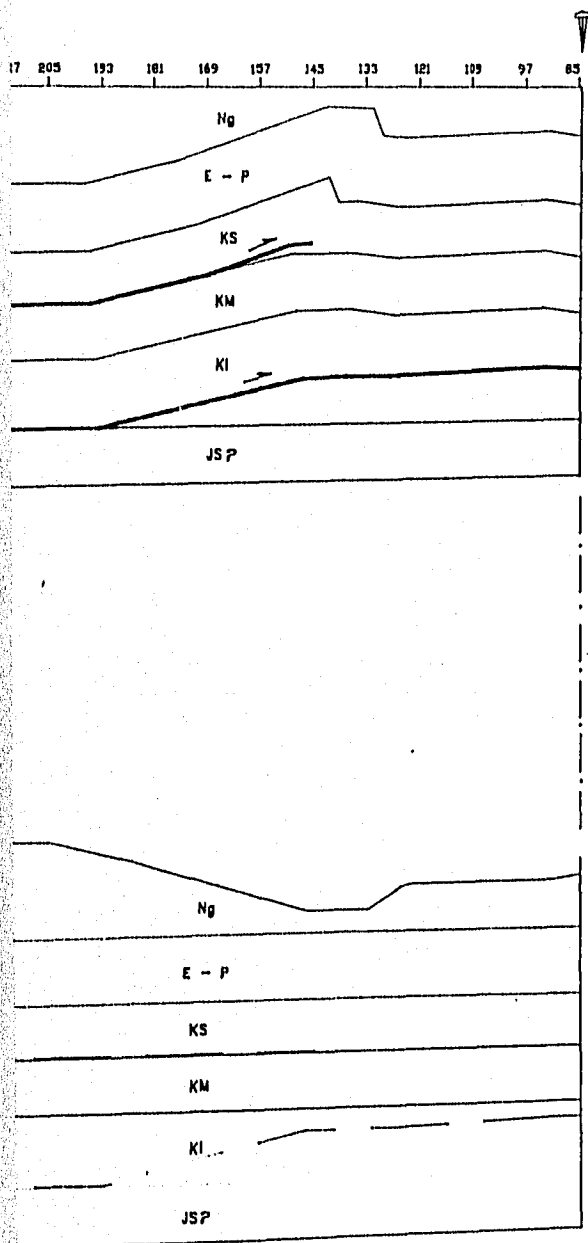
ANTICLINAL
DELICIAS

ESTRUCTURA
TZENDAL



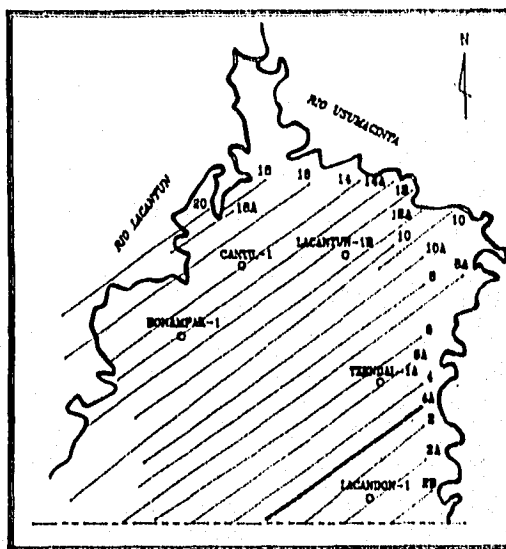
0 1 2 3 4 5 Km.
ESCALA

ESTRUCTURA
TZENDAL



0 1 2 3 4 5 Km.
E S C A L A

S E C C I O N - 4A
M O D E L O 1



E X P L I C A C I O N

- P - P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS P Posible Jurásico Superior

SINCLINAL
JALISCO

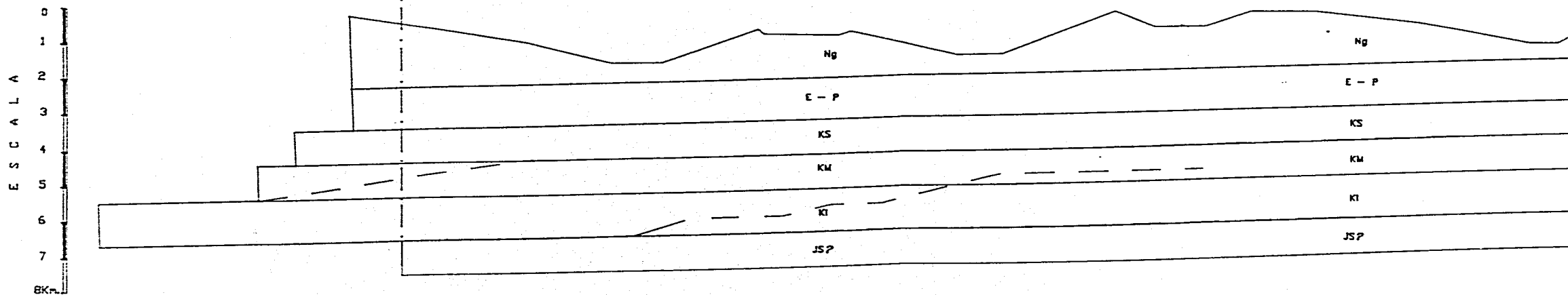
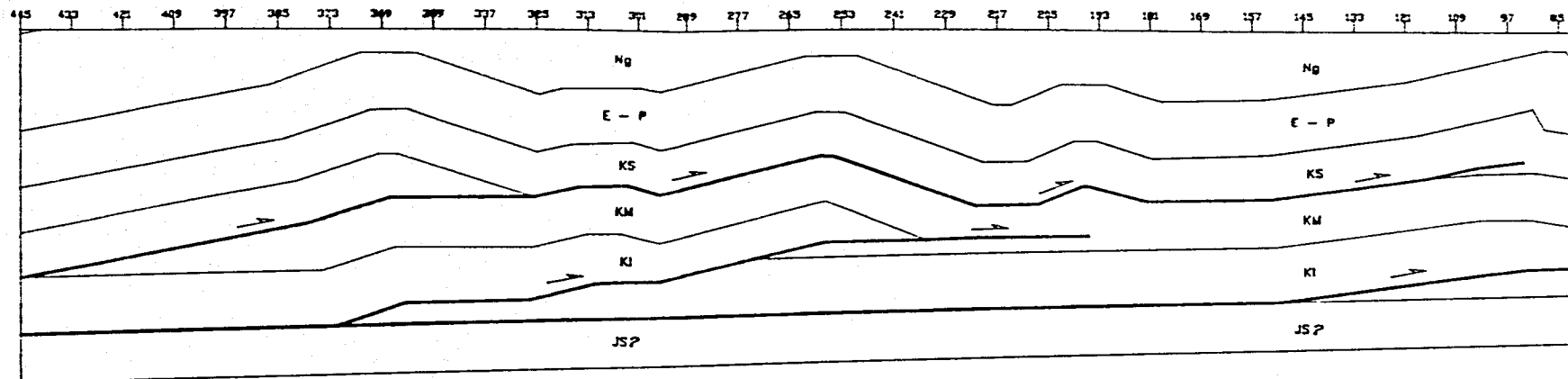
ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
DELICIAS

INCIPIENTE
ANTICLINAL
CANTIL ?

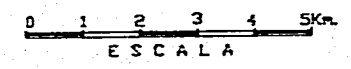
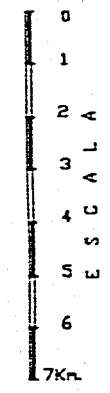
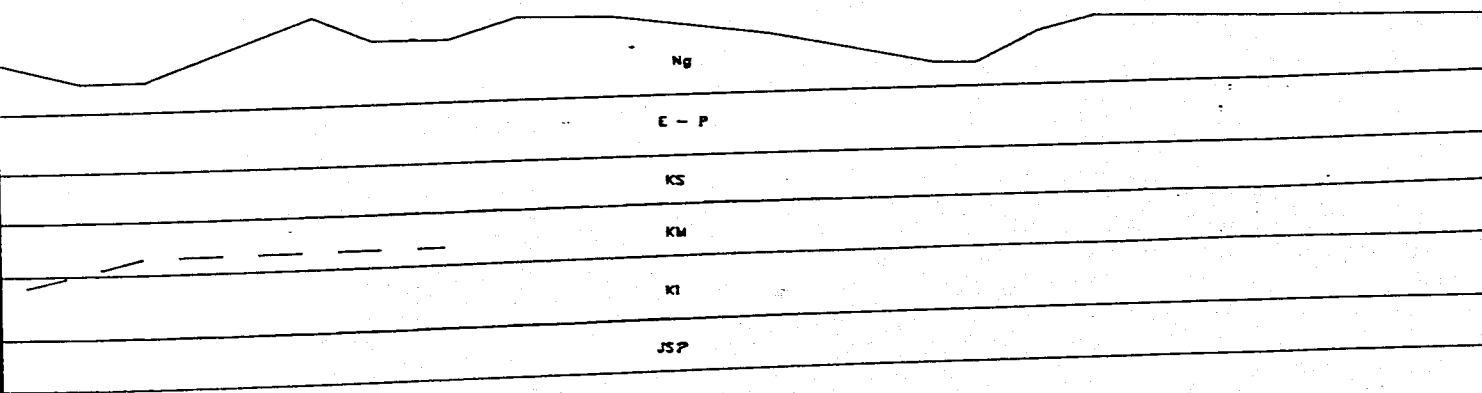
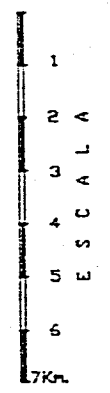
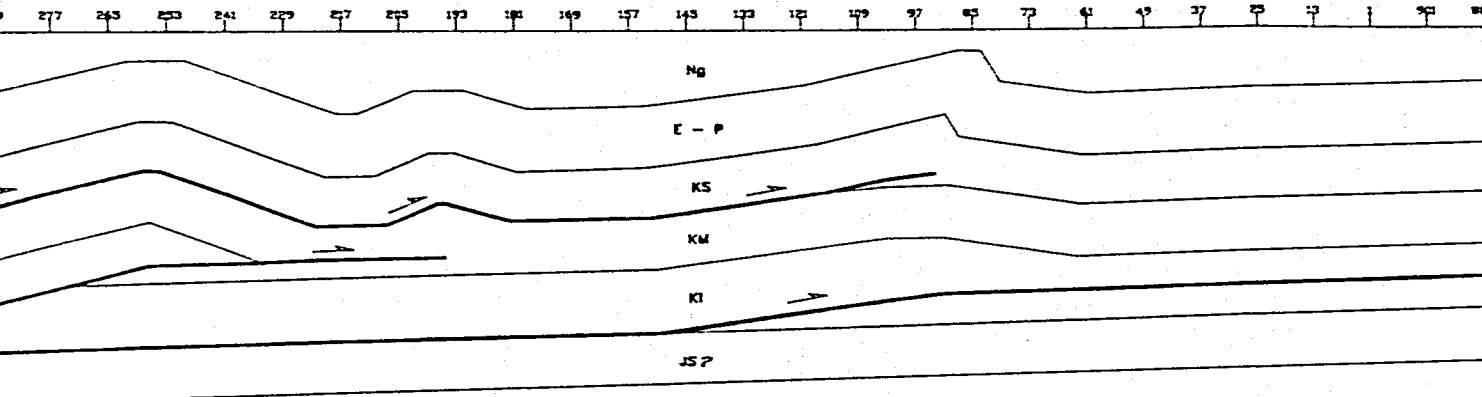
ESTRU
TZEN



ANTICLINAL
DELICIAS

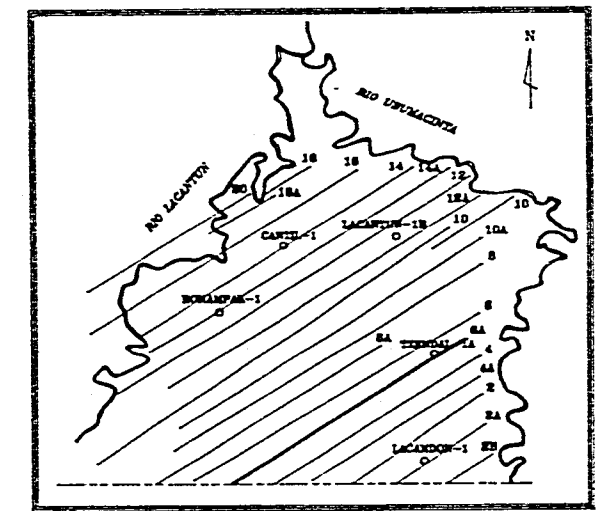
INCIPIENTE
ANTICLINAL
CANTIL ?

