

**INTERPRETACION ESTRUCTURAL EN EL EXTREMO
OCCIDENTAL DE
LA CUENCA ORIENTAL
Y
COSTA AFUERA DE VENEZUELA**

**TRABAJO DE GRADO
PRESENTADO ANTE LA ILUSTRE
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
POR LA ING. CRELIA PADRON
PARA OPTAR POR EL TITULO DE
MAGISTER SCIENTIARUM
EN CIENCIAS GEOLOGICAS**

CARACAS, DICIEMBRE DE 2002

**CERTIFICO QUE HE LEIDO ESTE TRABAJO DE
GRADO
Y QUE LO ENCUENTRO APROPIADO TANTO EN SU
CONTENIDO COMO EN SU FORMATO Y APARIENCIA.**

Daniel Loureiro, Tutor

**TRABAJO DE GRADO APROBADO EN NOMBRE DE LA
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA POR EL SIGUIENTE JURADO**

D_R DANIEL LOUREIRO

D_R. MARINO OSTOS

D_R. CARLOS GIRALDO

**“HAY HOMBRES QUE LUCHAN UN DIA Y SON
BUENOS
HAY OTROS QUE LUCHAN UN AÑO Y SON MEJORES
HAY QUIENES LUCHAN MUCHOS AÑOS Y SON MUY BUENOS
PERO HAY LOS QUE LUCHAN TODA LA VIDA,
ESOS SON LOS IMPRESCINDIBLES.”
BERTOLT BRECHT**

A MIS VIEJOS POR MANTENERSE SIEMPRE EN PIE DE LUCHA

RESUMEN

El presente trabajo tiene como objetivo hacer una interpretación estructural de la región noroeste de la Cuenca Oriental y Costa Afuera de Venezuela, con el propósito de reconstruir la cinemática de la deformación y estimar el acortamiento de una sección longitudinal desde el extremo sur del cinturón deformado del Caribe, hasta la parte más septentrional del cratón de Guayana.

Para ello se seleccionaron 3310 Km. de líneas sísmicas de diferentes levantamientos a fin de crear y homogeneizar 16 transectos en cuanto a amplitud, fase, frecuencia y separación de CDP. Dichos transectos se escogieron con un criterio regional, manteniendo una orientación paralela y perpendicular al transporte tectónico. También se seleccionó información de 40 pozos e información de geología de superficie, con el fin de complementar y calibrar la información sísmica.

Una vez recopilada y filtrada la información, se pasó a la fase de calibración e integración de los transectos-pozo y geología de superficie.

Posteriormente, se calculó un modelo de velocidades interválicas por provincias tectónicas con el objeto de convertir a profundidad las diferentes tectonosecuencias interpretadas en tiempo. También se calculó un modelo de velocidades para los diferentes tipos de corteza involucrados en el área de estudio.

A partir de la información sísmica de superficie y la correlación con datos de pozos, se pudieron identificar tres megasecuencias asociadas a eventos tectónicos regionales.

La primera correspondería a megaciclos pre-cretácicos, identificados por una secuencia carbonífera post-rifting paleozoico y pre-rifting Jurásico.

El segundo evento corresponde al margen pasivo, el cual sismoestratigráficamente está bien definido, en su base, por una discordancia regional (*break-up unconformity*). Esta discontinuidad separa las secuencias precretácicas descritas anteriormente y la secuencias cretácicas. En el Cretácico se han identificado dos tectonosecuencias a nivel de pozos SK₁ y SK₂.

La primera se considera asociada con la apertura de Pangea, ocurrida a finales del Jurásico / principios del Cretácico marcada por una gran discordancia regional (SK₁) e identificada como la basa del Cretácico y que su a vez es el límite inferior de la misma y su limite superior esta dado por el SK₂. La segunda secuencia identificada dentro del período Cretácico, se encuentra limitada hacia su base y tope por los limites de secuencias SK₁ y SE₄, respectivamente.

El tercero evento corresponde a la creación de la cuenca antepaís, el cual se deposita luego de un hiatus desde el Paleógeno hasta finales del Eoceno Medio / Tardío y como producto del emplazamiento de los cinturones

tectónicos en el área de estudio, comienza la depositación de una secuencia transgresiva (SE₄), limitada en su base y tope por los límites de secuencias SM₁ y SM₂, respectivamente.

En este evento se han identificado hasta dos secuencias completas en la cuenca de Guárico, SE₄ correspondiente a la base de la cuenca de antepaís y SM₁ correspondiente a la base del Mioceno Temprano .

Estructuralmente se registraron se interpretaron cuatro eventos importantes de actividad tectónica, el primero abarca todas las estructuras pre-cretácicas. El segundo evento es interpretado como inversión en el Oligoceno, implicando la reactivación de las estructuras paleozoicas. El tercer evento, de edad Mioceno Temprano-Medio, se caracteriza por inversión generalizada de las estructuras. Y el cuarto evento de deformación ocurrió en el Mioceno Tardío a Pleistoceno asociado a toda las estructuras generadas en costa afuera, como la falla del Pilar, La Tortuga, Costa Afuera, Margarita, las cuales controlan la sedimentación de dicha región.

El balanceo y la retrodeformación de las secciones transversales, se hizo calculando la longitud de la capa, estimando un mínimo local de aproximadamente 2,3 km de acortamiento en promedio para ambos transectos. Dichas estimaciones se realizaron para la secuencia Oligoceno en lo que respecta la transecto 15 y la secuencia Cretácica para el transecto 11, en el período Mioceno Medio.

INDICE GENERAL	
RESUMEN	v
CONTENIDO	vii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABLAS	xiii
LISTA DE ANEXOS	xiii
AGRADECIMIENTOS	xiv
CAPITULO 1	
INTRODUCCION	1
1.1 Introducción	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Alcance	2
1.4 Area de estudio	3
CAPITULO 2	
GEOLOGIA REGIONAL	6
2.1 Marco tectónico regional	6
2.1.1 Evolución tectónica de la Placa del Caribe	9
2.1.2 Modelos tectónicos del Norte de Venezuela	14
2.2 Costa Afuera	21
2.2.1 Cuenca de La Blanquilla	24
2.2.2 Cuenca Tuy-Cariaco	25
2.3 Cuenca Oriental de Venezuela	29
CAPITULO 3	
FUNDAMENTOS TEÓRICOS	36
3.1 Fundamentos sismoestratigráficos	36

3.2	Balaneo de secciones	49
-----	----------------------	----

CAPITULO 4

	METODOLOGIA	60
4.1	Configuración de la base de datos	60
	4.1.1 Sísmica de reflexión	60
	4.1.2 Información de pozos	60
4.2	Proceso de homogeneización	61
	4.2.1 Primera etapa del proceso de homogeneización	61
	4.2.2 Segunda etapa del proceso de homogeneización	63
	4.2.3 Tercera etapa del proceso de homogeneización	64
4.3	Modelo de velocidades	72
4.4	Conversión a profundidad	75
4.5	Balaneo de sección	75
4.6	Cinemática de la deformación	76

CAPITULO 5

	ANÁLISIS DE RESULTADOS	77
5.1	Interpretación	77
	5.1.1. Identificación y correlación de los diferentes SB a partir de pozos	77
	5.1.2. Interpretación sismoestratigráfica	83
5.2	Interpretación estructural	90
5.3	Análisis de velocidades	97
5.4	Análisis de cuenca	101
5.5	Balaneo de sección	102

CAPITULO 6

CONCLUSIONES	108
BIBLIOGRAFIA	111
APÉNDICES	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Ubicación geográfica del área de estudio	4
Figura 1.2A	Mapa tectónico regional	5
Figura 1.2B	Mapa índice de la mayores provincias estructurales	5
Figura 2.1	Separación de Norte América y Suramérica durante el periodo de 130 a 80 m.a	8
Figura 2.2	Placa oceánica del Caribe sobre el <i>hotspot</i> de Los Galápagos	8
Figura 2.3 A	Reconstrucción de la región del Caribe hace 180 m.a	11
Figura 2.3 B	Reconstrucción de la región del Caribe hace 156 m.a	11
Figura 2.4 A	Reconstrucción de la región del Caribe hace 145 m.a	11
Figura 2.4 B	Reconstrucción de la región del Caribe hace 118 m.a	11
Figura 2.5 A	Reconstrucción de la región del Caribe hace 83 m.a	12
Figura 2.5 B	Reconstrucción de la región del Caribe hace 71 m.a	12
Figura 2.6 A	Reconstrucción de la región del Caribe hace 56 m.a	12
Figura 2.6 B	Reconstrucción de la región del Caribe hace 41 m.a	12
Figura 2.7 A	Reconstrucción de la Placa del Caribe: Oligoceno Tardío	13
Figura 2.7 B	Reconstrucción de la Placa del Caribe: Mioceno Medio	13
Figura 2.8 A	Reconstrucción de la Placa del Caribe: Mioceno Tardío	13
Figura 2.8 B	Reconstrucción de la Placa del Caribe: Plioceno Tardío.	13
Figura 2.9	Norte de Suramérica durante el Neocomiense	16
Figura 2.10	Mapa geológico con los diferentes cinturones tectónicos	20
Figura 2.11	Ubicación de las cuencas costa afuera	22
Figura 2.12	Ubicación de los pozos que perforaron basamento	23

Figura 3.1	Reflexiones de una sección sismo-estratigráfica dentro de una secuencia sísmica idealizada	36
Figura 3.2	Relación entre la arquitectura sísmica y el ambiente de sedimentación	38
Figura 3.3 A y B	Sección estratigráfica para una secuencia siliciclástica	40
Figura 3.4 A y B	Sección estratigráfica para una secuencia carbonática.	41
Figura 3.5	Definición de discontinuidades Tipo 1 y 2	45
Figura 3.6	Modelo tectónico de sedimentación en cuencas antepaís	45
Figura 3.7	Comparación de la distribución y arquitectura de los sistemas encadenados y depositacionales para una cuenca de margen pasivo y una cuenca de antepaís	46
Figura 3.8	Jerarquización de los ciclos estratigráficos	48
Figura 3.9	Ilustración del concepto de la longitud de la capa, la conservación del área y el balanceo	51
Figura 3.10	Diagrama para la consistencia de la longitud de la capa	52
Figura 3.11	Ilustración de la secuencia de fallamiento	53
Figura 3.12	Mapa de la región de Idaho-Utah-Wyoming	54
Figura 3.13	Regla de arco y flecha	55
Figura 3.14	Diagrama de cálculo de acortamiento	56
Figura 3.15	Cálculo de la profundidad del despegue	57
Figura 3.16	Ejemplos clásicos de fallas relacionadas a la forma de los pliegues	58
Figura 4.1	Mapa base del área de estudio	66
Figura 4.2	Mapa base del área de estudio con información de pozos clasificada	67

Figura 4.3	Identificación de límites de secuencia (SB) a partir de Registro de pozo	69
Figura 4.4 A,B y C	Generación de sismogramas sintéticos para la calibración sísmica / pozos	70
Figura 4.5	Ábaco de velocidad sísmica vs. densidad	74
Figura 4.6	Distribución de velocidades sísmicas para las cuencas del Caribe	74
Figura 5.1	Secuencias identificadas en el Pozo N° 29	79
Figura 5.2	Secuencias identificadas en el Pozo N° 14	79
Figura 5.3	Secuencias identificadas en el Pozo N° 1	79
Figura 5.4	Secuencias identificadas en el Pozo N° 7	79
Figura 5.5	Mapa de ubicación de los cuatros pozos tipos seleccionados para el área de estudio	80
Figura 5.6	Diagrama de la distribución de secuencias norte-sur para un perfil de pozos paralelo al transecto TCP-19	82
Figura 5.7	Mapa de fallas Pre-Cretácicas	91
Figura 5.8	Mapa de fallas activas durante el Oligoceno/Mioceno Temprano	93
Figura 5.9	Esquema de movimiento del sistema de Fallas La Tortuga	94
Figura 5.10	Mapa de reactivación de Fallas para el Mioceno / Plioceno y Pleistoceno	95
Figura 5.11	Mapa de fallas para el área de estudios	96
Figura 5.12	Distribución de los cinturones metamórficos para el área de estudio	98
Figura 5.13	Ubicación de los segmentos retrodeformados	103
Figura 5.14	Transecto 15 en profundidad y retodeformación	104
Figura 5.15	Acortamiento del transecto 15	106
Figura 5.16	Acortameinto del trasnecto11	107

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1	Tectonosecuencias identificadas por la Gerencia de Visión País para todo el territorio venezolano	71
Tabla 5.1	Velocidades inferidas a partir de valores de densidad para los diferentes tipo de corteza	99
Tabla 5.2	Velocidades interválicas, calculadas a partir de datos de pozos	100

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1	TRANSECTO TCP-19
ANEXO 2	TRANSECTO TCP-15
ANEXO 3	TRANSECTO TCP-11
ANEXO 4	TRANSECTO TC-26
ANEXO 5	TRANSECTO TC-16
ANEXO 6	TRANSECTO TC-4

AGRADECIMIENTOS

Muy especialmente quisiera expresarle mi mas sincero agradecimiento a mi tutor, el Dr. Daniel Loureiro, quien fue el eje central en este proyecto, por su dedicación, paciencia, constancia, su valioso tiempo y sobretodo por su voto de confianza. Así como también al Dr. Marino Ostos, quien me asesoró en todo momento y pacientemente revisó y discutió cada capitulo de este trabajo.

A PDVSA E&P, por el financiamiento de este proyecto y apoyo logístico, especialmente a todo el personal de la Gerencia de Visión País, particularmente al Dr. Felipe Audemard quien me dio la oportunidad de desarrollar este proyecto. También quisiera extender mis agradecimientos a Raúl Ysacci, por su tiempo y dedicación, Juan Di Croce y Antonello Lillui, por su asesoría, Gustavo Hernández, Renzo Violino, Irene Truskowski, Pedro Petit, Francisco Bolívar, José Pico, Héctor del Castillo, Claudia, Roger Coriat, a la Gerencia de Información, en especial a Tairy Rosales y al grupo de sensores remotos especialmente a Liz. También quisiera agradecerle a PDVSA/INTEVEP, en especial a Miguel González y a Enrique Novoa, por su tiempo, dedicación y asesoría. Al grupo de la UAC/PDVSA, en especial a Jairo, Silverio, Carlos, Eder, Martha, Oscar y Amalfi .

Les extiendo un agradecimiento muy especial a los Dres. Franck Audemard, Carlos Giraldo, quienes muy amablemente discutieron conmigo este trabajo. Así como también a Blas de la Peña, María Gabriela Castillo, por su tiempo y todas las discusiones técnicas.

A los amigos en especial a Nubia Santiago, Francisco Vélez y a sus queridas hijas, no solo por el apoyo técnico que me brindaron, si no por sus palabras de aliento tan oportunas y el cobijo que me brindaron. De igual manera quisiera agradecerles a Miguelito, Adriana y Mariíta por su solidaridad.

A mi adorada familia (Crelia, Ismael, María, Emma, Esteban, Estebética, Claudia y Amelita, Pedro, Elena, Peche, Marcos, Isabel y Marcus, y a todos los tíos y tías, especialmente a Víctor y a Esther, siempre tan presente), todos muy queridos, a ustedes más que gracias les debo disculpas, por tanto abandono. Y por ultimo, pero no menos importante a Eduardo, siempre mi paciente y solidario compañero.

CAPITULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

Este capítulo está compuesto de tres partes. La primera, expone el marco tectónico regional el cual controla la evolución del norte de Suramérica en el área de estudio e influye en las características tectono-sedimentarias de las diferentes cuencas, tanto costa afuera como dentro del continente. La segunda, referida a la evolución tectono-sedimentaria de las cuencas desarrolladas en el área de costa afuera, en lo que respecta a la localidad estudiada. La tercera, describe la evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca Oriental, así como también las características de las formaciones clásicas conocidas en la literatura, depositadas dentro de cada tectonosecuencia en el área de estudio.

2.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

El marco tectónico del área de estudio está controlado principalmente por la interacción de la placa de Caribe con la placa Suramericana.

La evolución tectónica del Caribe ha sido objeto de estudio por diversos geocientíficos desde la década de los setenta, postulando básicamente dos modelos.

El primer modelo considera el origen de la placa Caribe como el producto de la apertura entre norte y sur América durante el Jurásico y el Cretácico Temprano (Maresch, 1974; Beets et al., 1984 en Ostos, 1990). Al igual a los trabajos antes citados, Frisch et al., 1992 (en Mann, 1999) proponen la creación del Caribe producto de la apertura entre norte y sur América, durante el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío, atribuyendo el espesor anómalo de la placa del Caribe al ascenso de magmas en el espacio existente entre ambos continentes (Figura 2.1). Este modelo

reconoce movimientos rumbo deslizantes de los márgenes norte y sur de la placa del Caribe, pero no considera desplazamientos lo suficientemente largos como para explicar y restaurar el origen de la placa del Caribe en el Pacífico este como lo sugiere el segundo modelo (Mann,1999).

El segundo modelo fue propuesto por Wilson (1966), luego elaborado por Malfait y Dikelman (1972), Ross y Scotese (1988), Pindell y Barrett (1990) y otros (Mann, 1999). Este considera que la placa Caribe procede del Pacífico. El espesor anómalo de la placa podría resultar de su paso sobre el punto caliente de las islas Galápagos (Duncan y Hargraves, 1984; Sinton et al., 1997 en Mann 1999). El paso de está microplaca del Pacífico al Atlántico está registrada por la historia diacrónica de colisión entre las Antillas Mayores, así como en los bordes de las placas del margen pasivo de norte y sur América (Figura 2.2). Está colisión comienza en el Cretácico Temprano en el norte de Centro América y el noroeste de Suramérica, y ha sido continua en el tiempo hasta el presente en el noreste y sureste del Caribe (Mann, 1999).

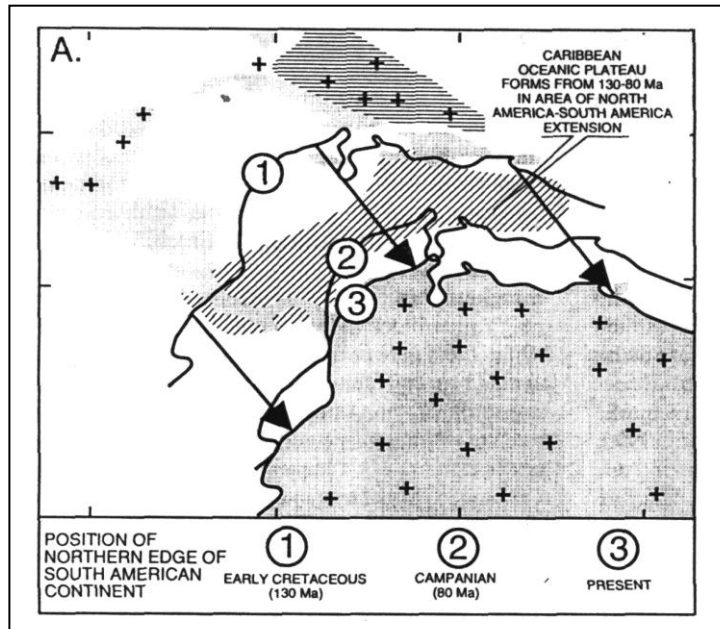


Figura 2.1.- La placa del Caribe se forma por la separación de Norte América y Suramérica durante el periodo de 130 a 80 m.a. Las cruces indican las áreas de corteza continental. Los números indican la evolución a través del tiempo de la margen norte de América del Sur para diferentes periodos de acuerdo con Pindell y Barrett (1990). Tomado de Mann (1999).

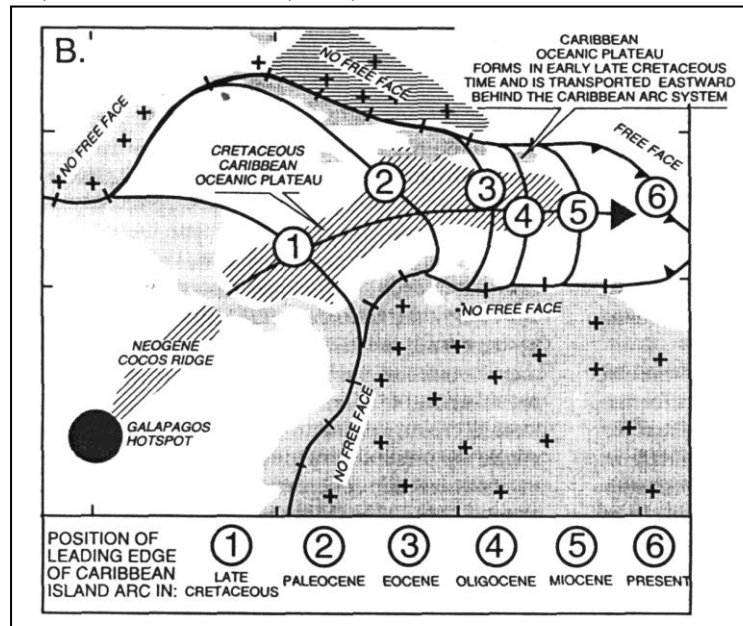


Figura 2.2.- La placa oceánica del Caribe se engrosó al pasar sobre el *hotspot* de Los Galápagos. Su engrosamiento es a partir del Cretácico Medio a Tardío; posteriormente se desplaza entre Norte América y Sur América. La enumeración mostrada en el diagrama representa la evolución en el tiempo de la ubicación del sistema de arco del Caribe y la corteza oceánica, de acuerdo con Pindell y Barrett (1990). Tomado de Mann (1999).

2.1.1 .- EVOLUCION TECTONICA DE LA PLACA DEL CARIBE

En el segundo modelo descrito anteriormente, Pindell y Barrett (1990) diferencian cinco fases:

Primera fase : Durante el Jurásico Medio a Tardío comienza el *rifting* y separación entre Norteamérica, las Bahamas, el Bloque de Yucatán y el norte de Sudamérica (figuras 2.3A y 2.3B).

Tal como se observa en la Figura 2.3A, previo a la apertura durante el Jurásico Tardío, se encontraban expuestas : (1) la Placa Pan-Africana, compuesta por corteza continental de Africa y Brasil; (2) el cinturón orogénico Grenville proveniente de norte y sur América, incluyendo una posible continuación a través de México y el bloque de Chortís y (3) corteza que corresponde al escudo Precámbrico de Guayana. Para el Jurásico Tardío (Figura 2.3B) parte de un sistema de banda de *riffts* se desarrolla asociada con la apertura temprana del Atlántico central y norte. El *rift* es activo a lo largo del Golfo de México, la plataforma de las Bahamas y al noroeste de Suramérica.

Segunda Fase: Jurásico Tardío-Cretácico Tardío a Terciario Temprano.

Se desarrolla un margen pasivo en las Bahamas, Yucatán y norte de Suramérica durante la deriva entre las Américas y la expansión de la cuenca de proto Caribe (figuras 2.4A y 2.4B). En el Cretácico Temprano ha cesado el *rifting*; el bloque de Yucatán adquiere su posición actual y se deposita una sección del margen pasivo *post-rift* compuesta principalmente de rocas carbonáticas .

Tercera Fase : Cretácico Tardío al Reciente.