ESTRUCTURA
TZENDAL



SECCION - 6A

MODELO 1

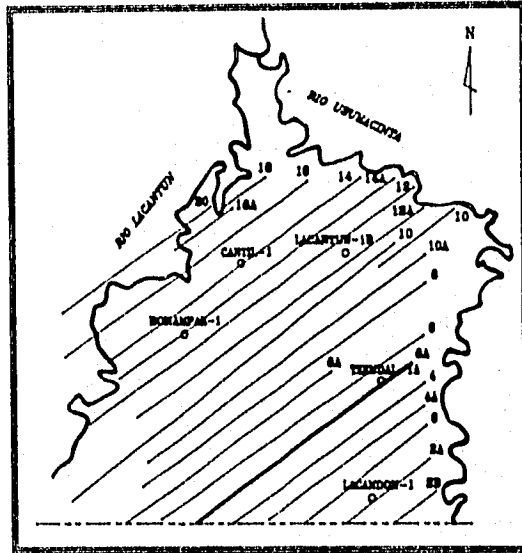
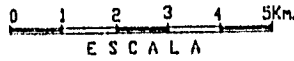
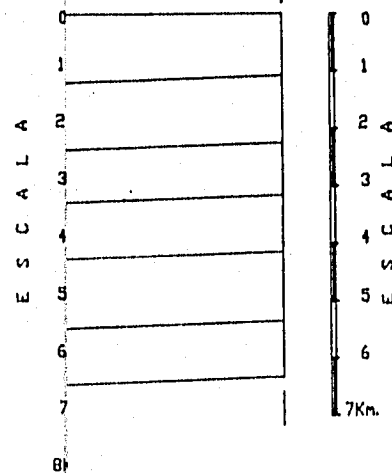
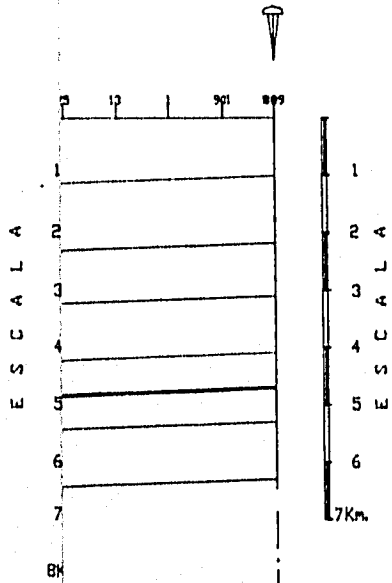


EXPLICACION

- P - P? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior

SECCION - 6A

MODELO 1



EXPLICACION

- P - P? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior

ANTICLINAL
LA GLORIA

SINCLINAL
JALISCO

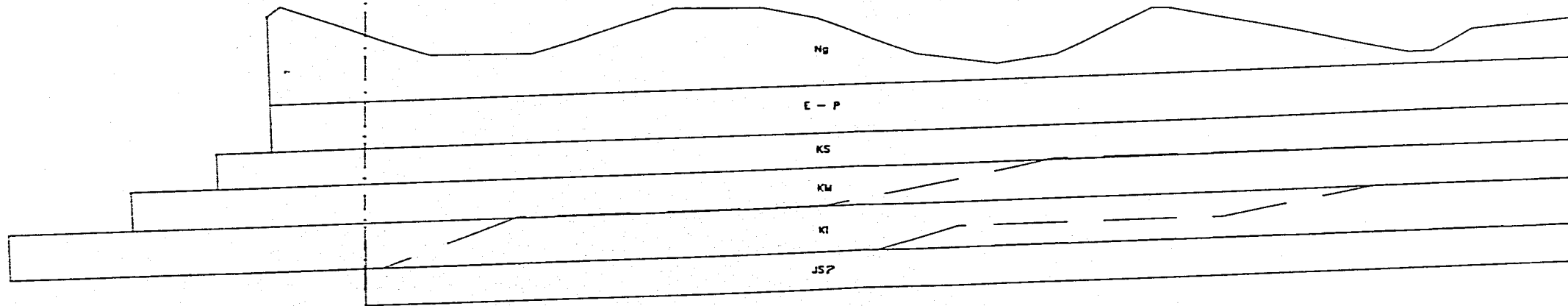
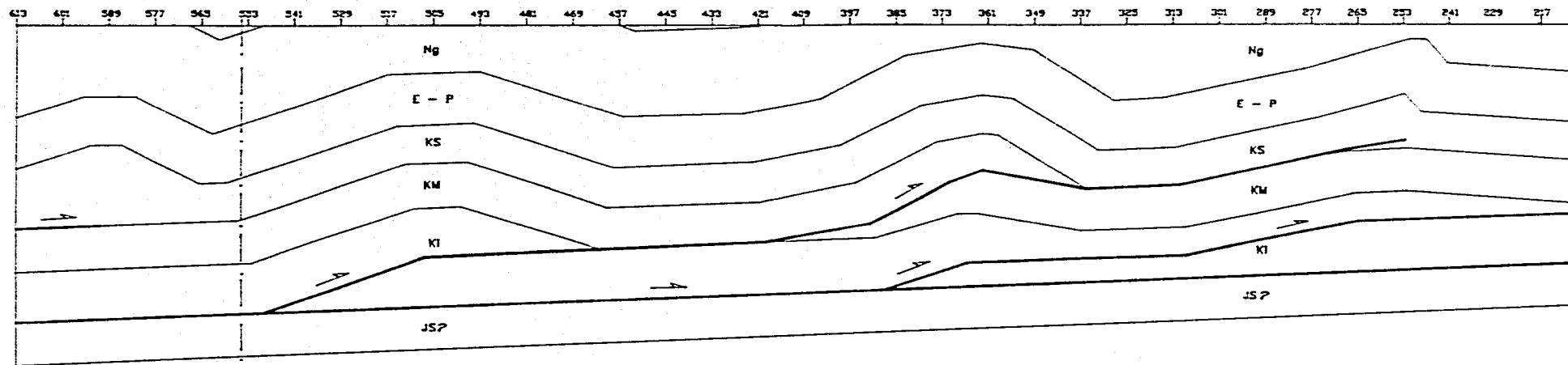
ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

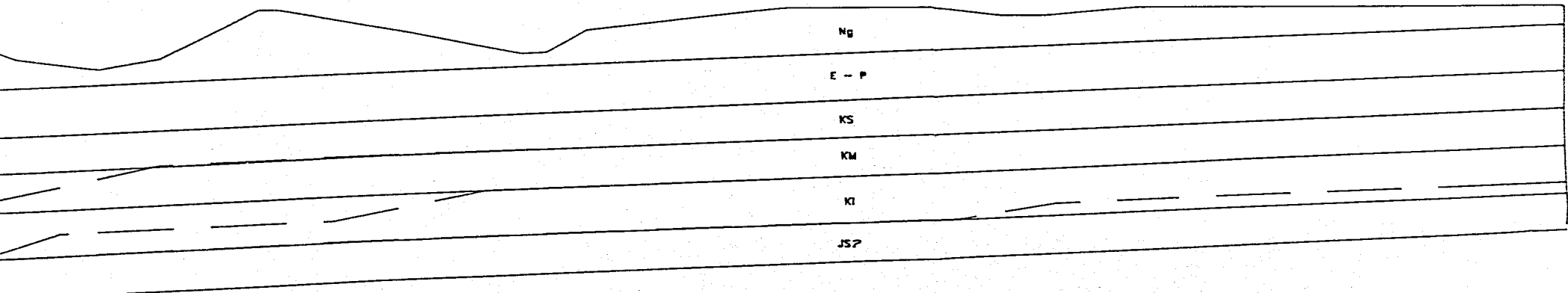
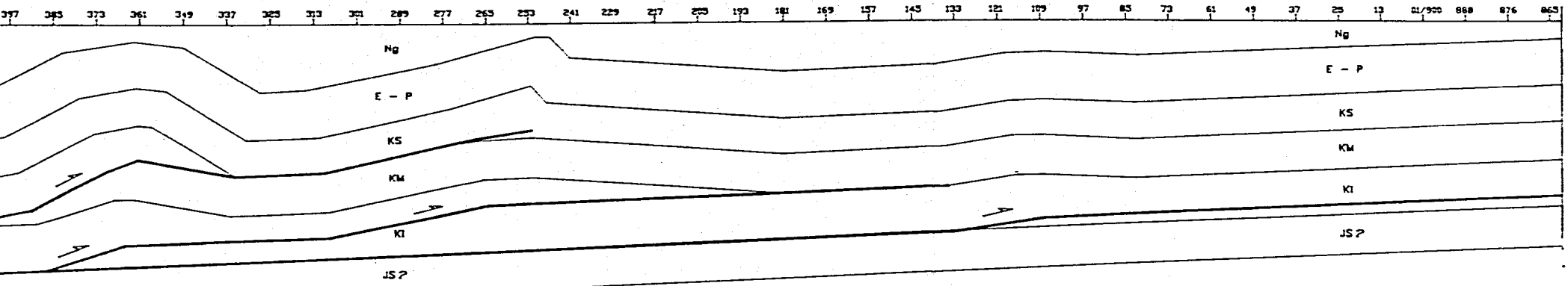


ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

ESTRUCTURA LACANTUN

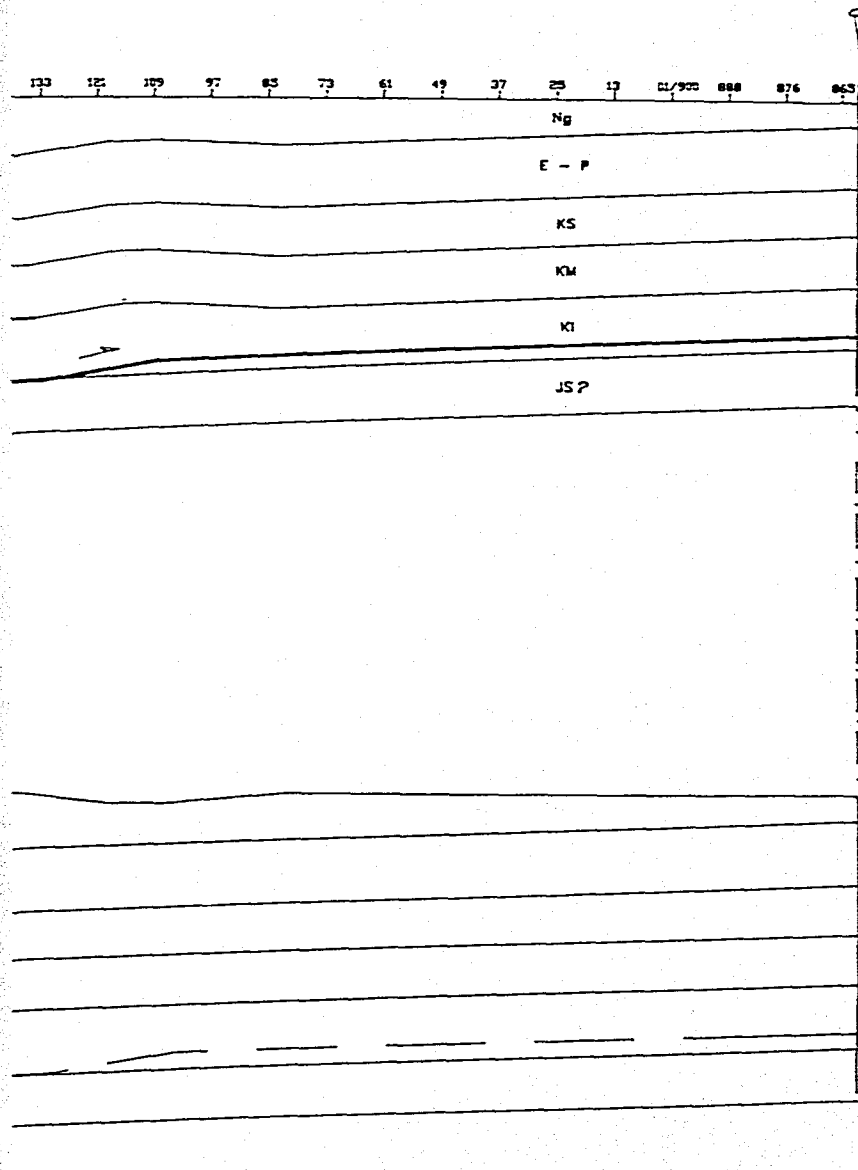


1
2
3
4
5
6
L
A
C
A
N
T
U
N

0
1
2
3
4
5
6
L
A
C
A
N
T
U
N

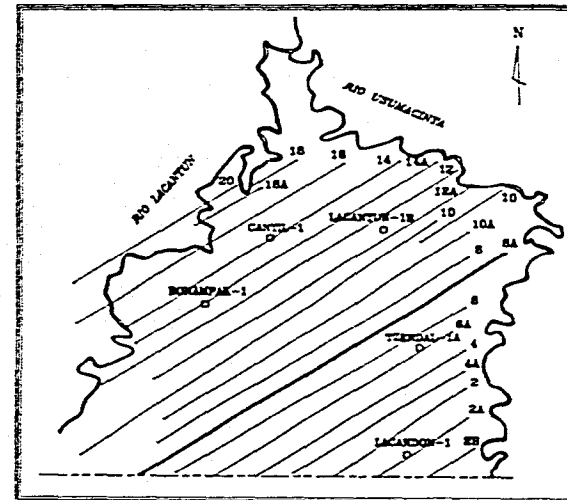
0 1 2 3 4 5 Km.
E S C A L A

STRUCTURA LACANTUN



CAP?

SECCION - 8A
MODELO 1



EXPLICACION

- P - P? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior

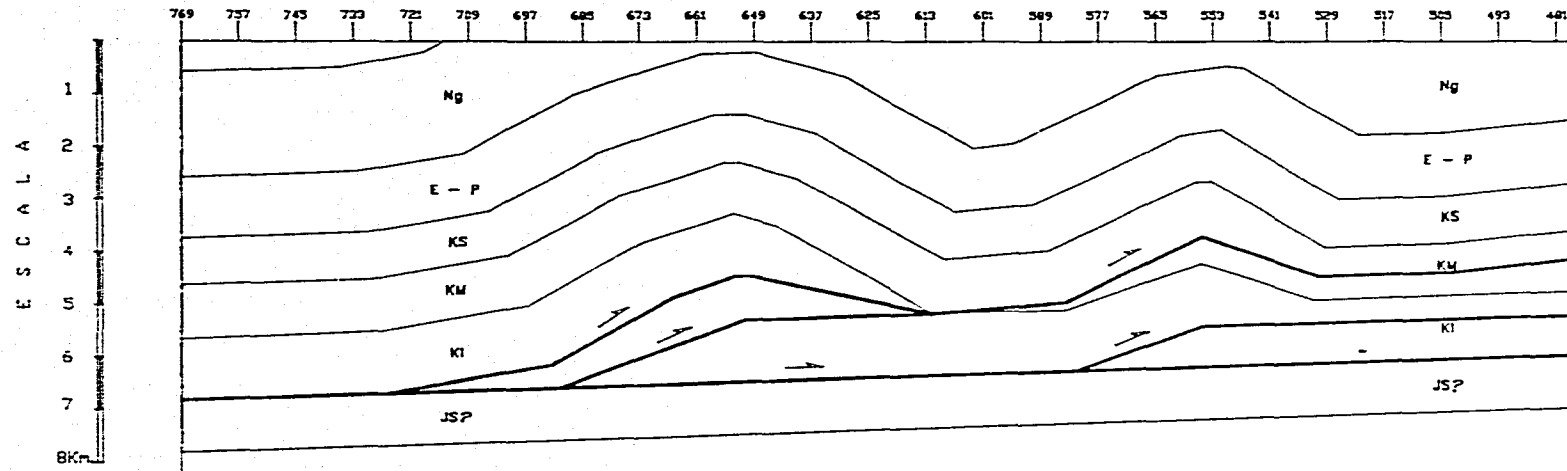
SINCLINAL
JALISCO

ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

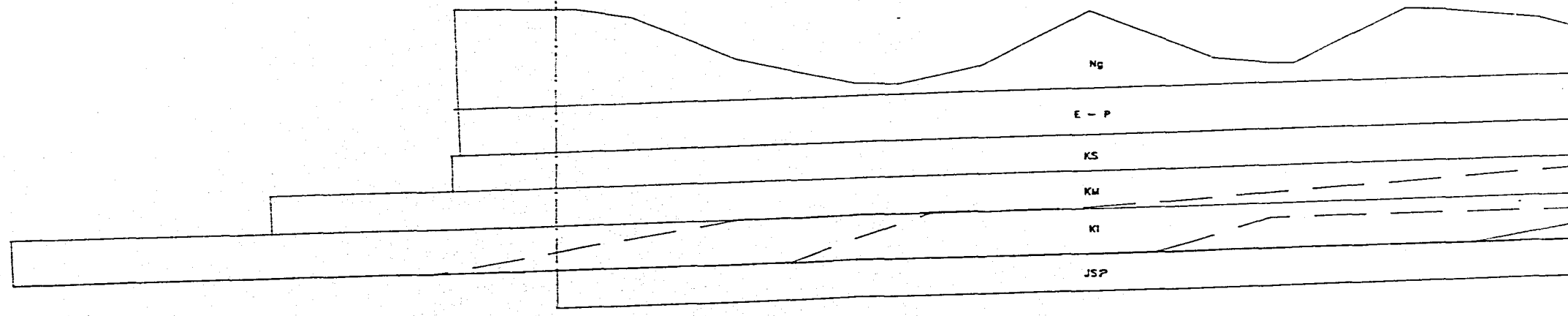
ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA



E S C A L A
1
2
3
4
5
6
7
8 Km

E S C A L A
0
1
2
3
4
5
6
7
8 Km



ANTICLINAL
RIBEREÑO

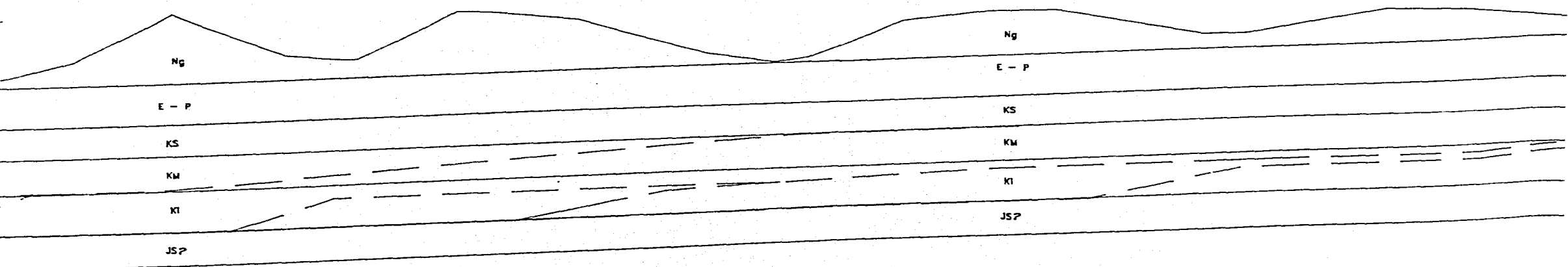
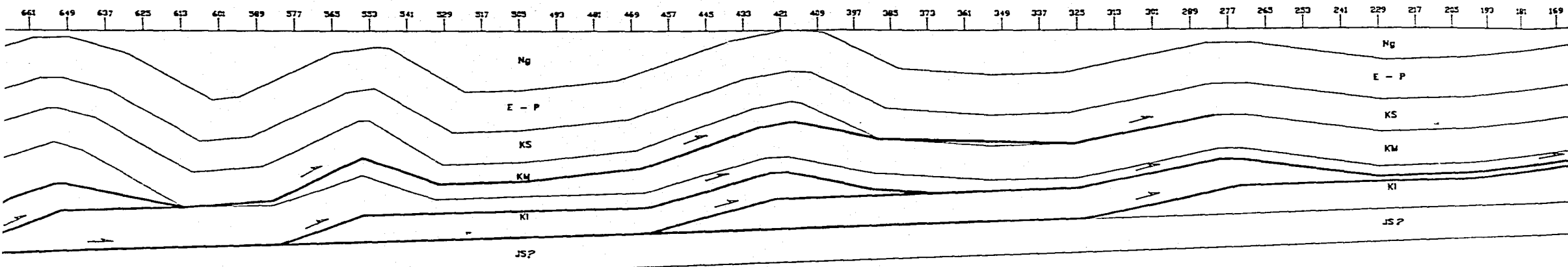
SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

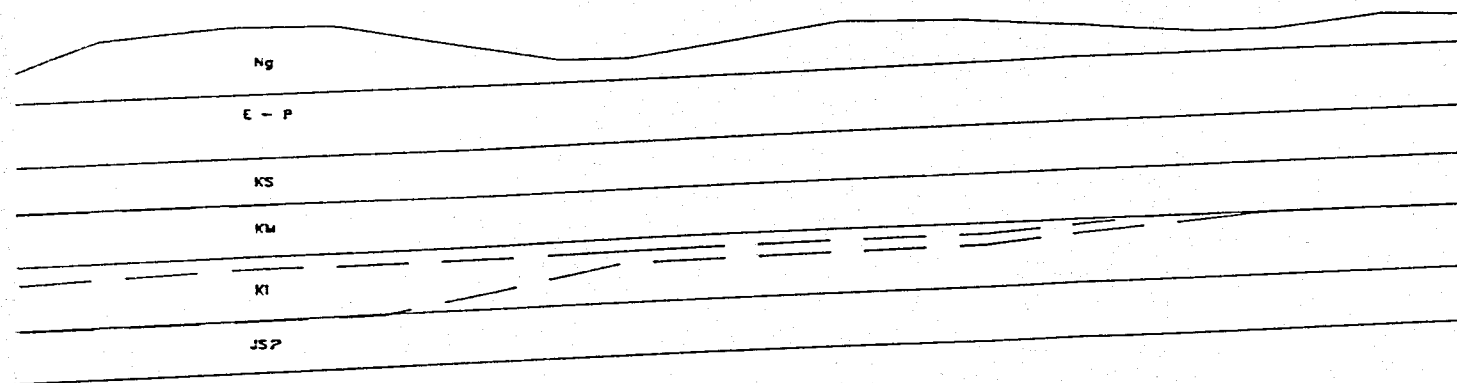
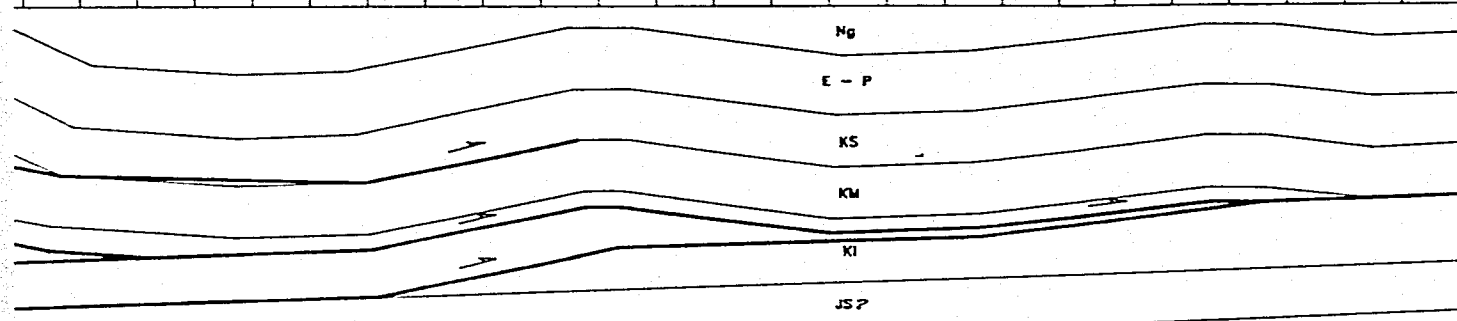
ANTICLINAL
CANTIL

ESTRUCTURA
LACANTUN



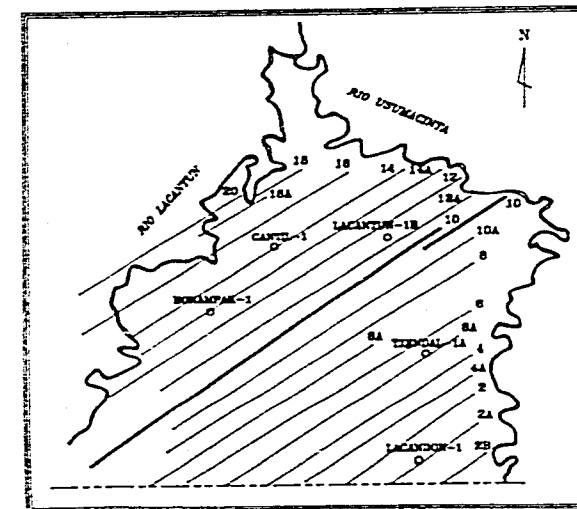
ESTRUCTURA
LACANTUN

397 385 373 361 349 337 325 313 301 289 277 265 253 241 229 217 205 193 181 169 157 145 133 121 109 97



0 1 2 3 4 5 Km.
ESCALA

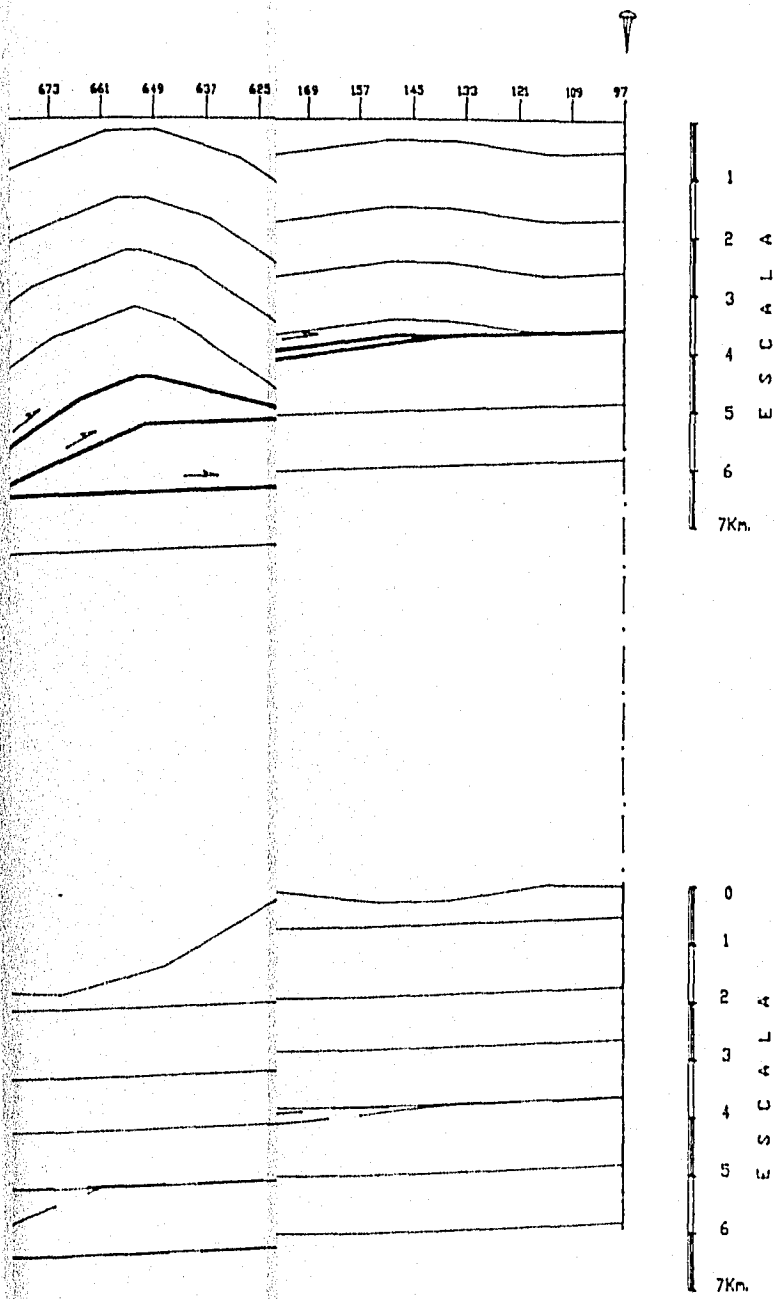
SECCION - 10
MODELO 1



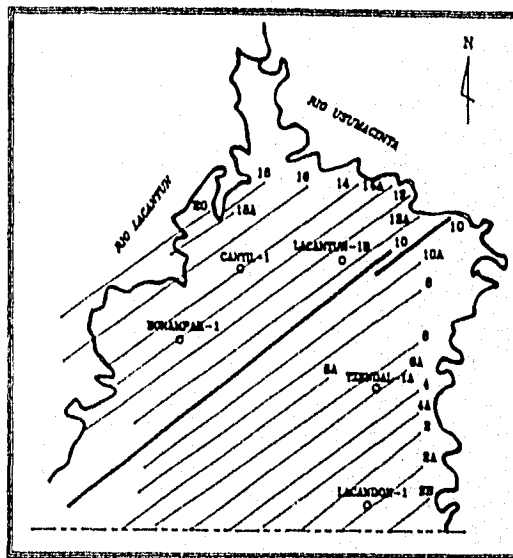
EXPLICACION

- P - P? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior

ANTICLINAL
RIBEREÑO



S E C C I O N - 10
M O D E L O 1



E X P L I C A C I O N

- | | |
|--------|---------------------------|
| P - P? | Posible Plio- Pleistoceno |
| Ng | Neógeno Indiferenciado |
| E - P | Eoceno - Paleoceno |
| KS | Cretácico Superior |
| KM | Cretácico Medio |
| KI | Cretácico Inferior |
| JS? | Posible Jurásico Superior |

Inferior son del orden entre el 15% y el 17%; para el Cretácico Medio fluctúan entre un 10% y un 13%, mientras que para el Cretácico Superior varían del 6% al 8%; en tanto que para el Eoceno - Paleoceno y el Neógeno van del 2% al 4%, ambos.