Continúa la migración de la placa del Caribe hacia el este, ocasionando colisión y transpresión de la placa del Caribe y los márgenes estables del proto Caribe (figuras 2.5A y 2.5B).

En el noroeste de Suramérica se crea una cuenca antepaís (foreland), producto del emplazamiento de unidades alóctonas pertenecientes a la placa Caribe, sobre la corteza continental Suramericana.

Cuarta Fase: La placa del Caribe del Eoceno al Reciente desarrolla una zona de límites complejos, los cuales son mayormente rumbo deslizantes en el norte y sur del Caribe, y los mismos están asociados a la migración hacia el este de la placa del Caribe (figuras 2.6A y 2.6B).

Quinta Fase: Mioceno al Reciente. Período de deformación a través de la entrada de la placa Caribe. La deformación fue el resultado de la interacción entre la placa del Caribe y la placa suramericana en tres eventos. El primero, compresión causada por la convergencia entre el Norteamérica y Suramérica; segundo, migración hacia el noreste de los terrenos andinos, ubicados al noroeste de Suramérica, y tercero convergencia en el arco de la Española a lo largo de la falla transformante de la fosa oriental de Puerto Rico, al noreste de República Dominicana (figuras 2.7A, 2.7B, 2.8A y 2.8B) .

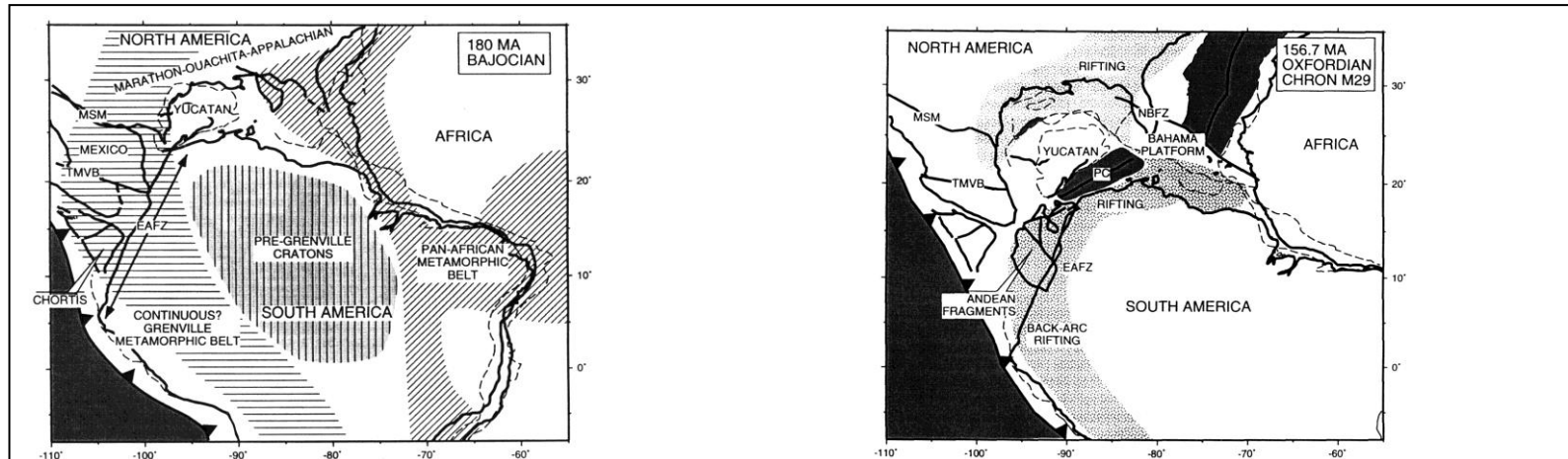


Figura 2.3A y B.- Reconstrucción de la región del Caribe hace 180 y 156 m.a. Las abreviaciones significan lo siguiente: PC= corteza oceánica, Proto Caribe; NBFZ= Zona de Fractura de las Bahamas; MSM = Mohave-Sonora Megacizalla; TMVB = Cinturón Volcánico, Trans-Mexican; EAFZ =Zona de Falla Andina Oriental. Las zonas grises representan el espesor de corteza oceánica, las zona punteadas indican zonas de *Rift*. Tomado de Mann (1999).

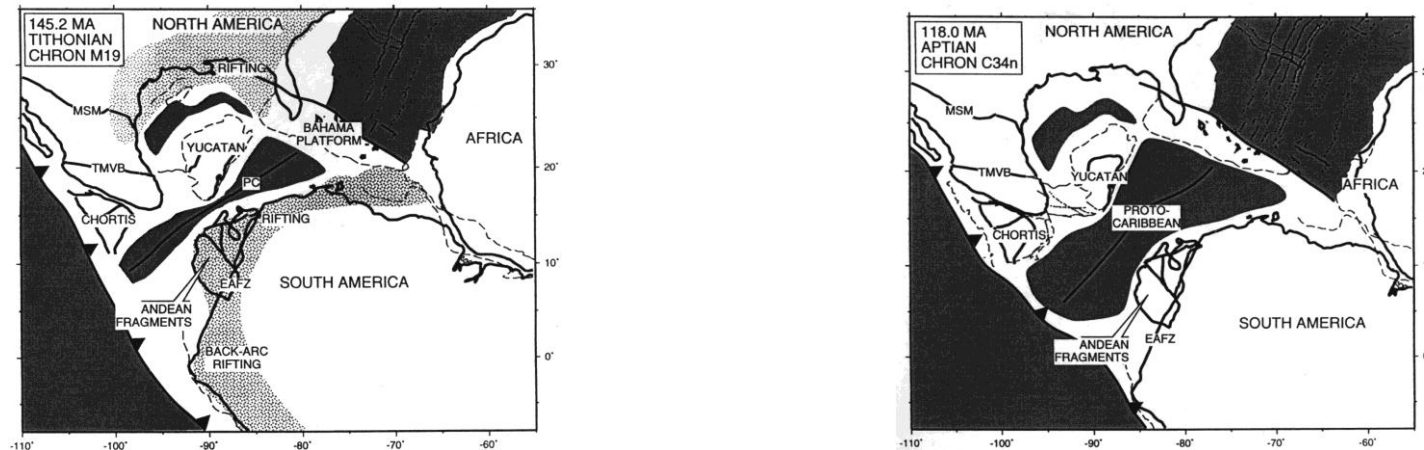
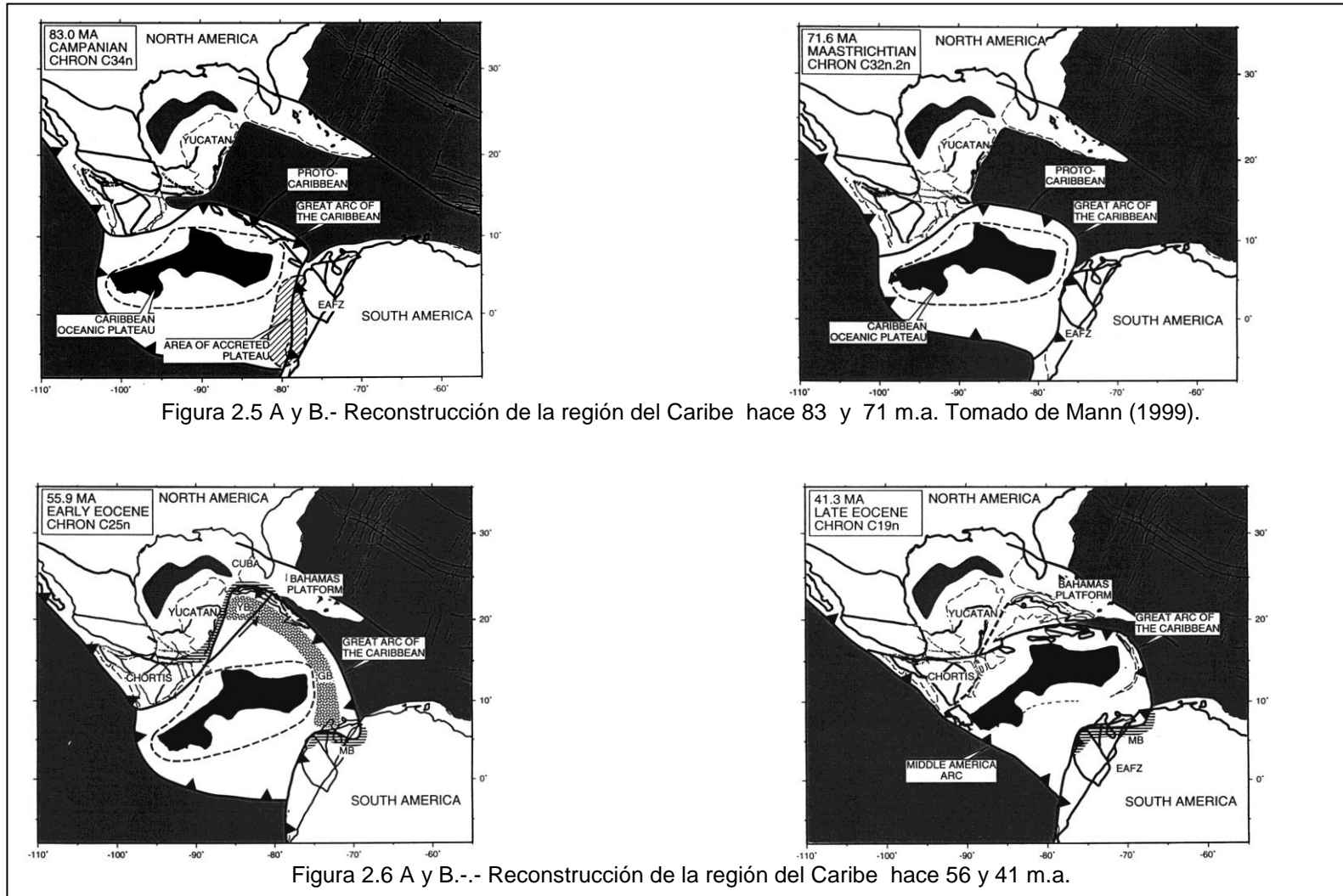
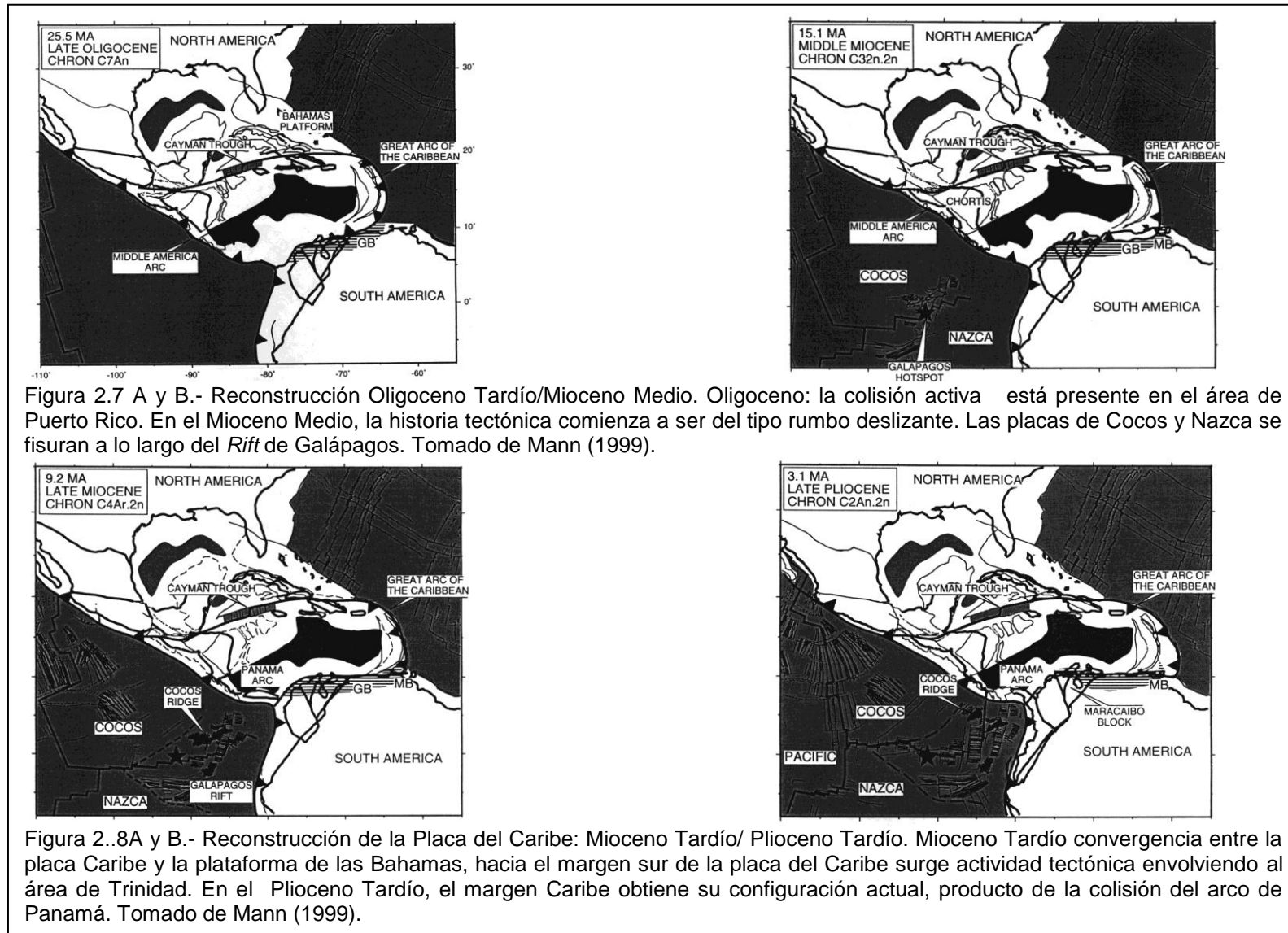


Figura 2.4 A y B.- Reconstrucción de la región del Caribe hace 145 y 118 m.a. Tomado de Mann (1999).





2.1.2.- MODELOS TECTONICOS DEL NORTE DE VENEZUELA

La tectónica de placas interpretada al norte de América del sur, ha sido discutida por diversos autores proponiendo básicamente aloctonia o autoctonismo de los diferentes cinturones metamórficos ubicados al norte de Venezuela.

Ostos (1990), interpreta colisión de un microcontinente y un arco de islas hacia el oeste-noroeste de sur América, en el Cretácico Temprano (Figura 2.9). Esta colisión sería responsable del cabalgamiento de los diferentes cinturones tectónicos metamórficos que se encuentran en el norte de Venezuela, los cuales se iniciaron con una dirección de transporte oeste-noreste y, posteriormente, para el Cretácico Tardío varió hacia el noreste, producto de la alta angularidad entre ambas placas. En el Eoceno Tardío, el transporte tectónico cambió de dirección hacia el este, producto de la colisión de la placa del Caribe con la plataforma de las Bahamas. El resultado de la colisión entre el microntinente antes mencionado, conocido en la literatura como Sebastopol, su sobrecorrimiento y el de los terrenos circundantes, es lo que se conoce en la actualidad como los diferentes cinturones o fajas tectónicas que componen el Sistema Montañoso del Caribe, el cual aflora al Norte de Venezuela (Figura 2.10). Dicho sistema ha sido dividido por Ostos (1990) en cinco cinturones de norte a sur, siendo ellos los siguientes:

1. Cordillera de la Costa-Margarita
2. Cordillera de La Costa
3. Caucagua - El Tinaco
4. Paracotos
5. Villa de Cura

Cada uno de estos cinturones están separados por los siguientes sistemas de fallas de norte a sur:

1. Falla San Sebastián
2. Falla La Victoria
3. Falla Santa Rosa
4. Falla Agua Fría

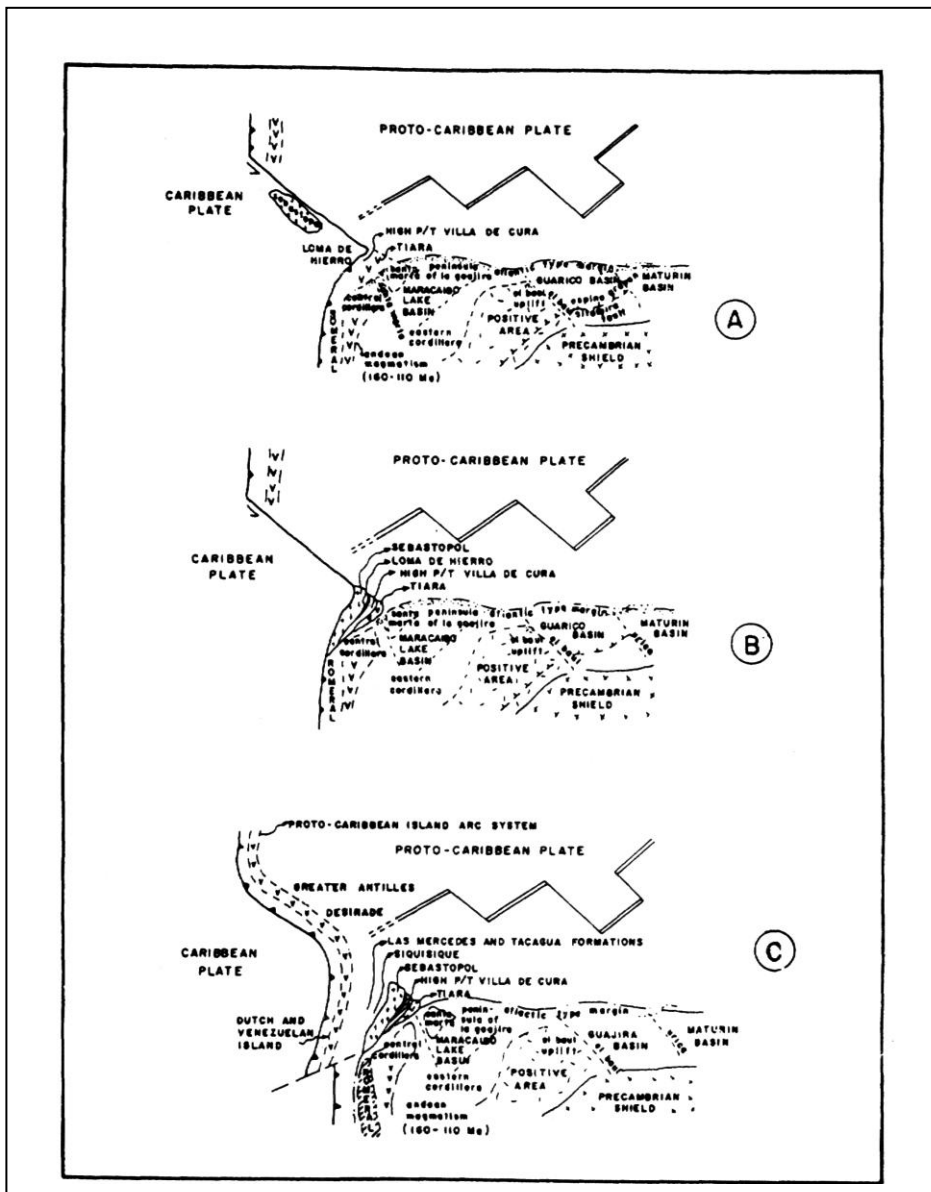


Figura 2.9.- Reconstrucción para el norte de suramérica durante el Neocomíense. Tomado de Ostos (1990) .

1. Cinturón Cordillera de la Costa-Margarita. Según Ostos (1990) consiste en rocas de alta P/T con metamorfismo sobreimpuesto de P/T intermedia.

2. Cinturón Cordillera de la Costa, consiste en un basamento granítico de edad Precámbrica y una cobertura sedimentaria de edad Mesozica afectada por un metamorfismo de P/T intermedia. Está compuesto por el Complejo Sebastopol, el Grupo Caracas y la Formación Tacagua, los cuales serán descritos a continuación (Ostos, 1990).

1. El Complejo Sebastopol, corresponde al basamento del Grupo Caracas y consiste en gneis granítico metamorfozido en la facies de los esquistos verdes (Ostos,1990).

2. El Grupo Caracas, según Ostos (1990) ha sido dividido en cuatro formaciones, denominadas de base a tope tal como sigue:

- Formación Peña de Mora: descrita como un augen-gneis cuarzo feldespático, gneis biotítico, esquistos cuarzo muscovítico y mármoles anfibolíticos.
- Formación Las Brisas: consiste en sedimentos metamorfozados en las facies de los esquistos verdes.
- Formación Antímamo: compuesta por mármoles grafitosos y esquistos calcáreos, anfibolitas granatíferas, anfibolitas epidótica-glaucofánicas y eclogita anfibolítica.

- Formación Las Mercedes: consiste en esquistos grafitosos-calcáreos y cuarzo-muscovíticos.
3. Formación Tacagua: está compuesta por una gran variedad de esquistos producto de las diferentes fases de metamorfismo entre ellos se citan; esquistos epidóticos sericíticos, esquistos cuarzo-grafitosos calcáreos, esquistos epidóticos-actinolíticos, esquistos cuarzo-muscovíticos-grafitosos-cloríticos y metacuarcitas epidotica-granate. Se ha interpretado que la unidad representa sedimentos de origen volcanoclástico (Ostos,1990).

2. Cinturón Caucagua – El Tinaco

Ha sido reconocido desde el Tinaco, Estado Cojedes, hasta Caucagua Estado Miranda. Esta faja está compuesta por diferentes unidades de origen volcano-sedimentario. Las unidades que componen esta faja son: Complejo El Tinaco, la Formación Las Placitas, la Formación Pilancones, la Formación Tucutunemo, la Formación Los Naranjos, la Formación Conoropa, la Formación Urape, la Formación Muraguata y la Formación Chuspita (González de Juana et al., 1980).

Ostos (1990) describe el basamento de este cinturón como rocas de edad paleozoicas afectadas por un metamorfismo en la facies de la anfibolita en un régimen de baja P/T, cuya cobertura consiste en metasedimentos y rocas metavolcánicas de edad Pérmico y Cretácico, metamorfizadas en la facies de esquistos verdes.

3. Cinturón Paracotos

El cinturón se extiende continuamente desde El Tinaco, en su extremo oeste, hasta la parte más oriental del Estado Miranda en el este, con

una orientación oeste-este. Tres conjuntos litológicos han sido identificados: calizas microcristalinas, conglomerados líticos y rocas volcánicas dentro de una matriz filitica, lo cual constituye una sedimentación tipo “wild flysch” tectonizada (González de Juana et al., 1980). Ostos (1990) interpreta una edad de sedimentación cretácico tardío, afectado por un metamorfismo de muy bajo grado.

4. Cinturón Villa de Cura

Ha sido considerado como un bloque alóctono, compuesto por rocas volcánicas del grupo que lleva el mismo nombre. Hacia el frente de la deformación se encuentran los sedimentos tipo *flysch* correspondientes a la Formación Guárico (González de Juana et al., 1980).

Ostos (1990) interpreta a este cinturón como una asociación de metasedimentos, rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura, rocas volcánicas de arco de islas y plutones máficos-ultramáficos. El cinturón fue afectado por dos fases de metamorfismo, la primera corresponde a un metamorfismo de alta P y baja T y posteriormente le fue sobre impuesto un metamorfismo de P/T intermedia.