VII. 3. 3.- APLICACION DEL METODO AL MODELO 2 Y SUS RESULTADOS

Bajo las mismas consideraciones hechas para el modelo anterior, las secciones que se interpretaron para el sustento de éste se transformaron a profundidad, para que posteriormente los trazos curvados fueran simulados por las características líneas rectas del estilo kink.

El siguiente paso, después de haber construido la sección deformada, fue llevarla a su estado indeformado, para esto se utilizó la técnica de balanceo por línea, principalmente, aunque también se tuvo que balancear por área aquellos cuerpos sedimentarios que no respondían a la restauración por la primera técnica.

Las características más sobresalientes que se observaron a partir de la reconstrucción de este modelo fueron las siguientes:

Para lograr que los desplazamientos entre capas de la misma edad, provocados por algunas cabalgaduras, resultaran equiparables tanto en el bloque alto como en el bajo de las estructuras, fue necesario mover ligeramente las fallas, a veces hacia adelante, otras veces hacia atrás.

En la etapa de transformación de tiempo a profundidad de la interpretación sísmica-estructural no fue posible eliminar algunos engrosamientos (sobre todo los más notables) de la secuencia sedimentaria del Cretácico Inferior. Ellos siguieron persistiendo bajo los anticlinales Rivereño, Bonanza y Cantil. Por esta razón, el modelo reconoce que dichos aumentos de espesor no son provocados por efectos de velocidades, por lo que se propone

que son acumulaciones de material dúctil, que inició con un incipiente flujo provocado por la carga sedimentaria y que posteriormente se concentró en los núcleos durante la principal etapa de deformación compresiva del Mioceno. Este fenómeno también explicaría el comportamiento observado hacia los extremos de algunos sinclinales en donde los reflectores tienden a curvarse hacia arriba posiblemente plegados por ese material más plástico durante su migración hacia niveles estratigráficos de menor presión. Este comportamiento geométrico en la relación estructural entre anticlinal-sinclinal o bloque alto-bloque bajo no se ajusta a los modelos geométricos teóricos desarrollados por diferentes autores especializados en balanceo de secciones (Suppe, 1983; Jamison, 1987; Marshak y Woodward, 1988; Woodward, 1989; Mitra, 1990, etc.), en los que invariablemente el bloque bajo (*foot wall*) se comporta totalmente plano.

Para llevar a cabo el balanceo se hizo necesario asumir que dicho movimiento se verificó únicamente en el plano de las secciones y, por lo tanto, no existe material que provenga de fuera del sistema. Estas estructuras, en su conjunto, expresan geometrías que se asemejan al tipo "Sombrero de Napoleón" (Bally, 1994) que resultan ser típicas en cinturones de pliegues y cabalgaduras donde se presenta un despegue basal débil, usualmente evaporítico.

Otro efecto que tampoco se pudo eliminar fue la cierta caída hacia el suroeste de las secuencias sedimentarias presentes en la porción derecha de las secciones 4-4A y 8A. Por lo que se cree que la actitud de esas capas está posiblemente gobernada por el efecto del basamento. El salto calculado fue aproximadamente de 650 metros en la línea 4-4A y de 300 metros en la 8A. Este efecto desaparece a partir de la sección 10 hacia el norte.

Este modelo 2 resulta tanto viable como admisible lográndose restaurar y balancear aceptablemente. El método utilizado en las secciones fue el de balanceo por línea, a excepción de las zonas que exhiben exceso de espesor bajo los anticlinales, en donde fue necesario balancear por área. En el resultado final se decidió acomodar ese exceso de material en la interfase Cretácico Inferior - Cretácico Medio, ya que este artificio apoya y refuerza la presencia de la superficie basal de despegue interpretada en las líneas sísmicas.

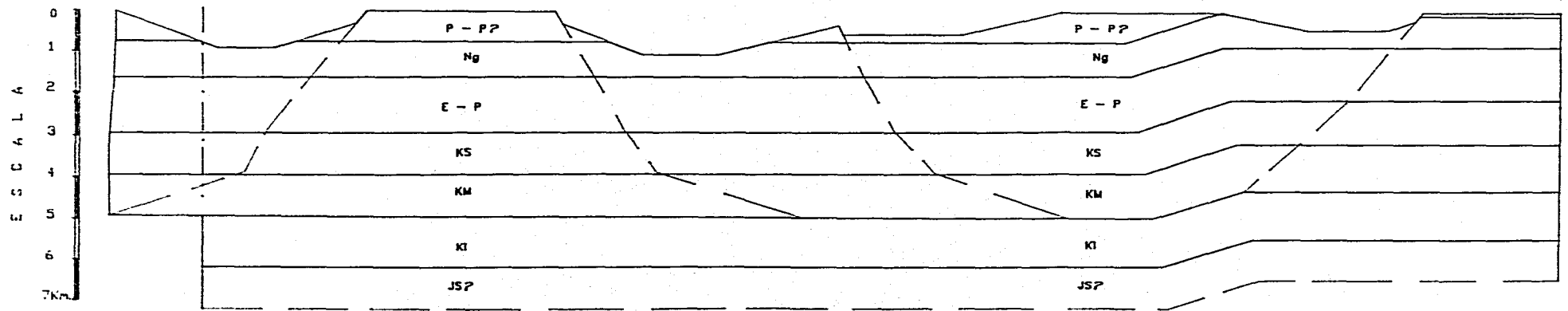
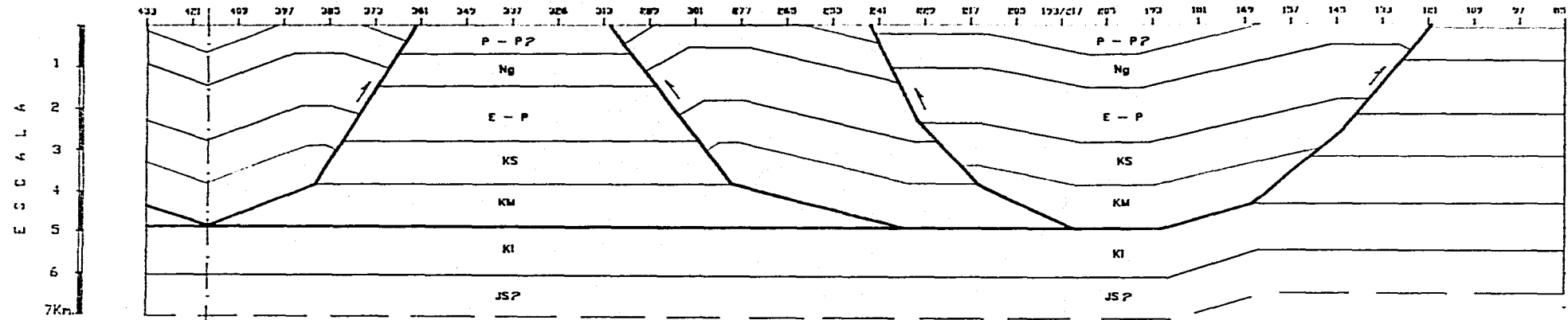
ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
DELICIAS

ESTRUCTURA
TZENDAL

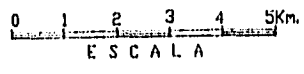
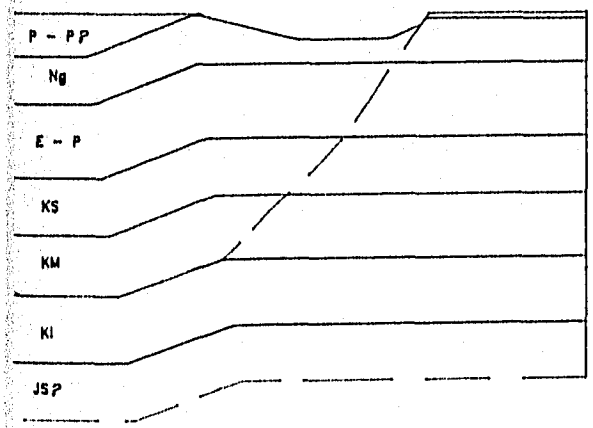
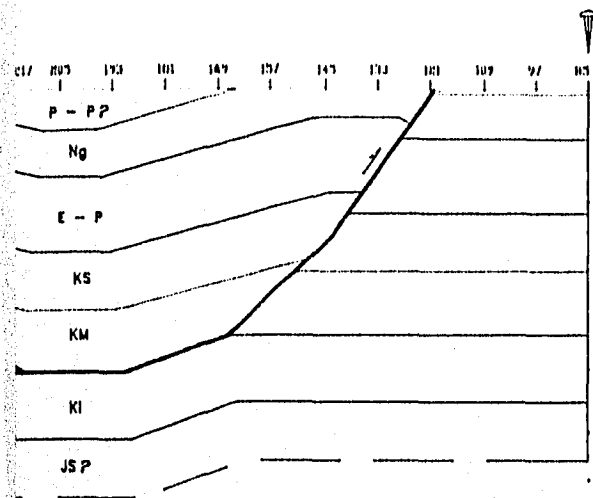
S



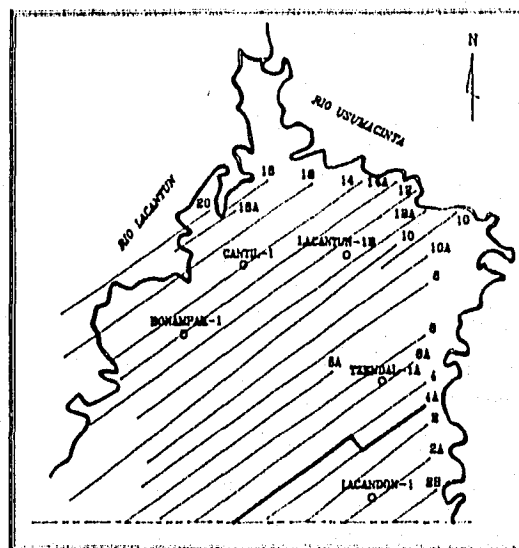
P
N
E
K
KI
KI
JS



ESTRUCTURA
TZENDAL



S E C C I O N - 4, 4A
M O D E L O 2



E X P L I C A C I O N

- P - P? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior

ANTICLINAL
LA GLORIA

SINCLINAL
JALISCO

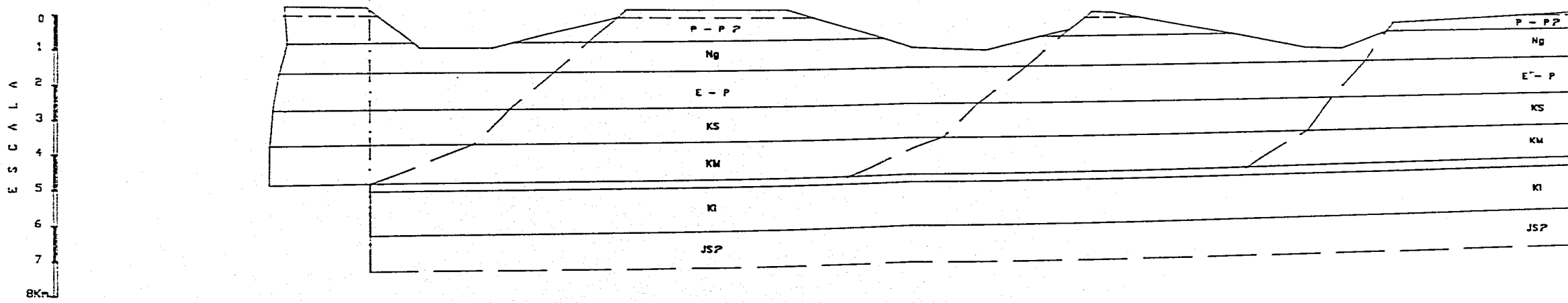
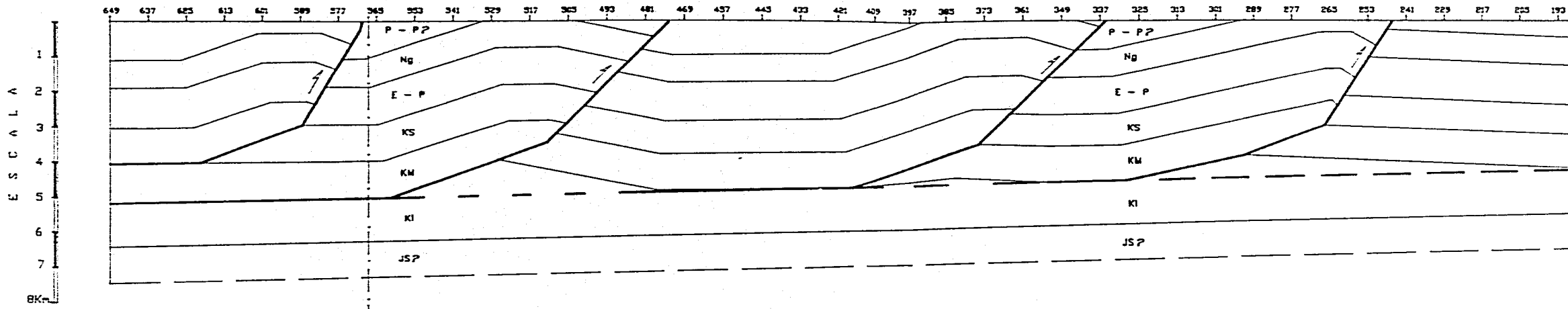
ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

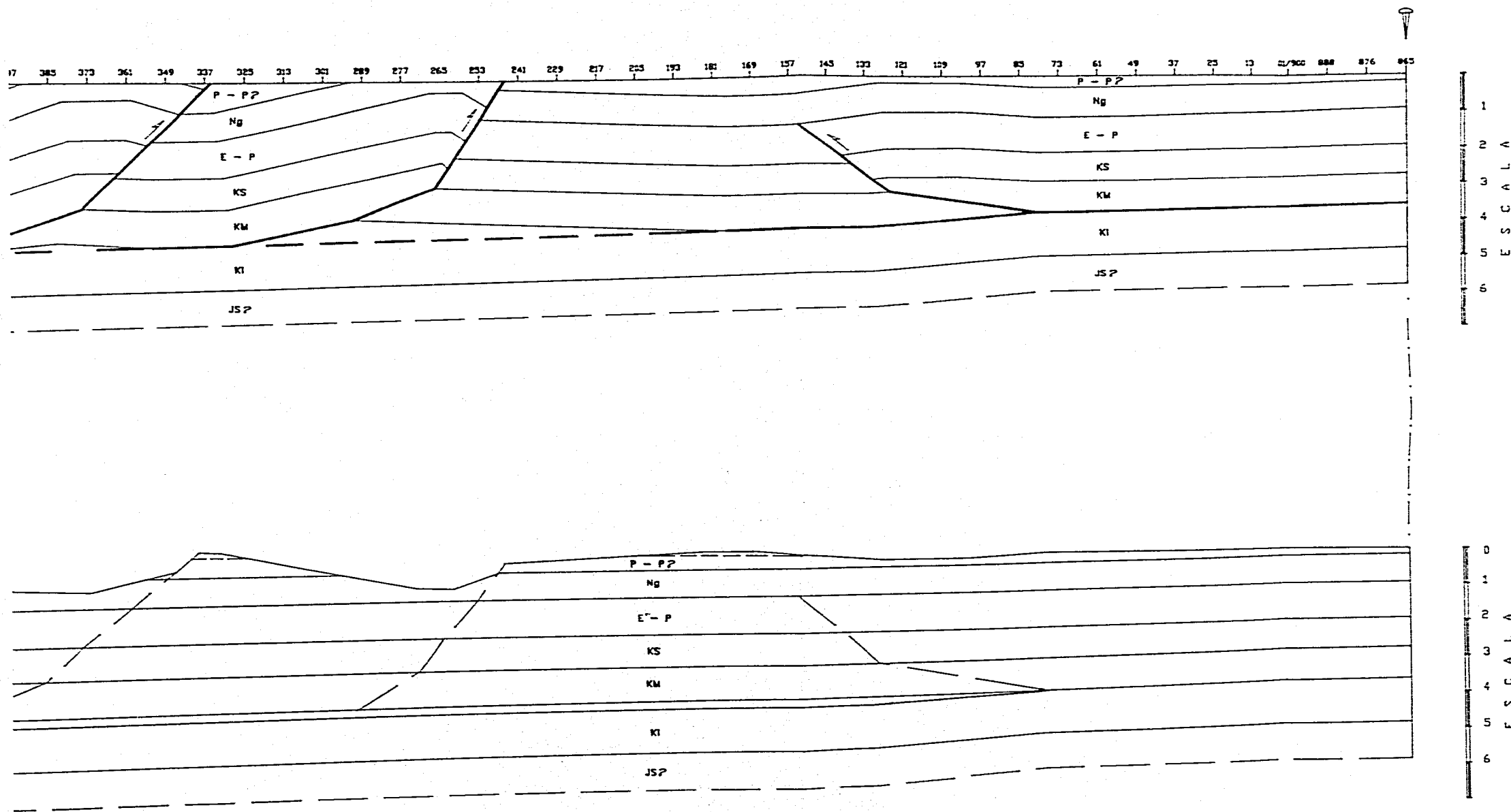


ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

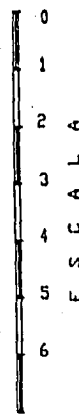
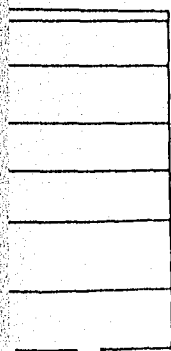
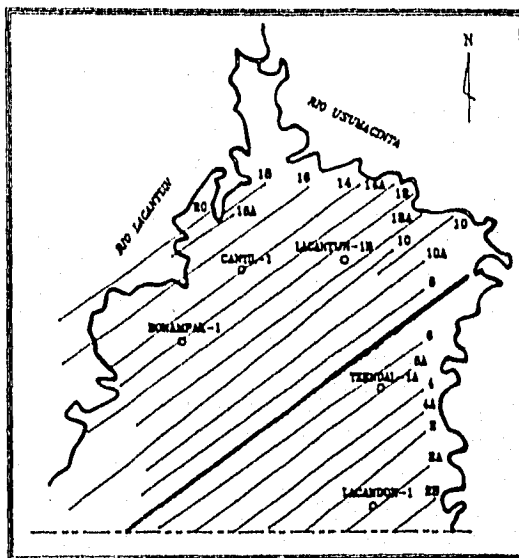
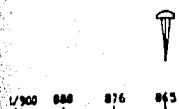
ESTRUCTURA LACANTUN



0 1 2 3 4 5 Km.
E S C A L A

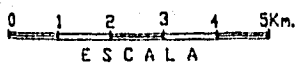
SECCION - 8A

MODELO 2



EXPLICACION

- P - P? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior



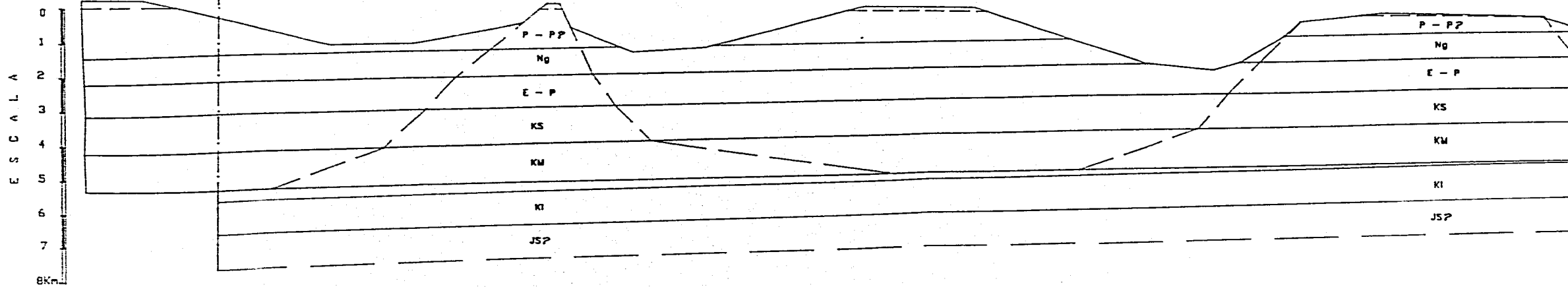
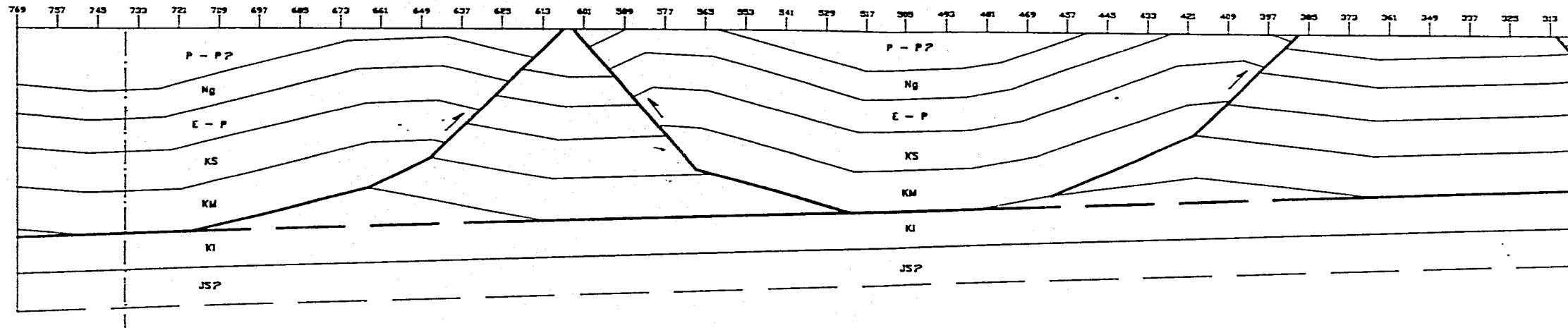
ANTICLINAL
RIBEREÑO

SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

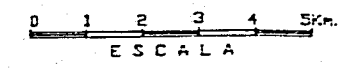
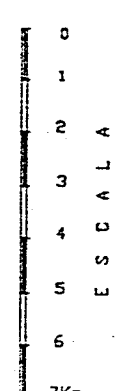
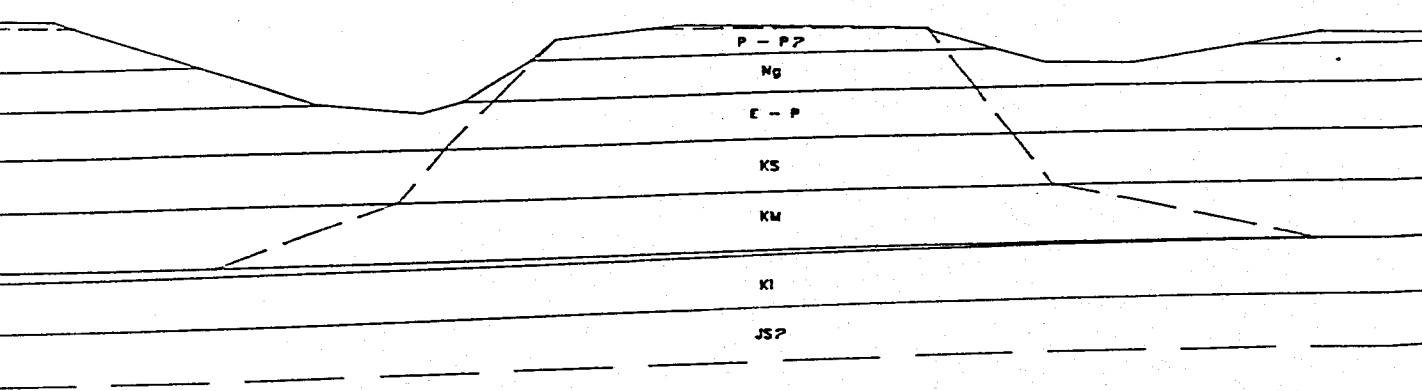
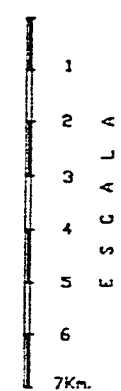
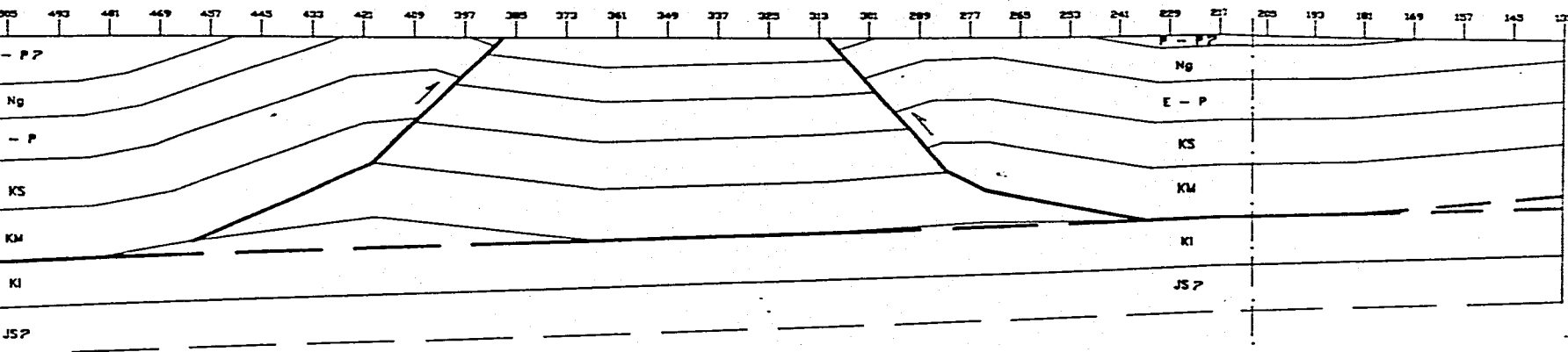
ANTICLINAL
CANTIL