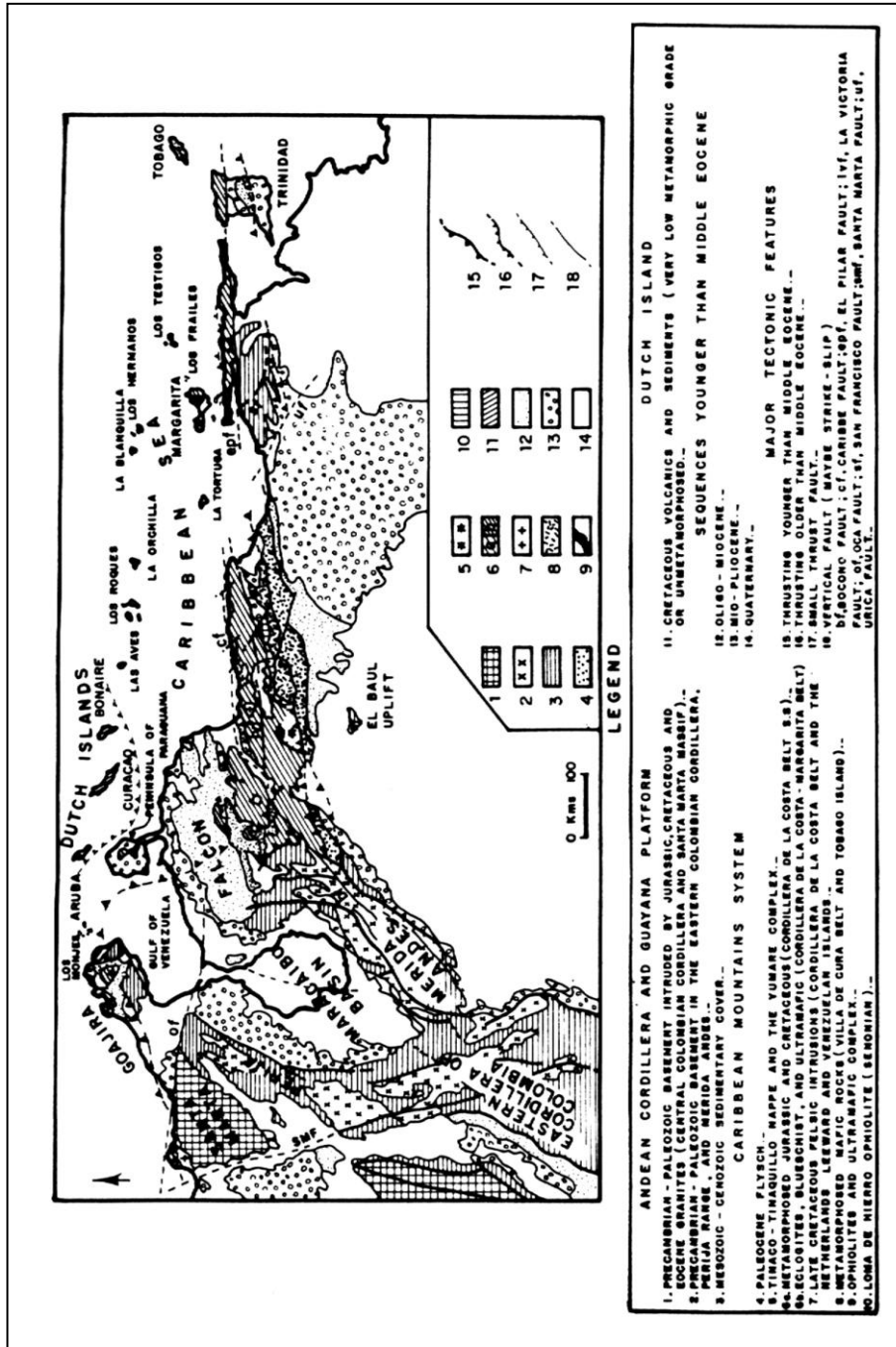


Figura 2..10.-Mapa Geológico del Sistema Montañoso del Caribe y el norte de la Cordillera Andina. Tomado de Stephan (1980) en Ostos (1990).

2.2 COSTA AFUERA

La región costa afuera involucrada en el área de estudio está compuesta por la cuenca de la Blanquilla y la cuenca Tuy-Cariaco, ambas descritas en el próximo punto (Figura 2.11).

EL basamento identificado a partir del análisis de pozos realizados por PDVSA E & P, entre los años 1978 y 1982 en ambas cuencas está compuesto por rocas ígneo-metamórficas, correlacionado con el Cinturón Montañoso del Caribe. Los sedimentos terciarios y más jóvenes descansan sobre esta corteza acreacional descrita a continuación en base a lo pozos perforados en la región.

En el área de La Blanquilla se perforaron 3 pozos de los cuales uno solo penetró basamento. Su análisis indicó que está constituido por rocas metamórficas en la facies de los esquistos verdes.

En la cuenca Tuy-Cariaco se perforaron 7 pozos que penetraron basamento, de los cuales tres están ubicados en el área Tuy-Cariaco Norte (Figura 2.12), y han sido asociados a facies metamórficas o facies volcánicas/subvolcánicas. Cuya composición varía desde tipos subvolcánicos parcialmente alterados de andesitas, hasta riolitas y dacitas fuertemente alteradas. Las edades isotópicas obtenidas por el método K-Ar resultaron ser Cretácico Superior (Talukdar y Bolívar, 1982) .

Hacia el área de la ensenada de Barcelona un pozo encontró un basamento compuesto por tobas volcánicas, cuya edad absoluta es de 65-69 m.a., mientras que en el resto de los pozos el basamento está representado por rocas metamórficas perteneciente a la facies de los esquistos verdes (Talukdar y Bolívar, 1982).

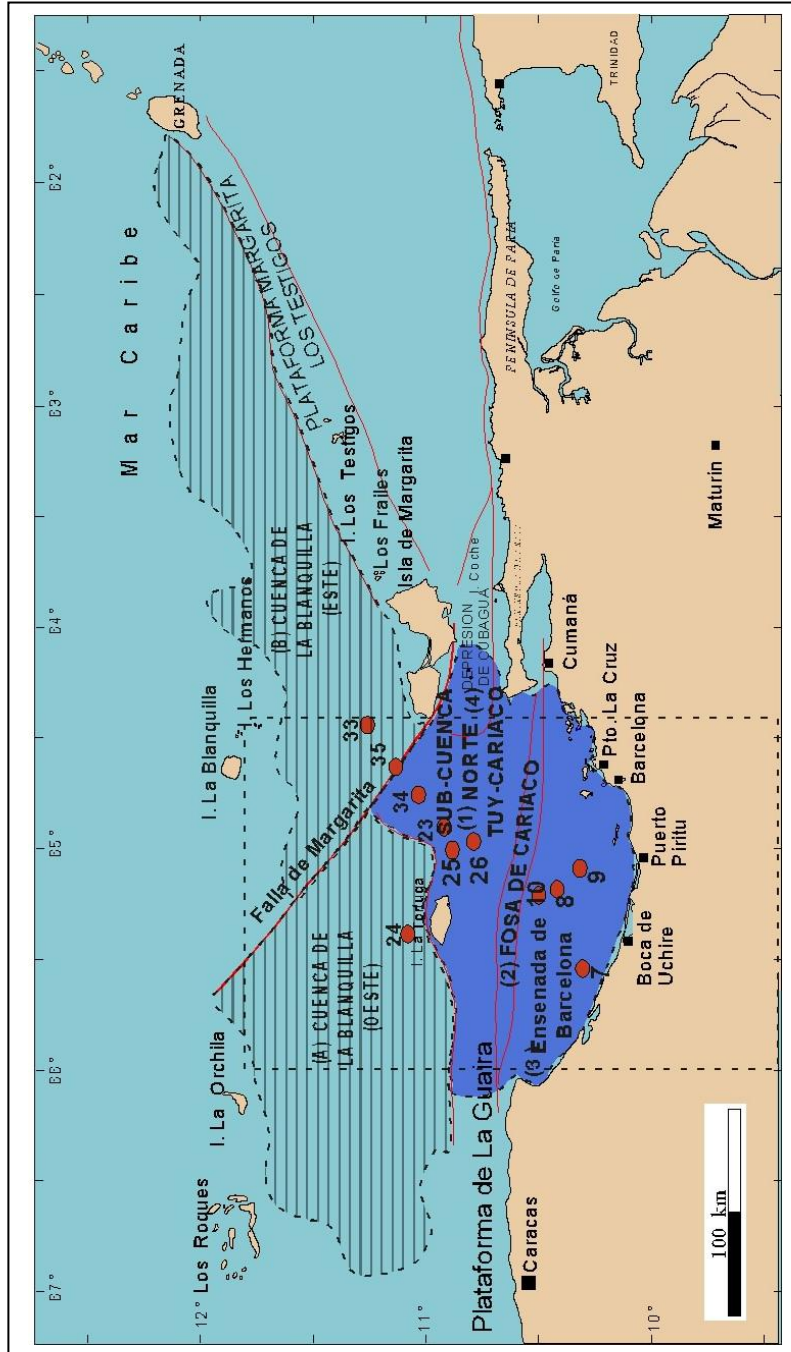


Figura.-2.11.- Ubicación de las cuencas costa afuera. En letras A y B, la subcuenca de La Blanquilla Oeste y la subcuenca Blanquilla este, respectivamente. La cuenca Tuy-Cariaco en azul, en círculos rojos se encuentran los pozos ubicados en la región y en el rectángulo negro segmentado se muestra el área de estudio

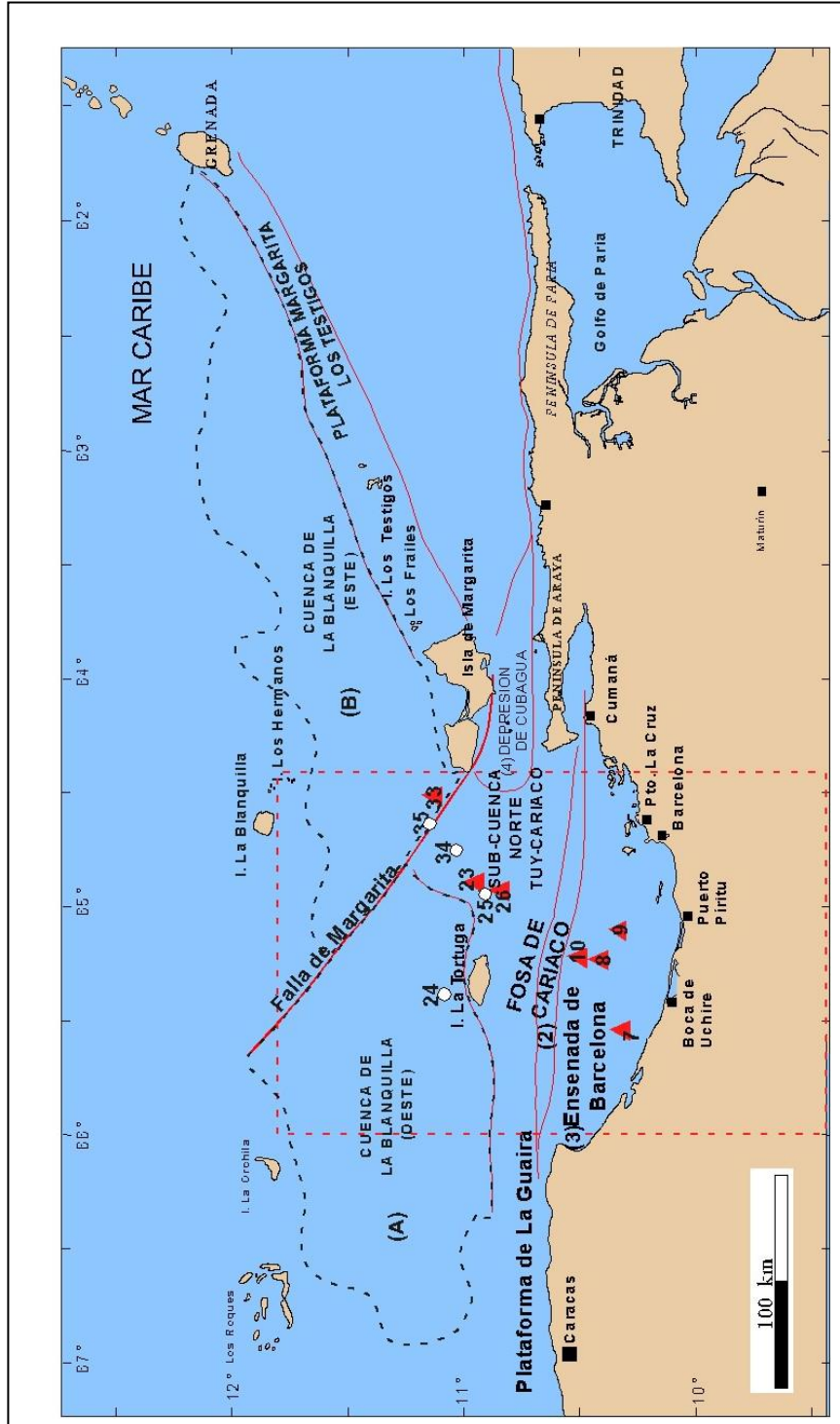


Figura.-2.12.-Ubicación de los pozos que perforaron basamento. En triángulos rojos se muestran los pozos que alcanzaron el basamento ígneo-metamórfico y en círculos blancos se encuentran los pozos que no lo alcanzaron.

2.2.1 CUENCA DE LA BLANQUILLA

La Cuenca de La Blanquilla está ubicada al norte del alto de La Tortuga y la Plataforma de Margarita/Los Testigos (Figura 2.11). Esta cuenca ha sido interpretada como una cuenca detrás de arco (*back-arc basin*) producto de la subducción de la placa Atlántica de bajo de la placa Caribe a principios del Paleógeno (PECA, 2000).

La Cuenca de La Blanquilla está limitada por la falla dextral rumbo deslizante de Margarita (Figura 2.11) y ha sido dividida en dos subcuencas:

- (A) Sub-cuenca de la Blanquilla Oeste ó sub-cuenca de La Tortuga
- (B) Sub-cuenca de la Blanquilla Este

La Sub-cuenca de la Blanquilla Oeste se encuentra ubicada al norte del la Isla de La Tortuga, limitada al sureste por la subcuenca Tuy-Cariaco y al este por la falla transcurrente dextral de Margarita. La subcuenca Blanquilla este, se encuentra al norte del Isla de Margarita, y está limitada sureste por la plataforma Margarita / Los Testigos y al oeste por la falla de Margarita.

Los sedimentos más antiguos depositados en ambas subcuencas son de edad Eoceno Tardío, caracterizados por una secuencia monótona de lutitas marinas (batial inferior) con trazas de areniscas y calizas (Haak 1980 en PECA, 2000). Estos sedimentos han sido asociados a la tectónica distensiva (Eoceno Medio a Mioceno Medio) y descansan discordantemente

sobre el basamento ígneo metamórfico de los terrenos caribes (Blanco y Giraldo, 1992).

Para el Oligoceno la sedimentación, consistió en secuencias monótonas de lutitas depositadas en un ambiente batial.

A partir del Mioceno Medio hasta el Reciente, la tectónica dominante ha sido compresiva. La sedimentación en el Mioceno estuvo dominada por lutitas limosas con intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso, (Talukdar y Bolívar, 1982).

Los sedimentos pliocenos consisten en arcillas calcáreas depositadas en ambientes nerítico medio a interno (Talukdar y Bolívar (1982) en PECA, 2000). En el Pleistoceno la columna está constituida por una sección monótona de lutitas, con abundantes depósitos de fragmentos de conchas, acumuladas en ambientes nerítico medio-interno.

2.2.2 CUENCA TUY- CARIACO

La cuenca Tuy Cariaco se encuentra ubicada en la región nor-oriental del área de costa afuera (Figura 2.11). Su límite norte lo constituye el alto estructural de las islas Margarita y La Tortuga, mientras que en su extremo sur limita con la costa de cabo Codera hasta la Península de Araya. La cuenca Tuy Cariaco ha sido subdividida en cuatro sub-cuencas en función de sus elementos estructurales principales:

- (1) Sub-cuenca Tuy Cariaco norte
- (2) Fosa de Cariaco
- (3) Ensenada de Barcelona
- (4) Depresión de Cubagua

SUB-CUENCA TUY CARIACO NORTE

La subcuenca Tuy-Cariaco Norte, está limitada al norte por la Falla de Margarita (en su extremo sureste) y al noreste por la depresión de Cubagua. En su extremo sur está limitada por la Fosa de Cariaco y hacia el noroeste, está limitada por la subcuenca de la Blanquilla Oeste (Figura 2.11).

Esta subcuenca se desarrolló durante el Plioceno y Pleistoceno (PECA, 2000), y descansa sobre sedimentos Eoceno Medio, cuya litología consiste en un intervalo superior con calizas (tipo Packstone) con alto contenido de algas (Talukdar y Bolívar, 1982), las cuales han sido correlacionadas con las calizas encontradas en el área de Punta Mosquito en la Isla de Margarita (Haak, 1980 en PECA, 2000). El intervalo inferior se caracteriza por lutitas de aguas profundas intercaladas con calizas recristalizadas y fuertemente tectonizadas (Talukdar y Bolívar, 1982). Estos sedimentos eocenos se encuentran discordantes con el basamento ígneo metamórfico.

Los sedimentos depositados en el Plioceno y Pleistoceno consisten en una secuencia de arcillas con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino y limolitas, depositadas en un ambiente batial superior a nerítico externo (PECA, 2000).

FOSA DE CARIACO

Diferentes autores han propuesto diversas teorías en cuanto al origen de la Cuenca de Cariaco, entre ellos tenemos a Peter (1972) quien sugiere que la creación de esta cuenca se debe al fallamiento normal de una plataforma estable, posteriormente desplazada dextralmente por la falla de Urica. Posteriormente, Silver (1975) asocia el origen de la fosa de Cariaco a una zona de cizalla a lo largo de las fallas El Pilar y San Sebastián (Erlich y

Barret, 1990). Schubert (1982), interpreta la fosa de Cariaco, como una cuenca de tracción (*Pull- apart*), post Miocena, producto del movimientos dextrales del sistema de Fallas de San Sebastián – El Pilar.

La sedimentación de esta cuenca empieza en el Mioceno Tardío/Pleistoceno sobre un basamento ígneo–metamórfico (Blanco y Giraldo, 1992). Los sedimentos depositados consisten de lutitas con intercalaciones de areniscas finas y limolitas, acumulados en ambientes batiales a nerítico interno. El Pleistoceno está representado por una sección monótona de lutitas, con abundantes depósitos de fragmentos de concha, acumulada en una ambiente nerítico medio-interno (Ysacci, 1997).

ENSENADA DE BARCELONA

La plataforma de la Ensenada de Barcelona representa la zona de transición entre la plataforma continental y el área de costa afuera (Figura 2.11). Al norte se encuentra limitada por la Falla El Pilar, al sur por el Sistema de Fallas de la Costa, Santa Inés y la Falla de Urica (Figura 2.11).

La sedimentación, al igual que la subcuenca Tuy Cariaco Norte, comenzó en el Mioceno Tardío discordante con un basamento ígneo metamórfico. De igual manera, los sedimentos depositados en el Mioceno Tardío consisten en intercalaciones de lutitas limosas y areniscas depositadas en un complejo deltaíco (Talukdar y Bolívar, 1982).

DEPRESION DE CUBAGUA

La depresión de Cubagua se localiza al suroeste de la isla de Cubagua. En ella se encuentran más de 2 km de sedimentos eocenos depositados en aguas profundas y depósitos continentales de edad Oligoceno (Evans, 1983), discordantes por debajo de sedimentos del Mioceno Superior a Cuaternario.

2.3 CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

La cuenca Oriental de Venezuela tiene aproximadamente 170.000 km² y está limitada al norte por la Falla del Pilar, al sur por el Escudo de Guayana, y al este con el océano Atlántico (Chevalier et al., 1995).

La evolución geodinámica de la cuenca oriental de Venezuela, según Eva et al. (1989) y Bartok (1993) en Parnaud et al. (1995), está representada en cuatro megasecuencias. La primera asociada a una fase “pre-rift” durante el Paleozoico. La segunda relacionada a una fase de “rifting” durante el Jurásico y el Cretácico Temprano, producto de la apertura continental entre Suramérica y norte América (apertura de Pangea). La tercera corresponde a un margen pasivo durante el Cretácico-Paleógeno. La cuarta secuencia está asociada a la colisión diacrónica de la Placa del Caribe con Suramérica, transformando la cuenca de margen pasivo a una cuenca de antepaís (*foreland*). Adicionalmente esta colisión fue responsable de la formación de la Serranía del Interior, así como también de la reactivación de estructuras importantes (Giraldo y Blanco, 1992).

La sedimentación en la Cuenca Oriental varía de este a oeste a partir del Cretácico Tardío. Las diferentes unidades reconocidas, serán descritas con mayor detalle a continuación.

MEGASECUENCIA PALEOZOICA

La megasecuencia paleozoica se asocia a una fase de “pre-rift” e incluye las formaciones Hato Viejo y Carrizal localizadas en la sub-cuenca de Guárico (Parnaud et al., 1995).

La Formación Hato Viejo, está compuesta por areniscas de grano fino a grueso, conglomeráticas, depositadas en un ambiente de continental. Dado que la Formación Hato Viejo ha resultado estéril, su edad ha sido asignada Cámbrico Inferior en base al estudio de la Formación Carrizal que le suprayace LEV (1997).

La Formación Carrizal está constituida por una espesa secuencia de arcilitas verdosas a gris oscuro, duras, masivas y densas, ocasionalmente teñidas de rojo, duras y compactas. Contiene algunas capas de limolitas y areniscas. Las estructuras sedimentarias sugieren que estas rocas fueron depositadas bajo condiciones marinas someras, LEV (1997). El contacto inferior de ésta formación ha sido interpretado como discordante por debajo de los sedimentos pre-cretácicos, Grupo Temblador o por la Formación Oficina. La unidad suprayace concordantemente a la Formación Hato Viejo (LEV, 1997).

MEGASECUENCIA JURASICO / CRETÁCICO TEMPRANO

La megasecuencia se depositó en un régimen extensivo, asociado a la apertura de Pangea, la cual estuvo acompañada por la creación de grabenes y la generación de corteza oceánica en el dominio del Tethys-Caribe

(Parnuad et al., 1995). La megasecuencia asociada al *rift* se desarrolló durante el Jurásico Temprano y ha sido descrita como la Formación La Quinta en el graben de Espino (Hedberg, 1950 y Bartok, 1993), en Parnuad et al. (1995). Dicha formación fue depositada en un ambiente continental y está compuesta principalmente por limolitas, areniscas y conglomerados de color rojo, con intervalos volcánicos y volcanoclásticos (LEV, 1997). Por otro lado Motiscka (1985) define las capas rojas jurásicas para la cuenca de Guárico, específicamente para el área circunscrita al graben de Altamira, como Formación Altamira.

MEGASECUENCIA CRETACICO/PALEOGENO

En el lapso Cretácico Tardío-Paleogeno ocurrió una transgresión generalizada sobre toda la cuenca, desarrollando 3 superciclos sedimentarios.