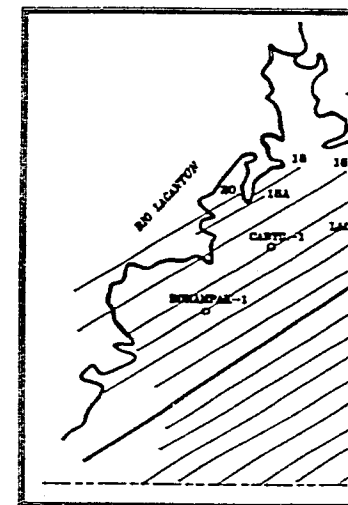
INCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

ESTRUCTURA LACANTUN



SECCION MODELO

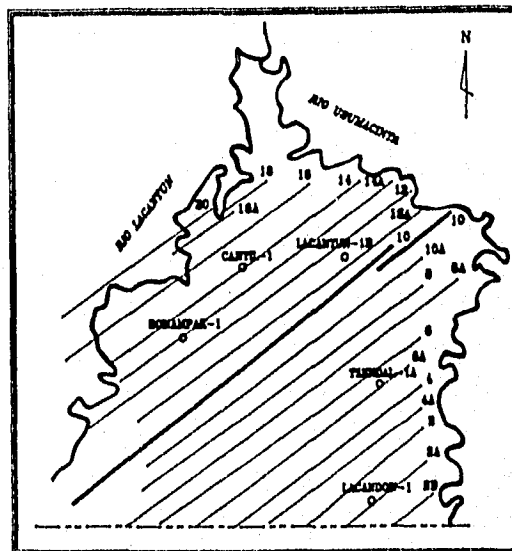
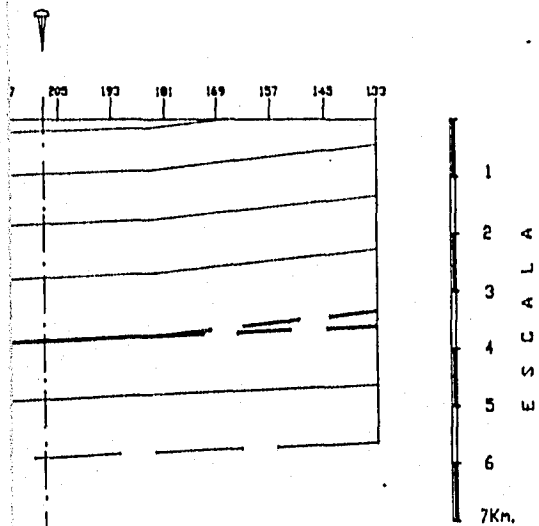


EXPLICACION

- P - P? Posible Plioceno
- Ng Neógeno
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior

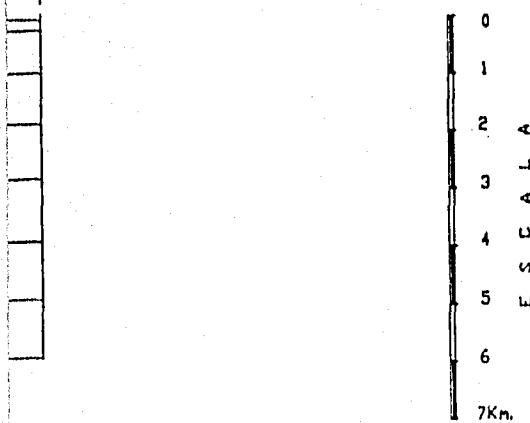
S E C C I O N - 10

M O D E L O 2



E X P L I C A C I O N

- | | |
|--------|---------------------------|
| P - P? | Posible Plio- Pleistoceno |
| Ng | Neógeno Indiferenciado |
| E - P | Eoceno - Paleoceno |
| KS | Cretácico Superior |
| KM | Cretácico Medio |
| KI | Cretácico Inferior |
| JS? | Posible Jurásico Superior |



ANTICLINAL
RIBEREÑO

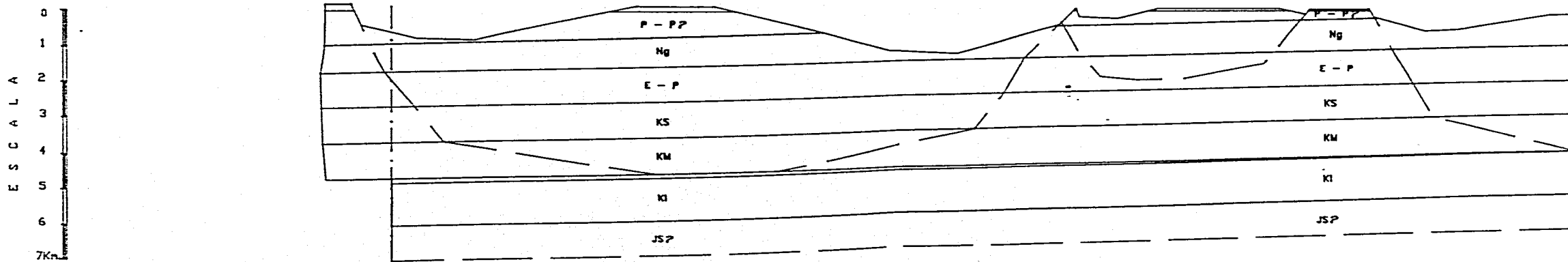
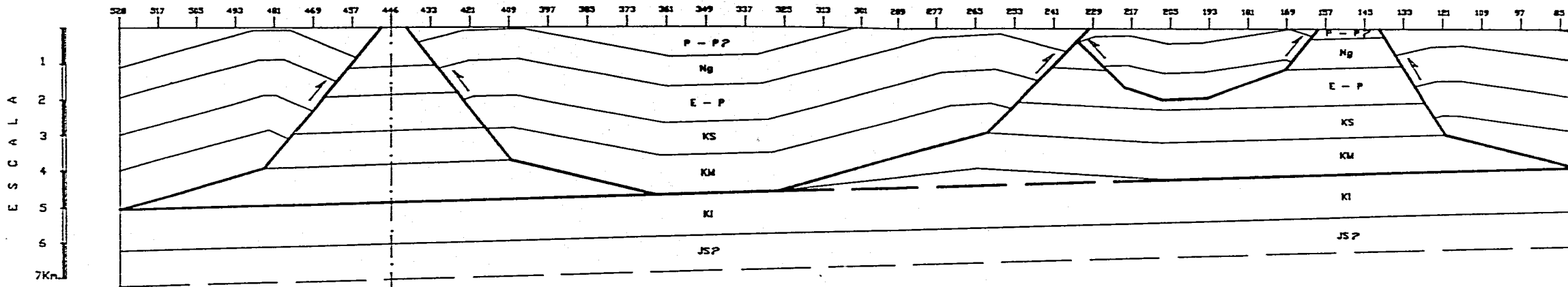
SINCLINAL
BRAVO

ANTICLINAL
BONANZA

SINCLINAL
PALMA

ANTICLINAL
CANTIL

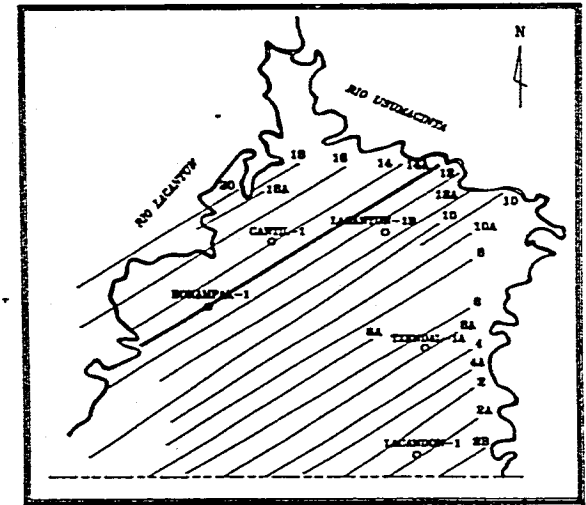
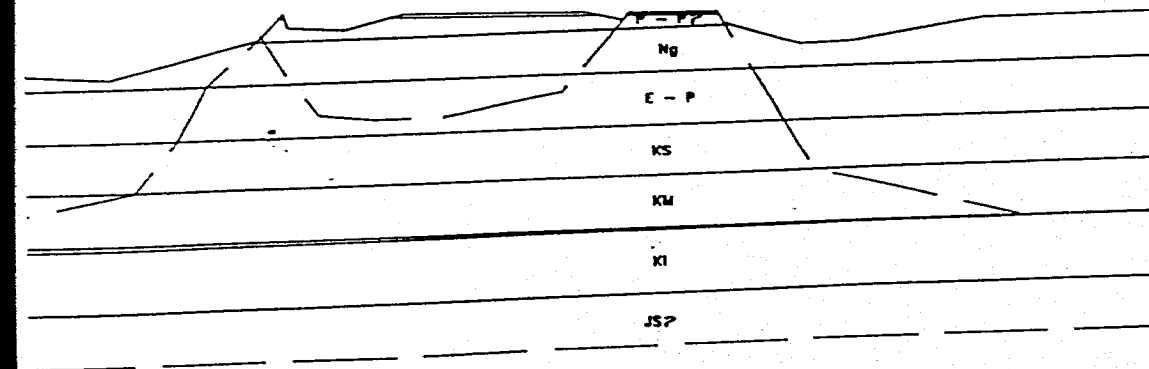
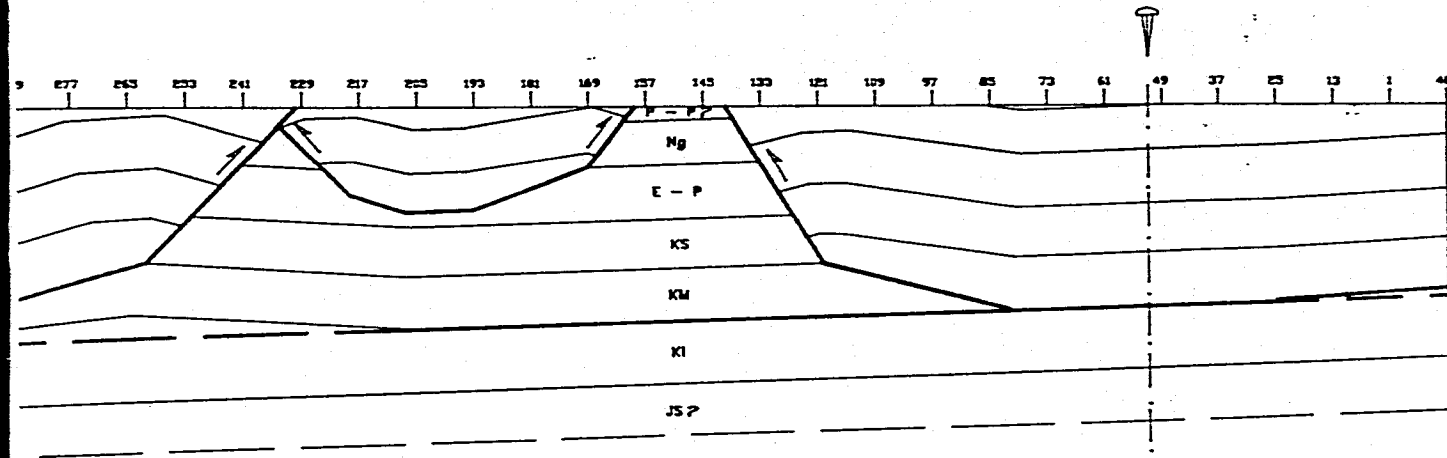
ESTRUCTURA
LACANTUN



ANTICLINAL
CANTIL

ESTRUCTURA
LACANTUN

S E C C I O N - 14A
M O D E L O 2



E X P L I C A C I O N

- P - P ? Posible Plio- Pleistoceno
- Ng Neógeno Indiferenciado
- E - P Eoceno - Paleoceno
- KS Cretácico Superior
- KM Cretácico Medio
- KI Cretácico Inferior
- JS? Posible Jurásico Superior



El material dúctil, considerado aquí como una gruesa capa de anhidritas, tiende a acunarse hacia el noreste del área hasta que desaparece. En la sección 8A presenta un espesor máximo aproximado de 200 metros, en la 10 se calculó en 390 metros y en la sección 14A es de 140 metros, todos estos valores siempre se presentan en la parte izquierda de las citadas líneas, conservando la misma actitud general.

La carpeta sedimentaria que sufre acortamiento corresponde a la compuesta por las unidades del Cretácico Medio, Cretácico Superior, Eoceno-Paleoceno y Plio-Pleistoceno (?). A partir de esta observación se desprende la propuesta de que el tiempo de la deformación pudo haberse prolongado aún después del principal evento de compresión del Mioceno (Tabla II). La comprobación fehaciente de esta premisa se tendrá cuando se determine la edad precisa de los sedimentos considerados en este trabajo como de edad Plio-Pleistoceno (?).

La cantidad de acortamiento que se calculó para cada una de las secciones es bastante congruente entre ellas mismas, resultando ser de 6.6 % en la sección 4A; 5.1 % en la 8A; en tanto que se obtuvieron valores de 7.3 % y 5.2 % en las secciones 10 y 14A, respectivamente.