El primer superciclo se deposita bajo condiciones transgresivas y comienza con la sedimentación del Grupo Sucre, representado por las areniscas basales correspondientes a la Formación Barranquín, compuesta por areniscas cuarcíticas, rojizo-blanquecino, intercaladas con lutitas de diversos colores y capas ocasionales de calizas verdosas o negras. Esta formación ha sido dividida en cuatro miembros: Venados, Morro Blanco, Picuda y Taguarumo. Seguidamente, entre el Aptiense y el Albiense, se depositaron las formaciones El Cantil, Borracha y Chimana en el noreste-centro y el este de la cuenca, mientras que hacia el sur se depositó la Formación Canoa (LEV, 1997).

El Cantil es una formación muy variable lateralmente. Básicamente consiste en calizas de aspecto arrecifal, separadas entre sí por cantidades apreciables de areniscas, lutitas y calizas finamente estratificadas. La Formación El Cantil posee dos Miembros Mapurite y Guácharo. Furrer y Castro (1997) consideran que las rocas se depositaron en un ambiente de plataforma interna a marino (LEV, 1997).

Formación Borracha consiste de un cuerpo de calizas macizas, wackstone, packstone y floatstone de color gris claro a gris verdoso, con alteraciones a gris-beige con rudistas y bivalvos (Furrer y Castro, 1997 en LEV, 1997).

La Formación Chimana se caracteriza por abundantes lutitas, calizas generalmente discontinuas y areniscas glauconíticas.

La Formación Canoa consiste en conglomerados de grano fino y areniscas conglomeráticas, areniscas, limolitas y arcilitas. En el subsuelo del Estado Guárico consta de lutitas y arcilitas irregularmente estratificadas (Patterson y Wilson, 1953). El contacto inferior es marcadamente discordante sobre una superficie aparentemente peniplanada, constituida por rocas ígneas y metamórficas del basamento, o localmente sobre las formaciones Hato Viejo y Carrizal (Hedberg et al., 1947). La Formación Canoa se correlacionan cronoestratigráficamente con algunas de las formaciones del Grupo Sucre como son las formaciones: Chimana, Cantil y la parte superior de Barranquín, (González de Juana et al., 1980). La presencia de conglomerados y restos de plantas, sugiere su depositación en ambientes continentales (LEV, 1997).

El segundo superciclo Cretácico-Paléogeo corresponde a la sedimentación del Grupo Guayuta, dividido en tres formaciones: Querecual,

San Antonio y San Juan. La sedimentación de este ciclo fue acompañada por una profundización general de los ambientes marinos, alcanzando su máxima extensión geográfica en el Turoniense-Coniaciense (González de Juana et al., 1980).

La base del Grupo Guayuta está conformada por la Formación Querecual, compuesta por calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonáceo-bituminosas y lutitas calcáreas. La unidad es cronoestratigráficamente equivalente a la Formación Tigre, depositada hacia el sur, y caracterizada por areniscas. Hacia el oeste, se la ha correlacionado litológicamente y por edad, con la Formación Mapuey y con la Formación La Luna de Venezuela occidental. Hacia el Este, se le considera equivalente lateral de la Formación Naparima Hill, en Trinidad. La unidad se depositó en un ambiente marino euxínico (LEV, 1997). Los límites formacionales, tanto infrayacente con la Formación Chimana y suprayacente con la Formación San Antonio, son transicionales. Hacia el Sur-centro de la cuenca se desarrolla una sedimentación nerítico-costera representada por la Formación Tigre del Grupo Temblador (LEV, 1997).

La parte basal de la Formación Tigre, representada por el Miembro La Cruz, está constituida por dos intervalos, uno inferior, compuesto de areniscas lenticulares, caoliníticas, de grano grueso, y otro superior, integrado por lutitas negras y fosilífera.

El Miembro Infante (medio) está, constituido por calizas densas, compactas y fosilíferas, grises, localmente glauconíticas. Hacia el sur y noroeste se va haciendo más arenoso hasta convertirse en areniscas que no se pueden diferenciar de los miembros infra y suprayacentes .

El Miembro Guavinita, está constituido por un intervalo basal lutítico, seguido de intercalaciones de areniscas.

El contacto inferior de la Formación Tigre es diacrónico y transicional sobre los sedimentos continentales de la Formación Canoa (Patterson y Wilson, 1953). Su contacto superior es discordante, de carácter erosional, por debajo de las formaciones La Pascua o Merecure, según la región de estudio. Este contacto corresponde a un hiatus de considerable duración (González de Juana et al., 1980). Cronoestratigráficamente existe cierta correlación entre las formaciones Querecual y San Antonio con los miembros La Cruz, Infante y la parte basal del Miembro Guavinita de la Formación Tigre. La parte superior de la Formación San Antonio y la Formación San Juan se consideran parcialmente equivalentes a la parte superior del Miembro Guavinita de la Formación Tigre (González de Juana et al., 1980) .

La Formación San Juan y la Formación Vidoño marcan el límite superior del sistema transgresivo que se venía desarrollando sobre el margen pasivo. La Formación San Juan está compuesta por areniscas muy limpias y de grano fino, bien escogidas y extensión lateral considerable; se depositó en un ambiente nerítico costero. La Formación Vidoño, de edad Maastrichtiense Tardío/Paleoceno, está constituida por lutitas oscuras, ricas en foraminíferos, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas, duras, con glauconita. Suprayace concordantemente a la Formación San Juan, e infrayace concordantemente a la Formación Caratas (LEV, 1997).

MEGASECUENCIA PALEOGENO / CUATERNARIO

En el lapso Paleógeno-Cuaternario se produjo la colisión diacrónica entre el arco de islas del Caribe y el Norte de Suramérica, generando la Serranía del Interior y transformando el margen pasivo en una cuenca de antepaís. La colisión migró progresivamente de oeste a este. En el Eoceno Tardío alcanza a la subcuenca de Guárico, mientras que en el Mioceno Temprano se desplaza a la subcuenca de Maturín.

La base de la primera secuencia, está representada en la columna estratigráfica por las formaciones La Pascua, Roblecito y Merecure.

La Formación La Pascua, se sedimentó sobre un basamento de rocas cretácicas peniplanadas. Está compuesta por una serie de clásticos basales. Se correlaciona cronoestratigráficamente con las lutitas de la Formación Roblecito, con la Formación Los Jabillos del norte de Monagas (LEV, 1997).

La Formación Merecure se caracteriza por abundantes areniscas de grano fino a grueso. Su límite inferior está marcado por un gran hiatus no depositacional y el límite superior es de aparente concordancia con la Formación Oficina (González de Juana et al., 1980).

La Formación Oficina consiste en lutitas y arenas alternantes. Corresponde a un ambiente de sedimentación deltaíco. Su contacto infrayacente es con la Formación Merecure. Su parte superior se correlaciona con la Formación Freites y su equivalente lateral hacia la cuenca de Guárico corresponde a la Formación Chaguaramas (González de Juana et al., 1980). La segunda secuencia en este periodo, está asociado a una fase regresiva iniciada en el Mioceno Inferior desarrollada en ambientes someros y parálcos típicos de la Formación Chaguaramas (LEV, 1997).

CAPITULO 3

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1.-Fundamentos sismoestratigráficos

Según Vail and Mitchum (1977), la estratigrafía secuencial está basada en el reconocimiento de unidades estratigráficas compuestas de sucesiones conformadas por estratos genéticamente relacionados, determinando secuencias depositacionales. Los límites superior e inferior de una secuencia depositacional son discordancias o sus conformidades correlativas. Una secuencia estratigráfica posee una arquitectura tipo, la cual está determinada por las relaciones internas de sus terminaciones.

El reconocimiento de estas terminaciones estratigráficas son la clave del método secuencial. Las características geométricas de las terminaciones de secuencias estratigráficas se muestran en la Figura 3.1. Estas terminaciones (*onlap*, *toplap*, *downlap*, *truncation*) están definidas por la relación geométrica o el ángulo existente entre un plano (en este caso el límite de la secuencia) y los reflectores considerados como líneas de tiempo.

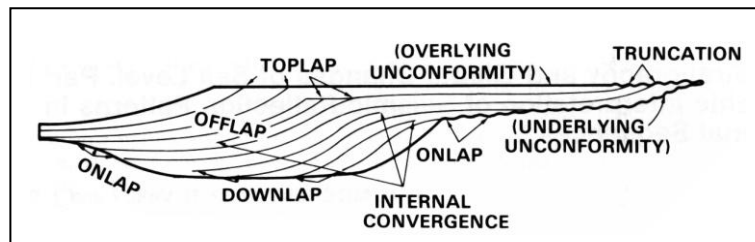


Figura 3.1 .- Reflexiones de una sección sismo-estratigráfica dentro de una secuencia sísmica idealizada. Tomado de Vail y Mitchum (1977).

Las terminaciones de los reflectores sísmicos marcan la desaparición lateral de la línea de tiempo. Los tipos de terminaciones definidos para acotar un límite de secuencia se describen a continuación (Mitchum et al., 1977 en Audemard, 2000).

Onlap (Solapamiento): Definido como la relación geométrica de estratos inicialmente horizontales que se acuñan contra una superficie inclinada o también puede estar representados por la relación angular existentes entre un paquete inicial inclinado que se acuña contra una superficie de mayor inclinación.

Toplap (Cuña Crestal): Es la relación geométrica que se presenta entre la terminación de estratos inclinados contra superficies suprayacentes menos inclinadas.

Downlap (Cuña de Progradación): Definido como la relación geométrica entre horizontes inicialmente inclinados hacia la cuenca y estratos inicialmente horizontales o de menor inclinación.

Vail (1987) en Miall (1997) define tres factores básicos que conforman la relación existente entre la arquitectura sísmica de la cuenca y el ambiente depositacional. Los mismos son cambios eustáticos del nivel del mar, subsidencia y el aporte de sedimentos. En la Figura 3.2 se observa la relación existente entre la distribución de sedimentos y la arquitectura de la cuenca.

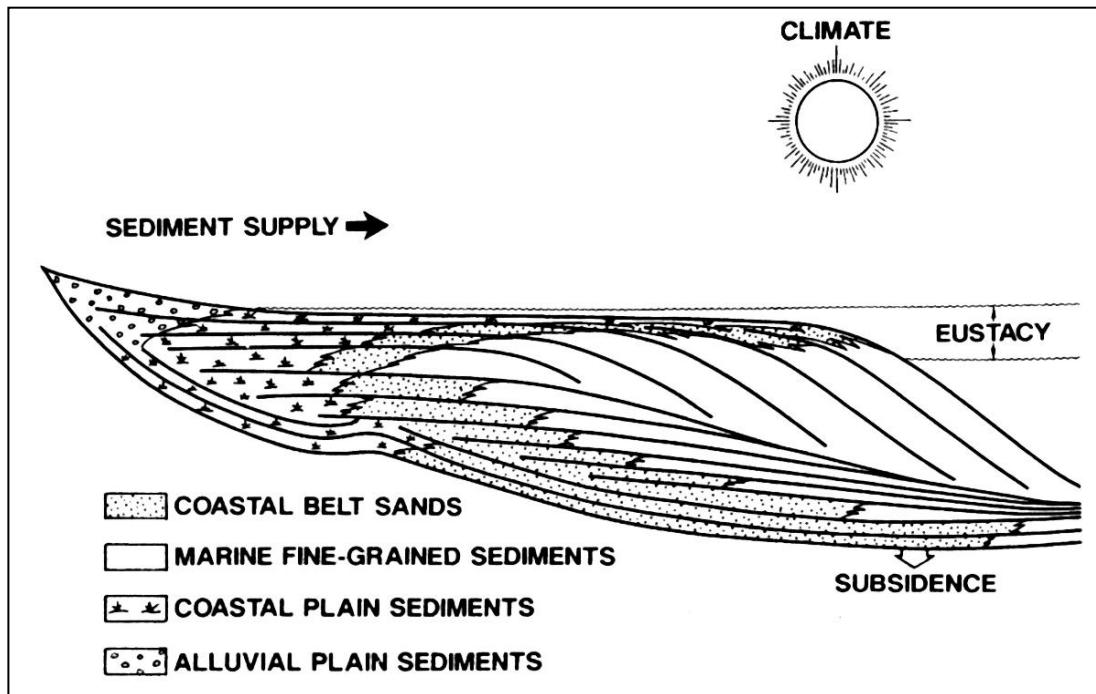


Figura 3.2 . Relación entre la arquitectura cronoestratigráfica y el ambiente deposicional. Esta figura muestra la relación existente entre los tres factores que controlan la arquitectura de la cuenca, ellos son el aporte de los sedimentos, los cambios eustáticos del nivel del mar y la subsidencia (Vail, 1987, Tomado de Miall, 1997).

Sistemas deposicionales (Depositional Systems) y Sistemas encadenados (Tracts Systems)

El término de sistemas encadenados (Tracts Systems), fue definido por Brown y Fischer (1977), como la unión de sistemas deposicionales contemporáneos, donde los sistemas deposicionales (*Depositional Systems*) son el ensamblaje en 3D de litofacies, genéticamente relacionadas por procesos y ambientes activos (modernos) o inferidos (antiguos) en Emery y Myers (1996).

Los sistemas encadenados se definen por sus límites naturales y su geometría interna, producto de los cambios del nivel del mar. El modelo secuencial, desarrollado por Exxon, contiene cuatro sistemas sedimentarios básicos, definidos a partir de modelos en márgenes continentales pasivos.

Estos sistemas desarrollados por Posamentier et al. (1988) y Posamentier y Vail (1988) en Miall (1997), tal como se pueden apreciar en las figuras 3.3 A,B y 3.4 A,B. La primera de ellas representa un diagrama de los sistemas sedimentarios para una sucesión de secuencias de siliciclásticos, mientras que la segunda representa una sucesión de secuencias carbonáticas.

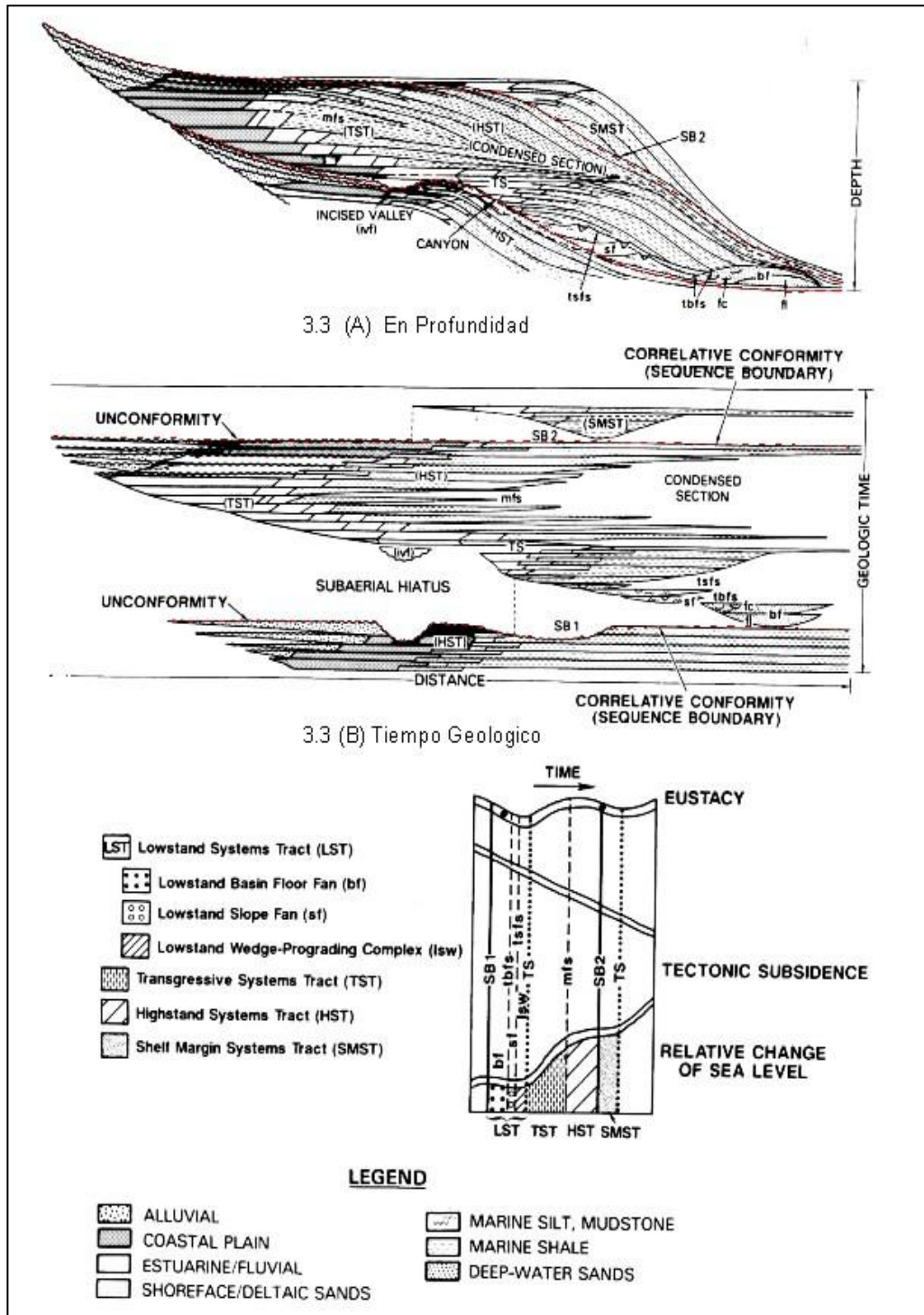


Figura 3.3 A,B. Representa una sección estratigráfica para secuencias siliciclasticas. Se muestran cuatro sistemas sedimentarios, los ambientes depositacionales y la relación entre la subsidencia y la eustacia. Tomado de Miall (1997).

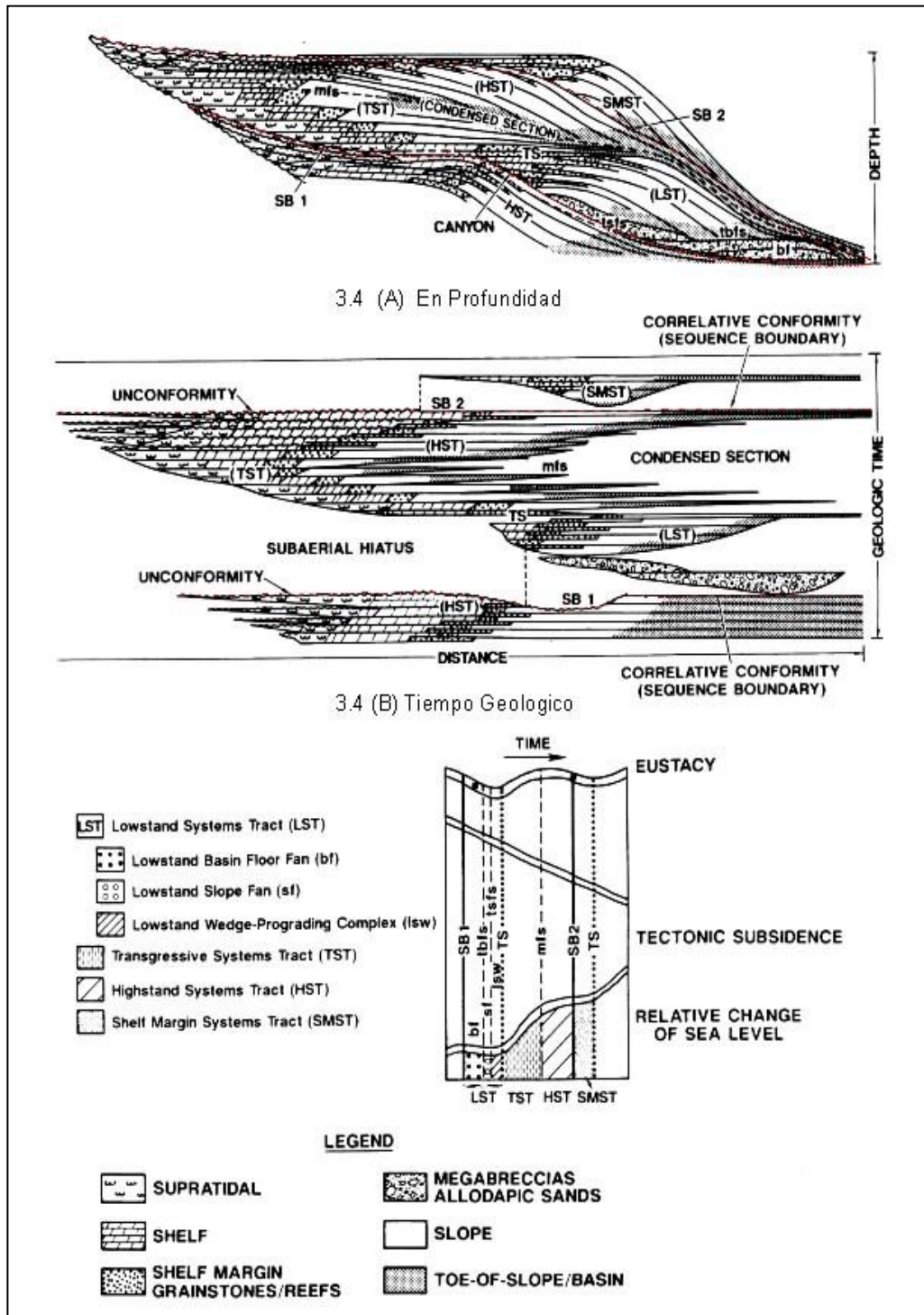


Figura 3.4 A,B. Representa una sección estratigráfica para secuencias carbonáticas. Se muestran cuatro sistemas sedimentarios, los ambientes depositacionales y la relación entre la subsidencia y la eustacia. Tomado de Miall (1997).

Estas figuras muestran la relación existente entre la arquitectura de la cuenca y las superficies de los sistemas depositacionales. Así mismo se observa, la subdivisión en sistemas depositacionales bajo la influencia de cambios eustáticos del nivel del mar, subsidencia y aporte sedimentario en un ambiente de margen pasivo.

A continuación se describen las características de los cuatro sistemas sedimentarios (tomados del glosario de estratigrafía secuencial Audemard (2000)).

Lowstand System Tracks, LST, (sistemas encadenados de bajo nivel): Este sistema se caracteriza por dos configuraciones dependiendo de la situación geológica que se presente. Una está asociada a la presencia del talud y la otra está asociada a cambios graduales de los ambientes. La primera está compuesta por cuatro elementos: abanicos submarinos del fondo de la cuenca, abanicos submarinos de talud, prisma de bajo nivel y relleno de valles previamente rejuvenecidos. En el caso de los cambios graduales de los ambientes sedimentarios se incluye: el prisma de nivel bajo inferior, superior y el relleno de valles previamente rejuvenecidos. El tope de un LST está marcado por una superficie transgresiva .

Lowstand Basin Floor Fan, bf, (abanicos submarinos de fondo de cuenca): se depositan cuando la caída relativa del nivel del mar es superior a la subsidencia en el borde de la plataforma continental.

Lowstand Slope Fan, sf, (abanicos submarinos de talud): se depositan al empezar la desaceleración de la caída relativa del nivel del mar. Están conformados básicamente de complejos depósitos turbidíticos.