DISCUSION

En este trabajo se presentaron dos modelos estructurales, que a su vez estuvieron basados en dos diferentes criterios de interpretación de un panel de líneas sísmicas de la misma área.

El modelo 1 propone, a grandes rasgos, que las estructuras presentes en el subsuelo son principalmente plegamientos asociados a cabalgaduras cuyas vergencias son consistentes al noreste (hacia donde tal vez evoluciona la deformación). Todas las cabalgaduras tienen un despegue común y evolucionan a manera de rampas y *flats* que generan anticlinales y sinclinales, respectivamente. Esta relación da origen a varios despegues a diferentes niveles de la columna sedimentaria. Estos criterios llevan a interpretar algunas estructuras

imbricadas y apilamientos, además ninguna falla logra alcanzar niveles más someros que la cima del Cretácico Superior, sin embargo, los efectos de esta deformación profunda se expresan también en las capas sobreyacentes como plegamientos. Este modelo, hasta cierto punto, se antoja complejo.

El modelo 2 propone que el despegue basal del área se localiza en la interfase Cretácico Inferior - Cretácico Medio y que todas las cabalgaduras se enraizan en ese nivel, a partir del cual ascienden cortando a la totalidad de la columna sedimentaria superior. Las estructuras interpretadas tienen una relación muy estrecha con la presencia de esas cabalgaduras a profundidad. A pesar de la presencia de material ductil (anhidritas ?) en el núcleo de los plegamientos, este modelo parece ser más sencillo. Otra característica principal de este modelo es la inversión de las vergencias de las estructuras "hacia adelante y hacia atrás".

Después de lo anterior surge una pregunta: ¿Porqué el modelo 1 no balancea?, existen varias posibilidades que responderían, en conjunto, a este cuestionamiento. a) Puede deberse a errores de interpretación que se originan a partir de las premisas que originaron el análisis; b) Puede ser, también, que exista una considerable deformación interna dentro de ciertos paquetes sedimentarios que no es discernible en la información sísmica; c) Otra posibilidad puede ser que el criterio de interpretación no haya considerado plenamente los principios geométricos que rigen la deformación.

¿Porqué el modelo 2 sí balancea?. En primera instancia la respuesta que se antoja más obvia es que en el proceso de interpretación - restauración - reinterpretación - balanceo que rige este modelo se trataron de evitar las "debilidades" del primero y con esto mejorarlo, es decir, se aprendió de los errores. Otra ventaja que tendría esta propuesta es su aparente mayor simplicidad geométrica-estructural.

Cuando comparamos ambos modelos, uno frente al otro, llegamos a concluir que al hacer abstracción para interpretar terrenos deformados a partir de información sísmica, no basta con pretender simular las geometrías con propuestas más o menos complejas o con ideas

brillantes. Principalmente se requiere tener conocimiento del ámbito estratigráfico, tectónico-estructural, etc. de la región donde esté ubicada nuestra área de estudio, de lo contrario se corre el riesgo de que en la medida que evolucione nuestro modelo, este vaya acumulando errores.

Los párrafos anteriores definen de manera general las diferencias principales entre ambas propuestas. Aunque cualquiera de los dos puede tener imprecisiones, considerando sus resultados, se puede decir que el modelo 2 es más viable que el 1. Esto no quiere decir que sea "el correcto", lo que significa es que éste cumple con más condicionantes que le permitieron ser balanceable. No hay que olvidar que las dos propuestas parten de interpretaciones que tratan de explicar un comportamiento "real" de las estructuras geológicas del subsuelo y que ambas pueden ser incorrectas o válidas, en tanto no exista otra mejor o hasta que alguna de las dos se pueda comprobar.

Considerando los resultados del modelo 2 se puede decir que el método de balanceo de secciones funciona, aún en áreas donde la columna sedimentaria tiene presencia de paquetes dúctiles, todo depende de un adecuado conocimiento del contexto geológico de la región y del cuidado que se tenga en seguir las reglas geométricas del método. Tampoco hay que olvidar que la experiencia del intérprete es esencial para poder discriminar cierta información espúrea y "saber ver" cual es la que mejor se apega a sus premisas de trabajo. A pesar de ello, habrá ocasiones en que sea necesario hacer a un lado, temporalmente, una interpretación esperando que con el tiempo esta pueda ser mejorada. Cuando nada de esto funcione, hay que olvidar el modelo que no se pueda resolver, preparar otra copia de las secciones e iniciar otra interpretación.

CONCLUSIONES

-En la región donde se encuentra ubicada el Area Lacantún se han documentado rocas que permiten definir su historia geológica y que a su vez identifican cuatro principales eventos tectónicos.

-El primero es el *rift intracontinental* que se lleva a cabo durante el Jurásico Medio - Jurásico Tardío, representado por la tectonosecuencia de capas rojas de la Formación Todos Santos depositadas en un complejo sistema de fosas y pilares.

-La segunda es una etapa de *subsistencia térmica* durante la cual se depositan secuencias de margen pasivo al interior de la plataforma, constituidas por potentes espesores de evaporitas e intercalaciones de carbonatos que son indicativos de una alta estabilidad tectónica, principalmente durante todo el Cretácico.

-En el intervalo de tiempo de Paleoceno al Eoceno se verifica un evento de *inundación de la plataforma* en el que son depositadas calizas y lutitas calcáreas de mar abierto.

-A partir del Mioceno la región sufre una etapa de *estructuración mayor* que provoca levantamiento y cambio del régimen depositacional carbonatado de mar abierto a terrígeno de ambientes litorales.

-El Area Lacantún representa la porción sepultada del *Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras* que aflora en porciones de la Sierra de Chiapas, desarrollado a partir del Mioceno y durante la principal fase de compresión.

-Las geometrías en el subsuelo están representadas por plegamientos relacionados a fallas inversas. La actitud de los ejes en planta, es serpenteante y la deformación afecta a la cubierta sedimentaria, no se observaron evidencias de que el basamento esté involucrado.

-En el modelo 1 se proponen plegamientos - falla con vergencia consistentes al noreste, algunas estructuras imbricadas y apilamientos. El acortamiento de la columna sedimentaria resulta mayor en los niveles inferiores que en los superiores. Para el Cretácico Inferior varía entre 15 y 17 %, para el Medio entre 10 y 13 %, en tanto que el Superior va de 6 a 8 % y las del Paleoceno-Mioceno fluctúan entre 2 y 4 %. Esta propuesta solo se pudo restaurar, no balancea.

-En el modelo 2 las relaciones pliegues - falla desarrollan estructuras con vergencias indistintamente hacia el noreste como al suroeste. Se identifican algunas estructuras que Bally (com. pers.) denomina como *alas de mariposa*, *propela* y *sombrero de Napoleón*. Esta propuesta resulta viable y aceptablemente balanceable, obteniéndose cantidades de acortamiento de 6.6 % en la sección 4-4A; 5.1 % en la 8A y de 7.3 % y 5.2 % en las secciones 10 y 14A, respectivamente. De acuerdo a la información consultada, se considera que este modelo estructural puede ser análogo al descrito por Harrison y Bally (1988) en el Cinturón Plegado de la Isla Melville en las Islas Articas Canadienses.

-La Estructura Lacantún pudiera estar siendo formada por un incipiente *back-thrust*, que son estructuras típicas de los frentes tectónicos. Al noreste de ella la deformación se aprecia casi inexistente.

-El modelo 2 permite que el método de *balanceo de secciones* funcione aceptablemente en áreas donde la carpeta sedimentaria se encuentra constituida por secuencias de rocas altamente dúctiles.

B I B L I O G R A F I A

- Bally, A. W.**, 1994, *Folded Belts and Reflection Siesmic Profiles*: Rice University, Houston. Short Course to PEMEX, 167 p. p. and exercises, (inédito).
- Banks, N. & Carballo, M. A.**, 1987, *Petroleum Evaluation of Peten Basin*: Oil & Gas Journal, Julio 20, p.58-60 y Julio 27, p.71-72, 7 figs. 1 tabla.
- Barrera, G. D.**, 1990, *Proyecto Sierra de Chiapas (R. A. S. P.) Lacantún*: Informe Geológico No. 073 Z. SE., *Petróleos Mexicanos*. 33 pp., y anexo con resultados numéricos de la aplicación del modelo R. A. S. P. (inédito).
- Bates, R. L., & Jackson, J. A.**, 1987, *Glossary of Geology*: American Geological Institute. Alexandria, Virginia. 3rd. Edition.
- Benavides, G. L.**, 1949, *Geología de la Región de Tenosique*, Tab.: Boletín de la A. M. G. P., Volumen 1, N° 1, p. 5 - 26.
- Bishop, W. F.**, 1980, *Petroleum Geology of Norther Central America*: Journal of Petroleum Geology, 3, 1., p. 3- 59., 13 figs. 1 tabla.
- Blair, T. C.**, 1981, *Alluvial Fan Deposits of the Todos Santos Formation of Central Chiapas, México*: Master of Science in Geology Thesis, The University of Texas at Arlington. 84 pp., (inédita).
- Bortolotti, A. C.**, 1974, *Prospecto Lacandonia, Chiapas*: Informe Geológico No. 595 Z. S., *Petróleos Mexicanos*. 45 pp., 13 planos y 2 secciones (inédito).
- Boyer, S. E. & Elliot, D.**, 1982, *Thrust Systems*: The A. A. P. G. Bull., V. 66, N° 9. p. 1196-1230. 34 figs. 2 tablas.
- Bullard, E. C. Everett, J. & Smith, A. G.**, 1965, *The Fit of the Continents Around the Atlantic. A Symposium of Continental Drift*: Royal Soc. of London, Philos. Trans. Ser. A. V. 258, p. 41 - 51.
- Burkart, B., Deaton, B. C., Dengo, C., & Moreno, G.**, 1987, *Tectonic Wedges and Offset Laramide Structures along the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of Large Neogene Displacement*: Tectonics, Vol. 6, N° 4, p. 411-422.
- C. A. A. S. A.**, 1982 (a), *Informe Gravimétrico del Area Yaxchilán, Prospecto Lacantún, Chiapas*: Informe Gravimétrico No. IGRAV-ZS-247, 30 pp. 9 figs., y anexo con planos y secciones.

- C. A. A. S. A.**, 1982 (b), Informe Sismológico Final, Area Yaxchilán, Prospecto Lacantún, Estado de Chiapas: Informe Sismológico No. IS-ZS-271, 34 pp., 14 figs., y anexo con planos y secciones sismológicas.
- Carey, S. W.**, 1962, Folding: Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists. V. 10, N° 3, p. 95-144.
- Couch, R. & Woodcock, S.**, 1981, Gravity and Structure of the Continental Margins of Southwestern Mexico and Northwestern Guatemala: Journal of Geophysical Research, Vol. 83, No. B3, pp. 1829-1840.
- Chirinos, P. G.**, 1975, Prospecto Geológico Rio Lacantún, Chiapas: Informe Geológico No. 597 Z. S., Petróleos Mexicanos. 23 pp., y anexo con planos y secciones (inédito).
- Chirinos, P. G. y Quezada, M. J. M.**, 1971, Oriente de Ocosingo, Estado de Chiapas: Informe Geológico No. 535 Z. S., Petróleos Mexicanos. 24 pp. y anexo con planos, secciones y columna estratigráfica (inédito).
- Chub, L. J.**, 1958, The Upper Cretaceous of Central Chiapas, México: Geological Survey of Jamaica, W. I., en I. G. No. 446 Z. S. Petróleos Mexicanos (inédito).
- Dahlstrom, C. D. A.**, 1969, Balanced Cross Sections: Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 6, p. 743-757. In: Structural Concepts and Techniques I. Treatise of Petroleum Geology Reprint Series, No. 9, 1988 (A. A. P. G.).
- Dahlstrom, C. D. A.**, 1970, Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains: Bull. of the Canadian Petroleum Geology, Vol. 18, No. 3, p. 332-406. In: Structural Concepts and Techniques III. Treatise of Petroleum Geology Reprint Series, No. 11, 1988 (A. A. P. G.).
- Del Alto, R. A.**, 1972, Area Yaxchilán, Estado de Chiapas: Informe Geológico No. 552 Z. S., Petróleos Mexicanos. 22 pp. y anexo con planos, secciones y columna estratigráfica (inédito).
- De Sansores, J. C., Moya, C. F. y Villegas, T. E.**, 1963, Paleontología del Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno Inferior del área de Chapultenango-Chilón, Chis.: Informe Interno No. 494, Petróleos Mexicanos (inédito).
- Dickinson, W. R. & Coney, P. J.**, 1980, Plate Tectonic Constraints on the Origin of the Gulf of Mexico: In The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean, Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana. p. 27-36.