Lowstand Wedge-Prograding Complex, lsw, (cuña de progradación de nivel bajo): representan el conjunto superior del sistema de bajo nivel, generalmente progradante depositado en el momento en que el nivel del mar está todavía bajo, aún cuando esté en proceso de subida.

Transgressive System Tract, TST, (sistema encadenado transgresivo): es la representación de un conjunto de sedimentos depositados durante un

ascenso relativo del nivel del mar. Los sedimentos acumulados pueden ser una sucesión delgada de lutitas, una sucesión condensada, una sucesión retrogradacional de depósitos de plataforma, incluyendo lutitas marinas y areniscas, o sedimentos carbonáticos acumulados sobre una plataforma carbonática (Miall, 1997). El tope de un TST corresponde a la superficie de máxima inundación (msf).

Highstand Systems Tract, HST, (sistema encadenado de alto nivel): Se deposita bajo un ascenso relativo del nivel del mar y se caracteriza por ser progradante. Consisten en depósitos plataformales a no marinos.

Shelf Margin Systems Tract, SMST, (sistema encadenado de borde de cuenca): Se forman durante un descenso relativo del nivel del mar, ubicándose cerca del borde de la llanura costera.

Límites de secuencia (*Sequence Boundaries, SB*)

En el modelo de Exxon, los límites de secuencia (SB) fueron definidos como superficies discordantes, producto del descenso relativo del nivel del mar (Miall, 1997). Esta caída del nivel del mar expone la plataforma continental en forma parcial o total, generando erosión de los sedimentos preexistentes (Emery y Myers, 1996). Las discontinuidades producto de esta erosión han sido clasificadas en dos categorías, dependiendo de cómo haya sido la caída del nivel del mar (Wagoner et al., 1987 en Miall, 1997).

Discontinuidades Tipo 1 : Son el resultado de la exposición total de la llanura costera. Se caracteriza, porque la tasa del descenso del nivel del mar es mucho mayor a la tasa de subsidencia, la cual genera LST mucho más extensos.

Discontinuidades Tipo 2: Son el resultado de la exposición parcial de la plataforma. Se caracteriza, porque la tasa del descenso del nivel del mar es lenta en comparación con la tasa de subsidencia (Figura 3.5).

Las descripciones mostradas fueron reconocidas y descritas a partir del estudio de márgenes pasivos. En el caso de cuencas de antepaís ó *Foreland*, (Swift et al., 1987, en Miall, 1997) señalan la ocurrencia de un modelo arquitectónico diferente. En una cuenca de antepaís la relación existente entre la subsidencia y el aporte sedimentario es inverso al existente en cuencas de margen continental pasivo. Esto hace que el arreglo geométrico de las terminaciones sea diferente. Las variaciones geométricas dentro de una cuenca bajo una tectónica activa, van a estar controladas por la arquitectura de la cuenca, el aporte sedimentario y los cambios del nivel del mar producto de la tectónica local de la cuenca.

Las secuencias depositadas en cuencas de antepaís poseen una geometría de prismas o cuñas sedimentarias que tienden a adelgazarse hacia la parte más distal de la cuenca según Sloss (1962) en Miall (1997). Está región donde se acuñan las secuencias sedimentarias, se caracteriza por ser de poca profundidad, producto de la disminución de la subsidencia de la cuenca. En la Figura 3.6 se observa la arquitectura de la cuenca a lo largo de una sección transversal. La magnitud de la subsidencia depende de la proximidad (horizontal) al frente de deformación, a diferencia de la cuencas en márgenes continentales pasivos, donde las unidades se engrosan hacia el centro de la cuenca (Figura 3.7).

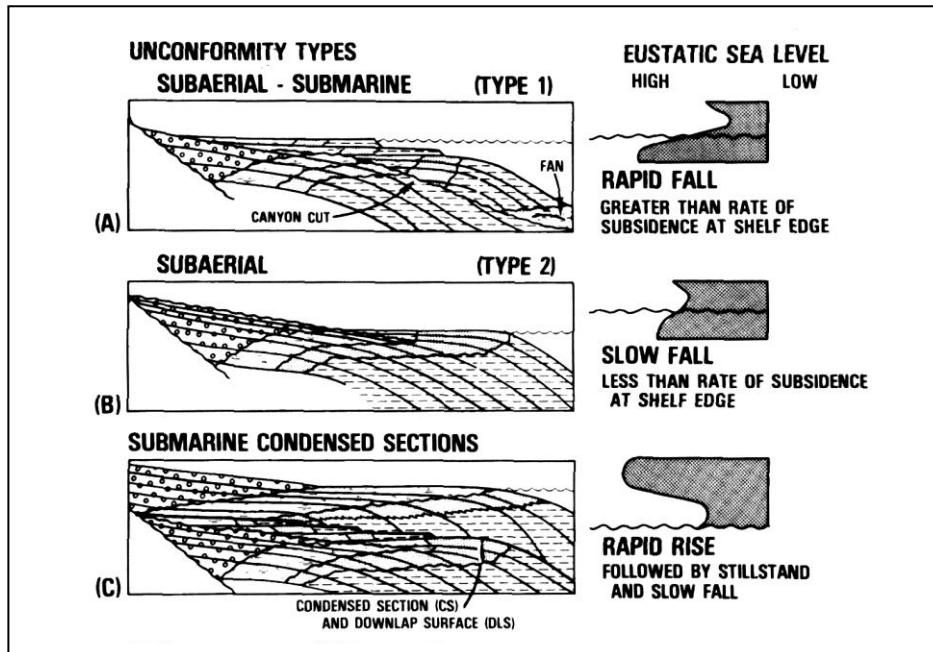


Figura 3.5.- Muestra esquemáticamente la definición de discontinuidades Tipo 1 y 2. Por Vail, 1984, Tomado de Miall 1997.

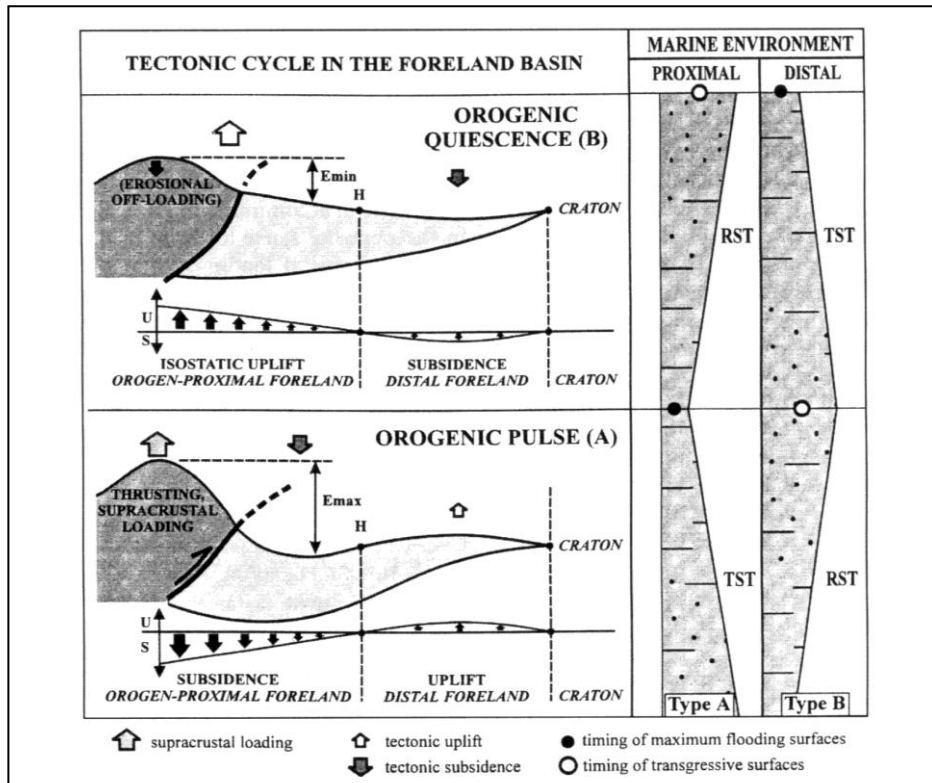


Figura 3.6.- Modelo Tectónico de sedimentación en cuencas antepaís. Tomado de Miall (2000).

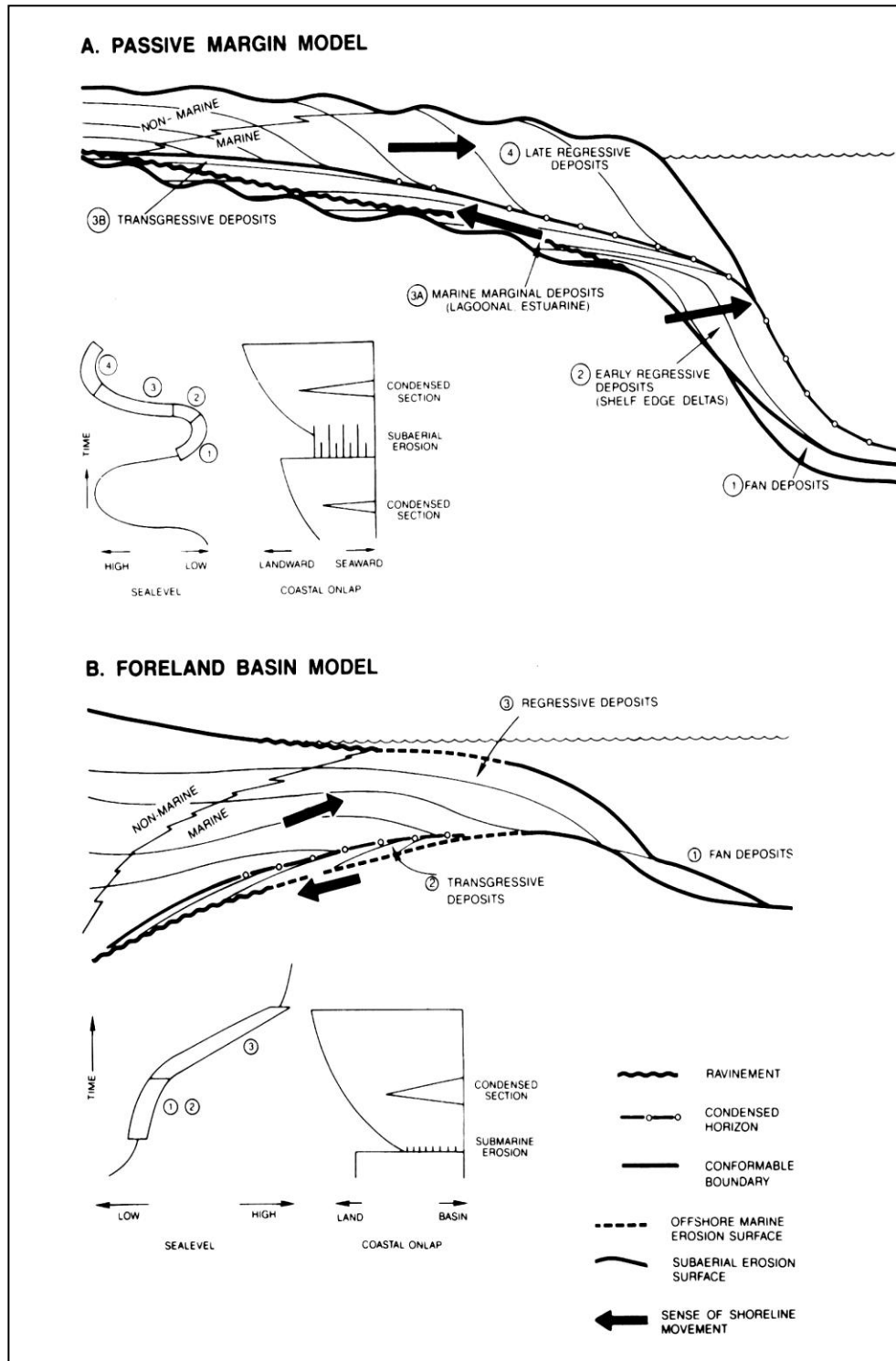


Figura 3.7.- Comparación de la distribución y arquitectura de los sistemas encadenados y depositacionales para una cuenca de margen pasivo (A) y una cuenca de *Foreland* (B). Swift et al. (1987) en Miall (1997).

Ciclos Estratigráficos

Los ciclos estratigráficos son intervalos de tiempo geológico durante los cuales ocurre un cambio del nivel del mar, bien sea un ascenso o descenso (Vail et al., 1977).

Los ciclos estratigráficos, comúnmente llamados de 1^{er}, 2^{do}, 3^{er}, etc. orden, han sido jerarquizados según su duración (Emery y Myers, 1996). La duración de cada uno de estos ciclos depende, básicamente, de la fluctuación del nivel del mar. Los ciclos de primer orden (> 50 m.a) están asociados a eventos de apertura continental, también son llamados megaciclos. Los ciclos de 2^{do} orden (>3 m.a), también llamados superciclos, representan estados particulares en la evolución de una cuenca, y están asociados a eventos tectónicos regionales. Los ciclos de 3^{er} orden (> 0.5 y < 3 m.a), representan el período de tiempo geológico durante el cual se deposita una secuencia y estos ciclos frecuentemente se observan a escala de registros de pozos y datos sísmicos (Vail et al., 1991) en Emery y Myers (1996) consideran que estos ciclos pueden estar por ser controlados por la glacio-eustacia. Los ciclos de 4^{to} orden (0.1 a 0.5 m.a.), también llamados “parasecuencias”, se relacionan con procesos autocíclicos dentro del sistema sedimentario (Emery y Myers, 1996). En la Figura 3.8 se observa diagramáticamente la distribución de las jerarquías de estos ciclos en función del tiempo y la causa del cambio del nivel del mar.

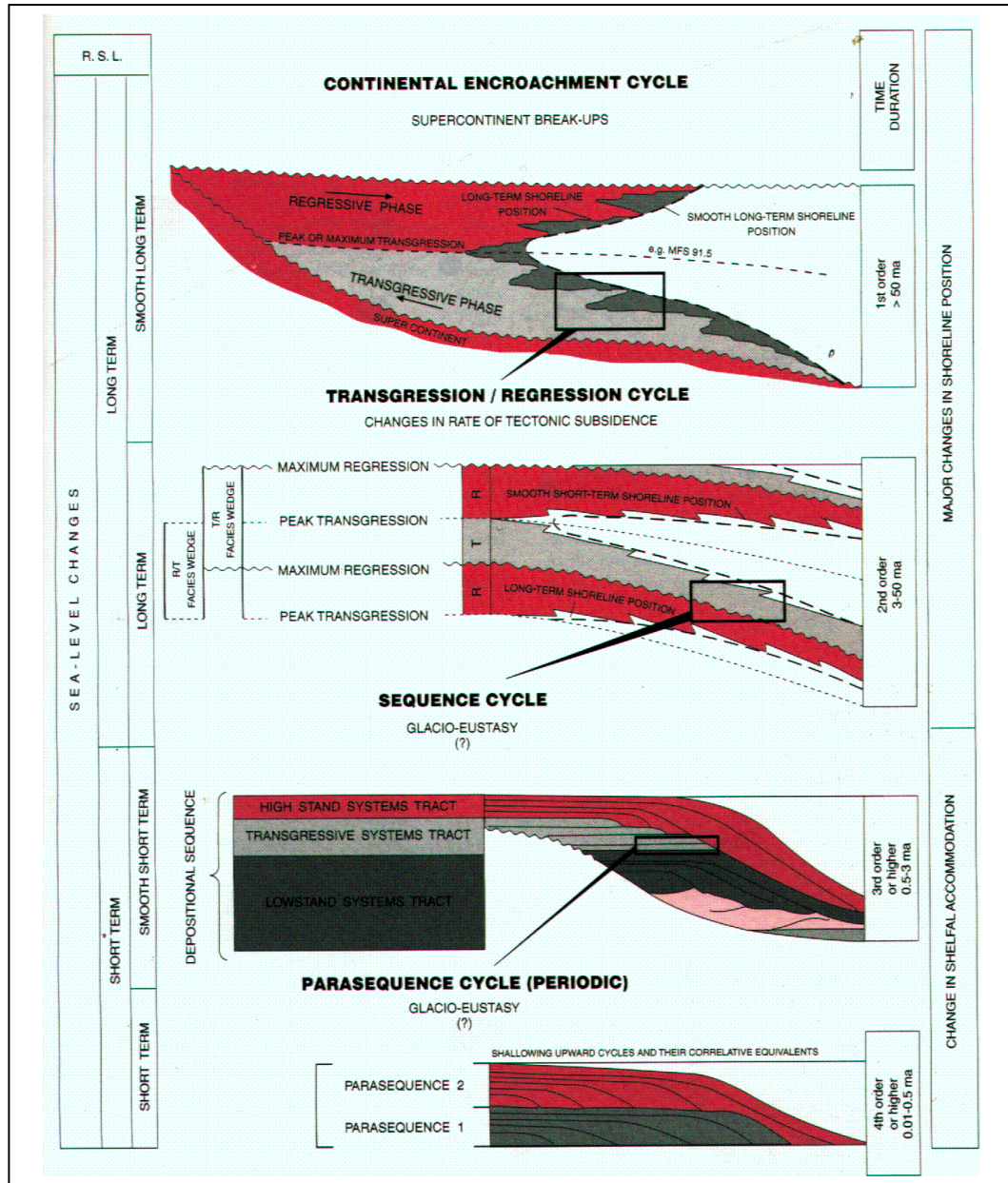


Figura 3.8.- Jerarquizaron de los ciclos estratigráficos. Tomado de Emery y Myers (1996).

3.3.- Balanceo de secciones

El concepto de balanceo de secciones ha sido discutido desde principio del siglo pasado por diferentes autores, entre ellos se encuentran Chamberlin y Bucher (1910), quienes realizan las primeras estimaciones de la profundidad del despegue en las montañas del Jura asumiendo conservación de la masa durante la deformación. Posteriormente, Goguel (1962), Laubscher (1962), Dahlstrom (1969) y Elliott (1976) aplican y continúan desarrollando estas técnicas (Woodward et al., 1985).

A partir de 1960 las compañías petroleras introducen estas técnicas de balanceo y estimación de acortamiento para restaurar mapas palinospásticos, así como también para entender la distribución de relaciones de facies, lo cual es importante para la identificación de las rocas reservorios, comprender la relación entre las rocas fuentes, reservorios y las trampas, pasos necesarios para estimar la sincronización (*timing*) relativa entre la generación de hidrocarburos, la migración y la formación de la trampa.

Una sección se define como balanceada si en estado deformado es admisible y viable. Una sección en estado deformado, es una sección que representa la geometría de las estructuras en su estado actual, es decir después de la deformación. Admisible implica que la sección represente como lucen realísticamente la geometría de los pliegues y las fallas. Viable significa que una sección puede ser restaurada a un estado pre-deformación, tal que la geometría de las fallas es admisible, la longitud de las capas o el área de las capas se conservan y la longitud de las capas son consistentes (Marshak y Woodward en Mitra y Marshak (1988)).

Los métodos clásicos aplicados para el balanceo de sección se basan en: la conservación y el balance tanto del área como el de la longitud de la capa. Adicionalmente, existen ciertas consideraciones fundamentales para evaluar la viabilidad de una sección restaurada como son: consistencia de la

longitud de la capa; restauración de fallas admisibles; así como también la secuencia de fallamiento, dirección del transporte, entre otras.

1. Conservación del área: parte del principio de conservación de la materia, es decir el área restaurada de una capa debería ser igual al área de la misma capa para un estado deformado. Tal como se muestra en la Figura 3.9b donde A_x representa el área de la sección deformada y A_i el área de la capa predeformación, ambas son iguales, lo que implica que se ha conservado el área.
2. Balance del área: si se supone que el área se conserva, entonces el área de la capa de la sección deformada debería ser igual al área de la capa de la sección restaurada. Es decir, el área restaurada de una capa debería balancear o corresponder al área de la misma capa para un estado deformado. Tal como se muestra en la Figura 3.9 donde A_x representa el área de la sección deformada y A_i el área entre el *pin line* (punto de anclaje) y el extremo libre de la falla (*trailing edge*).
3. Conservación de la longitud de la capa: Se refiere a la suposición de que la longitud de un contacto en una sección no cambia durante la deformación.
4. Balanceo por longitud de la capa: Si la longitud de la capa se conserva durante la deformación, la longitud de un contacto es el mismo en ambos estados deformado y restaurado.

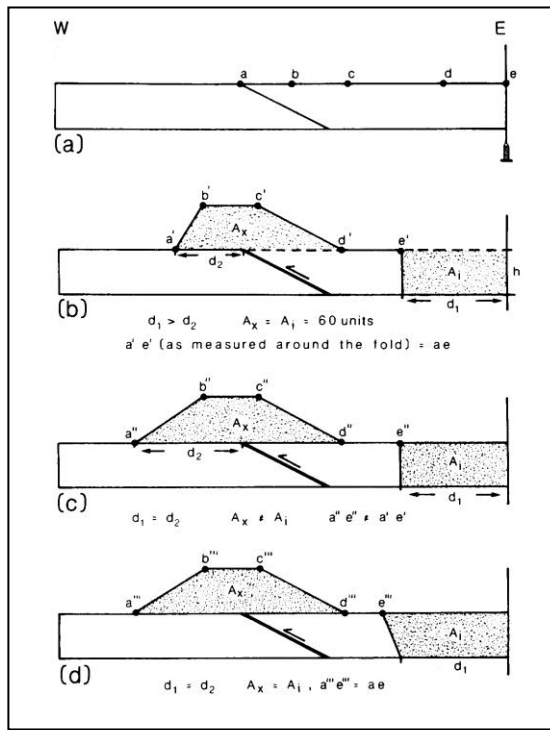


Figura 3.9.- Ilustración del concepto de la longitud de la capa, conservación del área y balance. Tomado de Marshak y Woodward (1988) en Marshak y Mitra 1988.

5. Consistencia de la longitud de la capa: La longitud de cada capa en una sección restaurada debería ser cercanamente igual o debería variar de una manera consistente, tal como se observa en la Figura 3.10, la cual es una forma esquemática de representar la pérdida de longitud de una capa a lo largo de una estructura para una sección restaurada. Los diagramas a, b y c resultan ser admisible porque la pérdida entre cada capa es regular, logrando simular una estructura coherente. Mientras los gráficos d y e resultan ser irregular porque simulan una especie de zig-zag.

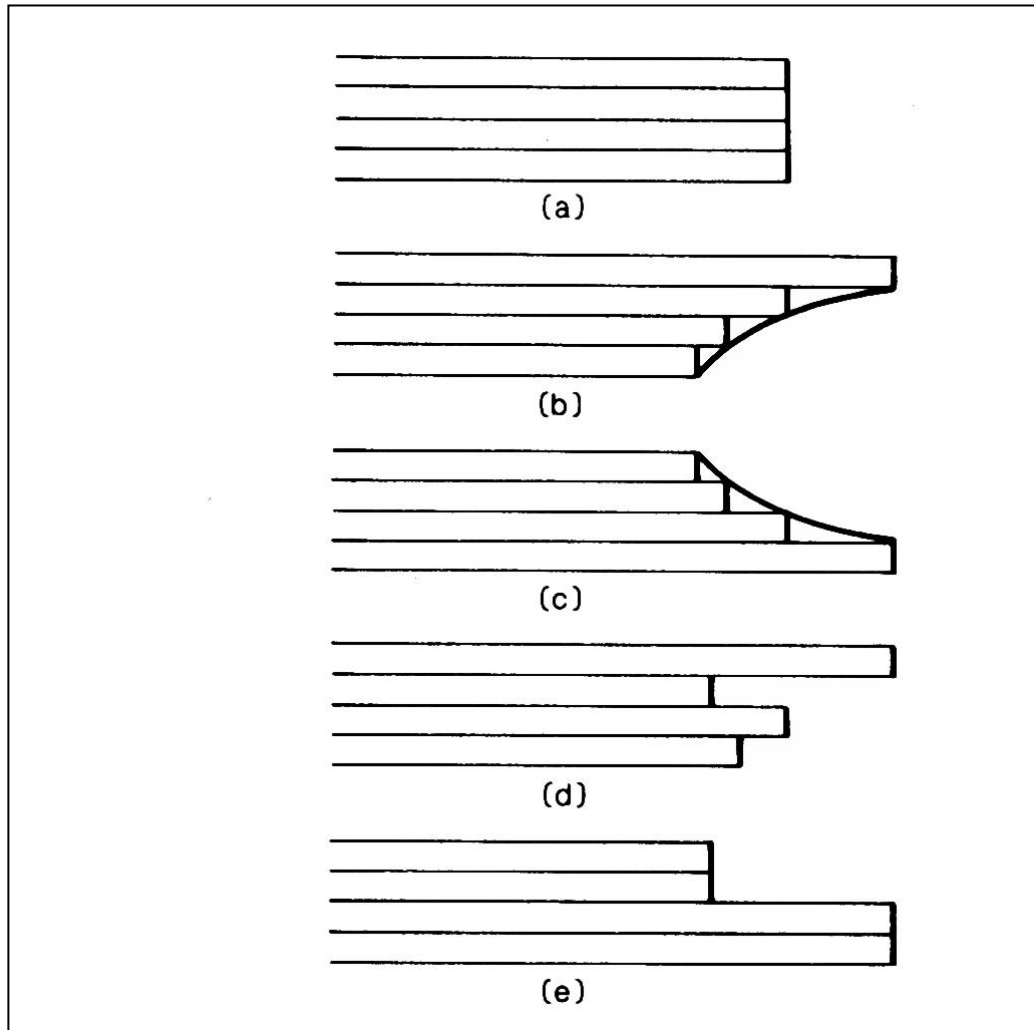


Figura 3.10.- Diagrama para la consistencia de la longitud de la capa. Tomado Marshak y Woodward (1988) en Marshak y Mitra 1988.

6. Geometría de las fallas restauradas: en la sección deformada, la geometría original de las fallas se distorsiona como consecuencia del movimiento de las fallas más jóvenes. Esto se debe a que no todas las fallas se forman en el mismo momento. En cinturones plegados las fallas más extremas son generalmente las más jóvenes y las más internas las más viejas (Figura 3.11). Este tipo de secuencia de fallamiento ha sido llamado *break-forward sequence*.

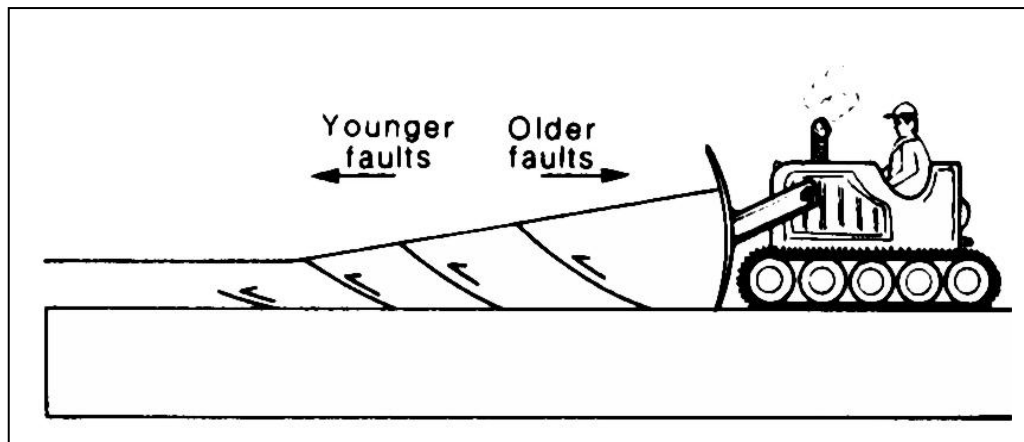


Figura 3.11.- Ilustración de la secuencia de fallamiento en cinturones plegados utilizando un modelo de "removedor de nieve" (*snow-plow*). Tomado Marshak y Woodward (1988) en Marshak y Mitra (1988).

Condiciones básicas para balancear una sección geológica.

1. Escoger la línea de sección o el transecto a través del cual se va a balancear. La línea de sección debería ser paralela a la dirección de transporte tectónico. Por consiguiente el primer paso es determinar la dirección de transporte (Woodward et al., 1985). La Figura 3.12 muestra un mapa del cinturón Idaho-Wyoming-Utah. La línea de sección se ha seleccionado de manera perpendicular a los corrimientos mayores (1), a los pliegues mayores (2) y al desplazamiento de fallas lístricas normales (3), las cuales están asociadas con las rampas de los corrimientos y pliegues.

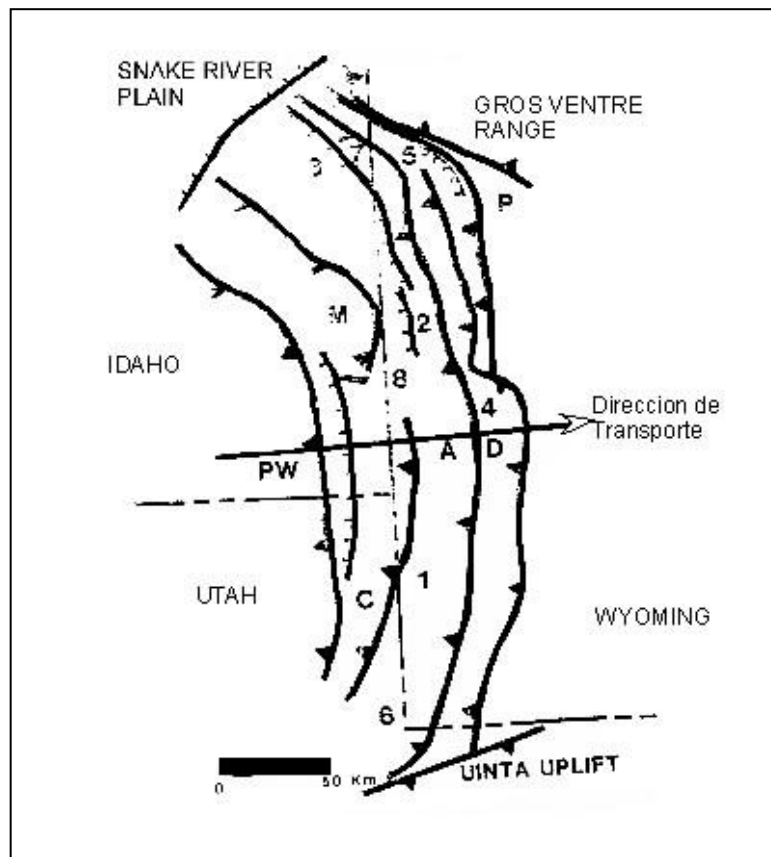


Figura 3.12.- Mapa de la región de Idaho-Utah-Wyoming. Ilustrando la dirección de transporte de las estructuras. Tomado de Woodward et al., 1985.

2. La sección debería ser regional (de ser posible) y extenderse hasta la región no deformada del *foreland* (en este punto debería colocarse el *pin line*). La sección regional debería ser construida en áreas cercanas al máximo desplazamiento de los corrimientos, utilizando la regla de “arco y flecha” de Elliott (1976) tal como se muestra en la Figura 3.13. Con esta ubicación se evita los movimientos fuera del plano adyacentes a las terminaciones de los corrimientos.

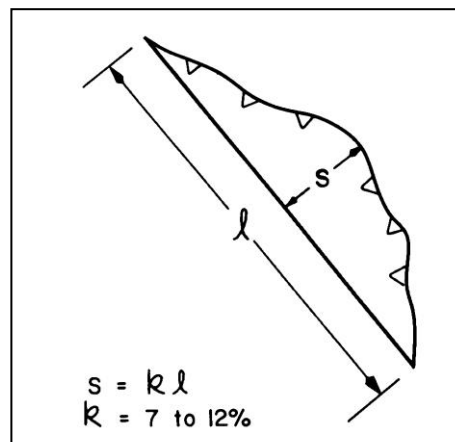


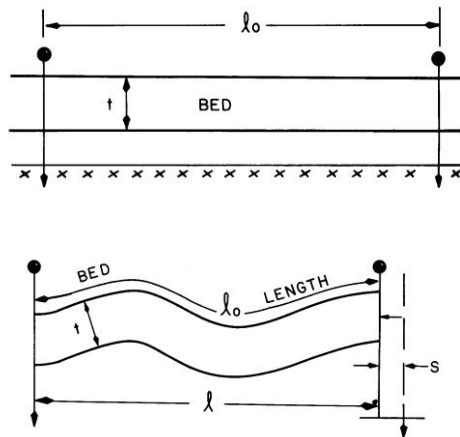
Figura 3.13.- Regla de “arco y flecha”. El desplazamiento perpendicular a la falla es aproximadamente un 10 % de la longitud de la falla. Tomado de Tearpock y Bischke (1991).

SECCION RESTAURADA

Si el espesor de la capa no sufre cambios durante la deformación (es decir el espesor de la capa es constante alrededor del pliegue), entonces la restauración se puede hacer suponiendo que la longitud de la capa también permanece constante. Si, por el contrario, la deformación va acompañada por cambios en el espesor, entonces la constancia de la longitud de la capa no puede ser asumida.

Básicamente los parámetros estimados a partir de la restauración de una sección son el acortamiento, y la profundidad de las superficies de despegue.

El acortamiento de una capa está definido como la diferencia existente entre la longitud de la capa en estado deformado menos la longitud de la envolvente de la capa en estado si deformar, tal como se muestra en la Figura 3.14. En ella l_0 representa la capa sin deformar, t representa el espesor de la capa y l la longitud de la envolvente de la capa deformada y s es el acortamiento.



$$S = l_0 - l$$

Figura 3.14.- Diagrama mostrando el cálculo del acortamiento a partir de la longitud de la capa. (a), representa la sección sin deformar; el esquema (b) representa la sección deformada. La diferencia entre longitud de l_0 y la longitud l , es llamado acortamiento (S). Tomado de Tearpock y Bischke (1991).

El volumen del área acortada está dada por la multiplicación del acortamiento (S) y la profundidad del despegue (Figura 3.15)

Dado que :

$$A_u = A_s$$

y
$$A_s = d \cdot S$$

donde d es la profundidad del despegue.

De manera que la profundidad del despegue está dada por: $d = \frac{A_s}{S}$

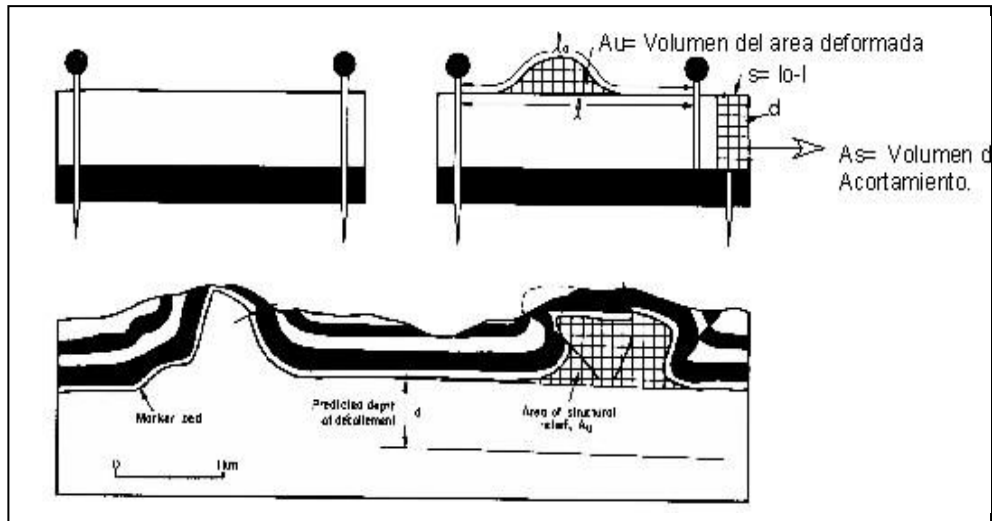


Figura 3.15.- Cálculo de la profundidad del despegue. Donde se muestra una etapa predeformación y posdeformación. El área deformada (AU) corresponde a la sección levantada por la deformación; y A_s es el área producto del acortamiento. Tomado de Tearpock y Bischke (1991).

Hasta ahora los métodos descritos para el balanceo de secciones corresponden a los métodos clásicos. Sin embargo, existen otros desarrollados por Boyer, Elliott, Suppe, entre otros, a principio de los ochenta. Estos métodos se basan en la geometría de las fallas y los pliegues asociados a ellas.

El desarrollo cinemático de estos modelos permite cuantificar el acortamiento de la estructura a través de ábacos desarrollados para ello, partiendo de la información de los ángulos de corte de la falla con los estratos. Dado que en este trabajo no se aplicó esta metodología, no se extenderá sobre el basamento teórico de la misma. Sin embargo, se puntualizarán algunos términos básicos a través de las siguientes figuras :

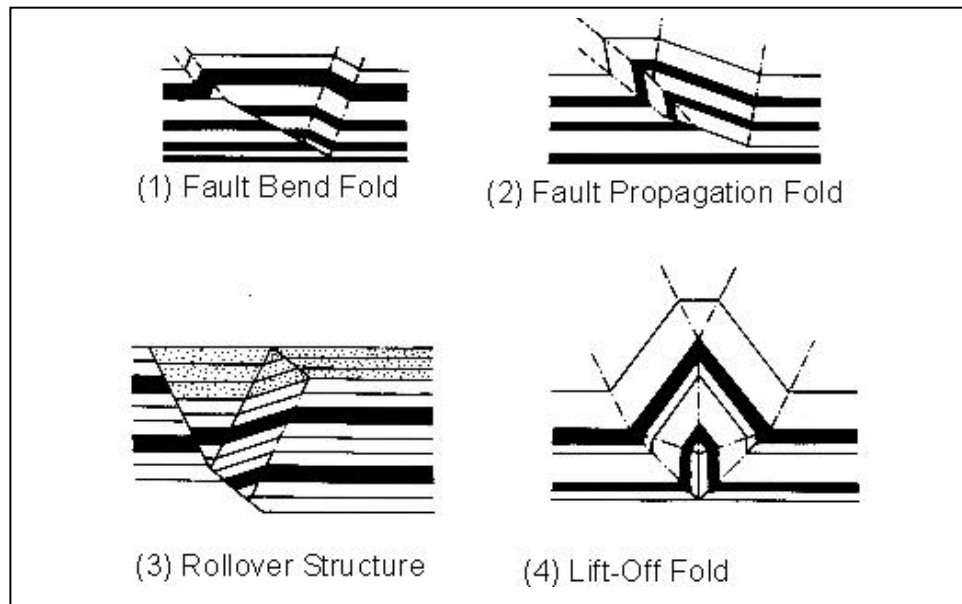


Figura 3.16.- Ejemplos clásicos de fallas relacionadas a la forma de los pliegues.
Tomado de Tearpock y Bischke (1991).

- (1) *Fault bend fold*: la geometría de este pliegue está controlada por la geometría de la falla. La cinemática de este tipo de estructura corresponde al movimiento del bloque levantado a través de una falla inversa que posee diferencias de buzamiento (Suppe,1983).
- (2) *Fault propagation fold*: son pliegues generados a partir de la propagación de una falla. De igual manera al *fold bend fault*, se genera a través de una falla inversa, pero del pliegue asociado se desarrolla en la terminación del corrimiento en propagación (Tearpock y Bischke,1991).
- (3) *Rollover structure*: corresponde a un pliegue que se genera por el colapso del bloque deprimido como respuesta del desplazamiento de éste a través de una falla normal no plana (Tearpock y Bischke,1991).

(4) *Lift-Off fold*: son despegues plegados, por consiguiente las capas y el despegue está isóclinamente plegado en el núcleo del anticlinal. En general, el despegue está relacionado con niveles evaporíticos o lutíticos, los cuales pueden permitir el flujo del material dúctil correspondiente al núcleo del pliegue, (Mitra & Namson, 1989 en Tearpock y Bischke,1991).

CAPITULO 4

METODOLOGIA

4.1.- CONFIGURACION DE LA BASE DE DATOS

La base de datos contiene información de sísmica de reflexión, pozos y geología de superficie. Cada uno de estos renglones recibió un tratamiento particular a fin de consolidar la base de datos propiamente dicha.

4.1.1.- SISMICA DE REFLEXION

Se seleccionaron 3310 Km. de líneas sísmicas de diferentes levantamientos, a fin de crear 16 transectos paralelos y perpendiculares al transporte tectónico, con una separación geográfica de aproximadamente 30 Km. (Figura 4.1). En lo que respecta a la traza sísmica se trató de alcanzar una homogeneidad en cuanto a fase, amplitud, frecuencia, separación de CDP, migración y ganancia.

4.1.2.- INFORMACION DE POZOS

Se seleccionaron 40 pozos de control en función de la calidad de la información y su ubicación con respecto a los transectos (Figura 4.1). La información de los pozos se muestra en el Apéndice 1, donde se presentan los datos que fueron tomados de los pozos en lo que respecta a sísmica de pozo, sismogramas sintéticos, bioestratigrafía e información bioestratigráfica.

Se validaron 17 curvas tiempo / profundidad. Para ello se recopilieron los informes de sísmica de pozo y se procesó en un programa de uso interno de PDVSA E&P, a fin de garantizar los pares tiempo profundidad. Adicionalmente se crearon 32 sismogramas sintéticos. Por otra parte, se contó con 36 pozos con información bioestratigráfica (Figura 4.2) .

4.2.- PROCESO DE HOMOGENEIZACIÓN

A través de la Gerencia de Visión País de PDVSA E & P, se inició un proceso de homogeneización en Octubre de 1999, el cual fue realizado por PDVSA / INTEVEP.

El control de calidad se dividió en tres etapas, la primera consistió en un análisis cualitativo asegurándose de alcanzar el “mejor” ajuste entre las secciones sísmicas por transectos tanto horizontal (trazas) como vertical (tiempo). El segundo control de calidad consistió en un análisis cuantitativo, para el cual se hizo una interpretación regional del área de estudio basándose en tres tectonosecuencias de cobertura regional. El tercer control de calidad, se hizo apoyándose en levantamientos sísmicos 3D cercanos al área de trabajo que tuviesen información del datum al cual fueron procesados, a fin de definir la diferencia entre el datum de referencia de los transectos y los 3D incorporados.

4.2.1.- PRIMERA ETAPA DEL PROCESO DE HOMOGENEIZACION

La homogeneización de los transectos sísmicos puede hacerse a través de tres métodos. El primero parte de datos de campo, en cuyo caso se procesan todos los *gather* de los diferentes levantamientos como si fuera un levantamiento único. El segundo método parte de datos apilados sin post-proceso, tratando de mantener los datos los más sencillos posible y tratar así de igualar los parámetros sísmicos. El tercer método, utilizado en este trabajo, fue la homogeneización a partir de datos migrados y con post-procesos, el cual no es el mejor de todos, pero arroja resultados en corto tiempo y en menor costo.

1.- Búsqueda de datos:

Los parámetros para la construcción de los transectos homogeneizados se seleccionaron de acuerdo a los siguientes criterios:

- 1.1. Se ubicaron secciones sísmicas migradas y de óptima relación señal/ruido (S/R).
- 1.2. Estas líneas sísmicas deberían estar cercanas a pozos, en un radio de 5 km, que tuviesen funciones de velocidad y datos bioestratigráficos, en el mejor de los casos.

2. Fuentes de Información:

Las fuentes de información para la creación de los transectos fueron:

- El mapa base de levantamientos sísmicos 2D de PDVSA, E & P
- La cintoteca de PDVSA, E&P
- Vectorización
- Planoteca de PDVSA, E &P, (Films).
- Los informes de procesamiento de los diferentes levantamientos.

Se seleccionaron 3310 km de líneas sísmicas, equivalente a 94 secciones sísmicas, a partir del mapa base de PDVSA E&P (Apéndice 2). Con dicha información se diseñaron 16 transectos, cinco de estos con orientación transversal al rumbo de las estructuras y 11 longitudinal, totalizando 2536 Km. lineales de secciones sísmicas (Figura 4.1).

En el caso que no existiesen líneas sísmicas en formato digital y éstas fuesen fundamentales para la elaboración de los transectos, surgió la necesidad de vectorizar cada una de las trazas sísmicas correspondiente a la sección con el propósito de completar la información para el transecto y disminuir el número de trazas muertas.

Se solicitó la copia de los films de cada una de las secciones sísmicas que conformaban transectos, así como también los informes de

procesamiento de los levantamientos sísmicos. Esta información es fundamental para el control de calidad, ya que la mayoría de las secciones sísmicas por la época de su adquisición / procesamiento, no poseían en el *header* sísmico el datum sísmico al cual fueron adquiridas.

4.2.2 SEGUNDA ETAPA DEL PROCESO DE HOMOGENEIZACIÓN:

El proceso de homogeneización fué desarrollado por el personal de PDVSA /Intevep. En función de la información recopilada, ésta fue separada y organizada, con la finalidad de que el grupo de procesamiento construyera un algoritmo de trabajo en función de los datos existentes. La secuencia de trabajo se resume a continuación:

- Lista de los transectos y las líneas que lo conforman. Esta lista contempla todos los parámetros sísmicos, tanto rango y separación de CDP y estaciones involucradas, tipo de procesamiento (apilado, migrado, con o sin post-proceso).
- Información de las coordenadas de las líneas sísmicas, a fin de verificar sus intersecciones y poder calcular la separación entre trazas.
- Información de velocidades de apilamiento, para aquellas líneas sísmicas que no estuviesen migradas.
- Cálculo de ajuste en tiempo en el empalme entre líneas, a fin de evitar el desfase en tiempo dentro de los transectos.
- Cálculo de la separación entre trazas dentro de un transecto, logrando establecer una separación común a lo largo de todo los transectos, generando en algunos casos interpolación o decimación de las secciones sísmicas que conformen el transecto en cuestión.

- Por último se aplicó la siguiente secuencia de procesamiento: deconvolución y/o balance espectral; atenuación de ruido aleatorio por deconvolución FX; filtro de frecuencias; balance de amplitudes tipo AGC.
- Adicionalmente se generó un archivo con la estandarización de los datos, es decir, nombre de las líneas que conforman cada transecto, con sus respectivo rango de SP y su correspondiente rango de cdp en el transecto homogeneizado, así como también espaciamiento entre estaciones de la línea original y el espaciamiento de las trazas en la homogeneización (Apéndice 3).
- La secuencia de procesamiento aplicada a las secciones sísmicas que corresponden a los transectos de este proyecto se encuentran en el Apéndice 4

Es importante resaltar que en los casos donde el proceso de homogenización, no fue óptimo en cuanto a la decimación o interpolación de los datos, es decir hubo una apariencia sintética en la traza sísmica, se decidió trabajar con la sección sísmica sin homogeneizar.