- Espinosa, L. L.**, 1962, Estudio Fotogeológico del área Simojovel, Chiapas: Informe Geológico No. 481, Z. S., Petróleos Mexicanos (inédito).
- Espinosa, L. L.**, 1964, Noreste de Yajalón, Edo. de Chiapas: Informe Geológico No. 496, Z. S., Petróleos Mexicanos. 14 pp. y anexo con planos y secciones (inédito).
- González, A. J.**, 1962, Exploración Geológica del área Tumbalá - Chilón, Chis.: Informe Geológico No. 490, Z. S., Petróleos Mexicanos. 59 pp. (inédito).
- González, A. J.**, 1965 (a), Area Ixtapa-San Cristobal, Chis.: Informe Geológico No. 507 Z. S., Petróleos Mexicanos. 26 pp., apéndice paleontológico y anexo con planos, secciones y columnas estratigráficas (inédito).
- González, A. J.**, 1965 (b), Area Chanal-Ocosingo, Chis.: Informe Geológico No. 504 Z. S., Petróleos Mexicanos. 16 pp., apéndice paleontológico y anexo con planos, secciones y columnas (inédito).
- González, A. J., y Espinosa, J. O.**, 1964, Bachajón-San Cristobal, Chis.: Informe Geológico No. 498 Z. S., Petróleos Mexicanos. 46 pp. y anexo con planos, secciones y columnas (inédito).
- Gutiérrez, G. R.**, 1956, Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas: Libreto Guía de la Excursión C - 15, XX Congreso Geológico Internacional, México, 82 pp.
- Ham, W. J. M.**, 1979, Prospecto Nazareth, Chiapas: Informe Geológico No. 745 Z. S., Petróleos Mexicanos. 39 pp., apéndices paleontológico y fotográfico y anexo con planos secciones y columnas (inédito).
- Hanks, C. L.**, 1993, Rapid Evaluation of Regional Geometry and Shortening of a Fold-and-Thrust Belt: An Example from the Northeastern Brooks Range, Alaska: the A. A. P. G. Bull., V. 77, N° 1, p. 19-28.
- Harrison, J. C. & Bally, A. W.**, 1988, Cross-Sections of the Parry Islands Fold Belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands: Implications for the Timing and Kinematic History of Some Thin-Skinned Decollement Systems: Bull. of Canadian Petroleum Geology, Vol. 36, N° 3, p. 311-332.
- Hernández, G. R.**, 1970, Area Rio Chocollá, Estado de Chiapas: Informe Geológico No. 538 Z. S., Petróleos Mexicanos. 31 pp. y anexo con planos y columnas estratigráficas (inédito).

- Herrera, S. M., Araujo, M. J. y Hernández, G. M., 1991, Estudio Estratigráfico - Sedimentológico del Cretácico Inferior (Formación Cobán) en el Oriente de la Sierra de Chiapas: Proyecto CAO-3056 del I. M. P., 67 pp., 28 figs., 31 láminas y apéndice paleontológico y geoquímico.**
- Hinojosa, G. A., 1961, Area Anticlinales Santa Margarita y Chacamáy, Chiapas: Informe Geológico No. 466 Z. S., Petróleos Mexicanos. 15 pp. y anexo con planos, secciones y columnas (inédito).**
- Hinojosa, G. A. y Chirinos, P. G., 1963, Exploración Geológica del Area Bochil - Capultenango, Chis.: Informe Geológico No. 491 Z. S., Petróleos Mexicanos. 35 pp. (inédito).**
- Hinojosa, G. A. y Chirinos, P. G., 1964, Area Copainalá-Ixtapa, Chis.: Informe Geológico No. 497 Z. S., Petróleos Mexicanos. 26 pp., apéndice paleontológico y anexo con planos secciones y columnas (inédito).**
- Hossack, J. R., 1979, The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review: Journal of the Geological Society of London. Vol. 136, p. 705-711, 5 figs.**
- Jamison, W. R., 1987, Geometric Analysis of Fold Development in Overthrust Terranes: Journal of Structural Geology. Vol. 9, N° 2, p. 207-219.**
- Jones, P. B., 1993, Petroleum Exploration in Fold and Thrust Belts. A Quantitative Approach: International Tectonic Consultants Ltd. Canada. Short Course Presented to Petroleos Mexicanos. 170 pp. and Workshop Problems (inédito).**
- Keller, G. R. & Cebull, S. E., 1973, Plate Tectonics and the Ouachita System in Texas, Oklahoma and Arkansas: Geol. Soc. of America, Bull. 84, p.1659 - 1666.**
- Leckie, D. A. & Smith, D. G., 1992, Regional Setting, Evolution, and Depositional Cycles of the Western Canada Foreland Basin: Foreland Basins & Fold Belts, A. A. P. G. Memoir 55, ed. by: Roger W. Macqueen & Dale A. Leckie. p. 9-46.**
- López, R. E., 1968, Geología Regional del Sureste de México, Guatemala, Belice y Norte de Honduras: Informe Geológico No. 529 Z. S., Petróleos Mexicanos. 26 pp. y anexo con planos, tablas y secciones (inédito).**
- López, R. E., 1979, Geología de México: Tomo III, 2a. edición. 446 pp. México D. F. (publicado por el autor).**
- López, T. O., y Sánchez, M. de O. R., 1967, Proyecto Mesozoico Estado de Chiapas: Informe Geológico No. 527 Z. S., Petróleos Mexicanos. 44 pp. y anexo con siete secciones columnares (inédito).**

- López, V. J. y Sanchez, M. de O. R.**, 1963, Area Bochil - San Cristobal, Chis.: Informe Geológico No. 499 Z. S., Petróleos Mexicanos. 25 pp., apéndice paleontológico y anexo con planos, secciones y columna estratigráfica (inérito).
- Lowell, J. D.**, 1985, Introduction in: Structural Styles in Petroleum Exploration. O. G. C. I. Publications, 460 pp.
- Lugo, H. J. y Córdova, F. C.**, 1990, Geomorfología 1: Carta Geomorfológica, Atlas Nacional de México, Serie Naturaleza, Edit. Instituto de Geografía, U. N. A. M.
- Macqueen, R. W. & Leckie, D. A.**, 1992, Introduction in: Foreland Basins and Fold Belts. A.A.P.G. Memoir 55, edited by Macqueen, R. W. & Leckie, D. A., 460 pp.
- Mann, P. & Burke, K.**, 1984, Neotectonics of the Caribbean: Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 22, No. 4, p. 309-362.
- Marshak, S. & Woodward, N.**, 1988, Introduction to Cross-Section Balancing. Chapter 14. In: Basic Methods of Structural Geology. edited by Stephen Marshak & Gautam Mitra. Prentice-Hall; Englewood Clifs, N. J.
- Meneses, R. J.**, 1987 (publicado en 1990), Marco Tectónico y Paleogeográfico del Triásico Tardío- Jurásico del Sureste de México: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXXI, No. 2, p. 3-69, 33 figs.
- Meneses, R. J., Gutiérrez, M. I., y Gómez, Ch. J.**, 1987, Evaluación Geológica Regional de la Sierra de Chiapas: Informe Geológico No. 1031 Z. SE., Petróleos Mexicanos (inérito).
- Mitra, S.**, 1986, Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential: The A. A. P. G. Bull. V. 70, N° 9, p. 1087-1112, 27 figs.
- Mitra, S.**, 1990, Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematic Evolution, and Hydrocarbon Traps: The A. A. P. G. Bull. V. 74, N° 6, p. 921-945, 22 figs. 1 Tabla.
- Moore, G. W. & Del Castillo, L.**, 1974, Tectonic Evolution of the Southern Gulf of Mexico: Geol. Soc. Am. Bull., V. 85- 4, p. 607-618.
- Moretti, I., Triboulet, S. & Endignoux, L.**, 1990, Some Remarks on the Geometrical Modeling of Geological Deformations: Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed by: J. Letouzey & Editions Technip, Paris, p. 155-162.
- Mount, V. S., Suppe, J. & Hook, S. C.**, 1990, A Foreward Modeling Strategy for Balancing Cross Sections: The A. A. P. G. Bull.. V. 74, N° 5, p. 521-531, 12 figs.

- Mugnier, J. - L. & Rossetti, J. - P.**, 1990, The Effects of Simplifying Assumptions on Balanced Cross-Sections: A View from Chartreuse Massif: Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed by: J. Letouzey & Editions Technip, Paris, p. 167-180.
- PEP-BP (Pemex Exploración y Producción-British Petroleum Exploration)**, 1994, Proyecto Cuencas del Sureste y área Marbella: Informe final/Pemex, 297 pp. 7 apéndices y 7 anexos, (inédito).
- Peterson, J. A.**, 1983, Petroleum Geology and Resources of Southeastern Mexico, Northern Guatemala, and Belize: U. S. Geological Survey, Circular 760, p. 1-44.
- Petróleos Mexicanos**, 1983, 1987, 1993, Mapas de Compilación de Geología de Superficie Basados en trabajos de Técnicos de la Gerencia de Exploración, Zona Sureste y Región Sur, Escalas Varias (inéditos).
- Pilger, R. H.**, 1978, A Closed Gulf of Mexico; Pre Atlantic Ocean Plate Reconstruction and The Early Rift History of the Gulf of Mexico and North Atlantic: G. S. S., Vol. 28, Nº 2, p. 385 - 393.
- Pindell, J. L.**, 1985, Alleghenian Reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Protocaribbean: Tectonics, Vol. 4, p. 1-39.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labreque, J., & Haxby, W.**, 1988, A Plate-Kinematic Framework for Models of Caribbean Evolution: Tectonophysics, 155, p. 121-138.
- Quezada, M. J. M.**, 1987 (publicado en 1990), El Cretácico Medio-Superior y el Límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: Boletín de la Soc. Mex. de Geol. Pet., vol. XXXIX, No. 1, p. 3-98.
- Richards, H. G.**, 1962, Stratigraphy of the Earliest Mesozoic Sediments in Southeast Mexico and Western Guatemala: Compañía Guatemala California de Petróleo, en I. G. 482 Z. S., Petróleos Mexicanos. 23 pp. (inédito).
- Rodríguez, L. F.**, 1987, Estudio Estratigráfico - Sedimentario del Prospecto Lacantún: Informe Geológico No. 008 Z. SE., Petróleos Mexicanos, 79 pp., apéndice petrográfico- paleontológico y anexo con planos, secciones y columnas (inédito).
- Ross, M. I., & Scotese, C. R.**, 1988, A Hierarchical Tectonic Model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: Tectonophysics, 155, p. 139-168, In: Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions. Ed by: C. R. Scotese & W. W. Sager. Elsevier Science Publishers, B. V. 1989.

- Salas, G. P.**, 1944, Levantamiento de Semidetalle de la parte Sur de la Cuenca Sedimentaria de Macuspana, Tab. y parte Norte de Chiapas. Informe Interno Petróleos Mexicanos, (inédito).
- Salas, G. P. y López R. E.**, 1951, Geología y Tectónica de la Región de Macuspana, Tab. y parte Norte de Chiapas. Boletín A. M. G. P., Vol. III, Nos. 1 y 2, p. 3 - 56.
- Salvador, A.**, 1987, Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin: A.A.P.G. Bull. V. 71, N° 4, p. 419-451, 14 figs.
- Sánchez, M. de O. R.**, 1969, Proyecto Mesozoico Sierra de Chiapas: Informe Geológico No.536 Z. S., Petróleos Mexicanos. 39 pp. 11 figs., 5 planos y anexo con secciones estructurales (inédito).
- Sánchez, M. de O. R.**, 1973, Proyecto Mesozoico Arrecifal Sierra de Chiapas: Informe Geológico No. 581 Z. S., Petróleos Mexicanos. 61 pp. y anexo con planos, secciones, tablas, fotografías y figuras (inédito).
- Sánchez, M. de O. R.**, 1979, Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXXI, Nos. 1 y 2, p.67-97.
- Sánchez, O. B. y Montelongo, D. C.**, 1990, Mapas de configuración de las cimas del Horizonte Profundo y Horizonte Somero: Spcia. de Interp. y Eval. Geofísica-Geológica. Petróleos Mexicanos. Zona Sur. 2 mapas escala 1:50 000 (inédito).
- Stewart, J. H.**, 1976, Late Precambrian Evolution of North America: Plate Tectonics Implication Geology, V. 4, p. 11-15.
- Suppe, J.**, 1983, Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding: Am. Jour. of Science. Vol. 283, p. 684-721. In: Structural Concepts and Techniques I. Treatise of Petroleum Geology Reprint Series, No. 9, 1988. (A. A. P. G.).
- Van der Voo, R. & French, R. B.**, 1974, Apparent polar Wandering for The Atlantic Bordering Continents, Late Carboniferous to Eocene: Earth Sciences Review, 10. p. 99-119.
- Varela, S. J.**, 1981, Prospecto Lacantún "SE": Informe Geológico No.810 Z. S., Petróleos Mexicanos. 44 pp. apéndice paleontológico y anexo con planos, secciones y columnas (inédito).
- Vázquez, M. M. y Villaseñor, R. P.**, 1990, Integración Tectónica- Estructural en el Prospecto Sierra de Chiapas: Proyecto CAO-4505 del I. M. P., 103 pp., apéndice petrográfico y anexo con 5 planos, 5 secciones y columna estratigráfica.

- Vázquez, O. A.,** 1981, Prospecto Pico de Oro: Informe Geológico No. 809 Z. S., Petróleos Mexicanos. 44 pp., apéndice paleontológico y anexo con planos, secciones y columna estratigráfica (inédito).
- Vélez, S. D.,** 1978, Prospecto Tzisco: Informe Geológico No. 735 Z. S., Petróleos Mexicanos. 62 pp., apéndices fotográfico y paleontológico y anexo con planos, secciones y columnas estratigráficas (inédito).
- Vinson, G. L.,** 1962, Upper Cretaceous and Tertiary Stratigraphy of Guatemala: The A. A. P. G. Bull. v.46, No. 4, p. 425-456.
- Walper, J. L.,** 1960, Geology of Cobán-Purulhá Area, Alta Verapaz, Guatemala: The A. A. P. G. Bull., Vol. 44, No. 8 p.1273-1315.
- Walper, G. L.,** 1980, Tectonic Evolution of the Gulf of Mexico in: The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean: Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, p. 87 - 98.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., & Seely, D. R.,** 1973, Basic Wrench Tectonics: The A. A. P. G. Bull. V. 57, No. 1, p. 74 - 96, 16 figs., 1 tabla.
- Woodward, N. B., Boyer, S. E. & Suppe, J.,** 1989, Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration: Short Course in Geology, Vol. 6; Presented at the 28th International Geological Congress, Washington, D. C. 132 pp. Ed by: M. L. Crawford & E. Padovani.