4.2.3 TERCERA ETAPA DEL PROCESO DE HOMOGENEIZACION: DEFINICION DEL DATUM

Dado que la mayoría de las líneas sísmicas corresponden a levantamientos de la década de los 80, fue difícil definir el datum. Esto se debe a que anteriormente no se colocaba esta información en el *header* de la sísmica. Sin embargo, se establecieron algunos métodos para determinar el datum de cada una de las secciones sísmicas, como por ejemplo, la comparación de los informes de procesamiento versus la información recopilada con el objeto de verificar si estos datos eran compatibles. De igual manera se aplicó esta metodología a la copia de los *films*. Sin embargo, en la mayoría de los casos no hubo respuesta satisfactoria por ambos métodos,

debido a que los informes de procesamiento o copia de los *films* no correspondían a la secuencia de procesamiento aplicada a la información sísmica copiada.

Tal como se explica en el punto 4.2.1, en cuanto al método de control de calidad, se decidió continuar con el proceso de homogeneización y se correlacionaron todos los transectos en función de una interpretación regional, llevando así esta información a un *datum* de referencia, el cual se decidió acotarlo al final.

La comparación de éste *datum* de referencia con el de los proyectos conocidos arrojó un valor de 600 ms. De tal manera, que el *datum* o el nivel del mar que se utilizó en el proyecto sísmico de este trabajo es aproximadamente 600 ms.

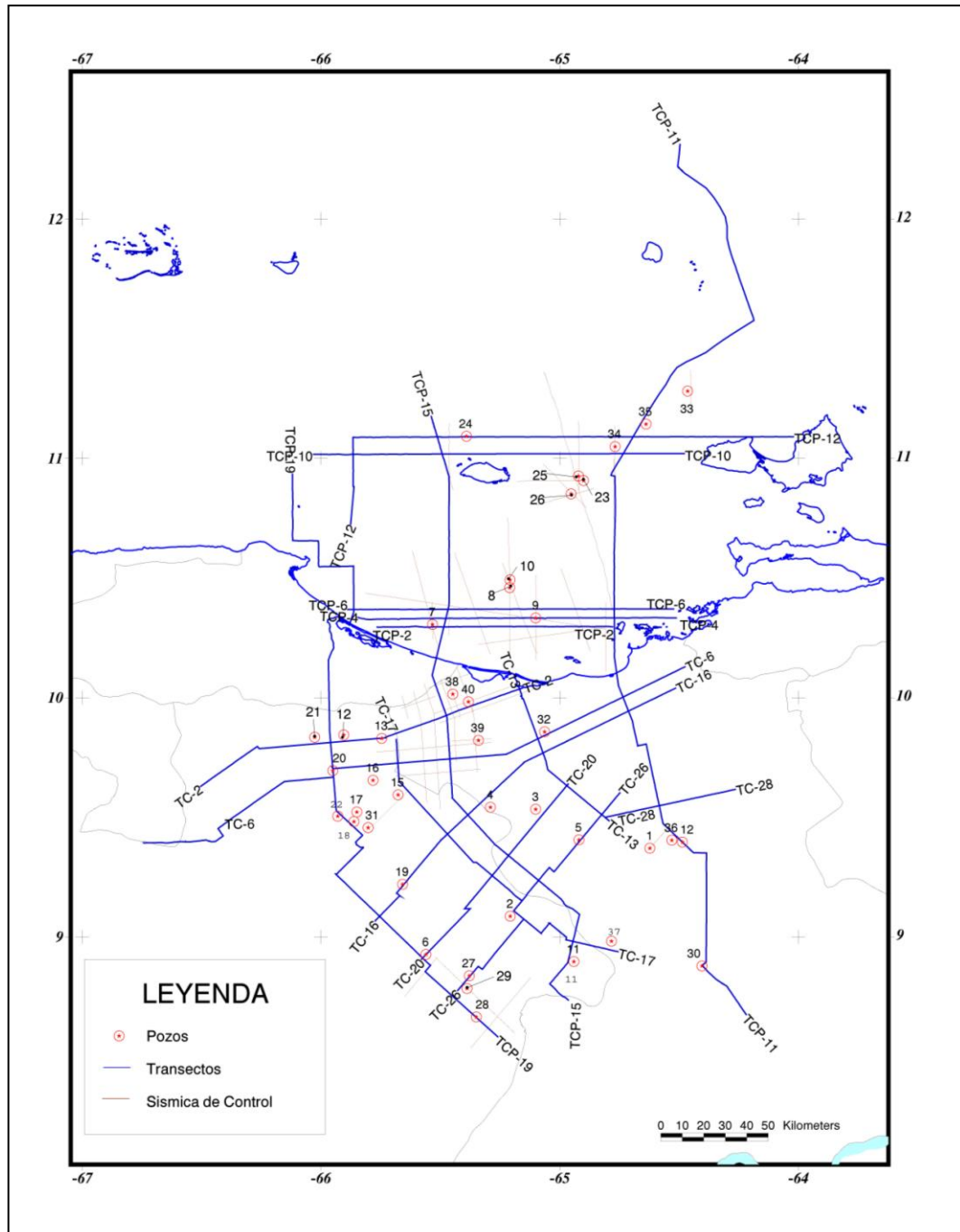


Figura 4.1.- Mapa base del área de estudio. Las líneas azules representan los transectos homogéneos. Los puntos rojos representan los 40 pozos seleccionados.

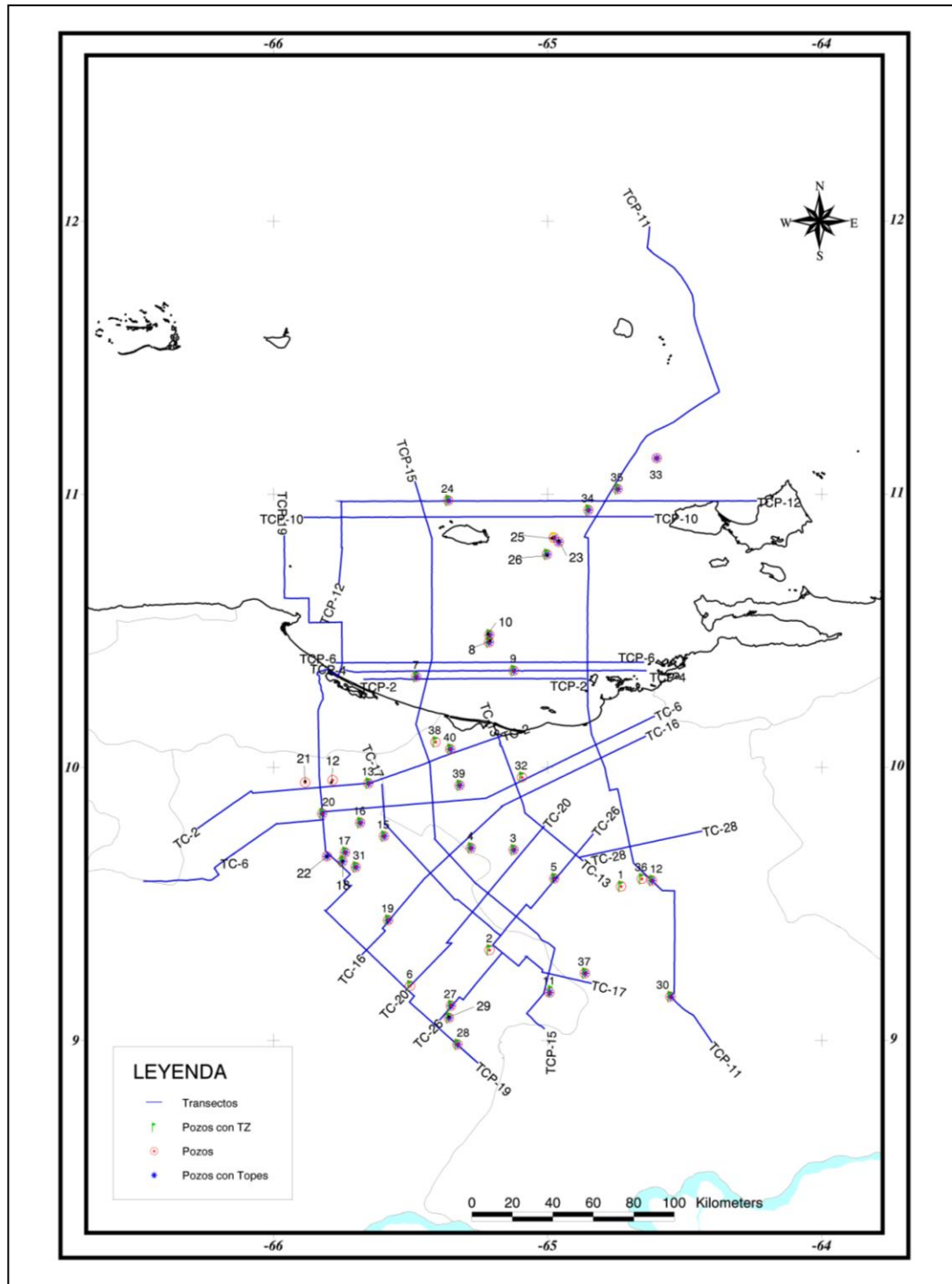


Figura 4.2.- Mapa base del área de estudio con información de pozos clasificada. Las líneas azules representan los transectos homogeneizados. Los puntos rojos representan los 40 , las banderas verdes identifican los 39 pozos que poseen función de velocidad y los asteriscos azules aquellos pozos con información de topes bioestratigráficos.

La interpretación se hizo en base a dos componentes, el primero a partir de la sismoestratigrafía y el segundo componente el estructural. Para ello se integró la información de los perfiles sísmicos regionales homogeneizados (sección 4.1) con los datos bioestratigráficos (edad y ambiente sedimentario) y las funciones de velocidad de los pozos previamente validada y calibrada para cada transecto sísmico. Adicionalmente se incorporaron los mapas de geología de superficie, las imágenes de radar, los mapas estructurales y de espesor de corteza y los mapas de anomalías magnéticas para la región continental.

El análisis sismoestratigráfico se basó en la definición de los límites de secuencia (SB) de segundo orden a partir de registros convencionales de pozos (Gamma Ray y Resistividades), como se muestra en la Figura 4.3. Los cambios en los eventos sedimentarios observados a partir de registros de pozo para un determinado intervalo de tiempo geológico, se usaron para establecer los límites de las secuencias.

Una vez identificados los límites de secuencias (SB) en los pozos que poseían información bioestratigráficas y funciones de velocidad (Figura 4.2), se procedió a la calibración sísmica / pozos. Dicha calibración partió de la generación de sismogramas sintéticos tal como se observa en la Figura 4.4. Los sismogramas se generaron con el *software syntool* siendo los datos de entradas, los *check-shot* (*también conocido como TZ o Tiro de Verificación*); el registro sísmico (registro de tiempo de tránsito dentro de las formaciones en un pozo); el registro de densidad y las trazas sísmicas pertenecientes al transecto que se desea calibrar. La serie de reflectividad calculada a partir de los registros sísmicos y densidad es convolucionada con una traza extraída de la sísmica que se desea calibrar generando de esta manera una traza sintética que posteriormente será ajustada, con la sección. A partir de la calibración del sintético con la sísmica se extrae una nueva función de velocidades (TZ) sintética y calibrada, la cual representa el

mejor ajuste para ese pozo con respecto a esa sísmica. Con esto se quiere decir que si el mismo pozo se desea calibrar con otro transecto, se repite la misma metodología, debido a que el sismograma sintético se elaboró a partir de una traza de la sísmica propia del transecto que se desea interpretar y no de una traza teórica.

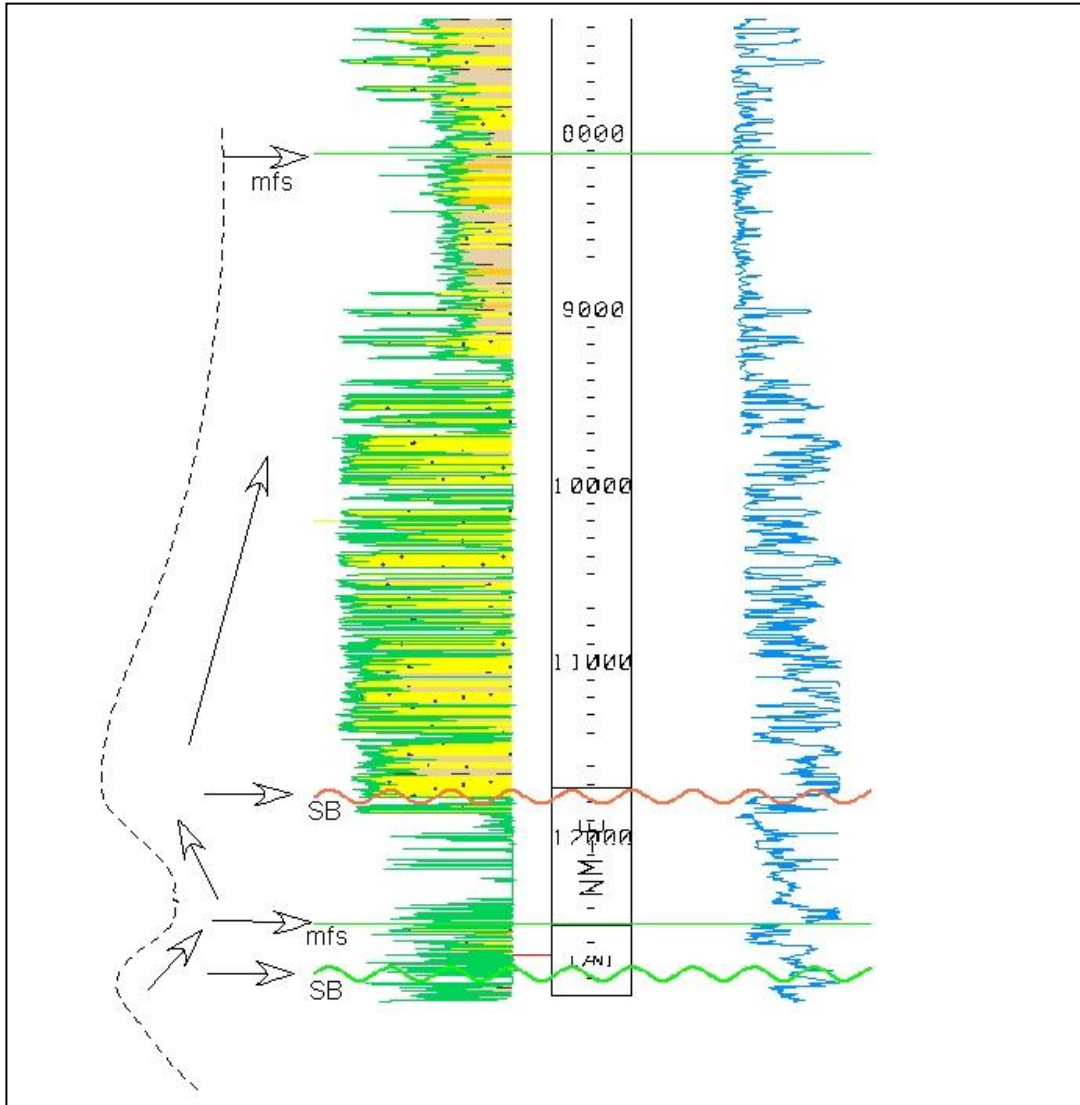


Figura 4.3.- Identificación de límites de secuencia (SB) a partir de registro de pozo.

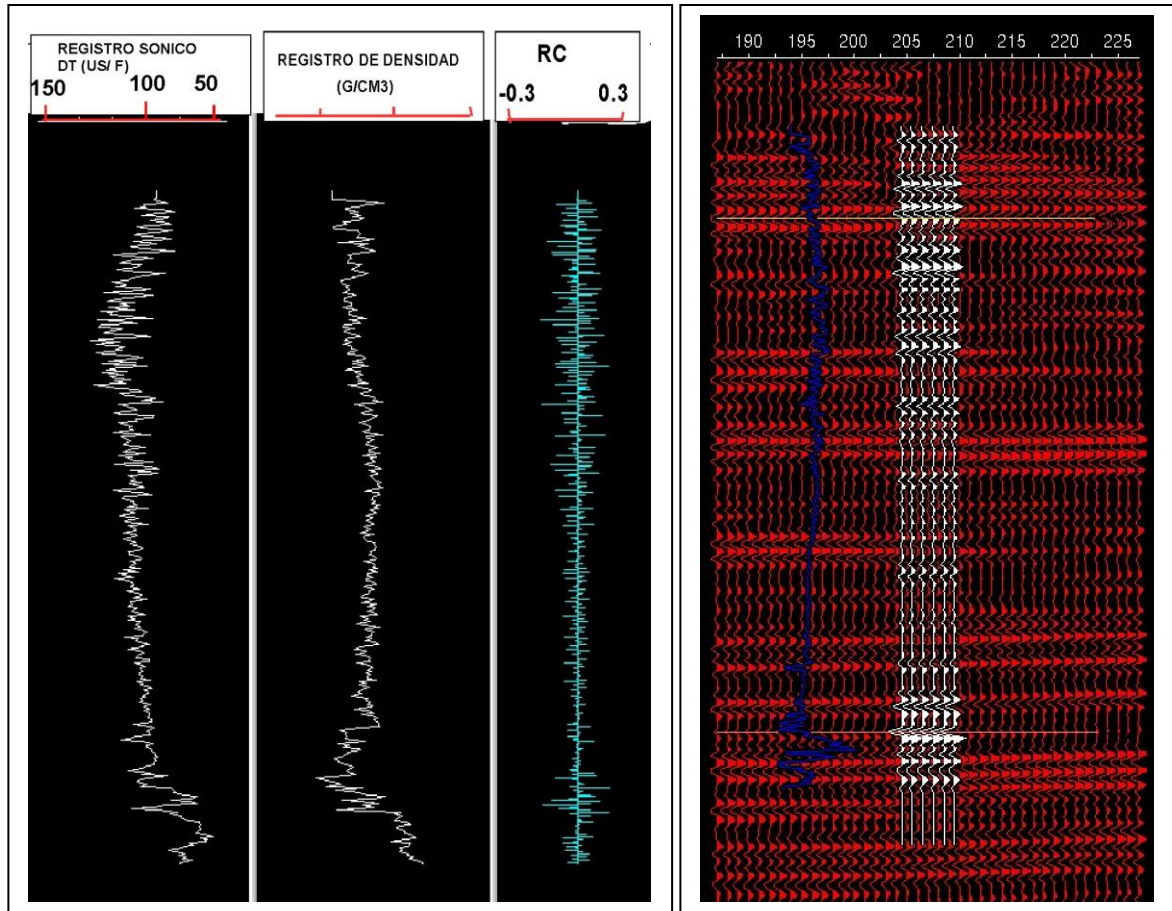


Figura 4.4a.- Al la izquierda se observa el registro sónico de pozo, en el medio el registro de densidad y a la derecha la serie de reflectividad (RC).

Figura 4.4 b.- Las trazas rojas en el fondo representan la sección sísmica, las trazas blancas representan el sismograma sintético ajustado a la sísmica y en azul esta un registro de *Gamma Ray*.

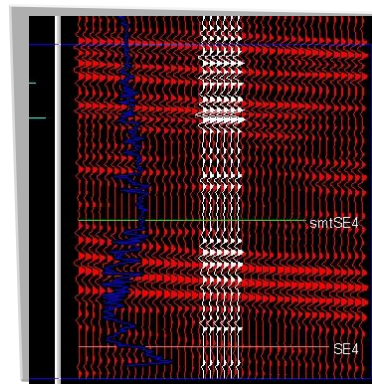


Figura 4.4c.- *Zoom* de la calibración del sismograma sintético con la sísmica a fin de mostrar el ajuste entre la traza sintética y la sísmica.

Tal como se mencionó al principio de este capítulo, la interpretación se hizo en base a secuencias de segundo orden. La metodología aplicada para la designación de estos límites se basa en el criterio de tectonosecuencias empleado por la Gerencia de Visión País (PDVSA E&P, 2000), el cual consiste en identificar un ciclo tectónico mayor que represente una fase completa en la historia de la cuenca. Estas tectonosecuencias deben ser limitadas por discordancias regionales consistentes y correlacionables (PDVSA E&P, 2000).

Para ello Visión País definió 10 tectonosecuencias para las diferentes cuencas de Venezuela. Estas tectonosecuencias ordenadas de base a tope se presentan en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1- Tectonosecuencias identificadas por la Gerencia de Visión País para todo el Territorio Venezolano. Tomado de Informe Interno, Visualización Regional (2000), PDVSA E&P.

EDAD		ACTIVIDAD TECTONICA		TECTONOSECUCENCIA
	MIOCENO/ PLIO/ PLEISTOCENO	M A R G E N A C T I V O	FOREDEEP	SPP; SM3;SM2;SM1
	EOCENO TEMP. -MEDIO		FOREDEEP	SE1;SE2;SE3
	EOCENO MEDIO		FOREDEEP	
	EOCENO TARDIO / OLIGOCENO		FOREDEEP	SE4
	CRETACICO TARDIO PALEOCENO		FOREDEEP	SK2
CRETACICO / CAMPANIENSE		MARGEN PASIVO		SK1
TRIASICO / JURASICO		RIFTING		SJr
PALEOZOICO		PRE-RIFT		SPz

Debido a que el marco geológico estructural que encierra el área de estudio es variable a través de sus diferentes cuencas, fue indispensable identificar, homologar y calibrar las diferentes secuencias. Como parte de esta interpretación regional se generó una tabla correlativa entre las secuencias que se observan en el área de estudio, las secuencias identificadas por Visualización (PDVSA E&P, 2000) y las formaciones tradicionales conocidas.

Una vez calibrados los pozos con sus respectivos transectos sísmicos, se procedió a correlacionar esta información a lo largo de los 16 transectos, logrando corroborar e identificar los límites de secuencias definidos en la literatura, cuyos análisis se explica en el próximo capítulo .

4.4.- MODELO DE VELOCIDADES

La estimación de velocidades en el área de estudio se realizó mediante dos criterios, el primero en función al cálculo de velocidades interválicas, el cual se aplicó donde existían datos de pozos. El segundo, se realizó a partir de velocidades inferidas, y se aplicó donde no existían datos de pozos. Los mismos fueron tomados del ábaco de Ludwig et al. (1971) y la correlación de la tabla de Edgar et al. (1971) en Case et al. (1990).

En el primer caso, se tomaron como datos de entrada las curvas tiempo profundidad (TZ) validadas y los topes bioestratigráficos calibrados en la sísmica.

Se calcularon velocidades interválicas (V_{INT}), a partir de la ecuación (1). No se aplicó la ecuación de Dix (2), por no poseer velocidades Rms (V_{RMS}) .

$$V_{INT} \equiv \left(\frac{X_2 - X_1}{T_2 - T_1} \right) \quad (1)$$

donde X_2 es la base del Intervalo analizado y X_1 es el tope del intervalo, T_2 es el tiempo final (la base) y T_1 es el tiempo inicial (tope) del intervalo.

$$V_{INT / DIX} \equiv \sqrt{\left(\frac{V_N^2 T_N - V_{N-1}^2 T_{N-1}}{T_N - T_{N-1}} \right)} \quad (2)$$

El cálculo de los tiempos para cada uno de esos topes se hizo a través del programa *Table Curve* (TBC), el cual es un programa de interpolación.

Una vez ubicados los topes bioestratigráficos con su respectiva profundidad en TWT, se calcularon las velocidades interválicas aplicando la Ecuación (1) y promediando los resultados obtenidos.

En el segundo caso, se parametrizó el área en función de los diferentes cinturones metamórficos según Maresch (1974). A fin de establecer una densidad promedio, para la región involucrada en la conversión a profundidad. Posteriormente dicha densidad fue ubicada y acotada con los ábacos de Ludwig et al. (1971) y Edgar et al. (1971) en Case (1990), tal como se muestra en las figuras 4.5 y 4.6.

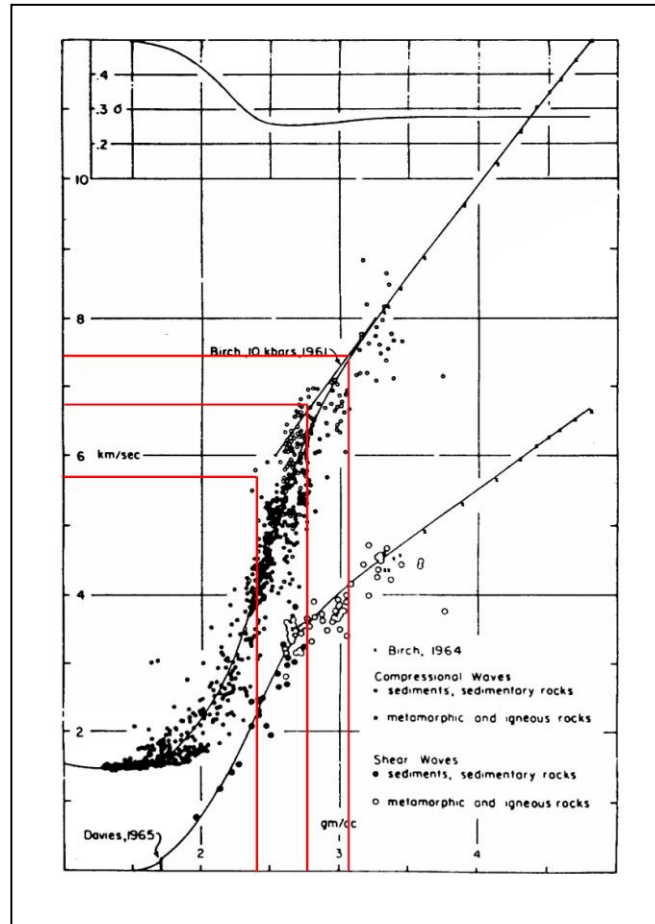


Figura 4.5.- Abaco de Ludwig et. al (1970), en Case et al. (1990). Los interceptos en rojo muestran los valores de Vp tomados para la conversión a profundidad.

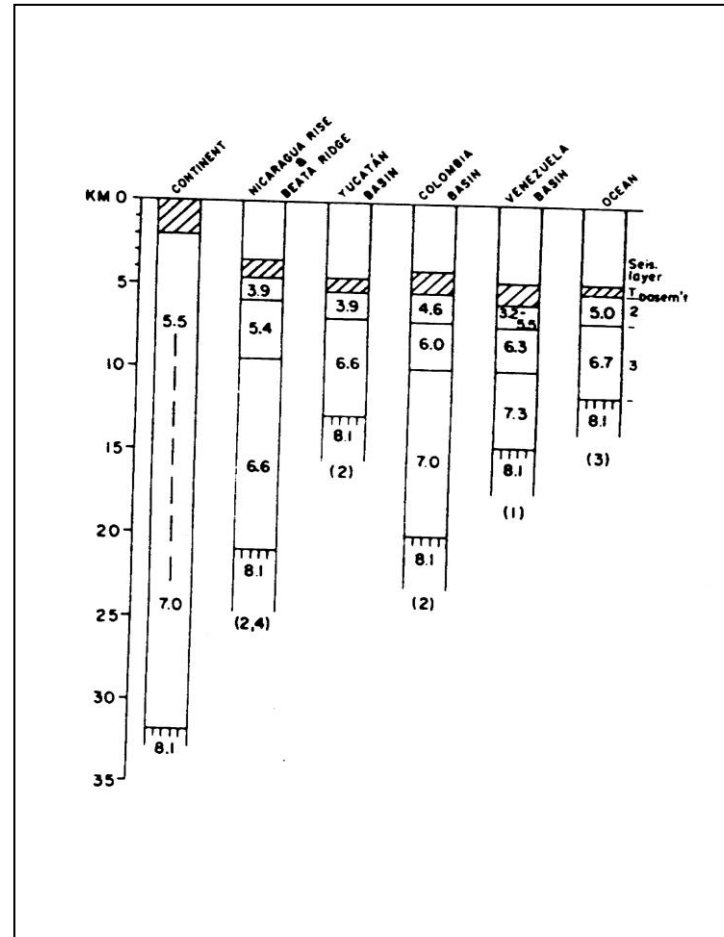


Figura 4.6.- Distribución de Velocidad en Profundidad, para la cuenca de Venezuela. Tomado de Edgar et. al (1971) en Case et al. (1990).

4.5.- Conversión a profundidad

Existen diferentes métodos para convertir los datos a profundidad. Desde los más complejos, como por ejemplo la migración de la traza sísmica a profundidad, o método mas sencillos como la conversión a profundidad de los horizontes interpretados a partir de funciones de velocidad.

Aun cuando se esté trabajando con horizontes en tiempo y se desee convertirlos a profundidad, esto se puede hacer desde un simple escalamiento de los datos, lo cual no es más que la multiplicación del horizonte interpretado en tiempo por la función de velocidad estimada para ese horizonte, hasta la migración en profundidad del horizontes interpretados en tiempo. La complejidad de la técnica aplicada depende del objetivos que se quiera alcanzar. Dado que este trabajo es un estudio tectono-estratigráfico regional, la conversión a profundidad se hizo de una manera sencilla, es decir, a partir de un simple escalamiento de los horizontes partiendo de la estimación de las velocidades con la metodología antes explicada (sección 4.4.1). La transformación de la sección interpretada de tiempo a profundidad se hizo a través del *software* Geosec2d. Dado que este modulo no aceptaba gradientes de velocidad a través del perfil se calcularon diferentes perfiles de velocidad para los diferentes transectos.

4.6.- Balanceo de sección

Sobre la base de los fundamentos teóricos citados en el capitulo anterior, el balanceo de sección se basó en métodos clásicos, es decir en el principio de la conservación de la longitud de la capa y del área.

El primer paso a seguir fue acotar la sección a balancear en función de la dirección de transporte principal. Es decir no todos los tres transectos regionales norte sur (TCP19;TCP15;TCP11) eran candidatos a ser

balanceados. En el próximo capítulo se muestra los tramos y los transectos que se balancearon (Figura 5.16)

La retrodeformación se hizo para los eventos mayores donde hubo cambios importantes en la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca.

El ejercicio de la retrodeformación de los transectos se realizó a través del software Geosec2d, el cual requiere como datos de entrada la sección interpretada en su estado actual (deformada) en tiempo o en profundidad. El *software* permite convertir la sección a profundidad si tienen las velocidades interválicas para cada capa.

Una vez indentificados los horizontes que se desean retrodeformar, se definen los componentes o los cuerpos que se desean mover a lo largo de las fallas y posteriormente se reconstruyen las estructuras en su estado predeformación.

4.7.- Cinemática de la deformación

La cinemática de la deformación se evaluó para las estructuras mayores a través del software *ingesec6.9* de INTEVEP (PDVSA). El cual requiere el último estado sin deformación (llamado estado “0”). Aquí el proceso de sedimentación y activación de las estructuras ocurre en orden inverso al punto anterior. Es decir, se parte de la configuración inicial, no deformada, para simular progresivamente el desarrollo de las estructuras hasta finalizar con la sección estructural actual. El programa simula la deformación desde el estado “0” al actual, para lo cual hay que estimar la velocidad de desplazamiento de las estructuras, así como los espesores depositados y erosionados. Los tramos evaluados para las estructuras mayores se muestra en el Apéndice 7.

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

Se definieron 11 límites de secuencias entre ambas regiones (costa afuera y cuenca de Guárico) a partir de la integración de los transectos sísmicos e información de 40 pozos. La homogenización fue un punto importante para el seguimiento de las secuencias a nivel regional. Sin embargo, aún cuando la calidad de los datos sísmicos arrojaban una buena relación S/R en la mayoría de los transectos, se recomienda para trabajos futuros homogeneizar la data a nivel de registros de campos, a fin de establecer la misma secuencia de procesamiento para todo el transecto y minimizar errores .

A nivel sismoestratigráfico se reconocieron tres megasecuencias en la cuenca de Guárico correlacionables con los eventos tectónicos regionales. La primera está asociada al desarrollo de estructuras Pre-cretácicas, en los cuales hubo dos períodos extensivos y una posible inversión intermedia muy local que no fue cartografiable en todo el área sino en los transecto 15 y 17.

La segunda megasecuencia se depositó durante el desarrollo de la cuenca *foreland*. La unidad posee un carácter típicamente transgresivo iniciándose con una secuencia de arenas basales, seguida de sedimentos mas marinos a continentales hacia el sur de la cuenca.

Se observó un basculamiento de la cuenca de antepaís el cual puede estar asociado al rebote isostático y/o reactivación de estructuras profundas miocenas o post miocenas. Sin embargo, no se descarta una posible anomalía de calor.

En líneas generales las diferentes secuencias analizadas en la subcuenca de Guárico tienden a acuñarse hacia el sur y a profundizarse hacia el este, producto de la migración diacrónica de la placa del Caribe.

Se interpretaron cuatro eventos importantes de actividad tectónica, el primero abarca todas las estructuras pre-cretácicas. El segundo evento es interpretado como inversión en el Oligoceno, implicando la reactivación de las estructuras paleozoicas. El tercer evento, de edad Mioceno Temprano-Medio, se caracteriza por inversión generalizada de las estructuras.

El cuarto evento de deformación ocurrió en el Mioceno Tardío a Pleistoceno asociado a toda las estructuras generadas en costa afuera, como la falla del Pilar, La Tortuga, Costa Afuera, y Margarita, las cuales controlan la sedimentación de dicha región.

La retrodeformación de ambos transectos se hizo desde el *foreland* hacia el *hinterland* removiendo las estructuras mas jóvenes. Para ello se retrodeformaron todas las fallas normales que se encontraban en el área de costa afuera a su estado original, es decir para el Mioceno Temprano.

A partir del balanceo de secciones se pudo considerar admisible y viable la interpretación de los transectos 15 y 11, estimándose un acortamiento mínimo local variable para cada uno de ellos. En el transecto 15 el acortamiento estimado fue del orden de aproximadamente 3 km para la secuencia oligocena y para el transecto 11 fue del orden de 2 km para la secuencia cretácica. Ambas estimaciones se hicieron para una edad Mioceno Medio.

Es importante resaltar que este acortamiento es un mínimo por tres razones fundamentales. La primera no se tomo en cuenta el movimiento dextral de la falla EL Pilar y Falla de La Tortuga, la segunda, no se retrodeformaron los diferentes corrimientos interpretados en el *Flysch* y los cinturones tectónicos involucrados a la corteza acreacional y, la tercera, la orientación del transecto no es exactamente paralela a la dirección de transporte.

Finalmente, se recomienda ajustar los transectos en profundidad con modelajes gravimétricos y magnético, a fin de corroborar los diferentes espesores de corteza estimados en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Agua-suelos Ingeniería (1990) Mapa tectónico del frente de montaña, Corpoven S.A. escala 1: 250.000

Audemard, F. (2000) Introducción a la interpretación geológica de perfiles de reflexión sísmica aplicada a Venezuela. X Congreso venezolano de geofísica. Memoria de curso 170 p.

Beck, C. (1977) Geología de la Faja Piemontina y del frente de montaña en el Noreste del Estado Guárico, Venezuela septentrional. Mem. V Congr. Geol. Venez., t.II, pp. 759-787.

Beets, D. J., Klaver, G. Th., and Mac Gillavry, H. J. (1977) Geology of Cretaceous and Early Tertiary of Bonaire. Guide to the Field Excursions in the 8th Caribbean Geological Conference, GUA Papers of Geology, Amsterdam, 10: 18 – 28. **Beets, D. J., Maresch W., Klaver, G. Th., Mottana, A., Bocchio R., Beunk, F., and Monen, H. (1984)** Magmatic rock series and high-pressure metamorphism and constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean. The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. Amer. Memoir 162, Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R. editors: 95-130.

Bell, J.S. y Peirson, A. L. (1969) Guía de la excursión geológica al frente de montañas de guárico (San Juan de los Morros-Camatagua-Altagracia de Orituco).

Bellizzia (1982) Sistema montañoso del Caribe. Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur. Mem. VI Congr. Geol. Venezolano. p. 6657-6714.

- Bellizzia A., Pimentel N., Bajo de Osuna R (1976)** Mapa Geológico Estructural de Venezuela. Caracas. Ministerio de Energía y Minas. Dirección de Geología. Escala: 1:500.000.
- Blanco B. y Giraldo C. (1992)** Síntesis tectónico estratigráfica de la cuenca Tuy-Cariaco y plataforma externa. VI Congreso Venezolano de Geofísica, pp 47-54.
- Brown, L. F. and Fischer, W. L. (1977)** Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins: in Emery D. and Meyers K. (1996) Sequence Stratigraphy, BP Exploration, Stockley Park, Uxbridge , London, 297 p.
- Case J.E., MacDonald W. y Fox P. (1990).** Caribbean crustal provinces; seismic and gravity evidence Andes. The caribbean region, The Geological Society of America, The geology of north America, volumen H: 15 – 36.
- Chamberlin, R. (1910)** The Appalachian folds of Central Pennsylvania: J. Geol., v. 18, p. 228-251
- Chevalier Y. and Spano, F. (1996)** Tectónica del transecto El Pilar-Delta Amacuro, Cuenca Oriental de Venezuela; AAPG Bulletin, Vol. 80/8, p. 1280.
- Chevalier Y., Gonzalez G., Mata S., Santiago N. y Spano F. (1995)** Estratigrafía Secuencial y Tectónica del Transecto EL Pilar- Cerro Negro, Cuenca Oriental de Venezuela: VI congreso Colombiano del Petróleo, pp.1-7.
- Codecido F., Smith F., Aboud N., Di Giacomo E. (1984).** Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins. Geo. Soc. Am. Memoir 162., p. 175-187.

- Creole Petroleum Corporation (1962)** Mapa de geología de superficie .
Hojas D-8B y D; E-8B y D; F-8B y D; G-8B y D;10 y D11 Escala 1:50.00; y
D8, E8 y F8 Escala 1: 100.00.
- Dahlstrom, C. (1969)** Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth
Sciences, 6, P: 743-757.
- Duncan R. A. and Hargraves, R. B. (1984)** Plate Tectonic evolution of the
Caribbean region in the mantle reference frame. Geol. Soc. Am., Memoir
162, Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R. editors: 95-130.
- Edgar, N. T., Ewing, J. I., and Hennion, J. (1971)** Seismic refraction and
reflection in Caribbea Sea. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 55 (6): 833-870.
- Elliott, D., (1976)** The energy balance and deformation mechanisms of thrust
belts. Parts 1 and 2. 8th Annual Seminar Can. Soc. Petrol. Geol., Univ.
Calgary.
- Emery D. and Meyers K. (1996)** Sequence Stratigraphy; BP Exploration,
Stockley Park, Uxbridge , London, 297 p.
- Erlich R.N. and Barrett S.F. (1990)** Cenozoic plate tectonic history of the
northern Venezuela and Trinidad Area. Tectonics, Vol 9, 1: 161-184.
- Evans, A. M. (1983)** The stratigraphy of Cuenca Tuy-Cariaco and adjacent
Basins of east-central Venezuela off-shore. Reporte EPC-7641, Gerencia
de Exploración. Maraven 21 p.
- Frisch, W., Meschede W. and Sick, M. (1992)** Origin of the Central
American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. Geol. Soc. Am.
Bull., 104: 1301-1314.

Funvisis (1993) Mapa Neotectónico de Venezuela. Departamento de Ciencias de la Tierra Escala 1:2.000.000

Geoterrex (1989) Mapa Aeromagnético Escala: 1.250.000

Giraldo (1990) Determinación del campo actual de esfuerzos en la región Caribe a partir de datos sismológicos y neotectónicos. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas 21 al 25 de octubre. 70-77 pp.

Giraldo C., Schmitz M., Armino J., Audemard F., Martins A. (2002) Un transecto La Blanquilla/ Cratón Guayanes, Venezuela oriental: modelos corticales. XI Congreso de Geofísica [CD- room]

Goddard, D. (1986) Seismic stratigraphy and sedimentation of the Cariaco basin and surrounding continental shelf, northeastern Venezuela. 11th Caribbean Geological Conference 20th –26th July, 32 p.

Goguel, j. (1962) Tectonics: Freeman, San Francisco, 348 p.

González de Juana, C., Iturralde, J. M., y Picard, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, Vol 1 y 2: 1031 p.

González, R. Andara, M., Lugo Paz, L. (2000) Generación de transectos para el proyecto VIPA. PDVSA-Intevep S.A. Reporte interno, 32 p.

Hung E.(1997) Foredeep and Thrust Belt Interpretation of the Maturin Subbasin, Eastern Venezuela Basin: Master's Thesis, Rice University, Houston, Texas, p.125.

Laubscher (1962) Die Zwiiphasenhypothese der Jurafaltung: Eclog. Geol. Helv., v. 55, p. 1-22.

Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997. Boletín de Geología, Caracas, Publ. Esp. 4, 756 pp. [in line] <http://www.intevep.pdv.com/~ibc03/v16w.htm> [25/04/02]

Ludwing, W. J. Nafe, J. E. and Drake C. L. (1970) Seismic refraction, in Maxwell, A. E., ed., The sea v. 4, pt. 1: New York, Wiley Interscience, p. 53-84.

Malfait, B. T. and Dinkelman (1972) Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 251-272.

Mann P. (1999) Caribbean Basins. Elsevier, Amsterdam, p. 699 discussion and proposal. Geol. Soc. Am., Bull., 85 (5) : 669-682.

Maresch, V.W. (1974) Plate Tectonics origin of the Caribbean Mountains System of north south America: discussion and proposal: Geol. Soc. Am. Bull., v. 85, p. 669-682.

Marshak S. y Woodward N. (1988) Introduction to cross-section balancing, en Mitra G. y Marshak S., Basic methods of structural geology, Prentice Hall, New Jersey, p. 303-332.

Masclé, A., Biju-Duval, B., Letouzey, J, Bellizzia, A., Abouin, J., Blanchet, R., Stephan, J.F., Beck, C. (1979) Estructural de los márgenes este y sur del Caribe (análisis de los problemas del Caribe). Bulletin du B.R.G.M. deuxième serie, Section IV n° 3/4 : 171-184.

Masclé, A., Cazes, M. and Le Quellec, P. (1979) Structure des marges et bassins Caraïbes : une revue. Geodynamique des Caraïbes symposium. Editions techniques.

- McClay, K. (1992)** Glossary of Thrust Tectonic Term In: Thrust Tectonics. K. McClay (ed.) Chapman and Hall., London, p:419-433
- Miall, A. (1997)** The geology of stratigraphy secuencia. Springer, Alemania, 433 p.
- Miall, A. (2000)** Principles of sedimentary basin analysis. 3rd Edition. Springer Verlag. 670 p.
- Mitchum Jr. R.M., Vail, P.R., Tood R. G. and Windmier, J.M. (1977)** Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. AAPG Memoir 26, pp 117-133.
- Mitra G. y Marshak S. (1988).** Basic methods of structural geology. Prentice Hall, New Jersey, 446 p.
- Mitra G. y Namson J. (1989)** Equal-area balancing: Am. Jour. Sci., v. 289, p. 563- 599.
- Motiscka P. (1985).** Volcanismo en el subsuelo de la petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas 29 de septiembre al 6 de Octubre, p.1928 -1943
- Ostos, M. (1990)** Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Geos 30: 1-294.
- Parnuad F., Gou Y., Pascual J., Truskowski I., Gallango O., Passalcqua H., Roure F. (1995)** Petroleum of the Central Part of the Eastern Venezuela Basin: AAPG Memoir 62, Petroleum Basins of South America, p.741-756.

PDVSA (1982) Informe de actividades costa-afuera, período 1978-1982, vol 1, geología. Reporte Interno R00006-70067. 86 p.

PDVSA E&P (2000) Informe interno de la Gerencia Visualización. Inédito.

PDVSA y Ministerio de Energía y Minas (2000) Informe interno Guárico-Cojedes. Inédito.

PECA (2000) Informe interno Proyecto de exploración costa afuera. Inédito.

Piemonti C., Novoa E. (1999) Curso de Thrustpack, versión PDVSA Intevep 4.3.

Pindell J. L. and Barrett, S. F. (1990) Geologic evolution of the Caribbean region. In: G. Dengo and J. E. Case (Editors), The Caribbean Region. The Geology of North America, Vol. H, The Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 405-432

Portilla, Z. (1993) Interpretación sísmica del área machete, faja petrolífera del Orinoco estado Guárico. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Trabajo especial de Grado. 41 p.

Ross, M. I. and Scotese, C. R. (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf Mexico and Caribbean region. Tectonophysics 155: 139-168.

Russo, R. M. and Speed, R. C. (1992) Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes. Geology 20: 447-450.

Schubert, C. (1982) Origin of the Cariaco Basin, southern Caribbean Sea. Marine Geology, 47: 345 –360.

Bibliografía

- Sinton, C.W. Duncan, R. A. and Denyer, P., (1997)** Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *J. Geophys Res.*, 102: 15,507- 15,520.
- Suppe, J. (1983)** Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. *American Journal of Science*, Yale University, New Haven, V.283, p: 683-721
- Talukdar, S. and Bolivar E. (1982)** Petroleum geology of Tuy-Cariaco basin, Eastern Venezuelan continental Shelf: A preliminary appraisal. INTEVEP, Informe técnico interno, 254 p.
- Tearpock D. J. and (1991)** Applied subsurface geological mapping. Prentice Hall, New Jersey, 648 p.
- Van der Hilst, R.D. (1990)** Tomography with P,PP and pP delay –time data and the three dimensional mantle structure below the Caribbean region: Geological Ultraiectina, Medelingen van de Facultiet Aardwetenschappen de Rijksuniversiteit te Utrecht, No. 67, 250
- Wilson (1966)** Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 335-338
- Woodward N., Boyer S. y Suppe J. (1985)** An outline of Balances Cross-Sections. University of Tennessee Department of Geological sciences studies in geology 11, 2nd edition. 182 p.
- Ysaccis, R. (1997)** Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela offshore: Doctor’s Thesis, Rice University, Houston, Texas, P.285.